张东凌, 卢姁, 张铭. 2019. 1 月份两类 ENSO 的海气环流模态分析 [J]. 大气科学, 43(4): 741−758. Zhang Dongling, Lu Xu, Zhang Ming. 2019. Analysis of ocean−atmospheric circulation modes associated with two types of ENSO in January [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(4): 741−758. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1810.17229

# 1 月份两类 ENSO 的海气环流模态分析

张东凌[1] 卢姁[2, 3] 张铭[3]

1 中国科学院大气物理研究所，北京 100029
2 解放军 32021 部队，北京 100094
3 国防科技大学气象海洋学院大气环流与短期气候预测实验室，南京 211101

**摘 要** 本文对 1950～2001 年 1 月份的大气风场和大洋流场做了联合复 EOF（Empirical Orthogonal Function）分解，用以探讨 1 月份两类 ENSO（El Niño−Southern Oscillation）的海气环流及耦合情况，所得结果主要有：该分解第 1、2 模态空间场分别相应于东部型、中部型 ENSO，前者在赤道太平洋东部和中部都有海温动力异常，并以东部异常最强，后者仅在中部存在此异常，两模态的时间系数都与 ENSO 有很好相关，为此第 1、2 模态可分别称为东部型、中部型 ENSO 的风场流场（异常）模态。东部型 ENSO 模态具有 3～6 年的年际变化和 13～14 年的年代际变化，中部型则有明显的 7 年年际变化和 12、17 年的年代际变化，两者中约 13 年的周期与冬季北太平洋 NPGO（North Pacific Gyre Oscillation）的周期相同。东、中部型 El Niño 期间，沃克环流上升支分别从印尼东移至赤道西、中太平洋，并有所减弱；南、北支哈得莱环流则分别位于日界线以东及该线附近，且均有所加强，从而使南、北太平洋副热带高压偏强；而在 5°S 的南美沿岸则分别有垂直运动上升和下沉异常。在海气耦合上，两类 ENSO 模态在赤道中太平洋均存在西风异常与海洋赤道 Kelvin 波和 Rossby 波的波包解耦合，而海温动力异常对大气的影响则都起到负反馈作用，从而有利于 ENSO 的维持和稳定。

**关键词** 东部型 ENSO 中部型 ENSO 海气环流 复 EOF 分解
**文章编号** 1006-9895(2019)04-0741-18 **中图分类号** P732.6 **文献标识码** A
**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.1810.17229

# Analysis of Ocean−Atmosphere Circulation Modes Associated with Two Types of ENSO in January

ZHANG Dongling[1], LU Xu[2, 3], and ZHANG Ming[3]

1 *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029
2 *Unit* 32021, *PLA*, *Beijing* 100094
3 *Laboratory of Atmospheric Circulation and Short-Range Climate Forecast*, *College of Meteorology and Oceanography*, *National University of Defense Technology*, *Nanjing* 211101

**Abstract** In this paper, combined complex Empirical Orthogonal Function（CEOF）analysis is applied to the atmospheric wind and ocean flow fields in January from 1950 to 2001 to understand the coupled ocean-atmosphere circulation associated with two types of El Niño-Southern Oscillation（ENSO）in January. The results are as follows. The first and second modes respectively correspond to the Eastern Pacific type of ENSO (EP-ENSO) and the Central Pacific type of ENSO (CP-ENSO). The former type of ENSO corresponds to sea surface temperature (SST) anomalies in the

**收稿日期** 2017-09-05；**网络预出版日期** 2018-10-25
**作者简介** 张东凌，男，1974年出生，博士，主要从事气候学的研究。E-mail: zdl@mail.iap.ac.cn
**资助项目** 国家重点研发计划项目2016YFB0200800
**Funded by** National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFB0200800)

eastern and central equatorial Pacific, and the eastern anomaly is stronger; the latter corresponds to SST anomaly only in the central equatorial Pacific. Their time coefficients are closely related to ENSO. Thereby, they can be named as EP-ENSO mode and CP-ENSO mode regarding wind-current fields, respectively. The EP-ENSO mode has distinct interannual and interdecadal variations with periods of 3 to 6 and 13 to 14 years. The CP-ENSO mode has distinct interannual and interdecadal variations with periods of 7, 12 and 17 years. The 13-year period is similar to the NPGO (North Pacific Gyre Oscillation) period of winter climate mode in the North Pacific. During the Eastern and Central Pacific type of El Niño, the ascending branch of the Walker Circulation shifts eastward from Indonesia to the western or central equatorial Pacific, and the intensity weakens; the southern and northern branches of Hadley Circulation are respectively located to the east of and near the international date line, and the intensity enhances, which causes the subtropical high to become stronger; along the coast of South America near 5° S, there are anomalies of updraft and downdraft. For the two types of ENSO modes, westerly anomalies and wave packet solutions of Kelvin wave and Rossby wave are coupled near the central equatorial Pacific. Sea temperature kinetic anomaly has a negative feedback on the atmospheric circulation, which is favorable for the maintenance and stability of ENSO.

**Keywords** Eastern Pacific type of ENSO (EP-ENSO), Central Pacific type of ENSO (CP-ENSO), Ocean–atmosphere circulation, Complex empirical orthogonal function

## 1 引言

热带太平洋的厄尔尼诺—南方涛动（ENSO）是大尺度海气相互作用的结果，对全球天气气候均有影响，是气候变化的强讯号。Bjerknes（1966，1969）最早提出，全球大气的年际变化（南方涛动）与热带上层的海温变化（厄尔尼诺）有密切的耦合关系，而东南太平洋反气旋减弱伴随的东南信风的减弱是厄尔尼诺（El Niño）发生的基本条件。ENSO 至今一直受到气候与海洋学者的重视（Capotondi et al.，2015；Jeong et al.，2015；Hu et al.，2016）。早在 1985 年符淙斌和弗莱彻（1985）就发现，El Niño 时期赤道增温存在两种类型，其相应于不同类型的 El Niño，并指出这是 El Niño 研究中一个值得注意的重要现象。近年来不同类型的 ENSO 已成为研究热点。Larkin and Harrison（2005）将海表海温升温中心在日界线附近的 El Niño 称之为“日界线 El Niño”，以便区别于典型 El Niño。Ashok et al.（2007）对热带太平洋海表海温做了经验正交函数（EOF）分解，发现其前两模态分别相应于典型 El Niño 和中太平洋升温现象，并称后者为“El Niño Modoki”。Kao and Yu（2009）对海表海温使用联合回归—EOF 分解，得到了两类 ENSO 的更优结果，并将典型 ENSO 称之为“东部型 ENSO”，而将该海温异常中心出现在赤道中太平洋的称之为“中部型 ENSO”。秦坚肇和王亚非（2014）也对热带太平洋海表海温做了联合回归—EOF 分解，并据此定义了东部型 ENSO 指数和中部 ENSO 指数，以便更好描述这两类 ENSO 事件。当前这两类 ENSO 对天气气候的不同影响已引起学者的极大关注和重视（Liang et al.，2014；何珊珊等，2015；Tang et al.，2015）。

以上两类 ENSO 均是依据热带太平洋海表海温来界定的。然而大气风场和大洋流场是动力学中的重要物理量，这两者的耦合是海气相互作用的关键一环。在低纬，还存在压力场（温度场）向风场或流场的适应，风场或流场在此起着主导作用，其重要性更显突出。在热带太平洋两类 ENSO 期间，海洋流场的分布如何？其与海温场分布有何联系？此时大气风场的纬圈和经圈环流又如何？海洋与大气是怎样耦合的？这些都是令人关注和十分重要的问题。但是有关这方面的研究当前还不是太多（Zheleznova and Gushchina，2015），而将热带太平洋大气风场和大洋流场看作一个耦合整体，进行联合 EOF 分解并用以对两类 ENSO 做出考察的工作，目前国内外都尚未见到；故而在这方面展开研究，以回答上述问题是十分必要和很有意义的。利用该联合复 EOF 分解方法来进行统计动力诊断是曾庆存提出的（张东凌和曾庆存，2007），这样各层大气、大洋环流异常都具有相同的时间系数，这就有利于分析讨论两者的耦合关系。我们曾采用该分解方法对冬季热带外北太平洋做了统计动力诊断，分别得到了冬季北太平洋主要、次要气候模态 PDO（Pacific decadel oscillations）、NPGO（North Pacific Gyre Oscillation）的风场模和流场模，以及海气耦合的情况（张东凌等，2015）。本文则将该

分解方法用于热带太平洋，用以探讨两类ENSO与该分解前两模态的关系，以便回答以上的问题。

## 2 资料与方法

Trenberth（1997）指出，几乎所有的El Niño事件都在北半球春季或夏季发生，约在冬季达到盛期，由此可把一个El Niño事件大致分成爆发前的冬季、发展期的夏季、极盛期的冬季和衰亡期的夏季4个阶段。因冬季大多是El Niño事件发展的极盛期，故本文采用1月的大气风场异常与海洋流场异常来做海气环流及耦合分析。

本文所用的大气资料是NCAR/NCEP给出的各年1月份50、200、300、500、700、850、1000 hPa 7个标准等压面上共52年的月平均风场和温度场资料，资料的空间范围取热带太平洋即（30°S～30°N，120°E～180°～80°W）中海洋上的格点，网格为2.5°×2.5°经纬度网格。所用海洋资料取美国UMD（University of Maryland）各年1月份平均的Carton洋流资料，同上共52年，受资料所限，该52年为1950～2001年，而空间范围也同上；所取大洋深度为：7.5、22.5、37.5、52.5、67.5、82.5、97.5、112.5 m，共8层，其中7.5 m为海洋的最上层即海洋表层；网格约为1°×1°经纬度网格，并通过线性插值将其插到2.5°×2.5°经纬度网格上，以便与大气资料相匹配。

本文将上述的7个等压面上的大气风场和8层上的大洋流场看作一个整体，来做联合复EOF分解（张东凌等，2015），并分析其主要模态。该EOF分解原理参见文献（曾庆存，1974；黄嘉佑，2000）。因洋流速度与大气风速相差两个量级，要作好该EOF分析，必须对月平均风场和流场进行处理。具体做法是将各层月平均风场和流场的速度乘以相应层次月平均密度的开方。因海水和大气的密度相差很大，这样做后就使两者量级相差不远。以下为叙述方便仍称其为月平均大气风场、大洋流场，但实际上是单位体积的动能。这里各层大气的月平均密度可通过状态方程由月平均温度来求得（该温度也取自NCAR/NCEP资料），而大洋密度则采用水的标准密度（因海水密度变化范围很小，这样做对结果影响极微）。

