

# WRF 模式地形重力波拖曳參數法對東亞地區

## 預報之影響分析

戴俐卉 洪景山 馮欽賜  
中央氣象局氣象資訊中心

### 摘要

模式中的參數化方法是用來解決網格所無法解析到的大氣過程。這些次網格過程有可能影響大尺度環流或解析尺度之系統，因此其重要性難以忽視，重力波拖曳力即為其一。在大氣中，重力波的來源有很多，而由地形所引發的重力波是其中相當重要也是目前瞭解最多的重力波來源。數值模式中的參數法也多是針對地形重力波所產生的拖曳力進行模擬，期能藉由這個次網格尺度動力過程對大尺度環流影響之模擬，提昇模式的預報能力。本文主要利用氣象局所使用的WRF模式，研究地形重力波拖曳參數法對於東亞地區模式預報的影響。實驗採用了2008年12月及6月之預報資料做研究，分析結果指出在WRF模式中使用时地形重力波參數法確實能有效改進本局WRF模式在東亞地區冬季之預報結果。

關鍵字：參數化法；重力波拖曳；WRF模式

## 一、前言

重力波產生在一個穩定層化的大氣中，當氣塊在垂直方向上位置改變時，環境的垂直回復力會不斷地迫使它加速回到原來的平衡位置，因而產生振盪，並將能量往下游傳送，此即為重力波。造成重力波的來源有許多，如氣流過山、對流系統的非絕熱不對稱分布或者是一些劇烈的大氣動力過程像是噴流及鋒面等，都有可能產生重力波。而在這些諸多來源中，以地形重力波影響最顯著也最被廣泛的討論與了解。地形重力波的基本結構，取決於地形的尺度、形狀、風速及溫度的垂直分布。一般而言，只有在足夠條件的配合下（即 $LN/U < 1$ ，其中 $L$ 為地形尺度， $N$ 為Brunt-Väisälä， $U$ 為流場速度），重力波始能在不流失能量的情況下向上傳送，此為理想化的線性重力波理論。依據Eliassen-Palm理論，重力波向上傳遞的過程中，會因密度減小而加深其振幅，導致波的破碎（Wave Breaking）。此外，當相對於波動尺度的地形高度很大，即Froude number  $\gg 1$ （ $Fr = U/Nh$ ，其中 $U$ 為流場速度， $N$ 為Brunt-Väisälä frequency， $h$ 為有效地形高度）時，重力波便進入到非線性過程，其複雜度也隨之增加。在氣流無法順利爬升過地形的情况下，會在山前產生滯流（flow blocking）或繞行，山後產生渦流擾動，導致重力波的破碎。重力波破碎所產生的渦流會移除波的能量，使流場減速，這一造成基本流場減速的力即稱

為重力波拖曳力（Gravity Wave Drag，以下稱GWD）。

一般而言，重力波的水平尺度約在數公里到百公里間，而時間尺度為數小時至一天，因此對於現今的多數數值模式而言，要能完整解析此一現象仍是力有未殆。Clark and Miller（1991）利用個案的研究發現，在無使用GWD參數化方法的情況下改變模式解析度，對於該個案GWD的模擬會在解析度提高至10公里後達到極限。而Smith et. al（2006）更進一步利用七個氣流過山個案探討模式解析度對於由地形引起之GWD（Gravity Wave Drag induced by Subgrid-scale Orography，以下稱GWDO）之敏感度，研究顯示在多數個案中，即使解析度提高到四公里以上，仍無法完整描述模式中GWDO之影響。因此，在現今電腦計算資源的限制下，使用數值模式中的參數化方法便成了改善模式次網格重力波過程對解析尺度環流影響的解決方法之一。

本研究利用WRF模式中之GWDO參數化法，探討其對東亞地區預報之平均影響。第二部份簡略說明GWDO參數法之採用公式、計算流程及使用方法。第三部份闡明本研究之實驗設計，第四部份為主要的實驗結果，而相關討論與結論則在最後說明。

## 二、模式中GWDO參數化方法介紹

傳統的參數化法，主要在處理線性重力波理論及飽和假設（Lindzen 1981）下的GWD。Boer et al.（1984）是首先將GWD參數化法使用在大尺度模式

