中国气象局气候研究开放实验室

论文汇编

第十三卷

(2010)

上册

LCS

气候研究开放实验室

内 容 简 介

本文集收录了2010年度中国气象局气候研究开放实验室在国内外核心期刊发表的学术论文116篇。其中上册56篇，下册60篇。内容涉及气候诊断、气候预测、气候模式模拟、气候与气候变化影响评估、气候资源环境、历史气候及人类活动影响等研究领域。

目　录

(上 册)

1. NCC_CGCM 产品对夏季长江中下游夏季降水预报的释用 …… 艾婉秀　孙林海　宋文玲　(1)
2. 2009 年海洋和大气环流异常及对中国气候的影响 …… 艾婉秀　孙林海　宋文玲　(8)
3. 中国主要河流流域极端降水变化特征 …… 陈　峪　陈鲜艳　任国玉　(13)
4. 基于 GIS 技术的陆上风能资源开发制约因素分析－以甘肃省酒泉风电基地为例……
…… 程兴宏　朱　蓉　何晓凤等　(18)
5. CMAQ 模式卫星产品源同化模型及其在空气质量预报中的应用研究 ……
…… 程兴宏　徐祥德　丁国安　(26)
6. 不同大气污染物监测密度对 CMAQ 源同化修正效果影响的模拟 ……
…… 程兴宏　徐祥德　丁国安等　(38)
7. An emission source inversion model based on satellite data and its application in air quality forecasts …… Cheng X H, Xu X D, Ding G A　(46)
8. 卑尔根气候模式中亚洲－太平洋涛动和影响西北太平洋热带气旋频数的环流背景的关系 ……
…… 崔　绚　周波涛　范　可　(57)
9. 1961—2008 年若尔盖高原湿地的气候变化和突变分析 ……
…… 戴　洋　罗　勇　王长科　沈永平　马振峰　王小兰　(66)
10. 2009 年 11 月北京极端低温和强降水事件分析 …… 丁德平　张爱英　韩　超　任国玉等　(74)
11. Weakening of the Asian summer monsoon and its impact on the precipitation pattern in China …… Ding Y H, Y J Liu, Y Sun and Y F Song　(84)
12. 北京气候中心大气环流模式对季节内震荡的模拟 …… 董　敏　吴统文　王在志　张　芳　(101)
13. Simulations of the tropical intraseasonal oscillation by the atmospheric general circulation model of the Beijing Climate Center …… DONG Min, WU Tongwen, WANG Zaizhi, ZHANG Fang　(112)
14. Response of the starting dates and the lengths of seasons in Mainland China to global warming …… Wenjie Dong, Yundi Jiang and Song Yang　(125)
15. 青藏高原积雪和季节冻融层的突变特征及其对中国降水的影响 ……
…… 高　荣　钟海玲　董文杰　韦志刚　(136)
16. 中国区域气候变化的一个高分辨率数值模拟 …… 高学杰　石　英　F. Giorgi　(142)
17. 中国夏季旱涝气候预测相似模型 …… 龚振淞　杨义文　(154)
18. SWAT 模型在气候变化对水资源影响研究中的应用－以河南省中部农业区为例 ……
…… 顾万龙　竹磊磊　许红梅等　(159)
19. IPCC AR4 中海气耦合模式对中国东部夏季降水及 PDO、NAO 年代际变化的模拟能力分析 …
…… 顾　薇　李崇银　(165)
20. 环渤海地区极端降水事件概率分布特征 …… 郭　军　任国玉　李明财　(176)
21. 京津冀地区城市“黄金周”长假的气候效应 …… 郭　军　任国玉　(184)
22. 副热带北太平洋大气季节内振荡时空特征的诊断研究 …… 韩荣青　李维京　董　敏　(188)
23. 中国北方初霜冻日期变化及其对农业的影响 …… 韩荣青　李维京　艾婉秀等　(197)

24. Temporal and spatial characteristics of intra seasonal oscillations in the meridional wind field over the subtropical northern Pacific …… Han Rongqing, Li Weijing, and Dong Min (205)
25. 一种基于重标极差方法的动力学结构突变检测新方法 …… 何文平 邓北胜 吴 琼 张 文等 (216)
26. MM5 与 CFD 软件相结合对复杂地形风资源模拟初探 …… 何晓凤 周荣卫 朱 蓉 (224)
27. 树轮记录的青海柴达木盆地过去 2800 年来的极端干旱事件 …… 黄 磊 邵雪梅 刘洪滨 王树芝等 (230)
28. 亚洲地区气溶胶及其对中国区域气候影响的数值模拟 …… 吉振明 高学杰 张冬峰 吴 佳 徐 影 (239)
29. 全球大气环流模式 BCC_AGCM2.0.1 对 1998 年夏季江淮流域强降水过程的回报试验研究 …… 颉卫华 吴统文 (252)
30. BP－CCA 方法用于中国冬季温度和降水的可预报性研究和降尺度季节预测 …… 贾小龙 陈丽娟 李维京 陈德亮 (269)
31. 气候模式中云的次网格结构对全球辐射影响的研究 …… 荆现文 张 华 郭品文 (282)
32. Larger Asian Rivers: Climate change, River flow and watershed management …… Jiang t (293)
33. 全球气候模式对未来中国风速变化预估 …… 江 滢 罗 勇 赵宗慈 (296)
34. 近 50 年中国风速变化多气候模式模拟检验 …… 江 滢 罗 勇 赵宗慈 (310)
35. 中国未来风功率密度变化预估 …… 江 滢 罗 勇 赵宗慈 (322)
36. Changes in wind speed over China during 1956－2004 …… Jiang Ying, Luo Yong, Zhao Zongci et al (332)
37. 中国区域秋季旱涝特征预测 …… 柯宗建 王永光 贾小龙等 (342)
38. 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压异常活动的分析研究 …… 李崇银 顾 薇 (348)
39. 北京地区三级以上污染日的气象影响因子初步分析 …… 李德平 程兴宏 于永涛等 (358)
40. 冬季北太平洋风暴轴指数的评估及其改进 …… 李 莹 朱伟军 魏建苏 (365)
41. 澜沧江流域 1951－2008 年气候变化和 2010－2099 年不同情景下模式预估结果分析 …… 刘 波 肖子牛 (375)
42. 中国不同干湿区蒸发皿蒸发和实际蒸发之间关系的研究 …… 刘 波 肖子牛 马柱国 (380)
43. 新型蒸渗仪及其对陆面实际蒸散发过程的观测研究 …… 刘 波 姜 彤等 (388)
44. GTS 的温盐资料在 BCC_GODAS 中的同化结果分析 …… 刘向文 李维京 吴统文 肖贤俊 (393)
45. 海河流域近 47 年极端强降水时空变化趋势分析 …… 刘学锋 任国玉 范增禄 张成伟 杨 贤 (405)
46. 1961—2006 年黑龙江省暴雪气候时空变化特征 …… 刘玉莲 于宏敏 任国玉 周江兴 (411)
47. Simulation of regional temperature and precipitation in the past 50 years and the next 30 years over China …… Yanxiang Liu, et al (420)
48. Measurements of Asian dust optical properties over the Yellow Sea of China by shipboard and ground－based photometers, along with Satellite remote sensing: a case study of the passage of a frontal system during April 2006 …… Yi Liu, Dongxu Yang, Wenzhong Chen, Hua Zhang (427)
49. 青藏高原积雪的脆弱性评估 …… 马丽娟 秦大河 卞林根 效存德 罗 勇 (438)
50. 青藏高原积雪日数的气温敏感度分析 …… 马丽娟 秦大河 卞林根 效存德 罗 勇 (445)

51. 气候变化背景下冰川积雪融水对博斯腾湖水位变化的影响 …… 马丽娟　赵景峰　郭晓寅　范敬龙　(452)
52. Sensitivity of the Number of Snow Cover Days to Surface Air Temperature over the Qinghai Tibetan Plateau …… Lijuan Ma, Dahe Qin, Lingen Bian, Cunde Xiao, Yong Luo　(459)
53. Assessment of reanalysis daily extreme temperatures with China's homogenized historical dataset during 1979 to 2001 using Probability Density Functions …… Mao J, X Shi, L Ma, D P Kaiser, Q Li, and P E Thornton　(467)
54. Carbonaceous particles in the atmosphere and precipitation of the Nam Co region, central Tibet …… Jiafu Mao and Xiaoying Shi, Lijuan Ma, et al　(486)
55. 不同模式误差方案在集合 Kalman 滤波土壤湿度同化中的比较试验 …… 聂肃平　朱　江　罗　勇　(495)
56. 综合极端气候指数的定义趋势分析 …… 任国玉　陈　峪　邹旭恺等　(506)

（下 册）

57. 中国极端气候变化观测研究回顾与展望 …… 任国玉　封国林　严中伟　(517)
58. 1960—2008 年江西省极端降水变化趋势 …… 任玉玉　任国玉　(534)
59. 城市化对地面气温变化趋势影响研究综述 …… 任玉玉　任国玉　张爱英　(542)
60. 月尺度动力模式产品解释应用系统及预测技巧 …… 覃志年　陈丽娟　唐红玉　黄　颖　(552)
61. Multiyear hindcast simulations of summer monsoon over South Asia using a nested regional climate model－BCC_RegCM1.0 …… Sajjad Saeed，Yiming Liu，Ghulam Rasul　(559)
62. 全球变暖对中国区域积雪变化影响的数值模拟 …… 石　英　高学杰　吴　佳　Giorgi F　董文杰　(575)
63. 全球变暖背景下中国区域不同强度降水事件变化的高分辨率数值模拟 …… 石　英　高学杰　F. Giorgi　宋瑞艳　吴　佳　(583)
64. 华北地区未来气候变化的高分辨率数值模拟 …… 石　英　高学杰　F. Giorgi　(589)
65. 中国梅雨雨带年代际尺度上的北移及其原因 …… 司　东　丁一汇　柳艳菊　(599)
66. IPRC 区域气候模式对西北太平洋热带气旋潜在预测能力的初步检验 …… 苏志重　余锦华　孙丞虎　任福民　王玉清　(605)
67. 1960—2005 年东北地区降雪变化特征研究 …… 孙秀忠　孙照渤　罗　勇　(614)
68. 近 46 年来我国降雪变化特征分析 …… 孙秀忠　罗　勇　张　霞等　(619)
69. Changing links between South Asian summer monsoon circulation and tropospheric land－sea thermal contrasts under a warming scenario …… Ying Sun，Yihui Ding，and Aiguo Dai　(627)
70. A projection of future changes in summer precipitation and monsoon in East Asia …… SUN Ying and DING YiHui　(632)
71. 河南省月和年降水量正态性分析 …… 王继军　任国玉　匡晓燕　汪　方　(649)
72. 极端事件再现时间长程相关性与群发性研究 …… 王启光　侯　威　郑志海等　(656)
73. 关于非政府间国际气候变化专门委员会(NIPCC)报告 …… 王绍武　罗　勇　赵宗慈　(663)
74. 近 10 年全球变暖停滞了吗…… 王绍武　罗　勇　唐国利 等　(669)
75. Modeling Study of Aerosol Indirect Effects on Global Climate with an AGCM，Adv …… Wang Zhili，Zhang Hua，et al　(674)
76. Studies on relationships between ENSO and landfalling tropical cyclones in china …… Wang Xiaoling and Song Wenling　(688)
77. Snow depth simulated by BATS－SAST model and its improvement …… Xia Kun，Luo Yong，Li Weiping　(694)
78. Characteristics of tropical cyclones in China and their impacts analysis …… Xiao Fengjin，Xiao Ziniu　(704)
79. 全球气候模式对中国降水分布时空特征的评估和预估 …… 许崇海　罗　勇　徐　影　(715)
80. IPCC AR4 多模式对中国地区干旱变化的模拟与预估…… 许崇海　罗　勇　徐　影　(722)
81. Upgrades to the reliability ensemble averaging method for producing probabilistic climate-change projections …… Ying Xu，Xuejie Gao，Filippo Giorgi　(730)

82. Tropical cyclones and heavy rainfall in Fujian Province, China. …… Yizhou Yin, Marco Gemmer, Yong Luo, et al (751)
83. 基于 BP 神经网络技术的西北太平洋热带气旋年频数预测 …… 尹宜舟 罗 勇 Gemmer Marco 等 (758)
84. 中国铁路运输 33 年来的温室气体排放 …… 徐雨晴 何吉成 胡国权 (764)
85. Nautral 15N abundance in soils and plants in relation to N cycling in a rangeland in Inner Mongolia …… Yuqing Xu, Jicheng He, Weixin Cheng, Xuerong Xing, Linghao Li (771)
86. Ammonia volatilization in a semi－arid rangeland in Inner Mongolia …… Xu Yuqing, He Jicheng, Li Linghao, Cheng Weixin (778)
87. Trends of the thermal growing season in China during, 1951－2007 …… Song Y, Linderholm H, Chen D, Walther A (785)
88. 植被地理分布对气候变化的适应性研究 …… 於 琍 李克让 陶 波 徐 明 (796)
89. Dryness/wetness variations in ten large river basins of China during the first 50 years of the 21st Century. Quaternary international …… Zhai J Q, et al (803)
90. 中国地面气温变化趋势中的城市化影响偏差 …… 张爱英 任国玉 周江兴等 (814)
91. 气候模式中云的垂直重叠假定对模拟的地－气辐射的影响研究 …… 张 华 荆现文 (824)
92. Two－ and four－stream combination approximations for computation of diffuse actinic fluxes …… Hua Zhang, Feng Zhang, Qiang Fu, et al (837)
93. Modeling study of the global distribution of radiative forcing by dust aerosol …… Zhang Hua, Ma Jinghui, and Zheng Youfei (852)
94. Agricultural land use effects on climate over China as simulated by a regional climate model …… Zhang D F, Gao X J, Shi Y, Giorgi F, Dong W J (865)
95. 豫西山区降水与气温的波动规律研究 …… 张永民 肖风劲 (875)
96. 1961 年至 2007 年中国日照的演变及其关键气候特征 …… 赵 东 罗 勇 高 歌,等 (885)
97. 中国冰冻天气的气候特征 …… 赵珊珊 高 歌 张 强 王遵娅 殷水清 (896)
98. 全球再分析资料的研究现状与进展 …… 赵天保 符淙斌 柯宗建等 (901)
99. 全球植被分布对气候影响的数值试验 …… 曾红玲 季劲钧 吴国雄 (914)
100. 三峡库区气压资料的不均一性检验及订正 …… 曾红玲 张 强 祝昌汉 (925)
101. 江南、华南干旱发展“芭玛”登陆海南 …… 钟海玲 徐良炎 (930)
102. Climate Characteristics in Three Gorges Reservoir Area after Water Storage and Its Impact on the Production Potential …… Zhong Hailing, Gao Rong, Yang Xia (932)
103. 澳大利亚东侧海温：西北太平洋热带气旋生成频数的预测信号？ …… 周波涛 崔 绚 (936)
104. 亚洲－太平洋涛动变化与北太平洋海温异常的联系 …… 周波涛 赵 平 崔 绚 (943)
105. Linkage between the Asian Pacific Oscillation and the sea surface temperature in the North Pacific …… Zhou Botao, Zhao Ping, Cui Xuan (949)
106. Modeling variations of summer upper tropospheric temperature and associated climate over the Asian Pacific region during the mid-Holocene …… Zhou Botao, Zhao Ping (955)
107. Influence of the Asian－Pacific oscillation on spring precipitation over central eastern China …… Zhou Botao, Zhao Ping (964)
108. 城市建筑物冠层方案的引入及应用研究 …… 周荣卫 蒋维媚 何晓凤 (972)

109. 北京地区大气环流型及气候特征 …… 周荣卫　何晓凤　苗世光　李　青　(982)
110. MM5/CALMET 模式系统在风能资源评估中的应用 …… 周荣卫　何晓凤　朱　蓉　(988)
111. 中国近海风能资源开发潜力数值模拟 …… 周荣卫　何晓凤　朱　蓉等　(1001)
112. 气候变化对森林土壤有机碳贮藏影响的研究进展 …… 周晓宇　张称意　郭广芬　(1011)
113. 陆面过程中冠层四流辐射传输模式的模拟性能检验 …… 周文艳　罗　勇　李云梅　(1019)
114. 中国大陆 1956—2008 年极端气温事件变化特征分析 …… 周雅清　任国玉　(1026)
115. 冬季北太平洋风暴轴的年代际变化特征及其可能影响机制 …… 朱伟军　李　莹　(1039)
116. 基于综合气象干旱指数的中国干旱变化趋势研究 …… 邹旭恺　任国玉　张　强　(1049)

NCC_CGCM 产品对长江中下游夏季降水预报的释用

艾锐秀　孙林海　宋文玲
（国家气候中心，北京 100081）

摘　要

通过对 1983—2002 年国家气候中心 NCC_CGCM 季节预报模式的 2 月初始场的 5 个预测场（500 hPa 高度场，200 hPa 经向风、纬向风场，850 hPa 经向风、纬向风场）与 NCEP 实况场的相关检验，指出模式预测与实况有一定差距，但也存在预报效果好的区域，其中预报效果最好的是 200 hPa 和 850 hPa 纬向风场，正相关达到 95％信度的点数最多；500 hPa 高度场正相关达到 95％信度的点数最少；利用模式预报效果好的区域的预测值，对 2003—2007 年长江中下游区域夏季降水指数进行释用，预报准确率达到 80％；对比模式在该地区的降水预报以及仅用模式高度场的解释预报发现，用挑选有用信息后的预报效果更好。该方法在全国其他 14 个区夏季降水的释用中，江南区和内蒙古区预报准确率也可达到 80％。

关键词：NCC_CGCM 模式产品；夏季降水；释用

引　言

近几年，气候模式的发展使短期气候预测总体预报水平有了较大提高，模式产品也得到广泛应用，如根据春季环流形势预测，预报我国春季北方沙尘天气趋势，根据月环流形势预测解释预报我国月气候的异常分布等。气候模式能够提供未来的环流预测，虽然模式预报场与实况场之间仍存在一定差异[1-4]，相关不高，但它是目前对未来环流预测的唯一依据，所以在使用模式产品做解释应用时如果不加筛选，得到的效果随机性大，且可能不稳定。EOF 方法是气候分析中常用的方法之一，它能够得出气候分布的主要分布模态[5]，可以利用 EOF 分析的主要分布模态来进行诊断和预测[6-7]，如利用 EOF 迭代法进行模式解释我国夏季降水异常分布时发现，对同一模式产品，不同区域解释效果有差异，而且有的年份好，有的年份差，其可能原因是进行 EOF 迭代的矩阵所用资料单一，且没有经过筛选[8]，所以本文目的是在用 EOF 迭代法进行解释应用时，使用经过挑选的有效资料构建 EOF 迭代矩阵，从而使预报试验效果得到提高。

2009-02-09 收到，2010-02-22 收到再改稿。

1　资料和方法

本文所用的资料包括：NCC_CGCM 模式 2 月初始场的 1983—2007 年 3—8 月 2.5°×2.5°的 500 hPa高度场、200 hPa 经向风和纬向风场、850 hPa 经向场和纬向风场等的集合回报和预报产品；1983 年 1 月—2006 年 8 月 NCEP 月平均 500 hPa 高度场、200 hPa 经向风和纬向风场、850 hPa 经向风和纬向风等实况场；1983—2007 年 8 月全国 160 站的月降水量；国家气候中心 1983—2007 年季降水指数等。

本文所用的方法是 EOF 分析迭代方案[6]，用因子和预报的历史资料构建一个矩阵，预报年中的预报值用“0”替代，EOF 分析后的恢复值替换预报场中的“0”，经过若干次替换，即将恢复值认为是预报，具体实现方案参见文献[6]和文献[8]。

2　模式预报产品的检验

用模式产品做解释应用，必须坚持两个原则：一是模式产品具有一定的可信度，这是做解释应用的

基础,所以要对模式产品进行检验;二是预报对象必须与实况场有关联,如果没有关联说明对象没有可预报性,这是做预报的必要条件,所以要检查预报对象与实况的关系。只有满足这两个条件,解释应用才有意义。基于以上原则,首先考察 NCC_CGCM 模式夏季预报产品的距平预报相关检验效果。表 1 是 NCC_CGCM 模式 5 个预报场(500 hPa 高度场、200 hPa 纬向风场、850 hPa 纬向风场、200 hPa 经向风场、850 hPa 经向风场)分别与同期 NCEP 实况场 1983—2002 年的相关点数统计。在北半球,除 850 hPa经向风场外,其他预报场的正相关点数都多于负相关的点数,其中 500 hPa 高度场的正点数明显偏多,但是达到信度点数却不是最多,最多的是 850 hPa纬向风场,其次是 200 hPa 经向风场和 850 hPa经向风场;在南半球,除 500 hPa 高度场外,所有项目的正相关点数都多于负的点数,正点数较多的是 850 hPa 经向风和纬向风场,达到信度点数最多的是 200 hPa 纬向风场,最少的是 500 hPa 高度场。对比显示南半球风场预报比北半球风场预报效果好,200 hPa 纬向风、经向风场和 850 hPa 经向风场高相关的点数对比南半球也偏多。从全球达到信度的正相关点数考虑,200 hPa纬向风场为 609 个点,850 hPa 纬向风场为 556 个点,500 hPa 高度场最少,为 413 个点,所以,200 hPa 纬向风场和 850 hPa 纬向风场预报效果最好,500 hPa 高度场最差。

表 1　NCC_CGCM 模式 1983—2002 年 6—8 月预报场与同期 NCEP 实况场相关点数统计

Table 1　The correlation of NCC_CGCM outputs to NCEP observation during June—August from 1983 to 2002

预报场	北半球(共 5328 点)		南半球(共 5328 点)	
	正相关	负相关	正相关	负相关
500 hPa 高度场	3086(212)	2242	1960(201)	3368
200 hPa 纬向风场	2895(250)	2433	2957(402)	2371
850 hPa 纬向风场	2889(365)	2439	3056(221)	2272
200 hPa 经向风场	2665(205)	2663	2985(295)	2343
850 hPa 经向风场	2283(232)	3045	3310(239)	2018

注:括号里的数字是相关系数达到 95%信度的点数。

图 1 是 NCC_CGCM 夏季 5 个预报场分别与同期 NCEP 实况场 20 年相关的空间分布。200 hPa 纬向风场预报效果最好的区域主要集中在赤道附近,正相关系数达到 0.42 以上的区域出现在南印度洋的西北部、赤道西太平洋、赤道东太平洋和南美洲北部,最高相关系数出现在赤道西太平洋新几内亚东北的海洋上空,达到 0.6 以上;200 hPa 经向风场预报效果最好的区域主要分布在中太平洋和南半球,最高正相关系数出现在赤道西太平洋北部和南极附近,达到 0.6 以上;850 hPa 纬向风场预报的正相关系数达到 0.42 以上的区域主要出现在印度洋至太平洋热带地区,最高达到 0.6 以上区域在赤道

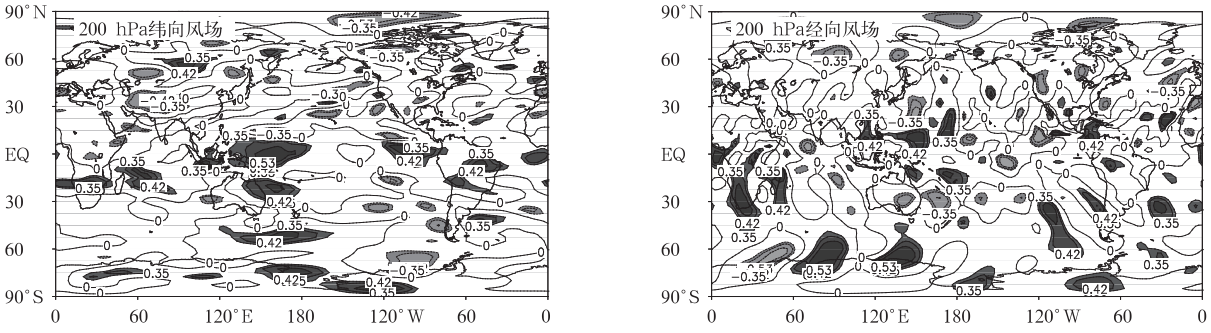
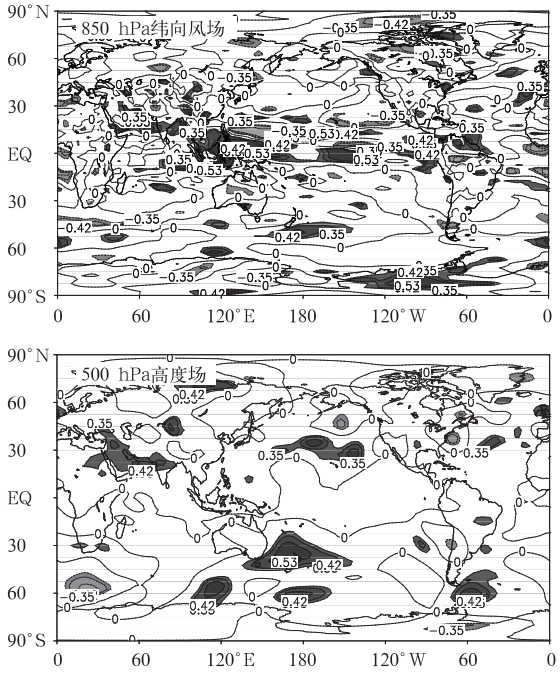


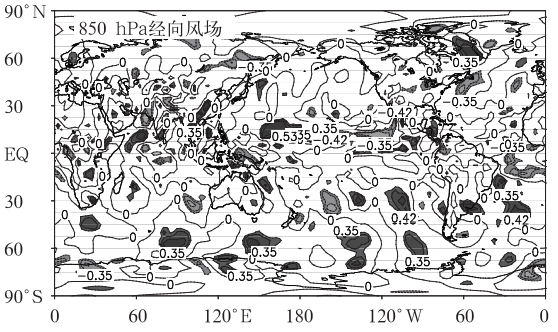
图 1　1983—2002 年夏季 NCC_CGCM 5 个预报场与同期 NCEP 实况场相关的空间分布

(阴影部分为达到 90%信度的区域)

Fig. 1　The correlation distribution between NCC_CGCM and the observation of NCEP in summer at 5 fields from 1983 to 2002

(the shaded denotes passing the test of 90% level)





续图 1

中太平洋和南极附近；850 hPa 经向风场预报效果最好的区域在北太平洋中西部，正相关系数也达到 0.6 以上；500 hPa 高度场预报正相关系数达到0.42 以上的区域位于欧洲东南部、俄罗斯北部高纬度地区、太平洋中北部、澳大利亚东南部的南太平洋等地，超过 0.6 的区域在新西兰附近。

通过对 5 个预报场效果检验可以看到，虽然模式预报的夏季环流与实况相比有差异，有明显的反相关区，但也存在显著的正相关区，如果预报对象与这些区域有较好的关联，就可以利用这些显著的正相关区进行解释预报应用。

3 用模式输出产品解释预报试验的比较

我国夏季降水按统计分类可分为 3 类雨型[9]：Ⅰ类是中间少南北多，长江以少为主；Ⅱ类是江淮黄淮多，长江以南偏少；Ⅲ类是长江以南偏多。所以长江流域降水的多少在很大程度上决定了夏季降水雨型的分布，也一直是汛期气候预测的重点。下面就以长江中下游夏季降水指数[10]为例，构建预报的 EOF 分析迭代矩阵。

根据 1951 年以来的诊断分析，影响长江中下游降水异常的因子很多[11-18]，但环流异常是导致降水异常的直接原因：当东亚阻塞高压在鄂霍次克海出现时，长江中下游降水异常偏多。图 2a 和 2b 分别为 1983—2002 年夏季长江中下游降水指数与同期 NCEP 500 hPa 高度实况场、NCC_CGCM 500 hPa 高度预报场的相关分布。实况统计表明：当鄂霍次克海出现东亚阻塞高压、西太平洋副热带高压偏强且位置偏南、偏西时，长江中下游降水异常偏多，如 1969，1983，1998 年等，所以在相关分布图中，北半球 130°E 附近出现了“＋－＋”的经向分布（图 2a）；在与 NCC_CGCM 500 hPa 高度预报场的相关分布（图 2b）中，120°E 附近也出现了“＋－＋”的经向分布，只是中心略有偏移，而且南面的正相关中心值不高（说明 NCC_CGCM 对西太平洋副热带高压的预测效果不理想）。对比这两张相关图的分布，相关同号且都超过 95％信度（相关系数≥0.42）的格点有 10 个，主要分布在贝加尔湖—巴尔克什湖之间、南半球澳大利亚南面和新西兰岛东面的海域；同样 200 hPa 纬向风、200 hPa 经向风、850 hPa 纬向风和 850 hPa 经向风场相关同号且都超过 95％信度（相关系数≥0.42）的格点数分别为 41，30，60 和 33，分布区域见表 2。

为了提高预报准确率，选取表 2 中相关较好区域的格点资料进行 EOF 分析。表 3 为利用表 2 格点预报资料构建的 EOF 迭代矩阵，预报 2003—2007 年长江中下游夏季降水指数距平，使用的相关阶段为 1983 年至预报前 1 年，相关系数临界值取±0.40。2003—2007 年长江中下游夏季降水指数均为负值，表示降水偏少。在这 5 年的预报试验中，2003，2005，2006年和2007年都是4个场预报降水

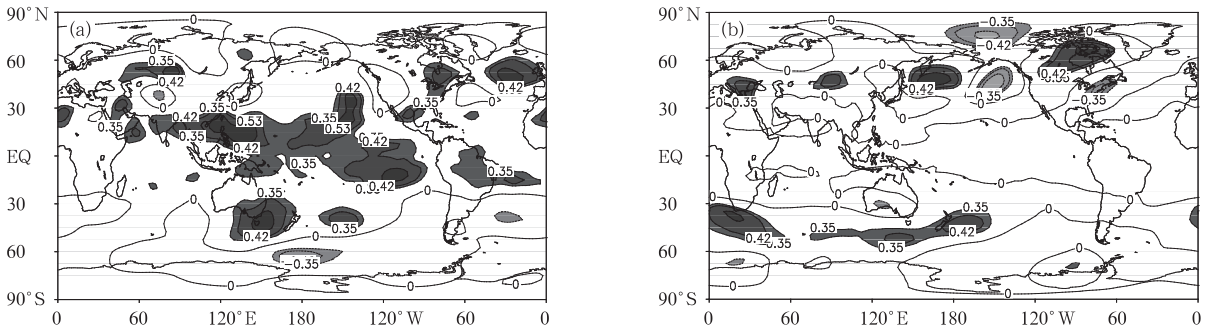


图 2　1983—2002 年长江中下游夏季降水指数与夏季 500 hPa 高度场的相关分布

（阴影部分为达到 90％信度的区域）

（a）NCEP 实况场，（b）NCC_CGCM 模式预报场

Fig. 2　The correlation distribution between summer precipitation index over the mid-lower reaches of the Yangtze and 500 hPa height field from 1983 to 2002

(the shaded denotes passing the test of 90％ level)

(a) NCEP data, (b) NCC_CGCM outputs

表 2　1983—2002 年夏季长江中下游降水指数与预报场、NCEP 实况场相关同号且超过 95％信度的格点统计及分布区域

Table 2　Statistics and distribution of correlations between summer precipitation index of the mid-lower reaches of the Yangtze and NCC_CGCM, NCEP with passing the test of 95％ level from 1983 to 2002

物理量	点数	分布区域
200 hPa 纬向风场	41	赤道东太平洋—南美洲赤道东部、赤道大西洋
200 hPa 经向风场	30	北太平洋 30°N，160°W 和南太平洋 20°S，130°W 附近
850 hPa 纬向风场	60	赤道印度洋中部、菲律宾东部、赤道东太平洋
850 hPa 经向风场	33	日本东部海域、泰国南部、夏威夷东部海域
500 hPa 高度场	10	贝加尔湖—巴尔克什湖、澳大利亚南面、新西兰岛东面的海域

表 3　用 NCC_CGCM 输出的不同要素解释 2003—2007 年长江中下游夏季降水指数距平预报

Table 3　The downscaling of summer precipitation index anomaly over the mid-lower reaches of the Yangtze using NCC_CGCM different fields from 2003 to 2007

预报场	2003 年	2004 年	2005 年	2006 年	2007 年
200 hPa 纬向风场	−15(229)	10(224)	−59(335)	−30(339)	−50(230)
200 hPa 经向风场	2(82)	−25(44)	7(60)	−33(52)	−33(22)
850 hPa 纬向风场	−30(217)	4(221)	−20(244)	−7(188)	−29(126)
850 hPa 经向风场	−6(99)	−41(89)	−28(96)	2(98)	−80(50)
500 hPa 高度场	−28(128)	−9(132)	−15(165)	−1(149)	7(54)
综合场	−17(755)	8(710)	−34(900)	−5(638)	−43(482)

注：相关系数绝对值均达到 0.40 以上；括号内数字为所用格点数。

偏少、1 个场预报降水偏多，预报偏少的概率为 80％，综合场也是预报偏少，与实况一致；而 2004 年虽然有 3 个场预报降水偏少、2 个场预报降水偏多，预报偏少的概率为 60％，但综合场却为降水正常略偏多，与实况正常偏少相反。2004 年 5 个场预报的概率优势与综合场预报符号相反的原因是：5 个场中两个预报降水偏多的场达到信度的相关点数比预报降水偏少的 3 个场点数多了近 1 倍，在 EOF 分析迭代中占有主导地位，使得最后综合场的预报结果倾向偏多，在这种情况下如果取 5 个预报场各自预报结果的概率优势，预报趋势就是偏少，与实况一致，所以，从这个预报试验来看，解释应用对长江中下游夏季降水指数预报有较好的效果。

对 2003—2007 年的长江中下游夏季降水距平百分率预报进行了对比（表 4）。在 5 年的预报试验中，模式的直接输出结果只有 2007 年正确（距平符号一致），用未挑选的模式环流场的预报结果有 3 年正确，而用挑选的模式环流因子的预报有 4 年正确，

可见，用经过挑选的有效因子进行解释应用比模式直接预报及用未挑选的模式环流做预报效果好，预报能力有提高，这是因为模式的环流预测比降水预测的可信度高，所以用环流因子解释的效果比降水直接输出好；由于模式的环流预测与实况仍有差距，不是每个区域都有预报能力，所以挑选模式有预报能力的区域预报值来做解释应用，效果要好于用未挑选的环流预报的结果，但在 5 年的试验中仍有 1 年预报不正确，原因是模式对关键区的预测不正确所导致。

用同样的方法预报了 2003－2007 年全国 15 个区域夏季降水指数[9-10]（表 5）。15 个区域的预测效果相比，预测与实况距平符号一致率达到 80％的有 3 个区，除长江中下游以外还有内蒙古区和江南区；距平符号一致率为 60％的也有 3 个区：华北、云南和青藏高原；距平符号一致率为 40％的有 6 个区：淮河、华南、云南、河套和河(套)西部及新疆北部；距平符号一致率只有 20％的主要在东北和新疆南部地区。由此可以看出，不是每个区域都有较好的解释预报效果。

表 4 2003—2007 年夏季长江中下游降水距平预报与实况对比

Table 4 The observation and forecast with different methods of summer precipitation index anomaly over the mid-lower reaches of the Yangtze from 2003 to 2007

年份	模式预测	未挑选因子的预测	挑选因子的预测	实况
2003	偏多	偏多	少	少
2004	偏多	偏少	偏多	少
2005	偏多	少	少	少
2006	多	多	偏少	少
2007	偏少	偏少	少	少

注：平均降水距平百分率不小于 15％为多，不大于－15％为少，0～15％为偏多，－15％～0 为偏少。

表 5 2003—2007 年全国 15 个区域夏季降水指数距平综合预测及实况

Table 5 The observation and downscaling of summer precipitation index anomaly over 15 regions from 2003 to 2007

预报区域	2003 年		2004 年		2005 年		2006 年		2007 年		距平符号一致率
	预测	实况	预测	实况	预测	实况	预测	实况	预测	实况	
兴安岭区	－3	31	76	－72	－14	－42	－25	10	60	－68	20％
松辽平原区	24	－21	－21	－37	－49	22	－48	20	48	－44	20％
内蒙古区	24	2	－18	20	－29	－43	－77	－30	－3	－62	80％
华北区	15	11	－7	29	－64	1	－44	－1	32	1	60％
淮河区	－10	101	74	－31	1	94	－7	21	53	54	40％
长江中下游	－17	－31	8	－17	－34	－24	－5	－33	－43	－22	80％
江南区	－11	－73	52	4	－6	－6	21	55	－57	9	80％
华南区	23	－22	28	－42	－69	9	60	29	23	2	40％
云南区	15	－26	－16	7	－22	－4	－49	－30	99	－20	40％
川贵区	－1	－22	－1	－20	－26	－6	40	－58	－24	32	60％
河套区	10	41	－1	－25	31	－16	1	－25	－11	41	40％
河西区	－7	14	－47	－17	－47	－9	5	－17	－1	44	40％
新疆北部	1	32	－42	45	－29	65	52	－61	4	97	40％
新疆南部	－76	33	41	32	－32	89	7	－44	－27	12	20％
青藏高原区	－38	65	2	19	34	22	33	－44	－37	－10	60％

另外，在长江中下游 2004 年预测中取预测趋势概率的方法，在其他 14 个区域 5 年的预报中，没有表现出明显的优势：在新疆南部区域将距平符号一致率提高到 60％，但在江南区却将距平符号一致率降低至 60％，还有 5 个区域降低了 20％，所以取平均的方式不适宜推广。

在预测过程中还有一个特点，有的预报场在解释应用中找不到达到信度的点，如 200 hPa 纬向风场和 500 hPa 高度场没有找到 5 个以上达到信度的点来预测云南区，500 hPa 高度场也没能找到 5 个以上达到信度的点来预测河套区和河西区等。出现这种情况主要因为预报对象与这些环流实况场的相关程度本身就不显著；在与实况相关显著的区域，模式预报的效果不高、不稳定。这两个方面都是预报

员无法解决的,所以在用模式做解释应用之前要多了解影响预报对象的因子,了解模式的预报性能,只有这样才能使释用有成效。

4　小　结

1) NCC_CGCM 模式 2 月的初始场对夏季 500 hPa高度场,200 hPa 纬向风、经向风场,850 hPa 纬向风和经向风场预报结果与实况有一定的差距,但也存在预报效果好的区域;在 5 个预报场 1983—2002 年的检验对比中发现,预报效果最好的是 200 hPa和 850 hPa 纬向风场,正相关达到 95%信度的点数最多,500 hPa 高度场正相关达到 95%信度的点数最少。

2) 用 5 个预报场解释 2003—2007 年长江中下游夏季降水指数的试验显示出,除 500 hPa 高度场预报的效果较低外,其他 4 个预报场预报效果都较高,将 5 个预报场综合使用效果最好。对比显示,挑选模式有预报能力的区域值来做解释应用,效果要好于模式的直接预报以及用未挑选的环流预报结果。

3) 通过利用 NCC_CGCM 模式 5 个预报场解释全国 15 个区的夏季降水指数结果对比表明,只有长江中下游、江南区和内蒙古区的检验效果达到 80%的准确率,华北区、川贵区和青藏高原区达到 60%,其他区的效果较差。这个结果说明预测的复杂性及预测因子的多元化,EOF 的解释方法只适合局部地区,在上述预测效果较差的区域,需要从其他角度出发做进一步研究。

参 考 文 献

[1] 刘一鸣,丁一汇,李清泉. 区域气候模式对中国夏季降水的 10 年回报试验及其评估分析. 应用气象学报,2005, 16(增刊): 41-47.

[2] 孙林海,艾弦秀,宋文玲,等. 区域气候模式对我国冬春季气温和降水预报评估. 应用气象学报,2009,20(5):546-554.

[3] 张莉,丁一汇,孙颖. 全球海气耦合模式对东亚季风降水模拟的检验. 大气科学, 2008,32(2): 261-276.

[4] 李维京,张培群,李清泉,等. 动力气候模式预测系统业务化及其应用. 应用气象学报,2005, 16(增刊): 1-11.

[5] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京:气象出版社, 1999.

[6] 张邦林,丑纪范,孙照渤. 用前期大气环流预报中国夏季降水的 EOF 迭代方案. 科学通报,1991,36(23):1797-1798.

[7] 吴占宁,邓江,余春林. EOF 迭代法在月雨量预报中的数值试验及其改进. 江西气象科技, 2001,24(1): 23-25.

[8] 艾弦秀,董文杰,张培群. 一种基于 EOF 分析的迭代方法在业务预报中的应用. 热带气象学报,2008, 24(4): 320-326.

[9] 赵振国. 中国夏季旱涝及环境场. 北京:气象出版社,1999.

[10] 陈兴芳. 中国汛期降水预测研究及应用. 北京:气象出版社, 2000.

[11] 艾弦秀,何敏. 南北半球高低层环流切变与长江流域夏季降水异常的关系. 应用气象学报,2005,16(增刊): 48-55.

[12] 王亚非,高桥清利. 长江中下游降水以及东亚夏季风环流的年代际变化. 热带气象学报,2005,21(4): 351-358.

[13] 杨义文. 长江中下游梅雨与中国夏季旱涝分布. 气象,2002,28(11): 11-15.

[14] 杨义文. 7 月份两种东亚阻塞形势对中国主要雨带位置的不同影响. 气象学报,2001,59(6): 759-767.

[15] 何敏,孙林海,艾弦秀. 南半球环流异常与我国夏季旱涝分布关系及其影响机制. 应用气象学报,2006, 17(8): 394-402.

[16] 朱抱真,张瑞雪,林学椿. 利用相空间分析东亚梅雨旱涝长期过程的初步研究. 大气科学, 2001,25(6): 817-826.

[17] 孙林海,陈兴芳. 南涝北旱的年代气候特点和形成条件. 应用气象学报,2003,14(12): 641-647.

[18] 孙林海,赵振国,许力,等. 中国东部季风区夏季雨型的划分及其环流成因分析. 应用气象学报, 2005,16(增刊):56-62.

Downscaling Interpretation of NCC_CGCM Products for the Summer Precipitation over the Mid-lower Reaches of the Yangtze

Ai Wanxiu Sun Linhai Song Wenling
(*National Climate Center*, *Beijing* 100081)

Abstract

With February initial fields, NCC_CGCM model is run and the products (height field at 500 hPa, zonal wind and meridional wind fields at 200 hPa and 850 hPa) are compared with NCEP observation during 1983—2002 to study their relations. Although the differences between the observations and NCC_CGCM model predictions are obvious, there are still some areas where the correlation index is high to 0.6, such as the western equatorial Pacific at u_{200}, the northern equatorial Pacific at v_{200}, the central equatorial Pacific at u_{850}, the central North Pacific at v_{850}, some area around New Zealand at H_{500}, and so on. The total amount of grids where the positive correlations reach or exceed 95% statistical confidence is counted. For u_{200} and u_{850} there are more correlated grids, and correlated grids amount for H_{500} is the smallest. An experiment is done using the summer precipitation index in the mid-lower reaches of the Yangtze which is one of the 15 areas divided by climate characteristic in China. Some grids data are chosen where the correlations (between the precipitation index and NCEP, between the precipitation index and model products) are both positive, reaching or exceeding 95% confidence at the same time. With the chosen data from NCC_CGCM, the regional precipitation index is predicted by EOF downscaling method from 2003 to 2007, getting an accuracy of 80%. The precipitation forecast result got by downscaling with chosen data from the model proves better than those with the model and EOF downscaling with only H_{500} product of CGCM for the mid-lower reaches of the Yangtze. The same downscaling is also run on the rest 14 areas from 2003 to 2007 but the accuracies are different. In Jiangnan and Inner Mongolia, the accuracies reach 80% too.

Key words: NCC_CGCM model products; summer precipitation; downscaling

艾婉秀,孙林海,宋文玲. 2009年海洋和大气环流异常及对中国气候的影响[J]. 气象,2010,36(4):101-105.

2009年海洋和大气环流异常及对中国气候的影响

艾婉秀 孙林海 宋文玲

国家气候中心,中国气象局气候研究开放实验室,北京 100081

提 要:2009年总体来看,全国天气气候的特征为气温偏高,平均降水偏少,夏季为近10多年来降水最少的年份,区域性和持续性干旱非常显著:黄淮、华北发生了严重的秋冬季连旱,东北西南部夏秋旱严重,江南西部、华南西部和西南南部夏秋旱明显等。2009年在南海和西太平洋生成的热带气旋个数明显偏少,但是登陆的偏多,初次登陆时间偏早。分析发现,2009年赤道中东太平洋春季前处于冷水位相,4月以后进入暖水位相,6月开始了一次厄尔尼诺事件。受海洋异常强迫和海气相互作用的影响,北半球大气环流表现出的主要特征是:500 hPa西太平洋副高强度和位置变化较大;东亚冬季风偏弱,夏季风偏强;西太平洋暖池区冬春季热带对流活动偏强,夏秋季正常;亚洲中高纬度经纬向环流交替转换,其中5月纬向环流盛行,6月、10月和11月经向环流盛行。这些环流异常是影响2009年中国气候异常的主要原因。

关键词:大气环流,海温距平,气候异常

Ocean and Atmospheric Circulation Anomalies in 2009 and Their Impacts on Climate in China

AI Wanxiu SUN Linhai SONG Wenling

The Laboratory of Climate Study of CMA, National Climate Center, Beijing 100081

Abstract: Overall in 2009, the weather and climate are characterized by high temperatures and less precipitation. In this year, summer precipitation is the least in the past 10 years, regional and persistent drought was very significant, there is a serious drought in Huanghuai region and North China in winter. In summer and autumn, severe drought is monitored in the southwest of Northeast China, western Jiangnan, obviously drought in western South China and southern Southwest China. The typhoon number is significantly less than the normal generated over the South China Sea and the West Pacific. However, the number of landing China is more than normal, as well as the first landing one occurs earlier than normal. It is shown that the SSTA (SST anomaly) over the central and eastern Pacific was below normal before spring of 2009, and changed into a warm phase in April 2009. An El Nino event begins in June. Due to the influence forced by SSTA and interaction between ocean and atmosphere, the general circulation over the Northern Hemisphere is shown the dominant anomalies which have been characterized as respondence as follows: the intensity and position of subtropical high over the West Pacific vary more frequently than normal; the tropical convection in the warm pool of West Pacific is more active from winter to spring and near normal from summer to fall of 2009 compared to the normal; and the transition between meridional and zonal circulations is carried out by turns. The zonal circulation prevails in May over the mid-high latitude area of Asia; the meridional circulation prevails in June, October and November. These may be the main factors that influence climate in China in 2009.

Key words: general circulation, sea surface temperature anomaly (SSTA), climate anomaly

引 言

2008/2009年冬季(2008年12月至2009年2月),气候总体具有气温高但冷暖起伏大、降水少干旱重、灾害多的特点。主要的天气气候事件有:北方冬麦区发生罕见秋冬连旱;华南及云南等地2月气象干旱发展迅速,森林火灾频发;2月中下旬长江中下游出现大范围持续阴雨天气;福建、广西等地遭受霜冻;黄河壶口瀑布景区出现罕见凌汛;东北降水量

2010年2月1日收稿; 2010年2月23日收修定稿

第一作者:艾婉秀,主要从事短期气候预测与应用. Email:aiwx@cma.gov.cn

异常偏多，部分地区发生雪灾；内蒙古、宁夏等地出现大风沙尘天气。

春季(3—5月)，全国平均气温为历史同期次高值，平均降水量接近常年同期。季内主要天气气候事件有：内蒙古东北部、黑龙江干旱严重；华北南部、黄淮及我国南方部分地区出现强降水，局部地区发生洪涝灾害；黑龙江等省局部地区最高气温突破极值；春季沙尘天气过程次数与2003年并列为2000年以来最少。

夏季(6—8月)，全国平均降水量较常年同期略偏少，但干旱的面积比涝的面积大，降水偏少站数为近20年来同期第一。我国夏季降水出现了三条多雨带：北面的在东北中北部，中间的在32°～38°N之间，南面的在华南东南部，东北南部至华北北部、长江中游至江南西部、华南西部及西北大部降水偏少；夏季全国平均气温较历史同期偏高，除东北、内蒙古东北部和新疆北部气温较常年偏低外，全国其余大部气温偏高。主要天气气候事件有：黑龙江发生罕见低温冷害，南方高温范围广，持续时间长，强度大；北方地区遭受严重气象干旱；局地强对流天气灾害范围广，灾害重。2009年夏季，我国洪涝的灾害较常年偏轻，干旱灾害较常年偏重。

秋季(9—11月)，全国平均气温比常年同期偏高，降水量比常年同期偏少，为近10年来最少值，距平百分率分布为北多南少。主要天气气候事件有：南方大范围持续高温，西北、华北阴雨寡照；辽宁、吉林、内蒙古东南部出现严重夏秋连旱，南方多省遭遇50年罕见秋旱；青海、西藏等地发生雪灾；华北黄淮等地遭受寒潮暴雪袭击；我国中东部地区持续出现大范围的雾天气。11月是近30年来同期气温最低的月份。

2009年，西北太平洋和南海海域共有23个热带气旋(中心附近最大风力不小于8级)生成，生成个数较常年(平均27个)偏少，其中有10个在中国登陆，比常年偏多3个。

海洋和大气环流异常是产生上述我国天气气候异常分布和影响的主要原因[1-2]。本文将重点从这两个方面予以分析。

1 赤道中东太平洋海温

2008年下半年，赤道中东太平洋海温距平为正常状态，10月赤道中东太平洋负海温距平增强(图1)，12月Nino $Z \leqslant -0.5$ ℃，在2009年3月之前，Nino Z 指数在-0.5～-0.6 ℃之间波动变化。进入4月份后，赤道中东太平洋海温距平迅速上升，4月份Nino Z 指数为0.0℃，随后赤道中东太平洋大部海温呈增暖趋势，各Nino区海温监测指数逐步回升，6月Nino Z 指数超过0.5 ℃，达到0.7 ℃。截止11月，Nino Z 指数已连续5个月大于0.5 ℃且累积值超过4.0 ℃，已经形成了一次新的El Niño事件。

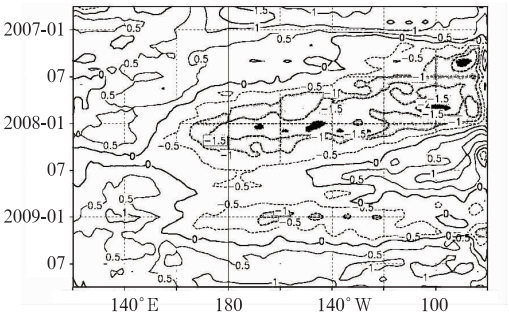


图1 赤道太平洋海表温度距平(℃)时间-经度剖面图

Fig. 1 Time-longitude section of mean equatorial Pacific SSTA(℃)

2 北半球大气环流

2008/2009年冬季，北半球中高纬500 hPa高度距平场波型分布清晰，自欧洲西南部向东到北太平洋的距平为'－＋－＋'的波列分布，北太平洋北部、亚洲中西部至俄罗斯西部以及北美西南至东北太平洋海域上空为高于40 gpm的正高度距平控制，其中北太平洋东北部的正距平中心超过160 gpm；北非局部及欧洲南部和俄罗斯东南部局部上空为低于－40 gpm的负高度距平控制，其余大部分地区接近正常。

2009年春季，北半球500 hPa位势高度距平场上，北太平洋北部大部、加拿大东北局部至大西洋北部局部、欧洲中西部部分地区等地上空为高于40 gpm的正高度距平控制，北太平洋北部部分地区中心值高于80 gpm；俄罗斯西部局部和格林兰岛以南局部海域等地上空为低于－40 gpm的负高度距平控制，其余大部分地区高度场接近正常。

2009年夏季，北半球500 hPa季平均位势高度场上，中高纬度环流多短波槽活动。距平场上，极区偏西为一高于80 gpm正距平中心，并向南伸展至加拿大东北部；加拿大西海岸50°N附近和黑海西北部为两个高于40 gpm距平区。日本海附近有一明显的负距平区，中心低于－40 gpm，北大西洋中高纬度有一明显的负距平区，中心低于－80 gpm。其余大部分地区高度场接近正常。我国除东北为负

距平控制外,其余大部地区为正距平控制。

2009 年秋季,北半球 500 hPa 季平均位势高度距平场上,乌拉尔山脉附近、喀拉海、北美东北部上空为高于 40 gpm 正距平中心。东北太平洋有一负距平区,中心低于－40 gpm。其余大部分地区高度场接近正常。我国为北低南高的距平分布。

2.1　高纬度环流系统

2009 年,北半球高纬度地区位势高度场以偏高为主,北半球极涡强度偏弱,除夏季极涡面积偏大外,其他季节面积均偏小;亚洲区的极涡面积与北半球极涡有相似的特征(图 2),极涡中心强度春季偏强,其他季节偏弱;北半球极涡中心位置冬季和夏季在东半球,春季和秋季在西半球。2008/2009 年冬季亚洲高空西风急流偏弱,纬向环流占优势,虽然东亚槽位置偏西,但强度偏弱,冷空气活动总体偏弱;春季和秋季 200 hPa 西风急流接近常年同期或偏强,夏季西风急流偏强,位置偏北。

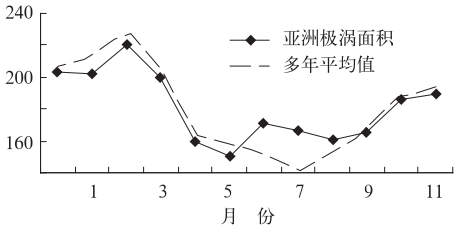


图 2　2008 年 12 月至 2009 年 11 月亚洲极涡面积指数变化

Fig. 2　Indices for the polar vortex over Asia from Dec. 2008 to Nov. 2009

夏季东亚 500 hPa 环流的显著特征是 120°E 附近从低纬到高纬为'＋－＋'的距平分布,其中高纬的负距平中心在黑龙江东北部,是由于东北低涡持续活跃,导致该地区 500 hPa 高度距平异常偏低;另外,6、7 月的北极涛动 AO 指数异常偏低,表征极涡的扩大及向南扩张,表现为东北低涡的活跃。

用西风环流指数[1]来表示欧亚或亚洲西风带环流是以经向还是纬向环流占优势,当指数≥0 时,表示西风带纬向环流占优势,反之为经向环流占优势。2009 年欧亚和亚洲西风环流指数(图 3)在 2 月、3 月、5 月和 9 月为正值,其他时间为正常至负值,其中 2、5、9 月亚洲区纬向环流优势明显,对整个欧亚区只有 5 月和 9 月纬向环流优势明显;2008 年 12 月整个欧亚区经向环流优势明显,6 月和 10 月亚洲区经向环流优势明显。

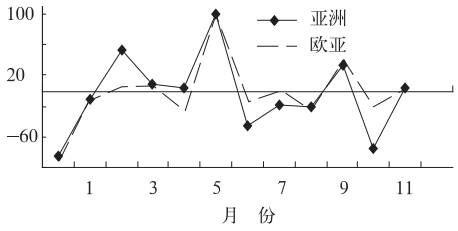


图 3　2008 年 12 月至 2009 年 11 月西风指数变化

Fig. 3　Indices for the zonal wind over Asia and Eurasia from Dec. 2008 to Nov. 2009

2.2　副热带系统

2008/2009 年冬季至 2009 年 6 月,西太平洋副热带高压面积和强度都在正常附近波动,7 月以后迅速加强,11 月又有明显的减弱(图 4);副高脊线除 6 月和 10 月明显偏南外,其他时间接近正常或偏北,2 月和 7 月偏北明显;副高西伸脊点冬春季和 6 月为正常至偏东,盛夏 7、8 月和秋季为明显偏西。总的来说,上半年副高的正常偏弱和偏东状态,反映了赤道中东太平洋处于冷水至正常位相,下半年副高有明显的增强西伸,与赤道中东太平洋海温发生的 El Nino 密切相关。

冬季,西太平洋副高面积接近常年同期,强度偏弱。在 500 hPa 高度距平图上,西北太平洋副热带地区距平分布北高南低,亚洲中低纬及我国大部地区为弱的正距平控制,这种环流的配置造成了我国冬季气温偏高,降水偏少。

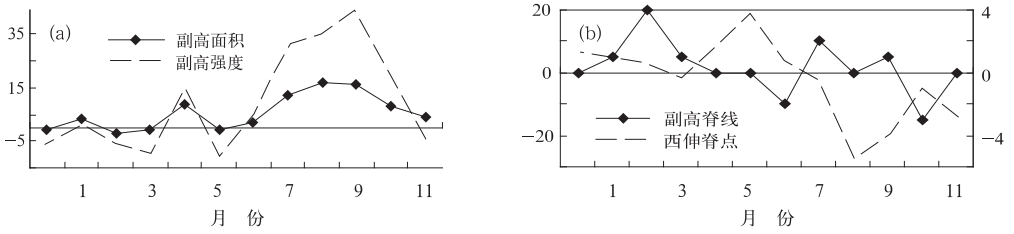


图 4　2008 年 12 月至 2009 年 11 月西太平洋副高指数距平变化

(a) 面积和强度;(b) 脊点和脊线

Fig. 4　Index anomalies for the Northwest Pacific subtropical high from Dec. 2008 to Nov. 2009

(a) area and intensity; (b) western ridge point and ridge line position

夏季,西太平洋副高脊线位置 6 月偏南,7 月偏北,8 月正常,西伸脊点 6 月偏东,7、8 月偏西。6 月

副高的偏弱偏南偏东与 7 月副高的偏强偏北偏西，这样的副高特征及高纬东北低涡的活跃，造成了长江中下游在 6 月中至 7 月上旬期间没有典型的梅雨集中期，出现了自 2000 年以来的第三个空梅年。副高状态的变化及波动不稳定，水汽输送少，是 2009 年夏季没有发生流域性洪涝、旱重于涝的主要原因。

2.3 热带对流活动

从 10°～20°N OLR 距平的时间-经度剖面图（图 5）上可以看出，2009 年 6 月中之前，南海及西太平洋暖池区对流比较活跃，并且在 1 月至 2 月初和 4 月中旬至 5 月上旬、5 月下旬至 6 月上旬期间有三个明显活跃阶段，出现了较大区域的 OLR 距平值在 −40 W·m^{-2} 以下。2009 年 5 月和 6 月各有两个编号热带气旋，其中 6 月的两个分别在南海北部和菲律宾东部生成，分别在我国福建和广东登陆。台风活动偏早与 2009 年春末夏初西太平洋暖池区对流活跃存在密切联系，特别是南海地区，阶段性的活跃分明，也是 2009 年南海地区热带气旋活跃的原因。由于在南海生成的热带气旋离我国陆地近，所以登陆我国华南的偏多，登陆时平均强度偏弱。

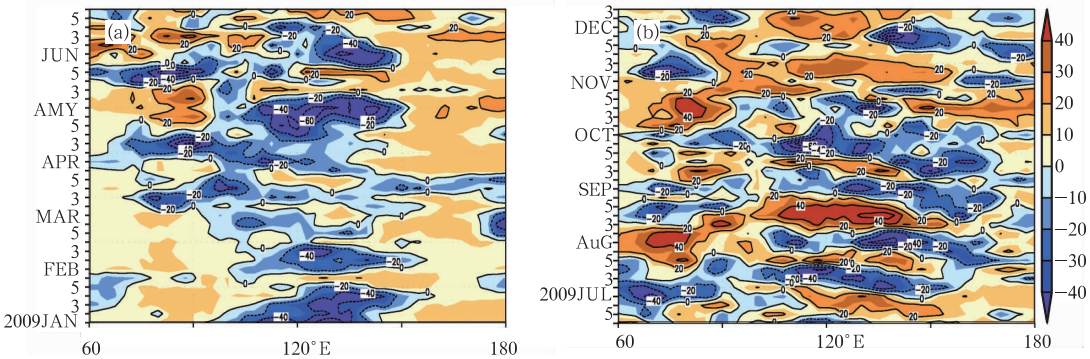


图 5 2009 年热带太平洋射出长波辐射（OLR）距平（单位：W·m^{-2}）时间-经度剖面图
（a）2009 年 1—6 月；（b）2009 年 6—11 月

Fig. 5 Time-longitude section of mean equatorial Pacific OLR anomalies
(a) Jan. to Jun. 2009; (b) Jun. to Nov. 2009

3 亚洲夏季风

亚洲地区的夏季风主要包括南海季风、印度季风（西南季风）、副热带季风及东亚夏季风。不同的季风、不同的强度以及不同的起止时间对我国夏季降水异常的分布都会产生不同的影响。

3.1 南海夏季风

2009 年南海夏季风[3]于 5 月第 6 候爆发，较多年平均时间偏晚，于 10 月第 3 候结束，较多年平均时间偏晚，总体强度正常略偏弱（南海夏季风强度指数为 −0.35）。从逐候南海夏季风强度的演变来看，5 月第 6 候至 6 月第 5 候、7 月第 3 候至 8 月第 2 候、9 月第 2、3、6 候及 10 月第 1、2 候偏强，其他时间为偏弱（图 6）。

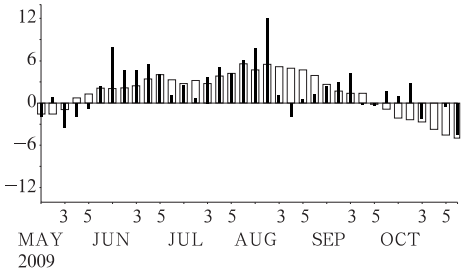


图 6 2009 年 5—10 月逐候南海季风强度指数变化（方框为气候平均值）

Fig. 6 Pentad-by-pentad monsoon indices over the SCS from May to Oct. 2009

3.2 东亚夏季风

2009 年东亚夏季风的活跃以南海季风在 5 月第 6 候的全面建立为特征。5 月底至 7 月上旬，由于东北低涡的持续活跃，西北太平洋副热带高压偏东、偏南（图 4），夏季风向北进退变化大，雨带不稳定，在华南和长江之间摆动；7 月上旬末，伴随副高的北跳，夏季风前沿向北推进到华北，中旬雨带移至华北南部至黄淮地区，江淮和江南皆为暖湿气团控制，高温热浪明显；7 月下旬，副高南撤，夏季风前沿南退，主雨带回到江淮至江南西部，华南为暖湿气团控制；8 月副高在正常位置摆动，夏季风前沿再次向北推进到华北中部，雨带移至华北南部至黄淮地区；9 月副高继续偏北，暖湿气团控制江南和华南地区，高温持续，下旬，暖湿气团南撤到了 25°N 以南地

区;10 月中,夏季风撤离南海地区,南海夏季风结束。

由于副热带夏季风的复杂性,目前有多种不同指数指标对其进行描述,这些指数指标从不同的角度和侧面刻画了副热带夏季风的特征。国家气候中心业务中采用的东亚夏季风指数[3],为在 10°～50°N范围内 110°E 与 160°E 之间的海平面气压差[4]。如果指数不小于 1.0,则表征东亚夏季风较强,指数小于 0.9 为偏弱,0.9～1.0 之间为正常。2009 年夏季 6、7、8 月的东亚夏季风强度指数分别为 1.31、1.05、1.07,夏季平均为 1.14,夏季风强度偏强。

4　热带气旋活动异常

2009 年在南海和西太平洋生成的热带气旋个数明显偏少,但登陆的热带气旋偏多,第一个登陆的时间在 6 月 21 日,较常年(6 月 29 日)时间偏早,最后一个登陆的时间在 10 月 12 日,较常年(10 月 7 日)略偏晚。

表 1 为 2009 年 5—10 月编号和登陆我国的热带气旋个数,5 月和 6 月各有两个,7 月有 3 个,8 月有 5 个,9 月有 7 个,10 月有 3 个生成,其中 5 月、6 月和 9 月生成数均比常年同期偏多;6—9 月期间,除 7 月有 3 个外,其他月都有 2 个热带气旋登陆我国,10 月有 1 个登陆,均比常年同期偏多,且登陆地点集中在华南。2009年热带气旋活动偏早与春末夏初西太平洋暖池区对流活跃存在密切联系,南海地区对流阶段性的活跃分明、季风槽在该地区加深是 2009 年南海地区热带气旋活跃的原因;另外,由于在南海生成的热带气旋离我国陆地近,所以登陆我国华南的偏多,登陆时平均强度偏弱。

表 1　2009 年 5—10 月生成和登陆热带气旋个数

Table 1　The number of tropical cyclone generated over South China Sea and West Pacific, and the number of landing China

	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月
生成个数	2(1.0)	2(1.7)	2(4.3)	5(5.6)	7(5.1)	3(3.9)
登陆个数	0(0.1)	2(0.7)	2(1.9)	2(1.9)	2(1.6)	1(0.6)

注:括号内的数字为多年平均值。

5　小　结

2009 年我国气象灾害属于一般年份,总体气象灾害较轻,未发生流域性的洪涝,这与赤道中东太平洋由前期持续的冷水位相向暖位相发展、到夏季发生了厄尔尼诺事件的变化密切相关,各主要大气环流因子变化和转换明显且较快,不能形成较强的持续异常,尽管如此,我国还是出现了不少非常显著的天气气候异常事件,如平均年降水量为 1987 年以来的最少值,东北春末夏初旱涝急转、6—7 月低温阴雨持续,夏季长江流域降水偏少,黄淮至江淮降水偏多(2000 年以来该特征一直持续),11 月华北黄淮等地遭受寒潮暴雪袭击,全国平均温度为 1982 年以来历史同期最低等等。在海洋、大气状况变化明显的阶段,寻找和把握导致上述天气气候异常的预测信号变得尤为重要,这也是短期气候预测的难点和重点所在。由于影响我国气候异常的因子多、关系复杂,本文仅是对几个主要的因子进行了初步的分析。在全球变暖和极端事件频发的背景下,还需要对影响我国气候异常的相关物理因子进行更为深入的分析和研究。

参考文献

[1]　赵振国,主编. 中国夏季旱涝及环境场[M]. 北京:气象出版社,1999.

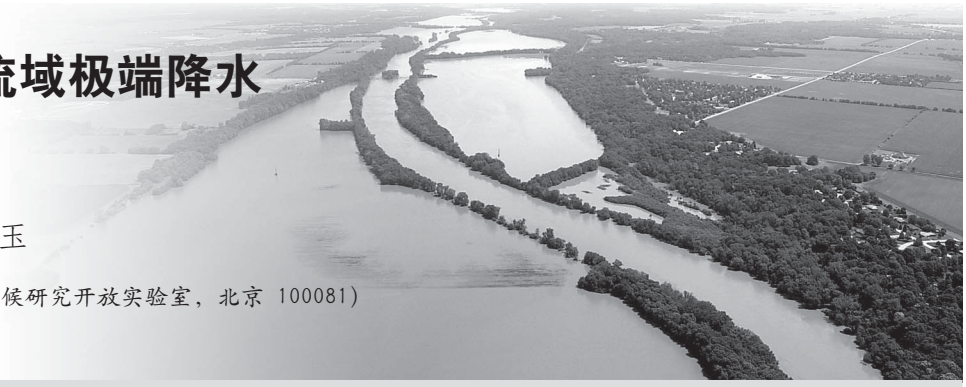
[2]　陈兴芳,赵振国,编著. 中国汛期降水预测研究及应用[M]. 北京:气象出版社,2000.

[3]　赵汉光,张先恭. 东亚季风和我国夏季雨带的关系[J]. 气象,1996,22(4):8-12.

[4]　朱艳峰,李威,王小玲,等. 东亚夏季风监测诊断业务系统[J]. 气象,2007,33(9):98-102.

第 6 卷 第 4 期
2010 年 7 月
气 候 变 化 研 究 进 展
ADVANCES IN CLIMATE CHANGE RESEARCH
Vol. 6 No. 4
July 2010

文章编号：1673-1719 (2010) 04-0265-05



中国主要河流流域极端降水变化特征

陈　峪，陈鲜艳，任国玉

（国家气候中心／中国气象局气候研究开放实验室，北京 100081）

摘 要：利用中国1956—2008年逐日降水量资料，以全国主要河流流域为研究区域，分析了年最大日降水量、年暴雨（日降水量≥ 50.0 mm）日数的多年平均状况及长期变化趋势。分析表明，近53年，全国平均年最大日降水量没有明显的线性变化趋势，但全国范围内多数气象站点年最大日降水量呈现出增加趋势，并存在南方流域增加、北方流域减少的变化趋势，这种变化特征在2001年以来表现更加突出。全国平均年暴雨日数呈不显著的增多趋势，20世纪90年代最多，70年代最少。空间上，我国南北方流域年暴雨日数呈现相反的变化特征，南方流域多呈上升趋势，北方流域呈减少趋势。

关键词：流域；暴雨日数；极端降水；气候变化；中国

中图分类号：P426.6　　**文献标识码**：A

引 言

在过去的50年里，受气候变化影响，中国的降水分布格局相应地发生了改变，这有可能进一步增大区域水资源供需矛盾，加剧一些流域洪涝和干旱的风险[1]。极端降水是流域洪水发生的主要致灾因子。不少学者对近几十年我国极端降水的发生频率和强度变化以及降水变化对水资源的影响等进行了研究[2−5]。结果表明，20世纪80年代后我国除华北外，暴雨日数增多，尤其是华南和江南地区[2]；华北地区极端强降水量值及其频数均趋于减少，长江及长江以南地区极端强降水事件趋强、趋多[3]；极端降水在中国东部地区更可能造成洪涝灾害，持续1 d的极端降水事件在中国大部地区表现为上升趋势，华北地区和西南地区有下降的趋势[4]。部分对单个流域降水变化的研究[6−11]表明，长江流域年暴雨日数和暴雨量表现为较大范围的增加趋势[7]，长江流域极端强降水的增加与20世纪90年代长江洪水的频发密切相关[8]，黄河流域特别是下游地区年降水量表现为明显的下降趋势[9]。本文以我国十大河流流域为研究区域，采用最新的气象资料，对流域年最大日降水量、暴雨日数等能够反映极端强降水的特征量进行了分析，同时也进一步证实了近50年我国极端强降水的变化趋势及区域差异[12]。

1　资料与方法

本文选取全国及十大河流流域（松花江、辽河、海河、黄河、西北诸河、淮河、长江、东南诸河、珠江、西南诸河流域）作为研究区域，其中前5个流域为北方流域，后5个为南方流域[6,13]。

利用全国636个站点1956—2008年逐日降水量整编资料，从中选取资料年代在30年以上的591个站点。将单站日（20—20时）降水量≥ 50.0 mm定义为1个暴雨日，一年内的累计暴雨日数即为年暴雨日数。分析年暴雨日数时对站点资料进行以下

收稿日期：2009-12-04；　**修回日期**：2010-02-08
资助项目：水利部公益性行业专项（200801001）；国家科技支撑计划课题（2007BAC29B02）；国家重点基础研究发展计划（2010CB428401）
第一作者：陈峪（1963—），女，高级工程师，从事气候影响评价及气候灾害评估等研究。E-mail: cheny@cma.gov.cn

控制：某站出现暴雨的年份需达到或超过20年，否则不参与统计；暴雨分析部分选取除西北诸河流域外的九大流域。年最大日降水量可以反映致洪性降水过程的强度特征，本文一并进行分析。全国平均值及流域平均值均采用区域内的站点算术平均，多年平均值采用1956—2008年平均，气候平均值采用1971—2000年平均。利用线性倾向估计方法，计算趋势系数[5]和气候趋势，揭示年暴雨日数和最大日降水量的长期变化特征。并利用 t 检验对气候趋势进行显著性检验。

2 年最大日降水量变化特征

2.1 全国变化特征

图1为1956—2008年全国平均最大日降水量逐年变化。在这53年中，全国平均最大日降水量没有呈现明显的线性变化特征，但可以看到比较明显的年代际变化。从20世纪50年代中到70年代后期，最大日降水量呈逐年代减少现象，70年代量值为各年代中最小；而从70年代后期（特别是从80年代中期开始）到1998年，最大日降水量有明显的上升趋势，其中1998年为53年中的最大值（79.0 mm）；1999—2004年，全国平均最大日降水量相对90年代中后期明显减少，在气候平均值附近波动，但2001年以来的平均值仍高于20世纪60—80年代。

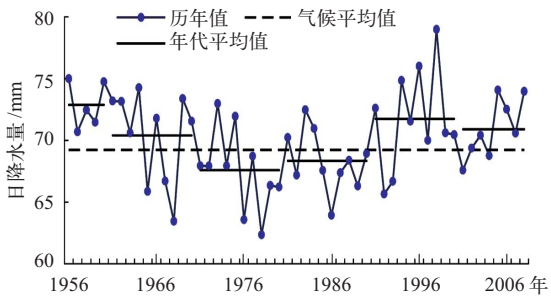


图1 1956—2008年全国平均最大日降水量变化（年代平均值：20世纪50年代后期为1956—1960年平均，21世纪以来为2001—2008年平均，其余为10年平均）

Fig. 1 Time series of maximum daily rainfall (solid lines with dots) averaged over China during 1956–2008 (The decadal average values (solid straight line) for 1950s and 2000s are calculated from 1956 to 1960 and 2001 to 2008, respectively; and the climatological average value (dash line) is calculated from 1971 to 2000)

从年最大日降水量变化趋势空间分布（图2）可知，1956—2008年，黄河以南、以西的大部分地区最大日降水量呈增加趋势，长江以南地区气候趋势大多在3.0～5.0 mm/10a，气候趋势大于5.0 mm/10a的站点也多在此区域内。黄河中下游及以东以北地区（包括海河、辽河、松花江流域）以减少为主，辽东半岛、胶东半岛和京－津－唐3个区域减少趋势相对较大，超过5.0 mm/10a。在全国范围内参与统计的591站中，年最大日降水量增加的站点达327站，占全部站点数量的55.3%，通过0.1显著性水平检验的站点数量为49个，其中通过0.05显著性水平检验的为21站；年最大日降水量减少的站点数量为264个，占全部站点数量的44.7%，而通过0.1显著性水平检验的站点数量为29个，其中通过0.05显著性水平检验的为15站。因此，在过去的53年中，我国国家级气象观测网中有更多的站点年最大日降水量呈现出增加趋势。

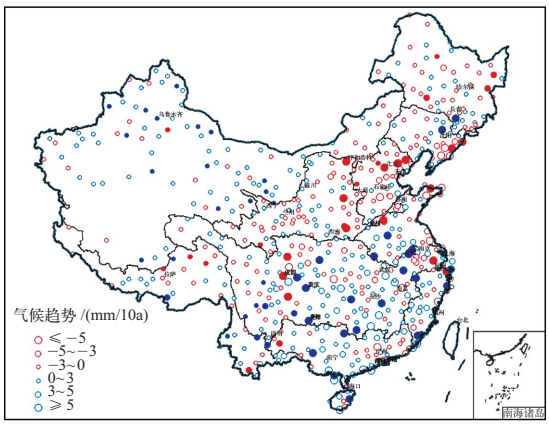


图2 1956—2008年中国最大日降水量变化趋势（实心圆代表趋势通过0.1显著性水平检验）

Fig. 2 Linear trends of maximum daily rainfall of single station over China (The size of circle represents the size of climatic trend; blue and red circles denote positive and negative trends, respectively, and solid circles mean that the trend is significant at a significance level of 0.1)

2.2 流域变化特征

表1给出中国十大流域年最大日降水量1956—2008年变化趋势。从表1中可见，北方流域除西北诸河流域外，年最大日降水量一致为减小趋势，其中海河流域减小趋势显著（通过0.05显著性水平检

www.climatechange.cn

验），以2.4 mm/10a的速率减小，为各流域中最大；西北诸河流域则表现出显著的增大趋势（通过0.05显著性水平检验），速率约为0.4 mm/10a。南方流域中除西南诸河流域呈现显著减小趋势外（通过0.1显著性水平检验），其他4个流域均为增大趋势，珠江流域增加趋势通过0.05显著性水平检验，且增幅最大，达2.3 mm/10a。

表1 中国十大流域年最大日降水量趋势系数及气候趋势（1956—2008年）

Table 1 Trends of basin-averaged maximum daily rainfall for ten major river basins in China (1956−2008)

流域	趋势系数	气候趋势/(mm/10a)
松花江	−0.159	−0.6
辽河	−0.136	−1.1
海河	−0.273**	−2.4
黄河	−0.213	−0.7
西北诸河	0.279**	0.4
淮河	0.020	0.2
长江	0.156	0.7
东南诸河	0.202	1.7
珠江	0.299**	2.3
西南诸河	−0.235*	−0.5

注：“**”表示通过0.05显著性水平检验，“*”表示通过0.1显著性水平检验。

从年代际变化看（图略），松花江和辽河流域变化特征相似，最大日降水量呈现先减小后增大再减小的变化特征，最大年代平均出现在20世纪90年代，最小出现在2001—2008年（70年代与其接近）。海河流域呈逐年代减小趋势，2001—2008年平均值为各年代中最小。黄河流域20世纪60年代为各年代最大，其后各年代变化不大，80年代为最小。西北诸河流域60年代最小，此后基本为逐年代增加，90年代达到最大。淮河与珠江流域具有类似的由减到增的变化特征，80年代降至各年代中最小，此后增大趋势明显，2001—2008年为最大。长江流域以70年代为最小，90年代为最大，2001年以来又呈减小趋势。东南诸河流域以70年代为最小，此后逐年代增加，2001—2008年为最大（90年代与之相当）。西南诸河流域年代际波动较大，呈增减相间的变化态势。分析还表明，2001年以来，北方流域（主要是松花江、辽河、海河）年最大日降水量多为各年代最小，南方（淮河、东南诸河、珠江）流域则多为各年代最大，南增北减的特征比较明显。

3　年暴雨日数变化特征

3.1　全国变化特征

从全国总体来看，1956—2008年我国有暴雨出现地区的年平均暴雨日数为2.1 d。1998年出现暴雨日数最多，全国平均为2.7 d；1978年最少，全国平均为1.7 d（图3）。自1956年以来，全国平均暴雨日数呈不显著的增多趋势（未通过0.1显著性水平检验），气候趋势为0.02 d/10a。全国暴雨最多年代出现在20世纪90年代，2001—2008年仍处在气候平均值以上，70年代为近53年暴雨最少的年代。

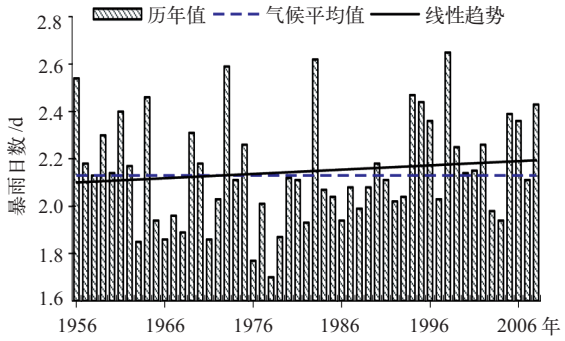


图3 1956—2008年中国平均暴雨日数历年变化

Fig. 3 Yearly variation of heavy rain days (column) averaged over China during 1956−2008 (thick dash line: the climatological average value; thick solid line: linear trend)

从1956—2008年暴雨日数趋势系数的全国分布（图4）可以看出，我国常年有暴雨的台站主要位于东半部地区，其中南方流域多数站点年暴雨日数呈增加趋势，个别站点（长江、东南诸河流域）增加趋势显著；黄河、海河、辽河流域多数站点年暴雨日数呈减少趋势，黄河、海河部分站点趋势显著。此外，四川盆地存在年暴雨日数显著减少的区域。将常年有暴雨的区域作为一个整体来看，暴雨日数增加和减少的站点数分别为226个和171个，分别占全部站点数量（397站）的56.9%和40.1%，暴雨日数

增加的站点多于减少的站点。在增加的站点中，有33站通过0.1显著性水平检验，其中15站通过0.05显著性水平检验；在减少的站点中，有27站通过0.1显著性水平检验，其中13站通过0.05显著性水平检验。

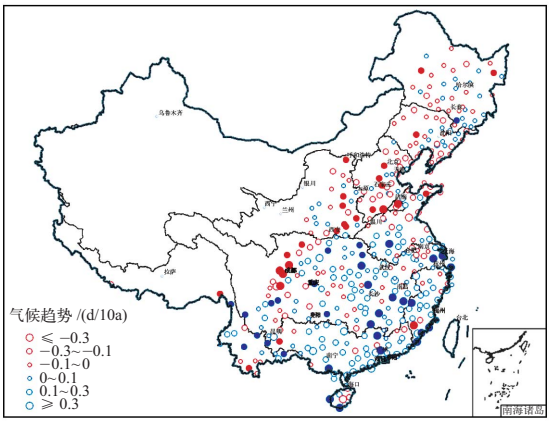


图4 1956—2008年中国年暴雨日数变化趋势（实心圆代表趋势通过0.1显著性水平检验）

Fig. 4 Same as Fig. 2 but for the linear trend of heavy rain days in China (d/10a)

3.2 流域变化特征

1956—2008年，我国南北方流域（不包括西北诸河流域）暴雨日数呈现相反的变化特征。南方多数流域年暴雨日数呈增加趋势，珠江流域呈显著增加趋势，增幅为0.18 d/10a，淮河和长江流域暴雨日数增幅较小；西南诸河流域年暴雨日数呈显著减少趋势，但减少速率较小，为0.04 d/10a。北方流域年暴雨日数均呈减少趋势，海河、黄河流域减少趋势显著，海河流域减少速率达0.11 d/10a（表2）。

从年代际变化看（图略），多暴雨年北方流域大多出现在20世纪60年代，南方流域多数出现在2001—2008年；少暴雨年北方流域多出现在90年代以后，南方流域则多出现在70年代以前。松花江流域暴雨最多出现在90年代，但自1999年开始，暴雨日数连续10年在气候平均值以下，这是53年中暴雨最少的时段。辽河流域60年代为暴雨最多的时期，70年代降至各年代最少，此后有所增加。黄河流域年暴雨日数年代际变化特征和海河流域相似，以60年代最多，此后基本呈逐年代减少趋势，2001年以来降至各年代最少。淮河流域暴雨日数年际波动明显，由60年代开始减少，80年代降至最少，90年代增多，2001年以来增至最多。长江流域70年代暴雨日数最少，至90年代达到各年代最多，但2001年以来又明显减少。珠江流域暴雨日数基本呈逐年代增加趋势。西南诸河流域年代际波动较大，呈增减相间的变化态势，80年代为各年代中最多，而90年代又降至各年代最少。总体上，北方流域年暴雨日数为由多转少的变化态势，南方流域则由少转多。

表2 我国九大流域平均年暴雨日数趋势系数及气候趋势（1956—2008年）

Table 2 Trends of annual heavy rain days for nine major river basins in China (1956−2008)

流域	趋势系数	气候趋势 (d/10a)
松花江	−0.139	−0.02
辽河	−0.138	−0.05
海河	−0.301**	−0.11
黄河	−0.333***	−0.04
淮河	0.046	0.02
长江	0.131	0.05
东南诸河	0.212	0.14
珠江	0.269**	0.18
西南诸河	−0.270**	−0.04

注：“**”表示通过0.05显著性水平检验。

4 结论和讨论

(1) 1956—2008年，全国平均年最大日降水量没有呈现显著的线性变化特征，但年代际变化比较明显。我国南部和西部的大部分地区最大日降水量呈增加趋势，华北、东北以减小为主。全国范围内，多数气象站点或区域最大日降水量呈现出增加趋势。

(2) 近53年，北方流域年最大日降水量以减小趋势为主，南方流域以增大趋势为主。南北方流域相反的变化态势，在进入21世纪后表现更为突出。

(3) 1956年以来，全国平均暴雨日数呈不显著的增多趋势，暴雨最多的年代为20世纪90年代，最少为70年代。淮河以南地区年暴雨日数大多呈增加趋势，淮河以北地区则以减少趋势为主。

(4) 南方流域除西南诸河流域外，年暴雨日数均

www.climatechange.cn

呈增加趋势；北方流域年暴雨日数均呈减少趋势，海河、黄河流域减少趋势显著，海河流域减少速率最大。总体上，近53年来北方流域年暴雨日数由多转少，南方流域则由少转多。

这些结果与以往的研究结论[1−3, 7−8, 14−15]有相近之处，说明在增加21世纪以来的最新资料以后，我国各个流域极端强降水变化趋势的空间分布特征基本没有改变。本文分析还表明，我国多数气象台站记录的最大日降水量呈现增多趋势，即使在总降水量明显减少的华北地区，仍有许多站点表现出增多现象。在长江流域，最近的10余年夏季和年降水量一般低于常年，但最大日降水量和暴雨日数增多的趋势并没有显著改变，也说明偏强的降水量没有明显减少。这些结果与翟盘茂等[3]根据不同级别降水强度分析得到的结论也有一致性。■

参考文献

[1] 任国玉, 姜彤, 李维京, 等. 气候变化对中国水资源情势影响综合分析 [J]. 水科学进展 , 2008, 19 (6): 772−779

[2] 刘小宁 . 我国暴雨极端事件的气候变化特征 [J]. 灾害学 , 1999, 14 (1): 54−59

[3] 翟盘茂, 王萃萃, 李威. 极端降水事件变化的观测事实 [J]. 气候变化研究进展 , 2007, 3 (3): 144−148

[4] 王志福 , 钱永甫 . 中国极端降水事件的频数和强度特征 [J]. 水科学进展 , 2009, 20 (1): 1−9

[5] 任国玉, 吴虹, 陈正洪. 我国降水变化趋势的空间特征 [J]. 应用气象学报 , 2000, 11 (3): 322−330

[6] 陈峪, 高歌, 任国玉, 等 . 中国十大流域近40多年降水量时空变化特征 [J]. 自然资源学报 , 2005, 20 (5): 637−643

[7] 杨宏青 , 陈正洪 , 石燕 , 等 . 长江流域近 40 年强降水的变化趋势 [J]. 气象 , 2005, 31 (3): 66−68

[8] 苏布达 , 姜彤 , 任国玉 , 等 . 长江流域 1960 — 2004 年极端强降水时空变化趋势 [J]. 气候变化研究进展 , 2006, 2 (1): 10−14

[9] 徐宗学 , 张楠 . 黄河流域近 50 年降水变化趋势分析 [J]. 地理研究 , 2006, 25 (1): 27−34

[10] 张金玲 , 王冀 , 甘庆辉 . 1961 — 2006 年江淮流域极端降水事件变化特征 [J]. 安徽农业科学 , 2009, 37 (7): 3089−3091

[11] 刘绿柳, 姜彤, 原峰.珠江流域1961—2007年气候变化及2011—2060年预估分析 [J]. 气候变化研究进展 , 2009, 5 (4): 209−214

[12] 《气候变化国家评估报告》编写委员会. 气候变化国家评估报告 [M]. 北京 : 科学出版社 , 2007: 28−35

[13] 水利部水资源研究及区划办公室 . 中国水资源初步评价 [M]. 1981: 13−16

[14] 张爱英 , 高霞 , 任国玉 . 华北中部近 45a 极端降水事件变化特征 [J]. 干旱气象 , 2008, 26 (4): 46−50

[15] 杨金虎 , 江志红 , 王鹏祥 , 等 . 中国年极端降水事件的时空分布特征 [J]. 气候与环境研究 , 2008, 13 (1): 75−83

Variation of Extreme Precipitation over Large River Basins in China

Chen Yu, Chen Xianyan, Ren Guoyu

(*Laboratory for Climate Studies , National Climate Center , China Meteorological Administration, Beijing* 100081*, China*)

Abstract: In this study, we chose ten major river basins in China as the study area, and defined southern and northern river-basin regions. The northern region includes the Songhua River, Liaohe River, Haihe River, Yellow River and Northwest China rivers, and the southern region contains the Huaihe River, Yangtze River, Pearl River, Southeast China rivers and Southwest China rivers. Variation characteristics of the nationwide-averaged maximum daily rainfall amount and heavy rain (daily rainfall amount ⩾ 50.0 mm) frequency over each river basin and the northern and southern regions were analyzed by using the daily precipitation data over China for the last 53 years of 1956−2008. Results indicate that maximum daily rainfall amount averaged over the entire country showed no obvious trend, but there were some differences between southern and northern river basins, with increasing trends over southern river basins but decreasing trends over northern river basins especially after 2001. The frequency of heavy rain displayed an indistinct increasing trend over the whole China, but exhibited an increasing trend in the southern river basins and a decreasing trend in the northern river basins. On the whole, more heavy rain occurred in the 1990s than in other decades, with the least heavy rain in the 1970s.

Key words: river basin; heavy rain days; extreme precipitation; climate change; China

资源科学
第32卷 第7期 2010年7月 2010,32(7):1272-1279
Resources Science
Vol.32,No.7 Jul.,2010

文章编号:1007-7588(2010)07-1272-08

基于GIS技术的陆上风能资源开发制约因素分析
——以甘肃省酒泉风电基地为例

程兴宏[1],朱 蓉[1],何晓凤[1],周荣卫[1],朱 江[2]
(1.国家气候中心,北京 100081; 2.国家气象信息中心,北京 100081)

摘 要:本文采用中国气象局的风能资源数值模式系统,模拟了甘肃酒泉风电规划区较高分辨率(1km×1km)的50m高度平均风能资源分布状况。结果表明,玉门市昌马乡西部、瓜州县柳园镇附近、敦煌西部与新疆哈密交界区以及马鬃山镇附近年平均风功率密度和年有效小时数均较大,属于风资源较丰富区,有利于大规模风电开发。通过与测风塔实测数据的对比检验,评估了数值模拟结果的准确度。根据实际地形地貌和土地利用等基础地理信息,采用ArcGIS空间分析技术和建模工具分析了影响甘肃酒泉风电基地风能资源开发的主要制约因素,扣除不可开发区和限制开发区,计算得到可利用区域各等级风能资源的开发面积、技术可开发量、制约条件所占面积等评估结果。本文研究结果可为区域或风电场风能资源评估及风能资源开发利用提供技术途径和科学参考。

关键词:数值模拟;风能资源评估;ArcGIS;制约条件;技术可开发量;甘肃省酒泉风电基地

1 引言

风能是一种可再生的清洁能源[1]。近30年来国际上在风能的利用方面,无论是理论研究还是应用研究都取得了重大进步,风力发电技术日臻完善,截止2005年世界装机容量已达5 8982MW,风力发电量占全球电量的1%。目前全世界的风电装机容量正在以每年25%以上的速度高速增长,越来越多的国家开始致力于这一完全清洁能源的开发。中国成为亚洲风电产业发展的主要推动者之一,其总装机容量居世界第8位。为满足中国大规模开发风能资源的需求,首先需要对风能资源进行评估,研究中国风能资源的分布状况,从而制定风电建设发展规划。20多年来,国内外用于风能资源评估的技术方法主要有4种:基于气象站历史观测资料的评估、基于测风塔观测资料的评估、风能资源评估的数值模拟以及卫星遥感技术[2]。近10年世界各国纷纷采用数值模拟技术开展风能资源评估,发展风能资源数值模式系统。李泽椿等[2]研究指出数值模拟技术能够满足风电技术发展的需求,将成为风能资源评估的主要技术手段。朱蓉[3]指出数值模拟方法可以得到较高分辨率的风能资源空间分布,可以精确地确定可开发风能资源的面积和风机轮毂高度的可开发风能储量,更好地为风电开发的中长期规划和风电场建设提供科学依据。在准确的风能资源数值模拟评估结果基础上科学确定可开发区和定量计算技术可开发量是风能资源开发利用的重要环节,即如何确定影响风能资源开发利用的制约因素是非常关键的。

GIS作为一门重要的信息技术,目前在国内各类气象信息系统的建设中发挥了重要的作用,例如在气象资料管理、气象制图、气候区划应用、人工影响天气、地质灾害气象预报、气象灾害评估、台风信息分析等方面表现出了良好的应用前景。近年来国外研究人员应用GIS技术在风电场微观选址、风能图谱制作、风能资源制约因素分析等诸多领域做了大量工作。2002年-2004年澳大利亚、意大利、斯洛文尼亚和瑞士四国应用GIS空间分析技术寻找最适合风电开发利用的风电场位置[4]。2005年北美安

收稿日期:2009-11-13;**修订日期**:2010-04-14
基金项目:全国风能资源详查与评价项目21112-综合技术支持课题(编号:200120033001)。
作者简介:程兴宏,男,云南祥云人,博士,助理研究员,主要从事风能资源评估和预报方法研究。
E-mail: cxingh@cma.gov.cn

大略省能源局(the Ontario Power Authority, OPA)采用GIS分析技术和电网、交通等基础地理数据以及安大略自然资源部(the Ministry of Natural Resources of Ontario, MNR)提供的风能数据分析了该省风能资源技术可开发总量、可开发区,并计算了考虑环境敏感区及电网、交通等地理制约因素的可开发量[5]。2007年北亚利桑那大学采用GIS软件分析了亚利桑那亚瓦佩县的风能可开发量、风能开发的制约因素,并根据可开发量对该县的风能资源等级进行划分[6]。2008年美国可再生能源实验室(the National Renewable Energy Laboratory, NREL)与中国水电工程顾问集团公司(the China Hydropower Engineering Consulting Company, CHECC)合作采用GIS技术对河北张北地区风能资源进行地理和经济评估,得到了地理风电供给曲线;分析了影响张北地区风能开发的诸多制约因素,如土地利用、环境因素、水体、村庄缓冲区、长城等历史古迹、自然保护区等不可开发区以及地形高度、坡度、不同植被类型等限制开发区[7]。

近几年国内应用GIS分析技术进行风能资源评估的研究主要集中在地理因素对风速的影响以及风能图谱制作两个方面。高阳华等[8]以ArcGIS为平台,利用重庆市1:25万地形高程数据和气象台站资料,采用坡度、坡向的两种插值方法分析了重庆市的风速分布。林浩等[9]采用ArcGIS软件进行湖南风能资源普查的有关分析计算以及图形产品处理。李茂勋等[10]基于.Net平台,以SuperMap和SQL Server为开发平台,对中国基础地理信息数据、风能资源分布以及风电产业发展数据进行采集、修改、存储和管理等建库工作,并在此基础上开发中国风电产业数据库系统。汪青春等[11]利用GIS绘图等方法,进行了青海省风能资源的评估研究,得出了青海省风能资源的分布状况、风能资源气候分区以及青海省风能资源储量。

综上所述,国内的研究主要采用ArcGIS软件进行简单的绘图、空间分析计算,而应用该软件进行风能资源的制约因素分析、寻找最佳的风能可开发区及技术可开发量的计算等研究工作较少。本文首先采用中国气象局的风能资源数值模式系统[2],模拟了甘肃酒泉风电规划区较高分辨率(1km×1km)的50m高度平均风能资源分布状况,并与测风塔实测资料进行对比,分析数值模拟结果的准确度。根据实际地形地貌和土地利用等基础地理信息,采用ArcGIS空间分析技术和建模工具分析了影响甘肃酒泉风电基地风能资源开发的主要制约因素,扣除不可开发区域和限制开发区,计算得到可利用区域各等级风能资源的开发面积、技术可开发量、制约条件所占面积等评估结果。

2 甘肃酒泉风电基地风能资源的数值模拟

2.1 甘肃酒泉地区千万千瓦级风电基地

2007年国家发改委提出要将甘肃酒泉地区建成千万千瓦级风电基地,在风电基地规划了8个风电场,总装机容量为1271万kW,到2015年完成酒泉千万千瓦级风电基地建设。酒泉地区位于甘肃省西北部河西走廊西端,东西长约680km,南北宽约550km,总面积19.12万km^2,占甘肃省面积的42%。酒泉地区南部是3000~5000m的祁连山脉,北部是海拔1500~2000m的马鬃山(北山),中部是酒泉、金塔、玉门、瓜州和敦煌盆地,平均海拔高度约1200m。该地区绿洲、沙漠与戈壁断续分布,地势平坦,形成了东西方向空气流动的大通道,同时甘肃西部又是冷空气的入口处,在狭管效应的作用下,风速较其它地方大,风能资源丰富。甘肃是我国内陆大风的多发区之一,全年都有可能发生大风,以春季发生的频率最高、秋季次之。

2.2 甘肃酒泉地区数值模拟方法和模拟区域

本文采用的中国气象局风能资源数值模式系统是基于加拿大风能资源数值模拟软件WEST(Wind Energy Simulation Toolkit)建立的。该系统采用动力和统计相结合的方法,认为区域气候的形成是大尺度气候背景和局地地形条件相互作用的结果,通过对长期气候资料中一些重要的基本气象要素的统计分析,建立大尺度气候背景场,再利用高分辨率地形资料和土地利用资料,采用中尺度气象模式MC2(The Mesoscale Compressible Community Model)模拟在大尺度气候背景条件下由地形驱动产生的风能资源分布。在进行风能资源数值模拟时,首先对30年的气候资料进行天气型分类,一共分为448种类型,然后分别对每种天气类型进行数值模拟,之后根据每种类型在30年中出现的频率加权平均后得到30年平均的风能资源分布。中国气象局风能资源数值模式系统由大尺度天气背景分类模块、中尺度数值模式和统计模块组成,详细介绍见文献[2]。

本文采用上述数值模式系统对甘肃酒泉千万千瓦级基地进行模拟评估，模拟区域的中心点位于40.5°N，96.5°E，模拟范围为37.5°N–43.37°N，92.85°E–100.55°E。水平格点数为631×631，网格距为1km，垂直方向从地表到20 km高度共分为28层，其中在地面1.5km范围内分为10层。数值模拟初始场采用美国近30年全球大气环流模式NCEP/NCAR再分析资料。数值模式中的地形资料采用美国地质调查局（USGS）全球1km×1km分辨率的地形资料，此外还有地表利用和植被指数等资料。图1给出了甘肃酒泉千万千瓦级基地范围、数值模拟区域和用于检验数值模拟结果的测风塔位置分布图。

2.3 数值模拟结果分析

图2为甘肃酒泉千万千瓦级风电基地50m高度年平均风功率密度分布图。由该图可看出，南部地区地形复杂，年平均风速分布差异较大，使得该地区年平均风功率密度分布差别更大，大约为（200~1200）W/m^2。敦煌地区风资源相对较差，年平均风功率密度为（200~400）W/m^2。地形相对较为平坦的瓜州县北部及肃北蒙古族自治县地区，年平均风功率密度为（300~500）W/m^2，风资源较为丰富。从图2可看出，风功率密大值区位于玉门市昌马乡西部，均大于510 W/m^2，而且占地面积较大，有利于大规模风电开发。瓜州县柳园镇附近、敦煌西部与新疆哈密交界区以及马鬃山镇附近风能资源亦较丰富。上述模拟结果较细致地给出了甘肃酒泉地区50m高度的风能资源分布状况，与中国风能资源第三次评价报告[12]中风功率密度的分布特征类似。刘海燕等[13]研究指出甘肃省风能资源丰富，主要集中在河西走廊和省内部分山口地区，具有开发建设大型风电场的有利条件。其中酒泉地区的瓜州县和玉门市占甘肃省可开发风能的60%。本文数值模拟结果与上述研究结果一致。

由甘肃酒泉千万千瓦级风电基地70m高度年有效小时数分布图（图略）可以看出，酒泉地区年有效小时数基本处于5500~8000h，个别地区年有效小时数较低，约为4000~5000h。酒泉南部祁连山脉附近，地形复杂，年有效小时数从4500h到8000h不等。敦煌地区西部风资源较差地区，年有效小时数为5500~7000h，而瓜州县北部及肃北蒙古族自治县地区年有效小时数在7000~8000h之间。酒泉地区年有效小时数均较大，属于风资源较丰富地区。

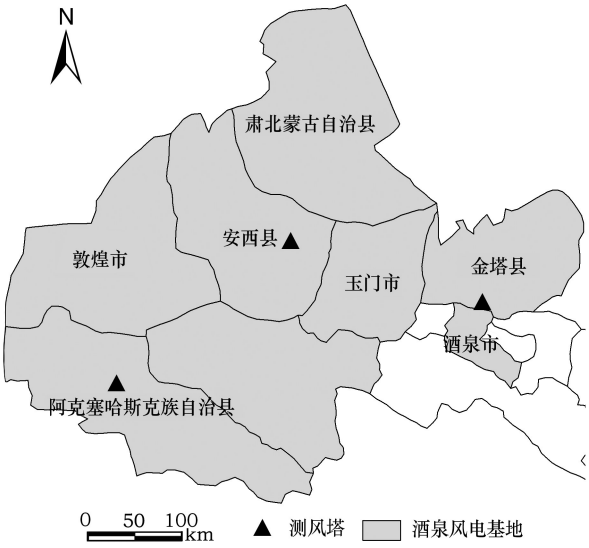


图1 甘肃酒泉千万千瓦级风电基地范围、数值模拟范围和测风塔位置分布

Fig.1 Scope of wind power base in Jiuquan city, Gansu province, simulation range and distribution of wind towers

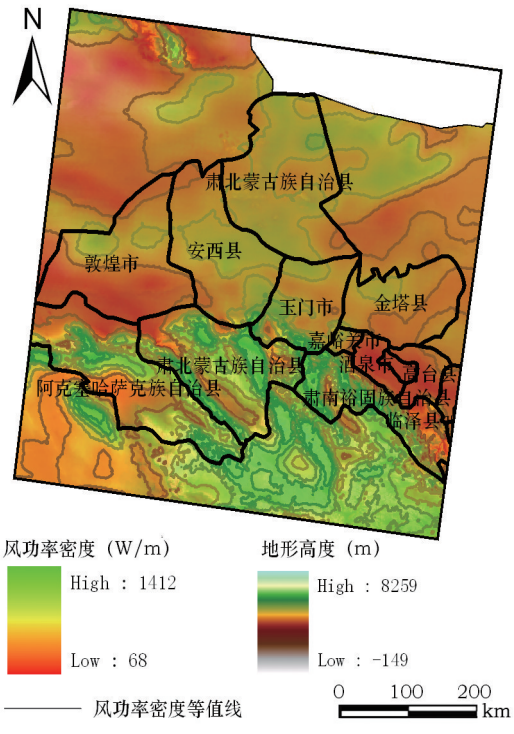


图2 甘肃酒泉千万千瓦级风电基地50m高度处年平均风功率密度图和地形分布

Fig.2 Overlay map of the annual wind power density and topographical distribution at wind power base in Jiuquan city, Gansu province

2.4 数值模拟结果检验

本文分析了甘肃酒泉千万千瓦级风电基地范围内三座测风塔(图1所示)50m高度年平均风速的模拟误差,结果表明甘肃酒泉千万千瓦级风电基地范围内分布在不同地形条件下的三座测风塔50m高度处的模拟风速与观测值的相对误差分别为-4.70%、15.68%和1.14%,除金塔砖厂测风塔模拟风速偏差较大外,另外两个测风塔模拟风速偏差均小于±5%。即50m高度年平均风速模拟结果较准确。

3 制约因素分析和技术可开发量计算的标准

风能资源的开发利用受自然地理、土地利用、交通、电网以及国家或地方发展规划等诸多因素的制约,因此计算风能资源的可开发量必须综合考虑各种制约因素。本文应用ArcGIS软件系统,结合地形、土地利用等各种基础地理信息数据,在合理的数值模拟风能资源分布基础上,找出不可开发和限制开发风能资源的区域,最终得到风能资源可开发区域的位置、面积和技术可开发量。本文所用的地理数据来自于2000年-2002年国家测绘局公布的1:25万的基础地理信息数据库。

3.1 风能资源不可开发区的划定

对于完全不适宜发展风电的区域的划分方法,目前我国还没有相应的技术标准,因此本文暂时采用美国可再生能源实验室(NREL)[7]的方法。从地理和经济学角度考虑,需要从数值模拟得到的风能资源分布图上完全剔除的风能资源不可开发区包括:水体、湿地、沼泽地;从国家或地方政策上考虑,需扣除的不可开发区包括:自然保护区、历史遗迹、国家公园、矿产、城市及城市周围3km的缓冲区。

3.2 风能资源限制开发区的划定

对于广阔的植被覆盖和农田、牧场等地区,风能资源的开发利用会对环境产生不同程度的影响,在这些区域一般采用限制开发风电的策略。本文根据NREL[7]的方法,确定不同土地利用地区风能资源可开发的面积分别为:农田和草地可利用80%;森林可利用20%;灌木丛可利用65%。

3.3 技术可开发量的计算方法

单位面积上的装机容量主要受地形高度、坡度的影响,平缓、简单地形上的装机容量远大于起伏、复杂地形的装机容量。本文通过调查国内各类地形风电场的装机容量情况,参考NREL在张北地区进行风能资源评估的方法[7],建立了坡度α与装机容量系数P的关系(表1)。α是指在某一网格中的最高点垂直高度与网格边长之比。

估算区域面积上技术可开发量的公式为:

$$WP=\sum_{i=1}^{n}P_d\cdot A_i \qquad (1)$$

式中WP表示技术可开发量;n表示可利用区域内的网格总数;P_d表示可利用区域内第i个网格的装机容量系数;A_i表示第i个网格的面积。

表1 装机容量对应的地形参数

Table 1 Topographical parameters corresponding to installed capacity

	坡度α (%)	装机容量系数P (MW/km^2)
水平分辨率	$0\leqslant\alpha<1.5$	5.0
1km×1km	$1.5\leqslant\alpha<3$	2.5
	$3\leqslant\alpha<5$	1.0
	$\alpha\geqslant5$	0.0

4 各类风能资源等级的技术可开发量计算与分析

根据《风能资源评价技术规定》[14]中关于50m高度风能资源等级的分类标准,将甘肃酒泉风电规划区50m高度风功率密度分为两类进行技术可开发量计算,即风能资源丰富区,风功率密度>300W/m^2;风能资源较丰富区,风功率密度>400W/m^2。表2给出了甘肃酒泉风电规划区50m高度风功率密度分布的数值模拟结果,可以看出甘肃酒泉风电规划区的3类风能资源覆盖面积较大,可达2.71万km^2,而4类风能资源覆盖面积只有2300km^2,年平均风功率密度主要集中在(300~500)W/m^{2}之间,说明甘肃酒泉地区只适合建设3类风电场。

表2 甘肃酒泉风电规划区在各类风能资源等级条件下的可开发面积和技术可开发量

Table 2 Area and technical exploitation amount of wind power on different grades of wind energy resources in the planning regions in Jiuquan city, Gansu province

	300 W/m^{2}以上	400 W/m^{2}以上	500 W/m^{2}以上	600 W/m^{2}以上
面积(万km^2)	2.71	0.23	0.04	0.005
技术可开发量(亿kW)	1.35	0.12	0.02	0.003

4.1 主要制约因素分析

甘肃酒泉风电规划区主要位于低山丘陵区，地貌以戈壁荒滩为主，开阔平坦。另外该区域有疏勒河、榆林河、若干泉水等水系，还有一些矿产资源，人口密度不大，制约风能开发利用的因素不多。

表3给出了影响甘肃酒泉风电规划区风能资源开发的各种制约因素所覆盖的面积及占总面积的比例，由表3可看出影响甘肃酒泉风电规划区风能资源开发利用的主要制约因素是沙漠、地形坡度、水系、农田，分别占总面积的85.51%、5.40%、3.70%和2.27 %。其中沙漠和大于10%的地形坡度覆盖面积较大，这两项覆盖面积总和占总面积的90.91%，对风能资源开发影响较大；而地形高度、长城古迹保护区、湿地和土地利用限制区的面积较小，四项覆盖面积总和仅占总面积的3.12%，其他制约因素如自然保护区、矿产区对该地区的风电开发利用没有影响。

图3为影响酒泉风电规划区风能资源开发的主要制约因素分布图。从该图可看出，沙漠（含戈壁）是制约甘肃酒泉风电规划区风能资源开发的最主要因素，其占风电规划区的面积最大，因为沙漠对风电场基础建设要求较高、难度较大，另外沙尘暴等灾害性天气对风机运行影响较大。另外风电规划区南部祁连山脉陡峭的地形（坡度>10%）是影响该地区风能资源开发利用的另一因素，但该制约因素占总面积的比例较小。因为在陡峭的复杂地形架设风机难度较大，而且风机布局零散，难以大规模发电。水系和农田亦对酒泉风电规划区的风能资源利用有一定影响，因为这些地区是国家法定保护区，不能开发利用。

4.2 各等级风能资源的技术可开发量计算与分析

表4给出了甘肃酒泉风电规划区3类和4类风电场的技术可开发量。在考虑上述制约因素后，酒泉风电规划区3类风电场的技术可开发量为1.17亿kW，4类风电场的技术可开发量为0.036亿kW。图4~图7给出了甘肃酒泉风电规划区50m高度不同等级风能资源的风功率密度分布及考虑上述制约因素后的技术可开发量分布。由图4~图7可看出，该地区的风能资源丰富区集中在玉门、瓜州和肃北，满足3类风能资源等级面积可达2.7万km^2，技术可开发量1.35亿kW，但4类风能资源等级面积只有2300km^2，技术可开发量0.12亿kW，剔除沙漠、地形坡度、水系、农田、居民区、矿产等制约因素后，3类

表3 影响甘肃酒泉风电规划区风能资源开发的各种制约因素所覆盖的面积

Table 3 Coverage area and its ratio of many constraint factors which affect development and utilization of wind energy resources in the planning regions in Jiuquan city, Gansu province

制约因素	覆盖面积(km^2)	占总面积比(%)
沙漠(含戈壁)	3 0365	85.51
地形坡度(>10%)	1918	5.40
水系	1315	3.70
农田限制开发区	806	2.27
地形高度(>3000m)	508	1.43
长城古迹保护区	415	1.17
湿地	100	0.28
土地利用限制开发区	85	0.24

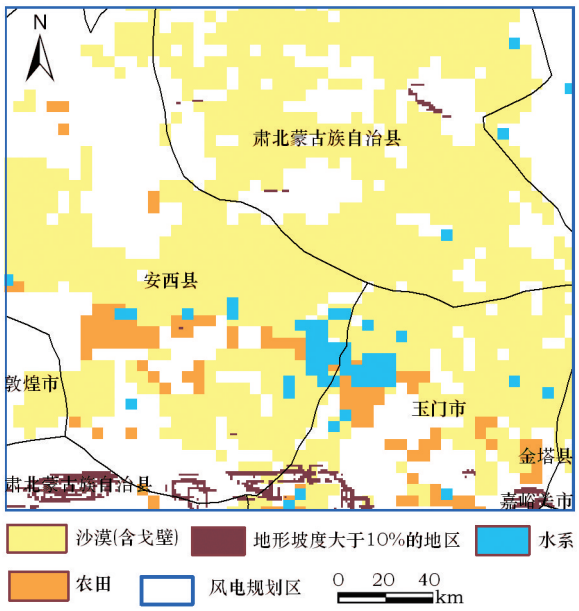


图3 影响甘肃酒泉风电规划区风能资源开发的主要制约因素分布

Fig.3 Distribution of primary constraint factors which affect development and utilization of wind energy resources in the planning regions in Jiuquan city, Gansu province

表4 甘肃酒泉风电规划区3类和4类风电场的技术可开发量

Table 4 Technical exploitation amount of wind power on three and four grades in the planning regions in Jiuquan city, Gansu province

风能资源等级	不剔除制约因素的技术可开发量（亿kW）	剔除所有制约因素的技术可开发量（亿kW）
≥300 W/m^2	1.350	1.170
≥400 W/m^2	0.120	0.036

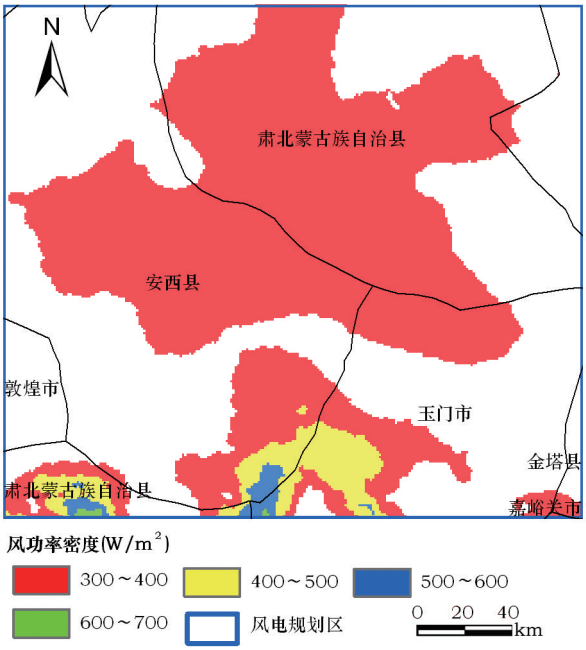


图4 甘肃酒泉风电规划区50m高度风功率密度≥300w/m²的区域分布

Fig.4 Distribution of wind power density over 300 w/m² at 50m height in the planning regions in Jiuquan city, Gansu province

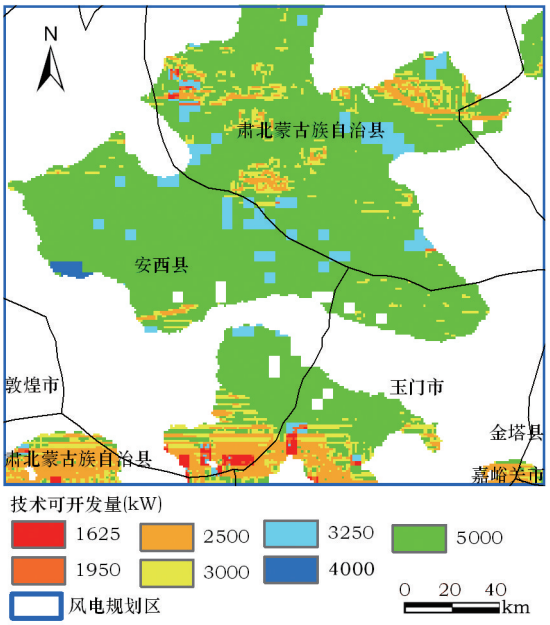


图5 剔除制约因素后甘肃酒泉风电规划区50m高度3类风电场的技术可开发量分布

Fig.5 Distribution of technical exploitation amount of wind power on three grade at 50m height after being deducted by constraint factors in the planning regions in Jiuquan city, Gansu province

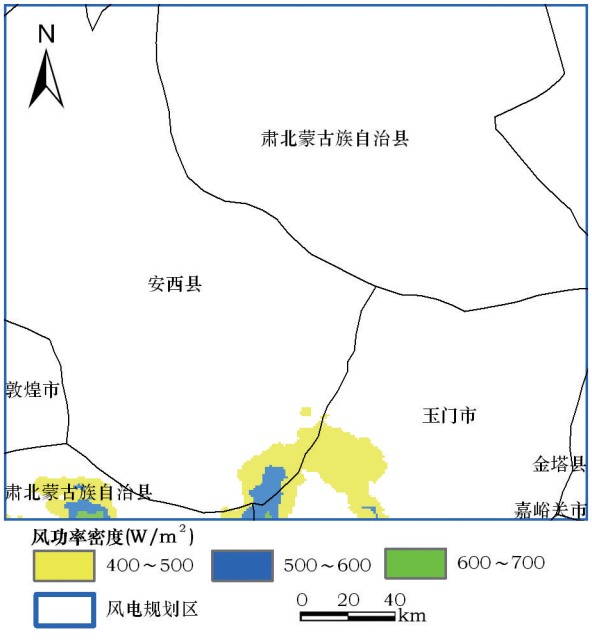


图6 甘肃酒泉风电规划区50m高度风功率密度≥400 w/m²的区域分布

Fig.6 Distribution of wind power density over 400 w/m² at 50m height in the planning regions in Jiuquan city, Gansu province

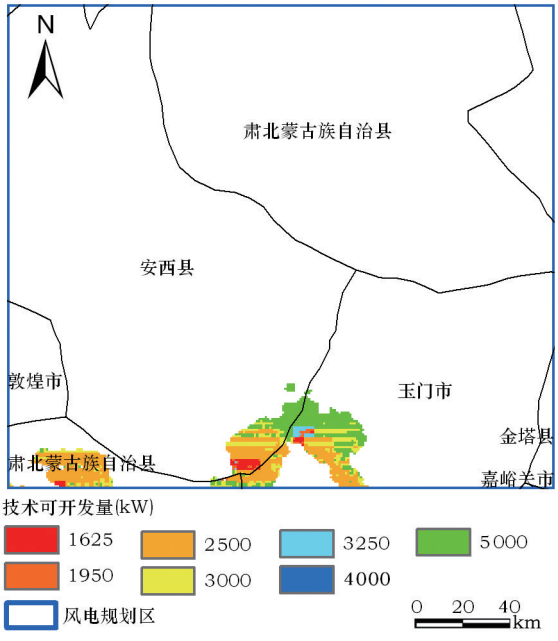


图7 剔除制约因素后甘肃酒泉风电规划区50m高度4类风电场的技术可开发量分布

Fig.7 Distribution of technical exploitation amount of wind power on four grade at 50m height after being deducted by constraint factors in the planning regions in Jiuquan city, Gansu province

风能资源等级的技术可开发量为1.17亿kW，4类只有0.036亿kW。因此，甘肃酒泉风电规划区风能资源可以满足建设3类风电场的需要。上述分析结果与《甘肃省风能评估报告》（私人通讯）结论较一致。

5 结论与讨论

（1）本文采用的中国气象局风能资源数值模拟系统可以较客观地反映区域或某一风电场风能资源的分布状况，其模拟精度较高。

（2）在客观准确的数值模拟结果和基础地理信息数据的基础上，利用ArcGIS软件系统可以较方便地分析影响区域或某一风电场风能资源的制约因素，并计算得到可利用区域的各等级风能资源开发面积、技术可开发量、制约因素所占面积等评估结果。本文研究结果可为区域或风电场风能资源评估及风能资源开发利用提供技术途径和科学参考。

（3）甘肃酒泉风电规划区的风能资源丰富区集中在玉门、瓜州和肃北，甘肃酒泉风电规划区风能资源可以满足建设3类风电场的需要。

本文参考美国NREL的风能资源开发制约因素分析标准，提供了一种风能资源制约条件分析和技术可开发量的计算方法，为今后风电场风能资源的开发利用提供技术参考和科学依据。有关风能资源制约条件分析的标准将在实际调查和专家确认的基础上进一步研究制定。

参考文献 （References）：

[1] 朱瑞兆，薛桁. 风能的计算和我国风能的分布[J].气象，1981，7（8）:26-28.

[2] 李泽椿，朱蓉，何晓凤，等.风能资源评估技术方法研究[J].气象学报，2007，65（5）:708-717.

[3] 朱蓉.风能资源评估最新技术及进展[C].西安:2008年电网与清洁能源技术论坛论文集，2008.

[4] ALPINE WINDHARVEST. Development of information base regarding potentials and the necessary technical, legal and socio-economic conditions for expanding wind energy in the Alpine Space[EB/OL]. http://www.sbg.ac.at/pol/windharvest, 2005-01-25/2009-11-13.

[5] Helimax Energy Inc. Analysis of Wind Power Potential in Ontario [R]. Technical Report/OPA, 2005.

[6] Susan K. Williams, Tom Acker, Grant Brummels, et al. Arizona Wind Energy Assesment[R]. Technical Report/Northern Arizona University, 2007.

[7] David Kline, Donna Heimiller, Shannon Cowlin. A GIS Method for Developing Wind Supply Curves[R]. Technical Report NREL/TP-670-43053, 2008.

[8] 高阳华，王堰，邱新法，等. 基于GIS的复杂地形风能资源模拟研究[J].太阳能学报，2008，29（2）:163-169.

[9] 林浩，张超，罗伯良. GIS在风能资源评价中的应用[J].湖南气象，2005，（3）:457-461.

[10] 李茂勋，翟亮. 基于GIS的中国风电产业数据库建设与应用研究[J].测绘通报，2009，（1）:60-63.

[11] 汪青春，秦宁生，朱西德，等. 基于气象站资料的青海省风能资源评估分析[J].青海科技，2008，15（2）:26-30.

[12] 中国气象局.中国风能资源评价报告[M].北京:气象出版社，2007.

[13] 刘海燕，方创林，蔺雪芹，等. 西北地区风能资源开发与大规模并网及非并网风电产业基地建设[J]. 资源科学，2008，30（11）: 1667-1676.

[14] 中国国家发展和改革委员会.全国风能资源评价技术规定[S].北京:中国标准出版社，2004.

Analysis of Constraints on Utilization of Wind Energy Resources at Overland Wind Farms Based on GIS: A Case in Jiuquan City, Gansu Province

CHENG Xinghong[1], ZHU Rong[1], HE Xiaofeng[1], ZHOU Rongwei[1], ZHU Jiang[2]
(1. *National Climate Center, Beijing* 100081,*China*; 2. *National Meteorological Information Center, Beijing* 100081,*China*)

Abstract: Site selection in development zones and quantification of the technical exploitation amount of wind power through integration of accurate numerical simulation and objective assessment play a fundamental role in exploitation and utilization of wind energy resources. The distribution of wind energy resources at 50 m height with high resolution of 1 km × 1 km at the planning area of wind power in Jiuquan City, Gansu Province was simulated using the wind energy numerical simulation model developed by the China Meteorological Administration. The model uses dynamic and statistical method, consisting of the large scale weather background classified model, meso-scale simulation model and statistical model. First, 30-year climate datasets were classified as 448 clusters in terms of weather types. Second, each type was simulated by the meso-scale model. Third, the weighted average method was used to compute the distribution of wind energy resources in terms of the probability of each type in the 30-years datasets. Simulated results showed that the annual wind power density and annual effective hours in the south of Changma Town, Yumen City, Liuyuan Town, Guazhou County, the west of Dunhuang City and the surrounding of Mazongshan Town are relatively high. This suggests the large potential of wind energy resources and the feasibility of large scale exploitation of wind energy resources. The simulations of wind speed and wind power density are accurate through comparing with observations at three wind towers. Except one tower showing relatively large error in wind speed, error at the other towers was generally less than 5%. Major constraints on development and utilization of wind energy resources in the planning regions were carefully analyzed based on geographic information datasets consisting of topography, geomorphology, and land use data from the State Bureau of Surveying and Mapping using spatial analysis techniques and functionalities in ArcGIS software packages. Results suggested that the areas of desert and terrain with slope larger than 10% account for 90.91% of the total planning area, an explicit indication of limitations in wind energy resources exploitation. The area and technical exploitation amount of wind power on different grades in the planning regions excluding the limited development areas were computed. It was found that the rich zones for wind energy resources exploitation in Jiuquan City are Yumen, Guazhou and Subei counties. The technical exploitation amount of wind power on the third grade was found to be 117 million kW, whereas that on the fourth grade is only 3.6 million kW. As such, Jiuquan City seems is more suited for being taken as the third-grade wind farms in wind energy resources exploitation. This study provides a basis and reference for assessment and analysis of constraints on utilization of wind energy resources.

Key word: Numerical simulation; Assessment of wind energy resources; ArcGIS; Constraints, Technical exploitation amount of wind power; Wind power base in Jiuquan City

中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 4 期: 511 ~ 522
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

CMAQ模式卫星产品源同化模型及其在空气质量预报中的应用研究

程兴宏[①②*], 徐祥德[①], 丁国安[①]

① 中国气象科学研究院, 北京 100081;
② 国家气候中心, 北京 100081
* E-mail: cxingh@cma.gov.cn

收稿日期: 2009-01-12; 接受日期: 2009-10-28
国家重点基础研究发展计划(编号: G1999045700)、北京城市大气环境-CMAQ模式技术发展与业务推广项目(编号: CMATG2007Z04)资助

摘要 对比分析了2006年1月和8月华北地区OMI NO_2卫星遥感二级产品和NO_2实测浓度变化趋势的一致性, 重点构建了CMAQ空气质量模式卫星遥感产品源同化模型, 采用变分订正方法和CMAQ卫星遥感产品源同化技术方案探讨了华北地区冬夏季OMI高分辨率柱浓度卫星资料在空气质量数值预报中的应用. 分析结果表明, 无论冬季还是夏季, 华北地区NO_2实测浓度与OMI NO_2卫星遥感柱浓度的变化趋势具有较好的一致性, 两者的相关性较显著, 该卫星资料可适用于华北地区卫星遥感-地面观测综合变分分析; 经过线性和变分订正后, 北京周边地区OMI NO_2柱浓度的空间分布特征与实测值分布一致, 而且可清晰反映出NO_2空间分布特征, 即NO_2的城市局地污染特征较明显. 经变分订正的OMI NO_2柱浓度的空间分布特征可看出, 北京的西南、东南地区污染源对北京地区的NO_2浓度的影响较大. 采用高分辨率的OMI NO_2卫星遥感资料同化修正排放源时, WRF-CMAQ模式对于华北地区冬、夏季NO_2浓度水平预报和趋势预报可取得较显著的改善效果. 采用经变分订正的、高分辨率的OMI NO_2卫星遥感资料进行源同化时, 可模拟得到与实测浓度分布较一致的、高分辨率的NO_2浓度信息, 弥补了采用地面有限实测资料同化修正初始排放源时WRF-CMAQ模式模拟NO_2浓度时空分布的不足, 卫星观测资料对于城市区域尺度的NO_2浓度模拟尤为重要. OMI NO_2高分辨率卫星遥感资料对于华北地区的NO_x排放源反演、区域污染调控和治理以及提高北京街区尺度NO_2浓度预报水平有一定的实际应用和参考价值.

关键词
OMI NO_2卫星产品
变分订正
CMAQ源同化模型
空气质量预报

目前空气质量模式的发展趋势是动力-化学耦合模式系统, 主要以美国环保局(EPA)开发的第三代空气质量预报和评估系统MODEL-3为代表[1]. MODEL-3由中尺度气象模式、污染源排放模式和多尺度空气质量模式三部分组成, 其核心空气质量模式CMAQ(Community Multiscale Air Quality Model)具有局地、城市、区域和大陆等多种尺度的模拟能力. 由于Models-3模拟系统具有通用性、灵活性、开放性等优点, 近几年发展迅速, 成为国内外应用最为广泛的空气质量模拟系统之一[2~8]. 唐孝炎等[9]指出污

引用格式: Cheng X H, Xu X D, Ding G A. An emission source inversion model based on satellite data and its application in air quality forecasts. Sci China Earth Sci, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-0044-9

染源排放数据是空气质量模式的重要输入数据, 排放源资料的不确定性在很大程度上决定了模式输出结果的准确性. 因此, 获取客观污染源分布是新一代空气质量预报模式预测能力提高的关键技术环节, 也是空气质量模式发展的技术难题与"瓶颈"问题. Xu 等[10]首次提出了 CMAQ 模式迭代器源反演模型, 即在空气质量预报方程中加入排放源的"张弛调整项"以减少模式预报结果与空气污染实测浓度的误差; 采用该源同化方法和 CMAQ 模式预报了 2006 年 1, 4, 8, 10 四个月全国范围的 NO_2 浓度, 并与常用的东亚地区 2000 年 David Streets 排放源[11]预报的结果及实际观测结果进行对比, 发现采用"Nudging"源同化反演方法, 不仅显著改善了中国地区不同城市 NO_2 浓度的预报趋势, 而且可明显减少预报误差, 预报效果明显优于被普遍应用的 2000 年 David Streets 初始源的预报结果; NO_2 源同化反演模型可适用于中国不同地区、不同季节、不同天气过程. 有关 CMAQ 模式和"Nudging"源同化反演方法的详细介绍见文献[12].

"Nudging"源同化反演模型是以 CMAQ 模式模拟的污染物浓度与实测值的偏差作为收敛判据的, 因此地面空间分辨率较低的观测资料必然会限制"Nudging"源同化反演效果以及 NO_2 浓度预报水平. 由于地面 NO_x 浓度观测资料有限, 1995 年以来卫星观测反演的高分辨率、覆盖范围较大的 NO_x 对流层柱浓度资料弥补了地基和飞机观测数据的不足, 卫星遥感反演的 NO_x 柱浓度资料得到了广泛应用. Martin 等[13]指出, 这些卫星遥感反演数据在 NO_x 源反演模型中的应用为改善源排放清单和提高 NO_x 排放源及其化学反应机理的认识提供了可能. 目前卫星遥感反演的 NO_x 对流层柱浓度资料主要来自于应用较为广泛的三种卫星探测器, 即 Envisat 环境卫星上的 SCIAMACHY 传感器、ERS-2 号卫星上的 GOME 光谱仪和 Aura/EOS 卫星上的 OMI 探测器. 三种探测器的时空分辨率分别为: SCIAMACHY 处理一次覆盖 960 km, 水平分辨率为 60 km×30 km(轨道方向×垂直轨道方向), 6 天完成全球监测; GOME 扫描宽度亦为 960 km, 水平分辨率为 320 km×40 km, 6 天完成全球监测; OMI 扫描宽度为 2600 km, 水平分辨率为 13 km×24 km, 1 天完成全球监测.

国外有关研究表明, 上述三种探测器单次测量反演的 NO_x 柱浓度资料的误差为 30%~60%[14~16]. 在将卫星反演数据应用于源反演模型之前需对这些数据进行订正和误差估计, 尤其是对流层 NO_x 柱浓度资料的反演是基于大气状态, 例如 NO_x 廓线形状. 目前主要采用地基和空基观测数据来订正对流层 NO_x 柱浓度卫星反演数据. Boersma 等[17]比较了 2006 年 3 月美国墨西哥 INTEX-B 实验飞机观测的地面到高空 1000 ft NO_2 浓度和 OMI NO_2 柱浓度, 多次对比实验结果表明, 两者具有显著的相关, 而且 OMI NO_2 柱浓度偏差较小. Boersma 等[18]对比分析了 2006 年 8 月 OMI NO_2 和 SCIAMACHY NO_2 柱浓度与实测 NO_2 柱浓度, 结果发现 SCIAMACHY 和 OMI NO_2 柱浓度均比实测值偏小, 但对于北半球中纬度地区来自化石燃烧排放的 NO_2 而言, SCIAMACHY NO_2 比 OMI NO_2 柱浓度偏高 40%. Wang 等[19]采用 OMI NO_2 准实时的卫星反演资料分析了北京市政相关部门采取的强制汽车减排措施对减少 NO_x 排放量的实施效果, 研究指出由于 OMI 二级 NO_2 柱浓度卫星产品的空间和时间分辨率相对较高, 而且经过多种算法订正, 适合于 NO_x 排放源的反演.

国内部分学者采用上述三种卫星遥感探测器反演资料进行了初步研究. 江文华等[20]利用 GOME 卫星资料分析北京大气 NO_2 污染变化, 李莹[21]进行了地基 DOAS 观测反演的 NO_2 柱总量与 SCIAMACHY 卫星 NO_2 数据的比较及 NO_2 时空分布的相关研究. 张兴赢等[22]利用 GOME 和 SCIAMACHY 近 10 a 的对流层 NO_2 数据以及北京、上海等城市的地面观测数据, 研究了中国区对流层 NO_2 的年际变化趋势、时空分布特征以及来源解析. 结果表明, 中国对流层的高值区分布在京津冀、长江三角洲、珠江三角洲、四川盆地以及人口密集的超大城市区; 同近地面浓度观测的比较表明, 卫星在长时间、大尺度研究大气痕量气体组成变化和监测空气质量方面具有非常好的稳定性和均匀性. 张彦军等[23]利用 OMNO$_2$ 全球产品卫星遥感资料研究北京、黄骅港、三亚、深圳和抚顺的 NO_2 月平均变化情况. 结果显示 2004 年 10 月至 2007 年 10 月期间北京对流层 NO_2 月平均垂直柱密度总体呈增加趋势. 以上研究多利用 GOME 或 SCIAMACHY 卫星资料, 没有发挥 OMI 的优势, 而且有关 OMI NO_2 卫星遥感柱浓度资料的误差分析、订正方法及其在排放源源反演方面的应用研究相对较少. 本文采用卫星遥感-地面观测综合变分订正方法和地面实测 NO_2 浓度订正了 OMI NO_2 卫星遥感二级产品, 提高了其准确度和时空分布合理性. 本文采

用的变分订正处理方案, 已在城市热岛、沙尘暴过程大气要素场、北京周边地区气溶胶和 PM_{10} 浓度综合变分分析等诸多方面取得了客观订正的显著效果[24~27].

本文采用二级 NO_2 柱浓度卫星产品着重讨论该产品在改善 NO_x 源同化修正效果及提高 NO_2 浓度预报水平中的初步应用. 即对比分析了华北地区 OMI NO_2 高分辨率柱浓度卫星资料与地面实测资料的一致性, 采用卫星遥感-地面观测综合分析方法讨论了华北地区 NO_2 排放源对北京市空气质量的影响效应; 采用经过变分订正、准实时的 OMI NO_2 高分辨率卫星反演资料进行华北地区 NO_x 源同化修正试验, 借助 CMAQ 模式检验高分辨率的 NO_x 同化修正源的预报效果.

1 OMI/Aura 卫星产品和使用资料

美国宇航局(National Aeronautics and Space Administration, NASA)用于监测全球变化的主要卫星系统-地球观测系统(Earth Observing System, EOS)包括 Terra, Aqua 和 Aura 三颗卫星. AURA 卫星主要用于大气化学观测, 该卫星上搭载有四个不断升级的遥感仪器: 高分辨率动力学临边探测器(HIRDLS)、微波临边探测器(MLS)、臭氧监测探测器(OMI)和对流层排放分光计(TES). OMI 与 Aura/EOS 卫星上的其他探测器互为补充, 采用推扫式成像高光谱仪探测可见光和紫外光中的太阳后向散射. 高光谱仪提高了臭氧总量的观测精度和辐射、波长订正的精度. OMI 遥感器以极轨方式观测, 每天给出一个区域分布的观测数据.

一个单独的 OMI NO_2 产品文件对应于一次 Aura 轨道扫描阳光照射部分的所有 OMI 测量信息. 每次测量时 60 个交叉路径同时进行, 60 个交叉测量大约覆盖了地面 2600 km 的宽测绘带. OMI NO_2 产品文件中包括 NO_2 倾斜柱总量(即沿太阳到大气, 再反射回卫星的光学路径的总量)、NO_2 垂直柱总量以及对流层 NO_2 柱总量的贡献估计. OMI NO_2 文件中也包括其他辅助数据, 即数据质量标记、测量精度、质量控制信息等. OMI NO_2 二级产品包括如下四种主要的 NO_2 垂直柱总量产品: (1) 地面以上的总观测垂直柱浓度; (2) 对流层观测垂直柱浓度(即从地面积分到 150 hpa); (3) 污染观测垂直柱浓度(Polluted, 即地面积分到 250 hPa); (4) 云覆盖垂直柱浓度. 文献[28, 29]详细描述了 OMI NO_2 产品的基本反演方法及改进算法.

本文中使用经过辐射和大气质量因子订正的 OMI NO_2 污染观测垂直柱浓度二级产品. 这两种产品每天两次(北京时间 12:00 和 14:00 左右)覆盖中国地区, 本文使用 12 时左右覆盖华北大部分地区的 OMI NO_2 Polluted 二级产品. 水平分辨率为 26 km×48 km. 在进行卫星遥感-地面观测综合变分处理时, 将卫星产品资料插值到 12 km×12 km 网格, 以便进行华北地区 NO_2 源同化修正.

2 OMI NO_2 卫星资料与地面观测资料的对比分析

与 OMI NO_2 卫星遥感资料比对的地面观测资料为 2006 年 1 和 8 月中国环境保护部提供的华北地区 10 个城市的 NO_2 日平均浓度, 该日平均资料是每天 12 时(北京时, 下同)到第二天 12 时的平均值. 图 1 给出了 2006 年 1 月和 8 月华北地区 SO_2, NO_2, PM_{10} 三种污染物实测浓度的区域平均值逐日变化特征. 由图 1 中可看出, 三种污染物的变化趋势较一致, 冬季三种污染物浓度明显高于夏季, 这与冬季采暖污染源排放较高有关. 2006 年 1 月 3, 9, 10, 14, 15, 27, 29 日和 8 月 18, 19, 22, 24, 25 日三种污染物浓度相对较高. 本文挑选上述 NO_2 浓度相对较高的样本与卫星资料进行对比.

本文着重对比分析了 2006 年 1 和 8 月 NO_2 浓度相对较高日华北地区 10 个城市 NO_2 实测浓度与 OMI NO_2 Polluted 二级产品柱浓度(如图 2 所示), 其中由于受到云的影响, 部分城市卫星观测缺测, 即 1 月 29 日一个测站的 OMI NO_2 垂直柱浓度缺测; 8 月 22 日两个测站、25 日一个测站的 OMI NO_2 垂直柱浓度缺测. 由图 2 可看出, 无论冬季还是夏季, 华北地区 10 个城市 NO_2 实测浓度与 OMI NO_2 卫星遥感柱浓度的变化趋势具有较好的一致性, 即两者的相关性较显著. 2006 年 1 月 NO_2 浓度相对较高日华北地区 10 个城市 NO_2 实测浓度与 OMI NO_2 柱浓度的相关系数为 0.43(69 个样本); 8 月两者的相关系数为 0.38(47 个样本). 由图 2 可发现, 北京、天津、石家庄、烟台、呼和浩特等城市 NO_2 浓度和 OMI NO_2 柱浓度相对较高. 1 月上述大部分城市 NO_2 浓度超过 80 μg/m^3, 即国家空气质量二级标准; 而 8 月上述城市 NO_2 浓度低于

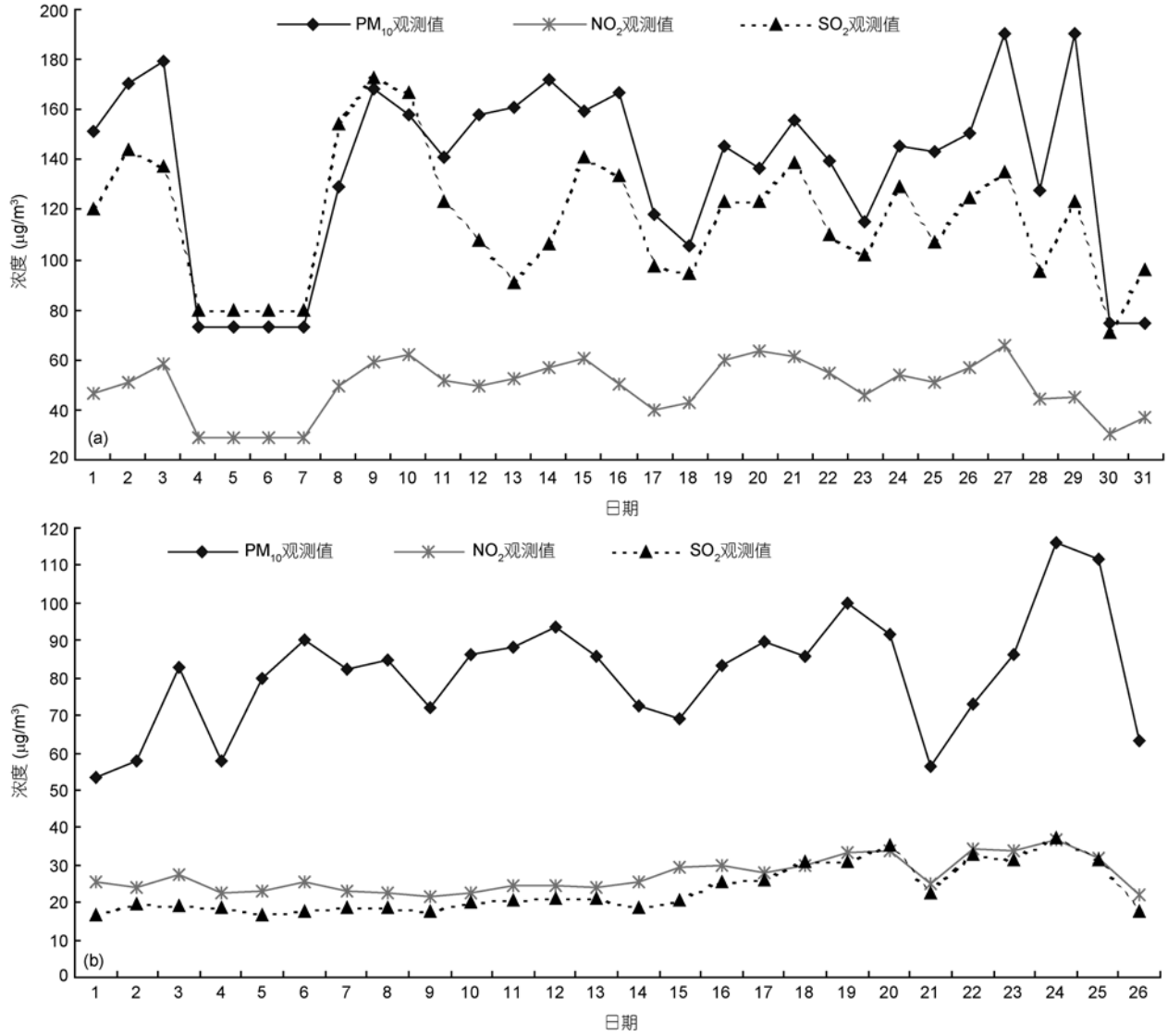


图 1　2006 年 1 月和 8 月华北地区 3 种污染物区域平均浓度的日际变化

(a) 1 月; (b) 8 月

80 μg/m^3. 另外 1 月 29 日和 8 月大部分样本卫星观测值偏低, 这可能因为华北地区 OMI 卫星观测时段(中午 12~14 时, 北京时)垂直对流和水平平流加强, 近地层污染物向上输送和水平扩散增加; 光化学反应消耗 NO_2 较多; 天气过程差异等造成对流层 NO_2 柱浓度减小. 然而由于无法获得时间分辨率较高的实测资料, 仅有地面日平均浓度资料, 无法反映中午前后的低值情况, 因此与地面日平均 NO_2 浓度相比, OMI NO_2 柱浓度偏低. 本文将在今后的工作中深入研究. Boersma 等[18]对比分析了 2006 年 8 月 OMI NO_2 与实测 NO_2 柱浓度, 结果发现 OMI NO_2 柱浓度均比实测值偏小; 并采用全球 3 维化学传输模式(GEOS-Chem)分析了造成 OMI NO_2 卫星观测低估的原因, 结果表明其主要原因是中午 NO_2 光化学反应消耗较日平均大. 本文分析结果与 Boersma 等[18]的研究结果一致.

3　华北地区OMI NO_2 卫星资料的变分订正

上述分析结果表明, 不论冬季还是夏季, NO_2 实

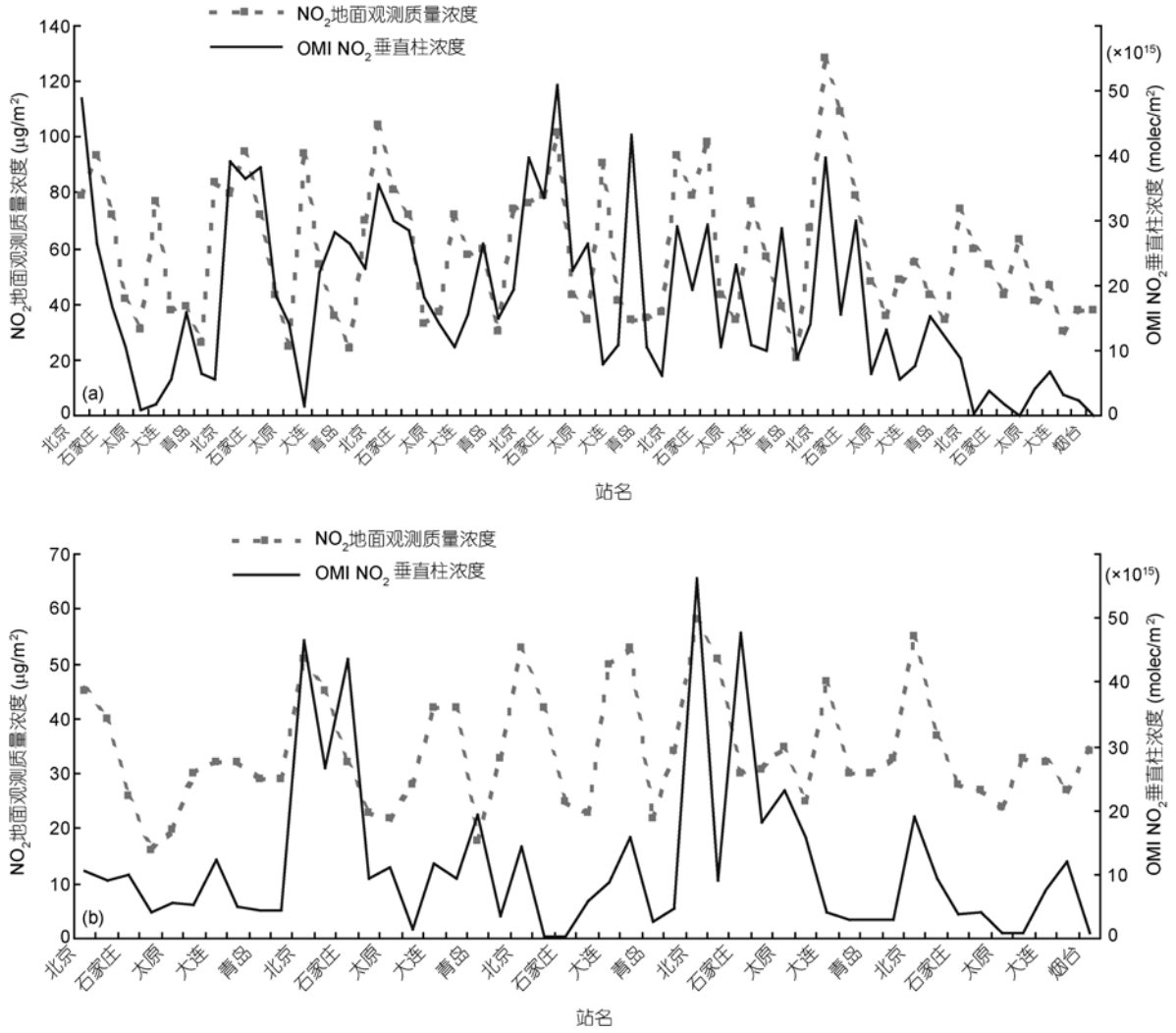


图 2　2006 年 NO_2 浓度相对较高日地面观测 NO_2 浓度与 OMI NO_2(Polluted)卫星遥感垂直柱浓度的比较

从左向右分别为: 1 月 3, 9, 10, 14, 15, 27, 29 日(a); 8 月 18, 19, 22, 24, 25 日(b)

测浓度与 OMI 卫星遥感柱浓度资料的相关性较显著, 两者空间分布特征较一致, 因此 NO_2 柱浓度卫星资料可适用于华北地区卫星遥感-地面观测综合变分分析, 本文采用的线性订正和变分订正方法参考文献[27]. 本文首先采用 2006 年 1 月 NO_2 浓度相对较高日 NO_2 地面观测浓度与 OMI NO_2 柱浓度的线性关系订正了 2007 年 2 月 3~6 日 4 天华北地区星下点的卫星遥感资料, 得到与地面实测浓度同量级的新的 OMI NO_2 卫星遥感资料; 然后采用卫星遥感-地面观测综合变分方法和 2 月 3~6 日华北地区 23 个测站的 NO_2 实测浓度对新的卫星遥感资料进行再次订正, 为分析周边污染源对北京空气质量的影响效应提供客观准确的卫星遥感数据. 式(1)为 2006 年 1 月重污染日 NO_2 地面观测浓度与 OMI NO_2 柱浓度的线性关系式.

$$Y=0.14X+43.10, \qquad (1)$$

式中 X 代表 OMI NO_2 卫星遥感柱浓度, Y 代表新的 OMI NO_2 柱浓度.

图 3 给出了 2007 年 2 月 6 日 OMI NO_2 卫星遥感柱浓度及其线性订正值、变分订正值与地面实测 NO_2 浓度的空间分布特征. 总体而言, 经过线性和变分订正后, 北京周边地区 OMI NO_2 柱浓度的空间分布特征与地面实测值一致, 变分订正效果较好. 图 3(a)~(c)均可看出如下的 NO_2 空间分布特征: 济南、石家庄、邯郸、保定、唐山与北京等城市 OMI NO_2 柱浓度及

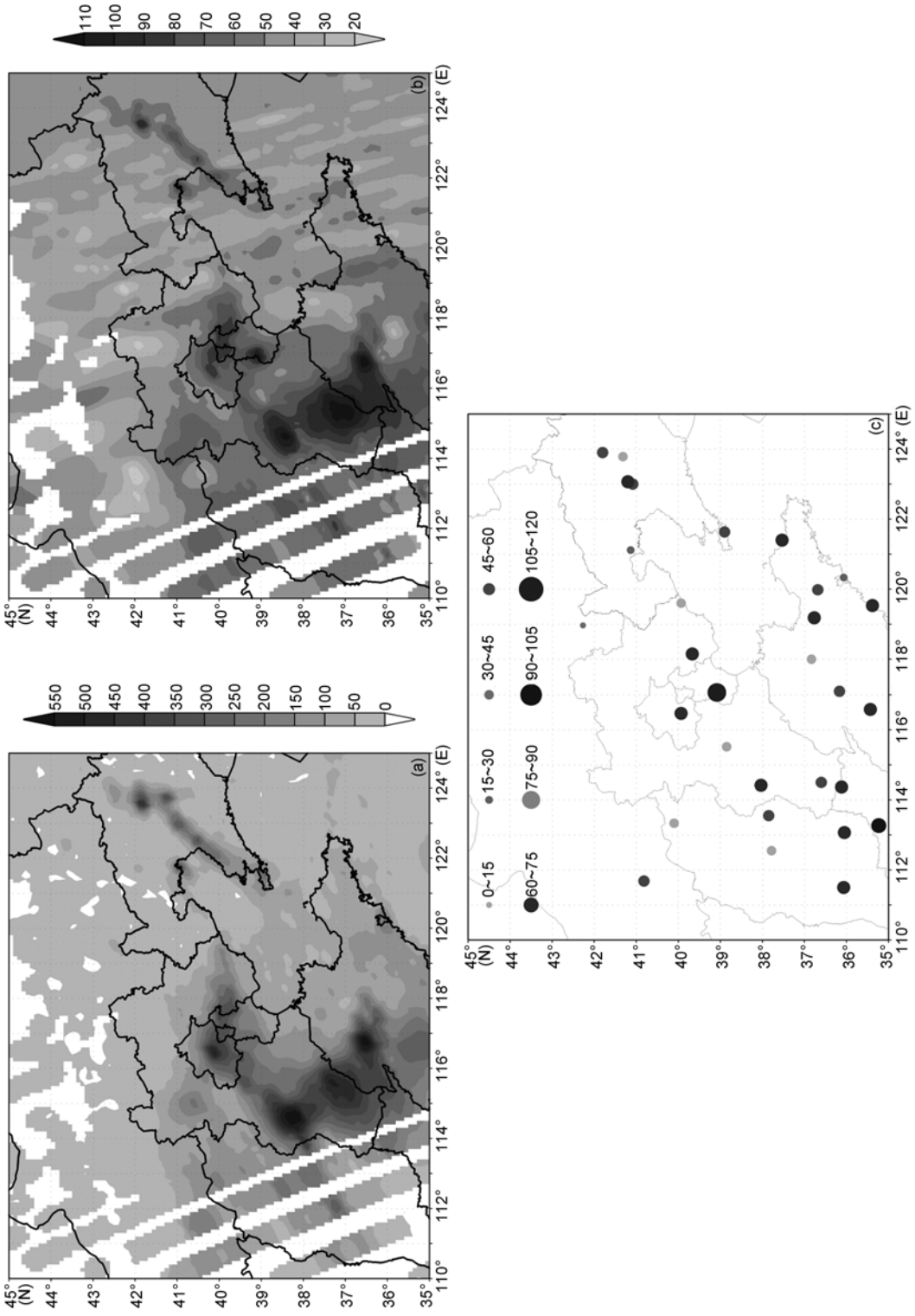


图 3　2007 年 2 月 6 日 OMI NO_2 卫星遥感柱浓度及经过线性和变分订正的值与地面实测 NO_2 浓度的空间分布特征

(a) OMI NO_2 柱浓度(10^{-4} mol/m^2); (b) OMI NO_2 柱浓度的线性、变分订正值(μg/m^3); (c) NO_2 地面实测浓度(μg/m^3)

其订正值相对较高; 其他地区相对较低. OMI NO_2 变分订正值的空间分布表现出天津、呼和浩特等城市污染较严重, 与实测值分布较一致. 上述分析结果表明经过地面实测资料变分订正后的 NO_2 柱浓度的空间分布可清晰反映出 NO_2 的空间分布特征, 尤其是表现出北京的西南、东南部(石家庄、保定、天津等地区)与北京地区形成 NO_2 的带状高值区. 本文结果与文献[22]研究结果一致.

4 OMI NO_2 卫星资料在源同化修正模型中的初步应用

由上述分析结果可知, 经过线性和变分订正后, 北京周边地区 OMI NO_2 卫星遥感产品的空间分布特征与地面实测资料一致. 因此本文采用经过线性和变分订正后的、空间分辨率较高的 OMI NO_2 卫星遥感资料, 对华北地区 12 km×12 km 的初始排放源进行源同化修正, 并采用该同化修正源和 WRF-CMAQ 模式检验其客观性. 由于相对准确的源排放清单对于奥运会期间北京地区的空气质量保障服务及周边污染源的控制决策研究极为重要, 因此本文着重讨论了 OMI NO_2 高分辨率卫星遥感资料对于改善奥运时段华北地区的 NO_2 排放源清单及空气质量预报的重要作用.

4.1 WRF-CMAQ模式参数和试验设计方案

4.1.1 CMAQ与WRF模式基本参数设置

(1) 网格设置: 采用两重单向嵌套网格, 第一重网格范围: 17°~49°N, 71°~134°E, 网格中心点位于 34.0°N, 102.0°E, 网格数为 130×94, 网格距为 36 km; 第二重网格范围: 33°~45°N, 104°~125°E, 网格数为 163×103, 网格距为 12 km; 两重网格垂直方向均分为不等距 13 层, 其分辨率在大气低层较高并随高度逐渐降低, 其中近一半分布在 2 km 以下.

(2) 物理过程: 水平平流和垂直对流采用 PPM 解法; 垂直扩散采用 Crank-Nicholson 解法; 考虑了干沉降和湿沉降过程.

(3) 化学机制: 选用改进的 CBM-IV 机理(CB4-AE3-AQ), 该机理同时考虑了液相和气溶胶化学, 化学机理利用 QSSA 算法求解.

(4) 气象场输入: 逐时的气象场输入采用 WRF 模式的模拟结果, 包括高度和气压场、风场、温度场、水汽场、云量、降水以及垂直扩散系数等; WRF 模式的水平网格设置同 CMAQ 模式, 垂直方向分为不等距 28 层, 模式顶高约为 17 km, 垂直分辨率在近地层较高; 采用 1°×1°的 NCEP 资料(6 小时间隔)作为大尺度气象背景场和边界条件; 积云参数化方案为 Kain-Fritsch(new Eta)方案, 边界层参数化方案为 Mellor-Yamada-Janjic(Eta) 湍流动能方案, 大气辐射方案为 RRTM 长波和云(Dudhia)短波辐射方案.

(5) 源排放输入: 初始排放源清单由美国环保局(EPA)释放, 水平分辨率为 36 km×36 km, 垂直方向 12 层, 根据 David Streets 2000 年亚洲地区 1°×1°的排放源[11]编制, 其中自然源来自 GEIA(Global Emission Inven- tory Activity). 并以该初始排放源为基础, 采用源同化方法反演源排放清单.

(6) 初始条件和边界条件设置: CMAQ 模式运行第一天时采用模式自带的清洁大气的垂直廓线, 第二天运行时采用第一天的输出结果作为初始浓度场和边界值.

(7) 源同化试验时段和效果检验时段分别如下:

源同化试验时段: 2007 年 2 月 6 日(冬季)、2006 年 8 月 12 日(夏季).

效果检验时段: 2007 年 2 月 3~5 日和 2006 年 8 月 1~10 日.

在分析华北地区各城市的 CMAQ 模式输出结果时, 取各城市范围内的网格点的平均值作为模式模拟值.

4.1.2 试验方案设计

(1) 冬季试验: 采用 2007 年 2 月 6 日华北地区 340 个格点上经地面实测资料变分订正的 OMI NO_2 卫星遥感订正值, 对空间分辨率为 12 km×12 km 的初始排放源进行同化修正, 并采用同化修正源和 WRF-CMAQ 模式模拟 2 月 3~5 日 20 个测站的 NO_2 浓度.

(2) 夏季试验: 采用 2006 年 8 月 12 日华北地区 330 个格点上经地面实测资料变分订正的 OMI NO_2 卫星遥感订正值, 对空间分辨率为 12 km×12 km 的初始排放源进行同化修正, 并采用同化修正源和 WRF-CMAQ 模式模拟 8 月 1~10 日华北地区 35 个测站和北京地区 5 个测站的 NO_2 浓度.

4.1.3 观测资料说明

(1) 冬季: 2007 年 2 月 3~6 日中国环境保护部提

供的全国 112 个环境监测站的 SO_2 和 NO_2 日平均浓度观测资料, 其中华北地区有 20 个站. 日平均资料计算方法同上.

(2) 夏季: 2006 年 8 月 1~10 日中国环境保护部提供的华北地区 40 个环境监测站的 SO_2 和 NO_2 日平均浓度观测资料, 日平均资料计算方法同上.

4.2 试验结果分析

4.2.1 冬季

图 4 给出了采用初始排放源和经变分订正的 OMI NO_2 高分辨率卫星遥感资料同化反演的修正源时, WRF-CMAQ 模式模拟的 2007 年 2 月 3~5 日华北地区每天 20 个测站的 NO_2 浓度与实测值的比较. 由图 4 可看出, 采用初始排放源时, 3 天 20 个测站的 NO_2 浓度模拟值与实测值的相关较差, 相关系数为 0.25; 而采用同化源时, 两者相关较显著, 相关系数为 0.59, 超过了 99.9%置信度水平(51 个样本). 采用初始排放源和同化源时, 3 天 20 个测站的 NO_2 模拟浓度与实测浓度的平均偏差分别为–66.98%和 2.22%. 由上述分析结果可知, 采用高分辨率的 OMI NO_2 卫星遥感资料同化修正排放源时, 除个别城市外, NO_2 模拟浓度与实测值较接近, 两者的空间分布较一致. WRF-CMAQ 模式对于华北地区冬季 NO_2 趋势和浓度水平预报可取得较显著的改善效果.

4.2.2 夏季

图 5 给出了采用初始排放源和经变分订正的 OMI NO_2 高分辨率卫星遥感资料同化反演的修正源时, WRF-CMAQ 模式模拟的 2006 年 8 月 1~10 日华北地区每天 35 个测站和北京地区每天 5 个测站的 NO_2 浓度与实测值的比较. 对比图 5(a)和(b)可看出, 采用初始排放源和同化源时, 华北 35 个测站的 NO_2 浓度模拟值与实测值的相关性和平均偏差差异较明显, 相关系数分别为 0.12, 0.45, 平均偏差分别为 –71.29%, –44.16%. 由该图可知, 经过 OMI NO_2 高分辨率卫星遥感资料同化修正后的排放源, 可在一定程度上改善华北地区 NO_2 浓度的趋势预报效果, 但大部分测站 NO_2 浓度模拟值低于实测值. 这可能与 OMI NO_2 柱浓度卫星遥感资料比实测柱浓度偏小有关[18]. 另外用于卫星遥感-地面观测变分订正的 NO_2 浓度实测资料站点较少, 订正效果有一定局限性. 本

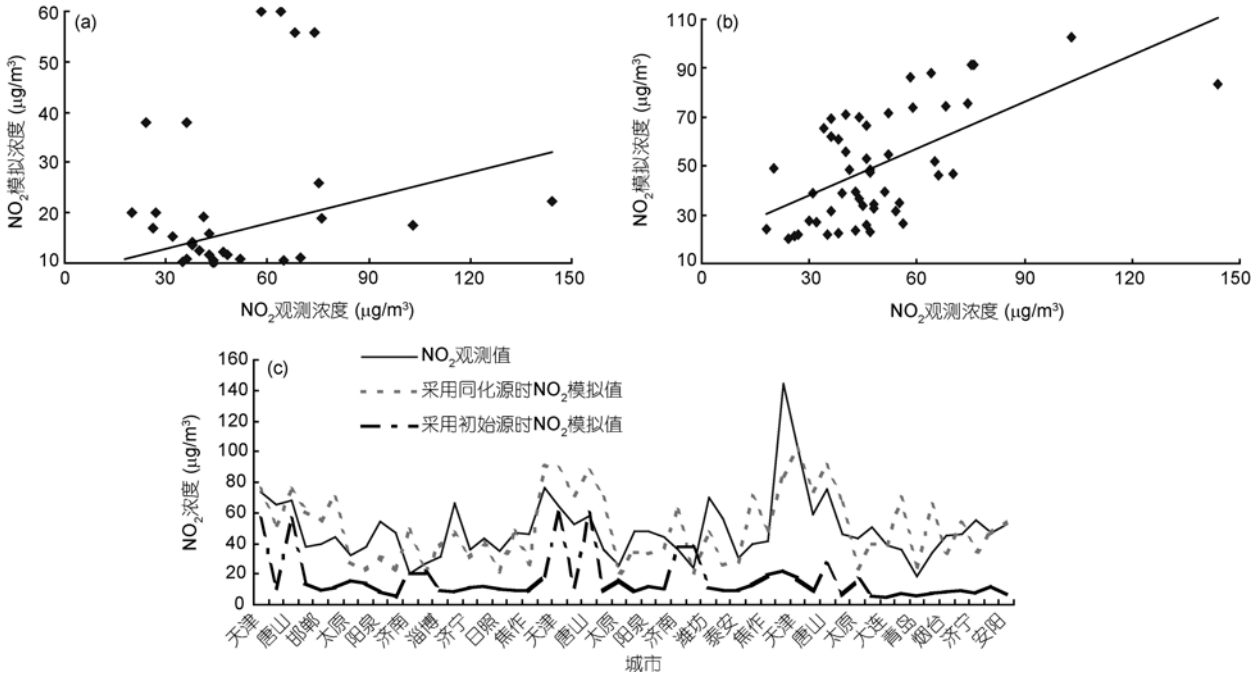


图 4 分别采用初始排放源和经变分订正的 OMI NO_2 卫星资料同化反演的修正源时, WRF-CMAQ 模式模拟的 2007 年 2 月 3~5 日华北地区 20 个测站的 NO_2 浓度与实测值比较

(a) 采用初始源时 NO_2 模拟值与实测值的相关分析; (b) 采用同化源时 NO_2 模拟值与实测值的相关分析; (c) 分别采用初始源和同化源时 NO_2 模拟值与实测值的浓度水平比较, 从左向右, 日期分别为 2 月 3~5 日

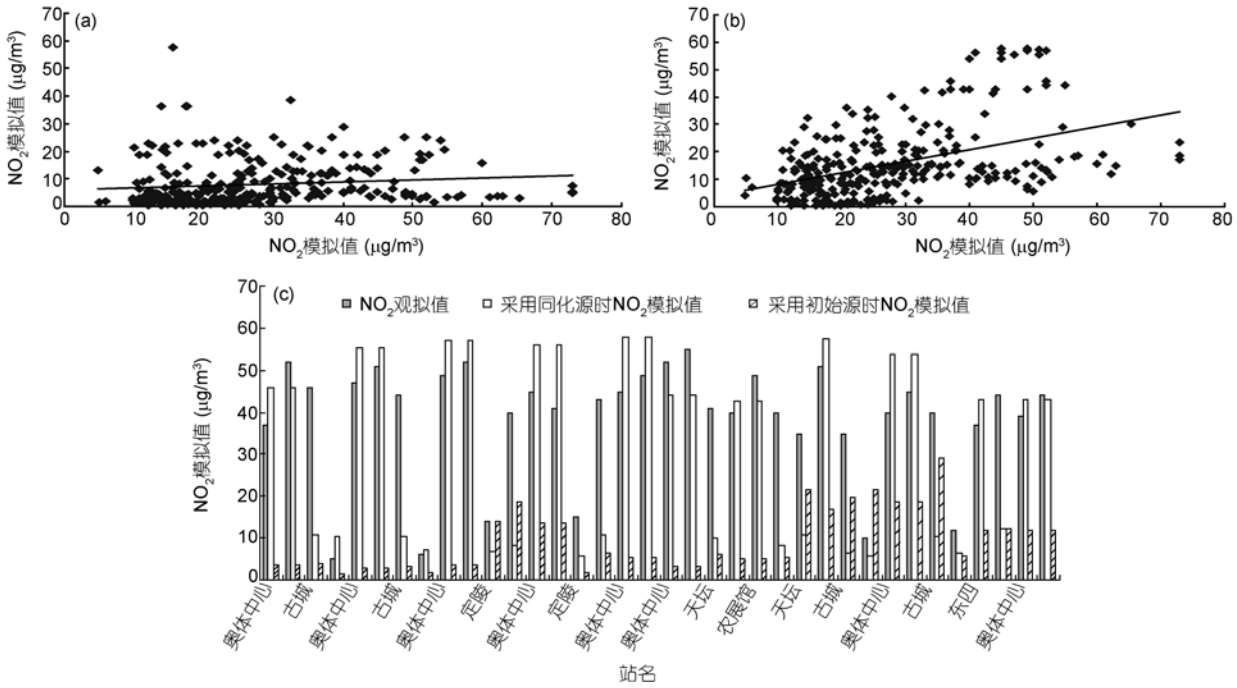


图 5　分别采用初始源和经变分订正的 OMI NO_2 卫星遥感资料进行源同化修正后, WRF-CMAQ 模式模拟的 2006 年 8 月 1~10 日华北地区 47 个测站和北京地区 5 个测站的 NO_2 浓度与实测值比较

(a) 采用初始源时 NO_2 模拟值与实测值的相关分析; (b) 采用同化源时 NO_2 模拟值与实测值的相关分析; (c) 分别采用初始源和同化源时 NO_2 模拟值与实测值的浓度水平比较, 从左向右, 日期分别为 8 月 1~10 日

文将在以后的工作中进一步深入研究. 图 5(c)分别为采用初始排放源和同化源时, 北京地区 5 个测站的 NO_2 浓度模拟值与实测值的比较结果. 由该图可看出, OMI NO_2 高分辨率卫星遥感资料可显著改善北京地区城市尺度的 NO_2 排放源及城区和近郊区的 NO_2 浓度趋势预报和浓度水平预报效果. 采用初始排放源时, 10 天 5 个测站(部分测站资料缺测)NO_2 浓度模拟值与实测值的相关较差, 相关系数为 0.06; 而采用同化源时, 两者相关性较显著, 相关系数为 0.63, 超过了 99.9%置信度水平. 采用初始排放源和同化源时, NO_2 浓度模拟值与实测值的平均偏差分别为–75.69%, –17.0%, 采用高分辨率的 OMI NO_2 卫星遥感资料同化修正排放源时, 北京街区尺度 NO_2 浓度的趋势和浓度水平预报效果均有显著改进. 除部分测站(主要是古城和天坛站)NO_2 模拟值偏低外, 其他测站模拟值与实测值较接近, 奥体中心、东四和农展馆的模拟效果较好, 3 个测站 10 天 NO_2 模拟值的平均偏差为 7.43%. 上述结果表明, OMI NO_2 高分辨率卫星遥感资料对于华北和北京地区的 NO_2 排放源的改善以及街区尺度 NO_2 浓度预报水平的提高有一定的实际应用和参考价值.

4.2.3　卫星资料对华北地区NO_2浓度空间分布模拟的重要影响

上述分析结果给出了采用经变分订正的 OMI NO_2 卫星遥感资料进行源同化修正时, CMAQ 模式的模拟结果与各测站 NO_2 实测浓度的比较, 本文亦比较了采用地面有限测站的 NO_2 实测浓度资料和采用高分辨率的、经变分订正的 OMI NO_2 卫星遥感资料进行源同化时, CMAQ 模式的模拟结果空间分布特征的差异, 如图 6 所示. 由图 6 可知, 采用卫星资料时, CMAQ 模拟的华北地区 NO_2 浓度空间分布与实测浓度分布较一致, 而且给出了常规观测站点以外较详细的、高分辨率的 NO_2 浓度信息. 尤其表现出石家庄、保定、北京一带的 NO_2 浓度高值区, 而且模拟值更接近实测值. 而采用地面有限的实测浓度资料时, CMAQ 模式仅模拟出常规测站的 NO_2 浓度, 而其他地区的 NO_2 浓度均为同样的模拟值, 与实际情况不符. 另外 CMAQ 模拟的 NO_2 浓度空间分布与实测浓度分布差异较大, 与造成 NO_2 城市尺度污染特征的

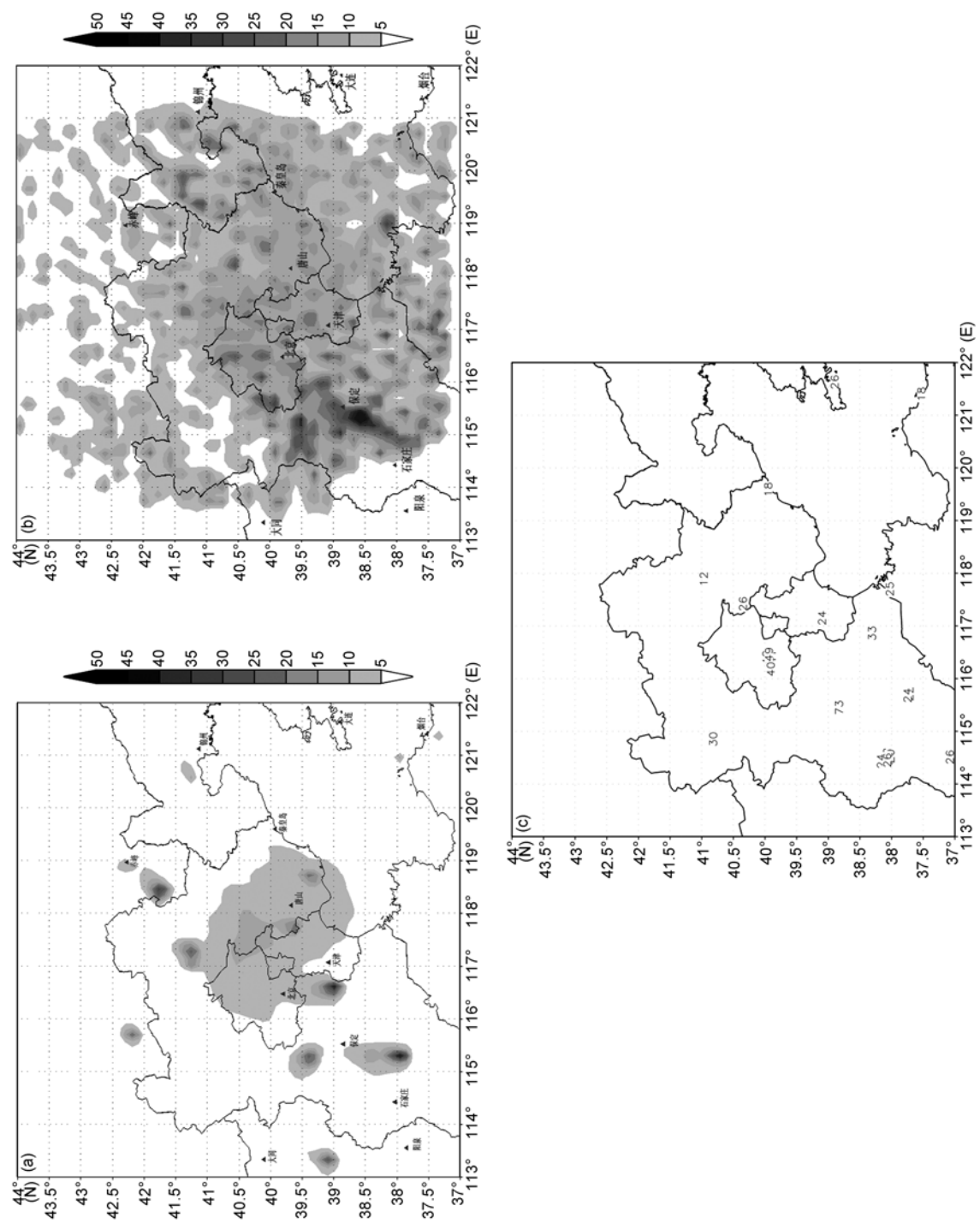


图 6　分别采用 NO_2 地面实测浓度资料和经变分订正的 OMI NO_2 卫星遥感资料进行源同化修正后, WRF-CMAQ 模式模拟的 2006 年 8 月 7 日华北地区 NO_2 浓度空间分布特征比较

(a) 采用 NO_2 实测浓度资料; (b) 采用经变分订正的 OMI NO_2 卫星遥感资料; (c) NO_2 实测浓度的空间分布

城市群分布差异亦较大, 尤其是未能模拟出保定一带的高值区, 该地区模拟值明显低于实测值. 上述分析结果表明, 采用经变分订正的、高分辨率的 OMI NO_2 卫星遥感资料进行源同化时, 可模拟得到与实测浓度分布较一致的、细致的、高分辨率的 NO_2 浓度信息, 弥补了采用地面有限实测资料模拟效果的不足, 卫星观测资料对于城市区域尺度的 NO_2 浓度模拟尤为重要.

5 结论与讨论

本文对比分析了华北地区冬夏季 OMI NO_2 高分辨率柱浓度卫星资料与地面实测资料变化趋势的一致性, 重点构建了 CMAQ 空气质量模式卫星遥感产品源同化模型, 采用变分订正方法和 CMAQ 卫星遥感产品源同化技术方案探讨了华北地区冬夏季 OMI 高分辨率柱浓度卫星资料在空气质量数值预报中的应用. 得出如下结论:

(1) 无论冬季还是夏季, 华北地区 NO_2 实测浓度与 OMI NO_2 卫星遥感柱浓度的变化趋势具有较好的一致性, 两者的相关性较显著, NO_2 柱浓度卫星资料可适用于华北地区卫星遥感-地面观测综合变分分析. 经过线性和变分订正后, 北京周边地区 OMI NO_2 柱浓度的空间分布特征与实测值分布一致, 而且可清晰反映出 NO_2 的空间分布特征, 尤其是表现出北京的西南、东南部(石家庄、保定、天津等地区)与北京地区形成 NO_2 的带状高值区.

(2) 采用经变分订正的、高分辨率的 OMI NO_2 卫星遥感资料进行源同化时, 可模拟得到与实测浓度分布较一致的、细致的、高分辨率的 NO_2 浓度信息, 弥补了采用地面有限实测资料模拟效果的不足, 卫星观测资料对于城市区域尺度的 NO_2 浓度模拟尤为重要.

(3) 采用变分订正后的 OMI NO_2 高分辨率卫星遥感资料同化修正 NO_x 排放源时, 使 WRF-CMAQ 模式显著提高了华北地区冬、夏季 NO_2 浓度水平和趋势预报水平. OMI NO_2 高分辨率卫星遥感资料对于华北和北京地区的 NO_x 排放源的改善以及提高街区尺度 NO_2 浓度预报水平有一定的实际应用和参考价值.

由于本文得到的地面实测资料的时间和空间分辨率具有一定的局限性, 无法对 OMI NO_2 卫星资料进行更加细致的对比分析检验. 但本文重点在于构建 CMAQ 空气质量模式卫星遥感产品源同化模型, 并采用变分订正方法和 CMAQ 卫星遥感产品源同化技术方案探讨华北地区冬夏季 OMI 高分辨率柱浓度卫星资料在空气质量数值预报中的应用, 本文将在今后的研究中采用更多时空分辨率较高的地面和地基实测资料与 OMI NO_2 卫星遥感产品进行对比分析. 本文的研究结果对于卫星遥感产品在污染源反演、区域污染调控和治理以及空气质量预报中的应用具有一定的科学和实际参考价值.

致谢 本文所使用的 OMI NO_2 卫星资料下载自美国国家航空航天局 NASA(http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/Aura/data-holdings/OMI/omno2_v003.shtml); 审稿专家提出了宝贵意见, 在此一并致谢.

