

梅雨期間低層噴流之診斷分析

黃康寧

中央氣象局
資訊中心

林松錦

國立中央大學
大氣物理研究所

摘要

從許多豪雨的研究個案顯示，低層噴流與豪雨發生之關係密切，本文選取1979年6月9日至6月14日在華南及台灣皆有豪雨發生並且伴隨有明顯低層噴流的個案，利用FGGE Level IIIb的資料，做水平及垂直結構的分析，以找出造成低層噴流形成、發展的可能原因，並探討低層噴流鄰近的環流型態、低層噴流與豪雨發生之間的因果關係，以及高、低層噴流之間的關聯。

分析結果顯示，南北向氣壓梯度的加強對低層噴流生成及發展的貢獻最大，而南北向氣壓梯度的增大主要是由熱力因素所造成。當高層噴流入區移到青康藏高原的東邊，由於西南氣流帶來豐沛的水汽，再加上高層噴流入區右側下方為上升運動區，因此在華南地區有中尺度對流系統的生成，引發降水。對流潛熱釋放與上升運動之間正向回饋作用使得低層的氣壓降低，加上北方冷高壓南下，導致南北向的氣壓梯度增大，而造成華南地區低層噴流的生成及發展。上升氣流往高層噴流入區左側與低層噴流南側發生分流、產生下降運動，形成高層噴流入區有熱力直接環流及低層噴流有熱力間接環流的現象。此種垂直結構特性，亦顯示高、低層噴流有耦合現象。

本個案中的低層噴流的主要分量是地轉風，與一般研究結果不同。推斷低層噴流與豪雨發生之間的因果關係如下：華南地區的中尺度對流系統是低層噴流形成之因；隨著時間系統漸漸往東南方移動，低層噴流的熱力間接環流逐漸建立完整，當低層噴流抵達台灣北部時，即引起豪雨，亦即低層噴流是導致台灣地區豪雨之因。

一、前言

在許多豪雨個案的研究中顯示，在豪雨發生的前後時間裏都伴隨有顯著的低層噴流存在，如Chen and Yu (1988)分析35個台灣北部豪雨個案，得到850hPa或700hPa有噴流軸線通過台灣北部附近的頻率達84%。因此低層噴流與豪雨之間的關係不斷被探討，而低層噴流便成為尋求豪雨成因的重要課題之一。

有關低層噴流形成的機制，較近期的研究是將焦點放在對流加熱所產生的效應之上。Chen (1982)提出的假說是：在條件不穩定、幾近飽和的大氣中，非熱力風與垂直環流之間正向回饋的結果，會有不穩定的慣性重力波產生，此慣性重力波會加強對流，因而促使低層噴流發展；而不穩定慣性重力波的發展與對流所引起的潛熱釋放關係密切。Chou et al. (1990)，Nagata and Ogura (1991)及丘等(1989)的模擬結果皆顯示：低層噴流在強對流區的南方形成。由於對流潛熱釋放所引發的垂直次環流，其往北的低層支流(

非地轉風)經科氏加速後，會有低層噴流的形成或加強。這種機制可解釋為經由非絕熱加熱所引起的質量-動量調節過程，與Chen (1982)的假說類似。Chen and Yu (1988)，Tsay and Kau (1989)等學者們所做的分析可以支持以上的說法。

為求進一步的了解，本文選取在華南地區及台灣地區皆出現豪雨及低層噴流的個案，藉由資料的診斷分析來探討劇烈天氣與低層噴流之間的因果關係，以及造成低層噴流生成、發展的可能原因。而與低層噴流及MCS同時存在的高層噴流，它們三者之間是否有所關連，也是本文想探索的問題。

二、資料處理與分析計算方法

(一)資料來源與個案選取

本文使用ECMWF (European Center of Medium Range Weather Forecast)所分析的1979 FGGE (First GARP Global

Experiment, GARP: Global Atmospheric Research Program) Level IIIb的網格點資料, 選取1000hPa、850hPa、700hPa、500hPa、400hPa、300hPa、250hPa、200hPa、150hPa以及100hPa共10層的高度場、溫度場、水平風場及相對溼度等資料來做分析。

本文選取1979年6月9日至6月14日華南及台灣地區皆發生豪雨及低層噴流的個案當作分析對象。為了將中尺度現象與綜觀尺度現象做一連接, 有一整體性的概念, 因此分析的區域是從東經90度至東經140度, 北緯15度至北緯50度。本個案的地面天氣圖參考日本氣象廳的天氣圖。

(二) 動量方程式中各項、地轉風及非地轉風的計算

FGGE Level IIIb原始網格點資料是位於 $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ (經度/緯度)網格點上, 為了避免在作微分運算時水平間距過大, 所以先利用Bessel內插方法(Lin and Chiou, 1985)將資料內插至 $1^\circ \times 1^\circ$ (經度/緯度)網格點上, 以利往後分析計算之用。

本文使用的水平動量方程式如下:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p}\right) - \frac{\partial \Phi}{\partial x} + fv + F_x \quad (1)$$

A1 B1 C1 D1

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p}\right) - \frac{\partial \Phi}{\partial y} - fu + F_y \quad (2)$$

A2 B2 C2 D2

式中

Φ : 表示重力位(geopotential)

A1、A2: 表示東西向及南北向的平流項

B1、B2: 表示東西向及南北向的氣壓梯度力

C1、C2: 表示東西向及南北向的科氏力

D1、D2: 表示東西向及南北向的摩擦力

而實際風場(\vec{V})、地轉風(\vec{V}_g)與非地轉風(\vec{V}_{ag})之間的關係為

$$\vec{V} = \vec{V}_g + \vec{V}_{ag} \quad (3)$$

東西向及南北向的地轉風分量(u_g 、 v_g)可由下式求得:

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y}$$

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (4)$$

在本文所選取的個案中, 由於低層噴流位於850hPa至600hPa之間, 所以可將地形效應造成的摩擦力項忽略。本文計算了(1)、(2)式中的平流項、氣壓梯度力及科氏力等項, 以分析並判斷何項對此個案中低層噴流形成與發展的

貢獻最大; 並利用(3)、(4)式求出地轉風與非地轉風, 以了解二者在此個案的低層噴流中所扮演的角色。

在本文中的水平微分運算, 採用的是中間差分法, 其間隔皆為一度(經度或緯度); 而垂直方向的微分, 因主要層間並非等間距, 所以利用下式處理:

$$\left(\frac{\partial A}{\partial p}\right)_i = \left(\frac{A_{i-1} - A_i}{P_{i-1} - P_i}\right) \left(\frac{P_i - P_{i+1}}{P_{i-1} - P_{i+1}}\right) + \left(\frac{A_i - A_{i+1}}{P_i - P_{i+1}}\right) \left(\frac{P_{i-1} - P_i}{P_{i-1} - P_{i+1}}\right) \quad (5)$$

式中A為任一氣象變數。

三、個案分析

(一) 綜觀天氣形勢

6月9日1200UTC(圖1a), 華中有一鋒面, 鋒面南方出現降水現象; 蒙古高壓南下, 在越南出現一低壓。6月10日0000UTC(未附圖), 華中鋒面南下至長江流域, 越南低壓往東北移動, 隱沒入華南地區出現的滯留鋒面中, 長江流域到華南地區皆有降雨現象發生(陣雨或偶雨), 廣東沿海出現雷雨; 而蒙古高壓南下、加強, 太平洋高壓則往西伸展, 使海上鋒面稍往北抬。之後, 華南的鋒面已與日本的鋒面合併, 成為一近似東西走向的滯留鋒, 並逐漸接近台灣, 使台灣北部在6月11日0000UTC即開始下雨。此滯留鋒生命期較長, 一直在台灣附近徘徊, 直至6月17日0000UTC才完全消失。6月11日至14日台灣地區有豪雨發生(日雨量大於50mm/day, 即為豪雨; Tsay and Kau, 1989)。在此期間, 大陸性高壓持續減弱、南下, 最後出海、消失; 而太平洋高壓卻逐漸加強並往西拓展領域。

