

1—3 月北极涛动对北半球热带太平洋和大西洋对流活动的可能影响^{* 1}

胡 淼¹ 龚道溢¹ 王 璐^{2,3} 周天军² 张自银¹

HU Miao¹ GONG Daoyi¹ WANG Lu^{2,3} ZHOU Tianjun² ZHANG Ziyin¹

1. 北京师范大学,地表过程与资源生态国家重点实验室,北京,100875

2. 中国科学院,大气物理研究所,LASG,北京,100029

3. 中国科学院研究生院,北京,100049

1. *State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Resource Ecology, Beijing Normal University, Beijing 100875, China*

2. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

3. *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

2010-06-28 收稿,2011-10-23 改回.

Hu Miao, Gong Daoyi, Wang Lu, Zhou Tianjun, Zhang Ziyin. 2012. Possible influence of January-March Arctic Oscillation on the convection of tropical North Pacific and North Atlantic. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(3):479-491

Abstract An analysis of detailed relationships between the January-February-March Arctic Oscillation and the convection in the tropical Pacific Ocean and the tropical Atlantic Ocean is presented based on the daily outgoing longwave radiation dataset and the monthly NCEP reanalysis datasets with the ENSO signals removed from all the datasets. The results indicate that a high (low) AO phase more likely accompanies with a stronger (weak) convection in the tropical Pacific Ocean and the tropical Atlantic Ocean. The correlations between the AO index and the tropical OLR in boreal winter show two pronounced negative correlation areas: one in the central Pacific Ocean, ranging between 13°–20°N, 160°E–170°W and the other in the tropical Atlantic Ocean, covering 5°–20°N, 15°–70°W. The prominent positive correlation is also demonstrated in the precipitation field. The time-lag correlation analyses indicate that the correlation of the AO index with the OLR, the strong convection area, the intensity index and the mean precipitation is the strongest in the concurrent winter and the correlation weakens rapidly with time. At the same time, the lower tropospheric atmosphere circulation anomalies corresponding to the JFM AO index change significantly in the two regions. During positive AO winter, there is an anomalous atmospheric cyclone in the tropical Pacific Ocean while there are a meridional circulation convergence and a horizontal wind shear in the tropical Atlantic Ocean at 850 hPa. And the AO-related SSTs, particularly in the central ocean regions, are well reproduced by the simulation experiments of the ocean model LICOM, suggesting that the observed AO-related SSTs are mainly the response to atmospheric circulation changes. Meanwhile, the connections of AO-related SSTs with convection and precipitation activities are relatively weak. The changes in the atmospheric circulation are probably the main linkage among the AO and convection and precipitation in the tropical Pacific and Atlantic Ocean for January to March.

Key words Arctic Oscillation, Convection activity, Tropical Pacific Ocean, Tropical Atlantic Ocean

摘 要 利用 1979—2008 年日分辨率的向外长波辐射资料以及 NCEP 再分析资料,去除 ENSO 影响后,分析了 1—3 月北极

* 资助课题:国家高技术研究发展计划(863 计划)重点项目(2008AA121704)和国家科技支撑计划课题(2007BAC29B02)。

作者简介:胡淼,主要从事气候变化研究。E-mail:hu_miao@mail.bnu.edu.cn

涛动对热带太平洋和热带大西洋对流活动及降水的可能影响。结果表明北极涛动偏强(弱)时,热带太平洋和大西洋对流活动显著偏强(弱)。北半球热带大洋冬季平均向外长波辐射与北极涛动指数的相关系数存在两个显著负相关区:一个位于中太平洋区,大致包括 13° — 20° N、 160° E— 170° W;另外一个位于热带大西洋,显著区覆盖的范围大体包括 5° — 20° N、 15° — 70° W。这些区域的降水量也表现出显著的正相关。向外长波辐射、强对流面积指数、强对流强度指数、平均降水量等指标与北极涛动指数的相关均以冬季同期最高,随时间滞后相关迅速减弱。与此对应的对流层低层大气环流也有显著变化,850 hPa 风场的变化表现为热带太平洋有异常的气旋性环流,气旋中心区与显著强对流和降水异常区一致。而热带大西洋有显著的经向环流辐合和风切变,与异常对流和降水区吻合。海洋模式的模拟结果表明,与北极涛动有关联的海温分布,很大程度上与大气强迫有关,说明热带1—3月降水和对流活动与海温的关联较弱。北极涛动与热带太平洋、大西洋对流和降水活动之间主要是通过大气环流的变动产生联系的。

关键词 北极涛动, 对流活动, 热带太平洋, 热带大西洋

中图法分类号 P461 P444

1 引言

北极涛动(AO)是北半球热带外对流层到平流层低层大气环流变率的第一模态。伴随北极涛动的强弱变化,北半球中纬度地区与北极地区之间气压和大气质量呈跷跷板式准正压性的反向变化,当北极涛动处于正位相时,中纬度地区气压上升而极地下降,中纬度盛行纬向环流;反之,处于负位相时盛行经向环流(Thompson, et al, 1998, 2000)。大量的研究表明,北极涛动的强弱变化显著影响北半球气候,包括区域性的气温、湿度和降水,北极及副极地地区的海冰,对流层低层环流以及极端气候等(Hurrell, 1995; Thompson, et al, 2000a, 200b, 2001; Cutlip, 2000; Wu, et al, 2002; Wettstein, et al, 2002),包括东亚地区的季风、温度和降水等气候要素(Gong, et al, 2002; 龚道溢等, 2003)。当北极涛动指数处于偏强正位相时,北欧、阿拉斯加以及中国大部分地区冬季气温偏高,降水偏多,而美国加州、欧洲中南部、地中海和中东等地区偏干。近几十年,伴随北极涛动偏强的趋势,北美和欧亚部分地区平均温度也明显升高(Thompson, et al, 2001)。北极涛动对大西洋地区的气候影响与月季平均环流以及高频风暴轴的异常变动有密切关系(Rogers, 1997)。

除了北半球中高纬度地区外,近来一些研究也注意到北极涛动与热带地区气候也有一定关联(Miller, et al, 2003; Zhou, et al, 2005; Larson, et al, 2005; Nakamura, et al, 2006, 2007; Gong, et al, 2009)。如 Miller 等(2003)讨论了全球尺度范围内北极涛动和地气系统向外长波辐射(OLR)的关系,发现在强的北极涛动正位相年,中太平洋和

大西洋低纬度地区向外长波辐射值偏低,说明对流活动较旺盛,但其并没有给出相应的解释机制。Nakamura 等(2006, 2007)研究了春季北极涛动对随后 ENSO 活动的可能影响,发现在北极涛动正位相时通常伴随赤道西太平洋低层异常西风爆发,然后在夏季和秋季异常西风向东扩张,进而引发厄尔尼诺的生成。此外有研究表明,7—9月西太平洋热带气旋活动也可能受北极涛动的影响(Choi, et al, 2010),从月季平均环流看,在北极涛动高值年有异常强烈的反气旋出现在东亚中纬度地区(日本、韩国和西太平洋),在低纬度中国南海和菲律宾一带则为气旋活动活跃区域,这种中低纬度的配置有利于西太平洋热带气旋的生成,但不利于气旋北上至日本和韩国;在北极涛动低值年情况相反。Larson 等(2005)认为墨西哥海岸一带高达 20%的夏季降水是由登陆的热带气旋带来的,并分析了 1950—2000年 8—10月登陆美国和墨西哥的热带气旋的年际变化,发现夏季北极涛动与大西洋地区热带气旋活动的联系比 ENSO 与气旋活动的关联更为显著,相关系数达到 +0.4。Zhou 等(2005)认为北极涛动在影响热带气候的同时,热带的信号也有可能对北极涛动的强弱产生影响,分析了北半球冬季北极涛动和热带季节内振荡(MJO)的相互关系,发现伴随季节内振荡高(低)位相的出现,北极涛动位相很可能也出现偏强(弱)的情况;而季节内振荡对热带外环流的影响比北极涛动对热带环流的影响更为明显。

