

基于 IPCC AR4 耦合模式的南极涛动和北极涛动的模拟及未来变化预估*

祝亚丽^{1,2} 王会军¹
ZHU Yali^{1,2} WANG Huijun¹

1. 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029

2. 中国科学院研究生院, 北京, 100049

1. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2008-10-22 收稿, 2008-11-18 改回.

Zhu Yali, Wang Huijun. 2008. The Arctic and Antarctic oscillations in the IPCC AR4 coupled models. Acta Meteorologica Sinica, 66(6):993-1004

Abstract This study evaluates the fidelity of Arctic and Antarctic Oscillation (AO and AAO for short, respectively) in the coupled general circulation models participating in the Fourth Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC AR4). The AO and AAO during 1970–1999 in twenty four models were analyzed and compared with those in the ERA-40 and NCEP/NCAR reanalysis data. Models' performance is seasonally dependent, with the best reproducibility of both spatial structures and trends in winter. In most models, the spatial pattern and temporal trend of AAO during this period were simulated better than those of AO. After picking out models with better performance according to Taylor diagram, we found that their ensemble mean obviously improved models' reproducibility. The AO and AAO under the Special Report on Emission Scenarios (SRES) A1B Scenario during the 21st century were also briefly analyzed. The results during the period 1970–2099 reveal that both the AO and AAO indices keep increasing during the whole period, with a relatively steadier pace in the AO. The spatial difference in sea level pressure between 2060–2089 and 1970–1999 also shows decreased values in the two polar regions, and increased values in the mid-latitudes. Results also manifest that the ozone recovery in the mid-21st century may not weaken such a trend.

Key words Antarctic Oscillation, Arctic Oscillation, IPCC, Coupled model, Annular mode

摘要 评估了参加政府间气候变化委员会第4次评估报告(IPCC AR4)的耦合模式对南极涛动和北极涛动的模拟能力。分析了24个模式对1970—1999年南极涛动和北极涛动的模拟效能,并与两套再分析资料ERA-40和NCEP-1进行了对比分析。结果表明,模式的模拟能力具有一定的季节依赖性,冬季模拟能力最好。大多数模式对南极涛动空间结构和时间序列趋势的模拟好于北极涛动。根据Taylor图选出具有较好模拟能力的模式并做集合分析,发现经过选取的模式集合可以明显改善模式的模拟能力。分析SRES A1B情景下的南极涛动和北极涛动的模拟、预估结果表明:1970—2099年,南极涛动和北极涛动指数均呈持续上升趋势,北极涛动指数增长略显平稳。相对于1970—1999年,2060—2089年两半球的海平面气压场均呈现极区气压降低、中纬度气压升高的形态,同样表明南、北极涛动在后一时段更强。因此,在气候变暖背景下,南、北极涛动将持续增强,21世纪中期的臭氧恢复可能不会显著影响这种趋势。

关键词 南极涛动, 北极涛动, IPCC, 耦合模式, 环状模

中图法分类号 P435

资助课题:国家重点基础研究发展规划(973)项目“全球变暖背景下东亚能量和水分循环变异及其对我国极端气候的影响”(2009CB421406)以及国家自然科学基金项目(40631005)。

作者简介:祝亚丽,研究领域:中高纬大气环流对低中纬气候系统的影响。E-mail: zhuyli@mail.iap.ac.cn

1 引言

在南北半球中高纬地区的海平面气压场中存在一个很强的主要模态,在天气尺度、月尺度、季节尺度及年际尺度都明显存在,表现为极区和中纬地区的气压分布呈跷跷板式反相变化,即:极区低压减弱则中纬地区高压加强,反之亦然。在纬向风场中则表现为沿 40° 和 60° 纬带东、西风的反相变化。由于这种类似涛动的特征,它们被称为南极涛动和北极涛动。同时,它们的空间结构具有很强的纬向对称性,因此也称为南半球和北半球环状模。对 20° 以南和 20° 以北的海平面气压场进行经验正交函数分解,其第1模态(EOF1)的空间型可以反映上述结构特征。垂直方向上,南极涛动和北极涛动具有准正压结构,在整个对流层的高度场和纬向风场都存在,并且振幅随高度增加(Thompson, et al, 1998, 2000a; Gong, 1998)。南、北极涛动主要是大气内部变率的表现,其指数序列中没有主要的周期。很多工作研究了与它们紧密联系的纬向风异常的维持机制,Lorenz等(2001, 2003)的定量研究表明,纬向平均纬向风异常与斜压瞬变波间的正反馈对纬向风异常的贡献最大。

作为半球尺度的大气环流模态,南、北极涛动对很多地区的天气气候系统都有显著的调控作用。冬季北极涛动可以通过调节西伯利亚高压的强度影响东亚冬季的地面温度(Gong, et al, 2001);晚春正位相的北极涛动使得夏季东亚急流位置偏北,与北极涛动相联系的环流异常导致长江流域到日本南部降水偏少,华南地区降水偏多(Gong, et al, 2003);冬季北极涛动通过影响局地赤道辐合带的南北移动对同期非洲东南部的降水变率产生调节作用(McHugh, et al, 2001);Thompson等(2001)对北极涛动(北半球环状模)在北半球的区域气候效应进行了较全面的考察,发现它可以在平均态和日变化尺度上对中纬度风暴强度、高纬度阻塞高压和冷空气爆发的发生频率产生调节作用。南极涛动对南半球中高纬很多地区的降水变率有显著调节作用(Gillett, et al, 2006);南极涛动还能通过调节大气环流场对东亚冬春季气候和夏季降水产生影响(Wang, et al, 2005; Fan, et al, 2006)。南、北极涛动的纬向对称结构还存在于水汽收支场中,即当极区气压异常偏低时,与之相联系的西风异常和经圈热力环流导致中纬度产生水汽辐散,降水减少(Boer, et al, 2001)。

最近几十年,南、北极涛动指数表现出了非常明显的上升趋势,导致这种变化的原因不能简单的归结为全球变暖,而是由全球变暖、平流层臭氧损耗、海冰-大气相互作用等多种因素共同作用的结果(Arblaster, et al, 2006; Thompson, et al, 2000b)。很多研究表明,南、北极涛动不仅对年际时间尺度的全球天气气候产生显著的调控作用,而且能在几十年甚至可能更长时间尺度上影响全球气候的变化。80、90年代北极涛动的增强使得极区海平面气压下降,海冰运动出现气旋式异常,在此期间欧亚大陆海冰的收缩主要与此有关(Hu, et al, 2002; Rigor, et al, 2002);20世纪70年代至世纪末北半球地面温度的变化具有类似北极涛动的空间分布型(Thompson, et al, 1998);南极涛动的增强使南极大陆被很强的西风带环绕,因此受全球变暖的影响较小,但在南极半岛地区,仍然有高于全球平均水平的升温(Marshall, 2007)。Thompson等(2002)的研究结果表明,南极涛动的增强使得南极绕极流增强,进而导致南极半岛的增暖和南极洲东部及南极高原的变冷。

