

東亞地區不同強度寒潮爆發過程 動力結構之比較

江火明

彭穎聖

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國八十二年十一月十七日收稿；中華民國八十三年一月二十八日定稿)

摘 要

東亞地區冬季的天氣型態主要是受極地冷高壓和阿留申低壓所控制。極地冷氣團經常從源地向較低緯度地區快速潰流，這樣的天氣過程就是所謂的寒潮爆發。

本文選取1978年12月25～29日與1979年1月25～31日兩個寒潮個案。前者為中度寒潮，冷氣團向東移動而未大舉向南潰流造成東北地區氣溫劇降，但華南、台灣地區寒潮的強度不強；後者為整個東亞地區都屬於強寒潮的個案。由等位溫面的高度場、M氏流函數、位渦以及氣塊軌跡的分析，比較不同強度寒潮爆發過程演變的差異。

結果顯示冷心的強弱與東亞地區的寒潮強度並無直接的關係存在，寒潮強度的強弱主要是由冷平流的大小和方向來決定。極強寒潮個案的中高緯度氣旋位於冷心的東南方，因此，極強寒潮個案的冷空氣是來自較高緯度的地區，較弱的寒潮個案的中高緯度氣旋則是在冷心的北邊，且其流函數脊沒有強烈的發展，因此冷空氣的緯向運動分量大，而經向運動的分量卻很小，致使低溫的範圍僅限於高緯度地區的東北地方、朝鮮半島與日本北方。

關鍵詞：寒潮、冷氣團、等位溫面分析、位渦

一、前 言

東亞地區冬季的天氣型態主要是受極地冷高壓和阿留申低壓所控制，極地冷氣團經常從源地向較低緯度地區快速潰流，這種天氣過程就是所謂的寒潮爆發。寒潮爆發是東亞地區冬季季風的主要特徵，其所伴隨的天氣現象包括有：溫度會在很短的時間內驟然下降、氣壓迅速回升、強烈的風變等。這樣劇烈的天氣變化，往往帶來農漁業、交通、民生等重大的災害。

寒潮是在一定的環流背景和天氣型態下發生的。一次強冷空氣活動常代表著一次強冷高壓在北方積聚生成，而後向南移動入海變性的過程，寒潮爆發時冷空氣主要是沿著冷高壓前緣的偏北氣流向較低緯度地區潰流。它扮演著南北空氣間熱量、動量有效的交換的角色。

Palmen and Newton (1951)選擇一次受地形影響較小的強寒潮個案作綜觀分析，他計算 $45^{\circ}N$ 以南冷空氣區域在各層分佈的情形和平均垂直速度，發現冷空氣在600hPa面有最大的平均下降速度約達2.21cm/s，而冷空氣區域的分佈是隨著高度上升而減少；他藉著等位溫面上冷空氣軌

跡計算冷舌不同部份的垂直運動，發現在冷舌的東南及西側有明顯的下降運動存在，下降的冷空氣使接近地面的鋒面斜率變得比較平坦。Dallavalle and Bosart (1975) 利用 1969 年至 1971 年發生在北美冬季的六個寒潮個案的合成圖來分析，結果顯示在 700hPa 等壓面上地面高壓東方的上方有最大的下沉運動，其結果大致與 Palmen and Newton (1951) 一致。北美寒潮爆發的共同特徵是在北美東部寒潮爆發之前，北美西北的地面反氣旋會快速的發展 (Colucci and Davenport 1987)。Konard II and Colucci (1989) 選取 1977 年 1 月的兩個寒潮個案對其熱力結構作分析，發現在冷氣團東方旋生時機，對寒潮爆發降溫的強度有密切的關係存在。

Suda (1957, 1959) 指出東亞寒潮爆發時的典型氣壓形態為「西高東低」。當寒潮爆發時，大陸高壓及阿留申低壓不但強度會顯著增強，而且向較低緯度移動位於日本北方上空有一明確的割離低壓對應於阿留申低壓；此時噴射氣流的平均位置南移且增強。Nakamura and Murakami (1983 a, b) 模擬青康藏高原對冬季環流寒潮爆發以及背風旋生的影響，結果顯示高原對於來自高緯度地區的冷空氣平流有阻擋的作用，而寒潮的爆發係由非地轉運動效應所造成。Joung and Hitchman (1982) 分析 16 個東亞寒潮爆發個案，發現東亞寒潮爆發可追溯至 6 - 7 天前，西風帶上游西大西洋區中對流層之槽、脊系統之形成及下游之移動與發展。Sumi (1985) 選取部份沿著青康藏高原東側爆發的寒潮個案做數值模擬探討，發現沿著高原周圍的爆發結構類似克爾芬波 (Kelvin wave) 而高原有類似邊界的作用。Boyle (1986 a, b) 發現大氣環流與極地冷空氣團的逐年變化對東亞寒潮的活躍與強度有顯著的關係。

劉廣英 (1979) 利用三維立體的綜觀分析，針對台灣地區的寒潮作個案的探討，結果發現在寒潮爆發的後期，極地冷氣團東側的氣旋有動能集中的現象。陳泰然與林銘作 (1981) 分析台灣地區寒潮爆發所伴隨冷鋒之中尺度氣象結構與天氣變化，發現除溫度之外，其餘各項氣象因子或天氣要素包括風、氣壓、露點、相當位溫、霧、霾、能見度、雲幕、降水、垂直風切等在鋒面過鏡前後均有明顯的改變。不同強度的寒潮亦有顯著的差異。任立渝和蔡清彥 (1981) 以合成圖的方式探討台灣地區不同強度寒潮天氣型態以及變化情形。他們發現寒潮爆發首先要高氣壓在蒙古西北方建立，強度不斷增強，此時若有槽線在高壓前加深，以及脊線在高壓後建立，將促使寒潮爆發。強弱寒潮之間的差異，在於地面高壓軸線的走向以及高空槽後脊前的氣流走向的不同。蔡清彥 (1984) 探討寒潮爆發期間地面天氣系統和行星波的關係。高空圖中高度場正負距平區的移動與強度變化，是造成寒潮爆發前後波數三行星波動能改變的原因。

在等壓坐標系上分析資料時，垂直速度的處理是較難掌握的。但對於天氣系統的發展與演變卻是相當重要的，換句話說，空氣在絕熱條件下運動仍然可跳到另一氣壓面上，除非分析相當高的垂直解析度的等壓面之垂直速度與天氣系統之結構，否則我們難以追溯到較久的天氣系統分佈情況，來分析天氣系統的演變過程。但在絕熱的條件，氣塊是沿著等位溫面做運動，垂直運動就視等位溫面傾斜的情形和該面上 M 氏流函數 (Montgomery Stream Function) 的關係而定。所以利用等位溫面坐標系上分析氣象變數可以有利於氣塊的追蹤、能量的計算、分析垂直運動及結構的特性。

有關等位溫面的分析，首先是 Shaw (1933) 利用等位溫面之等高線場來探討大氣環流。Rossby (1940) 提出等位溫位渦 (Isentropic Potential Vorticity) 守恆的理論後，逐漸受到學界的重視。Shapiro and Hastings (1973)，Bleck (1973, 1974) 及 Bleck and Mattocks (1984) 探討等位溫位渦分析大尺度天氣系統的方法。Pettersen and Uccellini (1979) 更以等位溫位渦成功地描繪斜壓的結構。Hoskin et al (1985) 推薦等位溫位渦分析各種天氣系統，並推導出奇反演系統 (Invertibility

Principle)，受到廣大的回響，隨後有許多學者利用等位溫面位渦的分析來探討各種天氣系統，更能顯現氣團的變化與運動之特性，如：Crum and Stevens (1988)，Davis and Emanuel (1991)，Davis (1992)。

寒潮爆發乃是高緯度深厚的冷氣團向南快速延伸潰流的結果。因此，潰流至低緯度的冷空氣就相當淺薄，對於這樣北厚南薄的冷空氣活動，適合採用可視為氣團邊緣的等位溫面做診斷分析。本文利用等位溫面分析的特性，針對東亞地區1978年11月至1979年3月期間的寒潮爆發個案，選取極強寒潮和中度寒潮做個案診斷分析。除了分析兩者之間的天氣形態差異之外，而且分析其位渦的分佈及型態，期對於東亞地區的寒潮的天氣形勢和冷氣團的運動形成能有進一步認識與了解。

二、寒潮的定義與個案選取

截至目前為止對於寒潮並未有統一的定義，必須視其所研究的著眼點或地區而定。美國氣象局採用的標準隨著地區和季節而異，在美國北部若氣溫在24小時之內降低 20°F ，且冬季最低溫度達 0°F ，在其它的季節最低溫度要降至 16°F ，定義為寒潮爆發；在美國南部墨西哥灣沿岸地區24小時內溫度降低 16°F ，同時冬季最低溫度達 32°F ，其它的季節最低溫度達 36°F ，定為寒潮。

至於有關東亞地區的寒潮，GARP (1980)定義南中國海地區在24 h～48 h內平均風速的北風分量至少增加5Kt而平均風速不小於15Kt，伴隨有溫度的下降及壓力的上升，即為寒潮爆發。Chang and Lau (1980)是以香港地面溫度在24 h或48 h內下降至少 6°C 者為寒潮爆發。Johnson and Priegnitz (1981)定義沿東經 115°E 線，華中地區(30°N)和香港(22°N)的地面壓力差超過10 hPa者為寒潮。Joung and Hitchman (1982)針對韓國地區選取16個寒潮個案做合成分析時，其定義為韓國的地區地面壓力梯度超過 $2.5\text{hPa}/100\text{KM}$ ，地面日平均溫度下降在 $5^{\circ}\text{C}/24\text{h}$ 以上，而且個案之間的時間必須在十天以上者為寒潮。Lau and Lau (1984)討論寒潮對南海影響時定義，地面溫度在24h-48h下降大於 5°C 者和亞洲東岸和華中的壓差增加量在24h-48h下大於5hPa以上，以及地面北風風速超過 5m/s 者為寒潮。

在國內方面，對於寒潮的定義大都以溫度的下降為指標，王崇岳(1978)把台灣地區的寒潮分為急變寒潮與緩變寒潮，前者是前一日之最高溫起經二十四小時因冷鋒過境而溫度下降 8°C 或以上，對於居民日常生活有明顯影響者；後者為溫度下降不足 8°C ，但台北市最低氣溫小於或等於 10°C 者是屬於緩變寒潮。任立渝和蔡清彥(1981)對台灣地區寒潮的定義如下：冷鋒過境後，因大陸冷氣團南下帶來冷空氣，使台北的最低溫連續兩天下降 4°C 或以上者稱之為寒潮。而下降度數在 4°C 與 5.9°C 之間稱為中寒潮；在 6.0°C 與 7.9°C 之間者稱為強寒潮；在 8°C 或以上者稱為極強寒潮，假如日最低溫度只下降一天，而下降溫度達上述標準者亦包括在內。

依據任與蔡(1981)的寒潮定義，本文利用1978年11月至1979年3月的FGGE資料，選取東亞地區二個強度不同的寒潮個案。個案一發生於1979年1月25～31日，在寒潮爆發期間，大連、上海、台北測站12Z地面氣溫逐日變化如圖1a所示，從29日12Z至31日12Z二天台北的氣溫變化約 10°C 屬於一極強寒潮的個案，冷空氣沿著大陸東岸向南潰流。個案二發生於1978年12月25～29日，在寒潮爆發期間，大連、上海、台北測站12Z地面氣溫逐日變化如圖1b所示，從26日12Z至28日12Z兩天台北氣溫約下降了 4°C 屬於中度寒潮，但對高緯度的大連氣溫卻下降

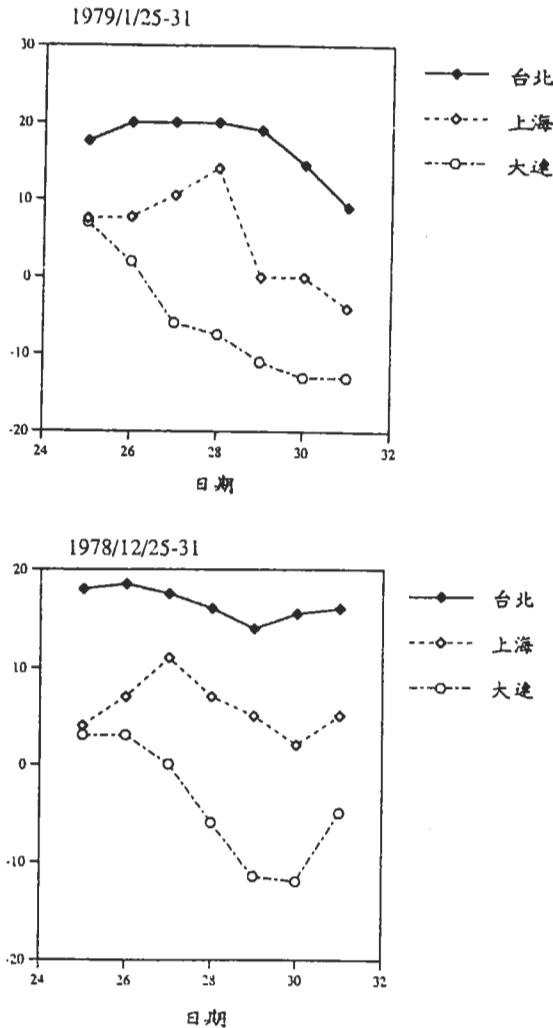


圖1 寒潮爆發期間，大連、上海、台北測站12Z地面氣溫逐日變化。(a) 1979年1月25～31日；(b) 1978年12月25～29日。

了 12°C ，這顯示了這次強冷氣團只向東移動，而未大舉向南潰流。

三、等位溫面的特性

在氣團分析的時候，如能在大氣之中找到一具有保守性的物理性質表面，將有助於分析。但實際上，嚴格的保守性表面並不存在，相當位溫、溼球位溫最富保守性，但其表面褶曲與變形甚多，無法作簡單的分析，而採用等位溫面來分析氣團的動力結構，則較能了解其具體的現象，並有利於氣塊的追蹤、能量及垂直運動的分析。

等位溫面除具有保守的特性之外，其在任何季節裡，均由低緯度之近地面處向上傾斜至最寒冷區域之對流層頂附近。在穩定的條件之下，等位溫面朝冷空氣方向向上傾斜，等位溫面高度場的低區(高氣壓區)為較溫暖的區域；反之，高區則溫度較低。等位溫圖中風自高氣壓吹向

低氣壓為暖平流；從低氣壓吹向高氣壓則為冷平流。在暖平流區穩定度小，溼度較大。

乾絕熱變化過程中，氣塊的熱力學狀態（ P, T ）雖然不斷地在變化，但它的位溫 θ 保持不變。由位溫的定義，

$$\theta = T \left(\frac{P_{00}}{P} \right)^{\frac{R_d}{C_p}} \quad (1)$$

式中， T 為絕對溫度（ $^{\circ}K$ ）， P 為氣壓（hPa）， R_d 為乾空氣之氣體常數， C_p 則為乾空氣之定壓比熱， P_{00} 一般取1000 hPa。等位溫面上的流函數為 $\Psi = C_p T + gZ$ ，稱為M氏流函數（Montgomery Stream Function），若不考慮非絕熱效應時，大氣在等位溫面上運動，其流線可表示空氣的三度空間運動。

在絕熱及不考慮摩擦效應的狀態下，位渦具有保守的特性，它是絕對渦度（Absolute Vorticity）和靜力穩定度（Hydrostatic Instability）的乘積，此一保守量在等位溫垂直坐標系中（記為I.P.V.）可寫成為下式：

$$I.P.V = -g \frac{[(\frac{\partial v}{\partial x})_{\theta} - (\frac{\partial u}{\partial y})_{\theta} + f]}{\frac{\partial p}{\partial \theta}} \quad (2)$$

式中，（ u, v ）分別為緯向與經向風速分量， f 為柯氏參數， p 為等位溫面上之壓力， g 為重力加速度，為方便計，一般採用的位渦單位定義為 $1 PV \text{ unit} = 1 Ps = 10^{-6} m^2 s^{-1} kg^{-1} ^{\circ}K$ 。

四、大氣運動軌跡的計算

為了瞭解氣塊的運動軌跡，本文採用Petersen and Uccellini (1979)的方法，此法在逐次時間中計算氣塊的加速度，再利用加速度的時間積分作速度與位移的推算。

