

三維全球輻射污染擴散數值模式之研究

* * * 柯文雄 許晃雄 蔡清彥 謝信良 * * *

中央氣象局圖書室



摘要

M0255975

本研究主要目的在建立一輻射污染物之三維全球擴散模式以了解或預測輻射塵在大氣中行經路徑及分佈情況。此全球擴散模式主要由二個數值模式構成，即(1)全球數值預報模式系統，由此模式提供風場之時間及空間分佈，(2)大氣傳送及擴散模式，利用此模式來計算輻射污染物之時空演化及分佈。有關(1)之全球數值預報系統配合中央氣象局之全球預報系統利用其即時接收之氣象資料及其預報模式之輸出資料，而(2)之傳送與擴散模式採用軌跡模式並考慮垂直之擴散效應。本文同時亦計算大氣之位渦度分佈以作為傳送模式之參考。此報告針對本年度之一次寒潮個案(79年2月22日至2月28日)，假設污染源置於 45°N 、 85°E ，模擬探討污染物之可能分佈情形。

關鍵詞：全球預報系統、大氣傳送擴散模式、位渦度、軌跡模式、輻射污染物、寒潮。

* 國立台灣大學大氣科學研究所

** 中央氣象局

一、目的與緣起

1986年4月26日凌晨1時蘇俄撒諾堡核能電廠發生爆炸事故，排放大量帶有輻射的殘餘物質進入自由大氣層內。而此類物質隨氣流向外擴散，影響之地區、時間、程度因大氣環流之差異而有所不同。Chino et al. (1986) 利用其 SPEED (此為擴散模式配合觀測之風場) 系統透過電腦模擬了這此污染物在歐洲地區方圓 2000 平方公里之分佈情形，Gudiksen & Lange(1986) 利用離散模式 (dispersion model) 評估歐洲與北半球對此次事件輻射污染物之分佈情形並與觀測資料相比對而 Davidson et al. (1987) 亦做了相類似的計算。國內蔡等 (1989) 使用中央氣象局的全球數值天氣預報模式的每三小時三度空間風場資料，計算此次事件在 4 月 26 日 00 UTC 至 5 月 8 日 1200 UTC 之間可能行經路徑，其計算結果與實際觀測資料推算之軌跡頗為接近。

本研究乃繼續蔡等 (1989) 之「全球軌跡與二維傳送模式研究」之後續應用研究，其主要目的在建立一輻射污染物之三維全球擴散模式以了解或預測輻射塵在大氣中行經路徑及分佈狀況。此全球

擴散模式主要由二個數值模式構成，此即(1)全球數值預報系統 - 由此模式來計算輻射污染物之時空演化及分佈及(2)大氣傳送及擴散模式 - 利用此模式來計算輻射污染物之時空演化及分佈。在此報告中我們將針對本年度的一次寒潮爆發個案 (1990年2月22日至2月28日)，假設污染源置於 45°N 、 85°E ，模擬其可能之分佈情形。在第二節中我們將描述中央氣象局之全球數值預報系統，第三及第四節將介紹本報告所採用的大氣傳送與擴散模式同時討論等熵面之分析以進一步了解大氣傳送狀況，第五節為此次寒潮個案之綜觀天氣描述，第六節為結果與討論。

二、中央氣象局全球預報系統

中央氣象局全球預報系統 (Global Forecast System; GFS) 於 1988 年七月一日開始正式啓用至今，對外發表預報產品。目前全球預報系統總共由七個模式組成，它們分別是：地面氣壓分析、高層質量場與風場的分析、初始化、內插、預報及輸出，等七個部分，以下分別對分析模式，初始化及預報模式等作簡單說明。

GFS 所分析的氣象變數為：海平面氣壓場高

度場、溫度場及風場（含東西向及南北向二個分量）。垂直方向的分析層數共有11層；由1000mb至100mb的標準層及925mb；水平網格間距為 $2.5\text{度} \times 2.5\text{度}$ 。至於非分析層的觀測資料則以垂直向內插或外插至最近的標準層；非綜觀天氣的地面氣壓觀測資料（如船舶報告）則以固定的權重關係加以運用。

於海平面氣壓分析中，GFS先採用 Barnes 逐次修正法，再使用 Field Information-Blending (FIB)法。在 FIB 法中，使用地面的風場觀測資料估計地面的氣壓梯度力，再採用變分法使經過 Barnes 修正法分析過的海平面氣壓場及此氣壓梯度力的誤差平方和為最小。使用 FIB 分析法的目的是保留較小天氣系統的特性，使得分析結果能更趨近於觀測資料，及在資料較少之海上使用了風的觀測資料。另外，GFS 亦使用 Barnes's 逐次修正法，在標準層上進行高層質量場與風場的分析。

目前 GFS 使用變分法進行分析資料的初始化，調整風場及高度場使其滿足平衡方程式且調整量的和達最小。內插程式中，則採用 bi-cubic spline 法將等壓坐標上的變數場內插到等 σ 坐標，亦將分析場的水平格距 ($2.5\text{度} \times 2.5\text{度}$) 內插至預報模式的水平格距 ($3\text{度} \times 2.4\text{度}$)

GFS 所使用的預報模式是以 (UCLA) 的氣候模式為基本架構的多層全球網格點模式，在水平差分上使用四階位渦度保守格式 (Arakawa and Lamb, 1981) 垂直向採具有能量保守及區域靜力一致性的差分格式，時間積分採 Matsuno 及 Leap-frog 格式。水平網格變數放置法採用了 Arakawa C 網格，水平解析度 $3\text{度} \times 2.4\text{度}$ ，垂直解析度則從地面到 50mb 共九層。GFS 所預報變數為水平風分量及溫度、比濕、地面氣壓。它們是由動量方程、水氣連續方程、連續方程及靜力方程所控制。

物理處理部份包括大尺度降水處理、乾絕熱調整、濕對流調整、邊界層參數化、積雲參數化及輻射參數化。大氣邊界層的處理基本上是假設邊界層為均勻混合層，地表通量是依據 Deardroff 的方法，而邊界層參數化是使用 Randall 級流逸入與自由大氣產生交互作用。積雲參數化採用 Arakawa-Schubert 參數法 (Arakawa and Schubert, 1974)，雖然較複雜，但較具物理意義，輻射參數

化對短波輻射及長波輻射均做處理，所使用的參數法詳見 Katayame (1974) 與 Schlesinger (1976)。

模式中的地表溫度及雪厚亦為預報變數。有關 GFS 的執行流程與各模式所使用的方法及控制方程式於 Liou et al. (1989) 中有較詳細的介紹。

三、大氣傳送與擴散模式

大氣傳送與擴散模式基本上是利用氣象數值模式所產生之氣象變數去計算污染物的平流與擴散過程。有關此方面的研究相當多，在此我們將只討論適用於較大區域且亦包容不同地型之軌跡模式。

此類模式常被用於區域或更長之傳送距離。它利用風場隨時間及空間之變化去模擬計算附註標之空氣塊之移動變化，而所需之風場資料可由觀測資料內外插或由氣象數值預報模式求取。此模式之優點在於其可以處理不同風場變化及不同穩定度之狀況，而這些狀況可能是由空氣塊隨氣流軌跡移動而經由地形、地表覆蓋物、日夜變化等所引起。其間污染物隨著氣流軌跡移動時其側風及垂直擴散布目前之研究有許多不同的假設存在，如均匀、高斯或 gradient-transfer-drivern 之分佈。在此報告中我們採用 Kao & Kau (1980) 之擴散系數值（此擴散系數値乃由氣候值估算所得），這些系數為緯度、高度與時間之函數其詳細計算過程參考 Kao & Kau (1980)，所採用 Kzz 之分佈值示於圖 1。有關質點位移與速度的關係可以寫成下式：

$$\vec{\Delta r} = \int_t^{t + \Delta t} \vec{V}(x, y, z) dt \quad (1)$$

其中 x, y, z 分別代表東西、南北、上下方向， t 表時間， Δt 表時間增加率， Δr 代表三度空間質點的速度。若寫成分量形式並考慮垂直擴散效應（側風擴散應相對應於水平平流效應非常小故暫時省略）則

$$\begin{aligned} x(t + \Delta t) &= x(t) + u(x, y, z, t) \Delta t \\ y(t + \Delta t) &= y(t) + v(x, y, z, t) \Delta t \\ z(t + \Delta t) &= z(t) + w(x, y, z, t) \Delta t \pm \sqrt{2 \Delta t k_{zz}} \\ u, v \text{ 與 } w &\text{ 代表三度空間速度的分量, } K_{zz} \text{ 为垂直擴} \\ &\text{散係數。由於經由 } \Delta t \text{ 的時間後, 質點的位置} \\ &[(x(t + \Delta t), y(t + \Delta t), z(t + \Delta t))] \text{ 不一定會落在已計算存檔風場的網格點位置上, 此時我們} \\ &\text{必須使用線性內插的方式, 估計在下一次計算時質} \end{aligned} \quad (2)$$

點運動的速度。

在計算質點軌跡時，為了避免資料解析度不足所造成的計算誤差，先用前置時間差分法計算下一次， $t + \Delta t$ 的質點位置，亦即

$$\begin{aligned}x'(t+\Delta t) &= x(t)+u(x,y,z,t)\Delta t \\y'(t+\Delta t) &= y(t)+v(x,y,z,t)\Delta t\end{aligned}\quad (3)$$

$$z'(t+\Delta t) = z(t)+w(x,y,z,t)\Delta t \pm \sqrt{2\Delta t k_{zz}(z)}$$

再利用線性內插方法求出在時間 $t + \Delta t$, ($x'(t + \Delta t)$, $y'(t + \Delta t)$, $z'(t + \Delta t)$) 位置上的風場數值 ($u'(t + \Delta t)$, $v'(t + \Delta t)$, $w'(t + \Delta t)$)。然後再以兩個風場的平均值

$$\begin{aligned}u &= [u(t)+u'(t+\Delta t)]/2 \\v &= [v(t)+v'(t+\Delta t)]/2 \\w &= [w(t)+w'(t+\Delta t)]/2\end{aligned}\quad (4)$$

重新計算時間 $(t + \Delta t)$ 空氣質點的位置，時間 $t + \Delta t$ 空氣質點的位置，時間 $t + \Delta t$ 空氣質點的位置將為

$$\begin{aligned}x(t+\Delta t) &= x(t)+u\Delta t \\y(t+\Delta t) &= y(t)+v\Delta t \\z(t+\Delta t) &= z(t)+w\Delta t \pm \sqrt{2\Delta t k_{zz}(z)}\end{aligned}\quad (5)$$

