

中央氣象局全球波譜模式的次網格地形 重力波拖曳力參數化

蕭志惠

中央氣象局氣象科技研究中心

摘要

本研究係敘述中央氣象局全球波譜模式中之次網格地形重力波拖曳力參數化的物理過程及對預報結果的影響。現階段所完成的參數化是以Palmer et al. (1986)之方法為主。

藉由垂直剖面的分析，了解到在參數化過程中次網格地形所引發之重力波如何將下層應力帶往上層，在不穩定大氣條件下($R_i^* < 1/4$)如何產生拖曳力，及對大尺度流場之影響等。

在預報誤差的測試方面，經6個個案測試之結果顯示：參數化之植入，對模式預報誤差之消除有其正面的效果，尤其是在較長時間(10天)之積分上。誤差之改進並以海平面氣壓及100 hPa高度場之表現最明顯，其中又以北半球緯向平均之緯向風(西風)之預報為甚。

關鍵詞：次網格地形，重力波拖曳力參數化，預報誤差

一、前言

隨著全球環流模式(GCM)及數值天氣預報(NWP)模式解析度的不斷提高，突顯出大部分的模式對於冬季北半球中緯度之西風帶都有明顯的預報過強的系統性誤差(systematic biases)。

在穩定的大氣條件之下，氣流通過地形時會產生重力波，並由地面向上傳送動量通量(momentum flux)。根據Eliassen-Palm理論(Eliassen and Palm, 1960)：若重力波在垂直傳送的過程沒有遭遇到任何的瞬變(transients)或消散(dissipation)機制，則可將與地面完全相同大小之動量通量傳至上層；但若在向上傳的過程中必需穿過不穩定層，如由風切不穩定或對流不穩定等所造成之擾動層(turbulent layer)，則造成動量通量在該層中之消散。動量通量之大小在垂直方向上之消散，對流場產生一拖曳作用，因而減弱流場之強度。因此次網格地形在適當條件下所產生之重力波拖曳力(drag force)，若能有效地用參數化表現出來，是個彌補西風預報系統性誤差的可行方法。

最早有系統地提出次網格地形重力波拖曳力參

數化的是Palmer et al. (1986)。他以近地面層之風速、大氣穩定度及次網格地形之方差(variance)來假設近地面層之應力(stress)，並以“波修正後的里察遜數”(wave modified Richardson number)為判斷不穩定層之標準。此參數化法現正為英國氣象中心(UKMO)、美國海軍研究院(NRL)及美國加州大學洛杉磯分校(UCLA)等的全球數值模式中所採用。

Palmer et al. (1986)的方法接下來曾受到近一步補充且更廣泛之使用。如Miller et al. (1989)在近地面層應力之參數化時多加考慮了次網格地形標準偏差值之多方向性。此較複雜的方法則被歐洲氣象中心中期(medium-range)天氣預報模式(ECMWF)所使用。Iwasaki et al. (1989)更增加了下層非靜力短波之參數化，此法為日本氣象廳(JMA)使用中。

除了Palmer et al.這一系列參數化方法的研究發展外，還有許多重要的方法也幾乎是同時提出的，如McFarlane (1987)、Pierrehumbert (1986)、Alpert et al. (1988)等。McFarlane (1987)的參數化法，主要的不同點在於是以夫如數(Froude num-

ber, $Fr = Nh' / U$) 為判斷波碎區域及應力大小之標準。Pierrehumbert (1986) 認為次網格地形之重力波在大部分地區是非線性的，非線性波下層之應力無法用解析解求出，而計算剩餘應力(residual flux)之垂直變化。Alpert et al. (1988) 基本上融合了 Pierrehumbert (1986) 及 Palmer et al. (1986) 的方法，但允許風切造成之波碎。

90年代之後，參數化的發展將走向更細緻的修正，如 Kim and Arakawa (1991) 將方向放在次網格地形特徵對應力之影響等。Kim and Arakawa (1991) 以一中尺度重力波模式比較在不同山脈形狀及尺度時，Stern and Pierrehumbert (1988) 之參數化結果與模式結果之差別；並測試在參數化之底層應力乘上一係數，此係數表現了地形之不對稱度(asymmetry)及凹凸度(convexity)等因子。結果顯示修改後的參數化法，會使下層之應力(stress)有較好的表現。

Kim and Arakawa (1995) 文章中之表1對重力波拖曳力參數化之發展過程及各家參數化之異同有完整及詳細的回顧，是非常重要的參考文獻。整體而言，所有的研究均指出不論是從較長時間之季節預報或中期預報，次網格地形重力波拖曳力參數化對預報結果都有很好的改進作用。

本局之次網格地形重力波拖曳力參數化發展得遠較其他中心晚，開始於1992年8月。研究發展的方向基本上是先從追隨 Palmer et al. (1986) 之方法開始著手，而後逐漸發展到較複雜的方法甚至自行研發。本文是屬於研究發展的第一階段，即以 Palmer et al. (1986) 之方法為基本，配合本局全球波譜模式發展而得之研究成果報告。

二、原理及方法

次網格地形參數化的目地主要是將次網格地形所引發之重力波拖曳力(gravity wave drag)予以參數化。本研究中基本上是追隨 Palmer et al. (1986) 之參數化法，計算步驟包括參考層應力之參數化及其他各層之應力參數化二部分。

參考層(reference level)之定義為模式在近地面3層之平均，其應力(stress)以參數化表示為

$$\tau_L = k \rho_L N_L U_L f(h) \quad (1)$$

其中 $k = 2.5 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ 為一常數， ρ_L 、 N_L 、 U_L 分別為參考層之密度、Brunt-Vaisala frequency 及風速。

$f(h)$ 為參考層波的振幅(wave amplitude)，

$$f(h) = \min(h_1^2, h_2^2) \quad (2)$$

取次網格地形之方差(variance) h_1^2 及波碎(wave breaking)發生時之臨界波振幅 h_2^2

$$h_2^2 = [U_L(2\sqrt{\mu} - \mu)]^2 / N_L^2 \quad (3)$$

$$\mu = 2 + R_{Ll}^{-1/2} \quad (4)$$

二者之較小值。其中 R_{Ll} 為參考層之里察遜數(Richardson number)。

參考層以上各層應力之計算係先假設上一層為穩定之大氣沒有波碎的發生，即

$$\tau_k = \tau_{k-1} \quad (5)$$

由此可求出此時之波振幅 h_k

$$h_k = \sqrt{\frac{\tau_k}{k \rho_k N_k U_k^*}} \quad (6)$$

及波修正後的里察遜數 R_{ik}^*

$$R_{ik}^* = R_{ik} \frac{1 - [N_k h_k / U_k^*]}{[1 + R_{ik}]^2 [N_k h_k / U_k^*]} \quad (7)$$

其中， ρ_k 、 N_k 、 R_{ik} 為第 k 層之密度、Brunt-Vaisala frequency 及里察遜數， U_k^* 為第 k 層風在參考層風向量上之投影風速。

如果波修正的里察遜數小於 $1/4$ ，則表示大氣為不穩定，因而有波碎發生。此時之波的振幅需重新計算，並令振幅不得大於波發生時之臨界振幅

$$h_k^2 = [U_k^*(2\sqrt{\mu} - \mu)]^2 / N_k^2 \quad (8)$$

$$\delta h^2 = \min(h_k^2, h_2^2) \quad (9)$$

至此可求出第 k 層之應力為

$$\tau_k = k \rho_k N_k U_k^* \delta h^2 \quad (10)$$

反覆計算(5)至(10)式即可求出自參考層以上至模式頂每一層之應力值。當環境大氣為穩定時，次網格地形引發之重力波可由地面保持相同大小之應力傳至上層。相反的，若是在傳遞之過程中遭遇到不穩定大氣，亦即波碎之發生區域時，則部分之應力會被擾動所吸收，於是此區域內應力在垂直方向上產生輻散。應力在垂直方向上之輻散，就對大氣產生了拖曳力