该联合复EOF分解的具体做法是：在经过以上处理后，首先求1月份各层月平均风、流场的52年平均，然后再求各年1月份的风、流场偏差，并将这15层（风场7层、流场8层）的偏差场看成一个整体来做复EOF分解（张东凌等，2015）。这样就能得到三度空间的EOF模态，各模态有完整三维结构；因用的是复EOF分解，故其时间系数是复数，其模反映空间场的强度，其辐角表示流型取向。因在此将大气和大洋作统一处理，故两者有同一时间系数，这样更便于考察海气耦合的情况，且也是该联合复EOF分解的特色和优点。本文主要讨论大气中50 、200 、500 、850、1000 hPa和大洋中深度为7.5、22.5、112.5 m层的特性，它们可作为大气平流层低层、对流层高、中、低层和近地面层以及大洋表层、近表层和次表层的代表。本文联合复EOF分解表明，所得前3模态均通过了显著性检验（North et al.，1982）。前3模态方差贡献依次为24.2%，11.0%，6.78%，前两模态累积方差贡献为35.2%。因第3模态方差贡献较小，为突出重点，本文仅给出前两模态的结果。此外，本文联合复EOF分解各模态的空间场均指偏差场，即大气风场和大洋流场的异常；以下为方便，在不会混淆时则略去“偏差”或“异常”的称谓。

## 3 1月份海气环流复EOF分解结果分析

### 3.1 第1模态

#### 3.1.1 空间场

大气各层，在热带太平洋平流层低层（图1a），主要表现为纬向西风，但在热带北太平洋中部5°～10°N间有一西风低值区。对流层高层（图1b），最主要的系统分别为位于中、东太平洋赤道南、北外的反气旋环流，其分别对应于高层的副热带高压异常，赤道及附近为东风；热带西太平洋在澳大利亚以东海域有东南风，赤道及以北为西风。对流层中层（图1c），在中、东太平洋赤道南、北外的反气旋环流仍存在，不过赤道以南的环流强度较以北的要弱，该两环流对应于太平洋副热带高压主体的异常；赤道及附近仍为东风；5°N以南的热带西太平洋主要为东风控制，以北则为弱的反气旋环流控制，其对应于西太平洋副热带高压的异常。对流层低层（图1d），在赤道以北的西太暖池、中太平洋、东太平洋各有一个反气旋环流，它们反映了低层副热带高压的异常；西太暖池反气旋环流西

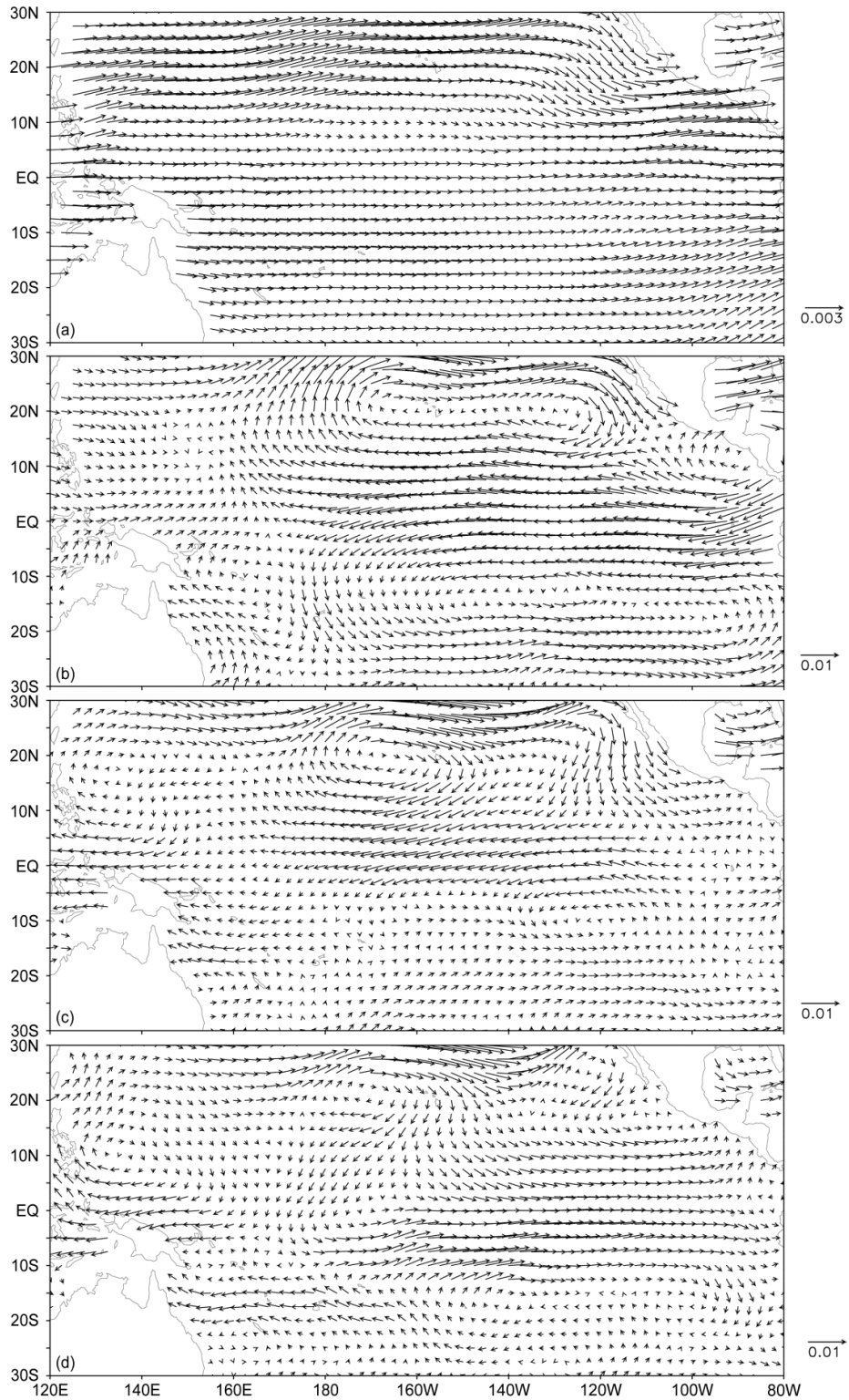



图1　1月份水平大气风场和大洋流场联合复EOF分解的第1模态空间场（单位：m s$^{-1}$）：（a）50 hPa（平流层低层）；（b）200 hPa（对流层高层）；（c） 500 hPa（对流层中层）；（d） 850 hPa（对流层低层）；（e）地面（1000 hPa）；（f）表层（海洋7.5 m深度）；（g）近表层（海洋22.5 m深度）；（h）次表层（海洋112.5 m深度）

Fig. 1　The first eigenvector pattern of the horizontal atmospheric wind field and ocean current field by CEOF analysis in January (units: m s$^{-1}$): (a) 50 hPa (lower level of stratosphere); (b) 200 hPa (upper level of troposphere); (c) 500 hPa (middle level of troposphere); (d) 850 hPa (lower level of troposphere); (e) ground surface (1000 hPa); (f) surface layer (at ocean depth of 7.5 m); (g) near-surface layer (at ocean depth of 22.5 m); (h) subsurface layer (at ocean depth of 112.5 m)

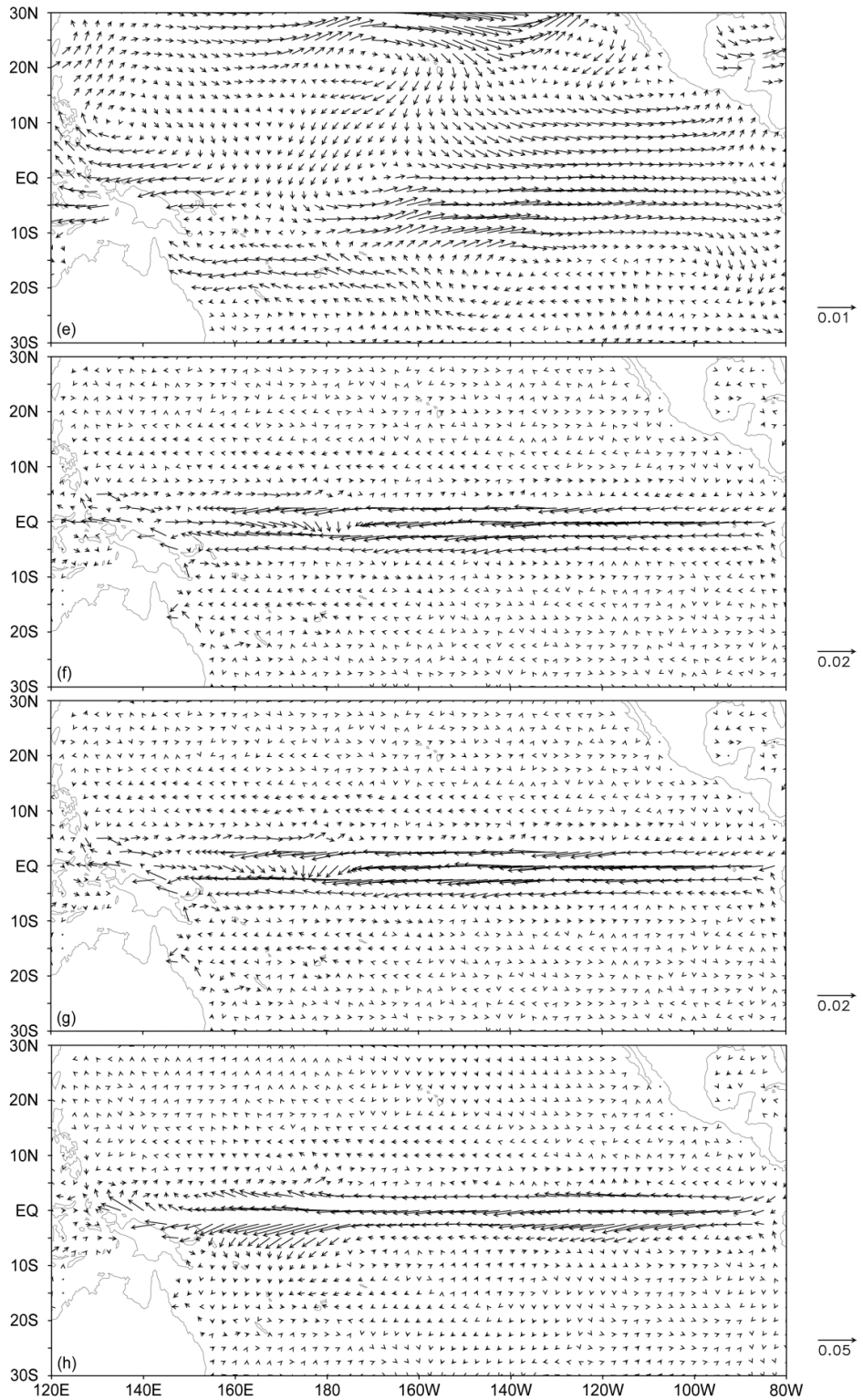



图1 （续）

Fig. 1 (Continued)

