

正压原始方程模式中的变率源*

J.N.佩格尔 赵漆 颜宏 J.佩格尔

提 要

观测事实表明大气运动有很强的正压性。本文回顾了一些用正压过程解释大气变率的研究工作，讨论了地形对正压振荡的维持作用及与用来模拟热带加热的质量源、汇的相互作用。由线性模式得到了对强迫项的长时间尺度线性响应，用正规波分解的方法分析了扰动。研究表明，热带加热与地形的非线性相互作用使得大气变率集中在某些区域，这些区域位置与热带加热相对于地形的纬向位置有关。

一、引言

利用北半球大气环流观测资料，人们对扰动波的局地特征进行了大量研究 (Peagle 及 Peagle, 1975, 1976; Blackman 等, 1976; Blackman 等, 1977, 1979; Lau, 1979; Lau 及 Wallace, 1979; Wallace 及 Gutzler, 1981; Blackman 及 White, 1982; Blackman 等, 1983a, 1983b)。在这些研究中，大气振动被分解成短、中、长各种不同的时间尺度。Blackman、Lau、Wallace 等指出高度场在大洋东部有很强的正压性，而在内陆上则具有斜压结构。他们还指出周期为 2.5 天到 6 天的扰动具有斜压涡动的某些特征，而更长时间尺度的波动则正压性更明显。有人用二维罗斯贝波的传播来解释这个现象。从 1939 年 Rossby 的工作开始的一系列研究表明，可以用正压过程来解释大尺度环流的某些现象。

本文回顾了正压大气变率源的研究，并用有强迫项的全球正压原始方程模式解释了 1979 年 1 月及 2 月的扰动波活动。

二、时间变率的可能原因

静止基本气流的线性化原始方程可分解成水平及垂直结构方程，其自由解称为正规波。水平结构是等价高度为 h_0 的线性浅水波方程的解，而 h_0 是垂直结构方程的特征值。

本文中 $h_0 = 10$ 公里。正规波可分成两类：向东、向西传播的重力波和向西传播的 Rossby -Haurwitz 旋转波。Madden (1979) 及 Kasahara (1980) 给出的例子指出，纬向气流的经向变化会改变旋转波的频率，但重力-惯性波的频率及水平波的结构变化甚小。

自由解的结构取决于所选择的基本气流。如基本气流是纬向均匀的，则大气扰动是正压稳定的 (Phillips, 1954)。Simmons 等 1983 年研究了一个基本气流为纬向不均匀的正压模式。他们发现发展最迅速的波具有北半球环流低频变化的某些特征。

另一种办法是允许纬向气流随时间变化。如基本气流是自由静止波，则会与固定地形或热源造成的静止波发生共振 (Tung 及 Lindzen, 1979 a, b)。随时间变化的纬向气流的非线性模式可能有多重解。

Charney 及 Devore (1979)、Peagle (1979) 等研究了高截断模式不同平衡解的稳定性。模式中未用显式包含进的小尺度过程，会使稳定平衡解从一种类型过渡到另一种类型。这可以解释为什么准静止平直纬向气流会变成阻塞形势。当基本气流接近于共振状态，解是不稳定的。在这种情况下，受

* 本刊有删节，参考文献略，全文请见《青藏高原及山地气象会议文集》(英文版)。

地形强迫作用产生的波动通过阻力机制与纬向平均气流相互作用，使平均气流向由地形造成的罗斯贝波共振态演变。这类不稳定性如图1所示，只考虑平均气流和一个扰动：

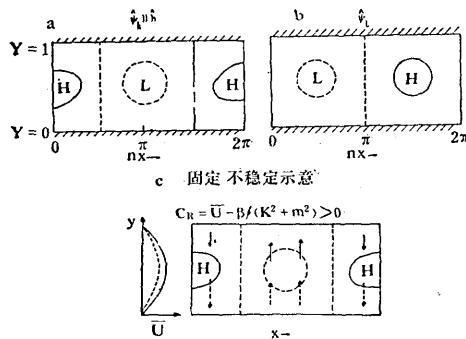


图1 高截断模式地形不稳定性示例

$$\begin{aligned}\psi = & \sqrt{2} \psi_A \cos(my) + 2\psi_K \sin(my) \\ & \cos(nx) + 2\psi_L \sin(my) \sin(nx)\end{aligned}$$

