

“雅安天漏”研究*

II. 数值预报试验

宇如聪 曾庆存

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

彭贵康** 柴复新

(四川省雅安地区气象局, 雅安 625000)

提 要

本文建立了一个用于研究“雅安天漏”的有限区域数值预报模式, 并用该模式对 10 个“雅安天漏”个例进行了数值预报试验, 取得了较满意的结果。该模式动力框架的主要特点是: (1) 模式的基本方程组便于构造出完全能量守恒的差分格式; (2) 采用了静力扣除; (3) 模式的垂直坐标选用了 η 坐标; (4) 选用 E 网格作为变量的水平分布形式; (5) 位势高度与其他预报量在垂直方向交错分布; (6) 对 E 网格的波解分离问题采取了特殊的处理技巧; (7) 首次采用“半格距”差分解决了矩形 E 网格及球坐标 E 网格沿对角线的差分计算; (8) 采用显示分解的时间积分方案; (9) 尽量保留初始场信息。模式的物理过程主要包括: (1) 大尺度凝结降水; (2) 对流调整及对流降水; (3) 水平扩散和垂直通量输送; (4) 地面辐射收支和边界层参数化。试报降水的主要降水中心及降水范围与观测分析比较相似。大于 10 mm 和 25 mm 降水的 TS 平均评分分别为 0.41 和 0.32。

关键词: 数值预报; 陡峭地形; 模式设计; 降水预报。

一、引 言

由本文前一部分关于“雅安天漏”的天气分析结果^[1]可知, “雅安天漏”是我国西部的一个特殊降水现象, 雅安地区雨大、雨多, 降水范围小, “雅安天漏”与地形的关系十分密切, 它是我国受地形影响暴雨中的典型。

尽管从天气分析方面我们初步了解了“雅安天漏”的物理结构和降水特征, 但由于受到观测资料的限制 (比如雅安地区就没有高空站), 天气分析所得的有些结论还是需要进一步讨论和补充的。而更重要的是, 由于每个天气过程都是许多因素综合作用的结果, 要从根本上弄清“雅安天漏”的形成机制, 必须建立一个适合雅安地区的数值天气预报模式, 通过数值试验的方法, 对“雅安天漏”进行深入细致的研究。

本文的这一部分就将建立一个适合雅安地区 (也适合大部分川西地区) 的有限区域

1992年6月22日收到, 1992年11月21日收到修改稿。

* 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG) 资助课题。

** 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG) 客座人员。

数值预报模式。并用该模式对 10 个“雅安天漏”个例进行了数值预报试验,取得了较满意的结果。

雅安地区地形复杂,预报或研究“雅安天漏”的数值预报模式要求能考虑复杂陡峭的地形作用,这就对模式设计提出更高的要求。如何计算地形对气流和天气的影响,这一直是数值预报的难点之一。目前,大多数的数值预报模式都是通过选用 σ 坐标作为垂直坐标来考虑地形。但是,当有地形尤其是陡峭地形存在时,倾斜的 σ 坐标面不可避免地要带来计算误差^[2]。这不仅仅是气压梯度力的差分计算不可避免地要存在截断误差,因为在一般的模式计算中,除了主体差分计算外,为了抑制虚假的重力波,增加场的光滑性,保证模式能稳定地运转,在时间积分过程中常需进行平滑等处理技巧,而这些处理都很难顾及到坐标面倾斜的影响。为了适用于考虑复杂陡峭地形,该模式的垂直坐标选用了曾庆存*和 Mesinger^[3]提出的 η 坐标。 η 坐标保留了 σ 坐标具有的简单下边界条件,而避免了在陡峭地形情况下 σ 等值面过于倾斜的缺点。 η 坐标把地形表示为三维阶梯状,在模式内部形成地形侧边界。另外,考虑到 IAP-GCM 的动力框架可以保证完全能量守恒,有较好的稳定性和精度^[4,5],其他的数学模型似乎还只能构造出瞬时能量守恒格式,而能量守恒在大气运动方程组的整体性质中是极重要的,它是保证计算稳定性的充分条件^[6,7],只有它才能完全克服非线性不稳定。同时, IAP-GCM 的动力框架对温度和位势作了静力扣除,对减小地形坡度带来的计算误差是非常有效的。所以,本模式的基本方程组将以 IAP-GCM 的动力框架为基础来进行设计。

二、数值预报模式的基本方程组

对 IAP-GCM 的基本方程组^[5]作 η 坐标变换并整理后得到:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = - \sum_{m=1}^3 L_m(U) - f^* V - P_x + D_H u + D_V u, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = - \sum_{m=1}^3 L_m(V) + f^* U - P_y + D_H v + D_V v, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Pi}{\partial t} = & - \sum_{m=1}^3 L_m(\Pi) + S(C_0 + \frac{R\Pi}{C_p P}) \left(\frac{1}{P\eta} \Omega^{(1)} + \Omega^{(2)} \right) \\ & + \frac{PR}{C_0} \frac{L}{C_p} \dot{P} + D_H \tau + D_V \tau, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = - \sum_{m=1}^3 L_m(Q) - P \cdot \dot{P} + D_H q + D_V q, \quad (4)$$

$$\frac{\partial P^2}{\partial t} = - \frac{1}{\eta_s} \int_0^{\eta_s} D_{xy} d\eta \quad ; \quad \int_{\eta_2}^{\eta_1} \left(\frac{\partial P^2}{\partial t} + D_{xy} \right) d\eta = P^2 (\dot{\eta}_2 - \dot{\eta}_1), \quad (5)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = - C_0 \frac{S\Pi}{P\eta}, \quad (6)$$

$$\dot{\eta}|_{\eta=0; \eta_s} = 0, \quad (7)$$

* 手稿, 未发表。

其中,

$$\eta = \sigma \cdot \eta_s, \quad \eta_s = \frac{p_{\text{rf}}(z_s) - p_t}{p_{\text{rf}}(z_b) - p_t}, \quad \sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t}, \quad (8)$$

$$P = \sqrt{(p_s - p_t) / \eta_s} \quad (9)$$

$$U = Pu, \quad V = Pv, \quad \Pi = \frac{RPT}{C_0}, \quad (10)$$

$$S = \frac{p - p_t}{p} = \frac{\eta}{\eta + p_t / P^2}, \quad (11)$$

$$L_1(F) = \frac{1}{2a \sin \theta} (2 \frac{\partial Fu}{\partial \lambda} - F \frac{\partial u}{\partial \lambda}), \quad (12)$$

$$L_2(F) = \frac{1}{2a \sin \theta} (2 \frac{\partial Fv \sin \theta}{\partial \theta} - F \frac{\partial v \sin \theta}{\partial \theta}), \quad (13)$$

$$L_3(F) = \frac{1}{2} (2 \frac{\partial F\dot{\eta}}{\partial \eta} - \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta}), \quad (14)$$

$$P_x = P \frac{\partial \Phi}{a \sin \theta \partial \lambda} + C_0 S \Pi \frac{\partial \ln P^2}{a \sin \theta \partial \lambda}, \quad (15)$$

$$P_y = P \frac{\partial \Phi}{a \partial \theta} + C_0 S \Pi \frac{\partial \ln P^2}{a \partial \theta}, \quad (16)$$

