

台灣地區寒潮個案之次環流系統

黃鴻榮

蔡清彥

中央氣象局衛星資料接收站

台灣大學大氣科學系

(中華民國七十一年十二月廿五日收件，七十二年三月五日訂正)

摘要

本文分析寒潮爆發期間之 200 mb 速度位分佈與次環流，並比較強寒潮與極強寒潮個案之異同。

一般而言，強寒潮與極強寒潮之環流系統是相近似的。在 500 mb 和 200 mb 上，中緯度槽線首先由蒙古地區移入中國大陸。此槽線必須伴隨著斜壓次環流系統。但中緯度槽線在此時並不一定伸展至低對流層 (850 mb 和 700 mb)。另外，在西藏高原東側亦有槽線形成於 850 mb 和 700 mb 上。中緯度槽線與西藏高原東側槽線終將合而為一，在低對流層由中緯度延伸至華南地區。在地面鋒面通過台灣北部前 12 小時，寒潮次環流系統之上升運動位於華南地區，在 200 mb 往北流，而在塞北或東北地區有下沉運動。此次環流系統有加強東亞地區 local Hadley circulation 的作用。

極強寒潮與強寒潮之主要不同在於西藏高原東側槽線之結構與伴隨之次環流系統。對於強寒潮個案而言，此槽線是由下沉運動和絕熱增溫所造成，並限於 850 mb 與 700 mb 高度之間。而極強寒潮個案之槽線則可能是由於上升運動與潛熱釋放所造成，此槽線可由 850 mb 向上伸展至 200 mb 高度。

一、前言

最近 Tsay and Jen (1981) 研究冬季平均環流與冬季異常氣候之關係。而任及蔡 (1981) 曾定義中度及強烈寒潮，以冷鋒過境造成台北測站之日最低氣溫連續下降兩天以上，其兩天下降度數在 $4.0^{\circ} \sim 5.9^{\circ} \text{C}$ 之間者定義為中度寒潮， 6°C 以上者為強烈寒潮。而 8°C 以上者為極強寒潮。他們並分析中度寒潮與強烈寒潮之合成天氣型式。蔡 (1981) 則分析 1972 / 73 中度及強烈寒潮個案之天氣結構及其時間演變，並研究中與強寒潮天氣型式之異同。蔡 (1982) 又分析「冬季季風實驗」期間最強的寒潮個案，並比較兩個強寒潮天氣型式的共同特徵。

Krishnamurti et. al. (1973) 曾分析 1969 年北半球冬季的 200 mb 平均風場，並求取

200 mb 冬季平均速度位。他們從 200 mb 速度位分佈圖中推論對流層的上升與下降運動區域以及東西環流。

本文將分析寒潮個案期間 200 mb 速度位之時間變化，並推論次環流在寒潮期間的演變。

二、寒潮個案選擇、資料分析與計算方法

本文選取蔡 (1981) 討論之強寒潮個案以及蔡 (1982) 之極強寒潮個案為分析對象。前者地面鋒面通過台灣北部的天氣圖時間為 1972 年 12 月 11 日 12 GMT。台北測站在 12 月 11 日最低氣溫為 17.0°C ，而 13 日之最低氣溫為 10.3°C ，兩天共下降 6.7°C ，為強寒潮個案。而後者地面鋒面通過台灣北部的天氣圖時間為 1979 年 1 月 29 日 12 GMT。台北測站在 1 月 29 日之最低氣溫為 17.9°C ，而 31 日之最低氣溫為 7.8°C ，兩天

共下降 10.1°C ，為極強寒潮個案。

為了解此兩寒潮個案的次環流型式及其演變，我們分別分析 1972 年 12 月 10 日 00 GMT 至 12 日 12 GMT 期間以及 1979 年 1 月 27 日 00 GMT 至 2 月 1 日 12 GMT 期間的資料。每個資料時間均利用中央氣象局 200 mb 天氣圖上風向、風速資料，主觀分析等值線，再由主觀讀圖以求取網格點之風向與風速數值。然後利用公式(1)先計算各網格點之輻散量。

$$\delta = \nabla \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (1)$$

其中 u 為網格點坐標 x 方向之風速， v 為 y 方向之風速，乃由東西及南北風速資料換算得到的（參考蔡，1976）。又公式(1)中的微分是以中差法計算的，網格點距離為 240 km。獲得各網格點的輻散量 δ 之後，我們利用 relaxation method 計算公式(2)中的速度位 χ 。

$$\nabla^2 \chi = \frac{\partial^2 \chi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \chi}{\partial y^2} = -\delta \quad (2)$$

