

地形強制作用對中緯度大尺度波動的效應

**The Response of the Large Scale Waves in the Westerlies to Forcing by the Topography in the Middle Latitude*

劉 明 禮

Ming-Lee Liu

ABSTRACT

The response of the large scale waves to forcing by the topography was developed by using the quasi-geostrophic equation. The results showed that there would be a nearly stationary wave of the wave number 6 in the homogeneous westerlies in the middle latitude, when the β -effect, the westerly jet and the thermal wind field was the main mechanism to produce this wave. A longitudinally inhomogeneous westerlies with a wave length of $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$ latitude would have a nearly stationary wave of $N=2.4\sim 3.8$ in the westerlies. If the thermal disturbances were distinct, the periods of those large scale waves were almost under one week and were decreasing abruptly as the wave numbers were increasing except for $N=1\sim 4$. An analytic consideration for the significant response of both of the thermal disturbance and the zonal current disturbance (Egger; 1976) would have a stationary wave of the wave number 5.

To consider the seasonal variation of the westerlies in the Northern Hemispheric atmosphere, the activities of the wave number 6 in the westerlies would be increasing from the early spring to the early summer, and would have its maximum activities around the late spring and the early summer, the wave number 6 was also active in the autumn season, but was in the higher latitude. The nearly stationary ultralong wave would be active in the winter season in the westerlies.

According to the wave deformation equation of the topographic forcing on the zonal mean current (Liu; 1983), there would be a resonant effect in the atmosphere by the topographic forcing of the Himalaya mountain whenever there was a stationary wave of the wave number 6 in the homogeneous westerlies in the Asian area. And those of the nearly stationary ultralong wave, characterized by the inhomogeneous distribution of the westerlies jet in the winter season in

* (this paper was some part of the M. S. thesis when the writer was in National Central University from 1975 to 1977)

the Northern Hemisphere, would have a deformed wave field of the ultralong wave to forcing by the Himalaya mountain and also would have a wave field to be in phase with the distribution of the mountain in the Asian area. Therefore, the ultralong waves would be active in the westerlies in the winter season in the Asian area.

摘 要

以準地轉風方程式推導與計算中緯度大氣中的大尺度擾動波在地形強制場作用下的反應，結果顯示：在一均勻分佈的西風場或緯流場裡，當此一緯流波場的擾動遠甚於溫度或厚度波場的擾動，則大氣中存在一波數六的近似固定波； β -效應，西風噴射氣流與熱力風場為此一擾動波場構成的主要機制。設若緯流場在南北向上的分佈不均勻，又設定此一擾動波的波長為 $50^\circ \sim 60^\circ$ 緯度左右，近似固定的緯流波則屬超長波尺度 $N \approx 2.4 \sim 3.8$ 。若大氣中的波動以反應於溫度場或厚度場中的波動較為活躍，則大氣中大尺度擾動波的週期除了 $N \approx 1 \sim 4$ 以外，皆在一週以內，且波的週期隨波數的增加而迅速減短。考慮上述兩種擾動波兼具活躍狀況 (Egger, 1976)，則大氣中將產生一波數五的固定波。

考慮北半球西風場分佈的季節變化，則波數六的活躍度將由初春起至夏初逐漸增強而於春末夏初達致最大活躍度，秋季活躍位置則偏於較高緯度而近似固定波的超長波則活躍於冬季的西風場。

依據強制波變方程式 (劉；1983)，波數六有利於與西藏山區對均勻的中緯度緯流場的強制作用，產生近似共振的現象，而冬季的超長波近似固定波則因與西藏山區的相互作用所產生的波變場仍屬超長波尺度且有利於形成與地形同相的強制波變場，因此對亞洲冬季的緯流而言，近似固定波的超長波為盛行的緯流風場。

一、前 言

地球上大氣的動力來源，主要來自太陽熱能分佈的差異造成大氣的擾動與運行，又因地球曲度，柯次力則導致西風盛行於中緯度；而由於溫度分佈場差異所形成的梯度風，則使得西風噴射氣流由低層向高層增強，除此而外，地球大氣所具有的靜水近似或謂大氣垂直尺度的穩定度亦為大氣擾動的重要因素，上述的動力作用與地球上因地形分佈所造

