

# 关于大气环流遥相关与低频振荡的研究进展与问题

黄荣辉

(中国科学院大气物理研究所)

## 提 要

遥相关与低频振荡是大气环流研究中两个重要的问题。本文主要集中阐述近年来关于大气环流遥相关与30—50天振荡的观测事实及其物理机制的研究进展,同时也指出了有待于进一步研究的问题。

## 一、引 言

近年来,由于全球接连不断地出现大范围的大气环流持续性异常,全世界许多地方出现了干旱与洪涝,严寒与酷暑,这些灾害已给世界人民造成严重损失,所以人们愈来愈注意到全球大范围大气环流的异常及其物理机制的研究。

许多观测事实表明,全球各个区域环流的变化与异常是有相关性的,一个区域环流的变化与异常可以引起另一些区域环流的变化与异常,这种区域性环流变化与异常的相关性称为大气环流的遥相关。由于遥相关现象的发现,近年来许多动力气象学家正在探讨遥相关的物理机制。

此外,许多观测事实还表明,大气环流不仅有年代际、年际、季节变化外,还有季节内变化(Intraseasonal variability),即大气环流还存在着30—50天周期的变化。目前,这种变化及其物理机制的研究正在吸引着许多气象学家。

大气环流的遥相关与低频振荡的研究已成为国际气象界非常关注的研究课题。本文就国内外关于这两方面的研究现状与问题作一综述,并提出应进一步研究的问题。

## 二、大气环流遥相关观测事实的研究

### 1. 北半球冬季大气环流的遥相关

早在本世纪三十年代, Walker 和 Bliss 从海平面的气压变化就发现大西洋与欧洲之间的海平面气压与地表面附近的气温存在着明显的遥相关现象<sup>[1]</sup>。到八十年代, Wallace 和 Gutzler 利用海平面气压与500 hPa 高度场资料,系统地计算了北半球遥相

1988年9月8日收到,1989年1月18日收到修改稿。

关<sup>[2]</sup>, 他们发现大气环流的变化与异常存在着五种遥相关型, 即有太平洋北美型(简称 PNA 型); 西大西洋型(简称 WA 型); 东大西洋型(简称 EA 型); 欧亚型(简称 EU 型); 西太平洋型(简称 WP 型)。

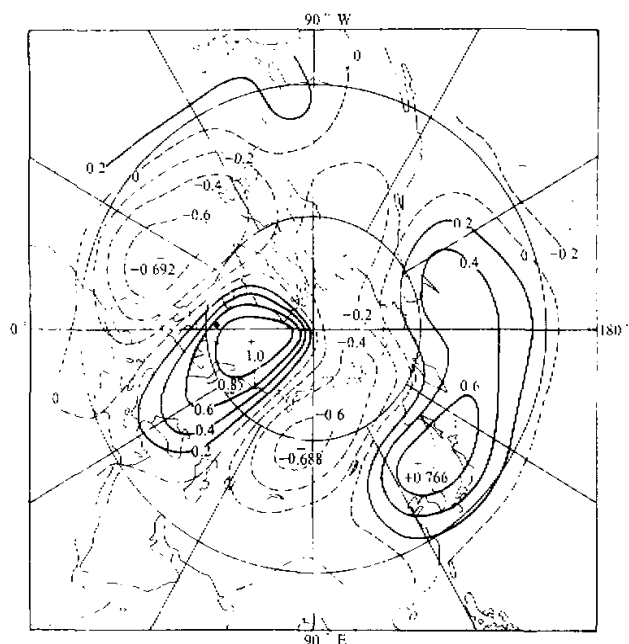


图1 由1963—1979年冬季700 hPa扰动高度场所求出的点相关图  
基点位于75°N、15°E。

Gambo 和 Kudo<sup>[3]</sup>, Kusunoki<sup>[4]</sup> 利用扰动高度场分析了北半球遥相关。图1就是 Gambo 和 Kudo 所求出的以75°N、15°E为基点的北半球700hPa扰动高度场的相关图。他们所得的结果说明了用扰动高度场更能够描述大气环流的三维遥相关, 特别是欧亚型与太平洋北美型大气环流的遥相关。