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = -g \frac{\partial \bar{\tau}}{\partial p} \quad (11)$$

三、結果

首先選擇1995年1月25日的東亞寒潮暴發之個案作詳細的參數化物理過程分析。圖1為本研究中所使用之次網格地形標準偏差值，係由美國海軍之 $10'' \times 10''$ 地形計算而得。其最大值發生在青康藏高原及南極大陸之山脈較大斜率處。為了解次網格地形重力波作用之過程，在此均以積分24小時後沿90°E之垂直剖面為例。

在北半球中層大氣主要受到二支西風噴流之影響，北支約在60°N至70°N之間，南支位於15°N至45°N涵蓋大部分之青康藏高原。二支西風噴流之間在近地面處為微弱之東風。南半球主要以位於南印度洋之西風帶為主。北半球之經向風在主要陸地之北半部（40°N以北）主要為南風，南半部（40°N以南）為北風。南半球則為微弱南風。在近地面層處，北半球在主要地形附近之平均風向量大致是在15°N至40°N為西南風、40°N至55°N為西北風及55至75°N為西南風；在南半球為微弱東南風。此近地面層之風向風速即為參數化中所稱之參考層風向量（未附圖）。

參考層風通過次網格地形所產生的應力，是次網格地形重力波之動量通量來源。次網格地形重力波動量通量產生於近地面處，能否垂直傳送至高層則受到上層大氣穩定度因素之影響。當某高度之風向量發生逆轉（over-turning），即與地面參考層風向量相反或為零，此時由波修正後的里察遜數可顯示出為不穩定大氣($R_i^* < 1/4$)（圖2a），下層之動量通量或應力傳送至此就有部分或全部被消散掉（圖2b）。而動量通量（或應力）在垂直方向上之輻散即造成大尺度流場之拖曳力，此即是由次網格地形造成之重力波拖曳力。由於應力及拖曳力之作用僅存在於地形之上方，其大小正比於次網格地形標準偏差值，因此是為補充地形處理之不足而加入的一種次網格作用力。

圖2c至圖2f為將地面參考層應力及拖曳力投影回慣用的緯向及經向座標上，由此可更清楚地看出應力及拖曳力發生的位置，其中北半球以亞洲大陸，尤其是青康藏高原為主要拖曳力之來源。而且緯向分量之影響較經向分量明顯。

為與日本氣象廳模式之預報結果相比較，對此個案同樣作8天積分之平均，求出參考層重力波應力緯向平均後之緯向分量、經向分量及緯向平均後拖曳力緯向分量、經向分量之垂直分佈。但由於在此應力之定義與日本模式相差一負號，為方便讀者比較之故，圖3為本局模式乘上負號後之結果。日本模式之結果係參考Iwasaki et al. (1989)文獻中之圖3及圖4，是以1987年1月1日、11日及21日12Z三組初始條件及日本氣象廳T42L16全球模式作8天預報及平均而得。比較二者之結果可知：基本上，應力及拖曳力發生之主要位置及強度二者是差不多的，即緯向分量應力最大發生於30°N至60°N之間，北半球主要陸塊的位置；經向分量應力發生在30°N以北之位置。拖曳力發生之高度主要在15至25公里之間。至於二者之差異處，可能因個案選取之不同所以在移動性天氣系統造成之應力與拖曳力之位置不盡相同；或是地形之處理方式不同以致次網格地形方差值不同；亦可能是不同模式對模式下層大氣條件之處理不同所造成。

由於拖曳力主要發生於北半球中高緯度之高層，因此有、無參數化之差異表現在中高緯度高層之西風強度上（圖4）最明顯，即：在有參數化後西風強度減弱了，而且隨著積分時間的增加，影響也愈深厚。在積分5天時，主要的改變在於北半球中緯度對流層頂的附近，可由高對流層至低平流層間西風之範圍向極值中心縮小及極值略減看出，12至22公里高度間之西風強度在參數化後減弱了。此時22公里以上之西風噴流反而加強，這可能是參數化對短時間預報所造成的負面作用。積分10天後參數化影響之範圍向下可達地面，向上則到較高之平流層。在未加入參數化之前，北半球中高緯度之20M/S等值線約在8公里高，參數化後提高至12公里，亦即下層西風等值線之梯度較原先鬆，低層之西風減弱了。同時，上層之改變亦反應在平流層西風噴流之北移及強度減弱上。至於對流層之西風極值中心值，在大部分個案中是有減弱的情形，但部分個案反而是加強（如本個案），影響並不一定。

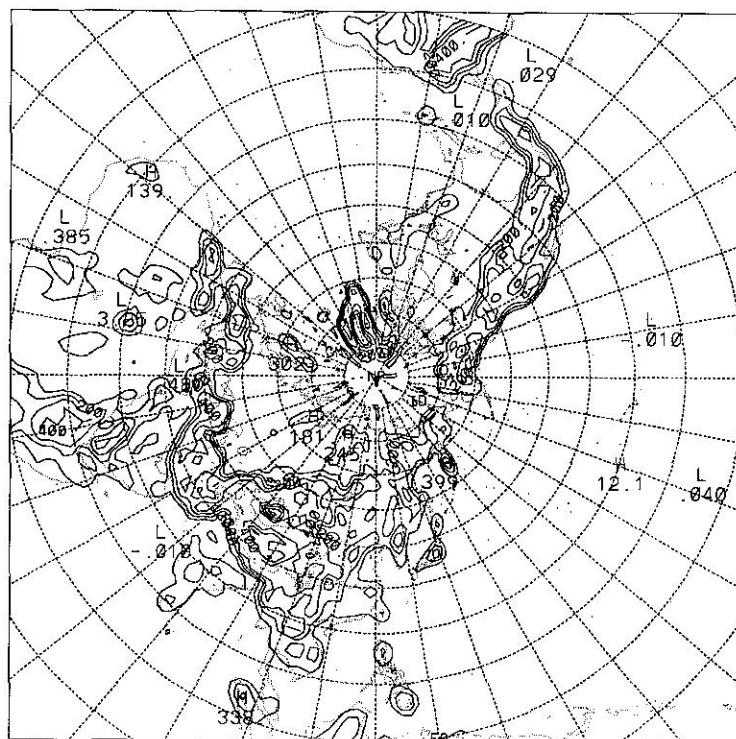
為了更進一步驗證參數化的效果，任意選取6個個案分別測試有及無參數化之240小時積分之預報誤差。這6個個案包括1994年11月10日、15日、

GFS 2 N.A. STD

S08001GG

H0028800

(a)



GFS 2 S.A. STD

S08001GG

H0028800

(b)

