

复杂地形下地面观测资料同化

II. 模式地形与观测站地形高度差异代表性误差

徐枝芳 龚建东 王建捷 李泽椿

国家气象中心, 北京 100081

摘 要 第 I 部分研究结果(徐枝芳等, 2007)表明模式与实际观测站地形高度差异对地面观测资料同化效果有较大影响。此文在 MM5_3DVAR 同化系统中利用近地层相似理论将地面观测资料进行直接三维变分同化分析, 考虑模式与实际观测站地形高度差异对同化效果的影响, 提出在地面观测误差中增加地形代表性误差来解决这个问题。研究结果表明: 地面资料同化分析时, 在其观测误差中加入一项新的误差——地形代表性误差, 能较好地解决地面资料同化分析中模式与观测站地形高度差异问题; 地面资料参与同化分析, 在观测误差中加入与模式与实际观测站地形高度差异大小相关的地形代表性误差时, 地面观测值对分析值的影响随着地形高度差异代表性误差的加入而减小, 同时又部分地将地面观测信息通过变分分析融进分析场, 使得低层分析更接近真实场, 且地面资料利用率更高, 24 小时降水数值预报(模拟)的效果较好。

关键词 地面观测资料 同化分析 地形代表性误差 观测误差

文章编号 1006-9895(2007)03-0449-10

中图分类号 P413

文献标识码 A

A Study of Assimilation of Surface Observational Data in Complex Terrain Part II: Representative Error of the Elevation Difference Between Model Surface and Observation Site

XU Zhi-Fang, GONG Jian-Dong, WANG Jian-Jie, and LI Ze-Chun

National Meteorological Center, Beijing 100081

Abstract Since the topography distribution of China is very complex, there exists elevation difference between surface observation station measurement and numerical model surface. The surface observation data are currently only used as backup or process analysis, but not used in numerical models sufficiently. Reasonable assimilation schemes of surface observation data will put these data into numerical models sufficiently. In Part I, results have shown that the difference in elevation between observation site and numerical model surface can impact the results of surface observation data assimilation. In this paper, surface observation data are assimilated into meso-scale model MM5 directly, based on the similarity theory, using MM5_3DVAR (MM5 three-dimensional variational) system. A new representative error, i. e. Terrain Error of Representativeness (TER), is introduced to solve the influence of elevation difference between observation site and model surface. TER is added into surface observation error of surface observation data assimilation in MM5_3DVAR system. Some experiments are performed with surface observation data and radiosonde data. Results show that the influence of elevation difference between observation site and model surface can be solved when TER is added. Better results can be obtained when surface observation data are assimilated into a numerical model with TER, which is related to the elevation difference between model surface and obser-

vation site. Using this method, surface observation data bring less contribution to the analysis field, while some useful information is put into the analysis field through data assimilation, and the lower analysis field is closer to the actual field. The surface data are used more sufficiently.

Key words surface observation data, assimilation, terrain error of representativeness, observation error

1 引言

我国国土辽阔,大量的地面观测站(包含自动站)资料有待进一步得到利用,迫切需要我国加强在这方面研究工作的力度。而我国地形复杂,有山川河流,也有广阔的平原,山地、高原和丘陵约占全国陆地面积的 65%,还有平均海拔在 4000 m 以上的“世界屋脊”和平均海拔在 1000~2000 m 的云贵高原,以及海拔在 1000 m 以下的丘陵和平原。由于地面观测资料同化工作中降水资料受模式与观测站地形高度差异影响相对其它物理量小,我国已开展了一些这方面的工作^[1, 2],而其它地面资料同化工作则有待进一步深入。将 MM5 模式地形与我国 2000 多个地面观测站地形高度对比(见文献[3]图 4)发现,有的测站地形与模式地形高度差可达 1000 m 以上,所有测站与模式地形高度差异均值在 150 m 左右,且模式与观测站地形差异大小在全国的分布很不均匀。余兴等^[4]指出复杂地形对边界层的影响是低层大、高层小,起伏地形、下垫面性状、植被等对边界层结构尤其是对空气运动的影响较为敏感,它们对水汽、动量的垂直输送起重要作用。对流层中气温随高度而降低,其具体数值在不同地区、不同季节、不同高度是不一致的,平均而言,每上升 100 m,气温下降约 0.65℃。地形对气流同时存在动力和热力作用,因此起伏地形中,实际风场很零乱,并且不同山顶所在位置以及大气环流背景条件的差异,使得山顶与山下风速差异很大,如山西省某大型水库大坝设计采用某气象站风速资料,两地高差达 300 余米,则风速相差达 2 m/s 以上。在山地、丘陵区由于地形变化大,这种差别是经常出现的。因此,当模式与地面观测站存在地形高度差异时,有必要在地面观测资料同化方案设计中考虑到气象要素随高度变化的特性,第 I 部分研究结果^[3]也表明模式与实际观测站地形高度差异对地面观测资料同化效果有较大影响。因此,地面观测站(包含地面自动站)资料同化方案中有必要考虑模式地形与实际地形的高度差异。

在较早提出的地面观测资料同化方案中,气象科学研究者就考虑到模式地形与实际地形存在的高度差异,也提出了一些解决方案,如 1996 年 Ruggerio 等^[5]提出的地面观测资料同化方案,只是剔除的资料太多。2002 年, Lazarus 等^[6]利用 ADAS 系统 [Advanced Regional Prediction System (ARPS^[7]) Data Analysis System^[8]] 客观地分析复杂地形下地面观测和探空观测资料时,也考虑到了模式地形与实际地形存在的高度差异。进行客观分析时,所取的客观分析权重系数中不仅包含了原有的水平距离权重系数,还增加了模式分析层高度与观测站地形高度距离权重系数以及模式地形与实际观测地形高度距离权重系数,该方法有效地解决了模式与观测站地形高度差异在资料客观分析过程可能带来的负面效果。Devenyi 等^[9]和 Benjamin 等^[10, 11]则在 RUC 系统中采用局地递减率将地面观测气压、温度和湿度由观测站地形订正到模式地形高度的方法,解决地面观测资料同化中模式和观测站地形高度差异问题。而在 2002 年郭永润等^[12]设计的地面观测资料同化方案中,他们假定所有测站的资料(除地面气压)都是位于模式面,然后利用相似理论建立 10 m 高度风场(u_{10} , v_{10})和 2 m 高度温度(T_2)、湿度(q_2)的观测算子及相应的切线和伴随模式,同时在进行极小化运算前将地面气压(p_{sfc})折算到模式最低层,没有考虑实际观测站地形与模式地形的高度差异。本文依据第 I 部分研究工作的结论^[3],结合 Lazarus 等^[6]处理复杂地形下地面观测资料的思路,对郭永润等^[12]直接同化地面观测资料的方案进行改进,使其适当考虑模式地形与观测站地形高度差异大小,并进行个例试验。具体改进方案和个例试验将在第 2、3、5 节中进行详细叙述和分析。