低層大氣之人，其後Chouinard et al. (1986) 利用 Froude number 來做為判斷GWD非線性化的指標。Palmer et al. (1986) 與McFarlane (1987) 則分別使用不同的飽和假設來決定重力波的破碎與否。類似於Palmer et al.與McFarlane的參數法也在許多研究與模式（包括WRF模式）中被廣泛的使用與討論。

WRF模式中的GWD，由Hong and Kim (2008) 所發展，除了處理傳統重力波在高層的破碎 (Alpert 1988) 問題，也參考Kim and Arakawa (1995) 的參數化法，強化處理因地形非對稱性 (Asymmetry) 及尖銳性 (Convexity) 導致的低層波破碎問題，其程式的主要流程描述如下：

1. 首先依據Kim and Arakawa (1995)，計算參考層上的GWD:

$$\tau_0 = E \frac{m'}{\Delta x} \frac{\rho_0 U_0^3}{N_0} G' \quad (2.1)$$

$$E \equiv (OA + 2)^{C_E F_{r0}/F_{rc}} \quad (2.2)$$

$$m' \equiv (1 + L_x)^{OA+1} \quad (2.3)$$

$$G' \equiv G_{\max} \frac{F_{ro}^2}{F_{r0}^2 + C_g OC^{-1}} \quad (2.4)$$

其中  $\rho$  為密度， $N$  是Brunt-Väisälä frequency， $U$  是水平風速， $\Delta x$  為模式的水平尺度，底標0代表的是參考層，也就是重力波的產生層， $E$  為參考層上拖曳力的增強因子，用來增加受到低層波破碎或是抑制 (trapping) 作用導致的拖曳力，主要會受到地形的非對稱 (OA) 以及Froude number ( $F_r$ ) 所影響， $F_{rc}$  為臨界的Froude number。 $m'$  代表網格內山的數量，受到地形的非對稱 (OA) 以及有效地形長度 ( $L_x$ ) 所影響， $G$  是一個用來斷定氣流阻塞 (blocking) 與否的漸進函數，參考自Pierrehumbert (1986) 的論文，因為經過修正，所以以  $m'$ 、 $G'$  表示。OC代表的是地形的尖銳性。 $C_E$ 、 $C_g$  則為常數。

2. 得到參考層的GWD後，便可以計算拖曳力的垂直分布。依據理論，重力波若未滿足飽和假設，能量可以在不損失的情況下向上傳，因此，在此步驟中，使上層的GWD等於下層的GWD ( $\tau_i = \tau_{i+1}$ )，以此計算上層波的振幅 ( $h_{di}$ )，並利用此振幅，求取局地修正Richardson number ( $R_{im}$ )，如下式：

$$h_{di}^2 = \frac{\Delta x}{m} \frac{\tau_{i+1}}{\rho_i N_i U_i} \quad (2.5)$$

$$F_{rd} = \frac{N h_d}{U} \quad (2.6)$$

$$R_{im} = \frac{Ri(1 - F_{rd})}{(1 + \sqrt{R_i \cdot F_{rd}})^2} \quad (2.7)$$

3. 檢查波的穩定度：依據Lindzen (1981) 的飽和假設，波的破碎會發生在當  $Ri_m < Ri_c (= 0.25)$  時，因此，當未達飽和條件時，重力波在該層不破碎，該層之  $\tau$  維持不變。反之，重力波破碎，部分能量損失直至回覆到飽和臨界點 ( $Ri_m = 0.25$ )。如此，可在2.7式中以  $Ri_m = 0.25$  代入計算臨界振幅  $h_c$ ：

$$h_c = \frac{U}{N} \left\{ 2 \left( 2 + \frac{1}{\sqrt{R_i}} \right)^{1/2} - \left( 2 + \frac{1}{\sqrt{R_i}} \right) \right\} \quad (2.8)$$

