

热带风场与气压场的客观分析*

薛纪善 王康玲

(广东省热带海洋气象研究所, 广州, 510080)

提 要

本文着重讨论了为恰当定义热带风场的辐散分量, 客观分析方案所应具备的基本条件, 指出过去通行的分析方案在这方面的严重缺陷, 并提出了一个改进方案. 理想与实测资料的分析结果都表明, 新的分析方案在保留分析流场的辐散分量与减小分析误差方面都有明显的效果. 同时新的分析方案还提供了低纬度实施多变量分析的可能性, 从而部分地缓解了低纬度观测资料不完整所造成的困难.

关键词: 客观分析; 热带.

一、引 言

热带风场与气压场的分析是一个比中高纬度的风与气压场分析更复杂的课题. 除了观测方面的原因以外, 热带大气的动力学特征也给风、压场分析带来了新的困难.

在热带, 与垂直运动相联系的凝结过程在天气系统的发展与演变中扮演着十分重要的角色. 为了正确地定义大气的垂直运动场, 风的辐散分量应成为热带风场分析中的一个重要内容. 但风的辐散分量远比旋转分量小, 其精确观测是很困难的. 同时, 由于分析方法本身的限制, 被观测到的辐散分量在分析过程中还会被大大地削弱或歪曲. 热带大气运动的另一个特点是风、压场的地转关系不再成立, 这使得通常建立在这一关系上的多变量分析(multi-variate analysis, 即风的观测可以对气压或温度场的分析有贡献, 反之亦然), 不得不退化到单变量分析. 其后果是一方面大大降低了观测资料的利用率; 另一方面, 独立分析得到的风场与气压场间可能存在着明显的不平衡, 预报模式所要求的初始风场与气压场的协调, 完全由初值化过程来完成. 在某些情况下, 甚至会使分析完全成为徒劳的^[1].

本文着重讨论了改进分析方案以解决低纬度风的辐散分量的分析问题. 同时也探讨低纬度实施多变量分析的可能性. 在第二节中, 我们对统计(最优)插值这一当前的主要客观分析方法作简单的回顾, 并分析传统的方法在运用到热带风场分析时的缺陷. 第三节利用 Daley^[2]一般形式的流场、气压场预报误差的相关模型, 导出一组适合于热带风、压场分析的初估场(first guess)误差相关函数, 从而得到一个改进的分析方案. 第四节通过一组理想试验来验证新方案对各种热带大气运动的标准波型(正规模态)的分析

1990年2月11日收到, 10月2日收到修改稿.

* 本文是国家“七五”科技攻关课题75-09-01-09-08子专题阶段成果之一.

能力. 第五节给出一个新方案用于实际观测资料分析的例子. 第六节是一些结论性意见.

需要说明的是热带分析质量的提高有待于改进分析方法与增加观测资料来源, 提高观测精度两个方面的努力. 本文只涉及前一方面. 后者包括如何使用非常规资料等内容, 属于不同范畴的问题, 我们将另行讨论.

二、分析方案对风的影响

设大气状态以 (u_g, v_g, φ_g) 表示, u, v, φ 分别是风的纬向、经向分量与高度. 下标 g 表示格点值. 假设已获得关于大气状态的某种信息, 称为初估场, 并以上标 f 表示. 同时还获取了一些观测点上的观测值, 以 O_k 表示, $k = \overline{1, K}$, K 是观测资料的总数. 由 (u_g, v_g, φ_g) 还可以得到观测点上观测要素的初估值, 以 f_k 表示. 分析值(以上标 a 表示)可以按以下公式求得^[3]:

$$\begin{aligned} u_g^a &= u_g^f + \sum_k w_k^u (O_k - f_k), \\ v_g^a &= v_g^f + \sum_k w_k^v (O_k - f_k), \\ \varphi_g^a &= \varphi_g^f + \sum_k w_k^\varphi (O_k - f_k). \end{aligned} \quad (1)$$

