

TOGA COARE 密集觀測期間寒潮個案分析與模擬

柯文雄 張庭槐
台灣大學大氣科學研究所

摘要

寒潮和梅雨、颱風及乾旱並列台灣四大災天氣，爆發時伴隨的強烈天氣突變，常造成農漁業在經濟上的慘重損失。

本文使用 ECMWF 之網格資料分析 TOGA COARE 密集觀測期間侵台之寒潮個案。結果顯示，在寒潮爆發前，500mb 烏拉山脊的建立是寒潮爆發的重要指標。寒潮爆發時由 300 k 等位溫面的位渦分析顯示，冷空氣南侵的路徑可歸納成兩大類，其一由西歐高空東行越過烏拉山脊後，沿青康藏高原東側往下往南侵襲台灣及南海，其二為西亞高空東走之氣流，受阻於青康藏高原而分裂，繞行其南側之分支在華北以反氣旋式環流，迴流南侵台灣。此二類路徑間的過渡期南侵的路徑亦自西歐東行，越過烏拉山後沿 30° N 附近之緯度東走，在西太平洋上轉向西南迴流南侵台灣。1993 年(個案 D、E)之高層(200mb)緯向強風區的位置比 1992 年(個案 A、B)偏南，其位置變化的時間和路徑變化的時間有相當的一致性。

透過資料之分析，並無法確立寒潮爆發後，其和熱帶對流增強之明顯相關性。利用數值模擬顯示寒湖南侵會增強南海附近低層輻合，當附近原有對流擾動存在時，則會加強對流，但當附近並無較明顯之擾動時，此低層之輻合亦無法維持。若冷空氣侵台的路徑是來自西太平洋上空之迴流，亦會引發熱帶西太平洋上低層輻合之加強，此時若有配置良好之低頻運動系統時，對流可明顯加強，否則輻合加強並無法使對流加強。

關鍵詞：寒潮、等位溫面位渦、數值模擬

一、前言

亞洲為全球季風環流最盛行之區域，夏季季風將低緯之暖濕空氣質量往中高緯輸送，冬季歐亞大陸上西伯利亞高壓的冷乾空氣移出源地，伴隨高壓外緣之東北季風往南輸送，當南侵的冷空氣強度夠強時，即形成所謂的寒潮。寒潮爆發常伴有地面氣溫急速下降，氣壓迅速升高及明顯的北風分量加強，是一種激烈而突出的天氣現象，其劇烈的天氣變化常造成農漁業在經濟上的慘重損失。

寒潮爆發南侵，影響一般發生在東亞地區，但陶(1957)指出侵襲中國大陸的冷空氣有 15%來自大西洋，Joung and Hitchman(1982)則指出透過連續性下游發展的機制，在北大西洋西部的擾動可於 6 至 7 日後引發東北亞地區之寒潮爆發，顯示寒潮擾動的起源可追溯至歐洲大陸及大西洋。在寒潮爆發的過程中，

西伯利亞一直扮演重要的角色，因天然地理位置之配置，冷空氣至此並不易繼續南侵，除非其強度夠強，所以冷空氣常會在此停留加強，形成強的冷高壓後，向東或東南潰散。

蔡(1981)利用個案分析寒潮爆發時空氣運動之軌跡指出冷空氣自蒙古貝加爾湖一帶的三至五公里上空，先往東南方向下降至二公里上空，再往南或西南下降至華南、台灣地區。Ding and Krishnamurti(1987)歸納出 1980-1984 年寒潮爆發的路徑主要有四條，路徑一為自西伯利亞往東南移動至東海出海，路徑二為自新疆往東移動後沿青康藏高原東側往南移動至華南，路徑三為自大陸東北至韓國及日本，路徑四和路徑一同，但由黃海出海。寒湖南侵不僅使中低緯溫度降低，甚至可影響到赤道區及南半球，Chang et al(1979)認為寒潮爆發後第一道南下之氣流，會增強南

海地區之對流，但第二道沿越南海岸南下之氣流因經過的洋面溫度較冷，則會抑制南海的對流。Chang and Lau (1980, 1982) 指出寒潮爆發後，冷空氣南移使對流加強，導致對流層高層輻散加強，東亞地區之局部哈德里環流(local Hadley Circulation) 達到最強。Lau and Lim (1982) 亦指出低緯近赤道區東亞的沃克環流 (Walker Circulation) 亦會在寒潮爆發後加強。陳 (1985) 以冬季季風實驗之五個個案合成分析亦顯示寒潮爆發後，婆羅洲以西的 ITCZ 輻合區之上升運動會加強。

陳 (1994) 取 ECMWF (歐洲中期預報中心，The European Center for Medium Range Weather Forecasts) 八年冬季資料選出 20 個寒潮個案做合成分析，獲得幾點結論：一、寒潮南下影響的勢力，在爆發後第三天可達北緯 10 度以南，且風場影響比高度場快。二、寒潮南下後，可引起低緯的低層輻合現象，產生對流擾動，且其影響時間大約在爆發後第二天以後較明顯。三、寒潮爆發後三天，可在高低層的速度位場清楚地看到南北向有局部哈德里環流的型式加強，東西向有沃克環流的型式加強，但梯度不大，顯示環流並不強。

由上述學者研究可知，雖然東亞地區才是寒潮爆發時影響最大的區域，但其初始之擾動可追溯至歐洲及大西洋，而冷高壓醞釀及成長的區域則在西伯利亞上。寒潮爆發後其影響常可達熱帶地區，促使熱帶對流增強，進而加強局部哈德里環流和沃克環流。然而赤道及熱帶地區是南北半球氣流交會帶，由 1992 年 11 月至 1993 年 2 月， 5°S 至 15°N 平均之對外長波輻射值(outgoing longwave radiation，簡稱 OLR)(圖 1)顯示，熱帶擾動原本頻繁，包含著多重的時間尺度，熱帶對流的加強是否由寒潮南下直接所引發，亦或是熱帶地區對流本身的成長與消散？因觀測資料中包含了所有的訊息，以致其間關係之釐清，並無法由資料分析中得到明確之答案，利用數值模擬進行控制變因的實驗是較可行之方法。

偶合海洋大氣反應實驗(Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment, COARE)是世界氣象組織中熱帶海洋-全球大氣(Tropical Ocean Global Atmosphere, TOGA) 研究計畫支持的國際性實驗。主要目的在了解熱帶西太平洋暖洋面上之海洋 - 大氣及大氣中之多重尺度交互作用過程，TOGA

COARE 之密集觀測期為 1992 年 11 月至 1993 年 2 月。本研究即針對密集觀測期間發生之寒潮個案進行分析，並利用數值模擬進一步檢視其和赤道區對流之關係。本文第二節說明我們所用的資料。第三節則分析寒潮個案之特性。第四節為探討寒潮爆發和熱帶對流之關係進行的模擬。第五節則是結語。

二、資料

資料來源為國科會副熱帶資料庫提供 TOGA COARE 密集觀測期間 ECMWF 之網格點資料，所取的變數包括地面及高空的東西及南北方向風場 U 、 V ，重力位 ϕ 和相對濕度 RH (預報前將其換算成飽和混合比 Q 進行預報)。網格水平解度為 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ ，而垂直分佈上則取用 7 層，分別為 1000, 850, 700, 500, 300, 200 及 100mb。

三、個案分析

國際間對於寒潮的定義尚未有一定的標準，而是視其研究的地區及主觀的選取適合且符合一般所認可的標準。我們參考任與蔡 (1981) 及 Lau and Lau (1984) 所選取的標準，定義在 24 小時內，台北(板橋)測站溫度下降攝氏 4 度以上，或 48 小時內，測站溫度下降攝氏 5 度以上，即視為寒潮爆發。由圖 2 台北(板橋)測站的溫度時間序列圖發現在 TOGA COARE 期間共有 5 次達寒潮標準，分別是 1992 年 11 月 8 日，11 月 19 日，12 月 22 日，1993 年 1 月 14 日及 2 月 21 日，依其先後發生之順序，分別簡稱為個案 A、B、C、D、E。取寒潮爆發前 3 天至後 3 天共 7 天的氣象場進行分析，從時空的演變來探討寒潮爆發時大氣現象的變化。

由測站溫度之時間序列顯示自 1992 年 11 月起，溫度即呈持續之振盪，個案 A 至 C 在寒潮爆發後，氣溫均能迅速回升，一直至個案 D 爆發時，不僅氣溫下降量最大，氣溫降至 10°C 以下，而且在寒潮爆發後，氣溫並無法迅速回升，而是一波一波緩慢回升，持續至 1993 年 2 月下旬。由圖 1 OLR 之經向時間剖面圖得知，個案 A 在寒潮爆發後，於 90°E 至 110°E 間 OLR 值減小，顯示對流明顯加強。類似之現象在個案 D 亦可看出，唯其更伴隨著熱帶附近源自印度洋 (60°E 附近) 東傳的低頻運動，並且在寒潮爆發前，對流已逐漸增強。個案 B 及 E 在寒潮爆發前後對流較旺盛