4. 利用 (2.8) 式求得之振幅，計算該層之剩餘GWD：

$$\tau = \frac{m}{\Delta x} \rho N U h_d^2 \quad (2.9)$$

5. 重覆步驟2-4，計算垂直層上之GWD直到  $\tau = 0$  或到達模式層頂。

利用上述流程計算得到的GWD垂直差異分布可求得各層風場的時間趨勢，完成WRF中GWDO模組最終對風場變化趨勢的計算。

### 三、實驗設計

本研究為瞭解WRF模式中GWDO參數化法對東亞地區預報之影響，使用與氣象局線上作業相同之WRF (ARW) V3.1.1版本模式，進行了對東亞地區不同季節月份、不同資料同化策略以及不同次網格地形設定等4個實驗測試，模式解析度設定為45公里。分析場及側邊界來源為2008年6月與12月之NCEP GFS 之分析與預報場資料。本研究有關各項實驗的相關設定詳述於表一。各個實驗的設計目的說明如下：實驗1為模式在無資料同化、無客觀分析的情形下，單純使用參數法與否之預報結果比較實驗。實驗2利用不同月份的模擬，以了解季節下GWDO的差異。實驗3用來討論選用不同次網格解析度對GWDO參數化法的影響程度。實驗4則是用來了解以相同於目前氣象局線上作業的資料同化系統組態下，使用GWDO參數法對預報之改進程度為何。

### 四、結果與討論

圖1為2008年12月份無資料同化下使用GWDO法與未使用GWDO法之72小時預報結果垂直平均校驗圖。由圖中可以看出使用GWDO參數法的預報結果，無論是在重力位高 (圖1.1)、溫度場 (圖1.2) 或是風場 (圖1.3, 圖1.4)，都明顯優於未使用GWDO參數法的校驗結果，除了在溫度場垂直校驗的平均誤差 (圖1.2(b)) 上，NOGWD的結果較GWD1接近0，這是因為NOGWD在校驗場上存在著較大誤差間正

負相消的情形。圖2為500 hPa預報月平均溫度場與EC分析月平均溫度場（等值線）及差異平均（陰影）分布圖，由此圖中即可看出，NOGWD（a）在大陸區的預報大致存在負偏差，在海上則為正偏差。此一誤差在下圖（b）的GWDO實驗中被大幅度修正，僅剩在低緯區有些微正偏差存在。同樣的情形也可在高度場及風場的二維差異月平均中見到（圖未列出）。此外，由圖1的垂直校驗各類統計得分中也可發現，約在高度層200 hPa以上的預報結果，GWD1之校驗得分不再明顯優於NOGWD，到了100 hPa以上甚至有變差的情形，顯示GWDO參數法在此實驗中對於高層的預報並不若原來NOGWD為佳。實驗2為參數化法對2008年6月之預報分析。結果顯示兩者的預報十分接近，與Hong et al. (2008) 針對不同季節所做的研究結論一致，不過在我們的實驗中，使用參數化法的校驗得分仍舊稍高於不使用參數化法的預報結果。均方根的改進程度約在1%~4%之間（見表2）。實驗3中使用了30'（即GWD1）與1°（以GWD2代表）兩種不同次網格解析度所產製出來的地形標準差、非對稱性、地形尖銳性以及有效地形長度等十個地形統計檔來進行對GWDO的敏感度測試。由個案及半月平均的校驗（圖未列出）中都可以發現，模擬較粗次網格地形之GWDO效應都顯著強於較小次網格之結果。而在較驗得分上（見表2），GWD1與GWD2的結果都優於NOGWD，但GWD1的改進較GWD2明顯。顯示次網格解析度的調整對於GWDO參數法的預報很敏感，而在本測試中，選擇接近於模式網格解析度之次網格地形統計檔可以使模式預報得到較好的效能。實驗4中，GWDO參數法對有資料同化的模式預報有十分顯著的改進，其改進的比例在500 hPa溫度場甚至可以接近20%（見表2）。顯示藉由GWDO參數法的使用，可以有效改進作業模式的冬季預報，拉近其與未使用資料同化下的預報差異。表2為針對上述各實驗之72小時預報均方根統計校驗得分列表，括號中的百分比是表示針對同組實驗中未使用GWDO參數法之改進比率，表中顯示使用GWDO參數法在各組實驗中皆較未使用參數化法者為優，而改進幅度則以UPD\_GWDO最明顯。