使用此種方法計算空氣質點的軌跡，不僅是考慮質點所在位置氣流流動的方向及速率，而且亦將氣流流動的曲率考慮在內，如此可以獲得較正確的軌跡估計。

四、等熵面分析

上一節所述的路徑是根據等壓面上三度空間風場估算而得；計算過程所需資料量相當龐大且計算時間也較長。這一節中，我們將討論在等熵面估算路徑的方法與結果。在實際應用上，等熵面路徑計算最大的好處是，求取路徑積分過程中只需用到單層的資料，計算較快也較方便。

在絕熱情況下，任何空氣塊保守位溫，而沿著等熵面運動。因此，我們只要知道等熵面上的水平風場，就可估算空氣塊的運動路徑。此種方法在 1950–60 年代就已被廣泛運用（如，Danielsen, 1961；Palmem and Newton, 1951）。由於等熵面與等壓面相交，我們求得的路徑仍是三度空間的路徑。

在實際大氣，空氣塊的運動經常受到非絕熱過程的影響，而產生垂直於等熵面的運動分量。在此

情況下，可以經由考慮水汽含量的變化估算非絕熱分量，以求得較精確的路徑（Crum and Stevens, 1978），我們考慮個案為冬季寒潮暴發的天氣形態，涵蓋區域大多位於陸地，受海洋影響較小。因此我們可以假設空氣塊的絕熱運動路徑與實際運動路徑差別不大。

絕熱運動路徑的計算過程中，我們首先將等壓面的風場資料線性內差至等熵面；然後再作時間內差，將積分的時間間距由 12 小時縮短為 20 分。採用此種時間內差，我們事實上已假設天氣系統在 12 小時內沒有劇烈變化，譬如暴發性旋生。由於我們考慮的個案無明顯振幅的變此一假設應算合理，等熵面路徑的計算方法與前節所用方法類似。唯一不同之處是，在此我們只需要使用單層二維風場資料。

五、1990年2月20日至25日

寒潮個案綜觀天氣形勢分析

2 月 20 日 12Z 中國大陸為二個低壓所控制，其一位於內蒙的察哈爾、綏遠一帶，有一低壓中心 1018mb 在察哈爾省境（44°N、122°E），另一低壓槽則籠罩長江流域以南的整個華南地區，有一滯留鋒呈近似東西走向，由浙江向西南延伸，經江西、湖南至貴州省。此時東亞大陸冷高壓盤踞在西伯利亞（見圖 2）。又由 850mb 高空圖顯示，在 30°N 以南華南地區盛行西南風。在 700mb 及 500mb 高空西南風更向北長驅直達 40°N 以北的內蒙一帶。

2 月 21 日 00Z 原位於察哈爾的低壓快速向東北移動，抵達西伯利亞與東北興安省的交界附近（52°N、120°E），其中心略微加深，此時有一道冷鋒形成，自此低層中心向西南伸展，經察哈爾至綏遠省境。而有華南的低層槽仍呈近似滯留狀態（見圖 3）。又由圖 3 中可見，在貝加爾湖附近（51°N、104°E）及其西方（52°E、82°E），分別出現了兩個高壓中心，其強度均已達 1050mb 以上。隨著內蒙一帶低壓槽的東移，至 2 月 21 日 12Z，整個蒙古地區已被西伯利亞龐大冷高壓所籠罩（見圖 4），此時在長江口有一低壓波動形成，冷鋒由此低壓中心向西南延伸經江蘇、浙江、江西至湖南一帶，此冷鋒以每小時約 10 公里的速率向東南移動，至 2 月 22 日 12Z 移至台灣北部近海後有減

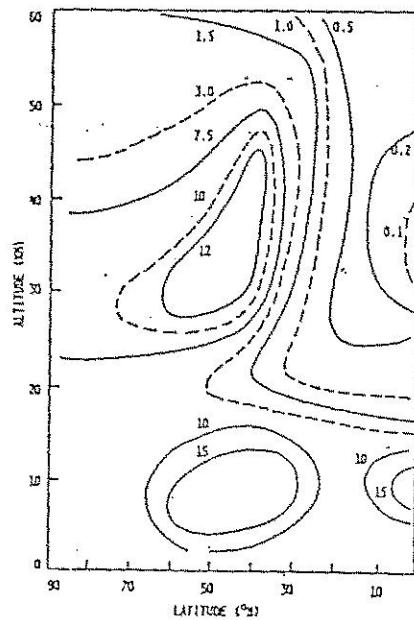


圖 1：冬季之平均垂直擴散係數 K_{zz} 之分佈（單位： $10^3 \text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$ ）

Fig.1 : Winter mean vertical eddy diffusivity, K_{zz} ($10^3 \text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$)

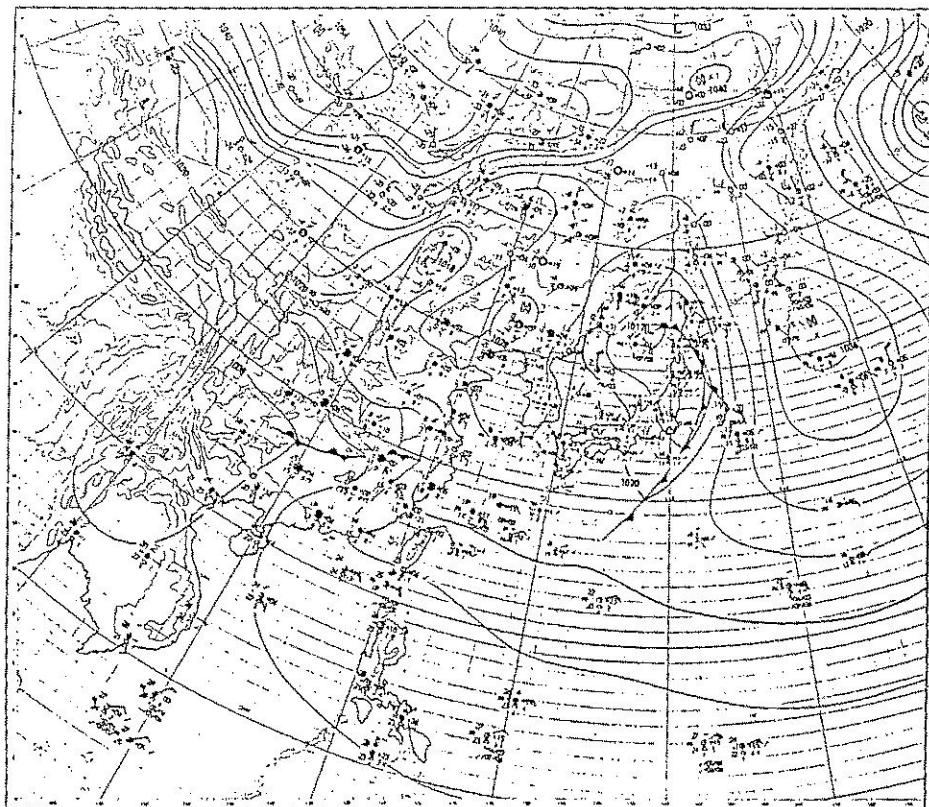


圖 2：1990 年 2 月 20 日 12Z 之地面天氣圖

Fig.2 : The surface weather chart at 12 Z, Feb. 20, 1990.

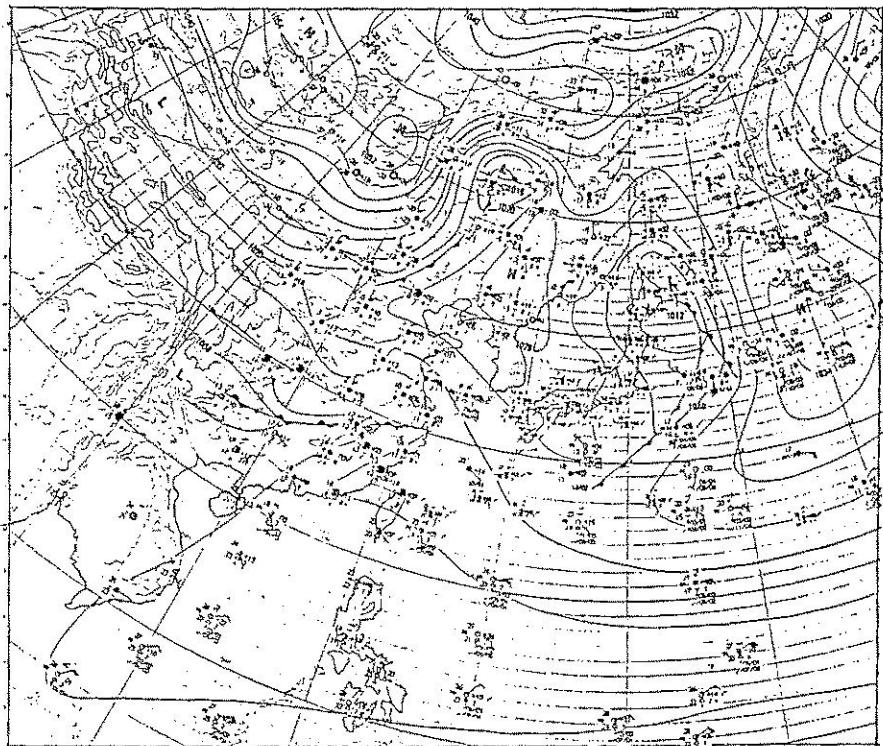


圖 3：1990年2月21日00Z之地面天氣圖

Fig.3 : The surface weather chart at 00Z, Feb. 21, 1990.



圖 4：1990年2月21日12Z之地面天氣圖

Fig.4 : The surface weather chart at 12Z, Feb. 21, 1990.