之地區位於 150°E 至 180°E 的西太平洋上，而且均伴隨自 180°E 西傳的低頻運動。透過觀測資料的個案分析(見下文)顯示，個案 C 在西太平洋及南海(105°E 附近)對流均有加強之現象，但分別伴隨熱帶不同的低頻運動系統。在我們的分析中發現，個案 D、E 冷空氣南侵之路徑和個案 A、B 截然不同，個案 A、B 和蔡(1981)之分析結果相近，但個案 D、E 則顯然受行經青康藏高原南側氣流之影響，而個案 C 則介於兩種路徑間的混合型，冷空氣來自青康高原北側，但非沿青康高原東側繞流而下，而是東走出海後，迴流影響台灣。

在個案分析中，分析的變數包括高度場(500mb 及 1000mb)、等位面上之風場及位渦場(300k 及 295k)、速度位及輻散風場(200mb 及 850mb)和寒潮爆發前三天及後三天高層(200mb)之強緯向風場。除了以探討寒潮爆發前後之環流狀況，冷空氣南侵之路徑為主要重點外，並分析寒潮爆發後熱帶對流之變化及其對高層緯向風場之回饋。

由於在絕熱及無摩擦的情況下，絕對渦度與靜力穩定度的乘積在等位溫面上具有保守性，此一保守量為等位溫面上的位渦(potential vorticity on isentropic surface，簡稱 IPV)以下式表之：

$$IPV = \left[\left(\frac{\partial v}{\partial x} \right)_\theta - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_\theta + f \right] \times g / \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \right)$$

式中 u 、 v 分別為等位溫面上緯向與經向的速度分量， f 為科氏參數， g 為重力加速度， p 為等位溫面的氣壓，一般把 IPV 的值乘上 10^6 ，所以單位為 $10^{-6} \text{ k.m}^2 \text{ s.kg}$ 。等位溫面具有向低溫及向上傾斜的現象，所以隨緯度增加，等位溫面由地面附近向對流層頂延伸，因此在同一高度上 IPV 在高緯的值比在低緯大很多，在全球的範圍，IPV 分佈大略與等壓面上高度場的槽脊相對應，槽是正 IPV 的中心，而脊的值則很小。

雖然 IPV 的保守性會因非絕熱的加熱而瓦解，而熱帶地區水汽充足對流頻繁，可感熱與潛熱的傳送均不容忽視。台灣位居亞熱帶，利用 IPV 分析寒潮路徑雖有其限制，但我們重點是在南侵路徑的分類，其過程中非絕熱項可能並不重要，所以利用 IPV 分析寒潮路徑仍為可行之法。

蔡(1981)研究寒潮爆發時的空氣軌跡，指出冷空氣是自貝加爾湖上空三至五公里高空南下。由冬季等位溫面緯向平均的垂直剖面圖(圖 3)可見，45°N，五公里的高空其緯向平均之等位溫面約為 300k，故我們取 300k 的等位溫面，推算其面上之 IPV 值，並將風場內插至 300k 之等位溫面上，但 300k 之等位溫面在台灣附近約為 850mb ~ 700mb 間，並無法得知地面淺高壓的時間變化，為導出真正寒潮三維路徑，295k 等位溫面，亦為我們分析之重點，利用 IPV 的保守性嘗試了解氣塊運行的軌跡。

(一) 11 月 8 日個案 (個案 A)

從高度場(500mb 及 1000mb)(圖 4，a 為爆發三天前，d 為爆發當天，g 為爆發三天後)可見高層在烏拉山附近的高壓脊在寒潮爆發三天前已明顯形成，東移強度逐漸增強至爆發前一天達最強，而其脊前的槽線仍繼續加深至寒潮爆發當天達最深。低層的西伯利亞高壓一直處於高層脊前，受脊前南下氣流之影響迅速南下。

由圖 5 300k 等位溫面的位渦及風場，可見在寒潮爆發前三天上層北來的冷空氣南侵的路徑有兩支，一為自 30°N 沿中國大陸海岸南下，至越南的南邊；另一為自 30°N 沿 130°E 南下至低緯。150°E 附近雖有明顯的南下氣流，但其空氣來源該是由中太平洋西傳，而非北來的冷空氣。隔天受台灣東北方颱風的影響，沿岸風速加強，爆發前一天，冷空氣自日本及韓國上空南下，但究其源地是在西伯利亞上的高壓，其反氣旋式之風場將極地上空的空氣往下及往南帶，而後受阻於阿爾泰山氣流轉向東走。在日本上空有分支氣流南下，分別沿中國海岸及菲律賓附近南侵至低緯。爆發當天，北方高層的冷空氣自華北南侵，中國大陸及南海上北風及東北風之風速明顯增大，路徑先往東南後轉南再轉往西南，至華南及越南。其路徑和蔡(1981)研究的軌跡相近。爆發後，北風分量大於每秒 5 公尺的強風區漸往東移至菲律賓及台灣東部外海，並與來自西太平洋之氣流結合南下，使最大風速區南移至南海上，至爆發三天後，台灣及南海地區則為自日本外海南下的東北風所控制。

由 295k 等位溫面上的風場(圖略)可見冷空氣南侵的變化和 300k 相近，但爆發當天及爆發後一天，北來空氣南侵的強度均比 300k 大。由 305k 及 310k(圖

略)的風場分析可見, 35°N 以北之風場變化不大, 但 35°N 以南, 其南侵的冷空氣風速急速減弱, 尤其在爆發當天及後一天。顯示寒潮爆發, 冷空氣在南侵的過程中為維持位渦保守而有明顯的壓縮, 深厚的冷氣團南侵至低緯後已成近地面之淺高壓。

透過速度位之計算, 可解釋大尺度氣流輻散風場之變化, 寒潮爆發後三天平均的速度位, 和前三天的平均比較(圖 6)可見, 低層近海洋大陸上的輻合中心加強且西移至印尼附近, 而高層相對的輻散中心位置近乎滯留, 但強度則幾乎加強一倍。在日本及印度西北上空各有一輻合中心, 顯示有一支在印尼附近上升而分別在日本及印度西北方下沉的局部哈德里環流。高層 200mb 緯向風場大於每秒 55 公尺的強風速區(圖 7), 位於 45°N 以北, 於寒潮爆發後範圍明顯增強擴大。

由上述分析可見, 此寒潮爆發, 在 500mb 上受烏拉山脊影響甚巨, 其脊前的南下氣流導引低層冷氣團南侵, 而脊前的高層槽則是冷氣團南侵程度的指標。爆發前一天自日本高層南下影響台灣及南海之氣流與爆發當天自華北南下影響台灣及南海之氣流截然不同。由等位溫面分析得知北來冷空氣南侵的過程中, 其厚度愈來愈薄, 當其在南傳的過程中碰到高峻地形(如青康藏高原)時, 並無法越過, 而被迫由高原東側繞流南下, 此應為影響台灣寒潮爆發時冷空氣南侵路徑的最主要原因。而印尼西部的對流則在寒潮爆發後加強, 同時加強東亞經向局部哈德里環流, 高層的緯向強風速區亦擴大, 且風速加強。

(二) 11 月 19 日個案 (個案 B)

此個案高層高度場(圖略)的烏拉山脊的發展和個案 A 相近, 地面高壓系統仍受高層脊前之南下氣流導引, 但高層脊前的槽並不若個案 A 深。由 300k 的等位溫面圖中(圖略)可見在寒潮爆發前三天至前一天, 影響台灣及南海的風場均來自北半球之中太平洋, 並無如個案 A 來自北方上空長驅而下的氣流。爆發當天北方高空之冷空氣自華北上空南下, 進入南海。而對台灣影響較大的則是沿 30°N 自太平洋西來而在台灣北部轉為南下的氣流。寒潮爆發後一天, 強北風區東移, 範圍也擴大, 使台灣、南海均受北來冷空氣之影響, 氣溫繼續降低, 而後強北風東移, 減弱。

審視寒潮爆發前之速度位場(圖略), 在低層印

尼西側上空有一強輻合中心而近換日線之赤道區亦另有一較弱之輻合中心。此二中心高層均有強輻散中心配合。在寒潮爆發後, 低層輻合中心仍在附近, 但強弱互異, 而高層的輻散中心相對的強弱則沒有改變, 顯示寒潮爆發前後, 印尼西方的對流減弱而近中太平洋卻有對流加強的現象。

200mb 的強緯向風速區(圖略)在寒潮爆發後, 原在日本上空的區域不僅縮小, 而且風速亦減弱, 但在中國大陸華北形成另一強風速區, 最強風速亦在此。

此個案的爆發仍由 500mb 上的烏拉山脊主導, 冷空氣南侵路徑和個案 A 相近, 寒潮爆發後, 中太平洋赤道區的低層輻合加強。日本上空 200mb 的緯向風場的強風速區, 縮小並減弱, 而在華中則有另一強風區形成。

(三) 12 月 21 日個案 (個案 C)

由高度場中可見(圖 8)烏拉山脊建立比較慢, 直至寒潮爆發前一天結構才較明顯。地面冷高壓在脊前順著高層南下氣流導引, 因低層東西方向高低壓之偶合配置結構完整, 雖在高層烏拉山脊較弱的情形下, 低層北方冷空氣仍能南侵到台灣及海南島。

