

赤道印度洋海温偶极子型振荡 及其气候影响*

李崇银 穆明权

(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)

摘要 对近百年观测资料的分析表明赤道印度洋海温(SST)确实存在着偶极子型振荡的变化特征,它在9~11月最强,而在1~4月最弱;年际变化(4~5年周期)和年代际变化(主要为20~25年周期)也十分清楚。这个偶极子主要有正位相型(海温西高东低)和负位相型(海温东高西低);一般正位相型的振幅强于负位相型。尽管在极个别年赤道印度洋海温偶极子似乎与太平洋ENSO无关,但总体而言,赤道印度洋海温偶极子与赤道太平洋海温偶极子(类似ENSO)有很好负相关。它们的联系主要是赤道大气纬向(Walker)环流。资料分析表明,赤道印度洋海温偶极子与亚洲南部流场、青藏高压和西太平洋副高都有明显关系,表明它对亚洲季风活动有重要影响。

关键词: 印度洋; 海表水温异常; 偶极子型振荡; 气候影响

1 引言

1997年初夏发生了一次强El Niño事件^[1],并在全球许多地方引起了较为严重的气候灾害,例如印度尼西亚地区的干旱及森林大火、南美北部地区的洪涝等等。根据多年观测资料的分析研究结果^[2,3],印度地区当年也应该出现弱夏季风和干旱,但恰恰相反,1997年夏季印度的平均降雨量为正常,部分地区略微偏多^[4],东非地区也明显多雨^[5]。为什么会这样呢?资料分析结果表明,1997年El Niño期间,赤道印度洋也出现了很强的海温异常,其SSTA的强度达2℃以上,为历史上所少见。这样,人们便把注意力集中到了赤道印度洋SSTA异常及其作用的研究。

根据海温距平的分析,Sagi等的研究指出,赤道印度洋SSTA的变化存在一种偶极子型振荡,即(10°S~10°N, 50~70°E)海区与(10°S~0, 90~110°E)海区的平均海温有反相变化的特征。虽然这种偶极子型振荡只占12%的海温变化,但与赤道太平洋的ENSO并非都有关系^[6]。Webster等的研究也认为1997~1998年的赤道印度洋海温偶极子型振荡是与ENSO独立的、由印度洋海-陆-气强相互作用所激发的现象^[7]。上述这种赤道印度洋海温偶极子型振荡不仅表现在海表水温的变化中,而且在次表层海温(SOT)的变化中也很清楚^[8]。

上面有关赤道印度洋海温偶极子型振荡的研究更多的是强调1997~1998年事件的特殊性,尤其是认为与太平洋ENSO没有关系。事实上,在文献[6]中作者也指出他们

2000-06-19收到,2000-08-30收到修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目G1998040903和国家自然科学基金资助项目49823002共同资助

所认为的印度洋海温偶极子型振荡也有与 El Niño 有关的例子。因此, 我们很有必要分析研究赤道印度洋海温偶极子型振荡的一般特性, 以及它们对气候尤其是对亚洲季风的影响。

本文将根据英国 Hadery 中心的 1900~1997 年 SST 资料分析赤道印度洋海温偶极子型振荡的时空特征以及它与赤道太平洋海温偶极子型振荡 (相当于 ENSO) 的关系; 同时也利用美国 NCEP 的再分析资料分析研究了海温偶极子型振荡与大气环流, 尤其是赤道地区纬向风的关系以及它们对气候的影响。

2 印度洋海温偶极子型振荡的时空特征

观测资料分析表明, 在赤道印度洋, 其西偏北海区的海温 (SST) 和东偏南海区的海温有相反变化特征, 为了描写这种偶极子型海温变化, 我们以 ($5^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $50\sim 65^{\circ}\text{E}$) 海区平均 SSTA 与 ($10^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $85\sim 100^{\circ}\text{E}$) 海区平均 SSTA 的差作为偶极子指数。图 1 给出 1900~1997 年间印度洋海温偶极子指数的时间变化及功率谱, 十分清楚, 海温偶极子指数既有年际变化 (周期主要为 4~5 年), 也有明显的年代际变化 (周期主要为 25~30 年)。而且图 1 还反映出一个十分有趣的特征, 即在 1961 年之前印度洋海温偶极子指数主要为很强的负值, 而在 1961 年之后, 其指数更多地为正值,

