

有限區域預報系統邊界層參數化 與台灣地區寒潮天氣過程之數值研究

徐月娟
中央氣象局

摘 要

冬季寒潮冷鋒過後，大規模的高緯度冷乾空氣向低緯度地區潰流。在到達台灣地區時，冷空氣已相當淺薄且貼近於地面，大約只集中在近地面 2 公里的高度內。因此模式需要能適切得表現出邊界層的垂直結構，才有可能正確掌握台灣地區的天氣過程。本文的目的就是探討中央氣象局的區域預報模式中邊界層參數化對於模擬台灣地區寒潮天氣過程的影響。本文使用兩組實驗的結果，一組是中央氣象局有限區域系統的預報結果；另一組則是增加了大氣低層的垂直解析度，並且將原來的全混合邊界層參數化更換為多層次邊界層參數化。研究結果顯示，後者能改進寒潮天氣過程的預報，並且能得到較佳的垂直結構。

一、前言

冬季寒潮冷鋒過後，大規模的高緯度冷乾空氣向低緯度地區潰流。從觀測資料顯示，在高緯度的冷空氣相當深厚，愈向東南方則冷空氣愈淺薄。到了台灣地區，冷空氣已相當淺薄且貼近於地面，大約只集中在近地面 2 公里的高度內。因此模式需要能適切的表現出寒流的垂直結構，才有可能正確掌握台灣地區的寒潮天氣過程。所以模式的邊界層參數化，對於台灣地區寒潮天氣過程的預報，就顯得相當重要。

本文的目的就是想瞭解中央氣象局區域預報模式邊界層參數化，對於模擬台灣地區寒潮天氣過程的影響。在第二節中將描述模擬實驗及所使用的邊界層參數化。第三節將描述寒潮天氣個案。第四節將分析模擬結果。第五節則是結論。

二、模擬實驗與邊界層參數化

本文比較兩組實驗的結果。第一組是中央氣象局有限區域預報系統的預報結果。第二組則增加了大氣低層的垂直解析度及更換了模式的邊界層參數化。

模式的邊界層參數化，大致可區分為兩種方式。一是將整個大氣的行星邊界層 (planetary boundary layer) 當作一個層次來作參數化，屬於 "bulk method"。這種單層 (single layer) 法需要用到許多不真實的假設，來將不能解析的邊界層過程與可解析的大氣過程相關聯；但無法知道邊界層結構的細節。一是在邊界層中包括了許多可計算的層次，以便能有效的解析邊界層的結構，屬於 "high resolution method"。這種多層次 (multi-level) 邊界層參數化方法，需要使用許多層次上的湍流動量通量、熱通量和水汽通量，因此需要一個 "封閉法" (closure scheme) 來將湍流通量 (turbulent flux) 與平均流場相關聯。

中央氣象局的有限區域模式在垂直向有 12 層，

係採用單層行星邊界層參數化方法，是以 Deardorff (1972) 方法計算地表面通量，再就邊界層為不穩定或穩定的情況，分別根據 Stull(1976) 或 Nieuwstadt and Tennekes(1981) 的方法來預報行星邊界層的高度。然後假設邊界層（約為 12 層模式的最下面 3 層）內為完全混和。因此模式邊界層內的各坐標面上垂直向風場、溫度場和溼度場並沒有什麼差別。對於較低緯度地區淺薄的冷空氣而言，就可能有垂直解析上的困難。

第二組實驗中所使用的是一個新近發展的多層次行星邊界層參數化方法。這是個一階半封閉的 TKE- ϵ 的方法 (Detering and Etling, 1985; Holt and Raman, 1988; 徐月娟, 1993)，需要增加兩個預報式，即湍流動能 (TKE) 方程式及能量消散率 (ϵ)，但考慮了更多的物理。垂直向渦度擴散係數 (K) 則可由 Kolmogorov 關係式 ($K=CE^2/\epsilon$) 得到。然後以此渦度擴散係數來計算大氣行星邊界層中，由渦度通量 (eddy flux) 所引起的混合 (mixing) 作用。至於大氣行星邊界層底部，最靠近地面的表面邊界層 (surface boundary layer)，則以相似理論 (similarity theory) 來處理。這種多層次邊界層參數化方法，需要增加大氣低層的垂直解析度。在實驗模式中垂直向已增加為 16 個 σ 坐標層次，這 16 層的 σ 值分別為 0.05, 0.15, 0.25, 0.35, 0.45, 0.55, 0.65, 0.75, 0.82, 0.86, 0.90, 0.935, 0.96, 0.9775, 0.99 和 0.9975。原來在 $\sigma = 0.8$ 以下只有 3 層，現在增加為 8 層。

三、寒潮天氣個案

本文選取了發生於 1992 年 11 月 9 日前後的寒潮天氣個案來作研究。由於下節中所討論的數值模擬為 48 小時的積分結果，所以這裏只描述在數值積分時段內發生的天氣情況。