在 300k 等位溫面上(圖 9)於寒潮爆發前受中心在 30°N 附近的移動性反氣旋式環流之影響, 台灣為東來近似平行於等緯度線之氣流, 而南海則為東北風, 爆發當天台灣及菲律賓東部外海受青康藏高原北支氣流在 30°N 迴流影響, 東北風加強, 爆發後一天, 冷空氣自華北上空往東南走, 在 30°N 附近轉往西南, 使台灣、南海均籠罩在東北風的強風區, 而後反氣旋風場東移, 影響台灣的風場逐漸轉為東風。

295k 等位溫面上之風場(圖略)和 300k 相近, 但在寒潮爆發期間, 侵襲台灣及南海之東北風明顯較強, 而同時 305k(圖略)之風場則偏弱, 而 310k(圖略)上除台灣北方尚有微弱之北風分量, 南海上已幾乎全為東風, 再度驗證冷空氣南下至低緯時, 影響的範圍集中在低層。

爆發前低層的輻合中心(圖 10)分別位於澳洲北方之海洋大陸上, 日本外海則有輻散中心。而高層在澳洲北部及日本外海則有強的輻散輻合中心配合, 沿 150°E 可看出結構明顯的局部哈德里環流。爆發後低層西太平洋及 100°E 附近輻合加強, 而高層赤道區的輻散中心則近似滯留, 中心則減弱許多。高層之緯

向風場(圖 11)強風速區範圍變大,強度亦明顯加強,爆發前後強風區之位置和個案 A、B 相較,則明顯偏南。

此個案在寒潮爆發前,烏拉山脊之結構建立較慢,但因日本上空低壓的偶合配置,使冷空氣仍得以南侵形成寒潮。爆發後西太平洋上及 100°E 附近的輻合加強,但高層並無輻散中心配置致使局地的哈德里環流增強並不明顯。高層緯向風的強風區範圍變大且最大風速則明顯加強。

(四) 1 月 14 日個案 (個案 D)

寒潮爆發前 500mb 高壓脊緩緩東移(圖 12),且由南北走向轉為東北-西南走向。低層於歐亞大陸高緯 90°E 上有一高壓結構,此高壓隨高層脊前的氣流南衝,再加上南方近乎滯留於 90°E 的低層之影響,使極高緯度的冷空氣源源南下,在 30°N 至 50°N 之等高線幾乎與等緯度線垂直,更加强了寒潮的威力,且持續相當久,TOGA COARE 期間台北的最低溫即是在此寒潮的期間產生。

300k 等位溫面(圖 13),其風場結構和前述的個案差異甚大,寒潮爆發前在西亞 40°N 之氣流東走,在 60°N 附近分裂,北支往北往上越過烏拉山而後自西伯利亞以波狀之流場形式經過中國大陸東北,韓國,日本東走。而南支則在印度洋有明顯過赤道流,東移則繞過青康藏高原南側在華北與北支氣流會合,且在其南側有一以 30°N 為中心之移動性反氣旋環流。台灣主要受此反氣旋式環流之影響,氣流自中緯度之中太平洋東來,爆發當天此反氣旋式環流已東移至日本外海,台灣逐漸由南支氣流所掌控,爆發後南支之氣流自阿拉伯東側至台灣均有極強南下分量,此南下氣流持續時間相當長。

295k 等位溫面(圖略)和 300k 相近,但是 IPV 數值為 $0.25 \times 10^{-6} (k \cdot m^2) / (s \cdot kg)$ 的等值線穿越台灣北部,顯示綜觀環境更有利於冷空氣之南侵,305k 及 310k(圖略)之風場仍較低層小。

爆發前低層低緯的輻合中心在印度洋上(圖 14),印尼西邊亦有一輻合中心,唯其強度不強。高層大略呈反相位之結構,爆發後低層輻合中心東移且加強,但高層的輻散中心則在印度洋上近似滯留,爆發前後之差異可明顯看出印度洋上對流之加強。高層緯向風的強風區(圖 15)在寒潮爆發後有明顯擴大,而

且最大的區域由日本上空西移至華北,但其強度卻明顯減小。

此個案明顯受自西亞東走氣流影響,在低層等壓面可發現自西伯利亞往南潰散之氣流,但在 300k 的等位溫面之風場卻發現並無自極地的冷空氣可直驅至台灣附近,均在華北轉向東走,和前述幾個個案最大的差異在自西亞經青康藏高原南側東傳的氣流,台灣及南海受此氣流南走分支的影響,IPV 等值線南移,形成有利於冷空氣南侵之綜觀環境,寒潮爆發前印度洋上即存在著旺盛的對流,爆發後對流明顯加強,亦有利於寒潮之南侵,因環境場之配合,在此寒潮爆發期間,台灣氣溫達至最低,雖然高層緯向風的強風區擴大但強度卻減弱,但其似乎是受熱帶對流加強後在高層形成的反氣旋環流北支的影響比由局部哈德里環流加強而產生的科式加速的影響大。

(五) 2 月 21 日個案 (個案 E)

此個案寒潮爆發前低層在西伯利亞及中國東北各有高壓中心(圖略)受高層氣流導引分別往東北及東南移動,在爆發當天受 500mb 高層脊前之南下氣流引導南下,再加上日本上空之低壓,形成東低西高之標準偶極結構,東西方向梯度加大迫使氣流直衝台灣形成寒潮。

在 300k 等位溫面上的風場結構(圖略)和個案 D 較為接近,沿 40°N 東走的氣流受青康藏高原之阻擋效應而分裂,北支氣流北走,繞過烏拉山後東走,對台灣的影響較小,台灣主要受行經青康藏高原南側的南支氣流之影響,寒潮爆發前受日本外海反氣旋式環流的影響,寒潮爆發後,則由南支氣流直接控制,自華北往東南再往西南影響台灣及南海。

低層之輻合中心(圖略)在熱帶西太平洋上,但寒潮爆發後中心南移至南半球且強度明顯加強,高層之輻散中心位置則由爆發前的中、西太平洋移到爆發後之西太平洋上,強度亦加強。顯示西太平洋上的對流在寒潮爆發後明顯加強。200mb 的緯向風場(圖略)的強風速區,其位置由日本東側外海上空移至韓國及中國東北上空,強度減小許多。

由上述分析得知自西亞東傳行經青康藏高原南側的氣流在此個案亦佔相當的影響,但 500mb 上的烏拉山脊及日本上空之低壓系統仍是導引低層冷空氣南下的主要因素。西太平洋赤道區的對流加強,但對高層

緯向環流變化之影響不僅是在位置上的變化，強度上變小。

(六) 小結

自 1992/93 年 TOGA COARE 期間五個寒潮個案的分析中發現，在寒潮爆發前，高層烏拉山脊的建立是寒潮爆發的重要指標，透過脊前南下的氣流導引可將冷空氣南帶，形成寒潮。因為等位溫面向極區及向高空傾斜，所以在等位溫面上的緯向風場可視為同一等高面上緯向的平流，但經向上的風場卻有高度上的變化，若自北往南走，則不只是等高面上由高緯往低緯移動，而應是由高緯的高空向低緯的低空移動。由等位溫面上的風場發現，侵襲台灣及南海的上空冷氣團大略分為兩類，其一為由跨越烏拉山脊的氣流直接南侵至低緯，其路徑類似蔡(1981)分析之結果，如個案 A 及 B；另一類則由西亞東行經青康藏高原南側的氣流所控制，其在華北形成反氣旋式環流，迴流南侵而影響台灣，如個案 D 及 E；個案 C 的氣流形態是介於兩種分類間的過渡期，冷空氣來源是跨烏拉山脊之氣流，但並不沿青康藏高原東側南下，而是東行出海，而在 30°N 附近轉向西南，迴流影響台灣。

熱帶地區因洋面面積廣大，不僅水汽量多，接收的太陽輻射量亦多，生生不息的對流一直在發生。寒潮爆發後，熱帶地區的對流均有加強的區域，自速度位及輻散風之分析可知寒潮爆發後，對流加強之區域並不固定，由圖 1 OLR 之經向時間剖面圖中卻顯示對流之加強，除了個案 A 以外，均和熱帶地區之低頻運動相連結，所以寒潮爆發後，熱帶對流之加強，和寒潮之直接關係我們將於下一節利用模式模擬再進一步檢視。當熱帶地區對流加強後，經向的局部哈德里環流及緯向之沃克環流均可能加強，但其回饋之形式並不固定，個案 A 顯示結構完整的局部哈德里環流，但在後期個案(D、E)，其對沃克環流之影響明顯較局部哈德里環流大。高層西風之強風區，在 92 年 11 月時位置較偏北，約在 45°N 以北，在 93 年時已往南移至 40°N 以南，強風區位置由北南移，在時間上和高空冷空氣影響台灣路徑的轉變有相當的一致性，但寒潮爆發後，其強度及範圍之變化確有相當的不確定性，有在原地加強且擴大(個案 A、C)亦有減弱(個案 D、E)，也有強風區改變了位置(個案 B)。

