

地形效应影响数值预报结果的试验研究^{*}

周天军^{**} 钱永甫

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要 本文利用 $P-\sigma$ 混合坐标系的有限区域嵌套细网格原始方程模式, 选取 Wayne 台风天气形势演变过程为个例, 试验讨论了地形效应对数值预报结果的影响。试验方案分三类, 一是真实地形, 二是部分真实地形, 三是均匀地形。文中着重比较了不同地形方案对 Wayne 台风天气形势演变过程的影响。结果指出, 对西太平洋副热带高压进退及高空西风槽的活动, 地形的影响极为显著, 真实的地形有助于改善预报质量, 使得形势预报结果更为接近实际。地形对温度场的影响局地性较强, 模式地形过矮和过于平滑将使得地面温度的预报偏高, 对降水场的预报, 数值模式普遍存在的降水区域过于分散的问题, 可能是由于模式地形影响的缘故, 但对大范围雨带的分布来说, 地形不具有决定性的因素。模式地形对降水的影响, 主要表现在其增幅效应和降水区分布的结构上, 即模式地形增高, 降水量将适度增大, 雨区结构将更为复杂。地形的影响在风场环流预报中体现得也极为明显。最后作者指出, 在数值模式中引入合理的模式地形, 是改善预报质量的有效途径之一。

关键词 地形 数值预报

1 引言

地形在数值预报模式中的重要作用, 近年来已经广泛地引起人们的注意。卅纪范^[1]曾指出, 地球上各种不同尺度的地形, 对大气中从行星尺度到次天气尺度的各种不同尺度系统的运动都有着重要作用。

大地形对大气的动力和热力作用早已被人们所关注, 特别是青藏高原对大气的作用和影响的研究已取得了很多成果, 表明大地形无论对冬季寒潮活动的路径和强度, 还是对夏季季风低压的形成和相应的季风降水, 都有重要的作用。Mintz^[2]通过有、无地形的比较试验, 研究了大地形对西伯利亚高压的影响, 指出大地形的作用是西伯利亚高压形成的决定因子。Murakami^[3]认为青藏高原对冬季对流层槽脊的传播影响很大。

Hahn 和 Manabe^[4]通过月平均模拟指出, 地形对夏季大陆低压形成的位置有重要作用。Kuo 和 Qian^[5]通过短期模拟, 则认为地形的存在与否对夏季风的形成不起决定作用。沈如金、纪立人^[6]也认为, 对夏季风而言, 热力作用比地形的动力作用更重要。刘还珠^[7]指出, 高原对冷暖空气的阻隔是我国西北地区很少出现气旋的重要原因。

王云峰^[8]等在上海台风研究所无地形的业务数值预报模式中引入地形, 用实际天气过程进行了地形动力效应的预报试验。结果表明, 引入地形后的模式, 其预报能力有明

1994-08-08 收到, 1995-06-03 收到再改稿

^{*} 本文获 85-906-04 科技攻关课题资助

^{**} 现通讯地址: 中国气象局总体规划研究设计室, 北京 100081

显改善。郑庆林^[1]等的研究表明, 当模式中考虑了地形时, 能够较好地模拟出台风路径、登陆时间位置、大风场以及登陆后的减弱等等。对于降水的预报, 无论是对流降水、大尺度降水还是总降水, 有地形时均大于无地形时。江敦春等^[9]的工作也表明海南岛对台风降水有明显增幅效果。

总结前人的工作, 其侧重点多放在地形对时空尺度较大的天气气候的影响上。对于短期数值天气预报中的地形效应, 工作相对要少, 试验个例也有限, 有必要进行进一步的试验研究。本文利用一有限区域的嵌套细网格模式, 选取 Wayne 台风对应的天气形势演变过程为个例, 试验讨论了地形效应对数值预报结果的影响。

2 数值模式与个例选取

2.1 模式简介

本文所用模式是在钱永甫等的 $P-\sigma$ 混合坐标系原始方程模式^[10,11]的基础上, 建立的有限区域的嵌套细网格数值模式。大气模式分为 5 层, 在 400 hPa 以上采用 P 坐标系, 划分为两层, 每层厚度为 200 hPa; 在 400 hPa 至 $P_s - 50$ hPa 之间, 采用 σ 坐标系, 也划分为两层, σ 定义为