由于南极涛动和北极涛动不但具有局地效应而且也具有显著的全球影响,它们对全球诸多地区的气候变化具有重要的指示意义。另一方面,作为高纬度大气环流的主要模态,南极涛动和北极涛动的模拟效果对于模式模拟能力的评估非常重要。本文中,我们将从空间型、时间演变趋势和年际变化方面来评估IPCC AR4中耦合模式对南、北极涛动的模拟能力;并揭示它们的未来变化,以期对全球特别是高纬度的气候变化提供一些参考依据。以此为目标,本文并未过多涉及影响模式模拟能力高低的具体问题。

2 资料与方法

耦合模式的海平面气压场从the Program of Climate Model Diagnosis and Intercomparison的网站<http://www-pcmdi.llnl.gov/>下载。表1给出了这些模式的简要信息,更多关于模式的参考资料也可以从上述网站下载。IPCC AR4中,20C3M模拟20世纪的气候(从19世纪中期开始),关于未来的预估有3个排放情景:SRES-A1B, SRES-A2和SRES-B1。本文用到了20C3M和SRES-A1B的24个模式的资料。

模式中的试验个数从1至9个不等。giss-aom、ipslcm4、ukmo-hadcm3和ukmo-hadgem有2个试验,gfdlcm2_0、gfdlcm2_1、iap-fgoals1_0g和mi-

cro3. 2medres 有 3 个, bccr-cm1, mpi-echam5 和 ncar-pcm1 有 4 个, cccma-cgcm3. 1-t47, giss-model-er-h, miub-echo-g 和 mri-cgcm2. 3. 2a 有 5 个, ncar-ccsm 3. 0 有 8 个, giss-model-er 有 9 个, 其他 7 个模式均有 1 个。我们首先计算每个模式多试验平均的海平面气压场, 然后对 20°S 以南和 20°N 以北的海平面气压场做 EOF 分解, 其第 1 分量即为南、北极涛动。各试验之间的标准差可以表征模式的内部变率, 多

试验平均能从一定程度上减弱模式的内部变率。多模式集合(multi-model-ensemble) 的空间型用多模式平均的海平面气压场的 EOF 第 1 模态表示, 缩写为 MME。为了分离出臭氧变化对于南、北极涛动指数趋势的影响, 所有模式分成了两组: 一组在 20C3M 中有平流层臭氧损耗, SRES A1B 中有臭氧恢复, 另一组只有气候态的臭氧。两组的结果分别简称为 MME-ozone 和 MME-nozone。

表 1 泰勒图中资料、模式代码、模式名称缩写、所属单位、20C3M 中试验个数、大气模式分辨率和平流层臭氧设置
Table 1 Models' code, short name, institute, number of runs in 20C3M, atmospheric resolution and settings on stratosphere ozone in Taylor diagram

Code	Model name	Institute	Number of runs(20C3M)	Atmospheric resolution	Stratosphere ozone
a	ncep				
b	ensemble				
c	bccr-cm2_0	Bjerknes Center for Climate Research, Norway	1	T63, L31	×
d	cccma_cgcm3_1_t47	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	5	3. 75° × 3. 75°, L31	×
e	cccma_cgcm3_1_t63	* *	1	2. 8° × 2. 8°, L31	×
f	cnrm_cm3	Center National de Recherches Meteorologiques, France	1	T63, L45	✓
g	csiro_mk3_0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia	3	T63, L18	✓
h	csiro_mk3_5	* *	1	* *	✓
i	gfdl_cm2_0	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA, USA	3	2. 5° (Lon) × 2. 0° (Lat), L24	✓
j	gfdl_cm2_1	* *	3	* *	✓
k	giss_aom	NASA, Goddard Institute for Space Studies (NASA/ GISS), USA	2	4° (Lon) × 3° (Lat), L12	×
l	giss_model_er_h	* *	5	5° (Lon) × 4° (Lat), L20	✓
m	giss_model_er	* *	9	* *	✓
n	iap_fgoals_L0_g	Institute for Atmospheric Sciences, China	3	2. 8° × 2. 8°, L26	×
o	ingv_echam4	Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy	1	T106, L19	×
p	inmcm3_0	Institute for Numerical Mathematics, Russian Academy of Science, Russia	1	5° (Lon) × 4° (Lat), L21	×
q	ipsl_cm4	Institut Pierre Simon Laplace, CNRS CEA, France	2	3. 75° (Lon) × 2. 75° (Lat), L19	×
r	miroc3_2_hires	Center for Climate System Research (CCSR/ NIES/ FRCGC), Japan	1	T106, L56	✓
s	miroc3_2_medres	* *	3	T42, L20	✓
t	miub_echo_g	Meteorological Institute of the University of Bonn/ Institute of KMA, Germany & Korea	5	T30, L19	×
u	mpi_echam5	Max Plank Institute for Meteorology, Germany	4	T63, L31	✓
v	mri_cgcm2_3_2a	Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, Japan	5	T42, L30	×
w	ncar_ccsm3_0	National Center for Atmospheric Research, NSF/ DOE/ NASA/ NOAA, USA	8	T85, L26	✓
x	ncar_pcm1	* *	4	T42, L26	✓
y	ukmo_hadcm3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Met Office, U. K.	2	3. 75° (Lon) × 2. 75° (Lat), L19	✓
z	ukmo_hadgem1	* *	2	N96, L38	✓

* * 同表中上一模式; ' ✓ ' 和 ' × ' 代表有平流层臭氧损耗和恢复以及只有气候态臭氧的模式。

Marshall (2003) 指出 NCEP/NCAR 再分析资料中南极涛动的趋势被夸大了 2 倍, 而 ERA-40 对南半球高纬度的环流具有更好的刻画能力, 因此我们用 ERA (European Center for Medium-Range Weather Forecast reanalysis ERA-40) 为标准、NCEP (National Center of Environmental Program and National Center of Atmospheric Research reanalysis 1) 为参考来评估耦合模式对南、北极涛动的再现能力, 以便获得更加全面的实测变化信息和更加可信的模式效能评估结果。

本文选取 1970—1999 年作为评估的时段。冬季包括前一年的 12 月和当年的 1、2 月, 春、夏、秋季分别是 3—5 月、6—8 月、9—11 月。

3 IPCC AR4 耦合模式对南极涛动的模拟效能

3.1 空间结构

模式空间序列与 ERA 的相关系数可以表示模式对主要中心位置的描述能力, 均方根误差表征模拟的空间型与 ERA 的相似性(均方根误差越接近 0 表示模拟能力越高), 相对 ERA 空间序列的方差则表示模式对中心振幅的模拟能力。将 3 个变量显示

