



论文

决定北半球冬季哈得莱环流年际变率的三维大气环流图像: 观测分析和数值模拟

孙咏^{①②}, 周天军^{①③*}, 张丽霞^①

① 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

* 联系人, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2012-02-20; 接受日期: 2012-06-07

国家高技术研究发展计划(编号: 2010AA012304)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2010CB951904)和国家自然科学基金(批准号: 40890054)资助

摘要 本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 分析了 1979~2008 年北半球冬季哈得莱(Hadley)环流年际变化的特征, 在此基础上, 讨论了在观测海温驱动下大气环流模式的模拟结果. 观测分析表明, 近 30 年北半球冬季哈得莱环流年际变率的主导模态呈现出空间上的非均匀变化, 哈得莱环流圈位于热带部分与其位于副热带部分的强度变化符号相反, 这在表征其年际变化特征的另一指标——经向风垂直切变中亦有显著体现. 大气环流模式 AMIP 积分试验结果表明, 北半球冬季哈得莱环流强度的上述年际变化源于海温强迫. 分析发现, 热带中东太平洋和南印度洋暖海温距平强迫导致了哈得莱环流强度年际变化的主导模态呈现出空间上的非均匀变化. El Niño 的局地作用和大气桥作用激发的太平洋局地哈得莱环流(30°S~30°N, 150°E~90°W)和大西洋局地哈得莱环流(30°S~30°N, 90°W~10°W)并非呈现出整体一致的变化, 尽管二者纬向平均后分别使气候平均的哈得莱环流圈强度加强和减弱. El Niño 遥强迫作用激发的西北太平洋反气旋(0°~30°N, 100°E~150°E)使北半球 Hadley 环流圈强度减弱, El Niño 和南印度洋暖海温距平共同强迫出的南印度洋反气旋(30°S~0°, 60°E~100°E)使南半球 Hadley 环流圈的强度亦减弱. 上述局地哈得莱环流的变化叠加后, 因纬向平均的太平洋局地哈得莱环流强度在(副)热带部分的增强大(小)于纬向平均的大西洋局地哈得莱环流和西北太平洋、南印度洋局地哈得莱环流在(副)热带地区的减弱, 结果使得哈得莱环流圈的强度在(副)热带部分偏强(弱); 较之南半球, 北半球强度变化稍强. 因此, 北半球冬季哈得莱环流年际变率的主导模态在空间上呈现出非均匀变化.

关键词哈得莱环流
年际变化
GAMIL2.0

哈得莱(Hadley)环流是大气经向三圈环流的重要组成部分, 在维持全球热量、角动量和水汽平衡方面发挥着重要作用^[1]. 热带哈得莱环流和中高纬大气环流存在明显的相互作用, 哈得莱环流的变化对全球

和区域气候变化有重要影响^[2]. 观测分析和数值模拟均证实, 春季哈得莱环流的异常与夏季西北太平洋热带气旋生成频数存在显著的负相关^[3,4]. 观测分析发现, 春季哈得莱环流异常与夏季长江流域降水有

中文引用格式: 孙咏, 周天军, 张丽霞. 决定北半球冬季哈得莱环流年际变率的三维大气环流图像: 观测分析和数值模拟. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 192-208

英文引用格式: Sun Y, Zhou T J, Zhang L X. Observational analysis and numerical simulation of the interannual variability of the boreal winter Hadley circulation over the recent 30 years. Science China: Earth Sciences, 2012, doi: 10.1007/s11430-012-4497-x

显著的正相关^[5]. 因此, 研究不同时间尺度上哈得莱环流的变化特征及其机理对理解气候演变具有重要价值.

关于哈得莱环流异常, 学术界关注的重点, 首先是其长期变化. 此前的研究指出近 30 年哈得莱环流的范围有极向伸展的趋势^[6-8]. 自 20 世纪 50 年代以来, 北半球冬季哈得莱环流强度呈现出明显的增强趋势, 这种增强可能和印度洋-西太平洋暖池区海洋的增暖以及 El Niño 的年代际变化存在联系^[9-11]. 北半球冬季哈得莱环流在过去几十年的增强趋势主要是由非对称模态的增强引起的^[12]. 分析指出, 北半球夏季南半球哈得莱环流强度在 20 世纪 70 年代末发生了年代际转型, 由北强南弱转变为南强北弱(该环流圈的北部由强变弱, 其南部由弱变强), 该转型主要是与印度洋-西太平洋和大西洋海洋的经向非均匀增暖显著相关^[13]. 注意以上结果均是基于再分析资料得到的^[14], 但 NCEP/NCAR 资料在揭示气候变化长期趋势方面存在一定不确定性, 部分原因在于再分析过程中同化的探空资料未经过均一化处理^[15-18]. 因此, 基于该资料所揭示的现象, 有待于通过多资料的比较来进一步确认.

在年际尺度上, 哈得莱环流亦存在显著的变化. Oort 和 Yienger^[19]利用无线电探空资料发现北半球冬季哈得莱环流年际变化与同期热带中东太平洋 SST 变化呈现显著的正相关. Minobe^[20]利用 NCEP 再分析资料, 分析了 1979~2008 年局地哈得莱环流和沃克环流的年际变率, 并较早给出真正意义上大气环流的三维图像, 但机理尚不清楚. 有研究表明, 哈得莱环流与 ENSO 的相互作用主要体现在其对称部分与 ENSO 的联系上^[21]. 此外, 中纬度涡动过程对哈得莱环流强度年际变化亦有作用^[22].

综上, 此前关于哈得莱环流变化的研究多侧重其长期趋势, 关于北半球冬季哈得莱环流年际变化的特征及其机制的研究相对薄弱. 本文的目的, 是基于 NCEP/NCAR 再分析资料, 揭示 1979~2008 年北半球冬季哈得莱环流强度的年际变化特征, 并试图给出哈得莱环流年际变率的三维大气环流图像. 在此基础上, 利用观测的历史海温驱动大气环流模式, 进行 AMIP 型模拟积分, 考察模式能否合理再现观测的哈得莱环流强度年际变化特征, 进而通过对观测资料和数值模拟结果的分析, 讨论造成哈得莱环流年际变率的机理.

1 资料和方法

1.1 数据资料

1.1.1 观测资料

本文用到如下观测和再分析资料: (1) CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation) 的逐月降水资料^[23]; (2) NCEP/NCAR 再分析资料, 包括逐月水平风场、海平面气压 SLP 等气候要素^[24]; (3) 哈得莱中心逐月海表面温度资料^[25](HadISST). 以上资料的时间跨度均为 1979 年 1 月到 2008 年 12 月. 为便于论述, 本文将上述资料统称为“观测”资料, 尽管再分析资料其实并非严格的观测资料.

1.1.2 模式和数值试验

本文用到的气候模式是中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室发展的格点大气环流模式 GAMIL2.0^[26-28]. 与 GAMIL1.0 相比, GAMIL2.0 的主要改进在于其物理过程: (1) 积云参数化方案由 Zhang-McFarlane^[29]深对流参数化方案, 更新为改进的 Zhang 等的方案^[30]; (2) 云微物理过程由 Rasch 和 Kristjansson^[31]以及 Zhang 等^[32]方案, 更新为双参数云微物理方案^[33]. GAMIL2.0 的水平分辨率为 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$, 垂直方向 26 层, 模式大气层顶气压取为 2.194 hPa. 本文利用逐月历史海温驱动该模式, 从 1975 年 1 月积分到 2009 年 4 月, 选取 1979~2008 年的结果进行分析. 该模式在国际上已经被广泛地应用于气候变率和气候变化研究中, 并表现出优异的性能^[34-40].

1.2 方法

参照通常的作法^[41], 本文利用质量流函数 Ψ 来表征哈得莱环流. P 坐标系下的大气连续方程可表示为

$$\frac{1}{a \times \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \times \cos \phi} \frac{\partial (v \times \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0. \quad (1)$$

对方程(1)进行纬向平均, 得到

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial [v] \cos \phi}{\partial \phi} + \frac{\partial [\omega]}{\partial p} = 0, \quad (2)$$

其中“ $[\cdot]$ ”表示纬向平均. 定义函数 Ψ 使其满足:

$$[v] = \frac{g}{2\pi a \times \cos \phi} \frac{\partial \Psi}{\partial p}, \quad (3)$$

$$[\omega] = -\frac{g}{2\pi a^2 \times \cos\phi} \frac{\partial \Psi}{\partial \phi}, \quad (4)$$

是方程(2)的解, 其中 a 为地球半径, ϕ 为所在纬度. 故只要给出函数 Ψ 就可以完全表征二维流动 $[v]$ 和 $[\omega]$. 理论上方程(3)或方程(4)均可计算函数 Ψ . 但相对 ω 而言, 观测的经向风速 v 更可靠, 本文对方程(3)积分有

$$\Psi(\phi, p) = \frac{2\pi a \times \cos\phi}{g} \int_{p_0}^p [v(\phi, p)] dp, \quad (5)$$

其中, p_0 表示大气层顶气压, p 表示与任意给定某个纬度 ϕ 相对应的垂直层次.

为保证大气质量守恒, 利用经向风计算质量流函数之前, 需要对其进行订正^[42]. 即在计算纬向平均风速前扣除了垂直方向质量权重平均风速. 具体做法: 先将每一个平面格点的经向风从 1000 hPa 到 100 hPa 垂直积分, 这本质上是一种加权平均. 然后将原始的经向风减去加权平均的结果记为 v^* , 再将 v^* 代入公式(5)垂直积分得到质量流函数.

本文利用质量流函数表征哈得莱环流的气候平均态及其强度的年际变化特征. 为了刻画哈得莱环流强度的年际变化特征, 本文对 1979~2008 年 DJF 质量流函数进行经验正交函数展开(EOF)分析, 在 EOF 分析前对资料进行了 8 年的高通滤波, 去除可能存在的长期趋势和年代际变化, 而只保留年际变率信号.

