

台灣東北外海之旋生個案分析探討

林裕豐 趙俊傑 戴志輝

空軍氣象聯隊氣象中心

摘要

本文利用本軍地面觀測資料及美國國家環境預報中心(NCEP)網格點資料探討 2003 年 11 月 18~21 日期間發生在台灣東北外海氣旋的生成及發展過程，以及其對台灣地區天氣演變的影響。分析結果顯示，氣旋發展初期主要局限在低對流層內，低層的暖空氣平流及非絕熱效應(海溫及潛熱釋放)使得氣旋持續發展並朝東北方向移動。氣旋式的流場將海峽上之層積雲帶往台灣西北部地區，並造成中部以北之低雲幕及低能見度的現象發生。氣旋中心氣壓有大幅度下降是發生在 20 日 00 UTC 之後，主要原因為高層的正渦度平流與低層系統的垂直偶合，加深了地面低壓系統的發展。低壓中心在 21 日 00 UTC 時移動至北海道附近，鋒面自低壓中心向西南延伸至台灣東部外海，此時台灣東部外海區域為一不穩定的輻合帶，在此有利環境條件的舉升作用下，激發了 21 日罕見的冬季劇烈對流，並造成雷聲及雷擊事件。

關鍵字：非絕熱效應、潛熱釋放。

一、前言

早在二十世紀初，有關溫帶氣旋生成及發展的相關理論已得到完整的解釋(Bjerkness 1919 及 Peterssen 1955)。Lupo et al(1992)及 Rolfson and Smith(1996)均指出由低層到高層的水平暖空氣平流及氣旋式渦度平流作用是造成氣旋發展的主要因素，其中也扮隨潛熱釋放效應的貢獻；這樣的現象使得近地面地轉渦度增加，並降低中心海平面氣壓值。

冬季台灣地區天氣變化主要受到極地大陸冷氣團所影響。當大陸冷高壓中心向東移出海後，台灣東方及東北方附近外海地區，常因迴流作用而形成氣旋式擾動，當於環境條件配合得宜下，此氣旋式擾動便會持續發展，進而形成一中尺度低壓，即一般所稱的台灣低壓。相關研究也顯示台灣低壓的形成會對台灣地區造成局部的天氣變化(俞，1980；許與黃，1991)。在本文中將針對 2003 年 11 月 18 日形成於台灣東北外海之旋生過程做動力及熱力上的探討，以及說明氣旋發展後對台灣地區所造成之天氣演變情形。

本文中所使用資料為美國國家環境預報中心(NCEP)之 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 基本網格分析資料，垂直共 26 層，時間解析度為每日兩次(00 及 12 UTC)，利用網格點資料計算各量場間對氣旋發展的貢獻。另外也使用本軍地面觀測資料、雷達及 NOAA 衛星雲圖，以說明台灣地區天氣的演變過程。

二、綜觀環境條件

由海平面氣壓場及垂直累積之雲水分佈(圖 1)顯示，18 日 00UTC 時(圖 1a)，台灣地區正受高壓迴流的天氣系統所影響，此時在台灣東部外海已存在一氣旋式流場擾動，且水氣亦在此擾動區附近有較明顯的凝結現象形成。19 日 00UTC 時(圖 1b)，原存在於台灣東北外海之氣旋式擾動已發展成一封閉低壓環流，並朝東北方向移動，此時雲水的主要分佈仍在低壓中心之右前方。20 日 00UTC 時(圖 1c)低壓中心仍持續朝東北方向移動，且中心約下降 3 hPa。21 日 00UTC 時低壓中已移動至日本海北部，24 小時中心氣壓約下降 12 hPa，此顯示在 20 至 21 日間，氣旋有較快速的加深現象。

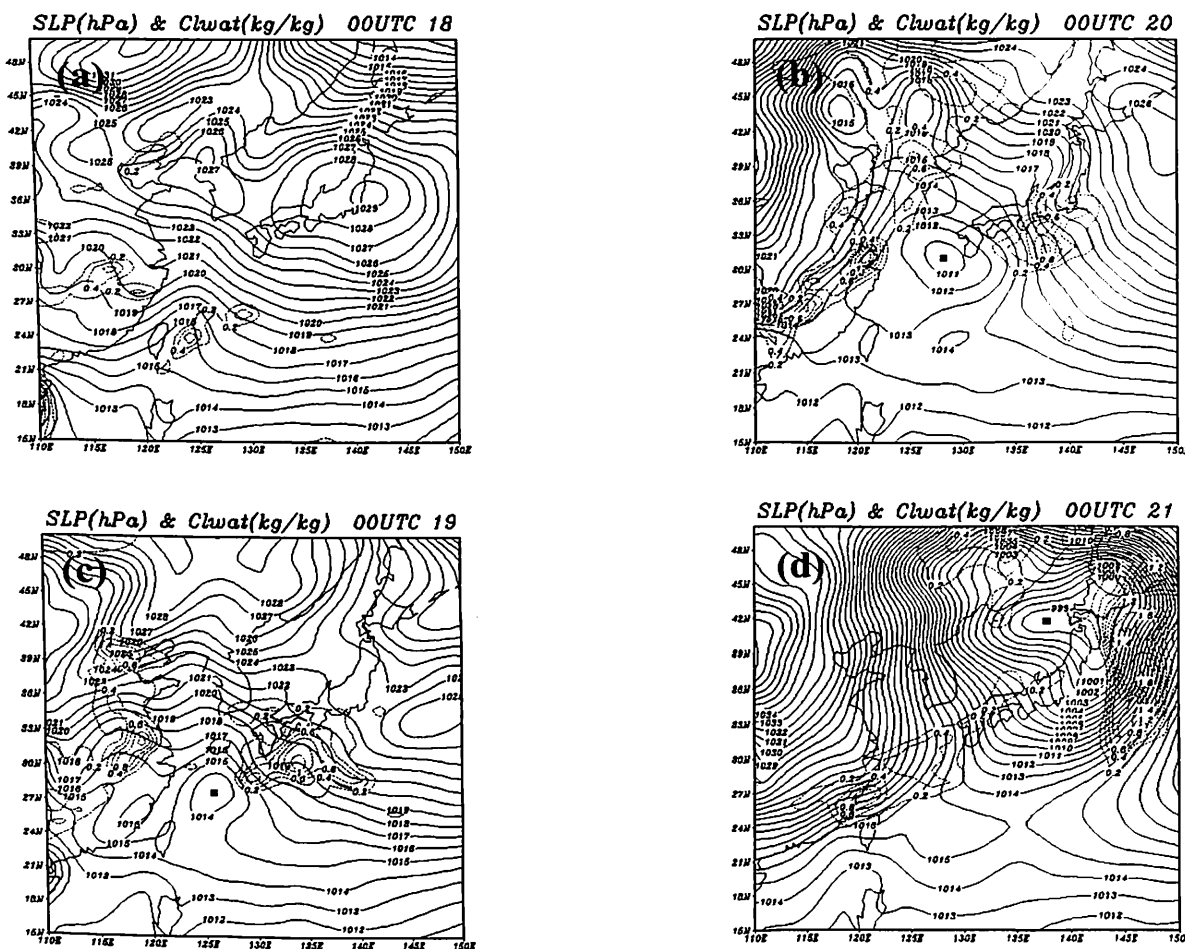


圖 1. 2003年11月(a)18日(b)19日(c)20日(d)21日00UTC由NCEP網格點資料所分析之海平面氣壓場(實線, 間距為1hPa)及垂直累積液態水含量(虛線, 間距為 0.2 kg kg^{-1})。圖中黑色方塊點表示為地面氣旋中心位置。

