

論亞洲極地高壓之生成與發展* (上)

王 時 鼎

——「亞洲極地高壓生成發展與臺灣地區寒潮中期預報」第一部份——

The formation and Development of Polar Anticyclones over Asia

Shih-ting Wang

Abstract

This paper is the first part of the subject entitled "On the Formation and Development Polar Anticyclones over Asia and the Extended Forecasting of Cold Air Surges in Taiwan". Both theoretical and observational studies are carried out with the following major subtopics.

(1) The role of Asian polar anticyclones on the general circulation of the atmosphere; (2) Origins and structures of Asian polar anticyclones; (3) Physical mechanisms for the formation and development of Asian polar anticyclones through the diagnostic study by the Petterssen development formula; (4) Forecasting problems.

In support to the study mentioned above, the development and behavior of a strong polar high on 20-27, Feb. 1974, as a "model" case, have been investigated extensively; and some other cases have also been examined. Certain results either in diagnosis or in prognosis have been obtained.

一、前言

亞洲極地高壓之重要性，可藉以下所述其在全球大氣環流中所佔之地位一節，知其梗概。但顯然就其重要性而言，此一方面之實際研究却顯見未能配合。雖然甚多氣象學家如盧鑒⁽¹⁾，錢秉泉 (P.C. Chen)⁽²⁾，戚啓勳、陳文恭⁽³⁾，Wexler⁽⁴⁾，Ramage⁽⁵⁾，Palmen and Newton⁽⁶⁾等均曾作有研究與分析。但對其生成發展之物理機制 (Mechanism) 及有關此一方面有系統之討論，似仍不足，特以源地高壓 (Polar "source" high) 方面為尤然。而此為研究寒潮高壓動態及其短期或中期預報問題所必需，此亦為本研究之緣始。

二、亞洲極地高壓在全球大氣環流中所佔之地位

亞洲極地高壓於多半年全球大氣環流中，扮演著極為重要之角色。此由圖 1 所示之流場模式圖則略可知之，藉圖可得：

(一)亞洲極地高壓為全球唯一「全緯度」之熱力環流系統，亦即「直接環流」系統。

正如 Hadley 所展示低緯信風區域之熱力環流 (Thermal-driven circulation)，亞洲極地高壓空氣係直接自冷源吹向熱源，而構成自高緯度至低緯度之巨大「熱力環流」系統。由於廣大亞洲大陸在冬季均成為大氣之冷源，冷空氣繼續不斷外流，而造成東亞 30°N 以南區域，全球特有之「東北季風」(NE Monsoon)。

(二)完成南北空氣熱量與動量之直接交換

(a)與中高緯度間之熱量與動量交換。

(1)此實際所造成者，即亞洲海岸外之斜壓渦旋。由於高壓中冷空氣之不斷外流，而使阿留申低壓強度獲得維持，成為北半球「活動中心」之一。

(2)分裂出海之高壓——寒潮終止以後，極地高壓移至中緯，並東移出海變性為暖性高氣壓，以增強 (Reinforce) 副熱帶動力高壓，進而支配美國西部之天氣。

*本研究之完成獲國家科學委員會之補助

(b)與低緯度間之熱量與動量交換——此即所謂「東北季風」及新鮮極地氣團造成之湧動 (Surge)

(三)藉其完成南北兩半球間熱量與動量交換

此可藉圖 1 中，亞洲寒潮高壓氣流直接自北半球進入南半球及圖 2a 中，間熱帶輻合區 (ITCZ) 在亞洲季風區域於冬夏半年間有最顯著南北位移，以及圖 2b 中，北半球 1 月與 7 月地面氣壓剖面看出。此項南北空氣之交換，主要係賴亞洲極地高壓強度發展為其原動力。冬季，北半球空氣藉亞洲高壓氣流，而向南半球輸送。夏季再藉亞洲大陸熱低壓之助，使流入南半球之空氣再重返北半球。

深值注意者，此項幾乎影響全球熱量與動量平衡之程序，係在極為有效及甚短時間內完成。並隨極地高壓發展階段不同而各異。以下僅提出 1974 年 2 月下旬，一次罕見的極地高壓為例。

由於該次高壓所造成之強大寒潮，使 2 月 25 及 26 日臺北陽明山上曾降雪盈尺。源地區域 (蒙古西北部) 於 2 月 23, 24, 及 25 日 (00Z) 中心氣壓均高達 1080mb 或以上。此處茲就上述「東北季風」，「中緯東移冷高壓」及「中高緯度之斜壓渦旋」等因子，在該一時間中所造成之對極地高壓冷空氣向外輸送之流量，及高低緯度因空氣交換所造成之溫度變化，列如表 1 與表 2。

環 流 因 子			中高緯度斜壓渦旋	東 北 季 風	中緯出海高壓
冷高壓空氣流量 (CMS)	23 日	寒潮初期	4.08×10^{10}	2.81×10^{10}	0
	25 日	寒潮中期	4.34×10^{10}	4.22×10^{10}	0
	27 日	寒潮後期	2.57×10^{10}	0	2.38×10^{10}

表 1. 1974 年 2 月 23, 25, 27 日強烈極源高壓氣流因各種環流因子所向外輸送之流量 (每秒立方公尺數, CMS)

Table 1. Discharge (CMS) of cold airs by the Monsoon, baroclinic vortex and migratory high cell in the case of a severe polar outbreak.

