

# 热带次表层海温与南海夏季风的关系研究\*

张秀芝 李江龙 王东晓

(国家气候中心, 北京, 100081) (南海海洋研究所, 广州, 510301)

## 摘 要

分析了南海夏季风强度指数, 与热带太平洋至印度洋 0~400 m 海水海温距平场的相关关系, 发现南海夏季风在 120 m 层的信号最强, 并且与 ENSO 循环有关。根据相关场反映的信息对季风强度与海温场分类, 针对其中 4 种情况对 120 m 层海温距平和 850 hPa  $U$  分量进行合成分析, 发现热带海温异常影响南海夏季风强度, 季风强弱反过来改变海温分布。最后给出了对季风和 ENSO 预报有指示意义的海温及风场分布。

关键词: 南海, 夏季风, 热带, 次表层海温, 相关关系。

## 1 引 言

关于海表海度与夏季风关系的研究较多, Khandekar<sup>[1]</sup>的研究表明, 赤道东太平洋 SST 冷、暖对应于印度旱和涝季年; 谢安等<sup>[2]</sup>认为南海夏季风爆发前, 南海西太平洋与印度洋 SST 的变化特征存在显著差异。梁建茵等<sup>[3]</sup>指出, 南海季风强度变化与海表海温存在显著的相互作用, 初春东太平洋海温为正(负)距平时, 则夏季西南季风偏弱(强), 进而造成南海-阿拉伯海海温负(正)距平。相比之下, 次表层海温的研究则很少, 黄荣辉等<sup>[4]</sup>分析了沿 137°E 巡航剖面资料, 发现次表层海温变化与异常的距平值比表层海温异常的距平值大得多, 与中国江淮流域夏季降水存在很好的反相关关系。何有海<sup>[5]</sup>计算了南海上层热含量, 指出在南方涛动指数的低值期南海上层热含量增加, 热含量的变化与东亚冬季风和热带大气环流的变异密切相关。李崇银<sup>[6]</sup>指出, 西太平洋暖池次表层海温正距平向赤道中太平洋的传播是导致 El Niño 发生的重要原因, 而赤道太平洋西风异常和向东扩展略先于次表层海温正距平的移动, 但他认为该西风异常同中纬度强迫(东亚强冬季风)有关。那么南海夏季西南风在热带海洋海温变化中的作用如何? 次表层海温变化是否蕴藏着南海夏季风的某些信息? 本文试图根据南

海夏季风强度指数<sup>[7]</sup>, 与热带西太平洋至印度洋次表层海温进行分析, 寻找季风强弱情况下海温的分布模态, 揭示其变化规律, 以期能对季风和 ENSO 预测有所裨益。

## 2 使用资料

使用美国加州大学圣地亚哥分校 Scripps 海洋研究所 JEDAC1955~1998 年 11 层(0, 20, 40, 60, 80, 120, 160, 200, 250, 300, 400 m) 海温距平资料, 水平分辨率为  $2 \times 5$  经纬度, 研究范围为 30°S~35°N 的太平洋-印度洋海域。大气资料使用 NCEP/NCAR 1955~1998 年 850 hPa  $U$  分量, 水平分辨率为  $2.5 \times 2.5$  经纬度。

南海夏季风强度指数为张秀芝等最近研究结果, 序列长度为 1953~1999 年, 季风强度指数的计算区域是 5~20°N, 105~120°E, 时间单元为候, 从季风爆发到结束逐候强度指数累加和为该年的强度指数, 其年际变化见图 1。

## 3 季风强度指数与海温的相关分析

用季风强度指数距平分别与 0~400 m 的海温距平进行相关计算, 分析各层相关场发现: (1) 0 m 和 10 m 的相关场分布形式很接近, 60~300 m 各层分布相似, 并且 120 m 层通过检验(相关系数  $\geq 0.3$ ,

\* 初稿时间: 2000 年 10 月 5 日; 修改稿时间: 2001 年 11 月 16 日。

资助课题: 国家攀登 A 南海季风试验、国家气候中心开放课题和中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-205)。