速的現象（見圖5）。

由圖5可知，位於西伯利亞貝加爾湖西方的高壓中心，自2月21日00Z開始向東南移動，其強度並逐漸增強，於22日12Z達到最強（1060mb）階段。另於貝加爾湖附近高壓中心亦自21日00Z起緩慢南移，22日00Z增強至1057mb，之後此中心與其西方的高壓合併為一。23日00Z此高壓中心移向外蒙古西部（ 48°N 、 100°E ），中心氣壓維持在1057mb。至23日12Z整個中國大陸已被強大的冷高壓所籠罩，高壓中心仍在原地駐留，此時原位於華南的冷鋒系統已向東南移，通過台灣北部（見圖5及圖6）。

從2月23日12Z高空圖可發現，850mb高空圖上 30°N 以北的大陸地區之高空風由原來偏南轉成偏北風，在700mb上， 35°N 以北的風向亦由西南風轉為西北風，惟在500mb高空此刻仍盛行偏西至西南風。由此顯示在700mb以下低對流層內源自蒙古地區的冷空氣已開始大舉南侵。從圖7可以看出，850mb， -6°C 等溫線（代表冷氣團即寒潮的前緣）的南移情形，在2月20日12Z， -6°C 等溫線在 45°N 附近，24日12Z -6°C 等溫線已迅速南下越過 30°N 緯度線抵達華南。又由圖8對850mb沿 120°E 之溫度時間變化剖面圖可以清楚地顯示出寒潮南下的情形，此次寒潮在2月25日12Z使台北上空850mb氣溫降至 3°C ，在地面則出現 10°C 的低溫。隨後由於高壓勢力減弱，變性，於2月26日00Z氣溫逐漸回升。

六、結果與討論

圖9至圖12為1990年2月23日至2月26日之850、500及300mb各層水平風場向量分佈圖。為了使中央氣象局全球預報模式能夠配合前面所述之軌跡我們作了下列之資料處理：

a.中央氣象局全球模式從2月20日00Z開始每天分別在00Z及12Z有2次的12小時預報，直至2月28日12Z止，其間2月22日12Z以後每3小時即有一組三度空間的風場資料輸出（在等熵面分析時我們只作每12小時之分析）。

b.為了增加垂直方向的解析度，將上述資料再做1np的線性內差以獲得18層的資料，此18層分別為925，900，850，800，750，700，650，

600，550，500，450，400，350，300，250，200，150及100mb。

圖13是2/22, 2/24, 2/26 12Z的300k等熵面上的氣壓分佈圖。大致上，氣壓往北遞減即300k等熵面愈往北位於愈高處，愈往南愈低。圖13a,b中在東亞地區800mb等壓線在二天之內（2/22到2/24）由 30°N 南移至台灣南方，顯示高層冷空氣往南，往下移動。此現象與圖7中850mb， -6°C 等溫線的變化一致。

在研究過程中，我們作過多層的等熵面分析，在此將只討論300k及290k等熵面的結果。圖14, 15分別是內差至300k及290k等熵面的風場。主要系統是位於 40°N 以北的槽與脊；該系統隨時間逐漸東移進入太平洋。低壓在到達亞洲大陸東岸時明顯加深，同時大陸沿海的290k等熵面風場由微弱南風轉變成北風，顯示低層冷高壓南移。

在300k等熵面上，我們選擇五個起始點，從2/22 12Z開始積分計算路徑。五點為：A(85°E , 55°N)，B(75°E , 45°N)，C(85°E , 45°N)，D(95°E , 45°N)，E(85°E , 35°N)。相關路徑則標示於圖16。A點位於高壓脊西方的噴流附近，一開始即向北移隨後沿 65°N 向東移動。B, C點位於高壓脊南側，其路徑大致向東，在 100°E 附近呈偏南走向，但在 105°E 以東又恢復向東的路徑，D點則位於低壓槽西側的噴流，很快就穿越槽線進入西風噴流，3天之內就到達換日線，E點位置離槽脊稍遠，該處風速較小，其運動路徑偏北但速度慢，6天之後（即2/28 12Z）才到達（ 100°E , 40°N ）附近。

圖17是290k等熵面路徑圖。所選的起始點多位於中國大陸北方。A, B, C, D點位置在西風帶附近，因此很快就往東移動。E, G, H路徑則有較明顯的偏南分量。其中H路徑直接朝南經過台灣，顯示侵襲台灣的冷空氣源自中國北方且在較高層（2/26之後，高壓出海，在台灣附近為高壓迴流）天氣形態，因此H路徑在此時偏西。

以上結果顯示，空氣塊運動路徑與起始點相對於天氣系統的位置有關。即使是在同一天氣系統，由於起始點位置不同（如圖16中之A與D點）其隨後進行的路徑將截然不同。

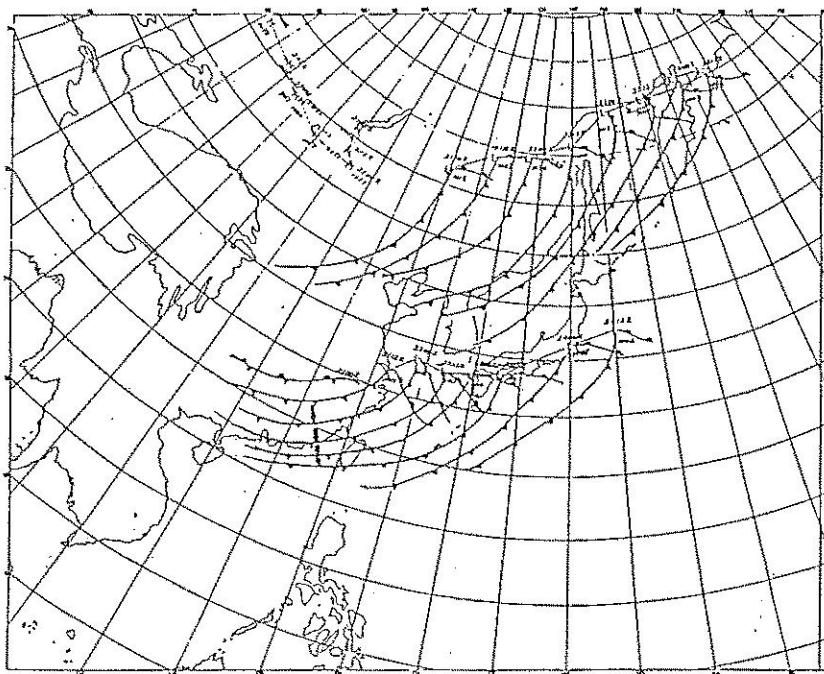


圖 5 : 1990 年 2 月 21 日至 24 日地面高低壓中心及鋒面系統運動圖

Fig.5 : The evolution of the surface high and low pressure systems and the surface front during the period of Feb. 21 to Feb. 24, 1990.

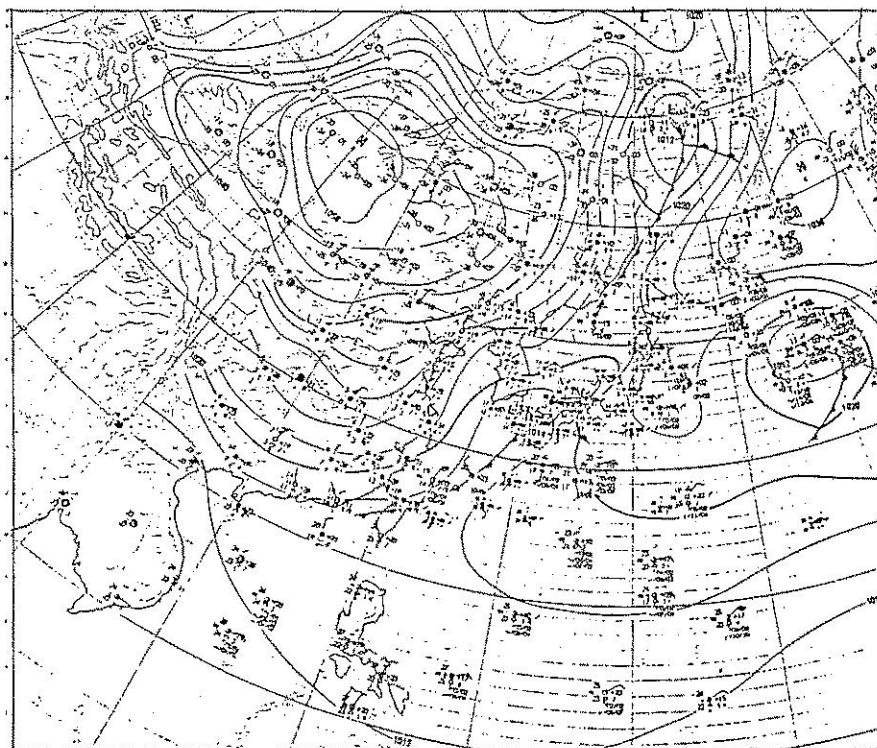


圖 6 : 1990 年 2 月 23 日 12Z 之地面天氣圖

Fig.6 : The surface weather chart at 12Z, Feb. 23, 1990.

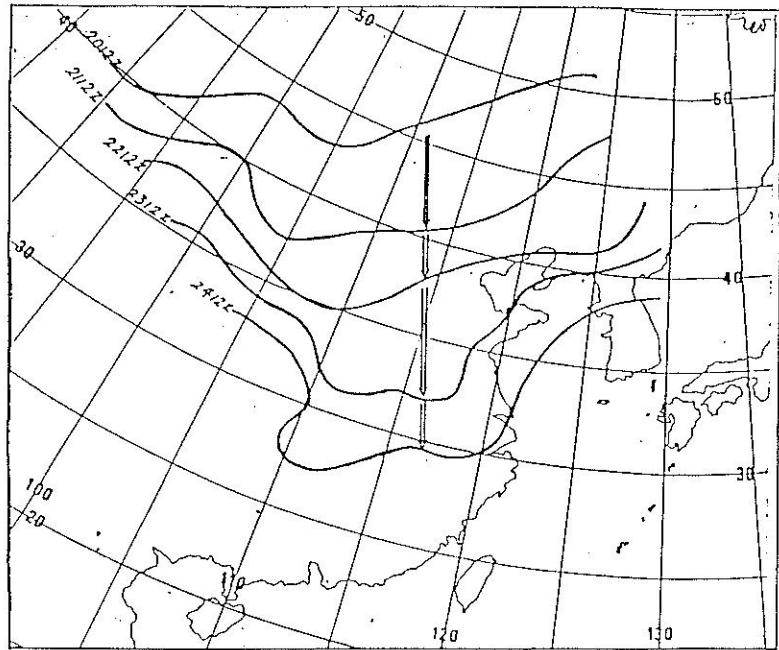


圖 7：1990 年 2 月 20 日 12Z 至 24 日 12Z 850mb, -6°C 等溫線南移之時間線變化圖

Fig.7 : The southward movement of -6°C isentrope at 850mb along 120°E from Feb. 20 to Feb. 24, 1990.