成的強制場對大氣中大尺度波動的作用為本研究的主題。

二、基本理論

1. 準地轉風方程式 (the quasi-geostrophic equation)

根據準地轉風方程式，即 ω - 方程與溫度方程式，設定對流層大氣分成兩層，足碼 0, 1, 2, 3, 4 各表 0 毫巴，250 毫巴，500 毫巴，750 毫巴及 1000 毫巴氣壓面 (圖一)

0	—————	0毫巴
1		250毫巴
2	—————	500毫巴
3		750毫巴
4	—————	1000毫巴

圖一：兩層模式的大氣

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla (\zeta + f) = f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + \vec{V} \cdot \nabla \left(\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + \sigma \omega = 0 \quad (2)$$

(1)(2)兩式採定差法及下列兩式：

$$(\)_* = \frac{1}{2} [(\)_1 + (\)_3], (\)_\tau = \frac{1}{2} [(\)_1 - (\)_3] \quad (3)$$

方程式(1)(2)中的符號意義如下：

ζ ：渦度場

$\vec{V}$ ：大氣的流速

f, f_0 ：柯次力

ϕ ：重力位場

p ：大氣壓力

t ：時間

p_4 ：地面的大氣壓力

採用定差法將方程式(3)代入(1)(2)兩式 (Derome & Wiin-Nielson, 1971)：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta_*}{\partial t} + \vec{V}_* \cdot \nabla (\zeta_* + f) + \vec{V}_\tau \cdot \nabla \zeta_\tau \\ = \frac{f_0}{p_4} \omega_4 \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \zeta_T}{\partial t} + \vec{V}_* \cdot \nabla \zeta_T + \vec{V}_T \cdot \nabla (\zeta_* + f) \\ = \frac{f_0}{p_2} \omega_2 - \frac{f_0}{p_4} \omega_4 \quad (5)$$

$$2 \frac{\partial \phi_T}{\partial t} + 2 \vec{V} \cdot \nabla \phi_T - \sigma_2 p_2 \omega_2 = 0 \quad (6)$$

方程式(6)中的 σ_2 表靜穩定度 (static stability)

$$\sigma_2 = \left(-\alpha \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \right)_{p=p_2} \quad (7)$$

α : 大氣的比容

θ : 位溫

設定地形效應的強制場為：

$$\omega_4 = \vec{V}_4 \cdot \nabla p_g \quad (8)$$

上式的 p_g 表地形高度相對於標準大氣的氣壓值。

根據紛擾動力學的一次近似理論，將大氣的緯流分成平均緯流與一次紛擾，令 x 表東西方向， y 表南北方向：

$$\vec{V} = \vec{U}i + \vec{v}j; \vec{U} = U_* + U_T, \\ \vec{V} = \vec{V}_* + \vec{V}_T \quad (9)$$

流線方程式則可寫成：

$$\frac{\partial \psi_*}{\partial x} = v_*; \frac{\partial \psi_T}{\partial x} = v_T; \frac{\partial \psi_*}{\partial y} = -U_*; \\ \frac{\partial \psi_T}{\partial y} = -U_T \quad (10)$$

其中 $\vec{V}$ 為氣流中的非發散部份 (Non-divergent part)，引用下列的近似式 $\phi = f_0 \psi$ (Holton; 1972)，(9)(10)兩式代入(4)(5)(6)式：

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_* + U_* \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi_* + \beta \frac{\partial \psi_*}{\partial x} + U_T \\ \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi_T = \frac{f_0}{p_4} U_4 \frac{\partial p_g}{\partial x} \quad (11)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_T + U_* \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi_T + U_T \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi_* + \beta \frac{\partial \psi_T}{\partial x} \\ = \delta^2 \left\{ \frac{\partial \psi_g}{\partial t} + U_* \frac{\partial \psi_T}{\partial x} - U_T \frac{\partial \psi_*}{\partial x} \right\} \\ - \frac{f_0}{p_4} U_4 \frac{\partial p_g}{\partial x} \quad (12)$$

