石文静，肖子牛，孙杭媛. 2017. 索马里急流与南亚高压年代际变化的可能联系 [J]. 大气科学, 41 (3): 561−577. Shi Wenjing, Xiao Ziniu, Sun Hangyuan. 2017. The correlation of Somali jet strength with South Asia high on interdecadal timescale [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (3): 561−577, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1609.16163.

索马里急流与南亚高压年代际变化的可能联系

石文静 肖子牛 孙杭媛

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（LASG），北京 100029

摘 要 索马里急流是北半球夏季最为强盛的越赤道气流，南亚高压则是出现在对流层高层、平流层低层最大最稳定的反气旋环流系统，基于近 60 年 NECP/NCAR 再分析资料，本文研究了年代际尺度上夏季索马里急流与南亚高压的联系。研究结果表明：年代际尺度上，索马里急流与南亚高压存在显著的正相关关系，当索马里急流偏弱（强）时，夏季南亚高压偏弱西退（偏强东进）。对不同年代际背景下南亚高压东西部的经向垂直环流的分析发现，当索马里急流处于偏弱位相时，南亚高压西半部（20°～70°E）经向垂直环流偏强，而其东半部（75°～120°E）经向垂直环流减弱；反之亦然。南亚高压南北两侧的纬向垂直环流的变化也有差异，索马里急流偏弱（强）时，北部南亚高压（27.5°～35°N）的青藏高原上空纬向垂直环流显著减弱（增强），而南部南亚高压（20°～27.5°N）的伊朗高原上空纬向垂直环流减弱（增强）明显。

进一步的研究发现，年代际尺度上索马里急流与南亚高压的联系受到 PDO（Pacific Decadal Oscillation）年代际变化的调制。PDO 正负位相的转折，首先改变了对流层高层副热带西风急流的强弱变化，从而使得位于其南部的南亚高压强度和热带东风急流发生相应的改变，热带东风急流的变化又通过热带印度洋上空的局地纬向垂直环流将异常信号传递到对流低层，改变热带地区索马里急流的强弱变化。

关键词 索马里急流强度 南亚高压 年代际变化 太平洋年代际振荡 纬向东风

文章编号 1006-9895(2017)03-0561-17 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1609.16163

The Correlation of Somali Jet Strength with South Asia High on Interdecadal Timescale

SHI Wenjing, XIAO Ziniu, and SUN Hangyuan

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 relationship between the Somali jet strength and the summertime South Asia high on interdecadal timescale is analyzed using the nearly 60-y NCEP/NCAR reanalysis data. The results are shown as follows. On interdecadal timescale, positive correlation between Somali jet strength and South Asia high is found. If the Somali jet strength is weak (strong), the summertime South Asia high is also weak (strong) and retreats westward (advances eastward). In different interdecadal backgrounds of Somali jet strength, meridional circulations of the eastern (75°–120°E) and western (20°–70°E) South Asia high are just opposite. During the period when the Somali jet is weak, the meridional

收稿日期 2016-04-14；**网络预出版日期** 2016-09-22

作者简介 石文静，女，1986 年出生，博士后，主要从事海气相互作用、东亚季风气候的研究。E-mail: shiwj@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 肖子牛，E-mail: xiaozn@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 91637208、41375069、41175051，云南省重点基金项目 2016FA041

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 91637208, 41375069, 41175051), the Key Fund Project of Yunnan Province (Grant 2016FA041)

circulation of the western South Asia high is strong, whereas the meridional circulation of the eastern South Asia high is dramatically weak, and vice versa. Meanwhile, zonal circulations to the south (20°–27.5°N) and north (27.5°–35°N) of the South Asia high also change differently. The zonal circulation of the northern South Asia high over the Tibetan Plateau is weaker (stronger) than normal, while the zonal circulation of the southern South Asia high over Iranian Plateau is significantly weaker (stronger) than normal during the stronger (weaker) Somali jet period.

Further studies verify that the interdecadal relationship between the Somali jet strength and South Asia high is related to the Pacific Decadal Oscillation (PDO). The phase transition of PDO first changes the subtropical westerly jet on interdecadal time scale, which causes the interdecadal variation in the strength of the South Asia high and the tropical easterly jet over the tropical northern Indian Ocean. The tropical easterly jet then sends signals of anomalies to lower level of the atmosphere by the zonal circulation over the tropical Indian Ocean. Finally, the strength of the Somali jet changes.

Keywords Somali jet strength, South Asia high, Interdecadal variability, Pacific Decadal Oscillation (PDO), Zonal easterlies

1 引言

索马里急流是南北半球水汽、物质、动量、能量交换的主要通道，也是南半球重要的系统之一，与南半球大气环流的联系也非常密切（范可和王会军，2006）。20 世纪 20 年代 Simpson（1921）最早提出越赤道气流的概念，60 年代陶诗言等（1962）从天气分析的角度指出两半球大气环流之间存在密切联系，之后 Findlater（1969）确定了位于东非沿岸的索马里越赤道气流。随着对索马里急流的研究深入，人们发现索马里急流是东半球越赤道气流中最强盛的一支，并具有多时间尺度变化特征（施能等，2007；唐碧等，2009；邱金晶和孙照渤，2013），其年代际变化特征尤为显著。年代际变化一直以来都是气候系统中关注的重要问题。有研究（雷小春和杨修群，2008；唐碧等，2009）曾证实索马里急流强度的年际变化对东半球越赤道气流强度的年际变化总量的影响并不显著。施能等（2007）的研究则认为，在 1948～2004 年期间，夏季索马里急流的强度平均每 10 年增加 0.25 m s^{-1}。Zhu（2012）用索马里急流越赤道经向风速的大小表征索马里急流的强弱变化，研究表明 1948～2010 年期间，其上层（150 hPa）强度在 20 世纪 60 年代以后明显减弱，尤其是 90 年代以后；其低层（925 hPa）强度在 70 年代末以后加强，90 年代末以后又开始减弱。

南亚高压是夏季出现在青藏高原及其邻近地区上空的控制性环流系统，它并非仅存在于青藏高原上空，其影响范围十分宽广，从非洲西岸穿越南亚到西太平洋，是北半球对流层高层除极涡以外，最强烈而且最稳定的环流系统（Mason and Anderson，1963）。它的发现源于早期对印度夏季风爆发的研究（Flohn，1960, 1981），Flohn（1957）在研究与印度夏季风爆发相关的高空东风急流时，发现在青藏高原上空对流层高层存在一个暖高压。随后，人们开展了有关南亚高压及其影响的一系列研究。关于南亚高压的形成与维持，早期的研究认为主要是受青藏高原热力作用的影响（叶笃正等，1957；Krishnamurti et al., 1973；黄荣辉，1985），近些年的研究发现高原周围印度季风区和东亚季风区降水凝结潜热的释放也起到了非常重要的作用（李伟平等，2001；Jin et al., 2013）。此外，南亚高压除了具有较强的季节变化和年际变化（Zhang et al., 2002；彭丽霞等，2010; 陈永仁等，2011）以外，还表现出显著的年代际变化特征。张琼等（2000）的研究曾指出南亚高压的位置和强度均存在年代际异常，而且在 1970 年代末的异常（突变）与太平洋海温的年代际异常一致。杨光等（2013）发现南亚高压由弱到强的年代际转折发生在 1970 年代末，高原（特别是高原西北部）地区地表感热通量异常可能对南亚高压强度的年代际变化起非常重要的作用。南亚高压与季风系统之间的密切联系很早就受到人们的关注，有研究认为（杨辉等，1998；毛江玉等，2002）当南亚高压移动到高原上空，其南侧的热带东风急流带在印度半岛上空建立，与低层来自索马里急流的西风气流相配合，标志着印度夏季风的开始。南亚高压的强弱变化与移动，也可通过影响其南部的热带东风急流，进而影响印度夏季风的变化（Koteswaram，1958；Ashfaq et al.，2009；胡景高等 2010；任素玲等，2014）。索马里急流是印度洋季风系统的重要成员之一，它的异常与南亚高压的变化也存在密切关系（王会军和薛峰，2003），但有关索马里急流与南亚高压关系的研究却很少，尤其是年代际尺度上二者的联

系。因此，本文将重点关注年代际尺度上索马里急流与南亚高压的联系，并探究二者年代际关系建立的可能物理过程，以拓展对亚洲季风区气候的认识，为提高我国的短期气候预测水平提供一定的理论基础。

2 资料和方法

在研究索马里急流与南亚高压年代际变化的联系时，用到了 1951～2010 年美国环境预报中心/国家大气研究中心（NCEP/NCAR）提供的逐月平均水平风场和位势高度场再分析资料（Kalnay et al., 1996），水平分辨率为 2.5°×2.5°等经纬度间隔；1951～2010 年美国国家海洋和大气管理局（NOAA）提供的逐月平均全球海表温度资料（NOAA Extended Reconstructed SST V3b）（Smith and Reynolds，2004），分辨率为 2°×2°。文中夏季为 6～8 月平均。文中所用方法包括：相关分析，合成分析和 *t* 分布检验等。

索马里急流强度指数（SMJI）被定义为 925 hPa 高度上索马里急流区（10°S～5°N，40°～55°E）平均的经向风（石文静和肖子牛，2013；代玮和肖子牛，2014）。参照张琼等（2000）的定义，南亚高压强度指数（SAHI）为南亚高压区域内 100 hPa 上位势高度大于 16600 gpm 的所有格点上的位势高度值与 16600 gpm 之差的总和；南亚高压东伸指数（SAHE）被定义为 100 hPa 上 16760 gpm 线东脊点的经度，若南亚高压较强，无闭合的 16760 gpm 线时，东伸指数用 100 hPa 上 16800 gpm 线东脊点的经度代替（刘梅等，2007）。

为了清晰地展现年代际尺度的变化特征，数据分析之前，已将数据中的线性趋势去除。滤波计算时用到了高斯滤波器。此外，由于滤波属于一种平滑手段，经过滤波以后，资料序列样本之间的独立性将会有所变化，其自由度也会相应地改变，其变化的幅度与滤波器通频带的宽度有关，参照赵娟和韩延本（2005）、周永宏和郑大伟（1999）的研究结果计算发现，60 年资料样本序列的自由度为 58，经过 11 年高斯高通滤波以后，样本的自由度变为 104，而 11 年低通滤波以后，其自由度变为 12。

