

用10层准拉格朗日有限区域模式 对高原东侧锋生过程的数值模拟

赵思雄

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文对一次引起夏季华北暴雨的锋生过程进行了研究。在诊断分析的基础上,我们采用十层准拉格朗日有限区域模式对此个例进行了48小时的模拟,并对模拟输出结果进行解释与再次诊断。表明:(1)夏季高原东侧有时两支流气流交绥很清楚,温度对比明显,与梅雨锋的情况很不相同,这在夏末尤其如此。这种温度对比区虽比冬季弱,但是,与夏季天气系统的发展及降水是有关系的。(2)模拟结果与实际观测资料是很相似的,再现了两支气流形成切变线的三维结构、移动与演变,并模拟出了在对流层中存在着深厚的24小时变温区;模拟发现,一条东北-西南向的锋生区自西向东移动并加强,最大值集中于华北,其主要贡献来源于锋生函数的变形项;模拟的涡度场再现了北槽南涡的结合以及正涡度最大值区与强锋生区迭加的过程,这有可能预示未来中尺度系统的发展。(3)模拟中放入美国NMC的地形,同时对侧边界方案进行了试验,表明地形与侧边界有重要影响。

关键词: 中尺度;数值预报;锋生。

一、前 言

高原东侧的锋生过程与我国夏季降水有密切的关系。对梅雨锋及其上低压系统的发展已进行了大量的研究,而对西北及华北冷锋过程的研究还不多^[1],且主要集中于冬半年。为了讨论夏季的情况,我们使用了十层准拉格朗日有限区域模式,对高原东侧一次夏季锋生过程进行了数值模拟。

二、模 式

对于欧拉形式的有限区域模式已有过较多的研究^[2-5]。为了避免有限差分计算时可能出现的非线性不稳定,人们对拉格朗日形式的有限区域模式一直很有兴趣^[6-10]。我们在实验中用到的模式基本上保留了Mathur模式框架的主要特点^[11],根据模拟的需要作

了某些修改。在本文中，避开对平流项的差分计算，而是用一步二阶拉格朗日方案进行积分。此方案的特点是考虑加速度的变化（ u, v, θ 等独立变量的加速度的变化）及在一个时间步长内气块随轨迹移动时的平流速度 u, v 。这样作的目的是想对迅速发展的扰动的位相和振幅的预报有所改进。模式只要求满足静力平衡假定。模式的方程组如下：

$$\begin{aligned} \frac{Du}{Dt} = A = & \left[f + v \frac{\partial m}{\partial x} - u \frac{\partial m}{\partial y} \right] v - \sigma \frac{\partial u}{\partial \sigma} - m \frac{\partial \phi}{\partial x} \\ & - m c_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + F u \sigma, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{Dv}{Dt} = B = & - \left[f + v \frac{\partial m}{\partial x} - u \frac{\partial m}{\partial y} \right] u - \sigma \frac{\partial v}{\partial \sigma} - m \frac{\partial \phi}{\partial y} \\ & - m c_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + F v \sigma, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = C = -\sigma \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} + \frac{\theta}{c_p T} H + F_{\theta \sigma}, \quad (3)$$

$$\frac{Dq}{Dt} = D = -\sigma \frac{\partial q}{\partial \sigma} + M + F_{q \sigma}, \quad (4)$$

$$\frac{D \ln P_s}{Dt} = E = -\nabla_{\sigma} \cdot \mathbb{W} - \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma} = -c_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial \sigma}, \quad (6)$$

Poisson 方程是

$$\frac{T}{\theta} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{R/c_p} = \pi.$$

模式中主要的物理过程简述如下：如果预报的混和比超过了饱和的混和比，则有水汽的等压凝结发生；同时由于我们的主要兴趣在试验拉格朗日形式，因而本文只采用了简单的对流参数化的方案，对流引起的凝结潜热释放按 Kuo (1965) 的方法计算。此外，模式中考虑了垂直湍流交换过程。