## 2. 北半球夏季大气环流的遥相关

关于对北半球夏季大气环流的遥相关迄今还没有详细的研究。Asakura 利用1946—1965年观测资料计算了青藏高原上空与北半球所有网格点上高度值的点相关<sup>[5]</sup>。Gambo 和 Kudo 计算了以30°N、115°E为基点与北半球500hPa扰动高度场的点相关<sup>[6]</sup>。黄荣辉利用1963—1979年北半球夏季500hPa高度场计算了以90°E、30°N为基点的北半球高度场的点相关<sup>[7]</sup>, 如图2所示。当青藏高原加强时, 我国北方的低压槽将发展, 位于鄂霍茨克海上空的高压脊加强。此外, 在阿拉斯加地区的低压槽容易加深, 在北美东北部的高压要加强, 而在西北欧的高压也会加强。也就是说, 在青藏高原上空的高度场与西北欧上空的高度场之间有一个很好的正相关。最近, 黄荣辉的研究表明了夏季在菲律宾周围对流活动增强之后将会引起东亚上空副热带高压增

强, 从而引起我国江淮流域干旱与热夏<sup>[8]</sup>.

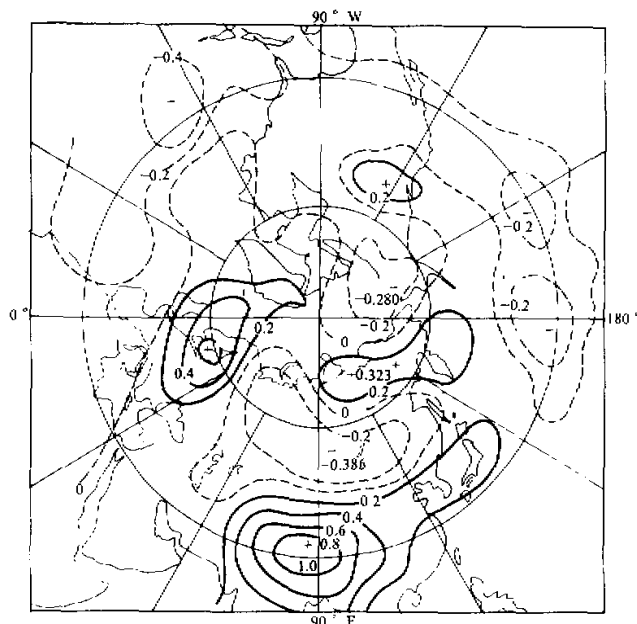


图2 由1963—1979年夏季北半球500 hPa高度场所求出的点相关图  
基点位于90°E, 30°N (信度在0.05以上)

上面这些由大量观测事实分析得到的遥相关型表现为沿某些路径传播的行星波列, 其异常距平分布具有相对固定的位置, 并且其相关型在冬半年表现比夏半年清楚. 这些遥相关型可以作为长期天气预报的依据, 有的已成为长期天气预报的有用工具之一.

### 三、大气环流遥相关物理机制的研究

随着大气环流遥相关现象的揭示, 许多动力学家都在探讨这种遥相关的物理机制. 经过这几年的努力, 现在已经表明了引起大气环流遥相关的有如下几种物理机制:

#### 1. 准定常行星波在球面大气中的传播

Hoskins 和 Karoly 把叶笃正所得到的罗斯贝波的频散理论扩展到球面上<sup>[9]</sup>. 他们研究了罗斯贝波列在球面上的传播, 表明了准定常罗斯贝波列是沿大圆路径传播, 从而造成了遥相关型. 他们的研究还表明了波列向极地方向传播时, 其振幅要增加.

黄荣辉利用波的折射指数平方与 E-P 通量系统地研究北半球冬、夏季准定常行星波的传播路径<sup>[10-12]</sup>, 指出准定常行星波在球面三维大气中传播路径的变化遵从

$$\frac{d_{\theta} x}{dt} = \frac{1}{2} \frac{1}{Q_k} \vec{i} \cdot \vec{C}_{\theta} \times \nabla Q_0, \quad (1)$$