3 索马里急流与南亚高压的相关关系

南亚高压的变化与印度季风（Raman and Rao, 1981; Bansod et al., 2003）及中国夏季降水之间（张琼和吴国雄, 2001；Zhang et al., 2002；林志强等，2015）存在密切的联系。作为印度季风系统的源头，索马里急流与南亚高压之间是否也存在显著联系，为了考察夏季索马里急流与南亚高压之间的相关关系，图 1 中计算了 1951～2010 年夏季 SMJI 分别与夏季 SAHI 、SAHE 的时间序列及其 11 年高通、低通滤波曲线。如图 1a、c 和图 1d、f 所示，索马里急流强度和南亚高压强度、东伸指数均表现出类似一波型的变化特点，二者的年代际变化特征非常相似。在 20 世纪 80 年代初以前以及 21 世纪以后，三个指数均处于偏弱（偏西）位相；而 80 年代以后至 90 年代末期，指数位于偏强（偏东）位相。通过计算指数之间的相关系数发现，夏季索马里急流和南亚高压之间的相关性非常好，SMJI 与 SAHI、SAHE 的相关系数分别为 0.51、0.39，均超过了 99%的信度水平。值得特别注意的是，11 年低通滤波以后 SMJI 和 SAHI、SAHE 之间的相关系数分别为 0.73 和 0.57，依然通过了 95%的显著性检验， 尤其是 SMJI 和 SAHI 的相关系数甚至依然通过了 99%的信度检验水平（低通滤波以后 95%信度水平的相关系数临界值为 0.5）。除此之外，观察图 1a 和 d 中 SMJI、SAHI 和 SAHE 的时间序列，不难发现，索马里急流和南亚高压指数也存在显著的年际变化。图 1b 和 e 是利用高斯滤波器得到的 SMJI、SAHI 和 SAHE 序列的 11 年高通滤波，证实了指数序列中包含有较强的年际变化成分。通过高通滤波以后再次计算指数之间的相关系数，它们之间的相关系数均是 0.22，刚通过 95%的信度水平（高通滤波以后 95%信度水平的相关系数临界值为 0.2）。年际尺度上索马里急流与南亚高压的关系弱于其年代际尺度上的关系，这说明索马里急流与南亚高压的联系主要存在于年代际尺度上，且为较强的正相关关系，其在年际尺度上的关系表现较弱。以上分析可以初步看到年代际尺度上索马里急流与南亚高压的相关性很好，基本是索马里急流偏弱时，南亚高压偏弱西退，索马里急流偏强时，南亚高压偏强东进。

为了更清晰地揭示索马里急流强度和南亚高压之间的联系，图 2 中给出了 11 年高斯滤波前后夏季 SMJI 与 100 hPa、200 hPa 位势高度场的相关分布。从图 2a 中可以看到，索马里急流强度与 100 hPa 位势高度场之间存在显著正相关关系，正相关区占据了东半球 40°N 以南的大部分地区，正相关

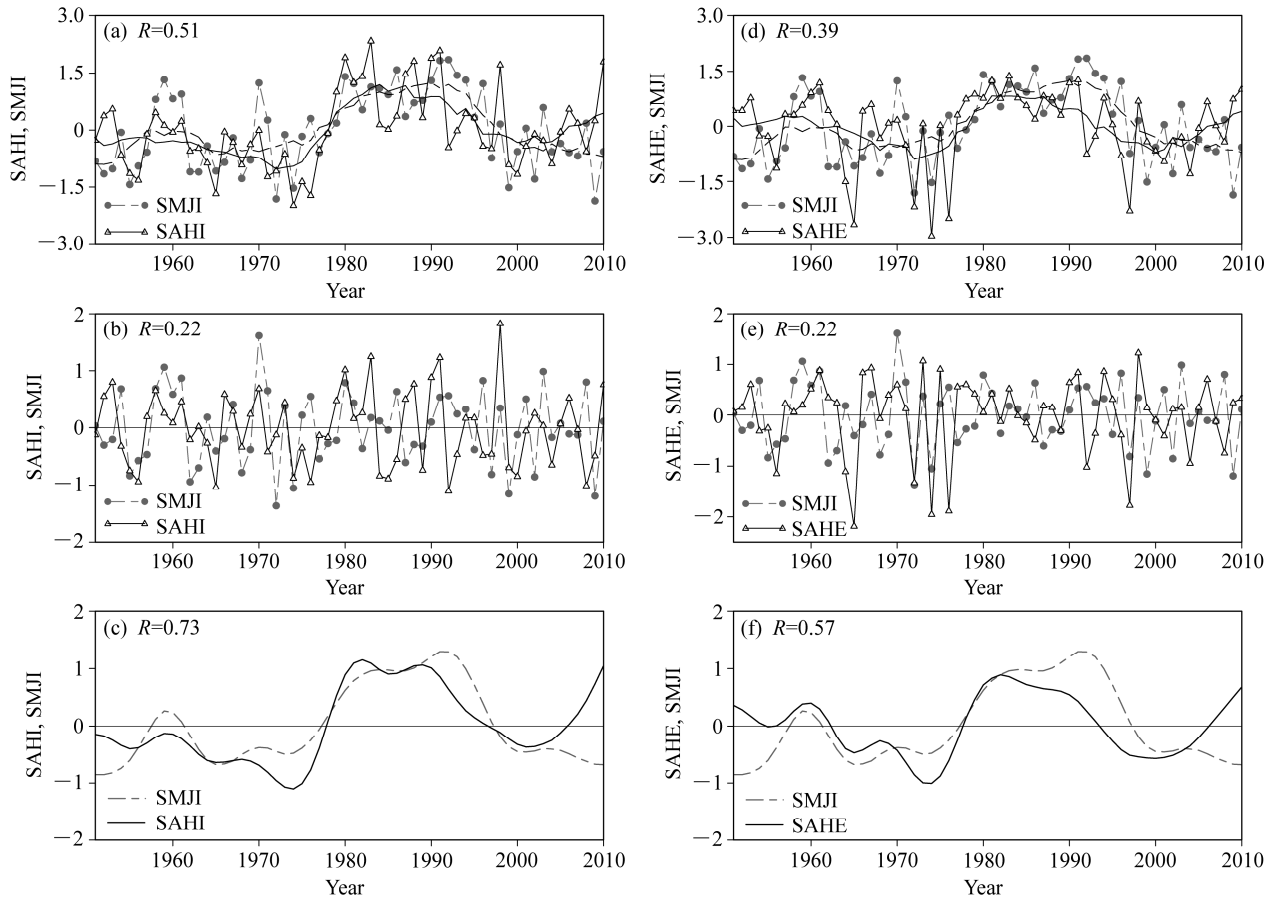

图 1 （a–c）夏季南亚高压强度指数（SAHI）、（d–f）南亚高压东伸指数（SAHE）和夏季索马里急流强度指数（SMJI）的时间序列及其 11 年高通、低通滤波时间序列：（a、d）滤波前的时间序列；（b、e）高通滤波后的时间序列；（c、f）低通滤波后的时间序列。图中“*R*”为时间序列之间的相关系数，（a、d）中加粗虚线为 SMJI 的 9 年滑动平均，加粗实线为 SAHI（SAHE）的 9 年滑动平均

Fig.1 Time series of (a–c) the South Asia high intensity index (SAHI) , (d–f) South Asia high east extension index (SAHE), and the Somali jet intensity index (SMJI) in the summer, as well as their 11-year high- and low-pass filtering time series. (a) and (d) are time series before filtering, (b) and (e) are time series after high pass filtering, (c) and (f) are time series after low pass filtering. The bold dashed lines in (a) and (d) are 9-year running means of SMJI; the bold solid lines in (a) and (d) are the 9-year running means of SAHI and SAHE, respectively. *R* represents the correlation coefficient between SMJI and SAHI /SAHE

区的大值中心位于伊朗高原上空和海洋性大陆地区，大值中心的数值达到了 0.5 以上，远远超过了 99%的信度检验水平，这意味着夏季索马里急流强度偏强时，南亚高压也随之偏强，反之亦然。对 SMJI 序列和 100 hPa 高度场进行 11 年低通滤波以后（图 2c），索马里急流与 100 hPa 位势高度场的相关分布与图 2a 非常相似。而 11 年高通滤波以后（图 2b），两者的显著相关区域仅出现在伊朗高原上空。滤波之前和低通滤波以后，SMJI 与 200 hPa 位势高度场的显著正相关区出现在伊朗高原至西太平洋的带状区域内，负相关区位于中高纬度的蒙古地区（图 2d、f），图 2d 和图 2f 的相关空间分布非常相似；进行 11 年高通滤波之后（图 2e），索马里急流强度与 200 hPa 位势高度场的相关分布与图 2b 非常一致，显著正相关区位于伊朗高原上空。我们的分析（图略）发现，年际尺度上索马里急流与伊朗高原高压的正相关关系可能与印度洋—北非大陆之间海陆热力差异和局地 Hadley 环流的变化有关：索马里急流偏强时，伊朗高压地区偏暖，而其南部低纬度存在冷异常，于是夏季印度洋—北非大陆海陆之间的温度梯度加强，随后在热带 40°E 附近产生了局地的经向垂直环流异常，北半球局地的 Hadley 环流减弱，30°N 附近对流层高层出现辐散异常，高层形成高压异常，意味着伊朗高压加强，而其低层出现辐合异常，低层为低压异常。李晓峰等（2006）的研究也曾强调索马里急流的建立过程受到马斯克林高压、中非低压、以及阿拉伯高压（或者伊朗高压）等非洲—印度洋系统的影响。

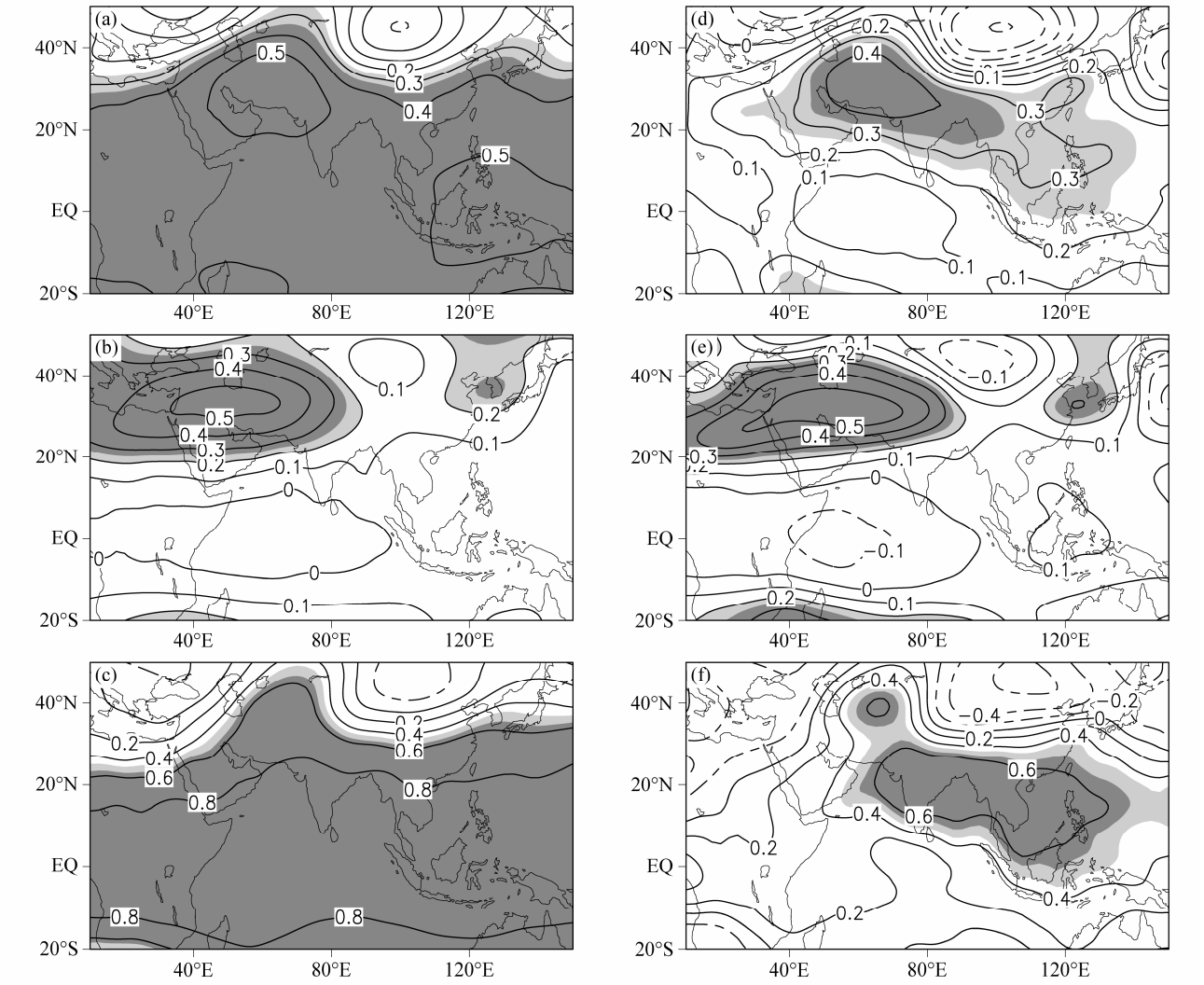

图 2 夏季 SMJI 与（a、b、c）100 hPa、（d、e、f）200 hPa 位势高度异常的同期相关分布，（a、d）是原数据结果，（b、e）是 11 年高通滤波后的结果，（c、f）是 11 年低通滤波后的结果。深、浅阴影区分别代表通过 99%和 95%信度水平检验