参考文献

1 Dennis R, Byun D, Novak J. The next generation of integrated air quality modeling: EPA's Models-3. Atmos Environ, 1996, 30: 1925—1938
2 Bullock O R, Brehme K A. Atmospheric mercury simulation using the CMAQ model: Formulation description and analysis of wet deposition results. Atmos Environ, 2002, 36: 2135—2146
3 Arnold J R, Dennis R L, Tonnesen G S. Diagnostic evaluation of numerical air quality models with specialized ambient observation: Testing the Community Multi-scale Air Quality modeling system (CMAQ) at selected SOS 95 ground sites. Atmos Environ, 2003, 37: 1185—1198
4 张美根. 多尺度空气质量模式系统及其验证Ⅰ. 模式系统介绍与气象要素模拟. 大气科学, 2005, 29: 805—813
5 张美根. 多尺度空气质量模式系统及其验证Ⅱ. 东亚地区对流层臭氧及其前体物模拟. 大气科学, 2005, 29: 926—936
6 刘煜, 李维亮, 周秀骥. 夏季华北地区二次气溶胶的模拟研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2005, 35(增刊Ⅰ): 156—166
7 许建明, 徐祥德, 刘煜, 等. CMAQ-MOS 区域空气质量统计修正模型预报途径研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2005, 35(增刊Ⅰ): 131—144
8 王自发, 庞成明, 朱江, 等. 大气环境数值模拟研究新进展. 大气科学, 2008, 32: 987—995

9 唐孝炎, 张远航, 邵敏. 大气环境化学. 北京: 高等教育出版社, 2006. 49—62
10 Xu X D, Xie L A, Cheng X H, et al. Application of an Adaptive Nudging Scheme in Air Quality Forecasting in China. J Appl Meteorol Climatol, 2008, 47: 2105—2114
11 Streets D, Waldhoff S T. Present and future emissions of air pollutants in China: SO_2, NO_x, and CO. Atmos Environ, 2000, 34: 363—374
12 程兴宏. 空气质量模式“源同化”模型及排放源影响效应研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院与中国气象科学研究院, 2008
13 Martin R V, Jacob D J, Chance K, et al. Global inventory of nitrogen oxide emissions constrained by space-based observations of NO_2 columns. J Geophys Res, 2003, 108: 4537, doi: 10.1029/2003JD003453
14 Martin R V, Chance K, Jacob D J. An improved retrieval of tropospheric nitrogen dioxide from GOME. J Geophys Res, 2002, 107: 4437
15 Boersma K F, Eskes H J, Brinksma E J. Error analysis for tropospheric NO_2 retrieval from space. J Geophys Res, 2004, 109, doi: 10.1029/2003JD003962
16 Boersma K F, Eskes H J, Veefkind J P, et al. Near-real time retrieval of tropospheric NO_2 from OMI. Atmos Chem Phys, 2007, 7: 2103—2118
17 Boersma K F, Jacob D J, Bucsela E J, et al. Validation of OMI tropospheric NO_2 Observations during INTEX-B and application to constrain NO_x emissions over the eastern United States and Mexico. Atmos Environ, 2008, 42: 4480—4497
18 Boersma K F, Jacob D J, Eskes H J, et al. Intercomparison of SCIAMACHY and OMI tropospheric NO_2 columns: Observing the diurnal evolution of chemistry and emissions from space. J Geophys Res, 2008, 113: 1—14, doi: 10.1029/2007JD008816
19 Wang Y X, McElroy M B, Boersma K F, et al. Traffic restrictions associated with the Sino-African summit: Reductions of NO_x detected from space. Geophys Res Lett, 2007, 34: L08814, doi: 10.1029/2007GL029326
20 江文华, 马建中, 颜鹏, 等. 利用 GOME 卫星资料分析北京大气 NO_2 污染变化. 应用气象学报, 2006, 17: 67—72
21 李莹. 地基 DOAS 观测反演的 NO_2 柱总量与 SCIAMACHY 卫星 NO_2 数据的比较及 NO_2 时空分布研究. 硕士学位论文. 北京: 北京大学, 2006
22 张兴赢, 张鹏, 张艳, 等. 近 10 a 中国对流层 NO_2 的变化趋势、时空分布特征及其来源解析. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 1409—1416
23 张彦军, 牛铮, 王力, 等. 基于 OMI 卫星数据的城市对流层 NO_2 变化趋势研究. 地理与地理信息科学, 2008, 24: 96—99
24 周秀骥, 徐祥德. 2000 年春季沙尘暴动力学特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 327—334
25 徐祥德, 周秀骥, 翁永辉, 等. 星载 MODIS 资料与地面光度计探测气溶胶变分场. 科学通报, 2003, 15: 1680—1685
26 徐祥德, 许建民, 王继志, 等. 大气遥感再分析场构造技术与原理. 北京: 气象出版社, 2003. 58—91
27 程兴宏, 徐祥德, 陈尊裕, 等.北京地区 PM_{10} 浓度空间分布特征的综合变分分析. 应用气象学报, 2007, 18: 165—172
28 Boersma K F, Bucsela E J, Brinksma E J, et al. “NO_2”, Algorithm Theoretical Baseline Document Version 2.0 Volume 4: OMI Trace Gas Algorithms. Cambridge: Smithsonian Astrophysical Observatory, 2002
29 Bucsela E, Celarier E, Wenig M, et al. Algorithm for NO_2 vertical column retrieval from the Ozone Monitoring Instrument. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 2006, 44: 1245—1258

程兴宏，徐祥德，丁国安，等. 不同大气污染物监测密度对 CMAQ 源同化修正效果影响的模拟[J]. 高原气象，2010，29(1)：222－229

不同大气污染物监测密度对 CMAQ 源同化修正效果影响的模拟

程兴宏[1－2]， 徐祥德[1]， 丁国安[1]， 李德平[3]

(1. 中国气象科学研究院，北京 100081；2. 中国气象局 国家气候中心，北京 100081；
3. 北京市观象台，北京 100089)

摘 要：采用(美国环保部的 MODEL－3 系统的)CMAQ 源同化模型及 4 种不同空间分辨率的 SO_2、NO_2 实测资料，反演得到中国不同尺度的同化修正排放源，利用新一代中尺度气象模式 WRF 与多尺度空气质量模式 CMAQ，模拟分析了中国不同观测信息密度对 SO_2、NO_2 源同化反演及其浓度预报的影响，重点分析了华北地区 SO_2、NO_2 浓度加密观测对改善 SO_2、NO_2 排放源和空气质量预报的重要影响。结果表明，采用不同分辨率的实测资料时，SO_2、NO_2 的趋势预报效果改善程度有一定差异；采用较高分辨率的实测资料进行 SO_2、NO_2 源同化修正时，可明显减小 SO_2、NO_2 浓度的预报误差。华北地区较高分辨率的观测信息对于改进源同化修正效果及 SO_2、NO_2 浓度的趋势预报十分重要，尤其是对 SO_2 浓度的预报尤为重要；采用经高分辨率的实测资料同化修正的排放源时，WRF－CMAQ 模式对北京城市尺度 SO_2、NO_2 浓度的变化趋势、浓度水平和空间分布特征具有较好的预报效果。高分辨率的观测资料和区域源同化反演方法对于区域污染物浓度预报及排放源清单具有显著的改进作用。

关键词：华北地区；SO_2 和 NO_2 浓度；观测信息空间密度；CMAQ 源同化模型

文章编号：1000-0534(2010)01-0222-08 **中图分类号**：X823 **文献标识码**：A

1 引言

空气质量数值模拟研究始于 20 世纪 60 年代，至今已发展到第三代空气质量模式。空气质量模式的发展大致经历了三个阶段：第一代是简单的扩散模式和箱模式，可用于模拟原生性污染物的扩散。近年来国内许多学者采用中尺度气象模式与改进的三维区域扩散模式，研究污染物浓度预报及区域或城市尺度大气污染问题，但诸多研究发现[1－3]，该模式系统缺乏对大气化学过程的刻画能力以及模拟的污染物浓度分布不均匀等现象；第二代模式中加入了气象参数和污染物的化学反应机制，可用于模拟较复杂的大气污染物理和化学过程，但模式针对性较强，通用性、可拓展性较差；第三代空气质量模式主要以美国环保局(EPA)开发的多尺度空气质量预报和评估系统 MODEL－3 为代表[4]。MODEL－3 由中尺度气象模式、污染源排放模式和多尺度空气质量模式三部分组成，其核心空气质量模式 CMAQ(Community Multiscale Air Quality Model)具有局地、城市、区域和大陆等多种尺度的模拟能力。由于 Models－3 模拟系统具有通用性、灵活性、开发性等优点，近几年发展迅速，成为国内外应用最为广泛的空气质量模拟系统之一[4－16]。张美根等[8，11－12]详细地介绍了多尺度空气质量模式系统 MODEL－3 的特点，并应用该模式对 2001 年春季东亚地区 O_3 及其前体物浓度的时空分布进行了大量模拟研究，结果表明，该模式具有较好的模拟能力。安兴琴等[9]针对兰州市冬季采暖期污染严重的特点进行了个例模拟研究，结果表明，该模式较好地模拟出 SO_2、NO_2 的空间分布格局，模拟

收稿日期：2009-03-10；**改回日期**：2009-07-31

基金项目：国家重点基础研究发展规划 973 项目(G1999045700)；中日政府间 JICA 渠道技术合作专项技术合作项目共同资助

作者简介：程兴宏(1977—)，男，云南祥云人，博士，助理研究员，主要从事大气污染数值模拟、风能太阳能资源评估研究
E-mail：cxingh@cma.gov.cn

结果与监测结果比较吻合。权建农等[14-15]分别利用 CMAQ 模式模拟了中国西南和华南地区的硫沉降及我国燃煤排放的大气汞在我国的沉降分布状况，结果显示，该模式较好地模拟 SO_2 在大气中的转化以及干湿沉降过程。

唐孝炎等[17]指出，污染源排放数据是空气质量模式的重要输入数据，污染物源排放的不确定性是限制当前空气质量模式研究结果准确性的主要因素。因此，获取客观污染源分布是新一代空气质量预报模式预测能力提高的关键技术环节，也是空气质量模式发展的难题与“瓶颈”问题。当前国际上比较常用的源排放清单为美国 Streets 等[18]发展的 TRACE－P 排放清单，它建立了 2000 年东亚、南亚及东南亚地区 NO_X、SO_2、NMVOC、CO、NH_3、PM_{10}、$PM_{2.5}$、CH_4、BC、OC、Sea Salt 以及 CO_2 等物质 1°×1°的网格排放量，他们采用美国环保局 AP－42 排放因子，对各个排放过程及其采取的相关措施都进行了全面的考虑，但是他们用美国的排放因子来估算东亚、南亚及东南亚广大地区的排放量，必定会产生一定的误差，同时由于估算地区太大，对地区重点源的估计不够，也会降低精确度[18]。Ma 等[19]通过模式模拟与 GOME 卫星资料的对比分析发现，Streets 等[18]过低的估计了 2000 年中国地区 NO_X 排放量。另外，通过模拟和实测研究[20]表明，Streets 等[18]排放源过低估算了中国地区的 CO 排放量。BECAPEX 试验 2001 年 1～3 月的观测资料分析结果表明[21]，SO_2、NO_X、CO 浓度在采暖期、非采暖期、过渡期存在显著的源影响差异，不同污染物浓度的季节变化也有显著差异；同时排放源调查结果本身具有相当大的不确定性。因此，现有的源排放清单难以客观描述城市污染源实际的时空变化特征，上述排放源的不确定性已成为空气质量模式预报能力提高的“制约”因素。

对于上述排放源的不确定性问题，目前各国科学家正在考虑采用各类“反演”模型，试图寻找排放源“真值”分布的理想反演工具，以提高空气质量模式预报能力。国外诸多研究表明，采用各种源反演模型可获得排放源的空间分布特征，提高空气质量预报水平[22-25]。近年来国内也开展了污染源反演模型在空气质量模式中的应用研究。陈军明等[26]应用神经网络算法反演计算了点源排放量；李灿等[27]建立了一个简单的二维扩散传输模式，用于 CO_2 源汇的反演；刘峰等[28]进行了大气污染的优化控制理论研究，以伴随模式算法为基础，给出了求解工业污染源优化布局问题高效通用的方法。朱江等[29]在资料同化中将集合卡尔曼平滑(EnKS)和集合卡尔曼滤波(EnKF)应用在污染源反演问题中。许建明等[30]提出 CMAQ－MOS 动力—统计相结合，对 CAMQ 模式预报产品进行改进的技术新途径。然而国内尚未定量给出某一区域源反演模型对排放源订正及其对空气质量预报改进的客观性效果检验。徐祥德等[31]首次提出了 CMAQ 模式迭代器源修正反演模型，即在空气质量预报方程中加入排放源的“张弛调整项”以减少模式预报结果与实测污染物浓度的误差；采用该源同化方法和 CMAQ 模式预报了 2006 年 1，4，8，10 月全国范围的 SO_2、NO_2 浓度，并与常用的 2000 年东亚地区 David Streets 排放源[18]预报的结果及实际观测结果进行对比，发现采用“Nudging”源同化反演方法，不仅显著改善了中国不同城市 SO_2、NO_2 浓度的预报趋势，而且可明显减少预报误差，预报效果明显优于被普遍应用的 2000 年 David Streets 初始源的预报结果；SO_2、NO_2 源同化反演模型可适用于中国不同地区、不同季节、不同天气过程。有关“Nudging”源同化反演方法的可行性、客观性和同化源可靠性的详细论述参见文献[31－32]。

由于“Nudging”源同化反演模型是以 CMAQ 模式模拟的污染物浓度与实测值的偏差作为收敛判据的[31-32]，因此观测站点的密度分布必然会影响“Nudging”源同化反演效果以及 SO_2、NO_2 浓度预报水平。由于 SO_2、NO_2 浓度加密观测资料有限，本文采用 2007 年 2 月 3～6 日中国环境监测总站观测的两种不同空间分辨率的 SO_2、NO_2 日平均浓度

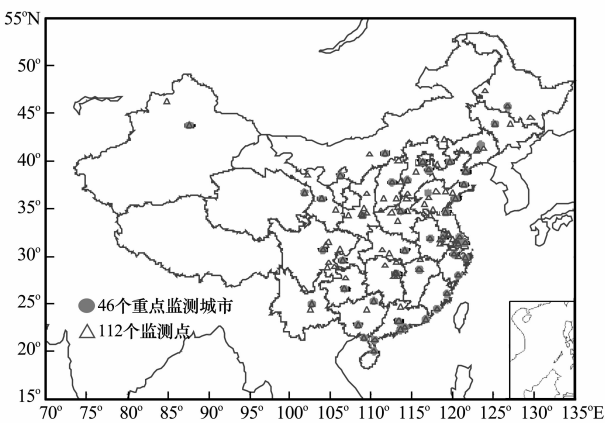


图 1　中国不同空间分辨率的环保局监测站点分布

Fig. 1　Distribution of monitoring stations of air pollutants with different spatial resolutions in China

资料(中国 46 个重点监测城市和 112 个环境监测站，站点分布如图 1 所示)，借助 WRF－CMAQ 模式及上述源同化反演模型，模拟分析了中国地区 SO_2、NO_2不同观测信息密度对 SO_2、NO_2源同化反演及空气质量预报的影响，并重点分析了华北地区 SO_2、NO_2浓度加密观测对改善 SO_2、NO_2排放源和空气质量预报的重要影响，本文研究结果可为大气成分观测站点的有效布局提供科学依据。

2 模式参数设置与资料选取

2.1 CMAQ 与 WRF 模式基本参数设置

(1) 网格设置：采用二重单向嵌套网格，第一重模拟范围：17°～49°N，71°～134°E，中心点位于 34.0°N，102.0°E，网格数为 130×94，格距为 36 km；第二重模拟范围：33°～45°N，104°～125°E，网格数为 163×103，格距为 12 km；二重网格垂直方向均分为不等距 12 层，其分辨率在大气低层较高并随高度逐渐降低，其中近一半分布在 2 km 以下。

(2) 物理过程：水平平流和垂直对流采用 PPM 算法；垂直扩散采用 Crank－Nicholson 算法；考虑了干沉降和湿沉降过程。

(3) 化学机制：选用改进的 CBM－IV 机理(CB4－AE3－AQ)，该机理同时考虑了液相和气溶胶化学反应过程，化学机理利用 QSSA 算法求解。

(4) 气象场输入：逐时的气象场输入采用 WRF 模式的模拟结果，包括高度和气压场、风场、温度场、水汽场、云量、降水以及垂直扩散系数等；WRF 模式的水平网格设置同 CMAQ 模式，垂直方向分为不等距 28 层，模式顶高约为 17 km，垂直分辨率在近地层较高；采用 1°×1°的 NCEP 再分析资料(6 h 间隔)作为大尺度气象背景场和边界条件；积云参数化方案为 Kain－Fritsch(new Eta)方案，边界层参数化方案为 Mellor－Yamada－Janjic(Eta)湍流动能方案，大气辐射方案为 RRTM 长波和云(Dudhia)短波辐射方案。

(5) 源排放输入：本文采用的初始排放源是利用网上公布的美国 Streets 等[18]建立的 2000 年东亚地区 TRACE－P 1°×1°排放清单，将 12 个高度层原始排放数据划分到全国 36 km×36 km 及华北 12 km×12 km 网格上得到的，源排放数据的划分方法参见文献[33]。本文以初始排放源为基础，采用源同化方法反演同化源排放清单”。

(6) 初始条件和边界条件设置：CMAQ 模式运行第一天时采用模式自带的清洁大气的垂直廓线，第二天运行时采用第一天的输出结果作为初始浓度场。

在分析华北地区 WRF 及 CMAQ 模式输出结果时，取华北各城市范围内的网格点的平均值作为模式模拟值。

2.2 观测资料选取

3.1 和 3.2 节中使用的观测资料：2007 年 2 月 3～6 日环保局观测的全国两种不同空间分辨率的 SO_2、NO_2日平均浓度资料(46 个重点监测城市和 112 个环境监测站)，该日平均资料是每天 12 时(北京时，下同)到第二天 12 时的平均值。

3.3 节中使用的观测资料：2006 年 7 月 20～21 日环保局观测的华北地区 47 个测站 SO_2、NO_2日平均浓度实测资料用于源同化试验，2006 年 8 月 2～10 日环保局观测的北京地区 5 个测站的 SO_2、NO_2日平均浓度观测资料用于效果检验。日平均资料计算方法同上。

3 源同化模型应用影响域与时空尺度特征分析

3.1 全国区域尺度影响特征

为了研究初始排放源和不同同化修正源对模拟结果的影响，分别设计了采用初始排放源的控制试验和采用不同同化修正源的 A、B、C、D 4 个敏感性试验。

3.1.1 试验方案

控制试验：采用初始排放源(未予同化修正)模拟 2007 年 2 月 3 日和 6 日中国 46 个重点城市的 SO_2、NO_2浓度；试验方案 A：采用 46 个城市的 SO_2、NO_2浓度观测资料，对空间分辨率为 36 km 初始排放源进行同化修正，再以该同化修正源模拟了上述时段 46 个城市的 SO_2、NO_2的浓度；试验方案 B：采用 70 个城市的观测资料，对 36 km 初始排放源进行同化修正，其他同试验 A；类似地，试验 C 及 D 则分别是采用更多的 91 及 112 个城市的实测值资料，对 36 km 初始排放源进行同化修正，再分别模拟上述时段 46 个城市的 SO_2、NO_2的浓度。为了与实测资料日平均时段保持一致，本文采用的 WRF－CMAQ 模式模拟时间和有效时段分别为：

(1) 源同化试验时段：模拟时间为 2007 年 2 月 4 日 06 时～6 日 12 时，有效时段为 2007 年 2 月 4 日 12 时～6 日 12 时，模式输出逐小时结果，再计

算得到 SO_2、NO_2浓度日平均值。

（2） 效果检验时段：模拟时间分别为 2007 年 2 月 3 日 06 时～4 日 12 时、2007 年 2 月 6 日 06 时～7 日 12 时，有效时段分别为 2007 年 2 月 3 日 12 时～4 日 12 时、2007 年 2 月 6 日 12 时～7 日 12 时，日平均模拟值计算方法同上。

3.3 节中 WRF－CMAQ 模式的模拟时间和有效时段与此类似，即每天提前 6 h 积分，作为模式积分稳定时段。

3.1.2 结果分析

图 2 为控制试验和敏感试验 A、B、C、D 4 种方案中，WRF－CMAQ 模式模拟的 2007 年 2 月 3 日和 6 日两天中国地区 46 个重点环境监测城市 SO_2、NO_2、PM_{10}日平均浓度与实测浓度的相关系数比较。图中每个方案从左至右分别为 SO_2、NO_2、PM_{10}浓度模拟值与实测值的相关系数，虚线为 99％置信度临界线(92 个样本)。从图 2 中可看出，总体来说，5 个方案中 SO_2、NO_2、PM_{10}3 种污染物浓度的模拟值与实测值的相关系数均超过了 99％信度，即采用初始源和经不同空间分辨率的实测资料同化修正的排放源时，WRF－CMAQ 模式均可预报出 3 种污染物的时间变化趋势；但采用初始源时预报效果相对较差，而分别采用 46，70，91，112 个监测站 SO_2、NO_2实测资料同化修正初始源，SO_2、NO_2的趋势预报效果有所改进。对 SO_2而言，采用空间分辨率较低的实测资料(46，70，91 个测站)时，其趋势预报效果改进不明显，即试验方案 A、B、C 中 SO_2浓度模拟值与实测值的相关系数与控制试验相差较小；但使用较高分辨率的观测资料(112 个测站)时，趋势预报效果得到明显改进，SO_2浓度模拟值与实测值的相关系数比控制试验提高了 0.12，方案 D 与方案 A、B、C 的趋势预报效果差异与 SO_2浓度空间分布的区域性特征较强[17]有关，即城市周边污染源的影响较大。对于 NO_2而言，方案 A、B、C、D 中 NO_2浓度的趋势预报改进较明显，NO_2浓度模拟值与实测值的相关系数比控制试验的模拟结果分别提高了 0.31，0.29，0.32，0.32，但是在上述 4 种方案之间，NO_2浓度模拟值与实测值的相关系数差异较小。这是由于 NO_2浓度的空间分布具有显著的城市局地性[17]。因此，采用低分辨率的实测资料亦可取得较好的源同化修正效果。对于 PM_{10}而言，采用不同分辨率的实测资料进行 SO_2、NO_2源强同化修正时，PM_{10}浓度模拟值与实测值的相关系数与控制试验的结果差异较小，其趋势预报效果并未得到改善。这是因为一方面二次污染物 PM_{10}的排放源及其生成的均相、非均相化学反应机制极为复杂，在模式中无法准确描述排放源与 PM_{10}浓度的非线性关系，因此在进行“Nudging”源同化修正时，无法直接同化反演 PM_{10}的排放源强；另一方面，由于 PM_{10}的化学组成十分复杂，包括上千种无机物和有机物，而且各种组分之间的非线性化学反应较多，仅改进 SO_2、NO_2的排放源强对于改善 PM_{10}浓度的预报效果可能远不够。

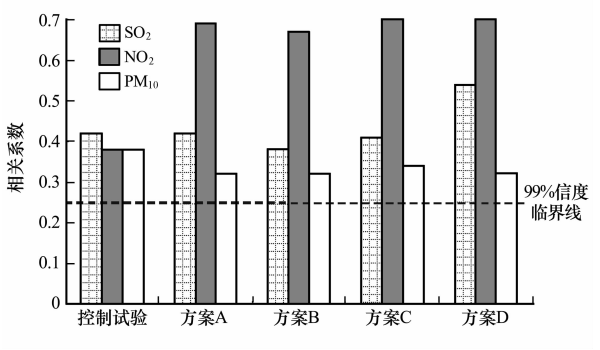


图 2　5 种试验方案 WRF－CMAQ 模式模拟的 2007 年 2 月 3 日和 6 日全国 46 个城市 SO_2、NO_2、PM_{10}浓度与实测浓度的相关系数变化

Fig. 2　Correlation coefficients between simulation concentration of SO_2, NO_2, PM_{10} by WRF-CMAQ model in five schemes and observation value at 46 stations in China on February 3 and 6, 2007

为了分析不同空间分辨率的观测信息对 SO_2、NO_2浓度水平预报的影响，本文以北京地区为例，分析了控制试验和 4 个敏感试验方案中，WRF－CMAQ 模拟的 2007 年 2 月 3 日北京地区 SO_2、NO_2浓度与实测值的差异(图 3)。由图 3 可见，无论是 SO_2还是 NO_2，当采用低分辨率的实测资料进行源同化修正时，SO_2、NO_2浓度模拟值与实测值的偏差较大，模拟值明显低于实测值；而采用较高分辨率的实测资料时，模拟值与实测值的偏差明显减小，方案 D 中 WRF－CMAQ 模拟的 SO_2、NO_2浓度与实测值的偏差百分比分别为 12.49％和 3.03％；与方案 A 的模拟结果相比，SO_2、NO_2浓度的偏差百分比分别减小了 67.84％和 68.18％。2 月 6 日的模拟结果与 3 日类似，本文不再赘述。因此采用高分辨率的实测资料进行 SO_2、NO_2源同化修正可明显改进 SO_2、NO_2的浓度预报水平，预报误差明显减小。

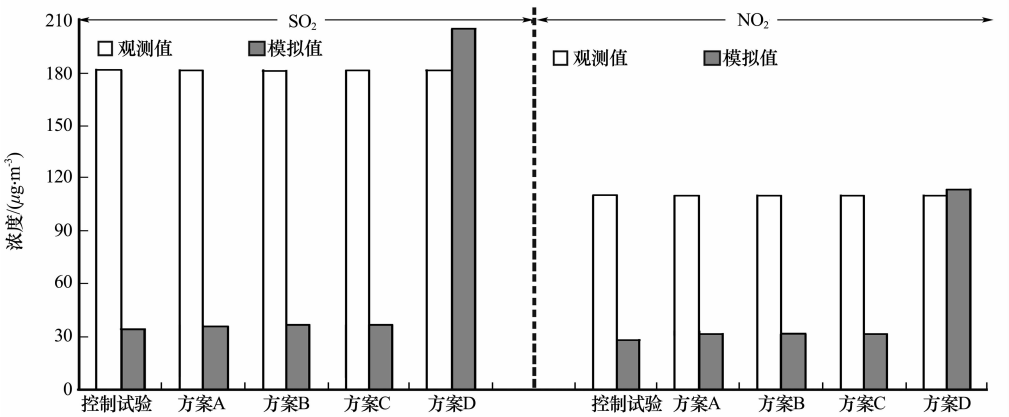


图 3 5 种试验方案模拟的 2007 年 2 月 3 日北京地区 SO_2、NO_2浓度与实测浓度的比较

Fig. 3 Comparison between simulation concentration of SO_2, NO_2 by WRF-CMAQ model in five schemes and observation value in Beijing on February 3, 2007

3.2 华北区域尺度影响特征

采用敏感试验方案 D 中 2007 年 2 月 4～5 日华北地区 23 个测站的 SO_2、NO_2浓度加密观测资料，对华北地区 12 km 初始排放源进行同化修正，并采用同化修正源模拟的 2 月 3 日和 6 日 23 个城市 SO_2、NO_2浓度与观测值比较。图 4 和图 5 分别为采用 2 月 4～5 日华北地区 12 km 平均同化修正源以及初始源时，WRF－CMAQ 模式模拟的 2 月 6 日 SO_2、NO_2浓度与实测值的比较。由图 4 可看出，采用平均同化修正源时，华北地区 23 个城市 SO_2、NO_2模拟浓度与实测值的相关性得到明显改善，与初始源的模拟结果相比，SO_2、NO_2模拟浓度与实测值的相关系数分别提高了 0.66 和 0.40。可见，采用高分辨率观测资料同化修正的排放源时，华北地区 SO_2、NO_2浓度的趋势预报效果得到明显改进，而且 SO_2浓度的趋势预报改进程度优于 NO_2。这是因为 SO_2浓度的空间分布具有较强的区域性特征，使用高分辨率的观测资料进行源同化修正时，可以描述出周边污染源对城市 SO_2浓度的影响效应。

由图 5 可看到，除个别城市外，采用高分辨率同化修正的排放源时，WRF－CMAQ 模拟的 SO_2、NO_2浓度与观测值较接近，23 个城市模拟的 SO_2、NO_2浓度与实测值的平均偏差分别为18.14％和 4.87％；采用初始源时，模拟的 SO_2、NO_2浓度明显低于观测值，23 个城市模拟的 SO_2、NO_2浓度与实测值的平均偏差分别为－86.21％和－85.53％。可见，采用高分辨率观测资料同化修正的排放源时，华北地区 SO_2、NO_2浓度水平的预报效果得到明显改进，模拟值与实测值的偏差明显减小。但 SO_2浓度模拟值与实测值的偏差较 NO_2的偏差大，因此，与 NO_2相比，23 个测站的观测资料对改进华北地区 SO_2浓度预报水平是不够的。

3.3 北京城市区域尺度影响特征

为提高奥运时段北京市某个地区，尤其是奥运场馆附近各主要污染物的浓度预报水平，需采用较高分辨率的观测资料对初始排放源进行同化修正。由于实测资料有限，本文采用 2006 年 7 月 20～21 日华北地区 47 个测站 SO_2、NO_2日平均浓度资料对 12 km 初始排放源进行同化修正，并采用同化修正源模拟 2006 年 8 月 2～10 日北京地区 5 个测站的 SO_2、NO_2浓度与实测值比较。

表 1、表 2 分别为采用上述同化修正源和初始排放源时，WRF－CMAQ 模式模拟的 2006 年 8 月 2～10 日北京地区 5 个测站的 SO_2、NO_2浓度与实测值的偏差百分比及相关系数。由表 1 可看出，采用华北地区 47 个测站的实测资料进行源同化修正后，北京地区 5 个测站 SO_2、NO_2浓度模拟值与实测值的相关性较显著，两种污染物的相关系数分别为 0.67 和 0.75，相关系数均超过了 99.9％置信度(样本数分别为 40 和 43)；9 天 5 个测站 SO_2、NO_2浓度模拟值与实测值的平均偏差较小，分别为 16.58％和 28.18％。从表 2 中可看出，采用初始排放源时，5 个测站 SO_2、NO_2浓度模拟值与实测值的相关较差，模拟的 SO_2、NO_2浓度明显低于观测值，9 天中 5 个测站平均偏差较大，分别为 41.98％和 75.91％。上述分析结果表明，采用高分辨率观测资料同化修正的排放源时，北京城市尺度SO_2、

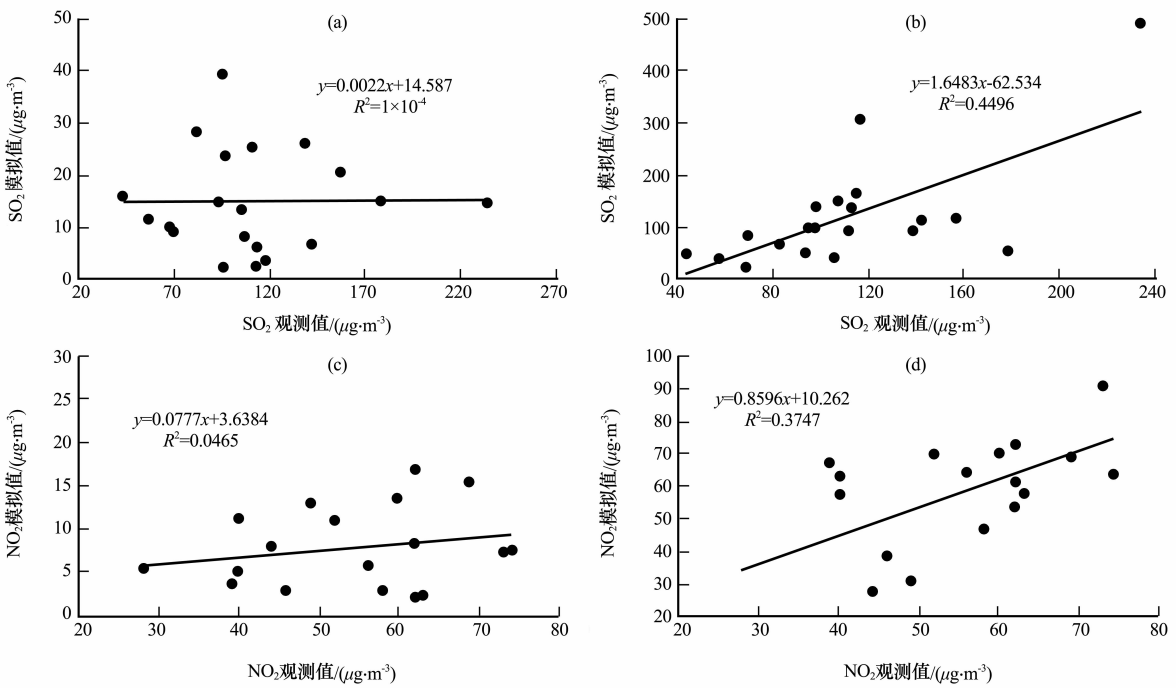


图 4　分别采用华北地区空间分辨率为 12 km×12 km 的平均同化源以及初始源，WRF－CMAQ 模拟的 2 月 6 日 SO_2、NO_2浓度与实测值的相关

(a) 采用初始源时 SO_2的模拟结果，(b) 采用平均同化源时 SO_2的模拟结果，(c) 采用初始源时 NO_2的模拟结果，(d) 采用平均同化源时 NO_2的模拟结果

Fig. 4　Correlationship between simulation concentration of SO_2, NO_2 by WRF－CMAQ model and observation value in North China on February 6, 2007 using the assimilated emissions and original emissions with 12 km×12 km resolutions. (a) the simulatied results of SO_2 using the original emissions, (b) the simulated results of SO_2 using the assimilated emissions, (c) same (a), but for NO_2, (d) same (b), but for NO_2

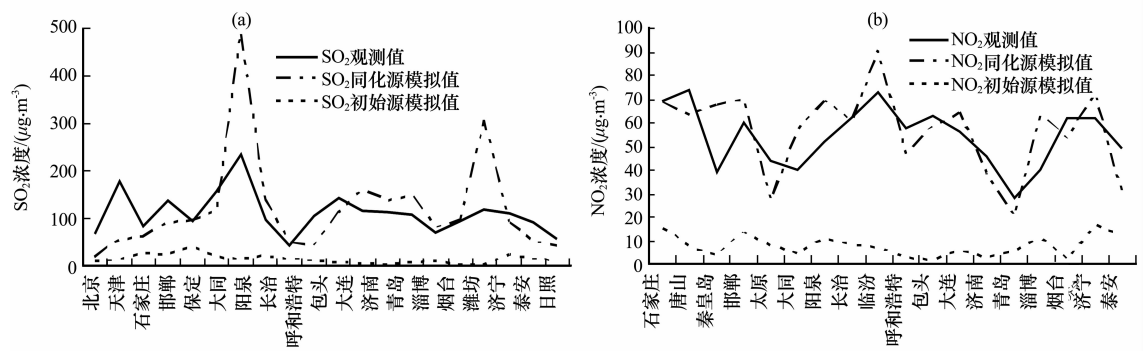


图 5　分别采用华北地区空间分辨率为 12 km×12 km 的平均同化源以及初始源，WRF－CMAQ 模拟的 2 月 6 日 SO_2(a)、NO_2(b)浓度与实测值的比较

Fig. 5　Comparison between simulation concentration of SO_2(a), NO_2(b) by WRF－CMAQ model and observation value in North China on February 6, 2007 using assimilated emissions and original emissions with 12 km×12 km resolutions

NO_2浓度水平的预报效果得到明显改进，模拟值与实测值的偏差明显减小；WRF－CMAQ 模式对北京城市尺度 SO_2、NO_2浓度的变化趋势、浓度水平和空间分布具有较好的预报效果，对奥运场馆周围(奥体中心附近)SO_2、NO_2的趋势和浓度水平亦具有一定的预报效果。

表 1 采用同化源时,WRF－CMAQ 模式模拟的 2006 年 8 月 2～10 日北京地区 5 个测站 SO_2、NO_2 浓度与实测值的偏差及相关性

Table 1 Error and correlationship between simulation concentration of SO_2, NO_2 by WRF－CMAQ model using assimilated emissions with 12 km×12 km resolutions and observation value at five monitoring sites in Beijing during August 2～10, 2006

测站	SO_2 模拟偏差百分比/%	NO_2 模拟偏差百分比/%	SO_2 模拟值与实测值的相关	NO_2 模拟值与实测值的相关
东四	－12.34	－5.92	0.67	0.75
天坛	－21.43	－34.22		
奥体中心	12.25	－27.55		
农展馆	－31.16	－34.85		
古城	－30.24	－38.36		
平均值	－16.58	－28.18		

表 2 同表 1,但为采用初始排放源

Table 2 The same as Table 1, but for using original emissions

测站	SO_2 模拟偏差百分比/%	NO_2 模拟偏差百分比/%	SO_2 模拟值与实测值的相关	NO_2 模拟值与实测值的相关
东四	－44.62	－67.73	0.01	0.18
天坛	－16.91	－76.29		
奥体中心	－24.93	－79.30		
农展馆	－62.47	－81.38		
古城	－60.95	－74.84		
平均值	－41.98	－75.91		

4 结论

本文分析结果表明,采用不同空间分辨率的实测资料进行源同化修正时,WRF－CMAQ 模式均可预报出中国地区 46 个城市 SO_2、NO_2、PM_{10} 3 种污染物的时间变化趋势;采用不同分辨率的实测资料时,SO_2、NO_2的趋势预报效果改善程度有一定差异,采用较高分辨率的实测资料进行 SO_2、NO_2 源同化修正时,可明显减小 SO_2、NO_2浓度的预报误差;采用华北地区 23 个测站的 SO_2、NO_2观测资料进行源同化修正时,华北地区 SO_2、NO_2浓度水平的预报效果得到明显改进,模拟值与实测值的偏差明显减小。华北地区较高分辨率的观测信息对于改善源同化修正效果及奥运时段华北地区 SO_2、NO_2浓度的趋势预报效果十分重要,尤其是对 SO_2 浓度的预报尤为重要;采用高分辨率的实测资料同化修正的排放源,WRF－CMAQ 模式对北京城市尺度 SO_2、NO_2浓度的变化趋势、浓度水平和空间分布特征具有较好的预报效果。

参考文献

[1] 姜金华,彭新东. 复杂地形上城市冬季大气污染的数值模拟研究[J]. 高原气象,2002,21(1):1－7

[2] 彭新东,姜金华. 城市大气污染物扩散模拟系统开发[J]. 高原气象,2002,21(2):139－144

[3] 刘丽,王体健,王勤耕. 区域复杂地形大气污染扩散的模拟研究[J]. 高原气象,2008,27(5):1074－1082

[4] Dennis R, D Byun, J Novak. The next generation of integrated air quality modeling: EPA′s Models－3[J]. Atmos Environ, 1996, 30: 1925－1938

[5] Bullock O R, K A Brehme. Atmospheric mercury simulation using the CMAQ model: Formulation description and analysis of wet deposition results[J]. Atmos Environ, 2002, 36(13): 2135－2146

[6] Arnold J R, R L Dennis, G S Tonnesen. Diagnostic evaluation of numerical air quality models with specialized ambient observation: Testing the Community Multiscale Air Quality modeling system(CMAQ) at selected SOS 95 ground sites[J]. Atmos Environ, 2003, 37(9): 1185－1198

[7] Zhang M, I Uno, G R Carmichael, et al. Large-scale structure of trace gas and aerosol distribution over the western Pacific Ocean during the Transport and Chemical Evolution Over the Pacific(TRACE－P) experiment[J]. J Geophys Res, 2003, 108: 8820, doi: 10. 1029/ 2002JD002946

[8] 张美根,韩志伟. TRACE－P 期间硫酸盐、硝酸盐和铵盐气溶胶的模拟研究[J]. 高原气象,2003,22(1):1－6

[9] 安兴琴,左洪超,吕世华,等. Models－3 空气质量模式对兰州市污染物输送的模拟[J]. 高原气象,2005,24(5):748 －756

[10] 刘煜,李维亮,周秀骥. 夏季华北地区二次气溶胶的模拟研究[J]. 中国科学(D 辑),地球科学,2005,35(增Ⅰ):156－166

[11] 张美根. 多尺度空气质量模式系统及其验证 Ⅰ. 模式系统介绍与气象要素模拟[J]. 大气科学,2005,29(5):805－813

[12] 张美根. 多尺度空气质量模式系统及其验证 Ⅱ. 东亚地区对流层臭氧及其前体物模拟[J]. 大气科学,2005,29(6):926 －936

[13] 王自发,庞成明,朱江,等. 大气环境数值模拟研究新进展[J]. 大气科学,2008,32(4):987－995

[14] 权建农,张晓山,段宁,等. 中国西南和华南地区硫沉降数值模拟[J]. 高原气象,2007,26(2):326－332

[15] 权建农,张晓山,张蔷,等. 我国燃煤汞沉降的数值模拟[J]. 高原气象,2009,28(1):159－164

[16] 王扬锋,马雁军,陆忠艳,等. 长白山高压对辽宁中部城市群大气污染影响的数值模拟[J]. 高原气象,2008,27(6):1401 －1409

[17] 唐孝炎,张远航,邵敏. 大气环境化学[M]. 北京:高等教育出版社,2006:49－62

[18] Streets D G, T C Bond, G R Carmichael. An inventory of gas-

eous and primary aerosol emissions in Asia in the year 2000 [J]. J Geophy Res, 2003, 108(D21): 8809, doi:10.1029/2002JD003093,2003

[19] Ma J, A Richter, P B Burrows, et al. NO_2 over China with GOME－satellite data[J]. Atmos Environ, 2006, 40: 593－604

[20] Tan Q, W L Chameides, D G Streets, et al. An evaluation of TRACE-P emission inventories from China using a regional model and chemical measurements[J]. J Geophys Res, 2004, 109, D22305, doi:10.1029P2004JD005071

[21] 徐祥德，丁国安，周丽，等. 北京城市冬季大气污染动力：化学过程区域性三维结构特征[J]. 科学通报，2003，48(5)：496－501

[22] Hartley, D R Prinn. On the feasibility of determining surface emissions of trace gases using an inverse method in a three-dimensional chemical transport model[J]. J Geophys Res, 1993, 98: 5183－5198

[23] Bousquet P, P Ciais, M Peylin. Inverse modeling of annual atmospheric CO_2 sources and sinks. 1. Method and control inversion[J]. J Geophys Res, 1999, 104: 26161－26178

[24] Houweling S, T Kaminski, F Dentener. Inverse modeling of methane sources and sinks using the adjoint of a global transport model[J]. J Geophys Res, 1999, 104: 26137－26160

[25] Randall V M, C Kelly, J Daniel. An improved retrieval of tropospheric nitrogen dioxide from GOME[J]. J Geophys Res, 2002, 107(D): 4437－4466

[26] 陈军明，徐大海，朱蓉，等. 遗传算法在点源扩散浓度反演排放源强中的应用[J]. 气象，2002，28(9)：12－16

[27] 李灿，许黎，邵敏，等. 一种大气 CO_2 源汇反演模式方法的建立及应用[J]. 中国环境科学，2003，23(6)：610－613

[28] 刘峰，胡非，朱江，等. 用伴随方法求解多个工业污染源优化布局问题[J]. 中国科学(D 辑)，地球科学，2005，35(1)：64－71

[29] 朱江，汪萍. 集合卡尔曼平滑和集合卡尔曼滤波在污染源反演中的应用[J]. 大气科学，2006，30(5)：871－882

[30] 许建明，徐祥德，刘煜，等. CMAQ－MOS 区域空气质量统计修正模型预报途径研究[J]. 中国科学(D 辑)，地球科学，2005，35(增Ⅰ)：131－144

[31] Xiangde Xu, Lian Xie, Xinghong Cheng, et al. Application of an Adaptive Nudging Scheme in Air Quality Forecasting in China[J]. J Appl Meteor Climatol, 2008, 47(8): 2105－2114

[32] 程兴宏. 空气质量模式“源同化”模型及排放源影响效应研究[D]. 中国科学院研究生院与中国气象科学研究院博士论文，2008：1－149

[33] 赵斌. 华北地区大气污染源排放状况研究[D]. 中国气象科学研究院硕士论文，2007：1－64

Simulation of Impact of Different Pollutant Observation Information on Assimilated Emission of CMAQ

CHENG Xing-hong[1－2], XU Xiang-de[1], DING Guo-an[1], LI De-ping[3]

(1. *Chinese Academy of Meteorology Science*, *Beijing* 100081, *China*;
2. *National Climate Center*, *China Meteorological Administration*, *Beijing* 100081, *China*;
3. *Beijing Observatory Station*, *Beijing* 100089, *China*)

Abstract: Assimilated emissions with different spatial scales are retrieved using a nudging-based inverse modeling approach coupled with CMAQ model based on the observed data of SO_2 and NO_2 concentrations with four different resolutions over China. The scale impact characteristics of space resolution of observation stations at which SO_2 and NO_2 concentration are sampled on correction effect of a nudging-based inverse model and the level of air quality forecasts was simulated by WRF and CMAQ model. The important effect of the observed data of SO_2 and NO_2 concentration with higher resolution in North China on correction effect of inverse model and improving of the level of air quality forecast was analyzed emphatically. The result showed that the forecasting error of SO_2 and NO_2 concentration can be reduced effectively by the inverse model based on the observed data with higher resolution. The observed data with higher resolution in North China is extremely significant for inversing and correction of emissions and improvement of predictions of SO_2 and NO_2 concentration, especially for the forecast of SO_2 concentration. Remarkable improvement of predictions of SO_2 and NO_2 concentration simulated by WRF－CMAQ model are also seen at five monitoring sites in Beijing using the assimilated emissions retrieved based on the observed data with higher resolution.

Key words: North China; SO_2 and NO_2 concentration; Space resolution of observation information; CMAQ model

SCIENCE CHINA
Earth Sciences

• RESEARCH PAPER •

May 2010 Vol.53 No.5: 752–762
doi: 10.1007/s11430-010-0044-9

An emission source inversion model based on satellite data and its application in air quality forecasts

CHENG XingHong[1,2*], XU XiangDe[1] & DING GuoAn[1]

[1] *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China;*
[2] *National Climate Center, Beijing 100081, China*

Received January 12, 2009; accepted October 28, 2009; published online March 30, 2010

This paper aims at constructing an emission source inversion model using a variational processing method and adaptive nudging scheme for the Community Multiscale Air Quality Model (CMAQ) based on satellite data to investigate the applicability of high resolution OMI (Ozone Monitoring Instrument) column concentration data for air quality forecasts over the North China. The results show a reasonable consistency and good correlation between the spatial distributions of NO_2 from surface and OMI satellite measurements in both winter and summer. Such OMI products may be used to implement integrated variational analysis based on observation data on the ground. With linear and variational corrections made, the spatial distribution of OMI NO_2 clearly revealed more localized distributing characteristics of NO_2 concentration. With such information, emission sources in the southwest and southeast of North China are found to have greater impacts on air quality in Beijing. When the retrieved emission source inventory based on high-resolution OMI NO_2 data was used, the coupled Weather Research Forecasting CMAQ model (WRF-CMAQ) performed significantly better in forecasting NO_2 concentration level and its tendency as reflected by the more consistencies between the NO_2 concentrations from surface observation and model result. In conclusion, satellite data are particularly important for simulating NO_2 concentrations on urban and street-block scale. High-resolution OMI NO_2 data are applicable for inversing NO_x emission source inventory, assessing the regional pollution status and pollution control strategy, and improving the model forecasting results on urban scale.

OMI NO_2 product; variational processing method; emission source inversion model; CMAQ; air quality forecast

Citation: Cheng X H, Xu X D, Ding G A. An emission source inversion model based on satellite data and its application in air quality forecasts. Sci China Earth Sci, 2010, 53: 752−762, doi: 10.1007/s11430-010-0044-9

The mainstream of air quality modeling system nowadays is coupling an atmospheric dynamic model with a chemistry one. A typical example is MODEL-3 [1], a third-generation air quality forecasting and assessment system developed by the U.S. Environment Protection Agency (EPA). MODEL-3 contains three components: the meso-scale meteorological model, the pollution emission source model, and the CMAQ model with simulating capabilities from urban to regional and even continental scale. It is one of air quality modeling systems widely used in scientific communities [2–8]. Tang et al. [9] pointed out that pollutant emission data was the important input for air quality models, and to some extent their uncertainty determines the accurate degree of model outputs. Therefore, a reliable representation of emission sources is vital for improving the new-generation air quality models, and this "bottleneck" problem should be appropriately addressed in model development. Xu et al. [10] proposed to retrieve pollutant emission sources by using an "Adaptive Nudging Scheme" in the CMAQ model. That means to add a "nudging item" into the air quality prediction equation to reduce the model errors. The modified

*Corresponding author (email: cxingh@cma.gov.cn)

© Science China Press and Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2010

CMAQ model with this emission source inversion method simulated a nationwide NO_2 concentrations in January, April, August, and October in 2006, and the results were compared to the commonly used emission source inventory of Streets [11]. It turned out that with this adaptive nudging scheme, the model not only was able to simulate accurately the tendency of NO_2 concentrations in most of cities across China, but also significantly reduced the modeling errors. This NO_2 emission source inversion model is applicable to different regions, seasons, and weather processes. For more details about this nudging method, see ref. [12].

This adaptive nudging scheme uses the bias of the CMAQ outputs departing from the observations as a convergence criterion. Thereby, those observation data with lower spatial resolution are of limited use for NO_2 concentration forecasts. Due to the limited ground-based and aircraft NO_x measurements, the NO_x column concentrations from satellite with high geographical resolution have been widely used to fill the data gap since 1995. Martin et al. [13] suggested that applications of the satellite data in source inversing models allowed better capturing the emission sources and understanding of NO_x chemical formation mechanisms. Currently, the satellite-derived NO_x columns in the troposphere mainly come from three satellite instruments: (1) SCIAMACHY on the Envisat, (2) GOME spectrometer on the ERS-2, and (3) OMI radiometer on Aura/EOS. SCIAMACHY covers 960 km per scan with a horizontal resolution of 60 km×30 km (orbit path×vertical orbit direction), accomplishing a global coverage in 6 days. The scan-width of GOME is also 960 km, with a horizontal resolution of 320 km×40 km and it takes 6 days for a global coverage. OMI scans 2600 km per orbit or a global coverage per day, with a horizontal resolution of 13 km×24 km.

Overseas research findings suggest that the errors of individual satellite-derived NO_x column density vary from 30% to 60% [14–16]. All these data need to be corrected with their estimated errors before they are used in an emission source retrieving model, especially in the case that the tropospheric NO_x columns are affected by the atmospheric state such as the vertical profile of NO_x.

Currently, ground-based and aircraft observations are mainly used to correct the satellite-derived tropospheric NO_x columns. Boersma et al. [17] compared the ground-based NO_2 concentration and its column concentrations from the ground to 1000-foot height observed by an aircraft with the OMI NO_2 column concentrations during the INTEX-B project conducted in New Mexico, USA, in March 2006. The two concentrations were significantly correlated, and errors were small. Boersma et al. [18] also found that both SCIAMACHY and OMI NO_2 column concentrations were lower than the surface observation. SCIAMACHY NO_2 column concentration was 40% higher than that of OMI NO_2 data observed in middle latitude region of the Northern Hemisphere, where the fossil fuel combustion was dominated. Wang et al. [19] analyzed the effects of reducing NO_x emissions specified in relevant regulation for controlling vehicular emissions imposed by the Beijing municipal department. They also found that the OMI NO_2 products could provide higher spatial and temporal resolution information. Besides, they found that the NO_2 concentrations should be corrected with multiple algorithms and it can be applied to retrieve NO_x emission sources.

Jiang et al. [20] analyzed the variation of NO_2 using GOME data in Beijing. Li [21] compared the total NO_2 column concentration derived from ground-based DOAS observations with SCIAMACHY NO_2 data to establish the spatial and temporal distributions of NO_2. Zhang et al. [22] studied the inter-annual trends, characteristics of both temporal and spatial distributions of the tropospheric NO_2 column concentration in China with 10-year GOME and SCIAMACHY NO_2 data, and surface observations in Beijing, Shanghai, and other cities. Their results showed that the highest NO_2 values in the troposphere over China are located in Beijing, Tianjin, Hebei, the Yangtze River, the Pearl River, the Sichuan Basin, and populated metropolis. A comparison with near-surface NO_2 measurements suggested that satellite data gave excellent stability and uniformity when they were used to study long-term and large-scale variations of atmospheric trace gases and to monitor air quality in general. Using satellite data from global OMI NO_2 products, Zhang et al. [23] studied the monthly average NO_2 variation in Beijing, Huanghua Port, Sanya, Shenzhen, and Fushun. The results showed that the monthly vertical column concentration of tropospheric NO_2 in Beijing showed an increasing trend from 2004 to 2007. These studies mainly used GOME or SCIAMACHY data without making full use of OMI data with higher spatial and temporal resolutions. Besides, there are a few studies on the error analysis, data correction methodology, and emission source inversing model based on OMI NO_2 data. In this paper, a variational processing method and surface NO_2 measurements were adopted to correct the secondary OMI NO_2 products, leading to the improvements of both accuracy and reasonability of spatial distribution of NO_2. The variational processing method discussed in these studies demonstrated its objective rectification effectiveness, such as correction of aerosol distribution with surface PM_{10} observations, studies on heat island effects, sand storm processes around Beijing and other regions with corrected satellite data [24–26].

In this paper, the secondary NO_2 column concentrations derived from satellite data were used to improve WRF-CMAQ outputs with assimilated NO_x emission source, which were preprocessed with the adaptive nudging scheme. An analysis was made to assess the consistency between high-resolution OMI NO_2 column concentrations and surface measurements in North China. Moreover, the impact of NO_2 emission sources in North China on air quality in Beijing is also discussed. An experiment was conducted to correct OMI NO_2 data with a twice per day resolution and inverse the NO_x emission sources in North China, and the

CMAQ model was used to verify the forecast results with the retrieved sources.

1 OMI/Aura satellite products and data

The main satellite system, Earth Observing System (EOS) launched by NASA, is used to monitor global change including three satellites, i.e., Terra, Aqua, and Aura. AURA is mainly used to atmospheric chemistry observations with four remote sensors, which are continuously upgraded: High Resolution Dynamics Limb Sounder (HIRDLS), Microwave Limb Sounder (MLS), Ozone Monitoring Instrument (OMI), and Tropospheric Emission Spectrometer (TES). OMI and other Aura/EOS instruments are mutually adjusted to detect backward scattered solar radiation in both visible and ultraviolet spectra using high-spectrum imaging scanner. This spectrometer has improved the accuracies of the total ozone observation, radiation, and wavelength rectifications. The OMI sensor observes along a polar-orbiting path, and provides a regional distribution dataset per day.

An individual OMI NO_2 file corresponds to all OMI solar radiation measurements by Aura per orbital scan. In each process, 60 crossing paths are measured, which cover a strip of about 2600 km. An OMI NO_2 product file includes a slant NO_2 column amount (i.e., the total value measured along an optical path of the wave from the sun's rays to the atmosphere and reflection back to satellite), the NO_2 vertical column amount, and the estimated contribution of tropospheric NO_2 to total column. OMI NO_2 files also include other auxiliary data such as data quality flags, measurement precision, quality control information, and so on. The secondary OMI NO_2 products include four NO_2 vertical column amounts: (1) NO_2 column amount above the surface; (2) tropospheric NO_2 column amount (i.e., integration from the surface up to 150 hPa); (3) polluted NO_2 column amount (i.e., integration from the surface up to 250 hPa); (4) cloud-covered vertical NO_2 column amount. More detailed information on the methodologies and algorithm used to retrieve OMI NO_2 products are available in refs [27, 28].

This study used the polluted OMI NO_2 column density products, which are rectified with radiation and air quality factors. These products cover the entire country in China twice a day (around Beijing time 12:00 and 14:00). This paper uses the secondary OMI NO_2 product at around 12:00 that covers most parts of North China. The product has a horizontal resolution of 26 km×48 km. When the variational processing method is used to process the satellite data with surface observations, the variationally corrected products is interpolated in grids of 12 km×12 km to retrieve NO_2 emission sources in North China.

2 Comparative analyses of OMI NO_2 satellite and surface NO_2 measurement data

The OMI NO_2 satellite and surface data for comparison covered the periods of January and August of 2006. The daily average surface data were from 1200 local standard time to the same time next day provided by the National Environmental Protection Bureau. They covered 10 cities in North China. Figure 1 showed the time series of the respective SO_2, NO_2, and PM_{10} from the surface measurements, which demonstrate consistent higher values in January reflecting the heavy pollution during winter due to more extensive use of fuel for heating purpose in this part of region. The concentrations on January 3, 9, 10, 14, 15, 27 and 29, and August 18, 19, 22, 24, and 25 were selected for comparison with satellite data for their noticeably higher values.

This paper analyzes the days with higher surface NO_2 concentration in January and August of 2006 in ten cities in North China by comparing surface NO_2 measurements with polluted OMI NO_2 column density (as shown in Figure 2). There were no available OMI NO_2 vertical column data in a station on January 29, two stations and one station on August 22 and 25 respectively due to the influence of cloud. As noted from Figure 2, regardless of winter or summer, the measured NO_2 concentrations in ten cities and the satellite-derived OMI NO_2 column density showed a general consistency in reflecting the spatial distribution. In January of 2006, on the days with higher surface NO_2 concentration in these cities, the NO_2 measurements and the OMI NO_2 columns showed a correlation coefficient of 0.43 (0.38 in August). It was also clear that in Beijing, Tianjin, Shijiazhuang, Yantai, and Hohhot, the measured NO_2 concentrations and the OMI NO_2 column density were relatively high, indicating local pollutions. In most these cities in January, the NO_2 concentration was above 80 $\mu g/m^3$, which exceeded the relevant air quality standard (category II); whereas in August the NO_2 concentration was below 80 $\mu g/m^3$. Besides, majority of satellite data on January 29 and in August have low values. This could be due to the better dispersion of pollutants by strong convection and horizontal advection during the noontime when the satellite was passing the North China region. Besides, stronger photochemical reactions of NO_2 and differences in meteorological conditions also played a role. However, OMI NO_2 column concentration was lower compared with surface NO_2 concentration from ground-based measurements due to lacking of data with higher temporal resolution that were able to reflect the lower concentrations before and after noontime. More in-depth analysis will be focused on this later. Boersma et al. [18] analyzed OMI NO_2 and real-world NO_2 column measurements obtained in August of 2006 and found that OMI NO_2 column concentration is lower. The authors also used GEOS-Chem model to analyze the cause of the lower OMI NO_2 and found that the main reason is the strong photolysis

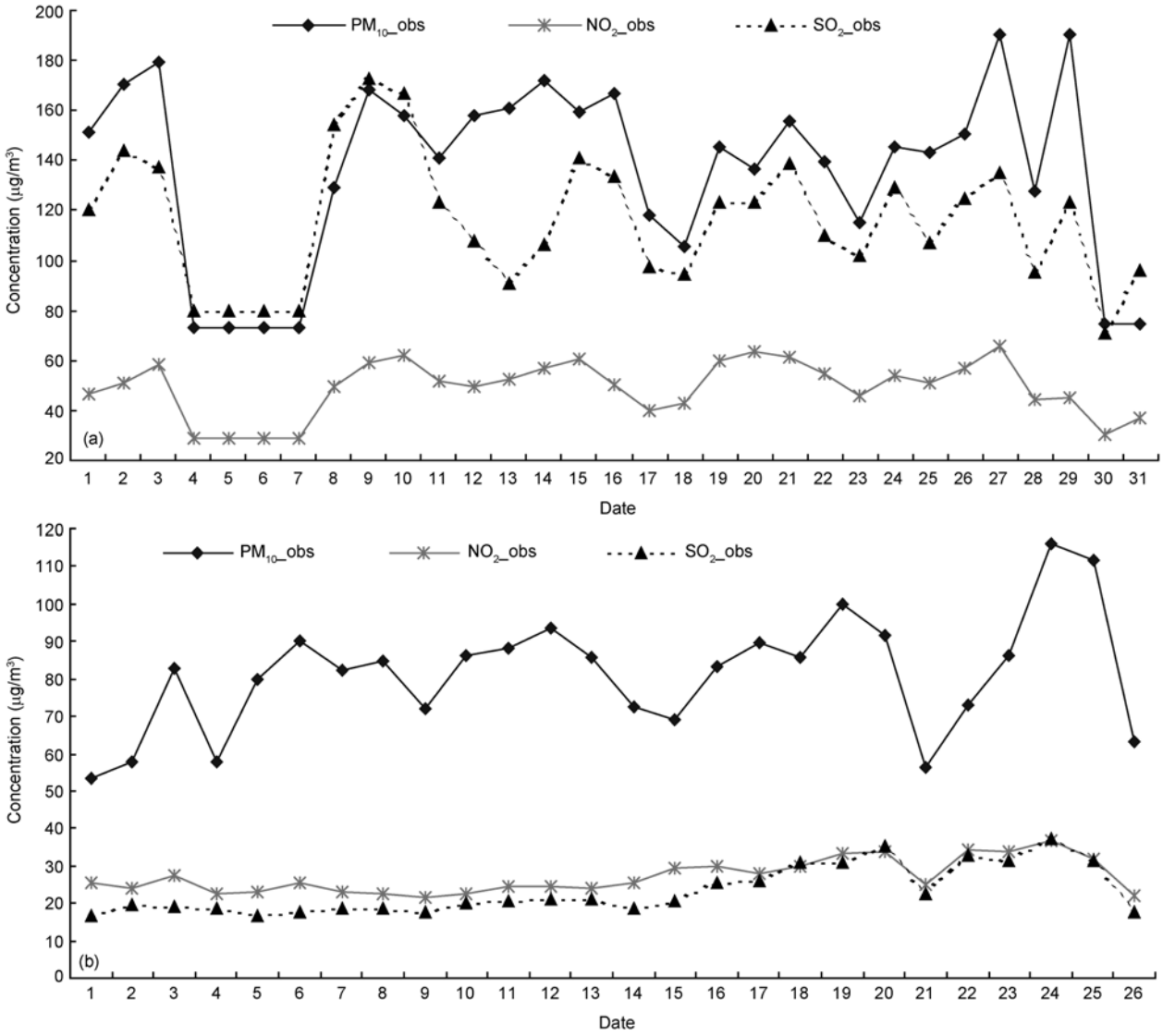


Figure 1 Time series of regional average concentrations of three pollutants in North China. (a) January; (b) August.

of NO_2 during noontime. Our results are thus similar to that of Boersma et al. [18].

3 Variational correction of satellite-derived OMI NO_2 data over North China

In this study, the linear relationship between surface NO_2 measurements and the OMI NO_2 column concentrations during the days with higher surface NO_2 concentration in January of 2006 is first used to correct the satellite data over North China on February 3–6, 2007 to obtain a new OMI NO_2 dataset with the same NO_2 concentration magnitude as surface measurements. Then the variational processing method is used with the NO_2 measurements from 23 stations on February 3–6 in North China to re-correct the new satellite dataset to improve the accuracy and reasonability of the satellite data for analyzing the effects of pollution sources in the surrounding regions on air quality in Beijing. A detailed description on the linear and variational processing methods can be found in ref. [29]. Eq. (1) gives the linear relationship between the two series of NO_2 concentrations on the days with higher surface NO_2 concentration in January of 2006.

$$Y=0.14X+43.10, \quad (1)$$

where X is satellite-derived OMI NO_2 column concentration, and Y is the corrected OMI NO_2 dataset.

Figure 3 shows the spatial distribution of satellite OMI NO_2 concentrations, the corrected values with the linear and variational processing methods, and surface NO_2 measurements on February 6, 2007. Overall, the distribution of linearly and variationally corrected OMI NO_2 concentrations is consistent with the surface measurements. Figure 3 also

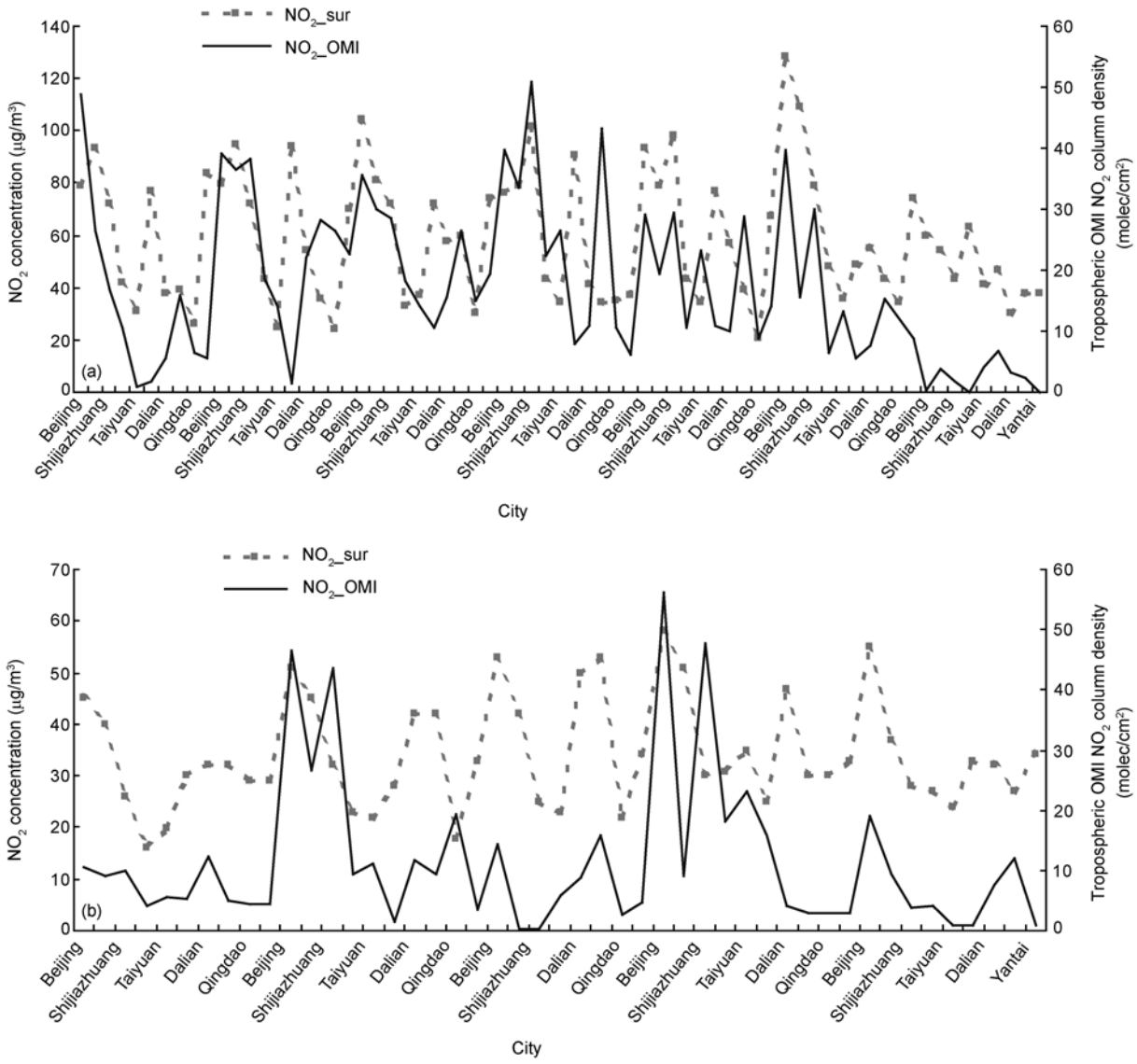


Figure 2 Comparisons of surface NO_2 measurements and satellite-derived OMI NO_2 column density (polluted products) on these days with higher surface NO_2 concentration in January and August of 2006. (a) January; (b) August. The date from left to right is Jan. 3, 9, 10, 14, 15, 27, 29 (a); Aug. 18, 19, 22, 24, 25 (b).

shows the following spatial distribution characteristics of NO_2: in these cities including Jinan, Shijiazhuang, Handan, Baoding, Tangshan, and Beijing, the OMI NO_2 concentrations and its corrected values were relatively higher indicating heavy pollution, while NO_2 concentrations in other cities were relatively lower values. The spatial distribution of OMI NO_2 values corrected with the variational approach showed that Tianjin and Hohhot are heavily polluted cities which were consistent with surface measurements. The above analysis suggested that the spatial distribution of the OMI NO_2 columns, which were variationally corrected with surface measurements, was reasonable, in particular, high-value zones in Beijing and the surrounding regions (Shijiazhuang, Baoding, and Tianjin). This finding was consistent with the ref. [22].

4 Application of OMI NO_2 data in emission source inversion model and air quality forecasts

The above analysis showed that the OMI NO_2 data corrected with linear and variational processing methods were consistent with surface measurements in terms of spatial distribution. Therefore, we used the OMI NO_2 data with higher resolution corrected with linear and variational processing methods to further retrieve the original emission sources inventory with a 12 km mesh distance in North China. The assimilated emission sources and the WRF-CMAQ model were used to verify if they could better reflect the real-world measurements. As a relatively accurate emission inventory was essential for formulating a control strategy of pollution sources successful and keeping good air quality in Beijing, this paper highlights the impor-

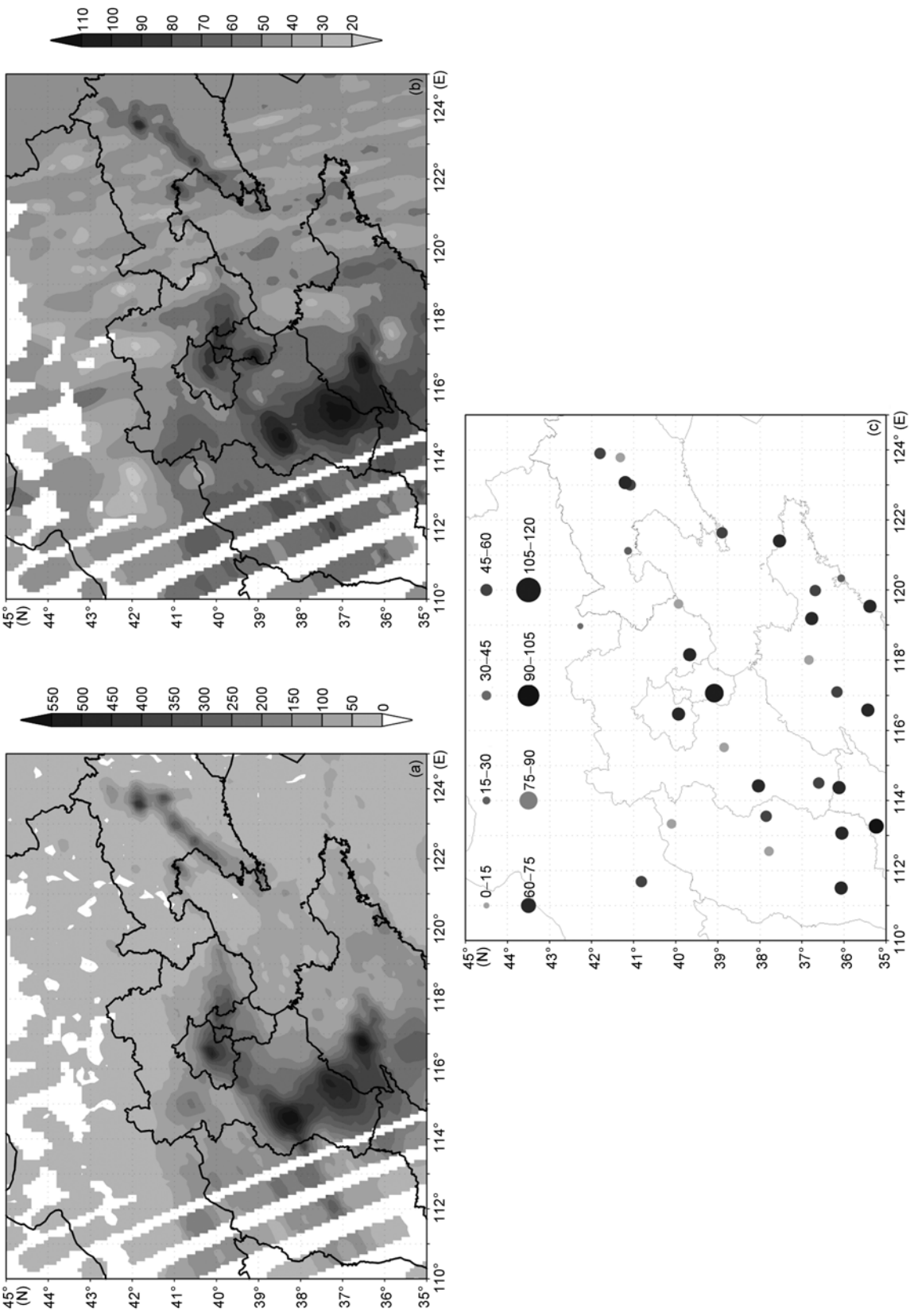


Figure 3 Spatial distribution of satellite-derived OMI NO_2 concentrations corrected with linear and variational processing methods compared with surface NO_2 measurements on February 6, 2007. (a) OMI NO_2 columns (10^{14} molec/cm^2); (b) corrected OMI NO_2 concentration values (μg/m^3); (c) NO_2 surface measurements (μg/m^3).

tance of high-resolution OMI NO_2 satellite data in clarifying NO_2 emission sources and improving air quality forecasts in North China.

4.1 WRF-CMAQ model parameterization and experiment design schemes

4.1.1 Basic CMAQ and WRF model parameters

(1) Grids. Dual one-way nested grids were adopted, with the first domain covering 17°–49°N, 71°–134°E, in which its center located at 34.0°N, 102.0°E; grid number was 130×94 and grid mesh was 36 km. The second domain covered 33°–45°N and 104°–125°E; grid number was 163×103 and grid distance was 12 km. The dual grids were vertically divided into 13 irregular layers, higher resolutions were in the lower atmosphere, and the resolution decreased with height. Out of 13, nearly half were within 2 km above the ground.

(2) Physical processes. For horizontal advection and vertical convection, the Piecewise Parabolic Method (PPM) was adopted. For vertical divergence, the Crank-Nicholson solution was applied. The dry- and wet-deposition processes were taken into account.

(3) Chemical mechanism. The improved Carbon Bond Mechanism Version 4.0 (CBM-IV) mechanism (CB4-AE3-AQ) was selected, taking into account the liquid phases and aerosol chemistry. The chemical mechanism used the QSSA algorithm for solutions.

(4) Meteorological field input. The hourly meteorological fields are from WRF model outputs, which include height, pressure, wind, temperature, moisture fields, cloud cover, precipitation, vertical dispersion coefficient etc. The horizontal grids of WRF were same to CMAQ and 28 irregular layers were set in the vertical direction. The model ceiling was about 17 km. The closer it was to the ground, the higher vertical resolution would be. The 1°×1° NCEP data (6-hour interval) were used as a large-scale meteorological background and boundary conditions. For cumulus parameterization, the Kain-Fritsch scheme was adopted (new Eta); for the boundary layer parameterization, the Mellor-Yamada-Janjic (Eta) turbulent kinetic energy scheme was taken; and for the atmospheric radiation, RRTM long-wave and cloud (Dudhia) short-wave radiation scheme were used.

(5) Source emission input. A list of original emission sources was released by the U.S. Environmental Protection Agency (EPA). Horizontal resolution was 36 km and vertical layers were set as 12. The emission sources inventory was from Streets for Asia [11]. The natural source was from Global Emission Inventory Activity (GEIA). Based on the original emission source, a list of the sources was retrieved using the adaptive nudging scheme.

(6) Initial and boundary conditions. CMAQ's own vertical profile representing a clean atmosphere was used as initial and boundary concentration for the first day; the model output from the first day was used as initial concentration for the second day.

(7) Periods of emission source inversion and verification were set as follows:

1) Emission source inversion: February 6, 2007 (winter), August 12, 2006 (summer);

2) Verification: February 3–5, 2007 and August 1–10, 2006.

In analyzing the CMAQ model output for cities in North China, the grid-point values near cities would be used as the model outputs.

4.1.2 Experiment scheme design

(1) Winter experiment. The OMI NO_2 satellite values from 340 grid points in North China on February 6, 2007 corrected with surface measurements were used to retrieve the inversed emission sources. Then, the assimilated emission sources and the WRF-CMAQ model were used to simulate the NO_2 concentrations for 20 stations on February 3–5.

(2) Summer experiment. The OMI NO_2 values from 330 grid points in North China on August 12, 2006 corrected with surface measurements were used to retrieve the inversed emission sources. The assimilated emission sources and the WRF-CMAQ model were used to simulate the NO_2 concentrations for 35 stations in North China plus 5 stations in Beijing on August 1–10.

4.1.3 Description of observation data

(1) Winter. The daily average SO_2 and NO_2 concentrations on February 3–6, 2007 were from 112 Environmental Monitoring Stations of the National Environmental Protection Bureau.

(2) Summer. The daily average SO_2 and NO_2 concentrations on August 1–10, 2006 of the North China region were from 40 Environmental Monitoring Stations of the National Environmental Protection Bureau.

4.2 Analysis of experiment results

4.2.1 Winter time

Figure 4 compared the WRF-CMAQ model outputs using the assimilated emission sources based on the corrected high resolution OMI NO_2 data with the surface NO_2 concentration measurements at 20 stations in North China on February 3–5, 2007. As shown in Figure 4, when using the original emission sources，correlation between simulated and observed results at 20 monitoring stations in three days was relatively poor (R=0.25). When using assimilated emissions sources, the correlation was noticeably improved with R=0.59 on 99.9% confidence level (51 samples). The respective average deviations of using the two emission sources were −66.98% and 2.22%. The above analysis suggested that when using assimilated emission sources inventory based on high-resolution OMI NO_2 data, simulated NO_2 concentrations and real-world measurements are close and

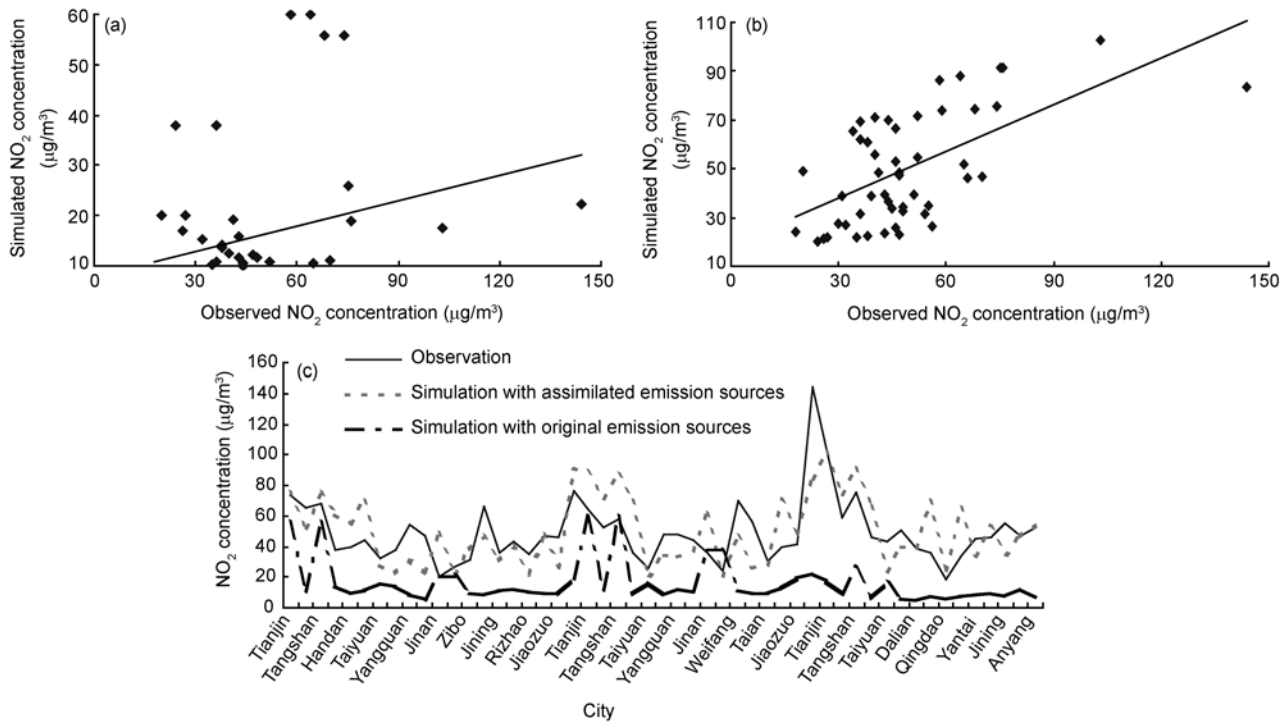


Figure 4 A comparison between model outputs using the original and assimilated emission inventory based on high-resolution OMI NO_2 data respectively and surface NO_2 measurements at 20 stations in North China on February 3–5, 2007. (a) Correlation between simulated values and surface measurements using the original emission sources; (b) correlation between simulated values and surface measurements using the assimilated emission inventory; (c) comparison of simulated concentration using the two above inventory respectively and surface values. The date from left to right is Feb. 3–5.

the spatial distributions of the two datasets are similar. The assimilated emission source based on corrected high-resolution OMI NO_2 satellite data and the WRF-CMAQ model can be used to improve the wintertime NO_2 concentration level and tendency forecasts significantly.

4.2.2 Summer time

Figure 5 compared the WRF-CMAQ model outputs with surface NO_2 measurements at 35 stations in North China plus 5 stations in Beijing on August 1–10, 2006. The model inputs were the original emission inventory and assimilated emission source based on corrected high-resolution OMI NO_2 satellite data respectively. Noted from Figure 5(a) and (b) that when using initial and assimilated emission sources, correlation coefficients were 0.12 and 0.45 respectively while the average deviations were –71.29% and –44.16% respectively. It is clear that using the assimilated NO_2 emission sources based on OMI NO_2 datasets can improve, to some extent, the forecast results of NO_2. However, the simulated NO_2 values in most stations were found lower than the surface measurements. This may be because the satellite-derived OMI NO_2 concentrations were smaller than real-world measurements [18]. In addition, NO_2 data from only a few observing stations on the ground could be used to correct satellite, the accuracy of assimilated emission sources and simulated results was therefore limited. Further studies will be made in the near future. Figure 5(c) showed comparisons of observed NO_2 concentrations at five monitoring stations in Beijing with simulated results using original emission inventory and assimilated emission inventory respectively. It was clear that high-resolution OMI NO_2 satellite data were useful in retrieving NO_x emission sources with high resolution and detailed information in Beijing, and improving forecast results of NO_2 concentration in urban and surrounding areas. With exception of underestimation at a few stations (e.g., Gucheng and Tiantan stations), simulated results were close to surface measurements. The 10-day average deviation at five stations was –17.0% and 7.43% for Aotizhongxin, Dongsi, and Nongzhanguan. This showed that the high-resolution OMI NO_2 satellite data could be useful to better retrieve, to some extent, the NO_2 emission sources in North China, especially in Beijing, and to improve NO_2 concentration forecasts on a street-block scale.

4.2.3 Spatial distribution of simulated NO_2 concentration in North China

In above analysis, when using the assimilated emission sources based on high-resolution OMI NO_2 satellite data corrected by variational processing method, the CMAQ model outputs were closer to surface NO_2 measurements than simulated results using the original emission inventory. As shown in Figure 6, we intended to show the differences in the spatial distribution of NO_2 with two kinds of assimilated emission inventory: (1) one was directly retrieved based on surface NO_2 concentration measurements from

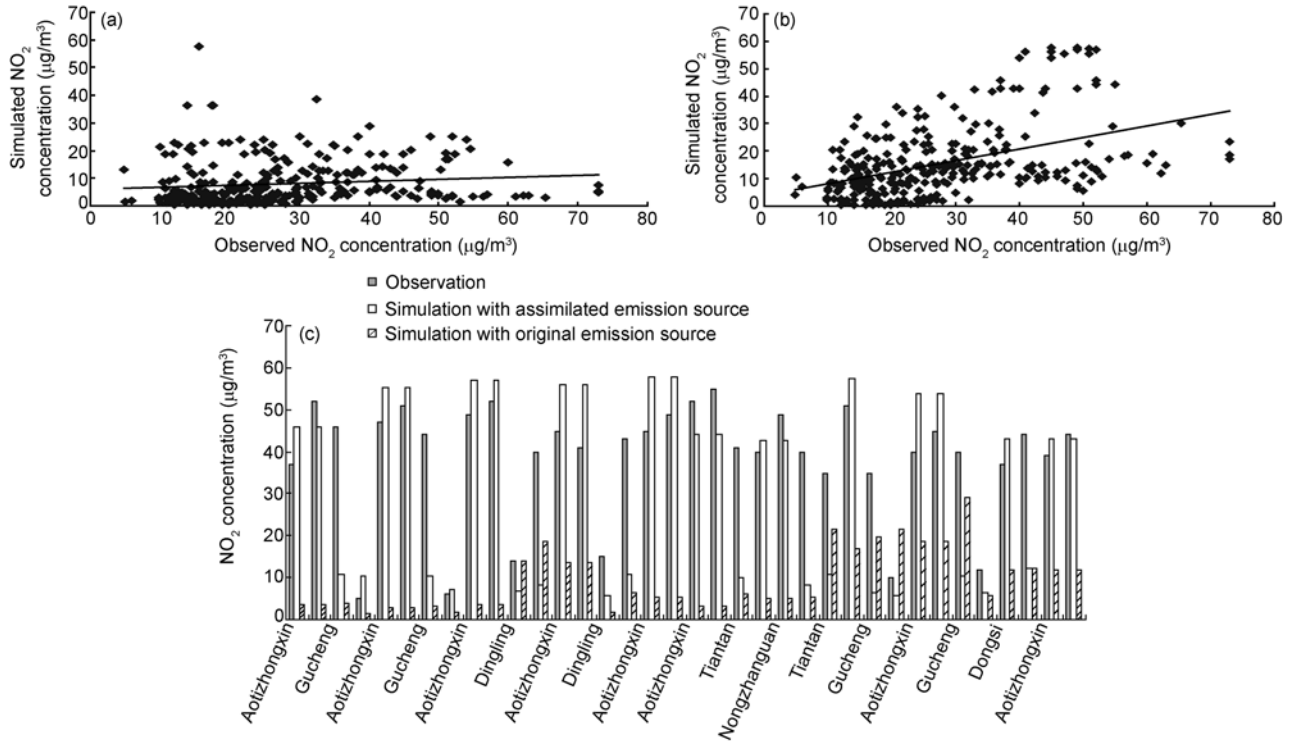


Figure 5 A comparison between model outputs using the original and assimilated emission inventory based on high-resolution OMI NO_2 data respectively and surface NO_2 measurements for 35 stations in North China plus 5 stations in Beijing on August 1–10, 2006. (a) Correlation between simulated values using the original emission inventory and surface measurements for 35 stations in North China; (b) correlation between simulated values using the assimilated emission inventory and surface measurements for 35 stations in North China; (c) comparison of simulated concentration level using the two above inventory respectively and surface values for 5 stations in Beijing. The date from left to right is Aug. 1–10.

limited stations; (2) another was retrieved based on high-resolution OMI NO_2 satellite data corrected with linear and variational processing methods. The spatial distribution of simulated NO_2 concentrations in North China using the assimilated emission sources based on high resolution and corrected OMI NO_2 satellite data was more consistent with that of observations. It also provided more detailed and high-resolution information beyond observing sites. Particularly, the distribution of simulated higher value zones in Shijiazhuang, Baoding, and Beijing were more similar to that of observed values. On the contrary, when using the assimilated emission sources based on limited surface NO_2 measurements, outputs just represented NO_2 concentrations at stations, and NO_2 concentrations in other adjacent sites in the model domain showed almost same values to that at observing sites, which was not true actually. Besides, the spatial distribution of NO_2 concentrations simulated by CMAQ differed largely from the observed pattern. And it failed to capture the high-value zones around Baoding, giving well underestimated values than the true measurements. Again, the above analysis showed that using the assimilated emission inventory based on high resolution and corrected OMI NO_2 satellite data, the CMAQ can simulate more detailed and high-resolution NO_2 concentrations, which are more consistent with measured NO_2 concentrations. Satellite data are particularly important to fill the gaps due to limited surface measurements, and to simulate NO_2 concentrations on street-block scale.

5 Conclusions

This paper gives a comparative analysis of consistency between high-resolution OMI NO_2 column concentrations derived from satellite data and surface NO_2 concentration measurements in both winter and summer in North China. The focus is to construct an emission source inversion model based on satellite data using variational processing method and adaptive nudging scheme to investigate the applicability of high resolution OMI column concentration data in air quality forecasts over North China. The conclusions are as follows:

(1) The spatial distribution of high-resolution OMI NO_2 column concentration is consistent with surface NO_2 concentration in both winter and summer in North China, showing a significant correlation between the two datasets. Satellite-derived OMI NO_2 columns data corrected by linear and variational processing methods are applicable to a comprehensive analysis with surface observation in North China. After being linearly and variationally corrected, the spatial distribution of OMI NO_2 concentrations is in line with that of surface measurements, reflecting local polluted characteristics of NO_2 distribution, especially the high-value strip across southwest and southeast around Beijing (i.e., Shijiazhuang, Baoding, Tianjin).

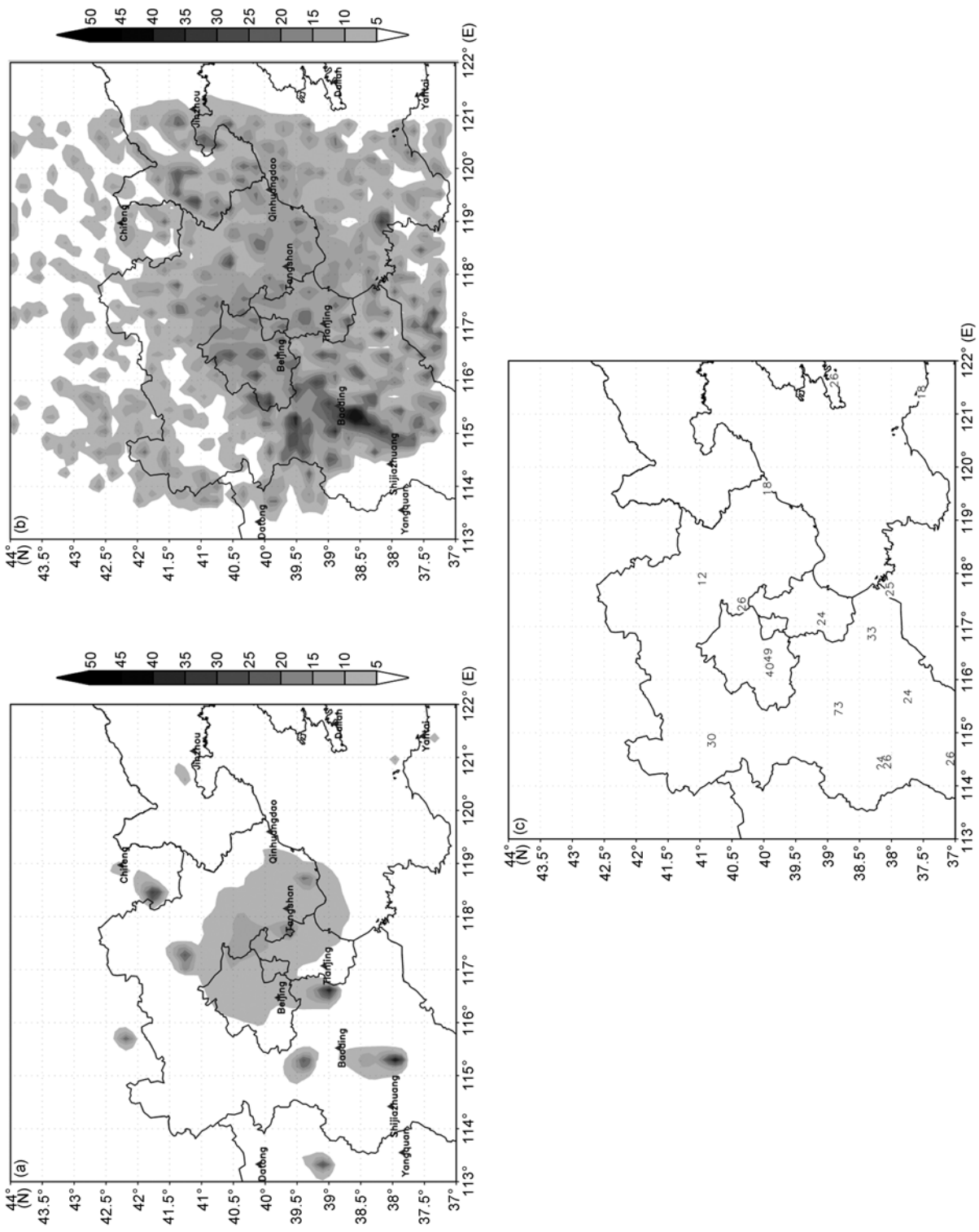


Figure 6 A comparison of the spatial distributions of simulated NO_2 concentrations using different assimilated sources in North China on August 7, 2006 from the WRF-CMAQ outputs. (a) Retrieved based on surface NO_2 concentration measurements; (b) retrieved based on high resolution and corrected OMI NO_2 satellite data; (c) observed NO_2 concentrations.

(2) By the assimilated emission sources based on corrected high-resolution OMI NO_2 data, more detailed and high-resolution distribution of NO_2 is simulated with CMAQ model, which is consistent with that of observed concentration. This is particularly useful to simulate NO_2 concentrations on urban and street-block scale, especially for the region where surface data is sparse.

(3) Using the assimilated emission sources based on corrected high-resolution OMI NO_2 data, the WRF-CMAQ model significantly improved NO_2 concentration forecasts level in North China in both winter and summer. Therefore, the OMI NO_2 data are practically useful and preferable to better retrieve NO_x emission sources in North China, and to improve NO_2 concentration forecasts on street-block scale.

The surface data used in this study are with limited temporal and spatial resolutions. As such, we are not able to perform more detailed comparison analysis on the OMI NO_2 data. However, we focused on constructing an emission source inversion model based on satellite data using variational processing method and adaptive nudging scheme to investigate the applicability of high-resolution OMI column concentration data in air quality forecasts over North China. We will try to use more surface and ground-based data with better temporal and spatial resolution to compare with the OMI NO_2 satellite products. The findings from this study have certain scientific and referencing values on the utilization of satellite products for emission source inversing, regional pollution control, and air quality forecasts.

Thanks are due to the anonymous reviewers. We thank National Aeronautics and Space Administration of USA for providing the OMI NO_2 data (http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/Aura/data-holdings/OMI/omno2_v003.shtml). This work was supported by the Ministry of Science and Technology of the People's Republic of China (Grant No. G1999045700) and the China Meteorological Administration Project (Grant No. CMATG2007Z04).

1 Dennis R, Byun D, Novak J. The next generation of integrated air quality modeling: EPA's Models-3. Atmos Environ, 1996, 30: 1925–1938
2 Bullock O R, Brehme K A. Atmospheric mercury simulation using the CMAQ model: Formulation description and analysis of wet deposition results. Atmos Environ, 2002, 36: 2135–2146
3 Arnold J R, Dennis R L, Tonnesen G S. Diagnostic evaluation of numerical air quality models with specialized ambient observation: Testing the Community Multi-scale Air Quality modeling system (CMAQ) at selected SOS 95 ground sites. Atmos Environ, 2003, 37: 1185–1198
4 Zhang M G. A multi-scale air quality modeling system and its evaluation I. Introduction to the model system and simulation of meteorological parameters (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2005, 29: 805–813
5 Zhang M G. A multi-scale air quality modeling system and its evaluation II. Simulation of tropospheric ozone and its precursors in East Asia (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2005, 29: 926–936
6 Liu Y, Li W L, Zhou X J. Simulation of secondary aerosols over North China in summer. Sci China Ser D-Earth Sci, 2005, 48(Supp II): 185–195
7 Xu J M, Xu X D, Liu Y, et al. Study of statistically correcting model CMAQ-MOS for forecasting regional air quality. Sci China Ser D-Earth Sci, 2005, 48(Supp II): 155–172
8 Wang Z F, Pang C G, Zhu J, et al. IAP progress in atmospheric environment modeling research (in Chinese). Chin J Atmos Sci, 2008, 32: 987–995
9 Tang X Y, Zhang Y H, Shao M. Atmospheric Environmental Chemistry (in Chinese). Beijing: China Higher Education Press, 2006. 49–62
10 Xu X D, Xie L A, Cheng X H, et al. Application of an adaptive nudging scheme in air quality forecasting in China. J Appl Meteorol Climatol, 2008, 47: 2105–2114
11 Streets D, Waldhoff S T. Present and future emissions of air pollutants in China: SO_2, NO_x, and CO. Atmos Environ, 2000, 34: 363–374
12 Cheng X H. Research on inverse modeling of SO_2 and NO_x emissions coupled with air quality model using adaptive nudging scheme and its application on regulation of surrounding emission sources (in Chinese with English summary). Doctoral Dissertation. Beijing: Graduate University of the Chinese Academy of Sciences and Chinese Academy of Meteorological Sciences, 2008
13 Martin R V, Jacob D J, Chance K, et al. Global inventory of nitrogen oxide emissions constrained by space-based observations of NO_2 columns. J Geophys Res, 2003, 108: 4537, doi: 10.1029/2003JD003453
14 Martin R V, Chance K, Jacob D J. An improved retrieval of tropospheric nitrogen dioxide from GOME. J Geophys Res, 2002, 107: 4437
15 Boersma K F, Eskes H J, Brinksma E J. Error analysis for tropospheric NO_2 retrieval from space. J Geophys Res, 2004, 109, doi: 10.1029/2003JD003962
16 Boersma K F, Eskes H J, Veefkind J P, et al. Near-real time retrieval of tropospheric NO_2 from OMI. Atmos Chem Phys, 2007, 7: 2103–2118
17 Boersma K F, Jacob D J, Bucsela E J, et al. Validation of OMI tropospheric NO_2 observations during INTEX-B and application to constrain NO_x emissions over the eastern United States and Mexico. Atmos Environ, 2008, 42: 4480–4497
18 Boersma K F, Jacob D J, Eskes H J, et al. Intercomparison of SCIAMACHY and OMI tropospheric NO_2 columns: Observing the diurnal evolution of chemistry and emissions from space. J Geophys Res, 2008, 113: 1–14, doi: 10.1029/2007JD008816
19 Wang Y X, McElroy M B, Boersma K F, et al. Traffic restrictions associated with the Sino-African summit: Reductions of NO_x detected from space. Geophys Res Lett, 2007, 34: L08814, doi: 10.1029/2007GL029326
20 Jiang W H, Ma J Z, Yan P, et al. Characterization of NO_2 pollution changes in Beijing using GOME satellite data (in Chinese). Chin J Appl Meteorol Sci, 2006, 17: 67–72
21 Li Y. Study of distribution property of NO_2 from SCIAMACHY and comparison between satellite and ground-based NO_2 column by DOAS observation. Masteral Thesis (in Chinese with English summary). Beijing: Peking University, 2006
22 Zhang X Y, Zhang P, Zhang Y, et al. The trend, seasonal cycle, and sources of tropospheric NO_2 over China during 1997–2006 based on satellite measurement. Sci China Ser D-Earth Sci, 2007, 50: 1877–1884
23 Zhang Y J, Niu Z, Wang L, et al. Study on tropospheric NO_2 change trend in cities using OMI satellite data (in Chinese). Chin J Geog Geo-Info Sci, 2008, 24: 96–99
24 Zhou X J, Xu X D. Dynamic characteristics of spring sandstorms in 2000. Sci China Ser D-Earth Sci, 2002, 45: 921–930
25 Xu X D, Zhou X J, Weng Y H, et al. Study on variational aerosol fields over Beijing and its adjoining areas derived from Terra-MODIS and ground sun photometer observation. Chin Sci Bull, 2003, 18: 2010–2017
26 Xu X D, Xu J M, Wang J Z, et al. Construction Technology and Principles of Atmospheric Remote Sensing Reanalysis (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2003. 58–91
27 Bucsela E, Celarier E, Wenig M, et al. Algorithm for NO_2 vertical column retrieval from the Ozone Monitoring Instrument. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 2006, 44: 1245–1258
28 Boersma K F, Bucsela E J, Brinksma E J, et al. "NO_2", Algorithm Theoretical Baseline Document Version 2.0 Volume 4: OMI Trace Gas Algorithms. Cambridge: Smithsonian Astrophysical Observatory, 2002
29 Cheng X H, Xu X D, Chan C Y, et al. Integrated analysis on spatial distribution characteristics of PM_{10} concentration based upon variational processing method in Beijing (in Chinese). Chin J Appl Meteorol Sci, 2007, 18: 165–172

崔绚，周波涛，范可. 2010. 卑尔根气候模式中亚洲—太平洋涛动和影响西北太平洋热带气旋频数的环流背景的关系 [J]. 气候与环境研究，15 (2)：120－128. Cui Xuan，Zhou Botao，Fan Ke. 2010. Linkage between Asian－Pacific oscillation and the large-scale atmospheric circulations related to the tropical cyclone frequency over the western North Pacific in Bergen climate model [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese)，15 (2)：120－128.

卑尔根气候模式中亚洲—太平洋涛动和影响西北太平洋热带气旋频数的环流背景的关系

崔绚[1] 周波涛[2,3] 范可[2]

1 国家气象中心，北京 100081
2 中国科学院大气物理研究所竺可桢－南森国际研究中心，北京 100029
3 国家气候中心，北京 100081

摘 要 利用挪威卑尔根的全球大气－海洋－海冰耦合模式的300年气候态数值积分结果，结合观测资料，分析了夏季亚洲－太平洋涛动（APO）的年际变化对与西北太平洋热带气旋生成频数相关联的大尺度环流背景的影响。模式结果表明，当夏季APO异常偏强（弱）时，西太平洋副热带高压位置偏东（西）偏北（南），南亚高压位置偏北（南），西北太平洋低层大气异常辐合（辐散），高层大气异常辐散（辐合），对流活动加强（减弱）。这种环流背景条件有（不）利于西北太平洋热带气旋的发生发展，西北太平洋热带气旋频数因而偏多（少）。

关键词 亚洲－太平洋涛动 西北太平洋 热带气旋 耦合模式
文章编号 1006-9585（2010）02-0120-09 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

Linkage between Asian－Pacific Oscillation and the Large-Scale Atmospheric Circulations Related to the Tropical Cyclone Frequency over the Western North Pacific in Bergen Climate Model

CUI Xuan[1]，ZHOU Botao[2,3]，and FAN Ke[2]

1 *National Meteorological Center*，*Beijing* 100081
2 *Nansen-Zhu International Research Center*，*Institute of Atmospheric Physics*，*Chinese Academy of Sciences*，*Beijing* 100029
3 *National Climate Center*，*Beijing* 100081

Abstract The linkage between Asian－Pacific oscillation (APO) and the large-scale atmospheric circulations related to the tropical cyclone frequency over the western North Pacific is examined using a 300-year integration of an atmosphere－ocean－sea ice coupled model and observational data. The result shows that when the summer APO is stronger (weaker) than normal, the western Pacific subtropical high moves eastward (westward) and northward

收稿日期 2009-02-06 收到，2010-01-24 收到修定稿
资助项目 中国科学院知识创新工程领域前沿项目 IAP09302，国家自然科学基金项目 40805029、40775049，国家重点基础研究发展计划项目 2009CB421407
作者简介 崔绚，女，1977年出生，硕士，主要从事台风研究和天气学分析。E-mail：cuixuan@cma.gov.cn
通讯作者 周波涛，E-mail：zhoubt@cma.gov.cn

(southward), and the south Asian high shifts northward (southward), concurrent with the anomalous low-level convergence (divergence) and high-level divergence (convergence) as well as the strengthened (weakened) convections over the western North Pacific. These circulation backgrounds favor (disfavor) the genesis of tropical cyclones, and thus more (less) tropical cyclones tend to appear over the western North Pacific.

Key words　Asian-Pacific oscillation, western North Pacific, tropical cyclone, coupled model

1　引言

西北太平洋是全球热带气旋发生频数最高的海域，并且是全球唯一的一年四季都有热带气旋生成的海域。西北太平洋热带气旋活动对我国影响很大，尤其是登陆台风，经常引起严重的灾害。因此，西北太平洋热带气旋活动的年际变化和预测理论研究是一个具有重要科学意义和巨大实际价值的课题，也一直是我国气象工作者的研究重点。

大尺度大气环流变化对热带气旋活动具有显著影响。陶诗言等（1962）很早就指出夏季西太平洋台风活动次数在东亚低纬经向环流型和纬向环流型期间存在很大差别。许健民和谷美荣(1978）的研究表明，夏季西太平洋的热带地区对流层上层和下层同时由纬向型转变成经向型时，往往与强台风或多台风有关系。谢义炳等（1963）指出，夏季西太平洋台风发生的时间、地点及次数与低纬基本气流的位置及强度密切相关。Zhou and Cui (2008) 揭示春季热带 Hadley 环流与夏季西北太平洋热带气旋频次之间具有显著的负相关。春季 Hadley 环流偏强（弱）时，夏季西北太平洋热带气旋发生频率偏少（多）。西北太平洋热带气旋活动不仅受低纬大气环流的影响，还受中高纬大气环流的影响（陈联寿，1965）。近几年来的一些研究工作也详细探讨了中高纬度大气环流主要模态异常与西北太平洋热带气旋活动之间的关系。例如，王会军和范可（2006）和王会军等（2007）揭示了西北太平洋台风生成频次与南极涛动为负相关，与北太平洋涛动（NPO）为正相关。范可(2007）发现春季北太平洋海冰有可能通过 NPO 及大气遥相关影响到春季热带太平洋环流，进而导致西北太平洋台风活动异常。

最近，周波涛等（2008）通过对观测资料的分析，发现亚洲－太平洋涛动（Asian-Pacific Oscillation，APO）和西北太平洋热带气旋频数之间具有显著的正相关，夏季 APO 偏强（弱）时，西北太平洋热带气旋偏多（少）。两者联系的物理过程在于 APO 异常可以引起大尺度环流的变化从而影响西北太平洋热带气旋数目的多寡。该成果有助于认识和理解西北太平洋热带气旋活动的年际变化规律。不过，该研究是基于观测资料分析，还需要利用数值模式作进一步验证。此外，该研究所使用的观测资料时间序列不够长，APO 与西北太平洋热带气旋频数的关系在更长的时间尺度上是否仍存在也不清楚。基于上述考虑，本文尝试利用一个全球大气－海洋－海冰耦合模式的长期积分结果，探讨耦合模式中 APO 变化对与热带气旋生成相关联的大气环流背景的影响，进而揭示其与西北太平洋热带气旋频数的关系。

2　模式、资料和方法介绍

2.1　模式与资料

本文所用耦合模式为挪威的卑尔根气候模式(Bergen Climate Model，BCM)。BCM 的大气模式是由法国气象局与欧洲中期天气预报中心共同创建的大气环流谱模式（ARPEGE/IFS）(Déqué et al.，1994)，水平分辨率为 T42，采用简约高斯网格，垂直方向分为 31 层（从表层到 10 hPa)；BCM 的海洋模式是美国迈阿密大学的等密度坐标海洋模式（MICOM)（ Bleck et al.，1992)，并耦合了一个动力学海冰模式。海洋模式采用非均匀网格，并且将模式的北极放在西伯利亚，这样极大地方便了北冰洋的处理。海洋模式的水平分辨率大致是 2.4°×2.4°，垂直方向上有 24 层，相对于表层压力，等密度层的范围是 $\sigma=23.54$ 到 $\sigma=28.10$。耦合器为海洋－大气－海冰－土壤软件包 OASIS 的 2.2 版本。在耦合积分过程中，为了克服模式存在的气候漂移问题，根据模式耦合积分前“spin-up”阶段的周平均的热通量和淡水通量，

对表层盐度和表层海温进行了通量调整。模式的具体耦合过程及模拟性能检验可以参看 Furevik et al.（2003）的文献。本文所使用的模式资料即为 BCM 研制小组完成的 300 年耦合积分结果。文中还用到了 1949～2005 年的 NCEP/NCAR 再分析资料和美国联合台风监测中心提供的热带气旋资料。为便于和 NCEP/NCAR 再分析资料的比较，本文将大气模式输出的所有水平空间场都插值到

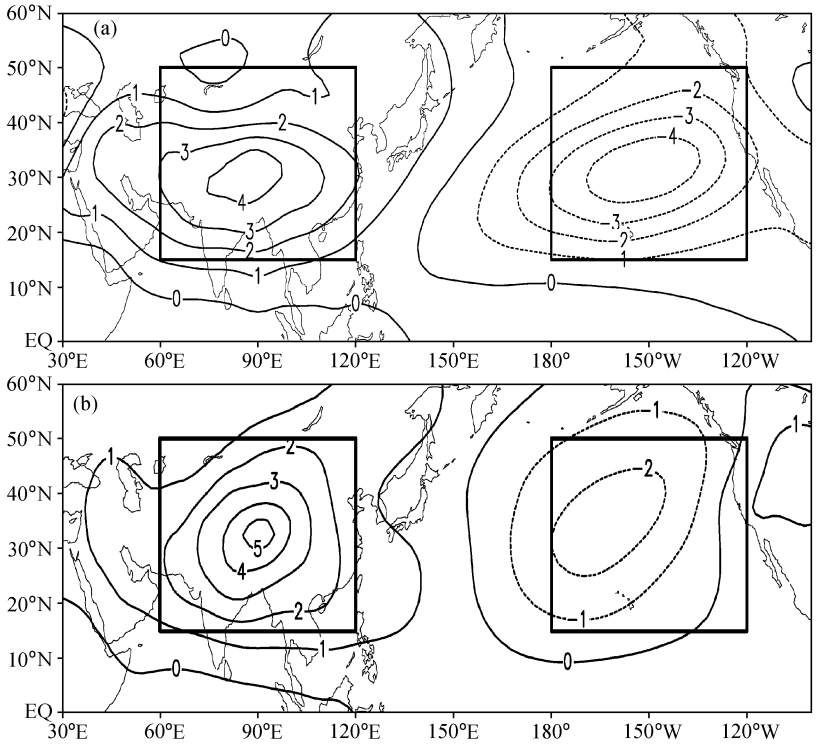


图 1 夏季对流层上层 500～200 hPa 平均 T'（单位：℃）的气候平均态：（a）1949～2005 年平均的 NCEP/NCAR 再分析料；（b）300 年平均的 BCM 模式资料

Fig. 1 Climatology of the summer mean upper-tropospheric (500－200 hPa) T' (℃): (a) The NECP/NCAR reanalysis data averaged over years 1949－2005; (b) the BCM model data averaged over 300 years

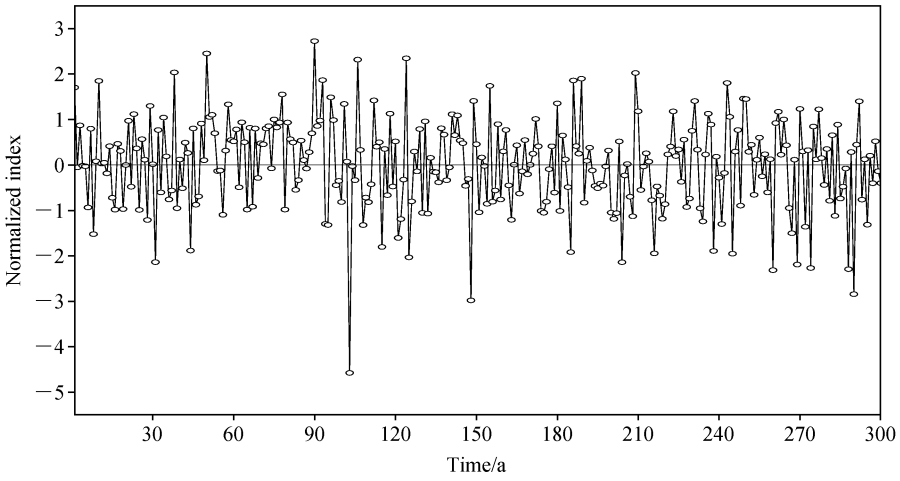


图 2 模拟的夏季 APO 强度指数的年际变化时间序列

Fig. 2 Temporal series of the simulated summer APO index

2.5°×2.5°分辨率的均匀网格上。其中，大气模式资料由简约高斯网格向完全高斯网格的插值利用的是线性插值方案、由高斯网格向经纬网格的插值利用的是 NCEP/NCAR 再分析资料的插值方案。

目前，BCM 模式在 IPCC 气候变化评估以及国际和国内的气候模拟研究中得到了很好的应用，如关于年－年代时间尺度上北大西洋经向翻转环流的变化特征（Bentsen et al.，2004），北大西洋热盐环流的气候影响（周天军和 Drange，2005）及其对大气和海洋强迫的响应（周天军，2003；Zhou et al.，2003；周天军等，2006a，2006b），东亚夏季风与 ENSO 联系的不稳定性（姜大膀等，2004），华南春季降水及环流特征的年际变化（韩晋平等，2006），NPO 与台风的关系（王会军等，2007）等的研究。

2.2　APO 指数定义方法

APO 反映的是夏季热带外亚洲和太平洋区域对流层中上层温度场的遥相关。当亚洲大陆对流层偏暖时，北太平洋对流层偏冷，反之亦然（Zhao et al.，2007；赵平等，2008）。该特征在夏季（JJA）500～200 hPa 平均的扰动温度（T'）场（图 1a）上体现的很清楚。这里 $T'=T-[T]$，T 为空气温度，$[T]$ 是 T 的纬向平均。由于对流层空气温度总体上呈现从赤道向两极减少的经向差异，所以 T'可以更好的反映温度梯度在东西方向上的变化特征（Zhao et al.，2007；赵平等，2008）。如图 1a 所示，欧亚大陆上空 T'为正值，正值中心为 4 ℃，位于青藏高原；北太平洋上空 T'为负值，负值中心为－4 ℃，位于北太平洋中东部。BCM 模拟的 T'空间分布（图 1b）与图 1a 所揭示的 T'分布型十分相似，即在欧亚大陆上空为正值（正值中心为 5 ℃，位于青藏高原），北太平洋上空为负值（负值中心为－2 ℃，位于北太平洋中东部）。如果选取（60°E～120°E，15°N～50°N）和（180°W～120°W，15°N～50°N）（如图

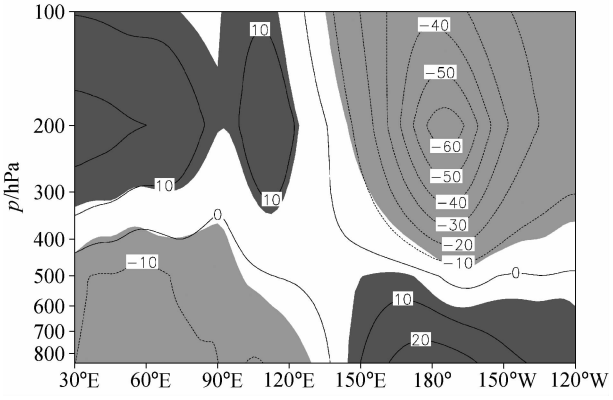


图 3　强、弱 APO 年位势高度合成差值（单位：m）沿 30°N 的剖面。阴影区表示通过 95%信度检验

Fig. 3　Longitude-height cross section of the composite difference of the geopotential height (m) between strong and weak APO years along 30°N. Areas above 5% significance level are shaded

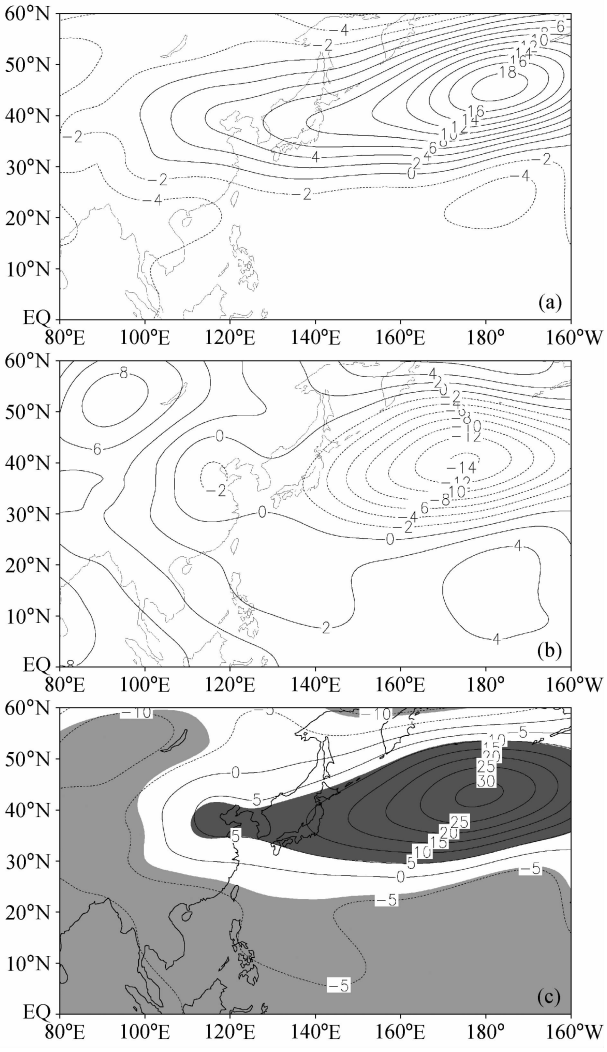


图 4　强、弱 APO 年 500 hPa 位势高度距平合成（单位：m）：（a）强 APO 年；（b）弱 APO 年；（c）强、弱 APO 年差值。阴影区表示通过 95%信度检验

Fig. 4　Composite of 500 hPa geopotential height anomaly (m): (a) Strong APO years; (b) weak APO years; (c) the difference between strong and weak APO years. Areas above 5% significance level are shaded

1中矩形框所示）区域平均的 T' 值分别作为亚洲和北太平洋区域的 T' 指数，可发现两者的反位相变化关系十分显著。NCEP/NCAR 再分析资料和 BCM 模式模拟资料中的亚洲 T' 指数和北太平洋 T' 指数的相关系数分别为－0.82 和－0.53，均通过 99.9%的信度。这些说明 BCM 模式能够模拟出 APO 型。为描述 APO 强度随时间的变化，本文采用这两个区域平均的 T' 差定义 APO 指数（APO index＝$T'_{60°E-120°E,\ 15°N-50°N} - T'_{180°W-120°W,\ 15°N-50°N}$）（Zhao et al.，2007）。

3 结果分析

首先，简要介绍一下观测资料揭示的 APO 对西北太平洋热带气旋活动的影响。观测结果显示，夏季 APO 与西北太平洋热带气旋频数具有显著的正相关。1949～2005 年，滤去线性趋势前后两者的相关系数分别为 0.47 和 0.33，均通过了 95%的信度。APO 异常可以通过影响大尺度环流（如西太平洋副热带高压、南亚高压、大气辐合辐散等）来引起西北太平洋热带气旋频数的变化（周波涛等，2008）。接下来我们将利用 BCM 模式对该观测结果揭示的关系和相应的物理过程进行验证。不过，由于耦合模式没有输出热带气旋数，所以我们不能直接判断 APO 与西北太平洋热带气旋频数的关系，而是转为先探讨模式能否再现观测事实中 APO 对大尺度环流的影响，然后根据 APO 对环流背景的影响来评估西北太平洋热带气旋频数的变化。这是因为大尺度环流系统是热带气旋发生发展的背景条件，分析与热带气旋生成密切相关的环流背景条件能够判断出热带气旋频数的变化趋势。王会军等（2007）利用 BCM 耦合模式印证观测中 NPO 与台风的关系时，就是借助分析模式结果中 NPO 和相关气候变量的关系来反

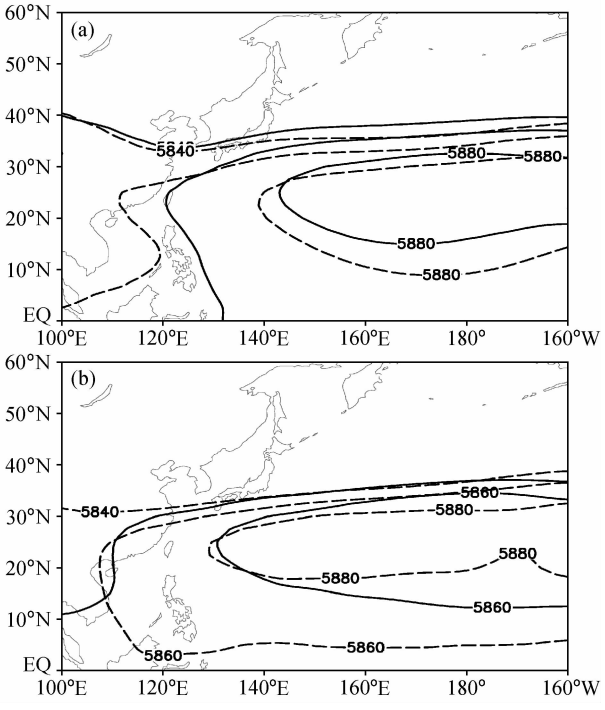


图5 500 hPa位势高度（单位：m）：（a）强 APO 年（实线）和弱 APO 年（虚线）；（b）西北太平洋热带气旋频数偏多年（实线）和偏少年（虚线）

Fig. 5 Composite distribution of the 500 hPa geopotential height: (a) Strong (solid line) and weak (dashed line) APO years; (b) years with high (solid line) and low (dashed line) tropical cyclone frequency over the western North Pacific

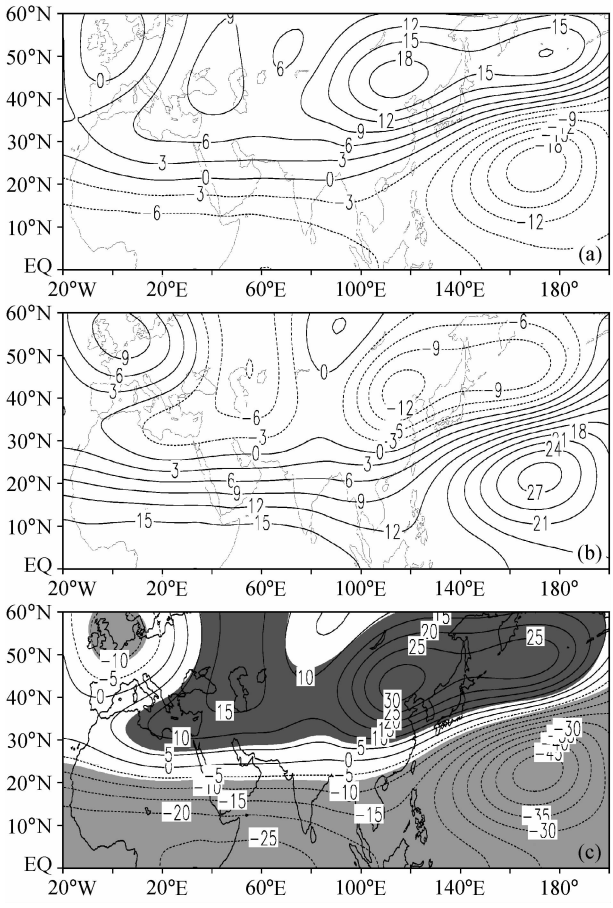


图6 同图4，但为 100 hPa 位势高度距平

Fig. 6 Same as the Fig. 4, but for the 100 hPa geopotential height anomaly

映 NPO 对台风频数的影响。王会军等（2006）利用气候数值模式进行台风气候预测试验时，也是通过预测影响台风生成的大气变量来展望台风生成和发展的宏观形势，进而展望台风生成频数的大趋势，并取得成功。因此，本文将依照此思路通过合成分析，从大气环流角度研究耦合模式中夏季 APO 强弱变化对与西北太平洋热带气旋生成相关的环境变量的影响，并在此基础上间接讨论 APO 与西北太平洋热带气旋频数的关系。图 2 给出了 BCM 耦合模式模拟的夏季 APO 指数的年际变化时间序列。根据图 2，将标准化 APO 指数大于 1 的 42 个年份作为强 APO 年组合，将标准化 APO 指数小于 −1 的 42 个年份作为弱 APO 年组合。

APO 反映的亚洲与太平洋之间的对流层温度异常可以引起当地高、低层气压系统的变化。根据静力学方程，当某地气柱温度升高（降低）时，气柱将膨胀（收缩），结果导致低层气压降低（升高）、高层气压升高（降低）。图 3 给出了强弱 APO 年的位势高度合成差值沿 30°N 的剖面。可见，亚洲和太平洋的对流层上层分别出现正和负位势高度异常，而低层分别出现负和正位势高度异常。因此，与温度场上的 APO 现象类似，在亚洲大陆与北太平洋的中纬度气压系统之间也存在着“跷跷板”振荡。模式结果与观测结果比较吻合（Zhao et al. 2007；赵平等，2008）。关于 APO 物理本质的更多信息可参见赵平等（2008）的文献。由于西太平洋副热带高压和南亚高压是影响气候的两个关键系统，所以接下来将具体分析 APO 异常情景下西太平洋副热带高压和南亚高压的响应。

图 4 为夏季强、弱 APO 年对应的 500 hPa 位势高度距平分布。强 APO 年（图 4a），约 30°N 以南的太平洋区域为负距平，位势偏低；我国江淮、朝鲜半岛、日本以及北太平洋一带为正距平，位势偏高，意味着南海和西太平洋上空热带辐合带（季风槽）偏强，西太平洋副热带高压位置偏

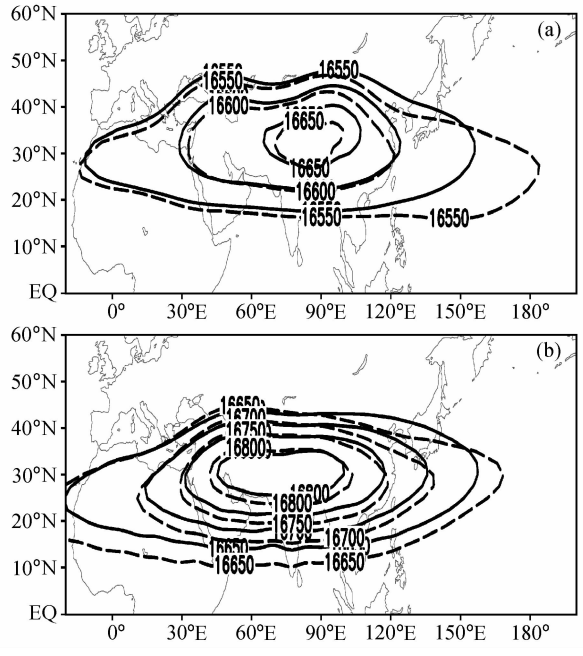


图 7　同图 5，但为 100 hPa 位势高度

Fig. 7　Same as Fig. 5，but for the 100 hPa geopotential height

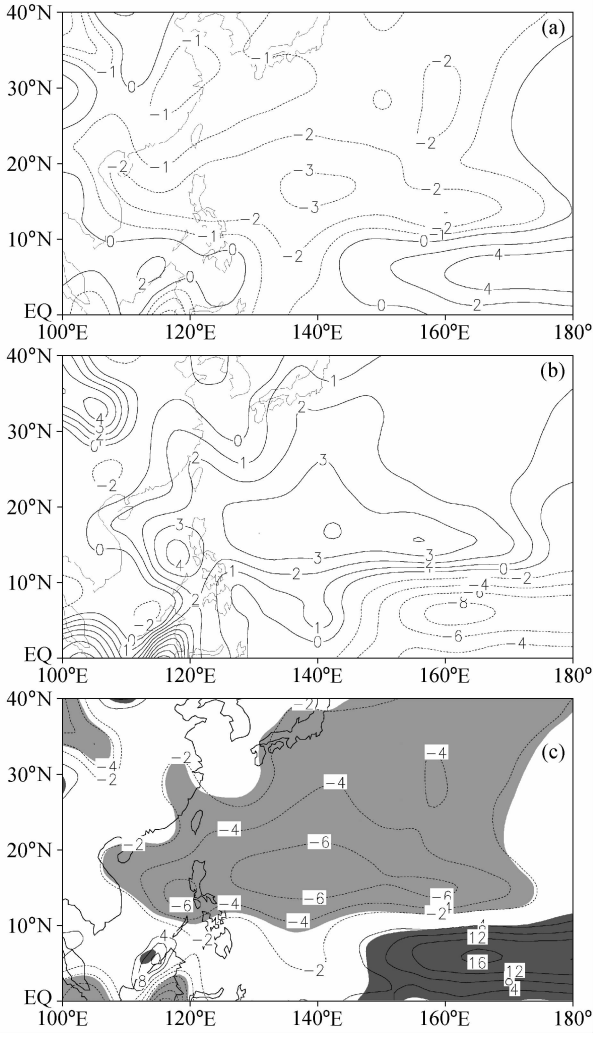


图 8　同图 4，但为 850 hPa 散度距平（单位：$10^{-7}s^{-1}$）

Fig. 8　Same as Fig. 4，but for the 850 hPa divergence anomaly ($10^{-7}s^{-1}$)

北。弱APO年（图4b），约30°N以南的太平洋区域为正距平，位势偏高；我国江淮、朝鲜半岛、日本以及北太平洋一带为负距平，位势偏低，意味着南海和西太平洋上空热带辐合带（季风槽）偏弱，西太平洋副热带高压位置偏南。两者的合成差值（图4c）显示，30°N以南太平洋区域的负距平差异和从我国江淮经由朝鲜半岛和日本到北太平洋一带的正距平差异是显著的（通过95%的信度检验）。图5a进一步给出了强、弱APO年各自对应的位势高度分布。弱APO年对应的5880 m特征线的西边界位于139°E，南边界位于9°N；强APO年对应的5880 m特征线的西边界位于143°E，南边界位于15°N，相比于弱APO年东移了4个经度，北移了6个纬度。强APO年对应的5860 m特征线的位置也较弱APO年偏东偏北。

图6为强、弱APO年对应的100 hPa位势高度距平合成分布。对比图6a和b可以发现，强APO年，约25°N以南区域为负距平，位势偏低；以北区域为正距平，位势偏高。反过来，弱APO年，约30°N以南区域为正距平，位势偏高；以北区域为负距平，位势偏低。信度检验（图6c）表明该区域位势高度异常变化也是显著的。同样，我们也给出了强弱APO年各自对应的位势高度分布（图7a）。当夏季APO处于正位相时，代表南亚高压的16550 m等值线的南边界位于18°N；当夏季APO处于负位相时，16550 m等值线的南边界位于16°N附近。强APO年份的南亚高压位置比弱APO年份的南亚高压位置要北移2个纬度。

因此，模式结果揭示，当APO偏强（弱）时，西太平洋副热带高压位置偏东（西）偏北（南），南亚高压位置偏北（南）。研究表明，太平洋副热带高压以及南亚高压的位置对热带气旋频数具有显著影响（丁一汇和莱特，1983；孙秀荣和端义宏，2003；张庆云和彭京备，2003；Ho et al.，2004）。从图5b和7b也可以看到，对应于西北太平洋热带气旋偏多（少）年，西太平洋副热带高压位置偏东（西）偏北（南），南亚高压位置偏北（南）。西北太平洋热带气旋偏多（少）年定义为标准化后的西北太平洋热带气旋频数大（小）于1（−1）的年份。以此分析，APO偏强（弱）时的大气环流背景有（不）利于西北太平洋热带气旋发生发展，西北太平洋热带气旋偏多（偏少）。这些与观测资料揭示的特征相类似（周波涛等，2008）。不过，相比于观测资料，模拟的南亚高压强度系统性偏弱，所以，强弱APO合成年份对应的100 hPa位势高度值比观测的偏低。

对流层高、低层散度场的相互配置是低层热带气旋发生、发展的一个重要因素。在西北太平洋热带气旋生成源区，低层大气异常辐合和高层大气异常辐散的配置有利于西北太平洋热带气旋偏多，反之亦然（图略）。图8和9分别为强、弱APO年850 hPa和200 hPa散度距平合成。强APO年，低层10°N以北的西太平洋地区为负距平，大气异常辐合（图8a）；高层西北太平洋热带气旋的主要源地是正距平（图9a），大气异常辐

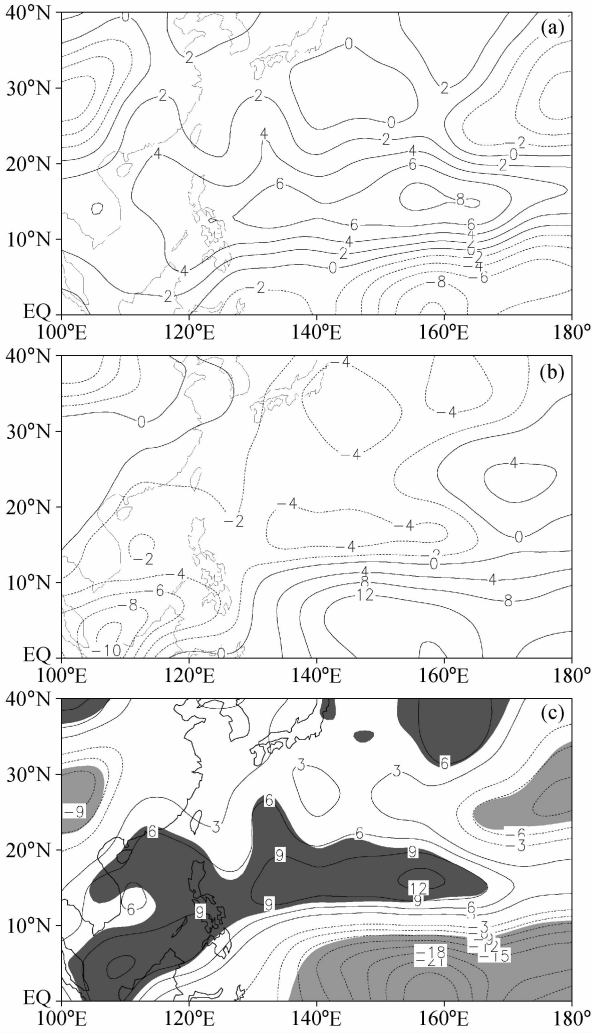


图9 同图4，但为200 hPa散度距平（单位：$10^{-7}s^{-1}$）

Fig. 9 Same as Fig. 4, but for the 200 hPa divergence anomaly ($10^{-7}s^{-1}$)

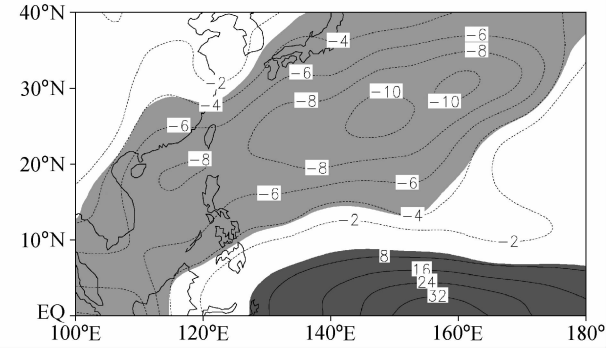


图 10　强、弱 APO 年 OLR 合成差值分布（单位：$W \cdot m^{-2}$）。阴影区表示通过 95%信度检验

Fig. 10　Composite difference of OLR ($W \cdot m^{-2}$) between strong and weak APO years. Areas above 5% significance level are shaded

散，说明强 APO 年西北太平洋热带气旋的主要源地上空低层是强的辐合，而高层是强的辐散。这也与观测结果相类似（周波涛等，2008）。散度场的这种配置关系将导致该区域出现强烈的上升运动，有利于西北太平洋热带气旋的生成。与此相反，弱 APO 年，低层 10°N 以北的西太平洋地区为正距平（图 8b）；高层 10°N 以北的西太平洋地区为负距平（图 9b），说明弱 APO 年西北太平洋热带气旋的主要源地上空低层是异常辐散，而高层是异常辐合，这种配置将抑制该区域的对流活动，不利于西北太平洋热带气旋的生成。散度场差值的信度检验（图 8c 和 9c）表明这些区域的变化是显著的。西太平洋地区的对流活动异常变化也可从 OLR 合成差值分布（图 10）得到证实。由图 10 可见，西北太平洋热带气旋主要源区的 OLR 差值为负，表明强（弱）APO 年里 OLR 为负（正）距平，对流活动加强（减弱）。

4　结论

利用 BCM 耦合模式的 300 年气候态数值积分结果，从大气环流角度论证了 APO 年际变化对西北太平洋热带气旋频数的影响。结果表明，当夏季 APO 异常偏强时，西太平洋副热带高压位置偏东偏北，南亚高压位置偏北，西北太平洋低层大气异常辐合，高层大气异常辐散，对流活动旺盛。由于这种环流背景有利于西北太平洋热带气旋发生发展，因此，西北太平洋热带气旋频数偏多。夏季 APO 异常偏弱时的环流形势与上述环流形势刚好相反，不利于西北太平热带气旋的发生发展，西北太平洋热带气旋频数因而偏少。该模式结果和观测结果基本吻合，初步印证了由观测资料所得到的结论（周波涛等，2008），表明 APO 确实可以影响到与西北太平洋热带气旋生成相关的大尺度大气环流场，也表明夏季 APO 与西北太平洋热带气旋频数之间的正相关关系在更长时间尺度上存在。当然，该研究仅仅是单模式结果，基于更多的耦合气候系统模式的分析研究还是非常需要的，今后将会加强这方面的研究工作。

参考文献（References）

Bentsen M, Drange H, Furevik T, et al. 2004. Simulated variability of the Atlantic meridional overturning circulation [J]. Climate Dyn., 22: 701-720.

Bleck R, Rooth C, Hu D, et al. 1992. Salinity-driven thermocline transients in a wind and thermohaline-forced isopycnic coordinate model of the North Atlantic [J]. J. Phys. Oceanogr., 22: 1486-1505.

陈联寿. 1965. 盛夏亚洲中高纬流型与西太平洋台风路径的关系 [J]. 气象学报, 35 (4): 476-485. Chen Lianshou. 1965. Flow patterns in westerlies in relation to the East Asia typhoon tracks [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 35 (4): 476-485.

丁一汇，莱特. 1983. 影响西太平洋台风形成的大尺度环流条件 [J]. 海洋学报, 5 (5): 561-574. Ding Yihui, Wright E R. 1983. The large scale circulation condition for the western Pacific typhoon genesis [J]. Acta Oceanologica Sinica (in Chinese), 5 (5): 561-574.

Déqué M, Dreveton C, Braun A, et al. 1994. The ARPEGE/IFS atmosphere model: A contribution to the French community climate modeling [J]. Climate Dyn., 10: 249-266.

范可. 2007. 北太平洋海冰，一个西北太平洋台风生成频次的预测因子? [J]. 中国科学 (D 辑), 37 (6): 851-856. Fan Ke. 2007. North Pacific sea ice cover, a predictor for the western North Pacific typhoon frequency? [J]. Science in China (Ser. D), 50: 1251-1257.

Furevik T, Bentsen M, Drange H, et al. 2003. Description and evaluation of the Bergen climate model: ARPEGE coupled with MICOM [J]. Climate Dyn., 21: 27-51.

韩晋平，王会军，姜大膀. 2006. 耦合模式长期积分资料所揭示的华南春季降水及环流特征的年际变化 [J]. 气候与环境研究, 11 (2): 194-202. Han Jinping, Wang Huijun, Jiang Dabang. 2006. Interannual variation of spring precipitation and circulation in South China as simulated by a coupled model [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (2): 194-202.

Ho C H, Baik J J, Kim J H, et al. 2004. Interdecadal changes in summertime typhoon tracks [J]. J. Climate, 17: 1767-1776.

姜大膀，王会军，Drange H，等. 2004. 耦合模式长期积分中东亚夏季风与ENSO联系的不稳定性 [J]. 地球物理学报，47 (6)：976-981. Jiang Dabang, Wang Huijun, Drange H, et al. 2004. Instability of the East Asian summer monsoon-ENSO relationship in a coupled global atmosphere-ocean GCM [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 47 (6): 976-981.

孙秀荣，端义宏. 2003. 对东亚夏季风与西北太平洋热带气旋频数关系的初步分析 [J]. 大气科学，27 (1)：67-74. Sun Xiurong, Duan Yihong. 2003. A study of the relationships between the East Asian summer monsoon and the tropical cyclone frequency in the Northwestern Pacific [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (1): 67-74.

陶诗言，徐淑英，郭其蕴. 1962. 夏季东亚热带和副热带地区经向和纬向环流型的特征 [J]. 气象学报，32 (1)：91-103. Tao Shiyan, Xu Shuying, Guo Qiyun. 1962. The characteristics of the zonal and meridional circulation over tropical and subtropical regions in eastern Asia in summer [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 32 (1): 91-103.

王会军，范可. 2006. 西北太平洋台风生成频次与南极涛动的关系 [J]. 科学通报，51 (24)：2910-2914. Wang Huijun, Fan Ke. 2007. Relationship between the Antarctic oscillation in the western North Pacific typhoon frequency [J]. Chinese Science Bulletin, 52: 561-565.

王会军，郎咸梅，范可，等. 2006. 关于2006年西太平洋台风活动频次的气候预测试验 [J]. 气候与环境研究，11 (2)：133-137. Wang Huijun, Lang Xianmei, Fan Ke, et al. 2006. Real-time climate prediction experiment for the typhoon frequency in the western North Pacific for 2006 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (2): 133-137.

王会军，孙建奇，范可. 2007. 北太平洋涛动与台风和飓风频次的关系研究 [J]. 中国科学 (D辑)，37 (7)：966-973. Wang Huijun, Sun Jianqi, Fan Ke. 2007. Relationships between the North Pacific oscillation and the typhoon/hurricane frequencies [J]. Science in China (Ser. D), 50 (9): 1409-1416.

谢义炳，陈受钧，张一良，等. 1963. 东南亚基本气流与台风发生的一些事实的统计分析 [J]. 气象学报，33 (2)：217-229. Xie Yibing, Chen Shoujun, Zhang Yiliang, et al. 1963. A preliminarily statistic and synoptic study about the basic currents over southeaster Asia and the initiation of typhoons [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 33 (2): 217-229.

许健民，谷美荣. 1978. 北半球夏季西太平洋热带地区的环流特征及其与台风发生的关系 [J]. 大气科学，2：174-178. Xu Jianmin, Gu Meirong. 1978. The relationship between the circulation features and the typhoon genesis over the western Pacific in summer [J]. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 2: 174-178.

张庆云，彭京备. 2003. 夏季东亚环流年际和年代际变化对登陆中国台风的影响 [J]. 大气科学，27 (1)：97-106. Zhang Qingyun, Peng Jingbei. 2003. The interannual and interdecadal variations of East Asian summer circulation and its impact on the landing typhoon frequency over China during summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (1): 97-106.

Zhao P, Zhu Y, Zhang R. 2007. An Asian-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability [J]. Climate Dyn., 29: 293-303.

赵平，陈军明，肖栋，等. 2008. 夏季亚洲—太平洋涛动与大气环流和季风降水 [J]. 气象学报，66 (5)：716-729. Zhao Ping, Chen Junming, Xiao Dong, et al. 2008. Summer Asian-Pacific oscillation and its relationship with atmospheric circulation and monsoon rainfall [J]. Acta Meteorological Sinica (in Chinese), 66 (5): 716-729.

周波涛，崔绚，赵平. 2008. 亚洲—太平洋涛动与西北太平洋热带气旋频数的关系 [J]. 中国科学 (D辑)，38 (1)：118-123. Zhou Botao, Cui Xuan, Zhao Ping. 2008. Relationship between the Asian-Pacific oscillation and the tropical cyclone frequency in the western North Pacific [J]. Science in China (Ser. D), 51: 380-385.

Zhou B, Cui X. 2008. Hadley circulation signal in the tropical cyclone frequency over the western North Pacific [J]. J. Geophys. Res., 113: D16107, doi: 10.1029/2007JD009156.

周天军. 2003. 全球海气耦合模式中热盐环流对大气强迫的响应 [J]. 气象学报，61 (2)：164-179. Zhou Tianjun. 2003. Adjustment of the North Atlantic thermohaline circulation to the atmospheric forcing in a global air-sea coupled model [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61 (2): 164-179.

Zhou Tianjun, Drange H, Furevik T, et al. 2003. Response of the North Atlantic thermohaline circulation to the atmospheric forcing in a global air-sea coupled model [J]. CLIVAR Exchange, 28: 1-5.

周天军，Drange H. 2005. 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 [J]. 大气科学，29 (2)：167-177. Zhou Tianjun, Drange Helege. 2005. Climate impacts of the decadal and interannual variability of the Atlantic thermohaline circulation in Bergen climate model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (2): 167-177.

周天军，宇如聪，郜永祺，等. 2006a. 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 [J]. 气象学报，64 (1)：1-17. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Gao Yongqi, et al. 2006a. Ocean-atmosphere coupled model simulation of north Atlantic interannual variability I: Local air-sea interaction [J]. Acta Meteorological Sinica (in Chinese), 64 (1): 1-17.

周天军，宇如聪，郜永琪，等. 2006b. 北大西洋年际变率的海气耦合模式模拟 II：热带太平洋强迫 [J]. 气象学报，64 (1)：18-29. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Gao Yongqi, et al. 2006b. Ocean-atmosphere coupled model simulation of North Atlantic interannual variability II: Tropical tele-connection [J]. Acta Meteorological Sinica (in Chinese), 64 (1): 18-29.

文章编号: 1000202402(2010) 0120035208

1961) 2008 年若尔盖高原湿地的气候变化和突变分析

戴 洋[1,2,3], 罗 勇[2], 王长科[2], 沈永平[4], 马振峰[5], 王小兰[5]
(1. 中国气象科学研究院, 北京 100081; 2. 中国气象局国家气候中心 气候研究开放实验室, 北京 100081;
3. 中国气象局培训中心, 北京 100081; 4. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所,
甘肃 兰州 730000; 5. 四川省气象局气候中心, 四川 成都 610071)

摘 要: 利用1961) 2008 年若尔盖高原湿地境内的5 个气象台站的逐月气象数据和玛曲水文站的径流数据, 分析了近 48 a 来若尔盖湿地的气候变化趋势, 并应用 M2K 方法、累积距平和滑动 t 检验对年降水量和平均气温的气候突变进行了检测. 结果表明: 从 1960 年代的冷湿期, 到 1980 年代中期到 1990 年代中后期的冷干期, 再到 1990 年代末起增暖迅速进入暖干期, 若尔盖湿地气候呈现较明显的暖干化趋势: 一方面, 总云量持续减少, 日照时数上升, 平均气温明显上升, 气温日较差逐渐减小; 另一方面, 降水量、蒸发量、径流量总体都呈减少趋势, 干燥指数也逐渐降低. 秋季是若尔盖高原湿地气候发生暖干化最明显的季节, 气候变暖主要是平均最低温度显著升高的贡献. 日较差是蒸发量变化的最重要的影响因子, 但低云量、气温、日照等的作用也不能忽视. 年平均气温和降水量分别在 1997 年和 1985 年发生突变, 分别转为迅速增暖和持续减少.

关键词: 若尔盖湿地; 气候变化; 气候突变
中图分类号: P467 文献标识码: A

0 引言

湿地享有/ 地球之肾0的美誉, 国际社会从 20 世纪 50 年代起逐渐意识到湿地对人类生存的意义. 近年来, 湿地研究逐渐成为生态、环境、水文等多学科的研究热点. 随着增暖的加剧, 全球气候环境、不同自然生态系统都因此受到了巨大冲击. 在这个大背景下, 湿地与区域气候间的相互影响也受到了气候研究者越来越多的关注. 湿地有巨大的环境调节功能和生态效益, 尤其它是蓄水防洪的天然/ 海绵0, 在控制洪水, 调节径流, 防止自然灾害, 补给地下水和维持区域水平衡方面功能十分显著[1]. 湿地的蒸散在附近区域制造降雨, 使区域气候条件稳定, 具有调节区域气候的作用, 数值模拟已经证明湿地的降温增湿效应[2- 4]. 另外, 湿地是巨大的碳库, 因此, 它对气候的影响, 除了物理上的缓冲外, 还通过对碳循环等地球生物化学作用施加影响. 然而, 一方面大片湿地被人为开发, 另一方面, 全球变暖也使得湿地退化的情况进一步恶化. 因此, 全世界许多重要湿地急剧丧失, 引发了严重的环境后果.

若尔盖高原湿地是我国分布集中的泥炭沼泽区, 也是世界上面积最大的高原湿地, 它同时还是我国黄河上游主要的水源地. 近几十年来, 由于人为干扰、全球变暖等因素的共同影响, 若尔盖湿地面积在不断减少; 这不但给当地的生态环境产生了严重的影响[5- 8], 而且也是黄河上游径流近十余年来持续减少的主要原因之一. 有必要对该地区近几十年来气候变化的具体情况和原因进行研究, 这也是对若尔盖湿地生态环境变化等相关研究的必要前提. 杨永兴[6]、雍国玮等[7] 和王长科等[8] 对若尔盖湿地资源的研究中, 也涉及到了若尔盖湿地上的气

收稿日期: 2009209220; 修订日期: 2009212214
基金项目: 中国气象局气候变化专项项目(CCSF200629); 国家重点基础研究发展计划(973 计划) 项目(2010CB428401) 资助
作者简介: 戴洋(1977)), 女, 江苏盐城人, 助理研究员, 2006 年在中国气象科学研究院获硕士学位, 主要从事陆面过程与气候变化研究. E2mail: daiyang@cma. gov. cn

候变化情况, 指出其变暖趋干, 但总体来说研究比较粗略, 且多限于定性范畴. 鉴于此, 本文拟进行一些研究, 分析讨论 1961) 2008 年若尔盖湿地气候变化的具体情况和发展趋势, 并用不同方法检验了气候突变的情况.

1 资料和分析方法

选取若尔盖湿地境内的若尔盖、阿坝、红原、郎木寺、玛曲等 5 个气象站的逐月气象资料和玛曲水文站的径流数据进行分析. 气象数据来自国家气象信息中心, 资料比较完整, 对于个别缺测值, 以缺测时刻前后相邻时步的值进行线性插值. 为了减少单站记录的不确定性, 取 5 站资料作区域平均. 进行区域平均前, 首先分析了 5 个站点的各要素多年资料的相关性, 结果表明相关系数都比较高(本文略去), 均能通过信度为 A= 01 01 的 t 检验, 证明这 5 站处于在同一气候区中, 5 站平均能够代表整个若尔盖湿地的气候特征. 在相关分析的基础上, 以 5 站的算术平均来代表该湿地的平均气候状况, 整理得到 48 a 资料(. 用区域平均的年、季值减去 1971) 2000 年 30 a 相应的气候平均值, 获得各要素相应的距平值, 其中各季节的划分以天文划分方法. 以下分析, 除特别说明外, 都是基于距平值展开. 以此为基础, 建立了各要素的年、季气候变化序列, 采用一元回归分析方法分析了若尔盖湿地 1961) 2008 年的气候变化趋势, 以及季、年际、年代际的变化特点; 用距平曲线法分析气候变化的阶段性; 用 Man2Kendall 方法、累积距平统计量和滑动 t2检验方法[9] 进行气候突变分析.

2 结果分析

2.1 温度

1961) 2008 年若尔盖高原湿地的年平均气温呈上升之势, 线性拟合增长率为 01 17 e # (10a)$^{-1}$. 其中 20 世纪 60 年代气温较低并呈明显降温趋势, 除了部分年份因大雪导致降温, 从 1970 年代初到 1990 年代初气温总体逐渐上升, 之后转入一段显著偏冷阶段直至 1997 年, 1998 年起转为迅速增暖期(图 1a). 气温变化有明显的季节差异, 秋季、夏季的增幅较大(分别为 01 434 e # (10a)$^{-1}$ 和 01 32 e # (10a)$^{-1}$), 并且从 1970 年代中期后都呈持续上升之势; 四季中只有春季气温整体呈降幅 (- 0. 113 e # (10a)$^{-1}$). 1991) 1997 年间, 年平均气温的显著偏冷同样出现在春冬季的变化中, 即 1990 年代的偏冷主要是由于冬季和春季的贡献. 年平均 0 cm 地温的变化形势整体与气温较为接近, 增长率为 01 174 e # (10a)$^{-1}$(图 1b); 也同样是秋季和夏季对年变化起了主要贡献, 而春季地温下降.

如图 1(c), 从 1960 年代到 1990 年代初, 年平均最高温度在波动中下降, 之后变为明显上升, 增温迅速. 平均最低温度的变化趋势与平均温度的变化更为接近, 1960 年代下降后, 整体呈波动中不断上升之势, 其中 1990 年代显著偏低. 二者的增长率分别为 01 009 e # (10a)$^{-1}$ 和 01 263 e # (10a)$^{-1}$. 可见, 1961) 2008 年年平均气温的上升, 主要是平均最低温度的贡献. 由于最高温度上升幅度微弱、最低温度明显上升. 因此, 气温日较差呈减小趋势(- 0. 238 e # (10a)$^{-1}$, 图 1d), 但 1990 年代后期以来有所回

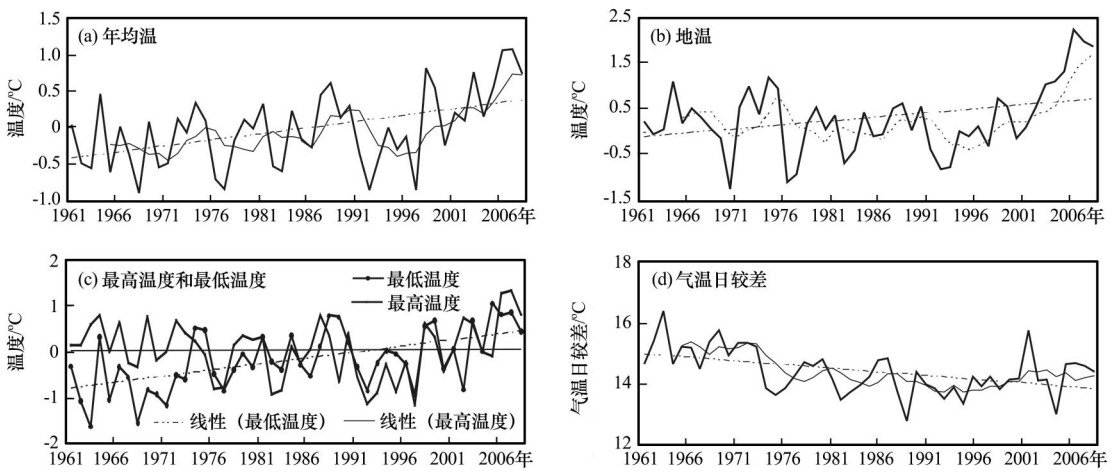


图 1 1961) 2008 年若尔盖高原湿地温度的年际变化

Fig. 1 Variations of the anomalies of mean air temperature (a), mean 02cm soil temperature (b), maximum and minimum air temperatures (c) and daily air temperature range (d) in the Zoig wetland (1961) 2008)

升.

2.2　降水量、蒸发量、径流量和干燥指数

1961) 2008 年, 若尔盖湿地上的降水量在波动中下降(图 2a), 增长率为- 24.63 mm#(10a)$^{-1}$. 20 世纪 60 年代到 70 年代初整体下降, 70 年代早期开始降水逐渐上升, 到了 1986 年左右开始逐渐减少, 但到 1998 年左右开始又有回升. 对各个季节降水量的分析, 发现春秋季降水的降幅较大, 分别为- 8.742 mm#(10a)$^{-1}$和- 8.162 mm#(10a)$^{-1}$.

根据小型蒸发皿资料, 20 世纪 60 年代初到 80 年代末, 蒸发量在波动中呈下降趋势, 从 1990 年代初开始, 蒸发量逐渐攀升. 1961) 2001 年 41 a 间年蒸发量总的变化趋势是下降的, 线性增长率是- 6.54 mm#(10a)$^{-1}$(图 2b). 四季中, 春季和冬季的降幅较大(分别为- 6.85 mm#(10a)$^{-1}$和- 1.78 mm#(10a)$^{-1}$), 夏季降幅微弱, 秋季则显示为上升趋势(2l35 mm#(10a)$^{-1}$); 其中, 1980 年代以后, 夏秋季蒸发量都由下降趋势转入明显增加阶段.

玛曲水文站控制着若尔盖湿地的出水量. 根据玛曲站的逐月资料, 1961) 2008 年若尔盖湿地的径流量增长率是- 9.32 m^3#(10a)$^{-1}$, 其中 1970 年代中期到 1980 年代中期有明显的增长, 1980 年代中后期起径流持续减少(图 2c). 四季中, 秋季、夏季的径流降幅较大.

引入德马而顿干燥指数来表征气候的干湿程度. 德马而顿干燥指数公式: I= R/(T+ 10), 式中: R 为年降水量(mm); t 为年平均气温(e). 由图 2(d), 20 世纪 60 年代干燥指数下降, 1970 年代初以来回升至 1983 年, 之后迅速降低至 1990 年代中后期达最低后又开始回升. 总体来看, 1980 年代中期以后偏旱明显. 同样的方法分析各季节的变化情况, 秋冬季干燥指数的降幅最显著.

2.3　其它要素变化

1961) 2008 年间(图 3), 总云量持续减少; 低云量在 1960 年代早期到 1970 年代中期显著减少后, 1970 年代中后期开始逐渐递增; 2002 年后总云量出现回升, 低云量的增幅更显著.

由于总云量减少, 全年日照时数增长(31l55 h#(10a)$^{-1}$), 四季中以秋季和夏季的增幅最大. 平均风速在经历了 1960 年代后期的显著增长以及 1970 年代初的逐步回落后, 整体变化比较平稳, 略呈增加趋势, 变化率为 0l062 m#s^{-1}#(10a)$^{-1}$.

2.4　气候突变

气候系统是非线性的, 其变化过程中可能存在着不连续. 把突变的概念和突变理论应用于气候变化研究是近代气候学一个新的研究方向, 它对于认识气候变化的性质有重要意义[10]. 本文选用 Mam2Kendall 方法、累积距平统计量和滑动 T2检验三种方法相结合, 对若尔盖湿地上年降水量、平均气温进行了检测(图 4).

根据3种方法对气候突变检测的结果, 结合上

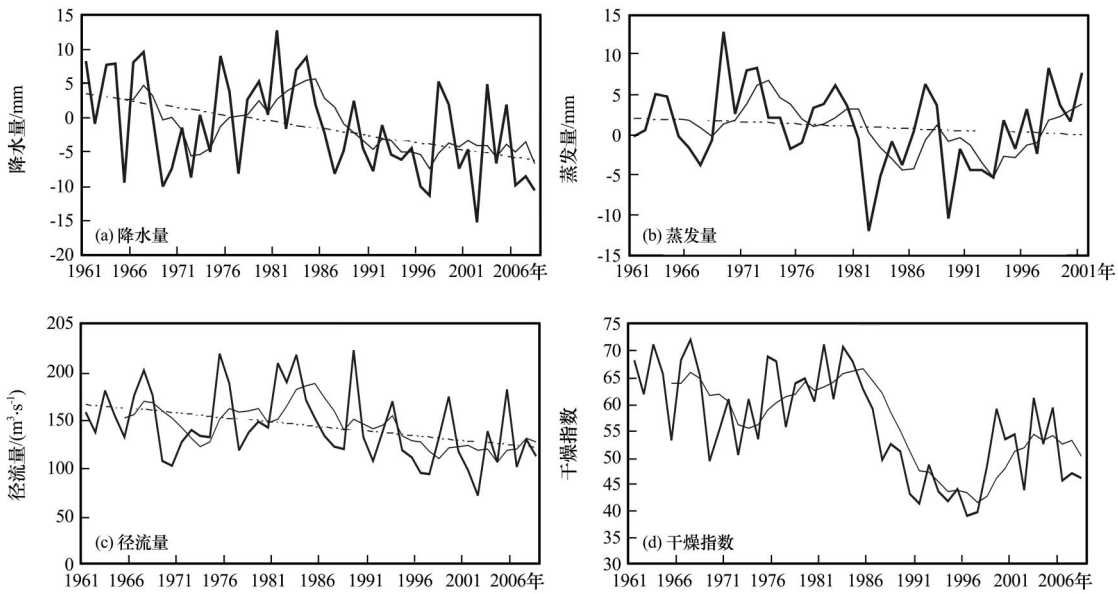


图 2　1961) 2008 年若尔盖高原湿地降水量(a)、蒸发量(b, 1961) 2001)、径流量(c)和德马而顿干燥指数(d)变化

Fig. 2　Variations of the anomalies of precipitation, evaporation, runoff, and aridity index in the Zoig wetland (1961) 2008) (a: precipitation, b: evaporation (1961) 2001), c: runoff, d: aridity index)

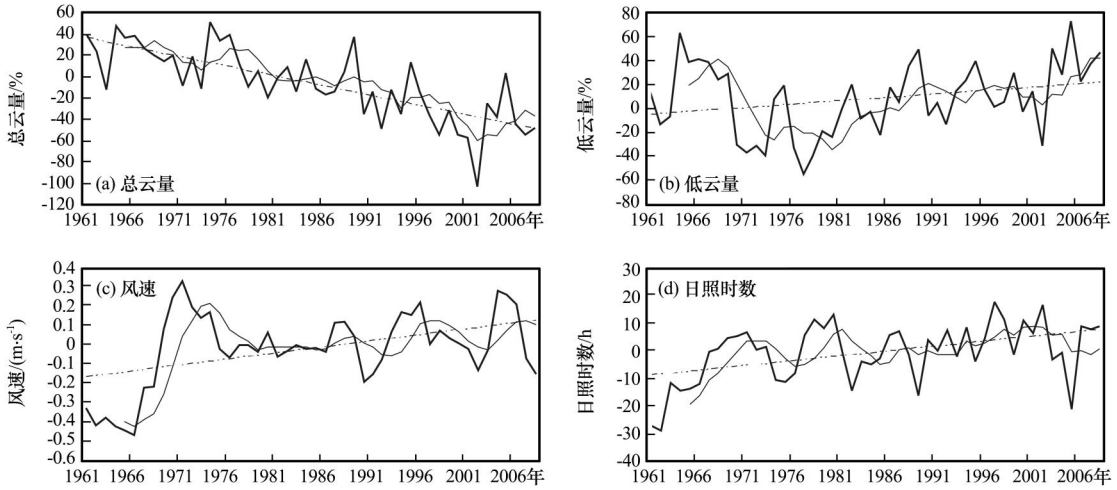


图 3 1961) 2008 年若尔盖高原湿地总云量(a)、低云量(b)、风速(c) 、日照时数(d) 的年际变化

Fig. 3 Variations of the anomalies of total cloud cover, low cloud cover, wind speed and duration of sunshine in the Zoig wetland (1961) 2008). a: cloud cover, b: low cloud cover, c: wind speed, d: duration of sunshine

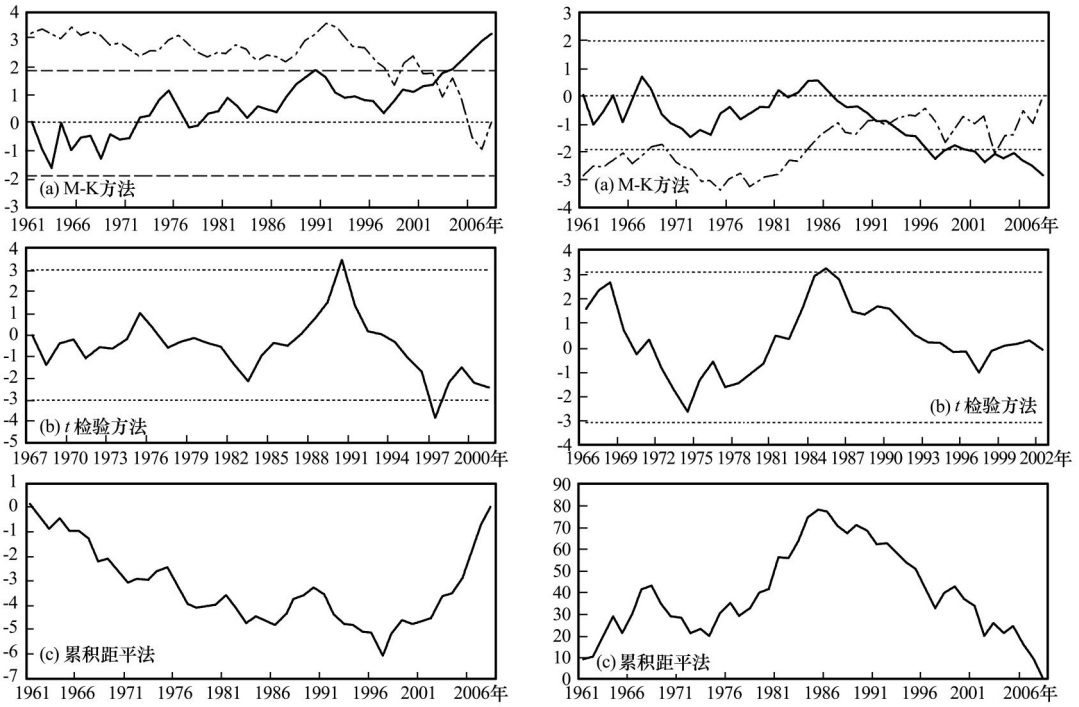


图 4 对气温和降水的突变检测(左右两侧分别为气温和降水的检测结果)

Fig. 4 Detections of abrupt changes of air temperature and precipitation with the three methods (right: air temperature; left: precipitation)

节中的讨论, 可发现: 气温在经历了 1970 来的和 1980 年代的上升后, 1990 年起明显下降, 直到 1997 年后重又转为变暖, 并且增温迅速, 1997 年是气温的一个显著的突变点; 降水量自 1968 年起显著减少, 到了 1974 年又开始回升, 到了 1985 年左右突变为持续减少, 即降水量的显著突变发生在 1985 年.

2. 5 结果讨论

2. 5. 1 气候变化的阶段性和季节特点

在上述研究的基础上, 用距平曲线法分析若尔盖湿地上气候变化的阶段性. 表 1 汇总了年平均气温、全年降水量和蒸发量的距平值的逐年代际平均. 综合图 1、图 2、图 3 以及表 1、表 2 的结果, 若尔盖湿地的气候经历了冷湿 y 变暖 y 冷干 y 暖干的

表 1　若尔盖高原湿地年平均气温、降水量、蒸发量的年代际距平情况

Table 1　Decadal mean anomalies of annual mean temperature, precipitation and evaporation in the Zoig wetland (1961) 2008)

	1960 年代	1970 年代	1980 年代	1990 年代	2001) 2008 年
平均气温/ e	- 0. 280	- 0. 157	0. 052	- 0. 177	0. 584
降水量/ mm	1. 974	3. 505	- 2. 384	0. 068	- 6. 022
蒸发量/ mm	1. 364	- 0. 188	1. 153	- 4. 664	)

变化: 1960 年代是相对冷湿期, 之后逐渐变暖, 到 1980 年代中期开始变干; 1990 年代初期开始气温突然降低, 即 1980 年代中期到 1990 年代中后期气候属于冷干期, 到了 1990 年代末起增暖迅速, 气候转为暖干期.

四季中, 秋季和春季是气候变化相对比较突出的两季. 其中, 秋季是变暖趋干最显著的季节, 春季是最不明显的季节, 夏季和冬季的变化位居中间.

秋季: 日照上升趋势最大, 日照时数的增加, 使得从太阳辐射获得能量增多, 有利于气温升高, 因此, 气温的增幅最大; 气温日较差减小, 利于蒸发量下降, 四季中秋季日较差的降幅最小, 所以, 蒸发量的下降也是四季中最小的, 事实上近 48 a 的蒸发量变化趋势是上升的; 降水降幅较大, 蒸发量上升, 所以秋季变干趋势很显著, 径流和干燥指数的降幅都是最大.

表 2　若尔盖高原湿地上主要气候要素的年际和季节变化情况汇总

Table 2　Annual and seasonal changes of some climate factors in the Zoig wetland (1961) 2008)

要素	年变化变幅	各季节的变幅 (按对年变化贡献大小排列)
平均气温	0. 17 e # (10a)$^{-1}$	秋> 夏> 冬> 春
平均最高温度	0. 009 e # (10a)$^{-1}$	秋> 夏> 冬> 春
平均最低温度	0. 263 e # (10a)$^{-1}$	秋> 夏> 冬> 春
日较差	- 0. 238 e # (10a)$^{-1}$	春> 冬> 夏> 秋
降水量	- 24. 63 mm# (10a)$^{-1}$	春> 秋> 夏> 冬
蒸发量	- 6. 54 mm# (10a)$^{-1}$	春> 冬> 夏> 秋
径流量	- 9. 32 m^3 # s^{-1} # (10a)$^{-1}$	秋> 夏> 春> 冬
干燥指数	降低	秋> 冬> 春> 夏
日照时数	3. 55 h# (10a)$^{-1}$	秋> 夏> 冬> 春
低云量	0. 06 成# (10a)$^{-1}$	夏> 春> 秋> 冬
风速	0. 06 m# s^{-1} # (10a)$^{-1}$	夏> 春> 秋> 冬

春季: 日照上升趋势最小, 相应的, 气温的增幅也最小, 事实上春季气温总体呈现为下降趋势; 气温日较差下降趋势最大. 因此, 蒸发量的下降也是四季中最大的, 春季变干趋势不突出, 干燥指数的下降也不太明显; 降水下降最明显, 蒸发量下降最大, 但是可能是由于气候变暖上游融雪使得来水补充增加, 径流量的下降不大.

2. 5. 2　气候变化讨论

近半个世纪以来, 我国西部地区变暖十分明显, 其中冬季的增幅最大. 但青藏高原东部地区是我国的主要变冷区, 尤其是四川盆地, 自 1950 年代以来持续变冷, 从 1990 年代后期起才开始变暖. 这一降温趋势同时伴随着该地区太阳辐射的减少、日照时间的缩短以及能见度的降低[11- 14]. 任国玉等指出, 中国近 51 a 增暖速率约为 0l 22 e # (10a)$^{-1}$, 其中冬季温度上升趋势最明显(0l 36 e # (10a)$^{-1}$); 春季次之, 夏季最不显著[14]; 若尔盖高原湿地 1961) 2008 年的增温率为 0l 17 e # (10a)$^{-1}$, 秋季、夏季的上升最显著(分别为 0l 434 e 、0l 32 e # (10a)$^{-1}$), 春季升幅最小, 并且是唯一总体体现为下降趋势(- 0. 113 e # (10a)$^{-1}$) 的季节.

任国玉等指出, 中国近 47 a 年平均年日照时数的变化速率为- 37. 6 h # (10a)$^{-1}$; 年平均风速的减少速率大于 0l 1 m# s^{-1} # (10a)$^{-1}$[15]. 若尔盖高原湿地上全年日照时数增长(3l 55 h # (10a)$^{-1}$); 平均风速在经历了 1960 年代后期的显著增长以及 1970 年代初的逐步回落后, 整体变化比较平稳, 略呈增加趋势.

丁守国等[16] 研究指出, 近 20 a 全球总云量和低云量都在减少; 刘洪利等[17] 指出我国低云各存在 4 个增长区和减少区, 其中, 四川盆地上空低云的减少很显著. 本文研究发现, 若尔盖湿地上空云量变化有其自身特点: 近 48 a 的总云量持续减少, 低云量在 1960 年代早期到 1970 年代中期显著减少后, 1970 年代中后期开始逐渐递增; 2002 年后总云量出现回升, 低云量的增幅更显著. 考虑到云的气候效应, 它对气候系统的主要影响之一在于它可以调节地气系统的辐射能量平衡. 其中, 低云的净效应是对地表和大气起冷却作用, 而高云的效应以

对地表和大气的加热作用为主. 若尔盖湿地上空总云量减少, 而低云量增加, 可见中高云在减少. 但无论是低云量增加还是高云减少, 其综合效应都是有利于地表降温, 这与前述研究得到的升温结论矛盾.

综上讨论, 可以发现: 若尔盖高原湿地的气候变化, 具有介于盆地与高原之间的特点, 又有全然不同的独特之处, 这可能主要是由于其处在地理位置上的过渡带有关, 也可能与叠加了沼泽湿地对局域气候的影响有关, 这些都需要在今后的工作中进一步研究.

2.5.3 蒸发变化原因讨论

蒸发量是个复杂的因素, 影响水面蒸发的决定因素主要是气象条件, 温度、日照、云量、风速等多因素都会影响蒸发. 一般来说, 饱和水汽压差愈大, 蒸发作用愈强; 温度越高, 蒸发越强; 风速会通过影响近地面湍流交换作用影响水面蒸发, 风速越大, 蒸发量越大. 气温日较差减小, 则会导致蒸发量下降.

本文采用的数据是小型蒸发皿的测量结果. 蒸发皿测量的并不是实际蒸发量, 而是潜在蒸发量, 代表理想水体的蒸发情况, 即水面蒸发. 一般来说, 潜在蒸发量受供水条件和植被覆盖等因素的影响, 与实际蒸发量相比还是有所区别的. 相比干燥地区而言, 蒸发皿在湿润地区的测量相对比较接近实际陆面蒸发量[18]. 虽然不等同于实际蒸发量, 但潜在蒸发量对于衡量某地区的实际蒸发的变化规律和趋势有重要的参考作用.

上文分析可以看到, 气温升高明显, 风速有加大趋势, 这些都有利于蒸发量上升. 但若尔盖湿地上近 40 余年的蒸发观测数据显示却略呈下降趋势, 在中国以及世界很多国家都存在的/ 蒸发悖论0(evaporation paradox), 同样也出现在了高原湿地区. 目前对/ 蒸发悖论0的解释大体可分为两种[15]: 一种认为由于云量或气溶胶含量的增加使得太阳总辐射和净辐射减少, 是造成观测的水面蒸发减少的主要原因; 另一种认为这是由于蒸发皿记录的潜在蒸发与陆面实际蒸发间存在着互补关系, 陆面实际蒸发增加时, 蒸发皿周围环境大气里的水汽含量加大, 记录的蒸发量就会减少. 在若尔盖高原湿地区总云量是下降的, 日照时数上升, 而若尔盖湿地区人为活动引起气溶胶增加的可能性较小, 因此第二种解释的可能性更大一些. 但如果陆面实际蒸发是增加的, 那么干燥指数和相对湿度也应上升, 但本文研究中却发现这两者都呈下降趋势, 因此应用第二种解释来剖析若尔盖湿地上的蒸发变化也有矛盾之处. 笔者认为, 由于蒸发量的变化受到多种因素共同作用, 且之间发生着复杂的非线性关系, 因此, 可能不宜孤立地由某因子的变化来讨论蒸发量的变化, 而应综合分析各因素的影响, 试图找出其中主要的影响因子.

通过对蒸发量与气温等诸要素的相关性分析(表 3), 可以看到全年以及各季节的蒸发量的主要影响因子各不相同, 总体来说普遍都与日较差、低云量、日照时数、平均气温有着较好的相关性. 其中, 与日较差的相关性尤其显著, 可能日较差是影响该地区水面蒸发量的主导气候因子. 对冬季的蒸发量来说, 风速也是一个主要影响因子, 这是与其余季节不同的. 任国玉等[15]研究指出, 在水面蒸发量明显减少的地区, 平均风速一般也表现为降低, 二者间显著正相关. 本文研究中, 冬季蒸发量的减少趋势很微弱(- 0.483 mm# (10a)$^{-1}$), 而风速微弱上升(0.019 m# s^{-1}# (10a)$^{-1}$), 但二者之间相关性非常好. 可见, 风速和蒸发间的关系在具体地区、不同季节的差异, 值得进一步深入研究.

3 结论

(1)若尔盖高原湿地平均气温经历了1970年

表 3 蒸发量与诸要素间的相关系数

Table 3 Correlation coefficients between evaporation and some climate variables

	平均气温	日较差	相对湿度	日照时数	风速	总云量	低云量	降水量
全年	- 0.046	0.529**	- 0.282*	0.304*	0.013	0.071	- 0.406**	- 0.053
春季	0.562**	0.693**	- 0.472**	0.529**	0.242	- 0.335*	- 0.142	- 0.04
夏季	- 0.109	0.392**	- 0.013	0.321*	- 0.184	- 0.092	- 0.383**	- 0.044
秋季	0.384**	0.375**	- 0.088	0.4**	- 0.166	- 0.266	- 0.078	- 0.13
冬季	0.722**	0.257	- 0.639**	0.322*	0.57**	0.19	0.374**	0.285*

注: * 为通过 = 0.05 信度检验; ** 为通过 = 0.01 信度检验.

代和 1980 年代的上升后, 1990 年起明显下降, 直到 1997 年发生突变转为变暖, 并且增温迅速, 1961) 2008 年的增温率为 0l17 e # (10a)$^{-1}$. 同时, 日较差逐渐减小, 1997 年后由下降趋势转为略有回升. 气温和日较差的变化主要是平均最低温度显著升高的贡献.

(2) 若尔盖高原湿地降水量自 1968 年起显著减少, 到了 1974 年又开始回升, 到 1985 年左右发生突变开始持续减少. 降水量、蒸发量和径流量总体都呈减少趋势(增长率分别为 - 2. 05 mm # (10a)$^{-1}$、- 5. 45 mm # (10a)$^{-1}$、- 9. 32 m^3 # (10a)$^{-1}$), 干燥指数也逐渐降低; 但 1990 年代中后期到 21 世纪初, 这些要素前后都有所回升.

(3) 总云量持续减少, 进入 21 世纪后出现回升; 低云量从 1970 年代中后期开始逐渐递增, 21 世纪之后的上升显著. 由于总云量减少, 全年日照时数增长(31 55 h # (10a)$^{-1}$); 四季中以秋季和夏季的增幅最大. 平均风速的整体变化比较平稳, 略呈增加趋势(0l062 m# s^{-1} # (10a)$^{-1}$).

(4) 若尔盖湿地气候出现暖干化: 从 1960 年代的冷湿期, 之后逐渐变暖, 但 1980 年代中期到 1990 年代中后期又变成冷干期, 到了 1990 年代末起增暖迅速, 气候转为暖干期.

(5) 四季中, 秋季是气候暖干化最显著的季节, 春季是最不明显的季节; 夏季和冬季的变化位居中间. 其中: 日照时数、气温升高最显著的季节都在秋季和夏季, 降水减少最显著是春季和秋季; 蒸发量下降最显著的季节是春季和冬季, 径流量下降最显著的季节是秋季、夏季, 干燥指数的降幅最显著的是秋冬季.

(6) 对来若尔盖高原湿地的蒸发量来说, 不同季节有不同的影响因子, 但总体来说, 气温日较差是蒸发量变化的最主要的影响因子, 但低云量、气温、日照等的影响也不能忽视.

参考文献(References):

[1] Chen Yiyu, L Xianguo. The wetland function and research tendency of wetland science [J]. Wetland Science, 2003, 1(1): 7- 11. [陈宜瑜, 吕宪国. 湿地功能与湿地科学的研究方向[J]. 湿地科学, 2003, 1(1): 7- 11.]

[2] Bonan G B. Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces [J]. Journal of Climate, 1995, 8: 2691- 2704.

[3] Krinner G. Impact of lakes and wetlands on boreal climate [J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(D16): 4520 - 4537.

[4] Li Yintang, Li Zhiyong, Fang Fei, et al. Numerical simulation on cooling and humidifying effects of wetlands[J]. Journal of Xipan Jiaotong University, 2007, 41(7): 825- 828. [李荫堂, 李志勇, 方飞, 等. 湿地降温增湿效应的数值模拟研究[J]. 西安交通大学学报, 2007, 41(7): 825- 828.]

[5] Wang Suping, Song Lianchun, Han Yongxiang, et al. Impacts of climate change on ecological environment in Maqu Grassland, Gansu [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28(4): 556- 561. [王素萍, 宋连春, 韩永翔, 等. 玛曲气候变化对生态环境的影响[J]. 冰川冻土, 2006, 28(4): 556- 561.]

[6] Yang Yongxing. Ecological environment deterioration, mire degeneration and their formation mechanism in the Zoige plateau [J]. Journal of Mountain Research, 1999, 17(4): 318- 323. [杨永兴. 若尔盖高原生态环境恶化与沼泽退化及其形成机制[J]. 山地学报, 1999, 17(4): 318- 323.]

[7] Yong Guowei, Shi Chengcang, Qiu Pengfei. Monitoring on desertification trends of the grassland and shrinking of the wetland in Ruoergai Plateau in Northwest Sichuan by means of remote2sensing [J]. Journal of Mountain Research, 2003, 21(6): 758- 762. [雍国玮, 石承苍, 邱鹏飞. 川西北高原若尔盖草地沙化及湿地萎缩动态遥感监测[J]. 山地学报, 2003, 21(6): 758- 762.]

[8] Wang Changke, Wang Yue si, Zhang Anding, et al. Wetland resources and its protection in Zoige Plateau [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2001, 21(5): 20- 22. [王长科, 王跃思, 张安定, 等. 若尔盖高原湿地资源及其保护对策[J]. 水土保持通报, 2001, 21(5): 20- 22.]

[9] Wei Fengying. Modern Climate Statistics and Prediction Technology [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1- 269: 1999. [魏凤英. 现代气候统计诊断预测技术[M]. 北京: 气象出版社, 1999: 1- 269.]

[10] Fu Congbin. Studies on the observed abrupt climatic change [J]. Scientia Atmospherica Sinica, 1994, 18(3): 373- 384. [符淙斌. 气候突变现象的研究[J]. 大气科学, 1994, 18(3): 373- 384.]

[11] Ding Yihui, Dai Xiaosu. Temperature variation in China during the last 100 years [J]. Meteorological Monthly, 1994, 20(12): 19- 26. [丁一汇, 戴晓苏. 中国近百年来的温度变化[J]. 气象, 1994, 20(12): 19- 26.]

[12] Chen Longxun, Zhu Wenqin, Wang Wen, et al. Studies on climate changes of China over past 45 years[J]. Acta Meteorologica Sinica, 1998, 56(3): 257- 271. [陈隆勋, 朱文琴, 王文, 等. 中国近 45 年来气候变化的研究[J]. 气象学报, 1998, 56(3): 257- 271.]

[13] Tu Qipu, Deng Ziwang, Zhou Xiaolan. Studies on the regional characteristics of air temperature abnormal in China [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2000, 58(3): 289- 296. [屠其璞, 邓自旺, 周晓兰. 中国气温异常的区域异常特征研究[J]. 气象学报, 2000, 58(3): 289- 296.]

[14] Ren Guoyu, Guo Jun, Xu Mingzhi, et al. Climate changes of China. s mainland over the past half century [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2005, 63(6): 942- 956. [任国玉, 郭军, 徐铭志, 等. 近 50 年中国地面气候变化基本特征[J]. 气象学报, 2005, 63(6): 942- 956.]

[15] Ren Guoyu, Guo Jun. Change in pan evaporation and the influential factors over China: 1956) 2000 [J]. Journal of Natural Resources, 2006, 21(1): 31- 44. [任国玉, 郭军. 中国

水面蒸发量的变化[J]. 自然资源学报, 2006, 21(1): 31-44.]

[16] Ding Shouguo, Zhao Chunsheng, Shi Guangyu, et al. Analysis of global total cloud amount variation over the past 20 years [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 2005, 16(5): 670- 677. [丁守国, 赵春生, 石广玉, 等. 近 20 年全球总云量变化趋势分析[J]. 应用气象学报, 2005, 16(5): 670- 677.]

[17] Liu Hongli, Zhu Wenqin, Yi Shuhua, et al. Climatic analysis of the cloud over China [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2003, 61(4): 466- 473. [刘洪利, 朱文琴, 宜树华, 等. 中国地区云的气候特征分析[J]. 气象学报, 2003, 61(4): 466- 473.]

[18] Liang Liqiao, Yan Minhua, Deng Wei. Headway of measurement and estimation in evapotranspiration from wetland [J]. Wetland Science, 2005, 3(1): 74- 80. [梁丽乔, 闫敏华, 邓伟. 湿地蒸散发测算方法进展[J]. 湿地科学, 2005, 3(1): 74- 80.]

Climate Variation and Abrupt Change in Wetland of Zoig Plateau during 1961) 2008

DAI Yang[1,2,3], LUO Yong[2], WANG Chang2ke[2], SHEN Yong2ping[4], MA Zhen2feng[5], WANG Xiao2lan[5]

(1.Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China; 2.Laboratory for Climate Studies, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China; 3.China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081, China; 4.Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China; 5.Climate Center of Sichuan Province, Chengdu Sichuan 610071, China)

Abstract: By using the meteorological data of five stations in the Zoig Plateau wetland and the runoff data of Maqu hydrographic station, analyses have been made for seasonal, annual and decadal climate variations as well as the abrupt changes of mean temperature and precipitation. It is found that there was an increasing tendency of warming and drying in Zoig Plateau wetland in the recent 48 years (1961) 2008), especially after the late 1990s. On one hand, total cloud cover have been continually decreased, both sunshine duration and daily temperature range have been increased, and annual mean surface air temperature have been risen with a warming rate of about 0l17 e!(10a)$^{-1}$. On the other hand, precipitation, evaporation, and runoff have been decreased in the last 48 years. Of the four seasons, autumn experienced the most obvious warming and drying, spring, less obvious. Daily temperature range was the most significant impact factors of the evaporation, but low cloud cover, temperature, and sunshine duration were also important. Finally, detections of climatic abruptness are made on annual mean temperature and annual precipitation by three means, and the years 1997 and 1985 are hence respectively checked out as the abrupt change points of mean temperature and precipitation.

Key words: Zoig Plateau wetland; climate variation; abrupt change

丁德平，张爱英，韩超，等. 2010. 2009 年 11 月北京极端低温和强降水事件分析 [J]. 气候与环境研究，15 (4)：395－404. Ding Deping，Zhang Aiying，Han Chao，et al. 2010. Analysis of the low temperature and heavy snowfall events in November 2009 in Beijing [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese)，15 (4)：395－404.

2009 年 11 月北京极端低温和强降水事件分析

丁德平[1] 张爱英[1] 韩超[1] 任国玉[2] 谢庄[1]

1 北京市气象科技服务中心，北京 100089
2 中国气象局气候研究开放实验室，北京 100081

摘 要 2009 年 10 月底到 11 月底，包括北京在内的华北地区连续出现 2 次较强冷空气过程，造成大范围的低温、雨雪天气。利用北京地区 11 个气象站近 50 年逐日气温、降水资料，对全市历年 11 月低温雨雪事件的演变特征进行了分析。结果表明，2009 年 11 月全市月平均气温、月平均最低气温均突破了 50 年的最低记录，月平均最高气温位列 1981 年 11 月之后，接近历史极值；2009 年 11 月降雪量也位列有记录以来第一位，冰冻日数历史排位第三；从气温和降水极端事件发生的频次来看，2009 年 11 月日平均气温、日最高气温和日最低气温通过 5%分位值标准的极端低温事件频次都明显偏多，在 50 年中居于第 2 位，降水量通过 95%分位值标准的极端强事件频次在 50 年中居于第四位。2009 年 11 月的严重低温雨雪事件出现在区域气温总体变暖、低温事件频率总体下降的气候趋势背景下，在一定程度上放大了负面影响。亚洲中高纬地区 500 hPa 高度场经向度异常加大、冷暖气流交换活跃，是造成 2009 年 11 月极端低温和大雪的直接环流因子。

关键词 极端事件 低温 大雪 气候变化 北京

文章编号 1006-9585 (2010) 04-0395-10 **中图分类号** P467 **文献标识码** A

Analysis of the Low Temperature and Heavy Snowfall Events in November 2009 in Beijing

DING Deping[1], ZHANG Aiying[1, 2], HAN Chao[1], REN Guoyu[2], and XIE Zhuang[1]

1 *Bejing Meteorological Science and Technology Service Center, Beijing* 100089
2 *Open Laboratory of Climate Research, China Meteorological Administration, Beijing* 100081

Abstract From the end of October 2009 to the end of November 2009, two strong cold waves entered North China, including Beijing, and successively brought low temperature, rain and snow event. Based on the climatic data of daily precipitation and temperature of the eleven meteorological stations during 1960－2009 in Beijing area, the characteristics of the low temperature, rain and snow event are analyzed. The result shows both the monthly mean temperature and extreme low temperature in November 2009 broke through the lowest historical record, and the extreme maximum temperature ranked the second only behind that in 1981; the snowfall and the freezing days in the analyzed period respectively ranked the 1st and the 3rd. In November 2009, the frequency of daily extreme temperature that below the level of the fifth percentile all obviously more than normal year, ranked the second in the past

收稿日期 2010-01-21 收到，2010-03-10 收到修定稿
资助项目 公益性行业科研专项“气候变化对我国水安全影响及对策研究”(200801001) 和北京市科委项目“城市突发气象灾害风险防范与快速响应关键技术研究”(Z090506016609001)
作者简介 丁德平，女，1963 年出生，高级工程师，主要从事应用气象研究及气象服务工作。E-mail：zytddp@vip.sina.com

50 years, and the frequency of precipitation that above the level of the 95th percentile, ranked fourth in the past 50 years. The events of the low temperature, rain and snow happened in the background of the temperature rise and the frequency of extreme low temperature decrease, so, accordingly, the negative impact is amplified. The radial gradient of 500 hPa above the Asia high-mid latitude is abnormally increased and the active exchanging of warm and cold air currents were the two mainly direct circulation factor that caused the event in November 2009.

Key words extreme event, low temperature, heavy snow, climate change, Beijing

1 引言

最近几年，我国极端低温和强降雪事件时有发生。2005年山东半岛部分地区遭受百年一遇的暴风雪的袭击（崔晶等，2008）；2008年1月我国长江中下游至江南地区发生历史罕见的低温雨雪冰冻灾害（王凌等，2008；王亚非等，2008；王遵娅等，2008）；2007年3月3～5日，中国东北地区发生了近50年来最强的一次暴风雪事件（孙建奇，2009）。

2009年10月底到11月底，包括北京在内的华北地区受较强冷空气影响，出现了连续的低温雨雪天气，对社会各行业尤其是交通、电力、通讯以及人们的生产和生活产生了巨大影响。那么，这期间发生的低温雨雪事件到底是否属于极端天气气候事件？它在历史上的地位如何？其形成的原因又有哪些？这些问题值得我们进一步分析与讨论。

在过去10多年，极端天气和气候事件及其变化越来越引起科学界以及社会各界的重视，也吸引着国内外的科学家们对极端事件进行了许多研究（王文辉和徐祥德，1979；翟盘茂和任福民，1997；翟盘茂和潘晓华，2003；张庆云等，2003；Bell et al.，2004；任国玉等，2005；Schmidli and Frei，2005；翟盘茂等，2007；李崇银等，2008；张爱英等，2008）。这些研究多数集中在极端气温和降水变化方面。对于近年的冷季极端低温和大雪事件也有一些研究（王文辉和徐祥德，1979；潘晓华和翟盘茂，2002；王遵娅和丁一汇，2006；布和朝鲁等，2008；崔晶等，2008；丁一汇等，2008；高辉等，2008；纪立人等，2008；孙建华和赵思雄，2008；施宁等，2008；孙建奇，2009；王遵娅等，2008；王凌等，2008；王亚非等，2008；王东海等，2008；卫捷和陶诗言，2008；杨贵名等，2008；赵思雄和孙建华，2008），但这些研究多集中在对2008年初的南方严重低温雨雪冰冻灾害，对于如何从气候变化角度看待极端低温和强降雪事件的研究还比较少。

本文利用北京地区11个气象台站50年的资料，对1960年以来逐年11月平均气温、降水（包括降雨和降雪）、低温日数、冰冻日数的变化特征进行了分析，确定了历年11月气温和降水极端事件频次，并简要分析了两次降雪过程的天气形势以及2009年11月造成低温雨雪事件的大尺度环流特征。

2 资料及方法

本文所用的资料为来自北京地区至少有50年资料的台站，为了保证资料的连续性，除了2个国家基本基准站（北京观象台和密云）以外，规定其他站迁站次数不多于1次，并且迁站造成的影响不明显。所以本文选用的台站有11个，分别是：观象台、朝阳、门头沟、大兴、房山、昌平、怀柔、密云、平谷、延庆、古北口。资料范围包括逐日平均气温、最高气温、最低气温和逐日降水量，资料年限为1960～2009年，共50年。2个国家基本、基准站的气温资料取自国家气象信息中心经过均一化订正的气温资料集，这2个站的降水以及其他9个一般气象站的气温和降水资料均来自于北京市气象信息中心，没有经过均一化订正，但所有资料均进行了严格的质量控制。

气候平均值（标准值）采用1971～2000年30年同期平均值。评估指标除了采用日平均气温、日最高气温、日最低气温以外，还采用了（王遵娅等，2008）定义的的低温日数、冰冻日数、降雪量等指标。其中，低温日数指日平均气温小于1℃的日数，冰冻日数指日平均气温小于1℃且当日出现降水的日数；降雪量指当日有降雪且日平均气温小于1℃的24小时降水量（20时～20时）

（北京时间，下同）。对极端低温和强降水事件的判别，还采用了百分位值标准，定义低于第 5 个百分位阈值的为极端偏低、偏少事件（潘晓华和翟盘茂，2002；翟盘茂和潘晓华，2003；Bell et al.，2004；Schmidli and Frei，2005）。具体做法是：将每一个站 1971～2000 年 11 月共 30 日同日的最高、最低气温按升序排列，得到该日第 5 百分位值，称之为极端低温事件的阈值。如果某日的气温低于该日极端低温的阈值，则认为该日出现了极端低温事件。类似地，对降水量按升序排列，将降水量大于第 95 百分位值的当日定义为一个极端强降水日。这里降水量包括降雪和降雨量，同时为了区别绝对界限值定义的低温事件，把通过百分位值标准获得的极端气温和降水事件才称为气温极端偏低事件和降水极端偏高事件。

由于站点分布大体均匀，全区平均值为 11 个气象台站各个极端指数的简单算术平均值。

3　低温、强降雪过程概况

从 2009 年 10 月 31 日北京地区夜间 22 时开始降雨，以后逐渐转为降雪。这是 1961 年以来北京地区出现的最早的初雪（1951 年以来北京和华北最早的初雪出现在 1960 年 10 月 26 日）。不久另一股冷空气入侵北京，11 月 9 日 08 时 30 分左右，霰洒落京城，11 月 10 日凌晨，北京城漫天白雪，还伴有闪电雷鸣。11 日夜间至 12 日北京再次出现降雪天气。

从图 1 可以看到两次冷空气活动带来的降温幅度和降雪量。11 月的低温事件主要由 2 次大幅度降温和 2 次小幅度的降温过程组成，第一次明显的降温过程出现在 2009 年 10 月 31 日午夜到 11 月 1 日，最大降温幅度达 10 ℃以上；第二次显著的降温过程出现在 11 月 8～9 日，最大降温幅度也接近 10 ℃。对应这两次显著的降温过程，北京地区先后出现了 2 次显著的降雪过程，第 1 次出现在 11 月 1 日，北京地区平均降雪量为 14.2 mm；第 2 次出现在 2009 年 11 月 9～12 日的连阴雪过程中，9～10 日平均降雪量为 5.3 mm；时隔 1 日后，11～12 日又出现降雪，平均降雪量为 4.3 mm。除了 2 次带来显著降温和降雪的冷空气过程以外，还可以看出在 11 月 13～14 日和 24～25 日还出现了 2 次弱的降温过程，降温幅度在 5 ℃以下。

4　低温降雪事件历史变化

图 2 给出了 1960～2009 年北京地区历年 11 月平均气温、平均最高气温、平均最低气温以及低温日数的变化曲线，表 1 为北京地区 11 月低温指数的历史排位。2009 年 11 月北京地区平均气温、平均最低气温均突破了 50 年来的最低记录，

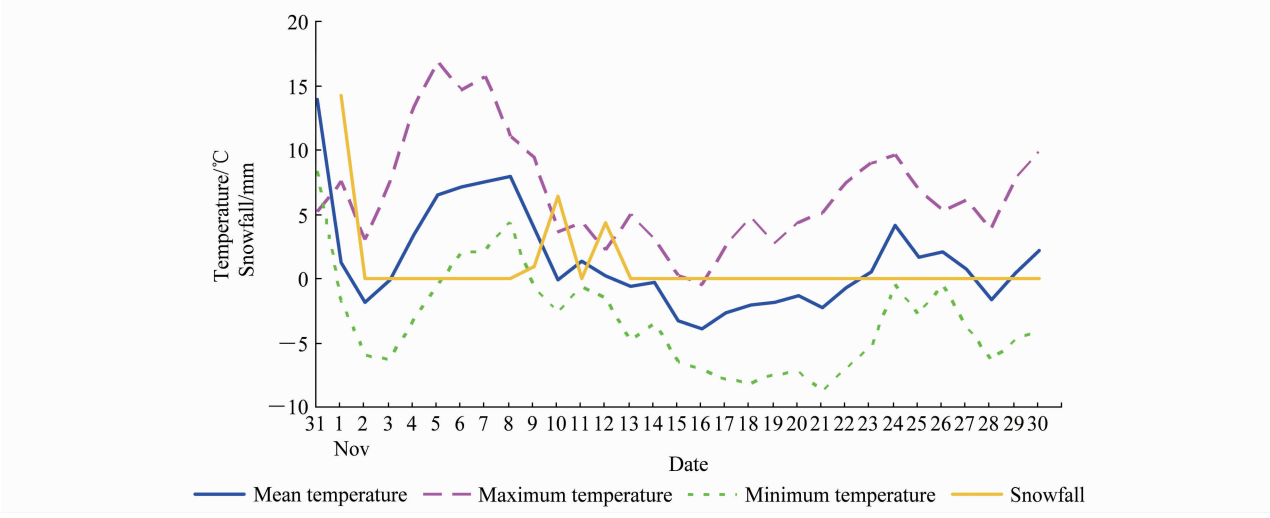


图 1　北京地区 2009 年 10 月 31 日～11 月 30 日逐日平均气温、最高气温、最低气温和降雪量变化

Fig. 1　The change of daily mean temperature，maximum temperature，minimum temperature，and snowfall in Beijing from 31 Oct to 30 Nov in 2009

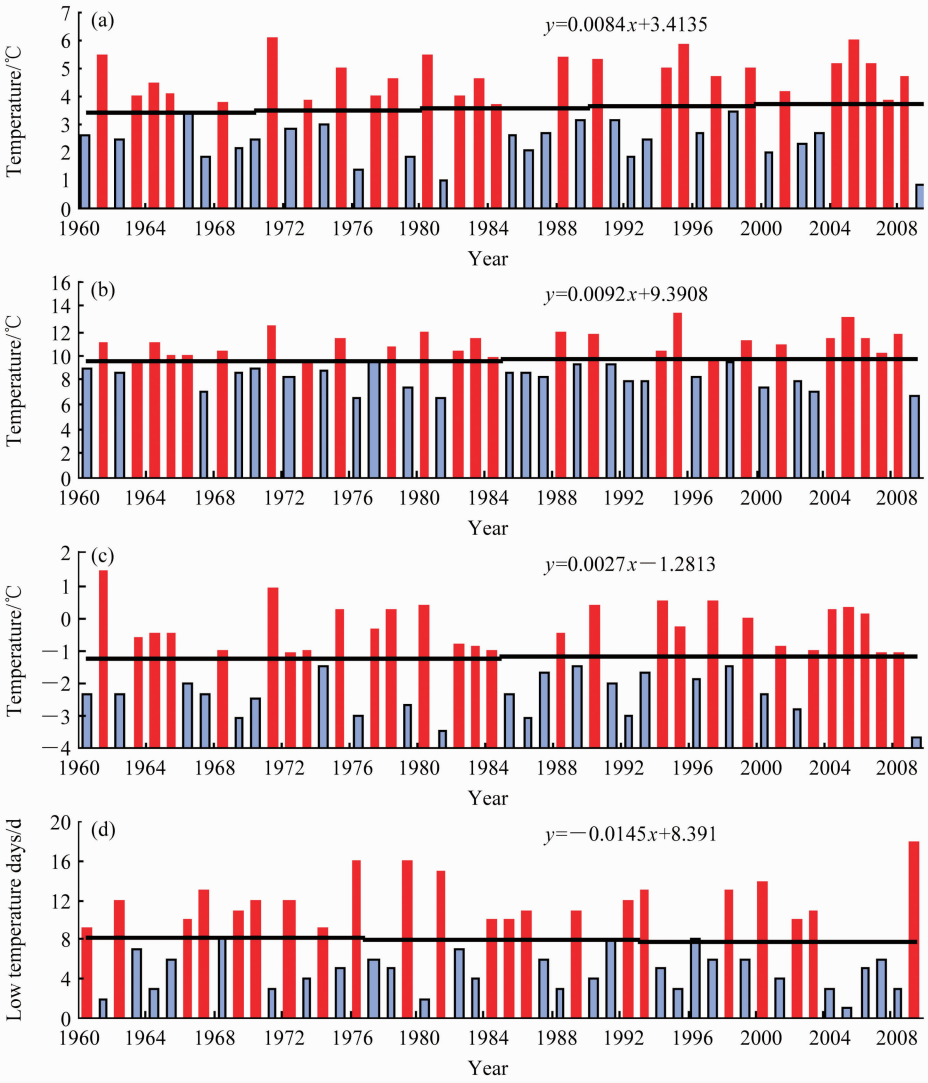


图 2 北京地区 11 月气温的历年变化：(a) 平均气温变化；(b) 平均最高气温变化；(c) 平均最低气温变化；(d) 低温日数变化。直线为整个时期线性趋势。其中红色代表该要素值高出平均值，蓝色则代表低于平均值

Fig. 2 Mean temperature series in November over the past years in Beijing: (a) Mean temperature; (b) mean maximum temperature ; (c) mean minimum temperature ; (d) low temperature days. Linear fitting shows the trend. Red bars denotes values higher than the average, while blue bars denotes values lower than the average

表 1 北京地区 11 月低温指数的历史排位

Table 1 Arranging seats of low temperature days during the past years in November

历史排位	平均气温/出现年份	最高气温/出现年份	最低气温/出现年份	低温日数/出现年份
1	0.9 ℃/2009	6.5 ℃/1976、1981	−3.7 ℃/2009	18 d/2009
2	1.0 ℃/1981	6.7 ℃/2009	−3.5 ℃/1981	16 d /1979、1976
3	1.4 ℃/1976	7.0 ℃/1967、2003	−3.1 ℃/1969	15 d /1981
4	1.9 ℃/1967、1979、1992	7.4 ℃/2000	−3.0 ℃/1976	14 d /2000
5	2 ℃/2000	7.5 ℃/1979	−2.8 ℃/2002	13 d /1998、1993、1967

位居榜首，月平均最高气温虽居分析时期第二位，但比位居第一的 1981 年和 1976 年仅高 0.2 ℃，差异非常小；2009 年 11 月的低温日数为 18 天，也达到 50 年以来的最大值。

值得指出的是，2009 年 11 月的气温异常偏低，但近 50 年来当月平均气温、平均最高气温、平均最低气温总体上均呈现上升趋势（图 2）。其中，1960～2008 年，全区 11 月平均气温、平均最高气温和平均最低气温上升趋势都比较明显，分别达到 0.159、0.173 和 0.092 ℃ • (10 a)$^{-1}$（图略）；加上 2009 年 11 月，整个时期 11 月平均气温、平均最高气温和平均最低气温仍呈上升趋势，但上升趋势值明显变小了，上升的速率分别为 0.084、0.092 和 0.027 ℃ • (10 a)$^{-1}$；低温日数在加入和不加入 2009 年的情况下均呈现明显的下降趋势，下降速率分别为 0.409 d • (10 a)$^{-1}$ 和 0.145 d • (10 a)$^{-1}$。因此，2009 年 11 月极端低温事件发生在近半个世纪当月气候总体变暖的大背景下，更加突显其异常性质。

图 3 给出了 2009 年 11 月平均气温、平均最高、最低气温距平和低温日数距平的分布。北京地区 11 个气象台站的气温距平全部为较明显的负值，即所有台站的气温均比历史同期明显偏低。怀柔平均气温距平达到－3.7 ℃，成为偏冷最明显站点，平谷和大兴也分别达到了－3.5 ℃和－3.4 ℃，北京南郊观象台为－2.2 ℃；最高气温下降最为明显的地点在平谷和房山，距平达到－3.8 ℃，怀柔、昌平、大兴、门头沟的最高气温都比常年偏低 3 ℃以上，南郊观象台也比常年偏低 3 ℃。最低气温相对常年偏低的程度要稍微小一些，但也均比常年偏低 1～2 ℃。因此，从这次气温事件来看，平均气温、平均最高气温偏低程度比平均最低气温更为明显。

图 4 给出了北京地区分析时期降雪量历年变化和降雪量距平的空间分布情况。在 50 年里，只有 19 年 11 月份全区平均有可测量的降雪记录，其中 2009 年 11 月平均降雪量最高，位列第一位，

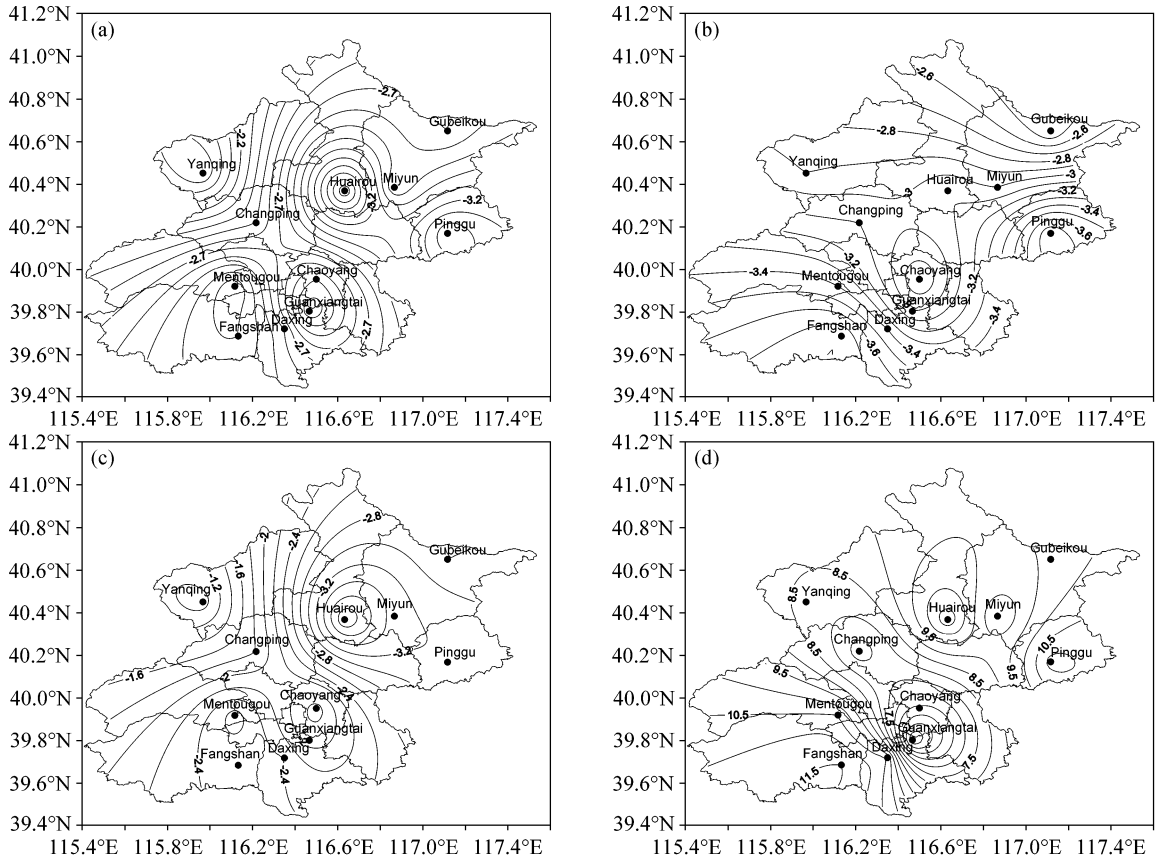


图 3　北京地区 11 月气温距平分布：(a) 月平均气温距平；(b) 月平均最高气温距平；(c) 月平均最低气温距平；(d) 低温日数距平

Fig. 3　The temperature anomaly distribution in Nov 2009 in Beijing: (a) Monthly mean temperature anomaly; (b) monthly mean maximum temperature anomaly; (c) monthly mean minimum temperature anomaly; (d) low temperature days anomaly

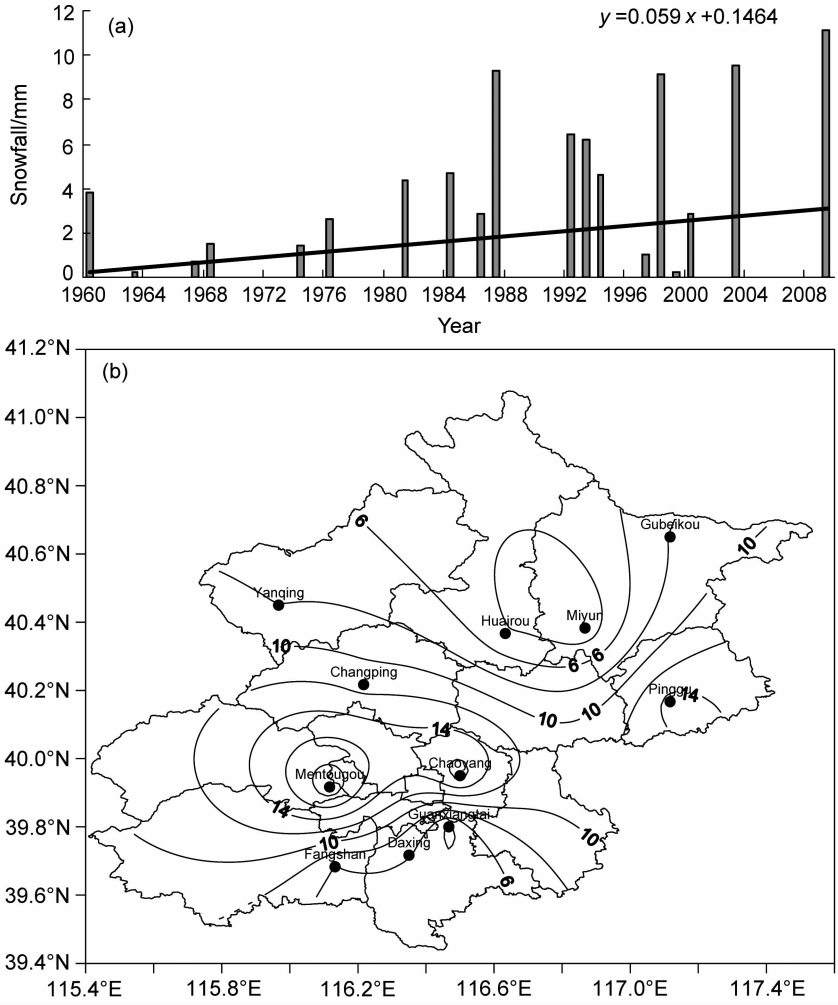


图 4 (a) 北京地区 11 月降雪量的历年变化；(b) 2009 年 11 月各站降雪量距平分布（单位：mm）

Fig. 4 (a) Mean snowfall in November during the past years; (b) mean snowfall anomalies distribution (mm) in November 2009

达到为 11.1 mm（图 4a 和表 2）；位列第二位的 2003 年 11 月平均降雪量为 9.5 mm。图 4a 还表明，北京地区 11 月降雪量在 50 年里存在增加趋势，即使不考虑 2009 年 11 月，20 世纪 80 年代以来的平均降雪量也有比较明显的增多。2009 年 11 月，各站降雪量均比历史同期偏多，偏高最多的为门头沟，降雪量距平达到 19.6 mm；朝阳、平谷距平分别为 17 mm 和 14.7 mm；南郊观象台降雪量比常年偏多 3.5 mm（图 4b）。

与低温和降雪量的异常特征相似，北京地区 2009 年 11 月冰冻日数也异常偏多（图略），平均出现 2 天，位列 50 年第三位，排在第一位的 1998 年 11 月平均为 3 天，第二位的 2001 年 11 月平均为 2.3 天。2000、2003、1994、1981、1976 年冰冻日数也偏多，平均也出现 2 天。

表 2 北京地区 11 月平均降雪量历史排位

Table 2 Arranging seats of snowfall in Nov in Beijing during the past years

位次	出现年份	降雪量/mm
1	2009	11.1
2	2003	9.5
3	1987	9.3
4	1998	9.1
5	1992	6.4

5 极端气温和降水事件频次历史变化

本文进一步采用百分位界限值标准来判别 2009 年 11 月和历史时期 11 月的极端低温和强降水事件，并分析其历史地位和时间变化特征。图 5

给出了北京地区平均历年 11 月极端低温和强降水事件频次变化。表 3 给出了北京地区极端低温和强降水事件频次的历史排位。

从图 5 和表 3 可以看出，日平均气温、最高气温极端事件天数都是 1993 年位于首位，分别为 7.2 d 和 6.4 d，2009 年居第二位，分别为 5.7 d 和 4.6 d；日最低气温极端事件天数以 1981 年为最多，为 4.8 d，2009 年居第二位；降水量偏多事件出现年份仍以 1993 年位居榜首，为 3.8 d，2009 年居于第 4 位，为 2.8 d，排在第一、二、三位的出现在 1993 年、2003 年、1961 年，对应的极端降水天数分别为 3.8、3.5、3.1 d。

6　极端低温、强降水事件的环流特征分析

图 6a 为 10 月 31 日 20 时 500 hPa 高度场，从图中可见亚洲中高纬为一槽一脊型，冷空气从极地区南下到达贝加尔湖；蒙古东部至河套西部为一横槽，河套东部有南支槽东移，蒙古东部、华北北部和西北地区东部形成强气温锋区（北京－20 ℃，乌兰巴托－35 ℃，伊尔库次克－40 ℃；图略）。在横槽东移南下的过程中冷暖空气在华北地区相遇，导致 11 月 1 日北京迎来 1961 年以来最早的降雪。

11 月上旬中期 500 hPa 上极涡再次控制亚洲高纬度地区，从 11 月 9 日 20 时 500 hPa 高度场（图 6b）可见，亚洲冷涡位于俄罗斯远东地区，中心强度为－44 ℃，从强烈发展的欧洲高压脊中分裂出一个中心，在中西伯利亚北部（60°N，90°E）形成阻塞中心（以下简称中亚阻高），中亚阻高脊前西北气流引导极地冷空气从东路侵袭我国，巴尔克什湖东北部为切断低压（以下简称巴湖低压），中心附近温度为－37～－38 ℃，底部不断分

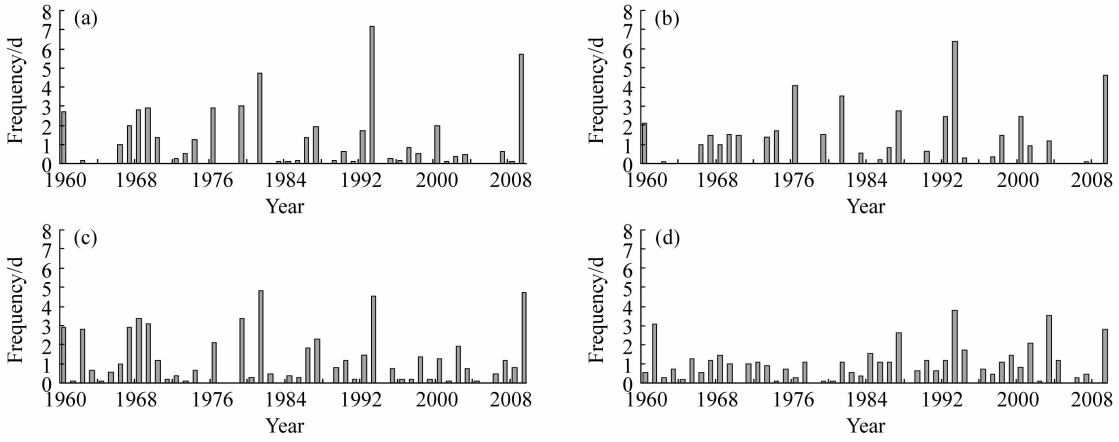


图 5　北京地区平均历年（1960～2009 年）11 月极端气温和降水事件出现频次变化：(a) 日平均气温偏低频次；(b) 日最高气温偏低频次；(c) 日最低气温偏低频次；(d) 日降水量偏多频次

Fig. 5　The change of occurrence frequency of the extreme temperature and precipitation in Beijing in Nov from 1960 to 2009: (a) Low mean temperature day; (b) low maximum temperature day; (c) low minimum temperature day; (d) high daily precipitation day

表 3　北京地区平均极端气温和降水事件频次的历史排位

Table 3　Arranging seats of extreme temperature and precipitation in Beijing

历史排位	日平均气温偏低极端事件		日最高气温偏低极端事件		日最低气温偏低极端事件		日降水量偏多极端事件	
	频次/d	出现年份	频次/d	出现年份	频次/d	出现年份	频次/d	出现年份
1	7.2	1993	6.4	1993	4.8	1981	3.8	1993
2	5.7	2009	4.6	2009	4.7	2009	3.5	2003
3	4.7	1981	4.1	1976	4.5	1993	3.1	1961
4	3.0	1979	3.5	1981	3.4	1979	2.8	2009
5	2.9	1976	2.7	1987	3.3	1968	2.6	1987

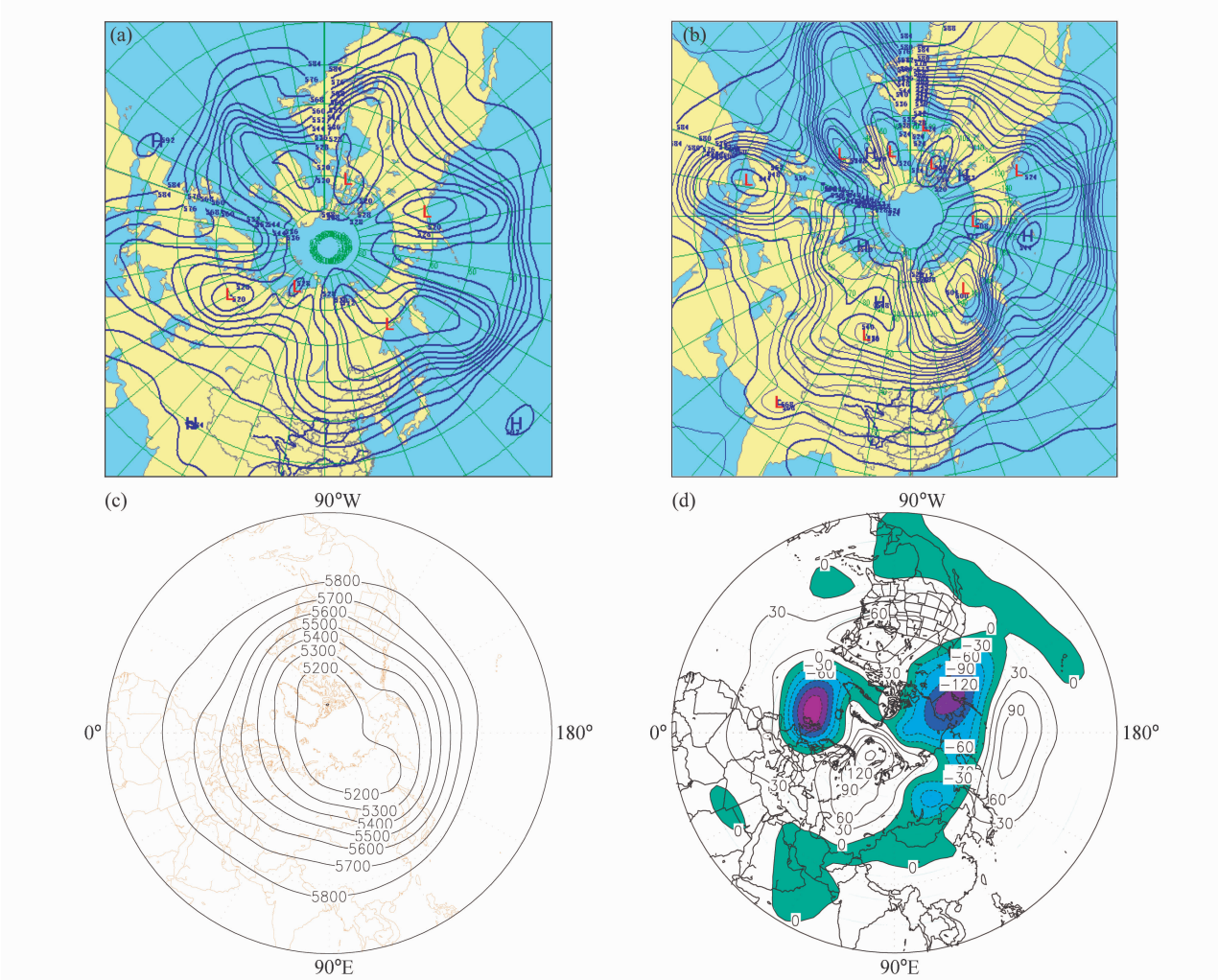


图 6 降雪日天气形势和 11 月平均环流：(a) 10 月 31 日 20 时 500 hPa 高度场；(b) 11 月 9 日 20 时 500 hPa 高度场；(c) 2009 年 11 月平均 500 hPa 高度场；(d) 2009 年 11 月平均 500 hPa 高度距平场

Fig. 6 Synoptic chart of snowfall and mean circulation in November: (a) 500-hPa height field at 2000 LST 31 Oct; (b) 500-hPa height field at 2000 LST 9 Nov; (c) mean 500-hPa height field in Nov 2009; (d) 500-hPa height field anomalies in Nov 2009

裂小股冷空气东移。南支（20°N～30°N，70°E～80°E）有低压发展东移。我国东部中纬度地区（40°N～50°N，100°E 以东）为纬向急流区和强气温锋区，该区域受东、西两路冷空气及南支槽前的西南暖湿气流等三股气流的影响。首先受东部冷空气和西南暖湿气流影响，9～10 日北京出现了雷、雪天气。随后 11 日（图略）中亚阻高形势仍然维持，但是槽、脊位置相应东移，巴湖冷空气到达新疆，（兰州－14 ℃，哈密 －24 ℃），河西地区的低压槽前西南气流到达华北等地，11～12 日北京再次出现降雪。

图 6c 为 2009 年 11 月 500 hPa 的月平均环流场，从图可见极涡呈偶极型，欧亚涡伸向俄罗斯远东地区，反映了上旬至中旬初的大雪过程中强烈发展的东亚冷涡的形势特征。从 2009 年 11 月 500 hPa 月平均高度距平图（图 6d）可见，强负距平区从美洲东北经亚洲大陆东北部、我国华北、西北等地，欧洲东部到中亚的中高纬地区为强正距平区，表明该月的槽脊发展强盛，上述大雪日的天气图与此距平图一致。

7 结论

本文利用 11 个气象站近 50 年逐日气温、降水资料，对北京地区历年 11 月低温雨雪事件的演变特征进行了分析。结论如下：

（1）11 月全市平均气温、平均最低气温均突破了 50 年的最低记录，月平均最高气温位列 1981 年 11 月之后，接近历史极值；北京地区 2009 年 11 月降雪量位列 50 年的第一位；北京地区 2009 年 11 月冰冻天气的特征也非常明显，冰冻日数的历史排位为第三位；

（2）从气温和降水极端事件发生的频次来看，2009 年 11 月平均气温、最高气温、最低气温偏低频次都明显偏多，在 50 年中居于第 2 位。降水偏多极端事件频次在 50 年居于第 4 位；

（3）2009 年 11 月的严重低温雨雪事件出现在区域气温总体变暖、低温事件频率总体下降的气候趋势背景下，因此所造成的负面影响更为突出；

（4）亚洲中高纬地区 500 hPa 高度场经向度异常加大、冷暖气流交换活跃，是造成 2009 年 11 月极端低温和大雪的直接环流因子。

参考文献（References）

Bell J L, Sloan L C, Snyder M A. 2004. Regional changes in extreme climatic events: A future climate scenario [J]. J. Climate, 17: 81-87.