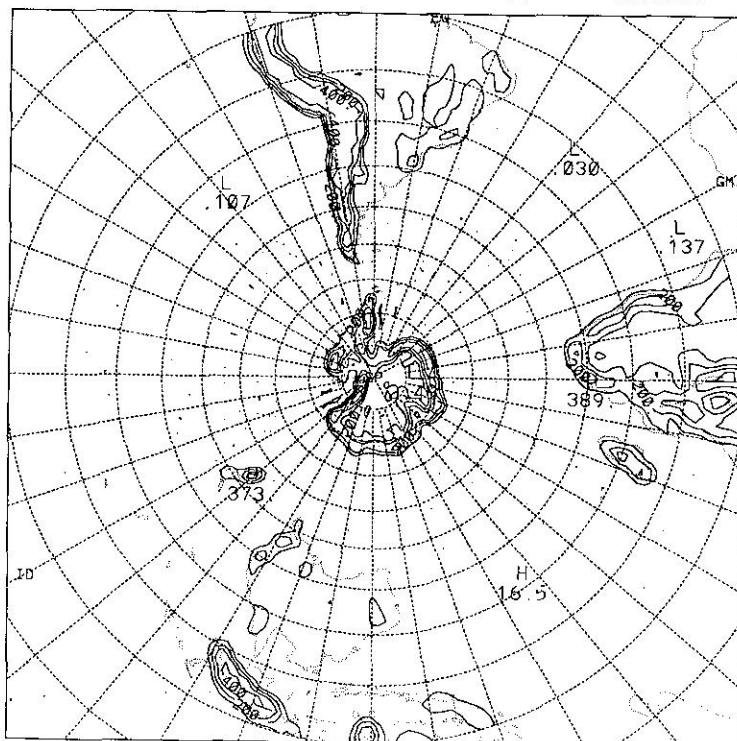


圖 1. 參數化中之次網格地形標準偏差值(單位：公尺)。 (a)北半球 (b)南半球

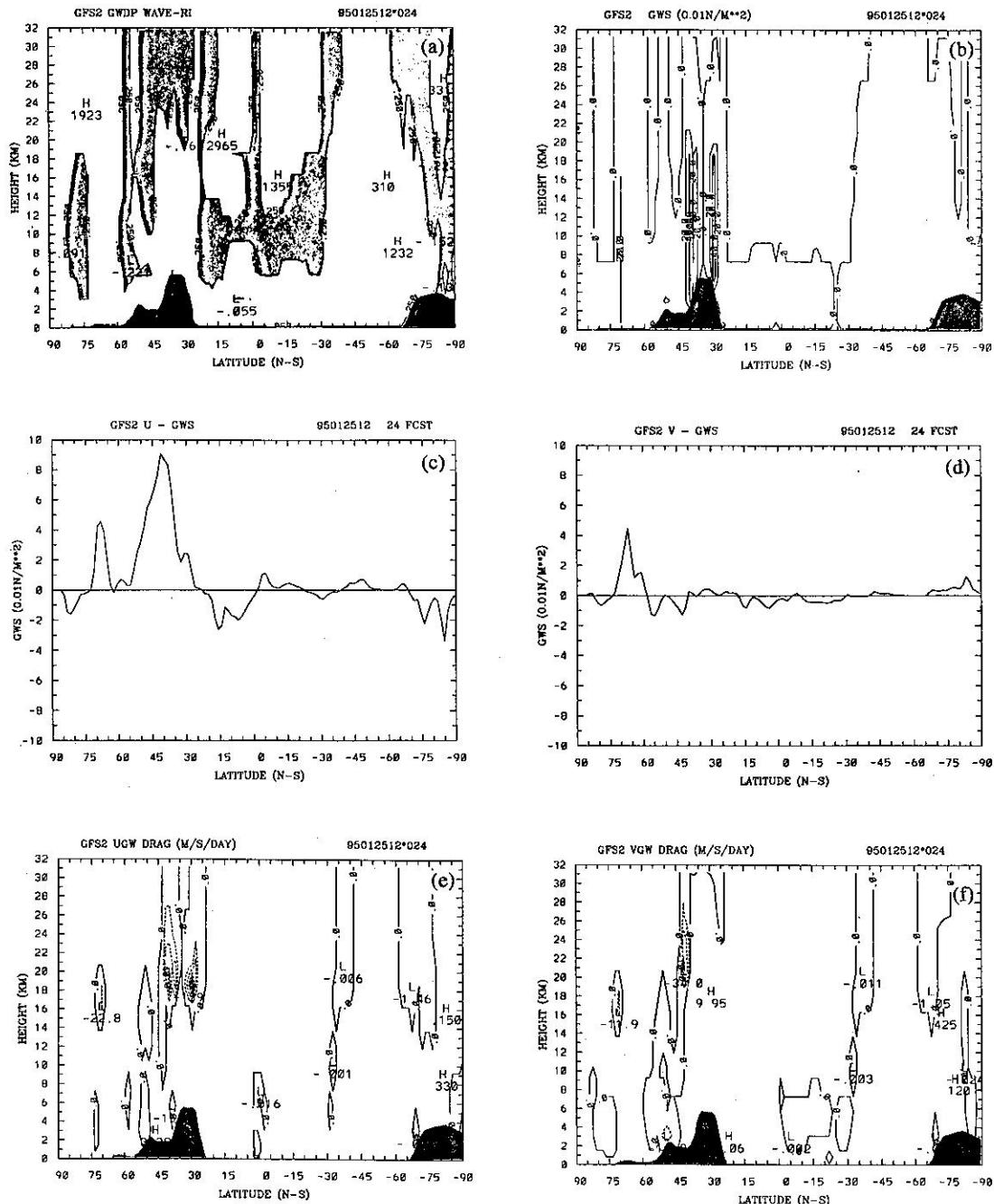


圖 2. 沿90°E垂直剖面之

- 波修正後的里察遜數(陰影區為小於0.25)
- 重力波應力(等值線間距為 $20 \times 0.01 \text{N/m}^2$)
- 參考層之緯向重力波應力
- 參考層之經向重力波應力
- 緯向重力波拖曳力之垂直分布(等值線間距為20m/s/day)
- 經向重力波拖曳力之垂直分布(等值線間距為10m/s/day)

