氣候與環境研究
Climatic and Environmental Research

西太平洋暖池6月对流增强的成因及其预测意义

薛峰 董啸 范方兴

Origin of Enhanced Warm Pool Convection in June over the Western Pacific and Its Importance to Prediction

XUE Feng DONG Xiao FAN Fangxing

在线阅读 View online: https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2020.20096

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

西太平洋暖池对流三类显著月际变化及其成因

Three Categories of Significant Inter-monthly Variations of the Warm Pool Convection in the Western Pacific and the Related Physical Mechanism

气候与环境研究. 2020, 25(2): 113 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19139

El Niño发展年和La Niña年东亚夏季风季节内变化的比较

Comparison of Intraseasonal Variation of the East Asian Summer Monsoon between El Nio Developing Years and La Nia Years

气候与环境研究. 2018, 23(3): 321 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17044

中国东北暖季气温变化特征及其与海温和大尺度环流的关系

Variability of Warm Season Surface Air Temperature over Northeastern China and Its Relationships with Sea Surface Temperature and Large-scale Atmospheric Circulation Pattern

气候与环境研究. 2018, 23(4): 479 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17085

与印度洋偶极子模态有关的西太平洋海温异常型及其对东亚冬季气候的影响

Winter SST Variation Patterns in the Subtropical Western Pacific Associated with Indian Ocean Dipole and Their Influences on East Asian Winter Climate

气候与环境研究. 2018, 23(4): 387 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17022

黑潮延伸体区纬向扰动海温的结构特征及其对系统变异的指示作用分析

Characteristics of the Zonal Sea Surface Temperature Perturbation and Its Role in Representing the Evolution of the Kuroshio Extension

气候与环境研究. 2018, 23(5): 551 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17074

衰退年夏季西北太平洋异常反气旋季节内演变特征及其机制

Characteristics and Mechanisms of Sub-seasonal Evolution of Northwest Pacific Anomalous Anticyclone during the El Nio Decaying Summer

气候与环境研究. 2019, 24(4): 525 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2019.18156

关注微信公众号，获得更多资讯信息

薛峰, 董啸, 范方兴. 2021. 西太平洋暖池 6 月对流增强的成因及其预测意义 [J]. 气候与环境研究, 26(3): 239−249. XUE Feng, DONG Xiao, FAN Fangxing. 2021. Origin of Enhanced Warm Pool Convection in June over the Western Pacific and Its Importance to Prediction [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 26 (3): 239−249. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2020.20096

西太平洋暖池 6 月对流增强的成因及其预测意义

薛峰 董啸 范方兴

中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心，北京 100029

摘 要 基于 1979～2018 年观测向外长波辐射资料和其他多种再分析资料，研究了西太平洋暖池 6 月对流增强的原因。合成分析结果表明，由于 La Niña 影响造成春季暖池海温偏高，为 6 月暖池对流增强提供了热力基础，而大气内部扰动特别是热带西风增强能从动力上影响到 6 月对流的发展。此外，6 月对流增强通过局地海气相互作用持续影响到 7～8 月的对流变化，导致暖池对流形成显著的季节内振荡，因此 6 月对流增强对其后月份对流异常变化有重要的预测意义。1984 年 6 月的个例分析表明，热带西风增强能导致暖池对流发展，二者存在明确的超前滞后关系。与此相反，虽然 1989 年是一个强 La Niña 年，春季暖池海温也偏高，但由于 6 月热带西风偏弱，暖池对流难以发展，夏季对流的季节内振荡也不显著。因此，6 月暖池对流增强受到前期海温偏高和大气扰动的共同作用。另一方面，暖池对流偏强与偏弱并非一种完全反对称关系，暖池对流偏弱还受到其他因子的影响。

关键词 暖池对流 La Niña 暖池海温 大气扰动 季节内振荡

文章编号 1006-9585(2021)03-0239-11 **中图分类号** P446 **文献标识码** A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2020.20096

Origin of Enhanced Warm Pool Convection in June over the Western Pacific and Its Importance to Prediction

XUE Feng, DONG Xiao, and FAN Fangxing

International Center for Climate and Environment Sciences, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029

Abstract This study focuses on the enhanced warm pool convection in June over the western Pacific based on the observed outgoing longwave radiation (OLR) data and other reanalysis datasets during 1979–2018. The composite results indicate that a higher sea surface temperature (SST) in the preceding spring due to La Niña events provides a thermal condition for the enhanced warm pool convection in June. Furthermore, the warm pool convection in June is dynamically forced by atmospheric perturbation, especially strengthened tropical westerlies. The enhanced convection in June may also affect the convection anomaly from July to August through local air–sea interactions, which results in a considerable intraseasonal variation for the warm pool convection. Thus, convection in June is important for the prediction of the monthly convection anomaly in the succeeding months. A selected example in June 1984 further indicates that the development of the warm pool convection is excited by the enhanced tropical westerly. Moreover, there is a definite lead–lag relationship between the tropical westerly and the warm pool convection. In contrast, although the warm pool SST is higher in spring due to a strong La Niña in 1989, the warm pool convection in June is not developed due to a weak tropical westerly. Consequently, the intraseasonal variation during summertime was not much greater. Therefore, the

收稿日期 2020-07-31；**网络预出版日期** 2020-10-16

作者简介 薛峰，男，1962 年出生，研究员，从事东亚季风研究。E-mail: fxue@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金 41630530、41706028，国家重大科技基础设施“地球系统数值模拟装置”

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41630530 and 41706028), National Key Scientific and Technological Infrastructure Project (Earth System Science Numerical Simulator Facility)

combined effects of a higher SST in spring and a strong atmospheric perturbation play important roles in enhancing the warm pool convection in June. On the other hand, the enhanced convection is not antisymmetric to the suppressed convection in the warm pool because the latter is also affected by some other factors such as El Niño.

Keywords Warm pool convection, La Niña, sea surface temperature in the warm pool, atmospheric perturbation, intraseasonal variation

1 引言

在北半球夏季期间，西太平洋暖池对流活动对东亚夏季风异常变化有重要影响。Nitta（1987）发现当热带西太平洋海温偏高时，局地对流活动增强，并激发 Rossby 波列向高纬度传播，从而影响东亚地区气候异常。此后，黄荣辉和孙凤英（1994）发现夏季暖池对流活动对西太平洋副热带高压（副高）两次北跳有重要影响，当暖池对流活动偏强时，副高北跳明显，长江流域降水偏少，反之北跳则不明显，长江流域降水偏多。Lu（2001a）还发现对流强弱能影响到副高的东西进退，当对流偏强时，其北部出现气旋异常，副高加速东退，反之亦然。