布和朝鲁，纪立人，施宁. 2008. 2008 年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析 I：亚洲副热带急流低频波 [J]. 气候与环境研究，13 (4)：419-433. Bueh Cholaw, Ji Liren, Shi Ning. 2008. On the medium-range process of the rainy, snowy and cold weather of South China in early 2008 part I: Low-frequency waves embedded in the Asian-African subtropical jet [J]. Climatic and environmental Research (in Chinese), 13 (4): 419-433.

崔晶，张丰启，钱永甫，等. 2008. 2005 年 12 月威海连续性暴雪的气候背景 [J]. 南京气象学院学报，31 (6)：844-851. Cui Jing, Zhang Fengqi, Qian Yongfu. 2008. Climate background of heavy snow in Weihai city in December 2005 [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 31 (6): 844-851.

丁一汇，王遵娅，宋亚芳，等. 2008. 中国南方 2008 年 1 月罕见低温雨雪冰冻灾害发生的原因及其与气候变暖的关系 [J]. 气象学报，66 (5)：808-825. Ding Yihui, Wang Zunya, Song Yafang, et al. 2008. Causes of the unprecedented freezing disaster in January 2008 and its possible association with the global warming [J]. Acta Meteorological Sinica (in Chinese), 66 (5): 808-825.

高辉，陈丽娟，贾小龙，等. 2008. 2008 年 1 月我国大范围低温雨雪冰冻灾害分析 II：成因分析 [J]. 气象，34 (4)：101-106. Gao Hui, Chen Lijuan, Jia Xiaolong, et al. 2008. Anlysis of the severe cold surge, ica-snow and frozen disasters in South China during January 2008 II: Possible climatic causes [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 34 (4): 101-106.

纪立人，布和朝鲁，施宁，等. 2008. 2008 年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析 III：青藏高原—孟加拉湾气压槽 [J]. 气候与环境研究，13 (4)：446-458. Ji Liren, Bueh Cholaw, Shi Ning, et al. 2008. On the medium range process of the rainy, snowy, and cold weather of South China in early 2008 part III: Pressure trough over the Tibetan Plateau/Bay of Bengal [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 446-458.

李崇银，杨辉，顾薇. 2008. 中国南方雨雪冰冻异常天气原因的分析 [J]. 气候与环境研究，13 (2)：113-122. Li Chongyin, Yang Hui, Gu Wei. 2008. Cause of severe weather with cold air, freezing rain, and snow over South China in January 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (2): 113-122.

潘晓华，翟盘茂. 2002. 气温极端值的选取与分析 [J]. 气象，28 (18)：28-31. Pan Xiaohua, Zhai Panmao. 2002. Analysis of surface air temperature extremum [J]. Meteorology (in Chinese), 28 (18): 28-31

任国玉，徐铭志，初子莹，等. 2005. 近 54 年中国地表气温变化 [J]. 气候与环境研究，10 (4)：717-727. Ren Guoyu, Xu Mingzhi, Chu Ziying, et al. 2005. Changes of surface air temperature in China during 1951-2004 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10 (4): 717-727.

Schmidli J, Frei C. 2005. Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century [J]. Int. J. Climatol., 25: 753-771.

施宁，布和朝鲁，纪立人，等. 2008. 2008 年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析 II：西太平洋副热带高压的特征 [J]. 气候与环境研究，13 (4)：434-445. Shi Ning, Bueh Cholaw, Ji Liren, et al. 2008. On the medium-range process of the rainy, snowy and cold weather of South China in early 2008 Part II: Characteristics of the western Pacific subtropical high [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 2008, 13 (4): 434-445.

孙建华，赵思雄. 2008. 2008 年初南方雨雪冰冻灾害天气静止锋与层结构分析 [J]. 气候与环境研究，13 (4)：368-384. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2008. Quasi-stationary front and stratification structure of the freezing rain and snow storm over southern China in January 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 368-384.

孙建奇. 2009. 2007 年 3 月中国东部北方地区一次强灾害性暴风雪事件的成因初探 [J]. 气象学报，67 (3)：469-477. Sun Jianqi. 2009. A preliminary investigation on causes of the catastrophic snowstorm in March, 2007 in the northeastern parts of China [J]. Acta Meteorological Sinica (in Chinese), 67 (3): 469-477.

王东海，柳崇建，刘英，等. 2008. 2008 年 1 月中国南方低温雨雪

冰冻天气特征及其天气动力学成因的初步分析［J］. 气象学报，66（3）：405－422. Wang Donghai，Liu Chongjian，Liu Ying，et al. 2008. A preliminary analysis of features and causes of the snow storm event over the southern China in January 2008［J］. Acta Meteorological Sinica（in Chinese），66（3）：405－422.

王凌，高歌，张强，等. 2008. 2008年1月我国大范围低温雨雪冰冻灾害分析［J］. 气象，34（4）：95－100. Wang Ling，Gao Ge，Zhang Qiang. 2008. Analysis of the severe cold surge，ice-snow and frozen disasters in South China during January 2008：I. Climatic features and its impact［J］. Meteorology（in Chinese），34（4）：95－100.

王文辉，徐祥德. 1979. 锡盟大雪和77.10暴雪分析［J］. 气象学报，37（3）：80－86. Wang Wenhui，Xu Xiangde. 1979. The heavy snow process in district Xilingele and the analysis of "77.10" snowstorm［J］. Acta Meteorological Sinica（in Chinese），37（3）：80－86.

王亚非，李琰，李萍云等. 2008. 2008年初中国南方雪灾大尺度环流背景分析［J］. 气象学报，66（5）：826－835. Wang Yafei，Li Yan，Li Pingyun，et al. 2008. The large scale circulation of the snow disaster in south China in the beginning of 2008［J］. Acta Meteorological Sinica（in Chinese），66（5）：826－835.

王遵娅，丁一汇. 2006. 近53年中国寒潮的变化特征及其可能成因［J］. 大气科学，30（6）：1068－1076. Wang Zunya，Ding Yihui. 2006. Climate change of the cold wave frequency of China in the last 53 years and the possible reasons［J］. Chinese Journal of Atmospheric Sciences（in Chinese），30（6）：1068－1076.

王遵娅，张强，陈峪，等. 2008. 2008年1月我国低温雨雪冰冻灾害的气候特征［J］气候变化研究进展，4（2）：63－67. Wang Zunya，Zhang Qiang，Che Yu，et al. 2008. Characters of meteorological disasters caused by the extreme synoptic process in early 2008 over China［J］. Advances in Climate Change Research（in Chinese），4（2）：63－67.

卫捷，陶诗言. 2008. 2008年1月南方冰雪过程的可预报性问题［J］. 气候与环境研究，13（4）：520－530. Wei Jie，Tao Shiyan. 2008. Predictability of snow storm and freezing rain disaster in southern China in January 2008［J］. Climatic and Environmental Research（in Chinese），13（4）：520－530.

杨贵名，孔期，毛春艳，等. 2008. 2008年初"低温雨雪冰冻"灾害天气的持续性原因分析［J］. 气象学报，66（5）：837－850. Yang Guiming，Kong Qi，Mao Chunyan，et al. 2008. Analysis of the long-lasting cryogenic freezing rain and snow weather in the beginning of 2008［J］. Acta Meteorological Sinica（in Chinese），66（5）：837－850.

翟盘茂，潘晓华. 2003. 中国北方近50年气温和降水极端事件变化［J］. 地理学报，58（增刊）：1－10. Zhai Panmao，Pan Xiaohua. 2003. Change in extreme temperature and precipitation over northern China during the second half of the 20th century［J］，Acta Geographica Sinica（in Chinese），2003，58（Suppl.）：1－10.

翟盘茂，任福民. 1997. 中国近四十年最高最低温度变化［J］. 气象学报，55（4）：418－429. Zhai Panmao，Ren Fumin. 1997. On changes of China's maximum and minimum temperatures in the tecent 40 years［J］. Acta Meteorological Sinica（in Chinese），55（4）：418－429.

翟盘茂，王萃萃，李威. 2007. 极端降水事件变化的观测研究［J］. 气候变化研究进展，3（3）：144－148. Zhai Panmao，Wang Cuicui，Li Wei. 2007. A review on study of change in precipitation extremes［J］. Advances in Climate Change Research（in Chinese），3（3）：144－148.

张爱英，高霞，任国玉. 2008. 华北中部近45年极端降水事件变化特征［J］. 干旱气象，26（4）：46－50. Zhang Aiying，Gao Xia，Ren Guoyu. 2008. Characteristic of extreme precipitation events change in central North China in recent 45 years［J］. Arid Meteorology（in Chinese），26（4）：46－50.

张庆云，卫捷，陶诗言. 2003. 近50年华北干旱的年代际和年际变化及大气环流特征［J］. 气候与环境研究，8（3）：307－318. Zhang Qingyun，Wei Jie，Tao Shiyan. 2003. The decadal and interannual variations of drought in the northern China and association with the circulations［J］. Climatic and Environmental Research（in Chinese），8（3）：307－318.

赵思雄，孙建华. 2008. 2008年初南方雨雪冰冻天气的环流场与多尺度特征［J］. 气候与环境研究，13（4）：351－367. Zhao Sixiong，Sun Jianhua. 2008. Multi-scale systems and conceptual model on freezing fain and snow storm over southern China during January-February 2008［J］. Climatic and environmental Research（in Chinese），13（4）：351－367.

Water Resources Development,
Vol. 26, No. 3, 423–439, September 2010

Routledge
Taylor & Francis Group

Weakening of the Asian Summer Monsoon and Its Impact on the Precipitation Pattern in China

YIHUI DING, YANJU LIU, YING SUN & YAFANG SONG
National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing, Peoples Republic of China

ABSTRACT *The present paper provides a scientific assessment of the inter-decadal variability of the Asian summer monsoon and its significant effect on precipitation patterns in China. The paper consists of four parts. The first part shows the observed inter-decadal weakening of the Asian summer monsoon since the end of 1970s. The second part describes the impact of the weakening Asian summer monsoon on precipitation in China, which caused the major monsoon rainbelt to shift southward from North China to South China over about 30 years, with a 60–80 oscillation dominating. The third part projects the future change of the Asian summer monsoon in the warmer climate by using IPCC AR4 climate models. It has been found that major monsoon rainfall belts in East Asia will move northward in the 2040s, with summer precipitation in North China increasing considerably and stably. Finally, in the fourth part, the implication of the adaptation to the above climate change and related water management will be discussed including the water transport engineering project from the Yangtze River to the Yellow River and North China.*

Introduction

In recent years, numerous investigators have studied the inter-decadal variability of precipitation in China as well as in East Asia (Huang *et al.*, 1999; Chang *et al.*, 2000; Yang & Lau, 2004; Ha *et al.*, 2005; Ding *et al.*, 2008). It has been found that the inter-decadal variability of the summer precipitation in East Asia and China for the past 50 years is very significant, with two major characteristic features identified: (1) occurrence of prolonged droughts in North China and, at the same time, marked flooding conditions in the Yangtze River Valley and South China in the period from the end of the1970s to the beginning of the 21st century, and (2) the rainfall regime has undergone an obvious abrupt shift or change in the mid- and late 1970s. This precipitation regime shift is in good coincidence with a significant abrupt climate change which has been extensively observed in other regions over the world as well as for other variables. On the other hand, several studies have indicated that the Asian summer monsoon has become weaker after the end of the 1970s (Wang, 2001). Wu (2005) has also found that the Indian summer monsoon circulation underwent two weakening processes in the last 50 years, with the first one occurring in the mid-1960s

Correspondence Address: Ding Yihui, National Climate Center, China Meteorological Administration, No. 46, Zhuangguancun Nan Dajie Road, Haidian, Beijing 100081, PRC. Email: dingyh@cma.gov.cn

0790-0627 Print/1360-0648 Online/10/030423-17 © 2010 Taylor & Francis
DOI: 10.1080/07900627.2010.492607

and the second one in the late 1970s. The later weakening process is in good agreement with the precipitation regime shift in East China as described above.

One key issue is how long this unusual change in precipitation patterns will continue. Recently, Sun & Ding (2009) projected the future change in the East Asian summer monsoon and associated precipitation by using 19 IPCC AR4 climate models. They have found that the major rainfall belt in East Asia will move northward in the 2040s, with summer precipitation in North China increasing considerably and stably. But, this kind of projection could include much uncertainties. The present paper will assess the evolutive processes of the East Asian monsoon and related precipitation patterns spanning the past 100 years and including this century. Then, a discussion on implication of the adaptation actions to the above long-term precipitation change will be given to mitigate the continuous water shortage in North China. The data and computational methods used in this paper can be referred to Ding *et al.* (2009) and Sun & Ding (2009).

Climatological Aspects of the Asian Summer Monsoon and Its Inter-decadal Weakening

The Asian summer monsoon is the dominating supplier of moisture for precipitation in this region. Figure 1 shows the vertically integrated conduit of moisture transport carried by the Asian summer monsoon averaged for June, July and August (JJA). It can be seen

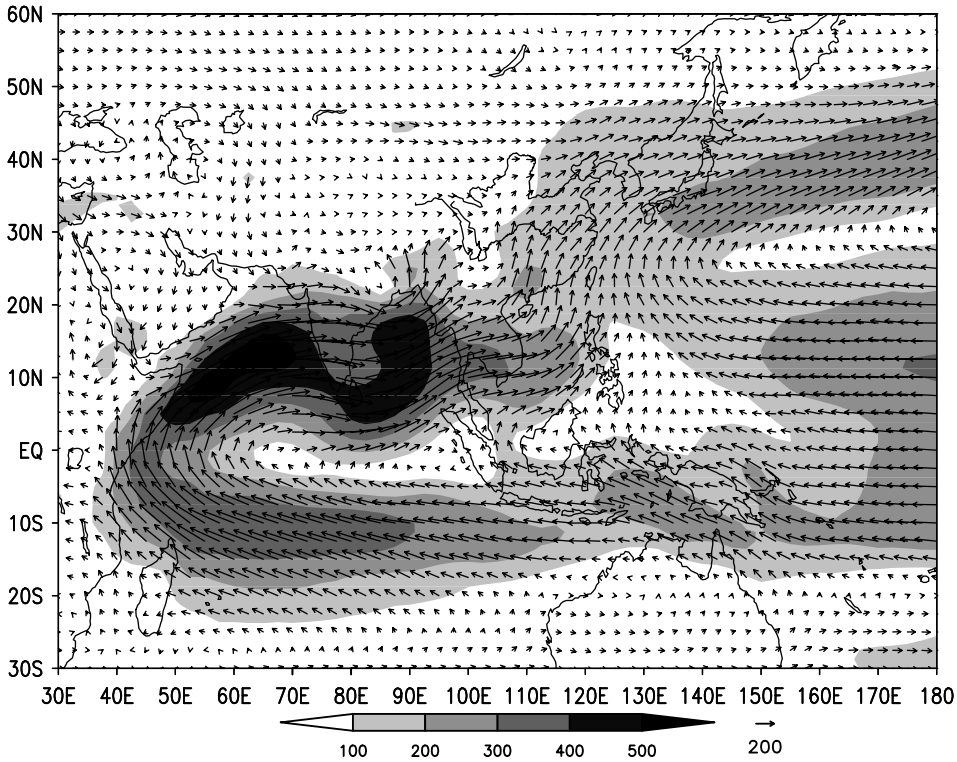


Figure 1. The vertically integrated moisture flux transport (surface to 300 hPa) averaged for summer (June, July and August) 1948–2006 (Unit:kg.m^{-1}.s^{-1}).

that the predominating channel of moisture transport originates in the subtropical South Indian Ocean, and, crossing the equator near the eastern coast of Africa, then flows eastward into the Arabian Sea, the Indian Peninsula, the Bay of Bengal, Southeast Asia and the South China Sea where it turns northward to East Asia. At the same time, another channel of moisture transport comes from western Pacific Ocean, along with the southeast monsoon. Two monsoon airflows merge into a southerly wind to flow into East Asia. Figure 2 is the divergence field of moisture transport which is fully consistent with the precipitation pattern (Figure 3). The most intense precipitation and moisture convergence regions are located in the Bay of Bengal, the western coast of the Indian Peninsula, the South China Sea and the tropical western Pacific. In East Asia, the precipitation amount actually reduces to a half of the above tropical regions.

Figure 4 is the climatological regional moisture budgets for different sub-regions in the Asian-Pacific summer (JJA) monsoon region averaged for 1948–2006 (Liu *et al.*, 2009). The positive (negative) values at boundaries represent outputs (inputs) from the sub-region. The positive (negative) values with brackets represent net moisture loss (gain) in a sub-region which implies the transformation of moisture into precipitation (evaporation of moisture into the atmosphere from the oceanic surface). It can be seen that the dominant moisture source comes from the evaporation of the South Indian Ocean. In the Arabian Sea, there is a strong cross-equatorial moisture transport and

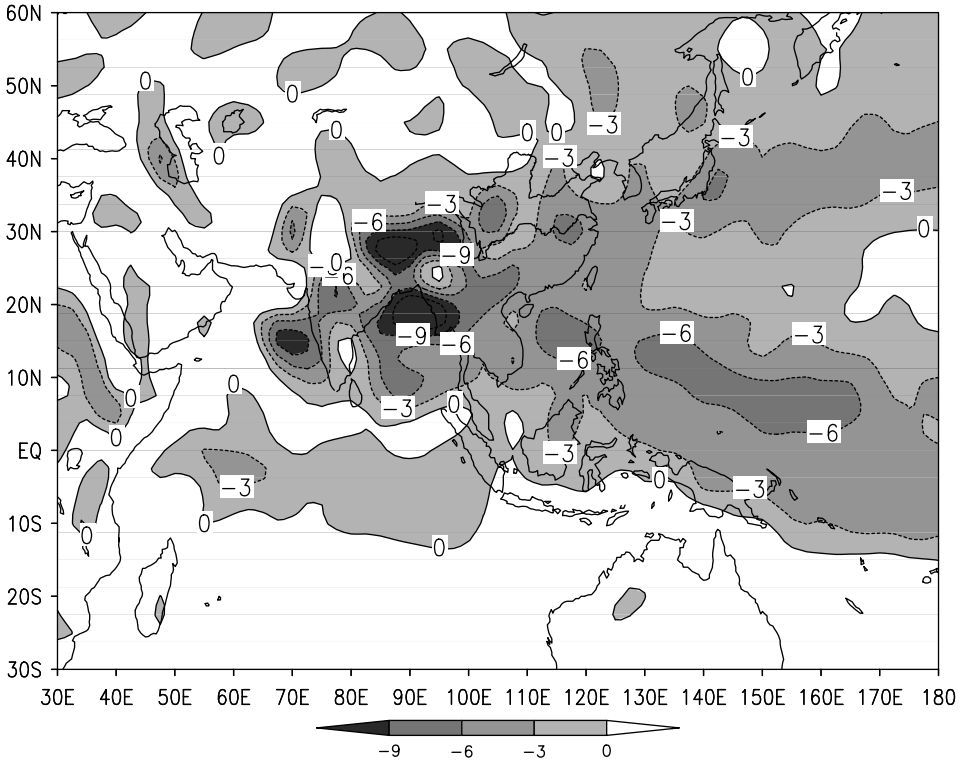


Figure 2. The vertically integrated field of divergence of moisture transport for JJA 1948–2006. Negative (positive) regions denotes the convergence (divergence) of moisture (Unit:10^{-5} kg.m^{-2}.s^{-1}).

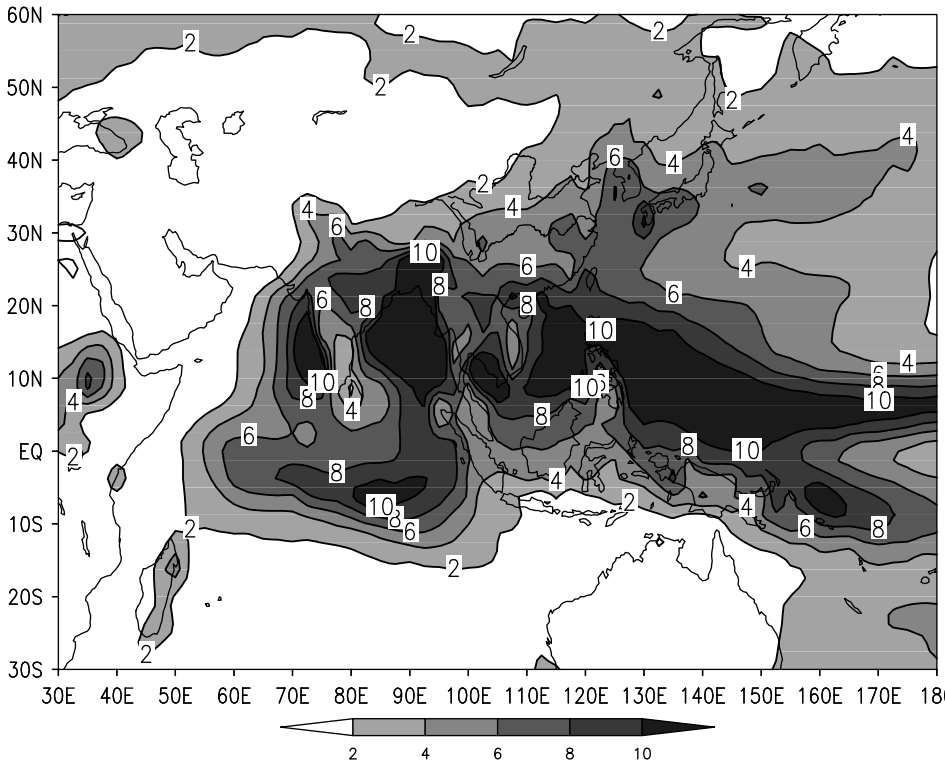


Figure 3. Climatological mean (JJA, 1979–2006) summer precipitation pattern (Unit: $mm.d^{-1}$).

consequent eastward transport. In the Bay of Bengal and South China Sea the precipitation (net loss of atmospheric moisture) is very large. East China, South China and the Yangtze–Huaihe River Valleys produce modest monsoon rainfall amounts, while in North China there is deficit of moisture supply which implies the dry condition. This problem will be discussed in the following sections. In the North Pacific, one can see other great moisture sinks which indicate the fact that summer monsoonal moisture transports feed into various rain-bearing cloud clusters and weather systems (e.g., typhoons, the inter-tropical convergence zone (ITCZ), tropical waves and cloud clusters) for their formation and development.

Impact of Weakening Asian Summer Monsoon on the Summer Precipitation Pattern in China

Figure 5 is the long-term (1870–2003) variation of the East Asian summer monsoon index (IPCC, 2007). It can be seen that a period of strong summer monsoon lasted from the 1920s to the end of 1970s, with the most active summer monsoon observed in the period of the 1920s to the 1930s. Since then, the summer monsoon weakened with the positive monsoon index continuously decreasing till it became negative around the end of 1970s. Therefore, the end of 1970s may be viewed as an abrupt

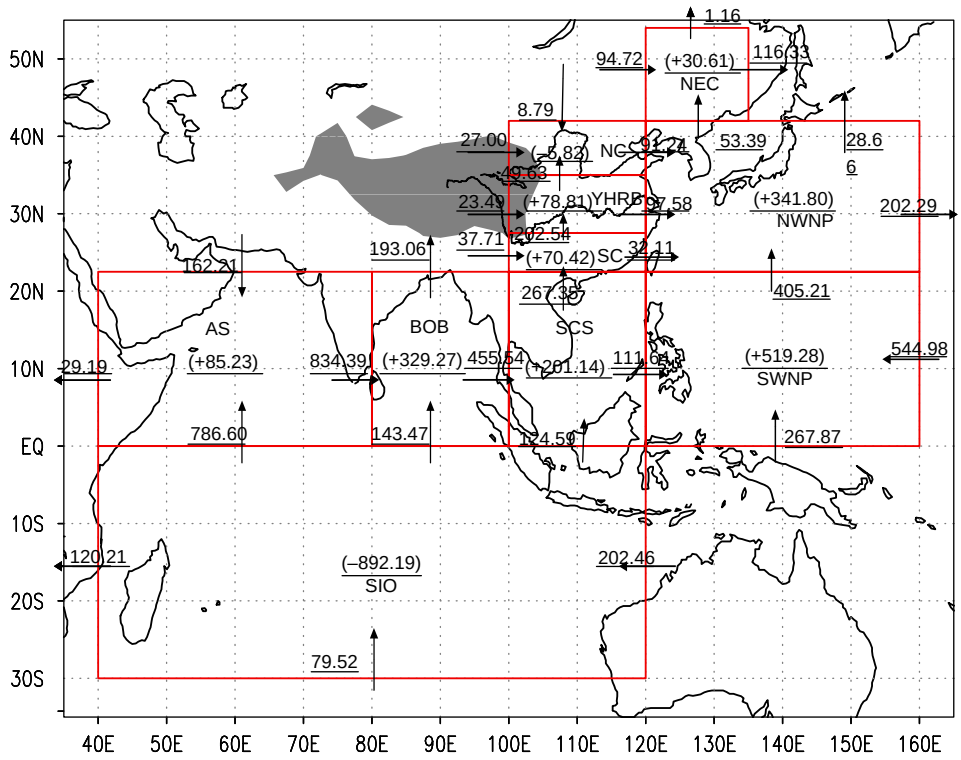


Figure 4. Schematic maps of the climatological mean moisture budgets of the Asian–Pacific summer monsoon region in summer (JJA) (Units:10^6 kg/s). The shaded area refers to the Tibetan Plateau. The positive and negative values represent net moisture influx and efflux, respectively. SIO: South Indian Ocean (30S°–0°, 40°E–120°E); AS: Arabian Sea (0°–22.5°N, 40°E–80°E); BOB: Bay of Bengal (0°–22.5°N, 80°E–100°E); SCS: South China Sea (0°–22.5°N, 100°E–120°E); SC: South China (22.5°N–27°N, 100°E–120°E); YHRB: Yangtze–Huaihe River Valleys (27°N–35°N, 100°E–120°E); NC: North China (35°N–42°N,100°E–120°E); NEC: Northeast China (42°N–54°N,120°E–135°E); NWNP: northwestern part of North Pacific (22.5°N–45°N, 120°E–160°E); SWNP: southwestern part of North Pacific (0°–22.5N°, 120°E–160°E). *Source:* Liu, *et al.*, 2009.

and significant change point in the inter-decadal variability of the East Asian summer monsoon (Ding *et al.*, 2008). Figure 6 depicts the long-term variation (1951–2004) of the 850 hPa V-component in the East Asian monsoon region. During the period of 1951–1978, the East Asian summer monsoon was anomalously strong, with anomalous southerlies prevailing over most of the East Asian region, with the maximum wind speed observed in North China. This strong southerly monsoonal condition favours more frequent visitation of monsoon rainfalls in North and Northeast China due to stronger northward transport of moisture. But this condition of strong East Asian summer monsoon abruptly changed since 1978 when the anomalous northerlies developed over East Asia, with a significant reversal in wind direction in North China, indicating the fact that the intensity of the East Asian summer monsoon greatly weakened, in consistence with the result shown in Figure 5. The change in the East Asian summer monsoon can directly affect the moisture transport and

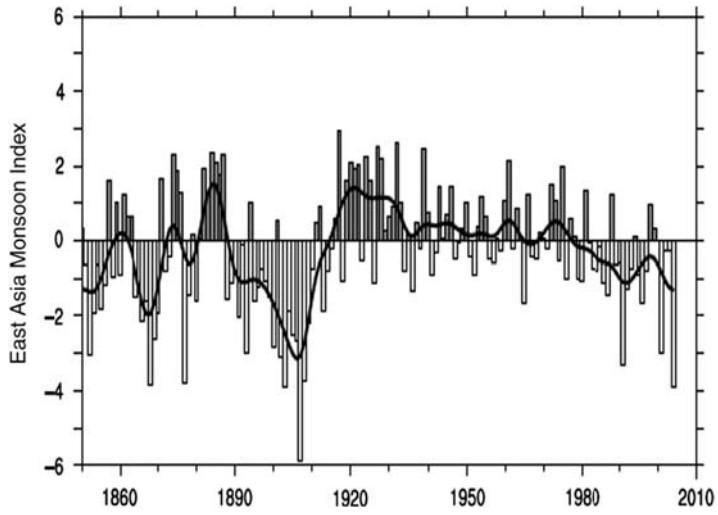


Figure 5. Long-term variation of the East summer monsoon index for 1870–2003 (based on Guo's monsoon index). Positive (negative) values denote stronger (weaker) summer monsoon than normal. *Source:* IPCC, 2007.

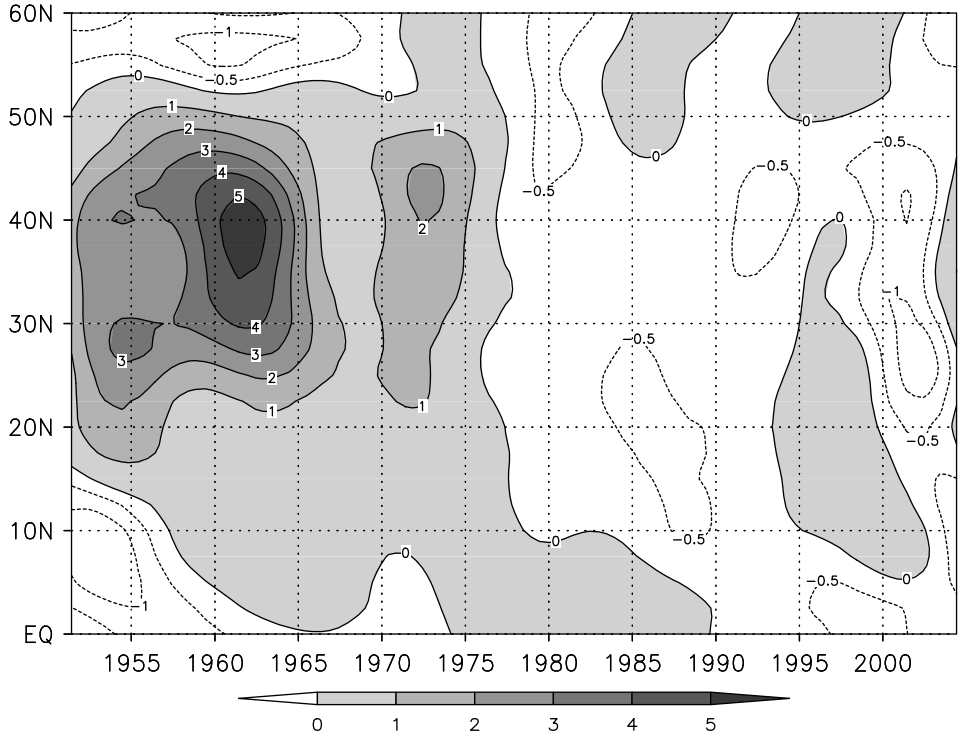


Figure 6. Latitude–time cross-section of the anomalous meridional component of 850 hPa wind (Unit: $m.s^{-1}$). Solid (dashed) lines denote positive (negative) anomalous southerly (northerly) wind departures. Shaded areas denote positive departure (anomalous southerlies). *Source:* Ding *et al.*, 2008.

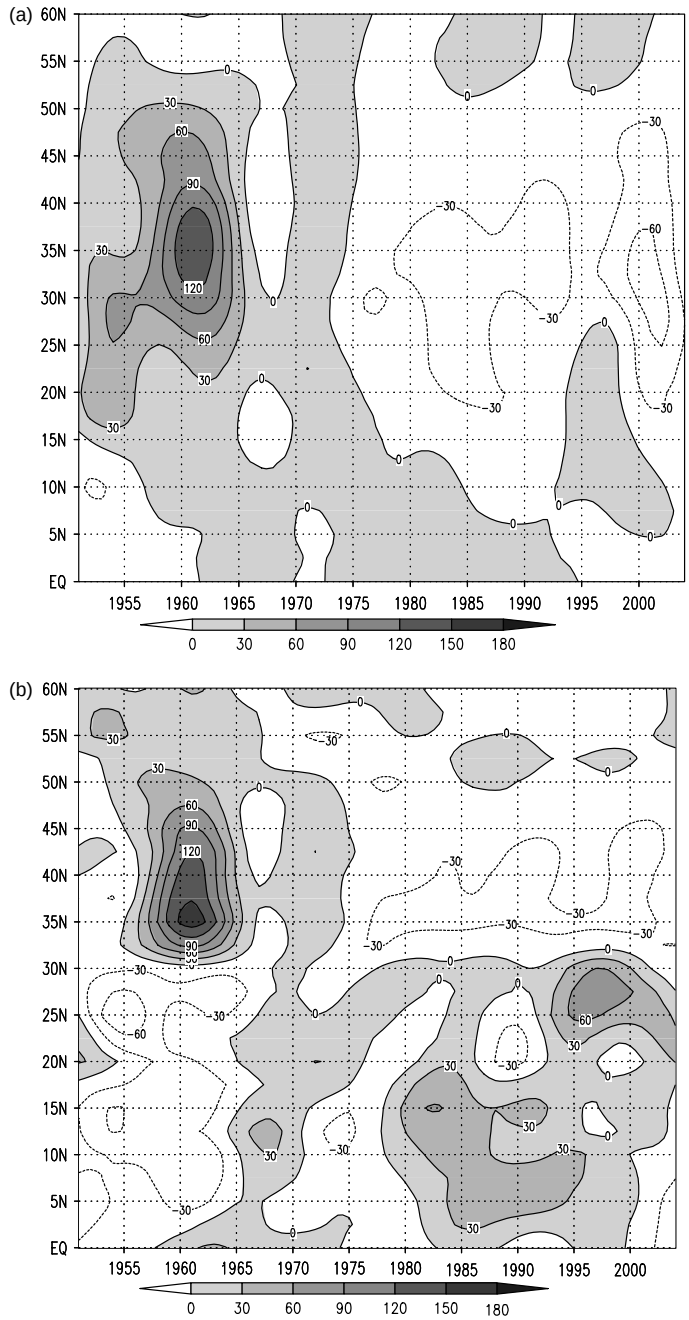
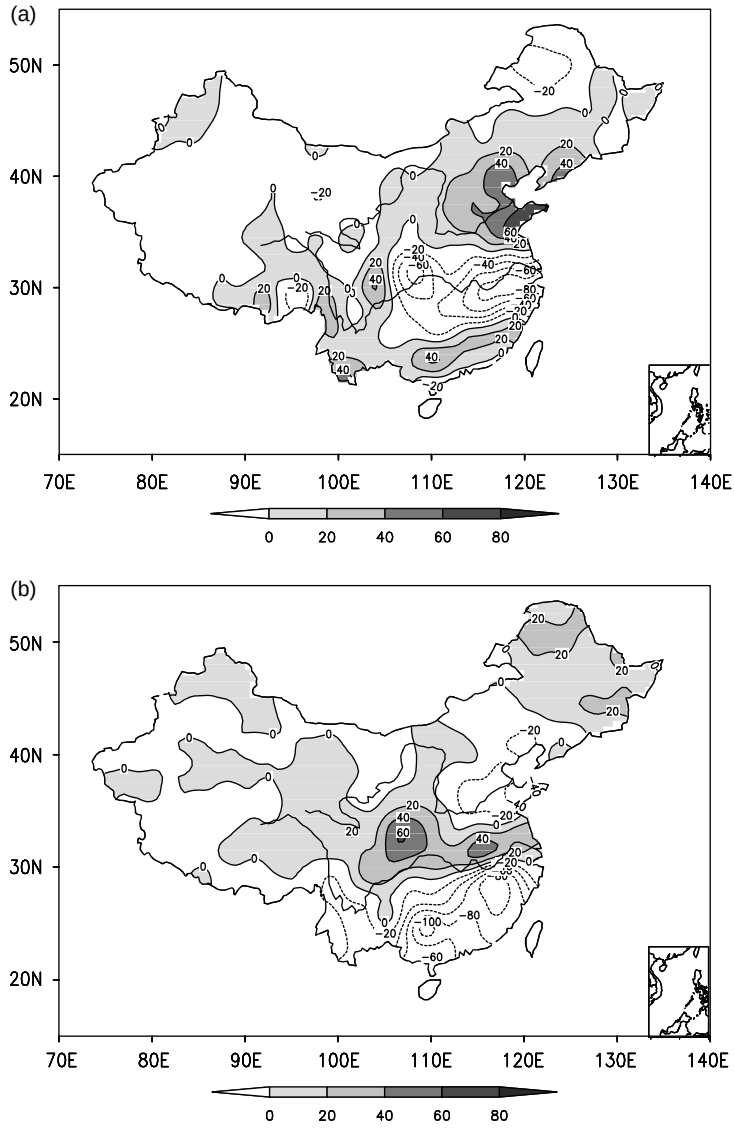


Figure 7. Latitude-time cross-sections of anomalous vertically integrated (surface–300 hPa) moisture transport in summer of 1951–2004 (a) and the moisture sink (Q_2) (b). Northward transport and moisture convergence or the moisture sink are represented by solid lines and shading (Unit: $kg.m^{-1}.s^{-1}$ for (a) and $10^{-5}\,kg.m^{-2}.s^{-1}$ for (b)). *Source:* Ding *et al.*, 2008.

precipitation supply. Figure 7 clearly demonstrates the inter-decadal southward shift of significant meridional moisture transport and the convergence of moisture transport (Q_2). Before the mid-1970s, the strong northward moisture transport could reach North and Northeast China (Figure 7a). Later, this northward moisture transport abruptly decreased or nearly disappeared in these regions. Q_2 had a similar change (Figure 7b).

Corresponding to this change in summer monsoonal airflow, the major seasonal rainfalls in East Asia were also shifted from North China to the Yangtze River Valley and South China as well as to the Japanese islands, called the Meiyu-Baiu region. Figure 8 clearly shows the inter-decadal southward shift of summer monsoon precipitation zones



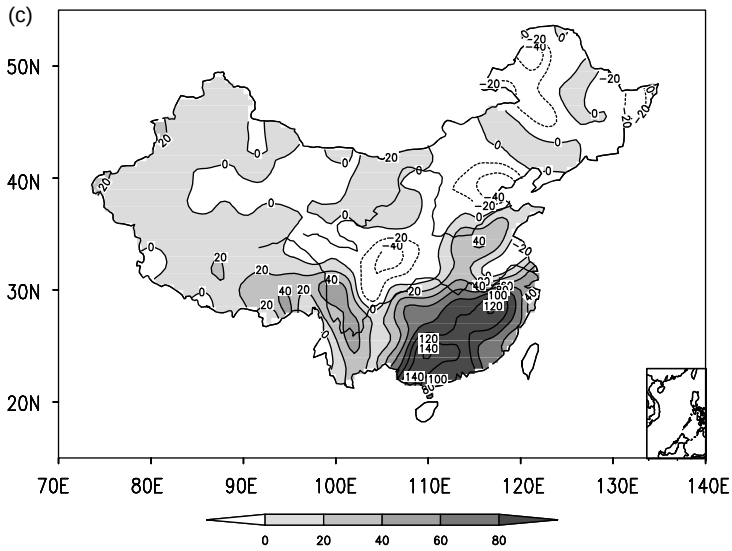


Figure 8. Patterns of rainfall departure percentage for summer (JJA) (Unit: mm) averaged for 1951–1978 (a), 1979–1992 (b) and 1993–2004 (c). Departures are relative to the 1971–2000 climatological mean based on 743 surface stations in China. Solid lines (dashed lines) denote positive (negative) departure percentage. Shaded areas denote positive departures. The Yellow River (in North China) and the Yangtze River (in Central China) are depicted with bold black lines. *Source:* Ding *et al.*, 2008.

from North China via the Yangtze River Valley to South China since 1978. This great change is consistent with the weakening of the East Asian summer monsoon. Thus, the pattern of flooding in North and drought in South has been changed into the pattern of drought in North and flooding in South.

It is very interesting to note that, in response to above significant change in monsoon precipitation patterns, the preferred locations of occurrence of extreme heavy rainfall events have also changed (Figure 9). In the period of 1931–1977 (Figure 9a), most of the extreme heavy events occurred in the region to the north of the Yangtze River, which corresponded well to the much above-normal precipitation condition in North China. Since 1978, the frequency of extreme heavy rainfall events in North China considerably decreased while the frequency of extreme heavy rainfall events significantly increased in the Yangtze River Valley and South China.

Future Projection of the East Asian Summer Monsoon and Precipitation

By using 19 IPCC AR4 coupled climate models, future changes in the East Asian summer monsoon and precipitation for the 21st century have been projected (Sun & Ding, 2009). The test of the performance of these models and their reliability, as well as analysis of uncertainties, is described in Sun & Ding (2009). Here, only projected results have been shown. Figure 10 is the future summer precipitation changes for the next 100 years in East Asia and its three sub-regions. It can be seen that the summer precipitation for all regions will have an abrupt increase from about 2040 and then remain stable at a higher level until the end of this century. Before 2040, precipitation will only have a slight increase and be

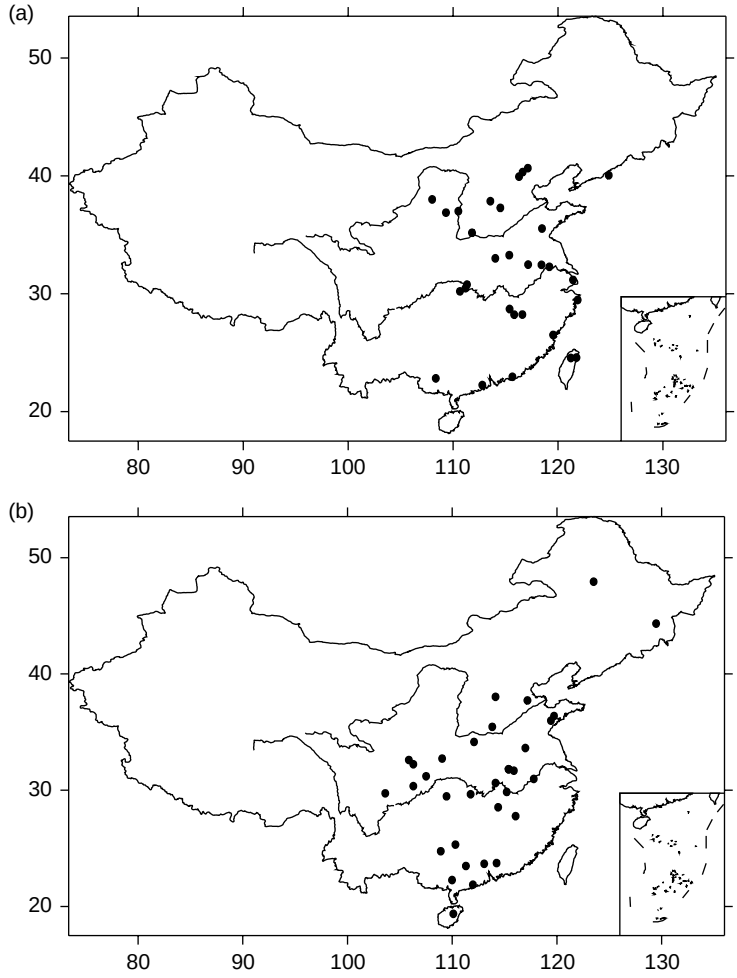


Figure 9. Recent 75-year statistics of extreme heavy rainfall events (total precipitation amount for 3 days exceeds 400 mm or 1-day total precipitation amount exceeds 200 mm) in China. (a) 1931–1977, (b) 1978–2006.

unstable. Please note that the precipitation increase in North China is at the maximum, with a percentage increase of 12% relative to the 1980–1999 mean, while the precipitation increase in the Yangtze River Valley will be minimal, having a percentage increase of only 6%. This future change is likely to imply that North China will receive much more (two times) precipitation than South China. The future precipitation increase in the Yangtze River Valley will be modest, with an 8–9% increase. Therefore, the most significant change in future summer precipitation will be the maximum increase in North China, with a net rainfall amount increase of about 70–80 mm. If this projection is correct, North China would recover its normal summer (JJA) precipitation amount, greatly mitigating its prolonged drought condition since the end of 1970s.

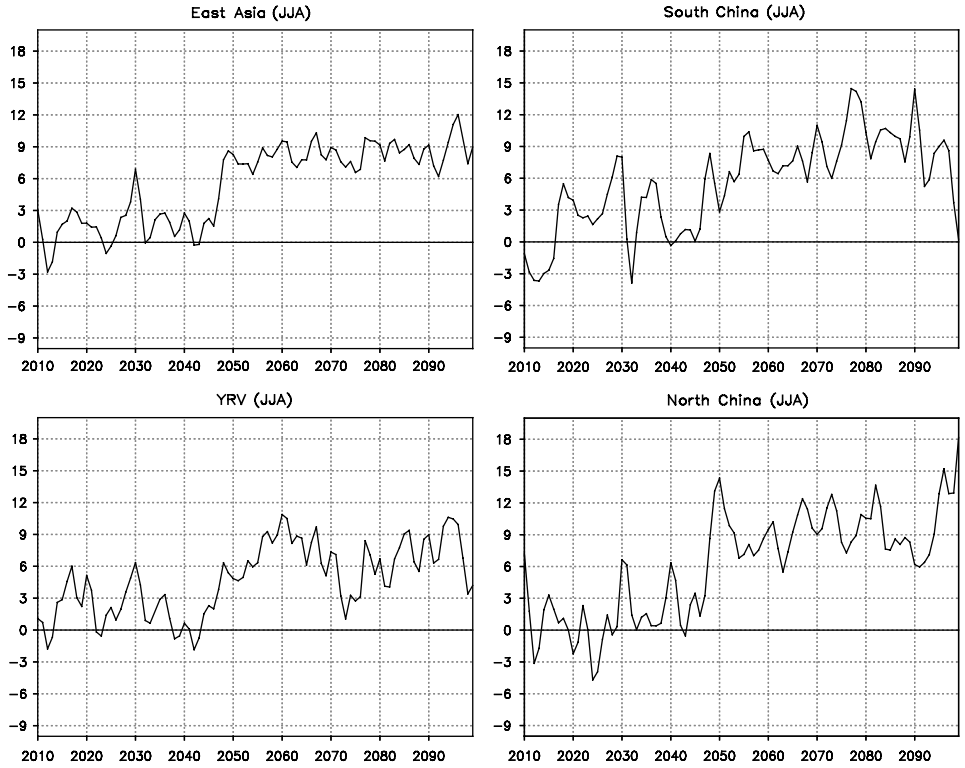


Figure 10. Future percentage changes (%) in summer precipitation for East Asia and its three sub-regions (South China, Yangtze River Valley(YRV) and North China), relative to the climatological mean of 1980–1999. Projections are based on 19 IPCC AR4 climate models. *Source:* Sun & Ding, 2009.

Figure 11 further shows the latitude–time cross-section of summer precipitation percentage relative to the climatological mean of 1980–1999 for 110°–120° E in this century. It can clearly be seen that since 2040 the main precipitation maxima will move northward to North China, although the entire East Asian region shows an overall increase. Correspondingly, the East Asian summer monsoon will also assume a similar change with an abrupt intensification from 2040 (Figure 12) and moisture transports by the southerly or southwesterly monsoon at 850 hPa can advance northward to North and Northeast China (Figure 13). This implies that after an inter-decadal weakening of about 40–50 years, the intensity of the East Asian summer monsoon could revive.

Summary and Implication of the Adaptation to Climate Change as Well as Water Management

In the recent three decades, North and Northeast China have suffered from severe and persistent droughts while the Yangtze River Valley and South China have undergone much more significant heavy rainfall and floods events. This long-term change in the summer precipitation and associated large-scale monsoon circulation features have been examined. It has been found that the inter-decadal weakening of the East Asian summer

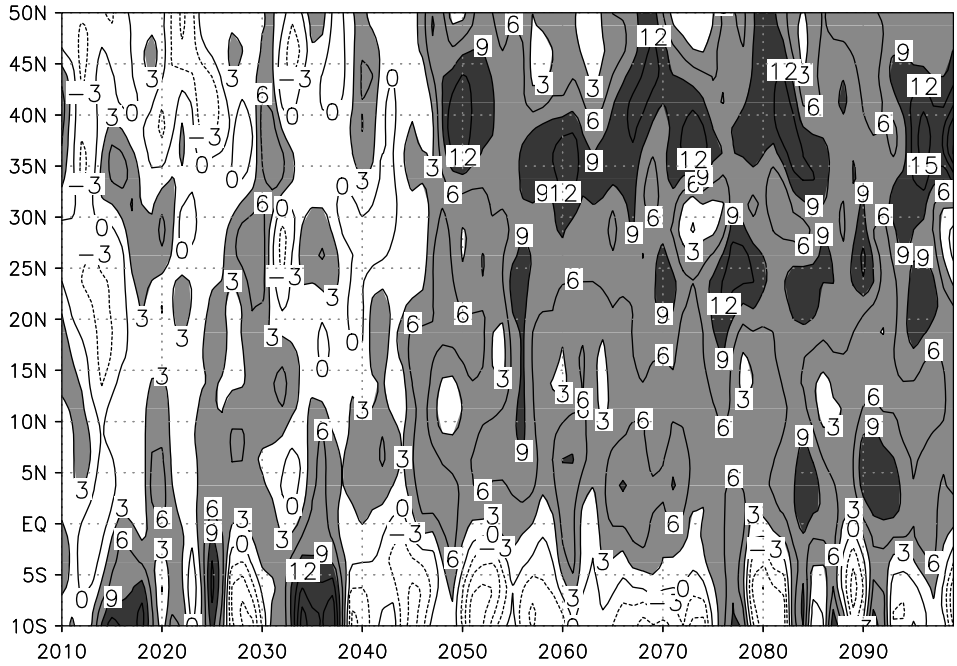


Figure 11. Latitude-time cross-section of summer precipitation (JJA) or 110–120° E for the next 100 years, relative to the climatological mean of 1980–1999. *Source:* Sun & Ding, 2009.

monsoon is the direct cause responsible for this significant change in the summer monsoon precipitation pattern in China. One dominating mode of the inter-decadal variability of the summer precipitation in China is the near 80-year oscillation. But we cannot answer whether anthropogenic forcing has caused the changes in the patterns of rainfall, floods and droughts in China and the East Asian monsoon. It is very clear that natural fluctuations in the past 100-year climate change can play an important role. It needs further studies. It seems that for the future, the major rainfall belts will start to move northward before about 2040, but be unstable. Afterwards, the summer precipitation in North China will increase considerably and stably as the East Asian summer monsoon again revives and re-intensifies. This northward precipitation shift would appear to be anthropogenically driven, but could also be consistent with the occurrence of the rainfall peak period caused by the natural near-80-year cycle. It is not clear whether this coincidence will be reliable.

Due to the prolonged drought conditions in North China, the shortage of water supply has become an increasingly serious problem in this region where the megacities Beijing and Tianjin are located. From the viewpoint of vulnerability of fresh water resources in the context of global climate change, North China is one of the world's high stress regions (Figure 14). It can be seen that North China, together with Northwest and Northeast China, is part of the main vulnerable zones to water resources stretching from West Africa and North Africa via West and Central Asia to North China where the stream flow of the Yellow River has greatly decreased and even frequently been interrupted.

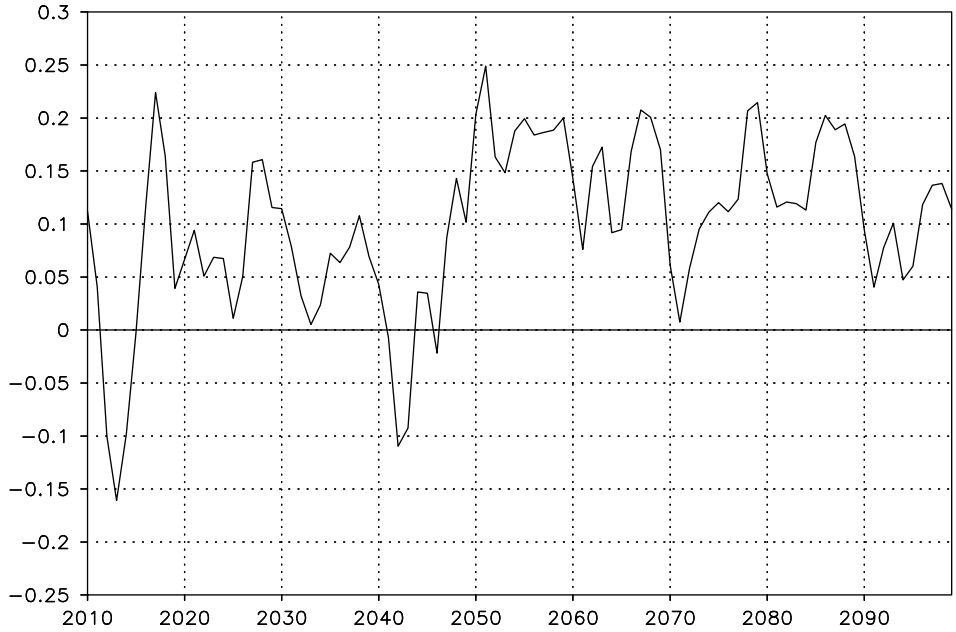


Figure 12. Future change of the East Asian summer index for the next 100 years (based on the definition of monsoon index by Lu and Chan, with estimate of the V-component of wind). *Source:* Sun & Ding, 2009.

As a strategic response to the ever-increasing risk of a water supply shortage in North and Northwest China, the Chinese government in 2002 formulated and launched a water transport engineering project from the Yangtze River to the Yellow River. The project is designed to adapt to this great change in the summer precipitation pattern in order to alleviate the high threat of prolonged drought. Up till now, the eastern line of this huge engineering project is to be completed in the near future, and the middle line is under construction. The project is expected to transport about 10 billion m^3 of fresh water per year from the lower and the middle valleys of the Yangtze River to North China (especially to the Yellow River and Haihe River), respectively. The western line of this project is now in the planning stage; it will transport water from the Yangtze River to the upper valleys and origins of the Yellow River. The future achievement of this line will should solve the long-term water supply shortage in much of Northwest China.

As projected above, after 2040 North China will have a greater increase in summer precipitation than the Yangtze River Valley, nearly twice the increase, as the East Asian summer monsoon abruptly intensifies and advances northward. However, the potential increase caused by climate change will not fundamentally change the deficit condition of water availability in North China, only alleviating to some extent the shortage situation of water supply in this region, as the demand of water resources will greatly increase due to rapid socio-economic development and improvements in the daily life of the people of North China. This risk will be greatly exacerbated in extreme drought years in North China and/or the Yangtze River Valley. Therefore, other adaptation measures including high-efficiency water use technology, reasonable exploration of

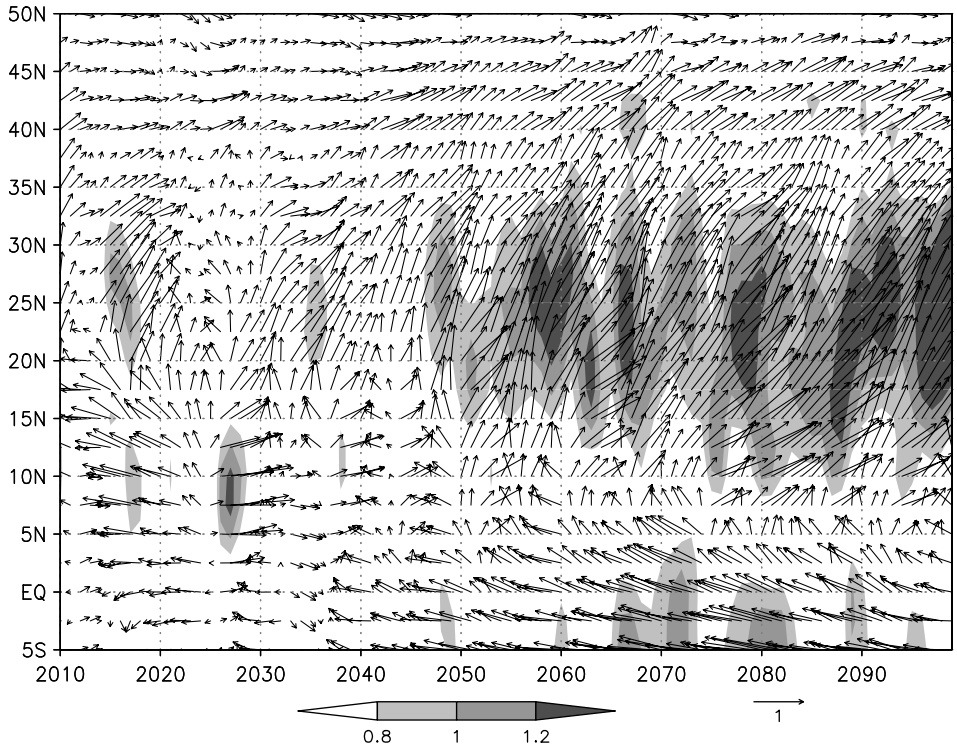


Figure 13. Latitude–time cross-section of future moisture transports at 850 hPa for the next 100 years along 110–120° E (Unit: m/s). *Source:* Sun & Ding, 2009.

underground water and improved agricultural irrigation practices should be applied at the same time.

Climate change is expected to exacerbate current stress on water resources from population growth and economic and land use change, including urbanization, through changes in precipitation and temperature which can further lead to changes in runoff and water availability. Based on IPCC AR4 (2007), runoff is projected with high confidence to increase 10–40% by mid-century at higher latitudes and some wet tropical areas, including populous areas in East and Southeast Asia, and decrease 10–30% over dry regions at mid-latitudes and the dry tropics, due to decrease in rainfall and higher rates of evapotranspiration. There is also high confidence that many semi-arid areas will suffer a decrease in water resources due to climate change. Drought-affected areas are projected to increase in extent, with the potential for adverse impacts on agriculture, water supply, energy production and human health. On a regional scale, including most of the Asian monsoon countries, large increases in irrigation water demand as a result of climate change are projected. On the other hand, a significant future increase in heavy rainfall events in the Asian monsoon region will enhance the risk of flooding that poses a challenge to society, infrastructure and water quality. Therefore, the possible increases in frequency and severity of floods and droughts are projected to adversely affect sustainable development in the Asian countries. Therefore, a long-term strategy for adaptation and alleviation measures should be formulated in these countries. For China, due to significant

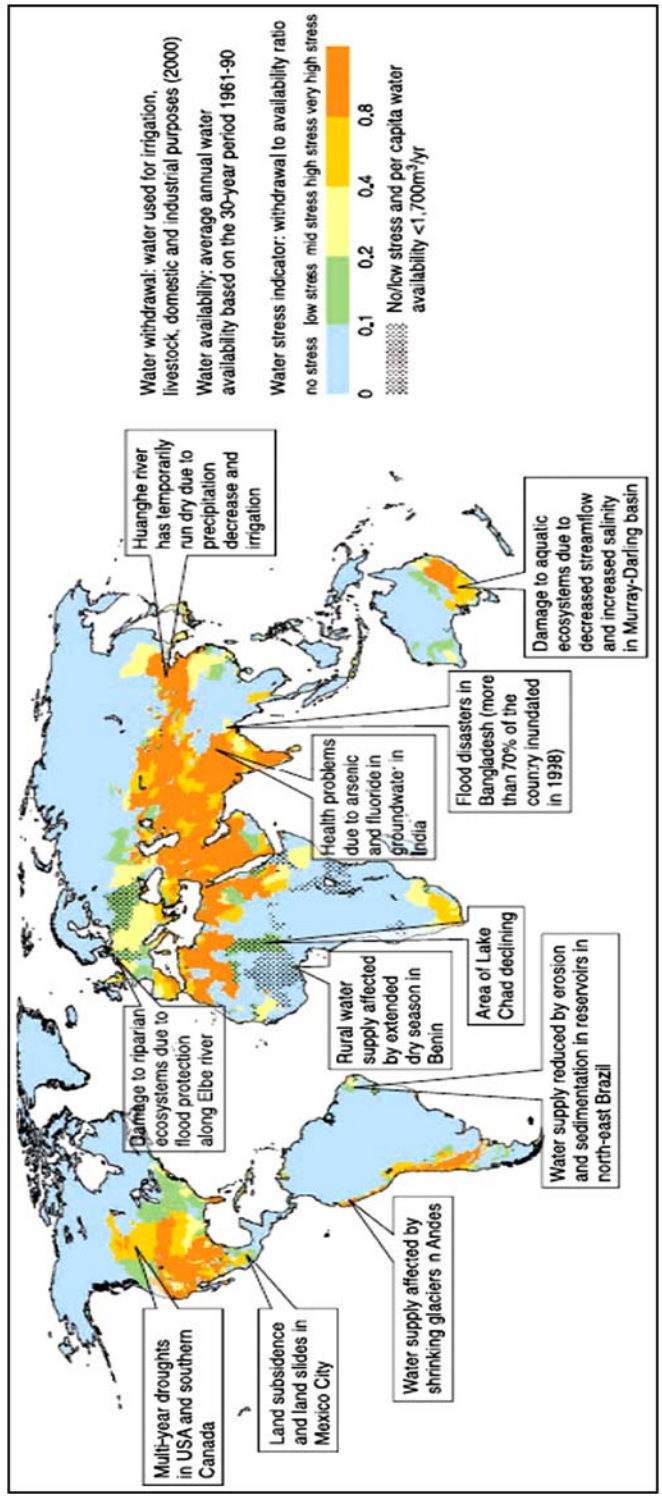


Figure 14. Vulnerability of fresh water resources in the context of global climate change (high stress region in North China). *Source:* IPCC, 2007.

anticipated changes in the summer monsoon as described above, water management and services have been and will continue to be greatly affected. To address the increasing water demand risk in the context of global climate change, especially in the face of the weakening Asian summer monsoon, the following policy measures are suggested in order to improve water management.

(1) Enhance mitigation capacity including the implementation of large-scale engineering projects and infrastructure improvements to prevent extreme flooding and drought events such as occurred along the Yangtze River in 1998 and the prolonged drought in Southwest China (especially Yunnan Province) from autumn 2009 to spring 2010. These infrastructure enhancements will, at least, be enable to protect affected regions from one-in-fifty or one-in-one-hundred flood and drought events.
(2) Build up a new societal model of high efficiency water use and saving through adjustment and reconstruction of economic and social sectors and reasonable distribution of water resources. Especially, economic development in certain areas should take into account the loading capacity of water resources. In recent years, a number of iron and steel factories and other heavy industries have moved out of Beijing and other big cities in North China in order to reduce pressure on the water supply in these regions.
(3) Scientifically undertake artificial cloud seeding and weather modification operations to enhance precipitation in the atmosphere, especially in semi-arid and arid areas as well as mountainous and reservoir regions. In North, Northeast and Northwest China, these operations have become large-scale and frequent, once weather and cloud conditions are believed to be favourable for precipitation enhancement. Statistics have shown that in most areas, the operations are to some extent successful. However, a scientific evaluation and test of artificial of cloud seeding operations should be further made and openly published.
(4) Enhance scientific research to better understand the water and hydrological cycle at different scales, including underground water availability and estimates of water volume from glacial melting. The basin-scale water cycle is especially important for improvement of water management. However, in this aspect, much work needs to be done.
(5) Improve climate prediction and early monitoring, warning and service systems of floods and droughts. These include monthly, seasonal and inter-annual climate predictions in China as well as in the Asian summer monsoon region. More importantly, predictions for the flood season (the monsoon season, May–September) is very crucial for water management and prevention of disasters in China, including locations of major monsoon rainbelts, total precipitation amount, and anomalies. This forecast has been made annually and is issued in early April jointly by China Meteorological Administration and the Ministry of Water Conservancy of China. This seasonal prediction has proven to be very useful for water managements in major river basins in China. One key problem is to continuously improve its predictive accuracy and reliability. This will be a challenging task in the future.

Acknowledgements

The authors would like to express their appreciation to Prof. A. K. Biswas for his invitation. Thanks also go to other colleagues who provided the authors with useful data sources. This work is jointly sponsored by "973" Program (No.2006CB403604) and National Technology Support Program (2007BAC03A01).

References

Chang, C. P., Chang, Y. & Li, T. (2000) Inter-annual and inter-decadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs: part I—role of the subtropical ridge, *Journal of Climate*, 13, pp. 4301–4325.

Ding, Y. H., Sun, Y. & Wang, Z. Y. (2008) Inter-decadal variation of summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon: part I—observed evidences, *International Journal of Climatology*, 28, pp. 1139–1161.

Ding, Y. H., Sun, Y., Wang, Z. Y., Zhu, Y. X. & Song, Y. F. (2009) Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon: part II—possible causes, *International Journal of Climatology*, 29, pp. 1926–1944.

Ha, K. J., Sa, S. K. & Kim, K. Y. (2005) On inter-annual characteristics of climate center merged analyses precipitation over the Korean peninsula during the summer monsoon rainfall, *International Journal of Climatology*, 25, pp. 99–116.

Huang, R. H., Xu, Y. H. & Zhu, L. T. (1999) Inter-decadal variation and dry trend of summer precipitation in China, *Journal of Plateau Meteorology*, 18, pp. 465–476, [in Chinese].

IPCC (2007) Climate change 2007: the physical science basis, in: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor & H. L. Miller (Eds) *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge: Cambridge University Press).

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tiynor, M. & Miller, H. L. (Eds) (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* (Cambridge, UK and New York, NY: Cambridge University Press).

Liu, Y. J., Ding, Y. H., Song, Y. F. & Zhang, J. (2009) Climatological characteristics of the moisture budget and their anomalies over the joining area of Asia and Indian–Pacific Ocean, *Advance of Atmospheric Sciences*, 26, pp. 642–655.

Sun, Y. & Ding, Y. H. (2009) A projection of future changes in summer precipitation and monsoon in East Asia. *Science China Series D-Earth Science*, doi:101007/s11430101009-0123-y.

Wu, B. Y. (2005) Weakening of Indian summer monsoon in recent decades, *Advance of Atmospheric Sciences*, 22, pp. 21–29.

Wang, H. J. (2001) The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970s, *Advance of Atmospheric Sciences*, 18, pp. 376–386.

Yang, F. L. & Lau, K. M. (2004) Trend and variability of China precipitation in spring and summer: linkage to sea-surface temperatures, *International Journal of Climatology*, 24, pp. 1625–1644.

0577-6619/2009/67(6)-0912-22 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

北京气候中心大气环流模式对季节内振荡的模拟*

董 敏 吴统文 王在志 张 芳
DONG Min WU Tongwen WANG Zaizhi ZHANG Fang

中国气象局气候研究开放实验室;国家气候中心,北京,100081
Laboratory for Climate Studies, CMA; National Climate Center, Beijing 100081, *China*
2007-11-15 收稿,2008-04-09 改回.

Dong Min, Wu Tongwen, Wang Zaizhi, Zhang Fang. 2009. Simulations of the tropical intraseasonal oscillations by the AGCM of the Beijing Climate Center. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(6):912—922

Abstract The performance of the BCC (Beijing Climate Center) AGCM (Atmospheric General Circulation Model version 2.0.1) in simulating the tropical intraseasonal oscillations (TIO) is examined in this paper. The simulations are validated against observation and also compared with the NCAR CAM3 (Community Atmosphere Model, Version 3). The BCC AGCM2.0.1 is developed based on the original BCC AGCM (version 1) and NCAR CAM3. A new reference atmosphere and reference pressure are introduced in to the model. Therefore, the original prognostic variables of temperature and surface pressure become their departures from the reference atmosphere. A new Zhang-Mcfarlane convective parameterization scheme is incorporated into the model with a few modifications. Other modifications include those in the boundary layer process and snow cover calculation.

All simulations are run for 52 years from 1949 to 2001 under the lower boundary conditions of observed monthly SST. The tropical intraseasonal oscillations from the model are analyzed. The comparison shows that the NCAR CAM3 model has a poor performance in simulating the TIO. The simulated strength of the TIO is very weak. The energy of the eastward moving waves is similar to that of the westward moving waves in CAM3. While in observation the former is much larger than the latter. Seasonal variations and spatial distributions of the TIO produced by CAM3 are also much different from the observation. The ability of the BCC AGCM2.0.1 in simulating the TIO is largely improved. The simulated TIO is evident. The sthength of the TIO produced by the BCC AGCM2.0.1 is close to that of the observation. The energy of eastward moving waves is much stronger than that of the westward moving waves. This is close to the observation. There is no significant difference in the seasonal variations and spatial distributions of the TIO between the BCC model simulations and the observation. In general the BCC model is better than the CAM3 in simulating the TIO.

Key words Beijing Climate Center(BCC), Atmospheric general circulation model (AGCM), Intraseasonal oscillation, Simulation study

摘 要 对北京气候中心大气模式(BCC AGCM2.0.1)模拟热带季节内振荡的能力进行了检验。北京气候中心新一代气候模式(BCC AGCM2.0.1)是在原中国国家气候中心模式的基础上参考 NCAR CAM3 改进形成的。新模式中引进了一个新的参考大气和参考面气压。因此原模式的预报量中的气温(T)和地面气压(p_s)则变为它们对参考大气气温的偏差和对参考面气压的偏差。模式还加入了新的 Zhang-Mcfarlane 对流参数化方案,并对其参数计算方法进行调整和改进。此外还对模式边界层处理、雪盖计算等进行了改进。

上述模式在实测的月海温作为下边界条件的情况下运行 52 年(1949 年 9 月—2001 年 10 月)。然后对运行结果中的季节内振荡的状况进行分析,主要结果如下:NCAR CAM3 模式模拟热带季节内振荡的能力很差,主要表现在模拟的热带季节内

* 资助项目:中国气象局数值模式发展项目,国家自然科学基金项目(40575027)。
作者简介:董敏,研究方向:气候模式的研制与应用,热带气象及季风研究。E-mail:dongm@cma.gov.cn
通讯作者:吴统文,主要从事气候动力学、气候系统模式发展和模拟研究。Email:twwu@cma.gov.cn

振荡强度很弱;东移波与西移波的强度很接近,而实际观测中是东移波的能量要远大于西移波;季节内振荡的季节变化及空间分布与观测相差很远。北京气候中心大气模式(BCC AGCM2.0.1)模拟热带季节内振荡的能力有显著的提高。模拟的热带季节内振荡很明显,强度接近于观测结果;模拟东移波的能量要大于西移波,这与观测较为一致;季节内振荡的季节变化和空间分布与观测相差不大。总的来看,BCC AGCM2.0.1 模式在模拟热带季节内振荡方面比 CAM3 模式有明显的改进。

关键词　国家气候中心,大气模式,季节内振荡,模拟研究

中图法分类号　P435

1　引　言

随着气象学、气候学的发展及计算机技术的进步,数值预报模式近年来获得了快速的发展。这表现在构成气候系统的各主要分量,如大气圈、水圈(海洋、海冰、河湖)、陆地圈、生物圈等分量都已模式化,并且互相耦合起来;模式的分辨率(水平和垂直)越来越高;模式不仅在边界层越来越细,而且向上伸展到平流层和中层;目前的模式详细地包含了各种物理过程以及它们之间的相互作用,同时也逐渐地把化学过程、生物学过程包括进来。因此气候模式已经成为一个越来越复杂的系统。

发展气候(天气)数值模式的目的就是要建立一个表示天气气候变化的数学工具,它可以再现当前的天气或气候,人们可以利用这一工具来研究天气气候的形成、变化机制,进一步用它预报未来的天气和气候。所以,模式发展过程中的一个关键问题就是要对模式的模拟或预测能力进行验证。通过"研发-验证-改进"的路线使模式不断向前发展。

北京气候中心(Beijing Climate Center－BCC)目前正在发展新一代气候模式。因此也必须进行有关的模式验证研究。有关模式模拟的基本气候态的验证将在其他文章给出。本文把验证的重点放在模式模拟季节内振荡能力的验证上。热带季节内振荡是 Madden 和 Julian 于 1971 年发现的(Madden,et al, 1971)。因此也称作 MJO(Madden Julian Oscillation)。它是热带大气的一个非常重要的模态。它与热带地区的很多天气气候现象有密切的关系(Zhang,2005)。然而,季节内振荡的模拟对很多气候模式来说却是一个十分困难的任务。Slingo (1996)曾检验了参加模式比较计划的 15 个大气模式模拟季节内振荡的能力,结果发现很不理想。Sperber (1997)的研究也表明模式模拟季节内振荡的能力有限。直到最近,一些证据显示模式模拟季节内振荡的能力有显著改进(Inness,et al, 2003; Liu,et al,2005; Zhang,et al,2006)。由此可见,目前不同的模式在模拟季节内振荡的能力方面存在较大差异。

2　模式、资料和验证方法

2.1　模式

北京气候中心新一代气候模式(BCC AGCM 2.0.1)是在原中国国家气候中心模式的基础上参考 NCAR CAM3 (Community Atmosphere Model Version3, Collins, 2004)经过改进形成的。模式的动力框架及主要物理过程在 Wu 等(2008)的文章中有详细介绍,其主要的改进如下:

(a) 引进了一个新的参考大气和参考面气压。因此原模式的预报量中的气温(T)和地面气压(p_s)则变为它们对参考大气气温的偏差和对参考面气压的偏差。

(b) 引入了新的对流参数化方案 (Zhang,et al, 2005)。同时对方案中的一些具体参数进行了调整。

(c)采用了颜宏(1987)提出的干对流调整方案。

(d)采用了Wu等(2004)提出的雪盖参数化方案。

(e) 鉴于洋面上潜热通量计算受风速的影响较大,采用了新的潜热通量计算方案。

2.2　模式运行实验

模式以观测的月平均海温作为下边界的条件下运行50年(1949年9月—2001年10月)。为了进行比较,NCAR CAM3 也在同样的条件下运行 50 年。

2.3　验证资料和验证方法

模式输出每日资料,为了减少资料的量,有时也将日资料处理成候平均值。ECMWF 和 NCEP 再分析资料以及 CMAP 降水资料(Xie,et al,1997)作

为观测对模式的结果进行验证。

ECMWF 和 NCEP 的资料均为 1958—2000 年,而 CMAP 资料则为 1979—2000 年。

本文采用的分析方法主要有:用二维快速傅里叶变换进行的时空谱分析;滤波和时间序列重建,方差分析和小波分析等。

3 结果分析

3.1 模拟结果的谱结构

图 1 给出 850 hPa 纬向风(U)分量在 10°S—

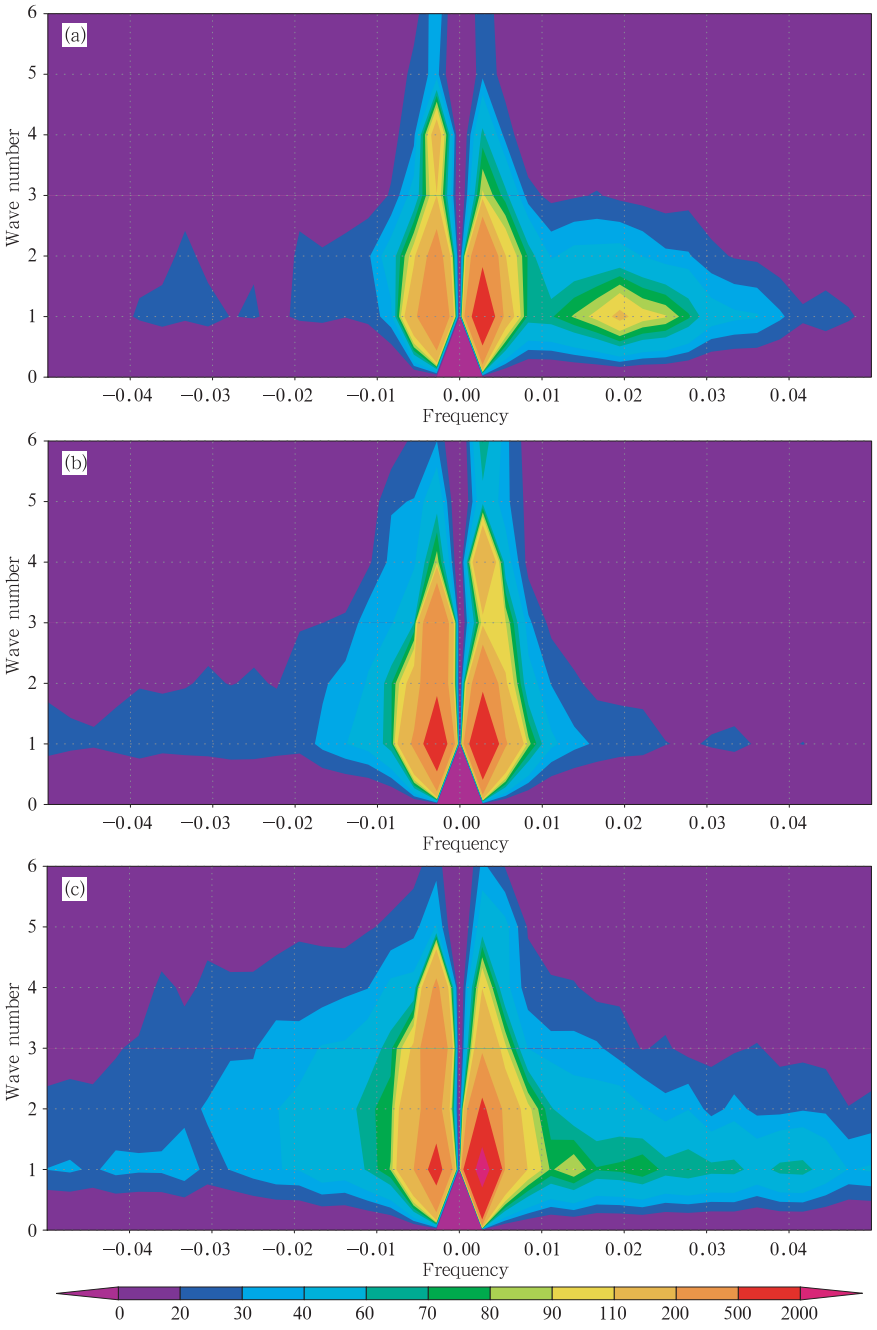


图 1 850 hPa 纬向风(U)分量在 10°S—10°N 平均的时空谱

(a. ECMWF 资料,b. CAM3 模式, c. BCC 模式)

Fig. 1 The averaged time-space spectra of zonal wind (U) at 850 hPa in the tropical region (10°S—10°N) for (a) ECMWF data, (b) CAM3, and (c) BCC

10°N 平均的时空谱。该谱图是这样计算的:取每一年,每一个纬圈上所有经度上的 U 值所组成的资料矩阵,它的维数为纬圈上的经度数(128——模式格点或 144——观测的 NCEP 或 ECMWF 资料的格点)乘以天数(365)。先在纬圈方向上作傅里叶变换,得到空间傅氏系数,然后对时间作傅里叶变换即得到二维的时空傅里叶系数,其平方即为时空谱的能量。将所得的结果在 10°S—10°N 平均,然后再对年份平均,最后得到热带地区 850 hPa 纬向风的气候平均时空谱。图 1a 为用 ECMWF 资料计算的结果,图 1b、1c 分别为 CAM3 模式和北京气候中心(BCC)模式的结果。NCEP 资料所得的结果与 ECMWF 的基本一样(图略)。

频率为正值表示东移波、负值表示西移波。图中的色块代表每一个波数,每一个频率的波所对应的谱能量。从 ECMWF 的图可以看出能量的中心在频率接近而略大于 0.02,波数为 1 的地方,即周期为 42—50 d 的波动有最大的能量。

图 1b 表明 CAM3 模式的时空谱的能量主要集中在非常低频的部分。在季节内振荡所对应的频率段能量很弱。而且在季节内振荡所对应的频率段上,西移波(负频率)的能量似乎略大于东移波。因此,CAM3 基本上不能模拟出与观测符合的季节内振荡。北京气候中心模式(图 1c)的谱结构虽然与观测有一定的差距,但比 CAM3 要有相当大的改进。主要的能量中心分布在波数为 1,频率为 0.013、0.022、0.0275、0.033 及 0.04 等处,即存在着大尺度(1 波)周期为 77、45、36、30、25 d 的振荡。最强的季节内振荡是 77 d,这比观测的主周期略长。但它还存在一些周期更短的振荡。在 BCC 模式的模拟结果中,50—60 d 周期的波动比观测弱,而 70—90 d 的低频波和 20—30 d 的高频波则比观测略强。另一个值得注意的现象是,东移波的能量要大于西移波。这是符合观测的,但东移波的能量与西移波能量的差异没有观测的大,即模拟结果中西移波仍然保留了较强的强度。由于波数相同振幅相等而频率符号相反的波可形成驻波,这表明模拟结果中含有比观测更多的驻波成分。这是模式的另一不足之处。

图 2 给出的是 CMAP 降水资料、CAM3 及 BCC 模拟出的降水的时空谱。由于 CMAP 降水资料是候资料,图 2a 是根据 1979—2000 年的候平均资料计算的。为便于比较,CAM3 和 BCC 模式也使用同一时段的候资料。

从图 2a 可以看出,降水在波数为 1 频率为 0.1 的地方存在着最大的谱能量中心。由于资料的取样间隔为 5 d,频率 0.1 相当于周期为 50 d。从图 2a 还可以看出降水的季节内振荡在波数 2—3 上也有较大的能量。图 2b 则显示 CAM3 模拟的降水基本上没有季节内振荡。图 2c 则表明 BCC 模拟的降水存在着季节内振荡,但其强度要比观测的弱。此外,BCC 模拟降水的季节内振荡的东移波的能量也大于西移波,这也是与观测相符合的。但是由于在 −0.1 频率附近也有相当一部分能量,因此东移波与西移波的能量差也比观测要小。

3.2　热带季节内振荡的地理分布

应用观测和模式输出的候平均资料,在对其进行时空谱分解之后,取空间 1—5 波,时间周期为 20—90 d 的波动,利用傅里叶逆变换重新合成一个时空序列。在空间点上计算时间变化的方差。我们就得到热带季节内振荡的地理分布情况。

图 3a 给出用 NCEP 资料所做出的 850 hPa 纬向风(U)的季节内振荡方差在各个季节的地理分布。冬季,季节内振荡主要活跃在南半球。沿 10°S 从印度洋一直延伸到太平洋中部(150°W),其强中心在 180°和 120°E 附近,中心强度约 10 m^2/s^2。在春季,季节内振荡的中心向北和西北方向移动,中心位于赤道附近的印度洋(80°E)和西太平洋(150°E),强度略为减弱。夏季,季节内振荡的活跃地带则进一步北移到 10°N 附近的西亚到菲律宾以东的洋面上。其中心位于中印半岛附近,中心强度约为 11—12 m^2/s^2,达到其一年的最大强度。秋季,季节内振荡的强度开始减弱并南移,进行相反方向的变化。此外,在赤道北侧的东太平洋地区也有一个季节内振荡的活跃区,其强度在夏秋季较强而冬春季较弱,但其位置却不随季节而变化。ECMWF 资料所显示的结果与 NCEP 的结果相同,故不详述。

在 CAM3 模式中,季节内振荡的活跃区与观测有很大的差别。冬季它的最活跃区出现在印度洋及印度尼西亚一带,但其中心位置不在南半球而是在赤道附近。其他季节,季节内振荡的强度均较弱且

主要在北半球。在赤道北侧的东太平洋地区,季节内振荡强度与观测相比也非常弱。这些均表明CAM3模式模拟季节内振荡的能力相当弱(图3b)。

图3c给出了BCC模式输出的850 hPa纬向风季节内振荡方差的地理分布。显然它比CAM3的模拟结果有明显的改进。季节内振荡在各个季节的地理分布与观测基本一致。不足之处是夏、秋季节模拟结果中东亚地区的季节内振荡太强。在沿10°N从90°E到150°E的地带其强度超过12 m^2/s^2。

图4给出降水的季节内振荡方差的各个季节的地理分布。与850 hPa纬向风类似,观测的降水资料的季节内振荡方差冬季主要在南半球,春季它向

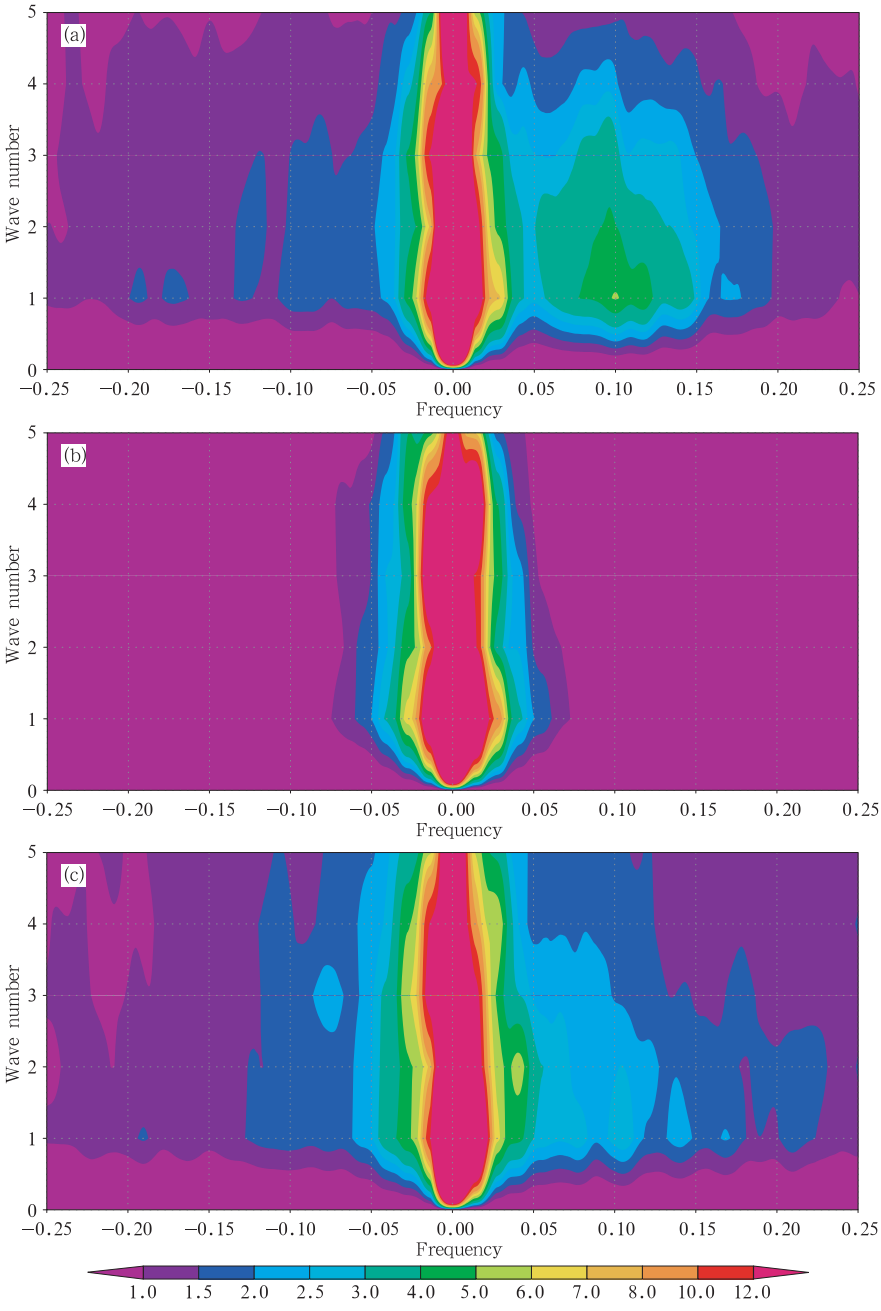


图2 降水在10°S—10 °N平均的时空谱(候资料)

(a. CMAP资料,b. CAM3模式,c. BCC模式)

Fig. 2 The averaged time-space spectra of precipitation (pentad data) in the tropical region (10°S—10°N) for (a) CMAP data, (b) CAM3, and (c) BCC

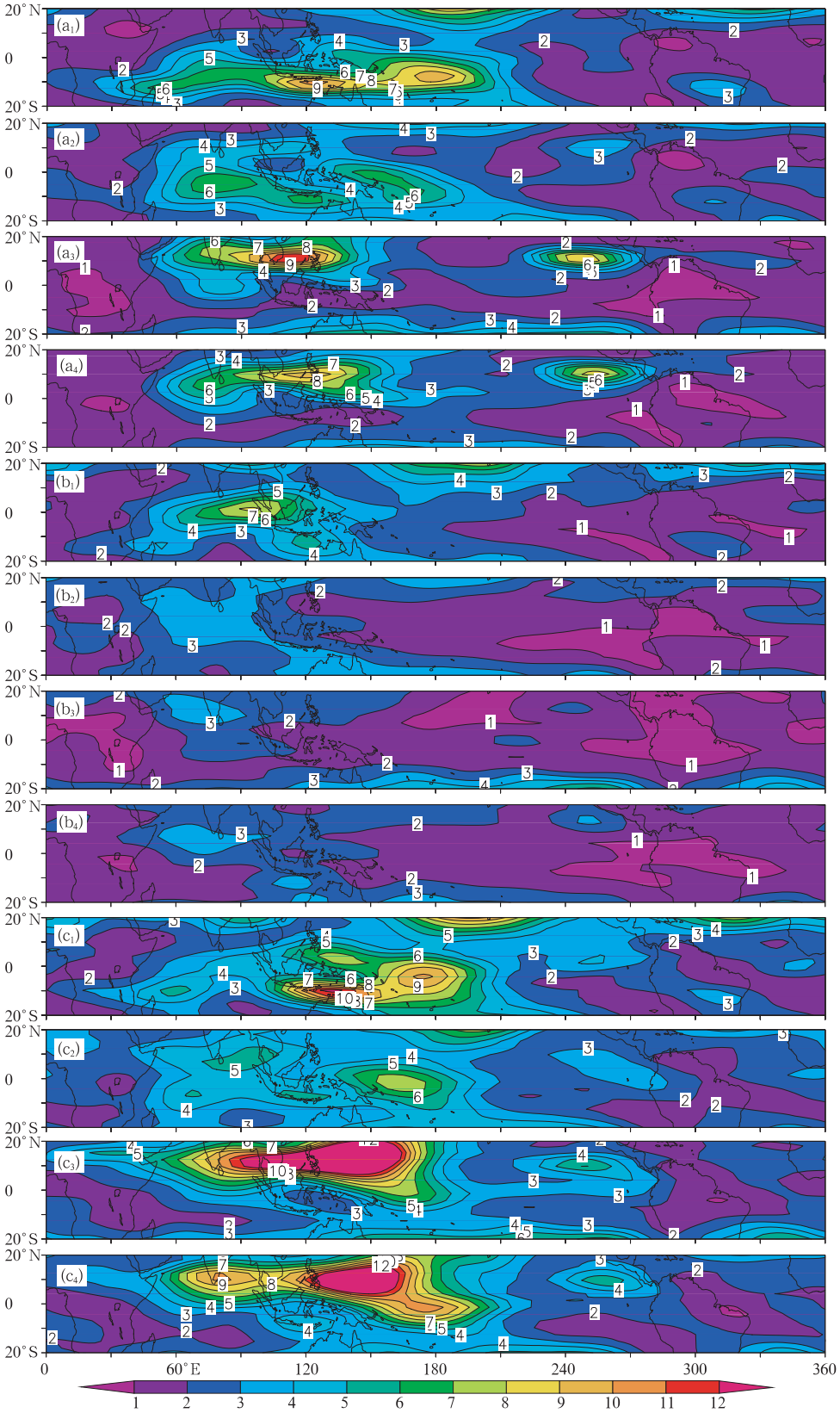


图 3　热带地区 850 hPa 纬向风(U)的季节内振荡方差在各个季节的分布

(a. NCEP 资料,b. CAM3 模式, c. BCC 模式; 1. DJF, 2. MAM, 3. JJA, 4. SON;单位:m^2/s^2)

Fig. 3　Variance distributions of the intraseasonal oscillations of the filtered (reconstructed) 850 hPa U wind for each season for (a) NCEP, (b) CAM3, and (c) BCC data

(Annotations of the subscripts are: 1. DJF, 2. MAM, 3. JJA, 4. SON; unit: m^2/s^2)

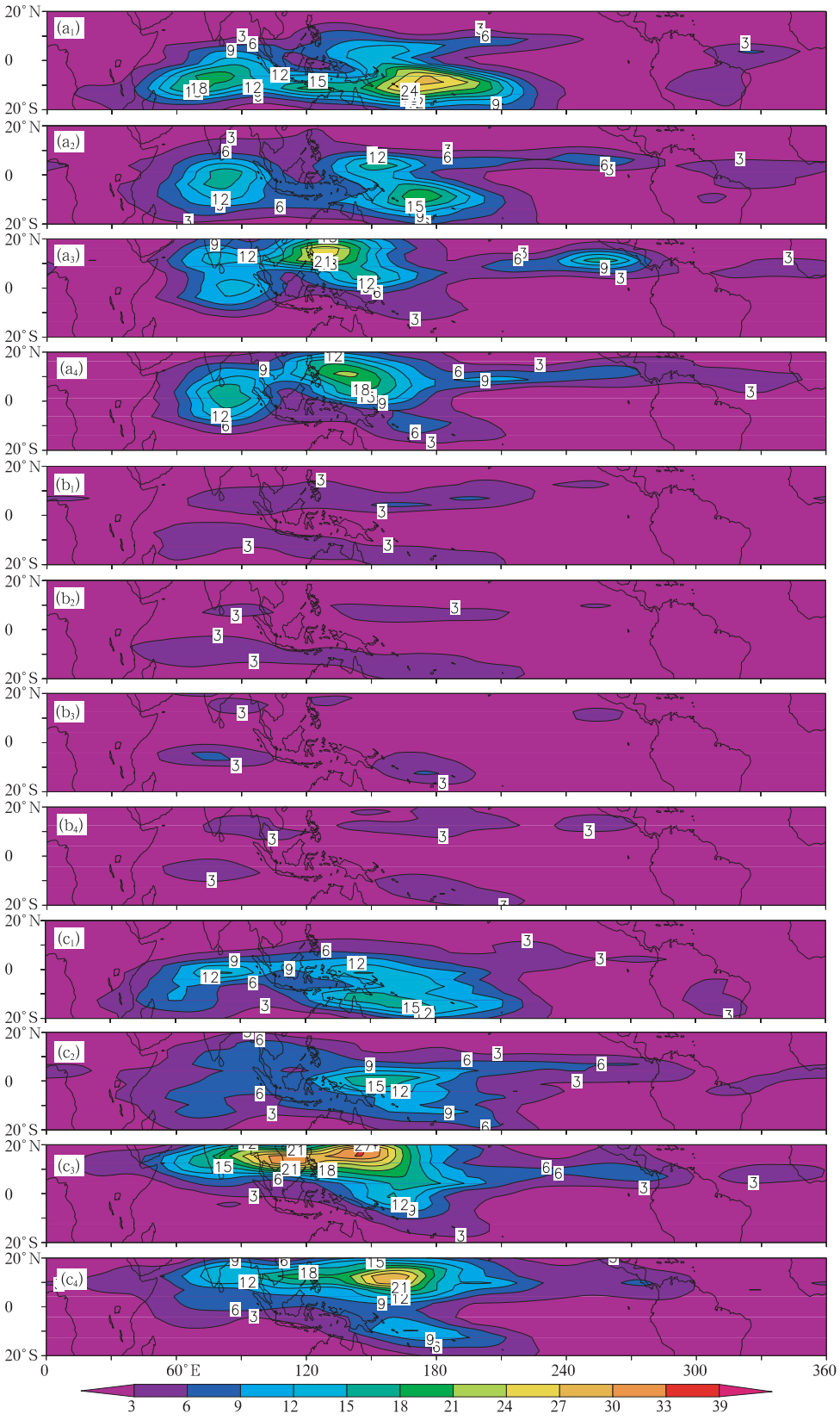


图 4 热带地区降水的季节内振荡方差在各个季节的分布

(a. NCEP 资料,b. CAM3 模式,c. BCC 模式;1. DJF,2. MAM,3. JJA,4. SON;单位:mm^2/d^2)

Fig. 4 As in Fig. 3 but for precipitation (unit: mm^2/d^2)

赤道移动,而夏季则到北半球。但降水季节内振荡在西太平洋和印度洋分别为两个相对独立的中心。此外,赤道北侧的东太平洋上也有一个季节内振荡的次中心其夏季较明显而冬春季节很弱(图 4a)。

CAM3 模拟降水的季节内振荡的方差无论那个季节都很弱(图 4b)。而且一年四季主要方差带均在赤道两侧,没有明显的季节移动。所有这些与观测实际是很不符合的。

BCC 模拟降水的季节内振荡的方差分布与实际观测的结果比较接近(图 4c)。它也是冬季主要在南半球,夏季在北半球,具有明显的季节性的时空移动。与观测略有差别的是:在印度洋上模拟的季节内振荡的强度比观测略弱,且位置略偏北。夏季东南亚地区的季节内振荡的强度比观测值强。赤道北侧东太平洋上的季节内振荡比观测的弱。

3.3　热带季节内振荡的年内变化

使用 Morlet 小波,对经过时空傅里叶变换和逆变换滤过波的资料做小波分析。在热带(20°S—20°N)地区每一个点上作时间的小波分析,所得到的小波系数是时间和尺度的函数。在小波分析中尺度是与频率(或周期)对应的。小波系数的平方即是对应于某一时间和某一周期的波的能量。将对应于 20—90 d 周期的波动能量平均,就得到热带地区每一(经度、纬度格点)点上、每一时刻的季节内振荡的能量。由于我们使用的是候资料,于是将其对一年中每一候作气候平均就得到热带地区每一(经度、纬度格点)点上,一年中每一候季节内振荡的能量。图 5 给出观测的(图 5a)及两个模式(图 5b、5c)的季节内振荡能量随时间及经度(或纬度)的变化。

从 NCEP 资料 850 hPa 纬向风的季节内振荡随时间与经(纬)度的变化(图 $5a_1$)可以看出,印度洋到中太平洋地区的热带季节内振荡在冬季最强($21\ m^2/s^2$)。随着季节的推移,南半球的季节内振荡减弱,并向北挺进并于夏季达到 10°N。其强度与冬季近似。秋冬季季节内振荡的活动区又移回南半球,完成一次明显的年内季节循环。图 $5a_2$ 则显示,中、西太平洋的热带地区(10°S—10°N)为明显的冬季强夏季弱的特征。在印度洋上则是春季最强。而当考察的范围放到更广泛的热带地区时(20°S—20°N)。在印度洋上的季节内振荡则是春夏季最强。

CAM3 模式模拟的 850 hPa 纬向风的季节内振荡的年内季节变化与观测有较大的差异。从图 $5b_1$ 可以看到季节内振荡的大值中心冬季位于赤道的南侧,以后逐渐减弱,到夏季最弱,冬季再增强。但是它没有一个随季节南北移动的过程。图 $5b_2$、$5b_3$ 也与观测有较大的区别。冬季印度洋上的季节内振荡要大于西太平洋上的季节内振荡,且夏季没有明显的增强过程。

BCC 模式对季节内振荡年内变化的模拟比 CAM3 有显著的改进。如图 5c 所示,印度洋到中太平洋地区的热带季节内振荡在冬季最强,达 $20\ m^2/s^2$。随着季节的推移,南半球的季节内振荡减弱,并向北挺进且于夏季达到 10°N。不同的是夏季季节内振荡的强度要比观测强,最大达 $40\ m^2/s^2$。从图 $5c_2$、$5c_3$ 我们也可以看出与观测类似的年内变化。不足之处是季节内振荡的最强中心比实际略偏西,夏季的强度太强。

3.4　热带季节内振荡的传播速度

观测事实表明,热带季节内振荡是东移的,东移的速度约 5 m/s。为了检查模式模拟的季节内振荡的传播方向和速度,我们在某一纬圈上(例如赤道)选取一个参考点,这里我们选取(150°E,0)为参考点,然后计算参考点与同纬度其他点的超前和滞后相关(图 6)。

图 6a 是 NCEP 资料 850 hPa 纬向风,经过滤波后的值(保留了季节内振荡分量)所做的滞后相关图。图中正相关区呈带状分布,从图的左下方伸向右上方。这表明,参考点西侧点的前期值及参考点东侧的后期值与参考点的值有最好的关系。这预示波动是东传的。用这一相关带所伸展的经度对应的距离除以这一相关带所伸展的时间长度(候数)我们得到这一正相关带的斜率。根据它可以大致估计出波动移动的速度为 5—10 m/s。

图 6b 和 6c 分别是 CAM3 和 BCC 模式的情形。可以看出,CAM3 模拟结果是西移的。而 BCC 模式模拟的季节内振荡是东移的。由图 6c 中正相关带的斜率可以判断出其移速也是与观测一样的。

4　结论与讨论

根据以上讨论我们可以看到,BCC 模式在模拟季节内振荡方面比 CAM3 模式有明显的改进,也比过去很多模式模拟的结果(Slingo,1996)要好。这

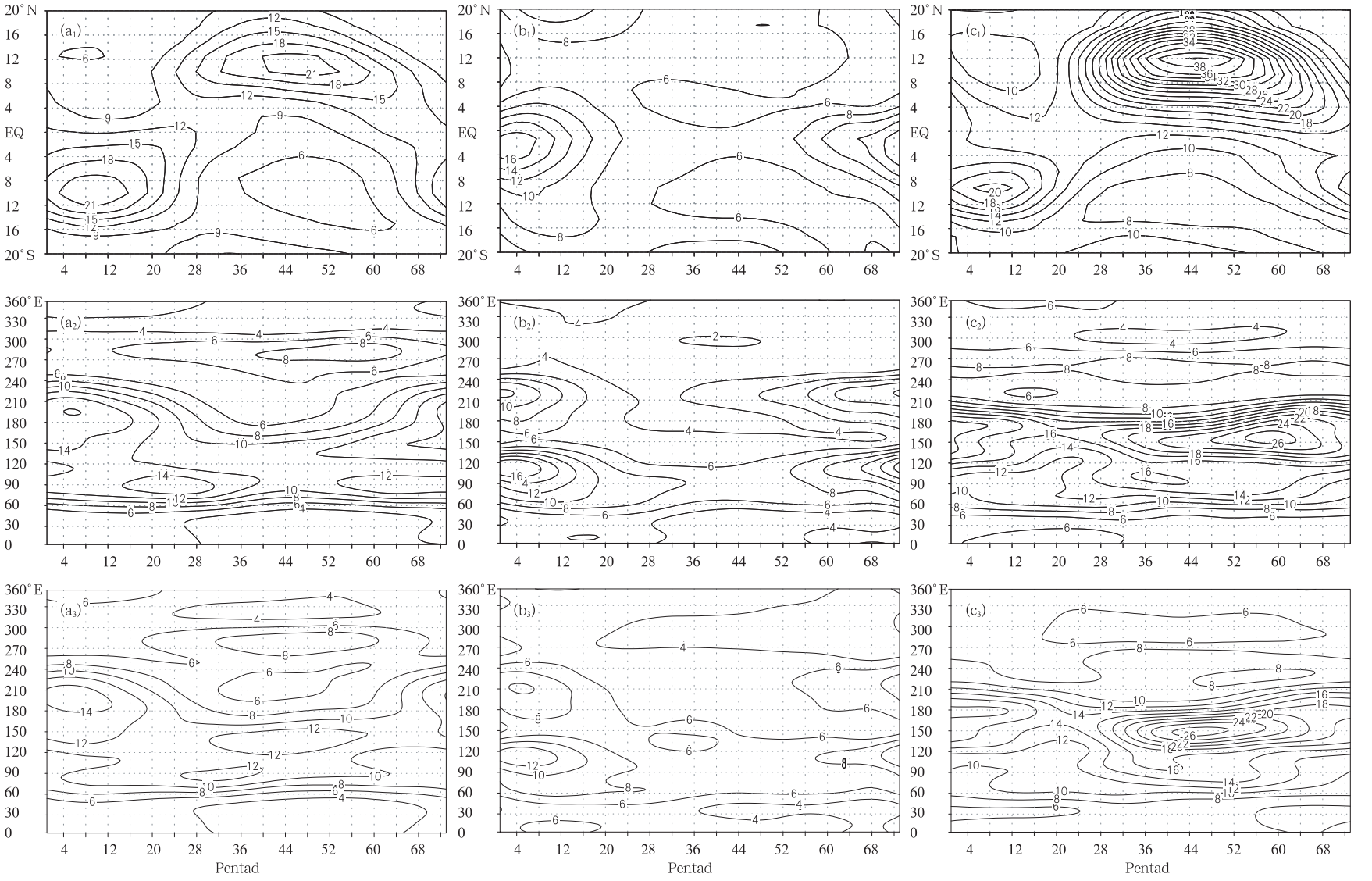


图5　850 hPa纬向风的季节内振荡的小波能量随时间与经（纬）度的变化

(a.NCEP，b.CAM3，c.BCC；(a_1,b_1,c_1) 60°E—180°平均，(a_2,b_2,c_2) 10°S—10°N平均，(a_3,b_3,c_3) 20°S—20°N平均)

Fig. 5 The wavelet power of the intraseasonal oscillations for the filtered (reconstructed) 850 hPa *U* wind as a function of time and longitude (or latitude).

(a.NCEP，b.CAM3，c.BCC；(a_1,b_1,c_1) 60°E—180°，(a_2,b_2,c_2) 10°S—10°N，(a_3,b_3,c_3) 20°S—20°N)

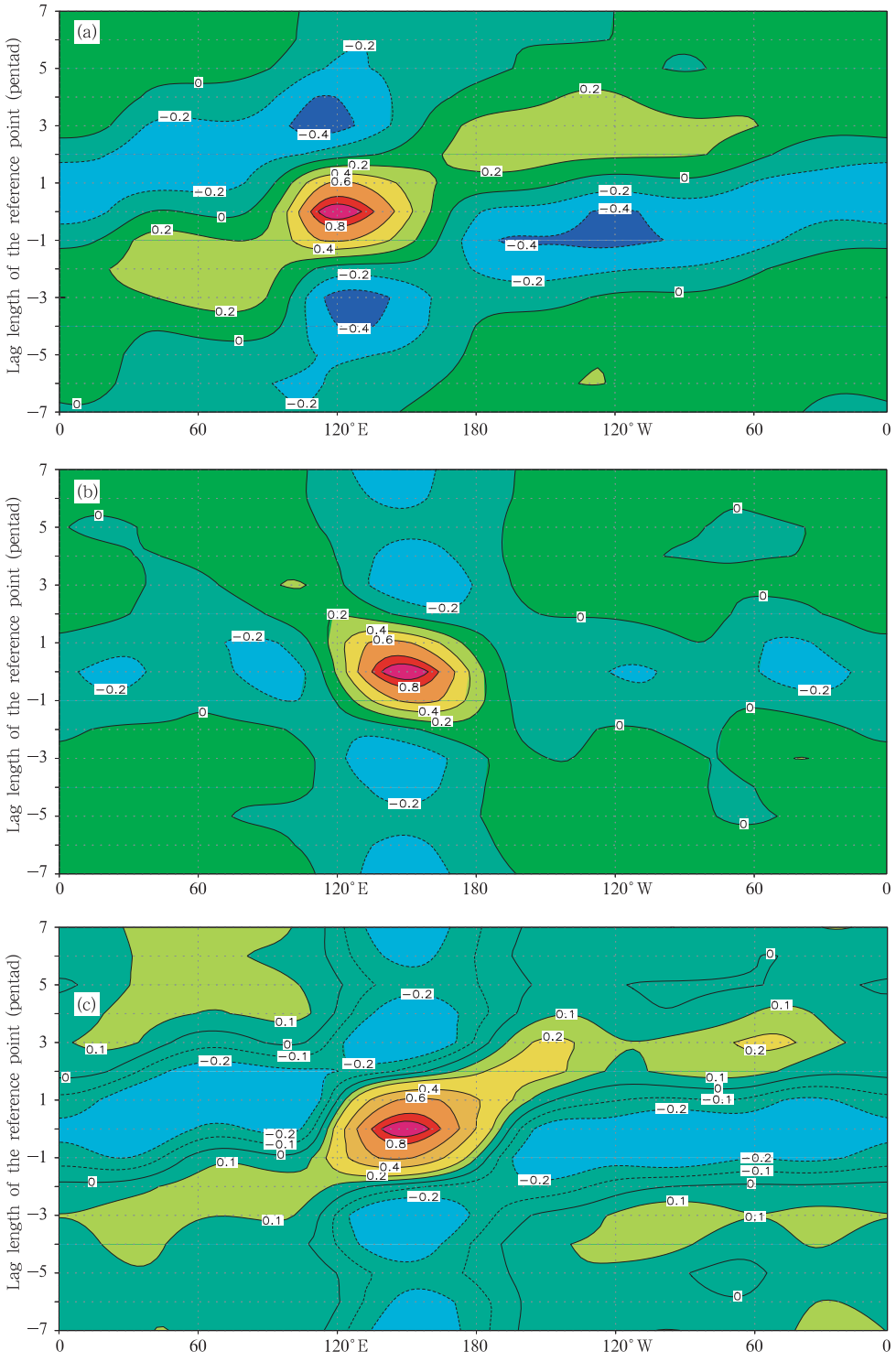


图 6　850 hPa 纬向风的季节内振荡分量在参考点(0°N,150°E)的值与赤道上其他点上的值的滞后相关

(a. NCEP, b. CAM3, c. BCC, 纵坐标为滞后时间(候数),负值表示参考点落后于其他点,正值表示其他点落后于参考点)

Fig. 6　The lag/lead correlation of the intraseasonal component of the 850 hPa U wind at the reference point (0°N,150°E) with the same U wind at other points along the equator

(The ordinate is the leading or lag time (unit is pentad), negative value means the value at the reference point lags those at other points while positive value means the reverse)

(a. NCEP, b. CAM3, c. BCC)

主要表现在：

(1) 模拟结果具有比较接近实际观测的谱结构。在空间 1 波周期为 20—90 d 的地方有明显的能量中心。

(2) 模拟的季节内振荡有比较符合实际的地理分布。它主要分布在西太平洋和印度洋，东太平洋赤道北侧地区也有一个相对较强的活跃区。

(3) 模拟的季节内振荡也具有明显的年循环。西太平洋与印度洋上的季节内振荡冬季在南半球，夏季则在北半球。东太平洋赤道北侧的季节内振荡一年中位置变化不大，但有夏季变强冬季变弱的季节变化。

(4) 模拟的季节内振荡为东移的，其移动速度与观测基本一致。

BCC 模式在模拟季节内振荡方面的改进主要是对流参数化所起的作用。由于 BCC 模式在 CAM3 的基础上不仅改变了对流参数化，因此我们另作了一个实验，只改变 CAM3 模式对流参数化方案(用 2005 年新的 Zhang 对流方案替代 1995 年 Zhang-Mcfarlane 方案-简称 CAM3Z 模式)，然后对模式模拟季节内振荡的能力进行分析。发现也有很大的改进，其 850 hPa 纬向风及降水的时空谱与图 1 及 2 很相似(图略)。这说明对流参数化改进所起的决定性作用。当然 BCC 模式在这方面效果比 CAM3 更好一些。尤其是对季节内振荡的年内循环的模拟比 CAM3Z 模式更好一些，夏季东南亚的季节内振荡虽然仍然比实际观测强但比 CAM3Z 模式弱了很多(图略)。这说明其他方面的改进(如动力框架的改进)也起到一定的作用。Slingo 等(1996)指出，如果模式能够较好地模拟出基本气候态，包括季节变化、降水的合理分布等，则其模拟的季节内振荡的情况也较好。BCC 模式对季节内振荡模拟的效果之所以有进一步的改进，很可能与模式总体性能的改进也有关系。

尽管 BCC 模式能较好地模拟出热带季节内振荡现象，但它还存在一些有待改进的问题。主要是：

(1) BCC 模式输出结果的谱结构不如观测那样集中。观测的谱能量集中在 50 d 左右，而 BCC 模式的谱能量则比较分散，20—90 d 的谱都有一定的能量。

(2) BCC 模式模拟的季节内振荡的西移波的成分要比观测的强。

(3) BCC 模式模拟的季节内振荡在西太平洋比观测强，而印度洋则比观测的弱。

(4) BCC 模式模拟的季节内振荡在夏季在东南亚地区太强。

要解决上述问题需要更深入的研究对流加热过程对季节内振荡影响的机制，找出对流参数化方案的不足并加以改进。

References

Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3. 0). NCAR Tech. Notes NCAR/TN-464+STR National Center for Atmosphere Research, Boulder, Colo.

Inness P M, Slingo J M, Guilyardi E, et al. 2003. Simulation of the Madden-Julian Oscillation in a coupled general circulation model. Part Ⅱ: The role of the basic state. J Climate, 16: 365-382

Liu P, Wang B, Sperber K R, et al. 2005. MJO in the NCAR CAM2 with the Tiedtke convective scheme. J Climate, 18: 3007-3020

Madden R A, Julian R R. 1971. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J Atmos Sci, 28(5): 702-708

Slingo J M, Sperber K R, Boyle J S, et al. 1996. Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: Results from an AMIP diagnostic subproject. Climate Dyn, 12(5): 325-357

Sperber K R, Slingo J M, Inness P M, et al. 1997. On the maintenance and initiation of the intraseasonal oscillation in the NCEP/NCAR reanalysis and the GLA and UKMO AMIP simulations. Clim Dyn, 13: 769-795

Wu Tongwen, Yu R, Zhang F. 2008. Modified dynamic framework for the atmospheric spectral Model and its application. J Atmos Sci, 65(7): 2235-2253

Wu Tongwen, Wu Guoxiong. 2004. An empirical formula to compute snow cover fraction in GCMs. Adv Atmos Sci, 21: 529-535

Xie P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bull Ame Meteor Soc, 78: 2539-2558

Yan Hong. 1987. The design of a nested fine-mesh model over complex topography part 2: parameterization of sub grid physical procceses. Plateau Meteor (in Chinese), 6(Supl): 64-139

Zhang Chidong. 2005. Madden-Julian Oscillation. Rev Geophys, 43: RG2003, doi: 10.1029/2004RG000158

Zhang C, Dong M, Guldi S, et al . 2006. Simulations of the Madden-Julian oscillation in four pairs of coupled and uncoupled global models. Climate Dyn, doi: 10.1007/s00382-006-0148-2

Zhang G, Mu M. 2005. Effects of modification to the Zhang-Mcfarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the National Center for Atmosphere Research Community Climate Model, Version 3. J Geophys Res, 110: D09109, doi: 10.1029/2004JD00517

附中文参考文献

颜宏. 1987. 复杂地形条件下嵌套细网格模式的设计(二)：次网格物理过程的参数化. 高原气象, 6(增刊): 64-139

Simulations of the Tropical Intraseasonal Oscillation by the Atmospheric General Circulation Model of the Beijing Climate Center*

DONG Min (董 敏), WU Tongwen† (吴统文), WANG Zaizhi (王在志), and ZHANG Fang (张 芳)

Laboratory for Climate Studies of CMA, National Climate Center, Beijing 100081

(Received May 12, 2010)

ABSTRACT

The performance of BCC (Beijing Climate Center) AGCM 2.0.1 (Atmospheric General Circulation Model version 2.0.1) in simulating the tropical intraseasonal oscillation (TIO) is examined in this paper. The simulations are validated against observation and compared with the NCAR CAM3 (Community Atmosphere Model version 3) results. The BCC AGCM2.0.1 is developed based on the original BCC AGCM (version 1) and NCAR CAM3. New reference atmosphere and reference pressure are introduced into the model. Therefore, the original prognostic variables of temperature and surface pressure become their departures from the reference atmosphere. A new Zhang-McFarlane convective parameterization scheme is incorporated into the model with a few modifications. Other modifications include those in the boundary layer process and snow cover calculation.

All simulations are run for 52 yr from 1949 to 2001 under the lower boundary conditions of observed monthly SST. The TIOs from the model are analyzed. The comparison shows that the NCAR CAM3 has a poor ability in simulating the TIO. The simulated strength of the TIO is very weak. The energy of the eastward moving waves is similar to that of the westward moving waves in CAM3. While in observation the former is much larger than the latter. The seasonal variation and spatial distribution of the TIO produced by CAM3 are also much different from the observation. The ability of the BCC AGCM2.0.1 in simulating the TIO is significantly better. The simulated TIO is evident. The strength of the TIO produced by the BCC AGCM2.0.1 is close to the observation. The energy of eastward moving waves is much stronger than that of the westward moving waves, which is consistent with the observation. There is no significant difference in the seasonal variation and spatial distribution of the TIO between the BCC model simulation and the observation. In general, the BCC model performs better than CAM3 in simulating the TIO.

Key words: Beijing Climate Center (BCC), atmospheric general circulation model (AGCM), tropical intraseasonal oscillation (TIO), simulation study

Citation: Dong Min, Wu Tongwen, Wang Zaizhi, et al., 2010: Simulations of the tropical intraseasonal oscillation by the atmospheric general circulation model of the Beijing Climate Center. *Acta Meteor. Sinica*, **24**(5), 571–583.

1. Introduction

With the development of meteorology and climatology and the progress of computer technology, numerical prediction models have advanced rapidly in recent years. The climate components, such as atmosphere, hydrosphere (ocean, sea ice, river, and lake), geosphere, and biosphere are modeled and coupled together. The model resolutions (horizontal and vertical) are getting finer not only in the boundary layer but also in the stratosphere and middle atmosphere. Current models consider various physical, chemical, and biological processes and their interactions. Therefore, the climate model has become a complex system.

The purpose of developing a numerical climate (or general circulation) model is to build a tool to reproduce the current weather and climate realistically, and then to investigate the formation and variation mechanism of the weather or climate, and ultimately to project or even forecast the weather and climate change. A key point in model development is to validate the abilities of the model in simulating the fundamental features of real weather and climate. Through the "develop-validate-improve" approach, the climate

*Supported by the Key Basic Research Project of the National "973" Program of China under Grant No. 2010CB951902.
†Corresponding author: twwu@cma.gov.cn.
(Chinese version published in Vol. 67, No. 6, 912–922, 2009)

system model will develop continuously.

The Beijing Climate Center (BCC, also known as National Climate Center in China) is developing its own new generation climate model. The model validation is one of its major tasks. The validation of the model in simulating the basic climate state will be given in other papers. In this paper, we focus on the simulation of the intraseasonal oscillation. The tropical intraseasonal oscillation (TIO), discovered by Madden and Julian in 1971 (often referred to as Madden-Julian oscillation, MJO), is a prominent mode of the tropical atmosphere. It is associated closely with many weather and climate phenomenon in the tropics and globe (Zhang, 2005). However, simulating the TIO by global climate models is a very difficult task. Slingo et al. (1996) examined the ability of 15 models in the AMIP project in simulating the TIO, and found poor model results in this regard. Sperber et al. (1997) also showed that the ability of models in simulating the TIO is limited for most of models. Recent studies indicate that the abilities of some models in simulating the TIO have improved significantly (Inness et al., 2003; Liu et al., 2005; Zhang et al., 2006). However, there are large differences between various models.

In Section 2, a brief introduction of the BCC model is given, together with descriptions of the data and methods. The validation against the observation is provided in Section 3. A summary and discussion are presented in Section 4.

2. Model, data, and methods

2.1 Model

The new generation model of BCC (BCC AGCM2.0.1) is developed based on the original BCC model (version 1) and the NCAR CAM3 (Community Atmosphere Model, version 3) (Collins et al., 2004). The main dynamical framework and physical processes are described by Wu et al. (2008, 2010). Major modifications are as follows:

a) A new reference atmosphere and reference pressure are introduced into the model. Therefore, the original prognostic variables of temperature and surface pressure become their departures from the reference atmosphere.

b) A new Zhang-Mcfarlane convective parameterization scheme (Zhang and Mu, 2005) is incorporated into the model with a few modifications. The boundary layer process is also modified.

c) The dry convective adjustment scheme of Yan (1987) is adopted.

d) A new scheme of snow cover calculation of Wu and Wu (2004) is employed.

e) In consideration of the large influence of wind speed on the calculation of latent heating over ocean, a new latent heating calculation method is used.

2.2 Model runs

The BCC model is run from September 1949 to October 2001 under the boundary conditions of observed monthly sea surface temperature (SST). The NCAR CAM3 is also run for the same period under the same conditions.

2.3 Data and methods

Daily data are produced by the above two models. In order to reduce the data amount, the daily output is processed to generate pentad data. The ECMWF, NCEP, and CMAP (Xie and Arkin, 1997) data are used as observations to validate the model results. The time span of the ECMWF and NCEP data is from 1958 to 2000, while that of the CMAP is from 1979 to 2000.

The main methods of validation in this paper include the space-time spectral analysis with two dimensional FFT (Fast Fourier Transform), wave filtering and reconstruction, variance analysis, and wavelet analysis. The details of these methods will be given in later sections.

3. Results

3.1 Spectral structure of the simulated results

Figure 1 gives the space-time spectrum of averaged zonal wind at 850 hPa between 10°N and 10°S. This spectrum is calculated by the following procedure. Take all the zonal wind (u) values at each longitude point along a latitude for each year and form a data matrix. Its dimensions are the longitude number (128 for model grid data and 144 for NCEP or

ECMWF grid data) multiplied by day number of each year (365). First, the Fourier transform is conducted using the data at each latitude circle to obtain the spatial Fourier coefficient in each year. Then, by conducting the Fourier transform using the above Fourier coefficients in temporal direction, we obtain the two dimensional space-time Fourier coefficients for each latitude and year. The squared Fourier coefficient is the space-time spectral energy. These results are averaged between 10°N and 10°S and averaged for years. Fina-

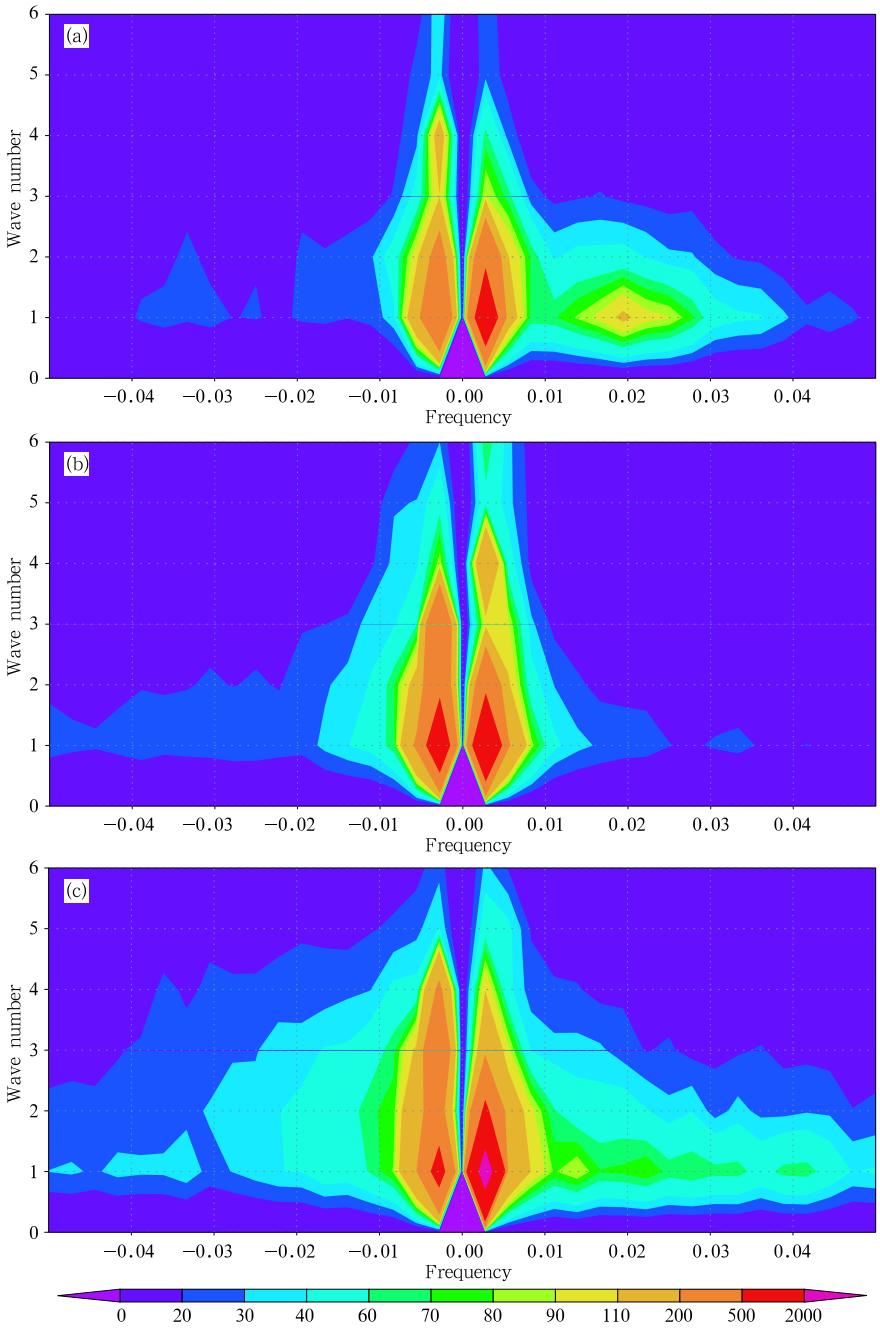


Fig. 1. The averaged time-space spectra of zonal wind u at 850 hPa in the tropical region (10°S–10°N) from the (a) ECMWF data, (b) CAM3, and (c) BCC model results. Positive frequency means the waves propagate eastward and negative frequency means the waves propagate westward. Color shadings denote the spectral power for each wave number and frequency.

lly, we obtain the climatic space-time spectrum of 850-hPa u wind in the tropical region. Figure 1a shows the result from the ECMWF. Figures 1b and 1c are from CAM3 and BCC models, respectively. The results from NCEP are almost the same as those from ECMWF (figure omitted). Figure 1a shows that the energy center is in the area where frequency is slightly greater than 0.02 with wave number being 1 for ECMWF data, i.e., the wave with the period of 42–50 days has the maximum energy.

Figure 1b shows that the energy of space-time spectrum concentrates mainly in very low frequency parts for CAM3. The energy corresponding to the frequency of intraseasonal oscillation is very weak. Moreover, in the intraseasonal frequency band the energy of westward moving waves seems slightly larger than that of eastward moving waves. Therefore, CAM3 basically cannot simulate the observed intraseasonal oscillation. Though the spectral structure of the BCC model (Fig. 1c) still bears some differences with the observation, there are great improvements compared with the CAM3. The main energy centers are distributed at wave number of 1 and frequencies of 0.013, 0.022, 0.0275, 0.033, and 0.04, i.e., there are large-scale oscillations with periods of 77, 45, 36, 30, and 25 days in the BCC model. The strongest intraseasonal oscillation has a 77-day period, which is a little longer than the observed main intraseasonal oscillation. There are also some oscillations with shorter periods. In the BCC model simulation, the waves with 50–60-day periods are weaker than observation, while the waves with periods of 70–90 and 20–30 days are slightly stronger than observation. It is notable that the energy of eastward travelling waves is larger than that of westward waves. This is consistent with the observation, and only the energy difference between eastward and westward waves is smaller than observation, i.e., in the simulation result, the westward traveling wave possesses stronger intensity. Since any two waves with the same amplitude, wave number, and frequency but opposite frequency signs can form a standing wave, there are more standing wave components in the simulation than in observation. This is another shortcoming of the model.

Figure 2 gives the space-time spectrums of precipitation for CMAP data and CAM3 and BCC models. The observational CMAP data have a pentad time resolution. Figure 2a is calculated based on the pentad precipitation data. To compare with observation, the same time resolution and same period are used for CAM3 and BCC model outputs.

From Fig. 2a, it can be seen that the precipitation has a maximum spectrum center at wave number of 1 and frequency of 0.1. Since the sampling interval of CMAP data is pentad (5 days), frequency of 0.1 corresponds to period of 50 days. Figure 2a shows that there is also relatively large energy in waves 2–3 and intraseasonal oscillation. Figure 2b shows that there is basically no intraseasonal oscillation for the CAM3 simulation. Figure 2c indicates the BCC model produces intraseasonal oscillation, but its strength is weaker than observation. In addition, the energy of the eastward moving wave is greater than that of the westward moving wave in the BCC model. This is consistent with the observation. However, since there are sizeable energy at the frequency of –0.1, the difference between eastward and westward moving waves is smaller than observation.

3.2 Geographical distribution of the TIO

Using the observational and model output pentad data, we conduct a two dimensional space-time spectral decomposition. Taking the waves with wave numbers of 1–5 and periods of 20–90 days to do reconstruction by using the reverse FFT, we obtain a new space-time series. Calculating the temporal variance of this series at each space point, we obtain the geographical distribution of the variance of TIO.

Figure 3a gives the geographical distribution of the variance of intraseasonal oscillation of 850-hPa zonal wind (u) from the NCEP data for each season. In winter, the intraseasonal oscillation is active in the Southern Hemisphere in the region along 10°S from the Indian Ocean to central Pacific (150°W). Its maximum centers are located around 180° and 120°E, and the maximum strength reaches 10 m^2 s^{-2} or so. In

spring, the center of the intraseasonal oscillation moves northwestward to the equatorial regions of the Indian Ocean (80°E) and West Pacific (150°E), and becomes slightly weaker. In summer, the active intraseasonal oscillation moves further northward to the region from West Asia to the ocean east to the Philippine Island. Its center is located in China-Indian Peninsula and its central strength is about 11–12 m^2 s^{-2}, reaching its annual maximum. In fall, the intraseasonal oscillation becomes weaker and moves southward, i.e., it changes in the opposite direction. In addition, there is another active region of intraseasonal oscillation in the north side of the east equatorial Pacific. The intraseasonal oscillation is stronger in summer and autumn and weaker in winter and spring. But its location does not vary with seasons. The ECMWF

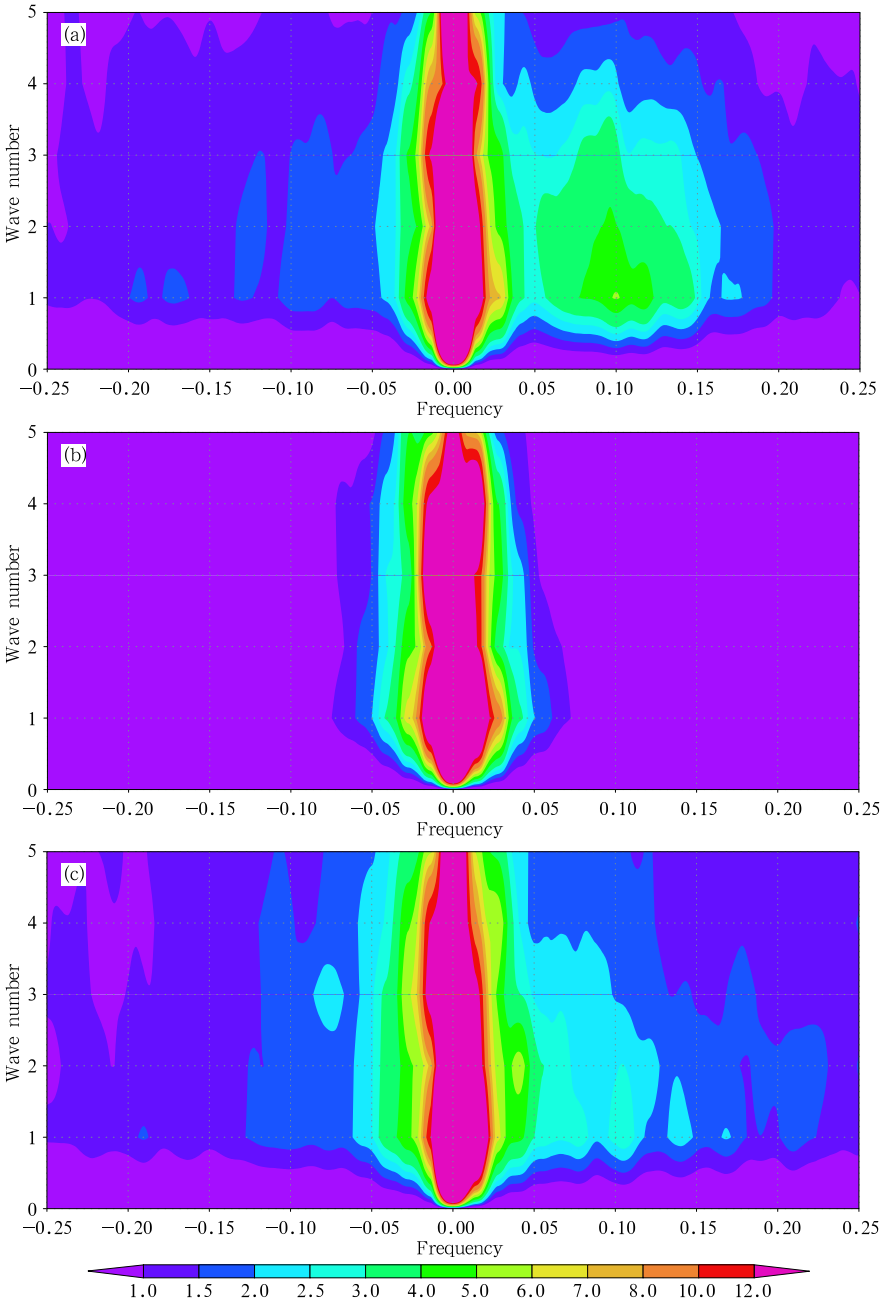


Fig. 2. The averaged time-space spectra of precipitation (pentad data) in the tropical region (10°S–10°N) from the (a) CMAP data, (b) CAM3, and (c) BCC model results.

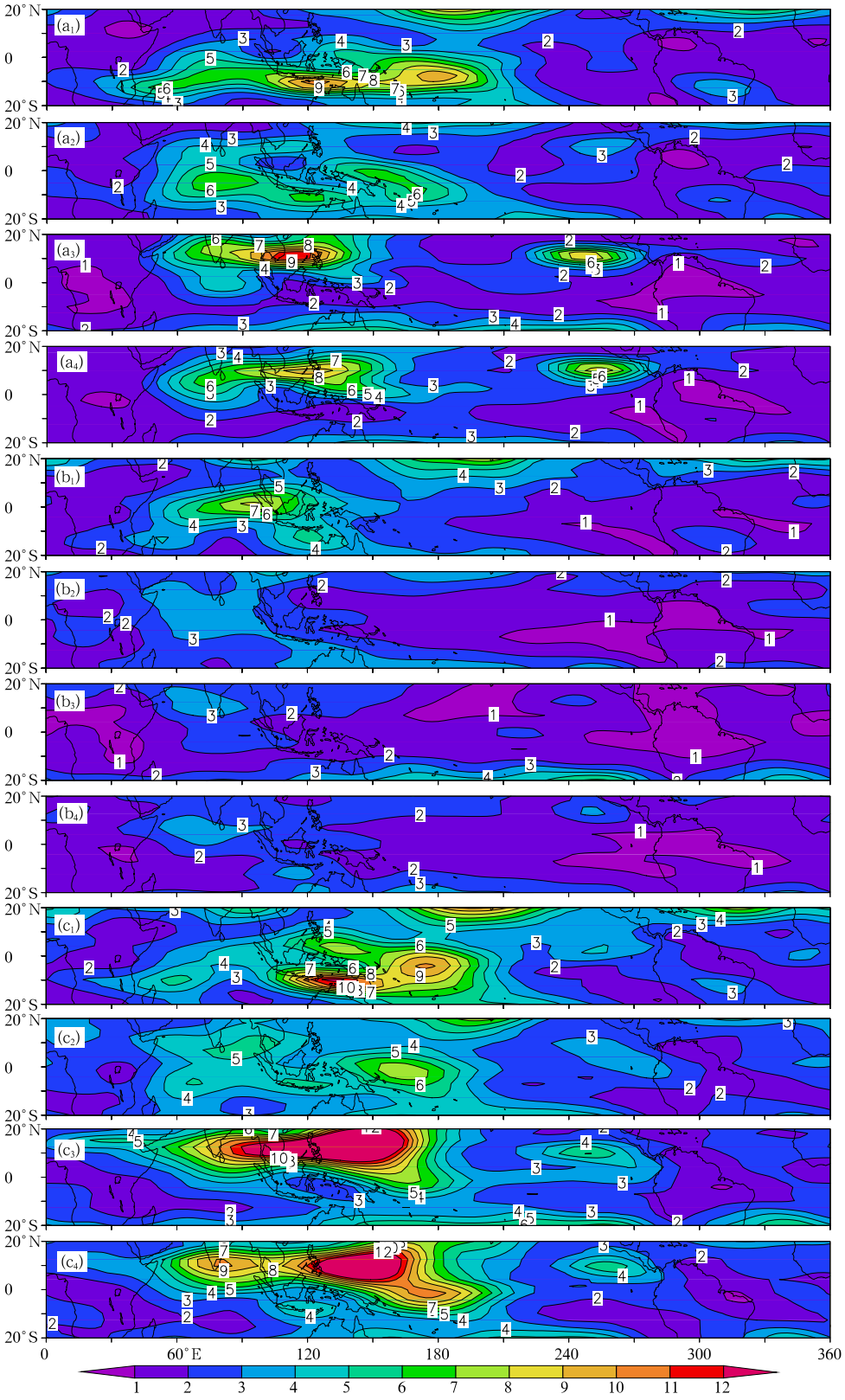


Fig. 3. The intraseasonal oscillation variance (m^2 s^{-2}) of the filtered (reconstructed) 850-hPa u wind for each season from the (a) NCEP data, (b) CAM3, and (c) BCC model results. The subscripts 1, 2, 3, and 4 denote DJF, MAM, JJA, and SON, respectively.

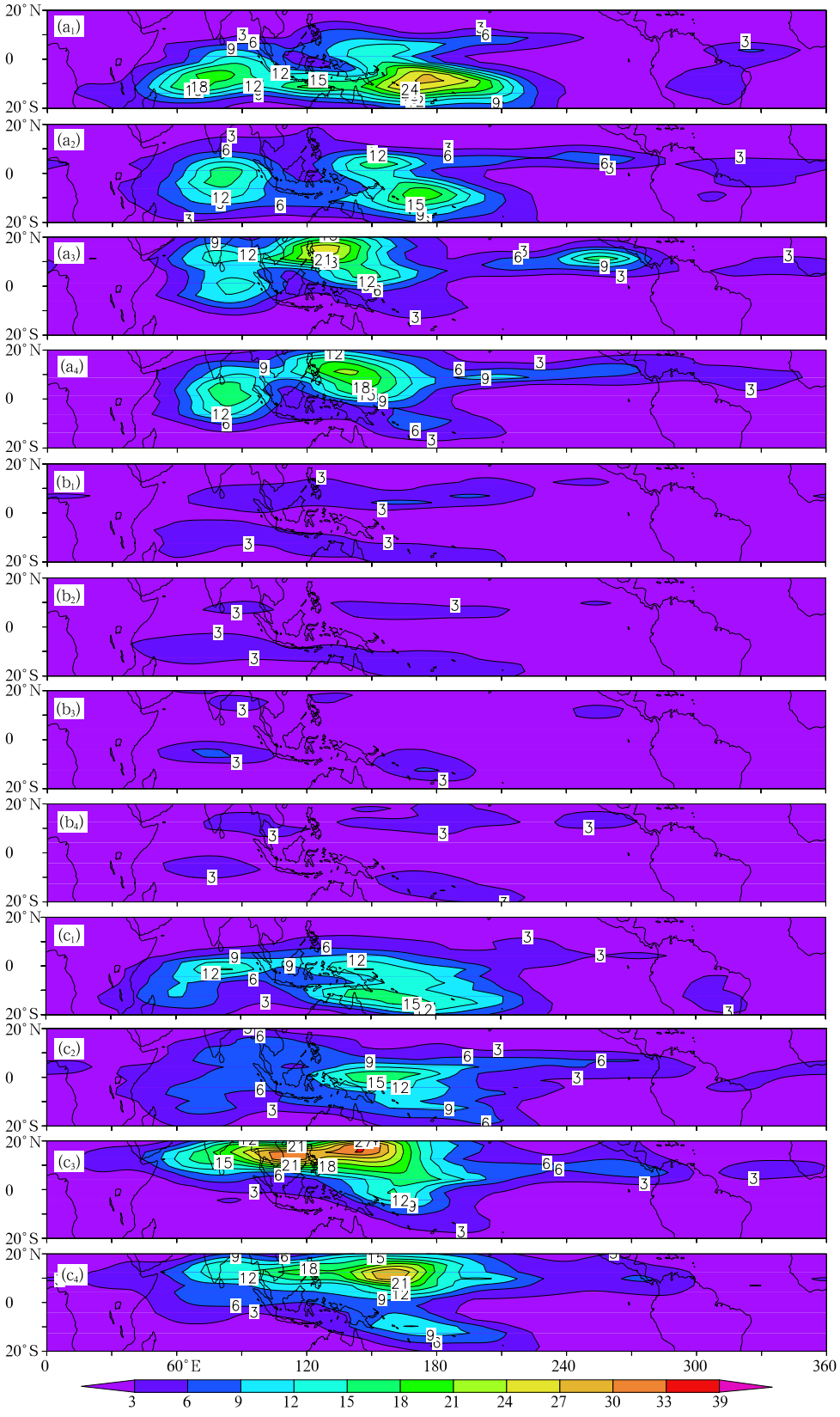


Fig. 4. As in Fig. 3, but for precipitation variance (mm^2 day^{-2}).

data show some similar results (figures omitted).

In the CAM3 simulation, the active region of intraseasonal oscillation is much different from the observation. In winter, the most active region of the intraseasonal oscillation is located over the Indian Ocean and Indonesia. Its maximum center is not in the Southern Hemisphere but near the equator. In other seasons, the intraseasonal oscillation is always weak and its active region is in the Northern Hemisphere. In the region of East Pacific north to the equator, the intraseasonal oscillation is very weak compared to observation. All of these indicate that the ability of the CAM3 in simulating the intraseasonal oscillation is very weak (Fig. 3b).

Figure 3c gives the geographical distribution of intraseasonal oscillation variance of the 850-hPa zonal wind from the BCC model. Obviously, there is much improvement compared with the CAM3 simulation results. The geographical distribution of the intraseasonal oscillation is consistent with the observation in all seasons. There are some deficiencies, for example, the intraseasonal oscillation is too strong in summer and autumn over East Asia. In the region from 90° to 150°E along 10°N, its intensity exceeds 12 m^2 s^{-2}.

Figure 4 gives the geographical distribution of the variance of intraseasonal oscillation of precipitation in all seasons for CMAP data, CAM3, and BCC model outputs. Similar to the zonal wind at 850 hPa, the variance of the intraseasonal oscillation of observed precipitation is located in the Southern Hemisphere in winter. It moves to the equatorial region in spring, and reaches the Northern Hemisphere in summer. The intraseasonal oscillation of precipitation has two relatively independent centers located in West Pacific and Indian Ocean, respectively. In addition, in north side of the equator of the East Pacific, there is also a secondary intraseasonal oscillation center, which is obvious in summer and weaker in winter and spring (Fig. 4a).

The variance of the intraseasonal oscillation of precipitation in CAM3 is very weak in all seasons (Fig. 4b). Moreover, the maximum variance centers are located over two sides of the equator and no obvious seasonal migration occurs. These features disagree with the observation.

The geographical distribution of the variance of the intraseasonal oscillation of precipitation from BCC model is close to observation (Fig. 4c). The main variance is in the Southern Hemisphere during winter and in the Northern Hemisphere during summer. Therefore, it has an obvious seasonal shift. The differences from observation are: 1) the simulated TIO over the Indian Ocean is weaker and its position is more northward than the observation; 2) in summer, the TIO in Southeast Asia is stronger than the observation; 3) the TIO in the north side of the equator of the East Pacific is weaker than the observation.

3.3 Annual cycle of the TIO

Using the Morlet wavelet, we conducted a wavelet analysis to the filtered data through the Fourier transform and the reverse Fourier transform. The temporal wavelet analysis is done at each grid point in the tropics (20°S–20°N), and the wavelet coefficients are obtained. These coefficients are functions of time and scale. In the wavelet analysis, the scale corresponds to frequency (or period) and the squared wavelet is the wave energy for a certain time or a certain period. Taking the average of energy for waves of 20–90-day periods, we obtain the energy of intraseasonal oscillation at each grid point (latitude and longitude grid) of the tropics and at each time. Since the data used are pentad data, we take the climate average of the energy for each pentad in the year. Finally, we obtain the energy of intraseasonal oscillation at each latitude and longitude grid point in the tropics and at each pentad of the year. Figure 5 displays the energy variation of the TIO with latitude or longitude during the year from observation (Fig. 5a) and two models (Figs. 5b and 5c).

Figure 5a demonstrates the variation of TIO of 850-hPa zonal wind with longitude and latitude for the NCEP data. The contour value in the upper panel is the averaged wavelet energy along the latitude from

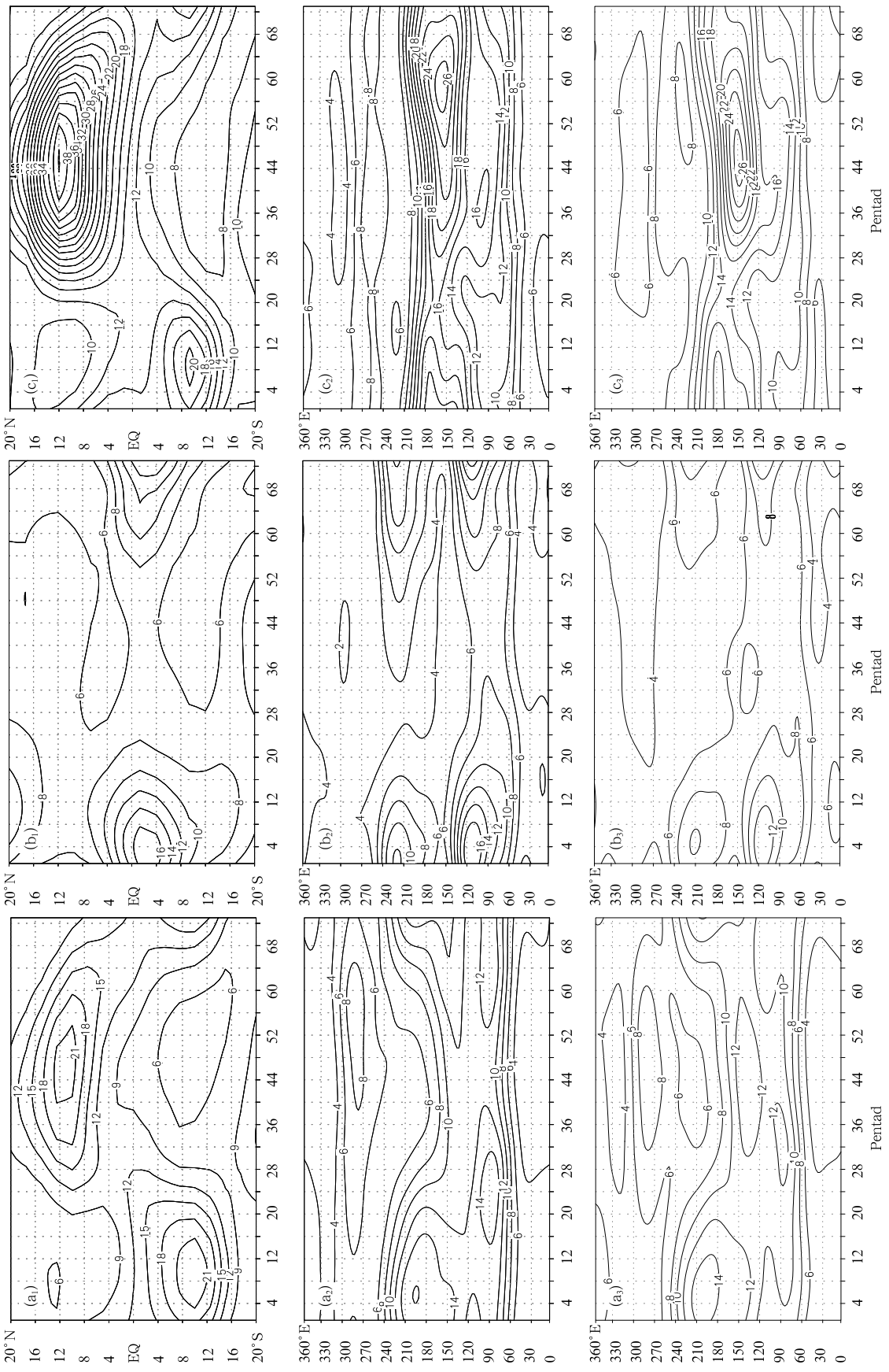


Fig. 5. The wavelet power of intraseasonal oscillation for the filtered (reconstructed) 850-hPa u wind as a function of time and longitude (or latitude). The abscissa is time (pentad of the year) and coordinates are latitude (upper panels) or longitudes (middle and lower panels). (a) NCEP data, (b) CAM3, and (c) BCC model results. (a_1,b_1,c_1) for 60°E–180°, (a_2,b_2,c_2) for 10°S–10°N, and (a_3,b_3,c_3) for 20°S–20°N.

60° to 180°E. The contour value in the middle or lower panel is the averaged wavelet energy along each longitude. The average ranges are 10°S–10°N (middle panel) and 20°S–20°N (lower panel), respectively. It is seen from Fig. 5a that the TIO in regions from the Indian Ocean to central Pacific is the strongest in winter with its value reaching 21 m^2 s^{-2}. With the seasonal transition, the TIO gets weaker, moves northward, and reaches 10°N in summer. The intensity of TIO in summer is similar to that in winter. In autumn and winter, the maximum center of TIO moves to the Southern Hemisphere again and the annual cycle ends. The middle panel of Fig. 5a shows that in the tropical central and West Pacific (10°S–10°N), the TIO is strong in winter and weak in summer, while over the Indian Ocean, the TIO is the strongest in spring. If we look at a wider region (20°S–20°N), the TIO is the strongest during spring to summer.

The TIO annual cycle of 850-hPa zonal wind from the CAM3 model differs greatly from the observation. The upper panel of Fig. 5b shows that the maximum center of TIO is in the south side of the equator in winter, then it weakens gradually and becomes the weakest in summer. Finally, it strengthens again toward winter. There is no seasonal shift from the Southern to the Northern Hemisphere. The middle and lower panels of Fig. 5b also differ greatly from observation. In winter, the TIO over the Indian Ocean is stronger than that in West Pacific and there is no significant intensification in summer.

The BCC model simulations of the annual cycle of the tropical TIO have significant improvements compared with the CAM3 simulations. From Fig. 5c, it can be seen that the tropical TIO in the region from the Indian Ocean to central Pacific is the strongest in winter with a maximum value of 20 m^2 s^{-2}. With the seasonal shift, the TIO weakens in the Southern Hemisphere, moves northward, and reaches 10°N in summer. The difference is that the TIO from the BCC model is stronger than observation in summer with a maximum value of 40 m^2 s^{-2}. From the middle and lower panels of Fig. 5c, it can also be seen that the annual cycle is captured. The deficiency of the BCC model is that the maximum center of the TIO is located westward than the observation and its maximum value is much larger than that of observation.

3.4 Propagation of the TIO

Observations indicate that the TIO travels eastward with a speed of about 5 m s^{-1}. To examine the propagation direction and speed of simulated TIO, a reference point at a certain latitude circle (e.g., the equator) is chosen. Here, we choose 0°N, 150°E as the reference point, and then calculate the lead and lag correlation between the values at reference point and the other points in the same latitude. The results are plotted in Fig. 6.

Figure 6a shows the correlation of filtered (the intraseasonal components are kept) 850-hPa zonal wind from the NCEP data. The positive correlation area has a belt shape stretching from the lower left to the upper right part of the panel. This indicates that the wind value at the west side of the reference point and that at the east side of the reference point have a good relationship with the wind value at the reference point, suggesting that the wave propagates eastward. By dividing the longitudes by the time stretched by the correlation belt, we obtain the slope of the correlation belt. From this slope, the wave propagation speed is estimated to be 5–10 m s^{-1}.

Figures 6b and 6c are the same as Fig. 6a, but for CAM3 and BCC models, respectively. It can be seen that the wave propagates westward in the CAM3 simulation and eastward in the BCC simulation. According to the slope of the correlation belt in Fig. 6c, we estimate that the traveling speed of the TIO in the BCC model is the same as that of the observation.

4. Summary and discussion

From the above analysis, it is concluded that the BCC model performs better in simulating the TIO. The improvements are as follows:

1) The BCC model simulated spectral structure is relatively closer to the observation. There is a maximum energy center at wave number of 1 and period of 20–90 days.

2) The BCC model simulated TIO has a geogra-

phical distribution consistent with the observation. The active TIO is located mainly over West Pacific and the Indian Ocean. There is also a relatively active TIO in the northern side of the equator of East

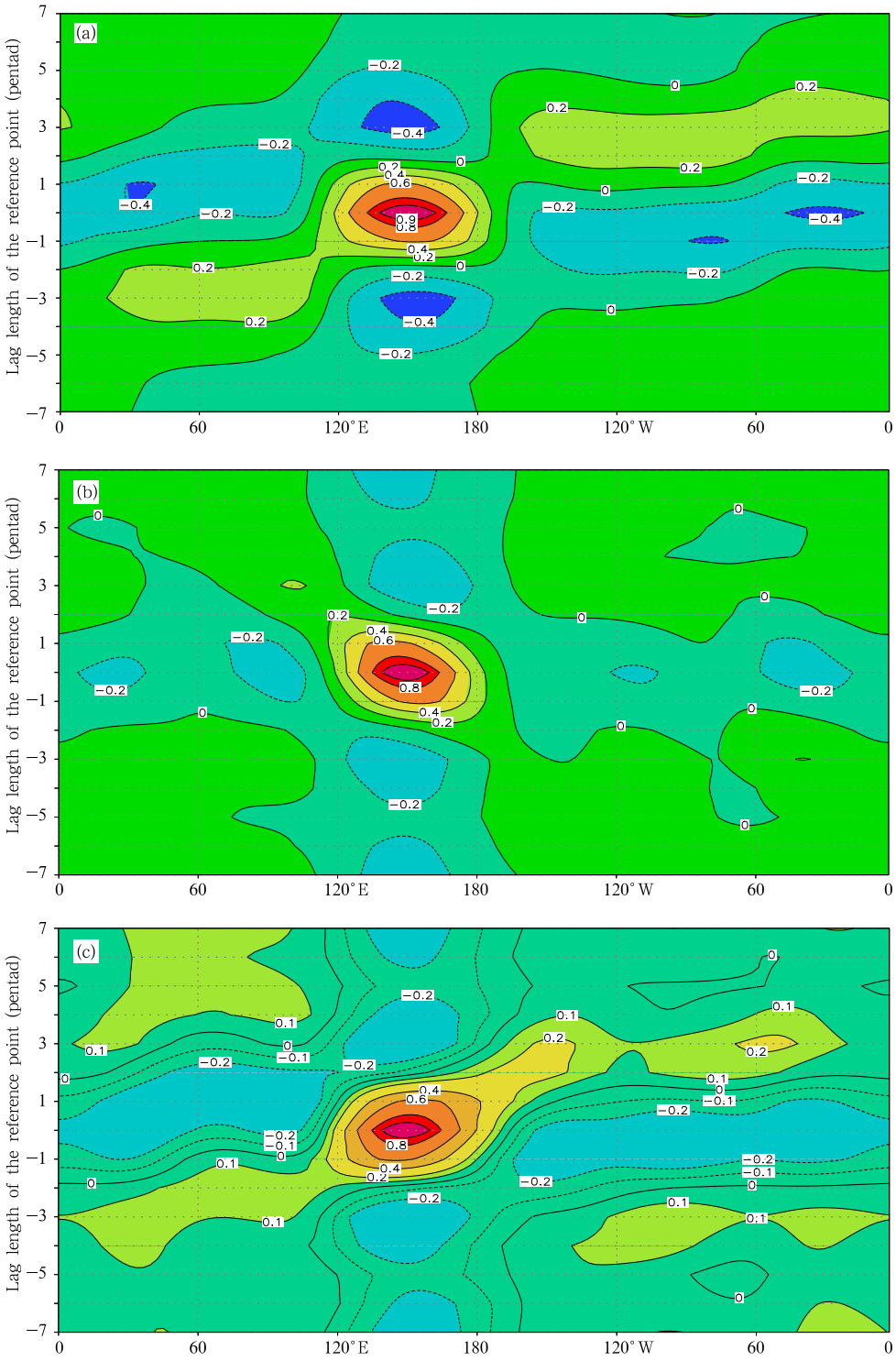


Fig. 6. The lag/lead correlation of intraseasonal component of the 850-hPa u wind at the reference point (0°N, 150°E) with the same u wind at other points along the equator from the (a) NCEP data, (b) CAM3, and (c) BCC model results. The abscissa is longitude along the equator and coordinate is the leading or lag time in pentad. Negative value means the reference point lags the other points, while positive value means reference point leads the other points.

Pacific.

3) The simulated TIO has an obvious annual cycle. Over West Pacific and the Indian Ocean, the TIO is active in the Southern Hemisphere in winter and active in the Northern Hemisphere in summer. Though there is no obvious position change for the TIO in the northern side of the equator of East Pacific during a year, the TIO shows a strength variation as being strong in summer and weak in winter.

4) The simulated TIO moves eastward and its propagation speed is basically consistent with observation.

The improvement of the BCC model in simulating the TIO may attribute to the change in the model convective parameterization. Since the changes from CAM3 to BCC exist in not only convective scheme but also many other processes, in order to test the role of convection, we conduct another experiment in which only the convection scheme is changed (we use the Zhang-Mcfarlane 2005 scheme to replace the 1995 one, which is denoted as the CAM3Z experiment) and then analyze the TIO. It is found that the CAM3Z has also attained considerable improvement in the TIO simulation. The space-time spectrum of 850-hPa u wind and precipitation for CAM3Z (figure omitted) are much like those in Figs. 1 and 2. This means that the convective scheme plays a crucial role in the TIO simulation. Of course, the BCC model simulation is better than CAM3Z, especially in capturing the annual cycle of the TIO. Though the summer TIO in Southeast Asia is still stronger than observation, it is weaker than that in the CAM3Z (figure omitted). This indicates that other improvements (e.g., the improvement in the model dynamical core) also play a certain role in the TIO simulation. Slingo et al. (1996) pointed out that if a model can well simulate the basic climate state including seasonal variation, precipitation distribution, and so on, it may have a good ability in simulating the TIO. The further improvement of the BCC model in simulating the TIO may also attribute to the improvement of overall performance of the model.

Though the BCC model can well simulate the TIO, following problems still exist:

1) The spectral energy of the BCC model results is not concentrated as in the observation. In reality, the TIO energy concentrates in 50 days or so, while in the BCC model, the TIO energy spreads over 20–90 days.

2) The westward moving component of the TIO from the BCC simulation is stronger than that in the observation.

3) The TIO of the BCC model is stronger than that in observation in West Pacific, but weaker over the Indian Ocean.

4) The TIO in summer over Southeast Asia simulated by the BCC model is too strong.

To solve these problems, we need to study the influence of the convective process on the TIO, and to find out the deficiency of the current convective scheme.

REFERENCES

Collins, W. D., P. J. Rasch, B. A. Boville, et al., 2004: Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3.0). NCAR Tech. Notes, NCAR/TN-464+STR, National Center for Atmosphere Research, Boulder, CO, USA.

Inness, P. M., J. M. Slingo, E. Guilyardi, and J. Cole, 2003: Simulation of the Madden-Julian oscillation in a coupled general circulation model. Part II: The role of the basic state. *J. Climate*, **16**, 365–382.

Liu, P., B. Wang, K. R. Sperber, T. Li, G. A. Meehl, 2005: MJO in the NCAR CAM2 with the Tiedtke convective scheme. *J. Climate*, **18**, 3007–3020.

Madden, R. A., and R. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50-day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**(5), 702–708.

Slingo, J. M., K. R. Sperber, J. S. Boyle, et al., 1996: Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: Results from an AMIP diagnostic subproject. *Clim. Dyn.*, **12**(5), 325–357.

Sperber, K. R., J. M. Slingo, P. M. Inness, and K. M. Lau, 1997: On the maintenance and initiation of the intraseasonal oscillation in the NCEP/NCAR reanalysis and the GLA and UKMO AMIP simulations. *Clim. Dyn.*, **13**, 769–795.

Wu Tongwen and Wu Guoxiong, 2004: An empirical formula to compute snow cover fraction in GCMs.

Adv. Atmos. Sci., **21**, 529–535.

——, Yu Rucong, and Zhang Fang, 2008: Modified dynamic framework for the atmospheric spectral model and its application. *J. Atmos. Sci.*, **65**(7), 2235–2253.

——, ——, ——, Zaizhi Wang, Min Dong, Lanning Wang, Xia Jin, Deliang Chen, and Laurent Li, 2010: The Beijing Climate Center atmospheric general circulation model: Description and its performance for the present-day climate. *Climate Dyn.*, **34**, 123–147, DOI 10.1007/s00382-008-0487-2.

Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.

Yan Hong, 1987: The design of a nested fine-mesh model over complex topography. Part II: Parameterization of sub-grid physical processes. *Plateau Meteorology*, **6**(s1), 64–139.

Zhang Chidong, 2005: Madden-Julian oscillation. *Rev. Geophys.*, **43**, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158.

Zhang, C., M. Dong, S. Guldi, et al., 2006: Simulations of the Madden-Julian oscillation in four pairs of coupled and uncoupled global models. *Clim. Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-006-0148-2.

Zhang, G., and M. Mu, 2005: Effects of modification to the Zhang_Mcfarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the National Center for Atmosphere Research Community Climate Model, Version 3. *J. Geophys. Res.*, **110**, D09109, doi:10.1029/2004JD00517.

Climatic Change (2010) 99:81–91
DOI 10.1007/s10584-009-9669-0

Response of the starting dates and the lengths of seasons in Mainland China to global warming

Wenjie Dong · Yundi Jiang · Song Yang

Received: 6 February 2006 / Accepted: 29 May 2009 / Published online: 4 September 2009
© Springer Science + Business Media B.V. 2009

Abstract The climatic seasons in China, defined by station-specific daily temperature measures, have changed substantially during the past decades. In the majority of the country, the length of summer has extended and the length of winter has shortened since the 1950s. These changes in the lengths of seasons are linked to the changes in the starting dates of seasons. Namely, the starting date of summer has advanced and the starting date of winter has shifted back. Averaged across the whole country, the starting date of summer has been brought forward by 5.8 days and the season has extended 9 days. On the other hand, the starting date of winter has been delayed by 5.6 days and the season has shortened by 11 days. The changes for spring and fall are relatively smaller. Particularly, spring has started earlier by 5.7 days but shortened by 0.3 day, and fall has started later by 3.2 days but lengthened by 2.3 days. The changes in seasons exhibit apparent regional differences. They are more significant in the north than in the south where the trend of some local changes in seasons is opposite to that of the rest of the country.

W. Dong
State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Resource Ecology,
College of Global Change and Earth System Science,
Beijing Normal University, Beijing, China
e-mail: dongwj@bnu.edu.cn

Y. Jiang (✉)
National Climate Center, China Meteorological Administration, 46 Zhongguancun Nandajie,
Beijing 100081, China
e-mail: jiangyd@cma.gov.cn

S. Yang
NOAA's Climate Prediction Center, Camp Springs, MD 20746, USA
e-mail: Song.Yang@noaa.gov

1 Introduction

In recent years, global warming has attracted much attention from the governments, general public, and scientific and social communities over the world. There are several reasons for this broad interest in global warming. Firstly, the global temperature, measured by both direct observations and credible proxy data, has risen exponentially in the recent hundreds of years. The fourth assessment report (AR4) of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) indicates that the global-average surface temperature has increased, especially since the 1950s, and the updated 100-year (1906–2005) trend of 0.74 ± 0.18°C is larger than the 100-year warming trend of the time of the third assessment report (1901–2000) of 0.6 ± 0.2°C due to additional warm years (Houghton et al. 2001; IPCC 2007). Secondly, the potential impacts of global warming on human beings, the environment, and economic and social developments have urged the scientific and social communities to improve the understanding of many issues of global warming such as its causes and the degree of significance of its impacts.

The response of the regional climate in China to global warming has also aroused much research interest (e.g., Shen 2001; Chen and Zhang 2001; Josep and Iolanda 2001; Sha et al. 2002; De Viron et al. 2002; Spagnoli et al. 2002; Ye et al. 2003a, b). Previous studies have linked the changes in the regional climate such as the increase in the mean and regional China temperature to global warming (Ye et al. 1991, 2001; Ye and Fu 1995; Ye and Lin 1995; Ye and Lu 2000; Fu et al. 2003). As reported by Wang and Ye (1995) and Ding and Dai (1994), the mean China temperature has risen 0.5–1.0°C during the past decades. At present, this mean temperature is widely used to understand the response of the regional climate to global warming.

Previous studies have applied different variables and approaches to understand different aspects of global warming and its climate impacts. Generally, one variable may provide a more succinct and clearer description of a specific aspect than others, while the other variables may have their own advantages for describing some other aspects of global warming and its impacts. That is, one expression may reflect the same phenomenon associated with global warming better than another does under different circumstances. For example, when describing the dry and wet state of the air, a variety of humidity variables such as relative humidity, absolute humidity, and specific humidity can be applied alternatively based on the purpose of analysis and the availability of data.

In this study, we develop a new expression that is different from the traditional approach to investigate the response of China regional climate to global warming. At least in the field of meteorology, December, January and February are conventionally defined as winter; March, April and May as spring; June, July and August as summer, and September, October and November as fall. Here, we present a definition of seasons based on temperature criterion, which is able to objectively and dynamically depict the changes in the starting dates and the lengths of seasons as a response to global warming. While the conventionally-defined seasons are fixed in time for all locations, the redefined seasons can reflect the nature of season variations in both starting points and durations associated with temperature changes, both seasonally and interannually, from one location to another. If there were no global warming, one might find only small differences between the two definitions. However, because the warming of the climate system is unequivocal, as summarized

in AR4 of IPCC, the conventional definition of seasons may no longer provide a real timing concept of temperature since it lacks the inclusion of climate change information (IPCC 2007). Thus, the new definition (see more details in the next section) is able to describe an overall impact of global warming. Discussions of several examples with a simple and subjective definition of seasons for Beijing (northern China), Lanzhou (northwestern China), and Hailar (northeastern China) have been given in Ye et al. (2003b).

The definition of seasons given in this study yields information about the timing of seasons associated with global warming, which is useful for crop planting, risk management, health care, disease control, disaster protection, and other applications. For example, although the IPCC AR5 indicates that the global mean temperature has increased about 0.74°C from 1906 to 2005, one may not be able to easily assess the impact of this amount of temperature change. On the contrary, one may benefit more if the change in temperature is conversed to the information about the change in season length, which affects planting, clothing, and other daily activities. Also, certain parameters such as the number of frost free days are important for studies of the impact of climate change on agriculture and others; however, the lengths of seasons defined by temperature changes provide useful information for planting, animal migration, and the daily life of human being, since they are closely related to seasons defined by temperature.

In the next section, we describe the data and methodology. We analyze the observations of daily temperature over mainland China for the time period of 1950–2000. In Section 3, we present the main features of the results obtained. In particular, we discuss the statistical features of changes in seasons, the spatial differences in the starting dates of and the lengths of seasons. A summary of the results obtained is provided in Section 4.

2 Data and methodology

In this analysis, we apply the temperature data of 4 times per day compiled by the China Meteorological Administration. The dataset contains the surface temperature of 732 Chinese stations, covering the time period of 1951–2000. We define daily mean temperature as the averaged value of four observations of the day:

$$T_{ijk} = \frac{1}{4}\sum_{m=1}^{4} T_{ijk}^{m}, \tag{1}$$

where T_{ijk} and T_{ijk}^{m} represent, respectively, the daily mean temperature and the mth observation of temperature at the ith station on the kth day in the jth year, $m \in [1,4]$, $i \in [1,732]$, $j \in [1950,2000]$, and $k \in [1,365]$ for non-leap years or $k \in [1,366]$ for leap years. A nine-point smoother is applied to remove the short-term perturbations of temperature. Although most of the 732 stations have continuous observations, exceptions occur to some stations. We exclude the stations whose continuous observations are less than 45 years from our analysis and retain only 612 stations in the computations. Figure 1a illustrates the geographic locations of the 612 stations, in which longitudes range from 75.14° E to 132.58° E and latitudes from 16.5° N to 53.28° N. The elevations of these stations range from 2.2 to 4,701 m above the sea level, with a mean of 864.1 m. To facilitate later discussions, we show

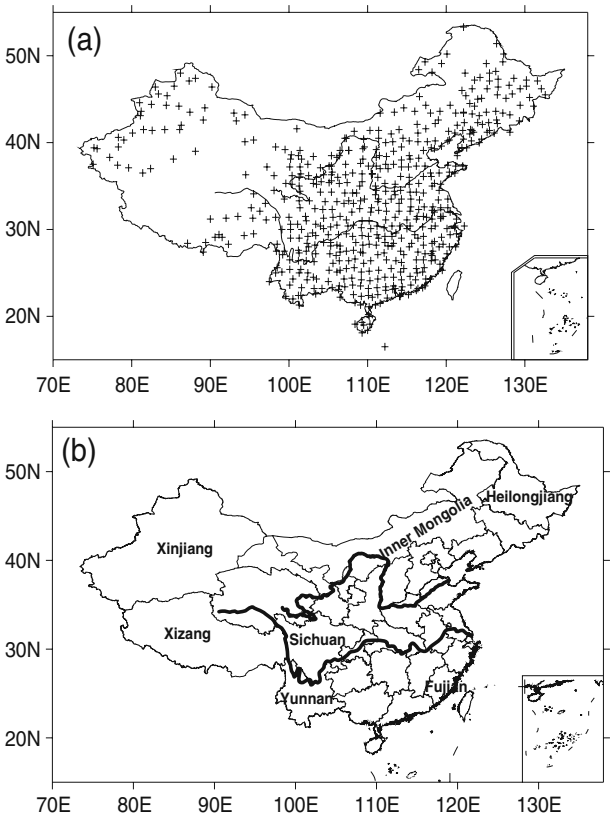


Fig. 1 Maps showing (**a**) the distribution of 612 Chinese stations and (**b**) the locations of several provinces that are discussed in the text. The locations of the Yellow River in the north and the Yangtze River in the south are also shown in the maps

the locations of the Yellow River and the Yangtze River, as well as the locations of several provinces of China that will be referred to, in Fig. 1b.

As mentioned above, the seasons of spring, summer, fall, and winter are conventionally referred to March–May, June–August, September–November, and December–February, and thus seasonal warming or cooling is usually discussed based on these fixed seasons. Here, we define seasons and the changes in seasons by temperature criteria. We use the terms of advancing or retarding and lengthening or shortening of seasons to describe the changes in seasons. Specifically, we define the coldest quarter of a year in the long-term (1951–2000) means as winter and the warmest quarter as summer. The quarter between winter and summer is then referred to as spring and the quarter between summer and winter is referred to as fall.

2.1 Long-term averages of daily mean temperature

For each station, we compute the long-term average of the daily mean temperature as

$$T_{ik} = \frac{1}{J}\sum_{j=1}^{J} T_{ijk},\ i \in [1{,}612],\ k \in [1{,}365],\ j \in [1, J] \text{ and } J \in [45{,}51]. \qquad (2)$$

In the equation, T_{ik} denotes the long-term average temperature at the ith station on the kth day. For convenience of analysis, we let $k = 1, 2, \ldots, 365$. That is, the last day of leap years is not considered.

2.2 Temperature criteria for starts of seasons

We use T^i_{ss}, T^i_{sf}, T^i_{fw}, and T^i_{ws} to denote the temperature criteria of the ith station, for which spring is differentiated from summer, summer from fall, fall from winter, and winter from spring, respectively. The criteria satisfy the following relations:

$$\begin{cases} D^i_{sk} = \begin{cases} 1, & T_{ik} > T^i_{ss}, \\ 0, & T_{ik} \le T^i_{sf}, \end{cases} \\ \sum_{k=1}^{365} D^i_{sk} = 91, \\ D^i_{wk} = \begin{cases} 1, & T_{ik} < T^i_{fw}, \\ 0, & T_{ik} \ge T^i_{ws}, \end{cases} \\ \sum_{k=1}^{365} D^i_{wk} = 91, \\ T^i_{ss} = T^i_{sf}, \\ T^i_{fw} = T^i_{ws}. \end{cases} \tag{3}$$

2.3 Starting dates and lengths of seasons

The starting dates of spring, summer, fall, and winter (D^{spr}_{ij}, D^{sum}_{ij}, D^{fal}_{ij}, and D^{win}_{ij}) of the jth year at the ith station are determined by using the T_{ijk} data series of the jth year and the seasonal temperature criteria (T^i_{ss}, T^i_{sf}, T^i_{fw}, and T^i_{ws}) of the ith station. However, in practice, the average operation should be applied to the multiple solutions resulted from the temperature perturbations of synoptic scales. The lengths (numbers of days) of spring, summer, fall, and winter of the jth year at the ith station (L^{spr}_{ij}, L^{sum}_{ij}, L^{fal}_{ij}, and L^{win}_{ij}) are calculated using the following expressions:

$$\begin{cases} L^{spr}_{ij} = D^{sum}_{ij} - D^{spr}_{ij}, \\ L^{sum}_{ij} = D^{fal}_{ij} - D^{sum}_{ij}, \\ L^{fal}_{ij} = D^{win}_{ij} - D^{fal}_{ij}, \\ L^{win}_{ij} = 365 - \sum_{sea=spr}^{fal} L^{sea}_{ij}. \end{cases} \tag{4}$$

We summarize the methodology of our analysis for each of the 612 stations in the following three steps:

Step 1 We first compute the climatological mean daily temperature for the 50 entire years, obtaining 365 values measuring the climatological mean annual cycle.

Step 2 We compute the transitional temperatures for the four seasons based on the time series obtained from Step 1. For climatological conditions, we define the warmest 91 days as summer season and the coldest 91 days as winter season. Under this definition, the time period between winter and summer is spring, and the time period between summer and winter is fall.

Thus, we are able to determine the values of temperature of the transitional point between any two seasons based on Eq. 3 and the assumption that the temperature of the starting of summer (winter) is equal to the temperature of the ending of summer (winter). It should be pointed out that the values of temperature of the transitional points of seasons vary from station to station.

Step 3 We then apply the climatological values of temperature of transitional points obtained above to determine the lengths of seasons for each of the 50 years. Because temperature changes from one year to another, the lengths of summer and winter of individual years can be different from the climatological value of 91 days and thus the lengths of spring and fall can be different from the climatology as well.

2.4 Linear trends

The least-squares method is employed to determine the linear trends of the above eight (dependent) variables (D_{ij}^{spr}, D_{ij}^{sum}, D_{ij}^{fal}, D_{ij}^{win}, L_{ij}^{spr}, L_{ij}^{sum}, L_{ij}^{fal}, and L_{ij}^{win}) over the last 50 years:

$$\begin{cases} \tilde{Y}_{ij} = aj + b, \\ \lim\limits_{a \to a_0, b \to b_0} \sum\limits_{j=1}^{J_i} \left(\tilde{Y}_{ij} - Y_{ij} \right)^2 \to Min, \end{cases} \tag{5}$$

where $\tilde{Y}_{ij}$ represents the fitting value of Y_{ij}, and J_i the length (number of years) of the data at ith station. a_0 and b_0 are fitting coefficients, and the multiplication of a_0 by 50 yields the linear trend of Y_{ij} in the last 50 years. The size of *Min* reflects the deviation extent of the linear fitting series $\tilde{Y}_{ij}$ from the observed data series Y_{ij}.

3 Result analysis

3.1 Statistical features of changes in seasons

On average, the starts of spring and summer have become earlier by 5.7 and 5.8 days from 1951 to 2000, while the starts of fall and winter have become later by 3.2 and 5.6 days, respectively. The duration of season has extended by 9 days for summer and 2.3 days for fall. However, winter has shortened by 11 days. Although spring has started earlier, the length of the season remains little changed (shortened by 0.3 day only), because summer has advanced as well.

The changes in seasons over China show distinctive regional differences. Although the spring and summer seasons have advanced (in the last 50 years) as a whole and in some locations over Xizang (western China) the seasons have started earlier by more than 40 days for spring and even more for summer, in other places of Xizang and Yunnan (southwestern China) spring and summer have started later by 26 and 32 days, respectively. Similarly, although the starts of fall and winter have been generally delayed, the fall season has advanced by 31 days at Tuerduote of Xinjiang and advancement of winter can also be found over some regions. Large regional differences exist in the changes in the lengths of seasons as well. We will discuss these regional features of changes in seasons in the next subsections.

3.2 Regional features of changes in start of seasons

Figure 2 displays the changes in the starting days of spring, summer, fall, and winter from 1951 to 2000. As seen from Fig. 2a, negative values appear in a large part of China, indicating advancement of the spring season. The most remarkable advancements occur in northeastern China, where the season has advanced by more than 10 days, and the northeast of the Tibetan plateau. The spring season has also advanced by more than 10 days in the upper reaches of the Yangtze River and the Yellow River. On the other hand, the start of spring season has been slightly delayed in south of the Yangtze River.

Figure 2b shows the changes in the starting dates of summer season, which has advanced clearly over more than 70% of China. The most evident advancements are seen over Xinjiang (northwestern China), the Great Bend of the Yellow River, northern-northeastern China, and some coastal regions. However, in some small areas of the Yangtze-Huaihe River valley, central China, and the middle–upper reaches of the Yellow River, the start of summer has been delayed slightly and more analyses are needed to understand the reason for this feature.

Compared to spring and summer, the start of fall has become later over 60% areas of China (Fig. 2c). The trend of the starting date of fall shows a clear spatial pattern. There exists a northwest-southeast oriented zone, from Xinjian in the northwest to Fujian in the southeast, where the season is characterized by a slightly earlier start. On its both sides, the starts of fall have been delayed. The largest delay occurs near the Tibetan plateau and over northern-northeastern China, by more than 10 days in some places.

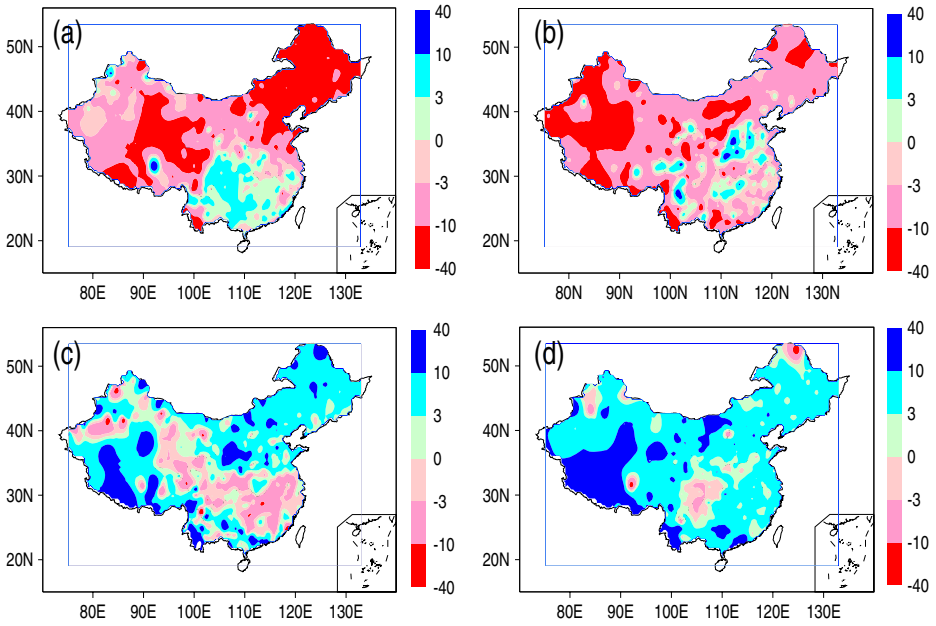


Fig. 2 Changes in the starting dates of climatic seasons from 1951 to 2000 for spring (**a**), summer (**b**), fall (**c**), and winter (**d**). *Negative values* denote advances of seasons, and *positive values* represent delays of seasons. Units: days

Winter is characterized by a most significant delay in the start of season from 1951 to 2000 (Fig. 2d), compared to the other seasons. The regions of most remarkable delay include the Southwest, east of the Tibetan plateau, west of Inner Mongolia, and some coastal areas over southern China. In some places, the start of winter has been delayed by more than 10 days. Only in some small areas including the Sichuan Basin has the winter season advanced slightly.

3.3 Regional features of changes in lengths of seasons

The change in the length of spring season in the last 50 years is given in Fig. 3a. It can be seen that the areas of lengthening and shortening of the season are roughly equal. The most prominent lengthening appears over northeastern China and from the middle and lower reaches of the Yellow River to the Yangtze-Huaihe River valley. In some of these places, the length of spring has increased by more than 10 days. Extension of spring season can also be seen over the Tibetan plateau, especially its eastern portion. However, spring season has shortened in over southern and northwestern China and over the Great Bend of the Yellow River.

A nearly countrywide extension of season from 1951 to 2000 occurs in summer (Fig. 3b). The most remarkable summer lengthening is seen over northern and western China. Over the Tibetan plateau and the Great Bend of the Yellow River, the length of summer has increased by more than 20 days, although mixed signals appear over the southern portion of central-eastern China where slight shortening of summer occurs in some locations.