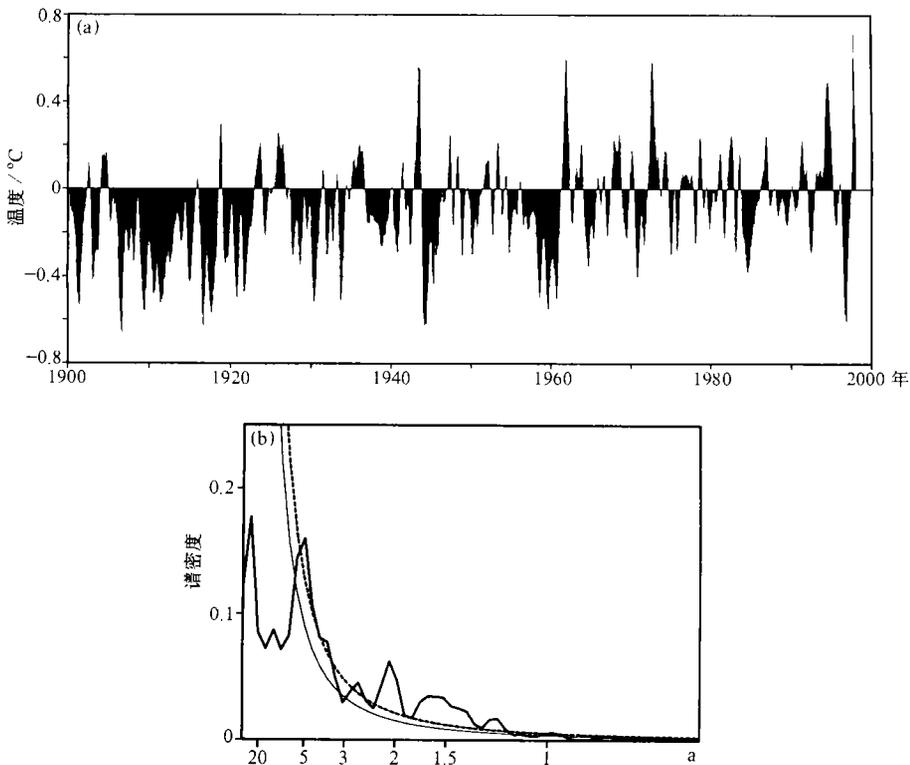


图 1 赤道印度洋海温偶极子指数的时间变化 (a) 及其功率谱 (b)
细实线和虚线分别表示 95% 和 99% 信度

而且较强指数也多为正值。也就是说, 印度洋赤道地区的 SSTA 在 1962 年前主要以西低东高为主要特征, 而在 1962 年之后却以西高东低形势为多见。

从上述海温偶极子指数的时间变化特征表明, 虽然赤道印度洋海温偶极子型振荡有年际变化, 还有年代际变化。因此, 在研究印度洋和太平洋地区年代际气候变化 (DecCen-D3) 时需要特别关注赤道印度洋海温偶极子型振荡^[9]。

为了进一步揭示赤道印度洋海温偶极子型振荡的一些特征, 我们分别对图 1a 中正指数最大 (>0.4) 的 1961、1972、1994 和 1997 年以及负指数最大 (<-0.4) 的 1958、1959、1960、1970 和 1996 年进行合成分析。因为全球大气资料目前只有 1950 年之后的。图 2 分别给出了赤道印度洋偶极子型振荡在其正位相和负位相时 SSTA 的水平分布特征, 其范围为 ($30^{\circ}\text{S}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{W}$); 而图 2a 和图 2b 分别是正位相的 7 月和 12 月的情况, 图 2c 和图 2d 分别是负位相的 7 月和 12 月的情况。图 2 清楚地给出了赤道印度洋海温偶极子型振荡的特征, 正位相时 SSTA 为西高东低, 负位相时 SSTA 为西低东高。由于合成时正位相年指数明显强于负位相年的指数, 图 2a 和图 2b 所演示的海温偶极子也就明显强于图 2c 和图 2d 所演示的偶极子。

在图 2 中也有太平洋 SSTA 的分布, 比较各图赤道印度洋 SSTA 与赤道太平洋 SSTA 的分布, 似乎它们之间有一定的关系, 赤道印度洋海温偶极子处于正位相时, 赤道太平洋 SSTA 是东高 (正) 西低 (负) 特征; 而在赤道印度洋海温偶极子处于负位相时, 赤道太平洋 SSTA 是西高 (正) 东低 (负) 形势。有关赤道印度洋海温偶极子型振荡与赤道太平洋 SSTA 的联系问题, 我们将在后面专门讨论。

图 2a 与图 2b 以及图 2c 与图 2d 相比较, 好似赤道印度洋海温偶极子的强度在各个月份并不一样。为了讨论这种偶极子强度的季节变化, 图 3 给出了正位相年和负位相