由850 hPa的高度場及溫度場分佈(圖2)可以看出, 在18~20日(圖2 a~c)氣旋中心附近均有一明顯的溫度脊存在, 此顯示氣旋發展地區的溫度是相對較高的, 低層之暖空氣持續存在提供了氣旋發展的有利環境條件。另外在高度場的分佈則顯示, 20~21 00UTC時(圖2c及圖2d), 在大陸東北地區有一低壓中心朝東移動, 同時地面低壓中心正位於此850 hPa高度槽前。在700hPa高度場及垂直速度場分佈(圖3)顯示18日00UTC在台灣東部外海地區存在一明顯的上升運動發展, 而19日00UTC時, 此上升運動區仍位於地面氣旋中心之右前方。由上升運動分佈配合圖1液態水的存在可以推測在氣旋中心附近存

在熱釋放作用。從21日00UTC高度場的分佈亦可以看出700hPa高度槽是仍位於地面氣旋中心之上游。而500 hPa的高度場及渦度場分佈(圖4)則顯示, 氣旋形成初期(18~19日), 在氣旋發展地區的高層並無明顯之槽線存在, 一直到21日00UTC才有一槽線東移至朝鮮半島一帶, 地面氣旋中心的高層為一正渦度帶, 在此階段高低層的垂直偶合型態顯然較之前各時間為明顯。

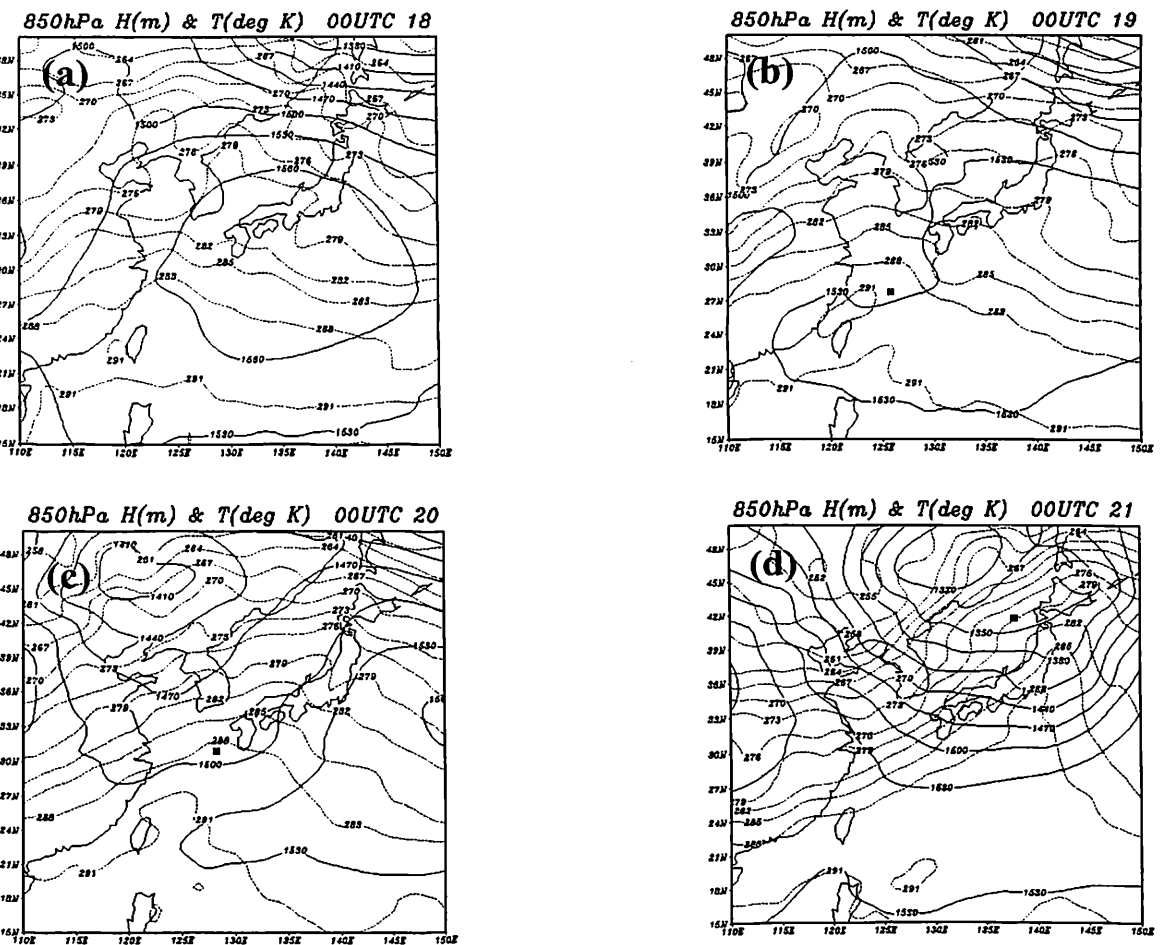


圖 2. 相同於圖1, 但為850 hPa之高度場(實線, 間距為30公尺)及溫度場(虛線, 間距為 3°K)。

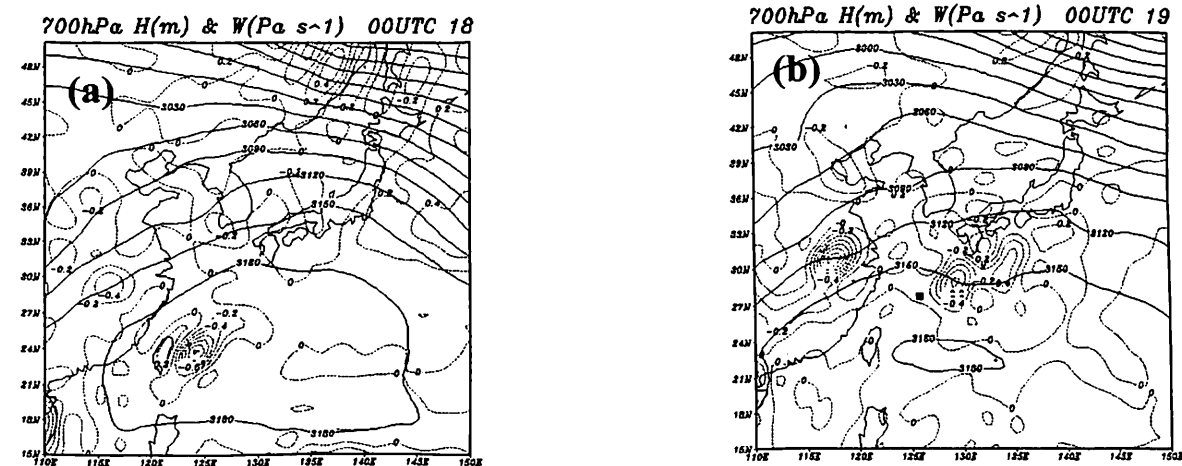
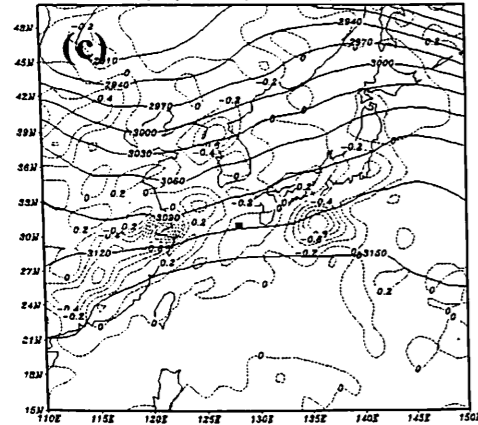


