

中央氣象局區域數值模式預報青康藏高原 環流系統之個案分析

許武榮

國立台灣大學大氣科學研究所

林民生 涂月娟

中央氣象局

摘 要

青康藏高原地勢很高，而且幅員廣大，對整個東亞地區的大氣環流扮演著重大角色。一般相信台灣的天氣受到青康藏高原地形效應的影響很大。本計劃嘗試以個案分析的方式，了解中央氣象局區域預報數值模式 (Regional Forecast System, RFS)，對青康藏高原及其附近區域大氣環流的預報能力，並希望能透過一些對不同數值方法的敏感度分析，找出對預報青康藏高原環流數值預報，影響其正確性的一些重要因素，作為日後改進預報的參考。

寒潮暴發並非西伯利亞冷氣團向南移動的單純事件。雖然一般來說其時間尺度是 5 - 7 天，但是在短短兩天之內，天氣圖的型態仍會有相當大的轉變。而仔細分析天氣圖後，也發現不僅只槽脊線的移動影響到天氣的改變，冷空氣如何向南擴散開來，海面上低壓的發展，青康藏高原的阻隔效應等都扮演著重要角色。對於數值預報而言是很困難的問題。

氣象局 RFS 預報在天氣的基本型態上比如高低壓的位置，範圍 ... 等等，都與實際結果相接近，但對於冷高壓的強度，則有著相當大的誤差。普渡模式部份則因為垂直解析度較高，壓力預報較為正確，對冷空氣在近地面擴散情形較能表現出來。除了提高垂直解析度可增進對寒潮預報能力外，對於冷氣團受青康藏高原阻隔的效應，則可能需要較高的水平解析度，以及提高模式對地形的解析度，才能夠模擬高原東側非常小尺度的高壓脊線以及溫度槽線。比較模式結果發現，積雲參數化與平流項的精確性，對於寒流的預報並不是很重要，地表狀況以及邊界層的處理是否對預報冷高壓強度的維持扮演重要的角色，是日後值得研究的問題。

一. 目的

青康藏高原地勢很高，而且幅員廣大，對整個東亞地區的大氣環流扮演著重大角色。一般相信台灣的天氣受到青康藏高原地形效應的影響很大。因此不管是主觀預報或是客觀數值預報，我們都應該重視與它的相關問題。

但是很不幸的是從數值預報技術處理的眼光來看，由於青康藏高原地形起伏很大（特別是在四川盆地西側，在短短的一百公里距離以內，海拔高度向西突起兩千公尺以上），數值方法的穩定性與精確度都受到挑戰

，另一方面該區域人口稀少，觀測資料缺乏，數值模式初始化(initialization)以及模式校驗上都缺乏依據，因此對青康藏高原在數值模式上的處理是極端困難的問題。

本計劃嘗試以個案分析的方式，了解中央氣象局區域預報數值模式 (Regional Forecast System, RFS)，對青康藏高原及其附近區域大氣環流的預報能力，並希望能透過一些對不同數值方法的敏感度分析，找出對預報青康藏高原環流數值預報，影響其正確性的一些重要因素，作為日後改進預報的參考。

二. 個案天氣系統之描述

a. 地面天氣概況

本研究模擬個案為發生於台灣1991年12月28日前後的寒潮暴發個案。由於以下各節所討論之數值模擬皆以26日12Z為初始時間進行48小時積分,因此本節之天氣系統描述也是針對這兩個時間討論。圖一為26日12Z地面天氣圖,大陸性冷高壓幾乎涵蓋整個中國,該氣團極為寒冷,廣大區域地面溫度都在攝氏0°C以下,中心位於中國西北與蒙古一帶,氣壓值高達1056 mb。高壓前緣鋒面帶(圖一粗虛線)位於華南,鋒面以北為北風,鋒面以南(包括台灣)是微弱的東風與南風,此時冷氣團尚未影響及台灣。本島地面氣壓約為1015 mb,溫度約在20°C左右。另外,在日本南方與東南方的海面上有幾個微弱的低壓系統。

48小時後,也就是在28日12Z,冷高壓的中心位置雖然並沒有改變(圖二),但是由地面氣壓與溫度的分佈,我們可以很明顯地看出,冷空氣已快速向東南延伸,在華南地區出現一由冷高壓分裂出的另一高壓。氣壓值由48小時前的1020 mb驟增為1037 mb。地面冷鋒已通過台灣,進入巴士海峽與南海,海面上東北季風強度達10 m/s。本島地面氣壓值由北到南為1027到1021 mb,較48小時前平均增加了9 mb,氣溫下降約10°C。對台灣而言,這是個相當強烈的寒潮暴發案例。在次日凌晨,即數小時後(28日12Z相當於台北時間當日晚上8點),中南部出現6°C以下的低溫,養殖業蒙受重大損失。

原位於日本南方及東南方海面上的微弱低壓,在冷氣團漸出海之際急速加深。這是一相當典型的海洋暴發旋生(explosive cyclogenesis)的個案。在48小時內氣壓由1004 mb降至980 mb,相信在這段期間內的某一時刻,其降壓率接近於"bomb"的定義,也就是一天下降24 mb (Sanders and Gyakum, 1980)。一方面冷氣團移動至暖海面,海洋表面熱通量(可感熱與潛熱)提供了低壓成長所需的條件。一方面低壓加深,渦旋度(vorticity)增加,其西側的西北氣流又導引冷氣團加速向東南伸展,而成了正回置(positive feedback)的效果。再一天後(未圖示),該低壓向東北移動,成為一典型之阿留申低壓。

b. 850 mb 天氣圖

在26日12Z的時候,850 mb天氣圖(圖三)上,冷高壓位置與地面圖上的高壓位置相當一致,冷氣團愈向南,其散佈的區域愈廣而厚度愈淺。我們可由位渦度, $(f + \zeta) \partial\theta/\partial p$, 保守的觀念加以解釋。當冷氣團向南移動,科氏參數, f , 變小,因此 $\partial\theta/\partial p$ 變大,等熵面距離變小,即厚度變淺。850 mb (約1.5 km高)上鋒面位置(粗虛線)較地面鋒面(圖一)偏北約300公里,鋒面隨高度的斜度約為1:200,冷空氣的確非常淺,因此鋒面後雲層(圖三中點線包圍區域)覆蓋很廣,一直向北延伸至華北。台灣東方的帶狀雲層則是與日本南方海面的微弱低壓有關。上一小節所討論的這些微弱低壓系統則因發展深度不夠並未在圖三中顯示出來。