已有研究还表明，暖池对流的年际变化受到 ENSO 循环的影响。Nitta（1987）的研究是针对西太平洋暖池海温偏高的情况，这种情况多出现在 La Niña 年和 El Niño 发展年，但二者的季节内变化有所不同，前者最大异常出现在 7 月，而后者则在 8 月（Xue and Zhao, 2017; 薛峰等, 2018）。与此不同的是，在 El Niño 衰减年夏季，印度洋海温偏高，对流增强，激发出斜压 Kelvin 波并传播到西太平洋，导致暖池对流偏弱，西太平洋为反气旋异常，副高加强西伸（Xie et al., 2009; Xue et al., 2018）。因此，在 ENSO 循环过程中，暖池对流增强和减弱的机理存在明显差异，其异常强度也存在显著的不对称，其中 El Niño 衰减年对流减弱的强度要远大于其他年份对流增强的强度。有鉴于此，在分析暖池对流强弱变化时，有必要将对流的增强和减弱分别处理和研究。

另一方面，暖池对流还存在显著的季节内变化。在气候平均状态下，南海夏季风在 5 月下旬开始爆发，6 月暖池对流开始逐渐发展并影响到其后对流的变化。Xue and Fan（2019）的研究表明，当春季暖池偏暖时，6 月对流偏强，局地海温降低，7 月对流随之减弱，局地海温升高，8 月对流再度增强，造成暖池对流显著的季节内振荡。在此过程中，局地海气相互作用起到主导作用，形成 6 月和 8 月对流的显著正相关。因此，6 月对流异常对其后月份对流的变化以及夏季平均异常有重要的预报意义。另一方面，如果对比每个 La Niña 年对流变化，可以发现并非所有 La Niña 年 6 月对流均明显增强，这说明 6 月对流与夏季平均的异常机理并不完全相同。除 La Niña 影响之外，还有其他因子能影响到初夏对流的发展。为此，我们首先根据合成结果分析了 6 月对流增强的影响因子，并选择两个典型年份做进一步对比分析，希望为暖池对流异常变化和东亚夏季风预测提供观测和理论基础。

2 资料和方法

文中根据 NOAA 提供的卫星观测向外长波辐射（Outgoing long-wave radiation, OLR）来表示暖池对流的强弱变化（Liebmann and Smith, 1996），分辨率为 2.5°（纬度）×2.5°（经度），月平均海表温度来源同上，分辨率为 2°（纬度）×2°（经度）（Huang et al., 2017），大气环流再分析资料来源于美国国家环境预测中心和能源部，分辨率为 2.5°（纬度）×2.5°（经度）（Kanamitsu et al., 2002）。此外，还使用常用的 Niño3.4 指数来鉴别 La Niña 事件及其强度，该指数定义为（5°S～5°N, 170°W～120°W）区域平均的海表温度异常，当该指数低于−0.5°C 并持续 6 个月以上时，就认为发生了一次 La Niña 事件（Trenberth, 1997）。上述资料时间统一取为 1979～2018 年，共 40 年。

根据 Lu（2001b）的研究结果，暖池对流定义为（10°N～20°N, 110°E～150°E）区域平均的 OLR 异常值，OLR 负异常表示对流增强，正异常表示对流减弱。此外，考虑到在很多年份 OLR 异常在 150°E 以东与其西部有较大差异，这里定义的暖池范围较 Lu（2001b）中的略小。

3 合成分析

图 1 为标准化的 6～8 月以及夏季平均暖池

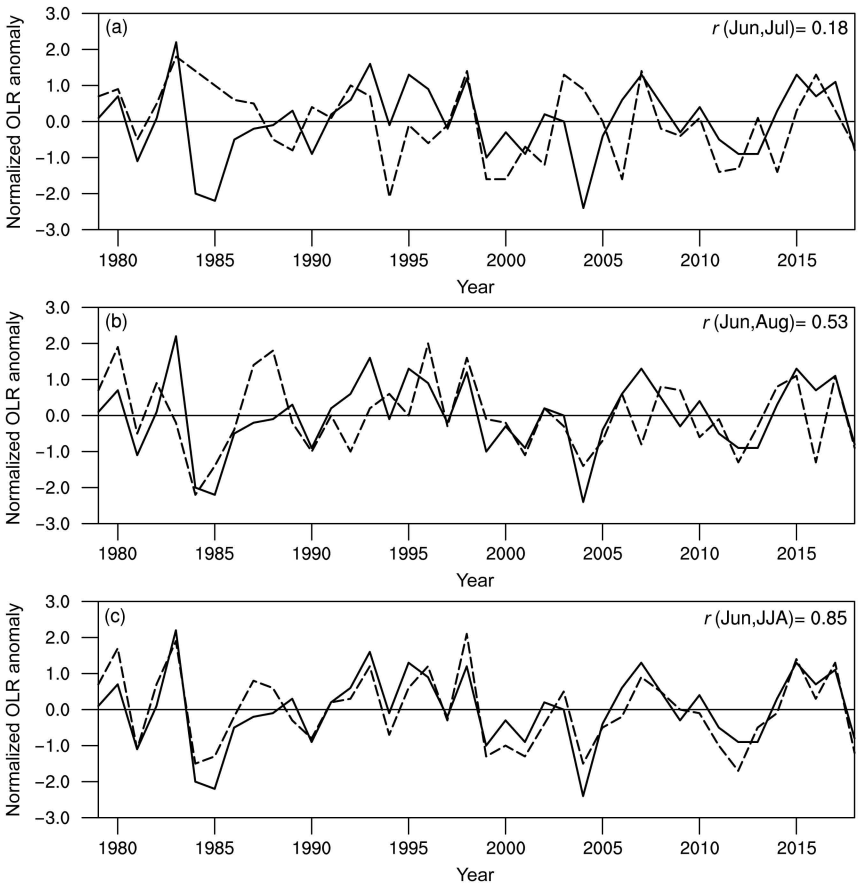

图 1　1979～2018 年（a）6 月和 7 月、（b）6 月和 8 月、（c）6 月和夏季平均标准化暖池地区向外长波辐射异常（6 月为实线，其余为虚线，数字为相关系数）

Fig. 1　Normalized outgoing long-wave radiation (OLR) anomaly over the warm pool during 1979–2018: (a) Jun and Jul; (b) Jun and Aug; (c) Jun and summer mean. The anomaly in Jun is indicated by the solid line, and the others are indicated by the dashed line. The number is the correlation coefficient

OLR 时间序列，逐月平均和夏季对流异常均呈现出显著的年际变化。此外，尽管 6 月与 7 月之间的相关不显著（图 1a），但 6 月和 8 月之间的相关系数则达到 0.53（图 1b），远超 99% 置信水平，同时 6 月和夏季平均的相关高达 0.85（图 1c），因此 6 月对流异常对 8 月和夏季对流有重要的预测意义。根据 Xue and Fan（2019）的研究结果，这种显著相关主要是由于 6 月对流异常增强造成的，以下我们选取 6 月对流增强年份来合成分析其增强原因。

