

辛晓歌, 周天军, 宇如聪. 气候系统模式对北极涛动的模拟. 地球物理学报, 2008, 51(2): 337~351

Xin X G, Zhou T J, Yu R C. The Arctic Oscillation in coupled climate models. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(2): 337~351

气候系统模式对北极涛动的模拟

辛晓歌^{1,2}, 周天军^{1*}, 宇如聪³

1 中国科学院大气物理研究所 LASG 国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国气象科学研究院 LaSW 国家重点实验室, 北京 100081

摘 要 本文系统分析了参与 IPCC AR4“20 世纪气候模拟 (20C3M)”的 23 个气候系统模式模拟的 1950~1999 年冬季 (JFM) 北极涛动 (AO)。结果表明, 在 22 个模式中, AO 模态都表现为北半球中高纬大气年际变率的第一模态。不过, 18 个模式模拟的 AO 模态在北太平洋地区表现偏强, 有两组模式结果均表明, 提高模式的水平分辨率能够克服此偏差。所有模式模拟的 AO 指数均未出现与观测相当的增强趋势, 只有两个模式 (ECHO-G 和 UKMO-HadGEM1) 模拟的 AO 指数与观测存在显著正相关。多数模式能够模拟出纬向风伴随 AO 位相变化在中高纬出现的偶极子异常特征, 部分模式对平流层 AO 特征的模拟能力仍需要提高。对 AO 垂直结构模拟较好的模式, 例如 CCSM3、MRI-CGCM2.3.2 和 UKMO-HadGEM1, 能够较为合理地再现伴随 AO 指数增强出现的极区平流层变冷和中纬度对流层增暖现象。AO 与欧亚大陆地表气温和降水的相关分布, 在多数模式中有较好的体现, 个别模式还对 AO 与东亚气候的相关关系具有一定的模拟能力。对 AO 各指标均有较好模拟能力的模式是 UKMO-HadGEM1。本文结果为改进气候系统模式对北极涛动的模拟能力提供了依据, 亦为学术界利用 IPCC AR4 的耦合模式数据、开展与 AO 相关的气候变率研究提供了基础参考。

关键词 北极涛动 (AO), IPCC, 20 世纪气候模拟, 耦合模式

文章编号 0001-5733(2008)02-0337-15 中图分类号 P467 收稿日期 2007-03-13, 2007-12-17 收修定稿

The Arctic Oscillation in coupled climate models

XIN Xiao-Ge^{1,2}, ZHOU Tian-Jun^{1*}, YU Ru-Cong³

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

2 Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3 LaSW, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China

Abstract This study investigates the winter (JFM) Arctic Oscillation (AO) simulated by 23 global coupled climate models participating in the project “The Twentieth-Century Climate in Coupled Models” organized by IPCC AR4. Results show that almost all of the models capture the AO as the leading mode of the interannual variability for the extratropical atmosphere in the Northern Hemisphere. In most models, the North Pacific center of the AO mode is more pronounced in comparison with the observation. Such bias can be reduced with higher horizontal resolution of the AGCM, deriving from the intercomparison between two pairs of coupled models. None of the models can reproduce the upward trend of the AO index as strong as that observed in recent decades. Significant correlation of the AO index between the simulated and the observed only appears in two models (ECHO-G and UKMO-HadGEM1). Anomalies of the zonal mean zonal wind associated with the positive

基金项目 中国科学院创新团队国际合作伙伴计划“气候系统模式研发及应用研究”项目、国家自然科学基金(40523001, 40221503, 40625014)、中国气象局气候变化专项项目、中国气象局公益性行业专项(GYHY200706010)联合资助。

作者简介 辛晓歌, 女, 1979 年生, 博士生, 主要从事气候变化和数值模拟研究。E-mail: xinxg@cma.gov.cn

* 通讯作者 周天军, 男, 1969 年生, 研究员, 主要从事气候变化和数值模拟研究。E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

phase of the AO exhibit a dipole in the latitude, with westerly in the middle-high latitudes and easterly in the subtropical area. Such features can be generated in most of the models (20/21), although the ability of some models in simulating the AO feature in the stratosphere needs to be improved. The models with good performances in reproducing the vertical structure of the AO, for example, CCSM3, MRI-CGCM2.3.2, and UKMO-HadGEM1, can reasonably simulate the cooling stratosphere in the North Polar and the warming troposphere in the midlatitude at the positive phase of the AO. The majority of the models reproduce the significant influence of the AO on the temperature and the precipitation over the Eurasian continent. Several models can simulate the relationship between the AO and the East Asian climate to a certain extent. Overall, the model UKMO-HadGEM1 performs best among all the models in simulating the basic features of the AO. The above results provide a certain reference basis for the further improvement of the coupled models' capability in reproducing the AO. They are also the basic reference for researchers to investigate the climate variability associated with the AO using the output of the coupled climate models of IPCC AR4.

Keywords Arctic Oscillation (AO), IPCC, Twentieth-century climate simulation, Coupled General Circulation Model (CGCM)

1 引言

北极涛动(AO)是北半球热带外行星尺度大气环流年际变率的主导模态,表现为极地与中纬度地区大气质量的反相变化现象^[1,2].近年来,学术界进一步提出大气环状活动带的概念^[3],证明中高纬大气环流存在环状涛动.早在20世纪30年代就已被气象学家所认知的北大西洋涛动(NAO),由于与AO具有很强的相关性,被视为AO在北大西洋区域的局地表现^[4~8].相对于NAO而言,AO对气候的影响覆盖了更大的空间范围,北半球大部分地区的气温和降水与AO关系密切^[2,9~11].另外,AO还影响着极端天气事件的频率和强度^[11]以及北半球海平面气压的日方差^[12]等.国际上对AO/NAO的关注,还部分来自AO/NAO与大洋热盐环流的耦合作用.后者因对欧亚大陆中高纬度气候的重要影响,而成为气候变化研究领域的一个国际热点话题^[13~17].

近年来,围绕着AO/NAO对东亚特别是我国气候影响的研究有很大进展.研究表明,AO通过对西伯利亚高压的作用,能够改变东亚冬季风的强弱,从而对我国北方的气温和降水^[18~22],同时使得我国东、西部地区的气温变化具有较大季节差异^[23].我国冬季日气温的方差和低温事件的频次也与AO具有一定关联^[24].AO/NAO活动异常可能是近几十年来欧亚副热带大陆出现变冷现象的重要因子之一^[25].NAO正异常能够引起中纬度西风急流增强,改变青藏高原下游地区对流层中层的辐散场,使得中层层状云云量增加,引起对流层低层出现冷异

常^[26].近几十年来冬季NAO持续位于正位相,还与春季东亚对流层中上层出现的变冷现象有密切联系,可能是我国东南地区发生春旱的重要原因^[27].前冬季AO还可通过对环流场的作用,影响我国春季沙尘暴发生的频率^[28~31].春季AO的位相变化能够通过影响东亚高空急流,使我国夏季长江流域降水出现异常^[32].此外,伴随NAO出现的对流层纬向风异常,还影响到青藏高原东部地区夏季降水的空间分布^[33].因此,开展AO/NAO变率研究,对于理解中国气候变化的机理具有重要意义.

近几十年来,冬季AO指数呈现前所未有的增强趋势^[34].由于北半球气候变率与AO的密切联系,不少学者认为AO异常是北半球气候变化的重要因子之一.例如Thompson等^[34]指出,近几十年北半球大陆增暖的30%以上,可以归因于AO指数的增强趋势.据建华等^[35]认为,东亚北部地区的增暖与AO指数持续增强存在密切联系.目前AO指数年代际增强的原因还没有定论,是当前气候变化研究领域的一个国际热点问题.气候模式是开展AO变率归因研究的重要工具,能否成功再现AO的基本特征,是衡量一个气候模式是否适用于开展与AO有关的模拟研究的前提.AO作为北半球大气年际变率的主要模态,也是衡量气候模式模拟性能的重要指标之一^[36~38].

已有研究发现,局地海温异常对AO/NAO模态具有一定影响.在实际观测海温强迫下,大气环流模式能够模拟出AO/NAO模态的主要特征^[39],不过却难以再现AO指数的时间演变^[40~42].对耦合模式的评估表明,耦合模式对AO/NAO模态及其与气温和

降水的关系具有一定的模拟能力,但是模式中的实际辐射强迫对 AO/NAO 指数的变率影响较小^[43~49]. 在温室气体增加的情况下,大部分模式仍难以再现过去 50 年 AO 指数的强增加趋势^[50~52].