使用GWDO參數法對於近地面的預報亦有改善，圖3為月平均72小時預報結果與EC月平均分析場的比較。由圖中可見，GWDO參數法對於海平面氣壓以及10米風場的預報結果對於EC分析場的差異小於NOGWD，顯示GWDO的預報較NOGWD接近EC的分析場，而對於2米溫度場的改進則比較不明顯（圖未列出）。

圖4為以EC分析場為校驗標準之GWD1與NOGWD之72小時預報均方根統計誤差之差值月平均二維分布圖，圖中負值（冷色系）代表的是GWD1之校驗得分優於NOGWD的區域，正值（暖色系）則代表NOGWD的預報校驗結果比GWD1好。由圖中可

見，在850 hPa之風場（a）、溫度場（b）以及高度場（c）多數區域都呈現負值，尤以海陸交界區及青藏高原南部印度、中南半島一帶最為明顯。500 hPa高度層於各校驗場（圖4d、e、f）也多呈現明顯改進情形，且多沿著中高緯度西風帶緯向分布，而在台灣、菲律賓外海及大陸東南沿岸則有GWDO預報結果差於NOGWD的表現。到了200 hPa高度層（圖4g、h、i），風場的改進已不明顯，高度場在黃河流域上游青藏高原東半部一帶及大陸東南沿海都有預報變差的情形。至於溫度場，則在黃河流域到朝鮮半島、日本海一帶都呈現較大的預報誤差。此一結果一樣表現出GWDO在高層有預報變差的情形。

圖5a是500 hPa高度場GWD1減去NOGWD之高度環流場月平均差異二維分布圖，圖中選取AB截線繪製重力位高（b）、風場（c）以及溫度場（d）之平均差異（GWD1-NOGWD）垂直剖面圖。由圖5c中可以見到，在尖銳地形附近的風都較原來NOGWD的風速小，表現出受地形影響的滯留狀態，而滯留場前後則有氣流加速的情形。此一地形拖曳對風的影響，一直到達模式層頂。GWD1溫度場則呈現山前冷偏差，山後較明顯增溫現象。而溫度在模式層頂的負偏差，普遍出現在各不同方向位置的剖面上（圖未列出），顯示使用GWDO參數法雖修正了高層過強的風場，但會使溫度場在平流層逆溫會有增溫不足的現象。而高度場差異的垂直剖面分布，隨著高度增加。也反映了溫度場、風場的差異分布，符合預期。

## 五、結論

本研究在討論WRF ARW模式中Kim and Arakawa (1995) 之GWDO參數法對於東亞地區預報之影響。透過各實驗結果發現，GWDO法的使用皆能有效改進模式在冬季的預報，而對於夏季則改善較不明顯。此外，以均方根差異二維分布圖來看，GWDO對低層預報的改進集中在印度、中南半島以及大陸沿岸一帶，中層則對西風帶區的改善較為明顯。而對高層的預報，在100 hPa以上不若NOGWD來得好。推測或許是GWDO法對於高層風場的修正使得短波輻射參數法在平流層的逆溫不足，使預報變差之故。此一部分值得再深入探討。但總體而言，GWDO參數化法確實能有效模擬出次網格地形重力波拖曳力對大尺度環流的影響，有效改進模式的預報效能。