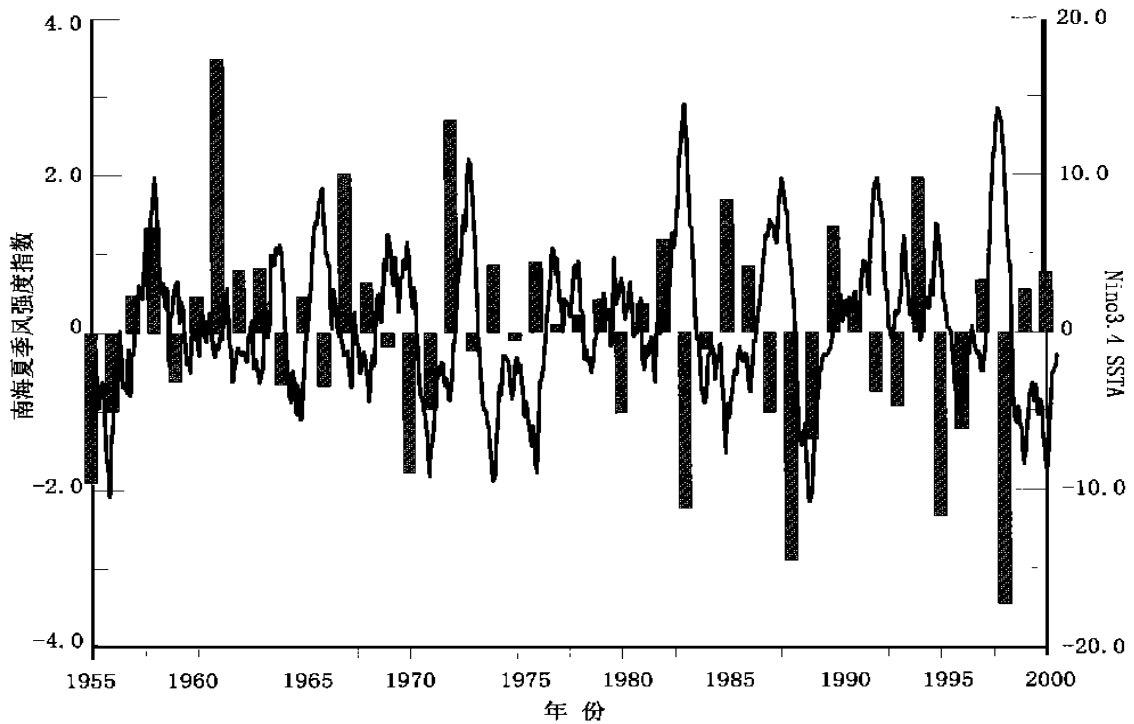


图1 南海夏季风强度指数与 Niño3, 4 SSTA 分布

下文中的相关区域均为通过检验的区域)的区域最稳定、相关系数也最高(见图2),表明季风强度在热带次表层的信号是最强的,这一结果与文献[4]相一致。造成这一现象的原因可能是:热带太平洋和印度洋的温跃层深度一般在80~200 m之间,130°W以东较浅约30~80 m,即120 m的距平变化对于大部分区域反映了温跃层内海温的变化情况。由于温跃层内海温的垂直梯度较大,大气中强的变化到达温跃层后所产生的变化远大于上混合层,又因其深度较深,不易被海面小的扰动所影响,因此具有很强的记忆能力。反过来,由于其稳定性强,可持续地影响上混合层,从而对后期的大气产生影响。

(2) 季风爆发前期表层和次表相关场的表现形式不同,0 m前一年秋冬季印度洋西北部和赤道东太平洋为负相关区,而120 m则东印度洋和西太平洋为正相关区,即季风强弱对表层和次表层的响应区域不同。其原因可能是,暖池区表层终年高温,海温年际变化很小(方差0.5°C左右),而东太平洋则大得多(1.5°C),并且这种变化是对热带大气环流季节和年际变化的响应,自然地东太平洋的相关关系要好于东印度洋和西太平洋;120 m层东印度洋和西太平洋海温的年际变化比表层大的多,因此与季风有很好的关系。

(3) 正、负相关区随时间由西向东移动,0 m层1月份东印度洋为负相关中心,与南海北部、日本以南海域负相关区相连,到11月负中心移至西太平洋;4月西太平洋5°S~15°N一带出现的正相关区,11月移至东太平洋。120 m太平洋的正相关区逐月向东南移动,并且超前于0 m层,11月与0 m层正相关区重合,这与赵其庚<sup>[8]</sup>用印度洋和太平洋模式在观测风应力强迫下模拟出的1982~1983年El Niño的演变过程是一致的;东印度洋正相关区则呈西南-东南的半圆逆时针移动,到11月上下层相关场基本一致。

(4) 比较图中前一年11月和当年11月相关场可以推断:前一年秋冬季西太平洋至东印度洋正(负)海温距平,西印度洋和东太平洋负(正)距平容易引发第二年强(弱)夏季风;反过来,强(弱)夏季风又可加速东印度洋和西太平洋海水变冷(暖),西印度洋和东太平洋变暖(冷),即南海夏季风与ENSO循环有密切关系。

#### 4 南海夏季风与海洋的相互作用

为验证上述推断,首先将季风强度指数与Niño3,4区SSTA进行对比分析(图1),发现Niño3,4 SSTA前一年秋冬季若为冷位相,当年强夏季风

的占 16 a, 其中 11 a 秋冬季转为暖位相(1957, 1963, 1965, 1968, 1972, 1976, 1979, 1982, 1986, 1990~1991, 1997 年, 称之为强 1), 5 a 仍维持冷位相(1962, 1967, 1974, 1985, 1999 年, 称之为强 2), 当年为弱夏季风 4 a(1956, 1971, 1984, 1996 年称之为弱 2); 前一年秋冬季若为暖位相, 当年弱夏季风

9 a(1959, 1964, 1966, 1970, 1973, 1980, 1983, 1988, 1998 年, 称之为弱 1), 秋冬季转为冷位相, 只有 1995 年例外为强夏季风。下面就 4 种不同的情况对 120 m 层海温距平和 850 hPa *U* 分量进行分析, 探讨季风与海洋的相互作用。