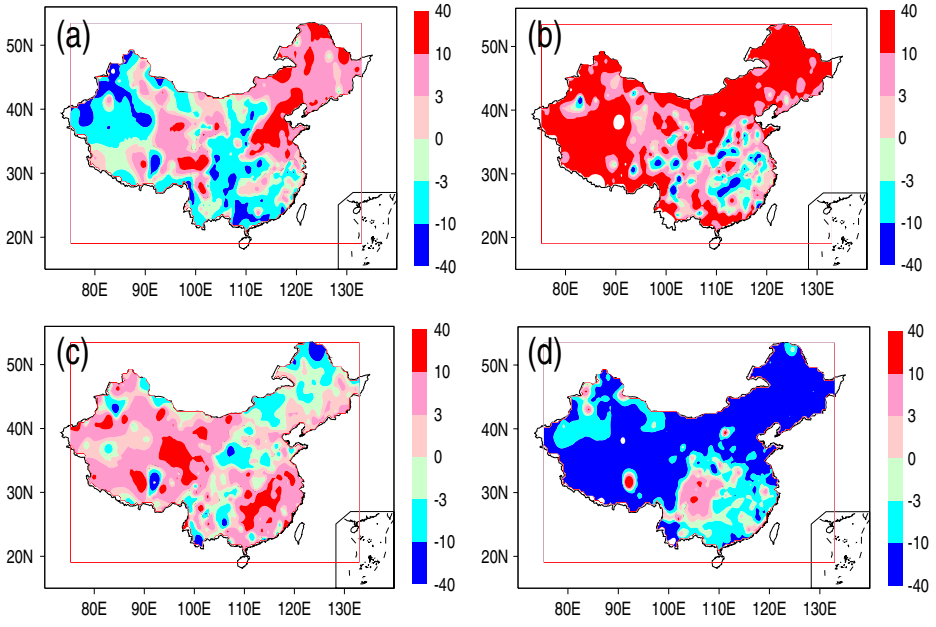


Fig. 3 Changes in the lengths of climatic seasons from 1951 to 2000 for spring (**a**), summer (**b**), fall (**c**), and winter (**d**). *Positive values* denote the lengthening of seasons, and *negative values* represent the shortening of seasons. Units: days

For fall (Fig. 3c), over a large part of China including south of the Yellow River (east of 108° E) and western China, the season has lengthened from 1951 to 2000. Especially over central China and the Tibetan plateau, it has extended by more than 10 days. The pattern of Fig. 3c is also characterized by a northeast-southwest oriented zone from Heilongjiang in the northeast to Yunnan in the southwest, in which the dry and unstable climate has shortened slightly. It is known that the special ecological zone between the western pasturing land and the eastern farming land of China, so-called "agro-pastoral ecotone", experiences a variety of climate features. Climatologically, it is a transition zone from the dry climate in the west to the wet climate in the east. The above-mentioned northeast-southwest oriented zone largely corresponds to this vulnerable zone of the climate ecosystem and, apparently, the change in fall is linked to the vulnerable ecological environment.

The most significant shortening of seasons in China occurs in winter. It can be seen from Fig. 3d that the length of winter season has shortened apparently over most of the country. Over northeastern China, the Tibetan plateau, and northwestern China, the season has shortened by more than 20 days. Only over the Sichuan Basin and its peripheral areas has the winter season lengthened by 3–7 days, which is consistent with the decrease in temperature over southwestern China (Sha et al. 2002; also see discussion later).

We further examine the trends of changes in surface temperature for the various seasons. Figure 4 indicates that, from 1951 to 2000, temperature has risen clearly over

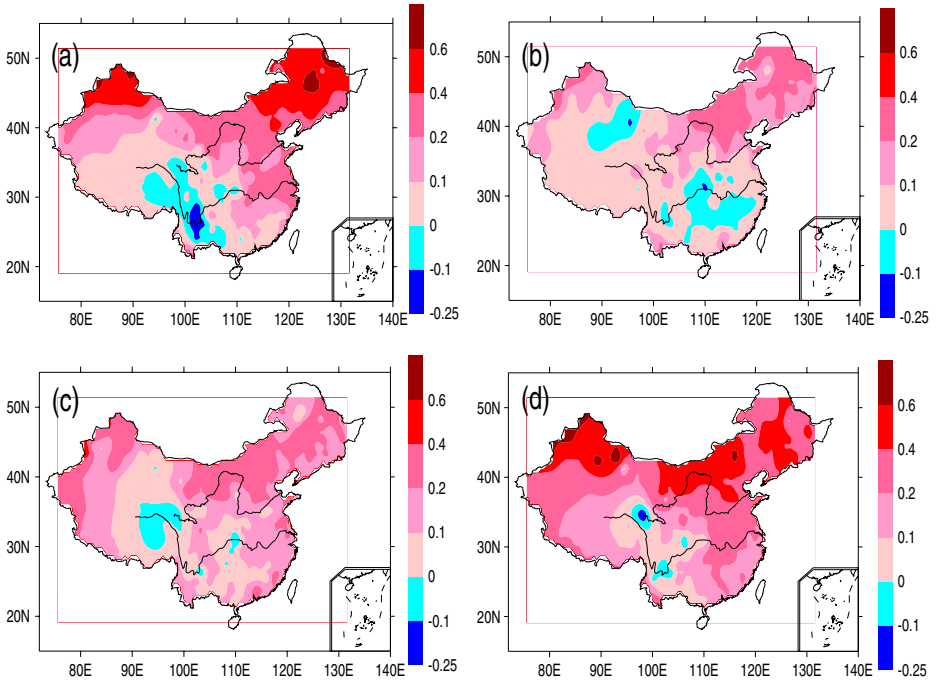


Fig. 4 Trends in seasonal-mean surface temperature from 1951 to 2000 for spring (**a**), summer (**b**), fall (**c**), and winter (**d**). *Positive* (*negative*) values represent *increase* (*decrease*) in temperature. Unit: °C per 10 years

China and the most significant increase in temperature occurs in winter and spring. The increase in temperature takes place nearly countrywide. Over northeastern and western China, the temperature increases all year round. Central-eastern China also experiences a temperature increase in each season except summer (Fig. 4b). Only over the Sichuan Basin (southwestern China) has the temperature decreased in most of the seasons, explaining the unique local features of changes in the starting dates and the lengths of seasons as previously seen from Figs. 2 and 3.

4 Conclusions and discussion

In this study, we have investigated the changes in China regional climate from 1951 to 2000 using the daily temperature data at 612 meteorological stations. We have first defined new temperature criteria to determine climatic seasons, developed a new method to describe the changes in seasons using the temperature criteria, and investigated the response of the climate over China to global warming. The major results of the study are summarized as follows.

1. A definition of seasons that is based on temperature criterion and is able to depict the changes in the starting dates and the lengths of seasons as a response to global warming objectively and dynamically has been presented in this study. The seasons so defined are different from the conventionally-defined seasons, in which the new definition may measure the variations in both starting dates and durations of seasons associated with temperature changes, both seasonally and interannually, from one location to another.
2. In the last 50 years, the changes in the climatic seasons over China have responded apparently to global warming. On average, the summer season has lengthened by 5.8 days and winter has shortened by 5.6 days. The spring and summer seasons have clearly started earlier, but the starts of fall and winter have been delayed.
3. The changes in seasons show distinctive regional differences. In most of northern China, the summer season has advanced and become longer, while the winter season has been delayed and shortened in the last 50 years. Associated with these changes in summer and winter, spring has advanced and fall has delayed.
4. The trends of changes in seasons over the vicinity of the Sichuan Basin are opposite to those over most of the rest of China, due to the cooling trend in the Sichuan Basin. The changes in seasons are generally characterized by opposite trends between southern China and northern China.
5. The changes in seasons lead to changes in the growing and maturation periods of crops, as well as in decision making for risk management, health care, disease control, disaster protection, and other applications, an important issue that deserves further studies. An urgent need of research on season variations on the global scale is to better understand how the global-average seasons respond to the global warming.

Acknowledgements This research was jointly supported by the National Key Program for Developing Basic Science (2006CB400506) and the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 40231006). We thank Prof. DuzhengYe of the Chinese Academy of Sciences, Dr. Linda Mearns of the U.S. National Center for Atmospheric Research, and an anonymous reviewer for their constructive comments, which are helpful for improving the overall quality of the manuscript.

References

Chen XQ, Zhang FC (2001) Spring phonological change in Beijing in the last 50 years and its response to the climate changes. Agric Meteorol 22:1–5

De Viron O, Dehant V, Goosse H, Crucifix M, Galvin AB (2002) Effect of global warming on the length-of-day. Geophy Res Lett 29:1146. doi:10.1029/2001GL013672

Ding YH, Dai XS (1994) Temperature variation in China during the last 100 years. Meteorol Monthly 20:19–26

Fu CB, Dong WJ, Wen G, Ye DZ (2003) Regional response and adaptation to global change. Acta Meteorol Sin 61:245–250

Houghton JT, Jenkins GJ, Ephraums JJ et al (2001) Climate change 2001. The IPCC scientific assessment. Cambridge University Press, Cambridge, pp 194–238

IPCC (2007) Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Available from http://www.ipcc.ch

Josep P, Iolanda F (2001) Responses to a warming world. Science 294:793–795

Sha WY, Shao XM, Huang M (2002) Climatic warming since the 1980s and its influence on natural region borderline in China. Sci China Ser D 32:317–326

Shen DJ (2001) Evidence of climate change in China. AMBIO 30:381–383

Spagnoli B, Planton S, Deque M, Mestre O, Moisselin JM (2002) Detecting climate change at a regional scale: the case of France. Geophys Res Lett 29:1450. doi:10.1029/2001GL014619

Wang SW, Ye JL (1995) An analysis of global warming during the last one hundred years. Scientia Atmos Sinica 19:545–553

Ye DZ, Fu CB (1995) Global change and the future survival environment in China. In: Chinese decadal basic science research—the first projects of the scaling program. Shanghai Sci. & Tech. Press, Shanghai, pp 233–275

Ye DZ, Fu CB, Ji JJ, Dong WJ, Lu JH, Wen G, Yan XD (2001) Orderly human activities and subsistence environment. Adv Earth Sci 16:453–460

Ye DZ, Dong WJ, Jiang YD (2003a) The northward shift of climatic belts in China during the last 50 years. IGB NL 53:7–9

Ye DZ, Jiang YD, Dong WJ (2003b) The northward shift of climatic belts in China during the last 50 years and the corresponding seasonal responses. Adv Atmos Sci 20:959–967

Ye DZ, Lin H (1995) China contribution to global change. Science, Beijing, 226 pp

Ye DZ, Lu JH (2000) On adaptation to the impact of global change and sustainable development. Bull Chinese Aca Sci 3:183–187

Ye DZ, Zeng QC, Guo YF (1991) Present climate studies. China Meteorological Press, Beijing, 351 pp

文章编号:1000-0240(2010)03-0469-06

青藏高原积雪和季节冻融层的突变特征及其对中国降水的影响

高 荣[1], 钟海玲[1], 董文杰[2], 韦志刚[3]

(1. 中国气象局 气候研究开放实验室, 国家气候中心, 北京 100081; 2. 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; 3. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 利用青藏高原气象台站观测的积雪和冻土资料, 建立了高原积雪和季节冻融层 1965—2004 年的变化序列, 通过滑动 T 平均、M-K 检验、动力学分割算法(BG 算法)等方法检验出高原积雪没有发生明显的突变过程, 而高原季节冻融层在 1987 年前后有一次明显的突变, 冻结深度减少比较显著. 当高原积雪偏少时, 华南和西南降水偏多, 而当高原冻结较厚时, 全国的降水几乎都偏少. 通过计算高原积雪和季节冻融层与全国夏季降水的单因子相关和复相关发现, 积雪和季节性冻土对中国夏季降水都有一定的可预测性, 但是如果共同考虑两个因子的影响, 则能够提高夏季降水预测的准确率. 考虑两个因子的共同影响, 有 3 个明显的相关带, 分别是北部沿大兴安岭经太行山北部到陕北最后到河西走廊, 中部在长江中下游地区, 南部则是沿武夷山经南岭到云贵高原中部.

关键词: 青藏高原; 积雪; 季节冻融层; 降水

中图分类号: P461$^+$.6 **文献标识码**: A

0 引言

气候突变是普遍存在于气候系统中的一个重要现象, 其可以定义为气候由一种稳定态(或稳定持续的变化趋势)跳跃式的转变到另一种稳定态(或稳定持续的变化趋势), 最基本的气候突变有 4 种类型, 即: 均值突变、方差突变、跷跷板突变和转折突变[1], 实际的气候突变往往是它们中两种或几种突变的组合.

青藏高原是世界上海拔最高、面积最大的高原, 位于我国气候系统的上游, 对我国气候具有重要的影响, 是气候的启动区[2]、驱动器和放大机. 已有的研究表明, 青藏高原地区的年平均气温在 1980 年代中期发生了突变[3], 而降水则没有较为明显的突变[4]. 青藏高原地区有大面积的积雪和冻土, 是影响高原地气能量-水分交换的重要因素. 过去对积雪、冻土的研究主要着眼于分布特征、年际和年代际变化[5-8]等, 而积雪和冻土的变化又主要受降水和温度的影响[7], 在高原温度发生突变的情况下, 积雪和冻土是否也发生了突变呢?

虽然已有许多有关高原积雪、冻土对中国汛期降水影响的研究, 如陈乾金等[9]用统计分析方法研究了积雪影响夏季风降水的机理; 韦志刚[10]通过资料分析和数值模拟, 综合分析了高原积雪的影响. 王澄海等[11]分析了高原最大冻结深度对夏季降水的影响; Gao Rong 等[12]分析了高原解冻早晚对夏季降水的影响. 但是这些研究都只是着眼于单个因子的影响, 而青藏高原的积雪和季节性冻土都是陆面状况的重要特征, 其变化对高原地表热源均有重要影响, 进而影响全国夏季降水. 本文利用青藏高原积雪和冻土变化的序列, 分析青藏高原地区积雪和冻土的突变特征, 并探讨了同时用青藏高原积雪和冻土来预测降水相对于单因子的优越性.

1 资料和方法

本文利用青藏高原上 72 个气象台站(图 1)的

收稿日期: 2009-11-02; **修订日期**: 2009-12-06

基金项目: 国家自然科学基金项目(40705031); 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2007CB411505); 科技支撑项目(2007BAC29B06)资助

作者简介: 高荣(1977—), 男, 重庆垫江人, 高级工程师, 2006 年在中国科学院大气物理研究所获博士学位, 主要从事青藏高原陆气相互作用和区域气候模拟等方面的研究. E-mail: gaor@cma.gov.cn

逐日积雪深度资料，利用韦志刚等[5]建立青藏高原冬春(上年 10 月至当年 5 月)积雪序列的方法，建立了 1965—2004 年的青藏高原积雪序列(图 2a). 序列表明：青藏高原的积雪在 1970 年代末以前偏少，1970 年代末到 1990 年代末较多，1999 年开始又较少. 同时，利用文献[13]中方法，用青藏高原 20 个气象站的冬季逐日冻结深度资料建立了青藏高原季节冻融层变化序列(图 2b)，高原季节性冻土在 1987 年附近冻结深度有一个明显变薄的变化. 为了研究积雪、冻土与中国夏季降水的关系，还用到了同期全国 550 站夏季(6—8 月)的降水资料. 积雪深度、季节性冻土和全国降水资料均由中国气象局国家气象信息中心提供.

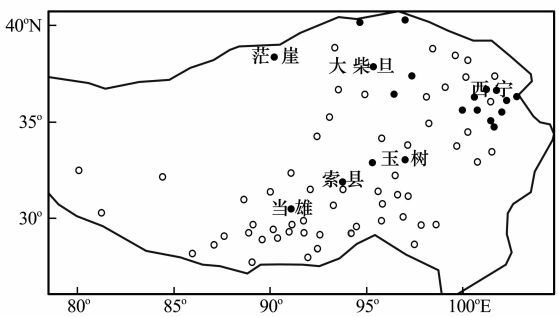


图 1 青藏高原积雪和冻土站点分布

(图中实心点为季节性冻土和积雪同时观测站点；空心点为积雪站点)

Fig. 1 The stations where snow cover and frozen soil are monitored in the Tibetan Plateau

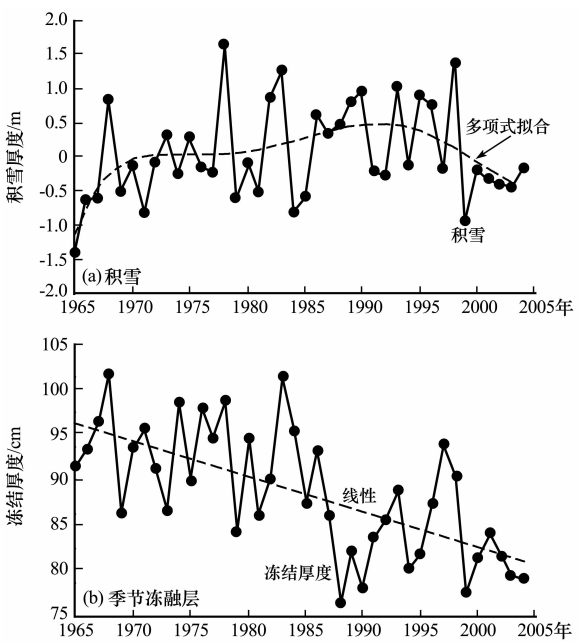


图 2 青藏高原积雪(a)和季节冻融层(b)变化序列

Fig. 2 The variations of snow cover (a) and seasonal freezing-thawing layer (b) in the Tibetan Plateau

本文运用的分析方法有滑动 T 检验、M-K 检验和 BG 分割算法. 滑动 T 检验[14]通过检验两组样本的平均值差异是否显著来检验是否发生突变，但这一方法在选择子序列长度时有人为性，容易造成突变点飘移. M-K 检验是[15]一种非参数检验方法，受数据序列的限制较小，便于对突变点的检测. 征对非平稳时间序列，美国波士顿大学 Bernaola-Galvan 等[16]提出了一种突变检测的分割算法(简称 BG 分割算法)，这一方法是将时间序列的突变检测视为一个分割问题，将原序列分为若干个具有不同均值的子序列，分割点即为突变点.

2 积雪和季节性冻土的突变特征

本节分别用滑动 T 检验、M-K 检验和 BG 分割算法检验青藏高原积雪和季节性冻土的突变点. 图 3 给出了子序列长度为 5 的青藏高原积雪和季节冻融层的等级滑动 T 检验统计量曲线，由图可见，高原积雪的滑动 T 检验统计量曲线在 1998 年有一次显著性水平超过 $\alpha=0.05$ 的突变过程，T 统计量值为正，表示在 1998 年高原积雪有一个明显的减少，在图 2 中也可以发现自 1999 年积雪一直比较少. 高原季节冻融层的滑动 T 检验统计量曲线也有一处超过 $\alpha=0.05$ 显著性水平，突变点出现在 1986 年，这次高原季节性冻土的突变点值为正，表示高原季节性冻土在 1987 年开始明显变薄. 图 4 给出的是青藏高原积雪和季节冻融层 M-K 统计量曲线，由积雪的 UF 曲线可知，高原积雪在 1998 年前一直是增加的，1999 年后则是减少的，特别是在 1987—1998 年积雪增加的趋势超过了 $\alpha=0.05$ 显著性水平，但由于 UF 与 UH 曲线没有明显的交叉，因此，高原积雪没有明显的突变发生. 高原季节冻融层的 UF 曲线自 1968 年后一直降低，特别是在 1990 年后超过 $\alpha=0.05$ 显著性水平，表明高原季节性冻土一直是在退化；根据 UF 与 UB 曲线交叉的位置，高原季节性冻土的突变发生在在 1987 年，即季节性冻土的显著变薄是在 1987 年开始的. BG 分割算法由于自身构造的特点，能够检测到不同尺度和幅度的突变，而且受噪声的影响较小，取窗口宽度为 20 进行分割就得到表 1 所示的青藏高原积雪和冻土的突变点. 高原积雪分别在 1972 年和 1999 年检测到 2 个突变点，即近 40 a 的高原积雪的变化可以分为 3 个变化相对平稳的均值段，中间 1 个均值段占了整个时间段的主要部分，但是检测到的 2 个突变点都只能通过 87%的信度检验，说明这2次突变都是不显著的. 用BG分割算法检测

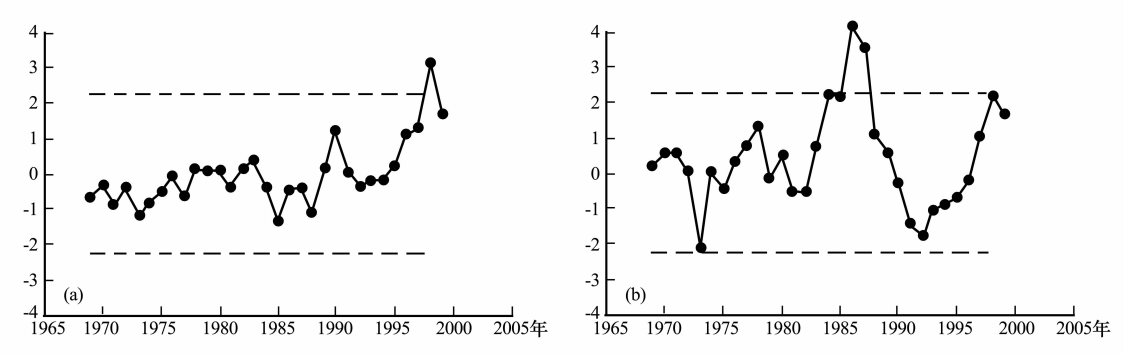


图 3　青藏高原积雪(a)和季节冻融层(b)等级滑动 T 检验统计量曲线

(虚线为 $\alpha=0.05$ 显著性水平临界值)

Fig. 3　The moving T-test curves of snow cover (a) and seasonal freezing-thawing layer (b) in the Tibetan Plateau

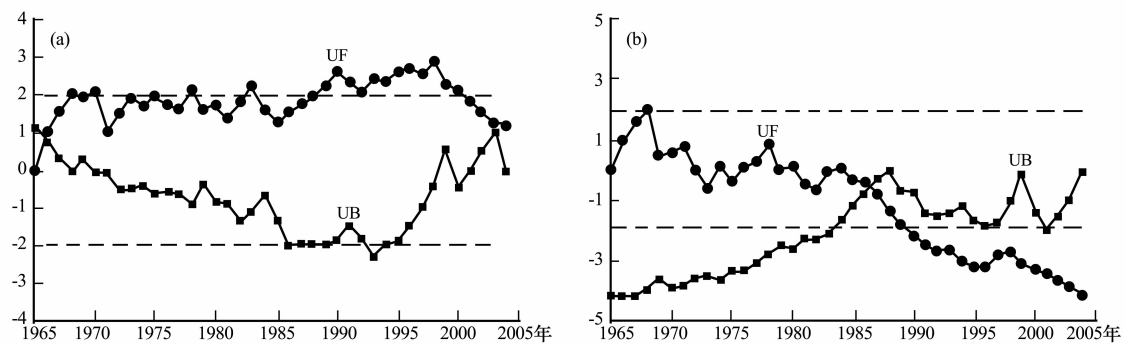


图 4　青藏高原积雪(a)和季节冻融层(b)M-K 统计量曲线

(虚线为 $\alpha=0.05$ 显著性水平临界值)

Fig. 4　The M-K test curves of snow cover (a) and seasonal freezing-thawing layer (b) in the Tibetan Plateau

到高原季节性冻土只有一个突变点，突变点在 1987 年，能够通过 $\alpha=0.01$ 显著性检验. 在 1987 年前后高原季节性冻土变化相对平稳，但 1987 年后比 1987 年前季节性冻土退化十分明显.

总的来所，青藏高原积雪可能在 1999 年发生了突变，但是检测到的突变点不十分显著，而高原季节性冻土则在 1987 年发生了一次显著的突变，这与马晓波等[3-4]研究的高原温度和降水的变化能够很好的对应. 根据文献[7]的研究，积雪主要是受降水变化的影响，高原降水没有明显的突变，所以高原积雪也没有发生突变；而冻土的变化主要受温度变化影响，高原年平均气温在 1987 年附近显著升高，所以高原季节冻融层在 1987 年后平均冻结深度也明显变薄.

表 1　青藏高原积雪和季节冻融层 BG 分割算法突变点

Table 1　The abrupt change point of B-G segmentation algorithm of snow cover and seasonal freezing-thawing layer in the Tibetan Plateau

	积雪	冻土
突变点(年份)	1972、1999	1987*

注：* 表示通过了 $\alpha=0.01$ 显著性检验.

3　高原积雪和季节冻融层变化与夏季降水的关系

高原积雪虽然没有发生突变，但是其年代际变化依然可以发现存在明显的 3 个阶段，1965—1971 年(SN1)和 1999—2004 年(SN3)高原积雪整体偏少，而 1972—1998 年(SN2)高原积雪偏多，而季节冻融层由于发生了突变则可以分为 1965—1986 年(FR1)和 1987—2004 年(FR2)2 段. 分别计算积雪少(SN1，SN3)与积雪多(SN2)，冻结厚(FR1)与冻结薄(FR2)时间段中国夏季降水的差值，就得到如图 5 所示的高原积雪和季节性冻土突变引起降水变化差值百分率图. 由图可见，高原积雪偏少时，我国华南和西南地区汛期降水偏多，而当高原积雪偏多时，长江以北的大部地区降水偏多(图 5a，b)；当高原地区冻结偏厚时，除西北中部和华北地区外，全国其余大部地区降水都是偏少的(图 5c). 高原积雪和季节性冻土突变引起的夏季降水的这种变化，主要是由于积雪变化引起地表反照率变化，冻结深度变化引起土壤热容量和热导率变化，进而影响高原热源的变化，并改变东亚大气环流来实现

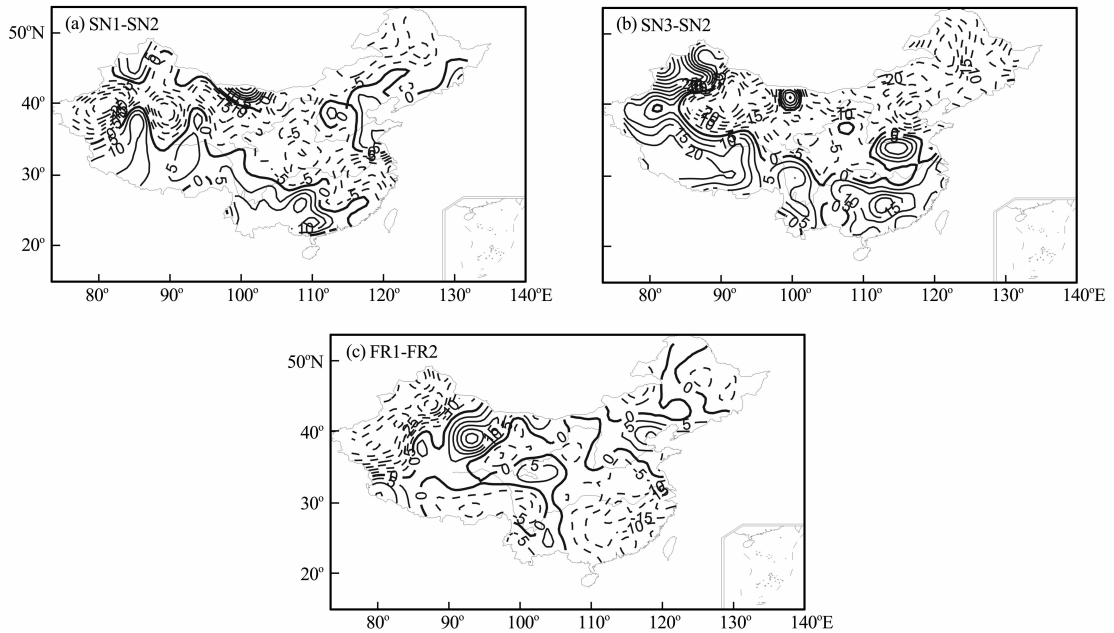


图 5 青藏高原积雪和季节冻融层突变引起夏季降水的差值百分率(单位：%)

Fig. 5 The differential percent of summer precipitation due to the abrupt change in snow cover and seasonal freezing-thawing layer in the Tibetan Plateau

的，这在过去的研究中已经得到证实.

4 高原积雪和季节冻融层对中国夏季降水影响的分布特征

由于高原季节冻融层在 1987 年左右发生了明显的均值突变，而积雪的突变不是很明显，而且高原积雪差异的影响型非常明显，高原冻结年代际变化的影响型较乱，因此在这里利用青藏高原季节冻融层滤掉年代际变化的序列(即季节冻融层序列在 1987 年前或者 1987 年后分别减去均值得到的序列)与积雪变化序列，计算与 1965—2004 年全国 550 站夏季降水的相关系数. 结果发现：高原积雪与夏季降水的主要负相关在华南和西南地区南部，全国其余地区基本都是正相关，通过 $\alpha=0.05$ 置信水平检验的显著正相关区位于长江中游、甘肃河西走廊和内蒙古东北部(图 6a). 高原季节冻融层滤掉年代际变化的序列与夏季降水的相关型与积雪的相关型相反，在华南和西南地区南部是正相关，而在全国其余地区则基本是负相关；通过 $\alpha=0.05$ 置信水平检验的显著正相关区位于南岭地区，而显著的负相关区则位于陕北北部和华北地区西北部(图 6b). 由高原积雪和季节冻融层与夏季降水的相关性来看，二者在本质上基本一致，都反映了积雪增加、冻土变薄对高原热源的影响，从而引起长江中游降水增加.

高原积雪和季节冻融层对中国夏季降水都有一定的可预测性，但综合考虑积雪和季节冻融层的变化，是否能够更好的预测中国夏季降水. 因此，这里计算了高原积雪和季节冻融层与中国夏季降水的复相关系数，发现通过了 $\alpha=0.05$ 置信水平检验的显著相关区要比单个相关的显著区域要大一些，而且呈现由北向南 3 条带状分布型. 北部的显著相关带沿大兴安岭经太行山北部到陕北最后到河西走廊，中部的显著相关带在长江中下游地区，南部则是沿武夷山经南岭到云贵高原中部(图 6c). 高原积雪和季节冻融层与夏季降水的这种相关型的分布可能与高原热源变化影响中国夏季风并进而影响夏季降水的北跳有关.

5 结论与讨论

青藏高原地区由于独特的地理特征，具有大面积的积雪和冻土，积雪受降水的影响比较大，而冻土的变化则与温度变化密切相关. 因此，高原积雪没有明显的突变过程，但是高原季节冻融层在 1987 年左右发生了明显的突变，土壤冻结厚度明显变薄. 当高原积雪偏少时，华南和西南降水偏多，而当高原冻结较厚时，全国的降水几乎都偏少.

高原地区独特的动力和热力作用，是形成东亚季风气候的关键因子之一. 积雪通过改变地表反照率、积雪融水改变土壤湿度等对地表热源产生影响，

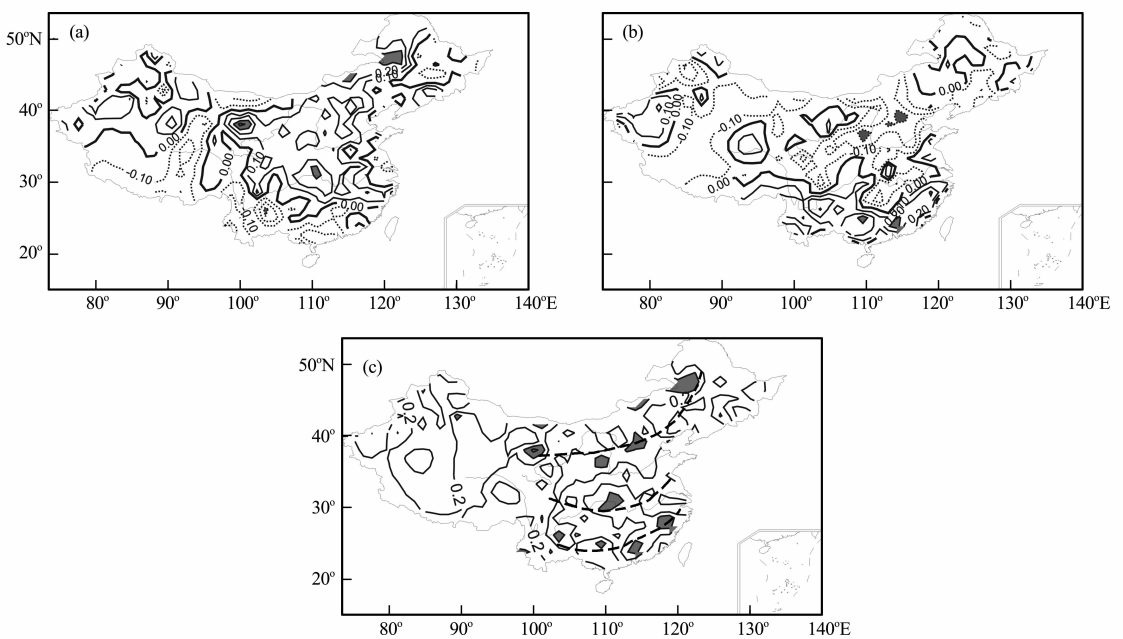


图 6　青藏高原积雪(a)和季节冻融层(b)拟合中国夏季降水的偏相关和复相关系数(c)分布

Fig. 6　The partial and complex correlation coefficients (c) fitting by snow cover (a) and seasonal freezing-thawing layer (b) in the Tibetan Plateau

而冻土变化则通过改变土壤热性质(热容量和热导率)、减小水分渗透等来影响地表热源. 高原积雪或者季节冻融层任一因子发生变化，都可能会导致高原热源的变化，进而对中国夏季降水的分布产生影响. 但是积雪与季节冻融层之间的相互关系十分复杂，当积雪较少的时候，由于积雪增加了对大气辐射的反射，引起温度降低，可能有利于冻冻结的形成；但是当积雪较深时，由于积雪的保温作用，又可能会抑制冻结的发展. 因此，综合的考虑积雪和冻土的综合影响，可能更有利于认清高原热源对夏季降水的影响，从而提高夏季降水的预报预测水平. 综合考虑积雪和季节冻融层对中国夏季降水的综合影响，有 3 个明显的相关带，分别是北部沿大兴安岭经太行山北部到陕北最后到河西走廊，中部在长江中下游地区，南部则是沿武夷山经南岭到云贵高原中部.

参考文献(References)：

[1] Fu Congbin, Wang Qiang. The definition and detection of the abrupt climatic change[J]. Sciencia Atmospherica Sinica, 1992, **16**(4): 482－493.[符淙斌，王强. 气候突变的定义和检测方法[J]. 大气科学，1992，**16** (4)：482－493.]

[2] Feng Song, Tang Maochang, Wang Dongmei. New evidence for the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau as a pilot region of climatic fluctuation in China [J]. Chinese Science Bulletin, 1998, **43**(6): 633－636.[冯松，汤懋苍，王冬梅. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据[J]. 科学通报，1998，**43**(6)：633－636.]

[3] Ma Xiaobo, Li Dongliang. Analyses on air temperature and its abrupt change over Qinghai-Xizang Plateau in modern age [J]. Plateau Meteorology, 2003, **22**(5): 507－512.[马晓波，李栋梁. 青藏高原近代气温变化趋势及突变分析[J]. 高原气象，2003，**22**(5)：507－512.]

[4] Ma Xiaobo, Hu Zeyong. Precipitation variation characteristics and abrupt change over Qinhai-Xizang Plateau in recent 40 years [J]. Journal of Desert Research, 2005, **25**(1): 137－139.[马晓波，胡泽勇. 青藏高原 40 年来降水变化趋势及突变的分析[J]. 中国沙漠，2005，**25**(1)：137－139.]

[5] Wei Zhigang, Huang Ronghui, Chen Wen, *et al*. Spatial distributions and interdecadal variations of the snow at the Tibetan Plateau Weather Stations[J]. Scientia Atmospherica Sinica, 2002, **26**(4): 496－508.[韦志刚，黄荣辉，陈文，等. 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征[J]. 大气科学，2002，**26**(4)：496－508.]

[6] Wang Chenghai, Dong Wenjie, Wei Zhigang. The feature of seasonal frozen soil in Qinghai-Tibet Plateau[J]. Acta Geographica Sinica, 2001, **56**(5): 523－531.[王澄海，董文杰，韦志刚. 青藏高原季节性冻土年际变化的异常特征[J]. 地理学报，2001，**56**(5)：523－531.]

[7] Gao Rong, Wei Zhigang, Dong Wenjie, *et al*. Variation of the snow and frozen soil and their response to climatic change on the Qinghai-Tibetan Plateau on twenty century evening [J]. Plateau Meteorology, 2003, **22**(2): 191－196.[高荣，韦志刚，董文杰，等. 20 世纪后期青藏高原积雪和冻土的变化特征及其对气候变化的响应[J]. 高原气象，2003，**22**(2)：191－196.]

[8] Gao Rong, Wei Zhigang, Dong Wenjie. Analysis of the cause of the differentia in interannual variation between snow cover and seasonal frozen soil in the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2004, **26**(2): 153－159.[高

荣，韦志刚，董文杰. 青藏高原冬春积雪和季节冻土年际变化差异的成因分析[J]. 冰川冻土，2004，**26**(2)：153－159.]

[9] Chen Qianjin，Gao Bo，Zhang Qiang. Studies on relation of snow cover over the Tibetan Plateau in winter to the winter-summer monsoon change[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences，2000，**24**(2)：477－491.[陈乾金，高波，张强. 青藏高原冬季雪盖异常与冬夏季风变异及其相互联系的物理诊断研究[J]. 大气科学，2000，**24**(2)：477－491.]

[10] Wei Zhigang. The Large Scale Variation and Impact of Land Surface in Western China on Summer Precipitation [D]. PH. D. Dissertation，Graduate School of the Chinese Academy of Sciences，2003：61－118.[韦志刚. 我国西部大尺度陆面状况的变化及其对我国夏季降水的影响[D]. 北京：中国科学院研究生院博士论文，2003：61－118.]

[11] Wang Chenhai，Dong Wenjie，Wei Zhigang. Study on relationship between the frozen-thaw process in Qinghhai-Xizang Plateau and circulation in East-Asia[J]. Chinese Journal of Geophysics，2003，**46**(3)：309－315.[王澄海，董文杰，韦志刚. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气环流关系的研究[J]. 地球物理学报，2003，**46**(3)：309－315.]

[12] Gao Rong，Wei Zhigang，Dong Wenjie，*et al*. Impact of the anomalous thawing in the Tibetan Plateau on summer precipitation in China and its mechanism[J]. Advances in Atmospheric Sciences，2005，**22**(2)：238－245.

[13] Gao Rong，Wei Zhigang，Dong Wenjie. The character of temporal and spatial distribution of seasonal frozen soil in Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology，2008，**30**(5)：740－744.[高荣，董文杰，韦志刚. 青藏高原季节性冻土的时空分布特征[J]. 冰川冻土，2008，**30**(5)：740－744.]

[14] Afili A A，Azen A P. Statistical Analysis：A Computer Oriented Approach [M]. New York：Academic Press，Harcourt Brace Jovanonich Publishers，1972：1－366.

[15] Goossens C H，Berger A. Annual and seasonal climatic variations over the Northern Hemisphere and Europe during the last century [J]. Ann. Geophys，1986，**4**：385－400.

[16] Bernaola G P，Ivanov Ch P，Nunes Amaeal L A，*et al*. Scale invariance in the nonstationarity of human heart rate[J]. Physical Review Letters，2001，**87**(16)：168105-1-4.

The Abrupt Changing Characteristics of Snow Cover and Seasonal Freezing-Thawing Layer in the Tibetan Plateau and Their Impact on Summer Precipitation in China

GAO Rong[1]，ZHONG Hai-ling[1]，DONG Wen-jie[2]，WEI Zhi-gang[3]

(1.*Laboratory of Climate Studies，National Climate Center，China Meteorological Administration，Beijing* 100081，*China*；2.*State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Ecology Resource，Beijing Normal University，Beijing* 100875，*China*；3.*Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute，Chinese Academy of Sciences，Lanzhou Gansu* 730000，*China*)

Abstract：In this paper，the change series of snow cover and seasonal freezing-thawing layer from 1965 to 2004 in the Tibetan Plateau have been established by using the observation data of meteorological stations. The overlapping *T* average，M-K test and B-G algorithm have been used to test the abrupt change of snow cover and seasonal freezing-thawing layer in the Tibetan Plateau. The results show that no obvious abrupt change in snow cover can be seen，but an obvious abrupt change in seasonal freezing-thawing layer occurred in 1987，with a decreasing depth of about 15 cm. When the snow cover in the Tibetan Plateau is little，precipitation in South China and Southwest China is much. When the frozen soil is deep，precipitation in most China is little. Both the snow cover and the seasonal freezing-thawing layer in the Tibetan Plateau can be used to predict the summer precipitation in China. When the impact of snow cover and seasonal freezing-thawing layer is considered synchronously，the predictability of summer precipitation can advance very much. Considering the synchronous effects of the two factors，there are three significant correlation zones from north to south. The north zone extends from the Daxing'an Mountains to the Hexi corridor through the northern Taihang Mountains and the northern Shaanxi province，the central zone is in the middle and lower reaches of Yangtze River，and the south zone is from Wuyi Mountain to Yunnan-Guizhou Plateau through Nanling Mountains.

Key words：Tibetan Plateau；snow cover；seasonal freezing-thawing layer；precipitation

中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 7 期: 911 ~ 922
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

中国区域气候变化的一个高分辨率数值模拟

高学杰[①], 石英[①*], F. Giorgi[②]

① 中国气象局国家气候中心, 北京 100081;
② The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy
* 联系人, E-mail: shiying@cma.gov.cn

收稿日期: 2010-01-18; 接受日期: 2010-05-05
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2009CB421407)和公益性行业科研专项(编号: 气象-GYHY200806010, 林业-200804001)资助

摘要 使用 RegCM3 区域气候模式, 单向嵌套 NCAR/NASA 全球环流模式 FvGCM/CCM3 的输出结果, 对中国及东亚地区进行了当代 1961~1990 年和在 IPCC A2 温室气体排放情景下 21 世纪末期 2071~2100 年各 30 年时间长度, 水平分辨率为 20 km 的气候变化模拟试验. 首先分析了全球和区域模式对中国及东亚地区当代气候的模拟情况, 结果表明, 两模式对中国及东亚地区 500 hPa 高度场、地面气温和降水模拟均较好. 相对于全球模式, 区域模式提供了气温和降水更详细的空间分布信息, 对夏季的季风降水型模拟也有了很大改进. 对未来气候的模拟表明, 冬、夏季和年平均气温都将明显升高, 但全球模式模拟出冬季北方更大的增温, 而区域模式模拟的夏季增温相对在华北、内蒙古至西北及青藏高原地区更大. 两个模式对冬季降水变化的模拟相对比较一致, 但在夏季表现出很多差异, 全球模式的模拟以总体增加为主, 区域模式则除东北、黄淮和西北地区外, 以普遍减少为主. 对上述差别的形成原因进行了简要分析, 此外还给出了区域模式所模拟的气温和降水年际变率的变化.

关键词
气候变化
区域气候模式
中国区域

大气中温室气体含量的变化通过影响气候系统的辐射平衡, 引起气候变化. IPCC 第 4 次评估报告(AR4)[1]指出, 观测到的最近 100 年全球平均的线性增暖趋势为 0.74(0.56~0.92)℃, 而近 50 年的线性趋势几乎是近 100 年的两倍, 其原因很可能(>90%可能)是由于人类活动, 特别是化石燃料的使用, 所排放的大量 CO_2 等温室气体的增温效应造成的. 到 21 世纪末, 全球平均气温将升高 1.1~6.4℃.

全球海气耦合模式(AOGCM)是未来气候变化预估的首要工具, 但由于计算条件的限制, 其分辨率一般较低, 如用于 IPCC AR4 的 AOGCM 的分辨率, 一般在 125~400 km 间, 难以细致地描述海岸线、中小尺度地形和地表特征以及其他局地强迫因子, 降低其在区域尺度气候及其变化模拟方面的可信度[2,3]. 中国位于东亚季风区, 地形复杂多变, 全球模式对当地气候的模拟经常存在很多问题, 特别是在降水方面[4~8], 一些数值试验的结果表明, 中国地区大尺度季风降水的分布和东亚梅雨降水的模拟, 需要模式具有较高的分辨率[9,10]. 同时区域和地区级的影响评估研究, 也对气候模式的分辨率提出了越来越高的要求. 在这些方面, 高分辨率的区域气候模式较全球模式表现出特别的长处[3].

近年来计算机技术的飞速发展, 为模式分辨率的提高奠定了基础, 如目前区域气候模式, 由使用标

引用格式: Gao X J, Shi Y, GIORGI Filippo. A high resolution simulation of climate change over China. Sci China Earth Sci, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-4035-7

准的 50 km 发展到了使用 20 km 或更高分辨率. 进行多年代际时间尺度的气候模拟和气候变化预估[11~15].

本文使用一个区域气候模式(RegCM3, 简称区域模式), 单向嵌套一个全球环流模式(FvGCM, 简称全球模式), 进行了中国及东亚地区 20 km 高水平分辨率两个 30 年的气候变化模拟试验, 并对结果进行了初步分析.

1 模式简介和试验设计

1.1 全球模式

使用区域模式进行气候变化试验, 需要全球模式的结果提供初始场和侧边界条件. 如果区域模式使用的分辨率较高的话, 全球模式的分辨率也相应需要得较高(两者的差别应在 3~5 倍间, 不宜超过 10 倍). 我们使用的全球模式资料, 为意大利国际理论物理中心(ICTP)使用 NCAR/NASA 的全球环流模式 FvGCM/CCM3 所进行的气候变化试验结果[16]. 总体来说 FvGCM 是采用了有限体积元动力框架的 CCM3 模式, 其分辨率取为 1°×1.25°(纬度×经度), 垂直方向分为 18 层.

模拟试验分为两个时间段: 一是使用实际温室气体浓度从 1961 年 1 月 1 日~1990 年 12 月 31 日的积分(即参照试验, 以下用 RF 表示); 另一段为 21 世纪末从 2071 年 1 月 1 日~2100 年 12 月 31 日, 在 IPCC SRES A2 温室气体排放情景的试验(以下用 A2 表示). SRES A2 是一个排放量较高的情景, 至 2100 年 CO_2 的含量达到 850 μL/L[17]. 试验中所使用的海温和海冰分布, RF 阶段为逐月实际观测资料. A2 阶段为观测资料叠加英国 Hadley 中心 HadCM3 模式 A2 和 RF 试验海温之差的结果. 试验中模式积分的时间步长为 30 min. 关于此模拟更多的介绍可以参考文献[16].

1.2 区域模式

研究使用的区域模式, 为 ICTP 在 RegCM2[18,19] 基础上发展的 RegCM3[20]. RegCM 系列模式对东亚和中国地区气候有较好的模拟能力, 特别是在季风降水上, 模式在这一地区的气候变化、土地利用、当代气候模拟以及古气候研究等方面有很多应用[4,21~26].

试验中模式水平分辨率取为 20 km, 中心点在 35°N, 107°E, 格点数为 360×275(东西-南北), 范围为整个中国及东亚地区. 模式垂直方向分 18 层, 顶层高度为 100 hPa. 辐射采用 NCAR CCM3 方案、海表通量参数化方案使用 Zeng 方案、行星边界层方案使用 Holtslag 方案、积云对流参数化方案选择基于 Arakawa-Schubert 闭合假设的 Grell 方案、陆面过程采用 BATS 方案. 初始场和侧边界值均由上述全球模式 FvGCM 结果得到, 变量包括地面气温、地面气压、高空各层的风(经向分量和纬向分量)、温度和比湿等. 侧边界场采用指数松弛边界方案, 每 6 h 输入一次, 缓冲区为 12 个格点. 海温和海冰的选取与 FvGCM 相同. 模式所需的植被覆盖资料在区域内使用实测资料[27], 区域外使用 USGS 基于卫星观测反演的 GLCC 资料. 试验中模式积分的时间步长取为 45 s.

和全球模式对应, RegCM3 试验也分为两个时间段, 即 1961~1990 年的 RF 试验和 2071~2100 年的 A2 试验.

图 1 给出模式模拟范围和其中的地形分布. 由图 1 可以看到, 由于较高分辨率, 区域模式能够比较细致和精确地描述海岸线及地形分布, 如区域东部山东地区的胶东半岛丘陵和西北部的祁连山、柴达木盆地等, 都得到了较准确的刻画.

用于检验全球和区域模式 RF 模拟的观测资料, 高度场采用了欧洲数值预报中心(ECMWF)的 ERA40 再分析资料, 地面气温和降水分别采用了同期 0.5°×0.5°分辨率的 CN05[28]和 Xie 等[29]的资料. 注意到此类高分辨率的 FvGCM-RegCM 模拟在其他区域已有应用, 如北美[13]、澳大利亚[30]和南亚[31]等.

2 模式对中国及东亚地区当代气候的模拟和检验

本节将通过 RF 试验结果与观测资料的对比, 检验全球和区域模式对中国及东亚区域当代气候的模拟能力, 检验的模拟量主要集中于 500 hPa 高度场、地面平均气温和降水.

2.1 500 hPa 高度场

图 2 给出冬和夏季 500 hPa 高度场全球模式模拟与 ERA40 再分析资料的对比.

从图 2(a)可以看到, 模拟的冬季等高线(实线)密集, 中、高纬呈一槽一脊型, 90°E 附近青藏高原北侧形成平均脊, 140°E 附近由鄂霍次克海向较低纬度的日本及中国东海倾斜形成东亚大槽. 在低纬等高线

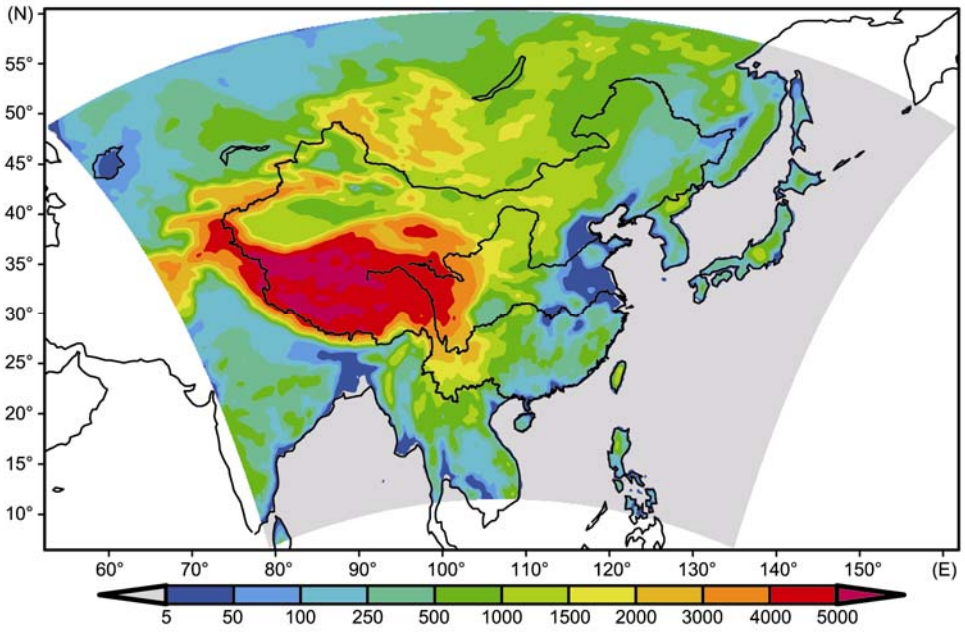


图 1　区域模式的模拟范围(阴影和彩色部分)和地形分布(单位: m)

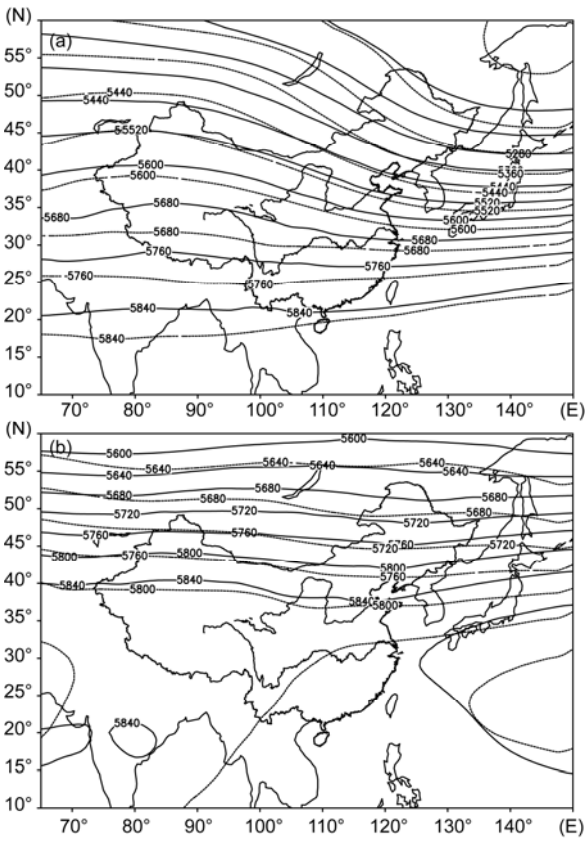


图 2　500 hPa 平均高度

(a) 冬季全球模式的模拟(实线)和再分析(虚线); (b) 夏季全球模式的模拟(实线)和再分析(虚线). 单位: gpm

则较平直, 均与再分析场接近(虚线). 夏季模拟结果(图 2(b)实线)中等高线较稀疏, 东亚大槽消失, 中高纬以平直西风为主, 低纬东部西太平洋副热带高压西伸北上, 这也和再分析场一致(图 2(b)虚线).

模拟的不足主要是冬季观测中位于海上的副高模拟中没有出现; 夏季副高的模拟在位置和强度上与观测也略有差异. 此外, 相应纬度上等高线的数值也有所不同, 一般说来, 区域北部模拟比观测的数值要小, 区域南部模拟则比观测要大. 全球模式对形势场模拟存在的这种误差, 相应会影响其对各地面变量的模拟.

和一般的单向嵌套全球模式的情况类似, 区域模式对 500 hPa 高度场的模拟与全球模式相近, 限于篇幅不再给出.

2.2　地面气温

为简要起见, 本文只给出两个模式对中国区域年平均地面气温的模拟及其与观测的对比, 参见图 3.

从图 3 可以看到, 全球和区域模式对中国地区多年平均地面气温的空间分布模拟均较好. 与观测相似, 模拟的气温在中国东部地形较平坦区受纬度影响明显, 北冷南暖, 在西部受地形影响显著, 在高度垂直变化较大的地区, 气温也表现出明显差异.

与观测(图 3(a))相比, 全球模式模拟(图 3(b))的

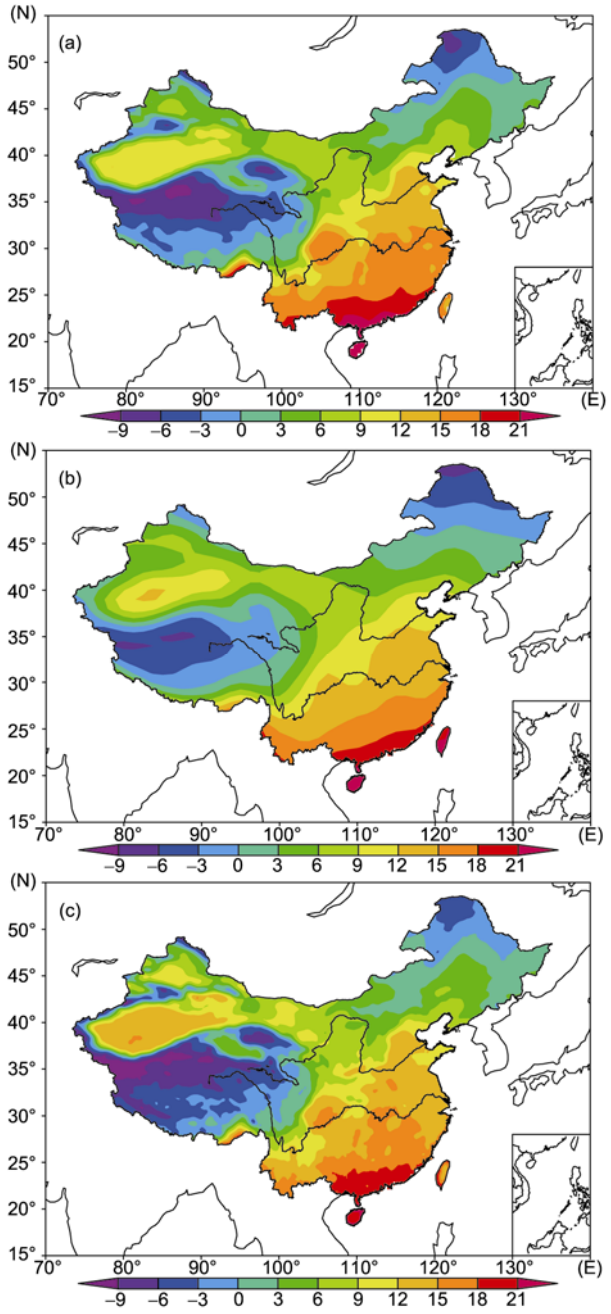


图 3　中国地区年平均气温

(a) 观测; (b) 全球模式的模拟; (c) 区域模式的模拟. 单位: ℃

不足主要有: 等值线比较平滑, 不能反映由小地形引起的气温波动和梯度变化, 如祁连山附近的低值区等; 其次中国东南部等值线分布近于东北-西南走向, 而观测中更近于东西走向. 此外的一个主要不足是模式模拟的气温在大部分地区都较观测偏低, 存在一个明显的冷偏差, 偏差值在部分地区可以达到–2~–3℃及以上. 与全球模式相比, 区域模式模拟的气温空间分布(图 3(c))更加复杂和符合实际情况, 中国东南部等值线也更类似于观测, 近于东西走向. 模式对西北地区准噶尔盆地、柴达木盆地的高温中心和昆仑山地区的低温带及天山和祁连山等较小地形引起的低温区也有较好的模拟.

区域模式模拟的主要误差仍然为区域内普遍存在冷偏差, 但较全球模式有了一定修正, 数值一般在–1℃左右, 青藏高原西南部、四川盆地和云南部分地区等达到–2℃以上, 同时新疆大部分地区则存在一定的暖偏差.

2.3　降水

为对模拟效果进行定量检验, 参照文献[4, 32]的方法, 计算了全年 4 个季节中, 模式模拟的中国区域内降水与观测空间分布上的相关系数(COR)和误差标准差, 结果见表 1. 相关系数定义为

$$\mathrm{COR}=\frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i-\bar{x}_i)(x_{iobs}-\overline{x_{iobs}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(x_i-\bar{x}_i)^2\sum_{i=1}^{N}(x_{iobs}-\overline{x_{iobs}})^2}},$$

误差标准差定义为

$$\mathrm{STD}=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}[(x_i-\bar{x}_i)-(x_{iobs}-\overline{x_{iobs}})]^2}{N}},$$

其中 x_i 和 x_{iobs} 分别为每一格点上的模拟值和观测值, $\bar{x}_i$ 和 $\overline{x_{iobs}}$ 分别为模拟和观测在各格点的平均, N 为格点的数目.

从表中可以看到, 区域模式模拟的降水与观测的季平均 COR, 除了冬季低于全球模式外, 其他季节均高于全球模式, 特别是夏季, 由全球模式的 0.583 提高到了 0.712. 区域模式的 STD 也是除冬季数值大于全球模式外, 其他季节均小于全球模式, 以夏季改进最为明显, 减少了近 40%. 综上所述, 除冬季外区域模式对各季节降水的模拟均要好于全球模式.

和降水类似, 对气温 COR 和 STD 进行了计算结果表明两个模式对气温的模拟效果均较好, 两者 COR 和 STD 的差别不大, 一般都在 0.98 和 3.0℃左右, 限于篇幅不再给出.

图 4 给出中国地区冬、夏季平均降水的观测及模

表 1　全球和区域模式模拟与观测的季平均降水相关系数(COR)和误差标准差(STD)

季节	冬季	春季	夏季	秋季	年平均
COR-FvGCM	0.707	0.572	0.583	0.574	0.689
COR-RegCM3	0.556	0.679	0.712	0.612	0.747
STD-FvGCM (mm)	15.9	58.6	90.1	50.8	62.6
STD-RegCM3 (mm)	20.6	48.0	64.9	41.2	47.6

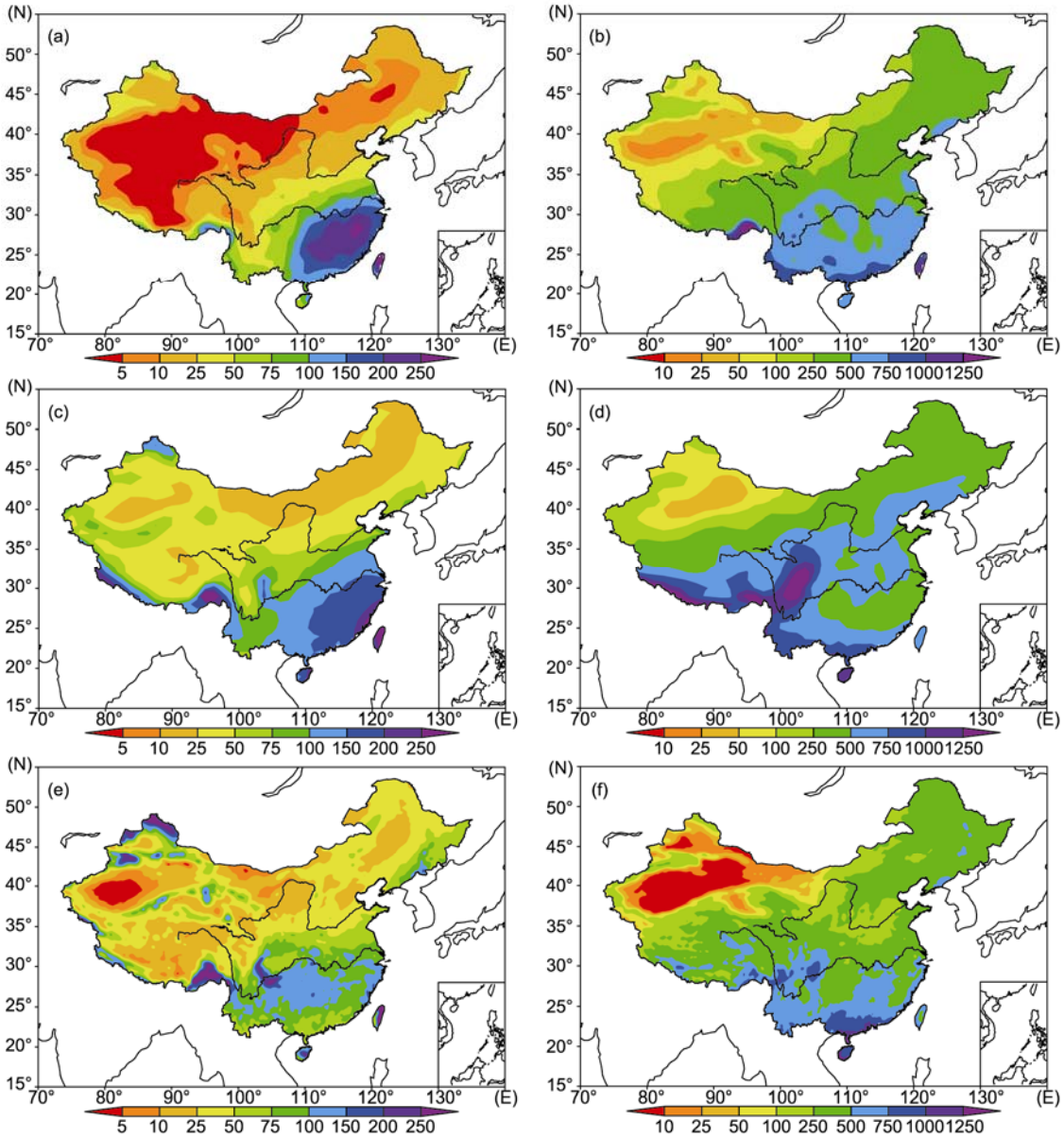


图 4　中国地区平均降水分布

(a) 冬季观测; (b) 夏季观测; (c) 冬季全球模式的模拟; (d) 夏季全球模式的模拟; (e) 冬季区域模式的模拟; (f) 夏季区域模式的模拟. 单位: mm

式的模拟. 由图 4(a)可以看到, 观测的冬季降水呈由东南向西北递减的趋势, 最大值位于东南沿海, 降水中心大于 250 mm. 全球模式模拟的冬季降水(图 4(c))也大致呈此趋势, 最大值位于中国东南沿海地区, 但数值较观测要小; 模拟的北方降水则较观测偏大. 区域模式的模拟与观测的差异较全球模式大, 所模拟的降水大值区位置偏西, 强度也不够(图 4(e)). 注意到 FvGCM 和其他全球模式一样[33], 模拟的中国南方冬季降水偏少, 而区域模式则进一步放大了这个误差.

中国东南沿海是冬季冷暖空气交界的地方, 降水量较大, 气候模式所模拟的这里降水偏少, 可能与其对冷暖气流的方向和强弱等的模拟不足有关, 有待未来进一步的深入研究和解决.

全球模式模拟的夏季降水(图 4(d))高值区位于青藏高原东部, 中心值在 1250 mm 以上, 而观测中(图 4(b)), 主要降水中心位于长江以南. 区域模式的模拟改进较大, 模拟的 500 mm 等雨量线大都位于长江以南, 位于青藏高原东麓的虚假降水中心也被消除. 此外, 区域模式对地形性降水的模拟也较好, 如祁连山与邻近的柴达木盆地的降水高和低值对比等, 与观测吻合(图 4(f)).

3 21 世纪末期 A2 情景下中国和东亚地区未来气候的可能变化

3.1 500 hPa 高度场

图 5(a), (b)分别给出全球和区域模式模拟的冬、夏季 500 hPa 高度场的变化.

从图 5 可以看到, 由于气温升高导致的空气柱膨胀, 两模式模拟的位势高度场在冬、夏季将普遍上升. 冬季变化两模式比较相似(图 5(a)), 均为中南半岛北部至中国西南地区升高小, 日本以东升高大, 标志未来东亚大槽和相应冷空气活动的减弱(参见图 2(a)). 夏季两个模式模拟的差别相对较大(图 5(b)), 区域模式的高度场升高幅度在大部分地区比全球模式小, 但两者模拟的变化场都比较平直, 分布也均为南部低北部高, 变化幅度一般也较冬季小. 夏季南部相对北部较小的位势高度增加, 可能会使实际的西太平洋副热带高压相对减弱[34].

3.2 地面气温

首先在表 2 中给出全球和区域模式模拟的 A2 情景下 21 世纪末期中国区域逐月气温的变化.

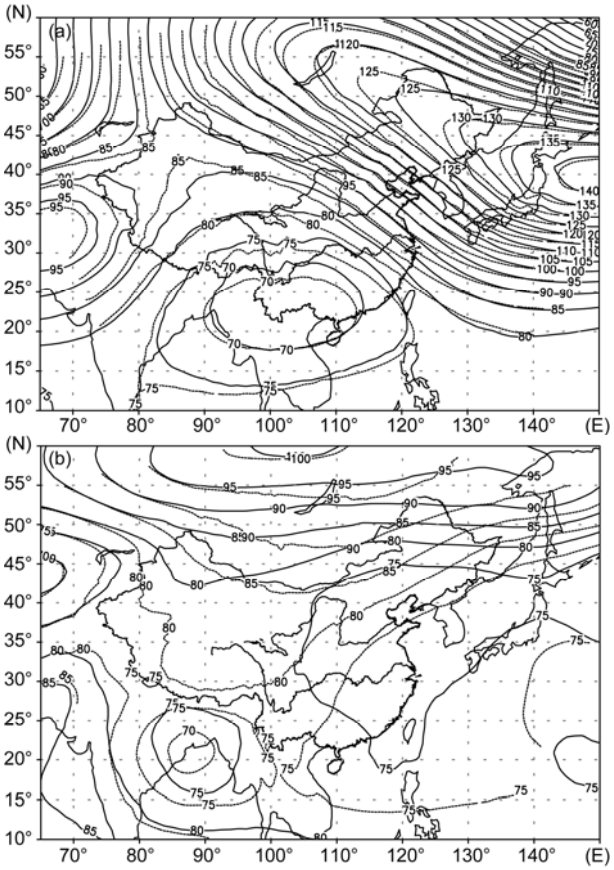


图 5 500 hPa 高度场的变化

(a) 冬季全球(实线)和区域模式(虚线)的模拟; (b) 夏季全球(实线)和区域模式(虚线)的模拟. 单位: gpm

由表 2 可以看到, 无论全球还是区域模式, 所模拟出的未来各月气温都为增加, 年平均增加值接近, 分别为 3.7 和 3.5℃, 但在年内增温分布有所不同. 全球模式的增温在 4~7 月份稍小, 12~3 月及 8 和 9 月变化较大, 最大值出现在 1 月, 为 4.3℃, 最小值出现在 11 月, 为 3.0℃. 区域模式模拟增温的最大值出现在夏季的 8 月, 为 4.2℃, 最小值出现在 4 月, 为 3.0℃. 全球模式模拟的冬季增温特别是在 1 和 2 月份最明显, 区域模式模拟的增温除冬季外, 在夏季也很明显.

图 6 给出全球和区域模式模拟的冬、夏季和年平均地面气温的变化. 对比图 6(a)与(c)可以看到, 冬季两个模式模拟的气温变化分布比较一致, 均为北方升温大于南方, 在东北地区最大. 但区域模式的模拟除提供了更多的区域信息外, 模拟的升温幅度与全

表 2　全球和区域模式模拟的 A2 情景下未来中国区域逐月气温的变化(单位：℃)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
FvGCM	4.3	4.1	3.9	3.1	3.1	3.1	3.6	4.1	4.0	3.4	3.0	3.9	3.7
RegCM	3.5	3.5	3.4	3.0	3.1	3.3	3.8	4.2	3.7	3.3	3.2	3.8	3.5

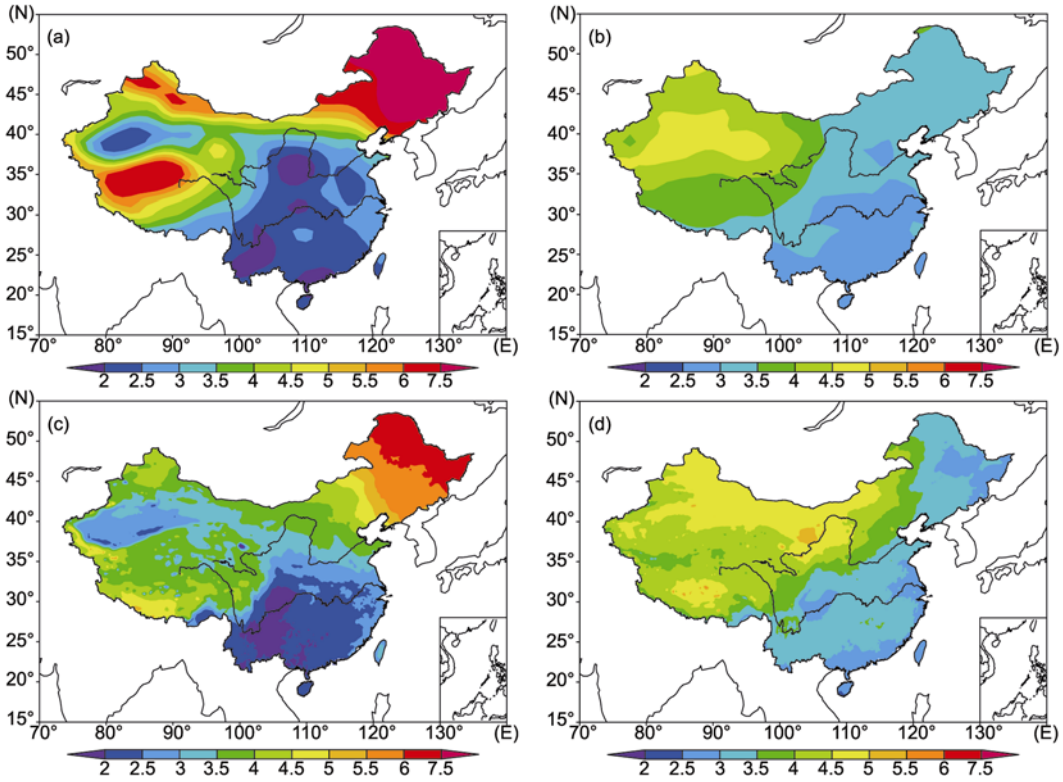


图 6　中国地区 21 世纪末气温的变化

(a) 全球模式模拟的冬季变化; (b) 全球模式模拟的夏季变化; (c) 区域模式模拟的冬季变化; (d) 区域模式模拟的夏季变化. 单位: ℃

球模式也有较大不同, 特别是在东北、西北和青藏高原西北部地区, 增温幅度较全球模式小很多. 其形成原因可能与两模式在这些地区当代气候模拟中气温的冷暖偏差和降水的多少不同, 从而导致的当代积雪覆盖不同, 最终在未来引起的冰雪-气温反馈不同有一定的关系.

其中如东北地区, 全球模式模拟的冬季气温以冷偏差为主, 而区域模式则以暖偏差为主, 使得全球模式模拟的当代积雪较区域模式多, 未来变暖引起的积雪融化也相应更多(图略), 而积雪的融化引起的反照率降低, 与气温升高之间存在着较强的正反馈作用[35], 未来全球模式中更多的积雪融化, 导致了它模拟出这一地区的更大增暖. 但这一问题尚需未来更深入的分析, 同时这也说明了模式对当代气候较高的模拟能力对于其应用于未来气候变化研究中的重要性.

冬季全球和区域模式模拟的中国区域平均升温分别为 4.1 和 3.6℃.

相对于冬季升温南北梯度较大的特点, 夏季两模式模拟的升温(图 6(b), (d))分布均呈现为东部低、西部高, 但在华北西部至内蒙古一带以及青藏高原部分地区, 区域模式的升温要远大于全球模式, 这与其模拟的此季节降水减少较多有一定的关系(见下文). 两个模式模拟的中国区域平均升温分别为 3.6 和 3.8℃.

在最近几十年的观测资料中, 中国地区的升温特点为冬季较夏季更大的升温, 但模拟出现的未来气温增加, 全球模式在冬季较夏季仅偏高 0.5℃, 而

区域模式夏季升温还略高于冬季. 其形成原因除气溶胶对当代气候的影响外[36], 一方面说明随着温室气体浓度增加, 未来气温变化可能会出现的新特点, 同时也反映了气候变化模拟中存在的不确定性.

3.3 降水

表 3 给出全球和区域模式模拟的 A2 情景下 21 世纪末期中国区域逐月降水的变化.

由表中可以看到, 全球模式模拟的未来区域平均降水将在各月增加, 年平均增加值为 11.3%. 增加百分率最多的是冬季的 12 月份, 最少的为夏季的 6 月份. 总体来看, 降水增加在秋、冬季较为明显. 区域模式模拟的中国区域降水的总趋势也是增加的, 但幅度要小, 年平均增加值为 5.5%. 增加最大的时段为 9~12 月, 其中 12 月份的增加比例是全年最高的, 为 23.6%; 另一增加较多的时段为春季的 3 和 4 月份; 但夏季 3 个月降水将减少.

图 7(a)~(f)给出两个模式模拟的冬、夏季降水的相对变化((a)~(d))和区域模式模拟的降水量变化((e)~(f)). 从图 7 可以看到, 除区域模式提供更多的局部信息外, 两个模式模拟的冬季降水变化(图 7(a), (c))分布大致相同, 均为北方和东南沿海增加; 自山东半岛向西南方向至四川和贵州一带或为减小, 或变化不大; 青藏高原西南部降水有较大减少. 但区域模式所模拟的减少范围和强度更大一些. 全球和区域模式模拟的冬季降水增加值分别为 17.7%和 11.1%. 区域模式模拟的降水量增加值在东北、西北和青藏高原东麓一般在 10~25 mm 间, 个别山区会达到 25 mm 以上. 此外中国东南的浙江、福建沿海地区和台湾岛等地, 降水量增加也较多. 江淮、青藏高原大部分地区及贵州等地降水将有所减少, 减少值可以达到 10 mm 或更多(图 7(e)).

夏季两模式表现出较大不同(图 7(b), (d)). 其中全球模式模拟的降水虽然也存在减少的地区, 但总体来说以增加为主, 区域平均的增加值为 8.0%. 区域模式的模拟则在大部分地区是减少的, 特别是在黄河中上游、青藏高原以及江南等地, 最多减少 25%以上, 但黄淮地区降水有较大增加. 区域模式模拟的东北和西北地区降水与全球模式一致, 以增加为主, 中国区域的平均变化为减少 2.1%. 两模式所模拟的夏季降水变化的不同, 主要是由于模式分辨率不同, 从而产生的地形强迫对流场和水汽输送的影响不同引起的[34].

区域模式模拟的夏季降水量变化(图 7(f)), 在东北和黄淮的大部分地方会达到 50 mm 以上, 降水减少达到 75 mm 的地区包括青藏高原、青藏高原东麓和江西至湖南一带等, 西北地区降水量变化不明显, 但由于降水基数低, 相对变化较大(图 7(d)).

年平均降水变化的模拟, 两模式相应表现出一定差异. 其中全球模式的模拟以增加为主, 大部分区域增加值在 10%~25%之间. 区域模式的模拟则在东北、西北和黄淮地区增加, 其他地方的变化不大或为减少, 其中减少的大值区为青藏高原和云南等地(图略).

3.4 气温和降水的年际变率

气候变率的变化也是气候变化研究中的一个重要方面. 图 8 给出区域模式模拟的地面气温年际变率和降水年际变率(变异系数)的变化(具体计算方法可参见文献[37]).

从图 8 可以看到, 区域模式模拟的地面气温年际变率的变化, 除新疆部分地区为减少外, 其他大部分区域都将增加, 其中青藏高原、华北及华南地区增加值较大, 在 0.4℃以上, 表明未来这些地区气温的年际变率将加大.

降水的年际变率变化分布相对于气温更复杂, 基本上呈增加与减少相间分布, 但除西北地区将减少外, 总体以增加为主. 其中青藏高原中部、自华北至四川北部和长江中下游至广西西南部, 为增加的大值区, 中心值可以达到 75%以上, 表明未来这些地区将经历比现在更大的降水年际差异, 旱涝年变化更大.

表 3 全球和区域模式模拟的 A2 情景下未来中国区域逐月降水的变化(单位: %)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
FvGCM	21.0	8.9	12.6	9.7	8.5	5.6	11.2	7.0	16.6	26.4	21.3	31.9	11.3
RegCM	5.6	8.7	10.1	13.5	8.0	–1.0	–4.3	–0.6	10.1	21.7	18.4	23.6	5.5

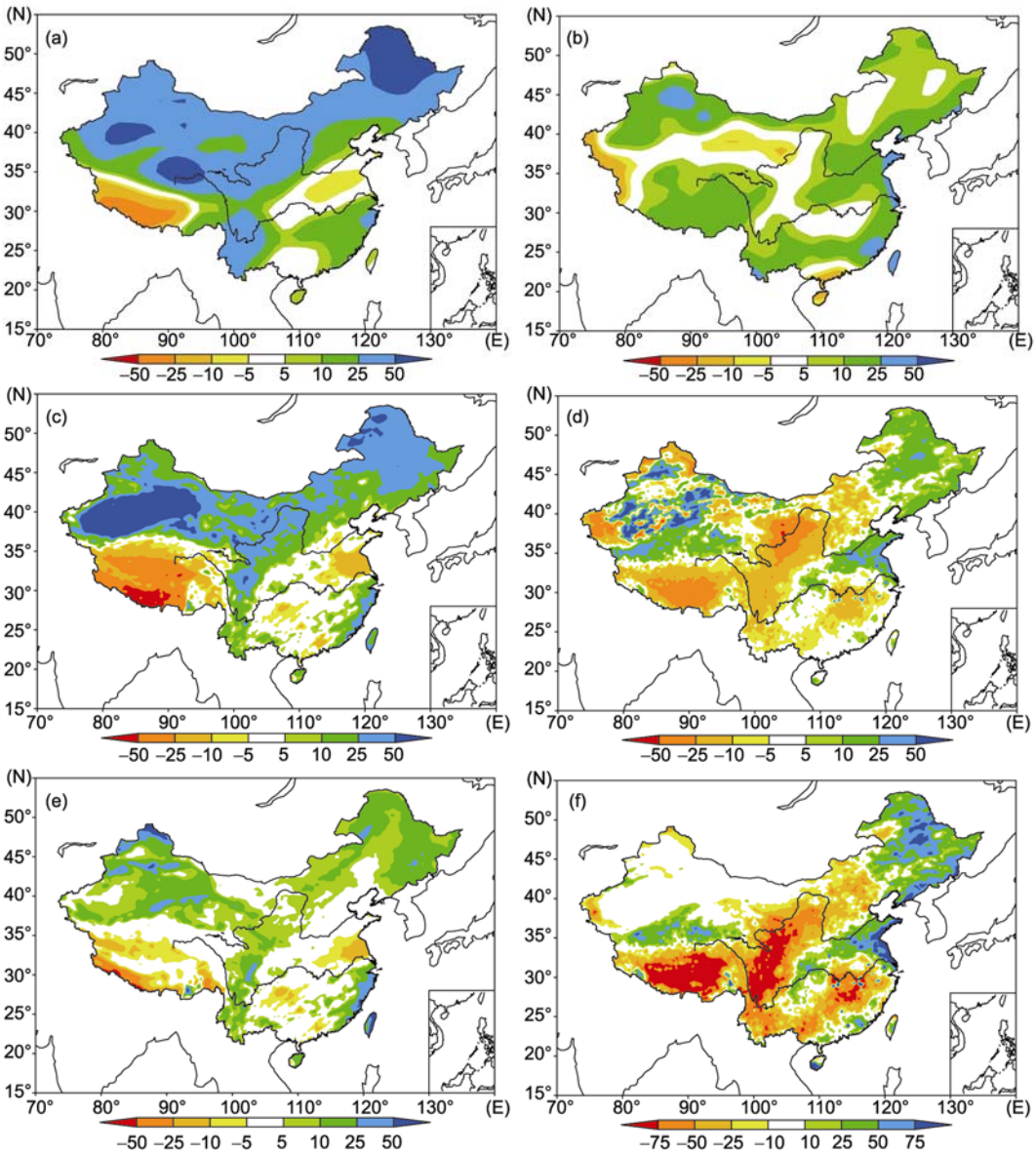


图 7　中国地区 21 世纪末降水的变化

(a) 全球模式模拟的冬季变化(单位: %); (b) 全球模式模拟的夏季变化(单位: %); (c) 区域模式模拟的冬季变化(单位: %); (d) 区域模式模拟的夏季变化(单位: %); (e) 区域模式模拟的冬季降水量变化(单位: mm); (f) 区域模式模拟的夏季降水量变化(单位: mm)

4　小结和讨论

使用 RegCM3 区域气候模式对中国及东亚地区进行了高水平分辨率(20 km)、当代和未来两个各 30 年时间长度的数值积分试验. 首先对全球和区域模式的性能进行了检验, 在此基础上分析了中国地区未来气候变化的情况, 并对两个模式结果不同的原因和机制进行了简要分析. 下面给出一些主要结果和讨论:

(1) 对全球和区域模式参照试验结果的分析表明, 两个模式对中国及东亚地区当代 500 hPa 高度场、地面气温和降水的模拟均较好. 较全球模式, 区域模式除提供了更多的空间分布信息外, 在对夏季(汛期)降水型的模拟上有了很大改进.

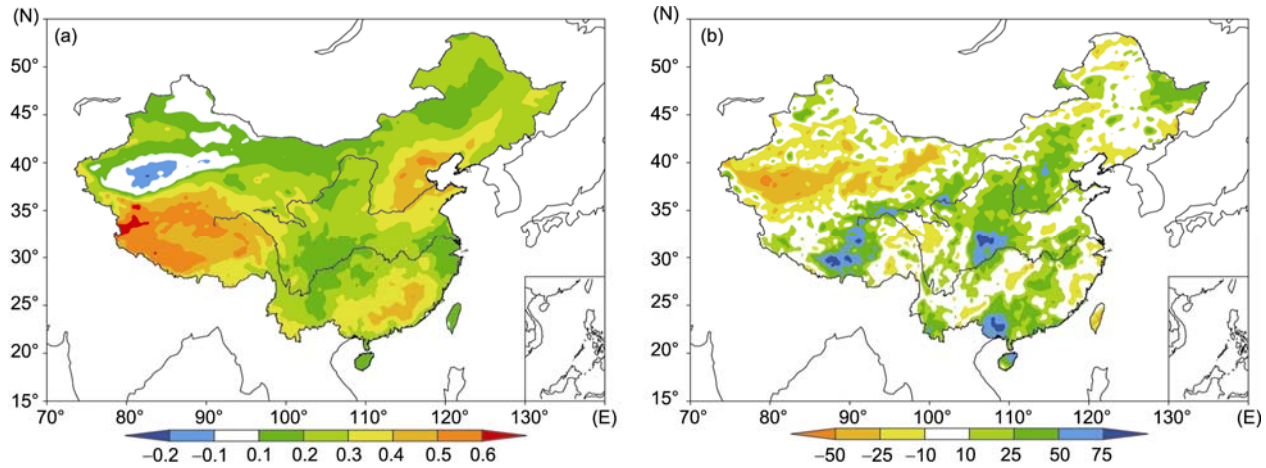


图 8　区域模式模拟的中国地区 21 世纪末气温和降水年际变率的变化

(a) 气温, 单位: ℃; (b) 降水, 单位: %

(2) 两个模式对未来中国地区气候变化的模拟也表现出很大不同, 其中区域模式模拟的未来冬季增温较全球模式低很多, 而在夏季区域模式模拟出了相对较大的增温. 全球模式模拟的夏季降水以普遍增多为主, 区域模式则模拟出了大范围的降水减少. 反映了高分辨率模式除在对当代气候模拟中起着重要作用外, 对未来的气候变化模拟也非常重要.

(3) 区域模式在夏季模拟出的大范围降水减少以及更大升温引起的蒸发增加, 会加重现在观测到的北方干旱状况. 同时区域模式在黄淮地区模拟出了未来夏季降水的大幅度增加, 注意到 1990 年以后, 观测中的多雨带位于长江中下游, 区域模式的结果显示, 未来雨带可能有向黄淮移动的趋势, 但这需要更多的模拟试验证明.

(4) 受论文篇幅的限制, 我们对未来中国区域各气候要素的变化分析仅局限于几个基本变量的平均场上, 对模式模拟的当代气候变化趋势的检验也没有进行. 未来需要对模拟结果进行更深入的分析, 如增加对气温和降水的极端事件和台风活动[21], 以及气候型和干旱化[38]、积雪等模拟和变化的分析, 同时需要与其他模拟结果进行对比[39], 以更好地了解中国地区气候变化模拟中的不确定性.

(5) 最后需要指出的是, 在对未来气候变化的模拟和预估方面, 存在着许多不确定的方面, 这些不确定性的来源, 包括未来温室气体排放情景的不确定性、气候模式发展水平的限制、用于检验气候模式结果的高分辨率观测资料不足, 以及人类对气候系统认知程度尚存在很大局限性等, 而在区域和地区级尺度上, 气候变化预估的不确定性则更大. 其中进行多模式集合是减少不确定性的一个重要方面, 未来需要在改进模式的基础上, 进行多全球-多区域模式的模拟, 以得到中国地区未来气候变化更多和更可靠的信息, 并最终为气候变化的影响评估和适应服务.

致谢　审稿人提出修改建议, 特此致谢.

参考文献

1　IPCC. Climate change 2007: The physical science basis. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al. eds. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007. 1—996

2　Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. Global climate projections, chapter 10 of climate change 2007: The physical science basis. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al, eds. Contribution of WGI to the IPCC AR4. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007

3 Christensen J H, Hewitson B, Busuioc A, et al. Regional climate projections, chapter 11 of climate change 2007: The physical science basis. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al, eds. Contribution of WGI to the IPCC AR4. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007
4 Gao X J, Zhao Z C, Ding Y H, et al. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model. Adv Atmos Sci, 2001, 18: 1224—1230
5 Zhou T J, Li Z X. Simulation of the East Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM. Clim Dyn, 2002, 19: 167—180
6 高学杰, 林万涛, Kucharsky F, 等. 实况海温强迫的 CCM3 模式对中国区域气候的模拟能力. 大气科学, 2004, 28: 78—90
7 Jiang D B, Wang H J, Lang X M. Evaluation of East Asian climatology as simulated by seven coupled models. Adv Atmos Sci, 2005, 22: 479—495
8 Zhou T J, Yu R C. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. J Clim, 2006, 19: 5843—5858
9 Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation. Theor Appl Climatol, 2006, 86: 173—185
10 Kusunoki S, Yoshimura J, Yoshimura H, et al. Change of Baiu rain band in global warming projection by an atmospheric general circulation model with a 20-km grid size. J Meteorol Soc Jpn, 2006, 84: 581—611
11 Leung L R, Qian Y, Bian X, et al. Mid-century ensemble regional climate change scenarios for the western United States. Clim Change, 2004, 62: 75—113
12 Christensen O B, Christensen J H. Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. Glob Planet Change, 2004, 44: 107—117
13 Diffenbaugh N S, Pal J S, Trapp R J, et al. Fine-scale processes regulate the response of extreme events to global climate change. Proc Natl Acad Sci USA, 2005, 102: 15774—15778
14 Gao X J, Pal J S, Giorgi F. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. Geophys Res Lett, 2006, 33: L03706, doi: 10.1029/2005GL024954
15 Im E S, Ahn J B, Kwon W T, et al. Multi-decadal scenario simulation over Korea using a one-way double-nested regional climate model system. Part 2: Future climate projection (2021—2050). Clim Dyn, 2008, 30: 239—254
16 Coppola E, Kucharski F, Giorgi F, et al. Bimodality of the North Atlantic Oscillation in simulations with greenhouse gas forcing. Geophys Res Lett, 2005, 32: L23709, doi: 10.1029/2005GL024080
17 Nakicenovic N, Alcamo J, Davis G, et al. IPCC, Special Report on Emissions Scenarios. New York: Cambridge University Press, 2000. 1—599
18 Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. Mon Weather Rev, 1993, 121: 2794—2813
19 Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T, et al. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. Mon Weather Rev, 1993, 121: 2814—2832
20 Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. The ICTP RegCM3 and RegCNET: Regional climate modeling for the developing world. Bull Am Meteorol Soc, 2007, 88: 1395—1409
21 Gao X J, Zhao Z C, Giorgi F. Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia. Adv Atmos Sci, 2002, 19: 927—942
22 Gao X J, Luo Y, Zhao Z C, et al. Simulation of the impacts of landuse changes on climate in China by a regional climate model. Adv Atmos Sci, 2003, 20: 583—592
23 张冬峰, 高学杰, 赵宗慈. RegCM3 及其对中国气候的模拟. 气候变化研究进展, 2005, 1: 119—121
24 鞠丽霞, 王会军. 用全球大气环流模式嵌套区域气候模式模拟东亚现代气候. 地球物理学报, 2006, 49: 52—60
25 高学杰, 张冬峰, 陈仲新, 等. 中国当代土地利用对区域气候影响的数值模拟. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 397—404
26 张冬峰, 欧阳里程, 高学杰, 等. RegCM3 对东亚环流和中国气候模拟能力的检验. 热带气象学报, 2007, 23: 444—452
27 刘纪远, 刘明亮, 庄大方, 等. 中国近期土地利用变化的空间格局分析. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 1031—1043
28 Xu Y, Gao X J, Shen Y, et al. A daily temperature dataset over China and its application in validating a RCM simulation. Adv Atmos Sci, 2009, 26: 763—772
29 Xie P P, Yatagai A, Chen M Y, et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. J Hydrol, 2007, 8: 607—626
30 Song R Y, Gao X J, Zhang H Q, et al. 20 km resolution regional climate model experiments over Australia: Experimental design and

simulations of current climate. Aust Meteorol Mag, 2008, 57: 175—193
31 Ashfaq M, Shi Y, Tung W W, et al. Suppression of South Asia summer monsoon precipitation in the 21st century. Geophys Res Lett, 2009, 36: L01704, doi: 10.1029/2008GL036500
32 周天军, 钱永甫. 一个有限域嵌套细网格模式的设计及其预报结果的检验. 热带气象学报, 1995, 11: 342—353
33 Xu Y, Gao X J, Giorgi F. Regional variability of climate change hot-spots in East Asia. Clim Res, 2010, 41: 61—81
34 Gao X J, Shi Y, Song R Y, et al. Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM. Meteorol Atmos Phys, 2008, 100: 73—86
35 Giorgi F, Hurrell J W, Marinucci M R, et al. Elevation signal in surface climate change: A model study. J Clim, 1997, 10: 288—296
36 Qian Y, Giorgi F. Regional climatic effects of anthropogenic aerosols? The case of southwestern China. Geophys Res Lett, 2000, 27: 3521—3524
37 Giorgi F, Bi X Q, Pal J S. Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. Part I: Present day climate (1961–1990). Clim Dyn, 2004, 22: 733—756
38 Gao X J, Giorgi F. Increased aridity in the Mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high resolution simulations with a regional climate model. Glob Planet Change, 2008, 62: 195—209
39 许吟隆, 黄晓莹, 张勇, 等. 中国 21 世纪气候变化情景的统计分析. 气候变化研究进展, 2005, 1: 80—83

龚振淞,杨义文. 中国夏季旱涝气候预测相似模型[J]. 气象,2010,36(5):46-50.

中国夏季旱涝气候预测相似模型*

龚振淞 杨义文
国家气候中心, 北京 100081

提 要: 在廖荃荪等的中国3类雨型的基础上,把阻高与副高的配置与中国夏季旱涝分布特点结合起来,把中国夏季旱涝分布划分为8种雨带类型,把与这8种雨带类型相对应的1月份北半球500 hPa月平均环流划分为8种环流型,计算预报年1月500 hPa月平均环流型与这8种环流型的相关系数,选相关系数最大者所对应的雨型为当年预测结果。2007和2008年试预测比较成功。

关键词: 雨型, 环流, 夏季旱涝

The Precipitation Similarity Model of Summer Drought/Flood in China

GONG Zhensong YANG Yiwen
National Climate Center, Beijing 100081

Abstract: The summer rain patterns in China were further divided into eight types on the basis of the three patterns divided by Liao Quansun et al. The situations of blocking high and subtropical high were combined together with the summer rain of China. Correspondingly, the circulation of 500 hPa was also divided into eight patterns. The correlation coefficients of the January circulation of forecast year with these eight patterns were calculated. The maximum correlation would be selected to be the forecast of that year. In this way, the precipitation predictions of years 2007 and 2008 were successful.

Key words: rain pattern, circulation, summer drought/flood

引 言

夏季降水预测是短期气候预测工作的重中之重。长期以来许多科学家都致力于这方面的研究工作,例如模型预测就是夏季降水气候预测的主要手段之一。廖荃荪等[1]将中国东部夏季雨带分为三类,几十年来在气候预测业务中得到了广泛的应用。魏凤英等[2]提出了一种划分我国东部夏季雨带类型的定量方法,并探讨了雨带类型的预报问题。赵汉光等[3]对我国东部夏季雨带进行客观的气候分类。王绍武等[4]将雨型分为6类和8类。孙林海等[5]将中国东部夏季雨型分为2类4型等。

气候预测研究和业务实践表明,冬季北半球大气环流特征对预测中国夏季旱涝分布有着比较明确的指示意义,即不同类型的冬季北半球大气环流对应着不同类型的中国夏季旱涝分布型。这种关系可作为中国夏季气候预测相似模型的基础。王绍武在总结多年预报经验后指出提前半年的因子对夏季降水的预报效果最好;李麦村[6]曾举例论证7月东半球槽脊分布与1月大致相当,以此解释气候预测业务中常见的隔季相关和韵律现象。还有一些学者的研究[7-11]表明冬季环流与夏季的旱涝有很好的关系。

本文在廖荃荪等的3类雨型的基础上,将阻高、副高的配置与夏季降水的特点结合起来,把中国夏季降水划分为8种雨带类型。8种雨型对应的1月北半球500 hPa高度场也有8种类型。预报年1月北半球

* 公益性行业(气象)科研专项(批准号:GYHY200806005)资助
2009年5月20日收稿; 2010年10月15日收修定稿
第一作者:龚振淞,主要从事短期气候预测研究. Email:gongzs@cma.gov.cn

500 hPa 高度场与 1 月北半球 500 hPa 高度场 8 种类型之中相似程度最高的类型当选为预报型。

1　中国夏季旱涝的 8 种类型

在廖荃荪等的中国 3 类雨型的基础上,把阻高与副高的配置关系与中国夏季旱涝分布特点结合起来把中国夏季旱涝分布划分为 8 种雨带类型,即把廖荃荪所定义的Ⅰ类雨型细化ⅠA、ⅠB 和ⅠC 3 种,把Ⅱ类雨型细化ⅡA 和ⅡB 两种,把Ⅲ类雨型细化ⅢA、ⅢB 和ⅢC 3 种。

图 1 为根据Ⅰ类雨型细分的三种雨型。(1)ⅠA 型(图 1a):南北两支雨带,夏季有阻高影响但不是持续稳定型或不是出现在 7 月;7、8 月副高西伸脊点较常年偏西,但脊线位置不稳定,副高在北进过程中,南北摆动较大;黄河流域及其以北地区和长江以南地区各有一条明显的多雨带。(2)ⅠB 型(图 1b):南北两支雨带,汛期基本无阻高影响;副高西伸脊点偏西,脊线位置稳定偏北;主要雨带位于黄河流域及其以北地区,但由于受台风或东风波的影响,江南南部或华南地区还有一次要雨带。(3)ⅠC 型(图 1c):北方雨带型,汛期基本无阻高影响;副高西伸脊点偏西,脊线位置明显偏北;主要雨带位于北方地区,中心在西北地区,江南南部或华南地区基本无雨带,如 1958、1981 年,其中 1958 年是黄河流域性大洪水年,1981 年是黄河上游大洪水年。

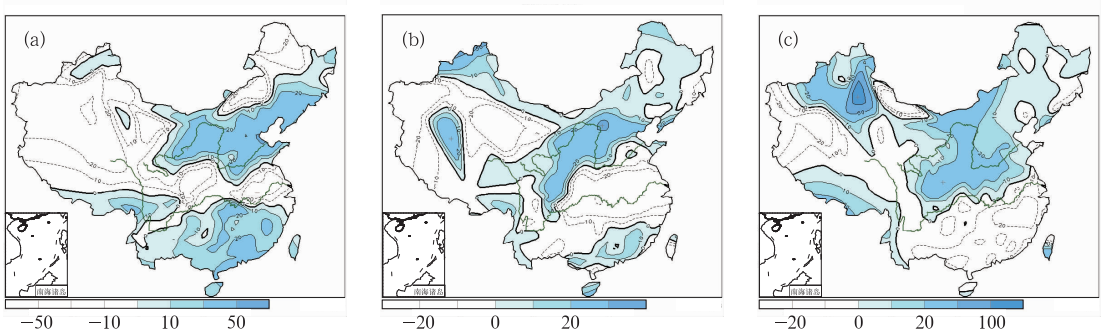


图 1　中国夏季Ⅰ类雨型:(a) ⅠA 型;(b) ⅠB 型;(c) ⅠC 型

Fig. 1　The first rain-pattern in summer of China:(a) ⅠA, (b) ⅠB, (c) ⅠC

图 2 为根据Ⅱ类雨型细分的两种雨型。(1)ⅡA 型(图 2a):淮河流域雨带型,汛期阻高影响不明显,夏季副高偏弱偏东,主要雨带位于黄河至长江之间,长江以南和黄河以北大部地区降水偏少,甚至夏旱较重。(2)ⅡB 型(图 2b):汛期无典型阻高影响,夏季副高偏弱或偏东,除淮河流域有雨带外,江南南部至华南还有一个多雨带,这是近年来夏季降水的新特点,如 2005、2006、2007 年等。

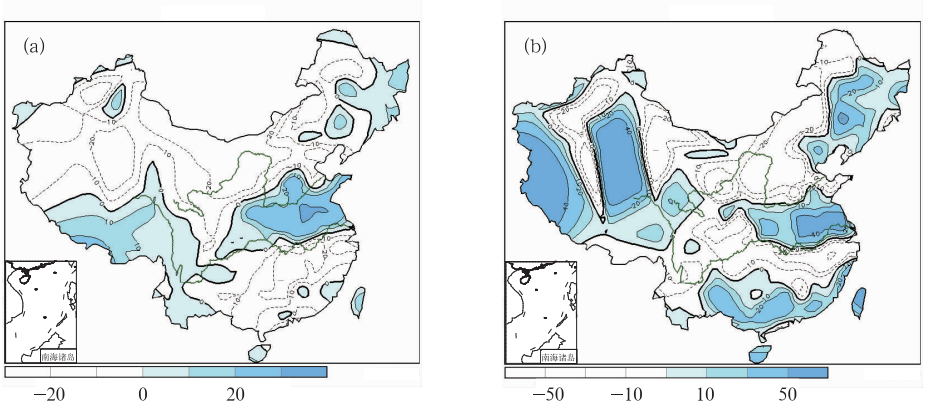


图 2　中国夏季Ⅱ类雨型:(a) ⅡA 型;(b) ⅡB 型

Fig. 2　The second rain-pattern in summer of China:(a) Ⅱ A, (b) Ⅱ B

图 3 为Ⅲ类雨型细分的 3 种雨型：(1)ⅢA 型(图 3a)：长江洪涝 A 型，夏季(重点是 7 月)有典型的阻高影响；7 月或 7、8 月副高西伸脊点明显偏西(≤115°E)，7 月副高脊线明显偏南，长江洪涝异常严重；8 月副高脊线北移，北方大范围降水也呈偏多趋势，结果全国大范围降水呈偏多趋势。(2)ⅢB 型(图 3b)：长江洪涝 B 型，夏季有典型阻高影响；7 月或 7、8 月副高西伸脊点明显偏西，副高脊线持续偏南；汛期主要雨带在长江流域，华南和淮河以北的北方大范围地区降水偏少。(3)ⅢC 型(图 3c)，江南华南洪涝型，夏季大陆高压影响明显，间或有阻高影响；多数情况下夏季副高偏弱偏东，7、8 月副高脊线位置持续偏南或稳定偏南；汛期主要雨带位于江南至华南地区。

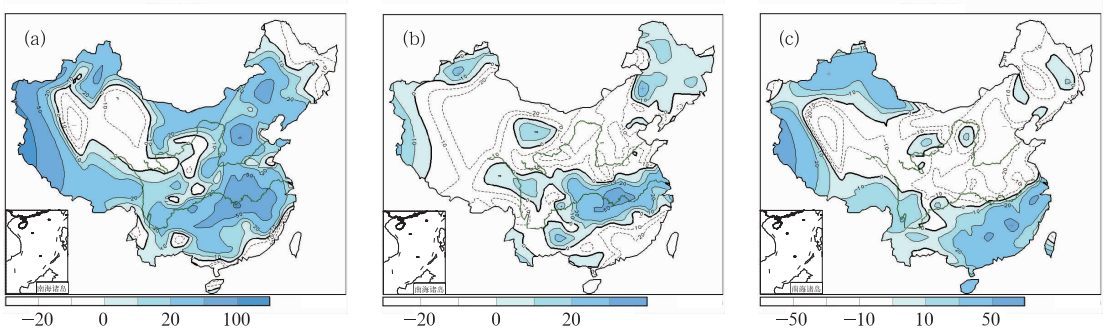


图 3 中国夏季降水Ⅲ类雨型 (a)ⅢA 型；(b) ⅢB 型；(c) ⅢC 型

Fig. 3 The third rain-pattern in summer of China: (a) ⅢA, (b) ⅢB, (c) ⅢC

就划分结果看，在以上 8 种雨带类型中，ⅢA 型、ⅢB 型和ⅢC 型差别显著，ⅠA 型、ⅠB 型和ⅠC 型也有明显差别，说明把廖荃荪等早年所划分的Ⅲ型雨型细分为ⅢA 型、ⅢB 型和ⅢC 型、把原Ⅰ型雨型细分为ⅠA 型、ⅠB 型和ⅠC 型是完全必要的。

中国夏季旱涝气候预测相似模型即以上述 8 种旱涝型为预测对象。但需指出，在廖荃荪等的中国三类雨型中，主要多雨带位于黄河至长江之间的属Ⅱ类雨型，Ⅱ类雨型的长江以南和黄河以北大部地区降水偏少，甚至夏旱较重，如 1965、1972 年等；这是根据 20 世纪 50、60、70 年代的气候特点划分的；图 2a 是此类的代表型，在Ⅱ类雨型中占较大比例。但是近年来夏季降水出现了新特点，除淮河流域有雨带外，江南南部至华南还有一个多雨带，如 2005、2006、2007、2008 年等；图 2b 是此类的代表型，这也许是一种阶段性气候信号，应引起注意。

表 1 给出从 1951 至 2006 年共 56 年的各年雨型分类情况。其中ⅠA 类共 5 年，占 8.9%；ⅠB 类共 8 年，占 14.3%；ⅠC 类共 8 年，占 14.3%；ⅡA 类共 12 年，占 21.4%；ⅡB 类共 5 年，占 8.9%；ⅢA 类共 3 年，占 5.4%；ⅢB 类共 4 年，占 7.1%；ⅢC 类共 10 年，占 17.9%。

必须指出，无论何种分类法都有少数年份夏季雨带位置不易确定，如 1951、1960、1972、1986 年等；对此类年份，本文部分遵从当年廖荃荪等[1]分类，如 1972 年归入ⅡA 类，1986 年归入ⅢC 类；但把 1951、1960 年归入ⅡB 类。

表 1 中国 1951—2006 年各年夏季雨型

Table 1 The rainfall patterns in summer of China from 1951 to 2006

年份	雨型	年份	雨型	年份	雨型	年份	雨型	年份	雨型	年份	雨型
1951	ⅡB	1961	ⅠB	1971	ⅡA	1981	ⅠC	1991	ⅡB	2001	ⅢC
1952	ⅢC	1962	ⅡA	1972	ⅡA	1982	ⅡA	1992	ⅠB	2002	ⅢC
1953	ⅠC	1963	ⅡA	1973	ⅠA	1983	ⅢB	1993	ⅢC	2003	ⅡA
1954	ⅢA	1964	ⅠA	1974	ⅢC	1984	ⅡA	1994	ⅠA	2004	ⅠC
1955	ⅢC	1965	ⅡA	1975	ⅡA	1985	ⅠB	1995	ⅠA	2005	ⅡB
1956	ⅠC	1966	ⅠB	1976	ⅠB	1986	ⅢC	1996	ⅢA	2006	ⅡB
1957	ⅡA	1967	ⅠC	1977	ⅠA	1987	ⅢB	1997	ⅢC		
1958	ⅠC	1968	ⅢC	1978	ⅠB	1988	ⅠB	1998	ⅢA		
1959	ⅠB	1969	ⅢB	1979	ⅠC	1989	ⅡA	1999	ⅢC		
1960	ⅡB	1970	ⅢC	1980	ⅢB	1990	ⅠC	2000	ⅡA		

2　1月对应 8 种环流型

对应 8 种降水型,可把 1 月北半球 500 hPa 月平均环流划分为 8 种环流型。分析发现,8 种环流型各有特征,它们之间有显著不同。例如ⅢA 型是全国大范围降水偏多的长江大水型,所对应的 1 月北半球 500 hPa 高度距平场上,亚洲地区从极地到副热带低纬度地区呈显著的 正—负—正 型波列分布(图 6a);ⅢC 型主要多雨区在江南华南地区,是以长江为界的北旱南涝型,它所对应的 1 月北半球 500 hPa 高度距平场(图 6c)与(图 6a)基本相反。这 8 种环流型见图 4 至图 6,其主要特征详见表 2。

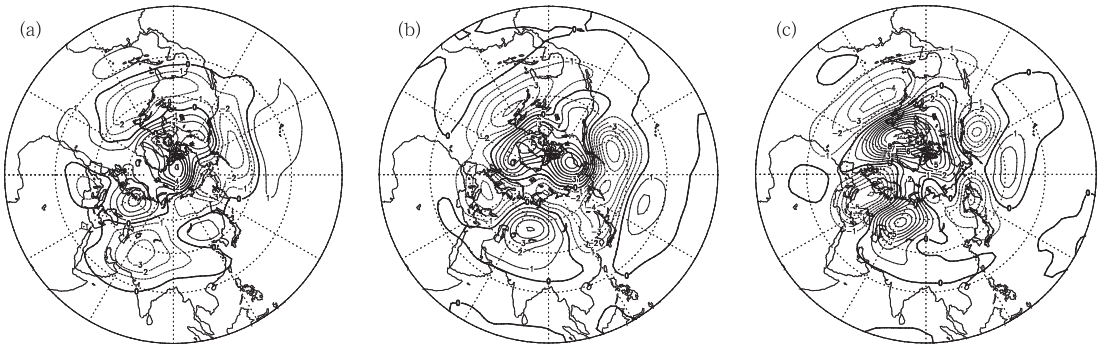


图 4　ⅠA 型(a)、ⅠB 型(b)、ⅠC 型(c)1 月北半球 500 hPa 距平图(单位:gpm)

Fig. 4　The charts of 500 hPa height anomaly in January with the rain pattern of Ⅰ A (a), Ⅰ B (b), Ⅰ C(c)(unit:gpm)

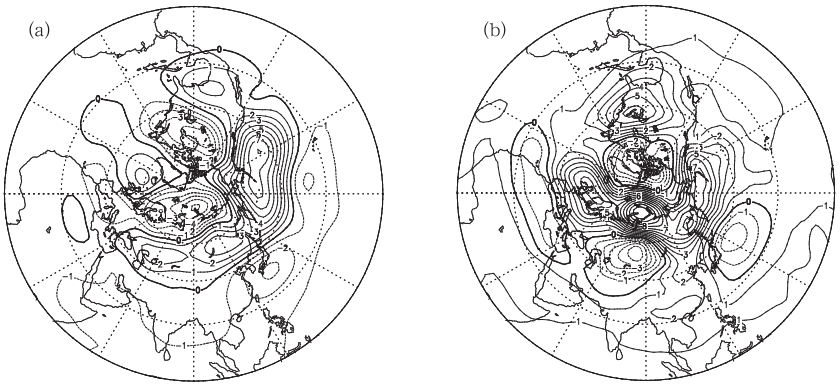


图 5　ⅡA 型(a)、ⅡB 型(b) 1 月北半球 500 hPa 距平图(单位:gpm)

Fig. 5　The charts of 500 hPa height anomaly in January with the rain pattern of Ⅱ A (a), Ⅱ B (b)(unit:gpm)

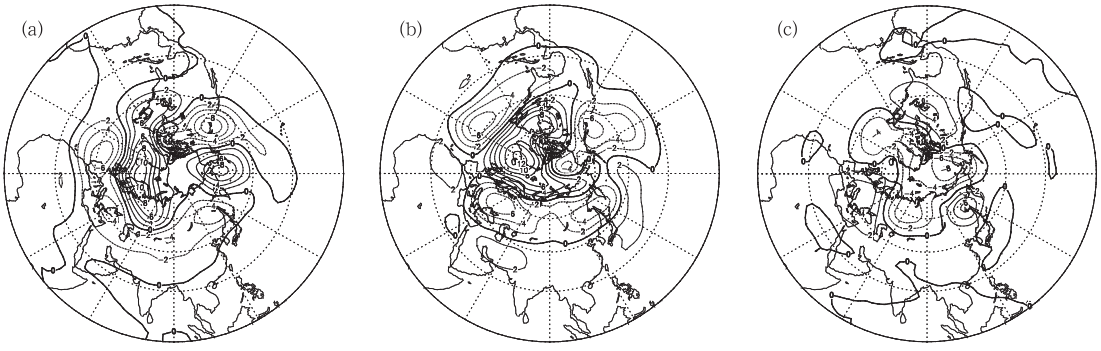


图 6　ⅢA 型(a)、ⅢB 型(b)、ⅢC 型(c)1 月北半球 500 hPa 距平图(单位:gpm)

Fig. 6　The charts of 500 hPa height anomaly in January with the rain pattern of Ⅲ A (a), Ⅲ B (b), Ⅲ C (c)(unit:gpm)

表2 夏季8种雨型对应1月8种环流型主要特征
Table 2 The main characters of the 8 kinds of 500 hPa circulations in January corresponding to the 8 kinds of rainfall patterns in summer

雨型	对应1月500 hPa环流型的主要特征
ⅠA	北美大槽偏弱，极涡偏向东亚，东亚大槽偏强，中亚为明显的负距平中心
ⅠB	北美大槽弱；极涡偏向东亚；东亚大槽强，中心偏东；中亚为明显的正距平中心
ⅠC	北美大槽更弱；极涡偏向东亚；东亚大槽强，中心偏西；中亚为明显的正距平中心
ⅡA	极涡偏向欧洲和北美；北美大槽强；东亚大槽弱；中亚有一正距平中心；东亚地区距平场从极地到副热带低纬度呈显著的负—正—负波列分布
ⅡB	极涡偏向北美；北美大槽强；东亚大槽弱；中亚和北太平洋各有一负距平中心；欧亚大陆中高纬地区为一强大的正距平区
ⅢA	极涡弱；亚洲地区距平场从极地到副热带低纬度地区呈显著的正—负—正波列分布
ⅢB	极涡弱；亚洲地区距平场波列分布类似ⅢA，但弱于ⅢA
ⅢC	极涡偏强；北半球距平场波列分布与ⅢA型和ⅢB型大致相反

3 选相似型及预报试验

当每年1月北半球500 hPa月平均环流出现后，用它与上述8种环流型计算相关系数，相关系数最大者所对应的雨型被选作为当年夏季降水趋势预报图。例如，2008年1月北半球500 hPa月平均环流与ⅢC型所对应的1月北半球500 hPa月平均环流场相关系数最大，即以ⅢC型（江南华南洪涝型）作为2008年夏季降水趋势预报图。

对1971—2006年共36年的夏季雨型进行了回报，其中完全预报正确（即预报的雨型与实况一致）的有26年，正确率达到72.2%。其中1973、1977、1994和1995年为ⅠA类型，预报完全正确；ⅠB型预报完全正确的有1978、1985、1988年；ⅠC型预报完全正确的有1979、1981和2004年；ⅡA型预报正确的年份有1971、1972、1975、1982、1989和2000年；ⅡB型预报正确的年份有1991、2005和2006年；ⅢA型预报正确的年份有1996和1998年；ⅢB型预报正确的年份有1987年；ⅢC型预报正确的年份有1993、1999、2001和2002年。不完全正确的年（即预报和实况在同一大类但不完全同类）有4年，这样，完全正确年和不完全正确年共计30年，占83.3%；完全报错（即预报和实况不在同一大类）的有6年，它们是1976、1986、1990、1992、1997和2003年。2007和2008年不参加8种相似型分类，留作试验。结果2007年的预报型是ⅡB型（见图2b），与实况（图略）相比，淮河流域和华南的多雨带预测是成功的，但东北的多雨区没有出现；2008年预报型是ⅢC型（见图3c），与实况（图略）相比，江南南部至华南的多雨区预测成功，但华北西北部和淮河流域的多雨区没有预报出来，属部分成功。用国家气候中心预测室的评分办法，2007年评分为72分，2008年评分为71分。2009年的预报型是ⅡB型（见图2b）。

4 小 结

（1）8种雨带类型是在廖荃荪等的中国3类雨型的基础上分型的，主要反映中国东部地区的旱涝分布。中国西部测站少，多数测站建站晚，资料参差不齐，在雨型划分上有客观困难。

（2）在廖荃荪等的中国3类雨型中，主要多雨带位于黄河至长江之间的属Ⅱ类雨型，Ⅱ类雨型的长江以南和黄河以北大部地区降水偏少，全国夏旱范围大（图2a），尤其是如果这时黄河至长江之间也没有明显的雨带，则形成全国大旱年，如1972年。这是根据20世纪50、60、70年代的气候特点划分的，在Ⅱ类雨型中占较大比例。但是近年来夏季降水出现了新特点，除淮河流域有雨带外，江南南部至华南还有一个多雨带，如2005、2006、2007、2008年等；这是不是一种阶段性气候信号，应引起注意。

（3）从1971—2006年共36年的回报效果看，完全报错的有6年；就2007、2008年的试报结果看，也比较成功。说明本相似模型是可行的，但这种方法是否行之有效还需要长期的实践检验。

参考文献

[1] 廖荃荪，赵振国. 我国东部夏季降水分布的季节预报方法[J]. 应用气象学报，1992，3(增刊)：1-9.
[2] 魏凤英，张先恭. 我国东部夏季雨带类型的划分及预报[J]. 气象，1988，14(8)：15-19.
[3] 赵汉光，张先恭. 我国东部夏季雨带的气候分类及其环流特征[J]. 气象，1993，19(9)：3-8.
[4] 王绍武，叶瑾林，龚道溢，等. 中国东部夏季型的研究[J]. 应用气象学报，1998，9(1)：65-73.
[5] 孙林海，赵振国，许力，等. 中国东部季风区夏季雨型的划分及其环流成因分析[J]. 应用气象学报，2005，16(增刊)：56-62.
[6] 李麦村. 大气环流的准半年重现现象与长期天气过程[M]. 中国科学院大气物理研究所集刊，第13号，长期天气过程的研究. 北京：科学出版社，1985：1-14.
[7] 程玉琴，张少文，徐钰强，等. 冬季环流与赤峰地区夏季旱涝. 气象，2001，27(11)：44-47.
[8] 李自强，马春生. 平流层冬季50 hPa QBO与长江中下游地区夏季旱涝的关系[J]. 气象，1992，18(1)：3-7.
[9] 王莘芳，汪克付. 秋冬季节转换与次年汛期旱涝的关系[J]. 气象，1996，22(12)：40-42.
[10] 唐伍斌. 广西秋冬旱涝的时空分布特征及同期环境分析[J]. 气象，2009，35(12)：108-113.
[11] 胡景高，周兵，陶丽. 南亚高压特征参数与我国夏季降水的关系分析[J]. 气象，2010，36(4)：51-56.

SWAT 模型在气候变化对水资源影响研究中的应用*

——以河南省中部农业区为例

顾万龙[1**] 竹磊磊[1] 许红梅[2] 王纪军[1] 朱业玉[1]

([1]河南省气候中心,郑州 450003;[2]国家气候中心,北京 100081)

摘 要 为了研究气候变化对水资源的影响,应用具有物理基础的 SWAT(Soil and Water Assessment Tool)模型,针对河南中部农业区(淮河上游沙河周口水文站上游区域)的特点,构建了该区域气候变化影响水资源(径流)评估模型。通过加载 1:4000000 电子河系数据,消除了 SWAT 在平原区从 1:250000 DEM 自动提取河系的误差;在对模型参数敏感性分析的基础上,将 1999—2002 年作为校准期,2003—2006 年作为验证期,对模型的参数进行了校准和验证,模型校准期 Nash-Sutcliffe 效率系数 $E_{ns}=0.96$,$r^2=0.95$,验证期 $E_{ns}=0.81$,$r^2=0.87$,表明模型应用于该区域的月径流模拟精度较高。将 1966—2007 年的气象资料应用于模型进行模拟,分析结果表明,地表径流、基流年内变化趋势与降水量变化趋势一致,蒸散发是该地区水量的主要输出项,地表径流是基流的 2 倍左右,地表径流相对于降水有滞后性,基流滞后于降水 3 个月时间。

关键词 SWAT 模型;径流;气候变化;沙河

中图分类号 S963 **文献标识码** A **文章编号** 1000-4890(2010)2-0395-06

Application of Soil and Water Assessment Tool (SWAT) Model in the research of the effects of climate change on water resources: A case study in central agricultural area of Henan Province.

GU Wan-long[1], ZHU Lei-lei[1], XU Hong-mei[2], WANG Ji-jun[1], ZHU Ye-yu[1]

([1]*Henan Climate Center, Zhengzhou* 450003, *China*; [2]*National Climate Center, Beijing* 100081, *China*). *Chinese Journal of Ecology*, 2010, **29**(2): 395-400.

Abstract: In order to evaluate the effects of climate change on water resources, an evaluation model for the upper reaches of Shahe River (the central agricultural area of Henan Province) was set up, based on the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model. By using 1:4000000 digital river data, the error automatically produced by using 1:250000 DEM was removed. In the meantime, the hydrological and meteorological data in 1999-2002 and 2003-2006 were respectively applied to calibrate and verify the model, based on the sensitivity analysis of parameters. During the calibration period, the $E_{ns}=0.96$ and $r^2=0.95$; and during the verification period, the $E_{ns}=0.81$ and $r^2=0.87$. Both of these indicated that the model could be successfully applied to simulate the monthly runoff. The simulated results from 1966 to 2007 showed that the surface runoff and groundwater had the same changing trend with precipitation. Evapotranspiration was the main output of the water resources in the area, and the surface runoff was about 2 times of the groundwater. The runoff showed a lag behind precipitation, and the precipitation lagged 3 months to become groundwater.

Key words: Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model; runoff; climate change; Shahe River.

气候变化如何影响水资源是淮河流域生态保护中面临的一个现实问题。淮河是中国东部地区一条重要的地理分界线,流域气候适宜,人口众多,但历史上灾害频繁,近 20 年来污染问题又非常突出,关注气候变化对淮河流域水资源的影响,是改善流域水体功能,治理流域生态的基础性工作。本文选取

* 河南省科技攻关计划资助项目(072102320006)。

** 通讯作者 E-mail:gwl_62@hotmail.com

收稿日期:2009-06-16 接受日期:2009-10-24

淮河上游沙河周口水文站上游区域为研究区,该区域位于河南中部,包括山区、丘陵和平原地形,以农业区为主,其地形地貌、耕作制度以及降水情况在淮河流域具有很好的代表性,研究这个区域的水资源变化情况对于全流域具有很好的指示意义。

降水是水资源的主要来源,气候变化对水资源有明显影响。气候变化对水资源的影响研究主要通过对水资源和气候资料的统计分析(张永勤等,2002;高歌等,2003)、分析气候模式输出资料(夏军等,2008)或将气候模式输出资料或假定气候方案结合水文模型等方法(王国庆等,2002;金兴平等,2009)。本文利用具有物理基础的SWAT(Soil and Water Assessment Tool)模型,研究河南省中部淮河上游地区的径流对气候变化的响应。

SWAT模型是美国农业部20世纪90年代早期发展的面向大中流域、长时间尺度的模型,它具有很强的物理基础,用于模拟预测长期土地管理措施、土地利用等对于大面积复杂流域的径流、泥沙负荷和营养物流失的影响,近年被较多地用于气候变化对水资源影响的研究。国外一些学者从不同流域、不同方面利用SWAT模型进行了模拟研究(Arnold *et al.*,1999;Eckhardt & Arnold,2001;Borah & Bera,2003),不断完善和发展该模型,使其功能日益强大。近年来,该模型在中国长江流域、黄河流域、海河流域的不同子流域得到了广泛应用。王中根等(2008)针对海河流域的特点,对平原区河网和入海口进行合理概化,同时开发了基于SWAT模型的海河流域水平衡分析工具;姚允龙与王蕾(2008)利用SWAT模型模拟了三江平原典型沼泽性河流——挠力河的径流量演变特征及变化趋势,结果发现1995—2004年相对1975—1985年的年径流变化只有部分是由气候因素引起的;张雪松等(2003)以黄河下游洛河卢氏水文站以上流域为研究区,在模型校准过程中采用自动数字滤波技术将径流总量划分为直接径流和基流,并分别对直接径流和基流进行校准,以达到径流总量的拟合;吴军与张万昌(2007)选取汉江上游马道流域,分析径流对地形参数变化的响应关系,并提出了归一化径流-河道总长比指数。

本研究区域为淮河上游(沙河周口水文站上游)各支流(沙河、汝河、颍河和贾鲁河)组成的流域。该区域位于河南省中部(33°30′N—35°N,112°E—114°30′E),各支流均发源于伏牛山北支外方山脉,向东流经平原,汝河、颍河和贾鲁河分别汇入淮河支流沙河,流域面积25163.9 km^2。流域属于暖温带季风气候区,降水丰沛,光照充足,适宜农、林、牧、副、渔各业的发展,生产潜力很大。流域多年平均年降水量600~800 mm,降水季节变化显著,6—8月降水量占全年降水量的50%~60%。

1 材料与方法

1.1 基础数据

SWAT模型的主要输入数据有气象数据、数字高程模型(DEM)数据、土壤数据、土地利用数据;模型校准和验证采用实测的月径流量资料。

1.2 地信数据获取和处理

本研究空间数据的分辨率和格式见表1:1)数字高程模型(DEM)数据,来源于国家基础地理信息中心,分辨率为1∶250000。2)土地利用数据,来源于国家自然科学基金委员会"中国西部环境与生态科学数据中心"。提取的流域土地利用分布为19类,根据SWAT 2005土地利用分类标准转化,重新分类后为15类,以种植冬小麦为主,其次是大豆;冬小麦、大豆的种植面积分别占土地利用的57.36%和9.44%。3)土壤数据,来源于"中国西部环境与生态科学数据中心"。流域内包括了8个土纲、16个土类、34个亚类的土壤类型,主要以褐土为主,其次是潮土;褐土、潮土面积分别占流域面积的30.15%和29.12%。4)河系数据,源自国家基础地理信息中心1∶4000000水系图。SWAT模型能够在ARCVEIW或ARCGIS界面下根据DEM自动提取河系,通常情况下,提取的河系能很好地反映实际的河网分布情况,取得较好的模拟效果。但由于本研究区大部分属于平原地区,地势较平坦,海拔高于1000 m的只占2.3%,海拔在500 m以下的占88.32%,在200 m以下的占65.19%,SWAT模型从1∶250000 DEM自动提取河系(图1a)时,贾鲁河、汝河和沙河3个支流的形状和位置与实际有较大的偏

表1 地信数据的分辨率、格式、来源

Tab.1 Resolution, format and source of geographic information system data

数据	比例尺	格式	来源
DEM	1∶250000	GRD	国家基础地理信息中心
水系图	1∶4000000	Shape	国家基础地理信息中心
土地利用图	250 m	Shape	国家自然科学基金委员会"中
土壤类型图	1∶1000000	Shape	国西部环境与生态科学数据中心"

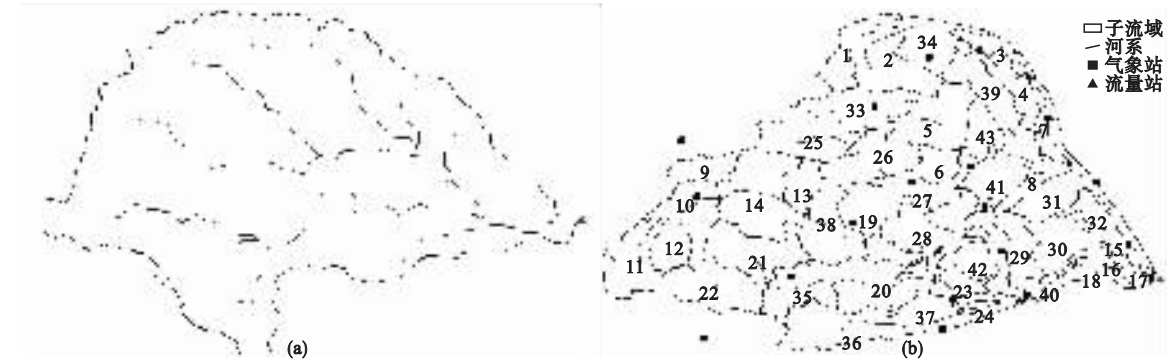


图 1 周口上游流域根据 DEM 自动提取的水系示意图(a)与 1:4000000 水系示意图(b)

Fig. 1 River system (a) obtained from DEM and the real river system (b) of the upper reaches of catchment from Zhoukou Hydrometric Station

差,必然不能合理地进行流域径流等的模拟。因此,要正确模拟水流、泥沙等的实际情况,必须寻找其他的办法解决此问题。本研究选用了1:4000000电子河系(图 1b)加载在地信数据里,然后在 DEM 和电子河系的基础上提取下级河系的方向和水流长度、计算地形因子等。5)模型空间结构。地信数据输入完毕后,设定集水面积阈值为 300 km^2,在研究区内共提取了 44 个子流域;设定水文响应单元(HRU)时,植被类型占子流域阈值取 8%,土壤占植被面积取值 11%,共取得 235 个水文响应单元(HRU)。

1.3 水文、气象数据获取和计算

1.3.1 水文数据 模型的水文资料采用沙河周口二站的 1999—2006 年逐月流量资料。

1.3.2 气象资料 气象条件为所有模拟过程提供总驱动力,SWAT 模型所需的气象数据包括日降水量、最高气温、最低气温、相对湿度、风速、太阳辐射。除太阳辐射资料外,其他气象数据均取自流域内 18 个气象站(图 1b),18 个站点分布均匀,基本上满足了分布式水文模型的需要。研究流域内 18 个气象站只有郑州站有太阳辐射观测,因此其他站日太阳辐射必须通过某种方法计算取得。天空云量是影响太阳辐射的主要因素,而天空云量与当日最高气温与最低气温之差有关。Hargreaves 首先提出最高气温和最低气温之差与太阳辐射的关系,Allen 等(1998)修正了 Hargreaves 方程,该关系式为:

$$R_s = K_r (T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (1)$$

式中:R_s 为计算的太阳辐射(MJ·m^{-2}·d^{-1});R_a 为外空辐射(翁笃鸣,1997)(MJ·m^{-2}·d^{-1});T_{max} 为最高气温(℃);T_{min} 为最低气温(℃);K_r 为调节系数,内陆地区通常取 0.17。

如果模拟期间逐日气象资料有缺失时,SWAT 模型通过构建的 WXGEN 天气发生器,插补缺失的气象资料。天气发生器要求输入流域多年逐月平均气象资料,共有 14 类,14 类分别为月平均最高气温及相应标准差、月平均最低气温及相应标准差、月降水量、降雨标准差、降雨偏差系数、降雨干湿(无雨日至有雨日)概率、湿湿(有雨日至有雨日)概率、降雨天数、月最大半小时降雨量、月平均太阳辐射、露点温度和风速。

1.4 模拟方法

1.4.1 径流计算 SWAT 模拟的流域水文过程分为陆面部分(即产流和坡面汇流部分)和水面部分(即河道部分)。水量平衡是基于降水、地表径流、蒸散、壤中流、渗透、地下水回流和河道运移损失来计算的。SWAT 模型单独计算每个水文响应单元(HRU)的径流量,进行汇流演算,最后求得出口断面的流量,所谓水文响应单元是子流域内具有相同植被类型、土壤的陆面面积的集合(Neitsch *et al.*,2005)。径流模拟计算方法采用 SCS 法(Soil Conservation Service & Taylor,1972),潜在蒸发量的模拟方法选择 Priestley-Taylor 法(Priestley & Taylor,1972)。

在模型的运行初期,许多变量,如土壤含水量的初始值为零,这对模型模拟结果影响很大,因此在很多情况下,需要将模拟初期作为模型运行的启动(SETUP)期,以合理估计模型的初始变量,然后再将数据系列分为校准和验证期。根据数据的情况,选用 1998 年作为启动期,1999—2002 年作为校准期,2003—2006 年作为验证期。

1.4.2 模型评价标准 SWAT 采用 Nash-Sutcliffe

模拟效率系数 E_{ns} 和确定性系数 r^2 对模型的验证结果进行评价。E_{ns} 和 r^2 越接近 1，表明模拟效率越高，模拟径流量与实测径流量越接近（模拟径流对实测径流的解释越高）。E_{ns} 为负值时，说明模拟值误差很大，平均观测值比模拟值更具代表性。

$$E_{ns} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^{n} (Q_{obs,i} - \overline{Q}_{obs})^2} \quad (2)$$

式中，$Q_{obs,i}$ 为观测径流量，$Q_{sim,i}$ 为模拟径流量，$\overline{Q}_{obs}$ 为多年平均观测径流量，n 为模拟流量序列长度。

确定性系数 r^2 为线性相关系数平方，线性相关系数可以通过线性回归法求得。

2 结果与分析

2.1 参数敏感性

SWAT 模型包含大量参数，参数灵敏性分析的目的是为了判断哪些参数值的改变对模型的模拟结果影响更大，从而提高模型校准的效率。本文的参数敏感性分析采用 AVSWAT 2005 敏感性分析工具，在进行 280 次运算后，初步获得参数敏感性等级，选取其中直接影响径流的 6 个参数进行校准，主要参数及校准后结果如表 2 所示。

2.2 模型校准和验证

模型校准期 $E_{ns} = 0.96$，$r^2 = 0.95$，验证期 $E_{ns} = 0.81$，$r^2 = 0.87$。结果表明，SWAT 模型对周口站上游流域月径流模拟精度较高，SWAT 模型模拟该流域径流变化是完全适合的（图 2）。同时，在模拟中发现，站点数量与分布对径流模拟影响很大。比如 2000 年 9 月模拟径流量比实测径流量大很多，但该月降水量普遍不大，只有扶沟站有 258.6 mm 的降水，在计算面雨量时，SWAT 模型根据就近的原则，子流域 31、32 都是取了扶沟站的降水量值，而且这 2 个子流域靠近出口断面，所以对流域出口断面流量贡献很大，导致了模拟径流量比实际径流量大的多。而扶沟站的该月降水有可能只是局地暴雨，代表子流域 31、32 的降水量不合理。

2.3 模拟结果分析

参数校准与模型验证后，运用校准好的参数，根据 1965—2007 年的气象数据，将 1965 年作为启动期，对 1966—2007 年月平均径流量进行了模拟，分析了流域径流对降水变化的响应情况。

2.3.1 多年平均值 1971—2000 年 30 年月平均径流模拟结果如图 3 所示，模拟结果表明，30 年年平均降雨量 669.39 mm，年平均蒸散量 547.04 mm，年平均地表径流 68.05 mm，年平均基流量 34.01 mm。蒸散发是该地区水量的主要输出项，年均蒸散

表 2 敏感性参数及其校准值

Tab. 2 Sensitive parameters and values

敏感等级	输入文件	校准参数	参数含义	参数值
1	*.MGT	CN2	半湿润径流曲线系数	65 ~ 75
2	*.SOL	SOL_AWC(mm/mm)	土壤可利用水量	0.2
3	*.GW	CWQMN(mm)	最小基流出流阀值	0.10 ~ 0.20
4	*.GW	Rchrg_dp	深层地下水下渗率	0.20 ~ 0.35
5	*.HRU	ESCO	土壤蒸发补偿系数	0.02 ~ 0.30
6	*.HRU	CANMX(mm)	植被最大储水量	0.50 ~ 2.0

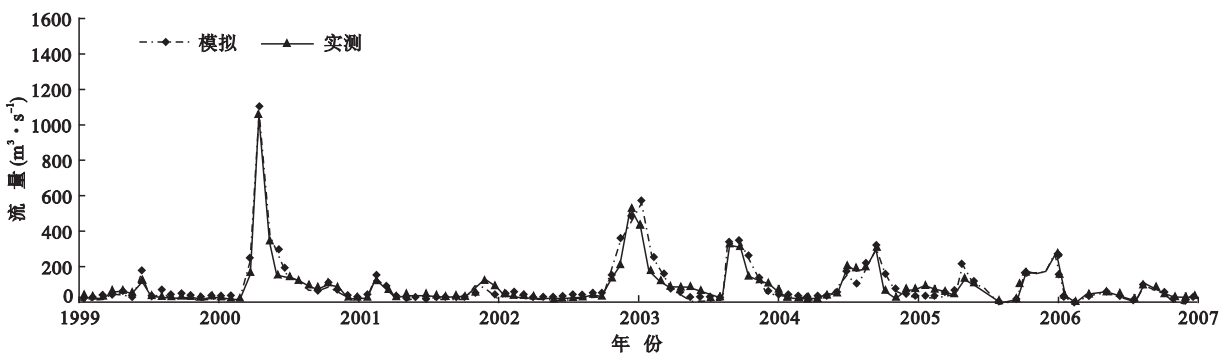


图 2 流域月径流实测值与模拟值变化

Fig. 2 Comparisons of measured and simulated values of monthly runoff

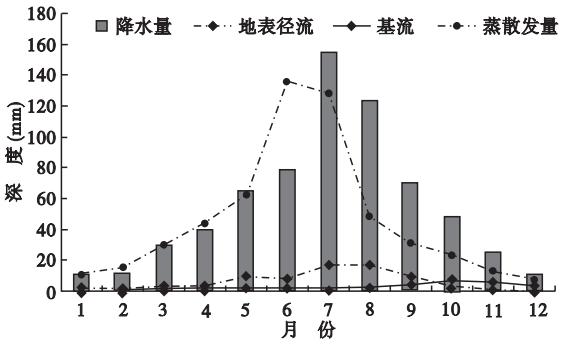


图 3 30 年平均径流年内变化模拟值

Fig. 3 Monthly changes of the simulated runoff

发量占年均降水量的 81.72%,年平均地表径流量和基流量总和只占降水量的 15.34%。地表径流所占比重大,地表径流量是基流的 2 倍左右。

总体上看,地表径流、基流年内变化趋势与降水量年内变化趋势一致。流域蒸散发量在 6 月达到最大,降水量在 7 月达到最大,地表径流量在 8 月达到最大,基流在 10 月达到最大。7、8 月降水量全年最大,2 个月份的降水量均超过 100 mm,其中 7 月降水量最大,为 155.0 mm,8 月次之,为 123.7 mm,7 月降水量是 8 月的 1.25 倍;地表径流也是 7、8 月最大,2 月总的地表径流占到全年的 49.1%,但 8 月的地表径流略多于 7 月的地表径流。而基流在 10 月才能达到最大,比降水最大月份晚了 3 个月,比地表径流的最大月份晚了 2 个月,说明地表径流相对于降水有滞后性,同时降水下渗变为基流也需要一定的时间。基流 1—7 月变化不大,一直保持在 1 ~ 2 mm,8—12 月维持在 2 mm 以上。

2.3.2 年际变化 1966—2007 年径流变化如图 4 所示,降水量、径流量年际变化均呈上升趋势;降水量较大的年份有 1984、2000、2003 年,这些年径流量也较大;降水量最小值出现在 1966 年,对应的径流量也是最小值。

降水量在 80 年代前半期持续了 4 年高值,21 世纪绝大部分年份,降水量均保持较高的值。降水量和径流量均呈上升趋势,上升率分别为 22.09 mm·$10a^{-1}$、9.89 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot 10a^{-1}$,但均未通过 0.05 的显著性检验。

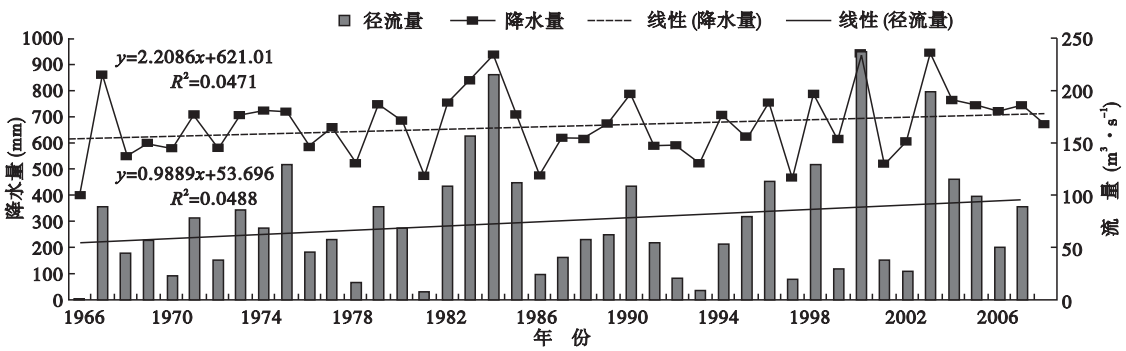


图 4 1966—2007 年径流年际变化模拟值

Fig. 4 Inter-annual changes of the simulated runoff from 1966 to 2007

3 结 论

SWAT 模型适用于模拟山区-丘陵-平原过渡区径流变化,在河南省中部淮河流域沙河周口水文站上游的区域内,模型校准期和验证期的模拟精度都很高,能很好地模拟出径流年内、年际变化特征,可进一步用于未来气候变化对水资源影响的预估。

模型基于 1∶250000 DEM 提取的河系在平原区与实际的河系有很大的偏差,不能用于进一步的径流模拟,因此,在平原地区构建 SWAT 模型时,需要实际的河系资料加载在模型中。

模型在降雨空间处理上不太理想,站点数量与分布对径流模拟影响很大,个别站点出现的局地性暴雨有可能被扩大化。因此,应用 SWAT 模型需尽可能多地增加雨量点的密度。

利用 1965—2007 年的气象数据和构建的模型,对 1966—2007 年月平均径流量进行了模拟,结果表明:年平均蒸散发是该地区水量的主要输出项;年平均地表径流是基流的 2 倍左右;地表径流、基流变化趋势与降水量变化趋势一致;地表径流相对于降水有滞后性,同时降水下渗变为基流也需要一定的时间。降水量和径流量在 80 年代前半期持续了 4 年高值,20 世纪绝大部分年份,降水量和径流量均保持较高的值;降水量、径流量均呈上升趋势,但均未

通过0.05的显著性检验。

致谢 郑州大学环境与水利学院胡彩虹副教授在研究工作中给予指导帮助！

参考文献

高 歌，李维京，张 强. 2003. 华北地区气候变化对水资源的影响及2003年水资源预评估. 气象，29(8)：26-30.

金兴平，黄 艳，杨文发，等. 2009. 未来气候变化对长江流域水资源影响分析. 人民长江，40(8)：35-38.

王国庆，王云璋，康玲玲. 2002. 黄河上中游径流对气候变化的敏感性分析. 应用气象学报，13(1)：117-121.

王中根，朱新军，夏 军，等. 2008. 海河流域分布式SWAT模型的构建. 地理科学进展，27(4)：1-6.

翁笃鸣. 1997. 中国辐射气候. 北京：气象出版社.

吴 军，张万昌. 2007. SWAT径流模拟及其对流域内地形参数变化的响应研究. 水土保持通报，27(3)：25-40.

夏 军. 2008. 气候变化对密云水库水资源的影响及其适应性管理对策. 气候变化研究进展，6(4)：319-323.

姚允龙，王 蕾. 2008. 基于SWAT的典型沼泽性河流径流演变的气候变化响应研究——以三江平原挠力河为例. 湿地科学，6(2)：198-202.

张雪松，郝芳华，杨志峰. 2003. 基于SWAT模型的中尺度流域产流产沙模型研究. 水土保持研究，10(4)：38-42.

张永勤，缪启龙，彭补拙. 2002. 长江三角洲地区水资源供需平衡的估算模型研究. 水文，22(2)：6-9.

Allen RG，Pereira LS，Raes D，*et al*. 1998. Crop Evapotranspiration：Guidelines for Computing Crop Water Requirements. Rome：FAO Irrigation and Drainage.

Arnold JG，Srinivasan R，Muttiah RS，*et al*. 1999. Continental scale simulation of the hydrologic balance. *Journal of the American Water Resources Association*，**35**：1037-1051.

Borah DK，Bera M. 2003. Watershed-scale hydrologic and nonpoint-source pollution models：Review of mathematical bases. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*，**46**：1553-1566.

Eckhardt K，Arnold JG. 2001. Automatic calibration of a distributed catchment model. *Journal of Hydrology*，**251**：103-109.

Neitsch SL，Arnold JG，Kiniry JR，*et al*. 2005. Soil and water assessment tool theoretical documentation [EB/OL]. [2009-05-16]. http：//www. brc. tamus. edu/swat/doc. html.

Priestley CHB，Taylor RJ. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*，**100**：81-92.

Soil Conservation Service. 1972. SCS National Engineering Handbook，Section 4，Hydrology. Washington：Govt. Print. Off.

作者简介 顾万龙，男，1962年生，副研级高工。主要从事气候应用、气候资源和气候变化研究。E-mail：gwl_62@hotmail.com

责任编辑 李凤芹

顾薇,李崇银. IPCC AR4 中海气耦合模式对中国东部夏季降水及 PDO、NAO 年代际变化的模拟能力分析[J]. 大气科学学报,2010,33(4):401-411.

Gu Wei, Li Chong-yin. Evaluation of the IPCC AR4 climate models in simulating the interdecadal variations of the east China summer precipitation, PDO and NAO[J]. Trans Atmos Sci, 2010, 33(4): 401-411.

IPCC AR4 中海气耦合模式对中国东部夏季降水及 PDO、NAO 年代际变化的模拟能力分析

顾薇[1,2],李崇银[2,3]

(1. 国家气候中心,北京 100081;2. 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,北京 100029;
3. 解放军理工大学 气象学院,江苏 南京 211101)

摘要:利用 1880—1999 年中国东部 35 站的观测降水资料、英国 Hadley 中心的海温和海平面气压资料以及 IPCC 第 4 次评估报告(AR4)中 20 世纪气候模拟试验(20C3M)的模式输出结果,对 IPCC AR4 中 22 个耦合模式所模拟的我国东部夏季降水的年代际变化情况以及太平洋年代际涛动(PDO)和北大西洋涛动(NAO)的年代际变化情况进行了分析。结果显示,这些模式对 20 世纪我国东部夏季降水年代际变化的模拟结果并不理想,但对降水在 20 世纪 70 年代中期前后的突变具有一定的模拟能力。其中 IAP_FGOALSL_0_G 可以大致模拟出 20 世纪 70 年代中期前后降水型的突变特征,而 BCCR_BCM2_0 和 UKMO_HadGEM1 则可以模拟出华北地区降水在 20 世纪 70 年代中期之后减少的现象。对于引起我国东部夏季降水年代际变化的重要因子 PDO 和 NAO,模式对它们年代际变化的模拟效果略好于降水。多数模式都可以模拟出 PDO 和 NAO 的空间模态,其中 CNRM_CM3 和 UKMO_HadGEM1 对 PDO 年代际变化(8 a 以上)的模拟与实际情况比较相似,并可以模拟出 20 世纪 70 年代中期之后 PDO 由负位相转变为正位相的情况,而模式 UKMO_HadGEM1 也对 NAO 的年代际变化以及 1980 年以来不断加强的趋势模拟较好。

关键词:中国东部夏季降水;IPCC AR4;年代际变化;太平洋年代际振荡(PDO);北大西洋涛动(NAO)

中图分类号:P467 **文献标识码**:A **文章编号**:1674-7097(2010)04-0401-11

Evaluation of the IPCC AR4 Climate Models in Simulating the Interdecadal Variations of the East China Summer Precipitation, PDO and NAO

GU Wei[1,2], LI Chong-yin[2,3]

(1. National Climate Center, Beijing 100081, China; 2. State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 3. Meteorological College, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101, China)

Abstract: This paper aims to evaluate the performance of the IPCC AR4 (Intergovernmental Panel on Climate Change, the Fourth Assessment Report) climate models in simulating the interdecadal variations of the summer precipitation in East China and its two important influencing factors-the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and the North Atlantic Oscillation (NAO). The results indicate that although most models can not reproduce the interdecadal variations of the summer precipitation during the 20th centu-

收稿日期:2009-11-22;**改回日期**:2010-03-30

基金项目:国家重点基础研究发展计划项目(2006CB403600);科技部科技支撑项目(2006BAC02B04);中国气象局 2009 年季节气候预测业务系统建设项目

作者简介:顾薇(1981—),女,山西大同人,博士,工程师,研究方向为东亚气候的年代际变化及短期气候预测,guwei@mail.iap.ac.cn.

ry, IAP_FGOALSL_0_G can simulate the abrupt change of the precipitation around the 1970s. Besides, models BCCR_BCM2_0 and UKMO_HadGEM1 can simulate the abrupt change of the precipitation in North China around the 1970s. For PDO and NAO, most models can reproduce them as the principal mode in North Pacific sea surface temperature field and in North Atlantic sea level pressure field, respectively. However, only CNRM_CM3 and UKMO_HadGEM1 can reproduce the interdecadal variations of PDO in the 20th century and its abrupt change around the 1970s. And model UKMO_HadGEM1 can also reproduce the interdecadal variations of NAO and its increasing trend since the 1970s.
Key words: summer precipitation in eastern China; IPCC AR4; interdecadal variation; the Pacific Decadal Oscillation; the North Atlantic Oscillation

0 引言

为了初步检验模式的模拟能力,IPCC 第 4 次评估报告(AR4)中采用的耦合气候模式均进行了 20 世纪气候模拟(20C3M)试验。该试验主要利用实际观测的外强迫变化资料来驱动“海洋—大气—陆地—海冰”耦合的气候模式,以考察在这些外强迫作用下,耦合模式能够在多大程度上再现实际观测的 20 世纪气候演变过程。并且,为了方便不同模式间结果的比较,各模式所加的外强迫均采用统一的标准。这样得到的模式资料是非常宝贵的资源,各国科学家利用这些资料进行了大量研究,并对这些耦合气候模式对过去近百年来气候的模拟能力进行了评估。例如,Zhou 和 Yu[1] 利用 20C3M 试验的模拟结果和观测数据,对中国和全球气温的变化趋势进行了分析,指出在考虑了自然和人类活动的情况下,IPCC AR4 中的模式可以模拟出全球气温的长期变化趋势以及年代际时间尺度的变化,但更短时间尺度的气温变化在模式中则没能得到再现。此外,这些模式也无法很好的模拟出中国气温变化趋势的区域性特征[1]。Dai[2] 则利用 20C3M 的模拟结果和观测的降水资料,从空间分布、日变化、季节内至年际时间尺度变化、与 ENSO 之间的关系等多方面评估了 IPCC AR4 中模式对降水(主要是热带地区降水)的模拟能力。

东亚夏季风是影响东亚夏季气候的重要系统,在它的影响下,中国东部夏季降水呈现出从季节内到年代际时间尺度的复杂的变化[3-6],其中降水的年代际变化问题受到广泛的关注。如 20 世纪 70 年代中期以来华北地区持续干旱,而长江中下游地区则洪涝灾害频繁发生,这种“南涝北旱”的现象给我国国民经济和人民生活带来巨大影响[7-10]。目前,不少学者都对引起我国东部夏季降水年代际变化的机理进行了分析[11-15],然而,资料长度不足的问题大大限制了人们对于降水年代际变化规律和机理的进一步认识,而耦合模式则能够在一定程度上弥补这一不足。Bao 和 Huang[16] 利用 IPCC 第 3 次评估报告中 5 个耦合模式的结果,对 1951—1999 年中国东部夏季降水年代际变化的模拟情况进行了分析,发现虽然模式对降水年代际变化的模拟与观测事实相差较远,但有的模式基本上可以模拟出 20 世纪 70 年代中期前后降水发生的突变。此外,虽然对东亚降水的模拟较差,但模式依然可以较好地再现南方涛动、太平洋—北美遥相关型等几个主要大气涛动,以及东亚大槽、北美大槽等几个主要大气环流系统的年代际变化特征[17-18],有的模式还能够较好地模拟出 1976/1977 年前后的年代际突变现象[19-21]。

在 Bao 和 Huang[16] 的研究中采用的是 IPCC 第 3 次评估报告中的耦合模式,而 IPCC AR4 中使用的模式无论是空间分辨率,还是所采用的物理过程,都比第 3 次评估报告中使用的模式有长足的进步。因此,为了更好地了解现有模式对中国东部夏季降水的模拟情况,尤其是对降水年代际变化的模拟情况,本文将利用 IPCC AR4 中 22 个耦合模式的结果,对模式中 20 世纪中国东部夏季降水在 1880—1999 年的年代际变化情况进行分析,并着重分析耦合模式对 20 世纪 70 年代中期夏季降水突变这一现象的再现能力。此外,由于太平洋年代际振荡(PDO)和北大西洋涛动(NAO)都具有很强的年代际变化特征,是年代际尺度上可能影响我国东部夏季降水变化的重要因子[22-23],本文也对模式模拟二者年代际变化的能力进行了评估。

1 资料和方法

使用的模式资料为 IPCC AR4 中 22 个耦合模式(表 1)的 20C3M 试验月平均的输出结果,使用的变量包括降水通量、海表温度和海平面气压场。降水观测数据为我国东部 35 站夏季(6—8 月)降水量,该数据基于台站的历史观测和部分代用资料重建而成,包含的时段为 1880—1999 年。由于这 35

站在中国东部的分布比较均匀,因此能够很好地描述中国东部降水的空间分布和时间变化[24]。海温的观测资料为英国气象局哈德莱中心(Met Office Hadley Centre)提供的海冰和海表温度数据集 HadISST1[25],该资料覆盖了 1870 年 1 月以来的全球海冰和海表温度,水平分辨率为 1° ×1°。此外,还采用了英国气象局哈德莱中心提供的全球平均海平面气压数据集 HadSLP2[26],该资料的空间分辨率为 5° ×5°,时间从 1850 年 1 月到 2005 年 12 月。它基于 International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set(ICOADS)的海洋观测以及全球 2 228 个地面观测站的月平均历史记录,通过优化空间差值技术重建到全球的格点上。

文中我国东部地区特指 110 ~120°E、22 ~45°N 的范围。夏季定义为 6—8 月,受到观测降水资料长度的限制,研究时段为 1880—1999 年。分析所用方法包括方差分析、时间相关分析、经验正交函数展开等。在研究年代际变化时,采用 8 a 低通滤波后的资料进行分析。同时,由于滤波会破坏原数据的相互独立性,因此在对年代际分量做显著性检验之前,先计算样本的有效自由度[27]。为了文字表达更加简洁,采用表 1 中第 1 列的序号来代表各个模式。

2　中国东部夏季降水的模拟情况

2.1　模式对降水气候态和年代际变化的模拟情况

气候平均值的模拟情况是检验模式性能的一个基本标准,因此首先考察这 22 个模式对中国东部夏季降水气候态的模拟情况。图1显示了35站观测

表 1　IPCC 第 4 次评估报告中 22 个耦合模式名称及所属机构

Table 1　The 22 climate models in IPCC AR4 and their originating groups

模式序号	模式名称	机构
1	BCCR_BCM2_0	Bjerknes Centre for Climate Research(Norway)
2	CCCMA_CGCM3_1	Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis
3	CCCMA_CGCM3_1_T63	As above
4	CNRM_CM3	Météo-France / Centre National de Recherches Météorologiques
5	CSIRO_MK3_0	CSIRO Atmospheric Research(Australia)
6	CSIRO_MK3_5	As above
7	GFDL_CM2_0	US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory(USA)
8	GFDL_CM2_1	As above
9	GISS_AOM	NASA / Goddard Institute for Space Studies(USA)
10	GISS_MODEL_E_H	As above
11	GISS_MODEL_E_R	As above
12	IAP_FGOALSL_0_G	LASG/Institute of Atmospheric Physics(China)
13	INGV_ECHAM4	Max Planck Institute for Meteorology(Germany)
14	INMCM3_0	Institute for Numerical Mathematics(Russia)
15	IPSL_CM4	Institut Pierre Simon Laplace(France)
16	MIROC3_2_MEDRES	Center for Climate System Research(The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change(Japan)
17	MIUB_ECHO_G	Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of KMA, and Model and Data group(Germany/Korea)
18	MRI_CGCM2_3_2A	Meteorological Research Institute(Japan)
19	NCAR_CCSM3_0	National Center for Atmospheric Research(USA)
20	NCAR_PCM1	Meteorological Research Institute(Japan)
21	UKMO_HadCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office(UK)
22	UKMO_HadGEM1	As above

资料和 22 个 IPCC 耦合模式模拟的我国东部夏季降水的气候平均值。可以看到,多数模式对中国东部夏季降水气候态的模拟都偏小,在 22 个模式中,只有 4 个模式(CNRM_CM3、GISS_MODEL_E_R、UKMO_HadCM3、UKMO_HadGEM1)模拟的气候平均降水超出了观测值。进一步对华北地区(110 ~120°E,35 ~ 40°N)、长江中下游地区(110 ~ 122°E,28 ~ 33°N)和华南地区(110 ~120°E,22 ~ 28°N)的夏季降水分别做了同样的分析,结果与整个中国东部地区的情况基本一致(图略)。以与中国东部地区观测降水量气候态的偏差不超过 15% 为标准,则可以选出 11 个对气候态模拟相对较好的模式(表 1 中第 1、2、3、4、7、9、10、11、12、21 和 22 个模式)。因此,接下来的研究只对这 11 个对降水气候态模拟较好的模式做进一步的分析。

表 2 给出了用我国东部 35 站资料和上述 11 个耦合模式资料所构建的我国东部地区 120 a(1880—1999 年)夏季降水时间序列的总方差、年代际方差贡献、相关系数以及年代际尺度上的相关系数等。从降水的方差可以看出,模式模拟的夏季降水的方差远远小于观测值,其中模式 1(BCCR_BCM2_0)的方差最大,但其量值也不到观测值的一半,这说明各耦合模式普遍低估了我国东部夏季降水的变化幅度。模拟与观测降水的相关系数显示,只有模式 22(UKMO_HadGEM1)所模拟的东部总降水量与观测的相关系数能够通过 0.1 信度的显著性检验(0.15),为 0.16;而其他模式与观测降水的相关都非常低,甚至许多出现负相关,这说明多数耦合模式对于中国东部夏季降水总的模拟能力还比较差。从年代际方差贡献来看,观测降水的年代际变化非常明显,占到总方差的 31%,而模式模拟降水的年代际变化特征也比较明显,除了模式 1 中年代际方差贡献为 15% 以外,其余模式中年代际变化的方差贡献都在 20% ~40%,与观测值较为接近。然而,由于 8 a 低通滤波后 120 a 资料的有效自由度降低至 15 左右,达到 0.1 信度显著性检验的相关系数上升为 0.47 左右,因此年代际尺度上,无论哪个模式模拟的降水序列都没有达到 0.1 信度显著性检验的相关水平(表 2)。这说明,尽管各耦合模式中降水年代际变化的方差贡献比较接近观测,但是其模拟的年代际变化与观测仍然有很大差距。

对华北地区、长江中下游地区和华南地区的夏季降水做类似分析(表 3 ~5),发现其结果与整个中国东部地区的结果基本一致,即各模式均大大低估了降水变化的方差,但能够较好地再现年代际变化的方差贡献。同时,模式中降水的变化与观测相差依然很大,除了模式 2(CCCMA_CGCM3_1)中长江流域夏季降水与观测的相关能通过 0.1 信度的显著性检验外,其余不管是总变化还是年代际时间尺度上的变化,各模式与观测的相关系数均没有通过 0.1 信度的显著性检验。这表明,无论是从整体还是区域来看,模式对我国东部降水的模拟都存在很大不足;然而,相比而言,模式对我国东部降水年代际分量的模拟在某种程度上具有一定的可信性。

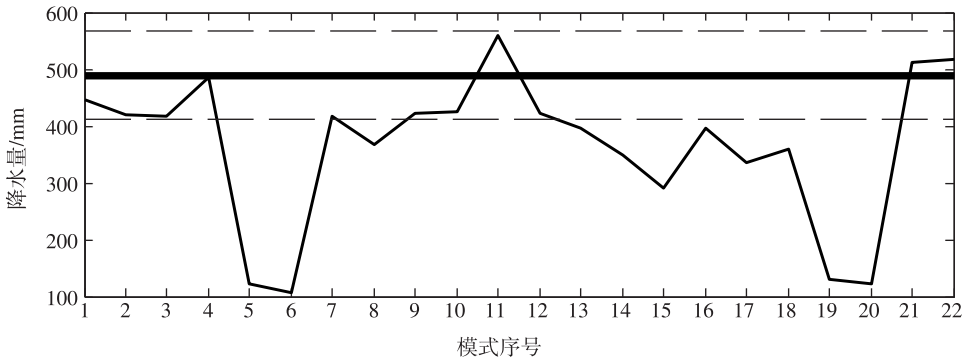


图 1 22 个模式模拟中国东部夏季降水的平均值(粗实线代表观测降水的气候平均值,短划线表示偏离平均值 15% 水平)

Fig. 1 The climatology of summer precipitation(mm) in eastern China in 22 model simulations(The *x*-axis denotes the model numbers,and the *y*-axis denotes the precipitation. Thick line indicates the observational value,and dashed lines indicate a departure of 15% from the observational value)

表 2　观测及模式模拟中国东部夏季降水的总方差、年代际分量的方差贡献及二者的相关系数

Table 2　Total variance and its interdecadal contribution of summer precipitation in eastern China in observations and simulations, and the correlation coefficients between the observations and the simulations

模式号	模式名称	方差	年代际方差贡献	相关系数	年代际相关系数
	观测	3 240	0.31	—	—
1	BCCR_BCM2_0	1 570	0.15	−0.01	0.17
2	CCCMA_CGCM3_1	260	0.32	0.10	−0.05
3	CCCMA_CGCM3_1_T63	1 226	0.32	−0.13	0.15
4	CNRM_CM3	831	0.21	−0.05	−0.52
7	GFDL_CM2_0	589	0.26	−0.14	−0.32
9	GISS_AOM	200	0.26	−0.04	−0.00
10	GISS_MODEL_E_H	296	0.42	−0.13	−0.11
11	GISS_MODEL_E_R	175	0.34	0.09	0.12
12	IAP_FGOALSL_0_G	308	0.24	−0.02	0.20
21	UKMO_HadCM3	1 135	0.22	−0.13	0
22	UKMO_HadGEM1	1 529	0.36	0.16[1)]	0.09

注:1)表示通过 0.1 信度的显著性检验.

表 3　观测及模式模拟华北夏季降水的总方差、年代际分量的方差贡献及二者的相关系数

Table 3　Total variance and its interdecadal contribution of summer precipitation in North China in observations and simulations, and the correlation coefficients between the observations and the simulations

模式号	模式名称	方差	年代际方差贡献	相关系数	年代际相关系数
	观测	9 000	0.31	—	—
1	BCCR_BCM2_0	2 249	0.31	−0.01	0.03
2	CCCMA_CGCM3_1	769	0.30	−0.01	−0.08
3	CCCMA_CGCM3_1_T63	4 846	0.33	−0.11	−0.35
4	CNRM_CM3	2 614	0.20	0.01	−0.25
7	GFDL_CM2_0	1 643	0.22	0.11	0.09
9	GISS_AOM	457	0.25	0.12	0.24
10	GISS_MODEL_E_H	1 211	0.23	−0.02	−0.01
11	GISS_MODEL_E_R	808	0.20	−0.03	−0.25
12	IAP_FGOALSL_0_G	1 121	0.16	0.07	−0.03
21	UKMO_HadCM3	1 182	0.29	−0.07	−0.14
22	UKMO_HadGEM1	2 530	0.33	0.14	0.33

表 4　观测及模式模拟长江流域夏季降水的总方差、年代际分量的方差贡献及二者的相关系数

Table 4　Total variance and its interdecadal contribution of summer precipitation in the Yangtze River valley in observations and simulations, and the correlation coefficients between the observations and the simulations

模式号	模式名称	方差	年代际方差贡献	相关系数	年代际相关系数
	观测	14 876	0.27	—	—
1	BCCR_BCM2_0	6 378	0.17	0.07	0.16
2	CCCMA_CGCM3_1	472	0.25	0.17[1)]	0.01
3	CCCMA_CGCM3_1_T63	3 383	0.25	−0.01	0.46
4	CNRM_CM3	2 334	0.35	0.07	−0.06
7	GFDL_CM2_0	2 418	0.21	−0.03	−0.15
9	GISS_AOM	1 631	0.26	−0.10	−0.13
10	GISS_MODEL_E_H	1 279	0.35	−0.16	−0.24
11	GISS_MODEL_E_R	495	0.31	−0.06	−0.14
12	IAP_FGOALSL_0_G	1 856	0.16	0.11	0.33
21	UKMO_HadCM3	5 173	0.23	−0.07	−0.03
22	UKMO_HadGEM1	4 869	0.33	0.14	−0.12

注:1)表示通过 0.1 信度的显著性检验.

表 5 观测及模式模拟华南夏季降水的总方差、年代际分量的方差贡献及二者的相关系数

Table 5 Total variance and its interdecadal contribution of summer precipitation in South China in observations and simulations, and the correlation coefficients between the observations and the simulations

模式号	模式名称	方差	年代际方差贡献	相关系数	年代际相关系数
	观测	14 918	0.32	—	—
1	BCCR_BCM2_0	2 744	0.15	0.02	0.07
2	CCCMA_CGCM3_1	324	0.26	0.14	−0.03
3	CCCMA_CGCM3_1_T63	1 641	0.33	−0.02	0.04
4	CNRM_CM3	1 124	0.23	−0.11	−0.18
7	GFDL_CM2_0	907	0.24	−0.03	−0.03
9	GISS_AOM	232	0.22	0.06	0.00
10	GISS_MODEL_E_H	438	0.44	−0.01	−0.07
11	GISS_MODEL_E_R	283	0.38	0.06	−0.01
12	IAP_FGOALSL_0_G	512	0.24	−0.14	0.02
21	UKMO_HadCM3	1 899	0.22	−0.16	0.05
22	UKMO_HadGEM1	7 671	0.32	0.06	0.13

2.2 模式对降水 20 世纪 70 年代中期突变的模拟情况

我国东部夏季降水在 20 世纪 70 年代中期前后发生了一次非常显著的年代际突变，降水异常分布由“南旱北涝”型转变为“南涝北旱”型，许多研究都对降水的这次突变进行了研究，并揭示了这次突变产生的一些重要原因[7-11]。但是由于资料长度的限制，目前对于这次突变产生原因的了解并不全面，而气候模式则能够在一定程度上弥补这一不足，成为研究突变机制的有力工具。一个模式是否可以用来研究机制，其前提是它能够对现象进行合理的再现，因此这里将评估上述 11 个耦合模式对 20 世纪 70 年代中期我国东部降水突变的模拟情况。

图 2 显示了用观测降水资料计算的 20 世纪 70 年代中期之前（1951—1976 年）和之后（1977—1999 年）我国东部夏季降水异常的分布。可以清楚地看到，1951—1976 年我国东部华北地区降水偏多、长江中下游降水偏少，1977—1999 年则华北偏旱、长江中下游地区偏涝。为了分析模式结果对这一突变现象的再现能力，分别计算了 11 个模式中 1951—1976 年和 1977—1999 年我国东部的降水异常（图略）。结果表明，没有一个模式能够很好地模拟出这种降水异常由“南旱北涝”向“南涝北旱”转变的情况。相对而言，模式 12（IAP_FGOALSL_0_G）的结果与观测具有一定的相似性，其模拟的降水在 20 世纪 70 年代中期前后的差值场显示出从北至南“负正负”的异常分布形势（图 3），但这种异常分布比实际情况偏南，而且华北地区降水异常也较弱。此外，模式 1（BCCR_BCM2_0）和模式 22（UKMO_HadGEM1）能模拟出华北地区降水在 20 世纪 70 年代末期之后变少的现象，但却不能同时模拟出长江中下游地区降水增多的情况。图 4 给出了 35 站观测、模式 1（BCCR_BCM2_0）、模式 12（IAP_FGOALSL_0_G）和模式 22（UKMO_HadGEM1）中华北地区平均降水的年代际分量。可以看到，从 20 世纪 70 年代末期开始，华北地区降水出现了显著的减少（图 4a），模式 1（BCCR_BCM2_0）（图 4b）和模式 22（UKMO_HadGEM1）（图 4d）能够模拟出该特征，但模拟中变化的强度比观测要大。模式 12（IAP_FGOALSL_0_G）（图 4c）的结果也表现出华北降水的这一突变特征，但其突变时间比实际情况偏晚，发生在 1985 年前后。

总的来说，上述 11 个耦合模式虽然还都不能十分准确地模拟出 20 世纪 70 年代中期前后我国东部夏季降水由“南旱北涝”向“南涝北旱”的转变，但对于 20 世纪 70 年代中期这次突变，模式还是有所反映的。在模式 12（IAP_FGOALSL_0_G）的模拟结果中，20 世纪 70 年代中期前后降水的变化与实际情况较为相似，但是异常中心分布略为偏南，突变时间也偏晚。此外，模式 1（BCCR_BCM2_0）和模式 22（UKMO_HadGEM1）也可以模拟出 20 世纪 70 年代末期华北地区降水减少的现象。

3 PDO 和 NAO 年代际变化的模拟情况

目前对于我国东部夏季降水年代际变化机制的了解并不全面，但许多研究表明，夏季 PDO 和前冬

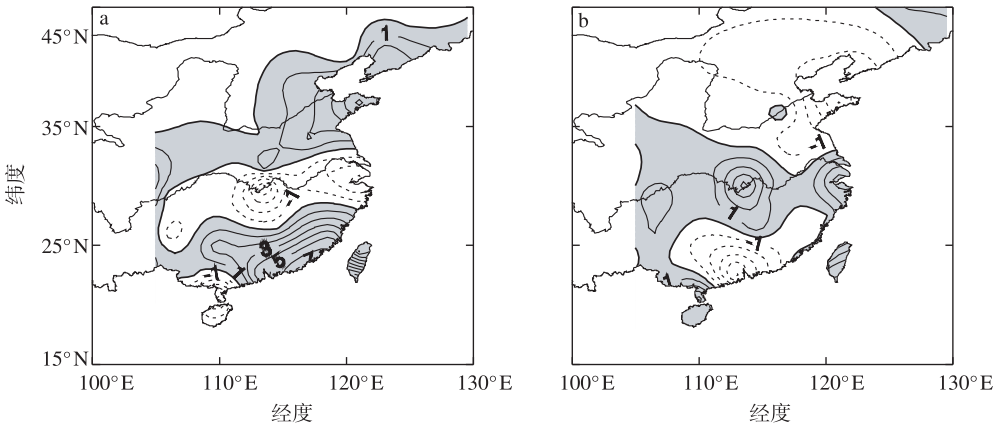


图 2　1951—1976 年(a)和 1977—1999 年(b)平均的夏季降水异常(单位:mm;阴影为正值区)

Fig. 2　Summer precipitation anomalies(mm) during (a)1951—1976 and (b)1977—1999(The shading indicates the positive values)

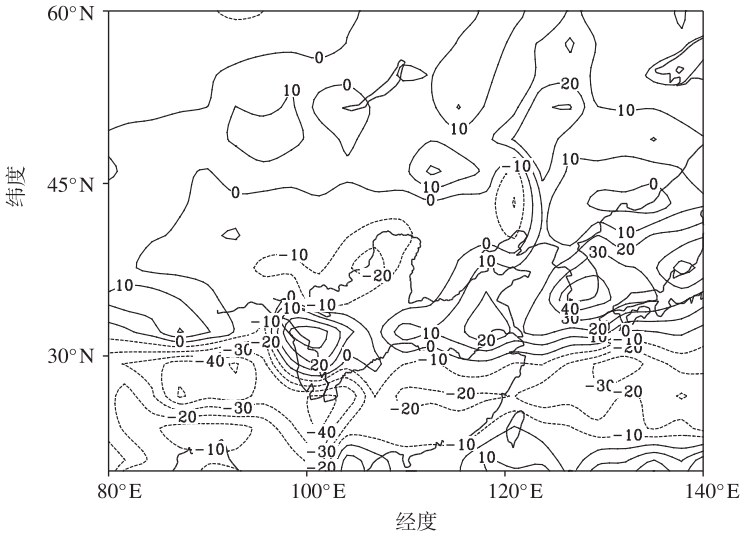


图 3　IAP_FGOALSL_0_G 模拟的 1977—1999 年与 1951—1976 年平均夏季降水的差值分布(单位:mm)

Fig. 3　The composite difference of summer precipitation between 1977—1999 and 1951—1976 in IAP_FGOALSL_0_G simulations(units:mm)

NAO 可能在其中起到了重要的作用[22-23]。因此,在利用耦合模式研究引起我国东部夏季降水年代际变化的原因之前,除了需要评估模式对降水年代际变化的模拟能力外,还有必要评估模式中 PDO 和 NAO 的变化情况。

3.1　模式对 PDO 的模拟情况

PDO 是北太平洋地区海温变化的最主要模态,它在空间分布型上类似于 El Niño/La Niña,但比 El Niño/La Niña 模态空间分布的经向范围更大,且与 El Niño/La Niña 的最强信号出现在热带中、东太平洋不同,PDO 的最强信号出现在北太平洋中部。PDO 具有两个主要的年代际变化周期,一个是 15 ~ 25 a,另一个是 50 ~ 70 a。此外,PDO 在 1924、1946 和 1977 年前后分别发生了 3 次年代际突变[28]。为了分析耦合模式中的 PDO 现象,根据 Mantua 和 Hare[28]计算 PDO 指数的方法,利用 Hadley 中心的海温观测资料以及上述 11 个模式的输出资料对北太平洋地区(110°E ~ 110°W,20 ~ 65°N)夏季平均的海温异常场进行了经验正交函数分解。用观测和模式海温资料计算得到的北太平洋海温异常的第 1 模态(图略)显示,在 11 个模式中,有 7 个模式(CCCMA_CGCM3_1,CCCMA_CGCM3_1_T63,CNRM_CM3,GISS_AOM,HadGEM,IAP_FGOALSL_0_G 和 UKMO_HadCM3)能够模拟出 PDO 这一

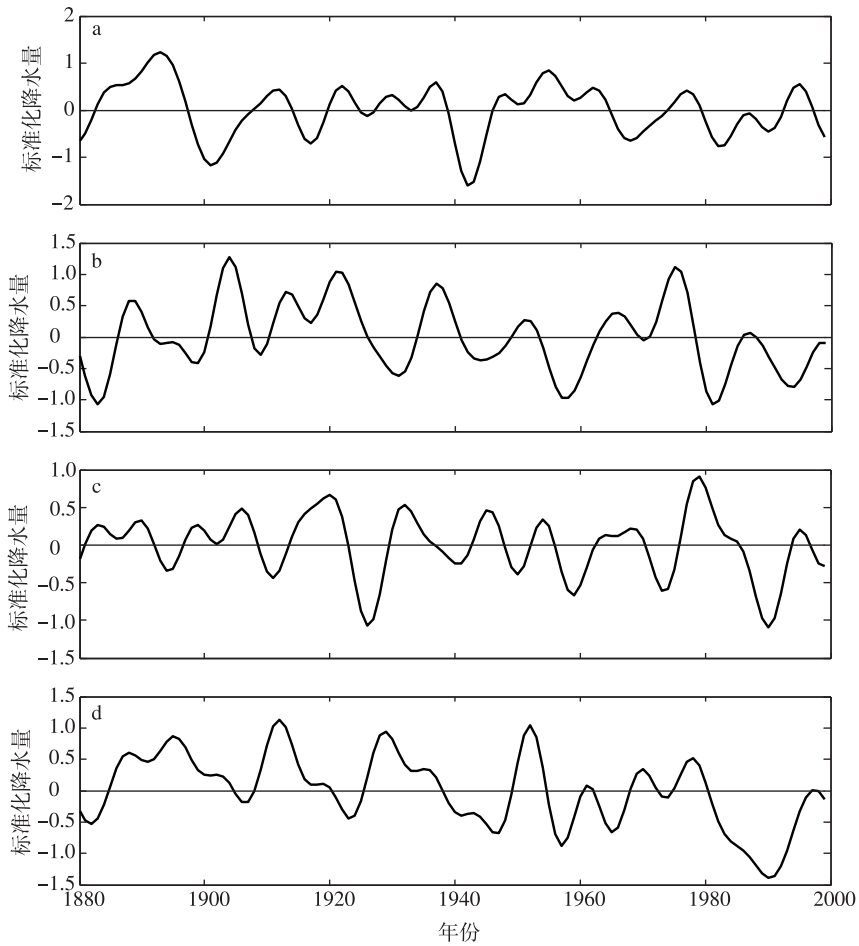


图 4 观测及模式模拟的 8 a 低通滤波的华北夏季降水量 a. 观测;b. BCCR_BCM2_0;c. IAP_FGOALSL_0_G;d. UKMO_HadGEM1

Fig. 4 The 8-yr low-pass filtered summer precipitation in North China in (a) observations, and simulations of (b) BCCR_BCM2_0, (c) IAP_FGOALSL_0_G, and (d) UKMO_HadGEM1

北太平洋海温的主要模态,而其余 4 个模式则不能。在观测中,PDO 模态的方差贡献为 22.3%,对于能够模拟出 PDO 的 7 个模式,其模拟结果中 PDO 所解释的方差除了一个模式(IAP_FGOALSL_0_G)为 35.8% 以外,其余模式的结果都在 15% 与 30% 之间,与实际值 22.3% 较为接近(表 6)。

为了比较模式与观测中 PDO 随时间的变化情况,进一步计算了观测的 PDO 指数与模式模拟的 PDO 指数间的相关系数(表 6)。可以看到,CNRM_CM3 模式模拟的 PDO 指数与观测资料的 PDO 指数关系最好,相关系数为 0.27,通过 0.01 信度的显著性检验,其余模式中 PDO 与实际 PDO 的关系则比较差。对年代际分量而言,仍然是 CNRM_CM3 模式模拟的 PDO 与实际 PDO 的变化最为接近,相关系数达到 0.35。此外,在年代际尺度上 UKMO_HadCM3 模拟的 PDO 与实际也较为接近,相关系数达到 0.34。然而, 考虑到滤波之后大大减小的自由

表 6 各耦合模式中 PDO 模态的解释方差、模式与观测 PDO 指数的相关系数及年代际分量的相关系数

Table 6 Variance contribution from the PDO mode in the simulations, and the correlation coefficients of the PDO indices between the observations and the simulations and their interdecadal correlation coefficients

模式号	模式名称	解释方差	相关系数	年代际相关系数
2	CCCMA_CGCM3_1	15.8	0	−0.09
3	CCCMA_CGCM3_1_T63	18.5	−0.03	−0.04
4	CNRM_CM3	29.5	0.27[1)]	0.35
9	GISS_AOM	21.0	0.05	0
12	IAP_FGOALSL_0_G	35.8	0.09	0.08
21	UKMO_HadCM3	19.0	0.04	0.34
22	HadGEM	15.8	0.07	0.21

注:1)表示通过 0.01 信度的显著性检验.

度(15 左右),年代际时间尺度上以上两个相关系数仍然没有通过 0.1 信度的显著性检验标准。图 5 进一步给出了观测中以及 CNRM_CM3 和 UKMO_HadCM3 模式模拟的 PDO 年代际分量的时间变化。可以看到,模式对年代际尺度上 PDO 时间变化的模拟与观测较为一致,尤其是 20 世纪 70 年代中期前后 PDO 由负位相向正位相的转变,在这两个模式的模拟结果中可以得到清楚的体现。

3.2　耦合模式对 NAO 的模拟情况

NAO 是全球几个最显著的大气环流遥相关型之一,表现为北大西洋上两个大气活动中心——冰岛低压和亚速尔高压间的反位相变化[29],同时它也是北大西洋地区海平面气压场的最主要模态。据此,Hurrell 等[29]将北大西洋区域(90°W ~ 40°E,20 ~ 80°N)海平面气压场的第 1 主分量定义为 NAO 指数。根据 Hurrell 等[29]的定义,分别利用 Hadley 中心的海平面气压资料以及上述 11 个模式模拟的海平面气压场资料计算了相应的冬季 NAO 的空间形态和时间变化。对比观测和 11 个耦合模式的结果(图略)可以发现,这 11 个耦合模式都能够很好的抓住 NAO 的空间分布特征,即在各个模式中,第 1 模态都表现出以北大西洋地区 50°N 附近为界,南北反位相变化的偶极子模态。同时,各个模式对 NAO 模态所解释的方差也有较好的模拟,观测中 NAO 的解释方差为 52%,而模式中 NAO 的解释方差最大为 64%,最小为 42%,都与观测值较为接近。

进一步分析模式模拟的 NAO 指数与观测的 NAO 指数间的相关系数(图 6),结果表明,在 11 个模式当中,只有模式 12(IAP_FGOALSL_0_G)和模式 22(UKMO_HadGEM1)能够较好地模拟出 NAO 的变化特征,它们模拟的 NAO 与观测 NAO 之间的相关系数通过了 0.1 信度的显著性检验,而其他模式中的 NAO 与观测值的相关都比较低,对模式 4、5 和 7 来说,相关系数甚至为负。在年代际时间尺度上,观测与模拟 NAO 的相关系数均没有超过 0.1 信度检验,相对而言,模式 22(UKMO_HadGEM1)与观测的相关系数最高,达到 0.4。从它们的时间序列(图 7)也可以看到,在过去 100 多年,二者在年代际时间尺度上具有较为一致的变化。尤其是近几十年来,NAO 表现出很强的年代际变化特征,冬季 NAO 指数在近 20 多年以来持续加强,而在模式 UKMO_HadGEM1 中,1980 年以来 NAO 也有不断加强的趋势,只是变化幅度比观测值要小。总的来说,虽然 11 个模式都可以较好模拟出 NAO 这一模态,但只有模式 12(IAP_FGOALSL_0_G)和模式 22(UKMO_HadGEM1)能够较好地模拟出 NAO 的总体变化,而模式中 NAO 的年代际变化模拟则差一些,只有模式 22(UKMO_HadGEM1)能够在一定程度上模拟出 NAO 的年代际变化。

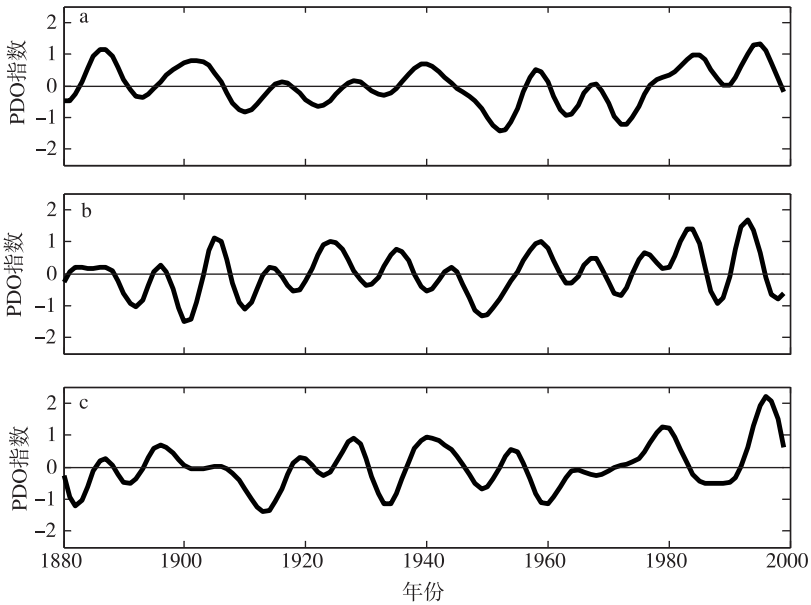


图 5　观测及模拟中 8 a 低通滤波的北太平洋海温异常的第 1 主分量　　a. 观测;b. CNRM_CM3;c. UKMO_HadCM3

Fig. 5　The 8-yr low-pass filtered results of the first PC of SSTA in North Pacific in (a) observations, (b) CNRM_CM3 and (c) UKMO_HadCM3 simulations

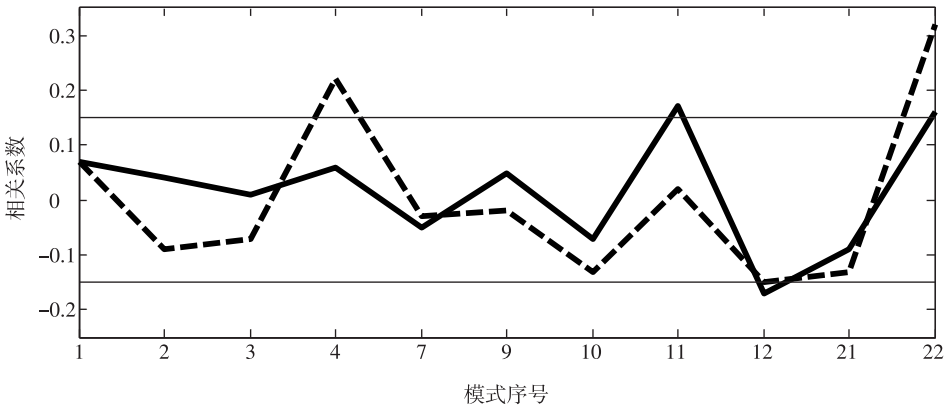


图 6 观测和模拟的冬季 NAO 指数的相关系数(粗实线)及二者在年代际尺度上的相关系数(虚线)(细实线表示 0.1 的显著性水平)

Fig. 6 Correlation coefficients between the observed and the simulated winter NAO indices (thick solid line), and their correlation coefficients on the interdecadal timescales (dashed line) (The *x*-axis denotes the model numbers, and the thin solid line denotes the 0.1 significance level)

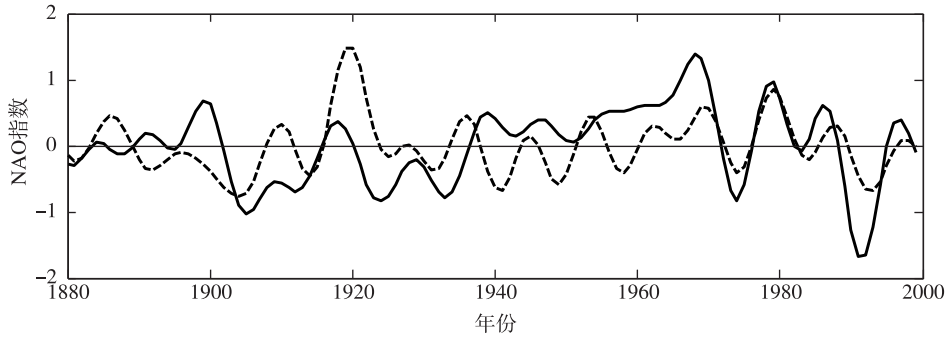


图 7 观测(实线)和 UKMO_HadGEM1 模拟(虚线)的 8 a 低通滤波的冬季 NAO 指数

Fig. 7 The 8-yr low-pass filtered NAO indices of observations (solid line) and UKMO_HadGEM1 simulations (dashed line) in winter

4 结论和讨论

利用 1880—1999 年中国东部 35 站的观测降水资料、英国 Hadley 中心的海温和海平面气压资料以及 IPCC 第 4 次评估报告中 20 世纪气候模拟试验(20C3M)的模式输出结果,对 IPCC AR4 中 22 个耦合模式所模拟的我国东部夏季降水的年代际变化情况以及太平洋年代际振荡(PDO)和北大西洋涛动(NAO)的年代际变化情况进行了分析。结果表明,在 22 个模式当中,有 11 个模式能够模拟出与观测值较为接近的中国东部夏季降水的气候平均值。对这 11 个模式结果的进一步分析表明,各模式模拟的夏季降水的总方差远远小于观测值,说明各模式普遍低估了我国东部夏季降水的变化幅度。模式对降水总变化及其年代际变化分量的模拟都与观测相差较大,只有一个模式(UKMO_HadGEM1)能够较好地模拟出中国东部夏季降水量的总体变化特征。尽管各耦合模式能够较好地模拟出降水年代际变化的方差贡献,但是其模拟的年代际变化与观测值仍然有很大差距。

对于 20 世纪 70 年代中期前后中国东部夏季降水异常由"南旱北涝"转变为"南涝北旱"的这种空间分布型的显著突变,多数耦合模式并不能再现,只有模式(IAP_FGOALSL_0_G)可以大致反映出这种空间分布的变化,但异常雨带的分布比实际情况要偏南,另外该模式模拟华北降水发生突变的时间(80 年代中期)也比实际情况(70 年代末期)偏晚。对于突变较为明显的华北地区,有 2 个模式(BCCR_BCM2_0 和 UKMO_HadGEM1)也可以模拟出该地区降水在 20 世纪 70 年代末期之后的减少现象。

针对影响中国东部夏季降水变化的因子,分析了模式对夏季 PDO 和冬季 NAO 的模拟情况。对于 PDO 这一北太平洋海温变化的第 1 模态,11 个模式中有 7 个模式(CCCMA_CGCM3_1, CCCMA_CGCM3_1_T63, CNRM_CM3, GISS_AOM, Had-

GEM,IAP_FGOALSL_0_G 和 UKMO_HadCM3)可以模拟出其空间分布。其中,模式 21(CNRM_CM3)和模式 22(UKMO_HadGEM1)对 PDO 年代际变化的模拟与实际情况比较相似。这两个模式同时也可以模拟出 20 世纪 70 年代中期之后 PDO 由负位相转变为正位相的情况。对北大西洋地区冬季海平面气压场的分析表明,11 个模式都可以模拟出 NAO 这一北大西洋地区的最主要模态,并且各模式中 NAO 这一模态的解释方差都与观测较为接近。其中模式 12(IAP_FGOALSL_0_G)和模式 22(UKMO_HadGEM1)能够较好地模拟出 NAO 的总体变化特征,而模式 22(UKMO_HadGEM1)对 NAO 的年代际变化以及 1980 年以来不断加强的趋势也有相对较好的模拟。

综合来看,IPCC AR4 中的耦合模式对东亚地区夏季降水年代际变化的模拟总体仍不理想,但一部分模式能够再现出 20 世纪 70 年代中期以来华北夏季降水的减少、PDO 在 20 世纪 70 年代中期前后的突变,以及 NAO 自 1980 年以来的持续加强等显著的年代际变化现象。因此,在今后的工作中,如果要利用模式对中国东部降水年代际变化的机制进行分析,首先应该考虑选择对年代际变化模拟较好的耦合模式。

参考文献:

[1] Zhou T, Yu R. Twentieth-century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models[J]. J Climate,2006,19(22):5843-5858.

[2] Dai A. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models[J]. J Climate,2006,19(18):4605-4630.

[3] 郭其蕴. 东亚夏季风的变化与中国降水[J]. 热带气象学报,1985,1(1):44-51.

[4] 张庆云,陶诗言,陈烈庭. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流[J]. 气象学报,2003,61(5):559-568.

[5] 吕俊梅,任菊章,琚建华. 东亚夏季风的年代际变化对中国降水的影响[J]. 热带气象学报,2004,20(1):73-80.

[6] 李爱华,江志红. 中国东部夏季雨带推进过程的年际、年代际变化[J]. 南京气象学院学报,2007,30(2):186-193.

[7] Nitta T, Hu Z Z. Summer climate variability in China and its association with 500 hPa height and tropical convection [J]. J Meteor Soc Japan,1996,74(4):425-445.

[8] Hu Z Z. Interdecadal variability of summer climate over East Asia and its association with 500 hPa height and global sea surface temperature[J]. J Geophys Res,1997,102(D1):19403-19412.

[9] 黄荣辉,徐予红,周连童. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势[J]. 高原气象,1999,18(4):465-476.

[10] 顾薇,李崇银,杨辉. 中国东部夏季主要降水型的年代际变化及趋势分析[J]. 气象学报,2005,63(5):728-739.

[11] Wang H. The weakening of the Asian monson circulation after the end of 1970's [J]. Adv Atmos Sci,2001,18:376-386.

[12] 陆日宇. 华北汛期降水量年代际和年际变化之间的线性关系[J]. 科学通报,2003,48(7):718-722.

[13] 黄刚,周连童. 青藏高原西侧绕流风系的变化及其与东亚夏季风和我国华北地区夏季降水的关系[J]. 气候与环境研究,2004,9(2):316-330.

[14] 龚敬瑜,王谦谦. 江淮梅雨期降水不同尺度异常与 SSTA 的关系[J]. 南京气象学院学报,2006,29(5):656-661.

[15] 王研,钱明,朱伟军. 夏季欧亚阻塞活动的年代际变化及其与我国降水的可能联系[J]. 南京气象学院学报,2006,29(5):591-598.

[16] Bao M, Huang R. Intercomparision of the interdecadal variations of summer precipitation in China simulated by AOGCMS from the IPCC-DDC[J]. Journal of Tropical Meteorology,2005,11(1):10-22.

[17] 李崇银,穆明权. 大气环流的年代际变化Ⅱ. GCM 数值模拟研究[J]. 大气科学,2000,24(6):739-748.

[18] Li C, Mu M. Influence of the Indian Ocean Dipole on Asian monsoon circulation [J]. CLIVAR Exchange,2001,6:11-14.

[19] Graham N E. Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s:Observations and model results[J]. Climate Dyn,1994,10(3):135-162.

[20] Lau N C, Nath M J. A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system[J]. J Climate, 1994, 7(8): 1184-1207.

[21] Kawamura R, Sugi M, Sato N. Interdecadal and interannual variations over the North Pacific simulated by a set of three climate experiments[J]. J Climate,1997,10(8):2115-2121.

[22] 朱益民,杨修群. 太平洋年代际振荡与中国气候变率的联系[J]. 气象学报,2003,61(6):641-654.

[23] Yu R, Zhou T. Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in the East Asian monsoon [J]. J Climate, 2007,20(21):5344-5355.

[24] 王绍武,龚道溢. 1880 年以来中国东部四季降水量序列及其变率[J]. 地理学报,2000,55(3):281-293.

[25] Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century[J]. J Geophys Res,2003,108(D14),4407,doi:4410.1029/2002JD002670.

[26] Allan R, Ansell T. A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2): 1850—2004[J]. J Climate,2006,19(22):5816-5842.

[27] Bretherton C S, Widmann M, Dymnikov V P, et al. The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field [J]. J Climate,1999,12(7):1990-2009.

[28] Mantua N J, Hare S R. The Pacific decadal oscillation[J]. Journal of Oceanography,2002,58:35-44.

[29] Hurrell J W, Kushnir Y, Ottersen G, et al. The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environmental impact [C]//Geophysical Monograph Series. Washington, DC: American Geophysical Union,2003.

(责任编辑:倪东鸿)

郭军，任国玉，李明财. 2010. 环渤海地区极端降水事件概率分布特征［J］. 气候与环境研究，15（4）：425－432. Guo Jun，Ren Guoyu，Li Mingcai. 2010. Characteristics of the probability distribution of the extreme precipitation events around the Bohai Bay［J］. Climatic and Environmental Research (in Chinese)，15（4）：425－432.

