中国科学: 地球科学 2012 年 第 42 卷 第 9 期: 1329 ~ 1345
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

海陆热力差异对热带气旋能量源汇及其季节变化的调控

应明[①], 吴国雄[②*], 刘屹岷[②], 孙淑清[②]

① 中国气象局上海台风研究所台风预报技术重点实验室, 上海 200030;
② 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
* 联系人, E-mail: gxwu@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2011-09-30; 接受日期: 2012-02-23
国家重点基础研究发展计划(编号: 2010CB950403, 2012CB956003, 2012CB417203)和国家自然科学基金项目(批准号: 40925015, 41075071)资助

摘要 传统上认为热带气旋(TC)的活动受到海洋热能、垂直风切变、低层涡度、相对湿度以及适宜对流发展的条件的影响. 然而这些只是影响 TC 不同尺度变率的大气或海洋内部因素, 地球气候系统的能量平衡和再分配才是 TC 活动变化的根本原因. 海陆差异对气候系统能量平衡和再分配具有重要的调控作用. 本文试图探讨与其相联系的非绝热加热分布对 TC 活动的源汇及其季节变化的调控. 首先根据 TC 能量动态平衡关系, 用最佳路径资料定义了 TC 累积能量增长指数(*AEI*), 该指数可有效地描述 TC 能量源汇的分布及其季节变化特征. 进一步分析非绝热加热分布与 TC 能量源区的关系表明, 海陆热力差异是 TC 活动及其季节变化存在南北半球非对称和纬向非对称的主要原因. TC 能量源汇区具有不同的非绝热加热性质, 源区以深对流加热或双主型(深对流加热和辐射冷却)加热为主, 汇区则以辐射冷却为主. 海陆热力差异所调控的大尺度非绝热加热分布决定了大洋西部比东部更有利于 TC 活动; 由于大洋纬向尺度不同, 其东、西部不同性质非绝热加热相互影响的程度不同, 导致西北太平洋和北大西洋的 TC 活动存在差异; 而热带的纬向非对称非绝热加热分布决定了有利 TC 活动的赤道西风和反气旋式水平风垂直切变分布, 使西北太平洋成为 TC 最活跃的区域. 大尺度非绝热加热的变化也使得不同洋区的 TC 能量源汇具有不同的季节变化特征: 西北太平洋和南印度洋及西南太平洋的 TC 能量具有相似的经向季节进退特征, 其中尤以西北太平洋最典型; 东太平洋因受大陆西岸辐射冷却的调控能量源汇区以西进东退为主; 北大西洋的 TC 能量源区的季节变化在大洋东部辐射冷却与西部深对流加热的协同作用下表现为分片出现再融合的过程; 而北印度洋区的 TC 活动则因次大陆尺度海陆热力差异调控下区域大尺度环流的变化而形成双峰季节特征. 因此而言, TC 活动不仅仅涉及海气两大圈层, 它与气候系统多圈层相互作用是紧密联系在一起的.

关键词
海陆热力差异
热带气旋
能量源汇
季节变化

英文引用格式: Ying M, Wu G X, Liu Y M, et al. Modulation of land-sea thermal contrast on the energy source and sink of tropical cyclone activity and its annual cycle. Sci China Earth Sci, 2012, doi: 10.1007/s11430-012-4421-4

海陆热力差异是大气环流形成的重要影响因素. 大气对海陆差异最典型的响应是季风环流[1], 海陆热力差异所致的气压梯度是最早发现的季风驱动机制之一[2,3]. Wu 和Liu等[4,5]发现夏季副热带大陆及邻近海洋构成LOSECOD四叶型加热, 大气对四叶型加热的热力适应使陆面上对流层高低空分别为反气旋和气旋式环流, 决定了副热带环流的纬向非对称形态. 此外, 海陆分布也对海气相互作用具有调制作用; 海陆热力差异使得大陆东岸副热带海面冬季由海洋指向大气的感热通量加强、夏季由大气指向海洋的感热通量加强; 而夏季在大陆西岸, 陆上感热加热和洋面辐射冷却的协同作用使得沿岸北风加强, 北风不仅使沿岸冷水上翻, 导致海陆差异进一步加剧, 较冷的气流也使陆气温差增大, 陆上感热加热增强; 这也是LOSECOD 四叶型加热的自组织形成机制[6]. 海陆热力差异对海气相互作用的调控作用在南亚次大陆地区也很明显, 并对孟加拉湾季风爆发气旋的发生、发展和移动有着重要的影响[7]. 由此可见, 海陆热力差异是影响地球气候系统变率十分重要的因素, 对气候系统的格局、多圈层相互作用均有影响.

在季节尺度上, 热带气旋(以下简称 TC)的频数与海洋热能、低层涡度、垂直风切变、相对湿度和适宜对流发展等物理条件有关[8]; 上述物理条件是 20世纪70年代末以来TC气候学研究的基础, 也是气候变化问题引起关注以来探讨 TC 气候变化的基础[9]. 在此基础上, TC 的气候学得到了丰富和发展, 人们认识到伴随 ENSO 循环的热带环流变化[10~13]、局地ITCZ、季风槽及另一半球冷空气活动等对不同时间尺度 TC 活动的影响[14~21]. 然而, 全球 TC 活动无论是地域差异还是年循环特征的差异均很大[22]. 为何TC 的活动会有这些差异, 为何前述影响 TC 活动的各物理因子会呈现出地域差异, 这与海陆分布有密切的关系: 如前所述, 大气对 LOSECOD 加热的响应可使高层产生反气旋式环流、低层产生气旋式环流[4], 形成有利 TC 活动的环境[8]; 陆地的阻隔与风应力等因素协同作用使得海域西侧暖水堆积、东侧冷水补偿, 形成西暖东冷的海温分布[23,24], 形成纬向非对称的海洋热力分布; 此外, 海陆热力差异也对海气相互作用有调控的作用[6]. 由此可见, 影响 TC 活动的物理因子也受到海陆分布的影响. 另一方面, 更本质上说, TC 活动是地球系统能量再分配的需求[25], 因而与气候系统的外部强迫作用有着广泛而密切的联系. 改变地球系统能量平衡并影响能量再分配过程的海陆差异、以及其所决定的热力强迫的分布, 构成了影响TC 活动的大背景. 研究 TC 活动与这种大背景之间的关系及其联系的机制, 是从根本上了解 TC 活动不同尺度变化机制的重要一环. 而本文将重点关注其中 TC 活动区域及相应的季节变化的气候态特征与海陆热力差异的关系.

TC 活动是具有明显季节性的现象. 全球不同海域 TC 活动的季节特征差异很大, 年循环有的是单峰也有的是双峰[22]. 相比年际以上尺度和季节内尺度的变化[26,27], TC 季节变化的特征甚少为人们所关注. 事实上 TC 出现早晚、活动是否频繁等季节特征也有其自身的规律性[28,29], 并且与季节内和年际尺度的变化均有联系. 但是, TC 的气候学研究往往倾向于以天气事件来研究其活动和规律, 将天气尺度上的TC 卡诺热机循环和能量动态平衡关系[30,31]直接用到气候尺度上作为理论依据, 强调 SST 对 TC 强度的决定性作用[32,33], 实际上只考虑了大尺度环境对 TC 的作用. 尽管这一角度的研究能说明某些问题, 但从地球气候系统的能量平衡、多圈层多尺度的相互作用来看仍不够完善, TC 不仅受大尺度环境影响, 也会对大尺度环境产生反馈, 一些利用数值模式开展的研究标明 TC 对海洋的反馈是很显著的[34~36]. 因此, 仅仅根据大尺度环境影响 TC 的这一方面结论来探讨TC 活动的未来趋势或许会引起很大的误差. 有鉴于此, 我们需要在气候物理学的框架中审视 TC 的气候学问题, 从多圈层多尺度的相互作用来探讨其变化的机制; 而探讨海陆热力差异如何影响 TC 活动的物理条件、进而调控 TC 活动及其季节变化是其中一个基本的方面, 对于我们研究 TC 活动区域的可能变化趋势、不同时间尺度上 TC 活动变率的成因将有所助益.

TC 作为一种极端天气事件, 要将其活动与气候系统多圈层的相互作用联系起来, 必须有一个合理描述其活动特征的指标. TC 活动仅用频数是无法全面描述的. 为此 Gray 等[37]提出飓风破坏潜势(Hurricane Destruction Potential, HDP); Bell 等[38]也采用了类似 HDP 的气旋累积能量指数(Accumulated Cyclone Energy, *ACE*):

$$ACE = 10^{-4}\sum_{0}^{N}\sum_{0}^{T}V_{\max}^{2}, \tag{1}$$

其中, $V_{\max}$ 为 TC 的近中心最大风速, T 为生命史长度

(以观测次数计), N 为 TC 个数. 在 *ACE* 的基础上, Kwon 等[39]提出标准化台风活动(Normalized Typhoon Activity, *NTA*)指数. *HDP*, *ACE* 和 *NTA* 指数均以 TC 生命史中近中心最大风速平方的累加值为基础. 而 Emanuel[32]的能量耗散指数(power dissipation index, *PDI*)基于其理论[30,31]采用了 TC 生命史中近中心最大风速立方的累计值. 这四种指数本质上均为 TC 频数、生命史长度和强度(近中心最大风速)的函数, 可用一个通用公式表达(仿照 Wu 等[40]):

$$SAI = \sum_{0}^{N}\sum_{0}^{T} aV_{\max}^{m}, \tag{2}$$

其中, m 为幂次, a 为常系数. 显然, 这类指数的优势在于描述 TC 活动的强弱, 其对于 TC 活动季节变化特征的描述能力与频数(频次)类似: 当 m=0 且 a=1 时, *SAI* 为 TC 发生的频次. 这一类指数更适于探讨大尺度环境对 TC 活动的影响, 而对于探讨作为气候系统能量再分配机制的 TC 活动与大尺度环境的关系则显得有所不足. 例如, 在 TC 汲取海气系统能量的海洋上空和 TC 丧失能量的陆地上空, 这一类指数仅在数值大小上有差别, 对于海洋作为源区、陆地作为汇区的本质差异无法反映出来.

1 资料和方法

1.1 资料

我们所使用的 1951~2008 年全球最佳路径资料取自 International Best Track Archive for Climate Stewardship(IBTrACS)全球 TC 资料库(http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ibtracs/)[41]. 由于不同中心对热带低压(TD)[42]的整编随意性和差异性均较大, 我们依惯例仅以达到热带风暴(TS)及以上等级(≥17.2 m s^{-1})[42]的 TC 为研究对象, 并相应地将首次达到或超过 TS 强度定义为 TC 生成, 最后一次减弱至 TD 强度为 TC 消亡, *AEI* 和累积气旋能量指数(*ACE*)[38]在此生命史时段内计算.