$$\Omega^{(1)} = - \int_0^\eta D_{xy} d\eta, \quad (17)$$

$$\Omega^{(2)} = v \frac{\partial \ln P^2}{a \partial \theta} + U \frac{\partial \ln P^2}{a \sin \theta \partial \lambda}, \quad (18)$$

$$D_{xy} = \frac{1}{a \sin \theta} (\frac{\partial P V \sin \theta}{\partial \theta} + \frac{\partial P U}{\partial \lambda}), \quad (19)$$

$$\dot{\eta} = \frac{d\eta}{dt} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{a \sin \theta \partial \lambda} + v \frac{\partial \eta}{a \partial \theta}, \quad (20)$$

$$f^* = 2\omega \cos \theta + \frac{c \lg \theta}{a} u, \quad (21)$$

$$\dot{P} = \dot{P}_L + \dot{P}_C, \quad (22)$$

$$D_H \varepsilon = K_\varepsilon P^{-3} |\Delta' \varepsilon| \Delta' \varepsilon, \quad \Delta' \varepsilon = \nabla \cdot (P^2 \nabla \varepsilon) \quad (\varepsilon = u, v, q), \quad (23)$$

$$D_H T = K_T P^{-3} R C_0^{-1} |\Delta' T| \Delta' T, \quad \Delta' T = \nabla \cdot (P^{2\kappa+2} \nabla \frac{T}{P^{2\kappa}}), \quad (24)$$

$$D_{V\varepsilon} = P \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (K_{z\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z}) \quad (\varepsilon = u, v, q), \quad (25)$$

$$D_{VT} = \frac{RP}{C_0} \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (K_{zT} \frac{\partial T^*}{\partial z}), \quad (26)$$

$$K_{z\varepsilon} = \begin{cases} K_{z0} + C_\varepsilon \left| \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right| \frac{Ri_c - Ri}{Ri_c}, & Ri < Ri_c, \\ K_{z0}, & Ri \geq Ri_c, \end{cases} \quad (\varepsilon = u, v, q, T^*) \quad (27)$$

$$Ri = \frac{g}{T^* S} \frac{\partial T^*}{\partial z}, \quad S = \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2, \quad (28)$$

式中 C_0 是标准层结大气所考虑的定常重力波速; C_p 是干空气的定压比热; R 是干空气的气体常数; a 和 ω 分别是地球半径和地球旋转角速度; u, v, q, T 和 Φ 分别是纬向风、经向风、水汽混合比、相对标准层结大气的扰动温度和扰动位势; T^* 是位温; λ 和 θ 分别是经度和余纬; (λ, θ, η) 是模式的空间坐标; t 是时间坐标; z_s 是模式中的地形高度; z_b 是用来构造坐标面的平缓地形; $p_{\pi}(z)$ 是标准层结大气在 z 高度处的气压; p_t, p_s 和 p 分别表示模式层顶气压, 地面气压和气压。 $\bar{P}_L$ 和 $\bar{P}_C$ 分别是尺度调整和对流调整的凝结率。 K_u, K_v, K_T, K_q 分别是 u, v, T, q 的水平扩散系数。 (27) 式表示垂直涡动系数 $K_{z\varepsilon} (\varepsilon = u, v, q, T^*)$ 是局地 Richardson 数 Ri 的函数; C_ε 是与预报量 ε 有关的系数; Ri_c 是临界 Richardson 数。

三、模式的差分方案

1. 网格中变量的分布

1) 水平分布

通过对 A、B、C、D、E 五种网格的比较分析讨论^[8,9]可以看出, (1) E 网格的频散至少和 B 网格一样, 当 Rossby 变形半径与水平格距相比较小时为最佳; 当 Rossby 变形半径与水平格距比较大时, 仅次于 C 网格。 (2) 在相同情况下, B、E 网格的可取时间步长是 C 网格的 $\sqrt{2}$ 倍。 (3) E 网格与 B 网格一样可保持 Coriolis 力单点不作功的性质。 (4) E 网格能同时保证有较高的精度计算散度, 涡度。 所以, 在我们的模式中, 将选用 E 网格作为变量的水平分布形式 (见图 1a)。

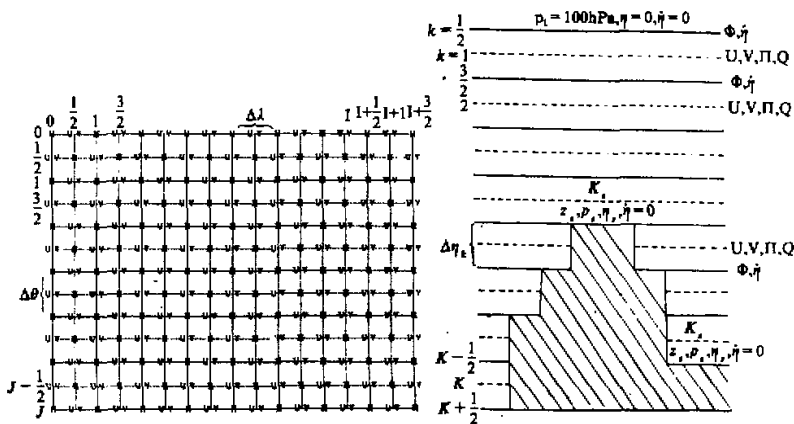


图 1 模式变量在网格点上的分布形式

(a) 水平分布; (b) 垂直分布

2) 垂直分布

仿水平网格上的变量分布形式, 将垂直速度和位势高度这两个量与其他变量在垂直方向交错分布, 即分布在各层的交界面上 (见图 1b)。结果表明: (1) 对这两个量的计算有更准确的下边界条件; (2) 垂直微商的计算精度更好; (3) 易于保证气压梯度力两项差分格式的协调性^[10]。

2. 空间差分格式

参见图 1, 在以下差分方案中, 差分计算的格点序号(i, j, k)包括

$$i = 1, 3/2, \dots, I + 1/2; j = 1, 3/2, \dots, J - 1; k = 1, 2, \dots, K;$$

其中, 满足 $i + j = LL + 1/2$ (LL 为整数) 的点为速度场格点; 满足 $i + j = LL$ (LL 为整数) 的点为高度场格点。

1) 水平平流差分格式

为了保证 E 网格变量分布下水平平流差分的计算精度, 对其采用了半格距差分:

$$[L_1(F)]_{i,j,k} = \frac{1}{a \sin \theta \Delta \lambda} [2\delta_{\frac{1}{2}\Delta\lambda}^* u F_{\frac{1}{2}\Delta\theta}^* - F\delta_{\frac{1}{2}\Delta\lambda}^* u_{\frac{1}{2}\Delta\theta}^*]_{i,j,k}, \quad (29)$$

$$[L_2(F)]_{i,j,k} = \frac{1}{a \sin \theta \Delta \theta} [2\delta_{\frac{1}{2}\Delta\theta}^* v \sin \theta F_{\frac{1}{2}\Delta\lambda}^* - F\delta_{\frac{1}{2}\Delta\theta}^* v \sin \theta_{\frac{1}{2}\Delta\lambda}^*]_{i,j,k}; \quad (30)$$