圖一為 1992 年 11 月 8 日 1200UTC 由 ECMWF 所作的客觀分析場。數值模擬就是以此為初始時間進行 48 小時積分。圖一包括了 (a) 500hPa 高度場 (b) 850hPa 溫度場，及 (c) 海平面氣壓場。圖二則是在預報結束時 (1992 年 11 月 10 日 1200UTC) 的相關情形。初始時 500hPa 上，歐亞大陸上空的環流呈兩槽一脊

形勢。東亞主槽很深，軸線呈東北—西南走向，槽後已發展成完好的經向流型，在貝加爾湖以南地區吹強烈的北風，在槽底即華中地區有明顯的冷平流。2 天後，東亞主槽已移至 135 °E，原來在中國大陸的梯度鬆緩下來，風速減弱，大致吹西北西風。初始時 850hPa 上最冷空氣盤距在華北及東北，2 天後冷空氣向東移動，冷軸在台灣東側。台北地區上空約降了 4 至 5 度。在地面天氣圖上，初始時大陸性冷高壓幾乎涵蓋整個中國，中心氣壓為 1048hPa。在高緯度還有一部分冷高壓向東伸展至日本北海道和本州附近；2 天後這一部分的冷高壓東移至 160 °E，中心氣壓為 1023hPa。原來在大陸的高壓中心則向東南移動至長江口附近，中心氣壓減弱為 1032hPa，並且逐漸與日本東方的高壓中心再度合併成一個高壓帶。根據台北站的氣象觀測報告顯示，地面溫度從 11 月 8 日晚上 8 時的 22 °C 逐漸降低，在 11 月 10 日清晨 2 時至 8 時達到最低點的 14 °C，然後一直保持在 15 °C 左右，整個預報時段中大約降低了 7 至 8 °C。台北站的海平面氣壓起始時是 1021hPa，在 11 月 10 日上午 8 時上升至最高點的 1031hPa，然後稍為下降至晚上 8 時的 1029.5hPa，整個預報時段中大約升高了 8 至 10hPa。溫度露點差則從起始的 6 °C 增加至最高值 14 °C，再稍降至 11.5 °C。台北盆地在整個預報時段中幾乎都吹著微弱的北北東風，直到 11 月 10 日下午五時起才因高壓出海而轉變為東風。

四、模擬結果

圖三是中央氣象局有限區域預報系統的預報結果；圖四是增加了大氣低層的垂直解析度，並且將原有的全混合邊界層參數化更換為多層次邊界層參數化的結果。經過 48 小時的積分以後，在 500hPa 上，兩組實驗的東亞主槽皆東移至日本海，但強度則不如實際觀測情形。第二組實驗中 (圖四 a) 東亞主槽東移的速度比第一組 (圖三 a) 稍快了 1.5 個經度，與實際情形一致。第二組實驗中 5880 重力公尺等高線通過了台灣南部，也與實際情形較為符合。在 850hPa 上，兩組實驗中 6 °C 等溫線皆通過台灣北部與實際情形一致；然而冷空氣在高緯度的強

度皆不如實際情形。第二組實驗中（圖四 b）冷空氣在 30°N 至 40°N 的涵蓋範圍較第一組（圖四 a）為廣，東移速度也稍快，與實際情形較為接近。在海平面氣壓場中，兩組實驗對於在長江口附近出現一個由冷高壓分裂出的另一高壓，都預報得太弱，可能是與日本附近的低壓預報過強有關，也可能是與模式使用的地形資料，或對地形的處理有關。但是第二組實驗中（圖四 c）冷高壓在台灣附近向東伸展的情形已較第一組的結果（圖三 c）改善一些。從低層（ $\sigma = 0.9775$ ）風場可以看見在長江口附近有一個微弱的負渦旋（圖三 d）。由於模式對此個案中長江口附近分裂高壓的預報有所誤差，在台灣地區氣壓升高的情形就不如實際觀測情形明顯。在第二組實驗中，台灣北部的地面氣壓在 48 小時積分過程中上升約 3 至 4 hPa（圖五）。至於台灣北部溫度下降的情形，則與實際情形很接近。在 850hPa 上於預報 36 小時後達到最低點，溫度下降約 6°C （圖六）；模式最低層（ $\sigma = 0.9975$ ）的溫度則下降約 7 至 8°C 。

圖七為一固定網格點上的相當位溫及風場的時間—高度剖面圖。圖七 a 在中國大陸福州市西北方附近，從低層風向隨高度呈逆時鐘轉向的情形，可知在 700hPa 以下有明顯的冷平流存在。圖七 b 在台北附近，預報至 24 小時前後的冷平流最為明顯。大氣低層一直吹北北東風，預報至 36 小時以後東風分量才逐漸增加，與觀測情形相符。在 800hPa 以上則吹西風或西北風，可見冷空氣在台北附近較福州西北方附近更為淺薄。