环渤海地区极端降水事件概率分布特征

郭军[1] 任国玉[2] 李明财[1]

1 天津市气候中心，天津 300074
2 国家气候中心，北京 100081

摘 要 利用环渤海地区60个测站1961～2008年逐日降水资料，采用L-矩参数估计方法对各站超临界值日极端降水拟合广义帕雷托分布。结果表明，广义帕雷托分布能够很好地拟合环渤海地区日极端降水的概率分布，其尺度参数、形状参数与极端降水重现期的地理空间分布密切相关，重现期50、100年一遇的日极端降水空间分布基本一致，山东南部、河北西南部、辽宁西部与河北东北部等区域具有较高极端降水值。

关键词 广义帕雷托分布 L-矩估计 重现期 极端降水 环渤海地区
文章编号 1006-9585（2010）04-0425-08 **中图分类号** P426 **文献标识码** A

Characteristics of the Probability Distribution of the Extreme Precipitation Events around the Bohai Bay

GUO Jun[1], REN Guoyu[2], and LI Mingcai[1]

1 *Tianjin Climate Center*, *Tianjin* 300074
2 *National Climate Center*, *Beijing* 100081

Abstract Extreme precipitation around the Bohai Bay was modeled by using the Peaks Over Threshold (POT), which is based on Generalized Pareto Distribution (GPD) with daily precipitation data during 1961 and 2008 from 60 weather stations. The results showed that GPD well fitted the probability distribution of the extreme precipitation around the Bohai Bay. The GPD-fitted scale and shape parameters were closely related to return levels of the extreme precipitations in geographical pattern. Generally, the geographical pattern of the 50-year return level agrees with that of the 100-year return level and the high values are distributed in the southern part of Shandong Province, the western part of Liaoning Province, and the southwestern and northeastern parts of Hebei Province.

Key words generalized Pareto distribution, *L*-moment estimation, return period, extreme precipitation, the Bohai Bay

1 引言

极端气候事件作为一种小概率事件，特点是突发性强、危害性大，其频率及强度的变化对人类社会以及生态环境有着重大而深刻的影响，因此已经成为当今社会和科学界愈来愈关注的焦点（Haylock and Nicholls，2000；Manton et al.，2001；Shouraseni and Balling，2004）。翟盘茂等（1999）、Zhai et al.（1999）、翟盘茂和潘晓华

收稿日期 2010-03-01收到，2010-05-28收到修定稿
资助项目 国家科技支撑计划课题2007BAC29B02、2007BAC03A01，公益性行业科研专项200801001和天津市气象局培育项目
作者简介 郭军，男，1966年出生，高级工程师，研究方向为气候变化与短期气候预测研究。E-mail：guojun@cma.gov.cn

(2003) 研究了我国多年来极端降水的长期变化规律，特别是在有关降水量、降水频率、降水强度等的极值变化趋势方面，取得了有益的进展。近年来，龚道溢和韩晖 (2004)、苏布达等 (2006，2008)、张爱英等 (2008)、杨金虎等 (2008) 应用百分位法定义极端降水的阈值，分析了华北、西北、长江流域等区域极端降水的时空变化规律：1980 年以来，东北、华南暴雨频数增加、强度增大，长江流域中下游地区极端降水显著增多，华北地区强降水事件趋于减少。

任何气候要素的极值实质上是一种复合型的气候随机变量，它们在数值上虽无稳定性可言，但其在时空域上出现的概率却具有某种相对稳定性。因此，利用相应的概率模式 (如极值分布函数) 来模拟研究气候极值的出现几率及其分位数大小，并在预测未来气候情景的基础上模拟未来气候极值出现机遇的变化将是十分有意义的工作 (丁裕国等，2004)。自 20 世纪 80 年代以来，气候极值的研究将极值与气候变化紧密相联，提出了全球气候变化背景下的气候极值问题。程炳岩等 (2003a) 和丁裕国等 (2002) 将正态和非正态假设下的交叉理论推广用于极值的诊断分析，对进一步开展极值特征量预报有重要价值。程炳岩等 (2003b) 分别利用正态、准正态和偏态 Gamma 多种理论概率分布模型对河南年、月、旬不同统计时段降水概率进行了模型拟合试验，并应用到旱涝监测评价中。吴洪宝等 (2004) 利用 Γ 分布研究了广西 6、7 月份若干天内最大日降水量的概率分布，刘学华和吴洪宝 (2006) 估计了我国夏季雨日降水量的无条件和有条件概率密度函数。蔡敏等 (2007a) 用 Gumbel 分布拟合了我国东部的极值分布，显示了良好的效果，根据概率分布函数求得给定重现期的极值分布。

近年来，广义帕雷托分布 (Generalized Pareto Distribution，GPD) 已得到普遍应用 (Van-Montfort and Witter，1986；程炳岩等，2008；江志红等，2009)，邹波 (2003) 认为 GPD 分布可以拟合年以下尺度的降水量统计序列，特别是对日、候降水量拟合效果很好，对月降水量序列在接近极值降水部分拟合也很好，并认为强降水分布是非正态的，且是厚尾 (fat tail) 分布，即强降水发生的值和频率都比高斯分布大。

本文引进 GPD 模式拟合环渤海地区各站的极端降水量，着重研究“超临界峰值” (Peaks Over Threshold，POT) 极端降水量的概率分布特征及其参数空间分布特征。同时，借助于现代 L -矩估计方法计算其分布参数。L -矩估计的最大特点是对序列的极大值和极小值没有常规矩那么敏感，其求得的参数估计值比较稳健 (蔡敏等，2007b)。本文研究有助于在概率意义上估计环渤海地区极端降水的重现期，从而预测多年一遇的气候要素极值，这对灾害预警及未来经济发展规划和城乡建设都具有重要意义。

2 资料与方法

GPD 是一种简单的原始分布，专用于描述超过某特定临界值的全部观测值资料序列的概率分布特征，其分布函数为

$$F(x)=1-\left(1-k\frac{x-\beta}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}}, \tag{1}$$

概率分布密度 (PDF) 为

$$f(x)=\frac{1}{\alpha}\left(1-k\frac{x-\beta}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}-1}, \tag{2}$$

其中，分布参数 β 为临界值，α 为尺度参数，k 为形状参数。若令 $y=x-\beta$，表示 x 超过临界值 β 的取值。应用 L -矩估计法对 GPD 的参数进行估算，将所有大于临界的极值按由大到小排列，即给定 x_j 为观测值的次序统计量 $x_n\leqslant x_{n-1}\leqslant\cdots\leqslant x_1$，根据概率加权矩的定义 (丁裕国等，2004)，随机变量的第 r 阶概率加权矩为

$$B_r=E\{x[F(x)]^r\}\quad r=0,1,2,\cdots, \tag{3}$$

其无偏估计通用式可写为

$$b_r=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n-r}\frac{\binom{n-i}{r}x_i}{\binom{n-1}{r}}, \tag{4}$$

又可具体写为

$$b_0=\overline{x},$$

$$b_1=\sum_{i=1}^{n-1}\frac{(n-i)x_i}{n(n-1)},$$

$$b_2=\sum_{i=1}^{n-2}\frac{(n-i)(n-i-1)x_i}{n(n-1)(n-2)}.$$

在此基础上，再计算上述估计式的线性组合，即 L 矩，有

$$\mu_1 = b_0,$$

$$\mu_2 = 2b_1 - b_0.$$

GPD 参数的 L 矩估计式有：

$$\mu_1 = \beta + \frac{\alpha}{1+k},$$

$$\mu_2 = \frac{\alpha}{(1+k)(2+k)},$$

因此，可以推导出 GPD 的参数 α、k 的估计式

$$\hat{k} = \frac{b_0}{2b_1 - b_0} - \frac{\beta}{2b_1 - b_0} - 2, \quad (5)$$

$$\hat{\alpha} = (b_0 - \beta)\left(1 + \frac{b_0}{2b_1 - b_0} - \frac{\beta}{2b_1 - b_0} - 2\right), \quad (6)$$

其中 b_0、b_1、b_2分别是第 0、1、2 阶概率加权矩，μ_1、μ_2分别是 L 矩估计参数，β 是根据一定条件给出的临界值。一般来说，临界值的选择必须符合当地的气候特征，对于不同的台站降水量临界值是不同的。总的来说，临界值必须选得足够高，以保证所选出的极值符合 GPD 分布。但另一方面，临界值又不能选得太高以致于没有足够的样本数据来估计合理的分布参数（江志红等，2009）。对于降水量，一般可事先定出各种标准临界降水量来做试验，也可按其“标准差”给出一倍、两倍或三倍“标准差”作为各种试验的临界值等（程炳岩等，2008）。

根据概率分布函数和重现期关系，可以得到相应重现期的分位数，即

$$x_T = \beta + \frac{\alpha}{k}[1 - (\lambda T)^{-k}], \quad (7)$$

其中 T 为给定的重现期，如 50 年或 100 年。年交叉率

$$\lambda = n/M,$$

即平均每年极值超过给定临界值的次数，M 为样本总年数，n 为超临界值次数。

3　结果分析

3.1　临界值的确定

不同的临界值，对应不同的样本数。随着临界值的降低，超临界值系列的样本数逐渐增大。取不同的超临界值样本数，对环渤海地区 60 个站点 1961～2008 年各月逐日降水量用 L -矩法计算广义 Pareto 分布的参数，以及 50 年一遇的最大日降水量。分别绘出 50 年一遇降水量、尺度参数 α 与超临界值样本数的关系，图 1 是以石家庄站为例，其他站图略。可以看出 $\lambda<1$ 时，α 变化剧烈，$\lambda>1$ 时 α 变化趋于平缓。50 年一遇极值随 λ 大小变化幅度较小，具有较强的稳定性。表 1 给出了环渤海地区 8 个代表站，以此方式确定的最佳 λ，由于各站降水特征的不同，用 α 值和 50 年一遇极值稳定性确定的 λ 值也有一定的差异，可以看出年降水量较大的站点（大连、青岛）和较小的站（张家口）的最佳 λ 值在 1.5～3.1，年降水量居中的北京、天津、石家庄和沈阳的 λ 值在 0.7～2.2 之间。因此，环渤海地区逐日降水量极值序列临界值的确定应该以平均每年极值超过给定临界值的次数 λ 在 1～2.5 为佳，一是 GPD 参数（见表 2）变化幅度较小，拟合的极值比较稳定，二是样本数也不至于太大。

3.2　GPD 参数估计及效果检验

以固定超临界值次数 50 次（约每年 1 次）计算了环渤海地区各站的 GPD 参数以及柯尔莫哥洛夫检验统计量（K－S）、相关系数、标准差（见表 2，其中仅列出 8 个代表站）。用 GPD 分布拟合的结果表明，环渤海地区 60 个台站全部通过了柯尔莫哥洛夫检验，从实测频数和理论频数的相关系

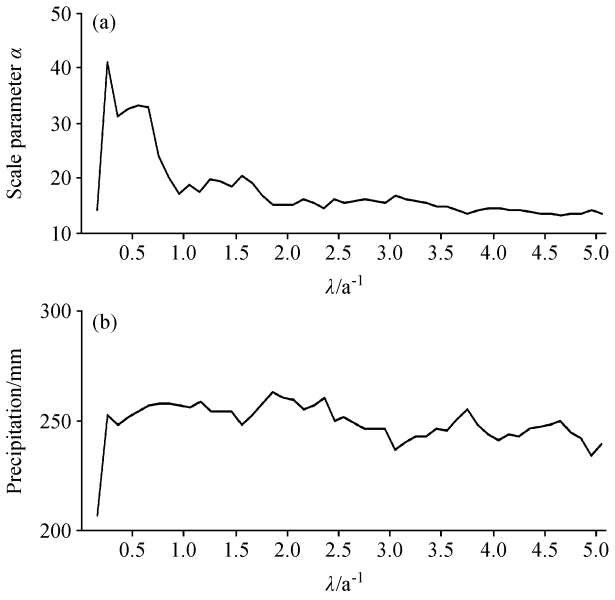


图 1　石家庄站采用不同阈值的（a）GPD 尺度参数和（b）50 年一遇极值

Fig. 1　(a) The scale parameters of GPD and (b) the 50-year return levels based on different thresholds at Shijiazhuang station

表1 根据α值和50年一遇极值拟合稳定性确定的各站λ值
Table 1 Values of λ for each station determined by stability of fitness of α value and the 50-year return level

站名	λ		
	以α值确定	以50年一遇极值确定	平均
沈阳	0.7～5.0	0.5～1.6	0.7～1.6
大连	1.5～5.0	0.8～3.1	1.5～3.1
石家庄	0.9～1.5	0.3～2.5	0.9～1.5
张家口	1.5～5.0	1.5～2.7	1.5～2.7
北京	0.4～1.3	0.8～1.3	0.8～1.3
天津	0.4～1.2	0.6～1.3	0.6～1.2
济南	0.8～2.2	0.4～2.2	0.8～2.2
青岛	2.1～5.0	0.5～2.2	2.1～2.2

数上看，大多数测站二者的相关都在0.95以上。从图2中可以看出，拟合效果非常好，拟合和实测值的误差均方差为0.02，特别是在高分位段拟合效果较好，即对小概率的极值事件有较高的拟合能力。因此，环渤海地区日极端降水量基本上符合GPD分布。

3.3 拟合参数的空间分布

形状参数 k 反映GPD分布尾部情况，POT模型中广义Pareto分布的尾部厚度随 k 的大小而变化，当 $|k| \leqslant 1$，分布尾部厚度随着 k 绝对值的增加而变厚（桂文林和徐芳燕，2009），表明相对正态分布来说，发生极端降水量的概率较大。而

表2 固定样本数的GPD参数估计及其效果检验
Table 2 Parameter estimates and fitness tests of GPD for given sample size

站名	临界值β/mm	POT数	尺度参数α	形状参数k	柯尔莫哥洛夫检验统计量K-S	相关系数	标准差
沈阳	60.1	50	17.50	−0.23	0.06	1.00	0.01
大连	65.2	50	28.81	−0.20	0.06	0.98	0.03
石家庄	54.6	50	18.85	−0.44	0.08	1.00	0.01
张家口	36.7	50	9.51	−0.18	0.05	0.98	0.03
北京	62.4	50	19.52	−0.17	0.04	0.99	0.02
天津	63.3	50	32.04	−0.04	0.04	1.00	0.02
济南	76.8	50	27.51	−0.14	0.07	1.00	0.01
青岛	77.1	50	25.03	−0.21	0.09	0.99	0.02

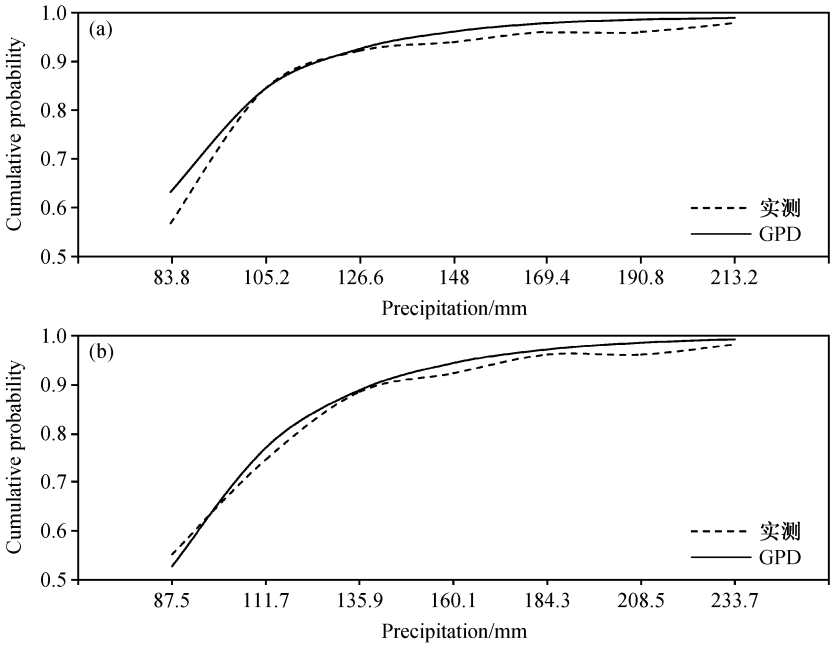


图2 1961～2008年（a）北京和（b）天津极端降水的GPD拟合和实测的累计概率

Fig. 2 GPD-fitted and cumulative probabilities of the daily extreme precipitations during 1961 and 2008 at (a) Beijing and (b) Tianjin stations

尺度参数 α 是标准差线性函数，它表示日极端降水量的稳定性，α 越大表明极端降水量之间的差异就越大越不稳定。因此，k 和 α 的气候意义十分明显。用 L-矩法估算 Pareto 分布模式的参数，拟合了环渤海地区各站逐日超过临界值的极端降水量概率分布。从图 3a 可以看出，尺度参数由东南向西北减小，辽东半岛、胶东半岛以及津冀沿海地区为高值区，在 26 以上，说明这些地区的日极端降水的标准差较大，极端降水并不稳定。在河北省的西北部 α 值在 14 以下，最小的仅为 7（蔚县），表明这些地区日极端降水的标准差较小。从形状参数的空间分布特征来看（图 3b），拟合值除了个别站点大于 0 外，其他大部分地区都小于 0，即 GPD 的尾端向下，说明大部分地区极值有上界，日极端降水不会无限上升。本研究区域形状参数绝对值大多数在 0～0.4，山东的南部、河北省西南部、辽宁西部与河北省东北部等区域绝对值均在 0.2 以上，分布尾部为厚尾，表明这些区域发生高分位段的极端降水事件可能性偏大。

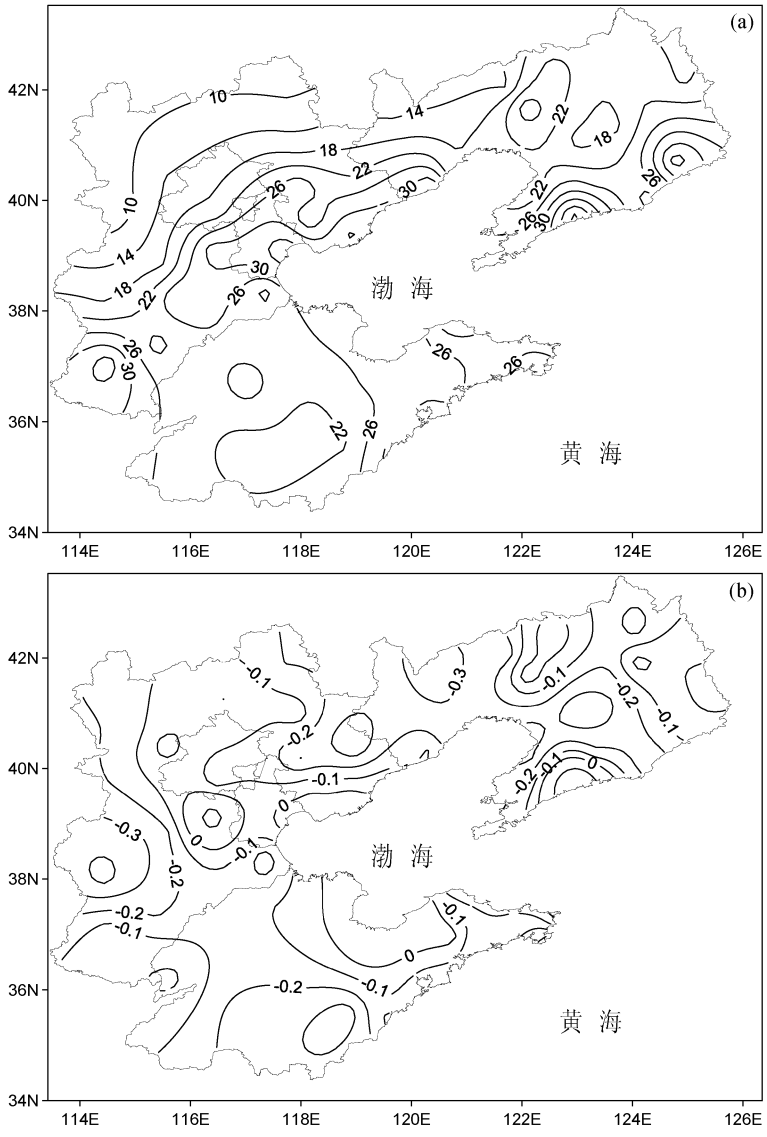


图 3　超临界的日极端降水量的 GPD 模式（a）尺度参数和（b）形状参数的空间分布

Fig. 3　Spatial distribution of (a) the scale parameter and (b) the shape parameter from the GPD fitting for the daily extreme precipitations over threshold

3.4 给定重现期极值的空间分布

从50年、100年一遇的日降水量极值的空间分布（图4）可见，环渤海地区极端强降水50年一遇和100年一遇的空间分布特征基本一致，极大值中心在河北省东北部的遵化，50年、100年一遇的降水量分别为308.7 mm、389.7 mm；河北石家庄、山东南部莒县也是大值中心。这3个大值区与形状参数（图3b）绝对值的大值区相对应，这些地区发生极端强降水的概率较大。而小值区基本在河北省的西北部山区，均在100 mm以下。

4 结论

本文利用帕雷托分布（GPD）模型对环渤海地区超临界值日极端降水量进行了拟合，分析了GPD参数的空间分布并估算了该地区50年、100年一遇日极端降水量。总体来看，GPD模型能够很好地拟合超临界值日极端降水的概率分布，特别是对高百分位的极端降水事件具有较好的拟合效果。

（1）既要尽量多的吸收有用信息，又要控制

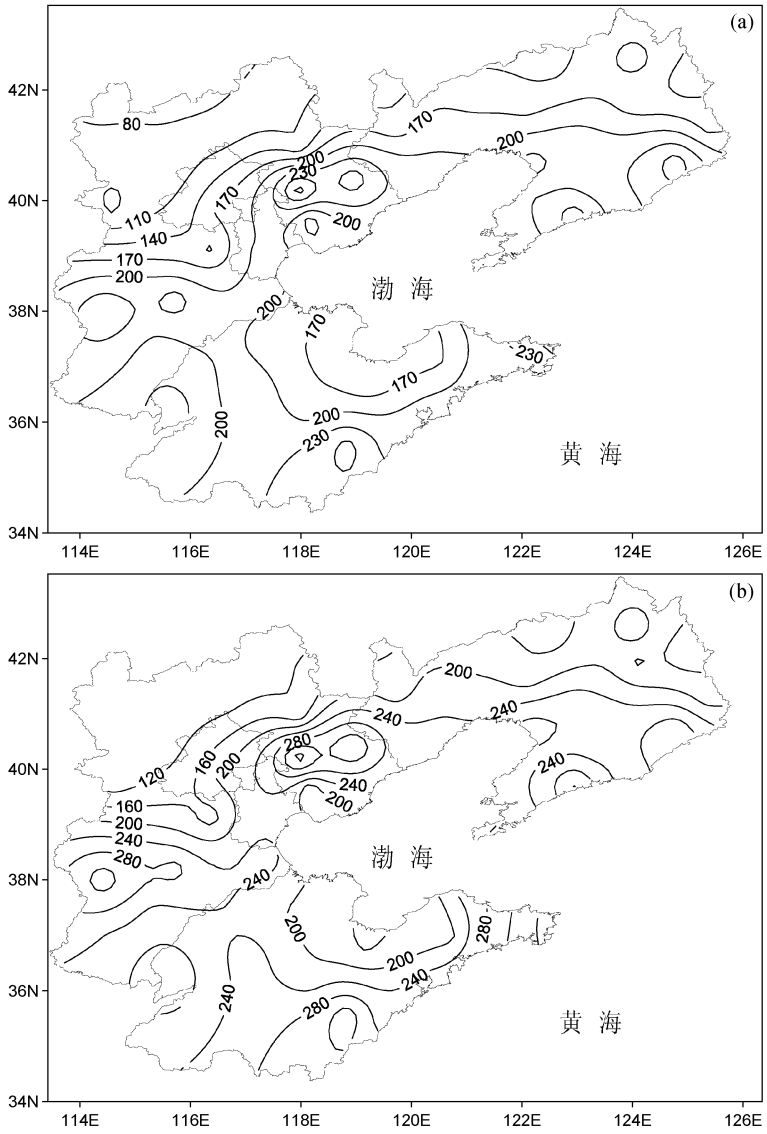


图4 日极端降水重现期（a）50年一遇和（b）100年一遇的空间分布（单位：mm）

Fig. 4 Spatial distribution of the daily extreme precipitations at (a) the 50-year return level and (b) 100-year return level (units: mm)

样本数量，避免一些虚假的极值信息，研究区域临界值确定以每年极值超临界值次数为 1～2.5 次为最佳。

（2）GPD 尺度参数的空间分布特征是东南沿海高，向西北逐渐减少，与极端降水量的标准差关系密切。这表明沿海地区日极端降水的年际变化较大，极端降水不稳定。

（3）GPD 形状参数大小决定分布尾部的厚度，形状参数绝对值较大的区域位于山东的南部、河北省西南部、辽宁西部和河北省东北部等区域，这些区域均对应着 50 年、100 年一遇的大值区，表明这些区域发生高分位段的极端降水可能性偏大。

参考文献（References）

蔡敏，丁裕国，江志红. 2007a. 我国东部极端降水时空分布及其概率特征［J］. 高原气象，26（2）：309－318. Cai Min，Ding Yuguo，Jiang Zhihong. 2007a. Extreme precipitation experimentation over Eastern China based on *L*-moment estimation［J］. Plateau Meteorology (in Chinese)，26（2）：309－318.

蔡敏，丁裕国，江志红. 2007b. *L*-矩估计方法在极端降水研究中的应用［J］. 气象科学，27（6）：597－603. Cai Min，Ding Yuguo，Jiang Zhihong. 2007b. Advantages of *L*-moment estimation and its application to extreme precipitation［J］. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)，27（6）：597－603.

程炳岩，丁裕国，汪方. 2003a. 非正态分布的天气气候序列极值特征诊断方法研究［J］. 大气科学，27（5）：920－928. Cheng Bingyan，Ding Yuguo，Wang Fang. 2003a. Diagnosis method of the extreme features of weather and climate in time series based on non-normal distribution［J］. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)，27（5）：920－928.

程炳岩，谢晓丽，朱业玉，等. 2003b. 降水概率模型在旱涝监测评价中的应用研究［J］. 灾害学，18（1）：20－25. Cheng Bingyan，Xie Xiaoli，Zhu Yeyu，et al. 2003b. A study on application of precipitation probability model in monitoring and assessment of drought and waterlogging［J］. Journal of Catastrophology (in Chinese)，18（1）：20－25.

程炳岩，丁裕国，张金铃，等. 2008. 广义帕雷托分布在重庆暴雨强降水研究中的应用［J］. 高原气象，27（5）：1004－1009. Chen Bingyan，Ding Yuguo，Zhang Jinling，et al. 2008. Application of generalized Pareto distribution to the research of extreme rainfall of Chongqing［J］. Plateau Meteorology (in Chinese)，27（5）：1004－1009.

丁裕国，金莲姬，刘晶淼. 2002. 诊断极端天气气候时间序列极值特征的一种新方法［J］. 大气科学，26（3）：343－351. Ding Yuguo，Jin Lianji，Liu Jingmiao. 2002. A new method on time series of weather and climate to diagnose the features of extreme value［J］. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)，26（3）：343－351.

丁裕国，刘吉峰，张耀存. 2004. 基于概率加权估计的中国极端气温时空分布模拟试验［J］. 大气科学，28（5）：770－782. Ding Yuguo，Liu Jifeng，Zhang Yaocun. 2004. Simulation tests of temporal－spatial distributions of extreme temperatures over China based on probability weighted moments estimation［J］. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)，28（5）：770－782.

龚道溢，韩晖. 2004. 华北农牧交错带夏季极端气候的趋势分析［J］. 地理学报，59（2）：230－238. Gong Daoyi，Han Hui. 2004. Acta Geographica Sinica (in Chinese)，59（2）：230－238.

桂文林，徐芳燕. 2009. 广义 Pareto 分布尾部厚度的分析与应用［J］. 统计与决策，6：153－155. Gui Wenlin，Xu Fangyan. 2009. Analysis and application of generalized Pareto distribution tail depth［J］. Statistics and Decision (in Chinese)，6：153－155.

Haylock M，Nicholls N. 2000. Trends in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia，1910－1998［J］. Int. J. Climatol.，20：1533－1541.

江志红，丁裕国，朱莲芳，等. 2009. 利用广义帕雷托分布拟合中国东部日极端降水的试验［J］. 高原气象，28（3）：573－580. Jiang Zhihong，Ding Yuguo，Zhu Lianfang，et al. 2009. Extreme precipitation experimentation over Eastern China based on generalized Pareto distribution［J］. Plateau Meteorology (in Chinese)，28（3）：573－580.

刘学华，吴洪宝. 2006. 中国夏季雨日降水量的概率分布［J］. 南京气象学院学报，29（2）：173－180. Liu Xuehua，Wu Hongbao. 2006. Probability distribution of summer daily precipitation in China［J］. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)，29（2）：173－180.

Manton M J，Della-marta P M，Haylock M R，et al. 2001. Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific：1961－1998［J］. Int. J. Climatol.，21：269－284.

Shouraseni S R，Balling J R C. 2004. Trends in extreme daily precipitation indices in India［J］. Int. J. Climatol.，24：457－466.

苏布达，姜彤，董文杰. 2008. 长江流域极端强降水分布特征的统计拟合［J］. 气象科学，28（6）：625－629. Su Buda，Jiang Tong，Dong Wenjie，et al. 2008. Probabilistic characteristics of precipitation extremes over the Yangtze River basin［J］. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)，28（6）：625－629.

苏布达，姜彤，任国玉，等. 2006. 长江流域 1960～2004 年极端强降水时空变化趋势［J］. 气候变化研究进展，2（1）：9－14. Su Buda，Jiang Tong，Ren Guoyu，et al. 2006. Trends of extreme precipitation over the Yangtze River basin of China in 1960－2004［J］. Advances in Climate Change Research (in Chinese)，2（1）：9－14.

吴洪宝，王盘兴，林开平. 2004. 广西 6、7 月份若干日内最大日降

水量的概率分布 [J]. 热带气象学报，20 (5)：586－592. Wu Hongbao, Wang Panxing, Lin Kaiping. 2004. Probability distribution of the maximum amount of daily precipitation in certain days in June and July for Guangxi [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 20 (5): 586－592.

杨金虎，江志红，王鹏祥，等. 2008. 中国年极端降水事件的时空分布特征 [J]. 气候与环境研究，13 (1)：75－83. Yang Jinhu, Jiang Zhihong, Wang Pengxiang, et al. 2008. Temporal and spatial characteristic of extreme precipitation event in China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (1): 75－83.

VanMontfort M A J, Witter J V. 1986. The generalized Pareto distribution applied to rainfall depths [J]. Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques, 31: 151－162.

Zhai P M, Sun A J, Ren F M, et al. 1999. Changes of climate extremes in China [J]. Climatic Change, 42: 203－218.

翟盘茂，潘晓华. 2003. 中国北方近50年温度和降水极端事件变化研究 [J]. 地理学报，58 (增刊)：1－10. Zhai Panmao, Pan Xiaohua. 2003. Change in extreme temperature and precipitation over Northern China during the second half of the 20th Century [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 58 (Suppl.): 1－10.

翟盘茂，任福民，张强. 1999. 中国降水极端值变化趋势检测 [J]. 气象学报，57 (2)：208－216. Zhai Panmao, Ren Fumin, Zhang Qiang. 1999. Detection of trends in China's precipitation extremes [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (2): 208－216.

张爱英，高霞，任国玉. 2008. 华北中部近45 a极端降水事件变化特征 [J]. 干旱气象，26 (4)：46－50. Zhang Aiying, Gao Xia, Ren Guoyu. 2008. Characteristic of extreme precipitation events change in central North China in recent 45 years [J]. Arid Meteorology (in Chinese), 26 (4): 46－50.

邹波. 2003. 强降水发生的概率估计与比较 [J]. 气候与环境研究，8 (3)：331－337. Zou Bo. 2003. Statistical analysis of strong rainfall [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 8 (3): 331－337.

郭军,任国玉. 京津冀地区城市"黄金周"长假的气候效应[J]. 气象,2010,36(5):114-117.

京津冀地区城市"黄金周"长假的气候效应*

郭 军[1] 任国玉[2]

1 天津市气候中心,天津 300074

2 中国气象局气候研究开放实验室,北京 100081

提 要: 分析了京津冀地区7个代表城市站1999年实行"五一"和"十一""黄金周"长假期以来地面气温变化特征。采用7个城市站1961—2007年平均气温、最高气温和最低气温逐日观测资料,主要比较分析了长假7天的平均气温与长假前后各7天平均气温的差异。结果表明,实行"黄金周"长假以来,7个城市"黄金周"期间的平均气温、最高(低)气温一般有较明显的变化。平均气温在"五一""黄金周"期间有明显上升趋势,"十一""黄金周"期间则有下降趋势;"五一""黄金周"期间平均最高和最低气温均有明显增加,最高气温增加更显著,而"十一""黄金周"期间最高气温变化不大,最低气温则有较显著降低。

关键词: "黄金周"长假,气候效应,气温变化,气温日较差,城市化

Climatic Effect of the Long Vacations of "Golden Weeks" in Beijing-Tianjin-Hebei Region

GUO Jun[1] REN Guoyu[2]

1 Tianjin Climate Center, Tianjin 300074

2 Laboratory for Climate Studies, CMA, Beijing 100081

Abstract: Using the meteorological data of seven cities in Beijing, Tianjin and Hebei Province, the variation of surface air temperature during the long vacations of International Labor Day and National Day was analyzed to determine the climate effect of "Golden Weeks" beginning from 1999. Results show that mean and maximum temperature significantly change during the long vacations of "Golden Weeks". An apparent increasing trend of average air temperature is found during the seven-day vacation period of International Labor Day, whereas average air temperature shows a decreasing trend during the seven days of National Day. During the long vacation of International Labor Day, both mean maximum and minimum temperatures significantly increase with a larger increase in maximum temperature. Mean maximum temperature shows weakly change in the vacation of National Day, whereas the minimum temperature significantly decreases during the same period.

Key words: "Golden Weeks", climatic effect, temperature change, temperature diurnal range, urbanization

引 言

人类活动对气候的影响,在城市区域表现最为突出。城市化已经成为人类活动改造自然环境的主要方式之一[1]。不断加速的城市化进程带来的最显著变化是使城市的建成区扩大,城市人口和人工建筑增多,汽车保有量增加,人为热排放上升,导致城市热岛现象日趋明显,对城市气候产生深刻影响[2-6]。研究表明,城市热岛效应对现有气象台站观测到的气候变暖有着重要贡献[7-10]。华北地区的气象台站受城市化的影响相当显著,其中大城市站最

* 国家自然科学基金项目"中国地面气温变化趋势中的城市化影响"(编号:40575039)和国家"十一五"科技支撑计划课题(编号:2007BAC03A01、2007BAC29B02)资助

2008年8月20日收稿; 2009年12月6日收修定稿

第一作者:郭军,主要从事气候变化与短期气候预测研究. Email:Guojun@cma.gov.cn

明显,热岛效应引起的增温达到 0.16 ℃/10 a,对观测到的总增温趋势的贡献达到 47.1%[12-13]。

近年来的研究表明,陆地气象站观测的很多气候要素都存在着以周为长度的振动现象。Gordon[14]发现 1979—1992 年期间北半球的地面气温存在着周振动;对北大西洋两岸地区的研究发现,一周中最低的气温往往发生在周末[15],而最热的一天常出现在周一[16];Simmonds 等[17]发现澳大利亚墨尔本的气温也存在着周振动现象;在美国、墨西哥、日本和中国的城市区域台站,周三到周五的气温日较差比周六到周一明显偏小,呈现出周循环变化特征[18]。Gong 等[19]通过分析国家级气象站记录的最高气温和最低气温变化,发现中国东部城市站的平均气温日较差(DTR)有比较明显的周末效应,冬季周末的 DTR 较周中的大,夏季则相反。如果气温的周变化特征与城市生活和人类活动有关,在比周末更长的假期里也应有所反映,而且由于其时间更长,扰动的信号可能更明显。对于我国城市居民这种有规律的假日活动变化对城市气候的影响,目前还没有做过专门研究。

本文以京津冀地区 7 个代表城市为例,分析 1999—2007 年"黄金周"期间地面气温变化规律。由于春节"黄金周"没有固定的公历日期,本文仅针对华北典型城市"五一"、"十一"前后逐日平均气温、最高气温和最低气温进行分析,检测长假期间这些城市气象站附近的气候异常变化。

1　资料和方法

本文主要研究"五一"和"十一""黄金周"期间地面气象站记录的气温变化。为了消除地形因素可能带来的影响,选取位于平原地区的 7 个台站,分别为北京、天津、石家庄、唐山、保定、廊坊和黄骅。这些台站多为国家级气象站,其中北京、天津、石家庄为国家基准气候站,唐山、保定、黄骅为国家基本气象站,仅廊坊为一般站。7 个城市中京、津是接待和出游人数最多的地区,2006 年"五一"和"十一"黄金周长假期间两城市共接待了 1500 余万人。

资料为国家气象信息中心提供的 7 个气象站 1961—2007 年平均气温、最高气温和最低气温逐日观测资料。从 2008 年开始,"五一"假期又改为 1 天,加上 2 个周末日,共 3 天。因此,分析时段截止到 2007 年。国家气象信息中心气候资料室对这些资料进行了初步质量控制,订正了由于过失等各种原因造成的错误记录。

选取 1961—2007 年 5(10)月 1—7 日平均气温,用 T_0 表示,以及假前 7 天(4(9)月 24—30 日)和假后 7 天(5(10)月 8—14 日)的平均气温,分别用 T_{-1} 和 T_{+1} 表示。"五一"和"十一"期间正是春夏、夏秋转换的季节,为了消除自然季节进程对气温变化的影响,用长假 7 天的平均气温与长假前后各 7 天(共 14 天)平均气温的差值(ΔT)来衡量长假的气候效应,即:

$$\Delta T = T_0 - (T_{-1} + T_{+1})/2 \qquad (1)$$

如果长假期间人类活动对气温没有影响,每年 4(9)月下旬到 5(10)月中旬华北地区 7 日滑动平均气温接近于线性上升(下降)的趋势,ΔT 接近于零。如果 ΔT 偏离零较大,则说明长假期间的人类活动对气温变化产生了一定影响;偏离的越多,表示影响越明显。ΔT 实际上代表了长假期间人类活动扰动的信号。

分别计算了京津冀地区 7 个城市站及其平均的 1961—2007 年"五一"和"十一"长假期间和前后的平均气温 T_0 和 T_{-1}、T_{+1} 以及 ΔT。同时,也计算了最高气温(T_{max})、最低气温(T_{min})、气温日较差(DTR)的时间序列以及长假期间与前后各 7 天差值(ΔT_{max}、ΔT_{min}、ΔDTR)。

2　结果分析

2.1　平均气温

表 1 给出了各个台站 1961—1999 年和 2000—

表 1　"五一"和"十一"长假期间与其前后 7 天平均气温比较(ΔT)(单位:℃)

Table 1　Comparison of temperature in the long vacations of International Labor Day and National Day and average temperature before and after 7 days of vacations(ΔT)(unit: ℃)

	"五一"			"十一"		
	1961—1999	2000—2007	差值	1961—1998	1999—2007	差值
石家庄	−0.04	1.20	1.24	−0.07	−0.44	−0.37
北京	−0.20	1.35	1.55	−0.01	−0.32	−0.31
廊坊	−0.20	1.28	1.48	−0.09	−0.40	−0.31
天津	−0.27	0.99	1.26	−0.14	−0.32	−0.18
唐山	−0.24	1.14	1.39	−0.14	−0.50	−0.36
保定	−0.12	1.36	1.49	−0.07	−0.44	−0.37
黄骅	−0.22	0.79	1.01	−0.14	−0.65	−0.52
平均	−0.18	1.16	1.35	−0.09	−0.44	−0.35

2007年两个时段的 ΔT 值及其差值。没实行“五一”长假阶段 ΔT 在－0.3～0 ℃之间，7个城市平均为－0.18，表明“五一”期间平均气温略低于其前后7天的平均气温，但与0值没有显著差异。实行“五一”长假后，ΔT 均显著大于0，其中北京最高，达到1.35 ℃，7个台站平均为1.16 ℃，表明“五一”长假日平均气温明显高于前后7天的平均气温。

在没实行“十一”长假时期，ΔT 处于0～－0.14 ℃之间，表明“十一”期间与其前后7天平均气温差异很小。实行“十一”长假以后，ΔT 明显下降，均在－0.3 ℃以下，7站平均达到－0.44 ℃。这说明，“十一”长假日平均地面气温与其前后7天平均相比有比较显著的降低。

但是，“十一”长假日 ΔT 的绝对值及其与实行长假前时期 ΔT 的差值绝对值均没有“五一”的大，表明“五一”黄金周长假期间地面平均气温的异常变化更为明显。

图1是7个站平均的1999年前后各8年的4月24至5月14日平均气温序列。4月24—30日平均气温在实行“五一”长假前后差异很小；但5月1—7日平均气温在两个时段具有明显的差异，实行长假后的平均气温显著大于此前8年平均；5月7日以后两个时段的平均气温又趋于一致。这进一步说明实行“五一”黄金周以后，长假期间日平均地面气温有异常升高。

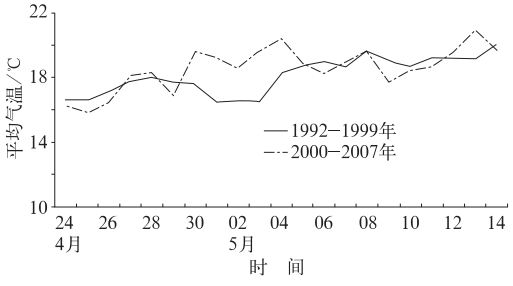


图1 1999年前后各8年“五一”期间逐日平均气温

Fig 1 Daily average temperature during the vacations of Internation Labor Day in the 8 years before and after 1999

2.2 平均最高(低)气温

“五一”期间平均最高、最低气温与长假前后各7天的平均的差值(ΔT_{max} 和 ΔT_{min})与 ΔT 变化有很好的一致性。实行“黄金周”长假前，ΔT_{min} 均在－0.2～－0.4 ℃之间，ΔT_{max} 更小，多数站接近0。说明这期间的最高、最低气温与前后两周的差异很小(表2)。但实行长假以后，ΔT_{max} 和 ΔT_{min} 均明显增加，7站平均增加值超过1.40 ℃。因此，“五一”长假日平均气温的升高是最低气温和最高气温同时增加引起的。

表2 “五一”长假期间与其前后7天平均最低、最高气温比较(单位：℃)

Table 2 Comparison of minimuim and maximum temperatures in the long vacations of International Labor Day and those before and after 7 days of the vacation (unit: ℃)

	ΔT_{min}			ΔT_{max}		
	1961—1999	2000—2007	差值	1961—1999	2000—2007	差值
石家庄	－0.35	1.41	1.77	0.25	0.92	0.67
北京	－0.42	1.41	1.83	－0.09	1.61	1.69
廊坊	－0.23	1.09	1.33	－0.03	1.58	1.60
天津	－0.31	1.04	1.35	－0.17	1.40	1.57
唐山	－0.29	0.94	1.22	－0.44	1.38	1.82
保定	－0.31	1.37	1.68	0.03	1.41	1.38
黄骅	－0.29	0.70	0.99	－0.02	1.11	1.13
平均	－0.31	1.14	1.45	－0.07	1.34	1.41

“十一”期间各站 ΔT_{max} 和 ΔT_{min} 值见表3。实行长假以后，ΔT_{max} 的变化不很明显，7站平均略有降低；ΔT_{min} 变化较大，平均值为－0.85 ℃，表明实行长假以后日平均最低气温有明显下降，ΔT_{min} 比实行长假以前平均减少0.66 ℃。因此，实行“十一”长假后日平均气温的降低(表1)主要是由最低气温明显减小造成的。

表3 “十一”长假期间与其前后7天平均最低、最高气温比较(单位：℃)

Table 3 Comparison of minimum and maximum temperatures in the long vacations of National Day and those before and after 7 days of the vacation (unit: ℃)

	ΔT_{min}			ΔT_{max}		
	1961—1999	2000—2007	差值	1961—1998	1999—2007	差值
石家庄	－0.18	－0.96	－0.79	0.03	－0.04	－0.06
北京	－0.20	－0.39	－0.19	0.19	－0.07	－0.26
廊坊	－0.10	－0.76	－0.65	0.11	0.28	0.17
天津	－0.16	－1.00	－0.84	0.02	－0.21	－0.23
唐山	－0.18	－0.93	－0.75	0.06	0.05	－0.01
保定	－0.26	－0.91	－0.65	0.08	0.04	－0.03
黄骅	－0.21	－0.99	－0.78	－0.13	－0.11	0.02
平均	－0.18	－0.85	－0.66	0.05	－0.01	－0.06

此外，受最高、最低气温异常变化的影响，“五一”和“十一”期间的平均气温日较差也有一定变化，

其中“十一”期间有较明显的增加,这与最低气温的显著降低有直接关系。

3 结　论

实行黄金周长假以来,京津冀地区 7 个城市黄金周期间的平均气温、最高(低)气温均有一定变化:

(1)“五一”黄金周期间日平均气温明显高于其前后 7 天的平均气温,而“十一”黄金周期间平均气温则明显小于其前后 7 天的平均气温。

(2)“五一”长假日平均气温的升高是最低和最高气温同时增加引起的,最高气温增加更明显,而“十一”长假日平均气温的降低主要是由最低气温明显减小造成的。

本文通过分析 7 个城市黄金周长假期间的地面气温资料,发现一些有趣的局地尺度地面气候变异现象。由于我国实行黄金周长假仅有 8 年,样本序列还比较短,所选城市数量也有限,分析获得的结论还需要进一步检验。同时,对于黄金周长假期间气温变化的原因,也需要结合其他资料进行深入探讨。

参考文献

[1] 韩素芹,刘彬贤,解以扬,等. 利用 255m 铁塔研究城市化对地面粗糙度的影响[J]. 气象,2008,34(1):54-58.

[2] 徐祥德. 城市化环境大气污染模型动力学问题[J]. 应用气象学报, 2002,13(增刊):1-12.

[3] 刘宁微,马雁军. 城市化发展对气象要素的影响[J]. 气象, 2006, 32(8): 28-34.

[4] 郭家林,王永波. 近 40 年哈尔滨的气温变化与城市化影响[J]. 气象, 2005, 31(8): 74-76.

[5] 曹广真,侯鹏,毛显强. 北京市城市化对地表温度时空特征的影响[J]. 气象, 2010, 36(3): 19-26.

[6] 司鹏,李庆祥,李伟. 城市化进程对中国东北部气温增暖的贡献检测[J]. 气象, 2010, 36(2): 13-21.

[7] Karl T R,Jones P D. Urban bias in area-averaged surface air temperature trends[J]. Bull Amer Meteorol Soc. 1989,70(2): 265-270.

[8] 初子莹,任国玉. 北京地区城市热岛强度变化对区域温度序列的影响[J]. 气象学报,2005,63(4): 534-540.

[9] 李兴荣,胡非,舒文军. 近 15 年北京夏季城市热岛特征及其演变[J]. 气象,2006,32(8):42-46.

[10] 程玉琴,张少文,尤莉,等. 城市热岛效应和迁址对赤峰站温度的影响[J]. 气象,2009,35(12):96-101.

[11] 林祥. 人类活动对全球气候的若干影响[J]. 气象, 1978(9): 74-76.

[12] 周雅清,任国玉. 华北地区地表气温观测中城镇化影响的检测和订正[J]. 气候与环境研究. 2005,10 (4):743-753.

[13] 刘学锋,于长文,任国玉. 河北省城市热岛强度变化对区域地表平均气温序列的影响[J]. 气候与环境研究,2005,10 (4): 763-770.

[14] Gordon A H. Weekdays warmer than weekends[J],Nature, 2005, 367:324-325.

[15] Tesouro M, Delatorre L, Nieto R,et al. Weekly cycle in NCAR-NCEP reanalysis surface temperature data[J]. Atmósfera, 2005, 18(4):205-209.

[16] Coakley K J. The warmest day of any week tends to occur on the first or last day of that week[J]. Bull Amer Meteorol Soc, 2000, 81,273-284.

[17] Simmonds I and Keay K. Weekly cycle of meteorological variations in Melbourne and the role of pollution and anthropogenic heat release[J], Atmos Environ, 1997, 31, 1589-1603.

[18] Forster P M, and Solomon S. Observations of a “weekend effect” in diurnal temperature range[J], Proc Natl Acad Sci U S A, 2003, 100(20),11,225-230.

[19] Gong Daoyi, Dong Guo, and Chang-Hoi Ho. Weekend effect in diurnal temperature range in China: Opposite signals between winter and summer[J]. Journal of Geophysical Research, 2006, 111, D18113.

0577-6619/2010/68(4)-0520-28 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

副热带北太平洋大气季节内振荡时空特征的诊断研究*

韩荣青 李维京 董 敏
HAN Rongqing LI Weijing DONG Min

国家气候中心,北京,100081
National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, *China*
2008-08-13 收稿,2009-05-26 改回.

Han Rongqing, Li Weijing, Dong Min. 2010. A diagnostic study of the temporal and spatial characteristics of the intraseasonal oscillation over the subtropical northern Pacific. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(4):520-528

Abstract Because the intraseasonal oscillation (ISO) was found as a strong signal for the summer precipitation in the East Asia as shown in the recent studies, its climatic characteristics in the boreal subtropics and especially in the subtropical northern Pacific were revealed in this paper using the spatio-temporal spectrum method and wavelet analysis based on the NCEP-NCAR Reanalysis Data for the period of 1958—2002. The specific results show as follows. The variance ratio of the ISO to all waves for the meridional wind over the subtropics is strikingly bigger than that in tropics, which is distinct from those for the zonal wind and height. At 850 hPa level, the waves with zonal wave numbers 4—6 and periods of 30—60 d or 70—90 d are dominant with the meridional wind for the intraseasonal scale (10—90 d) in despite of the dominant waves with zonal wave number 1 and periods of 30—60 d with the height and zonal wind. The power spectra of the westward propagation are all stronger than those of the eastward propagation for the above three variables. And it is found that an interseasonal "seesaw" of meridional wind ISO swings between the two regions, that is, the region from East Asia to the northwestern Pacific and the region of the northeastern Pacific, in which the power spectra of 30—60 d oscillations are the strongest in summer and weakest in winter in the former region and the reverse in the latter region, with the boreal spring and autumn just as the transition phases for the ISO activities for both the regions. In addition, the decadal and interannual variation characteristics of ISO over the subtropical North Pacific are presented in this paper which show that the ISO activities over the subtropical northwestern Pacific are moderate during 1958—1975, weak during 1976—1990, and robust during 1991—2000. During ENSO events occurring, the subtropical ISO presents quite different behaviors from those in the tropics and appears irregularly. However, the results of 2—7 year bandpass filter reveal that the ISO over the northwestern Pacific holds notable ENSO signals, while the 9 year low-pass filtered results manifest that the ISO variation over the northwestern Pacific are negatively correlated with the ENSO cycle and positively correlated over the northeastern Pacific.

Key words Subtropics, Meridional wind, Intraseasonal oscillation (ISO), Climatic characteristics

摘 要 用时空谱分析和小波变换方法,对 1958—2002 年 NCEP/NCAR 再分析资料经、纬向风速和位势高度的年时间序列进行了波谱分析,并重点研究了北太平洋副热带区域经向风 30—60 天振荡(ISO)的时空特征。研究结果表明,北半球经向风与纬向风和位势高度的 30—60 天振荡特征迥然不同,代表风场经向低频扰动的经向风 ISO 在副热带和中高纬度最为活跃,而在热带地区的活动十分微弱;北半球副热带 850 hPa 高度场和纬向风在 10—90 天内(季节内)振荡的主要能量集中在纬圈波数为 1、周期为 30—60 天的波动上,而 850 hPa 经向风季节内振荡的主要能量集中在纬圈波数为 4—6、周期为 30—60 天以

* 资助课题:国家重点基础研究发展计划项目(2006CB403606)、国家自然科学基金项目(40575027,40905035)和国家行业专项项目(GYHY200806004)。
作者简介:韩荣青,主要从事低频振荡与东亚季风的研究。E-mail: hrq@cma.gov.cn

及 70—90 天的波动上,上述 3 个物理量 30—60 天振荡向西传播的能量都强于向东传播的能量。一年当中,东亚到北太平洋的副热带地区,经向风 ISO 在东亚—西北太平洋与东北太平洋两个区域的活动最强,且在这两个区域存在明显的季节振荡,即东北太平洋的 ISO 在冬季最强在夏季最弱,而东亚—西北太平洋区域的 ISO 在夏季最强冬季最弱。850 hPa 经向风 ISO 的年际和年代际变化分析表明,在东亚副热带区域其活动 1958—1975 年较强,1976—1990 年明显减弱,而 1991—2000 年最强;其在 ENSO 发生期间有较为明显的异常活动,但其强弱变化没有显著的定势,然而 2—7 年的带通滤波分析表明西北太平洋 ISO 的年际活动含有较显著的 ENSO 信号,9 年的低通滤波分析表明,年代际时间尺度上,西北太平洋 ISO 的活动与 ENSO 循环有较为显著的反相关特征,而东北太平洋区域 ISO 与 ENSO 循环有较为显著的正相关关系。

关键词 副热带,经向风,季节内振荡(ISO),气候特征

中图法分类号 P434

1 引 言

关于热带大气马登-朱利安振荡(Madden and Julian Oscillations, MJO)的气候特征已有很多研究(Madden, et al,1971,1972),然而人们对全球范围存在 30—60 天振荡的认识还不够,尤其是对副热带亚洲太平洋地区 30—60 天季节内振荡(ISO)的独立性和重要性认识还不够,也缺少关于副热带 ISO 时空特征的系统研究。对热带以外地区季节内振荡的认识是一个渐进的过程,国际上许多研究(Krishnamurti, et al, 1985)证实 ISO 存在于热带以外的地区,起初热带外 ISO 被解释为对热带季节内振荡强迫的一种响应(Anderson, et al,1983; Magana, et al,1991),然而,随后大量的事实证明热带外低频振荡不同于热带的 MJO,并有其独立的起源(Liebmann, et al, 1984; Murakami, 1988; Hsu, et al,1990),Simmons 等(1983)发现北半球冬季 300 hPa 环流的正压线性模中存在 50 天左右周期的线性不稳定模态,他们认为北半球热带外季节内振荡的能量来自于基本环流的正压不稳定。Ghil 等(1991)以及 Jin 等(1990)的研究表明,热带外大尺度扰动与地形的作用可以产生 ISO。Dickey 等(1991)发现北半球中纬度大气相对角动量季节内振荡有向赤道传播的现象,这说明,北半球热带外存在独立的 ISO 并可以影响到热带大气。中国学者的研究同样表明东亚副热带 ISO 的独立性和重要性(Chen, et al,1988;何金海等,1992;孙国武等,1988;徐祥德等,1999)。研究表明,夏季东亚副热带地区大气 30—60 天振荡在纬向上以向西传播为主(Chen, et al,1988);同时东亚副热带地区是 ISO 南北向传播的汇合带(何金海等,1992);青藏高原存在其特有的 ISO 活动(孙国武等,1988),其频率和振幅与高原的大气层结稳定性及地形有关(徐祥德等,1999),在青藏高原南、北坡,由于地形差异导致了经向传播的 ISO 具有不同的频率。

副热带 ISO 还直接影响着夏季中国东部地区的旱涝。如华北地区汛期多雨时期,西北太平洋 ISO 较强,反之 ISO 较弱(李崇银,1992);1998 年夏季长江中下游地区遭遇洪涝就与西北太平洋 ISO 频繁地向西传播有关(Chen, et al,2001);韩荣青等(2006)对 1958—2000 年中国东部不同纬带地区夏季旱涝的分析表明,当某一地区降水偏多时,西北太平洋同一纬带经向风 ISO 向西传播活跃,反之西北太平洋相同纬带经向风 ISO 向西传播较弱或中断。最近的研究表明(琚建华等,2007),夏季东亚热带季风涌北上需要配合来自纬向西北太平洋的 ISO 才会导致中国长江中下游地区和淮河流域降水偏多,而且来自大洋纬向传播的 ISO 与中国东部夏季大尺度雨带的位置密切联系。

全球纬向平均的大气动能 ISO 在不同纬度的分布特征已有较详细的研究并得到了重要的结果(李崇银,1993),但消除纬度变化影响的 ISO 在不同地域的差异还不清楚。为了比较不同纬度 ISO 的特征差异,本文使用标准化处理后的资料,进一步研究北太平洋副热带风速等基本要素的 ISO 气候特征,着重分析了风场的经向低频扰动的时空特征,以及分析比较其与以往研究中常用要素(纬向风、高度等)ISO 的不同气候特征。此外,与以往大多数 ISO 研究不同的是,本文使用二维时空谱分析方法(Hayashi,1982;黄嘉佑等,1984;陈兴跃等,2000)得到滤波资料,在本文前面提到的研究中,滤波方法都仅是对变量的时间序列进行了滤波,虽考虑了空间单点上变量随时间变化的起伏波动,但未考虑变量在空间各点上的起伏波动与时间尺度的联系,时空二维谱分析就考虑了大气波动在时间和空间上的相互联系,是分析 ISO 动态传播特征的良好工具,董

敏等(2004)用此方法研究了热带 850 hPa 纬向风速和 OLR 等资料的季节内振荡时空特征,并得到在局部区域(如印度洋和西太平洋)的热带地区 ISO 在夏季最为活跃,春秋季则大为减弱。

基于副热带 ISO 活动并不完全是热带季节内振荡的空间延伸,以及夏季北太平洋副热带经向风 ISO 活动对东亚旱涝的重要影响,而目前又缺少对风场经向低频扰动特征的了解,故本文用二维时空谱分析等方法,对北半球副热带地区、重点在北太平洋副热带区域的经向风 ISO 气候特征进行了较深入的分析,并将其与常用来表达季节内振荡的要素(如纬向风和高度等)之气候特征作了比较。

2 资料和主要分析方法

本文使用 1958—2002 年水平分辨率为 2.5°×2.5°的 NCEP/NCAR 再分析资料逐日风场和高度场资料(Kalnay,1996),在使用前,为了在分析中比较不同纬带上的 ISO 活动情况,首先将资料做了标准化处理,而后为了减少时空谱分析和小波分析的计算量而做了候平均处理。

采用的方法主要有:(1) 二维时空谱分析。应用时空二维快速傅立叶变换方法进行时空谱的计算,分析各种振动能量随波数及频率的分布,确定移动波和驻波的能量。同时用此方法对原始资料进行滤波,保留所需要的大尺度波动(1—6 波) 及时间周期为 10—90 天 的振动。(2) Morlet 小波分析。傅里叶变换方法是将时间序列在频率域上展开,将时间序列分解成不同频率的波动,并求出各种频率波动的能量及其在总能量中所占的比重。但其缺点是不能给出各种频率波动的能量随时间的变化。要打开要素时间序列在某一时刻的频率窗口必须使用小波分析。具体计算按照 Torrence 等(1998) 介绍的方法进行。(3) 带通滤波和低通滤波方法。针对逐月 Nino3.4 海温距平指数和在小波分析中提取的经向风速 30—60 天功率谱时间序列,用快速傅立叶变换滤波方法,得到 ENSO 循环时间尺度(2—7 年)和气候变化的年代际时间尺度信息。

3 副热带风场经向季节内扰动的重要性

对 1958—2002 年逐日年时间序列的经(v)、纬(u)向风速和高度(h)沿纬圈各格点的空间序列和各格点上要素的时间序列(指年时间序列)作时-空二维谱分析。其中为了使各纬度间 ISO 的时空谱可以进行比较,先将资料标准化之后再做时空谱分析,由此得到了 30—60 天季节内振荡的谱能量(功率谱或方差)占实际大气所有波动总的谱能量(所有波动的谱能量之和)的比例,称为方差比或方差贡献率。需要说明的是,由于时空谱分析中傅立叶变换的特性,时空谱分析的结果是时空序列(年和沿纬圈 144 个格点)平均的状况。

u、v 和 h 三要素的 ISO 方差比在 850 和 200 hPa 上随纬度的分布(图略)表明,其在对流层高层的方差比都大于低层,其中 u 和 h 的方差比分布较为相似,即在赤道地区较大而在副热带地区较小;经向风速 v 与纬向风速 u 和高度 h 的 ISO 能量分布不同, 其 ISO 的方差比在副热带区域较大为峰值,而在赤道及其附近区域却十分微弱。表明风场经向扰动的季节内振荡在副热带区域比较活跃,而在热带却不明显。

经、纬向风 30—60 天振荡方差比的高度-纬度分布(图 1)中,高度分为 12 层等压面,即为 NCEP1 风场资料的 1000—100 hPa。考虑到计算量较大以及 NCEP1 资料在 1979 年前后数值大小的不连续性,所以图 1 是 1980—2002 年年平均的情况。

图 1a 说明,对流层内纬向风 ISO 能量主要分布在 300 hPa 以上的高层,而且 20°S—20°N 有一大于 25%的高值中心,次高值中心分布在 40°—60°N 纬带的对流层高层;在对流层低层,纬向风 ISO 的能量主要分布在赤道南北纬 22°以内,在其余纬带偏小,尤其在 25°—50°N 内纬向风 ISO 能量显著偏小,高度场 ISO 方差比的空间分布类似于纬向风(图略)。与此不同的是,在对流层中、低层 300 hPa 以下层次(图 1b),经向风 ISO 能量在赤道明显偏小,ISO 方差比在 10°S—10°N 大多小于 10%,而其方差比在 20°—30°N 北半球副热带为一高值中心,在 30°—50°N 纬带其方差比略有下降,但也比赤道地区高。另外,经向风 ISO 方差比也是在对流层高层较中、低层大。总之,图 1 说明,对于经向风这种表示风场南北扰动的变量,其季节内振荡的纬带分布极不同于纬向风和高度场的情况。

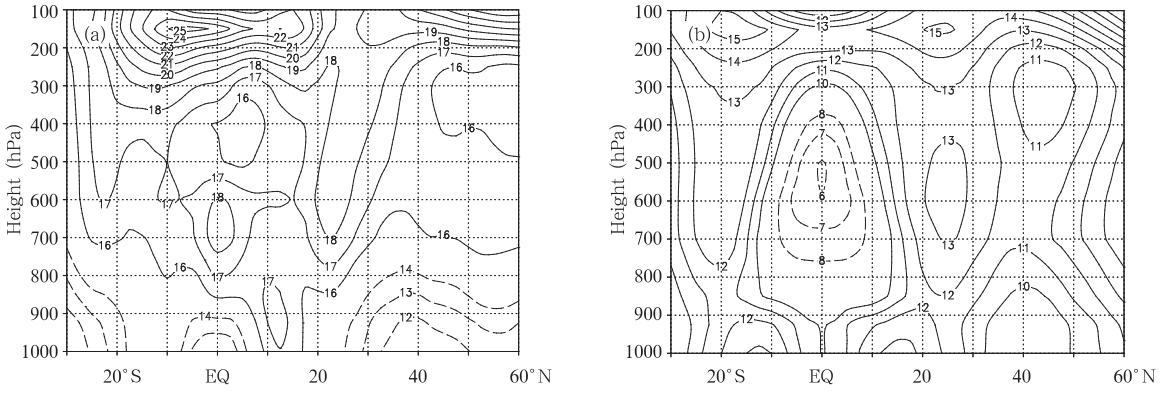


图 1 标准化的纬向风速(a)和经向风速(b)ISO 谱能量方差比高度-纬度分布
(ISO 谱能量方差比:ISO 谱能量与其一年内所有波动谱能量和之比)
Fig. 1 Height-latitudinal cross section of the ISO variance ratio of wind velocities
(a. variance ratio of the normalized zonal velocity, b. variance ratio of the normalized meridional velocity)

4 副热带季节内振荡的时空特征

4.1 季节变化

对 1958—2002 年候时间序列标准化资料的 850 hPa 经向风进行 Morlet 小波分析,而后再求得这 45 年平均的冬季(12 月至翌年 2 月)、春季(3-5 月)、夏季(6—8 月)和秋季(9—11 月)4 个季节的 ISO 小波谱能量(方差),从 4 个季节 850 hPa 经向风 ISO 谱能量在东亚—太平洋副热带的分布(图 2)可以看出,由冬、春、夏季到秋季ISO的活跃区域逐渐

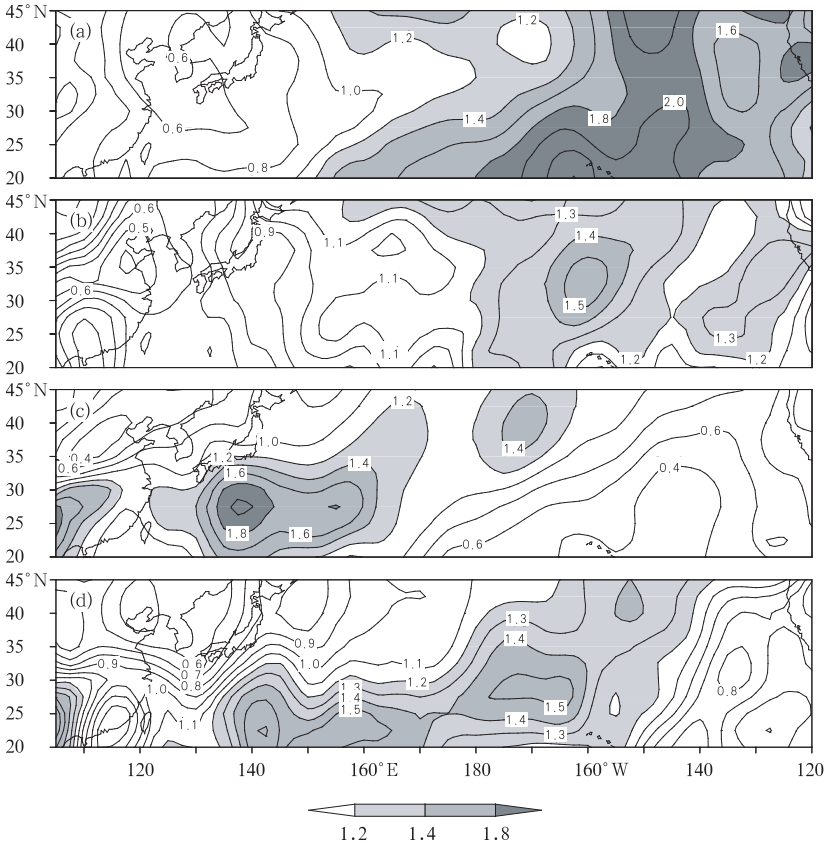


图 2 1958—2002 年平均的不同季节标准化的 850 hPa 经向风 30—60 天振荡小波谱能量分布(a. 冬季(12、1 和 2 月),b. 春季(3—5 月),c. 夏季(6—8 月),d. 秋季(9—11 月))
Fig. 2 Seasonal distributions of the ISO wavelet power spectra of the standardized meridional wind velocity at 850 hPa averaged over 1958-2002
(a. winter, b. spring, c. summer, d. autumn)

由东北太平洋转移到西北太平洋,东亚东部—西北太平洋地区 ISO 在夏季最为活跃,但是相比而言东北太平洋冬季的 ISO 谱能量最强。在东亚东部—西北太平洋约 30°N 以南的地区,ISO 在夏季最强,秋季次之,冬、春季最弱,与之相反东北太平洋 ISO 在冬季最强,春季次之,在夏季最弱,秋季次弱。ISO 在这两个区域的季节变化有“跷跷板”特征。

4.2 纬向传播的时空谱结构

图 3 是 1958—2002 年 850 hPa 高度(h)、纬向风速(u)和经向风速(v)在10—90 d周期里的周期

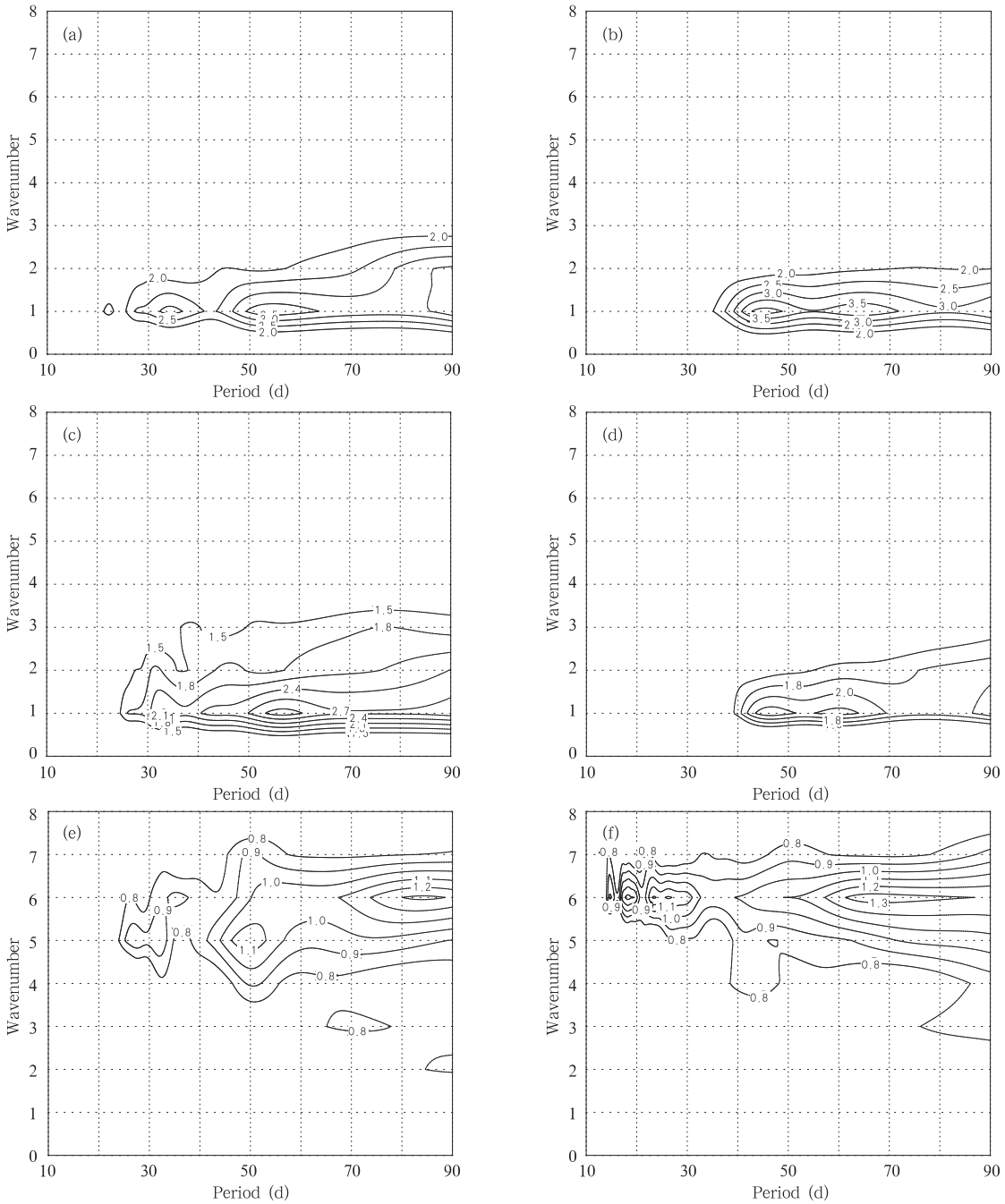


图 3 1958—2002 年 850 hPa 高度(a、b)和纬向风(c、d)、经向风(e、f)向西(a、c、e)和向东(b、d、f)传播的低频波动周期-波数功率谱(功率谱:20°—30°N 平均;各变量都预先经过标准化处理和 5 d 平均,时空谱分析后各变量的功率谱都扩大了 10^5 倍且都经过平滑处理)

Fig. 3 Period-wavenumber power spectra cross section of westward (a,c,e) and eastward (b,d,f) propagation waves for the 850 hPa height (a,b), zonal (c,d) and meridional (e,f) wind velocity during the period of 1958－2002 (power spectra are enlarged by 10^5 times and averaged over 20°－30°N; all variables are standardized and 5-day-averaged before space-time spectrum analyzing and smoothing)

-波数时空谱,表示这 45 年候时间序列沿整个闭合纬圈、波数范围为 1—8 的季节内振荡的谱能量分布结构(0 波数代表纬圈平均状况,不在本文分析之内,在图 3 中已被人为赋予零值)。图 3a、3c、3e 为向西传播的波谱能量(频率为负),图 3b、3d、3f 为向东传播的波谱能量(频率为正),它们都包含了驻波的谱能量,驻波的谱能量等于相同波数、相等功率谱、频率值相等但符号相反的波动谱能量之和(Hayashi, 1982),所以图 3a、3c、3e 和图 3b、3d、3f 中同一周期和波数的波动功率谱之比表示了可能存在的驻波成分大小,其比值越大表示驻波的成分越多,反之亦然。从各变量在 20°—30°N 纬带平均的时空谱(图 3a—3d)可以看出,在北半球副热带 20°—30°N 纬带上,高度和纬向风速的 30—60 d 低频振荡较为显著,并且最大能量都集中在 1—2 波数上,这与以往的研究结果一致(陈兴跃等,2000)。其中高度场的 ISO 在 1—2 波数上东、西向传播的波动互有强弱(图 3a、3b),而纬向风速 ISO 向西传播明显强于向东传播,在 1—2 的波数上向西和向东传播的波动能量之比在 5:4 到 2:1 之间,这同时表明可能的驻波成分也较大(图 3c、3d);而经向风低频振荡的谱结构(图 3e、3f)十分不同,其 30—60 d 的振荡虽然也十分显著,但最大能量集中在 5—6 的波数上,波动的空间尺度较高度和纬向风速小,这可能与纬圈上经向风速的不连续变化有关,并且经向风 ISO 向西传播也明显强于向东传播,两者之比也达约 5:4 到 2:1。32.5°—45.0°N 纬度上各变量的低频振荡时空谱图(图略),与前述副热带波动的波谱结构基本类似,不同的是经向风 ISO 的主要能量集中在 4—5 波数上较前述纬带(20°—30°N)的波数略有降低,这可能与副热带和中纬度分布着不同的经向型环流有关,因为副热带高压等气旋反气旋型环流分布在副热带上,因此副热带经向风 ISO 的纬向空间尺度较小;而中纬度对流层中部西风带在夏季平均有 4 个大槽,高压脊不是很明显,冬季为三槽三脊,因此经向风 ISO 的纬向空间尺度较大。另外在 32.5°—45.0°N 纬带上,经向风 ISO 向西传的能量比向东传的能量更强,两者之比约达 5:4 到 9:4,驻波成分较前述副热带略有降低。

4.3 ISO 逐日变化的特征

为了更好地说明副热带 ISO 的作用,下面给出了两个 ISO 影响天气过程的典型个例。图 4 是 850 hPa 高度场滤波后的 ISO 与未经滤波处理的原始高度场的逐日演变。为了图像清晰,在图 4 中 1985 年的高度场 ISO 仅给出了高度场时空滤波后大于 0 的部分,即高度场 ISO 的高压系统部分,而 1998 年的高度场 ISO 仅给出了小于 0 的部分,即高度场 ISO 的低压系统部分。1985 年 7 月 1 日中东太平洋中纬度附近有一与原始高度场高压配合的低频高压(图 4a),随后 7 月 6 日这个低频高压向西移动(图 4b),但相应原始高度场中的高压移动特征不明显,但 7 月 11 日到 7 月 16 日这个低频高压和相应原始高度场的高压都明显向西移动(图 4c、4d),以至在高压西侧一直与高压相伴的低压系统也向西移动并影响到日本和东亚大陆产生降水(韩荣青等,2006)。1998 年 6 月 16 日,在低纬度日界线以东附近有一低频倒槽,其后不断发展壮大并向西北太平洋移动(图 4e),7 月 21 日演变为一个强的低频气旋盘踞在长江中下游一带(图 4h),造成了大范围暴雨(韩荣青等,2006)。

总之,图 4 表明异常天气过程中低频高度场与原始高度场的演变是同向的,但高度场 ISO 在发展初期只是原始高度场的一个小量,当低频系统发展旺盛时,原始场与低频场的特征十分相似。

4.4 副热带季节内振荡的年际/年代际变化特征

东亚副热带地区(20°—30°N,115°—130°E)1958—2000 年 850 hPa 经向风候时间序列的 Morlet 小波时间-周期功率谱分析表明(图略),周期为 1 年的波动之谱能量最显著;ISO 也存在显著(通过 95%红噪声信度检验的小波功率谱)的年代际变化,1958—1975 年 ISO 活动较强,1976—1990 年 ISO 活动较弱,而 1991—2000 年 ISO 活动最强。

董敏等(2004)以及李桂龙等(1998)的研究结果都表明,热带 30—60 天振荡在拉尼娜事件发生期间较活跃,而在厄尼诺发生期间活动较弱。北太平洋副热带 850 hPa 经向风 ISO 在 ENSO 期间也有异常活动,但其强弱表现在厄尼诺/拉尼娜发生期间无一定势,为了进一步了解副热带 ISO 对 ENSO 循环的响应,将 43 年的 850 hPa 经向风 30—60 天振荡候平均小波功率谱转换成逐月资料,以达到与月海温指数资料时间尺度的统一,再分别将逐月的经向风 ISO 功率谱和 Nino3.4 区海温距平指数作 2—7 年的带通滤波(图 5a)和 9 年的低通滤波(图 5b),可以看出,在2—7年的带通滤波中,西北太平洋副热

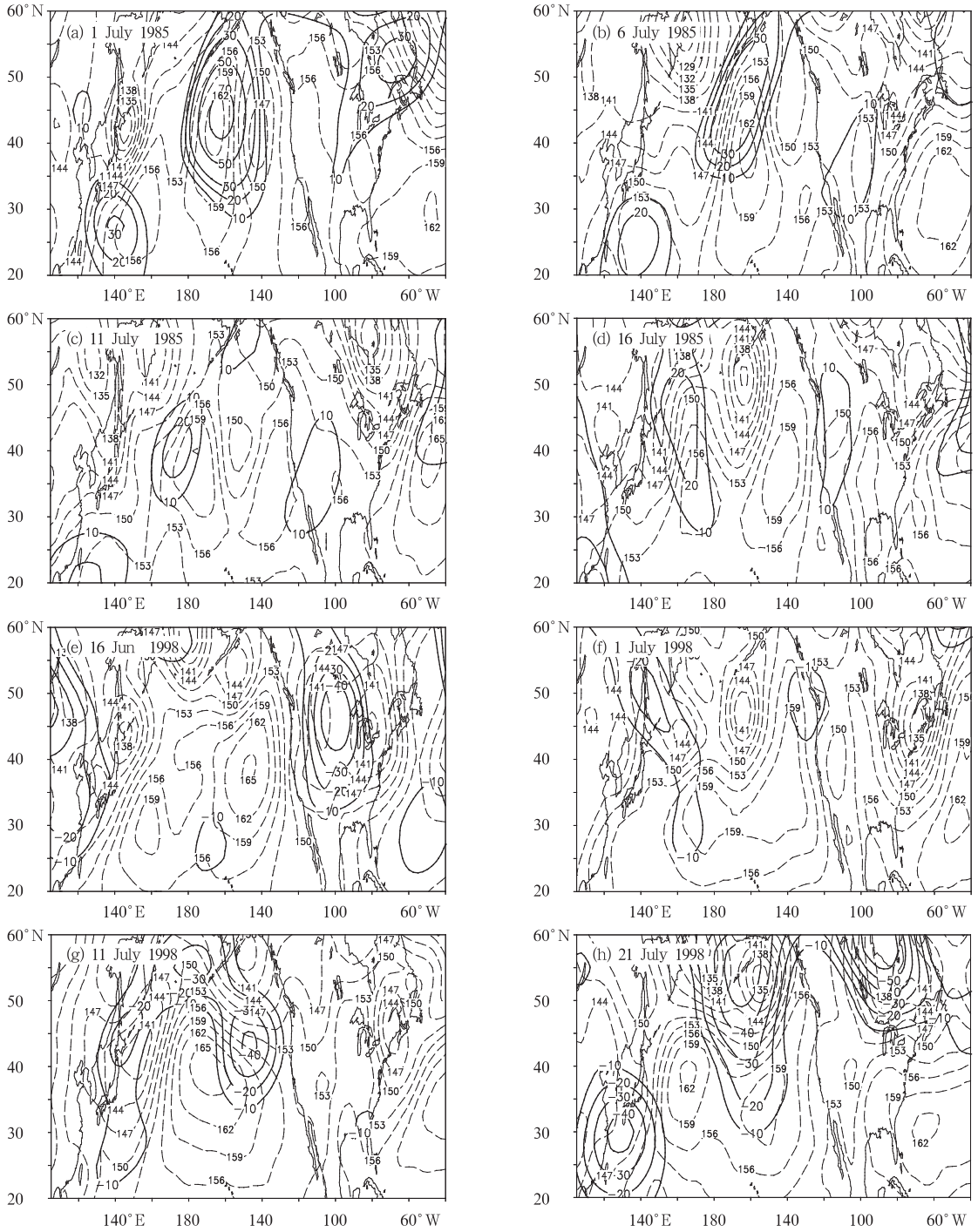


图 4 时空滤波的 ISO 高度场与原始高度场日演变

(ISO 高度场:实线,1985 年只画出>0 的部分,1998 年只画出了<0 的部分,单位:m;原始高度场:虚线,单位:10 m)

Fig. 4 The daily comparison of the ISO height on space-time filtering with the original height: the ISO height (units: m) showed by solid line (only the parts larger than zero are given for 1985, and only the part less than zero given for 1998) and the original height showed by dashed line (units: 10 m)

带(包含东亚部分区域(20°—30°N,110°—170°E)850 hPa 经向风 ISO 的功率谱(实线)在厄尼诺发生期间较强,在拉尼娜发生期间较弱,两者的相关达到 0.22,通过 0.01 置信水平的 t 检验,东北太平洋区域(20°—30°N, 180°—130°W) 850 hPa 经向风 ISO 功率谱(虚线)与ENSO现象的相关不显著。在9年

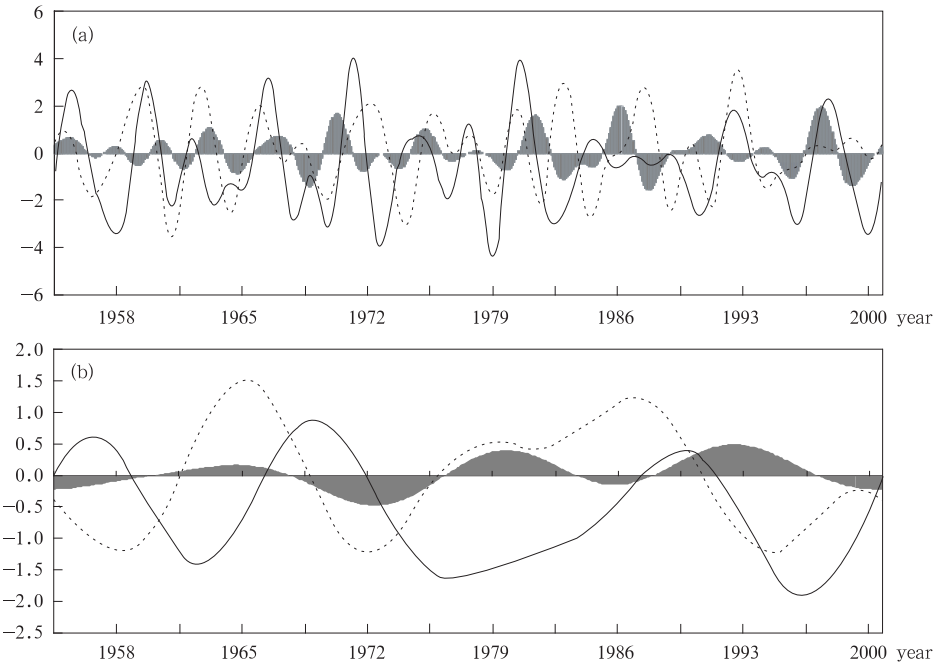


图 5 1958—2000 年逐月的西北太平洋(实线)和东北太平洋(虚线)
850 hPa 经向风 30—60 d 振荡(ISO)功率谱与 Nino3.4 区海温距平指数
(阴影)的滤波分析(a.3 变量的 2—7 年带通滤波, b. 3 变量的 9 年低通滤波;
西北太平洋指 20°—30°N,110°—170°E 的区域;东北太平洋指 20°—30°N,
180°—130°W 的区域;功率谱单位:$10^{-1}m^2/s^2$;海温指数单位:℃)

Fig. 5 Filtering analyses of the monthly data of the northwestern Pacific (solid curve) and northeastern Pacific (dashed curve) ISO power spectra for the 850 hPa meridional wind as well as sea surface temperature anomalies (shaded) in Nino3.4 regions during 1958 − 2000 (a. 2 − 7 years band-pass filrering, b. 9 years low-pass filrering; the northwestern Pacific: 20° − 30°N, 110° − 170°E, and the northeastern Pacific: 20° − 30°N, 180° − 130°W; unit of power spectra: $10^{-1}m^2/s^2$; unit of Nino3.4 index: ℃)

低通滤波中,西北太平洋副热带和东北太平洋的 ISO 功率谱分别与 Nino3.4 海温距平指数的相关达到了 − 0.32 和 0.26,均通过0.01置信水平的 t 检验。以上分析表明,在 ENSO 循环时间尺度上,西北太平洋副热带 ISO 的强弱与Nino3.4 海温指数有正相关关系,而东北太平洋 ISO 的活动与Nino3.4 海温指数的相关不明显;在年代际时间尺度的变化中,Nino3.4 海温指数与东北太平洋 ISO 的强弱有一致的变化关系,而与西北太平洋副热带 ISO 的强弱有相反的变化关系。

5 结论与讨论

北太平洋副热带大气 ISO 的活动与东亚夏季降水紧密相关,本文主要研究了它的一些基本气候特征,并引发出了一些值得深入研究和讨论的问题。

(1) 1958—2002 年,年时间序列和全球纬圈上各点(间隔 2.5 经度)的二维时空序列的谱分析表明,经向风 30—60 d 周期振荡(ISO)在 30°S—60°N 全球纬带上的分布与纬向风和高度等其他要素的分布十分不同,在赤道,经向风 ISO 谱能量与大气所有波动总的谱能量之比值很低(方差比很低),在副热带至中纬度较高,就时间序列和纬圈平均而言,在副热带至中纬度地区经向风 ISO 的方差比就可达到百分之十几。

(2) ISO 的局地逐日演变表明,虽然在强降水过程前夕,ISO 在实际大气中相对而言仅是一个小量,但在其发展成熟期,其特征可以与大气的总体特征相同,表明在 ISO 发展鼎盛期其能量可以占到实际大气总能量的主要部分,而且在 ISO 的发展过程中其与大气的总体演变趋势可以相同,甚至 ISO 的

演变有可能改变大气的总体特征。

(3) 45 年平均结果表明,在东亚—西北太平洋的副热带(20°—30°N),850 hPa 经向风 ISO 的活动在夏季最强春秋季次之冬季最弱;而其在东北太平洋副热带的活动正好相反,在冬季最强春秋季次之夏季最弱;在东亚 30°—45°N 的地区 ISO 全年活动都较弱。

(4) 在 30°N 以南的副热带,经向风 ISO 时空谱能量主要集中在 5—6 波数上,在 30°N 以北 ISO 的能量主要集中在 4—5 波数上,因此 ISO 在南、北纬带的传播速度也不同。

(5) 1958—2000 年,北太平洋副热带 850 hPa 经向风的 ISO 活动存在明显的年代际和年际变化特征。对于东亚沿海地区,约在 1958—1976 年 ISO 活动较强,1976—1990 年 ISO 活动明显减弱,1991—2000 年 ISO 活动最强;在年际时间尺度上,西北太平洋大气 ISO 包含有较显著的 ENSO 信号,但年代际变化又与 ENSO 循环变化相反,是否表明 ENSO 循环对大气的影响与大气年代际的变化趋势相反? 海温变化对大气长期趋势起到一个反向调节作用? 还需进一步研究。

参考文献

何金海, 杨松. 1992. 东亚地区低频振荡的经向传播及中纬度的低频波动. 气象学报, 50(2):190-198

孙国武,陈葆德. 1988. 青藏高原上空大气低频波的振荡及其经向传播. 大气科学, 12(2):250-256

徐祥德,张雪金,陈联寿. 1999. 青藏高原大气低频波动力学特征//陶诗言,陈联寿,徐祥德等. 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(一). 北京:气象出版社,162-168

李崇银. 1992. 华北地区汛期降水的一个分析研究. 气象学报, 50(1):41-49

韩荣青,李维京,董敏. 2006. 北半球中纬度—副热带太平洋大气 ISO 的纬向传播与东亚夏季旱涝. 气象学报, 64(2):149-163

琚建华,孙丹,吕俊梅. 2007. 东亚季风涌对我国东部大尺度降水过程的影响分析. 大气科学, 31(6):1129-1139

李崇银. 1993. 大气低频振荡. 北京:气象出版社, 3-6,84-87

黄嘉佑,李黄. 1984. 气象中的波谱分析. 北京:气象出版社, 254-300

陈兴跃,王会军,曾庆存. 2000. 大气季节内震荡及其年际变化. 北京:气象出版社, 15-22

董敏,张兴强,何金海. 2004. 热带季节内振荡时空特征的诊断研究. 气象学报, 62(6):822-830

李桂龙,李崇银. 1998. 大气季节内振荡的活动与 El Nino. 热带气象学报, 14 (1):54-62

Anderson J R, Rosen RD. 1983. Latitude-height structure of 40 - 50 day variations in atmospheric angular momentum. J Atmos Sci, 40: 1584-1591

Chen Longxun, Xie An. 1988. Westward propagating low-frequency oscillation and its teleconnection in the eastern hemisphere. Acta Meteor Sin, 2(3): 300-312

Chen Longxun, Zhu Congwen, Wang Wen, et al. 2001. Analysis of characteristics of 30-60 day low frequency oscillation over Asia during 1998 SCSMEX. Adv Atmos Sci, 18(4):623-638

Christopher T, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. Bull Amer Meteor Soc, 79(1):61-78

Dickey J O, Ghil M, Marcus S L. 1991. Extratropical aspects of the 40—50 day oscillation in length of day and atmospheric angular momentum. J Geophys Res, 96: 22643-22658

Hayashi Y. 1982. Space-time spectral analysis and its application to atmospheric waves. J Meteor Soc Japan, 60:156-171

Hsu H H, Hoskins B J, Jin F -F. 1990. The 1985/86 intraseasonal oscillation and the role of extratropics. J Atmos Sci, 47:823-839

Jin F-F, Ghil M. 1990. Intraseasonal oscillations in the extra-tropics: Hopf bifurcation and topographic instabilities. J Atmos Sci, 47:3007-3022

Kalnay E, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull Amer Meteor Soc, 77: 437-471

Krishnamurti T N, Gadgil S. 1985. On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE. Tellus, 37A: 336-360

Liebmann B, Hartmann D L. 1984. An observational study of tropical-midlatitude interaction on intraseasonal time scales during winter. J Atmos Sci, 41: 3333-3350

Ghil M, Mo K. 1991. Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part I: North hemisphere and topics. J Atmos Sci, 48(5):752-779

Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J Atmos Sci, 28:702-708

Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global scale circulation cells in the tropics with 40-50 day period. J Atmos Sci, 29: 1109-1123

MaganaV, Yanai M. 1991. Tropical-midlatitude interaction on the time scale of 30 to 60 days during the northern summer of 1979. J Climate, 4: 180-201

Murakami T. 1988. Intraseasonal atmospheric teleconnection patterns during the Northern Hemisphere winter. J Climate, 1: 117-131

Simmons A J, Wallace J M, Branstator G W. 1983. Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. J Atmos Sci, 40:1363-1392

中国北方初霜冻日期变化及其对农业的影响

韩荣青, 李维京, 艾婉秀, 宋艳玲, 叶殿秀, 侯 威
(国家气候中心，北京 100081)

摘要：我国北方地区初霜冻出现的早晚对秋粮产量影响极大，但目前我国关于初霜冻日期的气候研究及其气候预测业务存在定义要素不统一、同一要素定义多样化和业务预测、服务产品参考标准不统一的问题，严重阻碍了研究和预测业务的发展，也给农业部门在使用相关气象信息产品时带来了困难。本文针对以上问题作了3方面的工作：第一，将国家气候中心原有北方地区 (30ºN以北) 初霜冻预测业务代表站由65个增加到233个，空间精细度达到行政县级，并且分析了233个测站分别用地面0 cm日最低温度和百叶箱观测日最低气温定义的初霜冻日期与气象观测日期的差异，结果表明在北方地区用地温定义的初霜冻日期普遍要更接近于初霜冻观测日期；第二，本文整理分析了1961-2008年北方地区233个站地面0 cm日最低温度定义的初霜冻日期的年际/年代际气候变化特征,结果表明2000年以来各地初霜冻日期推迟最为明显，而且黑龙江东部地区初霜冻日期推迟到了9月30日以后，另外在北方许多地区初霜冻日期在20世纪80年代较90年代偏晚；第三，分析了黑龙江省初霜冻日期早晚对秋粮产量的影响，结果表明，成熟期之前若无持续性异常低温时段，初霜冻日期早晚变化对水稻和玉米单产有显著影响, 但其影响大小还受到作物成熟前各生长阶段的气候条件和气候条件的年代际背景调控。

关键词：初霜冻日期；地面温度；代表站；气候特征；产量影响；中国北方

初霜冻出现的早晚对东北和内蒙古地区秋收的水稻和玉米产量影响极大，农业部种植部门的多年经验认为①，在东北地区初霜冻日期异常年份里，平均偏早1天可以造成水稻减产1亿斤；在内蒙古玉米秋收地区，对于玉米单产而言，若在9月10日前出现初霜冻会造成减产20%，若在9月15日前出现初霜冻会造减产10%，若初霜冻日期较常年偏晚1天会增产10%。在新疆、甘肃和宁夏等地，初霜冻较常年异常偏早会严重威胁到玉米、马铃薯和棉花等秋收作物的产量。

由于片面追求农作物产量与农业适应气候变化措施滞后的矛盾日益突出[1-4]，加之我国国民经济多个环节对粮食产量的敏感度提高，农业决策部门对初霜冻预测服务的要求也随之提高，在20多年前国家气候中心已开展了初霜冻日期专项短期气候预测业务，但原有初霜冻预测业务已不能适应需求，精细化、客观定量化已成为未来初霜冻日期预测业务的发展方向。国家气候中心原有北方地区 (30ºN以北) 初霜冻日期预测业务[5]的预报对象空间分辨率低 (65个代表站)，涉及到的18个省/自治区，平均每一省/自治区不到4个测站；预测方法主要以经验外推为主，提供定性的预测产品，缺乏针对性的、客观定量化短期气候预测方法；另外，原有业务初霜冻日期要素选用中国气象局信息中心提供的初霜冻观测日期，预测业务经常因站点缺测或资料上报不及时导致分析困难。

① 2009年9月2日农业部种植司与中国气象局减灾司初霜冻日期预测会商会

收稿日期：2010-01-08; **修订日期：**2010-02-10

基金项目：气象行业专项 (GYHY200906019); 国家科技支撑计划项目 (2008BAK50B02; 2007BAC29B04) [**Foundation:** National Non-profit Research Project to Serve the Public Interest, No.GYHY200906019; The Projects of the Ministry of Science and Technology of China, No.2008BAK50B02; No.2007BAC29B04]

作者简介：韩荣青 (1970-), 男, 陕西澄城人, 博士, 副研究员, 主要从事大气低频振荡和气候预测研究。
E-mail: hrq@cma.gov.cn

525-532 页

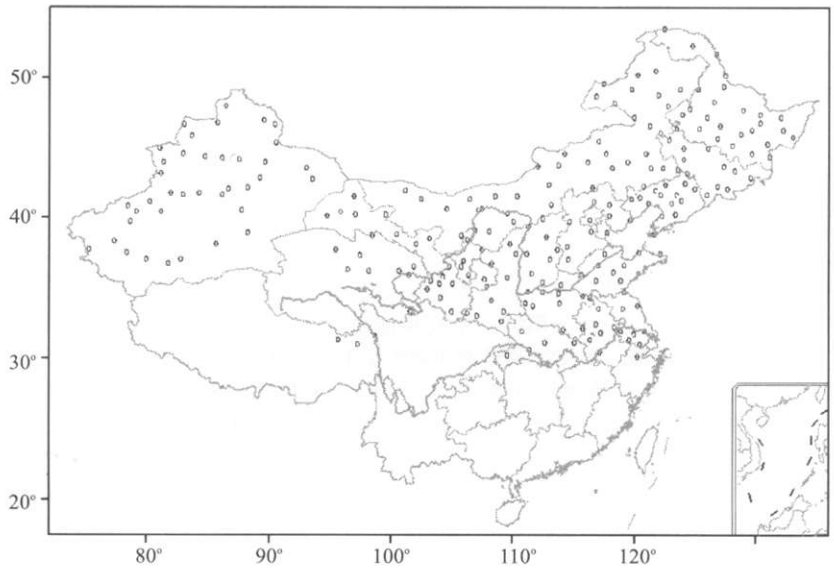


图1 中国北方地区初霜冻的233个气象观测代表站分布图

Fig. 1 Distribution of 233 representative meteorological observation stations of first frost in northern China

本文使用我国北方地区 (30ºN以北，以下同) 233个气象地面观测站在1961-2008年的地面0 cm逐日最低温度、百叶箱逐日最低气温和初霜冻观测日期3种气象数据，以及国家统计局公布的黑龙江省1971-2007年水稻和玉米亩产数据，做了3个方面的分析。在文章的第1部分对前3种资料定义[6-10]的初霜冻日期作了对比分析；第2部分分析了1961-2008年我国北方地区初霜冻日期的年际和年代际变化特征；第3部分，以黑龙江省为例，分析了初霜冻日期出现早晚对水稻和玉米产量的可能影响。

1 不同初霜冻日期资料的对比分析

为了满足精细化预测服务的社会需求，本工作将国家气候中心原有北方地区初霜冻预测业务中的65个气象观测站扩展到233个气象观测站 (图1)，代表站点的选取考虑了站点资料的连续性和区域的代表性，涵盖了北方秋粮主产区所有的县级气象观测站。

由于霜冻日期不是气象观测站的必测要素，因此资料常因各种原因缺测，如在2005和2007年北方大部分测站初霜冻日期观测缺测，因此初霜冻观测日期难以在预测业务中应用，需要用合适的其他要素来代替。在已有的研究中通常将下半年地面0 cm日最低温度≤ 0 ℃的第一天定为初霜冻日期[6-9]，或将下半年百叶箱日最低气温≤ 2 ℃的第一天定为初霜冻日期[10]，但也有研究将日平均气温≤ 0 ℃定义为初霜冻日期[11, 12]；目前各省/自治区级气候中心相关业务对初霜冻日期的定义也不统一，用初霜冻观测日期、或用地面温度定义，或用气温定义3类情况并存，如黑龙江省气候中心等单位用地面温度定义初霜冻日期，吉林省气候中心等单位用气温定义初霜冻日期。由于不同要素定义的初霜冻日期有一定差异，给研究、预测业务和服务产品使用带来了诸多不便，因此有必要统一初霜冻日期定义标准，挑选并固定使用能代表主要农业区初霜冻发生状况的代表站及其资料，这样才能更好地展开研究和业务预测会商，更好地为农业决策等相关部门做好服务。

由于初霜冻观测日期资料在1979-2004年期间的连续性好，下面就这一时段将前述3种气象资料作一对比分析。图2是北方地区233个测站在1979-2004年期间用地温定义的初霜冻日期 (地面0 cm日最低温度≤ 0 ℃的第一天) 和用气温定义的初霜冻日期 (日最低气

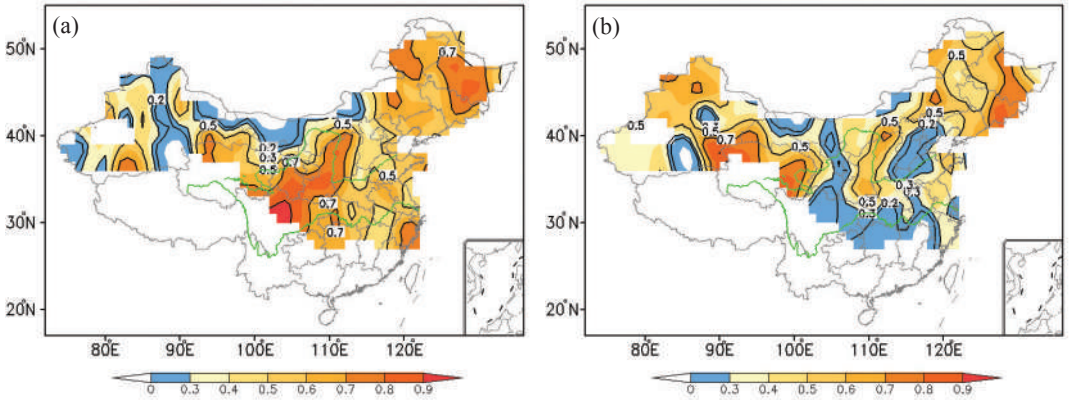


图2　1979-2004年中国两种不同要素定义的初霜冻日期分别与初霜冻观测日期的相关分布

(a) 以地面0 cm日最低温度定义的初霜冻日期与初霜冻观测日期相关；

(b) 以百叶箱日最低气温定义的初霜冻日期与初霜冻观测日期相关

Fig. 2　Correlation distributions of two kinds of the first frost date definitions and the observed first frost dates respectively (1979-2004) (a) the correlation between the first frost dates defined by surface ground temperature and the observed first frost dates; (b) the correlation between the first frost dates defined by air temperature from instrument shelter and the observed first frost dates

温 ≤ 2 ℃的第一天) 分别与初霜冻观测日期的相关系数分布，可以看出，除新疆和青海北部地区的局部地区而外，在北方大部用地温定义的初霜冻日期与初霜冻观测日期呈显著性地正相关 (图2a)，其中包括东北、内蒙古中部、河套地区、黄河、长江流域以及两个流域之间的地区，其相关程度超过气温定义的初霜冻日期与初霜冻观测日期的相关 (图2b)。

基于前述北方233个测站以及用地温和气温定义的初霜冻日期，分别做相对于初霜冻观测日期的差值分析 (1979-2004年平均)。在内蒙古大部、陕西北部、宁夏、甘肃大部和新疆地区(图3a)，地温定义的初霜冻日期较观测日期偏早，大部地区差异较小，约偏早0~5天左右，而在内蒙古西部、甘肃北部差异较大，约偏早15~30天不等；在东北、华北大部、陕西南部、甘肃东南部、青海的部分地区，以及黄河以南诸省区，地温定义的初霜冻日期较观测日期偏晚，偏差也较小一般偏晚0~5天，个别地区偏晚5~10天左右。图3b表

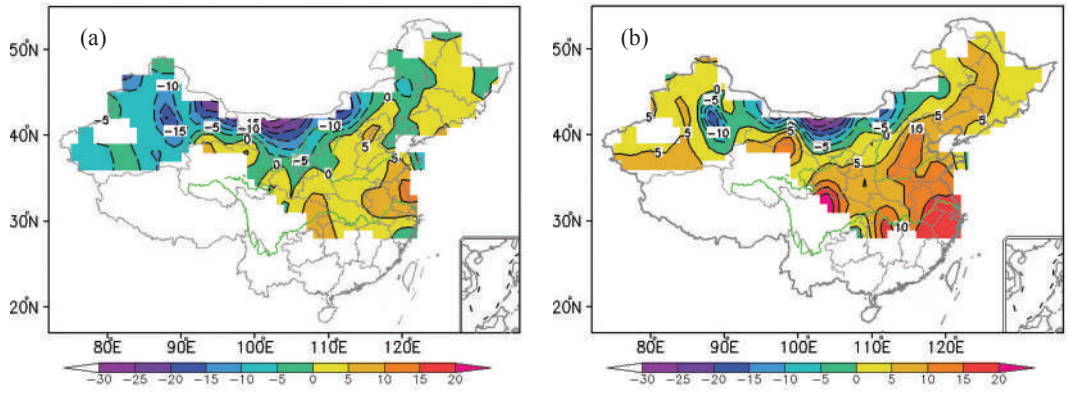


图3　两种不同要素定义的初霜冻日期分别与初霜冻观测日期的差值 (1979-2004年平均；单位：天)

(a) 以地面0 cm日最低温度定义的初霜冻日期减初霜冻观测日期；

(b) 以百叶箱日最低气温定义的初霜冻日期减初霜冻观测日期

Fig. 3　The differences by the first frost dates defined by surface ground temperature minus the observed first frost date as (a) and the first frost dates defined by air temperature from instrument shelter minus the observed first frost dates as (b)

明，在内蒙古西部、甘肃部分地区和新疆西部地区，气温定义的初霜冻日期较观测日期偏早，大部分地区偏早约0~5天，个别地区偏早15~30天不等。与图3(a) 相比，图3(b) 偏早区域在内蒙古、甘肃和新疆地区显著缩小，偏早地区总体偏差幅度与地温定义的初霜冻日期偏差幅度相当；在东北、华北大部、陕西、甘肃东南部、青海北部、新疆中西部，以及黄河以南诸省区(图3a, b)，相对于地温定义的初霜冻日期情况而言，气温定义的初霜冻日期较初霜冻观测日期偏晚的区域面积大，偏晚幅度高。由此也可见用前述2种要素定义的初霜冻日期差别较大，而用地温定义的初霜冻日期普遍要更接近于观测日期，气象业务上统一使用地温来定义初霜冻日期更为合理 (在地温定义的初霜冻日期替代性较差的新疆地区，可以用多年平均差值来校正)，也有利于预测业务在同一平台上研讨会商。

2 北方233个测站初霜冻日期的气候特征

2.1 初霜冻日期气候平均态的空间分布

本文采用1961-2008年我国北方233个代表测站地面0 cm日最低温度定义的初霜冻日期数据展开分析。233个站在最近30年 (1979-2008年) 平均的初霜冻日期分布 (图4) 表明，某地初霜冻出现的早晚首先依赖于其所在纬度和海拔，纬度或海拔越高初霜冻日越早，反之初霜冻日越迟。30年平均初霜冻出现日期依次如下，在8月下旬至9月上旬期间出现初霜冻的区域主要有：内蒙古东北部和黑龙江西北部、青海柴达木盆地、新疆北部天山东侧，以及新疆西部边缘地区；9月中旬出现初霜冻的地区主要有：黑龙江北部大部分地区、内蒙古中部、甘肃张掖市以西、青海省西宁市以西柴达木盆地以东的区域、以及新疆北部大部分地区；9月下旬出现初霜冻的地区主要有：黑龙江大部、吉林大部、内蒙古的赤峰、通辽和河套地区、甘肃中部，以及新疆天山一带地区；10月上旬出现初霜冻的地区主要有：黑龙江三江平原、辽宁大部、北京市的北京以北地区、山西中部、陕西北部、甘肃东南部、宁夏、内蒙古西南部、以及新疆天山以南的大部分地区；更偏南的地区，包括太行山脉以东地区、秦岭山脉北侧附近地区以及秦岭山脉以南地区，初霜冻日期都出现在10月中旬及其以后的时段。

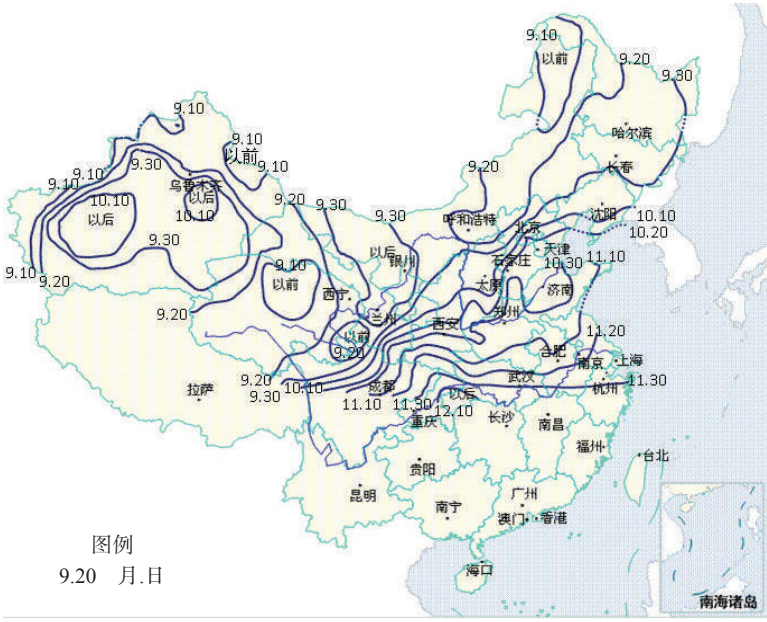


图4 北方地区233个测站1979-2008年平均初霜冻日期分布

Fig. 4 Distribution of the first frost dates at the 233 observation stations of northern China during 1979-2008

2.2 初霜冻日期的年代际变化

初霜冻日期变化具有较明显的年代际特征。图5是初霜冻日为9月30日等日期线在5个不同10年际的空间分布 (为了清晰，图5略去了其他初霜冻日期等值线)，可以看出，北方各地区在2001-2008年初霜冻发生地带较20世纪60、70、80和90年代北移明显，表明

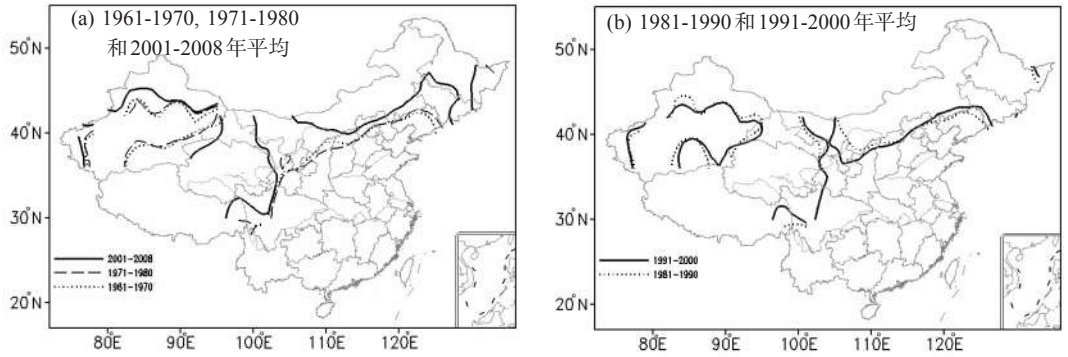


图5　初霜冻日期为9月30日地带的10年际位置变化

Fig. 5　Spatial distribution of the first frost dates on September 30 of 5 decades

2000年以后初霜冻出现日期较前4个十年明显都偏迟 (图5a)，其中20世纪60年代和70年代初霜冻发生最早。但在20世纪90年代，北方许多地区，如甘肃，内蒙古的河套地区以及黑龙江地区，初霜冻出现日期又较80年代偏早 (图5b)，文献[13]对哈尔滨地区的霜冻研究也得到类似结果。图5(a, b) 还表明，黑龙江东部秋粮产区三江平原，在2000年以后，平均初霜冻日期在9月30日以后，而在之前的几十年里，在其大部地区，初霜冻发生在9月30日以前。

2.3　初霜冻日期年际变化幅度的空间分布

最近30年北方地区初霜冻日期平均年际变化表明 (图6)，初霜冻日期发生越早的地方年际变化最小，反之年际变化最大 (对照图4)。黑龙江中南部、吉林和辽宁地区是东北玉米、水稻和大豆主产区，初霜冻日期年际变化约为6~8天，在辽宁的南部可达8~10天；内蒙古由东北向西北，初霜冻日期年际变化逐渐由4~6天向6~8天和8~10天变化；在甘肃大部、宁夏、陕西关中以北、山西、河北南部、河南东北部、安徽北部、山东，以及江苏西北部，初霜冻日期年际变化都在8~10天；河北地区中北部包括京津地区为4~6天；在新疆天山以北和新疆南部的和田地区为6~8天，新疆南部其余地区为8~10天局部甚至达10~12天；30 °N以北我国初霜冻日期年际变化最大的省份是湖北，为14~16天。

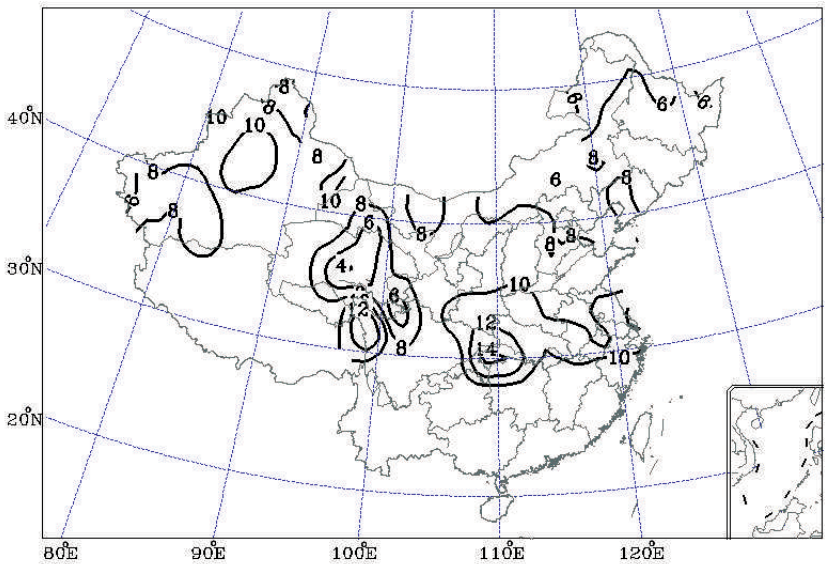


图6　最近30年 (1979-2008年) 北方地区初霜冻日期平均年际变化 (单位：天)

Fig. 6　Inter-annual changes of the first frost dates in northern China (averaged by 1979-2008; units: days)

3　初霜冻出现早晚对秋粮产量的影响

本文以黑龙江省为例，来说明初霜冻出现早晚对秋粮产量有怎样的影响。黑龙江省水稻成熟期在9月初至9月26日期间[14]，玉米成熟期在10月份，而黑龙江主要

秋粮产区多年平均的初霜冻日期是9月中旬至下旬 (图4)，因此一般情况，初霜冻出现早晚都会对水稻和玉米生长产生影响。图7(a, b)分别是1971-2007年黑龙江省水稻和玉米逐年亩产与20站平均初霜日期点聚图，首先通过线性趋势线可以看出，多数年份水稻和玉米亩产的高 (低) 与初霜冻日期晚 (早) 相对应，其中初霜冻日期与水稻单产的相关达0.40，与玉米单产的相关达0.36，分别通过98%和95%信度t检验。图7(a, b) 还显示出，在趋势线下方向上依次分布着20世纪70、80年代的年份，趋势线上方向上依次分布着20世纪90年代和2000年以来的年份，表明水稻和玉米亩产随4个10年变化都呈现明显的台阶式上升特征，而且两种作物产量随初霜冻日期的推迟 (X坐标值增大方向) 缓慢上升。然而在图7(a, b) 中，有些年份水稻和玉米产量几乎不受初霜冻出现早晚的影响。比较突出的年份如1971年初霜冻日期偏晚，以及1972年初霜冻日期并不显著偏早，但这两年水稻和玉米单产都明显偏低，这种例外不难理解，因为1971和1972年夏季东北地区尤其是黑龙江中东部秋粮产区发生了严重的持续性低温冷害天气[15]，20世纪70年代北方气温处于相对偏低阶段，作物生长期气候条件相对较差，前期冷害容易造成产量损失[14]，因此初霜冻日期的早晚已对产量影响不大。再如1992，1995，1997，1999，和2001年，初霜冻日期都偏早 (9月22日之前)，但水稻和玉米单产都较高，首先是因为这些年份都处于相对的气候暖期，气候背景有利于秋粮产量提高，具体原因还参杂着作物在生长期受到的复杂的自然和人为因素影响，需要今后作进一步分析。总之，对于水稻和玉米，若成熟期之前无持续性异常低温时段，初霜冻日期早晚变化的影响是显著的，但其影响大小还受到作物成熟前各生长阶段的气候条件和气候条件的年代际背景调控。

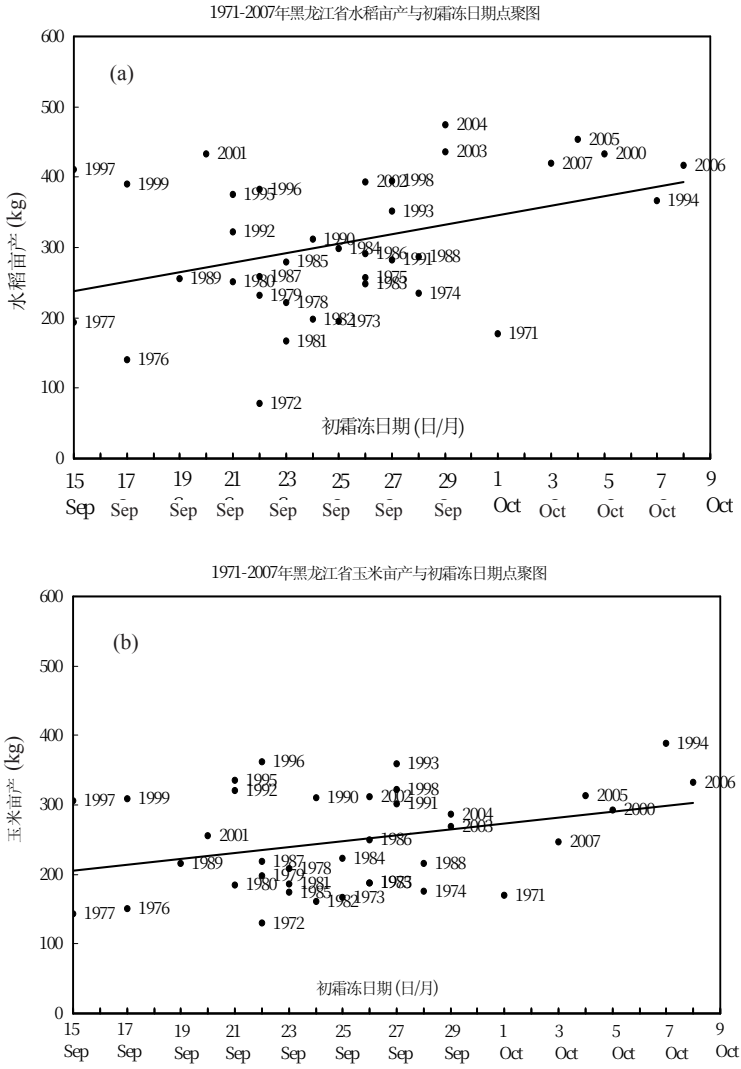


图7 1971-2007年黑龙江省水稻 (a) 和玉米 (b) 亩产与20个测站平均初霜冻日期的变化
(图中小实心圆圈右侧旁的数字表示年份)

Fig. 7 The changes of the first frost dates and the single output of the crops in Heilongjiang Province during 1971-2007. (a) The changes of rice output per unit area and the first frost dates averaged by 20 observed stations in Heilongjiang Province; The numbers on the right of small and solid circles mean the years; (b) the same as (a) but for the maize output

4 总结

通过分析，本文得到以下主要结论：

(1) 通过北方233个测站地面0 cm日最低温度和百叶箱气温定义的初霜冻日期与初霜冻观测日期的对比分析得到，在北方大部主要粮食产区，地面温度定义的初霜冻日期比气温定义的初霜冻日期更接近观测到的天气现象。由于初霜冻观测日期缺测资料较多，北方地区采用0 cm地面温度定义的初霜冻日期来代替初霜冻观测日期更为适合，这样可以统一初霜冻日期定义标准，并利于初霜冻日期预测研究的交流，也利于其监测和预测业务的发展，从而有利于气象信息服务于农业部门。

(2) 1961-2008年的48年以来，以20世纪60年代和70年代初霜冻出现最早，20世纪80年代偏晚，但北方许多地区在20世纪90年代较之前的80年代略偏早，2000年以来，北方地区初霜冻出现最晚，初霜冻日期向高纬度和向高海拔地区移动的特征也最明显。初霜冻日期年际变化在东北大部和内蒙古大部一般达6~8天，在辽宁的部分地区和内蒙古的西部达8~10天；新疆天山以北和南疆和田地区为6~8天，南疆其余地区为8~10天，局部甚至达10~12天；30°N以北地区初霜冻日期年际变化最大的省份是湖北，达14~16天。

(3) 对黑龙江省情况的分析表明，对于水稻和玉米，若成熟期之前，无持续性异常低温时段，初霜冻日期早晚变化对水稻和玉米单产都有显著影响，但其影响大小还受到作物成熟前各生长阶段的气候条件和气候条件的年代际背景调控。

致谢：国家气候中心应用与服务室张培群研究员、高歌研究员、肖风劲高工以及全体同事对本工作给予了极大支持和帮助，在此表示感谢！

参考文献 (References)

[1] Ding Yihui, Ren Guoyu, Shi Guangyu et al. National assessment report of climate change (1): Climate change in China and its future trend. Advances in Climate Change Research, 2006, 2(1): 3-8. [丁一汇, 任国玉, 石广玉 等. 气候变化国家评估报告(I): 中国气候变化的历史和未来趋势 (简介). 气候变化研究进展, 2006, 2(1): 3-8.]

[2] Ren Guoyu, Xu Mingzhi, Chu Ziying et al. Changes of surface air temperature in China during 1951-2004. Climatic and Environmental Research, 2005, 10(4): 717-727. [任国玉, 徐铭志, 初子莹 等. 近54年中国地面气温变化. 气候与环境研究, 2005, 10(4): 717-727.]

[3] Tang Guoli, Ren Guoyu. Reanalysis of surface air temperature change of the last 100 years over China. Climatic and Environmental Research, 2005, 10(4): 791-798. [唐国利, 任国玉. 近百年中国地表气温变化趋势的再分析. 气候与环境研究, 2005, 10(4): 791-798.]

[4] Chen Longxun, Shao Yongning, Zhang Qingfen et al. Preliminary analysis of climatic change during the last 39 years in China. Journal of Applied Meteorological Science, 1991, 2(2): 164-173. [陈隆勋, 邵永宁, 张清芬. 近40年我国气候变化初步分析. 应用气象学报，1991, 2(2): 164-173.]

[5] Li Xiang, Chen Lijuan, Zhang Peiqun. Characteristics of interdecadal variations in first-frost date in northern China during 1954-2005. Advances in Climate Change Research, 2008, 4(1): 21-25. [李想, 陈丽娟, 张培群. 1954-2005年长江以北地区初霜期变化趋势. 气候变化研究进展, 2008, 4(1): 21-25.]

[6] Huang Ronghui, Guo Qiyun, Sun Anjian et al. An Atlas of Natural Climatic Disaster Distribution in China. Beijing: China Ocean Press, 1997. [黄荣辉, 郭其蕴, 孙安健. 中国气候灾害分布图集. 北京: 海洋出版社, 1997.]

[7] Chen Qianjin, Zhang Yongshan. Study on climatic features of unusual first and last frost in north China. Journal of Natural Disasters, 1995, 4(3): 33-39. [陈乾金, 张永山. 华北异常初霜冻气候特征的研究.自然灾害学报, 1995, 4(3): 33-39.]

[8] Heino R, Brazdil R, Forland R et al. Progress in the study of climate extremes in Northern and Central Europe. Climatic Change, 1999, 42: 151-181.

[9] Easterling D R. Recent changes in frost days and the frost-free season in the United States. Bull. Amer. Meteor. Soc., 2002, 83: 1327-1332.

[10] Ye Dianxiu, Zhang Yong. Characteristics of frost changes from 1961 to 2007 over China. Journal of Applied Meteorological Science, 2008, 19(6): 661-665. [叶殿秀, 张勇. 1961-2007年我国霜冻变化特征. 应用气象学报, 2008, 19(6): 661-665.]

[11] Ma Zhuguo. Variation of frost days and its relationship to regional warming in northern China. Acta Geographica Sinica, 2003, 58(Suppl.): 31-37. [马柱国. 中国北方地区霜冻日的变化与区域增暖相互关系. 地理学报, 2003, 58(增刊); 31-37.]

[12] Wang Xiuping, Ren Guoyu, Zhao Chunyu et al. Characteristics of first/ last frost date events and frost-free period in Dalian area during recent 46 years. Journal of Applied Meteorological Science, 2008, 19(6): 673-678. [王秀萍, 任国玉, 赵春雨 等. 近46年大连地区初、终霜冻事件和无霜冻期变化. 应用气象学报, 2008, 19(6): 673-678.]

[13] Shen Nengzhan, Liang Rongxin, Zhao Xiulan et al. Study on the characteristics of the distribution of the first and late frost dates in Harbin region. Journal of Northeast Agricultural University, 2000, 31(2): 129-136. [沈能展, 梁荣欣, 赵秀兰 等. 哈尔滨地区初、终霜冻日分布特点的研究. 东北农业大学学报, 2000, 31(2): 129-136.]

[14] Wang Ping, Li Tingquan, Yan Ping. Impacts of climate change over last 35 years on rice growing period and yield in Heilongjiang Province. Chinese Journal of Agrometeorology, 2008, 29(3): 268-271. [王萍,李廷全, 闫平. 黑龙江省近35年气候变化对粳稻发育期及产量的影响. 中国农业气象, 2008, 29(3): 268-271.]

[15] Yao Peizhen. The climate features of summer low temperature and cold damage in Northeast China during recent 40 years. Chinese Journal of Catastrophology, 1995, 10(1): 51-56. [姚佩珍. 近四十年东北夏季低温冷害的气候特征. 灾害学, 1995, 10(1): 51-56.]

The Climatic Variability and Influence of First Frost Dates in Northern China

HAN Rongqing, LI Weijing, AI Wanxiu, SONG Yanling, YE Dianxiu, HOU Wei

(*National Climate Center*, *Beijing* 100081, *China*)

Abstract: At present, there is no uniform standard of forecasting system and serving products for first-frost date forecasting studies and operations in China's meteorological departments in spite of agricultural autumn harvests depending greatly on the first frost occurring earlier or later in northern China, which restrained the development of prediction studies and operations on the first-frost dates. Therefore the study aims at the above problems and analyzes 3 aspects of them. The first is about the discrepancy analyses of the three kinds of first frost date data, in which two of them are defined by surface ground temperature and air temperature from instrument shelter, respectively, and the other data are from observing first frost dates. And then the study enlarges the number of the representative stations in northern China (north of 30°N) of National Climate Center operation from 65 in the past to 233 at present for improving the spatial resolving power of the prediction products. The second is the analyses of the climate features of the first frost dates based on the aforementioned surface ground temperature data of the 233 stations from 1961 to 2008. Finally, the study shows that it is outstanding for the significant effects of the climatic variability of the first frost dates on single outputs of rice and maize separately in Heilongjiang Province, as long as without the continuing and lasting cold days before the autumn, whereas the effects from anomalous air temperature before the autumn, for example from cool summer, are dominant.

Key words: first frost date; surface ground temperature; representative stations; climatic features; output influence; northern China

Temporal and Spatial Characteristics of Intraseasonal Oscillations in the Meridional Wind Field over the Subtropical Northern Pacific*

HAN Rongqing†(韩荣青), LI Weijing (李维京), and DONG Min (董 敏)

National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

(Received January 17, 2009; revised March 25, 2010)

ABSTRACT

Based on the NCEP/NCAR reanalysis I daily data from 1958 to 2002, climatic characteristics of the 30–60-day intraseasonal oscillations (ISOs) of the zonal wind (u), meridional wind (v), and geopotential height (h) over global areas and especially the ISO of v over the subtropical northern Pacific are analyzed using the space-time spectrum analysis and wavelet transform methods. The results show that the ISO of v is very different from those of u and h, with the former representing the meridional low-frequency disturbances, which are the most active in the subtropics and mid-high latitudes, but very weak in the tropics. In the subtropical Northern Hemisphere, the energies of the ISOs of u and h are both concentrated on the waves with wave number of 1 and periods of 30–60 days, while the main energy of the ISO of v is concentrated on the waves with wave numbers of 4–6 and periods of 30–60 and 70–90 days. The westward propagating energies for the 30–60-day oscillations of u, v, and h are all stronger than the eastward propagating energies in the subtropics. In addition, the ISO of v is the strongest (weakest) in summer (winter) over the subtropics of East Asia and northwestern Pacific, while the situation is reversed over the subtropical northeastern Pacific, revealing a "seesaw" of the ISO intensity with seasons over the subtropics from the northwestern to northeastern Pacific. In the subtropical northwestern Pacific, the interannual and interdecadal changes of the ISO for v at 850 hPa indicate that its activities are significantly strong during 1958–1975, while obviously weak during 1976–1990, and are the strongest during 1991–2000, and its spectral energy is obviously abnormal but ruleless during the ENSO periods. However, in the 2–7-yr band-pass filtering series, the interannual changes of the v ISO over the subtropical northwestern Pacific contain distinct ENSO signals. And in the 9-yr low-pass filtering series, the v ISO changes over the subtropical northwestern Pacific are significantly out of phase with the changes of the Niño-3.4 SST, whereas the v ISO changes in the subtropical northeastern Pacific are significantly in phase with the changes of the Niño-3.4 SST.

Key words: subtropics, meridional wind, intraseasonal oscillation (ISO), climate characteristics

Citation: Han Rongqing, Li Weijing, and Dong Min, 2010: Temporal and spatial characteristics of intraseasonal oscillations in the meridional wind field over the subtropical northern Pacific. *Acta Meteor. Sinica*, **24**(3), 276–286.

1. Introduction

People's understanding of the extratropical 30–60-day intraseasonal oscillations (ISOs) is still poor, especially the independence and importance of ISO in the subtropics, though there are a lot of studies (Madden and Julian, 1971, 1972) on the climate characteristics of the tropical MJO (Madden and Julian oscillation). Comprehensive research on space-time characteristics of the subtropical ISO is lacking. A number of studies (e.g., Krishnamurti and Gadgil, 1985) have proved that ISO exists in the extratropics. Initially, the extratropical ISO was interpreted as a kind of response to the forcing from the tropical ISO (Anderson and Rosen, 1983; Magana and Yanai, 1991). However, a large number of investigations reveal that the extratropical low-frequency oscillations are different from the MJO in the tropics and have their own independent origins (Liebmann and Hartmann, 1984; Murakami, 1988; Hsu et al., 1990). Simmons et al. (1983) found that linear unstable waves with a period of about 50 days exist in the barotropic linear pattern of 300-hPa circulation in the Northern Hemisphere in winter, and they believed that the energy of the

*Supported jointly by the National Basic Research Program of China (2006CB403606), the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40575027 and 40905035), and the National Non-Profit Public-Interest Research Project (Grant No. GYHY200806004).

†Corresponding author: hrq@cma.gov.cn.

extratropical ISO comes from the unstable barotropic mode of the basic flow. The studies of Ghil and Mo (1991) and Jin and Ghil (1990) both showed that the interactions between the large-scale disturbances in the extratropics and the topographic forcing can give rise to ISO. Dickey et al. (1991) found that the ISO of the atmospheric relative angular momentum in midlatitudes of the Northern Hemisphere shows an attribute of propagating to the equator, indicating that the ISO exists independently in the extratropics and it can influence the tropical atmosphere. The research of Chinese scholars also showed the independence and importance of the subtropical ISO in East Asia (Chen and Xie, 1988; He and Yang, 1992; Sun and Chen, 1988; Xu et al., 1999). Relevant studies revealed that the 30–60-day atmospheric oscillations in the subtropical East Asia in summer mainly propagate westward (Chen and Xie, 1988). On the other hand, the subtropical East Asia is where the ISO propagating northward converges with the ISO propagating southward (He and Yang, 1992). Moreover, special ISO activities exist over the Tibetan Plateau (Sun and Chen, 1988), and their frequency and amplitude are related to the stability of the atmosphere and the topographic forcing of the plateau (Xu et al., 1999), in which the topographic differences make the frequency discrepancy in the meridional propagation of ISO over the southern and northern slopes of the plateau.

The ISO activities in the subtropical northern Pacific directly influence the summer drought/flood in eastern China (Li, 1992; Chen et al., 2001; Han et al., 2006). For example, during the flood season in North China, the ISO in the northwestern Pacific is stronger; while under drought conditions, the ISO there is weaker (Li, 1992). The 1998 summer great flood in the mid and lower reaches of the Yangtze River is related to frequent ISOs propagating westward from the northwestern Pacific (Chen et al., 2001). Han et al. (2006) studied the summer drought/flood occurrences in eastern China during 1958–2000, and found that when heavy precipitation took place, the westward propagation of ISO in the meridional wind (v) field from the northwestern Pacific along the same latitudes was active; but when drought conditions dominated, the westward propagation of ISO was weak or even interrupted. Recent research (Ju et al., 2007) showed that the northward summer monsoon surges from the tropical South Asia combined with the zonal propagating ISO from the northwestern Pacific can lead to heavy precipitation in the mid and lower reaches of the Yangtze and Huai River basins, and moreover, the zonal propagating ISOs are likely to control the position of the large-scale rain band in China.

An important investigation revealed the global kinetic energy distributions of the zonal mean ISO (Li, 1993). But the ISO discrepancies at different zones after removing the latitude differences are still not clear. Therefore, the basic elements such as wind and geopotential height are standardized in our study in advance, and the space-time characteristics of ISO in the meridional wind v are analyzed and compared with those of other elements (zonal wind u and geopotential height h) in this paper. In addition, different from most of the past ISO studies, the current study uses a two-dimensional space-time spectrum analysis method (Hayashi, 1982; Huang and Li, 1984; Chen et al., 2000) to do the filtering of data. Though past studies took into consideration the temporal fluctuation of variables at individual points of a space domain, they ignored the relationship between the fluctuations of each variable in the space and time series. The two-dimensional space-time spectrum analysis has a remedy for this and is advantageous to the understanding of the dynamic propagating characteristics of ISO. Dong et al. (2004) used this method to study the ISO space-time characteristics of 850-hPa zonal wind and OLR in the tropics, and found that in the active regions of MJO, such as the Indian Ocean and the tropical western Pacific, the MJO is the most active in summer, and it is fairly weak in spring and autumn.

Because the ISO sources in the extratropics and tropics are different and the activities of the ISO for v in the subtropical northern Pacific in summer have important influences on the drought/flood situation in eastern Asia (Han et al., 2006), and at present, understanding of the characteristics of the meridional low frequency disturbances in the wind field is still lacking, this paper employs the two-dimensional space-

time spectrum analysis and wavelet analysis methods to make an in-depth analysis of ISO over the subtropical Northern Hemisphere, especially the climate characteristics of the v ISO in the subtropical northern Pacific, and compares these with the climate characteristics of the ISO of other elements revealed by previous studies.

2. Data and methodology

The daily wind and height fields of NCEP/NCAR reanalysis data I (Kalnay et al., 1996) from 1958 to 2002 are used. The data have a horizontal resolution of $2.5°\times2.5°$. At first, they are standardized for comparison of the ISO activities at different latitudes. Then the data are treated with pentad average in order to reduce the computation load in the space-time spectrum analysis and the wavelet analysis. The methods adopted in this paper are described as follows:

(1) Two-dimensional space-time spectrum analysis. The space-time spectrum of ISO is calculated by this method, and the paper analyzes the distributions of all kinds of variation energy based on the wave number and frequency, and verifies the main energy features of the traveling and standing waves on the intraseasonal time scale. Meanwhile, the paper uses this method to filter the original data, to keep the large-scale spatial fluctuations with wave numbers of 1–6, and to maintain the temporal oscillations with periods of 10–90 days.

(2) Wavelet analysis. The Fourier transform is used to spread the time series on the frequency domain, and translate the time series into the waves with different frequencies, and then deduce the mean energy of a time series for each frequency wave and its percentage to the total wave energy. However, the Fourier transform cannot offer the variation information of the energy of waves with time. Therefore, the wavelet analysis is used to open the frequency window of the element time series at some moments. The Morlet wavelet is used in this paper. The detailed calculation is carried out according to the method introduced by Torrence and Compo (1998).

(3) Band-pass and low-pass filtering. With the fast Fourier transform filtering method, the paper obtains climatic information on the ENSO cycle time scale (2–7 yr) and the interdecadal time scale, based on the monthly Niño-3.4 SST departure index and the 30–60-day spectral energy time series drawn from the wavelet analysis.

3. The meridional intraseasonal disturbances in the subtropics

A two-dimensional space-time spectrum analysis has been conducted on the daily data series for each year and the spatial series at every grid along certain latitudes, for meridional wind speed (v), zonal wind speed (u), and height (h) from 1958 to 2002. Note that for comparison of the space-time spectrum of the ISO at different latitudes, the data are firstly treated by standardization. After the space-time spectrum analysis, the percentage of 30–60-day ISO spectral energy (power spectrum or variance) to the total spectral energy (the sum of the spectral energies of all waves) of the atmosphere can be obtained, and is called the variance ratio or variance contribution rate. It should be noted that the result of the space-time spectrum analysis represents an average state of the space-time series (all days in one year and 144 grids along a latitude circle herein) according to the requirement to minimize boundary errors in the Fourier transform of the space-time spectrum analysis.

The distributions (figure omitted) of ISO variance ratios of u, v, and h along separate latitudes at 850 and 200 hPa show that the variance ratios at high pressure levels are all bigger than those at lower pressure levels, and among them, the distributions of the variance ratios of u and h are similar: both of them are bigger in the equatorial belt and smaller in the subtropical zone. However, the ISO variance ratio of v exhibits peak values at the subtropical zone, and it is very weak at the equator and the zones around the equator. Therefore, it is inferred that the ISO of meridional disturbances in the wind field is active in the subtropics, but less energetic in the tropics.

Figure 1 shows the height-latitude variance ratio distributions of the 30–60-day oscillations of u and v.

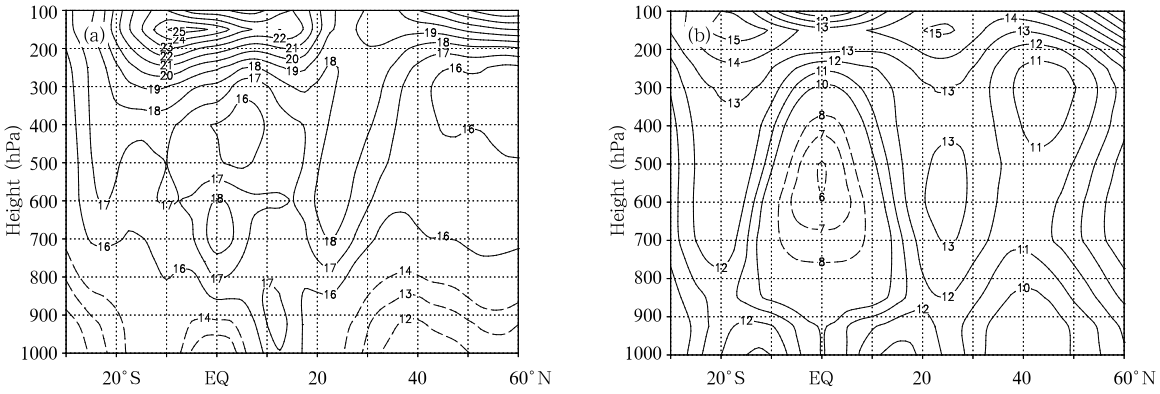


Fig. 1. Height-latitude sections of ISO variance ratios of normalized (a) zonal wind and (b) meridional wind.

Considering the computation efficiency and the data discontinuity in the NCEP reanalysis around 1979, Fig. 1 represents the annual average situation during 1980–2002.

Figure 1a shows that the spectral energy of the u ISO in the troposphere is mainly distributed on the high levels above 300 hPa, in which the maximum variance ratios are located around the equator between 20°S and 20°N and with the center value above 25%, and the next high value center is located within 40°–60°N. On the low levels of the troposphere, the variance ratios of the u ISO reach maximum between 22°S and 22°N, and they are smaller in other latitudes, and remarkably small at lower levels between 25° and 50°N. The variance ratio distribution of the h ISO is similar with that of u (figure omitted). Different from that, on the mid and lower levels of the troposphere (Fig. 1b), the spectral energies of the v ISO are obviously smaller over the equator, and their variance ratios are mostly no more than 10% between 10°S and 10°N; however, a high value center is found in the subtropical zone of 20°–30°N and the variance ratios are slightly lowered at 30°–50°N, but they are still higher than that over the equator. As in the u field, the variance ratios of the v ISO are also bigger on high levels than on low levels in the troposphere. In a word, for v, a variable representing the northward/southward disturbances of the wind field, the variance ratio distribution of its ISO with latitude is quite different from those of u and h.

4. Space-time characteristics of the subtropical ISO

4.1 Interseasonal variations

In this study, we analyze the standardized and pentad time series data of 850-hPa v from 1958 to 2002 using the Morlet wavelet method, and then obtain ISO wavelet energy (square of wave amplitude) in four seasons averaged for 45 yr, including winter (December, January, and February), spring (March-May), summer (June-August), and autumn (September-November). Figure 2 shows distributions of ISO wavelet energy of 850-hPa v for the four seasons in the subtropical regions from eastern Asia to Pacific. It is clear that the prevailing ISO gradually shifts between Northeast Pacific and Northwest Pacific with seasons (Fig. 2). The strongest ISO appears in summer in the subtropical regions from eastern Asia to northwestern Pacific. But as a whole, the strongest ISO wavelet energy appears in northeastern Pacific in winter. In the south of 30°N from eastern Asia to northwestern Pacific, ISO energy is the strongest in summer, followed by that in autumn, and it is the weakest in winter and spring. On the contrary, in the northeastern Pacific, ISO energy is the strongest in winter, the second strongest in spring, and the weakest in summer and the second weakest in autumn. Hence the variations of the v ISO intensity with seasons shifting in the two areas take on a "seesaw" pattern.

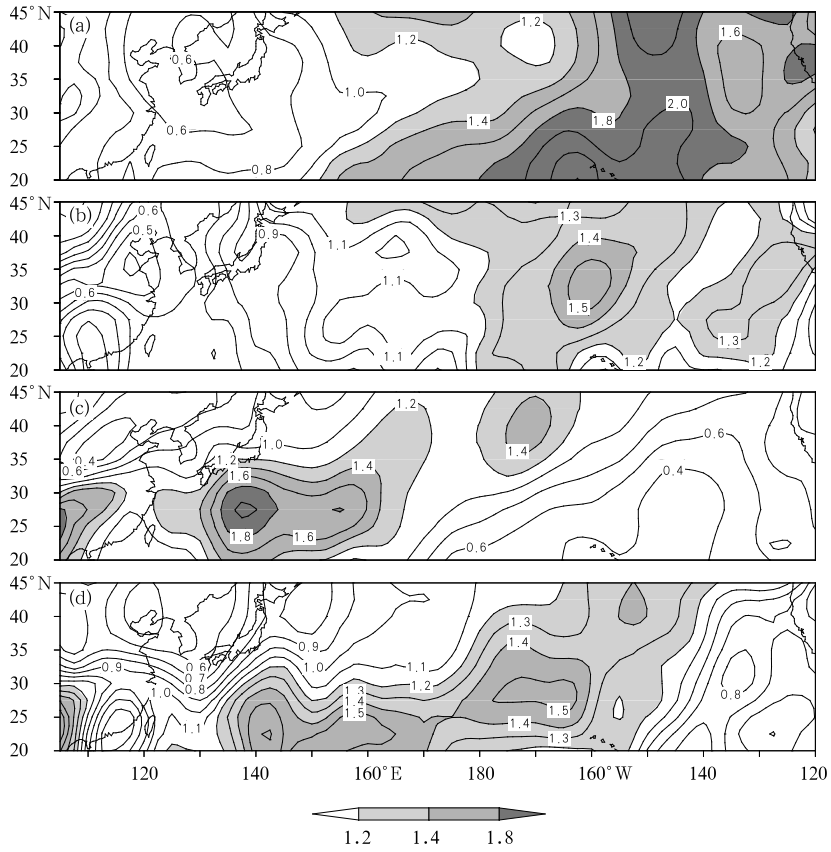


Fig. 2. Seasonal distributions of ISO wavelet power spectra averaged from 1958 to 2002 for normalized meridional wind at 850 hPa for (a) winter, (b) spring, (c) summer, and (d) autumn.

4.2 The space-time spectrum structure of the zonally propagating ISO

Figure 3 shows the space-time spectra of 850-hPa h, u, and v averaged between 20° and 30°N with a period range of 10–90 days and wave numbers of 1–8 (wave number 0 represents the zonal average, and will not be discussed in this paper). It represents the distribution structure of the ISO spectrum energy along an entire latitudinal circle averaged for 45 yr from 1958 to 2002. The left panels in Fig. 3 are for the waves propagating westward and the right panels for the waves propagating eastward. The wave components with the same wave number, same amplitude, and same frequency but opposite travel directions (eastward vs. westward) will form standing wave (Hayashi, 1982). When the ratio of the power spectra with the same wave number and the same period in the left and right panels is closer to 1, the proportion of the standing waves is bigger. Figures 3a-d show that 30–60-day low-frequency oscillations of h and u are comparatively significant with 10–90-day periods, and both have the biggest energy concentrated on the wave numbers 1–2, which is consistent with the past research results (Chen et al., 2000). The strength of eastward and westward propagating ISOs of h is somewhat similar to that of u in the wave numbers 1–2 and periods of 30–90 days (Figs. 3a, b). The strength of the westward propagating ISO of u is obviously stronger than that of its eastward propagating counterpart, and in the wave numbers 1–2, the fluctuation energy ratio of westward to eastward propagation spans from 5:4 to 2:1. This indicates that there are still some westward traveling waves in spite of the standing waves occupying an outstanding proportion (Figs. 3c, d). Figures 3e and 3f show that the spectrum structure of v in the low-frequency oscillations is very different, in which

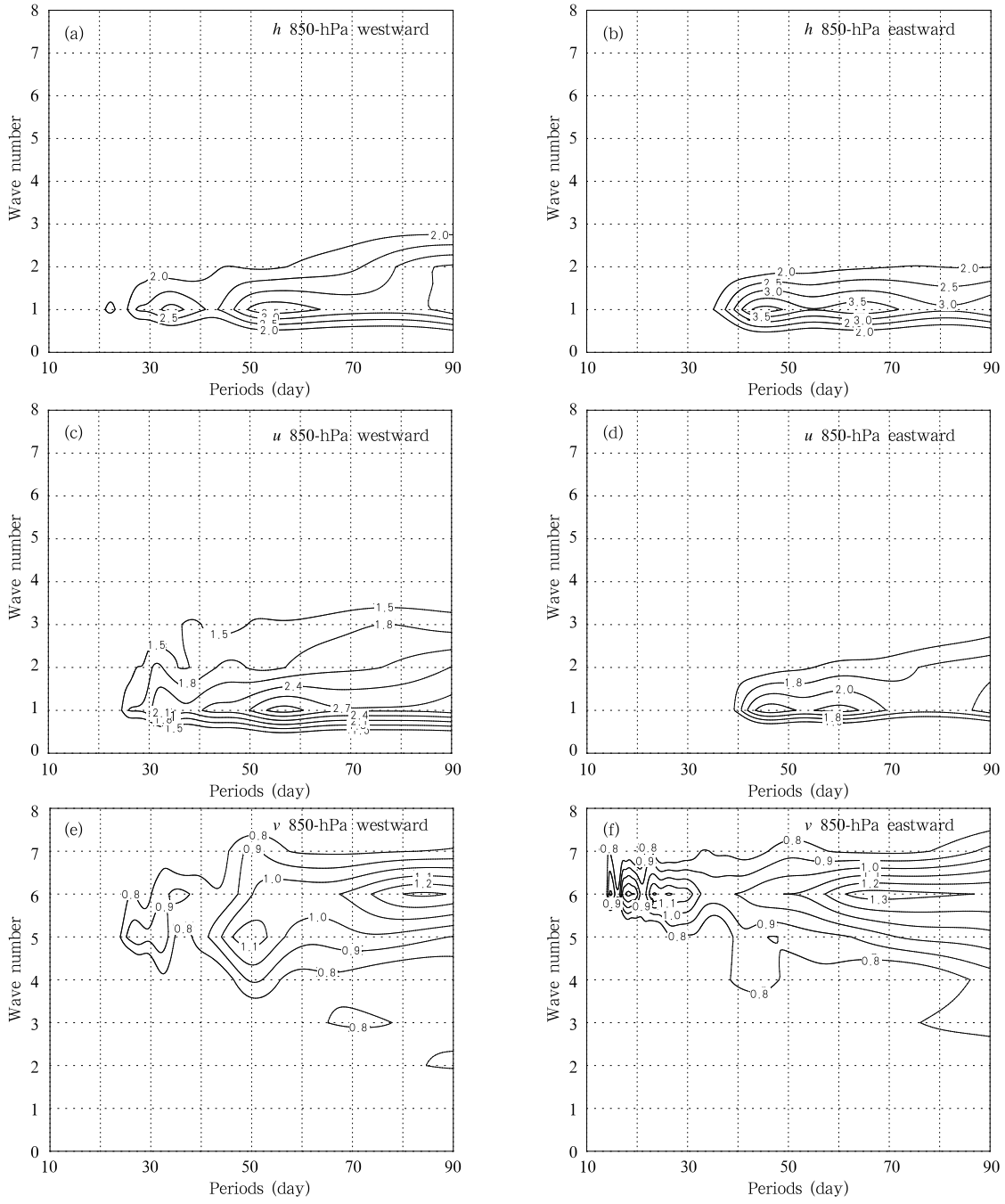


Fig. 3. Structures of the space-time power spectra of westward (left panels) and eastward (right panels) propagating waves for 850-hPa height (a, b), zonal (c, d) and meridional (e, f) winds during the period of 1958–2002 (power spectra times 10^5 and averaged between 20° and 30°N). All variables are standardized and 5-day averaged before the space-time spectrum analysis and smoothing.

the 30–60-day oscillations are also very prominent, and the biggest energy is concentrated on the wave numbers 5–6. This means that the space scale of the meridional fluctuations is smaller than that of either h or u, and it may be related to the discontinuous change of the meridional wind speed along the latitudinal circle. The westward propagation of the v ISO is obviously stronger than the eastward propagation, and

the ratio of the two also spans from 5:4 to 2:1. The space-time spectra of the variables averaged within 32.5°–45.0°N (figure omitted) are basically similar to the aforesaid spectrum structure of the intraseasonal waves in the subtropical zone, but the main energy of the v ISO is concentrated on the wave numbers 4–5, slightly lower than the wave numbers of the latter (between 20° and 30°N). This may be associated with the different meridional circulations distributed separately in the subtropics and midlatitudes. Since the quasi-stationary cyclonic and anticyclonic circulations like the subtropical high always appear in the subtropics but zonal flows frequently occur in midlatitudes, the zonal space scale of the meridional wind ISO in the subtropics is smaller. In general, there are four big troughs in the midlatitude westerlies in the mid troposphere in summer, and the ridge is not very obvious; while there are three troughs and three ridges in winter, so the zonal space scale of the midlatitude v ISO is bigger in winter. Besides, within 32.5°–45.0°N, for the v ISO, the westward propagating energy is also stronger than the eastward propagating energy, and the ratio of the two spans from 5:4 to 9:4, so the proportion of the standing waves is slightly smaller than the above-mentioned counterpart in the subtropics.

4.3 Characteristics of the ISO daily evolution

In order to understand the influence of the ISO on the weather in the subtropical zone, we provide two representative examples of ISO influencing the weather in this region. Figure 4 shows a comparison of the daily evolution between the ISO of 850-hPa h and its original field without filtering. Only the ISO height contours with values above 0 are given in 1985, i.e., only the low-frequency high pressure systems are shown. While for 1998, only the ISO height contours with values below 0 are given, i.e., only the low pressure systems in the ISO height field are shown. On 1 July 1985 (Fig. 4a), there was a low-frequency high pressure system accompanying an original high pressure system, whose centers were located in the mid East Pacific, and the former moved westward later on 6 July (Fig. 4b), but the corresponding original high pressure system apparently moved southward. Then the two systems both moved westward obviously from 11 (Fig. 4c) through 16 July (Fig. 4d), so the original low pressure circulation (low-frequency low pressure omitted in the figures of 1985) located in the west of the high pressure system and accompanying it all the time, also moved westward and led to the anomalous precipitation in Japan and the continent of East Asia. For another example, as Figs. 4e–h show, on 16 June 1998, a small low-frequency cyclone was formed around east of the dateline and centered at 25°N, and subsequently it gradually shifted northwestward and enhanced constantly till it turned into a strong low-frequency cyclone dominating the mid-lower reaches of the Yangtze River and began to make large-scale heavy rain in the local region on 21 July (Fig. 4h). In general, Fig. 4 shows that the evolution of the low-frequency height field and the original height field are in the same direction when a strong rainfall case occurs; the ISOs only account for a small portion of the original field at the initial stage before a special weather process, but when the low-frequency system is vigorously flourishing, the characteristics of the original field and the low-frequency field become very similar (Han et al., 2006).

4.4 Interannual/interdecadal variations of the subtropical ISO

The Morlet wavelet time-period power-spectra analysis (figure omitted) of 850-hPa v averaged over the subtropical eastern Asia (20°–30°N, 115°–130°E) in the pentad data time series during 1958–2000 indicates that the wave spectrum energy with a 1-yr period is the most remarkable. The ISO, whose power spectrum has passed the 95% red noise reliability test, also exhibits an obvious decadal change. The ISO activities are considerably strong during 1958–1975, very weak during 1976-1990, and the strongest during 1991–2000.

The results of Dong et al. (2004) and Li and Li (1998) both showed that the 30–60-day tropical oscillations are considerably active during the La Niña periods, but very weak during the El Niño periods. The v ISO at 850 hPa over the subtropical northern Pacific also displays abnormal activities during the ENSO event, but their power spectrum variation is not definite during the El Niño/La Niña period. In order to further understand the subtropical ISO during

the ENSO cycles, we convert the pentad ISO wavelet power spectra of the 850-hPa v into monthly data for 43 yr to conform with the time scale of the monthly Niño-3.4 index of SST anomalies, and then carry out

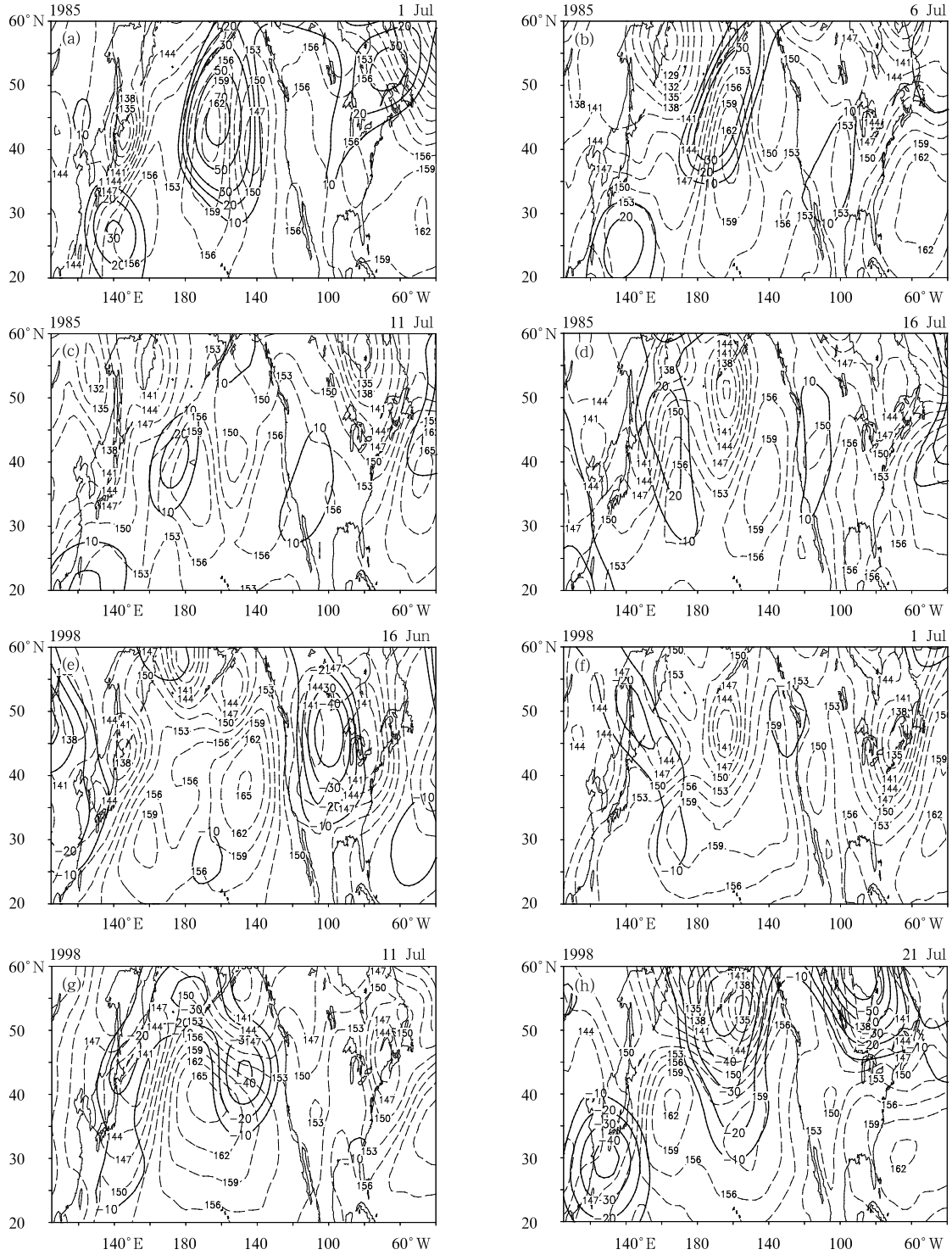


Fig. 4. Comparison of the daily evolution of ISO height with original height on (a) 1 July 1985, (b) 6 July 1985, (c) 11 July 1985, (d) 16 July 1985, (e) 16 June 1998, (f) 1 July 1998, (g) 11 July 1998, and (h) 21 July 1998. The ISO height (m) is denoted by solid lines (with only the parts > 0 in 1985, and the reverse in 1998) and the original height (10 m) by dashed lines.

the band-pass filtering of 2–7 yr (Fig. 5a) and low-pass filtering of 9 yr (Fig. 5b) on the two data series, respectively. The results of the 2–7-yr band-pass filtering show that the power spectra (the solid curve in Fig. 5a) of the 850-hPa v ISO averaged in the subtropical northwestern Pacific are stronger during the El Niño period, and weaker during the La Niña period. The correlation of the wavelet power spectra of the ISO and Niño-3.4 index (shadow in Fig. 5) reaches 0.22, passing the t-test at the 0.01 confidence level. The wavelet power spectra (dotted curve in Fig. 5a) of the 850-hPa v ISO averaged in the subtropical northeastern Pacific (20°–30°N, 180°–130°W) are not obviously related to ENSO cycles. The 9-yr low-pass filtering results show that the correlation between the v ISO power spectrum averaged in the subtropical northwestern Pacific (solid curve in Fig. 5b) and Niño-3.4 index reaches –0.32, and the correlation between the v ISO power spectrum averaged in the subtropical northeastern Pacific (dotted curve in Fig. 5b) and Niño-3.4 index reaches 0.26, both passing the t-test at the 0.01 confidence level. Consequently, it is inferred that the power of the v ISO in the subtropical northwestern Pacific has a positive correlation with the Niño-3.4 index at the ENSO cycle time scale, but the v ISO activities in the subtropical northeastern Pacific are not obviously correlated with Niño-3.4 index. Moreover, on the interdecadal time scale, the Niño-3.4 index has a coherent fluctuation relation with the v ISO power in the subtropical northeastern Pacific, and an opposite fluctuation relation with the v ISO power in the subtropical northwestern Pacific.

5. Summary and discussion

The atmospheric ISO activities over the subtropical northern Pacific are closely correlated with the summer precipitation anomaly in the subtropical eastern Asia. In this paper, the basic climate characteristics of the ISO of v over the subtropical northern Pacific are studied, and some issues meriting in-depth research and discussion are initiated. The study draws the main conclusions as follows:

(1) A two-dimensional space-time spectrum analysis on the daily variables such as u, v, and h in each year of 1958–2002 has shown that the climatic

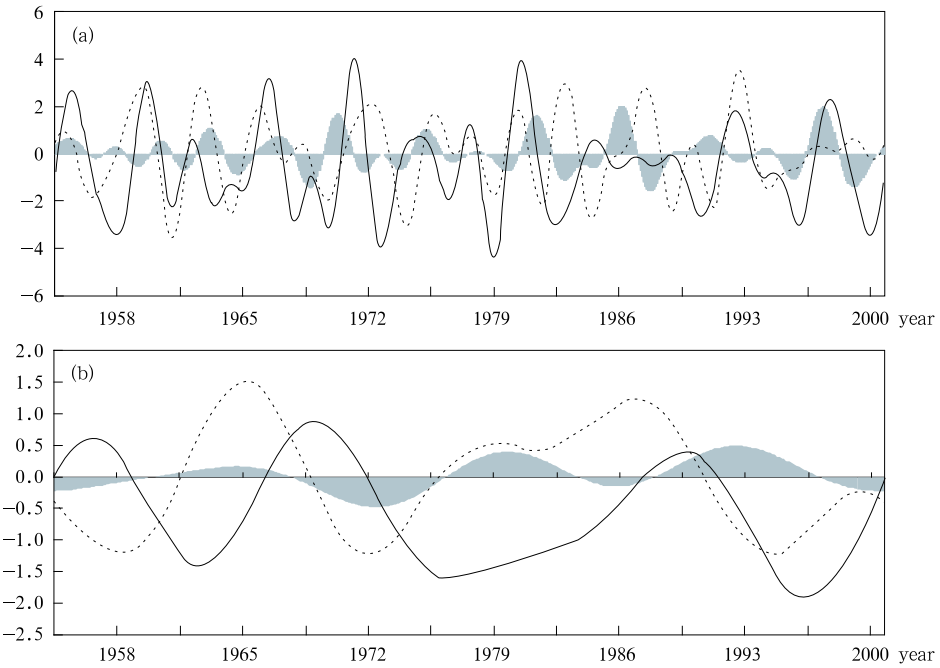


Fig. 5. Filtering analyses for the monthly ISO power spectra (10^{-1} m^2s^{-2}) of the 850-hPa v separately averaged in the northwestern Pacific (solid curve) and northeastern Pacific (dashed curve), and SST anomalies (shaded; °C) in Niño-3.4 region during 1958–2000 from the (a) 2–7-yr band-pass filter and (b) 9-yr low-pass filter. The northwestern Pacific refers to the area of 20°–30°N, 110°–170°E, and the northeastern Pacific 20°–30°N, 180°–130°W.

characteristics of ISO (30–60 days) of v from 30°S to 60°N is very different from those of other elements (u, h). The percentage of the ISO spectrum energies to the sum of spectrum energies of all waves (i.e., the ratio of ISO variance to total variance) for v is very low in the equator, but significantly high in the subtropics and midlatitudes. As the daily series in each year and the grid series along a certain latitude are concerned, the variance ratio of the v ISO in the subtropics and midlatitudes can be over 10%.

(2) The daily ISO evolution over the subtropical areas from East Asia to northern Pacific indicates that ISO is weak and indistinct in the atmospheric circulation at the beginning of the summer heavy rainfall event, but ISO features can turn to be significant later on. So the ISO energy can form the main part of the total energy of the atmosphere in a special synoptic event, and the ISO evolution may even influence the trend of the circulation development.

(3) For a 43-yr mean state, in the region from the subtropical East Asia to northwestern Pacific, the activity of ISO for 850-hPa v is the strongest in summer, slightly weaker in spring and autumn, and the weakest in winter, while in the subtropical northeastern Pacific the situation is reversed, where the ISO activity is the strongest in winter, and slightly weaker in spring and autumn, and the weakest in summer. Meanwhile, the ISO activity is rather weak in the eastern Asia between 30° and 45°N for the whole year.

(4) In the subtropical zone south of 30°N, the space-time spectral energy of the v ISO is mainly concentrated on wave numbers 5–6, while the energy over the subtropical zone north of 30°N is mainly concentrated on the wave numbers 4–5. So the propagating speeds of the ISO in the subtropical zones south and north of 30°N are different.

(5) During 1958–2000, the v ISO activity at 850 hPa over the subtropical northern Pacific has obvious interannual and interdecadal variations. Over the coastal areas of East Asia, the ISO activity is considerably strong during 1958–1976, obviously weak during 1976–1990, and the strongest during 1991–2000. In terms of interannual variations, the ISO changes in the northwestern Pacific contain appreciable in-phase ENSO signals, but they are out of phase with the Niño-3.4 index changes on the interdecadal time scale. Does this mean that the influence of ENSO on the atmosphere is opposite to the interdecadal change of the atmospheric ISO over the subtropics? In other words, do the sea surface temperature changes have an inverted regulating effect on the long-term trend of the atmospheric ISO over the subtropics? This would be worthy of further studies.

REFERENCES

Anderson, J. R., and R. D. Rosen, 1983: Latitude-height structure of 40–50-day variations in atmospheric angular momentum. *J. Atmos. Sci.*, **40**(6), 1584–1591.

Chen Longxun and Xie An, 1988: Westward propagating low-frequency oscillation and its teleconnection in the Eastern Hemisphere. *Acta Meteor. Sinica*, **2**(3), 300–312.

Chen Longxun, Zhu Congwen, Wang Wen, et al., 2001: Analysis of characteristics of 30–60-day low frequency oscillation over Asia during 1998 SCSMEX. *Adv. Atmos. Sci.*, **18**(4), 623–638.

Chen Xingyue, Wang Huijun, and Zeng Qingcun, 2000: *Atmospheric Intraseasonal Oscillation and Its Interannual Variation*. China Meteorological Press, Beijing, 15–22.

Dickey, J. O., M. Ghil, and S. L. Marcus, 1991: Extratropical aspects of the 40-50-day oscillation in length of day and atmospheric angular momentum. *J. Geophys. Res.*, **96**(D12), 22643–22658.

Dong Min, Zhang Xingqiang, and He Jinhai, 2004: A diagnostic study on the temporal and spatial characteristics of the tropical intraseasonal oscillation. *Acta Meteor. Sinica*, **62**(6), 822–830. (in Chinese)

Ghil, M., and K. Mo, 1991: Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part I: Northern Hemisphere and tropics. *J. Atmos. Sci.*, **48**(5), 752–779.

Han Rongqing, Li Weijing, and Dong Min, 2006: Impacts of 30–60-day oscillations over the subtropical Pacific on the East Asian summer rainfall. *Acta Meteor. Sinica*, **20**(4), 459–474.

Hayashi, Y., 1982: Space-time spectral analysis and its application to atmospheric waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**(1), 156–171.

He Jinhai and Yang Song, 1992: Meridional propagation of East Asian low frequency oscillation and mid-

latitude low-frequency waves. *Acta Meteor. Sinica*, **50**(2), 190–198. (in Chinese)

Hsu, H. H., B. J. Hoskins, and F. -F. Jin, 1990: The 1985/86 intraseasonal oscillation and the role of extratropics. *J. Atmos. Sci.*, **47**(7), 823–839.

Huang Jiayou and Li Huang, 1984: *The Wave Spectrum Analysis of Meteorology.* China Meteorological Press, Beijing, 254–300.

Jin, F-F., and M. Ghil, 1990: Intraseasonal oscillations in the extra-tropics: Hopf bifurcation and topographic instabilities. *J. Atmos. Sci.*, **47**(24), 3007–3022.

Ju Jianhua, Sun Dan, and Liu Junmei, 2007: The influence of the East Asian monsoon stream on the large scale precipitation course in eastern China. *Chinese J. Atmos. Sci.*, **31**(6), 1129–1139. (in Chinese)

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**(3), 437–471.

Krishnamurti, T. N., and S. Gadgil, 1985: On the structure of the 30- to 50-day mode over the globe during FGGE. *Tellus*, **37A**, 336–360.

Li Chongyin, 1992: An analytical study on the precipitation in the flood period over Huabei area. *Acta Meteor. Sinica*, **50**(1), 41–49. (in Chinese)

——, 1993: *Atmospheric Low-Frequency Oscillation.* China Meteorological Press, Beijing, 3–6; 84–87.

Li Guilong and Li Chongyin, 1998: Activity of atmospheric intraseasonal oscillation and El Niño. *Journal of Tropical Meteorology*, **14**(1), 54–62. (in Chinese)

Liebmann, B., and D. L. Hartmann, 1984: An observational study of tropical-midlatitude interaction on intraseasonal time scales during winter. *J. Atmos. Sci.*, **41**(23), 3333–3350.

Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50-day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**(5), 702–708.

——, and ——, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with 40–50-day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**(6), 1109–1123.

Magana, V., and M. Yanai, 1991: Tropical-midlatitude interaction on the time scale of 30 to 60 days during the northern summer of 1979. *J. Climate*, **4**(2), 180–201.

Murakami, T., 1988: Intraseasonal atmospheric teleconnection patterns during the Northern Hemisphere winter. *J. Climate*, **1**(2), 117–131.

Simmons, A. J., J. M. Wallace, and G.W. Branstator, 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**(6), 1363–1392.

Sun Guowu and Chen Baode, 1988: The atmospheric intra-seasonal oscillations and its meridional propagations over Tibetan Plateau. *Chinese J. Atmos. Sci.*, **12**(3), 250–256. (in Chinese)

Torrence, C., and G. Compo, 1998: A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**(1), 61–78.

Xu Xiangde, Zhang Xuejin, and Chen Lianshou, 1999: The characteristics of LFO propagation dynamics on the Tibetan Plateau. *Theoretical Advances in the Second Scientific Experiment of Tibetan Plateau.* China Meteorological Press, Beijing, 162–168.

第 59 卷 第 11 期 2010 年 11 月
1000-3290/2010/59(11)/8264-08

物 理 学 报
ACTA PHYSICA SINICA

Vol. 59, No. 11, November, 2010
©2010 Chin. Phys. Soc.

一种基于重标极差方法的动力学结构突变检测新方法*

何文平[1)†] 邓北胜[2)3)] 吴 琼[4)] 张 文[5)] 成海英[6)]

1)(国家气候中心,北京 100081)
2)(兰州大学大气科学学院,兰州 730000)
3)(北京市气象局,北京 100089)
4)(国家卫星气象中心,北京 100081)
5)(南京邮电大学通达学院,南京 210003)
6)(盐城工学院基础教学部,盐城 224002)

(2009 年 12 月 15 日收到;2010 年 2 月 23 日收到修改稿)

提出了一种针对相关性时间序列动力学结构突变检测的新方法——滑动移除重标极差分析. 数值试验表明,新方法能够准确的检测出理想序列中的动力学结构突变,其检测结果对于子序列的长度依赖性较小,而且具有很强的抗噪能力,弥补了滑动去趋势波动分析的不足.

关键词: 标度指数, 滑动移除重标极差分析, 滑动去趋势波动分析, 动力学结构突变
PACC: 9260X

1. 引 言

研究气候突变对于揭示气候变化的实质以及发展气候模式具有重要的理论意义和实际应用价值[1]. 长期以来,气候动力学结构突变的检测一直是困扰气象学家们的一个难题. 非线性科学的蓬勃发展,尤其是分形理论(即标度不变性)[2]的出现,为解决这一难题提供了新的途径. 标度不变性的一个重要的定量化指标是标度指数,对于具有分形特征的动力系统,标度指数可作为表征其动力学结构特征的一个有效的物理量[3],系统动力学结构特征的任何变化,直接会导致其标度指数发生变化. 目前估算时间序列标度指数的方法繁多,如重标度极差分析法、去趋势波动分析、小波分析、功率谱、聚合方差法等,不同方法各有利弊. He 等基于去趋势波动分析方法(detrended fluctuation analysis, DFA)发展了滑动去趋势波动分析(moving detrended fluctuation analysis, MDFA)[4,5],该方法能够对多种动力学结构突变进行有效的检测,但对于具有相关性的时间序列,并不能够准确的定位突变点的位置. 然而许多实际观测资料具有相关性特征,例如地表温度、气压、降水等气象要素的演变、极端事件的重现时间、地震的发生、心率的变化等[6—23]都具有长程相关性,Carvalho 等[24]则发现全球温度距平场呈现反相关特征. 因此,针对相关性时间序列的动力学结构突变检测方法的研究显得十分重要.

鉴于此,本文在重标极差分析(rescaled range analysis, R/S)[25]的基础上,发展了一种新的突变检测方法——滑动移除重标极差法(moving cut data-rescaled range analysis, MC-R/S),该方法主要基于数据的移除对于具有相同动力学属性的相关序列标度指数的估算几乎没有影响的这一特征而提出. 已有研究结果表明,对于来源于同一个动力学系统的相关性时间序列而言,即使在序列中的数据被移除 50% 的情况下,在计算误差范围内,剩余序列的标度指数基本上与原序列相同[20,26]. 数值试验的结果验证了 MC-R/S 方法的有效性,新方法的提出弥补了 MDFA 方法的不足,使得动力学结构突变检测方法进一步得到了完善.

* 国家自然科学基金(批准号:40905034,40930952, 40775948),公益性行业(气象)科研专项(批准号:GYHY200806005)资助的课题.
† E-mail: wenping_he@163.com

2. MC-R/S 分析

R/S 分析是一种非参数分析方法，可用于研究时间序列的相关性特征，得到一个表征其相关性特征的标度指数 γ. 根据 γ 的物理意义[27]可知，$0<\gamma<0.5$，意味着时间序列的演化具有反相关性；$\gamma=0.5$ 表示时间序列的演化类似于高斯白噪声，无相关性；$0.5<\gamma<1.0$，则表明时间序列的演化具有长程相关性. 由于无动力学结构突变且具有相关性的时间序列，任意移除该序列的数据，对其标度指数计算的影响几乎可以忽略[20, 26]. 因此，通过考察时间序列中不同时段内数据对于计算整个序列标度指数贡献的大小，可以尝试对系统的动力学结构突变进行检测. 鉴于此，本文提出了 MC-R/S 分析方法，其具体步骤如下：

1）首先选择滑动移除数据的窗口长度 M；

2）然后从待分析时间序列的第 i（$i=1,2,\cdots,N-M+1$，N 为时间序列中的总记录个数）个数据开始连续移除 M 个数据，再将剩余 $N-M$ 个数据直接连在一起得到一个新的时间序列；

3）利用 R/S 方法计算新序列的标度指数；

4）保持移除数据的窗口长度不变，以步长 M 逐步移动窗口，重复 2），3）步操作，直到原序列结束为止；

5）通过 1）—4）步操作可得到一个随着窗口移动的标度指数序列；

6）对步骤 5）中的标度指数序列进行方差分析，根据方差贡献大小的差异得到突变点或突变区间.

本文数值试验中所采用到的理想时间序列由 Logistic 映射[28]产生，序列总长度为 1000.

3. 数值试验

3.1. MDFA 在相关性时间序列中的动力学结构突变检测

Logistic 映射是一个著名的虫口模型，该模型构造简单，却能展示极其复杂的动力学行为，已经在很多领域得到了研究和应用，其方程如下：

$$x_{n+1}=ux_n(1-x_n),\quad x\in[0,1]. \tag{1}$$

（1）式中 x_n 为第 n 代虫口数，x_{n+1} 为第 $n+1$ 代虫口数. u 是一个大于 0 且小于 4 的控制参数，当 $3.569945672<u<4.0$，系统进入混沌状态. 在本文中，若无特殊说明时，虫口数初值 $x_0=0.8$，参数 $u=3.8$.

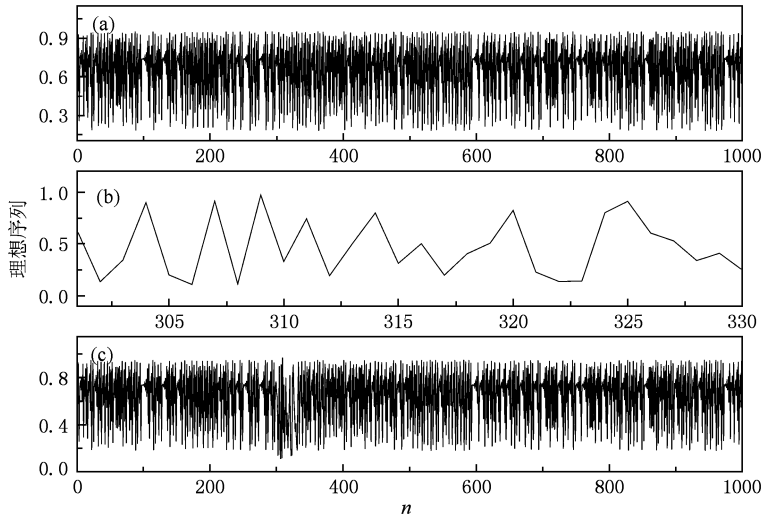


图 1　理想时间序列（IS1）的构造　（a）Logistic 映射产生的理想序列，长度为 1000；（b）高斯白噪声，长度 30；（c）由（a）和（b）产生的新序列 IS1，即（a）中 $n=301$ 至 $n=330$ 的时间序列由高斯白噪声（b）代替，模拟系统在此区间由确定性过程突然变为随机过程

本文考虑了这样一种情形，假定虫口种群的演化方程满足（1）式，在某个时刻，一场突如其来的灾难导致种群的演化不再满足方程（1），而是展现出随机行为，经过一段时间的休养生息，种群的演变又逐渐符合动力学方程（1）. 据此假设，本文构造了一条理想序列 IS1（图 1（c）所示），其构造方式如

下:首先由 Logistic 映射产生一条长度为 1000 个单位演化时间的理想序列(图 1(a)所示),在 $n=301$ 至 $n=330$ 内,原序列由一段随机数(图 1(b)所示)替代. 显而易见,在 $n=301$ 时,系统的演变由确定性过程突变为随机过程,而后在 $n=331$ 时,系统的演变又重新由确定性方程(1)控制. 故而 IS1 在 $n=301$ 和 331 时分别发生了一次动力学结构突变.

图 2 给出了理想序列 IS1 的三阶滑动去趋势波

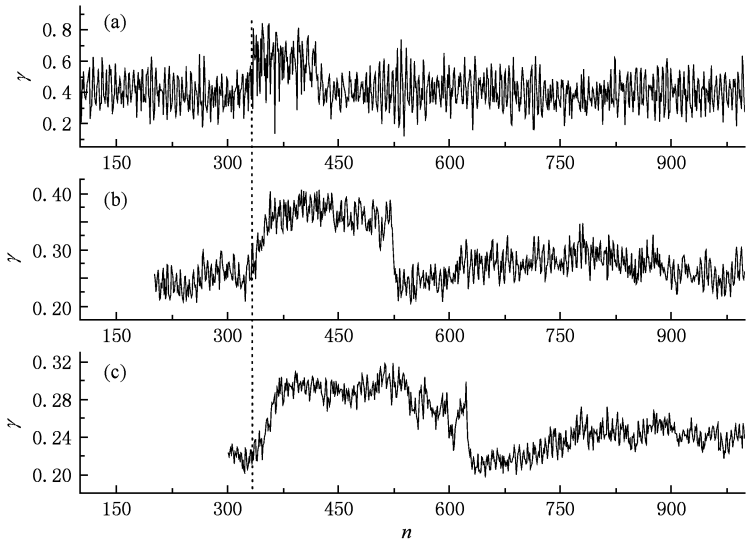


图 2 理想序列 IS1 的 MDFA3 分析 (a)子序列长度 $L=100$;(b)$L=200$;(c)$L=300$

动分析(MDFA3)的检测结果,从图中可以发现,不同子序列长度下得到的标度指数的演化类似,其标度指数均约在 $n=334$ 处逐渐变大,经过一段与子序列长度相仿的时间的稳定变化后,标度指数迅速减小,呈现另一个相对稳定的变化. 根据已有研究结果可知[4,5],IS1 约在 $n=334$ 处发生了动力学结构突变. 因此,MDFA3 检测到的突变点仅仅与序列中的第二个突变点($n=331$)比较接近,而对于第一个突变点却未能有所反映. 对于其他反相关序列和正相关序列的 MDFA 试验得到了类似结果,不再赘述. 这表明 MDFA 对相关性时间的动力学结构突变检测的结果还不能够令人满意. 因此,需要进一步完善 MDFA 方法或发展新的突变检测方法来弥补 MDFA 方法的不足.

3.2. MC-R/S 在相关性时间序列中的动力学结构突变检测

3.2.1. 无噪声时 MC-R/S 在突变检测中的有效性试验

图 3 展示了 IS1 的 MC-R/S 分析结果. 当子序列长度 $M=5$ 时,在 $n\in[301,335]$ 内,数据的移除对于标度指数估算的影响明显大于其他区域,而其他区域内数据的移除对于标度指数估算的影响程度相差不大(图 3(a)所示). 传统的突变检测方法,如滑动-t 检验、Cramer 法、Yamamoto 法、Mann-Kendall 法等[29—31]的检测结果严重依赖于时间尺度,而系统的动力学结构突变与时间尺度无关. 因而,有必要研究 MC-R/S 的检测结果与时间尺度的关系. 图 3(b),(c),(d)分别给出了 $M=10,15,30$ 时的 MC-R/S 检测结果,从图中不难看出,不同子序列长度下对于标度指数估算影响最大的区域均为 $n\in[301,330]$,类似于 $M=5$ 的检测结果,其他区域内数据的移除对于标度指数估算的影响大致相当,这一情况随着子序列长度的增加越发明显. 从不同子序列长度时的 MC-R/S 分析结果来看,对标度指数估算影响最大的区域与 IS1 中的真实动力学结构突变区间基本相符合. 因此,MC-R/S 的检测结果对于子序列长度的依赖性较小. 同时,这一结果也表明具有相同动力学性质的数据对于序列标度指数计算的贡献大致相同,而具有不同动力学属性的数据对计算整个序列标度指数的贡献存在着显著的差异. 因此,这种差异特征可以用于区分具有不同动力学性质的时间序列,进而可以对时间序列的动力学结构突变进行有效识别.

为了定量的区分由于数据的动力学性质不同对于标度指数估算贡献大小的差异,类似于文献[4],本文利用方差分析方法对 MC-R/S 的分析结果进行了再分析,通过移除数据对标度指数估算所

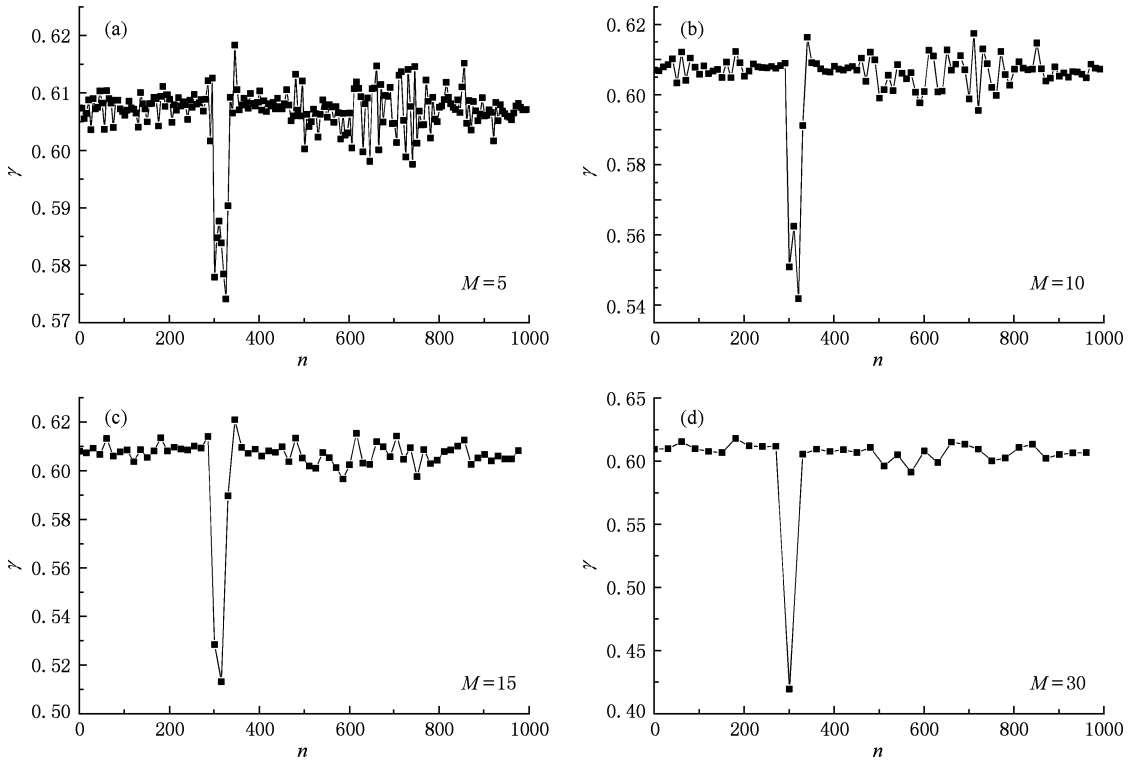


图 3　理想序列 IS1 的 MC-R/S 分析，M 为滑动移除数据的子序列长度

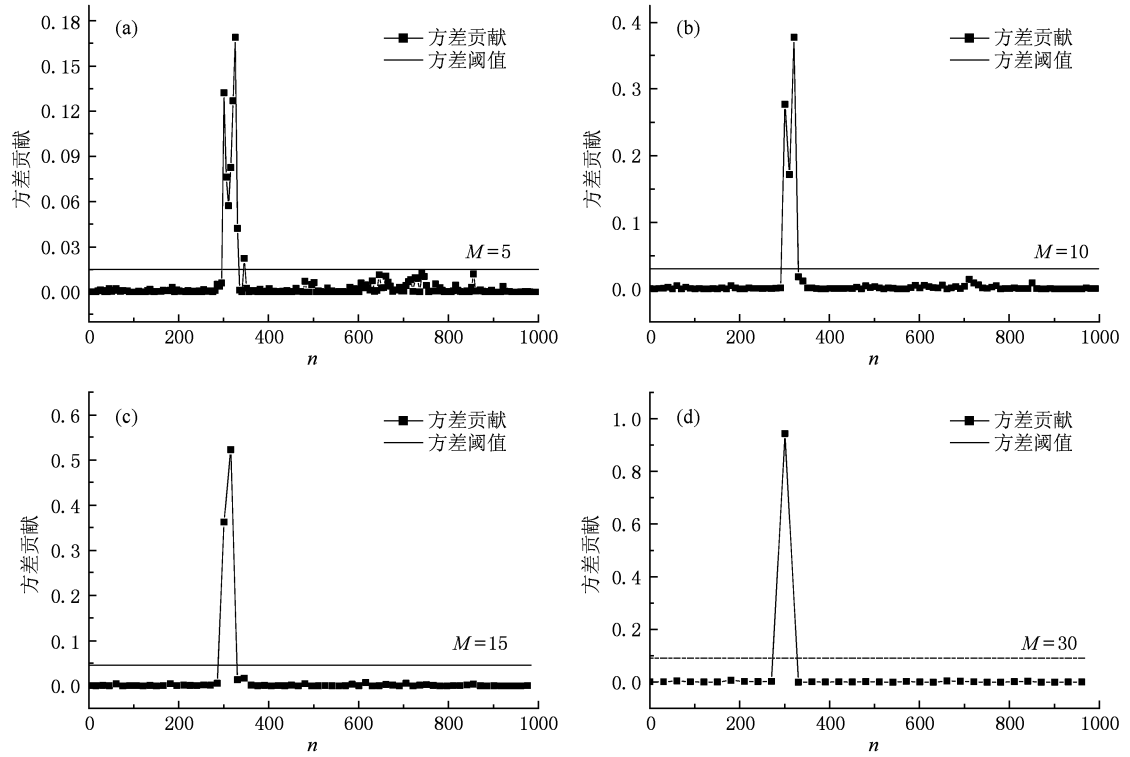


图 4　标度指数的方差贡献　(a) $M=5$ 时，理想序列 IS1 的 MC-R/S 检测结果的方差分析；(b) $M=10$；(c) $M=15$；(d) $M=30$

引起的方差贡献大小来判断数据的动力学性质的　　差异. 在本文中，我们定义方差突变的阈值为三倍

平均标准方差,超过该阈值时可认为系统的动力学性质发生了显著性改变,即在该处系统的动力学结构发生了突变. 图 4 分别展示了子序列长度 $M=5$, 10,15,30 时的方差贡献图,在 $n\in[301,330]$ 内,数据的移除对于标度指数计算的方差贡献均超过了方差阈值,而其他区域内数据的移除对于标度指数的方差贡献几乎接近于 0,表明其他区域内数据的移除对于标度指数估算的影响几乎可以忽略. 同时也注意到,在 $M=5$ 时,部分未发生动力学结构突变的地方数据的移除产生的方差贡献也超过了方差阈值,但系统的动力学结构突变与特定的时间尺度无关,结合不同子序列长度下 MC-R/S 的检测结果可以很容易判断这些突变点的真伪. 因此,可以判定在 [301,330] 内系统的动力学结构发生了改变,这与 IS1 中真实的突变区域完全一致. 对类似于 IS1 的时间序列的 MC-R/S 试验得到了相同的结论,这表明了 MC-R/S 能够准确的检测具有相关性时间序列的动力学结构突变,且其检测结果对于子序列长度的依赖性较小. 因此,在对具有相关性质的时间序列的动力学结构突变检测中,相对于 MDFA,MC-R/S 性能的优越性是显而易见的.

必须指出的是,在理想试验中,由于预先了解了时间序列中的动力学结构突变信息,因此,在选择滑动移除窗口时,容易选择合适的窗口尺度,得到比较准确的检测结果. 但在实际应用中,由于无法事先了解突变信息,因此,窗口尺度若选择过大无疑会对 MC-R/S 检测结果的可靠性造成一定程度的影响.

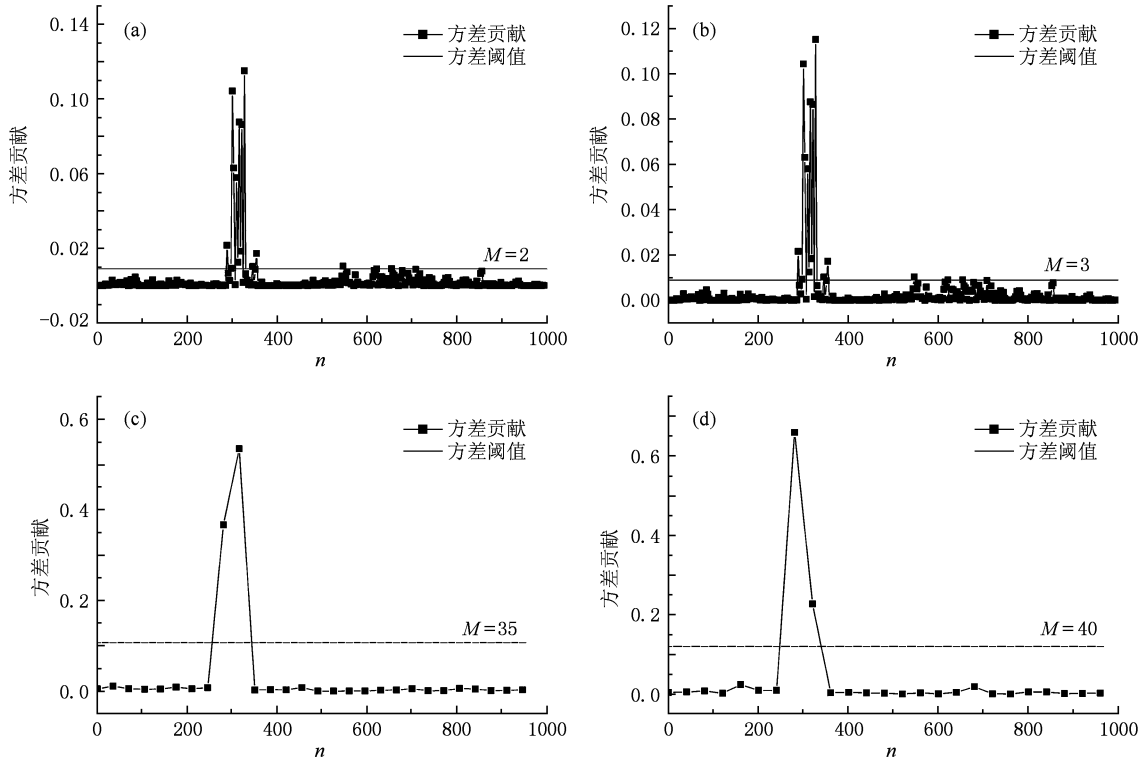


图 5 IS1 的 MC-R/S 检测结果的方差分析

为了进一步研究任意窗口尺度对于 MC-R/S 检测结果的影响,图 5 给出了子序列长度 M 取 2,3, 35,40 时的 MC-R/S 检测结果. 在 $M=2$ 和 3 时检测到方差贡献最大的区间分别为[301,330]和[301, 329],且明显大于其他区域内数据移除对于标度指数计算的影响(图 5(a)和(b)所示),检测结果与真实突变区间[301,330]比较接近,但类似于 $M=5$ 时的情形,仍然存在部分区间内数据的移除引起的方差贡献略微超过方差阈值的情形,这可能是标度指数估算方法自身的不完善或方差阈值选择偏小造成的. 对于检测到的虚假突变点其会随着窗口尺度的改变而消失,因此可以通过稍微改变窗口尺度的方法来消除虚假突变点. 图 5(c)和(d)分别展示了 $M=35$ 和 40 时的 MC-R/S 检测结果,检测到突变区间分别为[281,350],[281,360]. 显然,检测结果均包含了真实的突变区间,但由于所选择的窗口尺度

相对于突变区间过大，导致检测到的突变范围较真实突变区间明显偏大. 在实际应用 MC-R/S 的过程中，由于未知时间序列中动力学结构突变的范围大小，可以先采取较大尺度的滑动移除窗口，初步确定突变的大致范围，而后根据小尺度窗口的检测结果锁定方差贡献大的区域，并对比不同窗口的检测结果去伪存真. 值得指出的是，检测结果与真实动力学结构突变区间完全一致仍然难以通过 MC-R/S 方法实现，但根据 MC-R/S 的检测结果基本上可以确定动力学结构突变的主要时段.