根据图 1 的结果，定义暖池 6 月对流异常增强年份为 OLR 异常值低于−0.5 个标准差（约−5 W/m^2）。在 1979～2018 年期间，共有 12 年达到该标准，即 1981 年、1984～1986 年、1990 年、1999 年、2001 年、2004 年、2011～2013 年和 2018 年，其中低于−2.0 标准差的年份有 3 年，即 1984～1985 年和 2004 年，而 2011 年仅为−0.5。此外，1984～1986 年和 2011～2013 年连续 3 年 6 月对流异常增强，说明这种现象具有延续多年的特征。

图 2 为上述 12 年合成的 6～8 月 OLR 异常分布，6 月 OLR 显著负异常位于南海到 140°E，中心低于−15 W/m^2，以北为较弱的正异常。7 月的分布与 6 月有很大差异，OLR 负异常东移至 150°E 以东，日本附近为正异常，但异常范围较小，暖池地区 OLR 异常很弱（图 2b），8 月的分布与 6 月类似，暖池地区为显著的 OLR 负异常，因而形成 6 月和 8 月对流的显著相关，这与图 1 中的相关结果是一致的，也表明这种相关主要与 6 月对流异常增强有关。

在上述 12 年中，1990 年为平常年，1986 年、2004 年和 2018 年为 El Niño 发展年，但冬春季仍维持明显的 La Niña 状态，其余 8 年为 La Niña 年，表明 La Niña 是 6 月暖池对流增强的主要背景。图 3 为 12 年合成的 Niño3.4 指数演变情况，Niño3.4 指

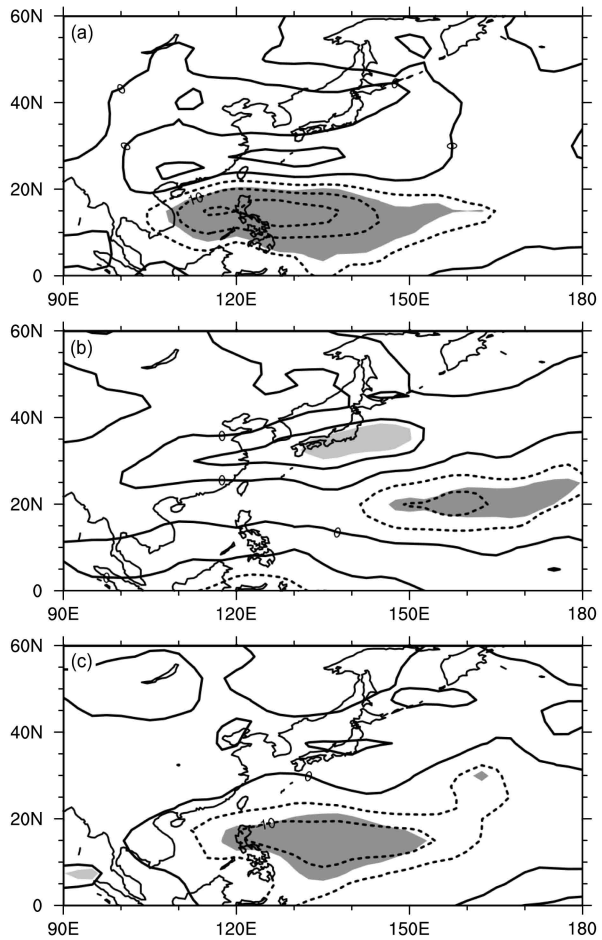

图 2 合成的向外长波辐射异常分布（单位：W/m^2）：（a）6 月；（b）7 月；（c）8 月。阴影区为超过 95% 置信水平的区域

Fig. 2 Composite OLR anomaly (W/m^2): (a) Jun; (b) Jul; (c) Aug. Regions above 95% confidence level are shaded

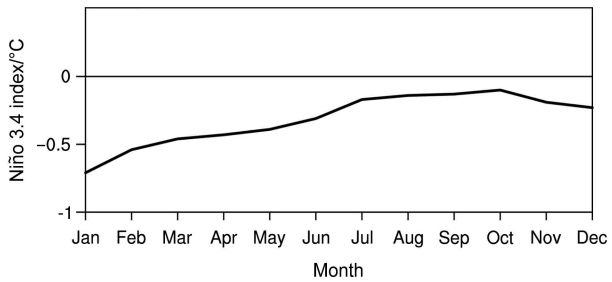

图 3 合成的月平均 Niño3.4 指数

Fig. 3 Composite monthly mean Niño3.4 index

数从冬季到夏季 La Niña 信号明显衰减，但全年 Niño3.4 指数均为负值，1 月达到最小值（约−0.7°C），春季绝对值已经小于 0.5°C，说明 La Niña 信号不是很强。图 4 进一步给出 12 年合成的春夏季海温异常分布，春季仍为明显的 La Niña 型异常分布，日界线以东为显著的海温负异常，最强负异常低于−0.4°C，菲律宾以东为较弱的正异常（约 0.2°C），但并不显著，说明该海域海温并不完全受 La Niña 信号影响。夏季太平洋负异常很弱，显著负异常转移到热带印度洋和南海附近海域（图 4b）。春季暖池海温偏高为 6 月对流发展提供了必要的热力基础，但夏季对流的发展促使局地海温降低（图 2），从而造成暖池地区春季和夏季海温异常相反。由于南海地区对流发展最早，这种现象在南海最为显著。

除春季暖池海温偏高之外，6 月对流发展还与低层大气环流的动力扰动有关。图 5 为合成的 6 月 850 hPa 风场异常，可见源自南半球的索马里急流明显偏强，从阿拉伯海到南海一带的热带西风随之加强，触发了 6 月暖池对流发展。苏同华和薛峰（2010）发现当西风增强东进到暖池地区时，与暖池东部的东风交汇，产生东西风切变，低层大气强烈辐合，最终导致暖池对流增强，这与图 5 的结果是一致的。此外，由于 6 月暖池对流发展，菲律宾以北为明显的气旋异常，日本附近为反气旋异常，这也与以前的研究结果类似（Nitta, 1987; Lu, 2001a）。

4 1984 年和 1989 年的对比分析

上一节的合成分析结果表明 6 月暖池对流发展与 La Niña 造成的暖池海温偏高有关，但并非所有 La Niña 年 6 月对流明显偏强。这里我们选择 1984 年和 1989 年做对比分析，以进一步分析 6 月暖池对流增强的原因。

如图 6 所示，1984 年为较弱的 La Niña 年，从冬到夏多数月份 Niño3.4 指数维持在−0.5°C 左右，而 1989 年则为强 La Niña 年，1 月 Niño3.4 指数达到−1.9°C，春季仍维持在−1.0°C 左右，超过 1984 年约 0.5°C。图 7 为这两年春季海温异常分布，受 La Niña 的强迫影响，南海中部到 150°E 海温偏高，1984 年海温异常约 0.2°C，并向东北方向延伸，其分布与合成结果类似（图 4a），1989 年异常较弱，但总体上两年暖池海温异常并无明显差异，同时热带印度洋也偏冷。另一方面，两年 6 月对流异常却有明显差异，1984 年 6 月 OLR 标准差为−2.0，而 1989 年则为 0.3（图 1a），夏季平均异常也有很大差异，分别为−1.5 和−0.3（图 1c）。虽然 1984 年春季暖池较 1989 年略偏暖，但并非造成 6 月暖池对流显著差异的主要原因，因此我们选择这两年来进行对比分析。