圖 3. 相同於圖1, 但為700 hPa之高度場(實線, 間距為30公尺)及垂直速度場(虛線, 間距為 0.2 Pa s^{-1})。

700hPa H(m) & W(Pa s⁻¹) 00UTC 20



700hPa H(m) & W(Pa s⁻¹) 00UTC 21

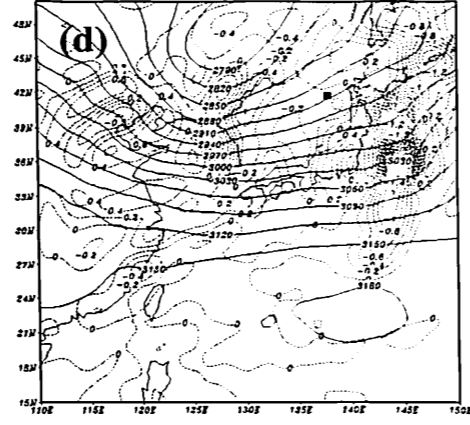
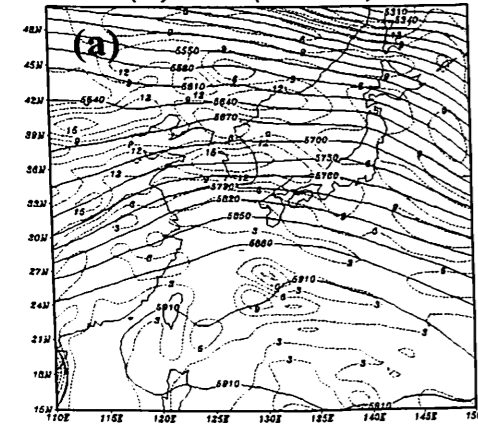
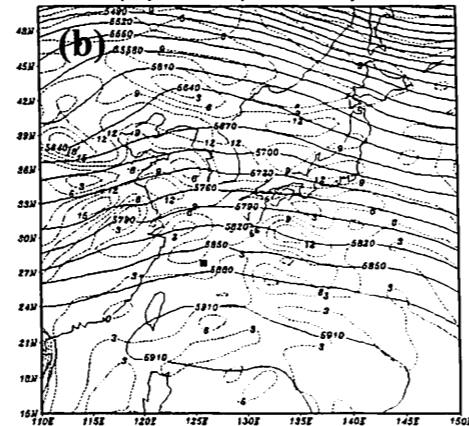


圖 3. 續

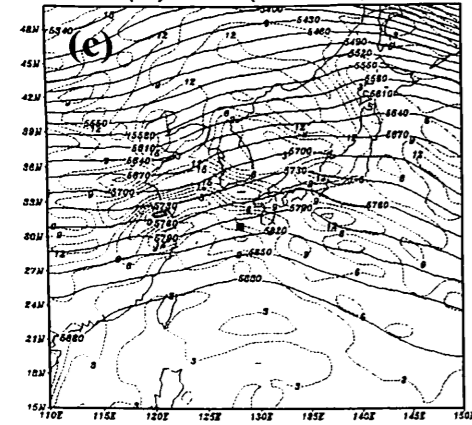
500hPa H(m) & vort(1e-5 s⁻¹) 00UTC 18



500hPa H(m) & vort(1e-5 s⁻¹) 00UTC 19



500hPa H(m) & vort(1e-5 s⁻¹) 00UTC 20



500hPa H(m) & vort(1e-5 s⁻¹) 00UTC 21

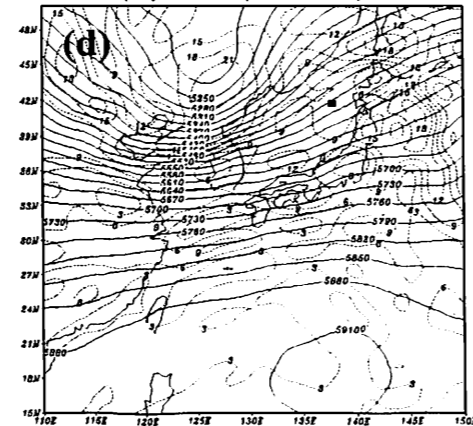


圖 4. 相同於圖 1, 但為 500 hPa 之高度場(實線, 間距為 30 公尺)及絕對渦度場(虛線, 間距為 1e-5 s⁻¹)。

三、氣旋生成及發展的動力與熱力過程探討

本節中我們將以動力及熱力上的貢獻, 去探討本次個案中氣旋生成及發展的過程。在此我們先回顧皮得生(Petterssen)旋生發展方程(3.1)在氣旋生成及發展的過程中各項所扮演的角色。

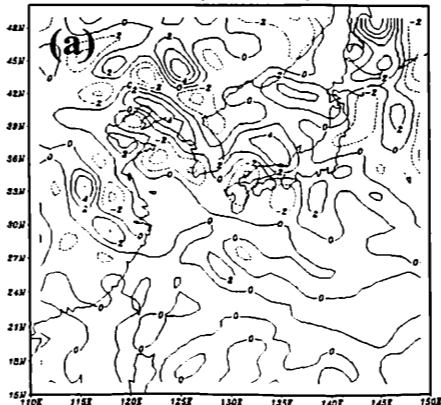
$$\frac{\partial \zeta_{MC}}{\partial t} = \underbrace{-\bar{v} \cdot \nabla \zeta_u}_A + K \nabla^2 \left[\underbrace{(-\bar{v} \cdot \nabla T)}_C + \underbrace{\alpha(r_u - r)}_D + \underbrace{\left(\frac{\bar{Q}}{C_p}\right)}_E \right] \quad (3.1)$$