为了使分析误差在统计意义上达到最小, 权重系数应满足

$$\sum_k w_k^\alpha (\langle \varepsilon_k^0 \varepsilon_l^0 \rangle + \langle \varepsilon_k^f \varepsilon_l^f \rangle) = \langle \varepsilon_l^f \varepsilon_g^{\alpha} \rangle, \quad l = \overline{1, K} \quad (2)$$

这里 α 代表 u, v 或 φ , 而 $\langle \rangle$ 代表样本平均, ε^0 与 ε^f 分别代表观测与初估误差, ε^α 是要素 α 的初估值误差, 由(2)式可以解得

$$\vec{w}^\alpha = R^{-1} \vec{b}^\alpha, \quad (3)$$

这里

$$\vec{w}^\alpha \equiv (w_1^\alpha, w_2^\alpha, \dots, w_K^\alpha)^T,$$

$$\vec{b}^\alpha \equiv (\langle \varepsilon_1^f \varepsilon_g^\alpha \rangle, \dots, \langle \varepsilon_K^f \varepsilon_g^\alpha \rangle)^T, \quad (4)$$

$$R \equiv (r_{kl}), \quad k, l = \overline{1, K},$$

$$r_{kl} = \langle \varepsilon_k^0 \varepsilon_l^0 \rangle + \langle \varepsilon_k^f \varepsilon_l^f \rangle.$$

利用(4)式定义的矢量与矩阵, 可以将(1)式写成

$$\begin{aligned} u_g^a &= u_g^f + (\vec{b}^u)^T R^{-1} (\vec{O} - \vec{f}), \\ v_g^a &= v_g^f + (\vec{b}^v)^T R^{-1} (\vec{O} - \vec{f}), \\ \varphi_g^a &= \varphi_g^f + (\vec{b}^\varphi)^T R^{-1} (\vec{O} - \vec{f}), \end{aligned} \quad (5)$$

这里

$$\vec{O} \equiv (O_1, O_2, \dots, O_K)^T,$$

$$\vec{f} \equiv (f_1, f_2, \dots, f_K)^T.$$

现在考察分析场的散度, 为此对(5)式作散度运算, 得

$$D_g^a = \delta_x u_g^a + \delta_y v_g^a = D_g^f + (\delta_x \bar{b}^u + \delta_y \bar{b}^v) R^{-1} (\bar{D} - \bar{f}), \quad (6)$$

这里

$$\begin{aligned} D_g^f &= \delta_x u_g^f + \delta_y v_g^f, \\ \delta_x \bar{b}^u &= (\delta_x \langle \varepsilon_1^f \varepsilon_g^{fu} \rangle, \delta_x \langle \varepsilon_2^f \varepsilon_g^{fu} \rangle, \dots, \delta_x \langle \varepsilon_K^f \varepsilon_g^{fu} \rangle)^T, \\ \delta_y \bar{b}^v &= (\delta_y \langle \varepsilon_1^f \varepsilon_g^{fv} \rangle, \delta_y \langle \varepsilon_2^f \varepsilon_g^{fv} \rangle, \dots, \delta_y \langle \varepsilon_K^f \varepsilon_g^{fv} \rangle)^T, \end{aligned} \quad (7)$$

δ_x, δ_y 表示水平差分运算. 方程(6) 最后一个等式的右边第二项表示了对初估场散度(即第一项)的修正值. 如果

$$\delta_x \langle \varepsilon_k^f \varepsilon_g^{fu} \rangle + \delta_y \langle \varepsilon_k^f \varepsilon_g^{fv} \rangle = 0, \quad k = \overline{1, K} \quad (8)$$

则修正项为零, 于是

$$D_g^a = D_g^f, \quad (9)$$

即除了初估场风的散度以外, 分析的风场不包含任何新的辐散. 换句话说, 观测中包含的风的辐散分量的信息全部被分析方案所摒弃了.

