



全球环流 20~30 d 振荡与长江下游强降水

杨秋明*

江苏省气象科学研究所, 南京 210008

* E-mail: yqm0305@263.net

收稿日期: 2009-01-15; 接受日期: 2009-05-10

中国气象局基础研究预研基金(批准号: 200726)资助

摘要 利用 1979~2005 年 NCEP/NCAR 逐日再分析资料及长江下游地区降水资料, 采用非整数波功率谱分析、相关分析和主振荡型分析(POP)研究了近 27 年 5~8 月长江下游降水季节内振荡(ISO)、强降水过程的变化特征及其与全球环流主要 ISO 模态的关系. 结果表明, 5~8 月长江下游逐日降水主要有 10~20, 20~30 和 60~70 d 的周期振荡, 长江下游降水的 20~30 d 振荡强度年际变化和强降水频数之间有极显著的正相关. 5~8 月全球 850 hPa 高度场存在两个 20~30 d 主振荡型(POP1, POP2): 一个是南半球中纬度地区东移的绕球遥相关型(SCGT), 另一个是西太平洋热带地区南移的季节内振荡型(TWP), 它们的解释方差分别为 7.72% 和 7.66%. 这两个 POP 型与长江下游 20~30 d 低频降水和强降水过程密切相关, 其中 POP1 虚部正位相和 POP2 实部正位相中长江下游有强降水过程的概率分别为 54.9% 和 60.4%. 用合成方法建立了北半球夏季全球环流主要 ISO 型的 20~30 d 振荡过程中长江下游地区有(无)强降水过程的全球大气环流模型. 长江下游地区强降水过程大部分发生在 SCGT 的位相 4 或 TWP 的位相 6 中. 当长江下游降水 20~30 d 振荡正位相中有(无)强降水过程时, 与 SCGT 的位相 4 对应的 850 hPa 低频风场中从阿拉伯海经印度、孟加拉湾到中国南部和长江下游地区存在(不存在)强西风气流, 或与 TWP 的位相 6 对应的低频风场中从印度经孟加拉湾到中国南部和长江下游地区以及副热带西太平洋地区到赤道中东太平洋地区呈现强(弱)西风带, 有(不)利于长江下游地区强降水过程的形成. 它们分别与南北半球热带内外地区大气环流之间的相互作用和亚洲季风区热源强迫异常与东亚大气内部相互作用激发的 20~30 d 低频振荡有关. 这两个 20~30 d 振荡的全球大气环流模型对于提高夏季长江下游地区强降水过程 10~30 d 延伸期预报准确率十分重要.

关键词

20~30 d 振荡
长江下游强降水
主振荡模态
全球大气环流模型
夏季

大气季节内振荡(ISO)是全球大气活动最显著的振荡信号之一, 也被视为是一种重要的大气环流系统. 在 20 世纪 70 年代初, Madden 和 Julian^[1,2]发现热带 ISO (即 MJO)之后, 从 80 年代开始对大气季节内振荡的研究得到蓬勃开展, 有关热带大气季节内

振荡的结构特征和基本活动规律研究较多, 其活动过程也有较清楚的认识. 同时, 中高纬度 ISO 活动及其与热带 ISO 联系的研究也取得了许多重要结果. 这些 ISO 的活动及其异常对不少地区的天气和气候都有重大影响^[3~16]. 近年来更有研究表明, 热带大气季

引用格式: Yang Q M. The 20–30-day oscillation of the global circulation and heavy precipitation over the lower reaches of the Yangtze River valley. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, 52(10): 1485–1501, doi: 10.1007/s11430-009-0156-2

节内振荡对热带气候系统有重要的影响, 它的活动及其异常不仅对亚洲季风的爆发和活动有影响, 而且对于 ENSO 的发生也有一定的作用^[17]. 此外, 它还与南极涛动(AAO)之间存在相互作用^[12]. 另外, 文献[18]分析了 1991 年 5~7 月西太平洋副热带高压的 15~35 d 低频振荡对江淮梅雨的影响, 文献[19]还研究了准 40 d 时间尺度的南半球澳大利亚冷空气活动对长江中下游地区降水变化的作用, 这些研究为长江中下游夏季降水 3~10 d 中期预报提供了一些重要信息. 目前, 人们已开始用动力和统计方法建立 ISO 预报模型, 预报未来 2~4 周 ISO 的时空演变和高影响天气(如持续暴雨或强降水, 高温和低温天气过程等)发生概率^[20~28]. 但是, 全球大气 ISO 的活动及其对高影响天气的作用、ISO 的可预报性等问题还没有完全搞清楚, 不少问题正在深入研究, 尤其是 20~30 d 低频振荡^[29,30]对夏季长江流域暴雨洪涝灾害影响的研究引起人们的广泛重视.

夏季长江流域暴雨洪涝灾害都发生在东亚夏季风环流偏弱的气候背景下, 其中环流演变过程出现显著的 20~30 d 低频振荡是一个重要条件. 这种季节内振荡(ISO), 既有利于东亚高纬南下冷空气与北上热带季风涌在长江流域交绥维持, 还有利于亚洲急流上 Rossby 波异常活动, 加强梅雨锋低压扰动, 造成强烈上升运动; 同时伴随西太平洋副高活动的低频振荡, 有利于长江流域 115°~125°E 低压系统的再生和维持^[29]. 但是在 20~30 d 时间尺度上, 过去的研究仅限于东亚地区环流 20~30 d ISO 的纬向传播对长江流域强降水过程(或暴雨)的影响, 关于南半球中高纬度地区环流的 20~30 d ISO 与长江流域低频降水和强降水过程联系的研究仍然较少. 南北半球热带外环流与全球热带对流异常在季内时间尺度上存在相互作用^[31], 对长江流域强降水过程的形成也有重要影响. 为了加深认识夏季长江流域强降水形成机理和改进 10~30 d 延伸期强降水预报精度, 详细揭示全球环流 20~30 d 振荡与长江流域强降水过程形成之间的关系十分重要. 因此, 本文利用 NCEP/NCAR 逐日再分析资料^[32]及长江下游地区降水资料, 采用非整数波功率谱^[33]、相关分析和主振荡型分析(POP)^[34,35]研究了近 27 年 5~8 月长江下游降水低频振荡的变化特征、强降水过程及其与全球环流主要低频振荡模

态的关系, 并用合成分析的方法建立了 5~8 月 20~30 d 主要 ISO 模态振荡过程中长江下游有、无强降水过程的全球大气环流模型, 同时讨论了不同的全球 20~30 d 主要 ISO 模态对夏季长江下游低频降水和强降水过程作用的差异.

1 资料与方法

采用 1979~2005 年 NCEP/NCAR 逐日再分析海平面气压场、高度场、风场和向外长波辐射(OLR)资料(2.5°×2.5°), 所取资料时间是 1979~2005 年每年 5 月 1 日~8 月 31 日(共 27 a), 每年序列的长度为 123 d, 所有资料均取逐日距平序列(1979 年以来南半球 NCEP/NCAR 逐日再分析资料精度较高). 逐日长江下游地区降水量(区域 118.0°~122.5°E, 30.5°~32.0°N 中 25 站平均值)采用 1961~2005 年 45 a 的资料. 首先, 对 5~8 月逐日长江下游地区降水量做逐年的非整数波功率谱^[33], 研究长江下游地区降水量 ISO 的 annual 变化特征. 然后, 研究长江下游地区低频降水与全球环流的遥相关, 并对全球 850 hPa 20~30 d 低频高度距平场用主振荡型分析(POP)方法^[34~36]识别主要的全球环流 ISO 模态, 研究其时间系数与长江下游地区 20~30 d 低频降水量之间的联系, 统计近 27 年主要全球 ISO 型正负位相中长江下游强降水过程出现的概率. 此外, 用合成方法建立了主要 ISO 模态的 20~30 d 振荡过程中长江下游地区有(无)强降水过程的全球大气环流模型, 同时还分析了对应的全球中低纬度地区 OLR 的 20~30 d 振荡的演变过程. 另外, 在相关系数检验中考虑了滤波序列持续性的影响, 采用有效自由度^[37]进行显著性检验.

主振荡型分析(POP)是识别复杂动力系统时空变化的一种诊断工具^[34,35], 可用于分析 ISO 主要模态的传播特征. POP 方法已成功应用于 MJO 和 ENSO 传播特性的研究^[35], 本文中用 POP 方法揭示 5~8 月全球 850 hPa 20~30 d 低频高度距平场主要传播模态变化的循环过程, 具体算法见文献[35]. 首先对全球 850 hPa 20~30 d 低频高度距平场进行主成分分析(PCA), 选取占总方差 60% 的前 18 个主成分进行主振荡型分析(POP), 计算这些主成分组成的多元一阶自回归过程的特征值和特征向量, 即主振荡型模态, 对应的时间系数实部和虚部变化以及空间变化反映了全球环流主要 ISO 模态的传播过程.