$$\sigma = \frac{P - 400}{P_s - 450}, \quad (1)$$

式中 P_s 为地面气压; 从 $P_s - 50$ hPa 至 P_s , 也采用 σ 坐标系, 定义为

$$\sigma_B = \frac{P - P_s + 50}{50}, \quad (2)$$

该层内不再划分层次, 这一层代表大气边界层, 厚度为 50 hPa。因此, 模式大气分为 5 层。

为了较好地反映地-气或水-气的相互作用过程, 模式中地面或水面以下的土壤或海洋模式分为表层、深层两层, 利用热量守恒和水分守恒原理推导出表层和深层土壤平均温度和湿度的预报方程以及地表温、湿度的计算公式, 用来预报地表或水表的温度、土温、水温以及土壤中的含水量。但海洋模式中假定水是静止的, 即未考虑水流的动力作用, 这对海洋来说, 显然是一种近似。

模式的垂直结构如图 1 所示, 图中 $\Delta P_b = 50$ hPa, 为边界层厚度; $P_c = 400$ hPa 为 P 坐标系底层气压。

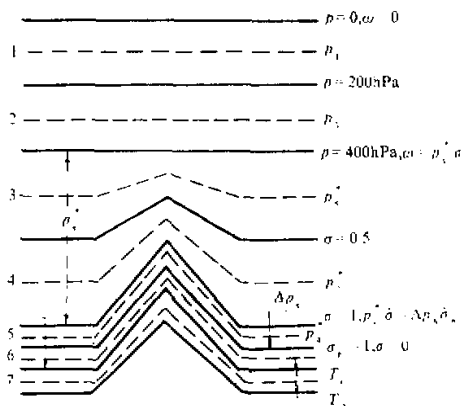


图1 模式垂直结构示意图

1) 郑庆林、古喻, 一个台风数值模式及地形对登陆台风暴雨增幅影响的数值研究, 第九届全国热带气象科学讨论会文集, 1994年6月。

在 σ 坐标系中, 模式方程组可写成如下形式:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -D(u) + fv + \nabla P_u + F_u + R_\sigma(u), \quad (3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -D(v) - fu + \nabla P_v + F_v + R_\sigma(v), \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -D(T) + \frac{R\omega T}{Pc_p} + \frac{\varepsilon}{c_p \rho} + F_r + R_\sigma(T), \quad (5)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -D(q) - C + E + F_q + R_\sigma(q), \quad (6)$$

$$\frac{\partial P_s}{\partial t} = -\nabla \cdot P_s^* V_4 - 2(50 \nabla \cdot V_5 - P_s^* \dot{\sigma}_{1/2}), \quad (7)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \sigma} = -\frac{P_s^* RT}{(\sigma P_s^* + 400)}, \quad (8)$$

式中 $D(A)$ 为平流形式的微分算子, 可写为

$$D(A) = \vec{V} \cdot \nabla A + \dot{\sigma} \frac{\partial A}{\partial \sigma}, \quad (9)$$

其中 A 可为 u 、 v 、 T 或 q , $R_\sigma(A)$ 为增加计算精度的修正项, 其形式为

$$R_\sigma(A) = -\frac{\frac{\partial}{\partial \sigma} \nabla_\sigma \cdot [\rho(\varphi - \varphi_0)(A - A_0)] \vec{V}}{P_s^*}, \quad (10)$$

$P_s^* = P_s - 450$ 是 σ 坐标系的气压厚度, ∇P 是气压梯度力矢量, C 和 E 分别表示凝结和蒸发所引起的混合比 q 的变化率, F 为湍流扩散项, 包括水平和垂直扩散, ε 为单位体积空气块中由非绝热过程所引起的总能量通量, 它包括太阳辐射、长波辐射以及凝结潜热通量等。未加说明的符号是气象上常用的。

P 坐标系和 σ_B 坐标系中的方程组可由 (3)~(10) 式得出, 这时, 在 P 坐标系中应设 $\sigma = P$, $P_c = 0$ 和 $P_s^* = 1$; 在 σ_B 坐标系中, 应设 $\sigma = \sigma_b$, $P_s^* = \Delta P_b$ 以及 $P_c = P_s - \Delta P_b$ 。

土壤或海洋模式部分, 表层和深层土壤平均温度的预报方程以及地表温度的计算公式如下所示:

在紧接地表的土壤层中, 有

$$\rho_e C_e \frac{\partial T_G}{\partial t} Z^* = h_s - h_z^*, \quad (11)$$

在第二土壤层中有

$$\rho_e C_e \frac{\partial T_2}{\partial t} Z_2 = h_z^*, \quad (12)$$

式中 h_s 为向土壤的热通量, ρ_e 、 C_e 、 Z^* 分别表示土壤密度、比热和日变化所能够达到的土壤深度, h_z^* 是通过 Z^* 面的热通量, T_2 是厚度为 Z_2 的土壤层中的平均温