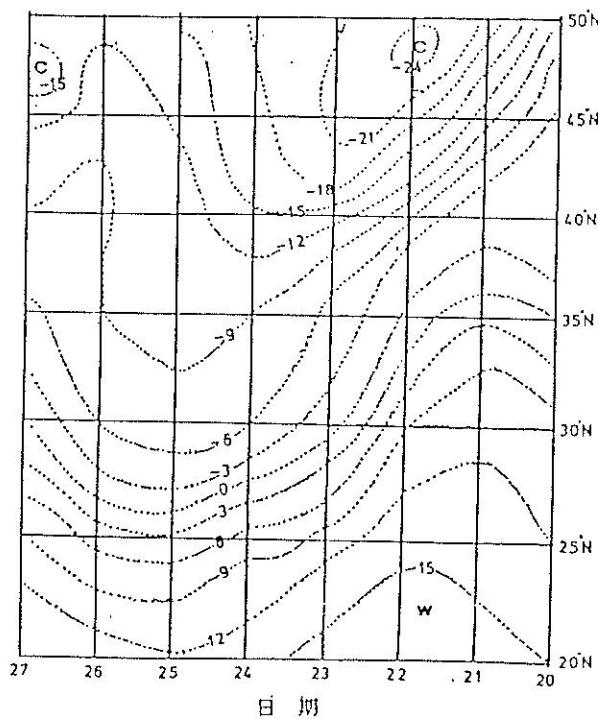
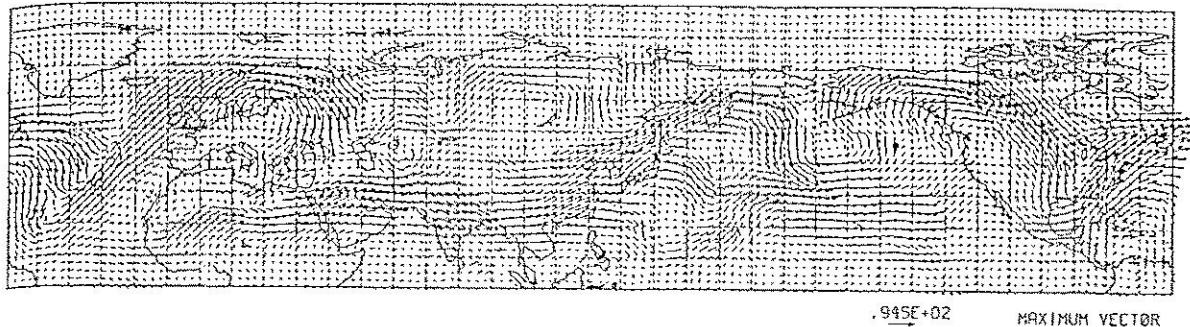


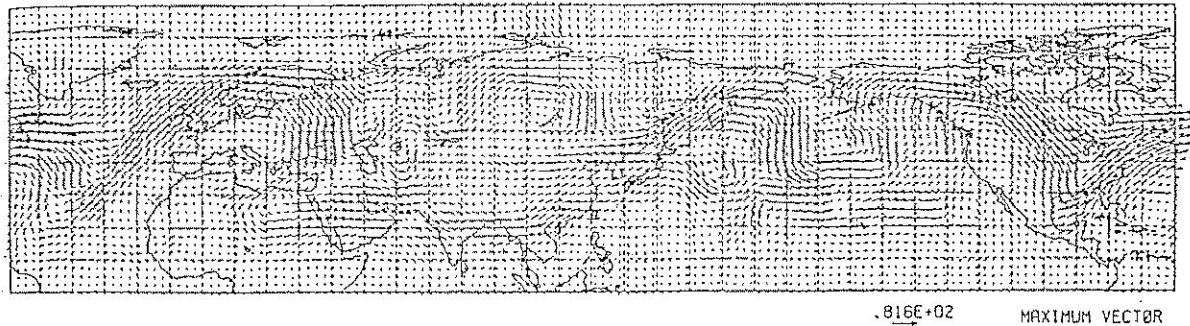
圖 8：1990 年 2 月 23 日 12Z 沿 120°E 經線之 850mb 溫度 ($^{\circ}\text{C}$) 時間變化剖面圖 (虛線為溫度線, 以每隔 3°C 為間距)

Fig.8 : The time evolution of 850mb temperature field along 120°E during Feb. 20 to Feb. 27, 1990.

90022312 300 MB WIND VECTOR



90022312 500 MB WIND VECTOR



90022312 850 MB WIND VECTOR

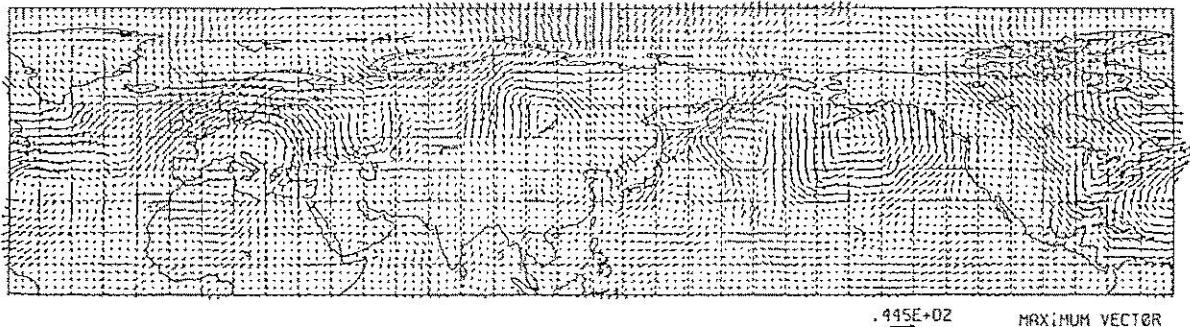
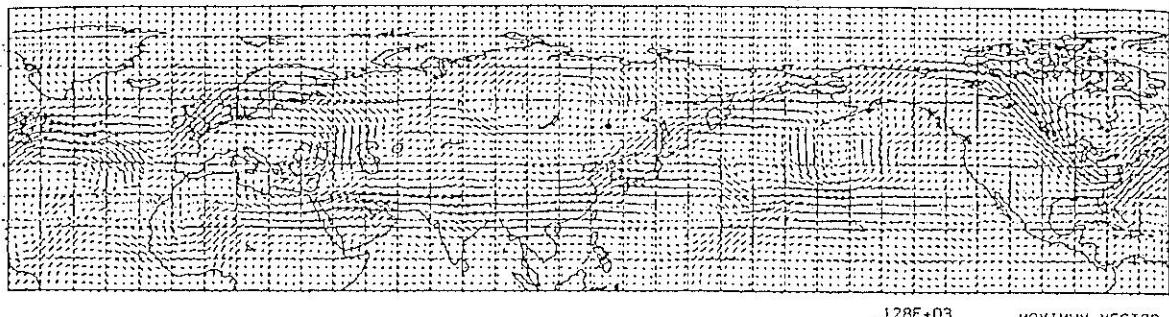


圖 9 : 1990 年 2 月 23 日 12Z 之 300,500,850mb 水平風速之向量圖

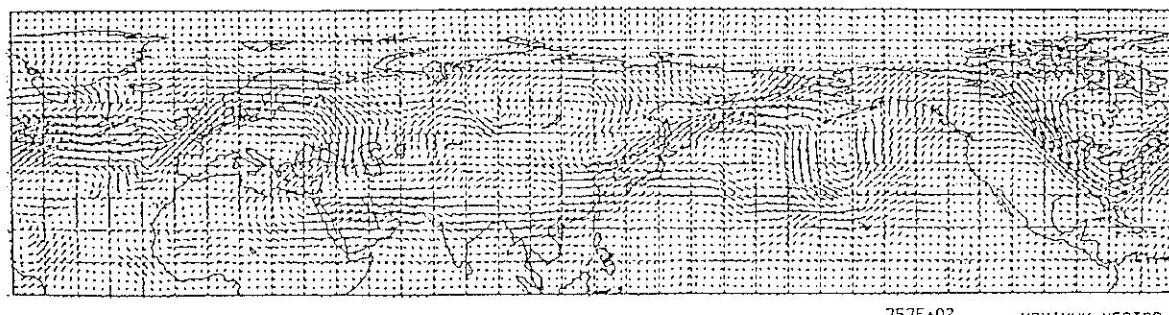
Fig.9 : The analysed horizontal wind vector at 300,500 and 850mb at 12Z,
Feb. 23, 1990.

90022412 300 MB WIND VECTOR



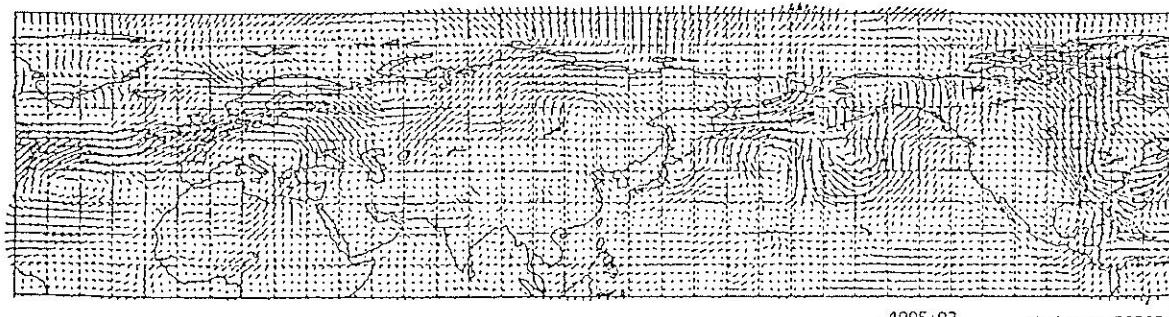
.128E+03 MAXIMUM VECTOR

90022412 500 MB WIND VECTOR



.757E+02 MAXIMUM VECTOR

90022412 850 MB WIND VECTOR

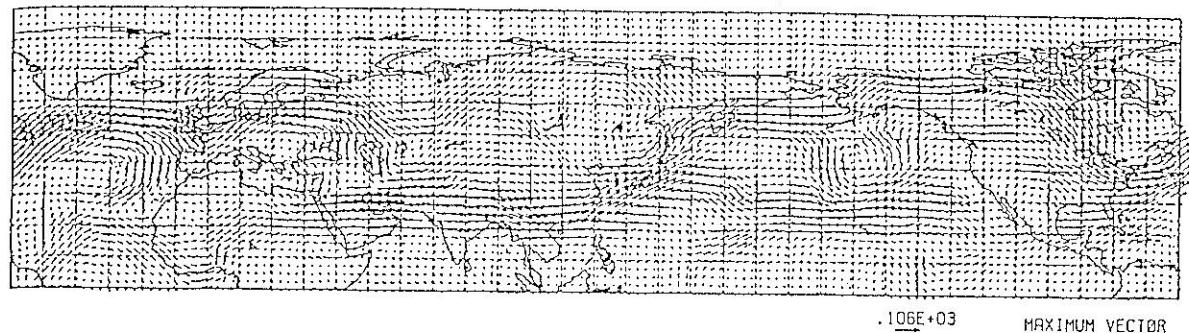


.409E+02 MAXIMUM VECTOR

圖 10：同圖 9 但為 2 月 24 日 12Z

Fig. 10: Same as Fig. 9 except for 12Z, Feb. 24, 1990.