(二) 風場分析

使用300hPa及700hPa的FGGE Level IIIb之東西向及南北向風場資料做等壓面上水平風場分析。定義在300hPa大於30m/s的最大風速軸線為高層噴流, 在700hPa大於10m/s的最大風速軸線為低層噴流。500hPa等壓面上之垂直風場分析, 正值代表上升運動, 負值代表下降運動。由於沒有衛星雲圖資料, 因此以華南地區的上升運動區、再配合地面天氣圖上標示的降水情形, 做為對流發展區域的參考。

6月9日1200UTC, 高層噴流位於華中、華北地區, 呈東-西走向(圖2a); 在高層噴流入區右側及出區左側下方有上升氣流(圖2i), 從前一節的綜觀天氣可知, 華中、華南地區有MCS發展, 並有降水現象發生(圖1a)。華南地區低對流層尚未出現低層噴流(圖2e)。

6月10日0000UTC，高層噴流往東北方移動，呈東北東—西南西走向，噴流範圍擴大、加強(圖2b)，此時在雲南、廣西及廣東一帶出現了低層噴流，風速可達15m/s(圖2f)。高層噴流入區右側下方的上升氣流變得極為旺盛(圖2j)，低層噴流軸心及其北側都籠罩在上升運動中。從綜觀天氣可知，華南地區出現了滯留鋒面，發生降雨現象，在廣東甚至出現雷雨。之後，高層噴流繼續往東北方移動，前緣已漸漸移出分析區域，噴流軸心在6月10日1200UTC再次增強(圖2c)，風速達55m/s，之後又再減弱(未附圖)。在高層噴流入區右側及出區左側下方仍有上升運動，其增強、減弱的趨勢與高層噴流一致(圖2k)。在此同時，華南地區的低層噴流東移、與日本南方海面的低層噴流合併，向台灣移動中(圖2g)。在低層噴流出現後，高、低層噴流之間相距總在8個緯度左右。

6月11日0000UTC，高層噴流前緣往東北方移動，在分析範圍內的部分則增強，呈東北東—西南西走向(圖2d)；隨著時間增加，高層噴流緩慢地向東北方移動，逐漸轉變成東北—西南走向，勢力範圍往南延伸至 $23^{\circ}N$ 左右(未附圖)。在高層噴流入區右側及出區左側下方仍有上升氣流存在，台灣地區在此段時間裏一直都處在上升運動區中(圖2l)。低層噴流軸心在6月11日0000UTC已抵達台灣北部(圖2h)，呈東北—西南走向，勢力範圍擴大，從前一節可知，台灣北部此時開始降雨。之後，低層噴流往南移動，台灣中、南部亦開始降雨；低層噴流軸心前緣往日本南方海面伸展，並與該處的低層噴流合併，而低層噴流後緣則非常緩慢地往東北東方移動，幾近停滯(未附圖)。在分析的時間裏，台灣籠罩在低層噴流的勢力範圍之下，而此低層噴流增強、減弱的趨勢及週期與高層噴流和上升運動區一致。低層噴流與高層噴流之間的距離隨著時間增加而縮短，至分析時間後期，二者之間約只相距4~5緯度。從圖中亦可看出，北風風系隨時間向南擴展勢力範圍，此即綜觀天氣中的北方冷高壓與華南梅雨鋒面南下所造成。

對華南地區而言，系統出現的先後順序是高層噴流、上升運動區(MCS、降雨)，然後是低層噴流；而上升運動區位於高層噴流入區右側下方，低層噴流軸及其北側都被覆蓋在上升運動區中，高、低層噴流二者約略成平行；再者，高、低層噴流與上升運動區的增強、減弱趨勢及週期一致。從以上敘述推測，高、低層噴流與上升運動區三者之間似乎關係密切，至於有何關聯，留待第四節再討論。

(三)動量方程式中各項、地轉風及非地轉風之分析

本文的主要目的之一是想藉由資料分析來判斷造成低層噴流生成、發展的可能原因，因此計算出動量方程式中氣壓梯度力、科氏力及平流項，來看看各項對低層噴流發展的貢獻。

圖3是6月9日1200UTC至6月10日1800UTC，700hPa南北氣壓梯度力圖($-\frac{\partial\phi}{\partial y}$ ，(2)式的B2項)。從圖中可看出華南地區的氣壓梯度力隨時間逐漸增大，而在6月10日0000UTC達最大值，之後，氣壓梯度力最大值區域隨時間漸漸東移。與700hPa實際風場(圖2e~g)比較，發現B2項對整個低層噴流皆為正貢獻，其值為B1項(未附圖)的2~4倍，而且正值走向與低層噴流走向一致。利用(4)式求出地轉風(圖9)，並與實際風場比較，可看出在華南地區地轉風的最大值區域及移動與實際風場中低層噴流約略一致，而且地轉風風速值與低層噴流風速值相差無幾。計算所得之科氏力項(未附圖)，其值與氣壓梯度力項大小約略相等，但正、負符號相反；而平流項之值(未附圖)也僅達氣壓梯度力的 $1/12 \sim 1/4$ 左右。因此推論在700hPa低層噴流發生處的風場幾達地轉平衡。圖5是利用(3)式求出之非地轉風場 \vec{V}_{ag} 。比較實際風場(圖2)、地轉風場(圖4)與非地轉風場(圖5)，發現低層噴流主要是由地轉風組成，而非地轉風則是使低層噴流稍微偏離地轉平衡，造成低層噴流區域性是屬於次地轉風、或是超地轉風。例如：6月10日0000UTC，非地轉風在雲貴高原處($105^{\circ}E$ ， $26^{\circ}N$ 附近)使低層噴流變成超地轉風，而在江西一帶($115^{\circ}E$ ， $26^{\circ}N$ 左右)使低層噴流變成次地轉風(圖2b、圖4b、圖5b)。再將非地轉風與低層噴流入區右側下方的上升運動區(圖2i~l)做比較，發現6月9日1200UTC至6月10日1200UTC(未附圖)，非地轉風在上升運動區北側吹北風，南側則很零亂(圖5a、b)；之後，非地轉風在上升運動區南側出現明顯的南風分量，北側的北風減弱(圖5c)，此時低層噴流南側的 fv_{ag} (即B1項+C1項，未附圖)為正貢獻，水平風場變成超地轉風；在分析後期(6月14日0000UTC起，未附圖)，非地轉風在上升運動區的南、北兩側都已變得很弱。

從以上分析可以推斷：南北向的氣壓梯度增加造成地轉風增強，而700hPa的低層噴流幾乎呈現地轉平衡狀態，即低層噴流的主要分量是地轉風，非地轉風只使低層噴流區域性的稍微偏離地轉平衡，成為超地轉風或次地轉風，因此可說南北向的氣壓梯度增加對低層噴流生成及發展的