上式中說明地面渦度的變化(A 項)主要是受到 500 hPa 的絕對渦度平流(B 項)、地面至

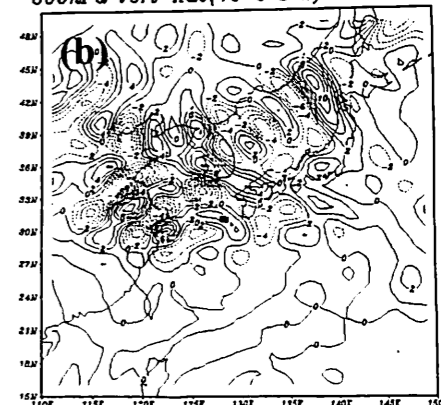
500 hPa 的平均厚度平流(C 項)、穩定度(D 項)及非絕熱(E 項)作用所決定。其中 K 為一常數, ω ($\omega = dp/dt$) 為垂直速度, \bar{Q} 非絕熱項的加熱率。

由圖 5 絕對渦度平流分佈顯示, 18 日 00UTC(圖 5a)時台灣東北外海仍無明顯的渦度平流存在, 但自 19~21 00UTC 可以發現, 地面氣旋中心之上均為一正渦度平流區。此一現象顯示初期氣旋的形成並非來自於高層的渦度平流作用, 但是氣旋得以持續發展(19 日 00UTC 之後), 高層渦度平流實伴演關鍵的地位。

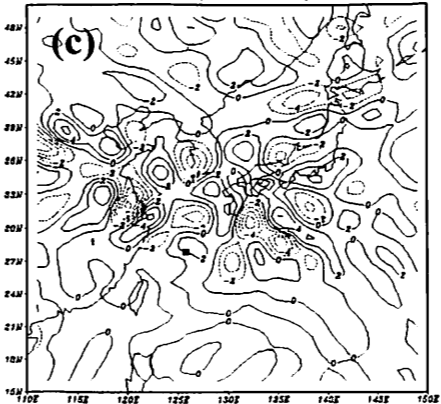
500hPa Vort-Adv(1e-9 s⁻²) 00UTC 18



500hPa Vort-Adv(1e-9 s⁻²) 00UTC 20



500hPa Vort-Adv(1e-9 s⁻²) 00UTC 19



500hPa Vort-Adv(1e-9 s⁻²) 00UTC 21

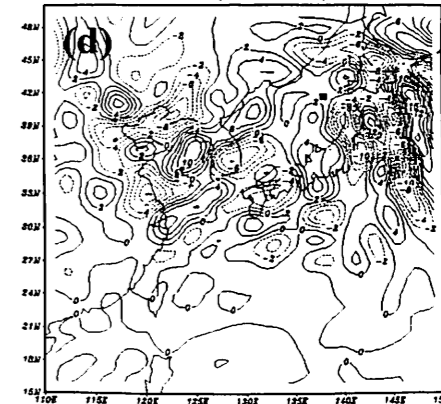


圖 5. 2003 年 11 月 (a)18 日(b)19 日(c)20 日(d)21 日 00UTC 的 500 hPa 絕對渦度平流場(實線為正渦度平流, 虛線為負渦度平流, 等值線間距為 1e-9 s⁻²)。圖中黑色方塊點表示為地面氣旋中心位置。

另外由溫度平流分佈則顯示(圖 6)，18 日 00UTC 在台灣東北方外海並無明顯的溫度平流發生，而 19~20 日氣旋中心的溫度平流效應亦不明顯，但在氣旋中心的右前方存在一明顯的暖平流現象，此位於氣旋中心右前方的暖平流是造成氣旋持續朝移動的主要因素。由計算非絕熱效應對溫度變化的效應顯示(圖 7)，18 日 00UTC 在台灣東北方外海存在一非絕熱增溫率的極值，由於此時高層並無明顯的正渦度平流(圖 5a)，且垂直平均的溫度平流效應(圖 6a)此時亦無較暖之空氣提供氣旋發展，另外絕熱效應在此時為一負

的供獻(圖未顯示)，因此可以推測，此一氣旋初生階段非絕熱加熱對於氣旋的發展伴演主要的供獻，隨後在 19~21 日非絕熱加熱的效應仍持續提供氣旋的發展的有利條件。至於此處非絕熱加熱的主要來源，從圖 8 海溫的日平均佈定性上可以看出 18~19 日在台灣東方至東北方洋面上海表面溫度均相對較高，且具明顯西北東南向之梯度，此一海溫分佈說明此處較高海溫的洋面上存在較多的水氣通量(moisture flux)及可感熱通量(sensible heat flux)向上傳遞，足以形成氣旋生成的主因(許與黃，1991)。

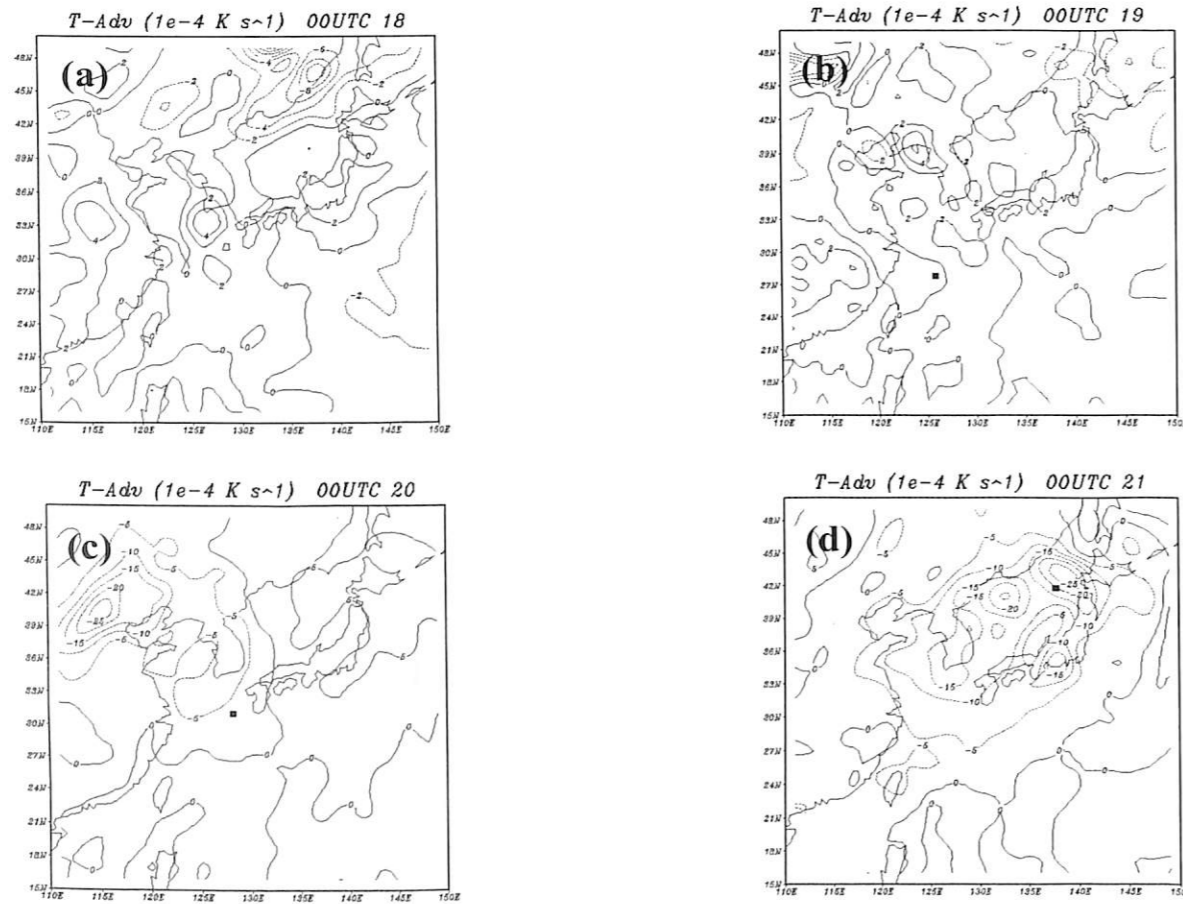


圖 6. 相同於圖 5 但為地面至 500 hPa 平均之溫度平流分佈(實線為暖平流，虛線為冷平流，等值線間距為 $1e-4 \text{ K s}^{-1}$)。