以上结果表明初估场误差的协方差函数 $\langle \varepsilon_k^f \varepsilon_l^f \rangle$ 或 $\langle \varepsilon_k^f \varepsilon_l^g \rangle$ 在分析中起着重要的作用. 目前通用的做法是先就高度场给出一个初估场误差的相关函数模型(以下简称高度场的相关函数), 然后根据风、压场的地转关系导出风与气压、风与风的相关函数^{1, 4}. 在近赤道地区, 考虑到地转关系不再成立, 风与气压场的相关函数取为零, 故这时多变量分析退化到单变量分析, 但风与风的相关函数仍保留地转风的相关性质. 可以证明, 这时如忽略差分运算误差, 则

$$\delta_x \langle \varepsilon_k^f \varepsilon_l^g \rangle + \delta_y \langle \varepsilon_k^f \varepsilon_l^g \rangle = 0,$$

因此, 这种做法不适用于低纬风场分析. 为了在分析所得的风场中得到恰当的散度值, 建立新的风场相关函数模型是至关重要的. 而为了维持低纬地区的多变量分析, 风与气压的相关函数也应有新的考虑.

三、热带分析的改进方案

上一节结果表明, 在高度场相关函数基础上建立各种要素间的相关函数模型这一传统做法不适合于热带——特别是热带风场的分析. 为此 Daley¹² 直接引入三个标量: 流函数(ψ)、速度势(χ)与高度(φ), 并假定它们在水平方向是各向同性的, 由此可以定义风、压场的相关函数. 本节中我们引入若干简化条件, 将 Daley 所给出的普遍公式具体化, 导出一组适合于热带风场分析的相关函数.

定义如下六个关于 ψ, χ, φ 间的协方差函数:

$$\begin{aligned} \langle \psi_i \psi_j \rangle &= E_\psi^2 F(r_{ij}), & \langle \varphi_i \psi_j \rangle &= E_\varphi E_\psi I(r_{ij}), \\ \langle \chi_i \chi_j \rangle &= E_\chi^2 G(r_{ij}), & \langle \varphi_i \chi_j \rangle &= E_\varphi E_\chi J(r_{ij}), \\ \langle \psi_i \chi_j \rangle &= E_\psi E_\chi H(r_{ij}), & \langle \varphi_i \varphi_j \rangle &= E_\varphi^2 K(r_{ij}), \end{aligned} \quad (10)$$

这里

$$r_{ij}^2 = (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2,$$

E_ψ, E_χ 与 E_φ 分别是 ψ, χ, φ 初估场误差的均方差. 而 $F(r_{ij})$ 等是相应的相关函数. 显然(10)式所定义的相关函数符合各向同性的假设. 引入以下三个假定:

(1) 三个标量函数 ψ 、 χ 、 φ 具有相同的自相关尺度与自相关函数形式。为简单起见并易与过去的方法作比较, 假定都是高斯分布的形式

$$G(r_{ij}) = F(r_{ij}) = K(r_{ij}) = \exp(-K_H r_{ij}^2), \quad (11)$$

K_H 是一个空间尺度因子。

(2) 流函数与高度的相关函数与流函数的自相关函数成比例, 即

$$I = \mu F, \quad (1 \geq \mu \geq 0) \quad (12)$$

这是一个推广了的地转关系。 μ 可以看作是地转近似程度的度量。对于大气的缓慢运动, 即使在低纬度也存在着位势高度与流函数的密切关系^[5]。因此, (12)式在低纬度依然是一个可以接受的假定。

(3) 速度势与流函数、高度不相关, 即

$$H = J = 0. \quad (13)$$

根据

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y} + \frac{\partial \chi}{\partial x} \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial \chi}{\partial y}, \quad (14)$$