2 结果分析

2.1 哈得莱环流的气候态分布

图 1 给出观测和模拟的 1979~2008 年北半球冬季平均质量流函数分布. 观测资料显示, 哈得莱环流在热带地区上升, 两半球副热带地区下沉, 在低层大气质量又流向赤道, 哈得莱环流圈可以分为两个完全闭合的经向环流圈(图 1(a)). 为了便于表述, 本文将 30°S~30°N 之间两个闭合的经向环流圈依次命名为南、北半球 Hadley 环流圈.

哈得莱环流是由热力作用直接驱动的大气环流, 它的上升支正好对应于 ITCZ, 北半球 DJF 大约位于 10°S 附近. 上升气流到达高层之后, 有向两极的质量净输送, 而质量流函数的正、负则分别表征向北、南的质量净输送. 就哈得莱环流圈的强度和范围而言, DJF 北半球 Hadley 环流圈强度比南半球 Hadley 环流圈要强, 范围较后者要宽(图 1(a)).

图 1(b)是大气环流模式 GAMIL2.0 的模拟结果. 模式较好地再现了热带地区上升、两半球副热带地区下沉的哈得莱环流圈的整体特征. 无论哈得莱环流的强度还是范围, 模拟结果均与观测事实非常接近, 表明该模式对哈得莱环流具有合理的模拟能力, 这是下文讨论其年际变率的基础.

尽管模拟的质量流函数与观测事实较为接近, 但较之观测, 模拟结果依然存在一定的偏差. 模拟的质量流函数在高层偏弱、低层偏强. 为分析造成上述模拟偏差的原因, 图 1(d)和(f)依次给出经向风速的观测和模拟结果及模拟偏差. 比较模拟和观测结果, 发现模拟的经向风速在高层较之观测偏弱, 在低层则较之观测偏强. 经向风的上述模拟偏差是造成质量流函数模拟偏差的原因.

2.2 哈得莱环流强度年际变率的主导模式

为揭示北半球 DJF 哈得莱环流强度年际变化的空间分布特征, 图 2 给出观测和模拟的纬向平均质量流函数年际变化的标准差分布. 观测资料表明, 在过去 30 年, 北半球冬季整个哈得莱环流圈其强度都有不同程度的年际变化, 但热带低纬地区哈得莱环流强度的年际变化最强, 表现为方差较大(图 2(a)). 模拟结果能够合理再现哈得莱环流强度年际变化的空间分布特征, 但变化中心位置较之观测稍偏南, 强度较之观测略偏强(图 2(b)).

为便于说明质量流函数年际变化标准差的模拟偏差, 图 3(a)和(b)分别给出观测和模拟的 850 hPa 经向风年际变化标准差的水平分布. 由此可见, 模拟的 850 hPa 经向风较之观测在南太平洋辐合带和西南印度洋存在较大的偏差, 上述模拟偏差可能是造成模拟的质量流函数变化中心位置较之观测偏南、强度较之观测偏强的原因.

为进一步揭示哈得莱环流的年际变化特征, 对 1979~2008 年 DJF 质量流函数做经验正交函数(EOF)展开, EOF 分解的空间型及相应的主成分如图 4 和 5 所示. 观测资料中(图 4(a)), EOF 第一模态的方差贡献率为 57.4%, EOF1 的空间型利用 DJF 质量流函数与主成分 PC1 的回归系数表示. 正距平位于 30°S~26°S 和 10°S~16°N, 负距平出现在 26°S~10°S 和 16°N~30°N. 说明哈得莱环流圈强度的年际变化具有很强的局地特征. 哈得莱环流圈位于热带的部分与其位于副热带地区的部分, 二者强度变化的符

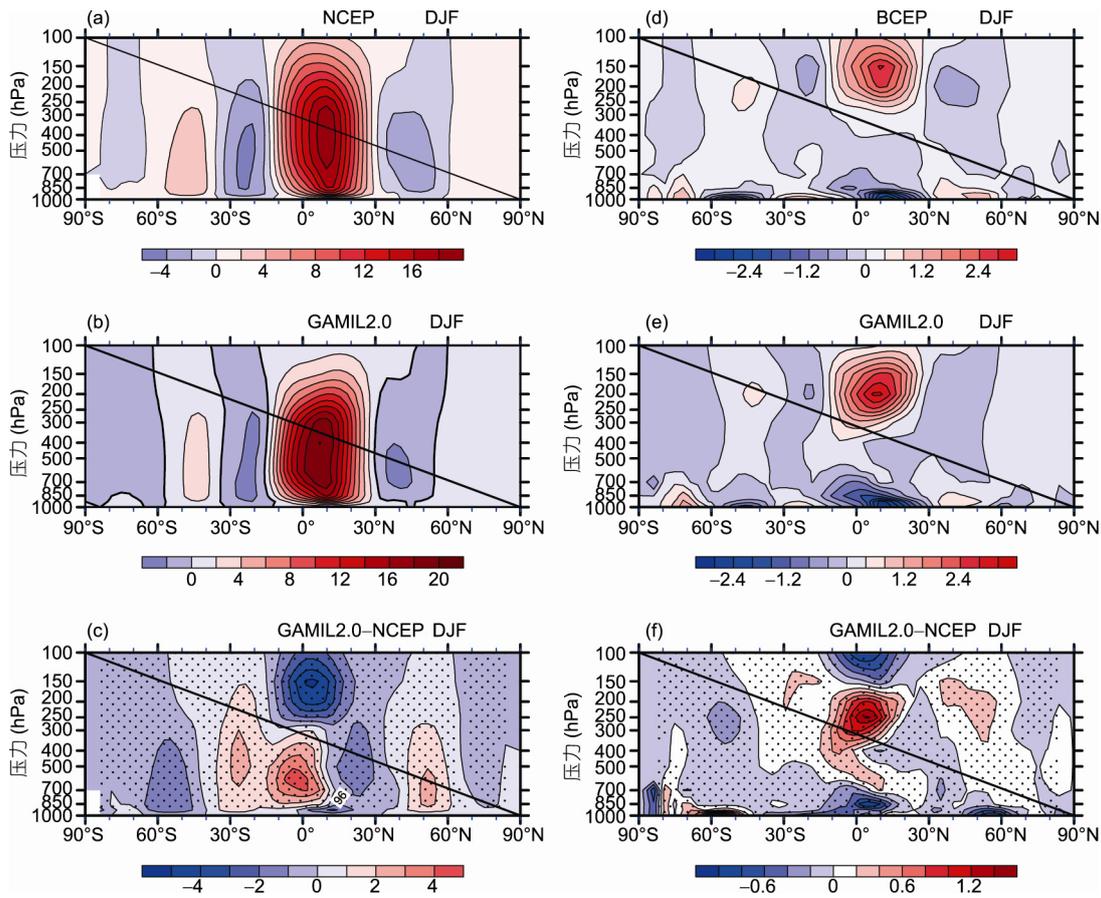


图1 1979~2008年北半球DJF气候态质量流函数($\times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$)及经向风速(m s^{-1})

(a) 观测质量流函数; (b) 模拟质量流函数; (c) 模拟质量流函数偏差; (d) 观测经向风速; (e) 模拟经向风速; (f) 模拟经向风速偏差. 打点区域表示通过了0.05的信度检验

号是相反的. 图 4(b)是模拟的 EOF1, 它被表示为模拟的 DJF 质量流函数与观测的 PC1 的回归系数. 直接对模式结果做 EOF 分解, 得到的结果与图 4(b)相似(图略). 模拟结果和观测的空间型非常相似, 但模式结果的正值中心范围较之观测偏窄, 强度较观测稍弱.

为揭示哈得莱环流年际变率的主导周期, 图 5(a)和 5(b)给出观测中哈得莱环流年际变率主导模式的主成分(PC1)及相应的功率谱分析. 图 5(c)给出模拟的哈得莱环流年际变率主导模式的主成分, 图 5(d)是与之相应的功率谱分析结果. 计算表明, 观测和模拟的 PC 时间序列, 二者相关系数达 0.69, 通过了信度水平为 99%的显著性 t 检验. 观测和模拟的 PC1 的主导周期均为 4~5 年, 该主导周期在 ENSO 的周期范围之内. 计算表明, PC1 与 nino3.4 指数的相关系数高达

0.68, 二者相关显著. 说明第一模态的空间分布可能与 ENSO 的变化有密切关系.

综上, 在历史海温驱动下, 大气环流模式 (GAMIL2.0)合理模拟了观测中的哈得莱环流强度年际变率的主导模态及与之相应的时间演变. 这为下文讨论哈得莱环流年际变率的机理奠定了基础.

2.3 哈得莱环流圈的结构

对 1979~2008 年北半球冬季质量流函数进行 EOF 分解, 得到表征哈得莱环流强度年际变化的主导模态, 但与之相对应的三维大气环流结构是怎样的呢? 下面采用合成分析的方法回答上述问题. 合成分析的依据是先对 PC1 做标准化, 然后以正、负一个标准差为阈值进行合成. 合成分析所涉及的年份见表 1.