28日的850 mb天氣圖(圖四)則發生了很大的變化。爆發性氣旋發生於日本北海道,其西側的強烈西北氣流明顯地導引冷空氣向南方移動。由於鋒面已通過台灣,南北溫度(細虛線)梯度很強。此一溫度梯

度很強的區域一直向西延伸至廣西(約東經105度,北緯25度)以及中南半島一帶,該地區高度值上升也非常明顯(從26日的1470公尺到28日的1560公尺),溫度下降約15°C。事實上,整個青康藏高原東側區域在這兩天都發生了極為顯著的改變。冷高壓因為高原的阻隔,沿著山邊迅速向南推進,等壓面高度值增加,產生一明顯的溫度槽(粗虛線點線),在四川一帶(東經105度,北緯30度)高度線與溫度線由48小時前的東西向轉為南北走向。在這個案例所觀測到擾動沿山邊移動的情形,應該是相當典型的型態。根據Hsu (1987)以22年冬季(1957/58至1978/79)的地面氣壓值,做單點相關係數(correlation coefficient)分析,以青康藏高原北側做為此單點時,它與兩天之後其它各點的相關係數(lag correlation coefficient)最大值已移動至高原的西南側(廣西一帶)(圖五)。本研究個案情形與此氣候分析的結果相近。Johnson (1984)與Huppert and Bryan (1976)提出在北半球高原旁邊的羅士貝擾動(topographic Rossby waves)沿著地形順時鐘旋轉。本個案亦在位於青康藏高原南側的孟加拉,發生強烈寒流,造成多人凍死的事件,可能也與波動沿高原移動的情形相關。

c. 500 mb

圖六是26日12Z, 500 mb天氣圖,由於寒潮暴發時低層的南北溫度梯度很大,中國上空主要是吹西風。值得注意的是,鋒面隨著高度向北傾斜的角度很小,500 mb上空風速最強的地方並非與地面鋒面相吻合,而是位於華中一帶。噴流強度達到45 m/s,此時高空槽線(粗虛線)在蒙古一帶呈東北-西南走向。48小時後(圖七)向東移至日本海與東海呈南北走向。

綜合以上所述,寒潮暴發並非西伯利亞冷氣團向南移動的單純事件。雖然一般來說其時間尺度是5-7天,但是在短短兩天之內,天氣圖的型態仍會有相當大的轉變。而仔細分析天氣圖後,也發現不僅只槽脊線的移動影響到天氣的改變,冷空氣如何向南擴散開來,海面上低壓的發展,青康藏高原的阻隔效應等都扮演著重要角色。數值模式要能夠順利地將這些天氣轉變模擬出來,是相當大的挑戰。

三. 氣象局區域預報模式的模擬結果

本節先針對氣象局區域預報模式(RFS)的預報結果加以檢討,以下預報圖皆是以1991年12月26日12Z, RFS的分析場(analysis fields)為初始條件。並由全球模式(GFS)先行積分,內插後,提供RFS預報所需的側邊界條件來作48小時預報。此外,分析場的獲得是依據前一日RFS的預報結果為第一猜測值(first guess),再輔助以當日12Z之觀測(探空)資料修正得到。

圖八為預報之海平面壓力分佈,初看之下,壓力場之基本型態與圖二相當接近。爆發性氣旋的中心略偏東,氣壓值(971 mb)比實際值(981 mb)略低。大陸性高壓亦在華中一帶分裂出一副中心,主中心仍在青康藏高原東北角,但強度(1044 mb)比實際值(1053 mb)弱。寒流侵襲的主要特徵之一:壓力升高的趨勢,在華南一帶並不明顯,溫度下降情形(圖九)也沒有實際狀況激烈。上一節所討論冷空氣沿著青康藏高原東側向南移動在東經105度出現明顯溫度槽線的現象,並

未能在預報圖上顯示得很清楚。圖九中微弱的溫度槽線較靠東邊(東經110度)。

爲了要詳細了解RFS預報寒潮南侵的情形,選取點A(台北;東經121度,北緯25度)以及點B(廣西桂林;東經110度,北緯25度)比較模式預報與觀測天氣。這兩點都是位於圖九溫度槽線上,也就是說這兩點選取在模式預報降溫較明顯的地方。

	海平面 氣壓 (mb)	850 mb 溫度 (°C)	850 mb 風 (m/s)
26日12Z觀測值	1015	12	西南7
模式初始值		8	
28日12Z觀測值	1027	0	西北7
RFS模式預報值	1017	4	東北1

表一。RFS模式預報以及觀測台北(point A)天氣情形。

由表一,台北上空850 mb高空風由26日鋒面前之西南風轉爲鋒後的西北風,強風有助於溫度的下降,實際溫度下降了12°C之多,但是由於RFS預報海面上低壓系統過強也過快,雖然長時間48小時積分850 mb槽線位置誤差僅約400公里,但風向已轉爲微弱的東風,漸脫離了該系統的影響,部份因爲這個因素溫度僅下降4°C。

從海平面氣壓值的上升情形則更無法判斷寒流強度甚至是否南侵,這項預報結果應該是可以理解的。寒流在南下至北緯25度附近已相當淺薄,冷空氣也許只集中在近地面2公里的高度內,而RFS模式的垂直層數爲12(Jeng et al, 1991),也就是說平均約垂直上每1公里才一個網格,因此根本無法適切表現出寒流的垂直結構。先天上就無法在較低緯度區域,預報出較爲正確的海平面氣壓值。(註:海平面氣壓是經由靜力平衡公式垂直積分得到)

	海平面 氣壓 (mb)	850 mb 溫度 (°C)	850 mb 風 (m/s)
26日12Z觀測值	1020	9	0(恰在鋒面上)
模式初始值	1023		
28日12Z觀測值	1032	-6	東北12.5
RFS模式預報值	1023	3	東6

表二。RFS模式預報以及觀測廣西桂林(point B)(東經110度,北緯25度)天氣情形。

對廣西的預報(表二)也有類似特徵,即是海平面氣壓變化平緩,溫度變化不夠劇烈。由於數值模式的水平網路距離是90公里,因此模式所採用的地形高度資料難免要經過平滑處理,造成模擬結果冷空氣無法較集中地繞著高原周圍移動,而分散開來,溫度槽線由實際發生的東經105度被推到110度。從圖四我們可以看出,溫度槽線與其西側的高壓脊線,水平尺度不超過1000公里,是屬於中-α尺度(meso-α)現象,而且又是預報時間才發展出來,對於使用90公里網格的RFS模式是相當困難的預報。另外由風場看(表二)