四、數值模擬

基本上寒潮在冷高壓醞釀、爆發的過程中，有許多因素可能影響其南侵的強度，包括西伯利亞高壓冷源之強度(Ding and Krishnamurti, 1987)，大尺度環流造成的平流(江與彭, 1994)，地形(蔡, 1981)等。地形對寒潮的影響應是多方面的，在冷高壓於西伯利亞醞釀的階段，近地面的輻射冷卻為一重要的因子。若無地形，尤其是青康藏高原時，來自印度洋的暖濕空氣可繼續北移，抵消地面輻射冷卻的效果，使冷高壓的強度減弱。在北來冷空氣南侵的過程中，其厚度愈來愈薄，當其在南傳的過程中碰到高峻地形(如青康藏高原)時，無法越過，而產生類似凱爾文波的波動被迫由高原東側繞流南下(Sumi, 1985)，亦有學者認為此類繞山的波動是由地形引發的羅士培波(Hsu, 1987)，透過數值模擬蔡(1981)則發現青康藏高原可使擾動的可用位能增加而增強寒湖南侵的強度。雖然 Chang et al(1979)利用個案分析寒潮時見到第一波南下之氣流可增強南海地區之對流，且陳(1985)以個案合成分析發現婆羅洲以西上升運動在寒潮爆發後會加強，但陳(1994)利用八年的 20 個個案分析卻發現熱帶對流在每個寒潮個案表現差異極大，並不易分類，使得寒潮和熱帶對流之間的關係相當不確定，在我們上一節的分析中亦呈現此特性。為進一步檢視寒潮爆發後是否對熱帶地區對流有直接加強之作用，我們利用模式進行測試。

基本的思路是建構在個案分析時熱帶對流的加強是導因於寒潮爆發的假設條件下。由學者的研究我們知道若存在青康藏高原，在寒潮爆發的過程中會增強寒湖南侵的強度，所以我們以寒潮爆發前 48 小時的觀測資料為初始場，利用台大天氣環流模式(NTU GCM)進行 5 天的預報，首先比較存在地形時寒潮爆發後之環流和實際觀測之差異，目的在檢驗模式的預報能力；其次比較不具地形及存在地形時寒潮爆發後環流及熱帶對流之差異，若存在地形確可增強寒湖南侵強度而且熱帶對流加強之區域和上一節個案分析之結果一致時，雖只是證明地形存在與否在寒潮期間對熱帶對流之影響，但仍可支持在個案分析時熱帶對流之加強是與寒潮有密切之關係。

(一) 模擬結果

以寒潮爆發前 48 小時觀測資料為初始場，進行五天的預報，預報第二天的輸出即為寒潮爆發當天，因著重寒潮爆發後其對熱帶對流之影響，故取預報第三天至第五天的輸出和觀測資料進行比較。如個案 A 寒潮爆發時間為 92 年 11 月 8 日，我們即取 92 年 11 月 6 日為初始場。由個案 A 模擬結果的高度場(圖 16)可見，在寒潮爆發後低層高壓中心滯留於貝加爾湖西南方，前線南下氣流影響台灣，高壓範圍逐漸東伸，台灣受此高壓迴流之影響增大。高層槽線的發展自貝加爾湖東側，逐漸東移至日本上空，和分析場(圖 4 之 e、f、g)比較，在低層高壓東側之低壓系統強度偏弱，低層西高東低的偶合結構不如分析場完整，此可能使寒潮之強度偏弱。高層烏拉山脊及脊前之高層槽，其發展情況雖和分析場相近，但強度之減弱速度亦比分析場快。由圖 6 實際資料場分析之速度位及輻散風及圖 1 之 OLR 場均顯示在寒潮爆發後，海洋大陸及印尼西側對流均極盛，在我們模式預報第 3 天及第 5 天的雨量在上述之區域有廣大的降雨帶(圖 17)，所以模式模擬之結果在寒潮強度上雖比實際個案弱，但對寒潮之特性，如冷高壓移動，冷空氣南侵等，在定性上可有不錯的表現。

在透過上一節之分析，得知個案 A 冷空氣南侵的路徑受青康藏高原之阻擋，從高原東側繞流南下。在具有地形和不具地形的模擬結果之差異上，可由 300k 等位溫面上的氣流線(圖 18)顯示，在寒潮爆發後一天， 90°E 至 120°E 的北半球為反氣旋式環流之異常場，自蘇俄東部，韓國北部至南海，均為北風區，在海洋大陸附近有明顯之跨越赤道流，顯示存在地形之模擬，寒潮爆發後南侵的氣流比不具地形之模擬強。而此現象之強度會逐漸隨時間減弱，至第二天時，東亞北風區之範圍已明顯變小，而且在 30°N 有明顯之區隔，影響台灣及南海的北來氣流增強並非由高緯長驅南下之氣流，而是自 30°N 繞山而下之氣流，第三天時寒潮導引之南下氣流已減弱，影響之範圍已不及赤道了。由此模擬結果顯示出青康高原之存在，確實可增強寒潮南侵之強度。

在驗證了地形存在，確實可增強寒潮強度後，為探究熱帶地區對流在寒潮爆發後之加強是否與寒潮有直接關係，我們取第 4 天及第 5 天模擬結果求取時間平均，並將具地形之平均值減去不具地形的平均值，圖 19 為流函數場之差異，低層(850mb)反氣旋式環

流異常場籠罩在中國大陸及東南亞，以 30°N 分界，其南北各為不同之系統，但在高層(200mb)之低緯卻無和低層對應之系統，顯示寒潮入侵至低緯後，高低層受地形之影響有明顯的差距。圖 20 為速度位及輻散風之差異，南海及海洋大陸附近低層有輻合中心，在 145°E 附近有輻散中心，高層有相對應之輻散、輻合中心但並不明顯。而透過上一節之分析我們發現個案 A 在寒潮爆發後，低層熱帶地區對流加強的地區為印尼西側，模擬差異之輻合區的位置和個案 A 的分析對流加強的位置有很好的對應，此結果驗證了我們的假設，即寒潮南侵後可使熱帶地區對流加強。

在個案分析中我們發現寒潮個案 D 其等位溫面上南侵的環流和個案 A 路徑並不相同，而模擬之結果顯示相同之結果(圖略)。在速度位及輻散風的差異上(圖略)，低層輻合中心在南海及西太平洋上，高層在印度洋上為強輻合中心。模擬結果顯示寒潮南侵可增強南海之對流，在印度洋上，並無輻合加強之現象和資料分析之結果不同，其伴隨著源自 60°E 附近東傳的低頻運動系統，寒潮爆發後印度洋上對流加強應視為此低頻運動系統之一部分，非因寒潮南侵而加強。

以 92 年 12 月 20 日為初始場，對個案 C 模擬結果之流函數場差異，若和個案 A 及個案 D 相較，顯示其環流型態明顯是介於兩者之間的過渡期(圖略)。而在速度位及輻散風之差異上(圖略)顯示低層除了在海洋大陸外，西太平洋上亦為強輻合區，高層為輻散區，是一結構相當完整的對流加強系統。在個案分析中得知個案 C 爆發後，熱帶低緯在 100°E 附近及西太平洋上會有對流加強之現象，但圖 1 顯示其分別伴隨熱帶向東及向西的低頻運動系統，透過我們的模擬證明在 100°E 附近的對流加強，是熱帶自中太平洋西傳的低頻運動系統，而西太平洋上對流的加強，則是寒潮爆發及其熱帶源自 60°E 附近東傳低頻運動效果之疊加而來。

(二) 小結

我們以寒潮爆發前 48 小時之觀測資料為初始場進行模擬，發現模擬結果會對寒潮之強度稍有低估，但對寒潮定性上的表現能有良好的掌握。具地形時寒潮之強度比不具地形時強，對所有的個案均如此，顯示青康藏高原對寒潮之影響極為重要，但檢視其間對流之差異，發現當寒潮爆發時，均可加強海洋大陸

(120°E附近)上的低層輻合,進而和分析場比對時發現,當寒潮爆發前附近已有對流擾動發生,寒潮南侵可加強其對流,如個案 A。但當寒潮爆發前並無明顯對流之擾動時,寒潮南侵造成南海附近低層之輻合並無法造成太大之影響,如個案 C 及 D。而當寒潮侵襲台灣及南海之冷空氣是來自西太平洋之迴流時,熱帶西太平洋上低層輻合明顯加強,當有良好的熱帶低頻運動系統配合時,對流即可明顯加強如個案 C,否則,此輻合加強之現象亦無法使對流加強,如個案 D。

寒潮爆發冷空氣南侵至低緯,如此中低緯度的交互作用一直是值得深入研究的問題。其不僅代表中緯及熱帶不同屬性的氣團彼此勢力之消長,更是全球大氣要維持能量平衡的一種重要天氣現象。中緯大陸性冷氣團南侵至低緯,受到外圍環境之影響變性,改變其原來的某些特性。Chang et al (1979)即指出由不同路徑南下的氣流對低緯之對流會造成不同之影響。我們亦認為寒潮南侵的路徑為決定其對熱帶影響之重要因素之一,而由我們的模擬亦證實此假設。

五、結語

本研究乃針對 1992/93 TOGA COARE 密集觀測期間,採用 ECMWF 的網格資料進行寒潮個案之分析,並透過數值之模擬探討地形對寒潮之影響及寒潮爆發後熱帶地區對流加強及寒潮之間的關係。

透過本研究之分析, TOGA COARE 密集觀測期間之寒潮個案具有下列之特性:

