

热带内外地区环流季内变化的 相互作用特征

I. 诊断分析研究

余 斌 黄荣辉

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 基于 ECMWF 客观分析资料, 本文分析了 1983/1984 和 1986/1987 两个典型年份冬季东亚地区季内低频域中热带内外地区的季风环流、热带对流及低频波能之间的相互作用特征, 强调了东亚冬季风对于这种相互影响的重要激发作用, 同时指出热带地区积云对流可以是联系季内热带内外地区相互作用的一种重要的衔接因子。

关键词 热带内外地区 季风环流 热带积云对流 低频波能 相互作用

1 引言

热带内外地区相互作用是一复杂的现象, 它与时空分布都存在很大的关系。对于较短时间尺度, 对东亚冬季风的系列研究指出^[1~3], 沿东亚沿岸的冬季风涌对海洋性大陆和赤道中太平洋上热带对流有很强作用。在冷涌爆发几天后, 大的经向伸展的对流层上层扰动在副热带和中太平洋上得以发展, 且这种扰动可导致赤道中太平洋上对流的加强。Blackmon 等分析 500 hPa 热带外位势高度场时空变化时发现^[4], 在 10~30 天时间尺度上, 沿东亚沿岸从中纬向热带有一占优势的 Rossby 波列能量传播。这些研究是热带外环流强迫热带大气的几个突出表现。另一方面, 对于长时间尺度 (季至年际尺度), Horel 和 Wallace^[5]指出, 赤道强迫可以引起大的中纬度异常; 而在这一时间尺度上, 热带外地区对热带地区的强迫作用并不明显。在空间分布上, Webster 指出, 纬向平均的热带经圈环流十分微弱, 有时甚至难以比较肯定地确定出这一环流的符号, 但在去除纬向平均的限制后, 比较鲜明的区域性的环流就会显示出来^[6]。

近年来, 随着对季内 30~60 天大气低频振荡现象研究的不断深入, 气象学家们也开始关注在这一时间尺度下热带内外地区相互作用的问题^[7~9], 目前这方面的研究多强调了热带外低频波列与热带对流发展间存在较明显的位相关系。按 Horel 等^[5]的观点, 上述作用属于热带内外地区的正压遥相关作用。通过斜压环流型的方式, 热带内外地区间的相互作用也是可以存在的。那么, 在季内时间尺度下这种相互作用的特征怎样? 这是一个值得研究的问题。此外, 近年来许多研究^[10]都强调了西太平洋对流活动对全球

1995-01-27 收到, 1995-03-27 收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目

大气环流变化的重要影响。同时, 热带对流也是热带大气季内 30~60 天低频振荡的一种重要的形成机制^[9]。因此, 一个自然的问题是, 对于季内热带内外地区相互作用, 热带地区积云对流作用是否也扮演着重要的角色? 这些便是本文将要研究的问题。

本文采用 1983~1984 和 1986~1987 两个年份冬季 (10~3 月) ECMWF 格点资料和 OLR 资料, 应用诊断分析的方法研究上述问题。所分析资料的范围取 60°N~30°S 球带, 网格距为 5°×5°。此外, 下文中除特别指明外, 所谓“低频”均指的是由分析 5 天等权滑动平均处理后的资料所得的结果。

2 热带地区 OLR 场演变特征

基于 1980~1989 年东半球热带地区隆冬季节 (12~2 月) 候平均 OLR 场资料, 本文选出两个 OLR 场上极具差异的冬季年份 1983/1984 和 1986/1987 年。

图 1 是这两个年份冬季 10~2 月东半球 OLR 场演变, 其中经向方向上取 10°S~10°N 平均。由图可见, 在 1983/1984 年冬季, 热带地区 OLR 场上的主要特征是: (1) 场上 30~60 天振荡形势极为显著; (2) OLR 值变化最强区位于印尼-西太平洋上 100~150°E 范围内, 表明该区域也是热带对流变化的最活跃区。且对流变化的最活跃时段