热带地区降水及其潜热释放和输送对全球气候有重要作用,有组织的对流系统在北太平洋和北印度洋区域的降水贡献超过八成(Tsakraklides, et al, 2003)。北极涛动是否影响热带对流和降水,以及影响的可能机制等问题,目前的研究尚少。本文

旨在检查冬季(1—3月)北极涛动活动与同期和滞后热带太平洋和热带大西洋对流活动的统计关系,以及对应的大气环流的变化特点。

2 资料和方法

使用的大气环流资料取自美国国家环境预测中心/国家大气研究中心(NCEP/NCAR)再分析资料(Kalnay, et al, 1996),包括逐月风场和垂直速度场,水平分辨率均为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。海温场资料是哈得来中心的月平均海表温度场 HadISST1(Rayner, et al, 2003),分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。计算距平时的参考时段取为1971—2000年。

在研究中使用日平均向外长波辐射资料来反映对流活动,资料取自美国国家海洋和大气局的内插向外长波辐射数据(Liebmann, et al, 1996),空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。由于对流发展地区向外长波辐射主要决定于云顶的温度,而云顶的温度又决定于对流强度,表现为向外长波辐射值越小,云顶温度越低,对流发展越强烈;反之亦然。因此,向外长波辐射常用来表征热带对流活动,高的向外长波辐射值对应较弱的对流活动,低的向外长波辐射值对应较强的对流活动(Waliser, et al, 1993; Liebmann, et al, 1996; Kidson, et al, 2002; Collimore, et al, 2003; Lu, et al, 2005)。除向外长波辐射外,还利用了CMAP的逐月降水资料(Xie, et al, 1997),分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。向外长波辐射和降水资料时段为1979—2008年,分析前处理为对整个时段的距平。

北极涛动指数来自美国气候预测中心(CPC),定义为北半球热带外1000 hPa高度场经验正交函数分析第一模态的时间系数。考虑到1—3月是北极涛动最强的季节(Thompson, et al, 2000a),将这3个月的北极涛动指数取平均,作为冬季北极涛动指数。为方便计算和比较,对数据做了标准化处理,标准化数据的参考时段取为1971—2000年。

低纬度气候及中高纬度大气环流均受 ENSO 的影响,这可能会影响到北极涛动与对流活动关系分析结果的可靠性,因此,在分析中需要尽可能去除 ENSO 影响。由于月季尺度的环流对 ENSO 的响应具有较明显的准线性特征,在冷、暖事件中表现为相反性质的距平(Hoerling, et al, 1995;何溪澄等, 2008),在此简单地使用线性回归方法拟合气候要素中的 ENSO 信号。即以海、气要素场作为因变量,

ENSO 指数为自变量,对其做一元线性回归拟合,拟合方程的残差即表示统计上与 ENSO 无关的部分,即独立于 ENSO 信号的部分。由于 ENSO 一般冬季发展最为强盛,拟合时只考虑冬季的 ENSO 信号。本文所有数据分析前均使用上述方法进行了处理,其中,ENSO 指数以美国气候预测中心的 Nino 3.4 区($5^{\circ}\text{N}—5^{\circ}\text{S}, 170^{\circ}\text{E}—120^{\circ}\text{W}$)海温距平表征,取自美国气候预测中心(<http://www.cpc.noaa.gov/>)。考虑到 ENSO 事件对于北极涛动的强弱也可能存在一定影响,对北极涛动指数也做了类似的回归处理。

3 北极涛动与太平洋和大西洋对流活动的统计关系

3.1 向外长波辐射和降水

由冬季北极涛动指数与向外长波辐射相关系数的分布(图 1a—c)可以看出,北极涛动与向外长波辐射整体呈负相关,其中显著区有两个:一个位于中太平洋区,包括 $13^{\circ}\text{N}—20^{\circ}\text{N}, 160^{\circ}\text{E}—170^{\circ}\text{W}$ 区域,相关系数信度水平超过 95%(图 1a 阴影所标识);另外一个位于热带大西洋,显著区覆盖的范围大体包括 $5^{\circ}\text{N}—20^{\circ}\text{N}, 15^{\circ}\text{E}—70^{\circ}\text{W}$ 。从相关系数的空间分布特点看,负相关呈连续的大面积分布,表明与北极涛动相关的对流活动异常并不是单点个别现象,而是大洋尺度的大范围变化。图 1 的结果说明北极涛动偏强的情况下,热带大西洋和热带太平洋对流活动均趋于活跃。仔细比较两个大洋的情况,可以发现两者还有些不同的特点。负相关在大西洋上明显强于太平洋,显著区域范围也明显大于太平洋;在空间分布上,北太平洋呈圆形且面积较小,大西洋呈东北—西南倾斜的走向,范围要大得多。Miller 等(2003)基于较短(1979—1999年)的向外长波辐射资料,去除 ENSO 影响后,根据高、低北极涛动指数对全年的向外长波辐射记录进行了合成分析。本文分析的太平洋和大西洋上相关系数的分布特点,与他们合成分析的距平分布结果有较高的相似度。此处分析使用的资料更长,得到相似的结果,从一个侧面说明北极涛动与向外长波辐射的关系是稳定的,而存在的差别可能主要与分析的季节不同有关。此外还注意到,在南半球热带区域北极涛动与向外长波辐射的关联很弱,这可能与北极涛动是北半球中高纬的系统有关,北极涛动对南半球热带对流活动的影响不是很明显。