大气中的非绝热加热是大气运动的主要热力强迫因子, 为了探讨其作用, 采用倒算法用 NCEP 再分析资料[43]估算了大气视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2[44,45]:

$$Q_1 = c_p\left[\frac{\partial T}{\partial t} + \boldsymbol{V}\cdot\nabla T + \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\kappa}\omega\frac{\partial\theta}{\partial p}\right],$$

$$Q_2 = -L\left(\frac{\partial q}{\partial t} + \boldsymbol{V}\cdot\nabla q + \omega\frac{\partial q}{\partial p}\right),$$

其中, T, θ 和 q 分别为温度、位温和水汽混合比; $\boldsymbol{V}$ 为水平风矢量, ω为等压坐标下的垂直速度, p 为气压, L 为凝结潜热, κ=R/c_p, R 和 c_p 分别为气体常数和干空气等压比热, p_0 = 1000 hPa. Q_1 由辐射冷却、净水汽凝结和小尺度垂直涡动感热输送项组成, Q_2 则由净水汽凝结和小尺度垂直涡动水汽输送项组成. 对 Q_1 和 Q_2 从地面积分到大气层顶, 有

$$\langle Q_1\rangle = \langle Q_R\rangle + LP + S,$$

$$\langle Q_2\rangle = L(P - E),,$$

其中, Q_R 为辐射加热率, S 为感热通量, P 和 E 分别为降水和蒸发. 我们可以根据 Q_1 和 Q_2 的分布特征来推断加热的性质[44,46]. 此外, 本文也使用了 Wu 和 Liu 等[4,5]使用的加热率资料[43], 为根据 NCEP 再分析资料得到逐月气候平均场, 水平为全球 192×94 维的高斯网格, 垂直为σ坐标、共 28 层.

1.2 *AEI* 指数及其物理意义

理论研究表明, 成熟的 TC 处于外界输入能量和自身动能耗散的动态平衡中, 强度的变化与总能量的动态平衡密切联系[30,31,47], 因此 TC 强度的变化是其能量收支的反应: 当输入能量比耗散掉的动能多时 TC 强度增强, 反之则减弱, 两者平衡时 TC 维持稳定的强度. TC 的能量与其风速的廓线和尺度有关, 而目前 TC 风速廓线和尺度有一些资料[48,49], 但在全球范围内无论是时间上还是空间上均不够完备. Mallen 等[50]对 TC 风速径向廓线的研究表明, 用最大风速作为特征尺度对风速的径向廓线进行标准化, 得到的廓线具有十分一致的几何形状; 进一步的分析表明(附录 A), TC 尺度的变化对其能量的贡献比最大风速的变化要小, 且部分尺度变化可由最大风速变化来解释. 根据上述研究结果, 我们定义累积能量增长指数(Accumulated Energy Increment, *AEI*)为

$$AEI_{(i,j)} = \frac{1}{K}\sum_{k=1}^{K}\sum_{n=1}^{N_k}\int_{t_1(n)}^{t_2(n)}\frac{\partial V_{kn}^2}{\partial\tau}\mathrm{d}t, \tag{3}$$

其中, τ 为观测的时间间隔, 按 TC 最佳路径资料的时间分辨率取为 6 h, $t\in[t_1(n), t_2(n)]$为第 n 个 TC 在网格 (i, j)内滞留的时间段, N_k 为第 k 年的统计时段内(年、月或季等)途经该网格的 TC 个数, K 为总年数. 根据

TC 强度与其能量收支的联系[30,31], (3)式的物理意义为: 对网格(i, j)而言, 单个 TC 的 *AEI* 为正代表该 TC 在该网格内有净能量收入(能量正增长)而强度加强, *AEI* 为负则代表该 TC 在该网格内有净能量损失(能量负增长)而强度减弱; 因此, 在每年统计时段内所有 TC 的 *AEI* 指数累积, 其正负表征了气候统计意义上 TC 在该网格内能量的盈余或亏损, 即 *AEI* 零线界定了 TC 能量源区和汇区. 若将网格(i, j)扩大为整个海域范围, 由 2.1 节对 TC 生命史的定义, 区域 TC 活动达到能量平衡, *AEI* 指数总和应为零(略去少数跨区域活动的 TC).

图 1 为年均 *AEI* 与 *ACE* 的气候分布. 图 1(a)中 *AEI* 指数在全球大部分的热带海洋上为正值, 而陆地(包括低纬度的西北太平洋 120°E 附近热带岛链、中美洲和西印度群岛)和热带外海域则为负值, 与我们经验中对 TC 能量源汇分布的认识相符: TC 总是在热带暖洋面上获得能量、在热带外丧失能量, 而在陆地上则因能量供应锐减及摩擦阻尼增大而减弱. 相比之下, *ACE* 的分布仅能说明不同区域 TC 活动强弱(频数、强度和生命史长度的综合)的差异(图 1(b)). 因此, *AEI* 指数与其他形如(2)式的指数所代表的物理意义不同: *AEI* 指数虽然同样基于 TC 最佳路径资料构建, 但它所描述的不再是作为天气事件的 TC 的活动, 而反映了作为气候系统能量输送机制之一的 TC 活动与气候系统其他部分之间的可能联系, 具有明显的优越性.

2 TC 能量源汇的分布及季节变化特征

2.1 TC 能量源汇的气候特征

进一步分析图 1(a)中 *AEI* 指数的分布, 其数值大小表明: 每年 TC 在西北太平洋 160°E 以西和东北太平洋 120°W 以东获得的能量最多, 这两个区域位于热带东、西太平洋的暖池区一带, 说明纬向非对称的海洋热力分布影响了 TC 活动能量源区的地理分布.

另一方面, *AEI* 正负区的分布具有明显的纬向非对称性, 且纬向非对称在北半球比南半球强. 在这些海域中, 仅北印度洋和东北太平洋 TC 能量源区和汇区均局限于低纬度, 而其他洋区在热带外均有宽广的汇区. 其中, 南半球的南印度洋和西南太平洋两大洋区的源汇分界线在 20°S 附近, 北半球的西北太平洋在 25°N 附近, 北大西洋则在 35°N 附近; 虽然具有

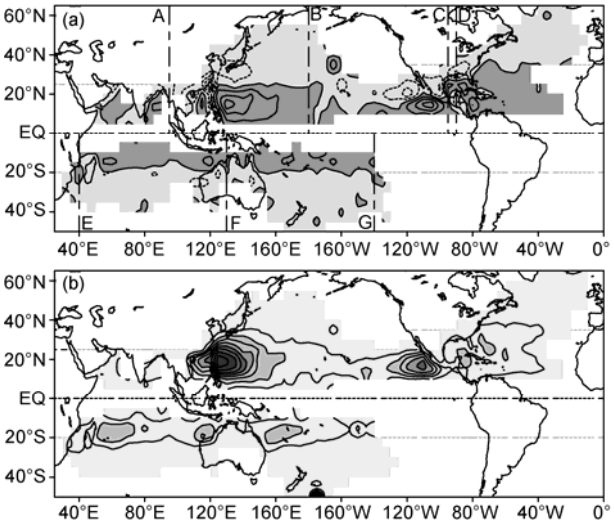

图 1 1951~2008 年平均 TC 活动指数的分布

(a) 累积能量增长指数 *AEI*(深色阴影为正, 浅色为负, 等值线间隔 5×10^2 m^2, 粗实线为 0 m^2), 以字母 A~G 标记的竖直点断线为各洋区分界线: 西北太平洋 A 和 B(95°E~180°), 东北太平洋 B 和 D(180°~90°W), 北大西洋 C 以东(0°~95°W), 南印度洋 E 和 F(40°~130°E), 西南太平洋 F 和 G(130°E~180°~140°W); (b) 累积气旋能量指数 ACE(等值线间隔 3×10^3 m^2). 图中灰色横虚线分别为 20°S, 25°N, 35°N 纬线和赤道

显著的区域差异, 但均位于副热带地区. 也就说明热带气旋穿越此分界线的运动实际上是将热带的能量输送到了热带外地区.

2.2 各洋区 TC 能量源汇的季节变化特征

AEI 的季节变化也揭示出了不同洋区 TC 季节变化的独特性.

首先, 西北太平洋的 *AEI* 指数的月际分布表明(图 2), TC 能量源、汇在全年均存在, 其中以 2 月份强度最弱、范围最小, 主要出现在菲律宾群岛的东侧(图 2(b)); 最强出现在 8~11 月期间(图 2(h)~(k)). 在开阔洋面上, TC 能量源区的北界随着季节南北迁移, 其中以 8 月份所到达的纬度最北(约 30°N). 西北太平洋 TC 能量源汇随季节南北推移的现象与其邻近的东亚夏季风的季节进程十分一致, 说明两者在季节进程上可能存在着紧密的联系.

同样在热带外有汇区的北大西洋, 其季节变化的特征截然不同. TC 能量源汇区仅在 6~11 月期间明显存在(图 2(f)~(k)), 8~9 月时范围最大. 源区的季节变化也不像西北太平洋那样呈规律性的南北迁移, 其源区首先沿着墨西哥湾暖流发展(图 2(f)), 随后在

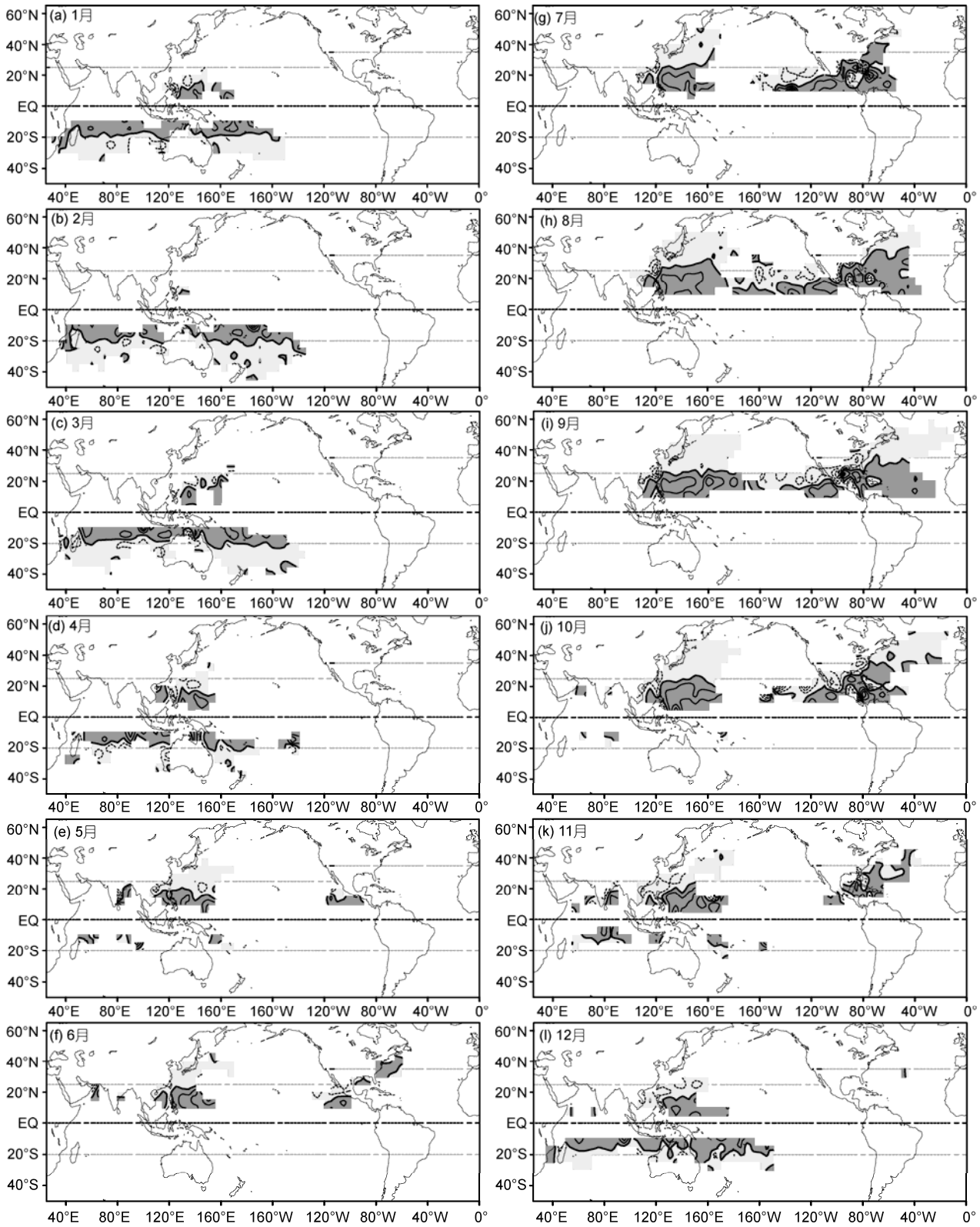

图 2　累积能量增长指数 *AEI*

同图 1(a), 但为 1951~2008 年平均的逐月 *AEI* 指数分布(等值线间隔 5×10^2 m^2)