2 改进的地面资料同化方案

本文所使用的三维变分同化系统是 NCAR 的 MM5 三维变分同化系统^[13]。采用变量增量分析方法^[14],背景误差协方差计算采用的是 NMC 方

法^[15], 目标函数为

$$J = \frac{1}{2}[\mathbf{X} - \mathbf{X}^b]^T \mathbf{B}^{-1}[\mathbf{X} - \mathbf{X}^b] + \frac{1}{2}[\mathbf{Y}^o - \mathbf{H}(\mathbf{X})]^T (\mathbf{E} + \mathbf{F})^{-1}[\mathbf{Y}^o - \mathbf{H}(\mathbf{X})]. \quad (1)$$

设扰动增量为 $\delta\mathbf{X} = \mathbf{X} - \mathbf{X}^b$, 则在线性近似条件下有 $\mathbf{H}(\mathbf{X}) = \mathbf{H}(\mathbf{X}^b + \delta\mathbf{X}) = \mathbf{H}(\mathbf{X}^b) + \mathbf{H}'(\delta\mathbf{X})$ 。设 $\delta\mathbf{Y}^o = \mathbf{H}(\mathbf{X}^b) - \mathbf{Y}^o$, 则上述目标函数为

$$J(\delta\mathbf{X}) = \delta\mathbf{X}^T \mathbf{B}^{-1} \delta\mathbf{X} + [\mathbf{H}'(\delta\mathbf{X}) + \delta\mathbf{Y}^o]^T \mathbf{R}^{-1} [\mathbf{H}'(\delta\mathbf{X}) + \delta\mathbf{Y}^o]. \quad (2)$$

未知量则由 $\mathbf{X}$ 转为 $\delta\mathbf{X}$, 求取 $\delta\mathbf{X}$ 就可以求得 $\mathbf{X}$ ($\mathbf{X} = \mathbf{X}^b + \delta\mathbf{X}$)。当目标函数取极小值时, $\delta\mathbf{X}$ 即为最佳估计(分析场)的分析增量场。其中, $\mathbf{X}$ 为所求的数值天气预报模式初始状态最优解, $\mathbf{X}^b$ 为背景场; $\mathbf{B}$ 为背景场误差协方差矩阵; $\mathbf{Y}^o$ 为观测向量; $\mathbf{H}$ 为观测算子, $\mathbf{H}'$ 为 $\mathbf{H}$ 的切线性算子, $\mathbf{H}'^T$ 为 $\mathbf{H}'$ 的伴随算子, 将模式变量由模式空间投影到观测空间; $\mathbf{E}$ 为仪器观测误差协方差矩阵; $\mathbf{F}$ 为观测代表性误差协方差矩阵。观测误差协方差矩阵 $\mathbf{R} = \mathbf{E} + \mathbf{F}$ 。

由方程(1)、(2)知, 当观测量已知, 分析增量场 $\delta\mathbf{X}$ 则只与背景场误差协方差 $\mathbf{B}$ 和观测误差协方差 $\mathbf{R}$ 紧密相关。当背景场误差协方差 $\mathbf{B}$ 的取值不变时, 分析增量场 $\delta\mathbf{X}$ 则只与观测误差协方差 $\mathbf{R}$ 相关, $\delta\mathbf{X}$ 随着 $\mathbf{R}$ 的变化而改变, 从而影响分析场 $\mathbf{X}$ 的变化, 改变背景场 $\mathbf{X}^b$ 在分析场中的比重 ($\mathbf{X} = \mathbf{X}^b + \delta\mathbf{X}$), 因此调整观测误差协方差 $\mathbf{R}$ 的分布和大小能够改变分析场的分析。地面观测资料是大气和地球表面进行相互作用层的观测量, 同时与陆面过程和边界层过程相关, 且其观测资料不是模式地形上的观测量, 而是实际观测站地形高度上观测量, 一般的插值方法不适用。因此需要寻找一条合理、有效的途径将处在地面观测站的观测量同化到模式面。大气中的物理量随高度而变化, 当模式地形与观测站地形存在高度差异时, 地面观测站观测量与模式面的物理量(真实场)之间, 除了有仪器引起的误差和由观测站点分析到模式分析点的代表性误差, 还应存在模式与观测站间地形高度差异引起的代表性误差。本文通过在观测误差中加入模式地形与观测站地形高度差异引起的代表性误差, 将模式与观测站间地形高度差异适当考虑到地面观测资料同化方案中, 详细分析研究在地面观测资料同化中增加地形代表性误差对分析场及 24 小时降水模拟

结果的影响, 以及该方法能否有效解决地面观测资料同化中存在的模式地形与观测站地形高度差异问题。假设 $\mathbf{G}$ 为模式地形与观测站地形高度差异引起的地形代表性误差协方差矩阵, 则观测误差协方差矩阵关系式则变为 $\mathbf{R} = \mathbf{E} + \mathbf{F} + \mathbf{G}$ 。

3 单点试验

为了清楚地说明在地面资料同化分析的观测误差中增加地形高度差异代表性误差对同化分析场的影响, 我们选取最理想的情况, 对模式最低层温度分析进行单点试验, 观察温度估计值随地形高度差异代表性误差加入的变化。郭永润等方案^[12]通过 2 m 温度同化分析影响模式最低层温度场, 当模式最低层与模式地形高度相距很近时, 复杂的物理计算过程可忽略不计, 地面观测同化分析可直接在模式面最低层面进行。假定观测站点位于某分析格点(当观测站点不在分析格点时, 通过水平插值观测算子完成站点和分析格点的换算), 温度随高度递减, 且当模式地形高于观测站地形时, 存在探空观测值。只有探空观测值和背景值进行分析时, 单点分析目标函数为

$$J(x) = \frac{1}{2(\sigma^b)^2}(x - x^b)^2 + \frac{1}{2(\sigma_1^o)^2}(x - y_1^o)^2, \quad (3)$$