## 六、參考文獻

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

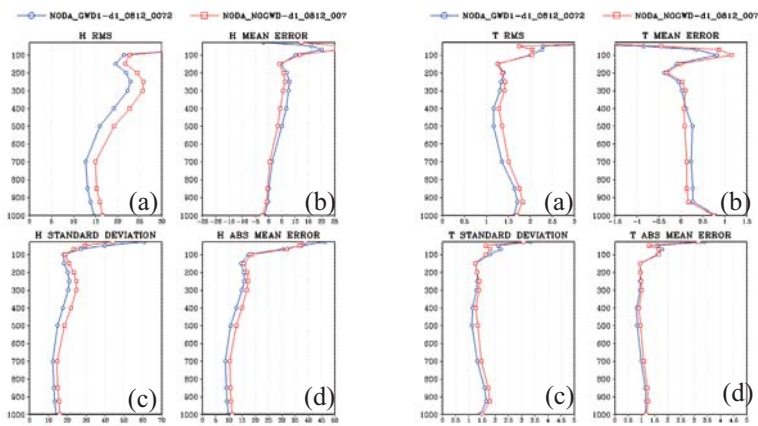
- forecast model. Preprints, 8th Conf. on Numerical Weather Prediction, Baltimore, MD, Amer. Meteor. Soc., 726-733.
- Boer, G. J., N. A. McFarlane, R. Laprise, J. D. Henderson, and J. -P. Blanchet, 1984: The Canadian Climate Centre spectral atmospheric general circulation model. Atmos. -Ocean, 22, 397-429
- Chouinard, C., M. Beland, and N. McFarlane, 1986: A simple gravity-wave drag parameterization for use in medium-range weather forecast models. Atmos. Ocean, 24, 91-110.
- Clark, T. L., and M. J. Miller, 1991: Pressure drag and momentum fluxes due to the Alps. II: Representation in large scale models. Q. J. R. Met. Soc., 117, 527-552.
- Hong, S. -Y, J. Choi, E. -C. Chang, H. Park, and Y, -J. Kim, 2008: Lower-Tropospheric Enhancement of Gravity Wave Drag in a Global Spectral Atmospheric Forecast Model. Wea. and forecasting, 23, 523-531.
- Kim, Y, -J. and Arakawa, A., 1995: Improvement of Orographic gravity-wave parameterization using a mesoscale gravity-wave model. J. Atmos. Sci., 52, 1875-1902.
- Kim, Y, -J. and J. D. Doyle, 2005: Extension of an Orographic-drag parameterization scheme to incorporate orographic anisotropy and flow blocking. Q. J. R. Met. Soc., 131, 1893-1921.
- Kim, Y, -J., S. D. Eckermann and H. -Y., Chun, 2003: An Overview of the past, present, and future of gravity-wave drag parameterization of numerical climate and weather prediction models. Atmos.-Ocean, 41, 65-98
- Lindzen, R. S., 1981: Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. J. Geophys. Res., 86, 9707-9714.
- 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.
- Palmer, T. N., G. J. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in circulation and numerical weather prediction models through an Orographic gravity-wave drag parameterization. Q. J. R. Met. Soc., 112, 1001-1039.
- Pierrehumbert, R. T., 1986: An essay on the parameterization of Orographic gravity-wave drag. Proc. Seminar/Workshop on Observation, Theory and Modeling of Orographic Effects, Vol. 1, September, Shinfield Park, Reading, United Kingdom, ECMWF, 251-282.
- Smith, S. A., J. D. Doyle, A. R. Brown and S. Webster, 2006: Sensitivity of resolved mountain drag to model resolution for MAP case-studies. Q. J. R. Met. Soc., 132, 1467-1487.

表一：本研究中各實驗測試主要說明列表。

實驗	代碼	各實驗中相關測試主要差異說明
1	NOGWD(控制組)	2008/12/01~2008/12/31 無資料同化(NODA)下無使用 GWDO 參數化法之預報實驗。
	GWD1	2008/12/01~2008/12/31 無資料同化(NODA)下使用 GWDO 參數化法之預報實驗。
2	JUN_NOGWD	2008/06/01~2008/06/15 無資料同化(NODA)下無使用 GWDO 參數化法之預報實驗。
	JUN_GWD1	2008/06/01~2008/06/15 無資料同化(NODA)下使用 GWDO 參數化法之預報實驗。
3	GWD1	2008/12/01~2008/12/15 無資料同化(NODA)下，使用 WRF 前置處理系統(WPS)，選用標準網格(30分)產製之次網格統計相關靜態檔進行 GWDO 參數化法之預報實驗。與上述實驗 1 之 GWD1 為相同設定，僅分析時間不同。
	GWD2	2008/12/01~2008/12/15 無資料同化(NODA)下，使用 WRF 前置處理系統(WPS)，選用較粗網格(1°)產製之次網格統計相關靜態檔進行 GWDO 參數化法之預報實驗。
4	UPD_NOGWD	2008/12/01~2008/12/15 使用與氣象局作業模式相同之資料同化策略下無 GWDO 參數化法之預報實驗。
	UPD_GWD	2008/12/01~2008/12/15 使用與氣象局作業模式相同之資料同化策略下有 GWDO 參數化法之預報實驗。