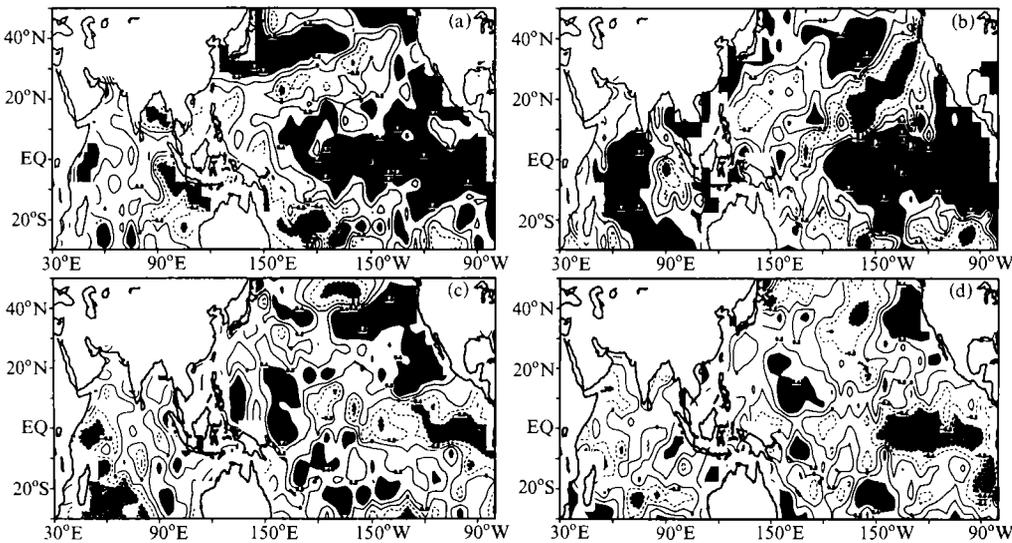


图 2 赤道印度洋海温偶极子型振荡的正位相年 (1961、1972、1994 和 1997 年) 和负位相年 (1958、1959、1960、1970 和 1996 年) 合成的 SSTA 的分布
(a) 正位相 7 月; (b) 正位相 12 月; (c) 负位相 7 月; (d) 负位相 12 月

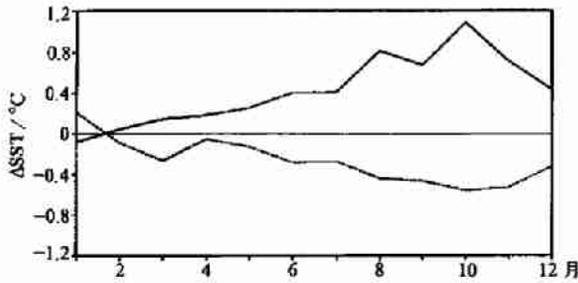


图3 赤道印度洋海温偶极子强度的年变化
实线和虚线分别表示正位相和负位相年合成的情况

年合成的偶极子强度的年变化特征。可以看到赤道印度洋海温偶极子的强度都在1~5月份偏弱,在7~12月份偏强,最强出现在10月,最弱出现在2月。

3 赤道印度洋海温偶极子与太平洋 SSTA 的关系

上面我们已经指出,赤道印度洋海温偶极子型振荡与热带太平洋 SSTA 存在着一定的关系,在赤道印度洋海温偶极子正位相时,赤道太平洋 SSTA 是东正西负;在印度洋海温偶极子负位相时,赤道太平洋 SSTA 是东负西正。为了进一步确定这种关系,我们计算了赤道印度洋海温偶极子指数与全球海表水温的相关系数。图4给出了相关系数的分布,图中阴影区表示已超过统计信度检验。很明显,在赤道印度洋存在明显的偶极子型(正位相),而在赤道太平洋相关系数表现为东正西负的特征。而且在图4上也可看出,太平洋上相关系数的分布极为清楚地表现为 ENSO 模态的特征。就其赤道太平洋的 SSTA 看,实际上也存在一种东西向偶极子型振荡特征,只不过赤道东太平洋 SSTA 较强而已。因此也可以认为赤道太平洋的海温也存在偶极子型振荡,我们可以用(5°S~10°N, 140°E~180°)平均的 SSTA 与(10°S~5°N, 90~130°W)平均的 SSTA 之差来表示赤道太平洋海温偶极子指数。当然还不难发现,赤道太平洋海温偶极子型振荡基本上与 ENSO 循环是一致的。