估计值为

$$x = \frac{(\sigma^b)^{-2}}{(\sigma_1^o)^{-2} + (\sigma^b)^{-2}} x^b + \frac{(\sigma_1^o)^{-2}}{(\sigma_1^o)^{-2} + (\sigma^b)^{-2}} y_1^o. \quad (4)$$

当探空观测和地面观测值都存在时, 目标函数和估计值表达式分别为

$$J(x) = \frac{1}{2(\sigma^b)^2}(x - x^b)^2 + \frac{1}{2(\sigma_1^o)^2}(x - y_1^o)^2 + \frac{1}{2(\sigma_2^o)^2}(x - y_2^o)^2, \quad (5)$$

$$x = \frac{(\sigma^b)^{-2} x^b}{(\sigma_1^o)^{-2} + (\sigma^b)^{-2} + (\sigma_2^o)^{-2}} + \frac{(\sigma_1^o)^{-2} y_1^o + (\sigma_2^o)^{-2} y_2^o}{(\sigma_1^o)^{-2} + (\sigma^b)^{-2} + (\sigma_2^o)^{-2}}, \quad (6)$$

其中, $(\sigma^b)^2$ 和 x^b 分别为分析点的背景误差和背景值, $(\sigma_1^o)^2$ 、 y_1^o 和 $(\sigma_2^o)^2$ 、 y_2^o 分别为探空观测和地面观测的观测误差和观测值, x 为估计值。

由第 I 部分图 4^[3]可知, 所研究的区域大部分为模式地形高于实际观测站地形, 因此, 下面仅对

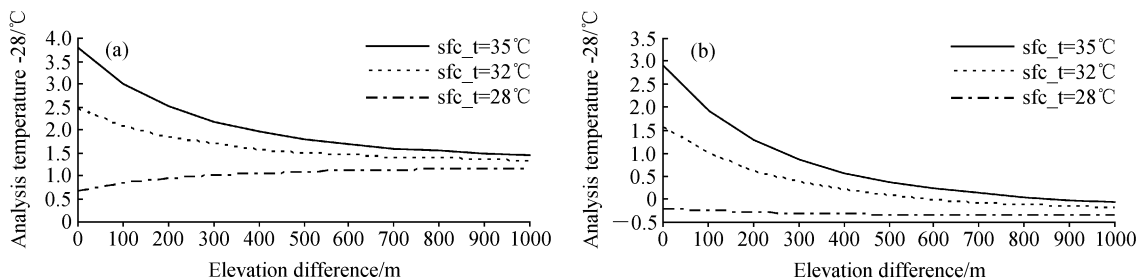


图1 相同温度递减率 ($LR=0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) 单点估计值随模式和观测站地形高度差异的变化: (a) $\text{model}_t=34^{\circ}\text{C}$; (b) $\text{model}_t=26^{\circ}\text{C}$ 。
 sfc_t 指地面温度观测值; model_t 指模式最低层的背景温度值

Fig. 1 Single point estimation changing with the elevation difference between model surface and observation site at the same temperature lapse rate ($LR=0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$): (a) $\text{model}_t=34^{\circ}\text{C}$; (b) $\text{model}_t=26^{\circ}\text{C}$. sfc_t : surface observation temperature, model_t : the lowest level model temperature, LR : temperature lapse rate

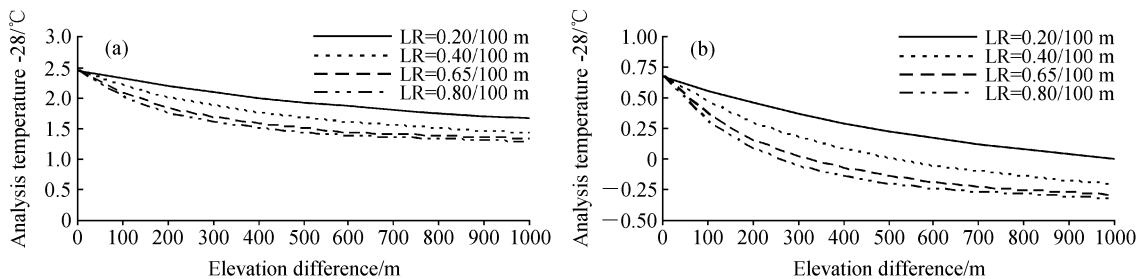


图2 不同温度递减率单点估计值随模式和观测站地形高度差异的变化 ($\text{sfc}_t=32^{\circ}\text{C}$): (a) $\text{model}_t=34^{\circ}\text{C}$; (b) $\text{model}_t=26^{\circ}\text{C}$

Fig. 2 Single point estimation changing with the elevation difference between model surface and observation site at different temperature lapse rate ($\text{sfc}_t=32^{\circ}\text{C}$): (a) $\text{model}_t=34^{\circ}\text{C}$; (b) $\text{model}_t=26^{\circ}\text{C}$

模式地形高于测站地形的情形 (即满足存在探空观测值假定条件) 进行讨论。假定分析点背景误差为 4°C , 探空观测值为 28°C , 探空观测误差为 2°C , 地面观测误差取仪器误差和代表性误差以及地形高度差异代表性误差 (两种地形高度差异乘以温度递减率 LR) 的总和, 其中仪器误差和代表性误差之和为 2°C 。分别对不同温度递减率和不同地面观测温度情形下估计值随两种地形高度差异大小的变化进行分析。分两种情况: 一种情况为模式最低层的背景温度值 (背景温度值取为 26°C) 低于探空观测值; 一种为模式最低层的背景温度值 (背景温度值取为 34°C) 高于探空观测值。两种情况下探空观测值和背景值进行分析的估计值分别为 27.6°C 和 29.2°C 。每一种情况又分别进行了两组试验, 第一组为取相同温度递减率, 探空观测值、背景值和不同地面观测值进行分析, 第二组为取不同温度递减率, 探空观测值、背景值和相同地面观测值进行分析。两组试验中估计值随模式地形和观测站地形高度差异的变化见图 1、图 2。由图 1 可见, 在相同温度递减率下, 地形代表性误差随着观测站与模式地

