

冬季東北季風影響下之 台灣北部異常降水之初步研究

陳泰然

李金萬

劉廣英

台灣大學大氣科學系

民航局氣象中心

空軍氣象中心

(中華民國六十九年三月二十八日收件, 同年四月七日修正)

摘要

本文係針對 1979 年 12 月 15 ~ 17 日台灣北部地區在東北季風控制下之強烈中幅度降水(日降水量 ~ 100 公厘)個案之初步分析研究。結果顯示, 強勁持續之東北季風經黑潮獲得充沛水氣。潮溼空氣抵達北部地區後, 經由邊界層之局部輻合上傳。局部輻合作用主要係由海陸摩擦差異以及局部環流與東北季風之交互作用提供。700 mb 以下之低對流層內盛行之暖平流與正渦度平流向上增加, 提供了熱力與動力強迫上升運動。上述條件加上低對流層之不穩定大氣, 結果導致持續性的中幅度強烈降水。

台灣東部沿海亦似北部地區, 近地層有局部輻合亦有降水現象。西部沿海則相反, 近地層有局部水平輻散, 故僅有低雲或晴空。

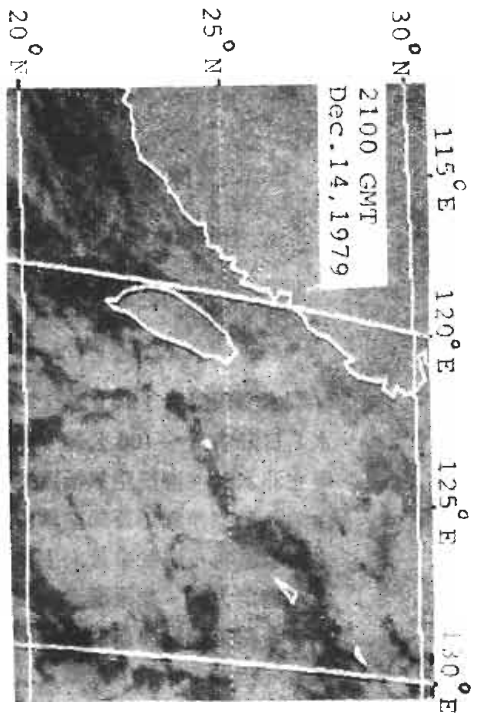
一、簡介

東亞為全球最顯著之季風區; 冬季盛行東北季風, 夏季盛行西南季風。冬季, 當氣團由亞洲大陸冷源地進入海洋面時, 因暖溼海洋面與冷乾空氣之強烈對比, 使氣團吸收大量可感熱及水氣而急速變性, 影響大氣結構及天氣系統, 因而亦影響其下游地區之天氣。為了對氣團變性過程增加了解, 因而有 1974、1975 年冬季(2 月 14 - 28 日)在東海進行之國際間合作研究計劃「氣團變性實驗」(AMTEX)。有關該實驗之科學成就, 可參閱陳氏(1979)之介紹性短文。

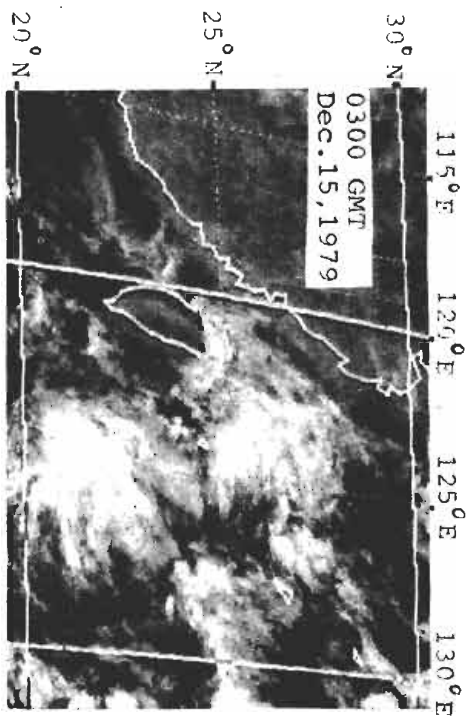
台灣冬季在東北季風影響之下, 且位於黑潮之下風區, 過去國內氣象界雖然少有研究關於到達台灣地區氣團如何變性問題之文章, 但大都已熟知在東北季風影響下台灣地區之氣候特徵為「北濕中南乾」之形勢。例如, 12 月份之日雨量氣候值平均為, 基隆 19.7 公厘, 台北 5.2 公厘, 台中 3.8 公厘, 台南 3.2 公厘, 高雄 3.3 公厘; 12 月份每日降水發生頻率氣候值(氣候機率), 基隆 70 - 80

%, 台北 50 - 60 %, 台中 20 - 30 %, 台南高雄 10 - 20 % (參閱陳氏, 1977)。此種氣候特徵顯示出東北季風變性對於台灣冬季降水之重要性, 亦顯示東北季風因中央山脈阻擋, 致使背風面之中南部降水量及降水機率與北部地區形成極為顯著之對比。

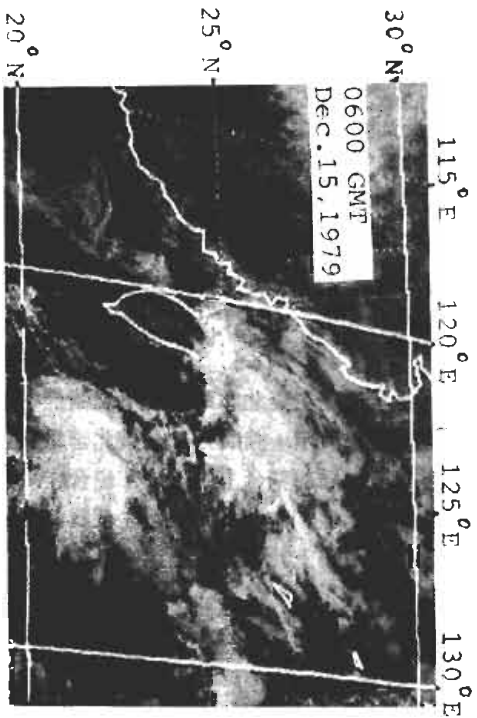
1979 年 12 月中旬, 北部地區發生連續 2 - 3 天之降水, 且在 16 日基隆雨量達 100 公厘, 台北亦有 26.5 公厘, 均約 5 倍於氣候值。這種在東北季風影響下之中幅度異常降水量, 本身就是一個有趣的問題, 更且或許因為我們對伴隨該次降水之天氣系統與物理過程未曾充分了解, 以致各作業單位雖使用了現有各種預報技術及參考了數值預報結果, 亦未能掌握該次降水。固然現有測站分布的稠密程度, 不足以分析中幅度降水系統, 但如能配合同步衛星每三小時之雲圖資料, 或許可對此系統之產生、移動及維持等問題有所了解。本文之目的即在於分析 1979 年 12 月 15 - 17 日北部地區異常之中幅度降水個案, 以了解降水特徵, 導致降水之機制及維持連續降水之物理過程, 並希望能有助於今