可以导出风的各分量间、风的分量与高度间的相关函数

$$\begin{aligned} \langle u_i u_j \rangle^* &= \{ (1-v)[1-(y_i-y_j)^2] + v[1-(x_i-x_j)^2] \} \exp\left(-\frac{r_{ij}^2}{2}\right), \\ \langle v_i v_j \rangle^* &= \{ (1-v)[1-(x_i-x_j)^2] + v[1-(y_i-y_j)^2] \} \exp\left(-\frac{r_{ij}^2}{2}\right), \\ \langle u_i v_j \rangle^* &= (1-2v)(y_i-y_j)(x_i-x_j) \exp\left(-\frac{r_{ij}^2}{2}\right), \\ \langle \varphi_i u_j \rangle^* &= -\sqrt{1-v} \mu (y_i-y_j) \exp\left(-\frac{r_{ij}^2}{2}\right), \\ \langle \varphi_i v_j \rangle^* &= \sqrt{1-v} \mu (x_i-x_j) \exp\left(-\frac{r_{ij}^2}{2}\right), \\ \langle \varphi_i \varphi_j \rangle^* &= \exp\left(-\frac{r_{ij}^2}{2}\right), \end{aligned} \quad (15)$$

这里上标 * 表示相关函数, 以便与前面的协方差函数相区别。容易验证(15)式满足一般相关函数基本性质: 对相同的变量, (15)式给出量大的相关系数值 1(当 $r_{ij}=0$); 对不同的变量, (15)式给出相关函数的最大绝对值小于 1。在(15)式中 x 、 y 、 r 均已无量纲化, 即被乘以 $\sqrt{2K_H}$ 。参数 v 定义为

$$v = E_{v_x}^2 / E_v^2, \quad (16)$$

表示初估场风的辐散分量误差方差在风总误差方差中所占的比例。由(15)式, 根据关系

$$\langle \varepsilon_k^f \varepsilon_k^{fD} \rangle = \delta_x \langle \varepsilon_k^f \varepsilon_k^{f_u} \rangle + \delta_y \langle \varepsilon_k^f \varepsilon_k^{f_v} \rangle, \quad (17)$$

这里 ε_k^{fD} 表示格点上散度的初估误差, 可以求得

$$\begin{aligned} \langle \varepsilon_k^f \varepsilon_k^{f_u} \rangle &= v(x_i-x_j)[r_{ij}^2-4] e^{-\frac{r_{ij}^2}{2}}, \\ \langle \varepsilon_k^f \varepsilon_k^{f_v} \rangle &= v(y_i-y_j)[r_{ij}^2-4] e^{-\frac{r_{ij}^2}{2}}. \end{aligned} \quad (18)$$

而(6)式可以改写为

$$D_g^u = D_g^f + \vec{b}^D R^{-1}(\vec{O} - \vec{f}), \quad (19)$$

这里

$$\vec{b}^D = \delta_v \vec{b}^u + \delta_v \vec{b}^v = (\langle \varepsilon_1^f \varepsilon_1^{fD} \rangle, \langle \varepsilon_2^f \varepsilon_2^{fD} \rangle, \dots, \langle \varepsilon_k^f \varepsilon_k^{fD} \rangle)^T$$

由(18)、(19)式,可知分析场的散度依赖于 v .故条件(8)等价于 $v=0$.当 $v=0$,而 $\mu=1$ 时,(15)式退化到准地转无辐散的情形.容易验证,这时满足(8)式.这就是通常中、高纬度分析所采用的模型.如果取 $\mu=0$, $v=0$,这时风、压间无相关,多变量分析退化到单变量分析,但(8)式依然被满足,故分析仍是无辐散的.这是目前通行的风、压场“解耦”以后,低纬度分析中所采用的相关模型.由于(8)式依然被满足,即使风的辐散分量观测是精确的,但分析得到的风场仍是无辐散的.显然这一方案在低纬度是不足取的.为了保留风的辐散分量,取非零的 v 值是必要的.用(15)式取代过去习惯采用的上述两种相关模型,可以构成一个新的分析方案.其明显的好处是分析方案本身不会把观测资料中关于风的辐散分量的信息摒弃,从而对辐散风的分析可以有很大改进.同时即使在低纬度, μ 也不必取为零,从而提供了保持分析过程中风与气压场相互影响与相互作用,即保留多变量分析的可能性.由于在低纬度辐散风在总的风场中是不可忽略的,辐散风的改进,以及增加新的资料来源,即维持风与气压的相互影响,将对减小分析误差有积极贡献.