貢獻最大。而自6月10日1800UTC起，非地轉風在上升運動區南側出現明顯的南風分量，此非地轉風經科氏加速後，造成低層噴流南側成爲超地轉風。

(四)熱力作用分析

由前一節的動力分析中，得知南北向氣壓梯度的增強對低層噴流生成及發展的貢獻最大，然而此氣壓梯度之增強從何而來、如何維持，則是本節欲探討的問題。

(1)輻散場分析

想瞭解低層噴流的垂直環流結構，輻散場及其伴隨之垂直速度場的探討是一項很重要的因子。圖7是6月9日1200UTC至6月10日1800UTC的700hPa(圖7a~c)及300hPa輻散場(圖7d~f)。將圖7與同時間的垂直速度場做比較，從圖中可看出，6月9日1200UTC當華南地區MCS發展時(即上升運動區)，在700hPa相對應處有一輻合場，300hPa有一輻散場。6月10日0000UTC低層噴流首次在兩廣及越南一帶出現，700hPa輻散場(圖7b)顯示在低層噴流軸及其北側有一強輻合氣流中心，300hPa等壓面上此處則爲一強輻散(圖7e)，因而在低層噴流軸及其北側有一明顯的上升運動；此上升運動區二側爲微弱下降區，分別對應300hPa的弱輻合場及700hPa的弱輻散場。隨著時間的增加，高、低層的輻合、散場及中對流層的垂直速度場時強、時弱，但彼此配置的形式仍不脫6月10日0000UTC的方式(未附圖)，不過在6月10日1800UTC以後，700hPa上升運動區北側的輻散場變的較南側的輻散場小(圖7c)，而300hPa則是上升運動區北側的輻合場較南側的爲大(圖7f)。自6月10日1800UTC起，台灣地區逐漸被低層輻合場、高層輻散場以及中層的上升運動區所籠罩(未附圖)。

由以上分析得知，在高層噴流入區右側下方的輻合場在低層噴流出現時有加強的現象。這個出現在低層噴流軸及其北側的低對流層輻合場是造成天氣變化的原因，如果再配合高層的輻散場，則在中、低對流層有上升運動發生，此上升運動對於水汽與可感熱的垂直輸送扮演著很重要的角色，若配合得當，則會發生劇烈的天氣變化。綜合輻散場、垂直速度場及高低層非地轉風(圖5、6)的分析，可推斷：在高、低層噴流之間存在著垂直環流(在本文中，定義南邊有上升運動、北邊有下降運動之垂直環流爲熱力直接環流；反之，則爲熱力間接環流)。從低層噴流軸以北至高層噴流入區有一熱力直接環流，而橫跨低層噴流軸兩側則

爲一熱力間接環流，此熱力間接環流到6月10日1800UTC才發展完整。

(2)相對溼度及相當位溫之分析

圖8分別是850hPa及700hPa的相對溼度圖。在低層噴流出現(6月10日0000UTC)以前，在雲貴高原、四川及兩廣一帶，已呈潮溼的狀態(相對溼度大於80%，圖8a、d)。6月10日0000UTC，華中鋒面南下，潮溼空氣開始向南退，但由於低層噴流出現，從圖8b、c可明顯看出相對溼度大於80%的溼舌往東伸，分佈在低層噴流北側之華南地區一帶。之後，華南梅雨鋒面逐漸南下，潮溼空氣亦向南退，但是溼舌漸漸向東北方延伸，與低層噴流發展的走勢相同，台灣地區亦在其勢力範圍中(圖8c、f)。再由低對流層的相當位溫分布來看(圖9)，6月9日120000UTC華南地區850hPa的相當位溫較700hPa暖，屬於條件不穩定區，此時340°K的相當位溫線分佈在華南一帶(圖9a、d)。6月10日0000UTC，340°K的相當位溫線雖往南退，但是卻向東伸展，其走向與低層噴流一致(圖9b、e)。隨著時間的增加，340°K的相當位溫線更往東北方拓展勢力範圍，台灣地區也在其勢力範圍之下，而此相當位溫等值線之走向仍與低層噴流走向一致(圖9c、f)。

綜合上述，因溼舌及340°K之相當位溫線的走向與低層噴流走向一致，所以低層噴流在水汽與可感熱的輸送上必有其重要性，從上一小節分析亦得知，上升運動在水汽與可感熱的垂直輸送上也扮演重要角色。

(3)高度場及渦度場之分析

圖10是6月9日1200UTC至11日0000UTC的700hPa高度場圖。6月9日1200UTC在700hPa有一低壓從雲貴高原往東伸出(圖10a)，此低壓的前緣所在之處有中尺度對流系統存在(由垂直風場與地面天氣現象判斷)；到了6月10日0000UTC，則在湖南、廣西及貴州一帶出現一分裂低壓(圖10b)，此位置即低層噴流軸及其北側的上升運動區，在此同時，大陸冷高壓亦南下。之後，這個分裂低壓呈東北—西南走向，隨著高、低層噴流及上升運動區的移動，緩慢向台灣靠近，最後與分析區域東北角往西南延伸的低壓合併(圖10c)。

從動量方程式的分析中得知，南北向氣壓梯度的增加對低層噴流形成、發展有最大的貢獻。綜合(1)、(2)、(3)

小節的分析，可做以下的推論：在低層噴流出現之前，高層噴流入區右側的熱力直接環流造成水汽與可感熱在低層輻合；對流造成的潛熱釋放，更加强上升運動，使低層氣壓降低，再加上北方冷高壓的南下，造成南北向的氣壓梯度增大，終於在6月10日0000UTC有低層噴流的形成；而低層噴流所引起之間接環流的形成、發展，使水汽與可感熱在低層噴流軸以北更容易產生輻合、釋放潛熱、上升運動加強、低層氣壓降低，如此正向回饋的結果，加上大陸冷高壓逐漸南下，南北向的氣壓梯度一直維持很大，因此低層噴流能夠持續發展。造成華南地區低層噴流形成、發展之熱力過程的推論，可用一簡單的示意圖表示之(圖11)。高、低層噴流及垂直環流之間的垂直結構特性，可說高、低層噴流發生了耦合現象。至於低層噴流與豪雨之間的因果關係，則是：在低層噴流形成之前，華南地區的中尺度對流系統是低層噴流形成之因；當高、低層噴流耦合時，低層噴流則是豪雨發生之因，如台灣地區的豪雨。

四、結論與討論

本文選取1979年6月9日至14日，於華南及台灣地區有豪雨發生且伴隨有明顯的低層噴流之個案，做水平及垂直結構的分析，以找出造成低層噴流形成、發展的可能原因，並探討低層噴流鄰近的環流型態、低層噴流與豪雨發生之間的因果關係，以及高、低層噴流之間的關聯。

分析結果顯示，南北向氣壓梯度的增強對低層噴流生成及發展貢獻最大，而南北向氣壓梯度的增大主要是由熱力因素所造成。當高層噴流入區移到青康藏高原的東邊，由於西南氣流帶來豐沛的水汽，再加上高層噴流入區右側下方為上升運動區，因此在華南地區有中尺度對流系統的生成，引起降水。對流引起的潛熱釋放與上升運動之間正向回饋作用，使低層的氣壓降低，加上北方冷高壓南下，所以南北向的氣壓梯度增大，造成華南地區低層噴流的生成與發展。上升氣流往高層噴流入區左側與低層噴流南側發生分流、產生下降運動，造成高層噴流入區有熱力直接環流及低層噴流有熱力間接環流的現象。此種垂直結構特性，亦顯示高、低層噴流有耦合現象。而低層噴流與豪雨發生之間的因果關係如下：華南地區的中尺度對流系統是低層噴流形成之因；系統隨著時間漸漸往東南方移動，橫跨低層噴流之熱力間接環流逐漸建立完整，當低層噴流抵達台灣北部時，即引起降雨及其後之豪雨現象，亦即低層噴流是台灣地區豪雨之因。