圖八為在江西南昌附近一個固定網格點上隨時間所預報的湍流能量收支情形。由於預報過程中，華南地區一直籠罩在大陸冷高壓之下，此處的邊界層有明顯的日夜變化。圖八 a 是湍流能量收支分析，B 為浮力項，S 為風切項，T 為傳送項，D 為消散項。圖八 b 是湍流動能。圖八 c 是渦度擴散係數， K_M 用於動量通量， K_H 用於熱通量或水汽通量。圖八 d 則是位溫。預報至第 18 小時（即 11 月 9 日下午 2 時）或第 42 小時（即 11 月 10 日下午 2 時），邊界層發展十分旺盛，厚度在 1000m 以上。此時湍流動能主要來自浮力項，並且在邊界層頂有穿透現象；風切項則只有在邊界層底部較為顯著。

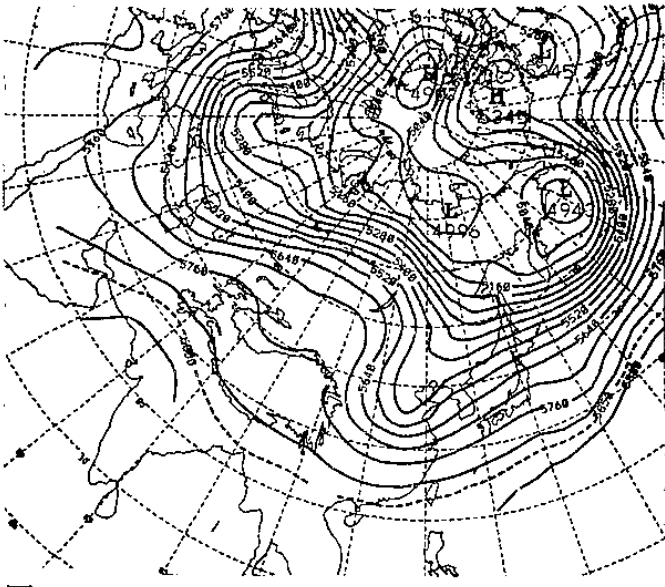
由於邊界層內湍流造成的充分混合作用，位溫隨高度的變化很小，只略存有一點不穩定。此時 K_H 較 K_M 大了許多。湍流動能在貼近地面時很大，隨高度迅速遞減。預報至第 27 小時（即 11 月 9 日晚上 11 時），邊界層相當穩定，高度只有 450 m。此時湍流動能主要來自風切項，其數值較下午 2 時大了許多。由於地表輻射冷卻的緣故，地表溫度很低，浮力項反成了負效應。此時 K_M 和 K_H 都很小。湍流動能也減少很多。

五、結論

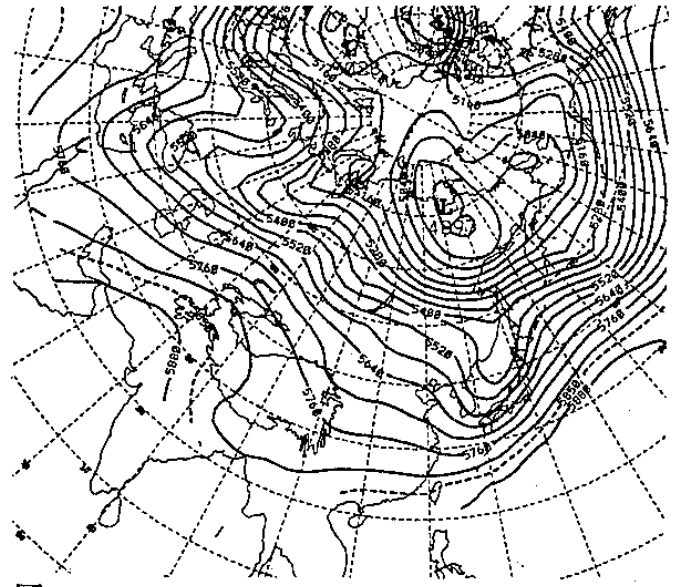
本文探討中央氣象局的區域預報模式中邊界層參數化對於模擬台灣地區寒潮天氣過程的影響。研究結果顯示增加大氣低層的垂直解析度及使用多層次邊界層參數化，確能改進寒潮天氣過程的預報，並且能得到較佳的垂直結構。至於在此個案中如何改進華南地區分裂冷高壓的預報，則尚需作更進一步的研究。