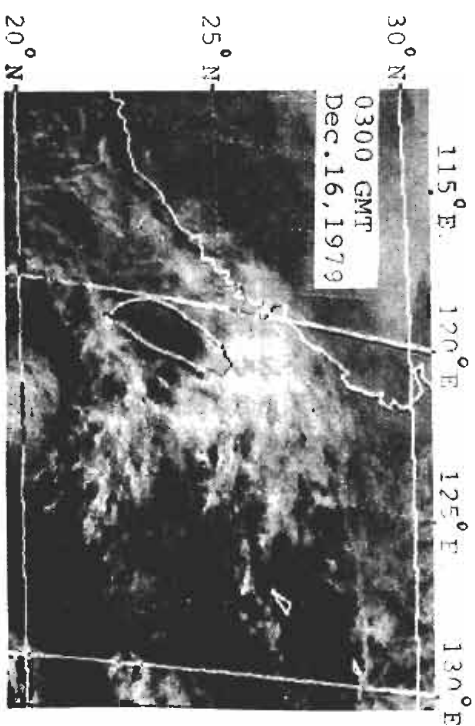
(A) : 12月14日2100 GMT (紅外線)。



(B) : 1979年12月15日0300 GMT。

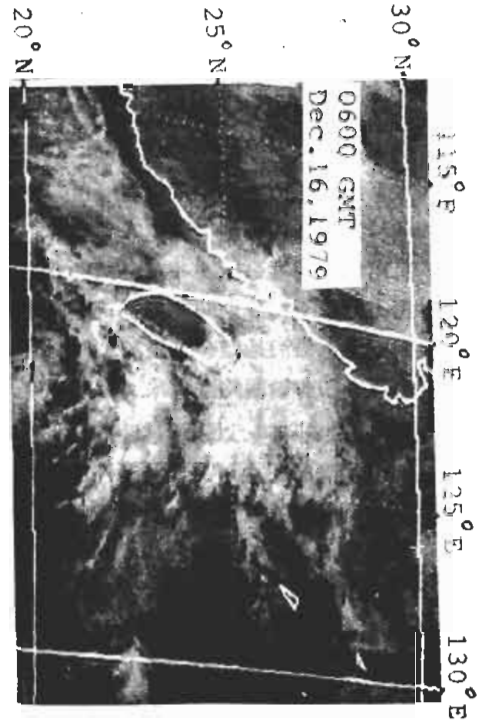


(C) : 1979年12月15日0600 GMT。

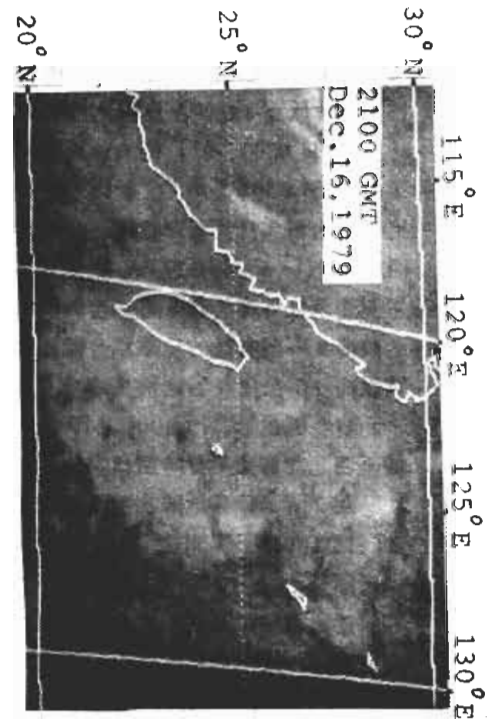


(D) : 1979年12月16日0300 GMT。

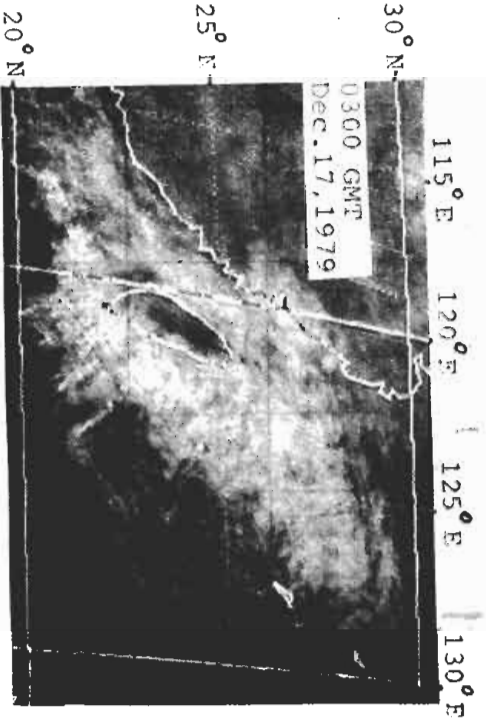
圖... : 1979年12月14—17日日本同步衛星(GMS)雲圖。



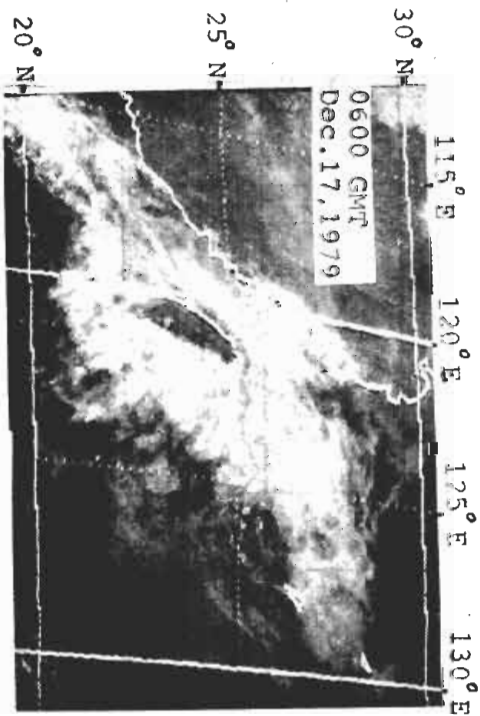
(E) : 1979年12月16日0600 GMT。



(F) : 1979年12月16日2100 GMT (紅外線)。



(G) : 1979年12月17日0300 GMT。



(H) : 1979年12月17日0600 GMT。

後此類降水之預報。

二、雲圖及降水分析

日本同步氣象衛星 (Geostationary Meteorological Satellite; GMS) 雲圖顯示 12 月 14 日 0000 GMT (國際時) 在東海及台灣以東之太平洋海面上空有連續之雲層覆蓋。14 日 2100 GMT 紅外線雲圖 (圖 1 A) 可辨認該區雲系可分為兩個中幅度系統，一在台灣東北方海面，一在東南方海面。在此期間北部系統之前緣即已伸展至台灣東北部沿海地區，基隆於 14 日 2100 LST (地方時) 即有微弱降水現象。台灣地區之地方時為國際時加 8 小時，以下所述時間除降水部分外，其餘皆採國際時。由可見光及紅外線雲圖比較得知，這些中幅度雲系皆屬中、低雲種。15 日之後，該兩雲系變得較有組織且向西移動。北部系統在 15 日 0300 GMT 時已覆蓋台灣北部地區並伸入台灣海峽北部 (圖 1 B, 1 C)，且在這些地區加強並呈現滯留狀態 (圖 1 D, 1 E)。南部系統於 16 日 0000 GMT 後呈東北—西南走向之弧形雲帶並向西北推進至台灣東部沿海 (圖 1 D, 1 E)，蘭嶼在 16 日 0500 LST 之後即有連續性降水現象。16 日 2100 GMT 之紅外線雲圖 (圖 1 F) 顯示台灣北部地區僅存淺薄低雲，此時該區降水停止或減弱。