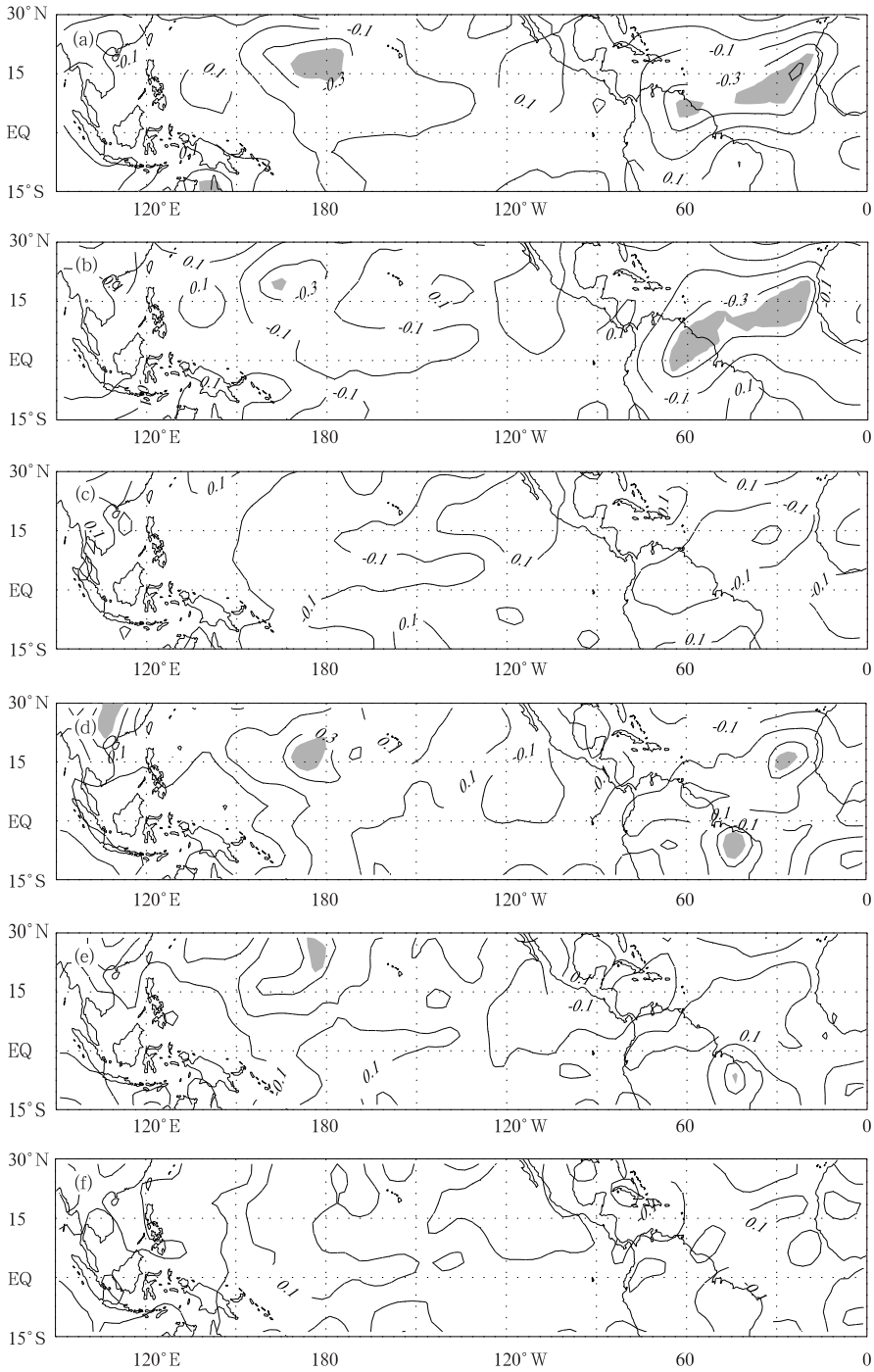


图1 1979—2008年冬季北极涛动指数与各时段向外长波辐射(a,b,c)和降水(d,e,f)的相关系数分布(a,d, 1—3月, b,e, 2—4月, c,f, 3—5月; 去除了ENSO信号; 实线为正相关, 虚线为负相关, 等值线间隔0.2。a,b,c中阴影区为通过95%信度区域, d,e,f中阴影区为通过90%信度区域)

Fig. 1 Correlations between the winter AO index and the mean OLR for January – February – March (a), February – March – April (b), and March – April – May (c); correlations between the winter AO index and the mean precipitation for January – February – March (d), February – March – April (e), and March – April – May (f) averaged over the period 1979 – 2008, data have been normalized and the ENSO signals are removed (Solid lines are for positive correlations and dashed lines are for negative correlations; the contour interval is 0.2. a, b, c shading is for the areas in which the value is significant at 95% confidence level; d, e, f shading is for the areas in which the value is significant at 90% confidence level)

为了检查北极涛动与向外长波辐射的可能滞后联系,进一步分析冬季北极涛动与随后不同月份向外长波辐射的相关系数。对比图 1a 和 1b 可以发现,冬季北极涛动与 2—4 月对流活动的相关系数分布与同期非常类似。热带中西太平洋和大西洋仍然是强对流的相关区,与同期相比,太平洋上相关区的中心西移至(23°N,165°E)附近,负值区整体有北移的趋势,并且显著区域大幅度缩小;大西洋负相关区范围与形状变化很小。但到 3—5 月,太平洋和大西洋显著区域明显消失,说明春季对流活动的活跃程度与北极涛动关系已经很微弱。分析逐月的北极涛动与向外长波辐射的关系,发现 4 月显著区域消失。这些结果说明冬季北极涛动与北半球大洋对流活动的强相关集中在 1—3 月,即冬季北极涛动与向外长波辐射的关联主要是同期的,其相关随时间后移很快减弱或者消失。

向外长波辐射值的高低表征对流活跃程度,高的向外长波辐射值意味着对流活动偏弱,低的向外长波辐射值对应偏强的对流活动,而对流活跃与否必然伴随有降水的异常波动。北极涛动与向外长波辐射的显著负相关,在降水场上是否有一致的反应呢?为了分析降水的相应变化,计算了降水场与冬季北极涛动指数的相关,包括同期和滞后相关(图 1d—f)。从图 1d 中可以发现,1—3 月低纬度太平洋和大西洋大部分地区均表现出正相关,太平洋降水高相关的中心区位于 16°N、175°W 的中太平洋;大西洋中心在 15°N、30°W 附近,且正值区域呈西北—东南走向,从北非沿大洋延伸至南美北部。对比热带大洋降水和向外长波辐射相关系数的分布特点,可以发现两者无论是格局还是强弱分布均具有很高的相似性,向外长波辐射的负相关中心区对应降水的正相关中心区。不过,降水与北极涛动的相关强度稍弱于向外长波辐射与北极涛动的相关强度。在 2—4 月降水相关图(图 1e)中,太平洋上显著区域范围缩小,大西洋上显著区则消失。到 3—5 月(图 1f),降水与北极涛动的相关更弱。这些特点与向外长波辐射的特点也是类似和一致的。

上面的统计分析说明,当冬季北极涛动处于偏强的正(负)位相的时候,太平洋和大西洋的对流活动趋于活跃(减弱),降水偏多(偏少);对流活动强的区域同时也是降水高值区。向外长波辐射和降水的变化与同期(1—3 月)的北极涛动关系最强,随时间

后移它们的相关迅速减弱,在 3—5 月几乎消失。因此,后面的对流及环流分析中,时段均集中在 1—3 月(即同期)。

3.2 对流活动面积及其强度分析

从上述可知,北太平洋和北大西洋热带地区的冬季向外长波辐射与同期北极涛动指数存在显著相关。前面分析向外长波辐射时使用的是季节平均值,而热带对流活动的特征时间尺度是以小时计。季节的平均值忽略了单个的热带强对流事件个例及强度。为了更细致地分析对流活动的异常与北极涛动的关系,使用每日的向外长波辐射资料统计了每年冬季强对流的频次和强度。为方便分析,定义了一个强对流活动面积指数和一个强度指数。首先,如果某一格点某一日的向外长波辐射值低于 220 W/m²,则定为一次强对流事件。给定某个固定区域,计算出给定日期中所有强对流事件的频次,即为当日的强对流面积指数。在此基础上再计算强度指数,用 220 W/m² 减每次强对流事件的向外长波辐射值,将所得到的差值相加,其和即为当日的强对流强度指数。这样,面积指数可表征强对流所占格点的多少,强度指数则反映强对流中心区域加权累积对流强度。将 1—3 月中所有天再平均,即得到该季的平均面积指数和平均强度指数。具体计算时,固定的统计区域分别取北太平洋和北大西洋的显著相关中心区,包括:(1)太平洋中心区(10°—30°N,160°E—160°W),共 153 个格点,(2)大西洋中心区(0°—20°N,70°—20°W),共 189 个格点。

这样可以将研究的关注点集中到与北极涛动相关的强对流关键区,将得到的逐年冬季的强对流指数标准化,去除 ENSO 影响,再进行相关分析。表 1 给出了冬季北极涛动指数与太平洋和大西洋强对流

表 1 1—3 月北极涛动指数与不同月份
对流活动指标的相关

Table 1 The correlation coefficients of the
winter AO index with the Pacific/Atlantic strong
convection indexes for the different period of months

时段	对流活动面积指数		对流活动强度指数	
	太平洋区	大西洋区	太平洋区	大西洋区
1—3 月	0.48***	0.53***	0.34*	0.44**
2—4 月	0.32*	0.48***	0.20	0.40**
3—5 月	0.32*	0.23	0.24	0.18

* 表示达到 90% 的信度水平, ** 表示达到 95% 的信度水平, *** 表示达到 99% 的信度水平。

* significant at the 90% confidence level, ** at the 95% confidence level, *** at the 99% confidence level.