其中  $Q_k$  是波数为  $k$  的准定常行星波的折射指数平方,  $Q_0$  可以看成是波数为 0 的波的折射指数.  $\vec{C}_g$  是群速度在经圈面上的投影,  $\alpha$  是波的路径与水平面的夹角,  $\vec{i}$  是纬向的单位矢量. 并且, 指出了在球面大气中必须考虑非地转风位涡度南北输送的贡献, 才能证明波的 E-P 通量是平行于波的群速度, 即

$$\vec{F} = \vec{C}_g \cdot A, \quad (2)$$

其中  $\vec{F}$  是 E-P 通量矢量,  $A$  是波作用密度. 根据理论与数值模拟的结果都说明了冬季准定常行星波在三维大气中传播存在两支波导: 即中、高纬度准定常行星波通过极地波导从高纬度的对流层传播到平流层; 另一波导从中纬度对流层低层向低纬度对流层

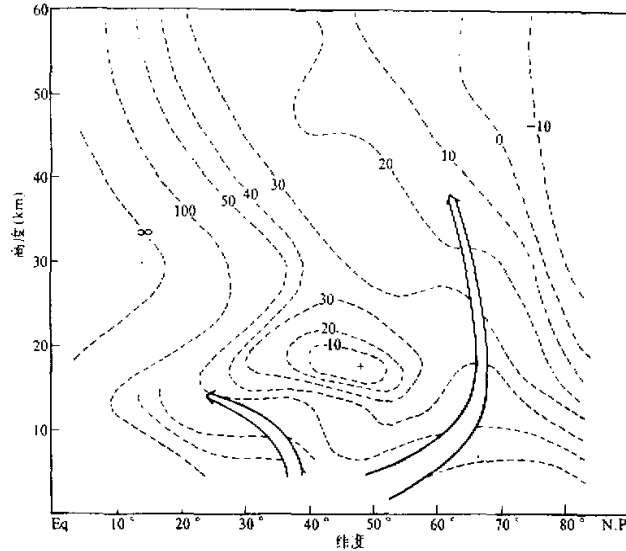


图 3 北半球冬季准定常行星波传播波导示意图

虚线为折射指数  $Q_0$  分布

上层传播, 如图 3 所示. 黄荣辉的研究还表明了冬季低纬度强迫源强迫所产生的准定常行星波必须准水平地传播到中、高纬度对流层上层<sup>[13]</sup>. 并且指出, 夏季准定常行星波不能传播到平流层, 但它能够准水平地从副热带向中、高纬度地区传播<sup>[14]</sup>.

从上面的阐述中, 我们可以看到准定常行星波只有在夏季或冬季低纬度地区可以准水平地传播到中、高纬度的对流层上层. 作者利用 WKBJ 方法仔细地研究波列的传播路径、波在传播中波振幅的局地分布及波传播到转向点(turning point)所需的时间. 图 4 就是我们利用 WKBJ 方法所求到的冬季低纬度行星波列的传播路径.

黄荣辉还指出对于冬、夏实际气流而言, 由于  $\nabla \cdot \vec{C}_g \neq 0$ , 故波在传播中振幅的局地变化并不是 Hoskins 和 Karoly 所指出的极向增加, 而是不容易估计的.

从以上理论分析可以看到, 由于准定常行星波不仅可以在垂直方向传播, 而且还可以在经向进行传播, 这样, 使得某区域大气环流的异常就会引起另一些区域的跟着异常.