图1a给出了地形强迫波的结构。图1b中扰动波从平均气流中得到能量，从而进一步发展，在非粘性条件下会造成平均气流和扰动的周期性振荡，其振荡周期见附表。

附表 地形影响下平均气流及扰动波相互作用振荡周期 $\psi_{L_0} = 0.025$
 $\psi_{K_0} = 0.0$ $w = 5 \times 10^6$ 米 $\psi_{A_0} = 0.05 \Rightarrow 10$ 米/秒

波长	$h/H = 0.1$	0.2	0.3	
~5	9.1	5.4	2.6	$n = 2$
~10	7.1	5.6	3.1	$n = 1$
~20	8.0	7.13	4.7	$n = \frac{1}{2}$

进一步扩充上述模式，包含进摩擦耗散及纬向平均强迫项，则可以发现，初始场在不稳定平衡区域附近达到稳定状态前有很明显的振荡阶段。这类不稳定性与静止波有关，而不象大多数大气不稳定性那样与传递的扰动波有关。

近年来，很多研究集中在热带加热及半球间相互交换作用。Webster 和 Holton (1982) 发现如果在东风带中有西风“管道”的话，则在浅水波方程的解中出现越赤道响

应。Peagle 和 Peagle (1983) 和 Peagle 等 (1984) 在绝对涡度梯度小到几乎消失的情况下，也发现纬向平均东风带有明显的半球间响应。这种现象对强对流活动很有意义，在这些区域上层辐散很强，而且绝对涡度很小。

Peagle (1978)、Lim 和 Chang (1981, 1983), Lau 和 Lim (1982), Peagle 和 Peagle (1983) 研究了大气对非常定强迫的线性响应。Silva-Dias 等 (1983) 作了 β 平面线性化浅水波方程, Kasahara (1983) 作了全球线性化原始方程模式的研究。当加热垂直廓线呈抛物线时，容易产生内波，而旋转波及重力波的激发则与加热的时间尺度有关。看来由于平均风场的垂直变化，即使强迫项有利于内波生成，在多层斜压模式中也会产生外波。

上述研究都考虑大气对边界条件变化的响应。另一种途径是用本身的动力过程来解释大气变率。Egger (1983年) 曾指出，大气的低频变化可以用全球线性正压模式中更大尺度系统及天气尺度的波动的相互作用来解释。在他的工作中，天气尺度的强迫项与行星波结构无关。另一方面，Frederiksen 1979年指出，斜压扰动是由行星波动造成的。Reinhold 及 Pierrehumbert 1983年研究这两种过程的反馈机制，认为这可能是大气准静止特性的形成机制。一些在固定边界条件下的大气环流数值试验也得到了与观测相符的行星波特征 (Lau 1981)，进一步支持了动力过程本身形成大气变率的设想。

可见，原始方程正压模式中产生大气变率有很多可能的原因。对分层均匀的大气可用线性化方法，基本气流取成静止的，但经向上或垂直方向或水平方向上有变化。对外波的强迫可能由下列原因造成：正压强迫项；斜压强迫项对外波的投影分量或纬向气流的垂直切变。高截断模式直至大气环流模式都应用了非线性分析。非线性过程考虑了平均气流与扰动波的相互作用及行星波与天气尺度波动的反馈作用。这些工作解释了产生大气变率的一些原因，但仍有许多问题尚待解