在一张图中(Taylor 图)可以全面清楚的反映多个模式的模拟能力(Taylor, 2001)。Taylor 图显示: 与其他季节相比, 模式与 ERA 中的南极涛动空间结构在冬季具有较高的相关系数和较低的均方根误差。这表明模式中冬季的整体模拟能力较强, 因此文中我们对冬季的结果作较详细的分析。

图 1 显示了冬季所有模式及其集合平均的空间结构相对于 ERA(参考点)的相关系数、均方根误差和标准差。图 1a、b 分别是基于所有试验集合和只有第 1 个试验的结果。显然不同试验之间的结果存在相互抵消的作用, 基于所有试验的结果标准差整体偏小。试验越多的模式, 这种抵消作用越明显, 例如: 有 9 个试验的 giss-model-er 和有 8 个试验的 ncar-ccsm3.0 具有最小的标准差。这表明, 多试验平均虽然能在一定程度上减弱模式的内部变率, 却也会抵消并减弱模式的信号。另外, 20C3M 和 SRES A1B 中同一个模式的试验个数不同。因此, 为了保证结果的前后一致性, 我们只用到了模式的第 1 个试验数据。

冬季南极涛动的解释方差在 ERA 和 NCEP 中分别为 42.5% 和 43.7%, 在模式中解释方差的范围

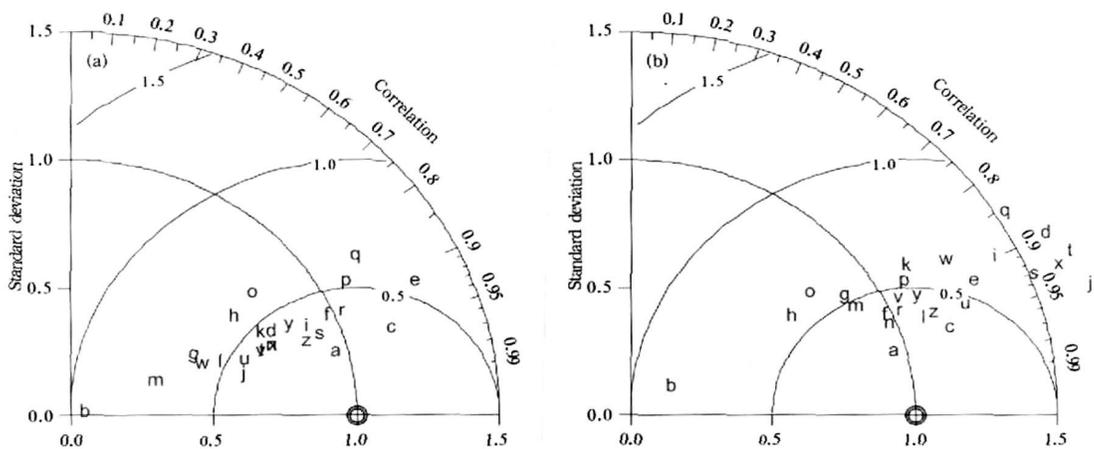


图 1 南极涛动空间序列的泰勒图

(a. 多试验集合平均; b. 只有第 1 个试验。图中圆圈表示参考点 ERA。各个模式到原点的半径距离代表其相对于 ERA 的标准差; 模式在图中方位角的余弦代表模式场与 ERA 的相关系数; 模式到参考点的距离代表其均方根误差)

Fig. 1 Taylor diagrams of the spatial pattern of AAO (a. multi-member ensemble mean; b. only the first run of individual models). The circle denotes a reference point—the observed AAO pattern in the ERA data. The radial distance of model code point from the origin is proportional to the standard deviation of the modeled AAO pattern relative to the observed AAO pattern of the ERA. The correlation coefficient between the model's pattern and the ERA's pattern is shown by the cosine of the azimuthal angle of model code point, and their root mean square difference

从 26.6% 至 73.3% 不等。南极涛动最主要的特征是纬向 3 波结构, 在中纬度海洋上有 3 个高压中心, 在极区为低压区, 极区 0°—90°W 有一气旋性异常 (Raphel, et al, 2006)。这些特征在 ERA 和 NCEP 中非常一致 (图 2a、2b)。所有模式均可以模拟出极

区的负值区和中纬度的正值区, 差别主要在于活动中心的位置和强度。MME (图 2c) 同样显示 3 波特征, 但是强度比 ERA 明显偏弱, 这主要是由于模式间差异较大所致。另外, 大西洋中心位置明显偏西。因此需要进行模式评估和选取。