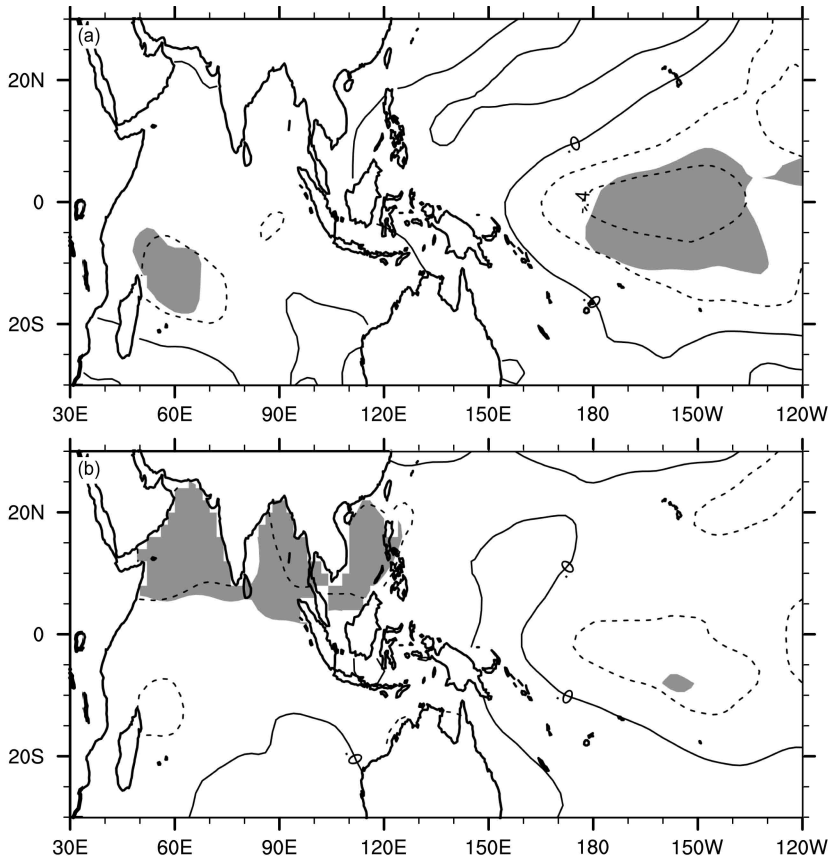

图 4　合成的海表温度异常（℃）：（a）春季；（b）夏季。阴影区为超过 95% 置信水平的区域

Fig. 4　Composite sea surface temperature (SST) anomaly (°C): (a) Spring; (b) summer. Regions above 95% confidence level are shaded

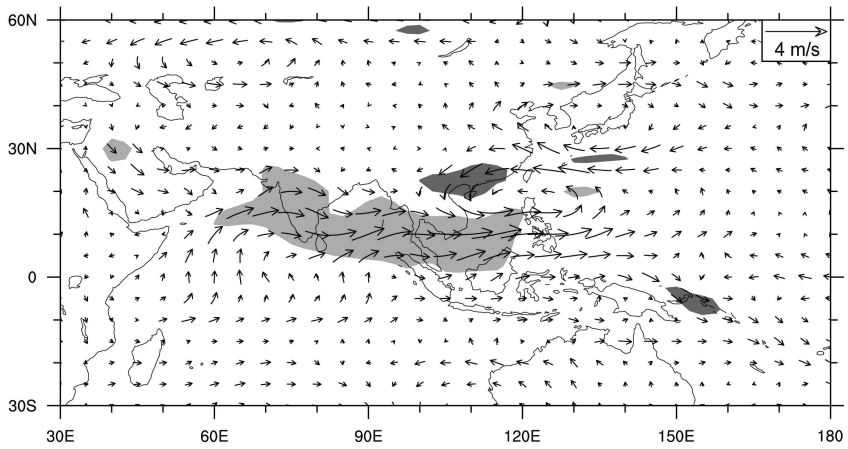

图 5　合成的 850 hPa 风场异常（阴影区为超过 95% 置信水平的区域）

Fig. 5　Composite 850-hPa wind anomaly (regions above 95% confidence level are shaded)

图 8 为 1984 年 6 月 850 hPa 风场异常和 OLR 异常分布。类似于合成结果（图 5），索马里越赤道气流偏强，从阿拉伯海到南海的热带西风明显偏强，异常超过 5 m/s（图 8a）。在偏强西风气流的强迫下，暖池对流显著增强，南海到 150°E 一带 OLR 异常达到－20 W/m^2，局部低于－40 W/m^2，江南到日本南部为较弱的 OLR 正异常（图 8b）。由于暖池对流增强的影响，南海北部激发出气旋异常，东北亚到日本东部沿海为反气旋异常，这种异常环流型与 Nitta（1987）发现的太平洋—日本型遥相关是一致的（图 8a）。另外，从澳大利亚到孟加拉湾的越赤道气流也偏强，导致该地区对流增

强，但由于春季海温偏低，OLR 异常较弱，说明对流增强同时受到海温和大气扰动的共同影响。

为进一步说明热带西风扰动对暖池对流的影响，图 9 给出 6 月（10°N～20°N）纬度平均的 80°E（印度附近）西风和 120°E（菲律宾附近）的 OLR 逐日变化。在 6 月初，对流尚未充分发展，OLR 约为 240 W/m^2，自 6 月 10 日之后，西风开始急速增强，15～19 日期间达到 13～16 m/s（图 9 中实线）。随着西风的不断增强，对流开始明显发展，20～25 日期间 OLR 下降到 110 ～150 W/m^2（图 9 中虚线）。同时，西风极值和 OLR 极值也有很好的对应关系，西风在 7 日达到极小值（约 2 m/s），OLR 极大值在 12 日（约 220 W/m^2），滞后约 5 d，西风极大值出现在 16 日（约 16 m/s），对应的 OLR 极小值在 23 日（约 110 W/m^2），滞后约 7 d。因此，上游西风增强促进了下游暖池对流的发展，二者之间存在明确的超前和滞后关系。

