海洋出版社出版　海洋和气候的变化及其对环境和资源的影响论文集　2001 年

热带海气耦合系统年际振荡中印尼－西太平洋暖池 SST 的作用*

李永平　端义宏　刘秦玉　秦曾灏

（上海台风研究所，上海 200030）　（青岛海洋大学物理海洋研究所，青岛 266003）

摘　要　本文采用复经验正交函数展开（CEOF）等方法比较了热带海洋各海域 SSTA 在年际变化过程中的位相关系，发现印尼－西太平洋暖池区 SSTA 变化信号最先出现，它与热带中太平洋 SSTA 相比有提前 2 个月左右的反位相变化，文章分析了产生这种现象的可能物理机制，指出了印尼－西太平洋暖池 SSTA 变化信号的较早出现可能起因于阿拉伯海、赤道印度洋西部纬向风所激发的东传海洋 Kelvin 波的作用，这种东传 Kelvin 波能通过印尼贯穿流通道把扰动信息传播至西太平洋暖池区。改变后的西太平洋暖池区 SSTA 再通过海气相互作用把扰动信息向东传播以影响热带中东太平洋的海气状况。

关键词　西太平洋暖池　位相　贯穿流通道

1　引言

观测事实揭示，热带不同海域 SSTA 变化是作为一个有机的整体相互联系在一起的[1,2]，ENSO不仅与热带中东太平洋的海气耦合过程有关，热带其他海域的海气过程也可以成为 ENSO 的发生机制。目前许多研究注意到 ENSO 与热带西太平洋的海气状况有联系，例如异常的热带西太平洋暖池区的大气对流活动通过伴随的西风暴发可以激发厄尔尼诺现象，这种异常西风也可以起源于赤道印度洋[3]。一般在厄尔尼诺事件发生前期和初期，印尼岛链区域 SST 首先出现负距平[4]，该区域的 SSTA 变化与南方涛动指数是正交的[5]。数值模拟结果表明，大气对印尼和西太平洋暖池区小的 SSTA 变化是十分敏感的，相对热带其他海洋而言，该区域较小的 SSTA 可以引起较大的大气异常变化[6]。总之，已有的研究表明，印尼和西太平洋暖池区 SSTA 变化对整个热带海洋海气相互作用可能是很重要的，但是目前对于印尼－西太洋暖池 SSTA 与热带其他海域海气相互作用的关系还不是很明确，对于引起西太平洋暖池 SSTA 变化的原因也有待进一步的探讨。

2　资料和方法

热带海洋 SSTA 变化与海表面风场直接有关，本文所用的 SSTA 和海表风月平均场资

* 国家教委博士点基金（编号：9442307）和国家自然科学基金（编号：49576277）课题资助。本工作在国家气候中心开放实验室完成。

需要全本请访问 www.ertongbook.com

料取自 COADS 资料集，其原始资料的空间分辨率为 2个纬度 $\times$ 2 个经度，这里依据不同空间点上的观测次数为权重，把资料分辨率变成 4 个纬度 $\times$ 8 个经度,资料年限为 1951～1987 年。考虑到海表面高度的变化能较好地反映海洋中波动信号的传递。这里选取美国夏威夷大学的沿印度洋一太平洋区域一些测站的月平均海平面高度作为分析资料，其中热带太平洋区域的水位资料年限较长（1974～1987 年），而在印度洋区域资料年限则较短。

本文采用 CEOF 方法[1]分析 SSTA、海表风场和海面高度变化的时空分布，这种方法可以同时表示出某一要素场在不同空间位置上的振幅和位相关系，为表达简便起见，这里把不同空间点上特征向量的振幅和位相用矢量形式表示，矢量长短表示振幅的大小，矢量方向表示位相，并且把各要素在不同空间点上的位相都表示成相对热带中东太平洋 SSTA 的位相，这样便于不同要素位相之间的相互比较，这里把热带中东太平洋 SSTA 位相规定为指向东。对任何两个矢量 $\vec{A}$ 和 $\vec{B}$，如果矢量 $\vec{B}$ 逆时针旋转（小于 180°）后与矢量 $\vec{A}$ 方向一致，则表示矢量 $\vec{A}$ 滞后于矢量 $\vec{B}$。如果矢量 $\vec{B}$ 顺时针旋转（小于 180°）后与矢量 A 方向一致，则表示矢量 A 超前矢量 $\vec{B}$。

3 SSTA、海表风场和海表面高度的年际变化空间分布特征

3.1 SSTA

图 1 为 SSTA CEOF 第一特征向量，该特征向量的方差占其原始资料方差的 42%，它明显大于其余特征向量所占的方差。

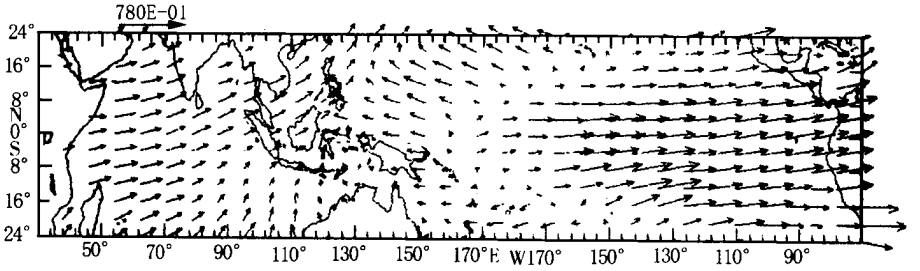


图 1 SSTA 第一特征向量

图 1 表明，从 170°E 向东至南美沿岸的热带中东太平洋的空间矢量都一致地指向正东方向，表明热带中东太平洋各处 SSTA 变化是一致的，热带印度洋和南海矢量指向东略偏北方向，即热带中东太平洋处特征向量逆时针旋转 10°～15° 就与热带印度洋特征向量的方向一致。根据 SSTA 第一特征向量的历史重建曲线（图略），可知它主要有 3.5 a 左右的准周期变化。因此，10°～15° 位相差约折合 2个月时间，即热带印度洋和南海 SSTA 滞后于热带中东太平洋 SSTA 约 2个月。值得注意的是印尼－西太平洋暖池区（125°～150°E）附近的矢量指向西略偏北，即大致与热带中东太平洋 SSTA 呈反位相变化，但两者并非正好相差 180° 位相，相比之下，印尼－西太平洋暖池区 SSTA 变化要超前 2 个月左右。由此可见，整个热带太平洋和印度洋 SSTA 在年际变化过程中印尼－西太平洋暖池区 SSTA 变化信号最先出现。

3.2 海表面风场

图 2 为热带海表纬向风场的 CEOF 第一特征向量，该特征向量占其原始资料方差的

38%。其历史重建曲线反映的主要周期与 SSTA 反映的周期相一致。

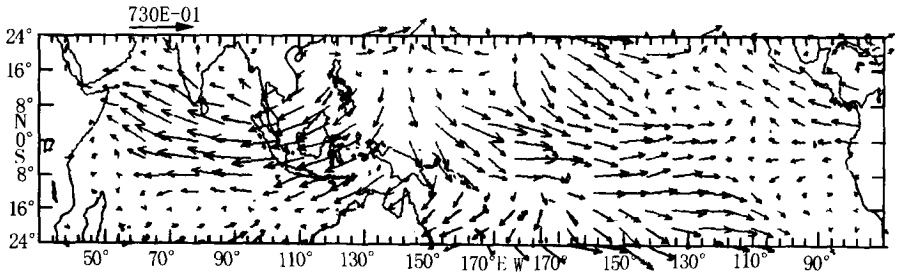


图 2 纬向风 U 的 CEOF 第一特征向量

由图 2 可见，沿赤道中东太平洋（180°～110°W）的纬向风与赤道印度洋中东部（70°～110°E）的纬向风基本上呈反位相变化，即两者大致呈驻波型振荡，其波节点位于西太平洋暖池附近（140°E）。