四、理想场试验

为了验证上一节给出的改进方案对热带分析的意义,我们设计了如下的理想试验.构造一组风与气压场,作为大气的“真实状态”,其空间分布可以由解析表达式给出.由这一解析表达式可以求出分析格点上的风与位势高度值,以及若干个指定的观测点上的风与位势高度值.前者作为要素在分析格点上的真实值,用以计算分析误差,后者则看作观测资料.初估场由真实值叠加一组系统误差而形成.在本试验中真实状态是根据 Matsuno^[5]所给出的赤道 β 平面上大气运动标准波型的解析表达式来构造的.由于观测点是均匀分布的,且“观测”是无误差的,分析误差可以认为完全来自分析方案.利用这一理想试验可以讨论分析方案对不同的正规模态的响应特征.取 $\beta=1.14 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, $C_g^2=10^4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ (C_g 是重力波的特征波速, β 是地转参数在南北方向的变化率).空间特征尺度 $L=\sqrt{C_g/\beta}$,纬向无量纲波数取1,经向模态指数也取1.观测点的间距是分析格点格距的二倍.只采用风的观测值,因此高度的分析值完全是从风的信息导得的.相关尺度因子 K_H 取为 10^{-12} m^{-2} .分析格点的格距等于赤道上三个经度的间隔距离.下面给出各种不同的波动类型的分析结果.

1. Rossby 波

风场与高度场按以下公式计算:

$$U = \left\{ \frac{1}{2} (\omega - \hat{k}) H_{n+1}(y) + n(\omega + \hat{k}) H_{n-1}(y) \right\} e^{-y^{2/2}} \cos \hat{k}x \cdot \frac{C_g}{E},$$

$$v = (\omega^2 - \hat{k}^2) H_n(y) e^{-y^{2/2}} \cdot \frac{C_g}{E} (-\sin \hat{k}x), \quad (20)$$

$$\varphi = \left\{ \frac{1}{2} (\omega - \hat{k}) H_{n+1}(y) - n(\omega + \hat{k}) H_{n-1}(y) \right\} e^{-y^2/2} \cos \hat{k}x \cdot \frac{C_v^2}{E},$$

这里 \hat{k} 是无量纲纬向波数, n 为经向模态指数,

$$\omega = \frac{\hat{k}}{\hat{k}^2 + 2n + 1} \quad (21)$$

为频率, 而

$$E = \{ 2^n \cdot n! \sqrt{\pi} [(\omega - \hat{k})^2 + n(\omega + \hat{k})^2 + (\omega^2 - \hat{k}^2)^2] \}^{1/2},$$

x, y 均已无量纲化.

图 1 给出分析的各项均方误差随着参数 v 的变化(参数 μ 取定为 1.0). 由图可以看出, 分析误差对 v 的依赖关系是强非线性的. 分析得到的风的特征(风的分量、涡度与散度值)都在 $v=0.1$ 时最为可靠. 当 v 取 0.0 时, 风的分量的误差并不大, 但散度却有相当的误差. 这反映了近赤道地区 Rossby 波的弱辐散特征不能被无辐散的相关函数所反映. v 取 0.0 与取 0.1 在散度分析上的效果的变化是跳跃性的. 这突出地反映了非零的 v 值对分析的改进. 在 $v=0.1$ 至 0.5 之间, 各项误差随着 v 的增大而略有增大, 但这种变化很

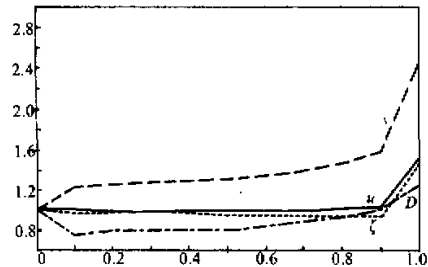


图 1 Rossby 波的分析误差与参数 v 的关系

—— v ——— u
- - - - D ····· ζ

小, 表明这时分析对 v 的变化是不敏感的. 自 v 增至 0.6 开始, 分析质量明显下降, 即分析误差随 v 的增加呈现非线性增长. 无论风的误差或涡度、散度误差都明显增大. 显然这是因为 Rossby 波是弱辐散的, 大的 v 值歪曲了这一基本特征, 导致分析结果退化.