活动面积指数以及强度指数的相关系数,包括同期(1—3月)和时间滞后相关(2—4和3—5月)。可以发现:(1)所有相关系数均为正值,表示北极涛动强的正位相时,大西洋和太平洋关键区的对流活动面积指数偏大、强度指数偏高,两者的变化位相相同;(2)所有相关系数中以1—3月大西洋对流活动面积指数与北极涛动的相关最高,达到0.53,同时1—3月两个大洋的相关都明显高于2—4月的相关;(3)比较大西洋和太平洋,可知大西洋对流与北极涛动的相关强度均高于太平洋,这说明在统计相关上,北极涛动与大西洋对流活动的联系要更强一些;(4)面积指数与北极涛动的相关,均高于强度指数的相关。简而言之,北极涛动指数与太平洋和大

西洋关键区对流活动均存在显著正相关,且大西洋地区的相关高于太平洋,面积指数的相关强于强度指数,同期相关强于滞后相关。

对外长波辐射、降水、强对流面积和强度指数这几个指标的统计分析,均显示出冬季北极涛动与同期对流活动具有显著的相关性,为了更加直观地比较近30年来北极涛动和对流活动的时间变化特征,图2给出了1979—2008年冬季北极涛动指数与同期太平洋和大西洋对流面积和强度指数的时间序列。对比图2a和2b,可以发现面积指数和强度指数呈同位相变化,而且这两个指数同北极涛动序列的变动在年际和年代际变率上均具有较高的一致性。

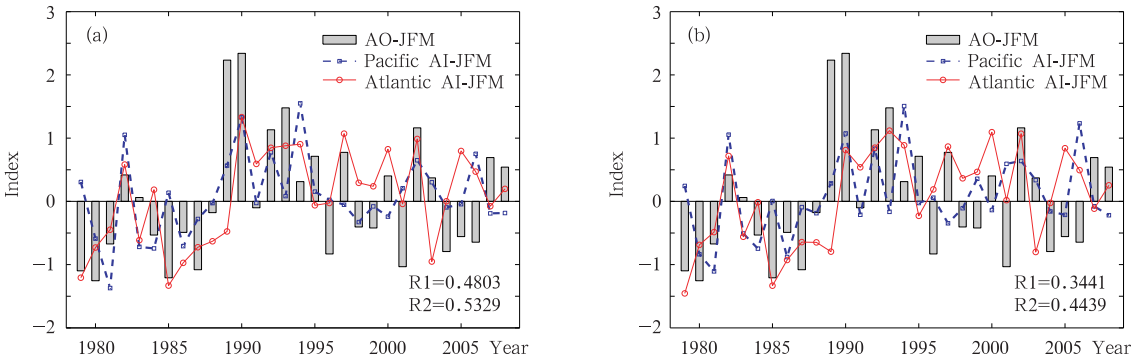


图2 1979—2008年冬季北极涛动指数、太平洋和大西洋强对流指数的时间序列

(a. 对流面积指数, b. 对流强度指数; 所有序列均已标准化,且去除了ENSO信号)

Fig. 2 Time series of the winter AO index and the strong convection area indices (a), and the winter AO index and the strong convection intensity indices (b)

(All series are normalized and the ENSO signals are removed)

4 大气环流场的相关变化

冬季北极涛动活动与同期太平洋和大西洋热带地区对流活动存在显著的统计相关性,至于其相关是否存在物理上的联系、以及联系的可能途径等,尚需分析相关物理场进行诊断和验证。在此重点检查低空风场(850 hPa)以及对流层大气的垂直运动状况。

4.1 850 hPa 风场

通过计算1—3月850 hPa风场与同期北极涛动的回归系数分析与北极涛动相关的低层风场的变化特点。另外,考虑到热带海洋大气过程的非线性,为避免线性回归结果可能的不足,同时还分析了异

常北极涛动年份风场的合成距平,即高北极涛动年风场距平值与低北极涛动年风场距平值的差值。异常北极涛动年的选取是依据图3所示的30年冬季北极涛动和Nino3.4区海温距平指数的时间序列挑选出来的。将1—3月平均海温距平超过正(负)0.5°C的年份定为ENSO事件年,去掉所有ENSO事件年后,从剩余年份中挑选出北极涛动指数高于(低于)0.8个标准差的年份,分别定义为异常偏高(低)北极涛动年。挑选出来的异常偏高北极涛动年有1990、1993、1997和2002年,异常偏低北极涛动年有1979、1980、2001和2004年,合成图用高值年减低值年表示。

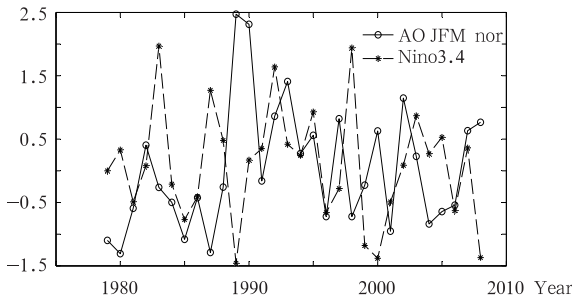


图3 1979—2008年北极涛动指数和同期 Nino3.4 的海温时间序列

Fig. 3 Time series of the normalized AO index and the concurrent Nino3.4 SST anomaly for the period of 1979 - 2008

从1—3月850 hPa风场与同期北极涛动的回归系数分布(图4a)看,整个北太平洋中纬度为异常反气旋控制,而热带太平洋存在异常气旋性环流,这

种太平洋中纬和低纬出现反气旋与气旋对的配置与Choi等(2010)研究结果一致。如图4a所示,在30°N附近存在较强的异常东风,向西延伸到120°E,然后在热带西太平洋逐渐转为异常偏北风,最后在赤道附近成为异常西风。并且,异常西风在160°E—160°W区域显著偏强。对比高低北极涛动年份的环流合成图(图4c),发现气旋和反气旋对的强度和位置与回归分析的结果是吻合的,说明伴随北极涛动的变化,不管是线性变化部分还是极值的偏差,低层大气环流的异常特征均是稳定和显著的。对比前面向外长波辐射和降水的变化,可以看到图1中强对流和降水变化显著区域正好对应西太平洋异常气旋的中心区。热带低层异常气旋性风场产生的辐合上升运动,是热带强对流活动的一个重要的有利环流背景条件,这在一定程度上说明北极涛动与太平洋对流和降水的显著联系与热带太平洋的异常气

