

应用测风资料形成原始方程初值的一个方法*

陈受钧 郑良杰 张兴旺

(北京大学地球物理系)

提 要

本文给出一个应用实测风和位势场形成原始方程模式初值的方法,取质量散度垂直积分为零作为约束条件。调整实测风,消去初始风场中的重力外波。计算结果是稳定的,预报的场是光滑的。这个方法尤其适用于形成产生暴雨的次天气尺度系统的初值。

一、引 言

原始方程模式的初值形成是数值天气预报中的一个重要问题。在常规的风和气压观测资料中,气压梯度力和科氏力之间经常有很大的不平衡,这种不平衡大部份是观测误差和分析不正确产生的。如果直接应用这些记录,在积分过程中,会激发出大振幅的重力惯性波,这种重力惯性波实际上是不存在的,最终将破坏整个预报场。因此,不把观测记录经过一些调整就作为原始方程的初值,到目前为止仍是不行的。

最常用的初始化方法,是用平衡方程来确定位势场和风场之间的关系。在中、高纬度,根据平衡方程,用等压面位势计算流函数,由流函数得到无辐散风。在低纬度,从实测风中直接提取无辐散风,即先用实测风计算相对涡度 ζ ,解泊松方程 $\nabla^2\psi=\zeta$ 求流函数 ψ ,得到无辐散风,并用平衡方程从流函数 ψ 解出位势场^[1]。这种方法得到的流场略去了风的散度部份,可以消除初始场中大部份重力惯性振荡。一般说来,对于具有准涡旋性,发展比较缓慢的大尺度运动,其流场能用无辐散风很好的描述。

我国夏半年一些经常产生灾害性暴雨的次天气尺度系统,如梅雨锋上的气旋、西南涡和切变线等等,散度场的量级与涡度场相同。所以,不能只用流函数来描述流场的特征,必须包含风的散度部份。另一方面,上述初始化方法只用单一的观测资料(不是测风就是位势场),舍去了相当一部份有价值的记录。为了更精确地描述这类系统中的风场和位势场,必须同时应用等压面位势高度和测风资料作为初值

由于测风资料有一定的误差,应用实测风散度场对连续方程垂直积分,在模式的顶部会得到较大的虚假的垂直速度,这是不符合实际情况的。这部份虚假的垂直速度,表示了初值中的重力外波成份,必须除去,否则将产生大的重力惯性振荡。

O'Brien 提出了一个通过调整散度场消除模式顶部虚假垂直速度的方法^[2]。应用这种方法对产生暴雨的次天气尺度系统作诊断分析,结果表明,计算的垂直速度与云和降水有很好的关系,优于用准地转 ω 方程计算的垂直速度^[3]。本文对质量散度场采用类似的调整,给出一个同时应用测风和位势高度资料作为模式的初值方法。

* 本文于1979年5月18日收到。

二、方 法

在 σ 坐标系中 ($\sigma = p/\pi$, π 为地面气压), 连续方程可以写成

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{m^2} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\pi \dot{\sigma}}{m} \right) = 0 \quad (1)$$

式中 m 为地图放大率, $\dot{\sigma}$ 为 σ 的垂直速度。

将(1)式自地面($\sigma=1$)到模式顶($\sigma=\sigma_T$)积分, 应用边界条件: $\sigma=1$ 和 σ_T 处 $\dot{\sigma}=0$, 得连续方程的另一种表达式

$$(\sigma_T - 1) \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{m^2} \right) = - \int_1^{\sigma_T} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} \right) \right] d\sigma \quad (2)$$

在数值模式中上式用于计算地面气压倾向, 也称为倾向方程。根据 Dines 补偿原理, 质量散度在垂直方向改变符号。所以, 地面气压倾向值比质量散度小一个量级。

在初始场中, 略去可压缩性, 即取 Boussinesq 近似能滤去重力外波^[4]。由此得风场的约束条件为

$$\int_1^{\sigma_T} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} \right) \right] d\sigma = 0 \quad (3)$$