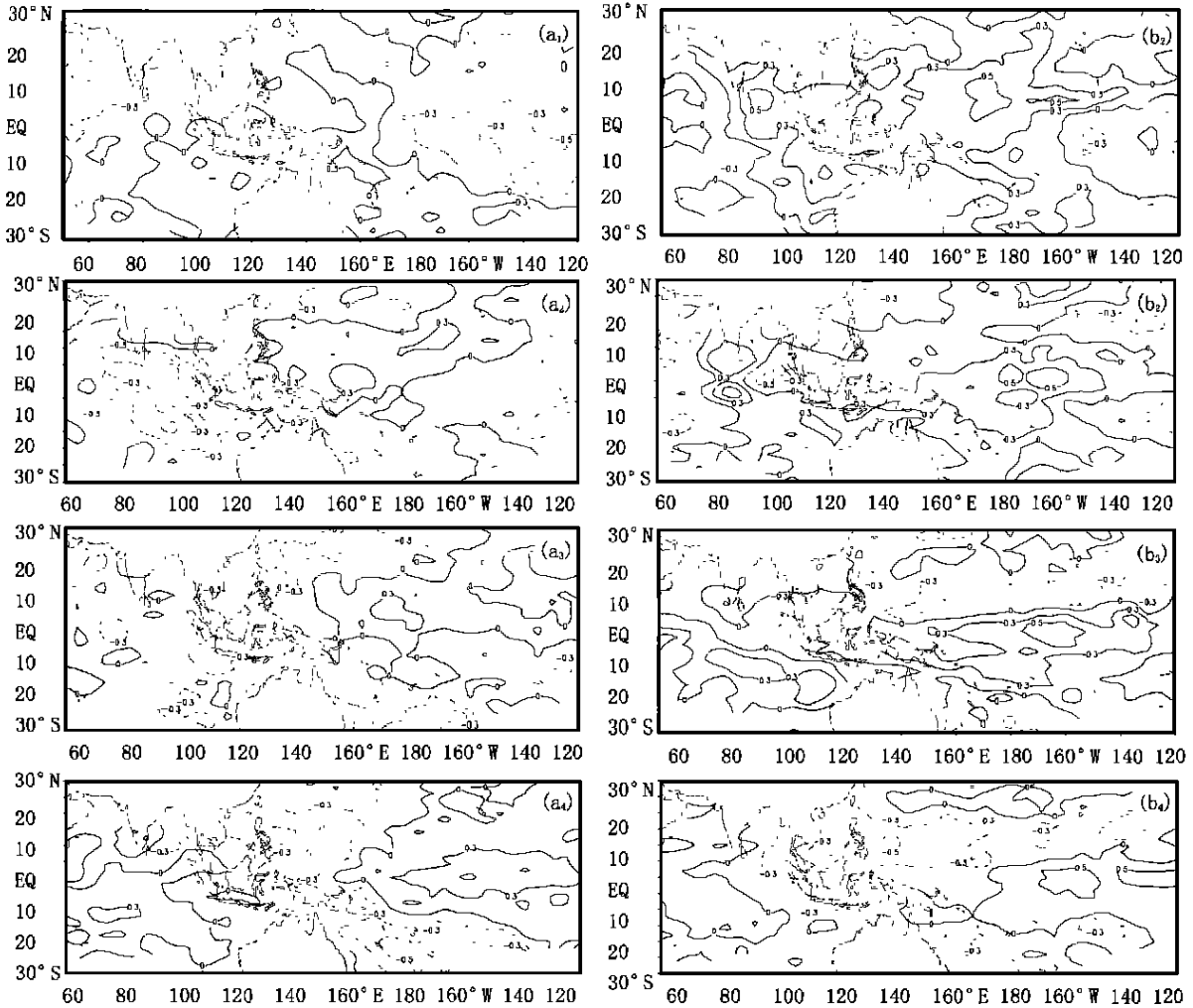


图 2 季风指数与海温相关系数分布

( $a_1 \sim a_4$  分别为前一年 11、当年 4、6、11 月 0 m 海温,  $b_1 \sim b_4$  分别为前一年 11、当年 3、7、11 月 120 m 海温)

图 3 为上述强 1、弱 1 季风年 850 hPa *U* 分量合成图, 图 4 为相应的 120 m 层海温距平合成分布图。强季风年, 前一年秋冬季, 印度洋为强西风, 东太平洋及南海为强东风, 相应的西太平洋至东印度洋为强的正海温距平, 是典型的 La Nina 态; 1 月印度洋强西风中心东南移至印度尼西亚“海洋大陆”一带, 120 m 南海北部、台湾和吕宋岛以东海域出现负的海温距平, 这可能与李崇银<sup>[9]</sup>指出的强东亚冬季风有关, 暖池区  $\geq 1^\circ\text{C}$  的距平中心东移至  $150^\circ\text{E}$  以

东; 3 月东太平洋 12 m/s 的强东风突然消失, 西太平洋上空西风分量增强东伸,  $\geq 1^\circ\text{C}$  的距平中心东移至  $180^\circ$  附近及以东, 南海大部为负的海温距平; 5 月随着南海夏季风的爆发, 强西风中心北抬东伸, 东太平洋东风分量减弱, 11 月西风抵达日更线附近, 120 m 东南太平洋和东印度洋至西太平洋分别为大范围正、负海温距平, El Nino 态形成。弱季风年正好相反, 前一年秋冬季, 印度尼西亚“海洋大陆”及赤道西太平洋为弱西风, 东太平洋东风较弱, 相应的西太平

洋至东印度洋为强的负海温距平,  $5^{\circ}\text{N}$  以南  $160^{\circ}\text{W}$  以东为较强的正距平, 是典型的 El Niño 态; 4 月西风突然撤出西太平洋, 同时在  $140\sim 170^{\circ}\text{E}$ ,  $5^{\circ}\text{N}$  附近及吕宋岛以东出现  $\geq 0.5^{\circ}\text{C}$  的正距平; 由于季风较

弱, 6~ 8 月西风仅达  $150^{\circ}\text{E}$ , 而东太平洋  $\geq 12\text{ m/s}$  的强东风则不断西进, 相应的西太平洋至东印度洋正海温距平形成,  $\leq -0.5^{\circ}\text{C}$  的负中心移至  $5^{\circ}\text{N}$  以南  $170^{\circ}\text{E}$  以东, 到 11 月 La Nina 态形成。

