

冬季季風實驗期間東亞寒潮爆發對ITCZ的影響

陳泰然

李瑞麟

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國七十五年九月廿二日收稿，十月九日定稿)

摘要

本文在冬季季風實驗(WMONEX)期間，以南海北部地面北風分量強度為主要參考標準，選取四個東亞寒潮爆發個案。以850mb氣流線之氣旋式曲率最大值連線，定義ITCZ位置，並取南北各5個緯度作為ITCZ範圍，研究南海及鄰近地區(97.5~137.5°E)合成ITCZ對寒潮之反應。

結果顯示，南海北部與南部寒潮爆發在時間上幾無延遲現象，寒潮迅速影響赤道地區之ITCZ，特別是寒潮下游115°E以西之西段部分。西段ITCZ內之移行渦旋及其伴隨之運動參數(渦度、輻散度、垂直速度)，於寒潮爆發後12~24小時即增強，並於寒潮最強期達最強。西段滯性ITCZ部分，亦有相同反應，寒潮爆發12小時後並於700mb發展為滯性渦旋。此滯性渦旋之發展及維持，除深對流之潛熱釋放外，跨越ITCZ之熱力直接環流動能產生過程可能亦扮演重要角色。

一、前言

因為半永久性冷高壓在冬季於西伯利亞及蒙古地區建立，致使東亞地區冬季盛行東北季風。在東北季風期間，常有中緯度西風帶之移動性波動/擾動，激發冷氣團向南潰流，形成寒潮爆發，影響不同緯度地區之天氣。蔡(1984)分析伴隨寒潮之中緯度合成距平圖發現，台灣地區寒潮爆發為低對流層移動性系統所造成，這些系統主要由裏海北方往東或往東南移入中國大陸且屬範圍及強度均隨時間增大的移動性高壓。Joung and Hitchman(1982)分析16個東亞強烈寒潮爆發個案，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/脊系統之形成及向下游之移動與發展。Boyle and Chen(1987)之冬季

季風實驗期間(WMONEX)寒潮個案診斷分析，發現伴隨寒潮爆發之主要地面現象為中國大陸上移動性高壓之發展，此低層移動性高壓發展乃因中高對流層負渦度平流及低層冷平流而來，此動力驅動之移動性高壓顯然有別於半永久性西伯利亞高壓。

WMONEX在綜觀尺度及區域性問題方面之一項主要目的，為研究東亞之寒潮爆發。當大陸性冷氣團向東且向南潰流時，東亞地區寒潮經過之處溫度驟降，氣壓驟升，同時東海及南海東北風驟增。一般認為東亞寒潮爆發之主要天氣特徵，為華南地面溫度驟降且東亞沿海及海上之東北風增強。但若要求定義寒潮爆發，則因各研究者間之興趣對象差異甚大，故無共同標準(Boyle and Chen,

1987)。寒潮除對所經之處之區域天氣造成極大影響外 (Ramage, 1971), 亦影響低緯地區之綜觀尺度環流系統 (Boyle and Chen, 1987) 及中尺度對流系統 (Houze and Johnson 1987), 而這些熱帶地區系統對寒潮之反應隨即透過行星尺度環流影響中緯度及其他熱帶地區 (Lau and Chang, 1987; Lim and Chang, 1987)。

經過一系列之觀測分析研究 (Chang et al., 1979; Chang and Lau, 1980; 1981; 1982; Lau et al., 1983) 發現, 馬來西亞及印尼一帶之“海洋性陸地 (Maritime Continent)”深對流及其潛熱釋放與中緯度之寒潮爆發可能有密切之交互作用存在, 導致綜觀尺度及行星尺度環流之改變。這些寒潮爆發期間之中低緯度間交互作用, 可簡述如下。寒潮爆發前, 常因高層槽迅速東移至日本北部且加深, 致使槽後極地氣團之冷平流導致華北溫度驟降。此冷空氣在大陸地區下沉, 使東亞區域哈德里胞加速。此時, 被增強之哈德里胞環流上支南風非地轉氣流, 透過柯氏加速增強日本上空之東亞噴流。當寒潮抵達南海赤道地區時, 該區已存之綜觀尺度系統內之對流增強, 其潛熱釋放加熱熱帶大氣並生高層外流。由南海對流區向外之高層外流, 主要在驅動東西兩個沃克環流 (Walker circulation), 另一小部分外流則向北以維持原被增強之區域性哈德里胞環流。除此中低緯度之交互作用外, 東亞寒潮爆發亦可能影響南半球及北半球中緯度下游地區之天氣。Davidson et al. (1983) 分析 WMONEX 個案, 發現南海寒潮爆發 (北風增強) 四天後, 已侵入南半球且澳洲季風因而建立。陳 (1985) 與 Chiyu (1979) 均觀測到南海寒潮爆發時, 婆羅洲與蘇門答臘間之海峽跨越赤道流約增強一倍, 顯示東亞冬季季風期間之寒潮爆發與澳洲夏季季風密切關連。Lau et al. (1983) 分析 WMONEX 個案, 發現東亞寒潮爆發後有明顯之中緯度下游遙地相關。他們認為中太平洋區中緯度與熱帶偶合之增強, 可能對美國西岸綜觀尺度系統之發展具有很大的影響。

WMONEX 觀測資料之分析研究顯示, 婆羅洲北部鄰近區域之對流活動具有很規則的日夜變化, 深夜時陸風與東北季風在海上形成的低層輻合導致對流發展, 白天海風建立之後低層輻合及對流遂在陸上發展 (Houze et al., 1981; Johnson and Priegnitz, 1981; Johnson and Kriete, 1982)。此區對流活動除受規則之海陸風日夜變化控制之外, 亦受西移東風擾動及寒潮爆發之影響。當有擾動移入或寒潮爆發時, 因低層輻合之增強而使對流增強 (Chang et al., 1979; Houze et al., 1981; Johnson and Priegnitz, 1981; Zhu, 1983)。此種熱帶地區對流增強, 除透過高層外流影響中緯度及其他熱帶地區外, 亦使該區渦旋增強 (Chang et al., 1979) 及對流層頂降低 (Johnson, 1986)。Chang et al. (1979) 觀測到在強寒潮情況下, 熱帶地區氣旋式渦旋, 因低層輻合與組織性深對流層之增強, 可發展至幾近熱帶氣旋之強度。Chang et al. (1982) 利用 1978 年 12 月 1 日~1979 年 1 月 4 日間 WMONEX 資料, 對 5 次寒潮爆發前後在婆羅洲附近之渦旋做合成分析, 發現深對流大部份集中在環流系統西北區域, 並進一步證實組織性深對流在寒潮爆發後之增強, 對氣旋式渦旋增強過程扮演極重要角色。

雖然伴隨東亞寒潮爆發的冷鋒, 通常移至約 20° N 以南即已不易辨認, 但伴隨之風場反應却可迅速南移。當強寒潮抵達華南沿海時, 南海北風在鋒前數百公里範圍內即已同時增強 (Ramage, 1971; Chang et al., 1979)。Chu and Park (1984) 分析 WMONEX 寒潮爆發時之南海地區區域環流, 發現寒潮在低對流層經向環流之反應, 為質量迅速由中緯度流向赤道地區, 由 30° N 至赤道不需 3 天時間。Chang et al. (1983) 詳細分析地面資料, 發現寒潮爆發可分兩個階段南移至熱帶。第一階段為氣壓及風速之增強, 由其快速移行及伴隨之非地轉風特性, 顯示此階段可能係以重力波形式運動。第二階段則為一般的鋒面過境。