σ 面上的平衡风在每一层上的质量散度都为零, 自然满足上述条件。但(3)式并不要求各层的质量散度为零, 只要求质量散度的垂直积分为零。因此, 它是一个较“弱”的约束条件。

对实测风, 由于观测分析上的误差, 垂直方向层次取得不够高等原因, 一般不满足这个条件。以 u_0, v_0 表示实测风, 有

$$- \int_1^{\sigma_T} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u_0}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v_0}{m} \right) \right] d\sigma = R \quad (4)$$

R 不为零。图 1 是根据 1972 年 6 月 21 日 08 时实测风计算的 R 分布图(σ_T 取 0.1)。在某些地区其值是相当大的。例如, 在长江下游(暴雨的区域) 竟达 $15 \cdot 10^{-3}$ 毫巴·秒⁻¹ 以上。如果不对风场调整, 直接用(2)式由实测风计算地面气压倾向, R 将表现为虚假的地面气压变化(每 10^{-3} 毫巴·秒⁻¹ 的 R 相当于地面气压变化 4 毫巴·小时⁻¹), 激发出虚假的大振幅重力惯性振荡, 这就是 Richardson 在 1922 年遇到的问题。抑制这种现象的一个方法, 是用方程(3)作为风场的约束条件, 保证起始气压倾向为零, 但在每一层上仍保留质量散度。这样, 消除了初始风场中的重力外波, 保留了有天气意义的辐散风, 能够作为原始方程模式的初值。

如模式在垂直方向分成 K 层, 令 D_{0k} 为第 k 层上实测风的质量散度, 则有

$$\sum_{k=1}^K D_{0k} \Delta \sigma = R$$

要求调整后的质量散度具有最小方差并满足约束条件(3)。令 D'_{0k} 为调整后的质量散度, 假定实测风的误差随高度线性增加, 则第 k 层上质量散度的调整量为^[2]

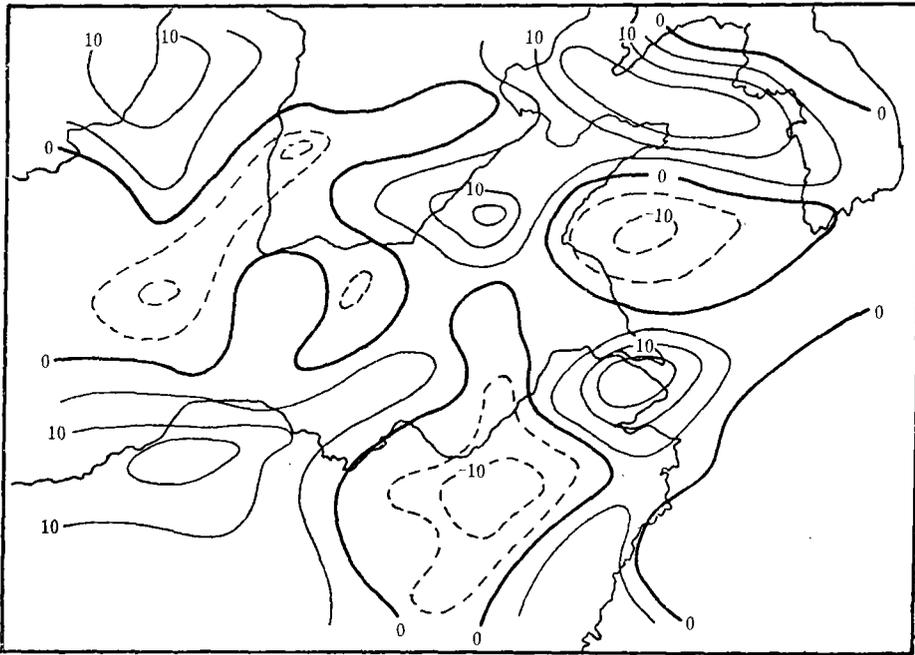


图 1 1972年6月21日08时R的分布
(单位: 10^{-3} 毫巴·秒 $^{-1}$)