15 日 0300 GMT 後，台灣海峽上空雲量增多，至 17 日 0300 GMT 之後已幾乎完全覆蓋該區。此時，台灣本島除沿岸地區外幾皆為晴空，而島外四週皆為中、低雲層所籠罩 (圖 1 G, 1 H)。比較可見光及紅外線雲圖，可知台灣海峽上空之雲層較低較薄。一個有趣的現象為台灣西部近海上空有一寬僅約 20 公里左右之狹長晴空 (或雲量稀少) 帶，此晴空帶在 17 日 0600 GMT 時更為明顯，且伸展至西北部海面，此時彭佳嶼停止降水。

圖 2 所示為各地降水起始時刻等值線，基隆於 14 日 2100 LST 開始，西北部沿海之淡水及新竹則延遲至 15 日 1200 LST。此降水開始之等時線和前述之衛星雲圖所示之中幅度雲系一致，亦由東向西進行。東南部地區降水起始時刻在 16 日，蘭嶼為 16 日 0500 LST，高雄延至 17 日 1900 LST。亦如中幅度雲系所示，由東南向西北移動。顯見此期降水導因於中幅度系統之由東部海面移入。圖

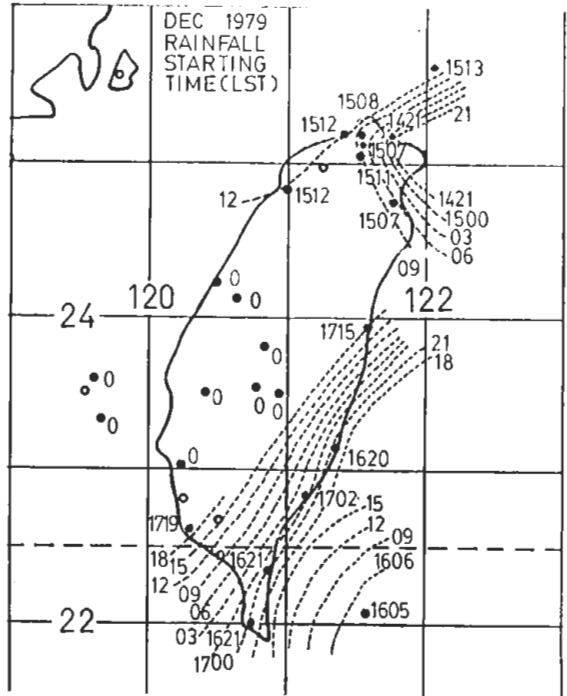


圖 2 1979 年 12 月中旬之中幅度降水開始時刻。前兩位數字為日期，後兩位數字為地方時 (LST)。

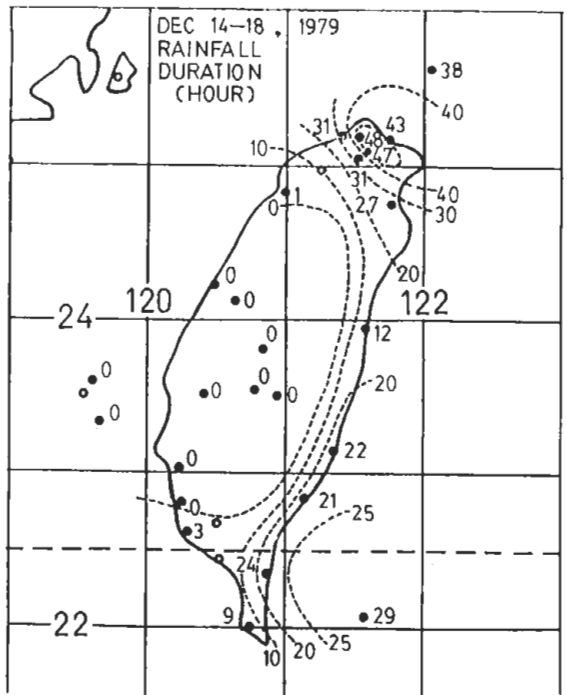


圖 3 1979 年 12 月 14 - 18 日間之降水時數。

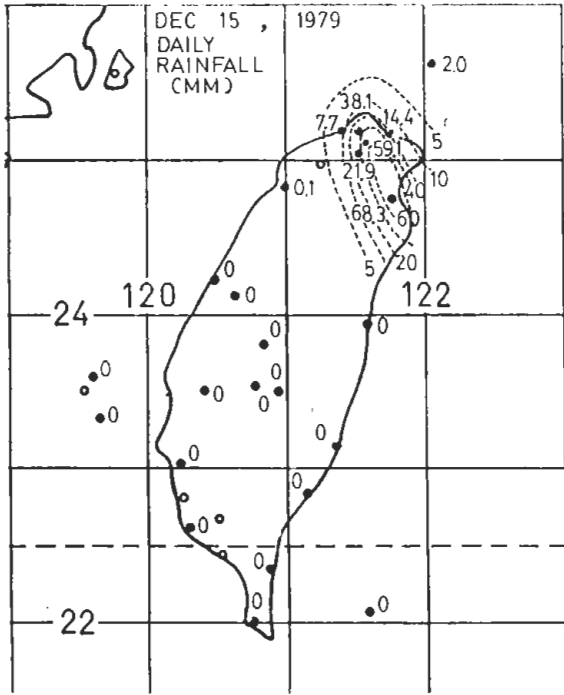


圖 4. (A) 1979 年 12 月 15 日之日降水量 (公厘)

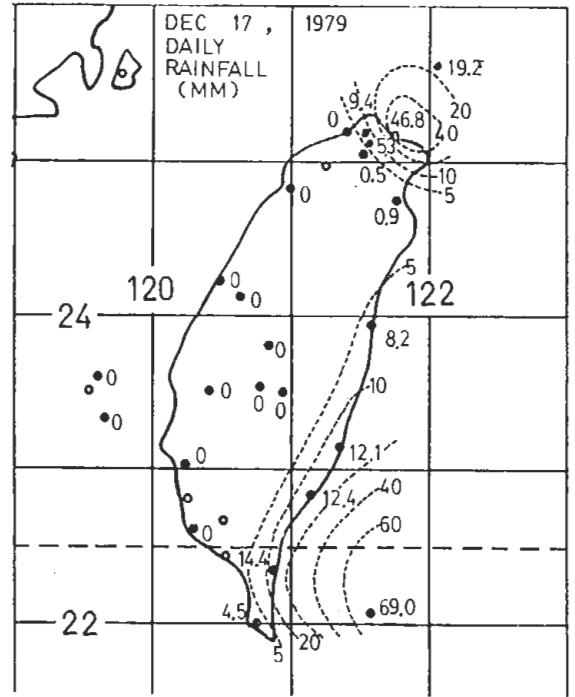


圖 4. (C) 1979 年 12 月 17 日之日降水量 (公厘)

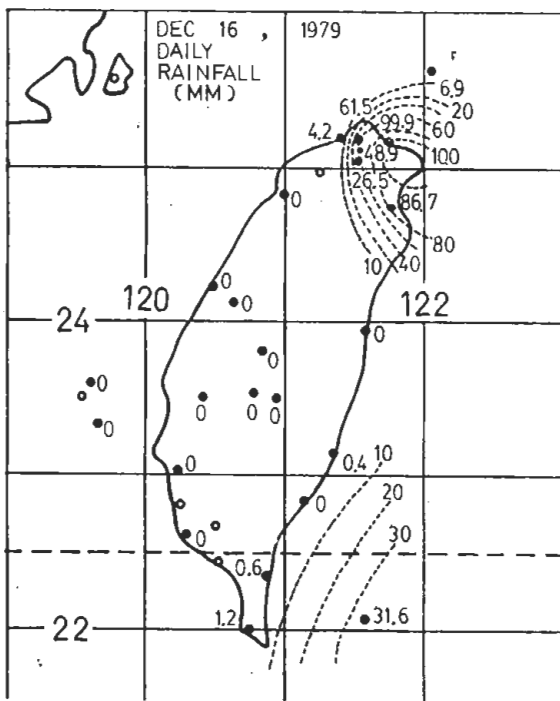


圖 4. (B) 1979 年 12 月 16 日之日降水量 (公厘)