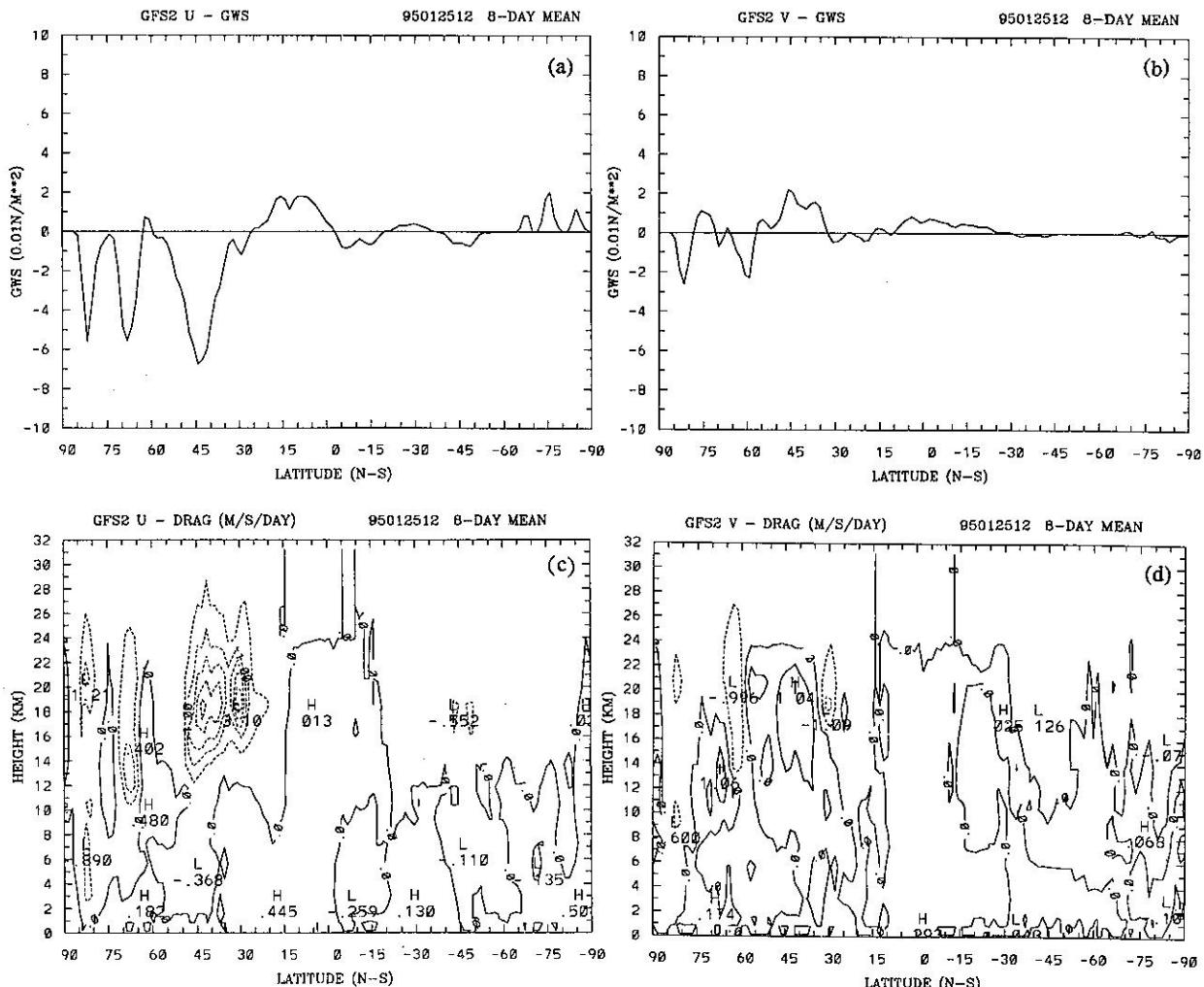


圖 3. 緯向平均之

- (a) 參考層之緯向重力波應力
- (b) 參考層之經向重力波應力
- (c) 緯向重力波拖曳力之垂直分布
- (d) 經向重力波拖曳力之垂直分布
- (c)(d) 之等值線間距為 0.5 m/s/day 。以上均為積分 8 天之平均。

20日及12月10日、15日、20日，並以這6個個案之預報平均與分析平均相比較（圖5至圖10）。

首先看緯向平均之海平面氣壓分布（圖5）。比較分析（虛線）與預報（實線）之結果，可發現本局模式預報誤差在南半球之低緯度。其中參數化的修正作用明顯的表現在北半球的高緯度地區，可使預報過低之氣壓強度減弱，且10天積分之效果明

顯於5天積分。至於其它地區之振幅誤差及相位誤差似乎是本參數化所無法解決的。

圖6為海平面氣壓預報誤差之平面分布。比較有及無參數化之預報誤差，可發現二者誤差發生的位置非常相似，所不同的是有參數化時之誤差值較無參數化時小。參數化的作用在積分120小時時尚不明顯，到240小時時才顯著。同樣之情形亦存在

於圖7之500hPa高度場，誤差減少的情形在積分240小時時更為明顯。

圖8之100hPa高度場則與下層稍微不同，特別是在積分120小時時之太平洋及中亞大陸之正預報誤差，在有參數化時反而增加了。到積分240小時，中亞大陸之正誤差又減少到比無參數化時小，但太平洋上之正誤差仍較無參數化時大。至於其它

地區參數化則是作了正面的改進作用。

由整個緯向平均之緯向風垂直剖面圖來看（圖9），西風預報誤差之極值在5天積分時由未加參數化前之7.42m/s減少為6.12m/s，在10天積分時由14.2m/s減少為10.7m/s；預報誤差的等值線密度亦減小許多。由此可再證明參數化之作用能有效地減弱了原先無參數化時北半球中高緯度西風預報之誤

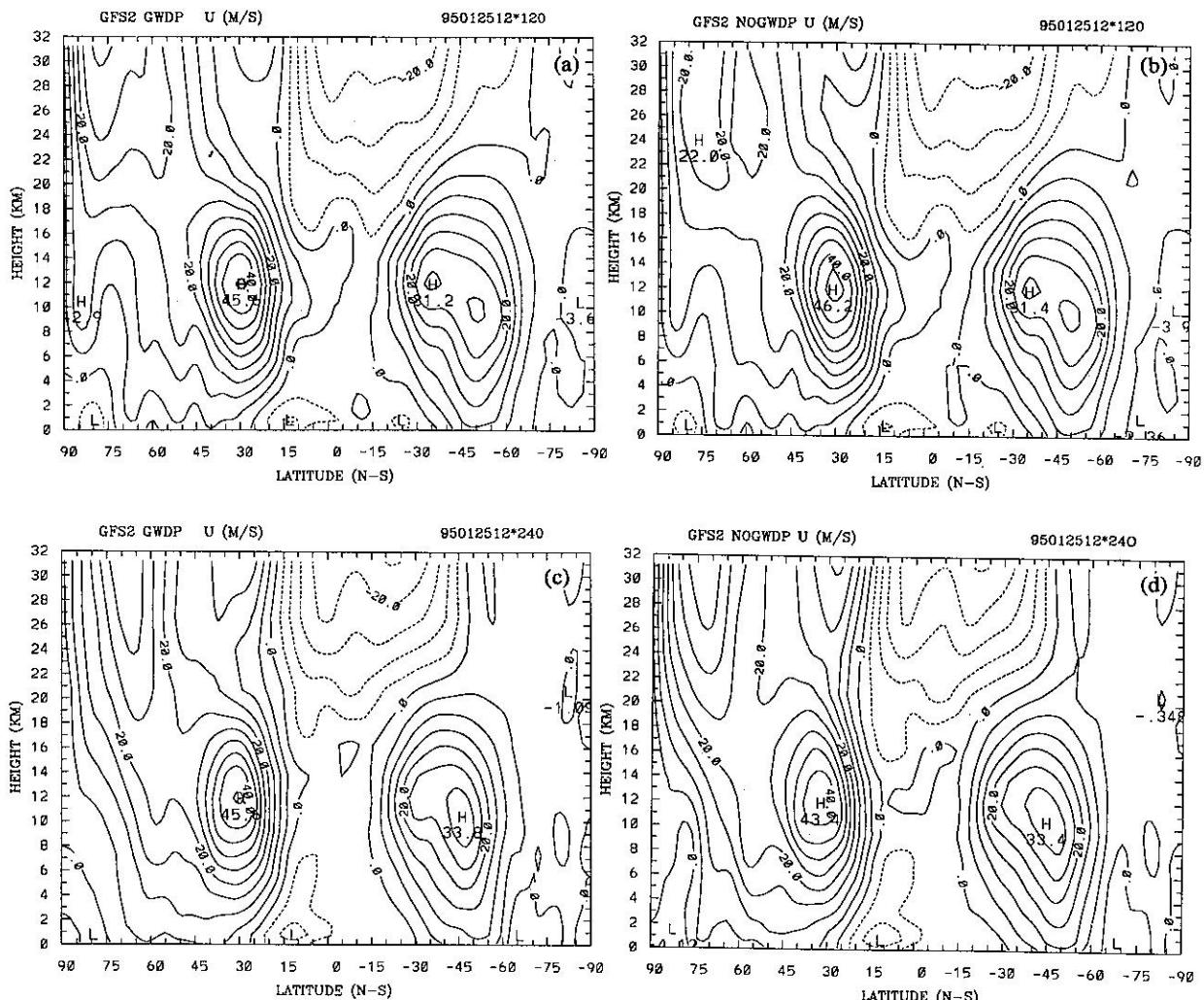


圖 4. 次網格地形重力波拖曳力參數化對緯向平均緯向風之影響

(a)有參數化，積分120小時 (b)無參數化，積分120小時

(c)有參數化，積分240小時 (d)無參數化，積分240小時。

(等值線間距為5m/s)