- (1)高層近 60~70°E 的烏拉山脊之建立,對寒潮之爆發具有決定性之影響,一般在寒潮爆發前 2~3 天即可形成,但亦有在爆發前一天才形成較明顯之結構,而低層日本附近之低壓系統,亦可加強南侵的氣流,尤其在烏拉山脊建立較慢之個案,其影響性則相對地提高。
- (2)在冷空氣南侵的路徑中,近地面之風場受來自西伯利亞高壓之影響,沿高壓東側外緣之環流南侵,但氣流南侵之路徑應是屬三維運動而非只是平面之平移,在南侵過程為保守 IPV,其至台灣附近影響的高度只到 300k 的等位面高度了,由 300k 等位溫面上的風場及流線發現,造成寒潮高空冷空氣南侵之路徑可分成兩大類(圖 21),第一類為來自西歐之氣流,越過烏拉山脊後,順青康藏高原東側往下往南侵襲台灣及南海(實線),其南侵之路徑類似

蔡(1981)分析之結果。第二類西亞東走之氣流受青康藏高原之阻擋而分成南北兩支,北支越過烏拉山之氣流會直接自中國東北經韓國、日本東移,但不南侵至低緯,而南支行經青康藏高原南側之氣流則在華北以及氣旋式之環流型態,迴流南侵至台灣(虛線)。在此二大類的路徑尚有一類屬於過渡期之路徑,其來源和第一類相近,來自西歐,越過烏拉山後並非沿青康高原東側南侵,而是沿 30°N 附近之緯度東走,在西太平洋轉向西南,迴流侵襲台灣(點虛線)。

大陸學者如陶(1957), Ding and Krishnamurti (1987)均曾對寒潮之路徑進行分析研究,唯其均著重於寒潮對中國大陸之影響,以至其歸納而得的路徑大部分傾向由中國大陸之西北側往東南方向移動,自沿海南侵,較相近於我們分析的第一類路徑,雖亦有自越南入侵低緯的個案但少有如我們分析的第二類及過渡時期之路徑,主要是因為氣團出海後,其迴流並不易再對大陸內陸造成深遠的影響。寒潮爆發使台灣地區氣溫急降,但其降幅並不易直接由南侵之路徑決定,尚需整個綜觀環境之配合,如在個案 D 時,透過 IPV 等值線南移及印度洋上之旺盛對流,使冷空氣不斷南侵,造成最冷的個案。

- (3)寒潮爆發後,熱帶地區之對流常有加強之現象,但加強之區域並不固定,時而在印尼西側或印度洋,時而在中太平洋,亦有時在海洋大陸附近。透過資料之分析,並無法確立寒潮爆發後,其和熱帶對流增強之相關性。我們利用模式模擬顯示寒潮南侵會增強南海附近低層輻合,當附近原有對流擾動存在時,則會加強對流(個案 A),但當附近並無較明顯之擾動時,此低層之輻合亦無法維持(個案 C、D)。而若冷空氣侵台的路徑是來自西太平洋上空之迴流,亦會引發熱帶西太平洋上低層輻合之加強,此時若有配置良好之低頻運動系統時,對流可明顯加強,如個案 C,否則輻合加強並無法使對流加強,如個案 D。
- (4)寒潮南侵,可使熱帶地區某些區域之對流加強。但其回饋的環流形式仍需由高層來配合,個案 A 在寒潮爆發後,日本上空有明顯之輻合中心,使在東亞地區有結構完整的局地哈德里環流,但個案 D 及 E,並無此配置,使其對沃克環流之影響則明顯較

哈德里環流大。個案 D、E 高層強風區的位置(40°N以南)比個案 A、B(45°N以北)偏南,但寒潮爆發後,高層緯向風之強風區之變化亦無一定之規律。有時增強、擴大(個案 A、C),有時減弱(個案 D、E),有時強風位置改變(個案 B)。是否透過寒潮引發熱帶對流之加強再回饋至高層緯向風場?在我們的分析中,並無明確之答案。

誌謝

本文在國科會專題研究計畫 NSC-83-0202-053、NSC-84-2111-M002-014-AGT 及 NSC-84-2111-M002-013-AGT 經費支援下順利完成,謹此一併致謝。

參考文獻

- 任立渝與蔡清彥, 1981: 台灣地區寒潮合成天氣型式之研究。大氣科學, 8, 67-80。
- 蔡清彥, 1981: 台灣地區寒潮個案之研究。大氣科學, 8, 81-94。
- 陳泰然, 1985: 「冬季季風實驗」期間寒潮爆發對南海及鄰近地區中低對流層之影響。臺大大氣科學研究所研究報告 NTUATM-1985-05, 74 頁。
- 陳隆勛、朱乾根、羅會邦、何金海、董敏與馮志強, 1991: 東亞冬季風, 東亞季風, 氣象出版社, 304-362。
- 江火明與彭穎聖, 1994: 東亞地區不同強度寒潮爆發過程動力結構之比較。大氣科學, 22, 77-110。
- 陳雲蘭, 1994: 東亞寒潮與熱帶對流的關係。國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文, 61 頁。
- 盧孟明, 1994: 1992/93 冬季寒潮與大尺度波動關係之研究。天氣分析與預報研討會論文集編, 355-361。
- Chang, C. P., J. E. Erickson, and K. M. Lau, 1979: Northeasterly cold surge and near-equatorial disturbances over the WMONEX area during december 1974. Part I: Synoptic aspects. Mon. Wea. Rev., 107, 812-829.
- 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., 118, 298-312.
- , and K. M. Lau, 1982: Short-term planetary scale interaction over the tropic and midlatitudes during northern winter. Part I: Contrast between active and inactive periods. Mon. Wea. Rev., 110, 933-946.
- Ding Yihui and T. N. Krishnamurti, 1987: Heat budget of the Siberian high and winter monsoon. Mon. Wea. Rev., 115, 2428-2449.
- Hsu, H.-H., 1987: Propagation of low-level circulation features in the vicinity of mountain ranges. Mon. Wea. Rev., 115, 1864-1892.
- Joung, C. H., and M. H. Hitchman, 1982: On the role of Successive Downstream development in East Asia Polar air Outbreaks. Mon. Wea. Rev., 110, 1224-1238.
- Lau, K. M. and H. Lim, 1982: Thermally driven motions in an equatorial-plane. Hadley and Walker circulations during winter monsoon, Mon. Wea. Rev., 110, 336-353.
- Lau, N. C., and K. M. Lau, 1984: The structure and energetic of midlatitude disturbances accompanying cold-air outbreaks over east Asia. Mon. Wea. Rev., 112, 1309-1327.
- Murakami, T., and H. Nakamura, 1983: Orographic effects on cold surge and lee cyclogenesis as revealed by a numerical experiments, Part II: Transient aspect. J. Meteor. Soc. Japan, 61, 547-561.
- Sumi, A., 1985: A study on cold surge around the Tibetan Plateau by using numerical models. J. Meteor. Soc. Japan, 63, 377-395.

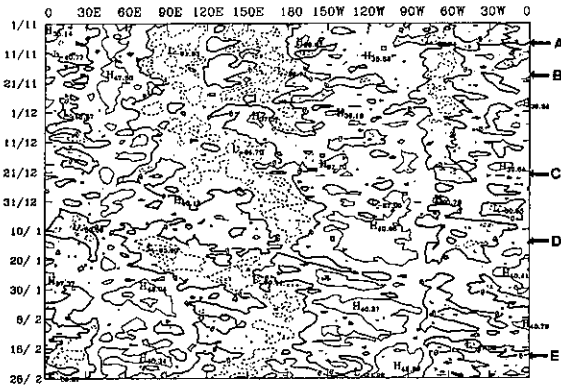


圖 1: 1992/11~1993/2 期間 5°S 至 15°N 平均 OLR 減去 240W/m² 之經向時間剖面圖。粗線為 0 值線。等值線間距為 30W/m²。圖示 A、B、C、D、E 為寒潮爆發之時間。