由上述已發表之研究結果, 顯見 WMONEX 之

後，我們對寒潮爆發對熱帶地區對流系統及氣旋式渦旋之影響已有相當了解，對寒潮期間中低緯度行星尺度之交互作用亦增加許多認識，唯有關寒潮爆發對間熱帶輻合帶（ITCZ）之影響部份，據筆者了解，尚未出現在任何公開之學術期刊上。本文目的即在利用 WMONEX 資料，以研究東亞寒潮爆發，對南海及鄰近地區 ITCZ 結構之影響，期能增加對寒潮與 ITCZ 關係之了解。

二、個案選取與資料處理

理論上，ITCZ 是地面氣壓最低的地方，但因熱帶地區氣壓場相當平坦，故不易由氣壓場來決定 ITCZ。因氣壓較低地區亦為南北半球風場輻合地區，故 ITCZ 亦為東北信風與東南信風的輻合帶。因熱帶大氣屬條件性不穩定，故此輻合帶理應為對流旺盛區域。若以衛星雲圖來定義 ITCZ

，則為以積雲及／或積雨雲形成的雲簇連線。熱帶之積雲上升區所佔面積較小，下沉區範圍大，雲帶內雲簇幾呈東西走向排列。一般而言，ITCZ 雲帶十分明顯。但若要進行定量分析，則由 ITCZ 雲帶並不易確定確切位置，故本文以 850 mb 風場氣流線來定義 ITCZ，取氣旋式曲率最大之連線。選擇 850 mb 層之一個理由，為 ITCZ 內渦旋在 850 mb 層最為明顯，較易確定（圖 1）。

在研究寒潮爆發對熱帶大氣之影響及中低緯度交互作用問題時，首先必需決定寒潮爆發個案選取之標準，以確定寒潮效應確可抵達熱帶。GARP（1980）定義，在 24~48 小時內南海地區平均北風分量至少增加 5 kt 至其平均值不小於 15 kt，即為寒潮爆發。此定義一般約與華南地區氣溫下降及氣壓上升一致。Chang and Lau（1982）以南海北部 18~20°N，110~120°E 區域內地面北風分量在 12~24 小時內增加超過 5 mS⁻¹ 且在 3

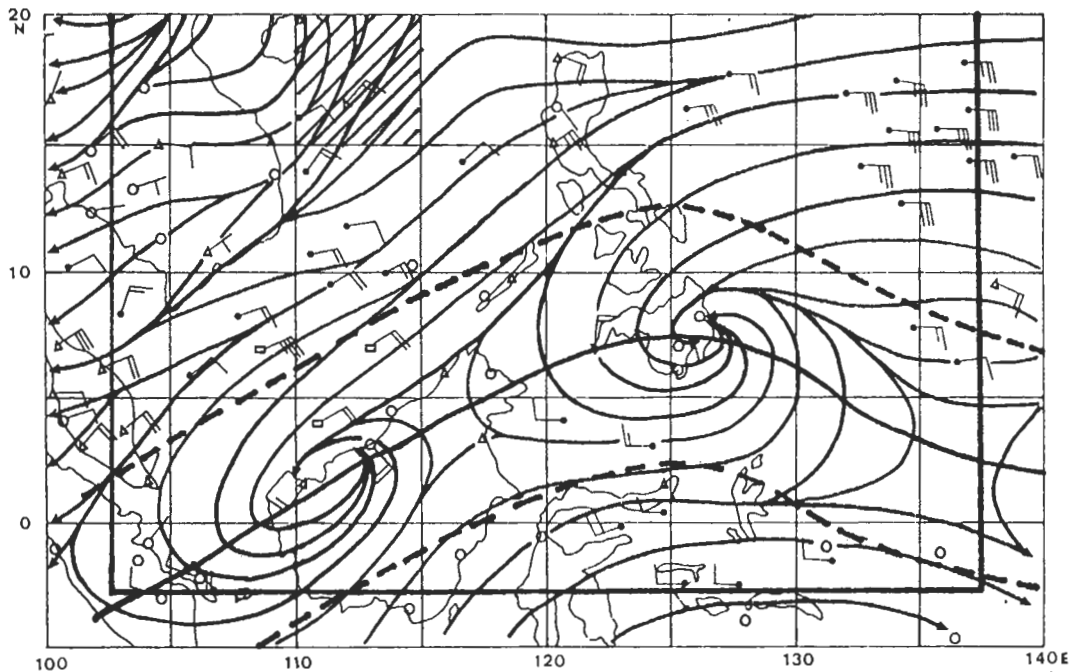


圖 1 1978 年 12 月 13 日 0000 GMT 南海及鄰 ITCZ 軸線（粗實線）、ITCZ 範圍（虛線）及定義寒潮之北風分量平均區域近地區 850 mb 氣流線（實線箭頭）、（斜線；15~20°N，110~115°E）。圖內所示風觀測，三角形為探空，空心圓為高空風，長方形為蘇俄船探空，實心圓為威斯康辛大學求出之 GM S-1 雲向量所示風場。

天或以上時間內增加之北風分量達 7 mS^{-1} 以上者，即定為寒潮期。Lau et al. (1983) 則以下列兩項標準選取寒潮事件。

(a) 當南海北部 ($15 \sim 20^\circ \text{N}$, $110 \sim 115^\circ \text{E}$) 區域船舶報告之平均地面北風分量增強至大於 8 MS^{-1} ，且

(b) 在(a)條件滿足前 $0 \sim 24$ 小時間，香港與 30°N , 115°E 處之二地氣壓差達 8 mb 以上。

他們定義在滿足(a)條件24小時前為寒潮爆發時刻。本文參照Lau et al. (1983) 使用之兩項標準分析圖2 (Sadler, 1979) 所示氣壓差及圖3所示南海北部 $15 \sim 20^\circ \text{N}$, $110 \sim 115^\circ \text{E}$ 區域內平均北風分量變化，在各次寒潮事件中，先確定寒潮最強期為平均北風分量達最強之時刻。如此選取1978年12月之4次寒潮最強時刻(oh)分別為5日0000 GMT、11日0000 GMT、14日1200 GMT及28日1200 GMT。達到最強時刻前之24小時內為北風加速期，故定義最強時刻24小時前為南海北部寒潮爆發時刻(-24 h)。因此，4個所選寒潮個案之寒潮爆發時刻分別為4日0000 GMT、10日0000 GMT、13日1200 GMT及27日1200 GMT。

本文利用Chang et al. (1981) 分析之風場資料，依上述標準所選取4個寒潮個案，將ITCZ風場分成移動性擾動部分及滯留性ITCZ部分，按寒潮最強時刻(oh)作時間合成平均，以研究ITCZ對寒潮爆發之反應。確切而言將就下列各項進行診斷分析：

(1) 分析含移動性擾動之ITCZ在寒潮爆發期間之合成結構特徵。

(2) 在ITCZ內之移動性擾動在寒潮爆發期間之合成結構。

(3) ITCZ部分運動場(包括垂直速度場、渦度場、輻散度、風場)在寒潮爆發期間之合成平均結構之變化特徵。

合成平均所選取個案之綜觀時間在0000 GMT及1200 GMT各有2個，故個案之日夜變化將被去除。如前所述，本文以850 mb風場流線氣旋式曲率最大點之連線定義ITCZ，並在南北各取5個緯度定義為ITCZ範圍，如圖1所示。此為典型850 mb風場，虛線指示ITCZ範圍，顯見ITCZ內有移動性氣旋式擾動(陳, 1985)。因各寒潮個案之ITCZ位置(850 mb氣旋式曲率最大連線)不盡相同，致使部分個案ITCZ南側

