

1995年10月8~9日蘇澳豪雨個案之初步研究

吳樹正 劉崇治 潘大綱
空軍氣象中心

摘要

本文針對發生於1995年10月8~9日蘇澳地區豪雨之中尺度過程做一初步的診斷分析。結果顯示東北風在無法越過山脈時、因質量累積作用而將會在山前會產生一中尺度高壓，此高壓之氣壓梯度力將使東北風減速而使其在山前發生風速輻合而導致垂直上升運動。山區降水後之冷空氣產生之下坡風將會增強低層的風速輻合作用，再加上東北季風又從黑潮（暖海）提供北台灣地區充沛的水汽而導致此次豪雨發生。宜蘭地區同樣的位於雲帶內，其日降雨量卻遠小於蘇澳地區，分析結果中發現宜蘭地區東側地形走向與東北風向約呈平行、以致於山前逆流效果無法顯現。另外10月7日~9日降水都在夜間發生顯示山區所扮演的冷源效應也是不可忽略的因素之一。

一、前言

豪（大）雨一直是造成台灣地區天氣災害的主要原因之一。由於豪（大）雨個案的發生，可能伴隨各種尺度的運動系統（綜觀尺度、中尺度、局地尺度與對流尺度系統）以及各種尺度間的交互作用（陳，1991），因此一直是氣象人員的重大挑戰。國內方面在台灣地區中尺度實驗計畫期間曾經針對豪（大）雨發生的環境條件及對流系統的激發機制做過研究，並且已有了基本的認識。相關的研究可說是非常的多，例如陳與紀（1980）曾發現發生在西北部之中尺度低壓與豪雨關係密切，並認為中尺度低壓可能透過其南側被加強之西南氣流導致豪雨。此外，陳（1990）曾分析1983~1987年梅雨季中央山脈西側18個伴隨豪雨的中尺度低壓，結果發現此中尺度系統及其伴隨之氣壓梯度和環流及對流的增強有很大的關連。鄧等人（1992）曾針對1990年6月9日北部地區豪雨的個案做過分析，其結果顯示，近似滯流之大尺度鋒面帶的強迫抬升作用在豪雨之產生上扮演非常重要的角色，另外Lin（1994）也曾經提及台灣地區的地形效應對於中尺度對流系統的發生其所扮演的可能角色。

1995年10月8日、9日蘇澳及宜蘭地區發生降雨現象（蘇澳、宜蘭地理位置請見圖1），然而10月7日兩站的日降水量相差不大

但10月8日蘇澳地區的降水量可達406mm，是鄰近宜蘭地區的12倍（表1）。針對此有趣的現象，以一個氣象作業人員的觀點，我們期望透過傳統的氣象觀測資料、衛星、雷達資料以及一些現有的認知來建立一套概念模式，以提升豪（大雨）的預報能力，並提供相關模式研究的一個思考方向。

二、衛星雲圖分析

10月7日1930LST對流系在台灣東方與東南方海面發展（圖2a），在北台灣地區並無顯著的對流系統發生，到了10月8日0130LST東南方海面對流系統開始消散（圖2b），而東方海面上的對流系統呈現滯留，在蘭陽平原開始有對流系統發生。0230LST蘭陽平原對流系統與東方海面對流系統呈合併狀且對流強度呈現加強的型態（圖2c），蘇澳站3小時累積降雨量（10月7日2300LST至10月8日0200LST）為93mm。0430LST台灣的東北角均籠罩在對流雲區內（圖2d），之後雲區開始消散。到了10月8日1630LST，台灣的東方及東北方海面呈現一微弱且無組織的對流系統（圖2e），1930LST蘭陽平原的對流系統重新開始建立（圖2f），10月9日0030LST蘭陽平原及東方海面的對流系統強度開始增強（圖2g），0230時陸上的對流系統向北部擴張且強度繼續維持（圖2h）。0430LST北台灣籠罩在對流區內（圖2i），之後對流系

統開消散。

三、綜觀分析

10月7日0000UTC地面圖顯示台灣位於高壓迴流的勢力範圍內，台灣東側外海風向為偏東風（圖3a）。由10月7日1200UTC 850hpa天氣圖可發現30°N以南並無明顯的冷暖平流且北台灣處於較高的濕區內（ $T-T_d \leq 2^\circ\text{C}$ ）（圖3b），700hpa台灣地區風向為偏南風（圖3c），500hpa台灣地區為微弱的偏南風氣流（圖3d），主要的槽、脊系統並未影響台灣，300hpa高空圖顯示台灣一帶風向為緯流向、且無噴流通過台灣地區（圖3e）。所以台灣地區在缺乏有利的大尺度激發機制情況下對流難以發展。

10月8日1200UTC的地面綜觀配置（圖4a）與10月7日0000UTC大致相同（圖3a），但是由850hpa我們可以看出濕度區有明顯擴大並向南移動的趨勢（圖4b），10月9日0000UTC 850hpa（圖4c）基本上也是反應類似的結果。

四、探空分析

10月7日0000UTC的板橋探空（圖5a）為底濕、中乾的大氣狀態，近地層至約750hpa為趨近中性穩定且潮濕的大氣，東風層大約可發展至750hpa，與濕度層厚度相符。低層風向隨高度並無顯著的變化，顯示溫度平流並不明顯。在750hpa附近有一逆溫層存在，如果我們仔細去看探空將會發現LCL相當低（約為990hpa），但是根據氣塊理論在此類探空型態下，熱對流很難旺盛垂直發展、因氣塊受熱舉升其氣塊溫度在750hpa以下低於環境場溫度，且對流要發展必須突破逆溫層，再者對流可用位能（CAPE； Convective Available Potential Energy）非常小，就算熱對流得到發展，可預期的對流系統強度不會太強。

10月7日1200UTC LCL約為922hpa（圖5b），但620hpa以下空氣塊的溫度低於環境大氣溫度，能量正區亦小，且低層（1000hpa~700hpa）風向隨高度改變並不十分明顯，即暖平流效果不大，這意味著熱對流行為不易產生。10月8日0000UTC（圖5c）與10月8日1200UTC（圖5d）的環境大氣類似10月7

日0000UTC。

10月7日0000UTC的花蓮探空（圖6a）顯示大氣低層潮濕、中層乾燥，但潮濕程度並不如北部那麼明顯。低層風向隨高度並無顯著的變化，顯示溫度平流並不明顯。假設空氣塊受熱舉升，其溫度低於環境大氣溫度，也就是對流活動要發展必須克服強負能區。而且探空圖上並無LFC存在，所以僅由熱力作用並無法引發熱對流。

10月7日1200UTC花蓮探空（圖6b）與前12小時有很大的不同點為負能區減小、正能區擴大，探空型態類似夏季午後探空。顯示環境條件逐漸變為有利對流系統發展之趨勢。10月8日0000UTC（圖6c）則與10月7日1200UTC（圖6b）型態類似。10月8日1200UTC（圖6d）大氣呈現底層為超絕熱且整層大氣均屬不穩定型態，並且有較大值的對流可用位能可供對流使用。此時環境空氣只要透過激發機制之觸發，對便可旺盛發展。