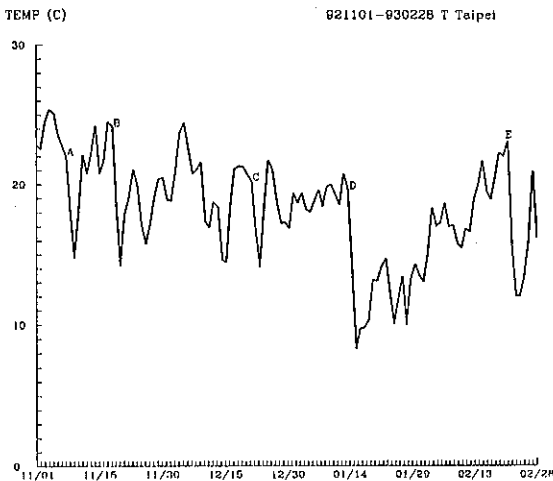


圖 2: 台北(板橋)測站 1992/11~1993/2 地面氣溫。圖示 A、B、C、D、E 為寒潮爆發之時間。

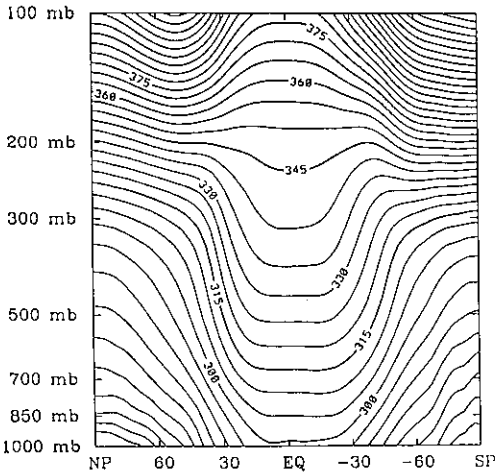


圖 3 冬季(DJF)全球緯向平均等位溫之垂直分布。摘自 Tomas and Webster, 1994。

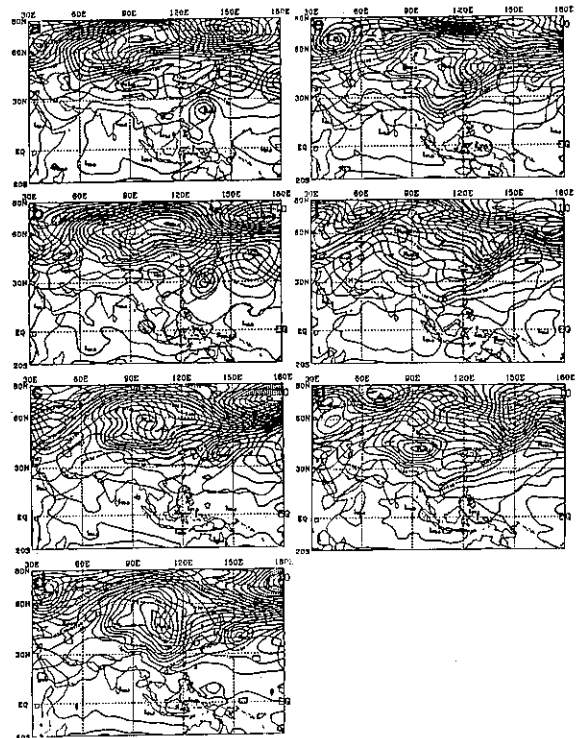


圖 4: 個案 A 之高度場, 粗線為 1000mb, 等值線距為 30m, 細線為 500mb, 等值線距為 60m。(a)11月5日, (b)11月6日, (c)11月7日, (d)11月8日, (e)11月9日, (f)11月10日, (g)11月11日, 1992年。

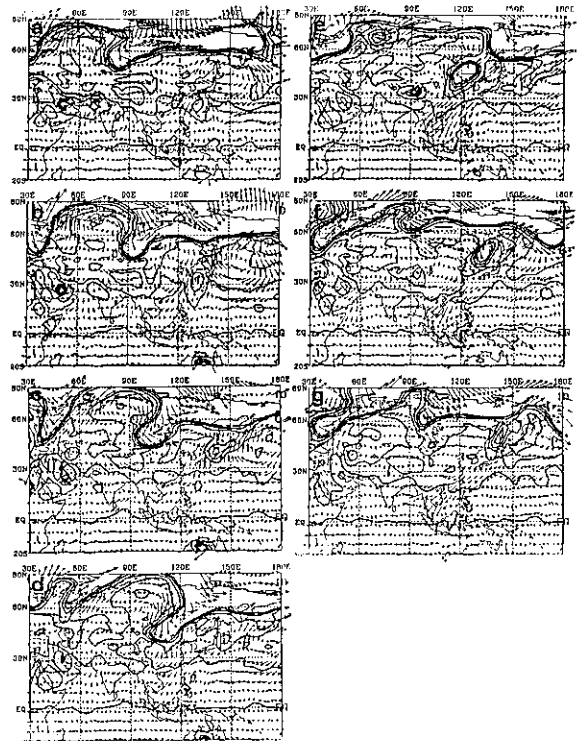


圖 5 同圖 4, 但為等位溫 300k 等位溫面上風場及 IPV 場。IPV 數值自 0 至 1.25, 等值線距為 0.25, 單位為 10⁻⁶(k.m²)/(s.Kg)。(a)11月5日, (b)11月6日, (c)11月7日, (d)11月8日, (e)11月9日, (f)11月10日, (g)11月11日, 1992年。

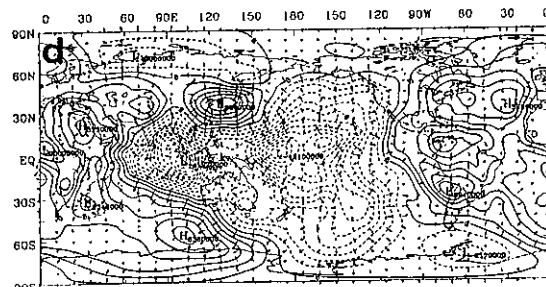
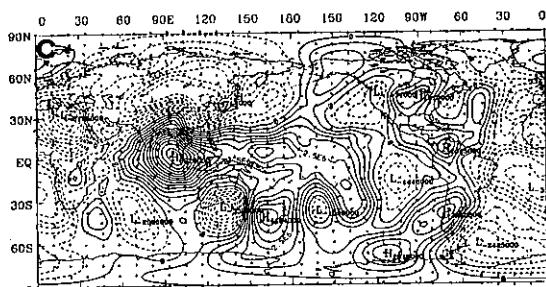
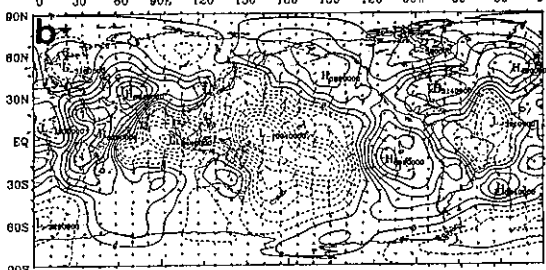
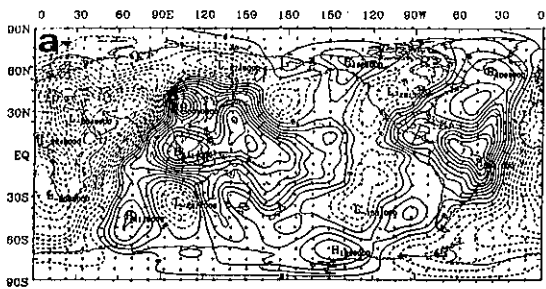


圖 6 個案 A 之速度位及輻散風場。(a)寒潮爆發前三天 850mb 之平均。(b)寒潮爆發前三天 200mb 之平均。(c)寒潮爆發後三天 850mb 之平均。(d)寒潮爆發後三天 200mb 之平均。等值線間距 850mb 為 5×10^6 , 200mb 為 1×10^6 。單位為 m^2/s 。

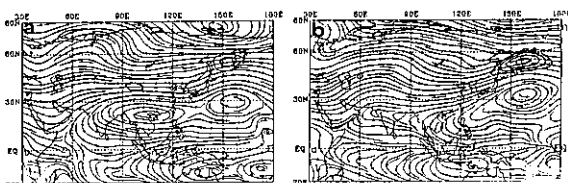


圖 7 個案 A 寒潮爆發前後 200mb 之氣流線。線向風速自 55m/s 起畫等值線。間距為 5m/s。(a)寒潮爆發前三天之平均。(b)寒潮爆發後三天之平均。

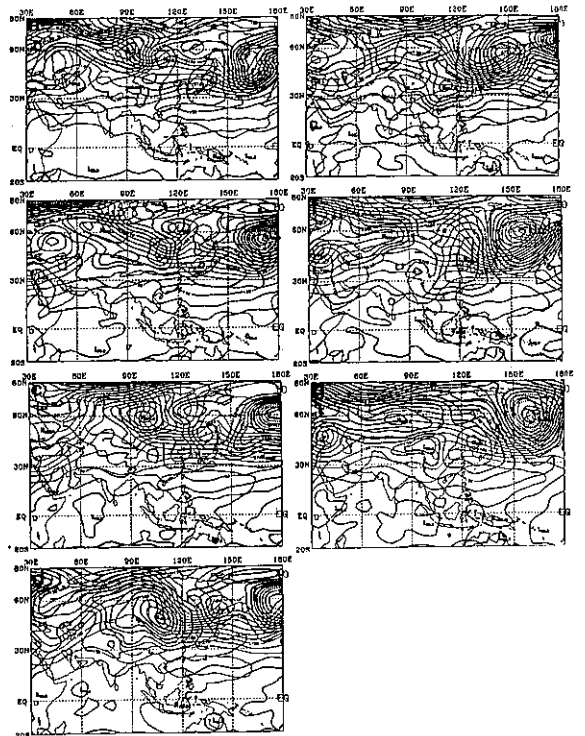


圖 8 同圖 4, 但為個案 C。(a)12 月 19 日。(b)12 月 20 日。(c)12 月 21 日。(d)12 月 22 日。(e)12 月 23 日。(f)12 月 24 日及(g)12 月 25 日, 1992 年。