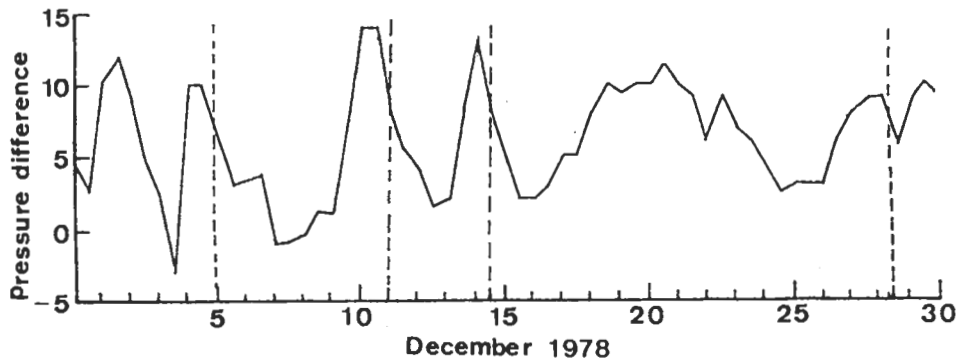


圖2 1978年12月1—30日0000與1200 GMT 香港與 30°N , 115°E 二地氣壓差 (mb) 分佈，虛線為南海北部寒潮最強時刻 (Sadler, 1979)。

5個緯度內有部份區域在 Chang et al. (1981) 所分析之資料區域之外，故僅取資料個案超過總數(4個個案各取7個綜觀時間，即28個)50%為 ITCZ 範圍，進行合成個案分析。各網格資料個案如表一所示。

為了研究 ITCZ 分量之結構特徵變化與寒潮爆發的相關性，則需去除 ITCZ 內移動性渦流及日夜變化之部份。因等量之 0000 GMT 與 1200 GMT 個案合成已去除日夜變化，故僅需假設 ITCZ 範圍內任一變數 A (可為風速、渦度場、輻散場、垂直速度場等) 為瞬變渦流分量 (即移行擾動) 及 ITCZ 分量之總和。以下為瞬變渦流去除之方式。

(a) 去除時間 (1978 年 12 月) 平均 \bar{A}

$$A' = A - \bar{A}$$

A' 為 ITCZ 內與時間平均之差量。

(b) 去除緯向平均 \bar{A}'^x

$$A'' = A' - \bar{A}'^x$$

\bar{A}'^x 為以 850 mb ITCZ 範圍內所得緯向網格點平均。

(c) 去除經向平均 \bar{A}''^y

$$A''' = A'' - \bar{A}''^y$$

A''' 為瞬變渦流分量 (移動性)

(d) 由下式可得 ITCZ 分量

$$A(\text{ITCZ}) = A - A'''$$

以 12 月 3 日 1200 GMT 為例，圖 4~6 為當時 ITCZ 範圍內總量及各分量之 950 mb (梯度風層)、850 mb、700 mb 與 500 mb 流場分佈。950 mb 及 850 mb 總量在 115~120°E 附近的婆羅洲北部有一氣旋式渦旋，此渦旋在 ITCZ 分量流場裏已被去除，合理地出現在移行渦流分量裏。

三、結果

(一) ITCZ 總量及瞬變渦流分量之結構變化

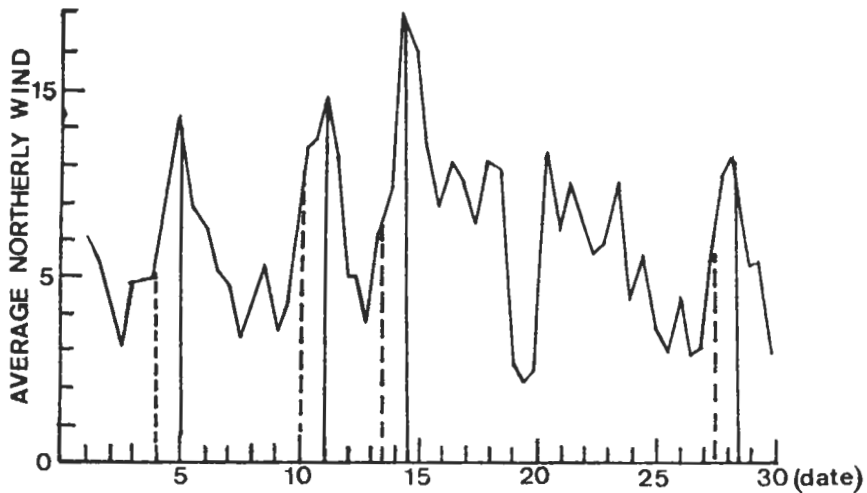


圖 3 1978 年 12 月 1—30 日 0000 與 1200 GMT 南海北部 15—20°N，110—115°E 區域內地面平均北風分量 (ms^{-1}) 分佈，直線為寒潮最強時刻，虛線為所定義之寒潮爆發時刻。

表一 四個寒潮個案在寒潮最強期前後各36小時之7個綜觀時間，各網格用於合成之資料個數。虛綫為850 mb ITCZ 軸綫。

| | | | | | | | | | | | | | |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 25 | 25 | 25 | 26 | 26 | 26 | 25 | 25 | 23 | 23 | 23 | 21 | 19 | 20 |
| 25 | 25 | 25 | 26 | 26 | 26 | 25 | 25 | 23 | 23 | 23 | 21 | 19 | 20 |
| -25 | -25 | -25 | -26 | -26 | -26 | -25 | -25 | -23 | -23 | -23 | -21 | -19 | -20 |
| 14 | 20 | 23 | 25 | 26 | 26 | 24 | 23 | 21 | 20 | 19 | 18 | 15 | 17 |

110° E

120°

130°

由各層之輻散度、渦度與垂直速度之合成結構分析，顯示ITCZ西段在寒潮爆發後12小時開始增強，但在寒潮最強期後12小時減弱，之後36小時再度加強。其他區域則無明顯變化。西段約在婆羅洲的西北岸，常有移動性渦流移入，顯然移動性渦流將使該區的運動場合成結構在寒潮爆發期間變化不明顯(圖未示)。

表二為寒潮期間西段(110°E以西)渦度最大值相鄰9點平均值各層的時間分佈，顯示寒潮爆發後12~24小時移動性渦流分量由負渦度增為oh之正渦度最大值，導致ITCZ總量在寒潮最強期

正渦度突增，之後12小時減弱，到36小時後再度增強。顯然移動性渦流之時間變化，使ITCZ總量之渦度在寒潮爆發期間變化不明顯。垂直速度在西段最大9點平均如表三所示，顯見在寒潮最強期(oh)移動性擾動部份之上升運動增強，使ITCZ總量之上升運動增強，12小時以後移動性擾動上升速度減弱，亦使ITCZ總量之上升運動減弱。表四為輻散度之時間分佈，顯示除梯度風層外，移動性擾動的時間變化亦影響ITCZ總量之輻散度，由oh到12h增強，12h後減弱。