由板橋探空可以發現北台灣的大氣環境基本上並不有利於對流發展，而花蓮地區則有提供對流發展的有利環境。所以由北而南大氣環境條件由不利漸轉變為有利對流發展。研究蘇澳地區豪雨發生前的環境大氣變化，在蘭陽平原施放探空是一個最好的方式，但很可惜台灣地區缺乏上述的探空。有一個重要的問題我們必須要去思考，就是板橋或著花蓮探空在某些尺度較小的天氣診斷過程中具有多少代表性，是否又能真實反應蘭陽平原的大氣環境場變化。

五、雨量資料分析

由衛星資料我們發現對系統在台灣東南外海形成後、其雲系逐漸向北移動，當雲系移至台灣東北部後則呈現滯留狀態，由紅外線衛星雲圖分析可看出蘇澳一帶一直有新生對流胞消長而造成此次蘇澳的豪雨。

10月7日至10月9日台灣東北部即籠罩在北上對流系統的雲雨區內，東北部各地均有零星的降水發生。就宜蘭與蘇澳而言其他地理位置相去不遠，但降雨量呈現明顯的差異性（表1）。10月7日兩站的日降雨量相差不大，10月8日宜蘭日降雨量34mm，但蘇澳的日降雨量卻高達406mm，雨量差將近12倍。1

0月9日宜蘭降水量增加為102mm，但蘇澳日降水量可高達284mm，將近差了3倍以上。

10月8日至10月9日宜蘭、蘇澳地區同樣均位於北上對流雲雨帶中，按常理而言兩地降雨量理應相似，但兩地的日降水量實則呈現極大的差異性。到底中尺度過程在此次蘇澳豪雨個案中扮演什麼樣的角色是我們感到好奇的地方，也是下面要討論的重點。

六、討論

探討降水的中尺度過程使用模式是一個極佳的選擇，但在跑模式之前我們心中必須先有一個豪雨發生可能的概念模式，也就是要有一個想法，想法從何而來？當然資料分析中獲得，然後利用合適的中尺度模式來驗證我們的想法是否正確。然而以一個作業單位而言，如何利用傳統測站的氣象觀測資料來判斷此次豪雨的中尺度過程，對於預報人員而言是極為重要的，因為預報天氣不外乎利用較客觀的模式預測場再加上人為的主觀判斷，而主觀判斷的準確與否，除氣象學理基礎外，經驗則是很重要的一個條件。此次豪雨雖無法事前防範但我們卻可以事後檢討。

10月7日清晨蘇澳地區開始有零星降水但雨勢並不大，3小時累積降雨量最大為24mm（圖7），且8時以後幾乎無降水發生。2~5時風向為離岸風、8時以後東北風重新被建立。就溫度場而言5時氣溫開始呈現增溫現象，到11時達到當日最高溫約為26℃。一般而言當地表受太陽短波輻射增溫後，大氣將會吸收地表的可感熱而使氣溫開始升高，最高溫約發生在14時，然而11時蘇澳地區已達最高溫，此意味著蘇澳上空已有雲層覆蓋，阻絕太陽的短波輻射，至於雲的成因第一可能從海上移入，第二為地形成雲作用，蘇澳位於山前的位置，當東北風無法越過山脈將在山前形成質量的累積，也就是在迎風面形成一個中尺度高壓，然而這一過程必須在穩定大氣下空氣質量才得以累積，在板橋探空顯示北台灣的大氣是處於穩定的情況之下（圖5d），此高壓產生的氣壓梯度力將使東北風減速而在蘇澳一帶產生風速輻合現象，若考慮質量保守、大氣將會產生垂直運動而成

雲，Houze（1993）在其地形降水文中亦及在低福祿數（Low Froude Number）的氣環境條件下空氣質量的累積是造成山前流發生的主要原因。然而成雲後是否能持降水，我們則必須考慮到低層水汽供應是否充足，也就是大氣的可降水量問題、觀察地露點溫度變化為判斷水汽增加與否的一很好指標。事實上蘇澳地區17時後露點一維持在約23度並無增減現象，且相對濕度不大所以一直無降水情形發生。

10月7日23時至10月8日02時（圖8）風由東北風逐漸轉為偏東風，偏東氣流使露溫度上升也就是東來氣流導引水汽進入蘇澳地區，在此期間蘇澳地區開始降水，3小時內的累積降雨量可高達93mm同時觀測資料顯示有雷雨發生，一般而言夏季午後熱雷的生命期約為30分鐘~1小時Byers（1949），但是蘇澳地區雷雨由10月8日清晨2時開始至11時結束，其生命期可持續長達9小時上，Rutunno（1987）曾針對飢線（squall line）系統內的長生期對流胞做二維及三的數值模擬，其結果中顯示在二維模擬中線系統內雷雨胞所引發的冷池（cold pool）與環境場低層垂直風切（vertical wind shear）達到平衡時系統的長生命期才得以維持。而探空資料顯示北台灣低層並無垂直風切存在，所以我們相信蘇澳地區對流要持其長生命期一定有其他重要中尺度過程主導，且這絕對不是一般熱對流行為。

10月8日02時蘇澳地區開始降水（圖8），2小時（00-02時）的累積雨量可高達93mm，此時蘇澳地區受降雨影響，風向凌亂並無固定的方向，也就是風向較不具有代性。08時蘇澳測站風向為西來風，若將風向與地形做一比對，我們將會發現其實西來風為下坡風（蘇澳西側山區往蘇澳方向的型），下坡風的來源在此做一簡略的說明，08時後蘇澳西側山區開始降水，北部探空顯示80hpa以上為較乾燥大氣，若不考慮逸散（entrainment）作用，因雲中相對濕度接近100%的緣故所以雲區內的雨滴並不會蒸發，當雨滴離開雲底因環境大氣乾燥有利用滴作用，蒸發作用的同時將吸收大氣熱量而

大氣降溫而產生冷池（cold pool），冷池將沿斜坡下滑所以蘇澳地區顯示風向為西來風，且蘇澳地區08-11時氣壓上升、溫度下降為冷空氣通過的一個重要特徵。而下坡風與東北季風將會增強低層的風速輻合而增強對流系統的強度，其效果類似Jou（1993）的1991年6月21日北台灣豪雨個案，所以在08~11時降水非常的有效率3小時累積雨量可高達112mm。17時以後雨勢逐漸緩和、東北風重新建立。