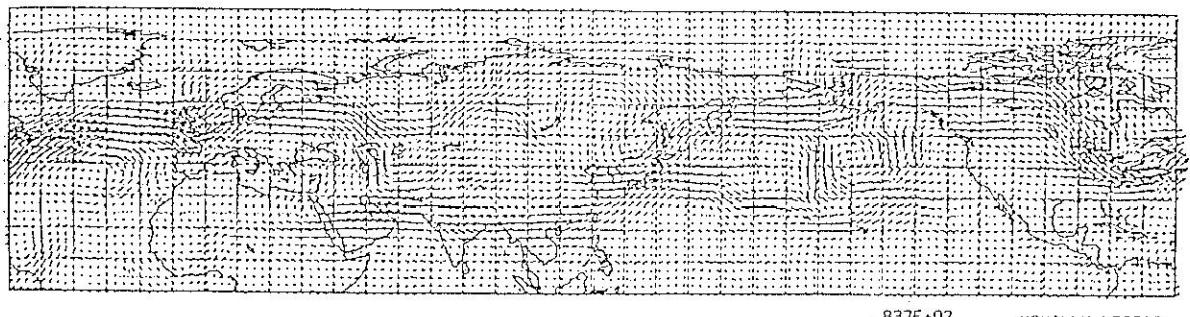
90022512 300 MB WIND VECTOR



.106E+03

MAXIMUM VECTOR

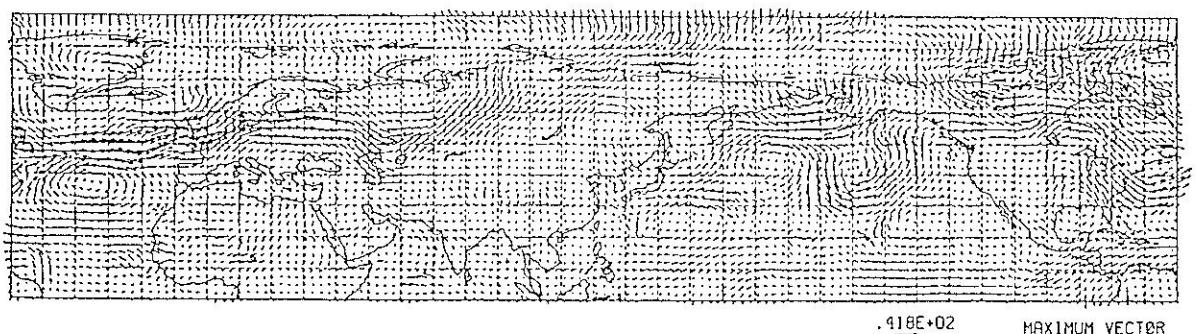
90022512 500 MB WIND VECTOR



.837E+02

MAXIMUM VECTOR

90022512 850 MB WIND VECTOR



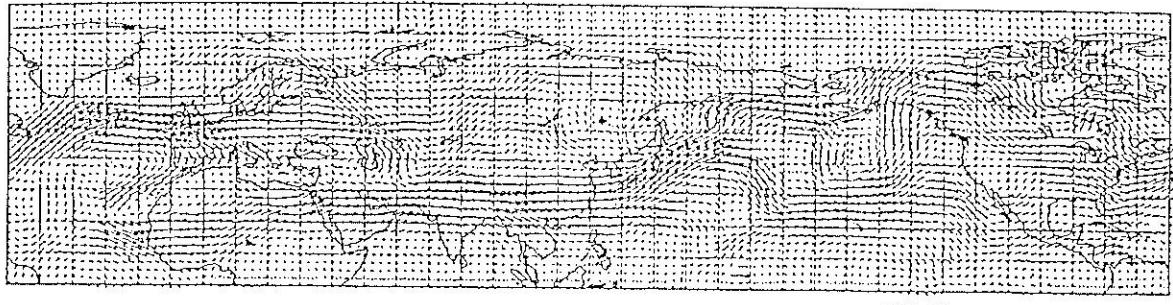
.418E+02

MAXIMUM VECTOR

圖 11: 同圖 9 但為 2 月 25 日 12Z

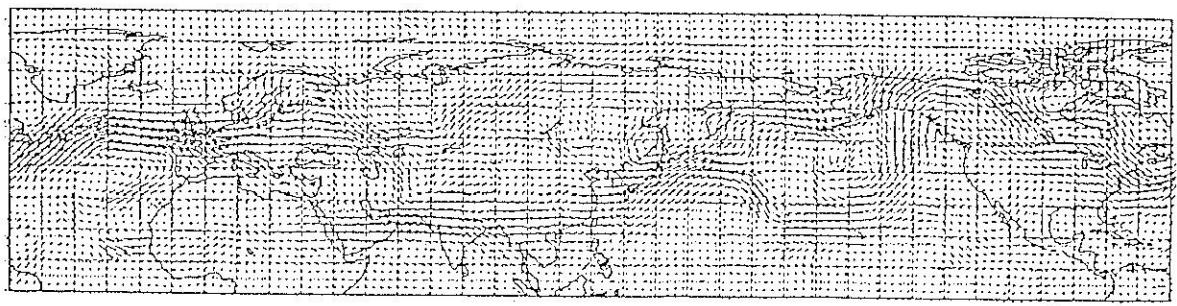
Fig.11: Same as Fig.9 except for 12Z, Feb. 25, 1990.

90022612 300 MB WIND VECTØR



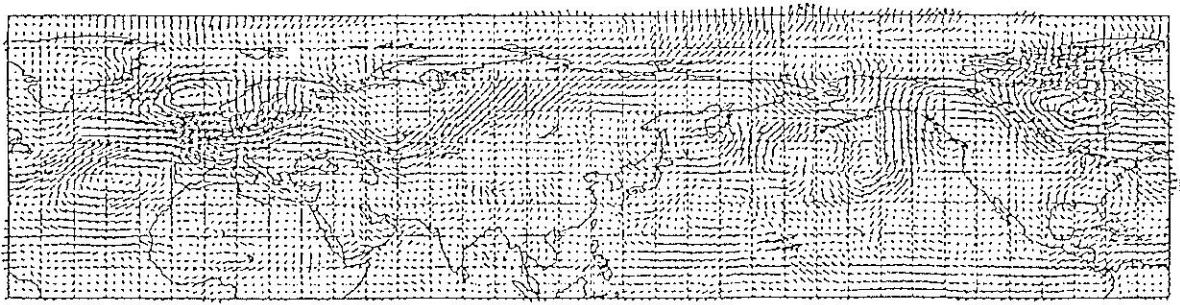
.997E+02 MAXIMUM VECTOR

90022612 500 MB WIND VECTØR



.806E+02 MAXIMUM VECTOR

90022612 850 MB WIND VECTØR



.387E+02 MAXIMUM VECTOR

圖 12: 同圖 11 但為 2 月 26 日 12Z

Fig.12: Same as Fig.9 except for 12Z, Feb. 26, 1990.

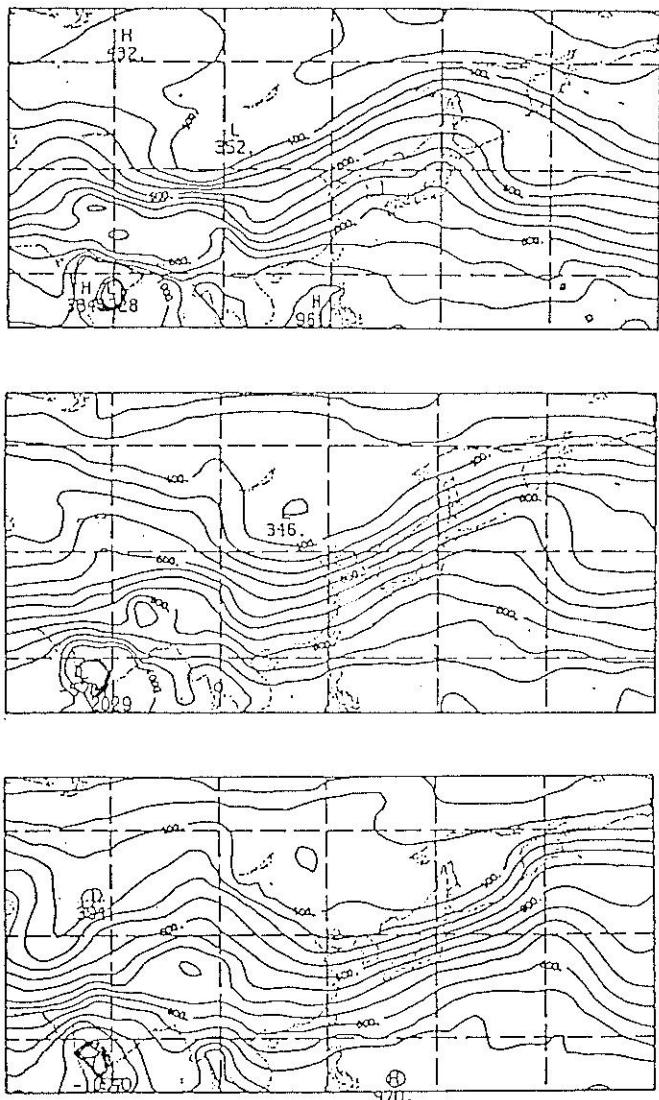


圖 13: 1990年2月22日，24日及26日12Z之300k等熵面上的氣壓分佈圖
 Fig.13: The pressure distribution on 300k isentropic surface at 12Z,
 Feb. 22, 24 and 26, 1990.