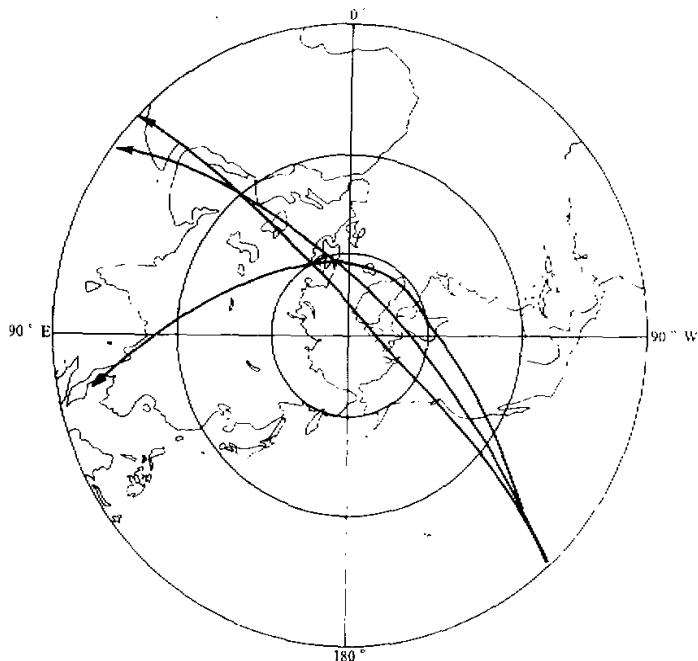


图4 北半球冬季500hPa等压面上低纬度行星波的传播路径图

## 2. 下垫面热状况异常所引起的行星尺度扰动的异常

近年来,对产生大气环流异常的物理机制的研究,如 Moura 和 Shukla<sup>[15]</sup>, Keshavamurly<sup>[16]</sup>, Shukla 和 Wallace<sup>[17]</sup> 用数值模拟方法研究了PNA型产生的物理机制.他们的结果表明了赤道东太平洋海表温度的异常增暖会引起北半球PNA型大气环流的异常.黄荣辉从理论上并经数值试验检验也说明了赤道东太平洋热源异常将会产生PNA型环流的异常<sup>[18]</sup>.最近 Gambo, 卢里和李维京利用数值模式模拟了热带大西洋发生海温异常后所引起的欧亚型遥相关<sup>[19]</sup>.

海表温度的异常增暖最明显的应是 El Niño 事件发生时的赤道东太平洋的海温异常.在 El Niño 发展到最盛期,赤道东太平洋海表温度可以比正常海表温度偏高 2—3℃, 1982 年 12 月赤道东太平洋区域的海表温度比常年偏高达 4—5℃.由于海温升高不仅使得海洋向大气的感热输送大大增加,而且会使强盛的积云对流区向暖水区移动,其降水距平最大达 15mm/d.由于降水量增加将使水汽凝结释放的潜热大大增加,所以海温异常增暖会使低纬度上空的热源大大加强.图5为由模式计算所得到的冬季赤道东太平洋热源异常所引起 500hPa 等压面扰动高度场的距平分布.从图5可以清楚地看到,当热带东太平洋上空热源加强时,在热带东太平洋上空的扰动高度场将出现正距平;而在北太平洋上空的扰动高度场将出现负距平,这个负距平区域一直延伸到日本北海道及我国东北;此外,在北美的北部是正距平区域,而美国中部与东部是负距平区域,这与实际观测的 PNA 型环流异常是一致的.

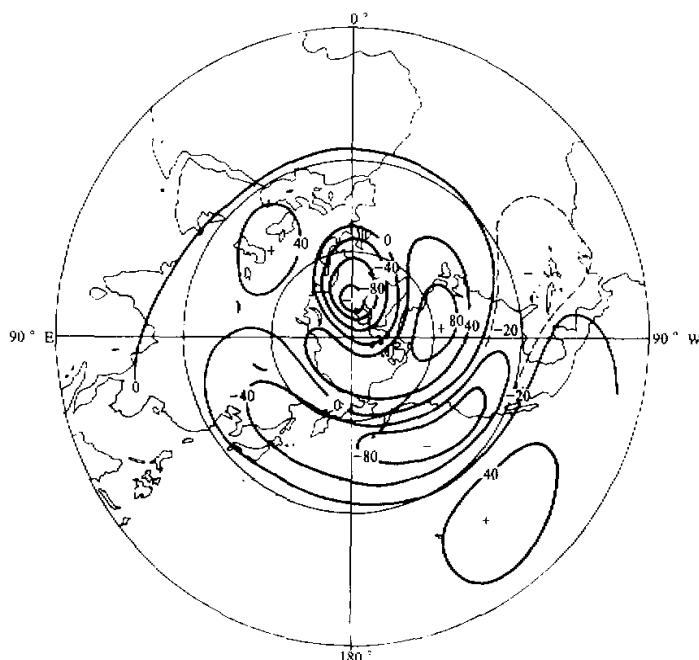


图5 由模式计算所得冬季赤道东太平洋热源异常所引起的  
500hPa 扰动高度场的距平分布(单位: 位势米)

此外, 根据 Nitta<sup>[20]</sup>, Kurihara 和 Kawahara<sup>[21]</sup> 的研究, 当热带西太平洋的海表温度发生增暖时, 将会在西太平洋上空, 特别在菲律宾周围的积云对流活动大大加强。