度, $Z_1 + Z_2$ 为土壤中温度年变化可以达到的深度。

土壤中湿度的预报方程为

$$\rho \frac{dW_1}{dt} = \frac{\left[P - E + \frac{\rho K (W_2 - W_1)}{\frac{1}{2} (Z_{s1} + Z_{s2})} \right]}{Z_{s1}}, \quad (13)$$

$$\rho \frac{dW_2}{dt} = - \frac{\rho K (W_2 - W_1)}{\frac{1}{2} (Z_{s1} + Z_{s2}) Z_{s2}}, \quad (14)$$

式中 Z_{s1} 、 Z_{s2} 分别为土壤的两层厚度, W_1 、 W_2 分别为含水量比, ρ 为两层中的单位体积最大含水量 (即含水密度), K 为土壤中水分的渗透率, P 和 E 分别为降水率和蒸发率, 此处不考虑径流。 P 由大气模式预报, E 由地表湿润度和大气模式预报的比湿 q_a 决定, 可写作

$$E = \rho_a C_D |\bar{V}_a| [q_s(T_s) - q_a] W_s, \quad (15)$$

$$W_s = W_1 + \frac{1}{2} \frac{(P - E) Z_{s1}}{\rho K}, \quad (16)$$

式中 ρ_a 是大气边界层密度, $\bar{V}_a$ 是风矢, 当其值小于 1 m/s 时取 1 m/s , 以防止静风时无蒸发; 当其值大于 5 m/s 时取 5 m/s , 以避免过量蒸发。它们均由大气边界层预报值决定。 C_D 是拖曳系数。

模式的区域为: $100 \sim 140^\circ \text{E}$, $5 \sim 40^\circ \text{N}$, 水平格距为 $1^\circ \times 1^\circ$, 下垫面分为陆地和海洋两种。

侧边界采用单向影响嵌套的倾向订正方案。该方案由 Perkey 和 Kreitzberg 于 1976 年提出, 其要点可归纳于下:

(1) 在选定的侧边界过渡区, 任意变量 X 的预报由该变量的大尺度倾向 $\partial \bar{x} / \partial t$ 与模式所预报的倾向 $\partial x / \partial t$ 的加权平均值而定, 如下式所示:

$$\left(\frac{\partial x}{\partial t} \right)_I^* = W_{(I)} \frac{\partial x}{\partial t} \Big|_I + [1 - W_{(I)}] \frac{\partial \bar{x}}{\partial t}, \quad (17)$$

符号“*”表示订正后的量, I 为外边界 ($I=1$) 沿法向向内的格点序号。 $(\partial x / \partial t)_I$ 为细网格区算得的倾向, $\partial \bar{x} / \partial t$ 为边界内同一格点上由粗网格提供的倾向。

(2) 权重系数随距侧边界之远近而变化, 在过渡区的内侧点为 1, 在侧边界点为 0, 取作

$$W_{(I)} = \frac{I-1}{N-1}, \quad (18)$$

其中 I 为外边界 ($I=1$) 沿法向向内的格点序号, N 为松弛区之宽度 (格点数)。

(3) 为了克服该方法所固有的侧边界邻区中的短波不稳定增长的现象, 需要配合使用空间平滑。本文对近边界的内两圈进行五点迭代平滑, 为了避免地形的虚假影响, 正

平滑后再进行反平滑。所用 5 点平滑公式为

$$\bar{u}_{i,j} = (1 - 4s)u_{i,j} + s(u_{i,j-1} + u_{i,j+1} + u_{i-1,j} + u_{i+1,j}), \quad (19)$$

s 为平滑系数, 取为 0.125。其中大尺度倾向由 ECMWF 的实况资料提供, 最外圈预报量均取实况。

2.2 个例的选取

本文所选取的个例是 8304 号登陆强台风 Wayne 从成熟发展到开始登陆所对应的天气形势演变过程。图 2 是 1983 年 7 月 24 日 20:00 (北京时) 500 hPa 高度场 (a) 和温度场 (b) 的实况 (由 ECMWF 资料利用双线性插值求得)。在 500 hPa 高度场上基本上是西风槽和西太平洋副高结构, 在南海、菲律宾群岛上空为热带气旋低压中心, 与低压中心对应的地方在温度场上是低值区。48 小时中, 副高西伸, 引导热带气旋向西北方向移动, 大陆上空逐渐被西太平洋副高的温压场结构所控制, 而西风槽的位置和强度在 24 小时内基本不变, 24 小时后变浅变弱。大陆上空受副高影响, 气温呈上升趋势, 但温度增幅不是很大。受副高影响较大的是从中原到江淮之间的大部分地区。