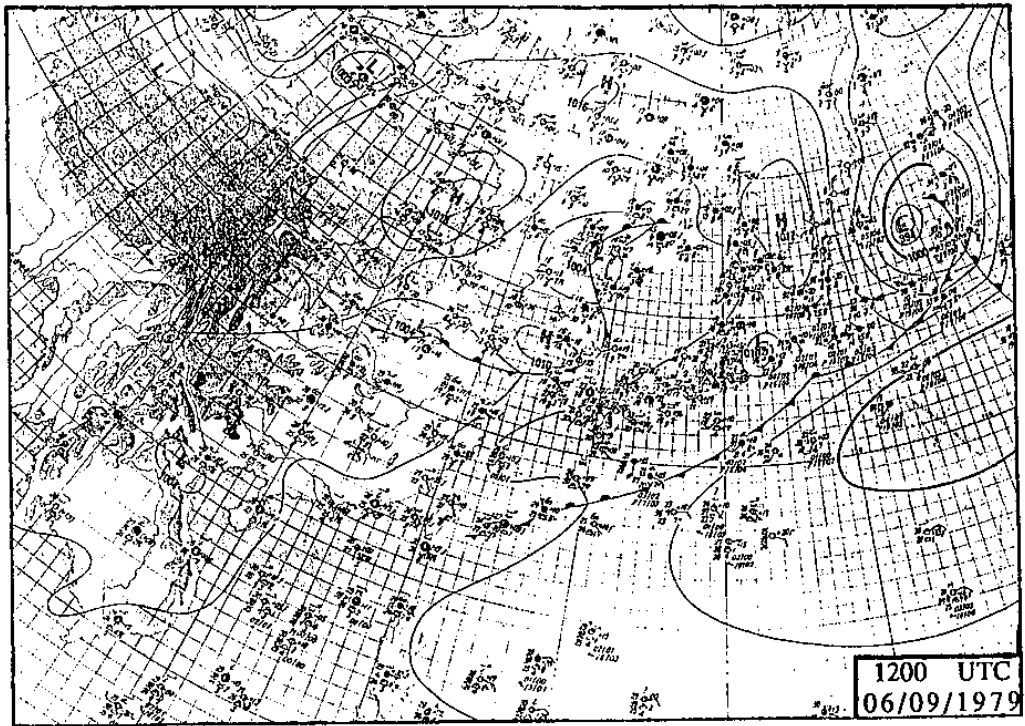
本個案的高、低層噴流之間相距約8個緯度(在分析後期距離更短)，水平尺度夠小，符合Chen(1982)的不穩定慣性重力波理論。但Chen(1982)、Chou et al.(1990)、Nagata and Ogura(1991)等學者的理論或模擬結果都認為：對流潛熱釋放所引起的間接環流，其往北的低層迴流(非地轉風)經科氏加速，會造成低層噴流的形成或發展。此種說法並不完全適用於本個案，因本個案的間接環流完整建立是在低層噴流出現18小時之後，所以對低層噴流的生成沒有幫助；不過在間接環流建立之後，其低層迴流經科氏加速，的確使低層噴流軸以南的風速變成超地轉風。因此Chen等學者所提出的假說對本個案而言，並不是低層噴流形成的機制，不過卻對低層噴流的發展有些助益。

一般學者的研究結果指出，非地轉風在低層噴流中佔很大的分量，使低層噴流變成超地轉風；而本個案分析的低層噴流的主要分量是地轉風，此點與一般研究的結果不同。

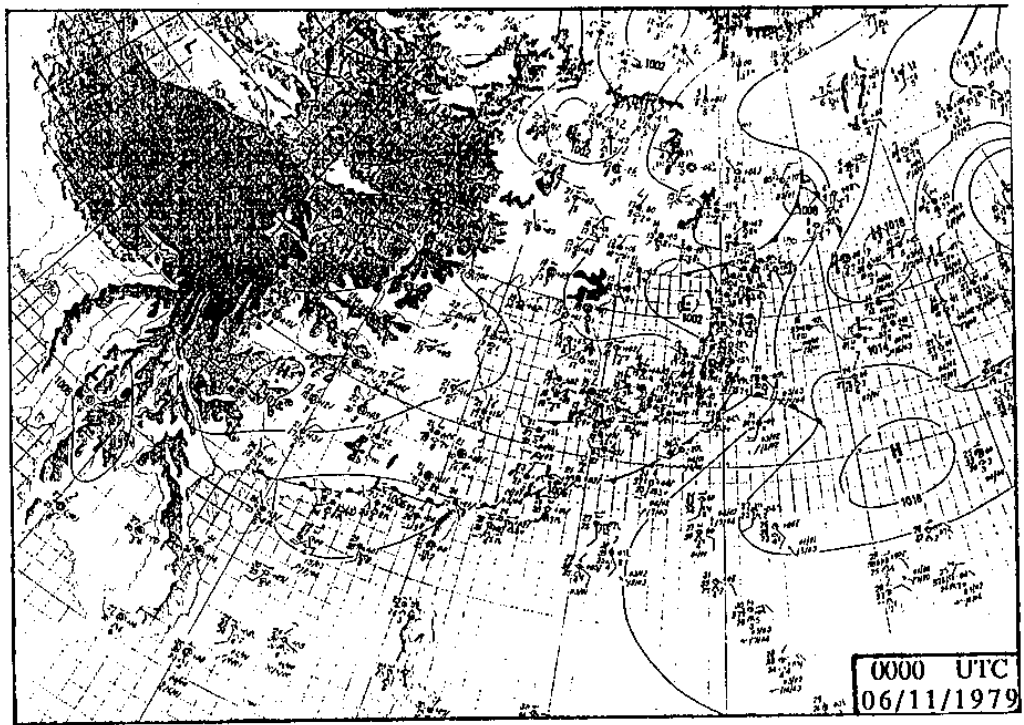
從資料分析中得到一個結果：在低層噴流形成之後，各氣象場的增強、減弱約有一個12小時的週期，此是否是不穩定慣性重力波存在的証據？還須要更進一步的驗證。有了完整的理論與研究，對未來低層噴流和降雨的預報會更有幫助。

參考文獻：

- 丘台光、陳景森、郭英華，1989：梅雨季華南中尺度對流系統數模擬研究：一九八一年五月二十七日至二十八日個案，*氣象學報*，35，185-201。
- 黃康寧，1992：梅雨期間低層噴流之診斷分析，*國立中央大學大氣物理研究所碩士論文*，102頁。
- Chen, Q., 1982: The instability of the gravity-inertia wave and its relation to low-level jet and heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1041-1057.
- Chen, G.T.J., and C.C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 884-891.
- Chou, L.C., C.P. Chang and R.T. Williams, 1990: A numerical simulation of the Mei-Yu front and the associated low level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1408-1428.
- Lin, S.C., and T.K. Chiou, 1985: Objective scale separation technique and its application on the mesoscale convective system diagnosis. *Papers Meteor. Res.*, 51, 101-106.
- Nagata, M., and Y. Ogura, 1991: A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a low-level jet over Japan in the Baiu season. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1309-1336.
- Tsay, C.Y., and W.S. Kau, 1989: The coupling of upper-level and low-level jet streaks during Taiwan heavy rainfall period in Mei-Yu season. *Papers Meteor. Res.*, 12, 1, 17-31.