3.2.2. 噪声对 MC-R/S 分析结果的影响

实际观测资料中，噪声是不可避免的，尤其是随机噪声更是无法消除，噪声的存在，特别是强噪声，可能会对正确分析观测资料的统计和动力特征造成一定程度的影响，在某些情况下甚至可能会得到截然相反的结论. 鉴于此，本文以子序列长度 $M=10$ 时 IS1 的 MC-R/S 分析为例，研究了强噪声对于 MC-R/S 的影响. 结果表明，强噪声对于 MC-R/S 检测结果的影响并不大（图 6 所示），甚至在信噪比为 20 dB 时，检测到的突变区间基本上与真实的突变区间仍保持一致（方差图略）. 这表明 MC-R/S 的检测结果具有很强的抗噪能力. 进一步增大噪声的强度发现，噪声对于 MC-R/S 检测结果的影响逐渐显现出来，如信噪比为 15 dB 时，检测到虚假的突变区间[361,370]. 对此，一方面可通过对不同子序列长度下的检测结果进行对比分析剔除虚假突变点，另一方面，可以在进行 MC-R/S 分析前对待分析序列进行降噪处理，通过这种预处理可以减小甚至消除强噪声对于 MC-R/S 分析结果的影响.

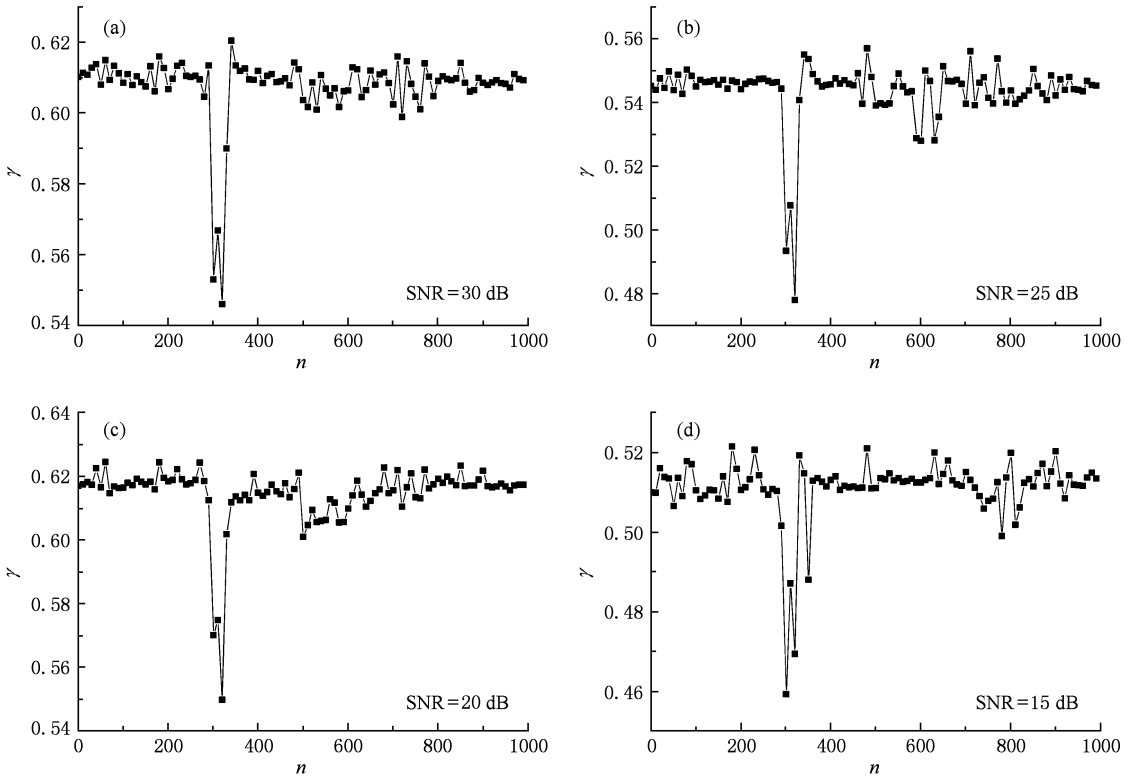


图 6　强噪声对于 MC-R/S 的影响，子序列长度 $M=10$　(a)信噪比(SNR)为 30 dB 时，IS1 的 MC-R/S 检测结果；(b)同(a)但 SNR =25 dB；(c)同(a)，但 SNR =20 dB；(d)同(a)，但 SNR =15 dB

4. 结果与讨论

基于数据的移除对于具有相同动力学属性的相关性时间序列标度指数的估算几乎没有影响这一特征，本文发展了一种新的动力学结构突变检测方法——MC-R/S，该方法的检测结果对于子序列的长度依赖性较小，而且对噪声具有很强的抗干扰能力，非常适合于相关性时间序列的动力学结构突变检测，弥补了 MDFA 的不足. 同时，也注意到在某些情况下 MC-R/S 会检测到了一些虚假的突变点或突变区间，这可能与标度指数算法自身的不完善有

关,但可以通过两个途径解决:一是根据动力学结构突变与特定的时间尺度无关这一特点,对比不同子序列长度的检测结果,剔除虚假突变点或突变区间;二是对待分析资料进行降噪的预处理,减轻噪声的影响. 在实际应用 MC-R/S 的过程中,可以先采取较大尺度的滑动移除窗口,初步确定突变的大致范围,而后根据较小尺度窗口的检测结果锁定方差贡献大的区域,并对比不同窗口的检测结果去伪存真. MC-R/S 的提出进一步完善了时间序列动力学结构突变检测方法. 由于自然界中的许多时间序列具有相关性特征,因此,新方法不仅能够用于气象观测资料的动力学结构突变检测,还适用于其他领域内各种相关性序列的突变检测,具有广阔的应用前景和潜在的社会经济价值.

[1] Fu C B, Wang Q 1992 *Chin. J. Atmos. Sci.* **16** 483 (in Chinese) [符淙斌、王 强 1992 大气科学 **16**,483]

[2] Mandelbrot B B 1967 *Sci.* **156** 636

[3] He W P 2008 *The research and application of the abrupt detecting methods in dynamical structures* (Lanzhou: Lanzhou University) p16 (in Chinese) [何文平 2008 动力学结构突变检测方法的研究及其应用(第 16 页)]

[4] He W P, Feng G L, Wu Q, Wan S Q, Chou J F 2008 *Non. Proc. Geo.* **15** 601

[5] He W P, Wu Q, Zhang W, Wang Q G, Zhang Y 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 2862 (in Chinese) [何文平、吴 琼、张 文、王启光、张 勇 2009 物理学报 **58** 2862]

[6] Shi N, Gu J Q, Yi Y M, Lin Z N 2005 *Chin. Phys.* **14** 844

[7] Shi N, Yi Y M, Gu J Q, Xia D D 2006 *Chin. Phys.* **15** 2180

[8] Dai X G, Fu C B, Wang P 2005 *Chin. Phys.* **14** 850

[9] Dai X G, Wang P, Chou J F 2004 *Pro. in Chin. Sci.* **60** 544

[10] Liu S D, Chen J, Liu S K 1999 *J. Appl. Meteor. Sci.* (supplement) **10** 10 (in Chinese) [刘式达、陈 炯、刘式适 1999 应用气象学报(增刊)**10** 10]

[11] Liu S D, Rong P P, Chen J 2000 *Acta Meteor. Sin.* **58** 111 (in Chinese) [刘式达、荣平平、陈 炯 2000 气象学报 **58** 111]

[12] Cao H X, Zheng Z F, Zhang X L, Xie X L, Pan J H 2007 *Chin. J. Geo.* **50** 420 (in Chinese) [曹鸿兴、郑祚芳、张秀丽、谢 庄、潘家华 2007 地球物理学报 **50** 420]

[13] Abaimov S G, Turcotte D L, Shcherbakov R, Rundle J B 2007 *Non. Proc. Geophys.* **14** 455

[14] Blender R, Fraedrich K, Sienz F 2008 *Non. Proc. Geo.* **15** 557

[15] Bunde A, Havlin S, Kantelhardt J W, Penzel T T, Peter J H, Voigt K 2000 *Phys. Rev. Lett.* **85** 3736

[16] Bunde A, Eichner J F, Kantelhardt J W, Havlin S 2005 *Phys. Rev. Lett.* **94** 048701

[17] Bunde E K, Bunde A, Havlin S, Roman H E, Goldreich Y, Schellnhuber H J 1998 *Phys. Rev. Lett.* **81** 729

[18] Eichner J F, Koscienly-Bunde E, Bunde A 2003 *Phys. Rev.* E **8** 046133-1

[19] Govindan R B, Vjushin D, Brenner S, Bunde A, Havlin S, Schellnhuber H J 2001 *Phys. A* **294** 239

[20] He W P 2008 *The research and application of the abrupt detecting methods in dynamical structures* (Lanzhou: Lanzhou University) p37 (in Chinese) [何文平 2008 动力学结构突变检测方法的研究及其应用(第 37 页)]

[21] Feng G L, Dong W J, Jia X J 2002 *Acta Phys. Sin.* **51** 1181 (in Chinese) [封国林、董文杰、贾晓静 2002 物理学报 **51** 1181]

[22] Feng G L, Dai X G, Wang A H 2001 *Acta Phys. Sin.* **50** 606 (in Chinese) [封国林、戴新刚、王爱慧 2001 物理学报 **50** 606]

[23] Feng G L, Dong W J, Gong Z Q, Hou W, Wan S Q, Zhi R 2006 *Nonlinear theories and methods on spatial-temporal distribution of the observational data* (Beijing: Metrological Press) p227 (in Chinese) [封国林、董文杰、龚志强、侯 威、万仕全、支 蓉 2006 观测数据非线性时空分布理论和方法(北京:气象出版社)第 227 页]

[24] Carvalho L M V, Tsonis A A, Jones C, Rocha1 H R, Polito P S 2007 *Non. Proc. Geo.* 14 723

[25] Hurst H E 1951 *Trans. Am. Soc. Civ. Eng* . 116 770

[26] Chen Z, Ivanov P, Hu K, Stanley H E 2002 *Phys. Rev.* E **65** 041107

[27] Fraedrich K, Blender R 2003 *Phys. Rev. Lett.* **90** 108501

[28] May R 1976 *Nature* **261** 459

[29] Mann H B 1945 *Econometrica* **13** 245

[30] Kendall M G, Charles G 1975 *Rank Correlation Methods* (New York: Oxford University) p202

[31] Yamamoto R, Iwashima T, Sanga N K 1985 *J. Meteor. Soc. Japan.* **63** 1157

A new method of detecting abrupt dynamic change based on rescaled range analysis*

He Wen-Ping[1)†]　Deng Bei-Sheng[2)3)]　Wu Qiong[4)]　Zhang Wen[5)]　Cheng Hai-Ying[6)]

1)(*National Climate Center*, *China Meteorological Administration*, *Beijing* 100081, *China*)

2)(*Department of Atmospheric Sciences*, *Lanzhou University*, *Lanzhou* 730000, *China*)

3)(*Beijing Meteorological Bureau*, *Beijing* 100089, *China*)

4)(*National Satellite Meteorological Center*, *China Meteorological Administration*, *Beijing* 100081, *China*)

5)(*Tongda College*, *Nanjing University of Post and Telecommunications*, *Nanjing* 210003, *China*)

6)(*Department of Basic Course*, *Yancheng Institute of Technology*, *Yancheng* 224002, *China*)

(Received 15 December 2009; revised manuscript received 23 February 2010)

Abstract

A new method is proposed in this paper—moving cut data-rescaled range analysis (MC-R/S). Tests on the correlated time series suggest that the MC-R/S can accurately detect the time-instants of abrupt change, and the MC-R/S results almost do not depend on the length of subseries and are less affected by noises. So, MC-R/S is suitable to detecting an abrupt dynamic change in those time series exhibiting correlations, and can very well make up the deficiency of moving detrended fluctuation analysis (MDFA).

Keywords: scaling exponent, moving cut data-rescaled range analysis, moving detrended fluctuation analysis, abrupt dynamic change

PACC: 9260X

* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40905034, 40930952, 40775948), and the Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant No. GYHY200806005).

† E-mail: wenping_he @163. com

资源科学
第32卷 第4期 2010年4月 2010,32(4):650-655
Resources Science
Vol.32,No.4 Apr.,2010

文章编号:1007-7588(2010)04-0650-06

MM5与CFD软件相结合对复杂地形风资源模拟初探
——以鄱阳湖地区为例

何晓凤,周荣卫,朱 蓉
(国家气候中心,北京 100081)

摘 要:本文将中尺度气象模式MM5和以流体力学计算为核心的风资源评估软件WindSim相结合,对鄱阳湖地区复杂地形条件下的风能资源状况进行了高分辨率的数值模拟评估,通过模拟结果与同时段铁塔观测数据的对比分析发现:MM5的3km分辨率模拟可以较准确的得到湖区风速的量值,能大致模拟出湖区风速分布趋势以及年主导风向,但是对更精细的局地风况分布的模拟相对过粗,而"中尺度模式+流体力学软件"的方法可以较好的刻画出复杂地形条件下的局地风况,使局地风速的模拟量值与观测结果更为接近,尤其对10m高度的风速模拟结果改善最明显,故认为该方法可作为复杂地形条件下的风电场开发的前期风资源预评估手段之一。

关键字: MM5;WindSim;数值模拟;风能资源;复杂地形;鄱阳湖地区

1 引言

随着能源危机的到来,人们开始关注能够替代化石燃料的其它新能源。风能是一种可再生的清洁能源,储量很大,且风力发电技术目前已达到可大规模开发的程度,因而风电领域的发展正逐渐得到越来越多的关注。为满足风能资源开发的需求,首先要做的就是做好风能资源的评估工作。目前国内外的风资源评估手段主要有3种:基于气象站历史观测资料的评估、基于测风塔观测资料的评估以及风能资源评估的数值模拟。中国气象科学院分别在20世纪80年代和90年代开展了两次风能资源普查[1],此外国家发展改革委员会与中国气象局于2003年底启动了第三次全国风能资源普查工作,这三次普查工作是以气象站历史测风资料的统计分析方法为主进行的,得到的都是宏观上的10m高度的风资源分布状况,美国[2]和丹麦[3]也在气象台站历史观测资料的基础上进行过类似的工作。印度[4]根据不同观测时段的570个测风塔的风速资料外推统计出其10个省在50m高度的风资源状况。上述几类工作都具有一定局限性:一般而言气象站分布过于稀疏,可达几十或上百公里,故用台站观测资料做出的风速分布图分辨率不能达到风电开发的需求,且台站观测资料只能提供10m的风速,而对于风电开发商来说,更多关注的是位于轮毂高度处(50m、70m或100m等)的风速;用测风塔观测资料分析风资源状况的方法则需大量的人力、物力消耗,而且也不太可能建立高密度分布的测风塔,因此这种方法不容易普及或推广,且用该方法进行风电场选址时,评估区域内必须要设立1个或多个测风塔、至少有完整1年的测风资料,这样就使得风电场选址工作的时间周期大大加长,且资料空间分布也不够密集。在这种情况下第三种技术手段——数值模拟越来越多的被相关机构所采用。由于数值模拟技术计算灵活,可以花费较少的时间得到评估区域内几公里分辨率甚至1km分辨率的风资源分布图。也就是说,数值模拟技术将评估区域按照希望的格距等距地分成若干个格点,逐日模拟1年的结果就会使每个格点都得到各自8760h的风速序

收稿日期:2009-06-12;**修订日期**:2009-10-20
基金项目:国家863课题:"风能资源评估集成软件开发"(编号:2007AA05Z424)。
作者简介:何晓凤,女,陕西人,博士,副研究员,主要从事风能资源数值模拟评估、大气边界层数值模拟研究等方面的工作。
E-mail: hexf@cma.gov.cn

列。这相当于评估区域内有若干个“数字化的测风塔”参与风能资源的评估,这就比设立测风塔评估风资源的方法更精细,花费时间更短,优势更明显。

近二十年来,欧美国家开发了许多以数值模拟为基础的风资源评估软件,如:丹麦Risoe实验室发展了将中尺度数值模式KAMM与微尺度线性风场诊断模式WA^{S}P(Wind Atlas Analysis and Application Program)[3]相结合的区域风能资源评估方法,利用网格尺度为2~5km的中尺度KAMM模式输出结果驱动WA^{S}P,从而得到具有较高分辨率的风资源分布图。美国的MesoMap[5]是一个非静力中尺度数值模式(MASS)与一个质量守恒的风场模拟线性模式(WindMap)相结合的风资源评估系统。美国的SiteWind[6]也是由中尺度数值模式(MASS)与多谱有限差分模式(MSFD)嵌套而成的风场评估模式系统,MSFD包括了动量和质量守恒、以及湍流闭合方案。澳大利亚也发展了一个类似的非线性、小尺度风场模型[7],并将中尺度模式TAPM与之相结合,应用于风能资源评估。加拿大气象局将中尺度模式MC2与小尺度模式Ms-micro相结合建立了WEST[8](Wind Energy Simulating Toolkit)风资源数值模式系统。国内学者近几年也开展了一些风能资源数值模拟工作,如:中国气象局[9]应用加拿大WEST系统完成了全国5km分辨率的风能资源数值模拟工作,穆海振[10]用TAPM模式模拟了上海1月和7月的3km分辨率的月平均风资源分布;龚强[11]用MM5逐日积分的方法得到辽宁沿海区域10km分辨率的春季风能资源分布;张鸿雁[12]用WRF模式对湖北省风能资源进行为期1年的逐日模拟,得出湖北省10km分辨率的风能资源图。上述国、内外风资源数值模拟软件各有特点,几乎都是中尺度模式与微尺度模式的结合或者是只用中尺度模式做到几公里分辨率的模拟,但是很少有中尺度模式与CFD软件相结合应用于风资源的高分辨率数值模拟工作,因而考虑到CFD软件对复杂地形条件下流场的良好模拟性能,我们尝试将已发展成熟的中尺度数值模式MM5与CFD软件相结合,应用于中国鄱阳湖区复杂地形条件下的风资源数值模拟研究,以探讨这种方法能否很好的应用于该领域。

2 模拟方案介绍

本文研究区域如图1所示,图1a为MM5模式最内重区域的地形图,资料分辨率为1km,模式分辨率为3km。图中的黑线内区域表示湖区的水域下垫面,白框所示区域为CFD软件的计算区域。图1b为CFD软件计算区域的高分辨率地形图,资料分辨率为90m,模式分辨率为160m。从两图的对比可看出,在白框区域内中尺度模式的地形较粗,看不出局地地形的明显特征,而CFD软件的输入地形图可明显看出地形的局地差异。

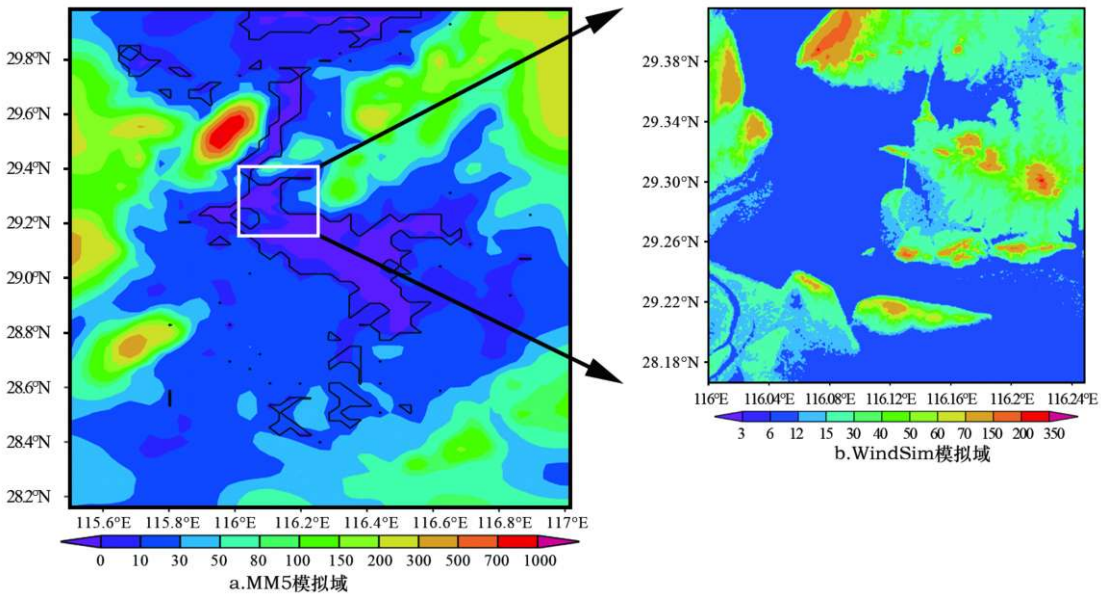


图1 MM5及WindSim的模拟区域地形

Fig. 1 The terrain of simulation area in MM5 model and WindSim

2.1 中尺度模式MM5计算方案介绍

MM5的模拟采用三重嵌套，最外层粗网格格点数134×110，水平格距27km，中间层网格格点数70×70，水平格距9km，最内层格点数52×70，水平格距3km，该区域的中心经纬度为（29.0721° N，116.2574°E）。为增加近地层模拟层数，在垂直方向模式共设计了不等距的30层，其中近地层200m以内有9层。粗网格的积分时步取为27s。通过多种参数化方案模拟试验分析，选取模拟结果与实况分析接近的方案，最后确定为：行星边界层参数化方案采用MRF方案，水汽参数化方案为混合冰相显示湿方案，积云参数化方案采用Betts一Miller方案，辐射方案为云辐射方案等。

首先应用MM5模式对研究区域进行为期1年的逐日模拟，即从2005-09-01—2006-08-31，初始场和边界条件使用1°×1°的NCEP资料，资料间隔为6h一次。每天的算例积分36h，起算时间为每日12时（世界时），到第三日00时终止，模拟结果分析采用每天模拟的后24h逐时输出结果。

2.2 WindSim介绍及与MM5的耦合

WindSim[13]软件是由挪威WindSim公司开发的基于计算流体力学CFD的风资源评估软件。利用CFD技术进行风资源评估，实际是求解风场边界条件下的流体力学方程，进而得出高分辨率的风况。它主要通过有限体积方法数值求解Navier-Stokes方程，其湍流模型采用湍流动能耗散率闭合方案。

WindSim将观测资料按风向分为16个扇区，每个扇区内的风速又以每1m/s为一个等级进行划分，分别计算不同风向的风经过复杂地形时，每个计算格点之间的相对系数关系，再根据每个风向扇区内的每种风速等级出现的频率加权计算模拟区域内的综合风况。

在本文windsim部分的计算中，将图1a中的白框区域划分为等距网格，水平分辨率为160m，垂直方向最低层为5m，其余高度层与中尺度模式高度层对应。首先通过中尺度部分的模拟，已得到了3km分辨率1年的逐日积分结果，模式每小时输出一次结果，将每个格点上365天的风速模拟值接起来，就能构成了一个8760h的风速序列，这样每个格点上的风速序列就类似于1个测风塔的1年逐时观测结果。对windsim计算区域内包含的所有MM5模拟格点上的这种风速序列进行计算，求出每个风速、风向区间内出现的频率，这张频率表即可输入Windsim进行计算。

3 结果及分析

本节首先分析MM5模式以3km分辨率模拟的鄱阳湖区风速量值的准确性，接着讨论“MM5+CFD”的方法对模拟结果的改善。在MM5模拟区域中，白框之外有1#、2#、3#、4#、5#测风塔的年平均风速观测资料，白框内有6#、7#、8#测风塔的年平均风速观测资料以及8#号测风塔2006年1月的逐时观测资料，故以1#～5#塔和8#塔的资料验证MM5的模拟效果，而以6#～8#塔的资料分析只用MM5模式和“MM5+CFD”两种方法的模拟效果差异。

3.1 MM5模拟结果分析

MM5模拟结果与观测结果的对比以及相对误差如表1所示。从表中可知：MM5模拟的年平均风速量值与观测结果整体来看较为接近，相对误差多在±8%以内，只有在1#和4#号塔位置处模拟的10m高度风速误差较大，分别达到-15.67%和-13.02%，这是由于地形以及下垫面粗糙度对10m高度风速的影响大于对其上部各层的影响，而MM5模式分辨率为3km，可能恰好在1#和4#号塔位置处的局地地形被模式平滑掉，进而导致风速偏差相对较大。

图2给出8号塔位置处MM5模拟风速与观测风速的逐时对比，该测风塔有3层资料，图中给出的是

表1 MM5模拟的年平均风速与各测风塔观测资料的对比

Table 1 The comparison of annual average wind speed between simulations by MM5 and observations （m/s）

Layer(m)	1#			2#			3#			4#			5#		
	model	obs	error(%)	model	obs	error(%)	model	obs	error(%)	model	obs	error(%)	model	obs	error(%)
10	5.06	6.0	-15.67	4.67	5.0	-6.60	4.96	–	–	4.61	5.3	-13.02	5.10	4.8	6.25
25	5.64	6.3	-10.48	5.82	–	–	5.47	5.9	-7.29	5.22	5.5	-5.09	5.63	5.3	6.23
30	5.75	–	–	5.40	5.2	3.85	5.56	–	–	5.34	–	–	–	–	–
40	5.91	–	–	5.59	–	–	5.72	6.2	-7.74	5.55	5.5	0.91	5.91	5.5	7.45
50	6.02	6.3	-4.44	5.74	5.4	6.30	5.84	–	–	5.71	–	–	–	–	–
70	6.15	–	–	5.95	5.6	6.25	6.00	–	–	5.94	–	–	–	–	–

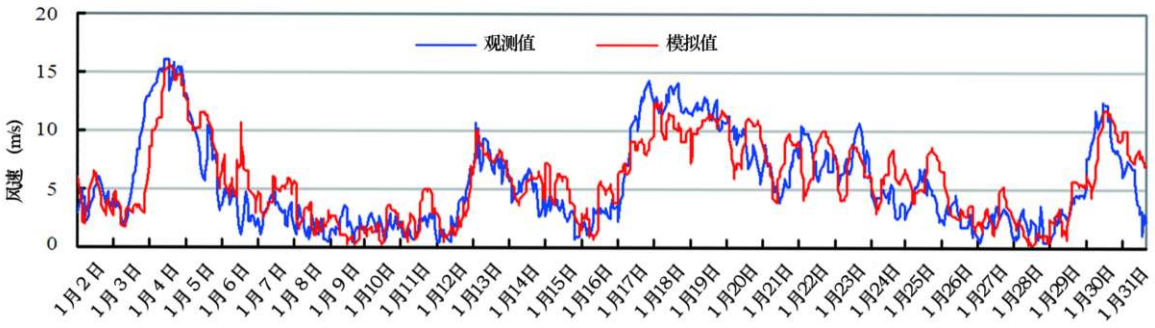


图2 MM5模拟结果与测风塔观测结果的逐时对比(2006年1月,10m高度)

Fig.2 The hourly comparison of wind speed between simulations by MM5 and observations (Jan. 2006, 10m height)

10m层的对比结果,25m和40m的情况类似。从图中看出,MM5模拟的风速趋势与观测资料十分接近,量值相差不大,相关系数达到0.8242,25m处的相关系数为0.8335,40m处的相关系数为0.8366,可见MM5的逐时风速模拟效果良好。

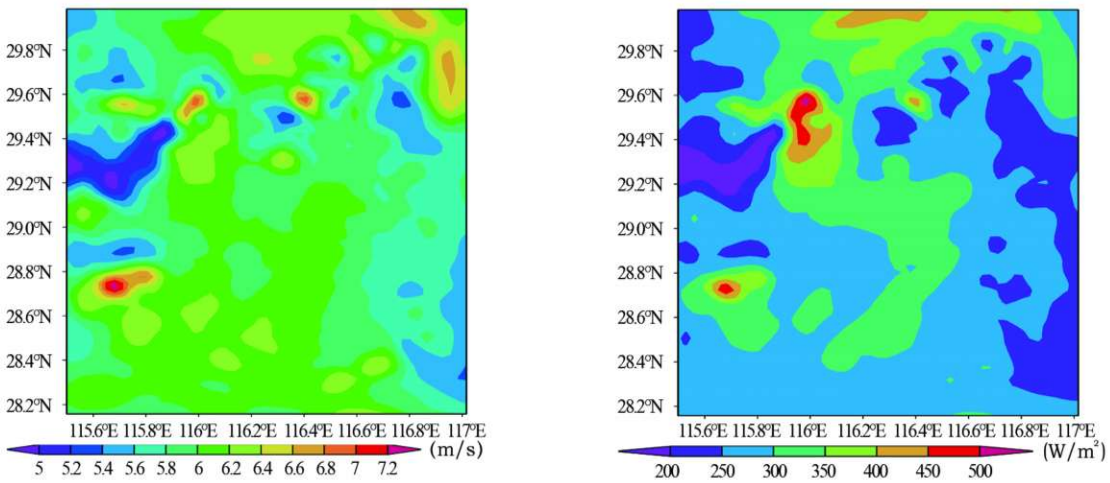
为了了解鄱阳湖区风资源分布状况,对MM5模拟的1年内逐时风速及风功率密度结果求平均,得出各层的年平均风速以及年平均风功率密度分布图,如图3所示。从图中看出鄱阳湖区70m高度的年平均风速基本在6m/s以上,最大可达7m/s,出现在海拔较高的山上,在北部湖口狭管区风速也明显比其余湖区大,该处的70m高度年平均风功率密度最大可达500W/m^{2}以上,在其余湖区,风功率密度量值基本在(300~350)W/m^{2}之间。值得注意的是,在图1a白框区域内MM5模拟的风速在(6.0~6.4)m/s之间。

此外,对MM5模拟的70m高度所有网格点的逐时风速和风向结果进行统计,得到有效小时数((3~25)m/s)和主导风向的平面分布图(略),结果显示,鄱阳湖区年有效小时数可达6000~6600h之间,湖区年主导风向基本上为NE或NNE,这与常年观测情况十分一致.总而言之,鄱阳湖区风能资源比较丰富。

3.2 "MM5+CFD"模拟效果分析

将MM5模拟结果作为WindSim软件的初始场,对白框内区域的风速进行更高分辨率的计算,其结果与MM5的结果以及区域内3个测风塔的观测结果的对比见表2。由表中数据对比发现,使用WindSim模拟的年平均风速结果比只用中尺度模式MM5的结果更接近实测值,尤其是对10m高度的改善最明显。

同样给出WindSim做出的白框内区域的70m



a.年平均风速分布　　b.平均风功率密度分布

图3 MM5模拟的鄱阳湖区70m高度年平均风能资源分布

Fig. 3 The distribution of annual average wind resource at 70m height in Poyang Lake area simulated by MM5

表2 MM5及WindSim模拟的年平均风速与各测风塔观测资料的对比

Table 2 The comparison of annual average wind speed simulated by MM5 and WindSim and observations by wind masts (m/s)

Layer	6#			7#			8#		
	MM5	WindSim	obs	MM5	WindSim	obs	MM5	WindSim	obs
10m	4.50	4.89	4.9	4.88	4.86	5.2	5.01	4.85	4.6
25m	5.18	5.58	5.4	5.42	5.31	5.3	5.52	5.48	5.0
40m	5.53	5.87	5.5	5.69	5.55	5.5	5.78	5.74	5.3

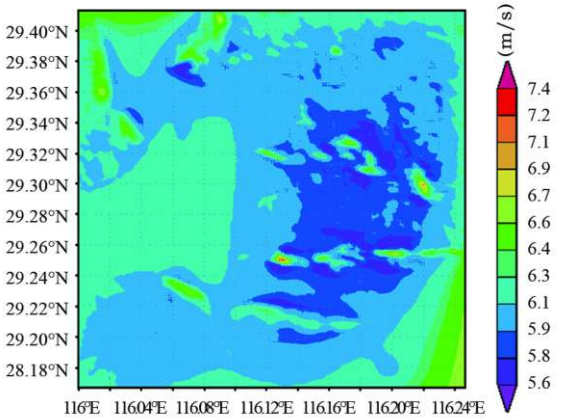


图4 WindSim模拟的70m高度风速分布

Fig.4 The distribution of wind speed at 70m height simulated by WindSim

高度年平均风速分布图，见图4。由图可知：该区域内的风速在(5.6~7.4)m/s区间内，有明显的风速高低值分布，而非图3所示的较为均匀的(6.0~6.4)m/s之间。这说明，WindSim可以更精细的刻画出关心区域内的风速分布，这种百米分辨率的风资源评估结果对当地实际风电场的开发具有更明确的指导作用，而MM5的3km模拟结果对这种局地小地形条件下的风速模拟显得略粗。

4 结论与展望

本文首先应用MM5模式对鄱阳湖区复杂地形条件下的风资源进行为期1年的高分辨率逐日模拟，又以MM5的逐时风速模拟结果作为CFD软件的初始场对关心区域的风速进行更精细的计算，通过结果对比分析可得出以下结论：

(1) MM5对鄱阳湖区风速模拟结果整体而言效果良好，但是对更精细的局地风速分布的模拟相对过粗。鄱阳湖区风资源较丰富：70m高度最大年平均风功率密度可达500W/m^2，大部分湖区的年平均风功率密度在(300~350)W/m^{2}之间。

(2)“MM5+CFD”方法的模拟结果与观测结果更接近，尤其是对10m高度的结果改善明显。

(3)由于模拟效果良好，计算较快，且经济代价相对较小，所以“MM5+CFD”的方法可以作为复杂地形条件下风资源评估的方法之一，在风电场微观选址工作中具有应用价值，可推广使用。

参考文献 (**references**)：

[1] 薛桁，朱瑞兆，杨振斌，等.中国风能资源储量估算[J].太阳能学报，2001，22(2):167-170.

[2] Cristina L. Archer, Mark Z. Jacobson. Evaluation of global wind power[J]. Journal of Geophysical Research, 2005, 110, D12110, doi:10.1029/2004JD005462.

[3] Troen I, Erik L. P. European Wind Atlas[M]. Roskilde, Denmark: Risoe National Laboratory, 1989.

[4] Abstract of Wind Monitoring Stations in India [EB/OL]. http://www.windpowerindia.com/statwind.html, 2009-3-31/2009-06-12.

[5] Brower, M., Bailey, B., Zack, J. Applications and validations of the MesoMap wind mapping system in different climatic regimes [R]. Washington, DC: American Wind Energy Association, Proceedings Windpower, 2001, June .

[6] Ayotte K W., Davy R J., Coppin P A. A simple temporal and spatial analysis of flow in complex terrain in the context of wind energy modelling[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2001, 98 (2): 275-295.

[7] Coppin, P.A., Ayotte, K.A., Steggel, N. Wind resource assessment in Australia-A planners guide[R].Wind Energy Research Unit, CSIRO Land and Water, 2003.

[8] Yu W., Benoit R., Girard C., et al. Wind energy simulation toolkit (WEST): A wind mapping system for use by the wind-energy industry[J]. *Wind Eegineering*, 2006, 30: 15-33.

[9] 张德，朱蓉，罗勇，等.风能模拟系统WEST在中国风能数值模拟中的应用[J].高原气象，2008，27(1):202-207.

[10] 穆海振，徐家良，柯晓新，等.高分辨率数值模式在风能资源评估中的应用初探[J].应用气象学报，2006，17(2):152-159.

[11] 龚强，袁国恩，张云秋，等.MM5模式在风能资源普查中的应用试验[J].资源科学，2006，28(1):145-150.

[12] 张鸿雁，丁裕国，刘敏，等.湖北省风能资源分布的数值模拟[J].气象与环境科学，2008，31(2):35-38.

[13] 王美琳.WindSim软件在我国风电场风能资源评估中的应用[D].北京：中国气象科学研究院，2009.

A Study on Wind Resources in Complex Terrain Simulated by the Combination of MM5 and CFD Software

HE Xiaofeng, ZHOU Rongwei, ZHU Rong
(*National Climate Center, Beijing* 100081, *China*)

Abstract: In order to propose a new method for better assessing wind energy resources under complex terrain conditions, wind energy resources of high resolution over the Poyang Lake areas were simulated with the combination of the mesoscale meteorological model MM5 and wind resource assessment software WindSim, computational fluid dynamical (CFD) software. First, the wind energy resources of high resolution over the study areas were simulated by the MM5 model on a daily basis for a whole year from September 1, 2005 to August 31, 2006, with showing a horizontal resolution of 3 km for the MM5 model. Then the WindSim was used to simulate wind velocities of the area of interest with a higher resolution on the basis of hourly-based wind velocity simulations from the MM5 model as the initial conditions. The WindSim software is able to produce simulations with a finer horizontal resolution of 160 m. The simulations from the MM5 model and the combination of the MM5 model and CFD software WindSim were compared with mast observations for evaluation. Following conclusions can be drawn. First, in general, the simulations of wind velocities of 3 km resolution from the MM5 were very close to observations, and the simulations of dominant wind directions were also in well agreement with observations. The distribution of wind energy resources over the lake areas was considered reasonable. Nevertheless, the resolution of simulations of wind velocities was too coarse to fully describe a fine wind speed field under certain extremely complex terrain conditions. It was found that the wind energy resources over the Poyang Lake areas were abundant, showing a maximum mean annual wind energy density of 500 W/m^2 and a wind energy density of roughly (300-350) W/m^2 in most areas. Second, the wind velocities of high resolution under complex terrain conditions can be well generated by the combination method, showing better agreement with the observations compared with the MM5 model. In particular, the simulated wind velocities at a 10 m height were much better. Third, as the simulations from the combination method showed relatively higher agreement with observations and a high efficiency, the combination method could be a promising tool for assessing wind farms under complex terrain conditions and generating results of high resolution. Results of the study could provide meaningful information and reference for selection of micro sites of wind farms.

Key words: MM5; WindSim; Numerical simulation; Wind energy resources; Complex terrain

黄磊，邵雪梅，刘洪滨，等. 2010. 树轮记录的青海柴达木盆地过去2800年来的极端干旱事件 [J]. 气候与环境研究，15 (4)：379－387.
Huang Lei，Shao Xuemei，Liu Hongbin，et al. 2010. A 2800-year tree-ring record of severe sustained extreme drought events in Qaidam Basin，Qinghai [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese)，15 (4)：379－387.

树轮记录的青海柴达木盆地过去2800年来的极端干旱事件

黄磊[1] 邵雪梅[2] 刘洪滨[1] 王树芝[3] 朱海峰[4]
徐岩[2] 梁尔源[4] 尹红[1]

1 国家气候中心，北京 100081
2 中国科学院地理科学与资源研究所，北京 100101
3 中国社会科学院考古研究所，北京 100710
4 中国科学院青藏高原研究所，北京 100085

摘 要 利用在青海柴达木盆地建立的祁连圆柏树轮宽度指数年表，分析了自公元前800年以来树轮所记录的该地区2800年来极端干旱事件的变化。研究发现，过去2800年来极端干旱事件的出现存在群发性和间歇性的特点，其中魏晋南北朝时期（公元3世纪至4世纪）和明清时期（15世纪中叶至19世纪）是极端干旱事件的群发期，公元5世纪至12世纪的800年内极端干旱事件的出现频率较低。出现在西汉末年、东汉初年前后的持续性干旱是柴达木盆地过去2800年内最严重的极端干旱事件。

关键词 柴达木盆地 树木年轮 极端干旱事件
文章编号 1006-9585 (2010) 04-0379-09 **中图分类号** P467 **文献标识码** A

A 2800-Year Tree-Ring Record of Severe Sustained Extreme Drought Events in Qaidam Basin, Qinghai

HUANG Lei[1], SHAO Xuemei[2], LIU Hongbin[1], WANG Shuzhi[3], ZHU Haifeng[4], XU Yan[2], LIANG Eryuan[4], and YIN Hong[1]

1 *National Climate Center, Beijing* 100081
2 *Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100101
3 *Institute of Archaeology, Chinese Academy of Social Sciences, Beijing* 100710
4 *Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100085

Abstract Droughts are one kind of the most devastating natural hazards faced by China, severe droughts have had large impacts on economies, society, and environment of China, especially in the arid and semi-arid regions of northwestern China. The instrumental record of this region is not more than 100 years and it contains only a limited

收稿日期 2009-12-31 收到，2010-03-15 收到修定稿
资助项目 国家科技支撑计划 2007BAC29B02 和 2007BAC29B01、国家科技基础性专项 2007FY220200、国家公益性行业科研专项 200804001 和 200801001
作者简介 黄磊，男，1976年出生，博士，副研究员，主要从事气候变化方面的研究。E-mail：huanglei@cma.gov.cn

subset of severe drought cases, so it is necessary to turn to the paleoclimatic record to examine the full range of past drought variability to gain the improved understanding of sustained severe extreme drought events. In this study, the authors analyzed the severe extreme drought events of the past 2800 years inferred from tree-ring width variations in Qaidam Basin, Qinghai. It is found that the extreme drought events occurred in a cluster in some periods and intermittten in other periods. In the Wei, Jin, and Southern/Northern Dynasties period (3rd century to 4th century AD) and in the Ming and Qing Dynasties period (mid-15th century to 19th century AD), severe extreme drought events occurred in high frequency, while in the period from the 5th century to 12th century occurred less frequently. The most serious extreme drought over the past 2800 years occurred in the transition of Western Han to Eastern Han Dynasties.

Key words Qaidam Basin, tree-ring, extreme droughts

1 引言

干旱具有影响范围广、持续时间长、经济社会损失大等特点，是我国影响面较大、较为严重的自然灾害。近年来我国频繁出现严重的干旱事件，如2008年秋至2009年春，我国华北、黄淮、西北东北部及四川西部、西藏等地均遭遇了大范围的严重干旱（陈洪滨和范学花，2009）。特别是对于我国西部干旱半干旱区而言，大范围、持续性的严重极端干旱灾害会给经济社会、生态与环境造成严重影响，对极端干旱事件的发生特征进行研究有助于预测和评价将来可能发生的极端气候事件，可以为区域经济社会发展提供科学决策的依据。因此，对极端干旱事件发生特征的研究具有重要意义。

由于我国的气象记录只有百年左右的长度，难以满足对极端干旱事件、特别是对几十年一遇或百年一遇的严重极端干旱事件研究的需要。树木年轮是研究干旱事件的良好代用资料，如在美国（Woodhouse and Overpeck，1998；Cook et al.，2004）和加拿大（George et al.，2009）已经被成功地用于重建过去几百年至上千年干旱事件的历史。研究表明，在干旱、半干旱区，树木生长对干旱事件具有较好的响应，特别是当干旱发生的范围较大时，树轮宽度变化特征在空间上的相关性可以延伸很远；如在99%的置信度下，北美西部65个样点的树轮宽度年表间显著相关的平均距离达992 km（Cropper and Fritts，1982）。在青藏高原东北部的干旱半干旱区，柴达木盆地祁连圆柏的一些窄轮在祁连山和和阿尼玛卿山的祁连圆柏年表上也都有所体现（邵雪梅等，2007）。20世纪20年代我国北方地区的严重干旱在柴达木盆地、内蒙古、陕西华山的树木年轮上都有反映，青藏高原东北部和内蒙古中部树轮年表之间也存在着显著的相关关系（Liang et al.，2006）。因此，利用干旱、半干旱区的树木年轮资料能够揭示大范围严重极端干旱事件的历史。

青海柴达木盆地的东缘山地分布有大量千年树龄的祁连圆柏，根据柴达木盆地祁连圆柏树木年轮资料已经重建了过去上千年以来的降水和土壤湿度的变化（Zhang et al.，2003；邵雪梅等，2004，2006；刘禹等，2006；Yin et al.，2008）。柴达木盆地祁连圆柏年轮的宽窄变化对降水的多寡有明显的响应，特别是年轮中的窄轮对于干旱环境响应的可靠性要大于宽轮的（邵雪梅等，2007）。最近的研究指出（张德二，2010），根据柴达木盆地树轮资料重建的德令哈千年降水量序列（邵雪梅等，2004）在公元1400～1950年共有44个极端低值年（干旱年），其中30例极端低值年有历史文献记录可供验证，其他的14例可以用来补充西部地区历史文献记录的缺失。该研究所采用的历史文献记录来自青海及其邻近的甘肃、宁夏等地，表明德令哈千年降水量序列中出现的极端低值不是局地现象，而是在相当大的范围内有重大干旱事件发生。因此，通过对柴达木盆地年轮宽度序列中极端窄轮的分析可以揭示大范围极端干旱事件的出现特征。最近，Shao et al.（2009）建立了柴达木盆地从公元前1580年至公元2006年共3586年的祁连圆柏树轮宽度指数年表，是研究过去两三千年以来极端干旱事件变化的良好资料。由于轮宽年表中在公元前9世纪中叶之前的样本量少于10个，年表的可靠性不如公元前8世纪以后的时段，因此，本文利用这一年

表分析自公元前 800 年以来树轮所记录的青海柴达木盆地过去 2800 年来的极端干旱事件的特征。

2　资料简介

本文所使用的树轮资料采集于青海柴达木盆地东北部 200 多公里的范围内，这一地区的景观为干旱荒漠草原，在气候区划上属干旱、半干旱的高原气候区，年平均降水量为 150～200 mm 左右。在盆地东部中山海拔高度约 3500～4000 m 带状区域内的阳坡和半阳坡上有祁连圆柏林地，本研究中用来建立树轮宽度定年年表的样本即采自于本区域内。样本采用美国亚利桑那大学树轮实验室的骨架示意图方法（Stokes and Smiley，1968）进行交叉定年，对完成定年的样本进行年轮宽度量测，之后使用 COFECHA 计算机程序（Holmes，1983）对定年进行检验，确保定年结果准确无误。最后建立的树轮宽度总年表长度为 3586 年，本文中的研究时段取为公元前 800 年至公元 2006 年。

公元前 800 年以来的 2800 多年长度的树轮宽度指数序列的均值为 0，标准差为 1。序列中树轮宽度指数越大，表示当年的年轮越宽；指数越小，表示当年的年轮越窄，越窄的年轮指示了更干旱的气候条件。为了对窄轮所指示的干旱事件的干旱程度进行更好地区分，我们根据年表的轮宽指数值进行划分，将轮宽指数（X）小于均值 0 但大于一倍标准差（－1）的年份称为偏旱年，将轮宽指数小于等于一倍标准差（－1）但大于两倍标准差（－2）的年份称为大旱年，小于等于两倍标准差（－2）但大于三倍标准差（－3）的年份称为重旱年，小于等于三倍标准差（－3）但大于四倍标准差（－4）的年份称为特旱年，小于等于四倍标准差（－4）的年份称为超旱年。同时，由于干旱事件具有空间范围广、持续时间长等特点，极端干旱事件的持续时间越长，其所发生的空间范围可能也越大，因此，我们对轮宽序列取多年滑动平均，重点分析持续时间长、影响范围广的严重干旱事件的变化，按照干旱的严重程度识别出 2800 年来的主要极端干旱事件并进行分析。

我国有丰富的历史文献资料，这些资料记录了大量的干旱、洪涝、严寒等气候事件。本文也参考了大量史书和《中国近五百年旱涝分布图集》（中国气象科学研究院，1981）、《中国三千年气象记录总集》（张德二，2004）和《青海自然灾害》（史国枢，2003）中对青海及邻近的甘肃、陕西、宁夏等西北地区干旱事件的文献记载，与柴达木盆地树轮资料所揭示的极端干旱事件进行对比分析。

3　结果与分析

3.1　柴达木盆地 2800 年来干旱事件的变化特征

根据前文划分的干旱程度的标准，我们以百年为单位，对每个世纪内出现的干旱年份进行了统计（表 1），这样便于更直观的看出不同程度干旱事件的出现频次在时间上的分布特征。从表 1 可以看出，过去的 28 个世纪内共出现轮宽指数低于均值 0 的偏旱年份共 1164 年，出现频率为 41.57％。其中，大旱年份共 282 年，占 10％左右，约为 10 年一遇；重旱年份共 68 年，占 2.43％，约为 40 年一遇；特旱年份共 26 年，占 0.93％，约为 100 年一遇，轮宽指数小于等于－4 的超旱年份共 9 年，占 0.32％，约为 300 年一遇。轮宽指数小于等于－1 的大旱以上程度的干旱年份出现总概率是 12.75％，约为 8 年一遇。

从表 1 还可以看出，在世纪尺度的极端干旱事件的时间分布上，公元前 8 世纪是干旱年份总数较少、但大旱以上年份比例偏多的一个世纪，其中大旱以上年份共 16 次，占该世纪内干旱年份总数的 43％，是所有 28 个世纪内比例最高的。相反，公元 16 世纪是干旱年份总数较多、但大旱以上年份比例偏少的一个世纪，该世纪内大旱以上年份共出现了 9 次，占干旱年份总数的 21％，是所有 28 个世纪内比例最低的。从公元 2 世纪至公元 9 世纪的连续 800 年内没有出现任何一次超旱年份，其中公元 8 世纪和 9 世纪的连续两个世纪内也没有出现任何一次特旱年份，是 2800 年来单年极端干旱事件出现频率最低的时期。

3.2　柴达木盆地 2800 年来持续性严重极端干旱事件分析

为了更好的辨析出较为严重的持续性极端干旱事件，我们对轮宽指数的原始序列进行了 11 年滑动平均，在时间序列中标出了较为严重的极端

表 1 柴达木盆地过去 28 个世纪以来干旱事件发生情况统计

Table 1 Drought events occurred in the past 28 centuries in Qaidam Basin

世纪（公元）	总干旱年（$X<0$）	偏旱年（$-1<X<0$）	大旱年（$-2<X\leqslant-1$）	重旱年（$-3<X\leqslant-2$）	特旱年（$-4<X\leqslant-3$）	超旱年（$X\leqslant-4$）
−800～−701	37	21	12	4	0	0
−700～−601	47	34	9	1	2	1
−600～−501	43	28	11	3	1	0
−500～−401	47	36	9	0	2	0
−400～−301	43	28	12	2	0	1
−300～−201	38	24	8	5	1	0
−200～−101	38	21	14	3	0	0
−100～−1	45	31	11	1	2	0
1～100	40	31	4	3	1	1
101～200	39	25	10	4	0	0
201～300	40	26	11	2	1	0
301～400	43	29	9	3	2	0
401～500	42	33	6	3	0	0
501～600	43	27	12	3	1	0
601～700	40	26	12	1	1	0
701～800	46	32	11	3	0	0
801～900	43	32	10	1	0	0
901～1000	40	24	14	1	0	1
1001～1100	37	25	7	4	1	0
1101～1200	47	32	13	1	0	1
1201～1300	37	23	9	2	2	1
1301～1400	42	29	9	3	1	0
1401～1500	44	26	14	4	0	0
1501～1500	43	34	5	1	3	0
1601～1700	40	23	12	3	1	1
1701～1800	39	23	13	2	1	0
1801～1900	39	26	7	3	2	1
1901～2000	42	30	8	2	1	1
28 个世纪	1164	779	282	68	26	9
百分比	41.57%	27.82%	10.07%	2.43%	0.93%	0.32%

干旱事件中轮宽最低值的出现年份（图 1），这些年份的值代表了其前后各 5 年的 11 年平均，如公元 21 年的值代表的是公元 16 年至公元 26 年的平均值。在图 1 的时间坐标轴上还标出了公元前 800 年来我国历史上主要朝代建立的时间，以便对比分析严重的极端干旱事件出现时的历史背景。

从图 1 可以看出，2800 年来柴达木盆地的轮宽变化存在较大的波动，反映出不同程度的干旱事件频繁发生。按照轮宽指数滑动平均值的高低进行排序可以发现，出现在西汉末年、东汉初年前后的公元 21 年左右的十年干旱期是 2800 年来最严重的极端干旱事件。从图中还可以看出，严重极端干旱事件的出现还存在群发性和间歇性，其中魏晋南北朝时期和明清时期是严重极端干旱事件的群发期，特别是在公元 3 世纪至 4 世纪末期的这 200 年间和 15 世纪中叶至 19 世纪中叶的这 400 年间密集发生，而从公元 5 世纪至 12 世纪末的这 800 年内严重极端干旱事件的出现频率较小，仅出现了 3 次较为严重的干旱（613 年前后、788 年前后和 1147 年前后）。下面我们对公元前

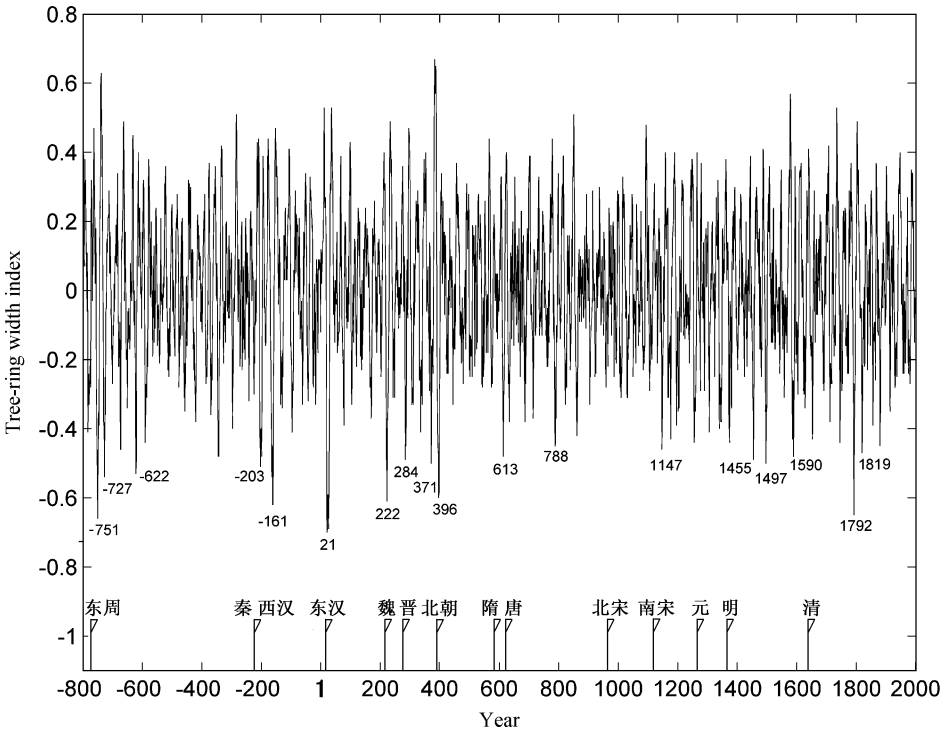


图 1　公元前 800 年以来柴达木盆地轮宽指数的 11 年滑动平均

Fig. 1　The tree-ring record of drought in the Qaidam Basin from 800 BC, the time series is the 11－year moving average value of the tree ring-width index

800 年来的主要极端干旱事件作简要分析。

3.2.1　西周末年的极端干旱事件

公元前 8 世纪是极端干旱事件相对严重的一个世纪。周平王于公元前 770 年迁都洛邑，东周建立；在平王迁都之前的一段时间内，干旱频繁发生。公元前 784 年至公元前 778 年的 7 年里共出现了 5 个干旱年份，其中 4 年为大旱以上程度，公元前 778 年为重旱。几年之后，再次出现持续性严重干旱，从公元前 773 年至公元前 769 年的 5 年里有 4 年是干旱年，其中平王迁都的公元前 770 年为大旱年。

据《史记》“周本纪”记载，周平王之前的周宣王末年、周幽王时期关中地区的干旱非常严重，其中在公元前 780 年，洛、泾、渭三川都干涸了。《诗经》中对这一时期的严重干旱也有描述，其中“大雅 云汉”一章叙述的就是周宣王禳旱的情景，“大雅 召旻”一章叙述的是周幽王时期的天灾人祸，其中也写至了当时的干旱：“如彼岁旱，草不溃茂”。严重的干旱不仅使关中地区的农业生产受至严重影响，西北的游牧部落也频繁南侵，这可能都是促使平王迁都的重要因素。

3.2.2　西汉末年、东汉初年的严重持续性极端干旱事件

从公元 17 年至 26 年这 10 年间出现了 2800 年历史上最为严重的极端干旱。公元 17 年为偏旱年，公元 22 年后干旱程度加重，至公元 24 年为最重，这一年的轮宽指数低于 4.4 倍的标准差，为 700 年一遇的超旱年份。严重的极端干旱一直持续至公元 26 年，《汉书》“王莽传”中也有这一段时期气候异常的大量记载：

天凤元年（公元 14 年）：四月，陨霜，杀草木，海濒尤甚。缘边大饥，人相食。

天凤四年（公元 17 年）：八月，莽亲之南郊，铸作威斗。铸斗日，大寒，百官人马有冻死者。

天凤五年（公元 18 年）：是岁，赤眉力子都、樊崇等以饥馑相聚，起于琅邪。

天凤六年（公元 19 年）：是时，关东饥旱数年。

地皇二年（公元 21 年）：秋，陨霜杀菽，关东大饥，蝗。

地皇三年（公元 22 年）：夏，蝗从东方来，蜚蔽天，至长安，入未央宫，缘殿阁。

从文献记载可见，这一时期的气候为异常寒冷干燥，蝗灾频发，《后汉书》“光武帝纪”中也写到：“莽末，天下连岁灾蝗，寇盗锋起。地皇三年，南阳荒饥，诸家宾客多为小盗”。东汉光武帝刘秀是汉朝宗室，是南阳著名的大豪强，刘秀起兵造反的时间也是南阳出现严重饥荒的公元 22 年。在公元 26 年，也就是刘秀建立东汉王朝的第二年，饥荒仍在持续，出现了“九月，关中饥，民相食”的灾荒。极端的自然灾害加上社会动乱，使社会生产受到了严重的影响，田园荒芜，“初，王莽末，天下旱蝗，黄金一斤易粟一斛；至是野穀旅生，麻菽尤盛，野蚕成茧，被于山阜”。此后，一直到公元 29 年和 30 年，仍然频繁出现旱、蝗灾害记载：“夏四月，旱，蝗”。“五月丙子，诏曰：‘久旱伤麦，秋种未下，朕甚忧之’”（《后汉书》“光武帝纪”）。

严重的极端干旱灾害和政治上的动乱，使得西汉末年到东汉初年这一时期内人口锐减，根据《中国通史》（范文澜，1978）中的统计，公元 2 年时西汉有 1223×10^4 余户、5959×10^4 余人的巨大人口，但经过这次罕见的极端灾害和剧烈的社会动荡，全国人口数量急剧减少，虽然经过东汉初期 30 多年的“光武中兴”，人口仍然增加缓慢，到公元 57 年（汉光武帝建武中元 2 年）时，全国有 430×10^4 户、2100×10^4 人口，约为西汉末年的三分之一多；到公元 105 年（汉和帝元兴元年）时为 920×10^4 户、5300×10^4 人口，才开始接近西汉末年的人口数量。

3.2.3 魏晋时期的极端干旱事件

魏晋时期是极端干旱频发的阶段。魏文帝曹丕于公元 220 年正式称帝，从公元 221 年开始到 227 年的 7 年里就出现了 5 个旱年，其中 225 年为特旱年。半个世纪之后，又出现了 3 世纪 80 年代的持续干旱，从公元 279 年开始到 291 年的 13 年里 8 年为旱年，其中 289 年为重旱年，282 年和 283 年为大旱年。近一个世纪之后，从公元 366 年开始到 377 年的 12 年里出现了 10 个旱年，其中 369～377 年为 9 年连旱。接着，从公元 392 年开始到 397 年又出现了连续 6 年的干旱，其中 393～396 年连续的 4 年内有 2 个大旱年、2 个重旱年。

对于这一时期的严重干旱，竺可桢先生 1925 年在《东方杂志》第 22 卷第 3 期发表的《中国历史上气候之变迁》一文中就认为在魏晋时期的第 4 世纪（301～400 年）我国的旱灾记录骤增，而雨灾记录骤减，相比之下，4 世纪的的旱灾较 3 世纪与 5 世纪为多，而雨灾则较 3 世纪与 5 世纪为少。据竺可桢先生统计，自晋成帝咸康二年（336 年）到刘宋文帝元嘉二十年（443 年）的这 108 年中旱灾记录达 41 次之多。从柴达木盆地的树轮资料记录来看，公元 336 年以来的 100 年内出现了包括 2 个特旱年和 4 个重旱年在内的十几个大旱以上程度的干旱年份，而从概率分布来看，特旱年的出现概率不超过 1%，重旱年的出现概率也仅为 2.4%。可见，在柴达木盆地树轮记录中公元 4 世纪是较为干旱的时期，极端干旱事件频繁发生。

此外，这一时期还有不少关于沙尘暴的记载，如晋孝武帝太元八年（383 年）春二月癸未“黄雾四塞”，太元二十年（395 年）十一月“黄雾四塞，日月晦冥”，也反映了我国北方地区干旱的气候状况。研究发现，公元前 3 世纪左右在塔里木盆地周缘出现了数十个城邦小国，但到公元 4～5 世纪，一部分处于丝绸之路交通要道上的重要古城镇被废弃，如大约在公元 330～400 年间楼兰遗址群最先被废弃，海头、伊循、尼雅等古城也相继在公元 4～5 世纪衰落并消亡；几大遗址的废弃几乎同时发生，主要是由于遗址所依托的河流下游来水量的逐渐减少所致，这也意味着造成河流来水减少的原因是共同的，只能用气候变化才能够解释，与人为因素无明显关系，因为 1 世纪以后塔里木盆地人口数量减少，人类耗水量也相应减少。位于塔里木盆地南侧西昆仑山的古里雅冰芯资料也表明冰川积累量曲线自公元 4 世纪至 6 世纪呈现急剧的下降，表明这一时期降水量的迅速降低（舒强和钟巍，2003）。

3.2.4 明清时期的极端干旱事件

15 世纪中叶以后极端干旱事件频繁出现，如 1436 年为重旱年，1450～1460 年的 11 年内 8 年干旱，其中以 1451 年最为严重。1468～1472 年 5 年 4 旱，其中 1468 年为大旱。1478～1484 年的 7 年内出现了 4 个大旱年，1492～1499 年的 8 年内又 6 年干旱，其中 1495 年最为严重，为重旱年。从历史文献记载来看，15 世纪下半叶我国西部地

区也多次发生大旱，如《明实录》和《明史》中对西宁卫以及海东地区的干旱有如下记载（史国枢，2003）：

明正统元年（公元 1436 年）：四月，陕西西宁卫奏：本卫连年旱灾，粮价腾踊。（引自《明实录》）

明景泰二年（公元 1451 年）：临洮饥。（引自《明史》）

明景泰六年（公元 1455 年）：闰六月，临洮诸府数月不雨。（引自《明实录》）

明天顺四年（公元 1460 年）：夏，西宁卫旱。（引自《青海水旱灾害辑录》）

明成化四年（公元 1468 年）：陕西、宁夏、甘凉等处今岁亢旱饥馑，百姓流移，平凉以西，赤地千里。（引自《明实录》）

明成化十七年（公元 1481 年）：六月，以旱灾免临洮等卫粮、草。（引自《明实录》）

明成化十八年（公元 1482 年）：以旱灾免西宁等卫所屯粮草束。（引自《明实录》）

明成化二十一年（公元 1485 年）：陕西连年灾伤，人畜死亡过半。（引自《明实录》）

明弘治六年（公元 1493 年）：以旱灾免陕西西安等七府弘治六年夏税有差。（引自《明实录》）

明弘治七年（公元 1494 年）：以旱灾免陕西西安等八府及西安左二十二卫所七年粮草十之三。（引自《明实录》）

明弘治九年（公元 1496 年）：闰三月，以旱灾免陕西七府二十一卫所夏税子粒有差。（引自《明实录》）

对比可见，历史文献记载和柴达木盆地年轮所指示的极端干旱事件是较为一致的。

明朝万历年间也经历了一次极为严重的旱灾，从 1584 年开始的干旱到 1588 年发展到顶点，1588 年是特旱年。接下来的几年内，1590～1595 年也有 4 个干旱年份。从 1600 年开始的干旱到 1602 年达到顶点，其中 1602 年的轮宽指数为 −4.29，为 500 年一遇的极端干旱事件。乾隆《西宁府新志》卷 15 中记载，由于严重的干旱，公元 1602 年，“三月贵德所黄河水竭，至河州，凡二十七日”。

明朝末年的崇祯年间也经历了持续的干旱，1627～1634 年的 8 年内出现了 6 个旱年，其中 1627 年和 1628 年为大旱年，1633 年为重旱年。《中国通史》（周谷城，1957）中转引崇祯初元（公元 1628 年）给事中马懋才的上疏云：“臣乡延安府自去年至今，一年已不见雨，草木枯焦。八九月间，人民争相采食山间之蓬草，至十月，蓬尽，则剥树皮而食，至年终，树皮又尽，则又掘山中之石块而食，不数日，则腹胀下坠而死。与其坐以饥死，何不为盗而死，尚得为饱死鬼乎?”正是在这种由干旱而引起的饥荒的背景下，终于爆发了明朝末年的农民大起义。

清朝最严重的干旱出现在 18 世纪末，从 1787 年开始的干旱持续到 1797 年，11 年内 9 年为旱年，其中 3 年为大旱年，是东汉初年以来 10 年尺度上最严重的干旱事件。在此之前，较为严重的极端干旱事件出现在 1741～1750 年，10 年内出现了三个大旱年、一个重旱年。在此之后出现了两次持续时间较长的严重干旱：1813～1826 年的 14 年内，9 年干旱，其中 1816 年大旱，1824 年特旱；1874～1885 年的 12 年内 8 个干旱年份，1877 年和 1884 年为重旱。

进入 20 世纪以来，没有出现过连续 5 年以上的持续干旱期，但 5 年以下的连续干旱时有发生。这其中，1908～1911 年持续干旱，但仅 1909 年为大旱；1916～1919 年持续干旱，1918 年为特旱；民国十八年（1929 年）前后的大旱也持续 4 年（1929～1932 年）。新中国成立后，1950～1953 年出现了 4 年连旱，1961～1963 年出现了 3 年连旱，此后再无 3 年以上的连旱发生。

作者曾将所重建的柴达木盆地东部地区公元 1000 年以来的千年年降水（邵雪梅等，2004）的低频变化与祁连山中部反映温度变化的树轮宽度指数序列（刘晓宏等，2004）的低频变化进行过对比，统计冷干、冷湿、暖干和暖湿四种组合分别发生的具体持续时间，以得出过去千年气候变化的冷暖和干湿配置。对比发现，在过去千年中，这一地区的温湿配置以冷干和暖湿为主，并且冷干持续的时间最长，其次是暖湿，而暖干作为从暖湿向冷干或冷干向暖湿状态转变的过渡状态在时段上发生次数最少并在时间上最短。在小冰期时，该区的气候主要以冷干为主要特征。进入 20 世纪以来随着气温的上升，降水量也在增加，表现出暖湿的特征，表明该区的降水对全球气候变

暖有较好的响应。

4 结论

本文利用在青海柴达木盆地东北部地区建立的祁连圆柏树轮宽度指数年表，分析了自公元前800年以来树轮所记录的该区2800年来极端干旱事件的变化特征。研究发现，过去2800年来该区的极端干旱事件具有群发性和间歇性的特点，其中魏晋南北朝时期和明清时期是极端干旱事件的频发期，而公元5世纪至12世纪的这800年内极端干旱事件的出现频率较低。出现在西汉末年、东汉初年前后的持续性严重干旱是该区过去2800年来最严重的极端干旱事件。

参考文献（References）

陈洪滨，范学花. 2009. 2008年极端天气和气候事件及其他相关事件的概要回顾［J］. 气候与环境研究，14（3）：329－340. Chen Hongbin, Fan Xuehua. 2009. Some extreme events of weather, climate and related phenomena in 2008［J］. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 14 (3): 329－340.

Cropper J P, Fritts H C. 1982. Density of tree-ring grids in western North America［J］. Tree-Ring Bulletin, 42: 3－9.

Cook E R, Woodhouse C A, Eakin C M, et al. 2004. Long-term aridity changes in the western United States［J］. Science, 306: 1015－1018.

范文澜. 1978. 中国通史（2）［M］. 北京：人民出版社，1－735. Fan Wenlan. 1978. History of China (2)［M］(in Chinese). Beijing: People Press, 1－735.

George S S, Meko D M, Girardin M P, et al. 2009. The tree-ring record of drought on the Canadian Prairies［J］. J. Climate, 22: 689－710.

Holmes R L. 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement［J］. Tree-Ring Bulletin, 43: 69－78.

Liang E, Liu X, Yuan Y, et al. 2006. The 1920s drought recorded by tree-rings and historical documents in the semi-arid and arid areas of northern China［J］. Climatic Change, 79 (3－4): 403－432.

刘晓宏，秦大河，邵雪梅，等. 2004. 祁连山中部过去近千年温度变化的树轮记录［J］. 中国科学（D辑），34（1）：89－95. Liu Xiaohong, Qin Dahe, Shao Xuemei, et al. 2004. Temperature variations recorded in tree-rings of middle Qilian Mountains during the last Millennium［J］. Science in China (ser. D) (in Chinese), 34 (1): 89－95.

刘禹，安芷生，马海州，等. 2006. 青海都兰地区公元850年以来树轮记录的降水变化及其与北半球气温的联系［J］. 中国科学（D辑），36（5）：461－471. Liu Yu, An Zhisheng, Ma Haizhou, et al. 2006. Precipitation variation in the northeastern Tibetan Plateau recorded by the tree rings since 850AD and its relevance to the northern Hemisphere temperature［J］. Science in China (ser. D) (in Chinese), 49 (4): 408－420.

邵雪梅，黄磊，刘洪滨，等. 2004. 树轮记录的青海德令哈地区千年降水变化［J］. 中国科学（D辑），34（2）：145－153. Shao Xuemei, Huang Lei, Liu Hongbin, et al. 2005. Reconstruction of precipitation variation from tree rings in recent 1000 years in Delingha, Qinghai［J］. Science in China (Ser. D) (in Chinese), 48: 939－949.

邵雪梅，梁尔源，黄磊，等. 2006. 柴达木盆地东北部过去1437 a的降水变化重建［J］. 气候变化研究进展，2（3）：122－126. Shao Xuemei, Liang Eryuan, Huang Lei, et al. 2006. A reconstructed precipitation series over the past millennium in the northeastern Qaidam Basin［J］. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 2 (3): 122－126.

邵雪梅，王树芝，徐岩，等. 2007. 柴达木盆地东北部3500年树轮定年年表的初步建立［J］. 第四纪研究，27（4）：477－485. Shao Xuemei, Wang Shuzhi, Xu Yan, et al. 2007. A 3500-year master tree-ring dating chronology from the northeastern part of the Qaidam Basin［J］. Quaternary Sciences (in Chinese), 27 (4): 477－485.

Shao X, Wang S, Zhu H, et al. 2009. A 3585-year ring-width chronology of Qilian juniper from the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau［J］. IAWA Journal, 30 (4): 379－394.

史国枢，2003. 青海自然灾害［M］. 西宁：青海人民出版社，567pp. Shi Guoshu. 2003. Natural Disasters of Qinghai［M］(in Chinese). Xining: People Press of Qinghai, 567pp.

舒强，钟巍，2003. 四～五世纪气候暖干事件对塔里木盆地人类文明兴衰的影响［J］，中国历史地理论丛，18（2）：35－41. Shu Qiang, Zhong Wei. 2003. Research on the influence of the warm-dry event on the vicissitude of human being's civilizition in Tarim Basin during the 4th and 5th Century［J］. Collections of Essays on Chinese Historical Geography (in Chinese), 18 (2): 35－41.

Stokes M A, Smiley T L. 1968. An Introduction to Tree-Ring Dating［M］. Chicago: University of Chicago Press, 1－73.

Woodhouse C A, Overpeck J T. 1998. 2000 years of drought variability in the central United States［J］. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79 (12): 2693－2714.

Yin Z, Shao X, Qin N, et al. 2008. Reconstruction of a 1436-year soil moisture and vegetation water use history based on tree-ring widths from Qilian junipers in northeastern Qaidam Basin, northwestern China［J］. Int. J. Climatol., 28 (1): 37－53.

Zhang Q, Cheng G, Yao T, et al. 2003. A 2326-year tree-ring record of climate variability on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau［J］. Geophys. Res. Lett., 30 (14): 1739－1741.

张德二. 2004. 中国三千年气象记录总集［M］. 南京：凤凰出版

社，江苏教育出版社，3666pp. Zhang Deer. 2004. A Compendium of Chinese Meteorological Records of the Last 3000 Years [M] (in Chinese). Nanjing: Jiangsu Education Publishing House, 3666pp.

张德二. 2010. 历史文献记录用于古气候代用序列的校准试验 [J]. 气候变化研究进展，6 (1)：70－72. Zhang Deer. 2010. Test of calibration on the paleoclimatic proxy data by using Chinese historical records [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 6 (1): 70－72.

中国气象科学研究院. 1981. 中国近五百年旱涝分布图集 [M]. 北京：地图出版社，332pp. Academy of Meteorological Science of China, Central Meteorological Administration. 1981. Yearly Charts of Dryness/Wetness in China for the Last 500-year Period [M] (in Chinese). Beijing: Cartographic Publishing House, 332pp.

周谷城. 1957. 中国通史（下） [M]. 上海：上海人民出版社，512pp. Zhou Gucheng . 1957. History of China II [M] (in Chinese). Shanghai : People Press of Shanghai, 512pp.

吉振明，高学杰，张冬峰，等. 2010. 亚洲地区气溶胶及其对中国区域气候影响的数值模拟 [J]. 大气科学，34 (2)：262－274. Ji Zhenming, Gao Xuejie, Zhang Dongfeng, et al. 2010. Simulation of the aerosols over Asia and its climate effect on China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 262－274.

亚洲地区气溶胶及其对中国区域气候影响的数值模拟

吉振明[1,2,3] 高学杰[2] 张冬峰[2] 吴佳[2] 徐影[2]

1 中国科学院青藏高原研究所，北京 100085
2 国家气候中心，北京 100081
3 中国科学院研究生院，北京 100049

摘 要 使用一个耦合入化学过程的区域气候模式（RegCM3），在NCAR/NCEP再分析资料驱动下，通过多年时间尺度的连续积分，进行了亚洲区域气溶胶硫酸盐、黑碳和有机碳的时空分布及其直接气候效应的数值模拟。首先对模式的模拟能力进行了检验，结果表明，模式能够较好地模拟中国地区气温和降水的分布，对该区域气溶胶的时空分布有一定的模拟能力。模式模拟得到的气溶胶浓度分布在冬季南北差异较大而夏季较小。气溶胶浓度与其形成的大气层顶和地面负短波辐射强迫有较好的对应关系。四川盆地是气溶胶浓度及其产生的辐射强迫的高值区。气溶胶对地面气温和降水都产生影响。其中所引起的冬季气温降低，与气溶胶的分布和浓度有一定的对应关系，但夏季引起的降温中心位于河套及黄河下游地区。气溶胶使得冬季和夏季中国东部大部分地区的降水减少。同时，对气温和降水上述变化的原因进行了讨论。

关键词 区域气候模式 气溶胶 气候效应
文章编号 1006－9895 (2010) 02－0262－13 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

Simulation of the Aerosols over Asia and Its Climate Effect on China

JI Zhenming[1,2,3], GAO Xuejie[2], ZHANG Dongfeng[2], WU Jia[2], and XU Ying[2]

1 *Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100085
2 *National Climate Center, Beijing* 100081
3 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049

Abstract A regional climate model coupled with a chemistry-aerosol model (the ICTP RegCM3) is employed to simulate the anthropogenic aerosols including sulfate, black carbon and organic carbon and their direct effect on climate over Asia and China. The model is driven by the NCAR/NCEP re-analysis data. Multi-year simulations are conducted. Results show that the model performs well in reproducing present climate over the region. Simulation of the spatial and temporal patterns of aerosols is also reasonable although to a less extent. A greater latitudinal distribution of the aerosol concentration is simulated in winter compared to that in summer. Negative short wave radiative forcing is found at both the top of the atmosphere and the surface. The magnitude of the forcing is in good corre-

收稿日期 2008－11－09，2009－10－28 收修定稿
资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2006CB403707、2007BAC03A01、2009CB421407，公益性行业（气象）科研专项 GYHY200806010
作者简介 吉振明，男，1983年出生，博士研究生，从事区域气候模拟及气候变化研究工作。E-mail: jzm@itpcas.ac.cn
通讯作者 高学杰，E-mail: gaoxj@cma.gov.cn

spondence to the concentration of aerosols. The greatest concentration and largest radiative forcing are both found in the Sichuan Basin in Southwest China. Evident effects of the aerosols on both surface air temperature and precipitation are simulated over China. In winter, a drop in temperature impacted by aerosols is generally consistent with the aerosol concentration and distribution, whereas the largest decrease in temperature in summer is found in Hetao and the lower reaches of the Yellow River. The aerosol leads to a reduction of precipitation in eastern China both in winter and summer. The reasons for the temperature and precipitation changes are also presented in the paper.

Key words regional climate model, aerosol, climate effect

1 引言

硫酸盐、黑碳（BC）、有机碳（OC）、硝酸盐和工业矿物颗粒物等人为排放大气气溶胶，主要来源于化石燃料的燃烧、交通运输和工农业生产过程等。由于气溶胶生命周期短，一般为几天到几周，区域性尺度强，其辐射强迫作用一般位于排放源附近。IPCC（Intergovernmental Panel on Climate Change，政府间气候变化专门委员会）第四次评估报告（Forster et al., 2007；IPCC, 2007）指出，气溶胶对气候的影响不可忽视，全球平均人为硫酸盐气溶胶的直接辐射强迫作用约为-0.4 W/m^2（范围为-0.2～-0.6 W/m^2），来自化石燃料的黑碳气溶胶全球平均辐射强迫约为 0.2 W/m^2（范围为-0.05～0.35 W/m^2），同样来自化石燃料的有机碳气溶胶直接辐射强迫效应约为-0.05 W/m^2。

近 20～30 年来，随着经济的快速发展，中国和亚洲地区气溶胶排放大量增加，这将不可避免地对这里的气候产生很大影响。现在已有许多工作通过使用不同类型的数值模式（如辐射传输模式、全球和区域气候模式等）进行这方面的研究，包括气溶胶引起的辐射强迫、对气温和降水的影响等，取得了很多成果（王喜红等，2002；Giorgi et al., 2002；吴涧等，2002；高学杰等，2003；Qian et al., 2003；吴涧和符淙斌，2005；Huang et al., 2007；孙家仁和刘煜，2008a，2008b；张华等，2008）。如IPCC第四次评估报告（IPCC，2007）所指出的，气溶胶的气候效应具有非常大的不确定性，上述研究所得到的结果，在定性方面比较一致，如对地面产生负辐射强迫引起降温，对降水也有一定影响等，但具体在气温和降水的变化幅度和空间分布等方面，结果互相之间存在较大差异，此外，上述研究还较少考虑多种气溶胶的共同作用。

研究表明，具有较高分辨率的区域气候模式，对于东亚地区季风气候较全球模式有更好的模拟能力（高学杰等，2006；Zhou and Yu, 2006；Gao et al., 2008）。我们使用一个耦合了化学过程的区域气候模式，通过长时间积分，模拟了亚洲地区主要气溶胶（硫酸盐、黑碳、有机碳）的时空分布，分析了 3 种气溶胶综合辐射强迫的季节变化和地理分布特征，并给出了它们对中国地区地面气温和降水的影响。

2 模式简介和试验设计

本文所用模式为意大利国际理论物理中心（The Abdus Salam International Center for Theoretical Physics）在区域气候模式 RegCM2 基础上发展出的改进版 RegCM3（Pal et al., 2007），其所耦合的气溶胶模式，是 Solmon et al.（2006）在 Qian et al.（2001）方案基础上发展起来的，其中气溶胶的传输包括水平和垂直平流输送、水平和垂直湍流扩散，积云对流输送，地面排放，大尺度和对流降水清除（湿沉降），干沉降以及物理化学过程中的生成和耗损等。

在考虑各种类型气溶胶的辐射特性时，模式给定了单位质量各种类型气溶胶（硫酸盐、亲水黑碳和有机碳、厌水黑碳和有机碳）不同波长（19 个）的质量削光效率因子、单次散射反照率和非对称因子参数。其中在计算硫酸盐、亲水黑碳和有机碳气溶胶的光学特性时，考虑了湿度的影响，并且对于不同类型气溶胶采用不同的拟合公式计算其亲水增长（Solmon et al., 2006）。

气溶胶的气候效应包括直接和间接两种，前者通过散射和吸收太阳短波辐射直接影响气候，后者通过改变云的光学特性和寿命等间接影响气候。本试验中只考虑气溶胶的直接效应。

试验中模式水平分辨率取为 50 km，中心点在（32.0°N, 99.0°E），格点数目为 192×160（东西一南北）。为考虑整个亚洲地区气溶胶对中国气候的影

响，模式所取范围相对较大，覆盖中国、印度及周边（图1），垂直方向分为18层，顶层高度为10 hPa。辐射采用NCAR CCM3方案（Kiehl et al., 1996），陆面过程使用BATS1e（Dickinson et al., 1993），行星边界层方案为Holtslag方案（Holtslag et al., 1990），积云对流参数化方案选择为Grell方案（Grell, 1993）。

模式初始场和每6小时输入一次的侧边界场由NCAR/NECP再分析数据得到，海温使用美国海洋大气局（NOAA）的OISST资料（Reynolds et al., 2002）。

共进行2个试验，积分时间均为1987年1月1日到2002年12月31日，其中前12个月作为模式的初始化（spin-up）时段，不做分析，分析时段为1988年1月至2002年12月，共计15年的时间。

试验1（EXP1）为控制试验，其中不包括气溶胶；试验2（EXP2）为敏感性试验，引入了3种主要人为排放气溶胶（硫酸盐、黑碳、有机碳）的作用。试验2与试验1两者结果之差被视为气溶胶的气候效应。

硫酸盐气溶胶是由煤和石油燃烧产生的SO_2排放，在大气中经化学反应形成的。黑碳由化石燃料或木材等生物质的不完全燃烧产生。有机碳同样来源于化石燃料和生物质燃烧，主要由直接排放的一次有机气溶胶和经过大气化学反应生成的二次有机气溶胶组成。

为了便于分析，将中国境内排放源较集中的地区划分为3个子区域[图1（见文后彩图）]：北方（33.4°N～42.4°N，109.3°E～124.3°E）（简称NC）、南方（21.5°N～33.4°N，109.3°E～124.3°E）（简称SC）、四川盆地（27.7°N～32.6°N，105.5°E～109.3°E）（简称SCB）。

模式计算采用的排放清单，为日本全球变化前沿研究中心（Frontier Research Center for Global Change）制作的REAS（Regional Emission inventory in Asia）（Ohara et al., 2007），此排放清单曾被应用于中国地区NO_2和臭氧等研究（Li et al., 2008; Shi et al., 2008）。注意到这个资料仅有年际间变化，没有年内（季节）变化，分辨率为0.5°×0.5°（经纬度），在使用中，我们首先用双线性方法将其插值到了区域模式的计算格点上。

图2给出REAS中硫酸盐气溶胶的前体物SO_2、黑碳和有机碳1988～2002年的平均排放通量。由图2中可以看到，它们的空间分布呈现类似的特征，以中国东部和印度地区数值较大，其中中国北方和四川盆地是中国的两个排放中心，但SO_2的数值较黑碳和有机碳一般大一个数量级。

用于检验模式气候场（地面气温和降水）的观测资料，为国家气候中心基于751个观测台站制作的CN05气温（Xu et al., 2009）和降水的格点数据（Xie et al., 2007），其分辨率均为0.5°×0.5°经纬度。

中国地区自1980年代以来开始开展气溶胶方面的观测，取得了很多数据和分析结果。但总体来说气溶胶的观测还存在站点较少、空间分布不够均匀和资料比较分散等问题，在时间方面的连续性也不够，大多针对于个别过程或较短时间尺度（石广玉等，2008），从而较难将这些资料使用于气候学意义上多年模式结果检验。

相对而言，卫星遥感资料在空间和时间的连续性上具有一定优点。本研究采用2000～2002年MODIS第三级月平均格点资料（MOD08）中$\lambda=0.55\ \mu m$的气溶胶光学厚度（AOD），检验模式对气溶胶分布的模拟。MODIS资料在国内气溶胶分析中有很多应用，这里不再一一指出，可参阅石广玉等（2008）的回顾。

3 结果分析

3.1 模式模拟能力的检验

对区域基本气候场的模拟能力，是进行气溶胶及其气候效应模拟的基础。以往研究表明，RegCM3对东亚平均环流的特征和中国地区地面气温、降水的年、季地理分布和变化等具有较好的模拟能力，特别是在汛期降水方面（Gao et al., 2008; Zhang et al., 2008）。本节简要给出模式对中国地区年平均气温和降水的模拟和检验（图3）。

由图3a、b的对比可以看到，模式对中国地区年平均地面气温的模拟效果较好。在东部地势平坦地区，气温受纬度变化影响明显，南方高，北方低；在西部气温受地形影响显著，如西北的祁连山、天山等地，为气温低值区，而与其相邻的柴达木和准噶尔、塔里木盆地，则为高温中心。与观测相比，模拟的误差主要为西部地区存在1～2℃的冷偏差，更进一步的分析表明这种冷偏差主要出现于冬季（图略）。

图3c、d分别给出中国年平均降水的观测和模拟，从图中可以看到，观测中区域降水自东南向西

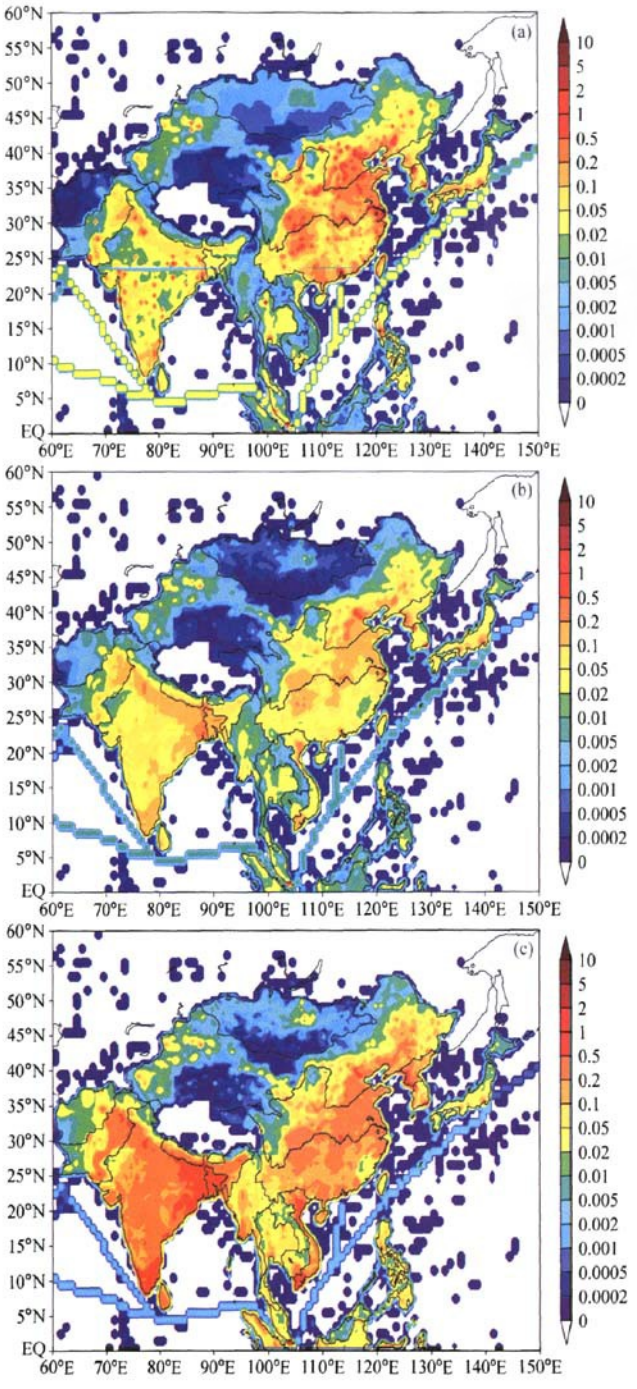


图 2　亚洲区域排放清单：(a) SO_2(单位：$10^{-9}kg\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$)；(b) 黑碳 (单位：$10^{-10}kg\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$)；(c) 有机碳 (单位：$10^{-10}kg\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$)

Fig. 2　Emission inventory in Asia: (a) SO_2(units: $10^{-9}kg\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$); (b) BC (units: $10^{-10}kg\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$); (c) OC (units: $10^{-10}kg\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$)

北递减的层次得到较好的模拟，一些地形性降水也有较好的体现，如祁连山、天山等地的降水中心。与观测差别较大的，主要有在东北和华北北部地区降水模拟过多，而在东南地区则偏少等，其中以冬季模拟偏差的百分率较大 (图略)。

图 4a、b 分别给出冬季气溶胶 AOD 的观测

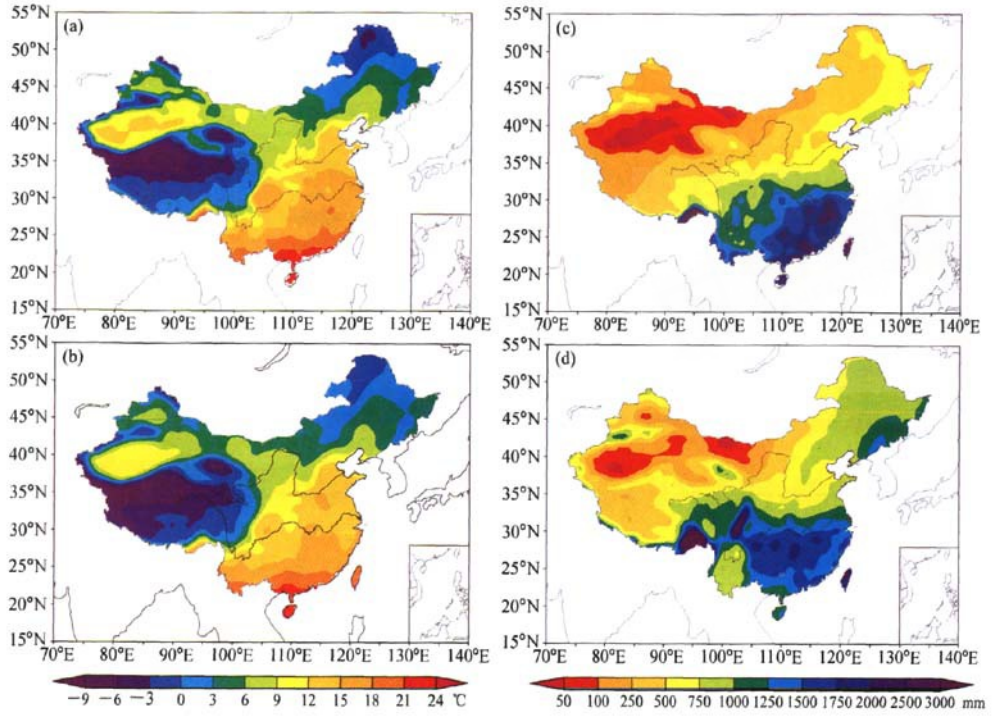


图 3 中国年平均地面 (a、b) 气温和 (c、d) 降水的 (a、c) 观测与 (b、d) 模拟

Fig. 3 (a, c) Observed and (b, d) simulated annual mean (a, b) temperature and (c, d) precipitation over China

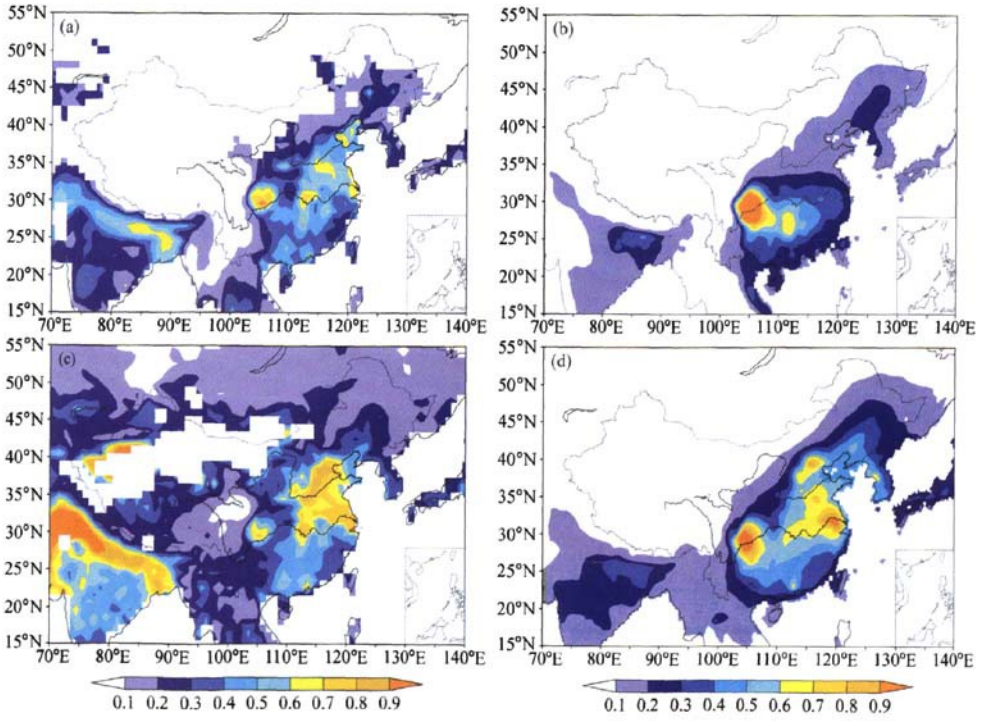


图 4 (a、b) 冬季、(c、d) 夏季平均气溶胶光学厚度的 (a、c) 观测和 (b、d) 模拟

Fig. 4 (a, c) Observed and (b, d) simulated aerosol optical depth averaged for (a, b) winter and (c, d) summer

（MODIS资料）和模式的模拟。由两者的对比可以看到，模拟的AOD与观测在空间分布上表现出一定的一致性，观测中四川盆地和长江中游等高值中心，以及在西部、东南沿海的低值区等在模拟中都有较好体现。但所模拟的自四川盆地的大值区，与观测相比数值偏大。华北地区存在的模拟低于观测值的现象，可能是由于冬季该地区生物质燃烧排放较大，但所使用的排放清单中不包括季节变化。此外，模式模拟的冬季风过强（Zhang et al., 2008），可能也是北方地区AOD模拟偏小的原因。

夏季卫星观测资料中的AOD高值中心，在中国范围内包括四川盆地、长江中下游部分地区、华北等（图4c）。相对于观测，模式模拟的四川盆地和长江下游的AOD数值偏大，华北偏小（图4d）。华北地区AOD偏小，可能有以下几个方面的原因：模式本身的误差（环流和降水等）（Zhang et al., 2008），排放清单的误差，气溶胶的种类考虑得较少（如模拟不考虑该地区麦收后秸杆燃烧产生的生物质、硝酸盐气溶胶NO_x、夏季更活跃的有机挥发物VOC排放等），此外，反演的MODIS气溶胶AOD可能也存在不够准确的问题（王莉莉等，2007）。具体原因需要更深入的分析和数值试验说明。观测中位于印度半岛西北部的高值中心，在模拟中也不存在，这可能是由沙尘气溶胶形成的（模拟也没有考虑）。

RegCM3模式和其中的化学过程总体上是基于欧洲地区气候特点发展而来的（Solmon et al, 2006），经过在东亚地区多年的发展和应用，RegCM系列模式现在对这一地区气候的模拟能力相对较好（Gao et al., 2001, 2008），但在气溶胶方面还显不足，是未来需要改进的地方。

3.2 气溶胶分布的模拟

图5给出模式模拟的硫酸盐、黑碳和有机碳气溶胶冬、夏季平均柱含量分布。冬季硫酸盐气溶胶（图5a）主要分布在印度半岛东北部、中南半岛以及我国东部的黄河以南地区，最大值出现在四川盆地，中心含量在25 mg/m^{2}以上，可能受较强冬季风影响，硫酸盐的柱含量在排放同样较多的我国东北（图2a）并不是很大。三个子区域平均的柱含量（见表1），以SCB最大（18.3 mg/m^2），其次为SC（8.5 mg/m^2），NC浓度最小，平均柱含量为3.4 mg/m^2。

夏季硫酸盐气溶胶（图5b）的主要分布特征和冬季类似，但范围和数值更大，其中大于25 mg/m^{2}的高值区主要位于我国四川盆地，长江以北至华北平原大部分地区的柱含量在20 mg/m^{2}以上。相对于冬季，三个子区域平均中，SCB变化不大但仍然是最高，NC和SC区域均有较大增加，含量分别为14.9 mg/m^{2}和15.4 mg/m^2（表1）。

吴涧等（2002）使用耦合了化学过程的RegCM2模式，对1994年1、4、7、10月中国地区硫酸盐气溶胶分布进行了模拟，得到的1、7月硫酸盐气溶胶的分布与本文结果较一致，但位于四川盆地的最高值略微高于本文结果，此外，冬季位于长江三角洲的次大值区域，本试验也未模拟出来。

冬季黑碳气溶胶（图5c）主要分布在印度半岛和我国东部，2个大于1.25 mg/m^{2}的高值中心分别位于印度半岛东北部和四川盆地。夏季分布（图5d）与冬季类似，但夏季的2个高值中心的强度减弱，这可能与夏季季风降水引起的湿沉降有关，此外，夏季在华北地区北部出现了一个新的大值区。由表1可以看到，相对于硫酸盐气溶胶，3个子区域平均的黑碳冬夏季变化不是很大，此外硫酸盐气溶胶的柱含量一般较黑碳大20多倍。

有机碳在中国东部的分布在冬夏季差别不是很大（图5e、f），印度半岛东北部的柱含量在两个季

表1 三个子区域各物理量的变化

Table 1 The changes of physical quantities in the three sub-regions

	冬季			夏季		
	NC	SC	SCB	NC	SC	SCB
硫酸盐平均柱含量/mg·m^{-2}	3.4	8.5	18.3	14.9	15.4	21.3
黑碳平均柱含量/ mg·m^{-2}	0.4	0.5	1.0	0.6	0.5	0.9
有机碳平均柱含量/ mg·m^{-2}	0.9	2.0	2.6	1.8	1.9	2.9
大气层顶平均短波辐射强迫/ W·m^{-2}	−3.1	−7.2	−19.2	−11.4	−13.5	−19.0
地面平均短波辐射强迫/ W·m^{-2}	−6.0	−13.2	−25.0	−17.5	−19.3	−25.9
地面气温/℃	−0.1	−0.1	−0.3	−0.3	−0.1	−0.1
降水	−0.9%	−3.9%	−3.4%	−9.1%	1.7%	−10.8%

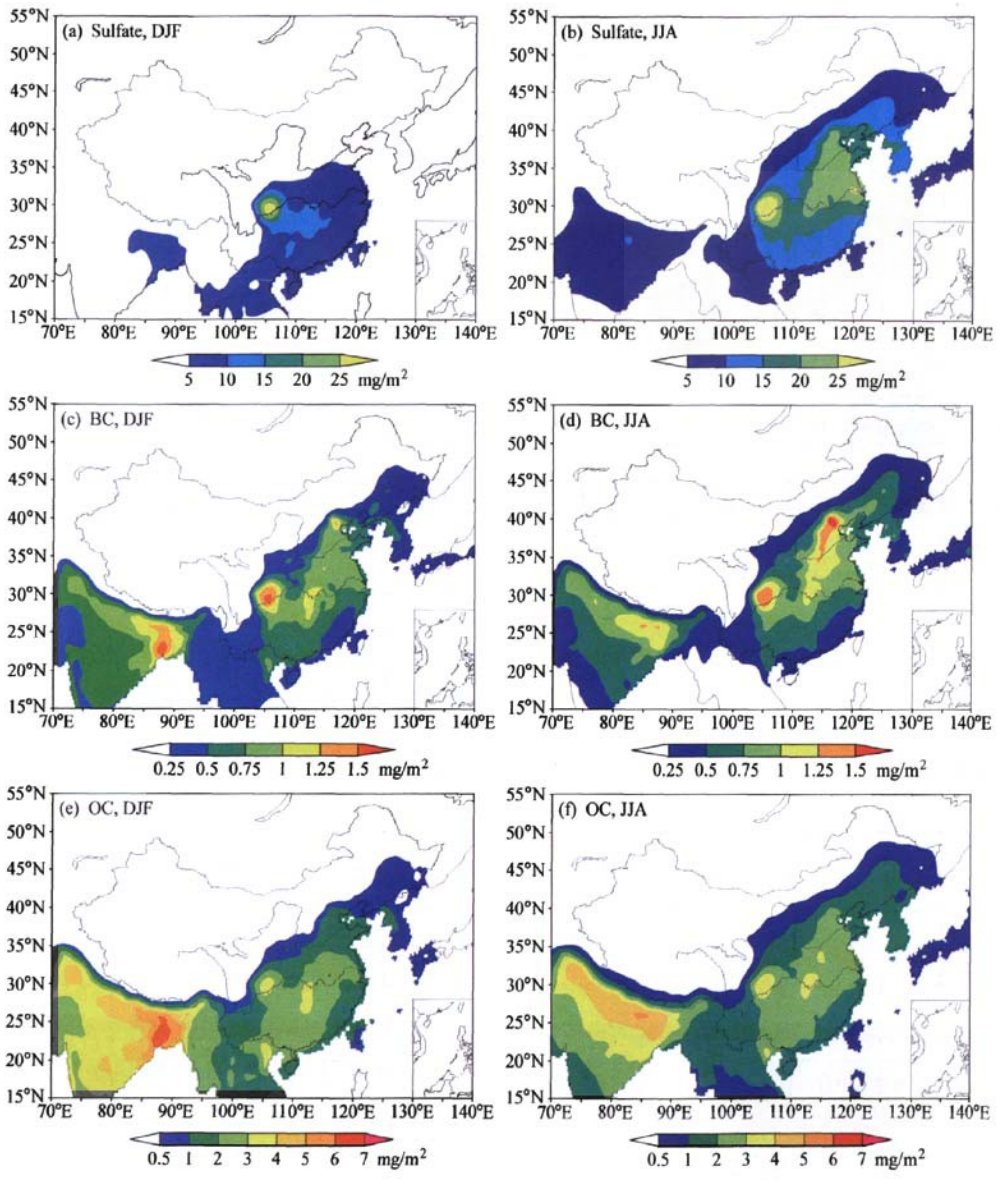


图 5 (a、c、e) 冬季、(b、d、f) 夏季 (a、b) 硫酸盐、(c、d) 黑碳、(e、f) 有机碳气溶胶平均柱浓度含量

Fig. 5 The (a, c, e) winter and (b, d, f) summer mean column burden of (a, b) sulfate, (c, d) BC, and (e, f) OC

节都是区域最高的，并以冬季更大。中国境内有机碳在各子区域的平均柱浓度，除 NC 的夏季高于冬季外，其他两个子区域的季节差别不大，数值以冬季 SCB 最大，有机碳的数值一般较硫酸盐小 10 倍左右 (表 1)。

模拟给出的气溶胶分布具有夏季高于冬季的特点，与实际观测和其他模拟中的冬季高于夏季不同 (Cao et al., 2007; Kim et al., 2007)。其原因一方面在于模式对气候态和气溶胶传输等模拟中产生的误差，另一方面可能是由于气溶胶本身具有明显季节循环，中国地区气溶胶分布在冬季高夏季低，而我们使用的排放清单不包括季节循环造成的。模式对气溶胶分布模拟所产生的误差，增加了结果中的不确定性。

3.3 气溶胶短波辐射强迫

硫酸盐气溶胶和有机碳都属于散射性气溶胶，黑碳属于吸收性气溶胶，它们的综合作用不是简单的线性叠加，而是取决于 3 种气溶胶混合后的总体

辐射性质。图 6（见文后彩图）给出模式模拟的气溶胶在大气层顶及地面的短波辐射强迫分布，由图中可以看到，3 种气溶胶综合的辐射效应均为负值。

大气层顶的辐射强迫，冬季的主要负强迫区位于我国南方，其中以四川盆地最大，中心值在－20 W/m² 以上，北方的负强迫值相对较小（图 6a 和表 1）。夏季（图 6b）负强迫区的分布范围较广，包括印度半岛、中南半岛至我国中、东部，数值一般也较冬季大，最大值同样出现在四川盆地。与冬季相比，各子区域大气层顶辐射强迫平均值差异相对较小（见表 1），仍然以 SCB 最大，为－19.0 W/m²。

由图 6c、d 可以看到，冬、夏季气溶胶的地面短波辐射强迫分布与大气层顶辐射强迫分布较一致，但数值更大一些，同样，以 SCB 子区域的平均负强迫极值最大，冬、夏季平均分别为－25.0 W/m² 和－25.9 W/m²。

注意到 Giorgi et al.（2002）使用较早版本的 RegCM 模式进行的 5 年时间长度中国东部硫酸盐和黑碳气溶胶及其气候效应的模拟结果中，所给出的硫酸盐气溶胶的大气层顶辐射强迫与本研究得到综合强迫相比，在分布型上比较相似，但前者的数值平均小一倍左右。

Qian et al.（2003）使用气候版本的 MM5 模式进行了中国地区气溶胶气候效应 5 年时间长度的模拟，其中给出的地面辐射强迫，其使用的气溶胶分布为事先给定（prescribed），种类较多（6 种）。所得到的地面强迫辐射的数值，同样在冬夏、季都和本研究得到的结果具有类似的分布型，但数值同样要小，特别是在夏季。

3.4　气溶胶对地面气温和降水的影响

图 7 给出气溶胶引起的中国境内（大陆）地面气温、降水及夏季 850 hPa 风场变化的分布。

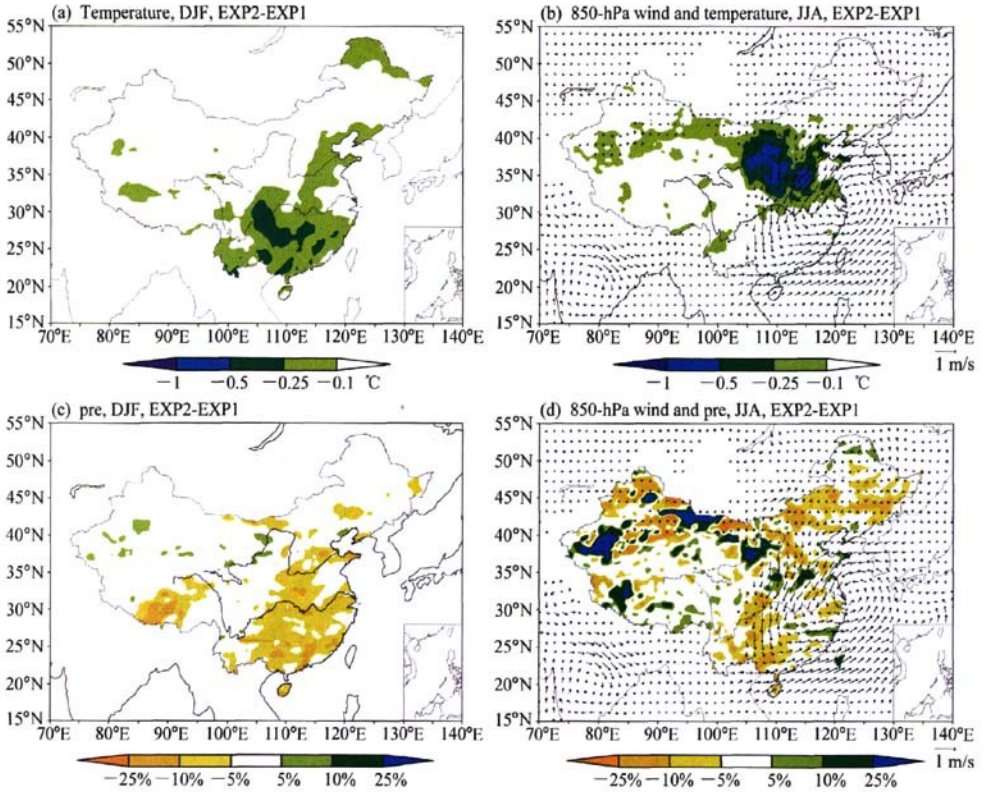


图 7　气溶胶对中国地区地面气温、降水及夏季 850 hPa 风场的影响：(a) 冬季气温；(b) 夏季气温和 850 hPa 风场；(c) 冬季降水；(d) 夏季降水和 850 hPa 风场

Fig. 7　Simulated aerosol effects on surface temperature, precipitation, and 850-hPa wind field: (a) Temperature in DJF; (b) temperature and 850-hPa wind in JJA; (c) precipitation in DJF; (d) precipitation and 850-hPa wind in JJA

引入气溶胶后，冬季地面气温降低（图7a），主要降温区位于华北平原、山东半岛和长江以南大部分地区，降温幅度一般超过0.1℃，西南地区个别地方会达到0.25℃以上。SCB和SC的平均降温分别为－0.3℃和－0.1℃（见表1）。气溶胶对我国其他地区地面气温影响较小。气溶胶引起的西南四川盆地地区降温，和观测给出的结果表现出一致性（Qian and Giorgi，2000）。冬季降温的分布与各种气溶胶的平均柱浓度（图4a、c、e）和引起的辐射强迫负值区分布（图6a）较为一致，这主要是由于冬季我国降水和云量相对较少，气溶胶对太阳短波辐射的散射和反射作用更为直接引起的。

相对于冬季，夏季地面气温的变化与气溶胶浓度及其辐射强迫的分布表现出较大的不一致。如图7b所示，夏季大的降温出现在黄河中游的河套至其东部的华北及长江以北地区，其中位于河套及黄河下游的降温中心数值达到－0.5～－1.0℃间。三个子区域中，以NC降温幅度最大（0.3℃），而SCB和SC均小于0.1℃。夏季，中国地区的气流以西南和东南季风为主，注意到夏季气溶胶引起的最大降温与气溶胶分布及辐射强迫的最大值并不重合。由图7b中850 hPa风场变化可以看到，模式中在引入气溶胶作用后，在中国东部产生了一个气旋式环流，环流中心位于长江出海口外，北方大部分地区均处于气旋左上部偏北气流控制之下，形成冷平流，并在一定程度上阻止了南方暖空气的向北输送，这是该地区降温的可能原因之一。

与Giorgi et al.（2002）给出的硫酸盐气溶胶对气温的影响相比，冬季两者分布型较为相似，但我们模拟的数值基本偏小一倍左右。夏季，两个模拟得到的气温变化分布型也有类似之处，如两者降温均在河套一带最大等，但本模拟得到的四川盆地和长江以南的降温偏小，而北方的降温中心则偏大一倍左右。

Qian et al.（2003）模拟得到气溶胶在冬季引起的降温，在中国南方大部分地区达到近－1℃。在夏季有两个较大的降温区，其中一个位于四川盆地，中心数值超过－1℃，另一个位于北方自华北至河套以南地区，但数值偏小，在－0.3～－0.6℃间。

图7c、d分别给出气溶胶引起的中国冬、夏季平均降水变化，由图中可以看到，与Giorgi et al.（2002）和Qian et al.（2003）的模拟结果类似，气溶胶会引起中国降水普遍减少。

具体在本模拟中冬季降水变化（图9c）的主要特点，为中国东部降水的普遍减少，减少值一般在5%～10%之间，个别地区达到10%～25%。各子区域中，NC降水减少最少，为－0.9%（见表1），SCB为－3.4%，SC最大，为－3.9%。冬季降水的变化可能是因为气溶胶引起低层气温降低，直接增加大气稳定度，减弱垂直运动，从而导致降水减少。

夏季降水变化（图7d）在中国西部正负相间。东部降水以减少为主，减少较明显的地区包括内蒙古中西部至东北中部，以及位于西南的四川、重庆、贵州、广西及云南西部，减少的幅度在个别地方可以达到10%。以长江出海口外为中心的气旋式环流，在其北部的黄海和渤海造成降水大范围增加（图中未给出），此外在其外围的西北和南部个别地方，也引起了降水增加。各子区域平均的变化，在NC和SCB为减少10%左右，SC则为一个微弱的增加（1.7%）。

从夏季850 hPa环流场可以看到，中国南方在107°E～110°E间有较强的北风距平，这对西南暖湿气流的向北输送产生一定的阻碍作用，引起这一地区降水的减少，但总体来看模拟得到的中国降水变化，与周天军等（2008）对其他研究的综述类似，并没有出现观测中的“南涝北旱”现象。

气溶胶排放引起的辐射强迫，和自然的沙尘气溶胶辐射强迫量级相似，但对气温和降水的影响相对大很多（Zhang et al.，2009）。

4 小结和讨论

使用RegCM3区域气候模式，对东亚地区人为排放气溶胶（硫酸盐、黑碳、有机碳）及其直接气候效应进行了数值模拟和初步分析。首先在对模式所模拟的气候场和气溶胶分布进行检验的基础上，分析了气溶胶对中国气候可能产生的影响。结果表明：

（1）模式能够较好地模拟中国地区气候，对气溶胶的分布具有一定模拟能力，但也存在许多需要改进的地方。3种气溶胶柱含量的分布随季节不同有所变化，一般来说都是夏季浓度高于冬季，冬季北方浓度小于南方，其中以硫酸盐气溶胶分布的季节变化最大。四川盆地全年都为气溶胶柱含量的高值区。3种气溶胶综合引起了大气层顶和地面短波的负辐射强迫，辐射强迫的分布和季节变化与气溶

胶的柱含量表现出一定的对应关系，地面的辐射强迫数值大于大气层顶。

(2) 气溶胶引起地面气温下降。其中，冬季气温的下降与气溶胶浓度分布有密切关系，降温主要出现在南方，但夏季气温的变化则与气溶胶浓度分布的关系不大，降温中心位于河套地区，数值可以达到0.5℃以上。气溶胶对冬、夏季中国东部降水，总体来说均产生一定的减少作用，减少的幅度一般在5%～10%之间。

需要指出的是，到目前为止，对气溶胶及其气候效应的模拟仍是十分复杂的问题，存在许多不确定性，特别是在对气温和降水影响的模拟上。本文模拟得到的气溶胶分布与观测结果（AOD）相差较大，尤其是华北地区气溶胶模拟结果明显偏低，从而在较大程度上影响了模拟结果的可信性程度。上述偏差产生的原因，主要包括模式对气候场本身和对气溶胶分布模拟的误差两个方面，此外排放源可能也是误差来源之一。

未来还需要通过模式及气溶胶过程的改进以及包括气溶胶间接气候效应的引入，中国地区排放清单的更合理应用①，系统性观测资料的搜集及在模式检验中的应用，更长时间的积分和统计显著性分析等多方面的工作，得到气溶胶对中国气候影响的更可靠结果。

目前，不同气候模式及模式的不同版本所给出的气候效应差异较大，反映了气溶胶模拟中的不确定性，特别是在气温和降水方面。未来需要开展如大气和耦合模式所进行的AMIP、CMIP类比较试验（王会军，1997；Meehl et al.，2000），如进行多个区域气候模式在相同的区域、时段、侧边界场、排放源等条件下运行，并对结果进行比较，以更深入地了解气溶胶效应及其不确定性。

气候变化的成因，有自然变率和人类活动两个方面，其中人类活动影响气候的因素，包括温室气体（Gao et al，2001）、土地利用（高学杰等，2007）、本文所述的气溶胶强迫等，未来需要更多的数值试验和模拟，以考察它们各自和综合的作用，从而更好地理解中国地区当代气候及其变化的成因。

参考文献 (References)

Cao J J, Lee S C, Chow J C, et al. 2007. Spatial and seasonal distributions of carbonaceous aerosols over China [J]. J. Geophys. Res., 112: D22S11, doi: 10.1029/2006JD008205.

Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN－387＋STR, National Center for Atmospheric Research.

Forster P, Ramaswamy V, Artaxo P, et al. 2007. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing [M] // Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WGI to the IPCC AR4. Solomon S, Qin D, Manning M, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the IPCC AR4 [M]. Solomon S, Qin D, Manning M, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

Kim M-K, Lau W K M, Kim K-M, et al. 2007. A GCM study of effects of radiative forcing of sulfate aerosol on large scale circulation and rainfall in East Asia during boreal spring [J]. Geophys. Res. Lett., 34, L24701, doi: 10.1029/2007GL031683.

Gao X J, Zhao Z C, Ding Y H, et al. 2001. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (6): 1224－1230.

高学杰，林一骅，赵宗慈. 2003. 用区域气候模式模拟人为硫酸盐气溶胶在气候变化中的作用 [J]. 热带气象学报，19 (2)：169－176. Gao Xuejie, Lin Yihua, Zhao Zongci. 2003. Modelling the effects of anthropogenic sulfate in climate change by using a regional climate model [J]. Journal Tropical Meteorology (in Chinese), 9 (2): 173－180.

高学杰，徐影，赵宗慈，等. 2006. 数值模式不同分辨和地形对东亚降水模拟影响的试验 [J]. 大气科学，30 (2)：185－192. Gao Xuejie, Xu Ying, Zhao Zongci, et al. 2006. Impacts of horizontal resolution and topography on the numerical simulation of East Asian precipitation [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 30 (2): 185－192.

高学杰，张冬峰，陈仲新，等. 2007. 中国当代土地利用对区域气候影响的数值模拟 [J]. 中国科学 (D辑)，37 (3)：397－404. Gao Xuejie, Zhang Dongfeng, Chen Zhongxin, et al. 2007. Land use effects on climate in China as simulated by a regional climate model [J]. Sci. China (Ser. D), 50 (4): 620－628.

Gao X J, Shi Y, Song R Y, et al. 2008. Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM [J]. Meteor. Atmos. Phys., 100: 73－86.

Giorgi F, Bi X, Qian Y. 2002. Direct radiative forcing and regional climatic effects of anthropogenic aerosols over East Asia: A re-

① 曹国良. 2008. 中国关键大气成分排放清单 [R]. 中国气象科学研究院博士后出站报告.

gional coupled climate-chemistry/aerosol model study [J]. J. Geophys. Res., 107 (D20): 4439-4456.

Grell G A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations [J]. Mon. Wea. Rev., 121: 764-787.

Holtslag A A M, De Bruijn E I F, Pan H L. 1990. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting [J]. Mon. Wea. Rev., 118: 1561-1575.

Huang Y, Chameides W L, Dickinson R E. 2007. Direct and indirect effects of anthropogenic aerosols on regional precipitation over East Asia [J]. J. Geophys. Res., 112, D03212, doi: 10.1029/2006JD007114.

Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. 1996. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3) [R]. Tech. Rep. NCAR/TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research.

Li J, Wang Z, Akimoto H, et al. 2008. Regional-scale modeling of near-ground ozone in the Central East China, source attributions and an assessment of outflow to East Asia—The role of regional-scale transport during MTX2006 [J]. Atmos. Chem. Phys. Discuss., 8: 13159-13195.

Meehl G A, Boer G J, Covey C, et al. 2000. The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 81: 313-318.

Ohara T, Akimoto H, Kurokawa J, et al. 2007. An Asian emission inventory of anthropogenic emission sources for the period 1980-2020 [J]. Atmos. Chem. Phys., 7: 4419-4444.

Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. 2007. Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCNET [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 88 (9): 1395-1409.

Qian Y, Giorgi F. 2000. Regional climatic effects of anthropogenic aerosols? The case of southwestern China [J]. Geophys. Res. Lett., 27: 3521-3524.

Qian Y, Giorgi F, Huang Y, et al. 2001. Regional simulation of anthropogenic sulfur over East Asia and its sensitivity to model parameters [J]. Tellus B, 53: 171-191.

Qian Y, Leung L R, Ghan S J, et al. 2003. Regional climate effects of aerosols over China: Modeling and observation [J]. Tellus B, 55: 914-934.

Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al., 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate [J]. J. Climate, 15: 1609-1625.

石广玉, 王标, 张华, 等. 2008. 大气气溶胶的辐射与气候效应 [J]. 大气科学, 32 (4): 826-840. Shi Guangyu, Wang Biao, Zhang Hua, et al. 2008. The radiative and climatic effects of atmospheric aerosols [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 32 (4): 826-840.

Shi C, Fernando H, Wang Z F, et al. 2008. Tropospheric NO_2 columns over east central China: Comparisons between SCIAMACHY measurements and nested CMAQ simulations [J]. Atmos. Environ, 42: 7165-7173.

Solmon F, Giorgi F, Liousse C. 2006. Aerosol modeling for regional climate studies: Application to anthropogenic particles and evaluation over a European/African domain [J]. Tellus B, 58: 51-72.

孙家仁, 刘煜. 2008a. 中国区域气溶胶对东亚夏季风的可能影响 (I): 硫酸盐气溶胶的影响 [J]. 气候变化研究进展, 4 (2): 111-116. Sun Jiaren, Liu Yu. 2008a. Possible effect of aerosol over China on East Asia summer monsoon (I): Sulfate aerosols [J]. Adv. Clim. Change Res. (in Chinese), 4 (2): 111-116.

孙家仁, 刘煜. 2008b. 中国区域气溶胶对东亚夏季风的可能影响 (II): 黑碳气溶胶及其与硫酸盐气溶胶的综合影响 [J]. 气候变化研究进展, 4 (3): 161-166. Sun Jiaren, Liu Yu. 2008b. Possible effect of aerosol over China on East Asia summer monsoon (II): Black carbon and its joint effect with sulfate aerosols [J]. Adv. Clim. Change Res. (in Chinese), 4 (3): 161-166.

王会军. 1997. 国际大气环流模式比较计划 (AMIP) 进展 [J]. 大气科学, 21 (5): 633-637. Wang Huijun. 1997. The advance of the atmospheric model intercomparison project (AMIP) [J]. Chinese J Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 21 (5): 633-637.

王莉莉, 辛金元, 王跃思, 等. 2007. CSHNET 观测网评估 MODIS 气溶胶产品在中国区域的适用性 [J]. 科学通报, 52 (4): 477-486. Wang Lili, Xin Jinyuan, Wang Yuesi, et al. 2007. Validation of MODIS aerosol products by CSHNET over China [J]. Chinese Sci. Bul., 52 (12): 1708-1718.

王喜红, 石广玉, 马晓燕. 2002. 东亚地区对流层人为硫酸盐辐射强迫及其温度响应 [J]. 大气科学, 26 (6): 751-760. Wang Xihong, Shi Guangyu, Ma Xiaoyan. 2002. The direct radiative forcing of anthropogenic sulfate and its temperature response over the East Asia [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 26 (6): 751-760.

吴涧, 蒋维楣, 刘红年, 等. 2002. 硫酸盐气溶胶直接和间接辐射气候效应的模拟研究 [J]. 环境科学学报, 22 (2): 129-134. Wu Jian, Jiang Weimei, Liu Hongnian, et al. 2002. Simulation of the direct and indirect radiative effects of sulfate aerosols [J]. Acta Scientiae Circumstantiae (in Chinese), 22 (2): 129-134.

吴涧, 符淙斌. 2005. 近五年来东亚春季黑炭气溶胶分布输送和辐射效应的模拟研究 [J]. 大气科学, 29 (1): 111-119. Wu Jian, Fu Congbin. 2005. Simulation research of distribution transportation and radiative effects of black carbon aerosol in recent five spring seasons over East Asia region [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 29 (1): 111-119.

Xu Y, Gao X J, Shen Y, et al. 2009. A daily temperature dataset over China and its application in validating a RCM simulation [J]. Adv. Atmos. Sci., 26 (4): 763-772.

Xie P P, Yatagai A, Chen M Y, et al. 2007. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia [J]. J. Hydrometeor., 8: 607-625.

Zhang D F, Gao X J, Ouyang L C, et al. 2008. Simulation of present climate over East Asia by a regional climate model [J]. J. Trop. Meteor., 14 (1): 19-23.

Zhang D F, Zakey A S, Gao X J, et al. 2009. Simulation of dust aerosol and its regional feedbacks over East Asia using a regional climate model [J]. Atmos. Chem. Phys., 9: 1095 - 1110.

张华，马井会，郑有飞. 2008. 黑碳气溶胶辐射强迫全球分布的模拟研究 [J]. 大气科学，32 (5)：1147 - 1158. Zhang Hua, Ma Jinghui, Zheng Youfei. 2008. The study of global radiative forcing due to black carbon aerosol [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 32 (5): 1147 - 1158.

Zhou T J, Yu R C. 2006. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulation by coupled climate models [J]. J. Climate, 19 (22): 5843 - 5858.

周天军，李立娟. 李红梅，等. 2008. 气候变化的归因与预估模拟研究 [J]. 大气科学，32 (4)：906 - 922. Zhou Tianjun, Li Lijuan, Li Hongmei, et al. 2008. Progress in climate change attribution and projection studies [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 32 (4): 906 - 922.

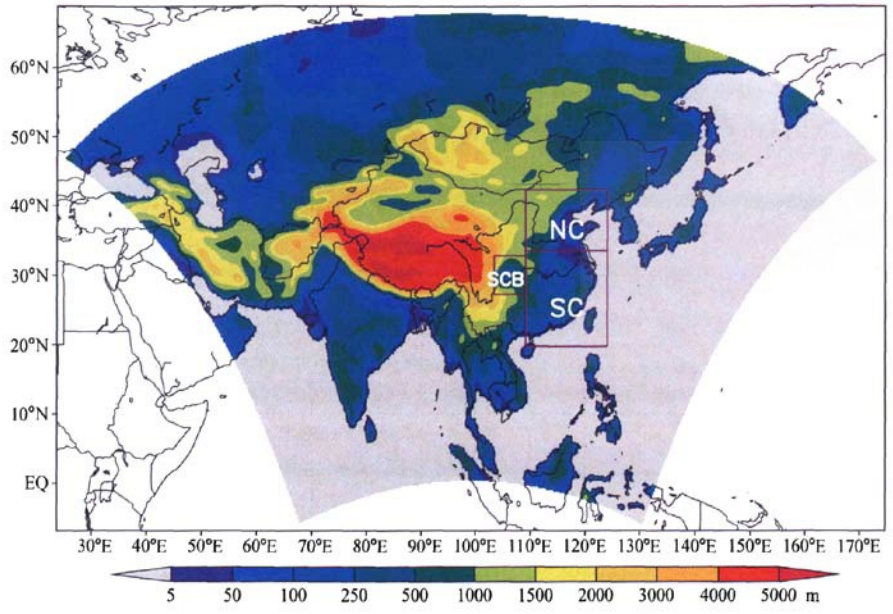


图 1 模式范围、地形高度及子区域示意图

Fig. 1 Model domain, topography, and three sub-regions

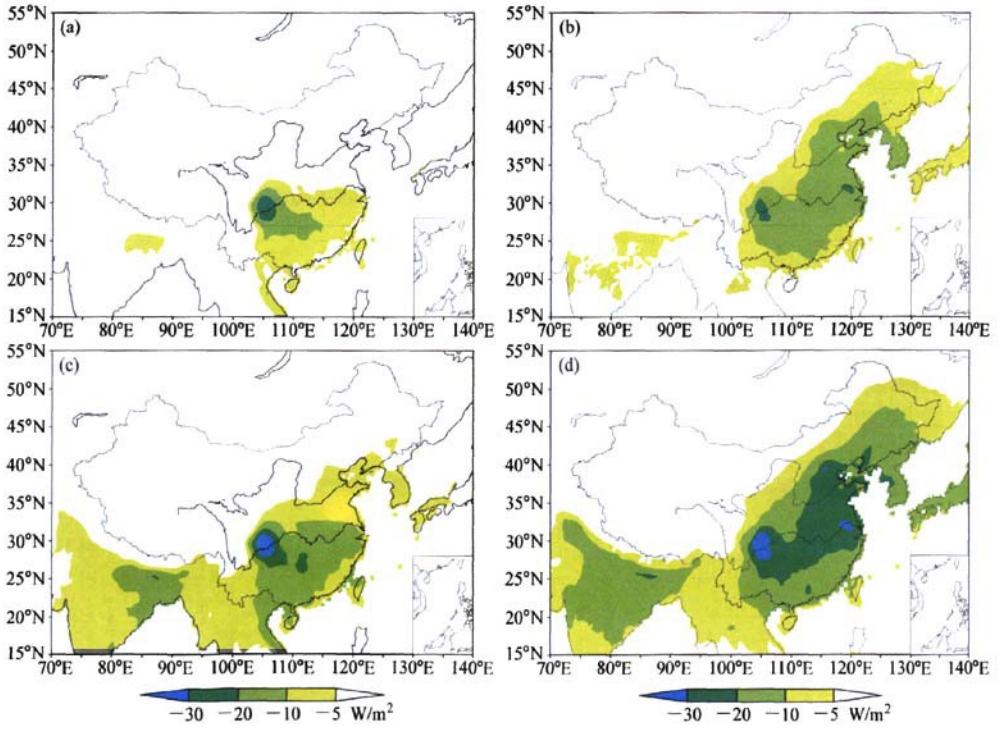


图 6 (a、c) 冬季、(b、d) 夏季模拟 (a、b) 大气层顶及 (c、d) 地面平均短波辐射强迫 (单位: W/m²)

Fig. 6 Simulated (a, c) winter and (b, d) summer mean short wave radiative forcing at (a, b) the top of atmosphere and (c, d) the surface

颉卫华，吴统文. 2010. 全球大气环流模式 BCC_AGCM2.0.1 对 1998 年夏季江淮流域强降水过程的回报试验研究 [J]. 大气科学，34 (5)：962－978. Jie Weihua，Wu Tongwen. 2010. Hindcast for the 1998 summer heavy precipitation in the Yangtze and Huaihe River valley using AGCM BCC_AGCM2.0.1 model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)，34 (5)：962－978.

全球大气环流模式 BCC_AGCM2.0.1 对 1998 年夏季江淮流域强降水过程的回报试验研究

颉卫华[1,2]　吴统文[2]

1 中国气象科学研究院，北京　100081
2 国家气候中心，北京　100081

摘　要　利用中国气象局北京气候中心全球大气环流模式（BCC_AGCM2.0.1）对 1998 年 6 月 24 日～7 月 3 日发生在我国江淮流域的强降水天气过程进行了回报试验。模式起报时间为 1998 年 6 月 24 日 00 时，使用前 10 天 NCEP-II 再分析逐时温度、涡度和散度场进行预报前初始协调（spin-up）积分，产生模式初值，预报时段为 1998 年 6 月 24 日～7 月 10 日，回报试验结果表明：模式对全球 500 hPa 位势高度的天气尺度演变过程具有 4～7 天的可预报性；BCC_AGCM2.0.1 模式对中国区域的降水以及大气环流场具有 3～4 天的可预报性，6 月 24 日起报后 3 天内的预报降水区域位置与实况一致，但中心强度有所差异。对起报后未来 2 天的 5 mm 和 10 mm 以上的降水预报能力相对较强，ETS 评分值达到了 0.25 以上，HK 评分超过了 0.4，降水区域范围预报较为准确，BIA 评分趋于 1.0。模式对 20 mm 以上的降水也具有一定的可预报性，但模式对大于 30 mm 以上强降水的预报能力较差。

关键词　1998 年夏季江淮流域降水　全球大气环流模式　回报试验

文章编号　1006－9895 (2010) 05－0962－17　　**中图分类号**　P426　　**文献标识码**　A

Hindcast for the 1998 Summer Heavy Precipitation in the Yangtze and Huaihe River Valley Using BCC_AGCM2.0.1 Model

JIE Weihua[1,2] and WU Tongwen[2]

1 *Chinese Academy of Meteorological Sciences*, *Beijing* 100081
2 *National Climate Center*, *Beijing* 100081

Abstract　A hindcast for the heavy precipitation events occurring in the region of the Yangtze River and the Huaihe River in China from 24 June to 3 July 1998 was performed using the Beijing Climate Center Atmospheric General Circulation Model version 2.0.1 (BCC_AGCM2.0.1) of China Meteorological Administration. The BCC_AGCM 2.0.1 model was run from 0000 UTC 24 June to 10 July 1998. The model initial values were generated by using the hourly temperature, vorticity, and divergence of NCEP reanalysis data to spin up for 10 days integration before the beginning of forecast. The results of hindcast experiment show that the predictability timescale of the 500-hPa geopotential heights over the whole globe is about 4－7 days, and that for the circulation field over China about 3－4 days. The spatial distribution of forecasted rainfall regions over China is nearly coincident with the observation dur-

收稿日期　2009－11－02，2010－02－11 收修定稿

资助项目　公益性行业（气象）科研专项 GYHY200806006、GYHY200706005，科技部支撑项目 2007BAC29B03、2009BAC51B03，国家重点基础研究发展计划项目 2010CB951902

作者简介　颉卫华，男，1984 年出生，硕士，主要从事气候模拟研究。E-mail：catejj2007@yahoo.com.cn

通讯作者　吴统文，E-mail：twwu@cma.gov.cn

ing the first 3 days after initial forecast time, but the rainfall intensity has some regional differences between the hindcast and the observation. The predictability for forecasted daily precipitation at different thresholds is tested using BIA, ETS, and HK scores. In the 2 days of forecast, the BCC_AGCM2.0.1 model has high predictability for the daily precipitation above 5 mm and 10 mm, and the ETS score is above 0.25, the HK score above 0.4, the BIA score close to 1.0. But for the daily precipitation larger than 20 mm, the model has less predictability.

Key words　1998 summer heavy precipitation in the Yangtze and Huaihe River valley, GCM, hindcast

1　引言

在天气预报中，降水的可预报性一直是人们普遍关注的问题，尤其对于东亚季风区降水的预报被认为是一项极具挑战的工作（Yhang and Hong, 2008; An et al., 2009; Li et al., 2008; Zhou et al., 2008, 2009）。每年因东亚夏季风引起的洪水、干旱等气象灾害已成为东亚地区最为严重的自然灾害之一。加强对暴雨洪涝等强降水过程的预报对于防灾减灾非常重要。

随着数值预报的科学基础与技术方法日趋成熟，天气模式的预报时效从过去的 1～2 天发展到 1 周以上（Pielke et al., 1992; Grell et al., 1995; Molteni et al., 1996; Aranami and Ishida, 2004; Skamarock et al., 2005）。在考虑了海洋、陆面、海冰等相互作用过程后，科学家们逐渐建立了主要用于月与季节尺度的短期气候预测以及年际、年代际的气候变化预估的气候模式（Gent, 2006; Saha et al., 2006）。2003 年美国大气研究大学联合会（UCAR）主席 Richard Anthes 提出：天气与气候密切相连，任何尺度的气候就是此时间尺度上的所有天气过程的累积或累加，天气是气候的细节。事实上，天气模式与气候模式之间不存在一个理论界限。随着预报技术的进步，天气预报、季节性预报和气候预测的传统界限正在消失（Béland et al., 2009）。

近年来，已经开展了利用天气数值模式进行延伸期预报的相关研究工作（van Oldenborgh et al., 2005; Bukovsky and Karoly, 2009）。同时，也出现了将气候模式用于天气尺度的分析研究，比如：Jeuken et al.（1996）曾使用 GCM 模式，对逐 6 小时的天气过程进行分析，用以研究气候模式的资料同化系统；Kaas et al.（1999）也用类似的方法来研究气候模式的物理参数化过程。此后，美国能源委员会（USDOE）通过了气候变化预测计划（CCPP）和大气辐射观测计划（ARM）的参数化测试方案（CAPT）以支持将天气方法用于气候模式的研发（Phillips et al., 2004），目的是改进物理参数化方案，减小气候模式系统性预报误差。Cocke et al.（2006）利用 NCAR 的通用气候模式（CCM）进行天气尺度模拟，也同样是用于改进物理参数化方案和气候模式同化系统的研究，其研究表明，在使用高质量初始场的条件下，CCM 气候模式对 500 hPa 位势高度具有约 6 天左右的可预报性，3 天后降水量预报水平下降明显。

气候模式对天气过程的预报能力具体如何？本文将利用国家气候中心近年来开发的全球大气环流模式 BCC_AGCM2.0.1（Wu et al., 2008a, b），对 1998 年夏季发生在我国江淮流域的强降水天气过程进行回报试验研究，用天气方法来检验气候模式，并讨论气候模式对天气的可预报性。1998 年夏季江淮流域相对集中的降水天气过程大致可以分为 4 个阶段：6 月 12 日～6 月 27 日、6 月 28 日～7 月 17 日、7 月 18 日～7 月 31 日、8 月 1 日～8 月 31 日（周自江等，2000；闫之辉和田华，2002；丁一汇和胡国权，2003；周兵和文继芬，2007），本文将针对 1998 年 6 月 24 日～7 月 3 日的一次强降水过程开展回报试验。如图 1 所示，主要降水中心位于长江中下游和淮河流域以及广西南部和海南，6 月 24 日～7 月 3 日的总降水量在此区域达到150 mm以上。本文将针对这次强降水过程，重点分析气候模式对降水、环流场等天气尺度过程的预报能力。

2　模式、资料及回报试验设计

BCC_AGCM2.0.1 是由国家气候中心开发的第二代全球大气环流谱模式，水平分辨率为 T42 波（相当于 2.8125°纬度×2.8125°经度），垂直分为 26 层（Wu et al., 2008a），主要用于气候预测及气候变化相关研究。模式动力框架以 NCAR CAM3 模式为基础，引入了独特的参考大气和参考地面气压，该参考大气更加适合于对流层中上层和平流层

的大气热力结构，这样的处理可以减少由于模式垂直分层的不均匀性和地形截断误差等对模式的影响。温度和地面气压本身不再是预报变量，预报对象变为温度与参考大气温度、地面气压与参考地面气压之间的偏差；除水汽预报方程采用半隐式半拉格朗日方法求解外，涡度、散度、温度偏差和地面气压偏差预报方程均采用显式或半隐式欧拉方法求解，有关模式动力框架的详细介绍可参见 Wu et al.（2008a）。模式物理参数化方案有以下几个方面的特点：引入了 Zhang and Mu（2005）最新质量通量型积云对流参数化方案，并对其作了进一步调整；引入了颜宏（1987）的整层位温守恒干绝热调整方案；采用 Wu and Wu（2004）提出的积雪面积覆盖度参数化方案；考虑到海浪的影响，对洋面感热和潜热通量参数化方案也作了调整；其它模式物理参数化方案（比如辐射过程传输、陆面过程、边界层过程等）与 CAM3 相同，详细的说明及有关该模式的全面介绍可参阅 Wu et al.（2008b）。

随着资料同化系统的发展，预报初值问题在业务天气预报模式中已在一定程度上得到了解决，而对于 BCC_AGCM2.0.1 气候模式目前并没有相应的模式资料同化系统。我们将 NCEP-II 每 6 小时间隔的全球水平分辨率 2.5°×2.5°各等压面（垂直分层 17 层）大气温度和水平风场的瞬时再分析场（Kanamitsu et al.，2002）插值到模式网格点和各模式分层，由水平风场计算出模式涡度和散度初值。由于 NCEP 再分析场产生的模式初始场与 BCC_AGCM2.0.1 模式动力过程之间存在一定的不协调，通常需要有一个初始化阶段或初始协调过程（Miyakoda et al.，1978；Donner，1988；Donner and Rasch，1989；Chou 1989）。为了解决这一问题，我们在对不同初始协调时间对模式可预报性的影响进行了初步分析（详见第 3 节），最后选取模式起报的前 10 天作为初始协调阶段，也即在这一段时间内，利用逐时 NCEP 再分析场的温度和涡度、散度做同步强迫，以解决模式初始场与模式之间的不协调性问题。对于 BCC_AGCM2.0.1 全球大气模式所用的全球海表温度 SST 和海冰分布，在初始协调期间为同期观测值，自预报起始日起保持固定不变。我们以 1998 年 6 月 24 日～7 月 3 日江淮流域的强降水集中时段作为本工作的回报试验期。模式从 6 月 14 日开始积分，6 月 14 日～24 日为初始协调阶段，起报时间是 6 月 24 日 00 时（协调世界时，下同），预报时间至 7 月 10 日结束。为了研究不同起报时间对预报效果的影响，还进行了另外两组回报对比试验，起报时间分别是 6 月 27 日 00 时和 6 月 30 日 00 时。

为了检验 BCC_AGCM2.0.1 模式回报试验结果，本文使用了 NCEP-II 全球 2.5°×2.5°分辨率再分析资料和中国高密度台站降水资料。台站降水资料选自中国 2466 个站点的（时间）台站观测结果。这里为了方便对比，我们分别利用双线性插值法和 Cressman 插值法将模式输出结果以及台站降水资料统一插值到 2.5°×2.5°网格点。

为考察 BCC_AGCM2.0.1 对天气尺度全球形势场的可预报性，我们参考 WMO（1999）的天气预报技巧评估标准，计算 BCC_AGCM2.0.1 500 hPa 位势高度场与 NCEP 再分析资料的空间异常相关。计算公式如下：

$$r=\frac{\sum_{i=1}^{n}(X_{\mathrm{f}}-X_{\mathrm{c}}-M_{\mathrm{f,c}})_i(X_{\mathrm{v}}-X_{\mathrm{c}}-M_{\mathrm{v,c}})_i\cos\varphi_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(X_{\mathrm{f}}-X_{\mathrm{c}}-M_{\mathrm{f,c}})_i^2\cos\varphi_i}\cdot\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(X_{\mathrm{v}}-X_{\mathrm{c}}-M_{\mathrm{v,c}})_i^2\cos\varphi_i}},\tag{1}$$

其中，X_{f}、X_{v}、X_{c} 分别为预报值、NCEP 值、NCEP 气候态（1961～1990 年）平均值；$M_{\mathrm{f,c}}$、$M_{\mathrm{v,c}}$ 分别代表 X_{f} 和 X_{v} 相对于 X_{c} 的距平偏差的平均；n 表示区域内格点个数；$\cos\varphi_i$ 为格点 i 的纬度。

为了客观地定量分析模式对降水的可预报性，我们对 BCC_AGCM2.0.1 从 6 月 24 日 00 时起报至 7 月 3 日预报的降水分别进行偏差（BIA）评分（Wilks，1995）、公平 T（ETS）评分和海德（HK）评分（Hanssen and Kuipers，1965；Schaefer，1990），从统计学的角度客观地分析 BCC_AGCM2.0.1 模式对这一时段降水的预报技巧。

BIA 评分是预报降水频率和实况降水频率的比率，定义为：

$$B_{\mathrm{IA}}=\frac{a+b}{a+c},\tag{2}$$

式中，a、b、c 如表 1 所示，分别表示对特定空间范围内降水的正确预报、虚假预报、漏报网格点

表 1　降水可能事件阈值

Table 1　Contingency table of possible events for a selected threshold

降水可能事件阈值定义		
	实况有降水	实况无降水
预报有降水	a	b
预报无降水	c	d

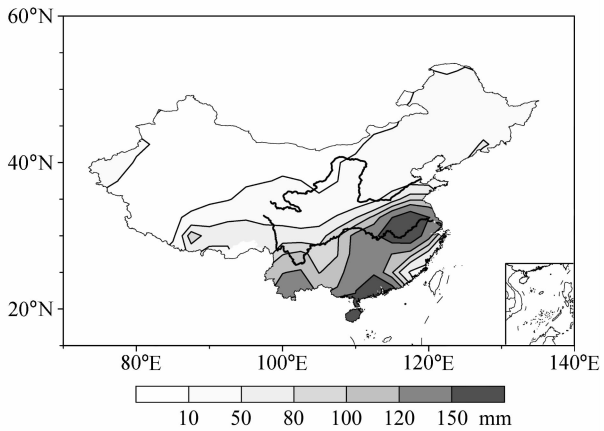


图 1　1998 年 6 月 24 日～7 月 3 日中国区域的累积降水（单位：mm）

Fig. 1　The accumulated precipitation (mm) over China from Jun 24 to Jul 3, 1998

个数。BIA 通常用于评估在某一区域范围内模拟降水与实际降水落区的偏差，当 BIA>1.0 表示在该区域内模式预报的降水落区范围较实况偏大，BIA<1.0表示模式预报的降水落区范围较实况偏小。

ETS 评分是为了从 TS 评分（Gilbert，1884）中考虑随机预报的影响而建立的，表达式为：

$$E_{\mathrm{TS}}=\frac{a-a_{\mathrm{r}}}{a+b+c-a_{\mathrm{r}}}, \tag{3}$$

其中，

$$a_{\mathrm{r}}=\frac{(a+b)(a+c)}{a+b+c+d},$$

d 表示无降水的正确预报网格点个数，a_{r} 为期望来自随机预报的准确预报，ETS 取值范围为－1/3～1，当接近 1 时表示对有降水的预报技巧最好，接近 0 或低于 0 表示对有降水的预报技巧低（Tartaglione，2009）。

HK 评分不仅强调对降水事件的预报准确性，而且也很好地考虑了对无降水的预报技巧，

$$H_{\mathrm{k}}=\frac{ad-bc}{(a+c)(b+d)}, \tag{4}$$

该评分与样本中降水事件和无降水事件的发生频数无关，这一点与其他降水评分不同（Accadia et al.，2005）。HK 评分值接近 1.0 代表预报技巧高，0.0

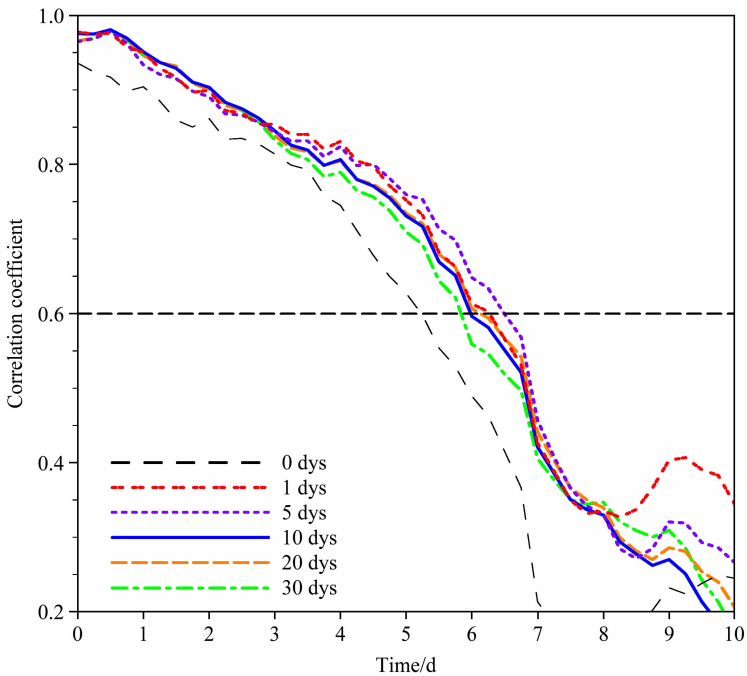


图 2　1998 年 6 月 24 日起报前不同初始协调时间（0、1、5、10、20、30 天）回报的全球 500 hPa 位势高度场异常与 NCEP 再分析值的空间相关

Fig. 2　Anomaly correlations of 500-hPa heights between the hindcast and NCEP reananlyses for different spin-up time (0, 1, 5, 10, 20, 30 days) forecasts from 24 Jun 1998

为随机预报结果评分，−1.0 代表预报技巧低于随机预报。

3 回报试验结果分析

3.1 500 hPa 位势高度场

首先，我们来讨论不同协调时间（0、1、5、10、20、30 天）对 1998 年 6 月 24 日～7 月 3 日全球 500 hPa 位势高度形势预报的影响。如图 2 所示，模式经过 1 天以上的初始协调对 10 天内的预报效果好于使用未经过协调的预报方案，其中经过 10 天的协调对前三天的预报最好。后面所有的分析都是基于协调 10 天的回报结果。

图 3 为 1998 年 6 月 24 日～7 月 10 日时间段内全球范围（globe）、南半球（SH）、北半球（NH）以及北半球 60°N～90°N 高纬度地区（NP）500 hPa 位势高度异常的相关系数随时间的变化曲线。通常认为，当位势高度异常相关系数低于 0.6 时，模式缺乏预报技巧（Phillips et al，2004）。如图 3a 所示，从 1998 年 6 月 24 日 00 时起报，全球区域、北半球、南半球以及北半球高纬度地区的位势高度异常相关系数大于 0.6 的时间均接近或超过 6 天，从起报后第 7 天开始，模式对各区域位势高度异常的

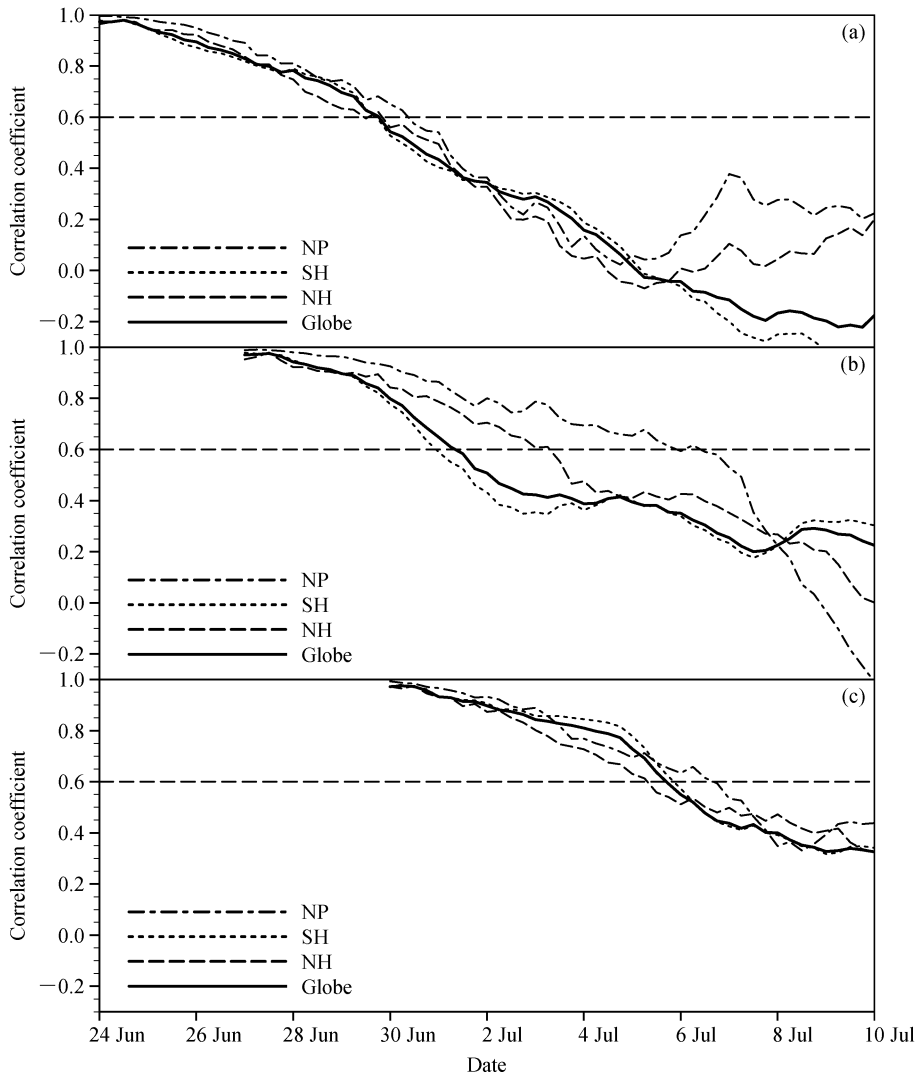


图 3 1998 年 6 月 24 日～7 月 10 日 BCC_AGCM 回报的各地区 500 hPa 位势高度场异常与 NCEP 再分析值的空间相关：(a) 6 月 24 日 00 时起报；(b) 6 月 27 日 00 时起报；(c) 6 月 30 日 00 时起报

Fig. 3 Anomlay correlations of 500-hPa height between the hindcast and NCEP reanalyses over the globe, the Northern Hemisphere (NH), the Sorthern Hemisphere (SH), and high latitudes of NH (NP) for three forecast experiments separately starting at (a) 0000 UTC 24 Jun, (b) 0000 UTC 27 Jun, and (c) 0000 UTC 30 Jun in 1998

预报水平逐渐下降，10 天过后甚至出现了负相关。

如果从 6 月 27 日 00 时起报（图 3b），全球和南半球 500 hPa 位势高度预报技巧明显缩短到 4 天，但对于北半球高纬度地区，500 hPa 高度场的异常相关持续大于 0.6 以上的时间可达 9 天，对整个北半球的异常相关超过 0.6 仍可以保持 6 天。比较图 3b 和 3c 不难看出，如果从 6 月 30 日 00 时起报南半球可预报性低的情况可以得到明显改善，模式对全球、南北半球的 500 hPa 高度距平场的可预报时效都可保持 6 天左右。

图 3 所示的结果是否具有偶然性？为了弄清这一问题，我们还利用模式对 1998 年夏季 6 月、7 月和 8 月全球 500 hPa 位势高度进行了逐日回报试验。如图 4 所示，模式对 6 月全球 500 hPa 位势高度可预报性为 4～7 天，而图 3 中选取的 6 月 27 日 00 时起报恰好是最差的个例。模式对 7、8 月份（图 4b、c）的可预报性范围也大约在 4～7 天。

图 5 给出了从 1998 年 6 月 24 日 00 时起报的第 1 天（1998 年 6 月 24 日）、第 4 天（6 月 27 日）和第 7 天（6 月 30 日）日平均 500 hPa 位势高度场在北半球中、高纬地区的空间分布以及 NCEP 对应再分析场的比较。如图 5a、d 所示，我们可以看出，在预报初期，模式回报结果与 NCEP 再分析场非常相近，表现为位于欧亚大陆的两槽一脊天气系统、东西伯利亚海和西太平洋两个低压系统、以及北美两槽一脊系统和太平洋北部的低压系统，无论是高、低压中心位置还是中心强度都得到了准确的预报；到起报后的第 2～4 天（图 5b、e），模式所预报的 500 hPa 位势高度纬向波数仍与 NCEP 资料基本保持一致，同时也预报出了北半球中、高纬槽、脊位置随时间明显向东移动的特征，且主要的槽、脊中心地理位置的预报也较好；到了第 5 天（6 月 28 日）和第 6 天（6 月 29 日），模式仍可以回报出 500 hPa 位势高度大型槽脊的演变过程（图略）；到预报的第 7 天（6 月 30 日），从图 5c、f 来看，模式对欧亚大陆两槽一脊的天气形势以及北美大陆的低压系统位置也基本上能够预报出来，但强度出现明显偏差，最大的误差位于北太平洋和北大西洋上空。

下面，进一步研究模式对北半球中纬度和副热带地区 500 hPa 槽脊的演变过程的可预报性。图 6、7 分别给出了北半球 500 hPa 位势高度分别沿 45°N（代表中纬度地区）和 30°N（代表副热带地区）的经度－时间剖面。如图 6a 所示，从 NCEP 再分析的 500 hPa 位势高度剖面可以看出，6 月 24 日沿 45°N 纬圈分别在 0°、60°E、140°E、160°W、90°W 和 40°W 附近存在位势高度高值区，类似于沿纬圈 6 波槽脊型结构。这一 6 波槽脊型结构基本

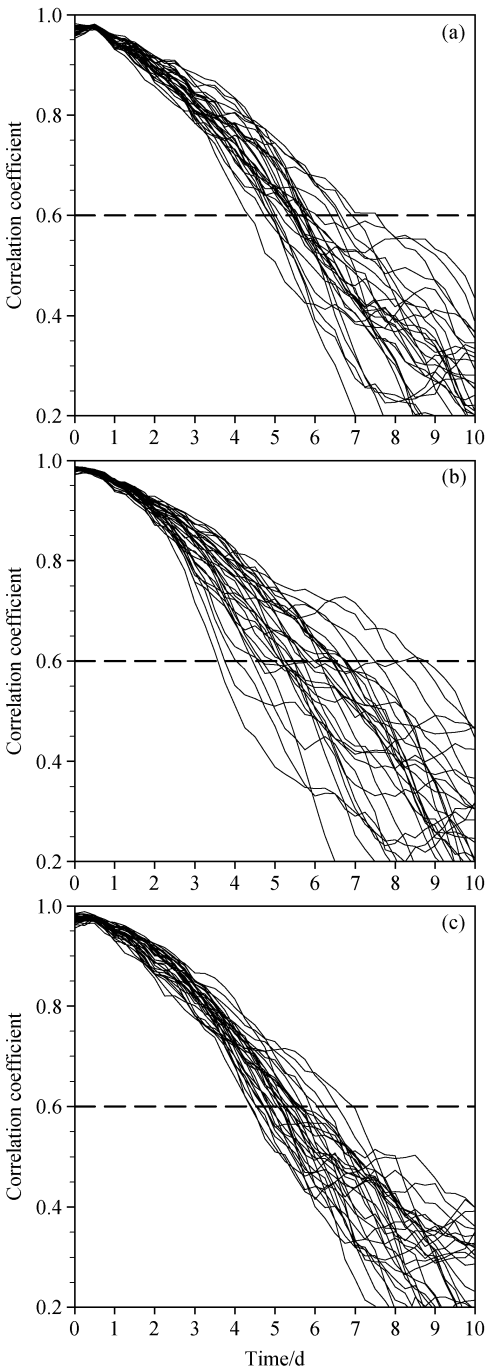


图 4　1998 年 (a) 6 月、(b) 7 月、(c) 8 月逐日回报的全球 500 hPa 位势高度空间异常相关

Fig. 4　Anomaly correlations of 500-hPa height for daily forecast in (a) Jun, (b) Jul, and (c) Aug 1998

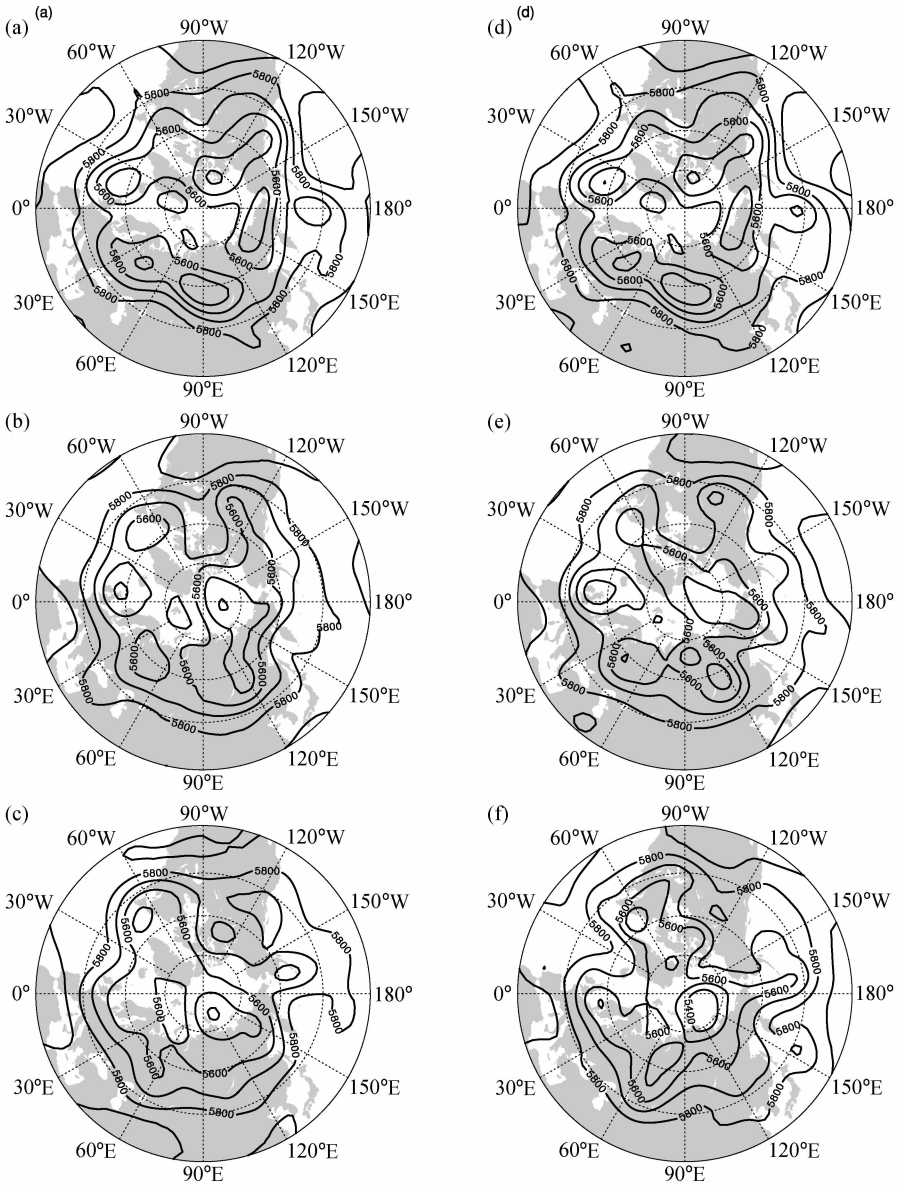


图 5 1998 年 6 月 24 日 00 时起报 (a～c) BCC_AGCM 回报和 (d～f) NCEP 再分析 500 hPa 位势高度在北半球 30°N 以北的空间分布 (单位：gpm)：(a、d) 24 日；(b、e) 27 日；(c、f) 30 日

Fig. 5 The spatial distributions of daily 500-hPa heights (gpm) over the north of 30°N from (a－c) the hindcast of BCC_AGCM initiating at 0000 UTC 24 Jun 1998 and (d－f) NCEP reanalyses for (a, d) Jun 24, (b, e) Jun 27, and (c, f) Jun 30

上从 6 月 24 日一直持续到 28 日，只是槽脊位置随时间逐渐向东移动。结合这一观测事实 (图 6b)，从 6 月 24 日 00 时起报，BCC_AGCM2.0.1 模式基本上能预报出 6 月 24 日～28 日沿 45°N 的槽脊空间位置分布和槽、脊东移的演变特征，但 120°E～150°E 的低压槽在 28 日以后没有被预报出来，并且从 90°W 向东到 30°W 的大西洋地区，预报的槽、脊强度误差也相对较大。

从 6 月 30 日起，根据 NCEP 再分析资料 (图 6a)，沿 45°N 纬圈的槽脊经向分布结构发生了明显的变化，产生了 3 个明显的新的大槽 (对应于图 6a 的位势高度低值区)，分别位于 60°E、180°和 90°W。同时也产生了与此匹配的位于 120°W 和 30°W 的两个位势高度高值区，对应脊线位置。此时恰好是从 6 月 24 日 00 时起报的第 7 天，BCC_AGCM2.0.1 模式对这一发展过程预报具有一定的难度，主要表现为在大西洋中纬度地区差异明显，其次是位于东亚地区的低压槽预报明显偏弱。

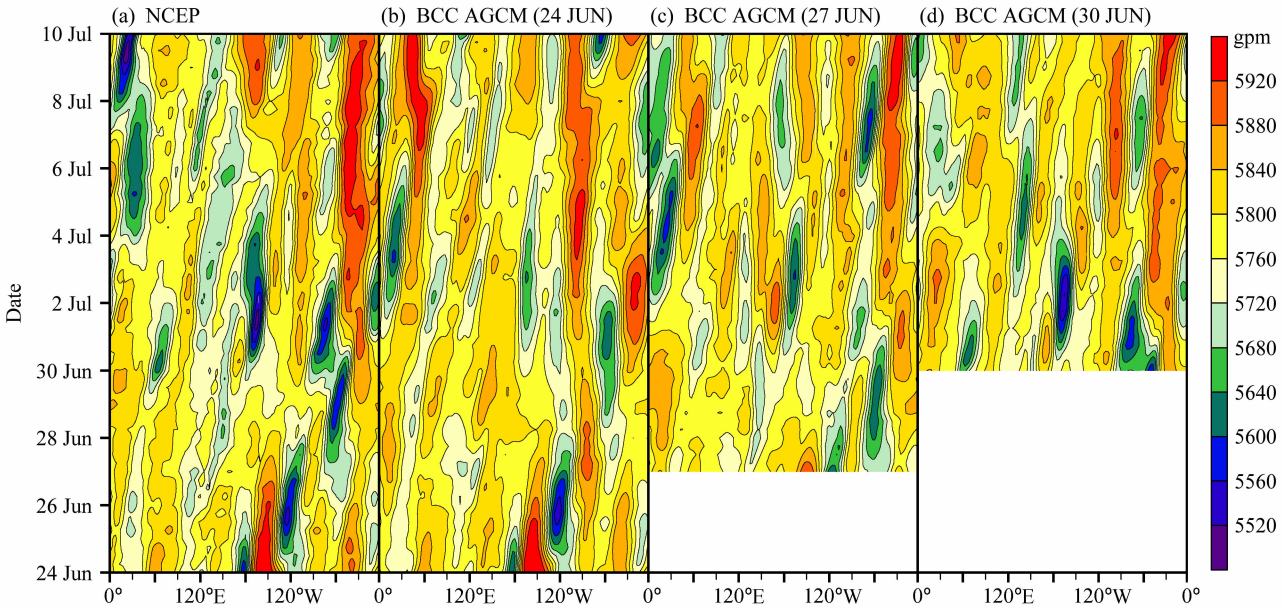


图 6　NCEP 再分析场（a）和 1998 年 6 月（b）24 日 00 时、（c）27 日 00 时、（d）30 日 00 时开始 BCC_AGCM 模式回报的 500 hPa 位势高度沿 45°N 纬圈的经度—时间剖面的比较

Fig. 6　Variations of the 500-hPa heights with time and longitude along 45°N from (a) the NCEP reanalyses, the hindcast of BCC_AGCM initiating at (b) 0000 UTC 24 Jun, (c) 0000 UTC 27 Jun, and (d) 0000 UTC 30 Jun in 1998

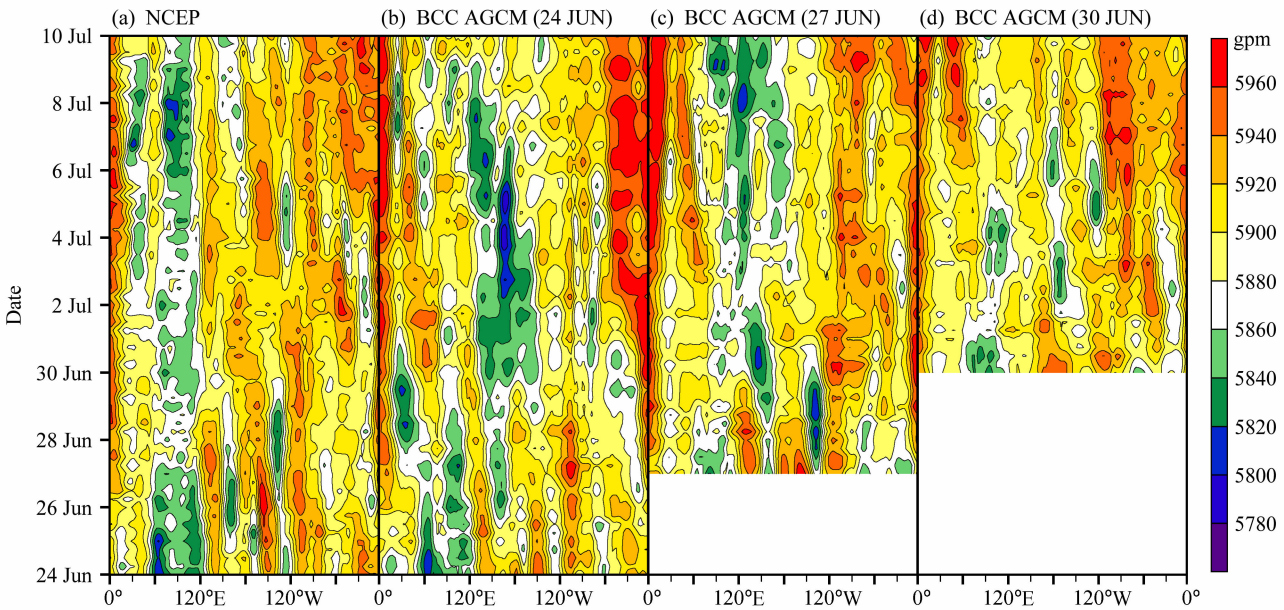


图 7　同图 6，但为沿 30°N 纬圈

Fig. 7　Same as Fig. 6, but for the 500-hPa heights along 30°N

如果从 6 月 27 日 00 时起报（图 6c），对于如图 6a 所示在 6 月 30 日前后的明显变化可以较清楚地预报出来，这正好是这次回报试验的前 3 天。从 NCEP 再分析资料可以看出，6 月 30 日沿 45°N 纬圈的槽脊分布结构维持到了 7 月 2 日，之后，位于西半球的槽、脊出现东移并有所减弱。尽管 BCC_AGCM2.0.1 模式也部分地预报出了这一特点，但强度有所差异。最大的差异主要出现在东半球，比

如：位于 120°E 的槽明显预报偏浅，甚至在 20°E 附近的出现了一个虚假的深槽。如果从 6 月 30 日起报（图 6d），东半球槽脊系统以及 180°和 60°W 低压槽的演变过程均能得到较好的预报。

图 6b、c、d 存在一个共同点，主要表现为模式对北半球中纬度地区前 4 天的槽、脊（包括发展或减弱消失）还是有一定的预报能力，超过预报时效 4 天过后，如果有新的槽、脊发展生成，预报能力将明显减弱，会对模式可预报性产生较大的影响。

图 7 给出了沿 30°N 的回报结果。从 NCEP 再分析场（图 7a）来看，沿 30°N 纬度的 500 hPa 位势高度的槽脊基本呈现驻波的特点，其中 0°、140°E、150°W、100°W、30°W 附近均是位势高度高值中心，与之相对应的低压系统分别处在 60°E～120°E、160°E、130°W 附近，其中最为显著的是位于亚洲季风区的低压系统，类似于这一高低压系统配置在未来的 6 天时间内基本维持定常状态略向偏西方向移动。如图 7b 所示，BCC_AGCM2.0.1 模式从 6 月 24 日 00 时起报，可以基本模拟出前 4 天（6 月 24 ～27 日）槽脊的空间分布位置，对高、低中心强度也具有一定的预报能力。主要的差异表现在位于 150°W 附近的高压脊和 130°W 附近的低压槽。6 月 28 日后的未来两天内，模式对槽脊的预报偏差逐渐加大，甚至在 30°E 附近模拟出了虚假的低压槽。从 6 月 30 日开始，NCEP 位势槽脊的演变开始出现明显变化（图 7a）。0°附近的高压脊向西加强，60°E～120°E 的低压系统继续维持，而 160°E～100°W 范围内的低压系统逐渐减弱消失。如图 7b 所示，6 月 30 日之后模式预报技巧下降明显，对亚洲季风区的低压系统没有模拟出来，而是被虚假的高压系统所代替，在 180°日变更线附近预报出了大范围虚假的低压系统。这种预报偏差如果从 3 天前（6 月 27 日 00 时）起报，可得到明显的改善（如图 7c 所示），模式对西半球槽、脊系统的空间分布及其演变预报较好，也可以预报出亚洲季风区低压系统的维持和中太平洋地区的高压系统，差异最为明显的区域主要位于 150°E 附近，模式生成了一个虚假的低压系统。进一步，我们如果选择从 6 月 30 日 00 时起报（图 7d），模式能够更为准确地模拟出 30 日以后亚洲季风区低压系统未来 4 天内的演变。

综上所述，模式可以对北半球副热带地区槽脊演变具约 4 天的可预报性。下一节，重点就中国区域降水天气过程及环流演变预报效果进行分析。

3.2 中国区域降水和环流场

图 8a 给出了 1998 年 6 月 24 日～7 月 3 日中国区域实况降水在 110°E～120°E 经向平均的纬度－时间剖面。可以看出，6 月 24 日我国 30°N 以南地区出现了大范围降水，强度超过 10 mm，降水中心位置大致位于华南，该雨带一直持续到 27 日。另外，从 24 日到 27 日在华北地区（38°N～43°N）也出现了大于 1 mm 以上的降水少雨带。从 6 月 24 日 00 时起报的回报试验结果（图 8b）来看，BCC_AGCM2.0.1 模式较为准确的预报了 24 日南侧雨带的位置，但降水中心和降水强度略有偏差，而北侧少雨带没有模拟出来；从 26 日到 27 日，模式模拟的 25°N 以南的雨带降水强度较实况有所减弱，但预报出了 45°N 附近的北面雨带。

到 6 月 27 日以后，从图 8a 不难看出，南面雨带开始发展出两个较强的降水中心，这两个中心分别位于 30°N 附近及 20°N 附近，而 25°N 附近降水

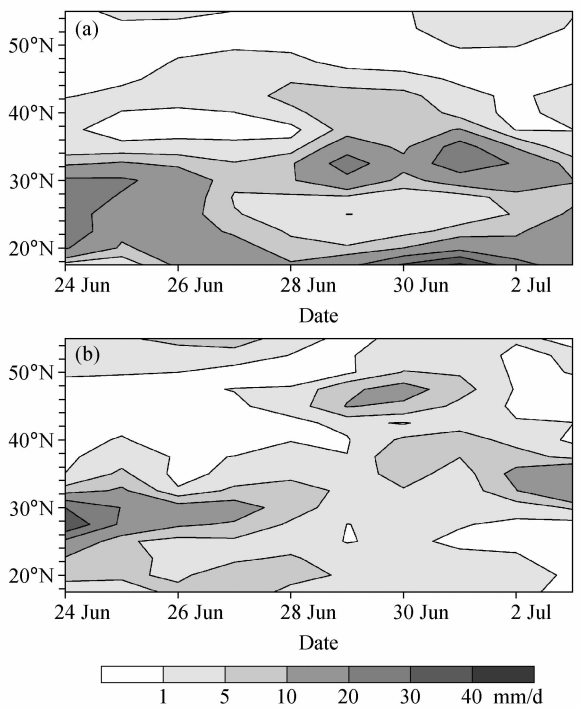


图 8 1998 年 6 月 24 日～7 月 3 日中国区域降水在 110°E～120°E 经向平均的纬度－时间剖面图：(a) 中国 2466 个台站降水资料结果；(b) BCC_AGCM 从 1998 年 6 月 24 日 00 时起报的模拟结果

Fig. 8 Time－latitude cross sections of the 110°E－120°E averaged precipitation (mm/day) derived from (a) the in situ rain-gauge data in China and (b) the hindcast of BCC_AGCM initiating at 0000 UTC 24 Jun 1998

强度也随之下降至 5 mm 以下。而位于华北的北面雨带也开始加强，并且逐渐与南面雨带相合并。如图 8b 所示，BCC_AGCM2.0.1 模式大致预报出了南面雨带在 30°N 附近逐渐加强过程以及与北面雨带的合并过程，但强度偏差均较大，而在 20°N 附近的降水加强过程没有预报出来。

下面，分析 BCC_AGCM2.0.1 模式对 1998 年 6 月 24 日至 6 月 28 日中国区域范围降水、500 hPa 位势高度、500 hPa 垂直运动以及 850 hPa 水汽输送的回报能力。如图 9e 所示，6 月 24 日实况降水

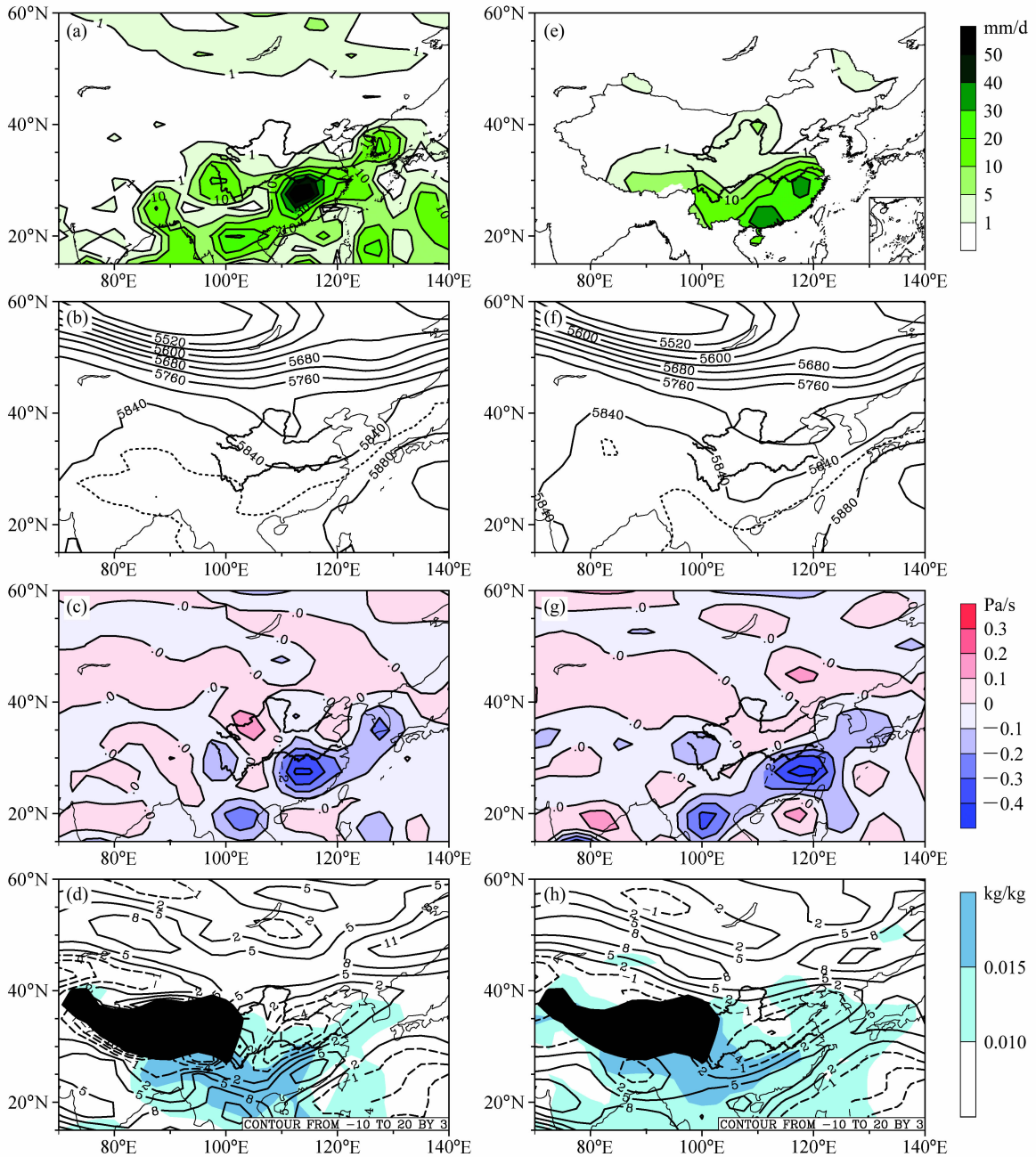


图 9　BCC_AGCM 对 1998 年 6 月 24 日中国区域降水及环流场的回报结果（a～d）与中国 2466 个台站降水（e）及 NCEP 再分析资料（f～h）的对比：（a、e）降水；（b、f）500 hPa 位势高度（单位：gpm，虚线为 5860 gpm 线）；（c、g）500 hPa 垂直速度（单位：Pa/s）；（d、h）850 hPa 水汽输送（阴影）和纬向风速分布（等值线，单位：m/s）

Fig. 9　(a, e) The daily precipitation, (b, f) the geopotential heights (units: gpm, the dashed line is 5860 gpm), (c, g) vertical velocity at 500 hPa, and (d, h) the water vapor transport (shading) and zonal wind (isoline, units: m/s) at 850 hPa on 24 Jun 1998 from (a－d) the hindcast of BCC_AGCM, (e) the precipitation observation at 2466 stations, and (f－h) NCEP reanalyses

集中在中国东南部地区和青藏高原南部，其中我国东南部地区出现了两个降水中心，分别位于长江中下游地区和广西南部地区，降水中心强度均超过 30 mm。另外，在河套地区和黑龙江北部有 1 mm 以上的小范围降水区存在。从图 9a 可以看出，模式较为准确地预报出了长江中下游至广西南部以及青藏高原南部地区大致呈东西向空间分布的雨带，但在我国东南部降水区域的中心位置较实况有所差异，降水中心强度明显比实况降水大得多，超过了日降水 50 mm。在青藏高原东南部地区也同时模拟出了一个降水区域强度达 10～20 mm，也比实况降水偏强。另外，BCC_AGCM 模式预报出了黑龙江北部 1 mm 以上的降水，但是河套地区降水模拟低于 1 mm。

如图 9f 所示，从 NCEP 再分析 500 hPa 高度场来看，造成 24 日降水过程的主要天气系统分别是位于长江中下游至云贵高原的低压槽，黑龙江北部的浅槽系统以及从蒙古低压延伸至河套平原的浅槽。从图 9b 不难看出，模式较好地预报出了 500 hPa 位势高度的空间分布特征，比如位于蒙古地区的低压系统和副热带西太平洋的高压系统，也较好地模拟出了导致我国东南部降水位于长江中下游至云贵高原的低压槽以及引起我国东北北部降水的黑龙江北部浅槽系统。

从图 9g 也不难看出，在这样的槽脊系统空间配置下，6 月 24 日我国东南部有一个明显的负 ω 大值区（对应强上升运动），另外在青藏高原东部也有一个相对较弱的上升区，河套地区和东北北部的两个浅槽系统槽前也存在弱的上升运动。如图 9c 所示，模式准确预报出了与东西向雨带相对应的上升区域，中心强度也比较相近，但在华南地区模拟出的上升运动中心区略为偏西，这也是此上升运动中心对应的降水中心比实况降水中心偏西的原因之一。

从 850 hPa 水汽输送图（图 9h）可以看出，导致 24 日我国南方大范围降水的水汽主要来自孟加拉湾，华南地区出现了较为明显的水汽高值区，同时在长江中下游地区存在纬向风速大值区（Zhou and Yu，2005）。如图 9d 所示，模式同样能够较好地预报此次降水过程的环流和水汽输送特征，在 850 hPa 等压面上对应降水集中区域的纬向风速大值区分布与 NCEP 基本一致。

到了 6 月 25 日（图 10），从 NCEP 位势分布来看，副热带高压向西延伸，588 线从西太平洋移至我国沿海地区。6 月 24 日长江中下游至云贵高原的低压槽在 6 月 25 日东移至华北至华南地区，该低压槽引起我国东北南部至东南部明显的上升运动（图 10g），加之在西太平洋副热带高压西北侧出现纬向风大值区将来自孟加拉湾的水汽输送至该地区（图 10h），造成了 6 月 25 日的降水仍继续维持在我国东南部地区，长江中下游降水量 30 mm 以上的中心仍然存在，但广西南部降水中心减弱消失（图 10e）。另外，由于受蒙古低压系统东移的影响，造成前一日我国河套地区降水的低压槽系统和槽前上升区整体向偏东方向移动，导致了在辽宁南部出现了小范围降水，中心强度达 5 mm 以上。另外，在青藏高原东南部的降水区域也存在上升运动。从图 10a～d 不难看出，BCC_AGCM2.0.1 模式基本能够较准确地回报出 6 月 25 日的这些天气过程的主要特征。如图 10b 和 10c 所示，模式可以较好地模拟出华北至华南地区低压槽系统的位置以及槽前上升运动区，也模拟出了孟加拉湾的西南气流继续向我国东北部和东南部地区输送水汽以及对应的 850 hPa西风大值区，但强度出现一定偏差（图 10d），同时也预报出了从中国东南部地区向东北延伸至朝鲜半岛和辽宁南部地区的大范围降水雨带（图 10a）。但差异也是明显存在，由于青藏高原东南部上升运动模拟明显偏强（图 10g），模式模拟出的青藏高原东南部的降水雨区范围较实况偏大，强度偏强（图 10a）。

到 6 月 26 日，即 6 月 24 日 00 时起报后的第 3 天，北半球中高纬度槽脊系统（比如：蒙古低压和华北低压系统）以及对应的 500 hPa 上升运动继续向东移到东北南部地区，槽前产生的上升运动（图 11g）以及向东北地区充沛的水汽输送（图 11h）造成了 26 日东北地区降水，降水中心出现在吉林南部（图 11e）。而低纬度低压槽位于华南和在副高的阻挡下仍维持在我国东部（图 11f），在 500 hPa 等压面上，我国东南部有大范围的上升运动区，同时在低层 850 hPa 等压面，副热带高压的西北部有较为充沛的水汽输送以及西风大值区（图 11h），导致了 26 日东南部地区有持续的降水出现，降水中心位于长江中下游地区，强度超过 30 mm。从模拟结果（图 11a～d）来看，模式大致模拟出了 26 日造成

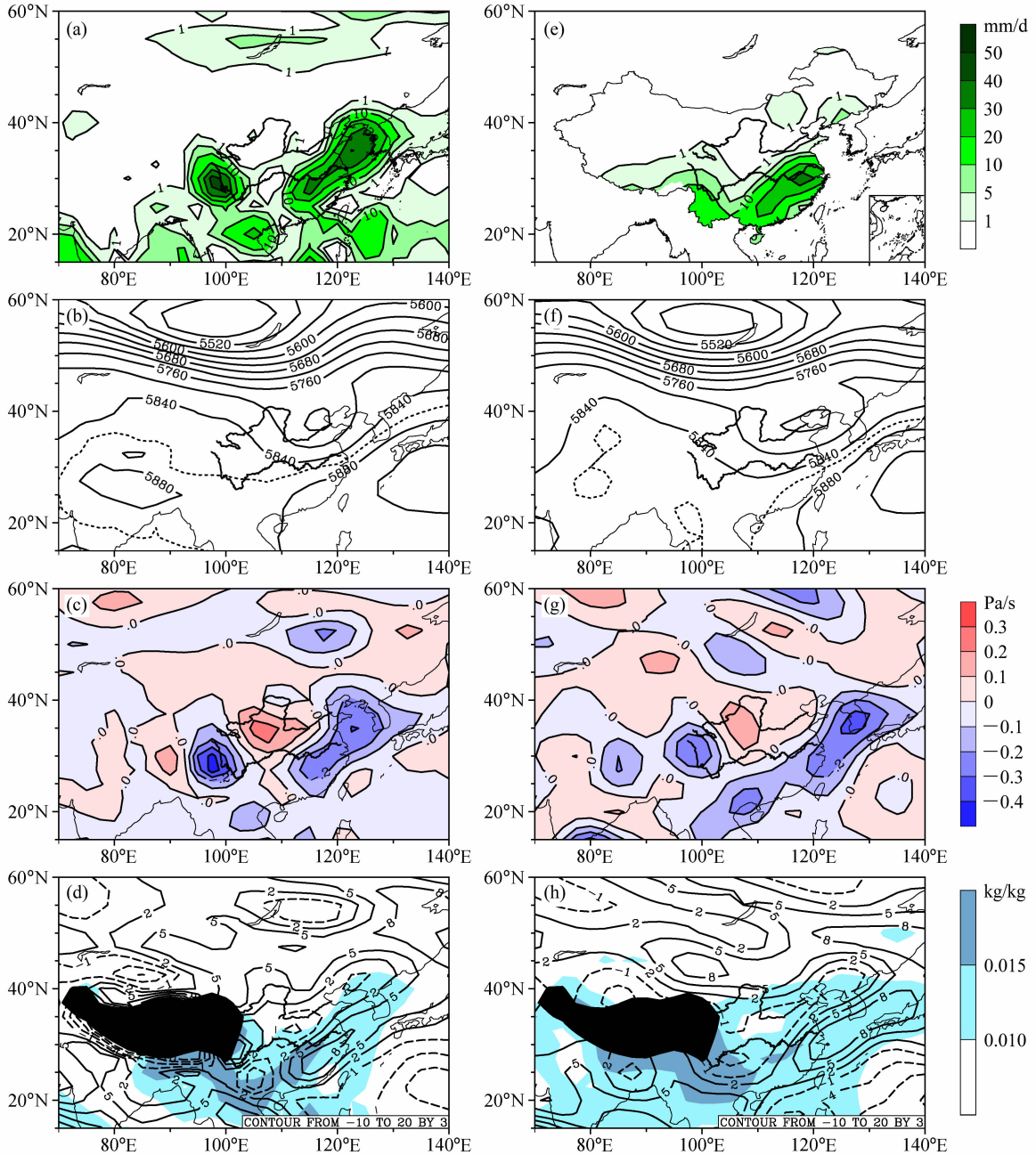


图 10　同图 9，但为 1998 年 6 月 25 日的回报

Fig. 10　Same as Fig. 9, but for 25 Jun 1998

我国东南部地区和东北地区降水的低压槽，槽前上升区，纬向风空间分布以及相关水汽输送也与 NCEP 再分析场大致相近，但强度偏差加大，也模拟出了我国的 4 个降水中心区，分别位于我国东南部、东北北部地区、云贵高原地区和青藏高原东南部，大体与观测降水区域对应，但东北南部地区和青藏高原东南部降水强度偏强，而我国东南部降水强度偏弱，且降水强度在 5 mm 以下，这可能与模式模拟的副热带高压位置较 NCEP 再分析场偏西有关。

进入模式 6 月 24 日 00 时起报后的第 4 天（图略），蒙古低压东移至 120°E 附近，与此同时，造成前一日东北地区大范围降水的低压槽系统也逐渐移出我国，我国北方为大范围少雨天气，华南地区低压系统在西太平洋副高明显西伸北抬的情况下东移略有减弱，导致我国大部分地区降水强度出现明显

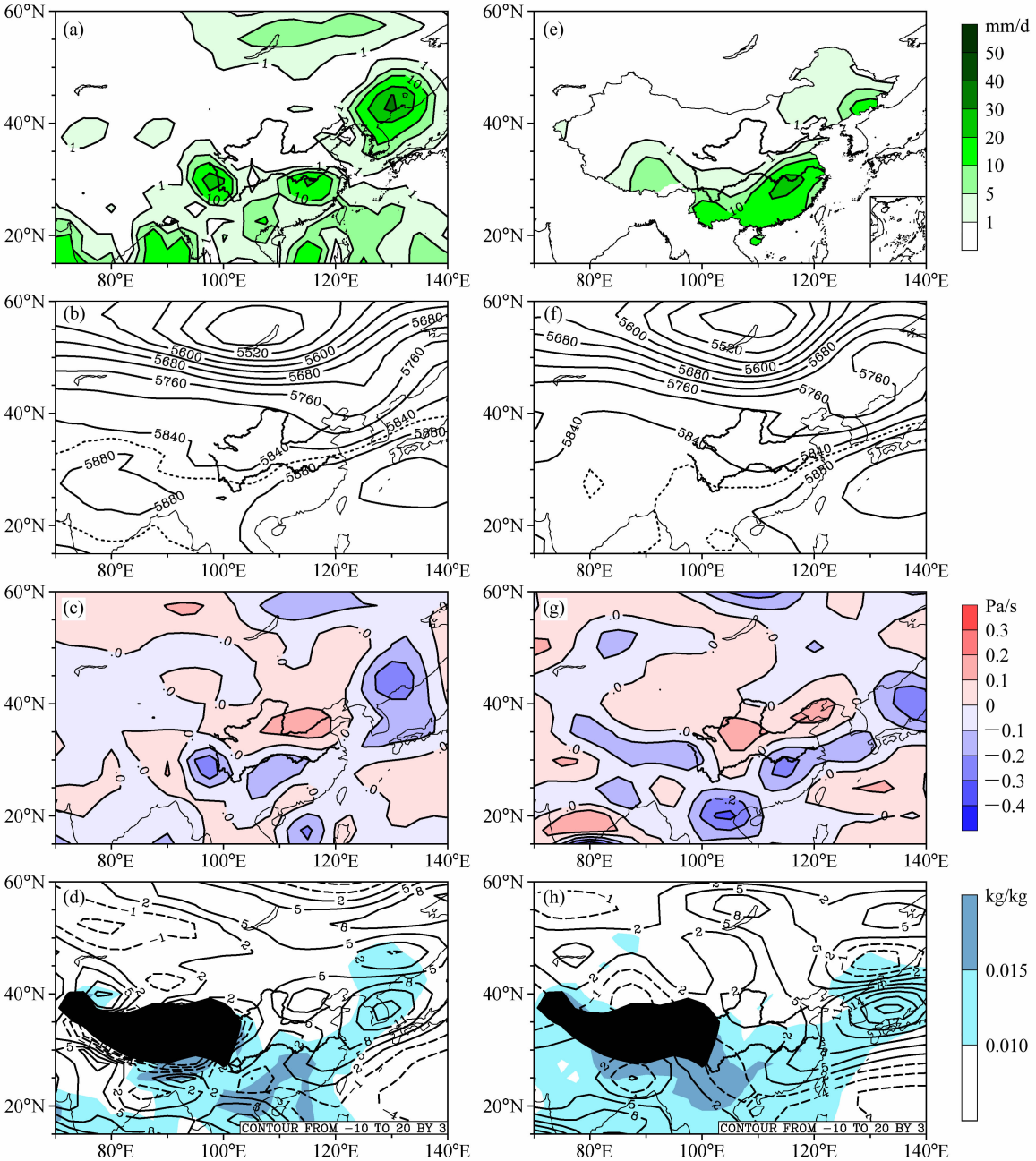


图 11 同图 9，但为 1998 年 6 月 26 日的回报

Fig. 11 Same as Fig. 9, but for 26 Jun 1998

减弱。模式大致模拟出了上述天气系统演变的主要特征，但开始产生了一些较大的偏差。其中模式对西太平洋副热带高压 588 脊线的位置模拟略有偏东，对我国东南部地区的低压槽系统位置也较 NCEP 再分析场模拟偏西，造成 27 日在我国东南部预报的降水中心区位置较实况明显偏西。

模式在前 3 天预报的降水和环流空间分布及其演变特征与实况基本一致，具有较好的预报效果，但从第 5 天开始（图略），模式预报降水的空间分布和降水中心位置均出现了很大偏差，预报技巧下降明显。

3.3 降水预报水平评分

以上讨论了中国区域降水和环流的天气演变过程，下面将重点对中国 100°E 以东地区从 6 月 24 日起报至 7 月 3 日预报的日降水进行预报技巧评分。从图 12a 可以看出，模式对 6 月 24 日 0.5 mm、

5 mm、10 mm 以上的降水 BIA 评分均接近 1.0，说明模式预报的降水落区范围较为准确，而日降水量在 20 mm 以上的 BIA 评分接近 0.5，表明预报的该阈值降水落区范围较实况偏小，而 30 mm 以上 BIA 评分达到 1.5，表示预报的 30 mm 以上降水落区范围较实况偏大，反映了模式预报的 20～30 mm 之间的降水范围是偏小的。次日，模式对 0.5 mm、5 mm、10 mm 以上的日降水 BIA 评分仍保持在1.0 上下，日降水落区范围预报较准确，但对 20 mm、30 mm 以上降水的预报落区范围明显偏大，尤其是 30 mm 以上降水的 BIA 评分超过了 2.0。到第 3 天（6 月 26 日），随着实况降水开始减弱，模式对 10 mm以上的降水预报落区范围出现了偏小的情况。27 日到 28 日，模式对 0.5 mm、5 mm 和 10 mm以上的降水仍然可以保持一定的预报准确性，但对 20 mm 以上降水落区范围预报明显偏小，这可能与实况日降水在 20 mm 以上的范围较小，对预报水平影响较大有关。

由于 BIA 评分并不能完全反应降水预报技巧的准确性（Wilks，1995；Ebert et al.，2003），ETS 评分更能反映模式预报技巧与随机预报之间的比较。从 ETS 评分（图 12b）结果可以看出，BCC_AGCM2.0.1 模式对 6 月 24 日至 6 月 25 日 5 mm、10 mm、20 mm 以上的降水均具有一定的预报技巧，对 5 mm 和 10 mm 以上降水 ETS 评分值保持在 0.25 以上，尤其对 5 mm 以上降水预报技巧较高，达到了 0.4，事实上，目前有很多天气预报模式对 5 mm 以上降水的预报技巧也是比其他阈值的降水要高（McBride and Ebert，2000；Accadia et al.，2005）。从图 12b 还可以看出，模式对 30 mm 以上降水在 25 日出现了低于随机预报水平的现象。6 月 26 日到 27 日，模式对 0.5 mm 和 5 mm 以上降水仍然还具有一定的预报技巧，ETS 评分值还能够保持在 0.2 附近，但对于 10 mm 以上降水的预报技巧明显下降。27 日之后，模式对降水预报技巧明显下降，10 mm 和 20 mm 以上降水的预报 ETS 评分小于 0，表明低于随机预报水平。Stephenson et al.（2008）曾指出随着降水范围的减少，ETS 评分也会下降，这可能能够部分解释模式从 27 日开始随着实况降水的减少 ETS 评分出现下降的现象。

从 HK 评分结果来看，如图 12c 所示，BCC_AGCM2.0.1 模式从 6 月 24 日起报至 6 月 25 日日降水 5 mm 和 10 mm 以上的 HK 评分均达到了 0.4

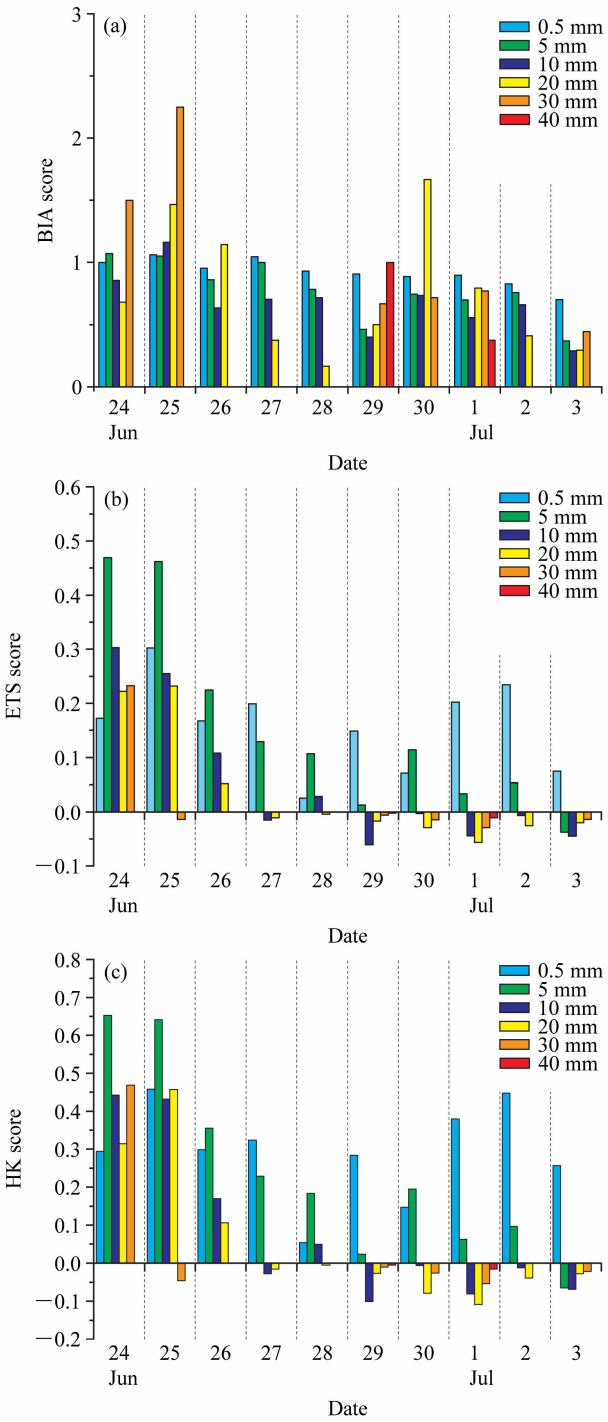


图 12　1998 年 6 月 24 日～7 月 3 日中国 100°E 以东的日降水（从 6 月 24 日 00 时起报）：(a) BIA 评分；(b) ETS 评分；(c) HK 评分

Fig. 12　The (a) BIA, (b) ETS, and (c) HK scores of daily precipitation forecast over the region east of 100°E in China for the initial forecast time 0000 UTC 24 Jun 1998

以上，20 mm 以上降水的 HK 评分保持在 0.3 以上，尤其是 5 mm 以上日降水 HK 评分也超过了 0.6，这表明模式在前 2 天对这三个阈值的降水区域和非降水区域均能够较好的预报，其中对 24 日 30 mm 以上的降水 HK 评分接近 0.5，说明模式在对较强降水也有较好的预报技巧，但 25 日该阈值降水的 HK 评分出现了负值，表示模式对大雨的预报技巧低于随机预报。26 日以后预报技巧逐渐降低，各阈值的 HK 评分都开始出现下降，但 0.5 mm和 5 mm 以上降水 HK 评分仍能保持在0.3 以上，这与 26 日以后 ETS 评分结果相一致。到 27 日模式对 0.5 mm、5 mm 以上降水的 HK 评分仍保持在 0.2 以上，但对 10 mm 以上的降水已经失去预报技巧，28 日以后模式对 10 mm 和 20 mm 以上的预报技巧基本丧失。

综合以上 BIA 评分、ETS 评分和 HK 评分结果，我们发现 BCC_AGCM2.0.1 模式对起报后未来 2 天的降水预报技巧较高，第 3 天预报技巧有所下降，第 4 天以后预报技巧下降明显。

4 结论和讨论

本文利用 BCC_AGCM2.0.1 全球大气环流模式对 1998 年 6 月 24 日～7 月 3 日发生在我国江淮流域的强降水天气过程进行了回报试验研究。主要结论如下：

(1) BCC_AGCM2.0.1 模式对全球 500 hPa 位势高度场的天气尺度演变具有 4～7 天左右的可预报性，模式能够模拟出北半球中高纬地区 500 hPa 等压面上的大尺度槽脊系统在模式起报后未来 6 天中的演变过程，同时也发现，在起报第 4 天之后，如有新的槽脊系统发展生成，模式可预报性受其影响将明显下降。

(2) BCC_AGCM2.0.1 模式可以较好地回报我国东部 (110°E～120°E) 从 6 月 24 日～7 月 3 日的雨带位置和随时间演变的基本特征，但整体强度较实况有所偏弱。从降水的空间分布来看，BCC_AGCM2.0.1 模式对 6 月 24 日起报后 3 天内的降水区域位置大体一致，但中心强度仍有所差异。第 5 天之后，模式对降水中心区及其中心强度的预报均出现了明显的偏差。

(3) 利用 BIA、ETS 和 HK 评分方法对 6 月 24 日至 7 月 3 日的逐日降水的预报评分结果表明，对起报后未来 2 天的 5 mm 和 10 mm 以上的降水预报能力相对较强，ETS 评分值达到了 0.25 以上，HK 评分超过了 0.4，降水区域范围预报也较准确，BIA 评分趋于 1.0。模式对 20 mm 以上的降水在起报后 2 日内具有一定的可预报性，但模式对强降水的预报能力较差，结合三个降水评分指数可以看出，模式对大于 30 mm 以上降水的预报范围明显偏大，BIA 值超过 1.5，其中 ETS 和 HK 评分较低。

由于本文使用的 BCC_AGCM2.0.1 模式为粗分辨率的气候模式，可能造成一些尺度较小的天气过程的发生发展无法被分辨，也会导致降水预报技巧评分出现高于一些高分辨率的天气模式的情况 (Accadia et al., 2005)。模式与初始场的不协调问题对模式的预报结果所带来的不确定性仍需深入研究。

参考文献 (References)

Accadia C, Mariani S, Casaioli M, et al. 2005. Verification of precipitation forecasts from two limited-area models over Italy and comparison with ECMWF forecasts using a resampling technique [J]. Wea. Forecasting, 20: 276－300.