由於輻散風場是

$$\vec{v}_s = -\nabla \chi \quad (3)$$

故知輻散風場垂直於 χ 等值線。而 200 mb χ 值最大區域就是 200 mb 輻散風場起源地，也就是對流層上升運動區域。

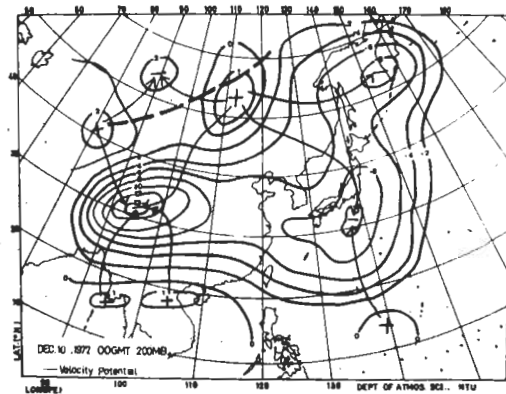


圖 1a 1972 年 12 月 10 日 00 GMT 200 mb 圖。實線為速度位， χ 等值線（單位為 $10^5 \text{ m}^2 \text{ S}^{-1}$ ），粗虛線為槽線位置，箭頭表示輻散風場， \vec{V}_χ 方向。

三、強寒潮個案分析

此個案，地面鋒面通過台灣北部的天氣圖時間為 1972 年 12 月 11 日 12 GMT。我們選擇 12 月 10 日 00 GMT 至 11 日 12 GMT 為代表以討論寒潮期間 200 mb 之 χ 值分佈和對流層次環流分佈情形。圖 1a 至 1d 為 200 mb 之 χ 值分佈圖和輻散風場示意圖。圖 1a 為 12 月 10 日 00 GMT 之 200 mb 圖。此時，200 mb 之中緯度槽線從 120°E ， 60°N 往西南延伸至 80°E ， 42°N 附近。在此槽線附近有明顯的斜壓次環流系統，其槽前有位於 107°E - 117°E ， 50°N - 57°N 一帶以及 77°E - 83°E ， 38°N - 43°N 一帶兩個上升運動中心（ χ 正值中心）；而槽後下降運動中心（ χ 負值中心）則位於 85°E - 95°E ， 51°N - 57°N 一帶。在 200 mb 上，輻散風場由槽前之兩個上升運動中心分別吹向槽後之下降運動中心；另外在西藏高原東側有一非常顯著之下沉運動中心，位於 90°E - 100°E ， 29°N - 34°N 一帶。此時，西藏高原東側出現低對流層槽線，在 850 mb 上從 108°E ， 35°N 往西南延伸至 100°E ， 28°N ，而在 700 mb 上則從 107°E ， 35°N 往西南延伸至 100°E ， 28°N （參考蔡，1981）。而前述強盛下沉運動中心正好位於此槽線西側。由此可以推論，西藏高原東側低對流層槽線之產生是由於高原東側強盛下沉運動伴隨絕熱增溫現象所造成。圖 1b 為 12 月 10 日 12 GMT 之 200 mb 圖。此圖之天氣型式及