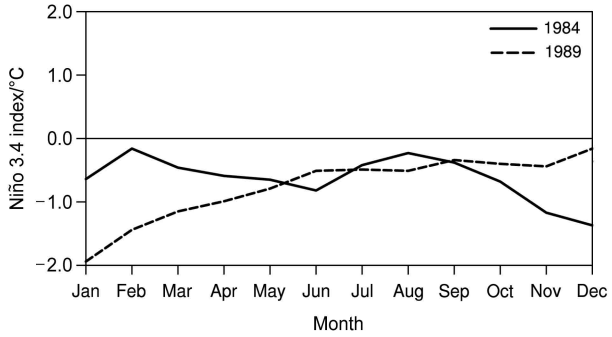

图 6　1984 年和 1989 年月平均 Niño3.4 指数

Fig. 6　Monthly mean Niño3.4 index in 1984 and 1989

图 10 为西风最强期间（34 候，6 月 15～19 日）西风异常和后 1 候（35 候，6 月 20～24 日）OLR 异常分布，第 34 候风场异常与月平均异常类似（图 8a），越赤道气流偏强，从阿拉伯海到南海的西风也明显偏强。由于西风增强的影响，第 35 候暖池对流明显增强，OLR 最小异常值低于 −80 W/m^2（图 8b），这与图 9 中 OLR 逐日变化是一致的。此外，第 34 候东亚沿海地区北风异常也明显偏强，对暖池对流增强也起到一定作用，但由于北风异常持续时间较短，在 6 月平均风场异常中不够明显（图 8a）。

图 11 为 1989 年 6 月 850 hPa 风场和 OLR 异

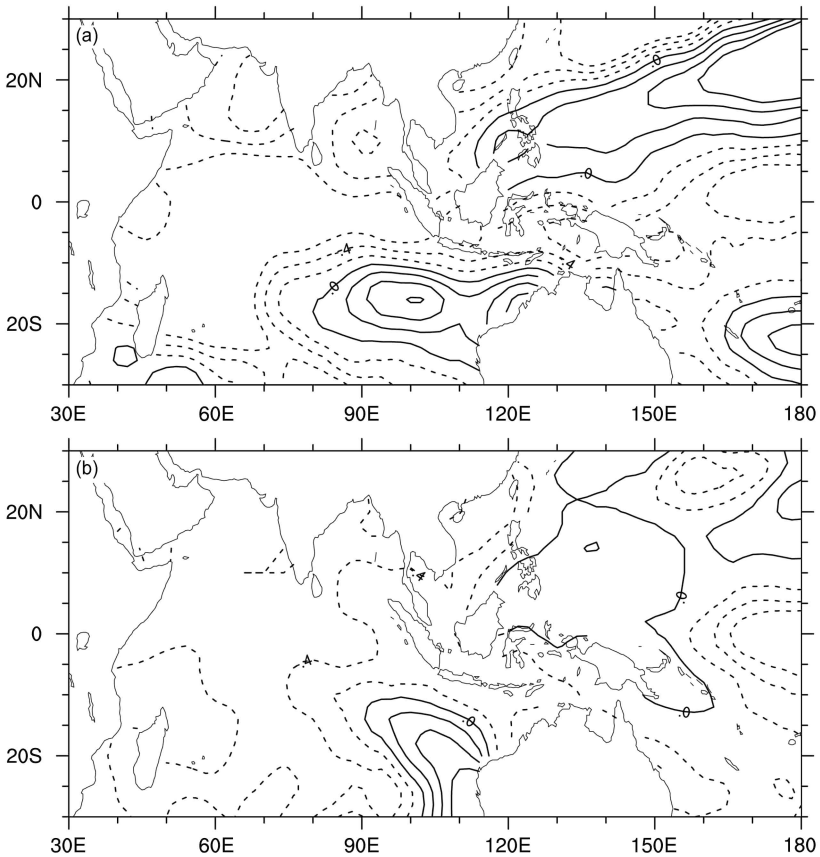

图 7　（a）1984 年和（b）1989 年春季海表温度异常（°C）

Fig. 7　SST anomalies (°C) in spring in (a) 1984 and (b) 1989

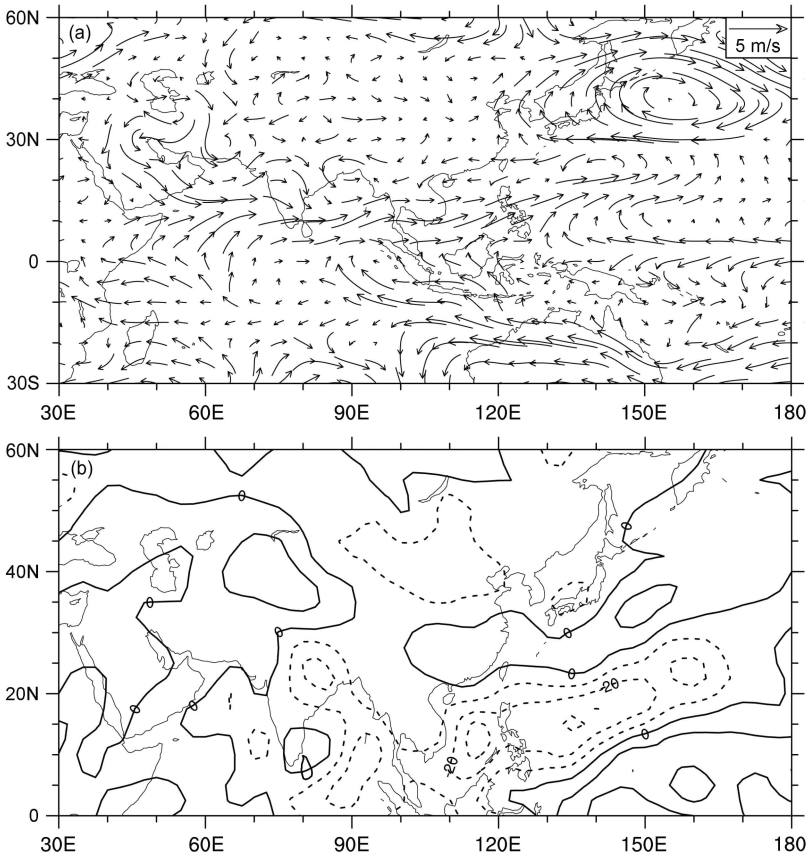

图 8　1984 年 6 月（a）850 hPa 风场异常和（b）向外长波辐射异常（单位：W/m^2）

Fig. 8　(a) 850-hPa wind anomaly (m/s) and (b) OLR anomaly (W/m^2) in Jun 1984

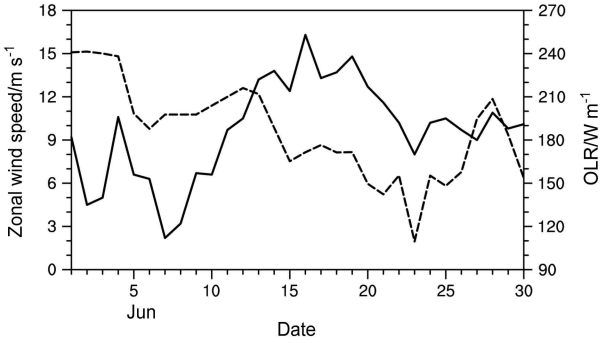

图 9　1984 年 6 月逐日 10°N～20°N 纬度平均的 850 hPa 80°E 纬向风（实线）和 120°E 向外长波辐射（虚线）

Fig. 9　Daily 850-hPa zonal wind at 80°E (solid line) and OLR (dashed line) at 120°E averaged over 10°N−20°N latitudes in Jun 1984