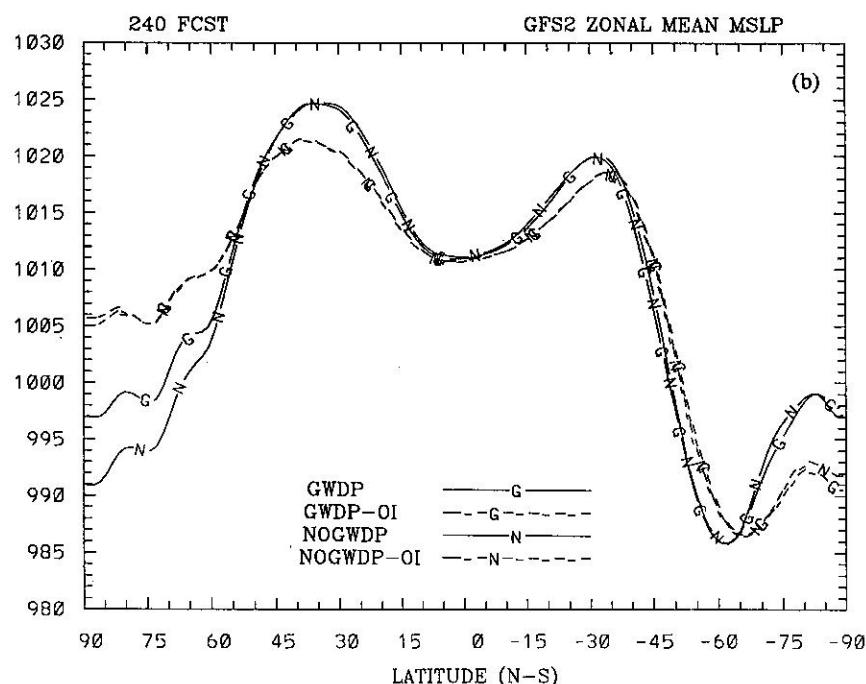
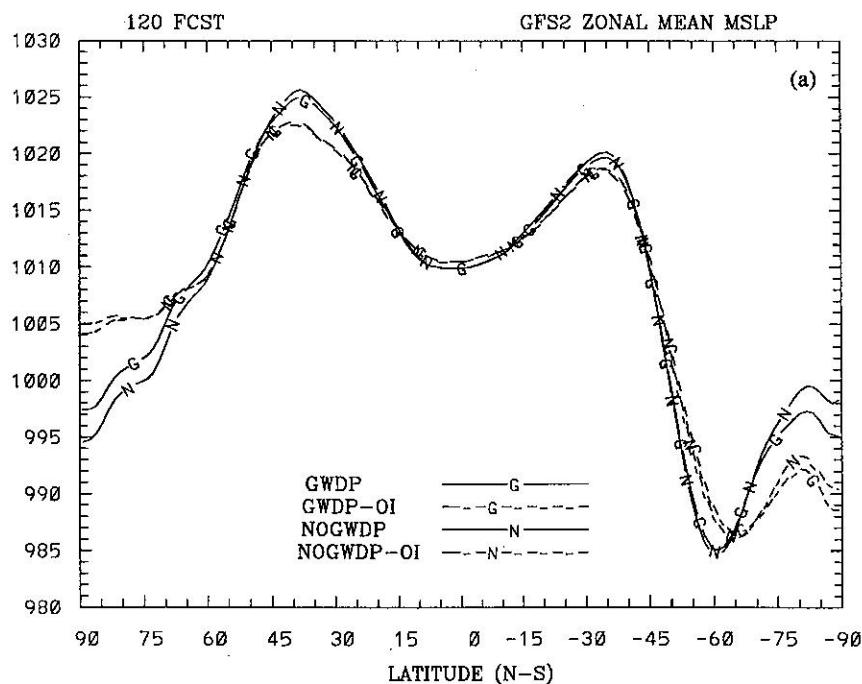


圖 5. 次網格地形重力波拖曳力參數化對緯向平均海平面氣壓之影響
 (a)積分120小時。 (b)積分240小時。其中實線為預報值，虛線為分析值。

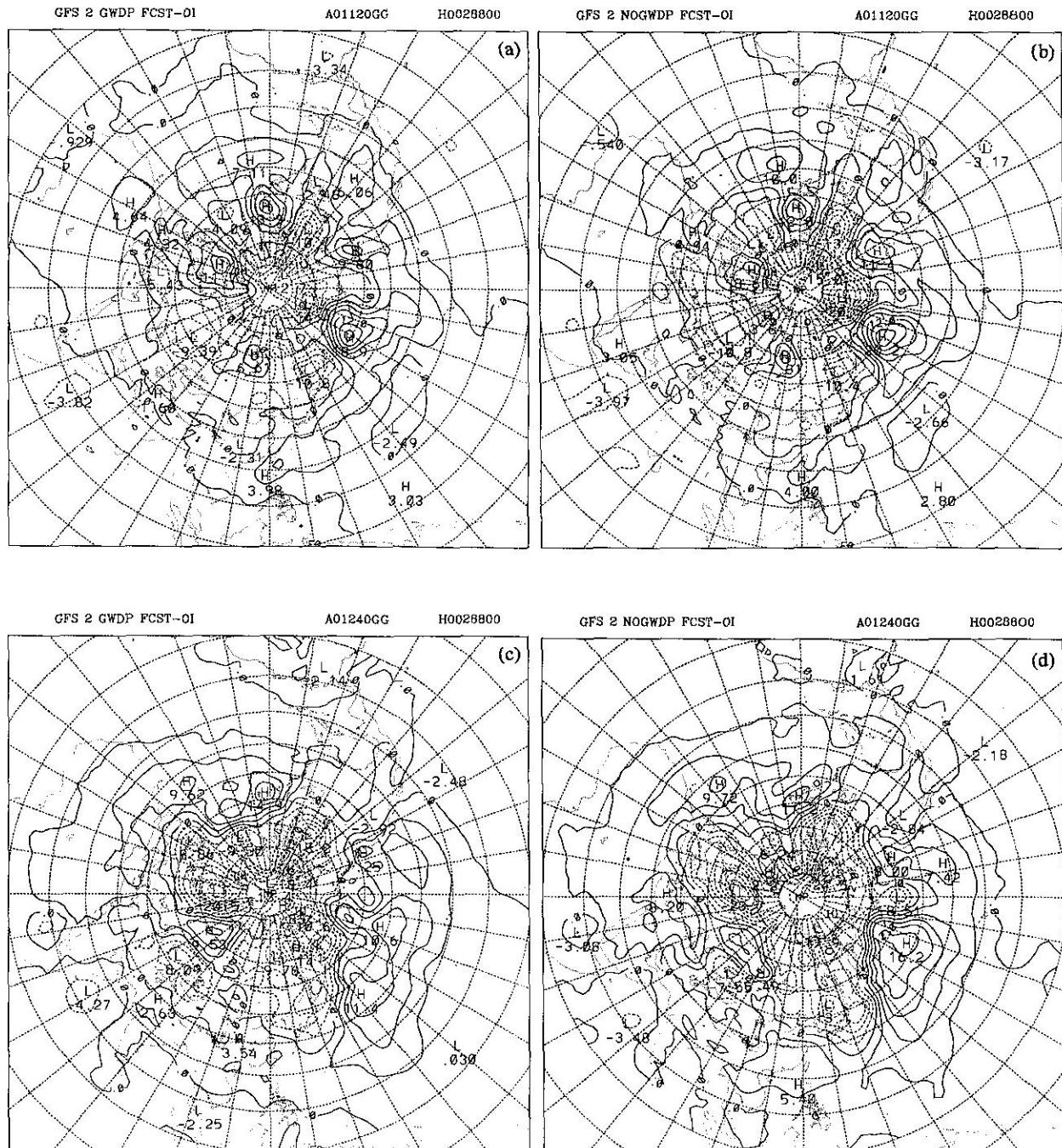


圖 6. 6個個案之海平面氣壓平均預報誤差

- (a)有參數化，積分140小時
 - (b)無參數化，積分120小時
 - (c)有參數化，積分240小時
 - (d)無參數化，積分240小時
- (等值線間距為3hPa)