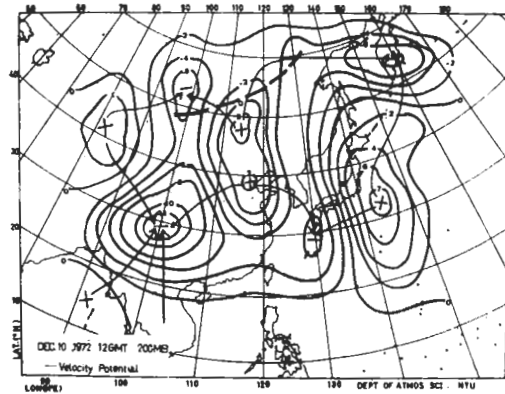


圖 1b 同圖 1a，但時間為 1972 年 12 月 10 日 12 GMT。

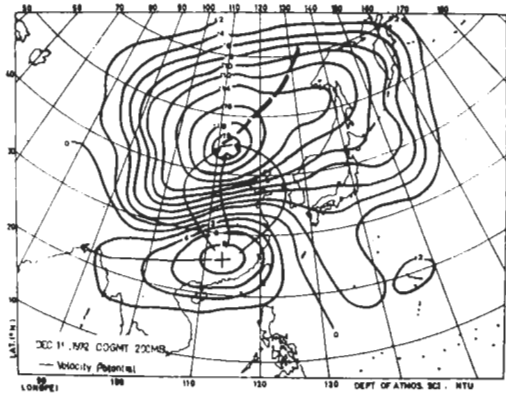


圖 1c 同圖 1a，但時間為 1972 年 12 月 11 日 00 GMT。

次環流系統與圖 1a 者相似，但已向東移了。200 mb 中緯度槽線從 130° E, 60° N 往西南延伸至 95° E, 48° N 附近。而伴隨之斜壓次環流亦十分明顯，兩個上升運動中心分別位於 114° E, 48° N 及 82° E, 42° N 一帶；下降運動中心則位於 98° E, 52° N 一帶。至於西藏高原東側下沉運動系統亦往東移，其中心則位於 100° E, 29° N 一帶。由此可知，西藏高原東側之低對流層槽線乃由絕熱增溫過程來維持。圖 1c 為 12 月 11 日 00 GMT 之 200 mb 圖。此時，200 mb 中緯度槽線系統從 132° E, 60° N 往西南延伸至 105° E, 40° N 附近。而低對流層（850 mb 及 700 mb）之中緯度槽線系統已與西藏高原東側槽線系統南北連接在一起合而為一。（參考蔡，1981）。由圖 1c 知，此時次環流系統亦有顯著之改變。上升運動系統位於華南地區，下降運動系統則位於 112° E, 44° N 一帶。由此可知，西藏高原東側由絕熱增溫所造成的槽線，已與中緯度槽線連接成一體了。200 mb 輻散風場由華南地區之上升運動中心流向塞北一帶的下降運動中心。圖 1d 為 12 月 11 日 12 GMT 之 200 mb 圖。此時之天氣型式與圖 1c 者相近似，但已向東移。200 mb 槽線從 132° E, 59° N 往西南延伸至 116° E, 40° N 附近。而伴隨之次環流系統亦十分明顯，上升運動系統位於日本本州一帶（中心位於 139° E, 34° N 附近），而下降運動系統中心則位於 130° E, 50° N 一帶。