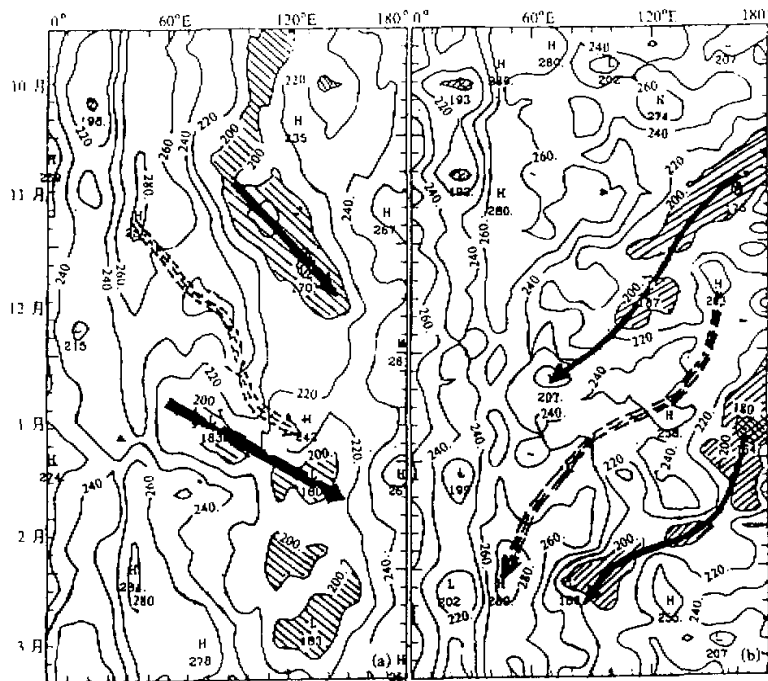


图 1 东半球 (10°S~10°N) 平均 OLR 场时间演变图

图中数值单位 W m^{-2}

(a) 1983/1984 年冬季; (b) 1986/1987 年冬季

多在隆冬季节; (3) 在热带中印度洋至印尼婆罗洲地区, OLR 场上存在明显的东传。

在 1986/1987 年冬季, 热带地区 OLR 场上同样存在明显的 30~60 天低频振荡形势, 但此时 OLR 值变化最强区在 $100^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$ 。同时, 与 1983/1984 年冬季对流变化最活跃时段比较, 这里的对流变化更剧烈, 尤其是 1987 年 1 月第 4~5 候, OLR 为谷值 164 W m^{-2} , 远远小于 1984 年 1 月同期结果, 表明这里的热带对流发展强于 1983/1984 年冬季。此外, 在热带印度洋~中西太平洋地区, OLR 场上有清晰的西传特征。由于 1986/1987 年为 El Nino 发生年份, 因此, OLR 的这种西传特征也是 El Nino 引起的东太平洋热源不断激发的西传低频波动的一种表现。

1983/1984 年冬季是继 1982/1983 年强 El Nino 循环之后的恢复阶段, 而 1986/1987 年则处于另一次 El Nino 循环的发生期。从以上对 OLR 资料的分析可见, 在这两个冬季年份热带对流变化无论在传播特征或是其时段强度上均存在显著的差异。因此, 1983/1984 和 1986/1987 年份正是我们将研究的两个冬季年份。同时, 下文中我们还将更多地侧重于对上述对流发展达最活跃时段结果的讨论。

3 东亚冬季风对热带对流活动的作用

分析发现, 在 1983/1984 和 1986/1987 两年冬季, 强/弱的热带对流活动(对应于相对强/弱的 OLR 极小值) 分别有相对强/弱的低频季内环流的演变相伴随。下面

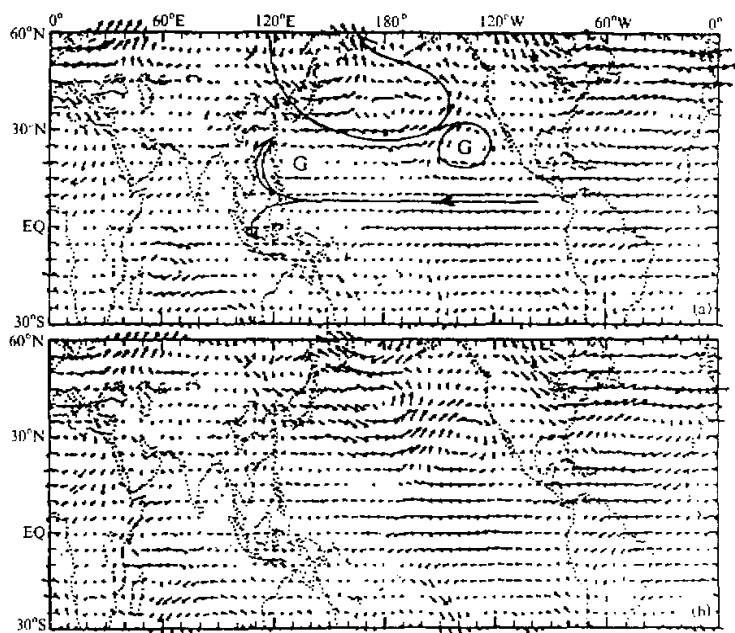


图2 1984 年 1 月 850 hPa 低频流场
(a) 1 月 21 日; (b) 1 月 23 日

给出上节中提到的对流发展达最强盛的时段结果。

图 2 是 1984 年 1 月下旬 850 hPa 低频流场。图上显示东亚地区主要特征是：蒙古高压弱；副热带高压西伸，中心偏西约位于 135°E ，这导致了其西侧西南风控制于东亚大陆东南岸地区。因此，西太平洋印尼地区的越赤道气流只有源自中、东太平洋的信风气流，越赤道气流强度较弱。