为了表明赤道印度洋海温偶极子与赤道太平洋海温偶极子间的关系,两个偶极子指

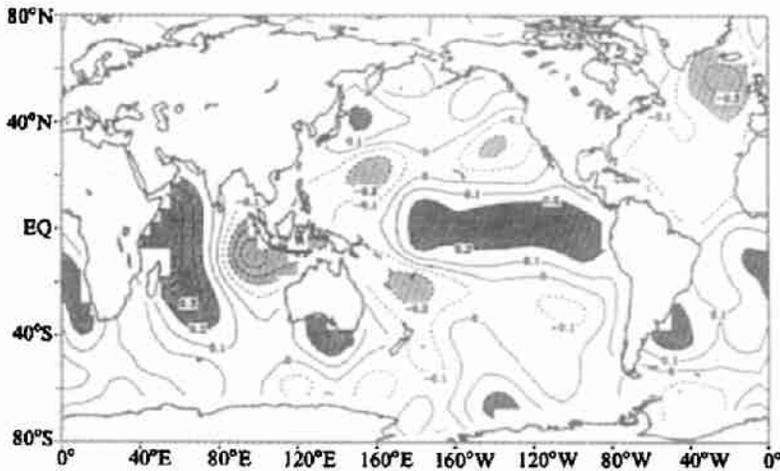


图4 赤道印度洋海温偶极子指数与全球海表温度(SST)相关系数的分布形势
阴影表示超过信度检验的区域

数之间的相关系数如图 5 粗实线所示。显然两个偶极子存在着极为明显的负相关，即赤道印度洋海温偶极子正（负）位相时，赤道太平洋海温偶极子将处于负（正）位相。从统计平均来讲，赤道西印度洋和赤道东太平洋有相同的海温距平，而赤道东印度洋和赤道西太平洋也有相同的海温距平。同时，图 5 还表明两个偶极子基本上存在同时负相关，但也不难看到赤道印度洋海温偶极子超前赤道太平洋海温偶极子的情况略为偏多。由此是否可以用赤道印度洋海温偶极子型振荡的发生来预测 ENSO 的发生，尚须作进一步的深入研究。