三、准拉格朗日平流格式

在计算时我们使用二阶精度的有限差分公式。首先对方程(1)—(5)右端的所有的水平差分项作计算。垂直平流项是由它们相应的通量形式计算出来的。在算出了 A, B, C, D 和 E 之后，用一步二阶精度的准拉格朗日格式对模式进行积分，其插值公式为九点拉格朗日内插方案。

我们知道，用 Taylor 级数展开表示出一个随着气块而运动的某种属性的全微分 ΔF ，

可以设计出高阶的拉格朗日格式. 这里, F 可为任意因变量, 它满足方程(1)–(5). Taylor 级数是按 (ξ, η) 的幂次进行展开的. 在我们讨论的问题中, 在 $t - \Delta t$ 时刻位于 $X - \xi, Y - \eta$ 点的一个气块, 在 t 时刻移到 X, Y 点. (见图 1). 这时气块的某种属性 F 的变化 δF 是

$$\delta F = \overline{R} \Delta t \approx F(X, Y, t) - F(X - \xi, Y - \eta, t - \Delta t),$$

这里

$$\frac{DF}{Dt} = R.$$

当气块的属性在随轨迹移动的过程中不变化时, 则对 ξ 和 η 的 Taylor 级数展开是

$$\begin{aligned} F_0 = F(X - \xi, Y - \eta, t - \Delta t) = & F(X, Y, t - \Delta t) - \xi \frac{\partial F}{\partial x} - \eta \frac{\partial F}{\partial y} \\ & + \frac{1}{2!} \left(\xi^2 \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + 2\xi\eta \frac{\partial^2 F}{\partial x \partial y} + \eta^2 \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} \right) \\ & - \frac{1}{3!} \left(\xi^3 \frac{\partial^3 F}{\partial x^3} + 3\xi^2\eta \frac{\partial^3 F}{\partial x^2 \partial y} + 3\xi\eta^2 \frac{\partial^3 F}{\partial x \partial y^2} + \eta^3 \frac{\partial^3 F}{\partial y^3} \right) \\ & + \frac{1}{4!} \left(\xi^4 \frac{\partial^4 F}{\partial x^4} + 4\xi^3\eta \frac{\partial^4 F}{\partial x^3 \partial y} + 6\xi^2\eta^2 \frac{\partial^4 F}{\partial x^2 \partial y^2} \right. \\ & \left. + 4\xi\eta^3 \frac{\partial^4 F}{\partial x \partial y^3} + \eta^4 \frac{\partial^4 F}{\partial y^4} \right), \end{aligned}$$

这里 F_0 代表了在 $X - \xi, Y - \eta, t - \Delta t$ 时的 F 值, 即是 $F(X - \xi, Y - \eta, t - \Delta t)$ 的值. 可以看到上式中采用四阶有限差分计算空间导数, 相当于采用 25 点内插. 为了节省计算量, 本文只取二阶精度, 相当于 9 点内插, 可简化为

$$F(X' = X - \xi, Y' = Y - \eta, t - \Delta t) = \sum_{j=-j-1}^{j=j+1} W_{1,j} F_{1,j},$$

而

$$W_{1,j} = \prod_{\substack{k=j+1 \\ k \neq I}}^{k=j+1} \frac{X' - X_k}{X_I - X_k} \prod_{\substack{l=j-1 \\ l \neq J}}^{l=j+1} \frac{Y' - Y_l}{Y_J - Y_l}.$$

如果 u, v 及 A, B 已知, 则可以求出 ξ 和 η , 并进一步求得 F . 这就是准拉格朗日平流格式.