侧有偏南风从赤道吹向东中国海；在中太平洋反气旋的东侧则有一支东北风吹向赤道，过赤道后转为西北风，再转为西风，汇合到赤道西风中；在该中太平洋反气旋的东侧还有偏北风吹向赤道，并汇入赤道西风；在5°N～10°S之间，东太平洋为西风，而西太平洋为东风；赤道以南中、东太平洋为气旋

环流所控制，在15°S附近，从澳大利亚以东到日界线，有一支较强的东风。近地面形势与对流层低层大体类似，西太暖池反气旋环流西侧的偏南风更强（图1e）。

海洋各层（图1f、g、h），明显的流动均被限制在5°N～5°S之内，为赤道所俘获。表层（图1f），在赤道及附近，日界线以东的中、东太平洋均为西向流，且几乎无经向流动；在日界线附近，赤道上有明显的南向流，而在其南、北纬度2.5°处仍为西向流，并一直延伸至150°E处；值得注意的是，赤道上从日界线以西至150°E处为东向流，而其南、北纬度2.5°处则均为西向流，该东向流较窄，且较强，颇具急流形态。近表层的流场与表层类似（图1g）。次表层（图1h），在赤道及附近，日界线以东的流动态势与表层、近表层相同，均为一致的西向流；日界线以东在表层、次表层赤道上的东向流消失，也转为西向流，只是该处流场的经向流动稍大，这也是与表层、近表层不同的地方。

3.1.2 时间系数

本文因采用联合复EOF分解，其时间系数是一个复数，图2a、b分别给出了第1模态时间系数的辐角和模。该辐角（图2a）几乎都处于0°和±180°附近，为此可将该复时间系数序列转化为一个等价的实时间系数序列，从而使问题得以化简（张东凌等，2015）。具体做法是，将各年辐角的余弦值乘以同年份的模值，这样可得一个实数序列，该实数序列即是与复时间系数序列等价的实时间系数序列。图3a给出第1模态的该实时间系数序列，并可见其有明显的年际和年代际变化。以下对其做小波分析，从第1模态的小波全谱图（图4a）上可见，其有3～6年的年际变化，以及13～14年和22年的年代际变化。3～6年的年际变化与ENSO的年际变化相同（梁晓妮等，2008），而22年和13～14年的年代际变化则分别与冬季北太平洋主、次要气候模态即PDO和NPGO的年代际变化相同（张东凌等，2015）。从第1模态局地功率谱（图4b，图上绿色阴影部分通过了95%的信度检验，虚线给出了边界影响区域）可见，从1963～1986年1～3年的年际变化明显，1978年后13年的年代际变化越来越明显，这或许与全球变暖情况下北太平洋NPGO的增强有关（张立凤等，2011），而22年的年代际变化在图4a上虽然要较年际变化明显，但是因所用资料仍较短，其未通过95%的信度检验。

### 3.2 第2模态

3.2.1 空间场

第2模态在平流层低层（图5a），热带北太平洋西、中部为反气旋环流系统控制，东部为另一反气旋环流控制；赤道及附近，150°W以西的中、西太平洋和120°W以东的东太平洋都吹东风，120°～150°W之间风场微弱；15°S以南的中、西太平洋为西风控制，仅东太平洋为反气旋环流控制。对流层高层（图5b），最主要的系统仍然是分别位于中、东太平洋赤道南、北侧的反气旋环流，同样其

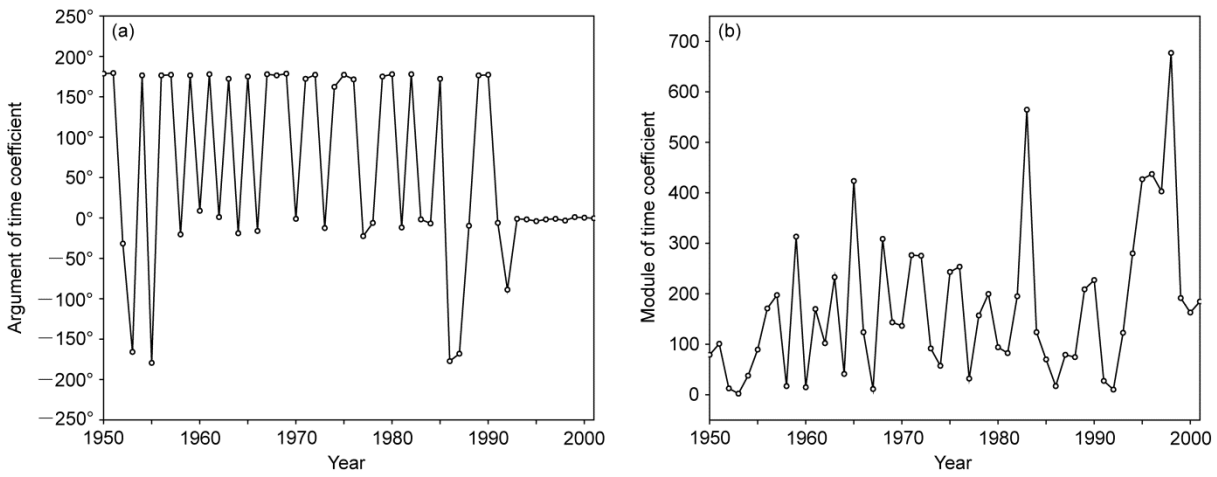



图2 1月份水平大气风场和大洋流场联合复EOF分解的第1模态复时间系数：（a）辐角；（b）模

Fig. 2 The first complex time coefficient pattern of the horizontal atmospheric wind field and ocean current field by CEOF analysis in January: (a) Argument; (b) module

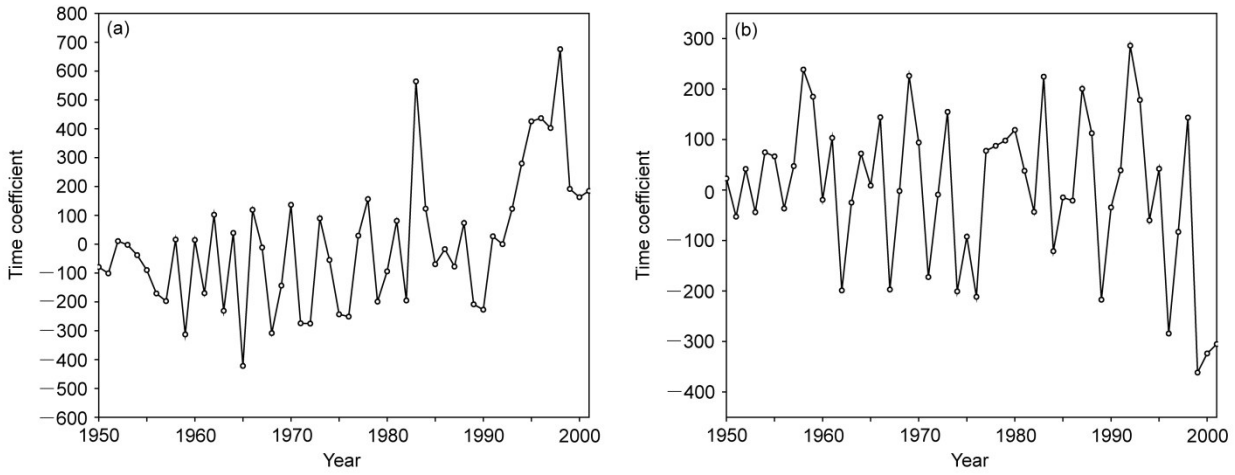



图3 两个模态的实时间系数：（a）第1模态；（b）第2模态

Fig. 3 Real time coefficients of the first and second modes: (a) The first mode; (b) the second mode

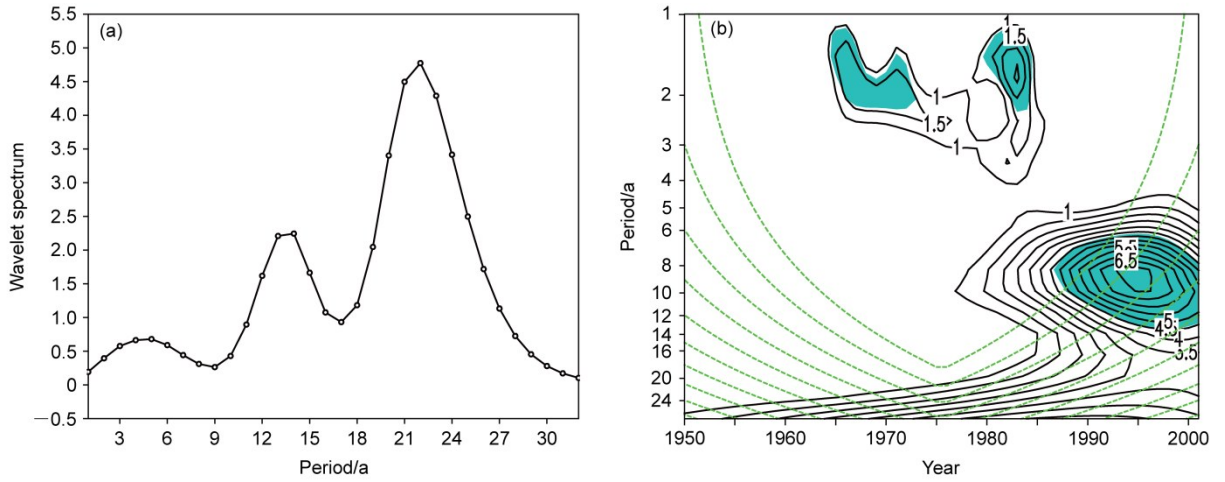



图4 1月份水平大气风场和大洋流场联合复EOF分解的第1模态实时间系数（a）小波全谱和（b）局地功率谱

Fig. 4 (a) Wavelet full spectrum and (b) local power spectrum of the first real time coefficient pattern of the horizontal atmospheric wind field and ocean current field by CEOF analysis in January

分别对应于高层的副热带高压异常，而两个反气旋环流之间的赤道及附近则仍吹东风；与第1模态不同的是，第2模态的两个反气旋环流其控制范围没有第1模态那么大，在南半球尤如此，以致在100°W以东的东太平洋风场微弱。对流层中层（图5c），在中太平洋赤道南、北侧分别有反气旋环流，该两环流同样对应于太平洋副热带高压主体的异常；在赤道处及附近，在日界线附近风场微弱，在其以东和以西分别吹东风和西风，后者与第1模态有明显不同，在120°W以东，则风场微弱；在10°S以南的日界线以东区域则有较强西风。对流层低层（图5d），在30°N的日界线附近，有偏北风吹向赤道，其中一支较强的东北风从该处吹至140°E的赤道处再转为西北风汇入赤道西风中，另一支较强的西北风从该处向西南汇入赤道西风中，在菲律宾和台湾以东海域则有西南风；120°W以西的赤道处及其附近吹西风，以东则风场微弱；在30°S的日界线以东则有一支较强的东南风流向西北，至赤道后转为西南风汇入赤道西风；第2模态在赤道及其附近的风场与第1模态有明显差异。近地面形势则同样与对流层低层大体类似（图5e）。