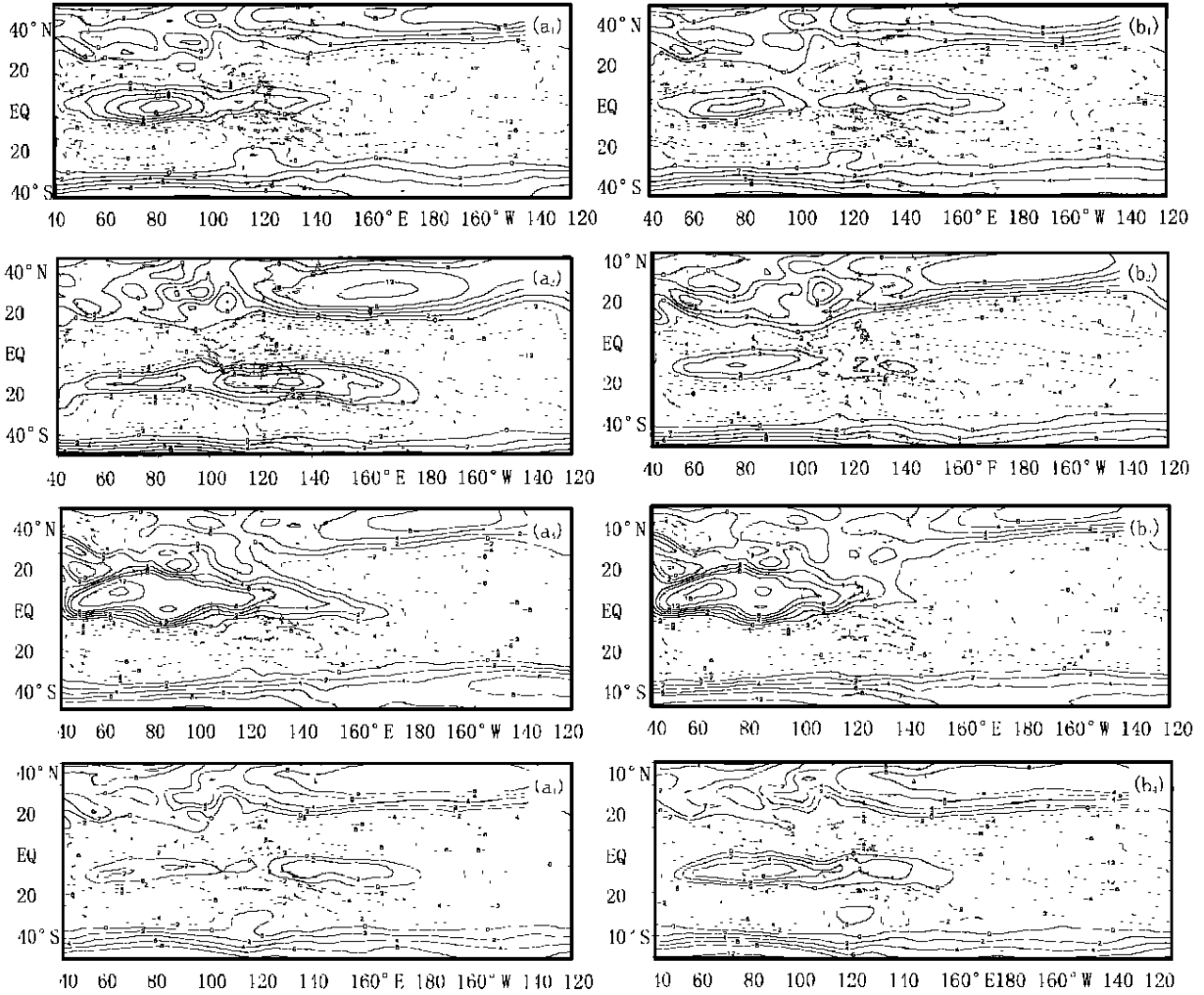


图 3 强 I (a<sub>1</sub>~ a<sub>4</sub>)、弱 I (b<sub>1</sub>~ b<sub>4</sub>) 季风年 850 hPa U 分量合成  
(自上而下依次为前一年 10, 当年 1, 8, 11 月)

由图 3 我们看到, 冬季印度洋至西太平洋西风急流约在  $0\sim 10^{\circ}\text{S}$  纬度带, 夏季位于  $0\sim 15^{\circ}\text{N}$ , 海温场变化大的区域约在  $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$  和  $6\sim 12^{\circ}\text{N}$  纬度带, 从合成的强 I、弱 I 季风年 U 分量和 120 m 海温距平场取这些纬度带做时间-经度剖面图, 观察其传播过程。就西风而言,  $0\sim 10^{\circ}\text{S}$  剖面 12~ 3 月, 强季风年  $\geq 2\text{ m/s}$  的范围约为  $85\sim 165^{\circ}\text{E}$ , 最强的区域在  $130\sim 140^{\circ}\text{E}$  ( $6\text{ m/s}$ ), 弱季风年约  $130\sim 180^{\circ}\text{E}$ , 最强的区域在  $135\sim 150^{\circ}\text{E}$  ( $4\text{ m/s}$ );  $0\sim 15^{\circ}\text{N}$  剖面 5~ 9 月, 强季风年 0 线达  $170^{\circ}\text{E}$ , 弱季风年仅抵  $120^{\circ}\text{E}$  (图 5 见附页 3)。可见强季风年冬季的西风风速及夏季

的东伸范围远大于弱季风年。东风则相反, 以  $-4\text{ m/s}$  线西伸点为例,  $0\sim 10^{\circ}\text{S}$  剖面 5~ 10 月, 弱季风年可达  $100^{\circ}\text{E}$ , 而强季风年在  $150\sim 170^{\circ}\text{E}$  不连续;  $0\sim 15^{\circ}\text{N}$  剖面 12~ 次年 2 月, 弱季风年可达  $100^{\circ}\text{E}$ , 而强季风年在  $120\sim 150^{\circ}\text{E}$  是中断的。弱季风年东风的强度及西伸范围均大于强季风年。从图上我们还可以看到, 在 3~ 4 月份, 强季风年在  $170^{\circ}\text{W}$  以东风强度突然减弱, 并且再也没有反弹起来, 而弱季风年则逐渐加强。120 m 海温距平剖面图 (图 6 见附页 3), 强季风年 2 月份  $6\sim 12^{\circ}\text{N}$  剖面从南海至  $140^{\circ}\text{E}$ ,  $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$  剖面在  $80\sim 120^{\circ}\text{E}$  出现负的海温

距平, 与此同时原位于  $100^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$  的正距平中心东传至  $150^{\circ}\text{E}$  以东, 7~8月东印度洋和南海再一次明显降温之后, 9月负距平大幅度东传达  $170^{\circ}\text{E}$ , 正距平中心退至  $170^{\circ}\text{W}$  以东。弱季风年, 6~12°N 剖面

1月份开始  $90^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$  的负距平突然消失并西移, 8月转为正距平;  $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$  剖面 12~次年2月东印度洋和南海发生微弱的升温, 4月出现明显的升温, 并逐渐东传, 11月正距平达  $180^{\circ}$  附近。