近年来,耦合气候系统模式在很多方面得到了提高,这些模式对 AO 的模拟能力如何,尚有待评估. 围绕着政府间气候变化委员会第四次评估报告 (IPCC AR4) 的编写,由世界气候研究计划 (WCRP) “气候变率和可预报性研究”(CLIVAR) 数值模拟工作组协调、全世界多个耦合模式参与的“20 世纪气候模拟”(20C3M) 计划,为这一工作提供了契机. 本文研究的主要目的,是利用 IPCC AR4 的 20C3M 试验结果,对当前国际上主要气候系统模式对 AO 的模拟能力进行较为全面的评估. 所分析的内容,涉及 AO 模态、AO 指数变率和 AO 的气候影响等,并系统地考察模式所模拟的 AO 与东亚气候的关系. 我们希望通过模式与观测、模式与模式间的比较,为模式的未来改进工作提供依据;同时,亦为学术界利用 IPCC AR4 的耦合模式结果,开展与 AO 相关的气候变率研究,提供一个基本的模式性能参考.

2 模式简介、资料和分析方法

本文用到了参加 IPCC AR4 “20 世纪气候模拟”的 23 个耦合模式的模拟结果. 这些模式分别来自 10 个国家的 17 个不同的研究机构,基本能反映当前国际气候系统模式的水平,各模式中大气模式分量的分辨率、顶层气压(高度)以及垂直层次分布见表 1. 有关这些模式的具体技术细节参见 PCMDI 网站^[53]. 需要说明的是,虽然这 23 个模式是相互独立的,但个别模式之间仍然存在一定关联,例如,耦合模式 GFDL-CM2.0 与 GFDL-CM2.1 的惟一区别,在于大气模式使用了不同的动力框架;日本的 MIROC-hires 与 MIROC-medres、加拿大的 CGCM3.1-T63 与 CGCM3.1-T47,区别都仅在于分辨率.

“20 世纪气候模拟”试验的目的,是利用实际的外强迫来驱动耦合模式,模拟 20 世纪气候的实际演变过程,考察耦合模式的模拟能力,以此作为评估这些耦合模式所预估的未来气候变化情景的可信度. 所使用的外强迫因子既包括温室气体和硫酸盐气溶胶等人为排放因子,也包括火山喷发气溶胶、臭氧和

表 1 参与 IPCC AR4 20C3M 的 23 个耦合模式的模式名称、大气模式的水平和垂直分辨率以及所属单位
Table 1 Description of 23 coupled models participating in IPCC AR4 20C3M, including name of the model, horizontal and vertical resolution of the AGCM, and originating group

模式名称	AGCM 分量 分辨率	AGCM 分量 垂直层次	200 hPa 以上 的层次	顶层气压 (高度)	所属单位/国家
BCC-CM1	T63	16	8	25 hPa	BCC/China
BCCR-BCM2.0	T63	31	-	10 hPa	BCCR/Norway
CCSM3	T85	26	13	2.2 hPa	NCAR/USA
CGCM3.1-T63	T63	31	-	-	CCMa/Canada
CGCM3.1-T47	T47	29	-	1 hPa	CCMa/Canada
CNRM-CM3	T42	45	23	0.05 hPa	CNRM/France
CSIRO-Mk3.0	T63	18	5	4.5 hPa	CSIRO/Australia
ECHAM5	T63	31	9	10 hPa	MPI/Germany
ECHO-G	T30	19	7	10 hPa	MIUB/Germany
FGOALS-g1.0	2.8° × 2.8°	26	13	2.2 hPa	IAP/China
GFDL-CM2.0	2.0° × 2.5°	24	5	3 hPa	GFDL/USA
GFDL-CM2.1	2.0° × 2.5°	24	5	3 hPa	GFDL/USA
GISS-AOM	3° × 4°	12	4	10 hPa	GISS/USA
GISS-EH	4° × 5°	20	11	0.1 hPa	GISS/USA
GISS-ER	4° × 5°	20	11	0.1 hPa	GISS/USA
INM-CM3.0	4° × 5°	21	8	10 hPa	INM/Russia
IPSL-CM4	2.5° × 3.75°	19	8	-	IPSL/France
MIROC3.2-hires	T106	56	29	40 km	CCSR/Japan
MIROC3.2-medres	T42	20	8	30 km	CCSR/Japan
MRI-CGCM2.3.2	T42	30	16	0.4 hPa	MRI/Japan
PCM1	T42	26	13	2.2 hPa	NCAR/USA
UKMO-HadCM3	2.5° × 3.75°	19	-	10 hPa	UKMO/UK
UKMO-HadGEM1	1.25° × 1.875°	38	14	3.1 hPa	UKMO/UK

太阳辐射等自然变化因子. 模式积分时段是 19 世纪中期至 20 世纪末. 此前的研究已经证实, 在上述外强迫作用下, 耦合模式能够较为成功地模拟出实际观测的全球温度变化^[54]. 注意由于各个模式的水平分辨率不同, 为了便于比较, 本文在分析之前, 已经将所有模拟结果插值到 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 分辨率的规则网格上. 为检验模式性能, 本文使用了 NCEP/NCAR 再分析资料^[55] 和 PREC 全球降水资料^[56, 57], 为讨论方便, 在与模式结果进行对比时, 统称为观测资料.

本文采用 Thompson 和 Wallace^[2] 对 AO 的定义方法, 即对北半球热带外 (20°N 以北) 海平面气压 (SLP) 距平场进行经验正交函数 (EOF) 分解, 第一模态为 AO, 相应的第一特征向量的标准化定义为 AO 指数. 在进行 EOF 分解之前, 根据纬度变化, 对 SLP 距平场进行面积加权 (乘以 $\sqrt{\cos\varphi}$). 为了比较 AO 模态的振幅强度, 将其表示为 SLP 距平场对 AO 指数的回归系数. 由于 AO 指数事先经过标准化处理, 回归系数的大小即为 AO 指数变化一个标准差时 SLP 变化的幅度. 对于模式来说, 所模拟的第一模态能否被称为 AO, 还取决于这个模态是否具有与观测一致的“环状模”结构. 本文选取 1950~1999 年冬季 (1~3 月) 作为分析时段. 取 1~3 月平均作为冬季, 是因为 AO 在这个季节最为显著^[2].

3 耦合模式对 AO 模态及其变率的模拟

3.1 AO 模态

观测和 23 个耦合模式中, 北半球热带外冬季 SLP 距平场 EOF 分解的第一模态 (EOF1) 见图 1. 模式结果按照字母顺序排列 (以下同). 考虑到观测中气候变化趋势的影响, 观测 AO 模态是利用去倾后的 SLP 进行 EOF 分解得到的. 由模式结果可以看出, 在 23 个模式中, 有 22 个模式的第一模态呈现出“环状模”的结构特征. BCC-CM1 模式的第一模态距平中心主要位于北太平洋地区, 意味着该模式夸大了北太平洋地区 SLP 的变率, 下文将重点比较其余 22 个模式的模拟结果.

观测的 AO 模态能够解释 SLP 变化总方差的 28.43%, 而在大多数 (16/22) 模式中, AO 的方差解释偏高. 观测 AO 模态的负极区覆盖了整个北极区域, 中心位于格陵兰东南部, 而部分耦合模式 (CCSM3、CNRM-CM3、GFDL-CM2.0、GFDL-CM2.1、GISS-EH、GISS-ER、MIROC3.2-medres、PCM1) 所模拟的极值中

心, 却偏向于欧洲或西伯利亚北部. AO 模态的两个正极区分别位于北大西洋和北太平洋, 其中北太平洋的活动中心比北大西洋的活动中心明显偏弱, 只有 4 个模式 (CGCM3.1-T63、GISS-AOM、MIROC-hires、UKMO-HadGEM1) 模拟出了这种特征.

为了定量评价模式模拟的 AO 空间型与观测的相似度, 把各个模式模拟的 AO 模态与观测求空间相关, 并计算模式模拟的 AO 模态标准差与观测的比率, 将其表示在“泰勒图”^[58] 上 (图 2). 图中半径表示标准差的比率, 与纵坐标轴的角度表示相关系数的反余弦, 即离横坐标轴和比率为 1 的半径越近, 则表示模式模拟的 AO 模态越接近于观测. 由图 2 可见, 22 个模式模拟的 AO 模态与观测的相关系数均大于 0.75, 超过 0.8 的有 17 个模式. 在所有模式中, AO 模态的标准差均大于观测, 大部分模式的振幅强度达到观测值的 1.2~2 倍.

值得注意的是, 日本的两个模式 MIROC-medres 与 MIROC-hires 的区别在于模式的分辨率, 但模拟的 AO 模态却有明显差别, 分辨率较高的 MIROC-hires 模式能够较好再现北太平洋的活动中心. 另外一组模式 CGCM3.1-T47 和 CGCM3.1-T63 模拟的 AO 模态也有类似的特征. 这意味着提高大气模式的分辨率可能会改善模式对北太平洋地区 AO 特征的模拟能力. 对比 GFDL-CM2.0 和 GFDL-CM2.1 模式的模拟结果可知, 大气模式虽然使用不同的动力框架, 但基本不影响模式所模拟的 AO 模态. FGOALS-g1.0 与 CCSM3 的大气模式分量的不同也主要在于动力框架, 这两个模式模拟的 AO 模态也非常相似. 由此推断, 除了水平分辨率之外, 大气模式中影响 AO 模态模拟的, 可能主要在于模式的物理过程.