氣 層	地 面			850MB			700MB			500mb 緯 流 指 標	
溫 度 日 期	源 地	臺 北	溫 差	源 地	臺 北	溫 差	源 地	臺 北	溫 差	(55°—35°N) (單位：GPM)	
22日 12Z	—35	19	54	—35	14	49.0	—41.1	9.4	50.5	320	
23日 12Z	—33	13	46	—26.1	7.4	33.5	—32.3	—3.2	29.1	340	
24日 12Z	—28	11	39	—24.5	2.2	26.7	—25.9	—3.4	22.5	324	
25日 12Z	—30	6	36	—12.9	—4.5	8.4	—18.5	—1.1	17.4	231	

表 2. 1974 年 2 月 22-25 日強烈寒潮爆發期間，高壓源區 (52° N, 106° E) 與臺北之溫度值及溫差 (°C)。示南北空氣熱量之交換。

Table 2. Time variation of temperatures and their differences from the polar high center to the low latitude (Taipei) in the "model" polar high cell on 22-25, Feb. 1974.

藉表 1 可見寒潮各階段期間，由各環流因子所輸送之流量數值。在初期與中期主要均藉高壓前方發展中之斜壓渦旋 (氣旋) 及東北季風以輸送。至後期則藉斜壓渦旋與中緯出海高壓。東北季風之輸送在中期

為最大，後期幾完全不著。表 1 中數字之求法為根據下列公式：

$$Q = \int \int V_s dndz$$

式中

Q ：為流量，單位為每秒立方公尺 (CMS)

V_s 為流線方向之風速 (以各該日 850mb 層風速乘一比例數 0.85 而得，該一比例數係根據桃園高空風決定)。

n ：表氣流之法線方向稠度。

Z ：表冷空氣之高度 (以 25 日桃園所出現冷高壓高度 2000 公尺為依據)。

求法之例：25 日東北季風所輸送之冷空氣流量為 (所取之位置如圖 3 所示)：

$$Q (\text{流量}) = 15 (\text{風速, 每秒公尺}) \times \cos 20^\circ \times 2000 (\text{公尺}) \times 16 (\text{緯度}) \times 110 (\text{公里}) \times 1000 (\text{公尺}) \times 0.85 = 4.22 \times 10^{10} \text{ CMS (每秒立方公尺)}。$$

藉表 2 可見在該次寒潮前期及後期，無論地面及對流層下層，臺北至蒙古唐努烏梁海一帶高壓源區之溫度差係急劇遞減 (源區溫度取該區測站所見之最低值)，特以對流層下層為尤然。例如：850mb 層上，22 日 12Z 溫差為 49°C ，至 25 日 12Z 溫差已減小為 8.4°C 。地面層因源地非絕熱性冷卻關係 (Nonadiabatic cooling)，故溫差變化較少 (由 22 日 12Z 54°C 之溫差減至 25 日 12Z 之 36°C)。

藉表 1 與表 2，可見在亞洲極地寒潮高壓係如何極有效率的造成高、中、低緯度間動量與熱量交換，並支配全球之大氣環流。

三、亞洲極地高壓之來源

有關亞洲極地高壓之來源，研究者已多，計可歸納為五支⁽⁸⁾，即：

第一支：源出於北極海岸至新地島。

第二支：源出於北極海至新地島以東。

第三支：源出於俄屬西伯利亞西部及外蒙。

第四支：源出於蘇俄南歐部份。

第五支：源出於蘇俄濱海省及鄂霍次克海。

以上五支高壓，如配合對流層中層環流系統，實際可歸併為兩類，而可分別稱為：

(一)移動性高壓——包括上述第一、二、四、五等四支。其特徵為：

a. 500mb 層上有移動性之高壓脊，地面高壓約在高空脊線前方之氣流轉捩點 (point of inflection) 附近。

b. 地面高壓中心與冷心一致。但就亞洲全區言並不一定即屬最冷之區域。

c. 地面高壓中心前方迄至 500mb 層內為冷氣平流 (cold air advection) 區域。反之地面高壓中心後方至 500mb 層內為暖氣平流區域。

d. 主要係出現於冬季之過渡季節內。且速度一般均甚穩定。絕少停留。強度變化亦小。

e. 其移動隨大氣環流指標高低有較偏北或南之路徑。

圖 4a-e 為本類高壓之例。係仿蘇俄 3~7 天預報法繪製。圖中除附高壓運動逐日位置外，並附各該日之高空 500mb 層特性等高線型式。圖 4a 為秋季低指標環流 (low index circulation) 下之情形。圖 4b-e 為仲冬情形，地面高壓強度均達 1030mb 以上。其中圖 4c 及 4d 為當高壓移入中國本部後，高空環流均演變為低指標型式 (南北氣流型)。

(二)源地性高壓——此亦即上述第三支高壓。本類高壓平均言，有最大之強度與範圍及最低之溫度。且主要均出現於仲冬季節。猛烈之「寒潮」每均與本類高壓有關，特以低緯度之寒潮為然。圖 5 為最近 1964—1974 年，仲冬 12 及 1、2、三月強度逾 1060mb 高壓中心位置圖。此略可示亞洲區域極源高壓 (Polar "source" high) 源地所在。

分析源地高壓之特徵，可得：

Fig. 2a. Seasonal variation of mean positions of ITCZ in Asia region

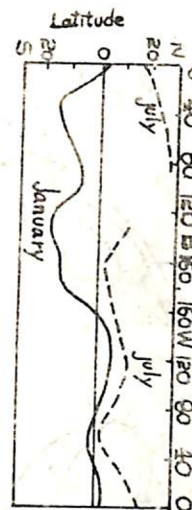


圖 2a. 間熱帶輻合區多夏季年 (元月, 七月) 位置圖。藉圖可見其位置在亞洲季風區域有着最顯著之南北位變。

Fig. 1. The flow field of Asian polar anticyclone illustrating its role on the general circulation of the atmosphere.