若不考慮摩擦作用，由運動方程式計算氣塊的加速度（ a_x, a_y ）如下：

$$a_x^{(t)} = -\frac{\Delta \Psi^{(t)}}{\Delta x} + f v^{(t)} \quad (3)$$

$$a_y^{(t)} = -\frac{\Delta \Psi^{(t)}}{\Delta y} - f u^{(t)} \quad (4)$$

其中 Ψ 為等位溫面之M流函數，計算中每個時間階段的 Ψ 場由前後兩次觀測 Ψ 場的內插而得，即

$$\Psi^{(n)} = \Psi^{(0)} + \left[\frac{\Psi^{(F)} - \Psi^{(0)}}{t_F - t_0} \right] n \Delta t \quad (5)$$

外推的速度與位移則利用離散模式（Discrete Model）公式計算，即

$$u^{(t+1)} = u^{(t)} + \Delta t \left[\frac{3}{2} a_x^{(t)} - \frac{1}{2} a_x^{(t-1)} \right] \quad (6)$$

$$v^{(t+1)} = v^{(t)} + \Delta t \left[\frac{3}{2} a_y^{(t)} - \frac{1}{2} a_y^{(t-1)} \right] \quad (7)$$

$$x^{(t+1)} = x^{(t)} + \frac{1}{2} \Delta t [u^{(t+1)} + u^{(t)}] \quad (8)$$

$$y^{(t+1)} = y^{(t)} + \frac{1}{2} \Delta t [v^{(t+1)} + v^{(t)}] \quad (9)$$

因此，可以利用時間的後退計算求得氣塊得源地，或利用時間的前進計算求得氣塊的去處。

五、個案一(東亞地區強烈寒潮爆發)的診斷分析

(一)天氣型態概況

個案一的鋒面通過台灣北部的時間是1979年1月29日12Z。台北測站29日~31日兩天氣溫下降共 10°C 是一極強寒潮的個案。

圖2a-f分別為1979年1月25~30日12Z的1000 hPa天氣圖，實線為高度線，虛線則為溫度線。塗黑部份為高度在3000公尺以上之地形。在25日的時候，高壓中心位於 $(55^{\circ}\text{N}, 55^{\circ}\text{E})$ ，即約在裡海的北方。其西側有顯著的暖平流，而高壓脊線則向東延伸至貝加爾湖附近。兩個低壓中心分別位於 $(44^{\circ}\text{N}, 130^{\circ}\text{E})$ 以及 $(32^{\circ}\text{N}, 136^{\circ}\text{E})$ ，即渤海灣、朝鮮半島一帶與日本的南方。此刻冷心是在中西伯利亞、貝加爾湖的北方，冷舌由此向西南延伸至 60°E 附近，另外，在華北地區即約在 110°E 有一溫度小槽存在。26日高壓的強度繼續增強中，而且向東南方向移動。冷舌向西南延伸至青康藏高原的西北角，溫度梯度最大的區域約在我國東北的地方，大連的溫度在持續下降之中。原先中心位於渤海灣、朝鮮半島一帶和日本南方的低壓系統強度加強，且分別移動至庫頁島南方和日本東側。

27日高壓仍繼續增強，其中心並且向東移至 $(50^{\circ}\text{N}, 80^{\circ}\text{E})$ 處，它的影響範圍上圍已涵蓋 40°N 以北的地區，在其西側的暖平流效應依然明顯，冷心位於高壓系統的東北角的位置上，由於此高壓系統的東移造成東亞地區持續降溫。在日本東側的低壓移入位於堪察加半島西側的低壓系統，庫頁島南方的低壓也已經移至其東側，兩者的強度亦在加強中。值得注意的是在南華地區有一新生低壓形成，其中心在 $(27^{\circ}\text{N}, 107^{\circ}\text{E})$ ，受此低壓的影響華南地區為陰雨的天氣。

28日高壓系統的位置是在貝加爾湖的西北方，由於此高壓系統的東移，使得亞洲東岸地區已開始受到影響，氣旋中心在長江出海口附近 $(31^{\circ}\text{N}, 121^{\circ}\text{E})$ ，新生的鋒面由此中心向西南延伸至 $(24^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\text{E})$ 。在渤海灣的西側亦有一低壓系統存在。在 110°E 的冷舌向低緯度地區延伸。29日低壓系統到日本南方，鋒面則已到台灣的北部，此時東西向壓力梯度變大，氣壓形成西高東低的形態，北風增強，北方的冷空氣向南快速潰流，低緯度地區東北風明顯的加強，上海、台北開始降溫。

30日高壓系統減弱而低壓系統東移且加強，從圖中我們可以很明顯的發現冷舌移至青康藏高原的東側且延伸至華南地區。大連、上海、台北溫度在31日達到最低。

圖3a-f分別為1979年1月25~30日12Z的850 hPa天氣圖。從圖中我們可以發現在25日有脊對應1000 hPa的高壓系統。跟1000 hPa天氣圖有相同的現象，在脊後有明顯的溫度暖平流，冷心的位置較1000 hPa冷心的位置稍偏西，溫度線的趨勢與1000 hPa類似，在高緯度地區幾乎呈東西走向。低壓中心位於庫頁島的西側。26日高壓脊增強且東移，低壓中心仍然在庫頁島的附近。冷心位於貝加爾湖的西北方，應對於鋒面帶位置之溫度梯度增大，處於暖區的華中及華南地區的氣溫相當高。

27日850 hPa的高壓中心位於下層1000 hPa高壓的西側，其高壓脊是呈東西走向，在高緯度地區吹西北風，在 40°E 處有一暖舌向北伸展，低壓中心向東移動出海，鋒面仍然在前一天的位置上。28日低壓中心在日本東北方的海面上 $(41^{\circ}\text{N}, 160^{\circ}\text{E})$ ，冷氣團中心在貝加爾湖的東北，

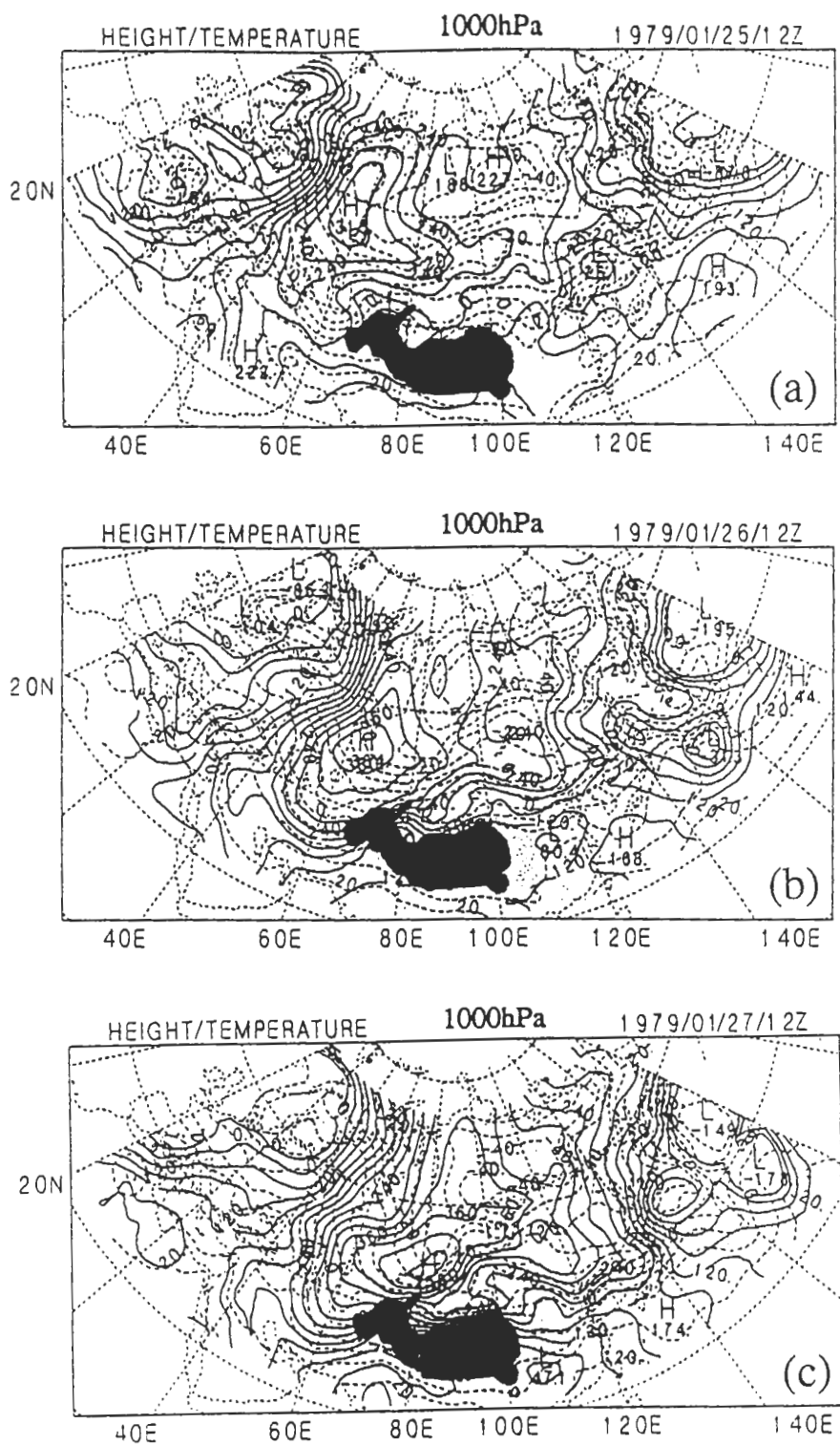
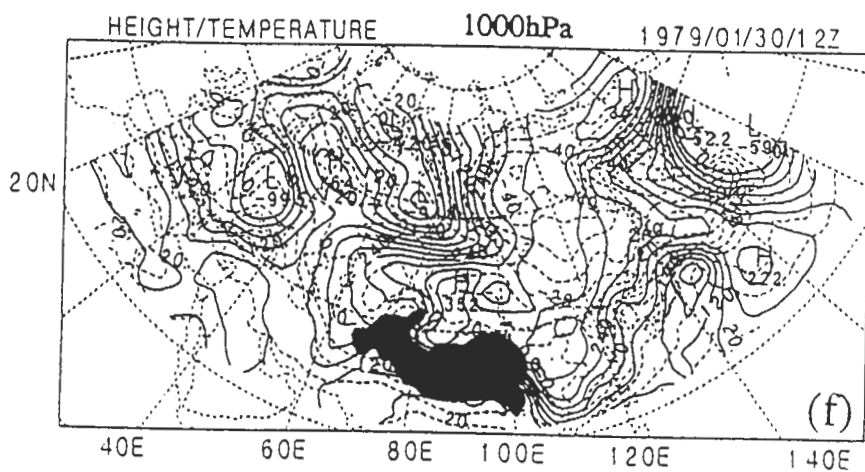
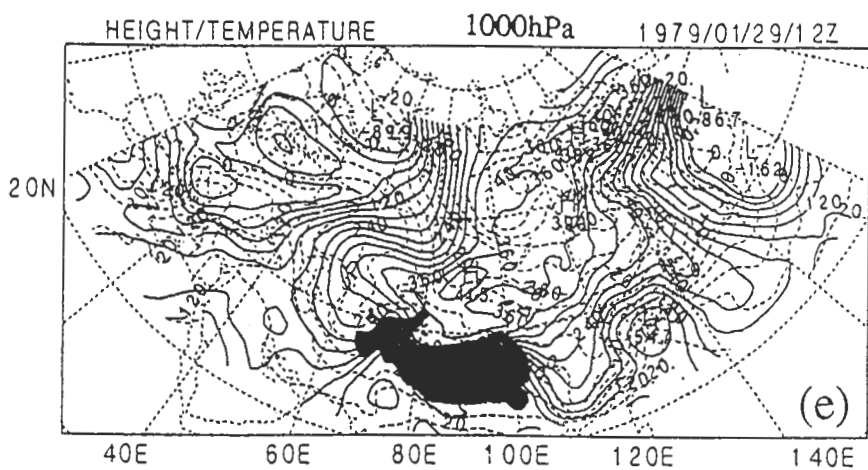
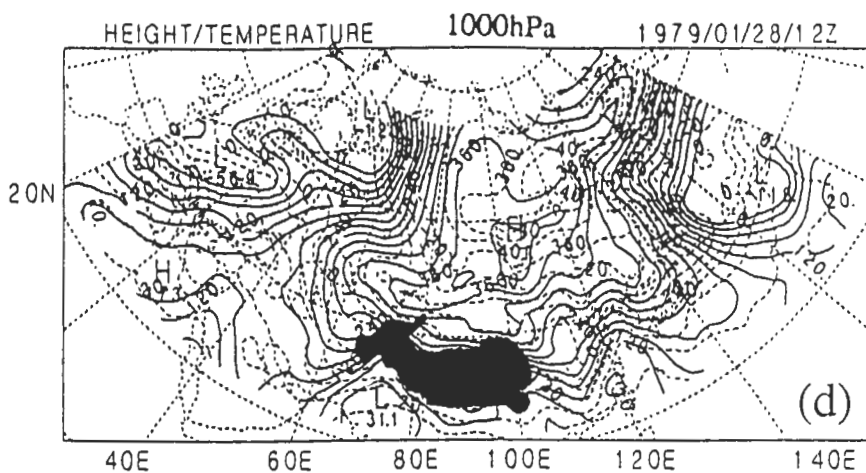