$$D'_{0k} - D_{0k} = -\frac{k}{M} \sum_{k=1}^K D_{0k} \quad (5)$$

式中 $M = \frac{1}{2}K(K+1)$ 。相应速度势的调整量 χ'_{0k} 的方程为

$$\nabla^2 \chi'_{0k} = D'_{0k} - D_{0k} = -\frac{k}{M} \sum_{k=1}^K D_{0k} \quad (6)$$

求解时先在边界 s 上取 $\chi'_{0k}|_s = 0$ ，用超张弛法得到区域内的 χ'_{0k} ，然后由区域内的 χ'_{0k} 线性外插求得边界上的 χ'_{0k} ，即在边界上也调整风场。试验结果表明，这样的处理是必要的，否则在积分过程中仍会产生大的重力惯性振荡。

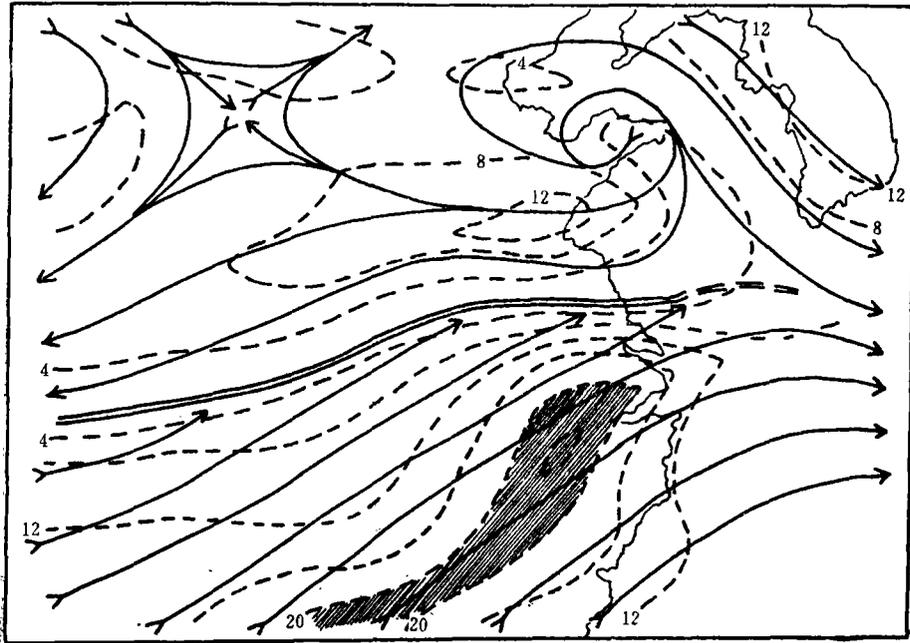
根据调整的速度势，由下式得到调整后的初始风场

$$\begin{aligned} \frac{\pi u'_{0k}}{m} &= \frac{\pi u_{0k}}{m} + \frac{\partial \chi'_{0k}}{\partial x} \\ \frac{\pi v'_{0k}}{m} &= \frac{\pi v_{0k}}{m} + \frac{\partial \chi'_{0k}}{\partial y} \end{aligned} \quad (7)$$