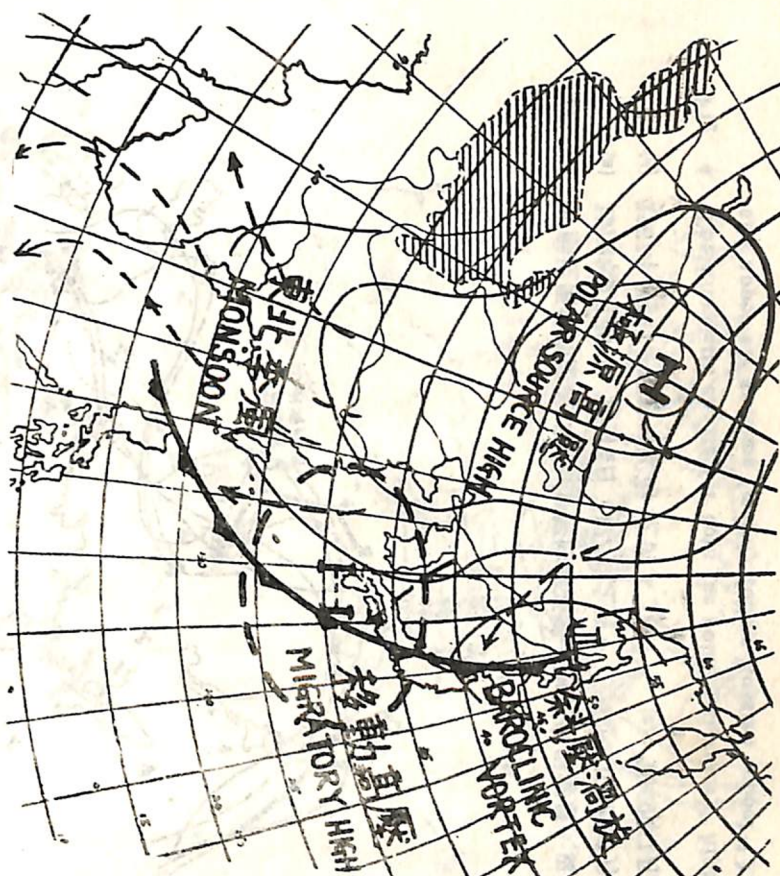


圖 1. 亞洲極地高壓流場模式圖。藉圖可見亞洲寒潮高壓在全球大氣環流中之地位。

Fig. 2b. Normal sea surface pressure profiles against latitude in northern hemisphere for January and July (17).

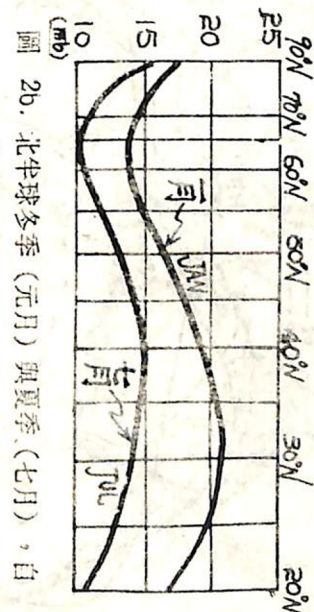


圖 2b. 北半球冬季 (元月) 與夏季 (七月) 自北至南地面氣壓剖面。示南北半球間空氣之交換。此項交換主要藉「東北季風」及「西南季風」以完成。

Fig. 3. Reference axis for calculation of the discharge of cold air surges in Asia.