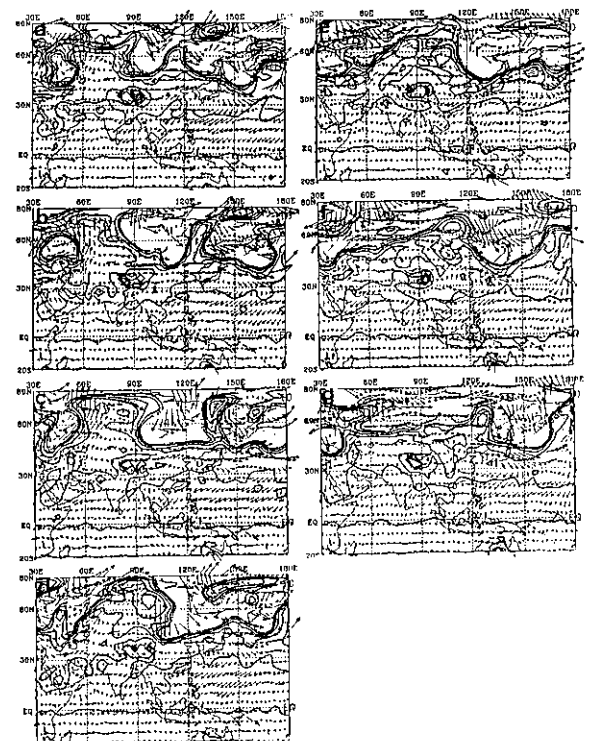


圖 9 同圖 5, 但為個案 C。(a)12 月 19 日。(b)12 月 20 日。(c)12 月 21 日。(d)12 月 22 日。(e)12 月 23 日。(f)12 月 24 日及(g)12 月 25 日, 1992 年。

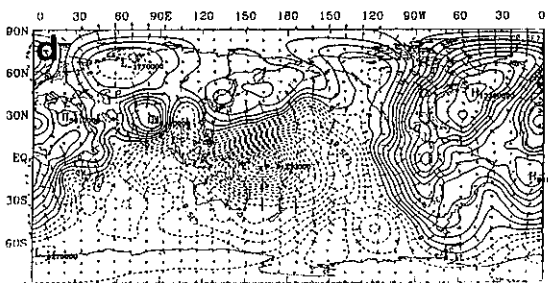
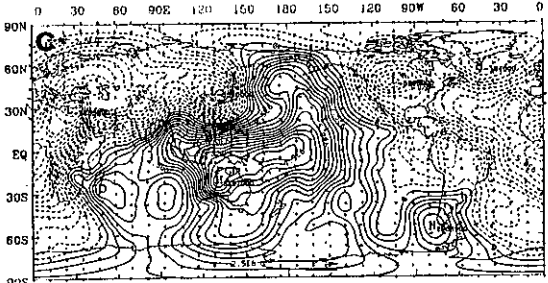
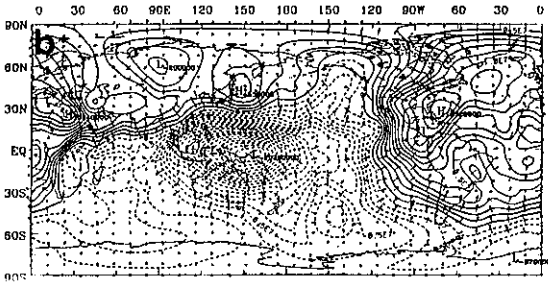
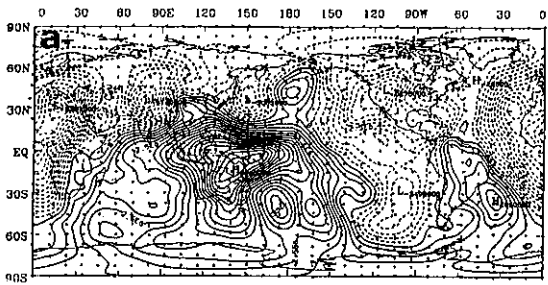


圖 10: 同圖 6, 但為個案 C。

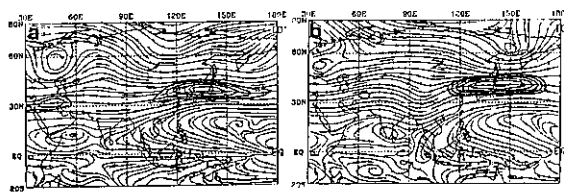


圖 11 同圖 7, 但為個案 C。

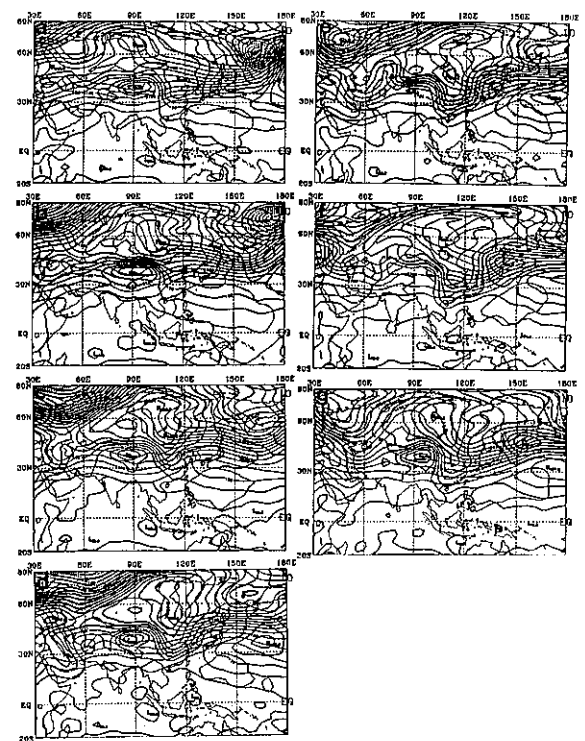


圖 12: 同圖 4, 但為個案 D. (a)1月11日, (b)1月12日, (c)1月13日, (d)1月14日, (e)1月15日, (f)1月16日及 (g)1月17日, 1993年。

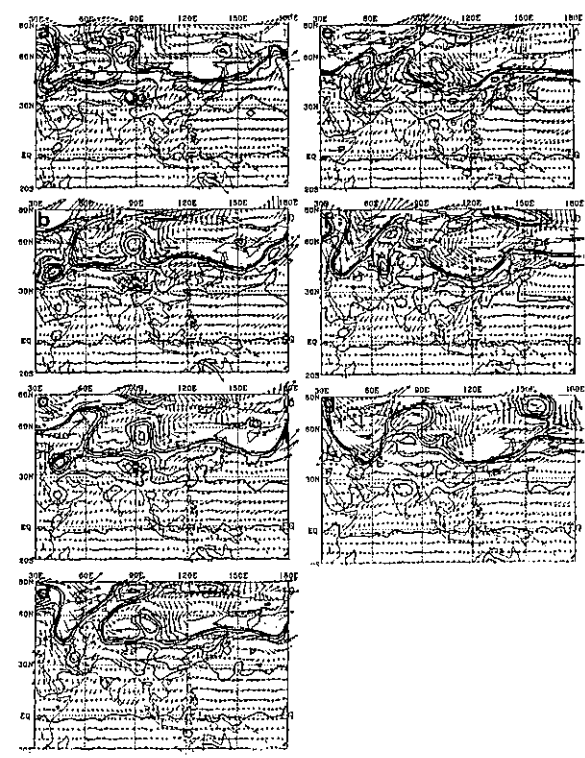


圖 13 同圖 5, 但為個案 D. (a)1月11日, (b)1月12日, (c)1月13日, (d)1月14日, (e)1月15日, (f)1月16日及 (g)1月17日, 1993年。