1987 年 1 月 20~30 日的情形与此大不相同。在 1 月 19 日图上 (图 3a)、东亚及太平洋中纬度地区主要为纬向气流所控制；同时，在副高南侧 $110\sim 130^{\circ}\text{E}$ 上，东北信风有越赤道作用。自 20 日起，东北季风加强，22 日 (图 3b) 蒙古地区为较强的高压控制，澳大利亚北部为低压，两者之间形成强的气压差；同时，副高较 1984 年同期的位置东移，中心位于日更线附近。这种流型的配置有利于东北季风向南传输。南传气流在 15°N 附近与源自中、东太平洋的东-东北信风汇合，强度得以增强。进而气流在马来西亚与加里曼丹之间越过赤道转为西北风，并与澳大利亚北部低压西北侧的西南风共同作用于 120°E 及其附近地区，它们的汇合作用造成了南半球的一个较强的辐合带出现。这种形势一直维持到 25 日。26 日起东北季风南传作用开始减弱，相应地，越赤道气流也开始减弱 (图略)。

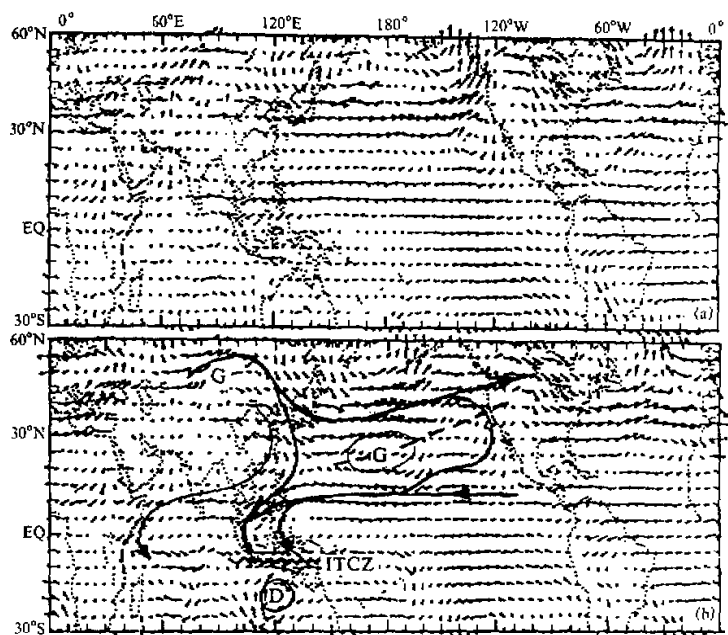


图 3 1987 年 1 月 850 hPa 低频流场

(a)1 月 19 日; (b)1 月 21 日

4 热带对流活动对经向环流的影响

4.1 200 hPa 速度势分布

辐散环流分布可以较清晰地表示平面上的环流特征。

在球面上,

$$D = \frac{\partial u}{a \cos \varphi \partial \lambda} + \frac{\partial v}{a \partial \varphi} - \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi, \quad (1)$$

$$\nabla^2 \chi = \frac{1}{a^2} \left(\frac{\partial^2 \chi}{\partial \varphi^2} - \operatorname{tg} \varphi \cdot \frac{\partial \chi}{\partial \varphi} + \frac{1}{\cos^2 \varphi} \frac{\partial^2 \chi}{\partial \lambda^2} \right), \quad (2)$$

则由解 Poisson 方程 $\nabla^2 \chi = D$ 可得速度势。

图 4 是 1984 年 1 月和 1987 年 1 月 200 hPa 月平均速度势场。由图可见, 1984 年 1 月对流层高层主要辐散/辐合中心并无特别集中的纬度带, 显示了该年隆冬以经、纬向型并存作用的环流结构特点。1987 年 1 月速度势场上的基本特征与上述结果类似。主要差别表现在 120°E 及其附近的经向环流上, 1987 年 1 月月平均经向环流明显强于 1984 年 1 月。