海洋各层，明显的流动与第1模态一样，均被限制在5°N～5°S之内，为赤道所俘获。表层（图5f），赤道处从120°W以西至160°E为较强西向流，在其北部的2.5°N处则有较强东向流，其南部的2.5°S处流场较微弱，这样该西向流就呈现窄而强

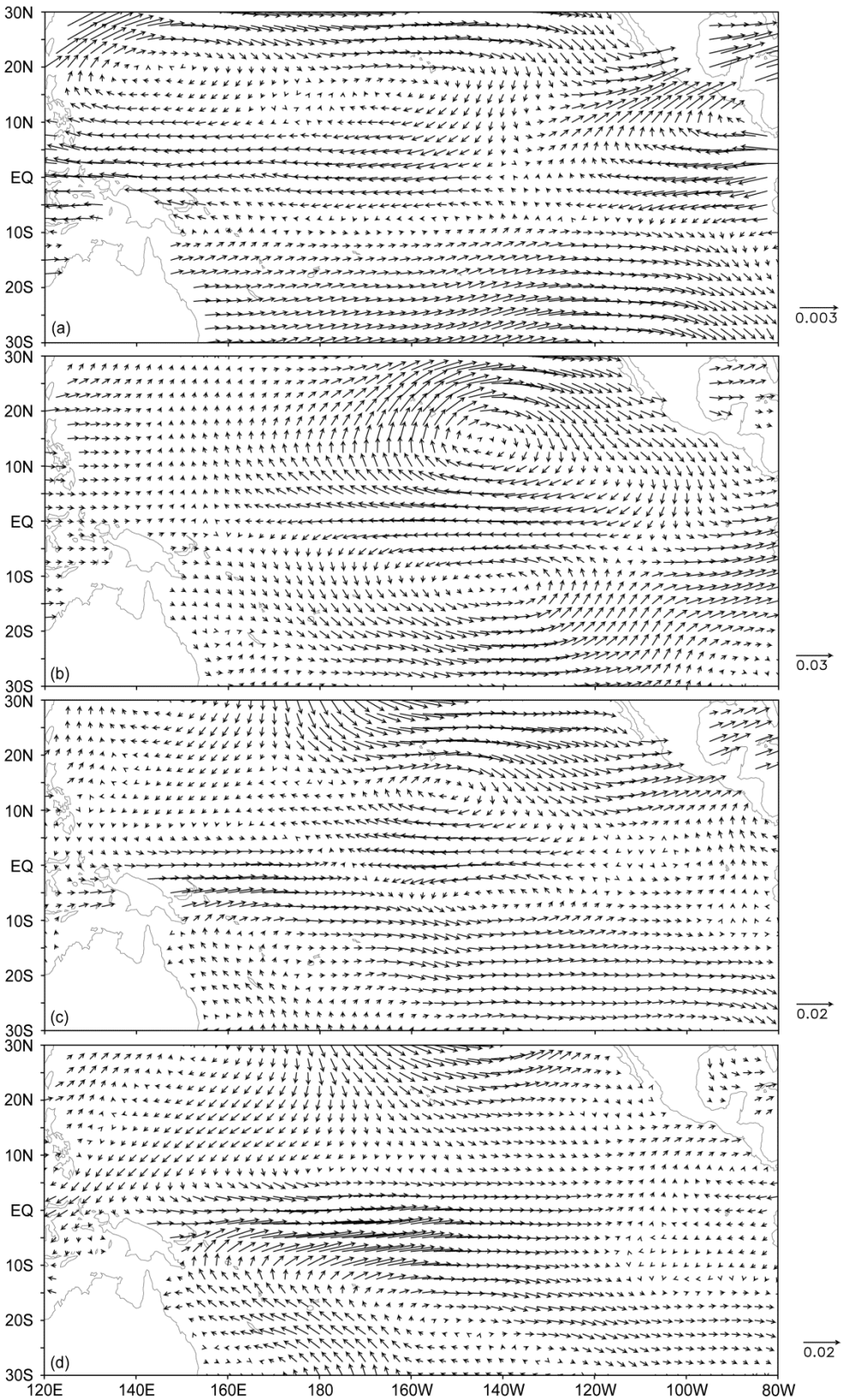



图5 同图1，但为第2模态

Fig. 5 Same as Fig.1, but for the second mode

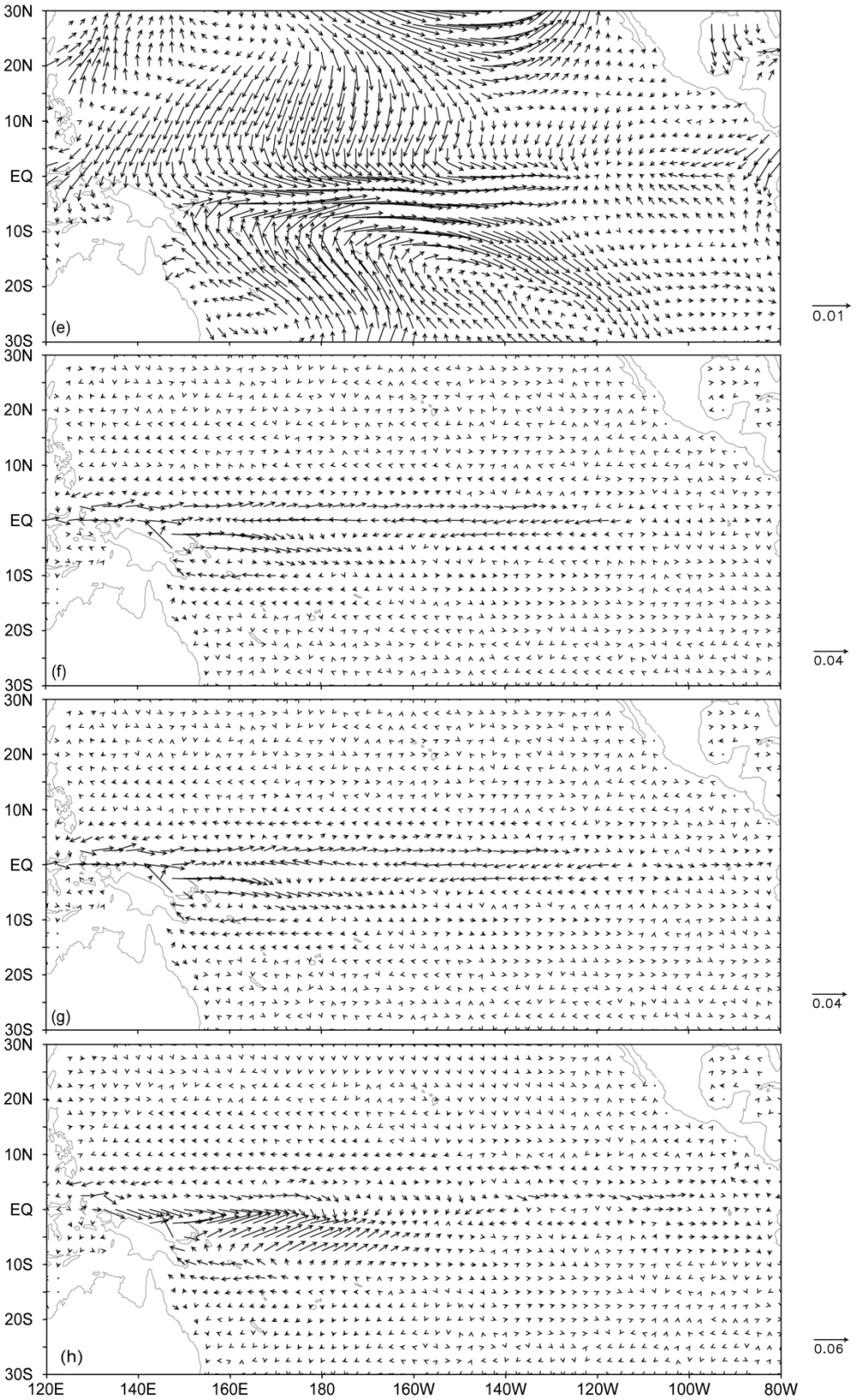



图5 （续）

Fig. 5 (Continued)

的急流形态；在120°W以东的赤道东太平洋流场微弱，在160°E以西的赤道西太平洋则为东向流控制。与第1模态不同的是急流出现的位置不同，第1模态急流出现在西太平洋的赤道处，而第2模态则出现在中太平洋的赤道处。近表层的流场类似于表层（图5g），次表层（图5h）明显的流动位于日界线附近及以西的赤道西太平洋，该处为偏西向流并有明显辐合。在赤道中东太平洋，除（2.5°N，100°～120°W）处有较明显东向流外，其余海域流场微弱，这与第1模态在这里流场较强有明显不同。

3.2.2 时间系数

图6a、b分别给出了第2模态时间系数的辐角和模。由图6a可见，其辐角也大致位于0°和±180°附近，不过其离散程度较第1模态略大。为此与第1模态类似，也可将该复时间系数序列转化为一个等价的实时间系数序列。从该第2模态的实时间系数序列（图3b）可见，其也有明显的年际变化和年代际变化，以下对其做小波分析。从小波全谱图（图7a）可见，其7年的年际变化明显；此外还有明显的12、17年的年代际变化，而23年的年代际变化则没有前两者那样显著。从小波局地功率谱图（图7b，说明同图4b）可见，年际变化在1965～1975年，周期为3～4年，从1985年开始又出现了6年左右的周期；在年代际变化上，在1987年后则出现了12年的周期，而17、23年的年代际变化同样因所用资料仍较短，都未通过95%的信度检验。