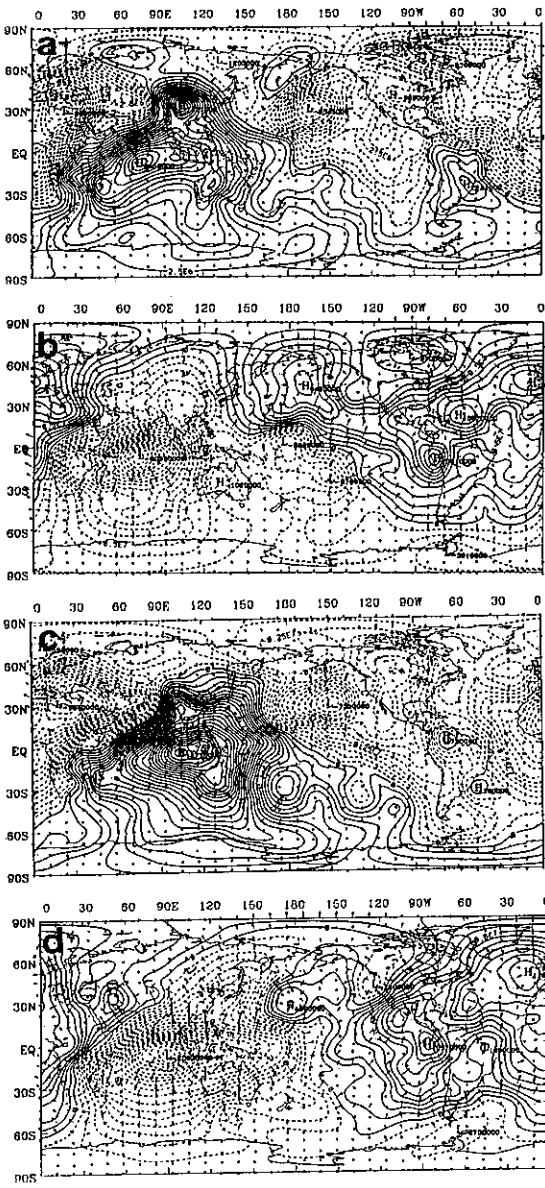


圖 14: 同圖 6, 但為個案 D。

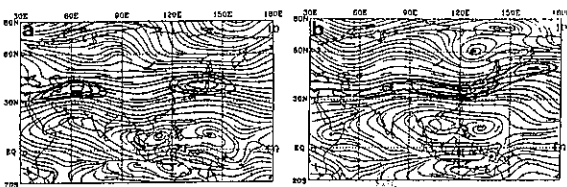


圖 15 同圖 7, 但為個案 D。

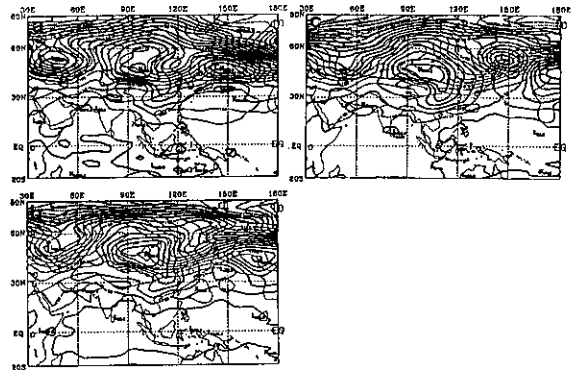


圖 16: 同圖 4, 但為個案 A 模式預報第 3 天至第 5 天之輸出, (a) 第 3 天, (b) 第 4 天, (c) 第 5 天, 分別和圖 4 之 (e), (f), (g) 相對應。

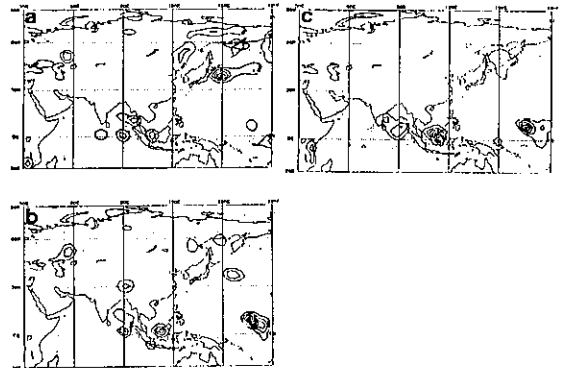


圖 17: 個案 A 模式預報第 3 天至第 5 天之降雨量, (a) 第 3 天, (b) 第 4 天, (c) 第 5 天, 陰影區即為降雨區, 等值線間距為 5 公厘/天。

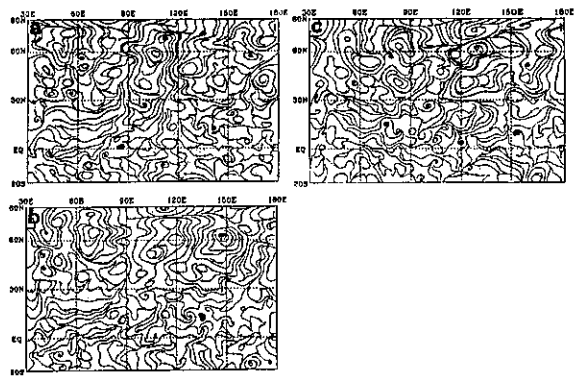


圖 18: 個案 A 具有地形及不具地形模擬結果, 300k 等位溫面上氣流線之差異, (a) 第 3 天, (b) 第 4 天, (c) 第 5 天。

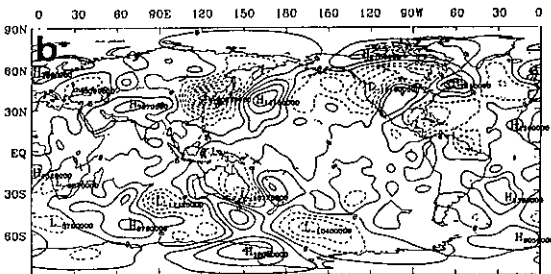
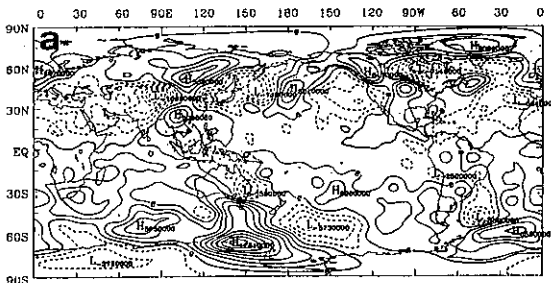


圖 19: 個案 A 具有地形及不具地形模擬結果, 第 4 天及第 5 天平均流函數之差異, (a)850mb, 等值線間距為 $1.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。(b)200mb, 等值線間距為 $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

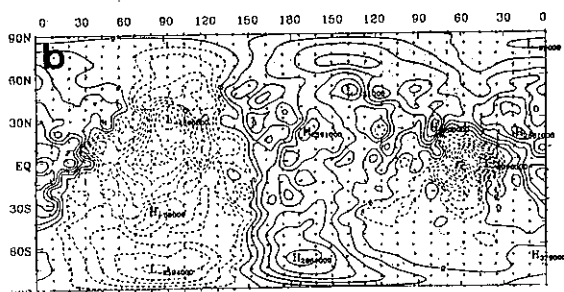
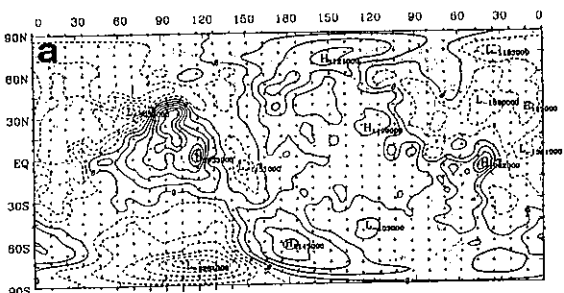


圖 20: 同圖 19, 但為速度位及輻散風之差異, (a)850mb, (b)200mb, 速度位等值線間距為 $5 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

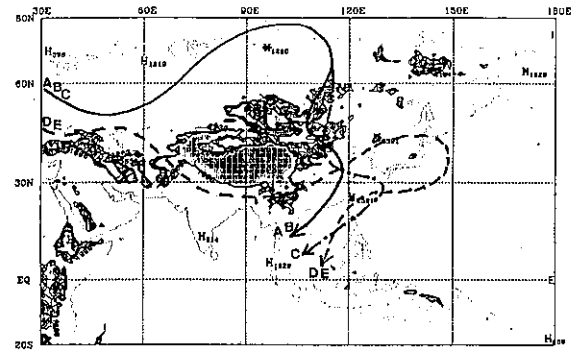


圖 21: 300k 等位面上寒潮南侵路徑分類示意圖, 陰影部分為高度高於 200 公尺之地形。

Cases Study on the Analysis and Simulation of the Cold Surges during the Intensive Observation Period of the TOGA COARE

Wen-Shung Kau Ting-Huai Chang
Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

Abstract

Cold surges, Mey-yui, typhoons and droughts are four main natural disasters in Taiwan area. Upon cold surges outbreak, weather patterns will change abruptly and severely, usually accompanied by enormous losses on economics of agriculture and fishery.

The data from the ECMWF grid points are applied in this paper to analyze cold surges cases invading the Taiwan area during the intensive observation period of the TOGA COARE. Results indicate that the important pre-cold-surge phenomena direct to a 500mb ridge field built around the Ural mountains. Right upon its outbreak, from the analysis of the potential vorticity on 300K isentropic surface, the southbound invasion path of the cold air can be classified into two categories; one is moving eastward from the high levels of the western Europe, after crossing over the Ural mountain, it flows along the eastern brink of the Himalayas, downward and southward, toward the Taiwan area and the South China Sea, the other is streaming eastward in the upper levels of the western Asia, obstructed by the Himalayas and split, the south-brink curving branch forms as an anticyclonic circulation in the northern mainland China with its circulation invading the Taiwan area. The southward invasion path during the transitional phase within this period is also eastward-bound from the western Europe, upon crossing the Ural mountains, the air is eastward moving, following the air-stream around 30° N and turning into southwesterly circulation on the western Pacific Ocean and further invading the Taiwan area. The position of the zonal strong-wind zone of the upper level (200mb) in 1993 (case D、E) is situated more southward than that in 1992 (case A、B), the time of changing is consistent with path changing.

Through data analysis, the correlation between the onset of the cold surges and the enhancement of the tropical convections can not be vividly certified. By adopting the numerical simulations, it indicates that the southward invasion of the cold surges will enhance the low-level convergence around the South China Sea. Suppose there already exist convective disturbances, the convection will be intensified; but, when there appear no obvious convections around, the low-level convergence can not sustain itself. If the invasion path of the cold air is from the circulation of the upper lever on the Pacific Ocean, it will also ignite the enhancement of the tropical low-level convergence on the western Pacific Ocean, if superposed upon with suitable low-frequency motion systems, the convection will clearly be enhanced; otherwise convergence enhancement can not force convection to intensity.

Key words : Cold surge, Potential vorticity on isentropic surface, Numerical simulation.