就热带中太平洋而言，其 SST 和海表纬向风是同位相变化的，两者基本上无位相差，说明热带中太平洋为纬向异常西风时，热带中东太平洋 SST 出现正距平，它反映了西风异常对应的信风减弱，以及西风异常所激发东传海洋暖 Kelvin 波的作用，当热带中太平洋有异常东风时，情况则相反，但是对于图 1 中为什么印尼贯穿流区和西太平洋暖池 SSTA 变化信号相对热带中东太平洋纬向风及 SSTA 要早 2 个月左右出现的事实则较难用位相相对滞后的赤道太平洋纬向风变化作出解释。图 2 显示，阿拉伯海和赤道印度洋西部的纬向风位相接近或略超前印尼和西太平洋暖池区 SSTA 的位相。根据近几年研究报道，连接赤道西太平洋和印度洋的印度尼西亚贯穿流通道对维持两大洋海表层的热量平衡起着十分重要的作用[7]，而贯穿流的变化主要取决于印度洋东传 Kelvin 波作用[8]。因此，印尼和西太平洋暖池区 SSTA 变化信号的较早出现可能与阿拉伯海、赤道印度洋西部纬向风激发东传海洋 Kelvin 波有关，这种 Kelvin 波可能通过印尼贯穿流通道把扰动信息传播到热带西太平洋。结合图 1 和图 2 可见，当阿拉伯海、赤道印度洋西部有西风异常时，印尼贯穿流区和西太平洋暖池 SST 出现正距平，这可能反映了西风异常激发暖的 Kelvin 波迅速沿贯穿流区到达暖池区时所起的增温作用，当赤道印度洋西部有东风异常时，情况相反。

由于大气对热带西太平洋较小的 SSTA 变化是很敏感的，所以在西太平洋暖池 SSTA 首先发生变化后，随后即在其东西两侧产生纬向气流的辐合或辐散，它在位相上表现为两区域纬向风的反位相变化，暖池区及以东的纬向风异常可以进一步引起热带中东太平洋 SSTA 发生变化。例如当暖池区 SSTA 为正时，在其西侧的热带印度洋中东部形成异常西风，在其东侧的热带中太平洋形成异常东风，后者可以引起热带中东太平洋 SSTA 的下降，在位相上反映出热带中太平洋纬向风和 SSTA 略滞后（约 2 个月）热带西太平洋 SSTA 的反位相变化。

3.3 海平面高度

热带海洋波动传播的信息能较好地反映在海平面高度的变化上，当海平面高度抬升时，斜温层加深，SST 升高，反之，SST 则降低。

图 3 为根据印尼岛链区向东至热带中太平洋有较长资料序列的 10 个测站海面高度距平所作的 CEOF 分析结果。

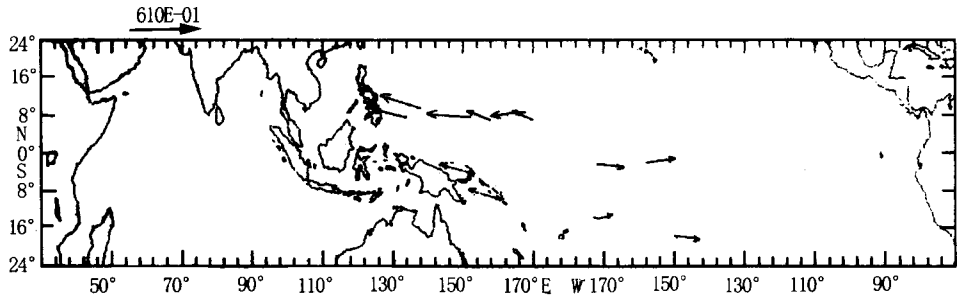


图 3 海平面高度距平 CEOF 第一特征向量

图 3显示，西太平洋暖池海面高度比热带中太平洋海面高度也提前 2 个月左右的反位相变化，而且海面高度的变化位相与当地 SSTA 的变化位相接近一致，即当西太平洋暖池水位升高时，该区域 SST 上升，之后不久，热带中东太平洋水位下降，对应 SST 下降。反之也成立。

由于热带印度洋区域水位资料年限较短，不便作 CEOF 分析，故图 3 中没有给出热带印度洋区域水位变化的位相。为了说明西太平洋暖池水位和 SSTA 变化与热带印度洋西部纬向风对海洋强迫作用的关系，以及估计印尼贯穿流通道在此期间所起的作用，这里给出一次 El Niño 事件（1986～1987年）期间热带印度洋西部纬向风异常的时间序列和赤道印度洋东部（以 Keppe Harbour 水文站为代表）和西太平洋暖池区（以 Davao 水文站为代表）的月平均水位高度距平的实况曲线。

图 4表明，印尼贯穿流通道以东的西太平洋暖池区和其以西的赤道印度洋东部的水位变化具有较好的一致性。例如在厄尔尼诺现象发生初期（1986 年 5～6 月），两区域水位都略偏低，这可能与赤道印度洋西部存在异常纬向东风有关（1986 年 4～5 月），而在厄尔尼诺现象发展盛期（1986 年 12 月至 1987 年 10 月），两区域水位更趋一致的偏低，它们对应赤道印度洋明显的东风异常。

4 总结

本文的工作表明，热带太平洋 SSTA 在年际变化过程中，西太平洋暖池区的 SSTA 与热带中东太平洋 SSTA 相比较有提早 2 个月左右的反位相变化，究其原因可能与阿拉伯海、赤道印度洋西部大气低层纬向风异常所强迫的东传海洋 Kelvin 波有关，这种海洋 Kelvin 波可能通过印尼贯穿流通道把扰动信息迅速传递至西太平洋暖池区，变化之后的西太平洋暖池区 SSTA 通过海气相互作用改变热带中太平洋海表风场，从而影响赤道中东太平洋的 SSTA。

本文提出的物理机制是对年际变化（3～5 a）尺度上热带海气相互作用过程的一种推测。实际热带海气相互作用过程要复杂得多，海洋中除存在东传的 Kelvin 波外还存在西传的 Rossby 波作用，特别是两大洋中波动在作为海洋松散边界的印尼贯穿流区形成的反射、衍射更为复杂。对于控制热带印度洋 SSTA 变化的物理因子也需作出合理的解释。这些问题有待作深入的探讨。

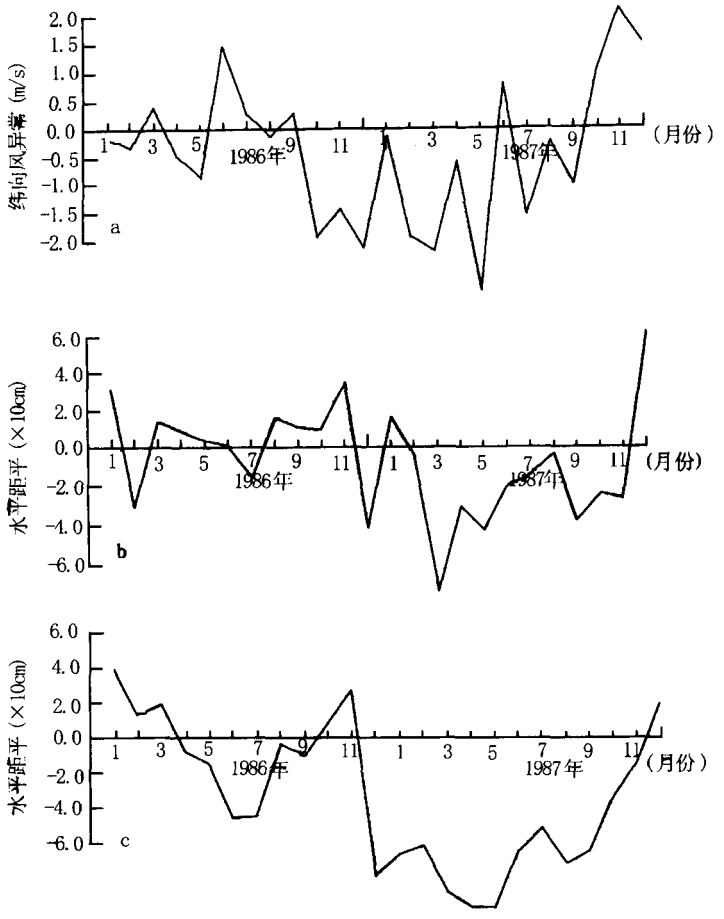


图 4　赤道印度洋西部纬向风异常(a)和 Keppel Harbour(1.26°N,103°E)(b)及 Davao(7.08°N,125.63°E)(c)水文站水位距平