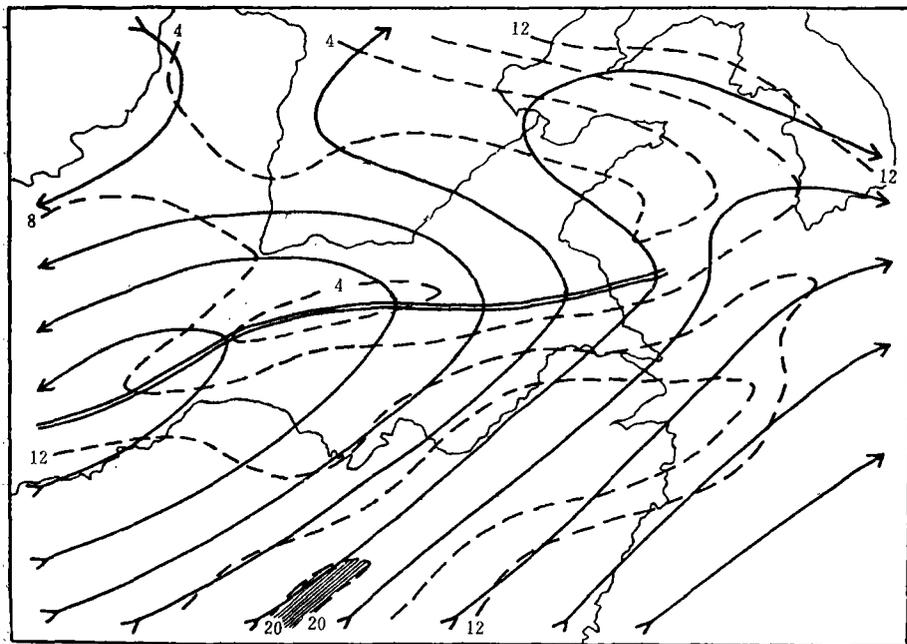
容易证明， $\frac{\pi u'_{0k}}{m}$ ， $\frac{\pi v'_{0k}}{m}$ 满足约束条件(3)。这样在初始风场中保证了整层积分的无辐散性，消除了重力外波，可以连同独立分析的高度场作为模式的初值。

三、结 果

用五层原始方程模式对上述初始化方法作了试验。该模式采用 σ 坐标，自 $\sigma=1$ 至



a



b

图 2 1972 年 6 月 21 日 08 时 700 毫巴上调整风场 a 和平衡风场 b
(实线为流线, 虚线为等风速线, 间隔 4 米/秒, 双线为切变线)

$\sigma=0.1$ 等距分成五层, 每层间隔 $\Delta\sigma=0.18$ 。在垂直方向交替放置水平风速, 温度 (u, v, T, \dots) 与其他变量 (z, σ), 模式的详细结构与差分格式可参看[5]。用于试验的模式中不包括大尺度和对流凝结引起的非绝热加热。

时间积分交替使用 1 小时欧拉后差与 5 小时中央差以防止解的分离与抑制高频波, 方程中没有引入扩散项, 积分过程中对预报场也不作平滑处理, 网格距取 100 公里, 时间步长 200 秒。

选择 1972 年 6 月 21 日 08 时, 江淮流域梅雨锋上发生次天气尺度气旋产生暴雨的例子^[6]。输入 1000—100 毫巴 8 层实测风资料, 用拉格朗日插值插到 σ 面。高度场用手分析的结果, 取三种初值作试验: (1) 高度场——不调整的测风; (2) 高度场——调整的测风; (3) 高度场——平衡风。平衡风由 σ 面上的平衡方程求得。

图 2 为 700 毫巴上的调整风场和平衡风场。可以看出, 对与降水有关的系统, 低空急流和切变线, 调整风的描述能力都比平衡风强。如对低空急流 (这支急流通常是超地转的), 在长江中下游, 华中、华东地区平衡风的强度明显偏低约 $6-7$ 米·秒⁻¹。

图 3 a 是积分过程中预报区域内某一点 ($i=11, j=10$) 地面气压随时间的变化。该点近似位于预报区域中心, 可表示气压振荡的一般情况。直接用实测风不加调整的结果 (曲线 1) 和预期的一样, 地面气压有很强的振荡, 其周期约为 4—6 小时, 振幅 7 毫巴。积分几步后, 各层等压面上即出现很强的“棋盘型式”(图略), 完全掩盖了天气尺度运动, 虽然计算能够进行下去, 但结果是无意义的。