2 长江下游降水低频振荡与强降水的关系

2.1 1961~2005 年期间长江下游降水低频振荡的变化特征

为了精确分析 5~8 月长江下游逐日降水的低频振荡变化特征, 对 1961~2005 年逐年 5 月 1 日~8 月 31 日的逐日降水序列做非整数波功率谱分析^[33], 并将每年各个周期(非整数)上的功率谱对应的回归方程的统计量 F 值以各周期作横坐标, 时间(年)为纵坐标, 作二维 F 值的时间-周期图(图 1, 当 $F > 3.50$ 时, 其显著性是 0.05). 从图 1 可见, 能通过 0.05 显著性水平检验的主要周期为 10~20, 20~30, 60~70 d. 20~30 d 振荡除在

20 世纪 60 年代中期、20 世纪 90 年代中期表现不显著外, 其余时间均显著存在; 10~20 d 的周期振荡主要明显存在于 20 世纪 60 年代初和 20 世纪 80~90 年代末; 60~70 d 的周期振荡在 20 世纪 80 年代中期~90 年代中期不明显, 而 20 世纪 60 年代后期~1984 年, 20 世纪 90 年代后期~2005 年大多能通过 0.05 显著性水平检验. 另外, 20 世纪 60 年代~80 年代初还存在显著的 30~50 d 左右的周期振荡. 因此, 5~8 月长江下游逐日降水主要表现为 10~20, 20~30 和 60~70 d 的周期振荡.

2.2 长江下游降水低频振荡强度的年际变化与强降水过程频数的关系

降水低频振荡变化对强降水过程形成和变化具

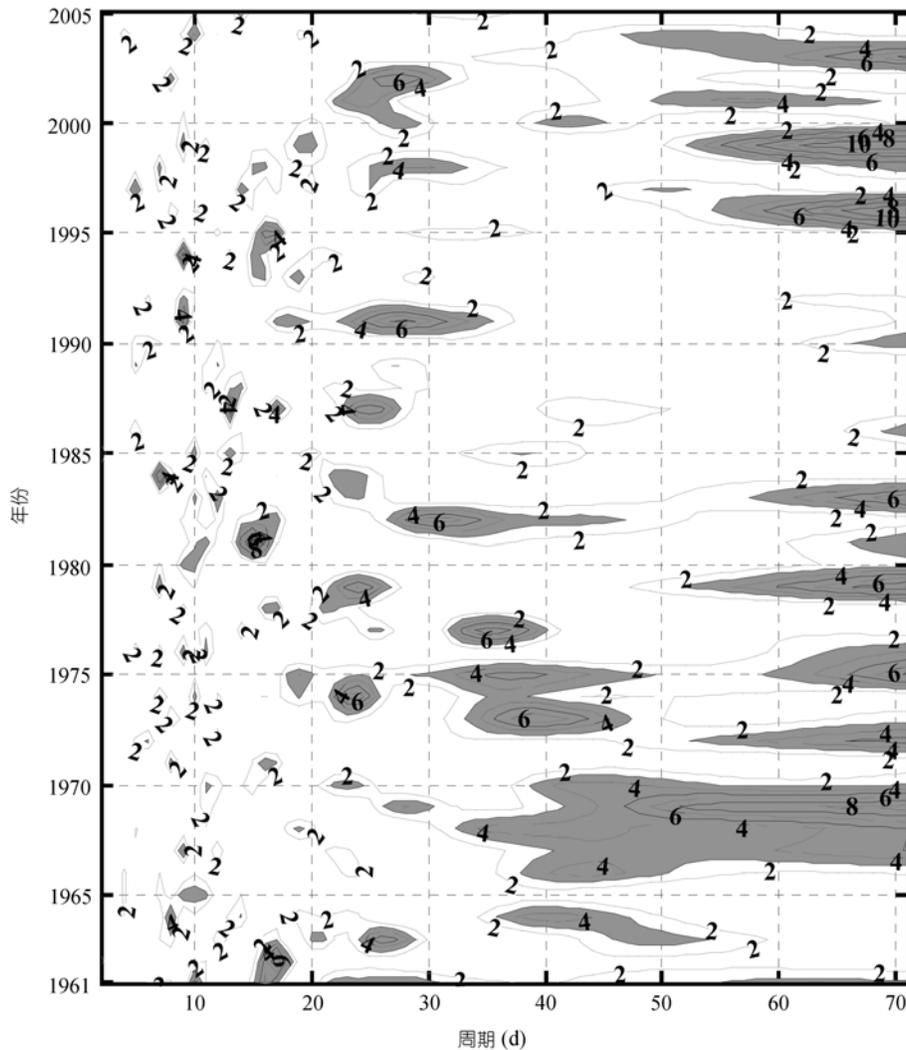


图 1 1961~2005 年长江下游 5~8 月逐日降水主要周期的变化
阴影区表示通过 0.05 显著性水平检验

有重要影响. 图 2(a)给出了 1961~2005 年期间长江下游强降水频数(长江下游地区日平均降水量大于等于 25 mm 的日数)的时间变化, 由非整数波功率谱分析表明存在显著的 2.0 和 11.2 a 的主要年际变化周期, 但长期变化趋势不明显. 为了解 5~8 月长江下游降水不同频率范围低频振荡强度的年际变化与强降水频数的关系, 计算了上述 1961~2005 年期间逐年 5~8 月逐日降水 10~70 d 非整数波谱对应的统计量 F 值年际变化序列与长江下游强降水频数之间的相关系数. 结果表明, 5~8 月长江下游强降水频数与 28 d 周期振荡强度具有最显著的正相关(图 2(b), 相关系数为 0.452, 其显著性为 0.01), 其次与 18 d 周期振荡强度也存在明显的正相关(相关系数为 0.319, 其显著性为 0.05), 而与 30~70 d 周期振荡的关系不明显. 因此, 5~8 月长江下游强降水频数与 20~30 和 10~20 d 降水低频振荡强度具有明显的正相关, 长江下游降水的 20~30 和 10~20 d 振荡强、弱的不同年份夏季长江下游强降水日数以正常~偏多、正常~偏少为主. 所以, 研究 20~30 和 10~20 d 降水低频振荡年际变化及其与对应时间尺度的大气环流低频振荡主要模态的联系对于长江下游强降水频数的气候预测也有重要意义.

另外, 由于 20~30 d 低频振荡与长江下游强降水频数关系最密切, 对 10~30 d 时间尺度的延伸期强降水天气预报具有更好的指示意义, 因此本文主要研究 20~30 d 降水和环流低频振荡之间的联系.

3 全球主要 20~30 d ISO 型变化和长江下游强降水过程的大气环流模型

3.1 长江下游 20~30 d 低频降水与全球环流的遥相关

将 1979~2005 年每年 5 月 1 日~8 月 31 日(3321 d) 全球海平面气压 850, 700, 500, 300, 200 和 100 hPa 高度逐日距平序列, 用一阶 Butterworth 滤波器^[38]进行 20~30 d 带通滤波, 并进行标准化处理, 得到 20~30 d 低频场分别进行主成分分析, 并且分别计算前 5 个主成分与同期长江下游 20~30 d 低频降水的相关系数. 结果发现全球 850 hPa 低频高度场的前 5 个主成分与长江下游 20~30 d 低频降水的关系最密切, 其相关系数分别是 0.117, -0.224, 0.079, 0.023, 0.037, 其中与第二主成分的相关系数为-0.224, 通过 0.05 的显著性水平检验(有效自由度为 130 d). 所以本文主要分析全球 850 hPa 高度场的主要 ISO 型对长江下游 20~30 d 低频降水和强降水过程的影响.