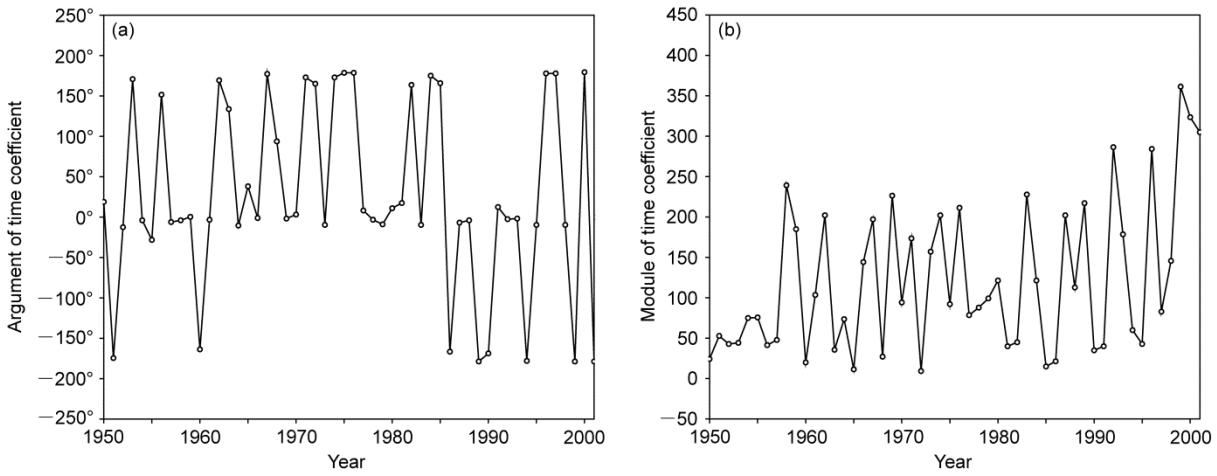



图6 同图2，但为第2模态

Fig. 6 Same as Fig.2, but for the second mode

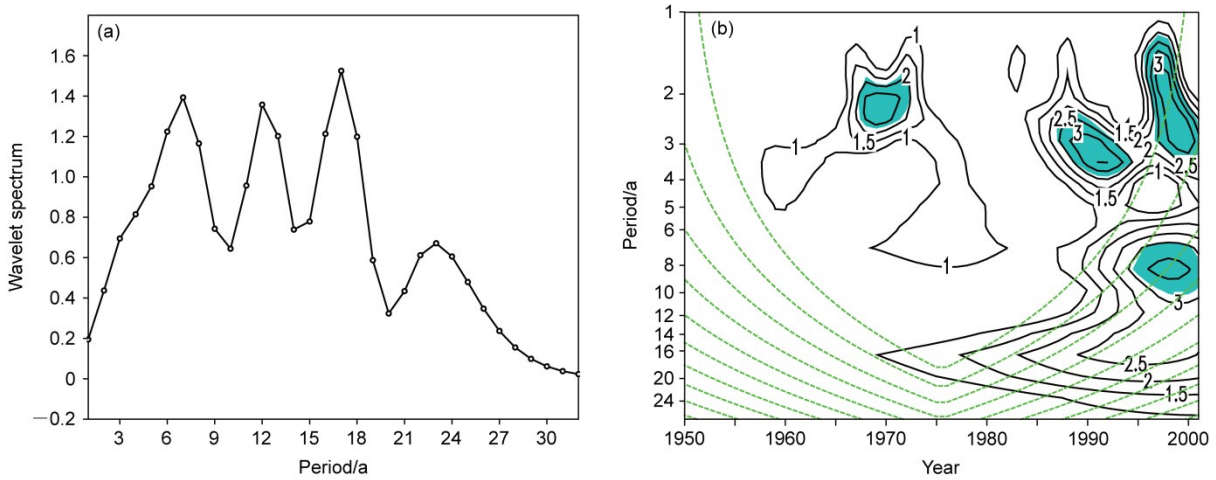



图7 同图4，但为第2模态

Fig. 7 Same as Fig.4, but for the second mode

# 4 第1、2模态与两类ENSO的关系

## 4.1 时间系数与ENSO的关系

以下考察该第1、2模态的时间系数与两类ENSO的关系。秦坚肇和王亚非（2014）对前人研究的热带太平洋海温异常等结果做了分析比较后，提出了描述两类ENSO的新指数，并据其给出了1950～2008年两类ENSO的出现年份和状态，这些均在表1中列出。该表中栏目1、2还分别列出了该第1、2模态的实时间系数值（略去小数部分）。栏目ENSO中“E”代表El Niño事件，“L”代表La Niña事件，而“EP”、“CP”则分别代表东部型、中部型。由表1可见，对所有El Niño事件（不分型，共14例），其中第1、2模态实时间系数大于0的分别有13、14例，其相关比分别为13/14、14/14；而对所有La Niña事件（不分型，共13例），其小于0的相关比分别为9/13、12/13；由此可见该两个模态均与ENSO有较高相关，且第2模态还更高。

现对该两模态实时间系数做细致分析。对东部型的El Niño事件，第1、2模态该系数大于0的相关比分别为6/6、6/6。对中部型的El Niño事件，第1、2模态该系数大于0的相关比则分别为7/8、8/8，其中第2模态的该相关比要高于第1模态。对中部型的La Niña事件，该系数小于0的相关比分别为9/12、11/12，后者也明显高于前者。而东部型的La Niña事件仅1996年1例，该系数小于0的相关比分别为0/1、1/1。以上分析表明，第2模态的实时间系数对中部型ENSO的相关要较第1模态的更高。

## 4.2 各模态海温动力变化与ENSO的关系

大洋近、次表层的垂直运动异常与海温动力异常关系密切，当该处垂直运动为上升流时，则有冷水上翻，在该处有动力降温发生；反之亦然。从本文联合复EOF分解各模态的各层空间场可直接计算该层的散度场，对该散度场在垂直方向加以积分则可得相应的垂直速度，积分时取海气界面处的海洋垂直运动近似为0。由近、次表层的垂直速度则可推断海洋上层的海温动力异常。当有上升（下沉）运动时则有海温的负（正）动力异常。近表层

**表1 风场、流场联合复EOF分解第1、2模态时间系数与ENSO类型**

**Table 1 The first and second time coefficient patterns of the wind field and current field by CEOF analysis and ENSO types**

| 实时间系数 | | | | 实时间系数 | | | | 实时间系数 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 年份 | 第1模态 | 第2模态 | ENSO类型 | 年份 | 第1模态 | 第2模态 | ENSO类型 | 年份 | 第1模态 | 第2模态 | ENSO类型 |
| 1950 | −79 | 22 | | 1970 | 136 | 94 | E CP | 1990 | −226 | 4 | |
| 1951 | −100 | −52 | L CP | 1971 | −274 | −172 | L CP | 1991 | 27 | 39 | |
| 1952 | 10 | 41 | E EP | 1972 | −275 | −8 | L CP | 1992 | 0 | 286 | E EP |
| 1953 | −2 | −43 | | 1973 | 89 | 154 | E EP | 1993 | 122 | 178 | |
| 1954 | −37 | 74 | | 1974 | −54 | −200 | L CP | 1994 | 279 | −59 | |
| 1955 | −89 | 66 | | 1975 | −242 | −92 | | 1995 | 425 | 42 | E CP |
| 1956 | −170 | −36 | L CP | 1976 | −250 | −211 | L CP | 1996 | 437 | −284 | L EP |
| 1957 | −197 | 47 | | 1977 | 29 | 77 | E EP | 1997 | 402 | −82 | |
| 1958 | 16 | 238 | E CP | 1978 | 156 | 87 | E CP | 1998 | 675 | 143 | E EP |
| 1959 | −312 | 184 | | 1979 | −198 | 98 | | 1999 | 191 | −361 | |
| 1960 | 14 | −19 | | 1980 | −94 | 119 | | 2000 | 162 | −323 | L CP |
| 1961 | −169 | 103 | | 1981 | 80 | 38 | | 2001 | 184 | −304 | L CP |
| 1962 | 102 | −198 | | 1982 | −194 | −43 | | | | | |
| 1963 | −230 | −24 | | 1983 | 564 | 224 | E EP | | | | |
| 1964 | 39 | 72 | E CP | 1984 | 123 | −120 | L CP | | | | |
| 1965 | −421 | 8 | L CP | 1985 | −69 | −14 | L CP | | | | |
| 1966 | 119 | 144 | E CP | 1986 | −17 | −20 | | | | | |
| 1967 | −11 | −196 | | 1987 | −77 | 200 | | | | | |
| 1968 | −308 | −1 | | 1988 | 73 | 112 | E CP | | | | |
| 1969 | −143 | 226 | E CP | 1989 | −208 | −217 | L CP | | | | |

因其深度为22.5 m，受辐射、感热的影响已不太大，故该处的海温异常主要由海温的动力异常所造成，次表层则更深至112.5 m，该处的海温异常则几乎完全由海温动力异常所决定。

图8a、b分别给出了第1模态近、次表层的垂直运动场。为与下面大气垂直运动场表达方式一致，对所有层次（包括大气和大洋），本文都用正值表示下沉运动、负值表示上升运动。从近表层（图8a）可见，赤道处有一条下沉带从160°E向东延伸直至南美沿岸，接近该沿岸时该带略有南偏，带上较强的下沉中心分别位于日界线附近、120°W附近以及南美沿岸附近，最后者下沉运动最强，这表明该处海温动力正异常最明显。在该下沉带之南紧邻该带，还有一条上升带，在该带上有海温动力负异常，在该上升带的日界线附近，上升运动很强，该强上升运动与之北的强下沉运动两者构成上升和下沉的带偶。次表层的垂直运动场与表层相似（见图8b），其海温动力异常也类似。上面已提及海温动力异常在整个海温异常中所处的地位，故而次表层的海温异常应与该处的海温动力异常有类似分布。

在第2模态各层的海洋垂直运动场分布上，从近表层（图9a）至水深82.5 m处，垂直运动场均大体类似，而在97.5、112.5 m（次表层，图9b），两层的垂直运动场也相类似。近表层赤道处从160°E向东延伸至南美沿岸也有一条下沉带，但在