桂林位於高壓脊以東,因此吹著很強的東北風,而RFS模式無法掌握壓力場的變化,風速自然也較弱。

四. 普渡模式簡介,資料處理

a. 模式簡介

本研究也引用了美國普渡大學中尺度數值模式(Sun and Hsu, 1988)。該模式爲一原始方程模式(primitive equation model),科氏力,水氣的蒸發與凝結,模式中加以計算。垂直使用σ座標,σ定義爲(p - p_t) / (p_s - p_t),其中p_t爲模式頂氣壓,p_s爲模式底層氣壓。在本研究中,摩擦項目並未考慮(inviscid)。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = Adv(u) + fv - \left[\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{1}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right) \right] + Diff(u)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = Adv(v) - fu - \left[\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} + \frac{1}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right) \right] + Diff(v)$$

其中

$$Adv(\quad) = u \frac{\partial(\quad)}{\partial x_\sigma} + v \frac{\partial(\quad)}{\partial y_\sigma} + \dot{\sigma} \frac{\partial(\quad)}{\partial \sigma}$$

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial t} = Adv(\theta_e) + \frac{Lq_v}{c_p} \frac{d}{dt} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\kappa} + Diff(\theta_e) + Rad$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial (\ln p)} = -R_d T (1 + 0.61 q_v - q_t)$$

$$\frac{\partial q_w}{\partial t} = Adv(q_w) + Diff(q_w)$$

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = - \int_0^1 \nabla_\sigma \cdot (p^* V) d\sigma$$

$$\nabla_\sigma \cdot (p^* V) = \left[\frac{\partial (u p^*)}{\partial x} + \frac{\partial (v p^*)}{\partial y} \right]_\sigma$$

$$\dot{\sigma} = - \frac{1}{p^*} \int_0^\sigma \nabla_\sigma \cdot (p^* V) d\sigma + \frac{\sigma}{p^*} \int_0^\sigma \nabla_\sigma \cdot (p^* V) d\sigma$$

$$p^* = p_s - p_t$$

$$\theta_e = \theta + (L/c_p)(\theta/T)q_v$$

$$\phi = gz$$

u: x方向之風速

v: y方向之風速

σ: 垂直運動

f: 科氏參數

p: 氣壓

φ: 重力位

θ_e: 相當位溫

q_w : 總水量 (含水汽與液態水)
 q_l : 液態水量
 q : 比濕
 z_v : 凝結潛熱
 c_p : 定壓比熱
 c_v : 定容比熱
 g : 重力加速度
 z : 高度
 R_d : 乾空氣氣體常數

b. 比較氣象局RFS模式與Purdue模式所使用之數值方法

數值方法	CWB RFS Model	Purdue Model
處理對象		
客觀分析	Barnes scheme	Barnes scheme
初始化方法	vertical normal mode	none none
垂直座標	σ	σ
時間差分	leap-frog scheme	forward- backward scheme
long gravity wave	semi-implicit	semi-implicit
平流項	flux form	advection form
空間差分	4th order	2nd order
邊界層 (PBL)	多層	多層
積雲參數化	Kuo	none
輻射參數化	Sasamori, Katayama	none
垂直層數	12	25

表三。比較兩模式數值方法。
(參考 Jeng et al, 1991, and Sun and Hsu, 1988)

c. 初始化步驟

以氣象局全球模式(GFS) 26日12 Z的分析場資料內插至X與Y方向網路間距皆為90公里的網路系統內,作為初始場。並使用第三節所述與RFS相同的側邊界條件。為了節省計算機時間起見,水平範圍只有取4500公里x 4500公里的區域加以計算,網路數為50 x 50,只有RFS網路數111 x 81的28%,由於側邊界處理得當,並沒有因側邊界引起不良效應。海溫以及地形高度則都是採用與氣象局RFS相同的資料。

五. 普渡模式的模擬結果

普渡模式輸出的動力變數(thermodynamic variables)是以虛位溫(virtual potential temperature)為主。因為虛位溫能適當的表現空間上的大氣密度分佈,它的垂直分佈是穩定度的指標。圖十表示在1500公尺等高面(約略相當於850 mb等壓面)上的模式初始虛位溫分佈。等值線間距是1 K,我們可以很明顯看出,鋒面位於華中一帶,溫度梯度很強。因為青康藏高原以及雲貴高原海拔高於1500公尺,圖中並沒有顯示該地區的溫度分佈。

圖十一為普渡模式對此個案預報之虛位溫場(1500

公尺等高面),與圖九氣象局區域模式的預報結果甚為接近。鋒面帶由圖十中初始場的華中一帶,南移至台灣一帶,鋒面走向由原來的東北東-西南西方向轉為東西方向。以台北附近的溫度梯度而言,兩個模式的預報結果都與觀測值(參考圖四)頗為一致(皆約12°C/南北5緯度)。但是對於鋒面的位置,兩個模式的預報都較偏北,因此台北(點A)上空的降溫並不如觀測明顯。在點A上面,虛位溫由296 K降至292 K,比濕(specific humidity)由0.008降至0.007(未圖示),因此溫度約由初始的8°C降至4°C,與RFS約略相同(參考表一)。

對於B點附近而言,雖然普渡模式所預報之高原東側溫度槽線較接近高原,但強度甚弱,B點的降溫率也不明顯。比較實際數字,虛位溫由297 K降至292 K,比濕由0.010降至0.005,換算為溫度則為由9°C降至4°C,和RFS情形(表二)也差不多。可以說預報冷空氣沿著高原側南移的情形,不太理想。高空風的預報(圖十二)點A為無風,點B是東南東風11 m/s,也與RFS相似。

海平面氣壓是寒流是否南侵的重要指標。但是由於中國地形起伏甚大,特別是青康藏高原一帶,海拔很高,海平面氣壓值的求取要藉著某些外插公式或經驗公式人為地去計算。如果要以海平面氣壓值本身去比較實際測站報告與兩模式的預報結果,勢必要討論與比較各模式所使用不同經驗式之優劣。為了避免這煩瑣又不是很重要的問題,我們可使用氣壓的變化趨勢表示冷氣團的移動與強度的改變。雖然850 mb上兩模式預報結果相接近,但是模式底層氣壓趨勢有著相當大的差異。圖十三是普渡模式沿地形($\sigma = 1$ 的表面)之氣壓在48小時期間的改變量,圖中數字的單位是pascal,等值線距離為200 pascal,也就是2mb。氣象局區域模式雖然在氣壓型態(pattern)上發生變化,但由於冷氣團強度減弱,幾乎無法看出華中華南氣壓上升趨勢,普渡模式則掌握部份的趨勢。華中一帶壓力上升較明顯,點A與點B上升了6 mb是觀測值(表一與表二)的一半。青康藏高原北側的降壓情形則相當嚴重,冷氣團的強度在這48小時內減弱很多是這兩模式對此個案預報的共同缺點。