加勒比海和墨西哥湾暖流区同时发展(图 2(g)), 接着两个区域融合(图 2(h)和(i)), 然后再分裂减弱(图 2(j)和(k)).

在北半球, 东北太平洋和北印度洋的 TC 能量源区和汇区均在热带内, 其季节变化也各具独特性. 东北太平洋的 TC 能量源汇区主要出现于 5~11 月(图 2), 其中以 8 月最强, 而其沿纬向上的季节变化比沿经向更显著, 季节初期 TC 能量的源区与其北侧的汇区随着季节加强西伸, 8 月时与西北太平洋区融合, 然后减弱东撤. 而北印度洋 TC 活动的季节具有双峰分布特征[22], 在其峰值期(5 和 11 月)能量源汇区也较为明显, 但与其他洋区相比范围很小、持续时间也短.

南半球 TC 的活动主要出现于 10 月至翌年 5 月(图 2(a)~(e)和(j)~(l)), TC 能量的源汇区在 12 月至翌年 4 月期间较为明显. 这两大洋虽然海域开阔, 但 TC 能量的源区大都位于 20°S 之内的热带海域上, 而热带外汇区的南界则随季节南北移动, 最南可到中纬度地区(图 2(b)和(c)).

以上各洋区 TC 能量源汇的季节变化特征进一步说明 TC 活动的纬向非对称性在北半球比南半球更显著. 因此, 很容易可以联想到 TC 活动的特征或许与海陆分布有关.

3 海陆热力差异对 TC 能量源区分布的影响

图 1 表明, 全球 TC 活动区域的分布不仅南北半球不对称, 而且也是纬向非对称的. 相比之下, 根据一些包含湿过程的 GCM 理想水球试验的结果, 下垫面 SST 为纬向对称分布时, 全球的深对流有效位能及降水的分布没有明显的纬向非对称性[51,52], 类似 TC 的风暴在热带的任何地方均可能发生[51]; 而下垫面 SST 的分布为纬向非对称时, 850 hPa 风和降水呈现纬向非对称分布, 降水中心位于低层东西风交界线附近的西风区一侧[53]. 这说明实际的 TC 活动区的分布与海陆的热力差异有关.

3.1 TC 能量源、汇区大气的非绝热加热特性

在低纬度地区, 深对流凝结潜热的作用显著, TC 的活动对其亦有贡献. TC 降水占年降水量的份额在北大西洋和北太平洋中东部约为 4%, 西北太平洋约为 12%[54~56], 由此可见, 还有很大部分的深对流加热并非由 TC 所致, TC 就是在这样的环境中发生发展的.

低纬地区深对流凝结潜热的分布呈现出明显的南北半球及纬向的非对称性(图 3). 在南半球夏季(12 月至翌年 4 月, DJFMA), 整层积分的$\langle Q_1 \rangle$和$\langle Q_2 \rangle$分布基本相似, 且在 TC 能量源区(*AEI* 正区)为正、汇区为负值(图 3(a)和 3(b)). 这说明深对流在源区起了主导的作用, 而汇区则辐射冷却效应更强. 北半球夏季(5~10 月, MJJASO)亚洲季风区和东北太平洋暖洋面-墨西哥湾一带$\langle Q_1 \rangle$和$\langle Q_2 \rangle$的分布也相似, 说明其以深对流为主; 但北大西洋的开阔洋面上空$\langle Q_1 \rangle$和$\langle Q_2 \rangle$的分布截然不同(图 3(c)和(d)), 说明海表感热加热的作用是主要的. 夏季北半球热带地区 Q_1 和 Q_2 的垂直分布进一步说明了上述特征(图 4). 在北大西洋开阔洋面上, Q_1 除了在低层为正外, 其以上层次皆为负, 说明低层之上的气柱是冷却的(图 3(c)); 同时 Q_2 在 700 hPa 以下为负, 即低层为水汽源, 这是由于该处自由大气的下沉增温和冷海表之间形成了近海面稳定的逆温层, 从海面蒸发的水汽在这里形成稳定的低层云所致. 此外, 图 4 中 120°~160°W 之间也表现出类似北大西洋的特征, 这是由于 5°~25°N 包含了大部分东北太平洋 TC 能量汇区的原因.

图 5 为除北印度洋外各洋区 TC 能量源区和汇区的垂直加热廓线, 源汇区根据图 1(a)中 *AEI* 指数的零线来界定; 各洋区的范围以图 1(a)中的竖直点断线为界, 注意北大西洋和东北太平洋区略有重叠. 图 5 表明, TC 能量汇区的总加热很小, 除东北太平洋以外, 其他洋区辐射冷却作用大致为深对流凝结潜热加热的 2 倍, 说明 TC 的能量汇区是 LO 冷却起主导的作用. 而在 TC 能量源区, CO 加热明显比汇区强, 致使总加热在中高层为正, 尤其在西北太平洋和南半球两大洋区更为明显, 总加热约为 2 K d^{-1}; 东北太平洋和北大西洋区深对流凝结潜热和辐射冷却大致相当, 总加热小于 1 K d^{-1}. 东北太平洋由于热带内汇区很强且源汇区的季节变化以东西向进退为主(图2), 以图 1(a)中 *AEI* 指数零线所界定的源、汇区特征有所混淆, 因而应以图 3(c)和(d)为准, 其源区亦以 CO 为主.

可见, 西北太平洋、东北太平洋和南半球两大洋的 TC 能量源区主要以 CO 加热为主, 而北大西洋则以 D 型加热为主. 气柱的总加热在源区为正, 汇区为负(图 3(a)和(c)), 即源区大气有净的非绝热加热、而汇区则是净冷却, 这也就意味着 TC 从源区(汲取能量)到汇区(释放能量)的移动是一种能量再分配的机制.

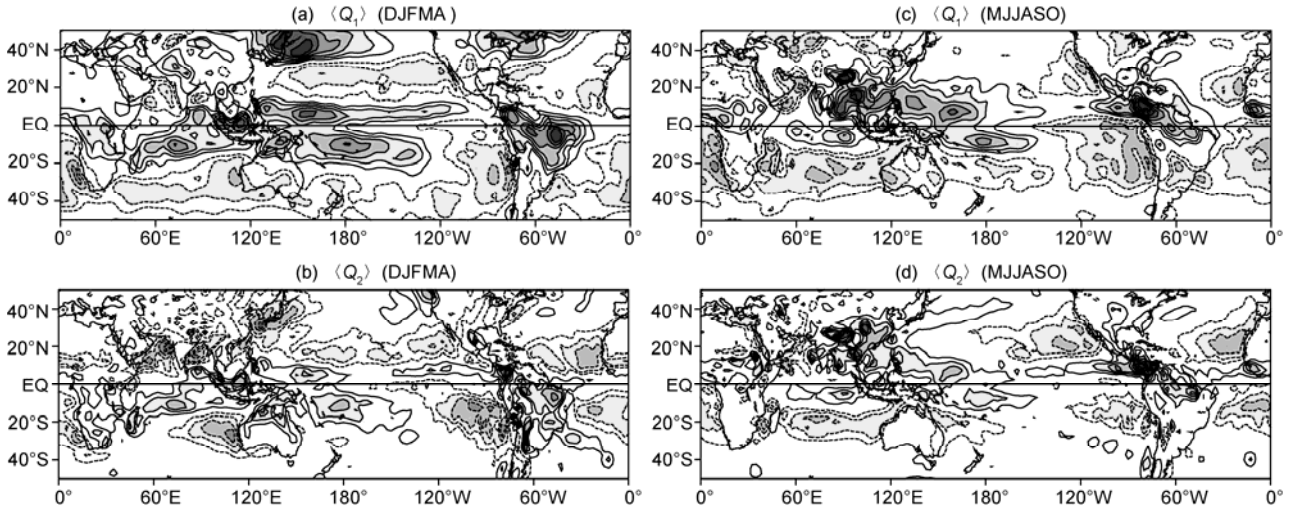

图 3　12 月至翌年 4 月(DJFMA)和 5~10 月(MJJASO)整层积分的视热源<Q_1>和视水汽汇<Q_2>的分布

等值线间隔 50 W m^{-2}, 实线为正值, 虚线为负值, 零线省略

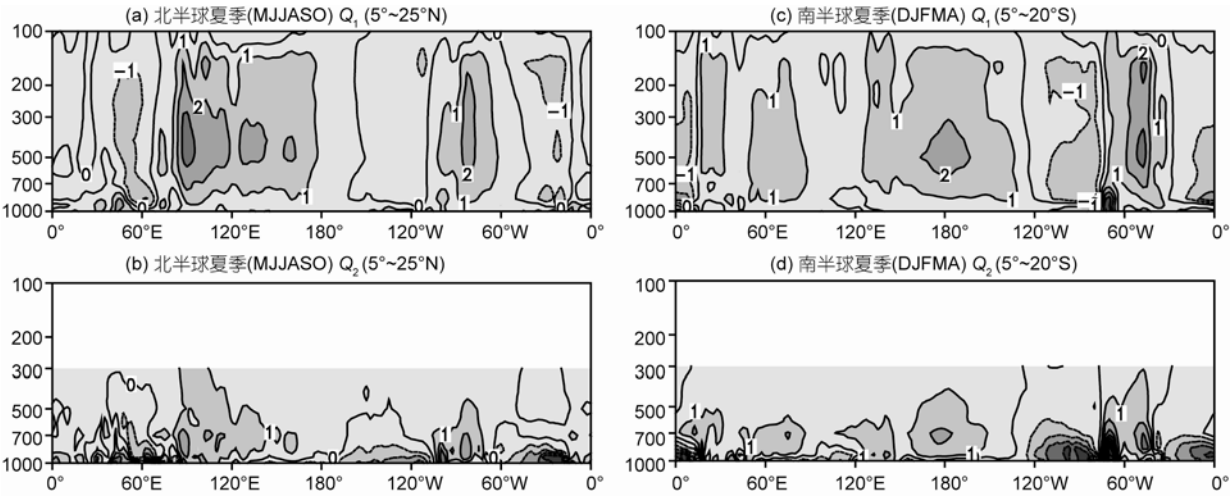

图 4　南北半球热带视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 垂直分布

等值线间隔 1 K d^{-1}

源汇区加热性质截然不同的特征也证明用 TC 资料定义的 *AEI* 指数具备实际的物理内涵.