參考文獻

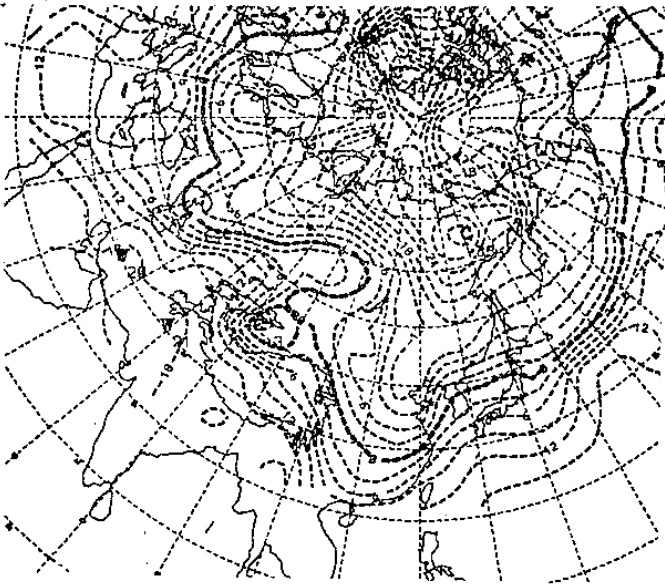
- 徐月娟，1993：有限區域預報系統之多層次邊界層參數化。中央氣象局數值預報小組技術報告 82006 號。
- Deardorff, J. W., 1972: Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 93-106.
- Detering, H. W., and D. Etling, 1985: Application of the E- ϵ turbulence model to the atmospheric boundary layer. *Boundary Layer Meteorol.*, 33, 113-133.
- Holt, T., and S. Raman, 1988: A review and comparative evaluation of multilevel boundary layer parameterizations for first-order and turbulent kinetic energy closure schemes. *Geophysics.*, 26, 761-780.
- Nieuwstadt, F. T. M., and H. Tennekes, 1981: A rate equation for the nocturnal boundary layer height. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1418-1428.
- Stull, R. B., 1976: Mixed-layer depth model based on turbulent energetics. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1268-1278.