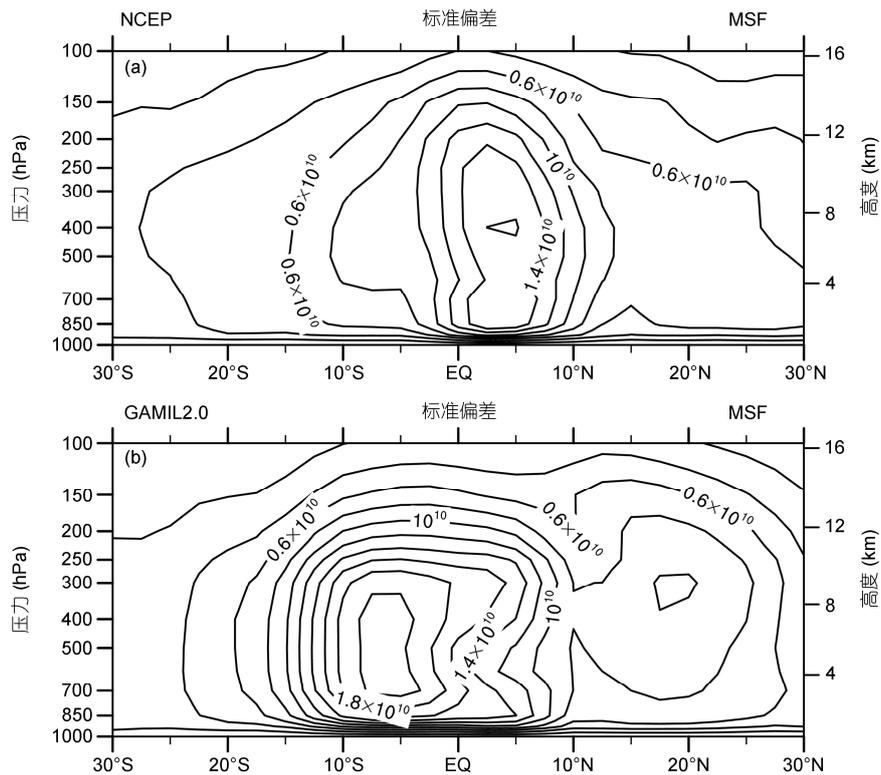


图 2 DJF 观测和模拟的质量流函数标准差(kg s^{-1})纬度-高度剖面
(a) 观测; (b) 模拟

2.3.1 垂直结构

图 6(a)和(b)是基于观测资料的 DJF 质量流函数正、负位相年合成分析的结果. 可见, 质量流函数的正距平集中在 $30^{\circ}\text{S}\sim 26^{\circ}\text{S}$ 和 $10^{\circ}\text{S}\sim 16^{\circ}\text{N}$, 负距平位于 $26^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{S}$ 和 $16^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$. 上述异常分布叠加在气候平均的哈得莱环流之上, 哈得莱环流圈位于热带部分的强度加强, 其位于副热带部分强度则减弱. 哈得莱环流强度在空间上的非均匀变化, 在北半球较之南半球要强.

图 6(b)是模拟的 DJF 质量流函数正、负位相年合成分析结果, 模式能够真实再现观测中质量流函数变化的主要特征, 但是模拟的质量流函数正距平范围, 较之观测要偏窄. 该特征和 EOF1 的模态特征相一致.

2.3.2 水平分布

哈得莱环流圈在赤道上升、在南北半球副热带地区下沉的特征, 是全球纬向平均后的结果. 由于大气

环流分布具有很强的局地特征, 分析大气经圈环流变化的水平分布型, 有助于深入理解哈得莱环流年际变化的特点. 为此, 参照此前国际上的作法^[9], 图 7(a)和(b)分别给出经向风垂直切变气候平均的观测和模拟曲线, 由图 7(a)可知, 经向风垂直切变气候平均的 0 值位于 15°S 附近, 正好对应于 ITCZ 上升支的位置. 正值在 15°S 以北, 在其以南为负值, 分别表征高层有向北和向南的经向输送. 这与气候平均的质量流函数给出的哈得莱环流特征较为一致(图 1(a)). 注意这是下文利用经向风垂直切变分析哈得莱环流强度年际变化特征的前提.

模拟的气候平均的经向风垂直切变随纬度的分布曲线如图 7(b)所示. 可见, 模拟和观测结果非常接近. 计算表明, 二者的相关系数达 0.962, 通过了信度为 99.9%的显著性 t 检验. 因此, 在观测海温驱动下, 模式较为合理地再现了气候平均的哈得莱环流经向输送的特征.

上文分析中揭示的 DJF 哈得莱环流强度的年际

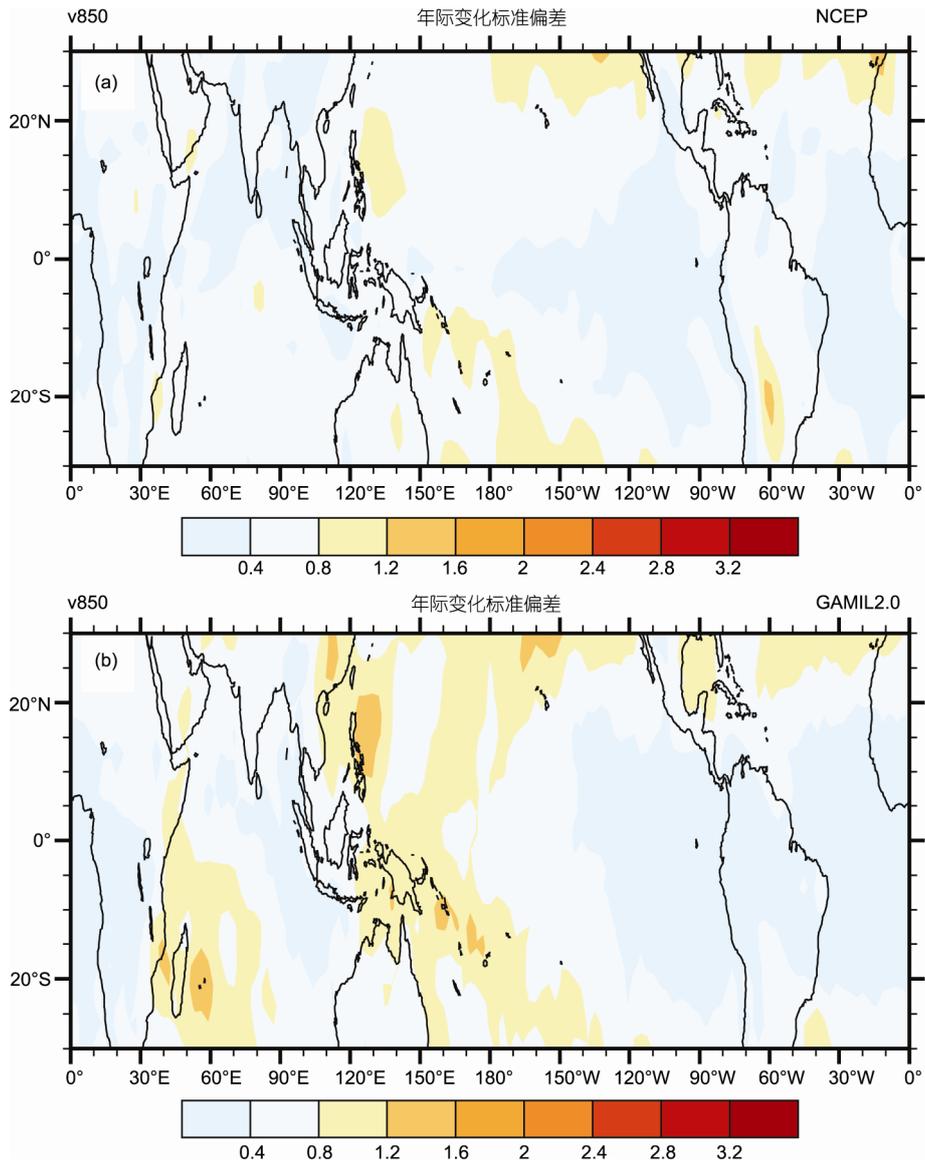


图3 DJF 观测(a)和模拟(b)的 850 hPa 经向风标准差($m s^{-1}$)纬度-经度剖面

变化所呈现出的空间非均匀变化, 在哈得莱环流圈的高、低层经向风场上有无体现? 若有, 高低层经向风空间非均匀变化的水平分布特征如何? 为了回答上述问题, 图 7(c)和(d)分别给出观测和模拟的经向风垂直切变纬向平均结果. 观测事实显示, 经向风垂直切变的正距平位于 $30^{\circ}S\sim 23^{\circ}S$ 和 $10^{\circ}S\sim 12^{\circ}N$, 负距平位于 $23^{\circ}S\sim 10^{\circ}S$ 和 $12^{\circ}N\sim 30^{\circ}N$. 上述异常叠加在气候平均的经向风垂直切变(图 7(a))之上, 使得经向风的垂直切变呈现出空间上的非均匀变化. 即经向风垂直切变靠近热带的部分加强, 位于副热带的部分

则减弱. 在观测的历史海温驱动下, 模拟的经向风垂直切变与观测较为一致, 二者的相关系数达 0.957, 通过了信度为 99.9%的显著性 t 检验.

上述观测分析和数值模拟结果均表明, 哈得莱环流的年际变化特征在经向风上有显著体现. 那么, 经向风垂直切变的空间特征有何特点? 观测和模拟的经向风垂直切变的水平分布分别如图 7(e)和(f)所示. 由图 7(e)可见, 经向风垂直切变对哈得莱环流强度变化有正贡献的区域, 主要位于太平洋($30^{\circ}S\sim 30^{\circ}N, 150^{\circ}E\sim 130^{\circ}W$)和非洲大陆($30^{\circ}S\sim 30^{\circ}N, 0^{\circ}\sim 60^{\circ}E$).