不仅海温异常将使热源产生异常, 根据许多学者的研究, 青藏高原上空是北半球夏季最大热源<sup>[22~24]</sup>。但是, 冬、春高原上的积雪状况将严重地影响这个热源的强弱。因此, 位于青藏高原上空的热源异常也会引起北半球夏季一系列大气环流的异常。作者利用一个 34 层准地转模式计算了夏季青藏高原上空热源加强时所引起的 500hPa 等压面上扰动高度场的距平分布<sup>[25]</sup>。计算结果表明, 当青藏高原热源加强时, 青藏高压将加强, 我国北方低压槽容易加深, 造成冷夏; 并且, 鄂霍茨克海高压要加强; 阿拉斯加地区低压槽容易加深, 这与上述由观测资料所得的结果一致。

### 3. 平均气流的正压不稳定

产生准定常行星波不仅是由于外源强迫, 近年来, Simmons, Wallace 和 Branstator 提出了大气环流的遥相关型还可能是由于纬向非均匀气流上的正压不稳定而产生<sup>[26]</sup>。有的年份, 外源并没有发生很大异常, 如 1981 年, 并不是 El Niño 年, 但出现了 PNA 型的异常型。不少数值模拟的结果也说明了这点。Gambo, 卢理和李维京的数值模拟结果表明了由于大西洋强迫源强迫所产生的准定常行星波的传播, 形成了欧亚型的环流异常, 在这之后, 在北太平洋上空的纬向非均匀气流发生了正压不稳定。

从而形成了PNA型环流异常。

曾庆存利用波包近似方法研究了强迫基流上的不稳定问题<sup>[27]</sup>，他得到强迫基流上扰动不稳定判据是

$$\iint_w |\psi_0|^2 \left[ (m^2 - n^2) \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + mn \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right] dx dy > 0 \quad (3)$$

其中  $m, n$  是  $x, y$  方向的扰动波数， $\bar{u}, \bar{v}$  分别是强迫基流的两个分量。若在强迫基流中出现  $(m^2 - n^2) \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} > 0$ ，或  $mn \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} > 0$ ，就会出现  $\frac{\partial E}{\partial t} > 0$ ，这样，在强迫基流上就会出现扰动的不稳定现象。

#### 四、大气中 30—50 天周期的低频振荡

大气中除了年际变化、季节变化外，近年来还发现存在着季节内变化，其中最重要的是存在着 30—50 天周期振荡。Madden 和 Julian 利用波谱分析方法调查了热带各点地面气压的变化<sup>[28]</sup>，发现从印度洋到太平洋赤道区域的环流存在着 40—50 天周期的变化，并且这种变化以 1—3 纬度/日从南向北传播。

##### 1. 热带纬圈环流 30—50 天周期变化

大量观测事实表明，在热带区域其纬圈环流存在着 30—50 天周期的变化。这个变化大致可分为 8 个阶段，每个阶段为 4—6 日，如图 6 所示，积云对流活动首先活跃于印度洋，伴随着积云对流活动，在该区域就有大范围的上升气流，并且其海平面气压下降，为了补偿印度洋的空气，在热带将出现纬圈环流，其下沉气流出现在中太平洋；随着时间的推移，积云对流活动与大尺度上升气流的区域向东移动，这时积云对流活动及纬向气流的强度最活跃，大范围的上升气流及积云对流位于西太平洋，而下沉气流位于东太平洋，这与 Bjerknes 所提出的沃克环流一致；之后，大范围的积云对流及上升气流徐徐向东移，其强度减弱，在西太平洋上空变成下沉气流。从图 6 还可以看到这种