An K H, Tam C Y, Park C K. 2009. Improving the Northeast Asian monsoon simulation: Remote impact of tropical heating bias correction [J]. Mon. Wea. Rev., 137: 797－803.

Aranami K, Ishida J. 2004. Implementation of two dimensional decomposition for JMA nonhydrostatic model [J]. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 34: 0301－0302.

Béland M, Mitchell J, Barrie L, et al. 2009. Priorities in Strengthening and Promoting Linkages between Climate, Weather, Water and Environmental Prediction Research and Services [C]. Pre－CAS Public Web Consultation, WMO CAS XV, Seoul, Korea.

Bukovsky M S, Karoly D J. 2009. Precipitation simulations using WRF as a nested regional climate model [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 48: 2152－2159.

Chou J F. 1989. Predictability of the atmosphere [J]. Adv. Atmos. Sci., 6: 335－346.

Cocke S, Lee H S, Lim G H, et al. 2006. The NCAR CCM as a numerical weather prediction model [J]. Mon. Wea. Rev., 134: 1954－1971.

丁一汇，胡国权. 2003. 1998 年中国大洪水时期的水汽收支研究 [J]. 气象学报，61 (2)：129－145. Ding Yihui, Hu Guoquan. 2003. A study on water vapor budget over China during the 1998 severe flood periods [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61 (2): 129－145.

Donner L J. 1988. An initialization for cumulus convection in numerical weather prediction models [J]. Mon. Wea. Rev., 116: 377－385.

Donner L J, Rasch P J. 1989. Cumulus initialization in a global model for numerical weather prediction [J]. Mon. Wea. Rev., 117: 2654-2671.

Ebert E E, Damrath U, Wergen W, et al. 2003. Supplement to the WGNE assessment of short-term quantitative precipitation forecasts [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 84: 492-492.

Gent P R. 2006. Preface to special issue on community climate system model (CCSM) [J]. J. Climate, 19: 2121-2121.

Gilbert G K. 1884. Finley's tornado predictions [J]. American Meteorological Journal, 1: 166-172.

Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. 1995. A Description of the Fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5) [R]. NCAR Tech. Note TN-398_STR: 122 pp.

Hanssen A W, Kuipers W J A. 1965. On the relationship between the frequency of rain and various meteorological parameters [J]. Meded. Verh., 81: 2-15.

Jeuken A B M, Siegmund P C, Heijboer L C, et al. 1996. On the potential of assimilating meteorological analyses in a global climate model for the purpose of model validation [J]. J. Geophys. Res., 101 (D12): 16939-16950.

Kaas E, Guldberg E A, May W, et al. 1999. Using tendency errors to tune the parameterization of unresolved dynamical scale interactions in atmospheric general circulation models [J]. Tellus, 51A: 612-629.

Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83: 1631-1643.

Li H, Dai A, Zhou T, et al. 2010. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950-2000 [J]. Climate Dynamics, 34, 501-514, doi: 10.1007/s00382-008-0482-7.

McBride J L, Ebert E E. 2000. Verification of quantitative precipitation forecasts from operational numerical weather prediction models over Australia [J]. Wea. Forecasting, 15: 103-121.

Miyakoda K, Stricker R F, Chludinsky J. 1978. Initialization with the data assimilation method [J]. Tellus, 30: 32-54.

Molteni F, Buizza R, Palmer T N, et al. 1996. The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122; 73-119.

van Oldenborgh G J, Balmaseda M A, Ferranti L, et al. 2005. Evaluation of atmospheric fields from the ECMWF seasonal forecasts over a 15-year period [J]. J. Climate, 18: 3250-3269.

Phillips T J, Potter G L, Williamson D L, et al. 2004. Evaluating parameterizations in general circulation models: Climate simulation meets weather prediction [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 85: 1903-1915.

Pielke R A, Cotton W R, Walko R L, et al. 1992. A comprehensive meteorological modeling system - RAMS[J]. Meteor. Atmos. Phys., 49: 69-91.

Saha S, Nadiga S, Thiaw C, et al. 2006. The NCEP climate forecast system [J]. J. Climate, 19: 3483-3517.

Schaefer J T. 1990. The critical success index as an indicator of warning skill [J]. Wea. Forecasting, 5: 570-575.

Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2005. A description of the advanced research WRF, version 2 [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-468_STR, 88 pp.

Stephenson D B, Casati B, Ferro C A T, et al. 2008. The extreme dependency score: A non-vanishing measure for forecasts of rare events [J]. Meteor. Appl. 15: 41-50.

Tartaglione N. 2010. Relationship between precipitation forecast errors and skill scores of dichotomous forecasts [J]. Weather and Forecasting, 25: 355-365.

Wilks D S. 1995. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences [M]. Academic Press, 467 pp.

WMO. 1999. Commission for basic systems abridged final report with resolutions and recommendations [R]. Rep. WMO 893, Geneva, Switzerland, 184 pp.

Wu T, Wu G. 2004. An empirical formula to compute snow cover fraction in GCMs [J]. Adv. Atmos. Sci., 21: 529-535. doi: 10.1007/BF02915720.

Wu T, Yu R, Zhang F. 2008a. A modified dynamic framework for the atmospheric spectral model and its application [J]. J. Atmos. Sci., 65: 2235-2253.

Wu T, Yu R, Zhang F, et al. 2008b. The Beijing climate center atmospheric general circulation model (BCC_AGCM2.0.1): Description and its performance for the present-day climate [J]. Climate Dynamics, 32: 123-147, doi: 10.1007/s00382-008-0487-2.

颜宏. 1987. 初始方程 $P-\sigma$ 混合坐标细网格嵌套模式的设计——(二) 数值模式中次网格物理过程参数化 [J]. 高原气象, 第 6 卷 (增刊): 64-139. Yan H. 1987. Design of a nested fine-mesh model over the complex topograph. Part two: Parameterization of the subgrid physical processes [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 6 (Suppl.): 64-139.

闫之辉, 田华. 2002. 1998 年 6 月下旬长江中下游强降水过程成因分析 [J]. 应用气象学报, 13 (6): 680-687. Yan Zhihui, Tian Hua. 2002. Causality analysis of a heavy rain process over middle and lower reaches of Changjiang River in June 1998 [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 13 (6): 680-687.

Yhang Y B, Hong S Y. 2008. Improved physical processes in a regional climate model and their impact on the simulated summer monsoon circulations over East Asia [J]. J. Climate, 21: 963-979.

Zhang G J, Mu M. 2005. Effects of modifications to the Zhang-McFarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the national center for atmospheric research community climate model, version 3 [J]. J Geophys Res., 110: D09109. doi: 10.1029/2004JD005617.

周兵, 文继芬. 2007. 1998 年夏季我国东部降水与大气环流异常及其低频特征[J]. 应用气象学报, 18 (2): 129-136. Zhou Bing,

Wen Jifen. 2007. Abnormality of summertime precipitation of eastern China and general circulation with LFO in 1998 [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 18 (2): 129 - 136.

Zhou T, Yu R. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China [J]. J. Geophys. Res., 110: D08104, doi: 10.1029/2004JD005413.

Zhou T, Yu R, Li H, et al. 2008. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century [J]. J. Climate, 21: 3833 - 3852.

Zhou T, Wu B, Wang B, 2009. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian - Australian monsoon? [J]. J. Climate, 22: 1159 - 1173.

周自江，宋连春，李小泉. 2000. 1998 年长江流域特大洪水的降水分析 [J]. 应用气象学报，11 (3): 287 - 296. Zhou Zijiang, Song Lianchun, Li Xiaoquan. 2000. Analysis of precipitation during the 1998 catastrophic deluge in the Changjiang River basin [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 11 (3): 287 - 296.

0577-6619/2010/68(3)-0398-10 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

BP-CCA 方法用于中国冬季温度和降水的可预报性研究和降尺度季节预测*

贾小龙[1] 陈丽娟[1] 李维京[1] 陈德亮[2]
JIA Xiaolong[1] CHEN Lijuan[1] LI Weijing[1] CHEN Deliang[2]

1. 国家气候中心，中国气象局气候研究开放试验室，北京，100081
2. 哥德堡大学地球科学系，瑞典哥德堡，40530
1. *National Climate Center*, *Laboratory for Climate Studies*, *CMA*, *Beijing* 100081, *China*
2. *Earth Science Center*, *Gothenburg University*, *Gothenburg* 40530, *Sweden*

2008-08-04 收稿，2008-09-18 改回.

Jia Xiaolong, Chen lijuan, Li Weijing, Chen Deliang. 2010. Statistical downscaling based on BP-CCA: Predictability and application to the winter temperature and precipitation in China. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(3):398-410

Abstract The BP-CCA is used to build the optimal statistical downscaling model between the large scale circulation over East Asia and the temperature/precipitation over China in boreal winter based on one year out cross validation. The predictability of temperature/precipitation in winter is analyzed. It shows that the average anomaly correlation coefficient (ACC) between the 500 hPa circulation and the temperature in winter is 0.7 with the highest ACC of 0.9. And the average ACC between the 500 hPa circulation and the precipitation in winter is 0.3 with the highest ACC being 0.7. Though the predictability of temperature/precipitation over China shows regional features, the 500 hPa potential heights still have close relationship with the temperature/precipitation in winter. The East Asia trough and western Pacific subtropical high are the most important systems which affect the temperature/precipitation in winter. Combining the BP-CCA method with the hindcast results of CGCM/NCC, we can obtain higher skill of forecasting temperature/precipitation via downscaling temperature/precipitation by means of the BP-CCA downscaling model than that in case only the CGCM/NCC model is used. The ability of the downscaling model comes from the high forecast skill of large scale circulations by the CGCM/NCC.

Key words Predictability, BP-CCA downscaling, CGCM seasonal prediction

摘 要 使用变形的典型相关分析(BP-CCA)方法，基于交叉检验的结果建立了东亚冬季 500 hPa 大尺度环流和中国冬季温度、降水的最优 BP-CCA 降尺度预测模型，并在此基础上进行了中国冬季温度和降水的可预报性研究，表明用东亚冬季 500 hPa 高度场降维后的大尺度环流来解释中国冬季温度，平均距平相关系数(ACC)为 0.7 左右，最高可达 0.9，解释中国冬季降水的平均 ACC 为 0.3 左右，最高可达 0.7，温度的可预报性远高于降水，且二者的可预报水平存在明显的区域差异。可预报性研究表明东亚冬季 500 hPa 大尺度环流异常与中国冬季温度、降水异常有密切的联系，BP-CCA 方法可以很好地揭示大尺度环流与温度、降水的内在联系，并且物理意义清晰。在东亚大尺度环流系统中，东亚大槽和西太平洋副热带高压是影响中国冬季温度、降水异常的重要系统。进一步利用国家气候中心海气耦合模式(CGCM/NCC)回报和预测的 500 hPa 环流场和 BP-CCA 方法对温度和降水进行降尺度预测应用，对温度和降水的预测效果明显高于模式直接输出的结果，而且对温度预测的改善高于对降水的改善。对模式预测的环流进行 EOF(经验正交函数)分析，表明 BP-CCA 方法对降尺度要素预报的可预报性来源于 CGCM/NCC 对 500 hPa 高度场主要大尺度特征的模拟能力较好。

关键词 可预报性，BP-CCA，降尺度，海气耦合模式，季节预测
中图法分类号 P456.7 P467

---

* 资助课题：国家自然科学基金项目(40905035，40805027)、国家科技部科技支撑计划项目(2006BAC02B04，2007BAC29B04)、公益性行业科研专项(200906021)。
作者简介：贾小龙，从事气候预测研究和应用。E-mail：jiaxl@cma.gov.cn

1 引 言

季节气候预测方法可以分为两大类:经验方法和理论方法(Stockdale, 2000)。由于短期气候预测的难度和不确定性,气候预测业务仍然以两种方法结合的方式制作预测。20 世纪 90 年代中后期以来,季节-年度气候预测的研究取得较大的发展(Palmer,et al,1994;Goddard,et al,2001;Wang,et al,2001),动力气候模式成为季节气候研究和试验性业务的重要工具,并以"两步法"(Bengtsson,et al,1993)和"一步法"(Ji,et al,1994)两条思路发展。但是受数值模式动力框架、物理过程参数化等条件的限制,在现有模式水平情况下,模式对大尺度环流的特征模拟较好,而对于温度、降水等区域尺度气候要素的模拟技巧不理想,无法满足业务的需要。因此从动力模式的大尺度变量中获取局地尺度信息的降尺度方法逐渐发展起来。目前应用的降尺度法可分为三类(Busuioc,et al,2001a):动力降尺度、统计降尺度(Wilby,et al,2000,2002)、统计与动力相结合的降尺度(Frey-Buness, et al, 1995; Fuentes, et al, 1996,2000)方法,其中统计降尺度法由于计算量小、易于操作而被广泛应用(Wilby,et al,1997;范丽军等,2005),取得了许多研究和应用成果(李维京等,1999; Wilby,et al,2000,2002; Hellstrêm,et al,2003; Busuioc,et al,2001a,2001b; Willem,et al,2000)。常用的统计降尺度方法很多,其中变型的典型相关分析(也称为 BP-CCA 或 EOF-CCA)是一种既考虑现象联系又考虑成因特征的统计预测方法,它是在对两个场做主成分分析的基础上的典型相关分析(Canonical Correlation Analysis,简称 CCA),与其他统计预报方法的对比发现,BP-CCA 预报模型具有很好的预报效果(陈友民,1996;严华生,2004)。国内外关于 BP-CCA 方法在短期气候方面的预测研究比较广泛(毛恒青等,1997;黄茂怡等,1997,2001;Chen,et al,2003; Barnston,et al,1994,1996a,1996b,1996c)。本文试图以 BP-CCA 方法作为工具,研究利用该方法解释中国冬季气候的可预报性,以及利用国家气候中心海气耦合模式(CGCM/NCC)的回算和预测结果进行冬季降水和温度的降尺度预测能力。

一般用于降尺度预测因子的大尺度变量有海平面气压(Busuioc,et al,2001)、位势高度场(李维京等,1999;Chen,et al,2003)等变量,其中环流场在气候系统中占据非常重要的地位,气候的任何变化都将在大尺度的环流上有相应的体现,而环流的变化又将直接或间接地影响气温、降水等要素的变化。中国地处东亚季风区,冬季气候异常主要受冬季风环流系统的影响。本文即以 500 hPa 高度场作为预测因子,分析 500 hPa 大尺度环流异常与中国冬季温度和降水异常的关系,探讨利用实况冬季高度场解释降水和温度的能力,获得中国冬季温度和降水的可预报性信息。在此基础上,将 BP-CCA 方法应用于国家气候中心"九五"期间发展的海气耦合模式(CGCM/NCC)(丁一汇等,2004)的冬季环流回算和预测结果,李清泉等(2004)、张礼平等(2005)曾经分析模式的夏季回报、预测结果并进行评估和适当订正,证明模式结果有一定的参考价值。本文利用模式回算资料建立温度和降水的最优 BP-CCA 降尺度预测模型,对预测效果进行检验,最后分析降尺度预测高技巧信息的可预报性来源。

2 资 料

文中使用站点资料为国家气候中心整理的中国地区 160 站冬季温度和降水时间序列(1951—2007 年)。格点资料为 NCEP/NCAR 发布的水平分辨率为 2.5°×2.5°的月平均全球再分析资料(Kalney, et al,1996),使用的变量为 1951—2006 年 56 个冬季的 500 hPa 高度场,区域为东亚地区(10°—60°N, 70°—150°E),冬季定义为当年 12 月—次年 2 月的平均。模式回算和预测资料为国家气候中心海气耦合模式 CGCM/NCC 10 月起报的冬季平均500 hPa 高度场,回算时段为 1983—2006 年,共计 24 个冬季。另外,还用到了 CGCM/NCC 直接输出的冬季平均的温度和降水,用于对比预测结果。

3 方 法

文中使用的典型相关分析(CCA)方法的基本思想是:分别在两组随机变量内做线性组合构成各自有代表性的综合变量,使两组间成对的综合变量之间的相关达最大、次大……,这种综合变量称为典型相关变量,然后通过对它的研究,代替原来两组变量之间相关关系的研究。这样,只需着重研究前几对相关关系强的典型变量,就能把原来两组变量间复杂的联系简要地表达出来。在使用常规的典型相关分析时,要求样本量 n 大于两组变量的个数或两个变量场空间点数,以保证典型变量的稳定性。而在大气科学中分析场的格点数往往远大于样本容量, BP-CCA 方法是在对两个场作主成分分析的基础上的 CCA,即先对两个场做经验正交函数(Em-

pirical Orthogonal Function,简称 EOF)分析,截取前几个标准化的主成分,然后进入 CCA 步骤。这样截取了两个场的主要大尺度时空变化信息,滤去了小尺度振动和噪声的干扰,减少了资料中不必要的"噪音"部分,同时也降低了维数,减少了计算量。BP-CCA 方法的详细介绍可参见魏凤英(2007)、吴洪宝等(2005)编写的书籍,计算步骤概括如下:

(1)对预报因子和预报对象分别计算出标准化距平。

(2)将因子和对象的标准化距平分别做 EOF 分析,分别截取前几个 EOF 标准化的时间系数 $\alpha_i(t)$ 和 $\beta_i(t)$,构造主分量矩阵 $\boldsymbol{A}$ 和 $\boldsymbol{B}$。

(3)计算主分量矩阵 $\boldsymbol{A}$ 的协方差阵 $\boldsymbol{S}_{\alpha\alpha}$,主分量矩阵 $\boldsymbol{B}$ 的协方差阵 $\boldsymbol{S}_{\beta\beta}$,两个主分量矩阵的交叉协方差矩阵 $\boldsymbol{S}_{\alpha\beta}$。

(4)用奇异值分解计算方法求 $\boldsymbol{S}_{\alpha\alpha}^{-1}\boldsymbol{S}_{\alpha\beta}\boldsymbol{S}_{\beta\beta}^{-1}\boldsymbol{S}_{\beta\alpha}$ 矩阵的特征值,得到左右奇异向量 $\boldsymbol{L}_k$、$\boldsymbol{R}_k$ 和奇异值 σ_k。

(5)以 $\boldsymbol{L}_k$ 和 $\boldsymbol{R}_k$ 为权重系数向量分别将 $\alpha_i(t)$ 和 $\beta_i(t)$ 做线性组合,得到典型相关变量 $a_k(t)$ 和 $b_k(t)$,$a_k(t)$ 和 $b_k(t)$ 间的相关系数为 σ_k。

最后,由回归分析的原理,建立统计预报关系:

$$\hat{Z}_{jt} = \sum \sigma_k a_k(t)\langle Z_j(t)b_k(t)\rangle,\ j = 1, 2\cdots N。$$

其中:t 表示年份($t = 1, 2\cdots N$);j 是预报对象场的离散的空间位置序号;$Z_j(t)$ 和 $\hat{Z}_{jt}$ 分别为预报对象的实际场和预报场在第 j 格点的分量;$\langle\ \rangle$ 表示时间平均;$\langle Z_j(t)b_k(t)\rangle$ 是样本平均量,与预报时间无关。

利用该方法进行中国冬季温度和降水的可预报性分析及降尺度预测应用。

4 中国冬季温度和降水的可预报性分析

根据 BP-CCA 方法的步骤,首先将中国 1951—2006 年 160 站温度和降水作为预报对象,NCEP/NCAR 再分析资料同时段的东亚地区(10°—60°N,70°—150°E)500 hPa 高度场作为预报因子,将预报因子和预报对象场进行距平标准化,然后进行 EOF 分析。

首先分析东亚地区 500 hPa 环流的主要变化模态,图 1 给出了 500 hPa 高度距平场 EOF 分析的前 4 个模态。第 1 模态反映了东亚地区 500 hPa 高度场变化整体一致的特征,载荷大值区位于副热带地区,这一模态解释方差为 45.1%;第 2 模态反映了东亚地区高纬和中低纬地区高度场反相变化的特

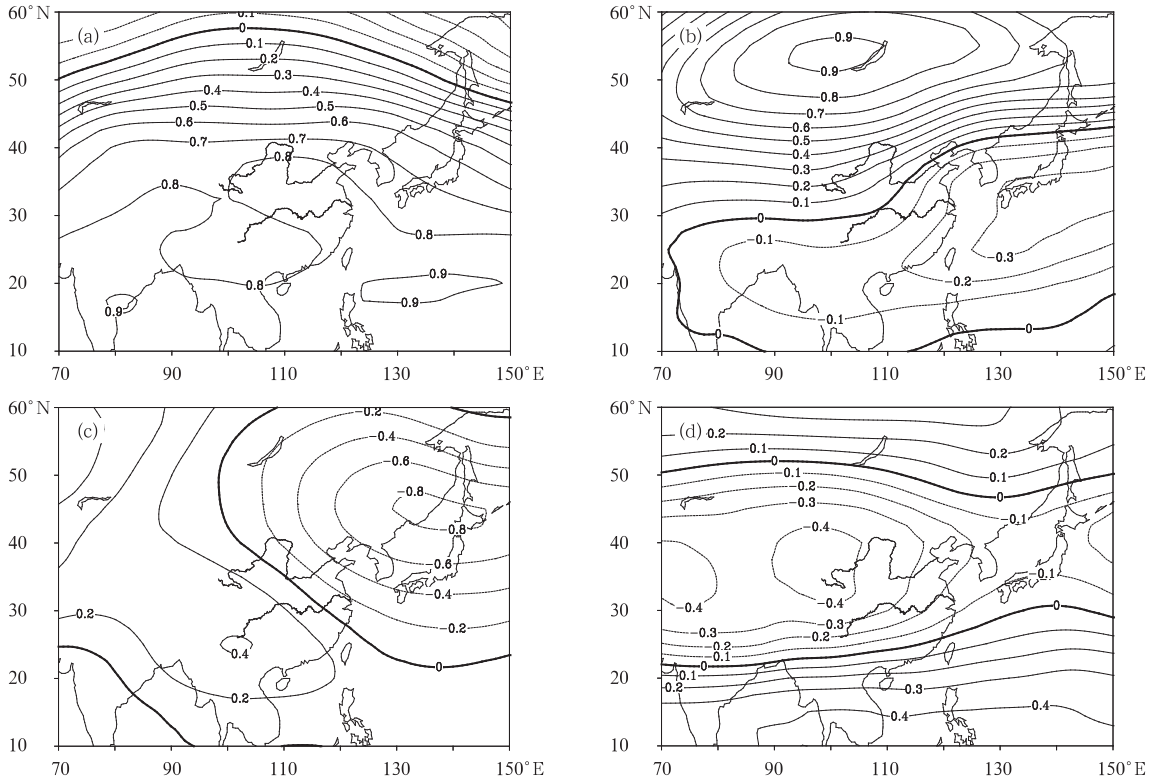


图 1 NCEP 再分析资料冬季标准化 500 hPa 高度距平场 EOF 分析的前 4 个模态(a—d 分别为第 1、2、3、4 模态)

Fig. 1 The leading four EOF patterns of the winter normalized 500 hPa geopotential height from NCEP data (a. the first pattern, b. the second pattern, c. the third pattern, and d. the fourth pattern)

征,正载荷中心位于贝加尔湖附近,负载荷中心位于中国东部-朝鲜-日本附近的东亚东部地区,两者分别对应了西风带平均环流上贝加尔湖脊和东亚大槽的位置,因此这一模态反映了东亚地区冬季500 hPa西风带平均槽脊,即贝加尔湖和阿留申地区槽脊的变化特征,解释方差为 18.7%;第 3 模态解释方差为 12.2%,主要反映了东亚地区东部和西部地区高度场反相变化的特征,可以看到这一模态也与东亚大槽的变化有关;第 4 模态解释的方差比较少(7.7%),反映了东亚高度场由北向南"+ − +"的纬向型变化特征。前 4 个模态累计方差贡献达到83.7%,反映了东亚冬季500 hPa环流的主要变化特征。

然后截取预报因子和预报对象场 EOF 分析的前几个模态来进行 CCA 分析,并截取前几个 CCA 模态来建立预测模型,由于用 BP-CCA 方法建立两场关系模型的预测技巧与各场截取 EOF 模态的个数以及用来进行建模的 CCA 模态个数有关,为使建立的预测模型得到最佳的预测技巧,这里截取同 EOF 模态个数,并取所有 CCA 模态建立 BP-CCA 预测模型的交叉检验的结果。可以看到,当截取的 EOF 模态个数增加时,建立的 CCA 预报关系的距平相关系数(ACC)起初是迅速增加的,但直到达到一个最大值后,随着截断模态个数的增加,ACC 将趋于相对稳定并有所减小,这也说明 BP-CCA 模型只能识别大尺度的气候,无法识别小尺度特征(吴洪宝等,2005)。对温度和降水而言,都是截取前 10 个 EOF 模态时,ACC 达到最大,分别为 0.73和 0.34。为进一步确定用来建立预报模型的 CCA 模态个数,图 3 进一步给出了预报对象和预报因子截取前 10 个 EOF 模态进行 CCA 分析后,建立预报模型的 CCA 模态个数对应的 ACC,我们用使 ACC 达到最大的模态个数来建立最后的预报关系,得到最优的降尺度预测模型。这里温度和降水都是截取所有的 CCA 模态(前 10 个)时 ACC 最大(分别为0.73和 0.34)。通过交叉检验的方法确定了温度和降水的预测模型都是截取因子场和预报对象场前 10 个 EOF 模态进行 CCA 分析,然后取前 10 个 CCA 模态用来建立预报关系。图 4 分别给出据此建立的 BP-CCA 预报模型对冬季温度和降水的预测效果交叉检验结果的区域差异特征,分别是 160

EOF 模态的个数以及用来建立预报关系的 CCA 模态个数都通过"One year out cross validation"(Barnston,et al,1996a))的交叉检验方法来确定(吴洪宝等,2005)。具体做法是,每次模型预报方程由所有可用资料中去掉第 M 年的资料建立,然后用保留的第 M 年的因子资料作为因子观测值进行预报,而保留的第 M 年的预报对象资料作为实况。重复以上过程,使 M 取遍所有可能的取值,可以得到预报值序列和实况序列,通过计算两个序列的时间相关系数,然后以 160 站平均的相关系数作为衡量预报效果的标准,它反映了系统整体的预测技巧,同时计算 160 站通过 5%显著性检验水平的站数。因为保留的资料没有参与任何与模式方程建立有关的过程,可以认为样本检验是相对独立的。按照这种做法,预报检验的结果接近实际预报情况,而非事后预报。

对预报对象和预报因子分别截取前 1—25 个EOF模态,重复进行交叉检验,图2给出了截取不

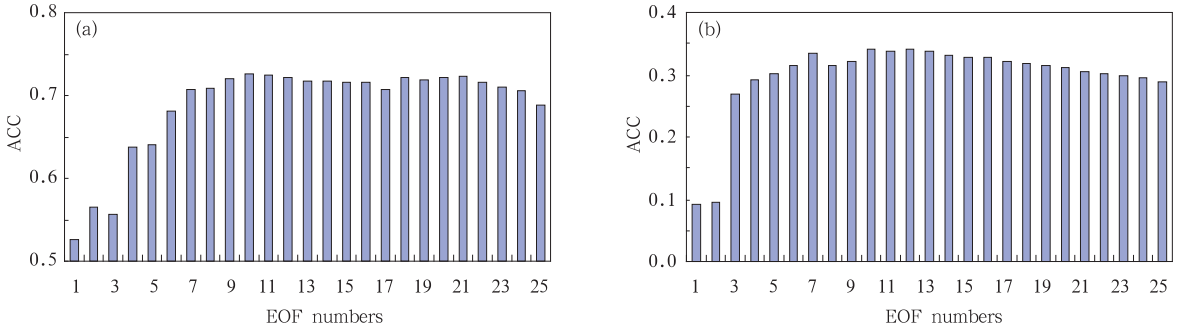


图 2 NCEP 冬季 500 hPa 高度场和 160 站温度(a)、降水(b)取不同 EOF 模态个数进行 CCA 重建(取所有 CCA 模态)的交叉检验结果

Fig. 2 Cross-validation of the CCA reconstruction using the NCEP winter 500 hPa height with the observed temperature (a), and with the observed rainfall (b) over the different numbers of leading EOF patterns (all CCA patterns are used). (The vertical axis is the 160 station averaged anomaly correlation coefficients between the BP-CCA reconstructed and observed data. The horizontal axis is the EOF numbers used)

站预测值和观测值时间相关系数的空间分布和空间相关系数序列。可以看到,对温度预测而言,中国160个站的相关系数都超过了5%的显著性检验水平,平均ACC为0.73,东部大部分地区相关系数都在0.75以上,河套地区超过0.8。从空间相关系数序列看,56年只有2年相关系数为负,2年未达到5%的显著性检验水平,其余大部分年份都超过了1%的显著性检验水平,ACC最高达到0.9。对降水而言,预报技巧要比温度低得多,160站平均的ACC为0.34,通过5%显著性检验水平的站数为

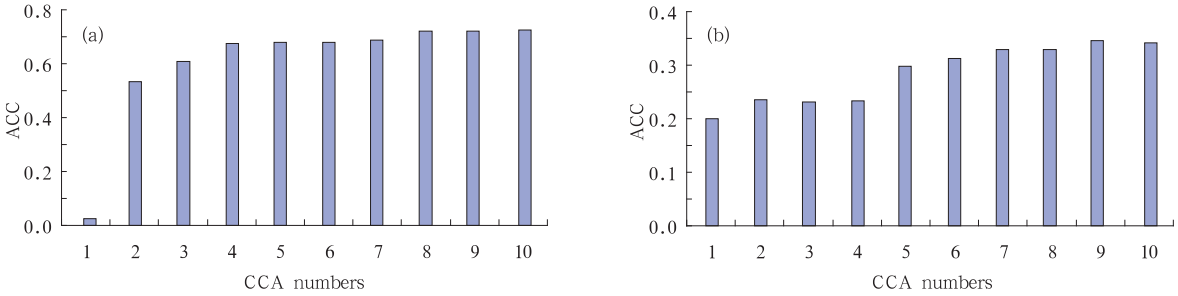


图3 NCEP冬季500 hPa高度场和160站温度(a)和降水(b)用前10个EOF模态进行CCA分析,取不同的CCA模态数进行重建的交叉检验结果

Fig. 3 Cross-validation of the CCA reconstruction using the NCEP winter 500 hPa height with the observed temperature (a), and with the observed rainfall (b) over the different numbers of CCA patterns (leading ten EOF patterns are used). (The vertical axis is the 160 station averaged anomaly correlation coefficients between the BP-CCA reconstructed and observed; the horizontal axis is CCA numbers used)

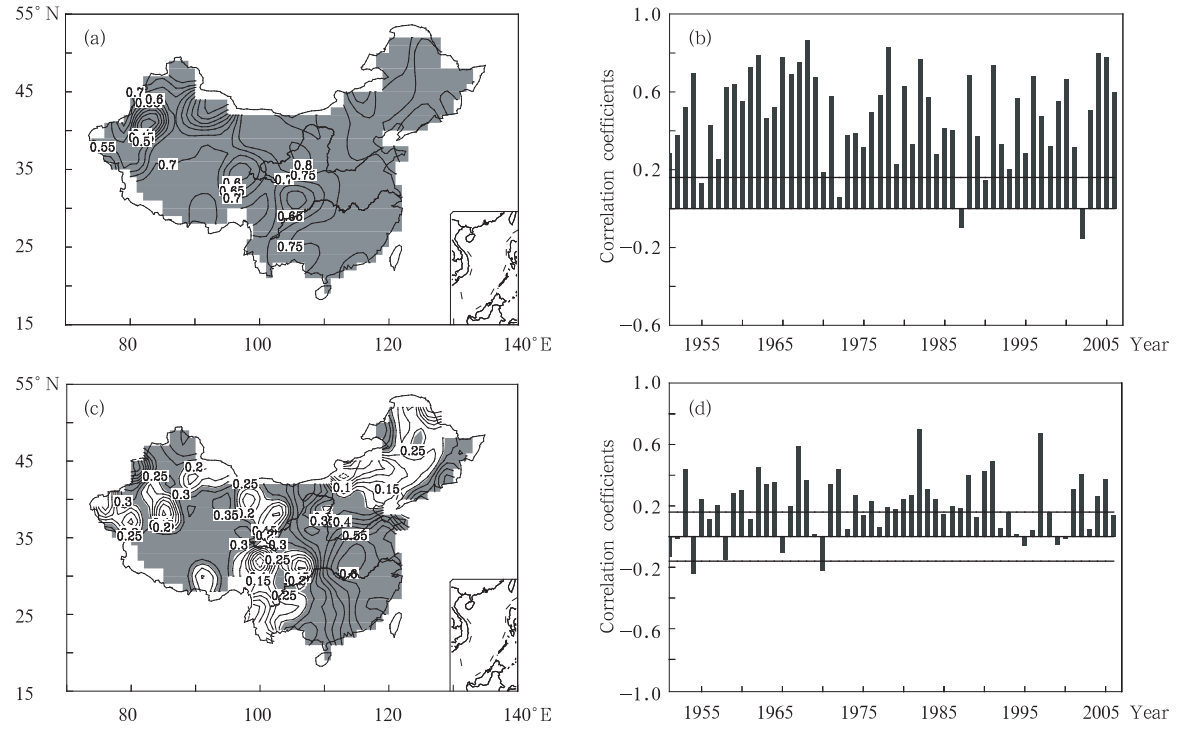


图4 冬季500 hPa高度场为预报因子使用最优BP-CCA模型对160站冬季温度和降水预测效果的交叉检验结果

(a. 预测的温度和实况温度的相关系数分布(阴影为达到5%显著性检验水平的区域);
b. 预测的温度和实况温度的空间相关系数序列;c. 预测的降水和实况降水的相关系数分布
(阴影为达到5%显著性检验水平的区域);d. 预测的降水和实况降水的空间相关系数序列)

Fig. 4 Cross-validation of the predicted temperatures and rainfalls of the 160 stations using the 500 hPa height data based on the optimal BP-CCA model (a. correlation coefficient distributions of the predicted and observed temperatures of the 160 station (the areas that are significant at the 5% level are shaded; b. spatial correlation coefficients between the predicted and observed rainfalls of the 160 stations), (c) same as in (a) but for rainfalls; and (d) same as in (b) but for rainfalls)

106 站,空间分布上预报技巧最高的地区是中国东部大部分地区,相关大多在 0.4 以上,相对较低的地区在东北和西南地区。从空间相关序列看,大多数年份都为正相关,有 35 年通过 5%的显著性检验水平,最高为 0.7,只有 8 年为负相关。

从以上分析可以看出,中国冬季的温度和降水与大尺度环流有密切的关系,BP-CCA 方法建立的冬季 500 hPa 环流和温度、降水的降尺度预测模型对冬季的温度和降水有很好的预测效果。冬季温度和降水的可预报性用相关系数(ACC)来表示的话,冬季温度的平均 ACC 在 0.7 左右,最高可以达到 0.9,降水的可预报性为 0.3 左右,最高可以达到 0.7,温度的可预报性要明显高于降水,而且可预报水平存在明显的区域差异。这一结果也表明,受可预报性的限制,即使数值模式对大尺度环流的预报与实况完全一致,也不可能预测出与实况完全一致的温度和降水分布。

5 东亚冬季 500 hPa 环流与中国同期温度和降水的关系及主要模态

为进一步分析东亚地区冬季环流与中国温度和降水的关系,下面对 BP-CCA 分析的结果做进一步的诊断,由交叉检验的结果(图 3)可以看到,在建立 BP-CCA 预测模型时,对温度的预测取前 4 对 CCA 模态建模之后,降水在取前 5 对 CCA 模态之后,预测技巧的变化就不太明显了,因此,下面将对 500 hPa环流与温度的前 4 对 BP-CCA 模态的空间载荷型和 500 hPa 环流与降水的前 5 对模态的载荷型进行分析(图 5 和 6)。从温度的前 4 对 CCA 模态的典型载荷特征向量看(图 5),第 1 对模态的 500 hPa高度场载荷向量为东亚大陆整体一致的变化,与之对应,温度载荷型也为全国一致的变化,载荷大值区与高度场相一致,这一对模态表明东亚大陆高度场整体偏高,高纬和极区的冷空气受到阻挡,中国大部分地区温度偏高,反之亦然。第 2 对 CCA 模态的500 hPa高度场载荷向量东亚中高纬呈西高东低的分布,而低纬高度场偏低,反映了东亚大槽和贝加尔湖脊的变化,因此,这种环流型表明东亚大槽偏深、贝加尔湖脊偏强、亚洲大陆环流经向度加大,高纬度的冷空气易于侵入到低纬度地区,因而与此环流型相对应,冬季温度的模态为全国大部分地区是负距平,大的负值区主要分布在中国东部地区,反映了东亚大槽对中国温度的影响。但在中国中部地区有一小范围的温度正值区,可能与局地气候特征有关。第 3 对 CCA 模态的 500 hPa 高度场载荷向量东亚大陆北部为高度场负异常,南部为正异常,此种环流型也表明北方的冷空气较为活跃,容易侵入到南方地区,中国的温度变化表现为西南地区温度偏高,其他地区温度易偏低,偏低最明显的区域在中国的北方地区。第 4 对 CCA 模态的高度场特征主要是高纬和低纬偏高,而中纬度地区相对偏低的分布,这种环流形势下,中国北方地区和西南地区温度偏高,南方地区温度偏低。

从环流和降水的前 5 对 CCA 模态看(图 6),第 1 对 CCA 模态的 500 hPa 高度场载荷特征向量反映了东亚地区高度场西低东高的分布,东亚大槽偏弱,并且西太平洋副热带高压也较为偏强,这种形势下西路冷空气较为活跃,容易南下影响中国,同时低纬副热带系统较强,有利于海洋上水汽向大陆的输送,造成中国大部分地区降水偏多,与以往的分析结果一致(何溪澄,2006)。第 2 对 CCA 模态的高度场载荷型反映了东亚高度场北负南正的分布,北方冷空气活跃,而中低纬副热带系统偏强,使得冬季雨带主要在长江中下游及以北的中国北方地区。第 3 对 CCA 模态的高度场载荷型与第 1 模态有相似之处,东亚地区也为西低东高的分布,但东亚大陆都偏低,海洋上偏高,东亚大槽偏弱偏东,主要降水偏多的区域在中国东部地区。第 4 对 CCA 模态的高度场载荷型从高纬到低纬为"+ - +"的分布,中国北方地区冷空气活跃,而副高偏南,使得北方地区降水偏少,江南、华南降水偏多。第 5 对 CCA 模态的高度场异常反映了在东亚大陆中纬度地区西低东高的分布,而高纬和低纬地区高度场偏低,这种分布易造成中国东部地区从南到北降水呈"+ - +"分布。

BP-CCA 型的分析表明东亚地区 500 hPa 环流的变化与中国冬季的温度和降水的变化有密切的联系,并且 BP-CCA 分析得到的 500 hPa 高度场和中国温度异常有很好的对应关系,并且有清晰的物理含义。前 4—5 对 CCA 模态揭示了东亚冬季大尺度环流对中国冬季温度、降水的主要影响关系,其中东亚大槽和西太平洋副热带高压是影响中国冬季温度、降水的最重要的系统。使用 BP-CCA 方法利用 500 hPa 环流对中国温度和降水有比较好的预测效果,因此下一节我们将利用此方法使用模式预测的环流实现对中国 160 站温度和降水的降尺度解释应用。

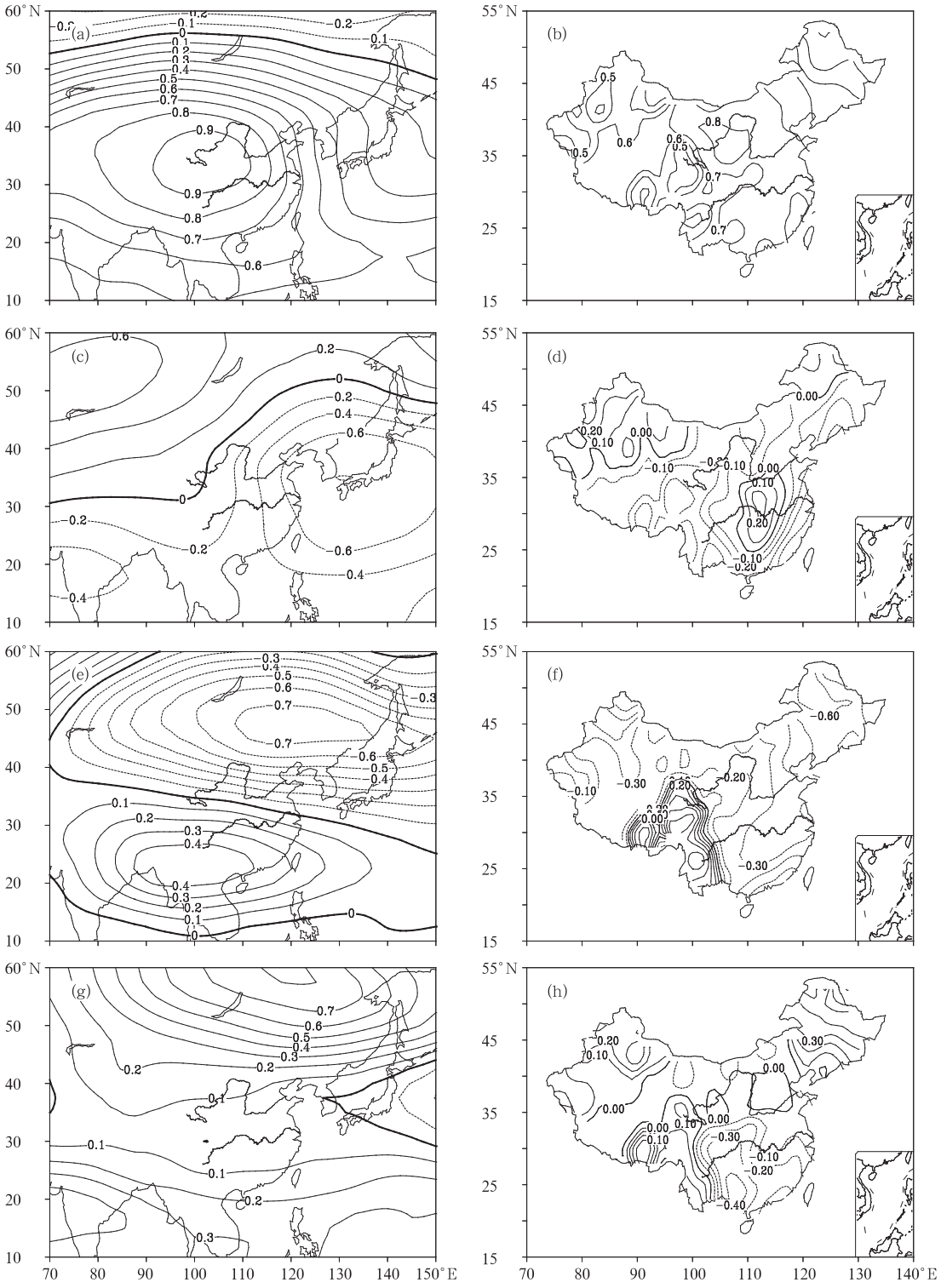


图 5 NCEP 的冬季 500 hPa 高度场距平(a、c、e、g)
和冬季 160 站温度距平(b、d、f、h) BP-CCA 分析的前 4 对模态的载荷特征向量

Fig. 5 The first four BP-CCA patterns for the NCEP winter 500 hPa
height anomalies (a、c、e、g) and the observed temperature
anomalies (b、d、f、h) of the 160 stations

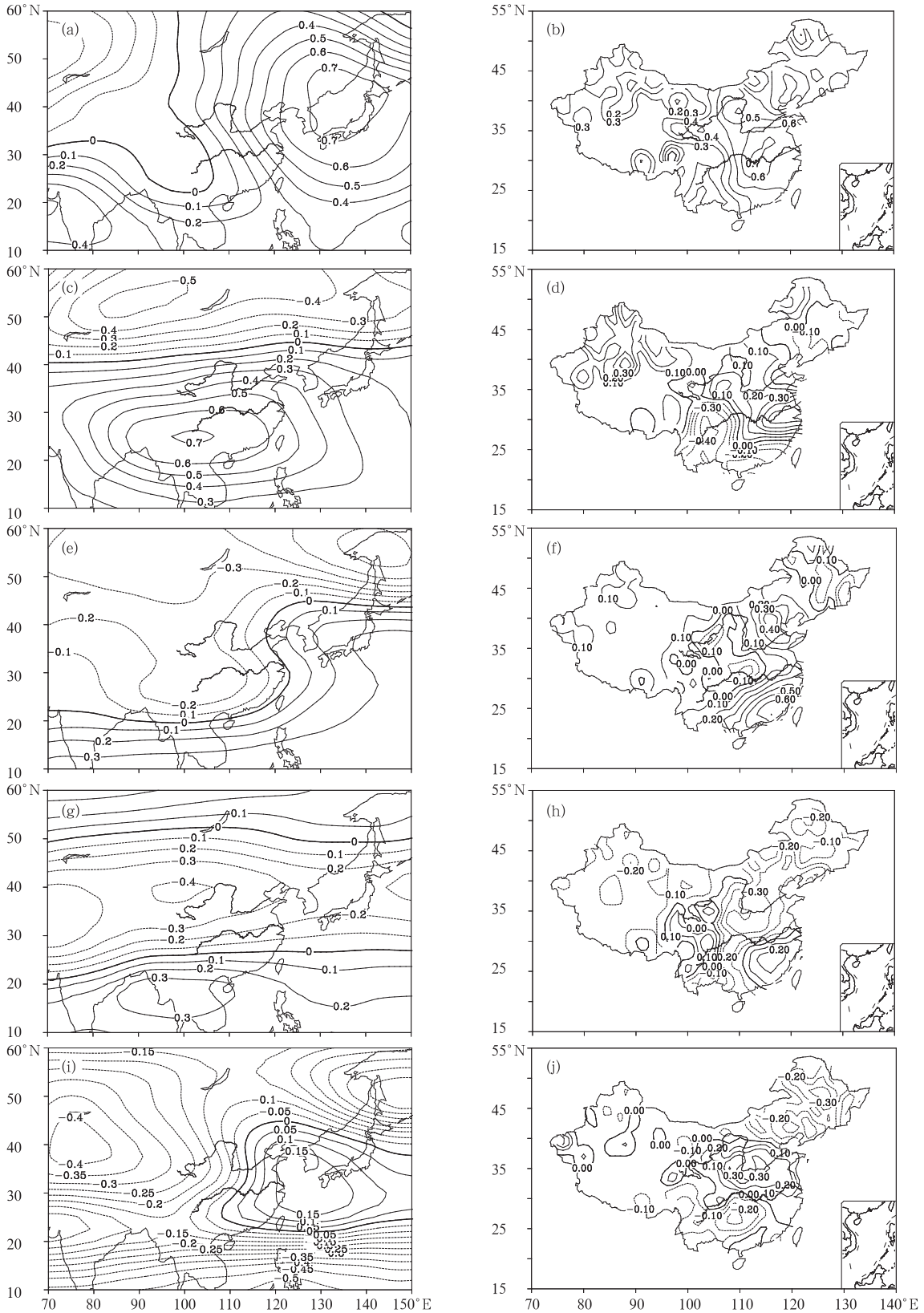


图 6　NCEP 冬季 500 hPa 高度场距平(a、c、e、g、i)和
冬季 160 站降水距平(b、d、f、h、j)BP-CCA 分析的前 5 对模态的载荷特征向量

Fig. 6　Fig. 5 The first five BP-CCA patterns for the NCEP winter 500 hPa height anomalies (a、c、e、g、i) and the observed rainfall anomalies (b、d、f、h、j) of the 160 stations

6 BP-CCA 用于 CGCM/NCC 环流对冬季温度和降水的降尺度季节预测

6.1 模式直接输出的温度和降水的预测检验

首先对国家气候中心海气耦合模式(CGCM/NCC)10 月起报预测的 1983—2006 年冬季的温度和降水进行效果检验,将输出的格点温度和降水用双线性法插值到 160 个台站上,得到台站上的预测值,然后计算了与 160 站实况资料的相关系数和空间相关系数序列(图7)。可以看到,CGCM/NCC对

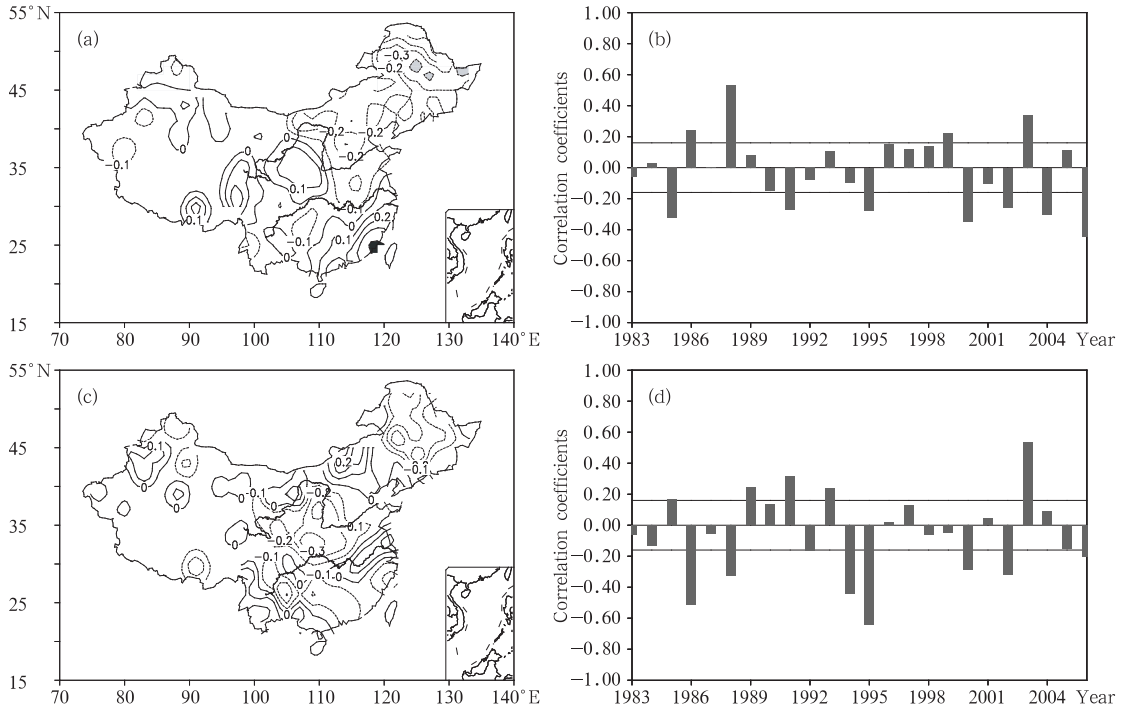


图 7 CGCM/NCC 预测的冬季温度和降水与实况的相关系数空间分布和空间相关系数序列
(a. 预测的温度和实况温度的相关系数分布(阴影为达到 5% 显著性检验水平的区域);
b. 预测的温度和实况温度的空间相关系数序列;c. 预测的降水和实况降水的相关系数分布
(阴影为达到 5% 显著性检验水平的区域);d. 预测的降水和实况降水的空间相关系数序列)

Fig. 7 Correlation coefficient distributions and spatial correlation series of the predicted temperatures and rainfalls of the 160 stations by the CGCM/NCC. (a. Correlation coefficient distributions of the predicted and observed temperatures of the 160 station (the areas that are significant at the 5% level are shaded); b. spatial correlation coefficients of the predicted and observed rainfalls of the 160 stations; (c) same as in (a) but for rainfalls; and (d) same as in (b) but for rainfalls)

冬季温度和降水的预测均较差,对温度的预测除了东南沿海和西北地区东部外,其余地区均为负相关,尤其在东北和华北负相关值较高。160 站平均的 ACC 为 −0.04,相关达到通过 5% 显著性检验水平的站点数为 5 个,空间相关系数最大的为 0.55。而降水的预测与实况以负相关为主,160 站平均的 ACC 为 −0.1,没有通过 5% 的显著性检验的站点,空间相关系数最大为 0.5。从上面对模式直接输出的温度和降水的检验来看,预测技巧都很低。

6.2 BP-CCA 降尺度预测模型效果检验

利用第 4 节 BP-CCA 的方法分别建立模式预测的 500 hPa 环流和观测的 160 站温度和降水场的最优 BP-CCA 降尺度预测模型。预测模型建立的方法同第 4 节的方法一样,只是用 CGCM/NCC 预测的 1983—2006 年冬季 500 hPa 高度距平代替 NCEP 的 500 hPa 高度场,分别和中国 160 站实况冬季温度及降水距平进行 BP-CCA 分析。进行 BP-CCA 分析时截取的预报因子和预报量的 EOF 模态数以及用来建立预测模型的 CCA 模态数的方法同第 4 节一样使用交叉检验的方法来确定。对温度的预测而言,高度场和温度场截取前 15 个 EOF 模态进行 CCA 分析,并且取前 13 个 CCA 模态建立的预测模型的预测技巧

最佳,ACC 为 0.23,通过 5%显著性检验水平的正相关站点数为 36 个;对降水而言,截取前 20 个 EOF 模态进行 CCA 分析,并且取前 7 个 CCA 模态建立的预测模型的预测技巧最佳,ACC 为 0.08,通过 5%显著性检验水平的正相关站点为 29 个。图 8 进一步给出了交叉检验的 160 站 24 年相关系数的空间分布和 24 年空间相关系数序列。可以看到,与模式直接输出的结果相比,BP-CCA 模型对温度和降水的预测技巧都有明显的提高,对温度的预测在东北部分地区、华北、江淮、东南沿海的部分地区和西南部分地区技巧都有很大的提高,对降水的预测在江南和华南地区技巧有较明显的提高。

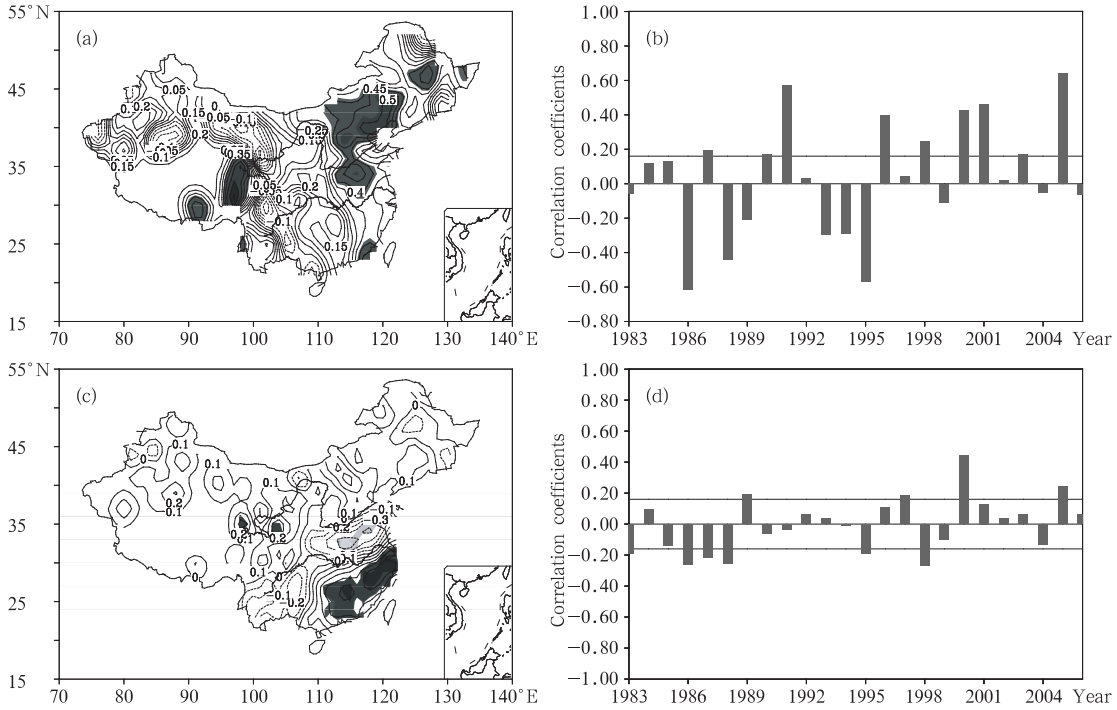


图 8 BP-CCA 预测模型用于 CGCM/NCC 的预测高度场对 1983—2006 年冬季温度和降水预测效果的交叉检验,160 站温度(a)和降水(c)的预测和实况的相关系数分布(阴影为通过 5%显著性检验水平的区域);(b)和(d)是预测的 160 站温度和降水和实况之间的空间相关系数序列

Fig. 8 Cross-validation of the predicted temperatures and rainfalls of the 160 stations using the CGCM/NCC 500 hPa height data based on the optimal BP-CCA model. (a) Correlation coefficient distributions of the predicted and observed temperatures of the 160 stations (the areas that are significant at the 5% level are shaded); (b) spatial correlation coefficients of the predicted and observed rainfalls of the 160 stations; (c) same as in (a) but for rainfalls; and (d) same as in (b) but for rainfalls

7 降尺度预测技巧的可预报性来源

BP-CCA 方法从大尺度异常环流型的角度来实现对温度和降水的降尺度预测,因此模式对大尺度环流型的模拟能力是首要因素。首先检验一下模式对 500 hPa 高度场的预测技巧,图 9 给出了模式预测的 500 hPa 高度场和 NCEP 结果之间的相关系数场,可以看到,模式对 500 hPa 环流的预测技巧在东亚地区并不好,在东北地区甚至是较为显著的负相关,这也是为什么模式直接输出的温度在中国北方地区与观测结果为弱的负相关的原因之一(图 7)。虽然模式对环流的整体预测并不好,但 BP-CCA 方法是从大尺度环流型的角度建立模式预测的环流型和观测的预报对象场空间型之间的关系模型,从而提高预报要素场的预报效果,因此模式能否再现观测的 500 hPa 主要环流型对 BP-CCA 模型能否提高预测效果来说更为重要。因此,图 10 给出了 CGCM/NCC 预测的 1983—2006 年冬季东亚地区 500 hPa 高度距平场 EOF 分析的前 4 个模态,EOF 第 1 模态反映了东亚大陆大部分高度场变化一致的

特征,这一模态解释了58.6%的方差贡献。第2模态类似NCEP再分析结果的3模态,解释了14.4%的方差;第3模态解释了8.5%的方差贡献,空间分布上类似NCEP 500 hPa高度场的第2模态;第4模态则与NCEP 500 hPa高度场的第4模态非常一致,解释方差贡献为5%。前4个模态累积解释方差贡献达86.5%。从模式预测的500 hPa环流异常的主要EOF模态来看,模式对500 hPa的主要环流型还是有一定的预测能力。因此,利用BP-CCA方法在大尺度环流识别上的特点,同时利用模式对主要大尺度环流型的再现能力,相对于模式直接输出的要素预报效果不佳的实际情况,可以对要素的预报有较明显的提高。上面的分析表明,CGCM/NCC应用BP-CCA方法预测效果提高的原因,并不是模式对500 hPa环流的预报技巧较高,而是对500 hPa主要环流型的预报能力较高。受环流解释温度和降水的可预报性以及模式预测的大尺度环流型实际上与观测还有一定差异的限制,用BP-CCA建立的预测模型的预测技巧比观测的环流来降尺度解释温度和降水的技巧明显偏低,但是与模式直接输出的要素预报的技巧相比,用BP-CCA方法还是可以明显改善模式对温度和降水的预测效果。

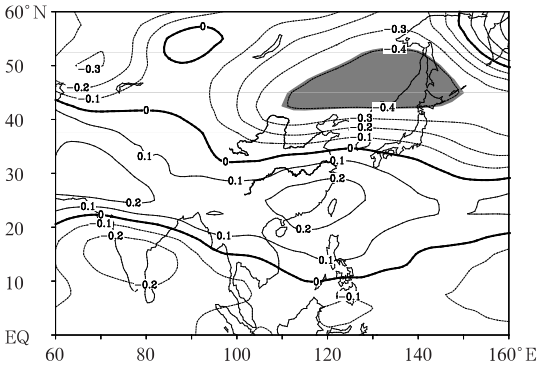


图9 CGCM/NCC预测的冬季500 hPa高度场与NCEP资料的相关系数空间分布

(阴影为达到5%显著性检验水平的区域)

Fig. 9 Correlation coefficient distributions of the 500 hPa geopotential heights predicted by the CGCM/NCC with the NCEP data

(the areas that are significant at the 5% level are shaded)

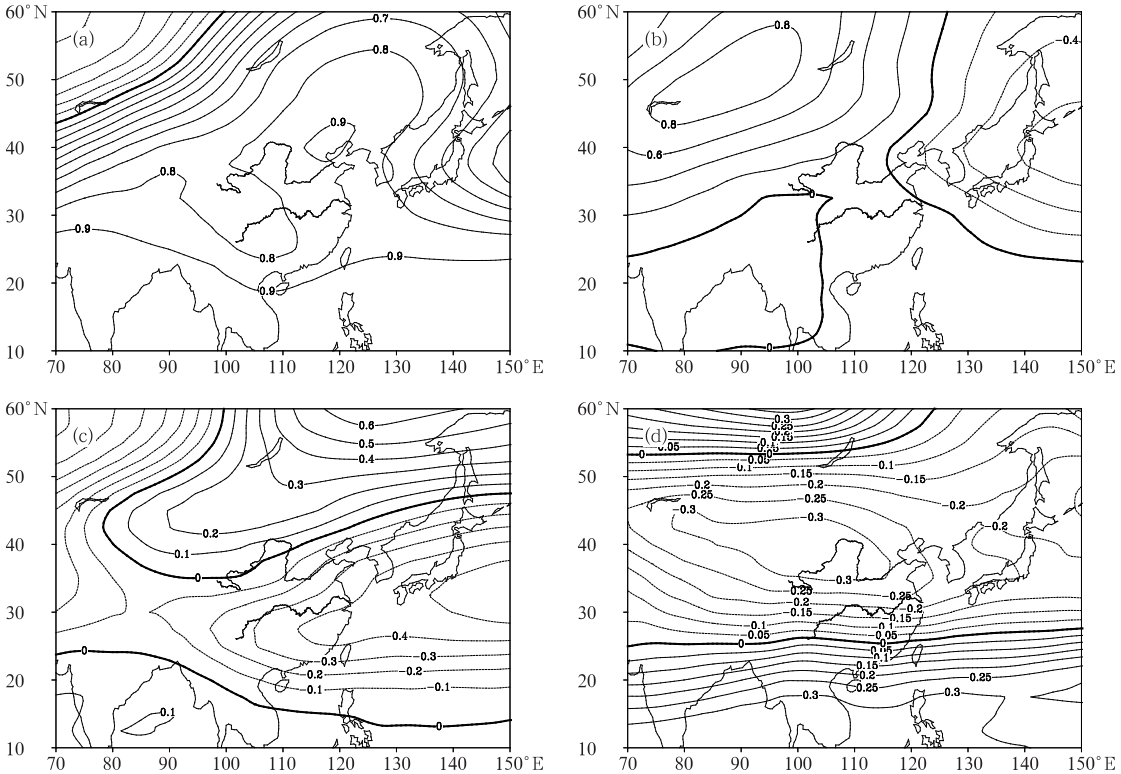


图10 CGCM/NCC预测的冬季500 hPa高度距平场EOF分析的前4个模态

Fig. 10 The leading four EOF patterns ((a)–(d)) of the winter normalized 500 hPa geopotential heights predicted by the CGCM/NCC

8 结论与讨论

使用 BP-CCA 方法基于交叉检验结果建立了东亚冬季大尺度环流和中国冬季温度、降水的最优 BP-CCA 降尺度预测模型,研究了冬季温度和降水的可预报性,并进一步分析了 500 hPa 主要大气环流型与中国冬季温度和降水分布的关系;最后将 BP-CCA 方法应用于国家气候中心海气耦合模式(CGCM/NCC)的降尺度应用中,并取得了较好的效果,得到以下结论:

(1) 应用 BP-CCA 方法基于交叉检验建立的东亚冬季 500 hPa 环流和中国冬季温度、降水异常的最优 BP-CCA 降尺度预测模型对温度和降水的预测有很好的效果。用 500 hPa 大尺度环流来解释温度和降水,冬季温度的可预报性平均 ACC 为 0.7 左右,最高可以达到 0.9,降水的可预报性平均 ACC 为 0.3 左右,最高可以达到 0.7,温度的可预报性要远高于降水。温度和降水的可预报水平存在明显区域差异。

(2) 东亚冬季 500 hPa 环流异常与中国冬季温度和降水异常有密切的联系,BP-CCA 方法揭示的大尺度环流与温度、降水的关系有明确的物理含义。前 4—5 对 CCA 模态揭示了东亚冬季大尺度环流对中国冬季温度、降水的主要影响关系,其中东亚大槽和西太平洋副热带高压是影响中国冬季温度、降水的最重要的系统。

(3) 应用 BP-CCA 方法建立了 CGCM/NCC 大尺度环流对温度和降水的降尺度预测模型,模型对温度和降水的预测效果明显高于模式直接输出的结果,对温度的改善要高于对降水的改善。降尺度预测技巧的可预报性来源于模式对大尺度环流主要异常模态的模拟,这是降尺度预测模型取得较好效果的前提条件之一。

利用 BP-CCA 方法可以较好地对数值模式预报产品进行降尺度地解释应用,但在建立预测模型的过程中仍存在一些值得探讨的问题。首先就是预报因子的选取,比如与大尺度环流相联系的预测因子中除 500 hPa 高度场外,海平面气压(SLP)也是常用的因子(Zorita,et al,1992;Chen,et al,2000),尽管有研究表明就单因子而言用 500 hPa 高度场作预测因子的预测技巧要高于用 SLP(Barnett,et al,1987;Huth,1999),这也是本文使用 500 hPa 高度场的原因。也有研究表明,对于特定地区和特定时期优选的因子场组合,可以取得较为满意的预报效果(毛恒青等,1997),因此目前国外一些单位(比如 NCEP/CPC)已经开始采用集合典型相关分析预报方法(ECC),它是基于典型相关分析(CCA)方法,对同一预报对象场采用多个预报因子场进行预报分析,然后通过适当的方法合成而得到的一套预报方法。目前 ECC 方法在国内还少有应用(陈小兰等,2007),这可能是以后 BP-CCA 方法在气候预测上的应用趋势。另外,除了因子的选取外,因子的区域范围选择也是一个值得讨论的问题,本文选取的范围是东亚地区(10°—60°N ,70°—150°E),与 Chen 等(2003)选取一致,因为有研究显示选择东亚地区的环流比选择整个东半球的环流的预报效果要好(Barnett,et al,1987)。因此如何选取最佳预报因子范围是利用 BP-CCA 预报模型的重要问题。上述问题有待进一步研究。

参考文献

陈小兰,吴洪宝,丁留贯等. 2007. 中国冬季气温的集合典型相关分析和预报. 南京气象学院学报,30(5):623-631

陈友民. 1996. 月平均大气环流变率及气候可预报性的诊断研究[D]. 北京:北京大学

丁一汇,李清泉,李维京等. 2004. 中国业务动力季节预报的进展. 气象学报,62(5):598612

范丽军,符淙斌,陈德亮. 2005. 统计降尺度法对未来区域气候变化情景预估的研究进展. 地球科学进展,20(3):320-329

何溪澄,丁一汇,何金海等. 2006. 中国南方地区冬季风降水异常的分析. 气象学报,64(5):594-604

黄茂怡,黄嘉佑. 2000. CCA 对中国夏季降水场的预报试验和诊断结果. 应用气象学报, 11(1):31-39

黄茂怡,黄嘉佑, 王勇等,2001. 近年来 CCA 在气候分析与气候预测中的应用. 北京大学学报(自然科学版),37(1):128-135

李维京, 陈丽娟. 1999. 动力延伸预报产品释用方法的研究. 气象学报, 57 (3) : 338-344

李清泉,丁一汇,张培群. 2004. 一个全球海-气耦合模式跨季度汛期预测能力的初步检验和评估. 气象学报,62(6):740-751

毛恒青,李小泉. 1997. 典型相关分析(CCA)对我国冬季气温的短期气候预测试验. 应用气象学报, 8(4): 385-392

魏风英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术(第二版). 北京:气象出版社,146-160

吴洪宝,吴蕾. 2005. 气候变率诊断和预测方法. 北京:气象出版社,131-145

严华生,孟捷,李艳. 2004. CCA 与 SVD 分析方法比较研究. 气象学报,62(1):71-76

张礼平,丁一汇,李清泉等. 2005. 国家气候中心海气耦合模式汛期

降水预报的一种订正方案及其试验. 气候与环境研究,10(2):209-219

Barnett T P, Preisendorfer R O. 1987. Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperature determined by canonical correlation analysis. Mon Wea Rev, 115 (9): 1825-1847

Barnston A G. 1994. Linear statistical short-term climate predictive skills in the northern hemisphere. J Climate, 10:1513-1564

Barnston A G, He Y. 1996a. Skill of CCA forecasts of 3-month mean surface climate in Hawaii and Alaska. J Climate, 9(10): 2579-2605

Barnston A G, Thiao W, Kumar V. 1996b. Long-lead forecasts of seasonal precipitation in Afica using CCA. Wea Foreca, 11: 506-520

Barnston A G, Smith T M. 1996c. Specification and prediction of global surface temperature and precipitation from global SST using CCA. J Climate, 9: 2660-2697

Busuioc A, Chen D, Hellstrêm C. 2001a. Performance of statistical downscaling models in GCM validation and regional climate change estimates: Application for Swedish precipitation. Int J Climatol, 21: 557-578

Busuioc A, Chen D, Hellstrêm C. 2001b. Temporal and spatial variability of precipitation in Sweden and its link with the large scale atmospheric circulation. Tellus, 53A:348-367

Chen D. 2000. A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study. Int J Climatol. 20:1067-1076

Chen D, Chen Y. 2003. Association between winter temperature in China and upper air circulation over East Asia revealed by canonical correlation analysis. Global Planetary Change, 37: 315-325

Frey-Buness A, Heinmann D, Sausen R. 1995. A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. Theoretical Appl Climatol,50:117-131

Fuentes U, Heimann D. 1996. Verification of statistical dynamical downscaling in the Alpine region. Clim Res, 7: 151-168

FuentesU, Heimann D. 2000. An improved statistical dynamical downscaling scheme and its application to the Alpine precipitation climatology. Theor Appl Climatol, 65:119-135

Goddard L, Mason S J, Zebiak S E, et al. 2001. Current approaches to seasonal-to-interannual climate predictions. Int J Climatol. 21:1111-1152

Hellstrêm C, Chen D. 2003. Statistical downscaling based on dynamically downscaled predictors: Application to monthly precipitation in Sweden. Adv Atmos Sci, 20: 951-958

Huth R. 1999. statistical downscaling in central Europe: evalution of methods and potential predictors. Clim Res, 13:91-101

Kalney E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77:437-471

Landman W A, Tennant W J. 2000. Statistical downscaling of monthly forecast. Int J Climatol, 20: 1521-1532

Palmer T N, Anderson D L T. 1994: The prospects for seasonal forecasting-A review paper. Quart J Roy Meteor Soc, 120, 755-793

Stockdale T N. 2000. An overview of techniques for seasonal forecasting, stochastic. Environ Res Risk Assessment, 14:305-318

Wilby R L, Wigley T M L. 1997. Downscaling general circulation model output: A review of methods and limitations. Progress Phys Geography, 21: 530-548

Wilby R L, Wigley T M. 2000. Precipitation predictors for downscaling: Observed and general circulation model relationships. Int J Climatol, 20 (5): 641-661

Wilby R L, Dawson C W, Barrow E M. 2002. SDSM-A decision support tool for the assessment of regional climate change impact. Environ Modeling Software, 17: 145-157

Zorita E, Kharin V, von Storch H. 1992. The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation. J Climate, 5:1097-1108

0577-6619/2009/67(6)-1058-68 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

气候模式中云的次网格结构对全球辐射影响的研究*

荆现文[1,2] 张 华[2*] 郭品文[3]

JING Xianwen[1,2] ZHANG Hua[2*] GUO Pinwen[3]

1. 中国气象科学研究院，北京，100081
2. 中国气象局气候研究开放实验室，国家气候中心，北京，100081
3. 南京信息工程大学，大气科学学院，南京，210044

1. *Chinese Academy of Meteorological Science*, *Beijing* 100081, *China*
2. *Laboratory for Climate Studies*, *China Meteorological Administration*, *Beijing* 100081, *China*
3. *Department of Atmospheric Science*, *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044, *China*

2008-07-11 收稿，2009-07-30 改回.

Jing Xianwen, Zhang Hua, Guo Pinwen. 2009. A study of the effect of sub-grid cloud structure on global radiation in climate models. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(6):1058－1068

Abstract A recently developed stochastic sub-grid cloud generator (SCG) and independent column approximation (ICA) are used to study the effect of horizontal heterogeneity and vertical overlap of clouds on global radiative fields. Results of experiments IHCLD (Inhomogeneous Clouds) and HCLD (Homogeneous Clouds) show that horizontally inhomogeneous clouds lead to both larger net shortwave flux at surface (FSNS) and larger net longwave flux at the top of atmosphere (FLNT). The largest (about 1 W/m^2) and second largest (about 0.6 W/m^2) increases in FSNS occur at the higher latitude where low clouds dominant and in the tropics where convection movement is quite active, respectively. However, the largest increases in FLNT (about 0.3 W/m^2) occur in the tropics due to tremendous high clouds. Experiments GenO (General Overlap) and MRO (Maximum-Random Overlap) suggest a stronger signal of impact on the shortwave and longwave radiation budget. Regionally, the most significant differences of FSNS reach up to 30－40 W/m^2 in ITCZ regions, as well as a zonal mean difference of about 5 W/m^2 at the higher latitudes with large amount of low clouds. There are similar spatial distributions for the differences of FLNT, but with smaller value. Overlap-assumption shift can also trigger opposite changes to radiative heating rate in the upper and lower atmospheric layers, thus influences the thermodynamic structure of the atmosphere. The impacts of cloud horizontal and vertical structure on radiation budget will surely carry over to the thermodynamic, dynamic status and water vapor conditions of the atmosphere, and consequently change the evolution of modeled climate. The off-line cloud-radiation calculation makes the results generally applicable, so as to provide valuable information when parameterize cloud-radiation process in different models.

Key words Large-scale model, Stochastic cloud generator, Cloud horizontal variation, Cloud overlap, Radiative flux

摘 要 利用一种用于大尺度天气、气候模式的随机云产生器(SCG)和独立气柱近似(ICA)辐射算法，研究了次网格云的水平结构以及垂直重叠结构对全球辐射场的影响。比较了水平非均匀云(IHCLD)和水平均匀云(HCLD)的辐射场差异以及云的最大-随机重叠(MRO)和一般重叠(GenO)的辐射场差异。结果显示，与 HCLD 相比，IHCLD 一方面可增加地面净短波辐射通量，纬向平均最大值(约 1 W/m^2)和次大值(约 0.6 W/m^2)分别位于高纬度低云密集地区和对流旺盛的热带地区；另一方面可增加大气顶的净长波辐射通量，纬向平均最大值(0.3 W/m^2)出现在热带地区。不同的重叠结构对短波和长波辐射收支也有很大的影响，MRO 和 GenO 的短波辐射通量差异在热带辐合带最大，达到 30—40 W/m^2，在高纬度低云带的纬向平均也

* 资助项目：国家科技部公益性行业(气象)科研专项(GYHY200706036)和中国气象局数值模式创新基地科研业务课题。
作者简介：荆现文，主要从事气候模式、云-辐射相互作用研究。E-mail：jingxianwen@live.cn
通讯作者：张华，主要从事大气辐射传输模式、云-辐射相互作用等方面的研究。E-mail：huazhang@cma.gov.cn

可达到 5 W/m^2 左右;长波辐射通量差异具有相似的地区分布,但量值相对较小。不同重叠结构可以造成大气上下层的辐射加热率差异,影响大气热力层结。云的水平和垂直结构对有云区域辐射收支的影响将改变大气热力、动力状况以及水汽条件,从而影响模拟的气候系统的演变。文中采用单向云-辐射计算,排除了与气候系统其他过程复杂的相互作用,从而使其结果具有一定的普适性,可为不同大尺度模式进行次网格云辐射参数化提供参考。

关键词 大尺度模式,随机云产生器,云水平结构,云垂直重叠,辐射通量

中图法分类号 P422.4

1 引 言

云覆盖了地球面积的 60%左右,是影响地气系统辐射收支平衡的重要因素(Liou, 1992),但是对云的模拟一直以来都是全球气候模式的薄弱环节,这成为气候模拟不确定性的主要原因之一(Wetherald, et al, 1988; Houghton, et al, 2001)。自然云的水平尺度范围很广,从一到十千米尺度的积云到几百甚至上千千米的层状云。传统全球气候模式的水平分辨率一般为几十至几百千米,对于众多尺度小于网格尺度的云,模式不能分辨。由于模式分辨率较低,模式计算辐射传输时,云的次网格结构(水平和垂直)要么被完全忽略,要么进行简单的参数化和某种固定的重叠假设。云是地球辐射平衡的主要调节者,云-辐射参数化方案的改进对全球能量收支的模拟有重要意义(张韬等, 2005)。云的过于简单的处理使模式辐射传输计算容易产生系统性的偏差,影响大气能量收支的准确模拟,成为气候模拟不确定性的重要来源(Barker, 2002)。一般来说,气候模式为了弥补云-辐射计算的偏差,采用人为调整云量和云的其他参数的方法得到合理的辐射通量结果(Tiedtke, 1996),而这些调整缺乏物理根据,是模式应该尽量避免的。鉴于云对辐射过程的重要性以及传统气候模式所存在的以上问题,如何在大尺度模式中合理表征次网格云的结构及云的辐射过程,成为国内外研究热点和难点。

目前比较完善的次网格云的模拟有云系统分辨模式(Cloud System Resolving Model,简称 CSRM)和多尺度模拟系统(Multi-scale Modeling Framework,简称 MMF)等(Randall, et al, 2003),它们考虑了次网格的云动力过程。但是由于巨大的计算压力,这些方案到目前为止还仅限于研究阶段,不能应用于常规气候模拟。而其他传统的参数化方法大多假定云是水平均匀的,云层的垂直重叠方案也比较固定,采用最大重叠、最小重叠或者最大-随机重叠(Barker, 1999; Jakob, et al, 2000)。Räisänen 等(2004)建立了一种基于随机取样思想的次网格尺度的云产生器,这里称之为随机云产生器(Stochastic Cloud Generator,简称 SCG)。它不仅能够模拟次网格云的水平不均匀分布,也可以模拟更接近实际大气的云的垂直重叠结构。该随机云产生器利用大尺度模式气柱的云量和云水含量廓线,在该气柱内随机产生若干个相互独立的次级气柱,它们各自代表一种次网格结构,同时这些次网格结构的平均又遵循该气柱的大尺度信息。与以往次网格云的参数化方法相比,这种方法最大的优点在于其灵活性:一方面可以灵活改变云的水平结构,另一方面可以灵活改变云的垂直重叠结构。因此,它具有更全面地体现自然云多变结构的能力。同时,避免了在辐射计算中对云的人为调整,减少了主观因素对气候模拟的影响。

本文利用 SCG 研究了云水含量的水平分布和云的垂直重叠对辐射场的影响,期望能初步得到次网格云结构对辐射场影响的清晰认识,从而为 SCG 这种具有很大潜力的云处理方法的进一步应用提供有价值的参考。

2 随机云产生器方法

2.1 随机云产生器的基本假设

在传统气候模式的一个气柱内,云量和云水含量(包括冰云和水云含量)廓线是云辐射计算的关键输入参数。随机云产生器(SCG)方法首先在该大尺度气柱内生成若干个次级气柱,然后将大尺度云的信息通过一定方法分配到各次级气柱上。SCG 有 3 个基本假设:(1)单个次级气柱的单个层上(称为"胞"),假设要么有云(即云量为 1),要么无云(即云量为 0);(2)假设在水平方向上,每层的有云胞数目在次级柱总数中所占比例近似等于该层的大尺度云量,在垂直方向上,胞的分布满足一定的重叠关系;(3)假设水平辐射传输是不重要的,可以忽略,这样,我们可以独立地产生次级柱而不考虑云的水平相关。

假设在每个大尺度气柱内产生 N 个次级气柱,模式垂直分为 K 层(顶层为第 1 层,向下依次为第 2、3…K 层),那么在最基本的层面上,SCG 首先在每个胞上产生[0,1]范围内的随机数,记为 $x_{j,k}$、$y_{j,k}$

(j、k 分别为柱序号和层序号),分别做判断该处的云量和云水含量的依据。

$x_{j,k}$通过以下关系判断该处是否有云

$$c_{j,k}=\begin{cases}0 & x_{j,k}\leqslant 1-C_k\text{(晴空)}\\ 1 & x_{j,k}>1-C_k\text{(有云)}\end{cases}\qquad(1)$$

$$k=k_{\text{top}}\cdots k_{\text{base}};\ j=1,2\cdots N$$

其中,C_k 为大尺度气柱在第 k 层的云量,k_{top}、k_{base}分别为云顶、云底层。可以看到,如果随机数小于晴空比例,则认为该胞是无云的,如果随机数大于晴空比例,则认为该胞是有云的。因为 $x_{j,k}$是完全随机的,所以,只要取样数目足够大,每层上的有云胞数目所占比例必然趋向该层的大尺度云量。

$y_{j,k}$通过以下关系得到该处云水凝结量 $w_{j,k}$

$$y_{j,k}=\int_0^{w_{j,k}}p_k(w)\mathrm{d}w\qquad(2)$$

其中 $p_k(w)$是第 k 层内总云水含量(水云和冰云)的归一化概率密度分布,$y_{j,k}$是其累积频率分布。$p_k(w)$可以暂时指定为某种理想的分布型,如 Γ 分布、β 分布等,也可直接应用观测结果。

2.2 SCG 对垂直重叠关系和水平非均匀结构的实现

在更高的层面上,SCG 需要解决的问题是:如何产生次网格随机数 $x_{j,k}$、$y_{j,k}$,使其体现出云量和云水含量的水平非均匀性和垂直重叠关系。

SCG 首先确定次网格云的位置分布,使其满足一定的重叠关系,然后再将云水含量按一定的要求分配给次网格云,使其满足一定的水平分布关系。我们以最大-随机重叠(Maximum-Random Overlap,简称 MRO)和一般重叠(General Overlap,简称 GenO)为例,介绍 SCG 生成次网格云结构的过程。

2.2.1 最大-随机重叠

MRO 认为垂直相邻的两层云是最大重叠的,即重叠总云量等于垂直方向上两层云中云量最大者;而在垂直方向上被一个以上晴空层分离的两个云层是随机重叠的,重叠总云量是随机的(Geleyn, et al, 1979)。SCG 首先在云顶层,给每个次网格气柱分配一个独立的、均匀分布于[0,1]之间的随机数 $R_{1j,k_{\text{top}}}$,即

$$x_{j,k_{\text{top}}}=R_{1j,k_{\text{top}}}\qquad j=1,2\cdots N\qquad(3)$$

然后向下逐层确定下一层随机数。如果上层有云,则沿用其上层的 $x_{j,k}$,否则使用新随机数,这样新的云量就优先产生于两层云重叠的区域,从而实现了 MRO。这个过程可以概括为

$$x_{j,k}=\begin{cases}x_{j,k-1} & x_{j,k-1}>1-C_{k-1}\text{(上层有云)}\\ R_{j,k}(1-C_{k-1}) & x_{j,k-1}\leqslant 1-C_{k-1}\text{(上层无云)}\end{cases}\qquad(4)$$

其中 $R_{j,k}$为新的随机数,C_{k-1}为第 $k-1$ 层的云量。

2.2.2 一般重叠

Hogan 等 (2000)以及 Bergman 等 (2002)提出了一般云重叠的数学模型,这个模型将上下两层(标记为第 k 和第 l 层)的垂直投影的总云量写为

$$C_{k,l}=\alpha_{k,l}C_{k,l}^{\max}+(1+\alpha_{k,l})C_{k,l}^{\text{ran}}\qquad(5)$$

这里 $C_{k,l}^{\max}=\max(C_k,C_l)$,$C_{k,l}^{\text{ran}}=C_k+C_l-C_kC_l$,$\alpha_{k,l}$。是两层云的重叠系数,反应两层云之间的重叠程度,$\alpha_{k,l}$越大,则重叠程度越高。$\alpha_{k,l}$可以由以下公式计算

$$\alpha_{k,l}=\exp\left(-\int_{Z_k}^{Z_l}\frac{\mathrm{d}Z}{L_{\text{cf}}(Z)}\right)\qquad(6)$$

其中,$L_{\text{cf}}(Z)$是云量的抗相关厚度,当两层云之间的距离超过这个厚度时,认为两层云没有相关关系。GenO 同样从顶层向下逐层确定随机数 $x_{j,k}$,只是在确定下层随机数时考虑了与上层云的重叠程度。假设上层确定了 $x_{j,k-1}$,然后在下层重新产生平均分配于[0,1]之间的一组随机数 $R_{2j,k}$,这一层 $x_{j,k}$的确定则通过以下关系,

$$x_{j,k}=\begin{cases}x_{j,k-1} & R_{2j,k}\leqslant\alpha_{k-1,k}\\ R_{3j,k} & R_{2j,k}>\alpha_{k-1,k}\end{cases}\qquad(7)$$

$$k=k_{\text{top}}+1\cdots k_{\text{base}};\ j=1,2\cdots N$$

其中,$R_{3j,k_{\text{top}}}$为类似于 $R_{1j,k_{\text{top}}}$、$R_{2j,k}$的重新产生的随机数。注意到,当重叠系数 $\alpha=1$ 时,GenO 即为最大重叠,而当$\alpha=0$ 时,即为随机重叠,当α 位于 0—1 之间时,重叠关系介于最大和随机重叠之间。

2.2.3 水平结构的实现

云的水平和垂直分布经过以上步骤确定下来。如果假设云水含量在云内是水平均匀分布的,那么可以将每层的大尺度云水含量平均分配给每个有云胞;如果云水含量的水平分布是不均匀的,那么次网格的云水含量可以通过如下做法得到。

首先,在云顶层,在有云胞(无云胞不予考虑)中给出平均分配于[0,1]间的随机数,

$$y_{j,k_{\text{top}}}=R_{4j,k_{\text{top}}}\quad j=1,2\cdots N\qquad(8)$$

然后,在下层,按以下关系得到,

$$x_{j,k}=\begin{cases}y_{j,k-1} & R_{5j,k}\leqslant 1-r_{k-1,k}\\ R_{6j,k} & R_{5j,k}>1-r_{k-1,k}\end{cases}\qquad(9)$$

$$k=k_{\text{top}}+1\cdots k_{\text{base}};\ j=1,2\cdots N$$

其中,$R_{4j,k}$、$R_{5j,k}$、$R_{6j,k}$是类似$R_{1j,k}$的随机数。根据式(8)、(9)和(2),可以得到水平呈$p_k(w)$型的云水含量分布。

图1是由单柱大尺度云量、云水廓线产生精细的次网格云结构的例子,采用MRO重叠,云水水平分布为Γ分布。

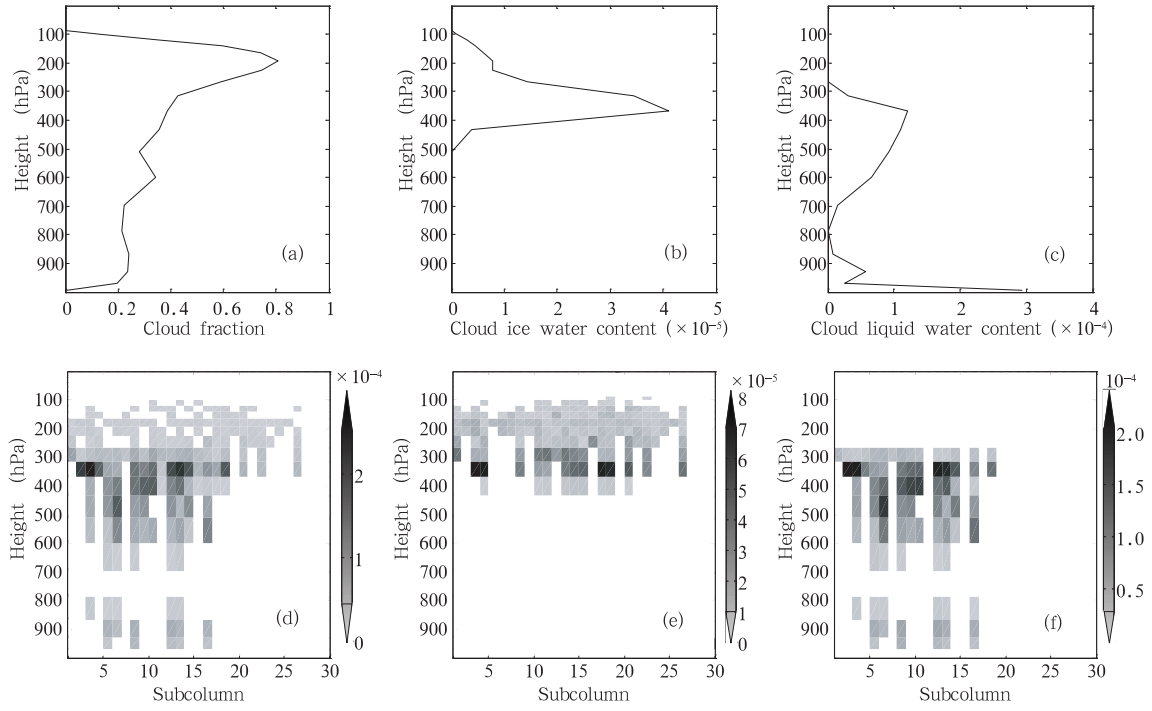


图1 大尺度网格的云以及据此产生的次网格云的分布

(a. 大尺度云量垂直廓线, b. 冰云含量的垂直廓线, c. 水云含量垂直廓线,
d. 次网格总云水结构, e. 次网格冰云结构, f. 次网格水云结构; 单位(除云量外): kg/kg)

Fig. 1 Cloud within a large scale column and the corresponding subgrid structure from SCG

(Profile of: a. cloud fraction, b. cloud ice water content, c. cloud liquid water content, subgrid distribution of:
d. cloud total water, e. cloud ice water, f. cloud liquid water; units (except for cloud fraction): kg/kg)

3 SCG在全球气候模式中的应用

3.1 模式介绍

SCG已经在很多大尺度天气、气候模式中得到应用,如美国GFDL的AM2(Pincus, et al, 2006)、欧洲中期数值预报中心的ECMWF(Morcrette, et al, 2008)等,本文将其应用在NCAR的全球大气模式CAM3中。该模式采用42波三角截断的水平方案(T42近似于2.8°×2.8°),垂直方向采用混合σ-压力坐标系,共26层,最顶层高度为3.5 hPa。模式动力积分步长为20 min,辐射方案1 h(3个步长)执行1次。云水含量为预报量,辐射计算中仅考虑非对流云水,它由Rasch等(1998)和Zhang等(2003)的方案预报得到。云量为诊断量,由3部分组成,其中海上层积云量由位温关系诊断得到(Klein, et al, 1993),大尺度层云由相对湿度关系诊断得到(Randall, 1989),而深、浅对流云量的确定与质量通量有关(Xu, et al, 1991)。

本文SCG辐射计算采用独立气柱近似(Independent Column Approximation, 简称ICA),以次网格柱为单位进行计算,不考虑辐射在柱-柱之间的水平传输。虽然大块的云被分为若干独立的小块云,ICA也不是真实的三维辐射传输,但是ICA依然可以得到准确的网格平均辐射通量(Cahalan, et al, 1994; Barker, 1999)。网格平均的辐射通量和加热率由其中的次网格柱结果的平均得到。由于对网格的一次辐射计算变为对多个次网格气柱的多次辐射传输计算,计算时间必然大幅增加。但是,本文的重点在于讨论不同的次网格云的处理方案对辐射场的影响,所以,如何在新的云处理方案下减少计算

时间不是本文讨论的内容,我们会在另文给予讨论。

云的光学性质采用 Hu 等(1993) 和 Lindner 等(2000)的米散射方法计算,冰云和水云光学有效半径都取网格平均值。气体吸收(包括 H_2O、CO_2、O_3)的计算采用相关 K 分布的方法 (Kato, et al, 1999), 其中短波分为 15 个带,长波分为 12 个带。辐射传输采用二流近似方法计算(Zdunkowski, et al, 1980)。

3.2 数值试验方法

为研究云水的水平分布对辐射场的影响,我们进行两组试验,第 1 组假设云水含量是水平均匀分布的,记为 HCLD(Homogeneous Cloud);第 2 组假设云水含量的水平分布是非均匀的,采用方差为 0.2 的 Γ 分布,记为 IHCLD(Inhomogeneous Cloud)。两组试验中云的重叠都采用 MRO。两组试验都由 1949 年 9 月 1 日开始,积分 16 个月,选取两个能够反应云的季节变化的典型月份 1 月和 7 月进行分析。

为了研究不同云重叠方案对辐射场的影响,我们进行另外两组试验,一组采用目前很多大尺度天气、气候模式使用的 MRO 重叠(Stubenrauch, et al, 1997; Morcrette, et al, 2000; Collins, 2001), 记为 MRO;另一组采用新的 GenO 重叠,记为 GenO。两组试验中,云水含量都取为水平均匀分布,以排除云的水平分布对结果的影响。式(8)中的抗相关厚度 $L_{cf}(Z)$是随季节、地区和云类型的不同而变化的,本文取为常数 2.0 km,这大致是全球的平均值,能够给出比较接近于实际的总云量(Barker, et al, 2005; Barker, 2008)。

以上 4 组试验中,次网格云的产生以及次网格的辐射计算在 CAM3 模式之外单独进行,SCG 与大尺度云场的时间演变没有关系。这保证了在每个时步,4 组试验的初始大尺度云场是完全一致的,因而辐射场差异仅来自次网格云水的水平分布和垂直重叠的不同。

4 云的次网格水平、垂直结构对全球辐射场的影响

如前所述,SCG 可以灵活地得到多种云的小尺度结构,包括不同的水平分布和不同的垂直重叠方式。因此,次网格云的参数化就变得简便易行,可以根据不同的目的和要求使用不同的次网格云结构,用于气候模拟和研究中。这里主要探讨气候模式中次网格云的水平和垂直分布对辐射通量、辐射加热率的影响。

从 1 月和 7 月大尺度云量的纬度-高度分布(图 2)可以看到,高纬度地区以低云为主;热带辐合带对流旺盛,以高云为主;副热带下沉气流区,云量总体最少。由于云的这种分布特征,在高纬度地区,云对辐射的影响主要是通过低云作用,而在低纬度地区,云对辐射的影响主要是通过高云作用。云量的分布也表现出一定的季节变化,低云和高云都有南北向移动;而且在 7 月的南极上空出现了位置很高的高云,而 1 月这一高云并不存在。因为云量的季节变化,云的辐射作用也随之发生季节变化。

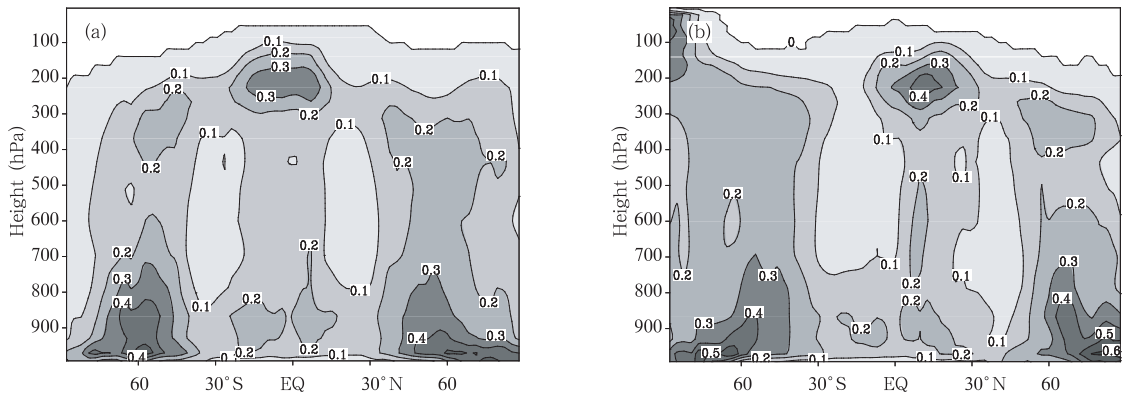


图 2 大尺度云量的纬度-高度分布 (a. 1 月, b. 7 月)

Fig. 2 Latitude-height distribution of large-scale cloud fraction (a. January, b. July)

4.1 云的水平结构对辐射场的影响

云对长、短波辐射的吸收和散射作用与云水含量的关系不是简单的线性关系(Wielicki, et al, 1986; Boer, et al, 1997),因此,HCLD 和 IHCLD

模拟的同一云体的光学性质是不相同的。地面净短波辐射通量(FSNS)代表地表得到的太阳辐射能量,大气顶净长波辐射通量(FLNT)代表地气系统的长波能量损失,我们用这两个量来考察云的水平分布对地球辐射场的影响。

图3是1月和7月FSNS和FLNT的纬向平均差值场。不论1月还是7月,由IHCLD模拟的FSNS都比HCLD的模拟偏多,最大值出现在1月的60°S附近(图3a)和7月的60°N附近(图3b),都接近或超过1.0 W/m^2,因此地表获得更多的短波辐射能量。这显然与低云有关。60°S整个纬圈都为海洋,低云量普遍超过0.8,云水的水平分布对其光学性质影响相对较大。云水的非均匀分布使得一些次网格柱的云水聚集,云的光学厚度增加,同时使另一些次网格柱的云水疏散,云的光学厚度减小,其总的效果是减小了大尺度网格内云的总光学厚度,从而使短波透射率增大,于是更多的短波辐射到达地面,这与张凤(2005)的研究结果相似。在高云量最多的热带对流区域,短波辐射差值场上出现一个次大值,约0.6 W/m^2。可见,虽然热带地区大气顶获得的太阳辐射通量远大于高纬度地区,但是短波辐射却在高纬低云区对云水的水平分布更为敏感。因此,在对云的水平结构进行参数化时,低云的水平分布更应引起重视。

IHCLD模拟的FLNT总是高于HCLD模拟的值(图3c、3d),即有更多长波辐射出射。与FSNS不同的是,FLNT差别最大是在热带地区,约0.3 W/m^2。这是因为大气顶长波辐射与高云关系最为密切,高云一方面吸收部分地面长波辐射,一方面通过其较周围大气冷的云顶向外发射长波辐射。云顶的长波发射率与云水含量并不成线性关系。与水平均匀云相比,云水的非均匀分布使部分次网格

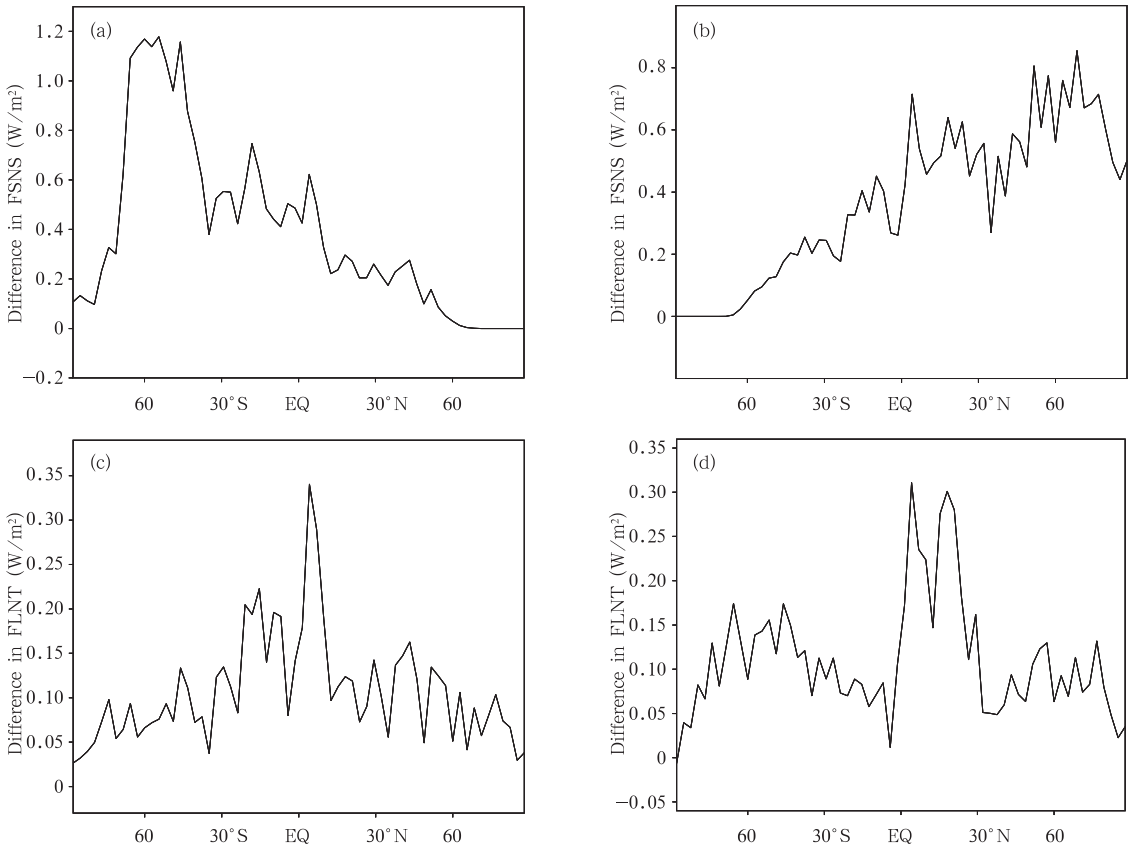


图3 IHCLD和HCLD之间FSNS(a、b)和FLNT(c、d)的纬向平均差异(IHCLD−HCLD)
(a、c. 1月,b、d. 7月;单位:W/m^2)

Fig. 3 Zonal mean differences in FSNS (a,b) and FLNT (c,d) between IHCLD and HCLD (IHCLD−HCLD)
(a,c. January, b,d. July; units: W/m^2)

柱的云水聚集,从而增大对长波辐射的吸收率和发射率;同时使另一些次网格柱的云水疏散,从而减小对长波辐射的吸收率和发射率;FLNT 的差别是云对长波吸收作用的改变和云顶长波发射率的改变共同造成的。IHCLD 增加了长波能量的损失,在一定程度上抵消了所获得短波辐射能量的增加。但长波辐射的差别比短波辐射的差别小很多,两者全球平均分别约为 0.12 W/m^2 和 0.4 W/m^2。总体上看,水平非均匀的云水分布使更多的能量被地气系统所接收,而且多吸收的能量随纬度而变,高纬度地区获得了大多数的额外能量,能量的这种分配差异可改变大气热力状况和环流形势,从而影响气候模拟结果。

需要指出的是,我们这里仅涉及水平数密度分布不均匀对辐射场的影响,而云滴半径的水平不均匀分布也会对辐射有明显的影响(Barker, et al, 2004),其影响程度可能与数密度的影响程度相当。云滴半径的分布与云滴数密度分布也有一定的关系。这两方面共同对辐射场的影响,还有待进一步研究。

4.2 云的垂直重叠方式对辐射场的影响

不同的重叠方式一方面改变云水的垂直分布以及云厚的分布,另一方面也改变网格垂直投影的总云量,它们都会对辐射场有很大影响(汪宏七等,1994),提高云量的模拟能力,可以明显提高对辐射场的模拟(汪方等,2005)。图 4 给出 GenO 和 MRO 模拟的总云量的纬向平均差值。GenO 模拟的总云量总是比 MRO 模拟的偏多,对照图 2 发现,偏多最大值是在高云量最多的区域(1 月、7 月的赤道附近和 7 月的南极附近)和高纬度低云带的边缘附近,这些地区的总云量乃至辐射场受重叠方式的影响较大。

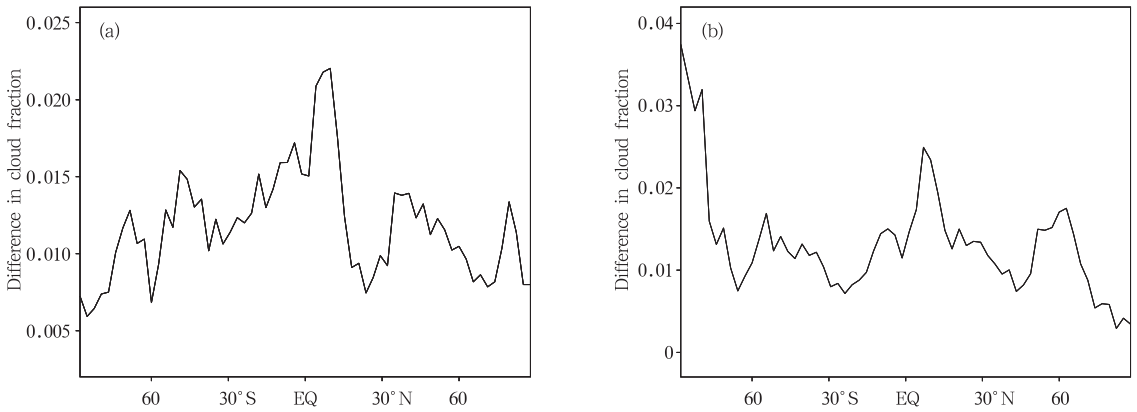


图 4 GenO 和 MRO 总云量的纬向平均差值 (GenO−MRO) (a. 1 月,b. 7 月)

Fig. 4 Zonal mean difference of total cloud fraction between GenO and MRO (GenO−MRO) (a. January; b. July)

图 5 是 1 月和 7 月 FSNS 和 FLNT 的纬向平均差值场。从短波来看(图 5a、5b),FSNS 差值基本上在各个纬度上都是负值,说明 GenO 比 MRO 有更多的短波辐射被散射,透过大气层到达地面的短波辐射通量因而减小,减小最大值出现在图 4 中总云量增大最明显的地区(冬半球除外),超过 5—6 W/m^2。从 FSNS 偏差的全球分布来看(图 6),低纬度地区差异集中在对流旺盛、云层较厚的区域,普遍在 10—15 W/m^2,极值达到 30—40 W/m^2;高纬度地区差异相对均匀地分布于整个低云带。可见,地面获得的太阳辐射能量的全球分布与云量、云厚的分布有明显关系。重叠方式的不同引起有云地区短波能量的变化,使这里大气热力、动力状况以及水汽条件发生变化,这可能使整个气候系统的演变发生系统性的改变。

长波情况,从图 5c、5d 看出,各个纬度上 FLNT 的差值也都是负的,而且最大值也出现在图 4 云量差异最明显的地方(包括南半球和北半球)。这是因为 GenO 比 MRO 有更大的云覆盖面积,阻碍了地面长波辐射向外的出射,同时有更多的低于环境温度的云向外发射长波辐射。从图中可以看到 FLNT 差异量比FSNS差异量小得多,最大约为−1.8 W/m^2。与图 3 云的水平不均匀性对长波和短波辐射通量的影响有明显区域差异相比,图 5 显示云的垂直重叠

对长波和短波辐射通量的影响随纬度分布的差异不大,这也反映出云的垂直结构与云的水平不均匀性对辐射场的影响机制的不同。

从云的水平分布和垂直重叠对全球平均辐射通量的影响(表 1)可以看到,云的水平分布不同造成的辐射通量差比不同垂直重叠造成的辐射通量差小得多,就辐射作用而言,云的水平不均匀性是相对次要的;同时,长波辐射通量差比短波辐射通量差小得多,云的短波辐射作用受其次网格结构影响更为显著。

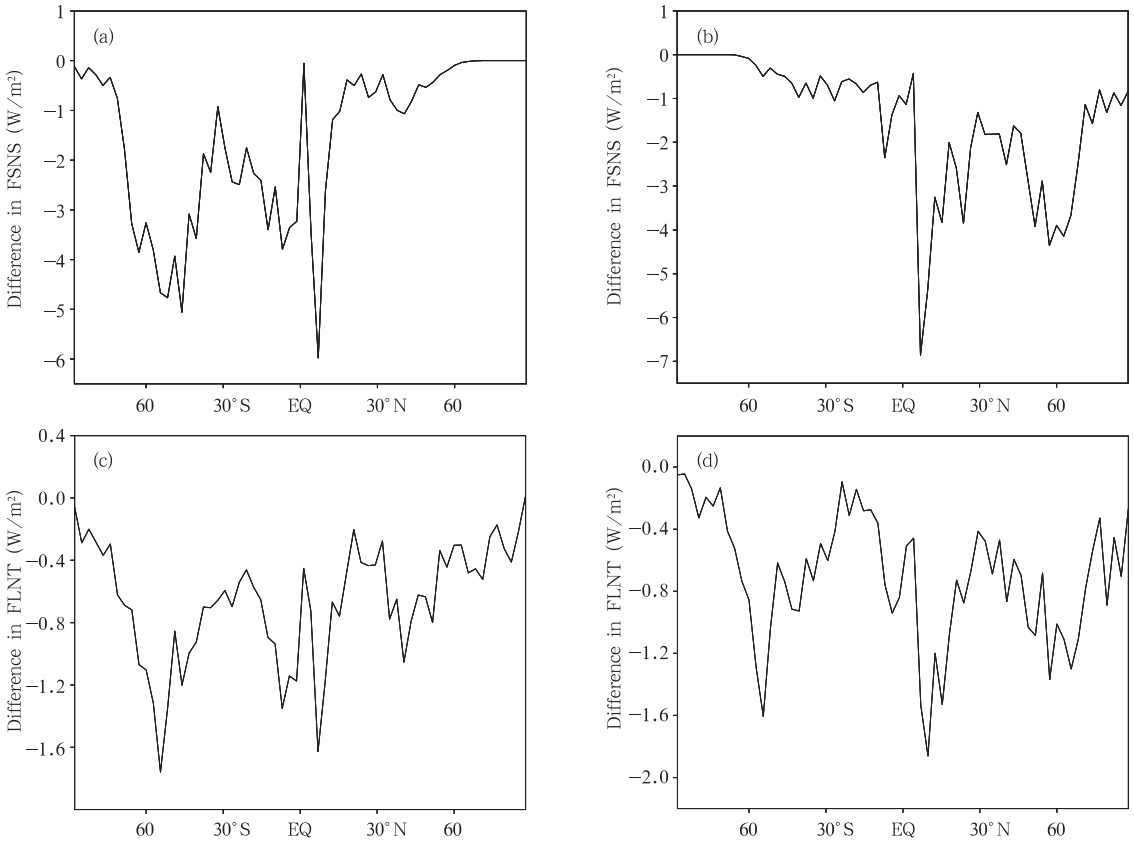


图 5 GenO 和 MRO 之间 FSNS(a、b)和 FLNT (c、d)的纬向平均差异(GenO−MRO)

(a、c. 1 月, b、d. 7 月)

Fig. 5 Zonal-mean differences in FSNS (a, b) and FLNT (c, d) between GenO and MRO (GenO−MRO)

(a, c: January; b, d: July)

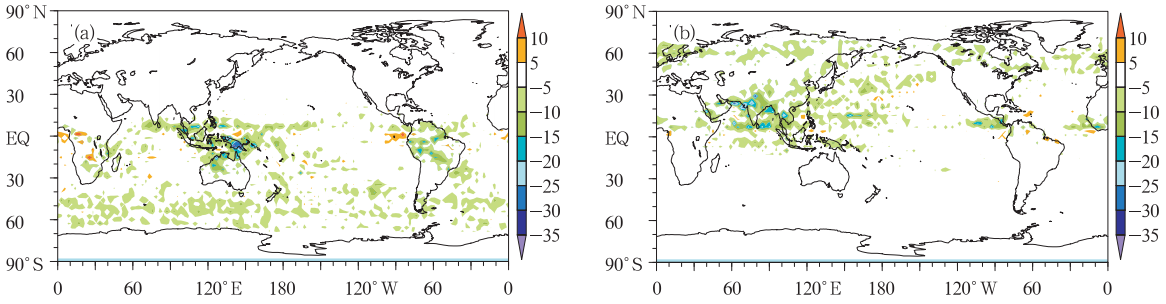


图 6 GenO 和 MRO 之间 FSNS 差值的全球分布(GenO−MRO)(a. 1 月,b. 7 月;单位: W/m²)

Fig. 6 Global distribution of differences in FSNS between GenO and MRO (GenO−MRO)

(a. January; b. July; units: W/m²)

表 1 云的水平、垂直结构差异带来的全球平均辐射通量差值(单位：W/m²)

Table 1 Global mean differences in radiative fluxes by differences in cloud horizontal and vertical structures (units: W/m²)

	FSNS 之差		FLNT 之差	
	1 月	7 月	1 月	7 月
IHCLD－HCLD	0.44	0.39	0.13	0.12
GenO－MRO	－1.90	－1.72	－0.74	－0.75

云的结构变化不仅影响地面和大气顶两个边界的辐射通量，而且也影响辐射能量在大气中各层的分布状况，所以单纯从地表和大气顶来看还不够，还有必要了解能量在整层大气中的变化。辐射对大气层结的影响主要通过其对大气的辐射加热(或冷却)。因为云的水平结构对辐射场的影响是次要的，这里仅研究了不同垂直重叠条件下辐射加热率的差异。

从图7a、7b可以看出，两种重叠方案造成的短

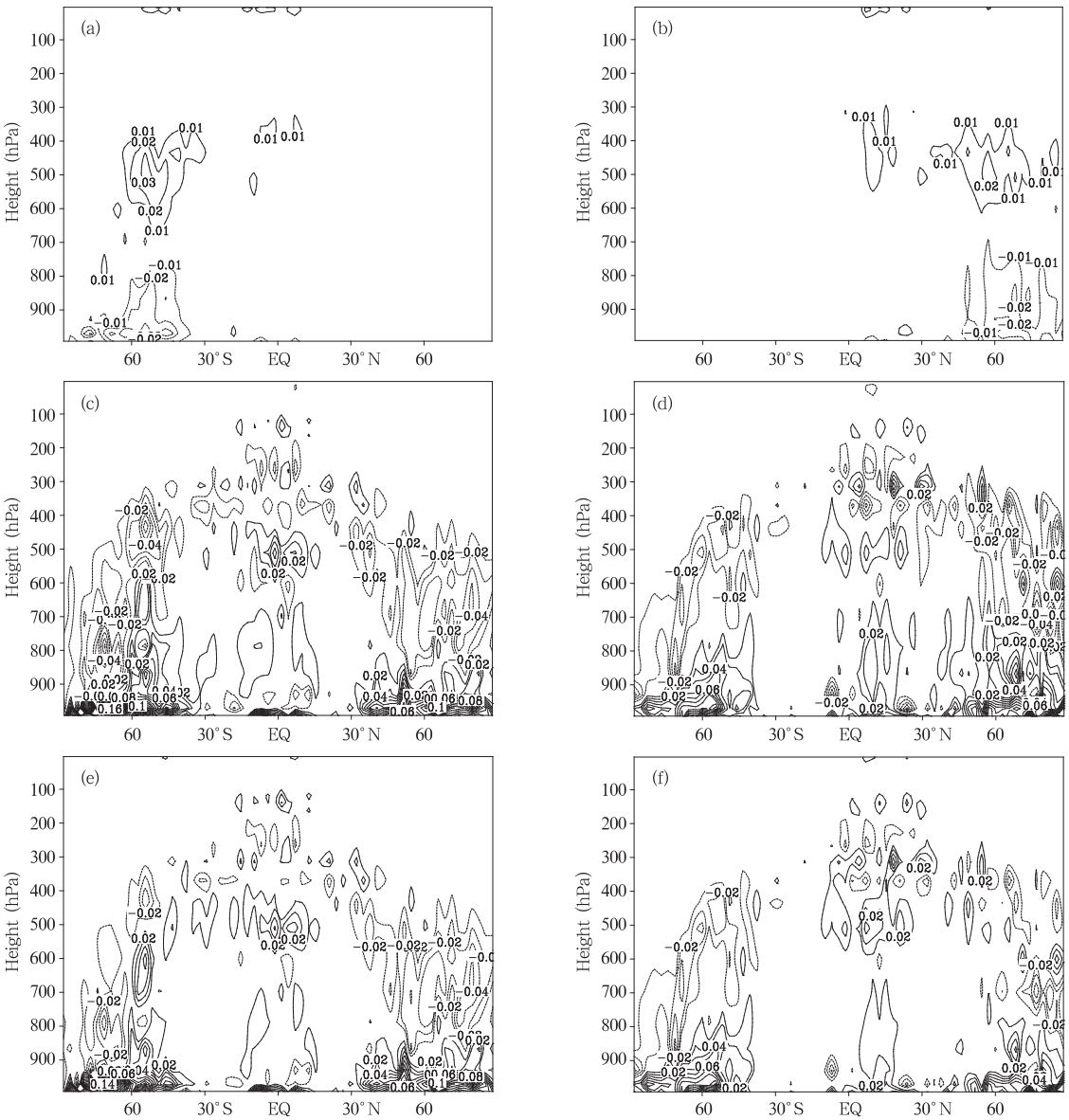


图 7 GenO 和 MRO 之间辐射加热率差值的纬度-高度分布 (GenO－MRO)

(a. 1 月短波加热率之差，b. 7 月短波加热率之差，c. 1 月长波加热率之差，d. 7 月长波加热率之差，e. 1 月总加热率之差，f. 7 月总加热率之差)

Fig. 7 Latitude-height distribution of differences in heating rate between GenO and MRO (GenO－MRO)

(a. shortwave heating rate difference in January; b. as (a) but for July, c. longwave heating rate difference in January; d. as (c) but for July, e. total heating rate difference in January; f. as (e) but for July)

波加热率差异主要在低云密集区,显然是低云重叠差异造成的;而在云量较大且云层较厚的赤道地区,变化很小,厚的云层使得重叠结构不容易集中改变某些大气层的辐射加热作用。与 MRO 相比,GenO 使低云带下层出现一定程度的负偏差,上层出现一定程度的正偏差,偏差最大约 0.03 K/d,显示了大气层结的明显变化。这种层结变化与 GenO 更大的云量有关,云量大一方面使短波透射率减小,进而导致低云下方短波加热率的减小,另一方面使低云散射有所增强,导致低云上方短波加热率的增大。

长波加热率的情况恰好相反(图 7c、7d)。在高纬度低云带,GenO 增大的低云量使低云云底吸收了较多的地面长波辐射,从而使低云所在层以下加热率增强;同时较冷的云顶向上发射长波辐射,使上层冷却。长、短波加热率的改变在高纬度地区符号相反,一定程度上会相互抵消,但抵消的只是很小一部分;长波辐射加热率的差异(最大达到 0.18 K/d)比短波辐射加热率的差异(最大仅为 0.03 K/d)高大约 1 个量级,从图 7e、7f 可见,总辐射加热率差异中长波辐射占统治地位。这种上冷下热的差异在赤道地区并没有出现,正如前面所述,这是云层较厚所致。这种差异可能导致高纬度地区垂直运动的加强和水汽、潜热能等的重新分配。因此,云的重叠结构对辐射场乃至整个气候系统的演变都会产生不可忽视的影响。

5 结论和讨论

本文利用一种新的大尺度天气、气候模式随机次网格云产生器(SCG)探讨了云的次网格水平和垂直结构对地球辐射场的影响,得到以下主要结果:

(1) 与传统的水平均匀云假定相比,水平非均匀的云可造成地面净短波辐射的增加,在高纬度低云密集处的增加最大,在热带对流旺盛处增加为次大;也可造成大气顶净长波辐射的增加,高云密集的热带对流旺盛区域增加最大,从而使各纬度区域的大气能量收支发生变化。全球平均来看,云的水平分布对短波辐射通量的影响要大于其对长波辐射通量的影响,前者约 0.4 W/m^2,后者约 0.12 W/m^2。

(2) GenO 和 MRO 两种不同的垂直重叠方式使得总云量不同,造成长波和短波辐射通量在云量差别最大的地方出现较大偏差,其中短波辐射通量在对流旺盛处差别最大可达 30—40 W/m^2,在低云带的纬向平均也可达到 5 W/m^2 左右;大气顶长波辐射通量差异与短波辐射通量差异有相似的地区分布,但量值上较小。云的重叠方式的不同还在高纬度大气层形成上下不同的加热率差异,从而改变大气热力层结,进而可能改变这里的垂直运动、水汽和能量分配等。

总之,云的水平分布和重叠方式的不同,首先引起有云区域能量收支的变化,进而使大气热力、动力状况以及水汽条件等发生变化,这会对气候系统的演变产生重要影响。

气候模式对次网格云-辐射过程的响应与模式本身的其他物理过程等也有很大关系,对于同一种云-辐射参数化方案,不同的气候模式可能有不同的响应。选取怎样的次网格的云结构才能达到理想的气候模拟效果,可能要跟据不同的模式自身的特点而定。由于本文使用气候模式 CAM3 的云场单向驱动云-辐射计算,排除了与气候系统其他过程的复杂相互作用,这使结果具有一定的普适性,所以其他大尺度模式在进行次网格云辐射参数化时也可作为参考。

但是本文结果仍存在一定局限性,如沿用了传统气候模式不考虑对流云辐射作用的做法,这使云-辐射作用的表达不够完整,尤其在对流活跃的热带地区,而有研究表明积云对流活动对大气辐射通量有明显影响(李剑东等,2009)。如果在模式中考虑对流云的辐射效应,所得结果可能会与本文结果有所不同,这需要进一步研究。再者,本文进行的是单向的云-辐射计算,没有考虑次网格云结构及辐射过程与气候系统的双向反馈作用,而次网格云-辐射过程将改变气候系统的其他环节,如大气环流、水汽循环等,这又会反馈到云本身的产生和消散并影响辐射场。在考虑这种双向反馈作用下,进一步研究次网格云结构的辐射效应及其他气候效应,是下一步要进行的工作。

致谢:感谢加拿大气候模拟与分析中心(CCCma)的 Jiangnan Li 博士、美国华盛顿大学大气科学系的傅强教授、McICA 方案的作者 Howard W. Barker 教授以及 Jason N Cole 博士等在论文前期以及完成过程中曾经给予过的极为重要的帮助!

References

Barker H W. 1999. The sensitivity of domain-averaged solar fluxes to assumptions about cloud geometry. Quart J Roy Meteor Soc, 125: 2127-2152

Barker H W. 2002. The Monte Carlo Independent Column Approximation: Application within Large-Scale Models. Proceedings of the GCSS Workshop, 20-24 May 2002, Kananaskis, Alberta, Canada (available at http://www.met.utah.edu/skrueger/gcss-2002/Extended-Abstracts.pdf)

Barker H W, R!? is!? nen P. 2004. Neglect by GCMs of subgrid-

scale horizontal variations in cloud-droplet effective radius: A diagnostic radiative analysis. Quart J Roy Meteor Soc, 30: 1905-1920

Barker H W, R!? is!? nen P. 2005. Radiative sensitivities for cloud structural properties that are unresolved by conventional GCMs. Quart J Roy Meteor Soc, 131: 3103-3122

Barker H W. 2008. Overlap of fractional cloud for radiation calculations in GCMs: A global analysis using CloudSat and CALIPSO data. J Geophys Res, 113, D00A01, doi: 10.1029/2007JD009677

Bergman J W, Rasch P J. 2002. Parameterizing vertically coherent cloud distributions. J Atmos Sci, 59: 2165-2182

Boer E R, Ramanathan V. 1997. Lagrangian approach for deriving cloud characteristics from Satellite observations and its implications to cloud parameterization. J Geophys Res, 102(D17): 21383-21399

Cahalan R F, Ridgway W, Wiscombe W J, et al. 1994. Independent pixel and Monte Carlo estimates of stratocumulus albedo. J Atmos Sci, 51: 3776-3790

Collins W D. 2001. Parameterization of generalized cloud overlap for radiative calculations in general circulation models. J Atmos Sci, 58: 3224-3242

Geleyn J F, Hollingsworth A. 1979. An economical method for computation of the interaction between scatting and line absorption of radiation. Contrib Atmos Physics, 52: 1-16

Hogan R J, Illingworth A J. 2000. Deriving cloud overlap statistics from radar. Quart J Roy Meteor Soc, 128: 2903-2909

Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. New York: Cambridge University Press, 419-470

Hu Y X, Stamnes K. 1993. An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds for use in climate models. J Clim, 6: 728-742

Jakob C, Klein S A. 2000. A parametrization of the effects of cloud and precipitation overlap for use in general-circulation models. Quart J Roy Meteor Soc, 126: 2525-2544

Kato S, Ackerman T P, Mather J H, et al. 1999. The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model. J Quant Spectrosc Radiat Transfer, 62: 109-121

Klein S A, Hartmann D L. 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds. J Clim, 6: 1587-1606

Li Jiandong , Liu Yimin , Sun Zhian ,et al. 2009. The impacts of the radiation and cumulus convective parameterization on the radiation fluxes in SAMIL. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 67 (3) : 355-369

Lindner T H, Li J. 2000. Parameterization of the optical properties for water clouds in the infrared. J Climate, 13: 1797-1805

Liou K N. 1992. Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere. New York: Oxford University Press, 172-248

Morcrette J J, Jakob C. 2000. The response of the ECMWF model to changes in the cloud overlap assumption. Mon Wea Rev, 128: 1707-1732

Morcrette J J, Barker H W, Cole J S, et al. 2008. Impact of a new radiation package, McRad, in the ECMWF Integrated Forecasting System. Mon Wea Rev, doi: 10.1175/2008MWR2363.1

Pincus R, Hemler R, Klein S A. 2006. Using stochastically-generated subcolumns to represent cloud structure in a large-scale model. Mon Wea Rev, 134: 3644-3656

R!? is!? nen P, Barker H W, Khairoutdinov M F, et al. 2004. Stochastic generation of subgrid-scale cloudy columns for large-scale models. Quart J Roy Meteor Soc, 130: 2047-2067

Randall D A. 1989, Cloud parameterization for climate models: status and prospects. Atmospheric Research, 23: 345-362

Randall D, Khairoutdinov M, Arakawa A, et al. 2003. Breaking the cloud parameterization deadlock. Bull Amer Meteor Soc, 11: 1547-1564

Rasch P J, Kristjánsson J E. 1998. A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. J Climate, 11: 1587-1614

Stubenrauch C J, Del Genio A D, Rossow W B. 1997. Implementation of subgrid cloud vertical structure inside a GCM and its effect on the radiation budget. J Climate, 10: 273-287

Tiedtke M. 1996. An extension of cloud-radiation parameterization in the ECMWF model: the representation of subgrid-scale variations of optical depth. Mon Wea Rev, 124: 745-750

Wang Fang, Ding Yihui, Xu Ying. 2005. Cloud and radiation processes simulated by a coupled atmosphere-ocean model. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 63 (5): 716-727

Wang Hongqi, Zhao Gaoxiang. 1994. Cloud and radiation (Ⅰ): cloud climatology and radiative effects of clouds. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 18 (Suppl): 910-935

Wetherald, R T, Manabe S. 1988: Cloud feedback processes in a general circulation model. J Atmos Sci, 45:1397-1415

Wielicki B A, Welch R M. 1986. Cumulus cloud properties using Landsat satellite data. J Clim Appl Meteor, 25(3): 261-276

Xu K M, Krueger S K. 1991. Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model. Mon Wea Rev, 119: 342-367

Zdunkowski W G, Welch R M, Korb G. 1980. Investigation of the structure of typical two-stream methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds. Contrib Atmos Phys, 53: 147-166

Zhang Feng. 2005. The study of the effect of cloud inhomogeneity in AGCM. Climatic and Environ Research (in Chinese), 10 (3): 574-587

Zhang M H, Lin W Y, Bretherton C S, et al. 2003. A modified formulation of fractional stratiform condensation rate in the NCAR Community Atmospheric Model(CAM2). J Geophys Res, 108, D1, 4035, doi: 10.1029/2002JD002523

Zhang Tao, Wu Guoxiong, Guo Yufu. 2002. Energy budget bias in global coupled ocean-atmosphere-land model. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 60(3): 278-289

附中文参考文献

李剑东，刘屹岷，孙治安等. 2009. 辐射和积云对流过程对大气辐射通量的影响. 气象学报，67(3)：355-369

汪方，丁一汇，徐影. 2005. 一个海气耦合模式模拟的云辐射过程. 气象学报，63(5)：716-727

汪宏七，赵高祥. 1994. 云和辐射(I)云气候学和云的辐射作用. 大气科学，18(增刊)：910-935

张凤. 2005. AGCM 中云的不均匀性作用的初步研究. 气候与环境研究，10 (3)：574-587

张韬，吴国雄，郭裕福. 2002. 海-陆-气耦合模式能量收支的误差. 气象学报. 60(3)：278-289

Quaternary International 226 (2010) 1–3

Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary International

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quaint

Guest Editorial

Larger Asian rivers: Climate change, river flow, and watershed management

Worldwide, most of the large rivers play a crucial role in people's life. They provide freshwater and food to millions of people, function as important transportation lines, and are essential for industrial production (WMO, 2006). However, larger rivers can also convey adverse effects (e.g. floods and water pollutants) due to natural or human induced changes in their hydrologic and ecologic systems (Kundzewicz et al., 2007).

Looking at most of the larger Asian rivers today, people already deal with various negative environmental changes (e.g. caused by global warming, forest conversion, or industrialization). Increasing precipitation causes soil erosion and high sediment loads. These factors aggravate large scale climate and ecologic risks (i.e. floods, water logging, and water pollution). In contrary, decreases in precipitation can cause declining river flow in the dry season. This hampers excessive water withdrawal for irrigation and freshwater supply (Lu and Jiang, 2009). Large scale water engineering such as reservoir constructions and long distance water transferring schemes are the main physical human impacts (i.e. changes) in the ecosystem of large Asian rivers (Kundzewicz et al., 2009).

Studies on the actual and potential conditions of water resources, climate, and ecosystems are necessary to avoid and to adapt to the mentioned risks. In recent years, the research on the variability in water resources and climate and their impacts on ecosystems of larger Asian rivers have been intensified. A number of related studies have already been published in two preceding special volumes (*Quaternary International* 186, 208). These volumes are collections of papers presented at the "First International Workshop on Larger Asian Rivers and their Interactions with Estuaries and Coasts" (Lu and Chen, 2008) and the "Second International Workshop on Larger Asian Rivers: Climate Change, River Flow and Sediment Flux" (Lu and Jiang, 2009).

Most papers published in the current special volume were presented at the "Third International Symposium on Larger Asian Rivers: Climate Change, River Flow and Watershed Management" in November 2008, in Urumqi, Xinjiang, China. It was funded by the Sino-German Center for Research Promotion, Beijing (a joint center of the National Natural Science Foundation of China [NSFC] and the German Research Foundation [DFG]) and supported by the German Development Agency (GTZ). In the process of the symposium two Sino-German Cooperation Groups were initiated: "Climate Change, Floods and Droughts" and "EcoChange – Assessment of Freshwater Ecosystems under Global Change". The event in Urumqi expresses the strong efforts of Chinese and German scientists to tackle new global environmental challenges, the underlining dynamics of these challenges, and the successful setup for an international, interdisciplinary approach. Follow-up symposia are planned taking place in Wuhan in accordance with the "10 years Sino-German Yangtze Research Cooperation" (in October 2009) and in Vietnam with the tentative title "Larger Asian Rivers: Climate Change, Water and Governance" (November 2010). Thereafter a new volume of high quality papers is supposed to be published in 2011.

In the current volume, we compiled nineteen papers which illustrate the most recent findings on changes in hydrologic and climatic variables (e.g. sediment and pollutants loads, water discharge, precipitation, and temperature) or elements of the ecosystem. The papers cover the major larger Asian rivers such as the Yellow River, Yangtze River, Pearl River, Yarkant River (all in China), and the River system of Afghanistan. For comparison purposes a study on the Blue Nile River in Africa is included. Although most of the articles present cross-cutting issues, they deal in a broader sense either with water resources, the interrelation of water resources and climate, climate variability, or impacts on ecosystems and are subsequently classified into four respective groups.

1. Variability in water resources

This group incorporates five papers which focus on the variability in water resources. The papers deal with the flux of sediments and chemical compounds. Various statistical methods are applied.

Dai and Lu examined the sediment processes during two extreme flood years (1954 and 1998) in the middle and lower reaches of the Yangtze River. Floodplains in the middle reaches regulate somewhat sediment discharge during extreme flood events. Following a high deposition of sediments in the middle reaches in both years, severe erosion occurred in 1954 but only slight erosion was observed in 1998. Their results suggest a shift from deposition to erosion in the middle reaches and from erosion to deposition in the lower reaches, which eventually changes the historical role of sediment regulation of the Yangtze River.

Billi and el Badri Ali analysed data on suspended sediment transport of the Blue Nile at Khartoum, Sudan, during three flood seasons in the 1960's. The dune bedform migration method is applied to estimate the bedload transport. Following the comparison with the characteristics at four reaches of the Nile River, a good relation between flow velocity and bedload transport rate is found.

Yao and Xue analysed the temporal and spatial change of heavy metals and nutrients collected from ten short sediment cores from Zhusan Bay, Taihu Lake in 2003 and 2004. Increasing tendencies in

1040-6182/$ – see front matter © 2010 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.
doi:10.1016/j.quaint.2010.06.011

all heavy metals and nutrients of the top 5–10 cm sediments are observed. Results indicate moderate to high pollution of Pb, Cu and Zn in the 0–5 cm sediments and a pollution of Ni and Cr in all sediments.

Xue et al. investigated the nutrient and metal accumulation in lake sediments of the middle and lower reaches of the Yangtze River basin using sedimentary-geochemical records of drilling cores from several typical lakes. Results show a general increase in total organic carbon and total nitrogen concentration with lower depth. A general upward trend in enriched nutrients matter in the core indicates that the lakes became eutrophic since the mid-1950s (macrophyte-type lake), or late 1980s (algae-type lake). A great influence by human activities appears to occur around the early 1970s due to the changes in the sedimentary rate and the anthropogenic metal accumulation in the sediment cores.

Sun et al. examine the long-term dynamics of carbon flux in the Xijiang River for the past 50 years. They compared the carbon concentrations based on relations of observed discharge and sediment to historical discharge and sediment records. Decreases in POC (particulate organic carbon) and DIC (dissolved inorganic carbon), but increases in DOC (dissolved organic carbon) are observed. This is caused by the reduced sediment supply may intensify by human activities including reservoir/dam construction and domestic/agricultural effluents.

2. Variability in water resources related to climate

All six papers in this group deal with the relation and responses of water resources to the variability in climate. Three papers observe runoff and streamflow variations, while the last two deal with flood issues. Statistical methods are applied and different modelling approaches are evaluated.

Chen, Y.D. et al. analysed the streamflow series and changing properties of streamflow variations in the Pearl River basin and delta. Results by the scanning *t*- and *F*-tests imply more sensitive responses of streamflow stability to climate changes and human activities. Differences between large and small river basins and an increase in annual minimum streamflow are apparent. Mitigation to salinity intrusion is implied to be favorable but the conditions of flood mitigation are more unfavorable.

Xu, H. et al. compared the impacts of different climate datasets (gridded and station based) on the parameterisation of the hydrological model SWAT2005 for the Xiangxi River. Gridded ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) monthly data of the CRU TS3.0 global dataset and daily observations at the Xingshan meteorological station were analysed and applied for auto-calibration and hindcasts (1970–1974, 1976–1986). The parameter sensitivity analysis and auto-calibration results show slight differences in the relative rank and surface runoff lag coefficient, mainly caused by lower temperature and more intensive rainfall records of the CRU data. Nevertheless, CRU data appears to be appropriate for application with SWAT2005 as the evaluated results of simulated discharge imply.

Lan et al. used hydrological and meteorological data for 50 years to investigate the changing characteristics of runoff, temperature and precipitation in the upper reaches of the Yellow River. The results indicate a continuous decrease in runoff since the end of the 1980s due to increases in temperature and decreases in precipitation in the main areas of runoff formation. The magnitude of runoff is higher than of precipitation because of synchronously increasing supply of melt water from snow, glaciers, and frozen soils.

Kousari et al. applied a sensitivity analysis for the estimation of peak discharge in Iranian watersheds using MATLAB. They investigate the effects of the concentration time, watershed area, amount of rainfall at different return periods and the α-coefficient on the nature of the SCS curve number method in the estimation of peak discharge and its reaction to change in the input parameters. The results indicate the effective role of CN as an input parameter to the peak discharge model. Following an increase in the return period, the sensitivity of the model is also increasing.

Chen, Y. et al. investigated the long-term change of temperature and precipitation and the characteristics of glacial floods in the Yarkant River for the past 50 years. The origin of sudden flood release, the suggested flood mechanism of glacial lakes, and the relationship between glacial floods and climate change was also examined. A temperature increase especially for summer and autumn since 1987 is observed and related to an acceleration of the melting rate of glaciers. The increase in frequency of glacial-lake outburst floods and in peak discharge mirrors the effect of global warming on glaciers.

Hagen et al. employed a parsimonious model to create the nationwide Afghanistan Flood Hazard Map (AFG-FHM) at a scale of 1:100,000. They used a high-resolution digital elevation model, sample measurements and Dartmouth Flood Observatory past flood data. This is a robust method – a "reverse engineering" approach that relies on past inundation depths – to generate extreme inundation outlines, which can be utilized in developing countries.

3. Variability in climate

Four papers deal specifically with the observed and predicted variability of climate and its extremes. The regional focus is put on the Loess Plateau within the Yellow River basin, the ten large river basins of China, the Yangtze River delta, and the coastal region of Fujian Province, China. Different global and regional circulation models were applied to formulate future predictions.

Li et al. assessed the spatial distribution and temporal trends of extreme precipitation and temperature events on the Chinese Loess Plateau for 1961–2007. A southeast-northwest spatial disparity is obvious when the Mann–Kendall test and the inverse distance weighted interpolation method on nine indicators are applied. Precipitation-based indicators showed more mixed patterns of change and few significant trends. Temperature-based indicators had more uniform significant trends. Hot-day and cold-night thresholds, and the longest heat wave tended to increase while the number of frost days decreased since the 1960s. Extreme precipitation events did not change significantly but extreme temperature events became more severe and frequent. The results imply that extreme climate events on the Loess Plateau will continue to have adverse impacts.

Zhai et al. investigated future changes of dryness and wetness in ten large Chinese river basins during the first 50 years of the 21st century. The standardized precipitation index (SPI) is calculated using monthly precipitation data projected with the ECHAM5/MPI-OM for the SRES-A2, SRES-A1B and SRES-B1. Following the application of a frequency analysis and the Mann–Kendall test, a similar trend to drier conditions from northeast to southwest China is detected for all scenarios. The Haihe River basin shows a significant trend towards drier conditions in the SRES-A2. For the Yellow River basin, the Huaihe River basin, the Yangtze River basin, and the Pearl River basin, an obvious trend towards wetter conditions has been detected in the SRES-A1B.

Xie et al. investigated local climate change in the Yangtze River delta, manifested in six warmer centers with increasing rates of surface air temperature from 0.28 to 0.54 °C per decade for 1961–2006. Local warming and urban heat island effects have created the largest and warmest center of surface air temperature in the Shanghai metropolitan area. For this area, the annual mean surface air temperature will increase from 15.4 °C in 1961–1990 to 18.5 °C

in 2071–2100 according to the RegCM3 model for the SRES-A2 Scenario. The spatial patterns of increases in surface air temperature due to global warming and urban heat island effects differ significantly from those due to global warming alone.

Yin et al. examined to what extent tropical cyclones are responsible for heavy rain days (precipitation $>$ 100 mm/d) in the coastal areas of Fujian Province, China. A distinct typhoon season between July and September/October was detected. From 1960 to 2007, 41% of heavy rain days in Fujian Province were triggered by tropical cyclones. For the coastal weather stations, 57% (45%) of the heavy rain days are triggered by tropical cyclones during El Niño (La Niña) years. The number of heavy rain days fluctuates in line with the inter-annual variability of tropical cyclones making landfall.

4. Impacts on ecosystems

This group consists of four papers which describe and analyse specific ecosystems impacted by changes in water resources or climate. The first three focus on sections of the Yangtze River, while the last explored a grassland ecosystem in Tibet.

Zhang et al. examined the responses of the macroinvertebrate community (i.e. aquatic ecosystem) to hydrological effects for the five years (two stages) following the impoundment of the Three-Gorges Reservoir. The results showed that the total density of macroinvertebrates increased significantly, and displayed obvious seasonal patterns. The Shannon–Wiener diversity index displayed obvious seasonal fluctuations with the maximum value in winter and minimum in autumn. After the second impoundment, the seasonal patterns became more stable. The effect of the hydrological regime began to be significant from 2005. The inflow discharge caused positive effects on Tubificidae, but negative effects on Naididae.

Gao, J. et al. calculated the minimum ecological water depth based on the theory of eco-hydraulics to investigate the ecological in-stream water requirements in the Mengjin stream of the Taihu Lake basin in the lower reaches of the Yangtze River. The method is based on the relationship between river hydraulic radius and water depth. The minimum ecological water depth of Mengjin stream is between 0.7 and 1.13 m with an average value of 0.82 m. The variation lies in a reasonable range, which shows reliable results following the validation of water depth in Gehu Lake.

Xu, Y. et al. investigated the limnological characteristics of the mainstream of the Three-Gorges reservoir (TGR, China) and Xiangxi Bay of TGR to identify synchronous or asynchronous fluctuations (temporal coherence). Monthly data on transparency and chlorophyll *a* were gathered at 26 sampling sites from July 2003 to July 2006 to evaluate temporal coherence of water clarity. Seasonal dynamics of water clarity were very well explained by inflow discharges and water residence time in the mainstream of the TGR, but not in Xiangxi Bay where local processes such as phytoplankton bloom dynamics may override the regional effects of hydrological processes.

Gao, Q. et al. examined trends in the alpine grassland degradation index and the response to climate variability in the headstream region for the Yangtze River, Salween River and Mekong River in northern Tibet for 1981–2004. Around 23% of the total grasslands in northern Tibet show very serious trends in degradation. The precipitation variability is benefiting the recovery and protection of the grasslands, whereas the variability in temperature and solar radiation exacerbate the grassland degradation.

The collection of recent research results illustrates the variability of water resources, climate and the impacts on the ecosystem for different regions of larger Asian rivers. Severe conditions and adverse trends are assessed for all thematic issues (i.e. water resources, climate, and ecosystems). A number of serious problems arise for the larger Asian rivers in view of climate variability. Increases or decreases in water and climate variables as well as the intensification of human activities enhance the risk of negative impacts on local population and industries. The present findings can support future studies or related projects and desirably support the implementation of watershed management and adaptation measures. They also contribute to the work of working group II (chapter on freshwater ecosystems) in the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC AR5) as of June 2010. The more knowledge about the variability of water resources, climate and their impacts on ecosystems is achieved, the more methods can be developed to realize appropriate adaptation actions in the larger Asian river basins.

Acknowledgments

We are thankful for the financial support from the Sino-German Center for Research Promotion, Beijing (DFG/NSFC), the National Basic Research Program of China (973 Program) (No. 2010CB428401), the Special Fund of Climate Change of the China Meteorological Administration (CCSF-09-16) and from the National Natural Science Foundation of China (40910177). We would like to thank Mr. Xokrat from the Xingjiang Branch of the Chinese Academy of Sciences and his local staff for their consistent help in successfully organizing the symposium in Urumqi. We also would like to thank Professor Norm Catto. It would have been impossible to complete this special volume without his assistance.

References

Kundzewicz, Z., Mata, L.J., Arnell, N.W., Döll, P., Kabat, P., Jiménez, B., et al., 2007. Freshwater resources and their management. Climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability. In: Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E. (Eds.), Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 173–210.

Kundzewicz, Z., Nohara, D., Jiang, T., Oki, T., Su, B., Takeuchi, K., 2009. Discharge of large Asian rivers – observations and projections. Quaternary International 208, 4–10.

Lu, X., Chen, X., 2008. Large Asian rivers and their interactions with estuaries and coasts. Quaternary International 186, 1–3.

Lu, X., Jiang, T., 2009. Larger Asian rivers: climate change, river flow and sediment flux. Quaternary International 208, 1–3.

WMO (World Meteorological Organization), 2006. Environmental Aspects of Integrated Flood Management. Associated Programme on Flood Management. WMO-No. 1009, Geneva, Switzerland.

Tong Jiang*
National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing, China

Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing, China
* Corresponding author. National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing, China.
Tel./fax: +86 25 86882125.
E-mail address: jiang.t@niglas.ac.cn (T. Jiang)

Thomas Fischer
National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing, China

Xixi Lu
Department of Geography, National University of Singapore, Singapore 119260

Available online 19 June 2010

江滢，罗勇，赵宗慈. 2010. 全球气候模式对未来中国风速变化预估 [J]. 大气科学，34 (2)：323－336. Jiang Ying，Luo Yong，Zhao Zongci. 2010. Projection of wind speed changes in China in the 21st century by climate models [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)，34 (2)：323－336.

全球气候模式对未来中国风速变化预估

江滢[1,2,3,4]　罗勇[1,2,3,4]　赵宗慈[1,3,4]

1 国家气候中心，北京　100081
2 南京信息工程大学，南京　210044
3 中国气象局风能太阳能资源评估中心，北京　100081
4 中国气象局气候研究开放实验室，北京　100081

摘　要　利用世界气候研究计划之第三次耦合模式比较计划（WCRP/CMIP3）提供的，参加 IPCC AR4 的 19 个气候模式和国家气候中心为 IPCC 第五次报告研发的新一代气候模式（BCC_CSM1.0.1）及模式集成，考虑高排放（A2）、中等排放（A1B）和低排放（B1）三种人类排放情景，预估 21 世纪中国近地层（离地 10 m）风速变化。预估结果表明：(1) 21 世纪全国平均的年平均风速呈微弱的减小趋势，且随着预估情景人类排放的增加，中国年平均风速减小趋势越显著。(2) 冬季（夏季）全国平均风速呈减小（增大）趋势，人类排放量越多，冬季（夏季）风速减小（增加）程度越大。21 世纪我国风速夏季（冬季）增大（减小）与全球变暖的背景下未来亚洲夏季风（冬季风）增强（减弱）有一定关系。(3) 与 20 世纪末期（1980～1999 年）相比，21 世纪初期（2011～2030 年）中国区域年平均风速 A2 情景下略偏小，A1B 和 B1 情景下年平均风速无明显变化；21 世纪中期（2046～2065 年）和后期（2080～2099 年），三种排放情景下中国年平均风速均比 20 世纪末期风速小。(4) 21 世纪初期、中期和后期均表现为冬季（夏季）平均风速比 20 世纪末期冬季（夏季）平均小（大）。(5) 夏季中国中北部和东北地区风速偏大，其余地区风速无明显变化或略偏小；冬季除了东北北部和西藏东南部外，中国大部地区风速偏小。绝大部分地区超过 50%模式一致地预估上述风速变化形式，具有一定的可信度。

关键词　中国　近地层风速变化　全球气候模式　预估
文章编号　1006－9895 (2010) 02－0323－14　　**中图分类号**　P425　　**文献标识码**　A

Projection of Wind Speed Changes in China in the 21st Century by Climate Models

JIANG Ying[1,2,3,4], LUO Yong[1,2,3,4], and ZHAO Zongci[1,3,4]

1 *National Climate Center, Beijing*　100081
2 *Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing*　210044
3 *Center for Wind and Solar Energy Resources Assessment, Beijing*　100081
4 *Laboratory for Climate Studies, China Meteorological Administration, Beijing*　100081

Abstract　19 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) AR4 (Fourth Assessment Report) climate models with the human emission of SRES (IPCC Special Report on Emissions Scenarios) A2, A1B and B1 have been em-

收稿日期　2009－02－10，2009－07－31 收修定稿
资助项目　公益性行业（气象）科研专项 GYHY 200806009，中华人民共和国国家发展和改革委员会和财政部之“风能详查和评价工作”和欧盟－中国能源和环境项目 Europe Aid/123310/D R/CN
作者简介　江滢，女，1972 年出生，高级工程师，主要从事风能资源变化、风能资源评估、气候变化监测等研究。E-mail：jiangy@cma.gov.cn

ployed to project the annual, seasonal and monthly wind speeds over the three sub-regions of China and the entire China for 2000 - 2099. The study also adds the projections of a new coupling climate model, BCC_CSM 1.0.1, which was developed for IPCC AR5. Therefore, 20 climate models have been used in this research. As projected by 20 climate models with SRES A2, A1B, and B1, (1) the annual mean wind speeds in China for the 21st century decrease slightly, especially for SRES A2. (2) Among the four seasons, the wind speeds in winter decrease in the whole China and the three sub-regions. It is because the winter monsoon over East Asia weakens due to the global warming. The wind speed in summer over most of China increases as projected by a number of climate models. It is associated with the stronger summer monsoon over East Asia in the 21st century as projected by the climate models with SRES scenarios. (3) Compared with the model simulations for 1980 - 1999, the annual mean wind speeds during 2011 - 2030 decrease slightly for SRES A2 and do not change for SRES A1B and B1, respectively. The wind speeds during 2046 - 2065 and 2080 - 2099 for the three scenarios decrease more obviously than 1980 - 1999 and 2011 - 2030, respectively. (4) The wind speeds in winter (summer) for the three periods decrease (increase) relative to 1980 - 1999. (5) The geographical distributions of wind speed changes are different in winter and summer in comparison with 1980 - 1999. In summer, the increasing wind speeds are found over northeastern, northern, and central China. There are not obvious changes in other regions. In winter, the decreasing wind speeds over most of China are noticed, except for northern Northeast China and southeastern Tibet. More than 50% of the models project the patterns of wind changes conformably. It has a certain reliability.

Key words China, near-surface wind speed change, climate models, projection

1 引言

20 世纪以来，世界经济迅猛发展，能源需求成倍增长。作为主要的可再生能源之一的风能资源，由于其安全、清洁、丰富的特性，在全世界得到广泛应用和快速发展。中国风能储量大、分布广，近年来发展迅速，预计在 2030 或 2040 年前后，中国的风力发电装机容量可望超过 1 亿千瓦，成为继火电和水电之后的第三大发电能源（中华人民共和国国家发展和改革委员会，2007）。随着中国风电产业的发展，气候变暖背景下风能资源的可持续利用问题倍受关注，中国风气候、风能蕴藏量变化的研究也逐步发展起来。任国玉等（2005）、王遵娅和丁一汇（2006）、Xu et al.（2006）、Jiang et al.（2010）通过分析气象台站观测资料认为近 50 年来中国年平均风速存在逐年减小的变化趋势。Jiang et al.（2010）的研究在进一步计算分析各种可能的影响因子后提出，城市化发展、气象台站迁址及测风仪器的变更等对中国年（季）平均风速的长期变化会产生一定影响，但大气环流的变化才是造成中国年平均风速呈显著减小趋势的最可能原因。上述这些研究都没有对未来中国风速变化进行预估，而在全球变暖的背景下合理预估我国风速变化特征和趋势，对我国未来风能利用规划具有重要意义。

近十几年来，我国科学家们对中国气候变化的模拟和未来预估开展了许多有益的研究。这些研究主要分为两类：一是通过“20 世纪气候模拟”试验或其它模拟试验对 20 世纪全球和中国气候变化如气温、降水和风速的检测和归因分析（徐影等，2002；Jiang et al.，2005；许崇海等，2007；张莉等，2008；周天军等，2008；江滢等，2009），研究表明，模式对全球和中国的目前气候变化具有较好的模拟能力，近百年全球和中国气温变化与自然和人类活动有明显联系（Guo et al.，2001；高学杰等，2003；姜大膀等，2004；Luo et al.，2005）。二是未来气候变化预估及原因分析。许多学者（Luo et al.，2005；江志红等，2008；张雪芹等，2008；张莉等，2008；赵宗慈等，2008；周天军等，2008；江志红等，2009）预估了中国区域气温和降水变化，研究表明到 21 世纪中国年平均气温升高 2.5℃（0.7～9.2℃），全国降水普遍增加。还有学者通过研究认为，21 世纪若干极端事件发生的频率会增加（高学杰，2007；IPCC，2007；江志红等，2008；林彩燕等，2009）。但很少有关于 21 世纪中国区域风速变化预估方面的研究。

本文利用世界气候研究计划（WCRP）第三次耦合模式比较计划（CMIP3）提供的 19 个气候系统模式和国家气候中心新一代全球气候模式（BCC_CSM1.0.1）在高排放（SRES A2，IPCC Special Report on Emissions Scenarios A2，简称 A2）、中

等排放（SRES A1B，简称 A1B）和低排放（SRES B1，简称 B1）情景下的模拟结果，预估我国 21 世纪近地层风速变化特征，以加深对全球持续变暖背景下中国区域气候变化的认识，为气候变化的影响评估提供依据，为合理开发利用风能资源提供参考。

2　资料和模式简介

2.1　模式介绍

由世界气候研究计划（WCRP）第三次耦合模式比较计划（CMIP3）提供，参加 IPCC AR4 的 23 模式中有 19 个模式给出了近地层（离地 10 m）经向和纬向风在 A2 、A1B 和 B1 情景下的预估结果（见表 1）。这些模式来自 11 个国家，中国有 1 个模式，即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的模式。此外，国家气候中心为 IPCC 第五次评估报告研发的新一代气候模式（BCC_CSM1.0.1）也给出了近地层经向和纬向风在 A2 、A1B 和 B1 情景下的预估结果（表 1）。BCC_CSM1.0.1 模式是基于美国国家大气研究中心（National Center for Atmospheric Research，NCAR）的气候系统模式 CCSM2.0（Kiehl and Gent，2004）发展而来的，独立于国家气候中心参与 IPCC AR4 的前一代耦合模式版本 BCC_CM1。BCC_CSM1.0.1 模式包括四个分量模式：大气、陆面、海冰和海洋。其中，大气模式使用的是 BCC_AGCM2.0.1 代替常用的 CAM3，陆面模式为 CLM3（Community Land Surface Model version3）（Dickinson et al.，2006）代替 CLM2，海冰模式是 CSIM4（Community Sea Ice Model version 4）（Briegleb et al.，2004），海洋模式为 POP（Parallel Ocean Program）①（Wu et al.，2008）。

表 1　全球气候模式 21 世纪预估试验设计简述

Table 1　Brief description of global climate models and the design of the 21st century experiments

	模式名	国家	大气分辨率	海洋分辨率	试验设计			集合数		
1	BCC_CSM1.0.1	中国	T42L26	1×1L30	A2	A1B	B1	1	1	1
2	BCCR_BCM2	挪威	T63L31	0.5/1.5L35	A2	A1B	B1	1	1	1
3	CCCMA_CGCM3	加拿大	T47L31	0.9×1.4L29	A2	A1B	B1	5	5	6
4	CNRM_CM3	法国	T63L45	0.5/2.0L31	A2	A1B	B1	1	1	1
5	CSIRO_MK3	澳大利亚	T63L18	0.8×1.9L31	A2	A1B	B1	1	1	1
6	GFDL_CM2_0	美国	2.0×2.5L24	0.3/1.0L24	A2	A1B	B1	1	1	1
7	GFDL_CM2_1	美国	2.0×2.5L24	0.3/1.0L24	A2	A1B	B1	1	1	1
8	GISS_AOM	美国	3.0×4.0L12	3.0×4.0L16		A1B	B1		2	2
9	GISS_E_H	美国	4.0×5.0L20	2.0×2.0L16		A1B			4	
10	GISS_E_R	美国	4.0×5.0L20	4.0×5.0L20	A2	A1B	B1	1	5	1
11	IAP_FGOALS1	中国	T42L26	1.0×1.0L16		A1B	B1		3	3
12	INMCM3	俄罗斯	4.0×5.0L21	2.0×2.5L33	A2	A1B	B1	1	1	1
13	IPSL_CM4	法国	2.5×3.8L19	1.2×2.0L31	A2	A1B	B1	1	1	1
14	MIROC3_H	日本	T106L56	0.2×0.3L47		A1B	B1		1	1
15	MIROC3_M	日本	T42L20	0.5/1.4L43	A2	A1B	B1	3	3	3
16	MIUB_ECHO_G	德国	T30L19	0.5/2.8L20	A2	A1B	B1	3	3	3
17	MPI_ECHAM5	德国	T63L31	1.5×1.5L40	A2	A1B	B1	3	4	3
18	MRI_CGCM2	日本	T42L30	0.5/2.5L23	A2	A1B	B1	5	5	5
19	UKMO_HADCM	英国	2.5×3.8L19	1.5×1.5L20	A2	A1B	B1	1	1	1
20	UKMO_HADGM	英国	1.3×1.9L38	0.3/1.0L40	A2	A1B		1	1	
合计	20 个模式				16	20	18	30	45	36

注：表中内容引自 IPCC（2007）、赵宗慈和罗勇（2007）和辛晓歌等（2008）。

① Smith R D，Gent P R. 2002. In Reference Manual for the Parallel Ocean Program (POP)：Ocean Component of the Community Climate System Model (CCSM-2). (Available at http://www.ccsm.ucar.edu/models/ccsm2.0.1/ pop/)

本文所用的所有模式都是全球气候系统模式，包括了 4～5 个圈层模式分量，且绝大部分模式中海冰部分都不仅考虑了海冰的热力学，而且还考虑了海冰的动力学，使结果更接近实际观测。另一方面，多数模式的陆面和积雪部分都考虑多层和更多的物理和生物学过程，且不再在耦合过程中使用通量调整，以减少了误差（赵宗慈，2006；赵宗慈和罗勇，2007）。考虑到这些模式“20 世纪气候模拟”试验对近 50 年中国近地层风速检验中，基本上都能模拟出目前（1956～1999 年）中国多年年（或季）平均风速分布状况，也在一定程度上模拟出近 50 年中国近地层风速变化（江滢等，2009），本文利用所有模式及某些模式集成对 21 世纪中国近地层风速变化进行预估。

2.2 预估情景介绍

为了对未来社会、经济、技术的方方面面各种可能的发展状况加以定性或定量的描述（Covey et al.，2000），IPCC 构建了一系列人类排放情景（IPCC，2007）。2000 年，IPCC 第三次评估报告公布了《排放情景特别报告》，即 SRES 情景（Nakicenovic et al.，2001），其中 A1 情景描述的是一个高排放的情景，经济快速发展，世界人口趋于稳定；A2 情景假设了一个不平衡的世界，人口持续增长，生产技术发展缓慢，经济发展主要面向区域，各区域间人口增长和生产力发展不平衡；B1 情景假设全球人口数量趋于稳定，社会和环境可持续发展，清洁能源高效技术合理利用；B2 情景是一个中低排放情景，假设未来世界人口以略低 A2 的速度增长，社会和环境可持续发展。其中，A1 根据能源系统的不同发展方向可分成 3 个情景组：高强度的矿物燃料使用（A1F I）、非矿物能源（A1T）、各种能源的平衡发展（A1B）。本文在 SRES A2（高排放）、A1B（中等排放）和 B1（低排放）三种情景下，预估 21 世纪中国近地层风速变化特征。

2.3 资料处理和预估方法

考虑到各个气候模式的分辨率不同，为了便于比较，利用距离加权反比插值法（靳国栋等，2003）将模式输出结果插值为 1°×1°网格。

预估方法主要采用每个模式预估 21 世纪结果与对应模式 20C3M 试验模拟 1980～1999 年值进行对比，计算其平均值、差值等。在对平均风速等要素的长期变化特征进行预估时，主要采用了线性回归的趋势分析方法（魏凤英，1999），并利用时间与空间变化之间的相关系数对变化趋势进行显著性检验。

同时，由于有些模式的模拟试验只有 1 个，而有些模式的模拟试验分别有 2～6 个不等（见表 1 最右列），因此，首先计算了单个模式的集合（即某个模式所有试验的等权重集合平均），然后计算所有模式的集成（每个模式集合后，再进行等权重集成平均；即每个模式在集成结果中是等权重的，称为所有模式集成），以及模式模拟多年平均（1956～1999 年）与观测同时段多年平均风速相关关系较好的模式（BCC_CSM1.0.1、CNRM_CM3、CSIRO_MK3、GFDL_CM2_0、IPSL_CM4 和 MIROC3_M）集成（称为“好模式分布集成”，简写为 PATTERN_ENS），模式模拟与观测同时段全国平均历年（1956～1999 年）年平均风速变化特征相似的模式（BCC_CSM 1.0.1、CCCMA _ CGCM3、CNRM _ CM3、MIUB_ECHO_G、MRI_CGCM2 和 UKMO_HADGEM）集成（称为“好模式变化集成”，简称 MY_EVOL_ENS），其中“好模式分布集成”和“好模式变化集成”的模式挑选方法和集成方法详见江滢等（2009）。需要说明的是：虽然在江滢等（2009）中，IAP_FGOALS1 和 MIROC3_H 多年平均风速与观测同时段多年平均风速相关关系较好，但由于 IAP_FGOALS1 和 MIROC3_H 没有提供 A2 情景的近地层风速结果，同时考虑到预估风速变化在三种不同排放情景下的可比较性，本文在所有人类排放情景下的进行“好模式分布集成”时，都没有使用这两个模式的预估结果。

考虑到本研究应与其他研究具有可比较性，本文根据 IPCC AR4 的建议用 2011～2030 年、2046～2065 年和 2080～2099 年分别代表 21 世纪初期、中期和后期，用气候模式模拟的 1980～1999 年平均场作为气候背景场，代表 20 世纪末期状况。

此外，用 1、4、7、10 月平均风速状况分别表示春、夏、秋、冬四个季节风速状况。

2.4 区域划分

本文除了着重预估全国整体特征外，还进一步分析了气候模式对区域近地层风速的预估结果。考虑到使用的是全球气候模式，区域的尺度不能够太小，因此在分析中，参照江滢等（2009）将中国地区分为北部、西南部和东南－南部三个区域（图

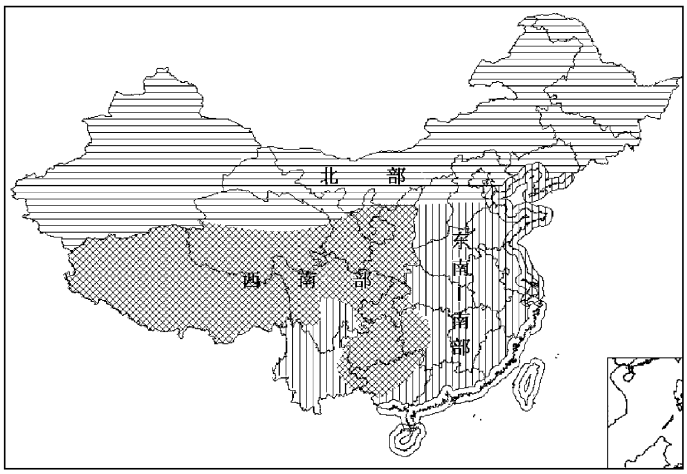


图 1　全国分区示意图

Fig. 1　Sketch map of the three sub-regions in China

1)，分别加以讨论。

3　21 世纪平均风速变化预估

3.1　年平均风速变化预估

表 2、3 给出各个模式以及模式集成在 A2、A1B 和 B1 排放情景下，对 21 世纪中国区域近地层年平均风速线性变化趋势的预估结果。结果表明，三种情景下中国年平均风速均呈微弱的减小趋势。值得注意的是，随着 B1、A1B 和 A2 情景人类排放量依次增加，中国年平均风速减小趋势依次显著，预估风速呈减小趋势的模式数依次增多（表 2），即风速呈减小趋势变化的可信度也依次增大。也就是说，模式预估 21 世纪中国年平均风速呈微弱的减小趋势［−0.04～−0.02 (m/s)/100 a］，且随着人类排放量的增加，风速减小的幅度越大，预估风速呈减小趋势的模式数越多，该预估结论的可信度越高。

从模式集成（图 2）来看，各种模式集成都表明未来中国风速呈微弱的减小趋势（相对于模式气候背景场为 1980～1999 年（下同），考虑到部分模式没有提供 2000～2010 年之间的风场资料，变化趋势计算时段为 2011～2099 年）。除了 BCC_CSM1.0.1 模式与 CCCMA_CGCM3 模式集成预估未来风速的减小趋势在三种情景下无明显差别外，好模式分布集成、好模式变化集成和所有模式集成都表现出 A2 情景下预估风速的减小趋势比 A1B 和 B1 下风速减小趋势明显。

三种情景下，不同模式模拟不同区域的未来风速变化也不尽相同（表 2、3），但对于所有模式集成和好模式分布集成来说，A2 和 A1B 情景下，未来中国北部风速偏小幅度略大于其它两个区域。

3.2　季平均风速变化预估

从全国平均来看，三种人类排放情景下，全国平均风速在夏季呈略增大趋势，冬、春、秋季风速都略呈减小趋势。相对而言，人类排放量越多，冬季风速减小程度越大，夏季风速增大程度也越大

表 2　A2、A1B 和 B1 情景下全国和分区 21 世纪年平均风速变化趋势［2011～2099，单位：(m/s)/100 a］

Table 2　Trends of the annual mean wind speed changes for SRES A2，A1B and B1 in the 21st century in the three sub-regions and entire China［2011－2099，units：(m/s)/100 a］

情景/模式个数	北部区	西南部区	东南－南部区	全国
A2/16	−0.05 (6/0)，−0.3～0.0	−0.03 (6/4)，−0.2～0.2	−0.05 (8/2)，−0.3～0.1	−0.04 (7/0)，−0.1～0.0
A1B/20	−0.04 (8/0)，−0.2～0.0	−0.02 (5/4)，−0.2～0.2	−0.03 (7/4)，−0.2～0.1	−0.03 (5/1)，−0.2～0.1
B1/18	−0.01 (3/1)，−0.1～0.1	−0.03 (5/2)，−0.3～0.1	−0.02 (4/1)，−0.2～0.1	−0.02 (4/0)，−0.1～0.0

注：逗号前的数据表示平均趋势，括号内为预估负/正趋势的模式数［变化趋势在−0.05～0.05 (m/s)/100 a 之间认为无明显变化］；逗号后的数据表示变化趋势范围。

表 3　模式(模式集成)A2、A1B 和 B1 排放情景下预估 21 世纪中国和三个分区年平均风速变化趋势[2011～2099 年,单位:(m/s)/100a]

Table 3　Trends of annual mean wind speed changes for SRES A2, A1B and B1 in the three sub-regions and China [2011－2099, unit: (m/s)/100 a] for each model and multi-model ensembles

		A2				A1B				B1			
序号	模式名称	北部	西南部	东南－南部	全国	北部	西南部	东南－南部	全国	北部	西南部	东南－南部	全国
1	BCC_CSM1.0.1	**−0.26**	0.08	−0.06	−0.12	−0.14	0.04	−0.04	−0.07	−0.04	**−0.29**	−0.11	**−0.13**
2	BCCR－BCM2	0.03	0.01	0.02	0.02	0.0	0.0	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
3	CCCMA_CGCM3	0.03	**−0.24**	**−0.27**	**−0.11**	0.04	**−0.12**	**−0.13**	**−0.05**	0.02	0.01	−0.02	0.01
4	CNRM_CM3	0.01	**−0.02**	0.02	0.0	−0.02	**−0.02**	0.00	−0.01	0.0	0.0	0.03	0.01
5	CSIRO_MK3	−0.03	**−0.19**	**−0.13**	**−0.10**	**−0.08**	**−0.20**	−0.09	**−0.12**	−0.01	−0.14	−0.05	−0.05
6	GFDL_CM2_0	−0.04	−0.01	−0.05	−0.03	−0.05	−0.03	**−0.05**	**−0.05**	−0.01	−0.01	−0.03	−0.02
7	GFDL_CM2_1	**−0.08**	−0.02	0.01	−0.04	**−0.06**	−0.02	0.03	−0.03	0.01	0.06	0.05	0.04
8	GISS_AOM	/	/	/	/	0.03	0.04	**0.07**	0.04	**0.07**	0.02	0.03	0.05
9	GISS_E_H	/	/	/	/	**−0.03**	**0.05**	**−0.04**	−0.01	/	/	/	/
10	GISS_E_R	−0.06	−0.01	−0.09	−0.06	−0.02	0.0	−0.05	−0.02	0.01	0.02	0.04	0.02
11	IAP_FGOALS1	/	/	/	/	−0.09	−0.10	−0.06	**−0.09**	−0.02	−0.05	−0.05	−0.03
12	INMCM3	−0.03	0.07	0.02	0.01	−0.02	**0.10**	0.04	0.03	0.02	−0.03	−0.02	0.00
13	IPSL_CM4	**−0.04**	0.01	−0.01	−0.02	**−0.04**	0.0	−0.02	**−0.03**	−0.01	0.01	−0.01	−0.01
14	MIROC3_H	/	/	/	/	−0.02	**0.19**	0.05	0.06	−0.06	0.03	−0.01	−0.02
15	MIROC3_M	**−0.10**	**0.17**	**0.09**	0.02	**−0.07**	0.06	0.06	0.00	−0.03	0.07	0.02	0.01
16	MIUB_ECHO_G	**−0.12**	**−0.15**	−0.11	**−0.13**	**−0.17**	**−0.19**	**−0.16**	**−0.17**	**−0.08**	**−0.08**	**−0.07**	**−0.08**
17	MPI_ECHAM5	0.02	−0.06	−0.02	−0.01	0.02	−0.03	0.00	0.00	0.0	−0.03	0.0	−0.01
18	MRI_CGCM2	**−0.04**	**−0.08**	**−0.07**	**−0.06**	−0.01	**−0.04**	**−0.05**	**−0.03**	−0.02	−0.01	−0.02	−0.02
19	UKMO_HADCM	**−0.12**	−0.06	**−0.15**	**−0.11**	**−0.10**	**−0.20**	**−0.17**	**−0.15**	−0.06	**−0.18**	**−0.21**	**−0.13**
20	UKMO_HADGM	0.00	0.06	0.06	0.03	0.04	0.05	0.07	**0.05**	/	/	/	/
21	所有模式集成	**−0.10**	**−0.05**	**−0.06**	**−0.07**	**−0.08**	**−0.05**	**−0.04**	**−0.06**	**−0.07**	**−0.07**	**−0.05**	**−0.06**
22	好模式分布集成	**−0.08**	0.0	−0.03	**−0.04**	**−0.07**	−0.03	−0.03	**−0.05**	−0.03	**−0.07**	−0.04	**−0.04**
23	好模式变化集成	**−0.08**	**−0.10**	**−0.10**	**−0.09**	**−0.06**	**−0.07**	**−0.07**	**−0.07**	−0.03	**−0.08**	−0.04	**−0.04**

注：黑体表示通过 99%显著性检验。

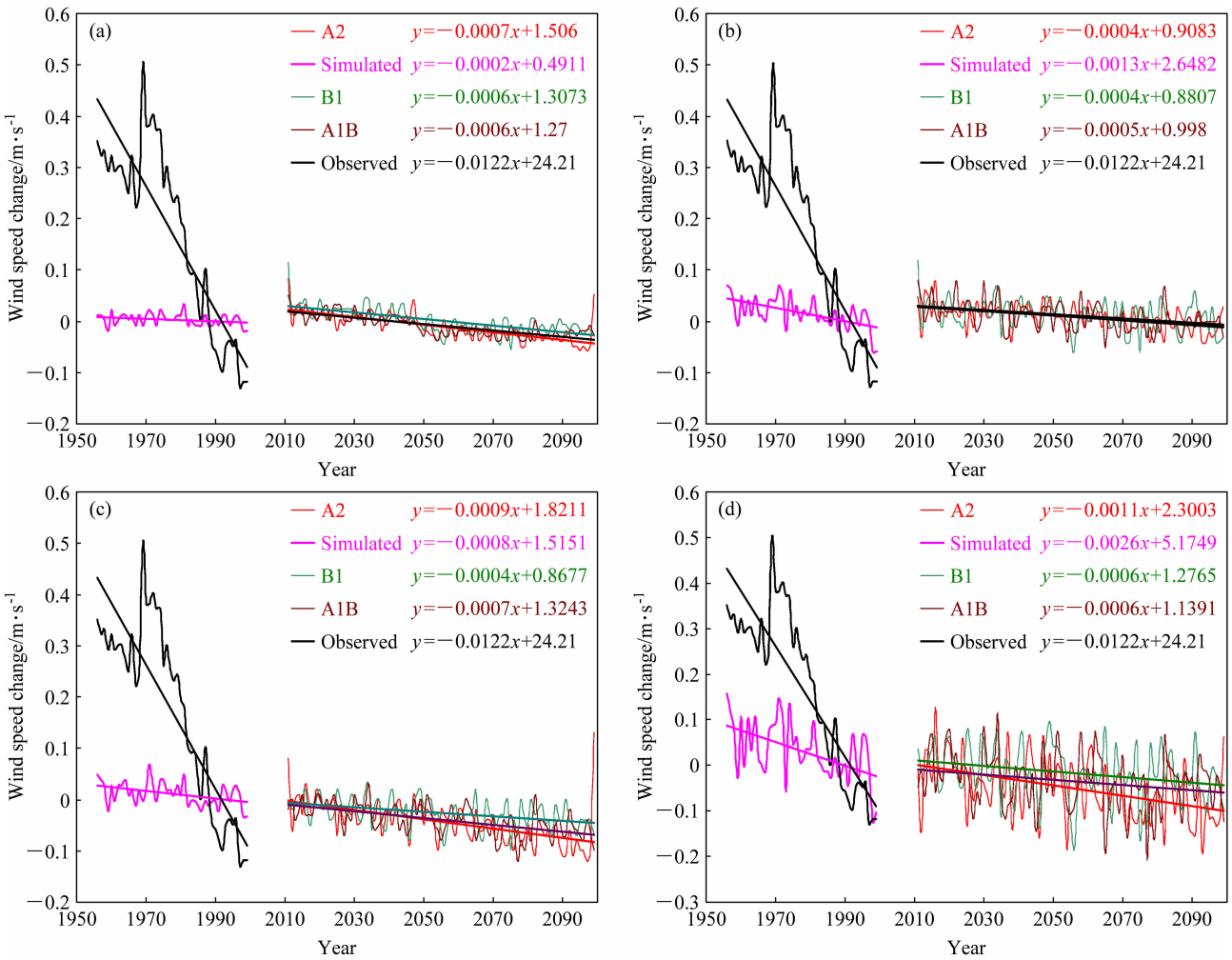


图 2　A2、A1B、B1 情景下模式集成预估年平均风速距平演变图：(a) 所有模式集成；(b) 好模式分布集成；(c) 好模式变化集成；(d) BCC_CSM1.0.1 和 CCCMA_CGCM3 平均值

Fig. 2　Evolutions of annual mean wind speed changes during 2011－2099: (a) All models ensemble; (b) ensemble of the models with good patterns; (c) ensemble of the models with good change trends; (d) mean of BCC_CSM1.0.1 and CCCMA_CGCM3

表 4　同表 2，但为各季平均风速变化趋势

Table 4　Same as Table 2, except for the four seasons

情景/模式个数	季节	北部	西南部	东南－南部	全国
A2/16	1 月	−0.06(6/3)，−0.4～0.1	0.0(8/6)，−0.2～0.4	−0.02(6/5)，−0.3～0.2	−0.04(4/1)，−0.2～0.1
A2/16	4 月	−0.11(11/3)，−0.5～0.2	−0.01(6/6)，−0.5～0.3	**0.01(3/4)，−0.2～0.3**	−0.05(6/3)，−0.4～0.1
A2/16	7 月	**0.05(5/8)，−0.1～0.3**	**0.02(6/6)，−0.3～0.7**	**0.15(4/10)，−0.4～0.9**	**0.06(3/7)，−0.2～0.5**
A2/16	10 月	−0.09(10/2)，−0.4～0.2	−0.09(9/2)，−0.3～0.1	−0.06(9/4)，−0.5～0.4	−0.09(13/0)，−0.2～0.0)
A1B/20	1 月	−0.05(10/5)，−0.4～0.1	−0.03(5/6)，−0.5～0.2	−0.06(12/3)，−0.4～0.3	−0.04(9/3)，−0.3～0.1
A1B/20	4 月	−0.02(9/3)，−0.2～0.4	−0.02(7/4)，−0.3～0.4	−0.01(6/9)，−0.4～0.3	−0.02(8/4)，−0.2～0.2
A1B/20	7 月	**0.03(3/7)，−0.1～0.2**	**0.01(7/5)，−0.3～0.6**	**0.17(5/11)，−0.2～1.0**	**0.06(3/6)，−0.2～0.4**
A1B/20	10 月	−0.06(11/3)，−0.3～0.2	−0.03(7/3)，−0.3～0.5	0.06(2/11)，−0.1～0.4	−0.03(5/5)，−0.2～0.1
B1/18	1 月	−0.05(10/3)，−0.2～0.2	−0.04(8/5)，−0.3～0.1	−0.05(6/3)，−0.4～0.1	−0.04(7/2)，−0.2～0.1
B1/18	4 月	0.0(6/4)，−0.1～0.4	−0.01(4/4)，−0.2～0.1	**0.03(5/9)，−0.1～0.2**	0.0(4/4)，−0.1～0.2
B1/18	7 月	**0.01(3/5)，−0.1～0.1**	−0.01(6/3)，−0.4～0.3	**0.12(3/9)，−0.1～0.7**	**0.03(4/6)，−0.1～0.2**
B1/18	10 月	−0.02(8/3)，−0.1～0.3	−0.04(6/4)，−0.3～0.2	**0.06(3/10)，−0.1～0.1**	−0.01(5/1)，−0.1～0.1

注：数据说明同表 2；黑体表示平均值为正值。

(表 4)。分区域来看，各区域比较一致：冬季风速减小、夏季风速增大。冬季北部风速减小程度略大于其它区域，夏季东南－南部地区风速增大程度明显大于其它两个区域。

我国属于明显季风区，未来季风强弱变化直接影响未来中国风速的变化。已有研究表明，在全球变暖的背景下，未来亚洲季风环流在夏季加强、冬季减弱（布和朝鲁和林永辉，2003；Bueh Cholaw，2003；姜大膀和王会军，2005；IPCC，2007）。未来亚洲夏季风（冬季风）的加强（减弱）与我国夏季（冬季）近地层风速略呈增大（减小）趋势存在一定的关系。

4 21 世纪分时段预估

考虑到与其他研究成果的可比较性，本文根据 IPCC AR4 建议分别用 2011～2030 年、2046～2065 年和 2080～2099 年代表 21 世纪初期、中期和后期，预估未来中国区域近地层风速变化特征。三个时段分别与气候模式模拟的 1980～1999 年时段作对比。

4.1 2011～2030 年风速预估

从全国平均来看（表 5），21 世纪初期（2011～2030 年）中国区域年平均风速 A2 情景下略偏小，A1B 和 B1 情景下年平均风速无明显变化。除了 CCCMA_CGCM3 模式外，所有模式均预估 21 世纪初期中国区域内风速变化不大，变化范围在－1.0～1.0 m/s（图 3）。从分布来看（图 3、4），三种情景下均存在北方部分地区风速增大、南方大部风速减小的格局。详细分析好模式分布集成、好模式变化集成和所有模式集成（图略）预估风速变化的分布情况，可以看到三种模式集成在三种预估情景下，比较一致地预估中国东北北部、黄河中游附近和西藏西南部 21 世纪初期风速稍偏大，其余大部地区风速略偏小。这种预估风速变化的分布状况，在大部分地区超过 50％模式，具有一致的预估结果（图 5），具有较高的可信度。

分析四季风速变化可知，在 A2、A1B 和 B1 情景下非常一致地预估 21 世纪初期夏、秋季平均风速略偏大，冬、春季平均风速偏小（见表 5）。夏、秋季风速偏大的区域主要位于中国中北部和东北地区，且超过 50％模式预估结果一致，具有较高的可信度；冬、春季风速偏小的区域主要位于除了西藏西南和东北部分地区以外的大部地区，且超过 50％模式预估结果一致。

4.2 2046～2065 年风速预估

与20世纪末期相比，21世纪中期中国年平均

表 5 所有模式预估 2011～2030 年中国风速平均变化（单位：m/s）

Table 5 Mean wind speed changes projected by all models (units: m/s)

	A2	A1B	B1
1 月	－0.05 (0.04～－0.29)	－0.06 (0.08～－0.51)	－0.06 (0.24～－0.54)
4 月	－0.04 (0.27～－0.51)	－0.04 (0.10～－0.48)	－0.05 (0.07～－0.51)
7 月	0.06 (0.78～－0.06)	0.02 (0.83～－0.55)	0.02 (0.74～－0.53)
10 月	0.01 (0.25～－0.11)	0.02 (0.61～－0.17)	0.04 (0.67～－0.16)
年	－0.01 (0.12～－0.04)	0.0 (0.16～－0.05)	0.0 (0.16～－0.05)

注：平均风速为 2011～2030 年减 1980～1999 年；括号内数据为变化范围。

表 6 同表 5，但为预估 2046～2065 年

Table 6 Same as Table 5, except for 2046－2065

	A2	A1B	B1
1 月	－0.05 (0.06～－0.27)	－0.08 (0.05～－0.54)	－0.10 (0.06～－0.61)
4 月	－0.04 (0.35～－0.52)	－0.05 (0.07～－0.49)	－0.02 (0.25～－0.49)
7 月	0.06 (0.76～－0.13)	0.05 (0.77～－0.43)	0.02 (0.84～－0.44)
10 月	－0.01 (0.22～－0.11)	0.01 (0.56～－0.16)	0.01 (0.62～－0.17)
年	－0.02 (0.13～－0.09)	－0.02 (0.11～－0.10)	－0.01 (0.13～－0.09)

注：平均风速为 2046～2065 年减 1980～1999 年；其余同表 5。

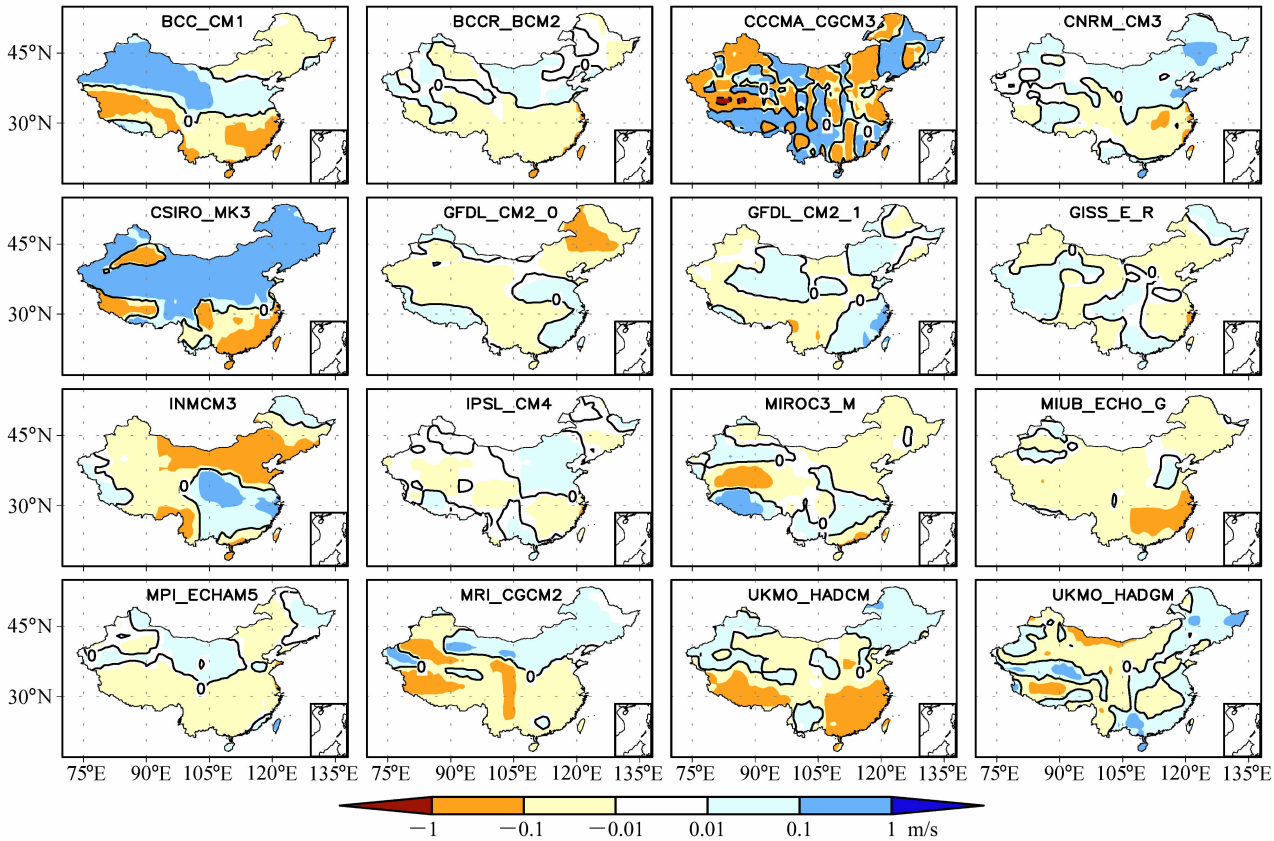


图 3　预估 A2 情景下 2011～2030 年中国年平均风速差值（相对于 1980～1999）分布（单位：m/s）

Fig. 3　Geographical distributions of annual mean wind speed changes during 2011－2030 relative to 1980－1999 projected by each model for SRES A2

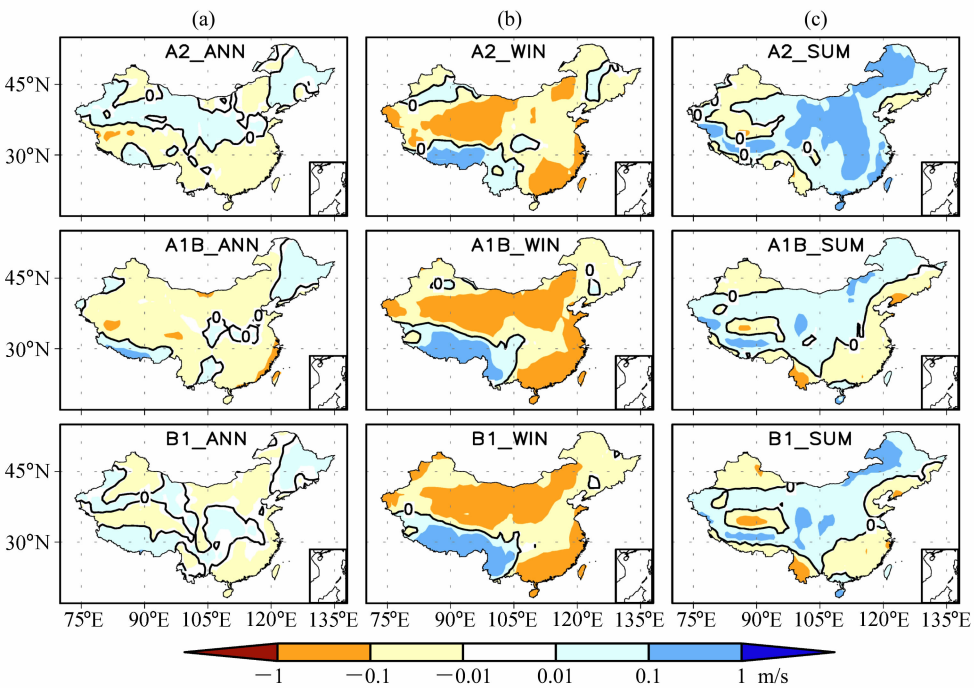


图 4　所有模式集成预估 2011～2030 年中国年、季平均风速差值分布（单位：m/s）：(a) 年；(b) 冬（1 月）；(c) 夏（7 月）

Fig. 4　Geographical distributions of annual and seasonal mean wind speed changes during 2011－2030 relative to 1980－1999 projected by all models ensemble for SRES A2，A1B，and B1：(a) Annual；(b) winter (Jan)；(c) summer (Jul)

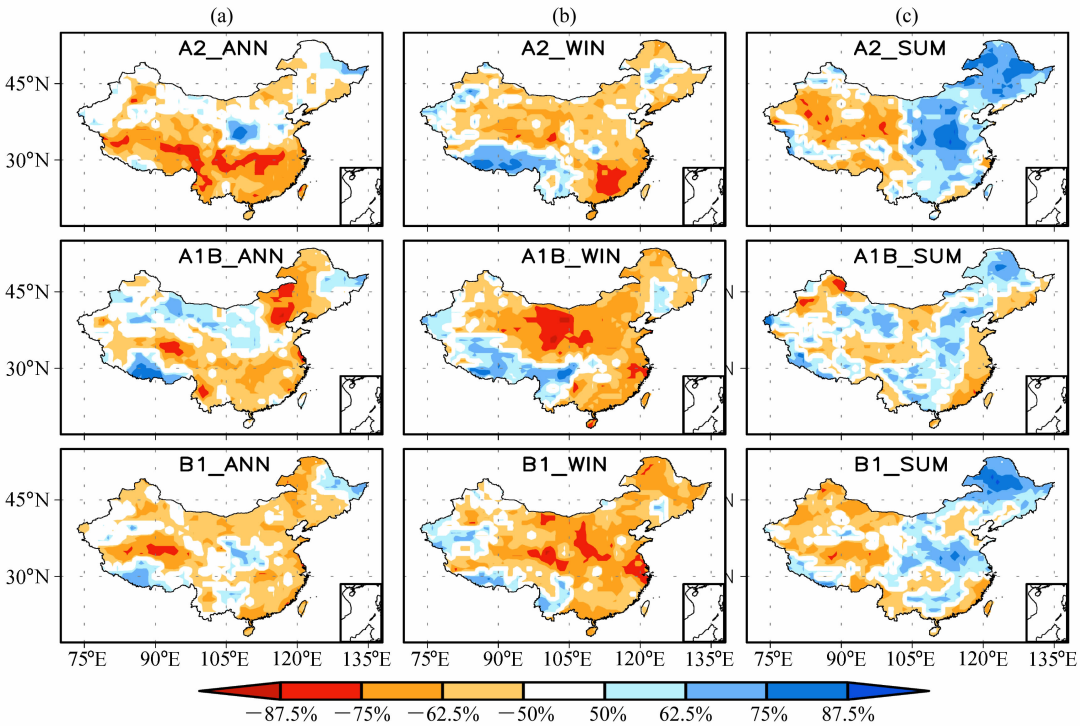


图 5 预估 2011～2030 年对于各情景平均风速正（负）差值的模式数百分率分布图：(a) 年；(b) 冬（1 月）；(c) 夏（7 月）。正值：预估未来风速差值为正的模式数超过 50%的区域；负值：预估未来风速差值为负的模式数超过 50%的区域

Fig. 5 Geographical distributions of percentages of model numbers with positive and negative changes of annual and seasonal mean wind speeds during 2011－2030 for SRES A2, A1B, and B1: (a) Annual; (b) winter (Jan); (c) summer (Jul). Positive (negative) values indicate that the model numbers with the positive (negative) wind speed changes exceed 50% of the total model numbers

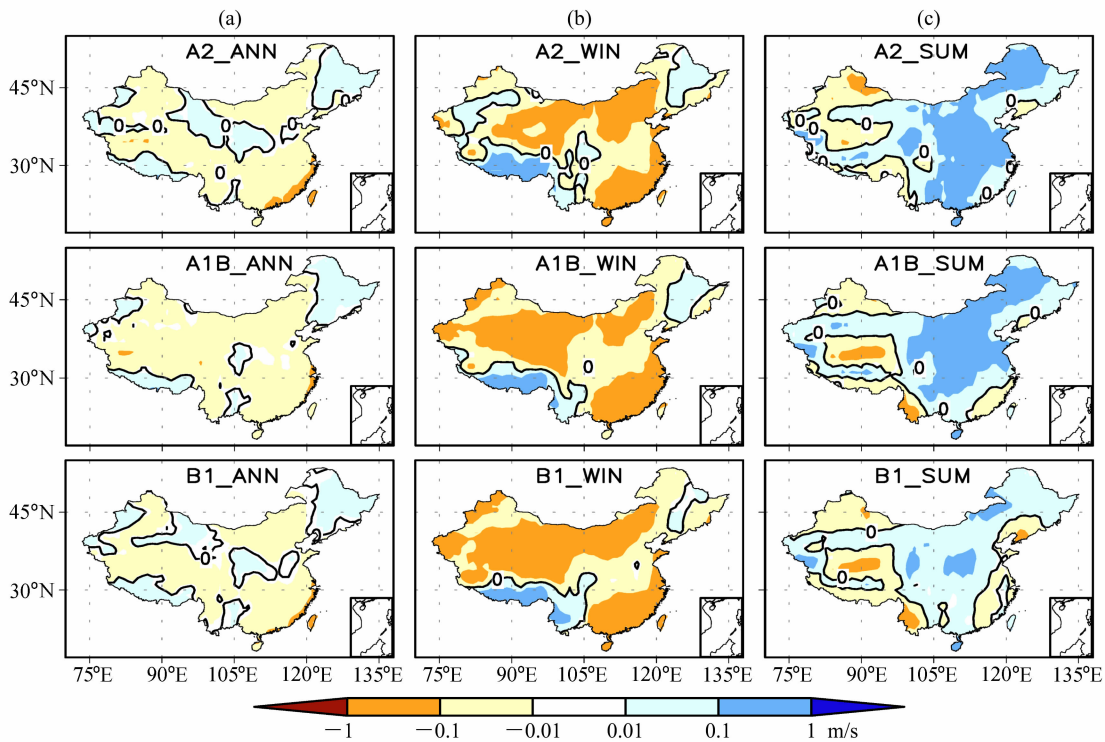


图 6 同图 4，但为预估 2046～2065 年

Fig. 6 Same as Fig. 4, except for 2046－2065

表 7 同表 5，但为预估 2080～2099 年

Table 7 Same as Table 5, except for 2080－2099

	A2	A1B	B1
1 月	－0.07 (0.04～－0.31)	－0.09 (0.07～－0.60)	－0.09 (0.08～－0.54)
4 月	－0.07 (0.05～－0.61)	－0.04 (0.28～－0.55)	－0.04 (0.22～－0.51)
7 月	0.10 (0.74～－0.22)	0.05 (0.79～－0.36)	0.04 (0.70～－0.47)
10 月	－0.05 (0.13～－0.21)	0.0 (0.54～－0.14)	0.04 (0.62～－0.13)
年	－0.03 (0.07～－0.13)	－0.02 (0.07～－0.16)	－0.01 (0.13～－0.10)

注：平均风速为 2080～2099 年减 1980～1999 年；其余同表 5。

风速在三种情景下均偏小，且比 21 世纪初期偏小程度略大（见表 5、6）。从模式集成分布（图 6）来看，东北北部、黄河中游附近和西藏西南部风速偏大，其余大部地区风速偏小。超过 50％模式预估 21 世纪中期年平均风速变化分布特征相似（图略），因此，21 世纪中期，东北北部、黄河中游附近和西藏西南部风速偏大，其余大部地区风速偏小的分布形式具有一定的可信度（图略）。

分析四季风速变化可知，A2、A1B 和 B1 情景下，21 世纪中期中国大部地区夏季平均风速略偏大，冬、春季风速偏小（见表 6 和图 6），秋季风速变化不明显。与 21 世纪初期不同的特征是在 21 世纪中期冬季（夏季）平均风速减小（增大）幅度增大。

21 世纪中期冬、夏季风速变化的分布情况与 21世纪初期类似，夏季中国中北部和东北地区风速偏大，其余地区风速无明显变化或略偏小；冬季除了东北北部和西藏东南部外，中国大部地区风速偏小（图 6、表 6）。在中国绝大部分地区超过 50％模式一致地预估上述风速变化形式，具有一定的可信度（图略）。

4.3 2080～2099 年风速预估

21 世纪后期与 21 世纪中期相类似，三种情景下全国年平均风速比 20 世纪末期年平均风速偏小（表 7）。同样，21 世纪后期风速变化分布状况与 21 世纪中期类似，东北北部、黄河中游附近和西藏西南部风速偏大，其余大部地区风速偏小。这种分布具有较高可信度（图略）。

与 21 世纪初期和中期相似，21 世纪后期，三种情景下均表现为夏季平均风速偏大，冬季平均风速偏小的特征（图略）。但值得注意的是，21 世纪后期夏季（冬季）风速偏大（偏小）幅度比 21 世纪初期和中期风速变化幅度大。各模式预估结论也趋于一致，具有较高可信度（图略）。

5 结论和讨论

（1）对于全国平均来说，三种情景下年平均风速均呈微弱的减小趋势，且随着预估情景人类排放量的增加，中国年平均风速减小趋势越显著，风速减小的幅度越大。

（2）三种情景下，冬季（夏季）全国平均风速呈减小（增大）趋势。冬季北部地区风速减小程度略大于其他地区，夏季东南－南部地区风速增大程度略大于其他区域。人类排放量越多，冬季（夏季）风速减小（增加）程度越大。

（3）21 世纪初期（2011～2030 年），中国区域年平均风速 A2 情景下略偏小，A1B 和 B1 情景下年平均风速无明显变化。与 20 世纪末期相比，A2、A1B 和 B1 情景下非常一致地预估 21 世纪初期夏、秋季平均风速略偏大，冬、春季平均风速偏小。

（4）21 世纪中期（2046～2065）和后期（2080～2099），A2、A1B 和 B1 情景下，中国年平均风速均比 20 世纪末期风速小，冬季（夏季）平均风速比 20 世纪末期冬季（夏季）平均风速偏小（大）。与 21 世纪初期不同的是：在 21 世纪中期和后期冬季（夏季）平均风速减小（增大）幅度增大。

（5）对于风速变化的分布来说，21 世纪初期、中期和后期有着相似的风速变化分布：夏季中国中北部和东北地区风速偏大，其余地区风速无明显变化或略偏小；冬季除了东北北部和西藏东南部外，中国大部地区风速偏小。在中国绝大部分地区超过 50％模式一致预估上述风速变化形式，具有一定的可信度。

（6）值得注意的是，模拟近 50 年中国区域风速变化较好的全球气候模式（CCCMA_CGCM3 和 MRI_CGCM2）（江滢等，2009），预估 21 世纪中国

表 8 CCCMA_CGCM3 和 MRI_CGCM2 模式预估 21 世纪中国 700 hPa 风速平均变化（背景场为 1956～1999；单位：m/s）

Table 8 Annual and seasonal mean 700-hPa wind speed changes (units: m/s) projected by CCMA_CGCM3 and MRI_CGCM2 (base value is 1956－1999 mean)

	CCCMA_CGCM3			MRI_CGCM2			CCCMA_CGCM3＋MRI_CGCM2		
预估时段	夏半年	冬半年	年	夏半年	冬半年	年	夏半年	冬半年	年
2011～2030 年	**－0.54**	**－0.71**	**－0.64**	1.28	**－1.18**	0.02	0.37	**－0.94**	**－0.31**
2046～2065 年	**－0.73**	**－0.55**	**－0.61**	1.22	**－1.06**	0.12	0.24	**－0.80**	**－0.25**
2081～2100 年	**－0.86**	**－0.60**	**－0.62**	1.08	**－1.04**	**－0.01**	0.11	**－0.82**	**－0.32**

注：黑体为负值，即预估 21 世纪风速比 20 世纪末期风速小。

区域对流层中下层风速变化与近地层风速变化存在相似的变化规律，即模式预估 21 世纪 700 hPa 冬季风速比 20 世纪末期小、夏季风速比 20 世纪末期风速大（表 8）。这在一定程度上说明 21 世纪中国区域近地层风速变化是受到对流层中下层风速变化的影响。此外，有些研究预估亚洲夏季风指数将可能明显增强，而亚洲冬季风指数将可能明显减弱（Hu et al.，2000a，2000b；布和朝鲁和林永辉，2003；Bueh et al.，2003；姜大膀和王会军，2005；IPCC AR4，2007），且 Hu et al.（2000a，2000b）的研究还表明随着温室气体的增加，预估亚洲夏（冬）季风指数增强（减弱）可能越明显。这从另一个角度佐证预估的 21 世纪中国冬半年风速将减弱，夏季风速可能略增强。当然近地层风速变化与对流层中下层风速变化关系，以及与东亚冬夏季风变化的关系较为复杂，尚需作进一步的分析。

作为对未来气候变化进行定量预估的有效工具之一，气候模式在近几十年里取得了突飞猛进的发展。但是，气候的复杂特性和资料的有限决定了气候模拟中必然存在缺陷。此外，物理过程参数化的不确定性，对地球生物化学过程等反馈机制认识上的不确定性以及排放情景的不确定性都对气候模式预估产生不确定性。利用气候模式对未来气候变化进行定量预估的不确定性是客观存在的，但其预估趋势和大范围的平均状况仍有较高的信度（IPCC，2007）。

需要说明的是，对 21 世纪风速的预估只考虑了人类活动的影响，并没有考虑风速未来的自然变化，此外，风速受局地的影响也是重要的因素，这些问题有待未来作进一步的深入分析。

参考文献（References）

Briegleb B P, Hunke E C, Bitz C M, et al. 2004. The sea-ice simulation of the Community Climate System Model version two [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-451STR, 34pp.