台灣地區四面環海探空形式很少出現中層非常乾燥的情形（dry air intrusion），所以北台灣地區冷池的形成並不如在美國中西部大平原那樣的有效率。10月8日23時風向轉變為下坡風其實只是山區地面雨水蒸發的效果，雖然20~23時的累積雨量只有1mm，但冷空氣是否有通過蘇澳站我們仍可在局部的風場、溫度場與壓力場的變化上看得十分清楚。10月8日23時至10月9日02時（圖9）下坡風與東北風的局部輻合增強作用，仍可反應在雨量上。10月7日至10月9日降雨資料顯示降雨都是發生在夜間，顯示山區影響下所造成的一個熱力效果也是一個不可忽視的因素之一。

10月8日至10月9日宜蘭與蘇澳同樣的都位於雲帶內，降雨量為何會有如此大的差異性？基本上蘇澳地理位置恰好位於山前且山脈走向與東北風風向成垂直，東北風在無法越過山脈時將會在山前產生質量的累積而形成一中度高壓而此高壓將會使東北風減速而在山前即蘇澳一帶發生風速輻合產生垂直運動即山前逆流作用，山區降水後冷池將與東北風將會增強地面輻合作用而造成此次蘇澳地區豪雨。Grossman and Durran（1984）從觀測上發現當印度地區盛行西南季風時，沿岸的西高山（Western Ghat Mt.）東側海上會出現持續性的深對流系統，Grossman etc（1984）針對此現象做二維數值模擬，其結果中顯示西南季風無法越過西高山而將在山前產生一中尺度高壓（圖10a），而此高壓將會使西南風減速而發生山前的輻合（圖10b）現象進而產生東側外海的深對流系統（圖10c）。我們認為山前逆流是造成蘇澳

地區豪雨的重要原因。宜蘭雖然也位於山前位置但東北風風向基本上平行山脈走向，所以山前逆流的效果無法在該地顯現出來，所以宜蘭、蘇澳兩地降雨量有極大的差異存在。

從傳統測站資料我們對蘇澳豪雨的發生原因有一些想法與推論，下一步的工作當然是從有限的觀測資料尋找證據去支持我們的想法。觀測局部風場的變化使用都卜勒氣象雷達是一個強而有力的工具，圖11為10月9日00時中正雷達都卜勒徑向風場，雷達仰角為2.4度。在台灣西北部外海，都卜勒風場顯示盛行東北風，與地面觀測資料一致。另外在蘇澳位置（約在高度為3公里處）即山前一帶我們可發現的確是有一約呈東西走向的氣流輻合帶存在，但在宜蘭地區基本上盛東北風且並無氣流輻合現象發生。所以都卜勒徑向風場觀測資料與我們原先的想法是一致的，也就是山前逆流的效果的確是存在的。

大尺度對此次蘇澳豪雨的貢獻為何？我們認為基本上東北季風過黑潮洋流移動路徑而使原來較乾冷的大氣變為較潮濕的大氣，進而帶給北台灣充沛的水汽以利降水，在10月8日濕度區之擴大即是一個很好的指示。這個效應在陳、李、劉（1970）冬季東北季風影響下之台灣東北部異常之降水初步研究一文中已有充分的數據及結果來支持此一說法。

七、結論與未來展望

衛星雲圖資料顯示，中尺度雲系由台灣東南海面上向北方移動，當雲系移至蘭陽平原一帶即呈滯留狀，同時蘇澳一帶開始有新生對流發展，當兩個系統呈現合併狀蘇澳測站3小時累積雨量可高達93mm，而後海上對流系統強度開始減弱但蘇澳地區一直有新生對流發展，而導致蘇澳地區豪雨的發生。

板橋探空顯示北台灣為穩定大氣情形。同時由綜觀分析得知並無大尺度激發機制影響台灣地區，顯示經由大尺度過程無法導致此次蘇澳地區豪雨，於是我們把眼光侷限在豪雨發生的中尺度過程。此次豪雨的形成原因我們認為在穩定大氣之下，東北季風無法越過山脈將會在山前產生質的累積而產生一

中尺度高壓，此高壓形成後產生之氣壓梯度力會使東北風減速而在山前發生輻合而產生垂直運動（圖12a）而成雲，山前輻合明顯反應在都卜勒風場分析中，加上東北季風經黑潮（暖洋流）變性提供台灣地區低層充沛的水汽而產生降水（圖12b），山區降水後的冷空氣產生之下坡風將更增強低層輻合作用（圖12c），而導致此次蘇澳地區豪雨。宜蘭地區同樣的位於雲帶內，其日降雨量卻遠小於蘇澳地區，都卜勒風場分析發現宜蘭地區盛行東北風，風向與其東側地形走向大致平行，以致於山前逆流的效果無法顯現。10月7日至9日降水都在夜間發生顯示山區所扮演的冷源效應也是一個不可忽視的效果（圖12d）。

由於雷電偵測資料在豪（大）雨守視天氣作業上，顯著地優於其他觀測器，並且資料的時間及空間解析度都遠較傳統資料為佳，因此為氣象人員的另一項有力守視工具。近年來台灣電力公司所建立的落雷偵測系統已廣泛為氣象人員所使用。因此後續加入雷電資料的分析並歸納出雷電資料與衛星雲頂溫度及雷達回波強度的相關，進而提昇豪（大）雨預報上的能力是值得嘗試且期望的。

參考文獻：

- 陳泰然與記水上，1980：台灣梅雨季的中幅度降水與中幅度低層研究。大氣科學，7，39～47。
- 陳泰然，1990：台灣梅雨季伴隨中尺度低層之豪雨與雷達回波研究。大氣科學，18，213～238。
- 陳泰然、李金萬與劉廣英，1980：冬季東北季風影響下之台灣北部異常降水之初步研究。大氣科學，7，73～84。
- 鄧財文、陳景森與陳台琦，1992：1990年6月9日北部地區豪雨個案的綜觀環境及降雨分析。大氣科學，20，97～117。
- Byers, H. R., and R.R. Braham, Jr. 1949: The Thunderstorm U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 287pp.
- Grossman, R.L., and D. R. Durran, 1984:

Interaction of low-level flow with the western Ghat Mountains and off shore convection in the summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 652-672.

Houze, R., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, New York, 530-535pp.

Jou, B., J.-D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system over northern Taiwan: A case study 21 Jun 1991. *TAO*, 5, 169-167.

Lin, Y. - L., 1994: Orographic effect on airflow and mesoscale weather system over Taiwan. *TAO*, 4, 381-420.

Ruttuno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 563-485.

A preliminary study of heavy rainfall over Su-Ao area: A case study October 8-9, 1995

Wu Shuh-Cheng Liu Chung-Chih Peter Dagang Pan
Weather Central, Weather Wing, CAF ROC

Abstract

The purpose of this paper is focus on the mesoscale process that trigger and maintain the heavy rainfall (daily over 284mm) over Su-Ao area during the period of October 8-9, 1995. Result shows that the high moisture content air over the northern Taiwan was continuously supplied by persistent northeast monsoon passing over the warm Kuroshio current. Under the circumstance of the low Froude number northeast wind can not across the central mountain range (CMR). Air mass will accumulate and form a mesoscale high pressure in front of the CMR. The pressure gradient force of the mesoscale high pressure will decrease the speed the northeast wind and induce the vertical motion in front the CMR. After precipitation in the mountain area the cold air will form the down slope wind that will enhance the low level convergence with the northeast wind that cause the heavy precipitation over Su-Ao area. By the way the special geography over Su-Ao area and the diurnal heating effect are another important factors which can not be neglected.