形高度差异增大而逐渐增大, 有地面资料参与分析的估计值逐渐向无地面资料参与分析的估计值靠近。温度递减率不同时, 相同地形高度差异、相同地面观测值参与分析的估计值最大差值不超过 0.5°C (见图 2)。同时, 由图 1、图 2 可知, 地形代表性误差随着两种地形高度差异增大而增大, 地面观测值对估计值的影响则随着两种地形高度差异增大而减小, 但一直对估计值存在一定的影响。由此可见, 增加地形代表性误差后, 地面观测值对估计值的影响随着地形高度差异增加而减小, 同时又部分地将地面观测信息通过变分分析融入估计值, 这与 Lazarus 等^[6]客观分析地面观测资料时考虑模式和观测站两种地形高度差异的思想基本一致。

4 暴雨个例及数值试验方案设计

本文试验的暴雨个例与第 I 部分^[3]相同, 均为 2004 年 5 月 11 日 08 时~12 日 08 时 (北京时, 下同), 在江淮、江南大部、华南西部和北部等地的部分地区出现的一次强降水过程, 其 24 小时降水实况见图 2。由 24 小时降水实况图可见, 降

水中心量超过 10 cm 的有 5 个, 其中有 2 个超过 15 cm。

本文采用的模式参数设置也与文献[3]相同: 采用的中尺度数值试验模式 MM5 只有一重区域, 水平格距为 51 km。试验区中心点取为 (28. 5°N, 114°E); 格点数为 70×81; 垂直方向共有 33 层。所有试验的模拟起始时间为 2004 年 5 月 11 日 08 时, 积分 24 小时。

由第 I 部分研究工作^[3]可知, 地面观测温度与湿度资料同化到数值模式对 24 小时降水的影响最大, 因此, 本文工作主要研究在观测误差中增加温度和湿度地形高度差异代表性误差对地面资料同化效果的影响, 通过在地面温度观测误差中增加由于模式与观测站地形高度差异引起的地形代表性误差调整温度观测误差, 然后通过温度地形代表性误差求出湿度地形代表性误差。温度和湿度的观测误差分别为

$$T_e = T_i + T_r + T_t, \\ q_e = q_i + q_r + q_t,$$

其中, T_e 和 q_e 分别为温度和湿度的总观测误差, T_i 、 q_i 为仪器误差, T_r 、 q_r 为代表性误差, T_t 、 q_t 为地形代表性误差。本文试验采用的地面观测误差在所有观测站点都不相关, 但大小一致。改进方案前地面温度和相对湿度的观测误差 (仪器误差和代表性误差之和) 分别为: 2 K 和 20%。为了更好地了解在观测误差中增加地形代表性误差前后分析场及 24 小时降水模拟结果的变化。本文共选取了 4 组有代表性的 T_t 值进行试验, 前两组取固定值, 分别为 1.0 K (地面资料与探空资料同时同化分析与仅探空资料同化分析时, 两个试验模式最低层平

均温度分析增量差值约为 1.0 K) 和 1.5 K (地面资料与探空资料同时参与同化分析时, 模式最低层平均温度分析增量约为 1.8 K); 后两组取与模式和观测站地形高度差异相关的地形代表性误差, 分别为 $\Delta h \times 0.43/100$ 和 $\Delta h \times 0.65/100$, 单位为 K, 其中 Δh 为模式与观测站地形高度差异大小, 0.43 K/100 m 为同时次探空资料求得的平均温度递减, 而 0.65 K/100 m 为气候统计平均温度递减率, 对应的湿度地形代表性误差 q_t (单位: kg/kg) 则由公式 (7)~(11) 求得。

$$E_0 = E_1 \times e^{\frac{a \times (T - 273.15)}{(T - 273.15 + b)}}, \tag{7}$$

$$E = \frac{E_0 \times a \times b \times T_t}{(T - 273.15 + b)^2}, \tag{8}$$

$$q = 0.622 \times \frac{p \times E}{(p - E_0)^2}, \tag{9}$$

$$q_t = 0.01 \times R_H \times q, \tag{10}$$

$$\begin{cases} a = 17.67, \\ b = 243.5, \\ E_1 = 6.112 \text{ hPa}, \end{cases} \tag{11}$$

T 、 p 、 R_H 均为地面观测值, 其中 T 为 2 m 温度, 单位 K; p 为地面气压, 单位 hPa; R_H 为 2 m 相对湿度。

取固定地形代表性误差值和取与模式地形和观测站地形高度差异相关的地形代表性误差值对地面资料同化效果的影响有何区别, 是否都能达到改善郭永润等方案^[12]的目的? 我们共设计了表 1 中的 7 个试验方案, 分别从不同的角度分析研究增加地形代表性误差前后地面观测资料同化分析试验分析场和模拟降水的变化。采用的基本试验资料为 2004 年 5 月 11 日 08 时~12 日 08 时每 6 小时一次的 T213 全球资料 (背景场), 2004 年 5 月 11 日 08 时

表 1 试验方案设计
Table 1 Experimental schemes

试验 Expt	T213 资料 T213 data	探空资料 Radiosonde data	地面观测资料 Surface observation data	温度地形代表性误差 TER of Temperature/K	三维变分资料处理 3DVAR processing
1	是 Yes	是 Yes (u, v, T, q, p)	否 No	0	是 Yes
2	是 Yes	是 Yes (u, v, T, q, p)	是 Yes ($u_{10}, v_{10}, T_2, q_2, p_{sf}$)	0	是 Yes
3	是 Yes	是 Yes (u, v, T, q, p)	是 Yes ($u_{10}, v_{10}, T_2, q_2, p_{sf}$)	1.0	是 Yes
4	是 Yes	是 Yes (u, v, T, q, p)	是 Yes ($u_{10}, v_{10}, T_2, q_2, p_{sf}$)	1.5	是 Yes
5	是 Yes	是 Yes (u, v, T, q, p)	是 Yes ($u_{10}, v_{10}, T_2, q_2, p_{sf}$)	$\Delta h \times 0.43/100$	是 Yes
6	是 Yes	是 Yes (u, v, T, q, p)	是 Yes ($u_{10}, v_{10}, T_2, q_2, p_{sf}$)	$\Delta h \times 0.65/100$	是 Yes
7	是 Yes	否 No	是 Yes ($u_{10}, v_{10}, T_2, q_2, p_{sf}$)	0	是 Yes

Note: TER: Terrain Error of Representativeness, 3DVAR: three-dimensional variational.