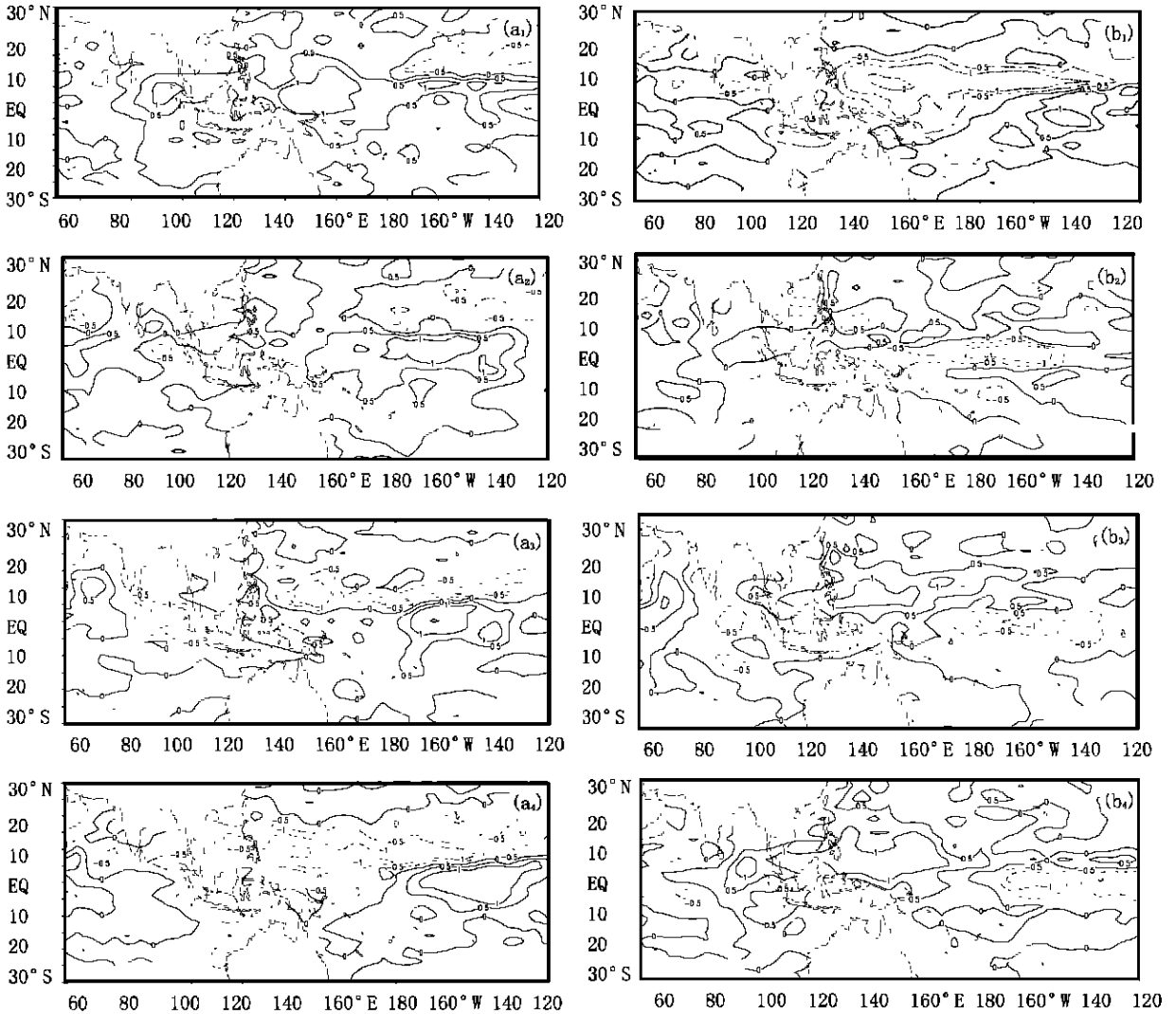


图4 强1( $a_1\sim a_4$ )、弱1( $b_1\sim b_4$ )季风年120 m 层海温距平合成

(自上而下依次为前一年11, 当年3, 7, 11月)

下面进一步讨论强2、弱2与强1季风年的差别。前一年秋冬季, 强2、弱2与强1季风年850 hPa  $U$  分量合成很相似(图7), 但东太平洋和印度洋120 m 层海温距平合成分布却存在一些差别(图8)。如10~12月东太平洋负距平的位置, 强1季风年约在  $7^{\circ}\text{N}$  以北, 并且连续数月一直向西发展, 强2季风年存在  $7^{\circ}\text{N}$  以北和  $3^{\circ}\text{N}$  以南两个区域, 弱2季风年则在  $5^{\circ}\text{N}$  以南。1~3月主要差别是印度洋的负距平, 弱2季风年发生在  $5^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$  一带, 并且持续到9月份, 强2和强1季风年位于阿拉

伯海。3月开始东太平洋东风强度和赤道西太平洋西风强度出现较大差别, 如3月强1季风年东太平洋12 m/s 强东风突然消失, 而强2、弱2季风年仍隐若可见; 4月强1季风年8 m/s 东风只达  $160^{\circ}\text{W}$ , 强2、弱2却分别西至  $180^{\circ}$  和  $160^{\circ}\text{E}$ , 强1季风年赤道西太平洋有2 m/s 西风中心, 强2、弱2却几乎不存在; 强2季风年5月、弱2季风年6月, 东太平洋东风强度开始增至12 m/s, 因此, 即使5~9月南海夏季风很强, 其西风也只能伸至  $150^{\circ}\text{E}$ , 弱2季风年则只达  $140^{\circ}\text{E}$ , 而强1西风可达  $180^{\circ}$  附近。也正因