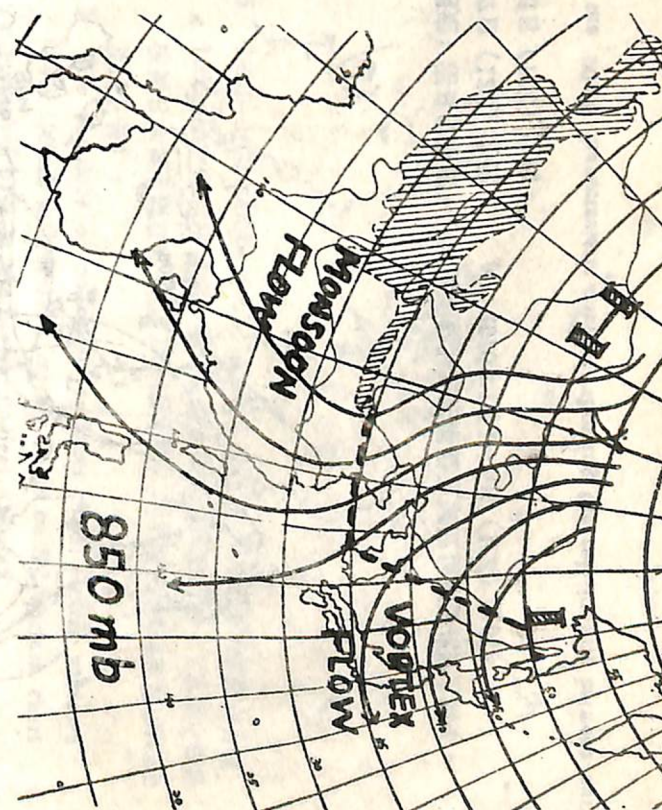
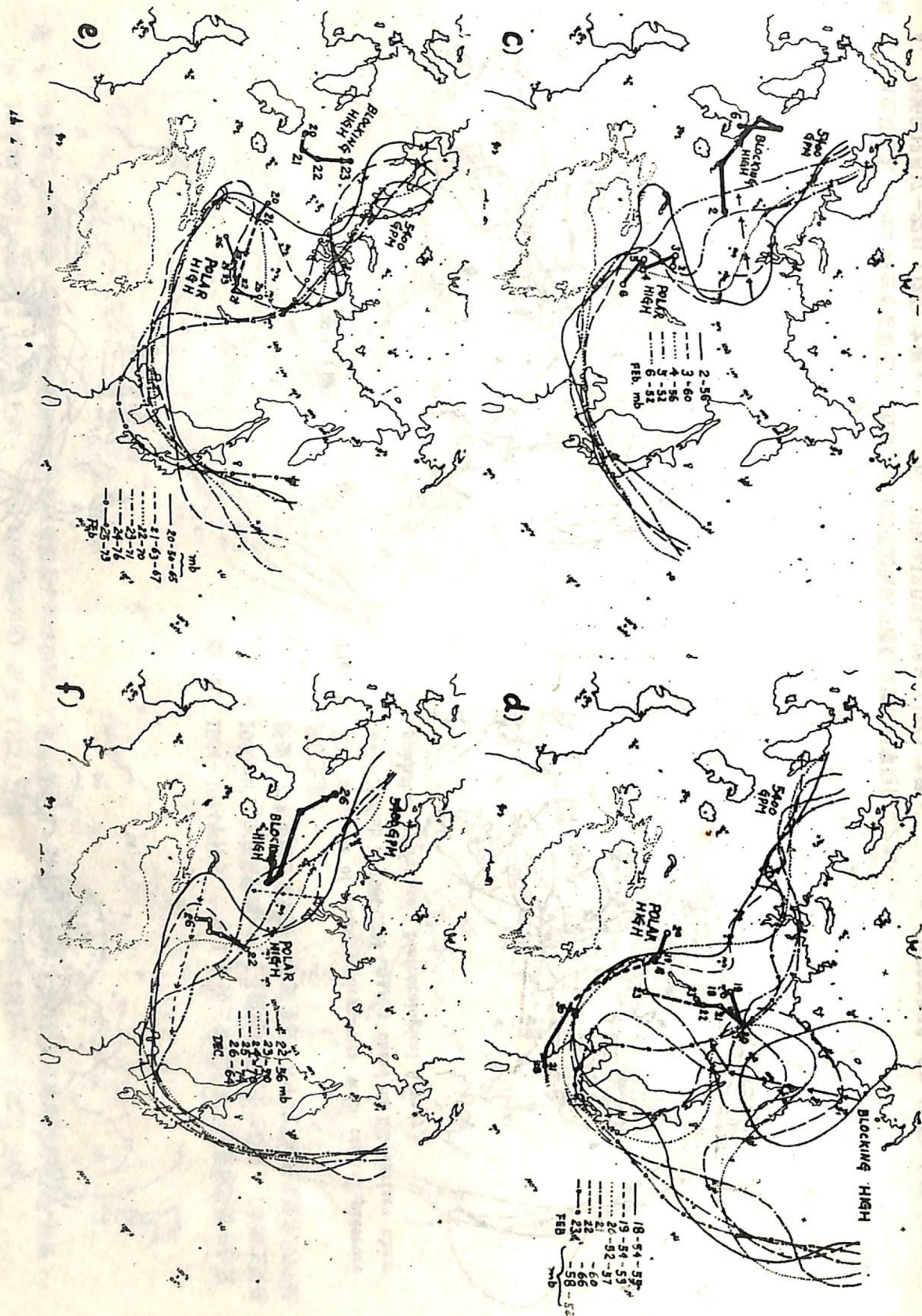


圖 3. 計算寒潮空氣流量度數之圖定。(1974 年 2 月 25 日 12Z 之例)。

圖 6 (續)



- 源地高壓之成因爲冷空氣之積聚，故其出現有一定之區域，而不若移動性高壓隨高空脊線所經區域而各異。
- 移動性極地高壓移至源區時，中心常滯留不動，其強度及範圍並迅速增大。
- 亞洲區域源地高壓之源區主要係在蒙古西北部薩彥嶺以南，阿爾泰山以北之唐努烏梁海盆地一帶。藉圖 5 亦略可見，仲冬時，極地高壓最易棲止於該區。
- 源地高壓所在，可發現無論地面或 850mb 層均屬最冷之處。至 700 及 500mb 層上，冷心才移至主槽區域，此爲與移動性高壓最大不同之處。
- 源地高壓在高層有其頗爲固定之環流型式，其一般均與蘇俄烏拉山區一帶之阻塞高壓相聯（參見圖 6a-f）。在下節將特別論及此項形勢對源地高壓發展之重要性及必要性。另外，間亦同時伴隨有西伯利亞東北部之阻塞高壓者（圖 6d）。
- 由於上述源地高壓多係伴隨有高層阻塞（Blocking）現象，而此形勢每甚穩定，故間有源地高壓中心迴旋於源區達半月或竟達一個月者，（例見 1966 年 12 月下半月至翌年元月上半月參見圖 6a, 6b, 4d 及 50a 與 1968 年 2 月參見圖 6c 及 d）。
- 源地高壓有全球最大之強度，中心高達 1080mb 以上者，亦間見之。此處所附圖 6a-f 六例，中心強度均曾達 1065mb 以上。