决。

地形及海陆分布对大气活动中心的形成有非常明显的作用。本文中我们要强调一下时间尺度问题。

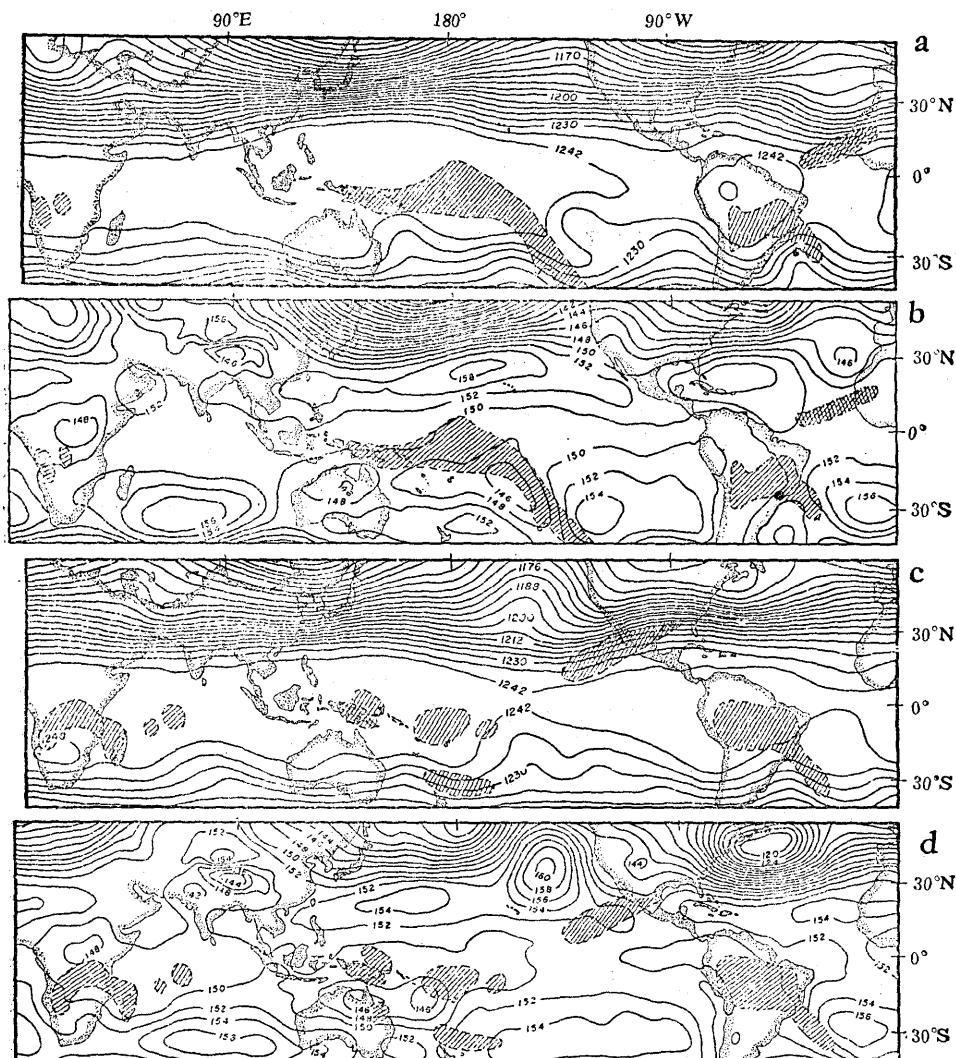
三、FGGE期间2周平均气流

Peagle已用ECMWF客观分析III-b级资料研究过1979年1、2月两个2周时段的情况。其特点是太平洋热带对流有纬向迁移。在第二时段非洲及印度洋上对流增加，

亚洲急流东移。印度西部急流增强与印度洋对流发展几乎在同一纬度上。赤道以南急流增强的同经度上，热带上升运动也增强。青藏高原东部大于10米/秒的平均纬向气流会影响下游地区大尺度流场。

这两个时段的平均高度场（图2）上，在太平洋地区有很大差别，第二时段美国西部有很强的阻塞。

这两个时段的扰动波的动能如图3所示。第一时段中130°E处急流位置接近气候



a. 第一时段200毫巴平均高度场 b. 第一时段850毫巴平均高度场 c. 第二时段200毫巴平均高度场
d. 第二时段850毫巴平均高度场

平均位置 (Blackman 等, 1977)。从图 3a 看出, 亚洲和太平洋上比较稳定, 大量扰动发生在北美海岸西部两支太平洋急流之间。看来这段时间内亚洲东海岸强斜压区内扰动波的发展受到了抑制。在第二时段内北太平洋上阻塞区的东、西部各有一个扰动能高值区。Peagle 等 1983 年指出, 这是由绝对涡度强梯度区内旋转波的传播引起的。图中