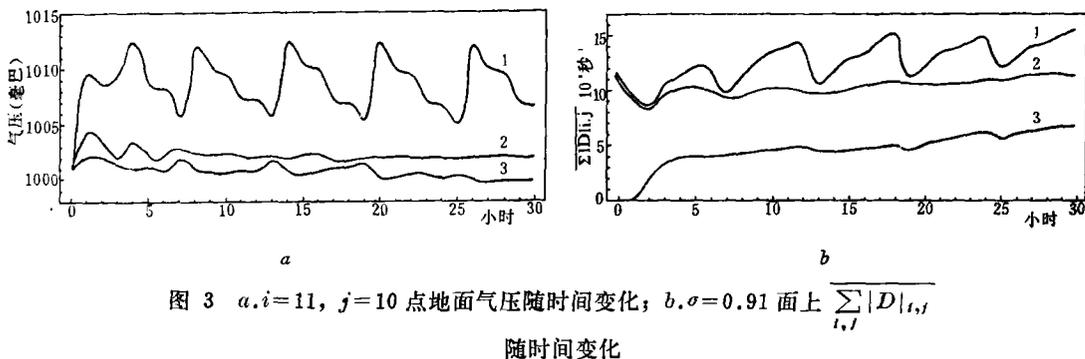


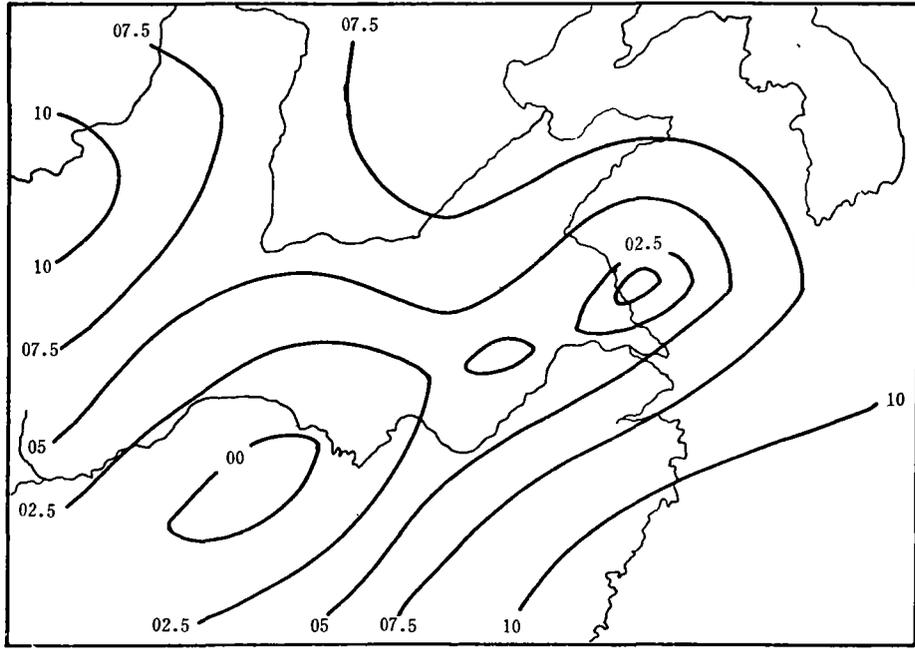
图 3 a. $i=11, j=10$ 点地面气压随时间变化; b. $\sigma=0.91$ 面上 $\sum |D|_{i,j}$ 随时间变化

(曲线 1: 高度——测风初值, 2: 高度——调整测风初值, 3: 高度——平衡风初值)