3.2 AO 指数

观测和 22 个耦合模式模拟的 AO 指数序列见图 3. 可以看出, 模拟与观测存在较大差异, 观测 AO 指数的增强趋势在多数模式中没有体现. 为了进行定量比较, 图 4 给出了观测和模拟的 AO 指数在 1950~1999 年的线性趋势. 观测值为 1.58, 有 12 个模式虽然模拟出了线性增加趋势, 但均低于 0.6. 可见, 在实际辐射强迫作用下, 当前耦合模式难以再现 AO 指数在过去 50 年出现的强线性增加趋势. 其原因目前还存在争论, 部分研究认为 AO 是气候系统内部的自然变率^[59-62], 不依赖于外部强迫; 还有研究认为模式可能低估了外强迫因子对 AO 变率所起的作用或者未能正确描述某些过程对 AO 的影响. 如 Miller 等^[52] 发现耦合模式中 AO 对火山气溶胶的

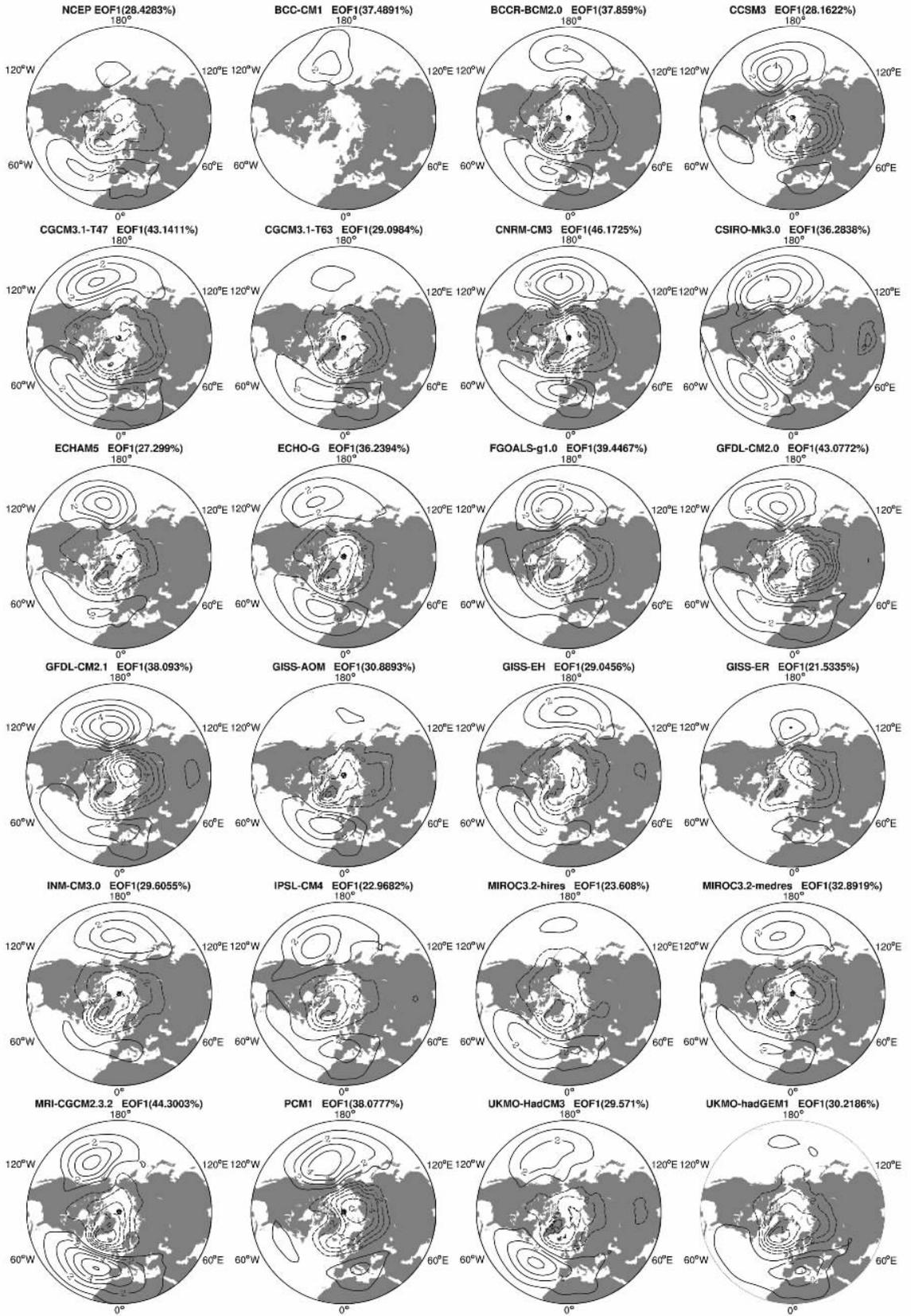


图 1 观测 NCEP 和 23 个耦合模式模拟的冬季 (JFM) 北半球热带外 SLP (单位 : hPa) 距平场 EOF 分解的第一模式

Fig. 1 The leading EOF mode of winter (JFM) extratropical SLP (unit : hPa) anomalies in the Northern Hemisphere in the observation (NCEP) and 23 coupled climate models

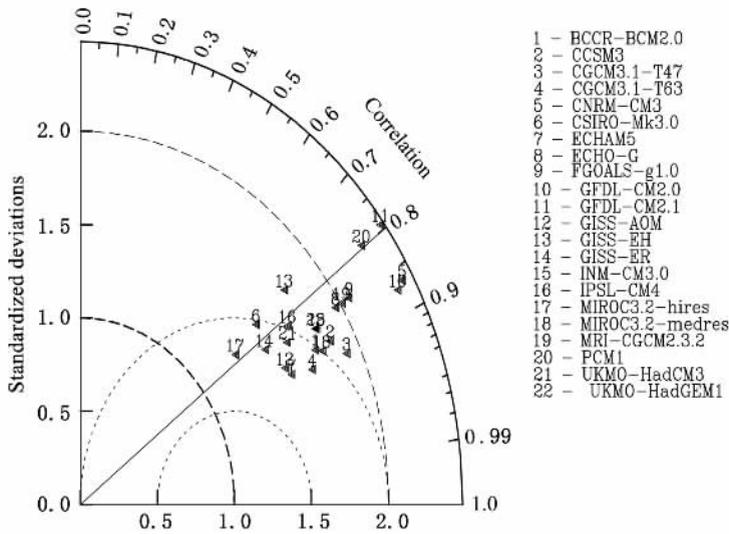


图 2 泰勒图 数字所在位置代表各模式模拟的冬季 AO 模态与观测的相似度, 半径表示模式 AO 模态的标准差与观测的比率, 与纵坐标轴的角度代表模式 AO 模态与观测的空间相关系数。

Fig. 2 Taylor diagram, where each number marks the resemblance between the winter AO mode from a particular model and the observation. Radial distance from the origin indicates the standard deviation of the spatial variations within the AO mode normalized by the observed value. The angle from the vertical axis represents the inverse cosine of the spatial correlation between the simulated and observed AO mode.

表 2 22 个耦合模式的冬季 AO 指数与观测的相关系数, 粗体表示通过 5% 显著性检验

Table 2 Correlation coefficients between the observed and the simulated winter AO index from 22 coupled climate models with the bold number significant at the 5% level

模式名称	与观测 AO 指数的相关系数	与观测 AO 指数的相关系数(去倾向)
BCCR-BCM2.0	0.15	0.15
CCSM3	-0.12	-0.01
CGCM3.1-T63	-0.22	-0.22
CGCM3.1-T47	-0.20	-0.19
CNRM-CM3	-0.02	-0.04
CSIRO-Mk3.0	-0.10	-0.05
ECHAM5	-0.05	-0.03
ECHO-G	0.31	0.27
FGOALS-g1.0	-0.01	-0.01
GFDL-CM2.0	0.02	0.10
GFDL-CM2.1	-0.12	-0.10
GISS-AOM	0.07	0.11
GISS-EH	-0.14	-0.23
GISS-ER	0.0	0.06
INM-CM3.0	0.0	0.02
IPSL-CM4	-0.12	-0.21
MIROC3.2-hires	0.05	0.01
MIROC3.2-medres	0.13	0.10
MRI-CGCM2.3.2	0.04	0.03
PCM1	-0.01	-0.09
UKMO-HadCM3	0.01	-0.05
UKMO-HadGEM1	0.28	0.26