Fig. 2 Simultaneous correlations of SMJI anomalies with 100 hPa (a, b, c) and 200 hPa (d, e, f) geopotential height anomalies in the summer from 1951 to 2010. (a) and (d) are results before filtering, (b) and (e) are results after high pass filtering, (c) and (f) are results after low pass filtering. Dark (light) shadings indicate the 99% (95%) confidence level

以上分析说明，索马里急流强度与南亚高压之间存在显著正相关关系，索马里急流强度偏强有利于对流层高层南亚高压的增强，且这种正相关关系主要体现在年代际尺度上；在年际尺度上，索马里急流强度主要与南亚高压的西部（伊朗高原部分）存在密切的正相关联系。

为了更清楚地展示索马里急流和南亚高压的年代际变化特征，图 3 中对夏季 SMJI、SAHI 和 SAHE 的时间序列进行了滑动 t 检验。从图中可以看到，三个指数序列均表现出明显的类似一波型的年代际变化特征，近 60 年经历了先减弱后增强，其后再减弱的年代际变化趋势，这与前文的分析结果一致。他们的年代际转折点比较一致，出现了两个显著的年代际转折时间点，分别位于 1980 年和 1995 年附近。再次证实索马里急流与南亚高压在年代际变化上存在密切的相关联系。

4 年代际尺度上的合成分析

夏季索马里急流和南亚高压均具有较强的年代际变化特征（朱玲等，2010；杨光等，2013；石文静和肖子牛，2013；Xiao and Shi，2015），前文的分析证实在年代际尺度上，索马里急流强度与南亚高压之间存在显著的正相关关系。为了进一步的详细揭示索马里急流和南亚高压年代际正相关联

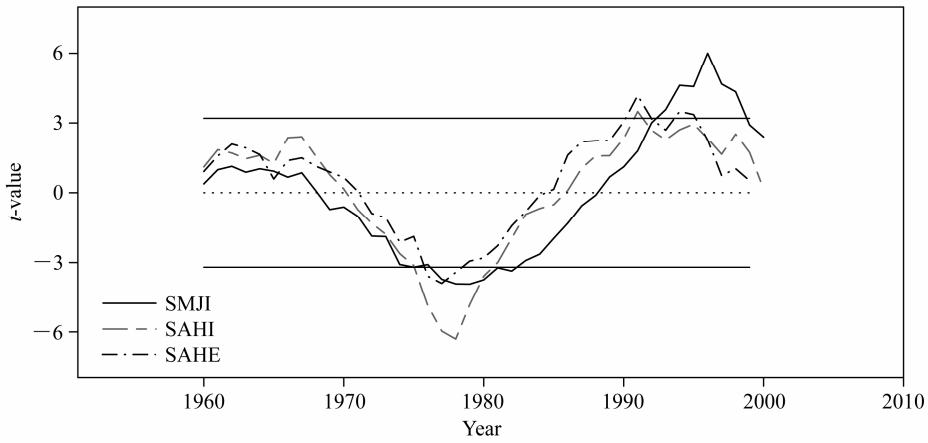

图 3 夏季 SMJI（实线）、SAHI（灰色虚线）和 SAHE（点虚线）时间序列的滑动 *t* 检验曲线，水平实线代表 95%的信度水平检验线，*y* 轴表示统计量 *t* 值

Fig. 3 The sliding *t*-test analysis of the SMJI (solid line), SAHI (grey dashed line), and SAHE (dot-dashed line) in the summer, the horizontal solid lines indicate the 95% confidence level, *y*-axis is the statistic quantity *t*-value

系的特征，依照前文对 SMJI 和 SAHI、SAHE 时间序列的分析结果，将时间序列划分为三个强弱位相时间段，分别为偏弱位相时期 T1，即 1951～1978 年；偏强位相时期 T2，即 1979～1994 年；以及偏弱位相时期 T3，即 1995～2010 年，然后对这三个时间段南亚高压的水平和垂直结构特征进行合成分析，以剖析夏季索马里急流强度与南亚高压水平和垂直结构的年代际变化的联系。

图 4 描述了 T1、T2 和 T3 时间段合成的 925 hPa、200 hPa 水平风场以及 100 hPa 位势高度场。首先对比分析三个不同时期低层 925 hPa 水平风场的变化特征（图 4a–c），在 SMJI 偏弱位相的 T1 和 T3 时期，非洲大陆东海岸的赤道附近出现了异常的偏北气流，在海洋性大陆地区也存在系统性的偏北风异常，意味着索马里急流和穿越海洋性大陆的越赤道气流有所减弱，所不同的是 T1 时期的这种变化特征不太明显，没有通过显著性检验，而 T3 时期的变化特征比较显著；SMJI 偏强位相的 T2 时期恰好相反，非洲大陆东海岸和海洋性大陆地区均存在系统性的偏南风异常，这一时期索马里急流和穿越海洋性大陆的越赤道气流有所增强。

分析图 4d–f 中三个时期合成的 200 hPa 水平风场和 100 hPa 位势高度场不难发现，SMJI 偏弱位相 T1 和 T3 时期，100 hPa 位势高度场上的大片负值区几乎覆盖了 40°N 以南的整个东半球，T3 时期 40°N 以北区域存在由西向东的负—正异常中心。200 hPa 水平风场上，T1 和 T3 偏弱位相时期，40°N 以北存在气旋—反气旋的异常环流中心，尤其是 T3 时这种环流配置更为显著，中高纬度的副热带西风急流偏弱；阿拉伯海至孟加拉湾上空对应有偏西风异常，热带东风急流减弱；同时，海洋性大陆上空有显著的偏南风异常，结合 925 hPa 水平风场的合成结果可以看出，T1 和 T3 时期海洋性大陆地区的局地 Hadley 环流偏强，高层来自热带的气流向南亚高压所在的区域辐合，对应南亚高压上空的辐合下沉运动异常，南亚高压区域存在气旋式环流异常，代表南亚高压偏弱。

索马里急流偏强位相 T2 时，200 hPa 水平风场和 100 hPa 位势高度场的分布情况与偏弱时期的分布相反。100 hPa 位势高度场上表现为明显的正值异常，表明南亚高压偏强。200 hPa 水平风场上，40°N 以北存在反气旋—气旋的异常环流中心，中高纬度的副热带西风急流显著偏强；阿拉伯海至中南半岛上空为偏东风异常，热带东风急流明显增强；海洋性大陆上空为偏北风异常，海洋性大陆地区的局地 Hadley 环流偏弱，南亚高压区域对应辐散上升运动异常和反气旋式环流异常，意味着南亚高压偏强。通过以上分析可以看到，位于南亚高压南北两侧高空急流区的 200 hPa 纬向风异常在索马里急流与南亚高压的年代际联系中起到了重要的衔接作用，其具体的作用过程将在文中第三部分给出详细的讨论。以上分析说明，当索马里急流强度处于偏强位相时，南亚高压的强度大大增强，索马里急流处于偏弱位相时，南亚高压的强度大大削弱。此外，

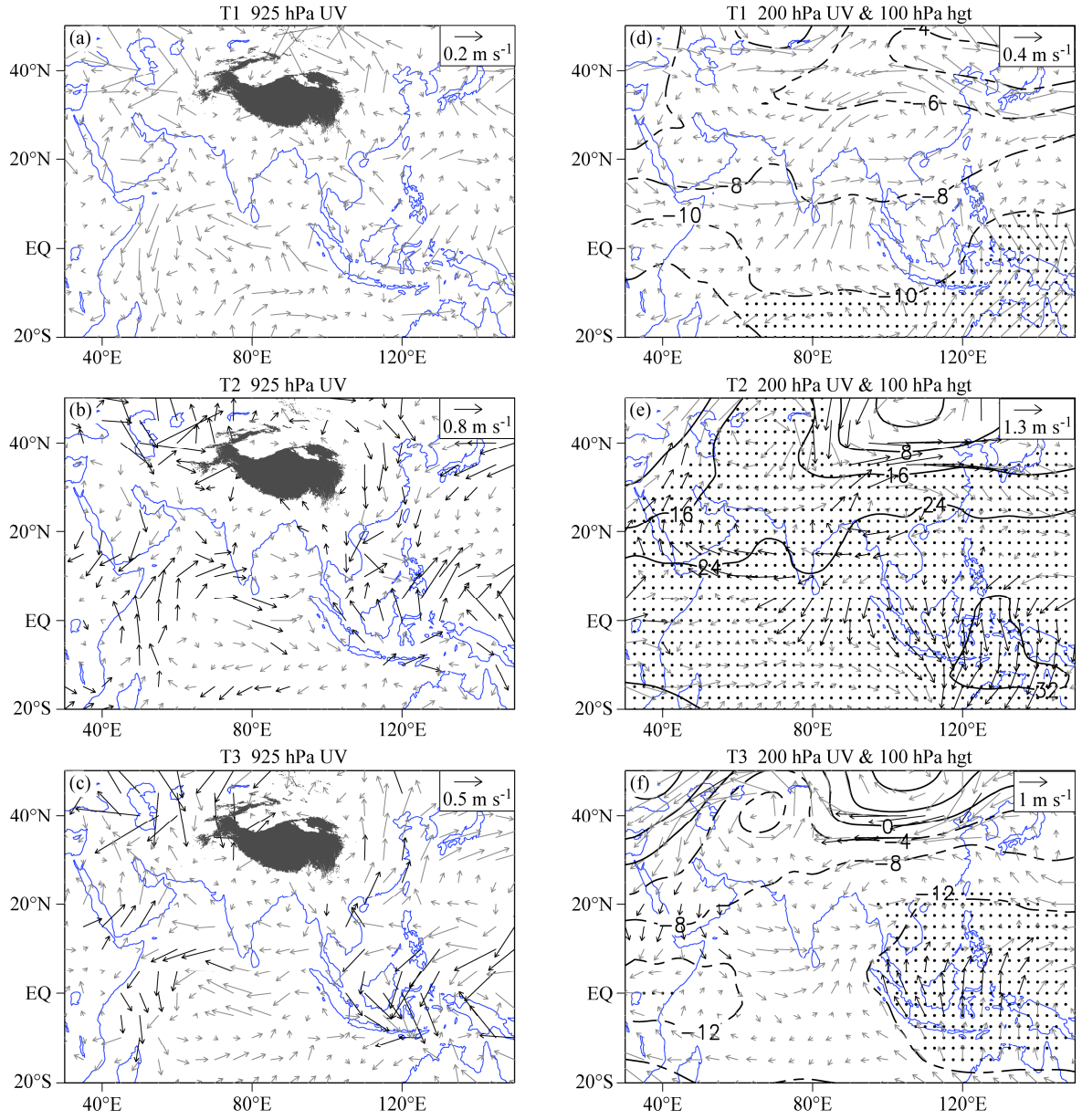

图 4　（a、d）T1（1951～1978 年）、（b、e）T2（1979～1994 年）和（c、f）T3（1995～2010 年）时间段合成的夏季（a–c）925 hPa、（d–f）200 hPa 水平风矢量（箭头，单位：m s^{-1}）和 100 hPa 位势高度（等值线单位：gpm）的异常场。黑色粗箭头和打点区表示超过了 95%信度水平