Taiwan -

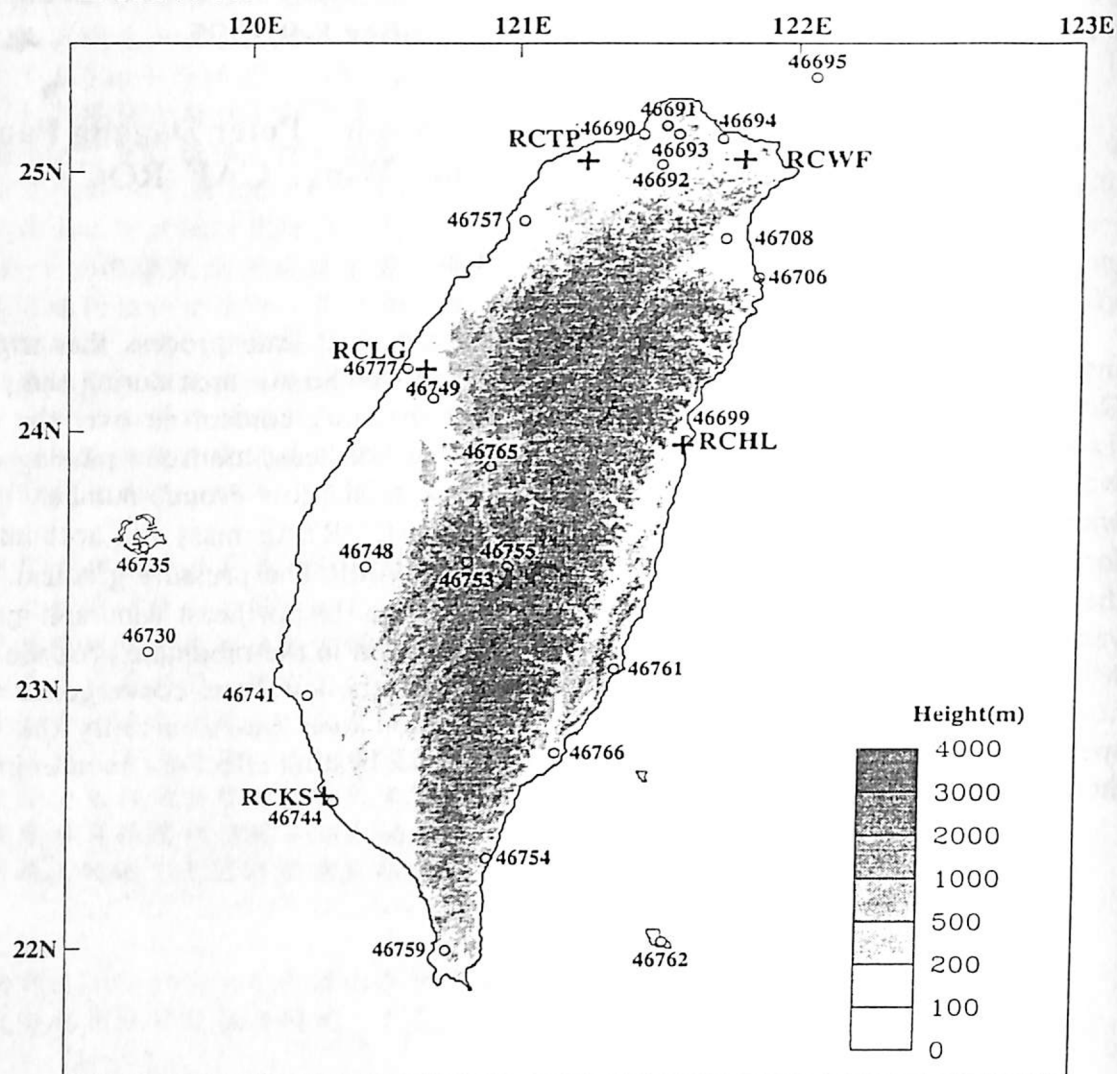


圖1 台灣地形圖，46706與46708分別為蘇澳及宜蘭兩測站的地理位置。

	7	8	9
宜蘭	18	34	102 (mm)
蘇澳	44	406	284 (mm)

表一 1995年10月7日至9日宜蘭及蘇澳測站的日累積降雨量。

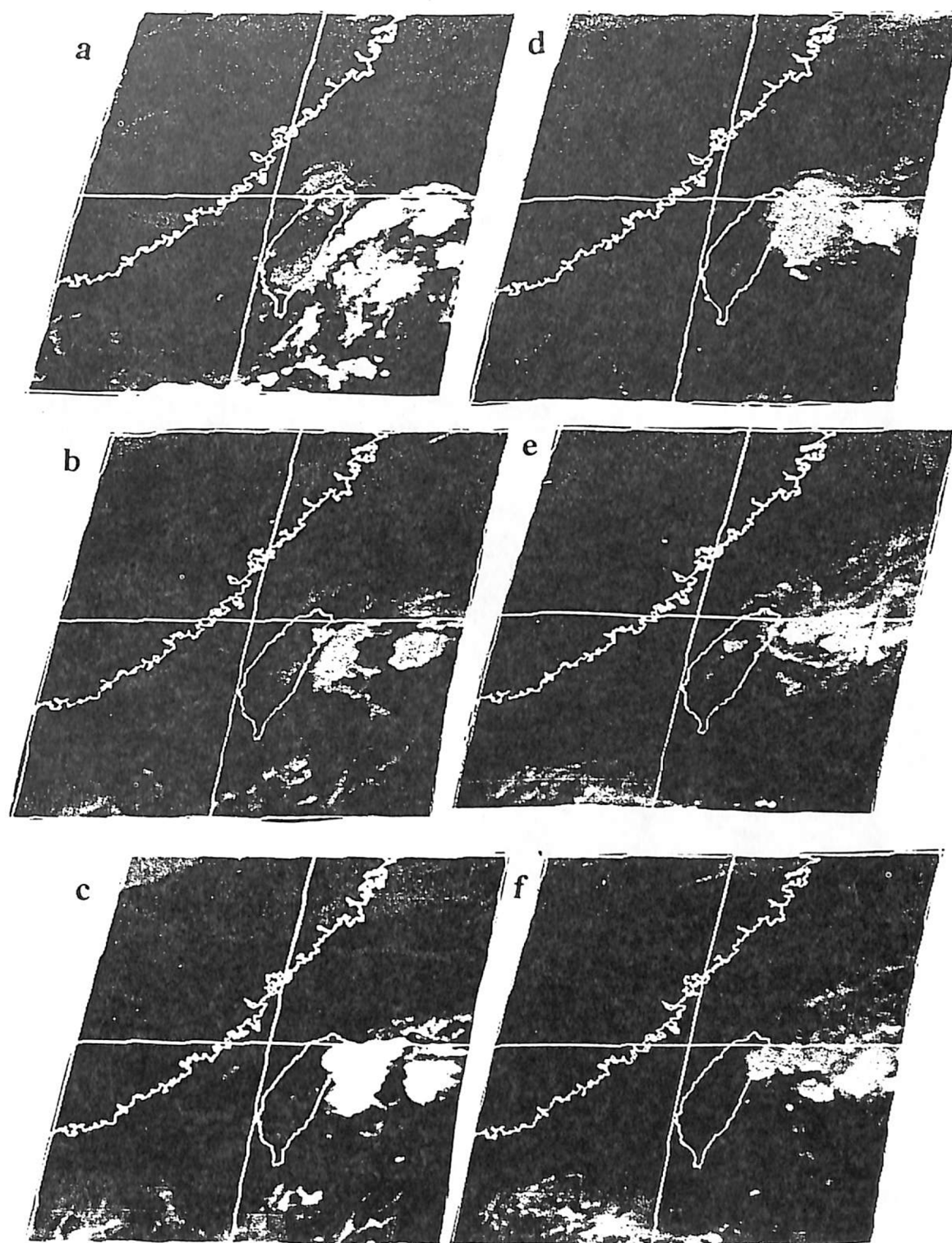
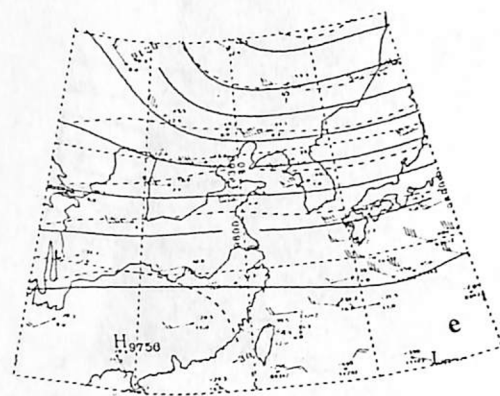