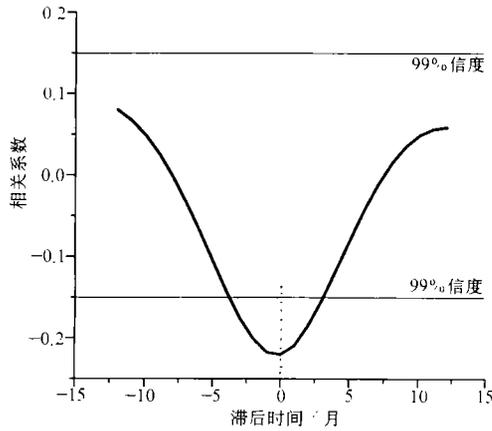


图 5 赤道印度洋海温偶极子指数与赤道太平洋海温偶极子指数间相关系数的时间变化特征

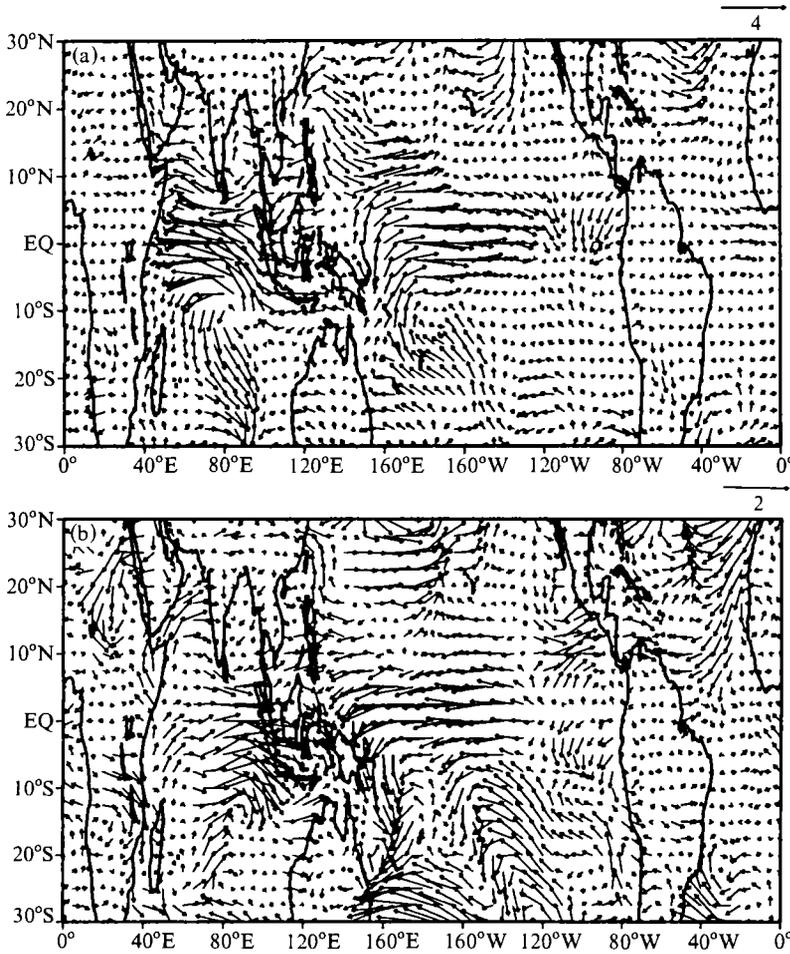


图 6 印度洋海温偶极子正、负位相所对应的 9~11 月份平均 1 000 hPa 的异常风场形势

为什么两个偶极子有很好负相关存在, 赤道东印度洋和赤道西太平洋的 SST 有十分一致的变化呢? 除了已有研究表明, 通过印度尼西亚的一些海峡, 两个大洋是明显相通之外^[10~12], 赤道附近地区对流层低层风场可能起着重要作用。图 6 给出了印度洋海温偶极子分别在正、负位相时相对应的 9~11 月平均 1 000 hPa 异常风场的分布, 可以看到在偶极子正、负位相时, 不仅赤道印度洋有完全相反的流型 (正位相时为偏东风, 负位相时为偏西风); 而且赤道太平洋, 尤其是赤道中西太平洋也有完全相反的流型 (正位相时为偏西风, 负位相时为偏东风)。实际上不仅在偶极子比较强的 9~11 月份 1 000 hPa 风场有上述特征, 其他月份, 在印度洋海温偶极子正、负位相时 1 000 hPa 风场也是近乎相反。

在对流层上层 (200 hPa), 对应于印度洋海温偶极子的正、负位相其赤道地区的

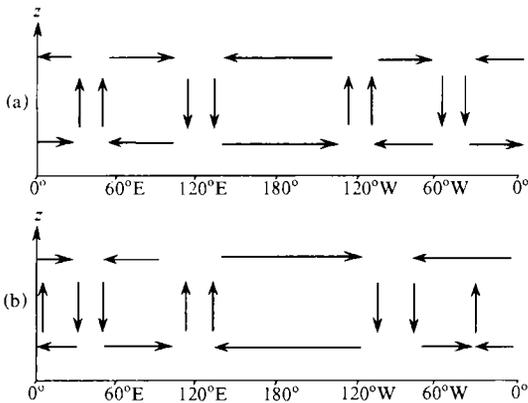


图 7 与赤道印度洋海温偶极子正位相 (a) 和负位相 (b) 相对应的赤道大气的异常纬向垂直环流特征示意图

流场也有相反的异常特征 (图略)。对应印度洋海温偶极子的正位相, 赤道印度洋上空为偏西风, 赤道太平洋为偏东风; 对应印度洋海温偶极子的负位相, 赤道印度洋上空为偏东风, 赤道太平洋为偏西风。将 1 000 hPa 和 200 hPa 的流场结合起来分析, 我们不难给出对应印度洋海温偶极子正负位相时赤道地区大气纬向垂直 (Walker) 环流的不同异常特征 (图 7)。很清楚, 与印度洋海温偶极子的正负位相对应, 赤道大气有着完全相反的纬向垂直环流特征, 尤其是在赤道印度洋和赤道太平洋地

区。赤道印度洋对流层低层的异常东 (西) 风有利于印度洋海温偶极子正 (负) 位相的形成和维持; 而通过纬向垂直环流异常, 将引起赤道太平洋对流层低层的异常西 (东) 风, 从而导致赤道太平洋负 (正) 海温偶极子位相的形成和维持。反过来也可以说赤道太平洋对流层低层的异常东 (西) 风有利于赤道太平洋海温偶极子正 (负) 位相的形成和维持; 而通过纬向垂直环流异常将引起赤道印度洋对流层低层的异常西 (东) 风, 从而导致赤道印度洋负 (正) 海温偶极子位相的形成和维持。因此, 可以认为赤道大气纬向垂直环流的异常正是联系赤道印度洋海温偶极子和赤道太平洋海温偶极子的重要物理因素, 并使得这两个海温偶极子有显著的负相关关系。

4 印度洋海温偶极子型振荡的气候影响

国际上有关 ENSO 的气候影响已有一系列的研究, ENSO 已被视为年际气候异常的重要信号和影响因素而受到高度重视^[13~15]。从上面的分析讨论已清楚地看到, ENSO (赤道太平洋海温偶极子) 同赤道印度洋海温偶极子有十分显著的关系, 虽然目前尚不清楚这两个偶极子的相互影响中哪一个是主动方面, 但至少可以认为, 通过与

ENSO 的相互关系, 赤道印度洋海温偶极子对全球气候变化和异常也有相当重要的作用。

另一方面, 赤道印度洋海温偶极子对亚洲季风系统的影响将是我们这里重点讨论的问题, 因为亚洲季风, 尤其是亚洲夏季风对该地区人民的生产和生活有着重大的影响。图 8 分别给出对应于赤道印度洋海温偶极子正位相和负位相的 850 hPa 夏季 (6~8 月平均) 异常流场, 可以看到亚洲季风区有着不同的流场异常。对应偶极子正位相, 赤道印度洋地区有异常东南风, 印度有异常西风, 孟加拉湾到南海一带有异常偏西风。因此正位相偶极子将对应着较强南海夏季风, 印度夏季风也较强。对应偶极子负位相, 赤道印度洋西部为弱南风异常, 东部为弱西北风异常, 南海和中南半岛地区为异常东风, 印度南部异常西风明显。因此与印度洋海温偶极子负位相对应, 南海夏季风偏弱, 印度南部夏季风偏强。因此, 赤道印度洋海温偶极子型振荡对亚洲夏季风的影响也是明显的。