响应比观测偏弱, Scaife 等^[63]通过在大气环流模式的平流层施加与观测一致的纬向风增加趋势, 得到了与观测相当的 NAO 增强趋势, 从而说明平流层的作用不可忽略, 而这正是当前耦合模式模拟的一个缺陷。

进一步比较模拟与观测 AO 指数的年际变率, 其相关系数见表 2。可以看出, 只有两个模式 (ECHO-G 和 UKMO-HadGEM1) 模拟的 AO 指数与观测具有显著的正相关关系, 而在绝大多数模式中, 无显著的相关关系, 部分模式甚至出现了负相关。为了避免观测与模拟中 AO 的不同趋势对相关关系的影响, 表 2 还给出了模拟和观测的 AO 指数在去除线性趋势后的相关系数。可见, 相关关系并无明显改变, 通过显著性检验的仍然只有 ECHO-G 和 UKMO-HadGEM1 两个模式。所以在大部分耦合模式中, 实际外强迫对 AO 指数年际变率的作用不显著。

4 AO 的垂直结构特征及其气候影响的模拟

4.1 AO 垂直结构

冬季 AO 模态以相当正压结构存在于对流层至平流层低层, 这在纬向风场上有明显的体现^[21]。下面进一步考察模式在此方面的模拟能力。图 5 给出了纬向平均纬向风与 AO 指数的回归系数。由于模式

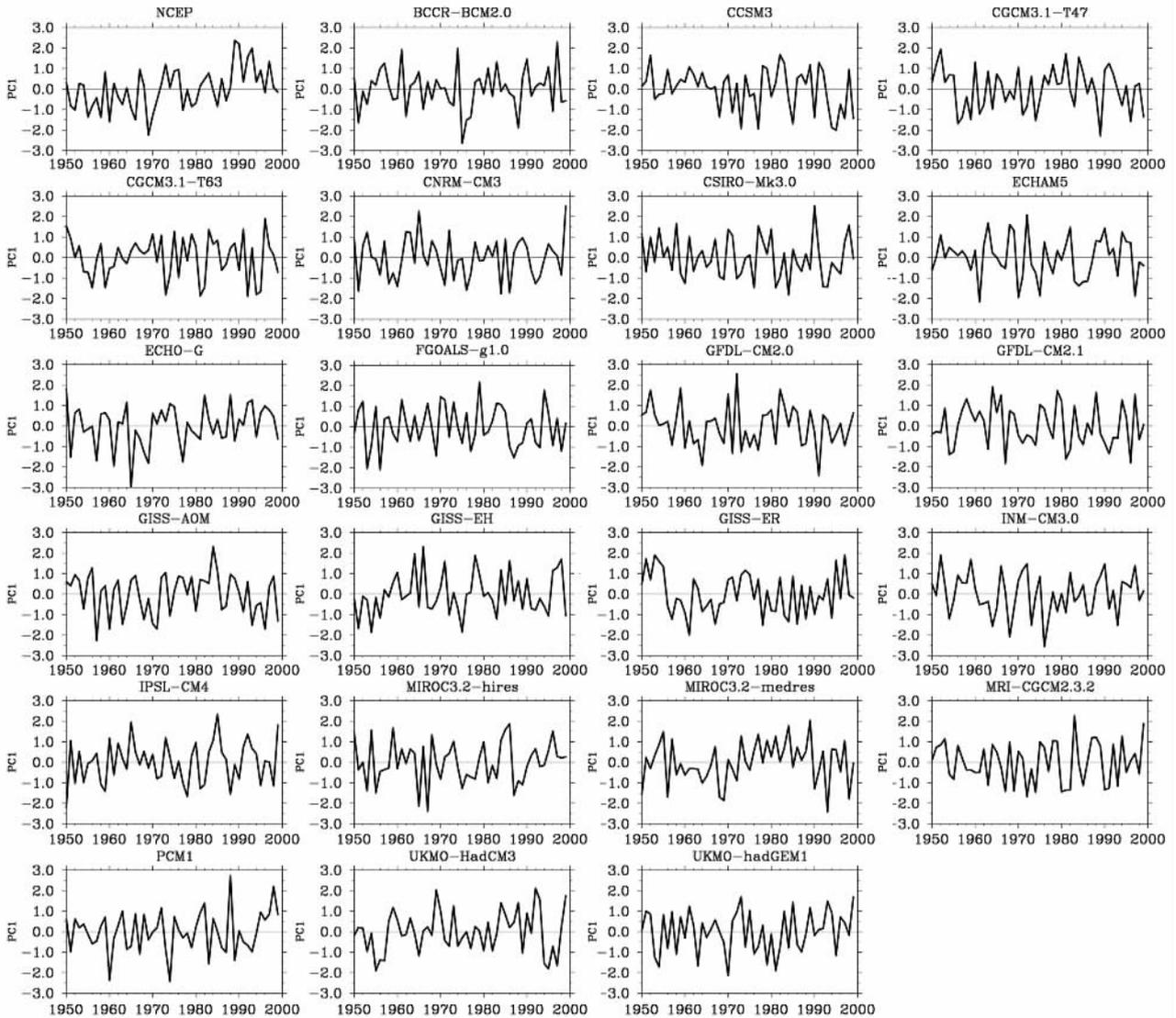


图3 观测(NCEP)和22个耦合模式模拟的冬季AO指数

Fig.3 The winter AO index in the observation(NCEP) and simulation with 22 coupled climate models

不能再现观测中AO指数的强增加趋势,在求回归之前,观测和模拟资料均经过了去倾处理(以下同)。如Thompson和Wallace^[2]所述,当AO位于正位相时,纬向风异常在经向呈现出偶极子分布特征,在40°N以南和以北分别表现为东风和西风异常。西风异常自地面向上延伸至平流层低层,强度随高度逐渐递增;东风异常在150 hPa附近达到极值。对比21个模式的模拟结果可知(由于资料缺失,这里没有包括ECHO-G模式),有20个模式能够再现与观测类似的偶极子分布,只有模式GISS-ER未能模拟出40°N以南的东风异常。模拟的西风异常在平流层达最大,而且强度与观测相当的模式有6个:CCSM3、CNRM-CM3、FGOALS-1.0、GFDL-CM2.1、MRI-CGCM2.3.2、UKMO-HadGEM1。这些模式的共同点是

平流层的垂直分辨率较高(表1),其中5个模式均在200 hPa以上有超过13层的垂直分层。在一半以上的模式中,西风异常中心出现在对流层中上层,而不是平流层。这反映了当前大部分耦合模式对平流层AO特征的模拟存在不足,这其中不乏一些垂直分辨率较高的模式,例如ECHAM5、GISS-EH和MIROC3.2-hires。从而说明高垂直分辨率并不是成功模拟平流层AO特征的充分条件,模式自身对平流层的模拟能力可能也是一个重要条件。

模式对中纬度东风异常的模拟也存在高度、纬度和强度上的差异。有13个模式能够模拟出中纬度东风异常中心的高度,但是大部分模式高估了风速大小,只有3个模式CGCM3.1-T63、INM-CM3.0和UKMO-HadCM3模拟的东风异常与观测较为接近。此

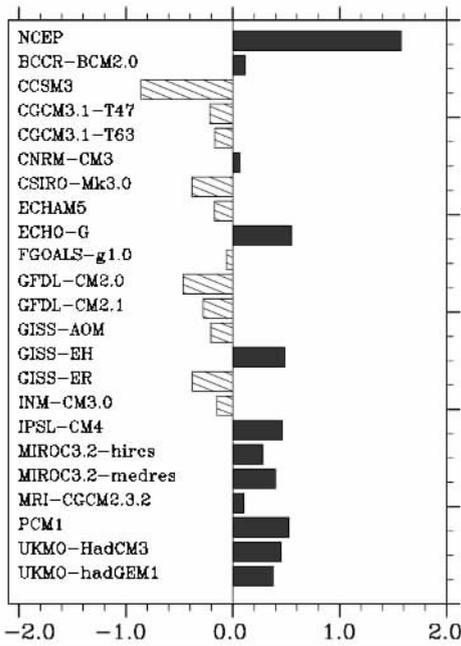


图 4 观测(NCEP)和 22 个耦合模式的冬季 AO 指数在 1950~1999 年的线性趋势(单位:标准差/50a)

Fig. 4 The linear trend (unit: standard deviation/50a) of the winter AO index during 1950~1999 in the observation (NCEP) and simulation with 22 coupled climate models

外,部分模式模拟的东风异常跨越了整个副热带地区,如 FGOALS-g1.0、GFDL-CM2.0、GFDL-CM2.1 和 IPSL-CM4 等,意味着这些模式模拟的 AO 正极区比观测偏南。

总体而言,能够较好再现 AO 垂直结构的模式有 CCSM3、CNRM-CM3 和 UKMO-HadGEM1。结合 AO 的水平空间分布可知,UKMO-HadGEM1 是所有模式中对 AO 空间特征模拟能力最强的模式。