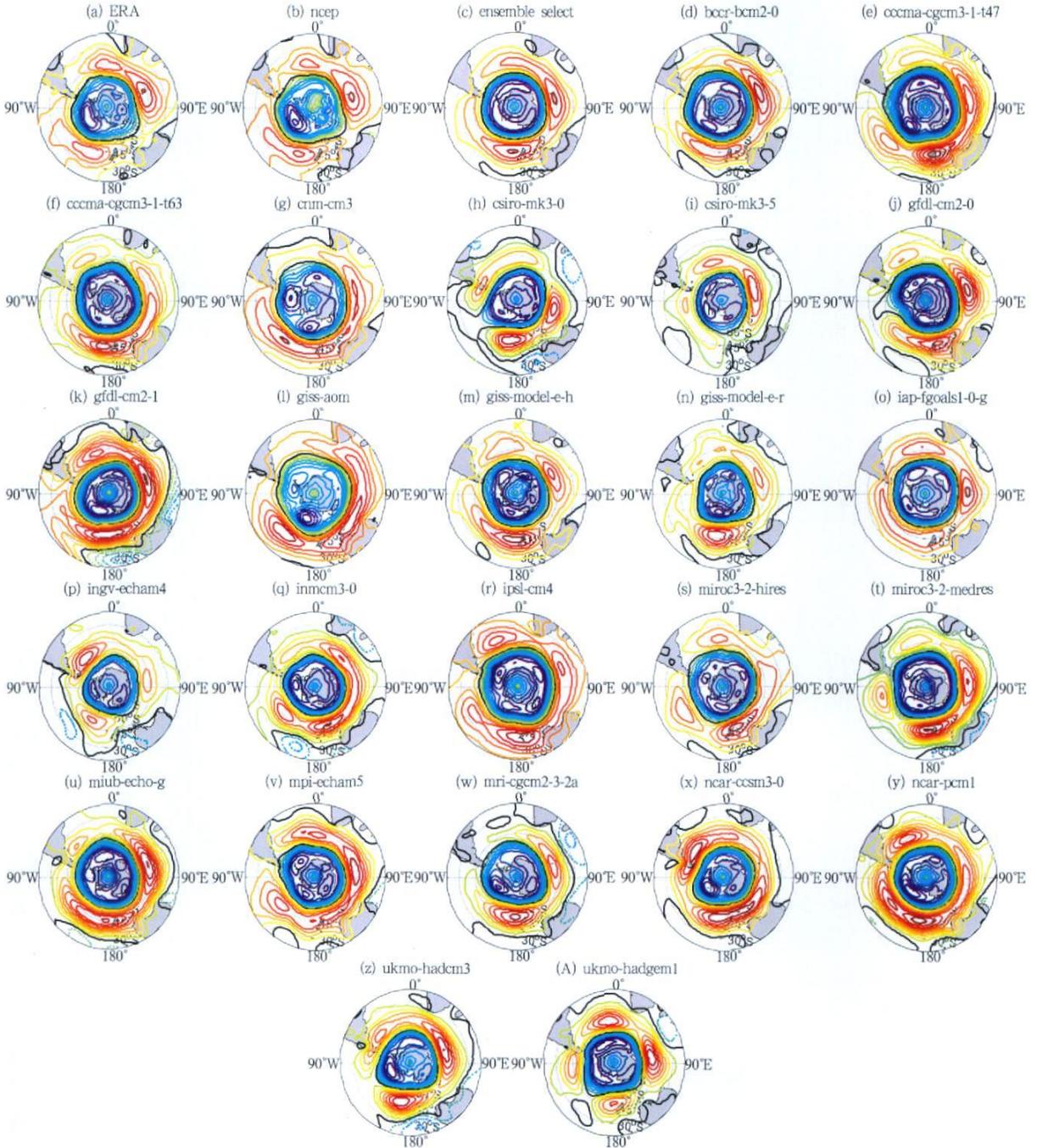


图 2 1970—1999 年 ERA (a)、NCEP (b)、选取的 9 个模式的集合平均 (c) 以及 24 个模式中南极涛动的空间型 (d—A)

Fig. 2 Spatial patterns of AAO during 1970–1999 in (a) the ERA-40 reanalysis data, (b) the NCEP/NCAR

reanalysis data, (c) the ensemble mean of nine selected models and (d–z), (A) each of 24 models

依据 Taylor 图, 选取了 10 个模式: bccr-bcm2.0、cnrm-cm3、giss-model-e-h、giss-model-e-r、iap-fgoals1.0-g、miroc3.2-hires、mpi-echam5、mri-cgcm2.3.2a、ukmo-hadcm3 和 ukmo-hadgem1。这些模式模拟的南极涛动空间序列相对于 ERA 的均方根误差均小于 0.5, 相对误差在 $\pm 1/4$ ERA 误差之间, 与 ERA 的相关系数高于 0.85。尽管这些模式呈现出一致的南极涛动空间型, 它们对于其未来的空间分布有很大差异, 尤其是模式 mpi-echam5 在 2060—2089 年的南极涛动空间型与其他 9 个模式明显不同, 因此我们只用了其余 9 个模式进行计算。9 个模式的集合平均(图 2d)对南极涛动空间结构的描述更为客观, 相对于 ERA 的相关系数为 0.96, 标准差为 1.01, 均方根误差为 0.31。

这些模式与 ERA 中的南极涛动空间结构在细节上仍然存在许多差异。印度洋中心在 miroc3.2-hires 中较弱, 而在 ukmo-hadcm3 和 ukmo-hadgem1 中偏强; 在 cnrm-cm3 中, 太平洋中心的位置过于偏西; 大西洋中心在 bccr-bcm2.0、cnrm-cm3 和 mri-cgcm2.3.2a 中没有出现, 而在 ukmo-hadcm3 位置偏西; 在 ukmo-hadgem1 中出现了 4 波结构, 在东南太平洋上空出现了一个虚假中心, 强度与西南太平洋上空的中心基本相当。模式 mri-cgcm2.3.2a 和 hadcm3 模拟出了位于南极半岛西方的气旋中心, 强度也与 ERA 基本相当。

这两组模式: ccm3-t63 和 ccm3-t47 以及 miroc3.2-hires 和 miroc3.2-medres 分别有相同的模式分量及耦合细节, 只是前者分辨率更高。ccm3-t63 和 miroc3.2-hires 的标准差与 ERA 更为接近, 表明在具有相同物理过程的情况下, 具有更高分辨率的模式能够更真实地反映实际的空间分布。然而, 另一方面, giss-model-e-h 和 giss-model-e-r 的分辨率在所有模式中是最低的, 却仍然得到了最真实的空间型。因此, 合理的物理过程对模式至关重要, 而更高的分辨率可以多少改进其性能。

3.2 趋势和年际变率

图 3a 给出了 ERA、NCEP、MME、MME-ozone、

MME-nozone 和 24 个模式中南极涛动指数的趋势。ERA 和 NCEP 中, 冬、春季的南极涛动呈现强的正趋势(95%的置信水平上显著), 秋、夏季分别为显著和不显著(90%的置信水平)的正趋势。这与 Marshall (2003) 的发现一致, 他用站点资料发现南极涛动最强的季节性趋势发生在南半球夏季。

大部分模式低估了南极涛动指数的趋势。以冬季为例, MME、MME-ozone 和 MME-nozone 均显示比再分析资料弱得多的趋势, 即使 MME-ozone 也比实际趋势的一半略大。这与 Cai 等(2007)的结论有所出入, 他们用含有臭氧损耗的 AR4 模式集合得到的南半球环流的趋势与经过观测修正的 NCEP 趋势相当。MME-ozone 和 MME-nozone 分别显示比 MME 稍强和稍弱的趋势, 它们的差别表明臭氧损耗至少可以解释南极涛动趋势的 1/3。24 个模式中, 14 个模式包含了平流层臭氧损耗, 除了其中 4 个模式(ncar-pcm1、gfdl-cm2.0、gfdl-cm2.1 和 giss-model-e-h)给出了不显著的正趋势甚至负趋势, 其余均模拟出了显著的正趋势, 但是较再分析资料弱。在只有气候态臭氧的模式中, iap-fgoals1.0-g 和 ingv-echam4 得到了所有模式中最强且与 ERA 相当的趋势, 其他的均显示不显著的正趋势或者负趋势。