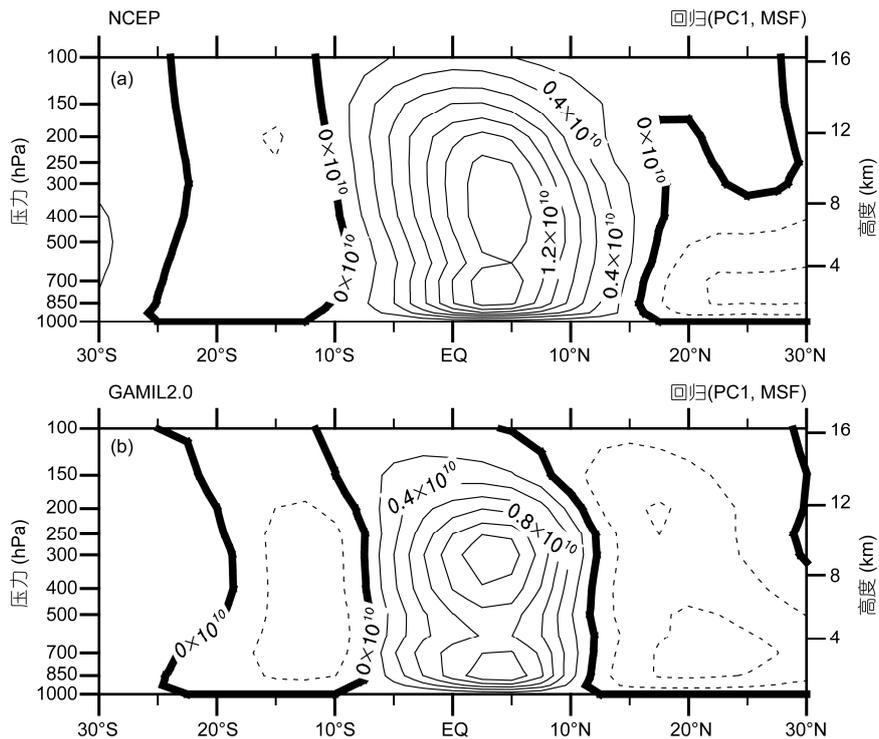


图 4 DJF 质量流函数 EOF 分解的第一模态

(a) 观测; (b) 模拟. 由模拟的同期质量流函数向观测第一模态的时间序列做回归, 图中数值单位为 kg s^{-1}

而在(0~30°N, 100°E~150°E), (30°S~0°, 60°E~100°E)和(30°S~30°N, 130°W~0°)三个区域, 经向风垂直切变对哈得莱环流强度变化的贡献是负的. 在 GAMIL2.0 模拟结果中, 经向风垂直切变对哈得莱环流强度变化的正、负贡献区域分布均与观测事实较为接近(图 7(f)).

综上所述, 过去 30 年北半球冬季哈得莱环流的年际变化呈现出的空间上的非均匀变化特征, 这在表征其强度变化的两个指标——质量流函数和经向风垂直切变中均有体现. 在历史海温驱动下, GAMIL2.0 合理再现了观测的哈得莱环流年际变化主导模态的垂直结构和水平分布特征, 说明模式对过去 30 年 DJF 哈得莱环流的年际变化特征有合理的模拟能力. 这是我们下文讨论哈得莱环流强度变化机理的基础.

3 北半球冬季哈得莱环流年际变化与热带海温变化的联系

AMIP 积分的试验结果表明, 模拟结果能够合理再现观测的北半球冬季哈得莱环流圈强度的年际变

化特征. 由于在数值模拟试验中, 唯一的年际变率外强迫源是表层海温(SST)的变化, 因此, 北半球冬季哈得莱环流强度的年际变化主要是由 SST 的年际变率引起的.

为揭示哪些区域的海温距平对哈得莱环流的年际变率有贡献, 本文将观测和模拟的哈得莱环流年际变率主导模态的主成分 PC1 分别向同期海温做回归, 回归系数如图 8 所示. 观测资料和模拟结果均表明, PC1 与赤道中东太平洋海温和南印度洋海温变化存在显著的正相关. 因此, DJF 哈得莱环流的年际变化主要由赤道中东太平洋和南印度洋海温的变化驱动的. 那么, 赤道中东太平洋和南印度洋海温的异常如何影响北半球冬季哈得莱环流强度的年际变化呢? 下文将对此进行机理分析.

3.1 中东太平洋海温变化对局地哈得莱环流作用

ENSO 是发生在热带中东太平洋的海温异常现象, 它是气候系统中年际变率的强信号, 它的发生对局地大气环流具有重要影响. 早期研究表明, 当 El Niño 发生时, 信风的经向分量加强, 导致局地 Hadley 环流

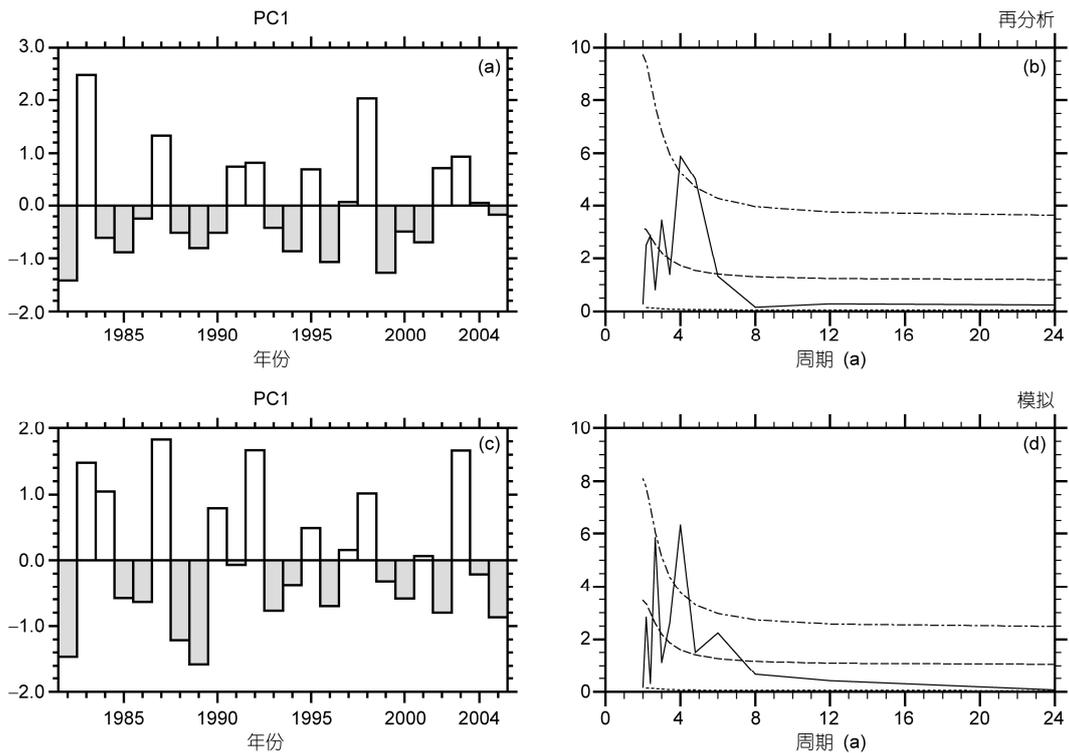


图5 质量流函数 EOF 展开得到的第一个主成分(PC1)及相应的功率谱分析

(a), (b) 观测的 PC1 和相应的功率谱分析; (c), (d) 模拟的 PC1 及相应的功率谱分析. (b)中最上面的虚线是 95%的显著性检验曲线, (d)中最上面的虚线则是 90%的显著性检验曲线

表1 观测的 DJF 质量流函数作 EOF 展开后, 第一模态的主成分作标准化处理后所对应的正负位相年^{a)}

正位相年	负位相年
1983	1982
1987	1996
1998	1999
2003	

a) 其中数值大于 1 的年份定义为正位相年, 小于 -1 的年份定义为负位相年

在太平洋呈现出一致加强^[43]. 随后的研究认为, 信风经向分量的加强源于信风经向辐合对中太平洋热源响应的加强^[44]. 但大气环流对关于赤道对称的 SST 加热场响应的 Gill 模态^[45]表明, 赤道中太平洋 SST 加热中心所激发的异常气旋东西两侧的经向风, 能够分别使得信风的经向分量减弱和加强. 在此情形下, 当 El Niño 发生时, 局地哈得莱环流的强度变化在太平洋不会呈现出整体一致的变化. 那么, 在年际尺度上, 太平洋局地哈得莱环流强度与 El Niño 的关系究竟是怎样的呢?

哈得莱环流是由热力作用直接驱动而非潜热加热直接驱动的经向大气环流, 尽管潜热加热可以用来表征哈得莱环流的变化. 地表降水量大小可以大致代表凝结潜热加热的强弱^[46]. 为此, 图 9(a)给出的是正、负位相年合成的 CMAP 观测资料的降水距平场. 当 El Niño 发生时, 伴随赤道中东太平洋海温升高, 那里局地降水增多、凝结潜热加热增强. 加热中心西南和西北两侧会激发出异常的气旋, 相应地, 高层会有反气旋环流与之相匹配^[43]. 模拟的降水距平如图 9(b)所示, 和观测较为一致, 说明模式对热带地区的降水异常有较好的模拟能力. 这是后文分析大气环流对潜热加热响应的基础.

为揭示赤道中东太平洋暖海温距平加热对大气环流的影响, 图 10(a)和(b)、图(c)和(d)依次给出气候平均和正、负位相年合成的 850 和 200 hPa 水平风场的观测结果. 由图 10(a)和 10(b)可见, 就气候平均态而言, 在 850 hPa, 北大西洋高压南侧和南大西洋高压北侧的偏东风叠加后形成的越赤道气流, 与南太平洋高压东北侧的东南风, 在 10°S 附近汇合后