3.2　副热带非绝热加热分布的影响

由于海陆热力差异, 夏季副热带地区自组织形成LOSECOD加热分布: 其中大洋东部以长波辐射冷却(LO)为主, 大洋西部则以双主型加热(D)为主, 两者的垂直加热廓线相差甚大[4~6]. 而热带地区 CO 的分布也有明显的纬向非对称性, 其在大洋西部与副热带地区的 D 型加热衔接、而在大洋东部与副热带地区强盛的 LO 衔接, 因而 CO 加热区的经向范围在大洋西部比东部宽广、LO 冷却区在大洋东部比西部更加深入热带地区(图 3, 4). 同时, TC 的能量源区以 CO 加热为主, 这也说明 TC 能量源区的非对称分布与海陆热力差异有密切的联系.

根据热力适应的原理[57,58], 大气向不同性质和分布的加热场适应所产生的环流也不一样. 对于 CO-LO 的经向加热场, CO 加热在其西部强迫产生低层气旋涡度、高层反气旋涡度, 东部相反; 而 LO 冷却则导致低层反气旋、高层气旋. 由于海陆热力差异,

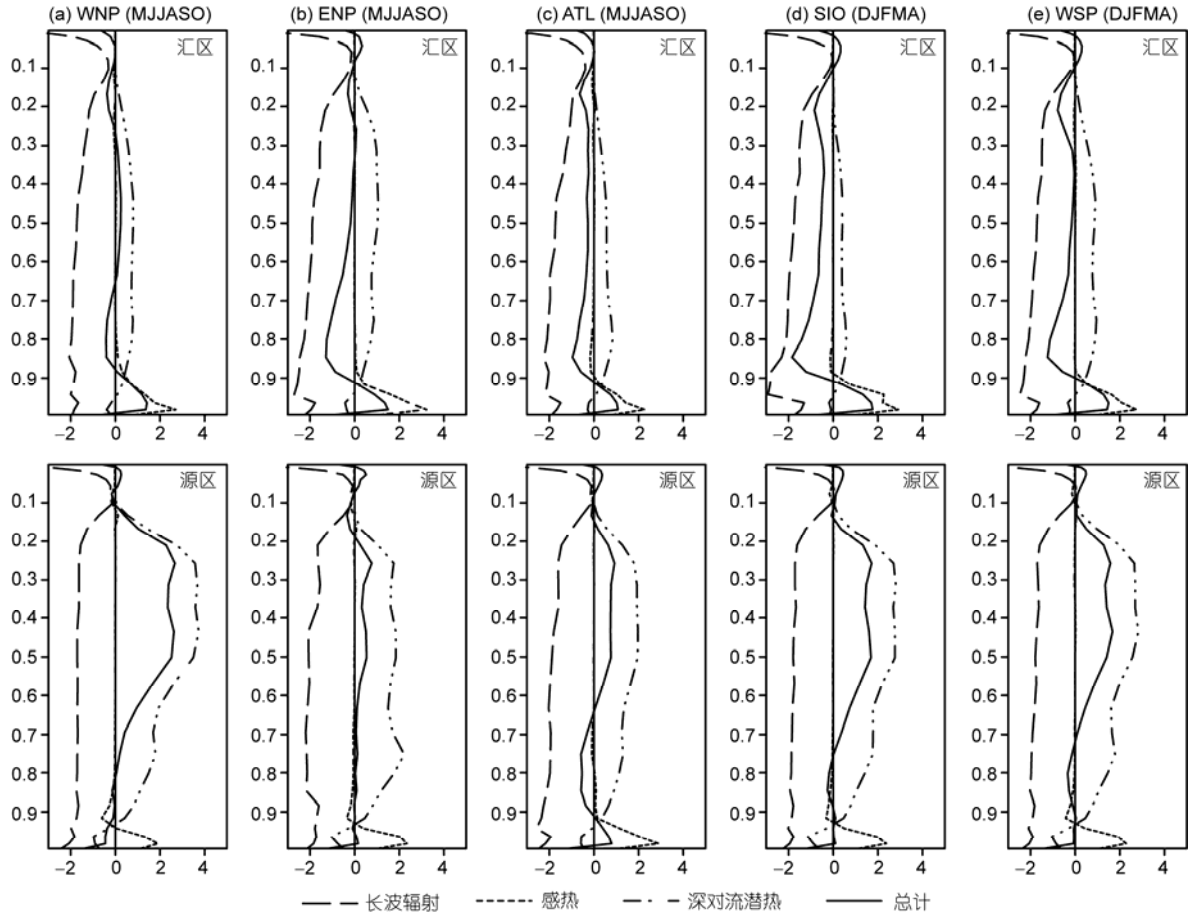

图 5　各洋区夏季 TC 能量源区和汇区的垂直加热廓线的加热

北半球夏季为 5~10 月, MJJASO; 南半球为 12 月至翌年 4 月, DJFMA. 垂直为σ坐标. (a) 西北太平洋 WNP(95°E~180°), (b) 东北太平洋 ENP(90°W~180°), (c) 北大西洋 ATL(0°~95°W), (d) 南印度洋(40°~130°E), (e) 西南太平洋 WSP(130°E~180°~140°W). 单位: K d^{-1}

大洋西部 CO 更强、而大洋东部 LO 更强; 由此形成大洋西部低层气旋、高层反气旋的涡度分布, 大洋东部反之(图 6(a)~(d)). 大洋西部高低层涡度的配置有利 TC 的发展并向极移动, 因此 TC 活动在大洋西部比东部更强(图 1(b)), 并且 TC 在大洋西部更易向极移动、热带外汇区更为广阔(图 1(a)). 由此可见, 因海陆热力差异而形成的副热带地区典型的 LOSECOD 四叶型加热, 对 TC 的能量源汇的气候分布也有调控作用. LOSECOD 的海洋部分构成 TC 气候能量源区和汇区的典型加热特性, 并且也决定了大洋东西两侧能量源汇分布的差异.

此外, 由于海洋和大陆尺度不同, LOSECOD 加热型在北太平洋和北大西洋上的分布也不一样. 在北太平洋上, 大洋东岸的 LO 冷却和大洋西岸的 CO 加热彼此较为独立, 因此在大洋西岸 CO-LO 基本呈纬向带状, 体现了热带内外典型的经向型加热分布; 而北大西洋上 CO 和 LO 相互交叉和影响, 纬向带状的特征不明显(图 4(c)和(d)). 这构成了西北太平洋和北大西洋不同的 TC 活动环境, 也造成两大洋区 TC 活动季节变化的差异. 第 4 节将对此作进一步讨论.

3.3　热带非绝热加热分布的影响

虽然热带地区海洋的面积占了优势, 但是陆地(岛屿)的阻隔作用仍影响了海洋的热力分布[23,24], 热带海气相互作用及大气的非绝热加热均呈现明显的纬向非对称性(如图 3, 4).

图 6((e)~(h))说明南北两半球夏季热带纬向平均的基本气流存在差异. 南半球夏季, 热带地区低层东风、高层基流很弱; 而北半球夏季热带地区高低层均为东风; 而即使同一季节, 热带的不同地区高低层风

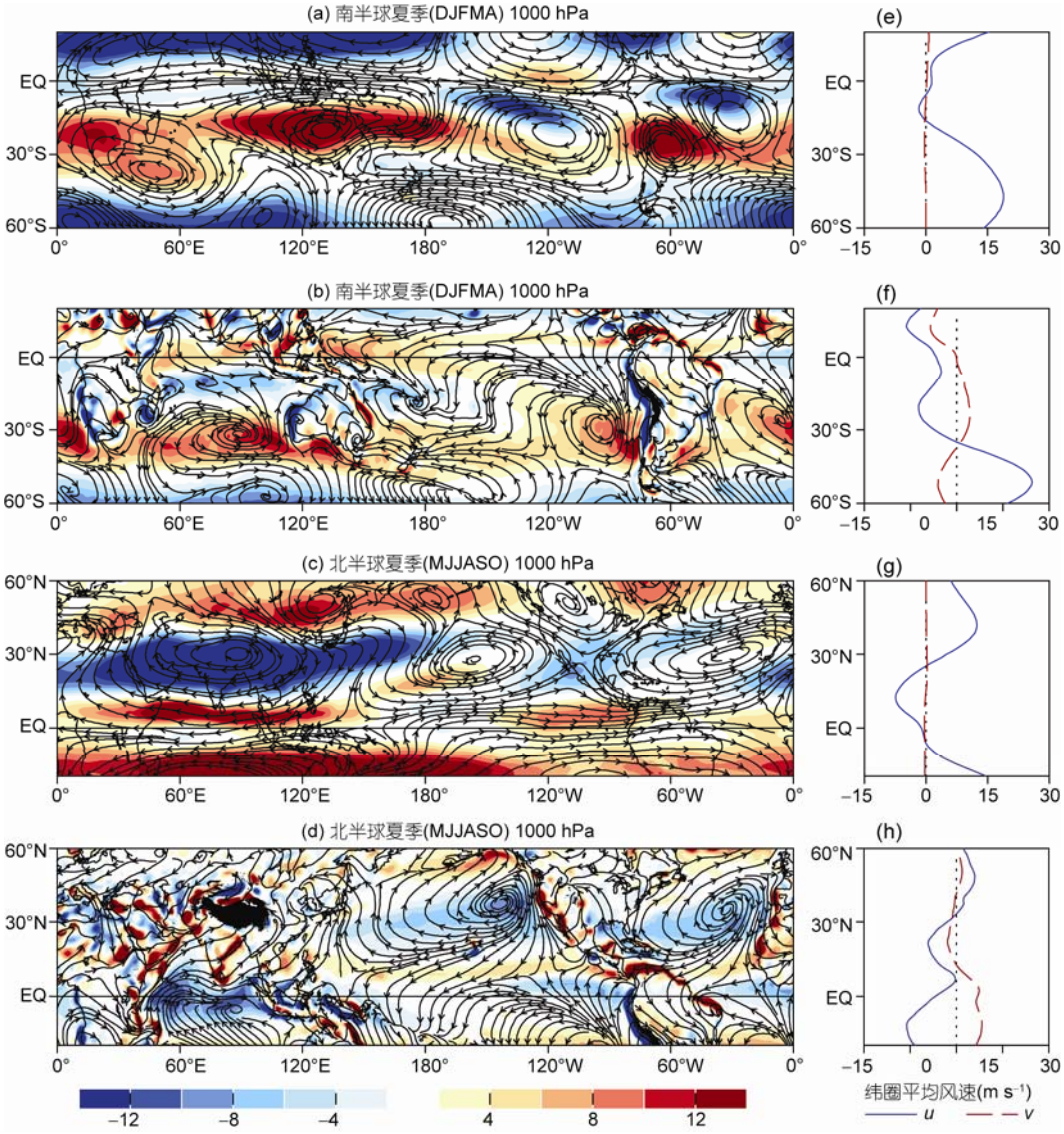

图 6　南半球夏季和半球夏季 100 和 1000 hPa 垂直相对涡度(阴影, 10^{-6} s^{-1})、纬向平均流场偏差((a)~(d))以及纬圈平均风速((e)~(h))