四、亞洲極地高壓生成發展之物理機制

此處期望就此一影響全球大氣環流及控制亞洲多半年全區天氣之氣壓系統生成發展，作偏重物理因素方面之探討，期望能獲知：

- 控制亞洲極地高壓生成發展各項物理因素之個別重要程度，及在「數量」上之估計。
- 源地高壓及移動性高壓，在生成與發展方面不同之點。
- 各類高壓於不同發展階段中，各項物理因素的個別重要性。
- 亞洲極地高壓強度之維持。

因欲求此一氣壓系統較長時間之預報，對上述諸問題之明瞭並解決，顯見爲最首要之先決條件。

(一) 管制之物理方程討論

有關氣壓系統生成、發展，可藉現代理論氣象之核心「準地轉式理論」（Quasi-geostrophic theory）兩控制方程式，即：準地轉式渦度方程（Quasi-geostrophic vorticity equation），及準熱力能量方程（Approximate thermodynamic energy equation）藉多層資料作數值積分求得；或直接根據原始方程系（Primitive equations）以求出。但於極地高壓生成，發展情形下，主要係賴非絕熱程序（diabatic processes），故略去非絕熱變化項（ $\frac{dw}{dt}$ ）之準地轉式方程系，基本上並不能用於極地高壓生成，發展之研究。即使是爲期甚短如 24 小時之預報亦然。而如就原始方程系作數值積分，在各種非絕熱因素影響之大小及物理程序未完全瞭解前，用於極地高壓之研究亦無意義。故此處對本問題之探討仍採用下述 Petterssen 氏加以引伸 Sutcliffe 實用公式作爲討論之基礎。1000mb 層之局地絕對渦度變化可寫成下式：

$$\frac{\partial Q_0}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla Q - \frac{\partial q_r}{\partial t} \quad (1)$$

$$\text{式中 } \frac{\partial q_r}{\partial t} = \frac{R}{f} \nabla^2 \left[\frac{g}{R} A_T + \log \left(\frac{P_0}{P} \right) (\overline{\omega(\Gamma_a - \Gamma)}) + \frac{1}{C_p} \frac{dw}{dt} \right] \quad (2)$$

將(2)代入(1)得：

$$\frac{\partial Q_0}{\partial t} = A_q - \frac{R}{f} \nabla^2 \left[\frac{g}{R} A_T + \log \left(\frac{P_0}{P} \right) (\overline{\omega(\Gamma_a - \Gamma)}) + \frac{1}{C_p} \frac{dw}{dt} \right] \quad (3)$$

$$\frac{dQ_0}{dt} = A_q + \vec{V}_0 \cdot \nabla Q_0 - \frac{R}{f} \nabla^2 \left[\frac{g}{R} A_T + \log \left(\frac{P_0}{P} \right) (\overline{\omega(\Gamma_a - \Gamma)}) + \frac{1}{C_p} \frac{dw}{dt} \right] \quad (4)$$

上述諸式中， Q_0 與 Q 各為 1000mb 層與無輻散層之絕對渦度。 q_T 為熱力風渦度 (Thermal wind vorticity) $\vec{V}$ 為水平風向量。 $\nabla^2 = (\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2})$ 即拉柏拉斯算子 (Laplacian Operator)。 A_q 、 A_T 各為無輻散層之渦度平流，及自 1000mb 至無輻散層間之厚度平流。 ω 為 p 坐標上之垂直運動，向下為正。 Γ_a 、 Γ 各表 p 坐標上之乾絕熱與實際降溫率，w 表外界引入或移出該系統中之熱量，P 與 P_0 各表無輻散層及 1000mb 層之氣壓。另外 R, f, g, C_p 為氣象上一般習用符號。

(3)式如以文字表示可寫為：

地面 (1000mb) 局地渦度變化

= 無輻散層渦度平流 (A_q) + 自 1000mb 至無輻散層厚度平流 (A_T) + 垂直穩度變化 (S) + 非絕熱變化 (H) (5)

為便於天氣圖之診察研究 (Diagnostic study)，僅再作處理如下；

如 Q 近似地以地轉式渦度 Q_g 表示，可得

$$Q \approx Q_g = -\frac{g}{f} \nabla^2 Z = -\frac{1}{f} \nabla^2 \phi$$

$$\text{及, } \frac{\partial Q}{\partial t} \approx -\frac{1}{f} \nabla^2 \frac{\partial \phi}{\partial t} \text{ 或 } \frac{\partial Q}{\partial t} \approx -\frac{\alpha}{f} \nabla^2 \frac{\partial P}{\partial t} \quad (6)$$

如此(3)式左邊可寫為

$$\frac{\partial Q_0}{\partial t} \approx -\frac{\alpha}{f} \nabla^2 \frac{\partial Q_0}{\partial t} \quad (7)$$

上式係以地面圖 (1000mb) 上之氣壓趨勢型式 (Configuration) 代替局地渦度變化 ($\frac{\partial Q_0}{\partial t}$)。

又因地面層之絕對渦度，略與等壓線平行，故 $\vec{V}_0 \cdot \nabla Q_0$ 甚小。是以，比較(3)(4)兩式，可見渦度之產生 ($\frac{dQ_0}{dt}$) 與渦度趨勢 ($\frac{\partial Q_0}{\partial t}$) 差別甚小。

$$\text{另外, 因 } A_q = -\vec{V} \cdot \nabla Q = -\frac{\partial Q}{\partial t} \quad (\text{無輻散層}) \quad (8)$$