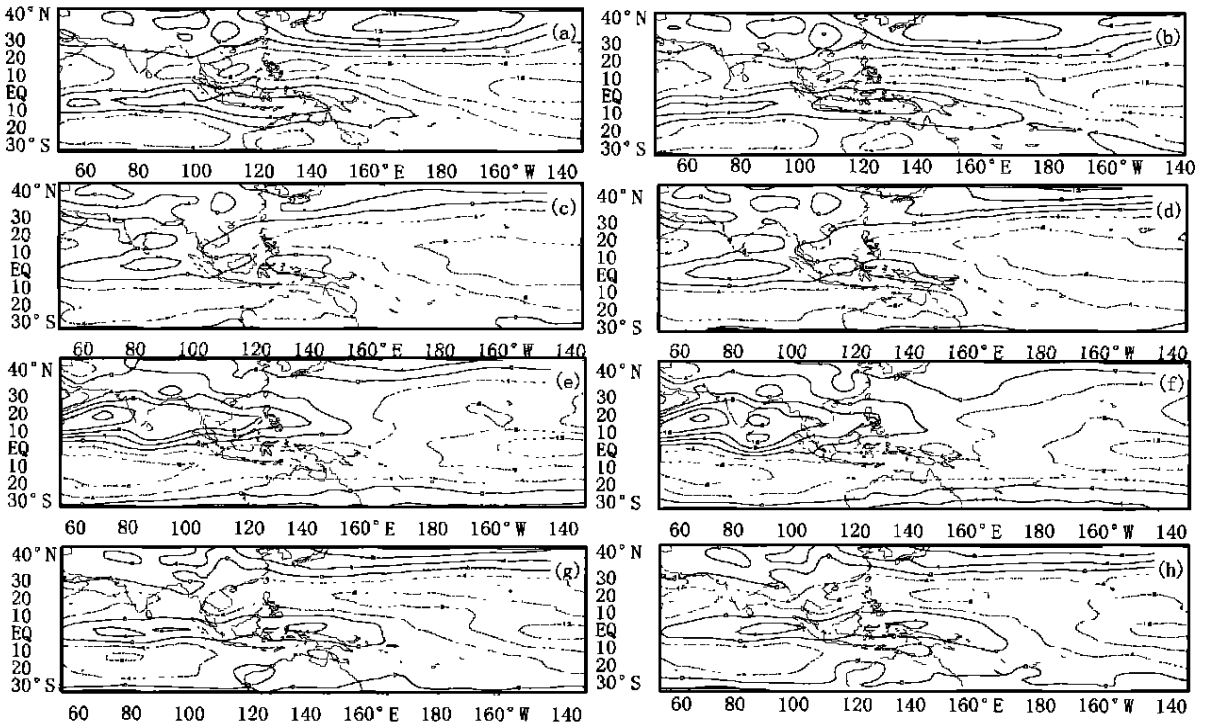


图7 强2(a<sub>1</sub>~ a<sub>4</sub>)、弱2(b<sub>1</sub>~ b<sub>4</sub>)季风年850 hPa U分量合成图

(自上而下依次为1, 4, 8, 11月)

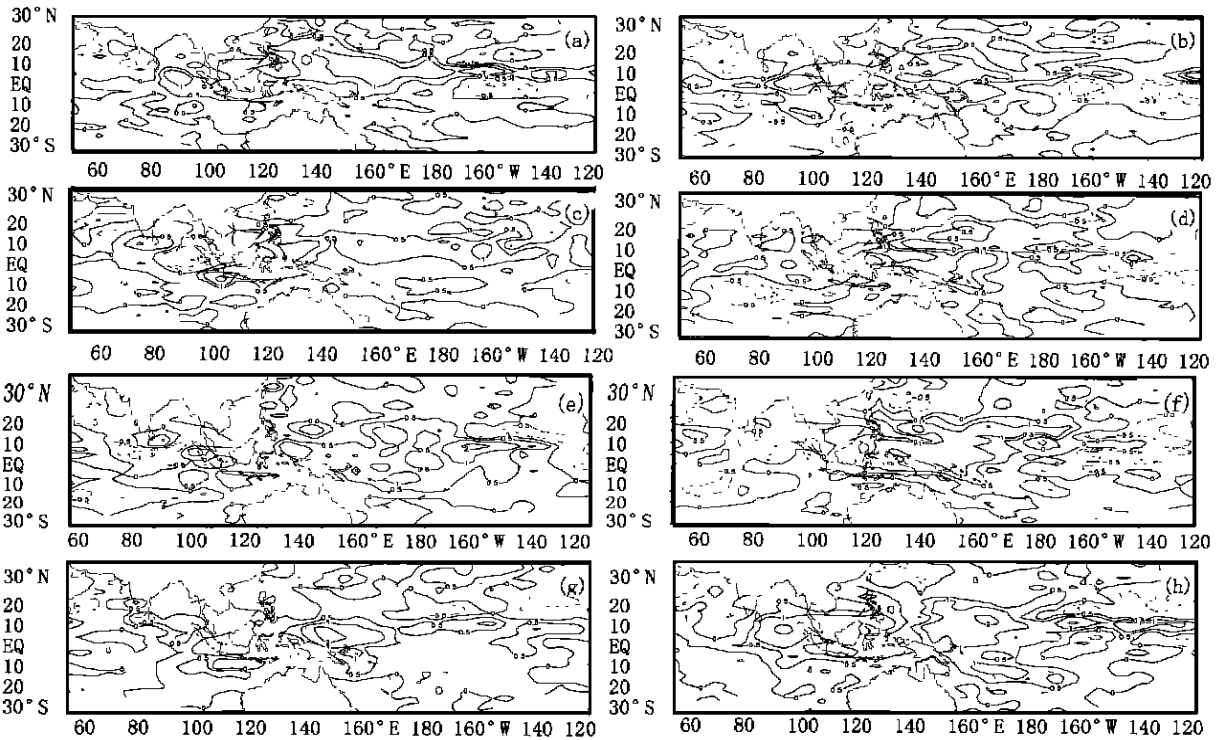


图8 强2(a<sub>1</sub>~ a<sub>4</sub>)、弱2(b<sub>1</sub>~ b<sub>4</sub>)季风年120 m层海温距平合成

(自上而下依次为前一年11, 当年3, 7, 11月)