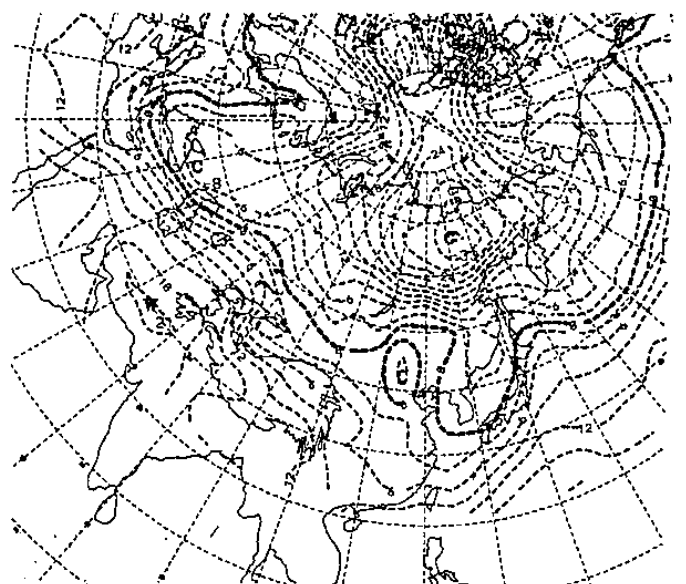
圖一 a



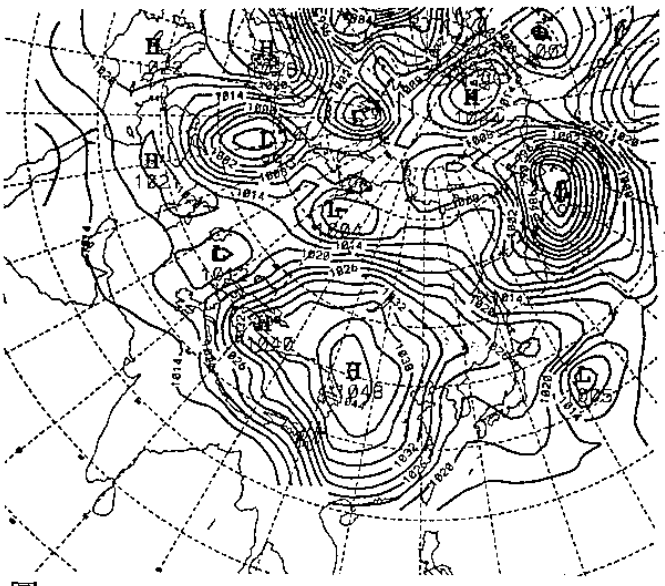
圖二 a



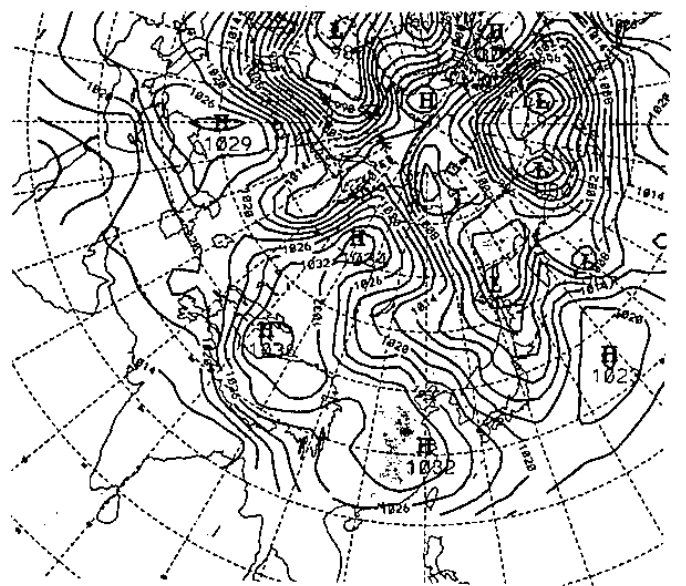
圖一 b



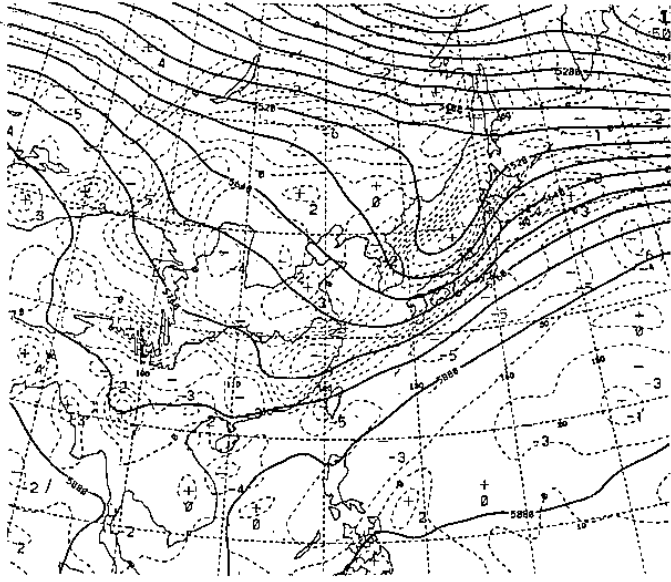