Fig. 4　Composite differences in (a–c) 925 hPa and (d–f) 200 hPa horizontal winds (vectors, units: m s^{-1}) and 100 hPa geopotential height (contour, units: gpm) in the summer between the three periods of (a) T1 (1951–1978), (b) T2 (1979–1994), (c) T3 (1995–2010) and the climatogy. The black bold arrows and areas covered by dots denote values significant at the 95% confidence level

图 4d–f 中的合成结果与图 2 中的相关分析结果比较一致，这再次证实了年代际尺度上索马里急流强度与南亚高压的正相关关系。

为了对比分析索马里急流强弱位相时间段，南亚高压在不同高度上的演变特征，图 5 显示了 T1、T2 和 T3 时间段分别合成的北半球夏季南亚高压的水平分布情况，分别用 16800 gpm、12520 gpm、11020 gpm、9720 gpm 等高线代表 100 hPa 至 300 hPa 不同高度上的南亚高压。对比强弱位相时间段中层至高层逐层的高压结构，可以看到，300 hPa 上副热带高压的中心位于伊朗高原上空，青藏高原上空的位势高度相对较低；偏弱位相 T1 和 T3 时间段的副热带高压与气候态相比均有所收缩，偏强位相 T2 时间段副热带高压大大增强，尤其是青藏高

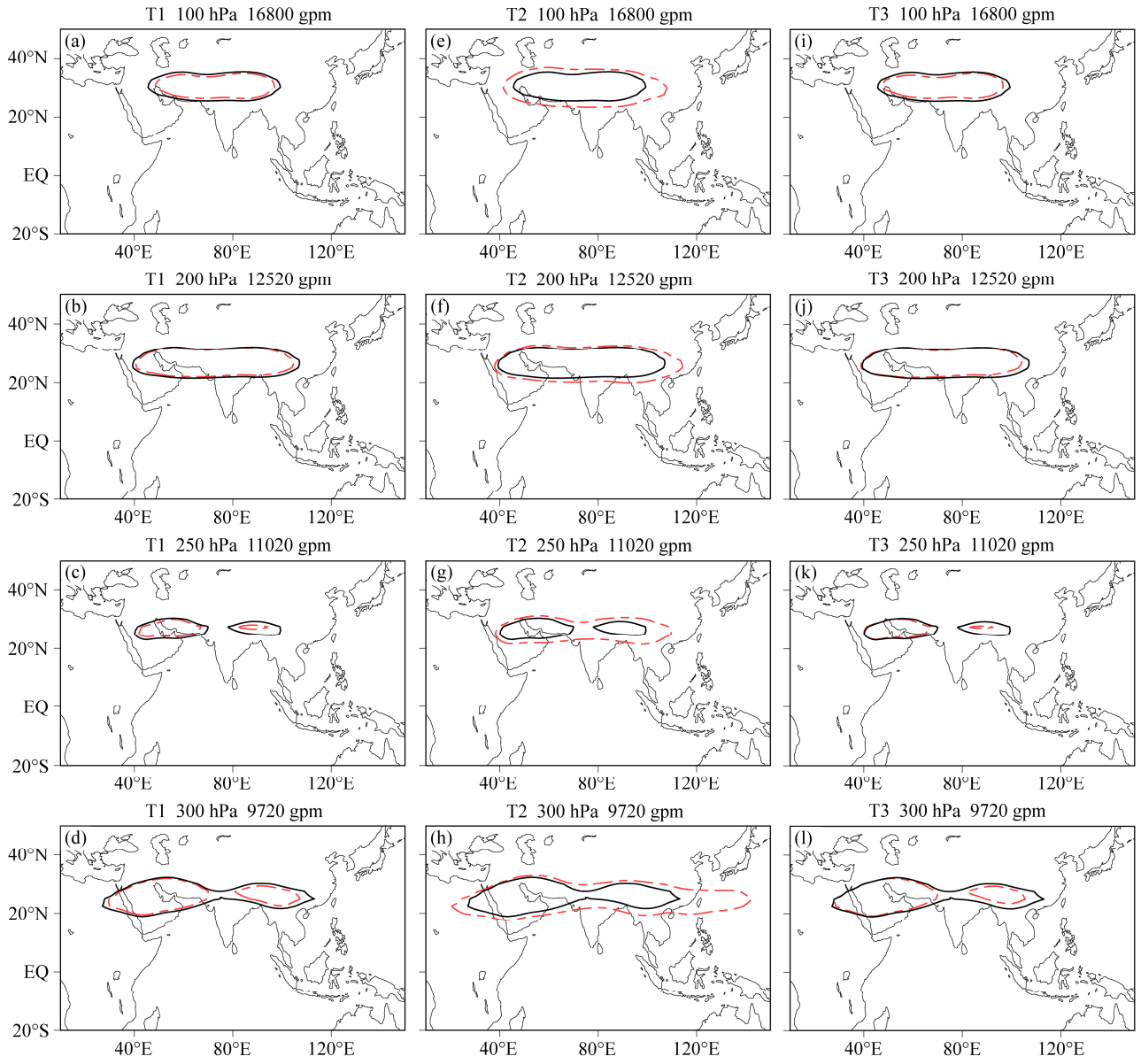

图 5 （a–d）T1（1951～1978 年）、（e–h）T2（1979～1994 年）、（i–l）T3（1995～2010 年）时间段合成的 100 hPa 至 300 hPa 夏季平均的（a、e、i）16800 gpm、（b、f、j）12520 gpm、（c、g、k）11020 gpm、（d、h、l）9720 gpm 等高线的分布。黑色实线是 1951～2010 年平均的气候态值，红色虚线为合成分析结果

Fig. 5 Composites of the (a, e, i) 16800 gpm, (b, f, j) 12520 gpm, (c, g, k) 11020 gpm, (d, h, l) 9720 gpm contours from 100 hPa to 300 hPa in the summer for the three periods (a–d) T1 (1951–1978), (e–h) T2 (1979–1994), (i–l) T3 (1995–2010). Black solid lines are their climatology from 1951 to 2010 and red dashed lines are composite analysis results

原上空的高压中心，总体而言，300 hPa 上副热带高压东部和南部收缩或者扩展的幅度较大。至 250 hPa 时，气候平均态上青藏高原上空的位势高度增强，与伊朗高原上空的位势高度值相当，南亚高压显现出双中心的结构；弱位相 T1 和 T3 时 11020 gpm 等高线的西部中心大大收缩，而东部中心几乎消失，强位相 T2 时 11020 gpm 等高线的双中心合并为一个中心。比较而言，250 hPa 上亦是高压东侧南侧的变化幅度较大。200 hPa 上气候平均的南亚高压的双中心融合，以单中心的形式呈现，高压性质趋于稳定；T2 强位相南亚高压向东向南扩展，T1、T3 弱位相时南亚高压有所收缩，比较而言，南亚高压东部和南部扩展或收缩的幅度较大。到了 100 hPa 上，与 200 hPa 的分析结果相似，只是东部

和南部南亚高压扩展或收缩的幅度更为显著。综上所述，索马里急流强/弱位相时，南亚高压同步偏强/偏弱，300 hPa 以上高压东部南部的变化较为敏感，扩展/收缩的幅度较大。

沿夏季南亚高压所在纬度 20°～35°N 平均作纬向垂直剖面，分析索马里急流强、弱位相时期南亚高压的纬向垂直环流特征。图 6 计算了南亚高压区域内，T1、T2 和 T3 时间段合成的夏季 20°～35°N 平均的纬向垂直环流的距平场。气候平均背景下，

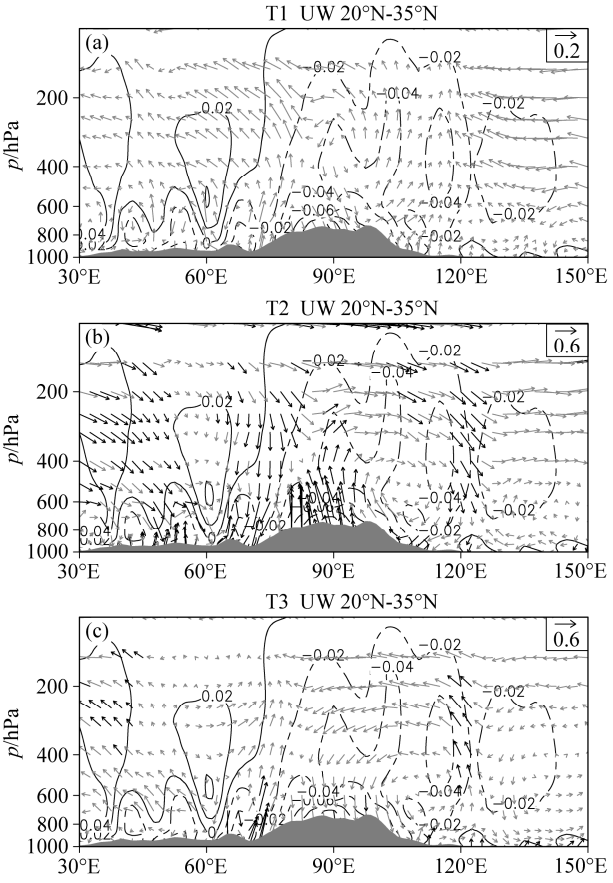

图 6 （a）T1（1951～1978 年）、（b）T2（1979～1994 年）、（c）T3（1995～2010 年）时间段合成的夏季平均沿 20°～35°N 的纬向—垂直环流的异常场 [矢量箭头，垂直速度（单位：−0.01 Pa s^{-1}）与纬向风（单位：m s^{-1}）的合成矢量]。黑色箭头超过了 95%信度的显著性检验，等值线是 1951～2010 年平均的夏季垂直速度场（单位：Pa s^{-1}；等值线的间隔是 0.02 Pa s^{-1}），阴影区域表示 20°～35°N 的平均地形

Fig. 6 Composite differences in zonal–vertical circulation [vectors, composed by the vertical velocity (−0.01Pa s^{-1}) and zonal wind (m s^{-1})] averaged over 20°–35°N in the summer between (a) T1 (1951–1978), (b) T2 (1979–1994), (c) T3 (1995–2010) and the climatology, respectively. The black arrows denote values significant at the 95% confidence level. Contours are the averaged vertical velocity (units: Pa s^{-1}) from 1951 to 2010 in the summer (The contour interval is 0.02 Pa s^{-1}). The shaded area indicates the topography averaged over 20°–35°N