然而, 需要指出的是, 拉格朗日模式与欧拉形式的模式一样也有稳定性的问题存在. 对于二维的拉格朗日方案其稳定性的判据为:

$$\xi_{i,j} < \Delta X, \quad \eta_{i,j} < \Delta Y,$$

这里 $\xi_{i,j}$ 与 $\eta_{i,j}$ 分别是在一个时间步长之内气块沿 X 和 Y 方向的位移, ΔX 和 ΔY 分别是沿 X 和 Y 方向的空间格距. 我们知道有下列条件存在, 即 $\xi_{i,j} \leq U_{\max} \Delta t$ 及 $\eta_{i,j} \leq \bar{V}_{\max} \Delta t$. 在夏季, 东亚及其邻近地区的个例中, 即使高空, $U_{\max}$ 和 $\bar{V}_{\max}$ 都不超过 50 m/s . 在这样的情况下我们选用 240 s 的时间步长来进行积分, 可完全满足稳定性的要求.

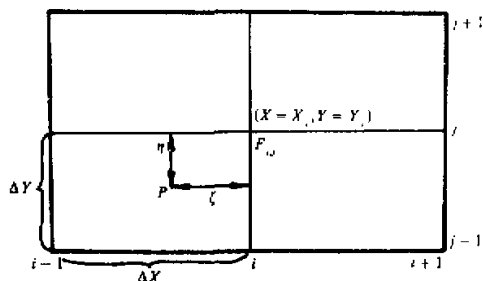


图 1 九点拉格朗日内插方案图

四、试验个例的选择及初值、边值处理方案

我国地处东亚季风区. 夏季, 季风可以输送充足的水汽到中国大陆, 从而造成暴雨. 一般而论, 随着大气环流的季节变化, 雨带自南向北逐渐推移. 就地理分布讲, 出现了三个主要的雨区. 即华南前汛期暴雨, 长江流域梅雨和华北暴雨.

对于梅雨锋及其上的扰动已进行了大量的研究^[12-17], 其主要结果可归纳为在梅雨期间存在着一沿长江中、下游, 自西向东延伸至日本西南部的带状的降水最大值区, 这个雨带相应于梅雨锋区, 在这个锋区上温度梯度相当弱, 而湿度梯度是很强的. 在每日天气图上, 梅雨锋几乎是一个准静止的, 移动缓慢的系统. 应该指出的是, 在七月中旬之后, 华北地区的暴雨与梅雨锋引起的暴雨是很不相同的. 这些暴雨的降水强度大, 且常常是由于冷暖空气之间更活跃的交换所致. 由于华北暴雨可能引起黄河及海河流域的洪水灾害. 60 年代以来已受到人们很大的注意, 进行了大量的天气学的研究^[12, 18]. 但是数值模拟实验方面的研究尚未很好地进行. 尽管, 已对 '758' 的河南特大暴雨进行了数值模拟, 但那是一次台风低压引起的暴雨, 不属于一般的华北暴雨的类型^[19].

本文选用 1981 年 8 月 15 日 00 时 (GMT) 到 17 日 00 时 (GMT) 的资料进行了数值模拟. 资料的范围大体为 $55^{\circ} - 150^{\circ} \text{ E}$ 和 $10^{\circ} - 60^{\circ} \text{ N}$ 的区域. 在东西方向取 79 个格点, 而南北方向取 67 个格点. 水平格距为 90 km (图 2). 为了分析的方便, 我们也作了一部分区域小图, 即只包含中国东部地区以及沿海一带, 同时也分析了图 2 中沿 AB 及 CD 线的垂直剖面. 可以看到西太平洋副热带高压先向西伸展, 雨区维持在中国的西北地区. 此后, 副热带高压东撤, 暴雨发生于华北地区. 在中纬度地区, 500 hPa 盛行纬向气流, 在这支纬向气流上有短波槽东移至华北. 在这种短波槽的后部, 伴有一个 700 hPa 上的大陆小高压亦向东移动. 在这个小高压与西太平洋副热带高压之间, 有一条狭窄的水汽通道, 从中国的西南地区一直延伸至黄河流域. 与此同时, 一支强的西南风带 (即西南低空急流) 也伸向这一区域 (图略).