图 3(a) 给出了 5~8 月全球逐日 850 hPa 20~30 d 低频高度与原始高度距平的标准差比值的空间分布. 图 3(a)中清楚地表明大值区域分别位于欧亚、北美大陆的中高纬地区、南半球中高纬地区、热带西太平洋、中太平洋地区和北印度洋地区以及北大西洋副热带地区, 最大值中心在南太平洋中纬度地区、东北亚北部和加拿大北部地区(中心数值均在 30 % 以上). 因此, 5~8 月全球环流存在较显著的 20~30 d ISO 的活动, 它是全球大气环流季节内变化的主要分量之一. 图 3(b)是长江下游 20~30 d 低频降水和全球 850 hPa 低

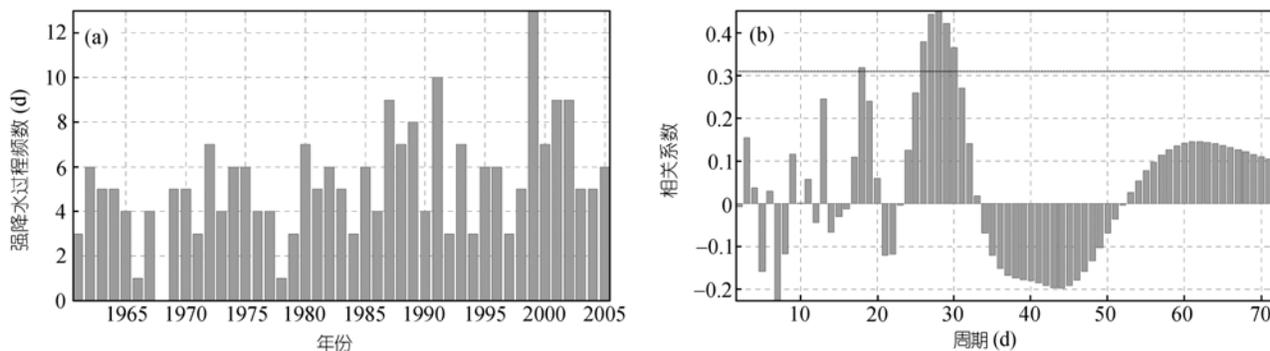


图 2

(a) 1961~2005 年长江下游 5~8 月强降水过程频数的年际变化. (b) 长江下游 5~8 月强降水过程频数和降水季节内振荡周期强度的相关, 图中水平虚线表示通过 0.05 显著性水平检验

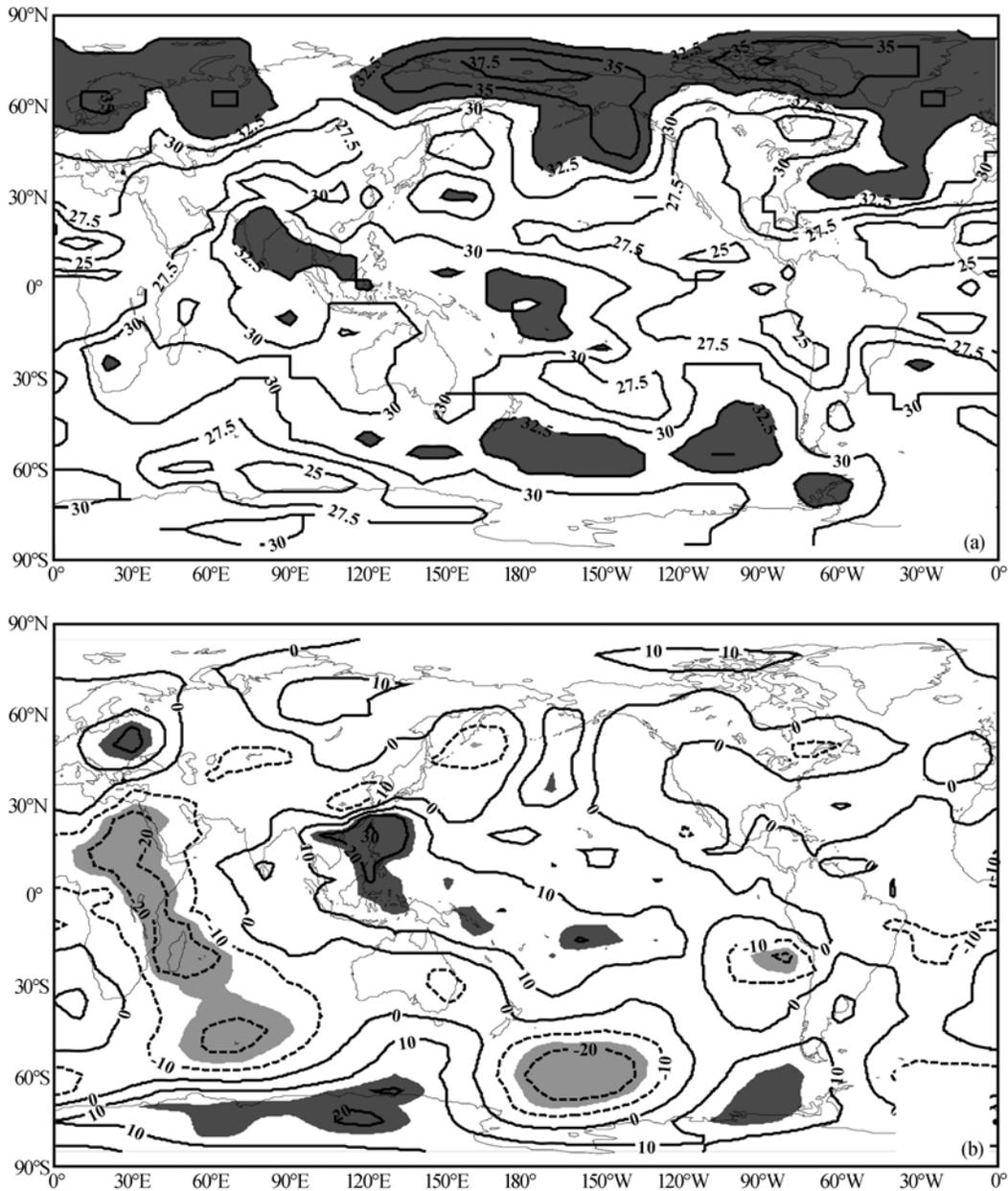


图 3 全球 850 hPa 高度距平 20~30 d 滤波序列与原始序列标准差比值的空间分布(a)和长江下游 20~30 d 低频降水与全球 850 hPa 低频高度场的遥相关(b)

(a)中数值已 $\times 100$, 单位: %, 阴影区表示 ≥ 32.5 的区域; (b)中相关系数已 $\times 100$, 阴影表示通过 0.05 的显著性水平检验的区域

频高度遥相关的空间分布, 主要正相关显著区域在中国东南部和热带西太平洋附近、欧洲中部一带, 其中热带西太平洋地区的相关最显著, 通过 0.01 的显著性水平检验(相关显著的格点的平均有效自由度为 133 d 左右, 当相关系数大于 0.171(0.223)时, 其显著

性为 0.05(0.01)). 另外, 在南太平洋中高纬度地区和北非经过东非到南印度洋中纬度地区还存在显著的负遥相关区, 这些相关区也通过 0.05 的显著性水平检验. 需要注意的是上述东非和南印度洋副热带地区的负相关区位于北半球夏季索马里急流附近, 它

表明这个地区越赤道气流(与南亚夏季风变化有关)与长江下游地区降水在 20~30 d 时间尺度上也有密切联系. 所以, 除了热带西太平洋地区 20~30 d 低频振荡对长江下游 20~30 d 低频降水的直接作用之外, 南半球中高纬度环流的 20~30 d 低频振荡还存在较明显的间接影响, 它可能与 20~30 d 时间尺度上南北半球环流之间的相互作用有关. 下面研究 5~8 月全球 850 hPa 高度 20~30 d 主要 ISO 模态的时空变化以及与长江下游 20~30 d 低频降水和强降水过程密切相关的大气环流模型的循环过程.

3.2 全球大气 20~30 d 主要振荡模态及其与长江下游强降水的联系

对 1979~2005 年 5~8 月全球逐日 850 hPa 20~30 d 低频高度场进行主振荡型分析(POP), 得到两个显著的 20~30 d 低频振荡的主振荡型 POP1 和 POP2 空间分布的实部 p_r 和虚部 p_i (图 4(a), (b) 和图 5(a), (b)) 以及对应的时间系数实部 $z_r(t)$ 和虚部 $z_i(t)$ (图略), 解释方差分别是 7.72% 和 7.66%, 空间波传播周期分别是 25.9 和 29.7 d, 衰减时间分别是 217.4 和 96.0 d. 主振荡型的循环过程是 $\dots \rightarrow p_i \rightarrow p_r \rightarrow -p_i \rightarrow -p_r \rightarrow p_i \rightarrow \dots$.

对于 POP1 的实部(图 4(a))和虚部(图 4(b)), 南半球中纬度地区均表现为绕球纬向传播的正负相间的波列结构, 其空间分布相差四分之一位相. 由 POP 循环过程可知这种环流的 ISO 型呈现向东传播的南半球中纬度绕球遥相关波列, 与文献[39, 40]的结果类似, 定义为南半球绕球遥相关型(SCGT). 这种 ISO 型主要沿南半球中纬度西风急流传播, 与南半球热带外地区大气内部非线性相互作用过程有关, 它的解释方差的大值区域主要在南半球热带外地区(图 4(c)), 最大值中心在南美洲南岸的东南太平洋地区, 达 15%. 另一个主要特征是实部(图 4(a))中欧洲南部经过中东地区到中国西北地区还存在较显著的负值分布带, 是循环过程中欧亚中纬度高度扰动发展的一种峰值状态, 其解释方差贡献也大于 5%(图 4(c)), 反映了 20~30 d 时间尺度上南半球中纬度西风急流扰动与欧亚大陆南部地区环流扰动之间的联系, 与南北半球环流之间相互作用有关, 明显影响东亚夏季风和长江下游夏季气候变化. 它体现了 SCGT 对东亚地