圖2 1995年10月7日至9日紅外線衛星雲圖。(a)10月7日19300LST。(b)10月8日0130LST。(c)10月8日0230LST。(d)10月8日0430LST。(e)10月8日1630LST。(f)10月8日1930LST。(g)10月9日0030LST，(h)10月9日0230LST。(i)10月9日0430LST。



續圖3

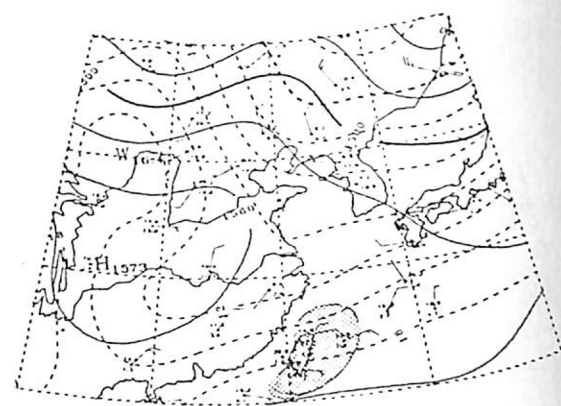
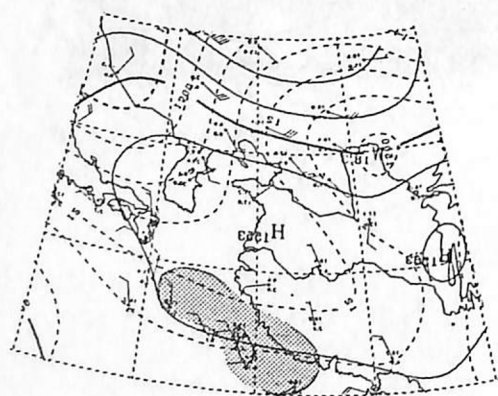
圖4b 1995年10月8日1200UTC 850hpa天氣圖，陰影為 $T - T_d \leq 2^\circ\text{C}$ 。

圖4a 1995年10月8日1200UTC地面天氣圖。

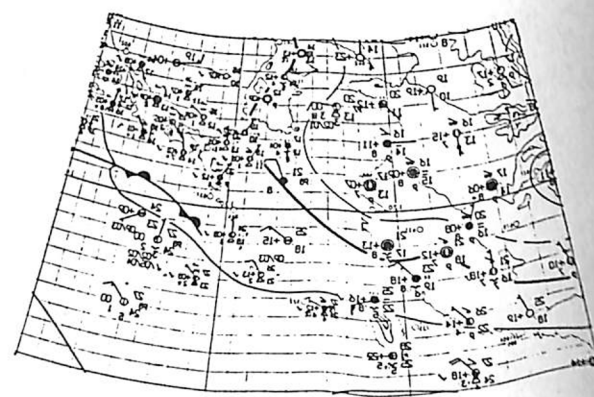
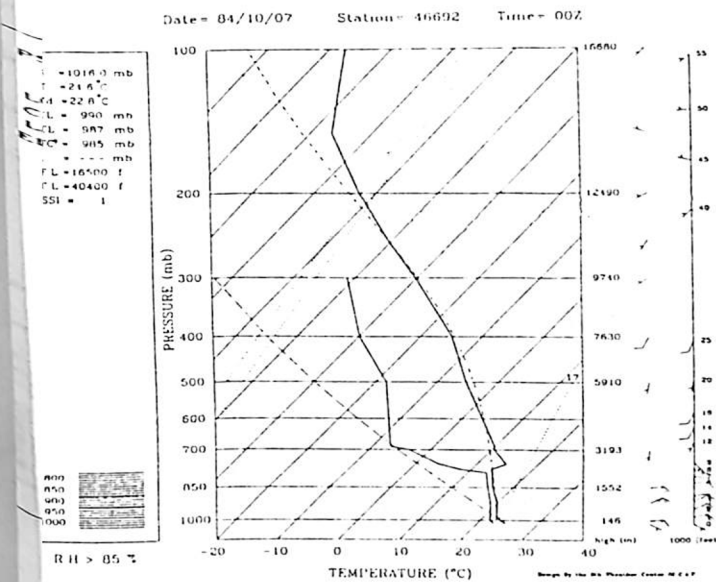
圖4c 1995年10月9日1200UTC 850hpa天氣圖，陰影為 $T - T_d \leq 2^\circ\text{C}$ 。