在冬季, 10 个有平流层臭氧损耗的模式(cnrm-cm3、csiro-mk3.0、csiro-mk3.5、giss-model-e-r、miroc3.2-medres、miroc3.2-hires、mpi-echam5、ncar-ccsm3.0、ukmo-hadcm3 和 ukmo-hadgem1)模拟出了显著的正趋势(90%的信度水平)。春季 cnrm-cm3 和 ncar-pcm1 表现较好。Cnrm-cm3 是唯一在冬、春、秋季均得到显著的正趋势的模式。

在计算模式与 ERA 指数相关系数之前, 所有指数均先去除了线性趋势。4 个季节的 ERA 和 NCEP 中的南极涛动指数非常一致, 相关系数都在 0.9 以上。模式整体上对南极涛动年际变率的模拟能力很低(图 3b)。冬季有 3 个模式(bccr-bcm2.0、cnrm-cm3 和 ukmo-hadgem1)模拟出了与 ERA 显著(80%的信度水平)相关的南极涛动指数。年际变率主要是来自大气内部的信号, 因此对模式来说要模拟大气的自然变率仍然很困难。

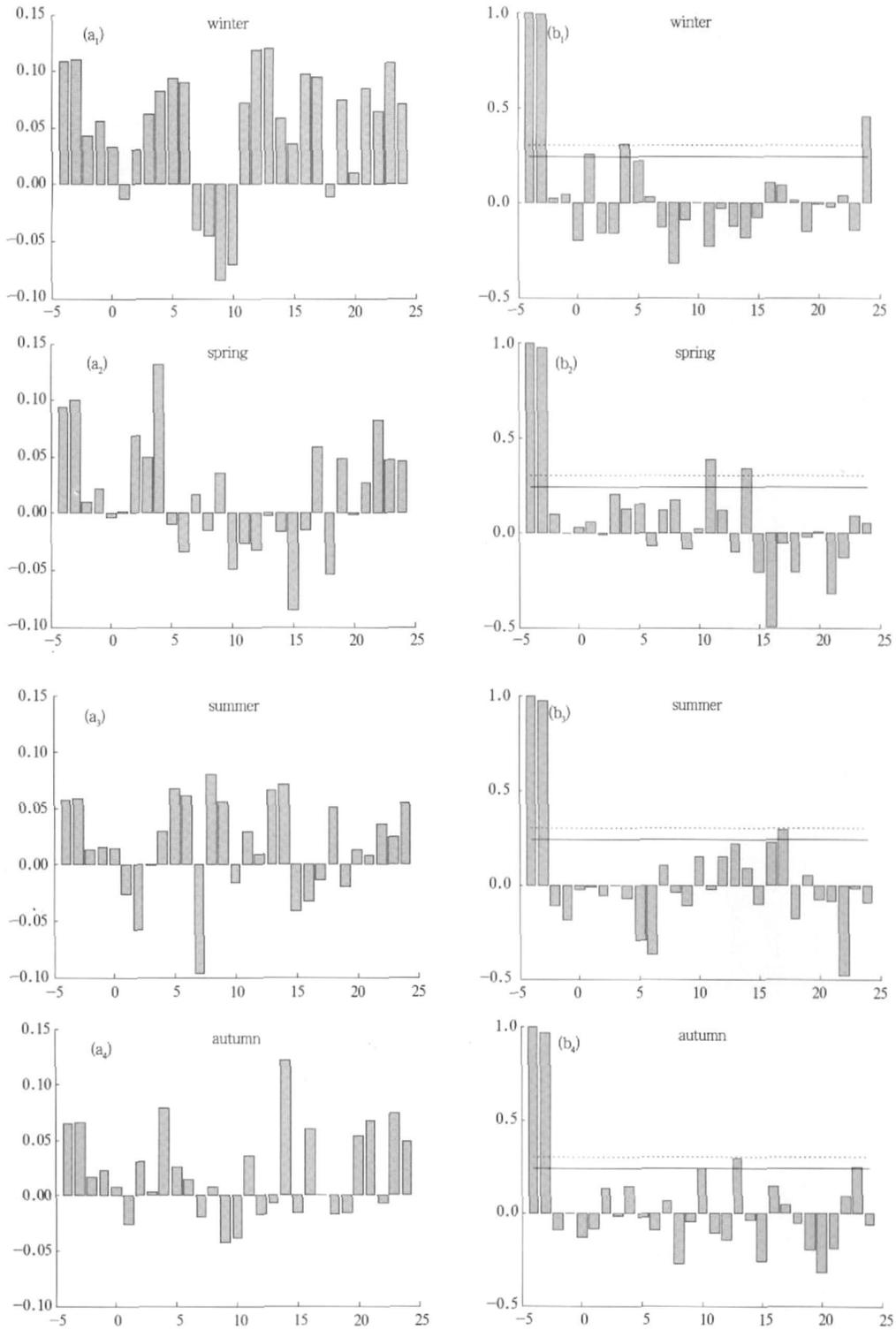


图3 1970—1999年南极涛动指数的趋势(a)和模式与ERA中南极涛动指数的相关系数(b)
(横轴上的数字-4—0代表ERA、NCEP、MME、MME-ozone和MME-nozone, 1—24代表各个模式, 见表1)

Fig. 3 (a) Trends of the AAO index and (b) correlation coefficients between the modeled and observed AAO indices during 1970—1999

(figures on the abscissa: -4 to 0 are ERA, NCEP, MME, MME-ozone and MME-nozone, respectively,

4 IPCC AR4 耦合模式对于北极涛动的模拟效能

ERA 和 NCEP 中的冬季北极涛动可以解释海平面气压场 36.1% 和 34.2% 的方差, 模式中的解释方差从 23.1%—42.2% 不等, MME 中为 32.2%。与南极涛动相比, 模式整体上对北极涛动空间结构的再现能力较弱, 4 个季节的相关系数都比较小(图 4a)。春、夏、秋季的泰勒图中, 模式分布很分散, 说

明模式间差异比较大, 并且模式中北极涛动空间序列的标准差比 ERA 偏大。冬季, 16 个模式中的太平洋中心偏强, MME 甚至没有模拟出主要的北极涛动中心, 再次说明模式间存在较大差异。因此, 结合泰勒图和模式的空间结构, 我们选取了几个具有较好模拟能力的模式。选取 8 个模式: cccma-cgcm-3.1-t47、cccma-cgcm-3.1-t63、gfdl-cm-2.0、giss-aom、miroc3.2-medres、ncar-pcm1、ukmo-hadcm3 和 ukmo-hadgem1 进行进一步分析。