区环流 20~30 d 低频振荡的一种间接影响, 其物理过程有待进一步研究. 图 5(a)和(b)分别是 POP2 的实部和虚部, 其空间分布均表现为从东亚中纬度地区经过东亚副热带地区和热带印度洋、西太平洋地区到南印度洋副热带、澳大利亚附近正负相间的距平分布带, 主要活动区域位于热带东印度洋和西太平洋地区, 最大解释方差达 18%(图 5(c)). 在 POP 循环过程中表现为西太平洋副热带扰动向南印度洋和澳大利亚地区传播的经向波列, 其中在热带西太平洋地区发展达到峰值状态(图 5(b)). 这个低频波列称为热带西太平洋型(TWP), 直接影响东亚夏季风降水变化, 与南亚和东亚地区热源强迫异常和海气相互作用过程有密切联系. 对这两种全球大气的 20~30 d ISO 型循环过程的 8 个位相进行合成分析, 也清楚地表明了全球 850 hPa 低频高度场中 SCGT 和 TWP 型波列的传播(图略). 另外, POP1 的虚部和 POP2 实部对应的时间系数与同期长江下游 20~30 d 低频降水的相关系数分别为 0.178 和 0.206, 显著性分别是 0.05 和 0.02(有效自由度为 133 d), 这进一步表明南半球中纬度地区东移的 SCGT(POP1)和西太平洋地区南移的 TWP(POP2)与长江下游地区 20~30 d 低频降水密切相关. 因此, SCGT 和 TWP 型是 5~8 月全球最主要的两个 20~30 d ISO 型, 显著影响南亚、东亚和南半球中纬度地区环流、降水的 20~30 d 低频变化. 用这两个 ISO 型建立的 POP 预测模型能较好地预测影响夏季长江下游地区降水 20~30 d 振荡的主要低频环流变化.

此外, 统计 POP1 和 POP2 循环过程中夏季长江下游地区强降水频数发生概率, 可发现 POP1 虚部正位相和 POP2 实部正位相中长江下游有强降水过程的概率分别为 54.9% 和 60.4%. 对 5~8 月 POP1 的虚部正位相和 POP2 实部正位相中长江下游地区有、无强降水过程的统计结果进行 χ^2 检验, 结果表明分别在 $\alpha=0.05$ 和 0.01 显著性水平上均具有显著差别, 表明用这两种全球环流主要 20~30 d ISO 型(SCGT 和 TWP)的正负位相变化来做未来 10~30 d 内长江下游地区是否有强降水过程的延伸期天气预报具有较高的准确性.

3.3 长江下游地区强降水过程的全球大气环流模型

由上面分析可知, 长江下游地区强降水过程主

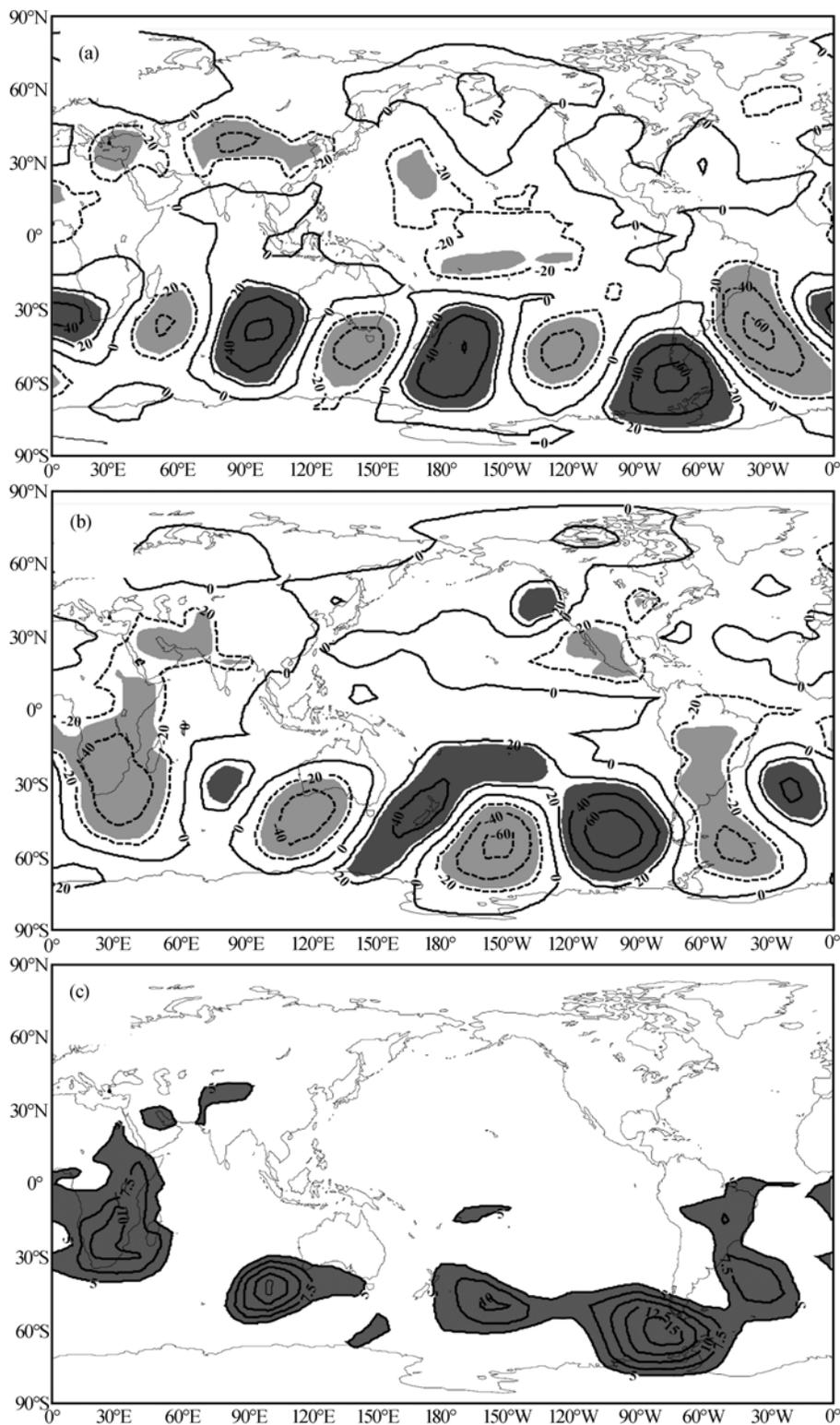


图 4 1979~2005 年 5~8 月全球 850 hPa 20~30 d 低频高度场第一主要振荡模态(POP1, SCGT)

(a) 实部; (b) 虚部; (c) 解释方差. (a), (b)中数值已 $\times 1000$, 深(浅)阴影区表示 >25 (<-25)的区域; (c)中数值已 $\times 100$, 单位: %, 阴影区表示 >5 的区域