为如此, 4~9 月份, 弱 2 季风年在  $5^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ ,  $170\sim 150^{\circ}\text{W}$  出现负的海温距平, 而在暖池区正距平则增至  $1^{\circ}\text{C}$  以上。由此可见, 由于 La Nina 态秋冬季海温距平场的分布的差异, 导致 3~4 月份东太平洋东风强度和赤道西太平洋西风强度的差别, 进一步影响南海夏季风的强度及海温的变化。

对强 1、弱 1、强 2、弱 2 季风年 850 hPa  $U$  分量合成和 120 m 层海温距平合成分别进行了方差分析经验。120 m 层海温距平合成, 大部分区域均通过 1% 的信度检验(图略), 表明我们的分类是合理的。850 hPa  $U$  分量合成通过检验的区域比海温小, 前一年 12 月至当年 4 月大致在热带东太平洋上空, 4 月增加了东印度洋至  $150^{\circ}\text{E}$  区域, 5~8 月主要在  $140^{\circ}\text{W}$  以西太平洋。进一步说明海洋对南海季风的影响是很重要的。

## 5 结果与讨论

(1) 对于南海夏季风强度, 次表层海温距平的前期信号比表层强; 在太平洋, 正、负相关区域在随时间由西向东移动的过程中 120 m 超前于 0 m 层。

(2) La Nina 年的次年多数为强季风年 (16/20), 其中绝大部分秋冬季转为 El Niño (11/16)。主要表现在前一年冬季东太平洋次表层负海温距平位置、1~3 月印度洋负海温距平的位置与强度和 3 月以后赤道东太平洋的东风强度和西太平洋的西风强度的差别。El Niño 年的次年多数情况为弱夏季风 (12/15), 并且于秋冬季转为 La Nina 的机率很高 (9/12)。这说明印度洋和太平洋海洋海温异常影响着 Walker 环流和 Hadley 环流的强度及位置, 必然对

南海夏季风产生影响, 南海夏季风(西风)异常又将改变海洋的热状况, 因此南海夏季风在 ENSO 循环中起着重要的作用。

(3) 秋季东印度洋至西太平洋强烈增温, 冬季印度洋至西太平洋强西风和东亚冬季强寒潮出现, 激发暖的 Kelvin 波东传, 原位于西太平洋的高温中心东移至中太平洋, 大气在对海洋变化响应的同时恰遇 3 月东南信风的季节性减弱, 造成 3~4 月东太平洋东风强度突然减弱, 同时也为以后的强夏季风创造了条件, 5~9 月强夏季风又加速 Kelvin 波东传, 造成西太平洋海温降低和东太平洋海温升高, 触发 El Niño 形成。相反, 秋冬季赤道西太平洋强西风, 东太平洋弱东风, 维持东太平洋变暖西太平洋变冷的模态, 4 月西风突然撤出西太平洋, 暖池区局部开始变暖, 但东印度洋至西太平洋仍处于 Walker 环流的下沉区, 夏季南海季风较弱, 加之 6 月东太平洋东风突然加强, 使得西太平洋至东印度洋海温升高, 引发 La Nina 发生。

(4) 通过本文分析, 我们可以捕捉到一些对南海夏季风和 ENSO 预报有意义的信息: 前一年海温场为 La Nina 模态, 12~次年 3 月 850 hPa 印度尼西亚“海洋大陆”及以东西风加强, 次表层暖池区高温中心东移, 3~4 月份东太平洋东风突然减弱, 则夏季可能为强季风, 并且于秋冬季转为 El Niño 态; 若 3~4 月份东太平洋东风很强, 并且  $5^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$  海域为负距平则可能为弱季风。前一年海温场为 El Niño 模态, 次年若为弱季风, 一般于秋冬季转为 La Nina 态。

## 参考文献

- 1 Khandekar M L, Neralla V R. On the relationship between the sea surface temperature in the equatorial Pacific and the Indian monsoon rainfall. *Geophys Res Let*, 1984, 11: 1137~ 1140
- 2 谢安等. 海温纬向梯度与南海夏季风爆发. 见: 丁一汇, 李崇银编. 南海季风爆发和演变及其于海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 1998. 48~ 51
- 3 梁建茵等. 南海西南季风强度变化特征及其与海温的耦合关系分析. 见: 丁一汇, 李崇银编. 南海季风爆发和演变及其于海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 1998. 133~ 140
- 4 黄荣辉等. 热带西太平洋暖池的热状况及其上空的对流活动对东亚夏季风气候异常的影响. *大气科学*, 1994, 18(2): 141~ 151
- 5 何有海. 南海上层海洋热含量的年际和年代际变化. *热带海洋*, 1997, 16(1): 24~ 29
- 6 李崇银等. 厄尔尼诺的发生与赤道西太平洋暖池次表层海温异常. *大气科学*, 1999, 23(4): 519~ 521
- 7 Zhang xiaozhi, Li jianglong, Ding yihui, et al. A study of circulation characteristics and index of South China Sea summer monsoon. *ACTA meteorologica sinica*, 2001, 15(4): 450~ 464
- 8 赵其庚等. 高分辨率印度洋-太平洋海洋环流模式及模拟结果初步分析. 见: 国家气候中心编. 气候变化与预测研究. 北京: 气象出版社, 2000. 269~ 283
- 9 李崇银等. 频繁的强大东亚大槽活动与 El Niño 发生. *中国科学(B 辑)*, 1988, 6: 667~ 674

# RESEARCH ON RELATIONSHIP BETWEEN SUBSURFACE SEA TEMPERATURE IN TROPICAL AREA AND SCS SUMMER MONSOON

Zhang Xiuzhi    Li Jiangleong

*(National Climate Center, Beijing 100081)*

Wang Dongxiao

*(Institute of Oceanography of the South China Sea, Guangzhou 510301)*

## Abstract

Based on the correlative analysis between SCS(South China Sea) summer monsoon intensity index and sea temperature anomalous field in 0- 400 m deep in tropical Pacific and India Oceans, the strongest signal of SCS summer monsoon is embodied in the level of 120 m, which has related with ENSO period. Monsoon intensity and sea temperature are classified based on the information of correlation field. Composite analysis is done about 120 m temperature anomalous field and 850 hPa  $U$  component. It is found that tropical sea temperature anomaly affects SCS summer monsoon intensity, whereas monsoon intensity changes the distribution of sea temperature. At the end of the paper, sea temperature field and wind field are given which has the indicative meaning to monsoon and ENSO prediction.