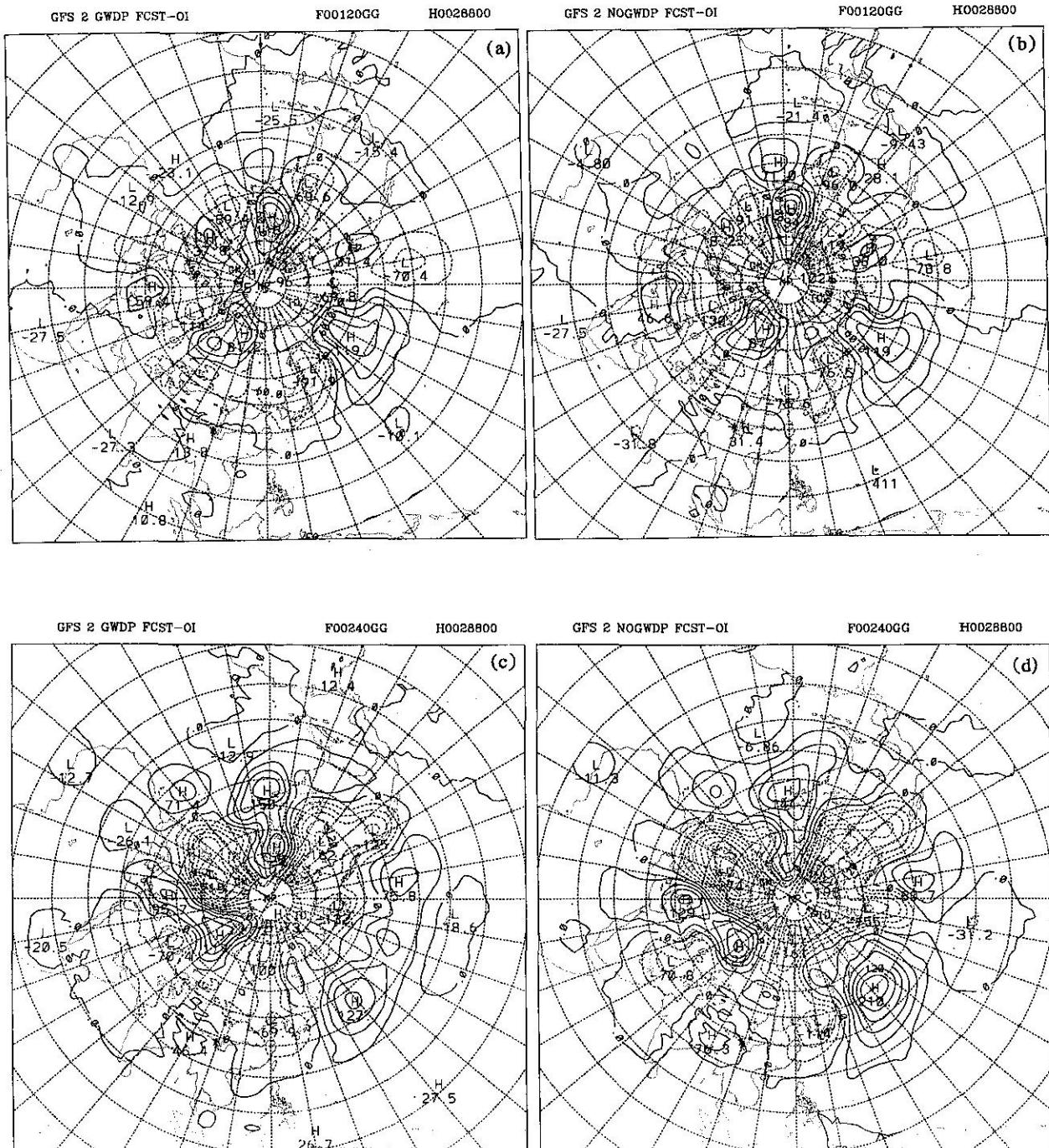


圖 7. 同圖6但為500hPa高度場，等值線間距為30重力位公尺。

GFS 2 GWDP FCST-OI

K00120GG

H0028800

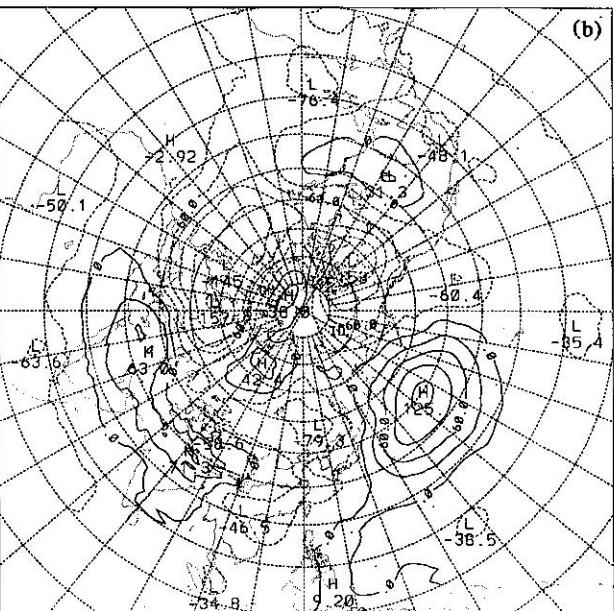
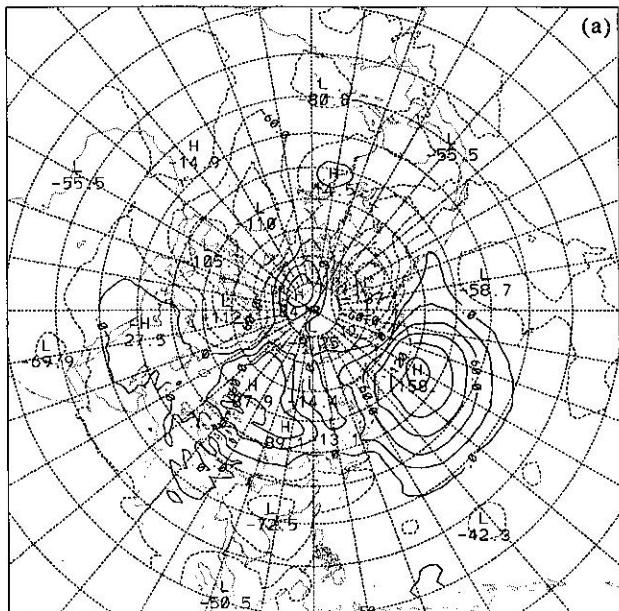
GFS 2 NOGWDP FCST-OI

K00120GG

H0028800

(a)

(b)



GFS 2 GWDP FCST-OI

K00240GG

H0028800

GFS 2 NOGWDP FCST-OI

K00240GG

H0028800

(c)

(d)