故(3)式中右邊第一項可寫為

$$A_q = \frac{\partial Q}{\partial t} \approx \frac{\partial Q_g}{\partial t} = \frac{1}{f} \nabla^2 \frac{\partial \phi_s}{\partial t} \quad (9)$$

為便於天氣圖討論，此處逕認以 500mb 層之 $\frac{\partial \phi_s}{\partial t}$ 為無輻散層者之代表。 ϕ_s 為 500mb 層重力位高度 (Geopotential height)。

(3)式右邊第四項，非絕熱項，可藉 00Z 與 12Z 各地溫度差 (ΔT)，或各地 24 小時之溫度差之變化，近似地得出指示。

(3)式右邊第三項，垂直穩度項，在極地高壓發展情形下，其作用一般言係與第二項及第四項相反。但發現，在本處之例分析，實際更有助於地面層之冷卻 (參見後述)。

另外(3)式右邊第二項，厚度平流項，此處係利用 1000—700mb 24 小時厚度變化 ($\frac{\Delta TH}{\Delta t}$)，或藉地面 24 小時溫度變化 ($\frac{\Delta T_0}{\Delta t}$) 以估計。

如此(3)式可寫為

$$\frac{\alpha}{f} \nabla^2 \frac{\partial P_0}{\partial t} = -\frac{g}{f} \nabla^2 \frac{\partial \phi_s}{\partial t} - \frac{R}{f} \nabla^2 \left[-\frac{g}{R} A_T + \log \left(\frac{P_0}{P} \right) (\omega(\Gamma_a - \Gamma)) + \right]$$

(A)
24小時地面
氣壓變化型式

(Aq)
500mb層24小時
高度變化型式

(Ar)
藉1000-700mb 24小時 ΔTH 及
24小時地面 ΔT 估計

(S)
藉探空資料
估計

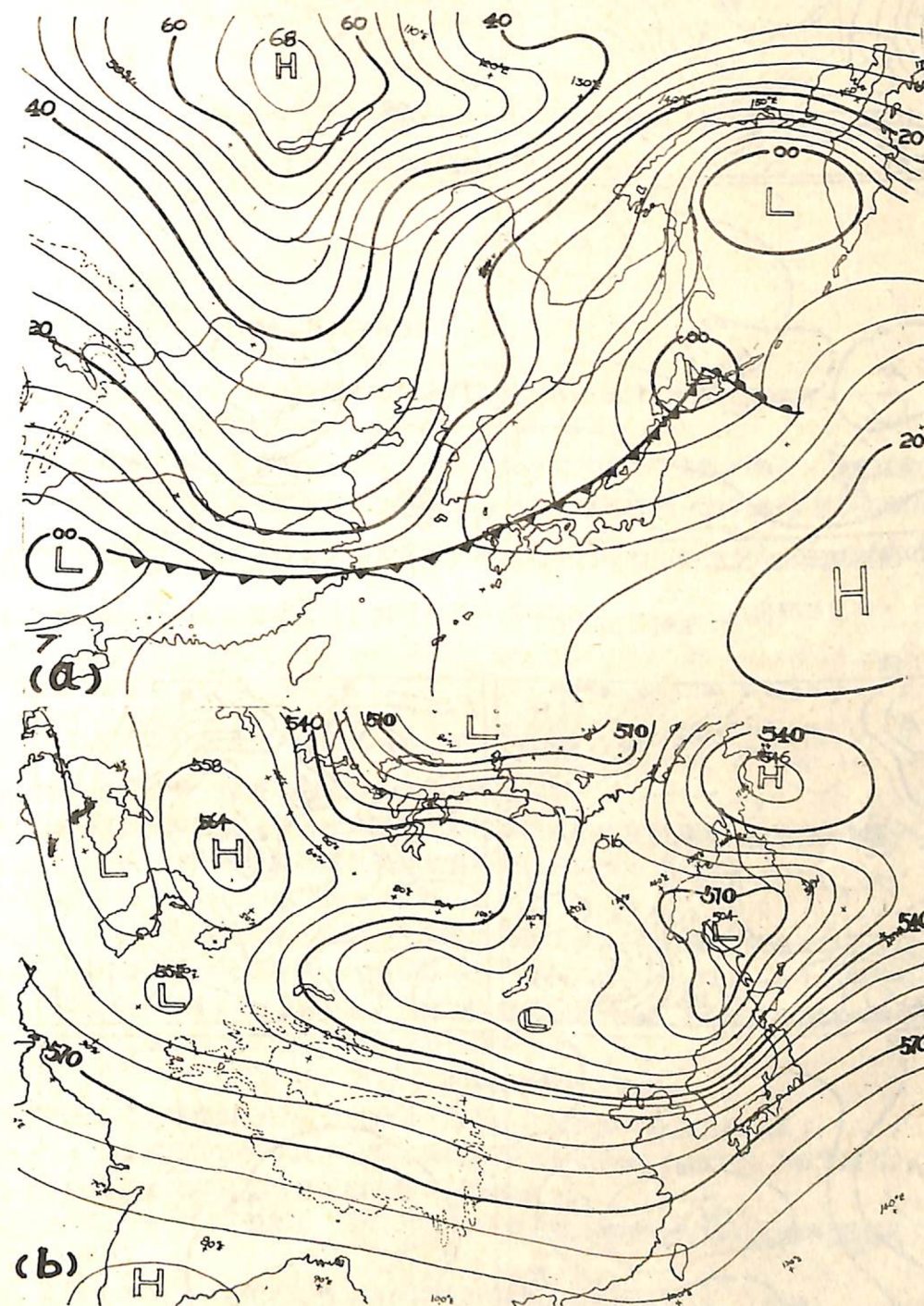


圖 7. 1974年2月22日 12Z 在發展中強大極源高壓之例。(a) 地面圖, (b) 500mb。

Fig. 7. The synoptic patterns of the "model" high cell at its developing stage on 22, Feb. 1974. (a) Surface, (b) 500 mb.