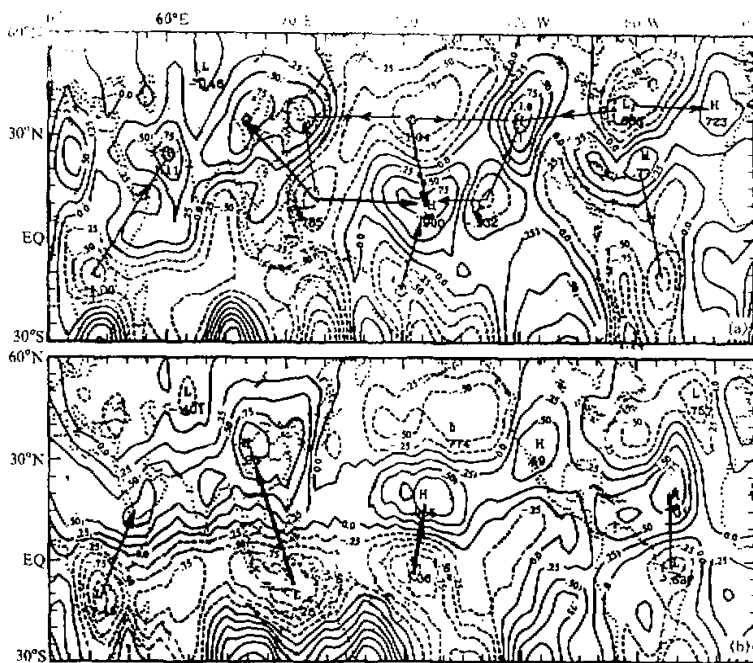


图 4 200 hPa 月平均速度势场

图中数值单位: $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

(a) 1984 年 1 月; (b) 1987 年 1 月

比较这两个隆冬速度势场上正负中心的分布以及中心数值还可看到, 两者间以 1986/1987 年隆冬季节速度势更强。上述事实说明 1986/1987 年隆冬 Hadley 型的垂直环流明显强于 1983/1984 年隆冬的结果。

4.2 经向环流演变

由图 4 还可看出, 在上述两个冬季, 东半球 100~130°E 都基本上为经向环流所控制。下面着重来讨论这一环流支的演变。

定义指数 $I_H = \frac{1}{2}(V_{200} - V_{850})$, 它表示经向风的斜压分量。 I_H 也可用以对经向环流进行一定的描述。

普查 1983/1984 和 1986/1987 年冬季东亚地区低频 I_H 演变, 选出 I_H 值最强且变化最显著的时段, 相应为 1984 年 1 月 20~28 日和 1987 年 1 月 21~29 日。这两个时段

也正是对应冬季年份热带对流变化强盛的时期。

图 5a 是 1984 年 1 月 20~28 日 90°E 上低频 I_H 强度及经向环流演变。由图可见: (1) I_H 强度从 1 月 20 至 28 日随时间衰减, 22 日, I_H 最大中心位于 25°N, 强度为 8.7 m s^{-1} ; 26 日 I_H 最大值减为 2.7 m s^{-1} , 中心也南撤至 17.5°N; (2) 由 22 至 26 日, 环流圈在低纬的垂直上升支南撤, 中高纬的垂直下沉支北伸, 表明 Hadley 环流圈范围在不断扩大; (3) 自 28 日起 I_H 强度回升, 但 Hadley 环流圈相应地南撤。

分析 1983/1984 年冬季 100°E 和 110°E 上低频环流的变化(图略)发现: 基本特征与 90°E 上的形势类似, 差异是: 100°E 上 I_H 最强值出现在 24 日, 中心强度 7.1 m s^{-1} , 位置在 25°N; 110°E 上 I_H 于 26 日发展达最强盛, 数值为

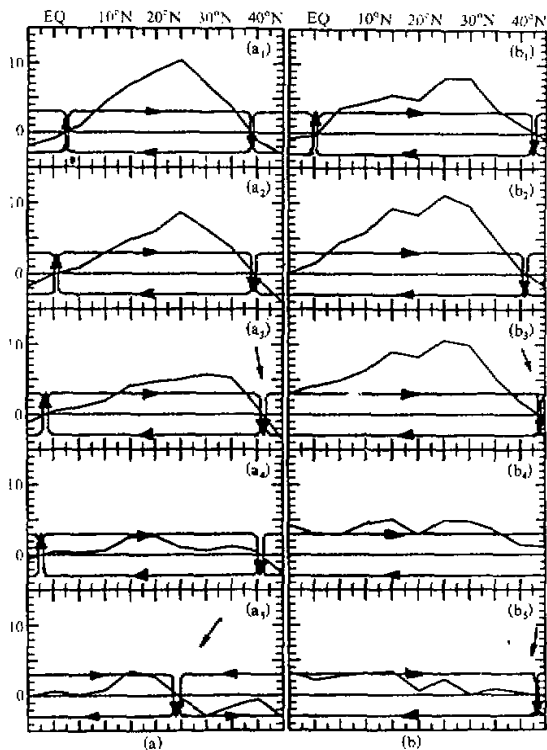


图 5 低频 I_H 强度及经向环流示意图

数值单位 m s^{-1}

(a) 1983/1984 年冬季沿 90°E 结果, (a₁) 1984 年 1 月 20 日, (a₂) 1984 年 1 月 22 日, (a₃) 1984 年 1 月 24 日, (a₄) 1984 年 1 月 26 日, (a₅) 1984 年 1 月 28 日; (b) 1986/1987 年冬季沿 130°E 结果, (b₁) 1987 年 1 月 21 日, (b₂) 1987 年 1 月 23 日, (b₃) 1987 年 1 月 25 日, (b₄) 1987 年 1 月 27 日, (b₅) 1987 年 1 月 29 日