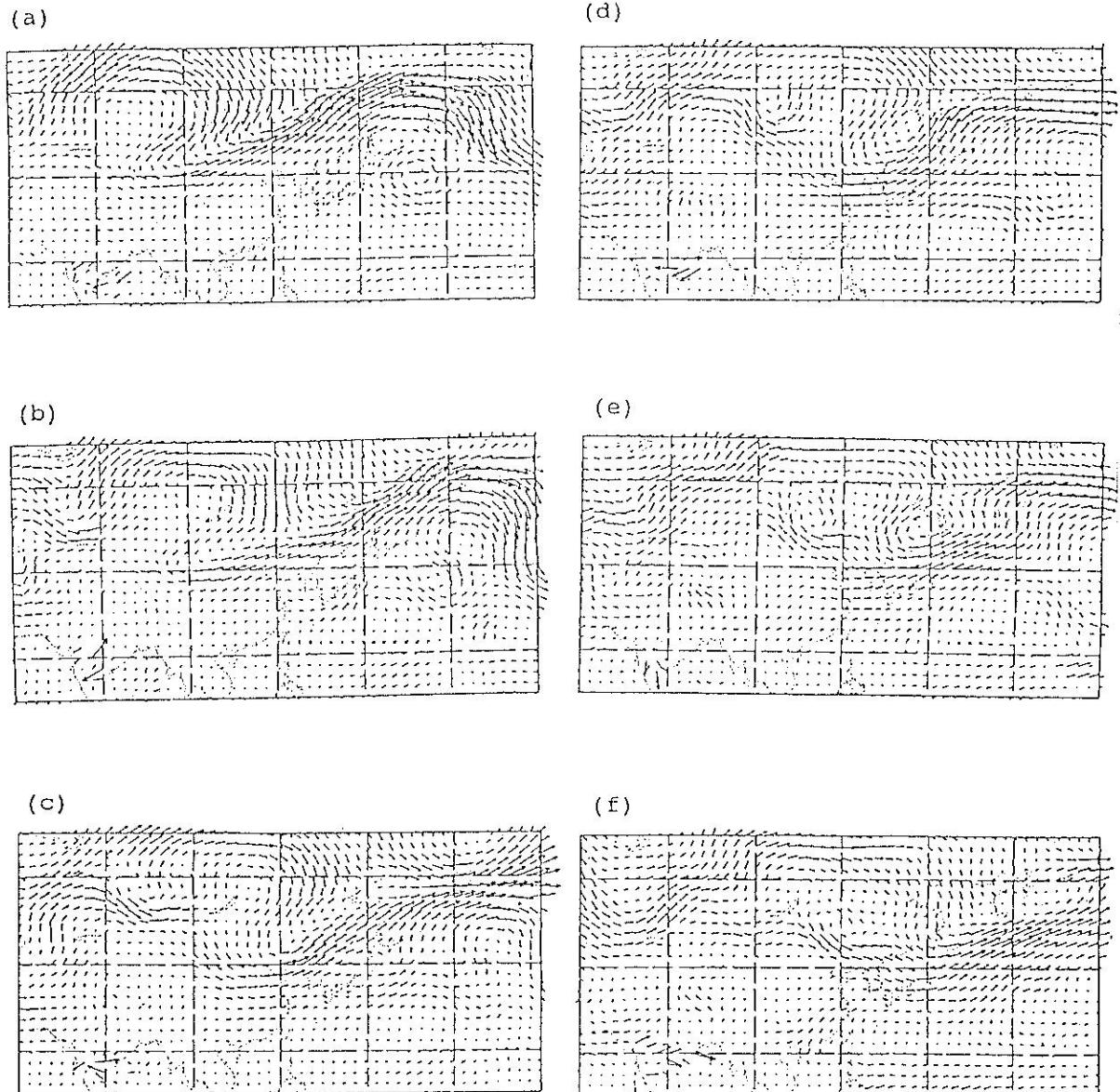


圖 14: 300k 等熵面上的風場，其中(a) 12Z, 2/22, (b) 12Z, 2/23, (c) 12Z, 2/24, (d) 12Z, 2/25, (e) 12Z, 2/26 及(f) 12Z, 2/27

Fig.14: The wind field on 300k isentropic surface at (a) 12Z, 2/22, (b) 12Z, 2/23, (c) 12Z, 2/24, (d) 12Z, 2/25, (e) 12Z, 2/26 and (f) 12Z, 2/27, 1990.

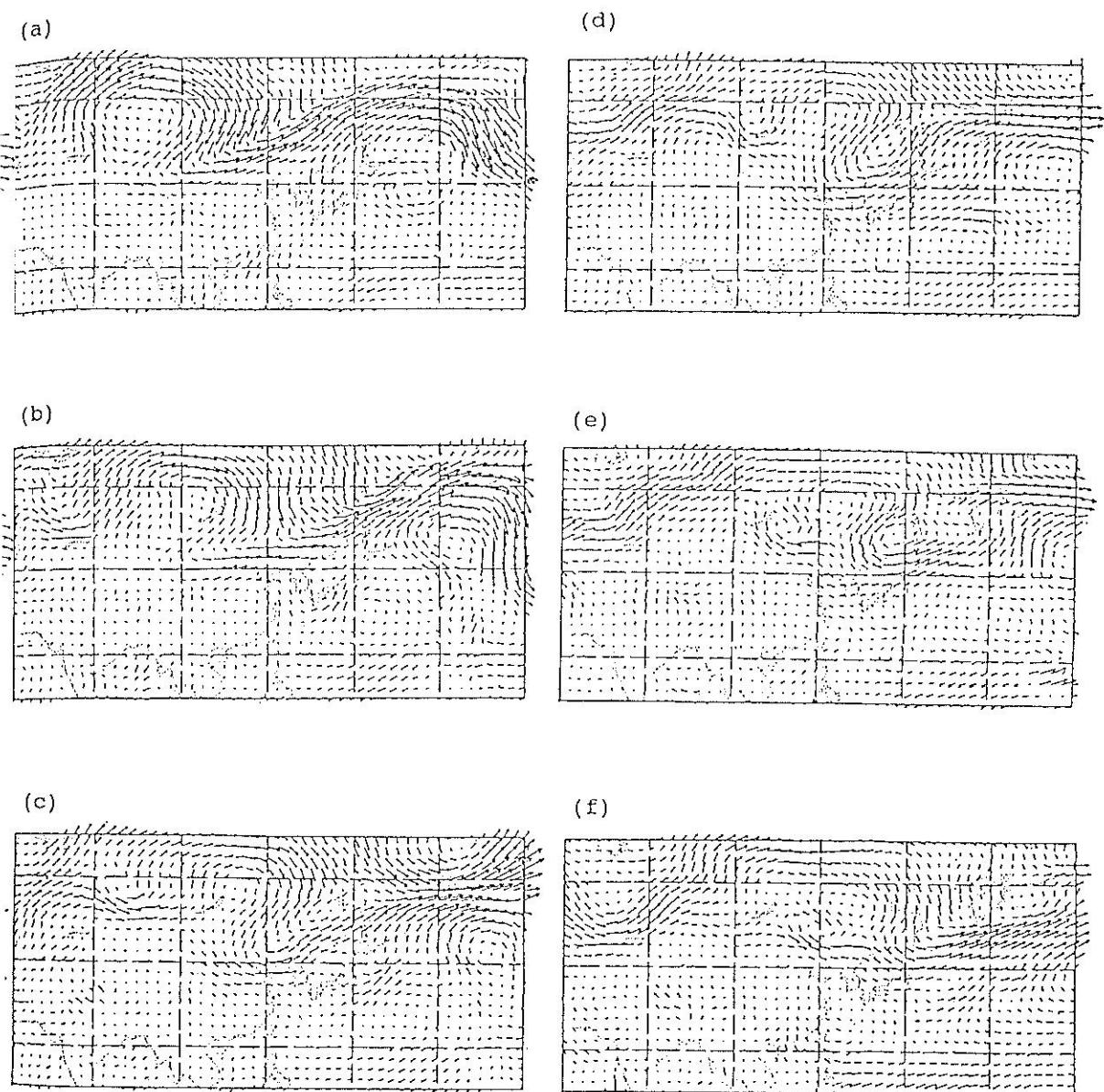


圖 15：同圖 14 但為 290k 等熵面

Fig.15: Same as Fig.14, but for 290k isentropic surface.

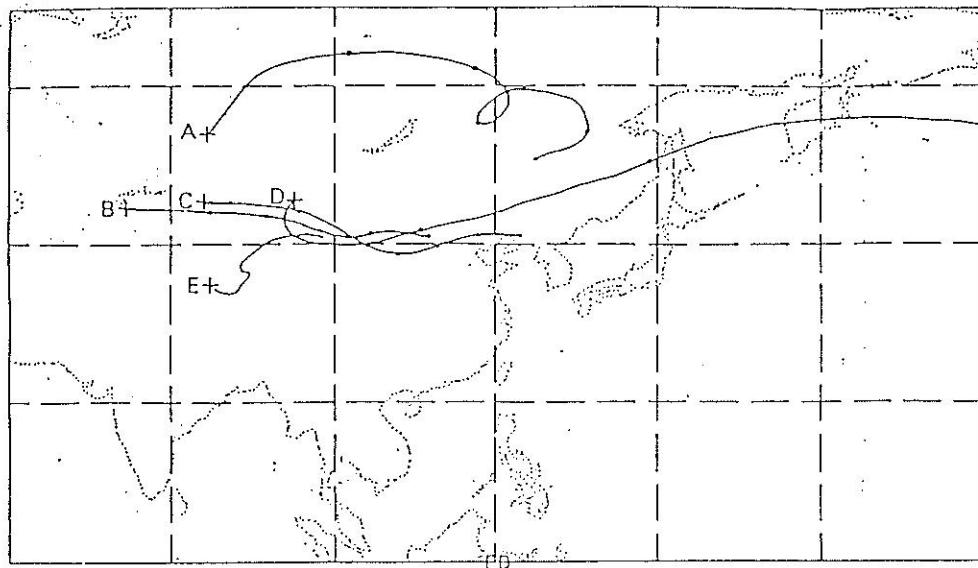


圖 16：300k 等熵面路徑圖。起始點為 A ($85^{\circ}\text{E}, 55^{\circ}\text{N}$) , B ($75^{\circ}\text{E}, 45^{\circ}\text{N}$) , C ($85^{\circ}\text{E}, 45^{\circ}\text{N}$) ,
D ($95^{\circ}\text{E}, 45^{\circ}\text{N}$) , E ($85^{\circ}\text{E}, 35^{\circ}\text{N}$) 加號標示路徑的起始點，每隔一天之後的位置
則以句號標出