綜合以上所述，顯見移動性擾動確使ITCZ

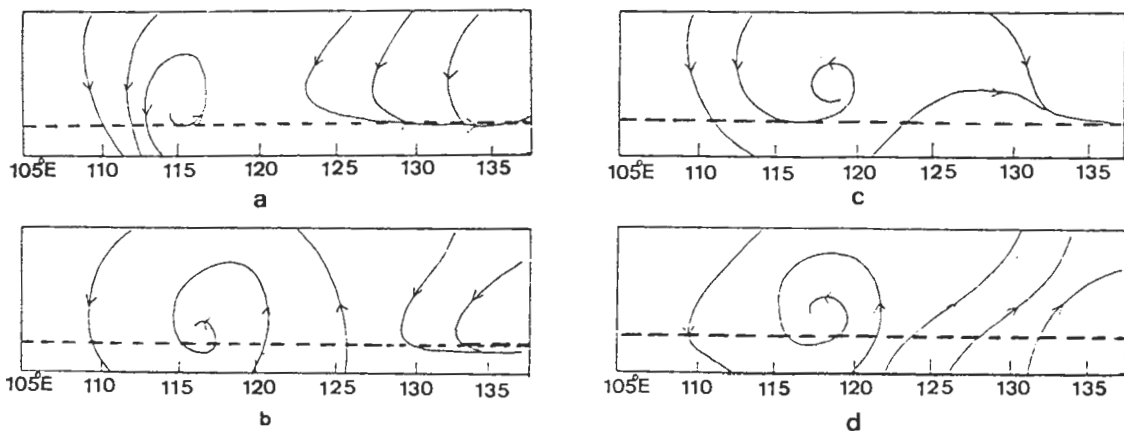


圖4 1978年12月3日1200 GMT ITCZ範圍內(a)950 mb、(b)850 mb、(c)700 mb及(d)500 mb各層流場，虛線為850 mb ITCZ位置。

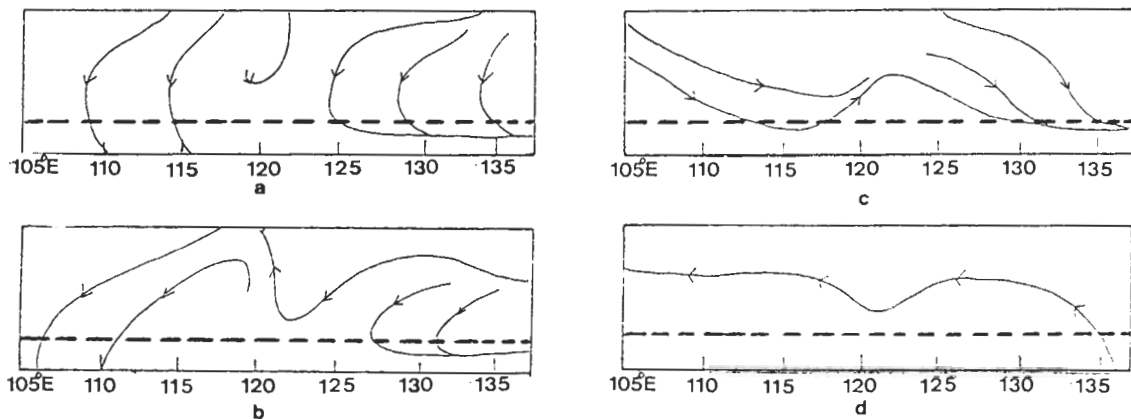


圖5 同圖4，但為滯性ITCZ分量。

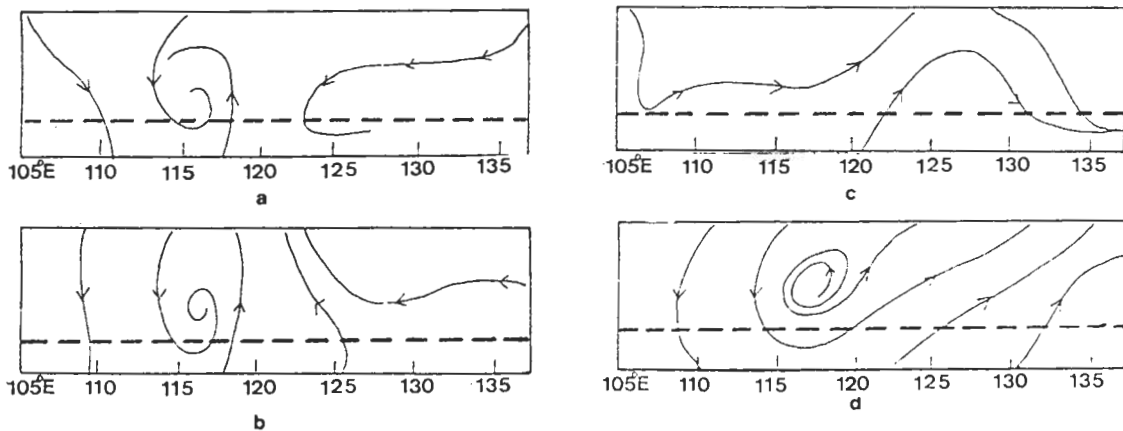


圖6 同圖4，但為移動性渦流分量。

總量之合成平均結構在寒潮期間變化不明顯。故欲確切了解ITCZ分量對寒潮爆發之反應，需先去除移行擾動之分量。

(二)滯性ITCZ分量之結構變化

1 風場

圖7為850mb氣流線與等風速線分佈，其他各層圖未示(參見李，1985)。顯見ITCZ上

風速最小，其北側寒潮期間均為東北風，寒潮爆發時(-24h)東北風增強，到寒潮最強期(0h)亦達最強，此和先前Ramage(1971)及Chang et al.(1979)觀測一致。顯示寒潮抵南海北部時，南海南部及鄰近之低緯地區東北風亦同時增強。12小時後東段開始減弱，西段則維持至36h。梯度風層(~950mb)變化與850mb相似。700

表二 寒潮最強期 (0h) 前36小時到後36小時間 (寒潮爆發在-24h)，各層 ITCZ 西段渦度最大值之相鄰9點平均 (10^{-5} s^{-1})。A表ITCZ總量，B表瞬變渦流，C表滯性ITCZ分量。

| | | -36 h | -24 h | -12 h | 0h | 12 h | 24 h | 36 h |
|--------|---|-------|-------|-------|-----|------|------|------|
| 950 mb | A | 1.8 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 2.2 | 2.4 | 2.4 |
| | B | -0.1 | -0.4 | 0.1 | 0.3 | -0.0 | 0.0 | 0.0 |
| | C | 1.9 | 1.9 | 1.9 | 2.1 | 2.3 | 2.3 | 2.4 |
| 850 mb | A | 1.8 | 1.7 | 2.0 | 3.0 | 2.4 | 2.6 | 2.7 |
| | B | -0.0 | -0.3 | -0.0 | 0.5 | -0.1 | 0.1 | 0.1 |
| | C | 1.9 | 2.0 | 2.0 | 2.4 | 2.5 | 2.5 | 2.6 |
| 700 mb | A | 1.3 | 1.1 | 1.4 | 1.9 | 1.7 | 1.8 | 2.2 |
| | B | -0.1 | -0.4 | -0.2 | 0.2 | -0.2 | 0.0 | 0.2 |
| | C | 1.4 | 1.5 | 1.5 | 1.7 | 1.7 | 1.8 | 2.0 |
| 500 mb | A | 1.3 | 1.0 | 1.4 | 1.9 | 1.8 | 1.8 | 2.2 |
| | B | -0.1 | -0.4 | -0.1 | 0.2 | -0.1 | 0.0 | 0.2 |
| | C | 1.4 | 1.4 | 1.5 | 1.7 | 1.8 | 1.8 | 2.0 |

mb ITCZ 北側，東北東風於寒潮爆發後12小時 (-12h) 開始增強，最強烈後12小時減弱。於寒潮爆發後12小時，在 $110 \sim 115^\circ \text{E}$ (婆羅洲附近) 形成氣旋式渦旋，此滯性渦旋維持強度至寒潮最強期後24小時才減弱。500 mb 有跨越赤道之南來氣流，中段為南風，東段東南風，風速亦在寒潮爆發後12小時增強，於寒潮最強期達最強，12小時後減弱。

由上所述各層合成風場之變化顯示，橫跨 ITCZ 之局部哈德里胞在寒潮爆發後12小時增強，在寒潮最強期其強度亦達最強，12小時後減弱。Chuang and Park (1984) 在1978年12月9~13日之個案分析裏，發現 $100 \sim 126^\circ \text{E}$ 之南海北部與