圖5a 1995年10月7日0000UTC板橋探空。

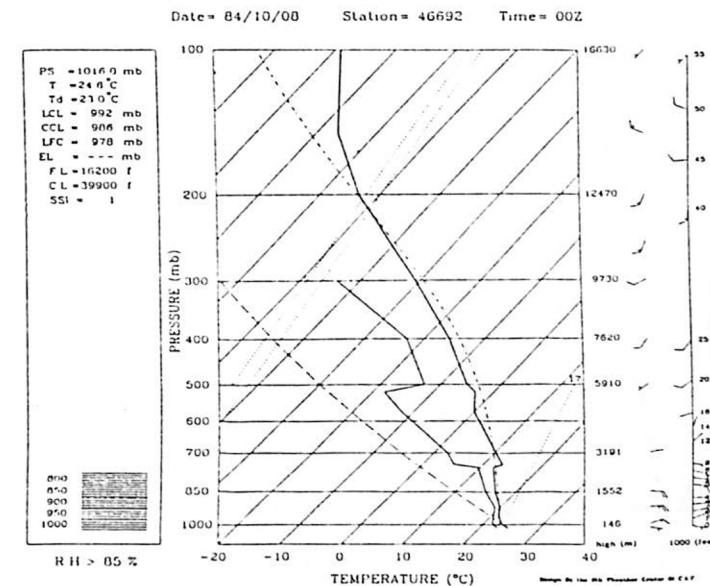


圖5c 1995年10月8日0000UTC板橋探空。

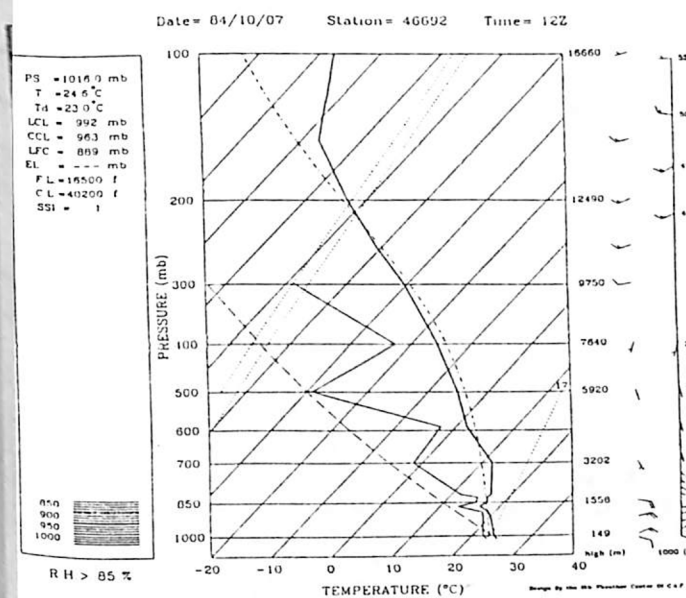


圖5b 1995年10月7日1200UTC板橋探空。

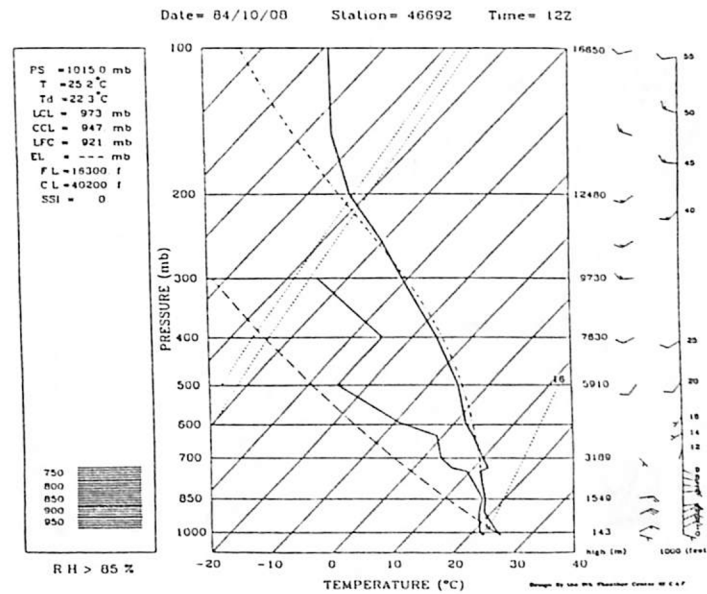


圖5d 1995年10月8日1200UTC板橋探空。

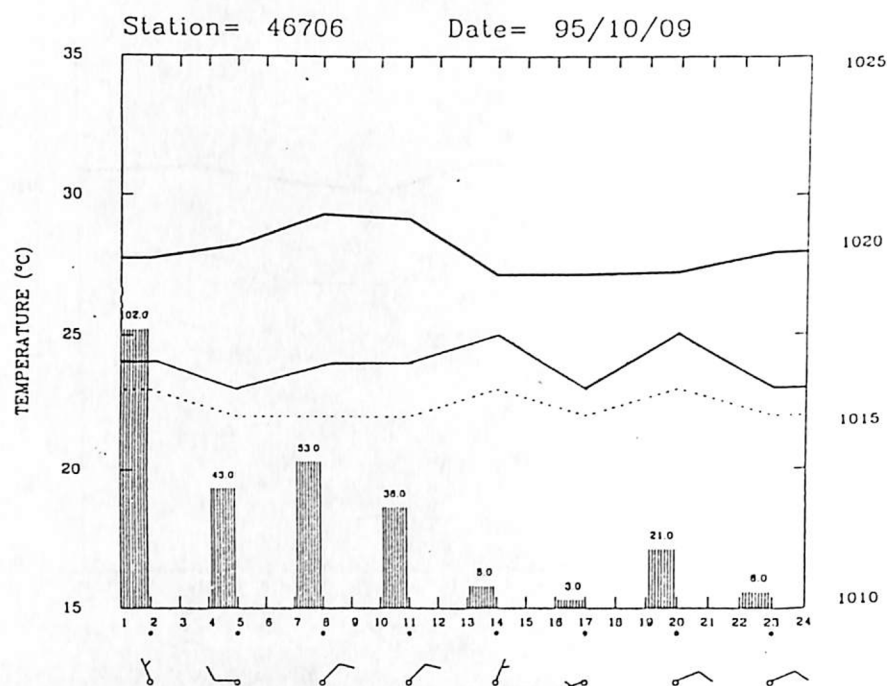


圖9 1995年10月9日蘇澳測站傳統氣象資料，X軸為時間(LST)；左Y軸為溫度、右Y軸為氣壓。粗實線為氣壓，實線為溫度，虛線為露點溫度資料，長條圖代表三小時累積雨量。