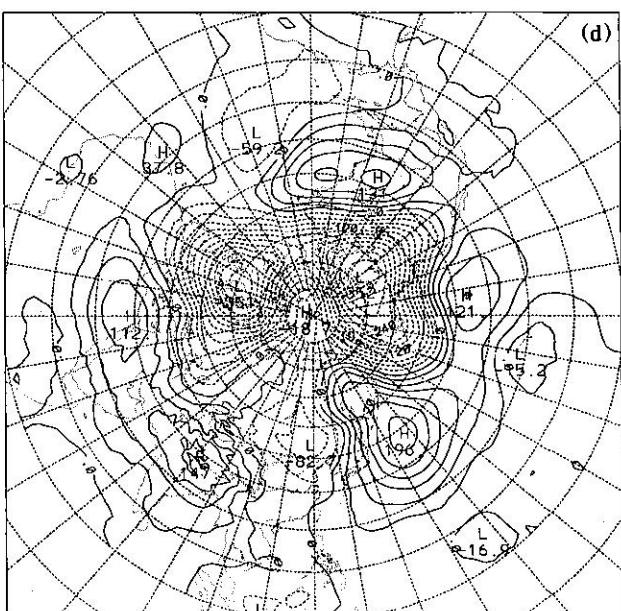
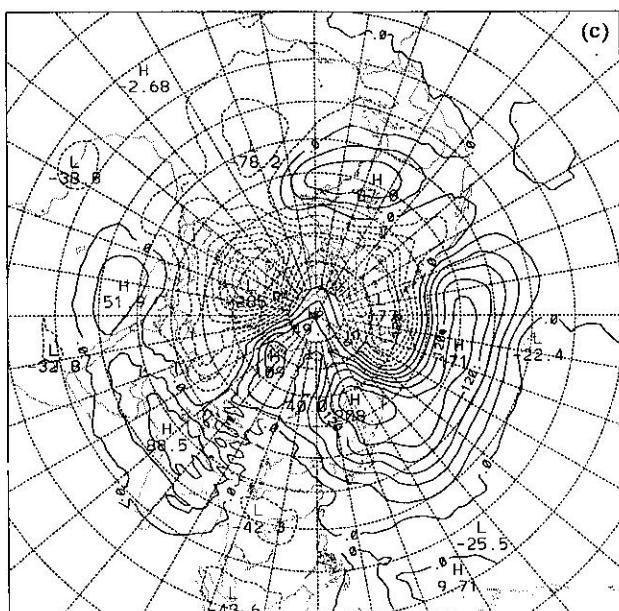


圖 8. 同圖6但為100hPa高度場，等值線間距為30重力位公尺。

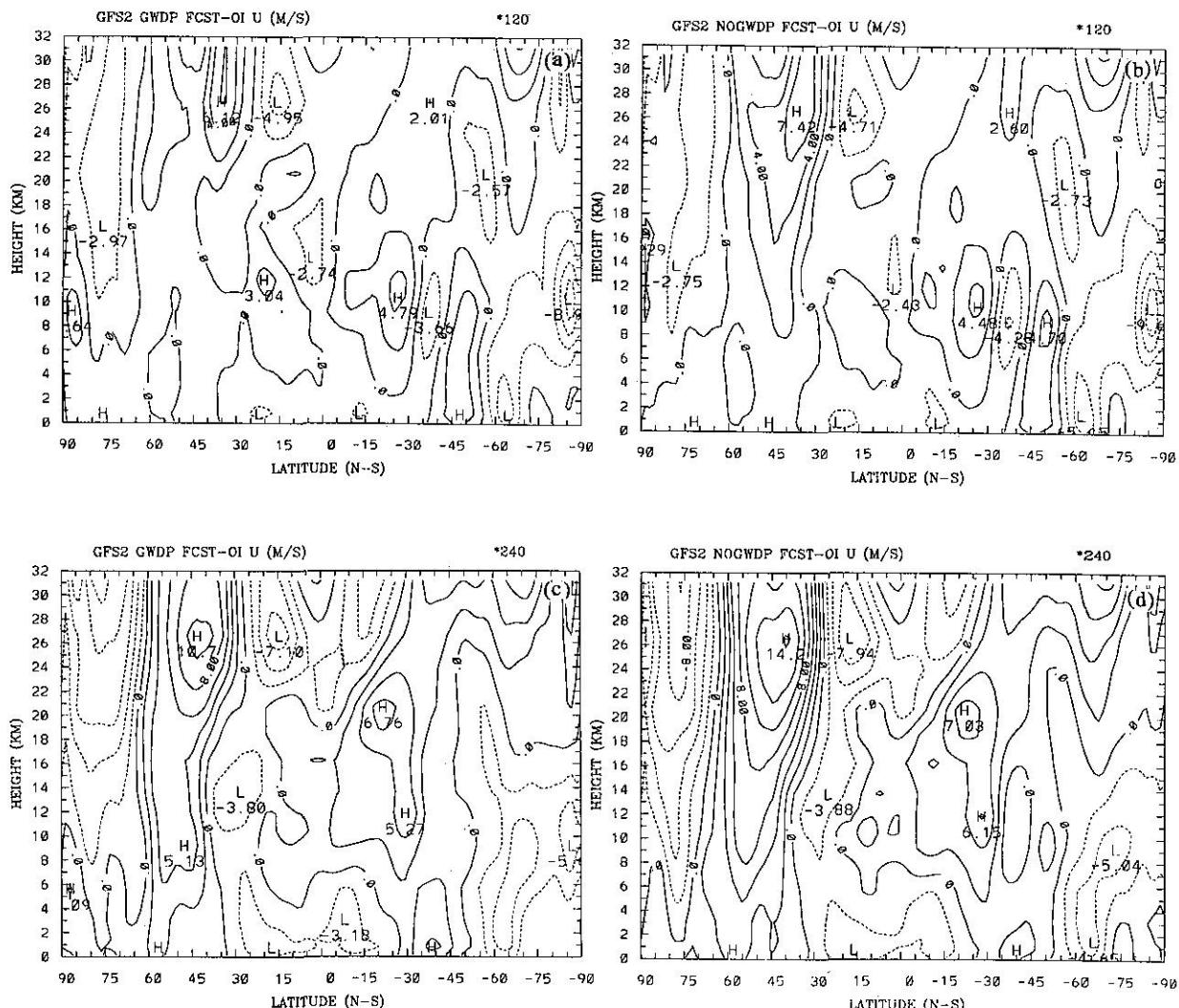


圖 9. 同圖6但為緯向平均之緯向風場垂直剖面圖，等值線間距為2m/s

差，對大氣之平均環流而言具有正面的修正效果。

由平均之均方根誤差預報得分（圖10）來看，參數化可使北半球高度場之均方根誤差有效地減少，尤其是在對於較長時期之積分上。以100hPa北半球平均之均方根誤差為例（圖10a），在第10天積分時誤差由原先之180公尺減少了16公尺，約占原先之9%。Iwasaki et al. (1989)以 20°N 以北求平均之均方根誤差，在第8天積分由160公尺減少了36公尺，約占22.5%。盡管參數化對模式預報之均方根誤差之改進程度會與模式之好壞相關，但其影響在各模式中多多少少都是存在的。

參數化對南半球之影響在本文中並未詳細討論。原因之一是南半球之重力波拖曳力主要來自南極大陸，南極大陸為一大而高的高原，氣流幾乎是繞著高原而行。在穿越高原氣流之分量不大的情況下，理論上不應有太多的重力波產生。但由於本參數化尚未考慮山脈之方向性，因此在南極有高估重力波曳力的情形。另外一個原因是本局模式對南半球之預報並不是很理想，在較差的大氣結構下亦會得到錯誤的參數化結果。