赤道間之平均質量環流，亦呈此種熱力直接式之哈德里胞環流。在哈德里胞增強時，於ITCZ西段之700 mb 形成滯性渦流。

2 渦度場

圖8為寒潮期間850 mb 渦度場分佈，其他各層圖未示。ITCZ 西段 (115°E 以西) 於寒潮爆發後12小時 (-12h) 增強，之後持續維持強度至寒潮最強期後36小時。東段亦於爆發後12小時增強，但於寒潮最強期後12小時減弱。梯度風層 (~950 mb) 及700 mb 均與850 mb 變化相近；500 mb 西段變化不似其下各層明顯，但東段之變化相近。圖9為沿ITCZ軸之渦度垂直剖面分佈

表三 同表二，但為垂直速度 ($\mu \text{ b s}^{-1}$)。

| | | -36 h | -24 h | -12 h | 0h | 12 h | 24 h | 36 h |
|--------|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 950 mb | A | -0.3 | -0.4 | -0.4 | -0.8 | -0.5 | -0.5 | -0.3 |
| | B | 0.1 | -0.1 | -0.1 | -0.2 | 0.3 | -0.0 | 0.1 |
| | C | -0.4 | -0.4 | -0.4 | -0.6 | -0.5 | -0.5 | -0.4 |
| 850 mb | A | -4.3 | -3.0 | -2.0 | -7.2 | -4.8 | -5.0 | -1.8 |
| | B | -0.7 | 0.6 | 1.3 | -3.3 | -0.3 | -0.2 | 2.6 |
| | C | -3.4 | -3.5 | -3.4 | -3.9 | -4.5 | -4.8 | -4.4 |
| 700 mb | A | -7.6 | -2.4 | -7.4 | -12.3 | -12.3 | -8.4 | -3.7 |
| | B | -1.8 | 3.2 | -2.0 | -5.1 | -3.5 | 0.4 | 4.7 |
| | C | -5.9 | -5.9 | -5.4 | -7.3 | -8.7 | -8.8 | -8.4 |
| 500 mb | A | -11.5 | -2.3 | -11.2 | -21.0 | -22.3 | -12.0 | -5.7 |
| | B | -1.1 | 8.2 | -2.3 | -9.0 | -7.9 | 2.0 | 7.1 |
| | C | -10.3 | -10.5 | -9.0 | -11.9 | -14.4 | -13.7 | -13.0 |

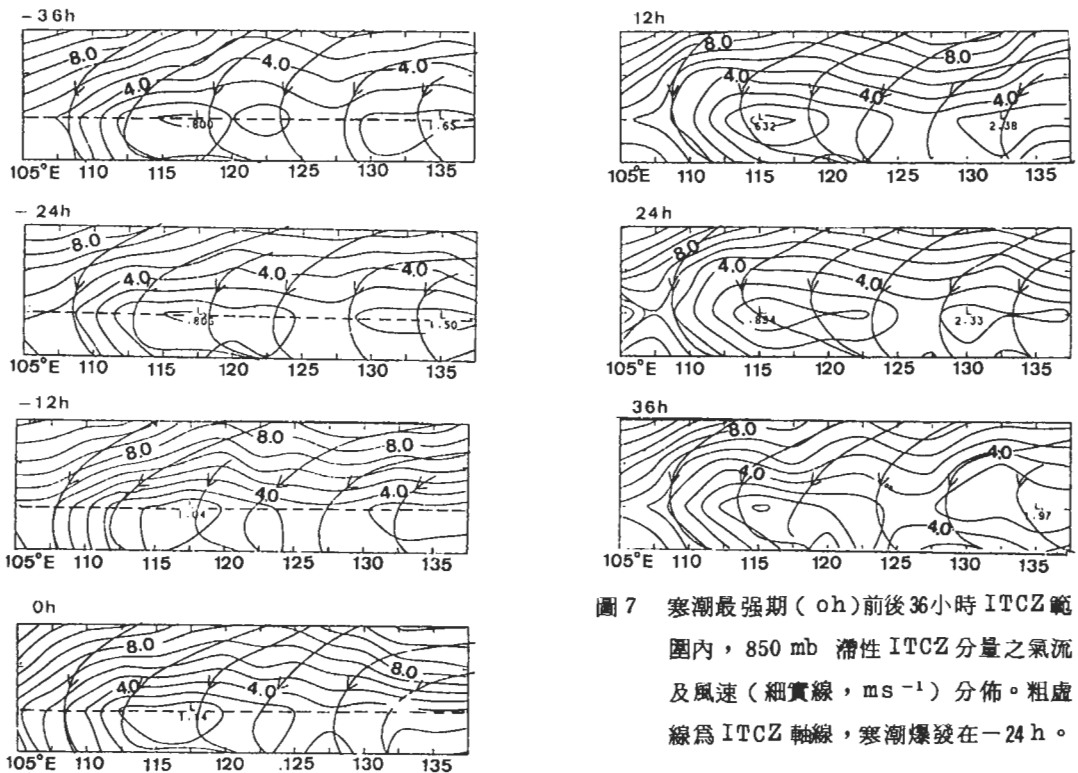


圖7 寒潮最強烈(0h)前後36小時ITCZ範圍內, 850 mb 滯性ITCZ分量之氣流及風速(細實線, ms^{-1})分佈。粗虛線為ITCZ軸線, 寒潮爆發在-24h。