4.2 AO 与纬向平均温度

图 6 给出了纬向平均温度与 AO 指数的回归系数。观测资料显示,当 AO 位于正位相时,北极地区的对流层上层至平流层低层异常偏冷,同时在中纬度对流层有一个增暖带,这个增暖带在平流层折向赤道地区。模拟结果表明,只有少数模式(CCSM3、MRI-CGCM2.3.2 和 UKMO-HadGEM1)能够合理模拟北极地区冷异常的垂直分布,部分模式模拟的极地冷区位于对流层中下层。这样的模拟结果与模式模拟的 AO 垂直结构有关,在能够合理模拟极区冷异常的模式 CCSM3、MRI-CGCM2.3.2 和 UKMO-HadGEM1 中,西风异常中心位于平流层且垂直分布与观测接近(图 5)较好地反映了极夜急流随 AO 出现的变化。在部分模式中(CSIRO-Mk3.0、MIROC3.2-hires 和 MIROC3.2-medres),高纬地区的对流层上层

至平流层没有变冷反而增暖。这类模式的共同特征是伴随 AO 正位相出现的西风异常,在经向上偏南(60°N 以南),而且在垂直方向上偏低,基本位于 100 hPa 以下(图 5)。模式中 AO 垂直结构在中纬度地区的偏差,也直接关系到对中纬度增暖带的模拟,只有少数模式(CCSM3、CGCM3.1-T63、MRI-CGCM2.3.2 和 UKMO-HadGEM1)能够较好模拟出中纬度增暖带及其随高度向赤道地区倾斜的特征。

综合而言,能够合理模拟中高纬温度与 AO 相关关系的模式有 CCSM3、MRI-CGCM2.3.2 和 UKMO-HadGEM1。这三个模式都是对 AO 垂直结构模拟较好的模式。可见,模式对 AO 垂直结构的模拟能力,直接关系到模式对 AO 与对流层至平流层温度之间关系的模拟。提高模式对 AO 在此方面的模拟能力,无疑会改进模式对中高纬地区对流层和平流层气候变率的模拟能力。

5 AO 与欧亚大陆地表气候关系的模拟

5.1 地表气温

观测中 AO 与冬季欧亚大陆地表气温的相关关系在中高纬和副热带呈现正负对峙分布(图 7)。正相关区域位于欧亚大陆北部(45°N 以北),在北欧和西伯利亚分别有一个正中心,相关系数可达 0.6 以上。其中,位于西伯利亚的正相关向南跨越至中国北部,负相关位于非洲北部和欧亚副热带区域,其东端抵达中国西南部。对比模拟和观测(图 7)可见,大部分模式(除 INM-CM3.0 和 PCM1 之外)能够在一定程度上模拟出高纬的正相关和副热带的负相关分布。其中,对高纬地区正相关带模拟较好的是 GFDL-CM2.0、CCSM3、GFDL-CM2.1 和 UKMO-HadGEM1。部分模式虽然能够再现位于西欧的正相关中心,但却不能模拟出西伯利亚的正相关,如 CSIRO-Mk3.0、IPSL-CM4 和 MIROC-hires 等。对副热带的负相关分布具有较好模拟能力的模式有 GFDL-CM2.0、GFDL-CM2.1、UKMO-HadCM3 和 UKMO-HadGEM1,其余模式大都低估了非洲北部的负相关强度。整体上能够较好再现欧亚大陆相关分布型的模式是 GFDL-CM2.0 和 UKMO-HadGEM1,这两个模式的共同特点是其 AO 模态在北大西洋地区的分布较接近于观测(图 1)。INM-CM3.0 和 PCM1 模式不能模拟出副热带地区的负相关,则可能与所模拟的 AO 模态在北大西洋地区偏弱有关。

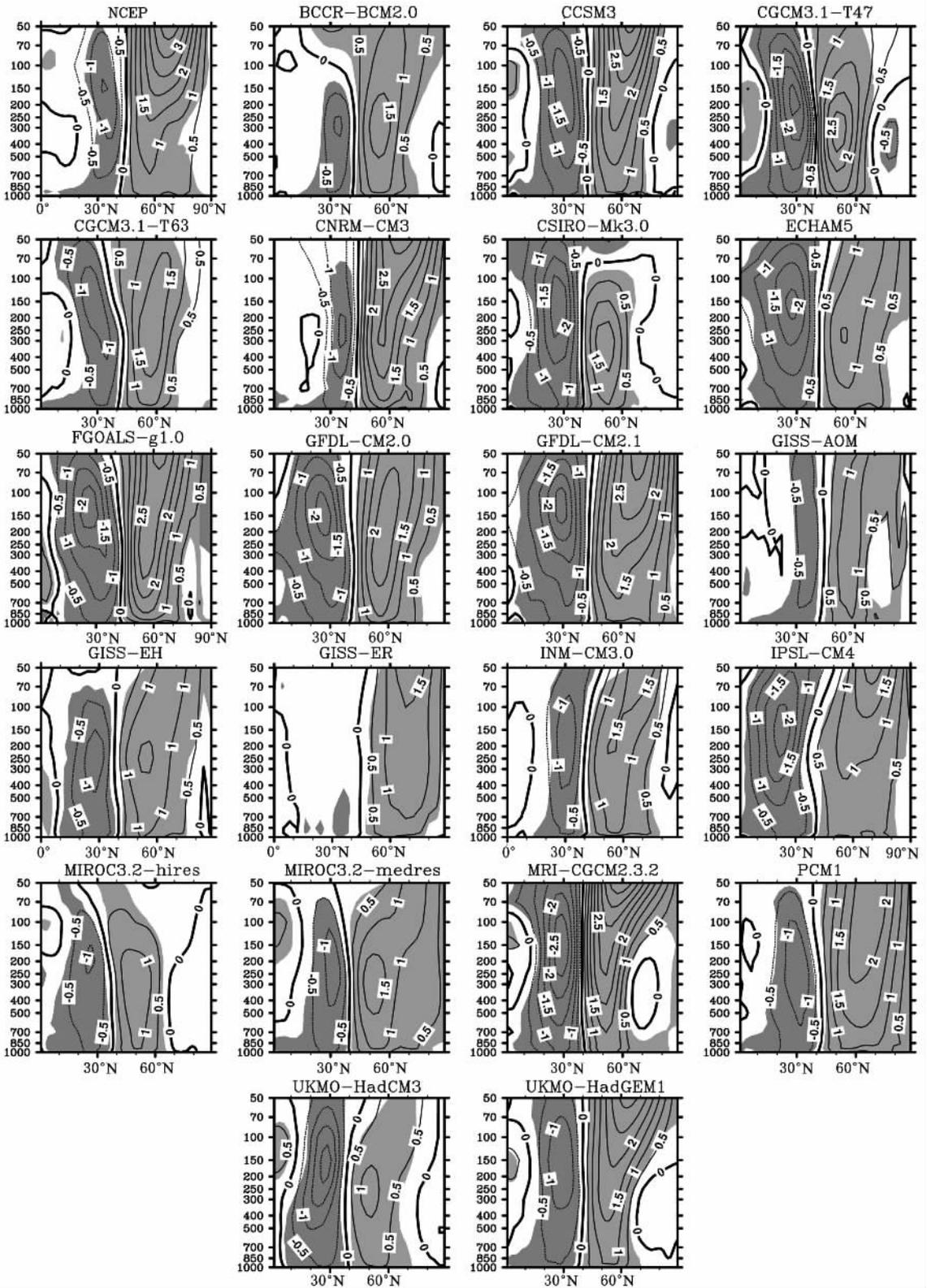


图5 观测(NCEP)和21个耦合模式模拟的冬季纬向平均纬向风(单位:m/s)与AO指数的回归系数
纵坐标为高度(hPa),阴影表示超过5%显著性检验的区域。

Fig.5 Regression of the winter zonal-mean zonal wind (unit :m/s) upon the AO index
in the observation(NCEP) and simulation with 21 coupled climate models
The vertical axis denotes the height (hPa). Shaded regions are significant at the 5% level.



图 6 观测(NCEP)和 21 个耦合模式模拟的冬季纬向平均温度(K)与 AO 指数的回归系数
 纵坐标为高度(hPa),阴影表示超过 5%显著性检验的区域.

Fig. 6 Regression of the winter zonal-mean temperature(K) upon the AO index in the observation(NCEP) and the simulation with 21 coupled climate models
 The vertical axis denotes the height(hPa). Shaded regions are significant at the 5% level.