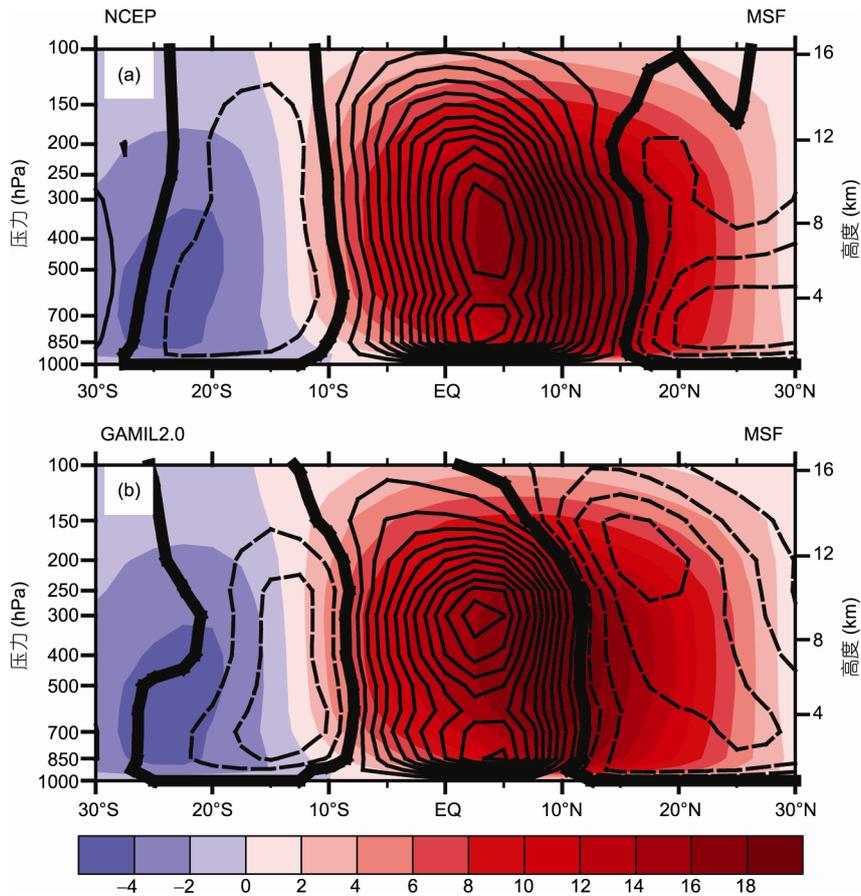


图 6 DJF 质量流函数气候平均及其合成差分析

(a) 观测; (b) 模拟. 填色底图为观测的气候平均, 等值线为合成差分析, 等值线间隔为 $0.4 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$

辐合上升, 到达 200 hPa 高层后有向两极的辐散. 另外, 来自北半球的气流越过赤道后与马斯克林高压东侧的偏南风相遇, 在 10°S 附近辐合上升, 到达 200 hPa 高层后有向两极辐散. 因此, 南美洲-印太暖池 (30°S~30°N, 90°W~150°E) 的水平环流对气候平均的哈得莱环流特征有正贡献. 而在太平洋高低层则是较为一致的纬向风分布, 其对气候平均的哈得莱环流贡献不如南美洲-印太暖池地区那么显著. 模拟的气候平均的 850 和 200 hPa 水平风场和观测结果非常一致(图略).

在 El Niño 年冬季, 由图 10(c)和(d)可见, 大气环流对赤道中东太平洋暖海温距平加热的响应, 表现为在潜热加热中心的西南和西北侧出现气旋性风场异常, 高层与之相匹配的是反气旋性风场异常, 呈现出典型的 Gill 模态^[45]. 低层气旋式风场的西侧是指向赤道的辐合气流, 高层反气旋风场的西侧是赤道

向外的辐散气流. 该过程所形成的局地经向环流 (30°S~30°N, 150°E~130°W) 与气候平均哈得莱环流方向相同, 它叠加在气候平均的哈得莱环流之上使之强度加强. 而低层气旋式风场的东侧是赤道向外的辐散气流, 高层反气旋式风场的东侧是指向赤道的辐合气流, 该过程所形成的局地经向环流 (30°S~30°N, 130°W~90°W) 与气候平均哈得莱环流方向相反, 它叠加在气候平均的哈得莱环流之上使之强度减弱.

综上, 观测证据表明, 局地哈得莱环流对 El Niño 型海温的响应并非使之在太平洋呈现出整体一致的加强. 中东太平洋暖海温距平加热中心强迫出的低层气旋和高层反气旋, 在其左右两侧的经向气流方向均相反, 使得局地哈得莱环流在其左侧加强, 右侧减弱.

图 10(e)和(f)分别为正、负位相年合成的 850 和

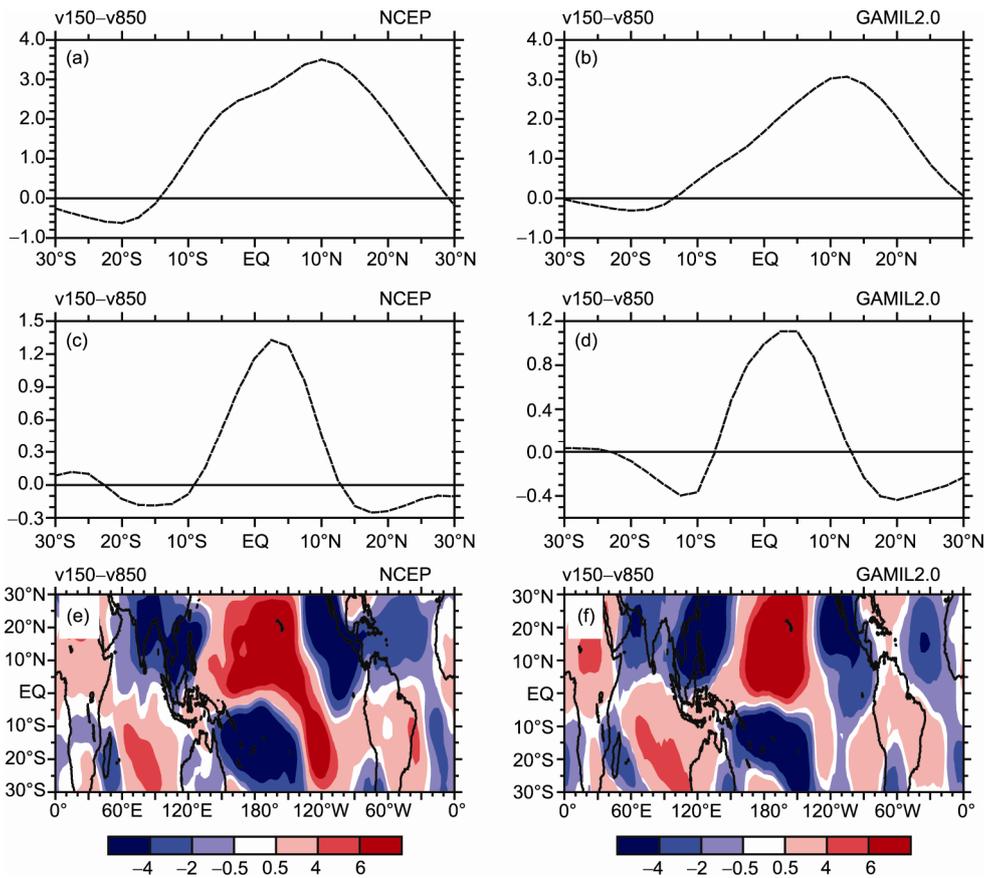


图7 经向风速垂直切变的气候平均、经向风速垂直切变合成分析的纬向平均和经向风速垂直切变合成分析的水平分布图 (a), (c), (e) 观测; (b), (d), (f) 模拟. 图中数值单位为 m s^{-1}

200 hPa 风场异常的模拟结果. 高、低层大气环流对 中东太平洋暖海温距平加热响应的模拟结果与观测较为一致. 在低层, 加热中心西南和西北两侧产生异常的气旋式环流; 在高层, 出现异常的反气旋式环流与之相匹配. AMIP 型模拟积分合理再现了大气环流对 El Niño 型海温强迫的响应, 说明观测的太平洋局地哈得莱环流强度的年际变化主要源于赤道中东太平洋暖海温距平的强迫作用.

发生在中东太平洋的 El Niño 事件可通过大气桥实现对北大西洋局地哈得莱环流的影响^[47]. 前人的研究侧重于直接给出纬向平均的垂直环流和与之相应的水平辐散环流, 并认为 El Niño 发生时, 在整个大西洋激发出与沃克环流拥有共同下沉支的异常哈得莱环流, 其与气候平均的哈得莱环流方向相反^[48]. 由图 9(a)可见, 北大西洋副热带地区出现的潜热加热使局地出现异常的上升运动, 导致北大西洋副热带高

压减弱并伴随气旋性异常(20°N~40°N, 90°W~20°W)出现; 而南美洲北部降水负距平导致的下沉运动则伴有反气旋性环流(0°N~20°N, 90°W~0°)出现(图 10(c)). 因此, 上述气旋性环流东侧的南风及其南侧的偏南风与反气旋环流西北侧偏南风的叠加, 均使低层东北信风减弱; 而在低层反气旋性环流(0°N~20°N, 90°W~0°)的东侧出现稍弱的偏北风异常, 其叠加在北半球 Hadley 环流圈的低层分支之上, 使其强度偏强. 在高层 200 hPa, 北大西洋气旋性环流(0°N~30°N, 30°W~30°E)的西侧和东侧分别是异常的偏北风和偏南风, 二者叠加在顺时针环流圈的高层分支之上, 分别使其强度减弱和加强. 因此, 低层气旋性环流(20°N~40°N, 90°W~20°W)东侧和南侧、以及高层 200 hPa 北大西洋气旋性环流(0°N~30°N, 30°W~30°E)西侧的经向风分量, 对北半球 Hadley 环流圈的贡献为负, 而低层气旋性环流(20°N~40°N,