圖2 1979年1月25~30日在寒潮爆發期間，1000 hPa的溫度場(虛線)和高度場(實線)。(a) 25日；(b) 26日；(c) 27日。



續圖2 (d) 28日 ; (e) 29日 ; (f) 30日。

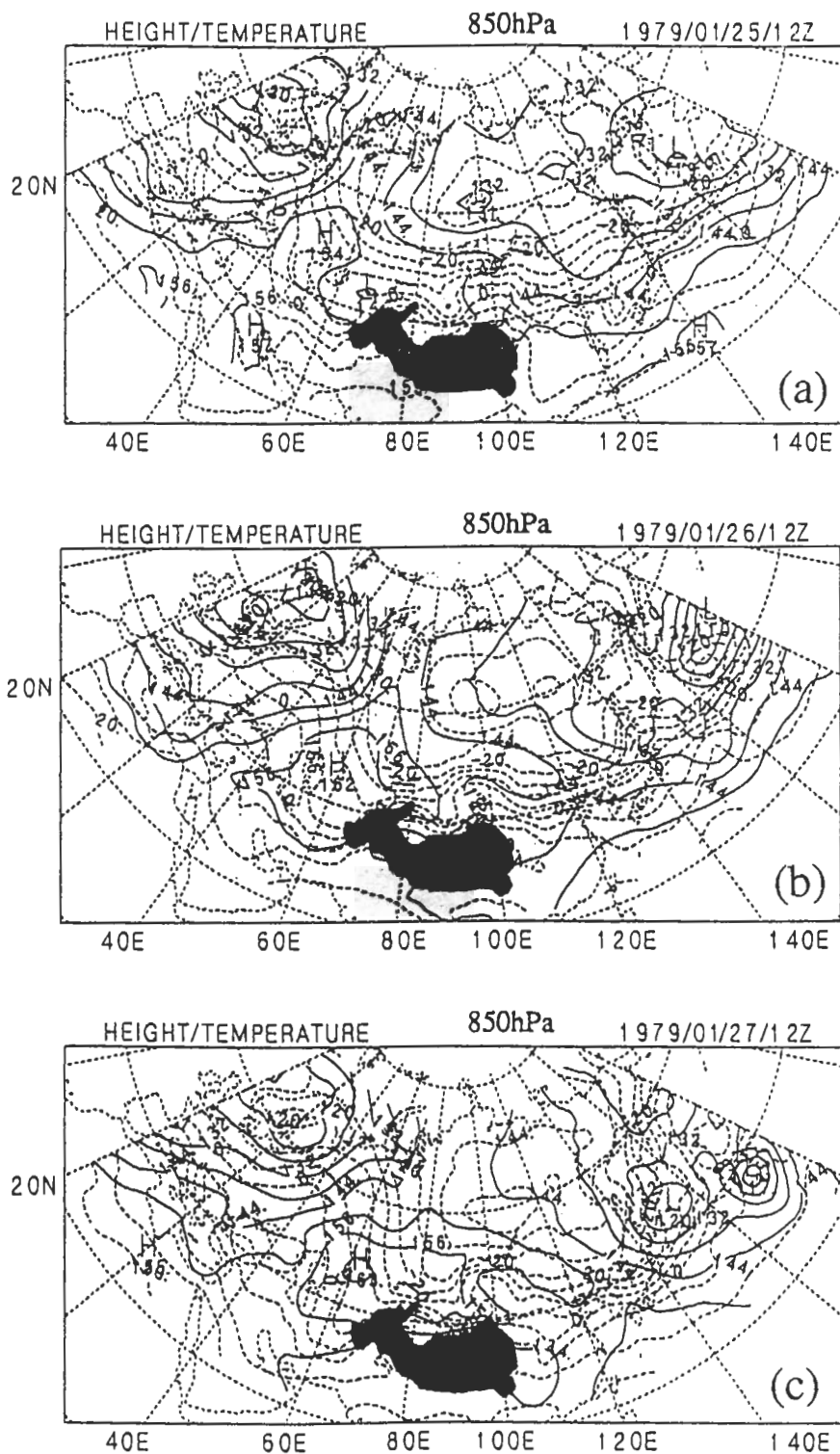
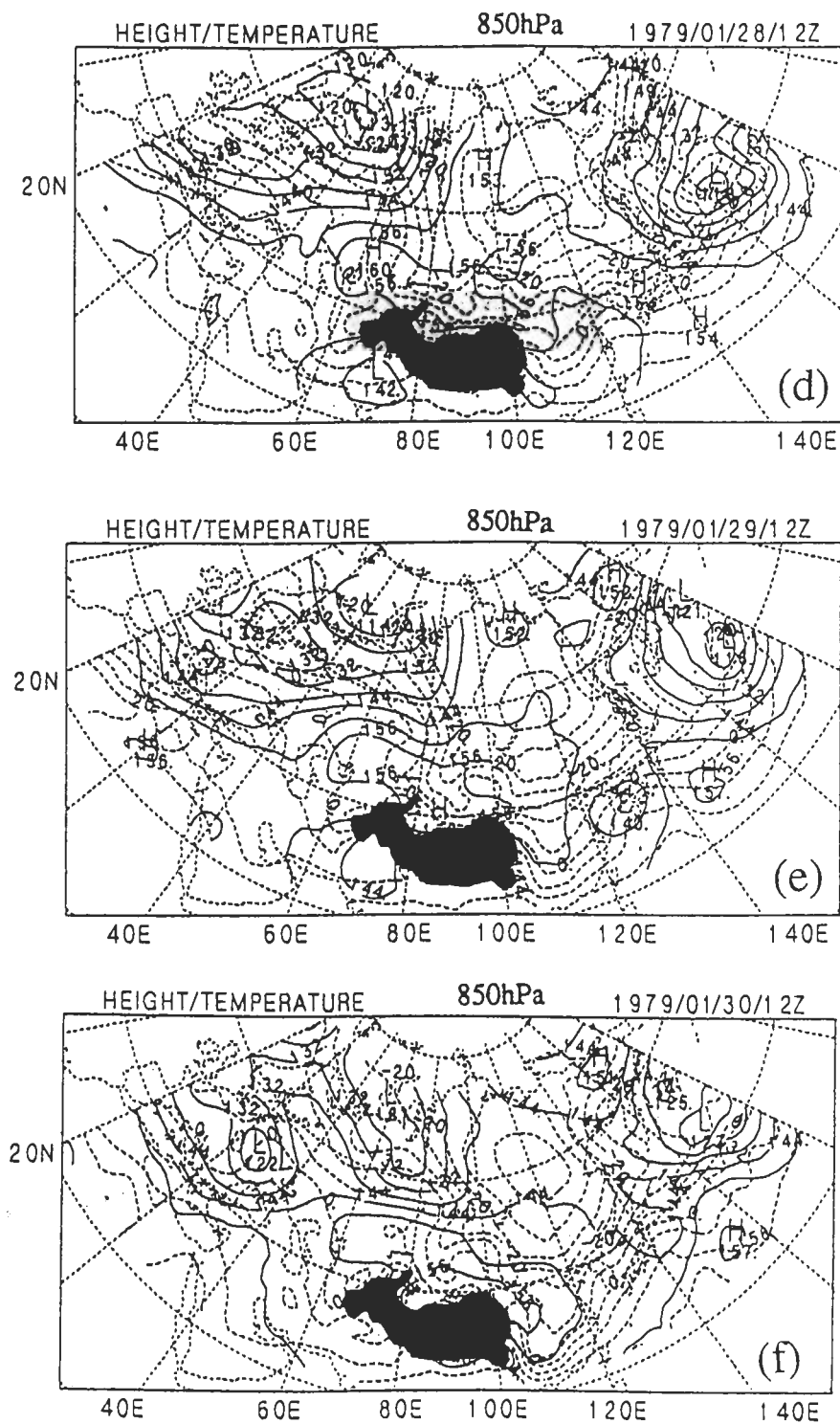


圖3 1979年1月25~30日在寒潮爆發期間，850 hPa的溫度場(虛線)和高度場(實線)。(a) 25日；(b) 26日；(c) 27日。



續圖3 (d) 28日 ; (e) 29日 ; (f) 30日。

冷舌自此中心向東南延伸至日本附近。在華南地區有一低壓系統開始加強，在低壓槽東側的暖區及大陸沿海地區，溫度顯著地升高。

29日日本東北方的低壓中心繼續向東移動，在此低壓西側的冷舌造成日本地區急劇的降溫，而在華南地區的低壓中心已移到日本、朝鮮半島附近，冷舌自貝加爾湖的東側向華南延伸，上海、台北開始降溫。位於青康藏高原北方的高壓系統順著冷舌的方向向華南地區伸展，高壓前緣吹北風。

30日青康藏高原北邊的高壓移至高原的東北角附近，在朝鮮半島和日本一帶的低壓中心則移至(40°N, 140°E)，大陸東岸以及台灣地區因受鋒面南移的影響，氣溫持續在下降中。

圖4 a - f分別為1979年1月25～30日12Z的500 hPa高空圖。25日在40°E附近，由於下層的暖平流作用，造成在中對流層的暖脊發展。高空槽則是在裡海附近，貝加爾湖附近也有一微弱冷槽存在。冷心低壓中心一是在貝加爾湖的北邊，另一則是在堪察加半島。26日高緯度槽和低緯度槽結合，強度加強且振幅加大，呈東北-西南走向到青康藏高原的西北角。在貝加爾湖西側的微弱冷槽以移至亞洲東岸，低壓中心向東南方向移動至庫頁島西側。

27日在50°E的暖脊加強，低壓槽東移至貝加爾湖的西南，冷心則盤據在西伯利亞東部，亞洲大陸東岸槽移至140°E附近。28日暖脊東移至70°E附近，槽也移到貝加爾湖，該區有明顯的溫度冷平流的現象。29日在100°E以東的地區溫度冷平流的現象更為顯著，貝加爾湖西側地區的氣流走向是吹西北風。30日高空槽移出青康藏高原的東側且向低緯度伸展。

(二)等位溫面的分析圖

圖5 a - f分別為1979年1月25～30日12Z 300°K等位溫面高度場（細實線）與M氏流函數（粗實線）的逐日變化圖。300°K等位溫面高度場在低緯度地區幾乎達低對流層，而中高緯度地區可達5000公尺甚至更高，很適合來探討與寒潮有關的地面高壓系統與高空槽脊的變化。等位溫面高度較高的地區，它的壓力值較小，由(2-1)式知它的溫度值也較低，所以等位溫面高度較高的區域即是溫度較低的地方；反之，溫度較高的地方，等位溫面的高度則較低。換言之，可視為等位溫面包裹著冷氣團，其高度場梯度較大的區域即為冷氣團前緣斜壓性最大的冷鋒面帶。

冷氣團中心由新地島向其東南移動至貝加爾湖的南方而後向東移動至(50°N, 120°E)附近。高緯度冷舌的走向隨著冷心的移動而與較低緯度冷氣團軸線趨向於一致。在28日時冷氣團軸線在青康藏高原的西北角呈東北-西南走向，到30日高度脊（即低溫槽）到達亞洲東岸，高度場8000m等值線已完全退至60°N以北的地區。這表示冷氣團潰流過程已結束，冷氣團緊縮在範圍較小的高緯度地區。

分析此等位溫面高度場時，發現於中上對流層，在中高緯度有一等位溫面高度場南北梯度極大區，此區是冷氣團表面急速傾斜陡峭的區域，也是斜壓性較大的區域，此即為強風軸所在的位置。在寒潮爆發過程中，其隨著系統的東移而由東西向轉為東北-西南走向。

在絕熱過程下，等位溫面的流線即表示空氣的三度空間運動，氣塊由等位溫面的低壓處（高度較高者）移向高壓（高度較低者）為下降運動屬於冷平流；反之，則為暖平流的上升運動。因此，我們在等位溫面上只要分析高度場和流函數便可以瞭解氣塊垂直運動的情形。

25日在高緯度地區有兩個高空氣旋位於堪察加半島和貝加爾湖的北方，兩者皆位於高空冷心的東側。而在貝加爾湖地區附近的氣流走向是東西走向且在該區有下沉運動發生，即氣流線

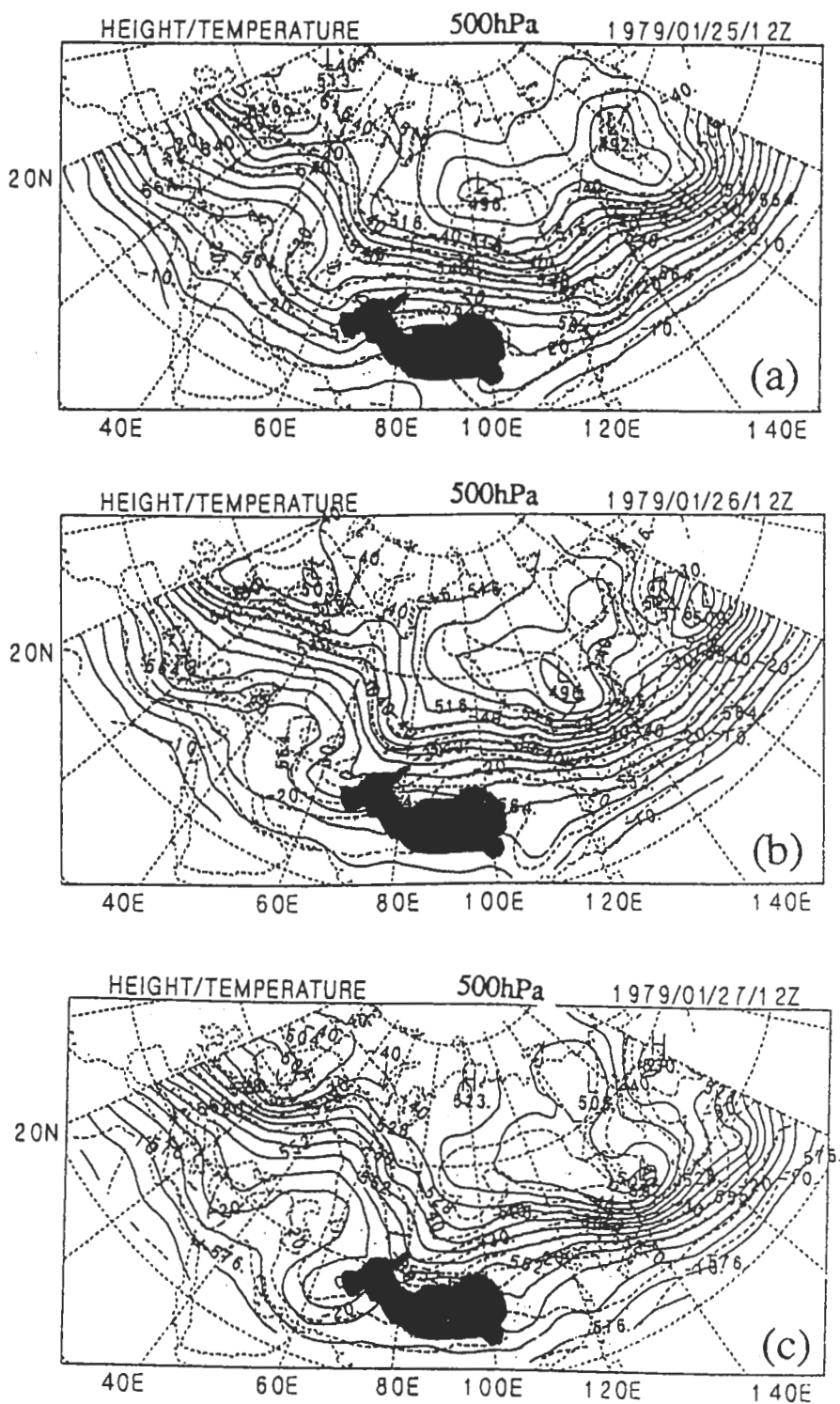
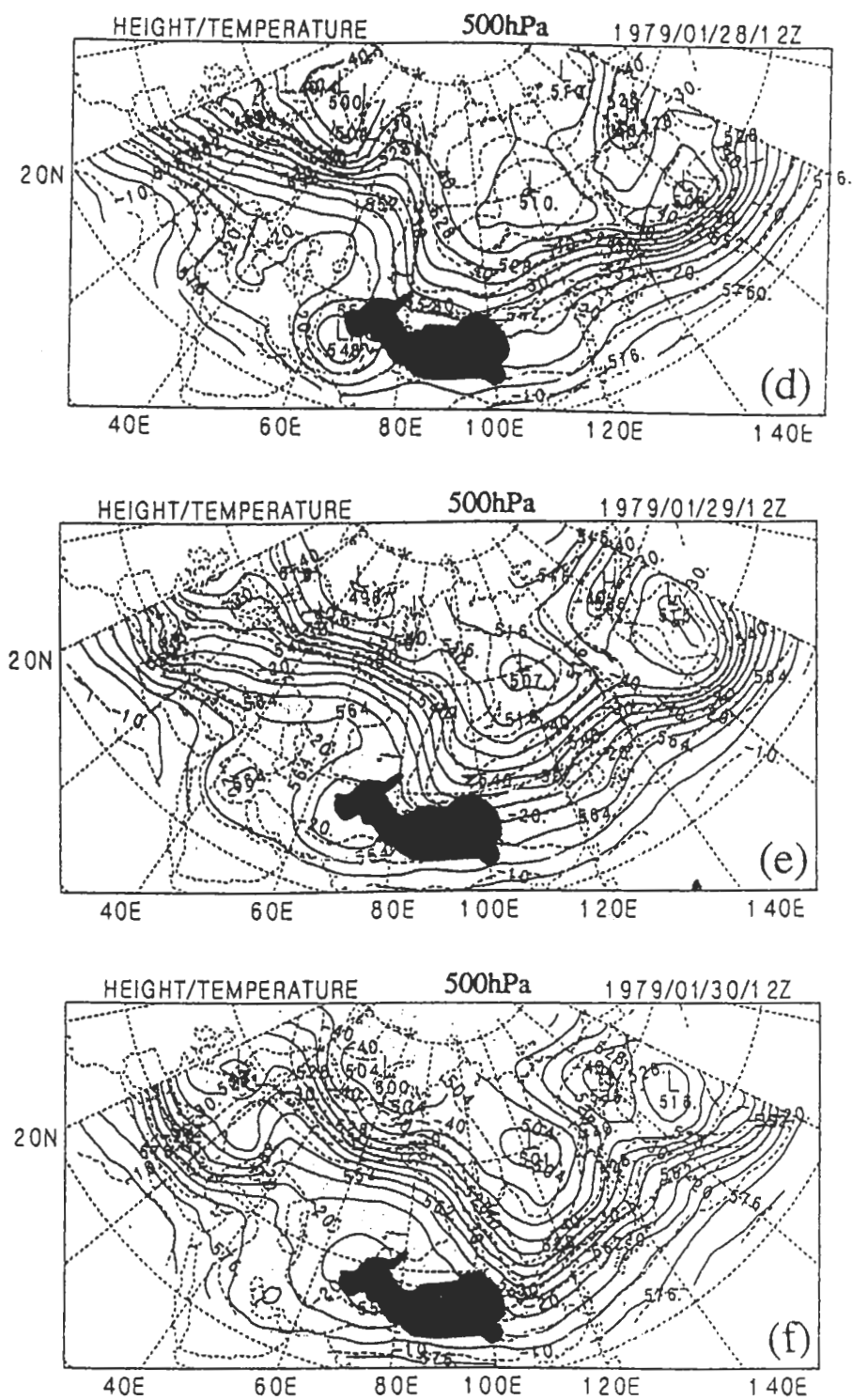