造成850 mb兩模式預報結果接近,但沿地面結果卻不同的原因,應該是與兩模式所使用的垂直解析度有關,普渡模式使用25個垂直層,是RFS的一倍。由於冷空氣相當淺薄且貼近於地面,因此就地面氣壓值而言,普渡模式效果較佳。然而總體來說,比較兩模式的數值方法(表三),普渡模式是比較簡單的模式,既沒有積雲參數化,也沒有考慮輻射,空間差分精確度(二階)也較低,但是卻得到了與RFS類似的結果,很可能積雲、輻射、平流過程的精確度對寒潮的大氣型態是不重要的。而冷氣團如何能維持其強度的原因,有待進一步研究。

要了解冷空氣移動情形,與寒流強度的改變,最佳的方式應該是垂直剖面的分析。圖十四是虛位溫在通過台灣以及青康藏高原東北角的垂直剖面分佈,剖面位置示於圖十二(粗實線),圖左邊是高緯度地區,圖右邊在海面上,a圖為初始場,b圖是普渡模式預報結果。圖中粗實線表示294 K等值線,初始場的鋒面結構非

常清楚,粗實線附近垂直溫度梯度很強,約略可代表鋒面帶,分隔開右上角的暖空氣與低層的冷空氣。值得注意的是在靠近高原東北角(海平面高壓中心)冷空氣相當深厚(圖十四垂直座標是非線性的,低於3公里的近地面被拉長),愈向東南冷空氣愈淺薄,在約1500公尺等高面處鋒面位於華中,但近地面處鋒面已接近台灣。圖b則顯示出冷氣團減弱的嚴重問題,鋒面已無法從圖中定義出來,雖然294 K線向東南移動,但靠近高原東北角處的溫度升高許多。

從圖十五也可看出冷乾空氣南移情形,粗實線(比濕值為0.004)在華中地區這兩天期間內向東南方彎曲,也就是說空氣變得較為乾燥,由於氣象局的例行預報作業未提供垂直剖面分析,無法比對這些結果,如果日後執行類似的分析工作,對了解模式會有很大的幫助。

六. 總結

寒潮暴發並非西伯利亞冷氣團向南移動的單純事件。雖然一般來說其時間尺度是5-7天,但是在短短兩天之內,天氣圖的型態仍會有相當大的轉變。而仔細分析天氣圖後,也發現不僅只槽脊線的移動影響到天氣的改變,冷空氣如何向南擴散開來,海面上低壓的發展,青康藏高原的阻隔效應等都扮演著重要角色。對於數值預報而言是很困難的問題。

氣象局RFS預報在天氣的基本型態上比如高低壓的位置,範圍...等等,都與實際結果相接近,但對於冷高壓的強度,則有著相當大的誤差。比較鋒面通過後的台北與桂林兩地,預報溫度下降約僅實際值的一半,甚至海平面壓力值幾乎沒有上升。普渡模式部份則因為垂直解析度較高,壓力預報較為正確,對冷空氣在近地面擴散情形較能表現出來。除了提高垂直解析度可增進對寒潮預報能力外,對於冷氣團受青康藏高原阻隔的效應,則可能需要較高的水平解析度,以及提高模式對地形的解析度,才能夠模擬高原東側非常小尺度的高壓脊線以及溫度槽線。比較模式結果發現,積雲參數化與平流項的精確性,對於寒流的預報並不是很重要,地表狀況以及邊界層的处理是否對預報冷高壓強度的維持扮演重要的角色,是日後值得研究的問題。

七. 謝詞

本研究個案的選取以及RFS資料分析是在黃麗玫小姐與盛修慧小姐的協助下完成。同時也感謝林新蓉小姐幫忙對研究報告的整理工作。

八. References

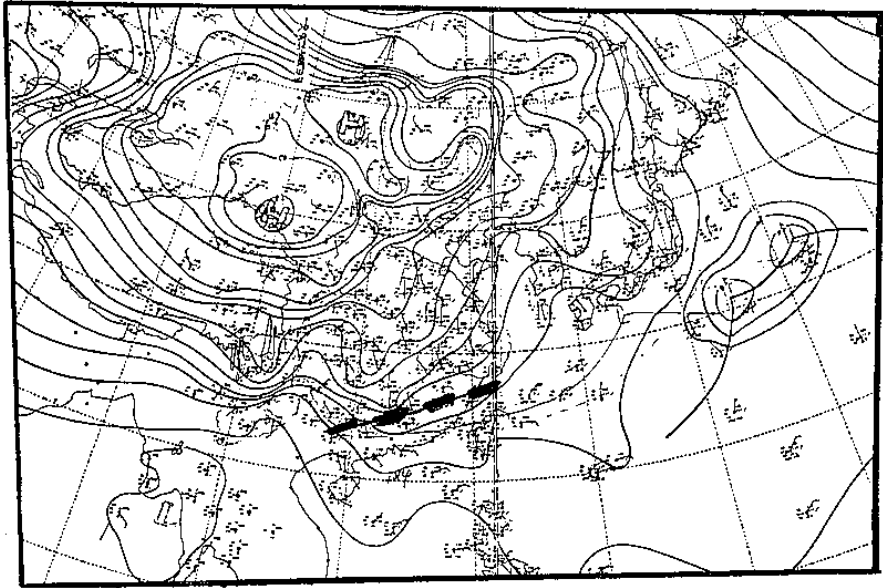
- Hsu, H. H., 1987: Propagation of low-level circulation features in the vicinity of mountain ranges. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1864-1892.
- Hsu, W. R., and W. Y. Sun, 1991: Numerical study of mesoscale cellular convection. *Boundary-layer Meteorol.*, 57, 167-186.
- Huppert, H. E., and K. Byran, 1976: Topographically generated eddies. *Deep-Sea Res.*, 23, 655-679.

Jeng, B.-F., H.-J. Chen, S.-C. Lin, T.-M. Leou, M. S. Peng, S. W. Chang, W. R. Hsu, and C.-P. Chang, 1991: The limited-area forecast systems at the Central Weather Bureau in Taiwan. *Weather and Forecasting*, 6, 155-178.