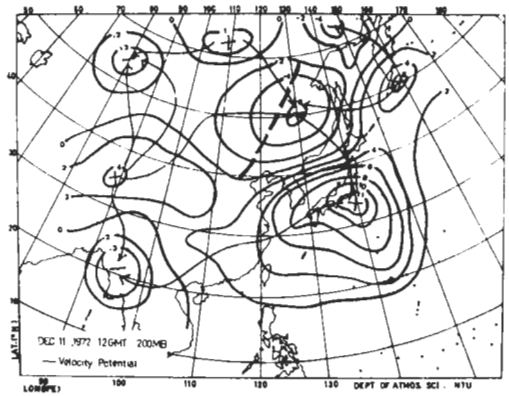


圖 1d 同圖 1a，但時間為 1972 年 12 月 11 日 12 GMT。

由本節之討論得知，本強寒潮個案之次環流系統有幾個特徵。在地面鋒面通過台灣北部前 36 及前 24 小時，有兩個次環流系統。一個是伴隨中緯度槽線之斜壓次環流系統，在槽線前方有兩個上升運動中心，200 mb 輻散風場分別由兩個上升運動中心流向槽後之下降運動中心。另一個次環流系統則是西藏高原東側的強盛下沉運動系統，此系統伴隨之絕熱增溫現象乃造成高原東側之低對流層（850 mb 及 700 mb）槽線系統。前述兩個次環流系統，在地面鋒面通過台灣北部前 12 小時，合而為一。上升運動系統位於華南一帶，而下降運動系統則位於塞北一帶。在此上升與下降運動中心之間地區，輻散熱氣流場在 200 mb 為南風，而在低對流層則應為北風。是故，寒潮次環流系統，在地面鋒面通過台灣北部前 12 小時，有加強東亞地區之 local Hadley circulation 的作用。Chang and Lau (1980) 曾分析蒙古地區 (90° - 110° E, 40° - 50° N) 200 mb 平均輻散量之時間變化與中國南海地區 (100° - 120° E, 0° - 20° N) 者之關係。他們發現在香港寒潮發生前，中國南海之輻散場與蒙古地區之輻合場同時增加。此結果亦顯示北支 local Hadley cell 在寒潮發生前之加強。

四、極強寒潮個案分析

此個案，地面鋒面通過台灣北部的天氣圖時間

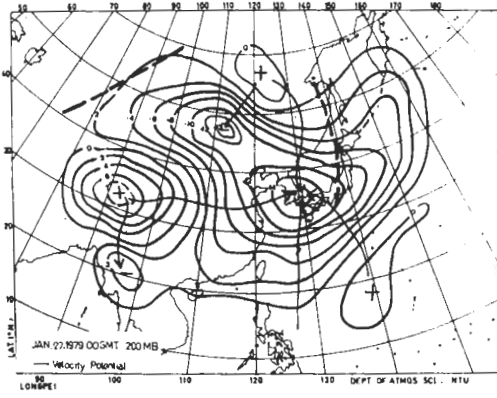


圖 2a 1979 年 1 月 27 日 00 GMT 200 mb 圖。
實線為速度位， χ 等值線（單位為 $10^5 \text{ m}^2 \text{ S}^{-1}$ ），粗虛線為槽線位置，箭頭表示輻散風場 \vec{V}_χ 方向。