圖4 1979年1月25~30日在寒潮爆發期間，500 hPa的溫度場(虛線)和高度場(實線)。(a) 25日；(b) 26日；(c) 27日。



續圖4 (d) 28日；(e) 29日；(f) 30日。

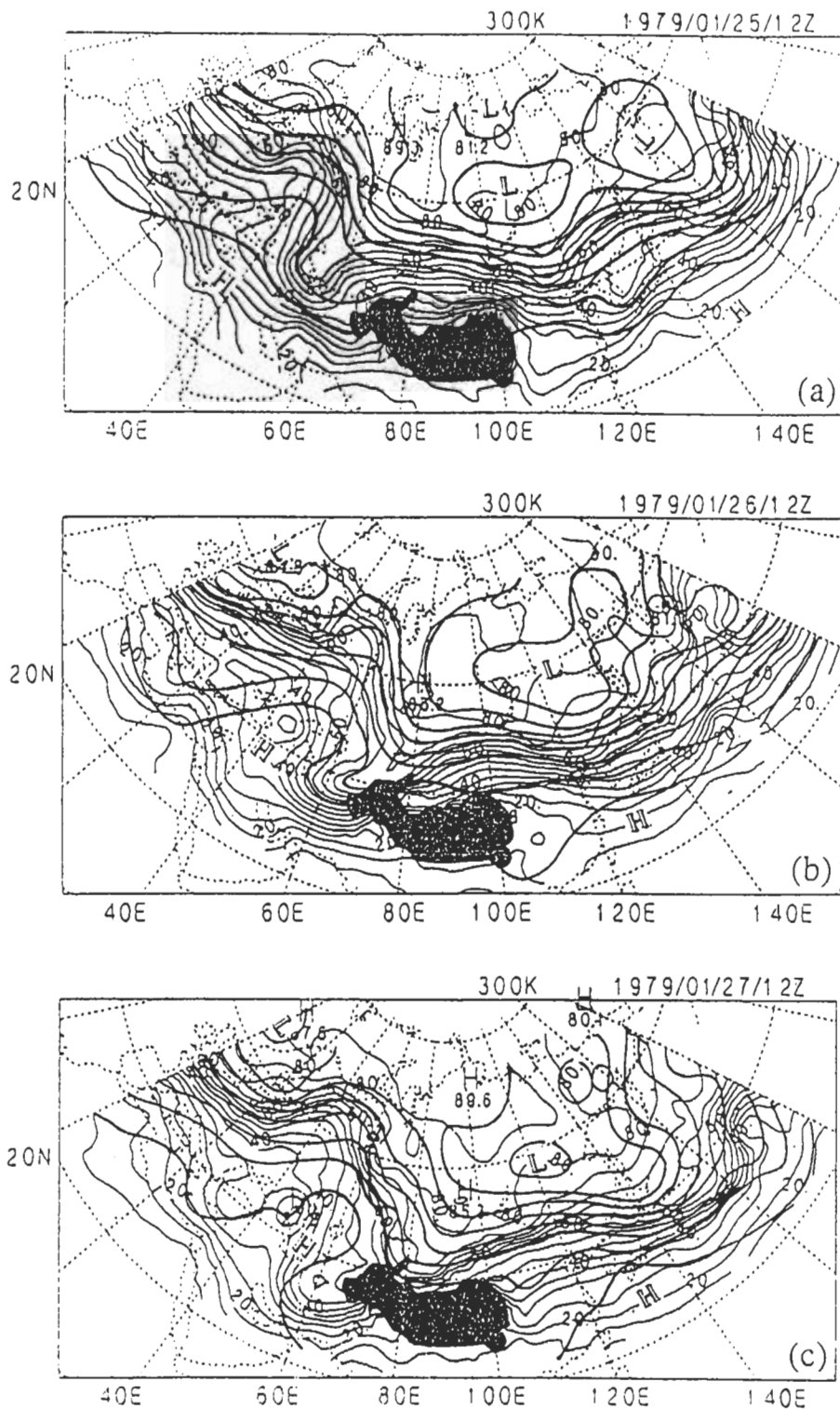
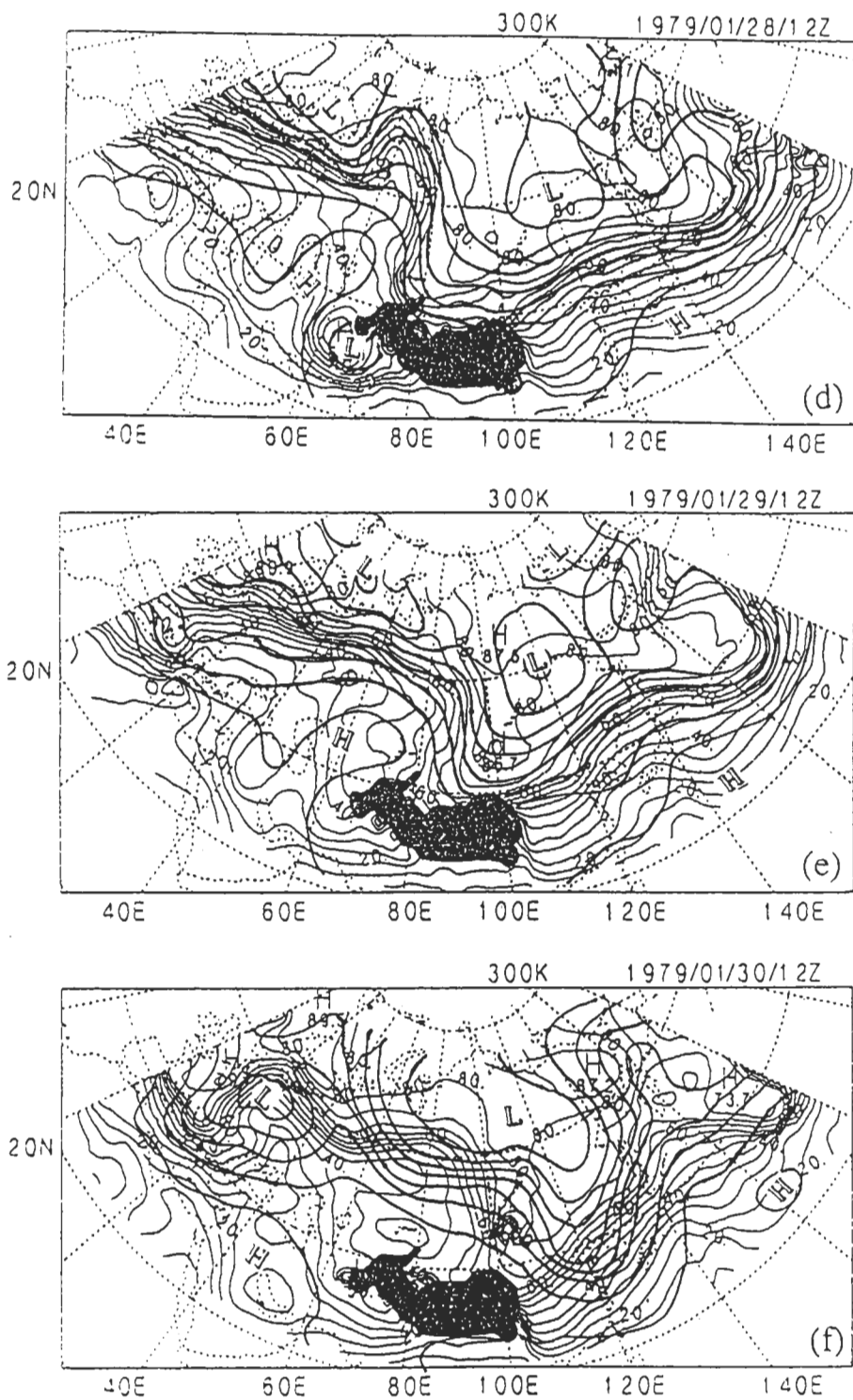


圖5 1979年1月25~30日300°K等位溫面的高度場(細實線,等值線間距500 gpm)與M氏流函數(粗實線,等值線間距1000 m^2sec^2)分析圖。(a) 25日;(b) 26日;(c) 27日。



續圖5 (d) 28日；(e) 29日；(f) 30日。

由高度場較高處吹向低處。在 $40^{\circ}E$ 則有一流函數脊，由於高度槽（即高溫脊）線的位置是在流函數脊的西側，所以，在流函數的脊前槽後有上升運動（ $40^{\circ}N - 60^{\circ}N$ ）。26日由於系統的東移和高空冷心往南移動的關係，貝加爾湖東側的下降運動明顯增強，此時該區域雖有下降運動發生，但氣流僅是作緯向運動即冷空氣向東移動，因此並未對較低緯度地區造成影響。而在鋒前暖區的華南一帶則是上升運動。

28日中高緯度氣旋中心仍然在（ $60^{\circ}N, 120^{\circ}E$ ）附近滯留，但其槽已漸和較低緯度槽連成一線成東北—西南走向，而脊已到達 $70^{\circ}E$ 且向北伸展到新地島，在流函數的脊前槽後仍然是為上升運動區。下降運動較劇烈的區域移至貝加爾湖的東南方，由此往南延伸到青康藏高原的北邊，在 $120^{\circ}E$ 以東大陸沿海地區則有明顯上升運動。29日流函數脊已由南北走向轉為偏東北走向，貝加爾湖地區的西北氣流加強。我國華北地區為主要下降運動區，上升運動區移到日本地區。30日高度脊（即為低溫槽）略為落後流函數槽，我國華北地區為下降運動區且向較低緯度地區伸展。

等位溫位渦的定義為絕對渦度和靜力穩定度的乘積，在絕熱和不考慮摩擦效應的作用條件之下，其是一具有保守特性的物理量，所以我們可利用此保守量來追蹤較長時間的天氣系統的演變過程。由 Hoskins et al. (1985) 的簡單模式反求原理得知，在高位渦的區域裡氣流的運動方式為氣旋式運動，它可能是低氣壓或槽所在的位置；反之，在低位渦區則是反氣旋式運動，而它可能是高壓或脊的位置。

圖6 a - f 為1979年1月25～30日12Z的 $300^{\circ}K$ 等位溫面位渦的逐日變化圖，圖中寬黑線（ $1.5P_s - 2.0P_s$ ）為位渦梯度較大的地方，其所包圍的區域是高位渦所涵蓋的範圍。高位渦區在寒潮爆發的初期是停留在 $50^{\circ}N$ 以北的高緯度地區，在 $110^{\circ}E$ 以東的地區有稍向南伸展，但仍以 $40^{\circ}N$ 以北的地區， $50^{\circ}E$ 以西的地方則有一低位渦區向西方向伸展至 $70^{\circ}N$ 附近，因此，北方的冷空氣可以順著高位渦區的趨勢往南移動。

25日在（ $50^{\circ}N, 120^{\circ}E$ ）有一PV值為 $4.71P_s$ 的高位渦中心，即位於貝加爾湖的東側。另一高位渦值中心則是在（ $58^{\circ}N, 70^{\circ}E$ ），其PV值為 $4.11P_s$ ，略小於前者，它對照著高空槽所在的位置，在朝鮮半島和日本附近存在一PV值為 $1.27P_s$ 的高位渦區對應的是高空小槽。在 $60^{\circ}E - 120^{\circ}E$ 之間的高位渦區是趨於東西走向，由位渦反求原理知，氣流為自西向東的緯向運動，具有微弱下降運動的該地區，冷空氣向東移動，並未對低緯度地區造成影響。

26日隨著系統的東移，貝加爾湖東側的下降運動增強且向東擴展。故由冷平流增強促使該區位渦值略微增大。由M氏流函數得知在 $40^{\circ}E$ 有一流函數脊，脊前的氣流走向為西北氣流，所以隨著流函數脊的東移，我們可以發現在貝加爾湖西側的高位渦區則有向其西南延伸的趨勢，造成下降運動區向較低緯度地區伸展。

由於冷空氣潰流的影響，導致PV值為 $1.0P_s$ 的等值線在26日到達青康藏高原的西北角。另外在高原的東側也出現PV值為 $0.5P_s$ 的等值線，此位渦值增加的原因則可能是由於存在著低緯度槽後冷平流的結果。28日先前位於貝加爾湖西側的高位渦區已移到貝加爾湖的東南方，且在 $80^{\circ}E$ 有一新生的高位渦區向南伸展，高原地形東側PV值為 $0.5P_s$ 的等值線的範圍擴大並涵蓋華北地區。高位渦區沿著高原地形向東移且往低緯度地區伸展，顯示華北華中地區的低層大氣已在冷氣團的籠罩下。在其西側的低位渦區則有向南減弱的趨勢。

高原東側PV值為 $0.5P_s$ 的等值線在30日00Z時涵蓋大陸東岸，到12Z時在（ $40^{\circ}N, 120^{\circ}E$ ）處有一高位渦中心其PV值為 $3.92P_s$ ，在堪察加半島附近有一低位渦區向北伸展，使得高位渦區