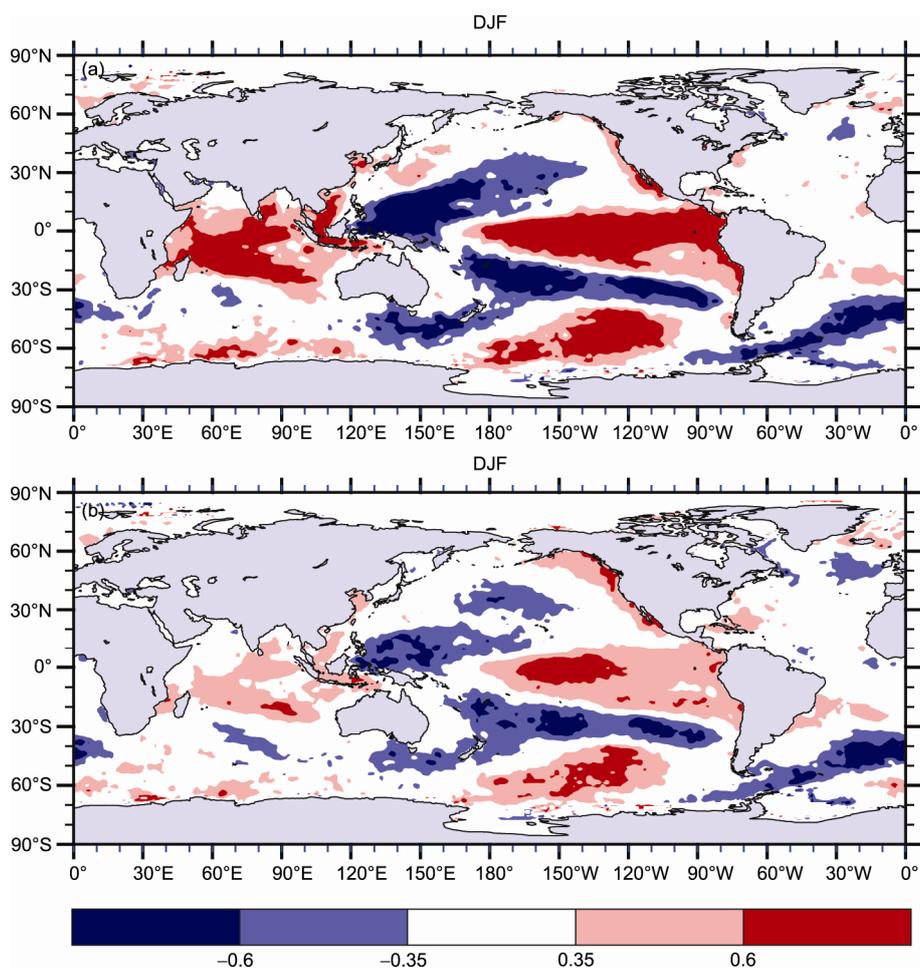


图 8 DJF 质量流函数 EOF 分解第一模态的时间演变与同期海温的回归分布
(a) 观测; (b) 模拟

90°W~20°W)东南侧以及高层 200 hPa 北大西洋气旋性环流(0°~30°N, 30°W~30°E)东侧的经向风, 对北半球 Hadley 环流圈的贡献则为正. 观测事实显示, 上述高、低层环流对北半球 Hadley 环流圈的减弱作用, 远超过其对北半球 Hadley 环流圈增强作用. 换言之, 当 El Niño 发生时, 北大西洋局地哈得莱环流并未呈现整体一致的变化, 尽管纬向平均的北大西洋哈得莱环流的强度是减弱的.

在南大西洋(30°S~0°, 90°W~20°E)低层出现微弱的反气旋性风场, 高层与之相应的是微弱的气旋性风场. 因此, 低层反气旋性风场和高层气旋性风场左(右)侧的经向风叠加在南半球 Hadley 环流圈之上, 使南半球 Hadley 环流圈强度略减弱(稍微加强). 因高、低层环流左侧经向风对南半球 Hadley 环流圈的减弱

作用, 超过了其右侧经向风的加强作用, 故当 El Niño 发生时, 纬向平均的南大西洋局地哈得莱环流的强度略减弱. 总体而言, GAMIL2.0 的模拟结果与观测较为接近, 模拟结果合理再现了观测事实中大西洋局地哈得莱环流的变化特征, 但模拟的北大西洋副热带低层气旋, 范围较之观测偏窄, 位置较之观测偏东; 而模拟的赤道大西洋高层 200 hPa 气旋, 位置较之观测偏东, 强度较之观测偏弱.

3.2 El Niño 的遥强迫作用

此前的研究指出, 在 El Niño 发展年的秋末冬初, 海温异常会在西北太平洋低层激发出异常的反气旋, 它会一直维持到 El Niño 衰减年的夏季. 西北太平洋反气旋的长久维持得益于“风-蒸发-SST 变化”反馈机

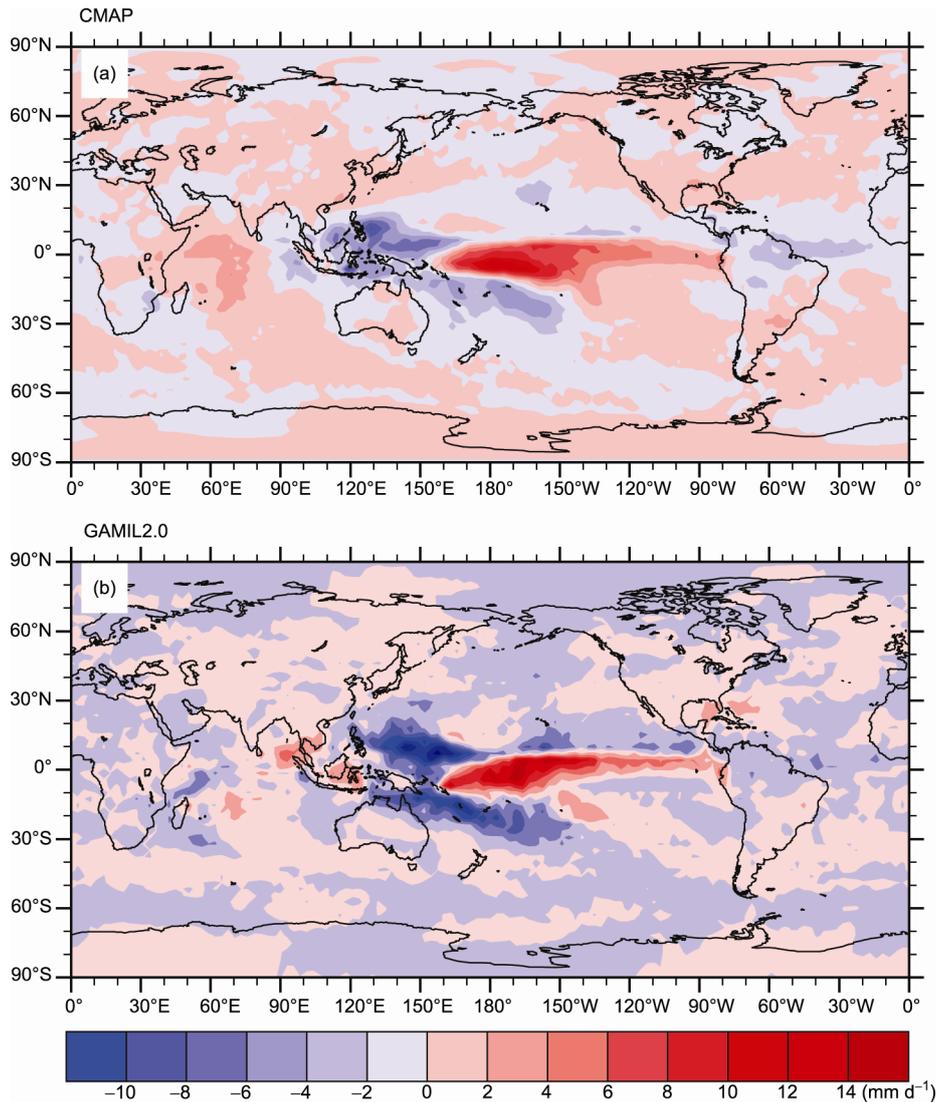


图9 观测(a)和模拟(b)降水合成结果

制^[49,50]; 同时, 印度洋的暖海温异常对于西北太平洋反气旋的维持亦有贡献^[51,52]. 后续研究发现, 印度洋和西北太平洋 SST 异常对 El Niño 衰减年夏季西北太平洋反气旋的维持均有贡献, 但二者贡献的时间不同, 西太平洋的贡献在于早夏, 印度洋的贡献在于西北太平洋季风槽建立后的晚夏^[53].

西太平洋反气旋的维持对区域和全球大气环流有重要影响^[54]. 此前的工作多侧重于揭示西北太平洋反气旋对哈得莱环流强度的削弱作用, 却缺乏相关的机理分析^[55]. 那么, 西北太平洋反气旋是如何影响局地哈得莱环流强度的变化呢? 由图 10(c)可见, 该反气旋的西南侧为南风, 会减弱哈得莱环流的低

层分支; 在高层, 东亚上空气旋西侧的北风和印度洋上空反气旋东北侧的北风叠加在一起(图 10(d)), 使得北风异常加大, 它叠加在气候平均的哈得莱环流的高层分支之上, 使得其强度减弱. 故 El Niño 通过遥强迫作用, 令西北太平洋(0~30°N, 100°E~150°E)产生异常的经向环流圈, 其环流方向与北半球 Hadley 环流圈相反, 它叠加在北半球 Hadley 环流圈之上使其强度减弱.