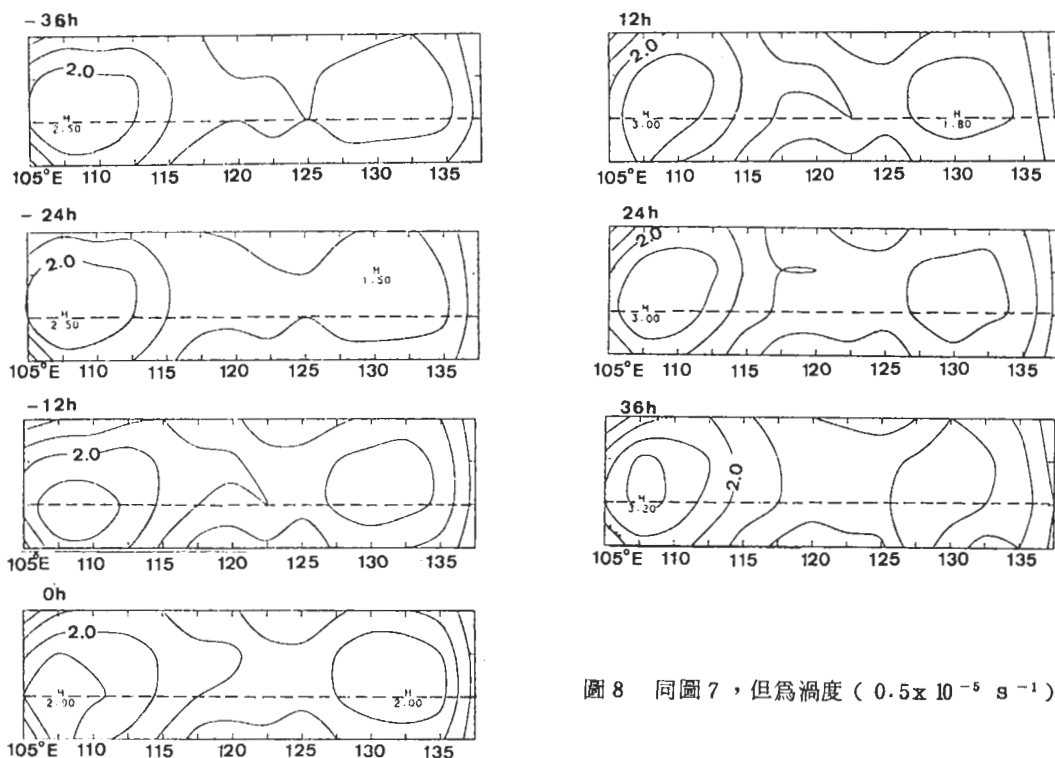


圖 8 同圖 7，但為渦度 ($0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

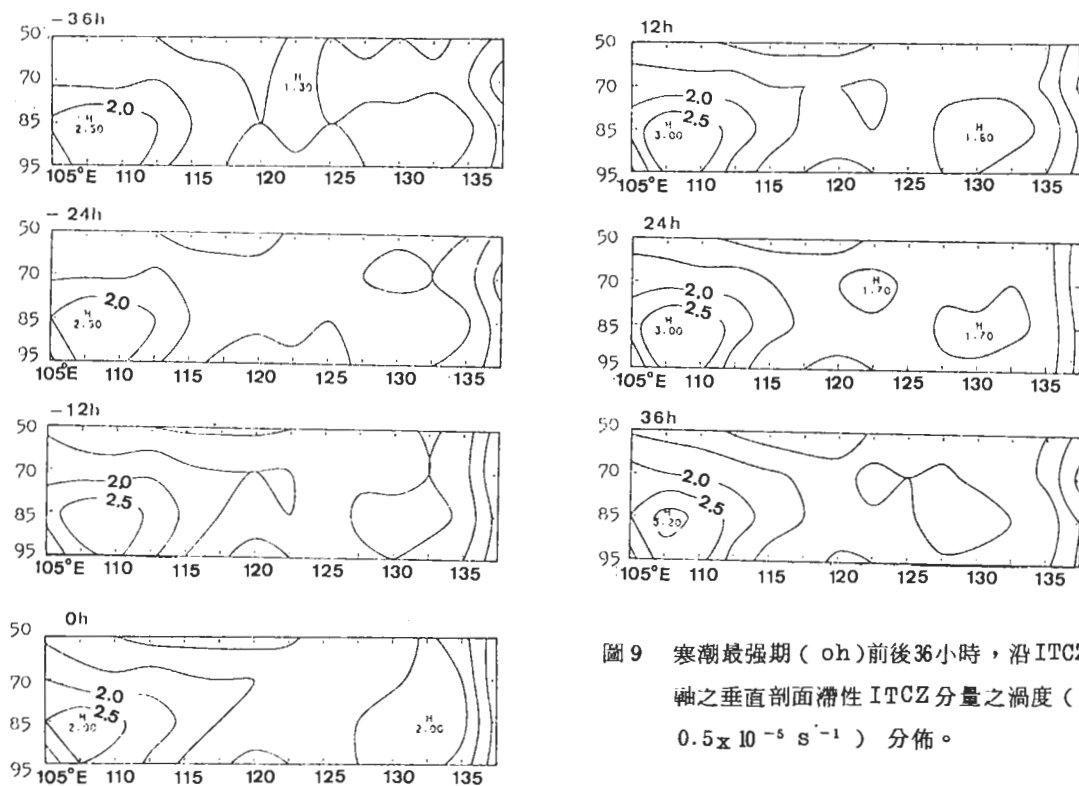


圖 9 寒潮最強期 (0h) 前後 36 小時，沿 ITCZ 軸之垂直剖面滯性 ITCZ 分量之渦度 ($0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 分佈。

。顯見，不論東西段最大渦度均出現在 850 mb 並向上下減弱，此層亦為 I T C Z 內渦旋發展最完整之高度，西段低對流層各層渦度均於爆發後 12 小時增強，之後維持強度至寒潮最強期後 36 小時。西段此種變化趨勢，在取 9 點最大值平均之後仍很明顯，如表二所示。寒潮爆發後正渦度略增，在寒潮最強期增加顯著，之後維持平穩或繼續增強。

3 輻散場

寒潮爆發期間，梯度風層 (~950 mb) 之輻散度分佈如圖 10 所示，其他各層圖未示。顯見 I T C Z 西段，特別是其南側，為顯著之輻合區。該區輻合於寒潮爆發後 12 小時 (-12 h) 開始增強，寒潮最強期 (0 h) 大增，之後持續增強至 36 h 時減弱。850 mb 以上各層，西段北側有顯著輻散，寒潮爆發後輻散減弱。850 mb 與 700 mb 南側輻合區變化與梯度風層相似，於寒潮爆發後增強。這種變化趨勢，亦反應於 I T C Z 分量 9 點最大值平均

，如表四所示。即最大輻合區域 9 點平均值顯示，梯度風層之輻合於寒潮爆發後 12 小時增強，之後雖有變化，但均維持在比爆發前更大輻合之情況。

850 mb 及 700 mb，在寒潮最強期之輻合增強較為顯著，之後維持平穩或增強；500 mb 變化較不明顯。

4. 垂直速度場

垂直速度以運動學法計算，並以梯度風層作為下邊界，僅考慮地形強迫作用，未考慮摩擦作用。因僅積分至 500 mb，故未作任何調整。僅以 700 mb 代表低對流層，如圖 11 所示，其他各層圖未示。顯示 I T C Z 西段北側有下沉，寒潮爆發 12 小時之後開始減弱。西段南側有上升，於寒潮最強期增強，之後持續增強至 24 h。850 mb 及 500 mb，在 I T C Z 西段北側亦有下沉；南側上升，變化與 700 mb 相似。西段此種變化趨勢，在取最大上升運動 9 點平均 (表三) 之後，亦極明顯。850 mb