地形場及氣流場的分佈，以富氏展開式 (Fourier Series) 表示：

$$p_g = \sum_n T_{pn} \cos (nx + \mu y + \varphi) \\ = \text{Re} \left[\sum_n T_{pn} e^{i(nx + \mu y + \varphi)} \right] \quad (13)$$

(13)式中 $\text{Re}[\]$ 表實數部份。

$$\psi_* = \sum_n \hat{\psi}_{*n} e^{i(nx + \mu y - \sigma t)} \quad (14)$$

$$\psi_T = \sum_n \hat{\psi}_{Tn} e^{i(nx + \mu y - \sigma t)} \quad (15)$$

$$\delta^2 = \frac{8 f_0}{\sigma_2 p_4^2} \quad (16)$$

(13)(14)(15)式中的 T_{pn} , $\hat{\psi}_{*n}$, $\hat{\psi}_{Tn}$ 各表 P_g , ψ_* , ψ_T 的最大振幅， n , μ 各表緯向上及經向上的單位長度， σ 表波頻。 δ^2 則表與靜穩定度有關的參數， φ 則表地形分佈場與大氣波場的相差。

由(13)(14)(15)式，可得下列關係式：

$$\frac{\partial}{\partial x} \sim in; \frac{\partial}{\partial y} \sim i\mu; \frac{\partial}{\partial t} \sim -i\sigma; \nabla^2 \sim -\alpha^2; \\ \alpha^2 = n^2 + \mu^2 \quad (17)$$

(14)(15)(16)(17)式入(11)(12)兩式：

$$\{ [i(\sigma \alpha^2 - n \alpha^2 U_* + n \beta)] \hat{\psi}_{*n} + (in^2 \alpha^2 U_T) \hat{\psi}_{Tn} \} \\ \times e^{-i\sigma t} = \frac{f_0}{p_4} U_4 (in) T_{pn} e^{i\varphi} \quad (18)$$

$$\{ [in(\delta^2 U_T - \alpha^2 U_T)] \hat{\psi}_{*n} + [i(\sigma \alpha^2 + \sigma \delta^2 - n \alpha^2 U_* \\ + n \beta - n \delta^2 U_*)] \hat{\psi}_{Tn} \} \times e^{-i\sigma t} \\ = -\frac{f_0}{p_4} U_4 (in) T_{pn} e^{i\varphi} \quad (19)$$

由方程式(3)(14)(15)得知： ψ_* 即為緯流場分佈或重力波場， ψ_T 即為厚度場的分佈或溫度場，而 $\hat{\psi}_{*n}$ 與 $\hat{\psi}_{Tn}$ 各表擾動波的最大振幅。設若大氣中溫度場或厚度場分佈頗為均勻，亦即 $\hat{\psi}_{Tn}$ 很小，而緯流波動較大或緯流波場活躍，則 $\hat{\psi}_{*n} \gg \hat{\psi}_{Tn}$ ，又考慮地形分佈對大氣波動的效應，則可得下列關係式：

$$\sigma_* = n(U_* + U_T) - \frac{n}{\alpha^2} (\beta + \delta^2 U_T) \quad (20)$$

若考慮當大氣的緯流波場分佈較弱或緯流擾動不活躍， $\hat{\psi}_{*n} \rightarrow 0$ ，而且大氣中的溫度場擾動活躍或謂 $\hat{\psi}_{Tn} \gg \hat{\psi}_{*n}$ ，在實際的天氣圖中，上下兩層的大氣將呈現異相 (Antiphase) 的緯流波場，而大氣中的波動，主要來自厚度場或溫度場分佈的差異。因此設定地形效應主要作用於大氣厚度場的波動，則方程式(18)(19)式，去除 $\hat{\psi}_{*n}$ 項，可得下列關係式：

$$\sigma_T = n(U_* + U_T) - \frac{n}{\alpha^2 + \delta^2} (\beta + \delta^2 U_T) \quad (21)$$