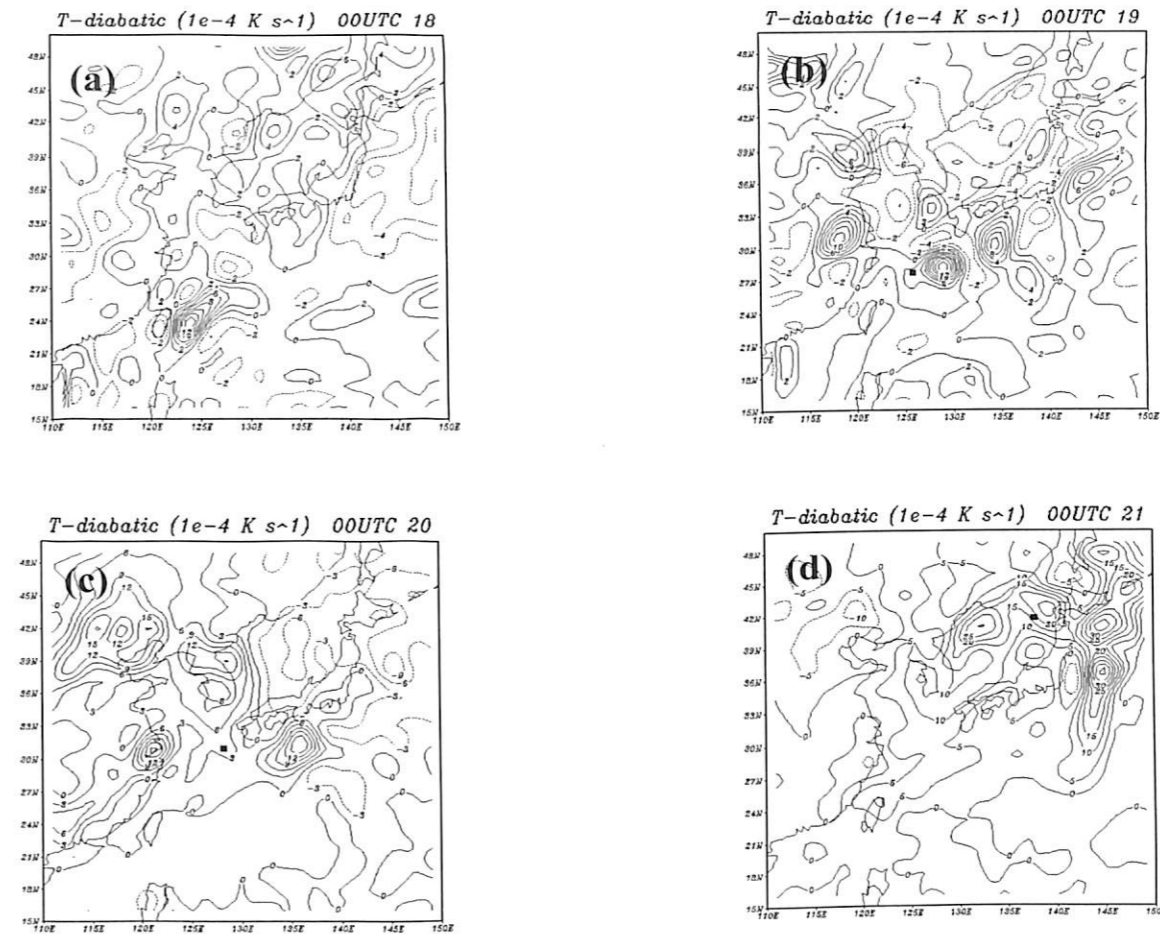


圖 7 相同於圖 5 但為地面至 500 hPa 平均之非絕熱貢獻分佈(實線為正，虛線為負，等值線間距為 $1e-4 \text{ K s}^{-1}$)。

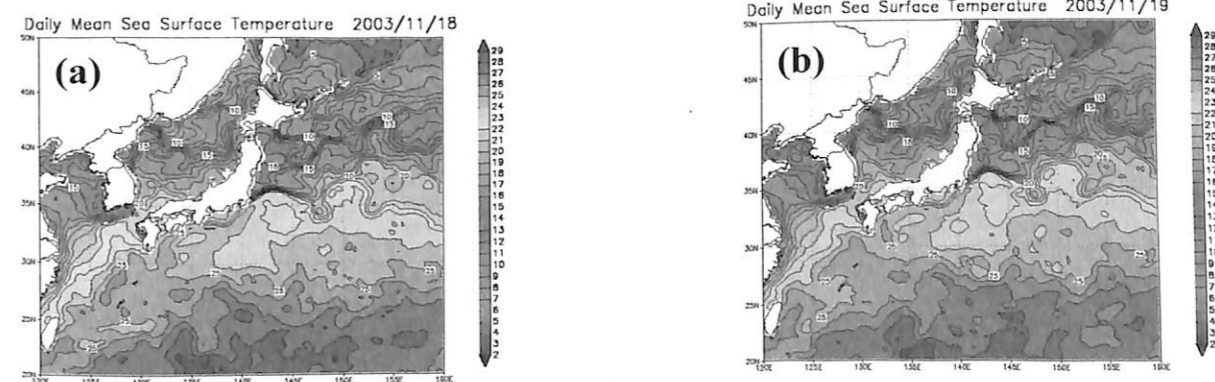


圖 8 2003 年 11 月 (a) 18 日 (b) 19 日 海表面溫度日平均分佈圖。(海溫資料取自於日本氣象廳)

四、對台灣地區天氣變化影響之探討

在本次旋生個案發展的演變過程也對台灣地區局部天氣變化造成很大的影響。以下將針對氣旋生成初期(18~19 日)造成台灣西北部地區之低雲幕與低能見度現象及後期氣旋與高層系統垂直偶合加深後(21 日),在台東外海形成之劇烈對流現象加以說明。