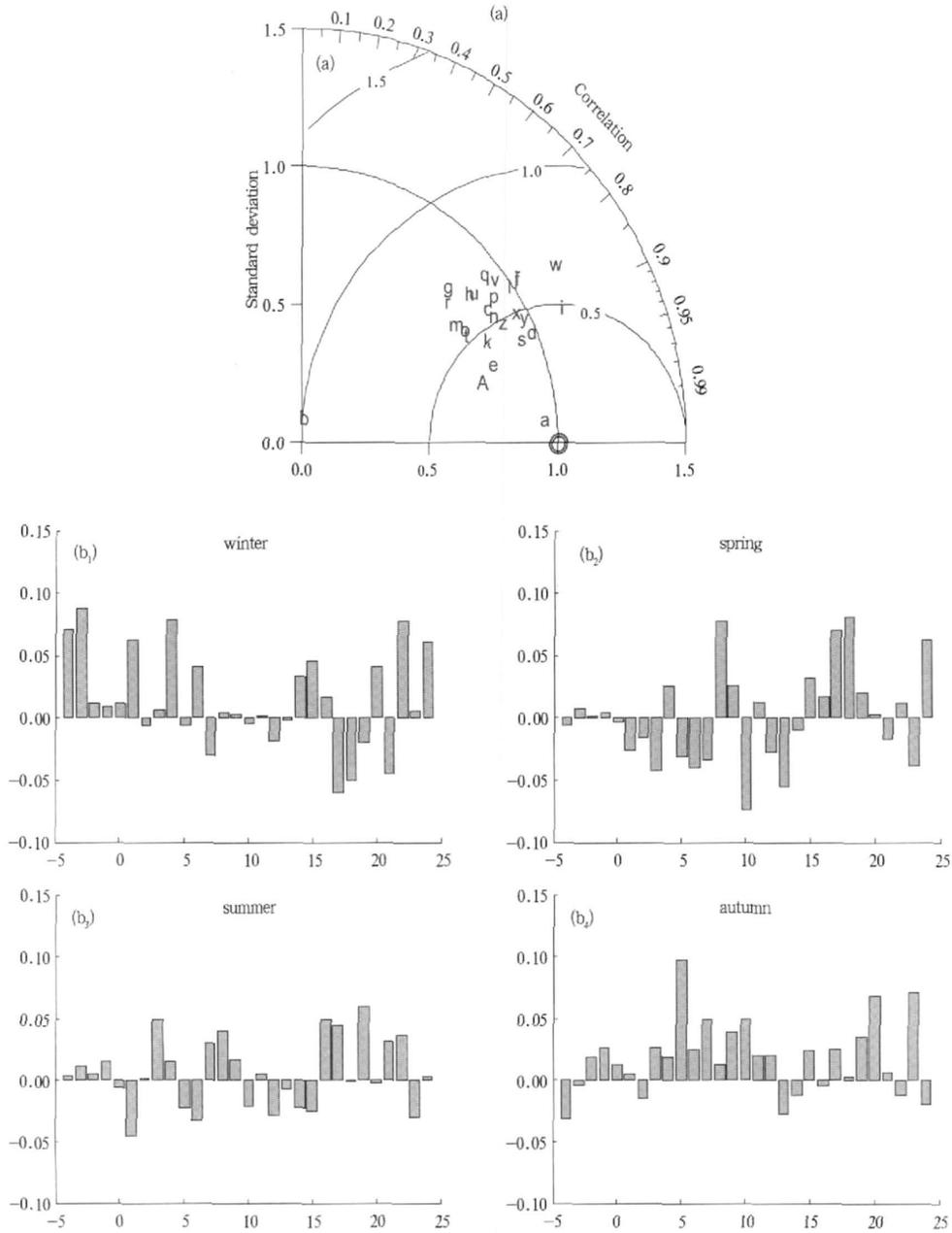


图 4 (a) 同图 1, 但为北极涛动。(b) 同图 3(a), 但为北极涛动

ERA 和 NCEP 中的北极涛动空间结构也非常一致, 在北极地区为低压区, 中高纬度太平洋上空为较弱的高压中心, 东太平洋到斯堪地纳维亚上空为较强的高压中心。单个模式结果如图 5d—5A 所示。上述 8 个模式都得到了与 ERA 位置相当的太平洋和大西洋上空的正值中心, 而其他模式中有明显偏离。它们的集合平均(图 5c) 中太平洋、大西洋和北极中心位置与 ERA 相近, 但大西洋和北极中心

偏弱很多, 太平洋中心则偏强。

ERA 和 NCEP 中北极涛动的趋势也比较一致, 冬季为显著的正趋势(90% 的显著性水平), 其他季节趋势不显著(图 4b)。24 个模式中只有 cnrm-cm3 和 ncar-pcm1 得到了与 ERA 基本相当的冬季北极涛动正趋势, 这与 Moritz 等(2002) 的发现一致: 大多数模式模拟的北极涛动趋势比观测弱很多。MME-ozone 和 MME-nozone 的趋势没有明显差异,