值得提到的是高度场的分析. 需要指出的是在这组试验中完全没有高度观测资料. 因而高度的分析完全源于风的观测的贡献. 对比高度分析图与真实高度分布(图略), 可以看到除了在边界上(观测资料全部集中在单侧)有较大的误差以外, 整个低纬地区的高度分析与正确值十分接近. 这说明, 就 Rossby 波而言, 多变量分析完全适用于低纬度. 传统的近赤道地区风、压场解耦的做法并不是处理低纬度分析问题的合理做法. 在弱辐散的范围($v < 0.5$), 可以由风的观测导出可靠的高度场, 但强辐散的假定不适于高度的分析.

2. 重力波

重力波的风与高度的计算同(17)式, 但频率公式为

$$\omega = \sqrt{\hat{k}^2 + 2n + 1}. \quad (22)$$

取与 Rossby 波相同的参数, 各项分析误差随着 v 的演变如图 2. 随着 v 的增大, 误差单调地减小. 直至 $v=1.0$ 时分析误差反而比 $v=0.9$ 时大. 说明将风全部视为由辐散

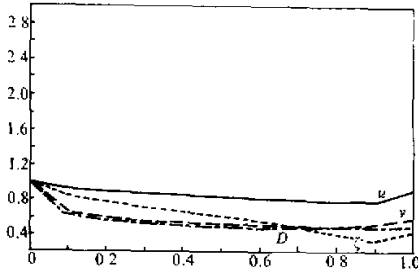


图2 重力波的分析误差与参数ν的关系

----- v ———— u
 - · - · - · - · D - - - - zeta

风场资料按照现有的模式导出高度分析.

3. Kelvin 波

赤道 Kelvin 波是热带地区大气运动的一种特殊形态, 在热带大气环流的演变中扮演着十分重要的角色. 其基本流场与气压场空间分布特征可以定义为

$$\begin{aligned}
 u &= e^{-y^2/2} \cos \hat{k} x \cdot C_g / E, \\
 v &= 0, \\
 \varphi &= e^{-y^2/2} \cos \hat{k} x \cdot C_g^2 / E.
 \end{aligned}
 \tag{23}$$

按(23)式定义的纬向风场与高度场间满足地转关系, 但其传播又具有重力波的特点. 图3是关于 Kelvin 波的分析误差随着 ν 的变化. μ 依然取为 1. 分析对 ν 的依赖依然是强非线性的. 总的说分析误差先随着 ν 增大而减小, 但当 ν 超过一定值时, 分析误差反而增大. 与前面相似的是分析误差在 ν 自 0.0 变到 0.1 时, 有急剧的变化, 但 ν 再增加时, 变化是缓慢的. 高度分析误差依然很大, 表明 Kelvin 波的高度场不能完全由风场资料根据现有的模式求得.

根据以上这组理想试验可知, 风场分析质量与参数 ν 之间有密切的关系, 并且这种关系是强非线性的. 不论对于哪一种运动形态, 取 ν=0.0 或 ν=1.0 都是不恰当的. 这两种情况得到的分析误差均较大. 而在 ν 的一定范围内, 分析质量对 ν 的变化是不敏感的. 这使我们有可能兼顾不同运动形态的要求而选取恰当的 ν 值. 如果考虑到分析的主要对象应是大气缓慢运动, 则一个不太大的非零的 ν 值, 应是一个恰当的选择.