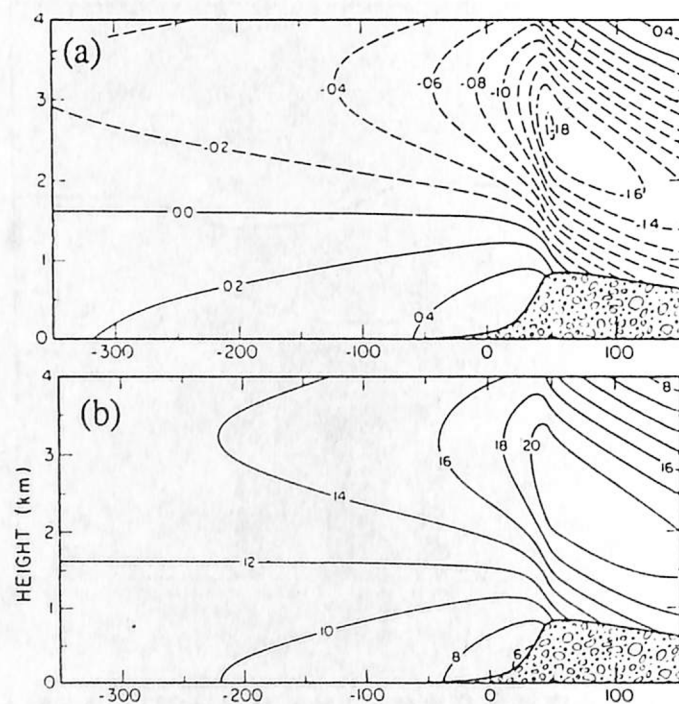
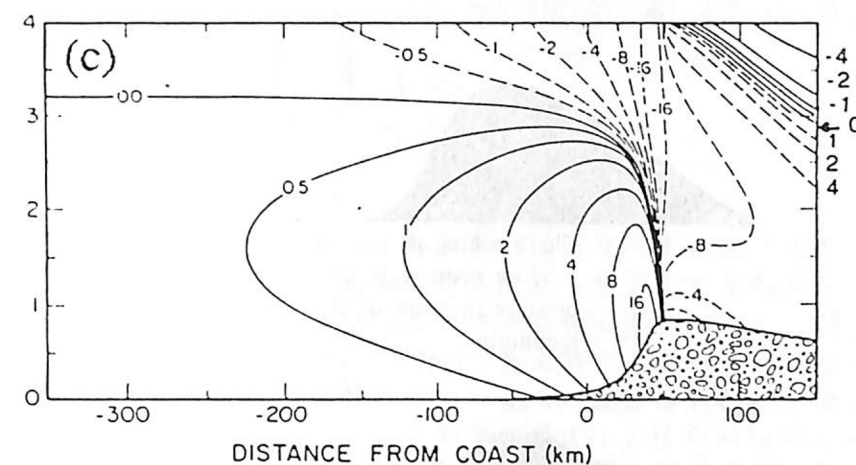


圖10 (a)氣壓擾動(mb)分佈；(b)水平風速(m/s)；(c)垂直速度(cm/s)。陰影處為印度西高山。(取自Grossman and Durran, 1984)。



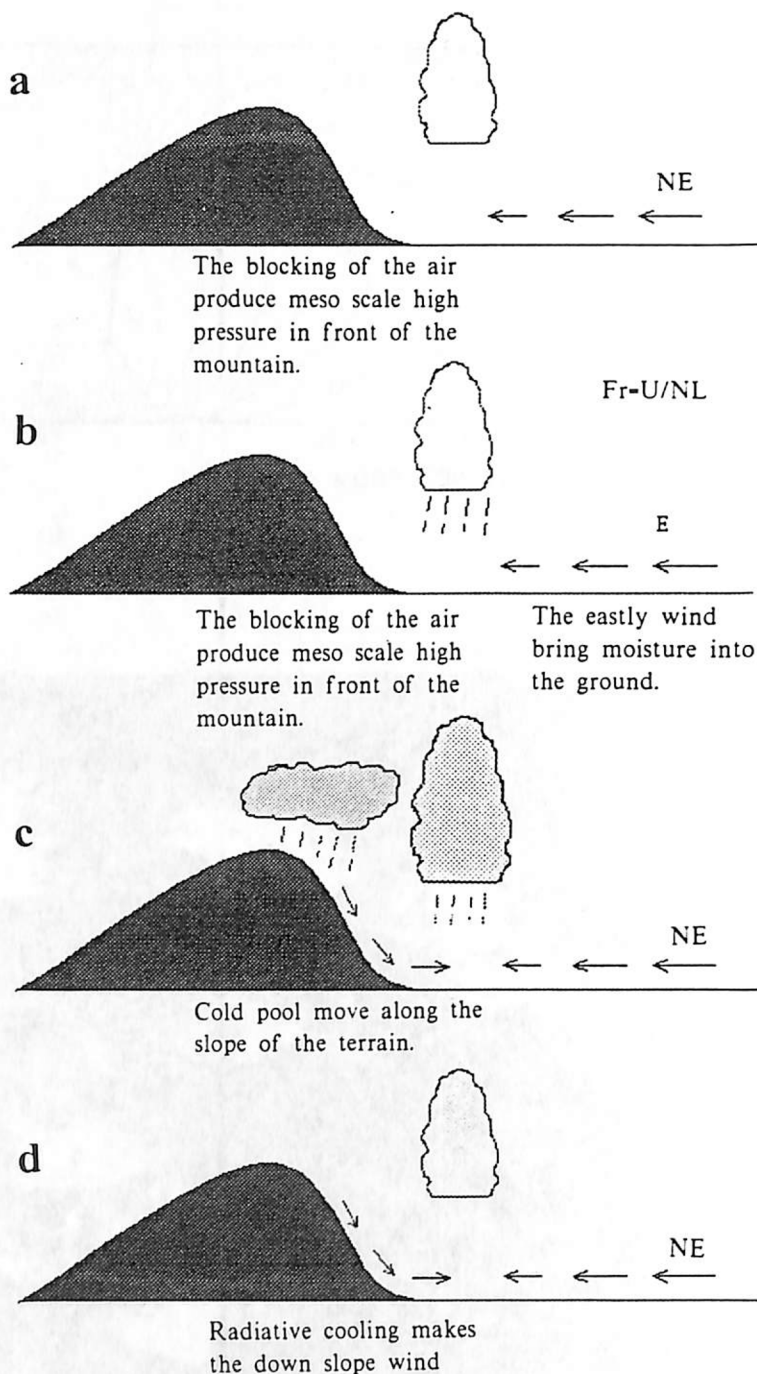
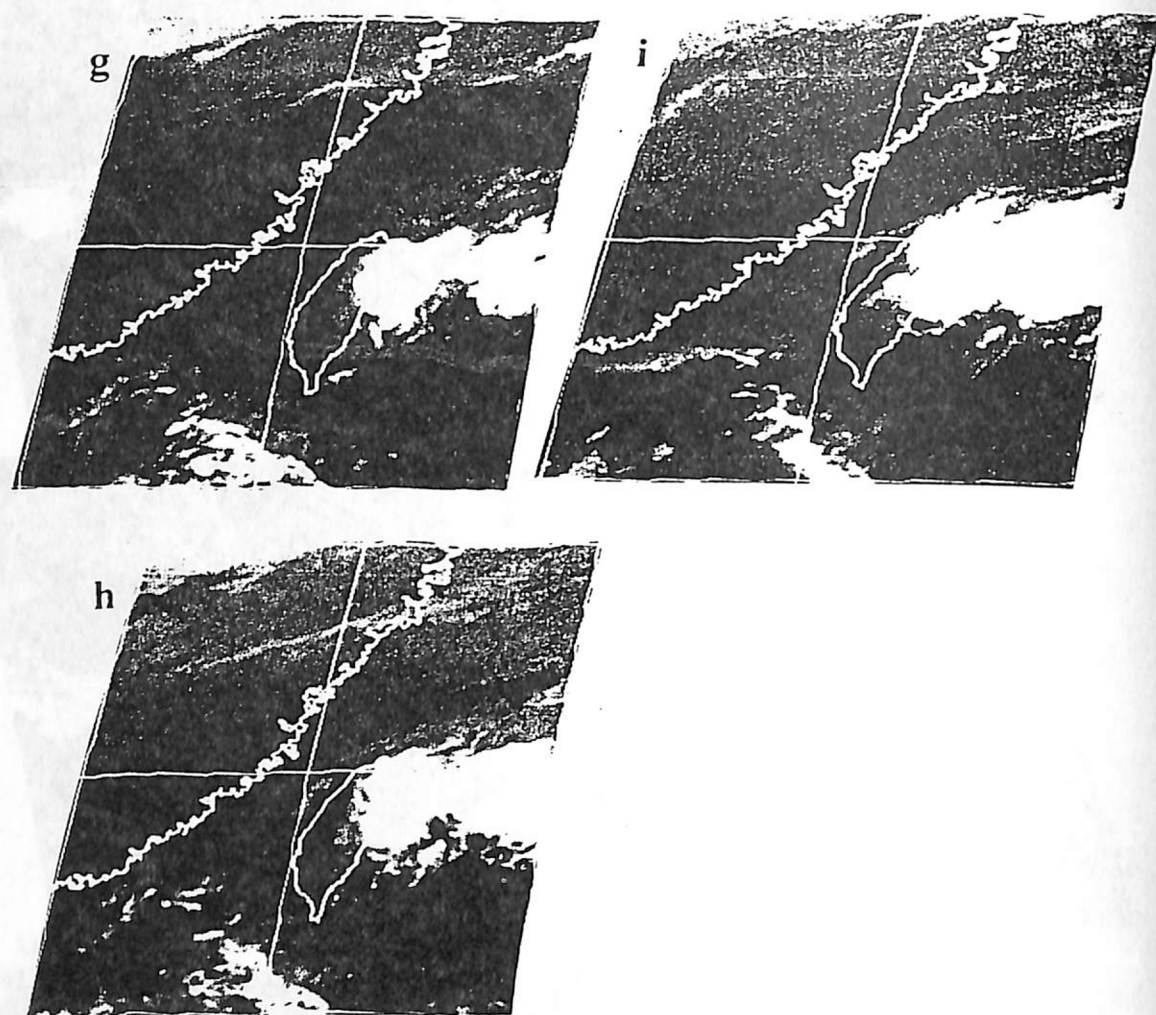