整理后得

$$\begin{aligned} [L_1(F) + L_2(F)]_{i,j,k} = & \frac{1}{2a \sin \theta_j} \left[\left(\frac{u_{i+\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^*}{\Delta \lambda} + \frac{v_{i+\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^* \sin \theta_{j+\frac{1}{4}}}{\Delta \theta} \right) F_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}} \right. \\ & - \left(\frac{u_{i-\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^*}{\Delta \lambda} + \frac{v_{i-\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^* \sin \theta_{j-\frac{1}{4}}}{\Delta \theta} \right) F_{i-\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}} \\ & + \left(\frac{u_{i+\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^*}{\Delta \lambda} - \frac{v_{i+\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^* \sin \theta_{j-\frac{1}{4}}}{\Delta \theta} \right) F_{i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}} \\ & \left. - \left(\frac{u_{i-\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^*}{\Delta \lambda} - \frac{v_{i-\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^* \sin \theta_{j+\frac{1}{4}}}{\Delta \theta} \right) F_{i-\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}} \right] k, \quad (31) \end{aligned}$$

若 F 表示 U 或 V , 则

$$\begin{cases} u_{i+\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}}); & v_{i+\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(v_{i,j} + v_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}}), \\ u_{i-\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{i-\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}}); & v_{i-\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(v_{i,j} + v_{i-\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}}), \\ u_{i+\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}}); & v_{i+\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(v_{i,j} + v_{i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}}), \\ u_{i-\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{i-\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}}); & v_{i-\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(v_{i,j} + v_{i-\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}}). \end{cases} \quad (31)'$$

若 F 表示 Π , 则

$$\begin{cases} u_{i+\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(u_{i+\frac{1}{2}, j} + u_{i, j+\frac{1}{2}}); & v_{i+\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(v_{i+\frac{1}{2}, j} + v_{i, j+\frac{1}{2}}), \\ u_{i-\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(u_{i-\frac{1}{2}, j} + u_{i, j-\frac{1}{2}}); & v_{i-\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(v_{i-\frac{1}{2}, j} + v_{i, j-\frac{1}{2}}), \\ u_{i+\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(u_{i+\frac{1}{2}, j} + u_{i, j-\frac{1}{2}}); & v_{i+\frac{1}{4}, j-\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(v_{i+\frac{1}{2}, j} + v_{i, j-\frac{1}{2}}), \\ u_{i-\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(u_{i-\frac{1}{2}, j} + u_{i, j+\frac{1}{2}}); & v_{i-\frac{1}{4}, j+\frac{1}{4}}^* = \frac{1}{2}(v_{i-\frac{1}{2}, j} + v_{i, j+\frac{1}{2}}). \end{cases} \quad (31)''$$

2) 垂直平流差分格式

$$[L_3(F)]_{i,j,k} = \frac{1}{2\Delta\eta_k} [2\delta_\eta(\tilde{\eta}F^\eta) - F\delta_\eta(\tilde{\eta})]_{i,j,k}. \quad (32)$$

若 F 表示 U 或 V , 则 $\tilde{\eta} = \eta^+$; 若 F 表示 Π , 则 $\tilde{\eta} = \eta$, 其中

$$F_{i,j}^+ \equiv \frac{1}{2}(\bar{F}_{i,j}^+ + \bar{F}_{i,j}^0) \quad (33)$$

3) 动能、位能相互转换项的差分格式

$$\begin{cases} [P_x]_{i,j,k} = \frac{1}{a\sin\theta_j\Delta\lambda} [\dot{P}\delta_\lambda\bar{\Phi}^\eta]_{i,j,k} + \frac{C_0}{a\sin\theta_j\Delta\lambda} [(\overline{S\Pi})\delta_\lambda\ln P^2]_{i,j,k} \\ [P_y]_{i,j,k} = \frac{1}{a\Delta\theta} [\dot{P}\delta_\theta\bar{\Phi}^\eta]_{i,j,k} + \frac{C_0}{a\Delta\theta} [(\overline{S\Pi})\delta_\theta\ln P^2]_{i,j,k} \end{cases}, \quad (34)$$

$$\begin{cases} [\Omega^{(1)}]_{i,j,k} = -\sum_{l=1}^k [D_{xy}]_{i,j, l-\frac{1}{2}\Delta\eta_l-\frac{1}{2}\eta}; & [D_{xy}]_{i,j, 0} \equiv 0 \\ [\Omega^{(2)}]_{i,j,k} = \frac{1}{a\sin\theta_j} \left[\frac{1}{\Delta\lambda} (U\delta_\lambda\ln P^2) + \frac{1}{\Delta\theta} (V\sin\theta\delta_\theta\ln P^2) \right]_{i,j,k} \end{cases} \quad (35)$$

4) 质量散度差分格式

考虑到 A、B、E 网格都存在着对纯重力波方程的波解分离问题^[11], E 网格可以理解为两个 C 网格对角平移一半对角线的叠加, 当纯重力波方程在 E 网格变量分布下采用空间中央差分, 这两个子 C 网格的解相互独立, 从而产生虚假的二倍格距波。Janjic(1979)^[11]通过结合 45° 坐标旋转求得的气压梯度力散度和常法计算的气压梯度力散度之差修正质量散度差分解决了这个问题, 但这种方法只适用于方形 E 网格, 不便于一般的矩形 E 网格和球坐标 E 网格。在本模式中, 我们用半格距沿网格线的气压梯度力散度代替他的沿对角线的气压梯度力散度, 解决了一般性的问题。

记 P_x 、 P_y 为分量的散度为 D_P 。用下角标“+”和“×”分别表示按正常的整格距差分计算和按半格距差分计算。修正后的散度差分方案为

$$[D_{xy}^*]_{i,j,k} = [D_{xy}]_{i,j,k} + \Delta t \cdot \alpha([D_{P+}]_{i,j,k} - [D_{P\times}]_{i,j,k}), \quad (0 < \alpha < 1), \quad (36)$$

其中

$$[D_{xy}]_{i,j,k} = \frac{1}{a \sin \theta_j} \left[\frac{1}{\Delta \lambda} \delta_\lambda (\dot{P} U) + \frac{1}{\Delta \theta} \delta_\theta (\dot{P} V \sin \theta) \right]_{i,j,k}, \quad (37)$$

$$[D_{P+}]_{i,j,k} = \frac{1}{a \sin \theta_j \Delta \lambda} ([P_x]_{i+\frac{1}{2},j,k} - [P_x]_{i-\frac{1}{2},j,k}) + \frac{1}{a \Delta \theta} ([P_y]_{i,j+\frac{1}{2},k} - [P_y]_{i,j-\frac{1}{2},k}), \quad (38)$$

式中的 $[P_x]_{i,j,k}$ 和 $[P_y]_{i,j,k}$ 见(34)式.

$$[D_{P \times}]_{i,j,k} = [D_{P1}]_{i,j,k} + [D_{P2}]_{i,j,k}, \quad (39)$$

$$\begin{aligned} [D_{P1}]_{i,j,k} = & [(P_{i,j} + \bar{P}_{i+\frac{1}{2},j}^0)(\bar{\Phi}_{i+\frac{1}{2},j}^\theta - \Phi_{i,j}) - (P_{i,j} + \bar{P}_{i-\frac{1}{2},j}^0) \\ & (\Phi_{i,j} - \bar{\Phi}_{i-\frac{1}{2},j}^\theta)][0.5 \cdot (a \sin \theta_j \Delta \lambda)^{-2}] \\ & + [(P_{i,j} + \bar{P}_{i,j+\frac{1}{2}}^\lambda) \frac{\sin \theta_j + \sin_{j+\frac{1}{2}}}{\sin \theta_j} (\bar{\Phi}_{i,j+\frac{1}{2}}^\lambda - \Phi_{i,j}) \\ & - (P_{i,j} + \bar{P}_{i,j-\frac{1}{2}}^\lambda) \frac{\sin \theta_j + \sin_{j-\frac{1}{2}}}{\sin \theta_j} (\Phi_{i,j} - \bar{\Phi}_{i,j-\frac{1}{2}}^\lambda)](a \Delta \theta)^{-2}. \end{aligned} \quad (40)$$