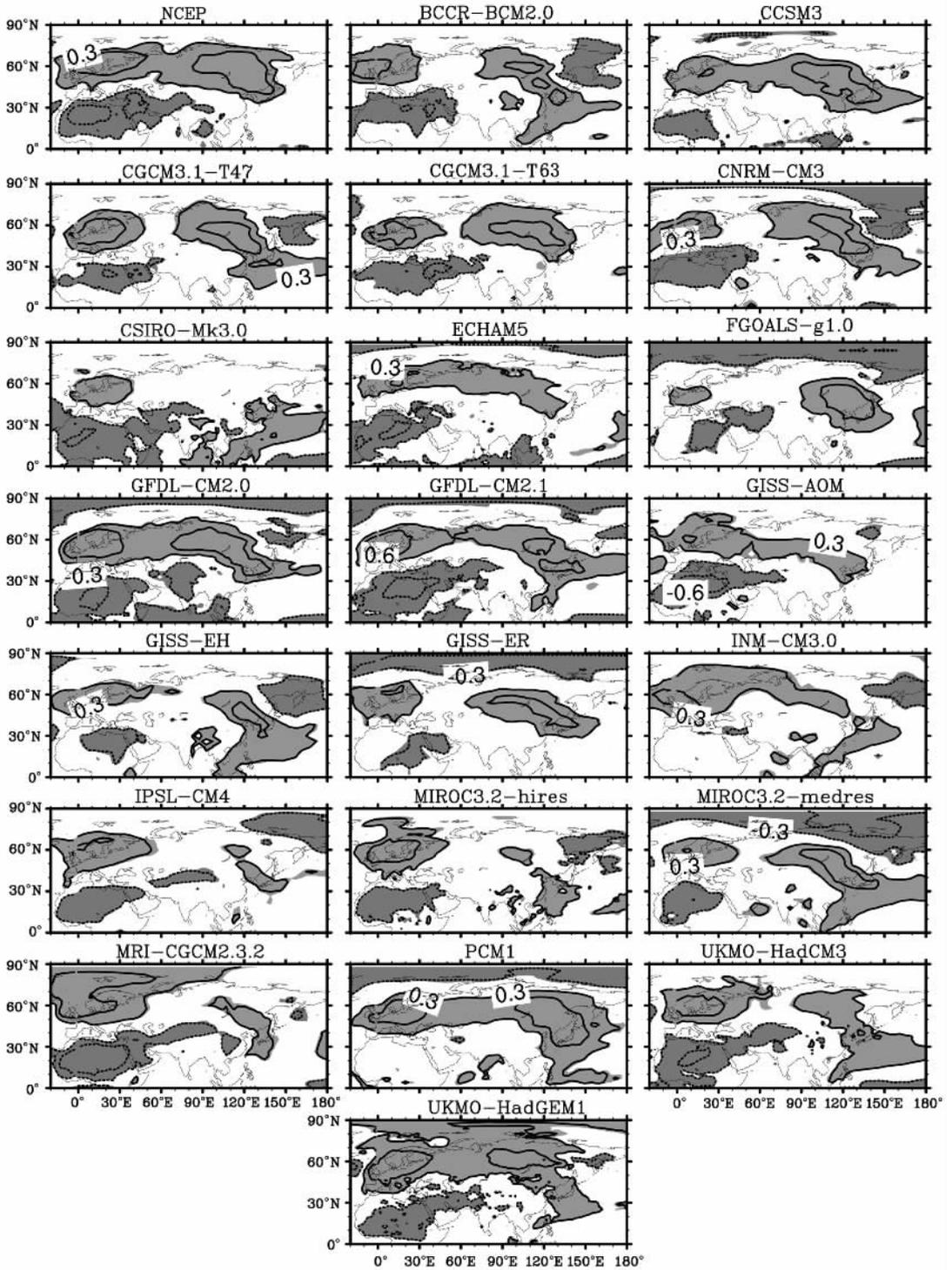


图7 观测(NCEP)和21个耦合模式中冬季AO指数与欧亚大陆地表气温的相关系数
阴影表示超过5%显著性检验的区域。

Fig.7 Correlation coefficients between the winter AO index and the surface air temperature over the Eurasian continent in the observation(NCEP) and simulation with 21 coupled climate models
Shaded regions are significant at the 5% level.

中国北部出现的正相关在一半模式中能够体现出来,包括 CCSM3、CGCM3.1-T63、CNRM-CM3 和

UKMO-HadGEM1 等,副热带地区的负相关带能够伸展至青藏高原东部的模式有三个:UKMO-HadCM3、

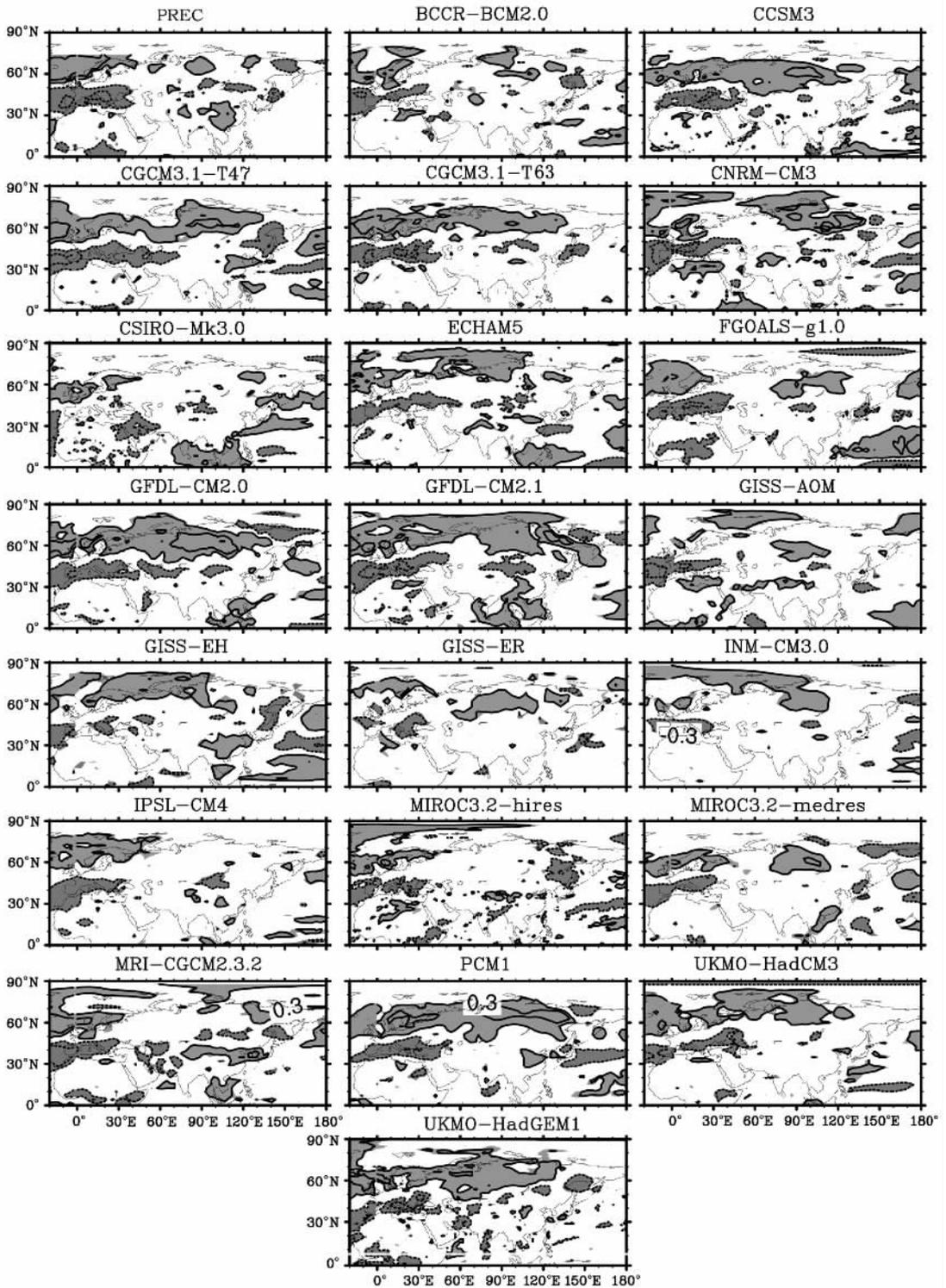


图 8 观测和 21 个耦合模式中冬季 AO 指数与欧亚大陆降水的相关系数
阴影表示超过 5% 显著性检验的区域, 观测降水资料为 PREC 全球月平均降水资料.

Fig. 8 Correlation coefficients between the winter AO index and the precipitation over the Eurasian continent in the observation and the simulation with 21 coupled climate models

Shaded regions are significant at the 5% level. The observed precipitation data are from the PREC monthly mean global precipitation dataset.

UKMO-HadGEM1 和 MRI-CGCM2.3.2. 能够同时较好再现中国北部的正相关和西南地区负相关的模式是 UKMO-HadGEM1, 这可能与此模式模拟的 AO 空间型较为合理有关.