参考文献

1 Barnett T. P. The interaction of multiple time scales in the tropical climate system. J. Climate, 1991, (4): 269～285

2 李永平,秦曾灏,孙照渤.冬季热带太平洋和印度洋 SSTA对大气协同作用的数值试验.气象学报,1996,54(5): 612～619

3 Lau K M *et al*. Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts, 30－60 day oscillations and ENSO: A unified view. J. Meteor. Soc. Japan, 1989, 67: 205～219

4 Rasmusson E M, Carpenter T H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino. Mon. Wea. Rev. 1982, 110: 354～384.

5 Nicholls N. Sea surface temperatures and Australian winter rainfall. J. Climate. 1989, (2): 965～973.

6 Palmer T N, Mansfield P A. Response of two atmospheric general circulation models to sea－surface temperature anomalies in the tropical East and West Pacific. Nature, 1984, 310: 483～485.

7 Hirst A C, Godfrey J S. The response to a sudden change in the Indonesian throughflow in a global ocean GCM. J. Phys. Oceanogr. 1994, 24: 1 894～1 910.

8 Godfrey J S. The effect of the Indonesian throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A reviw. J. Geophys. Res. 1996, 12: 217～237.

需要全本请访问 www.ertongbook.com

海洋出版社出版　海洋和气候的变化及其对环境和资源的影响论文集　2001 年

异常东亚冬季风和 ENSO 循环 *

李　崇银

（LASG，中国科学院大气物理研究所，北京 100029）

摘　要　本文的资料分析清楚地表明，ENSO 和异常东亚冬季风两个循环是彼此衔接又相互影响的。强东亚冬季风通过引发赤道西太平洋区域的信风和对流活动的异常，最终对厄尔尼诺的发生起激发作用；相反，弱东亚冬季风却对拉尼娜的发生有重要作用。另一方面，ENSO 又对东亚冬季风的异常有重要影响，在厄尔尼诺年冬季，东亚冬季风往往偏弱，表明了厄尔尼诺对东亚冬季风的削弱作用；拉尼娜年冬季，东亚冬季风却一般偏强。文中对它们相互影响的主要过程，作了初步分析研究。

关键词　ENSO 循环　东亚冬季风异常

1　引言

厄尔尼诺和南方涛动（ENSO）是地球气候年际变化的强信号，也是热带海－气相互作用的清楚反映。由于厄尔尼诺和拉尼娜往往是相继发生，20 世纪 80 年代后期以来又将 ENSO 称为 ENSO 循环。

虽然目前有关 ENSO 的发生机理尚未彻底搞清楚，但已先后提出过信风张弛理论[1]、海气耦合波不稳定理论[2,3]。这些理论从某些方面对于 ENSO 的发生提出了解释，由于对大气环流异常的作用考虑不够，上述理论尚未很好说明 ENSO 的发生机理。一个海洋模式的数值试验结果表明，在厄尔尼诺发生期赤道西太平洋海面有明显下降，而且这种下沉开始于前一年冬季或该年春季，比赤道东太平洋海面的升高及海表水温（SST）的正异常要早[4]。基于这个海洋模式试验结果的启示，我们首先认为厄尔尼诺事件的前期征兆应该在赤道西太平洋地区，进一步通过资料统计和理论分析研究，我们提出了东亚强寒潮异常活动对厄尔尼诺的发生有激发作用[5]。更进一步的分析研究，我们提出了东亚冬季风异常与厄尔尼诺相互作用的理论[6~8]，并提出强冬季风造成赤道西太平洋地区信风的持续减弱和对流活动的持续增强，将分别导致异常海洋 Kelvin 波和强大气季节内振荡的产生，通过海气相互作用而最终激发出厄尔尼诺。

本文将在已有研究基础上进一步指出 ENSO 循环（厄尔尼诺→拉尼娜→厄尔尼诺……）同异常东亚冬季风循环（极强东亚冬季风→极弱东亚冬季风……）之间是相互衔接和相互影响的。

* 本研究得到国家自然科学基金（49635180）资助。

2 东亚寒潮异常与 ENSO

大家知道东亚冬季风就是东亚寒潮活动的结果，而寒潮活动总是同东亚大槽的加深发展，西北利亚地面高压的加强以及中国东部的低温密切联系。因此我们可以用西北利亚地面气压的异常，中国东部气温的异常以及东亚 500 hPa 高度距平同 ENSO 的关系，说明东亚寒潮（冬季风）异常对 ENSO 的影响。

表 1 给出了厄尔尼诺事件发生前的冬半年（11 月至 4 月），西北利亚（40°～60°N，105°～120°E）地区平均的地面气压距平和中国东部 15 个测站（北京、青岛、上海和广州等）平均的气温距平。很显然，在厄尔尼诺事件发生前的冬半年，西北利亚地面高压持续偏强，而中国东部气温持续偏低。也就是说在厄尔尼诺事件发生前的冬半年，东亚冬季风持续偏强。与之相反，资料分析表明在拉尼娜之前的冬半年，东亚冬季风却持续偏弱。

表 1 厄尔尼诺发生前的冬半年（11 月至 4 月）西北利亚高压中心区（40°～60°N，105°～120°E）地面气压距平和中国东部平均气温距平

时间	1950 年 11 月至 1951 年 4 月	1952 年 11 月至 1953 年 4 月	1956 年 11 月至 1957 年 4 月	1962 年 11 月至 1963 年 4 月	1964 年 11 月至 1965 年 4 月	1967 年 11 月至 1968 年 4 月	1971 年 11 月至 1972 年 4 月	1975 年 11 月至 1976 年 4 月	1981 年 11 月至 1982 年 4 月	1985 年 11 月至 1986 年 4 月
ΔP_s(hPa)	4.3	12.0	21.4	2.3	-2.4	12.0	6.8	5.8	2.6	3.4
ΔT_s(℃)	-4.1	-1.2	-9.0	-0.3	1.5	-6.0	-2.5	-1.5	-0.7	-1.8

冬半年东亚大槽的异常同样可以反映出东亚冬季风与 ENSO 的关系。图 1 给出了对 20 世纪 80 年代的厄尔尼诺和拉尼娜分别合成的 20°～45°N 纬度带平均的 500 hPa 高度距平的时间－经度剖面。十分清楚，在厄尔尼诺事件发生之前的冬半年东亚和西北太平洋地区（110°～160°E）一直是高度负距平，表明东亚大槽持续偏强，东亚寒潮（冬季风）偏强；与之相反，在拉尼娜发生前的冬半年，东亚和西北太平洋地区却一直为高度正距平，表明东亚大槽持续偏弱，东亚寒潮（冬季风）偏弱。同时，图 1 也十分清楚地表明了在厄尔尼诺和拉尼娜发生之后的相反情况，在厄尔尼诺年的冬季，东亚和西北太平洋地区持续高度正距平；在拉尼娜年的冬季，东亚和西北太平洋地区持续高度负距平。也就是说，在厄尔尼诺年的冬半年东亚寒潮（冬季风）偏弱，而在拉尼娜年的冬半年东亚寒潮（冬季风）偏强。