(a), (b)南半球夏季(12 月至翌年 4 月, DJFMA); (c), (d) 北半球夏季(5~10 月, MJJASO)

的差异也很显著(图 6(a)~(d)). 水平风的垂直切变是影响 TC 生成和发展的重要动力因子[11,14]. 200 与 850 hPa 间水平风的垂直切变(以下简称“垂直风切变”)为

$$\bar{V}_{\text{shear}} = \left(U_{\text{shear}}, V_{\text{shear}}\right) = \left(\frac{U_h\big|_{P_u} - U_h\big|_{P_b}}{\left|P_u - P_b\right|}, \frac{V_h\big|_{P_u} - V_h\big|_{P_b}}{\left|P_u - P_b\right|} \right), \quad (4)$$

其中, $\bar{V}_{\text{shear}}$ 为风切变矢量, U_{shear}, V_{shear} 分别为纬向和经向风切变分量; U_h, V_h 分别表示等压面上的纬向和经向风分量; P_u = 200 hPa, P_b = 850 hPa.

图 7 表明, 两半球夏季的热带地区均有断裂的东风切变区. 在南半球夏季, 东风切变区位于南美大陆西侧和整个东半球, 轴线位于 5°S 附近; 北半球夏季则位于东太平洋暖洋面以及大西洋东部至 160°E 附近上空, 轴线位于 5°~10°N, 强度比南半球夏季强. 比照图 3(a)和(c)的加热分布可见, 两半球夏季的热带东风切变伴生于热带地区的非绝热加热中心, 而在热带非绝热加热区两侧为西风切变区. 东风切变区的形成是大气对热带纬向非对称的非绝热加热的

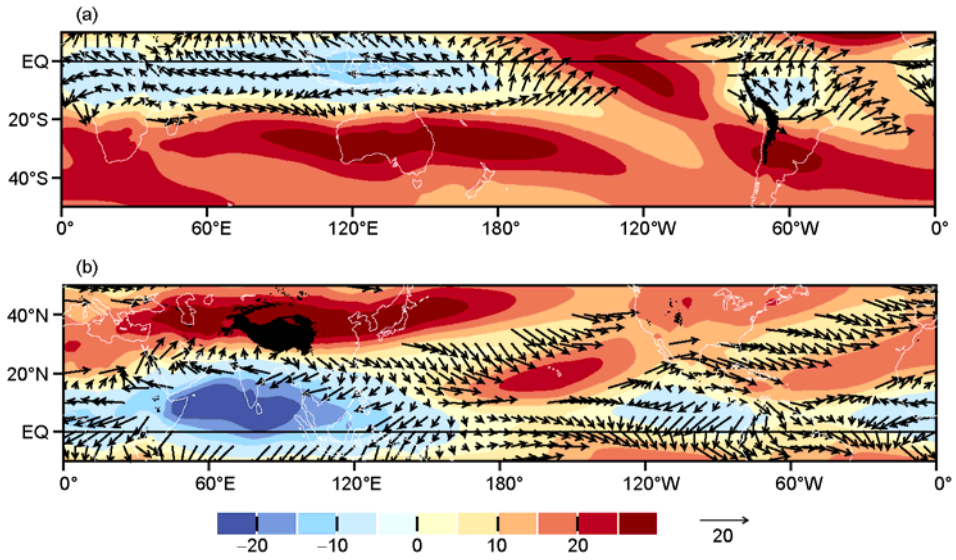

图 7　200~850 hPa 纬向风垂直切变 U_{shear}(阴影)和垂直风切变矢量 $\vec{V}_{shear}$ (箭头)

(a) 南半球夏季(12 月至翌年 4 月, DJFMA); (b) 北半球夏季(5~10 月, MJJASO). U_{shear}, m s^{-1} (650 hPa)$^{-1}$; $\vec{V}_{shear}$, 仅绘制幅度小于 12 m s^{-1} (650 hPa)$^{-1}$

Gill 响应[59]: 大气对非对称热源的响应可在非对称热源中心以西赤道及其以北低层出现西风、高层出现东风.

东风切变区的存在对 TC 的活动具有重要的意义. 夏季东风切变区东部与西风切变区接壤之处, 垂直风切变矢量在水平方向上呈反气旋性变化(图 7), 构成有利 TC 发展的高空反气旋、低空气旋性环流配置; 而在西风切变区一侧为气旋性变化, 表明高空气旋、低空反气旋的环流配置, 不利 TC 发展. 可见, 即使是弱风切变区, 气旋和反气旋性垂直风切变对 TC 影响也是不对称的. 另外, 南半球夏季从热带南印度洋-西南太平洋的东风切变区, 垂直风切变矢量在水平方向呈反气旋式变化(图 7(a)), 有利 TC 发展的区域与该洋区 *AEI* 指数所界定的 TC 能量源区十分一致(图 1(a)); 夏季的北太平洋也是如此(图 7(b)), 垂直风切变矢量在水平方向呈反气旋式变化的区域分别对应着东、西太平洋最主要的 TC 能量源区(图 1(a)); 而北大西洋不利的风切变(幅度大)条件也与其源区以 D 型为主的加热特性(图 3(c)和(d), 图 4 和 5(c))相符. 总而言之, 东风切变区的存在是由海陆分布所决定的热带地区非对称的非绝热加热分布所导致的; 其东部与西风切变接壤处构成适宜热带气旋发生发展的动力环境, 同时也与有利深对流的暖海温(>28℃, 图略)和季风区[60]均有很好的对应关系, 这意味着 TC 活动受到海-陆-气相互作用调控的.

除此之外, 无论是南半球还是北半球的夏季, 东风切变区低层的西风均很显著(图 8), 主要位于印度洋－西太平洋上空以及非洲, 其中, 印度洋-西太平洋上空可一直伸展到 500 hPa 高度, 为全球最强的热带西风区. Webster 和 Chang[61]指出赤道波动的能量累积在西风中心的东侧最大, 并在此向热带外发散. TC 源地的统计也表明[22,62]: 不仅西太平洋、印度洋的 TC 初始扰动发源于西风中心东侧的波能累积区, 自北非地区移出的东风波动也在北大西洋和东北太平洋波能累积区发展成 TC 初始扰动. 而图 1(a)表明, 在印度洋-西太平洋这一全球最强的热带西风区东部, 西北太平洋海域不仅具有全球最强的热带 TC 能量源区, 其热带外汇区也最强, 说明 TC 在此北行活跃, 与 Webster 和 Chang[61]的理论研究相吻合.

CO 加热意味着水汽充沛且适宜对流的发展, 而 LO 则相反. 然而 TC 仅仅贡献了部分的 CO 加热[54~56], 即仅有部分的深对流组织形成了 TC, 这可能与大气动力条件(如, 低层涡度、风切变和能量累积区)的限制有关. 而大气对热带和副热带地区非绝热加热分布的响应影响了上述动力条件的分布, 进而对 TC 活动起了调控的作用. 因此, 大气动力条件的变化可能是海陆热力差异调控 TC 活动的区域特征的途径之一.

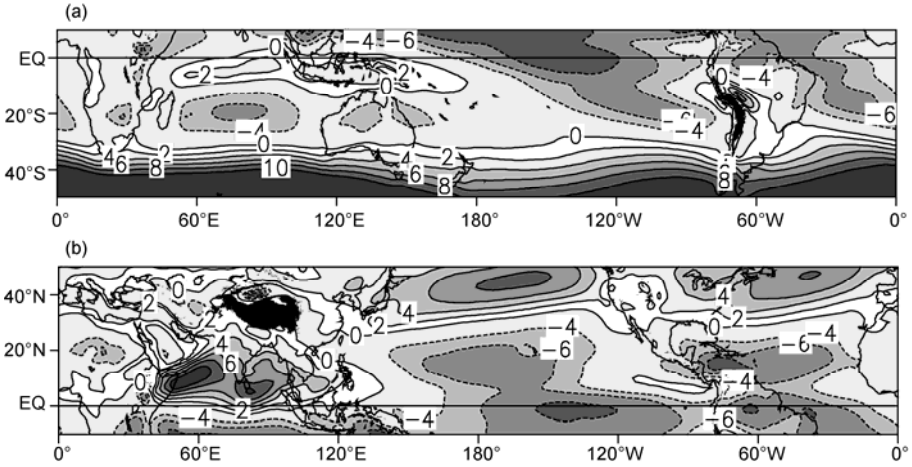

图 8　850 hPa 纬向风分布(m s^{-1})

(a) 南半球夏季(12 月至翌年 4 月, DJFMA); (b) 北半球夏季(5~10 月, MJJASO)

4　海陆热力差异对 TC 能量源区的季节变化的影响

在 3.1 节中我们分析了 TC 能量源区和汇区非绝热加热的性质, 指出由于海陆尺度的不同, 北太平洋和北大西洋的 TC 能量源区具有明显不同的非绝热加热特征. 而 2.2 节的分析表明, 北半球各洋区 TC 能量源区的季节进退特征也有显著的差异. 本节将讨论各洋区彼此不同的 TC 能量源汇季节变化特征与海陆热力差异的联系.

首先比较各洋区 TC 能量源区整层积分的深对流加热和辐射冷却的逐月演变. 在 3.1 节曾指出, 北太平洋海域尺度较大, 因而其东部 LO 加热与大洋西部 CO 彼此远离. 在季节变化上, 西北太平洋的 TC 源区在纬向上也较为一致(图 9(a)), CO 与 LO 呈反位相的变化, 5 月之前 CO 较弱而 LO 较强, 7 月以后相反. 因此, 在季节变化上, 西北太平洋 TC 能量源区表现出全海区北进南退的特征(图 2). 南半球印度洋和西太平洋的变化与此类似(图略), 但南半球海陆对比没有北半球显著, 经向的进退特征也没有西北太平洋显著.