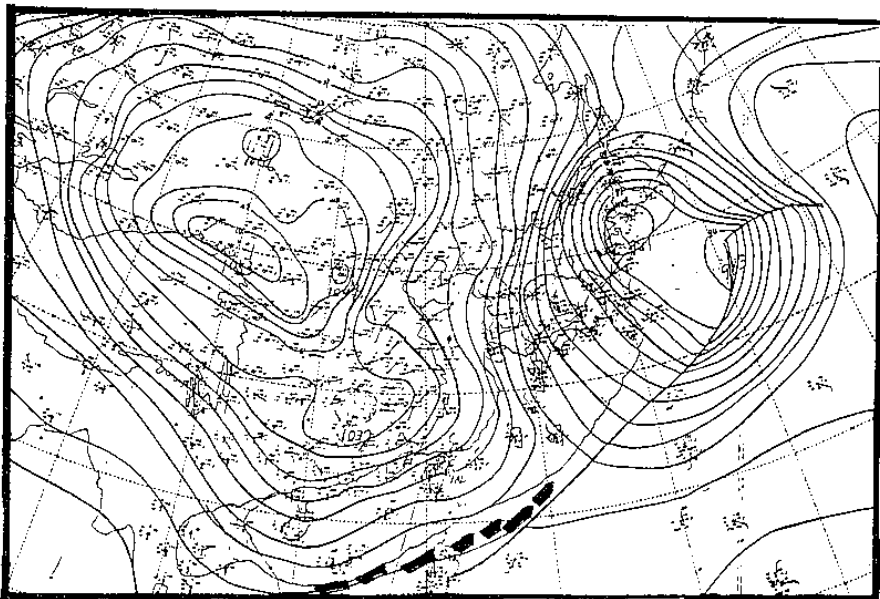
Johnson, E. R., 1984: Starting flow for an obstacle moving transversely in a rapidly rotating fluid. *J. Fluid Mech.*, 149, 71-88.

Sanders, F., and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the "Bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.

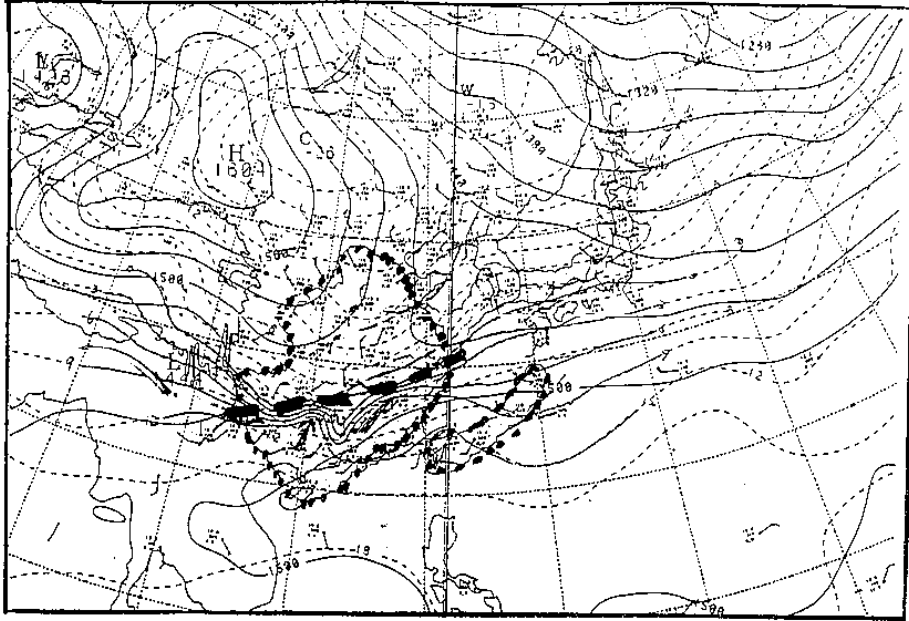
Sun, W. Y., and W. R. Hsu, 1988: Numerical study of cold air outbreak over the warm ocean. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1205-1227.



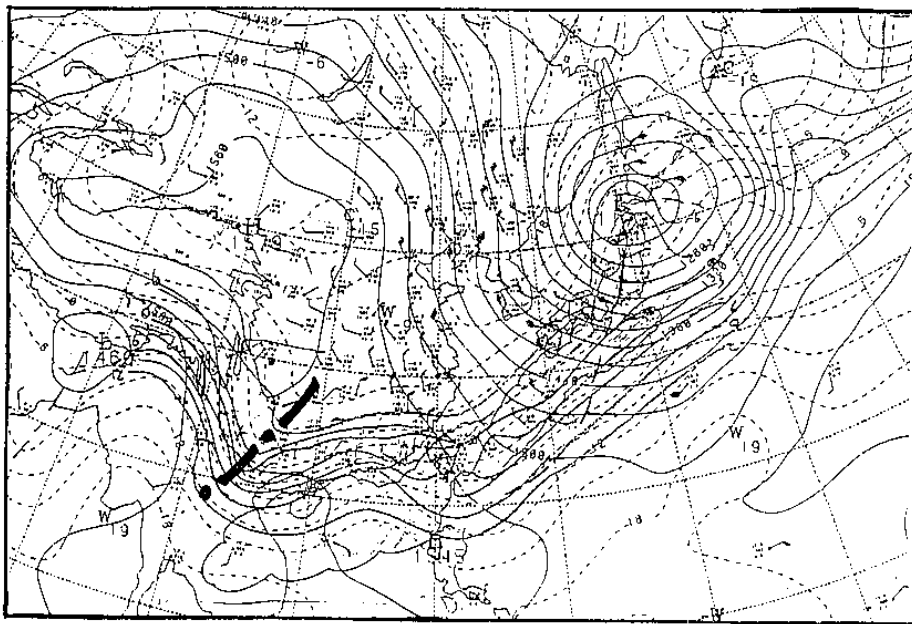
圖一。1991年12月26日12Z地面天氣圖。等壓線間距為3mb。粗虛線代表鋒面。