常分布，虽然阿拉伯海西风偏强，但异常较弱且仅限于局地，未能像 1984 年 6 月那样进一步东伸至南海地区（图 8a），因此难以触发暖池对流发展，OLR 异常较弱，这与图 1 的结果是一致的。此外，由于 1989 年春季南海北部海温偏低，南海北部到华南出现一个范围较小的 OLR 正异常，对应于一个较弱的反气旋异常，因此南海的偏北风异常是局地现象，这与图 10a 中来自高纬度的北风扰动不同。因此，尽管 1989 年是一个强 La Niña 年，由于缺乏大气扰动的动力强迫，加之该年春季暖池海温较 1984 年略微偏低（图 7b），6 月暖池对流未能发展。

值得重视的是，6 月暖池对流异常能影响到其后 7～8 月的对流异常。图 12 为 1984 年和 1989 年沿 15°N 候平均 OLR 异常经度—时间剖面，由于 1984 年 6 月对流偏强，引起局地海温降低，7 月对流偏弱，局地海温升高，8 月对流再次增强，局地海气相互作用导致暖池对流呈现显著的季节内振荡（Xue and Fan, 2019）。与此不同的是，1989 年 6 月对流偏弱，暖池对流直到 7 月中旬之后才明显增强，OLR 最小值出现在 7 月底到 8 月初，季节内振荡不明显。这与 2016 年的情况有些类似，6 月对流偏弱导致局地海温升高，为后期对流发展提供了热力基础（薛峰等, 2020）。因此，虽然这两年暖池对流总体上偏强，但季节内变化差异很大，导致夏季平均异常也有很大差异，两年 OLR 标准差分别为−1.5 和−0.3（图 1c）。另外，暖池对流的季

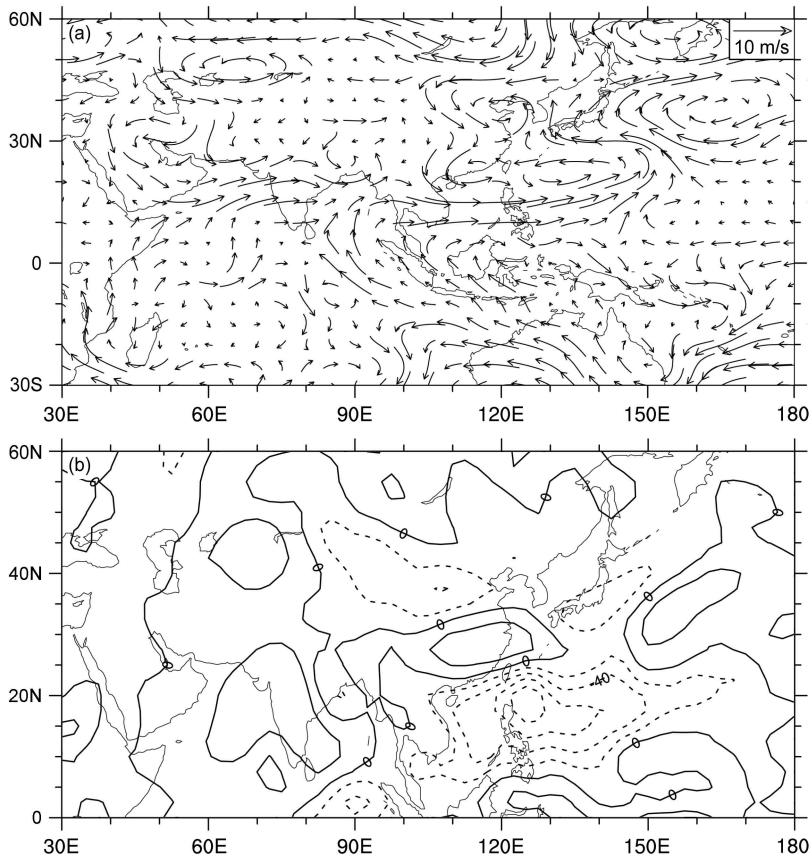

图 10 1984 年（a）34 候 850 hPa 风场异常和（b）35 候向外长波辐射异常（单位：W/m^2）

Fig. 10 (a) 850-hPa wind anomaly at pentad 34 and (b) OLR anomaly at pentad 35 (W/m^2) in 1984

节内振荡以局地变化为主，并无明显的传播，这与经典的 Madden-Julian 振荡向东传播不同（Madden and Julian, 1972）。

5 小结和讨论

本文使用观测 OLR 资料和其他多种再分析资料，研究了西太平洋暖池 6 月对流增强的原因。合成分析表明，春季暖池地区海温偏高为 6 月对流发展提供了热力基础，同时大气内部扰动特别是与越赤道气流相关的热带西风增强也是触发暖池对流发展的必要条件。当 6 月对流偏强时，由于局地海气相互作用的影响，7 月对流偏弱，但 8 月对流再度增强，导致暖池对流形成显著的季节内振荡，因此 6 月对流增强对其后月份对流异常变化有重要的预测价值。1984 年和 1989 年的对比分析也进一步说明了大气扰动对暖池对流增强有重要的强迫作用，当大气扰动偏弱时，即使暖池海温偏高，6 月对流也难以发展。综合来看，海温偏高的热力影响是第一位的，而大气的动力强迫是第二位的。

在所选的 12 个 6 月对流偏强年份中，除 1990 年外，其余年份春季均为明显的 La Niña 型海温分布，说明暖池海温偏高主要与 La Niña 强迫影响有关。另一方面，1984 年为较弱的 La Niña 年，1989 年则为强 La Niña 年，但 1984 年春季暖池海温较 1989 年偏高，这说明暖池海温异常还存在明显的局地变化特征。在预测 6 月对流异常变化时，除 La Niña 信号外，还需要考虑暖池局地海温异常变化。此外，由于 La Niña 信号可以持续多年，6 月对流增强的现象也可以连续多年出现，如 1984～1986 年和 2011～2013 年均连续 3 年出现 6 月对流增强，这对暖池对流的长期预测有一定的参考意义。

如上所述，6 月暖池对流增强与 La Niña 型海温异常特别是暖池地区海温偏高有关。如果 6 月对流增强，通过局地海气相互作用还能持续影响到 7～8 月的对流变化。但我们同时注意到，即使在强 El Niño 衰减年如 2016 年，局地海气相互作用对暖池对流季节内变化仍有重要影响。由于 El Niño 的强迫影响，2016 年春季热带印度洋偏暖，