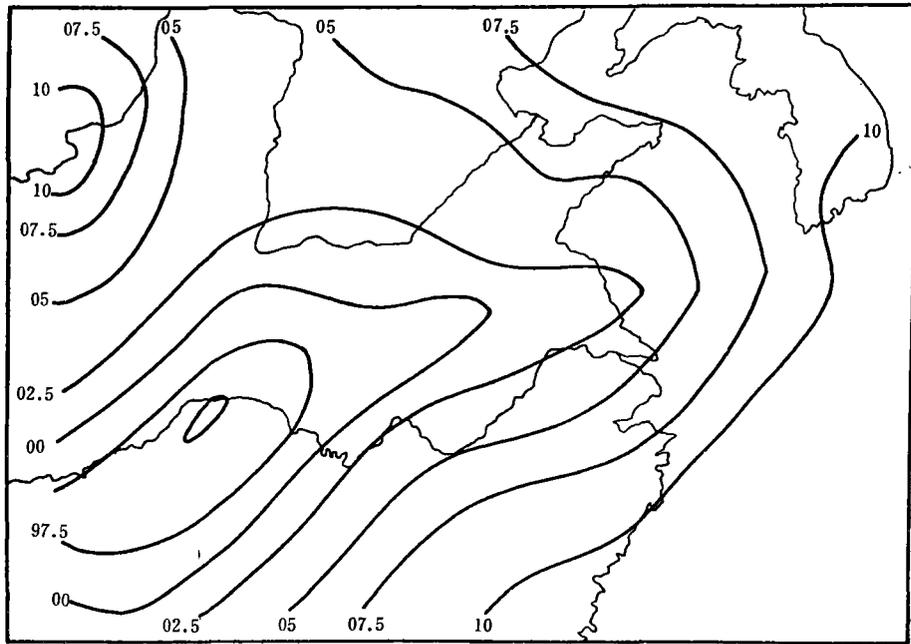
调整风场完全避免了上述现象。如图中曲线 2 所示, 强的重力惯性振荡已经消失, 地面气压在积分开始时虽有振荡, 但六小时后即显著减小, 振幅减至 0.5 毫巴以下, 比平衡初值 (曲线 3) 的振荡还小一些。因此, 是可以允许的。

散度场的振荡表示了重力波的情况, 图 3 b 是 $\sigma=0.91$ 面上预报区域内平均的散度绝对值 $\sum |D|_{i,j}$ 随时间的变化。不调整风场的振荡是很强的, 调整风的振荡积分六小时后即减弱到和平衡初值相当, 但其散度值比平衡初值大一倍左右, 这对次天气尺度系统是很重要的。