(a)



(b)

圖1、1979年6月9日1200 UTC及6月11日0000 UTC的地面天氣圖。

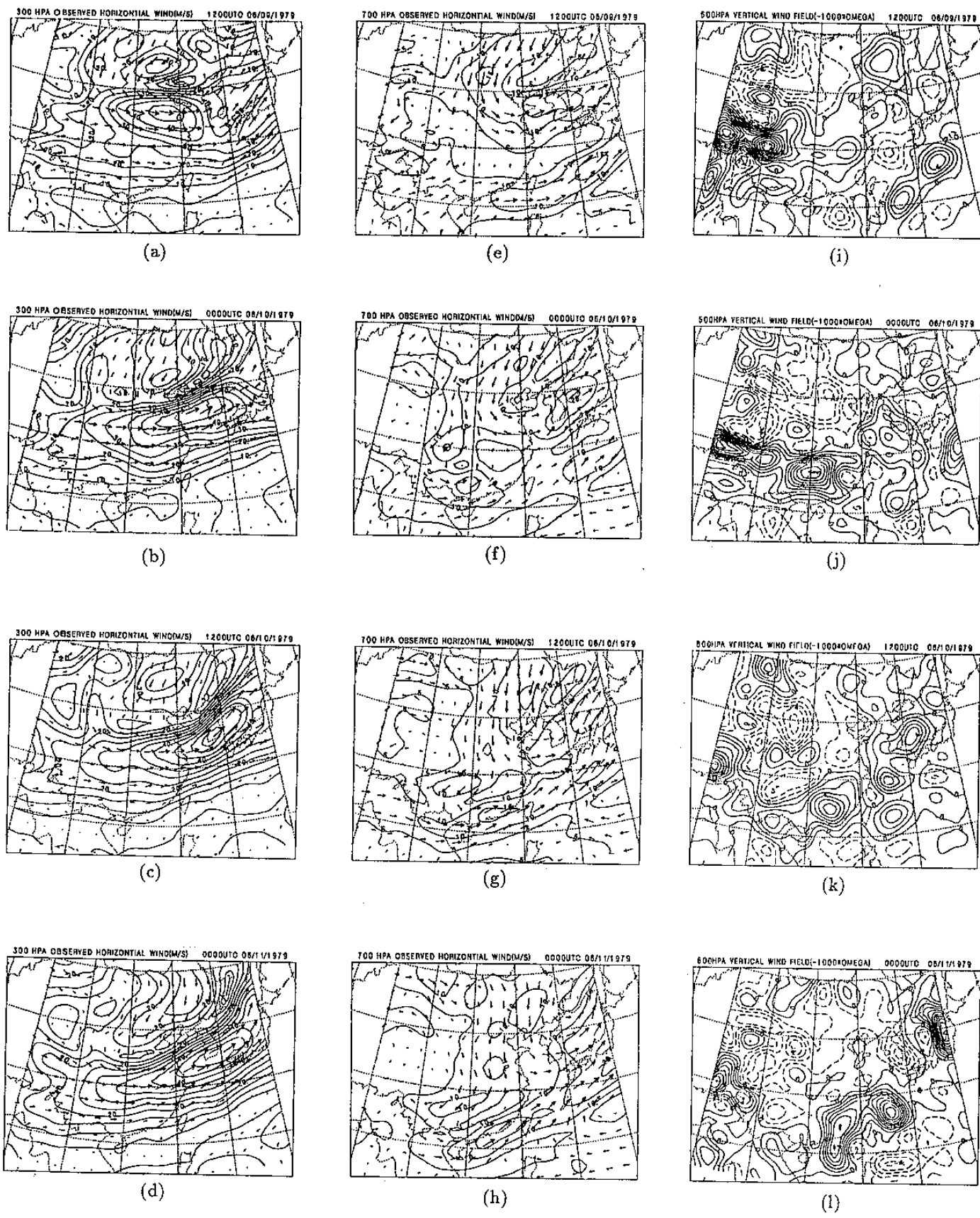


圖2、1979年6月9日1200 UTC至6月11日0000 UTC之風場，日期及時間如圖示。圖a ~ d為300hPa水平風場，圖e ~ h為700hPa水平風場，圖i ~ l為500hPa垂直風場。

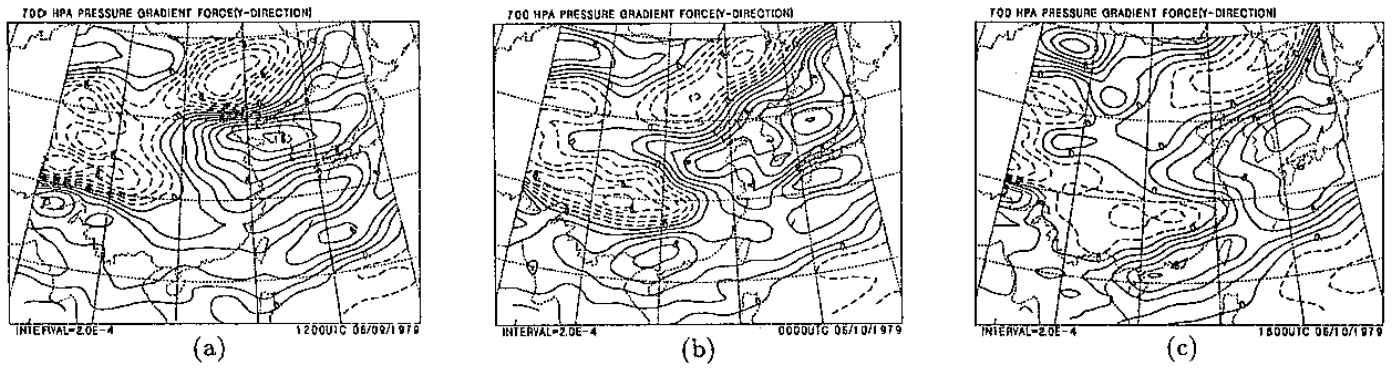


圖3、1979年6月9日1200 UTC至6月10日1800 UTC 700hPa之氣壓梯度力，等值線間距為 $2.0 \times 10^{-4} ms^{-2}$ ，日期及時間如圖示。