还要指出的是, 因为美国 NMC 资料的分辨率在水平方向上为 2.5° 个经纬度, 显得粗了些. 为了更好地描写中尺度系统 (至少是要描写好 α 尺度系统) 的特征, 我们并未完全依赖这份资料. 而是尽可能使用所有能收集到的无线电探空资料, 加上 NMC 资料重新进行分析. 其方案与 Anthes^[2] 曾经用过的方法有某些类似之处. 即第一步把

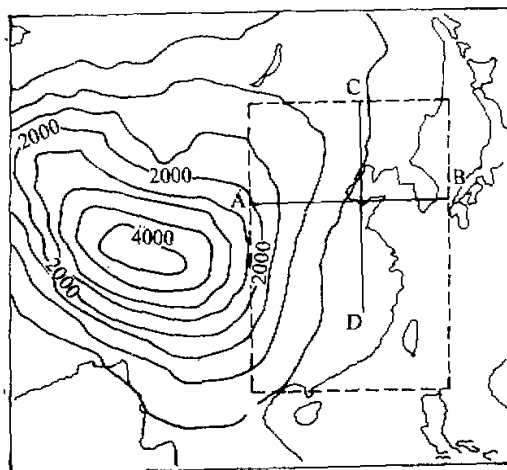


图2 计算区域及地形(间隔: 500 m), 虚线所划出的小区为仔细诊断物理量所用

NMC 的格点资料内插至模式的格点上作为第一猜值, 然后再将测站上的探空资料(包括各特性层)不断地扫描进去, 以修改格点资料分析的结果。在客观分析完成之后, 采用 O' Brien 的方法去掉在垂直方向上散度的平均值。这种处理方法可使模式中的“噪音”有所减小^[20]。在进入模式之前再把这些资料由等压面插至等 σ 面上。在垂直方向上我们采取不均匀分层的方案。十层分别取在 $\sigma=0.979, 0.926, 0.852, 0.704, 0.502, 0.370, 0.310, 0.250, 0.190$ 和 0.081 上。这不但使最下面的两层在边界层中, 而且使对流层中低层的一些层次与标准等压面接近。

由于许多影响中国东部的天气系统都是来自高原及其邻近地区, 而从高原向东移动时, 如果只进行 24 小时的模拟是远远不够的。至少应进行 48 小时的试验。而要进行 48 小时的模拟, 侧边界无疑会对模拟结果产生影响, 试验中我们采用了随时间而变的侧边界条件(在模拟中由观测资料给出)。具体表示如下:

$$\phi^{n+1} = \phi^n + \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) \times \Delta t,$$

这里 ϕ 代表 u, v, θ 和 q 等各个变量。若 $\partial \phi / \partial t = 0$, 则相当于固定侧边界条件。

五、模拟实验的主要结果

我们采用准拉格朗日有限区域模式进行了一系列的实验。本文将集中介绍与高原东侧锋生过程有关的几个方面的结果。

(1) 地形方案的选择是至关重要的。由于试验区域包括了整个东亚的范围, 因而也

就不可避免地要包含整个的青藏高原的地形。比较结果，采用美国 NMC 地形比使用直接由各站高度资料客观分析的地形结果要好，同时也比使用美国海军高分辨率的地形资料的结果要好。在引入地形资料后，为了初值的协调，我们对地面气压重新作了计算，若设 ϕ 是 $\ln p$ 的二次函数，其具体表达式为：

$$\phi(Z) = \phi(\bar{Z}) + A(Z - \bar{Z}) + \frac{B}{2}(Z - \bar{Z})^2, Z_a < Z < Z_b$$

这里 A, B 可通过观测资料及静力关系定出

$$A = \frac{\phi(Z_b) - \phi(Z_a)}{Z_b - Z_a},$$

$$B = -R \frac{T(Z_b) - T(Z_a)}{Z_b - Z_a},$$

$$\bar{Z} = \frac{1}{2}(Z_a + Z_b),$$

这里 $Z = \ln p$ ，当把上述关系应用于地面时，则可求得 Z_s ，而 $Z_s = \ln P_s$ ，即可重新算出地面气压。该地面气压值满足静力关系，同时还与地形相互协调。