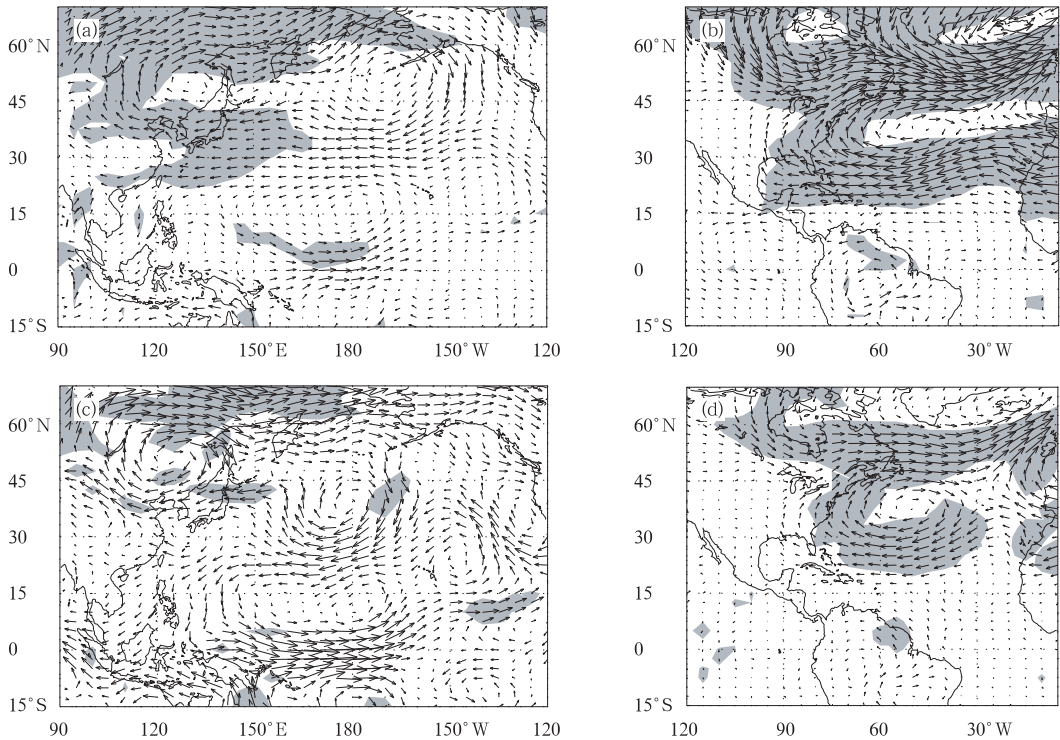


图4 1979—2008年冬季850 hPa风场与北极涛动指数的回归系数(a,b)及异常年份的合成距平(c,d)

(a,c. 太平洋地区,b,d. 大西洋地区;单位:m/s;阴影区为通过95%信度的区域;
a,b,c,d的最大矢量分别为1.5,3.7,4.8,9.3 m/s)

Fig. 4 Regression coefficients of 850 hPa wind upon the winter AO (a, b, the ENSO signals are removed) and the composites of 850 hPa wind anomalies (c, d) for the period of 1979 - 2008 (a, c. the Pacific region, b, d. the Atlantic region; units: m/s, the areas with the value significant at the 95% confidence level are shaded)

旋性环流系统有关。

图 4b 给出的是大西洋区域的风场变化,可以看出,风场的结构与太平洋上的完全不同。大西洋上 15°N 以北的热带区域(即异常反气旋南侧)为异常东风气流,而不是热带太平洋上的异常气旋环流和异常西风气流;大西洋和太平洋的这种风场结构的不同在 Thompson 等(2000a)全年表层风场与北极涛动的回归图中也有体现。对比图 4a 和 4b,可以发现,大西洋的这个异常反气旋环流的范围、强度及其与北极涛动的相关显著性,均要强于热带太平洋的异常环流。这与表 1 中大西洋上的对流活动与北极涛动有更强的相关是一致的。伴随异常反气旋, 30°N 以南的热带大西洋有强的异常偏东风。这可能会导致热带有偏强的辐合和水平切变。在图 4b 中大体沿 7°N 处存在明显的风切变, 7°N 以南为偏西风,以北为偏东风,是明显的气旋性切变。同时在 30°W 处出现一个异常槽,其东侧为异常偏南风,其西侧为异常偏北风。这些均可导致降水和对流的加强,形成图 1a 和 1d 中热带大西洋的高相关区,以及 30°W 附近向外长波辐射和降水变化的相关极值区。合成图也得到与回归分析类似的结果(图 4d)。北太平洋和北大西洋的大气环流异常的空间型态,不管是线性回归和合成方法,都有类似的结果,从另外一个侧面也说明冬季北极涛动与热带大气环流相关关系的稳定性。

注意到 Choi 等(2010)在研究夏季西北太平洋热带气旋活动和北极涛动关系时也比较过低层环流场的变化。在去除 ENSO 影响的情况下,他们分析了北极涛动高低值年 850 hPa 风场异常(北极涛动

高值年减去北极涛动低值年),发现在西太平洋中纬度出现异常反气旋、低纬出现异常气旋,并且,反气旋南侧异常东风能够深入到菲律宾附近的异常气旋之中,这种异常环流场的配置在北极涛动高值年得到加强,能够显著影响西北太平洋热带气旋的活动。

整体上来看,高北极涛动年份热带太平洋活跃的对流活动和偏多的降水,很可能与热带太平洋对流层低层的异常气旋性环流有关,而大西洋的强对流和降水的增加很可能与热带大西洋的异常大气环流辐合和切变有关。

4.2 大气垂直运动

对流活动通常伴随强烈的空气垂直运动。伴随北极涛动的变化热带大西洋和热带太平洋空气垂直运动是否也存在大尺度的异常呢?这里分析各层大气垂直运动的变化,重点关注与北极涛动显著相关的对流活动关键区。图 5 为 1—3 月北极涛动指数与同期 850 hPa 垂直运动(ω)的相关系数分布,负相关表示当北极涛动为偏强正位相时有异常上升运动,正相关表示异常下沉运动。从图 5 中可以看到,热带太平洋中部与热带大西洋存在大范围异常上升区域,与图 4a 太平洋异常气旋中心区、大西洋异常辐合和切变区是一致的,也与向外长波辐射和降水的相关极值中心(图 1a 和图 1d)分布一致。

为了更为细致地分析上升运动的垂直结构特征,计算了几条不同经线不同高度上三维风场的变化。根据前面的分析结果,在太平洋区域取 180°经线,大西洋区域取 30°W 经线,计算等压面从 1000 hPa 往上到 100 hPa(共 12 层)各层环流异常,结果均以同期北极涛动指数的回归系数来表征(图 6)。

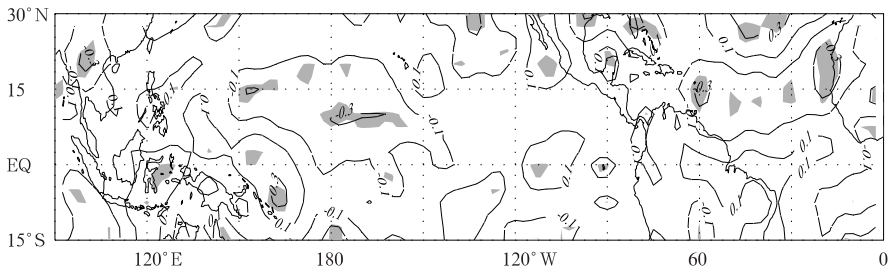


图 5 1979—2008 年 850 hPa 垂直运动(ω)与北极涛动指数的相关系数
(实线为正相关,虚线为负相关,等值线间隔 0.2。阴影区为通过 95% 信度区)

Fig. 5 Correlations between the AO index and 850 hPa vertical velocity (ω) for the period 1979–2008

(solid lines: positive correlations; dashed lines: negative correlations; the contour interval is 0.2. Shading: at the 95% confidence level)