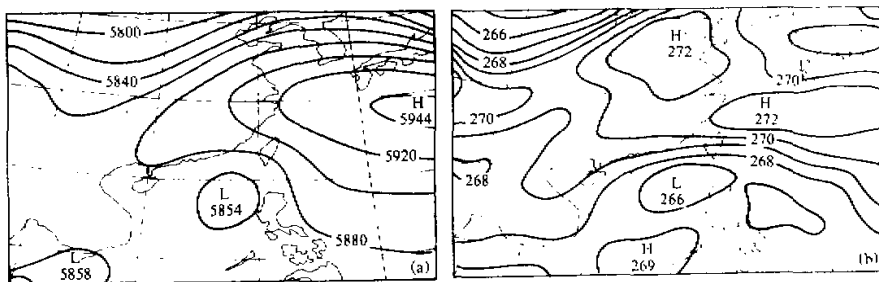


图 2 7 月 24 日 20:00 (北京时) 500 hPa 温高场实况 (ECMWF 资料)

(a) 高度场, 单位为 m; (b) 温度场, 单位为 K

在地面降水实况图上, 23 日 08 时至 24 日 08 时, 从我国西南昆明沿贵阳、长沙向东北方向延伸至胶东半岛南侧, 为大范围的带状降水区域。降雨中心集中在阜阳、连云港直抵东海一线, 24 小时降水最多达 69 mm。贵阳附近暴雨中心的 24 小时总降水达 98 mm。

3 试验方案的设计

本文设计了 3 种地形方案: 真实地形、部分真实地形、均匀地形, 前两者其地形图分别如图 3a、b 所示。其中所谓的“均匀地形”就是将陆地部分的海拔高度全部定为 10 m; “部分真实地形”即将东南沿海一带的地形定为 10 m 高, 而其余模式区域的地形高度保持真实。模式利用 ECMWF 资料, 从 1983 年 7 月 23 日 20 时 (北京时) 起, 作出 48 小时预报。本文重点讨论 24 小时预报的结果。

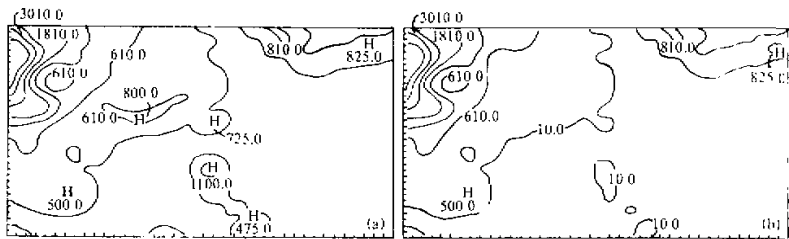


图3 模式地形示意
(a) 真实地形, (b) 部分真实地形, 单位为 m

4 试验结果的分析与讨论

4.1 不同地形对天气形势预报的影响

现在对 3 种地形条件下的形势预报结果进行比较分析。图 4a、b、c 分别给出了真实地形、部分真实地形、均匀地形条件下的 500 hPa 高度 24 小时预报结果。