采用上述方案，引入 NMC 的地形后所得结果表明，一般地说，模式模拟出的结果与实际观测资料是很一致的。如取 1981 年 8 月 15 日 00 时资料为初始场作 48 小时的数值模拟，对大尺度系统而言，温带、副热带及热带系统的很多特点都可以再现出来，象低层冷性切变线的向东移动，700hPa 上小槽的东移和增幅，西太平洋高压的东撤和南海至菲律宾一带热带扰动的发展等。总之，试验结果表明，准拉格朗日有限区域模式，在考虑了高原地形的情况下，能较为真实地模拟出东亚地区的天气系统。

(2) 48 小时的模拟实验表明，模拟所得的雨区位置与观测事实是很一致的。对于后 24 小时，即从 1981 年 8 月 16 日 00 时至 17 日 00 时(GMT)降水的模拟尤为如此。然而，模拟所得的降水量比观测值要小些。这也许由于我们只使用了简单的对流参数化方案所致。对于如何更好地描写华北暴雨这一类突然性的温带降水过程，看来这仍然将是一个大家有兴趣的研究课题。Ninomiya 在他最近的模拟中，有类似的看法。

(3) 切变线演变过程的模拟，可以看到，一条很明显的切变线从青藏高原的东北部向我国东南移动，而不是像梅雨锋过程那样，切变线呈东西走向的准静止分布。因此，华北夏季的冷锋及切变线是一个移动的系统。模拟结果，一开始切变线在蒙古人民共和国境内，48 小时以后移到了渤海。从风矢量图上可以看出，这条切变线是由两支气流形成，一支为绕高原北侧的偏北气流，另一支为绕高原东侧来自华南地区的偏南气流，切变线正是由这两支气流汇合而成。为了更清楚地了解模拟所得风场的垂直结构，我们沿与切变线垂直的方向作了垂直剖面图(图 4)。图上给出了南风分量的垂直分布，暗影区为光滑的太行山地形。整个模拟过程中(图略)，这条切变线在 48 小时内越过了陕山高原向东推进而到达华北平原，继而到达渤海。同时，可以看到这条切变线两侧的风速在不断地加强，这与由实测资料所得的切变线两侧风场的垂直结构是很相似的。

(4) 锋生过程的模拟：由实测资料发现，24 小时间隔的变温区在华北地区呈东北、

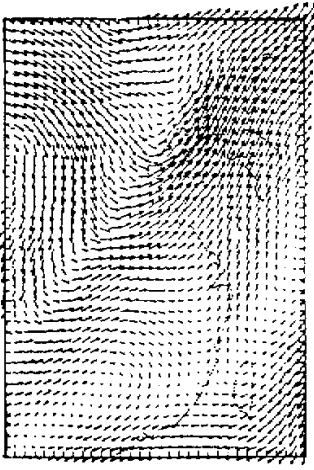


图3 模拟所得小区域中的700hPa的风矢量场
(第36小时). 最大风矢量为20m/s

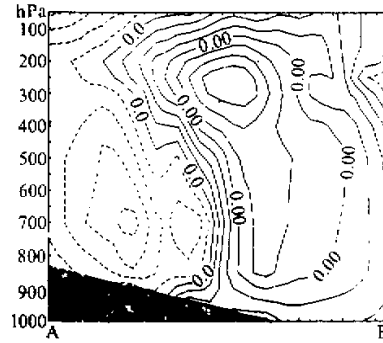


图4 沿图2中AB基线所作的模拟v分量的垂直剖面图
(第36小时). (单位: m/s)

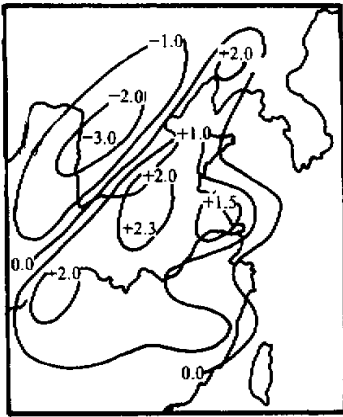


图5 从1981年8月15日00时至16日00时期间, 地面实测的变温分布, $(T_{16日} - T_{15日})$
单位: $^{\circ}\text{C}$