青藏高原上空对应强烈的上升运动，而伊朗高原上空低层为上升运动、中高层为下沉运动。合成结果显示，显著的异常纬向垂直环流主要位于南亚高压东部青藏高原上空，而南亚高压西部伊朗高原上空纬向垂直环流的异常较弱，这一结果与前文分析结果一致，SMJI 强、弱位相时南亚高压东部的年代际变化较为显著。索马里急流偏弱的 T1 和 T3 时，青藏高原主体上空地面至 150 hPa 为大尺度的下沉运动异常，意味着青藏高原上空的纬向垂直环流减弱，而伊朗高原上空为上升运动异常，尤其是 500 hPa 以上，表明伊朗高原上空的纬向垂直环流减弱；索马里急流偏强的 T2 时，恰好相反，青藏高原和伊朗高原上空的纬向垂直环流均加强。

接下来的部分将分析南亚高压东西部和南北部垂直环流的变化特征。图 7 是三个时间段合成的南亚高压西部和东部的经向垂直环流的分布特征。从图 7 中等值线表示的 1951～2010 年平均的夏季垂直速度场上可以看到，南亚高压西部气流在北半球热带地区上升，在南半球和北半球副热带地区下沉，为典型的 Hadley 环流型，其东部从赤道至 40°N 为上升运动，表现为反 Hadley 环流的特征。考察索马里急流强弱位相时期的合成场发现，对于南亚高压西部而言，显著的经向垂直环流异常主要位于北半球热带地区。索马里急流处于偏弱位相时（T1 和 T3 时），10°～25°N 存在高低层一致的上升气流异常，典型 Hadley 环流的上升支加强，南亚高压西部经向垂直环流偏强；索马里急流偏强位相时（T2 时），10°～25°N 上空对应大范围的下沉运动异常，局地 Hadley 环流上升支偏弱，意味着南亚高压西部经向垂直环流偏弱。比较南亚高压东部，偏弱位相 T1 和 T3 时，显著的下沉运动异常位于 10°N 附近，南亚高压东部经向垂直环流偏弱；偏强位相 T2 时，10°N 附近存在显著的上升运动异常，下沉运动异常位于 20°S 附近，南亚高压东部经向垂直环流偏强。从以上分析说明，相同年代际背景下南亚高压东西部经向垂直环流的变化特征恰恰相反。

图 8 展示的是 T1、T2 和 T3 时间段合成的夏季平均南亚高压南部和北部的纬向垂直环流异常场。气候平均态上，南亚高压南部气流在印度季风区上升，在其西部补偿下沉；南亚高压北部上升运动位于青藏高原上空，下沉运动位于伊朗高原中高层（如图 8 中等值线所示）。对比图 8a–c 和图 8d–f 不难发现，南亚高压北部纬向垂直环流异常主要位于

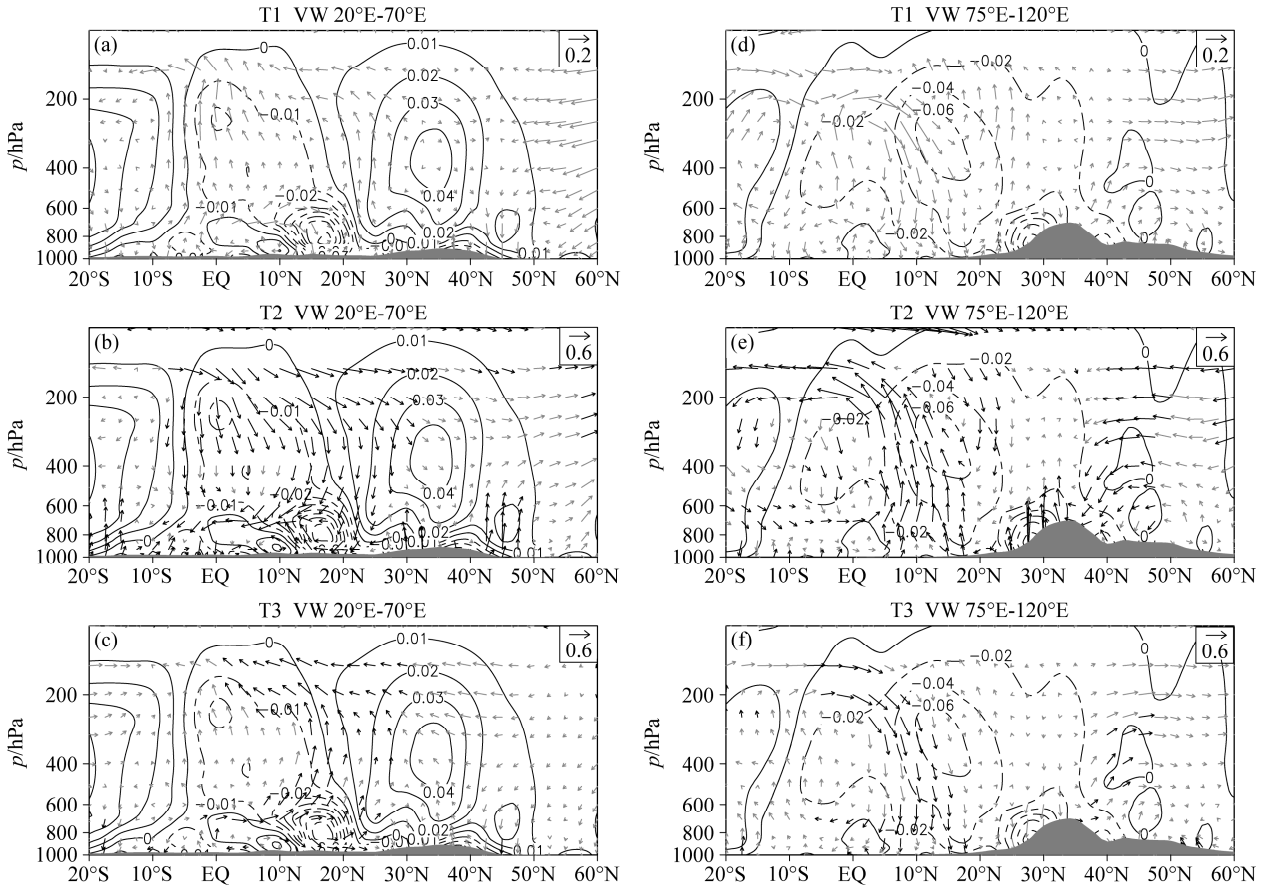

图 7 同图 6，但为南亚高压（a–c）西部（20°～70°E）和（d–f）东部（75°～120°E）经向—垂直环流的异常场 [矢量箭头，垂直速度（单位：−0.01 Pa s^{-1}）与经向风（单位：m s^{-1}）的合成矢量]的合成结果，阴影区域表示平均地形

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for the summer meridional–vertical circulation [vectors, composed by the vertical velocity (−0.01 Pa s^{-1}) and meridional wind (m s^{-1})] averaged over (a, c, e) 20°–70°E and (b, d, f) 75°–120°E. The shaded area indicates the topography

青藏高原上空，而其南部纬向垂直环流的显著异常则位于伊朗高原上空。索马里急流偏弱（强）时，南亚高压南部伊朗高原上空存在大范围的上升（下沉）运动异常，说明南亚高压南部伊朗高原上空纬向垂直环流减弱（增强）；南亚高压北部青藏高原上空对应下沉（上升）运动异常，高层伴随东风（西风）异常，意味着南亚高压北部青藏高原上空纬向垂直环流减弱（增强）。对比两个偏弱位相 T1 和 T3 时期的结果不难发现，两个偏弱位相时期的合成结果基本相似，只是 T3 时期合成结果的变化特征更为显著。

5 PDO 对索马里急流和南亚高压年代际关系的调制

索马里急流是热带低空急流，而南亚高压属于中高纬度的深厚系统，通过前文详细的分析，我们发现二者存在年代际尺度上的同步变化特征，也就是说二者在年代际尺度上存在显著的正相关关系。那么，是什么原因将两个看似遥远的大气系统联系起来的呢？接下来的部分将继续讨论调制索马里急流与南亚高压年代际联系的可能因子。前人的研究曾强调海洋是影响南亚高压变化的主要因素（杨辉和李崇银，2005；Yang et al.，2007；杨建玲和刘秦玉，2008; Li et al.，2008），无论在年际变化或在长期趋势变化上，印度洋和太平洋海温的变化与南亚高压都存在显著相关（Zhou et al.，2009；Huang et al.，2011；魏维等，2012）。为了寻找索马里急流和南亚高压年代际联系的可能直接原因以及揭示其中的物理过程，首先从海洋出发计算了 T1、T2 和 T3 三个时间段合成的夏季平均海温场和 200 hPa 水平风场（图 9）。如图 9 所示，SMJI 偏弱位相的 T1 和 T3 时期，显著的海温异常出现在太平洋上，

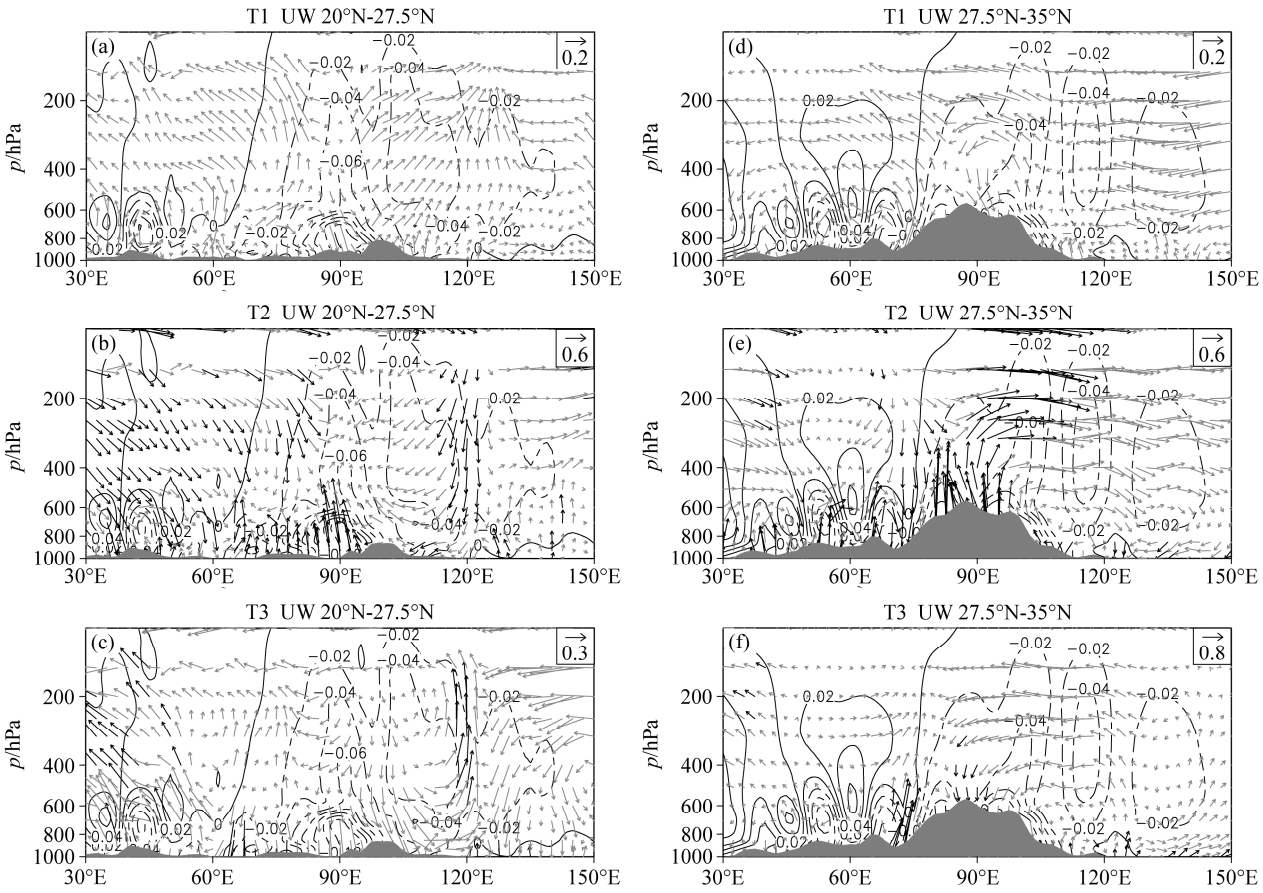

图 8　同图 6，但为南亚高压（a–c）南部（20°～27.5°N）和（d–f）北部（27.5°～35°N）纬向—垂直环流的异常场[垂直速度（单位：−0.01 Pa s^{-1}）与纬向风（单位：m s^{-1}）的合成矢量] 的合成结果，阴影区域表示平均地形