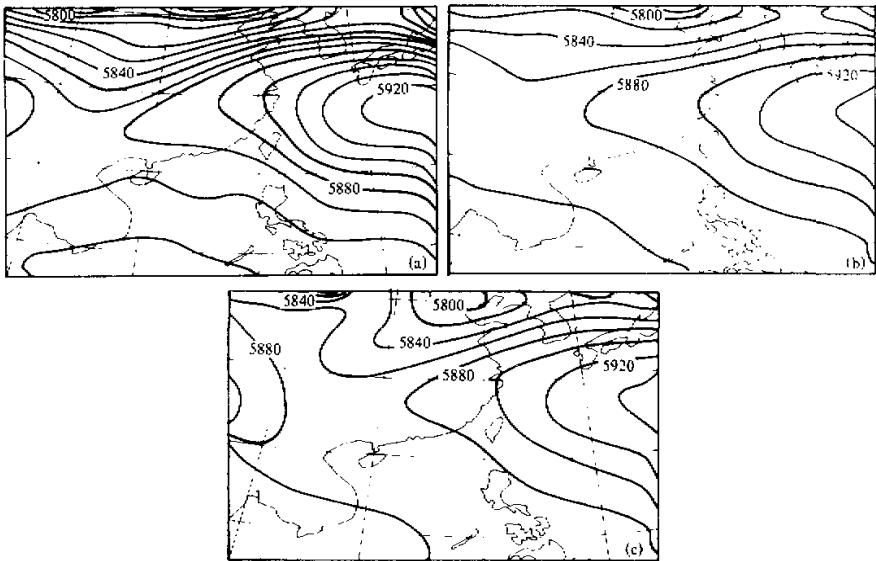


图4 500 hPa 24 小时预报高度场
(a) 真实地形, (b) 部分真实地形, (c) 均匀地形, 单位为 m

由图可见, 在 500 hPa 高度场上, 西太平洋副高向大陆西伸的范围受地形影响很大。均匀地形条件下, 模式预报结果与实况场相差最大, 副高有东退现象; 部分真实地形条件下, 预报结果有所改进, 副高已不东退; 而在真实地形条件下, 预报结果则基本接近实况。对加热场的分析 (图略) 可以表明, 在均匀地形时, 大陆加热率较小, 部分

真实地形时,有所增大,而在真实地形时则达最高点。因此,地形对副高等天气形势的影响,是通过对温度场的影响来实现的。在图 5 中这种影响可得到进一步证实。

对大陆上空西风槽线的预报,地形的效应也极为显著。均匀地形条件下,槽线位置过于偏东,已接近渤海湾,而实况则位于四川盆地向北一线。部分真实地形条件下,预报的槽线结构几近消失,这是对实际地形过度歪曲的结果。相对之下,采用真实地形,对西风槽结构的预报则基本准确。这种效应可能是动力性的,即副热带高压位置的进退造成了西风槽移速的变化。

可见,地形的热力和动力效应对西风槽的结构及太平洋副热带高压的进退均有着极为重要的影响。在非绝热模式中,地形结构首先通过影响加热场,引起温度场的变化,而后通过静力约束影响高度场。看来,在夏季,地形以热力作用为主,动力作用为次,但两者紧密相关,互相反馈,因而,地形的作用机制是复杂的。

至于南海上空的热带气旋低压,3 种方案都未能报出,主要原因可能是因为初始资料中未能包括台风风场和气压场的结构,本文试验中也未加入人工台风;尽管如此,在真实地形下,南海上空等高线的微弱气旋性弯曲尚可分辨,其他两种方案则完全看不出。