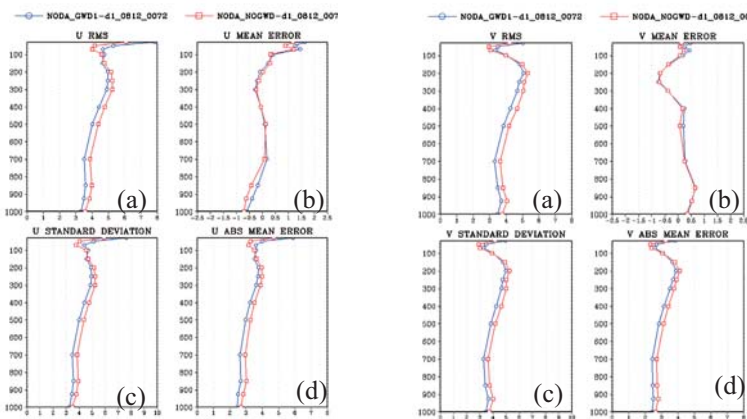
表二：各實驗之預報72小時與EC分析場之均方根誤差校驗平均值列表。括號中的百分比數代表相較於各同組實驗中未使用參數法之改進比率。

RMS	850 hPa				500 hPa				300 hPa			
	H	T	U	V	H	T	U	V	H	T	U	V
NOGWD	14.97	1.803	3.953	4.002	18.4	1.379	4.183	4.203	25.73	1.442	5.264	5.133
GWD1	13.64	1.654	3.609	3.764	15.63	1.141	3.882	3.815	22.62	1.282	4.957	4.087
	(8.88%)	(8.26%)	(8.70%)	(5.95%)	(15.05%)	(17.26%)	(7.20%)	(9.23%)	(12.09%)	(11.10%)	(5.83%)	(20.38%)
GWD2	13.72	1.757	3.659	3.715	16.56	1.239	4.095	3.965	23.44	1.304	5.096	4.836
	(8.35%)	(2.55%)	(7.44%)	(7.17%)	(10%)	(10.15%)	(2.10%)	(5.66%)	(8.90%)	(9.57%)	(3.19%)	(5.79%)
UPD_NOGWD	15.74	1.803	4.05	4.055	19.17	1.438	4.328	4.321	27.29	1.49	5.423	5.271
UPD_GWD1	13.88	1.645	3.675	3.79	16.28	1.16	3.968	3.889	23.3	1.256	4.934	4.732
	(11.82%)	(8.76%)	(9.26%)	(6.54%)	(15.08%)	(19.33%)	(8.32%)	(10%)	(14.62%)	(15.70%)	(9.02%)	(10.23%)
JUNE_NOGWD	12.16	1.777	3.674	3.34	16.59	0.983	3.979	3.686	22.83	1.273	5.409	5.537
JUNE_GWD1	11.62	1.706	3.511	3.208	16.3	0.968	3.842	3.577	22.52	1.22	5.333	5.444
	(4.44%)	(4.00%)	(4.44%)	(3.95%)	(1.75%)	(1.526%)	(3.44%)	(2.96%)	(1.36%)	(4.16%)	(1.41%)	(1.68%)



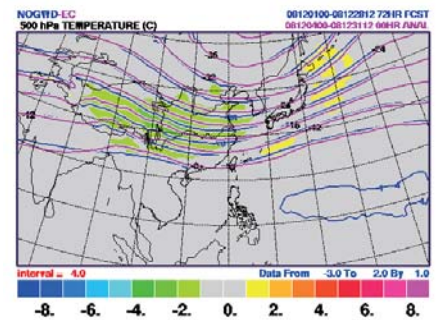
(1)