3 爲此兩中幅度系統之降水時數等值線。南部系統幾達 30 小時，北部系統則更達 50 小時左右。降水時數由中心向中央山脈方向遞減，山脈以西則無降水現象。

圖 4 爲 12 月 15 - 17 日之日降水量。北部最大值在 15 日約 70 公厘，16 日增至 100 公厘，17 日減爲 47 公厘，且中心有由南向北移動之勢。此種中幅度系統在台灣北部地區呈現滯留狀態，且導致持續 2 - 3 日之大量降水，實爲一個十分有趣的現象。南部降水在 16 日開始，最大值發生於蘭嶼約 32 公厘，17 日增至約 70 公厘，雨量向西遞減且局限於中央山脈以東。

三、天氣形勢

(一)地面 (近地層)

地面圖分析顯示此期間台灣地區皆在東北季風控制之下，在此僅選用 12 月 15 日之 0000 及 0600 GMT 圖來說明台灣及鄰近地區之風場分布及變化情形 (圖 5)。台灣鄰近海面上東北風持續且強勁

，風速一般約在 15 - 25 Kts，而台灣本島風速較弱，一般僅約 5 - 10 Kts。此種因海陸摩擦效應之差異所導致之風速差異，在台灣北部及東部沿海形成局部性邊界層內之輻合作用，而在西海岸形成輻散作用。

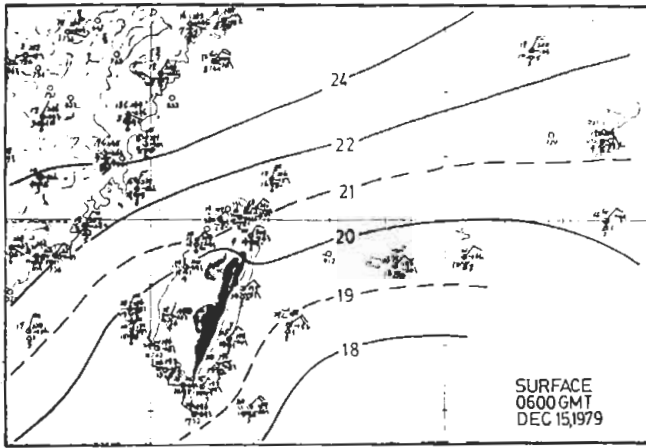
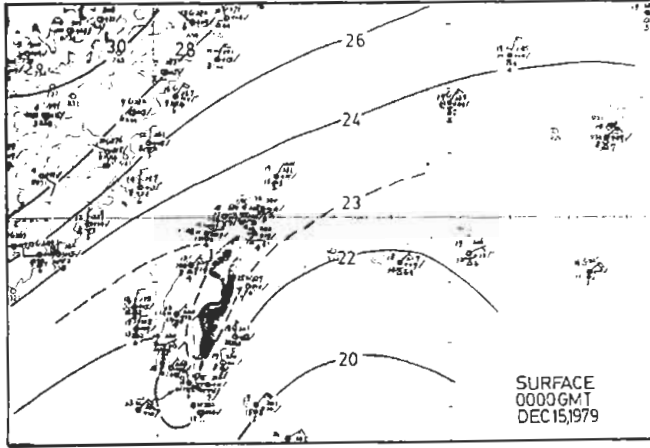


圖 5 1979 年 12 月 15 日 (A) 0000 GMT (B) 0600 GMT 之地面天氣圖氣壓 (mb) 分布。

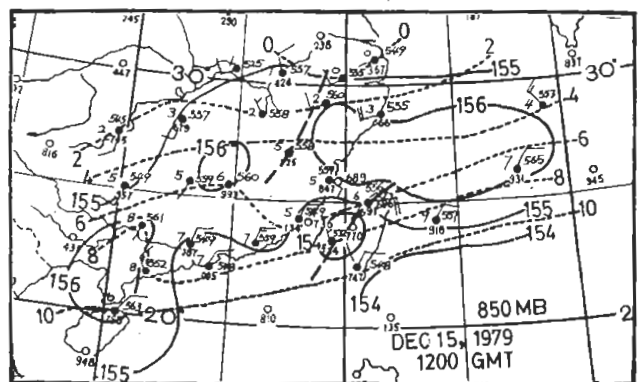
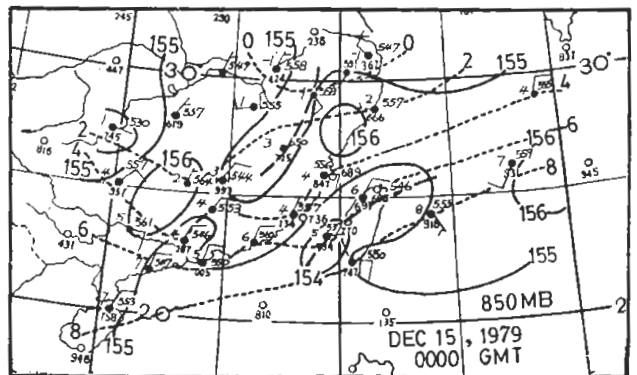
此外，台灣本島沿岸風向在白天有由海上向陸上吹之分量（例如，圖 5 B），夜間至清晨有由陸上向海上吹之分量（例如，圖 5 A），日夜風向轉變之振幅和緯度有關；北部較小約為 $30^{\circ} - 50^{\circ}$ ，南部較大約為 $40^{\circ} - 60^{\circ}$ 。此種風向日夜變化在北部及東部沿海地區加強了夜間局部性輻合作用，在西部沿海則加強了白天之輻散作用。因此，雖然在冬季盛行東北季風之情況下台灣本島產生之局部環流較夏季弱（參見蔡與周，1979），但是，局部風場之日夜變化却十分明顯。島上白天太陽輻射加

熱較四周因海上為大，形成熱源，氣壓有下降趨勢。夜間島上長波輻射冷卻亦較周圍海上為大，形成冷源，氣壓有上升之勢。顯然，此種冷熱源及氣壓之日夜變化，在冬季亦能由局部風場反應出來。因此，除了海陸摩擦效應之差異所導致之局部輻散輻合場外，東北季風與局部環流之交互作用在東部及北部沿海地區更加強了近地層之夜間局部輻合，而在西部沿海加強日間之局部輻散。

近地層之輻合作用將迫使空氣上升，亦將水氣上傳。輻散作用則迫使上層空氣下沉，且抑制近地層水氣之上傳，加上下沉絕熱增溫亦可導致雲層蒸發消散。前述 17 日 0600 GMT 衛星雲圖在台灣西部沿海顯示之晴空帶可能主要導因於該區近地層之輻散，當時局部環流正加強因海陸摩擦差異導致之輻散。北部地區連續性降水所需之水氣是由邊界層水氣輻合上傳而得來，輻合作用則導因於海陸摩擦差異及大幅度盛行風與局部環流之交互作用。

(二) 850 mb

圖 6 為 1979 年 12 月 15 日 0000 GMT 至 16 日 0000 GMT 之 850 mb 高度及溫度分布。發展完整之低壓中心約位於澎湖上空，槽線呈東北—西南走向，經該中心及台灣北部至東北部海面，降水