10.4 m s^{-1} , 中心位于 30°N 。上述结果还表明, 1984 年 1 月 20~28 日, 东亚局地 Hadley 环流最强支随时间东移。

分析 1987 年 1 月低频经向环流演变看到, 东亚地区以 130°E 上环流的变化最剧烈, 且这里的环流 (图 5b) 以局地振荡型变化为主, I_H 最强值比 1983/1984 年隆冬对应时段的最强值约大 1 m s^{-1} 。

综上所述可得, 强/弱的热带对流活动分别有强/弱的经向环流演变相伴随。

5 热带对流活动对低频波能演变的影响

分析表明, 1983/1984 和 1986/1987 两年冬季西风急流中心主要集中在 $25\sim 35^\circ\text{N}$ 纬度带上的三个地域, 即东亚急流区 ($100\sim 160^\circ\text{E}$)、北美区 ($90\sim 60^\circ\text{W}$) 以及西亚急流区 ($10\sim 40^\circ\text{E}$)。下面着重讨论前述的对流发展达最强盛时段东亚急流下游季内 30~60 天低频扰动动能 E_k 的变化。

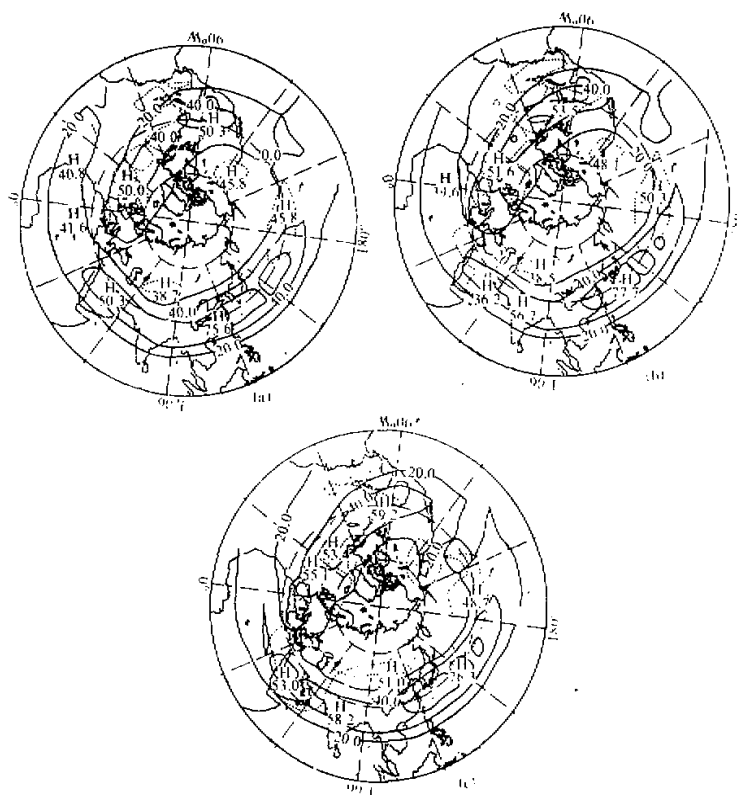


图 6 1983/1984 年冬季 200 hPa 西风急流及低频扰动动能演变合成图
图中实线为等纬向风速线 (数值单位 m s^{-1}); 虚线为等低频扰动动能值线 (数值单位 m^2s^{-2})
(a) u (1984 年 1 月 21 日), E_k (1984 年 1 月 26 日); (b) u (1984 年 1 月 23 日),
 E_k (1984 年 1 月 28 日); (c) u (1984 年 1 月 25 日), E_k (1984 年 1 月 30 日)

图 6 是 1984 年 1 月下旬 200 hPa 西风急流及低频扰动动能 E_k 演变合成图。在距东亚急流中心下游 60~90 个经度的日期变更线上的北太平洋, 和下游 90~120 度上的加拿大西岸分别有两个 E_k 极值中心, 前者的扰动峰值达 $51.6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 后者为 $48.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 时间均出现在 1 月 28 日, 这一时刻恰好是东亚急流中心达最强盛时刻 (1 月 23 日) 之后的 5 日。

图 7 是 1986/1987 年冬季的时段结果, 它与 1983/1984 年冬季的时段演变特征很类似。差异是这里东亚急流下游 E_k 中心峰值达 $98.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 比上述 1983/1984 年的时段结果约强 1 倍。 E_k 的这种变化也正好与这一时段东亚急流略强于 1983/1984 年相应时段结果相对应。