记 $\Pi_s = S \cdot \Pi$; $P_e = \ln P^2$

$$\begin{aligned} [D_{P2}]_{i,j,k} = & [(\Pi_{s,i,j} + \bar{\Pi}_{s,i+\frac{1}{2},j})(\bar{P}_e \bar{\theta}_{i+\frac{1}{2},j} - P_{e,i,j}) - (\Pi_{s,i,j} + \bar{\Pi}_{s,i-\frac{1}{2},j}^\theta) \\ & (P_{e,i,j} - \bar{P}_e \bar{\theta}_{i-\frac{1}{2},j}^\theta)][0.5 \cdot (a \sin \theta_j \Delta \lambda)^{-2}] \\ & + [(\Pi_{s,i,j} + \bar{\Pi}_{s,i,j+\frac{1}{2}}) \frac{\sin \theta_j + \sin_{j+\frac{1}{2}}}{\sin \theta_j} (\bar{P}_e \bar{\theta}_{i,j+\frac{1}{2}} - P_{e,i,j}) \\ & - (\Pi_{s,i,j} + \bar{\Pi}_{s,i,j-\frac{1}{2}}) \frac{\sin \theta_j + \sin_{j-\frac{1}{2}}}{\sin \theta_j} (P_{e,i,j} - \bar{P}_e \bar{\theta}_{i,j-\frac{1}{2}})](a \Delta \theta)^{-2}. \end{aligned} \quad (41)$$

5) 诊断量的计算

$\dot{\eta}$ 的计算:

结合(5)式可得

$$\int_{\eta_2}^{\eta_1} \left[-\frac{1}{\eta_s} \int_0^{\eta_s} D_{xy} d\eta + D_{xy} \right] d\eta = P^2 (\dot{\eta}_2 - \dot{\eta}_1). \quad (42)$$

由(42)式和(7)式可得 $\dot{\eta}$ 的计算格式:

$$\begin{cases} \dot{\eta}_{i,j,\frac{1}{2}} = \dot{\eta}_{i,j,k_s+\frac{1}{2}} = 0, \\ P_{i,j}^2 \delta_\eta \dot{\eta}_k + \Delta \eta_k \left([D_{xy}]_{i,j,k} - \frac{1}{\eta_s} \sum_{l=1}^{k_s} [D_{xy}]_{i,j,l} \Delta \eta_l \right) = 0. \end{cases} \quad (43)$$

Φ 的计算:

由(6)式和《数值天气预报的数学物理基础》第一卷^[12]中的(1.168)式,并考虑到应充分保留初始场信息,保持起始积分与中间积分的一致性,位势高度 Φ 的计算格式设计如下:

$$\begin{cases} \Phi_{i,j,k_s+\frac{1}{2}}^{n+1} = \Phi_{i,j,k_s+\frac{1}{2}}^n + (R \frac{\tilde{T}_s}{\tilde{p}_s} \Delta_i p_s)_{i,j} \\ \frac{1}{\Delta \eta_k} (\delta_\eta \Phi)_{i,j,k} = -\frac{C_0}{\eta_k} (\frac{S\Pi}{P})_{i,j,k} + [R_\Phi^{(0)}]_{i,j,k} \end{cases} \quad (44)$$

其中, $\tilde{T}_s$, $\tilde{p}_s$ 分别是标准层结大气的地面温度和地面气压; $p'_s = p_s - \tilde{p}_s$; 上角标 n 表示积分的时步; $\Delta_i p_s \equiv p_s^{n+1} - p_s^n$; $[R_\Phi^{(0)}]_{i,j,k} = [\frac{1}{\Delta \eta_k} (\delta_\eta \Phi)_{i,j,k} + \frac{C_0}{\eta_k} (\frac{S\Pi}{P})_{i,j,k}]_{t=0}$ 表示初始场的差分静力平衡误差。

6) 扩散项的差分格式

为了使水平扩散项差分格式涉及到所有周围邻点的不均匀性, 类似于前一章中对平流差分格式和质量水平辐合辐散修正差分格式的处理, 我们用整格距水平扩散差分 and 半格距水平扩散差分的加权平均来构造水平扩散的差分格式。

记 $\Delta' F = \nabla \cdot (G \nabla F)$, 下面给出计算 $\Delta' F$ 的整格距和半格距差分格式 $\Delta'_+ F$ 和 $\Delta'_\times F$:

$$\begin{aligned} \Delta'_+ F_{i,j} = & (\tilde{G}_{i+\frac{1}{2},j} \cdot \delta_\lambda F_{i+\frac{1}{2},j} - \tilde{G}_{i-\frac{1}{2},j} \cdot \delta_\lambda F_{i-\frac{1}{2},j}) \cdot (a \sin \theta_j \cdot \Delta \lambda)^{-2} \\ & + (\tilde{G}_{i,j+\frac{1}{2}} \frac{\sin \theta_j + \frac{1}{2}}{\sin \theta_j} \delta_\theta F_{i,j+\frac{1}{2}} - \tilde{G}_{i,j-\frac{1}{2}} \frac{\sin \theta_j - \frac{1}{2}}{\sin \theta_j} \delta_\theta F_{i,j-\frac{1}{2}}) \cdot (a \Delta \theta)^{-2}, \end{aligned} \quad (45)$$

$$\begin{aligned} \Delta'_\times F_{i,j} = & [\tilde{G}_{i+\frac{1}{4},j} \cdot (\bar{F}_{i+\frac{1}{2},j}^\theta - F_{i,j}) - \tilde{G}_{i-\frac{1}{4},j} \cdot (F_{i,j} - \bar{F}_{i-\frac{1}{2},j}^\theta)] \\ & \times (0.5 a \sin \theta_j \Delta \lambda)^{-2} + [\tilde{G}_{i,j+\frac{1}{4}} \cdot \frac{\sin \theta_j + \sin \theta_{j+\frac{1}{2}}}{2 \sin \theta_j} (\bar{F}_{i,j+\frac{1}{2}}^\lambda - F_{i,j}) \\ & - \tilde{G}_{i,j-\frac{1}{4}} \cdot \frac{\sin \theta_j + \sin \theta_{j-\frac{1}{2}}}{2 \sin \theta_j} (F_{i,j} - \bar{F}_{i,j-\frac{1}{2}}^\lambda)] \cdot (0.5 a \Delta \theta)^{-2}. \end{aligned} \quad (46)$$