4.2 不同地形对温度场预报的影响

图 5a、b、c 分别是真实地形、部分真实地形及均匀地形条件下模式 24 小时预报的 500 hPa 温度场。

相对实况场来说,预报的温度场结构都过于平滑,不同地形条件下预报结果存在着明显差异。对东海上空的 272 K 高温中心,真实地形的预报结果基本上准确;非真实

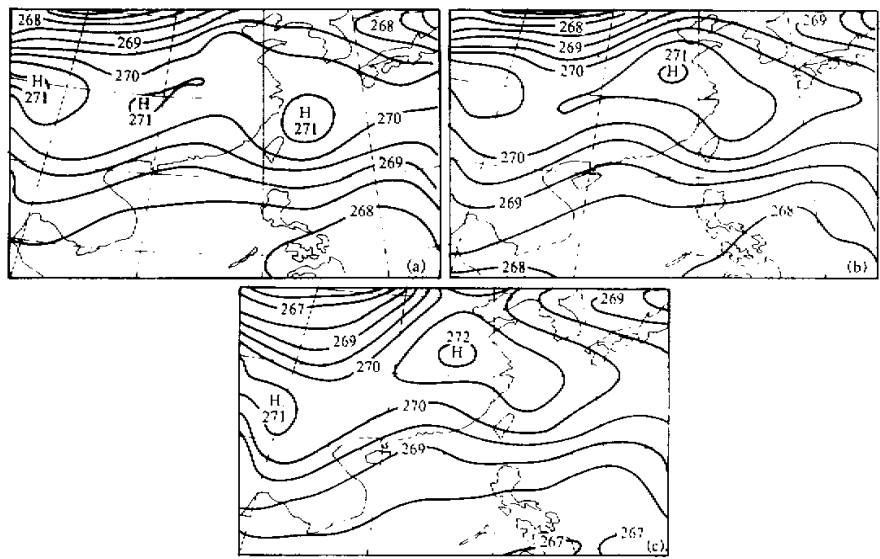


图 5 500 hPa 24 小时预报温度场
(a)、(b)、(c)含义同图 4。单位为 K

地形条件下, 高温中心的位置已偏移大陆, 与大陆上空的高温区合为一体, 此时对高空温度场的影响, 海洋的因素是主要的, 陆地的作用是次要的, 对西北部地区 271K 高温中心的预报结果, 也能说明这一点。在部分真实地形条件下, 由于西北地区为真实地形, 所以位于该处的 271 K 高温中心基本能够预报出。可见, 地形加热作用对高空温度场的影响很大, 且局地性很强。

比较 3 种方案 24 小时预报的地面温度场(图略), 高温中心和地形高度中心是相互对应的。但在非真实地形条件下, 陆地上的高温中心仍很明显, 且温度较真实地形时偏高, 这是由于平滑地形时地表温度所在的高度较低的缘故。可见在有地形数值模式中, 模式地形过矮, 将使得地面温度场预报结果偏高, 这有可能影响到对降水的预报。

4.3 不同方案对降水预报的影响

图 6a、b、c 分别是 3 种模式地形对应的 24 小时预报时效内每小时平均降水图。时间是从 7 月 23 日 20 时至 7 月 24 日 20 时。

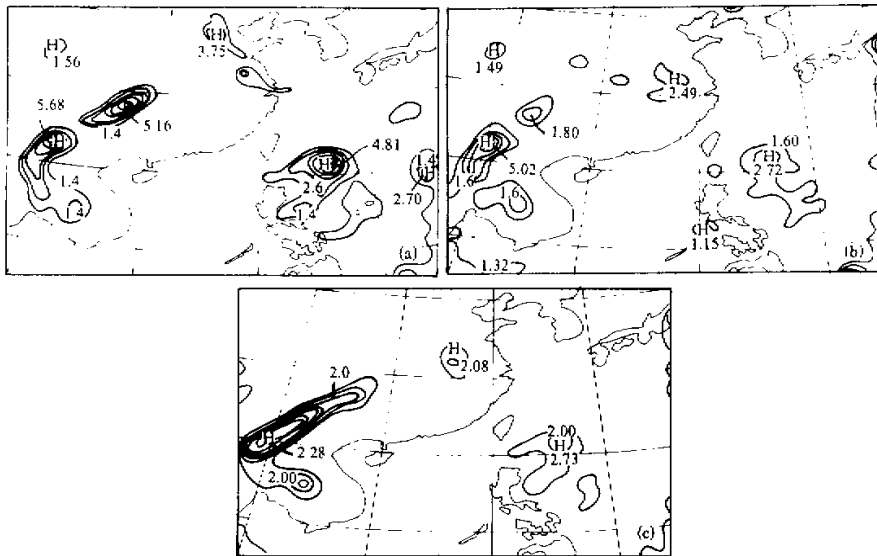


图 6 24 小时预报每小时平均降水
(a)、(b)、(c)含义同图 4。单位为 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$

在预报降水图上, 降水的西南至东北方向的带状结构基本都能够报出。降水中心的位置也基本接近实况。这表明, 直接决定大范围雨区分布的因素不是模式地形, 至少在本试验中是如此。但细细比较, 3 个试验的降水分布仍存在较明显差异。首先是降水中心的强度, 模式地形越真实, 降水中心的强度越大, 或者说模式地形越高, 降水量越大。以西南地区降水中心为例, 真实地形时中心强度为 5.68 mm/h , 均匀地形时, 结果是 2.28 mm/h , 前者约为后者的 2.5 倍。可见地形对降水有明显的增幅作用, 这和前人的有关结论相一致。其次, 在 24 小时降水图上, 平滑地形上的雨带分布较真实地

形时的结果要集中、更明显地表现为大尺度降水的特征。地形越真实,雨区的结构越显得复杂。因此,数值模式中普遍存在的降水区域过于分散的问题,可能主要是模式地形作用的结果。另外,比较均匀地形、部分均匀地形的预报结果,可以发现,对于华中地区的降水中心,其强度均较真实地形为弱,这表明地形对降水的增幅作用不仅仅是局地性的,不同地区之间也存在着相互影响。

从苏北雨区中心的位置来看,地形越是偏离实际,这种偏差越大。可见模式地形虽然不是决定大范围雨带分布的主要因素,但仍有较大影响。模式中引入真实地形,有助于改善模式对降水中心位置预报的准确性。