我们在 3.1 节指出海域尺度上北大西洋的 TC 能量源区以 D 型加热为主, 图 9(b)则说明其还具有次海域尺度的特征. 在北大西洋 60°W 以西很窄的范围内, CO 和 LO 的变化与西北太平洋较为相似; 而其东部 LO 强于 CO, 且在盛夏时最强并向西部延伸. 大气环流响应辐射冷却强迫会在低层产生反气旋环流、高层产生气旋环流, 形成不利于 TC 活动的环境, 这种不利环境在盛夏时加强西侵, 使得大洋西部有利 TC 发展的范围缩小, 初始东风波扰动的发展受到局限. 因此, 与西北太平洋相比, 北大西洋 TC 不易生成, 该洋区 TC 能量源区分片出现再融合的季节变化特征也是由于大尺度环境条件不利所致. 此外, 北大西洋不少东风波扰动未得到充分发展, 移入东北太平洋后由于东太平洋高海温区的热力条件而发展, 使得东北太平洋 TC 活动的强度比北大西洋更强(图 1(b)).

同样位于大洋东侧的东北太平洋 TC 能量源区的季节变化也受到 LO 的影响. 由图 9(c)可见, 自 5 月开始 CO 区域逐步西撤, LO 区域同步西伸, 两者在 10 月时达到最西. 这与该洋区 TC 能量源区西进东退的季节变化趋势一致(图 2).

北印度洋区 TC 的季节变化因其独特的双峰特征而与以上洋区不同. 这里盛夏盛行南亚夏季风, 季风环流的强垂直切变不利于 TC 的活动. 相比之下, TC 活跃盛期(5 月和 11 月)和南亚夏季风活跃期(7~8 月)大气的加热场分布可见两者明显不同, 最显著的差异位于南亚次大陆上空(图 10). TC 活动盛期南亚次大陆以感热加热(SE)加热为主, 其西侧阿拉伯海为纬向带状分布的 LO 和 D 型加热, 东侧孟加拉湾的 CO 和 D 型加热也呈准纬向带状(图 10(a)和(c)); 夏季风活跃期南亚次大陆则以 CO 为主(图 10(b)). 而由于季节不同, 5 月和 11 月又存在差别. 以下按季节顺序逐一分析.

5 月份大气环流由北半球冬季向着北半球夏季

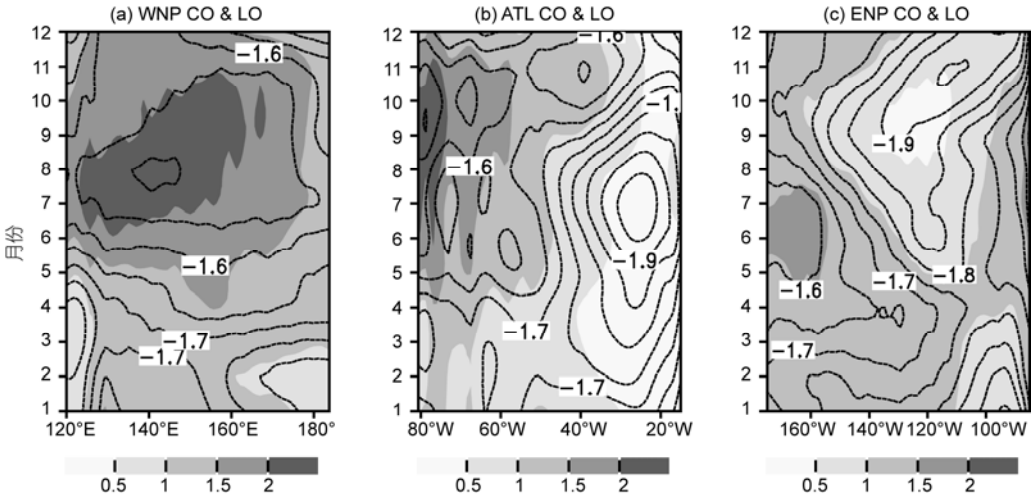

图 9　整层积分的深对流加热(阴影)和辐射冷却(等值线)逐月演变

(a) 西北太平洋(EQ~25°N); (b) 北大西洋(EQ~35°N); (c) 东北太平洋(EQ~10°N). 单位: W m^{-2}

调整, 索马里越赤道气流很强, 而亚洲季风最先在孟加拉湾爆发[63], 孟加拉湾中南部强 CO 加热中心加强其西部的低层偏西气流, 因此在北印度洋南部低层盛行偏西气流; 由于受阿拉伯半岛及索马里半岛强 SE 加热强迫的气旋式涡度有一支气流在红海和阿拉伯半岛南部转为东南风. 与此同时, 南亚次大陆 SE 加热很强, 阿拉伯海北部却以 LO 冷却为主, 再加上孟加拉湾中部 CO 加热, 这种分布与副热带 LOSECOD 加热较为类似(图 10(a)). 由热力适应原理[57,58]可知, 这种加热分布将会使得低层出现气旋式环流, 高层出现反气旋式环流(图 10(a)), 使得越赤道气流的另一支产生气旋性涡度, 绕南亚次大陆转为偏西风. 此时北印度洋上高低层之间水平风的垂直切变较小, 且阿拉伯海中部以及南亚次大陆东侧海域的风矢量呈反气旋式切变(图 10(a)), 形成有利 TC 活动的条件.

在夏季风活跃期, 南亚次大陆与其周边海域呈现出更为一致的加热特征, 在 100°E 以西, 强于 180 W m^{-2} 的 CO 加热经向和纬向尺度均接近 25 个纬距(图 10(b)), 图 4(a)中 Q1 的垂直分布说明该热源的主要加热中心位于 500~300 hPa, 强度超过 3 K d^{-1}. 大气向此 CO 加热适应, 在低层热源的西部西风加强, 西北侧为气旋式环流, 西南侧使得越赤道气流加强(图 10(b)), 形成典型的非对称热源的 Gill 响应[59]. 与此相反, 此热源在高层使得东风加强, 其西北侧为反气旋式环流, 而南侧使得向赤道的东风加强. 另一方面, 夏季风活跃期间非洲大陆-阿拉伯半岛一带陆面的感热加热也很强, 大气向其适应, 也使低层西风和高层东风加强. 由于两大热源的共同作用, 孟加拉湾和阿拉伯海上空风的垂直切变均很强, 且在阿拉伯海上空、孟加拉湾的大部地区均为气旋式切变(图 10(b)), 不利 TC 活动. 由此可见, 由于北印度洋周边陆地的热源性质不同, 影响了洋区上空不同的大尺度环流, 使得TC活动的条件改变, 导致了TC活动的季节差异.

11 月份大气环流由北半球夏季向着北半球冬季调整, 高原南部为偏西风, 而北印度洋中南部出现为偏东风, 索马里半岛附近出现自北向南的越赤道气流(图 10(c)). 此外, 南亚次大陆、阿拉伯半岛、索马里半岛的 SE 加热, 以及阿拉伯海北部的 LO 冷却均比 5 月份偏弱; 大气向其适应在对流层下层较为明显, 从南亚次大陆-阿拉伯半岛一带低层为反气旋环流. 强 CO 加热主要位于孟加拉湾南部, 15°N 以北则以 D 型加热为主. 热带 CO 加热使得近赤道地区低层为偏西风高层为偏东风; 而北印度洋南部低层为气旋式环流, 高层为反气旋环流, 风的垂直切变不强, 且为反气旋式切变, 有利 TC 活动.

由此可见, 不同于北印度洋地区盛夏大尺度 CO 加热, TC 活跃的 5 和 11 月期间, 加热场均存在陆面 SE 加热, 两者在分布上虽然相似, 强度却有较大差别. 从加热场对区域性环流的调控来看, 5 月 LO-SE

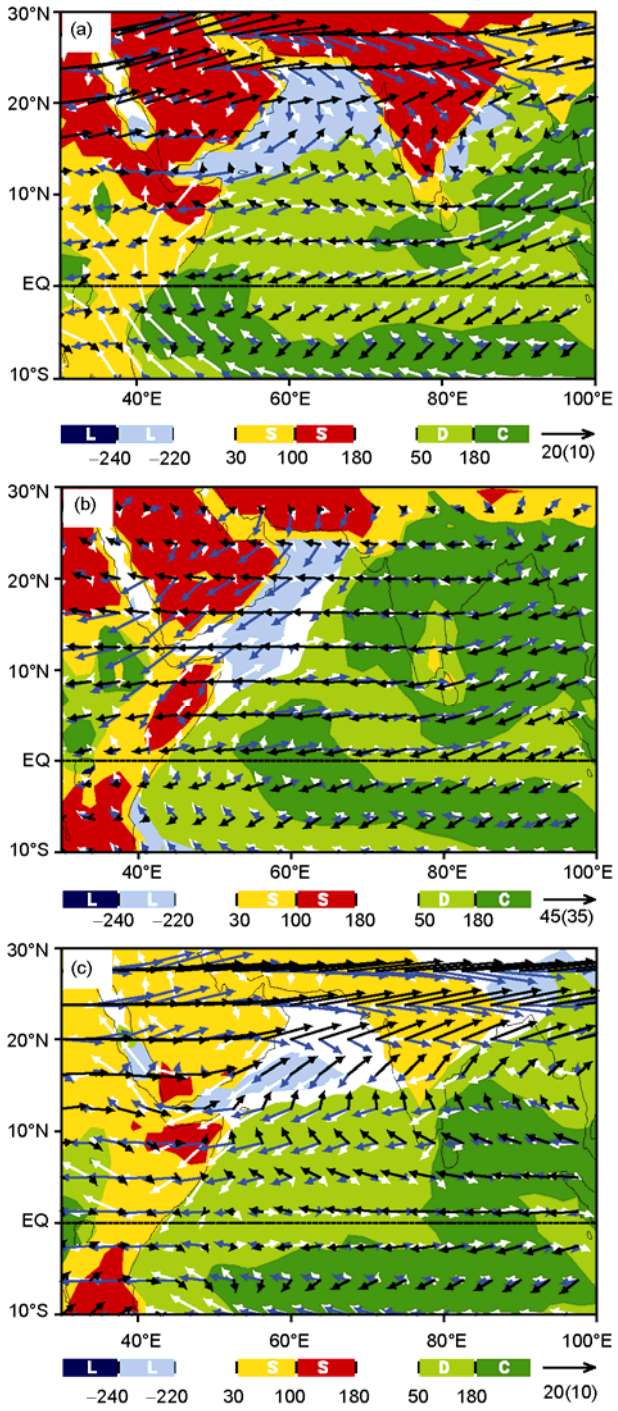

图 10　5 月 TC 活动盛期(a)、夏季风活跃期(7~8 月)(b)和 11 月 TC 活动盛期(c)北印度洋地区不同性质加热(W m^{-2})以及高空 200 hPa、中层 500 hPa 和低空 850 hPa 流场

图例中括号外的风矢量比例代表 200 hPa, 括号内为 500 和 850 hPa, L 所对应的颜色为辐射冷却, S 为感热加热, C 为深对流加热, D 为辐射冷却和深对流加热同等重要. 黑色箭头表示高空, 蓝色箭头表示中层, 白色箭头表示低空. 流场单位: m s^{-1}

和 CO 对有利 TC 活动的大尺度环境形成均很重要, 而 11 月则是近赤道的 CO 更为关键.