的全球探空资料 (u 、 v 、 T 、 q 、 p) 和地面观测资料 (包括加密观测) (u_{10} 、 v_{10} 、 T_2 、 q_2 、 p_{sfc})。

5 同化试验结果分析

从表 2 可以看到,地面资料利用率随着地形代表性误差的加入有所提高。增加了地形代表性误差后的同化试验,地面温度资料基本全部参与同化分析,而参与同化的相对湿度资料量随地形代表性误差的变化而变化,地形代表性误差取固定值时,资料利用率最高。MM5-3DVAR 系统对观测资料存在简单质量控制,当观测值与模式值之间的差值大于观测误差 5 倍值时,该观测资料就被剔除,不参与同化分析计算。因此,当观测误差增加时,资料的利用率随着增加。

下面从 4 种均方根误差分析温度和湿度场随着地形代表性误差加入的变化:(1)分析场插值到探空实测资料位置后相对实测资料的均方根误差 O_A (Sonde);(2)背景场插值到探空实测资料位置后相对实测资料的均方根误差 O_B (Sonde);(3)分析场插值到地面观测资料位置后相对地面观测资料的均方根误差 O_A (Sfc);(4)背景场插值到地面观测资料位置后相对地面观测资料的均方根误差 O_B (Sfc)。一般情况下, O_B 值大于 O_A 值,即

分析场较背景场更加接近观测场。由表 3 和表 4 可见, O_B 值基本大于 O_A 值,且随着地形代表性误差的加入,有地面观测资料参与同化分析的 O_A (Sonde) 值向无地面资料参与同化分析的 O_A (Sonde) 值靠近,同时 O_A (Sfc) 与 O_B (Sfc) 的比值增大。由此可见,随着地形代表性误差的加入,有地面观测资料参与同化分析试验的分析场向无地面观测资料参与同化分析试验的分析场逼近,地面观测资料对同化分析场影响减小,同时地面观测部分信息通过变分分析融入分析场。试验 5 和试验 6 中 O_A 和 O_B 值很接近,说明与模式和观测地形高度差异相关地形代表性误差中温度递减率的取值对分析场的影响不是特别敏感。由此可见,个例试验均方根误差分析与前面单点分析的结论是一致的。

5.1 同化分析增量分析

图 3 为试验 1~6 模式最低层 ($\sigma=0.9975$) 温度 (图 3a、c、e) 和湿度 (图 3b、d、f) 分析增量场 (即同化分析场减去背景场之差)。由图 3a 和 b 可见,当不加入地形代表性误差时,地面资料和探空资料同时进行同化分析的温度增量场在 ($20^{\circ}\text{N}\sim 26^{\circ}\text{N}$, $108^{\circ}\text{E}\sim 114^{\circ}\text{E}$) 和 ($34^{\circ}\text{N}\sim 39^{\circ}\text{N}$, $108^{\circ}\text{E}\sim 112^{\circ}\text{E}$) 附近均有一高值中心,中心等值线分别为 5 K

表 2 不同温度地形代表性误差 (单位: K) 加入后参与变分同化分析的地面观测资料
Table 2 Surface observation data used in 3DVAR analysis with different TER of temperature (K)

地面气象要素 Surface meteorological parameters	地面观测资料数 Number of available surface observed data	$T_i=$			$T_i=$	
		$T_i=0$	$T_i=1.0$	$T_i=1.5$	$\Delta h\times 0.43/100$	$\Delta h\times 0.65/100$
温度 Temperature	1963	1948	1962	1963	1963	1963
湿度 Humidity	1942	1874	1914	1930	1894	1899

表 3 各试验三维变分同化分析的温度均方根误差 (单位: K)
Table 3 Root-mean-square error (RMSE) of temperature (K) in 3DVAR analysis experiments

	O_A (sonde)	O_B (sonde)	O_A (sfc)	O_B (sfc)
试验 1 Expt 1	1.3712	1.7361	/	/
试验 2 Expt 2	1.4187	1.7361	2.8776	4.0737
试验 3 Expt 3	1.3875	1.7361	3.2712	4.1719
试验 4 Expt 4	1.3820	1.7361	3.3812	4.1866
试验 5 Expt 5	1.3928	1.7361	3.2400	4.1866
试验 6 Expt 6	1.3879	1.7361	3.3079	4.1866
试验 7 Expt 7	/	/	2.2653	4.0737

表 4 同表 3, 但为湿度均方根误差 (单位: 10^{-3}kg/kg)
Table 4 Same as Table 3, but for RMSE of moisture (10^{-3}kg/kg)

	O_A (sonde)	O_B (sonde)	O_A (sfc)	O_B (sfc)
试验 1 Expt 1	0.3415	0.8006	/	/
试验 2 Expt 2	0.3792	0.8006	1.039	1.597
试验 3 Expt 3	0.3613	0.8006	1.154	1.634
试验 4 Expt 4	0.3560	0.8006	1.202	1.656
试验 5 Expt 5	0.3606	0.8006	1.151	1.615
试验 6 Expt 6	0.3559	0.8006	1.190	1.621
试验 7 Expt 7	/	/	1.063	1.597

和 3 K, 与仅有常规探空资料同化分析的分析增量场有着较大的区别, 且两个试验的湿度分析增量场区别更大。由图 3a、c、e 可见, 试验 2 中的温度分析增量场两高值中心随着温度地形代表性误差的加入而减小, 分析增量两高值中心等值线减小了至少 1 K。由此可见, 增加了温度地形代表性误差后的分析场不仅向无地面资料参与同化分析的分析场靠近, 同时又保留了地面资料参与同化后的一些基本特征 (两温度分析增量高值中心仍存在, 位置变化也不是很大), 这与前面均方根误差的分析结论是基本一致的。同时, 从图 3 还可以看到, 取不同温度地形代表性误差值试验的湿度 (图 3d、f) 和温度 (图 3b、e) 分析增量分布大体相似。其中试验 3 和试验 4 模式最低层湿度和温度分析增量场的分布大体相似, 而试验 5 和试验 6 模式最低层湿度和温度分析增量场分布相似, 区别较小。但试验 5 与试验

3、试验 4 模式最低层分析场的差别, 比试验 5 与试验 6 模式最低层分析场差别要大。由此可见, 温度和湿度地形代表性误差加入观测误差后, 对地面资料参与同化分析的分析场有明显的影响, 当地形代表性误差的取值大小差异较小时, 地形代表性误差的加入对地面资料参与同化分析的分析场的影响差别就比较小, 这与前面单点分析的结论基本一致。