(一) 18~19 日中部以北之低能見度與低雲幕現象

由圖 9 本軍測站所觀測的能見度及雲幕

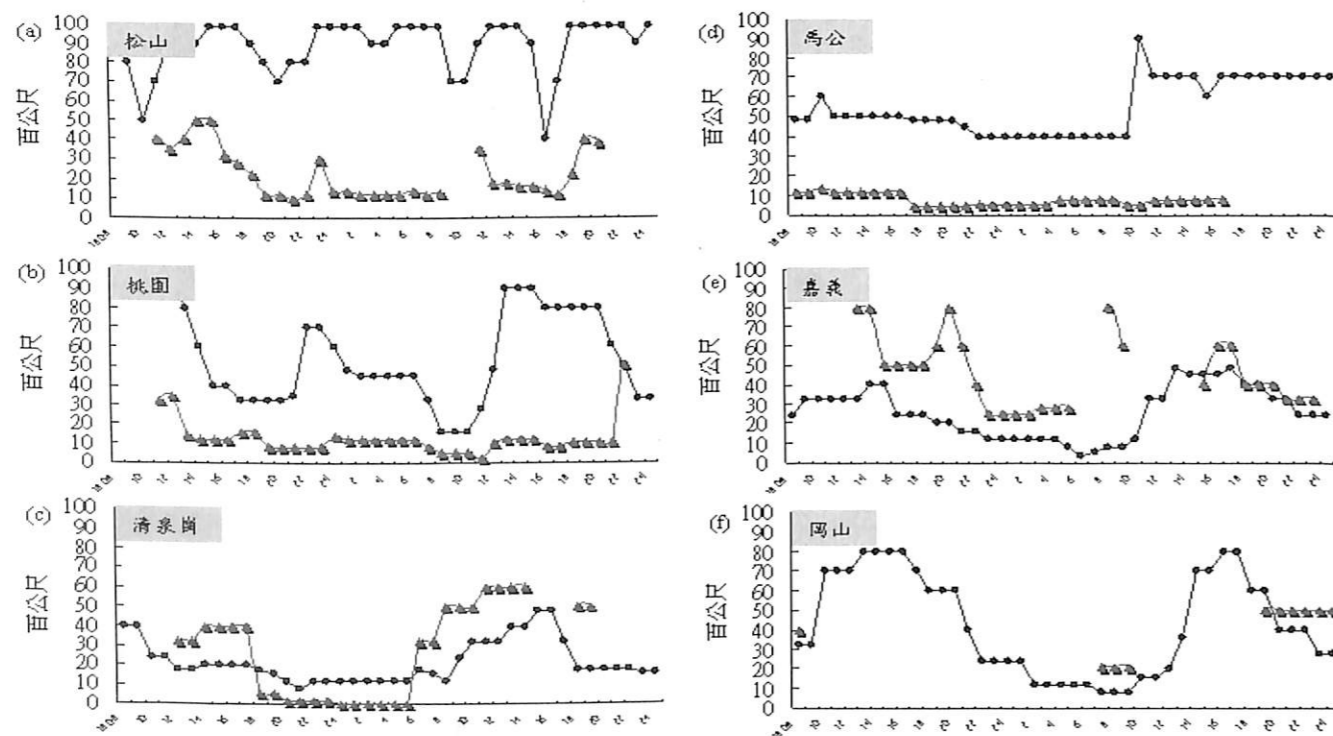


圖 9. 11 月 18~19 日各測站之能見度(圓點之深色連線)及雲幕高度(三角點之淺色連線), x 軸為時間(地方時, 單位為小時), y 軸為能見度及雲幕高度(單位為百公尺)。

以 1000hPa 風場及相對濕度場(圖 10)顯示, 台灣東北外海在 18 日 00UTC(圖 10a)已存在一氣旋式的風場擾動, 並在 19 日 00UTC(圖 10c)發展成一封閉式氣旋環流。此一氣旋式環流, 在海峽北部形成一東北來向的風場, 風速亦相對較強; 此東北風將海峽北部海上的層積雲帶往台灣西北部陸地(圖 11), 造成 18 日下午西北部地區之雲幕及能見度開始下降, 並直到氣旋中心朝東北方向

高度隨時間變化顯示, 約在 18 日下午松山、桃園及清泉崗等測站雲幕高度已逐漸下降, 桃園測站測雲幕高度下降時間較松山及清泉崗早; 在幕高度的回升方面則以清泉崗 19 日 6 時開始回升的最早。嘉義及岡山能見度及雲幕高度的變化並沒有明顯的改變, 雲幕高度約維持在 3000 公尺之上, 且多出現疏雲之天氣象現, 能見度大致呈現日夜週期的變化, 此顯示台灣南部地區天氣變化所受到較少的影響。另外馬公之低雲幕則主要是受到海上層積雲覆蓋所致。