(20)(21)式中的 σ_* , σ_T 各表以緯流波場為主與以厚度波場為主所造成的大氣擾動波頻。由(20)(21)式求其相速 Ω (phase velocity) 如下：

$$\Omega = -\frac{\sigma}{n} \quad (22)$$

$$C_T^* = -(U_* + U_T) + \frac{1}{\alpha^2}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (23)$$

$$C_T = -(U_* + U_T) + \frac{1}{\alpha^2 + \delta^2}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (24)$$

其羣波波速 C_g 如下：

$$C_g = -\frac{\partial \sigma}{\partial n} \quad (25)$$

$$C_{g*} = -(U_* + U_T) + \frac{1}{\alpha^2}(\beta + \delta^2 U_T) - \frac{2n^2}{\alpha^4}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (26)$$

$$C_{gT} = -(U_* + U_T) + \frac{1}{\alpha^2 + \delta^2}(\beta + \delta^2 U_T) - \frac{2n^2}{(\alpha^2 + \delta^2)^2}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (27)$$

由(22)~(27)式可知，此種由緯流場或溫度場效應所激生的波動，其波型類似於羅士培波 (Rossby Wave)；因大氣穩定度的影響而變形，又因這些波的波速與羣波波速相左，則波羣移行時，將因各單元波波速歧異造成波包 (Wave Packet) 逐漸擴大，能量密度減弱，此即頻散 (Dispersive) 現象。

由(23)~(27)式中得知這些波通常向西移行，在某一臨界值下，則向東移行，此與風場的垂直剖面以及大氣的穩定度有關。

2. 固定波 (the stationary wave)

方程式(20)(21)式，若取 $\sigma = 0$ ，則表大氣中有固定波存在，因此；當

$$\alpha = \left(\frac{\beta + \delta^2 U_T}{U_* + U_T} \right)^{1/2} \quad (28)$$

$$\alpha^2 + \delta^2 = \frac{\beta + \delta^2 U_T}{U_* + U_T} \quad (29)$$

則有固定波存在於大氣中，又若考慮緯流場南北向的伸展無窮大，即 $\mu \rightarrow 0$ ，(28)(29)式可寫成

$$n_* = \left(\frac{\beta + \delta^2 U_T}{U_* + U_T} \right)^{1/2} \quad (30)$$

$$n_T = \left(\frac{\beta - \delta^2 U_*}{U_* + U_T} \right)^{1/2} \quad (31)$$

對於大氣中的擾動， n 與 α 皆為正值，根據(28)~(31)式可知(28)與(30)式中的固定波存在，而(29)與(31)式的固定波存在的條件則為

$$\frac{\beta - \delta^2 U_*}{U_* + U_T} > 0 \quad (32)$$

(31)(32)式表示當西風微弱或大氣的靜穩定度場增強則

此一固定波可能存在。

3. 準靜態狀況 (the quasi-steady state)

去除方程組(1)(2)式中的時間項，即表大氣在地形作用下的一種靜穩定狀態，將(18)(19)式去除時間項 (Egger, 1976)：

$$[\text{in}(\beta - \alpha^2 U_*)] \hat{\phi}_{*n} + [-\text{in} \alpha^2 U_T] \hat{\phi}_{Tn} = -\frac{f_0}{p_4} U_4 (\text{in}) T_{pn} e^{1\varphi} \quad (33)$$

$$[\text{in}(\delta^2 U_T - \alpha^2 U_T)] \hat{\phi}_{*n} + [\text{in}(\beta - \alpha^2 U_* - \delta^2 U_*)] \hat{\phi}_{Tn} = -\frac{f_0}{p_4} U_4 (\text{in}) T_{pn} e^{1\varphi} \quad (34)$$