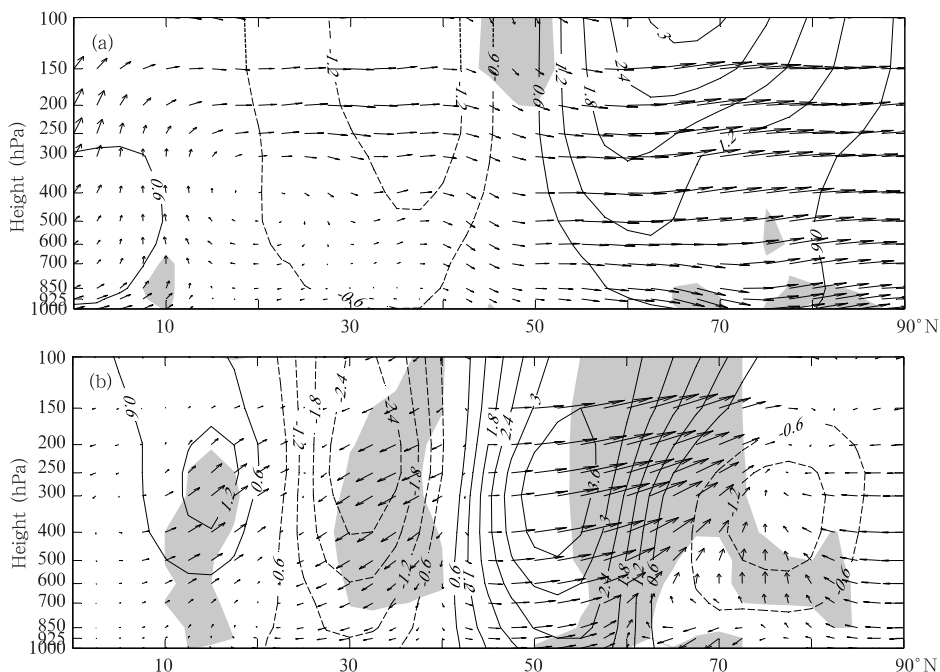


图6 冬季大气运动速度(u 、 v 和 w)与北极涛动指数回归系数的纬度-高度剖面
(a. 沿 180°E , b. 沿 30°W ; 单位: m/s ; 图中 w 已经乘 1000;

w 和 v 由矢量表示, 最大矢量分别为 $1.4, 2.7 \text{ m/s}$; u 由等值线表示,

间隔为 0.6 m/s , 实线表示正值, 虚线表示负值; 阴影区表示 w 变化显著区(95%信度))

Fig. 6 Pressure-latitude section along 180°E (a) and 30°W (b) showing the regression coefficients of the zonal (u), meridional (v) and vertical (w) winds (units: m/s) in winter (The w , v are shown as vectors and u as contours with intervals of 0.6 m/s . The w has been multiplied by 1000. The shading indicates significance of w at the 95% confidence level)

图6a是太平洋区域沿 180° 经线剖面的水平风场(u 和 v)和垂直速度场(w)的回归系数分布,在图1a和1d中可以看到沿 180° 经线对应的均是太平洋对流和降水活动显著区域,选择该经线剖面可以了解中太平洋地区强对流活跃区大气运动的特点。图中 v 和 w 以风矢量的形式表示, u 用等值线表示,正值为西风,负值为东风。从图6a中可以看到在太平洋低纬度地区(5° — 12.5°N),从低层到高层 200 hPa 均存在上升气流,平均上升强度为 $3.9 \times 10^{-4} \text{ m/s}$;显著的上升区域是在 7.5° — 10°N 的低层大气 (700 hPa 及其以下),在 10°N 的 700 hPa 达到最强,为 $4.8 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ 。显著上升区较对流活跃区偏南 5 个纬度。在对流层低层, 10°N 以南为西南风, 10°N 以北是东北风,与图4a中的太平洋异常气旋南部的偏西北气流和气旋北部的偏东南气流也是吻合的,值得注意的是这种气旋性质的环流特征可以从对流层低层一直维持至对流层中层 (400 hPa),同时异常上升气流也可达到 400 hPa 的高度。此外还

计算了太平洋不同经线上的垂直剖面,发现在 160°E — 170°W 的垂直剖面均有上述类似的特征(图略)。

图6b是沿 30°W 经线剖面的水平风场(u 和 v)和垂直速度场(w)的回归系数分布,该经线剖面可以反映大西洋地区强对流活动的大气风场的垂直结构特点。从图中可以发现 10° — 17.5°N 都存在强烈的异常上升运动,平均强度可以到达 $6.0 \times 10^{-4} \text{ m/s}$,在 300 hPa (15°N) 处垂直运动最强烈,达到 $1.26 \times 10^{-3} \text{ m/s}$;显著的异常上升运动从 1000 hPa 向上可延伸到 200 hPa 。显著上升区也与对流活跃区吻合。同时,注意到对流层整层在 15° — 25°N 有南北风的切变,切变区位置随着高度的上升向北倾斜,低层位于 15°N ,中层位于 20°N ,高层位于 25°N 。从高层到近地面,切变区以南有异常偏南风,切变区以北有异常北风,这也对应于经向环流的异常辐合。同时在 300 hPa 以上气流有明显的辐散。这些环流异常都有利于强的深对流活动。

简而言之,伴随北极涛动的变化,热带太平洋和大西洋大气也同时存在大尺度的异常垂直运动。太平洋热带异常气旋性风场中心区域,有显著的上升运动;在大西洋热带异常反气旋风场南部,经向风场的水平辐合和切变伴随有强烈的上升运动,显著上升区域向上延伸到对流层上层。从两个大洋异常上升运动的分布特点看,大西洋的上升运动明显强于太平洋,这与向外长波辐射和降水反映的对流活动的强度在大西洋偏强的特点也是相符合的。

5 讨论:海温的变化

除了合适的大气环流场外,海温也是影响热带对流活动和降水的一个重要因子,通常情况下偏高的海温有利于对流活动的发展。北极涛动可能通过影响热带海温,进而影响对流。另一方面,异常降水和对流,又会影响海温。这使得要判断海温对降水和对流的影响变得十分复杂。这里通过对一些物理量的诊断和模拟,尝试对与北极涛动相关的海温的可能影响进行简要讨论。

首先,简单分析了海温随北极涛动的变化情况。图7是与1—3月北极涛动对应的同期海温的变化,

为求客观,这里同时分析了相关系数和距平合成场。从相关系数分布(图7a)来看,热带大西洋地区显示出的是偶极型的分布;低纬度地区(5° — 20° N, 15° — 70° W)为大片显著负相关区,与对流和降水显著异常区相对应,中纬度为正相关区。距平合成图(图7b)上正、负距平区大体上对应上面的正、负相关系数分布区域,不过负距平区略偏北。整个北大西洋的海温变化(图略),从高纬至低纬表现为负-正-负典型的三极型态。大量观测分析结果表明,这种三极型态在其他相关物理场上也有一致的表现(Marshall, et al, 2001)。Watanabe等(2000)的模拟结果表明与北大西洋涛动相关的大气环流是导致三极型海温距平分布的一个重要原因。那么,与北极涛动有关的海温的这种变化是否也是与风场或大气环流的异常有关呢?前面大气环流的分析表明,在北大西洋 15° — 30° N地区有显著的异常东北风, 15° N以南风速变化较小。低纬度地区强的东风导致的蒸发加强、强的垂直混合、强的海水上涌均会导致海温的偏低。在北极涛动异常偏高年 15° N以北东风加强对应海温偏低。同时中纬度地区加强的偏南气流带来的暖平流可能是导致中纬度海温出现正