圖二 b



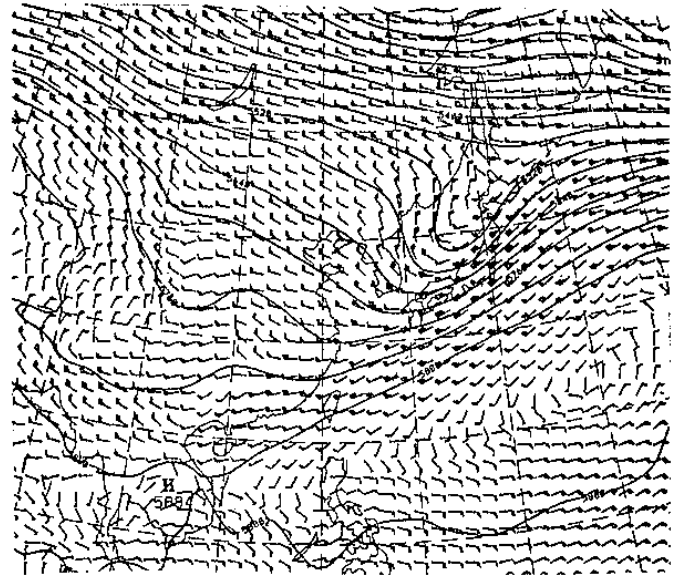
圖一 c



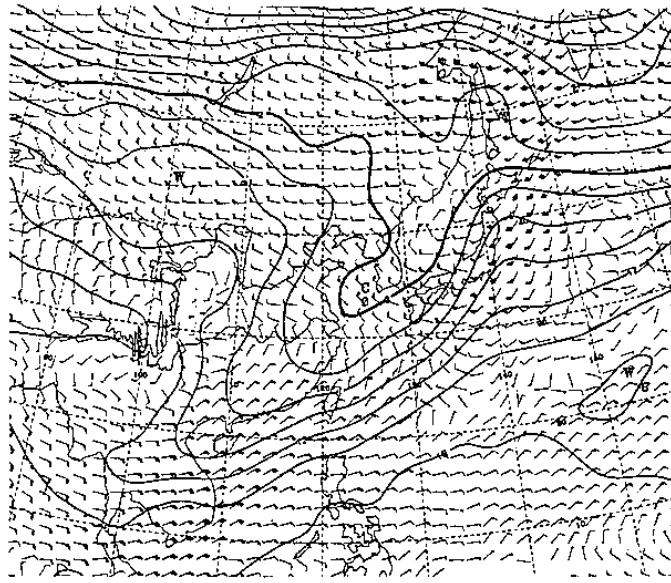
圖二 c



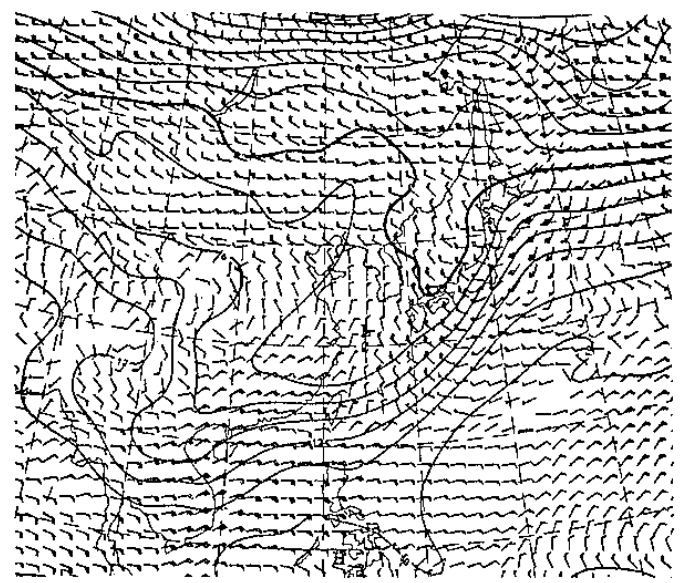
圖三 a



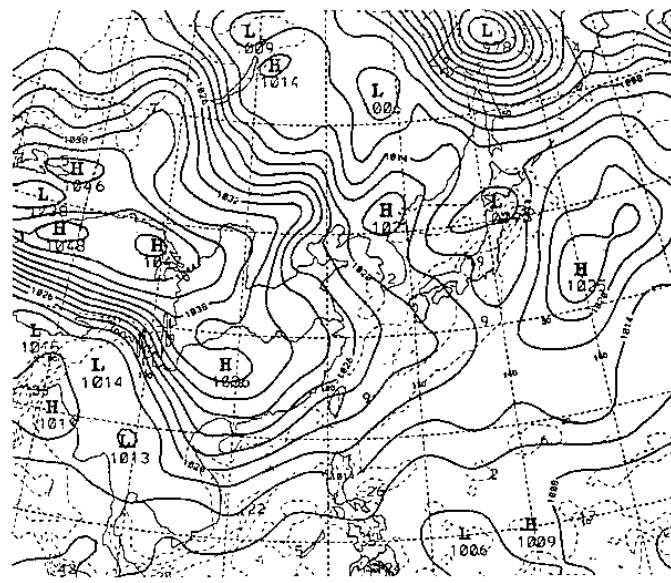