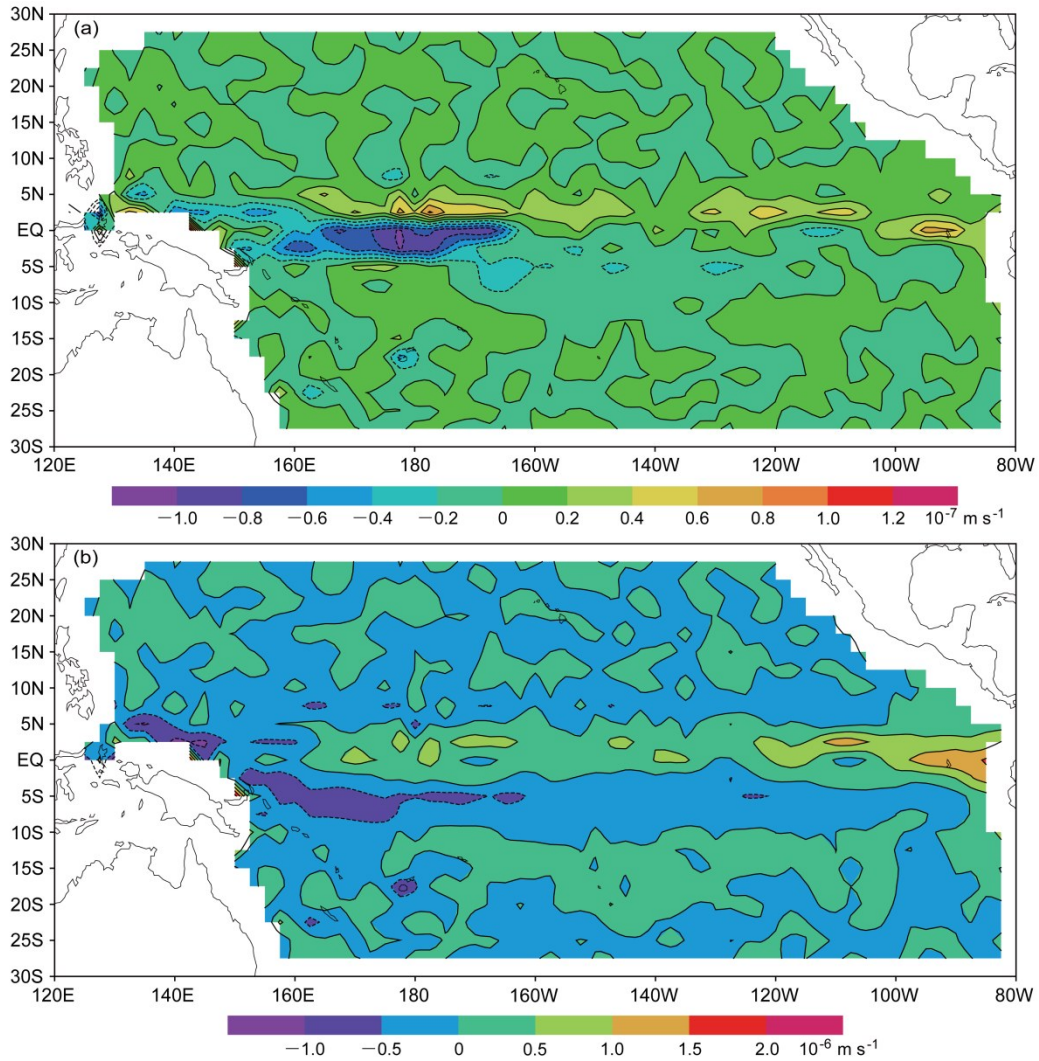



图8 1月份大洋流场联合复EOF分解的第1模态垂直运动场（单位：m s$^{-1}$）：（a）近表层（海洋22.5 m深度）；（b）次表层（海洋112.5 m深度）

Fig. 8 The first vertical velocity pattern of ocean current field by CEOF analysis in January (units: m s$^{-1}$): (a) Near-surface layer (at ocean depth of 22.5 m ); (b) subsurface layer (at ocean depth of 112.5 m)

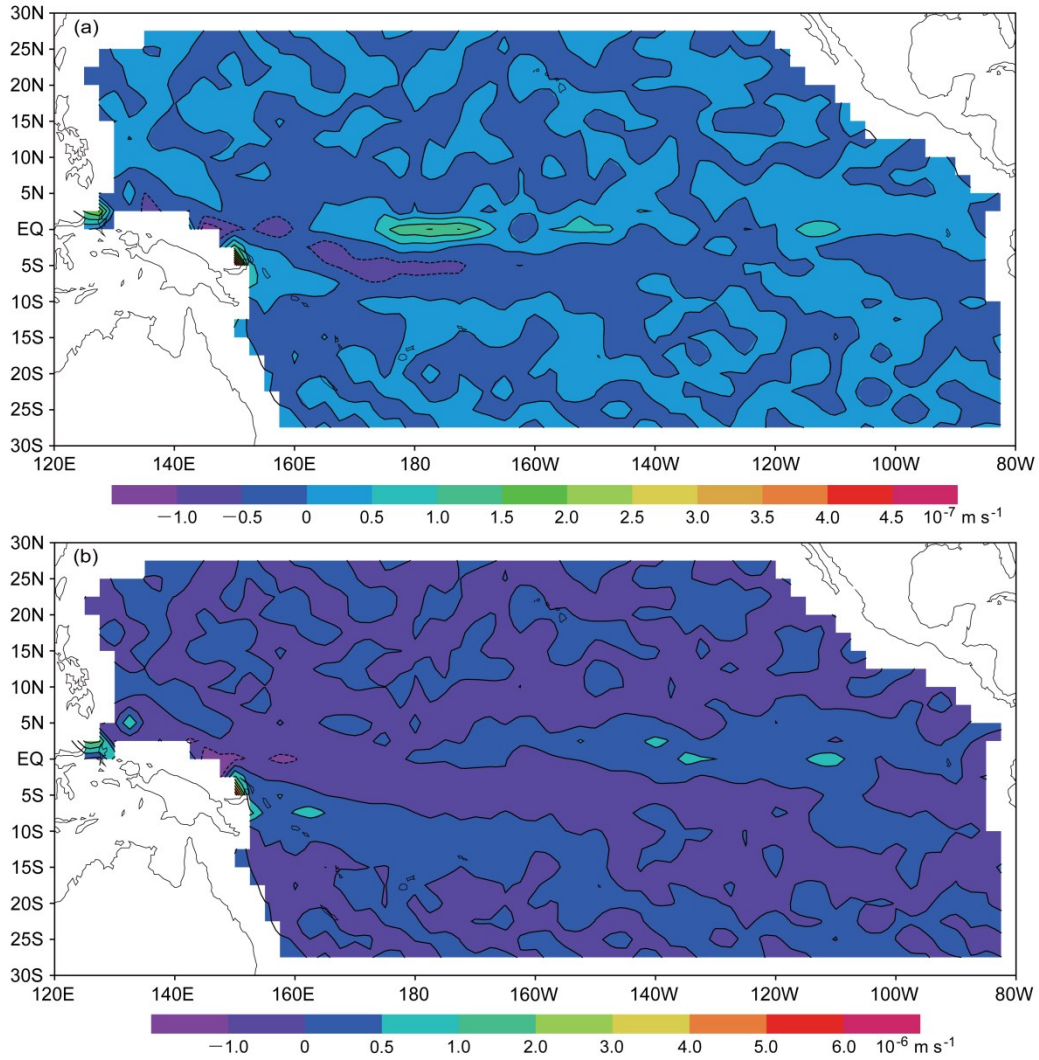



图9 同图8，但为第2模态

Fig. 9 Same as Fig.8, but for the second mode

东太平洋该带略有北偏，带上最强的下沉中心位于中太平洋的日界线附近，此外在155°W附近和115°W附近还有两个较强中心；这表明在中太平洋日界线附近海温动力正异常最强。在该下沉带之南紧邻该带，也有一条上升带，这条上升带上最强的上升运动也位于日界线附近，在该处有明显的海温动力负异常，该最强的上升运动与之北最强的下沉运动两者也组成带偶。次表层垂直运动场上，在赤道太平洋，北、南分别仍有一条下沉、上升带，两带紧密相邻，不过在日界线附近的强下沉、上升双带偶现已消失；该下沉带上明显的下沉中心位于140°W附近和110°W附近，较表层位置有所东移（见图9b）；在这两中心处海温动力正异常强。第2模态近、次表层的海温异常也应与该海温动力异常有类似分布。

秦坚肇和王亚非（2014）分别给出了用海温联合回归EOF分解得到的东部型、中部型ENSO第1模态的海温异常[（秦坚肇和王亚非，2014）中图1a、b]，对照本文第1、2模态用垂直运动场估计的海温异常分布可知：在El Niño期间，本文第1模态存在该文献图1a中的赤道东太平洋处的海温正异常；第2模态海温正异常则与秦坚肇和王亚非（2014）文中的图1b很类似，都在赤道中太平洋处出现海温正异常。在La Niña期间则海温的异常反转，由正异常转为负异常。本文与秦坚肇和王亚非（2014）不同的是，本文第1模态在El Niño期间除在赤道东太平洋出现海温最强正异常外，还在赤道中太平洋出现了较强的海温正异常。注意到在El

Niño 期间海温正异常往往由赤道中太平洋东传至赤道东太平洋，且秦坚肇和王亚非（2014）也提到有混合型的情况出现，故在东部型 El Niño 期间赤道中太平洋出现较强海温正异常应是正常的。本文因采用复 EOF 分解，其第 1、第 2 模态是相互正交的，故这两个模态是独立的，导致两者形成的物理过程也应有所不同；考虑到该点后并综合本节内容可知：当实时间系数为正时，第 1 模态在赤道中太平洋和东太平洋均有海温正异常出现，并以后者正异常最强；而第 2 模态则在赤道中太平洋出现最强的海温正异常。前者反映了东部型 El Niño 事件，而后者则反映了中部型 El Niño 事件。当实时间系数为负时，则海温异常反转，El Niño 事件反转成 La Niña 事件。由此可将本文第 1 模态称之为东部型 ENSO 的风场流场（异常）模态，第 2 模态称之为中部型 ENSO 的风场流场（异常）模态。

## 5 两类 ENSO 的大气环流异常及海气耦合

### 5.1 东部型 ENSO

因第 1 模态为东部型 ENSO 模态，现考察该模态的大气环流异常和海气耦合情况。图 10a、b、c 分别给出了大气高、中、低层的垂直运动，并可见到大气各层垂直运动的分布大体一致。再由该图并结合该模态大气对流层高、中、低层的空间场（图 1b、c、d）可知：在赤道太平洋上，主要的纬圈环流异常表现为，在中太平洋有下沉气流，该下沉气流在对流层低层分别转为东、西风，并在西太平洋以及东太平洋转为上升，其中东、西两个强上升运动中心分别位于 165°E 和 100°W；对流层高层的纬向风场与低层大体相反，从而分别构成东、西两支纬向环流圈，其体现了沃克环流异常的特征。在 El Niño 发生期间，在赤道 165°E 处出现强上升运动表明，沃克环流的上升支已从印尼东移至该处（薄燕青和吴洪宝，2008）。在经圈环流方面，在中太平洋，10°S 附近有东西向的强上升带，其反映了该处赤道辐合带的异常，在 25°N 附近则有东西向的强下沉带，其反映了北太平洋副热带高压主体的异常；在低层该上升、下沉带之间吹偏北风，高层则吹偏南风，并构成了明显的经圈环流，即北支哈得莱环流；在 25°S 还有较强的下沉带，其与之北上述赤道辐合带上的强上升运动构成了哈得莱环流的南支。以上情况表明在 El Niño 期间，赤道辐合带上对流旺盛（李军，2007），而南、北太平洋副高主体也很强（李军，2007；袁良和何金海，2013）。由图 10 还可见，各层在 10°S 的南美沿岸还有强上升运动带，对流旺盛；而在西太平洋暖池则为强下沉区；这表明在 El Niño 期间，在前者处对流强盛，降水很多，而在后者处则对流偏弱，从而该处不易生成热带气旋胚胎（陈永利等，2007）。以上论述的均是实时间系数为正，即 El Niño 期间的状况，当实时间系数为负时，则风向、垂直运动、环流圈均要反向，此时转为 La Niña 期间的状况。由此还可见，西太暖池与南美沿岸海域两者大气垂直运动呈现跷跷板变化，并很好体现了相隔太平洋的遥相关。而大洋环流的异常主要表现在赤道太平洋垂直运动的异常上，这在节 4.2 中已详细论及，不再赘述。