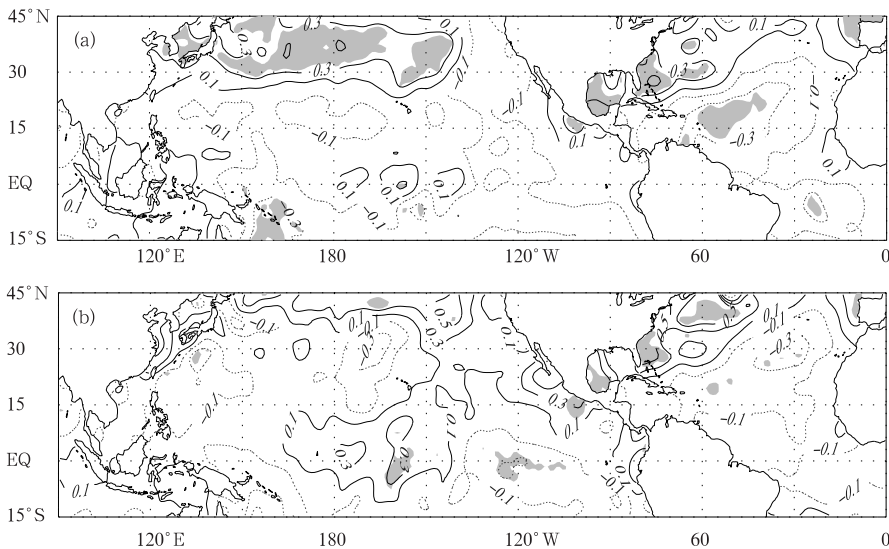


图7 1979—2008年海温与北极涛动指数的相关分布(a)及距平合成场(b)
(实线为正相关/正异常,虚线为负相关/负异常,等值线间隔0.2,阴影区为通过95%信度区域)

Fig. 7 Correlations between the SST and the AO index (a) and composites of anomalies of SST (b, unit: $^{\circ}$ C) for the period of 1979–2008
(solid lines; positive correlations/anomalies; dashed lines; negative correlations/anomalies; the contour interval is 0.2. Shading areas indicate the values therein being significant at the 95% confidence level)

异常的原因。

在热带太平洋区域,对流和降水异常区的海温(15°N、180°W附近)与北极涛动有弱的负相关,低纬赤道区域和中纬度地区则为正相关(图7a)。从距平合成图(图7b)上看,这种海温的变化更为明显。15°N以北的中太平洋地区海温为负距平,中心达-0.3°C;15°N以南的中东太平洋存在中心达到0.3°C的正距平区域。这与偏高的海温有利于对流发展的关系看起来似乎并不符合。但是这种海温分布与大西洋很类似,从高纬度至低纬度同样出现了负-正-负-正的分布,很有可能海温的这种变化同大西洋上海温变化一样,是与风场的异常变化有关的。

为了验证上述海温异常与大气环流的关系,利用观测大气强迫海洋模式进行了模拟。使用的海洋模式是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发展的气候海洋模式 LICOM(刘海龙,2002;刘海龙等,2004)。使用模式版本的水平分辨率 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (Yu, et al, 2002),垂直方向共30层,其中海水上层150 m每10 m一层(Wu, et al, 2005),水平平流方案采用两步保形平流方案(肖滢等,2006),海表面热通量条件采用块体公式型计算方案(Large, et al, 2004)。用于驱动海洋模式的大气变量取自ERA40的逐日资料,积分20年(1980—1999年)。在此只分析模拟月平均海温,包括回归系数和合成分析。由于模拟资料长度较观测要短,合成分析时只取其中高北极涛动年份进行合成。图8为模拟的同期海温场与北极涛动指数的相关系数(图8a)以及模拟海温的距平合成场(图8b),为方便比较,同时也给出了高北极涛动年份观测海温的合成距平(图8c)。比较

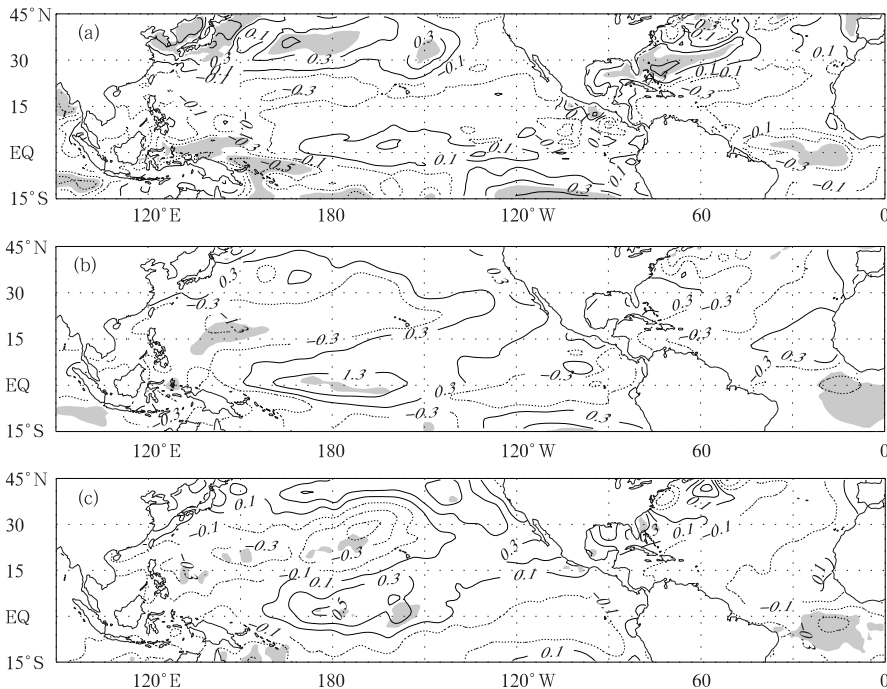


图8 1980—1999年北极涛动指数与LICOM模拟海温的相关

(a)以及模拟海温(b)和观测海温(c)的距平合成场

(距平合成年依次为1990,1993和1997年;实线为正相关/正距平,虚线为负相关/负距平;
a和c等值线间隔为0.2,b等值线间隔为1.0。阴影区为通过95%信度区域)

Fig. 8 (a) Correlation coefficients between the simulated SST and the AO index;
(b) composites of the simulated SST anomalies for high AO index years;
and (c) composites of the observed SST anomalies for high AO index years
(High AO index years are 1990, 1993 and 1997. Solid lines: positive correlations/anomalies;
dashed lines: negative correlations/anomalies. The contour interval in a) and c) is 0.2;
the contour interval in b) is 1.0. Shading areas indicate the values
therein being significant at the 95% confidence level)

图 8a 和图 7a, 正负分布十分相似。在热带太平洋, 15°N 以北为负相关区, 以南为正相关区; 热带大西洋上为负相关区。从高值年的合成图(图 8b 和 8c) 上可以很清楚地看到海温的这种分布, 与观测合成(图 7b) 相似。

上述简单的大气强迫试验的结果, 基本上能重现与北极涛动相关的海温异常的特征。当然, 细节特征包括强度和位置等, 与观测结果相比, 还存在差别。如果利用海洋大气耦合模式, 更真实地考虑北极涛动导致的热带大气、海洋及其与降水过程的相互反馈机制, 可能得到更接近观测的结果。