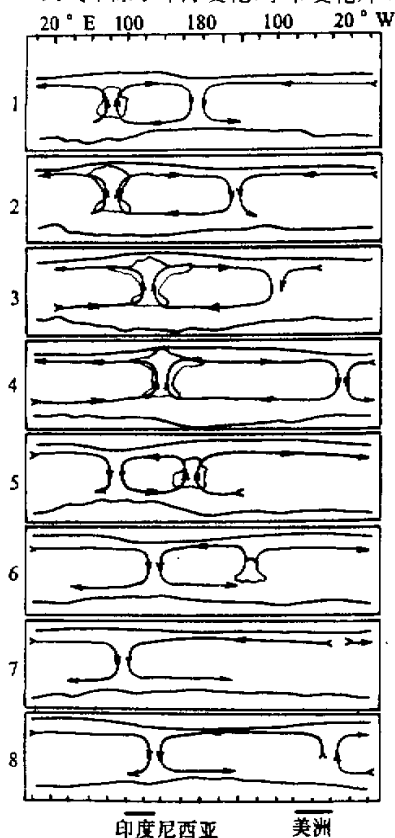


图6 在赤道区域随着30—50天周期变化而产生的纬圈环流变化<sup>[28]</sup>

热带大气环流的 30—50 天周期振荡是由波数 1 的纬圈环流向东移动产生的。

## 2. 亚洲夏季风环流的 30—50 天周期变化

Yasunari<sup>[29]</sup>, Sikka 和 Gadgil<sup>[30]</sup> 通过云量研究了印度夏季风爆发、活跃与中断的循环, 他们发现在这 30—50 天周期的循环中, 云带以 1 纬度/天的速度徐徐向北移动, 如图 7 所示, 这个循环在经圈方向可分 4 个阶段。在印度季风中断时, 大范围的上升气流位于赤道附近及喜马拉雅山的南麓, 而在 20°N 附近的印度次大陆存在着下沉气流。实际上, 在印度季风中断期, 降水与云量也是集中在赤道及喜马拉雅山南麓附近。随着时间的推移, 在赤道附近的大范围上升气流区向北移动, 随之, 云量大的区域也北进到 10°N 附近的印度次大陆。之后, 大范围的上升气流及云量增大区位于 20°N 附近, 而赤道及喜马拉雅山南麓附近正是下沉气流区域, 这时期印度季风处于活跃。在这之后, 大范围的上升气流区又北移到喜马拉雅山的南麓, 而在 10°N 附近的印度又出现下沉气流, 又引起印度季风的中断。

Murakami 利用日本静止气象卫星资料分析表明了伴随着印度季风经圈环流的变化, 其纬圈环流也发生相应的变化<sup>[31, 32]</sup>。积云对流活动随着纬圈环流的变化, 从孟加拉湾到中印半岛向热带西太平洋移动。在季风活跃期, 孟加拉湾及中印半岛地区的积云对流活动就强, ITCZ 也强; 而在季风中断时, 上述地区的积云对流活动也弱。Lau 和 Chan 从 NOAA 卫星的 OLR 资料分析 30—50 天周期低频变化的传播, 发现这种低频变化从印度洋经中印半岛传播到澳大利亚<sup>[33]</sup>。

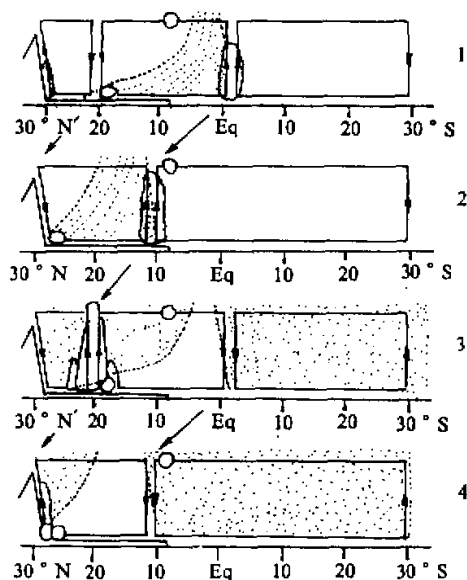


图 7 伴随着印度季风活跃与中断的 30—50 天周期变化而产生的经圈环流变化<sup>[29]</sup>

其中阴影区表示高温区。

### 3. 南半球夏季风的 30—50 天周期变化

12 月—2 月在南半球澳大利亚一带也盛行夏季风, 其环流同样盛行着 30—50 天周期变化, 但这种变化却表现在东西方向, 与印度季风不同. 在季风活跃期, 西风可以越过日期变更线, 强度强, 位于西风以南的贸易风也强, 并且位于这个区域以北的北半球贸易风也强; 而在中断期, 西风显著向西后退, 风速减弱, 位于西风以南的贸易风也弱, 并且位于这个区域的北半球贸易风也弱.