5　结论

由稳态 TC 的能量平衡理论出发, 本文用 TC 最佳路径资料定义了 TC 累积能量增长指数 *AEI*, 揭示出全球各洋区 TC 季节活动的不同特点; 并从海陆差异所导致的大气非绝热加热分布出发, 分析了各洋区 TC 能量源区和汇区非绝热加热特征的差异, 讨论了不同性质的非绝热加热如何影响 TC 能量源区的分布及其季节变化的特征.

AEI 指数将 TC 活动与气候系统的变化联系起来, 其所界定的 TC 能量源区多以 CO 或 D(以 CO 和 LO 为主)加热为主, 而汇区则以 LO 加热为主, 说明 TC 的能量源区和汇区分别与不同性质的非绝热加热有关. 由于海陆间的热力差异形成 LOSECOD 四叶型加热分布, 其导致的环流涡度使大洋西部比东部更有利于 TC 活动, 导致了 TC 活动在大洋东、西部的差异; 而大洋的纬向尺度也使得其东、西部不同性质非绝热加热的相互影响具有强弱差异, 进而使得西北太平洋和北大西洋的 TC 活动存在明显不同. 除此之外, 热带地区非绝热加热的非对称分布亦造成印度洋-西太平洋上空明显的东风切变和对流层中下层西风, 形成有利 TC 发展的风切变环境和赤道波动能量累积和发散区. 有利的风切变环境对应着 TC 活动的能量源区, 而全球最强的印度洋-西太平洋西风区东侧也是有利于赤道波动能量的累积和向外发散的区域, 这就决定了西北太平洋 TC 能量源区和汇区均是全球最强的.

海陆热力差异也对 TC 活动能量源汇的季节变化特征具有调控作用. 在海域尺度开阔的西北太平洋以及南印度洋和西南太平洋区, 非绝热加热的季节变化以南北向的进退为主, 相应的 TC 能量源区或汇区的季节变化也表现为季节性地向极推进-向赤道撤退, 其中尤以西北太平洋最为典型. 北大西洋因洋区尺度较小、东北太平洋因处于大洋东部, 两者的 TC 能量源区均受到大陆西岸强辐射冷却的明显影响而表现出独特的季节变化特征: 北大西洋 TC 能量源分片出现、而后融合, 东北太平洋 TC 能量源、汇区在低纬度季节性西进、东退. 而在北印度洋区, 海陆上

空大气非绝热加热性质的异同改变了洋区上空大尺度的环境流场, 使得 TC 源区的季节变化出现双峰分布, 并且由于主导的海陆非绝热加热场的差异, 夏初和秋季两个峰值期的成因也不完全相同.

综上所述, 海陆热力差异是 TC 活动区域及季节变化存在南北半球非对称和纬向非对称的一个重要原因. 海陆热力差异所决定的非绝热加热分布不仅对各洋区 TC 能量源汇的分布具有决定性的作用, 同时也影响了各洋区 TC 活动和季节变化的特征. 虽然本文仅讨论了气候态海陆热力差异的影响, 但不难推断其变化也将影响 TC 的活动. 而一旦陆地的影响, 生物圈和人类活动的作用也势必参与其中. 就这点来说, TC 作为气候系统能量再分配的机制, 与气候系统的多圈层相互作用有着广泛的联系.

附录 A　热带气旋尺度对 *AEI* 指数定义的影响

目前全球范围内 TC 尺度资料十分欠缺, 无论是时间还是空间上的完备性均很差, TC 能量无法精确地描述. 为了讨论 TC 尺度的影响, 根据 Mallen 等[50], 将 TC 的半径 r 和切向风速 V 表示为

$$r = R_{\mathrm{MW}}\tilde{r},\ V = V_{\max}\tilde{V},$$

其中, R_{MW} 和 $V_{\max}$ 分别为特征半径(最大风速半径)和特征风速(最大风速), $\tilde{r}$ 和 $\tilde{V}$ 分别为无量纲的半径和风速. 若将 TC 视为兰金(Rankine)涡旋:

$$V(r) = \begin{cases} r, & r \leqslant 1, \\ r^{-\alpha}, & r > 1, \end{cases}$$

其中, $0 \leqslant \alpha \leqslant 1$ 为衰减指数, 可根据飞机探测到的风速径向廓线来估计.

某一时刻, TC 的净机械能制造 P 和净能量耗散 D[64]分别为

$$\begin{aligned} P &= 2\pi\frac{T_{\mathrm{s}}-T_{\mathrm{o}}}{T_{\mathrm{s}}}\int_0^r\left[C_k\rho|V|\left(k_0^*-k\right)+C_D\rho|V|^3\right]r\mathrm{d}r \\ &= 2\pi\frac{T_{\mathrm{s}}-T_{\mathrm{o}}}{T_{\mathrm{s}}}V_{\max}R_{\mathrm{MW}}^2\int_0^1 C_k\rho\left(k_0^*-k\right)\left|\tilde{V}\right|\tilde{r}\mathrm{d}\tilde{r} \\ &\quad + 2\pi\frac{T_s-T_o}{T_s}V_{\max}^3R_{\mathrm{MW}}^2\int_0^1 C_D\rho\left|\tilde{V}\right|^3\tilde{r}\mathrm{d}\tilde{r}\left\langle\ \right\rangle \\ D &= 2\pi\int_0^r C_D\rho|V|^3 r\mathrm{d}r \\ &= 2\pi V_{\max}^3R_{\mathrm{MW}}^2\int_0^1 C_D\rho\left|\tilde{V}\right|^3\tilde{r}\mathrm{d}\tilde{r}, \end{aligned}$$

即 P 和 D 与 R_{MW}, $V_{\max}$, 以及 $\tilde{V}$ 的廓线有关; 上两式中, T_s 为海表温度, To 为 TC 流出层的温度, C_k 和 C_D 为海气界面的交换系数. 而根据 Mallen 等[50]的分析结果表明, $\tilde{V}$ 的廓线具有相同的几何形状(文献[50]图 4(a)), 可认为其随时间和空间不变, 因而决定 P 和 D 的主要是 R_{MW} 和 $V_{\max}$, 即

$$P = ab_1V_{\max}R_{\mathrm{MW}}^2 + ab_2V_{\max}^3R_{\mathrm{MW}}^2,$$

$$D = b_2V_{\max}^3R_{\mathrm{MW}}^2,$$

其中, $a = \left(T_s - T_o\right)/T_s$, $b_1 = 2\pi\int_0^1 C_k\rho\left(k_0^*-k\right)\left|\tilde{V}\right|\tilde{r}\mathrm{d}\tilde{r}$, $b_2 = 2\pi\int_0^1 C_D\rho\left|\tilde{V}\right|^3\tilde{r}\mathrm{d}\tilde{r}$. 定义 $E=P-D$ 为净能量收入, 则有

$$E = \left[ab_1V_{\max} + (a-1)b_2V_{\max}^3\right]R_{\mathrm{MW}}^2.$$

上式中右侧第一项与第二项相比为小项, 略之可得

$$E \approx (a-1)b_2V_{\max}^3R_{\mathrm{MW}}^2. \tag{A1}$$

对上式取对数有

$$\log E = A + 3\log V_{\max} + 2\log R_{\mathrm{MW}}. \tag{A2}$$

根据 2001~2010 年美国联合台风警报中心

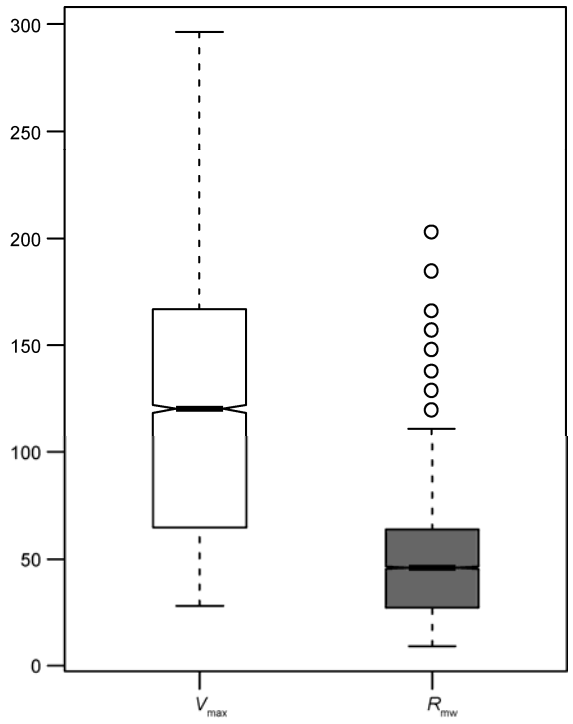

图 A1　最大风速 $V_{\max}$(单位: km h^{-1})及对应的半径 R_{MW}(单位: km)变化的箱线图

(JTWC)西北太平洋 TC 最佳路径数据集中 6 h 一次的 $V_{\max}$ 和 R_{MW} 资料(样本数为 8096 个)作进一步的分析. 统计表明, R_{MW} 的中位数为 46.0 km, 四分位距为 37.0 km; 相应地, $V_{\max}$ 的中位数为 120.4 km h^{-1}, 四分位距为 101.9 km h^{-1}(图 A1), 可见 $V_{\max}$ 的均值和变幅均比 R_{MW} 要大得多. 根据此特征值, 公式(A2)表明 $V_{\max}$ 项的贡献比 R_{MW} 项的贡献要大得多.

另一方面, $V_{\max}$ 和 R_{MW} 的线性相关系数为–0.63, 秩相关(非线性相关)系数为–0.69, 说明两者的变化具有显著的相关性. 用简单的多项式回归模型拟合 R_{MW} 和 $V_{\max}$ 的变化关系, 可得

$$\hat{R}_{\mathrm{MW}} = 105.0 - 1.311 \times V_{\max} + 0.006 \times V_{\max}^2. \qquad \text{(A3)}$$

回归系数和回归方程的显著性均通过了 99.9%的信度检验, R^2=0.46. R_{MW} 拟合的余差分布如图 A2 所示. 由图 A2 可见, 虽然余差分布的尾部很长, 但分布的主体部分十分集中, 其四分位距为 19.3 km, 即有 50%介于[–11.3, 8.0]之间, 而 70%介于[–15.5, 16.3]之间. 这说明大部分 R_{MW} 余差的变化并不大. 而由图 A3 中 R_{MW} 余差的空间分布可知, 西北太平洋大部分区域 R_{MW} 余差的分布相对而言是比较均一的(在±10 km 之内). 根据公式(A2)和回归方程(A3)可知, R_{MW} 的余差部分对 E 的贡献比 $V_{\max}$ 要小得多.

综上所述, 在 TC 尺度资料缺乏的情况下, 尽管本文在定义 AEI 时未考虑尺度的影响从而引入了一些不确定性, 但将 AEI 作为指示 TC 能量变化的指数, 对本文的研究而言仍是可以接受的.