由方程式(33)(34)求 $\hat{\phi}_{*n}$, $\hat{\phi}_{Tn}$ ：

$$\hat{\phi}_{*n} = -\frac{f_0}{p_4} U_4 n^2 T_{pn} [\alpha^2 (U_* + U_T) + (\delta^2 U_* - \beta)] e^{1\varphi} / \Delta \quad (35)$$

$$\hat{\phi}_{Tn} = -\frac{f_0}{p_4} U_4 n^2 T_{pn} [\alpha^2 (U_* + U_T) - (\delta^2 U_T + \beta)] e^{1\varphi} / \Delta \quad (36)$$

$$\Delta = \begin{vmatrix} \text{in}(\beta - \alpha^2 U_*) & -\text{in} \alpha^2 U_T \\ -\text{in}(\delta^2 U_T - \alpha^2 U_T) & -\text{in}[\beta - U_* (\alpha^2 + \delta^2)] \end{vmatrix}$$

$$= n^2 \{ \alpha^4 (U_*^2 - U_T^2) + \alpha^2 [(U_*^2 + U_T^2) \delta^2 - 2\beta U_*] + \beta (\delta^2 U_* - \beta) \} \quad (37)$$

考慮當 $\Delta = 0$ ，則 $\hat{\phi}_{*n}$, $\hat{\phi}_{Tn} \rightarrow \infty$ ，即共振現象發生；

$$\alpha^4 (U_*^2 - U_T^2) + \alpha^2 [U_*^2 + U_T^2] \delta^2 - 2\beta U_* + \beta (\beta - \delta^2 U_*) = 0 \quad (38)$$

$$\text{令 } A = U_*^2 - U_T^2 \quad (39)$$

$$B = (U_*^2 + U_T^2) \delta^2 - 2\beta U_* \quad (40)$$

$$C = \beta (\beta - \delta^2 U_*) \quad (41)$$

則共振現象的波數解為：

$$\alpha_T^2 = \frac{-B \pm \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A} \quad (42)$$

由方程式(39)(40)(41)三式可以證明

$$B^2 - 4AC = (U_*^2 - U_T^2) \delta^4 + 4U_T^2 (\beta - \delta^2 U_*)^2 \geq 0 \quad (43)$$

茲討論(42)式的共振波存在條件：

- (a) $B < 0$, A, C 異號：存在一共振波
- (b) $B < 0$, A, C 同號：存在兩個共振波
- (c) $B > 0$, A, C 異號：存在一共振波
- (d) $B > 0$, A, C 同號：無共振波存在

又已知 $A > 0$ ，因為 $A = U_*^2 - U_T^2 = U_1 U_3$ 在西風帶中必為正值。

三、尺度分析 (the scale analysis)

1. 中緯度中各參數的特性值

$$\beta \approx 10 \sim 20 \times 10^{-12} / \text{公尺/秒} \quad (44)$$

$$\beta(40^\circ \text{N}) \approx 1.75 \times 10^{-11} / \text{公尺/秒} \quad (45)$$

$$f_0 \approx 10^{-4} / \text{秒} \quad (46)$$

$$U_* = 10 \sim 20 \text{ 公尺/秒} \quad (47)$$

$$U_T = 5 \sim 10 \text{ 公尺/秒} \quad (48)$$

$$\sigma_2 = \left(-\alpha \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \right) \sim 3.0 \times 10^{-4} (\text{公尺})^2 / \text{公斤/毫巴} \quad (49)$$

$$\delta^2 \approx 2.6 \times 10^{-12} / (\text{公尺})^2 \quad (50)$$

$$\text{令 } \sigma = \frac{2\pi}{86400 \times p} \sim 7.27 \times 10^{-5} / p \quad (51)$$

P 表波速繞地球一週所需的天數。

考慮緯流場在南北面上無窮伸展或均勻分佈，則， $\mu \rightarrow 0$ ，方程式(20)(21)式則可寫成：

$$\sigma_* = n(U_* + U_T) - \frac{1}{n}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (52)$$

$$\sigma_T = n(U_* + U_T) - \frac{n}{n^2 + \delta^2}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (53)$$