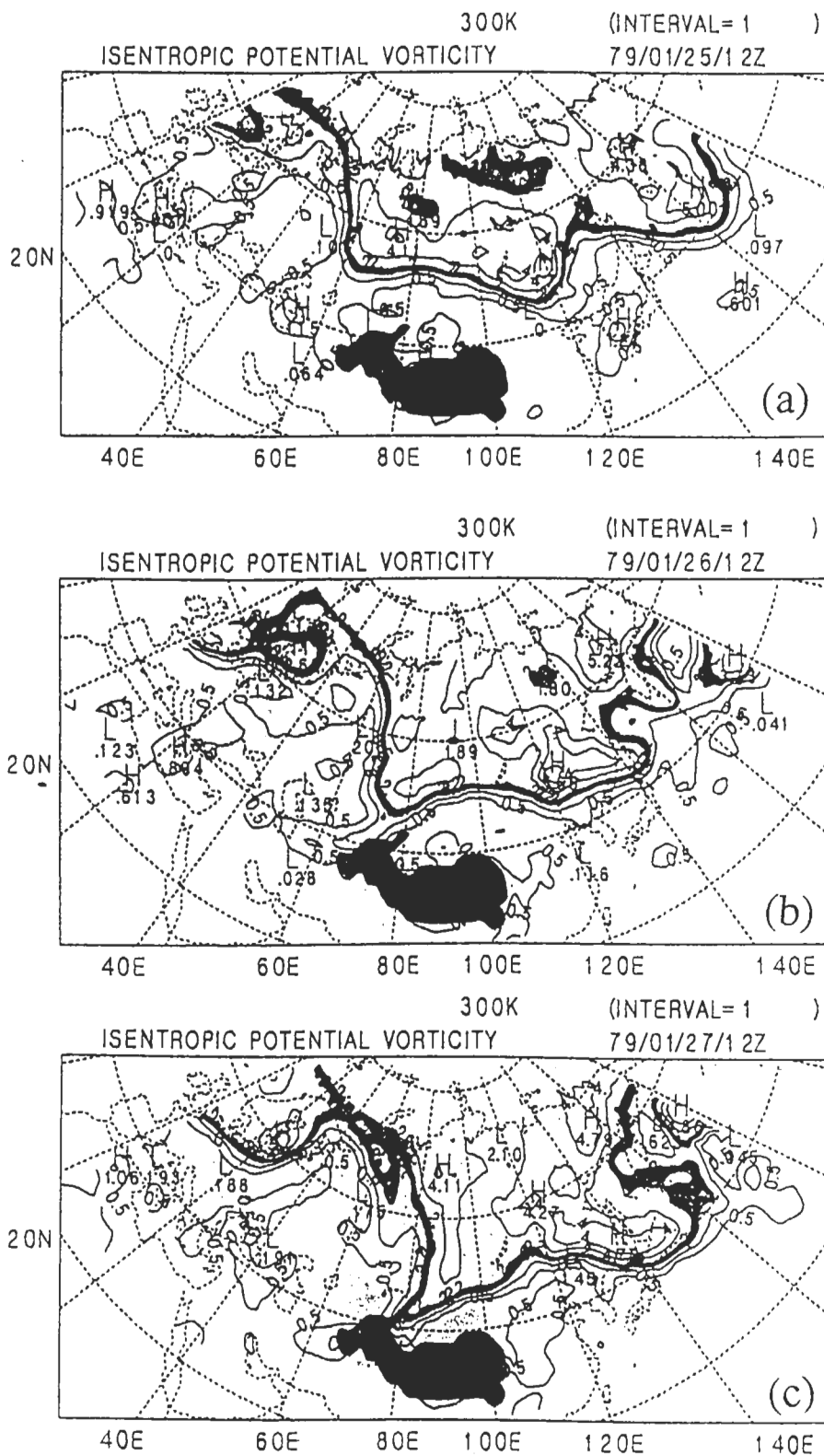
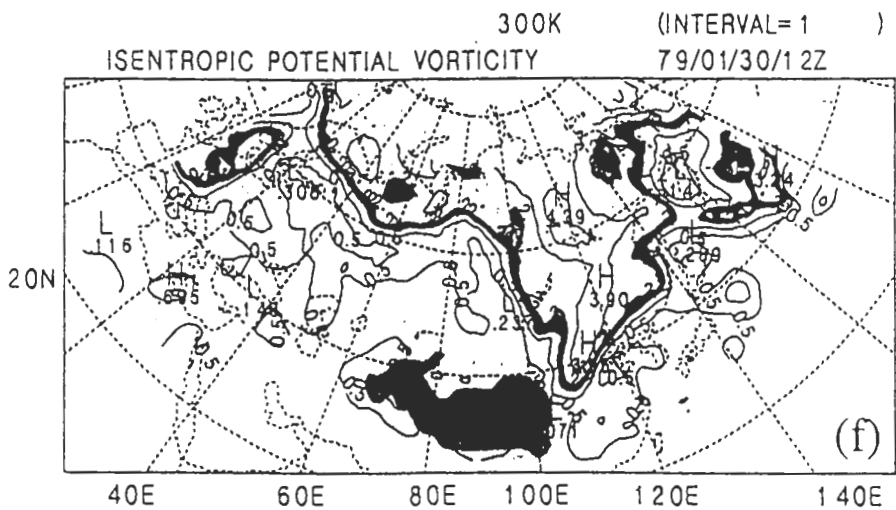
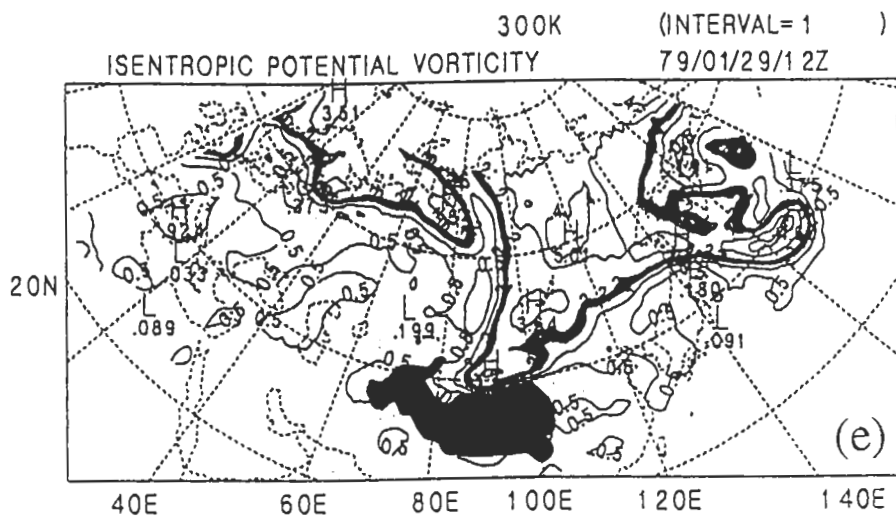
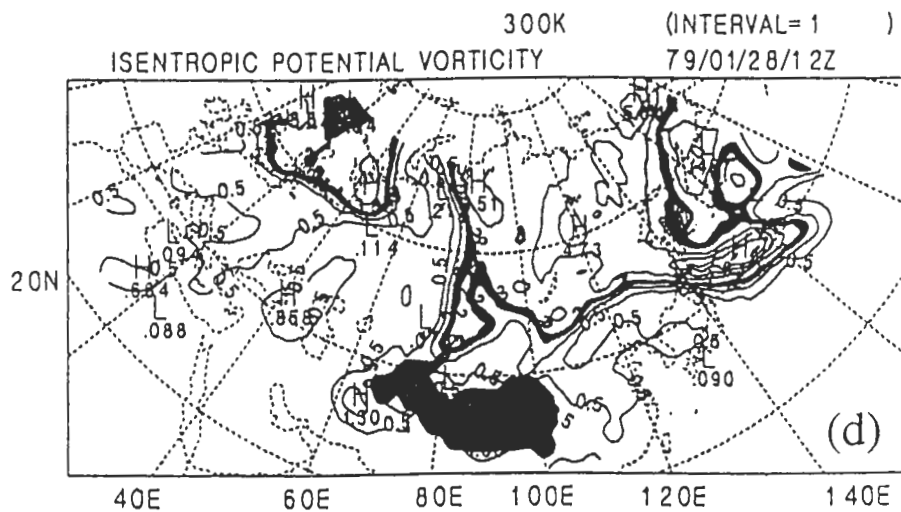


圖6 1979年1月25~30日300°K等位溫面的位渦分析圖，寬黑線為位渦值在1.5 Ps~2.0 Ps之區間。(a) 25日；(b) 26日；(c) 27日。



續圖6 (d) 28日；(e) 29日；(f) 30日。

成爲一南北走向的型態，促使冷空氣在大陸東岸自北向南大舉潰流，造成南方的強烈寒潮。

在寒潮爆發之前，高位渦區軸線明顯地落後於冷氣團軸線，造成其間有相當大的斜壓性。隨後，高位渦區軸線的走向由NE-SW轉爲N-S向，且移動速度大於冷氣團的軸線，所以當寒潮爆發時，高位渦區軸線已追趕上冷氣團軸線，其間的斜壓性減弱，到了寒潮爆發的後期，高位渦軸線則超前冷氣團的軸線。

(三)等位溫面氣塊軌跡分析

圖7爲1979年1月25～31日12Z的 $300^{\circ}K$ 等位溫面空氣運動軌跡圖，圖中箭頭爲軌跡方向，每隔24小時標示一次氣塊所在的高度（單位爲百公尺）於右上角，在 $40^{\circ}N$ 以北的地區，軌跡呈氣旋式的轉彎，而華中華南地區卻呈反氣旋式的潰流。

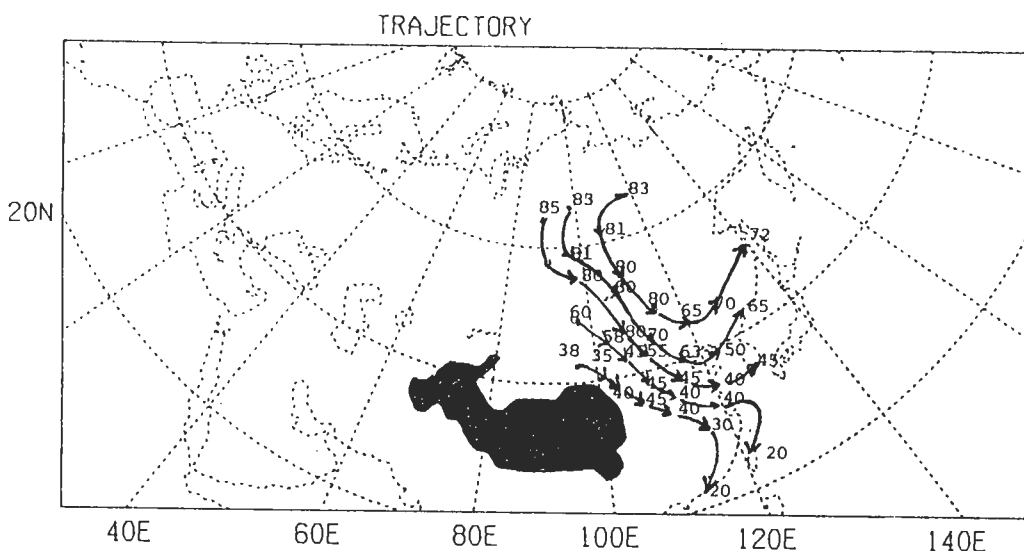


圖7 1979年1月25～31日 $300^{\circ}K$ 等位溫面空氣運動軌跡圖，圖中箭頭爲軌跡方向，每隔24小時標示一次氣塊所在的高度（單位爲百公尺）於右上角。

在高緯度地區的西伯利亞上空約8公里的空氣，向東南做下降運動，到渤海灣時約達5公里左右，隨後向東北方爬升，在北海道附近達7公里的高度。

貝加爾湖西南高度6公里的空氣，向東南緩慢下降，30日到了東海，再折向南方迅速下降至台灣上空2公里左右。至於青藏高原北側3.5公里高的氣塊，向東南前進，由於等位溫面的突起而略微抬升至4.5公里，30日到了東南沿海地區，迅速呈反氣旋式折轉且下降，31日達海南島上空2公里左右。

很明顯地，當空氣急劇地下降南侵，穿越強烈的斜壓帶，此處等位溫面相當陡峭，氣塊再絕熱條件下沿等位溫面運動，有如氣流通過山脊後的滑落現象，將位能轉變成動能，加強了滑落的運動速度，造成冷氣快速潰流，亦即華中華南的寒潮爆發。

六、個案二（東亞地區微弱寒潮）

(一)天氣型態概況

個案二(1978年12月25~29日)在寒潮爆發過程中,對中、低緯度地區所造成的影響較小。可見冷氣團只是向東移動並未大舉向南快速潰流,因此造成東北地區氣溫劇降,但華南、台灣地區寒潮的強度不强。

圖8 a-e分別為1978年12月25~29日12Z在寒潮爆發期間的1000 hPa天氣圖,實線為高度場,虛線為溫度場。25日高壓系統位於貝加爾湖的西南方,也就是在青康藏高原的北邊,其中心約在($48^{\circ}N, 90^{\circ}E$),脊線是呈東北和東南走向。冷心是位於($70^{\circ}N, 120^{\circ}E$),溫度槽線呈西南走向,冷舌由高壓的西北方向較低緯度延伸。高壓系統的前緣有一低壓中心存在,而高壓西側的暖平流並不顯著,其氣流走向是西南風。26日主高壓移到貝加爾湖的東側,在青康藏高原的東側有冷舌向低緯度延伸,此時溫度槽比先前加深。庫頁島海面上有一低壓系統與此高壓系統對應,因此,高緯度地區已受到冷氣團的影響。其次,渤海灣附近和台灣東側的海面上有低壓系統存在,這兩個系統的結合再與高壓系統配合,將導致北方的冷空氣往南移動。

27日高壓增強且到達貝加爾湖的東南方,高壓脊線呈東西走向。先前的低壓中心也向其東北方向移動,分別走至($28^{\circ}N, 133^{\circ}E$)和($43^{\circ}N, 139^{\circ}E$)即九州島的南方及北海道的西側。溫度槽線加深且向東移動使得大陸沿岸地區在持續降溫中。28日高壓系統繼續增強籠罩我國東北,冷心是位於高壓的東北方,而圖中壓力梯度最大的地方是在高緯度地區,所以高緯度地區仍在持續降溫中,低緯度地區則不受影響。29日高壓停留在東北地區,強度減弱。

圖9 a-e分別為1978年12月25~29日12Z在寒潮爆發期間的850 hPa天氣圖。高壓和低壓系統在此面上仍然可見。溫度線的走向大致與1000 hPa天氣圖相同,由於溫度暖脊亦沒有充份的發展,所以高壓系統後緣的暖平流效應並不明顯。在青康藏高原的東側有溫度槽向南伸展,日本南方則有一高壓系統存在。26日位於青康藏高原北邊的高壓系統沿著地形向東移動至地形的東北角且有減弱的趨勢,而日本南方的高壓系統向其東北移動且加強,因此,在大陸沿海地區有南北不同的氣流交會,使得該地區溫度梯度變大,渤海灣存在著一鋒面系統。

27日對應地面高壓系統的加強,在850 hPa的脊線也加強呈東北-西南走向,高度槽由高緯度地區延伸至台灣東側的海面上,因此,貝加爾湖東側至日本南方的海面上是吹西北風。高緯度地區的溫度線大都呈東西走向,在 $40^{\circ}N$ 以南則有溫度槽。28日脊線的走向更為偏北,脊前有一冷心存在使得冷空氣得以往南帶,槽線也達到最強。29日槽、脊皆東移且強度減弱。位於堪察加半島的低壓達到最強。

圖10 a-e分別為1978年12月25~29日12Z在寒潮爆發期間的500 hPa高空圖。在 $70^{\circ}E$ 有一高度場的小槽,溫度槽則位於此高度槽的前面約在 $90^{\circ}E$ 附近,冷心低壓中心位於($72^{\circ}N, 100^{\circ}E$)即在台麥爾半島一帶。貝加爾湖地區的氣流是吹西風。26日冷心低壓仍停留在原處,但其形狀變為東西走向。貝加爾湖的西側有一冷心存在,其後的溫度暖脊不明顯,高度場的脊線不明顯,有此可見下層的暖平流效應不大。高緯度的槽以移至貝加爾湖的南方,有溫度槽相對應。

27日冷心仍然在貝加爾湖附近地區,但已移至貝加爾湖的東南方,貝加爾湖的西側有一小脊形成,造成下游槽的加深。因此,貝加爾湖地區的氣流由原先的西風轉為西北風,但僅侷限在高緯度地區。溫度線的走向與高度場大致相同。28日高度脊移至貝加爾湖,而槽也向東移動但沒有延伸到低緯度,槽線則是呈東北-西南走向。29日槽到達亞洲的東岸。