Fig.16: The trajectory at 300k isentropic surface Starting points are:
A ($85^{\circ}\text{E} , 55^{\circ}\text{N}$), B ($75^{\circ}\text{E} , 45^{\circ}\text{N}$), C ($85^{\circ}\text{E} , 45^{\circ}\text{N}$),
D ($95^{\circ}\text{E} , 45^{\circ}\text{N}$) and E ($85^{\circ}\text{E} , 35^{\circ}\text{N}$)

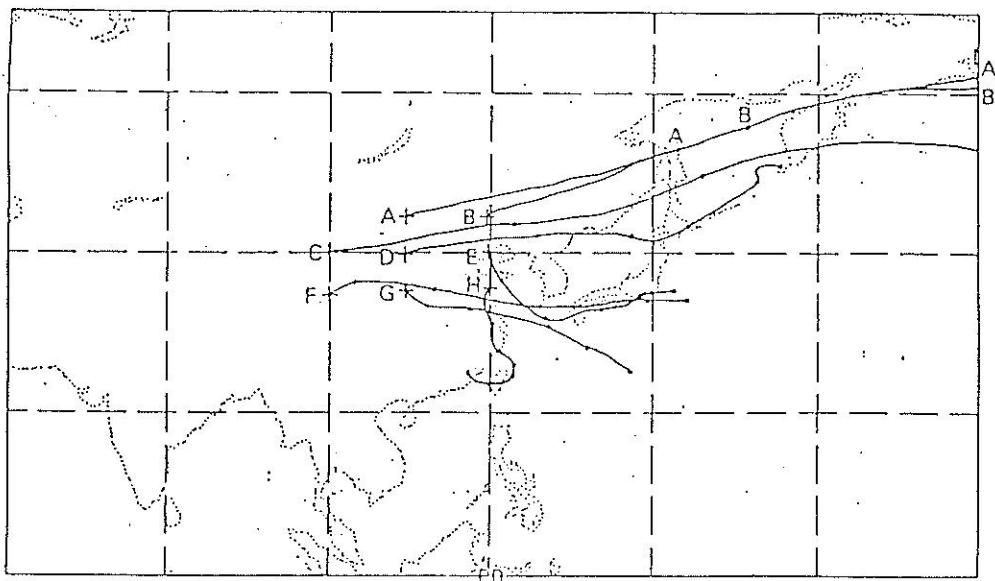


圖 17：290k 等熵面路徑圖。起始點為 A ($110^{\circ}\text{E}, 45^{\circ}\text{N}$) , B ($120^{\circ}\text{E}, 45^{\circ}\text{N}$) , C ($100^{\circ}\text{E}, 40^{\circ}\text{N}$)
D ($110^{\circ}\text{E}, 40^{\circ}\text{N}$) , E ($120^{\circ}\text{E}, 40^{\circ}\text{N}$) , F ($100^{\circ}\text{E}, 35^{\circ}\text{N}$) , G ($110^{\circ}\text{E}, 35^{\circ}\text{N}$) , H ($120^{\circ}\text{E}, 35^{\circ}\text{N}$)
，路徑標示方法同圖 16

Fig.17: The trajectory at 290k isentropic surface starting points are:
A ($110^{\circ}\text{E} , 45^{\circ}\text{N}$), B ($120^{\circ}\text{E} , 45^{\circ}\text{N}$), C ($100^{\circ}\text{E} , 40^{\circ}\text{N}$), D ($110^{\circ}\text{E} , 40^{\circ}\text{N}$),
E ($120^{\circ}\text{E} , 40^{\circ}\text{N}$), F ($100^{\circ}\text{E} , 35^{\circ}\text{N}$), G ($110^{\circ}\text{E} , 35^{\circ}\text{N}$) and H ($120^{\circ}\text{E} , 35^{\circ}\text{N}$)

SOURCE (85E, 45N, 300MB)

DATE 90022212 ~ 90022812

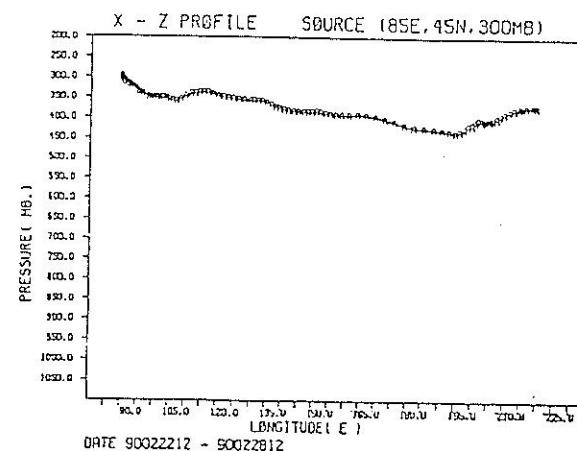
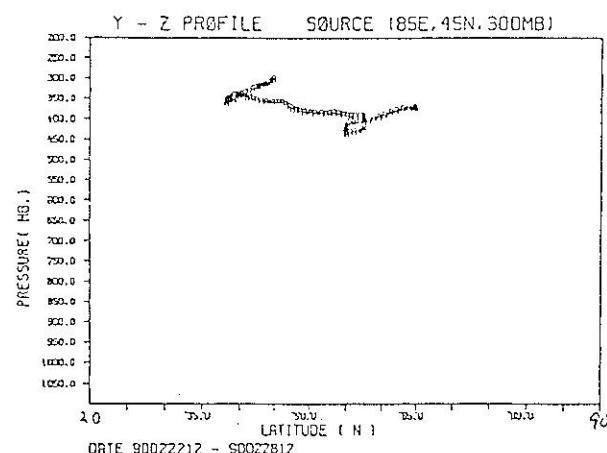
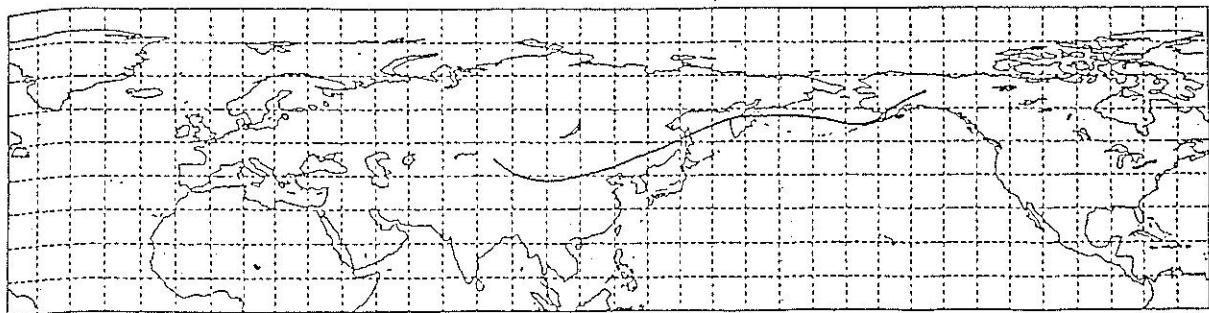


圖 18：污染源置於(85°E, 45°N), 300 mb時之軌跡分佈圖，其中(a)為X - Y平面，(b)為Y - Z平面及(c)為X - Z平面之分佈圖

Fig.18: The trajectory of pollutants at (a)X - Z plane, (b)Y - Z plane and (c)X - Z plane when the release point is located at (85 °E , 45 °N) and at 300mb .

SOURCE (85E, 45N, 500MB) DATE 90022212 - 90022812

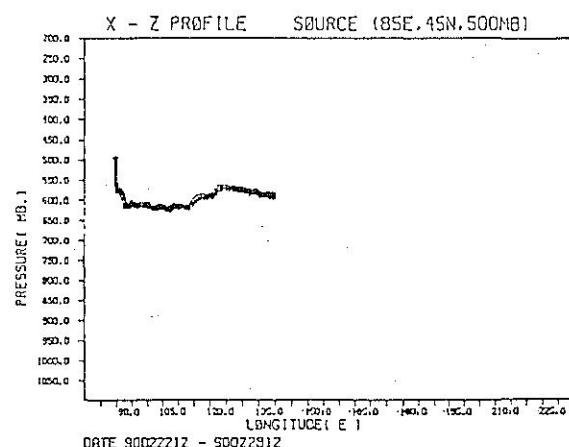
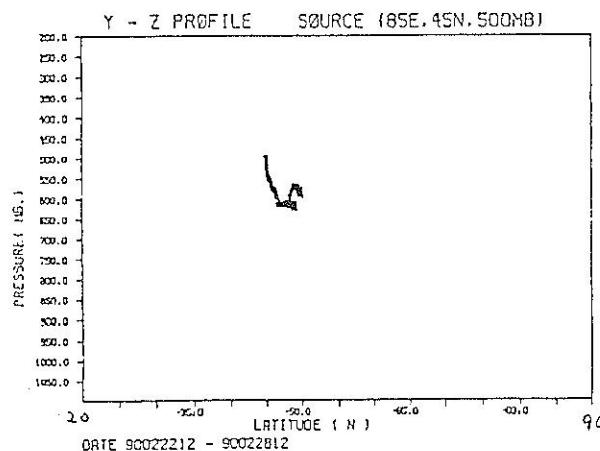
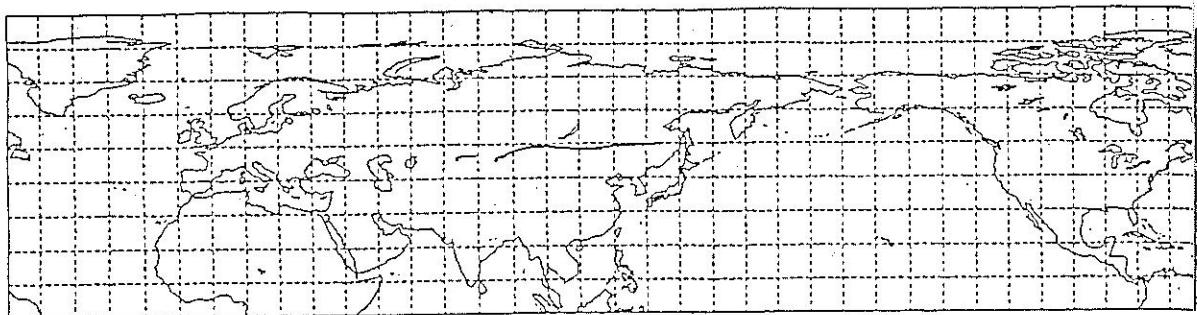