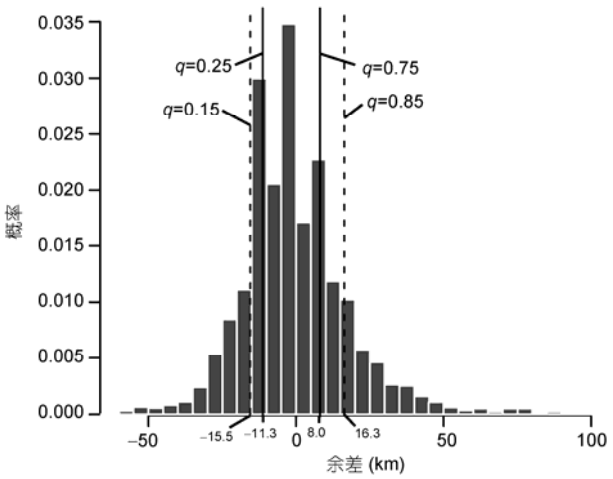

图 A2　R_{MW} 回归模型余差(单位: km)的概率分布(直方图)

垂线表示百分位数 q 的位置

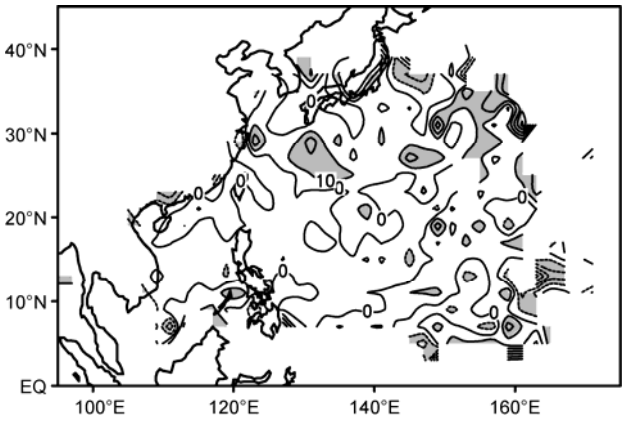

图 A3　R_{MW} 回归模型余差(单位: km)的空间分布

致谢　感谢审稿人提出修改意见使本文得以改进.

参考文献

1　Ramage C S. Monsoon Meteorology. New York and London: Academic Press, 1971. 296
2　Halley E. An historical account of the trade winds and monsoons observable in the seas between and near the tropics with an attempt to assign the physical cause of the said wind. Phil Trans Roy Soc London, 1686, 16: 153–168
3　Webster P J, Chou L, Lau K M. Mechanisms effecting the state, evolution and transition of the planetary scale monsoon. Pageoph, 1977, 115: 1463–1491
4　Wu G, Liu Y. Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation. Geophys Res Lett, 2003, 30: 1201, doi:10.1029/2002GL016209
5　Liu Y, Wu G, Ren R. Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating. J Clim, 2004, 17: 682–698
6　吴国雄, 刘屹岷, 宇婧婧, 等. 海陆分布对海气相互作用的调控和副热带高压的形成. 大气科学, 2008, 32: 720–740
7　关月. 海气相互作用对孟加拉湾夏季风爆发涡旋的形成和亚洲季风爆发的影响. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 2010. 115

8 Gray W M. Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation: In: Meteorology over the Tropical oceans. London: Roy Meteor Soc, 1979. 115–218
9 Lighthill J, Holland G, Gray W, et al. Global climate change and tropical cyclones. Bull Amer Meteor Soc, 1994, 75: 2147–2157
10 李崇银, 厄尼诺与西太平洋台风活动. 科学通报, 1985, 30: 1087–1089
11 Gray W M. Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I. El Nino and 30 mb Quasi-Biennial Oscillation influences. Mon Weather Rev, 1984, 112: 1649–1668
12 Wu G, Lau N C. A GCM simulation of the relationship between tropical-storm formation and ENSO. Mon Weather Rev, 1992, 120: 958–997
13 Wang B, Chan J C L. How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. J Clim, 2002, 15: 1643–1658
14 陈联寿, 丁一汇. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社, 1979. 491
15 丁一汇, 莱特 E R. 影响西太平洋台风形成的大尺度环流条件. 海洋学报, 1983, 5: 561–574
16 蒋乐贻, 应明. 华东地区热带气旋年频数异常的分析. 应用气象学报, 2002, 13: 88–95
17 刘舸, 孙淑清, 张庆云, 等. 热带辐合带的季节内振荡及其与热带气旋发生阶段性的关系. 大气科学, 2009, 33: 879–889
18 高建芸, 张秀芝, 江志红, 等. 西北太平洋季风槽异常与热带气旋活动. 海洋学报, 2008, 30: 35-47
19 Harr P A, Elsberry R L. Large-scale circulation variability over the tropical western North Pacific. Part I: Spatial patterns and tropical cyclone characteristics. Mon Weather Rev, 1995, 123: 1125–1246
20 Chan J C L, Shi J E, Lam C M. Seasonal forecasting of tropical cyclone activity over the western North Pacific and the South China Sea. Weather Forecast, 1998, 13: 997–1004
21 李曾中. 西北太平洋地区赤道西风的爆发性东进与台风活动. 热带环流和系统学术会议论文集. 北京: 海洋出版社, 1982. 129–139
22 Holland G J. Global guide to tropical cyclone forecasting, WMO/TD-No. 560, Report No. TCP-31. Geneva: WMO, 1993
23 Clement A C, Seager R, Murtugudde R. Why are there tropical warm pools? J Clim, 2005, 18: 5294–5311
24 周祖翼, 金性春, 王嘹亮, 等. 印尼海道的两度关闭与西太平洋暖池的形成和兴衰. 海洋地质与第四纪地质, 2004, 24: 7–14
25 Peixoto J P, Oort A H. Physics of Climate. New York: Amer Institute of Phys, 1992. 520
26 陈光华, 黄荣辉. 西北太平洋热带气旋和台风活动若干气候问题的研究. 地球科学进展, 2006, 21: 610–616
27 黄荣辉, 陈光华. 西北太平洋热带气旋移动路径的年际变化及其机理研究. 气象学报, 2007, 65: 485–496
28 任福民, 王小玲, 董文杰, 等. 登陆中国初、终热带气旋的变化. 气候变化研究进展, 2007, 3: 224–228
29 谢炯光. 登陆广东省的初、终热带气旋分析及预测. 海洋预报, 1999, 16: 62–68
30 Emanuel K. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I. Steady-state maintenance. J Atmos Sci, 1986, 42: 1062–1071
31 Bister M, Emanuel K A. Dissipative heating and hurricane intensity. Meteorol Atmos Phys, 1998, 50: 233–240
32 Emanuel K. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. Nature, 2005, 436: 687–688
33 Webster P J, Holland G J, Curry J A, et al. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. Science, 2005, 309: 1844–1846
34 Emanuel K A. Contribution of tropical cyclones to meridional heat transport by the oceans. J Geophys Res, 2001, 106: 14771–14781
35 Korty R L, Emanuel K A, Scott J R. Tropical cyclone-induced upper-ocean mixing and climate: Application to equable climates. J Clim, 2007, 21: 638–654
36 Pasquero C, Emanuel K A. Tropical cyclones and transient upper-ocean warming. J Clim, 2008, 21: 149–162
37 Gray W M, Landsea C W, Mielke P W, et al. Predicting Atlantic seasonal hurricane activity 6–11 months in advance. Weather Forecast, 1992, 7: 440–455
38 Bell G D, Halpert M S, Schnell R C, et al. Climate Assessment for 1999. Bull Amer Meteor Soc, 2000, 81: s1–s50
39 Kwon H J, Lee W J, Won S H, et al. Statistical ensemble prediction of the tropical cyclone activity over the western North Pacific. Geophys Res Lett, 2007, 34: L24805
40 Wu L, Wang B, Braun S A. Implications of tropical cyclone power dissipation index. Int J Climatol, 2008, 28: 727–731
41 Knapp K R, Kruk M C, Levinson D H, et al. The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone best track data. Bull Amer Meteor Soc, 2010, 91: 363–376
42 中国国家标准化管理委员会. 热带气旋等级. GB/T 19201–2006, 2006
43 Kanley E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77: 437–471
44 Yanai M, Esbensen S, Chu J H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. J Atmos Sci, 1973, 30: 611–627
45 Luo H, Yanai M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of

1979. Part II: Heat and moisture budgets. Mon Weather Rev, 1984, 112: 966–989
46 Yanai M, Tomita T. Seasonal and interannual variability of atmospheric heat sources and moisture sinks as determined from NCEP-NCAR reanalysis. J Clim, 1998, 11: 463–482
47 Emanuel K. Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. J Atmos Sci, 1995, 52: 3969–3976
48 Yuan J, Wang D, Wan Q, et al. A 28-year climateological analysis of size parameters for northwestern Pacific tropical cyclones. Adv Atmos Sci, 2007, 24: 24–34
49 Weatherford C L, Gray W M. Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part I: Data analysis and climatology. Mon Weather Rev, 1988, 116: 1032–1043
50 Mallen K J, Montgomery M T, Wang B. Reexaming the near-core radial structure of the tropical cyclone primary circulation: Implications for votex resiliency. J Atmos Sci, 2005, 62: 408–425
51 Firerson D M W, Held I M, Zurita-Gotor P. A Gray-radiation aquaplanet moist GCM. Part I: Static Stability and Eddy Scale. J Atmos Sci, 2006, 63: 2548–2566
52 Liu Y, Guo L, Wu G, et al. Sensitivity of ITCZ configuration to cumulus convective parameterizations on an aqua planet. Clim Dyn, 2010, 34: 223–240
53 Maloney E D, Sobel A H, Hannah W M. Intraseasonal variability in an aquaplanet general circulation model. J Adv Model Earth Syst, 2010, 2: 24, doi: 10.3894/JAMES.2010.2.5
54 Rodgers E B, Adler R F, Pierce H F. Contribution of tropical cyclones to the North Pacific climatological rainfall as observed from Satellites. J Appl Meteorol, 2000, 39: 1658–1678
55 Rodgers E B, Adler R F, Pierce H F. Contribution of tropical cyclones to the North Atlantic climatological rainfall as observed from Satellites. J Appl Meteorol, 2001, 40: 1785–1800
56 韦青, 任福民, 张庆红, 等. 西北太平洋热带气旋降水特征分析. 热带气象学报, 2010, 26: 293–300
57 吴国雄, 刘屹岷. 热力适应、过流、频散和副高Ⅰ. 热力适应和过流. 大气科学, 2000, 24: 433–446
58 刘屹岷, 吴国雄, 宇如聪, 等. 热力适应、过流、频数和副高Ⅱ. 水平非均匀加热与能量频散. 大气科学, 25: 317–328
59 Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Quart J R Met Soc, 1980, 106: 447–462
60 Li J, Zeng Q. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons. Adv Atmos Sci, 2003, 20: 299–302
61 Webster P J, Chang H R. Equatorial energy accumulation and emanation regions: Impacts of a zonally varying basic state. J Atmos Sci, 1988, 45: 803–829
62 Gray W M, Landsea C W. African Rainfall as a precursor of hurricane-related destruction on the U.S. East Coast. Bull Amer Meteor Soc, 1992, 73: 1352–1364
63 Wu G, Zhang Y. Tibetan Plateau Forcing and monsoon onset in South Asia and Southern China Sea. Mon Wea Rev, 1998, 126: 913–927
64 Emanuel K. Tropical cyclones. Annu Rev Earth Planet Sci, 2003, 31: 75–104