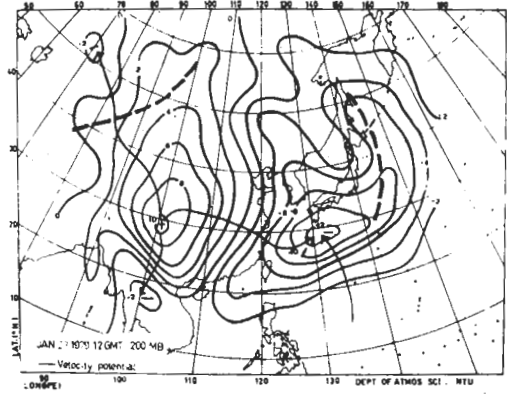


圖 2b 同圖 2a，但時間為 1979 年 1 月 27 日 12 GMT。

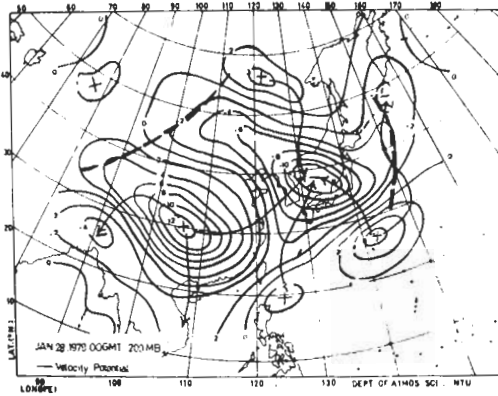


圖 2c 同圖 2a，但時間為 1979 年 1 月 28 日 00 GMT。

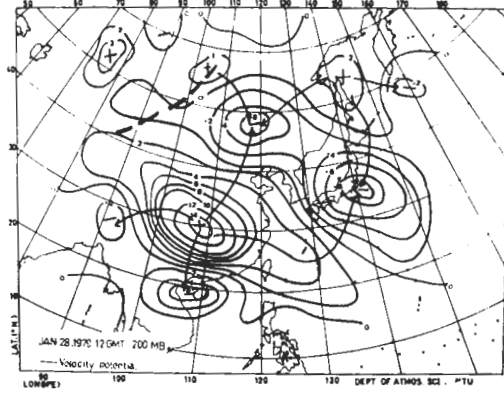


圖 2d 同圖 2a，但時間為 1979 年 1 月 28 日 12 GMT。

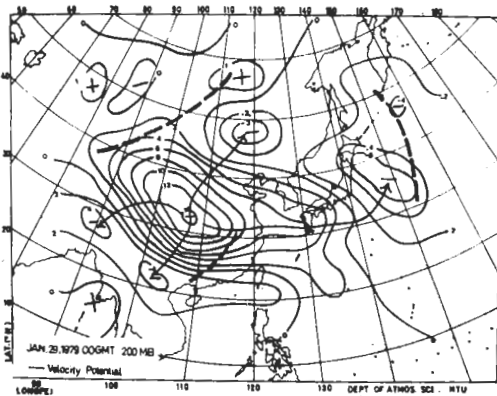


圖 2e 同圖 2a，但時間為 1979 年 1 月 29 日 00 GMT。

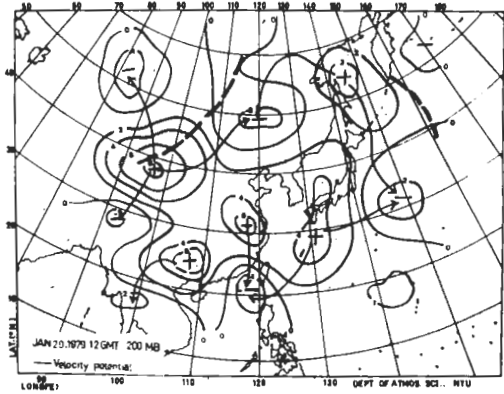


圖 2f 同圖 2a，但時間為 1979 年 1 月 29 日 12 GMT。

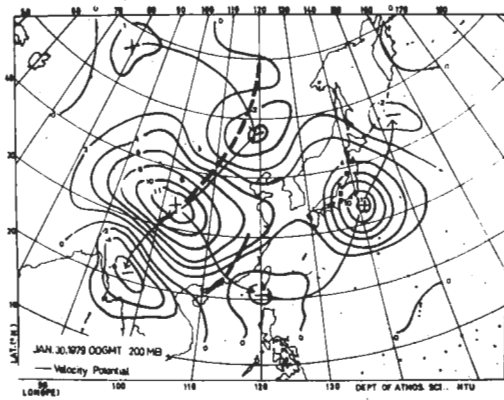


圖 2g 同圖 2a，但時間為 1979 年 1 月 30 日 00 GMT。

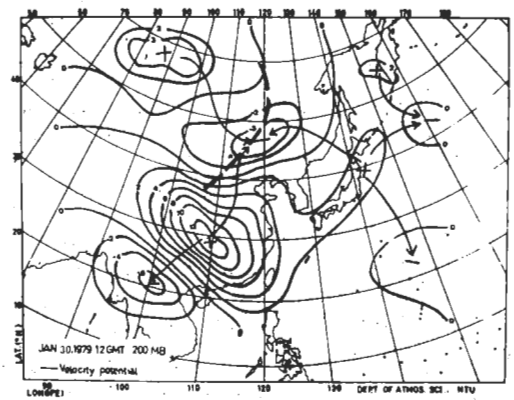


圖 2h 同圖 2a，但時間為 1979 年 1 月 30 日 12 GMT。

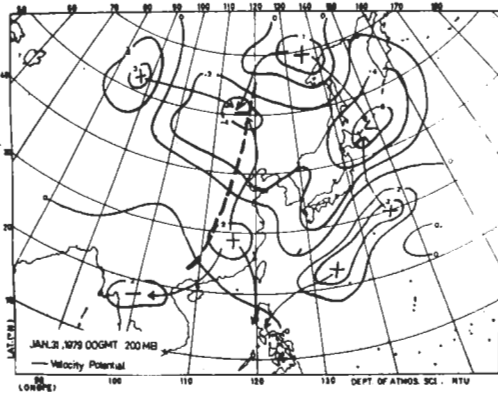


圖 2i 同圖 2a，但時間為 1979 年 1 月 31 日 00 GMT。

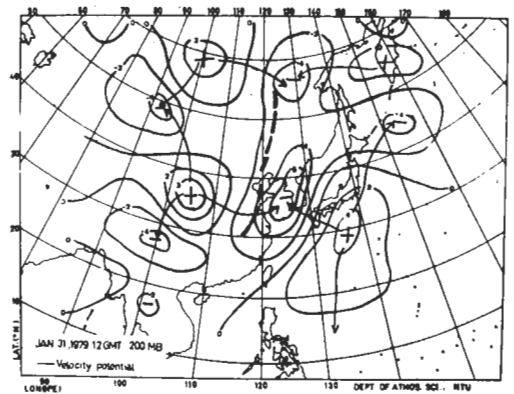


圖 2j 同圖 2a，但時間為 1979 年 1 月 31 日 12 GMT。

為 1979 年 1 月 29 日 12 GMT。我們選擇 1 月 27 日 00 GMT 至 31 日 12 GMT 為代表以討論寒潮期間 200 mb 之 χ 值分佈和對流層次環流分佈情形。圖 2a 至 2j 為 200 mb 之 χ 值分佈圖和輻散風場示意圖。圖 2a 為 1 月 27 日 00 GMT 之 200 mb 圖。此時中緯度槽線已移入天氣圖西北角，但伴隨之斜壓次環流系統並不明顯。蔡 (1982) 發現此中緯度槽線向下延伸僅至 500 mb，而未能伸入低對流層 (850 mb 及 700 mb)。此現象可能與次環流系統之不顯著有關。在圖 2a 可以發現此時最顯著的次環流系統是西藏高原東部的上升運動系統 (χ 正值中心)，其中心位於 $92^{\circ}E$ ， $33^{\circ}N$ 。此上升運動系統存在的現象與前節強寒潮