以下考虑该模态的海气耦合。大气对海洋的影响中，风应力驱动上层洋流是非常重要的一环。由图 1d、e 可见，在热带中太平洋对流层低层和近地面均有明显西风异常，这与 El Niño 期间信风的减弱相一致。然而由图 1f、g、h 可见，此时在该处大洋从表层至次表层均是一致的向西纬向流，其流向异常与对流层低层和近地面的风向异常相反，不满足风生流的条件，这只能说明该纬向流并非风生流。从该纬向流的特征（其几乎无经向流，且为赤道所俘获）可见，其应与赤道 Kelvin 波的异常密切有关。我们最近的工作表明，其应为向东传播的赤道 Kelvin 波与向西传播的最慢 Rossby 波两者构成的波包解异常（Zhang et al.，2019）。由于大气、大洋空间场有同一时间系数，这样中太平洋低层和地面的西风异常越强，则该波包解异常也越强。

热带大洋对大气的影响体现在海面高海温处有利于大气的对流上升运动，反之亦然。由图 8a 和图 10c 可见，当实时间系数为正时，因赤道中、东太平洋近表层海温动力正异常带的位置正位于大气赤道辐合带之北的下沉运动带处，故会增强该下沉带上的对流，从而减弱该带上的下沉运动，而在赤道南美沿岸，这种作用要更强（因该处近表层海温动力正异常更强），并起到了削弱东支纬圈环流（沃克环流）下沉运动的作用。这种情况具有负反馈作用，其有利于 El Niño 事件整体上的维持和稳定。当实时间系数为负时则负反馈关系仍保持，并使 La Niña 事件维持和稳定。

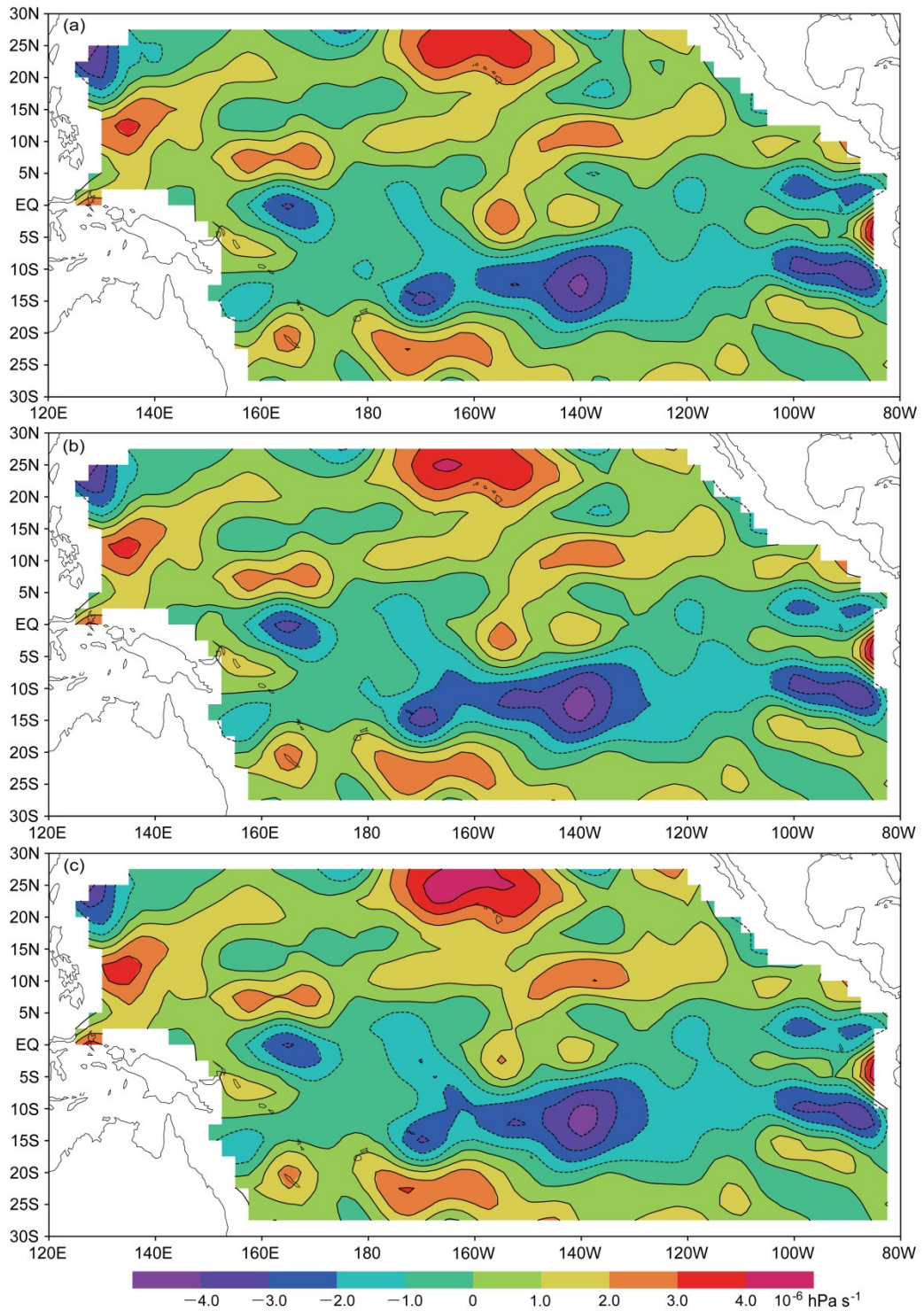



图10　1月份大气风场联合复EOF分解的第1模态垂直运动场（单位：×10⁻⁶ hPa s⁻¹）：（a）200 hPa（对流层高层）；（b）500 hPa（对流层中层）；（c）850 hPa（对流层低层）

Fig. 10　The first vertical velocity pattern of atmospheric wind field by CEOF analysis in January (units: ×10⁻⁶ hPa s⁻¹): (a) 200 hPa (upper level of troposphere); (b) 500 hPa (middle level of troposphere); (c) 850 hPa (lower level of troposphere)

### 5.2　中部型ENSO

第2模态反映了中部型ENSO。首先考察该模态大气环流的异常。图11a、b、c分别给出了第2模态大气对流层高、中、低层的垂直运动，在此大气各层垂直运动的分布也大体一致；再结合该模态大气对流层高、中、低层的空间场（图5b、c、d）

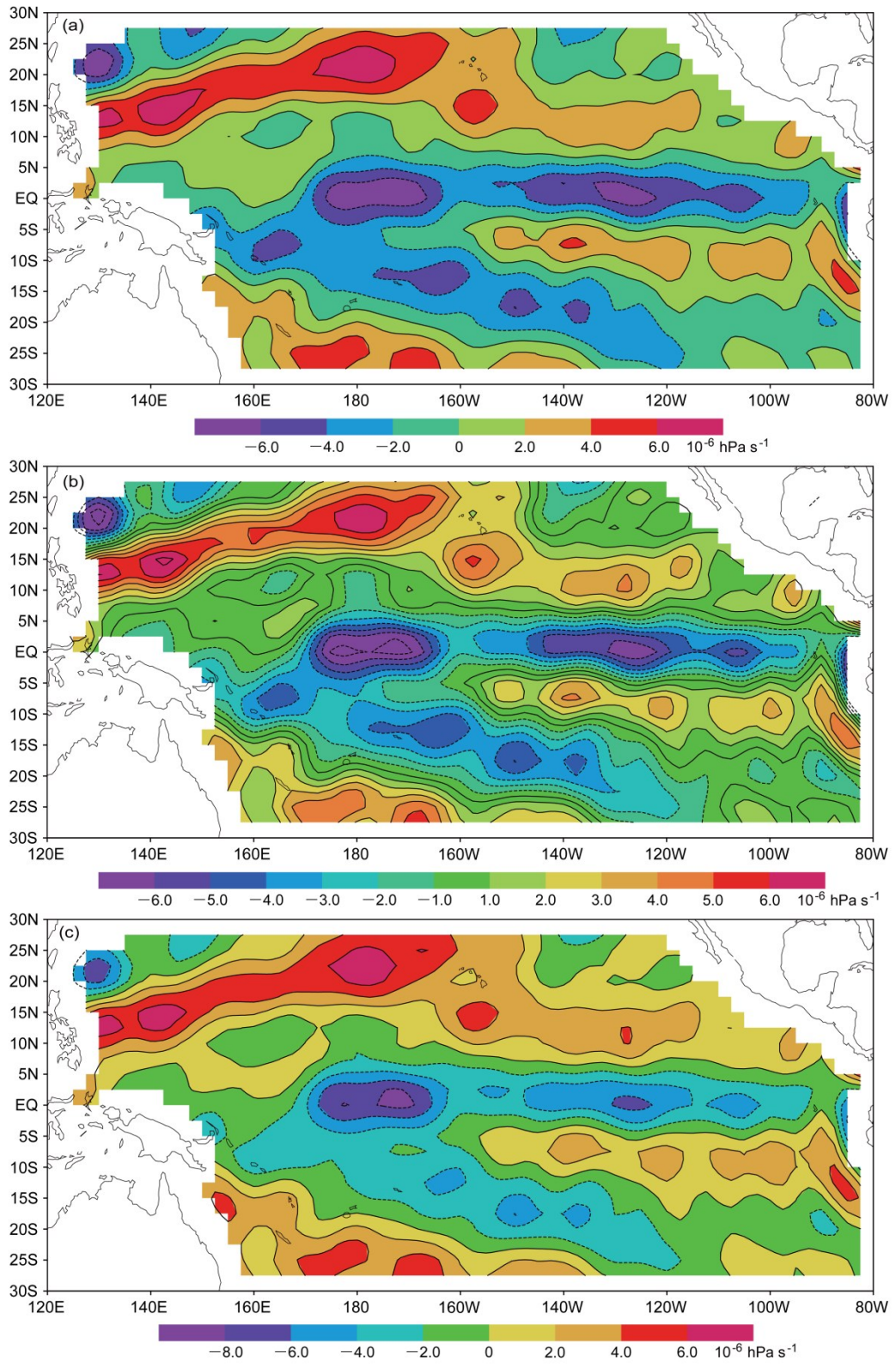



图11 同图10，但为第2模态

Fig. 11 Same as Fig.10, but for the second mode

可知：横贯整个赤道太平洋有上升运动带，此即赤道辐合带异常，其位置较第1模态偏北，该带上在日界线附近有强上升运动中心。这表明在中部型El Niño期间，沃克环流的上升支也已从印尼东移