6 结 论

(1) 冬季北极涛动与热带太平洋和大西洋向外长波辐射的关系总体上以负相关为主。显著负相关区域有两个, 包括热带太平洋 13°—20°N、160°E—170°W 区域和热带大西洋 5°—20°N、15°—70°W 区域。显著相关以冬季同期最高, 随时间滞后相关迅速减弱。表明偏强的北极涛动正位相冬季, 同期热带太平洋和热带大西洋对流活动趋于活跃, 降水偏多。上述显著相关区域强对流事件(日向外长波辐射值低于 220 W/m²) 的面积指数及强度指数, 与北极涛动均存在显著正相关。其中, 以 1—3 月大西洋强对流活动面积指数与北极涛动的相关最高, 达到 +0.53。热带大西洋对流活动面积、强度指数与北极涛动的相关均强于太平洋。两个大洋上面积指数与北极涛动的相关均强于强度指数。

(2) 北极涛动偏强的年份, 热带太平洋对流层低层有异常气旋性环流, 强对流和降水区域也正好位于异常气旋的中心区。说明热带低层异常气旋性风场及伴随的辐合运动, 是热带强对流活动的一个重要的有利环流条件。同时, 北大西洋中纬地区存在异常反气旋, 其南侧 15°—30°N 存在强的异常偏东风, 导致偏强的气流辐合和水平切变。此外在 30°W 处有一异常槽, 其东侧为偏南风, 其西侧为偏北风。这些均可导致热带大西洋地区降水增加以及对流加强。

(3) 伴随北极涛动的变化, 热带太平洋和大西洋大气也同时存在大尺度的异常垂直运动。热带太平洋异常气旋性风场中心区域, 有显著的上升运动; 热带大西洋异常反气旋风场南部, 伴随经向风场的水平辐合和切变, 也存在强烈的上升运动, 显著上升

区域向上延伸到对流层上层。大西洋的上升运动强度明显强于太平洋。

(4) 海洋模式的模拟结果表明, 使用观测大气强迫海洋能够较合理地模拟出与北极涛动相关的海温距平分布, 说明 1—3 月与北极涛动相关的海温很大程度上与大气强迫有关, 从侧面说明 1—3 月北极涛动与热带太平洋、大西洋对流和降水活动之间主要是通过大气环流的变动产生联系的, 与海温的关联较弱。

参考文献

- 龚道溢, 王绍武. 2003. 近百年北极涛动对中国冬季气候的影响. 地理学报, 58(4): 559-568
- 何溪澄, 丁一汇, 何金海. 2008. 东亚冬季风对 ENSO 事件的响应特征. 大气科学, 32(2): 335-344
- 刘海龙. 2002. 高分辨率海洋环流模式和热带太平洋上层环流的模拟研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 178pp
- 刘海龙, 俞永强, 李薇等. 2004. LASG/IAP 气候系统海洋模式(LICOM1.0)参考手册//大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)技术报告特刊. 北京: 科学出版社, 107pp
- 肖潺, 俞永强. 2006. 保形平流方案在海洋环流模式中的应用. 自然科学进展, 16(11): 1442-1448
- Choi K S, Byun H R. 2010. Possible relationship between western North Pacific tropical cyclone activity and Arctic Oscillation. Theor Appl Climatol, 100(3-4): 261-274
- Collimore C C, Martin D W, Hitchman M H, et al. 2003. On the relationship between the QBO and tropical deep convection. J Climate, 16(15): 2552-2568
- Cutlip K. 2000. Northern influence. Weatherwise, 53(2): 10-11
- Gong D Y, Ho C H. 2002. The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia. Theor Appl Climatol, 72: 1-9
- Gong D Y, Kim S J, Ho C H. 2009. Arctic and Antarctic Oscillation signatures in tropical coral proxies over the South China Sea. Ann Geophys, 27(5): 1979-1988
- Hoerling M P, Ting M F, Kumar A. 1995. Zonal flow-stationary wave relationship during El Niño: Implications for seasonal forecasting. J Climate, 8(7): 1838-1852
- Hurrell J W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. Science, 269(5224): 676-679
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77(3): 437-470
- Kidson J W, Revell M J, Bhaskaran B, et al. 2002. Convection patterns in the tropical Pacific and their influence on the atmospheric circulation at higher latitudes. J Climate, 15(2): 137-159

- Large W G, Yeager S G. 2004. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and climatologies. Technical Report TN-260 + STR, NCAR, 105pp
- Larson J, Zhou Y P, Higgins R W. 2005. Characteristics of land-falling tropical cyclones in the United States and Mexico: Climatology and interannual variability. *J Climate*, 18(8): 1247-1262
- Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull Amer Meteor Soc*, 77: 1275-1277
- Lu R Y, Ren B H, Chung H S. 2005. Differences in annual cycle and 30 - 60-day oscillations between the summers of strong and weak convection over the tropical Western North Pacific. *J Climate*, 18(22): 4649-4659
- Marshall J, Kushner Y, Battisti D, et al. 2001. North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms. *Int J Climatol*, 21(15): 1863-2001
- Miller A J, Zhou S, Yang S K. 2003. Relationship of the Arctic and Antarctic Oscillations to the outgoing longwave radiation. *J Climate*, 16(10): 1583-1592
- Nakamura T, Tachibana Y, Shimoda H. 2007. Importance of cold and dry surges in substantiating the NAM and ENSO relationship. *Geophys Res Lett*, 34: L22703, doi: 10.1029/2007GL031220
- Nakamura T, Tachibana Y, Honda M, et al. 2006. Influence of the Northern Hemisphere annular mode on ENSO by modulating westerly wind bursts. *Geophys Res Lett*, 33: L07709, doi: 10.1029/2005GL025432
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res*, 108, doi: 10.1029/2002JD002670
- Rogers J C. 1997. North Atlantic storm track variability and its association to the north Atlantic Oscillation and climate variability of northern Europe. *J Climate*, 10(7): 1635-1647
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys Res Lett*, 25(9): 1297-1300
- Thompson D W J, Wallace J M. 2000a. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J Climate*, 13(5): 1000-1016
- Thompson D W J, Wallace J M, Hegerl G C. 2000b. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: trends. *J Climate*, 13(5): 1018-1036
- Thompson D W J, Wallace J M. 2001. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. *Science*, 293(5527): 85-89
- Tsaraklides G, Evans J L. 2003. Global and regional diurnal variations of organized convection. *J Climate*, 16(10): 1562-1572
- Waliser D E, Gautier C. 1993. A satellite-derived climatology of the ITCZ. *J Climate*, 6(11): 2162-2174
- Watanabe M, Kimoto M. 2000. Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart J Roy Meteor Soc*, 126(570): 3343-3369
- Wettstein J J, Mearns L O. 2002. The influence of the North Atlantic-Arctic Oscillation on mean, variance, and extremes of temperature in the Northeastern United States and Canada. *J Climate*, 15(24): 3586-3600
- Wu B Y, Wang J. 2002. Possible impacts of winter Arctic oscillation on Siberian High, the East Asian winter monsoon and sea-ice extent. *Adv Atmos Sci*, 19(2): 297-320
- Wu F H, Liu H L, Li W, et al. 2005. Effects of adjusting vertical resolution on the eastern Equatorial Pacific cold tongue. *Acta Oceanol Sin*, 24(3): 1-12
- Xie P P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Amer Meteor Soc*, 78(11): 2539-2558
- Yu Y Q, Yu R C, Zhang X H, et al. 2002. A flexible coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Adv Atmos Sci*, 19(1): 169-190
- Zhou S T, Miller A J. 2005. The interaction of the Madden-Julian Oscillation and the Arctic Oscillation. *J Climate*, 18(1): 143-159