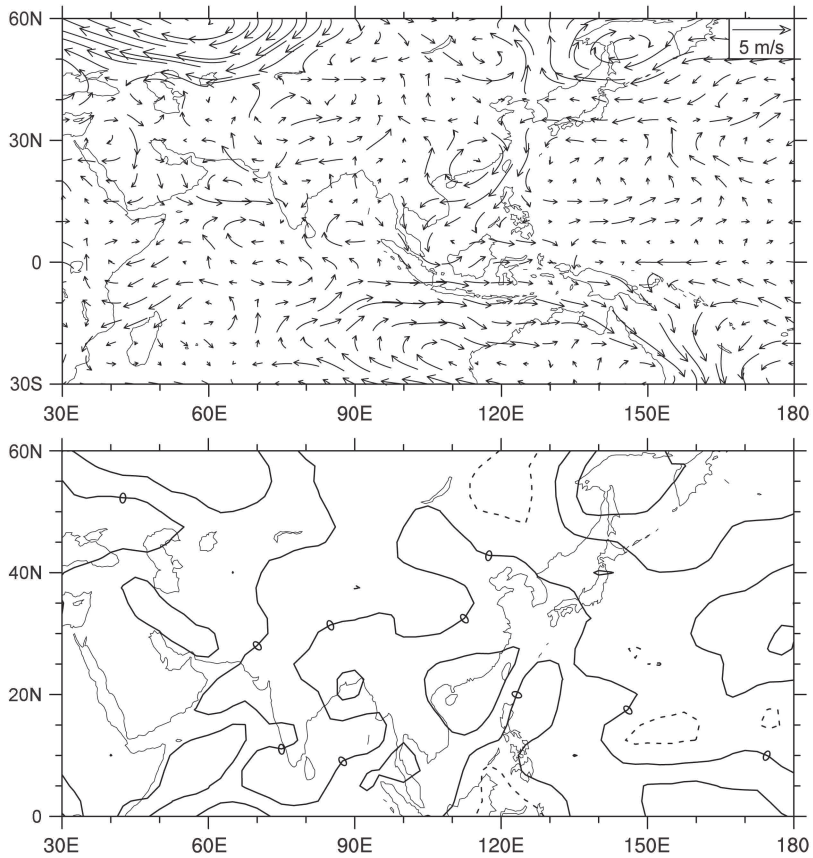

图 11　同图 8，但为 1989 年 6 月

Fig. 11　Same as Fig. 8, but for Jun 1989

6～7 月对流偏强，抑制了同期暖池对流的发展，但对流偏弱又造成太阳辐射增强，局地海温升高，当 8 月印度洋对流减弱之后，暖池对流开始强烈发展（薛峰等, 2020; 段欣妤等, 2020）。因此，局地海气相互作用的影响并不依赖于 ENSO 位相，虽然局地海气相互作用受 La Niña 信号影响，但实际上二者是两种不同性质的信号，前者主要调制夏季暖池对流的季节内变化，表现为对流与海温的负反馈关系，时间尺度约为 1 个月，而 La Niña 的时间尺度很长，并通过影响暖池海温来影响夏季对流的异常变化。

需要强调指出的是，暖池对流增强与减弱并不是一种简单的反对称现象。例如，在 El Niño 衰减年，由于热带印度洋偏暖，夏季对流偏强，激发 Kelvin 波并东传至热带西太平洋，从而抑制了暖池对流发展（Xie et al., 2009; Xue et al., 2018）。虽然暖池局地海温偏低也能在一定程度上造成 6 月对流偏弱，但起主导作用的则是印度洋对流增强的强迫影响（薛峰等, 2020）。另外，由于 El Niño 衰减年暖池对流减弱的异常强度要远大于其他年份的对流增强，如果在整个时间序列中不把对流的增强和减弱分开处理，所得结果主要反映了对流减弱的信号，掩盖了对流增强的信号，从而不能真实反映出暖池对流与海温的相互关系，造成海温偏高对应于对流偏弱的假象（Wang et al., 2005），这是本文仅选择对流增强年份进行合成分析的主要原因。实际上，来自热带印度洋和北大西洋的强迫抑制了暖池地区对流发展，从而造成局地海温升高（段欣妤等, 2020），海温偏高和对流偏弱均是其他大洋的强迫结果。与 El Niño 衰减年类似，本文合成结果中暖池对流偏强与夏季海温偏低（即图 4b 暖池海温负异常）的关系应理解为对流偏强导致海温降低，并不是海温偏低导致对流增强，二者均是 La Niña 的影响结果。因此，无论是 El Niño 衰减年还是 La Niña 年，暖池地区夏季平均海温异常均是被动的角色。此外，暖池地区海气相互作用的时间尺度约为 1 个月，将夏季平均的对流异常与同期海温异常比较来分析海气相互作用在时间尺度上是不合适的。例如，Hu and Wu（2016）比较了热带西太平洋和印度洋地区季度异常和月平均异常，发现前者主要

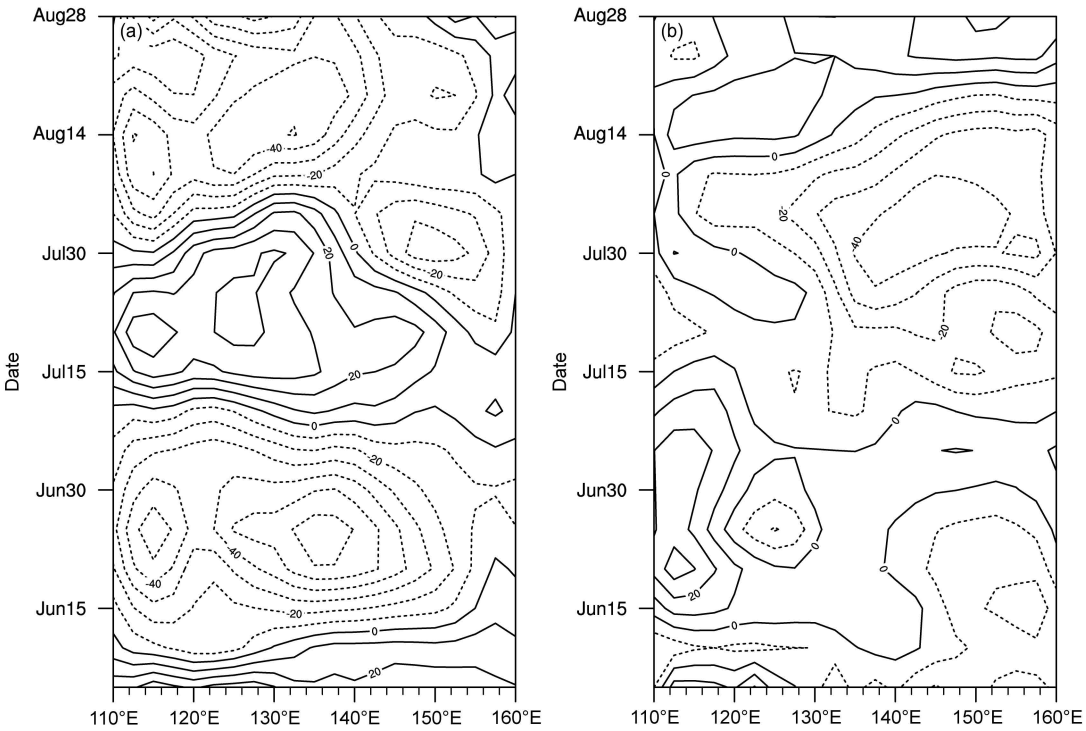

图 12 （a）1984 年和（b）1989 年沿 15°N 候平均向外长波辐射异常的经度－时间剖面（单位：W/m^2）

Fig. 12 Longitude−time cross sections of pentad-mean OLR anomalies along 15°N (units: W/m^2) in (a) 1984 and (b) 1989