从分析可知, 在地面观测误差中增加地形代表性误差对地面观测资料参与同化分析的分析场影响很明显。由于每一种资料都存在一定的误差, 因此根据均方根误差和分析场前后变化很难判断哪种试验方案的分析最好, 地形代表性误差取固定值, 还是取与模式和观测站地形高度差异相关的值? 将各试验方案的同化分析场作为初始场进行 24 小时数值模拟, 数值模式为中尺度数值模式 MM5, 然后对 24 小时模拟降水和观测实况进行对比分析,

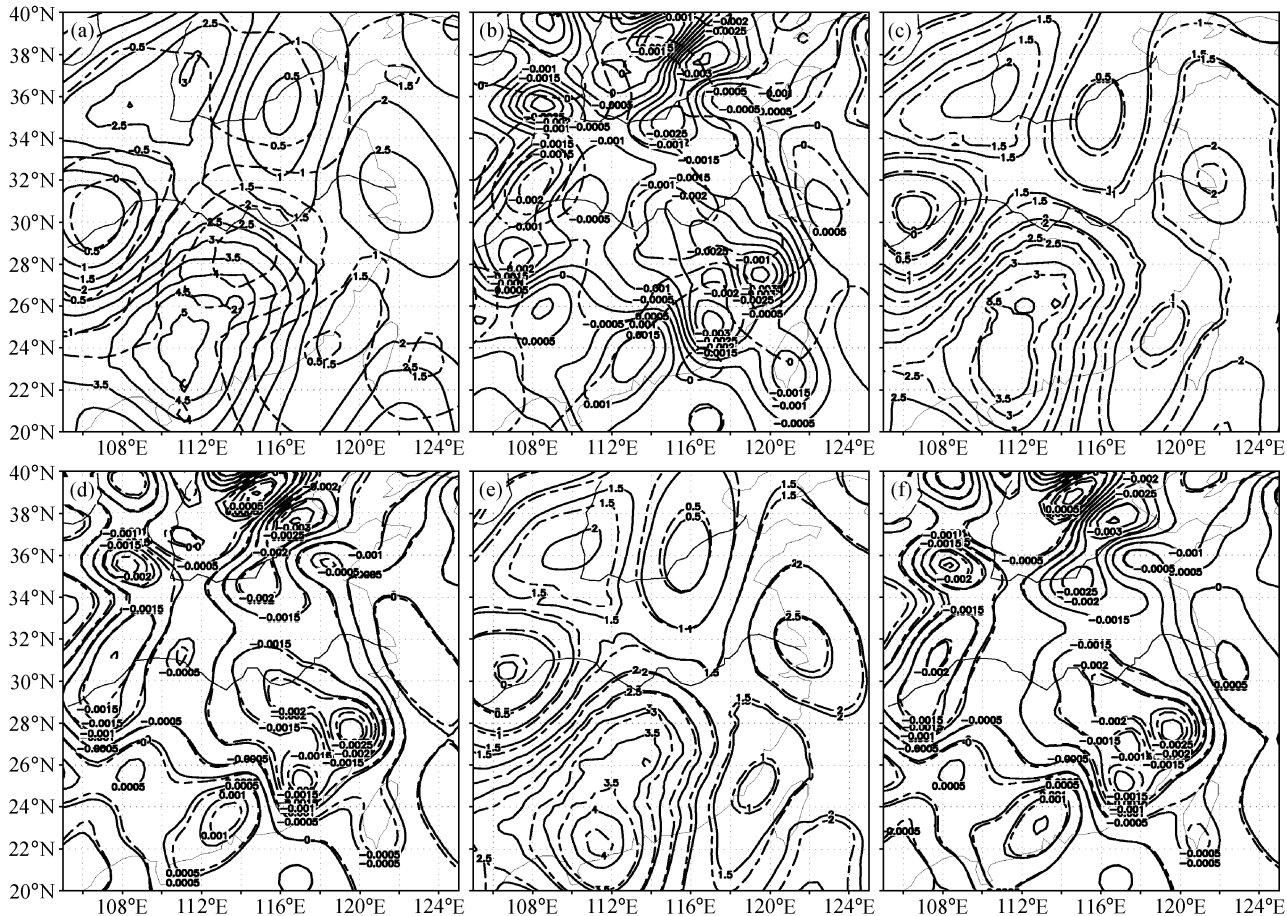


图 3 试验 1~6 温度 (a、c、e, 单位: K) 和湿度 (b、d、f, 单位: kg/kg) 分析增量分析图: (a、b) 试验 1 (虚线)、试验 2 (实线); (c、d) 试验 4 (虚线)、试验 3 (实线); (e、f) 试验 6 (虚线)、试验 5 (实线)

Fig. 3 Analysis increments of temperature (a, c, e, units: K) and moisture (b, d, f, units: kg/kg): (a, b) Expt 1 (dashed line), Expt 2 (solid line); (c, d) Expt 4 (dashed line), Expt 3 (solid line); (e, f) Expt 6 (dashed line), Expt 5 (solid line)

从 24 小时降水结果分析中选出最好的试验方案。

5.2 24 小时降水模拟结果分析

将试验 1、试验 2 24 小时降水数值结果与实况对比分析可知, 试验 1 模拟的 24 小时降水(见文献[3]图 7a) 大体接近实况, 仅 $28^{\circ}\text{N}\sim 29^{\circ}\text{N}$ 附近的强降水范围偏大, 广东省沿海的降水偏小。而地面观测资料参与同化分析后的模拟试验[试验 2(见文献[3]图 9a)] 将部分试验 1 没有模拟出来的中雨模拟出来了, 且 $28^{\circ}\text{N}\sim 29^{\circ}\text{N}$ 附近暴雨区的降水模拟较试验 1 更接近实况, 但在 112°E 附近出现了偏离实况较大的降水, 总体情况反而不如试验 1。增加地形代表性误差后, 探空资料和地面观测资料同时参与同化分析的试验 3~6 模拟的 24 小时降水(图 4) 较试验 2 明显改善, 112°E 附近偏离实况较大的降水明显得到改善, 同时 $28^{\circ}\text{N}\sim 29^{\circ}\text{N}$ 附近的强降水模拟结果与试验 2 基本一致。在试验 2~6 中, 试验 6 的降水模拟结果最接近实况。($24^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $108^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$) 附近实况存在强降水中心, 试验 3