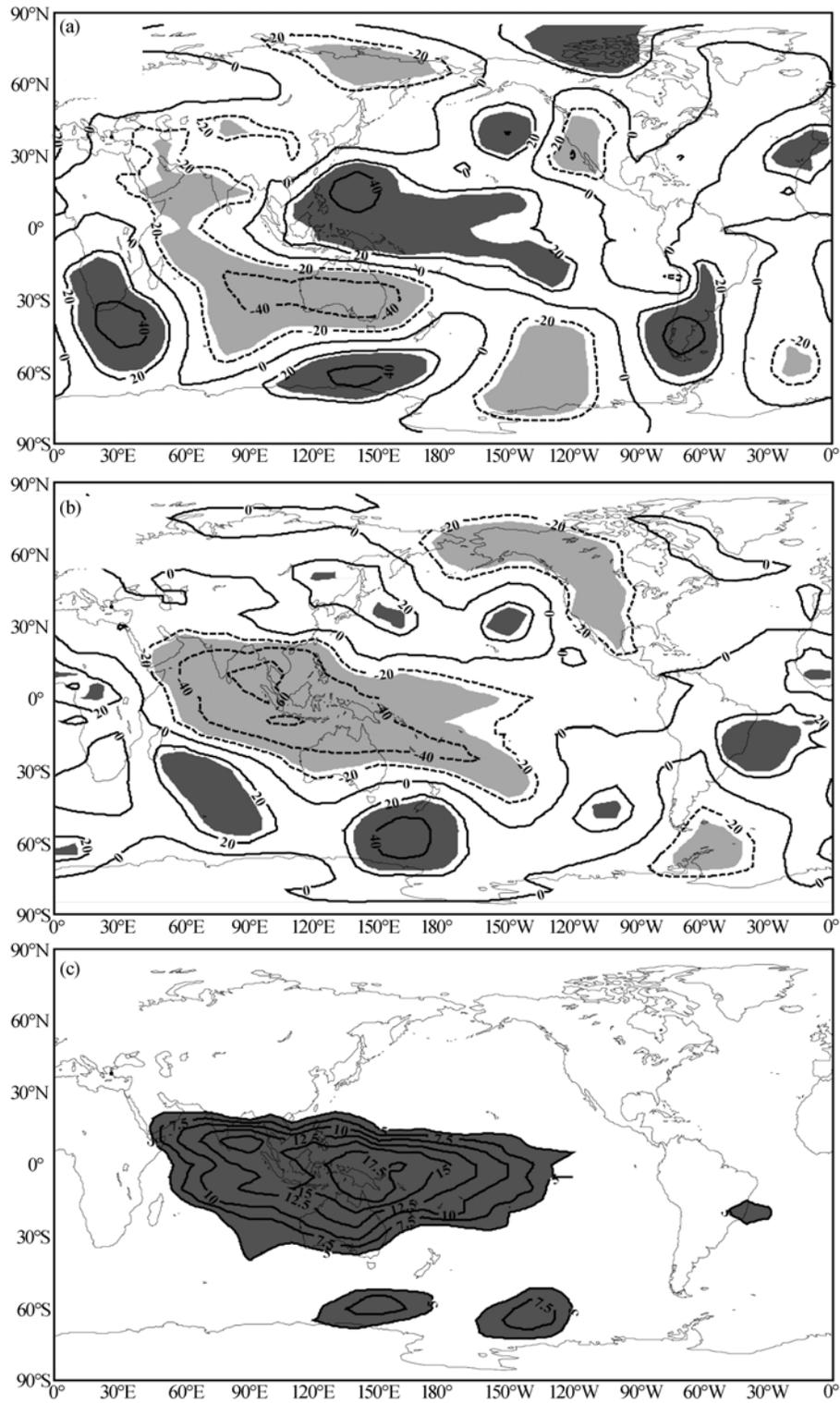


图 5

1979~2005 年 5~8 月全球 850 hPa 20~30 d 低频高度场第二主要振荡模态(POP2, TWP), 其他同图 4

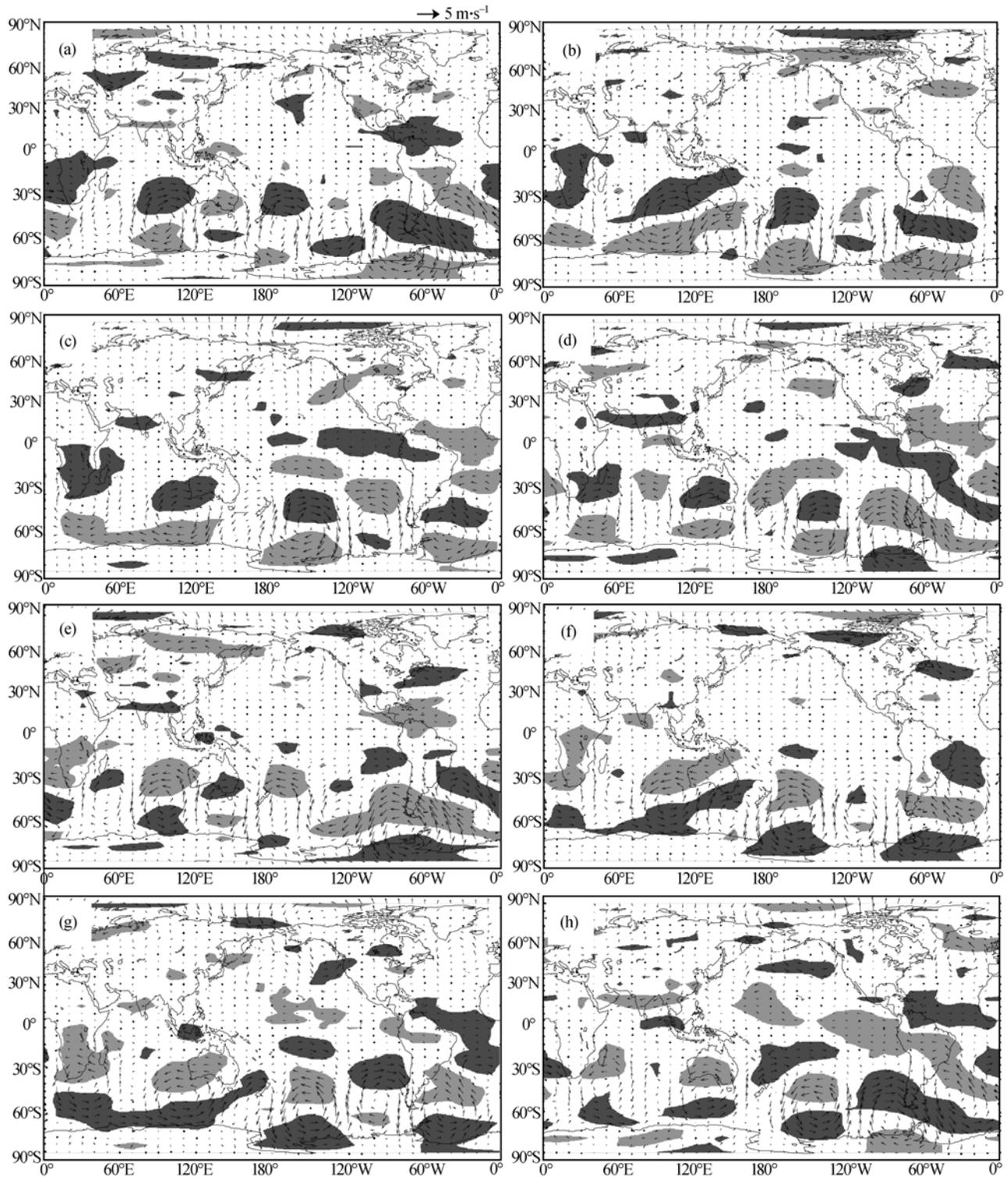


图 6 SCGT 振荡中长江下游有强降水时 8 个位相($\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_7, \theta_8$)的全球 850 hPa 20~30 d 低频风场((a)~(h))

阴影区表示 u 分量(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)异常通过 0.05 显著性水平检验的区域

要受全球大气 20~30 d 振荡的 SCGT 和 TWP 型的控制. 为了在业务预报中利用 20~30 d 振荡制作强降水过程的延伸期天气预报, 我们建立了 5~8 月长江下游地区强降水过程两种 20~30 d 振荡的全球大气环流模型. 我们选取了 5~8 月 SCGT 和 TWP 振荡过程中长江下游地区有、无强降水过程的个例, 利用合成分析的方法, 通过对这两个全球环流主要 ISO 型振荡不同位相的合成, 建立 5~8 月 20~30 d 振荡过程中有、无强降水过程的全球大气环流模型, 分析两者环流场的差异和演变特征, 提高 10~30 d 延伸期长江下游地区强降水过程预报的准确率. SCGT 和 TWP 型对应的 POP 型的复时间系数 $z(t)=z_r(t)+jz_i(t)$ ($j=\sqrt{-1}$) 振幅和

位相分别是 $A(t)=\sqrt{z_r(t)^2+z_i(t)^2}$ 和 $\theta(t)=\tan^{-1}\cdot[z_i(t)/z_r(t)]$, 由 $\theta(t)$ 确定 ISO 型振荡的 1~8 个位相: $\theta_i \in (7\pi/8, 9\pi/8), (7\pi/8, 5\pi/8), (3\pi/8, 5\pi/8), (\pi/8, 3\pi/8), \dots, (-7\pi/8, -5\pi/8)$ ($i=1, 2, 3, \dots, 8$), 其循环过程是: $\dots \rightarrow \theta_1 \rightarrow \theta_2 \rightarrow \theta_3 \rightarrow \theta_4 \rightarrow \theta_5 \rightarrow \theta_6 \rightarrow \theta_7 \rightarrow \theta_8 \rightarrow \theta_1 \rightarrow \dots$. 选取振幅 $A(t) > 0.5\sigma$ (σ 是 $A(t)$ 的标准差) 的长江下游有强降水过程和无强降水过程的主要 ISO 型对全球 850 hPa 低频风场进行合成, 得到主要低频环流型循环演变过程的空间分布.