(二)等位溫面的分析圖

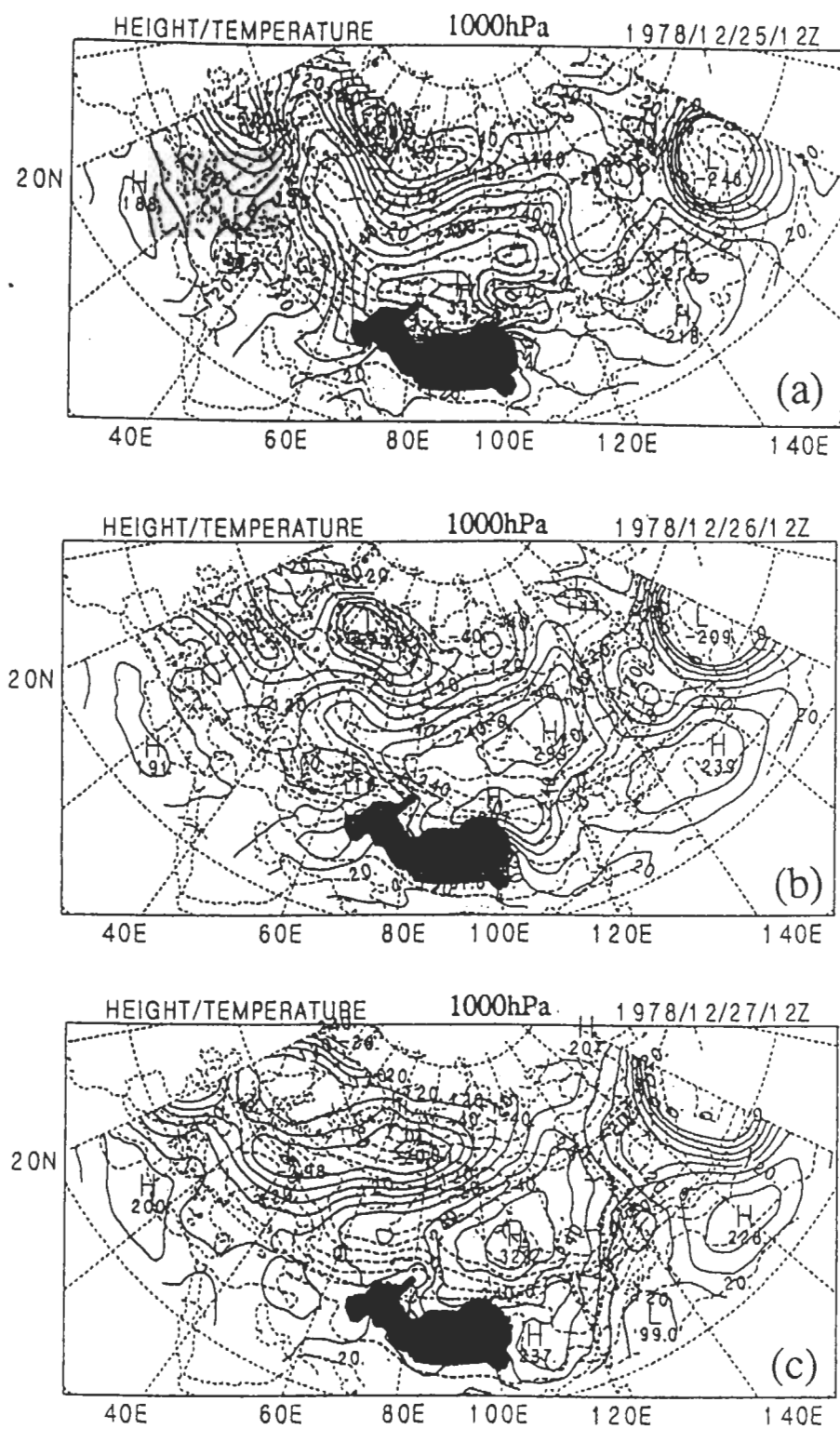
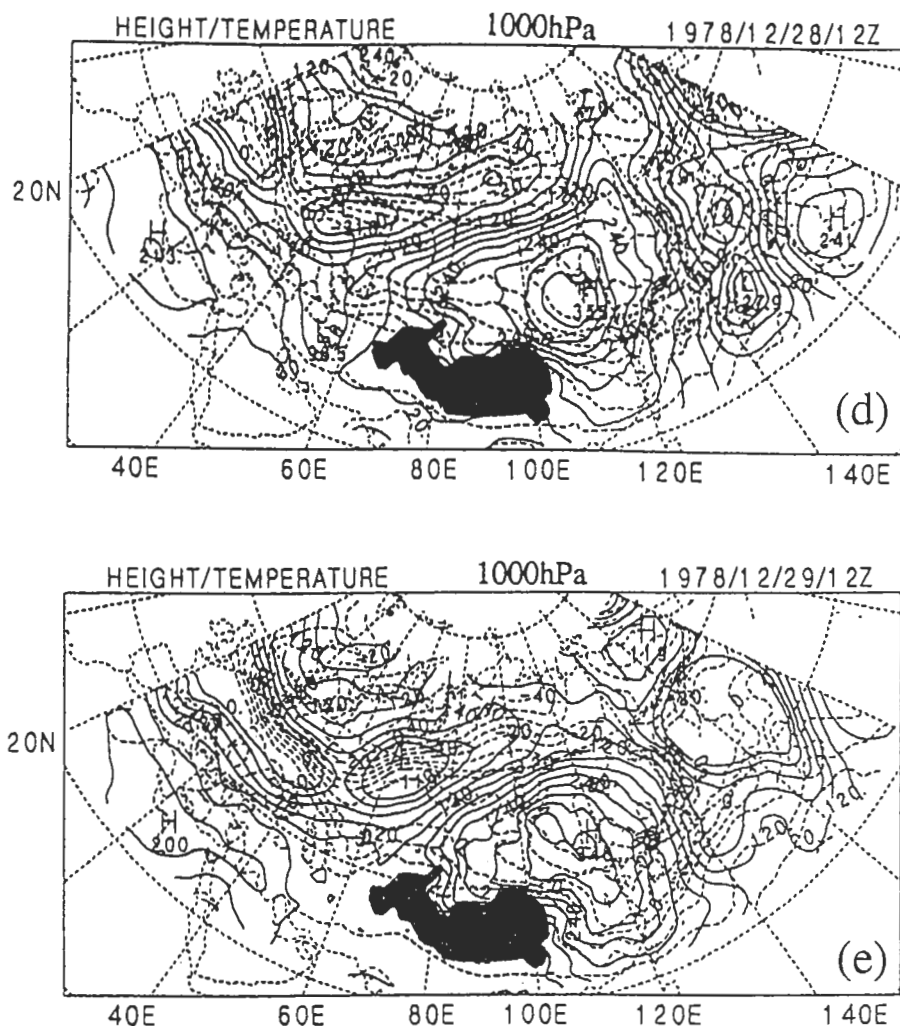


圖8 1978年12月25~29日在寒潮爆發期間，1000 hPa的溫度場(虛線)和高度場(實線)。(a) 25日；(b) 26日；(c) 27日。



續圖8 (d) 28日；(e) 29日。

圖11a-e分別為1978年12月25~29日12Z的 300°K 等位溫面高度場(細實線)與M氏流函數(粗實線)的逐日變化圖。初期冷氣團中心是位於 $(55^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}\text{E})$ 即在貝加爾湖的西側一帶，青康藏高原的附近有兩個高度脊(即低溫槽)存在，一是位於高原的西北角向西南延伸至較低緯度地區；另一則是在高原的東南方，到27日低溫槽移出高原的東側時與中低緯度的低溫槽接合，之後高緯度的低溫槽繼續向東走且向北消退，低緯度的低溫槽並未隨之東移，因此，中低緯度地區的溫度變化不大。等位溫面高度場梯度最大的區域，也就是冷氣團的邊緣，都局限在中高緯度，始終沒有往低緯度地區潰流。

高空氣旋中心位於 $(72^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E})$ 即台麥爾半島一帶，高空冷心是在高空氣旋的南方，亦就是在貝加爾湖的西側，而在貝加爾湖地區有下降運動。26日高空氣旋的形狀走向在 60°N 以北呈東西向，貝加爾湖一帶的西北氣流加強，較低緯度地區的風向改變並不大。渤海灣及朝鮮半島地區有上升運動，而下降運動有往南移動的趨勢，但仍停留在 40°N 以北，我國華北地區的下

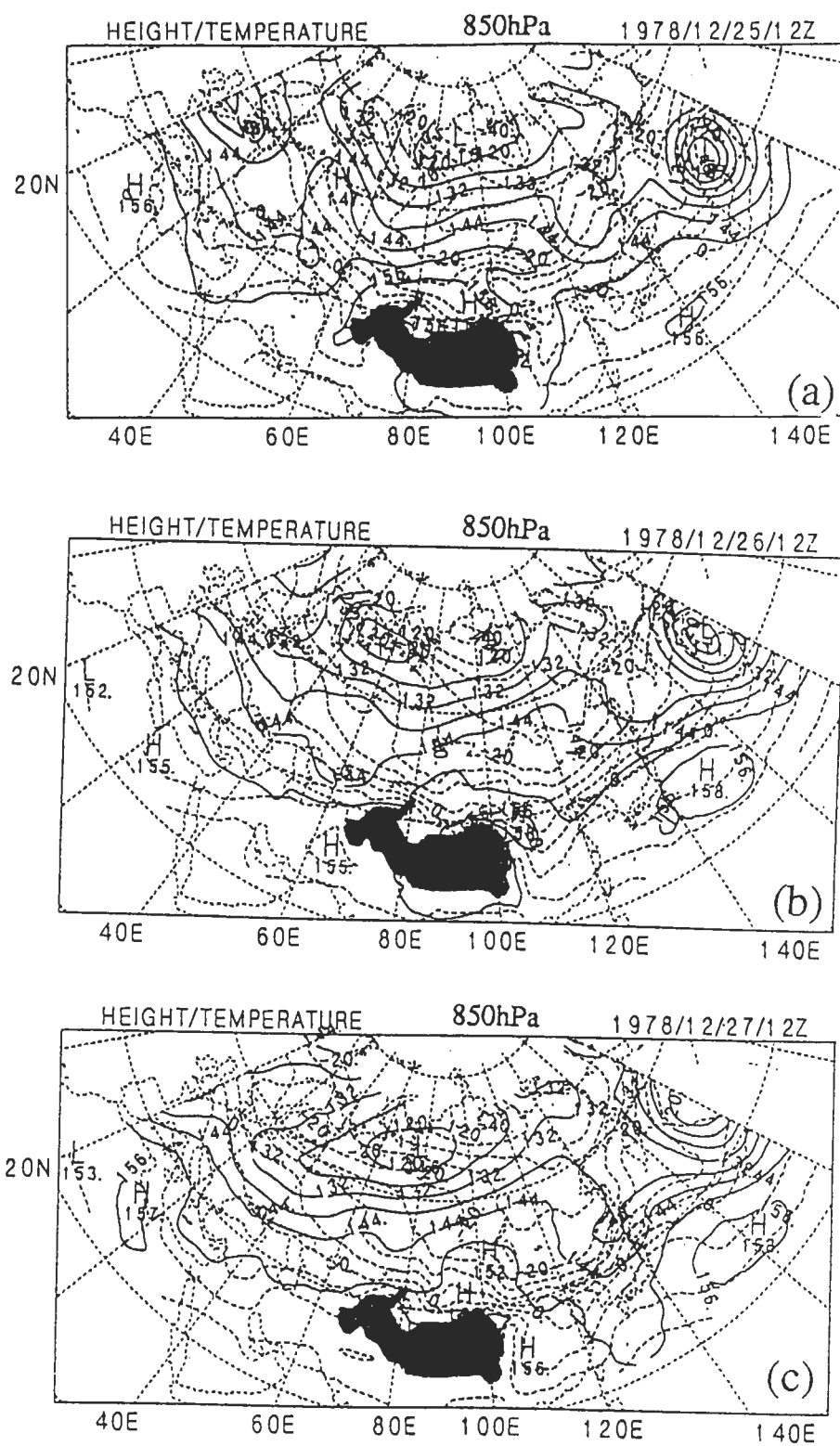
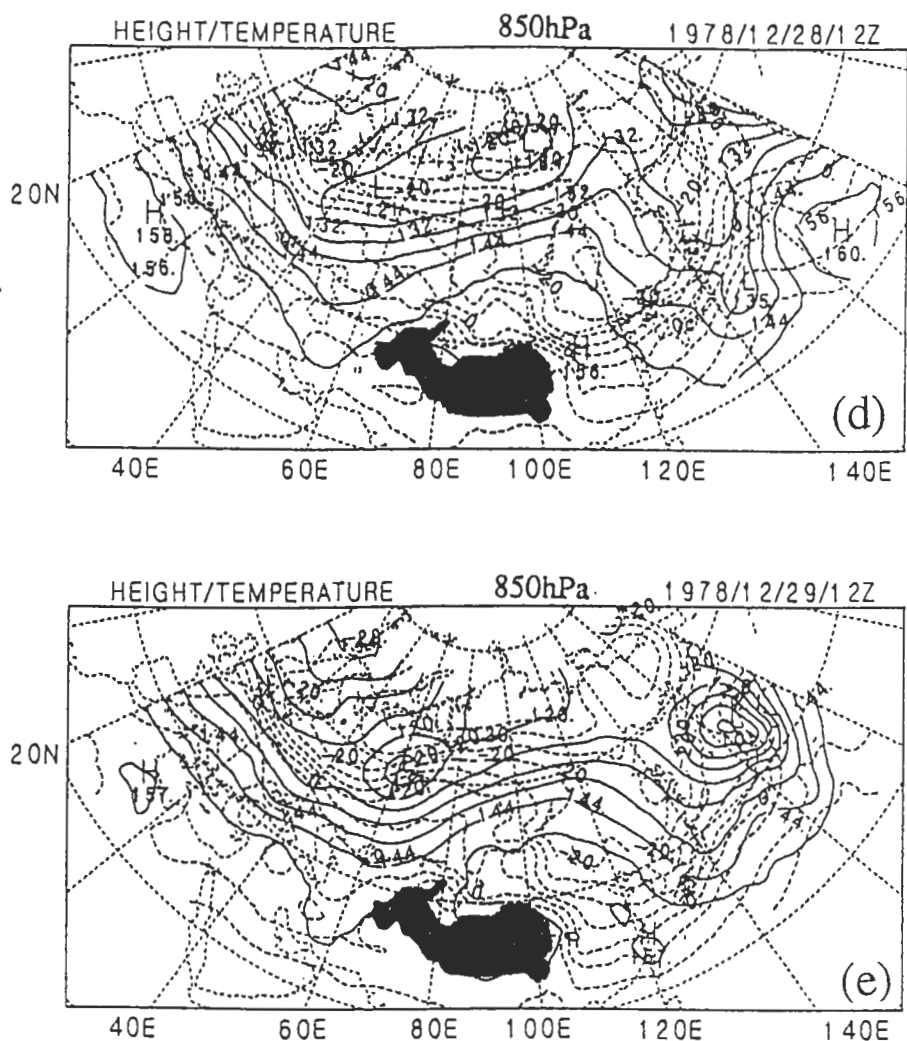


圖9 1978年12月25~29日在寒潮爆發期間，850 hPa的溫度場(虛線)和高度場(實線)。(a) 25日；(b) 26日；(c) 27日。



續圖9 (d) 28日；(e) 29日。

降運動明顯的增強。

27日高空氣旋依然停留在該區，高空冷心移至貝加爾湖的東北方。流函數脊的發展並不完全，此刻是在 $100^{\circ}E$ 附近一帶，流函數槽移出高原的東側至 $100^{\circ}E$ 以東的地區，由於上游的流函數脊沒有充份的發展，因此，流函數槽未向較低緯度延伸。溫度槽亦到達 $100^{\circ}E$ 以東一帶，因為兩者的走向是一致的，所以，此區的垂直運動並不明顯。在 $120^{\circ}E$ 以東 $30^{\circ}N$ 附近的海面上有下降運動發生。28日流函數槽和溫度槽繼續東移至 $120^{\circ}E$ 一帶，下降運動是由貝加爾湖的東南方延伸至韓國、日本地區，冷心的範圍縮小且往東北移動。29日流函數場槽減弱向北消退。

圖12 a - e為1978年12月25～29日12Z $300^{\circ}K$ 等位溫面的位渦逐日變化圖。25日位於 $60^{\circ}E - 90^{\circ}E$ 的高位渦區是呈西北—東南走向，其在M氏流函數分佈圖上對應的是流函數槽的位置，快速東移至貝加爾湖地區，其高位渦中心PV值為 $4.26 P_s$ 。之後緩慢東移至貝加爾湖的東側，其高位渦中心PV值減弱為 $3.96 P_s$ 。27日我們從位渦分布圖中，可以看到 $100^{\circ}E$ 以西的