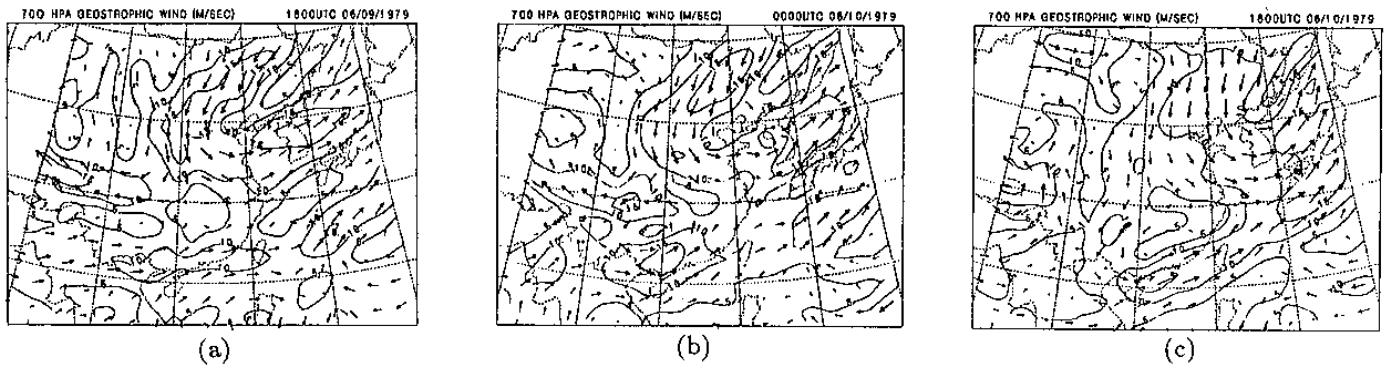


圖4、1979年6月9日1200 UTC至6月10日1800 UTC 700hPa之地轉風，等風速線間距為 $5ms^{-1}$ ，日期及時間如圖示。

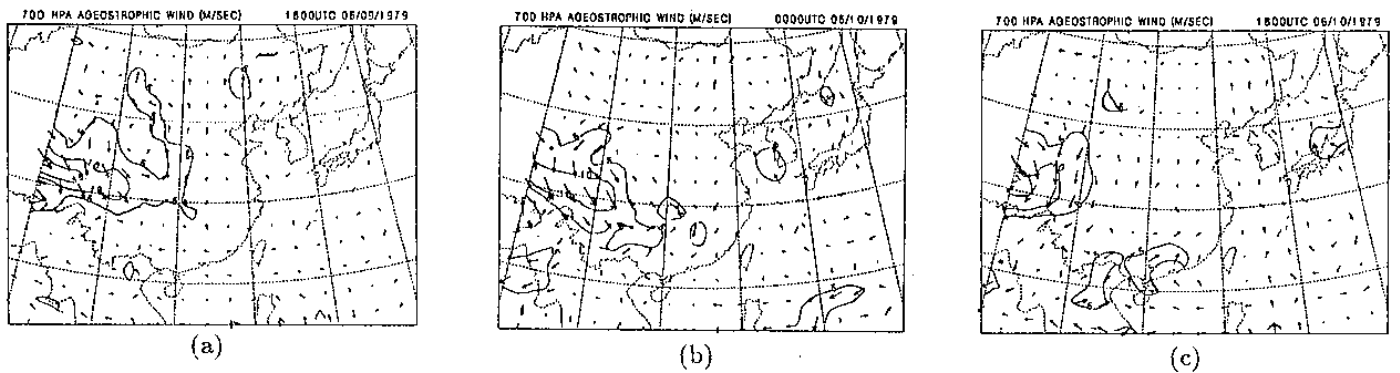


圖5、1979年6月9日1200 UTC至6月10日1800 UTC 700hPa之非地轉風，等風速線間距為 $5ms^{-1}$ ，日期及時間如圖示。

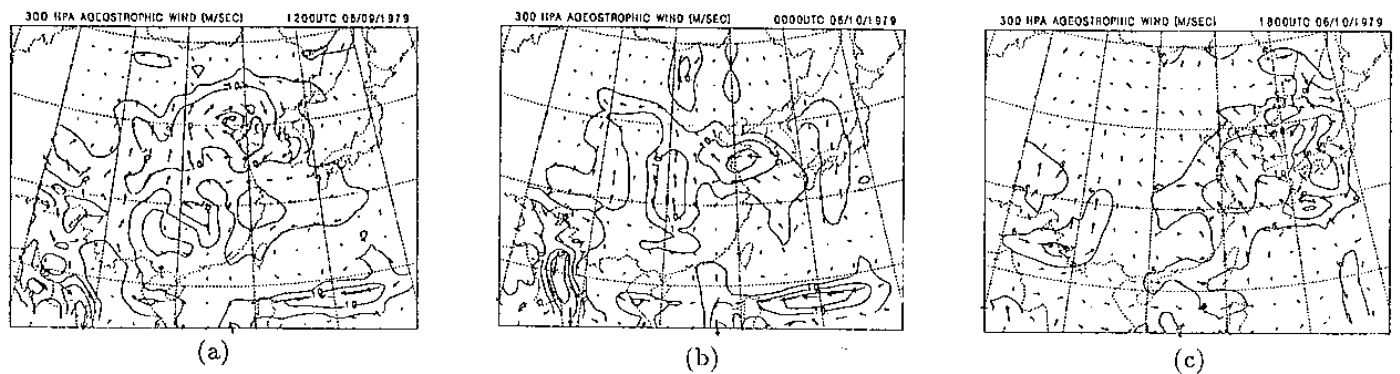


圖6、1979年6月9日1200 UTC至6月10日1800 UTC 300hPa之非地轉風，等風速線間距為 $5ms^{-1}$ ，日期及時間如圖示。

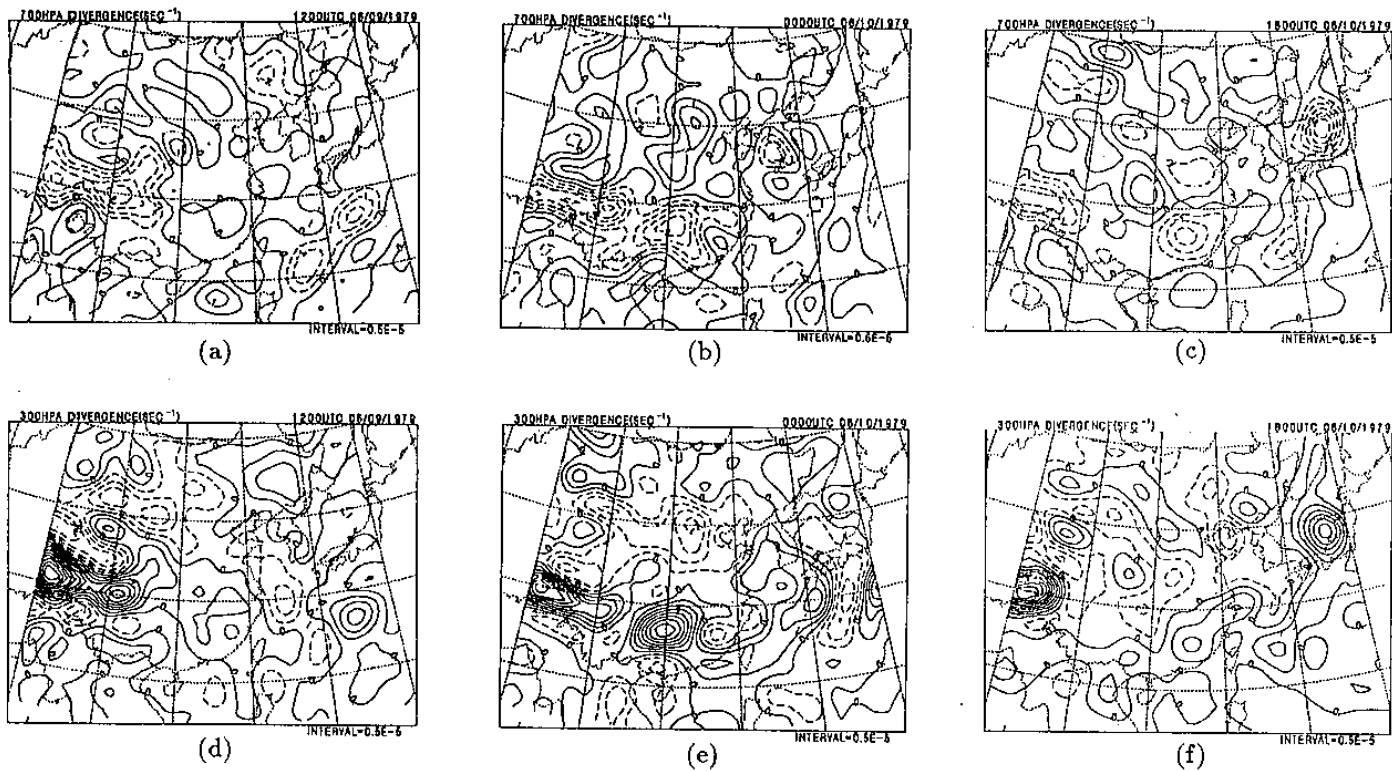


圖7、1979年6月9日1200 UTC至6月10日1800 UTC 700hPa及300hPa之輻散場，等值線間距為 $0.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，正值表示輻散、負值表示輻合，日期及時間如圖示。圖6a ~ c為700hPa輻散場，圖6d ~ f為300hPa輻散場。