其中, 如果 F 代表 T 或 q , 则 G 在格点上的分布与 F 重合, 且

$$\begin{aligned} \tilde{G}_{i+\frac{1}{2},j} &= \bar{G}_{i+\frac{1}{2},j}^\star; & \tilde{G}_{i-\frac{1}{2},j} &= \bar{G}_{i-\frac{1}{2},j}^\star; \\ \tilde{G}_{i,j+\frac{1}{2}} &= \bar{G}_{i,j+\frac{1}{2}}^\star; & \tilde{G}_{i,j-\frac{1}{2}} &= \bar{G}_{i,j-\frac{1}{2}}^\star; \\ \tilde{G}_{i+\frac{1}{4},j} &= 0.5(G_{i,j} + \bar{G}_{i+\frac{1}{2},j}^\theta); & \tilde{G}_{i-\frac{1}{4},j} &= 0.5(G_{i,j} + \bar{G}_{i-\frac{1}{2},j}^\theta); \\ \tilde{G}_{i,j+\frac{1}{4}} &= 0.5(G_{i,j} + \bar{G}_{i,j+\frac{1}{2}}^\lambda); & \tilde{G}_{i,j-\frac{1}{4}} &= 0.5(G_{i,j} + \bar{G}_{i,j-\frac{1}{2}}^\lambda). \end{aligned}$$

如果 F 代表 u 或 v , 则 G 在格点上的分布与 F 交错, 且:

$$\begin{aligned} \tilde{G}_{i+\frac{1}{2},j} &= G_{i+\frac{1}{2},j}; & \tilde{G}_{i-\frac{1}{2},j} &= G_{i-\frac{1}{2},j}; \\ \tilde{G}_{i,j+\frac{1}{2}} &= G_{i,j+\frac{1}{2}}; & \tilde{G}_{i,j-\frac{1}{2}} &= G_{i,j-\frac{1}{2}}; \\ \tilde{G}_{i+\frac{1}{4},j} &= 0.5(G_{i+\frac{1}{2},j} + \bar{G}_{i,j}^\theta); & \tilde{G}_{i-\frac{1}{4},j} &= 0.5(G_{i-\frac{1}{2},j} + \bar{G}_{i,j}^\theta); \end{aligned}$$

$$\tilde{G}_{ij+\frac{1}{4}} = 0.5(G_{ij+\frac{1}{2}} + \bar{G}_{ij}^1); \quad \tilde{G}_{ij-\frac{1}{4}} = 0.5(G_{ij-\frac{1}{2}} + \bar{G}_{ij}^1).$$

垂直扩散的空间差分格式取中央差 (具体格式见下节)。

可以证明, 当不考虑方程(1)~(7)中的源汇项时, 上述空间差分格式在一定的边界条件下, 保留了原微分方程组的下列性质: (1) 总质量守恒; (2) 非线性平流不破坏能量守恒; (3) Coriolis 力单点不作功; (4) 由 η 坐标面倾斜所出现的气压梯度力修正项产生的动能与绝热修正项产生的位能相抵消 (在原微分方程是单点性质, 而这里是整体性质); (5) 总有效能量守恒。

3. 时间积分方案

选取时间差分格式一般要考虑到下面几个因素: 首先当然是格式的稳定性问题, 这是每个模式必须要考虑的; 其次是选取计算量小的差分方案, 这对象计算机条件不是很好的我国, 这个问题也是每个模式设计者应该考虑的; 再就是差分格式应尽可能保持原方程的整体性质, 尤其是能量守恒性质, 这对需进行长时期积分的全球模式显得更为重要。由于本文所建立的是一个短期预报模式, 我们着重考虑的是前两个因素。

分解算法^[13-15]除了节省计算时间外, 更主要的是为方程组中不同部分选用各自的差分格式提供了方便。参照图 2, 本模式的时间积分方案采用了下述步骤的分解方案。

(1) 以 Δt_1 为时间积分步长, 对适应过程积分一步, 差分方案采用 Mesinger^[16]的经济格式, 不考虑散度修正; (2) 同 (1), 但考虑了散度修正方案; (3) 重复 (1) 和 (2); (4) 以 Δt_2 为时间积分步长, 对平流、扩散过程积分一步, 差分方案采用条件稳定的前差格式, 然后再计算大尺度凝结过程和对流调整及对流降水 (具体方案见下节); (5) 重复 (1)~(4); (6) 以 Δt_3 为时间积分步长, 计算垂直通量输送, 其计算方案为

$$\frac{1}{\rho} \frac{F_k^{n+1} - F_k^n}{\Delta t} = (K_{z,k-\frac{1}{2}} \frac{F_{k-1}^n - F_k^{n+1}}{z_{k-1} - z_k} - K_{z,k+\frac{1}{2}} \frac{F_k^{n+1} - F_{k+1}^n}{z_k - z_{k+1}})(z_{k-\frac{1}{2}} - z_{k+\frac{1}{2}}). \quad (47)$$

对模式最高层取 $K_{z,k-\frac{1}{2}} = 0$ 。

对模式最低层的计算方案是:

$$\frac{1}{\rho} \frac{F_{K_s}^{n+1} - F_{K_s}^n}{\Delta t} = (K_{z,K_s-\frac{1}{2}} \frac{F_{K_s-1}^n - F_{K_s}^{n+1}}{z_{K_s-1} - z_{K_s}} - K_D \frac{F_{K_s}^{n+1} - F_s^n}{z_{K_s} - z_s})(z_{K_s-\frac{1}{2}} - 0.5z_{K_s}). \quad (48)$$

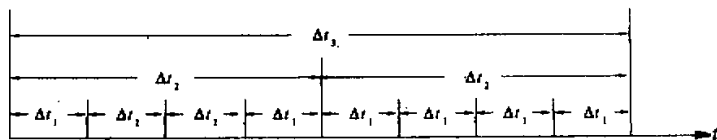


图2 模式中时间积分的分解步骤

往后循环重复 (1) — (6), 其中 $\Delta t_3 = 2\Delta t_2 = 8\Delta t_1$ 。

四、水汽凝结和降水

1. 大尺度凝结降水

假设在完成一个时步 Δt 的动力框架积分后, 各网格点上的温度和水汽混合比分别是 T 和 q , 从模式最上层向下, 直到模式最低层, 判断是否出现过饱和状态, 如果某点 (不妨设在第 k 层上) 出现: $q_k > q_s(T_k, p_k)$ (其中下标 S 表示饱和状态) 则发生水汽凝结, 调整这种过饱和状态到饱和状态, 该点调整后的温度为 $T_k + \Delta T_k$, 水汽混合比为 $q_s(T_k + \Delta T_k, p_k)$ 。大尺度凝结量为

$$\begin{aligned} \Delta t \cdot \dot{P}_L &= \Delta q_k = [q_k - q_s(T_k + \Delta T_k, p_k)] \\ &= [q_k - q_s(T_k, p_k)] \cdot \left[1 + \frac{L^2}{C_p R_v T_k^2} q_s(T_k, p_k)\right]^{-1}. \end{aligned} \quad (49)$$

如果 k 层不是模式的最低层 (K_s), 该模式中假设 k 层所凝结的液态水全部在 $k+1$ 层中被蒸发, 然后再考查 $k+1$ 层是否出现过饱和状况, 如果仍有 $q_{k+1} > q_{k+1}(T_{k+1}, p_{k+1})$, 则重复上述过程。