4.4 地形对风场预报的影响

现在比较不同地形条件下 24 小时预报的风场。

4.4.1 纬向风速的比较

图 7a、b、c 分别是 3 种地形条件下 24 小时预报结果中沿 115°E 经线的纬向风等值线图。

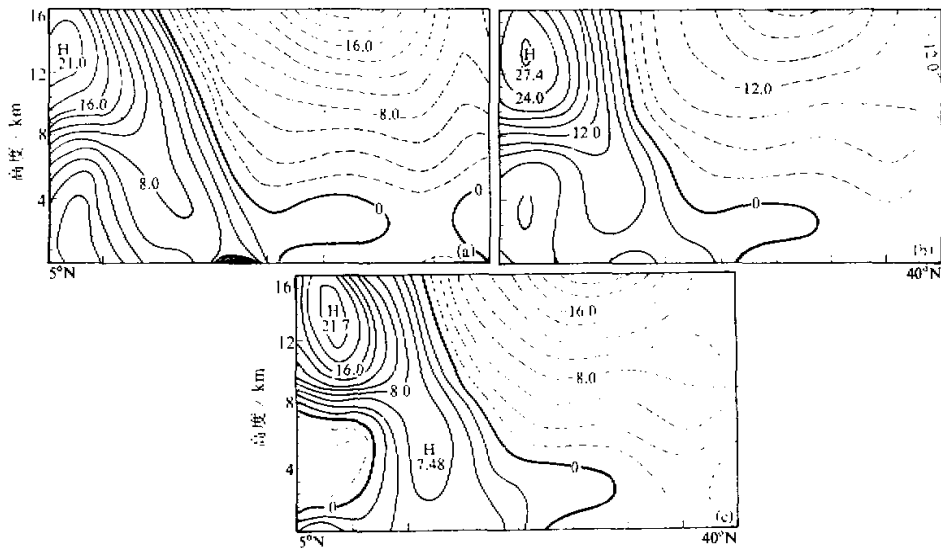


图 7 沿 115°E 经线 24 小时预报纬向风等值线

(a)、(b)、(c)含义同图 4, 单位为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

在高空,真实地形、均匀地形的结果较为接近,西风急流的强度只相差 0.7 m/s ,其极大值中心位置,均匀地形的结果要偏北,这是由于地形变低变平,地形的摩擦效应减弱的结果。在低空,模式区域南部预报的纬向风速在均匀地形条件下变为东风,这和真实地形的结果相差很大。

在部分真实地形条件下,高空西风急流的极大值中心较其余两种方案大得多,近 6 m/s ,东风风速也明显大于其余两者。可见不合理的模式地形将引起模式预报结果在

纬向风速上的较大偏差。

4.4.2 经向风速的比较

图 8a、b、c 分别是 3 种地形条件下 24 小时预报结果中沿 20°N 纬线的经向风等值线图。

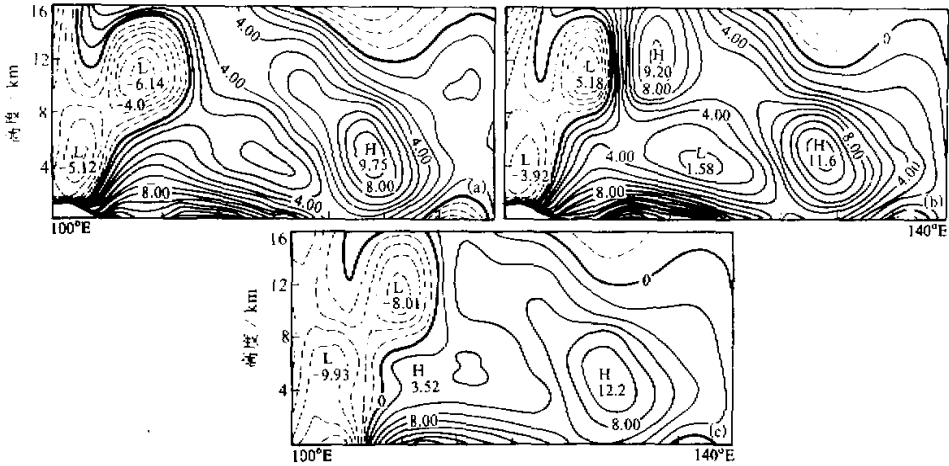


图 8 沿 20°N 纬线 24 小时预报经向风等值线
(a)、(b)、(c)含义同图 4。单位为 $m \cdot s^{-1}$

比较 3 种地形对沿 20°N 纬圈经向风速 v 的预报结果，海洋上的南风极大值中心，以均匀地形条件下预报结果为最大，真实地形的结果最小，也更接近实际。表明地形对经向风速的影响不仅仅局限于局地，还将影响到整个预报区域。地形变低变平，地形粗糙度减小，摩擦作用变弱，使得模式预报的经向风速在量值上偏大，这从中低层高原处对应的北风极大值中心量值上可以看出。很明显，不合理的模式地形将引起经向风速预报结果的较大误差。