圖12 1995年10月7日至9日蘇澳地區豪雨發生之概念模式。(a)東北季風無法過山，山前因質量累積形成一中尺度高壓，此高壓之氣壓梯度力會使東北風減速而在山前發生輻合並產生垂直運動而成雲。(b)山前輻合加上東北季風經黑潮（暖洋流）變性提供台灣地區低層充沛的水汽而產生降水。(c)山區降水後的冷空氣產生之下坡風進一步增強低層輻合作用導致豪雨。(d)山區因熱力效應產生之下坡風與東北季風發生輻合進而激發對流。



續圖2

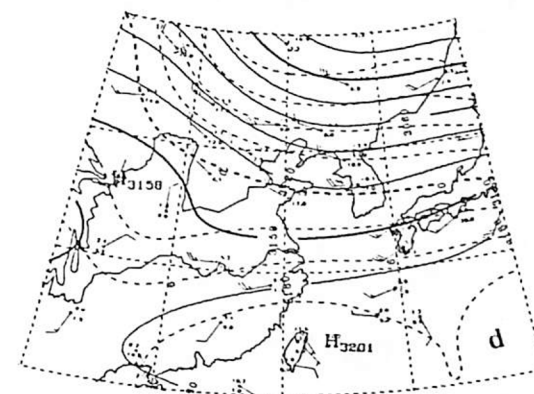
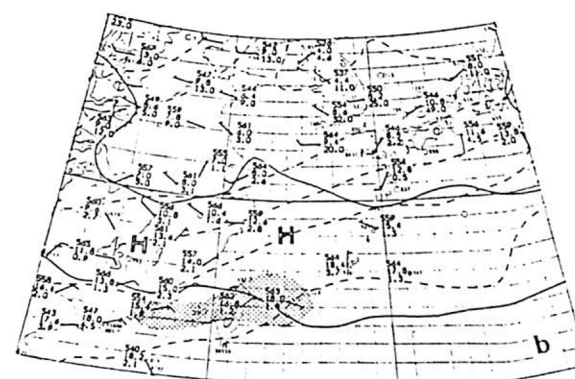
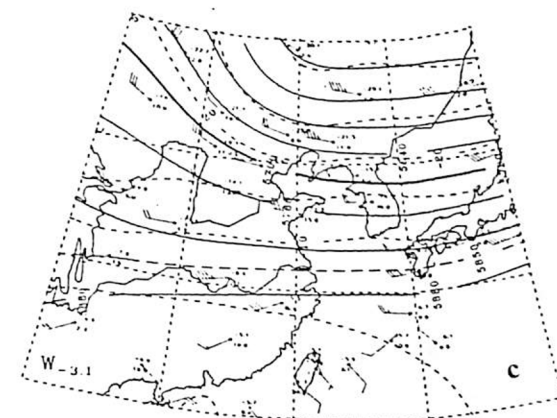
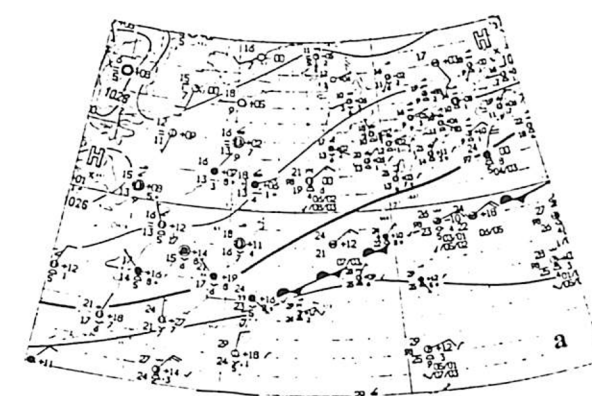


圖3 1995年10月7日綜觀天氣圖。(a)0000UTC地面天氣圖。(b)1200UTC 850hpa天氣圖，陰影為 $T - T_d \leq 2^\circ\text{C}$ 。(c)1200UTC 700hpa天氣圖。(d)1200UTC 500hpa天氣圖。(e)1200UTC 300hpa天氣圖。

續圖3