如果 k 层是模式的最低层 (K_s), 则 k 层所凝结的液态水被认为是模式降水:

$$\Delta p_L = \Delta q_k \cdot \Delta p_k \cdot g^{-1}. \quad (50)$$

2. 对流调整和降水

本模式的对流参数化方案是以 Betts 方案^[17]为基础而设计的调整方案, 这种方案计算量小, 物理图象清楚。其基本思想是: 在对流区存在着特征的温湿结构 (通常并不是 Manable 方案中的湿绝热结构)。当判断有对流活动时, 对流调整使得大气的温湿结构向着这种特征结构调整。

对模式中从地面到 500hPa 各模式层逐层 (k) 进行如下判断: a. 水汽耦合且相对湿度大于某临界值; b. 气块从第 k 层绝热上升, 至少在开始三层内有二层保持正浮力。当条件 a 和 b 都满足时, 考虑该网格点范围内有积云活动, 云底定义在第 k 层上。当气块在继续湿绝热上升时连续两层出现负浮力, 就把云顶定义在最上面的正浮力层。如果积云对流穿过三个以上模式层, 则认为这是深对流, 否则就认为是浅对流。

严格地说, 积云对流区的特征结构应建立在大量的观测试验的基础上。由于没有做这些具体工作, 本模式的特征结构是参照 Betts 的热带试验结果得到的。

如果云内的温度和湿度分别以 (T_k^c) 和 (q_k^c) 表示, 则对流调整的凝结率为

$$\dot{P}_C = \frac{q_k^c - q}{\tau_c}, \quad (51)$$

其中, τ_c 代表云的消时间。

深厚对流所产生的对流降水率为

$$p_c = \frac{\partial p_c}{\partial t} = \int_{p_{K_B}}^{p_{K_T}} \frac{q^c - q}{\tau} \cdot \frac{dp}{g} = -\frac{C_p}{L} \int_{p_{K_B}}^{p_{K_T}} \frac{T_c - T}{\tau} \cdot \frac{dp}{g}, \quad (52)$$

其中, K_T 和 K_B 分别表示云顶和云底。

五、边界层的计算

行星边界层是大气中的一个主要的能量源和动量汇, 它在自由大气和地球表面之间的动量、热量和水汽的交换中起极为重要的作用, 对天气系统的演变有很大影响。而对数值预报模式来说, 边界层中发生的这些物理过程, 是所谓的次网格的小尺度过程。也就是说, 需要通过参数化的方法来联系边界层和自由大气间的相互作用。

在本模式中, 一方面考虑到计算量, 再就是对高分辨率的复杂边界层参数化是否真能正确描述边界层的真实过程没有把握, 所用的是简单的整块边界层参数化(Bulk Aerodynamic PBL)。

1. 地面温度的预报方程

地面温度变化取决于地面对长、短波辐射的能量收支和地面的感热、潜热输送。即:

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = I_g - R_g \uparrow + R_g \downarrow - S_g - L_g, \quad (53)$$

其中, C_g 是地球表面的热容量, I_g 是地面净接收的太阳辐射能, 其计算方法参考了 Ghan 等^[18]的考虑, 当大气中有云存在时, 为了计算方便, 没有细致考虑各层大气中云的层次和云的种类, 而是根据模式中有云层的湿度、厚度, 给出一个整体的反射和吸收系数以考虑它的衰减作用; $R_g \uparrow = \sigma T_g^4$ (σ 是波尔兹曼常数)是地表向上的长波辐射; $R_g \downarrow = \alpha \sigma T_g^4 + \beta \sigma \bar{T}^4$ ($\alpha + \beta \leq 1$, $\alpha > 0$, $\beta > 0$, 在无云情况下, $\bar{T}$ 是整层大气的平均温度, 当有云存在时, $\bar{T}$ 是从最低云底到地面的平均大气温度)是地面接收的大气长波辐射; $S_g = \rho_s \cdot C_D \cdot C_p \cdot (T_g - T_s)$, $L_g = \rho_s \cdot C_D \cdot L \cdot (q_g^* - q_s)$ (C_D 是地气相互作用系数; 或拖曳系数; 下标“s”代表地面空气; 上角标“*”代表饱和比湿)分别是地面向上的感热通量和潜热通量。

2. 地表气温和湿度的计算

按通常的假设, 从地表到地面层底部的感热、潜热通量相等于从地面层到混合层的通量。不难得到求解地表大气温度、湿度的方程式:

$$T_s = \left(C_D T_g + \frac{K_D}{\Delta z_{PBL}} T_{K_1} \left(\frac{p_s}{p_{K_1}} \right)^{\frac{R}{p_{K_1}}} \right) \left(C_D + \frac{K_D}{\Delta z_{PBL}} \right)^{-1}, \quad (54)$$

$$q_s = \left(C_D q_g^* + \frac{K_D}{\Delta z_{PBL}} q_{K_1} \right) \left(C_D + \frac{K_D}{\Delta z_{PBL}} \right)^{-1}, \quad (55)$$

其中, γ_c 是温度递减率, 在本模式中, γ_c 取干、湿绝热递减率的加权平均。

3. 地面风场的计算

在地面, 由于湍流应力和 Coriolis 力同等重要, 空气运动不是象自由大气那样处于 Coriolis 力和气压梯度力的准平衡作用状态, 而是 Coriolis 力、气压梯度力和湍流应力的三力准平衡作用, 从而形成了地面到自由大气的风的垂直分布是近似的 Ekman 螺旋线。也就是说, 在北半球相对于摩擦层顶的自由大气的风, 不仅地面风速小于自由大气的风, 而且地面风向偏向自由大气风向的左侧, 或低压一侧。基于上面的考虑, 在本模式中, 参考 Corby(1972)^[9]的方法, 地面风的参数化方案取如下形式:

$$u_s = \beta(u_K \cos \alpha - v_K \sin \alpha), \quad (56)$$

$$v_s = \beta(v_K \cos \alpha + u_K \sin \alpha), \quad (57)$$

其中, $0 < \beta < 1$, α 是地面风对模式最低层风的方向偏角, u_K 和 v_K 分别是模式最低层风的纬向分量和经向分量。

六、对十个“雅安天漏”个例的数值预报试验

1. 用于试报雅安天漏的模式参数

模式范围: 取为 90°E — 120°E , 20°N — 40°N 。

模式分辨率: 对 E 网格的两个子 C 网格来说, 它的水平分辨率是 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的经纬格点, 实际 E 网格模式的水平分辨率约为 80 km。在垂直方向, 模式顶取为 100hPa, 即只研究对流层范围, 从海平面到模式层顶按 η 坐标等分为 8 层。

地形处理: 由于该模式的垂直坐标选用的是 η 坐标, 故模式地形需以台阶状出现。为此, 我们根据原始 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 经纬格点地形资料, 构造出了台阶地形。

模式侧边界条件: 在预报区域第一圈边界($i = 0, I + \frac{3}{2}; j = 0, J$)上, 高度场和法向速度场取为固定; 而对切向速度, 当法向速度指向区域外时用梯度外推, 否则仍取作固定值。由于 E 网格的特殊变量分布, 还需要第二圈边界条件。在模式计算中, 第二圈边界($i = \frac{1}{2}, I + 1; j = \frac{1}{2}, J - \frac{1}{2}$)上的所有变量值均通过四点平均获得。

地形内边界条件: 在选择了 η 坐标作为模式的垂直坐标后, 由于地形穿越坐标面, 在模式内部形成了地形侧边界条件。由于在地形边界上只分布有速度点。在现在的模式计算中, 地形边界条件只简单地取速度恒为零。