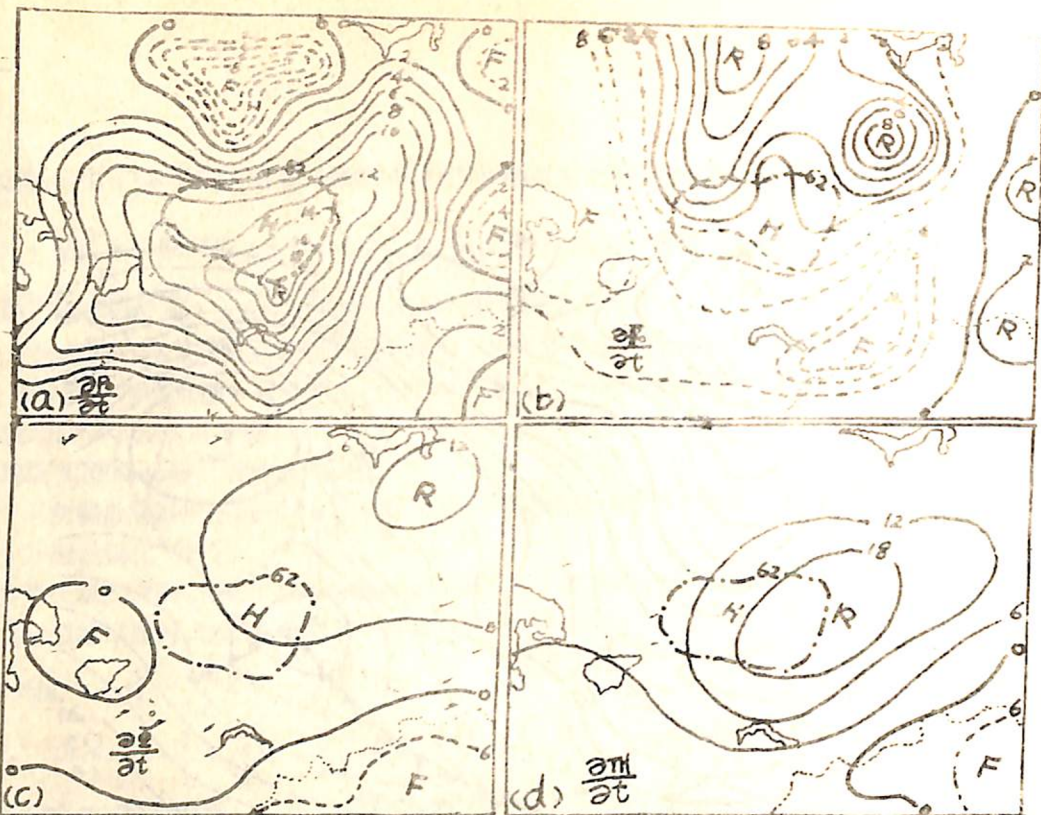


圖 8. 1974年2月20日 12Z 強大極源高壓發展初期，各有關參數過去24小時變化。(a)地面氣壓變化 $(\frac{\partial P_0}{\partial t})$ ，(b)溫度變化 $(\frac{\partial T_0}{\partial t})$ ，(c) 500mb 高度變化 $(\frac{\partial \Phi_5}{\partial t})$ ，及 (d) 1000-700mb 厚度變化 $(\frac{\partial TH}{\partial t})$ 圖。