扰动波的时间尺度为数天, 这正是斜压不稳定性天气系统的尺度。下节要讨论的数值积分结果表明, 这些极值至少部分地可由正压过程来解释。浅水波方程的数值解指出, 由热带地区哈得莱环流引起的纬向风速的局地加速, 会影响到北半球扰动波的地理分布。辐散的热带环流与地形之间的纬向配置不同会产生不同的结果。

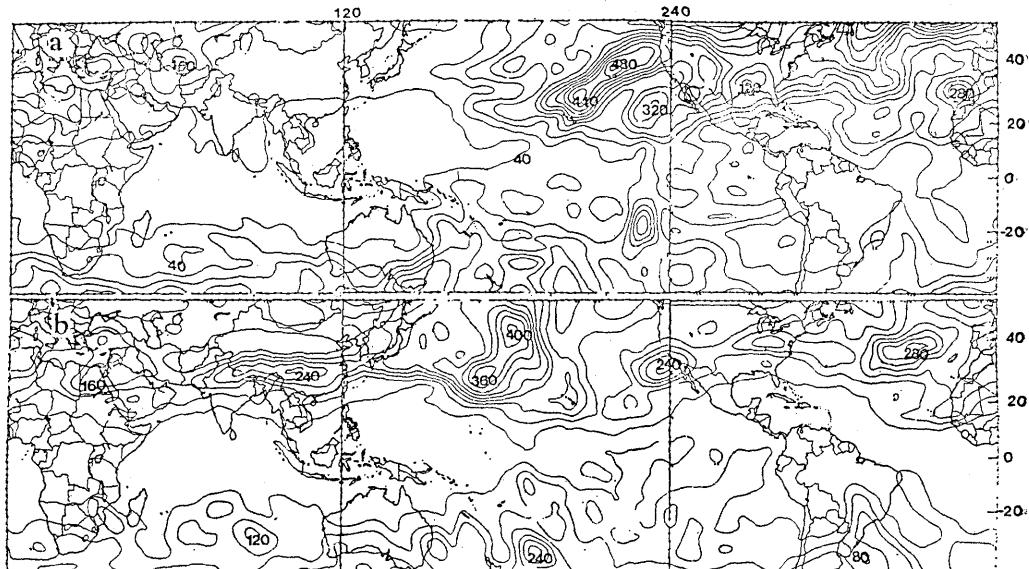


图 3 第一时段(a)和第二时段(b)200毫巴扰动波动能(米²/秒³)

四、数值试验

所用全球浅水波方程模式在 Peagle 等 1983 年一文中有关说明。使用了 Arakawa 的位涡拟能和能量守恒格式, 等价高度为 10 公里, 间距为 5×5 经纬距交叉网格点, 美国国家气象中心的平滑地形, 阻力系数为 $1/15$ 天 $^{-1}$ 。初始场为冬季 300 毫巴纬向平均流场。还作过几次在连续方程中加进质量源模拟加热的实验。