这里 D_H 是合成的变形项, β 是等位温线同伸长轴(dilatation)之间的交角. δ_H 是水平辐散. 合成变形项是一个矢量, 它的计算公式为,

$$|D_H| = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} + v \tan \varphi / r \right)^2 \right]$$

西南走向. 这说明, 冷暖空气的活动明显地加强(图5). 模拟结果很好地再现了这一过程. 由模拟所得的变温分布是十分清楚的(图略), 这种变温从低层的850hPa直到高层的400hPa都能发现, 可以说变温是发生在一个较深厚的层次中. 变温区亦在华北地区呈东北、西南走向.

我们还从模拟所得的资料, 计算了每12小时一次的锋生函数及其有关各项的分布特征. 所采用的二维锋生函数的公式如下:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla_H \theta|$$

$$= \frac{1}{2} |\nabla_H \theta| (D_H \cos 2\beta - \delta_H),$$

$$+ \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} - u \tan \varphi / r \right)^2 \Big]^{1/2},$$

此处 x, y 轴 分别沿东西方向和南北方向, u, v 是风速分量, φ 是纬度, r 是地球半径.

由模拟所得结果计算的锋生函数分布表明, 来自中纬度的冷空气与来自低纬度的暖空气发生了明显的相互作用, 出现了很清楚的锋生过程. 它从无到有, 36 小时后更为明显. 在各项量级的比较中, 变形项的贡献最为重要(图 6). 这种强烈的锋生现象与梅雨锋上弱的温度梯度的分布特征是截然不同的. 由此推测, 在华北地区诸如暴雨及其有关的中尺度低压系统的发生发展似乎与斜压性有更密切的关系. 或者可以认为, 这种锋生区为中尺度系统的发生发展提供了极为有利的环境条件.

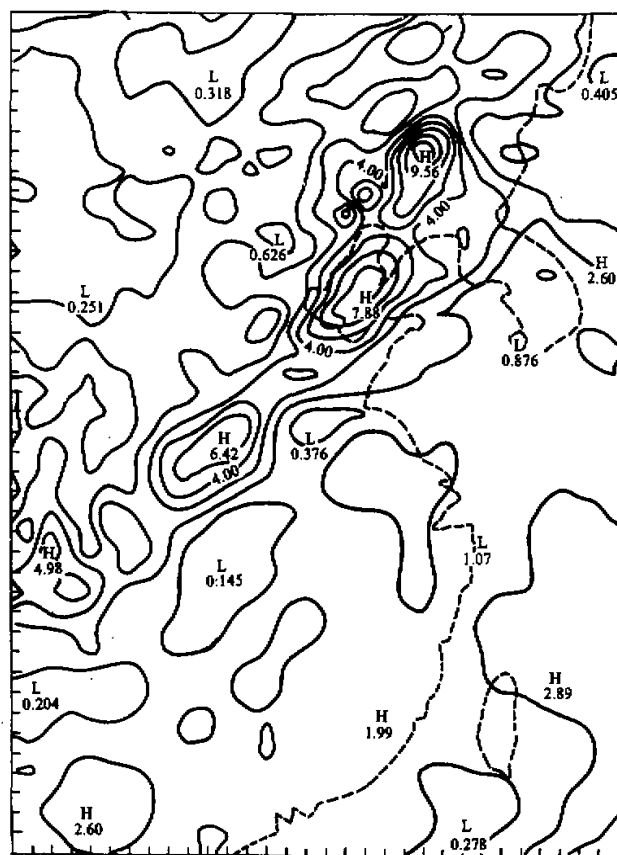


图 6 由模拟结果计算得到的第 48 小时的锋生函数变形项, D_H , 的分布
(单位: s^{-1}), (700hPa)