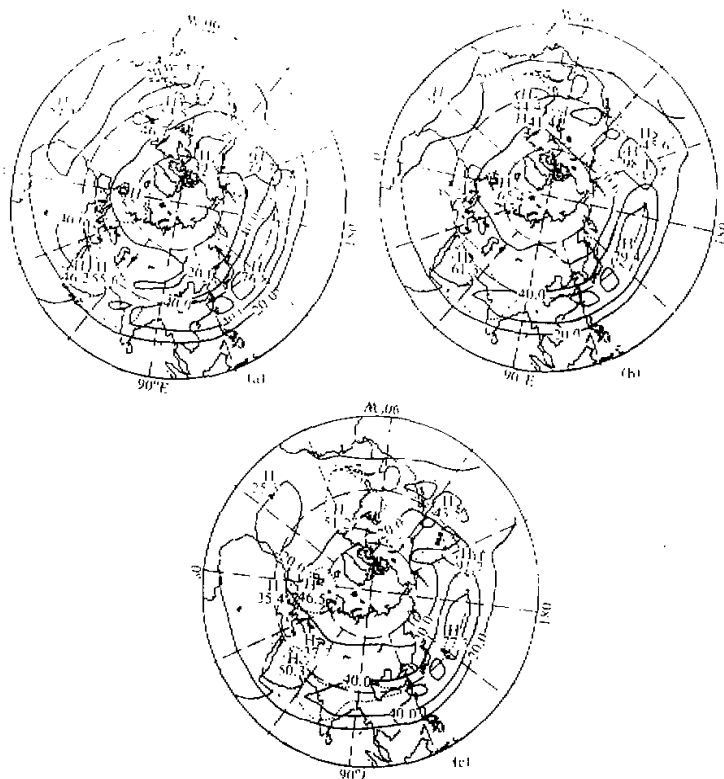


图 7 类似图 6, 但为 1986/1987 年冬季

(a) u (1987 年 1 月 22 日), E_k (1987 年 1 月 27 日); (b) u (1987 年 1 月 24 日), E_k (1987 年 1 月 29 日); (c) u (1987 年 1 月 26 日), E_k (1987 年 1 月 31 日)

Simmons 等^[11]以及 Hoskins 等^[12]的研究都指出, 北半球冬季大气环流的大部分低频变化是与取自正压不稳定基态能量的扰动相联系。基于此, 进一步计算上述两个年份对应时段季内波流间的相互转换, 可以对上述低频 E_k 的形成有进一步的认识。

根据 Hoskins 等和 Simmons 等的研究,

$$\bar{E} = -(\overline{u'^2} - \overline{v'^2}, \overline{u'v'}), \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial E_k}{\partial t} &= -\frac{\overline{u'^2} - \overline{v'^2}}{a} \left(\frac{1}{\cos\varphi} \frac{\partial \bar{u}_b}{\partial \lambda} - \bar{v}_b \operatorname{tg}\varphi \right) - \frac{\overline{u'v'}}{a} \left[\cos\varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{\bar{u}_b}{\cos\varphi} \right) + \frac{1}{\cos\varphi} \frac{\partial \bar{v}_b}{\partial \lambda} \right] \\ &\approx -(\overline{u'^2} - \overline{v'^2}) \frac{1}{a \cos\varphi} \frac{\partial \bar{u}_b}{\partial \lambda} - \overline{u'v'} \left(\frac{\partial \bar{u}_b}{a \partial \varphi} + \frac{\bar{u}_b \operatorname{tg}\varphi}{a} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

令

$$C_{kx} \equiv -(\overline{u'^2} - \overline{v'^2}) \frac{1}{a \cos\varphi} \cdot \frac{\partial \bar{u}_b}{\partial \lambda} \quad (5)$$

$$C_{ky} \equiv -\overline{u'v'} \left(\frac{\partial \bar{u}_b}{a \partial \varphi} + \frac{\bar{u}_b \operatorname{tg}\varphi}{a} \right) \quad (6)$$

式中 $E_k = (\overline{u'^2} + \overline{v'^2})/2$ 为低频 30~60 天扰动动能; $\bar{u}_b$ 、 $\bar{v}_b$ 为时间平均纬向、经向气流; C_{kx} 和 C_{ky} 为能量转换函数的两个分量, 其中前者与时间平均气流的纬向非均匀性有关, 后者联系于时间平均气流的经向切变。

图 8a 是 1984 年 1 月下旬以 30~60 天低频扰动动能 (E_k) 达最大值为中心的前后 11 天平均 E_k 与基流间的转换值 ($C_{kx} + C_{ky}$) 分布结果。由图可见, 主要能量转换正