24 小时后, 在长江下游, 江苏南部的梅雨锋上, 出现了一个尺度约为 500 公里左右



a



b

图 4 a. 高度——调整风场初值 24 小时预报图；b. 平衡初值 24 小时预报图

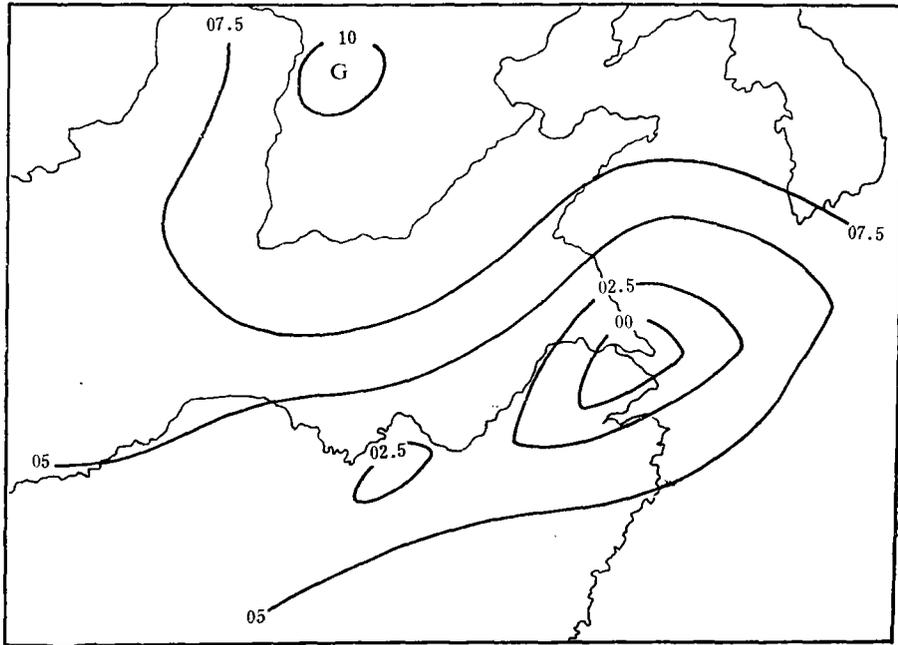


图 4 c. 1972 年 6 月 22 日 08 时地面图

的气旋，并有大面积暴雨。调整风初值报出了这个气旋的发生，其强度和实况很一致，仅位置偏北约 200 公里(图 4)。由于预报区域较小，气旋后部冷高压脊报得和实况差别较大，但从 1007.5 毫巴等压线分析，调整风初值报出了演变的发展趋势，平衡初值没有报出这个气旋的发生，却在长江中游出现一个较强的低压，实况是没有的。

从上面的结果可得出，对于有限区域细网格模式，初始风场中包括辐散风能够改进预报效果。最近，Chen^[7]在对气旋的能量分析中也得到类似的结论。

四、讨 论

解决暴雨数值预报的一个方面是在初值中使用测风资料，引入辐散风。近年来提出的“动力初始化”方法，通过往返积分，使高度场和风场适应后作为初值，曾作过很多试验。问题是这种作法太花计算时间。有时为了形成初值需要相当于 40 小时的预报时间^[8]。本文提供的约束调整方法，只需要很少的计算量，是一个简单可行的方法。其缺点是，没有考虑任何一个风压关系，因此，和平衡初值一样，调整风在积分过程中，尤其是起始的六小时内，仍有重力惯性振荡，说明这种方法得到的初值中还有小的虚假的不平衡。一个可行的方法是将“动力初始化”应用于调整后的风场，能缩短初始化所需要的计算时间，得到更合理的初值。

参 考 文 献

- [1] Haltiner, G. J., Numerical weather prediction, Wiley 317, 1971.
[2] O'Brien, J. J., *J. Appl. Met.*, 9, 197—203, 1970.
[3] 吉林省气象研究所、北大气象专业, 全国暴雨预报会议文集, 1978。
[4] Washington, W. M., and D. P. Baumhefner, *J. Appl. Met.*, 14, 114—119, 1975.
[5] 北京大学地球物理系, 第二次全国数值预报会议文集, 1977。
[6] 章名立, 李维亮, 张家澄, 李麦村, 中国科学院大气物理研究所集刊, 7, 1—22, 1978。
[7] Chen, T. C., J. C. Alpert and T. W. Schlatter, *Mon. Wea. Rev.* 106, 458—468, 1978.
[8] Temperaton, C., *Q. J. R. M. S.*, 99, 303—319, 1973.

A METHOD OF INITIALIZATION THE PRIMITIVE EQUATION MODEL INCLUDING REAL WIND AND HEIGHT DATA

Chen Shou-jun Zheng Liang-jie Zhang Xing-wang

(Department of Geophysics, Beijing University)

Abstract

A method is presented for initialization the primitive equation model including real wind and height data. Vertical mean mass divergence is set to zero as a kinematic constraint for eliminating the extra-gravity wave in the initial wind field. Errors in the real wind are altered by assuming that they effect only the divergence part of the flow. The three dimensionous consistent array of velocity components and the height are used as the initial value of the model. The numerical results appear to be better then the balance approximation. This procedure is more effective for the initializing the sub-synoptic circulation system.