至此。因这时在南美沿岸赤道处为上升运动，故也意味着有沃克环流的削弱。经圈环流上，在日界线附近，该赤道上的强上升支与在北、南纬25°处的强下沉支构成了南、北支哈得莱环流。然而其位置要较第1模态的偏西，这表明此时南、北副热带高压主体的中心偏西，强度也偏强。在赤道中、东太平洋上升带的两侧分别有一条下沉运动带，南侧的下沉带上在南美沿岸有强下沉运动中心，这表明在该处对流偏弱，这是与第1模态不同之处，也是东部型与中部型El Niño的主要不同之处。在西太暖池则同样有强下沉运动，这与第1模态大体类似，对热带气旋的影响也类似。由图11还可见，在新几内亚岛之北向东南延伸至30°S的东太平洋还有一条上升运动带，其反映了南太平洋辐合带异常，在中部型El Niño期间，南太平洋辐合带上对流偏强。第2模态大洋环流的异常也主要表现在赤道太平洋垂直运动的异常上，不再赘述。

以下考察第2模态的海气耦合情况。该模态空间场上在赤道中太平洋处，大气对流层低层和近地面吹较强西风，而该处海洋表层和近表层则为西向流，该处风向与流向相反，且该西向流也具有几乎无经向流，且为赤道所俘获的特点（图5f、g）；故与第1模态类似，其也反映上述波包解的异常，并也有该西风越强，该波包解异常也越强的情况。而与第1模态不同的是，该波包解向南、北要衰减得更快，其原因是由于该模态表层的形态维持得较第1模态要浅（Zhang et al.，2019），其仅维持到82.5 m的层次，再向下该形态已有所改变（参见图5h），而第1模态表层的形态一直维持到次表层。

当实时间系数为正时，该模态近表层海温正异常发生在赤道日界线附近（图9a），显然其使该处对流增强，该处也是沃克环流的上升支，故起到了增强沃克环流的作用，并抵消了在El Niño期间沃克环流减弱的作用，使之不再一直减弱下去，故也起到了负反馈作用。当实时间系数为负时，仍有负反馈关系。该负反馈也使El Niño和La Niña事件得以维持和稳定。对于哈得莱环流，以上日界线附近赤道处近表层海温的正异常会增强其上升支，从而使该环流增强，从而造成El Niño期间南、北副热带高压主体的西移和增强，而La Niña期间则反之。

## 6 结语

本文对1950～2001年1月份的大气风场和大洋流场做了联合复EOF分解，并辅以小波分析，用来探讨1月份两类ENSO模态的海气环流及耦合情况，得到以下主要结论：

（1）该分解第1、2模态空间场分别相应于东部型、中部型ENSO，前者在赤道太平洋东部和中部都有海温动力异常，并以该东部异常最强，后者仅在该中部存在此异常，两模态的时间系数都与ENSO有很好相关。为此，第1、2模态可分别称为东部型、中部型ENSO的风场流场（异常）模态。

（2）该东部型ENSO模态具有3～6年的年际变化和13～14年的年代际变化，中部型则具有明显的7年年际变化和12年的年代际变化，两者中约13年的年代际变化与冬季北太平洋NPGO的年代际变化相同。

（3）该东、中部型El Niño期间，沃克环流上升支分别从印尼东移至赤道西、中太平洋，并均有沃克环流的减弱；而南、北支哈得莱环流则分别位于日界线以东及该线附近，且均有所加强，从而使南、北太平洋副热带高压偏强；在5°S的南美沿岸分别有垂直运动的上升和下沉异常。

（4）在海气耦合上，该两类ENSO模态在赤道中太平洋均存在西风异常与海洋赤道Kelvin波Rossby波波包解异常的耦合，而海温动力异常对大气的影响则都起到负反馈作用，这有利ENSO的维持和稳定。

最后要说明的是，由于本文结果是通过诊断分析得到的，主要对客观事实做了揭示，而对造成这些事实的物理原因所做探讨的深度尚不够，这也是诊断分析方法的局限所在，今后拟利用地球系统模式进行数值试验来深入研究其物理机制。

### 参考文献（References）

Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. J. Geophys. Res., 112(C11): C11007. doi: 10.1029/2006JC003798

Bjerknes J. 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature [J]. Tellus, 18(4): 820−829. doi:10.3402/tellusa.v18i4.9712

Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific [J]. Mon. Wea. Rev., 97(3): 163−172. doi:10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2

薄燕青, 吴洪宝. 2008. 沃克环流的强度、位置及其对ENSO循环的

影响 [A]//中国气象学会2008年年会气候预测研究与预测方法分会场论文集 [C]. 北京: 气象出版社. Bo Yanqing, Wu Hongbao. 2008. The strength and position of Walker circulation and its influence on ENSO cycle [A]//China Meteorological Society, 2008 Annual Conference Proceedings (Climate Prediction Research and Forecasting Method [C]) (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press.

Capotondi A, Wittenberg A T, Newman M, et al. 2015. Understanding ENSO diversity [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 96(6): 921–938. doi: 10.1175/BAMS-D-13-00117.1

陈永利, 王凡, 赵永平, 等. 2007. 海温距平的ENSO模和类ENSO模的三维结构 [J]. 海洋与湖沼, 38(5): 385–393. Chen Yongli, Wang Fan, Zhao Yongping, et al. 2007. Three-dimensional structure of ENSO and ENSO-Like modes of sea temperature anomaly [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica (in Chinese), 38(5): 385–393. doi: 10.3321/j.issn:0029-814x.2007.05.001

符淙斌, 弗莱彻J. 1985. “埃尔尼诺”（El Niño）时期赤道增暖的两种类型 [J]. 科学通报, (8): 596–599. Fu Congbin, Fletcher J. 1985. Two types of equatorial warming at the time of El Niño [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 30(8): 596–599

何珊珊, 张文君, 祁莉, 等. 2015. 两类厄尔尼诺事件发展年秋季印度洋海温异常特征对比 [J]. 气象学报, 73(3): 515–528. He Shanshan, Zhang Wenjun, Qi Li, et al. 2015. Contrasting SST anomalies over the Indian Ocean between the two types of El Niño events during boreal autumn [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 73 (3): 515–528. doi:10.11676/qxxb2015.040

Hu C D, Yang S, Wu Q G, et al. 2016. Reinspecting two types of El Niño: A new pair of Niño indices for improving real-time ENSO monitoring [J]. Climate Dyn., 47(12): 4031–4049. doi: 10.1007 / s00382-016-3059-x

黄嘉佑. 2000. 气象统计分析与预报方法 [M]. 第2版. 北京: 气象出版社, 135–139. Huang Jiayou. 2000. Statistic Analysis and Forecast Methods in Meteorology (in Chinese) [M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 135–139.

Jeong H I, Ahn J B, Lee J Y, et al. 2015. Interdecadal change of interannual variability and predictability of two types of ENSO [J]. Climate Dyn., 44(3–4): 1073–1091. doi:10.1007/s00382-014-2127-3

Kao H Y, Yu J Y. 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO [J]. J. Climate, 22(3): 615–632. doi: 10.1175 / 2008JCLI2309.1

Larkin N K, Harrison D E. 2005. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter [J]. Geophys. Res. Lett., 32(16): L16705. doi:10.1029/2005GL022860

李军. 2007. 角动量守恒对经圈环流建立和变异的影响 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 114pp. Li Jun. 2007. Influences of angular momentum conservation on the formation and variation of the mean meridional circulation [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 114pp

梁晓妮, 俞永强, 刘海龙. 2008. ENSO循环年代际变化及其数值模拟 [J]. 大气科学, 32(6): 1471–1482. Liang Xiaoni, Yu Yongqiang, Liu Hailong. 2008. Numerical simulation of decadal modulation of ENSO [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (6): 1471–1482. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.06.20

Liang Y C, Lo M H, Yu J Y. 2014. Asymmetric responses of land hydroclimatology to two types of El Niño in the Mississippi River basin [J]. Geophys. Res. Lett., 41(2): 582–588. doi: 10.1002 / 2013GL058828

North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. Mon. Wea. Rev., 110(7): 699–706. doi:10.1175/1520-0493(1982)110<0699:SEITEO> 2.0.CO;2

秦坚肇, 王亚非. 2014. 构建描述两种ENSO类型的新指数 [J]. 气象学报, 72(3): 526–541. Qin Jianzhao, Wang Yafei. 2014. Construction of new indices for the two types of ENSO events [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 72(3): 526–541. doi:10.11676/qxxb2014.023

Tang T, Li W, Sun G. 2015. Impact of two different types of El Niño events on runoff over the conterminous United States [J]. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 12(9): 8977–9002. doi:10. 5194/hessd-12-8977-2015

Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78(12): 2771–2778. doi: 10.1175 / 1520-0477(1997)078<2771: TDOENO>2.0.CO;2

袁良, 何金海. 2013. 两类ENSO对我国华南地区冬季降水的不同影响 [J]. 干旱气象, 31(1): 24–31. Yuan Liang, He Jinhai. 2013. Different impacts of two types of ENSO on winter rainfall over South China [J]. Journal of Arid Meteorology (in Chinese), 31(1): 24–31. doi:10.11755 /j.issn.1006-7639(2013)-01-0024

曾庆存. 1974. 大气红外遥测原理 [M]. 北京: 科学出版社, 160–166. Zeng Qingcun. 1974. The Theory of Atmospheric Infrared Remote Sense (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 160–166

张东凌, 曾庆存. 2007. 5月热带印度洋大气大洋耦合环流的统计动力分析 [J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 37(12): 1693–1699. Zhang Dongling, Zeng Qingcun. 2007. Dynamic statistic analysis of coupled circulation of atmosphere and ocean in tropical Indian Ocean on May [J]. Science in China (Series D) (in Chinese), 37(12): 1693–1699，doi:10.3969/j.issn.1674-7240.2007.12.015

张东凌, 吕庆平, 张立凤. 2015. 冬季北太平洋海气环流年代际异常的统计动力诊断 [J]. 大气科学, 39(4): 692–704. Zhang Dongling, Lü Qingping, Zhang Lifeng. 2015. Dynamical statistic analysis of decadal anomalies of air–sea circulation in the North Pacific during winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (4): 692–704. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1501.14132

Zhang D L, Zhu J, Lu X, et al. 2019. Wave packet solutions in a bounded equatorial ocean and its interannual and decadal variability [J]. Acta Oceanologica Sinica, 38(03): 45–59 . doi:10.1007/s13131-019-1395-2

张立凤, 吕庆平, 张永垂. 2011. 北太平洋涡旋振荡研究进展 [J]. 地球科学进展, 26(11): 1143–1149. Zhang Lifeng, Lü Qingping, Zhang Yongchui. 2011. Advances in the study of North Pacific gyre oscillation [J]. Advances in Earth Sciences (in Chinese), 26(11): 1143–1149. doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2011.11.1143

Zheleznova I V, Gushchina D Y. 2015. The response of global atmospheric circulation to two types of El Niño [J]. Russian Meteorology and Hydrology, 40(3): 170–179. doi: 10.3103 / S1068373915030036