### 4. 30—50 天周期的低频变化与 ENSO 现象的关系

30—50 天周期的低频振荡不仅与季风有很大关系, 最近研究表明它与 ENSO 现象的发生也有一定关系. Lau 首先提出 30—50 天周期的低频变化可能激发出 ENSO 事件的爆发<sup>[34]</sup>. 最近, Nakazawa<sup>[35]</sup>, Nitta<sup>[36]</sup> 从 OLR 资料的分析说明了伴随着 30—50 天周期的低频振荡, 在日期变更线附近有超大型云团活动, 这些超大型云团将诱发出西风爆发(Westerly bursts), 而西风爆发使得信风大大减弱, 从而使海水异常增暖, 激发起 ENSO 事件的发生.

## 五、有待于进一步研究的问题

从八十年代初到现在, 大气环流遥相关与 30—50 天周期振荡现象吸引着许多气象学家, 揭示出不少关于这两种现象的机理. 但是对于这两种现象还有许多问题有待于进一步研究.

(1) 现在许多研究集中在冬季大气环流的遥相关现象, 而夏季大气环流的遥相关则研究得较少. 但是, 夏季月~ 季度大气环流的异常及其物理机制的研究在长期天气预报的研究中是极其重要的, 因此, 研究夏季大气环流的遥相关及其物理机制同样也是相当重要的.

(2) 关于大气环流遥相关物理机制的研究目前主要集中在准定常行星波的传播与外源强迫的异常. 但是关于这方面的研究都可以说是单因子分析. 如赤道东太平洋海温发生异常增温, 人们就预报北半球大气环流可能会产生 PNA 型的异常. 然而, 事实上大气环流的异常是多因素造成的. 因此, El Niño 现象发生, 北半球大气环流不一定就产生 PNA 型异常; 没有 El Niño 现象发生, 也可能产生 PNA 型的异常. 如 1971/1972 年冬季赤道东太平洋发生了 El Niño 现象, 但该年冬季北半球大气环流却没有产生 PNA 型的异常; 而 1980/1981 年冬季赤道东太平洋海温虽没有发生 El Niño 现象, 但在 1981 年 1 月却产生了 PNA 型环流的异常. 因此, 对于大气环流遥相关的物理机制还需要作更多的研究, 以进一步揭示其规律, 使短期气候变化的预测成为可能.

(3) 目前关于 30—50 天周期的低频振荡研究刚刚开始, 这种振荡的观测事实也不全面, 如 30—50 天周期低频振荡的全球特征以及各个区域的特征都还不太清楚. 至于低频振荡的物理机制更是不清楚, 有的学者企图用 Kelvin 波来解释, 但是, Kelvin

波只能集中在赤道周围, 为什么在远离赤道的季风区还有这种周期变化, 并且在赤道非洲大陆上这种周期变化却很不明显, 这都是有待于进一步研究的问题。

最近, 许多研究表明这种 30—50 天周期的低频振荡与 ENSO 事件的发生有很大关系, 因此, 进一步研究 30—50 天周期的低频振荡 (一般称 40 天模态) 与 ENSO 模态, QBO 模态的关系对于搞清这些模态所影响的年际大气环流的变化机制是很重要的。