和 4 模拟该降水中心位置都在 110°E 以东。而试验 5 和 6 模拟该降水中心的位置则比较接近实况, 且强度也较试验 3 和 4 接近实况。由此可见, 取固定值地形代表性误差对地面观测资料参与同化分析的分析场有一定的影响, 但由于其大小与模式和观测站地形高度差异大小不相关, 不能较好反映两种地形高度差异大小的存在而引起的各物理量观测误差。当两种地形高度差异不大时, 高估了地面观测资料的观测误差, 使得地面观测资料对同化分析场的影响作用偏小; 而当两种地形高度差异很大时, 则低估了地面观测资料的观测误差, 使得地面观测资料对同化分析场的影响作用偏大。而取与模式和观测站地形高度差异大小相关的地形代表性误差则能很好地将两种地形高度差异反映出来。试验 5、6 的温度分析增量分析场就能很好地将这种差异体现出来(见图 3e)。试验 5、6 温度分析增量最高值中心等值线在 ($21^{\circ}\text{N}\sim 24^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 112^{\circ}\text{E}$) 附近, 而试验 3、4 分析增量(图 3c) 最高值中心等值线位

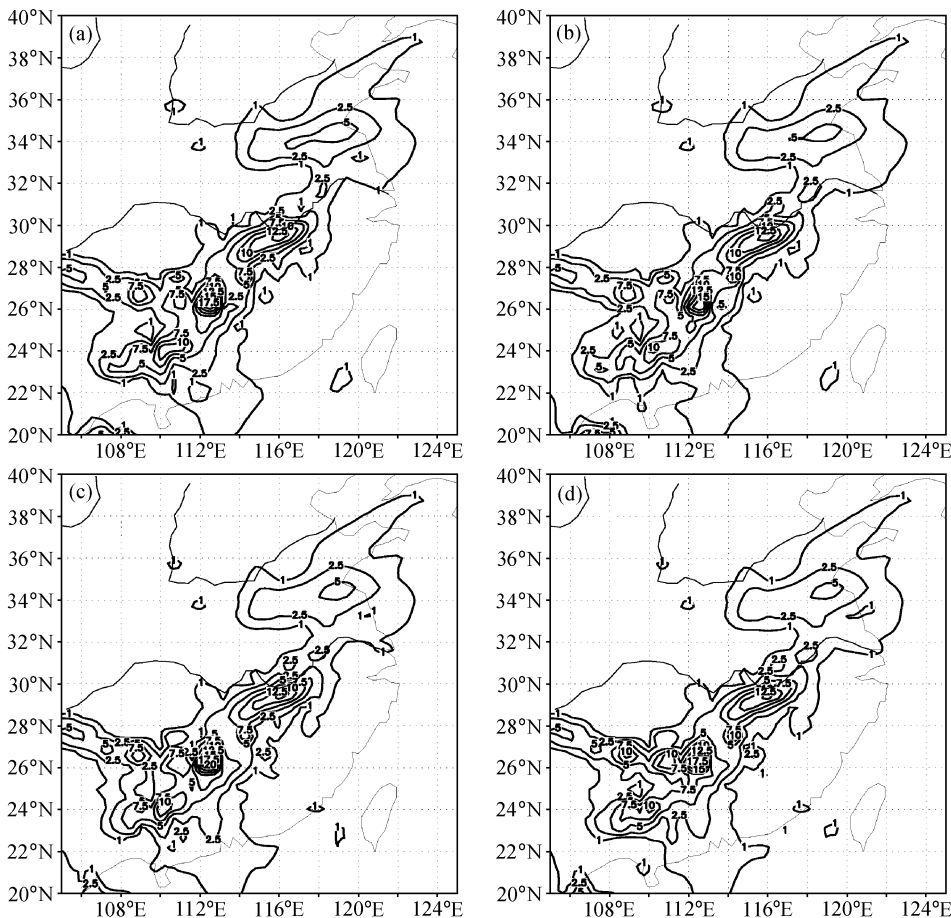


图 4 2004 年 5 月 11 日 08~12 日 08 时试验 3~6 模拟的 24 小时降水(单位: cm): (a) 试验 3; (b) 试验 4; (c) 试验 5; (d) 试验 6

Fig. 4 Simulated 24 h accumulated rainfall (cm) for 0800 LST 11 May-0800 LST 12 May 2004: (a) Expt 3; (b) Expt 4; (c) Expt 5; (d) Expt 6

置及范围与试验 2 (图 3a) 基本一致, 在 ($22^{\circ}\text{N}\sim 26^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 112^{\circ}\text{E}$) 附近。由第 I 部分^[3]图 4 可知, 在 ($20^{\circ}\text{N}\sim 24^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 112^{\circ}\text{E}$) 区域内的模式与观测站地形高度差异小于 ($24^{\circ}\text{N}\sim 26^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 112^{\circ}\text{E}$) 区域内的模式与观测站地形高度差异, 因而当地形代表性误差的取值与这两种地形高度差异相关时, ($20^{\circ}\text{N}\sim 24^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 112^{\circ}\text{E}$) 附近的地形代表性误差值小于 ($24^{\circ}\text{N}\sim 26^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 112^{\circ}\text{E}$) 附近的地形代表性误差值, 地面资料参与同化分析时, 增加地形代表性误差后对分析场影响也小一些, 因此温度分析增量最高值就会出现在 ($21^{\circ}\text{N}\sim 24^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 112^{\circ}\text{E}$) 附近, 不仅分析值大小变了, 同时分析值中心位置和范围也随着改变。而固定地形代表性误差与这两种地形高度差异大小无关, 地面资料参与同化分析时, 地形代表性误差的加入对所有分析区域的分析场影响差不多, 因而温度分析增量最高值中心范围和位置基本没有太大改变, 唯一明显改变的就是其中心值大小。因此取与这两种地形高度差异大小相关的地形代表性误差能更好地反映地形高度差异大小引起的地面观测值与模式面真实值之间的误差, 从而使得分析场更加接近真实场。同时, 取与模式和观测站地形高度差异大小相关的地形代表性误差试验 24 小时降水模拟效果更好一些。

由图 4 可见, 试验 5 模拟 24 小时降水结果不如试验 6。其原因可能是 ($24^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $108^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$) 附近的温度递减率 (见图 5) 比较接近气候