Fig. 8　Same as Fig.6, but for the summer zonal–vertical circulation [vectors, composed by the vertical velocity (−0.01 Pa s^{-1}) and zonal wind (m s^{-1})] averaged over (a–c) 20°–27.5°N and (d–f) 27.5°–35°N. The shaded area indicates the topography

西北太平洋海温呈现大范围的偏暖态势，其东北侧海洋表现为相对较弱的海温负异常，这种太平洋上的海温模态与拉尼娜模态相似，被称为 La Niña-like 模态或者太平洋年代际震荡（PDO）负位相模态；200 hPa 水平风场上副热带西风急流和热带东风急流偏弱。比较而言，T1 时期的海温异常较弱。SMJI 偏强位相 T2 时期，太平洋海温表现为相反的异常分布型，即 El Niño-like 模态或者 PDO 正位相模态；副热带西风急流和热带东风急流显著增强。由此可见，索马里急流与南亚高压年代际尺度上的正相关关系与 ENSO-like（或者 PDO）模态的年代际变化息息相关，南亚高压南北两侧高空急流区的 200 hPa 纬向风异常是连接索马里急流和南亚高压年代际异常的重要环流系统。

为了进一步证实 PDO 的重要作用，图 10 中给出了夏季 SMJI、SAHI 分别与夏季 PDO 指数的时间序列及其 9 年滑动平均曲线。图中各指数序列的 9 年滑动平均曲线显示，PDO 指数存在和 SMJI、SAHI 一致的年代际变化特征，也呈现出类似一波型的变化特点。PDO 指数分别与 SMJI、SAHI 的相关系数显示，PDO 与 SMJI、SAHI 之间存在显著的正相关关系，他们之间的相关系数均通过了 99%的显著性检验水平。于是推断，PDO 可能调制着索马里急流与南亚高压之间的年代际联系，在这个调制过程中对流层高层副热带西风急流和热带东风急流起到了重要的衔接作用。

接下来将重点探讨 PDO 在索马里急流和南亚高压年代际联系中的具体作用过程，图 11 是 T1、T2 和 T3 时间段合成的夏季地表温度及 200 hPa 位势高度距平场。从图中可以看到，T1 和 T3 时间段，也就是 PDO 负位相背景下，亚洲大陆中高纬度地区的贝加尔湖附近表现为较强的正异常，西北太平

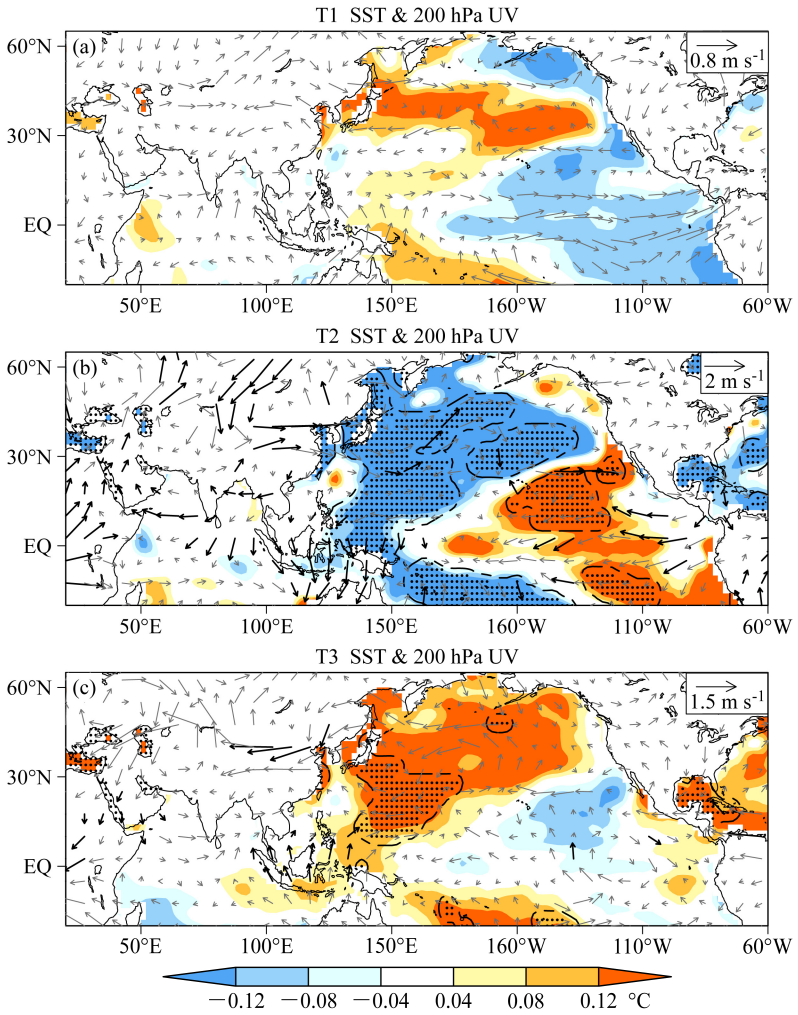

图 9 （a）T1（1951～1978 年）、（b）T2（1979～1994 年）、（c）T3（1995～2010 年）时间段合成的夏季平均海温场（阴影，单位：°C）、200 hPa 水平风场（矢量箭头，单位：m s^{-1}）的异常场，黑色箭头和虚线打点覆盖区超过了 95%信度水平

Fig. 9 Composite differences in horizontal winds (vectors, units: m s^{-1}) at 200 hPa and sea surface temperature (shaded, units: °C) in the summer between (a) T1 (1951–1978), (b) T2 (1979–1994), (c) T3 (1995–2010) and the climatology, respectively. The black arrows and areas covered by the black dashed lines with dots denote values significant at the 95% confidence level

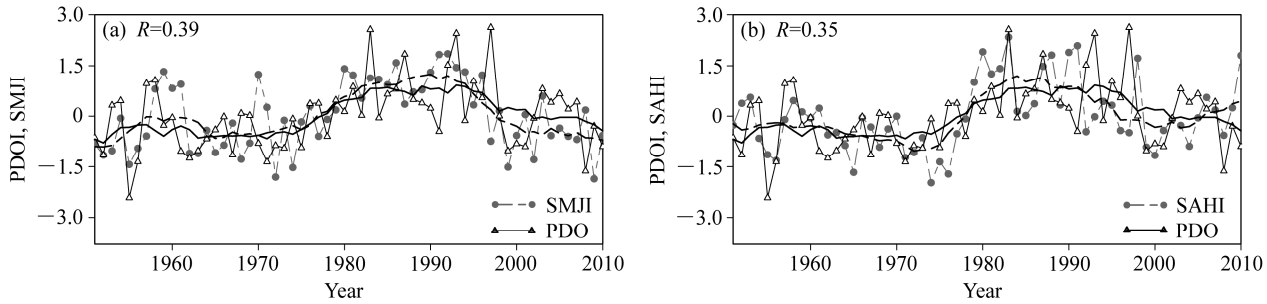

图 10 夏季（a）SMJI、（b）SAHI 分别与夏季太平洋年代际震荡指数（PDOI）的时间序列及其 9 年滑动平均曲线，灰色实心圆虚线代表 SMJI 或 SAHI，加粗虚线为 SMJI 或 SAHI 的 9 年滑动平均，空心三角实线代表 PDOI，加粗实线为 PDOI 的 9 年滑动平均，图中“*R*”为时间序列之间的相关系数

Fig. 10 Time series of (a) SMJI (grey dashed line with dots), (b) SAHI (grey dashed line with dots) and the Pacific decadal oscillation index (PDOI, solid line with triangles) in the summer, as well as their 9-year running means. The bold dashed line is the 9-year running mean of SMJI or SAHI; the bold solid line is the 9-yr running mean of PDOI. *R* represents the correlation coefficient between PDOI and SMJI/SAHI

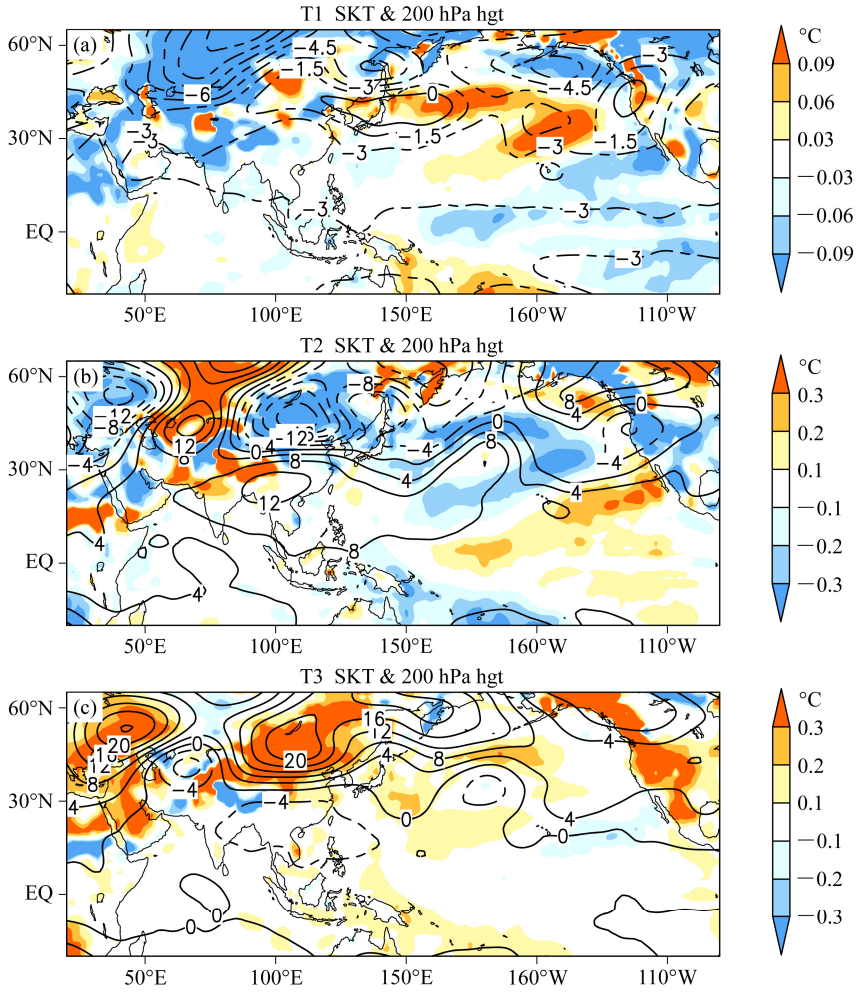

图 11　同图 9，但为夏季地表温度（阴影，单位：°C）及 200 hPa 位势高度场的异常场（等值线，单位：gpm）的合成结果

Fig. 11　Same as Fig.9, but for the surface skin temperature (shaded, units: °C) and geopotential height (contours, units: gpm) anomalies at 200 hPa in the summer