## 参 考 文 献

- [1] Walker, G. T., and E. W. Bliss, 1932, World Weather, *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, **4**, 53—84.
- [2] Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981, Teleconnection in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784—812.
- [3] Gambo, K., and K. Kudo, 1983, Three-dimensional teleconnection in the zonally asymmetric height field during the Northern Hemisphere winter, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 36—50.
- [4] Kusunoki, S., 1985, An observational study of horizontal propagation of Rossby waves in the troposphere, Ph. D., Geophysical Institute, University of Tokyo.
- [5] Asakura, T., 1968, Dynamical climatology of atmospheric circulation over East Asia centered in Japan, *Papers in Meteor. and Geophy.*, **19**, 1—68.
- [6] Gambo, K., and K. Kudo, 1982, Teleconnections in the zonally asymmetric height field during the Northern Hemisphere summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 829—837.
- [7] Huang, Ronghui, 1986, The physical mechanism of the threedimensional teleconnection in the summer circulation and application in the long-range weather forecasting, First WMO conference on Long-Range Forecasting, Sep. 29—Oct. 3, Sofia.
- [8] Huang, Ronghui and Li, Weijing, 1987, Influence of the anomaly of heat source over the northwestern tropical Pacific on the subtropical high over East Asia, proceeding in International conference on the General circulation of East Asia, Apr. 10—15, Chengdu, China.
- [9] Hoskins, B. J., and D. J. Karoly, 1981, The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179—1196.
- [10] Huang, Ronghui and K. Gambo, 1982, The response of a hemispheric multi-level model atmosphere to forcing by topography and stationary heat sources, Part 1, 11, *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 78—108.
- [11] 黄荣辉, 岸保勘三郎, 1983, 关于冬季北半球定常行星波传播另一波导的研究, 中国科学 B 辑, 第 10 期, 940—950.
- [12] 黄荣辉, 1984, 球面大气中行星波的波作用守恒方程及用波作用通量所表征的定常行星波传播波导, 中国科学 B 辑, 第 8 期, 766—775.
- [13] 黄荣辉, 1986, 冬季低纬度热源异常对北半球大气环流影响的物理机制, 中国科学 B 辑, 第 1 期, 91—103.
- [14] Huang, Ronghui, 1984, The characteristics of the forced stationary planetary wave propagations in summer Northern Hemisphere, *Adv. Atmos. Sci.*, **1**, 85—94.
- [15] Moura, A. D., and J. Shukla, 1971, On the dynamics of droughts in northeast Brazil. Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 2653—2675.
- [16] Keshavamurthy, R. N., 1982, Response of the atmosphere to sea surface temperature anomalies over the equatorial Pacific and the teleconnections of the southern oscillation, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1241—1259.
- [17] Shukla, J., and J. M. Wallace, 1983, Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1613—1630.

- [18] 黄荣辉, 1983, 冬季低纬度热源异常在北半球对流层大气环流异常中的作用, *气象学报*, **43**, 411 — 423.
- [19] Gambo, K., Lu Li and Li Weijing, 1987, Numerical simulation of Eurasian pattern teleconnection in the atmospheric circulation during Northern Hemisphere winter, *Adv. Atmos. Sci.*, **4**, 385 — 394.
- [20] Nitta, T., 1986, Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373 — 390.
- [21] Kurihara, K., and M. Kawahara, 1986, Extremes of East Asia weather during the post ENSO years of 1983/84, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 493 — 503.
- [22] 叶笃正, 高由禧, 1979, 青藏高原气象学, 科学出版社.
- [23] Nitta, T., 1983, Observational study of heat sources over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 590 — 605.
- [24] Luo, H., and M. Yanai, 1984, The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 965 — 989.
- [25] Huang, Ronghui, 1985, The numerical simulation of the three-dimensional teleconnections in the summer circulation over the Northern Hemisphere, *Adv. Atmos. Sci.*, **2**, 81 — 92.
- [26] Simmons, A. J., J. M. Wallace and G. W. Branstator, 1983, Barotropic wave propagation and instability and atmospheric teleconnection patterns, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363 — 1392.
- [27] Zeng, Qincun, 1983, The evolution and structure of Rossby wave packet in forced mean flow, IAMAP-WMO Symposium on Maintenance of the Quasi-stationary Components of the Flow in the Atmosphere and in Atmospheric Models, Aug. 29 — Sep. 2, Paris.
- [28] Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972, Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40 — 50 day period, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109 — 1123.
- [29] Yasunari, T., 1981, Structure of an India summer monsoon system with around 40-day period, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 336 — 354.
- [30] Sikka D. R. and S. Gadgil, 1980, On the maximum cloud zone and the ITCZ over Indian longitudes during the southwest monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1840 — 1853.
- [31] Murakami, M., 1983, Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and southeast Asia, Part I: Diurnal variation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 60 — 76.
- [32] Murakami, M., 1984, Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia, Part II: Seasonal and intraseasonal variations during northern summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 88 — 108.
- [33] Lau, K. M. and P. H. Chan, 1985, Aspects of the 40 — 50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1889 — 1909.
- [34] Lau, K. M. and P. Chan, 1986, The 40 — 50 day oscillation and the EL Nino/southern oscillation; A new perspective, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 533 — 534.
- [35] Nakazawa, T., 1986, Mean features of 30 — 60 day variations as inferred from 8-year OLR data, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 777 — 786.
- [36] Nitta, Ts. and T. Motoki, 1987, Abrupt enhancement of convective activity and Low-level westerly burst during the onset phase of the 1986 — 87 El Nino, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 497 — 506.