这组理想试验还表明对于大气的缓慢运动, 风的观测可以对高度的分析作出积极贡献. 其他试验表明高度观测同样可以对风的分析有积极贡献. 至少对于这类运动保留低纬度的多变量分析是完全可能而且必要的.

应该说明, 这里只分析了 μ=1 的情形. 事实上分析误差对 μ 的依赖也是非线性的.

分量构成, 即使对重力波也是不合适的. 分析误差对 ν 的依赖依然是非线性的. 最急剧的变化发生在 ν 由 0.0 变化到 0.1 时, 其后的变化相对比较缓慢. 表明这一参数范围内分析对 ν 是不敏感的.

对于重力波, 不论 ν 取何值, 高度的分析是完全没有意义的, 即使高度分析误差最小时(ν=1.0), 误差值也超过 Rossby 波的数倍. 事实上对比高度分析图与高度的正确值(图略), 可以看到分析高度场与实际高度场几乎是反号的. 说明对于重力波, 不能由

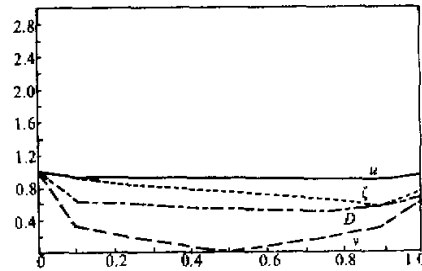


图3 Kelvin 波的分析误差与参数ν的关系

----- v ———— u
 - · - · - · - · D - - - - zeta

关于这种依赖关系的性状以及如何选取恰当的 μ 值, 需要作更多的试验. 这超出了本文的范围. 作者拟另文作专门的讨论.

五、分析实例

这里给出将前述分析方案用于一个实际热带天气客观分析的结果. 选取的例子是1986年8月1日20时850hPa的亚洲与西太平洋低纬度地区的分析. 选取这个例子的理由是当天有台风存在, 因而这个例子对于热带风场分析有典型意义. 基本形势特征是西北太平洋被副热带高压控制, 其中心在日本以东. 中国大陆东部是一个槽区, 气旋环流中心在渤海湾附近, 热带地区在菲律宾附近有一个台风.

观测资料读自北京气象中心的DCD磁带, 包括搜集到的探空、测风、飞机与卫星推导风的观测数据.

分析方案与理想试验相似. 取 $K_H = 10^{-12} \text{m}^{-2}$. 每一个格点分析时所允许包含的最多观测资料数是30. 由于低纬地区资料比较稀疏, 这一数字意味着每一个格点的分析都可以利用周围相当大的地区内的观测资料. 取 $\mu = 1.0$, $\nu = 0.2$. 图4是风场的分析. 可以看到主要的天气系统: 副热带高压、台风、中纬度低压以及赤道辐合带的分析结果都是令人满意的. 我们曾对比过手工分析的结果以及卫星云图, 可知主要系统的位置都是正确的. 有意思的是由分析的风场所求得的散度场(图略), 散度分布比较有规则, 台风与一辐合中心相对应.