异常东亚冬季风影响 ENSO 的基本过程也在我们已有研究中指出，强（弱）冬季风首先将引起赤道西太平洋地面信风的减弱（增强）和积云对流的加强（减弱），进而分别造成赤道太平洋地区海洋异常 Kelvin 波和大气季节内振荡的异常，最终在海气耦合相互作用下，导致厄尔尼诺（拉尼娜）的发生。另一方面，厄尔尼诺或拉尼娜的发生又将通过大气遥相关等过程影响东亚冬季风的活动。下面我们就将分别对这些问题进行讨论，因篇幅关系本文主要分析同厄尔尼诺事件相联系的情况。

3 强东亚冬季风削弱赤道西太平洋地区的信风

对 20 世纪 60～80 年代几次厄尔尼诺事件发生前赤道西太平洋地区纬向风的分析表

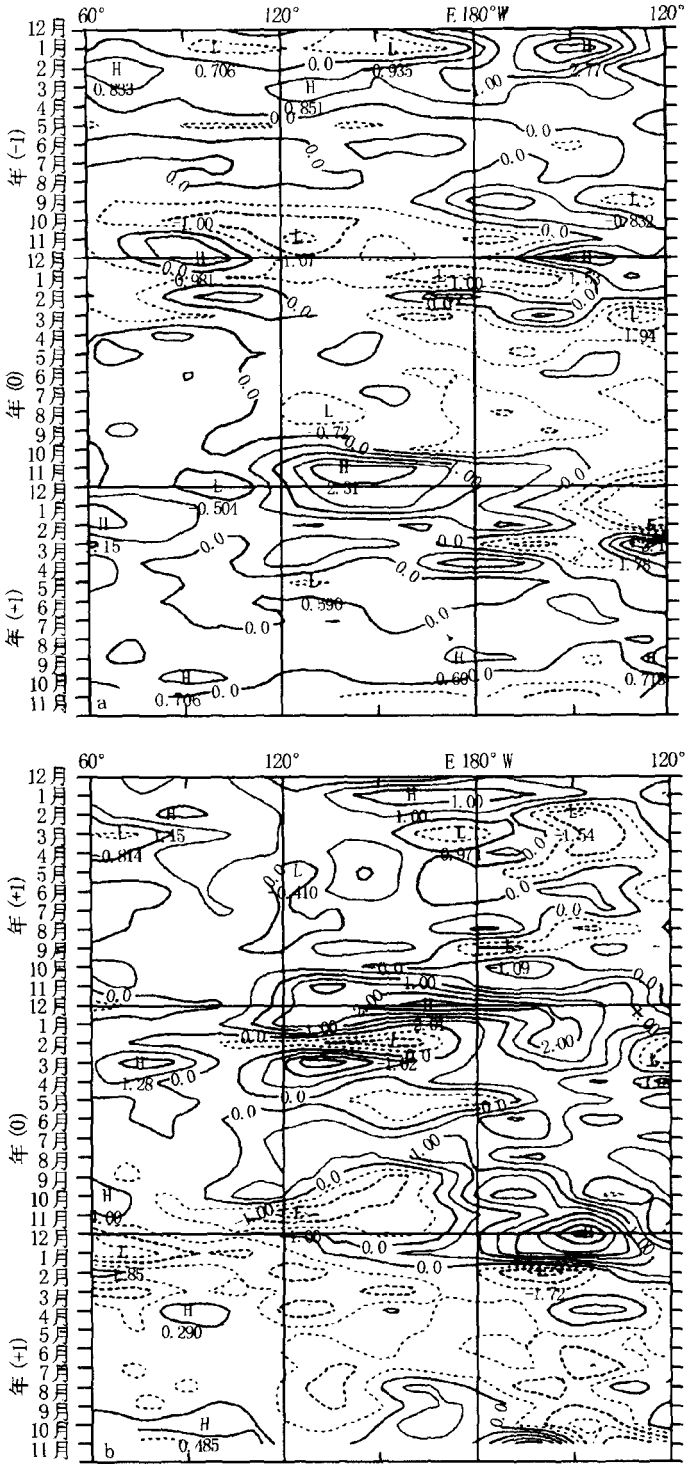


图 1　同厄尔尼诺(a) 和拉尼娜 (b) 相对应的 20°~45°N 纬带平均的 500 hPa 高度距平的时间 -经度剖面

实线和虚线分别表示正距平和负距平，等值线间隔为 ± 10 m

明，几乎都有信风的持续减弱。表 2 是厄尔尼诺发生前的冬半年特鲁克岛（7.28°N，151.51°E）850 hPa 月平均纬向风的距平值，正（负）距平表示有信风减弱（加强），或者有异常西（东）风产生。很明显，在几次厄尔尼诺事件发生之前赤道西太平洋地区几乎均出现了持续的西风异常；同表 1 相比较，这些异常西风的持续出现正好同强东亚寒潮（冬季风）活动相对应。

表 2 厄尔尼诺发生前的冬半年（11 月至 4 月）特鲁克岛 850 hPa月平均纬向风距平（Δu）

时 间	1962 年 11 月至 1963 年 4 月	1964 年 11 月至 1965 年 4 月	1967 年 11 月至 1968 年 4 月	1971 年 11 月至 1972 年 4 月	1975 年 11 月至 1976 年 4 月	1981 年 11 月至 1982 年 4 月	1986 年 11 月至 1986 年 4 月
Δu(m/s)	0.9	−0.3	1.2	0.1	1.1	1.6	0.4

对比分析 1986 年厄尔尼诺和 1988 年拉尼娜发生之前赤道太平洋地区 850 hPa纬向风的时间－经度剖面（图略）可以清楚看到其显著的差异，在 1986 年厄尔尼诺发生之前的冬半年，赤道西太平洋地区(110°～160°E)850 hPa 一直持续西风，而在 1988 年拉尼娜发生之前的 1988 年 1 月中旬之后那里却一直持续东风。也就是说，在厄尔尼诺（拉尼娜）发生之前，赤道西太平洋地区有异常西（东）风出现，而这种赤道西太平洋地区纬向风的异常正好同东亚冬季风的强（弱）异常相联系。1985～1986 年冬半年的强东亚冬季风既同赤道西太平洋信风减弱相联系，又同其后厄尔尼诺的发生相联系；1987～1988 年冬半年的弱东亚冬季风既同赤道西太平洋信风的加强相联系，又同其后拉尼娜的发生相联系。

图 2a 和图 2b 分别给出了 1992 年 12 月到 1993 年 2 月(30°N,125°～135°E)地区 500 hPa 位势高度的时间演变以及上海地区地面气压和气温的时间演变，不难发现在 1992 年 12 月 10 日前后和 1993 年 1 月 15 日前后有两次很强的东亚大槽加深(图中箭头标出)及与之相伴的两次强东亚寒潮活动。正好这期间有 TOGA－COARE 观测，图 2c 和图 2d 分别是在“科学”1 号船(4°S,156°E)和诺鲁岛(0.54°S,166.92°E）上观测到的表面风矢量。很显然两个观测点的风场都表明，在 1992年 12 月中到 1993 年 1 月初，以及 1993 年 1 月底到 2 月中，赤道西太平洋有两次“西风暴发”。比较图 2 中的曲线和风矢可以发现，两次较强东亚寒潮的活动之后，赤道西太平洋地区都出现了异常西风。

上面无论是较长时间的平均还是寒潮过程的分析都表明，冬半年东亚强寒潮（冬季风）的活动必然造成赤道西太平洋地区的西风异常，而赤道西太平洋的异常西风已被证明可以激发产生异常海洋 Kelvin 波，在海气耦合相互作用下对厄尔尼诺的发生起重要作用。