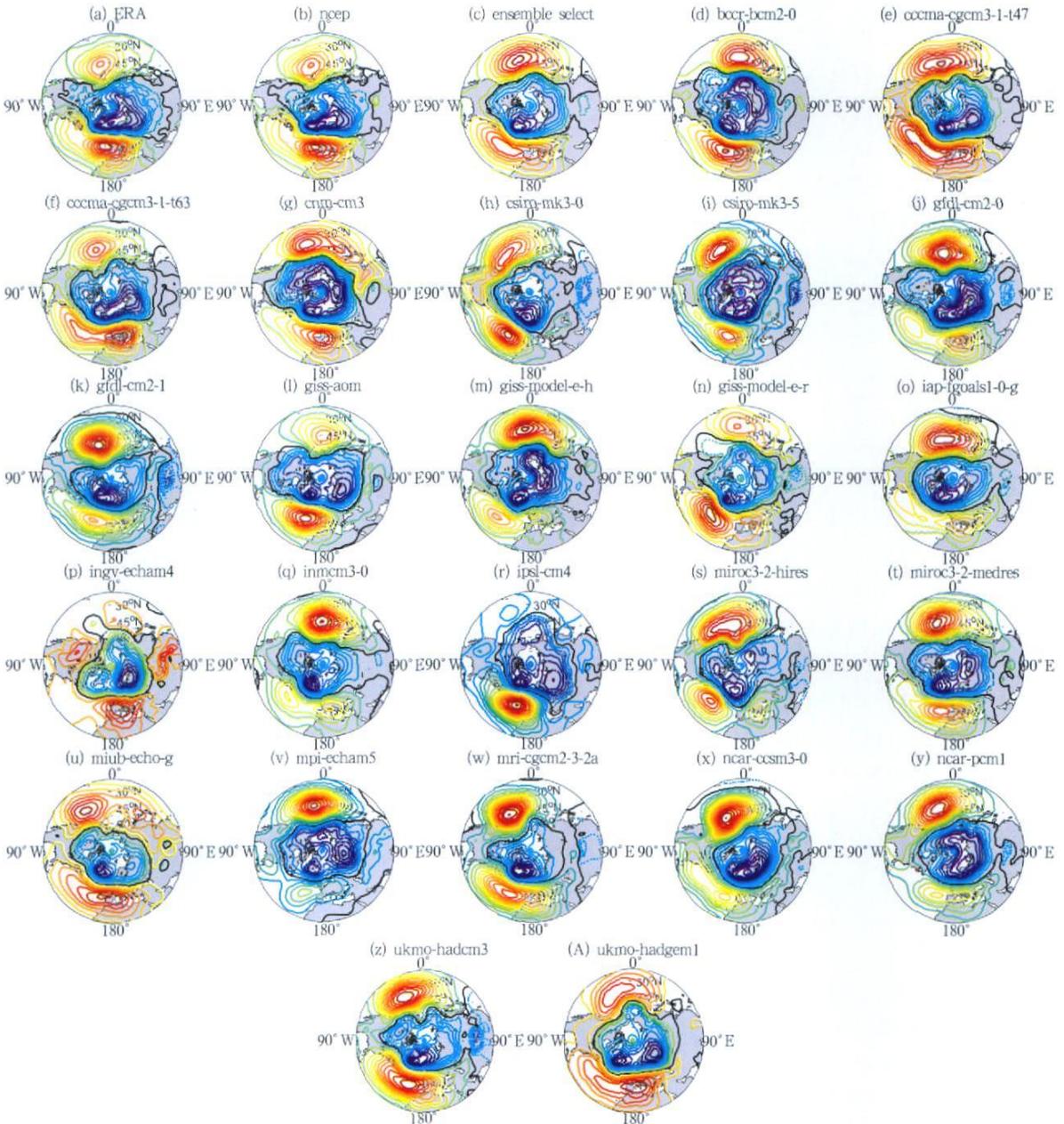


图 5 同图 2, 但为北极涛动

Fig. 5 Same as Fig. 2 but for AO

说明臭氧损耗对北极涛动趋势的贡献很小。模式对冬季北极涛动趋势较低的再现能力揭示了其变化原因的复杂性,包括温室气体(Gillett, et al, 2002)和海冰-大气反馈机制。与南极涛动类似,在模拟北极涛动年际变率方面,模式性能很差,对真实的变率基本没有指示意义。

5 南极涛动和北极涛动未来变化的多模式预估

Fyfe 等(2002)的结果显示 1900—2100 年南、北极涛动指数均呈现增加趋势,但他们只用了一个耦合模式。单个模式的结果具有很大的不确定性,而通过多模式集合这种不确定性可以得到一定的克服。1970—2099 年多模式集合的南极涛动指数如图 6a 所示。4 个季节均显示显著的正趋势,MME-ozone 和 MME-nozone 的趋势基本相当。伴随南极涛动指数在整个时期的持续上升,南极涛动结构不断加深,南极地区海平面气压降低,中纬度海洋上空的海平面气压升高。我们计算了 1970—2089 年每 30 a 的冬季趋势,发现显著的正趋势发生在两个时段:1970—1999 和 2060—2089 年,而在 2000—2029 和 2030—2059 年则不显著。去除趋势之后,1970—2099 年 MME 冬季南极涛动指数的小波分析显示:2000—2035 年南极涛动指数具有显著的 16 a 周期。MME 同样显示 1970—2099 年四个季节的北极涛动均存在显著正趋势(图 6b),夏季的趋势最小。北极涛动指数在整个时期的增加较南极涛动略显平稳。

为了对两极地区海平面气压场的未来空间变化有一个认识,我们用上面选取的模式集合平均计算 2060—2089 和 1970—1999 年的海平面气压场之差(图 7)。北半球极区气压为负异常,3 个负值中心分别位于白令海峡、巴伦支海和哈得孙湾附近,中心强度最强超过 2 hPa,中纬度的正异常中心出现在太平洋东西两岸和地中海上空,表明北极涛动在太平洋上空的正异常中心在 2060—2099 年可能减弱并且范围扩展,而同时北美沿岸的正异常中心增强,这可能预示着北极涛动在大西洋地区的增强和太平洋地区的减弱。而南极地区的气压变化纬向对称性更强,极区为一致的气压负异常,最大达到 1.5 hPa,中纬度为正异常,说明南极涛动 2060—2089 年比 1970—1999 年也是增强的。

6 结 论

通过与两套再分析资料进行对比,本文简要评估了 IPCC AR4 中 24 个耦合模式对南、北极涛动空间结构和时间序列的模拟效能,发现模式的模拟能力相差较大,即有些模式能够较好的模拟出南、北极涛动的主要空间特征,如: bccr-bcm2.0、cnrm-cm3、giss-model-e-h、giss-model-e-r、iap-fgoals1.0g、miroc3.2-hires、mri-cgcm2.3.2a、ukmo-hadcm3 和 ukmo-hadgem1 对南极涛动模拟较好,而 ccsma-cgcm-3.1-t47、ccsma-cgcm-3.1-t63、gfdl-cm-2.0、giss-aom、miroc3.2-medres、ncar-pcm1、ukmo-hadcm3 和 ukmo-hadgem1 对北极涛动模拟较好,其他模式的模拟结果相对差一些。简单的模式集合平均并不能有效地改善模拟结果,在对单个模式的模拟能力进行评估之后,选取具有合理模拟能力的模式并进行集合平均(Taylor 图是合理评估和选取模式的有效工具),可以明显改善模式的模拟能力。模式对南、北极涛动空间结构和时间趋势的模拟能力整体上具有季节依赖性,这可能是因为南、北极涛动的信号在冬季最强。大多数模式对南极涛动空间结构的再现能力好于北极涛动,可能主要与南、北极的地形差异有关。南极地区地形单一,而北极地区海陆相间分布,环流场相对复杂,北极涛动的纬向对称性也较南极涛动弱,这在一定程度上增加了模式模拟的难度。另外,由于平流层臭氧损耗对南极涛动指数的正趋势很重要,而北极涛动强度的变化中臭氧损耗的贡献尽管相对较小,与温室气体、海冰反馈等作用一起,使其成因更加复杂(Arblaster 等, 2006),因此大多数模式对南极涛动的正趋势的模拟好于北极涛动。另外,模式对于南、北极涛动年际变率的模拟基本不可信,表明目前的模式还基本不能有效地捕捉气候系统内部变率信号。

对 21 世纪南、北极涛动的预估显示,南、北极涛动指数在 1970—2099 年持续上升,南极涛动的上升趋势更强,北极涛动相对平稳。南极涛动指数的上升趋势是随时间变化的,在 1970—1999 和 2060—2089 年的正趋势最强,2000—2029 和 2030—2059 年并不显著。2060—2089 年南、北半球中高纬地区的海平面气压场与 1970—1999 年相比,在极区均有明显的负异常,中纬度海洋上有明显的正异常中心,