为了研究纬向平均气流受地形影响的调整过程, 对模式积分了 40 天。

由地形引起的扰动波的能量谱如图 4 所示。开始能量集中在 2 波, 8 天以后, 5 波出现另一峰值, 并继续维持下去。20 天以后,

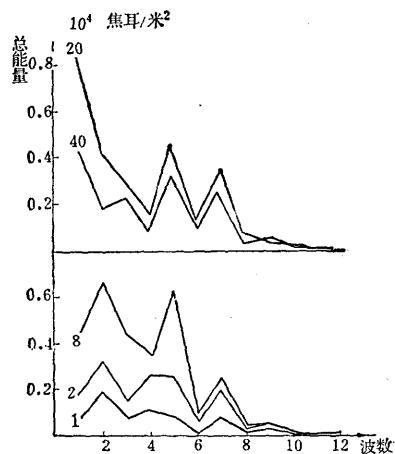


图 4 1—12 波的总能量 曲线上的数字为积分天数

又集中在1波和2波。

从图5可以看出，积分24天以后纬向平均气流有所减弱，这是由于地形的摩擦耗散作用将一部分能量传递给扰动波了。

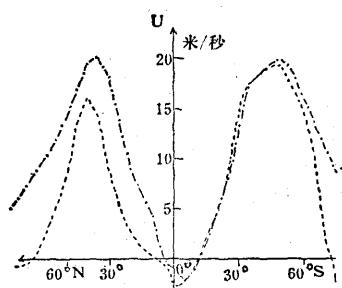


图5 初始时刻（点划线）和24天后（虚线）的纬向风

调整过程主要发生在24天以后。图6给出了24天和36天的动能差。可以看出最大的变化出现在北半球两个主要山地的下游地区。图7a给出了线性模式的稳定解。线性和非线性模式中东亚槽的倾斜和槽脊位置的配置都是不同的。大山脉下游地区的大气变率可以用位涡守恒来解释。我们认为(Peagle and Peagle, 1976)，如果山地上游的平均气流有低频振荡，那么下游的波长会作相应的改变。例如上游平均气流有一个周期为32天

的振荡，则下游可发现周期为2—8天的振荡。观测事实证实了这一点(Peagle and Peagle, 1975, 1976; Blackman等, 1977)。

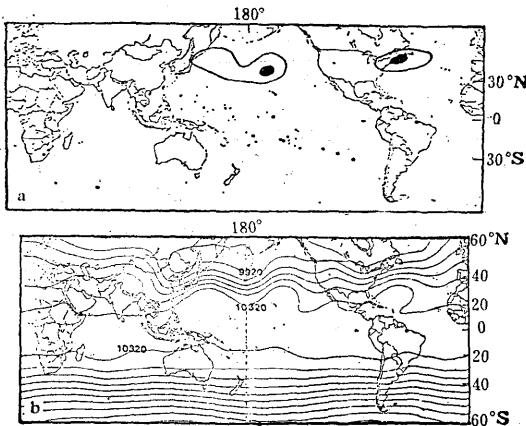


图6 a. 24天和36天动能差 等值线间隔 $10 \text{ 米}^2/\text{秒}^2$ 阴影区表示 $> 20 \text{ 米}^2/\text{秒}^2$ 的区域
b. 24天自由表面高度 (米) 等值线 间隔 80米

图7b.c给出了在热带地区有加热项的解。这些加热项用来模拟热带高空辐散场。这些项的纬向平均为零，最大辐散分别位于 150°E 和 150°W 。模式的解对南半球热带地区加热中心的位置很敏感。三种情况下北半球环流则完全一样，其原因是这些质量源完