受 ENSO 强迫影响，而后者主要与局地海气相互作用有关，这与我们的研究结果是一致的（薛峰等, 2020）。

另一方面，我们的研究结果表明前期海温偏高引起后期对流偏强，前者超前后者约 1 个月，二者关系并非早期研究中的同时关系（Xue and Fan, 2019），如果将二者异常变化同时比较会得到不合理的结论。因此，使用“两步法”（即海洋强迫大气模式）预测暖池对流和夏季降水异常仍具有合理性，特别是在 La Niña 年，春季暖池海温偏高有利于 6 月和夏季对流发展，这也是季度预测在 La Niña 年率先取得成功的重要原因（曾庆存等, 1990）。但在 El Niño 衰减年，由于暖池对流偏弱主要是热带印度洋和北大西洋强迫所致，使用“一步法”（即海气耦合模式）预测则更为合理。

目前，大量研究主要关注于前期热带海温异常特别是 ENSO 信号对东亚夏季风异常包括暖池对流的影响和季度预测，但由于大气扰动的随机性及其对暖池对流和东亚夏季风的影响，东亚地区夏季气候异常的季度预测准确性仍受到很大限制。虽然来自南半球环流变化包括热带西风异常超前于 6 月暖池对流的变化，但由于超前时间仅为 5～10 d，这种信号难以用于季度预测。因此，在已有季度预测的基础上，必须加强季节内变化包括月平均尺度的预测，从而进一步提高预测水平（薛峰和苏同华, 2018）。迄今为止，很少研究涉及到 6 月初始异常对后续月份的影响，从本文的研究结果看，6 月暖池对流显著增强是预测 7～8 月对流变化的一个重要信号。由于暖池对流异常还能进一步影响到东亚夏季风的异常，这个结果对提高东亚夏季风的季节内变化也有重要意义，值得进一步研究。

参考文献（References）

段欣好, 薛峰, 郑飞. 2020. El Niño 衰减年夏季西太平洋副热带高压的季节内变化 [J]. 大气科学, 44(6): 1364−1376. Duan Xinyu, Xue Feng, Zheng Fei. 2020. Intraseasonal variation of the western Pacific subtropical high during El Niño decaying summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(6): 1364−1376. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.19196

Hu W T, Wu R G. 2016. Air –sea interaction in association with monthly anomaly departure over the western North Pacific and tropical Indian Ocean during the spring-to-summer transition [J]. J. Climate, 29(6): 2095−2108. doi:10.1175/JCLI-D-15-0461.1

黄荣辉, 孙凤英. 1994. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响 [J]. 大气科学, 18(2): 141−151. Huang Ronghui, Sun Fengying. 1994. Impacts of the thermal state and the convective activities in the tropical western warm pool on the summer climate anomalies in East Asia [J]. Chinese Journal of

Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18(2): 141−151. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1994.02.02

Huang B Y, Thorne P W, Banzon V F, et al. 2017. Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validations, and intercomparisons [J]. J. Climate, 30(20): 8179−8205. doi:10.1175/JCLI-D-16-0836.1

Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83(11): 1631−1644. doi:10.1175/BAMS-83-11-1631

Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77(6): 1275–1277. www.jstor.org/stable/26233278

Lu R Y. 2001a. Interannual variability of the summertime North Pacific subtropical high and its relation to atmospheric convection over the warm pool [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 79(3): 771−783. doi:10.2151/jmsj.79.771

Lu R Y. 2001b. Atmospheric circulations and sea surface temperatures related to the convection over the western Pacific warm pool on the interannual scale [J]. Adv. Atmos. Sci., 18(2): 270−282. doi:10.1007/s00376-001-0019-z

Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40−50 day period [J]. J. Atmos. Sci., 29(6): 1109−1123. doi:10.1175/1520-0469(1972)029<1109:DOGSCC>2.0.CO;2

Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 65(3): 373−390. doi:10.2151/jmsj1965.65.3_373

苏同华, 薛峰. 2010. 东亚夏季风环流和雨带的季节内变化 [J]. 大气科学, 34(3): 611−628. Su Tonghua, Xue Feng. 2010. The intraseasonal variation of summer monsoon circulation and rainfall in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(3): 611−628. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.03.13

Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78(12): 2771−2777. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2

Wang B, Ding Q H, Fu X H, et al. 2005. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall [J]. Geophys. Res. Lett., 32(15): L15711. doi:10.1029/2005GL022734

Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo–western Pacific climate during the summer following El Niño [J]. J. Climate, 22(3): 730−747. doi:10.1175/2008JCLI2544.1

Xue F, Zhao J J. 2017. Intraseasonal variation of the East Asian summer monsoon in La Niña years [J]. Atmos. Oceanic Sci. Lett., 10(2): 156−161. doi:10.1080/16742834.2016.1254008

Xue F, Dong X, Fan F X. 2018. Anomalous western Pacific subtropical high during El Niño developing summer in comparison with decaying summer [J]. Adv. Atmos. Sci., 35(3): 360−367. doi:10.1007/s00376-017-7046-x

薛峰, 段欣好, 苏同华. 2018. El Niño 发展年和 La Niña 年东亚夏季风季节内变化的比较 [J]. 气候与环境研究, 23(3): 321−331. Xue Feng, Duan Xinyu, Su Tonghua. 2018. Comparison of intraseasonal variation of the East Asian summer monsoon between El Niño developing years and La Niña years [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23(3): 321−331. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17044

薛峰, 苏同华. 2018. ENSO 循环背景下东亚夏季风的季节内变化 [M]. 北京: 气象出版社, 105pp. Xue Feng, Su Tonghua. 2018. Intraseasona Variation of the East Asian Summer Monsoon Regulated by the ENSO Cycle (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 105pp.

Xue F, Fan F X. 2019. Role of local air−sea interaction in a significant correlation of convective activity in the western Pacific warm pool between June and August [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 97(5): 995−1008. doi:10.2151/jmsj.2019-054

薛峰, 范方兴, 苏同华. 2020. 西太平洋暖池对流三类显著月际变化及其成因 [J]. 气候与环境研究, 25(2): 113−124. Xue Feng, Fan Fangxing, Su Tonghua. 2020. Three categories of significant inter-monthly variations of the warm pool convection in the western Pacific and the related physical mechanism [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25(2): 113−124. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19139

曾庆存, 袁重光, 王万秋, 等. 1990. 跨季度气候距平数值预测试验 [J]. 大气科学, 14(1): 10−25. Zeng Qingcun, Yuan Chongguang, Wang Wanqiu, et al. 1990. Experiments in numerical extraseasonal prediction of climate anomalies [J]. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 14(1): 10−25. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1990.01.03