洋上也存在较弱的正异常，贝加尔湖附近地表温度显著增暖，其东侧太平洋上温度增暖幅度相对较弱，尤其是 T3 时间段；200 hPa 位势高度场上贝尔加湖上空对应有正位势高度场异常，其南部的中南半岛上空对应有负位势高度场异常，这种高低层高度场和温度场的配置减弱了对流层高层的副热带西风急流和热带东风急流，南亚高压随之减弱。Zhu et al.（2011）也认为，PDO 由正位相转变为负位相，可导致贝加尔湖地区变暖和副热带西风急流减弱。PDO 正位相背景下（T2 时间段），贝加尔湖附近地表温度显著变冷，其高空存在负位势高度异常中心，低纬度的中南半岛上空位正位势高度异常中心，从而使得副热带西风急流和热带东风急流加强，加强了南亚高压。

对流层高层环流系统的变化可通过大气垂直环流将异常信号传递至对流层低层，从而引起对流层低层环流系统的改变。对流层高层热带东风急流的变化很可能通过纬向垂直环流将异常信号传递到对流层低层，改变对流层低层越赤道气流的强度。为了证实这一点，图 12 显示了三个强弱位相时间段合成的夏季平均沿 5°～20°N 的纬向垂直环流。分析图 12 可以看出，PDO 负位相背景下（T1 和 T3），60°E 附近上空呈现出系统性的上空运动异常，90°E 附近上空为高低层一致的下沉运动异常，800 hPa 以下的对流层低层产生由东向西的东风异常气流，尤其是阿拉伯海上空；200 hPa 以上的整个北印度洋上空为西风异常，热带东风急流偏弱，北印度洋上空形成顺时针的纬向垂直环流异常，对应低层索马里急流和高层南亚高压减弱。PDO 正位相背景下（T2），热带印度洋上空的纬向垂直环流

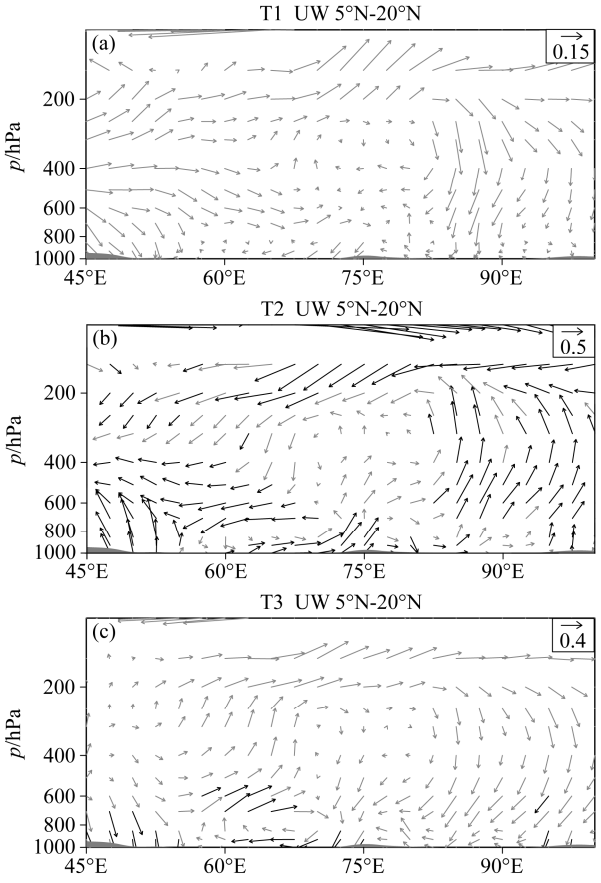

图 12 （a）T1（1951～1978 年）、（b）T2（1979～1994 年）、（c）T3（1995～2010 年）时间段合成的夏季平均沿 5°～20°N 的纬向—垂直环流的异常场 [垂直速度（单位：−0.01 Pa s^{-1}）与纬向风（单位：m s^{-1}）的合成矢量]，黑色箭头超过了 95%信度水平

Fig.12 Composite differences in zonal–vertical circulation [vectors, composed by the vertical velocity (−0.01 Pa s^{-1}) and zonal wind (m s^{-1})] in the summer averaged over 5°～20°N between (a) T1 (1951–1978), (b) T2 (1979–1994), (c) T3 (1995–2010) and the climatology, respectively. The black bold arrows denote values significant at the 95% confidence level

异常表现更为显著，北印度洋 800 hPa 以下的对流层低层产生西风异常，200 hPa 以上的高层为东风异常，热带东风急流加强，下沉运动异常位于北印度洋西海岸，上升运动异常位于北印度洋东海岸，北印度洋上空形成逆时针的纬向垂直环流异常，对应低层索马里急流和高层南亚高压加强。综上所述，年代际尺度上索马里急流与南亚高压的联系与 PDO 的年代际变化息息相关。首先，PDO 正负位相的转折，通过大气环流改变了对流层高层副热带西风急流的强弱变化，从而使得位于其南部的南亚高压强度和热带东风急流发生相应的改变；其次热带东风急流的变化又通过热带印度洋上空的局地纬向垂直环流将异常信号传递到对流低层，最终改变热带地区索马里急流的强弱变化。

6 小结

本文利用 1951～2010 年的 NECP/NCAR 再分析资料，统计分析了夏季索马里急流强度与夏季南亚高压的相关关系，并讨论分析了索马里急流与南亚高压年代际变化的可能联系。结果表明：

（1）夏季索马里强度指数与南亚高压强度、东伸指数（16760 gpm 东脊点经度）时间序列的年代际变化趋势非常一致，均表现为一波型的变化特征；且索马里急流强度与南亚高压强度、东伸指数之间存在显著正相关关系，这种正相关关系主要体现在年代际尺度上，当索马里急流偏强时，南亚高压偏强偏东，反之亦然。

（2）分析年代际尺度上，索马里急流与南亚高压水平和垂直结构年代际变化的联系发现，索马里急流强/弱位相时，南亚高压同步偏强/偏弱，300 hPa 以上高压东部南部的变化较为敏感，扩展/收缩的幅度较大。相同索马里急流年代际变化的背景下，南亚高压东西部经向垂直环流的变化恰恰相反，当索马里急流偏弱时，南亚高压西部经向垂直环流偏强，而其东部经向垂直环流减弱；反之亦然。除此之外，南亚高压南北部纬向垂直环流的变化也有所不同，索马里急流偏弱（强）时，南亚高压北部显著的纬向垂直环流减弱（增强）异常出现在青藏高原上空，而南亚高压南部明显的纬向垂直环流减弱（增强）异常出现在伊朗高原上空。

（3）年代际尺度上索马里急流与南亚高压的联系可能受到 PDO 年代际变化的调制，调制过程中副热带西风急流和热带东风急流起到了重要的衔接作用。其物理过程可描述为：首先，PDO 正负位相背景的改变，导致了贝加尔湖地区地表温度和副热带西风急流的变化，其次，位于副热带西风急流南部的南亚高压强度和热带东风急流发生相应的改变，最后，热带东风急流的变化又通过热带印度洋上空的局地纬向垂直环流将异常信号传递到对流低层，改变热带地区索马里急流的强弱变化。其进一步的原因有待以后更深入的分析证明。

参考文献（References）

Ashfaq M, Shi Y, Tung W W, et al. 2009. Suppression of South Asian summer monsoon precipitation in the 21st century [J]. Geophys. Res. Lett., 36 (1): L01704, doi:10.1029/2008GL036500.

Bansod S D, Yin Z Y, Lin Z Y, et al. 2003. Thermal field over Tibetan Plateau and Indian summer monsoon rainfall [J]. Int. J. Climatol., 23 (13): 1589–1605, doi:10.1002/joc.953.

陈永仁, 李跃清, 齐冬梅. 2011. 南亚高压和西太平洋副热带高压的变化及其与降水的联系 [J]. 高原气象, 30 (5): 1148–1157. Chen Yongren, Li Yueqing, Qi Dongmei. 2011. Variations of South Asia high and West Pacific subtropical high and their relationships with precipitation [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 30 (5): 1148–1157.

代玮, 肖子牛. 2014. 索马里急流多时间尺度的变化特征及其与中国降水的联系 [J]. 热带气象学报, 30 (2): 368–376. Dai Wei, Xiao Ziniu. 2014. Multi-time scale variation characteristics of Somali jet and its contact with precipitation in China [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 30 (2): 368–376, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2014.02.018.

范可, 王会军. 2006. 有关南半球大气环流与东亚气候的关系研究的若干新进展 [J]. 大气科学, 30 (3): 402–412. Fan Ke, Wang Huijun. 2006. Studies of the relationship between southern hemispheric atmospheric circulation and climate over East Asia [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 30 (3): 402–412, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006. 03.04.

Findlater J. 1969. A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 95 (404): 362–380, doi:10.1002/qj.49709540409.

Flohn H. 1957. Large-scale aspects of the “summer monsoon” in South and East Asia [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 75: 180–186.

Flohn H. 1960. Recent investigations on the mechanism of the “summer monsoon” of southern and eastern Asia [M]//Delhi N. Monsoons of the World. Delhi, India: Hindu Union Press, 75–88.

Flohn H. 1981. The elevated heat source of the Tibetan highlands and its role for the large scale atmospheric circulation [M]//Geological and Ecological Studies of the Qinghai–Xizang Plateau, Vol. 2. New York: Gordon and Breach, 1463–1469.

胡景高, 周兵, 陶丽. 2010. 南亚高压特征参数与我国夏季降水的关系分析 [J]. 气象, 36 (4): 51–56. Hu Jinggao, Zhou Bing, Tao Li. 2010. Comparative analysis of the relation between characteristic parameters of South Asia high and summer precipitation of China [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 36 (4): 51–56.

黄荣辉. 1985. 夏季青藏高原上空热源异常对北半球大气环流异常的作用 [J]. 气象学报, 43 (2): 208–220. Huang Ronghui. 1985. The influence of the heat source anomaly over Tibetan Plateau on the northern hemispheric circulation anomalies [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 43 (2): 208–220, doi:10.11676/qxxb1985.026.

Huang G, Qu X, Hu K M. 2011. The impact of the tropical Indian Ocean on South Asian high in Boreal summer [J]. Adv. Atmos. Sci., 28 (2): 421–432, doi:10.1007/s00376-010-9224-y.

Jin Q, Yang X Q, Sun X G, et al. 2013. East Asian summer monsoon circulation structure controlled by feedback of condensational heating [J]. Climate Dyn., 41 (7–8): 1885–1897, doi:10.1007/s00382-012-1620-9.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77 (3): 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.

Koteswaram P. 1958. The easterly jet stream in the tropics [J]. Tellus, 10 (1): 43–57, doi:10.1111/j.2153-3490.1958.tb01984.x.

Krishnamurti T N, Daggupaty S M, Fein J, et al. 1973. Tibetan high and upper tropospheric tropical circulation during northern summer [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 54 (12): 1234–1249.

雷小春, 杨修群. 2008. 东半球越赤道气流的年际变化特征及其与我国同期气温、降水的相关性 [J]. 热带气象学报, 24 (2): 127–135. Lei Xiaochun, Yang Xiuqun. 2008. Interannual variation characteristics of east hemispheric cross-equatorial flow and its contemporaneous relationships with temperature and rainfall in China [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 24 (2): 127–135, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2008.02.004.