平均温度递减率, 因而采用气候平均温度递减率求取的地形代表性误差比较接近由模式与观测站地形高度差异引起的真实误差, 因而分析场也最接近真实场。

6 讨论与结论

郭永润等^[12]地面观测资料同化方案在同化地面观测资料时具有一定的能力和优势, 但也存在不足 (没有考虑模式地形与观测站地形高度差异)。本文根据第 I 部分^[3]研究结果, 在郭永润等^[12]地面资料同化方案基础上, 考虑模式与实际观测站地形高度差异对同化效果的影响, 提出合理解决方案, 即在地面观测误差中增加由于模式与观测站地形高度差异引起的地形代表性误差。研究结果表明:

(1) 采用郭永润等^[12]同化地面观测资料方案时, 在地面观测误差中增加地形代表性误差后, 地面观测资料利用率更高。

(2) 由于模式地形与观测站地形高度差异分布各异, 因而在同化地面观测资料时, 在观测误差中加入与模式和实际观测站地形高度差异大小相关的地形代表误差时, 既能减少地面观测值对分析值的影响, 同时又将部分地面观测信息通过变分分析融入分析场, 使低层分析场更接近实况, 24 小时降水数值预报 (模拟) 的效果较好。

(3) 改进后的郭永润等^[12]同化地面观测资料方案能将地面观测资料合理、有效地利用起来。

模式地形和观测站地形间的高度差异在地面观测资料同化过程中是不可忽视的。单点试验和个例试验研究结果均表明, 在地面观测误差中加入地形代表性误差能较好地处理地面观测资料同化中模式地形与观测站地形高度差异问题。但与 Devenyi 等^[9]和 Benjamin^[10, 11]的订正方法相比较, 两种方法均存在明显的不足: 订正方法不能提供准确的订正数值, 参与同化分析的数值不能达到真正的准确, 导致分析场不是最优; 增加地形代表性误差方法, 导致地面观测误差不满足无偏假定, 分析场也不能达到最优。那么哪种方法提供的分析场更好, 更能满足业务需要? 第三部分将就这个问题展开研究。

致谢 《大气科学》编委和匿名审稿专家对本文提出了宝贵意见和建议, 在此深表感激。

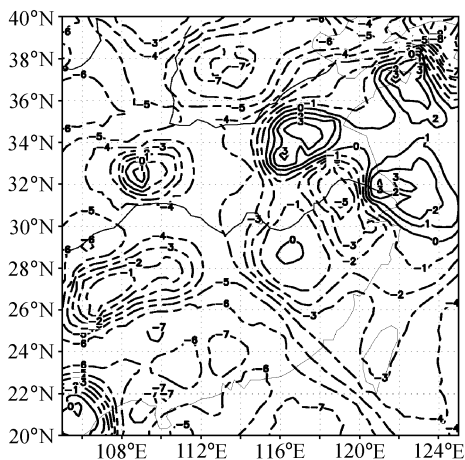


图 5 2004 年 5 月 11 日 08 时探空资料求得的低层温度递减率 (单位: 10^{-3}K/m)

Fig. 5 Lower-layer temperature lapse rate (10^{-3}K/m) calculated from radiosonde data at 0800 LST 11 May 2004

参考文献 (References)

- [1] 张昕. 变分资料同化与暴雨数值模拟及模式并行运算. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2002. 149pp
Zhang X. Variational data assimilation, numerical simulation of heavy rain and parallel computing in models (in Chinese). Ph. D. dissertation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 2002. 149pp
- [2] 丁伟钰, 万齐林, 闫敬华, 等. 对流天气系统自动站雨量资料同化对降水预报的影响. 大气科学, 2006, **30** (2): 317~326
Ding W Y, Wang Q L, Yan J H, et al. Variational assimilation of automatic weather stations rainfall in convective systems and its impact on rain forecast. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2006, **30** (2): 317~326
- [3] 徐枝芳, 龚建东, 王建捷, 等. 复杂地形下地面观测资料同化 I. 模式地形与观测站地形高度差异对地面资料同化的影响研究. 大气科学, 2007, **31**: 222~232
Xu Z F, Gong J D, Wang J J, et al. A study of assimilation of surface observational data in complex terrain. Part I: Influence of the elevation different between observation site and model surface. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2007, **31**: 222~232
- [4] 余兴, 王晓玲, 戴进, 等. 复杂地形边界层结构的数值模拟. 高原气象, 1997, **16** (4): 389~401
Yu Xing, Wang Xiaoling, Dai Jin, et al. Numerical simulation of boundary layer structure within complex topography. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1997, **16** (4): 389~401
- [5] Ruggiero F H, Sashegyi K D, Madala R V, et al. The use of surface observations in four-dimensional data assimilation using a mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **124** (5): 1018~1033
- [6] Lazarus S M, Ciliberti C M, Horel J D. Near-real-time application of a mesoscale analysis system to complex terrain. *Weather and Forecasting*, 2002, **17**: 971~1000
- [7] Xue M, Droegemeier K K, Wong V. The advanced regional prediction system (ARPS)—a multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part I: Model dynamics and verification. *Meteor. Atmos. Phys.*, 2001, **75**: 161~193
- [8] Brewster K. Implementation of a Bratseth analysis scheme including Doppler radar data. Preprints. 15th Conf. on Weather Analysis and Forecasting. Norfolk, VA, Amer. Meteor. Soc., 1996. 92~95
- [9] Devenyi D, Benjamin S G. A variational assimilation technique in a hybrid isentropic-sigma coordinate. *Meteor. Atmos. Phys.*, 2003, **82**: 245~257
- [10] Benjamin S G, Grell G A, Brown J M, et al. Mesoscale weather prediction with the RUC hybrid isentropic-terrain-following coordinate model. *Mon. Wea. Rev.*, 2004, **132**: 473~494
- [11] Benjamin S G, Devenyi D, Weygrant S S, et al. An hourly assimilation-forecast cycle: The RUC. *Mon. Wea. Rev.*, 2004, **132**: 495~518
- [12] Guo Y-R, Shin D-H, Lee J-H, et al. Application of the MM5 3DVAR system for a heavy rain case over the Korean Peninsula. Papers Presented at the Twelfth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop NCAR, June 24-25, 2002
- [13] Barker D M, Huang W, Guo Y-R, et al. A Three-Dimensional Variational (3DVAR) Data Assimilation System for Use with MM5. NCAR Tech Note, NCAR/TN-453+STR, 2003, 68 pp
- [14] Courtier P, Thépaut J-N, Hollingsworth A. A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1994, **120**: 1367~1387
- [15] Parrish D F, Derber J C. The National Meteorological Center's spectral statistical interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 1992, **120**: 1747~1763