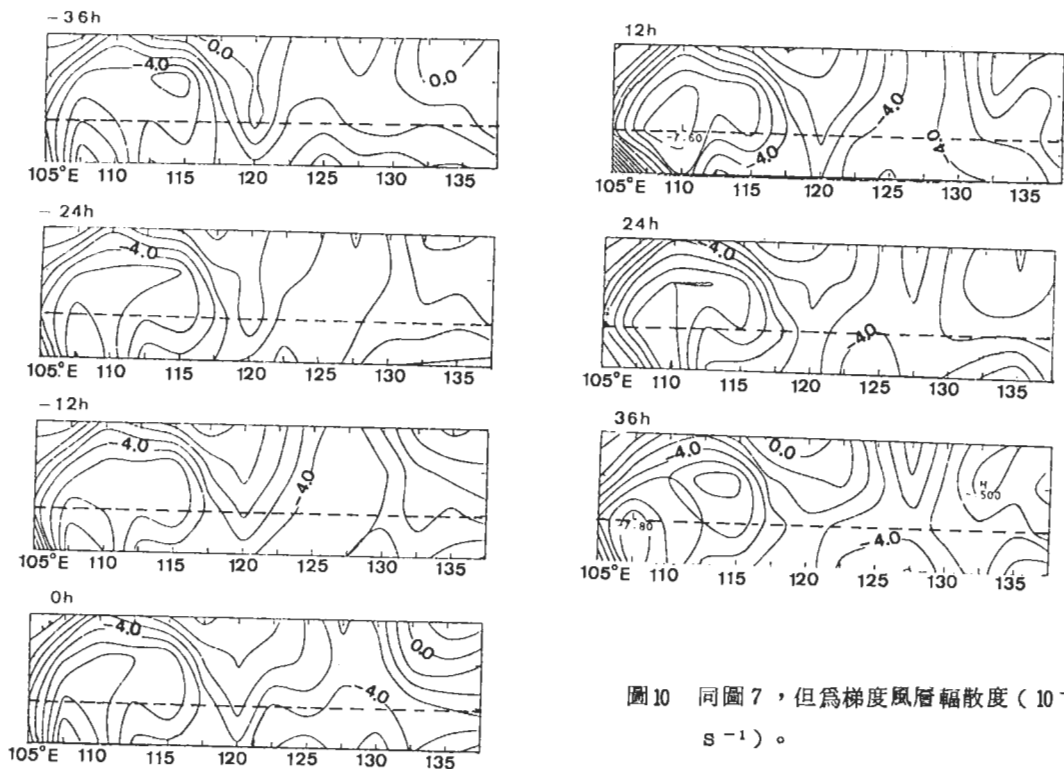


圖 10 同圖 7，但為梯度風層輻散度 ($10^{-6} s^{-1}$)。

表四 同表二，但為輻散度 (10^{-6} s^{-1})。

| | | -36 h | -24 h | -12 h | 0h | 12 h | 24 h | 36 h |
|--------|---|-------|-------|-------|-------|------|------|------|
| 950 mb | A | -5.0 | -4.5 | -7.3 | -12.0 | -4.5 | -6.2 | -1.8 |
| | B | 0.0 | 0.8 | -1.8 | -5.8 | 1.1 | 0.0 | 3.9 |
| | C | -5.0 | -5.2 | -5.7 | -6.2 | -5.7 | -6.2 | -5.7 |
| 850 mb | A | -3.1 | -1.4 | -2.4 | -2.6 | -5.0 | -4.2 | -2.5 |
| | B | -1.7 | 0.2 | -1.4 | -0.8 | -1.9 | -0.7 | 1.2 |
| | C | -1.5 | -1.6 | -0.9 | -1.9 | -3.2 | -3.4 | -3.8 |
| 700 mb | A | -2.6 | 1.1 | -1.7 | -3.5 | -6.8 | -1.2 | -1.3 |
| | B | -0.5 | 3.3 | -0.1 | -1.2 | -3.4 | 1.7 | 1.3 |
| | C | -2.0 | -2.2 | -1.6 | -2.3 | -3.4 | -2.9 | -2.8 |
| 500 mb | A | -3.7 | -2.1 | -2.2 | -5.2 | -5.3 | -2.1 | -1.4 |
| | B | -0.6 | 0.8 | -0.0 | -2.4 | -2.4 | 0.2 | 0.8 |
| | C | -3.0 | -2.9 | -2.1 | -2.8 | -3.0 | -2.4 | -2.3 |

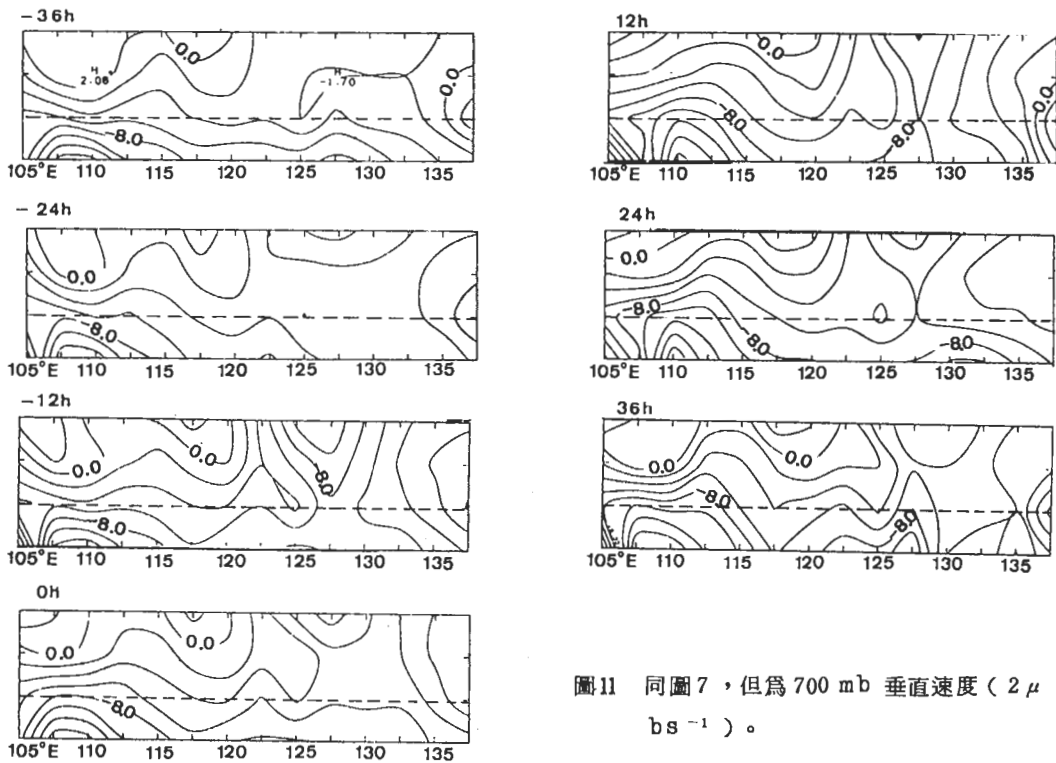


圖11 同圖7，但為700 mb 垂直速度 ($2 \mu \text{ bs}^{-1}$)。

以上各層，上升速度於寒潮最強期(○h)顯著增強，之後，持續增強至24h。

四、結論與總結

本文在1978年12月WMONEX期間，選取4次寒潮爆發個案，以南海北部北風分量最大值及增強為主要參考指標，定義寒潮最強期(○h)及爆發期(～-24h)，分析合成之ITCZ內移行渦流及滯性ITCZ分量對寒潮爆發的反應。合成風場顯示寒潮在南海北部(～20°N)爆發時，赤道附近ITCZ北側之東北風同時增強，特別是115°E以西之ITCZ西段部分。在寒潮最強期，ITCZ北側東北風亦達最強。此種在赤道附近之寒潮效應，與南海北部地區之寒潮爆發幾無時間上之延遲現象，在個案研究裏亦有相同發現(Ramage, 1971; Chang et al., 1979)。Chang et al.(1983)之個案研究結果認為，此種現象乃伴隨寒潮爆發重力波快速南傳之反應。

寒潮爆發對南海及鄰近地區ITCZ之主要影響部分，為115°E以西之西段部分，對中段及東段之影響顯較西段為小，此點可由圖1所示西段部分，恰在寒潮爆發時東北風增強之直接下風區獲得理解。西段ITCZ內之移行渦流分量，對寒潮爆發之反應十分明顯。寒潮爆發後12～24小時間，低對流層輻合增強，同時氣旋式渦度及上升運動亦增強，這些運動參數於寒潮最強期亦達最大(表二至表四)。顯然，寒潮爆發時低層輻合及上升運動增強，而伴隨發展之深對流則在使渦旋增強。Chang et al.(1979)及Johnson and Priegnitz(1981)對西移渦旋之個案分析，發現亦有相同的結果。Chang et al.(1982)對婆羅洲附近1978年12月所有滯性及移行渦旋之合成分析亦有相同發現。

寒潮爆發對西段滯性ITCZ部分之影響，非常顯著。寒潮爆發後12小時，低對流層各層氣旋式渦度增強，同時ITCZ北側盛行輻散及下沉運動且ITCZ上與南側輻合及上升運動增強，氣旋式

渦度，輻合及上升運動亦於寒潮最強期達最大，之後維持強度至36小時後。風場與上述運動參數所隱含之跨越ITCZ哈德里胞熱力直接環流，亦在寒潮爆發後12小時增強，此時滯性渦旋於700mb形成。顯然，此種滯性渦旋之形成及維持，除深對流之潛熱釋放外，跨越ITCZ之熱力直接環流動能產生過程可能亦占重要角色。Lim and Chang(1981)之理論研究結果則認為，寒潮爆發導致婆羅洲附近之氣旋式渦旋增強，為滯性洛士貝波之反應。