李伟平, 吴国雄, 刘屹岷, 等. 2001. 青藏高原表面过程对夏季青藏高压的影响——数值试验 [J]. 大气科学, 25 (6): 809–816. Li Weiping, Wu Guoxiong, Liu Yimin, et al. 2001. How the surface processes over the Tibetan Plateau affect the summertime Tibetan anticyclone—Numerical experiments [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 25 (6): 809–816, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.06.08.

李晓峰, 郭品文, 董丽娜, 等. 2006. 夏季索马里急流的建立及其影响机制 [J]. 南京气象学院学报, 29 (5): 599–605. Li Xiaofeng, Guo Pinwen, Dong Lina, et al. 2006. Onset process of summer Somali jet and the possible influenced mechanism [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 29 (5): 599—605.

Li S L, Lu J, Huang G, et al. 2008. Tropical Indian Ocean basin warming and East Asian summer monsoon: A multiple AGCM study [J]. J. Climate, 21(22): 6080–6088, doi:10.1175/2008JCLI2433.1.

林志强, 薛改萍, 何晓红. 2015. 伊朗高压东伸对西藏高原汛期降水的影响 [J]. 气象, 41 (2): 153–159. Lin Zhiqiang, Xue Gaiping, He Xiaohong. 2015. Effects of eastward stretching Iran high on precipitation in rainy season over Tibetan Plateau [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 41 (2): 153–159, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.02.003.

刘梅, 胡洛林, 濮梅娟, 等. 2007. 夏季南亚高压的演变及有关天气系统的响应研究 [J]. 气象科学, 27 (3): 294–301. Liu Mei, Hu Luolin, Pu Meijuan, et al. 2007. Study on change of South Asia high and response of other weather system during summer [J]. Sci. Meteor. Sinica (in Chinese), 27 (3): 294–301.

毛江玉, 吴国雄, 刘屹岷. 2002. 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 II: 亚洲季风区季节转换指数 [J]. 气象学报, 60 (4): 409–420. Mao Jiangyu, Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2002. Study on modal variation of subtropical high and its mechanism during seasonal transition. Part II: Seasonal transition index over Asian monsoon region [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 60 (4): 409–420, doi:10.11676/qxxb2002.048.

Mason R B, Anderson C E. 1963. The development and decay of the 100-MB. Summertime anticyclone over southern Asia [J]. Mon. Wea. Rev., 91 (1): 3–12, doi:10.1175/1520-0493(1963)091<0003: TDADOT>2.3.CO;2.

彭丽霞, 孙照渤, 陈海山, 等. 2010. 南亚高压季节持续性异常及其与ENSO关系 [J]. 气象学报, 68 (6): 855–864. Peng Lixia, Sun Zhaobo, Chen Haishan, et al. 2010. The persistent anomaly of the South Asia high and its association with ENSO events [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 68 (6): 855–864, doi:10.11676/qxxb2010.081.

邱金晶, 孙照渤. 2013. 夏季索马里越赤道气流垂直结构的变化特征及其与东亚夏季风活动的关系 [J]. 大气科学, 37 (5): 1129–1142. Qiu Jinjing, Sun Zhaobo. 2013. Variation characteristics of the vertical structure of the summer Somali cross-equatorial flow and its relationship

with East Asia summer monsoon activity [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 37 (5): 1129–1142, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12174.

Raman C R V, Rao Y P. 1981. Blocking highs over Asia and monsoon droughts over India [J]. Nature, 289 (5795): 271–273, doi:10.1038/289271a0.

任素玲, 蒋建莹, 许健民. 2014. 卫星水汽通道探测所揭示的高空流场在南亚高压东侧强降水分析中的应用 [J]. 气象, 40 (6): 697–705. Ren Suling, Jiang Jianying, Xu Jianmin. 2014. Application of upper troposphere circulation revealed by the satellite IR3 channel to heavy rainfall events analysis in the east side of South Asia high [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 40 (6): 697–705, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.06.006.

施能, 封国林, 顾骏强, 等. 2007. 1948-2004 年全球越赤道气流气候变化 [J]. 热带气象学报, 23(4): 326-332. Shi Neng, Feng Guolin, Gu Junqiang, et al. 2007. The climatological variation of global cross-equatorial flow for the period of 1948–2004 [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 23 (4): 326-332, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2007.04.002.

石文静, 肖子牛. 2013. 近 60 年索马里急流越赤道水汽输送的变化特征及对中国初夏降水的影响 [J]. 气象, 39 (1): 39–45. Shi Wenjing, Xiao Ziniu. 2013. Variation of the cross-equatorial moisture transport in Somali and its impact on China early summer rainfall in nearly 60 years [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 39 (1): 39–45, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2013.01.005.

Simpson G C. 1921. The southwest monsoon [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1921, 47 (199): 151–172.

Smith T M, Reynolds R W. 2004. Improved extended reconstruction of SST (1854–1997) [J]. J Climate, 17 (12): 2466–2477, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2466:IEROS>2.0.CO;2.

唐碧, 郭品文, 杨丽萍. 2009. 东半球夏季低空越赤道气流的年际变化 [J]. 南京气象学院学报, 32 (2): 298–305. Tang Bi, Guo Pinwen, Yang Liping. 2009. Interannual variation of summer cross-equatorial flow in lower troposphere of Eastern Hemisphere [J]. J. Nanjing Inst. Meteor. (in Chinese), 32 (2): 298–305, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2009.02.017.

陶诗言, 徐淑英, 郭其蕴. 1962. 夏季东亚热带和副热带地区经向和纬向环流型的特征 [J]. 气象学报, 32 (2): 91–103. Tao Shiyan, Xu Shuying, Guo Qiyun. 1962. The characteristics of the zonal and meridional circulation over tropical and subtropical regions in eastern Asia in summer [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 32 (2): 91–103, doi:10.11676/qxxb1962.009.

王会军, 薛峰. 2003. 索马里急流的年际变化及其对半球间水汽输送和东亚夏季降水的影响 [J]. 地球物理学报, 46 (1): 18-25. Wang Huijun, Xue Feng. 2003. Interannual variability of Somali jet and its influences on the inter-hemispheric water vapor transport and on the East Asian summer rainfall [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 46 (1): 18-25, doi:10.3321/j.issn:0001-5733.2003.01.003.

魏维, 张人禾, 温敏. 2012. 南亚高压的南北偏移与我国夏季降水的关系 [J]. 应用气象学报, 23 (6): 650–659. Wei Wei, Zhang Renhe, Wen Min. 2012. Meridional variation of South Asian high and its relationship with the summer precipitation over China [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 23 (6): 650–659, doi:10.11898/1001-7313.20120602.

Xiao Z N, Shi W J, Yang P. 2015. Possible causes of the interdecadal transition of the Somali jet around the late 1990s [J]. J. Meteor. Res., 29 (2): 214–227, doi:10.1007/s13351-015-4103-1.

杨辉, 李崇银. 2005. 热带太平洋—印度洋海温异常综合模对南亚高压的影响 [J]. 大气科学, 29 (1): 99–110. Yang Hui, Li Chongyin. 2005. Effect of the tropical Pacific–Indian Ocean temperature anomaly mode on the South Asia high [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 29 (1): 99–110, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.01.12.

杨建玲, 刘秦玉. 2008. 热带印度洋 SST 海盆模态的“充电/放电”作用——对夏季南亚高压的影响 [J]. 海洋学报, 30 (2): 12–19. Yang Jianling, Liu Qinyu. 2008. The “charge/discharge” roles of the basin-wide mode of the Indian Ocean SST anomaly—Influence on the South Asian high in summer [J]. Acta Oceanol. Sinica (in Chinese), 30 (2): 12–19, doi:10.3321/j.issn:0253-4193.2008.02.002.

杨辉, 宋正山, 朱抱真. 1998. 1979 年 5 月东南亚夏季风的建立和青藏高原的作用 [J]. 大气科学, 22 (6): 858–866. Yang Hui, Song Zhengshan, Zhu Baozhen. 1998. Onset of the Southeast Asia summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau [J]. Sci. Atmos. Sinica (in Chinese), 22 (6): 858–866, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1998.06.06.

杨光, 李崇银, 谭言科. 2013. 南亚高压强度的年代际变化及可能原因分析 [J]. 热带气象学报, 29 (4): 529–539. Yang Guang, Li Chongyin, Tan Yanke. 2013. A study on interdecadal variation of South Asian high and its possible cause [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 29 (4): 529–539, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2013.04.001.

Yang J L, Liu Q Y, Xie S P, et al. 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 34 (2): L02708, doi:10.1029/2006GL028571.

叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡 [J]. 气象学报, 28 (2): 108–121. Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu Baozhen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 28 (2): 108–121, doi:10.11676/qxxb1957.010.

张琼, 钱永甫, 张学洪. 2000. 南亚高压的年际和年代际变化 [J]. 大气科学, 24 (1): 67–78. Zhang Qiong, Qian Yongfu, Zhang Xuehong. 2000. Interannual and interdecadal variations of the South Asia high [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 24 (1): 67–78, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.01.07.

张琼, 吴国雄. 2001. 长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系 [J]. 气象学报, 59(5): 569–577. Zhang Qiong, Wu Guoxiong. 2001. The large area flood and drought over Yangtze River valley and its relation to the South Asia high [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 59(5): 569–577, doi:10.11676/qxxb2001.061.

Zhang Q, Wu G X, Qian Y F. 2002. The bimodality of the 100 hPa South Asia high and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 80 (4): 733–744, doi:10.2151/jmsj.80.733.

赵娟, 韩延本. 2005. 滑动平均情形下的相关显著水平估计 [J]. 北京师范大学学报 (自然科学版), 41 (2): 139–141. Zhao Juan, Han Yanben. 2005. Estimation of correlation significance levels after moving average [J]. J. Beijing Normal Univ. (Nat. Sci.) (in Chinese), 41 (2): 139–141, doi:10.3321/j.issn:0476-0301.2005.02.009.

周永宏, 郑大伟. 1999. 相关估计显著水平的 Monte Carlo 模拟检验 [J]. 测绘学报, 28 (4): 313–318. Zhou Yonghong, Zheng Dawei. 1999.

Monte Carlo simulation tests of correlation significance levels [J]. Acta Geodaet. Cartograph. Sinica (in Chinese), 28(4): 313–318, doi:10.3321/j.issn:1001-1595.1999.04.007.

Zhou N F, Yu Y Q, Qian Y F. 2009. Bimodality of the South Asia high simulated by coupled models [J]. Adv. Atmos. Sic., 26 (6): 1226–1234, doi:10.1007/s00376-009-7219-3.

朱玲, 左洪超, 李强, 等. 2010. 夏季南亚高压的气候变化特征及其对中国东部降水的影响 [J]. 高原气象, 29 (3): 671–679. Zhu Ling, Zuo Hongchao, Li Qiang, et al. 2010. Characteristics of climate change of South Asia high in summer and its impact on precipitation in eastern China [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 29(3): 671–679.

Zhu Y L, Wang H J, Zhou W, et al. 2011. Recent changes in the summer precipitation pattern in East China and the background circulation [J]. Climate Dyn., 36 (7–8): 1463–1473, doi:10.1007/s00382-010-0852-9.

Zhu Y L. 2012. Variations of the summer Somali and Australia cross-equatorial flows and the implications for the Asian summer monsoon [J]. Adv. Atmos. Sci., 29 (3): 509–518, doi:10.1007/s00376-011-1120-6.