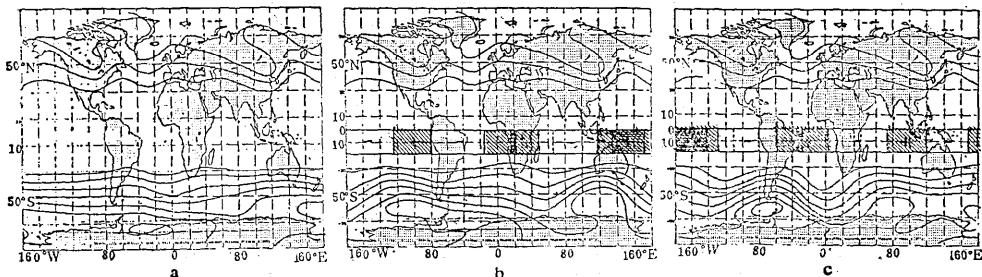


图7 线性模式的稳定解（等高线间隔50米）
a. 仅含地形强迫项 b.c. 含地形及加热（加热区在 0° — 20°S ）

全限于赤道东风带的范围内。

对热带加热的情况又用非线性模式作了两次试验。其初始场是只有地形项的模式的第24天的流场，加进加热场后又积分12天。图

8给出了这12天的动能差。可以看出，其极大值在东亚，这在只有地形项的试验中是看不到的。在 150°W 处有最大加热的试验中，可以看到东太平洋上有一极值中心。

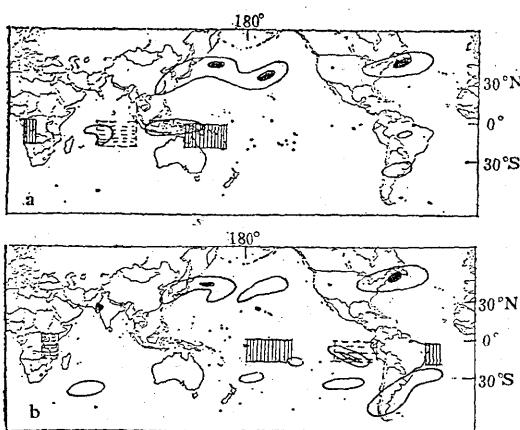


图 8 24 和 36 天动能差 等值线间隔 10
米²/秒² 阴影区为 > 20 米²/秒² 的区域。
a. 热带辐散在 150°E 处最大 b. 热带辐
散在 150°W 处最大 ■ 表示散度小
于 -2×10^{-6} 秒 ■■■ 表示散度大于 $2 \times$
 10^{-6} 秒

图 9 给出了两种不同加热情况试验的能量差。两天以后，波数为 2 和 5 的差值较大，这和前面提到的地形影响有关。

模式输出的流场用正规波进行了分解。两次试验的 $k = 2$ 和 $k = 5$ 的位相完全相同。很明显，旋转波和凯尔文 (Kelvin) 波 ($k = 3$) 完全是由加热项引起的。试验表明，热带加热通过非线性相互作用会影响大气活动中心的位置。

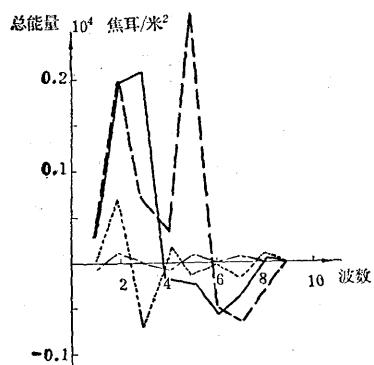


图 9 两种加热情况下总能量差 (150°W—
150°E) 点划线、细虚线、实线和
粗虚线分别为积分 25、28、32 和 36 天

五、小结

对大尺度大气变率机制的猜测之多，犹

如实际大气的变化多端。有必要排除错综复杂性寻找一些简单的概念。

罗斯贝成功地用正压模式作了开创性的工作。许多人研究了该模式中地形的影响。近期的研究表明，非线性模式的解与线性模式的解会有很大差异，然而仍在发展对地形或加热的影响的线性、准线性理论。用线性模式对平均冬季环流的成功模拟，极大地鼓舞了这些工作。我们认为，在大多数线性正压模式里热带地区的加热对全球大气环流的影响被低估了。问题是，对地形和热带加热造成的波的平均位置的分布和局地扰动来说，非线性作用是否是必要的一环？

我们用线性和非线性的全球正压模式作了数值试验，并与两周平均的 FGGE 资料比较。分析表明，非线性反馈是极端重要的。

热带加热项的引进产生了各种波动。环流适应以后，有些波衰减下去。由于赤道东风带的存在，线性模式中的加热项没有什么作用，而在非线性模式中可以看到它的影响。深入研究了引进加热后 4 天内各种波动。分析表明由热带加热产生的波动与地形分布有关，这些波动只有通过非线性相互作用才会产生。另一方面，单独由加热产生的波与热源的纬向分布有关。

分析这些波动时必须多加小心。那些相对于耗散时间尺度来说传播缓慢的波在发生相互干扰前可能已被抑制。虽然以往的研究强调了波的线性传播，但是最近的工作指出，非线性相互作用是产生大气变率的重要原因。

另外有些研究指出也可以用局地线性不稳定来解释大气变率 (Simmons 等, 1983)。由于加热产生的变率集中在不同的区域（在固定的地形影响下所产生的波动是局地稳定的），我们必须作如下假设：非线性模式与线性模式中波的传播特性是不同的，或对波动局地传递过程来说，非线性作用是很重要的。在目前的罗斯贝—重力波模式中大气的局地变率与对局地适应状态的线性化模式的局地变率有否相似之处尚待进一步研究。

（赵溱 译）