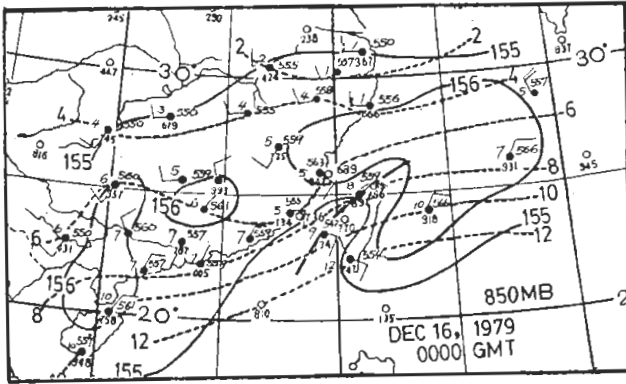


圖6. 1979年12月(A) 15日0000 GMT (B) 15日1200 GMT (C) 16日0000 GMT 之850 mb等高線(實線,每10公尺)與等溫線(虛線,每2℃)。粗虛線為槽線。

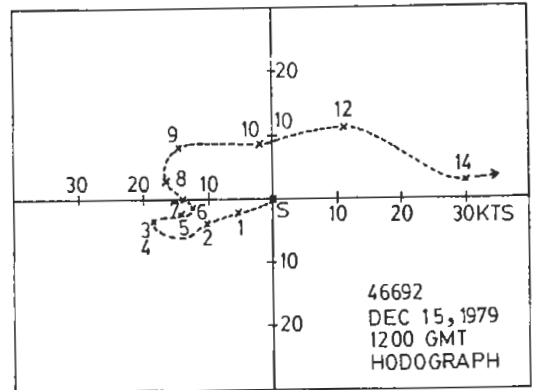


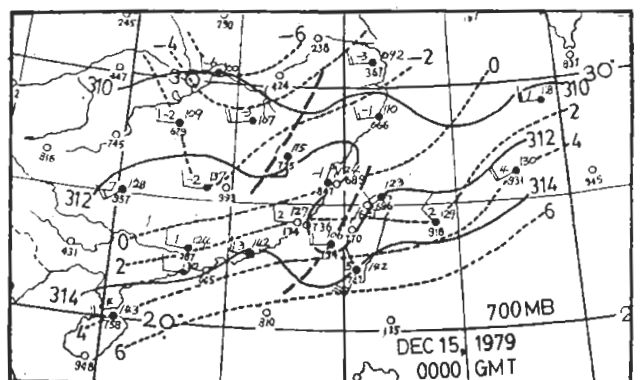
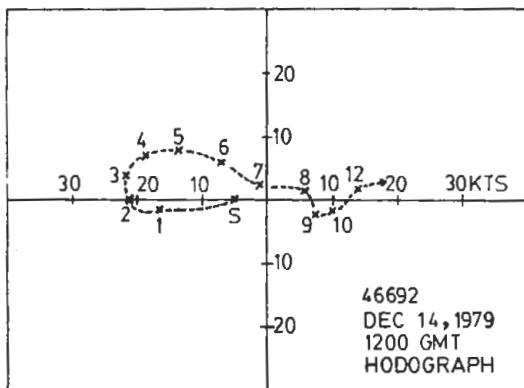
圖7. 台北(46692)1979年12月(A) 14日1200 GMT (B) 15日1200 GMT 之風徑圖(hodograph)。由原點至X號之向量為風之向量,高度單位為1000呎,風速為KTS。

期間槽線系統近似滯留。此種範圍較小(300-500公里)之環流系統,在綜觀幅度分析時,不論採用主觀或客觀的方法,通常均被視為雜波而被修勻或過濾掉。然而,它們的存在對本個案却可能扮演極為重要的角色。

台北板橋(46692)探空站在1200 GMT 觀測,桃園探空站則在0000 GMT 觀測,比較兩處之風向,可知槽線顯然經過台北與桃園之間。槽東有顯著之暖平流,槽西有顯著之冷平流。14日,15日與16日板橋探空站之風向有向上順轉現象,分別發生於由地面至9,000呎(~730mb),14,000呎(~600 mb),7,000呎(~780 mb)之低對流層。圖7為12月14日與15日1200 GMT板橋探空站之風徑圖。顯然,伴隨風向順轉之暖平流盛行於台灣北部地區。

700 mb

圖8為1979年12月15日0000 GMT至16日0000 GMT之700 mb高度與溫度場。環流形式類似850 mb,在澎湖上空為一低壓中心,槽線亦呈東北-西南走向,且近似滯留,唯稍位於850 mb 槽線以西之台灣海峽上空,致台灣本島皆在槽前。槽前在14日有冷平流(圖未示),15日後則有暖平流,此點與前述台北之風徑圖內所顯示者一致,即14日之暖平流局限於700 mb以下,15日則超過而達600 mb。雖然並未計算過度數值,但仍可由風場分布知其梗概。槽線附近之風場顯示正過度最大值約與槽線一致。因此,台灣北部槽線前顯然有正過度平流,此點和850 mb有異。850 mb 槽線經過該區,故過度平流微弱或為負值。因此,在台灣北部地區700 mb以下之低對流層之正過度平流顯然由下向上增加。



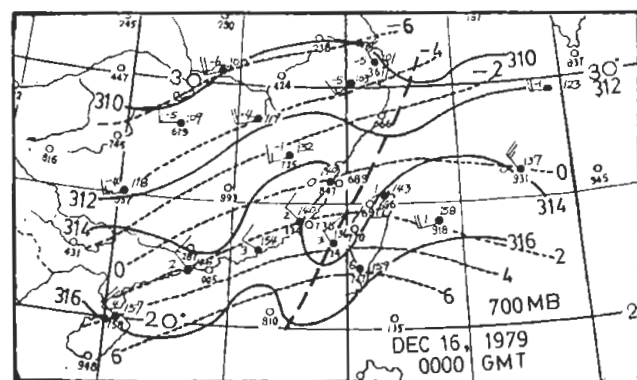
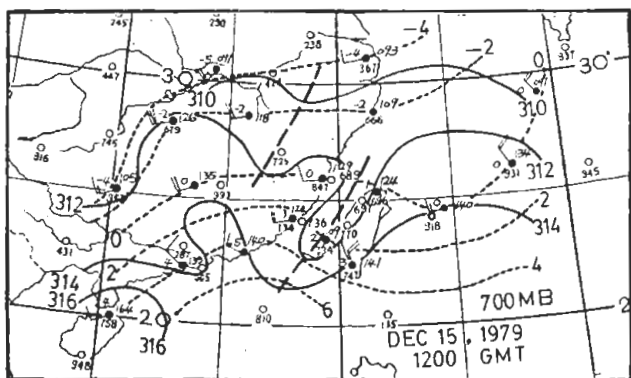


圖 8. 1979 年 12 月 (A) 15 日 0000 GMT (B) 15 日 1200 GMT (C) 16 日 0000 GMT 之 700 mb 等高線 (實線, 每 20 公尺) 與等溫線 (虛線, 每 2°C)。粗虛線為槽線。