5 结论

通过对温高场、降水及风场预报结果的对比分析，有以下结论：

- (1) 对西太平洋副热带高压的进退及大陆上空西风槽结构的预报，地形的影响极为显著，真实的地形有助于改善预报质量，使得形势预报结果更为接近实际。
- (2) 地形对高空温度场的影响，局地性较强。不合理的模式地形必将改变温度场的合理结构。模式地形过矮和过于平滑将使得地面温度的预报偏高。
- (3) 数值模式普遍存在的降水域过于分散的问题，可能是由于模式地形影响的缘故。但对大范围雨带的分布来说，地形不是决定性的因素。模式地形对降水的影响，主要表现在其增幅效应和降水区分布的结构上，即模式地形增高，降水量将适度增大，雨区结构将更为复杂。

(4) 地形对模式预报结果的影响, 在风场上表现得也较为明显。

总之, 即使在有限区域短期数值预报模式中, 也应充分考虑到模式地形对预报结果的影响。引入合理的模式地形, 是改善预报质量的有效途径之一。

参 考 文 献

- 1 丑纪范, 1989, 数值模式中处理地形影响的方法和问题, 高原气象, 8, 114~120.
- 2 Mintz, Y., 1965, Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion, WMO-NO.162, TP.79, 141~155.
- 3 Murakami, T., 1981, Orographic influence of the Tibetan Plateau on the Asiatic winter monsoon circulation, Part IV, long-period oscillation, *J. Met. Soc. Japan*, 59, 201~219.
- 4 Hahn, Q.G. and S. Manabe, 1975, The role of mountains in the South Asian monsoon circulation, *J. Atm. Sci.*, 32, 1515~1541.
- 5 Kuo, H.L. and Qian Yongfu, 1981, Influence of the Tibetan Plateau on cumulative and diurnal changes of weather and climate in summer, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2337~2356.
- 6 沈如金, 纪立人, 1989, 夏季亚非地区季风环流形成中大地形和不同加热因子的作用, 高原气象, 8, 39~51.
- 7 刘还珠, 1988, 青藏高原的不同地形方案对天气系统影响的数值试验, 大气科学, 12, 2, 162~167.
- 8 王云峰, 钱永甫, 1991, 上海业务数值预报模式中地形动力效应试验, 气象科学, 11, 1, 33~46.
- 9 江敦春, 党人庆, 1993, 南海台风暴雨的数值试验, 南京大学学报, 自然灾害成因与对策专辑第二辑, 205~210.
- 10 钱永甫, 颜宏, 王谦谦, 王安宇, 1988, 行星大气中地形效应的数值研究, 北京: 科学出版社.
- 11 Qian Yongfu, 1985, A five-layer primitive equation model with topography, 高原气象, 4, 2 (增刊), 1~28

An Experimental Study on the Effects of Topography on Numerical Prediction

Zhou Tianjun and Qian Yongfu

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract Numerical prediction experiments are made by using an one-way nested fine-mesh limited area primitive equation model and a case study of Wayne Typhoon is analysed in some details about the effects of topography on numerical prediction in this paper. There are three kinds of experimental schemes. The first is real model topography, the second is partly real topography and the third is uniform topography. The focus of this paper is the comparisons and discussion of the effects of topography on the synoptic situation of typhoon. The results show that the effects of topography on the Pacific subtropical high pressure zone and the structure of westerly trough are very evident, and better results could be obtained by using more realistic topography. The variation of topography leads to the local variation of temperature field. Topography not only contributes to the precipitation amount evidently but also affects the distribution of rainfall in some extent, but it is not the main factor controlling the distribution of rainfall, at least in this case. The effects of topography can also be seen in the wind profile. At last, the authors point out that more realistic configuration of topography can improve the forecast quality and give more reliable results.

Key words topography numerical prediction