大气环流对 El Niño 遥强迫响应的模拟结果如图 10(e)和(f)所示. 无论西北太平洋反气旋的范围还是位置, 模拟结果均与观测事实较为一致. 表明观测的西北太平洋局地哈得莱环流强度的年际变化特征, 主要

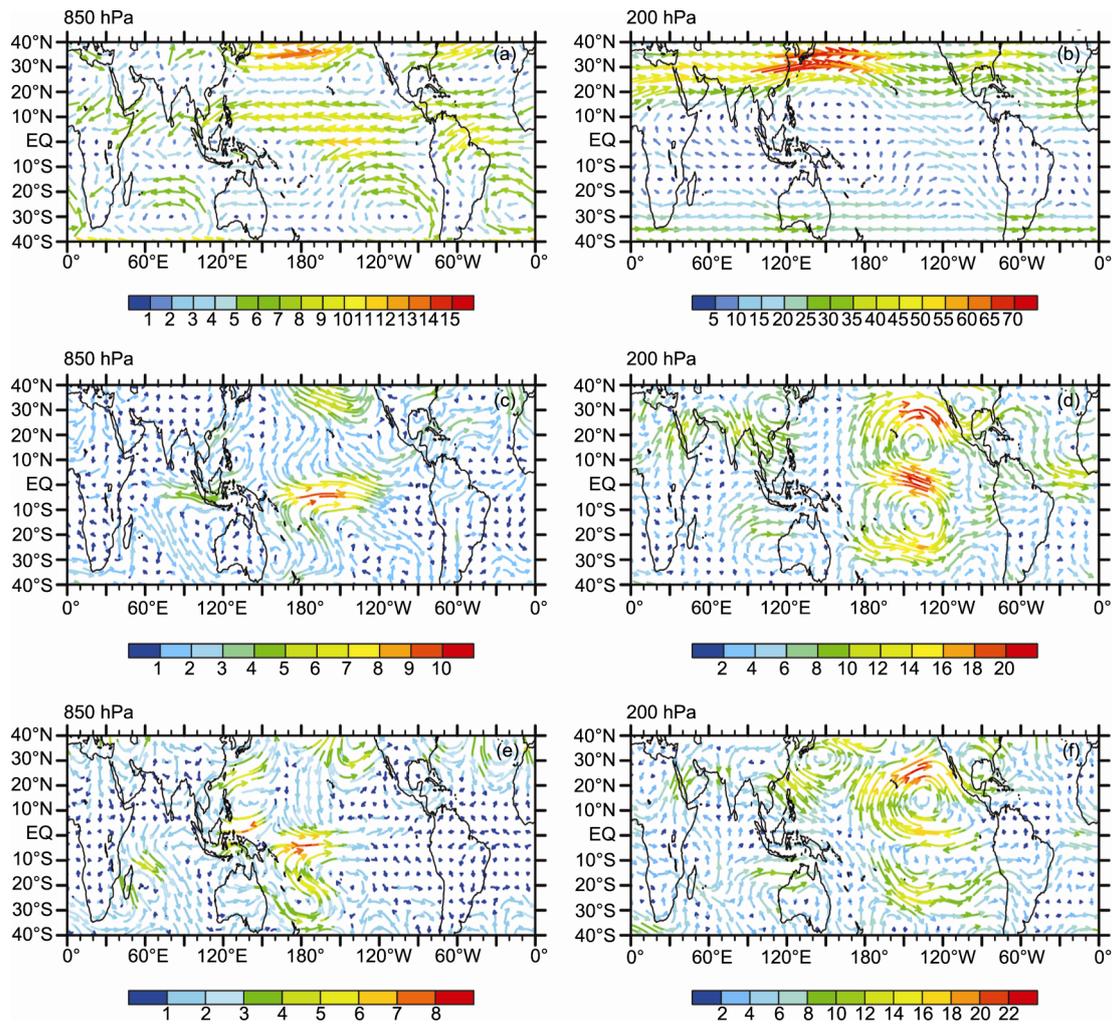


图 10 水平风场($m s^{-1}$)矢量图

(a) 观测 850 hPa 气候态平均; (b) 观测 200 hPa 气候态平均; (c) 观测 850 hPa 合成; (d) 观测 200 hPa 合成; (e) 模拟 850 hPa 合成; (f) 模拟 200 hPa 合成

源于 El Niño 型 SST 异常的遥强迫作用。

3.3 南印度洋暖海温异常的作用

就哈得莱环流强度的年际变化特征而言, 此前的研究多侧重于其与 ENSO 的联系, 关于印度洋海温的作用尚不清楚. 那么印度洋暖海温异常是如何在年际尺度上影响哈得莱环流的变化呢? 由图 10(c) 可见, 西南印度洋在 ($30^{\circ}S \sim 10^{\circ}S, 40^{\circ}E \sim 70^{\circ}E$) 出现异常的气旋, 该气旋右侧存在一个强大的反气旋 ($30^{\circ}S \sim 0^{\circ}, 70^{\circ}E \sim 130^{\circ}E$), 中心位于 ($15^{\circ}S, 100^{\circ}E$). 因此, 气旋东侧的西北风与反气旋西侧的西北风叠加使得北风异常增加; 在高层, 气旋 ($30^{\circ}S \sim 0^{\circ}, 80^{\circ}E \sim 140^{\circ}E$) 西侧有

指向赤道的南风异常 (图 10(d)), 使得在南印度洋 ($30^{\circ}S \sim 0^{\circ}, 60^{\circ}E \sim 100^{\circ}E$) 形成的异常经向环流, 与南半球 Hadley 环流圈方向相反, 使之强度减弱。

有观点认为, 在 El Niño 发展年的夏末至冬季, 热带南印度洋出现的反气旋是中东太平洋暖海温距平遥强迫的结果^[56]. 随后的研究主张, 南印度洋反气旋是印度洋局地海气耦合的结果, 它是独立于 ENSO 的^[57]. Zhou 等^[58]基于对观测资料和 AMIP 模式的比较, 指出观测中南印度洋反气旋的季节演变位相和 ENSO 不完全同步, 但是在 AMIP 模式中则因完全由 ENSO 型海温异常驱动而表现为同步. 因此, 观测的南印度洋反气旋应该是 ENSO 型赤道中东太平洋暖

海温强迫和印度洋局地海气相互作用的结果, 所以, 由此反气旋导致的印度洋局地哈得莱环流强度的年际变化亦是二者共同作用的结果.

大气环流对南印度洋暖海温异常响应的模拟结果如图 10(e)和(f)所示, 它比较合理地再现了观测分析的结果. 由于在模拟实验中只考虑了海洋对大气的强迫, 因此, 模拟和观测的相似性, 表明观测中的印度洋反气旋的维持, 主要是海洋驱动大气的结果.

综上, 近 30 年 DJF 哈得莱环流年际变化呈现出的空间非均匀变化特征, 体现了热带大气对热带海洋强迫的响应, 既包括海温对局地大气的强迫效应, 亦有海温对大气的遥强迫. 由此产生了位于不同海域的低层气旋(或反气旋)、高层反气旋(或气旋), 其左右两侧的风场对总的哈得莱环流变化的贡献不同. 将上述气旋或反气旋对哈得莱环流变化的贡献进行纬向平均, 便得到哈得莱环流位于热带部分偏强、副热带部分偏弱的年际变化主导模态.

4 讨论与结论

本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 揭示了 1979~2008 年间北半球冬季哈得莱环流强度的年际变化特征, 给出了其三维环流分布特征. 在此基础上, 分析了大气环流模式(GMAIL2.0)AMIP 积分的模拟结果. 通过观测分析和数值模拟结果的比较, 讨论了哈得莱环流年际变化的机理. 主要结论如下:

北半球冬季哈得莱环流强度年际变化最强的区

域在热带. 同期质量流函数 EOF 分析的结果可以提取其年际变化信号. 北半球冬季哈得莱环流强度年际变化的主导模态呈现出空间上的非均匀变化, 哈得莱环流圈位于热带部分与之位于副热带部分的强度变化, 二者符号相反, 这在表征其变化特征的另一指标——经向风垂直切变中亦有显著体现. 该主导模态的时间演变有 4~5 年的显著周期. AMIP 积分的模拟结果合理再现了上述观测事实, 表明北半球冬季哈得莱环流强度的年际变化特征源于海温强迫.

观测和模拟的哈得莱环流强度其年际变化的时间序列与同期海温的回归分布均表明, 北半球冬季哈得莱环流圈强度的年际变化主要源于中东太平洋和南印度洋海温暖异常的强迫.

由于哈得莱环流是全球纬向平均的结果, 它的强度变化与局地哈得莱环流强度的变化密切相关. 观测分析和数值试验结果均表明, 北半球冬季哈得莱环流呈现的年际变化特征, 是与中东太平洋和印度洋暖海温异常显著相关的局地哈得莱环流强度年际变化叠加后的结果. 图 11 给出机理解释示意图. El Niño 发生时, 太平洋局地哈得莱环流和大西洋局地哈得莱环流并非呈现出整体一致的变化, 而二者沿纬向平均的结果, 分别使气候平均的哈得莱环流圈加强和减弱. El Niño 遥强迫作用激发的西北太平洋反气旋, 使北半球 Hadley 环流圈强度减弱, El Niño 和南印度洋暖海温距平共同强迫出的南印度洋反气旋, 使南半球 Hadley 环流圈的强度亦减弱. 上述局地哈得莱环流的变化叠加后, 因纬向平均的太平洋

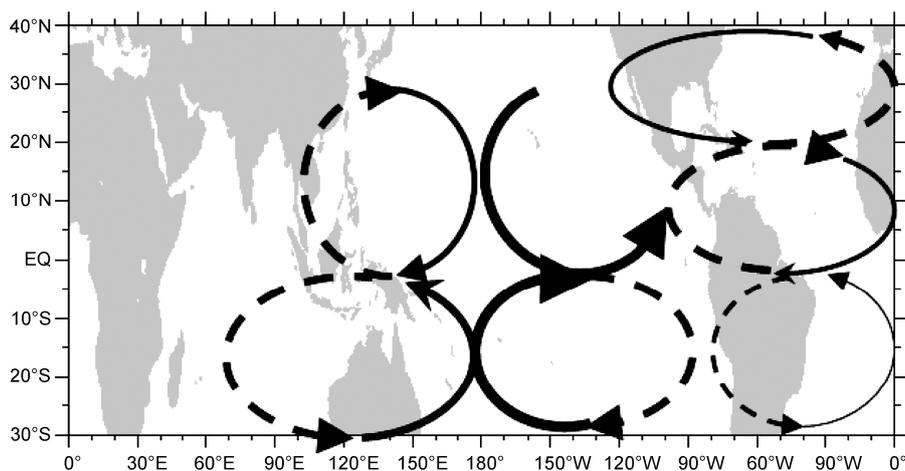


图 11 中东太平洋和南印度洋暖海温距平影响局地哈得莱环流强度的示意图

局地哈得莱环流强度在(副)热带部分的增强,大(小)于纬向平均的大西洋局地哈得莱环流、西北太平洋和南印度洋局地哈得莱环流在(副)热带地区的减弱,结果使得哈得莱环流圈的强度在(副)热带部分偏强(弱);较之南半球,北半球强度变化稍强。因此,北半球冬季哈得莱环流年际变率的主导模态在空间上呈现出非均匀变化。