5.2 降水

图 8 给出了 AO 与欧亚大陆降水的相关系数. 观测表明, AO 与降水的显著相关主要位于西欧和地中海区域, 分别为正相关和负相关. 除 CSIRO-Mk3.0、INM-CM3.0 和 GISS 的三个粗分辨率模式之外, 其余模式能够较为合理地模拟出这样的分布特征. 不过, 部分模式模拟的正相关带可东伸至西伯利亚, 如 CCSM3、GFDL-CM2.0、GFDL-CM2.1 和 UKMO-HadGEM1. 这几个模式恰好是能够成功再现与 AO 有关的欧亚大陆北部地表气温异常的模式. 由此推测, 这些模式在较为合理地模拟出与 AO 有关的暖平流输送的同时, 却高估了伴随 AO 向欧亚大陆北部的的水汽输送量. 对中国中部降水与 AO 的显著正相关具有一定模拟能力的模式有 4 个: GISS-EH、IPSL-CM4、MRI-CGCM2.3.2 和 PCM1. 这意味着大部分模式对 AO 与东亚区域降水关系的模拟能力还有待于提高.

6 结 论

本文系统评估了参与 IPCC AR4“20 世纪气候模拟”计划的 23 个气候系统模式模拟的 1950~1999 冬季 AO 特征及其与欧亚大陆气候的联系, 主要结论如下:

(1) 在 23 个模式中, 有 22 个模式能够在第一模态模拟出 AO, 其中 17 个模式模拟的 AO 模态与观测的空间相关系数在 0.8 以上. 在大部分模式中, AO 模态在北太平洋区域的活动中心偏强, 只有 4 个模式在此方面接近于观测: CGCM3.1-T63、GISS-AOM、MIROC-hires 和 UKMO-HadGEM1. 有证据显示, 大气模式的水平分辨率对模拟的 AO 模态有重要影响, 大气模式的动力框架则无明显影响.

(2) 在实际温室气体、气溶胶和自然外强迫的共同作用下, 当前耦合模式不能再现与观测相当的近几十年 AO 指数的增强趋势, 甚至有一半模式模拟出了减弱趋势. 与观测 AO 指数有显著正相关的模式只有两个: ECHO-G 和 UKMO-HadGEM1. 这说明在多数气候系统模式中, 实际外强迫因素对 AO 年际变率的影响较小.

(3) 绝大多数模式(20/21)能够模拟出纬向风伴

随 AO 在经向上出现的偶极子变化特征, 但只有少数模式(6/21)能够合理再现高纬地区西风异常在平流层达到极大值这一特征, 表明多数模式对平流层 AO 特征的模拟能力亟待提高. 能够合理再现平流层 AO 特征的模式, 一般具有较高的垂直分辨率, 但垂直分辨率的提高, 并不是模式成功模拟平流层 AO 特征的充分条件.

(4) 模式对 AO 垂直结构的模拟能力直接影响到模式所模拟的与 AO 有关的对流层和平流层的温度变化. 对 AO 垂直结构具有较好模拟能力的模式 (CCSM3、MRI-CGCM2.3.2 和 UKMO-HadGEM1), 能够较为合理地再现随着 AO 指数的增强, 极区平流层变冷和中纬度对流层增暖的特征.

(5) 绝大部分模式(19/21)能够模拟出 AO 指数与欧亚大陆高纬度(副热带)地表气温的正(负)相关. 其中, 对副热带负相关模拟较好的模式有 GFDL-CM2.0、GFDL-CM2.1、UKMO-HadCM3 和 UKMO-HadGEM1, 对中高纬正相关区模拟较好的模式有 CCSM3、GFDL-CM2.0、GFDL-CM2.1 和 UKMO-HadGEM1, 而这 4 个模式同时也高估了 AO 与欧亚大陆北部降水的正相关关系.

(6) AO 位于正位相时, 中国北部地区偏暖, 中国西南地区偏冷. 有一半模式能够模拟出中国北部的偏暖特征, 对中国西南地区的偏冷有模拟能力的模式有 3 个 (MRI-CGCM2.3.2、UKMO-HadCM3 和 UKMO-HadGEM1). AO 与中国中部降水的正相关关系仅在少数模式 (GISS-EH、IPSL-CM4、MRI-CGCM2.3.2 和 PCM1) 中能够体现出来. 所以, 当前耦合模式对 AO 与东亚区域气候关系的模拟能力亟待提高.

综合 23 个耦合模式对 AO 模态、AO 指数变率、AO 垂直结构和 AO 气候影响的模拟能力, 在各方面模拟性能均较好的模式是 UKMO-HadGEM1. 它应是开展与 AO 相关联的气候模拟研究的首选模式.

参考文献 (References)

- [1] Thompson D W J, Wallace J M. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25**: 1297~1300
- [2] Thompson D W J, Wallace J M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 2000, **13**(5): 1000~1016
- [3] Li J P, Wang J. A modified zonal index and its physical sense. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, **30**(12): 1632, doi:10.1029/2003GL017441

- [4] Deser C. On the teleconnectivity of the " Arctic Oscillation ". *Geophys. Res. Lett.*, 2000, **27**(6): 779 ~ 782
- [5] Wallace J M. North Atlantic Oscillation/annular mode: two paradigms-one phenomenon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2000, **126**(564): 791 ~ 805
- [6] Ambaum M H, Hoskins B J, Stephenson D B. Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate*, 2001, **14**(16): 3495 ~ 3507
- [7] Ambaum M H P, Hoskins B J, Stephenson D B. Corrigendum: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate*, 2002, **15**(5): 553
- [8] 龚道溢, 周天军, 王绍武. 北大西洋涛动变率研究进展. 地球科学进展, 2001, **3**: 413 ~ 420
Gong D Y, Zhou T J, Wang S W. Advance in the studies on North Atlantic Oscillation (NAO). *Advance in Earth Sciences* (in Chinese), 2001, **3**: 413 ~ 420
- [9] Hurrell J W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 1995, **269**: 676 ~ 679
- [10] Cullip K. Northern influence. *Weatherwise*, 2000, **53**(2): 1011
- [11] Thompson D W J, Wallace J M. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. *Science*, 2001, **293**: 85 ~ 89
- [12] Gong D Y, Drange H. A preliminary study on the relationship between Arctic Oscillation and daily SLP variance in the Northern Hemisphere during wintertime. *Adv. Atmos. Sci.*, 2005, **22**(3): 313 ~ 327
- [13] 周天军, 张学洪, 王绍武. 大洋温盐环流与气候变率的关系研究. 科学通报, 2000, **45**(4): 421 ~ 425
Zhou T J, Zhang X H, Wang S W. The relationship between the thermohaline circulation and North Atlantic Oscillation. *Chinese Science Bulletin*, 2000, **45**(11): 1052 ~ 1056
- [14] 周天军. 全球海气耦合模式中热盐环流对大气强迫的响应. 气象学报, 2003, **61**(2): 164 ~ 179
Zhou T J. Adjustment of the North Atlantic thermohaline circulation to the atmospheric forcing in a global air-sea coupled model. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2003, **61**(2): 164 ~ 179
- [15] 周天军, Drange H. 卑尔根气候模式中大西洋热盐环流年代际与年际变率的气候影响. 大气科学, 2005, **29**(2): 167 ~ 177
Zhou T J, Drange H. Climate impacts of the decadal and interannual variability of the Atlantic thermohaline circulation in Bergen climate model. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29**(2): 167 ~ 177
- [16] 周天军, 宇如聪, 刘喜迎等. 一个气候系统模式中大洋热盐环流对全球增暖的响应. 科学通报, 2005, **50**(3): 269 ~ 275
Zhou T J, Yu R C, Liu X Y, et al. Responses of the thermohaline circulation to global warming in a coupled climate model. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2005, **50**(3): 269 ~ 275
- [17] Bentsen M, Drange H, Furevik T, et al. Simulated variability of the Atlantic meridional overturning circulation. *Clim. Dyn.*, 2004, **22**: 701 ~ 720
- [18] 武炳义, 黄荣辉. 冬季北大西洋涛动极端异常与东亚冬季风. 大气科学, 1999, **23**(6): 641 ~ 651
Wu B Y, Huang R H. Effects of the extremes in the North Atlantic Oscillation on East Asia winter monsoon. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1999, **23**(6): 641 ~ 651
- [19] Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**(10): 2073 ~ 2076
- [20] Wu B Y, Wang J. Impacts of winter Arctic Oscillation on Siberian High, the East Asian winter monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, 2002, **19**(2): 297 ~ 320
- [21] Gong D Y, Wang S W. Influence of Arctic Oscillation on winter climate over China. *J. Geogr. Sci.*, 2003, **13**(2): 208 ~ 216
- [22] 龚道溢, 王绍武. 近百年北极涛动对中国冬季气候的影响. 地理学报, 2003, **58**(4): 559 ~ 568
Gong D Y, Wang S W. Influence of Arctic Oscillation on winter climate over China. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 2003, **58**(4): 559 ~ 568
- [23] 唐红玉, 翟盘茂. 1951 ~ 2002 年中国东、西部地区地面气温变化对比. 地球物理学报, 2005, **48**(3): 526 ~ 534
Tang H Y, Zhai P M. Comparison of variations of surface air temperatures in eastern and western China during 1951 ~ 2002. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, **48**(3): 526 ~ 534
- [24] 龚道溢, 王绍武, 朱锦红. 北极涛动对我国冬季日气温方差的显著影响. 科学通报, 2004, **49**(5): 487 ~ 492
Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. Arctic Oscillation influence on daily temperature variance in winter over China. *Chinese Science Bulletin*, 2004, **49**(6): 637 ~ 642
- [25] Yu R C, Zhou T J. Impacts of winter-NAO on March cooling trends over subtropical Eurasia continent in the recent half century. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**, L12204, doi: 10.1029/2004GL019814
- [26] Li J, Yu R, Zhou T J, et al. Why is there an early spring cooling shift downstream of the Tibetan Plateau? *J. Climate*, 2005, **18**(22): 4660 ~ 4668
- [27] Xin X G, Yu R C, Zhou T J, et al. Drought in late spring of South China in recent decades. *J. Climate*, 2006, **19**(13): 3197 ~ 3206
- [28] Ding R Q, Li J P, Wang S G, et al. Decadal change of the spring dust storm in northwest China and the associated atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, **32**, L02808, doi: 10.1029/2004GL021561.
- [29] 康杜鹃, 王会军. 中国北方沙尘暴气候形势的年代际变化. 中国科学 D 辑, 2005, **35**(11): 1096 ~ 1102
Kang D J, Wang H J. Analysis on the decadal scale variation of the dust storm in north China. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2005, **35**(11): 1096 ~ 1102
- [30] Gong D Y, Mao R, Fan Y D. East Asian dust storm and weather disturbance: possible links to the Arctic Oscillation. *Int. J. Climatol.*, 2006, **26**: 1379 ~ 1396
- [31] 范可, 王会军. 北京沙尘频次的年际变化及其全球环流背景分析. 地球物理学报, 2006, **49**(4): 1006 ~ 1014
Fan K, Wang H J. Interannual variability of dust weather frequency in Beijing and its global atmospheric circulation. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, **49**(4): 1006 ~ 1014