4 强东亚冬季风增强赤道西太平洋地区对流活动和季节内振荡

强东亚冬季风不仅会削弱赤道西太平洋地区的信风，产生异常西风，而且可以使得该地区对流活动加强。热带地区的降水主要是对流性的，因此其降水量在一定程度上可以反映对流活动的强弱。赤道西太平洋地区对流活动与东亚冬季风异常的关系可以从表 3 看到，这里 ΔT_s是琉球群岛中的石垣和南大东西岛平均的冬半年（11 月至 4 月)地面气温距平，其负值反映了强冬季风活动；ΔR 是特鲁克岛(7°28′N,151°51′E)的冬半年降水量距

平，可以反映赤道西太平洋地区的对流活动情况。很明显，对应厄尔尼诺事件发生前东亚冬季风活动偏强，赤道西太平洋地区的对流活动也加强，降水量普遍为正距平（1981～1982 年冬半年赤道西太平洋降水正距平略偏东一些。特鲁克变成弱负距平）。

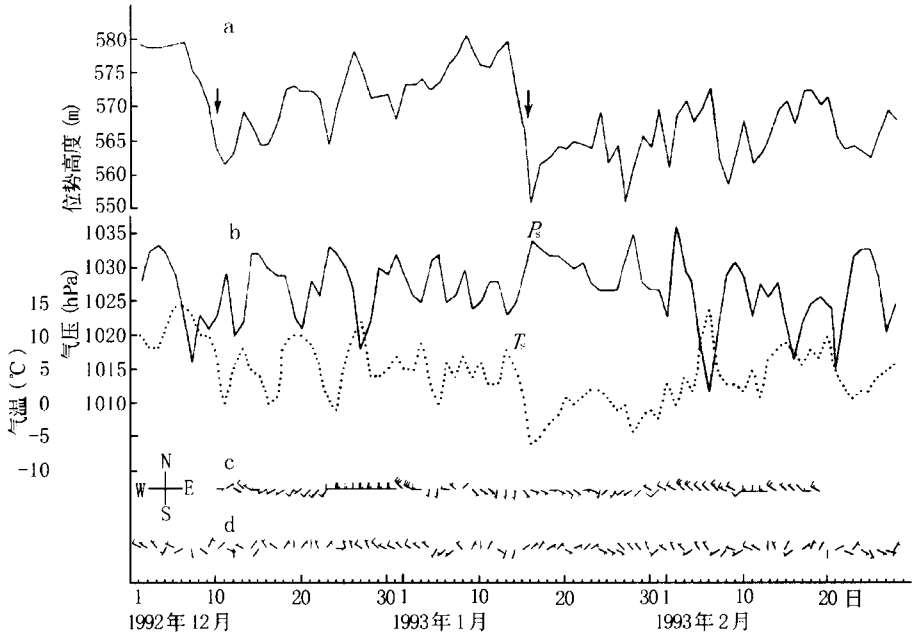


图 2　TOGA－COARE 观测到的赤道西太平洋地区西风异常与东亚寒潮活动的关系

a. 30°N，125°～135°E 地区 500 hPa位势高度，b. 上海的气压(实线)和气温(虚线)，c. 在“科学 1”号船观测的海面风矢，d. 诺鲁岛上观测的地面风矢

表 3　厄尔尼诺发生前的强东亚冬季风异常和赤道西太平洋地区降水量距平

时　间	1962 年 11 月至 1963 年 4 月	1964 年 11 月至 1965 年 4 月	1967 年 11 月至 1968 年 4 月	1971 年 11 月至 1972 年 4 月	1975 年 11 月至 1976 年 4 月	1981 年 11 月至 1982 年 4 月	1985 年 11 月至 1986 年 4 月
ΔT_s (℃)	－8.3	－2.7	－7.7	－1.5	－1.5	－2.2	－4.4
ΔR (mm)	209	150	544	51	223	－34	347

为了进一步说明东亚寒潮活动同赤道西太平洋地区对流活动的关系，图 3 给出了 TBB (云顶黑影温度)与 500 hPa 东亚大槽强度变化的相关系数的分布。TBB 值的高或低反映了积云对流的弱或强，而 30°～45°N，125°～145°E 地区 500 hPa 高度值的大或小反映了东亚寒潮的弱或强。图 3 很清楚地表明赤道西太平洋地区的对流活动同东亚大槽（寒潮）活动有明显关系，强对流活动同强东亚季风相联系，而且强对流出现在东亚寒潮暴发后的 5～10 d 发生。

一系列动力学研究已经指出，热带积云对流加热反馈是激发产生热带大气季节内振荡的重要机制[10～12]，强东亚冬季风所引起的赤道西太平洋地区对流活动的加强必然在那里激发出较强的季节内振荡。作为例子，我们用 ECMWF 的资料(1980～1988 年)所计算的季节内振荡的动能变化确实清楚地表明，在 1982～1983 年和 1986～1987 年两次厄尔尼诺