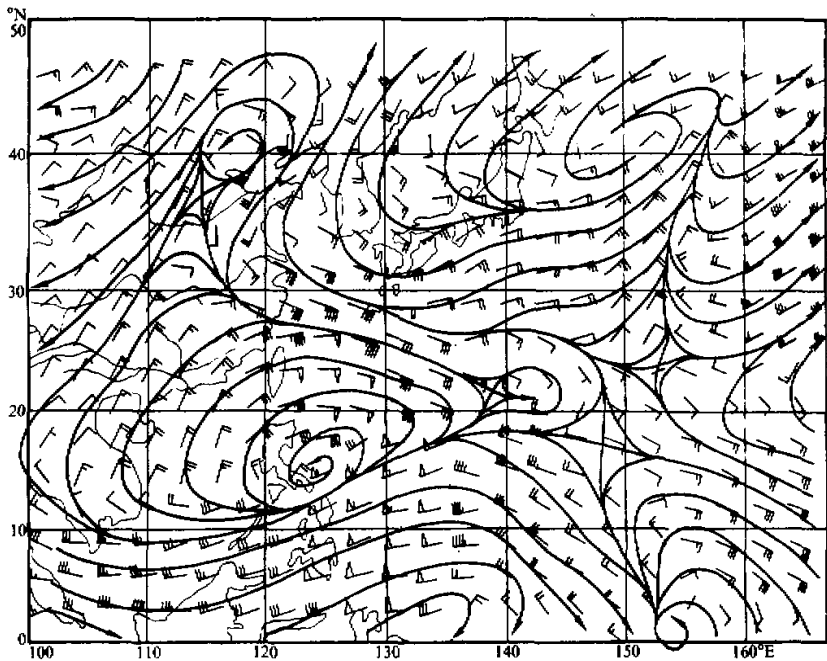


图4 1986年8月1日20时850hPa风场客观分析

作为对比, 我们还取不同的 μ 与 ν 值作了同一实例的分析. 结果表明风场上反映的

台风环流在 $\mu = 1.0$ 时比 $\mu = 0.0$ 时要完整. 而取 $\nu = 0.2$ 时分析得到的台风附近的散度值也较 $\nu = 0.0$ 时更大. 前一结果反映了高度观测对风分析的作用. 后一结果再次证明了非零的 ν 对热带分析的重要性.

六、结 论

(1) 对于热带风场分析, 构造初估场误差的相关函数必须考虑风的辐散分量. 本文按照这一思路所导出的一个新的客观分析方案, 对热带风场分析确有一定改进.

(2) 参数 ν 对分析有很大影响, 但仅当 ν 取值在 0.0 与 1.0 附近时, 分析对 ν 的变化才是敏感的. 考虑到一般客观分析的主要对象是大气的缓慢运动, 即 Rossby 波, 较恰当的做法是取一个不太大的 ν 值, 例如令 $\nu = 0.1$ 或 0.2 等.

(3) 对于热带大气的缓慢运动, 保持流函数与高度的高相关性是可行的. 这提供了一条在低纬度实施多变量分析的途径. 其明显的好处是可以提高低纬度观测资料的利用率. 低纬度地区观测资料不仅覆盖率低, 而且不完整的观测(即只有风或只有高度观测)资料居多. 以上做法可以缓解这方面的困难, 提高分析质量.

(4) 在低纬度速度势与流函数、高度间可能会存在着一定的相关. 目前还缺乏关于这一统计特征的足够知识. 忽略这一因素是本文方案的主要缺点之一. 这是有待今后进行研究的.

参 考 文 献

- [1] 薛纪善, 1989, 热带地区的客观分析, 热带气象, 第五卷, 1—7.
- [2] Daley, R., 1985, The analysis of synoptic scale divergence by a statistical interpolation procedure, *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1066—1079.
- [3] Lorenc, A. C., 1981, A globe three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 701—721.
- [4] Bergman, K., 1979, Multi-variate analysis of temperature and winds using optimum interpolation, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1423—1444.
- [5] Matsuno, T., 1966, Quasi-geostrophic motion in equatorial area, *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 25—43.

Objective Analysis of Wind and Pressure Fields in the Tropics

Xue Jishan Wang Kangling

(Guangdong Institute of Tropical and Oceanic Meteorology, Guangzhou, 510080)

Abstract

This paper discusses the basic requirements for the objective analysis scheme to define the divergent component of wind in the tropics. It is indicated that with analytical schemes commonly used, the divergent component can not be properly defined. To overcome the deficiency, a new analytical scheme is proposed. Both ideal and real data experiments show that the new scheme can retain the divergent component and reduce the analysis error. The new scheme also provides a way to perform multi-variable analysis in low latitude regions. With this scheme, difficulties caused by lack of observational data in the tropics will be alleviated.

Key words : Objective analysis; Tropics.