個案者完全不同。前節個案中，在西藏高原東側先出現下沉運動系統，而下沉絕熱增溫現象則形成高原東側之低對流層槽線。而此節個案在西藏高原東側先出現上升運動系統的原因可能由於此期間的異常暖期氣候所造成。此時，西藏高原東側至華南地區均吹西南風，溫度異常暖，而且為大量雲層所覆蓋。西南氣流和水汽凝結潛熱釋放等物理過程可能是促成高原東側上升運動和低壓形成的原因。此時，西藏高原東側之低壓槽由 850 mb 向上伸展至 500 mb 附近 (參考蔡，1982) 亦較前節個案 (850 mb 至 700 mb) 為顯著。圖 2b 為 1 月 27 日 12 GMT 之 200 mb 圖。此圖與圖 2a 者十分相似，但系統均往東移。200 mb 之中緯度槽線從

100°E, 56°N 往西南延伸至 75°E, 38°N 附近。而西藏高原東側之上升運動系統中心則移至 100°E, 30°N 一帶。對流層的上升運動和 200mb 的輻散中心控制中國大陸大部份地區。圖 2c 為 1 月 28 日 00 GMT 之 200 mb 圖。此圖亦與圖 2b 者十分相似, 但系統再往東移。200 mb 槽線從 104°E, 57°N 往西南延伸至 82°E, 40°N 附近, 而附近之次環流仍不明顯。西藏高原東側之上升運動系統中心則已東移至 107°E, 30°N 附近。圖 2d 為 1 月 28 日 12 GMT 之 200 mb 圖。此圖亦與圖 2c 者相近似, 但僅稍往東移些。200 mb 中緯度槽線從 106°E, 57°N 往西南延伸至 86°E, 42°N 附近。而西藏高原東側之上升運動系統中心亦稍往東移至 108°E, 30°N 附近。圖 2e 為 1 月 29 日 00 GMT 之 200 mb 圖。此時, 200 mb 中緯度主槽線與其後之短槽合而為一, 仍位於圖 2d 主槽位置附近(亦參考蔡, 1982)。由圖 2e 得知, 此時中緯度主槽附近之斜壓次環流系統(亦即槽前上升與槽後下降運動系統)已可辨認。另外, 西藏高原東側之上升運動系統和 200 mb 輻散系統仍控制大部份中國大陸地區, 而且, 高原東側之低壓槽已向上伸展至 200 mb 附近。此槽線之向上伸展將造成台灣地區的極強烈寒潮(參考蔡, 1982) 圖 2f 為 1 月 29 日 12 GMT 之 200 mb 圖。此時, 中緯度槽線再往東移, 從 114°E, 60°N 往西南延伸至 93°E, 38°N 附近。槽線附近之斜壓次環流系統已相當顯著, 槽前上升運動系統中心位於 97°E, 38°N 附近, 槽後下降運動系統中心則位於 83°E, 52°N 一帶。另外, 西藏高原東側之上升運動系統已移至華南地區且顯著減弱。圖 2g 為 1 月 30 日 00 GMT 之 200 mb 圖。由蔡(1982)之分析得知, 此時 500 mb 中緯度槽線已與西藏高原東側槽線合而為一。由圖 2g 得知, 此時兩個次環流系統亦合而為一, 上升運動系統中心位於 103°E, 33°N 附近, 而下降運動系統中心則位於 120°E, 48°N 附近。圖 2h 為 1 月 30 日 12 GMT 之 200 mb 圖。此圖與圖 2g 者相近似, 但系統均已向東移。上升運動系統仍籠罩 40°N 以南地區, 其中心則位於 109°E, 29°N 附近; 而下降運