图 6(a)~(h) 是 SCGT 振荡过程中长江下游地区有强降水过程时位相 1, 2, ..., 8 对应的全球 850 hPa 20~30 d 低频风场的空间分布. 在整个循环过程中,

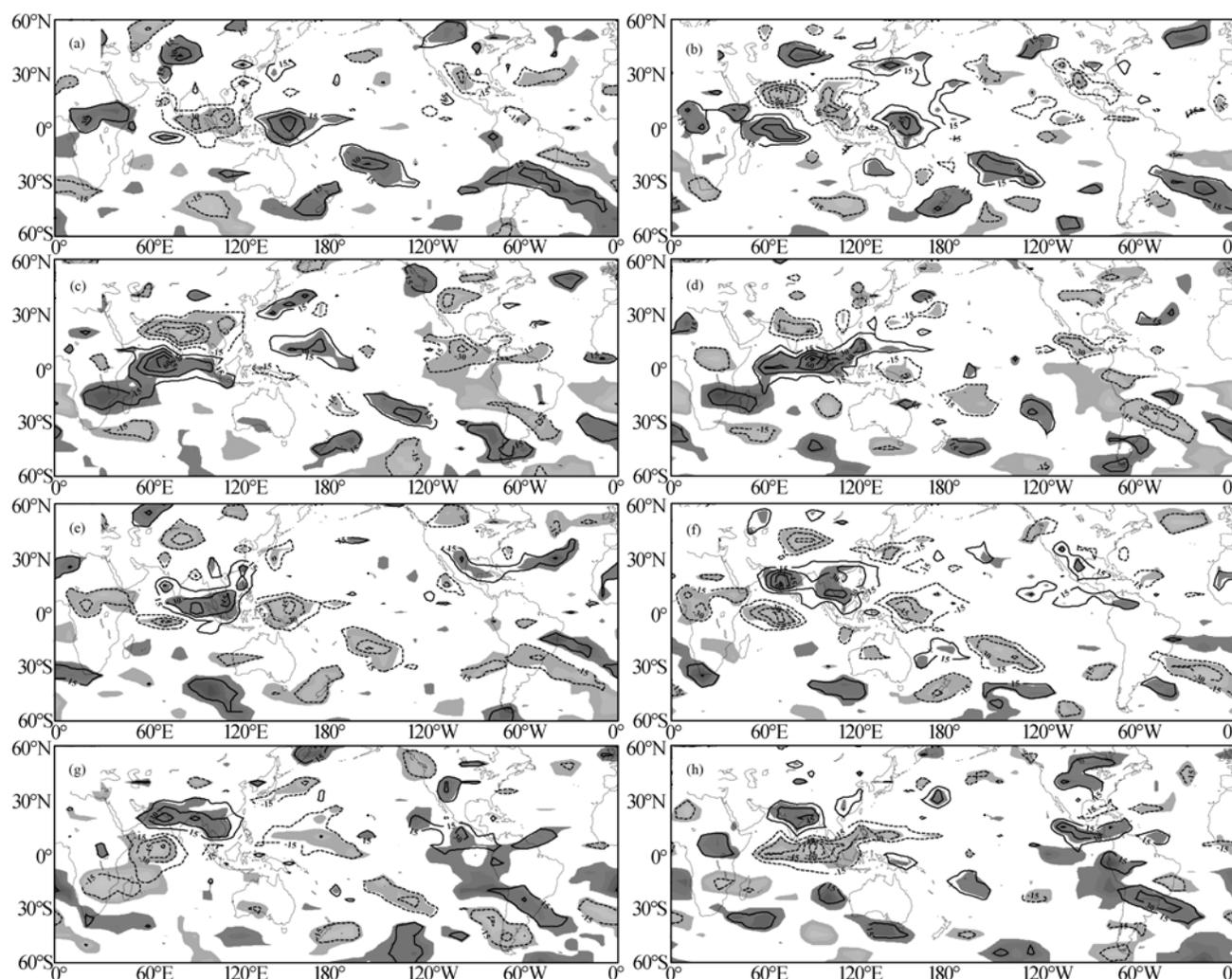


图 7 SCGT 振荡中长江下游有强降水时 8 个位相($\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_7, \theta_8$)的全球中低纬度地区低频 OLR 的空间分布((a)~(h))
 阴影区表示 OLR(单位: $0.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)异常通过 0.05 显著性水平检验的区域

南半球中纬度地区呈现与高度场一致的南半球中纬度绕球遥相关型(SCGT, 图 4(a), (b)), 一系列低频气旋和反气旋缓慢东移. 另一方面, 对应的 OLR 低频振荡过程中表现为从南印度洋中纬度经过热带印度洋、阿拉伯海到中亚地区正负相间的低频波动(图 7(a)~(h)), 在位相 4(位相 8)达到峰值状态(图 7(d)或(h)), 这些振荡的循环过程体现了 20~30 d 时间尺度上南半球热带外低频波列与热带印度洋和南亚地区对流活动之间的相互作用. 值得注意的是 850 hPa 低频风场变化中位相 4(位相 8)从阿拉伯海经印度、孟加拉湾到中国南部和长江下游地区呈现一支强西(东)风气流(图 6(d)或(h)), 它与南亚地区和热带印度洋地区显著的南北反向变化的对流加热异常型在位相 3~4(7~8)中迅速发展密切相关(图 7(c)~(d)或((g)~(h)). 长江下游强降水过程主要发生在强西风气流的位相 4 附近(图 6(d)), 对应于夏季低层从印度季风区向东亚地区较强的水汽输送^[41], 并且对应的 OLR 空间分布中长江下游和江淮下游地区存在显著的负值区(强对流活动区, 图 7(c)~(d)), 它反映了南半球中纬度西风急流上低频扰动强度变化对长江下游地区降水的间接影响; 但长江下游无强降水时, 位相 4 中强西风气流消失(图 8(b)), 因而向东亚地区的水汽输送很弱, 但南半球中纬度地区 SCGT 仍然显著(图 8(a)~(d)), 强度减弱, 对应的 OLR 低频波动也减弱(图略). 由于在影响长江下游强降水过程的因子中, 印度西南季风的水汽输送是最重要的因子之一, 因此在 20~30 d 振荡过程中对流层低层印度、孟加拉湾到中国南部的西风气流较弱或消失, 对应的长江下游降水过程的强度也明显减弱. 显然, 这时热带印度洋地区对流活动减弱, 南北半球环流在 20~30 d 时间尺度上的相互作用较弱.

对于影响 5~8 月长江下游强降水过程的另一个主要 ISO 型 TWP 振荡, 其循环过程表现为低频气旋和反气旋从东亚中纬度地区经热带西太平洋地区向南印度洋副热带和澳大利亚传播(图 9(a)~(h)), 其中长江下游强降水过程大部分发生在位相 6 中(图 9(f)), 此时从印度和孟加拉湾到中国长江下游地区以及西北太平洋副热带地区到赤道中东太平洋地区存在一个强西风带, 它的西部位于 20°~30°N, 低频反气旋和气旋分别位于菲律宾附近和日本东部洋面. 然而, 对于长江下游无强降水时, 位相 6 中这个强西风带明

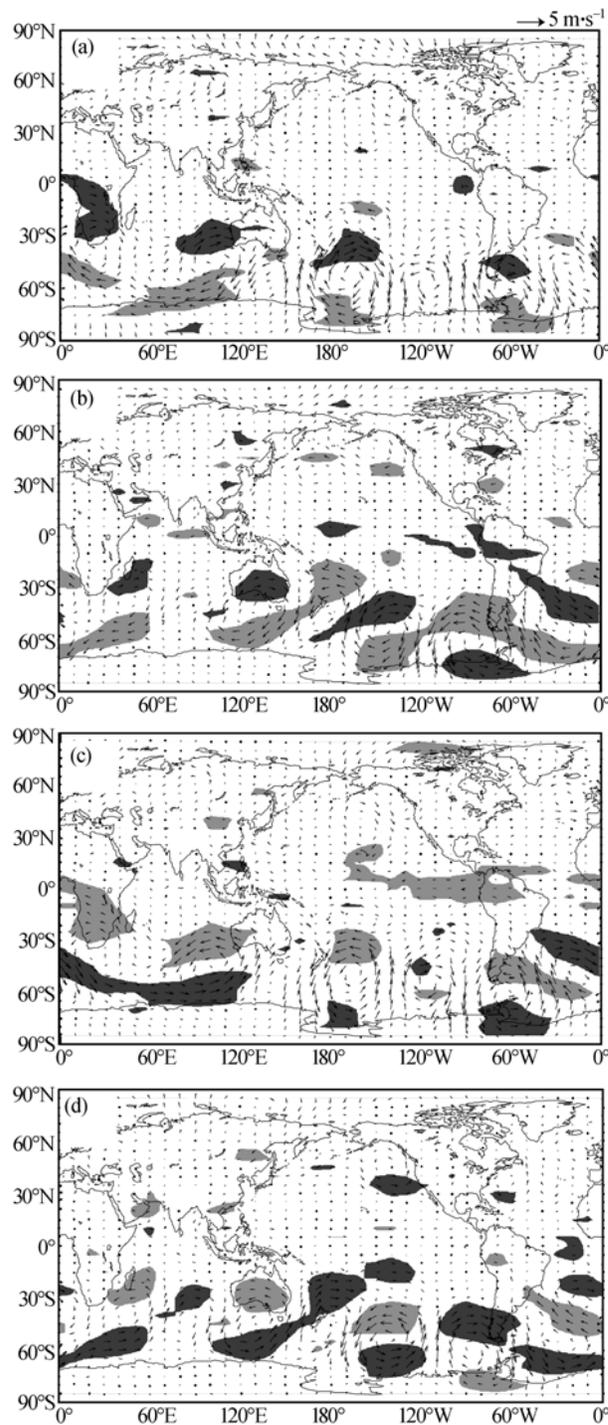


图 8

同图 6, 但为 SCGT 振荡中长江下游无强降水时 4 个位相 θ_2 (a), θ_4 (b), θ_6 (c), θ_8 (d)