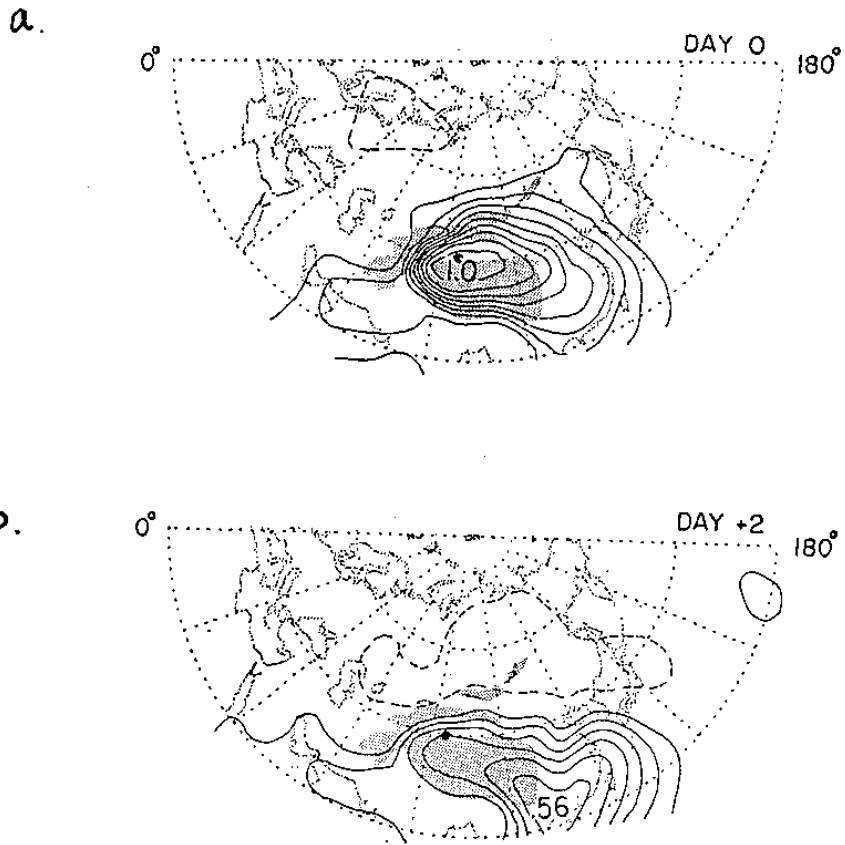
圖二。同圖一，但時間為28日12Z。



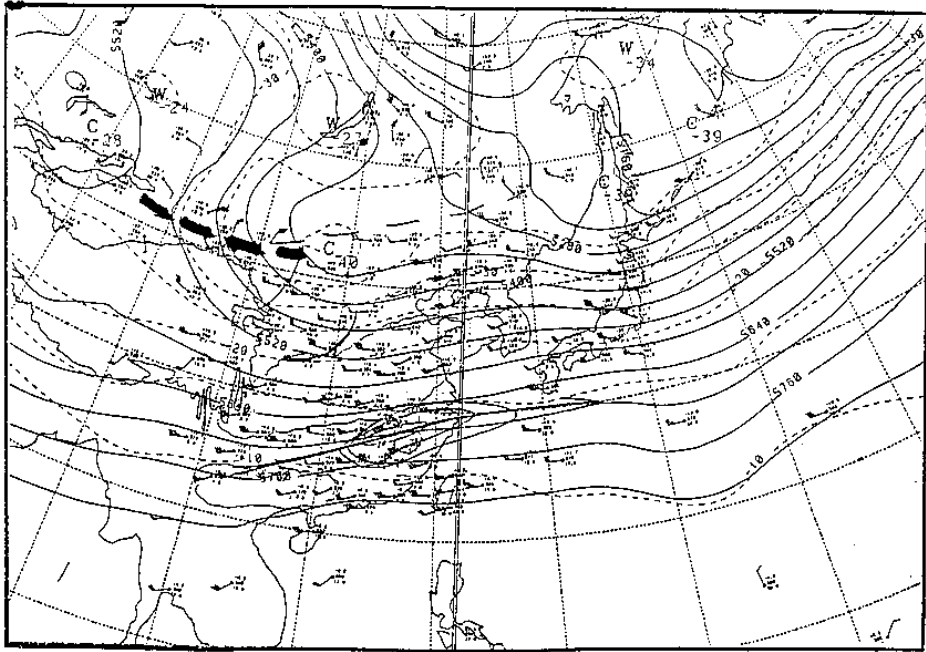
圖三。1991年12月26日12Z 850 mb天氣圖。等高線(實線)間距為30公尺。等溫線(虛線)間距為 3°C 。粗虛線代表鋒面。點線包圍區域代表雲區。



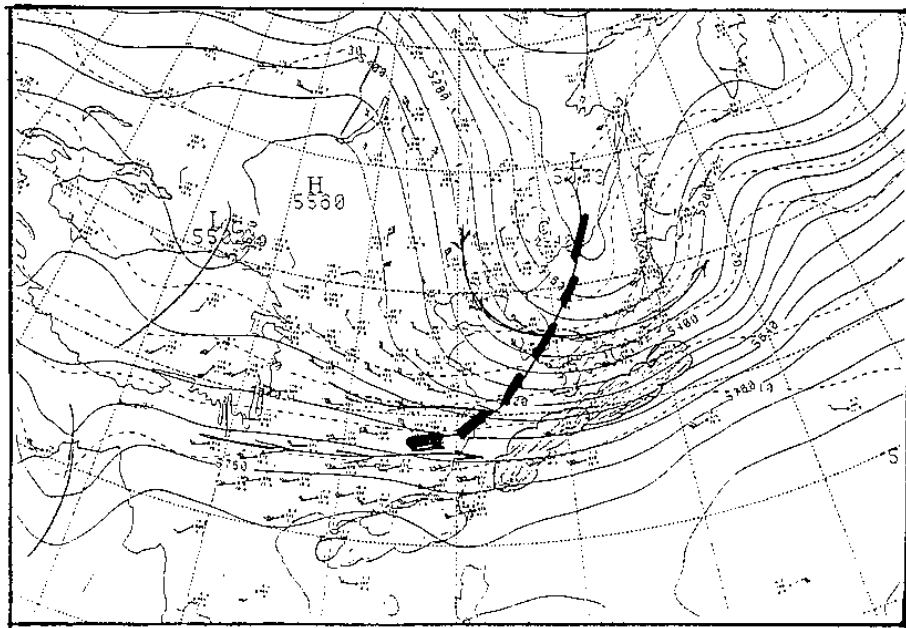
圖四。同圖三,但時間為28日12Z。粗虛線點線為溫度槽線。



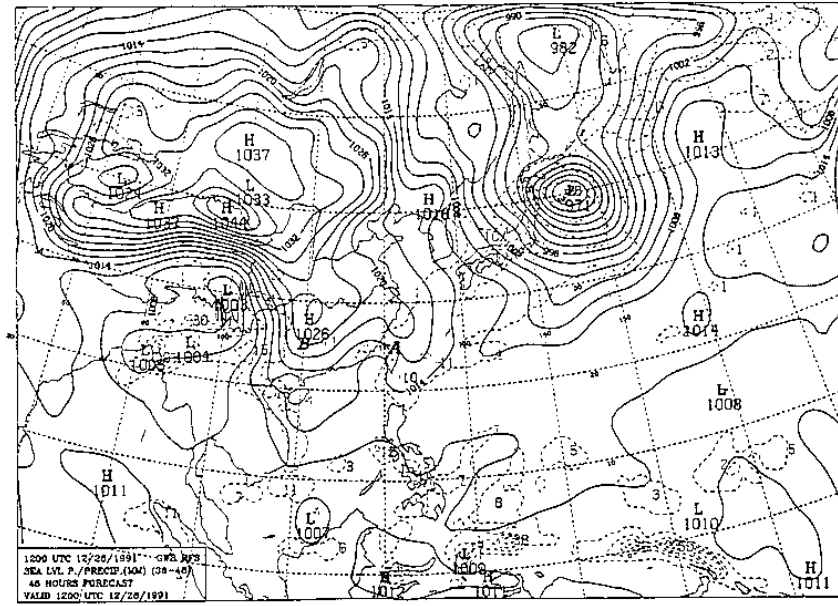
圖五。冬季時， $40^{\circ}N$, $85^{\circ}E$ 位置上海平面氣壓值與各地區海平面氣壓值相關係數，a.)無時間落後。b.)時間差為兩天。灰色區域為青康藏高原。(摘自 Hsu, 1987)。