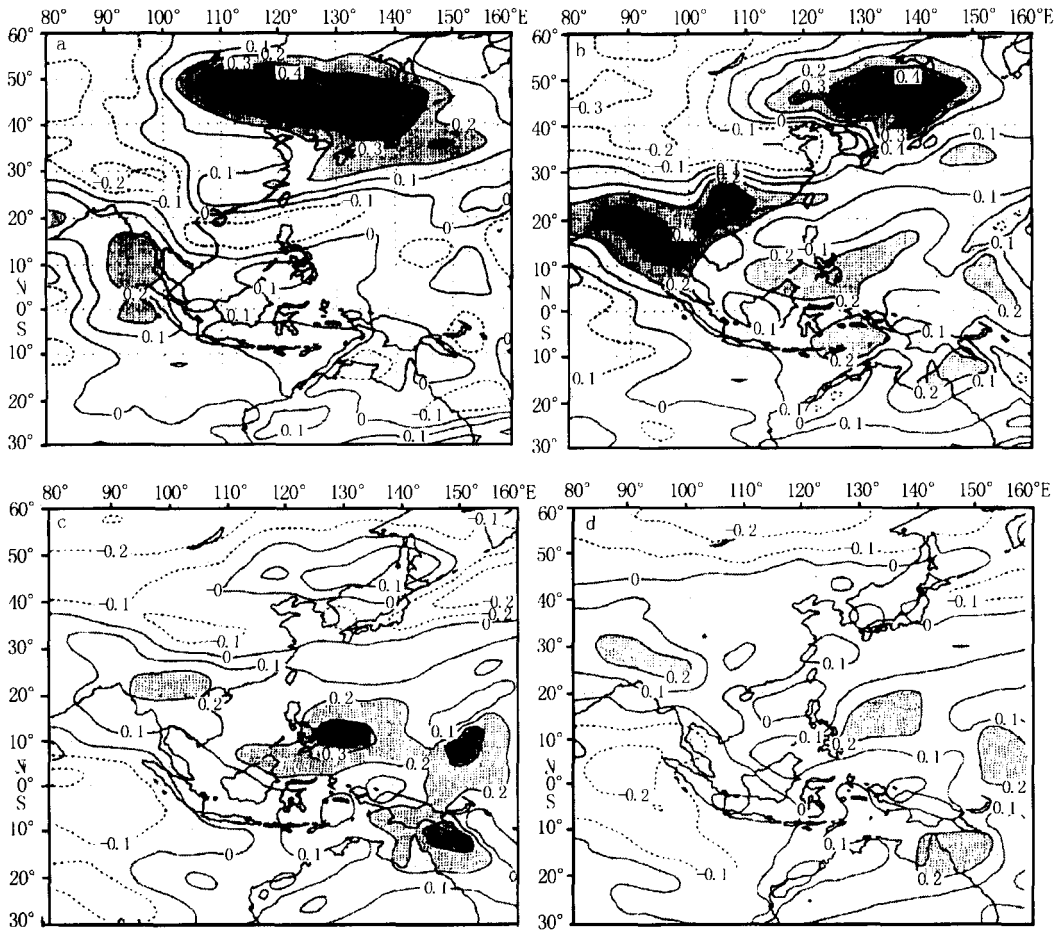


图 3　东亚 500 hPa高空槽活动与 TBB 间相关系数的分布

a. TBB超前高空槽 5 d 的相关，b. TBB 与高空槽的同时相关，
c. TBB迟后高空槽 5 d的相关，d. TBB迟后高空槽 10 d的相关

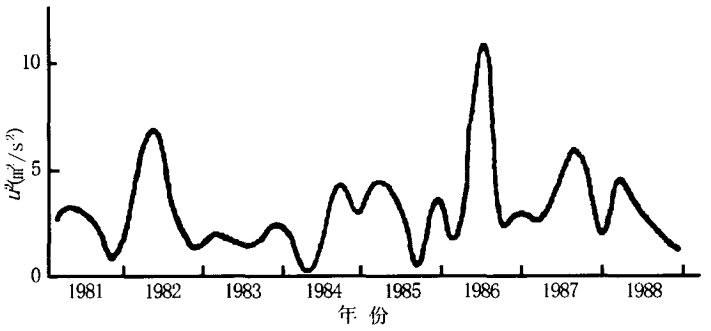


图 4　赤道西太平洋地区 200 hPa上季节内振荡纬向风平方（u^2）的时间演变

需要全本请访问 www.ertongbook.com

事件发生之前的 1982 年春和 1986 年春赤道西太平洋地区(10°S～10°N,120E°～180°)都出现了季节内振荡的异常增强(见图 4).

5 热带季节内振荡异常对 ENSO 激发

前面的分析已清楚表明，强东亚冬季风可以在赤道西太平洋地区激发产生强对流活动和强季节内振荡。从另一个角度，图 4 又表明热带大气季节内振荡存在极明显的年际变化，而且这种年际变化直接同厄尔尼诺有关，在厄尔尼诺事件发生前赤道西太平洋地区季节内振荡异常偏强，显示了热带大气季节内振荡对厄尔尼诺的可能激发作用。

热带大气季节内振荡如何激发 ENSO，需要进行动力学研究。大家知道，ENSO是热带海气相互作用的产物，可以简单地用如下海气耦合模式来讨论热带海气相互作用的动力过程：

$$D\frac{\partial U}{\partial x} = -\eta(h-\kappa h^3) - F, \tag{1}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + g\frac{\partial h}{\partial x} = \gamma U, \tag{2}$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u\frac{\partial h}{\partial x} + (d+h)\frac{\partial u}{\partial x} = 0, \tag{3}$$

式中，U 和 D 分别表示大气纬向风速和大气等效厚度； d 是海洋混合层等效厚度；h 是相对 d 的偏差；u 是纬向海流速度。式(1)右端第一项是参数化表示的海洋对大气的加热作用项，第二项是大气对耦合系统的强迫；式 (2)右端项为大气对海洋的风应力作用项。

本文不讨论对式(1)～(3)的一系列处理及数值求解方法，仅就其结果作些讨论。在无外强迫($F=0$)情况下，可以得到海气耦合系统的周期性振荡解，其周期主要为 3～5 a，如图 5所示。也就是说热带海气相互作用可以自激产生一种同 ENSO 平均周期相一致的耦合周期振荡模，这无疑表明海气相互作用是产生 ENSO 的重要背景。虽然这种自激振荡模周期与 ENSO 模大体一致，但还不能就视为 ENSO 模，因为 ENSO 模有非周期的不同扰动形势的模态特征。当有外强迫施加于海气耦合系统时，例如有年际时间尺度的大气外强迫存在，上述海气耦合系统便可产生类似于 ENSO 模的解，其模态是准周期的非规则型振荡(见图 6)。

强东亚冬季风造成的赤道西太平洋地区季节内振荡的异常，实际上就是加给海气耦合系统的一种年际尺度的外强迫，在海气相互作用下可激发产生类似 ENSO型的模态。可以初步认为，热带大气季节内振荡的年际异常是激发产生 ENSO 的重要机制；热带大气季节内振荡的年际异常又是东亚冬季风的异常引起的。

6 ENSO 对东亚冬季风的影响

前面我们主要讨论了异常东亚冬季风对 ENSO 的影响，持续的强冬季风对厄尔尼诺事件有激发作用，而持续的弱冬季风有利于其后出现拉尼娜。这里要讨论的是问题的另一面，即 ENSO 对东亚冬季风的影响。

在图 1 中已经表明，在厄尔尼诺年的冬季东亚和西北太平洋地区有持续 500 hPa 高度正距平；在拉尼娜年冬季那里有持续的 500 hPa 高度负距平。也就是说在厄尔尼诺年冬季东亚寒潮和冬季风持续偏弱，而在拉尼娜年冬季东亚寒潮和冬季风持续偏强。

表 4 给出的是 1910～1987 年间 20 次厄尔尼诺事件和 13 次反厄尔尼诺(拉尼娜)事件分别平均的中国东部一些站的冬季地面气温距平。可以看到，厄尔尼诺年冬季的平均中国东部地区气温都为正距平，说明厄尔尼诺年冬季东亚寒潮和冬季风偏弱；相反，拉尼娜年冬季平均中国东部地区气温均为负距平，表明拉尼娜年冬季东亚寒潮和冬季风偏强。这些结果充分说明，ENSO 不仅在夏季对东亚大气环流和气候有影响，对冬季风也有明显影响。

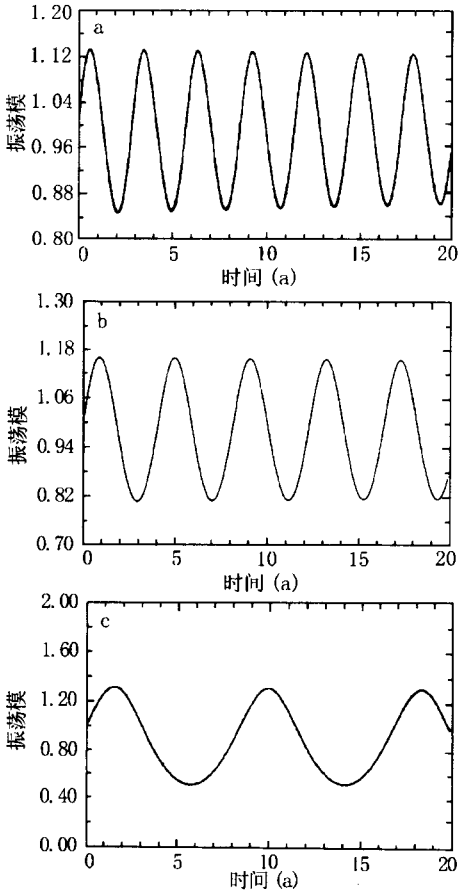


图 5　无外强迫情况下，海气耦合系统的自激振荡

a，b 和 c 分别表示耦合强度系数为 $1\times10^{-10}s^{-2}$、$5\times10^{-11}s^{-2}$和 $1\times10^{-11}s^{-2}$的情况