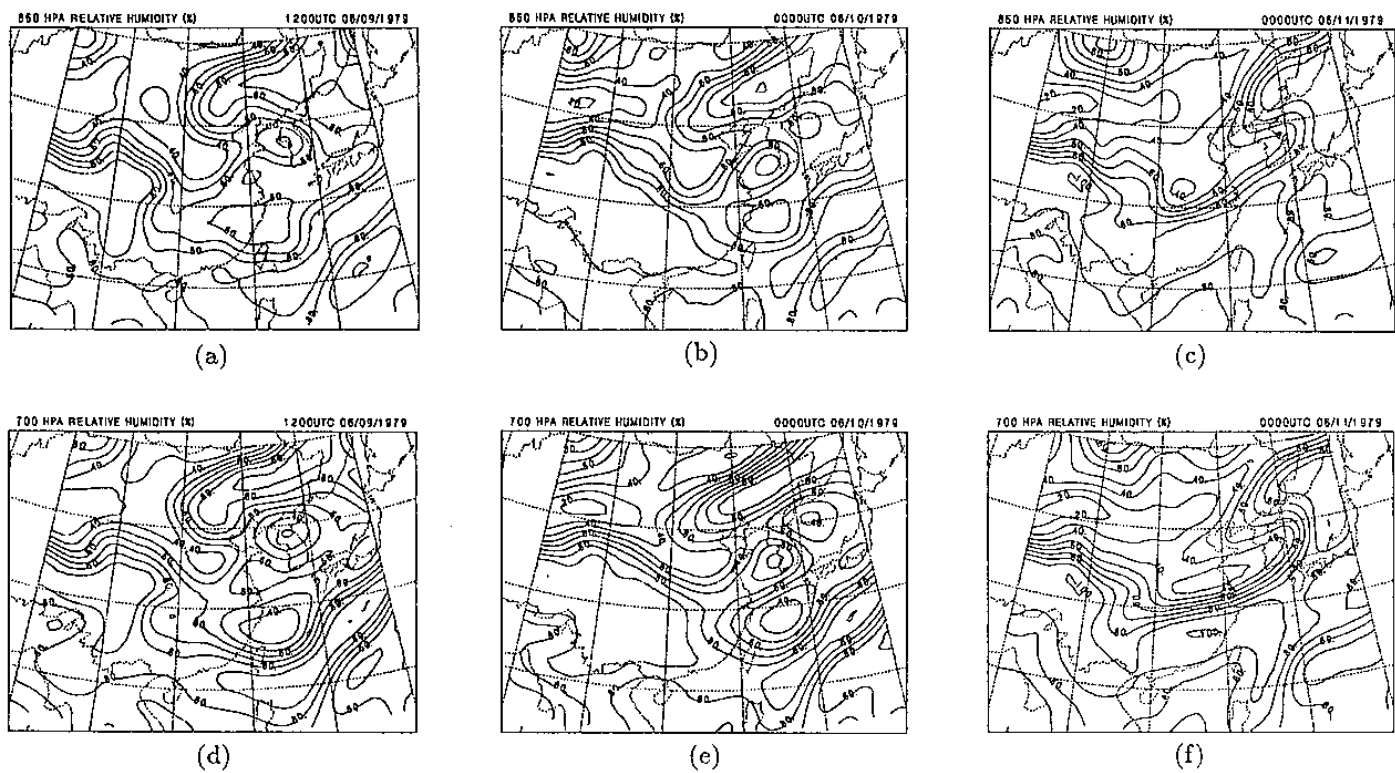


圖8、1979年6月9日1200 UTC至6月11日0000 UTC 850hPa及700hPa之相對濕度，等值線間距為10%，日期及時間如圖示。圖7a ~ c為850hPa相對濕度，圖7d ~ f為700hPa相對濕度。

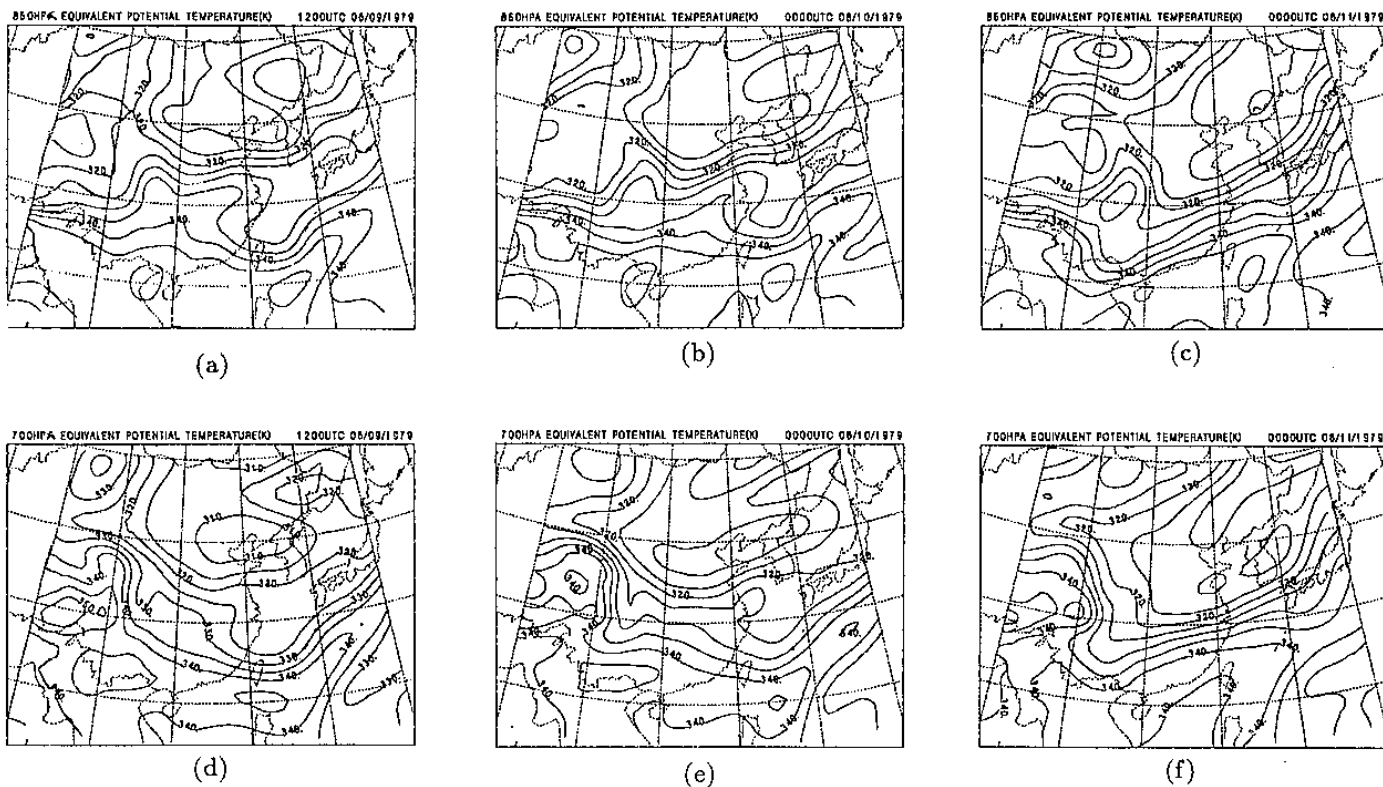


圖9、1979年6月9日1200 UTC至6月11日0000 UTC 850hPa及700hPa之相當位溫，等值線間距為 $5^{\circ}K$ ，日期及時間如圖示。圖8a~c為850hPa相當位溫，圖8d~f為700hPa相當位溫。