(5) 北槽南涡过程的模拟: 对模拟得出的每 12 小时的高、中、低层的涡度分布的分析表明, 由于南北两个低值系统的东移, 接近并最后合并, 使 36 小时后模拟出的正涡度中心, 明显地集中于华北地区上空. 仔细观察可以发现, 这个正涡度的中心正好迭加于前述的锋生区之上. 图 7 给出了模拟的 48 小时的 700hPa 的涡度分布. 这种北槽南涡相结合的有利配置, 不仅进一步证实了过去由天气事实分析的结果^[12], 更清楚地说明了南北两方面系统的相互作用, 而且有可能较好地揭示出中尺度系统发生发展的真正原因. 正涡度最大值区可能与上升运动有关, 这种上升运动正好有利于某种形式不稳定的发展.

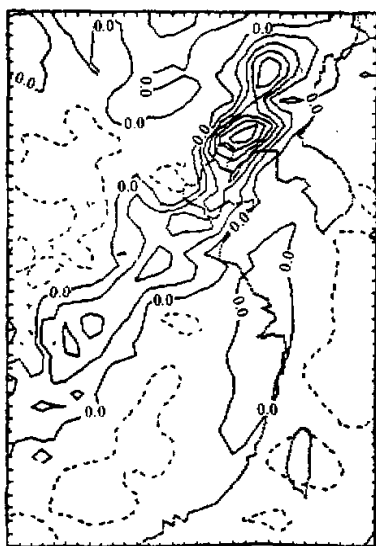


图 7 模拟得到的 48 小时的 700hPa 上的
涡度分布
(间隔: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

(6) 我们若将实况与预报的 500hPa 锋区, 700hPa 上的切变线, 中尺度低压中心以及雨区的位置分别作成两张综合图(图略), 则能再次发现, 模拟所得的主要特征与实况是相似的. 低涡都出现于 700hPa 切变线与 500hPa 上锋区相交的交点附近. 当然, 也存在着差别. 其主要的不同之处, 在于 500hPa 锋区的东段, 模拟结果比起实况来要偏北一些. 这可能是由于我们加入了 4218m 的地形后, 在模式中进行光滑处理

时, 使高原东侧的风速(主要是指偏南气流)要比实际的情况略强些, 因而模拟的暖空气比实况推进得要偏北一些. 但是, 从对基本特征的描述能力看, 准拉格朗日有限区域模式应用于中尺度系统的模拟来说, 仍然是很有希望的.

另外, 需要指出: 有限区域模式模拟的结果受侧边界的影响很大. 本文中, 当我们采用固定侧边界时, 有很多特点无法正确模拟出来, 辐射侧边界虽有改进, 但仍有较大差别. 然而, 当我们采用时变边界后, 即用 12 小时间隔的 u, v, θ 和 q 的变化值在每一时间步长上的增量来改变侧边界值, 尽管这些作法还很粗糙, 但改进较明显. 副热带高压东撤, 中尺度低压发生都得到正确的模拟, 和固定侧边界相比, 若用 1440 位势米线代表 850hPa 上副热带高压的位置, 两者相差竟达 400 km 以上. 这个对比实验启示: 准拉格朗日有限区域模式与欧拉形式的有限区域模式的类似之处之一: 即对侧边界都要慎重加以处理. 因此, 如今后电子计算机条件许可, 发展套网格的模式, 由北半球预报模式为准拉格朗日有限区域模式随时提供边界值, 模拟结果应当有进一步的改进.

致谢: 本文中的大量工作是作者在访美期间完成的. 作者对于小仓巖光教授及宋树才教授的指导与支持表示衷心的感谢.