圖四 a



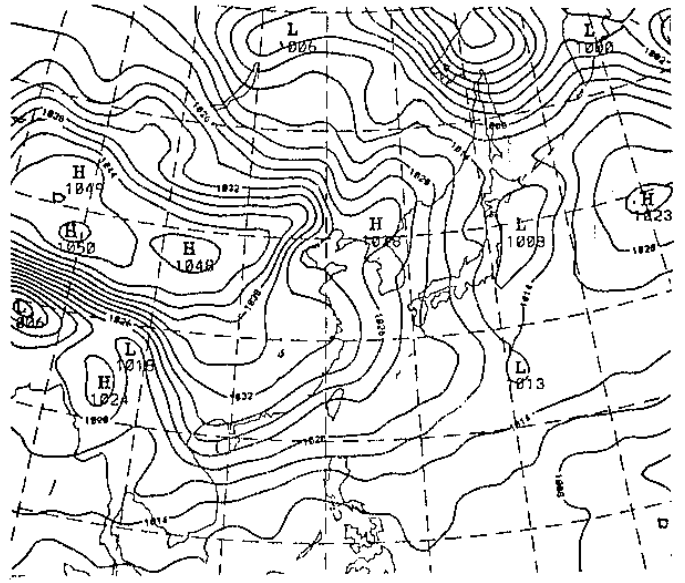
圖三 b



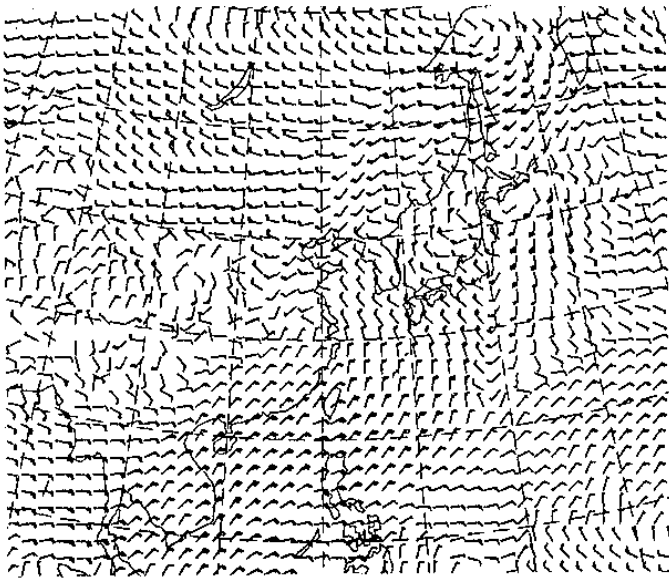
圖四 b



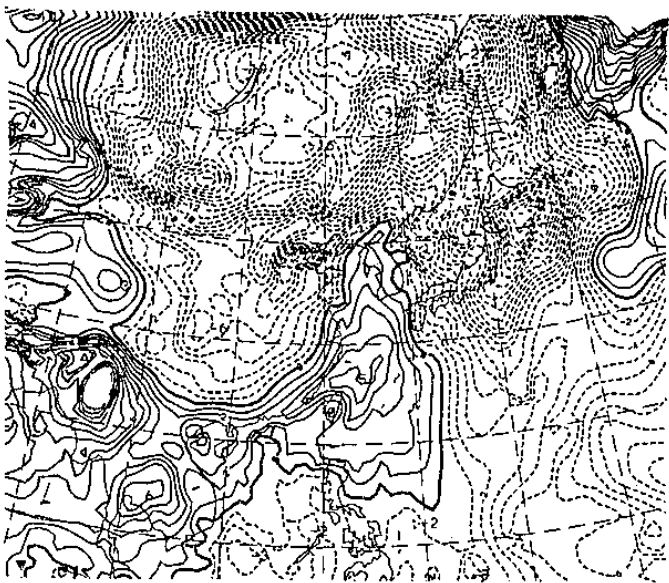
圖三 c



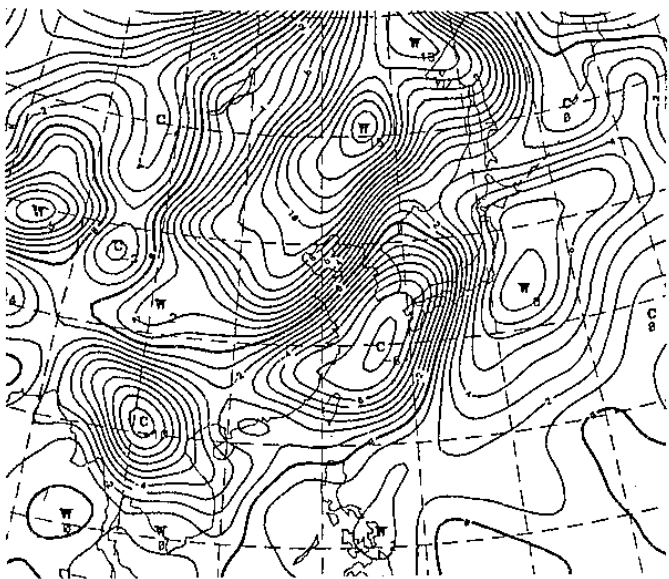