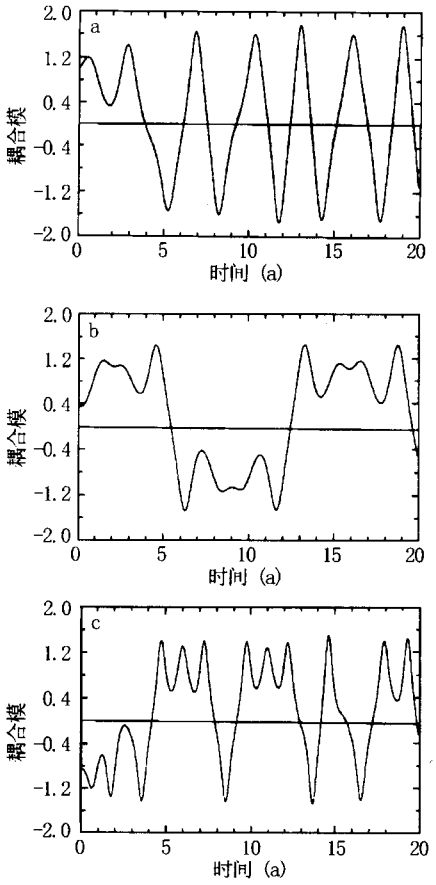


图 6　有 2 a 周期外强迫情况下，海气耦合系统产生的强迫耦合模

a，b和 c分别表示有不同强度的外强迫

ENSO 对东亚冬季风的影响过程，可以用厄尔尼诺事件为例来讨论，因为拉尼娜可视为有相反的过程。一般厄尔尼诺事件导致东亚冬季风减弱主要通过两种过程，其一是厄尔尼诺事件的赤道中东太平洋 SST 正距平不仅使 Hadley 环流增强，而且也使中纬度 Ferrel 环流加强，中纬度纬向西风加强，这种高指数环流型情况下，极锋位置偏北，不利冷空气向南暴发。其二是同赤道中东太平洋 SST 正距平相对应，赤道西太平洋地区往往有 SST 负距平，它的影响会造成西北太平洋对流层低层出现异常反气旋环流，也不利于东亚冷空气的向南暴发。上述两种过程都不利于东亚冷空气的向南暴发，厄尔尼诺年冬季东亚寒潮和冬季风也就偏弱。

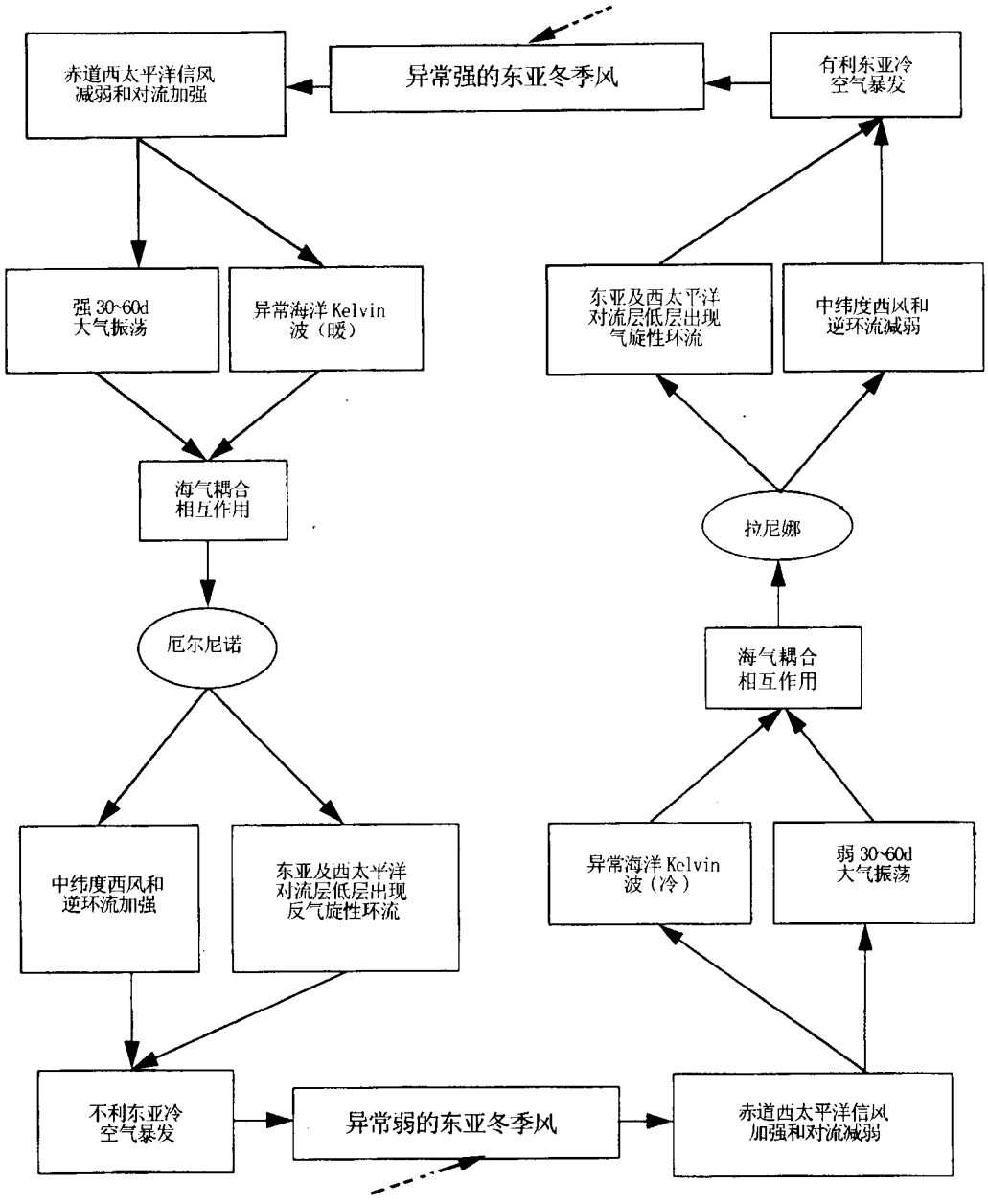


图 7　ENSO 和异常东亚冬季风循环的相互作用示意图

7　结语

东亚冬季风和 ENSO 存在着极清楚的相互作用，东亚冬季风的异常对 ENSO 有重要的激发作用，而 ENSO 又将对东亚冬季风异常有重要影响。

冬半年持续的强（弱）东亚冬季风对厄尔尼诺（拉尼娜）的发生有激发作用， ENSO

的机制和预测都必须很好考虑东亚冬季风的活动。

表 4 厄尔尼诺和拉尼娜年冬季（11月至翌年2月）中国东部地区的气温距平（℃）

地点	沈阳	北京	青岛	武汉	上海	福州	广州
厄尔尼诺冬季（20次平均）	1.9	0.3	0.6	0.7	1.7	2.3	1.9
拉尼娜冬季（13次平均）	-0.9	-1.2	-1.4	-1.3	-1.5	-1.8	-1.5

对于厄尔尼诺事件的发生来讲，强东亚冬季风造成的赤道西太平洋地区信风的减弱和对流的加强，进而激发异常 Kelvin 波和大气季节内振荡的加强起着重要激发作用；大气季节内振荡的年际异常作为一种强迫，对于 ENSO 的产生有重要作用。

ENSO通过影响 Ferrel 环流和中纬度西风，以及影响西北太平洋地区对流层低层的环流而对东亚冬季风产生重要影响。

如果将 ENSO 作为一种循环（厄尔尼诺－拉尼娜），而异常强的东亚冬季风和异常弱的东亚冬季风也是一种循环，那么这两种循环是彼此衔接，且相互影响的，其基本影响途径和过程可以用图 7 表示。

参考文献

1 Wyrtki K. El Nino——the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. J. Phys. Oceanogr., 1975, (5): 572～584.

2 McCreary J P, Anderson D L T. A simple model of El Nino and the Southern Oscillation. Mon. Wea. Rev., 1984, 112: 934～946.

3 Hirst A C. Unstable and damped equatorial modes in simple coupled ocean-atmosphere models. J. Atmos. Sci., 1986, 43: 606～630.

4 O'Brien J J *et al*. The Pacific Ocean response to El Nino condition. WCRP Publications, Series 1, 1983, 111～122.

5 李崇银．频繁的强东亚大槽活动与 El Nino的发生中国科学（B），1988，(6)：667～674.