遠離(圖 10d), 海峽上風場轉為偏東風, 風速也明顯減弱後, 中部以北的各測站雲幕高度及能見度才有回升的現象(圖 9)。

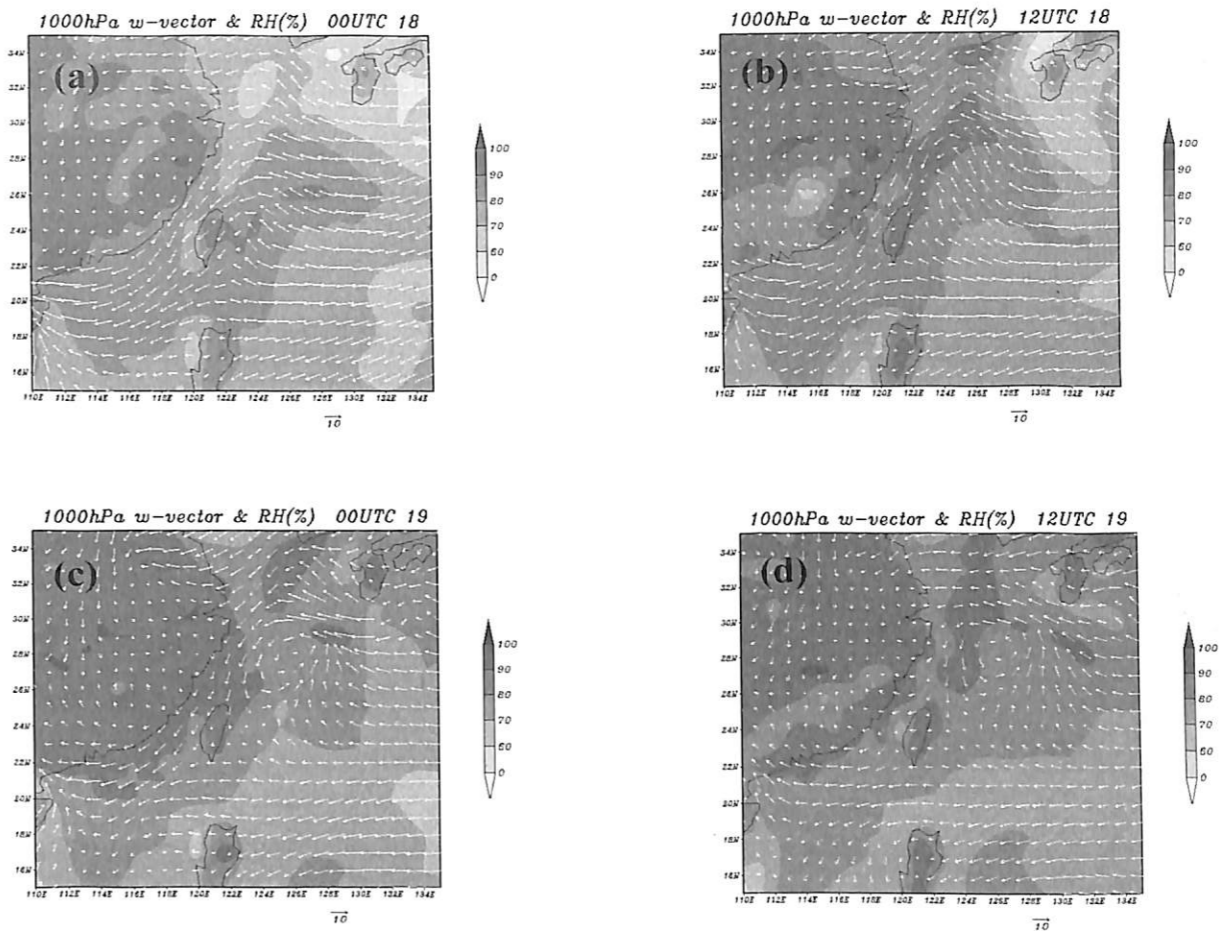


圖 10. (a)18 日 00 UTC (b) 18 日 12 UTC (c)19 日 00 UTC (d) 19 日 12 UTC 時 1000hPa 的風場(箭頭)及相對濕度場(色階)份佈。



圖 11. 2003 年 11 月 18 日 09:21L、11:03L 及 14:16 L 之 NOAA 可見光雲圖。

(二) 21 日台東外海之劇烈對流

由整合雷達回波圖(圖 12)顯示, 在 11 月 21 日 00 UTC 時(圖 12a)於台灣東南外海附近已有一帶狀對流雲系形成, 並有隨時間有增

強之現象。在 21 日 12 UTC 時(圖 12c)時此一對流發展達到最強, 隨後有逐漸減弱並朝東南方向移出。從 1000hPa 風場及相對濕度場的分佈(圖 13)可以看出當氣旋朝東北方向移

出加深後，北方的高壓勢力逐漸向南伸展，並於21日00UTC時台灣東南外海存在一風向及風速的輻合(圖13c)，此一輻合帶係為加深氣旋所伴隨鋒面的尾端。由於此時東南部