(2)

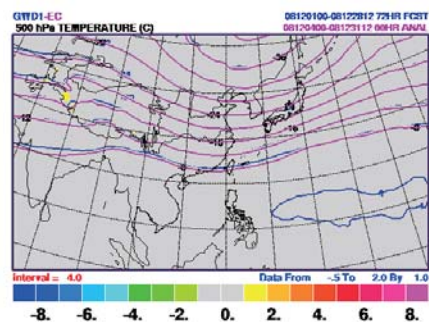


(3)

(4)



(a)



(b)

圖1：NOGWD與GWD1之預報72小時(1)重力位高、(2)溫度、(3)U及(4) V之12月垂直平均圖，(a) 均方根誤差，(b) 標準差，(c) 平均誤差，(d) 絕對平均誤差。

圖2：(a)等值線為NOGWD(深藍)與EC分析場(淺紅)之500 hPa溫度場月平均，陰影區為NOGWD-EC之差值。(b)圖則為GWD1與EC。

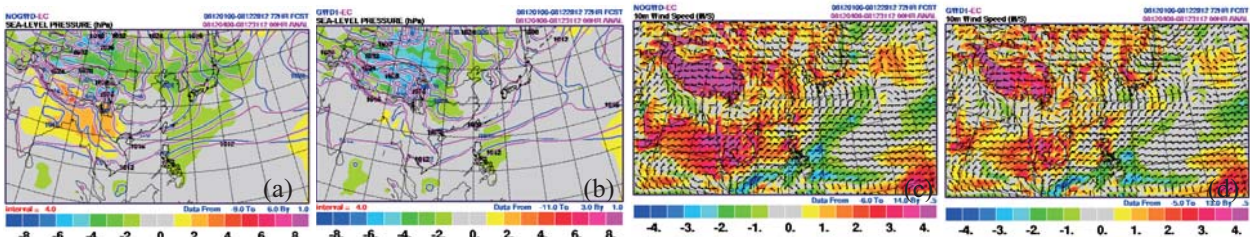


圖3：2008年12月平均72小時預報結果與EC月平均分析場的比較，(a)為NOGWD與EC之海平面氣壓(等值線)及NOGWD-EC之差值(顏色)，(b)為GWD1與EC，(c)為NOGWD-EC之10米風差異(顏色)與EC分析風場(風標)，(d)為GWD1-EC之分布。