6 李崇银．El Nino事件与中国东部气温异常．热带气象，1989，(5)：210～219.

7 Li Chongyin. Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Nino events. Adv. in Atmos. Sci., 1990, (5): 107～116.

8 Li Chongyin. On interaction between anomalous circulation climate in East Asia and El Nino event. Climate Change Dynamics and Modelling (edited by Zeng Qingcun, Li Chongyin, Zhang Zuojun *et al*.), Beijing: China Meteorological Press, 1990, 101～106.

9 Yamagata T. On the recent development of simple coupled ocean-atmosphere model of ENSO. J. Oceanogr. Soc. Japan, 1986, 42: 299～307.

10 李崇银．南亚季风槽（脊）和热带气旋活动与移动性 CISK 波．中国科学（B），1985，(6)：668～675.

11 Lau K M, Peng L. Origin of low－freguency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere, Part 1: Basic theory. J. Atmos. Sci., 1987, 44: 950～972.

12 李崇银赤道以外热带大气 30～60天振荡的一个动力学研究．大气科学，1990，14：83～92.

海洋出版社出版 海洋和气候的变化及其对环境和资源的影响论文集 2001 年

赤道西太平洋上层海洋季节内振荡的特性和机制 *

孙即霖 刘秦玉

（青岛海洋大学海洋环境学院，青岛 266003）

摘 要 本文通过分析 TOGA－COARE 强化观测期间船测和锚泊浮标站的观测资料，研究了热带西太平洋暖池区海洋混合层温度、盐度和混合层深度的季节内时间尺度变化特征以及热带大气季节内时间尺度强迫对暖池季节内时间尺度变化的影响。研究表明，混合层季节内时间尺度的变化非常明显。海水温度和纬向流最显著的变化周期在 50 d 左右。在赤道西太平洋上层海洋中存在局地风混合过程、大尺度环流的调整过程以及上层海洋的强层化过程。正是这些过程相互制约使混合层出现季节内时间尺度的变化。为了进一步探讨海洋混合层季节内时间尺度变化的物理机制，本文利用一个湍流动能混合模式（TKE）以及一个两层半的热带海洋模式对混合层温度场的季节内变化进行了模拟研究。数值实验结果表明热带西太平洋大气季节内时间尺度的变化是影响海洋季节内时间尺度变化的重要因素之一。垂直混合、表面冷却、平流作用和大尺度环流调整等过程都在不同的阶段对混合层季节内时间尺度的变化产生重要的影响作用。在混合层季节内时间尺度的变化中最主要的物理机制可能是热带大气和海洋混合层的负反馈相互作用。

关键词 热带海洋 季节内振荡 特性和机制

1 引 言

观测结果表明，热带海洋和大气中都存在着季节内时间尺度的变化。对热带大气季节内振荡的机制研究表明，移动性 CISK 波动（mobile wave CISK）是热带大气季节内振荡产生的重要机制[1]。但热带海洋季节内时间尺度振荡产生的原因可能与大气季节内振荡的机制具有较大的差别，因为海洋不具备大气那种对流凝结潜热释放的热力学机制。作为具有相同时间尺度的变化，海洋中季节内时间尺度的变化是否是受大气季节内时间尺度强迫的影响产生的呢？对赤道东太平洋季节内时间尺度的研究表明[2]，东太平洋季节内时间尺度变化的主要因素是海洋的正压、斜压不稳定。在热带西太平洋，海面温度场和流场的水平分布都与热带东太平洋具有较大的差别，控制海洋季节内时间尺度变化的因素可能与影响赤道东太平洋季节内变化的因素不同有关。对热带大气季节内时间尺度特征的研究[3]表明，在厄尔尼诺事件发生的前期，赤道西太平洋大气季节内事件尺度振荡的幅度大

* 国家自然科学基金（49376258）和国家教委博士点基金资助。

大增强，因此热带西太平洋季节内事件尺度振荡有可能是引起海洋混合层季节内时间尺度变化的原因之一。McPhaden 等[4]研究了赤道西太平洋对 1989 年 12 月到 1990 年 1 月一次西风暴发的响应，发现在西风暴发后，赤道附近 100～150 m 的深度上形成了一条宽度大约 400～600 km 的东向急流，其下的赤道潜流流速减弱到西风暴发前流速的一半。在日期变更线以西的海区，由于强烈的水平向赤道辐合运动使下沉运动增强，平流作用对表层低盐度海水的输运共同作用使混合层温度和垂直层结变化很大。 Lukas 和 Lindstrum[5]指出：在赤道太平洋暖池区，低盐度海水的出现，增大了混合层的垂直盐度梯度，使混合层的层结稳定，削弱了海水的垂直混合作用。他们还发现，西风暴发可以使深度为 29 m 的混合层增大到 100 m 左右。

为了深入探讨大气季节内时间尺度强迫对暖池区混合层的影响，我们在本文中对 TOGA-COARE 强化观测期间的部分资料进行了分析，进一步揭示了混合层季节内时间尺度变化的一些特征，同时利用相关的海洋数值模式进行了模拟研究，提出和讨论了影响暖池区混合层季节内时间尺度变化的可能机制。

2 赤道西太平洋上层海洋季节内振荡的特征

本文分析所用的资料为 TOGA－COARE强化观测期间位于赤道 165°E 附近的浮标观测资料和“实验 3”号、“向阳红五”号以及“科学 1”号的船测资料。作为例子，我们给

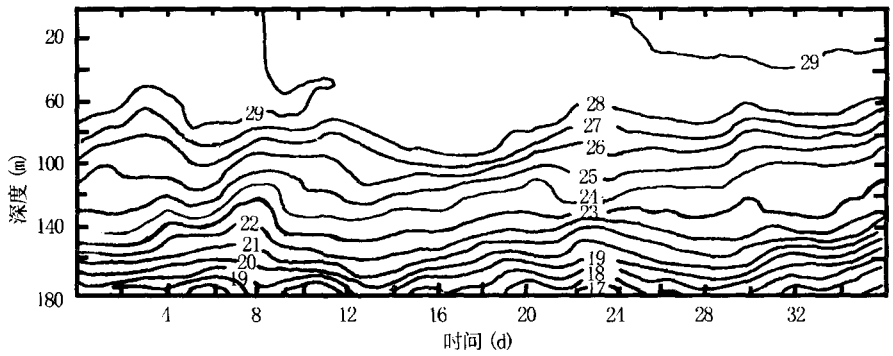


图 1 “实验 3”号第二航次温度（℃）观测值（时间 －深度剖面）

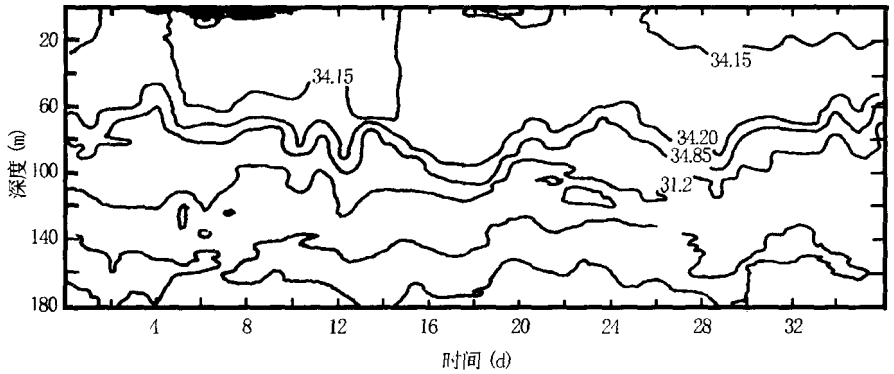


图 2 “实验 3”号第二航次盐度观测值（时间 －深度剖面）

需要全本请访问 www.ertongbook.com