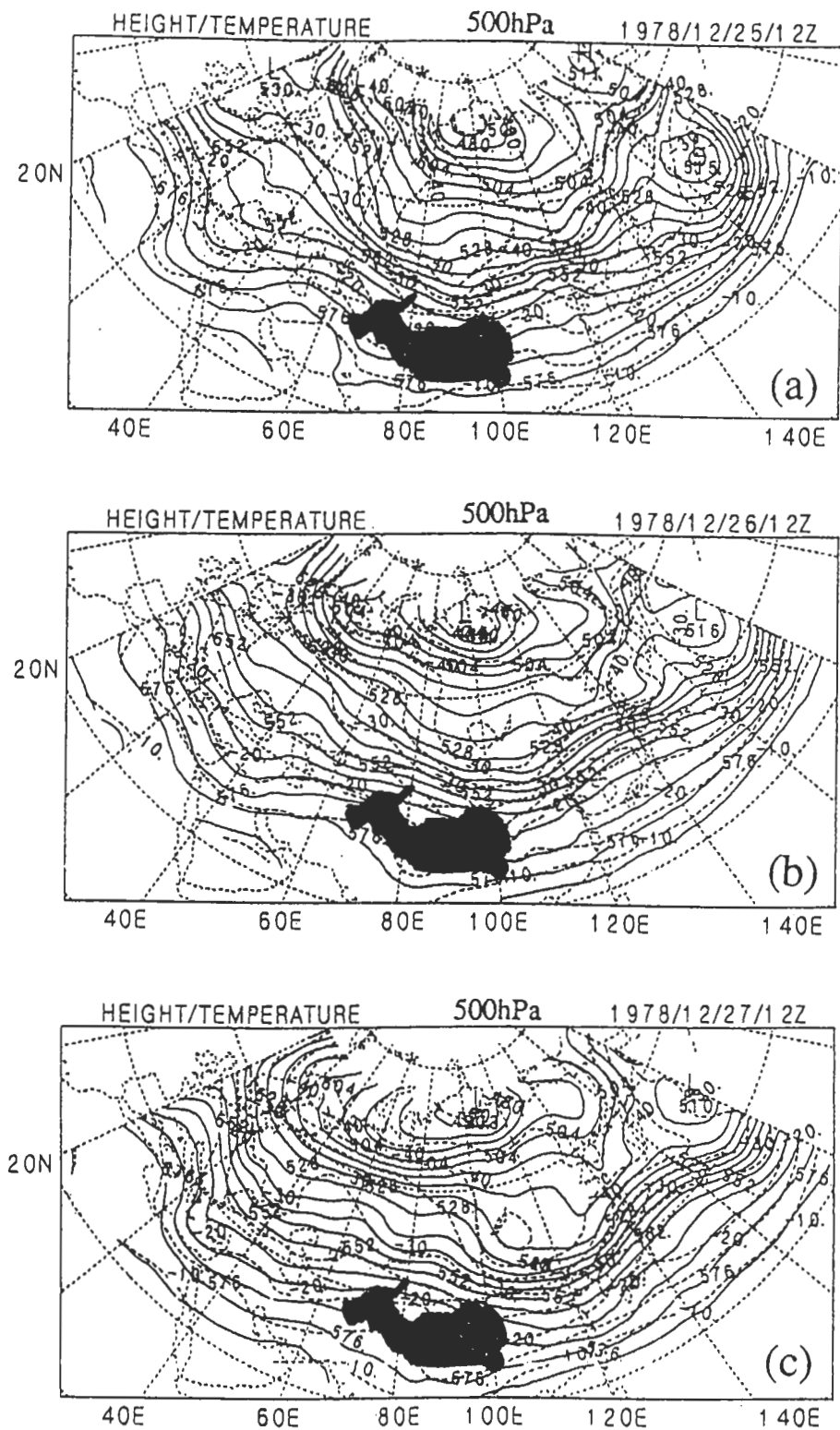
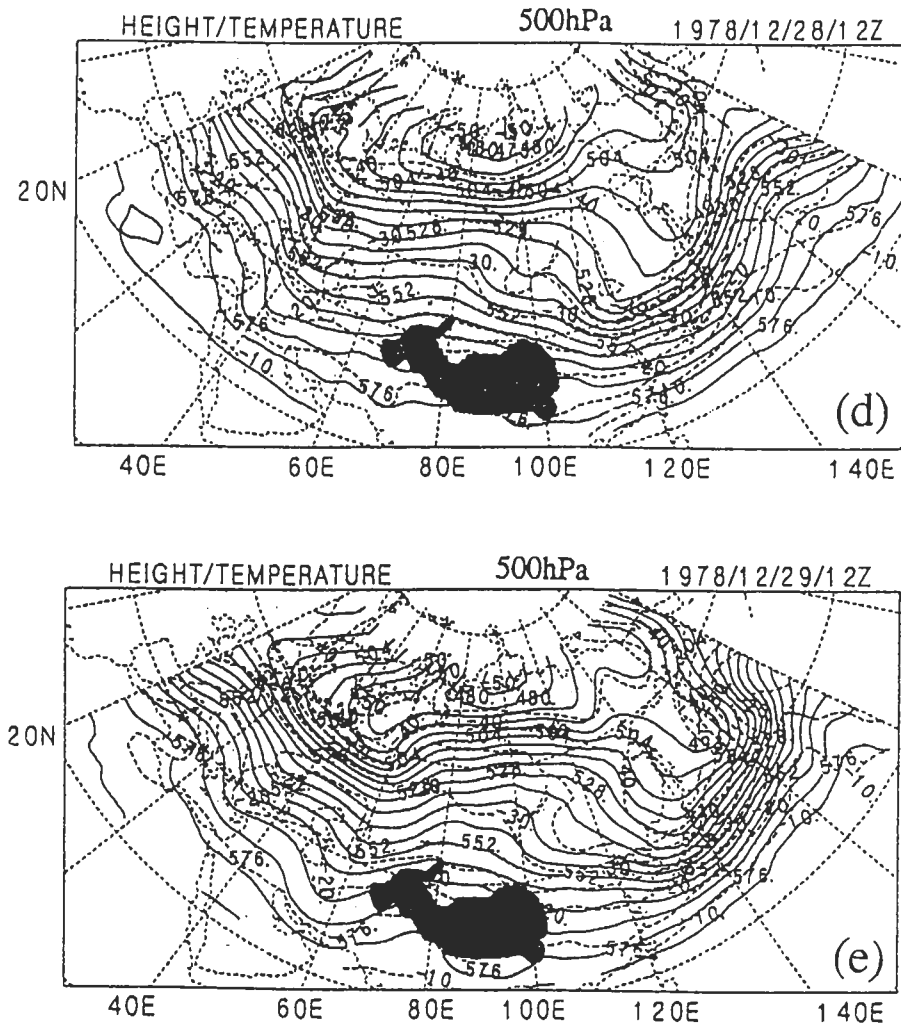


圖10 1978年12月25~29日在寒潮爆發期間，500 hPa的溫度場(虛線)和高度場(實線)。(a) 25日；(b) 26日；(c) 27日。



續圖10 (d) 28日；(e) 29日。

高位渦區域皆在 $60^{\circ}N$ 以北的高緯度地區，而且其走向是東西向，由此可見在該區的氣塊的運動方向只是做緯向運動，到 $100^{\circ}E$ 才有向南運動分量。其次，在 $40^{\circ}N$ 附近的高位渦度區走向亦是呈東西向，所以影響較大的地區緊侷限在高緯度地區。

28日高位渦值到達貝加爾湖的東南方($45^{\circ}N, 120^{\circ}E$)附近，其高位渦中心PV值達到最大4.96 Ps呈東西向。整個寒潮爆發的過程中，高位渦區一直停留在 $40^{\circ}N$ 以北的地區，系統只是往東移動，並未向低緯度地區大舉地南移，低位渦區並沒有明顯往北伸展，導致較高緯度的冷空氣無法南衝。待系統到達 $120^{\circ}E$ 時，才有些許的往南延伸，但都在 $35^{\circ}N$ 以北。

從M氏流函數場的分析得知此個案的流函數脊向北發展的趨勢微弱，因此我們發現高位渦區的向東移動分量較大，所以對中低緯度地區構成的影響較小。相同地，在此我們亦要探討高位渦區軸線和冷氣團軸線之相關位置。所發現的結果跟極強寒潮個案的結果一樣，高位渦區軸線在寒潮爆發之前是落後於冷氣團軸線，而後趕上並超前。下降運動區亦主要在冷氣團軸線的

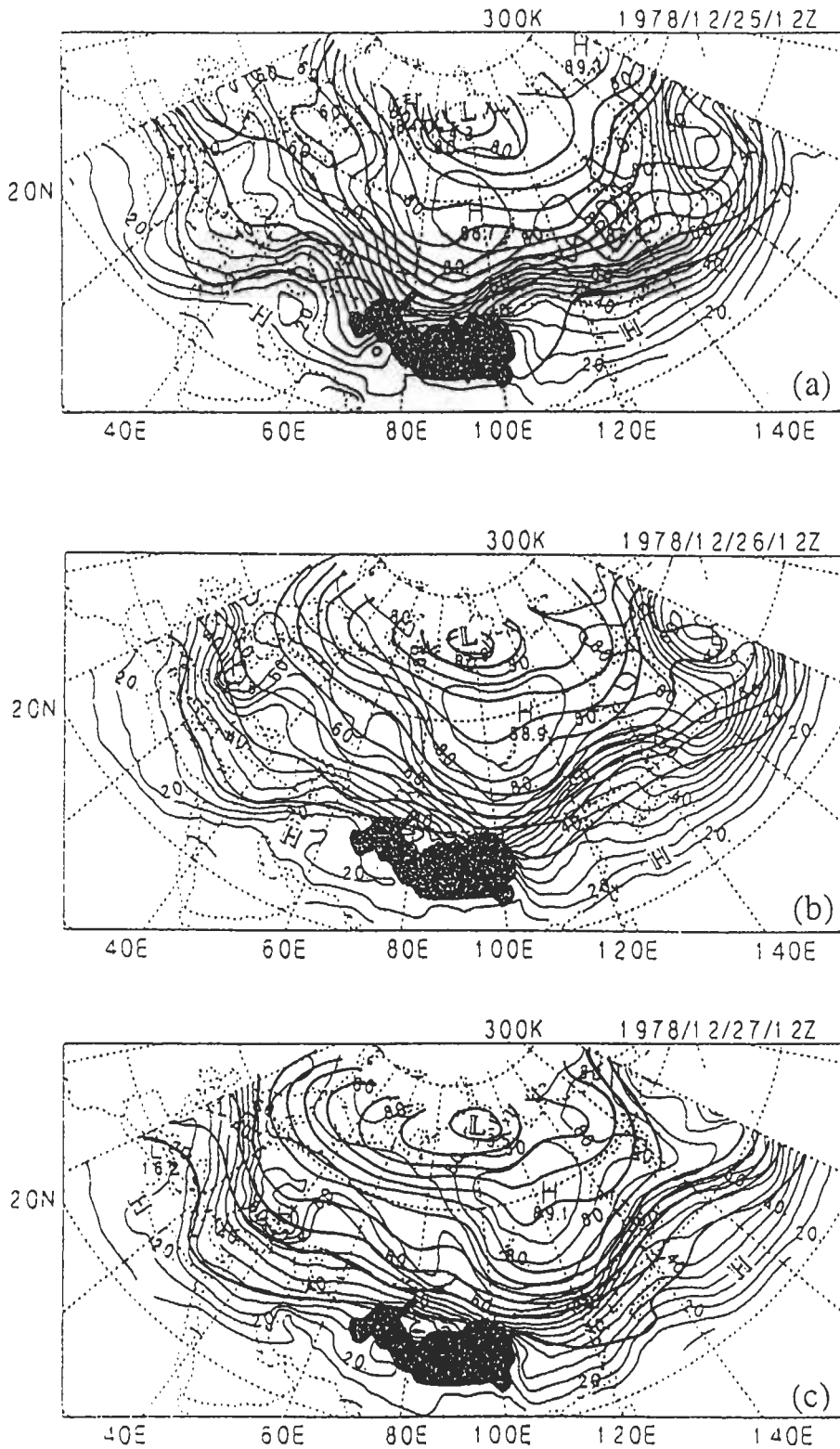
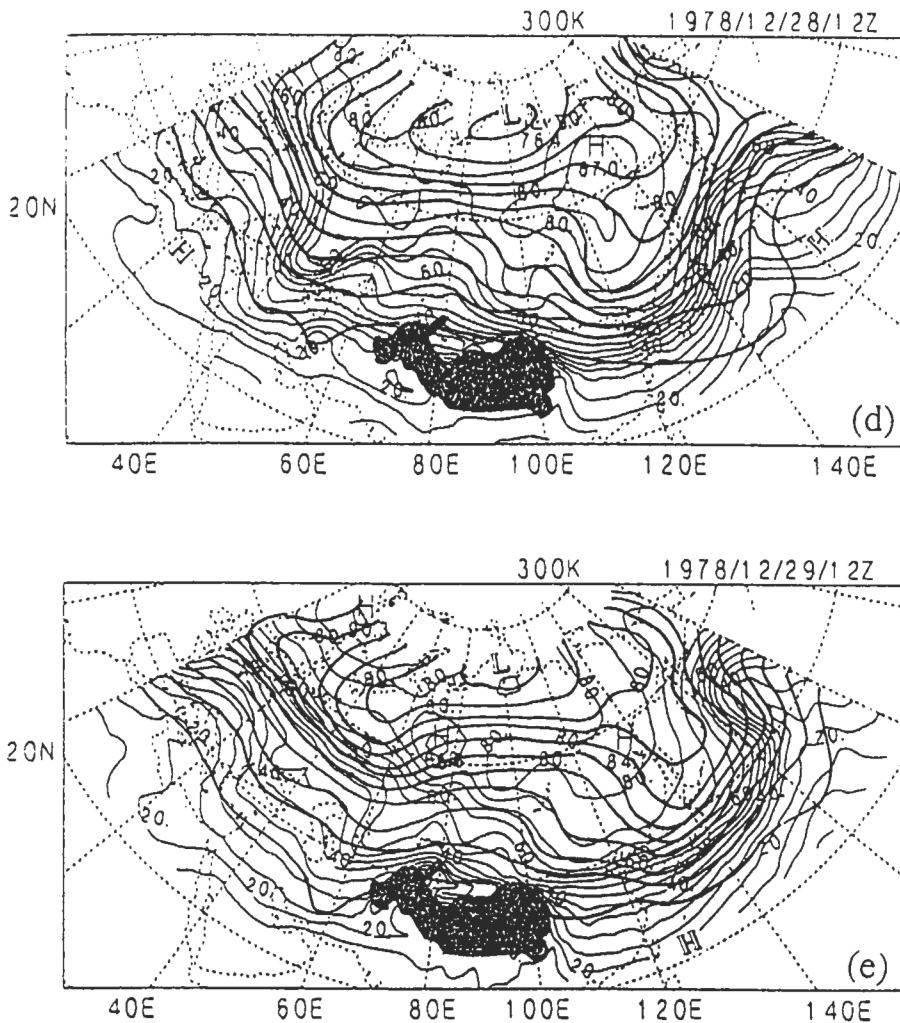


圖 11 1978 年 12 月 25 ~ 29 日 300°K 等位溫面的高度場（細實線，等值線間距 500 gpm）與 M 氏流函數（粗實線，等值線間距 1000 $m^2 sec^2$ ）分析圖。
(a) 25 日；(b) 26 日；(c) 27 日。



續圖11 (d) 28日；(e) 29日。

前緣。

(三)等位溫面氣塊軌跡分析

圖13為1978年12月25～29日12Z的 $300^{\circ}K$ 等位溫面空氣運動軌跡圖，如同個案一的分析圖（圖7），圖中箭頭為軌跡方向，每隔24小時標示一次氣塊所在的高度，雖然也顯示高緯度地區軌跡呈氣旋式的轉彎；而低緯度的華南地區，在寒潮爆發時呈反氣旋轉彎的運動趨勢，但曲率明顯地小很多。

從日本與朝鮮半島逆推的軌跡線，下降最劇烈的地區是東北與華北地方，顯示該地區等位溫面相當陡峭，當氣塊滑落時，位能轉變成動能，風速加大，造成了日本北方氣旋的加強氣溫驟降，促使氣溫驟降，還記得這個案的高緯度地區是為強烈寒潮。