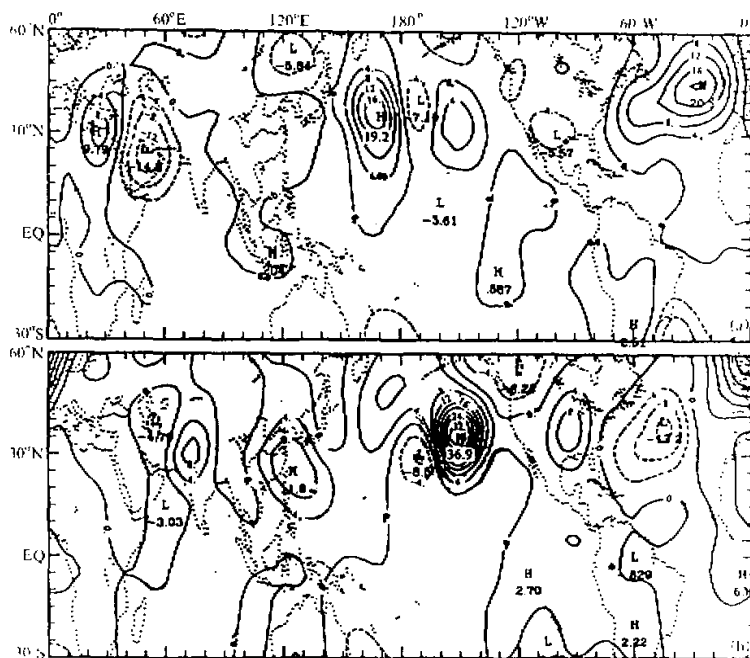


图 8 200 hPa 11 天平均低频波流转换 ($C_{kx} + C_{ky}$)

图中数值单位 $\times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

(a) 1984 年 1 月 23~2 月 2 日; (b) 1987 年 1 月 24 日~2 月 3 日

中心出现在 $(35^{\circ}\text{N}, 170^{\circ}\text{E})$ 、 $(45^{\circ}\text{N}, 25^{\circ}\text{W})$ 和 $(30^{\circ}\text{N}, 25^{\circ}\text{E})$, 且以前两个中心的数值较大。与上节图 6 结果对照, 一个有趣的事实是: 这 3 个正 $(C_{kx} + C_{ky})$ 中心恰好都落在对应的 3 个急流及其下游 30~60 天低频扰动动能极大值之间。由于正的能量转换 $(C_{kx} + C_{ky})$ 区表示的是低频扰动动能从基流得到能量, 使得该处处于正压不稳定的增长状态。因此可以说, 正是靠这种能量间的相互转化作用, 使得基流的能量向低频能量转换, 进而造成了急流下游强的扰动动能中心的出现。详细分析还发现, 在这一研究时段中 C_{ky} 能量转换极值明显强于 C_{kx} (图略), 这又表明, 在这一时段能量间的转换更多地依赖于时间平均流的经向切变作用。这与对本次过程低频涡对演变的讨论所得的结果也是吻合的^[13]。

1986/1987 年冬季对应时段 $(C_{kx} + C_{ky})$ 结果 (图 8b) 显示, 最强的正中心位于 $(35^{\circ}\text{N}, 150^{\circ}\text{W})$ 的北太平洋地区, 值达 $36.9 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ 。它较 1984 年 1 月同期北太平洋上最强正中心的数值约大一倍。同时, 比较图 8b 与图 7 结果也容易得到同 1984 年时段相类似的一个结论: 这里的正 $(C_{kx} + C_{ky})$ 强中心也恰好处在对应的急流及其下游低频扰动动能极大值之间。且所选取时段东亚急流下游较 1984 年时段出现更强的低频扰动能量中心也正是与这一时段更强的 $(C_{kx} + C_{ky})$ 能量转换紧密联系。进一步分析还得到, C_{kx} 项是造成合成正中心出现的主要作用因子, 表明在 1987 年 1 月 24 日~2 月 3 日, 是时间平均气流的纬向非均匀性决定了北太平洋区域低频能量正压不稳定增长的出现, 进而导致其急流下游低频能量的聚积。

6 总结与讨论

在前面几节里, 我们分析了季内东亚经向环流特征、纬向流的演变与低频扰动能量间的关系, 以及波流间的相互作用。由此我们可以得到季内低频环流型下热带内外地区相互作用的方式, 以及这种相互作用与低频 30~60 天扰动能量的聚积之间的关系。图 9 便是这种相互作用的概略图。