圖 19：同圖 18 但高度置於 500mb

Fig.19: Same as Fig.18 but at 500mb

SOURCE (85E.45N.850MB)

DATE 90022212 - 90022812

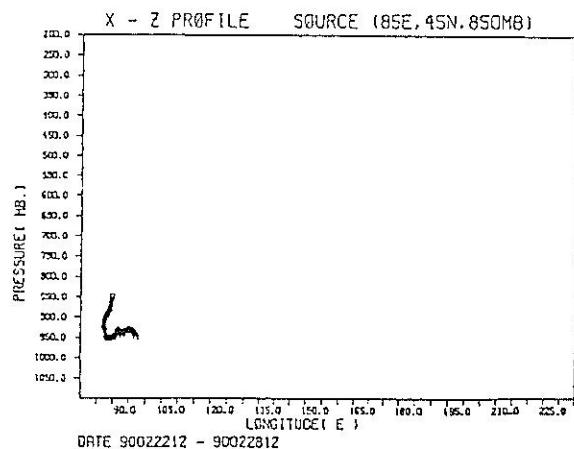
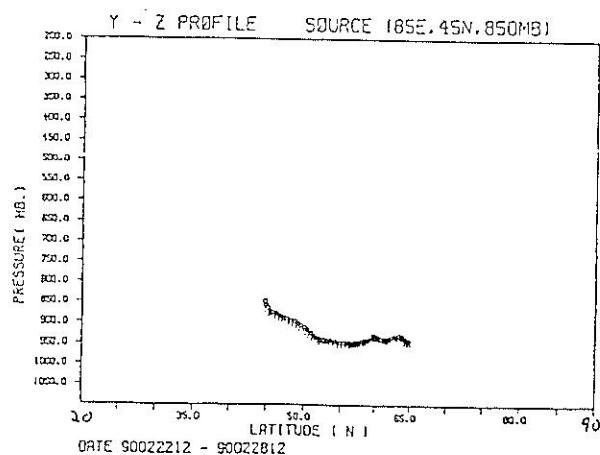
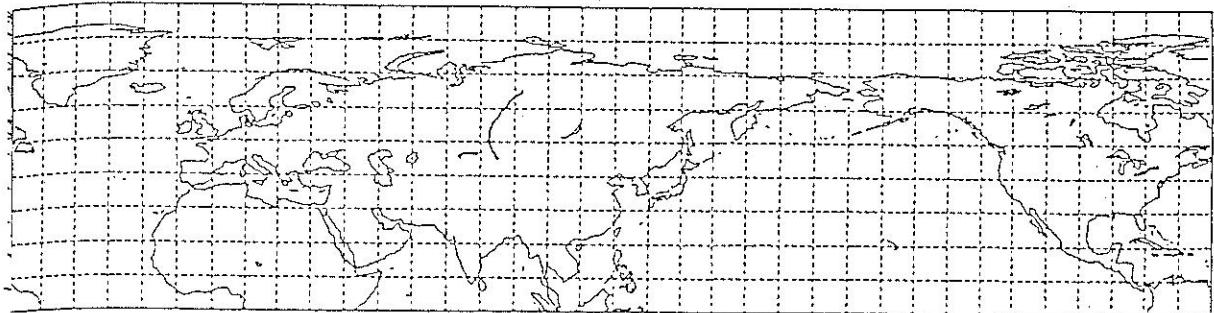


圖 20：同圖 18 但高度置於 850 mb

Fig.20: Same as Fig.18 but at 850mb

在計算軌跡模式時，時間間距取為 $\Delta t = 10$ 分鐘，而為了使垂直擴散效應更精確，我們在計算垂直擴散時其時間間距縮短為 2 分鐘。有關軌跡模式我們如同等熵面分析將 2 月 22 日 12Z 當作起始時間同時把污染源置於 85°E 45°N 作了三個模擬實驗，即把污染高度分別置於(1) 300mb ，(2) 500mb ，(3) 850mb 上。圖 18 為污染源高度為 300mb 之 $X - Y$ (18a)，沿著 X 方向軌跡之 $Y - Z$ (18b) 及沿著 Y 方向軌跡之 $X - Z$ (18c) 平面上之軌跡分佈圖，將圖 18 與圖 9 至 12 之 300mb 風速向量圖相比較可見軌跡路徑與風速演進是非常一致的，在 2/23，12Z 污染物已向東南移至 (101.7°E ， 38.4°N)，其後朝東及東北傳送至 2/24，12Z 時抵達 (137.1°E ， 49.5°N)，往後 24 小時續往東北及東走，至 2/25，12Z 時達至 (189.8°E ， 57.6°N) 而後迅速往東北方向傳送。而 $Y - Z$ 之分佈圖可見其走向為先朝南往低層傳送至 360mb ，而後朝北停留在 $360\text{mb} \pm 50\text{mb}$ 左右之高度，而 $X - Z$ 之分佈圖可見其往東且高度之變化亦在 $360\text{mb} \pm 50\text{mb}$ 之間。整個路徑與等熵面分析之 D 路徑 (圖 16) 非常之相似 (除了第一天者稍有差異)。

圖 19 為污染源置於 500mb 之 $X - Y$ (19a)， $Y - Z$ (19b)， $X - Z$ (19c) 平面上之軌跡路徑圖，基本上其走向為先迅速往下且同時緩慢往東移動至 2/23，12Z 時移至 (87.4°E ， 46.5°N)，接著停留在 600mb 左右較快速的往東移動，其間向北移動之速度非常慢故在 $X - Y$ 之分佈圖上幾乎呈一直線。圖 20 為高度置於 850mb 之分佈圖，從圖上可見污棉源迅速往北傳送而高度停滯於 920mb 左右。有關圖 18，19 及 20 中當軌跡路徑超過 65°N 時則視其超出範圍而不畫出其行徑。

本研究配合了中央氣象局的全球預報系統，發展了三維全球輻射污染擴散數值模式且亦同時建立了等熵面的分析，透過了 1990 年一次寒潮個案假設輻射污染源置於 (85°E ， 45°N) 實際模擬其傳送擴散的行徑，其結果與風場之分析相當一致。由於整個模式伴附著 C W B 的全球預報系統，因而可利用其 144 小時之風場預報了解未來六日之污染物之時空演進分佈之狀況，當可及時提供預警資訊，作最有利的預防措施。

七、誌謝

感謝陳靜洵、傅娟娟在本研究工作之各項協助。本文在原子能委員會的支援下完成，在此一併致謝。

參考文獻

- 蔡清彥，周仲島，柯文雄，方力脩，謝信良及任立渝，1989：全球預報模式在輻諾堡事故軌跡計算之應用。原委會報告。
- Arakawa, A., and W. H. SCHUBERT, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment, part I, J. Atmos. Sci., 31, 674-701.
- Chino, M., H. Ishikawa, H. Yamazawa and S. Moriuchi, 1986: Application of the SPEEDI system to the Chernobyl reactor accident. JAERI-M 86-142, Japan Atomic energy Research Institute.
- Crum, F. X. and D. E. Stevens, 1988: A case study of atmospheric blocking using isentropic analysis. Mon. Wea. Rev., 116, 223-241.
- Danielsen, E. F., 1961: Trajectories: isobaric, isentropic and actual. J. Meteor., 18, 479-486.
- Davidson, C. I., J. R. Harrington, M. J. Stephenson, M. C. Monaghan, J. Pudykiewicz and W. R. Schell, 1986: Radioactive cesium from the Chernobyl Accident in the Greenland ice Sheet. Science, 237, 633-634.
- Gudiksen, P. H. and R. Lange, 1986: Atmospheric dispersion modeling of radioactive releases from the Chernobyl event. UCRL-95363, Lawrence Livermore National Laboratory.
- Kao, S. K. and W. S. Kau, 1980: Vertical

meridional and off-diagonal eddy diffusivities in the northern hemispheric stratosphere and lower mesosphere.

Pageoph. Vol. 118, 1007-1014.

Katayama, A., 1974: A simplified scheme for Computing Radiative Transfer in the Troposphere. Tech. Rep. No. 6, dept. of Meteorology, UCLA, Los Angeles, 77pp.

Liou, C. S., C. T. Treng, W. S. Kau, T.

E. Rosmond, C. S. Chen, J. H. Chen, C. Y. Tsay, 1989: Global Forecast system at Taiwan Central Weather Bureau, Papers in Meteor. Res. Vol. 12, 205-228.

Schlesinger, M. E. 1976: "A Numerical simulation of the General Circulation of Atmospheric Ozone." Ph. D. Thesis, Dept. Atmos. Sci., University of California, Los Angeles.

THREE DIMENSIONAL GLOBAL SCALE DISPERSION OF RADIOACTIVE POLLUTANTS MODEL STUDY

W. S. Kau, H. H. Hsu
Dept. of Atmospheric Sciences,
National Taiwan University

C.Y. Tsay, H.L. Hsieh
Central Weather Bureau

ABSTRACT

In this report we have set up a system of the "Three Dimensional Global Scale Dispersion of Radioactive Pollutants Model". From this system we can understand and predict the trajectory and distribution of radioactive pollutants in the atmosphere. This system consists of two numerical models: a global numerical forecast model (to simulate the global wind and a dispersion model (to calculate concentrations of the radioactive pollutants). In the global forecast model, we employ the Central Weather Bureau's Global Forecast System to get meteorological variables. And in the dispersion model, we use a trajectory model in which vertical diffusion processes have been considered. We also calculate the isentropic potential vorticity and use it as a guidance of the trajectory model. Following the system, we have simulated a pollutant distribution during a cold air outbreaks case (from Feb. 22 to Feb. 28, 1990) with a pollutant source release at 45°N 85°E.

Key words: Global forecast system, atmospheric transport model, isentropic potential vorticity, trajectory model, radioactive pollutant, cold air outbreak.