2. 试验个例

我们在 1981 年到 1989 年的 6 月底到 8 月底的雅安暴雨个例中, 选取了 10 个个例作为我们的研究对象。其中, 6 个是与较大范围的川西暴雨同时发生的, 4 个是较典型的“天漏”。为了后面的讨论方便, 现将这 10 个“天漏”个例按表 1 分别给出简称。

表 1 个例简称

简称	起始时间(世界时)	终止时间(世界时)
CY1	1981 年 7 月 13 日 0 时	1981 年 7 月 14 日 0 时
CY2	1981 年 7 月 19 日 0 时	1981 年 7 月 20 日 0 时
CY3	1983 年 8 月 15 日 0 时	1983 年 8 月 16 日 0 时
CY4	1984 年 8 月 26 日 0 时	1984 年 8 月 27 日 0 时
CY5	1985 年 7 月 27 日 0 时	1985 年 7 月 28 日 0 时
CY6	1987 年 6 月 25 日 0 时	1987 年 6 月 26 日 0 时
CY7	1988 年 7 月 01 日 0 时	1988 年 7 月 02 日 0 时
CY8	1988 年 7 月 19 日 0 时	1988 年 7 月 20 日 0 时
CY9	1988 年 7 月 25 日 0 时	1988 年 7 月 26 日 0 时
CY10	1989 年 7 月 25 日 0 时	1989 年 7 月 26 日 0 时

个例的天气分析资料取自欧洲中心的全球分析资料, 其水平分辨率为 2.5° , 垂直方向分 7 层 (100hPa、200 hPa、300 hPa、500 hPa、700 hPa、850hPa、1000 hPa), 模式的初始场是由这样的资料插值而得, 先样条插值至水平网格点, 再线性插值至各模式层, 24 小时降水量取自国家气象局整理的逐日全国降水资料。

3. 试报结果及讨论

通过对表 1 中的 10 个“雅安天漏”个例进行了 24 小时数值预报试验, 得到了较满意的结果。表 2 是这 10 个个例降水的 TS (Threat Score) 和 BS (Bias) 评分, 大于 10 mm 和 25 mm 降水的 TS 平均评分分别为 0.41 和 0.32。作为初次试验预报结果是令人满意的。

表 2 降水预报评分

评 分 个 例	降 水 量 标 准		≥ 10 mm		≥ 25 mm		≥ 50 mm	
			TS	BS	TS	BS	TS	BS
CY1			0.51	1.01	0.39	1.07	0.44	1.19
CY2			0.27	1.56	0.39	1.87	0.25	0.67
CY3			0.26	2.65	0.18	3.95	0.02	5.50
CY4			0.31	0.94	0.11	1.95	0.00	0.00
CY5			0.57	1.37	0.42	1.52	0.05	1.87
CY6			0.46	0.77	0.44	0.98	0.09	1.54
CY7			0.47	0.80	0.34	1.17	0.14	1.68
CY8			0.34	0.61	0.13	1.00	0.00	0.00
CY9			0.44	1.57	0.35	1.64	0.05	2.00
CY10			0.50	0.71	0.40	1.27	0.15	2.31

限于篇幅, 下面只给出个例 CY1、CY2、CY5 和 CY6 的降水预报结果和实况。

个例 CY1 是著名的四川“81.7”特大暴雨, 我们已对这次过程的 7 月 11 日—12 日; 12 日—13 日; 13 日—14 日分别作了 24 小时预报试验, 降水预报结果都是令人满意的, 11 日—12 日, 雅安附近几乎无雨, 预报结果也是如此。12 日—13 日和 13 日—14 日是这次过程的主要降水时间, 24 小时降水报和实况也非常相近, 图 3a 和 3b 分别给出了最后一天 (13 日—14 日) 的 24 小时降水实况和预报。由图可见, 降水范围和主要降水中心与实况都非常接近。大于 50mm 的 TS 评分达到 0.44。

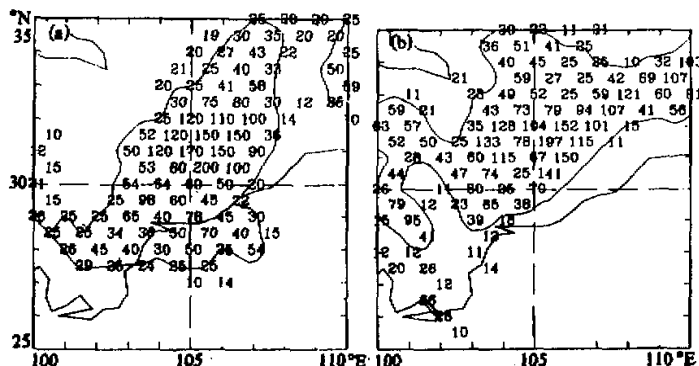


图 3 个例 CY1 的 24 小时降水

(a) 实况; (b) 预报。图中实线是 25mm 降水等值线(下同)

个例 CY2 是一个典型的“雅安天漏”个例, 降水的空间范围小, 影响降水的系统不明显。按彭贵康等^[1]对产生“雅安天漏”的大尺度环流分类, 这也是一次典型的副高边缘、西风短波槽触发的暴雨过程, 也是造成“雅安天漏”最多的天气过程。图 4a 和 4b 分别给出了这个过程的 24 小时降水实况和预报。比较此图可见, 无论是降水范围还是

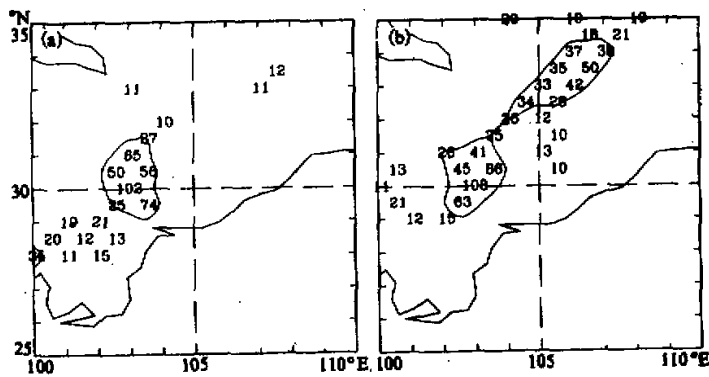


图 4 个例 CY2 的 24 小时降水

(a) 实况; (b) 预报

降水量, 对雅安及其附近的降水预报是非常成功的, 不理想的是在 (33°N , 106°E) 附近空报了一片雨区。

个例 CY5 也属典型的“雅安天漏”个例, 但与个例 CY2 不同的是, 虽然在雅安附近的降水范围很小, 但在图示范围的北部区域有大片低槽降水区 (图 5a)。模式降水预报结果虽不令人满意, 但还算成功。我们基本报出了雅安降水与低槽主体降水是分开的, 且在雅安附近的降水基本上达到了暴雨级别。