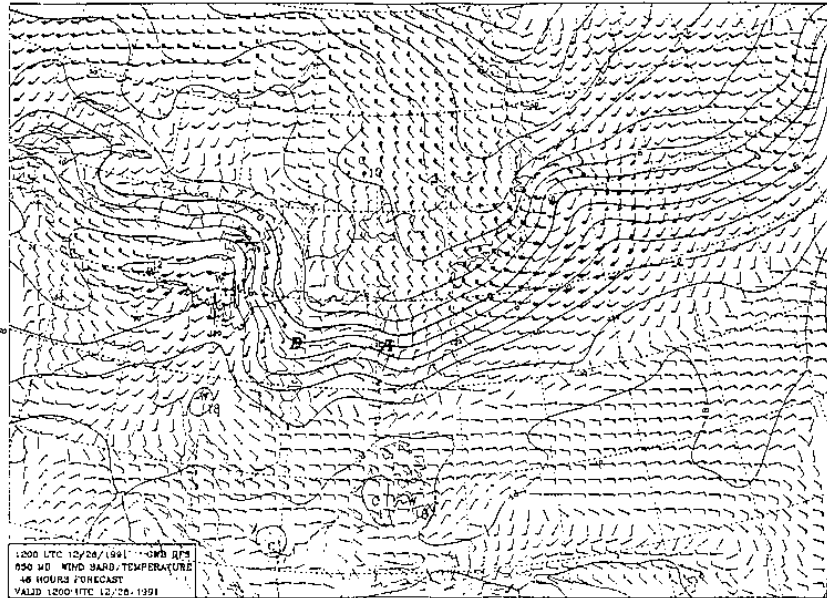
圖六。1991年12月26日12 Z 500 mb天氣圖。粗虛線為槽線。



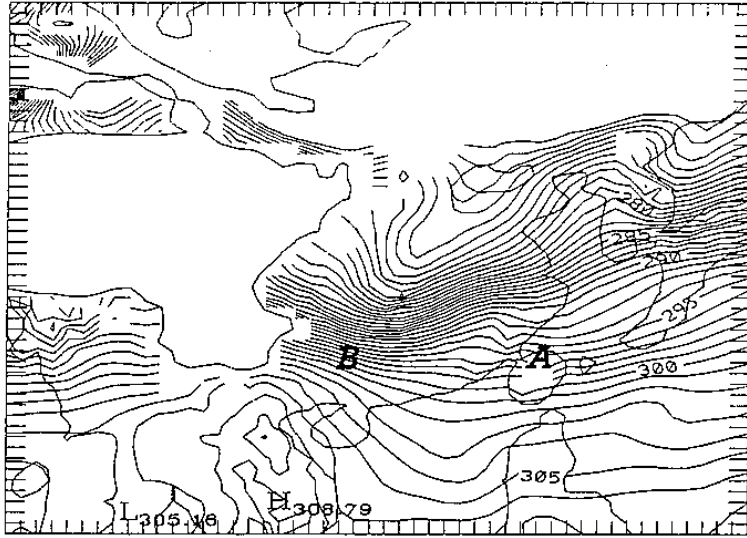
圖七。同圖六,但時間為28日12 Z。



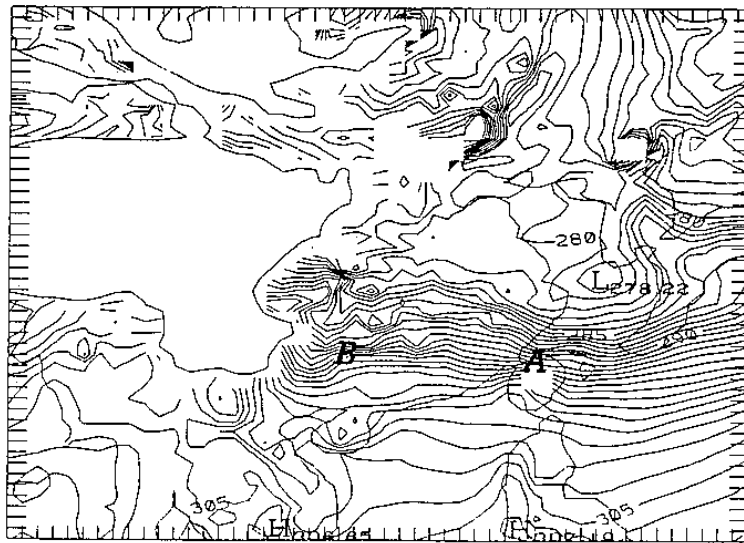
圖八。RFS預報之海平面氣壓分佈。等值線間距為3 mb。點A與點B分別為台北與桂林。



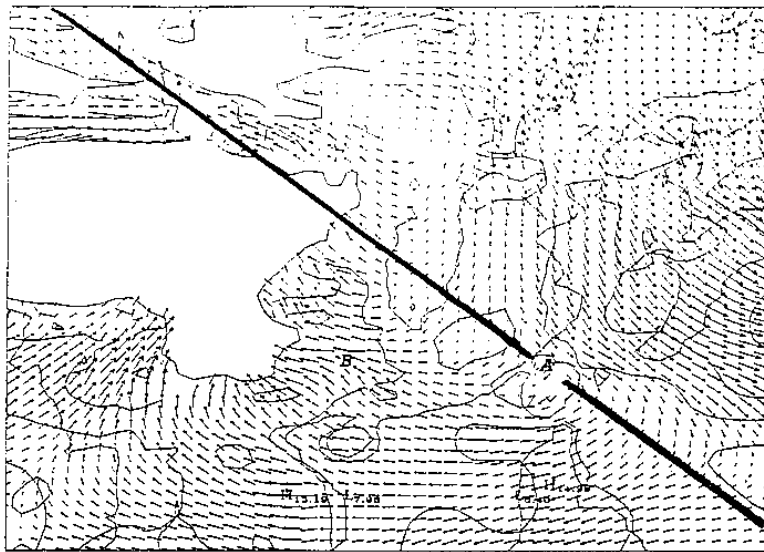
圖九。RFS預報之850 mb溫度與風。等值線間距為3°C。點A與點B分別為台北與桂林。