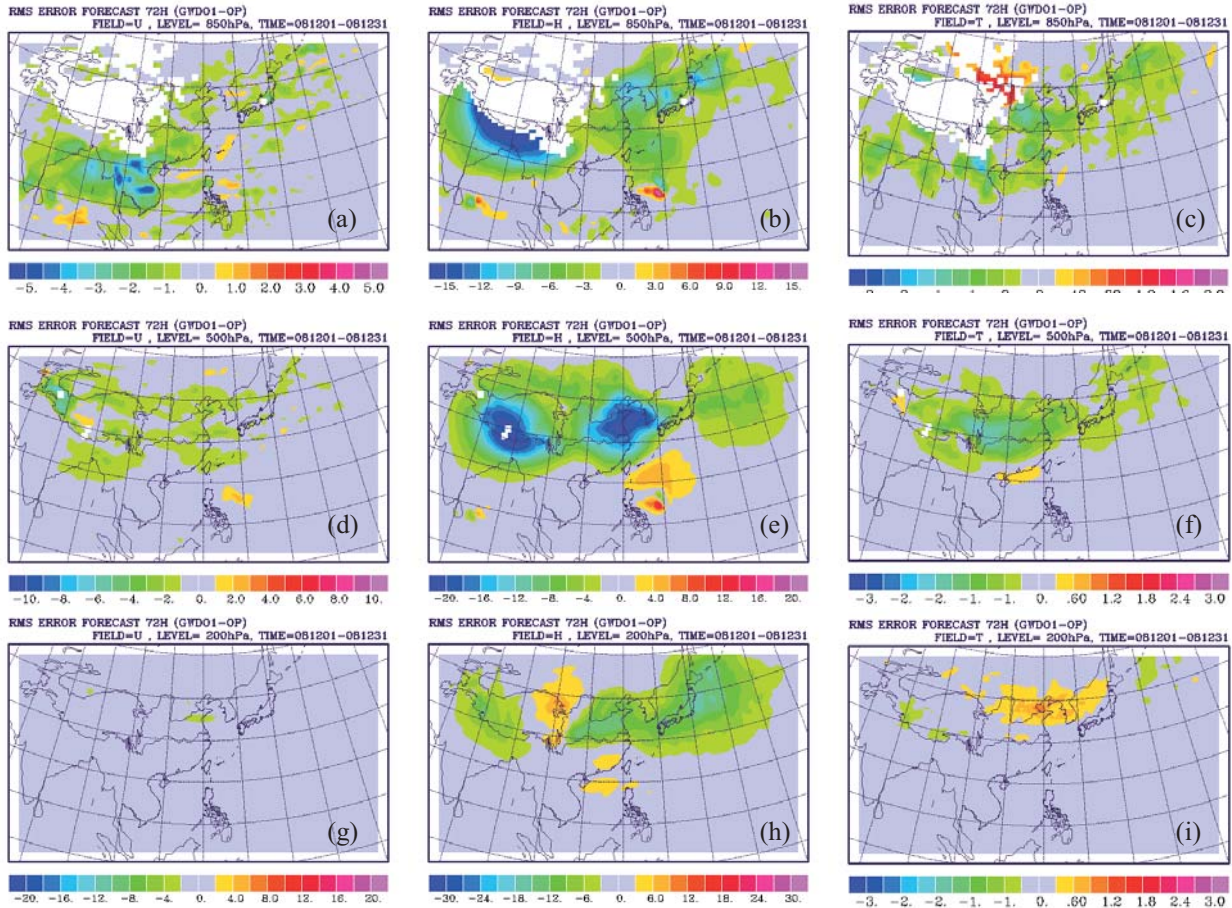


圖4 以EC分析場為校驗標準之GWD1與NOGWD 72小時預報均方根統計誤差之差值 (GWD1-NOGWD) 月平均二維分布圖，(a) 850 hPa U，(b) 850 hPa H，(c) 850 hPa T，(d) 500 hPa U，(e) 500 hPa H，(f) 500 hPa T，(g) 200 hPa U，(h) 200 hPa H，(i) 200 hPa T。

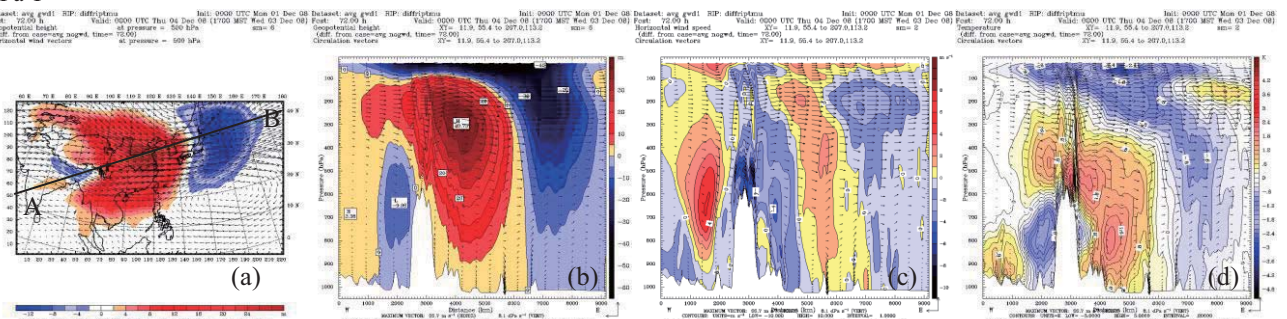


圖5：(a) 為500 hPa高度場GWD1減去NOGWD之高度環流場月平均差異二維分布圖，圖中AB截線為垂直剖面的選取位置。(b) 為重力位高之平均差異 (GWD1-NOGWD) 垂直剖面圖，(c) 風速，(d) 溫度場。