設定 $U_* = 15 \text{ 公尺/秒}$ ， $U_T = 5 \text{ 公尺/秒}$

$$\delta^2 \approx 2.6 \times 10^{-12} / (\text{公尺})^2$$

$$\rho = 17.5 \times 10^{-1} / \text{公尺/秒}$$

計算(52)(53)兩式，其結果如表一。

表一：波數與波頻的關係（足碼*表緯流波場，足碼T表溫度波場）

σ 表波頻，P 表週期，N 表波數。

波數(N)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
σ_* (10^{-6} /秒)	-143.0	-65.0	-36.8	-20.0	-8.7	0.28	7.9	15.0	21.0	27.0
σ_T (10^{-6} /秒)	1.75	3.7	6.1	8.8	12.0	15.6	19.6	23.6	27.9	32.0
P_* (天)	0.5	1.1	2.0	3.6	8.8	257.0	9.1	4.9	3.4	2.7
P_T (天)	41.5	19.5	12.0	8.2	6.0	4.6	3.7	3.0	2.6	2.3

表一的結果顯示以緯流風場為主的擾動波，除了波數五~七波外，其他各波週期皆短，而其中以波數六具近似固定波的性質。若大氣的擾動波以溫度波場為主，則除了 $N \approx 1 \sim 4$ 波以外，其他各波的週期皆短，且隨波數增加，波的週期迅速減短。

2. 溫度波場或厚度波場與緯流波場兼具活躍的大氣：

將方程式(38)~(42)，取以中緯度特性值計算而得

$$n^2 \{ 200\alpha^4 + 60 \times 10^{-12} \alpha^2 - 308 \times 10^{-24} \} = 0 \quad (54)$$

$$\alpha_r^2 \approx 1.1 \times 10^{-11} / \text{秒} \quad (55)$$

只有一共振波 α_r 存在，若取 $\mu \rightarrow 0$ ，則

$$n \approx 1.1 \times 10^{-6} / \text{公尺}，L_r \approx 6000 \text{ 公里} \quad (56)$$

或 $N \approx 5$ ， L_r 則表波長；此一結果顯示：在地形強制場作用下，若大氣中的緯流擾波與溫度場擾波兼具活躍，則大氣中存在一固定波，其波數為五波。

1. 南北向分佈均勻的緯流場中的近似固定波 $N \approx 6$ 。

由基本理論中的假設，則近似固定波 $N \approx 6$ 的存在條件為 $\mu \rightarrow 0$ 及 $\phi_{Tn} \rightarrow 0$ ；對中緯度大氣的緯流波場而言，其物理意義即：大氣的擾動以緯流波動為主，又且大氣厚度場或溫度場的波動不活躍，而此一大氣的緯流波動在經向上或南北向上分佈均勻且伸展的寬度大。由地轉風近似及梯度風原理可知，大氣層中的溫度梯度分佈（南北方向）均勻，又其所涵蓋的區域愈大，則大氣的緯流波場南北向的伸展愈大，通常此一南北伸展寬度大的緯流風場趨弱，而大氣的緯流波動活躍度增強。設若此一均勻分佈的緯流場侷限於較窄的寬度，然而其溫度梯度場較為顯著且均勻，則仍有利於波數六的存在。依據上述的討論，吾人可將近似固定波波數六存在於中緯度大氣的條件歸納如下：

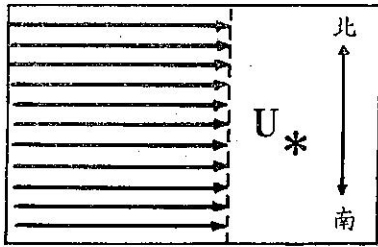
① 緯流場的南北伸展寬度大且均勻，溫度場南北向的梯度分佈均勻，通常緯流風場較弱而較具規模的近似固定波波數六活躍。