動系統中心則在 119°E, 47°N 一帶。圖 2i 為 1 月 31 日 00 GMT 之 200 mb 圖。此時, 上升運動系統移至華南一帶。而下降運動系統則移至我國東北一帶, 200 mb 輻散氣流場由華南上升中心向北流至東北下降中心。圖 2h 與 2i 之次環流系統(即 30 日 12 GMT 與 31 日 00 GMT)與圖 1c (即 1972 年 12 月 11 日 00 GMT)者相近似。圖 2j 為 1 月 31 日 12 GMT 之 200 mb 圖。此時, 上升運動系統已東移至日本南方海面上, 而下降運動系統則移至韓國及黃海地區上空。此圖則與圖 1d (即 1972 年 12 月 11 日 12 GMT)相對應。

總而言之, 本節討論之極強寒潮個案與前節強寒潮個案相同之處在於兩者均有兩個次環流系統包括中緯度槽線附近之斜壓次環流系統和西藏高原東側槽線附近之垂直運動系統。而極強寒潮個案次環流的結構及其時間演變與強寒潮者則可有不同之處。關於中緯度槽線附近之環流方面, 此個案在主槽線初移入蒙古一帶時, 其伴隨之次環流並不顯明, 因此槽線僅存在於 500 mb 至 200 mb 高度, 而未能向下伸展至 850 mb 或 700 mb, 一直等到短槽移入與主槽線合而為一(29 日 00 GMT)之後, 伴隨之斜壓次環流系統才可辨認, 並且槽線系統才向下伸展至低對流層。由此可知, 雖然槽線系統之發展過程有所不同, 但兩寒潮個案均先有 500 mb 中緯度槽線及其伴隨之斜壓環流系統移入蒙古地區, 並在往東移動的過程中繼續發展。而伴隨之低對流層槽線或鋒面出現的時間則可有所不同。至於西藏高原東側槽線伴隨之次環流方面, 此個案則先有潛熱釋放所造成的旺盛上升運動, 而前節個案則先有下沉運動造成絕熱增溫, 而產生高原東側之槽線。前節個案僅在低對流層(850 mb 及 700 mb)形成槽線, 而本節個案所形成之高原東側槽線則向上伸展至 200 mb 高度。此點差異可能是造成極強寒潮不同之處。另外兩個寒潮個案相似之處, 在於中緯度槽線與西藏高原東側槽線在寒潮爆發前終將合而為一, 使中緯度槽線往南延伸。此時之次環流系統是在華南地區有上升運動而在塞北或東北地區則有下降運動。在 200 mb 之輻散風場則是由上升運動中心往北流至下降運動中心的。是故在寒潮爆

發前，其伴隨之次環流系統有加強東亞地區 local Hadley circulation 的作用。此結果與 Chang and Lau (1980) 所發現者相同。