**Key words:** SCS, Summer monsoon, Tropics, Sub-surface sea temperature, Correlation.



张秀芝等：热带次表层海温与南海夏季风的关系研究

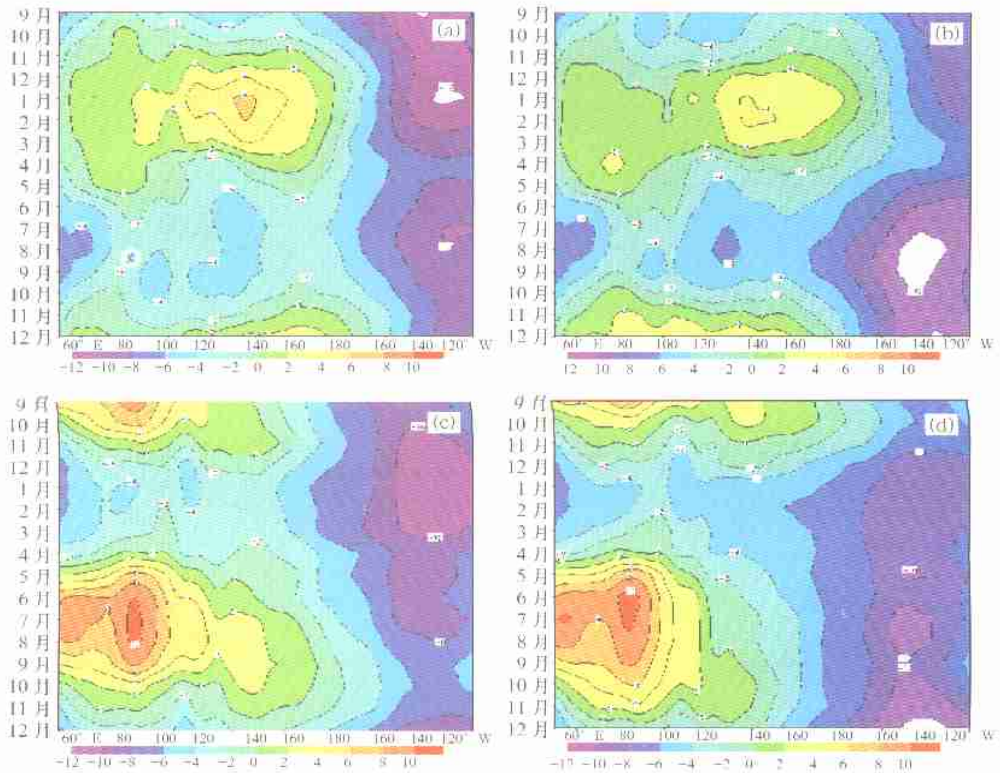


图 5 0~10° S(a,b), 0~10° N(c,d) 强 I(a,c), 弱 I(b,d) 季风年合成 850 hPa U 分量经度-时间剖面图

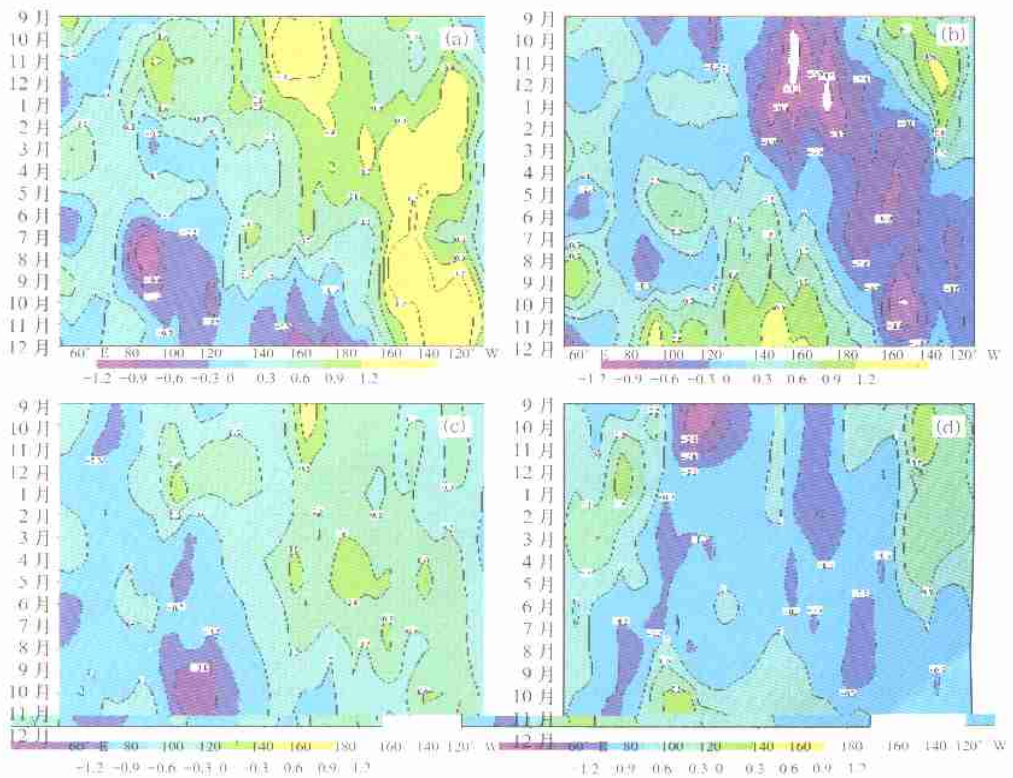


图 6 5° S~5° N(a,b), 6~12° N(c,d) 强 I(a,c), 弱 I(b,d) 季风年合成 120 m 海温距平经度-时间剖面图