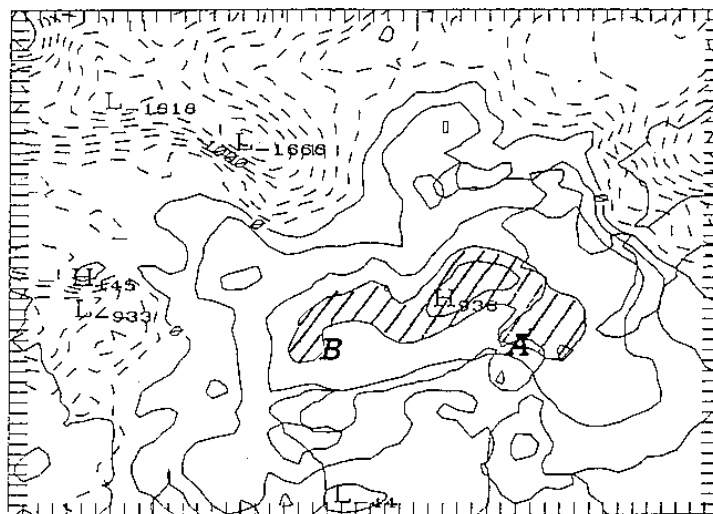
圖十。普渡模式初始之1500公尺等高面上虛位溫分佈。等值線間距為 $1^{\circ}C$ 。點A與點B分別為台北與桂林。



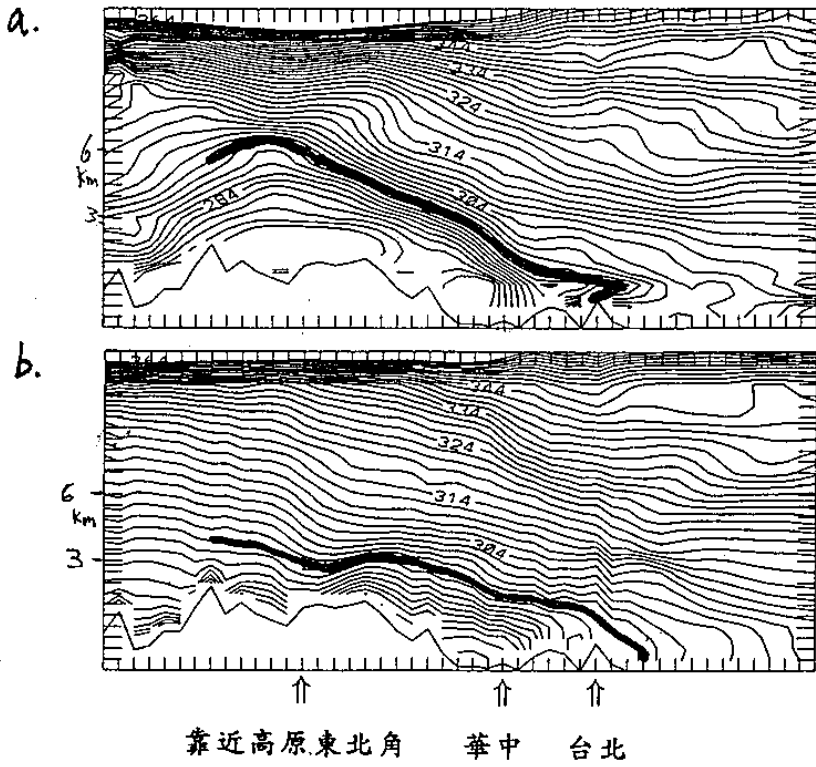
圖十一。同圖十,但為預報結果。



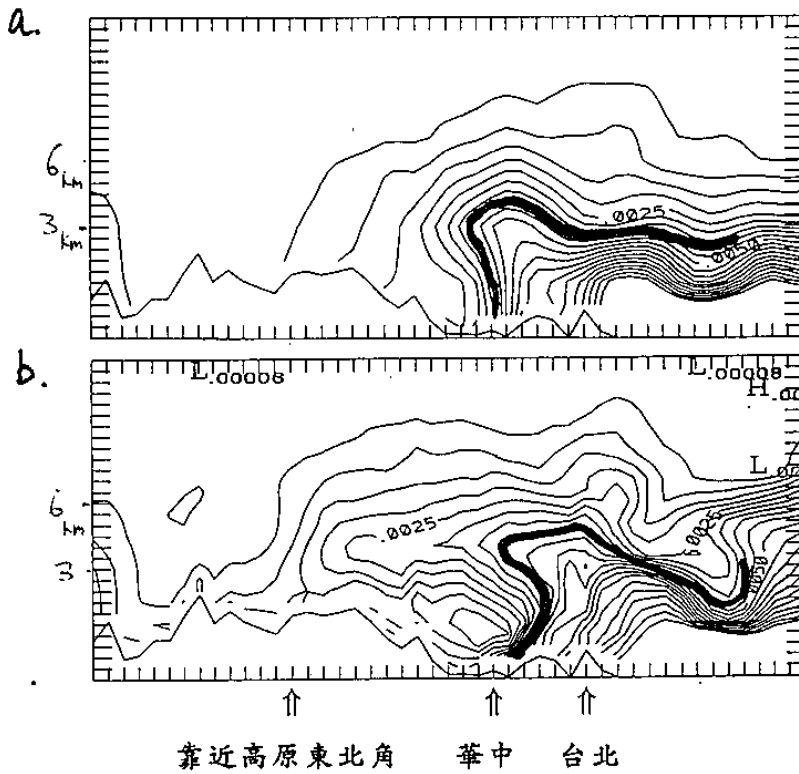
圖十二。普渡模式預報 1500 公尺等高面上之風場。粗實線表示本研究所分析垂直剖面位置。點 A 與點 B 分別為台北與桂林。



圖十三。普渡模式預報 48 小時期間內，地表氣壓改變量。等值線間距為 2 mb。斜線區域氣壓變量大於 6 mb。點 A 與點 B 分別為台北與桂林。



圖十四。普渡模式虛位溫垂直剖面圖(剖面位置示於圖十二)。等值線間距為 2 K 。粗實線為 294 K 虛位溫線。a.) 初始場 b.) 預報場。



圖十五。同圖十四,但為每 0.0005 一條線的比濕分佈。粗實線為 0.004 之比濕線。