而台灣與廣東沿海地區的冷氣來源上游，其等位溫面不如個案一的陡峭，換言之，從東海

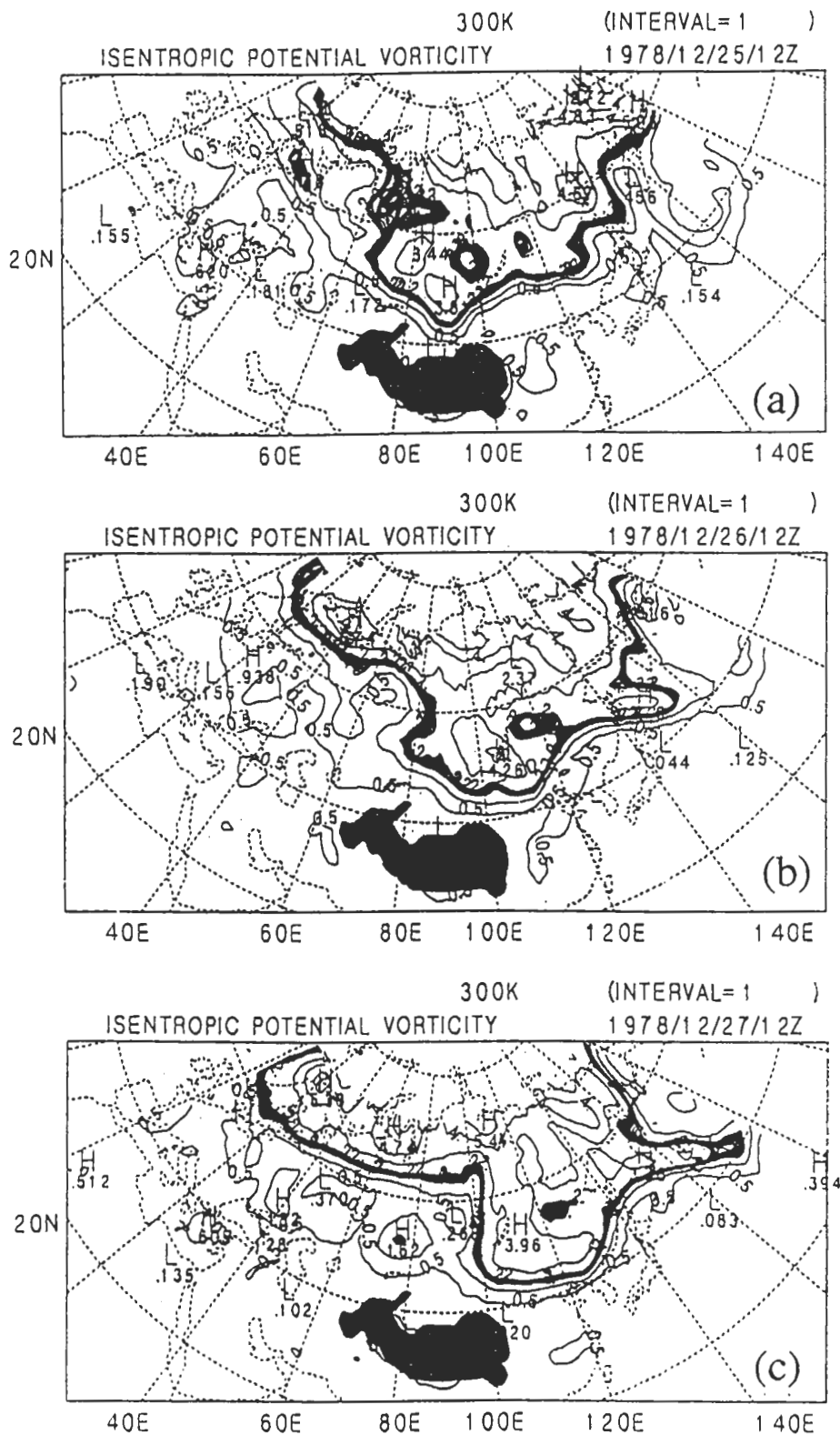
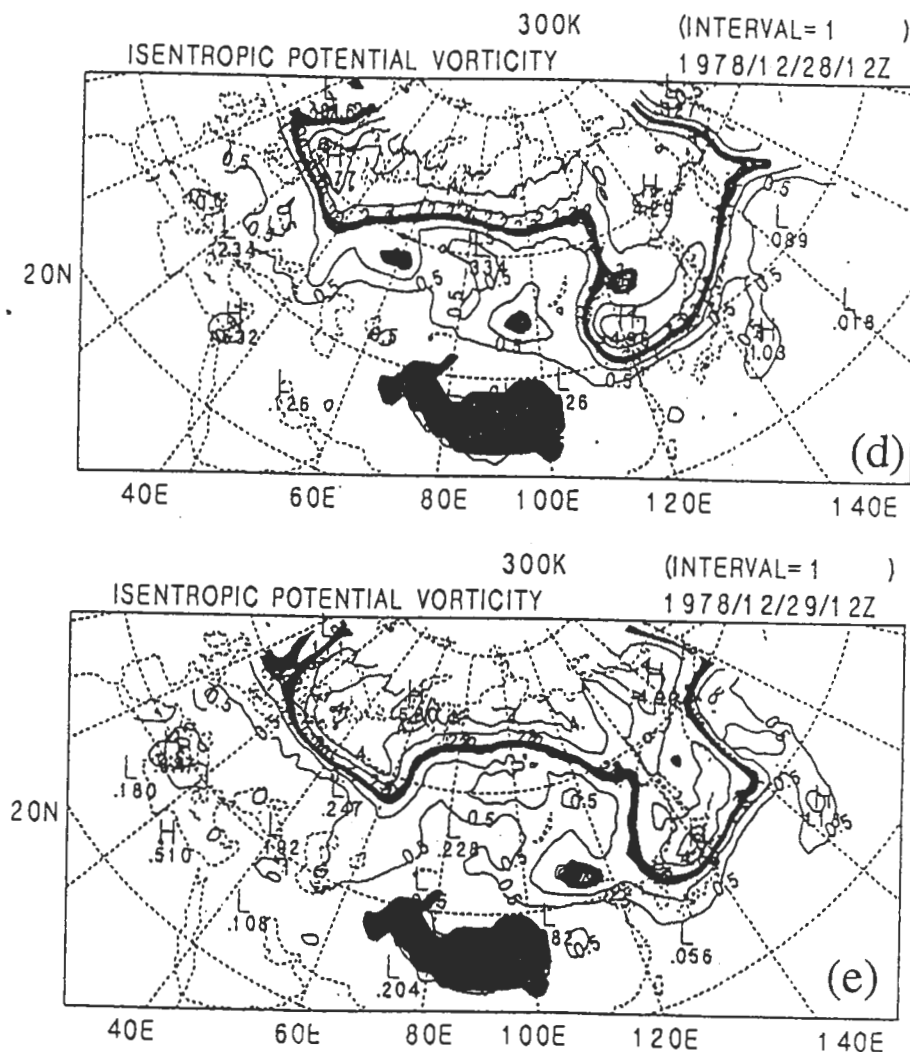


圖 12 1978 年 12 月 25 ~ 29 日 300°K 等位溫面的位渦分析圖，寬黑線為位渦值在 1.5 Ps ~ 2.0 Ps 之區間。(a) 25 日；(b) 26 日；(c) 27 日。



續圖12 (d) 28日；(e) 29日。

向西南延伸至福建、廣西一帶的冷氣團前緣斜壓帶，其斜壓性強度較弱，南侵潰流的冷空氣就弱得多了，故此個案在低緯度地區的氣溫下降就小得多。

七、結論

極強寒潮個案在台北氣溫達到最低的前四天之冷氣團中心是在貝加爾湖一帶，而中度寒潮個案在台北氣溫達到最低的前四天，冷氣團中心也是在貝加爾湖附近，且強度略強於個案一，這顯示，東亞地區寒潮的強度強弱與冷氣團的強弱並無直接的關係存在。而冷氣團中心上游的等位溫面高度槽(即高溫脊)是否有發展，是決定東亞地區寒潮的強弱的主要因素。高溫脊愈強則華南地區的寒潮強度愈強，反之，若此高溫脊沒有向北發展則低緯度的寒潮強度較弱。

由M氏流函數脊的發展亦將影響寒潮的強度，極強寒潮爆發之前貝加爾湖一帶的流函數脊

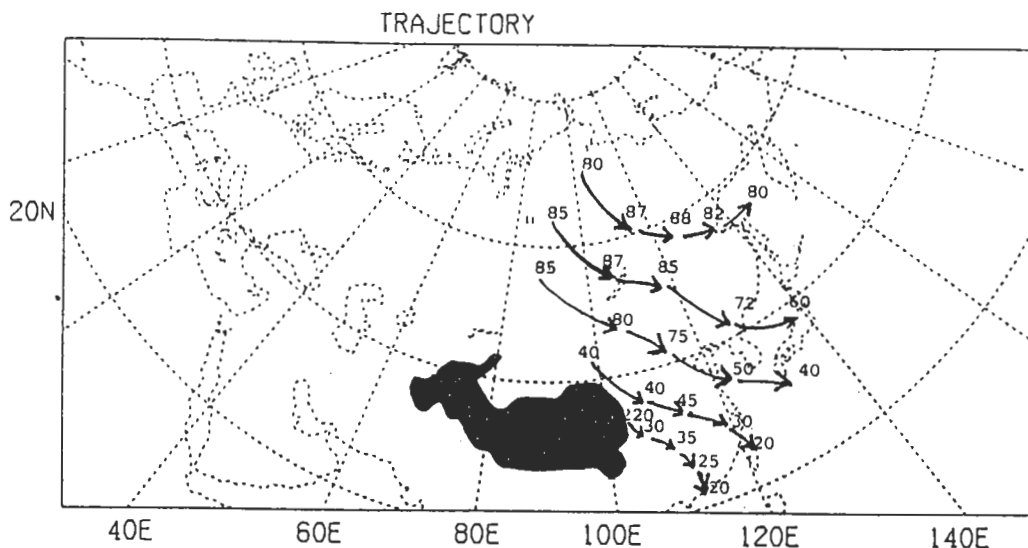


圖 13 1978年12月25～29日300°K等位溫面空氣運動軌跡圖，圖中箭頭為軌跡方向，每隔24小時標示一次氣塊所在的高度（單位為百公尺）於右上角。

強度較強，造成較強的西北氣流，引進強烈的冷空氣南侵。

高空氣旋與高空冷心相對位置的差異也是判斷寒潮強度的重要因素。在等位溫面上，高空冷心是位於高空氣旋的西北方，氣流走向是逆時鐘方向，所以北方的冷空氣得以往南帶，造成強寒潮；而高空冷心是在高空氣旋的南方，則氣流只作東西向的運動，高緯度地區的降溫比較劇烈，低緯度的降溫就緩和多了。換言之，極強寒潮的冷空氣是來自較北方的高緯度地區，而弱寒潮的冷氣來自冷氣團中心南方。

極強寒潮爆發的初期，其在貝加爾湖一帶的高緯度地區，有顯著的下降運動發生，隨後下降運動較劇烈的區域移至貝加爾湖的東南方，且延伸到青康藏高原的北邊。當寒潮爆發的時候，在我國華北一帶是主要下降運動區，它逐漸向南延伸而造成低緯度地區大幅度的降溫。較弱的寒潮爆發時，我國華北一帶也有下降運動發生，但它逐漸東移。因此在高緯度地區的降溫較大，而對低緯地區的影響較小。

強寒潮的低位渦區在爆發初期向西北發展至70°N附近，正好是對應在流函數脊的位置上。由等位溫位渦反求原理得知，在低位渦區的大氣呈反氣旋式運動，故貝加爾湖一帶的經向運動加強且延伸至40°N以南的區域。由於低位渦區向北充份的發展，所以，致使在其下游的高位渦曲向南延伸。寒潮爆發初期，高位渦區由青康藏高原的西北角向其東南方向，到達高原的西北角時便沿著高原地形向東移動，移出高原的東側後向40°N以南延伸，造成南北走向；較弱的寒潮高位渦區則趨於東西向，即寒潮爆發的過程中，其低位渦區向北發展的趨勢微弱，因此下游的高位渦區並未向低緯度延伸，南北向運動分量就顯著的減小。

本文在國科會專題研究計劃 NSC82-0202-M-008-040 支助下完成，謹此致謝。對於潘琦同學在資處理與程式的幫忙與協助，也一併感謝。

參考文獻：

- 王崇岳，1978：台灣寒潮分析與預報，氣象學報第二十四卷第二期，1—18。
- 任立渝、蔡清彥，1981：台灣地區寒潮合成天氣型式之研究。大氣科學，8，67—79。
- 陳泰然、林銘作，1981：伴隨冬季寒潮爆發之冷鋒過境前後松山機場氣象條件與天氣現象之合成研究。大氣科學，8，53—65。
- 蔡清彥，1984：台灣地區寒潮個案之研究。大氣科學，8，81—94。
- 劉廣英，1979：台灣地區寒潮之三維個案分析，氣象預報與分析，No. 79，1—10。
- Bleck, R., 1973: Numerical forecasting experiment based on the conservation of potential vorticity on isentropic surfaces. *J. Appl Meteor.*, **12**, 737 - 752.
- Bleck, R., 1974: Short range prediction in isentropic coordinates with filtered and unfiltered numerical models. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 814 - 829.
- Bleck, R. and C. Mattocks, 1984: A preliminary analysis of the role of potential vorticity in Alpine lee cyclogenesis. *Beur. Phys. atmos.*, **57**, 357 - 368.
- Boyle, J. S., 1986 a: Comparison of the synoptic conditions in mid-latitudes accompanying cold surges over eastern Asia for months of December 1974 and 1978. part I: Monthly mean fields and individual events. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 903 - 918.
- Boyle, J. S., 1986 b: Comparison of the synoptic conditions in mid-latitudes accompanying cold surges over eastern Asia for months of December 1974 and 1978. part II: Relation of surges events to features of the longer term mean circulation. *Mon.*
- Colucci, S. J., and J. C. Davenport, 1987: Rapid surface anticyclogenesis: Synoptic climatology and attendant large scale circulation change. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 822 - 836.
- Chang, C. -P., and K. M. Lau, 1980: Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. part II: Planetary scale aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 298 - 312.
- Crum, F. X., and D. E. Stevens, 1988: A case study of atmospheric blocking using isentropic analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 223 - 241.
- Davis, C. A., 1992: A potential-vorticity diagnosis of the importance of initial structure and condensational heating in observed extratropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2409 - 2428.
- Davis, C. A. and K. E. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929-1953.
- Dallavalle, J. P. and L. F. Bosart, 1975: A synoptic investigation of an anticyclogenesis accompanying North American polar air outbreak. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 941 - 957.
- GARP(Global Atmospheric Research Program), 1980: Winter MONEX field phase report. *FGGE Operations Report*, Vol. 7, World Meteorological Organization, Section 1.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877 - 946.
- Johnson, R. H., and D. L. Priegnitz, 1981: Winter monsoon convection in the vicinity of North Borneo. part II: Effects on large-scale fields. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1615 - 1628.

- Joung, C. H. , and M. H. Hitchman, 1982 : On the role of successive downstream development in the east Asian polar air outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1224 - 1237.
- Lau, K. M. and K. M. Lau, 1984 : The structure and energetics of midlatitude disturbances accompanying cold-air outbreaks over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1309 - 1327.
- Konrad II , C. E. , and S. J. Colucci, 1989 : An examination of extreme cold air outbreaks over Eastern North America. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2687 - 2700.
- Nakamura, H. and T. Murakami, 1983 a : Orographic effects on cold surges and lee-cyclonegenesis and as revealed by numerical experiment. part I : Time mean aspects, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 524 - 546.
- Nakamura, H. and T. Murakami, 1983 b : Orographic effects on cold surges and lee-cyclonegenesis and as revealed by numerical experiment. part II : Transient aspects, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 547 - 567.
- Palmen, E. and C. W. Newton, 1951 : On the three-dimensional motions in an outbreak of polar air. *J. Meteor.*, **8**, 25 - 39.
- Petersen, R. A., and L. Uccellini, 1979 : The computation of isentropic atmospheric trajectories using a "discrete model" formulation. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 566 - 574.
- Rossby, C. G., 1940 : Planetary flow patterns in the Atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Suppl, 68 - 87.
- Shapiro, A. H. and T. J. Hastings, 1973 : Objective cross-section analyses by hermite polynomial interpolation on isentropic surfaces. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 753 - 762.
- Shaw, Sir N., 1933 : *Manual of Meteorology*, vol. **3**. The Physical Processes of Weather. Cambridge University Press., 256 - 266.
- Suda, K., 1957 : The mean pressure field characteristic to persistent cold wave in the Far East. *75th Anniversary Vol. J. Meteor. Soc. Japan*, 192 -198.
- Suda, K., 1959 : A study on the dynamic climatology, of cold outbreaks in the Far East. *Geophys. Mag.*, **29**, 413 - 461.
- Sumi, A. 1985 : A study on cold surges around the Tibetan Plateau by using numerical models. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 377 - 395.

Comparison of the Dynamical Structure for Two Cases of Different Intensity Cold Surge over Eastern Asia

Huo-Ming Jiang and Yiing-Sheng Perng

Institute of Atmospheric Physics
National Central University

ABSTRACT

Cold Surge is a common phenomenon over eastern Asia during each winter season. Such events are generally associated with a surface anticyclone-cyclone couplet between which the southward transport of cold air occurs from a high latitude source region. The very cold air associated with these outbreaks can severely disrupt man's activities in the affected regions.

Two cold surge cases are analyzed in this study. The first one occurred on 25-29 December 1978. The cold air mass moved eastward and the temperature decreased rapidly in the northern China, Korea and Japanese area, but not extended to southern China. The second one which was a strong cold surge case occurred on 25-31 January 1979. The air mass moved southeastward and cold air outbreaks occurred over southern China and Taiwan area.

The topography, Montgomery stream function, potential vorticity and trajectories at isentropic surface were examined to compare the dynamical structure between these two different intensity cold surge cases.

Key Words: cold surge, cold air mass, isentropic analysis, potential vorticity