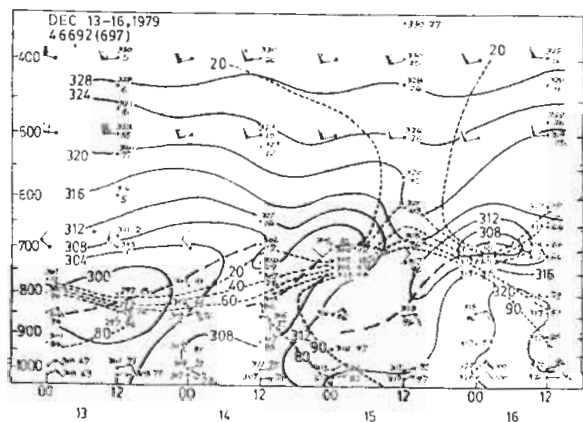
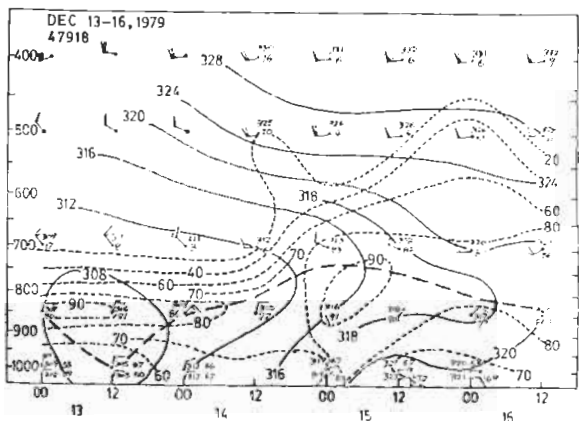


圖 10. 1979 年 12 月 13 - 16 日 (A) 石垣島 (B) 台北及桃園之相當位溫 (實線, °K) 與相對溼度 (虛線, %) 時間剖面圖。粗虛線表潛在不穩定層頂。

四、大氣穩定度與濕度

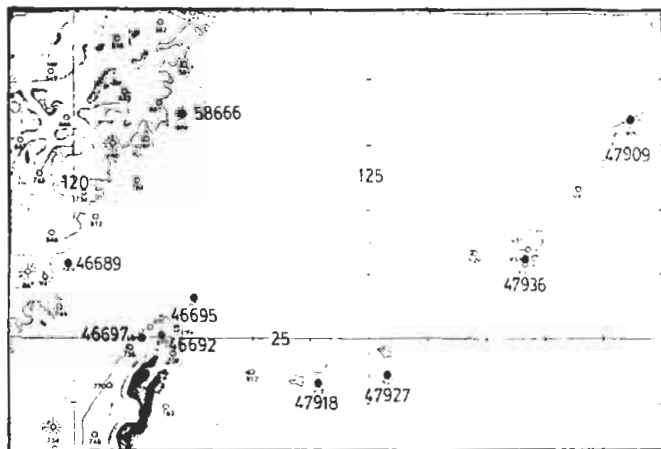


圖 9. 名瀨 (47909), 那霸 (47936), 宮古島 (47927), 石垣島 (47918), 彭佳嶼 (46695), 台北 (46692), 桃園 (46697), 馬祖 (46689), 大陳 (58666) 等測站之分布。

圖 9 為本文選用來分析大氣穩定度與濕度分布與變化之測站分布圖。大陳 (58666) 代表未經海洋改變之大氣, 那霸 (47936) 與石垣島 (47918) 代表台灣地區東北季風上風區之大氣, 台北 (46692) 與桃園 (46697) 則代表台灣北部地區之大氣。圖 10 即為部分測站之風向風速、相當位溫 (θ_e) 與相對濕度 (RH) 之時間剖面圖。分析相當位溫之垂直變化可知大氣之潛在 (或對流) 穩定度情況, 相當位溫向上減小則大氣為不穩定, 向上增加則為穩定。

大陳 (圖未示) 在 14 日以前近地層為不穩定, 14 日以後整個大氣層皆變得穩定, 濕空氣 ($RH > 80\%$) 局限在 850 - 800 mb 以下。那霸 (圖未示) 700 - 750 mb 以下之低對流層均不穩定, 相對濕度最大值 ($RH > 80\%$) 出現在 850 mb

左右。石垣島之不穩定層頂由 13 日之 1000 mb 升高至 15 日之 750 mb，相對濕度最大區 (RH>90%) 出現於 850-700 mb 間。15 日 0000 GMT 之後，相對濕度大於 80% 之區域更向上伸展至 650 mb 左右。台北、桃園之不穩定層厚度雖隨時間變化，但皆在 700 mb 以下。14 日 0000 GMT 之前相對濕度最大區 (RH>80%) 僅出現在 850 mb 左右，1200 GMT 之後，700-750 mb 以下均甚潮濕，且相對濕度達 90% 以上。由此可見冷氣團經東海前後低對流層內溼度與穩定度變化之差異，台灣北部及其上風區之雲將被局限於 700 mb 以下，此點和前述人造衛星紅外線雲圖所示雲頂低，為中低雲者一致。

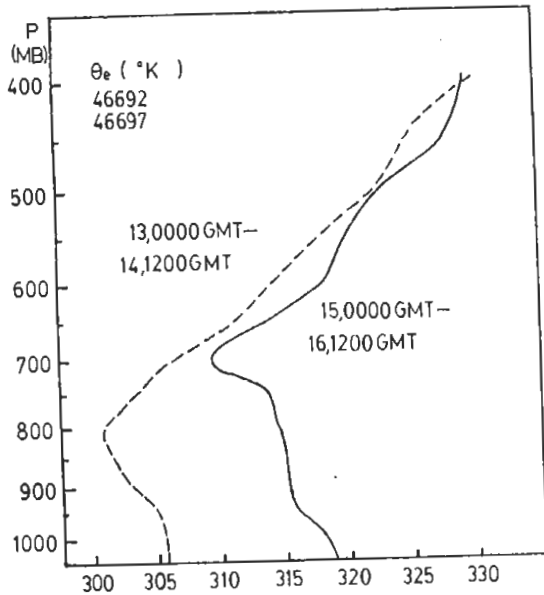


圖 11. 1979 年 12 月 13 日 0000 GMT-14 日 1200 GMT (降水前, 虛線) 與 15 日 0000 GMT-16 日 1200 GMT (降水期間, 實線) 之台北 (與桃園) 之相當位溫 (°K) 分布。

圖 11 為北部地區降水前及降水期間之相當位溫分布。降水前 (13 日 0000 GMT - 14 日 1200 GMT) 800 mb 以下不穩定，以上穩定。降水期間 (15 日 0000 GMT - 16 日 1200 GMT) 不穩定層頂升高，700 mb 以下，皆為不穩定，各層 θ_e 較降水前增加約在 10-15°C。700 mb 以上變化甚小，僅在其下變化之 20% 以內。顯然，降