本文研究1978年12月WMONEX寒潮爆發對ITCZ合成個案之影響，結果可摘要為以下數點：

- (1) 南海北部寒潮爆發，其效應快速南傳影響赤道附近之ITCZ，幾無時間延遲。
- (2) 東亞寒潮爆發，影響南海及鄰近地區之ITCZ，影響最顯著者為115°E以西婆羅洲附近之西段ITCZ。
- (3) 西段ITCZ內移行渦流之低對流層輻合、氣旋式渦度及上升運動，在寒潮爆發後12～24小時增強，於寒潮最強期亦達最強。
- (4) 西段滯性ITCZ部分，對寒潮爆發之反應十分顯著。其伴隨之渦度、輻散度及垂直速度於寒潮爆發後12小時增強，於寒潮最強期亦達最大。
- (5) 西段滯性ITCZ部分，隱含有熱力直接式之哈德里胞環流，其強度在寒潮爆發後12小時增強，於寒潮最強期亦達最強。
- (6) 西段ITCZ之滯性渦旋產生及維持，除有賴深對流之潛熱釋放外，跨越ITCZ之熱力直接環流動能產生過程，可能亦占重要角色。

誌謝

本研究在國科會專案計畫NSC75-0202-M002-06支持下完成。

參考文獻

- 李瑞麟, 1985: 東亞寒潮爆發對中國南海及鄰近地區 ITCZ 的影響。台大天氣所碩士論文, 105 頁。
- 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。台大天氣科學研究所研究報告 NTUATM - 1985-05, 74 頁。
- 蔡清彥, 1984: 大尺度擾動與寒潮爆發。大氣科學, 11, 71-84。
- Boyle, J.S., and G.T.J. Chen, 1987: Synoptic aspects of the wintertime East Asian Monsoon. Reviews in Monsoon Meteorology, Oxford Univ. Press (in press).
- Chang, C.P., B.K. Cheang and G.T.J. Chen, et al., 1981: Regional synoptic analysis during Phase I of Winter MONEX. Tech. Rep., Dept. Meteor., Noval Post-graduate School, 285pp.
- _____, J.E. Erickson and K.-M. Lau, 1979: North-easterly cold surges and near-equatorial disturbances over the Winter MONEX area during December 1974. Part I: Synoptic aspects. Mon. Wea. Rev., 107, 812-829.
- _____ and _____, 1982: Short-term planetary-scale interactions over the tropics and midlatitude during northern winter. Part I: Contrasts between active and inactive periods. Mon. Wea. Rev., 110, 933-946.
- _____, J.E. Millard and G.T.J. Chen, 1983: Gravitational character of cold surges during Winter MONEX. Mon. Wea. Rev., 111, 293-307.
- Chiyu, T., 1979: A preliminary study of low-level winds over Peninsular Malaysia during the 1976-1977 northeast winter monsoon. J. Meteor. Soc. of Japan, 57, 354-357.
- Chu, P.S., and S.U. Park, 1984: Regional circulation characteristics associated with a cold surge event over East Asia during winter MONEX. Mon. Wea. Rev., 112, 955-965.
- Davidson, N.E., J.L. McBride and B.J. McAvaney, 1983: The onset of the Australian monsoon during Winter MONEX: Synoptic aspects. Mon. Wea. Rev., 111, 496-516.
- GARP, 1980: Global Weather Experiment: Winter MONEX field place report. ICSU/WMO, 1-1~10-12.
- Houze, R.A., Jr., S.G. Geotis, F.D. Marks and A.K. West, 1981: Winter monsoon convection in the vicinity of North Borneo. Part I: Structure and time variation of the clouds and precipitation. Mon. Wea. Rev., 108, 1595-1614.
- _____ and R.H. Johnson, 1987: Precipitating cloud systems of the Asian monsoon. Reviews in Monsoon Meteorology, Oxford Univ. Press (in press).
- Johnson, R.H., 1986: Short-term variations of the tropopause height over the Winter MONEX area. J. Atmos. Sci., 43, 1152-1163.
- _____ and D.C. Kriete, 1982: Thermodynamic and circulation characteristics of winter monsoon tropical mesoscale convection. Mon. Wea. Rev., 110, 1898-1911.
- _____ 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.
- _____, G.T.J. Chen, T.E. Gerish and L.C. Chou, 1982: Structure of cyclonic circulations near Borneo during Winter MONEX. Report of the International Conference on the Scientific Results of the Monsoon Experiment, Denpasar, Bali, Indonesia. World Meteorological Organization, Geneva, Section 5, 59-62.
- _____ 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.
- _____ and _____, 1981: Planetary-scale motions of winter monsoons during cold surges and break periods. Proc. Int. Conf. on Early Results of FGGE and Large-Scale Aspects of Its Monsoon Experiments, Tallahassee, WMO, 4, 12-19.
- Joung, C.H., and M.H. Hitchman, 1982: On the role of successive downstream development in East Asian

- polar air outbreaks. Mon. Wea. Rev., 110, 1224-1237.
- Lau, K.M., and C.P. Chang, 1987: Planetary scale aspects of the winter monsoon and atmospheric teleconnections. Reviews in Monsoon Meteorology, Oxford Univ. Press (in press).
- _____, C.-P. Chang, P.H. Chan, 1983: Short-term planetary-scale interactions over the tropics and midlatitudes. Part II: Winter MONEX periods. Mon. Wea. Rev., 111, 1372-1388.
- Lim, H. and C.-P. Chang, 1981: A theory for midlatitude forcing of tropical motions during winter monsoons. J. Atmos. Sci., 40, 1897-1915.
- _____, and _____, 1987: On the dynamics of midlatitude tropical interactions and the winter monsoon. Reviews in Monsoon Meteorology, Oxford Univ. Press (in press).
- Ramage, C.S., 1971: Monsoon Meteorology. Academic Press, 296pp.
- Sadler, J.C., 1979: Synoptic scale quick-look for Winter MONEX. December 1978, Dept. Meteor., Univ. of Hawaii, UHMET79-02.
- Zhu, F.-C., 1983: Organized deep cumulus convection over the South China Sea and its interaction with cold surges. J. Meteor. Soc. of Japan, 61, 839-847.

EFFECTS OF EAST ASIAN COLD SURGES ON THE ITCZ DURING
WINTER MONEX

George Tai-Jen Chen *Ray-Lin Lee*

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

(manuscript received September 22 1986; in final form October 9 1986)

ABSTRACT

Four cases of East Asian cold surges, mainly based on the surface northerly wind component over the northern South China Sea, were selected during the Winter Monsoon Experiment (WMONEX) period of December 1978 in this study. Responses of the composited ITCZ in the South China Sea and its vicinities ($97.5\text{--}137.5^\circ\text{E}$) to the cold surges were analyzed. The position of ITCZ was defined at 850 mb as a continuous line connecting the points of maximum cyclonic curvature in the streamline. The region within 5° latitude to the north and south of ITCZ position was taken to be the ITCZ zone.

Results showed that cold surges reached the northern and southern South China Sea almost simultaneously and rapidly affected the equatorial ITCZ, especially the region downstream from the surges to the west of 115°E . The westward propagating disturbances within the western segment of analyzed ITCZ intensified 12–24 h after the cold surges and reached a maximum intensity when surges were the strongest. The western segment of the stationary component of ITCZ had a similar response as the transient component. In addition, a stationary cyclonic vortex developed at 700 mb 12 h after the cold surge. It is suggested that the kinetic energy generation process of the thermally direct circulation across ITCZ may play an important role in developing and maintaining this stationary vortex in addition to the latent heating of deep convections.