圖四 c



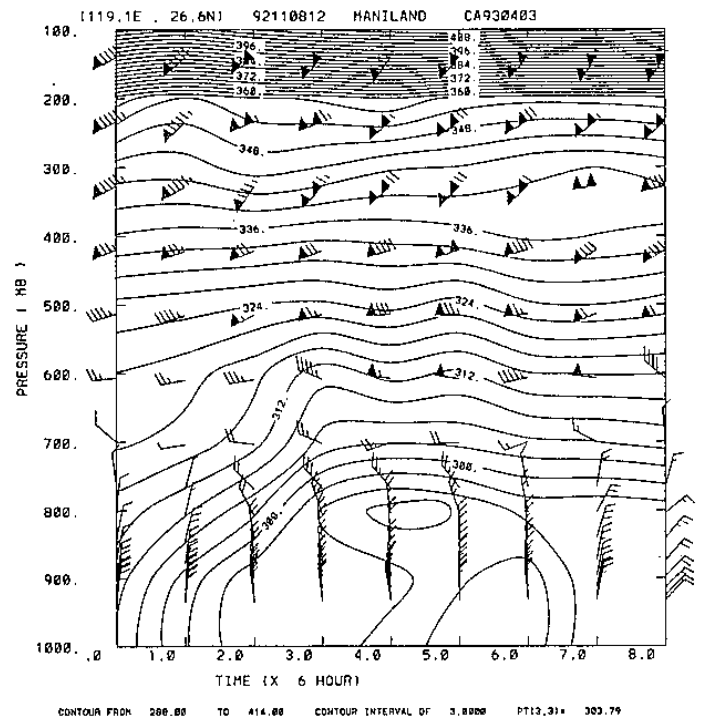
圖四 d



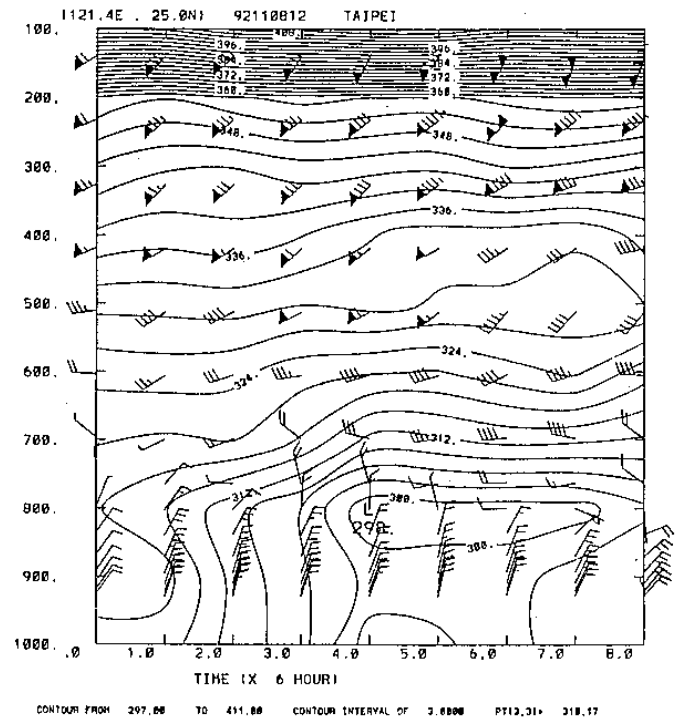
圖五



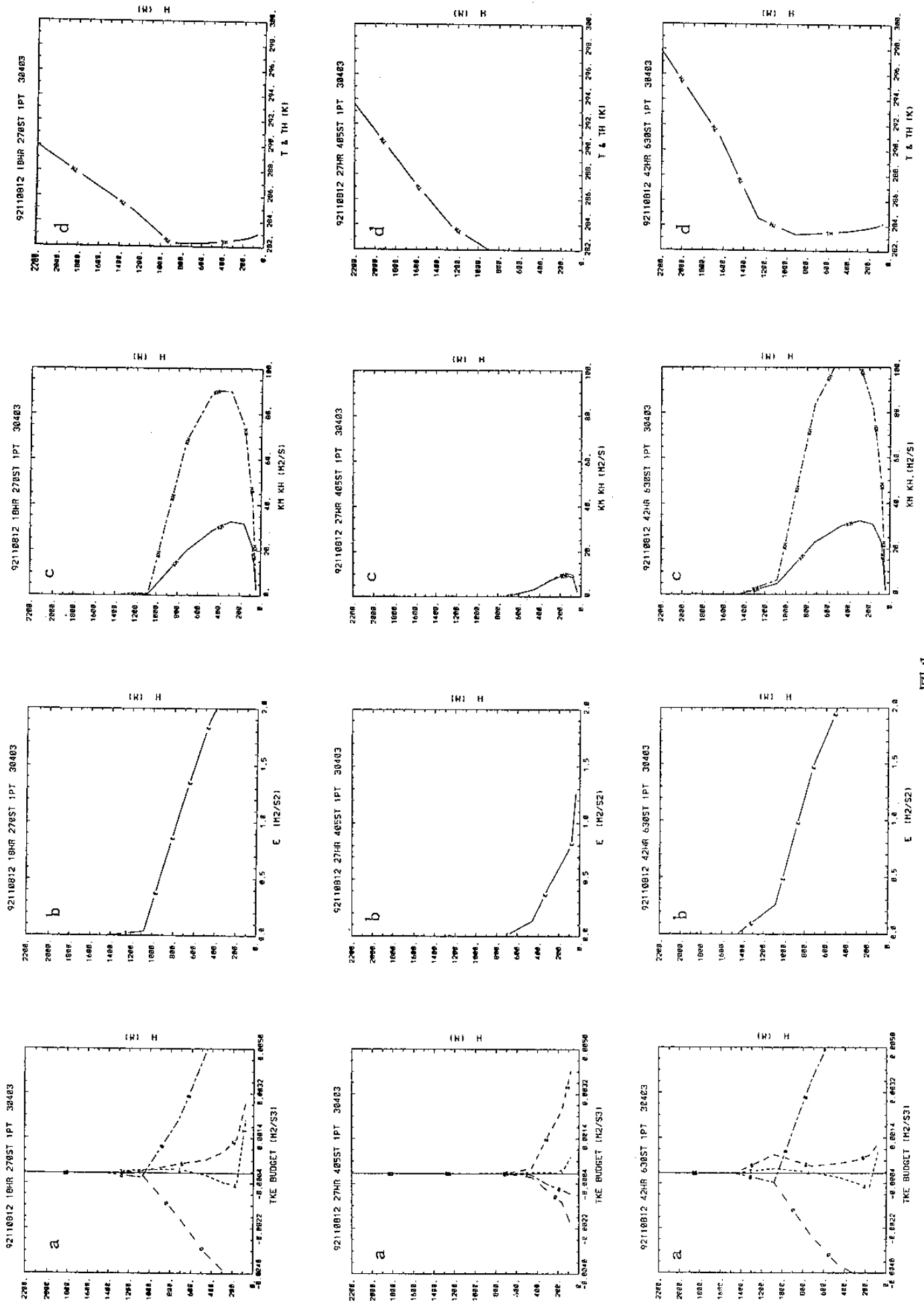
圖六



圖七 a



圖七 b



圖八