图6 1970—2099 年南极涛动 (a) 和北极涛动 (b) 指数
 (红、黄、蓝线分别代表 MME、MME-ozone 和 MME-nozone)

Fig.6 (a) The AAO and (b) AO indices during 1970– 2099
 (Red, yellow and green lines represent MME, MME-ozone, and MME-nozone, respectively)

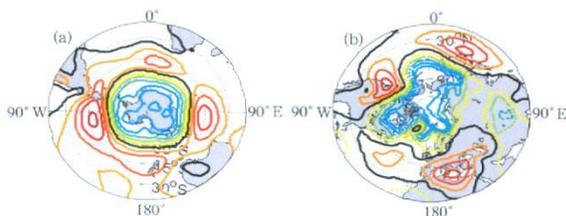


图7 经过选取的模式集合平均的海平面气压场 2060—2089年减去 1970—1999年

(a. 南半球, b. 北半球; 等值线间隔 30 Pa, 黑线值为 0)

Fig. 7 Change patterns of the sea level pressure of

(a) AAO and (b) AO for 2060–2089 minus 1970

– 1999 in the ensemble mean of selected models

(contour interval: 30 hPa; black thick contour: zero contour)

这也说明气候变暖背景下, 南、北极涛动呈持续增强特征, 21 世纪中期的臭氧损耗或许不会对这种趋势产生显著的影响。

在两极地区, 平流层与对流层的耦合是非常重要的动力过程。平流层极涡对驱动对流层低层的气候变率起到重要作用, 平流层环流的改变超前于对流层, 或许可以作为对流层天气的预报因子 (Baldwi, et al, 2001; Thompson, et al, 2005)。本研究没有对极涡进行深入分析, 不过初步结果表明, 耦合模式中南、北极涛动在平流层对应的模态均明显偏弱。南半球极区平流层上空为负高度异常中心, 中纬度平流层为很强的正异常, 而在耦合模式中极区的负异常被放大, 而中纬度上空平流层的强正异常几乎没有信号; 北半球极区平流层为强的负异常, 中纬度有较弱的正异常, 耦合模式中有对应的正负异常分布特征, 但是强度只有实际的一半。因此可以推断耦合模式很可能并不能较好地再现平流层-对流层的相互作用 (Xin, et al, 2008)。

References

- Arblaster J M, Meehl G A. 2006. Contributions of external forcings to southern annular mode trends. *J Clim*, 19: 2896-2905
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric Harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294: 581-584
- Boer G J, Fourest S, Yu B. 2001. The signature of the Annular Modes in the moisture budget. *J Clim*, 14: 3655-3665
- Cai W, Cowan T. 2007. Trends in southern hemisphere circulation in IPCC AR4 models over 1959-99: Ozone depletion versus greenhouse forcing. *J Clim*, 20: 681-693
- Fan Ke, Wang Huijun. 2006. Interannual variability of Antarctic Oscillation and its influence on East Asian climate during boreal winter and spring. *Sci China: Series D*, 49: 554-560
- Fyfe J C, Boer G J, Flato G M. 1999. Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys Res Lett*, 26: 1601-1604

- Gillett N P, Allen M R, Williams K D. 2002. The role of stratospheric resolution in simulating the Arctic Oscillation response to greenhouse gases. *Geophys Res Lett*, 29: 138-138
- Gillett N P, Kell T D, Jones P D. 2006. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophys Res Lett*, 33: L23704
- Gong Daoyi. 1998. Antarctic Oscillation. *Chinese Sci Bull (in Chinese)*, 13: 296-301
- Gong Daoyi, Ho Chang-Hoi. 2003. Arctic oscillation signals in the East Asian summer monsoon. *J Geophys Res*, 108: 1-7
- Gong Daoyi, Wang Shaowu, Zhu Jinhong. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys Res Lett*, 28: 2073-2076
- Hu A, Rooth C, Bleck R, Deser C. 2002. NAO influence on sea ice extent in the Eurasian coastal region. *Geophys Res Lett*, 29: 10-11
- Lorenz D J, Hartmann D L. 2001. Eddy-zonal flow Feedback in the Southern Hemisphere. *J Atmos Sci*, 58: 3312-3327
- Lorenz D J, Hartmann D L. 2003. Eddy-zonal flow feedback in the Northern Hemisphere winter. *J Clim*, 16: 1212-1227
- Marshall G J. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *J Clim*, 16: 4134-4143
- Marshall G J. 2007. Half century seasonal relationships between the southern annular mode and Antarctic temperatures. *Int J Climat*, 27: 373-383
- McHugh M J, Rogers J C. 2001. North Atlantic Oscillation influence on precipitation variability around the Southeast African convergence zone. *J Clim*, 14: 3631-3642
- Moriz R E, Biz C M, Steig E J. 2002. Dynamics of recent climate change in the Arctic. *Science*, 297: 1497-1502
- Raphael M N, Holland M M. 2006. Twentieth century simulation of the southern hemisphere climate in coupled models. Part I: large scale circulation variability. *Clim Dyn*, 26: 217-228
- Rigor I G, Wallace J M, Colony R L. 2002. Response of sea ice to the Arctic Oscillation. *J Clim*, 15: 2648-2663
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J Geophys Res*, 106: 7183-7192
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys Res Lett*, 25: 1297-1300
- Thompson D W J, Wallace J M. 2000a. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J Clim*, 13: 1009-1016
- Thompson D W J, Wallace J M, Hegerl G C. 2000b. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *J Clim*, 13: 1018-1036
- Thompson D W J, Wallace J M. 2001. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode. *Science*, 293: 85-89
- Thompson D W J, Solomon S. 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, 296: 895-899
- Thompson D W J, Baldwin M P, Solomon S. 2005. Stratosphere-troposphere coupling in the Southern Hemisphere. *J Atmos Sci*, 62: 708-715
- Wang Huijun, Fan Ke. 2005. Central-north China precipitation as reconstructed from the Qing dynasty: Signal of the Antarctic Atmospheric Oscillation. *Geophys Res Lett*, 32: L24705
- Xin Xiaoge, Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2008. The Arctic Oscillation in coupled climate models. *Chinese J Geophys (in Chinese)*, 51: 337-351

附中文参考文献

- 辛晓歌, 周天军, 宇如聪. 2008. 气候系统模式对北极涛动的模拟. *地球物理学报*, 51: 337-351
- 龚道溢. 1998. 南极涛动. *科学通报*, 43: 296-301