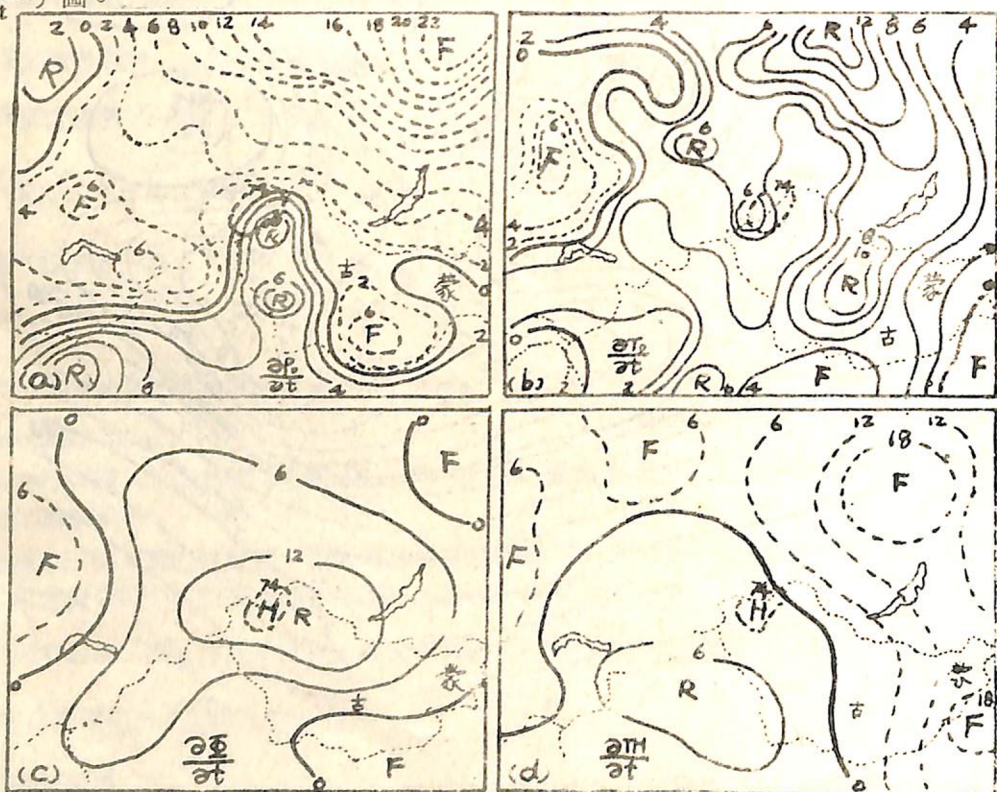


圖 9. 1974年2月24日 12Z 強大極源高壓發展最盛期間，過去24小時之 $\frac{\partial P_0}{\partial t}$ ， $\frac{\partial T_0}{\partial t}$ ， $\frac{\partial \Phi_5}{\partial t}$ ， $\frac{\partial TH}{\partial t}$ ，亦即 $\frac{\delta P_0}{\delta t}$ ， $\frac{\delta T_0}{\delta t}$ ， $\frac{\delta \Phi_5}{\delta t}$ ， $\frac{\delta TH}{\delta t}$ 圖， $(\frac{\delta}{\delta t})$ 表發展率，因高壓中心滯留。各見圖中之(a)，(b)，(c)及(d)圖。

Fig. 9. 24 hr $\frac{\partial P_0}{\partial t}$ ， $\frac{\partial T_0}{\partial t}$ ， $\frac{\partial \Phi_5}{\partial t}$ ， $\frac{\partial TH}{\partial t}$ charts of the "model" high cell with the maximum intensity.

$$\left[\frac{1}{C_p} \frac{dw}{dt} \right]$$

(H)

藉00-12Z ΔT 估計

(10)

又無論上述各要素 $\frac{\partial P_0}{\partial t}$ ， $\frac{\partial \Phi_5}{\partial t}$ ，及 A_T ， S ， H 項呈圓形分佈（如：中間高，四周低），或呈波動型式，其拉柏拉斯 (Laplacian, ∇^2) 均與其原值有下述關係，即：

$$\nabla^2 \left[\frac{\partial P_0}{\partial t} \right] \propto - \frac{\partial P_0}{\partial t}$$

如此(10)式可再簡化為：

$$K_1 \frac{\partial P_0}{\partial t} = K_2 \frac{\partial \Phi_5}{\partial t} - K_3 A_T - K_4 S - K_5 H$$

(11)

(11)式中各K值為泛定常數，隨各實際天氣圖資料而異， A_T ， S ， H 字母意義同前。

在應用於高壓發展情形下，其意為：

一地地面氣壓之升高為 500mb 高度升高值，負厚度平流（冷空氣入注）、上升運動及非絕熱冷卻之結果。實際情形 S 項在極地高壓發展時，係伴隨有明顯之下沉作用，故與 A_T 及 H 項符號相反。

上式如應用於運動中之氣壓系統，則相對於與氣壓系統中心一定距離處之地面氣壓變化 $\frac{\delta P_0}{\delta t}$ ，與

上述之 $\frac{\partial P_0}{\partial t}$ 間（ $-\frac{\delta P_0}{\delta t}$ 為氣壓系統之強度變化）尚需作下述之修正：

$$\frac{\delta P_0}{\delta t} = \frac{\partial P_0}{\partial t} + C \cdot \nabla P_0$$

(12)

式中 C 為地面氣壓系統之移動速度。如為滯留性高壓， $C=0$ ，則 $\frac{\delta P_0}{\delta t} = \frac{\partial P_0}{\partial t}$

(13)

如此天氣圖各地之氣壓趨勢，即表示高壓強度變化之數值。

以下茲就(11)式對亞洲源地區域滯留性高壓及移動性高壓之生成發展貢獻，分別作一討論。

(一)根據「發展公式」所作對極地高壓生成發展實際之例分析

(A)1974年2月20~27日強高壓之例：

上節中已就亞洲極地高壓之來源、特徵、及實際之例等（圖4與6）加以敘述。以下係為上述「發展」公式(11)，對極地高壓發展之實際應用。此處茲以本年（1974）2月下旬間，一次中心強度連續三天（2月23日~25日00Z資料）均高達 1080mb 以上之極地高壓為例。該時間之地面及高空圖代表性型式參見圖7a及b。地面高壓與高空特性等高線逐日變化情形即見圖6e。

(1)高層渦度平流 (A_g) 及低層厚度平流 (A_T) 對極地高壓發展之影響——

由於篇幅關係此處主要為對分析結果之討論。該高壓之發展計可分為三期，即：

(a)前期——時間自2月20日至22日，包括該高壓自70°E移至源區（約52°N，105°E附近）。

(b)中期——時間自2月22日至24日，該高壓在源區滯留。

(c)後期——時間自2月24日至26日，該高壓之冷空氣造成不穩定之潰流，亦即寒潮爆發 (Polar outbreak)。

此處為配合(11)式中 A_g 及 A_T 項之應用，所做圖表計有表3，及圖8與9。（待續）