参 考 文 献

- [1] Qiu Yongyan, 1988, A case study on the intense cold wave accompanied by the polar front over East Asia,

- Palmén Memorial Symposium on Extratropical Cyclones, Helsinki, Finland, 150 — 152.
- [2] Anthes, R. A., 1983, Regional models of the atmosphere in middle latitudes, (Review), *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1306 — 1335.
- [3] Perkey, D. J., 1976, A description and preliminary results from a fine-mesh model for forecasting quantitative precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1513 — 1526.
- [4] Zhou Xiaoping, Zhao Sixiong, Zhang Kesu and Liu Suhong, 1982, Some results of fine mesh model for numerical forecasting of heavy rainstorm and severe convective storms. *Annual Report of Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*, **1**, 251 — 260.
- [5] 北京大学数值预报协作组, 1980, 一个用于降水预报的五层原始方程模式, 第二次全国数值预报会议文集, 科学出版社, 1 — 12.
- [6] 曾庆存, 1979, 数值天气预报的数学物理基础, 第 1 卷, 科学出版社.
- [7] 廖洞贤、王两铭, 1986, 数值天气预报的原理及其应用, 气象出版社.
- [8] Robert, A. J., T. L. Yee and H. Ritchie, 1985, A Semi-lagrangian and semi implicit numerical integration scheme for multilevel atmospheric models., *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 388 — 394.
- [9] Temperton, C. and A. Staniforth, 1987, An efficient two-time-level semi-lagranging semi-implicit integration scheme., *Quar. J. Roy. Meteor. Soc.* **113**, 1025 — 1039.
- [10] Purser, R. J. and L. M. Leslie, 1988, A semi-implicit semi-lagrangian finite difference scheme using high-order spatial differencing on a nonstaggered grid., *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2069 — 2080.
- [11] Mathur, M. B., 1983, A quasi-lagrangian regional model designed for operational weather prediction, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2087 — 2098.
- [12] 陶诗言等, 1980, 中国之暴雨, 科学出版社.
- [13] 王作述, 1963, 一次江淮流域切变线过程的研究., *气象学报*, **33**, 189 — 205.
- [14] Akiyama, T., 1984, A medium scale cloud cluster in Baiu front, Part I: Evolution process and fine structure, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 485 — 504.
- [15] Kato, K., 1985, On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China continent in late May of 1979., *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 20 — 36.
- [16] Ninomiya, K. and H. Muraki, 1986, Large scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979., *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 409 — 429.
- [17] Zhao Sixiong., 1988, The energetics of cyclogenesis on Meiyu (Baiu) front, Palmén Memorial Symposium on extratropical cyclones, Helsinki, Finland, 205 — 208.
- [18] 游景炎, 1965, 暴雨带内的中尺度系统, *气象学报*, **35**, 293 — 304.
- [19] 赵思雄、周晓平, 1984, 风场在预报暴雨发生中的作用——1975 年 8 月上旬特大暴雨的数值实验, *大气科学*, **8**, 1 — 6.
- [20] O'Brien, J. J., 1970, Alternative solution to the classical vertical velocity problem, *J. Appl. Met.*, **9**, 197 — 203.

NUMERICAL SIMULATION OF FRONTOGENETICAL PROCESS OF THE EAST OF THE TIBETAN PLATEAU BY QUASI-LAGRANGIAN LIMITED AREA MODEL

Zhao Sixiong

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

A frontogenetical process of 00GMT 15 — 00GMT 17 August, 1981 has been discussed. Results are summarized as follows. (1) During this period, cold air invaded North China from middle-high latitudes and, at the same time, the warm air originating from the SE of the Tibetan Plateau already extended Northwards and reached the Korean Peninsula by 00GMT 17 August. Strong interaction between cold and warm air occurred in North China, then, a cold front formed and intensified. This situation is quite different from Baiu front. (2) A ten-level quasi-lagrangian limited area numerical model with terrain of the Tibetan Plateau was used to simulate the process successfully. In our experiments, different schemes of terrains and lateral boundary conditions were tested. It is shown that the results of simulation experiments are very sensitive to some schemes. (3) Frontogenetical function, $F = d/dt |\nabla_H Q| (D_H \cos 2\beta - \delta_H)$, was calculated at different standard pressure surfaces, respectively. It is found that the maxima of frontogenetical function appeared ahead of the trough at 700 hPa and the deformation term of frontogenetical function probably contributes greatly to the development of mesoscale systems near frontal zone in North China.

Key words: Mesoscale system; Numerical weather prediction, Frontogenesis.