本文主要分析了年际尺度哈得莱环流的变化及其与热带海温变化的联系。结果表明,前者的变化和

中东太平洋海温及南印度洋海温变化密切相关。然而上述两个海盆 SST 变化对哈得莱环流变化的相对贡献大小尚不清楚。未来有待在分析国际大气模式比较计划 AMIP 结果的基础上,进一步进行分海盆的 SST 强迫试验,定量估算南印度洋和 中东太平洋 SST 各自变化对 DJF 哈得莱环流年际变化主导模态的贡献。此外,热带外环流系统,比如东亚冬季风等,对哈得莱环流的变化是否也有影响?这些都是后续工作要解决的问题。

参考文献

- 1 Hadley G. Concerning the cause of the general trade-winds. *Phil Trans Roy Soc*, 1735, 39: 58–62
- 2 Hou Y. Hadley circulation as a modulator of the extratropical climate. *J Atmos Sci*, 1998, 55: 2437–2457
- 3 Zhou B, Cui X. Hadley circulation signal in the tropical cyclone frequency over the western North Pacific. *J Geophys Res*, 2008, 113, doi: 10.1029/2007JD009156
- 4 周波涛, 崔绚. Hadley 环流异常对西北太平洋热带气旋频数影响的数值模拟试验. *地球物理学报*, 2009, 52: 2958–2963
- 5 Zhou B, Wang H. Relationship between the boreal spring Hadley circulation and the summer precipitation in the Yangtze River valley. *J Geophys Res*, 2006, 111, doi: 10.1029/2005JD0070006
- 6 Hu Y, Fu Q. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. *Atmos Chem Phys*, 2007, 19: 5229–5236
- 7 Johanson C, Fu Q. Hadley cell widening: Model simulations versus observations. *J Clim*, 2009, 22: 2713–2725
- 8 Hu Y, Zhou C, Liu J. Observational evidence for poleward expansion of the hadley circulation. *Adv Atmos Sci*, 2011, 28: 33–44
- 9 Quan X W, Diaz H F, Hoerling M P. Changes in the tropical Hadley cell since 1950. In: Dias H F, Bradley R S, eds. *Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Netherlands: Springer, 2004. 85–120
- 10 周波涛, 王会军. Hadley 环流的年际和年代际变化特征及其与热带海温的关系. *地球物理学报*, 2006, 49: 1271–1278
- 11 周波涛, 王会军, 崔绚. Hadley 环流与北太平洋涛动的显著关系. *地球物理学报*, 2008, 51: 999–1006
- 12 马杰, 李建平. 冬季北半球 Hadley 环流圈的增强及其与 ENSO 关系. *自然科学进展*, 2007, 17: 1524–1531
- 13 冯然, 李建平, 王金成. 北半球夏季 Hadley 环流的主导模态及其变率. *大气科学*, 2011, 35: 201–206
- 14 Mitas C, Clement A. Has the Hadley cell been strengthening in recent decades? *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L03809, doi: 10.1029/2004GL021765
- 15 Inoue T, Matsumoto J. A comparison of summer sea level pressure over East Eurasia between NCEP-NCAR reanalysis and ERA-40 for the period 1960–99. *J Meteorol Soc Jpn*, 2004, 82: 951–958
- 16 徐影, 丁一汇, 赵宗慈. 美国 NCEP-NCAR 近 50 年全球再分析资料在我国气候变化研究中可信度的初步分析. *应用气象学报*, 2001, 12: 337–347
- 17 Wu R, Kinter J, Kirtman B. Discrepancy of interdecadal changes in the Asian region among the NCEP-NCAR reanalysis, objective analyses, and observations. *J Clim*, 2005, 18: 3048–3067
- 18 Zhou T, Zou L. Understanding the predictability of East Asian summer monsoon from the reproduction of land-sea thermal contrast change in AMIP-type simulation. *J Clim*, 2010, 23: 6009–6026
- 19 Oort A H, Yienger J J. Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. *J Clim*, 1996, 9: 2751–2767
- 20 Minobe S. Year-to-year variability in the Hadley and Walker circulations from NCEP/NCAR reanalysis data. In: Dias H F, Bradley R S, eds. *Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Netherlands: Springer, 2004. 153–171
- 21 Ma J, Li J. The principal modes of variability of the boreal winter Hadley cell. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L01808, doi: 10.1029/2007GL031883
- 22 Caballero R. Role of eddies in the interannual variability of Hadley cell strength. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L22705, doi: 10.1029/2007GL030971
- 23 Xie P, Arkin P. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Amer Meteor Soc*, 1997, 78: 2539–2558
- 24 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437–471

- 25 Rayner N A, Parker D E, Horton E B. Global analyses of sea surface temperature, sea-ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res*, 2003, 108, doi: 10.1029/2002JD002670
- 26 王斌, 季仲贞. 大气科学中的数值新方法及其应用. 北京: 科学出版社, 2006. 171–205
- 27 李立娟, 王斌, 周天军. 外强迫因子对二十世纪全球变暖的综合影响. *科学通报*, 2007, 52: 1820–1825
- 28 王斌. 863 计划重点项目《地球系统模式中的高效并行算法研究与并行耦合器研制》2010~2011 年研究进展. 中国科学院大气物理研究所学术年会, 2011 年 4 月 14–15 日. 北京
- 29 Zhang G, McFarlane N. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the canadian climate center general-circulation model. *Atmos Ocean*, 1995, 33: 407–446
- 30 Zhang G, Mu M. Effects of modifications to the Zhang-McFarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, version 3. *J Geophys Res*, 2005, 110, doi: 10.1029/2004JD005617
- 31 Rasch P, Kristjansson J. A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. *J Clim*, 1998, 11: 1587–1614
- 32 Zhang M, Lin W, Bretherton C, et al. A modified formulation of fractional stratiform condensation rate in the NCAR Community Atmospheric Model (CAM2). *J Geophys Res*, 2003, 108, doi: 10.1029/2002JD002523
- 33 Morrison H, Gettelman A. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the community atmosphere model, version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests. *J Clim*, 2008, 21: 3642–3659
- 34 Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s. *J Clim*, 2009, 22: 2199–2215
- 35 Zhou T, Wu B, Scaife A A, et al. The CLIVAR C20C Project: Which components of the Asian-Australian Monsoon circulation variations are forced and reproducible? *Clim Dyn*, 2009, 33: 1051–1068
- 36 Zhou T J, Zhang J. The Vertical Structures of Atmospheric Temperature Anomalies associated with Two Flavors of El Niño Simulated by AMIP II Models. *J Clim*, 2011, 24: 1053–1070
- 37 Hodson D, Sutton R, Cassou C, et al. Climate impacts of recent multidecadal changes in Atlantic Ocean sea surface temperature: A multimodel comparison. *Clim Dyn*, 2010, 34: 1041–1058
- 38 Scaife A A, Kucharski F, Folland C K, et al. The CLIVAR C20C Project: Selected 20th century climate events. *Clim Dyn*, 2009, 33:603–614
- 39 Kucharski F, Scaife A A, Yoo J H, et al. The CLIVAR C20C project: Skill of simulating Indian monsoon rainfall on interannual to decadal timescales. Does GHG forcing play a role? *Clim Dyn*, 2009, 33: 615–627
- 40 Sanchez-Gomez E, Cassou C, Hodson D, et al. North Atlantic weather regimes response to Indian-western Pacific Ocean warming: A multi-model study. *Geophys Res Lett*, 2008, 35, L15706, doi: 10.1029/2008GL034345
- 41 Cook K. Role of continents in driving the Hadley cells. *J Atmos Sci*, 2003, 60: 957–976
- 42 Kidson J, Vincent D, Newell R. Observational studies of the general circulation of the Tropics: Long term mean values. *Q J Roy Meteorol Soc*, 1969, 95: 258–287
- 43 Reiter E. Long term wind variability in the tropical Pacific, its possible causes and effects. *Mon Weather Rev*, 1978, 106: 324–330
- 44 Wang S, Todd P, John M. Zonal and meridional circulations in the equatorial zone as deduced from the divergence field of the surface wind. *Adv Atmos Sci*, 1987, 4: 432–446
- 45 Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Q J Roy Meteorol Soc*, 1980, 106: 447–462
- 46 Baines G. The Zonal Structure of the Hadley Circulation. *Adv Atmos Sci*, 2006, 26: 869–883
- 47 Wang C. ENSO and atmospheric circulation cells. *CLIVAR Exchanges*, 2002, 7: 9–11
- 48 Grimm M, Barros V, Doyle E. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *J Clim*, 2000, 13: 35–58
- 49 Wang B, Wu R, Fu X. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J Clim*, 2000, 13: 1517–1536
- 50 Wang B, Zhang Q. Pacific-east Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development. *J Clim*, 2002, 15: 3252–3265
- 51 Xie S, Hu K, Hafner J, et al. Indian ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño. *J Clim*, 2009, 22: 730–747
- 52 Wu B, Zhou T, Li T. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian climate. *J Clim*, 2009, 22: 2992–3005
- 53 Wu B, Li T, Zhou T. Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the Western North Pacific

- anomalous anticyclone during the El Niño decaying summer. *J Clim*, 2010, 23: 2974–2986
- 54 Li C, Xian P. Atmospheric anomalies related to interdecadal variability of SST in the North Pacific. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 859–874
- 55 Chang C, Zhang Y, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: Meridional structure of the monsoon. *J Clim*, 2000, 13: 4326–4340
- 56 Huang B, Shukla J. Mechanisms for the interannual variability in the tropical Indian Ocean. Part I: The role of remote forcing from the tropical pacific. *J Clim*, 2007, 20: 2917–2936
- 57 Huang B, Shukla J. Mechanisms for the interannual variability in the tropical Indian Ocean. Part II: Regional processes. *J Clim*, 2007, 20: 2937–2960
- 58 Zhou T, Wu B, Wang B. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian-Australian monsoon? *J Clim*, 2009, 22: 1159–1173