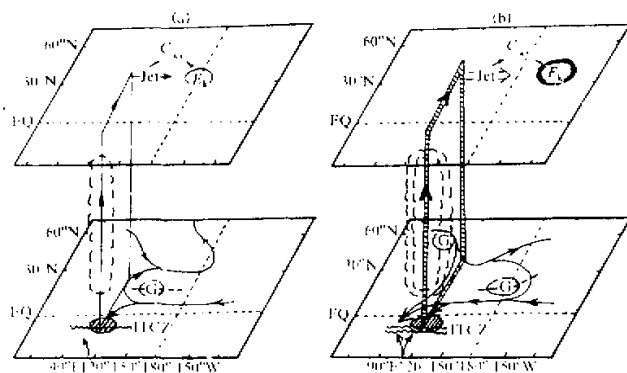


图 9 两个年份冬季季内热带内外地区相互作用概略图

(a) 1983/1984 年; (b) 1986/1987 年

在 1986/1987 年冬季对流发展强盛时期, 相对强的东亚冬季风活动促使东亚地区强东北季风、东北信风同时汇入南半球, 引起南北半球气流间产生强的相互作用。于是, 在热带西太平洋地区产生强的低层辐合, 并伴有强垂直上升运动和高层辐散。辐散气流随高空副热带高压北侧的东南气流向北运动, 并在冷性反气旋上空下沉, 局地 Hadley 环流加强。这时, 由于地转偏向力的作用, Hadley 环流上层支的北伸气流也逐渐转为偏西风, 从而加强了西风急流。由于波流间的相互作用, 西风急流可以向其下游输送低频波能, 并以滞后于东亚急流 5 天的方式^[13]在急流下游出现 30~60 天低频扰动动能中心, 亦即低频波能产生了聚积, 并随急流以滞后 5 天的形式作类似的演变。很明确, 在这整个过程中, 强热带对流的形成及由其产生的热带强辐合上升运动是造成热带内外地区相互作用的重要环节。换句话说, 热带地区积云对流可以是季内热带内外地区相互作用的一种重要的衔接因子。

在与上述演变过程同期, 但对流发展相对较弱的 1983/1984 年冬季时段中, 由于东北季风较弱, 越赤道作用于南半球的气流主要源于东北信风。因此, 上述作用过程远远弱于 1986/1987 年冬季的时段结果。

鉴于本文诊断分析中使用的仅是两个冬季年份资料, 因此, 对更多年份资料的进一步分析以及结果间的相互比较是必要的。它可能揭示出 ENSO、反 ENSO 循环过程以及旱涝年份中低频波动演变、低频热带内外地区相互作用特征之不同, 这对于中长期天气、灾害性天气规律的研究将是有益的。

致谢: 本文作者之一(余斌)对陶诗言院士、李崇银教授、吴国雄教授给予的热情关心及指教深表谢意。

参 考 文 献

1. Chang, C.P. and K.M. Lau, 1980, Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974, Part II: Planetary scale aspect, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 298~312.
2. Chang, C.P. and K.M. Lau, 1982, Short-term planetary scale interactions over the tropics and midlatitudes during Northern winter, Part I: contrasts between active and inactive periods, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 933~946.
3. Lau, K.M. and P.H. Chan, 1983, Short-term climate variability and atmospheric teleconnection as inferred from satellite-derived outgoing longwave radiation, Part I and Part II, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2735~2750, 2751~2767.
4. Blackmon, M.L., Y.H. Lee and J.M. Wallace, 1984, Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long intermediate and short time scales, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 961~979.
5. Horel, J.D. and J.M. Wallace, 1981, Planetary scale atmospheric phenomena associated with the interannual variability of sea-surface temperature in the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813~829.
6. 王国民, 1990, 大气低频变化研究评述, *气象科技*, **1**, 8~15.
7. Liebmann, B. and D.L. Hartmann, 1984, An observational study of tropical-midlatitude interaction on intraseasonal time scale, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3333~3350.
8. Lau, K.M. and T.J. Phillips, 1986, Coherent fluctuations of extratropical geophysical height and tropical convective in intraseasonal time scales, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1164~1181.
9. 李崇银, 1991, 大气低频振荡, 气象出版社, 207pp.
10. Huang Ronghui and Sun Fengying, 1992, Impacts of the tropical western Pacific on the east Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 243~257.
11. Simmons, A.J., 1982, The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating, *Quart. J. Roy. Meteor.*

Soc., **108**, 503~534.

12 Hoskins, B.J. and R. Pearce et al., 1983, *Large-scale Dynamical Processes in the Atmosphere*, Academic Press.

13 余斌, 1993, 季内时间尺度下热带内外地区相互作用研究, 中国科学院大气物理研究所博士论文.

The Intraseasonal Interaction Characteristics of the Tropical and Extratropical Circulations, Part I: Diagnostic Analysis Study

Yu Bin and Huang Ronghui

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract Based on ECMWF objective analysis data, situated mainly in East Asia during winter years of 1983 / 1984 and 1986 / 1987, the intraseasonal interaction characteristics among the monsoon circulations of tropical and extratropical zones, the tropical convective activities and the low frequency wave energy have been investigated in this paper. The main results emphasize that the East Asian winter monsoon is of importance in triggering the above-mentioned interaction process. Meanwhile, on intraseasonal time scale, the tropical convective effect can be of an important junction factor for the course of the tropical-extratropical interaction.

Key words tropical-extratropical zones monsoon circulation tropical convection low frequency wave energy interaction