- [32] Gong D Y , Ho C H . Arctic Oscillation signal in the East Asian summer monsoon. *J. Geophys. Res.* , 2003 , **108** : 4066 ~ 4071
- [33] Liu X , Yin Z-Y . Spatial and temporal variation of summer precipitation over the eastern Tibetan Plateau and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate* , 2001 , **14** (13) : 2896 ~ 2909
- [34] Thompson D W J , Wallace J M , Hegerl G . Annular modes in the extratropical circulation. Part II : Trends. *J. Climate* , 2000 , **13** : 1018 ~ 1036
- [35] 据建华,任菊章,吕俊梅. 北极涛动年代际变化对东亚北部冬季气温增暖的影响. *高原气象* , 2004 , **23** (4) : 429 ~ 434
Ju J H , Ren J Z , Lü J M . Effect of interdecadal variation of Arctic Oscillation on temperature increasing in north of East Asian winter. *Plateau Meteorology* (in Chinese) , 2004 , **23** (4) : 429 ~ 434
- [36] Osborn T J , Briffa K R , Tett S F B , et al . Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Clim. Dyn.* , 1999 , **15** : 685 ~ 702
- [37] Zhou T J , Zhang X H , Yu Y Q , et al . The North Atlantic Oscillation simulated by versions 2 and 4 of IAP/LASG GOALS Model. *Adv. Atmos. Sci.* , 2000 , **17** (4) : 601 ~ 616
- [38] Stephenson D B , Pavan V , Collins M , et al . North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate : a CMIP2 multi-model assessment. *Clim. Dyn.* , 2006 , **27** : 401 ~ 420
- [39] 李 建,周天军,宇如聪. 利用大气环流模式模拟北大西洋海温异常强迫响应. *大气科学* , 2007 , **31** (4) : 561 ~ 570
Li J , Zhou T J , Yu R C . Atmospheric response to the North Atlantic SST anomalies in CAM2. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese) , 2007 , **31** (4) : 561 ~ 570
- [40] Yamazaki K , Shinya Y . Analysis of the Arctic Oscillation simulated by AGCM. *J. Meteor. Soc. Japan* , 1999 , **77** : 1287 ~ 1298
- [41] Robertson A W . Influence of ocean-atmosphere interaction on the Arctic Oscillation in two general circulation models. *J. Climate* , 2001 , **14** : 3240 ~ 3254
- [42] Cohen J , Frei A , Rosen R . The role of boundary condition in AMIP-2 simulations of the NAO. *J. Climate* , 2005 , **18** (7) : 973 ~ 981
- [43] Pittalwala I I , Hameed S . Simulation of the North-Atlantic Oscillation in a general-circulation model. *Tellus* , 1991 , **18** (5) : 841 ~ 844
- [44] Ulbrich U , Christoph M . A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *J. Climate* , 1999 , **15** (7) : 551 ~ 559
- [45] Furevik T , Bentsen M , Drange H , et al . Description and validation of the Bergen climate model : ARPEGE coupled with MICOM. *Clim. Dyn.* , 2003 , **21** (1) : 27 ~ 51
- [46] Holland M M . The North Atlantic Oscillation-Arctic oscillation in the CCSM2 and its influence on Arctic climate variability. *J. Climate* , 2003 , **16** (16) : 2767 ~ 2781
- [47] Stephenson D B , Pavan V . The North Atlantic Oscillation in coupled climate models : CMIP1 evaluation. *Clim. Dyn.* , 2003 , **20** (4) : 381 ~ 399
- [48] Osborn T J . Simulating the winter North Atlantic Oscillation : the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.* , 2004 , **22** (6) : 605 ~ 623
- [49] 周天军,宇如聪,郝永琪等. 北大西洋年际变率的海气耦合模式模拟 I : 局地海气相互作用. *气象学报* , 2006 , **64** (1) : 1 ~ 17
Zhou T J , Yu R C , Gao Y Q , et al . Ocean-atmospheric coupled model simulation of North Atlantic interannual variability I : local air-sea interaction. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese) , 2006 , **64** (1) : 1 ~ 17
- [50] Fyfe J C , Boer G J , Flato G M . The Arctic and Antarctic oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.* , 1999 , **26** : 1601 ~ 1604
- [51] Kuzmina S I , Bengtsson L , Johannessen O M , et al . The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. *Geophys. Res. Lett.* , 2005 , **32** : L04703. doi : 10.1029/2004GL021064
- [52] Miller R L , Schmidt G A , Shindell D T . Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models. *J. Geophys. Res.* , 2006 , **111** : D18101, doi : 10.1029/2005JD006323
- [53] <http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about-ipcc.php>
- [54] Zhou T J , Yu R C . Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J. Climate* , 2006 , **19** (22) : 5843 ~ 5858
- [55] Kalnay E , Kanamitsu M , Kistler R , et al . The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* , 1996 , **77** : 437 ~ 471
- [56] Chen M , Xie P , Janowiak J E , et al . Global land precipitation : A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J. Hydrometeor.* , 2002 , **3** : 249 ~ 266
- [57] Chen M , Xie P , Janowiak J E , et al . Reconstruction of the oceanic precipitation from 1948 to the present. Preprints, 14th Symp. on Global Changes and Climate Variations, Long Beach, CA. *Amer. Meteor. Soc.* , 2003 , CD-ROM , 3.5
- [58] Taylor K E . Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.* , 2001 , **106** : 7183 ~ 7192
- [59] Stephenson D B , Pavan V , Bojariu R . Is the North Atlantic Oscillation a random walk? *Int. J. Climatol.* , 2000 , **20** : 1 ~ 18
- [60] Slonosky V C , Yiou P . The North Atlantic Oscillation and its relationship with near surface temperature. *Geophys. Res. Lett.* , 2001 , **28** : 807 ~ 810
- [61] Paeth H , Hense A , Glowienka-Hense R , et al . The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse-gas induced regional climate change. *Clim. Dyn.* , 1999 , **15** : 953 ~ 960
- [62] Mosedale T J , Stephenson D B , Collins M , et al . Granger causality of coupled climate processes : ocean feedback on the North Atlantic Oscillation. *J. Climate* , 2006 , **19** (7) : 1182 ~ 1194
- [63] Scaife A A , Knight J R , Vallis G K , et al . A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophys. Res. Lett.* , 2005 , **32** : L18715, doi : 10.1029/2005GL023226