显减弱, 并且印度和孟加拉湾地区强西风气流消失(图 10(c)). 这时与强西风气流伴随的强水汽输送减弱,

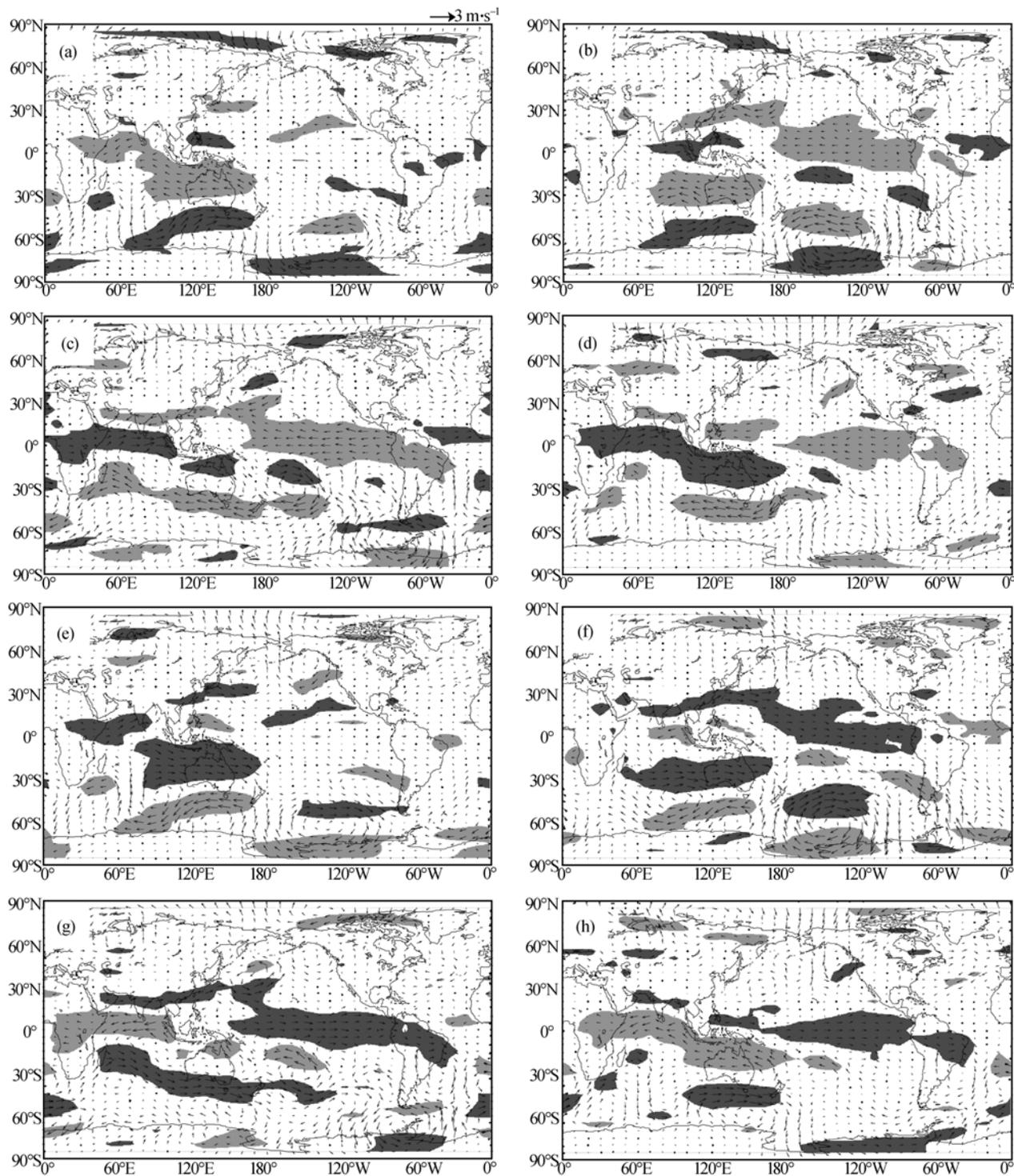


图9 TWP 振荡中长江下游有强降水时 8 个位相($\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_7, \theta_8$)的全球 850 hPa 20~30 d 低频风场((a)~(h))
 阴影区表示 u 分量(单位: $m \cdot s^{-1}$)异常通过 0.05 显著性水平检验的区域

不利于长江下游强降水过程形成, 而且在循环过程中与 TWP 对应的低频气旋移动的位置也偏西(图

10(a)~(d)). 它表明 TWP 经向波列传播过程中扰动形态和传播途径的差异直接影响长江下游强降水过程

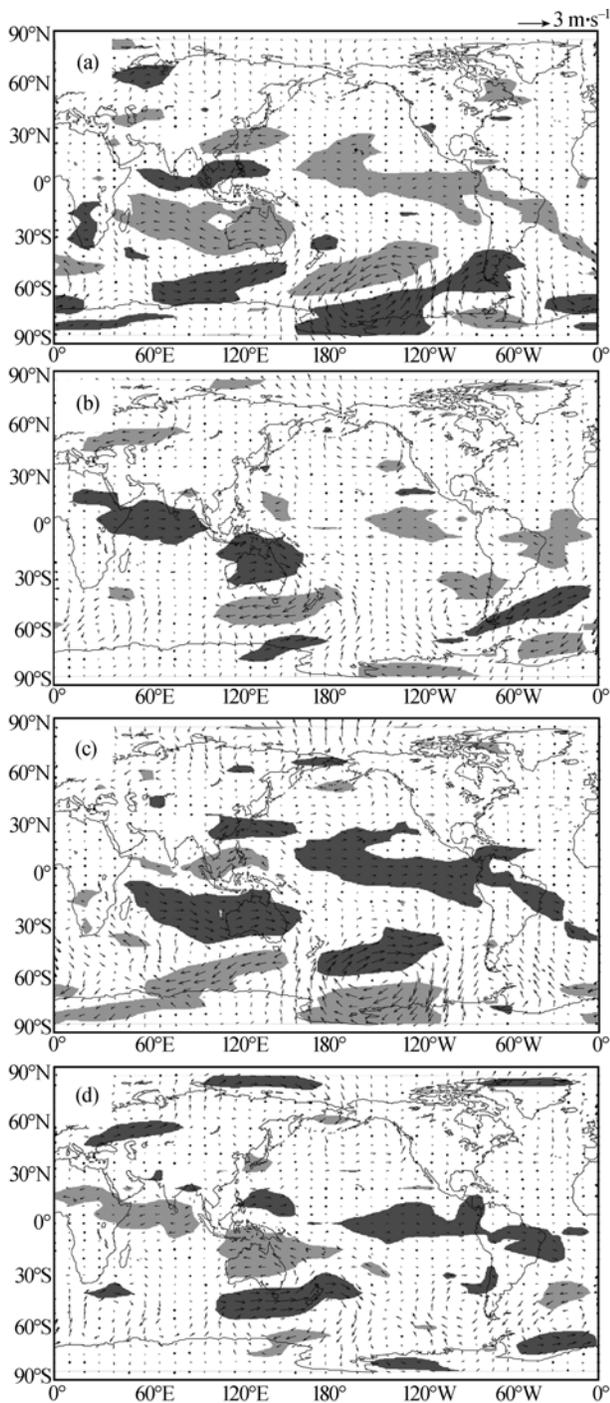


图 10

同图 9, 但为 TWP 振荡中长江下游无强降水时 4 个位相 θ_2 (a), θ_4 (b), θ_6 (c), θ_8 (d)

的形成。

以上结果分析表明, 当长江下游降水 20~30 d 振荡正位相中有(无)强降水过程时, 与 SCGT 的位相 4

对应的 850 hPa 低频风场从阿拉伯海经印度、孟加拉湾到中国南部和长江下游地区存在(不存在)强西风气流, 或与 TWP 的位相 6 对应的低频风场中从印度经孟加拉湾到中国南部和长江下游地区以及副热带西太平洋地区到赤道中东太平洋地区呈现强(弱)西风带, 有(不)利于长江下游地区强降水形成. 这两种大气环流模型能很好地反映了长江下游地区有(无)强降水过程形成的全球主要大气环流的差异. 长江下游地区 5~8 月强降水过程的形成和维持主要由 20~30 d 时间尺度的 SCGT 和 TWP 型的变化决定, 它们分别与南北半球热带内外地区大气环流之间的相互作用和热带印度洋地区和南亚季风区热源强迫异常与东亚大气内部相互作用激发的 20~30 d 低频振荡有密切联系. 与夏季长江下游强降水过程有密切联系的降水和环流的 20~30 d 振荡变化不仅仅与亚洲夏季风系统内部分量有关, 而且南半球中高纬度地区 ISO 对南亚和东亚地区环流变化的作用也是显著的. 因此, 长江下游强降水过程的形成并非仅受印度和东亚夏季风的影响.