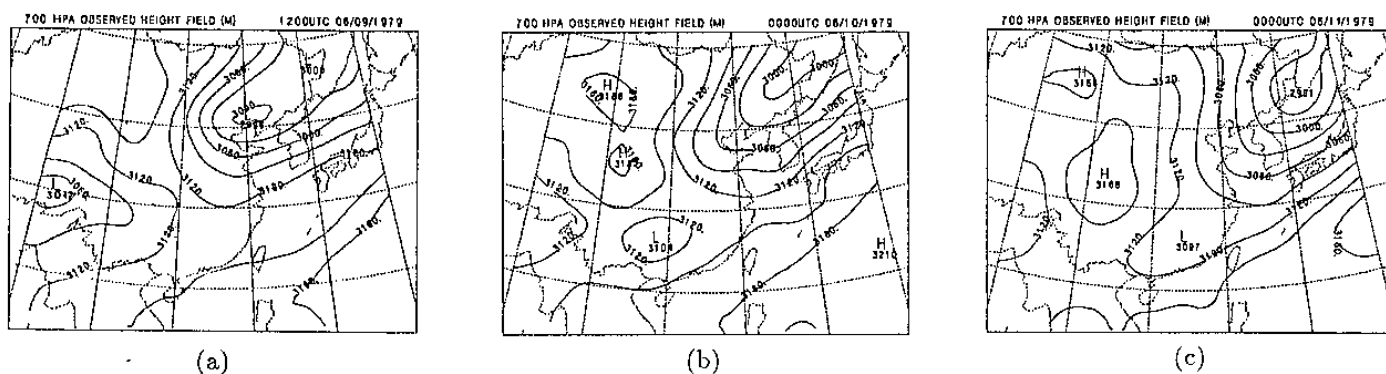


圖10、1979年6月9日1200 UTC至6月11日0000 UTC 700 mb之高度場，等值線間距為30m，日期及時間如圖示。

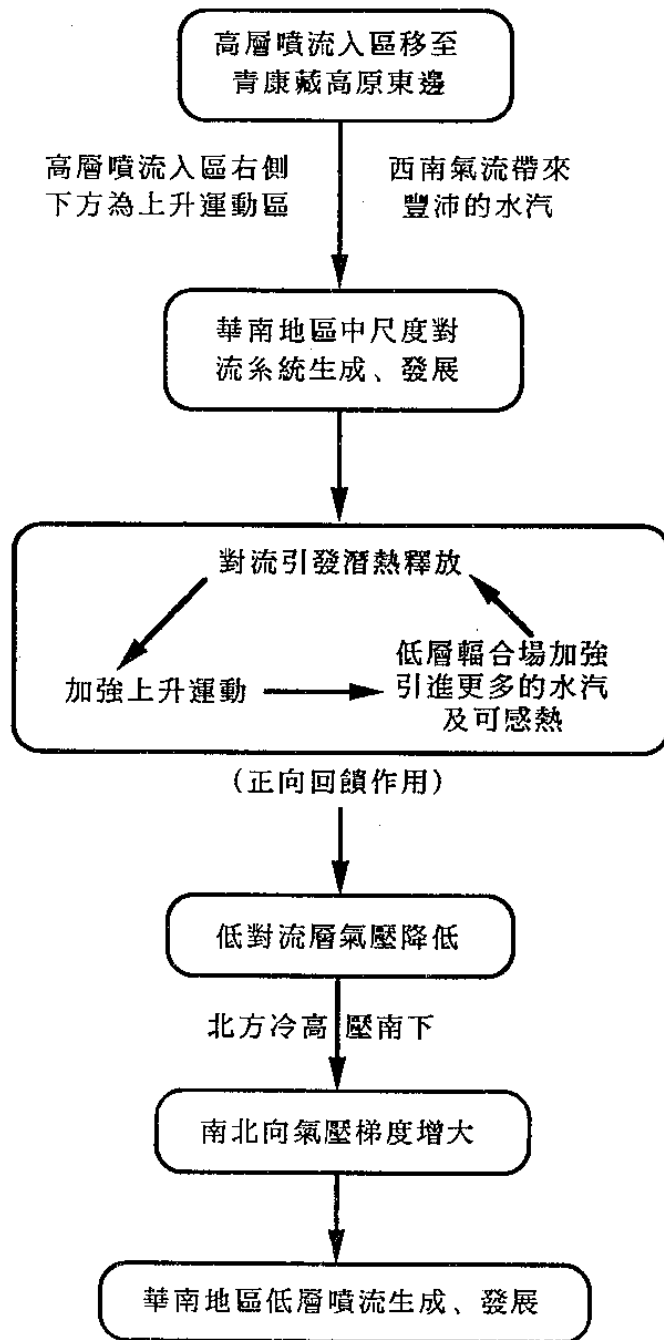


圖11、華南地區低層噴流形成、發展之過程。

A Diagnostic Study of the Low-Level Jet Occuring During the Mei-Yu Season in the Southern China Area and the Vicinity of Taiwan

Kang-Ning Huang Song-Chin Lin
Computer Center Institute of Atmospheric Physics
Central Weather Bureau National Central University

ABSTRACT

Previous studies on the heavy rainfall revealed that occurrences of heavy rainfall were intimately related to the appearance of low-level jet. During 9 ~ 14 June 1979 in the southern China and Taiwan areas, heavy rainfalls accompanied with low-level jet were observed. By performing horizontal and vertical structure analyses and momentum forcing-term computations with FGGE level IIIb data, this study is attempting to understand the circulation of low-level jet and its connection with the upper level jet, and to find out the possible triggering mechanism of low-level jet and the cause and effect between the low-level jet and heavy rainfalls.

Results show that thermodynamically increasing of north-south pressure gradient is the major cause to the formation and development of the low-level jet. When the entrance region of the upper level jet moves to the east of the Tibet Plateau, mesoscale convective systems may develop and further cause precipitation in the southern China area due to ascending motions beneath the rear-right section of the upper level jet and the moisture supply carried by the southwesterly wind. In the lower troposphere of the convection area, the positive feedback effect between the convective latent heat release and the upward vertical motion will cause the pressure to decrease. The north-south pressure gradient is further enhanced by the southward movement of the cold high pressure from the north. The strong east-west geostrophic wind constitutes the development and the maintenance of the low-level jet in the southern China area. Flows in the upper level of the ascending region diffuent to the north of the upper level jet and to the south of the low-level jet, which indicate a thermally direct circulation in the entrance of the upper level jet and a thermally indirect circulation across the low-level jet. This vertical configuration also implies coupling between the upper level jet and the low-level jet.

In this case study the wind speed of the low-level jet is mainly attributed to the geostrophic component, which differs from other cases. In the southern China area, development of mesoscale convective system is inferred to be the triggering cause for the formation of low-level jet. However, heavy rainfalls were also observed in the northern Taiwan area, in this case, as the well developed thermally indirect circulation of the low-level jet approached the island of Taiwan. This, it seems that the low-level jet is also a triggering cause for the heavy rainfall events in the Taiwan areas.