对于亚洲夏季风来讲, 对流层上层青藏高原反气旋 (也称南亚高压) 也是季风系统

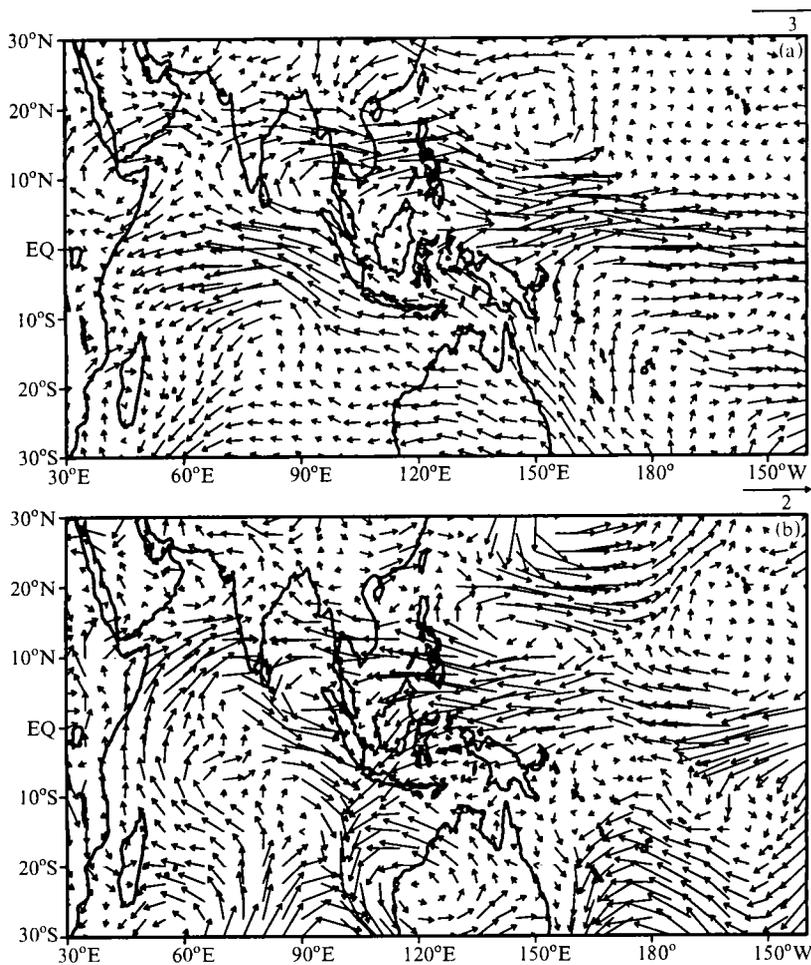


图 8 与赤道印度洋海温偶极子相对应的亚洲南部地区夏季 (6~8 月) 850 hPa 流场形势 (a) 正位相; (b) 负位相

重要成员，南亚高压的强弱实际上也反映了亚洲夏季风的强弱。图 9 给出了赤道印度洋海温偶极子指数与全球 200 hPa 位势高度间相关系数的分布。可以看到一个强的负相关系数中心正位于青藏高原上空，表明赤道印度洋海温偶极子指数与南亚高压的强度存在明显的负相关。或者说，对应赤道印度洋海温偶极子正位相，南亚高压偏弱；而对应赤道印度洋海温偶极子负位相，南亚高压偏强，但位置偏西。已有一些研究表明南亚高压的异常对东亚夏季风的活动有一定影响^[15,16]。因此，印度洋海温偶极子对亚洲季风，尤其对东亚夏季风有一定影响。