四、討 論

②均勻緯流場的南北伸展寬度較窄，而溫度場南北向上的梯度分佈均勻但較顯著，則緯流風場較強的近似固定波波數六活躍。

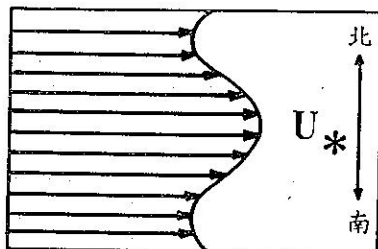
2. 南北向上不均匀分佈的緯流近似固定波

上一節中的緯流近似固定波乃設定 $\mu \rightarrow 0$ ， $\phi_{Tn} \rightarrow 0$ 即均勻緯流場在南北向上的無限伸展（如圖二）。



圖二：南北向上分佈均勻的緯流場 U_*

設若 $\mu \neq 0$ ，即緯流場在南北方向上為一不均勻的分佈，則由方程式(7)式，得知近似固定波的波長將增長， $n = [(n_{N=0})^2 - \mu^2]^{1/2}$ ；設定緯流場在南北向上的不均勻分佈以波數一為主（如圖三），而取其波長在南北向上伸展寬度各為 50° ， 55° ， 60° 的緯度，求其所對應的近似固定波（如表二），而得近似固定波的波長在超長波尺度 $N \approx 2.4 \sim 3.8$ 。



圖三：南北向上分佈不均勻的緯流場 U_*

表二：取南北方向上波長為 50° ， 55° ， 60° 緯度所相對應的近似固定波

南北向波長	單位長度波數	緯向固定波
50°	$\mu = 1.113 \times 10^{-6}/\text{公尺}$	$N \approx 2.4$
55°	$\mu = 1.08 \times 10^{-6}/\text{公尺}$	$N \approx 3.3$
60°	$\mu = 0.94 \times 10^{-6}/\text{公尺}$	$N \approx 3.8$

一在南北方向上分佈不均勻的緯流場，在大氣中所呈現的現象，由梯度風原理，可知設若溫度梯度場密集於中緯度的緯度圈而向南向北其溫度梯度場強度遞減則所造成的風切場將構成緯流場的分佈

不均勻，或謂大氣中具有較強的溫度梯度場密集現象，則有利於超長波近似固定波的存在。

3. 中緯度緯流場中的近似固定波

本節論述各季節中有利於近似固定波存在的中緯度緯流場。

(1)冬季：由於太陽熱能分佈不均勻，溫度梯度場密集於中緯度，噴射氣流場密集於中緯度，緯流風場呈現南北方向上的不均勻分佈，此一現象有利於超長波近似固定波的活躍。

(2)春季：極區冷氣團逐漸暖化，溫度梯度場的密集現象，因陽光的直接暖化效應，西風噴射氣流向南北方向上伸展，緯流場趨於均勻而且寬度逐漸增大，風場減弱，因此由春初到夏季初期逐漸傾向於 $\mu \rightarrow 0$ ， $\phi_{Tn} \rightarrow 0$ 的狀況，有利於近似固定波波數六活躍於中緯度的緯流場中。

(3)夏季：夏季初期仍有利於近似固定波波數六的活躍，因為陽光熱能的直接效應效率迅速，又逐漸增強延伸至中緯度，溫度場的擾波與緯流場中的短波活躍，均勻的緯流風場向北移行而止於偏高緯度。

(4)秋季：太陽南移，溫度梯度場逐漸增強，緯流場在南北向上的不均勻分佈在中緯度裡逐漸增強；均勻的緯流則侷限於小的緯度寬度，強的溫度梯度及不太強的緯流風場仍有利於波數六的活躍，其緯度通常偏高，而此一現象則因溫度梯度場的逐漸密集於中緯度而有利於超長波近似固定波的活躍。

4. 西藏山區對近似固定波的地形效應

西藏山區為一大規模的地形強制場，其與行星波的尺度可相比擬，因此與行星波相互作用所激生的波變顯著，此一現象由（劉明禮；1983）論述西藏山區對冬季平均緯流的地形效應推導的非線性強制波變方程式

$$\zeta_n = -\frac{\eta_{n0}}{u_0} \frac{1}{k_{yx} - k_{ax}} S_{1n} \left[(\vec{k}_\eta - \vec{k}_a) \cdot \vec{x}_k \right] \quad (57)$$