水期間近地層之水氣及可感熱上傳與潛熱釋放之影響大都局限於 700 mb 以下。

12 月 13 日 - 16 日之桃園 0000 GMT 與台北 1200 GMT 探空曲線如圖 12 所示。桃園逆溫層由

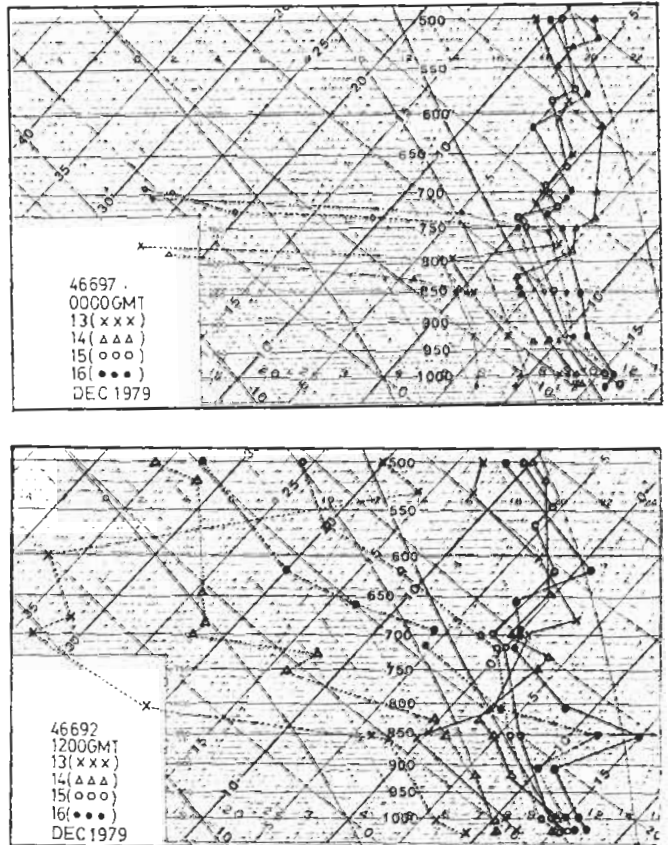


圖 12. 1979 年 12 月 13 - 16 日 (A) 桃園 0000 GMT (B) 台北 1200 GMT 斜溫圖之溫度 (實線) 與露點 (虛線) 探空曲線。

13 - 14 日之 800 - 850 mb 升高至 15 - 16 日之 700 - 750 mb。台北亦由 850 mb 左右升高至 700 mb 左右。因水氣充沛，舉升凝結層高度很低，台北 15 - 16 日在 1010 - 1015 mb 間。由探空曲線得知，雲頂為穩定之下沉逆溫所限，僅在 700 mb 左右，求得雲層厚度在台北約為 3 公里，桃園約為 2.5 公里。台北 16 日 1200 GMT，900 - 850 mb 間之溫度露點分布仿若鋒面逆溫，但比較圖 6 C 得知暖平流並未能解釋 850 mb 上 7°C (12h)⁻¹ 之加溫。假設台北上游地區低對流層皆已飽和；且呈現溼絕熱降溫率，並假設台北上空 850

mb 之增溫為其上游局部暖空氣平流而來，則上游地區地面溫度需在 21°C 以上。但是，彭佳嶼與基隆氣溫均僅有 18°C ，故 850 mb 之增溫亦不可能由局部暖平流而來。因此，溫度與露點在該層觀測顯然有誤。

五、討 論

1979 年 12 月 15 - 17 日台灣北部地區連續性中幅度強烈降水現象，發生於東北季風盛行之時，地面並無可辨認的天氣系統存在。衛星雲圖則顯示導致降水之雲系係由台灣東北部海面移入，且屬 700 mb 以下之中低雲種。當此中幅度雲系移入台灣北部及近海上空後，呈現滯留，但組織變得完整且雲頂升高，雲層厚度增至約 3 公里左右，導致北部地區降水量最大值於 15 日達約 70 公厘，16 日更增至 100 公厘，17 日亦有約 50 公厘之多。此種地面並無天氣系統伴隨而由中低雲組成之中幅度雲系，如何導致及維持幾近滯留之強烈降水，實為一個十分有趣的問題。

東北季風行經暖濕洋面，將獲得豐富水氣，台灣北部及鄰近海面地區持續之東北季風則擔任水氣傳送之重要工作。圖 13 為日本氣象廳發佈之 1979 年 12 月 11 日 - 20 日平均海溫分布圖。可見抵達台灣北部地區之東北季風恰經海溫最高之黑潮。圖 14 為由名瀨 (47909) 向西南經那霸 (936)、宮

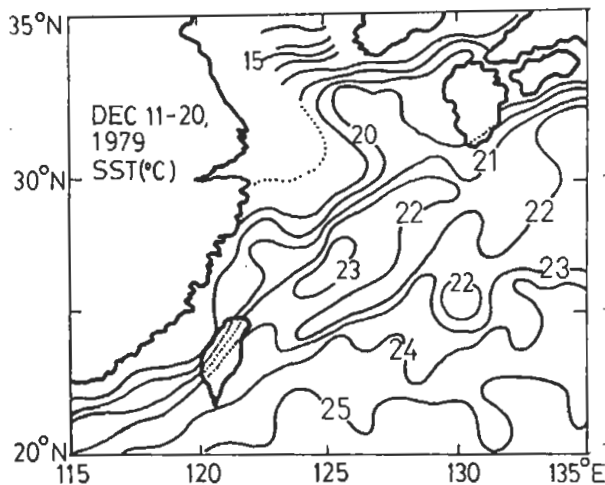


圖 13. 1979 年 12 月 11 - 20 日日本氣象廳發布之平均海溫 ($^{\circ}\text{C}$)。

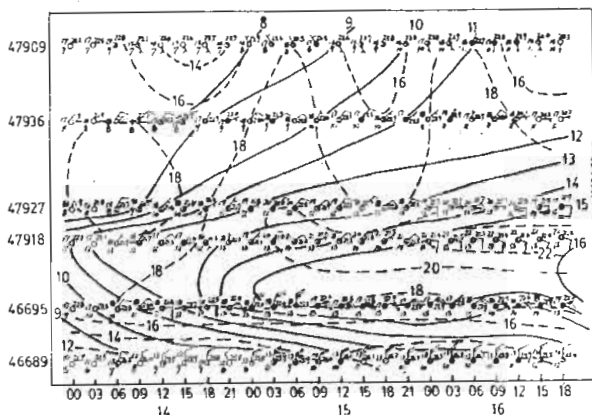


圖 14. 1979 年 12 月 14 - 16 日經名瀨 (909)，那霸 (936)，宮古島 (927)，石垣島 (918)，彭佳嶼 (695)，馬祖 (689) 之地面天氣變化時間剖面圖。實線為露點 ($^{\circ}\text{C}$)，虛線為溫度 ($^{\circ}\text{C}$)，其他符號及數字和一般常用者相同。

古島 (927)、石垣島 (918) 轉向西北經彭佳嶼 (46695) 至馬祖 (689) 之時間剖面圖 (參見圖 9)。為去除週期小於 12 小時之短波變化，圖內之氣壓、溫度與露點已經由 13 點二項式函數修勻。雲量較少測站之氣溫日夜變化仍然顯現，但氣壓半日波已去除。彭佳嶼之露點在 15 日前維持穩定之增加，15 日 0000 GMT 後一直維持 15°C ，水氣含量均較其他測站豐富。因此，強烈且持續之東

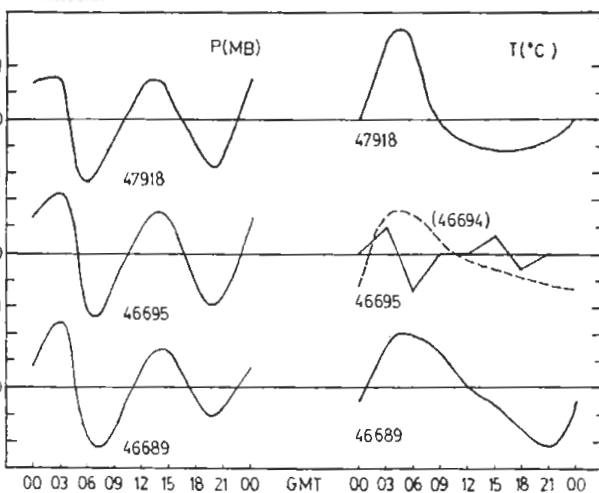


圖 15. 1979 年 12 月 13 - 17 日石垣島 (918)，彭佳嶼 (695)，基隆 (694)，馬祖 (689) 小於 12 小時週期之氣壓與溫度波動