西太平洋副热带高压是东亚夏季风系统的重要成员之一，也是夏季影响东亚地区气候异常的重要系统^[17~19]。从资料分析可以清楚地看到，赤道印度洋海温偶极子与太平

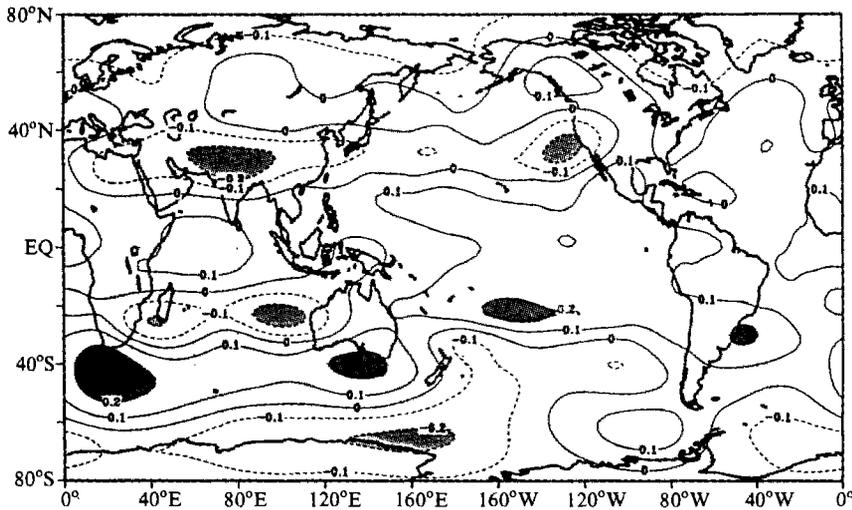


图 9 赤道印度洋海温偶极子指数与全球 200 hPa 位势高度间的相关系数分布
阴影区表示通过可信度检验

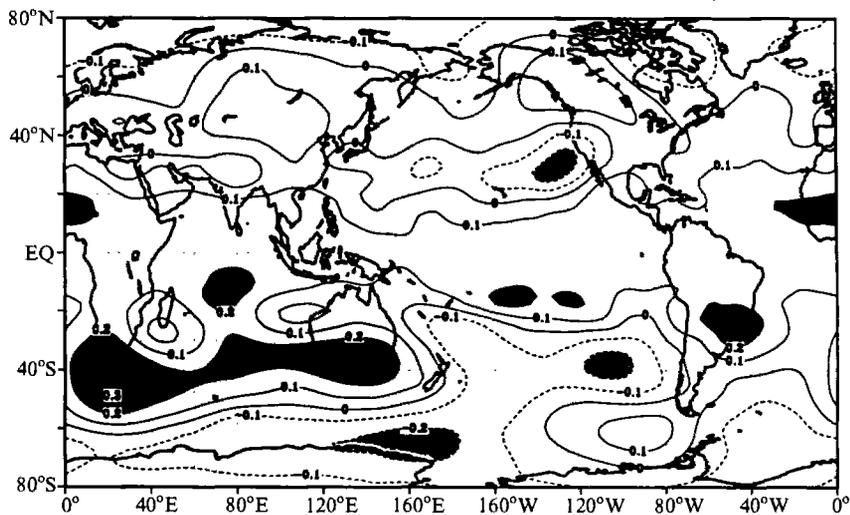


图 10 同图 9，但为 500 hPa

洋副高有明显关系。图 10 给出的是赤道印度洋海温偶极子指数与全球 500 hPa 位势高度间相关系数的分布, 在北半球极为明显的是在 25~40°N 纬度的太平洋上空有一负相关带, 说明对应赤道印度洋海温偶极子的正位相, 西太平洋副高偏弱, 而对应海温偶极子的负位相, 西太平洋副高偏强。在东亚大陆上空为正相关, 说明对应于赤道印度洋海温偶极子的正(负)位相, 东亚大陆有异常高空脊(槽)活动。

我们所作的一些滞后相关系数的计算表明, 印度洋海温偶极子指数超前 5 个月时, 上面所讨论的相关形势也存在(图略), 故可以认为亚洲夏季风的活动确实会受到印度洋海温偶极子的影响。

另外, 无论在图 9 还是在图 10 中, 在南印度洋的 40~50°S 纬度上空都有十分显著的一条相关带, 这表示南印度洋和澳洲地区的气候变化可能也与赤道印度洋海温偶极子型振荡有关。

5 结论

通过以上长时期资料的分析, 得出了一些有意义的结果, 归纳起来主要有以下几点:

(1) 赤道印度洋的 SST 或 SSTA 确实存在着偶极子型振荡特征。这种偶极子既有年际(4~5 年)变化, 也有年代际(25~30 年)变化。同时海温偶极子还有清楚的季节变化, 以 9~11 月最强, 而在 1~4 月最弱。

(2) 赤道印度洋海温偶极子, 分别以西高东低和西低东高为两个较为稳定的形态, 可以分别视其为偶极子的正位相和负位相。而正位相型的强度平均大于负位相型的强度。

(3) 尽管极个别的年份赤道印度洋海温偶极子型振荡与太平洋 SSTA(或 ENSO)的关系不明显, 但总体而言, 若将赤道太平洋 SSTA 的东高西低和西高东低也作为一个偶极子的不同位相, 那么统计分析表明赤道印度洋海温偶极子与赤道太平洋海温偶极子有很好的负相关。赤道印度洋海温偶极子为正(负)位相时, 赤道太平洋海温偶极子则为负(正)位相, 赤道太平洋 SSTA 为西负(正)东正(负), 相当于 El Niño(La Niña)的特征。