五、結 論

本文分析寒潮個案期間 200 mb 速度位之分佈，推論次環流結構及其時間演變，同時並比較極強寒潮個案次環流系統與強寒潮個案者之異同。

我們發現極強寒潮與強寒潮之環流系統大致相同。首先，在 500 mb (及 200 mb) 上有有槽線移入蒙古地區，且此槽線需伴有斜壓次環流系統。但此槽線在蒙古地區時並不一定要有對應之 850 mb 和 700 mb 槽線或地面鋒面系統。其次在 850 mb 及 700 mb 上要有西藏高原東側之槽線。最後，中緯度主槽線與西藏高原東側槽線將合而為一，使得主槽線往南伸展至華南地區一帶。此時之次環流系統是在華南地區有上升運動，在 200 mb 往北流，到塞北或東北地區則有下沉運動。此次環流系統有加強東亞地區 local Hadley circulation 的作用。

至於極強寒潮次環流系統與強寒潮者之主要相異處在於西藏高原東側槽線及其伴隨次環流之結構。在一般強寒潮情形，高原東側槽線初生時，伴隨有下沉氣流，絕熱增溫可能是形成槽線的原因。而所形成之槽線則僅限於 850 mb 和 700 mb 高度。在特殊之極強寒潮情形下，高原東側槽線初生時則伴隨有旺盛上升氣流，潛熱釋放可能是形成槽線的原因。而所形成之槽線則從 850 mb 向上伸展至 200 mb 高度。

後 記

本研究是在行政院國家科學委員會計劃 NSC - 69 M - 0202 - 01 (07) 輔助下完成的。我們感謝台大大氣科學系陳泰然教授對本文初稿之詳細閱讀與建議改進。

參 考 文 獻

任立渝、蔡清彥，1981：台灣地區寒潮合成天氣型式，大氣科學，8，67 - 89。

蔡清彥，1976：颱風路徑之數值預報，台大大氣科學系研究報告第一期，1 - 12。

蔡清彥，1981：台灣地區寒潮個案之研究，大氣科學，8，81 - 94。

蔡清彥，1982：冬季季風實驗期間之寒潮個案分析，台大大氣科學系研究報告，NTU-ATM-1982-07。

Chang, C.-P. and K.M.W. 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.

Krishnamurti, T.N., M. Kanamitsu, W.J. Koss and J.D. Lee, 1973: Tropical east-west circulations during the northern winter. J. Atmos. Sci., 30, 780 - 787.

Tsay, C.-y. and L.-Y. Jen, 1981: Planetary-scale waves and winter seasonal temperature forecasting in Taiwan, Papers Meteor. Res., 4, 13 - 20.

Secondary Circulations of Cold Surge Cases in The Vicinity of Taiwan

Hung-Lung Huang

Meteorological Satellite Ground Station
Central Weather Bureau

Ching-Yen Tsay

Department of Atmospheric Science
National Taiwan University

Abstract

In this study we analyze the distributions of 200 mb velocity potential observed during the cold-air-outbreak periods, examine the secondary circulations, and compare their similarities and differences between the extreme severe and severe cold-surge cases.

In general, the circulation patterns are similar for the extreme severe and severe cold-surge cases. At first, a 500 and 200 mb mid-latitude trough moves into mainland China from Mongolia, and the trough is normally accompanied by a baroclinic secondary circulation system. However, the trough does not necessarily extend downward to the lower troposphere (850 and 700 mb) at that time. At the same time, a lee trough forms at 850 and 700 mb to the east of Tibetan Plateau. Then, the mid-latitude trough and the lee trough combine into one system and extends to lower troposphere from the mid-latitudes to southeast China. Twelve hours before the front passes the northern Taiwan, the secondary circulation system is associated with rising motions in southeast China, northward motions at the 200 mb level, and downward motions in northern or northeastern China. It indicates the strengthening of the northern local Hadley cell.

The major differences between the extreme severe and severe cold-surge cases are the structure of the lee trough and accompanying secondary circulations. For a severe cold-surge case, subsidence with adiabatic warming causes the formation of a lee trough. The trough is limited in a layer between 850 and 700 mb. As for the other, the upward motions accompany the extreme severe cold surge case during the formation stage. Latent heat release is probably the cause of the formation of the lee trough that extends upward from the 850 to 200 mb level in a later stage.