外海附近的相對濕度場亦偏高，配合鋒面附近的輻合條件的舉升，以致於激發對流運動形成。

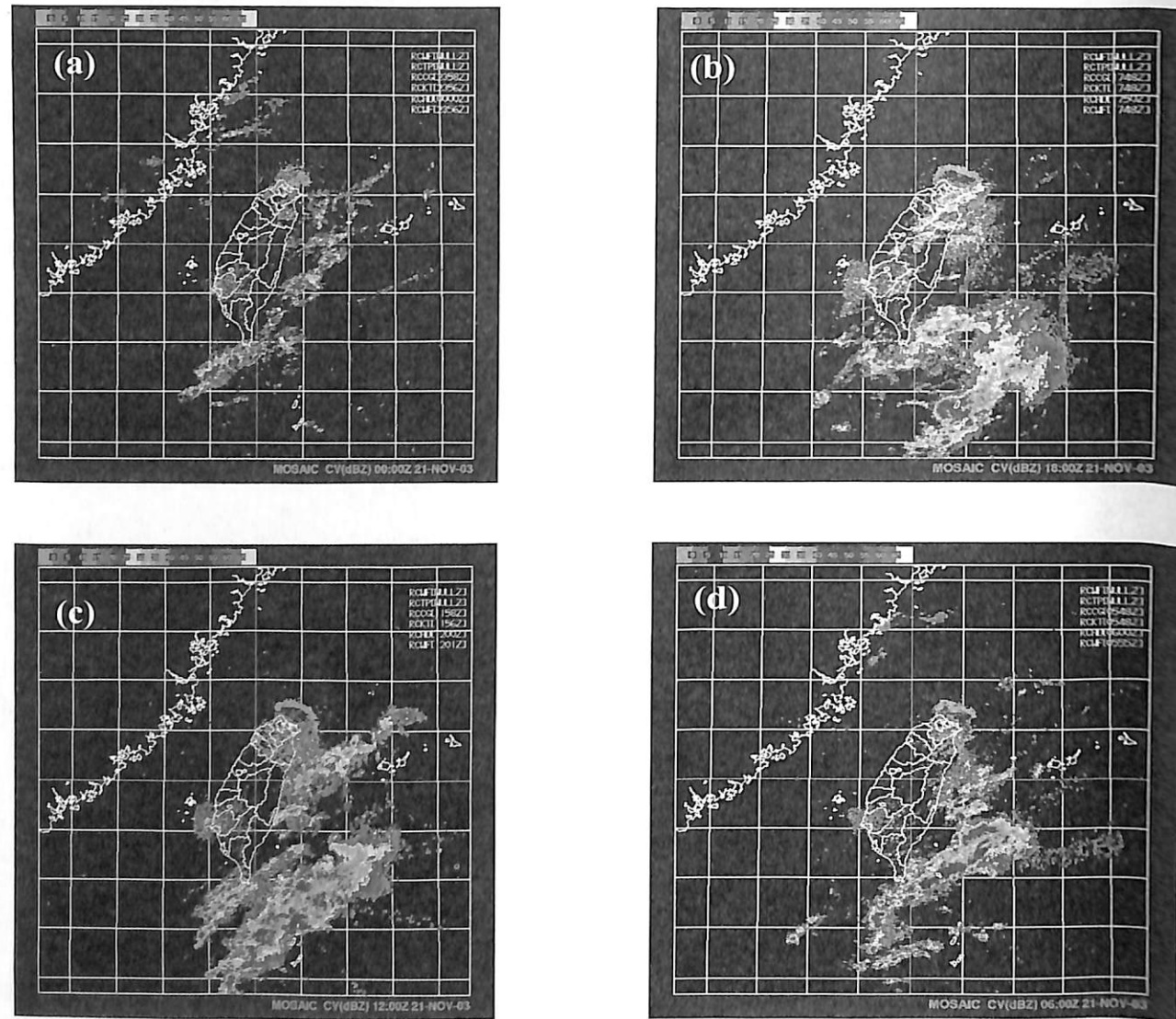


圖12. 2003年11月21日 (a) 00UTC (b) 06UTC (c) 12UTC (d) 18UTC 之整合雷達回波圖。

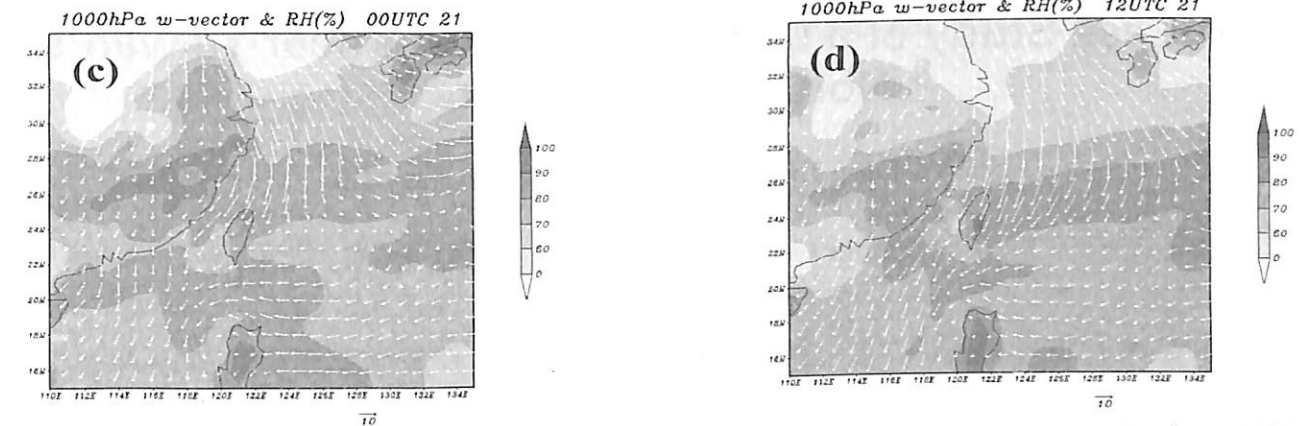
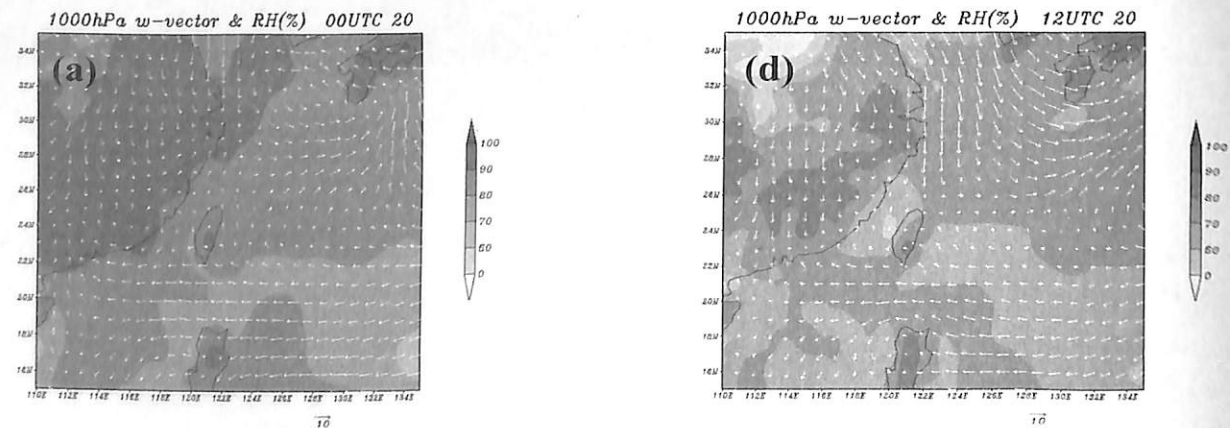


圖13. (a)20日00UTC (b)20日12UTC (c)21日00UTC (d)21日12UTC時1000hPa的風場(箭頭)及相對濕度場(色階)份佈。

五、結論及討論

本文使用美國國家環境預報中心(NCEP)網格點資料探討2003年11月18~21日旋生過程及其對台灣地區天氣演變的影響。由分析結果顯示，氣旋生成初期低層暖空氣平流及非絕熱效應(海溫及潛熱釋放)的貢獻使得原位於台灣東部及東北部外海附近之氣旋式流場擾動發展成一封閉式氣旋環流，同時此氣旋式環流的建立加強了海峽北部的東北風場，並將台灣海峽上之層積雲帶往台灣西北部地區，造成中部以北之低雲幕及低能見度的現象發生。而在20日00UTC時之後高層的正渦度平流與低層系統的垂直耦合，使得地面低壓系統有較明顯的強深；低壓中心於21日00UTC時移動至北海道附近，鋒面自此向西南延伸至台灣東部外海一帶，此時台灣東部外海區域正處鋒面尾端的不穩定帶，在輻合帶的環境舉升作用下，以激發冬季罕見的劇烈對流運動。

冬季當分裂高壓出海及高壓迴流天氣型態出現時，常在台灣東部及東北部外海出現如同本個案之氣旋式流場擾動，此時預報人員更應留意台灣附近地區各種氣象量場的變化，配合天氣學所提供的概念，謹慎解讀雲圖中所代表的含義，以提高對台灣地區局部天氣過程的掌握，進而提高天氣預報的準確度。

參考文獻

許武榮與黃麗玫, 1991: 台灣低壓的數值模擬。 *大氣科學*, 19, 131-147。
 黃文亭與陳泰然, 2002: 台灣北部地區冬季劇烈天氣事件的診斷分析研究。 *大氣科學*, 30, 217-239。
 潘大綱、吳俊憲, 2001: 輻射霧的物理過程與個案分析。 *氣象分析與預報*第166期, p. 29-48。
 Bjerknes, J., 1919: On the structure of moving cyclones. *Geophys. Publ.*, 1, 1-8。
 Lupo, A. R., P. J. Simth, and P. Zwack, 1922: A diagnosis of the explosive development of two extratropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1409-1523。
 Petterssen, S., 1955: A general survey of factors influencing development at sea-level. *J. Meteor.*, 12, 36-42。
 Yu, C. C., 1980: Some climatological aspects of Taiwan Low. *Paper. Meteor. Res.*, 3, 78-90.

A Case Study of a Cyclogenesis Event near Taiwan's Northeastern Coast

Yu-Feng Lin Jun-Jie Chao Jyh-Huei Tai

Weather Center Weather Wing, CAF ROC

ABSTRACT

This paper discusses the development of a cyclone that occurred off Taiwan's northeastern coast, and the effects it caused to the island's weather from November 18~21, 2003. Analytical results show that during the cyclogenesis's initial stages, it was mostly confined to the lower levels of the troposphere. Fueled by the lower level advection of warm air and non-adiabatic effects (sea temperature and latent heat release), the cyclone continued to develop, and moved in a northeastern direction. The counterclockwise circulation of the system brought forth stratus-cumulus clouds from the Taiwan Strait to the northwestern parts of Taiwan, leading to low ceilings and visibility. A substantial drop in the center's pressure occurred after 00UTC on November 20th. This was due primarily to the coupling of the higher level vorticity advection with lower level systems. On the 21st 00UTC, the center of the low pressure system moved to the vicinity of Hokkaido, where the frontal system extended southwest to the waters off eastern Taiwan. During this crucial stage, an unstable convergence zone was formed with conducive conditions that produced rarely seen intense convections in the wintertime, which led to the occurrence of hail and lightning.