(4) 赤道印度洋海温偶极子和赤道太平洋海温偶极子相互关系的主要纽带是赤道地区大气纬向(Walker)环流。Walker 环流的变化通过海-气相互作用既导致赤道太平洋海温偶极子(ENSO), 也对赤道印度洋海温偶极子的形成起重要作用。另外, 通过印度尼西亚一些海峡通道的输送, 也对两个海温偶极子的联系有重要作用。当然, 有关的动力学机制还有待深入研究。

(5) 赤道印度洋海温偶极子通过影响对流层低层流场直接对亚洲夏季风有明显影响, 对应海温偶极子的正位相, 有较强南海夏季风和印度夏季风; 对应海温偶极子负位相, 南海夏季风将偏弱, 而印度南部地区夏季风将偏强。

(6) 赤道印度洋海温偶极子还通过影响对流层上层青藏高原反气旋以及西太平洋副热带高压, 也对亚洲夏季风有明显影响。因为对应海温偶极子的正(负)位相, 青藏高

原反气旋将偏弱（强），而西太平洋副热带高压也将偏弱（强）。

参 考 文 献

- 1 McPhaden, M. J., Climate Oscillations—Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño, *Science*, 1999, **283**, 930~940.
- 2 Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter, The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka, *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**, 517~528.
- 3 Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert, Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño / southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**, 1606~1626.
- 4 Bell, G. and M. Halpert, Climate assessment for 1997, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1998, **79**(5), S1~S50.
- 5 Birkett, C., R. Murtugde and T. Allan, Indian Ocean climate event brings floods to East Africa's lakes and the Sudd Marsh, *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**, 1031~1034.
- 6 Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Viayachandrom and T. Yomagada, A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, 1999, **401**, 360~363.
- 7 Webster, P. T., A. M. Moore, J. P. Loschnig and R. R. Leben, Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98, *Nature*, 1999, **401**, 356~360.
- 8 Anderson, D., Extremes in the Indian Ocean, *Nature*, 1999, **401**, 337~339.
- 9 WMO, ICSU and UNESCO, CLIVAR—A study of climate Variability and Predictability, Science Plan, WMD / TD, No.690, WCRP-89, Geneva, 1995.
- 10 Potemra, J. T., R. Lukas and G. T. Mitchum, Large-scale estimation of transport from the Pacific to the Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**, 27795~27812.
- 11 Meyers, G., Variation of Indonesian throughflow and El Niño / Southern Oscillation, *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**, 12255~12264.
- 12 Masumoto, Y. and T. Yamagata, Seasonal variations of Indonesian throughflow in a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**, 12287~12293.
- 13 Namias, J. and D. R. Cayan, Large-scale air-sea interactions and short-period climate fluctuations, *Science*, 1981, **214**, 868~876.
- 14 Rasmusson, E. M. and J. M. Wallace, Meteorological aspects of El Niño / Southern Oscillation, *Science*, 1983, **222**, 1195~1202.
- 15 李崇银, 气候动力学引论, 北京: 气象出版社, 1995, 227~282.
- 16 陶诗言、朱福康, 夏季亚洲南部100毫巴流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系, *气象学报*, 1964, **34**, 385~395.
- 17 罗四维、钱正安、王谦谦, 夏季100毫巴青藏高压与我国东部旱涝关系的天气气候研究, *高原气象*, 1982, **1**, 1~10.
- 18 黄仕松、余志豪, 副热带高压结构及其同大气环流有关若干问题的研究, *气象学报*, 1972, **32**, 339~359.
- 19 陶诗言、张庆云、张顺利, 1998年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件, *气候与环境研究*, 1998, **3**, 290~299.

The Dipole in the Equatorial Indian Ocean and Its Impacts on Climate

Li Chongyin and Mu Mingquan

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The analyses in observational data of near 100 years showed that the variation of SST in the equatorial Indian Ocean has a feature of the diopole oscillation: It mainly shows a positive phase pat-

tern (higher SST in the west and lower SST in the east) and a negative phase pattern (higher SST in the east and lower SST in the west), the amplitude of the positive phase is larger than that of the negative phase. The dipole is stronger in September~ November and weaker in January~ April. It also has interannual variation (4~ 5 year period) and interdecadal variation (25~ 30 year period). Although the Indian Ocean dipole in the individual year seems to be independent of the ENSO in the equatorial Pacific, in general, the Indian Ocean dipole has obviously negative correlation with the Pacific Ocean dipole (similar to ENSO). The atmospheric zonal (Walker) circulation is fundamental to relate the two dipoles. The data analyses still showed that the lower tropospheric wind fields over the southern Asia, the Tibetan high in the upper troposphere and the subtropical high over the northwestern Pacific are all related to the Indian Ocean dipole, which shows the important impact of the Indian Ocean dipole on the Asian monsoon activities.

Key words: Indian Ocean; sea surface temperature anomaly (SSTA); dipole oscillation; impact on climate