4 结论

本文用非整数波功率谱分析、相关分析、主振荡型分析(POP)和合成分析研究了 1979~2005 年 5~8 月长江下游地区降水低频振荡的变化特征、强降水过程及其与全球环流主要季节内振荡模态(ISO)的关系, 并讨论了可能机制, 得出以下结论.

(1) 5~8 月长江下游逐日降水变化主要表现为 10~20, 20~30 和 60~70 d 的周期振荡, 其中 28 d 天的周期振荡强度的年际变化与长江下游强降水过程频数具有极显著的正相关.

(2) 5~8 月全球 850 hPa 环流存在两个 20~30 d 主振荡型(POP1, POP2): 一个是南半球中纬度地区的东移的绕球遥相关型(SCGT), 另一个是西太平洋热带地区南移的季节内振荡型(TWP), 它们的解释方差分别为 7.72% 和 7.66%. 这两个 POP 型与长江下游 20~30 d 低频降水变化密切相关, 而且 POP1 虚部正位相和 POP2 实部正位相中长江下游地区有强降水过程的概率分别为 54.9% 和 60.4%. 前者反映了 20~30 d 时间尺度上 SCGT 与长江下游低频降水的遥相关(与热带印度洋地区热源强迫和南北半球环流之间的相

相互作用有关), 而后者则体现了热带 TWP 对长江下游低频降水的直接影响(与热带西太平洋热源强迫和东亚环流内部非线性相互作用有关)。

(3) 用合成方法建立了 5~8 月全球主要 ISO 型振荡过程中长江下游地区有、无强降水过程的两种 20~30 d 振荡的全球大气环流模型。长江下游地区强降水过程大部分发生在 SCGT 的位相 4 或 TWP 的位相 6 中。当长江下游降水 20~30 d 振荡正位相中有(无)强降水过程时, 与 SCGT 的位相 4 对应的 850 hPa 低

频风场中从阿拉伯海经印度、孟加拉湾到中国南部和长江下游地区存在(不存在)强西风气流, 或与 TWP 的位相 6 对应的低频风场中从印度经孟加拉湾到中国南部和长江下游地区以及副热带西太平洋地区到赤道中东太平洋地区呈现强(弱)西风带, 有(不)利于长江下游地区强降水形成。它们很好地反映了长江下游地区有(无)强降水过程形成的全球主要大气环流 ISO 的差异, 对于提高夏季长江下游强降水过程 10~30 d 延伸期预报准确率有重要意义。

致谢 衷心感谢审稿专家对本文提出的宝贵修改意见。

参考文献

- Madden R A, Julian P R. Detection of a 40—50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J Atmos Sci*, 1971, 28: 702—708
- Madden R A, Julian P R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40—50-day period. *J Atmos Sci*, 1972, 29: 1109—1123
- Madden R A, Julian P R. Observation of the 40—50-day tropical oscillation—A review. *Mon Weather Rev*, 1994, 122: 814—837
- Zhang C D. Madden-Julian oscillation. *Rev Geophys*, 2005, 43: RG2003, doi: 10.1029/2004RG000158
- Maloney E D, Hartmann D L. Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian oscillation. *Science*, 2000, 287: 2002—2004
- Ding Q H, Wang B. Intraseasonal teleconnection between the summer Eurasian wave and the Indian monsoon. *J Clim*, 2007, 20(15): 3751—3767
- Guan B, Johnny C L C. Nonstationarity of the intraseasonal oscillations associated with the western North Pacific summer monsoon. *J Clim*, 2006, 19(4): 622—629
- Matthews A J, Li H Y Y. Modulation of station rainfall over the western Pacific by the Madden-Julian oscillation. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L14827, doi: 10.1029/2005GL023595
- Goswami B N, Wu G X, Yasunari T. The annual cycle, intraseasonal oscillations, and roadblock to seasonal predictability of the Asian summer monsoon. *J Clim*, 2006, 19(20): 5078—5099
- Kim B M, Lim G H, Kim K Y. A new look at the midlatitude-MJO teleconnection in the northern hemisphere winter. *Q J R Meteorol Soc*, 2006, 132: 485—503
- Krishnamurthy V, Shukla J. Seasonal persistence and propagation of intraseasonal patterns over the Indian monsoon region. *Clim Dyn*, 2008, 30(4): 353—369
- Carvalho L M V, Jones C, Ambrizzi T. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the Austral summer. *J Clim*, 2005, 18: 702—718
- 李崇银. 大气季节内振荡研究的新进展. *自然科学进展*, 2004, 14(7): 734—741
- Wang H J, Han J P, Zhang Q Y, et al. Brief review of some CLIVAR-related studies in China. *Adv Atmos Sci*, 2007, 24(6): 1037—1048
- Huang R H, Zhou L T, Chen W. The progress of recent studies on the variability of the East Asian monsoon and their causes. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20(1): 55—69
- 韩荣青, 李维京, 董敏. 北半球副热带-中纬度太平洋大气季节内振荡的纬向传播与东亚夏季旱涝. *气象学报*, 2006, 64(2): 149—163
- Takayabu Y N, Iguchi T, Kachi M, et al. Abrupt termination of the 1997—98 El Niño in response to a Madden-Julian oscillation. *Nature*, 1999, 402: 279—282
- 毛江玉, 吴国雄. 1991 年江淮梅雨与副热带高压的低频振荡. *气象学报*, 2005, 63(5): 762—770
- 何金海, 李俊, 李永平. 澳大利亚冷空气活动影响东亚夏季风的过程——数值试验. *气象学报*, 1991, 49(2): 162—169
- Waliser D E, Lau K M, Stern W, et al. Potential predictability of the Madden-Julian oscillation. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2003, 84(1): 33—50

- 21 Waliser D E, Stern W, Schubert S, et al. Dynamical predictability of intraseasonal variability associated with the Asian summer monsoon. *Q J R Meteorol Soc*, 2003, 129: 2897—2925
- 22 Waliser D E, Jones C, Schemm J K, et al. A statistical extended-range tropical forecast model based on the slow evolution of the Madden-Julian oscillation. *J Clim*, 1999, 12: 1918—1939
- 23 Weickmann K, Berry E. A synoptic-dynamic model of subseasonal atmospheric variability. *Mon Weather Rev*, 2007, 135(2): 449—474
- 24 Webster P J, Hoyos C. Prediction of monsoon rainfall and river discharge on 15—30-day time scales. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2004, 85: 1745—1765
- 25 Jones C, Carvalho L M V, Higgins W, et al. A statistical forecast model of tropical intraseasonal convective anomalies. *J Clim*, 2004, 17: 2078—2095
- 26 Maharaj E A, Wheeler M C. Forecasting an index of the Madden-Julian oscillation. *Int J Climatol*, 2005, 25: 1611—1618
- 27 Xavier P K, Goswami B N. An analog method for real-time forecasting of summer monsoon subseasonal variability. *Mon Weather Rev*, 2007, 135(12): 4149—4160
- 28 Miura H, Satoh M, Nasuno T, et al. A Madden-Julian oscillation event realistically simulated by a global cloud-resolving model. *Science*, 2007, 318: 1763—1765
- 29 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件. *大气科学*, 2003, 27(6): 1018—1030
- 30 Wang B, Webster P J, Kikuchi K, et al. Boreal summer quasi-monthly oscillation in the global tropics. *Clim Dyn*, 2006, 27: 661—675
- 31 Simmons A J. The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating. *Q J R Meteorol Soc*, 1982, 108: 503—534
- 32 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP-NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1996, 77: 437—471
- 33 Schickedanz P T, Bowen E G. The computation of climatological power spectra. *J Appl Meteorol*, 1977, 16: 359—367
- 34 Hasselmann K. PIPs and POPs: the reduction of complex dynamical systems using principal interaction and oscillation patterns. *J Geophys Res*, 1988, 93D: 11015—11021
- 35 von Storch H, Bürger G, Schnur R, et al. Principal oscillation patterns: a review. *J Clim*, 1995, 8: 377—400
- 36 杨秋明. 中国降水准 2 年主振荡模态与全球 500 hPa 环流联系的年代际变化. *大气科学*, 2006, 30(1): 131—145
- 37 Chen W Y. Fluctuations in the Northern Hemisphere 700 hPa height field associated with the Southern Oscillation. *Mon Weather Rev*, 1982, 110: 808—823
- 38 Murakami M. Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area. *Mon Weather Rev*, 1979, 107: 994—1013
- 39 Ghil M, Kingse M. Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 780—790
- 40 Ambrizzi T, Hoskins B J, Hsu H H. Rossby wave propagation and teleconnection in the austral winter. *J Atmos Sci*, 1995, 52: 3661—3672
- 41 周晓霞, 丁一汇, 王盘兴. 夏季亚洲季风区的水汽输送及其对中国降水的影响. *气象学报*, 2008, 66(1): 59—70