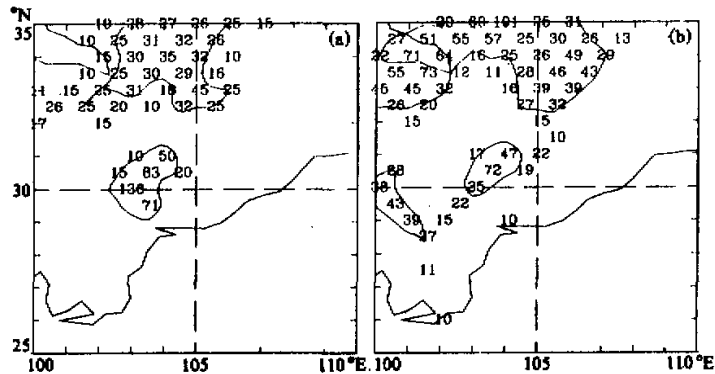


图5 个例 CY5 的 24 小时降水
(a) 实况; (b) 预报

个例 CY6 与 CY1 一样是与较大范围川西暴雨同时发生的天漏个例。不过产生降水的天气系统较弱, 整个对流层风速不大, 500 hPa 以下为弱的低槽控制, 24 小时内的天气形势变化不大。但模式还是较好地预报了 24 小时的降水。图 6a 和图 6b 是这次降水的实况和预报, 降水范围十分相似, 由表 2 可知, 大于 10 mm 的 TS 评分为 0.46, 特别是大于 25 mm 的 TS 评分也达到了 0.44。这次降水的最大中心不在雅安, 而在成都

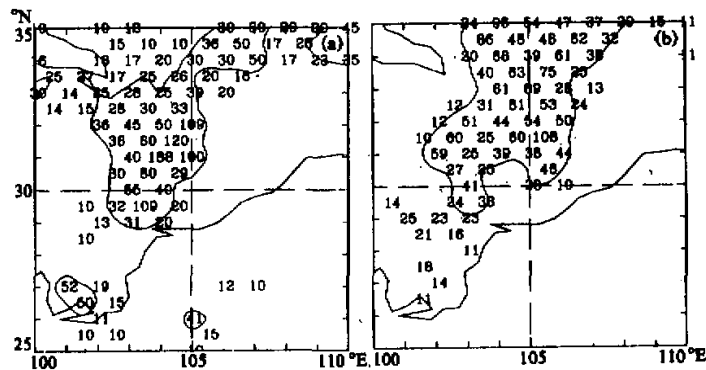


图6 个例 CY6 的 24 小时降水
(a) 实况; (b) 预报

附近, 预报降水的最大中心约在它的东部 150 km 处。雅安实际降水是 55 mm, 预报为 41 mm。另外, 需要说明的是, 实况降水在雅安的东南格点有一个 109 mm 的降水中心, 这可能是峨眉山的局地地形作用所致, 而由于目前我们的模式分辨率较低, 还不能将峨眉山包括在模式地形里。这个问题在其他个例预报中也存在。

参 考 文 献

- [1] 彭贵康、柴复新、曾庆存、宇如聪, 1994, “雅安天漏”研究, I: 天气分析部分, 大气科学, 18, No.4, 466—475.
- [2] Mesinger, F. and Janjic, Z. I., 1985, Problems and numerical methods of the incorporation of mountains in atmospheric models, *Lectures in Applied Mathematics*, 22, 81—118.
- [3] Mesinger, F., 1983, A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models, *Riv. Meteor. Aeronautica*, 43.
- [4] 曾庆存、袁重光、张学洪、包宁, 1985, 一个大气环流模式差分格式的检验, 气象学报, 43, No.4.
- [5] Zeng Q.-C., Yuan C.-G., Zhang X.-H., Liang X.-Z. and Bao N., 1986, A global grid point general circulation model, Short and Medium Range Numerical Weather Prediction, Collection of Papers Presented at the WMO/IUGGNWP Symposium, Tokyo, 4–8 August 1986, edited by Matsuno.
- [6] 曾庆存、张学洪, 1981, 完全保持能量守恒的可压缩流体时空差分格式和协调的分解算法, 中国科学, 第 11 期.
- [7] 曾庆存、季仲贞, 1981, 关于非线性计算稳定性的若干问题, 力学学报, 第 3 期.
- [8] 宇如聪, 1994, E 网格变量分布下差分格式的性质, 大气科学, 18, No.2, 152—162.
- [9] 宇如聪, 1992, 考虑陡峭地形的有限区域数值预报模式的设计及其对雅安天漏的数值预报试验, 博士学位论文, 中国科学院大气物理研究所.
- [10] Janjic, Z. I., 1977, Pressure gradient force and advection scheme used for forecasting with steep and small scale topography, *Contrib. Atmospheric Phys.*, 50, 186—199.
- [11] Janjic, Z. I., 1979, Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in σ coordinate models, *Contrib. Atmos. phys.*, 52, 69—84.
- [12] 曾庆存, 1979, 《数值天气预报的数学物理基础》, 第一卷, 科学出版社.
- [13] 曾庆存, 1963, 大气中的适应过程和发展过程, (二) 非线性问题, 气象学报, 33, No.3.
- [14] 陈秋士, 1963, 简单斜压大气中热成风的建立和破坏, (二), 气象学报, 33, No.2.
- [15] Marchuk, G. I., 1974, *Numerical Methods in Weather Prediction*, New York, Academic Press. (Russian edition 1967).
- [16] Mesinger, F., 1977, Forward-backward scheme, and its use in a limited area model, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 50, 200—210.
- [17] Betts, A. K., 1986, A new convective adjustment scheme. Part 1: Observational and theoretical basis, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 112, 677—691.
- [18] Ghan, S. J., Lingaas, J. W., Schlesinger, M. E., Mobley, R. L. and Gates, W. L., 1982, A documentation of the OSU two-level atmospheric general circulation model, Report No.35, Climate Research Institute, Oregon State University.
- [19] Corby, G. A., Gilchrist, A. and Newson R. L., 1972, A general circulation model of the atmosphere suitable for long period integrations, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 98, 809—832.

Research on “Ya-An-Tian-Lou” Part II: Numerical Trial-Forecasting

Yu Rucong, Zeng Qingcun

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080*)

Peng Guikang and Chai Fuxin

(*Meteorological Bureau of Ya'an Prefecture, Sichuan Province, Ya'an 625006*)

Abstract

This paper, describes a grid-point limited area model for studying the “Ya-An-Tian-Lou” (YATL), and ten trial-forecasted Ya'an heavy rain cases as well as the results.

The general characteristics of the model dynamical processes are as follows: (1) the basic equations can design a perfectly energy-conservative time-space finite-difference scheme conveniently; (2) uses the departures of temperature and geopotential from their “standards” as predicted variables; (3) vertical coordinate is the step mountain, η coordinate; (4) uses the semi-staggered E grid for the horizontal arrangement of variables; (5) the geopotential and vertical velocity are defined at the interface of the model layers, staggered with wind field and temperature field in the vertical; (6) uses a special technique to prevent grid separation (7) the special technique of “half-grid” finite difference was used to design the difference schemes along the E-grid diagonal; (8) uses the split-explicit time difference; (9) uses the initial information as sufficiently as possible.

The physical processes of the model consists of: (1) large scale precipitation; (2) modified Betts convective adjustment scheme; (3) horizontal and vertical diffusion; (4) a simple Bulk Aerodynamic PBL parameterization scheme.

The trial-forecasted precipitation area and centres are very similar to the observations. The average Threat Scores for the 10 mm and 25 mm threshold are 0.41 and 0.32, respectively.

Key words: numerical weather prediction; precipitous topography; model design; precipitation forecast.