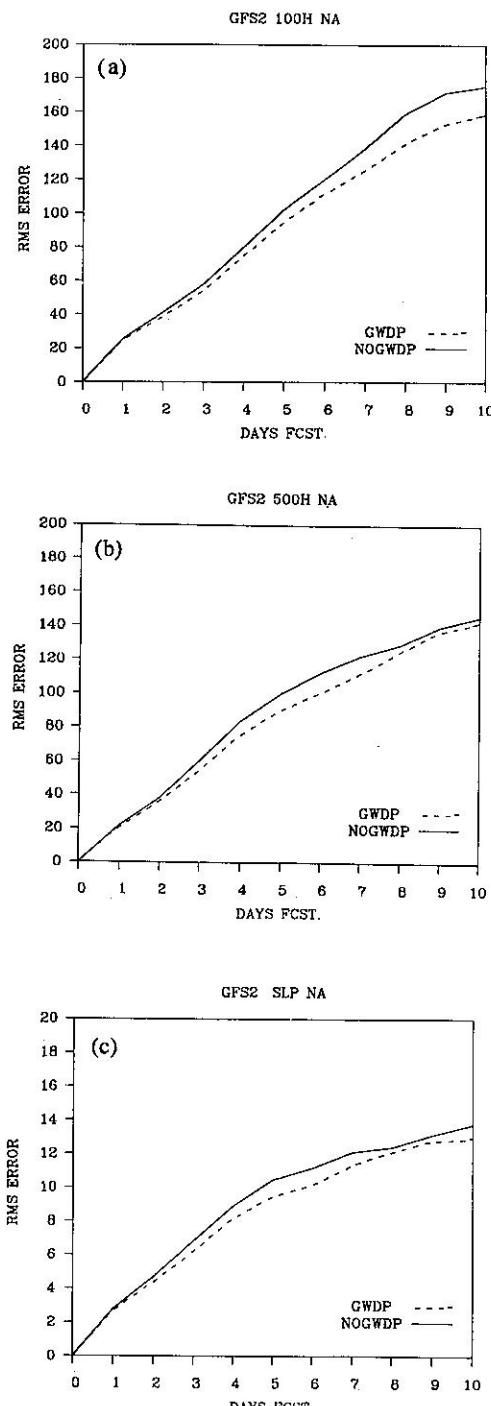


圖 10. 6個個案平均之均方根誤差預報得分。

上圖為100hPa高度場

中圖為500hPa高度場

下圖為海平面氣壓。

四、結論與討論

本局發展次網格地形重力波拖曳力參數化已有二年多的時間，本文為第一階段之研究成果報告。第一階段研究發展的目標為追隨Palmer et al. (1986)之參數化方法，並配合本局第二代全球波譜模式之發展，將參數化植入模式中並上線作業。

參數化方法之物理過程為：當氣流通過次網格地形，在近地面有應力的產生。此應力在穩定大氣可保持一定大小傳遞至高層，而不影響大尺度流場之強度。但若在傳遞過程中遭遇到不穩定層，則部分或全部應力將在此層被消散掉。在此不穩定層之判斷可由風向之逆轉或波修正後的里察遜數小於1/4來決定。應力在垂直方向上之輻散將使大尺度流場之運動產生減速，因此為一種拖曳力之作用。次網格地形作用補充了模式可解析地形所缺乏的次網格拖曳力，因此可有效地減少在北半球中高緯度主要陸塊上空之西風預報過強之誤差。

根據個案分析測試之結果，參數化之植入對模式預報誤差之改進大致上來說是：參數化的修正作用能有效地消除大部分地區之預報誤差，尤其是表現在上層(100hPa)高度場之均方根誤差方面。至於中低層(500hPa以下)及更高層之影響則需在較長時間之積分(如10天以上)才能顯現出來。而且參數化之作用時間以時間愈長之積分(如季節預報)愈為明顯。

由於參數化本身難免有誤差及不完全之處，會與模式之其它誤差混淆在一起，因此要獨立出參數化對模式之影響是很困難的。但藉由簡單模式之動力結構探討(蕭, 1994; Kim and Arakawa, 1995)可了解次網格地形重力波拖曳力之參數化的確可補救部分因模式地形解析度所缺失的動量通量，因此此參數化的加入是具有其物理意義的。

下一階段的研究發展，重點將放在地面應力之次網格地形多方向性作用及下層短波之參數化二方面。青康藏高原及南極大陸為地球上二大特殊地形，若不考慮通過地形時之特殊氣流走向，往往會有高估次網格地形作用力的情形發生。至於下層短波之參數化，根據Iwasaki et al. (1989)之文獻指出，對模式預報之影響(impact)僅略小於長波，而且主

要的改進將在中下層，這正彌補了長波參數化之不足。因此這二項參數化的改進工作為緊接需要進行的。

參考文獻

- 蕭志惠，1994：次網格地形重力波之研究。氣象學報，第40卷，第三期，199-215。
- Alpert J.C., M. Kanamitsu, P.M. Caplan, J.G. Sela, G. H. White and E. Kalnay, 1988: Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium-range forecast model. Preprints of the Eighth Conference on NWP, February 22-26,Baltimore, Maryland. 726-733.
- Eliassen, A., and E. Palm, 1960: On the transfer of energy in stationary mountain waves. Geof. Pibl. Oslo,22, 1-23.
- Iwasaki, T., S. Yamada and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with two different vertical partitionings. Part I: Impacts on medium-range forecasts. J. Met. Soc. Japan.,67,11-27.
- Kim, Y-J, and A. Arakawa, 1991: Assessment of gravity wave parameterization schemes using a mesoscale gravity-wave model. Preprints of the Ninth Conference on NWP, October 14-18, Denver, Colorado, 380-383.
- Kim, Y-J, and A. Arakawa, 1995: Improvement of orographic gravity wave parameterization using a mesoscale gravity wave model. J. Atmos. Sci.,52, 1875-1902.
- McFarlane, N. A., 1987: The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. J . Atmos. Sci.,44, 1775-1800.
- Miller, M.J., T. N. Palmer, and R. Swinbank, 1989: Parameterization and influence of subgrid-scale orography in general circulation and numerical weather prediction models. Meteorol. Atmos. Phys.,40,84-109.
- Palmer, T. N., G. J. Shutts and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. Q. J. R. Meteorol. Soc.,112, 1001-1039.
- Pierrehumbert, R. T., 1986: An essay on the parameterization of orographic gravity-wave drag. Proceedings of the Seminar/Workshop on observation, theory and modeling of orographic effects . ECMWF, Shinfield Park, Reading, U.K., Vol. 1, 251-282.

A PARAMETERIZATION ON THE SUBGRID SCALE OROGRAPHIC INDUCED GRAVITY WAVE DRAG IN THE CWB'S GLOBAL SPECTRAL MODEL

Chih-Hui Shiao

Research and Development Center
Central Weather Bureau

ABSTRACT

This study presents the parameterization on the orographic induced gravity wave drag as well as its impacts in the Central Weather Bureau's global spectral model. Implementation of this parameterization is based on the scheme which is developed by Palmer et al. (1986). The evolution of the upward transfer of the drag force, the generation of the drag force in an unstable atmosphere ($R_i^* < \frac{1}{4}$) and its impact on large scale circulations will be studied by a crosssection analysis. Engaging of the parameterization shows a positive contribution on the error deduction for 10 days integration. The most significant improvement appears on the sea level pressure, 100hPa geopotential height and zonal mean westerlies.

Key Words: Subgrid-scale Orography, Gravity Wave Drag Parameterization, Forecast Errors