ζ_n ：強制波變場

η_{n0} ：強制場強度

u_0 ：緯流風場

k_η ：強制場波數

k_a ：緯流場波數

x_k ：強制場所在位置

可知波數六有利於與西藏山區的地形效應相互作用產生近似共振的現象，又當緯流風場向南北方向伸展，則緯流風場減弱，而此一因地形強制作用所激

生的非線性波變量將更為顯著 (ζ_n 與 u_n 成反比)，由上一節的討論中得知此一現象以呈現於春季初期而逐漸增強，於春末夏初達致最具活躍度。而冬季的超長波系統，與西藏山區的地形效應相互作用所產生的波變場，設定 $k_n \approx 6$, $k_u \approx 2.4 \sim 3.8$ ，則此一波變場的波數 $k \approx k_n - k_u$ 在 $k \approx 2.2 \sim 3.6$ 亦屬超長波尺度，此一尺度裡的緯流波變場偏於與地形同相；因此超長波尺度的緯流波盛行於亞洲冬季的緯流場中。

五、結 論

1. 由中緯度大氣的特性：西風噴射氣流， β —效應，靜水近似以及地形強制場；取以準地轉風方程式以推導大氣中的波動，若緯流場在南北向上的分佈均勻且寬廣，而且溫度波場或厚度波場不活躍，則以緯流波中的五~七波具較長的週期，而其中以波數六具近似固定波性質。若大氣中的波動以溫度波場的擾動為主，則在超長波尺度 ($N \approx 1 \sim 4$) 具有較長的週期，其他各波的週期則隨波數的增加而迅速遞減。
2. 考慮緯流場或西風場具有南北向的不均勻分佈，則當此一緯流風場的伸展波長取為 $50^\circ \sim 60^\circ$ 緯度，其所相對應的近似固定波將增長，其波長屬於超長波尺度 $N \approx 2.4 \sim 3.8$ 。
3. 以太陽在北半球活動的狀況來論述中緯度緯流風場的特性，則近似固定波 ($N \approx 6$) 由春初起逐漸增強其活躍度，而在春末夏初達致最活躍期；秋季仍有活躍期，然其緯度偏高；而超長波近似固定波則活躍於冬季的中緯度緯流場。
4. 依據強制波變方程式 (劉；1983)，考慮西藏山區對緯流波長為波數六的擾動波所造成的地形效應，則將滋生近似共振的強制效應；而對於不均勻

緯流場中的超長波近似固定波，其與西藏山區的相互作用所產生的波變場仍屬超長波尺度且通常有利於形成與地形同相 ($N \leq 3$) 的強制波變場，因此近似固定波的超長波為亞洲冬季盛行的緯流波。

5. 超長波在中緯度緯流場中的活躍現象已在 (劉；1983) 西藏山區對亞洲冬季平均緯流之效應中有所論述，而波數六的活躍現象在實際天氣中所反應的天氣型態是值得探討的。

六、謝 誌

本研究大部份取自本人在國立中央大學的碩士論文，雖然已經隔了好幾年，仍頗感念於當時及這些年來家父、家母、同學所給予的關切與友誼，於此深致謝意，而審閱本文稿件先生所給予的寶貴意見，亦予此深致謝意。

七、參考資料

1. 劉明禮；1977：冬季西藏山區對中緯度平均緯流場的動力作用。國立中央大學地球物理研究所碩士學位論文。
2. 劉明禮；1983：西藏山區對亞洲冬季平均緯流之效應。中央氣象局七十三年度研究發展專題研究報告第 092 號。
3. Derome, J. and A. Wiin-Nielson; 1971: The response of a middle-latitude model atmosphere to forcing by topography and stationary source. Mon. Wea. Rev., 99, 564~576.
4. Egger, J., 1976: Nonlinear aspects of standing planetary waves. Beitrage Zur physik der Atmosphere, 49, 71~80.
5. Holton, J. R., 1972: An introduction to Dynamic Meteorology. 120~127