北季風行經黑潮，獲得豐富的水氣，為導致台灣北部地區此次持續且強烈降水之必要條件。

圖 15 為石垣島、彭佳嶼（與基隆）及馬祖之氣壓與溫度小於 12 小時週期之波動。可見氣壓半日波明顯，但振幅僅在 1 mb 左右。氣壓半日波可能在熱帶中引發降水及雷陣雨（Simpson and Brier, 1969），但此小振幅之波動以及北部地區降水起始時刻之向西延遲之事實，顯示在此個案中氣壓半日波不太可能為導引降水之機制。溫度僅彭佳嶼有點半日波變化形式，其他各站僅見日夜變化而已。

近地層豐富的水氣必須依賴近地層水平輻合才能上傳、凝結而成雨。因摩擦作用之海陸差異使台灣北部地區產生局部性水平輻合作用。再者，台灣局部環流之日夜變化與東北季風之交互作用，使北部地區夜間之局部性輻合作用更形加強（圖 5）。因此，摩擦作用與局部環流提供了水氣上傳所必須的水平輻合。東部沿海之情況類似於北部地區，而西部沿海則恰相反。摩擦作用使西部沿海地區產生輻散作用，局部環流又加強了日間之輻散作用，故不利於近地層內水氣之上傳。

近地層水氣來源充足與水平輻合作用為降水之先決條件，但導致持續且強烈降水則還須有低對流層之持續性強迫上升運動與不穩定之大氣結構。

850 mb 槽線滯留於台北與桃園之間（圖 6），而 700 mb 槽線則滯留於其西側之台灣海峽上空（圖 8）。如此，北部地區 700 mb 以下之低對流層之正渦度平流由下向上增加，故有動力強迫上升運動。700 mb 以上具有下沉逆溫（圖 12）與 700 mb 槽前具有暖平流（圖 8）的事實，說明了台灣海峽上空的槽線最大強度應在 700 mb 以下某層，以使得由該層向上有正渦度平流之減少，而導致下降運動及 700 mb 以上之下沉逆溫。圖 7 顯示暖平流於台灣北部地區 700 mb 以下之低對流層盛行，15 日更伸展至 600 mb，故亦有熱力強迫上升運動。因此，準地轉 ω 方程內之兩重要強迫機制在台灣北部地區均提供上升運動。凝結潛熱釋放之非絕熱過程更加强了低對流層之上升運動，同時，低對流層均處於潛在性不穩定狀態，因而導致強烈降水。上述兩個機制之強迫作用在台灣西海岸並不一致，而且近地層之輻散作用有利下沉運動，並抑制水氣上

傳，故僅有低雲並出現沿海之晴空帶。

六、結論與建議

衛星雲圖與地面降水觀測顯示，中幅度雲系由台灣東北部海面移入台灣北部地區之後滯留、加強而導致 1979 年 12 月 15 - 17 日北部地區之持續性中幅度強烈降水。東南部沿海之降水亦導源於由東向西移入該區之中幅度雲系。北部地區下沉逆溫層在 15 日降水之後由原來之 800 - 850 mb 升高至 700 - 750 mb，故穩定層限制雲之發展，雲頂均在 700 mb 以下。但因空氣潮濕，舉升凝結層低，故雲層厚度約在 2.5 - 3 公里左右。因此，在冬季東北季風盛行期間，雖僅有中、低雲，但仍可導致持續性之強烈降水。此和一般所認為的強烈降水必由垂直發展旺盛之深厚雲層而來之觀念大異其趣。北部地區日降水量最大值 15 日達 70 公厘，16 日 100 公厘，17 日 50 公厘，而新竹以南之中央山脈以西均無降水現象。

地面資料顯示，強勁持續之東北季風經黑潮獲得豐富的水氣，使台灣北部地區水氣來源充裕。經由近地層局部性輻合作用使水氣輻合上升。此局部輻合主要係由海陸摩擦效應之差異以及台灣局部環流與大幅度盛行之東北季風之交互作用提供。高層資料分析顯示，700 mb 以下之低對流層盛行暖平流以及正渦度平流向上增加，提供持續之熱力及動力強迫上升運動，凝結潛熱釋放之非絕熱過程亦加強上升運動，加上低對流層之不穩定大氣，使得由台灣東北部移入之中幅度雲系得以在該區加強、維持，因而導致北部地區 2 - 3 天之強烈中幅度降水。

台灣西部沿海邊界層具輻散作用，有利下沉運動並抑制水氣上傳。低對流層之暖平流與渦度平流之垂直差異並不一致。故僅有低雲或晴空而無降水。台灣東部沿海之近地層輻合作用與北部地區者相似。

本文屬初步分析，故僅對中幅度連續性強烈降水之發生原因提出初步之可能解釋，最後結論還須透過模式試驗及利用更多之個案詳加分析比較才能獲得。此種中幅度強烈降水問題，即將由台大氣象系、空軍氣象中心與美國 Drexel 大學合作研究，期能增加了解，並望有助於冬季東北季風期間中幅度降水之預報。

誌 謝

我們感謝中央氣象局林民生先生、蕭長庚先生、胡仲英先生、陳熙揚先生與有關人員以及空軍氣象中心詹科長、梁科長與有關人員協助資料收集與整理，葉文欽先生幫忙分析部分資料，謝維權先生完成大部分繪圖工作。此外，更感謝兩位審查者所提供的寶貴意見。

參 考 文 獻

- 陳泰然 (1977) : 台灣地區主觀機率天氣預報之氣候參考值分析。台大大氣科學系研究報告 Prob-Fore-001, 85 頁。
- 陳泰然 (1979) : 東海氣團變性實驗 (AMTEX) 之科學成就。氣象預報與分析, 80, 10-21。
- 蔡清彥、周根泉 (1979) : 台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。台大大氣科學系研究報告 LO - CIR - 01, 35 頁。
- Brier, G.W., and J. Simpson, 1969: Tropical clondiness and rainfall related to pressure and tidal variations. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 95, 120-147.

A Preliminary Study of Abnormal Rainfall over Northern Taiwan under the Northeast Monsoon Influence in Winter Season

George Tai-Jen Chen. Chin-Wan Lee. Koung-Ying Liu

National Taiwan University CAA., Weather Central, CAF.

ABSTRACT

A preliminary analysis is carried out for a mesoscale heavy rainfall case (daily total ~ 100 mm) under winter northeast monsoon regime over northern Taiwan during the period of December 15-17, 1979. Results show that the high moisture content air over northern Taiwan was continuously supplied by the persistent and strong northeast monsoon passing over the warm Kuroshio current. The local horizontal convergence responsible for upward transport of moisture in the boundary layer was mainly provided by the differential friction between land and sea and by the interactions between local circulation and large scale northeast monsoon flow. In the lower troposphere, below 700 mb, warm advection and upward increase of cyclonic vorticity advection provided thermodynamical and dynamical forcing for upward motion. These together with the potential instability in the lower troposphere, led to a persistent and heavy mesoscale rainfall phenomenon.

Similar situation with local horizontal convergence in the boundary layer and rainfall was found over eastern Taiwan. In contrast, local horizontal divergence prevailed in the boundary layer along western coast of Taiwan, thus, low clouds or clear skies were observed.