布和朝鲁，林永辉. 2003. ECHAM4/ OPYC3 海气耦合模式对东亚季风年循环及其未来变化的模拟 [J]. 气候与环境研究，8 (4)：402－416. Bueh Cholaw, Lin Yonghui. 2003. A simulation of the annual cycle and future change of the East Asian Monsoon with the ECHAM4/ OPYC3 CGCM model [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 8 (4): 402－416.

Bueh Cholaw. 2003. Simulation of the future change of East Asia monsoon climate using the IPCC SRES A2 and B2 scenarios [J]. Chinese Science Bulletin, 48 (10): 1024－1030.

Covey C, AchutaRao K M, Lambert S J, et al. 2000. Intercomparison of present and future climates simulated by coupled ocean-atmosphere GCMs [R]. PCMDL Report No 66, Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore National Laboratory, University of California, Livermore, CA.

Dickinson R E, Oleson K W, Bonan G, et al. 2006. The Community Land Model and its climate statistics as a component of the community climate system model [J]. J. Climate, 19: 2302－2324.

高学杰，赵宗慈，丁一汇，等. 2003. 温室效应引起的中国区域气候变化的数值模拟 II：中国区域气候的可能变化 [J]. 气象学报，61 (1)：29－38. Gao Xuejie, Zhao Zongci, Ding Yihui, et al. 2003. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model. Part II: Climate change [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61 (1): 29－38.

高学杰. 2007. 中国地区极端事件预估研究 [J]. 气候变化研究进展，3 (3)：162－165. Gao Xuejie. 2007. Researches in projection of extreme events in China [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 3 (3): 162－165.

Guo Yufu, Yu Yongqiang, Liu Xiying, et al. 2001. Simulation of climate change induced by CO_2 increasing for East Asia with IAP/ LASG GOALS model [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (1): 53－661.

Hu Z Z, Bengtsson L, Arpe K. 2000a. Impact of the global warming on the Asian winter monsoon in a coupled GCM [J]. J. Geophys. Res., 105: 4607－4624.

Hu Z Z, Latif M, Roeckner E, et al. 2000b. Intensified Asian summer monsoon and its variability in a coupled model forced by increasing greenhouse gas concentrations [J]. Geophys. Res. Lett.,

27：2681－2684.

IPCC. 2007. Climate Change 2007：The Physical Science Basis [M]. Solomon S, Qin D, Manning M, et al., Eds. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA：Cambridge University Press, 748－845.

姜大膀，王会军，郎咸梅. 2004. 全球变暖背景下东亚气候变化的最新情景预测 [J]. 地球物理学报，47 (4)：590－596. Jiang Dabang, Wang Huijun, Lang Xianmei. 2004. East Asian climate change trend under global warming background [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 47 (4)：590－596.

Jiang D, Wang H J, Lang X. 2005. Evaluation of East Asian climatology as simulated by seven coupled models [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 22：479－495.

姜大膀，王会军. 2005. 20 世纪后期东亚夏季风年代际减弱的自然属性 [J]. 科学通报，50 (20)：2256－2262. Jiang Dabang, Wang Huijun. 2005. Natural interdecadal weakening of East Asian summer monsoon in the late 20th century [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 50 (20)：2256－2262

江滢，罗勇，赵宗慈. 2009. 近 50 年中国风速变化多气候模式模拟检验 [J]. 气象学报，67 (6)：1020－1029. Jiang Ying, Luo Yong, Zhao Zongci. 2009. Evaluation of wind speeds in China as simulated by global climate models [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (6)：1020－1029.

Jiang Ying, Luo Yong, Zhao Zongci, et al. 2010. Changes in wind speed over China during 1956－2004 [J]. Theoretical and Applied Climatology. 99 (3)：421－430.

江志红，张霞，王冀. 2008. IPCC-AR4 模式对中国 21 世纪气候变化的情景预估 [J]. 地理研究，27 (4)：787－799. Jiang Z H, Zhang X, Wang Y. 2008. Projection of climate change in China in the 21st century by IPCC-AR4 models [J]. Geographical Research, 27 (4)：787－799.

江志红，陈威霖，宋洁，等. 2009. 7 个 IPCC AR4 模式对中国地区极端降水指数模拟能力的评估及其未来情景预估 [J]. 大气科学，33 (1)：109－120. Jiang Z H, Chen W L, Song J, et al. 2009. Projection and evaluation of the precipitation extremes indices over China based on seven IPCC AR4 coupled climate models [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1)：109－120.

靳国栋，刘衍聪，牛文杰. 2003. 距离加权反比插值法和克里金插值法的比较 [J]. 长春工业大学学报 (自然科学版)，24 (3)：53－57. Jin Guodong, Liu Yancong, Niu Wenjie. 2003. Comparison between inverse distance weighting method and Kriging [J]. Journal of Changchun University of Technology (in Chinese), 24 (3)：53－57.

林彩燕，朱江，王自发. 2009. 沙尘输送模式的不确定性分析 [J]. 大气科学，33 (2)：232－240. Lin C Y, Zhu J, Wang Z F. 2009. Uncertainty analysis of a dust-transport model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (2)：232－240.

Luo Yong, Zhao Zongci, Xu Ying, et al. 2005. Projections of climate change over China for the 21st century [J]. Acta Meteorologica Sinica, 19 (4)：401－4061.

Nakicenovic N, Alcamo J, Davis G, et al. 2001. IPCC Special Report on Emission Scenarios [M]. Cambridge, UK：Cambridge University Press, 425pp.

Kiehl J T, Gent P R. 2004. The community climate system model, version 2 [J]. J. Climate, 17：3666－3682.

任国玉，郭军，徐铭志，等. 2005. 近 50 年中国地面气候变化基本特征 [J]. 气象学报，63 (6)：942－956. Ren Guoyu, Guo Jun, Xu Mingzhi, et al. 2005. Climate changes of China's mainland over the past half century [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (6)：942－956.

王遵娅，丁一汇. 2006. 近 53 年中国寒潮的变化特征及其可能原因 [J]. 大气科学，30 (6)：1068－1076. Wang Zunya, Ding Yihui. 2006. Climate change of the cold wave frequency of China in the last 53 years and possible reasons [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (6)：1068－1076.

魏凤英. 1999. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 气象出版社，269pp. Wei Fengying. 1999. The Technologies of Statistics Diagnosis and Forecast in Modern Climate (in Chinese) [M]. Beijing：China Meteorological Press, 269pp.

Wu Tongwen, Yu Rucong, Zhang Fang. 2008. A modified dynamic framework for the atmospheric spectral model and its application [J]. J. Atmos. Sci., 65 (7)：2235－2253.

辛晓歌，周天军，宇如聪. 2008. 气候系统模式对北极涛动的模拟 [J]. 地球物理学报，51 (2)：337－351. Xin Xiaoge, Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2008. The Arctic Oscillation in coupled climate models [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 51 (2)：337－351.

许崇海，沈新勇，徐影. 2007. IPCC AR4 模式对东亚地区气候模拟能力的分析 [J]. 气候变化研究进展，3 (5)：287－291. Xu Chonghai, Shen Xinyong, Xu Ying. 2007. An analysis of climate change in East Asia by using the IPCC AR4 simulations [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 3 (5)：287－291.

Xu Ming, Chang Chih-Pei, Fu Congbin, et al. 2006. Steady decline of East Asian monsoon winds, 1969－2000：Evidence from direct ground measurements of wind speed [J]. J. Geophys. Res., 111：1－8, doi：10.1029/2006JD007337.

徐影，丁一汇，赵宗慈. 2002. 近 30 年人类活动对东亚地区气候变化影响的检测与评估 [J]. 应用气象学报，13 (5)：513－525. Xu Ying, Ding Yihui, Zhao Zongci. 2002. Detection and evaluation of effect of human activities on climatic change in East Asia in recent 30 years [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 13 (5)：513－525.

张莉，丁一汇，孙颖. 2008. 全球海气耦合模式对东亚季风降水模拟的检验 [J]. 大气科学，32 (2)：261－276. Zhang Li, Ding Yihui, Sun Ying. 2008. Evaluation of precipitation simulation in East Asian monsoon areas by coupled ocean-atmosphere general circulation models [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2)：261－276.

张雪芹，彭莉莉，林朝晖. 2008. 未来不同排放情景下气候变化预估研究进展 [J]. 地球科学进展，23 (2)：174－185. Zhang Xueqin，Peng Lili，Lin Zhaohui. 2008. Progress on the projections of future climate change with various emission scenarios [J]. Advances in Earth Science (in Chinese)，23 (2)：174－185.

赵宗慈. 2006. 全球气候变化预估最新研究进展 [J]. 气候变化研究进展，2 (2)：68－71. Zhao Zongci. 2006. Latest advances in global climate projections [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese)，2 (2)：68－71.

赵宗慈，罗勇. 2007. 21 世纪中国东北地区气候变化预估 [J]. 气象与环境学报，23 (3)：1－4. Zhao Zongci，Luo Yong. 2007. Projections of climate change over northeastern China for the 21st century [J]. Journal of Meteorology and Environment (in Chinese)，23 (3)：1－4.

赵宗慈，罗勇，江滢，等. 2008. 未来 20 年中国气温变化预估 [J]. 气象与环境学报，24 (5)：1－5. Zhao Zongci，Luo Yong，Jiang Ying，et al. 2008. Projections of surface air temperature change in China for the next two decades [J]. Journal of Meteorology and Environment (in Chinese)，24 (5)：1－5.

中华人民共和国国家发展和改革委员会. 2007. 可再生能源中长期发展规划 [R]. 32pp. National Development and Reform Commission. 2007. Middle and long term program of renewable energy development [R]. 32pp.

周天军，李立娟，李红梅，等. 2008. 气候变化的归因和预估模拟研究 [J]. 大气科学，32 (4)：906－922. Zhou Tianjun，Li Lijuan，Li Hongmei，et al. 2008. Progress in climate change attribution and projection studies [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)，32 (4)：906－922.

0577-6619/2009/67(6)-0923-34 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

近50年中国风速变化多气候模式模拟检验*

江 滢[1,2,3] 罗 勇[1,2,3] 赵宗慈[2,3]
JIANG Ying[1,2,3] LUO Yong[1,2,3] ZHAO Zongci[2,3]

1. 南京信息工程大学,南京,210044
2. 国家气候中心,北京,100081
3. 中国气象局风能太阳能资源评估中心,北京,100081
1. *Nanjing University of Information Science & Technology*, *Nanjing* 210044, *China*
2. *National Climate Center*, *Beijing* 100081, *China*
3. *Center for Wind and Solar Energy Resources Assessment of CMA*, *Beijing* 100081, *China*
2008-11-04 收稿,2009-01-19 改回.

Jiang Ying, Luo Yong, Zhao Zongci. 2009. Evaluation of wind speeds in China as simulated by global climate models. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(6):923—934

Abstract In recent years, with the rapid development of climate model studies, the global climate models have made fruitful results in simulated 20th century climate and climate change, especially in simulated temperature, precipitation and other elements and human activities on the impact of these factors. However, there are less relevant researches on simulated or tested surface layer wind speed. The wind speeds change over China from 1956 to 1999 were evaluated, which has been simulated by twenty global climate models with both anthropogenic and natural forcing (named 20C3M). Nineteen models of those models were provided by IPCC fourth assessment report, another one (BCC_CSM1.0.1) was contributed by National Climate Center that has been studied for IPCC fifth assessment report. The studies find that the models have the certain capabilities to simulate the patterns of the annual or seasonal mean wind speeds in China, to compare with the observation. But the simulated wind speeds are less than observations generally, especially in the northern and north-western regions where simulated wind speed is significantly smaller and observed mean wind speed is larger than that of other regions. The simulated wind speeds for winter and spring are bigger than that of summer and fall. It is the same as the observations. However, these models can not simulate the seasonal variable features of the wind speeds reasonably that is the decreasing characters in turn spring, winter, summer and fall. Both these models and model ensembles can not simulate the obviously decreased trend. Only a few of them simulate the slightly decrease trend of annual (or seasonal) wind speed changes in China for the last 50 years. With regard to regions in China, the simulated results of the northern and southwest regions are better than that of the southeast-south region.
Key words Global Climate Model, Wind Speed, Evaluation, Simulation

摘 要 近年来,随着气候模式研究的快速发展,全球气候模式在模拟20世纪气候和气候变化特征,尤其是在模拟温度、降水等要素特征和变化及其人类活动对这些要素的影响等方面取得了丰硕的成果。然而,全球气候模式对近地层风速的模拟情况如何,目前仍缺少分析和检验。本文利用中国区域近地层风速观测资料,检验评估了参与IPCC AR4"20世纪气候耦合模式模拟"(20C3M)的19个全球气候模式和国家气候中心新一代全球气候模式(BCC_CSM1.0.1)模拟的1956—1999年中国近地层(10 m)风速及其变化的模拟能力。研究发现,20个全球气候模式基本上都能模拟出中国多年年(或季)平均风速分布状况,但模式模拟的平均风速一般小于观测值,尤以观测风速较大的北部和西北部地区模拟值偏小显著。气候模式模拟秋冬季

* 资助课题:国家公益性行业(气象)科研专项(GYHY 200806009),国家发改委和财政部之"风能详查和评价工作"和欧盟-中国能源和环境项目(Europe Aid/123310/D/SER/CN)。
作者简介:江滢,主要从事气候变化和风能资源评估等方面的业务研究。E-mail:jiangy@cma.gov.cn

风速分布的能力强于模拟夏春季的能力。模式基本上能模拟出冬、春季平均风速大于夏、秋季平均风速,但是模拟不出春、冬、夏、秋季平均风速依次减小的季节变化特征。模式及模式集成难以模拟出观测到的近50年中国年(或季)平均风速明显减小的变化趋势,少数模式能模拟出年(或季)平均风速略呈减小的变化趋势,但与观测值比相差约一个量级。模式对北部和西南部地区平均风速的变化模拟效果较好,而模式难以模拟东南-南部地区风速变化特征。

关键词 全球气候模式,风速,检验,模拟

中图法分类号 P435 P468.0+26

1 引 言

20世纪以来,世界经济迅猛发展,能源需求成倍增长。安全、清洁、丰富的风能资源在全世界得到广泛应用和快速发展。中国风能储量大、分布面广,近年来发展迅速,预计在2030或2040年前后,中国的风力发电装机容量可望超过1亿千瓦,成为继火电和水电之后的第3大发电能源(中华人民共和国国家发展和改革委员会, 2007)。随着中国风电产业的发展,气候变暖背景下风能资源的可持续利用问题倍受关注,中国风气候、风能蕴藏量变化的研究也逐步发展起来。Jiang等(2009)、Xu等(2006)、任国玉等(2005)、王遵娅等(2006)通过分析气象台站观测资料认为近50年来中国年平均风速存在逐年减小的变化趋势。Jiang等(2009)的研究还发现中国4个季节季平均风速都分别呈减小趋势,这种减小趋势尤以冬、春季减弱明显。此外,Jiang等(2009)还认为城市化发展、气象台站迁址及测风仪器的变更都对中国年(季)平均风速的长期变化产生一定影响,但大气环流的变化才是造成中国年(季)平均风速呈显著减小趋势的最可能原因(图1)。

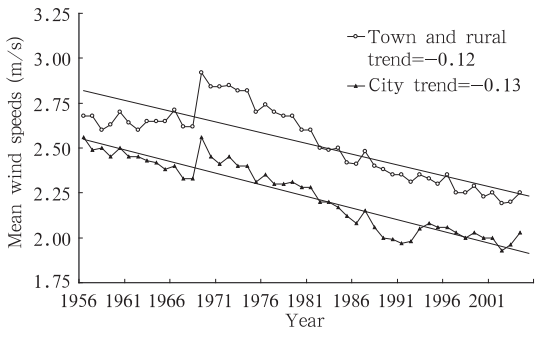


图1 1956—2004年明显城市化和基本无城市化台站年平均风速变化曲线(Jiang,et al,2010)

Fig. 1 Evolutions of mean wind speeds for urban and rural meteorological stations in China from 1956−2004 (Jiang,et al, 2009)

自20世纪90年代以来气候模式研究快速发展起来,尤其是在利用气候模式模拟20世纪温度变化及其人类活动对温度变化的影响等方面取得了丰硕的成果(IPCC AR4, 2007; 孙颖等, 2008; Zhou, et al,2006)。此外,许多学者还利用全球和区域模式对中国(或亚洲区域)的降水(李巧萍等,2004;姚素香等,2008)、气候和气候变化(汤剑平等,2008;高学杰等,2003)和土壤湿度(张文君等,2008)进行了模拟和检验研究,辛晓歌等(2008)和祝亚丽等(2008)对气候系统模式模拟北极涛动的能力进行了系统的检验分析。然而,全球气候模式对近地层风速的模拟情况如何,目前仍缺少分析和检验。围绕着政府间气候变化委员会第4次评估报告(IPCC AR4)的编写,由世界气候研究计划(WCRP)“气候变化与可预报性研究”(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,为全球模式提供了试验平台。本文利用中国区域近地层风速观测资料,检验评估了20C3M计划中有近地层风速输出结果的19个全球气候模式对近50年中国近地层风速及其变化的模拟能力。近年中国国家气候中心为参加IPCC第5次评估报告所研发的新一代全球气候模式(BCC_CSM1.0.1),在考虑20世纪大气中温室气体浓度增加情景下(20C3M),做了一些新的计算和研究(辛晓歌等,2009),本文也增加了评估该模式的计算结果。因此,本文共检验分析了20个全球气候模式(含62个模拟试验)模拟近地层风速模拟能力,着重检测与评估模式对近50年来中国区域近地层风速分布及其变化的模拟能力。

2 资料和分析方法

2.1 观测资料

选取中国基本、基准和一般气象台站近地层(10 m高)逐月风速观测资料1956—2004年无缺测

年的 535 个气象观测站作为研究的基础,该资料符合 WMO 全球观测系统规范和中国气象局观测技术规范(CMA,2003;WMO,2004;Song,et al,2004),由国家气象信息中心提供。选取的气象台站,除青藏高原较稀少外,分布相对均匀(Jiang,et al,2009)。

2.2　模式资料

由世界气候研究计划(WCRP)第 3 次耦合模式比较计划(CMIP3)提供,参加 IPCC AR4"20 世纪气候耦合模式模拟"(20C3M)计划的 23 模式中有 19 个模式(61 个试验)输出了近地层(10 m 高)经向和纬向风速结果(表 1)。国家气候中心为 IPCC 第 5 次报告研发的新一代气候模式(BCC_CSM1.0.1)的 20C3M 模拟试验也输出了近地层经向和纬向风速结果。这些模式中采用的外强迫场,包括实际逐年变化的温室气体、硫酸盐气溶胶、臭氧、火山岩气溶胶和太阳辐射等(表 1)。模拟时间一般为 1850—2000 年(或者 1999 年),为了与观测资料统一,将资料截取为 1956—1999 年。本文不做特殊说明的模式数据均为 20C3M 模拟试验的数据。

表 1　全球气候模式主要特征简介

Table 1　Introduction of models

	模式名	国家	大气分辨率	海洋分辨率	试验设计	集合数
1	BCC_CSM1.0.1	中国	T42L26	1×1L30	A-C, F	1
2	BCCR-BCM2	挪威	T63L31	0.5/1.5L35	A-H, N-R	1
3	CCCMA_CGCM3	加拿大	T63L31	0.9×1.4L29	A-G, N-R	6
4	CNRM_CM3	法国	T63L45	0.5/2.0L31	A-H, N,P	1
5	CSIRO_MK3	澳大利亚	T63L18	0.8×1.9L31	A-G,	3
6	GFDL_CM2_0	美国	2.0×2.5L24	0.3/1.0L24	A-G, I,J, N-R	3
7	GFDL_CM2_1	美国	2.0×2.5L24	0.3/1.0L24	A-G, I,J, N-R	3
8	GISS_AOM	美国	3.0×4.0L12	3.0×4.0L16	A-G, P	2
9	GISS_E_H	美国	4.0×5.0L20	2.0×2.0L16	A-G, I-K, M-R	5
10	GISS_E_R	美国	4.0×5.0L20	4.0×5.0L20	A-G, I-K, M-R	9
11	IAP_FGOALS1	中国	T42L26	1.0×1.0L16	A-G, R	3
12	INMCM3	俄罗斯	4.0×5.0L21	2.0×2.5L33	A-E, G, O, R	1
13	IPSL_CM4	法国	2.5×3.8L19	1.2×2.0L31	A-C, F, G, L	2
14	MIROC3_H	日本	T106L56	0.2×0.3L47	A-G, I, J, L-R	1
15	MIROC3_M	日本	T42L20	0.5/1.4L43	A-G, I, J, L-R	3
16	MIUB_ECHO_G	德国	T30L19	0.5/2.8L20	A-G, L, O, R	5
17	MPI_ECHAM5	德国	T63L31	1.5×1.5L40	A-G, L	4
18	MRI_CGCM2	日本	T42L30	0.5/2.5L23	A-G, O, R	5
19	UKMO_HADCM	英国	2.5×3.8L19	1.5×1.5L20	A-G, L, O, R	2
20	UKMO_HADGEM	英国	1.3×1.9L38	0.3/1.0L40	A-G,I,J,L,M,O-R	2

注:表中第 6 列 20 世纪试验设计英文符号解释:A. CO_2(二氧化碳), B. CH_4(甲烷), C. N_2O(氧化亚氮), D. Stratospheric Ozone(平流层臭氧), E. Tropospheric Ozone(对流层臭氧), F. CFC_s(氟类), G. SO_4(四氧化硫), H. urban(城市化), I. black carbon(黑碳), J. organic carbon(有机碳), K. Nitrate(硝酸盐), L. 1st indirect(硫酸盐一阶间接), M. 2nd indirect(硫酸盐二阶间接), N. dust(沙尘),O. volcanic(火山), P. sea salt(海盐), Q. land use(土地利用), R. solar(太阳)。表中第 4 和 5 列中,L 表示垂直层数,T 表示水平方向谱截断波数,T30 大约相当于网格点间距 3.8°×3.8°,T42 大约相当于网格点间距 2.8°×2.8°,T63 大约相当于网格点间距 1.8°×1.8°,T106 大约相当于网格点间距 1.1°×1.1°,其他为经纬度网格点间距。本表内容来自 IPCC AR4(2007)、赵宗慈等(2007)和辛晓歌(2009),其中辛晓歌提供了 BCC_CSM1.0.1 模式特征。

2.3　资料处理和检验评估方法

考虑到各个气候模式和 NCEP/NCAR 再分析资料(2.5°×2.5°)的分辨率不同,为了便于比较,将模式输出结果插值为 1°×1°,气象台站月平均观测资料也插值为 1°×1°。

检验和评估主要采用每个模式模拟结果与观测值进行对比,计算其平均值、差值和相关系数等。在对平均风速等要素的长期变化特征进行讨论时,主要采用了线性回归的趋势分析方法(魏凤英,1999),并利用时间与空间变化之间的相关系数对变化趋势进行显著性检验。

同时,由于有些模式的模拟试验只有 1 个,而有些模式的模拟试验分别有 2—9 个不等(见表 1 最右列),因此,还分别计算了单个模式的集合(即某个模

式所有试验的等权重集合平均)、20 个模式的集成(每个模式集合后,再进行等权重集成平均;即每个模式在集成结果中是等权重的,图中标识为 ALL_M_ENS)、62 个试验集成(所有试验的等权重集成平均,对于模式来说,试验多的模式权重大),以考察模式集合的效果,同时选取一些模拟效果较好的模式或试验进行集成,将集成结果与观测值和 NCEP/NCAR 结果进行对比研究。

2.4 区域划分

研究中除了着重检验与评估全国整体特征外,还需要进一步考察气候模式对区域的模拟效果。考虑到应用的是全球气候模式,区域的尺度不能够太小,因此在分析中,根据 Jiang 等(2009)的研究结果,将中国地区分为北部、西南部和东南-南部 3 个区域(图 2),分别加以讨论。

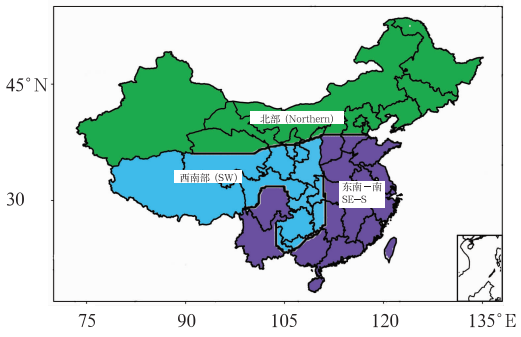


图 2 分区示意图

Fig. 2 The sub-regions'sketch map

3 多年平均风速分布模拟效果检验

3.1 年平均风速分布模拟效果检验

首先,我们分别计算了 20 个模式和气象台站观测的 1956—1999 年年平均风速。从其分布图(图 3)可见,大部分模式基本上能模拟出中国年平均风速的北大南小、沿海大内陆小的分布状况。对于西部地区,除了 BCCR_BCM2、IPSL_CM4 模式外,其他 18 个模式都能模拟出高原风速大、盆地风速小的分布特征;BCC_CSM1.0.1、CSIRO_MK3、GISS_AOM、IAP_FGOALS1、MIROC3_M 模式可以粗略地模拟出盆地风速小于周边风速的分布形态。对于东部地区,除了IPSL_CM4外,其余模式都能模拟出沿海风速大于内陆的特征;大多数模式(除了 BCC_CSM1.0.1、CNRM_CM3、GISS_E_H、MRI_CGCM2、UKMO_HADCM 和 HADGEM)能模拟出北方风速大于南方非沿海地区风速的特征。对于观测年平均风速在河套及其以南至云南广西一带地区风速明显偏小的特征,仅有 BCC_CSM1.0.1 和 CSIRO_MK3 模拟结果略表现出相近的形态。从各模式各网格点多年平均风速与观测多年平均风速相关系数来看,BCC_CSM1.0.1、CNRM_CM3、CSIRO_MK3、GFDL_CM2_0、IAP_FGOALS1、IPSL_CM4、MIROC3_H 和 MIROC3_M8 个模式与观测值相关系数超过 0.3,且都通过 90%的信度检验(表 2 最右列)。详细分析这 8 个模式 20C3M 试验的外强迫等设计方案,未见明显共性。将这 8 个模式集成(称为"模式分布集成",英文简写为 PATTERN_ENS)后与观测多年平均风速的相关系数达 0.43,超过 99.9%信度检验。而 20 个模式和 62 个试验集成平均风速与观测多年平均风速相关系数分别为 0.34 和 0.29,也都通过 99%的信度检验(表 2 最右列)。从年平均风速的分布形态上来说,"模式分布集成"后分布形态更接近于观测的分布形态。

另一方面,许多研究经常将全球气候模式的模拟结果与 NCEP/NCAR 再分析资料进行对比,因此表 3 给出 20 个全球气候模式及其集成的多年平均风速与 NCEP/NCAR 再分析资料的多年平均风速的相关系数。值得注意的是,除个别模式外,模式与 NCEP/NCAR 再分析资料的相关系数明显都高于模式与气象台站观测资料的相关系数。全球模式模拟结果与 NCEP/NCAR 再分析资料的相关系数较之与台站观测资料的相关系数大,可能是由于(1)NCEP/NCAR 再分析资料本身包含较少的台站信息,又是从较低分辨率插值到较高分辨率,其空间分布较平滑;(2)NCEP/NCAR 再分析资料和台站资料插值到 1°×1°上的不同方法,也可能是造成上述相关系数存在差别的原因之一。

从多年平均风速数值上来看,除了中国的 BCC_CSM1.0.1 模式外,其余模式模拟结果的绝大部分地区多年平均风速值都小于观测值(图略)。作为一个例子,图4给出20个模式集成,模式"分布集成"

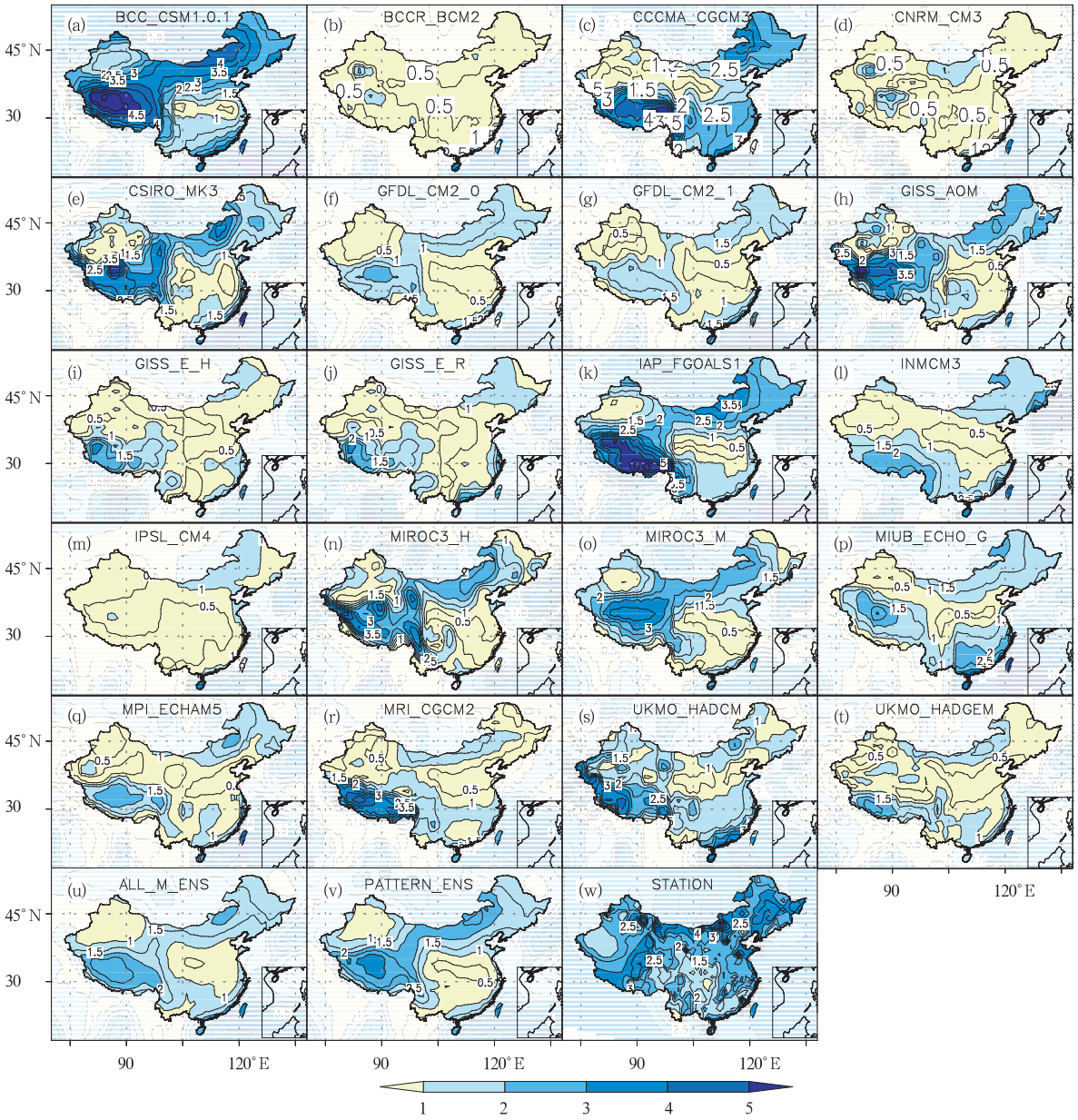


图 3　单个全球气候模式(a—t)、所有模式集成(u)、“模式分布集成”(v)和观测多年平均风速(w)分布图(1956—1999 年)

Fig. 3　Distributions of mean wind speed (averaged for 1956－1999) for single model (a－t), all models ensemble (u), PATTERN_ENS (v), and observations (w)

以及 BCC_CSM1.0.1 模式模拟的多年平均风速与气象台站观测值的差值分布。从图 4a 中可以看出,BCC_CSM1.0.1 模式模拟中国北方和东南部沿海的大部地区多年平均风速略大于观测值;其余地区接近或略小于观测值(如果模式和观测差值在－1—1 m/s,认为模式模拟结果接近实测)。从所有模式集成与观测的差值分布来看(图 4b),中国大部地区模式模拟风速小于观测值,尤其是在中国北方大部地区模拟值小于观测值 1—2 m/s,局部地区模拟值偏小 2 m/s 以上。“模式分布集成”的多年平均风速也小于观测值,其显著偏小的区域比 20 个模式集成多年平均风速显著小于观测值的区域小(图 4c)。

表 2 模式(模式集成)模拟多年平均风速与观测多年平均风速相关系数(1956—1999 年)

Table 2 The correlation coefficients of mean wind speeds between the models (or multi-model ensemble) and observations (averaged for 1956－1999)

序号	模式名称	1 月	4 月	7 月	10 月	年
1	BCC_CSM1.0.1	0.22	0.29	0.19	0.38	0.41
2	BCCR_BCM2	0.26	0.15	0.21	0.16	0.17
3	CCCMA_CGCM3	0.35	−0.02	−0.05	0.12	0.17
4	CNRM_CM3	0.31	0.14	0.20	0.22	0.30
5	CSIRO_MK3	0.36	0.08	0.25	0.33	0.36
6	GFDL_CM2_0	0.46	0.13	−0.01	0.32	0.40
7	GFDL_CM2_1	0.43	0.09	−0.02	0.21	0.27
8	GISS_AOM	0.28	0.16	−0.05	0.27	0.29
9	GISS_E_H	0.39	−0.10	−0.05	0.18	0.17
10	GISS_E_R	0.34	−0.13	−0.04	0.23	0.17
11	IAP_FGOALS1	0.29	0.05	−0.06	0.24	0.32
12	INMCM3	0.27	−0.09	−0.05	0.13	0.23
13	IPSL_CM4	0.31	0.36	−0.01	0.35	0.43
14	MIROC3_H	0.39	0.15	0.07	0.29	0.30
15	MIROC3_M	0.26	0.14	−0.11	0.30	0.38
16	MIUB_ECHO_G	0.16	0.03	−0.01	0.14	0.04
17	MPI_ECHAM5	0.39	0.01	0.18	0.29	0.21
18	MRI_CGCM2	0.21	0.04	0.22	0.18	0.10
19	UKMO_HADCM	0.17	−0.10	0.10	0.09	0.03
20	UKMO_HADGEM	0.33	0.08	0.32	0.31	0.17
21	所有试验集成	0.41	0.04	0.07	0.27	0.29
22	所有模式集成	0.40	0.10	0.10	0.29	0.34
23	模式分布集成	0.39	0.21	0.09	0.37	0.43
24	NCEP/NCAR	0.29	0.07	0.06	0.19	0.11

表 3 模式(模式集成)模拟多年平均风速与 NCEP/NCAR 多年平均风速相关系数(1956—1999 年)

Table 3 The correlation coefficients of mean wind speeds between the models (or multi-model ensemble) and NCEP/NCAR data (averaged for 1956－1999)

序号	模式名称	1 月	4 月	7 月	10 月	年
1	BCC_CSM1.0.1	0.73	0.61	0.38	0.65	0.62
2	BCCR_BCM2	0.38	0.33	0.04	0.44	0.31
3	CCCMA_CGCM3	0.60	0.73	0.51	0.56	0.73
4	CNRM_CM3	0.33	0.22	0.10	0.43	0.25
5	CSIRO_MK3	0.7	0.18	0.23	0.6	0.75
6	GFDL_CM2_0	0.75	0.73	0.03	0.57	0.69
7	GFDL_CM2_1	0.65	0.67	0.08	0.54	0.60
8	GISS_AOM	0.78	0.57	0.02	0.67	0.59
9	GISS_E_H	0.48	0.52	0.37	0.55	0.63
10	GISS_E_R	0.35	0.39	0.35	0.51	0.56
11	IAP_FGOALS1	0.67	0.57	0.18	0.67	0.69
12	INMCM3	0.23	0.31	0.19	0.46	0.51
13	IPSL_CM4	0.25	0.19	0.02	0.38	0.15
14	MIROC3_H	0.84	0.69	0.19	0.67	0.67
15	MIROC3_M	0.69	0.50	−0.03	0.68	0.42
16	MIUB_ECHO_G	0.29	0.25	−0.03	0.47	0.25
17	MPI_ECHAM5	0.78	0.70	0.11	0.69	0.71
18	MRI_CGCM2	0.69	0.72	0.53	0.73	0.79
19	UKMO_HADCM	0.60	0.64	0.22	0.61	0.67
20	UKMO_HADGEM	0.33	0.62	0.41	0.67	0.55
21	所有试验集成	0.75	0.76	0.44	0.72	0.83
22	所有模式集成	0.78	0.76	0.35	0.72	0.81
23	模式分布集成	0.81	0.69	0.23	0.74	0.71

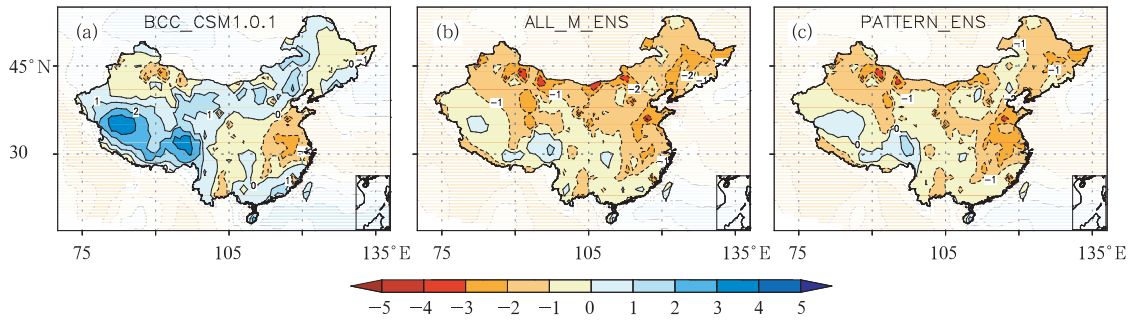


图 4 模式(或模式集成)模拟与观测的多年平均风速差值分布(1956—1999 年平均)

(a. BCC_CSM1.0.1,b. 所有模式集成,c. 模式分布集成)

Fig. 4 Bias of model (or multi-model ensemble) for mean wind speed (averaged for 1956－1999) relative to observations(a. BCC_CSM1.0.1, b. All model ensemble, c. PATTERN_ENS)

3.2 季平均风速模拟效果检验

气候模式模拟 4 个季节的平均风速分布的结果,与模拟年平均分布类似,绝大部分模式能模拟出中国北方风大、南方风小,沿海风大、内陆风小的整体特征(图略)。

计算模式模拟 4 个季节多年平均风速与观测对应季节多年平均风速相关关系(表 2)可知,冬季除了 MIUB_ECHO_G 和 UKMO_HADCM 等 4 个

模式外,其余16个模式模拟多年冬季平均风速与观测平均风速相关系数都通过99%的信度检验;秋季也有9个模式通过99%的信度检验;但是模式模拟春季和夏季平均风速,分别仅有BCC_CSM1.0.1、IPSL_CM4和UKMO_HADGEM、CSIRO_MK3两个模式与观测的相关系数通过99%的信度检验。也就是说,大多数模式模拟的中国冬季分布状况好于其他季节,其次是秋季,模式难以模拟出中国夏季和春季多年平均风速的分布。对于模式的集成来说,62个试验集成、20个模式集成和模式的"分布集成"都反映出冬季和秋季平均风速与观测值相关关系较好,春季和夏季平均风速与观测值无明显的相关关系。各季模式模拟平均风速分布与NCEP/NCAR再分析资料的相关关系也有类似的结果,其相关系数较高于模式与观测值的相关系数。

从数值上来看,大多数模式都能模拟出冬、春季平均风速大于夏、秋季平均风速(表4),但是没有模式可以模拟出春季风速最大,冬季其次,夏季再次,秋季风速最小的中国风速季节变化特征,绝大多数模式结果一般都是冬季风速最大。

表4　模式(模式集成)模拟各季中国平均风速表(1956—1999年)

Table 4　Seasonal mean wind speeds of models (or multi-model ensemble) and observations from 1956 to 1999

模式名称	1月	4月	7月	10月
BCC_CSM1.0.1	4.96	3.53	2.36	3.36
BCCR_BCM2	1.11	0.75	0.84	0.84
CCCMA_CGCM3	3.22	2.79	2.06	2.79
CNRM_CM3	1.08	0.83	0.85	0.93
CSIRO_MK3	2.22	1.63	2.40	3.53
GFDL_CM2_0	1.70	1.30	1.02	1.33
GFDL_CM2_1	1.80	1.35	1.14	1.37
GISS_AOM	2.92	2.21	1.78	2.17
GISS_E_H	1.64	1.19	1.53	1.25
GISS_E_R	1.70	1.27	1.49	1.33
IAP_FGOALS1	4.56	3.21	3.58	3.34
INMCM3	2.38	1.74	1.75	1.86
IPSL_CM4	1.19	0.74	0.52	0.81
MIROC3_H	2.98	2.24	1.77	1.78
MIROC3_M	3.30	2.34	1.87	1.75
MIUB_ECHO_G	2.27	1.56	0.84	1.56
MPI_ECHAM5	1.71	1.43	1.03	1.15
MRI_CGCM2	1.87	1.98	1.43	1.69
UKMO_HADCM	2.92	2.08	1.97	1.97
UKMO_HADGEM	1.50	1.29	1.34	1.23
所有试验集成	2.27	1.76	1.58	1.79
所有模式集成	2.35	1.77	1.58	1.80
模式分布集成	2.75	1.98	1.80	2.10
台站观测	2.36	2.98	2.30	2.25

4　中国和区域平均风速变化模拟效果检验

4.1　年风速变化模拟效果检验

为了检验模式对1956—1999年年平均风速变化的模拟效果,我们分别计算模式北部、西南部、东南—南部和中国平均逐年序列与对应的观测序列的相关系数(表5)。从中国整体平均来看,BCC_CSM1.0.1、CCCMA_CGCM3、CNRM_CM3、MIUB_ECHO_G、MRI_CGCM2和UKMO_HADGEM 6个模式模拟的平均风速变化特征与观测值相似,其相关系数大于0.19。除了MIUB_ECHO_G模式外,其他5个模式模拟全国平均序列与观测序列相关通过90%的信度检验。将挑出的这6个模式集成(称为"模式变化集成",英文简称为MY_EVOL_ENS),其集成结果与观测的相关系数通过99.9%的信度检验。

以同样的方法,根据62个试验模拟的中国平均风速与观测的相关关系,挑选出BCC_CSM1.0.1_RUN1、CCCMA_CGCM3_RUN1、CCCMA_CGCM3_RUN6、CNRM_CM3_RUN1、MRI_CGCM2_RUN4、UKMO_HADGEM_RUN1等6个相对较好的试验结果。这6个试验结果集成(称为"试验变化集成")后的中国平均风速序列与观测的相关系数也通过了99.9%的信度检验。也就是说,通过对挑选出来的模拟效果较好的模式或试验进行集成,集成后的结果基本上能表达中国平均风速的年变化特征。

但是从表3不难看出,无论是单个模式还是集成后的结果,都很难反映出1956—1999年风速显著减小的趋势。仅有BCC_CSM1.0.1、CCCMA_CGCM3和UKMO_HADGEM 3个模式能模拟出中国平均风速略减小的趋势(表5,图5)。

从各网格点模式模拟结果与对应观测逐年年平均风速相关关系分布(图6)来看,每个模式通过90%信度检验的区域(蓝色)都不尽相同。"模式变化集成"结果通过信度检验的区域显然要比其他模式大。从整体来说,"模式变化集成"和"试验变化集成"分别与观测值的相关系数通过信度检验区域都比单个模式结果大。

表 5 模式(模式集成)中国年平均风速与观测值的相关系数和线性变化趋势(1956—1999 年)

Table 5 Linear trends of mean wind speeds for models in China from 1956 to 1999

序号	模式名称	相关系数				线性趋势值			
		北部	西南部	东南-南部	整体	北部	西南部	东南-南部	整体
1	BCC_CSM1.0.1	0.37	0.46	0.15	0.55	−0.05	−0.07	−0.01	−0.05
2	BCCR-BCM2	0.02	−0.41	−0.25	−0.25	0.00	0.01	0.01	0.01
3	CCCMA_CGCM3	0.12	0.10	0.20	0.24	0.00	0.00	−0.01	−0.01
4	CNRM_CM3	0.19	0.19	0.09	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00
5	CSIRO_MK3	−0.28	0.12	−0.01	0.03	0.01	−0.01	0.01	0.00
6	GFDL_CM2_0	−0.39	−0.27	−0.11	−0.42	0.01	0.01	0.00	0.01
7	GFDL_CM2_1	0.25	−0.30	−0.21	−0.12	0.00	0.01	0.01	0.01
8	GISS_AOM	−0.09	−0.05	0.04	−0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
9	GISS_E_H	0.23	−0.17	−0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
10	GISS_E_R	−0.02	−0.22	0.20	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
11	IAP_FGOALS1	0.04	−0.12	0.02	−0.04	−0.01	0.02	0.00	0.00
12	INMCM3	−0.06	0.01	−0.18	−0.12	0.00	0.00	0.01	0.01
13	IPSL_CM4	0.04	−0.19	0.16	0.08	0.00	0.00	−0.01	0.00
14	MIROC3_H	−0.12	−0.21	−0.09	−0.16	0.01	0.02	0.00	0.01
15	MIROC3_M	0.00	0.23	−0.11	0.06	0.00	−0.01	0.00	0.00
16	MIUB_ECHO_G	0.06	0.05	0.22	0.19	0.00	0.00	−0.01	0.00
17	MPI_ECHAM5	0.21	−0.24	−0.30	−0.20	0.00	−0.01	−0.01	0.00
18	MRI_CGCM2	0.10	0.36	0.24	0.33	0.00	0.01	0.01	0.00
19	UKMO_HADCM	−0.06	0.00	−0.26	−0.16	0.00	0.00	0.01	0.01
20	UKMO_HADGEM	0.34	0.11	0.25	0.38	−0.01	0.00	0.00	−0.01
21	所有试验集成	0.28	0.26	0.19	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00
22	试验变化集成	0.52	0.46	0.25	0.68	−0.01	−0.02	−0.01	−0.02
23	所有模式集成	0.26	0.16	−0.03	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00
24	模式变化集成	0.47	0.50	0.38	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00
25	模式分布集成	0.21	0.26	0.08	0.32	0.00	−0.01	0.00	0.00

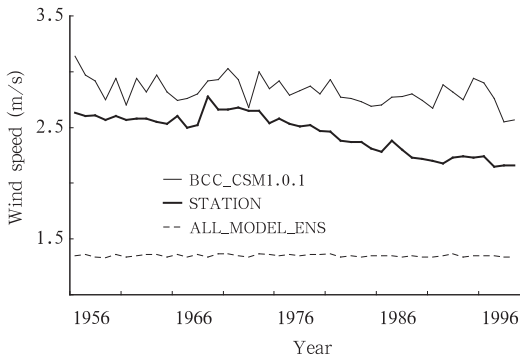


图 5 所有模式集成、BCC_CSM1.0.1 模式及观测的 1956—1999 年中国年平均风速变化曲线

Fig. 5 Evolutions of mean wind speeds for multi-model, BCC_CSM1.0.1 model and observations from 1956 to 1999

尽管中国大部分区域模式(或模式集成)与观测的相关通过 90%的信度检验。但是这些模式(或模式集成)结果,仅部分区域年平均风速变化趋势稍呈减小趋势,其呈减小趋势的区域的位置,也不尽相同。值得注意的是,对于中国北方风资源非常丰富的地区,观测风速表现为全区域呈明显减小趋势,而模式模拟结果及模式集成模拟结果仍有部分地区风速表现为稍增加趋势(图 7)。

4.2 季平均风速变化模拟效果检验

为了检验气候模式对各季风速变化的模拟效果,分别以 1、4、7、10 月月平均风速代表冬、春、夏、秋四个季节风速状况。

根据各模式模拟北部、西南部、东南-南部和整体季平均风速序列与对应区域观测季平均风速的相关关系(图表略),分别挑选出各季模拟效果较好的模式。冬季为 GISS_AOM、IPSL_CM4、MIUB_ECHO_G、MRI_CGCM2、UKMO_HADCM 模式,春季为 BCC_CSM1.0.1、MRI_CGCM2、MIROC3_M、UKMO_HADGEM、MPI_ECHAM5 模式,夏季为CNRM_CM3、CSIRO_MK3、GFDL_CM2_1、

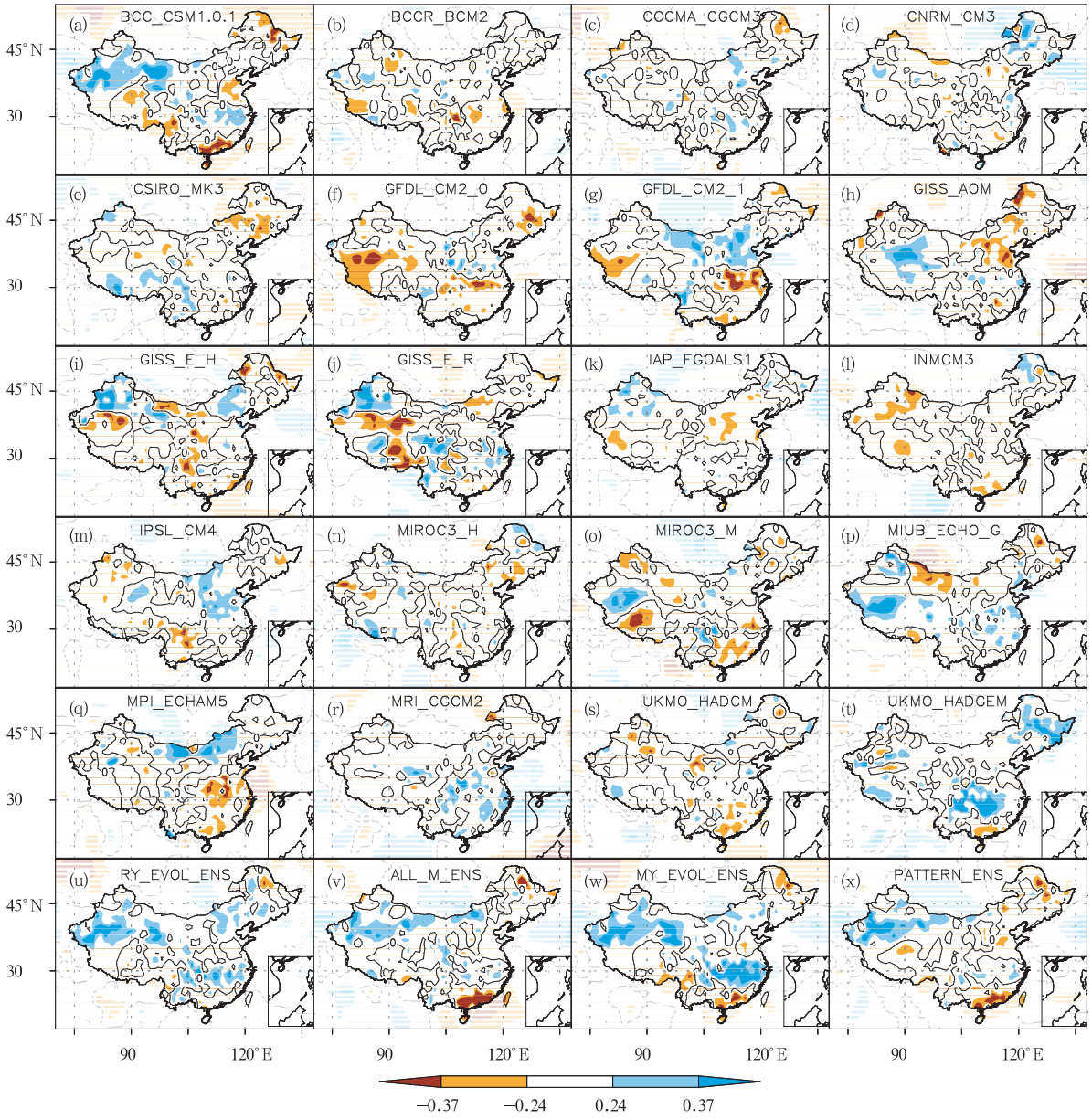


图 6　模式(模式集成)年平均风速与观测风速相关分布(1956—1999 年)

(蓝色:正相关通过 90%信度检验,黄色:负相关通过 90%信度检验)

Fig. 6　Distributions of annual mean wind speeds (averaged for 1956－1999) for models and observations

IPSL_CM4、MRI_CGCM2、MIROC3_M、UKMO_HADGEM 模式,秋季为 BCC_CSM1.0.1、CNRM_CM3、GFDL_CM2_1、IPSL_CM4、UKMO_HADCM、UKMO_HADGEM 模式。分别对挑选出来的季模拟效果较好的模式进行集成(称为“季变化集成”,英文简称为 MS_EVOL_ENS)。从集成后季平均序列与观测值的相关系数(表 6)中可以看出,冬、夏和秋季“季变化集成”结果与观测季平均风速相关系数通过了 99%的信度检验,而春季“季变化集成”结果也通过了 90%的信度检验。对于区域来说,东南-南部夏和秋季“季变化集成”与观测值相关关系没有通过信度检验;北部和西南部的“季变化集成”结果与对应观测值的相关关系相对较好。

对于近 50 年各季节平均风速变化趋势的模拟检验,从 20 个模式当中,挑选出季平均风速呈减小趋势的模式。冬季为MIROC3_H、UKMO_HAD-

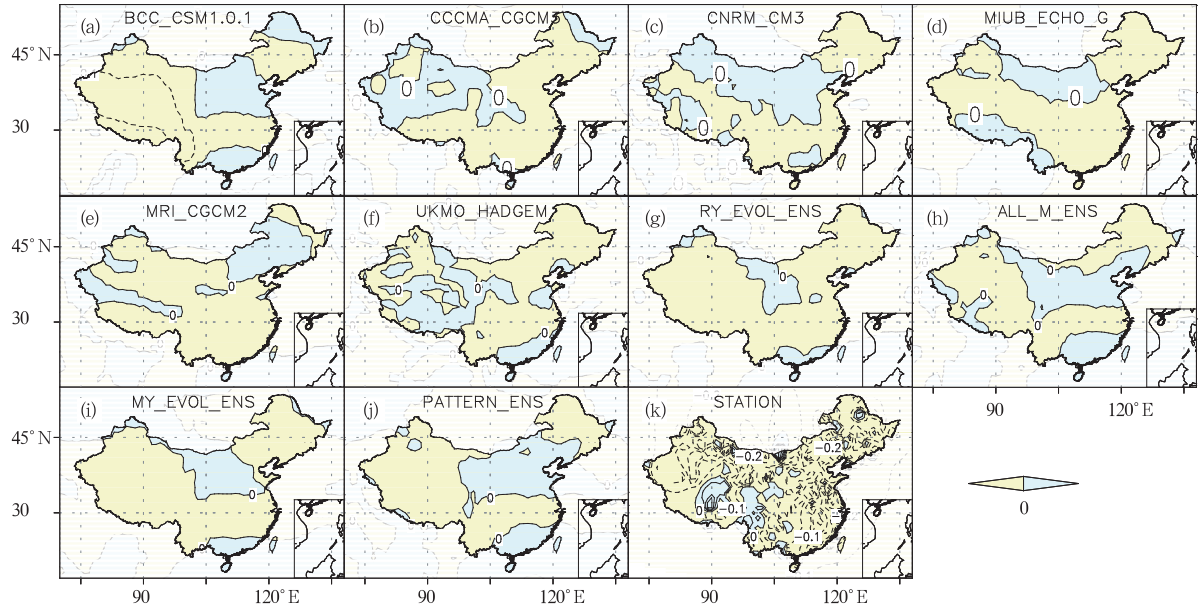


图 7 “模式变化集成”及其每个组成模式和观测年平均风速变化趋势分布(1956—1999 年)

Fig. 7 Distributions of linear trend for M_EVOL_ENS, its models and observations (1956－1999)

表 6 “季变化集成”平均风速与对应观测平均风速相关系数(1956—1999 年)

Table 6 Correlation coefficients of seasonal mean wind speeds between the MS_EVOL_ENS and observations (1956－1999)

季节/区	北部	西南部	东南-南部	全国
冬季	0.31*	0.28*	0.38*	0.48**
春季	0.13	0.28*	0.30*	0.27*
夏季	0.26*	0.34*	0.18	0.47**
秋季	0.50**	0.26*	0.08	0.54**

注：* 通过 90%显著性检验，** 通过 99%显著性检验

CM、BCC_CSM1.0.1、IAP_FGOALS1 模式，春季为 MIROC3_M、MRI_CGCM2、UKMO_HADGEM、MPI_ECHAM 5 模式，夏季为 CSIRO_MK3、MIROC3_M、UKMO_HADCM、UKMO_HADGEM 模式，秋季为 INMCM3、UKMO_HADGEM、MIROC3_M、IPSL_CM4 模式。分别对挑选出来的模式进行集成(称为“季趋势集成”，英文简称为 MS_TREND_ENS)，集成后各个区域各个季节的平均风速呈微弱的减少趋势，与观测值相比差约 1 个量级(表 7)。

表 7 模式“季趋势集成”平均风速线性变化趋势表(1956—1999 年)

Table 7 Linear trend of seasonal mean wind speeds for MS_TREND_ENS (1956－1999)

季节/区	北部		西南部		东南-南部		中国整体	
	实测	模式	实测	模式	实测	模式	实测	模式
冬季	－0.20	－0.01	－0.20	－0.01	－0.14	－0.02	－0.17	－0.01
春季	－0.24	－0.02	－0.17	－0.01	－0.12	－0.03	－0.17	－0.02
夏季	－0.13	－0.02	－0.08	－0.03	－0.07	－0.03	－0.09	－0.02
秋季	－0.14	－0.01	－0.11	－0.01	－0.07	－0.03	－0.10	－0.02

综上所述，20 个模式(或 62 个试验)在模拟四季风速变化中，有些模式(或试验)可以粗略的模拟出近 50 年中国区域风速变化特征，这里给出的是模式在各个季节的最好组合的检验评估结果。

5 总结和讨论

(1) 与观测对比，20 个全球气候模式在 20C3M 试验中，基本上能模拟出中国多年风速平均分布状况，但模式模拟的平均风速数值一般偏小，尤以观测风速较大的北部和西北部地区模拟值偏小显著，少数模式模拟中国南方风速略偏大。挑选出能较好模拟中国多年平均风速分布的模式进行集成(“模式分布集成”)，集成结果与观测值多年平均风速相关系数达 0.43，通过 99.9%信度检验。

(2) 多数模式和模式集成对中国冬、秋季风速分布模拟效果较好,而难以模拟出中国夏、春季平均风速分布。模式基本上能模拟出冬、春季平均风速大于夏、秋季平均风速,但是模拟不出春、冬、夏、秋季平均风速依次减小的顺序。

(3) 20 个模式和模式集成难以模拟出近 50 年中国年(或季)平均风速明显减小的变化趋势,少数模式能模拟出年(或季)平均风速略呈减小的变化趋势,但与观测值相比差约 1 个量级。挑选出能较好模拟出近 50 年中国年(或季)平均风速变化的模式进行集成,集成结果与观测年(或季)平均风速存在较明显的相关关系,但不能模拟出年(或季)平均风速呈明显减小的趋势。

(4) 对于北部、西南部和东南-南部 3 个区域的年平均风速变化来说,不同模式对于这 3 个区域的模拟效果有所不同。从 20 个模式集成来看,模式对北部和西南部地区的模拟效果较好;而对于东南-南部地区,模拟和观测风速不存在明显的相关关系。

区域风速除了受大的环流形势变化的影响外,还受到局地特征的影响,因此全球气候模式在模拟区域尺度风速时,存在一定的不确定性。

致谢:作者由衷感谢 19 个模式组提供他们计算的 20C3M 全球模式试验结果,特别感谢辛晓歌提供了国家气候中心新一代全球气候模式为参加 IPCC 第 5 次评估报告计算的部分最新结果,以及周天军和孙颖提供的指导和帮助。

References

China Meteorological Adminisitration (CMA). 2003. Ground Surface Meteorological Observation (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 157pp

Gao Xuejie, Zhao Zongci, Ding Yihui, et al. 2003. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model. Part I: Evaluation of the model simulations. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 61(1): 20-28

Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis// Solomon S, Manning M, et al. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 996pp

Jiang Ying, Luo Yong, Zhao Zongci. 2010. Changes in Wind Speed over China during 1956－2004. Theor Appl Climatol, DOI: 10.1007/s00704-009-0152-7

Li Qiaoping, Ding Yihui. 2004. Multi-Year simulation of the East Asian monsoon and precipitation in China using a regional climate model and evaluation. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 62(2): 140-153

National Development and Reform Commission (NDRC). 2007. Middle and long term program of renewable energy development. Renewable Energy (in Chinese), 25(5): 1-32

Ren Guoyu, Guo Ju, Xu Mingzhi et al. 2005. Climate changes of China's mainland over the past half century. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 63(6): 942-956

Song Feng, Hu Qi, Qian Weihong. 2004. Quality control of daily meteorological data in China, 1951－2000: A new dataset. Int J Clim, 24(7): 853-870

Sun Ying, Ding Yihui. 2008. Validation of IPCC AR4 climate models in simulating interdecadal change of East Asian summer monsoon. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 66(5): 765-780

Tang Jianping, Chen Xing, Zhao Ming, et al. 2008. Numerical simulation of regional climate change under IPCC a2 scenario in China. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 66(1): 13-25

Wang Zhunya, Ding Yihui. 2006. Climate change of the cold wave frequency of China in the last 53 years and possible reasons. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 30(6): 1068-1076

Wei Fengying. 1999. The Technologies of Statistics Diagnosis and Forecast in Modern Climate (in Chinese). Beijing:China Meteorological Press, 269pp

World Meteorological Organization (WMO). 2004. Guidelines on Quality Control Procedures for Data from Automatic Weather Stations, CBS/ OPAG2IOS/ ET AWS23/DOC. 4(1)

Xin Xiaoge, Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2008. The Arctic Oscillation in coupled climate models. Chinese J Geophys(in Chinses), 51(2): 337-351

Xin Xiaoge, Wu Tongwen, Wang Lanning, et al. 2009. Climate change during the 21st century simulated by BCC_CSM1.0.1 under two greenhouse gas emission scenarios. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 67(6):935-946

Xu Ming, Chang Chihpei, Fu Congbin, et al. 2006. Steady decline of East Asian monsoon winds, 1969－2000: Evidence from direct ground measurements of wind speed. J Geophys Res, 111: 1-8, doi: 10.1029/2006JD007337

Yao Suxiang, Zhang Yaocun. 2008. Simulation of China summer precipitation with a regional air-sea coupled model. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 66(5): 765-780

Zhang Wenjun, Yu Rucong, Zhou Tianjun. 2008. Spatial distribution and temporal variation of soil moisture over China. Part II: The evaluations for coupled models' simulations. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 32(5): 1128-1146

Zhao Zongci, Luo Yong. 2007. Projections of climate change over northeastern China for the 21st century. J Meteor Environ (in Chinese), 23(3): 1-4

Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2006. Twentieth-century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. J Clim, 19: 5843-5858

Zhu Yali, Wang Huijun. 2008. The Arctic and Antarctic oscillations

in the IPCC AR4 coupled model. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 66 (6): 993-1004

附中文参考文献

高学杰，赵宗慈，丁一汇等. 2003，温室效应引起的中国区域气候变化的数值模拟 I:模式对中国气候模拟能力的检验. 气象学报，61(1)：20-28

李巧萍，丁一汇. 2004. 区域气候模式对东亚季风和中国降水的多年模拟与性能检验. 气象学报，62(2)：140-153

任国玉，郭军，徐铭志等. 2005. 近 50 年中国地面气候变化基本特征. 气象学报，63(6)：942-956

孙颖，丁一汇. 2008. IPCC AR4 气候模式对东亚夏季风年代际变化的模拟性能评估. 气象学报，66(5)：765-780

汤剑平，陈星，赵鸣等. 2008. IPCC A2 情景下中国区域气候变化的数值模拟. 气象学报，66(1)：13-25

王遵娅，丁一汇. 2006. 近 50 年中国寒潮的变化特征及其可能原因，大气科学，30(6)：1068-1076

魏凤英. 1999. 现代气候统计针对与预测技术. 北京:气象出版社，269pp

辛晓歌，吴统文，王兰宁等. 2009. 两种不同减排情景下 21 世纪气候变化的数值模拟. 气象学报,67(6)：935-946

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(2)：337-351

中华人民共和国国家发展和改革委员会. 2007. 可再生能源中长期发展规划. 可再生能源，25(5)：32pp

中国气象局. 2003. 地面气象观测. 北京:气象出版社，157pp

张文君，宇如聪，周天军. 2008. 中国土壤湿度的分布与变化 II. 耦合模式模拟结果评估. 大气科学，32(5)：1128-1146

赵宗慈，罗勇. 2007. 21 世纪中国东北地区气候变化预估. 气象与环境学报，23(3)：1-4

祝亚丽，王会军. 2008. 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. 气象学报，66 (6)：993-1004

姚素香，张耀存. 2008. 区域海气耦合模式对中国夏季降水的模拟. 气象学报，66 (2)：131-142

资源科学
第32卷 第4期 2010年4月 2010,32(4):640-649
Resources Science
Vol.32,No.4 Apr.,2010

文章编号:1007-7588(2010)04-0640-10

中国未来风功率密度变化预估

江 滢[1,2,3],罗 勇[1,2,3],赵宗慈[1,2,3]
(1.国家气候中心,北京 100081;2.中国气象局风能太阳能资源评估中心,北京 100081;
3.中国气象局气候研究开放实验室,北京 100081)

摘 要:利用模拟20世纪近地层风速变化效果较好的3个全球气候模式和3个区域气候模式预估了21世纪中国区域近地层风功率密度变化。得到如下结论:①区域气候模式CMM5预估21世纪初期中国夏季平均风功率密度比20世纪小;②全球气候模式预估21世纪中期中国年和冬半年平均风功率密度略小于20世纪;夏半年风功率密度变化趋势难以分辨;③区域气候模式(RegCM3和PRECIS)和全球气候模式一致预估21世纪后期中国年和冬半年平均风功率密度比20世纪小,且可信度较大;对于夏半年,全球气候模式预估结论与区域气候模式预估结论不一致,不确定性较大。由于当前科学水平的限制,无论是全球气候模式还是区域气候模式,对区域尺度未来气候变化的预估都存在着较大的不确定性,尤其是在风速和风功率密度的预估方面,才刚刚开始,还需要做大量和长时间的研究试验,才能得到更可靠的结论。

关键词:中国;风功率密度;变化;预估

1 引言

20世纪以来,世界经济迅猛发展,能源需求成倍增长。风能是一种清洁的可再生能源,因其安全、清洁、丰富的特性在全世界得到广泛应用和快速发展。中国风能储量大、分布广,近年来发展迅速,预计在2030年或2040年前后,中国的风力发电装机容量可望超过1亿kW,成为继火电和水电之后的第三大发电能源[1]。随着中国风电产业的发展,气候变暖背景下风能资源的可持续利用问题倍受关注。

到目前为止,有关近地层风速或风能变化方面的研究主要分为两个方面:一是观测事实及归因分析方面研究;二是数值模拟及预估方面研究。在风速或风能观测事实及归因分析研究方面,我国学者进行了一些研究,任国玉等[2]、王遵娅等[3]、Xu *et al.*[4]、Jiang *et al.*[5]等通过分析气象台站观测资料认为近50年来中国年平均风速存在逐年减小的变化趋势。Jiang *et al.*[5]的研究在进一步计算分析各种可能的影响因子后提出,城市化发展、气象台站迁址及测风仪器的变更等对中国年(季)平均风速的长期变化会产生一定影响,但季风和大气环流的变化才是造成中国年平均风速呈显著减小趋势的最可能原因。李艳等[6]进一步指出1960年—2000年中国各季和全年的年风能密度呈显著减弱趋势变化;风能资源的分布特点和变化趋势与影响我国的冬、夏季风系统的气候变化关系密切,人为影响也可能是导致我国近地层风能密度减弱的原因之一[7]。近年来,随着数值模拟技术快速发展,气候模式不仅在模拟预估温度和降水变化研究方面取得了丰硕的成果[8-17],而且也开始用于模拟和预估近地层风速和风能变化[18-21]。例如Pryor,S.C. *et al.*[18]、Rockel,B. and K.Woth[20]、Rene D. G. and Mark Falvey[21]和A. Bloom,*et al.*[22]利用区域气候模式分别预估了21世纪北欧、欧洲、南美西海岸和地中海地区近地层风速或风功率密度变化。又如,江滢等[23]在检验评估了全球(20个)和区域(3个)气候模式模拟20世纪后期中国近地层风速及其变化的模拟能力基础上,

收稿日期:2009-06-26;**修订日期**:2009-11-23
基金项目:公益性行业(气象)科研专项(编号:GYHY 200806009);发改委和财政部项目:"风能详查和评价工作";欧盟-中国能源和环境项目(编号:Europe Aid/123310/D/SER/CN)。
作者简介:江滢,女,吉林通化市人,博士,高级工程师,主要从事风能资源变化、风能资源评估、气候变化监测等研究。
E-mail:jiangy@cma.gov.cn

预估21世纪中后期中国年平均和冬季平均风速减小,而夏季平均风速变化不确定性较大。

上述这些研究表明,气候模式已经基本具有模拟和预估近地层风速或风能变化的能力,但是到目前为止,未见预估中国未来风能变化的相关研究。而在全球变暖的背景下,合理预估中国风能变化特征和趋势,对我国未来风能利用规划具有重要意义。本文在介绍资料处理和计算方法以及气候模式对20世纪风功率密度的模拟效果检验基础上,利用模拟近地层风速效果较好的CCCMA_CGCM3、MRI_CGCM、GFDL_CM2_0 3个全球气候模式[23]和RegCM3、PRECIS和CMM5 3个区域气候模式[23]预估中国21世纪近地层风功率密度变化特征,以加深对全球持续变暖背景下中国区域气候变化的认识,为气候变化的影响评估提供依据,为合理开发利用风能资源提供参考。

2 资料来源与研究方法

2.1 资料来源与处理

2.1.1 全球气候模式资料 据参考文献[23],WCRP/CMIP3提供的参加IPCC AR4的19个气候模式和国家气候中心气候模式(BCC_CSM1.0.1)中,BCC_CSM1.0.1、CNRM_CM3、CSIRO_MK3、GFDL_CM2_0、IAP_FGOALS1、IPSL_CM4、MIROC3_H和MIROC3_M 8个模式模拟中国多年年平均风速分布与观测值相关比较好;BCC_CSM1.0.1、CCCMA_CGCM3、CNRM_CM3、MIUB_ECHO_G、MRI_CGCM2和UKMO_HADGEM 6个模式模拟的全国平均风速变化特征与观测值相似。考虑到计算量,本文选取MRI_CGCM2(日本)、CCCMA_CGCM3(加拿大)、GFDL_CM2_0(美国)3个全球气候模式作为分析基础。利用这3个全球气候模式20C3M(20世纪考虑自然和人类强迫的模拟试验)和IPCC SRES A2(高排放情景)试验输出的逐日离地10m风速和近地层气温输出资料,计算风功率密度。选取1981年—2000年代表20世纪、2046年—2065年和2080年—2099年分别代表21世纪中期和后期,预估21世纪风功率密度相对于20世纪的变化。

2.1.2 区域气候模式资料 对于区域气候模式,考虑到获取模式输出资料的限制,另外一些研究表明[23]区域气候模式RegCM3(意大利国际理论物理中心创建,中国气象局国家气候中心高学杰等使用并提供实验结果)、PRECIS(英国气象局创建,中国农业科学研究院许吟隆等使用并提供实验结果)和CMM5(美国伊利诺伊斯大学朱锦红等提供实验结果)具有一定的模拟中国区域近地层风速变化的能力,因此以区域气候模式RegCM3和PRECIS模式对1971年—1990年和2081年—2100年的模拟和预估结果为主,分别代表20世纪和21世纪后期气候状况,用CMM5模式模拟2020年—2029年结果代表21世纪前期夏季气候状况(对比20世纪的时间段为1990年—1999年)来预估21世纪中国区域风功率密度变化(表1)。

2.1.3 观测资料 在检验全球和区域气候模式模拟20世纪风功率密度时,利用743个国家基本和基准气象台站1981年—2000年逐日观测风速、温度计算观测风功率密度(见表1最下行)。

2.2 研究方法

2.2.1 风功率密度计算方法 风功率密度是气流在单位时间内垂直通过单位截面积的风能。考虑到观测和模拟输出的风速值都是离散形式的,据参考文献[24]近似地给出设定时段的平均风功率密度计算方法:

$$\varpi = \frac{1}{2n}\sum_{i=1}^{n}\rho \cdot v_i^3 \qquad (1)$$

式中ϖ表示平均风功率密度(W/m^2);n表示在设定时段内的记录数;v_i^3表示第i记录的风速(m/s)值的

表1 各种资料时间段及预估情景说明

Table 1 Brief description of data times and projection scenarios of models (年)

资料类型	20世纪	21世纪初期	21世纪中期	21世纪后期	预估情景
CCCMA_CGCM3、MRI_CGCM2和GFDL_CM2_0全球气候模式	1981—2000	–	2046—2065	2081—2100	A2
RegCM3区域气候模式	1971—1990	–	–	2081—2100	A2
PRECIS区域气候模式	1971—1990	–	–	2081—2100	A2和B2
CMM5区域气候模式	1990—1999夏季	2020—2029夏季	–	–	B1
观测	1981—2000	–	–	–	–

http://www.resci.cn

立方；ρ表示空气密度(kg/m^3)。

空气密度的值取决于温度和海拔高度，即：

$$\rho=(353.05/T)\exp^{-0.034(z/T)} \quad (2)$$

式中T为年平均空气开氏温标绝对温度(℃+273)；z为风场的海拔高度(m)。

2.2.2 *预估方法* 考虑到各个模式的分辨率不同，为了便于比较，参照参考文献[23]做法，分别将全球气候模式和区域气候模式输出结果插值为1°×1°和0.5°×0.5°。

未来风功率密度预估方法主要采用每个模式预估结果与模拟20世纪结果进行对比，计算其平均值、差值等。用1月和4月平均风功率密度、7月和10月平均风功率密度分别表示冬半年和夏半年风功率密度状况。

本文除了着重预估全国整体风功率密度变化特征外，还进一步分析了气候模式对区域近地层风功率密度的预估结果，参照文献[23]，将中国分为北部、西南部和东南－南部3个区域，分别加以讨论。

2.3 气候模式对20世纪近50年风功率密度模拟检验

从图1可知，全球气候模式和区域气候模式都能较好的模拟出中国区域近地层风功率密度北大南小、沿海大内陆小、高原大平原小的分布特征。整体上来说，区域气候模式模拟效果要好于全球气候模式模拟效果，与江滢等[23]检验全球和区域气候模式模拟中国区域近地层风速情况一致，都表现为区域气候模式模拟效果略优于全球气候模式。由于风速的立方是风功率密度主要组成部分，因此数值模式模拟风速和风功率密度能力具有一定的一致性是合理的。

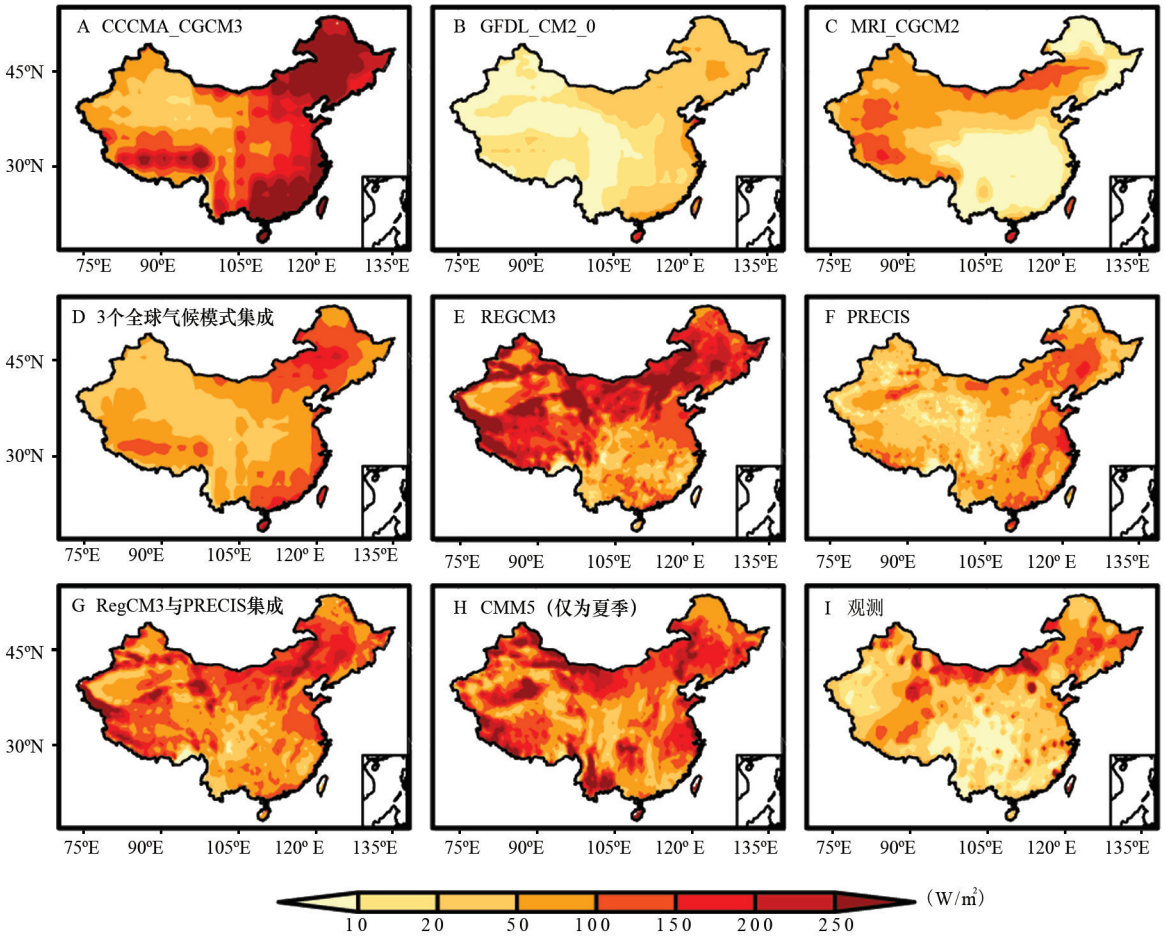


图1 全球气候模式(A—D)，区域气候模式(E—H)和观测(Ⅰ)20世纪中国区域年平均风功率密度分布

Fig.1 Distributions of annual mean wind power density for global climate models (A–D), regional climate models (E–H) and observation (I) in 20th century

http://www.resci.cn

3　全球气候模式预估未来风功率密度变化

3.1　21世纪中期风功率密度预估

与20世纪末期(1981年—2000年)中国区域风功率密度相比,全球气候模式CMMA_CGCM3、GFDL_CM2和MRI_CGCM2及3个模式集成都一致预估21世纪中期(2046年—2065年)全国年平均风功率密度小于20世纪末期年平均风功率密度(表2)。从气候模式预估21世纪中国年平均风功率密度变化分布(图2)来看,3个全球气候模式分别预估21世纪中期风功率密度比20世纪偏大或偏小的区域不尽相同。从分区域平均来看,3个全球气候模式均预估21世纪中期北部地区风功率密度比20世纪末期小。模式集成预估21世纪中期中国各分区(北部、西南部和东南-南部地区)风功率密度都比20世纪末期小(表2)。

从季节来看(表3),CCMA_CGCM3预估21世纪中期中国冬半年和夏半年风功率密度都比20世纪末期小;GFDL_CM2预估冬半年比20世纪末期大,夏半年比20世纪末期小;而MRI_CGCM2的预估结论与GFDL_CM2相反。总之全球气候模式预估21

表2　全球气候模式预估A2情景下21世纪中期(2046年—2065年)年平均风功率密度变化(相对于1981年—2000年年平均值)

Table 2　Annual mean wind power density changes for SRES A2 as projected by global models (2046–2065 minus 1981–2000)

(W/m^2)

模式名称	北部	西南部	东南-南部	全国
CCCMA_CGCM3	-4.32	-6.94	-6.20	-5.50
GFDL_CM2_0	-0.18	0.37	-0.13	-0.01
MRI_CGCM2	-0.96	-1.78	0.07	-0.98
集成	-1.82	-2.78	-2.09	-2.16

注:负值表示该区域21世纪风功率密度比20世纪小。

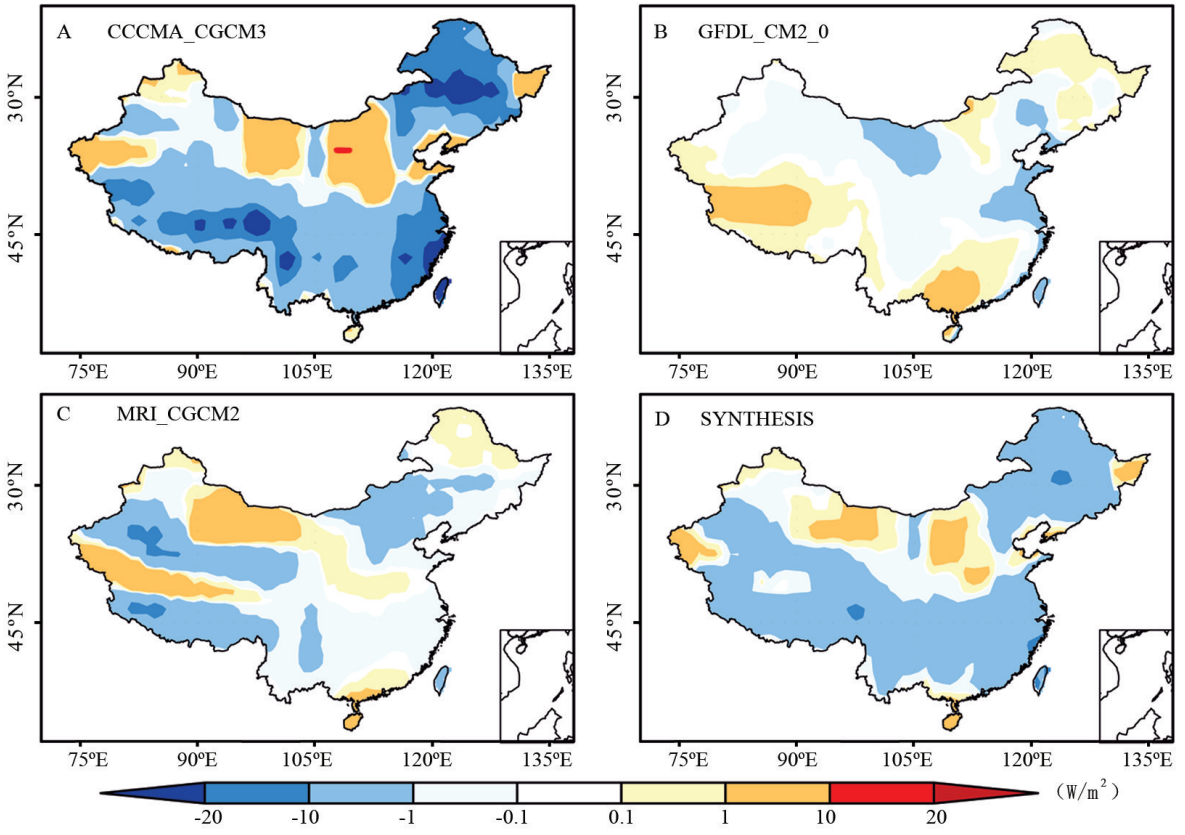


图2　全球气候模式预估A2情景下21世纪中期(2046年—2065年)中国区域年平均风功率密度变化
(相对于1980年—1990年年平均值)

Fig.2　Annual mean wind power density changes for SRES A2 as projection by global models
(2046–2065 minus 1981–2000)

http://www.resci.cn

表3 全球气候模式预估A2情景下21世纪中期(2046年—2065年)冬半年和夏半年平均风功率密度变化(相对于1981年—2000年年平均值)

Table 3 Winter and summer half years' mean wind power density changes for SRES A2 as projected by global models (2046–2065 minus 1981–2000) (W/m²)

模式名称	冬半年				夏半年			
	北部	西南部	东南-南部	全国	北部	西南部	东南-南部	全国
CCCMA_CGCM3	-0.27	-7.15	-9.80	-4.35	-9.42	-3.09	-11.27	-7.95
GFDL_CM2_0	1.59	1.62	1.90	1.67	-0.80	-1.41	2.46	-0.28
MRI_CGCM2	-7.00	-7.43	-1.85	-6.02	5.50	1.89	3.01	3.90
集成	-1.89	-4.32	-3.25	-2.90	-1.57	-0.87	-1.93	-1.44

注:负值表示该区域21世纪风功率密度比20世纪小。

世纪中期中国冬半年和夏半年风功率密度变化不尽相同。模式集成预估21世纪中期中国冬半年和夏半年风功率密度都比20世纪末期小。

3.2 21世纪后期风功率密度预估

全球气候模式预估21世纪后期年平均风功率密度与预估21世纪中期的相似,3个模式及其集成都预估21世纪后期全国年平均风功率密度比20世纪末期小(表4)。全球气候模式预估21世纪后期风功率密度特征与预估21世纪中期特征的不同主要表现在风功率密度减小范围上。模式预估21世纪中期,GFDL_CM2_0预估西南部和MRI_CGCM2预估东南-南部地区风功率密度比20世纪大,其余地区风功率密度比20世纪小;而模式预估21世纪后期,仅GFDL_CM2_0预估西南部地区风功率密度比20世纪大,仅大0.05 W/m²,其余地区风功率密度比20世纪小。也就是说,模式预估21世纪后期风功率密度比20世纪小的范围有所增大,可靠性也有所增加。

全球气候模式预估21世纪后期冬半年平均风功率密度变化与预估21世纪中期情况类似,表现为

表4 全球气候模式预估A2情景下21世纪后期(2081年—2100年)年平均风功率密度变化(相对于1981年—2000年年平均值)

Table 4 Annual mean wind power density changes for SRES A2 as projected by global models (2081–2100 minus 1981–2000) (W/m²)

模式名称	北部	西南部	东南-南部	全国
CCCMA_CGCM3	-0.45	-7.97	0.61	-2.44
GFDL_CM2_0	-0.28	0.05	-1.13	-0.36
MRI_CGCM2	-3.51	-3.25	-0.16	-2.71
集成	-1.41	-3.27	-0.23	-1.84

注:负值表示为该区域21世纪风功率密度比20世纪小。

CCCMA_CGCM3、MRI_CGCM2和模式集成预估21世纪中国冬季风功率密度比20世纪小,且3个分区平均风功率密度均比20世纪小;但是GFDL_CM2的预估结论不一致。值得注意的是,全球气候模式预估21世纪后期中国冬半年平均风功率密度减小幅度比预估21世纪中期减小幅度要大(表5)。

3个全球气候模式和模式集成一致预估21世纪后期中国夏半年平均风功率密度比20世纪大,且都一致预估中国北部和东南-南部地区夏半年平均

表5 全球气候模式预估A2情景下21世纪后期(2081年—2100年)冬半年和夏半年平均风功率密度变化(相对于1981年—2000年年平均值)

Table 5 Winter and summer half years' mean wind power density changes for SRES A2 as projected by global models (2081–2100 minus 1981–2000) (W/m²)

模式名称	冬半年				夏半年			
	北部	西南部	东南-南部	全国	北部	西南部	东南-南部	全国
CCCMA_CGCM3	-0.73	-12.39	-10.20	-6.21	7.94	-1.50	2.86	4.06
GFDL_CM2_0	0.61	2.09	0.02	0.92	0.10	-1.17	1.56	0.04
MRI_CGCM2	-15.52	-9.81	-1.12	-10.73	7.48	0.77	4.20	4.80
集成	-5.21	-6.70	-3.77	-5.34	5.17	-0.63	2.87	2.97

注:负值表示该区域21世纪风功率密度比20世纪小。

http://www.resci.cn

风功率密度比20世纪大。注意到,全球模式和模式集成预估21世纪后期中国夏半年风功率密度与预估21世纪中期的结论存在较大差异(表5)。

4　区域气候模式预估未来风功率密度

4.1　21世纪初期中国风功率密度预估

与20世纪(1990年—1999年)相比,21世纪初期(2020年—2029年)夏季中国大部地区风功率密度略减小(图3)。其中中国北方、江南和华南等地大部地区风功率密度比20世纪风功率密度小;新疆西部至西藏西部、云南西部等地部分地区风功率密度比20世纪风功率密度大。分区域平均来看,中国各分区(北部、西南部和东南-南部地区)21世纪初期风功率密度均比20世纪小,减小最显著的地区是北部地区,减小11.79W/m^2。21世纪初期全国平均夏季平均风功率密度比20世纪(1990年—1999年)小8.42W/m^2(表6)。

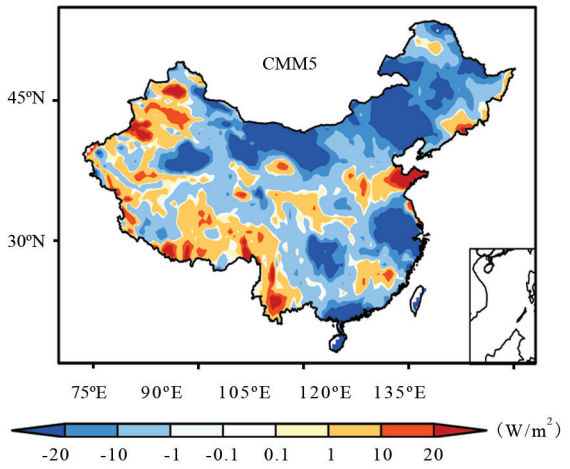


图3　CMM5区域模式预估B1情景下21世纪初期(2020年—2029年)夏季平均风功率密度分布
(相对于1990年—1999年夏季平均值)

Fig.3　Distributions of mean wind power density changes for summer half years as projected by CMM5 regional model for SRES B1 (2020–2029 minus 1990–1999)

表6 区域气候模式CMM5预估B1情景下21世纪初期(2020年—2029年)夏季平均风功率密度变化(相对于1990年—1999年年平均值)

Table 6 Mean wind power density changes for summer half years as projected for SRES B1 by CMM5 regional model (2020–2029 minus 1990–1999)　(W/m^2)

模式名称	北部	西南部	东南-南部	全国
CMM5	-11.79	-2.18	-9.30	-8.42

注:负值表示为该区域21世纪风功率密度比20世纪小。

4.2　21世纪后期中国风功率密度预估

与区域气候模式模拟20世纪风功率密度(图4)相比,区域气候模式RegCM3预估21世纪后期中国区域绝大部分地区风功率密度比20世纪小,其中北部和西南部地区偏小比较明显;区域气候模式PRECIS预估21世纪后期东北地区风功率密度明显比20世纪小。RegCM3与PRECIS模式集成来看,21世纪后期中国北部和西南部地区风功率密度比20世纪小。

详细分析A2和B2情景下,21世纪后期中国区域风功率密度变化的不同,发现:①不同人类排放情景对21世纪后期中国区域风功率密度变化的影响不大;②A2情景下,中国风能资源比较丰富的北部和东南-南部地区风功率密度减小比B2情景下该地区风功率密度减小略显著,全国平均来看,A2情景下21世纪后期风功率密度比20世纪小3.49W/m^2,而B2情景下21世纪后期风功率密度比20世纪小2.40W/m^2,A2情景下风功率密度减小略比B2情景下明显,但两者差别很小。

与区域模式模拟20世纪功率密度相比,区域气候模式RegCM3、PRECIS及其集成都预估21世纪后期中国冬半年和夏半年平均风速均偏小(表7)。对于分区来说,RegCM3、PRECIS集成预估21世纪后期夏半年所有分区(北部、西南部、东南-南部)风功率密度均比20世纪小;冬半年北部和西南部区域平均风功率密度比20世纪小,东南-南部地区比20世纪大(表7)。

5　结论与讨论

(1)全球气候模式预估21世纪中期和后期中国年平均风功率密度略小于20世纪,其中冬半年风功率密度减小,夏半年风功率密度变化趋势难以分辨,但21世纪后期夏半年风功率密度增大可能性较大。

(2)区域气候模式CMM5预估21世纪初期中国夏季平均风功率密度比20世纪小。

(3)区域气候模式预估21世纪后期中国区域年平均风功率密度比20世纪小,其中夏半年和冬半年平均风功率密度都比20世纪小。

(4)总体上来说,全球气候模式和区域气候模式都预估21世纪后期中国区域风功率密度比20世纪小,也相对一致的预估21世纪后期中国区域冬半年平均风功率密度比20世纪小,但对于夏半年,全

http://www.resci.cn

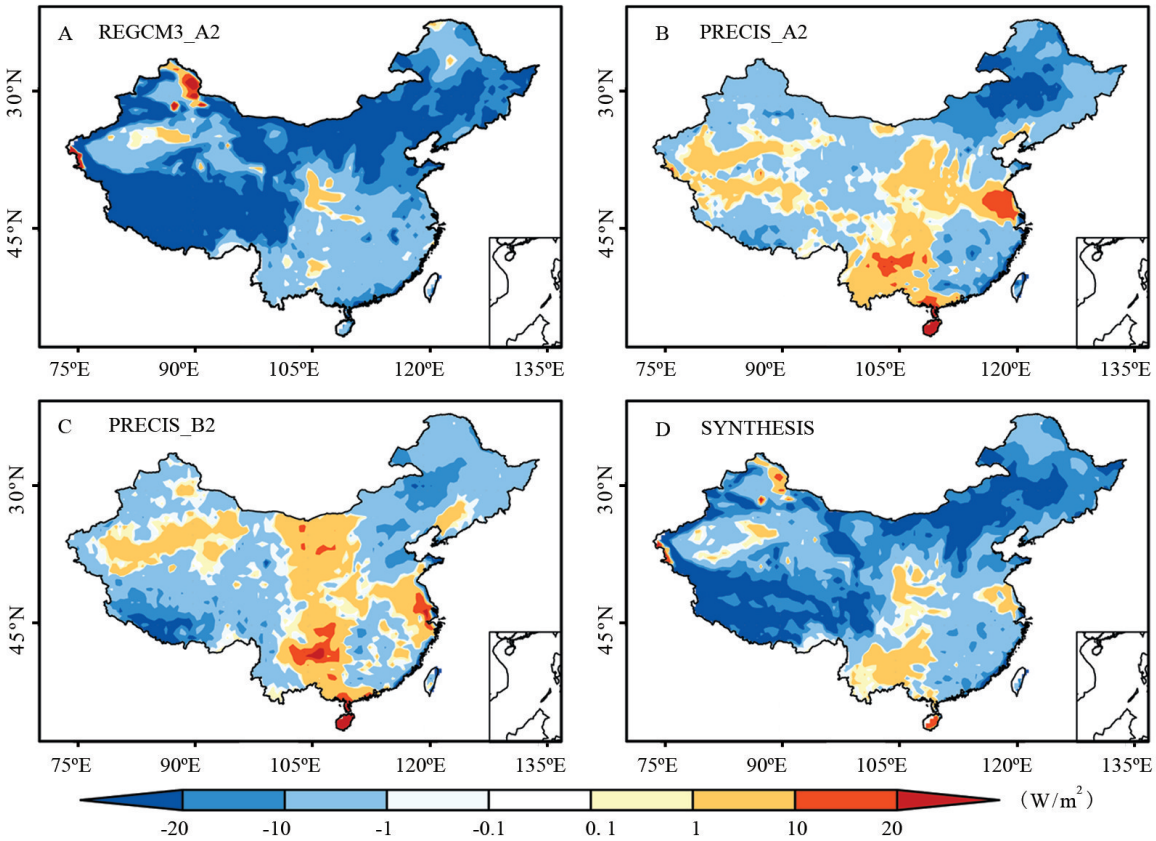


图4 区域模式预估21世纪后期(2081年—2100年)中国区域年平均风功率密度变化分布
(相对于1971年—2000年年平均值)

Fig.4 Distribution of annual mean wind power density changes as projected by regional models (2081–2100 minus 1971–2000)

表7 区域模式预估21世纪后期(2081年—2100年)中国区域冬半年和夏半年平均风功率密度变化
(相对于1971年—2000年冬半年和夏半年平均值)

Table 7 Wind power density changes for both summer and winter half years as projected by regional models (2081–2100 minus 1971–2000)

(W/m²)

模式名称	冬半年				夏半年			
	北部	西南部	东南-南部	全国	北部	西南部	东南-南部	全国
RegCM3—A2	-17.25	-37.60	-8.58	-21.33	-29.62	-22.12	-10.17	-23.15
PRECIS—A2	-6.66	4.57	6.20	-0.55	-6.02	-5.46	-8.71	-6.44
PRECIS—B2	-4.30	-3.58	-1.48	-3.47	-0.74	-3.68	0.53	-1.33
RegCM3与PRECIS集成—A2	-3.62	-7.41	3.88	-3.09	-14.05	-10.87	-5.68	-11.29

注:负值表示该区域21世纪风功率密度比20世纪小。

球气候模式预估结论与区域气候模式预估结论不一致(表8)。也就是说,21世纪后期中国区域年和冬半年平均风功率密度比20世纪小的可能性比较大,而21世纪后期夏半年平均风功率密度将如何变化,不确定性较大,还有待于进一步研究。

(5)冬季风速和风能的变化与冬季季风强弱有密切联系。有研究指出,由于人类排放增加,造成全球变暖,相应冬季大陆明显变暖,且比海洋增暖要更明显,从而海陆温差对比明显减小,因而冬季风减弱[25]。值得注意的是,有些气候模式预估,21世纪由于人类排放增加造成全球变暖,相应亚洲冬季风指数将可能明显减弱,同时冬季西伯利亚高压强度将可能减弱,东亚大槽可能减弱,亚洲经向环流指数减弱,影响中国的寒潮次数和强度都将可能

表8 全球和区域气候模式在A2情景下预估中国21世纪后期(2081年—2100年)平均风功率密度变化(相对于模拟20世纪风功率密度)

Table 8 Mean wind power density changes as projected for SRES A2 by global and regional climate models (late 21st century minus 20th century) (W/m^2)

模式名称	年	冬	夏
RegCM3	−22.20	−21.33	−23.15
PRECIS	−3.49	−0.55	−6.44
RegCM3与PRECIS集成	−7.17	−3.09	−11.29
MRI_CGCM2	−2.71	−10.73	4.80
CCCMA_CGCM3	−2.44	−6.21	4.06
GFDL_CM2_0	−0.36	0.92	0.04
MRI_CGCM2,CCCMA_CGCM3,GFDL_CM20集成	−1.84	−5.34	2.97

注:①表中与全球气候模式有关的预估结果:2080年—2099年代表21世纪后期,1980年—1999年代表20世纪;表中与区域气候模式有关的结论的预估结果:2081—2100年代表21世纪后期,1971年—1990年代表20世纪;②负值表示风功率密度减小。

明显减少和减弱,中国冬季风速减弱[23,25-31]。也就是说,21世纪随着全球和亚洲温度的持续增暖,亚洲冬季风可能持续减弱,中国冬季的风功率密度有可能减小。

(6)夏季风速和风能的变化与夏季季风有一定联系。根据已有研究分析,考虑全球变暖,夏季陆地比海洋增暖更迅速,因此大陆尺度的海陆热力学对比在夏季变得更大,因此,应该是夏季风增强,但是实际情况却比这个设想要复杂得多[25]。近些年用气候模式考虑人类排放增加,模拟近几十年东亚夏季风的变化,有的模式模拟东亚夏季风变强,有些模拟变弱,有些模拟没有明显趋势,因此,难以说明近几十年东亚夏季风的减弱一定是人类排放增加造成的[29,30]。一些气候模式考虑人类排放情景全球变暖,对于21世纪的预估研究表明,东亚夏季风将可能增强,因而在东亚季风区产生更多的降水,但是不同模式和不同的排放情景,预估的结果差异较大,存在明显的不确定性[29,30,32,33]。因此,预估21世纪中国夏季的风功率密度可能变强,但是存在不确定性。

由于当前科学水平的限制,无论是全球气候模式还是区域气候模式,对未来区域尺度的风速的预估都存在着较大的不确定性,因而带来在风功率密度预估方面的较大不确定性。今后还需要做大量和长时间的研究试验,才能得到更可靠的结果。同时,近地层风速变化与东亚冬夏季风变化以及全球和亚洲温度变化的关系较为复杂,也需作进一步的分析。

参考文献 (References):

[1] 中华人民共和国国家发展和改革委员会. 可再生能源中长期发展规划[J]. 可再生能源, 2007, (6): 1-5.

[2] 任国玉, 郭军, 徐铭志, 等. 近50年中国地面气候变化基本特征[J]. 气象学报, 2005, 63(6): 942-956.

[3] 王遵娅, 丁一汇. 近50年中国寒潮的变化特征及其可能原因[J]. 大气科学, 2006, 30(6): 1068-1076.

[4] XU Ming, Chang Chihpei, FU Congbin, *et al.* Steady decline of East Asian monsoon winds, 1969-2000: Evidence from direct ground measurements of wind speed[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111(D24): 1-8.

[5] JIANG Ying, LUO Yong, ZHAO zongci, *et al.* Changes in wind speed over China during 1956-2004[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2010, 99(33): 421-430.

[6] 李艳, 王元, 汤剑平. 中国近地层风能资源的时空变化特征[J]. 南京大学学报(自然科学版), 2007, 43(3): 280-291.

[7] 李艳, 王元, 储惠芸, 等. 中国陆域近地层风能资源的气候变异和下垫面人为改变的影响[J]. 科学通报, 2008, 53(21): 2646-2653.

[8] WANG Bin, KANG In-Sik, LEE June Yi. Ensemble simulation of Asian Australian monsoon variability by GCMs[J]. *Journal of Climate*, 2004, 17: 803-818.

[9] LUO Yong, ZHAO Zongci, XU Ying, et al. Projections of climate change over China for the 21st century[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2005, 19(4): 401-4061.

[10] 孙颖. 用于IPCC第四次评估报告的气候模式比较研究介绍[J]. 气候变化研究进展, 2005, 1(4): 161-163.

[11] Phillips T J, Gleckler P J. Evaluation of continental precipitation in 20th century climate simulations: The utility of multi-models statistics[J]. *Water Resource Research*, 2006, 42, W03202, DOI: 10.1029/ 2005WR004313.

[12] SUN Ying, Solomon S, Dai A, et al. How often does it rain?[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19: 916-934.

[13] Cook K H, Vizy E K. Coupled model simulations of the West African monsoon system: 20th century simulations and 21st century predictions[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(15): 3681-3703.

[14] ZHOU Tianjun, YU Rucong. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(22): 5843-5858.

[15] IPCC WG1. Climate Change 2001: The Scientific Basis[M]. UK, Cambridge: Cambridge University Press, 2001.

[16] 张莉, 丁一汇, 孙颖. 全球海气耦合模式对东亚季风降水模拟的检验[J]. 大气科学, 2008, 32(2): 261-276.

http://www.resci.cn

[17] 汤剑平, 陈星, 赵鸣, 等. IPCC A2情景下中国区域气候变化的数值模拟[J]. 气象学报, 2008, 66(1): 13–25.

[18] Pryor, S.C., R.J. Barthelmie, E. Kjellstrom. Potential climate change impact on wind energy resources in northern Europe: Analyses using a regional climate model[J]. *Climate Dynamics*, 2005, 25(7–8): 815–835.

[19] Pryor, S.C., J.T. School, R.J. Barthelmie. Potential climate change impacts on wind speeds and wind energy density in northern Europe: Results from empirical downscaling of multiple AOGCMs [J]. *Climate Research*, 2005, 29: 183–198.

[20] Rockel, B., K. Woth. Future changes in near surface wind speed extremes over Europe from an ensemble of RCM simulations[J]. *Climate Change*, 2007, DOI: 10.1007/s10584–006–9227–y.

[21] Rene D. Garreaud, Mark Falvey. The coastal winds off western subtropical South America in future climate scenarios[J]. *International Journal of Climatology*, 2009,29(4): 543–554.

[22] A. Bloom, V. Kortroni, K. Lagouvardos. Climate change impact of wind energy availability in the Eastern Mediterranean using the regional climate model PRECIS[J]. *Natural Hazards Earth System Science*, 2008, 8, 1249–1257.

[23] 江滢, 罗勇, 赵宗慈. 中国风和风能变化研究[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2009.

[24] 朱瑞兆. 中国太阳能风能资源及其利用[M]. 北京: 气象出版社, 1988.

[25] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) WG1. Climate Change 2007: The Physical Science Basis[M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007.

[26] HU Zengzeng, L.Bengtsson, K.Arpe. Impact of the global warming on the Asian winter monsoon in a coupled GCM[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105, 4607–4624.

[27] 布和朝鲁, 林永辉. ECHAM4/ OPYC3 海气耦合模式对东亚季风年循环及其未来变化的模拟[J]. 气候与环境研究, 2003, 8 (4): 402–416.

[28] Bueh Cholaw. Simulation of the future change of East Asia monsoon climate using the IPCC SRES A2 and B2 scenarios[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(10): 1024–1030.

[29] 姜大膀, 王会军, 郎咸梅. SRES A2 情景下中国气候未来变化的多模式集合预测结果[J]. 地球物理学报, 2004, 47 (5): 776–784.

[30] WANG Shaowu, LI Weijing. Climate of China[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2007.

[31] 石英, 高学杰. 温室效应对我国东部地区气候影响的高分辨率数值试验[J]. 大气科学, 2008, 32(5): 1006–1018.

[32] HU Zengzeng, M. Latif, E.Roeckner, *et al.* Intensified Asian summer monsoon and its variability in a coupled model forced by increasing greenhouse gas concentrations[J]. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27, 2681–2684.

[33] Kitoh, A., T.Uchiyama. Changes in onset and withdrawal of the East Asian summer rainy season by multi–model warming experiments[J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2006, 84, 247–258.

Projection of Wind Power Density in China in the 21st Century by Climate Models

JIANG Ying[1,2,3], LUO Yong[1,2,3], ZHAO Zongci[1,2,3]

(1.*National Climate Center, Beijing* 100081, *China;*
2.*Center for Wind and Solar Energy Resources Assessment, CMA, Beijing* 100081, *China;*
3.*Laboratory for Climate Studies, CMA, Beijing* 100081, *China)*

Abstract: Since the 20th century, with the rapid growth of the world economy, energy demand has multiplied and energy industries have been in the process of massive development of wind resources. Wind energy, with the characteristics of being clean, renewable and abundant, can offer pollution-free electricity that could be widely utilized. Wind power projects in China, particularly the wind power generation network are recently experiencing a rapid development. It is expected that the wind power capacity will increase to over 100,000 MW installed capacity by 2030 or 2040, and become the third largest source of energy in the country after thermal power and hydropower. As China's wind power industries are developing unprecedentedly, the issue on sustainable use of wind energy resources has been a major focus in the context of global and Asia warming. There have been a series of studies on future characteristics of the surface wind and wind resources over the ocean and some other countries but little work has been done in China so far. Therefore, there is an urgent need to investigate characteristics of future wind energy in China. In the present work, three global climate models and three regional climate models which have certain capabilities to simulate changes in wind speed during the 20th century, were used to project changes in wind power density in China for the 21st century. The following conclusions are given. First, the summer mean wind power density in China for the early 21st century decreases slightly, which was projected by the regional climate model CMM5. Second, changes in annual and winter mean wind power density in China for the mid-21st century were projected to be decreasing slightly than that for the 20th century. It was also found that trends in summer mean wind power density for the mid-21st century was difficult to be detected by the models. Third, regional climate models (RegCM3 and PRECIS) and global climate models generated similar results, showing that the annual and winter mean wind power density in China for the late 21st century would decrease slightly and the results were more reliable than that for summer. It is worthwhile to note that due to current limitations in projection capability, both the global climate models and the regional climate models would result in large uncertainties in projections of regional climate changes, particularly in the projection of wind power density. The study on variation trends in wind velocity for the 21st century in China provides meaningful information and reference for further studies.

Key word: China; Wind power density; Change; Projection

http://www.resci.cn

Theor Appl Climatol (2010) 99:421–430
DOI 10.1007/s00704-009-0152-7

ORIGINAL PAPER

Changes in wind speed over China during 1956–2004

Ying Jiang · Yong Luo · Zongci Zhao · Shuwang Tao

Received: 7 July 2008 / Accepted: 12 January 2009 / Published online: 26 May 2009
© Springer-Verlag 2009

Abstract Based on two observational data sets in China from 1956 to 2004, wind speed changes are analyzed. The annual mean wind speed (MWS), days of strong wind (SWDs), and maximum wind (MW) all show declining trends over broad areas of China. Only in the southeastern Tibetan Plateau and the regions from the Great Bend of the Yellow River southward to Yunnan and Guangxi Provinces wind speeds are not significantly reduced, but rather, in partial, these regions' winds speeds are slightly increased. The regions with declining trends match the areas with relatively strong observed winds and the regions without significant declining trends match the areas with light observed winds. In the meantime, the regions with relatively strong winds correspond to areas of reduced days of SWDs. Trends for both increasing intensities and for the number of days of light winds both impact the installation of wind energy facilities. These may be advantageous to the development of wind energy in different regions. Urbanization, the change of anemometers, or relocation of stations are factors that are mildly responsible for the decreasing trend of MWS. The main reason for the decreasing trend is that under the background of global warming, the contrasts of the sea level pressure, and near-surface temperature between the Asian continent and the Pacific Ocean have become significantly smaller, and the east Asian trough has shifted eastward and northward, and has weakened as well. Both East Asian winter and summer monsoons are decreasing, and all of these impacts have resulted in declines of MWS in China.

Y. Jiang (✉) · Y. Luo
Nanjing University of Information Science and Technology,
Nanjing, Jiangsu, China
e-mail: jiangy@cma.gov.cn

Y. Jiang · Y. Luo · Z. Zhao · S. Tao
Center for Wind and Solar Energy Resources Assessment, CMA,
Beijing, China

Y. Jiang · Y. Luo · Z. Zhao · S. Tao
National Climate Center, CMA,
Beijing, China

1 Introduction

Since the twentieth century, with the rapid growth of the world economy, energy demand has multiplied and energy industries are in the process of massive development of wind resources. Wind energy, with the characteristics of being clean, renewable, and abundant, offers pollution-free electricity that can be widely utilized. Wind power projects in China are recently experiencing a positive thrust; particularly, the wind power generation network is developing rapidly. It can be predicted that capacity will increase to over 100,000 MW installed capacity by 2030 or 2040, and become the third largest source energy in the country next to thermal power and hydropower (NDRC 2007).

As Chinese wind power industries are developing at an unprecedented pace, studies about wind climate and the change of wind resources in China, such as Ren et al. (2005), Zou et al. (2005), and Xu et al. (2006) have in common the finding that mean wind speed (MWS) averaged for the entire country have declined. But there are the divergent opinions in those studies. These are whether the annual mean wind speed has declined everywhere in China and whether urbanization is responsible for the declining trend of the annual mean wind speed. The key viewpoints concern the possible reasons for the decreasing MWS in China. There are some other studies on the surface wind and wind resources over the ocean (Gower 2002; Gulev and Hasse, 1999; Gulev et al., 2004; IPCC 2007; Tuller 2004; Ward and Hoskins, 1996). Therefore, it

is necessary to make a thorough investigation and study of long-term characteristics, mechanisms, and the reasons for wind speed variation based on the largest amount of observed data in China. This will be achieved in the current paper.

2 Data analysis

This study uses two observational data sets in China. One is of basic and standard climate stations in China, the great majority of which is located near urban areas and is surrounded by buildings. Another is of generic climatic stations, with more of them located in rural areas and which are seldom affected by urbanization. The total number of stations is 2,425. Both of those two sets are advantageous to studying the urbanization influence on measured surface wind. The wind speed of these data sets was measured by anemometers 10 m above the ground following the World Meteorological Organization (WMO) Guide on the Global Observing System and Technical Regulations on Weather Observations, operated, provided, and quality tested by the National Meteorological Information Center (NMIC) of China Meteorological Administration (CMA) (CMA 2003; WMO 2004; Song et al. 2004). To construct the longest possible time series from all data, we have selected the period from 1956 to 2004. In total, 535 stations were selected for this study. The 535 stations are evenly distributed across the country, whereas the Tibet Plateau is less densely covered due to the terrain (see Fig. 1)

The maximum mean wind speed sustained for 10 min in 1 day (year) is defined as the daily (annual) maximum MW speed. Days of strong wind (SWDs) has two definitions. One represents days with instantaneous wind speed in the entire year that are greater than or equal to 17 m/s by direct measurements, or at the eighth grade and up by visual observations when there is instrument failure (SWD-instantaneous). Another is calculated days with MW in the entire year that are greater than or equal to 17 m/s (SWD-sustained). These data sets, as well as soundings from 140 stations and the data on days of dust storms were all from instruments operated by the NMIC. Days of cold waves were defined by temperature drops meeting CMA standards (Wang and Ding 2006). Atmospheric circulation indices for Eurasia and Asia were calculated for the area of 45° N–60° N, 60° E–150° E (Zhang and Li 1986).

In order to add additional supporting data and to analyze wind speed characteristics of the middle and low troposphere, the wind speeds at 925 hPa and 700 hPa from the NCEP reanalysis data set were used, which has continuous global coverage since 1948 (Kistler et al. 2001). The NCEP reanalysis data are on a 2.5°×2.5° latitude–longitude grid. The annual mean wind speed over China was calculated on the basis of the monthly mean values from the NCEP data set.

Linear regression trend analysis and correlation coefficients and their significance tests (Wei 1999) are used to detect linear trends in the wind changes.

As well, the surface air temperature series at 535 stations in China for 1956–2004 based on the NMIC Data Bank have been used for comparing with the wind speed changes.

3 Change of wind speed over China during the last 50 years

3.1 The change of annual mean wind speed

The annual MWS shows a declining trend since 1956 (see Fig. 2) over China of −0.124 m/s per decade, at a

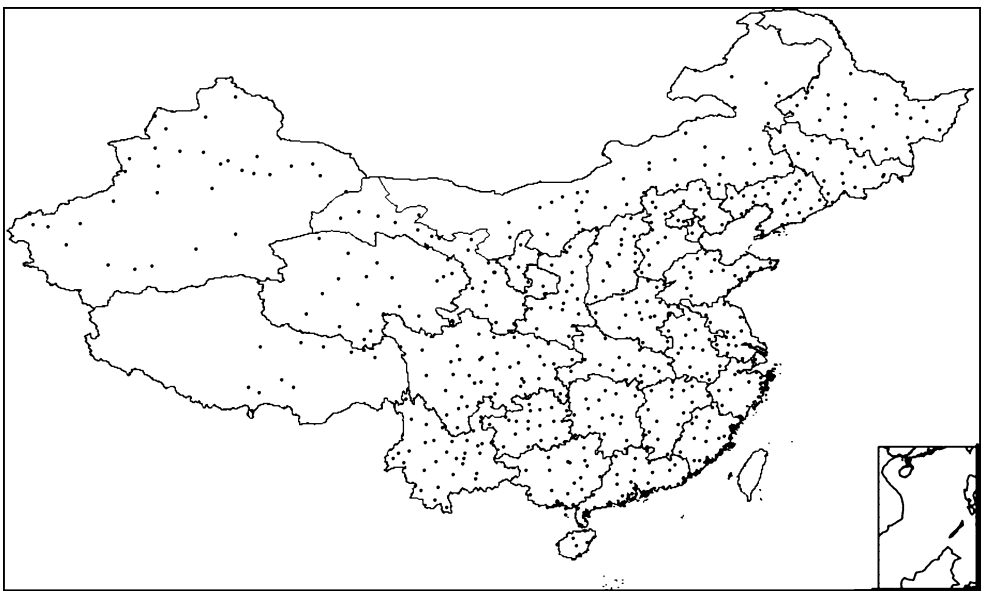


Fig. 1 Geographic distribution of 535 stations in China

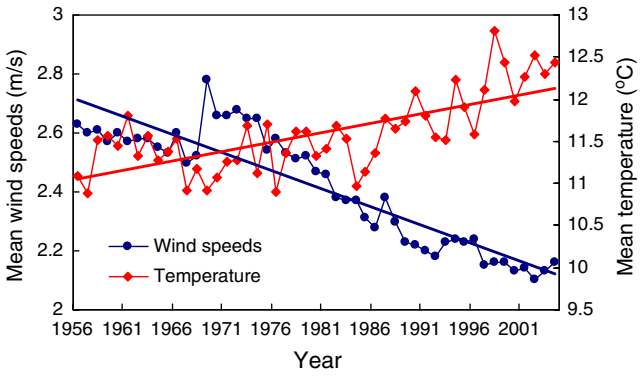


Fig. 2 Evolution of annual mean wind speed (m/s) and surface air temperature (°C) in China from 1956 to 2004

confidence level of 99%, and with a standard deviation ratio of 7.95%. A sudden increase occurred in 1969. Before and after this point, the MWS decreased steadily by −0.08 and −0.18 m/s per decade, respectively. Unfavorably for the consistency of measurements, the anemometers had been changed nationwide during 1969 and 1970, which influenced the wind speed's abrupt apparent increase (see Section 4.1 for more details). Besides, it may be noted that in Fig. 2 the annual mean temperature in China increased obviously during the same period. The linear trend is 0.226°C per decade.

The seasonal MWS evolutions are in line with the annual change (figures not shown), which show obvious declining trends besides an abrupt increase at 1969. The declining trend during winter is the most obvious of the four seasons, second is spring, and last is summer. The trends of annual and seasonal MWS are significant at the 99% confidence level and the standard deviation ratio of less than 10% (see Table 1).

Considering the distribution pattern of the annual MWS change trend (see Fig. 3a), the annual MWS shows declining trends over most regions of China, except for the Tibet Plateau and the regions from the Great Bend of the Yellow River southward to the Yunnan and Guangxi Provinces, where the annual MWS do not have obvious trend or may increase slightly. Comparing the patterns of MWS trend and climatic MWS (Fig. 3b), the regions without obvious change (≥−0.12 m/s per decade) match the regions with climatic MWS less than 2.2 m/s, as well as the regions where the annual mean temperature also lacks an obvious trend (<0.2°C per decade); the regions with obvious declining trends (<−0.12 m/s per decade) match the regions with climatic MWS bigger than 2.2 m/s and also the regions where annual mean temperature has an obvious increasing trend (≥0.2°C per decade, Fig. 3c). The pattern of annual mean temperature trend is consistent with the studies of Zhai and Pan (2003) and IPCC (2007). The patterns of seasonal MWS are similar to the annual distribution. Seventy to 80% of total stations for the annual MWS and four seasons of MWS have declining linear trends at the 99% confidence level. Furthermore, during the study period, it seems that the linear trend of the wind speed for the last 50 years at most stations is not related to their height above sea level.

In order to address the more detailed characteristics of wind speed change in various regions, the country has been divided into 12 sub-regions based on topography and physiognomy (see Fig. 4). Stations for every sub-region are comparatively evenly distributed. The eighth and 12th sub-regions include the areas within 50 km of both sides of the coastline. According to the calculations of Xue et al. (2002), the wind speed would ease by 80% if it was located 50 km offshore, so the characteristics of wind speed in the eighth and 12th sub-regions are a token seacoast. To compare with Fig. 3, it is found in Fig. 5 that the declining trends of annual MWS for the last 50 years are obvious in northern (first–fourth sub-regions), eastern (seventh and 11th sub-regions), coastal (eighth and 12th sub-regions), and Yunnan (ninth sub-region) areas of China where the climatic MWS is generally higher than 2.2 m/s. The climatic MWS in the tenth and sixth sub-regions is generally smaller than other sub-regions and their annual MWS do not have an obvious trend or even may increase slightly. The annual MWS in the sub-region of Tibet (fifth) shows an inter-decadal oscillation. The characteristics of seasonal MWS changes are similar to the annual characteristics for every sub-region, which has a different pattern between the sub-regions.

3.2 Change of annual strong wind days and maximum wind speed

For the averaged national annual total SWD, both SWD-instantaneous and SWD-sustained display a remarkable decreasing overall trend for the last 50 years (see Fig. 6). However, the magnitude of SWD-instantaneous and SWD-sustained is quite different. SWD-instantaneous gave more than 10 days than SWD-sustained. The resulting decrease per decade is 3.00 days for SWD-instantaneous and 0.79 days for SWD-sustained. The same for the spring

Table 1 Linear trends of mean wind speeds in China from 1956 to 2004

	Spring	Summer	Autumn	Winter	Annual
Linear trend (m/s/decade)	−0.149	−0.085	−0.111	−0.151	−0.124
Standard deviation ratio (%)	8.46	6.61	8.05	9.95	7.95

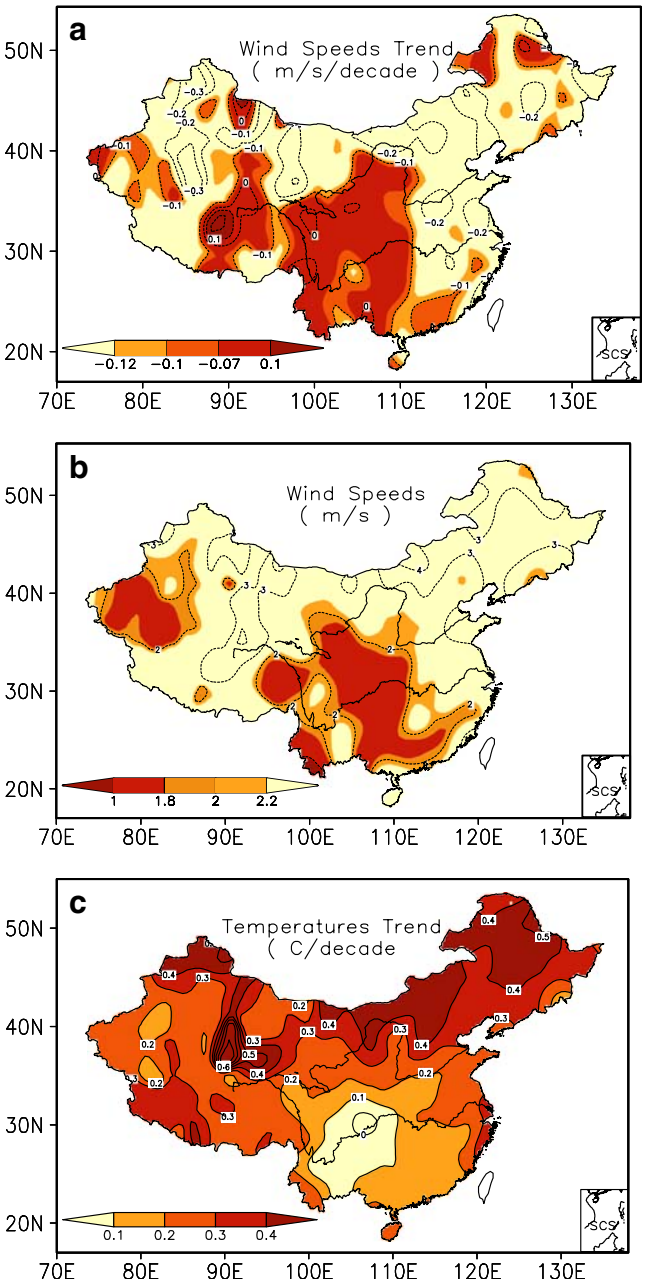


Fig. 3 Distributions of the linear trend of annual mean wind speed (**a**) and the averaged annual mean wind speed (**b**) and the linear trend of annual mean temperature (**c**) in China from 1956 to 2004

values: 1.17 for SWD-instantaneous and 0.23 for SWD-sustained. There is hardly any trend in the other seasonal (see Table 2). Annual MW shows a steadily declining trend of −1.46 m/s per decade for the same period. It is found in Table 2 that MW and SWDs are obviously most declining in spring compared to the other three seasons. It is not consistent with the annual MWS result which shows the most obviously declining season to be winter. For the seasonal distributions, the patterns of linear trends of SWDs and MW are similar to annual MWS, with the obvious declining trends in most sub-regions such as northern, eastern, and coastal China, and without any obvious trends or perhaps even slight increases in the regions from the Great Bend of the Yellow River southward to Yunnan and Guangxi Provinces (tenth and sixth sub-regions).

3.3 Changes of non-strong wind days

More than 342 days of each year are non-strong winds (non-SW) days in most areas of China, and therefore the characteristics of their changes should be given substantial attention. The change trends and climatic days for various ranges of daily mean wind speeds in China from 1956 to 2004 are given in Fig. 7 (top). It is noted in Fig. 7 (top) that the days of light wind (light breeze, ≤4 m/s) shows an increasing trend, and the number of climatic days with this categorization is the highest in total, while the days with heavy wind (fresh breeze and larger, ≥8 m/s) account for 26% of the total, and show a decreasing trend. The daily MW has similar characteristics of change (see Fig. 7 bottom). For the sub-regions with small wind speed (sixth and tenth sub-regions), it is the same as for the country as a whole; i.e., the days of the light wind are increasing and the days of heavy winds are declining. The notable differences between sub-regions of small wind speed (sixth and tenth sub-regions) and all other sub-regions of the country are for the daily change trend of calm and light-moderate breeze (4–8 m/s). Calm days in sub-regions with small winds are decreasing, and light–moderate breeze days are increasing. Therefore, the declining trend of annual MWS in China is induced by the decrease of heavy wind speeds. The different trends between light wind sub-regions (sixth and tenth) and all other sub-regions of the country are mainly induced by the different trends of calm and light-moderate breeze days in the different sub-regions.

Summarizing Sections 3.2 and 3.3, the changes of the annual and seasonal MWS over the sub-regions with the abundant wind resources (sub-regions 1–4, 7–8, and 12) are prone to declines in gales that may damage the turbines of the wind power-generating electricity companies. In contrast, the breeze days are increasing which is useful for wind power-generating electricity companies. It implies that the days of utilizable wind for wind farms have increased during the last 50 years. In the sub-regions with small wind speeds (sub-regions 6 and 10), however, wind speed is not increasing, but the days of light breeze and breeze (4–6 m/s) are increasing obviously, which favor the running of small wind turbines. The trends of wind speed changes tend towards favorable environments for the development and deployment of wind electricity industries.

Fig. 4 Sub-region map

3.4 Change of wind speed in middle and lower troposphere

The sounding data in China used here start from 1980. For this research, the two periods of 1980–2004 and 1956–2004 have been selected based on the Chinese sounding data and NCEP reanalysis data. The annual MWS at 700 hPa during the period of 1980–2004 for both sounding and NCEP data shows a decreasing trend in China (Table 3). The distribution of 700 hPa wind speed is similar to surface MWS in China, except for the Tibet Plateau. Wind speed characteristics of the mid-low troposphere are taken from NCEP data in China. During the period of 1956–2004 for the NCEP data, the MWS at both 700 and 925 hPa show an obvious decreasing trend at the 99% confidence level, whose distribution is similar to that at the surface. Accordingly, annual MWS of the mid-low troposphere declined in China over the last 50 years.

4 Discussion

4.1 The effect by changes of stations' locations and anemometers

The effect of changes of stations' locations and anemometers cannot be ignored, because they could lead to changes of the measured wind speed. During the last 50 years, all anemometers were changed countrywide in 1969 and 1970, when a sudden change for annual MWS is detected (see Fig. 2). Even as wind speeds declined around this time in the record, trends are still observed before and after 1968, respectively. It means that the annual MWS would still show a declining trend even if the effect of changes to anemometers could be eliminated. Therefore, this nationwide anemometer change is not the reason for the declining trend of MWS during 1956–2004. Besides 1969 and 1970, the change of anemometers and station locations is individual. It only affects the numerical value slightly, and does not impact the declining trend for the mean of 535 stations. Hence, the changes of anemometers and station locations are not the main reason for the declining trend in the study period.

4.2 The effect of urbanization

Generally speaking, the wind speed in an urban district is smaller than in a rural area since buildings lead to higher surface roughness in urban areas (Fu et al. 1994). A number of measured wind speed have been influenced by artificial structures, which have been built gradually near the meteorological stations in the study period. This consequentially brings a decline of the measured wind speed. The questions are whether urbanization is the main reason for decreasing MWS in China and whether the real wind speed is declining. For further exploration of the urbanization effect on the trend of MWS, 174 stations have been chosen in provincial principal cities and big cities (henceforth, urban stations) which are affected by urbanization, and another 180 stations have been chosen in the rural or small towns (henceforth, rural stations) which are negligibly affected by urbanization. Both urban stations and rural stations are evenly distributed across the country, except for the Tibet Plateau. Comparing the MWS of the urban stations with that of the rural stations from 1956 to 2004

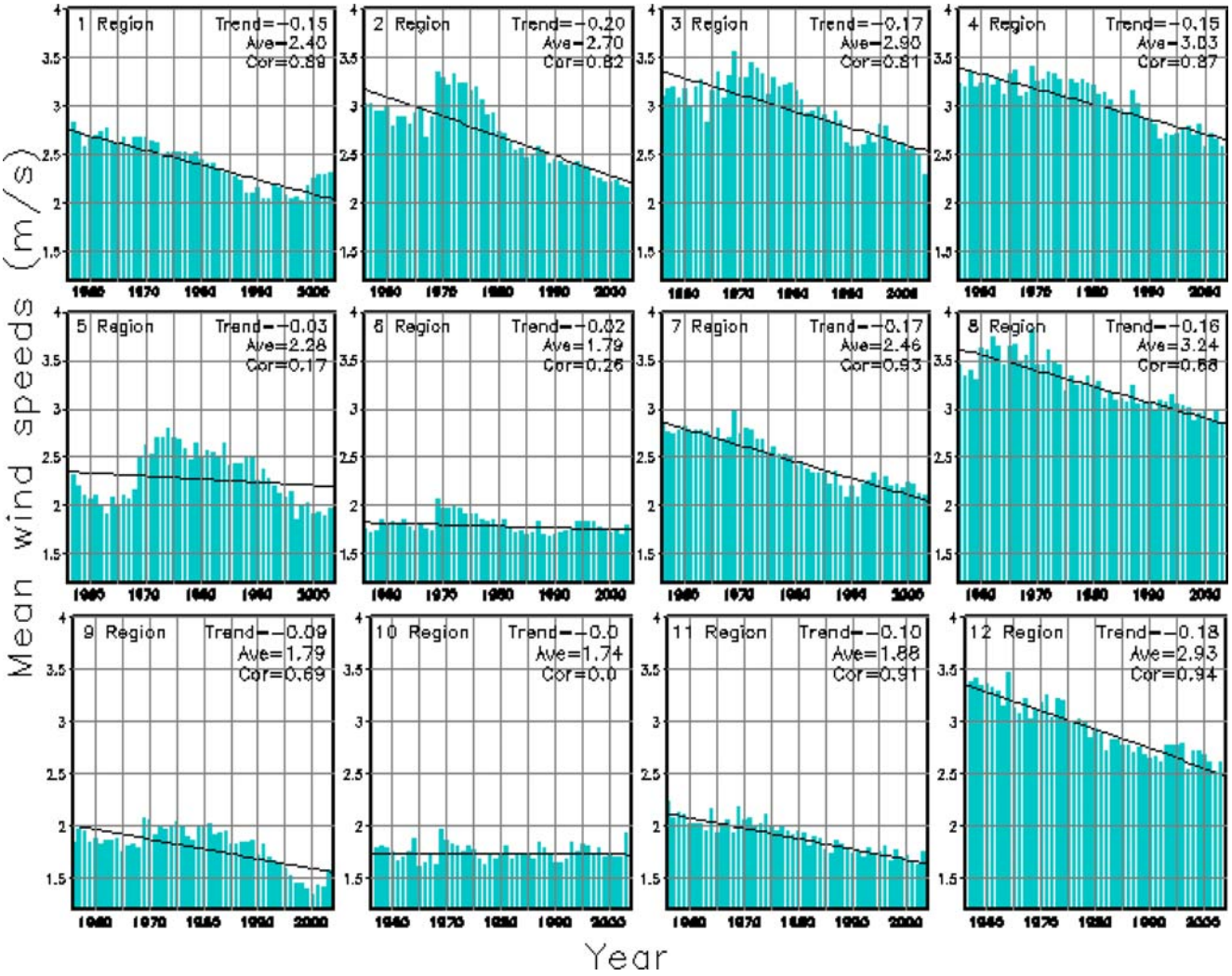


Fig. 5 Evolutions of annual mean wind speeds for 12 sub-regions from 1956 to 2004

(see Fig. 8), two discoveries have been made. One is that urbanization could have already affected the trend of national MWS. The reasons are as follows: (1) the MWS at the urban stations is markedly less than at the rural stations, and this conclusion is consistent with Fu et al. (1994); (2) the effect of urbanization on MWS is more and more obvious with time, especially in the 1980s when it coincided with substantial urbanization development, and the declining trend of MWS at the urban stations (−0.13 m/s per decade) is more than at rural stations (−0.12 m/s per decade) over the last 50 years. But the differences in the declining trends between the urban and rural stations are not large. Another reason is that urbanization is not the main reason of declining trend for MWS is because: (1) the MWS at rural stations unaffected by urbanization hardly show an obvious decreasing trend; (2) the MWS of both the middle and lower troposphere, which is certainly unaffected by urbanization, also displays a significant declining trend (see Table 3); (3) the definitions of extreme events and phenomena such as dust storms and cold waves in China are independent on the wind speed, but changes in their frequency of occurrence are in good agreement with the wind characteristics. Their trends toward reduction over the

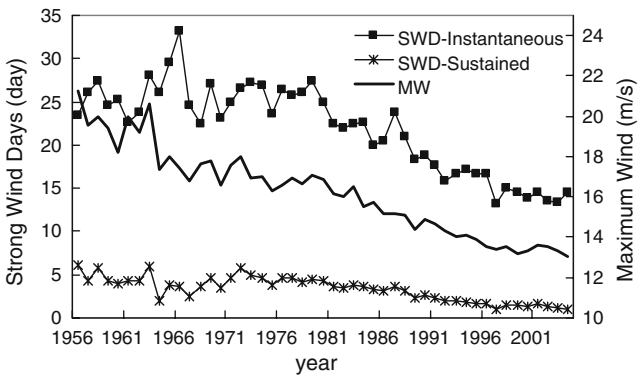


Fig. 6 Evolutions of strong wind days and yearly maximum wind in China from 1956 to 2004

Table 2 Linear trend of maximum wind (m/s per decade) and strong wind days (day per decade) in China from 1956 to 2004

	Spring	Summer	Autumn	Winter	Annual
MW	−1.34	−1.09	−1.16	−1.09	−1.46
SWD-instantaneous	−1.17	−0.68	−0.52	−0.68	−3.00
SWD-sustained	−0.23	−0.04	−0.05	−0.05	−0.79

last 50 years provide evidence that the main reason for the declining trend of MWS does not depend on an urbanization effect (see Section 4.4 for more detail).

Therefore, the urbanization is a reason of the declining trend of MWS, but it is not the main reason.

4.3 The effect by atmospheric circulation

The change and adjustment of atmospheric circulation leads consequentially to regional climate change. Under the background of global warming over the last 50 years, the contrasts of the sea level pressure and near-surface temperature between the Asian continent and the Pacific Ocean are getting significantly smaller (IPCC 2007). At the same time, the meridional circulation shows an obviously decreasing trend and the zonal circulation indicates an increasing trend, especially in winter over Asia and Eurasia (see Table 4). The East Asian trough has shifted eastward and shrunk northward, as well as weakening (Hu et al. 2000; IPCC 2007; Huang and Wang 2006), which is represented by higher temperatures and less and weaker cold waves in winter in China. Furthermore, both the East Asian summer monsoon and the southwest monsoon over the South China Sea also show weakening during the study period (IPCC 2007; Wang 2001; Ding 1994). As is well known, the predominant climate in China is strongly controlled by the winter monsoons and summer monsoons over East Asia. There is a close correlation between the decreasing mean wind speeds in China and the weakening of both the winter monsoons and summer monsoons over East Asia.

4.4 Evidence from extreme events and weather phenomena

Extreme events and weather phenomena such as dust storms and cold waves are related to the surface wind speeds, and some of them are also indicators of wind variations or might be the reasons for the wind evolution over the last 50 years. Cold waves go along with strong winds and sharply descending temperatures cause southward outbreak out of the winter monsoon. As mentioned in Section 4.3, both meridional circulation in winter and the East Asian winter monsoon weakened over the last 50 years due to global warming. Therefore, the frequency of southward cold air outbreaks and the number of days of cold waves are declining, with cold wave days declining by

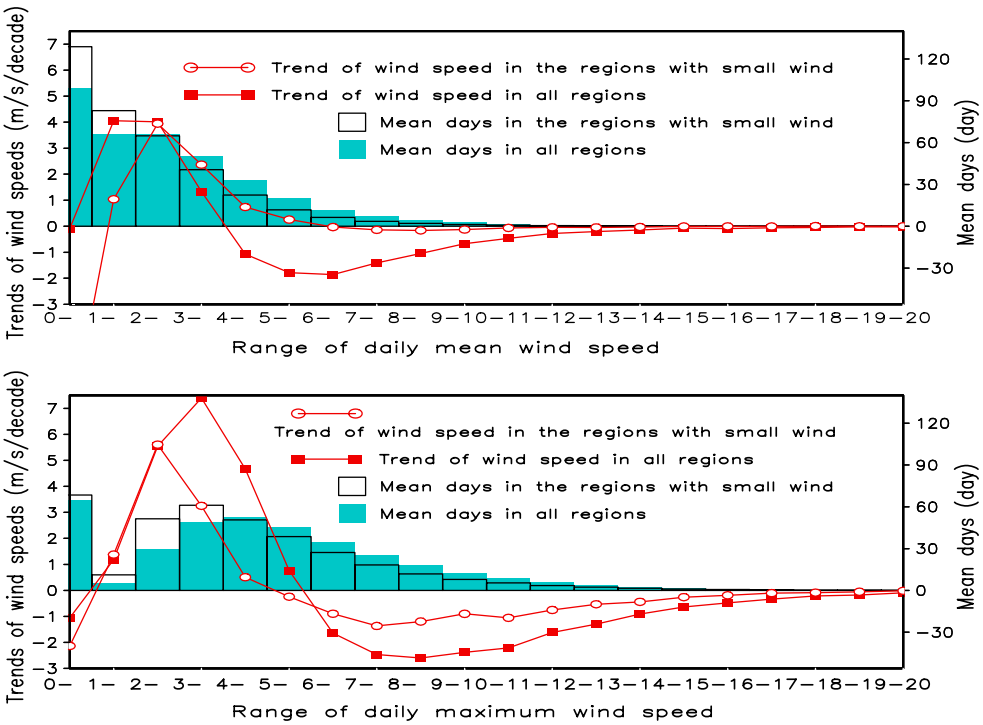


Fig. 7 Trend and mean days for every range of daily mean wind speeds (*top*) and daily maximum wind speeds (*bottom*)

Table 3 Linear trends of NCEP and soundings in China from 1956 to 2004 (units: m/s/decade)

Data	925hPa		700hPa	
	1956–2004	1980–2004	1956–2004	1980–2004
NCEP	−0.098[a]	−0.243[a]	−0.188[a]	−0.12[a]
Soundings	—	—	—	−0.10[a]

[a] Denotes significance at the 99% confidence level for the linear trend and significance at the 99% confidence level for the correlation coefficient with surface annual mean wind speeds

−0.3 days per decade, and especially in winter with −0.17 days per decade. The remarkably declining regions are located north of 30°N and east of 110°E where the cold wave days are related to SWDs (see Fig. 9a). The number of cold days in those regions decreased and corresponded to the declining wind speed.

Dust storms are defined by low-visibility that arises from wind blowing sand and dust. The national averaged total days of dust storms show a declining trend for 1956–2004 (annual, −0.63 days per decade), and especially in spring (−0.33 days per decade). The dust storm days over most of northern China have a close relationship with SWDs (Fig. 9b), wherein the declining trends of SWDs leads to the same trends for dust storm days. On the other hand, the decreasing trend of dust storm days reconfirms the declining trend of surface wind. Moreover, the numbers of extra-tropical cyclones show an obviously decreasing trend in the mid-latitudes of the Northern Hemisphere (IPCC 2007) and East Asia (Wang et al. 2007), and strong cyclone events are weakening in most parts of China (Zou et al. 2006). All of above facts occurred under the background of global warming, and all of the regression trends are to confirm the results of the declining wind trends in surface observations. It is concluded that the declining trend in wind has an inevitable relationship with the background of the global and Asian warming.

5 Conclusions

MWS in China shows an obvious declining trend, especially in winter. The annual MWS over most of China displays a decreasing trend for the last 50 years, except for the Tibet Plateau (fifth sub-region, with lower station density) and the regions from the Great Bend of the Yellow River southward to Yunnan and Guangxi Provinces (sixth and tenth sub-regions), where MWS does not show a declining trend or is increasing slightly. The regions with obvious declining trends of MWS match the areas with observed strong mean wind speed. The regions without an obvious trend of MWS are same as those areas with observed light–moderate wind.

Averaged annual and spring total SWDs display remarkable decreasing trends for 1956–2004. There is hardly any trend in the other seasons. At the same time, the annual MW also shows a significant declining trend, especially for spring.

For the national means, the days of light breeze (≤4 m/s) show an increasing trend, while the days of stronger wind than fresh breeze (≥8 m/s) exhibit an obvious decreasing trend. For the regions with small wind and without an obvious trend (sixth and tenth sub-regions), on the whole the distributional pattern is the same as the national mean. The notable differences are that the trend for calm days displays an obvious decline, while breeze (4–8 m/s) shows an obvious increasing trend. It implies that the trends of change of the wind speed are beneficial to the wind

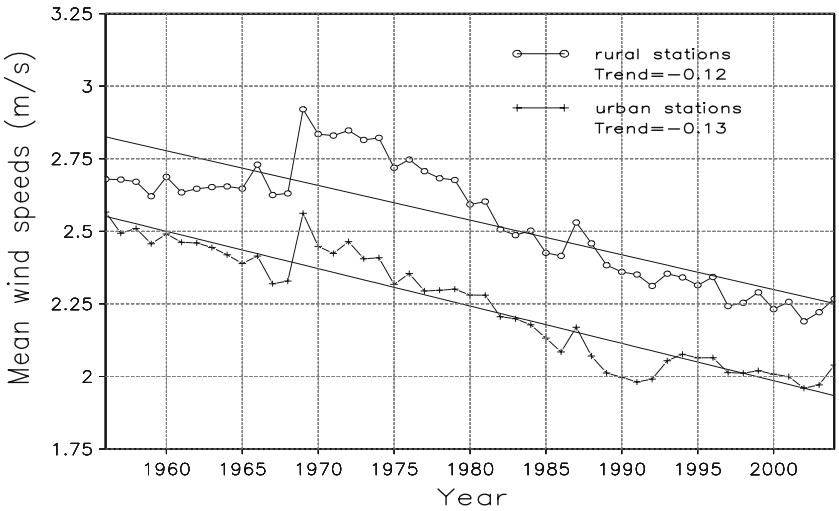


Fig. 8 Evolutions of mean wind speeds for urban stations (*bottom curve*) and rural stations (*top curve*) in China from 1956 to 2004

Table 4 Linear trends of Eurasian and Asian circulation indices from 1956 to 2004 (units: 1/decade)

	Meridional circulation indices			Zonal circulation indices		
	Winter	Summer	Annual	Winter	Summer	Annual
Eurasia	−0.947	−0.249	−0.746	4.381	−0.931	1.250
Asia	−1.06	0.17	−0.65	3.00	0.92	0.27

electricity industry development, both in the regions with the solid wind resources and those with small wind speeds for the last 50 years.

Annual MWS of the middle and lower troposphere display a significant declining trend in China from 1956 to 2004. It means that the annual MWS from the surface to the middle troposphere in China over the last 50 years are declining remarkably.

Urbanization and the changes of stations' locations and anemometers are responsible for MWS' long-term change, but they are not the main reasons for the decreasing trend in the last 50 years. The main reason is the change of atmospheric circulation. Under the background of global and local Asian warming, the annual mean temperatures of China display obviously increasing trends for 1956–2004 (Fig. 2). There is a remarkable negative correlation between MWS and mean temperatures that passes a 99.9% significance test. It means that the decrease of MWS is associated with the increase of temperatures as a statistical result. Furthermore, the contrasts of the sea level pressure and near-surface temperature between the Asian continent and the Pacific Ocean have become significantly smaller, the meridional circulation shows an obviously decreasing trend, the zonal circulation indicates an increasing trend, and the East Asian winter monsoons and summer monsoons are decreasing in amplitude. These all resulted in declines of MWS in China over the last 50 years. The regression trends for cold wave days and dust storm days, as well as extra-tropical cyclone days, all are evidence related to the declining trend of winds observed at the surface.

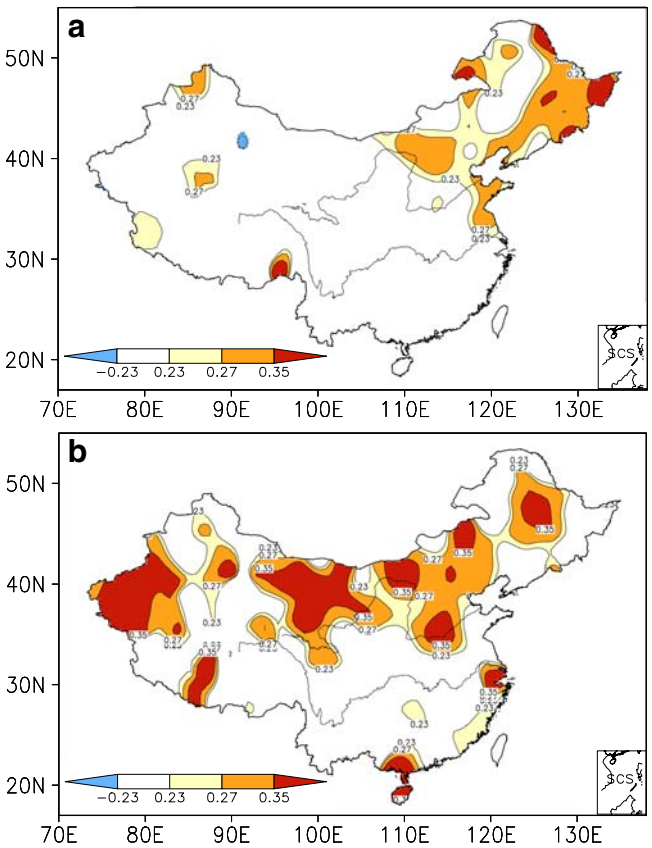


Fig. 9 Patterns of correlation coefficients between the cold wave days and strong wind days (**a**) and dust storm days and strong wind days (**b**)

Acknowledgments The data are provided by China Meteorological Administration. The authors sincerely thank Xunying Wu, Jingwei Xu, and Zunya Wang for their assistance with data processing and their constructive comments to improve the manuscript and especially thank Dr. Marco Gemmer who edited the English for style, accuracy, and consistency. We would like to thank three anonymous reviewers for their helpful comments and suggestions on the manuscript.

This research was jointly supported by the Special Public Research for Meteorological Industry (GYHY 200806009), Wind Energy Resources Detailed Survey and Assessment Work, and EU-China Energy and Environment Program (Europe Aid/123310/D/SER/CN).

References

China Meteorological Adminisitration (CMA) (2003) Ground surface meteorological observation. China Meteorological Press, Beijing, p 157

Ding YH (1994) Monsoon over China. Kluwer Academic, Dordrecht, p 419

Fu BF, Weng DM, Yu JM (1994) Microclimate. China Meteorological Press, Beijing, p 634 in Chinese

Gower JFR (2002) Temperature, wind and wave climatologies, and trends from marine meteorological buoys in the northeast pacific. J Climate 15:3709–3718

Gulev SK, Hasse L (1999) Changes of wind waves in the north Atlantic over the last 30 years. Int J Climatol 19:1091–1117

Gulev SK, Zolina O, Grigotieva S (2004) Last century changes in ocean wind wave height from global visual wave data. Geophy Res Lett 31:L24302. doi:10.1029/2004GL021040

Hu ZZ, Bengtsson L, Arpe K (2000) Impact of the global warming on the Asian winter monsoon in a coupled GCM. J Geophys Res 105:4607–4624

Huang RH, Wang L (2006) Interdecadal variations of Asian winter monsoon and its association with the planetary wave acivity, Proc. Symposium on Asian Monsoon, Kuala Lumpur, Malaysia, 4–7 April 2006, 126

Intergovernmental Panel on Climate Change (2007) Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report. In: Solomon S, D.Q, Manning M et al (eds) Cambridge University, Cambridge, UK, pp 996

Kistler R et al (2001) The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. Bull Am Meteorol Soc 82:247–267

National Development and Reform Commission (NDRC) (2007), Middle and long term program of renewable energy development, Renewable Energy, 25(5) (in Chinese)

Ren GY, Guo J, Xu MZ (2005) Climate changes of China's mainland over the past half century. Acta Meteorol Sin 63(6):942–956 in Chinese

Song F, Hu Q, Qian WH (2004) Quality control of daily meteorological data in China, 1951–2000: a new dataset. Int J Climatol 24:853–870

Tuller SE (2004) Measured wind speed trends on the west coast of Canada. Int J Climatol 24:1359–1374

Wang HJ (2001) The weakening of Asian monsoon circulation after the end of 1970s. Adv Atmos Sci 18:376–386

Wang ZY, Ding YH (2006) Climate change of the cold wave frequency of China in the last 53 years and the possible reasons. Chin J Atmos Sci 30(6):1068–1076 in Chinese

Wang XM, Zou XK, Zhai PM (2007) Researches on extratropical cyclone variability in the northern hemisphere. Adv Climate Change Res 3(3):154–161 Chinese

Ward MN, Hoskins B (1996) Near surface wind over the global ocean 1949–1988. J Climate 9:1877–1895

Wei FY (1999) The technologies of statistics diagnosis and forecast in modem climate. China Meteorological Press, Beijing, p 269 in Chinese

World Meteorological Organization (WMO) (2004) Guidelines on Quality Control Procedures for Data from Automatic Weather Stations, CBS/OPAG2IOS/ ET AWS23/DOC. 4 (1)

Xu M et al (2006) Steady decline of East Asian monsoon winds, 1969–2000: evidence from direct ground measurements of wind speed. J Geophys Res 111:D24111. doi:10.1029/2006JD007337

Xue H, Zhu YZ, Yang ZB (2002) Study on land wind speed variation in coastal area. Acta Energiae Solaris Sinica 23(2):207–210

Zhai PM, Pan XH (2003) Trends in temperature extreme during 1951–1999 in China; Geophys Res Lett, doi:10.1029/2003GL018004

Zhang JC, Li WF (1986) Handbook of geoscience data base. China Ocean Press, Beijing, p 254

Zou ZCH et al (2005) Characteristics of climatic trends and correlation between pan-evaporation and environmental factors in the last 40 years over China. Chin Sci Bull 50(12):1235–1241

Zou X et al (2006) Variations in severe storms over China. Geophys Res Lett 33:L17701. doi:10.1029/2006GL026131

柯宗建, 王永光, 贾小龙, 等. 中国区域秋季旱涝特征预测[J]. 高原气象, 2010, 29(5): 1345- 1350

中国区域秋季旱涝特征预测

柯宗建, 王永光, 贾小龙, 高 辉, 颜京辉
(中国气象局 国家气候中心, 北京 100081)

摘 要: 利用国家气候中心综合气象干旱指数(CI), 以干旱日数为预报对象, 以前期 500 hPa 高度场为预报因子, 结合最优子集回归(OSR)方法建立回归预报模型, 对 1971- 2007 年期间中国区域秋季干旱形势进行交叉检验预报。针对秋季华西秋雨与华南干旱特征, 分别建立以华西洪涝站数与华南干旱站数为预报对象的预报模型, 研究 OSR 方法的预报技巧。研究表明: OSR 预报方法对秋季中国区域的干旱日数具有较高的预报技巧, 距平相关系数(ACC)在全国大部地区均通过 α= 0.05 的显著性水平检验, 中国东部地区整体预报水平高于西部地区, ACC 在中国区域平均达到 0.45。对于秋季华西洪涝站数与华南干旱站数, OSR 方法也体现出较好的预报能力, ACC 分别达到 0.71 和 0.55。此外, 对华南区域干旱站数的独立预报检验表明, 模型能较好地预报出 2003- 2007 年秋季华南地区偏旱的趋势, 但对干旱范围的预报有所低估。

关键词: 中国区域; 旱涝; 最优子集回归; 秋季; 干旱指数
文章编号: 1000-0534(2010)05-1345-06 中图分类号: P457 文献标识码: A

1 引言

20 世纪 80 年代以来, 在全球变暖的背景下, 一些极端天气气候事件(干旱、高温天气等)的发生频率和强度的增加, 使得气象灾害更频繁地出现。我国东部地处东亚季风区, 气候与自然地理条件复杂, 各种天气气候灾害及其衍生灾害频繁发生, 给社会经济发展和人民生命财产安全带来严重的影响。在各类气象灾害中, 干旱和洪涝又是影响最大、损失最重的两类气象灾害。因此, 如何针对我国的季节旱涝形势进行有效的预测, 把握未来干旱、洪涝的范围和程度, 是气候预测面临的现实问题。

秋季气候对于农业生产和国民经济建设均有重要的意义, 这一时期的气候将直接影响当年作物的收成和来年的农业生产[1]。其中, 华西秋雨与华南干旱是秋季气候预测重点关注的问题。华西秋雨是我国西部地区秋季特殊的天气现象, 它不仅对农业生产造成损失, 而且也给人们的生产和生活带来不便。早在 20 世纪 50 年代, 高由禧等[2]就对华西秋雨做了研究。此后, 不同时期的许多学者均对秋雨进行了相关的研究[3- 7], 这些研究主要关注秋雨的分布特征及成因。研究表明[6], 西太平洋副热带高压、印缅槽、贝加尔湖- 巴尔喀什湖低槽是华西秋雨的主要直接影响系统。一般地, 巴尔喀什湖附近为低槽, 印缅槽偏强, 且副热带高压偏强时, 有利于华西地区降水偏多。但是, 关于秋雨预测的研究相对较少。何敏[8]利用前期 500 hPa 高度场作为预报因子分区研究了秋雨的长期预报, 并得到了较好的预报结果。

秋季除了关注秋雨的预测之外, 我国一些地区容易出现程度不同的旱情也是需要重点关注的问题。我国北方干旱化演变方面已经取得了大量的研究成果[9- 11], 而对于我国南方地区的干旱研究较少。2004 年秋季, 长江以南大部分地区遭遇了 1951 年以来最为严重的干旱事件。这次秋旱事件持续时间长、范围大、旱情严重, 造成了很大的经济损失[12]。要减小这些旱涝灾情带来的损失, 准确的季节预测无疑是直接有效的方法。秋季旱涝特征预测模型就是基于这样的背景下开发研究的, 以期为秋季气候预测提供有益的参考。

收稿日期: 2009-08-20; 改回日期: 2010-01-19
基金项目: 公益性行业(气象)可研专项(GYHY200906018、GYHY200906015); 国家自然科学基金项目(41005051); "十一五"科技支撑计划重点项目(2007BAC29B04)共同资助
作者简介: 柯宗建(1978-), 男, 浙江苍南人, 博士, 主要从事短期气候预测研究. E-mail: kezj@cma.gov.cn

2 资料选取与方法介绍

2.1 资料选取

本文采用的资料来自国家气候中心气候应用与服务室提供的全国545站逐日综合气象干旱指数(CI)。CI指数是利用近30天(相当月尺度)和近90天(相当季尺度)降水量标准化降水指数,以及近30天相对湿润指数进行综合而得,该指标既反映短时间尺度(月)和长时间尺度(季)降水量气候异常情况,也反映短时间尺度农作物水分亏欠情况。因此,该指标适合实时气象干旱监测和历史同期气象干旱评估。综合气象干旱指数CI的计算可表示如下:

$$CI = aZ_{30} + bZ_{90} + cM_{30}, \quad (1)$$

其中,Z_{30}、Z_{90}分别为近30天和近90天标准化降水指数(SPI),SPI是计算某时段内降水量的Γ分布概率后,进行正态标准化处理得到的指数。

M_{30}表示近30天相对湿润度指数,其表达式为

$$M_{30} = \frac{P - PE}{PE}, \quad (2)$$

式中,P为某时段的降水量;PE为某时段的可能蒸散量,可以用FAO Penman-Monteith[13]或Thornthwaite[14]方法计算。

此外,a、b分别为近30天和近90天的标准化降水系数,由达轻旱以上量级Z_{30}和Z_{90}的平均值除以历史出现的最小Z_{30}和Z_{90}值得到的;c为近30天相对湿润系数,由达轻旱以上级别M_{30}的平均值除以历史出现最小M_{30}值得到的。

根据CI指数的大小,共分为九个等级,如表1所示。

表1 CI指标的旱涝等级

Table 1 Drought and flood grades of CI

旱涝等级	旱涝类型	CI值
0	特涝	CI≥2.4
1	重涝	2.4> CI≥1.8
2	中涝	1.8> CI≥1.2
3	轻涝	1.2> CI≥0.6
4	正常	0.6> CI> -0.6
5	轻旱	-0.6≥CI> -1.2
6	中旱	-1.2≥CI> -1.8
7	重旱	-1.8≥CI> -2.4
8	特旱	-2.4≥CI

2.2 预测方案

2.2.1 预报对象与预报因子

CI指数反映逐日的旱涝情况,如何利用CI指数来表征季节尺度的旱涝特征是首先要考虑的问题。通常,利用季节平均来表示某气象参量的季节尺度特征,但是对于CI指数而言,这样的方式并不适用,因为季节平均会掩盖季节内CI指数的异常特征,使实际出现的旱涝事件在季节平均中消失。因此,在确立预报对象时,不直接对CI指数求取季节平均,而采用统计方式统计季节内CI指数达到某个级别的天数。例如,对于重旱及特旱而言,统计每个站点CI≤-1.8的天数。

对于华西秋雨,主要是考虑9~10月的洪涝特征,预报对象为华西区域逐年的重涝及特涝站数,其站数的确定标准是秋季(9~10月)至少有一天出现重涝或特涝现象,其区域的选取主要参考1971-2000年期间重涝及特涝日数平均值的空间分布(图1a)。图中所选的区域主要包括陕西南部、重庆北部与四川东部等地区,所有的站点均取长江以北的测站,根据其平均值非零的前提共选取24个测站。秋季华南干旱研究所选的范围为105°~120°E,26°N以南(图1b),共选取71个测站,以每年出现重旱及特旱的站数为研究对象。为了描述方便,以下涉及的研究对象中,均用干旱表示重旱及特旱,用洪涝表示重涝及特涝。

预报因子的选取是决定预报效果的重要因素。由于旱涝预报模型是为秋季气候预测业务服务,因此,尽可能选取前期的参量作为预报因子才能使预报具有足够的提前时效。一个区域的旱涝往往是旱涝信息积累到一定程度上的结果,尤其是对于重(特)旱及重(特)涝来说,往往是温度、降水等特征量长时间持续异常的结果。而温度、降水的状况直接与500 hPa高度场有关。因此,选取前期500 hPa环流场作为预报因子,所用的资料来自美国环境预报中心(NCEP)提供的500 hPa高度场月平均资料。

2.2.2 最优子集回归(OSR)方法

在已知的预报对象与预报因子之间建立最优回归预测方程就是要从所有可能的回归中确定出一个效果最优的子集回归。早期的OSR方法是对于所有可能的组合均建立回归方程[15],当预报因子较多时,OSR方法的计算量呈指数增长,这给计算机带来了很大的运算量。为了不影响OSR方法的预报性能,同时减小其运算量,Furnival et al.[16-17]

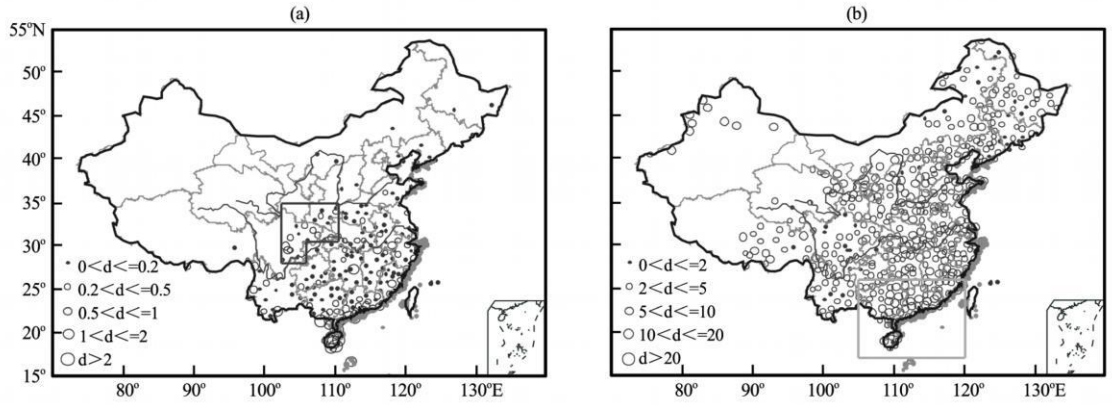


图 1　1971– 2000 年秋季洪涝与干旱日数平均值的空间分布

(a) 洪涝, (b) 干旱

Fig. 1　Spatial distribution of average day numbers of flood and drought in autumn during the period from 1971 to 2000. (a) flood, (b) drought

对这一方法进行了完善和修改，提出了“分支定界法”，其思路是在不计算所有可能回归的情况下求取最优子集回归，通过这种方法，大大减少了运算量。

当预报因子之间存在较强的复共线性时，多元线性回归方法往往会由于因子之间缺乏独立性而使回归方程变得不稳定，直接影响其回归效果。而 OSR 方法可以较好地回避这样的问题，它通过评分选取合适的预报因子，从而尽可能减小预报因子之间的复共线性。但是，当所有的预报因子均不具有独立性时，可能会严重影响 OSR 方法的预报水平。

选择合适的最优子集回归的识别准则，是建立最优回归预测模型的关键。根据不同的目的可以选择不同的识别准则。针对气候预测特点提出的双评分准则(CSC)，既考虑了数量预测效果，也考虑了趋势预测效果[18]。

2.2.3　预报模型

下面以中国区域秋季干旱日数交叉检验预报为例，介绍秋季旱涝特征预报模型的构建。

(1)　把计算得到的 1971– 2007 年秋季中国区域每一个站点的干旱日数距平与全球区域前期 5~7 月 500 hPa 月平均高度场求取相关。

(2)　选取相关系数通过 α= 0.05 显著性水平检验所对应的格点。

(3)　判断所选取的格点上，相关系数通过 α= 0.05 显著性水平检验的变量个数(5~ 7 月 500 hPa 高度场)，当其大于 1 个时，选取相关系数绝对值最大所对应参数的模拟值作为预报因子。

(4)　判断中国区域每个站点所对应预报因子的相关系数，根据相关系数的大小进行降序排列。为了增强预报因子之间的独立性，对降序排列的相关系数按照等间距的方式从大到小选取 10 个值，其对应的变量即为预报因子，当通过 α= 0.05 显著性水平检验的格点个数不足 10 个时，以实际通过检验的格点为预报因子。

(5)　针对中国区域的每个站点，在 1971–2007 年期间任意选取一年的资料，把剩余年份作为训练阶段，采用交叉检验法，分别利用 OSR 方法对剩余一年的干旱日数距平进行预报。

华西洪涝站数与华南干旱站数具体的预报思路与此相似，预报对象为洪涝站数与干旱站数。

2.2.4　评分方法

距平相关系数(ACC)反映了两组变量之间的相关性，是衡量两个气象要素年际变化的主要手段，通常分为时间距平相关与空间距平相关，其表达式如下：

$$\mathrm{ACC}=\frac{\sum(F-\overline{F})(O-\overline{O})}{\sqrt{\sum(F-\overline{F})^2}\ \sqrt{\sum(O-\overline{O})^2}},\qquad(3)$$

其中，F 与 O 分别是某时刻的预报值和观测值，$\overline{F}$ 与 $\overline{O}$ 分别为预报与观测的平均值，它可以对时间或空间求取平均，所计算的 ACC 分别表示时间距平相关或空间距平相关。当计算空间距平相关系数时，F 与 O 分别表示预报距平与观测距平。

3　结果分析

从秋季全国干旱日数平均值分布图(图 1b)可

以看出，秋季新疆西部、西北地区中东部、华北地区中南部、黄淮以及华南等地出现干旱的日数较多，相比较而言，在西南地区和东北地区中南部地区出现干旱的日数较少。

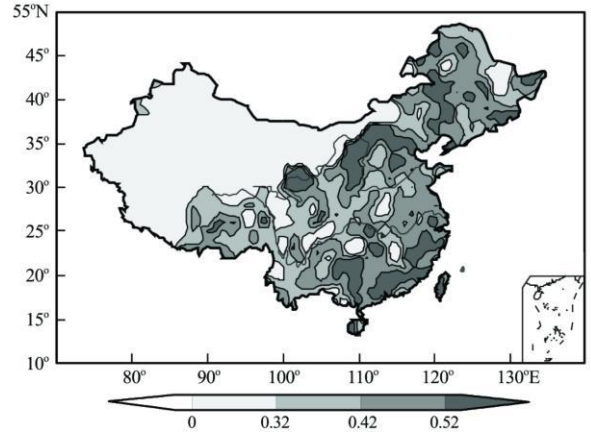


图 2 1971– 2007 年秋季全国干旱日数的时间 ACC 分布
图示标尺中 0.32，0.42 和 0.52 分别表示相关系数
通过 95%，99% 和 99.9% 的信度检验

Fig. 2 Temporal anomaly correlation coefficient of drought days in China in autumn of 1971– 2007

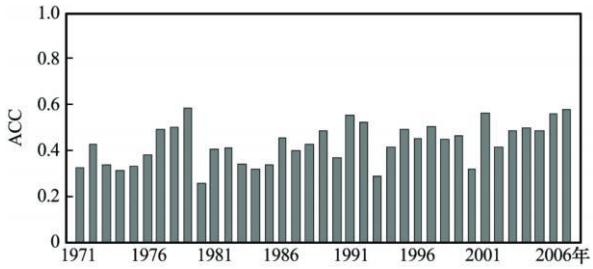


图 3 秋季全国干旱日数的空间 ACC 逐年变化

Fig. 3 Spatial anomaly correlation coefficient of drought days in China in autumn

图 2 反映了 1971– 2007 年秋季全国干旱日数交叉检验预报的时间距平相关系数。OSR 预报方法对中国区域的干旱日数具有较高的预报技巧，东部地区的整体预报水平高于西部地区。在全国大部分地区，相关系数均通过 $\alpha = 0.05$ 的显著性水平检验，尤其是西北地区东部、内蒙古东部、东北中部、华北大部、江淮、江南大部以及华南大部等地区，相关系数均通过 $\alpha = 0.01$ 的显著性水平检验。时间距平相关系数(ACC)在中国区域的平均达到 0.45。空间距平相关系数的逐年变化(图 3)同样反映出 OSR 方法较高的预报技巧，空间 ACC 最小值为 0.26，出现在 1980 年，而 1979 年空间 ACC 达到 0.58，为最大值，从 1994– 2007 年间只有 1 年(2000 年)的空间 ACC< 0.4(图 3)，整个交叉检验期间(37 年)空间 ACC 平均值为 0.43。

图 4 是秋季华西洪涝站数距平实况与交叉检验预报图。从华西洪涝站数距平变化上看，20 世纪 70 年代初期到 80 年代中期(1984 年)，洪涝站数以正距平为主，表明华西秋雨处于偏多的时期。自 80 年代中期(1985 年)以来，华西洪涝站数以负距平为主，洪涝站数出现正距平的次数仅为 4 次，占此期间的 17.4%，尤其是 1985– 1998 年期间，除了 1990 年洪涝站数为正距平外，其余 13 年洪涝站数均为负距平。但是，从 90 年代中期以来洪涝站数呈增多趋势。从交叉检验预报结果上看，OSR 方法较好地反映了秋季华西洪涝站数的变化趋势，对于 80 年代中期之前华西地区偏涝的趋势及 90 年代中期以来洪涝站数呈增多的趋势均有较好的体现，其中对 80 年代中期以来 4 次洪涝站数正距平均有较好的反映，但是自 90 年代后期(1998 年)开始，交叉检验预报对洪涝站数有高估的趋势。整个交叉检验时段的相关系数达到 0.71。

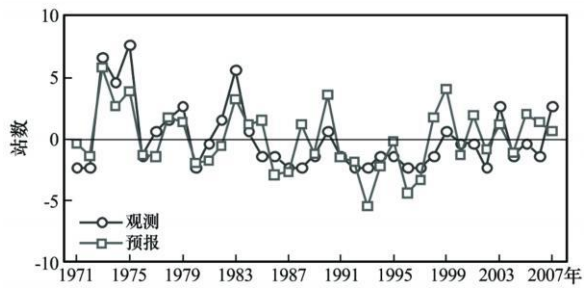


图 4 秋季华西洪涝站数距平实况及预报

Fig. 4 Observation and prediction of flood stations anomaly in West China in autumn

图 5 是秋季华南干旱站数距平实况及交叉检验预报图。由图可看出，20 世纪 70 年代初期到 80 年代末期，华南干旱站数以负距平为主，表明这个时期华南秋季旱情相对偏轻；从80年代末期(1989

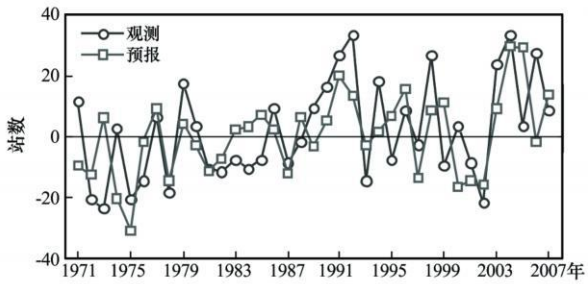


图 5 秋季华南干旱站数距平实况及预报

Fig. 5 Observation and prediction of drought station anomaly in South China in autumn

年) 以来，干旱站数以正距平为主，华南地区处于偏旱的时期，2003 年以来，连续 5 年干旱站数均为正距平。从交叉检验预报结果上看，OSR 方法较好地反映了秋季华南地区干旱的变化趋势，整个交叉检验时段的相关系数达到 0.55。

为了检验模型实际的预报效果，对华南地区干旱站数进行独立预报检验，分别利用 1971 年至预报前一年的资料作为训练阶段，预报 2003－2007 年华南区域的干旱站数。图 6 给出了华南区域预报与观测的干旱站数距平。由图可看出，2003 年以来华南地区秋季呈连续偏旱的趋势，5 年预报的距平符号均与实况相一致。但是，预报的华南地区偏旱范围有明显的低估，尤其是 2004 年，虽然预报出正距平，但与实况的量值存在较大的差异。因此，如何在关注旱涝趋势预报的同时提高其异常级别的预报能力值得进一步的研究。

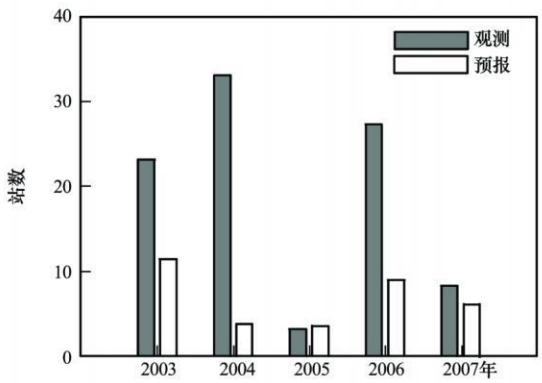


图 6　2003－2007 年华南区域干旱站数独立预报检验

Fig. 6　Independent forecast verification of drought stations in South China in 2003－2007

4　结论与讨论

OSR 方法对中国秋季干旱日数具有较高的预报技巧，东部地区的整体预报水平高于西部地区，距平相关系数(ACC) 在中国区域平均达到 0.45。对于秋季华西洪涝站数与华南干旱站数，OSR 方法也具有较好的预报能力，ACC 分别达到 0.71 和 0.55，对这两个地区旱涝站数年际及更长时间的变化趋势均有较好的反映。此外，华南区域干旱站数的独立预报检验表明，模型对区域的干旱趋势有较好的把握，但对于干旱范围的预报仍存在明显的低估。

根据中国区域秋季旱涝分布特点，针对不同的预报对象与区域范围分别建立了中国区域、华西及华南秋季旱涝特征的预报模型，从预报检验上看，上述模型具备一定的预报能力。需要指出的是，我们所开展的旱涝特征预测仍处于初步研究阶段，尤其是预报对象的确立带有明显的试验性。如何在已有研究基础上，利用 CI 指数更好地描述季节旱涝特征，使预报对象更合理化是需要进一步思考的问题。此外，秋季预报模型是否适用于其它季节的旱涝特征预测也是下一步要探讨的问题。

参考文献

[1] 谌芸，施能. 我国秋季降水、温度时空分布特征及气候变化[J]. 南京气象学院学报，2003，26(5)：622－630.

[2] 高由禧，郭其蕴. 我国的秋雨现象[J]. 气象学报，1958，29(4)：264－273.

[3] 徐桂玉，林春育. 华西秋雨特征及成因探讨[J]. 气象科学，1994，12(4)：149－154.

[4] 陈忠明，刘富明，赵平，等. 青藏高原地表热状况与华西秋雨[J]. 高原气象，2001，20(1)：94－99.

[5] 鲍媛媛，阿布力米提，李峰，等. 2001 年华西秋雨时空分布特点及其成因分析[J]. 应用气象学报，2003，14(2)：215－222.

[6] 白虎志，董文杰. 华西秋雨的气候特征及成因分析[J]. 高原气象，2004，23(6)：884－889.

[7] 郁淑华. 一次华西秋季大暴雨的水汽分析[J]. 高原气象，2004，23(5)：689－696.

[8] 何敏. 我国主要秋雨区的分布及长期预报[J]. 气象，1984，10(9)：10－13.

[9] 马柱国. 我国北方干湿演变规律及其与区域增暖的可能联系[J]. 地球物理学报，2005，48(5)：1011－1018.

[10] 马柱国，符淙斌. 1951－2004 年中国北方干旱化的基本事实[J]. 科学通报，2006，51(20)：2429－2439.

[11] 郭维栋，马柱国，姚永红. 近 50 年中国北方土壤湿度的区域演变特征[J]. 地理学报，2003，58(增刊)：83－90.

[12] 牛宁，李建平. 2004 年中国长江以南地区严重秋旱特征及其同期大气环流异常[J]. 大气科学，2007，31(2)：254－264.

[13] Penman H L. National evaporation from open water, bare soil and grass[J]. Proc Royal Soc, Ser A, 1948, 193: 120－145.

[14] Thornthwaite C W. An approach toward a rational classification of climate[J]. Geography Rev, 1948, 38: 55－94.

[15] Garside M J. The best subset in multiple regression analysis[J]. Appl Statistics, 1965, 14: 196－200.

[16] Furnival G M. All possible with less computation[J]. Technometrics, 1971, 13: 403－408.

[17] Furnival G M, R W M Wilson. Regression by leaps and bound[J]. Technometrics, 1974, 16: 499－511.

[18] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京：气象出版社，1999：194－200.

Drought and Flood Predictions of China in Autumn

KE Zong-jian, WANG Yong-guang, JIA Xiao-long, GAO Hui, YAN Jing-hui
(National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, *China)*

Abstract: Taking drought days as predict element and taking 500 hPa geopotential height as predict factor, combined with optimal subset regression (OSR) method, the combined meteorological drought index, CI, in autumn from National Climate Center is used to construct drought and flood prediction models. The cross validation method in autumn of China from 1971 to 2007 is used to predict the drought character. In addition, the corresponding prediction models are constructed with flooding stations in West China and drought stations in South China as predictand, respectively. The prediction skills of different models are assessed. The results show that a fine prediction skill of drought days can be found in China in autumn by OSR method. Anomaly correlation coefficient (ACC) has passed significant test at $\alpha = 0.05$ level in the most of China regions. The forecast skill in eastern China is better than that in western China. The averaged ACC in China is up to 0.45. The OSR method also shows good skills for the flood and drought stations in West and South China in autumn, and the averaged ACC is about 0.71 and 0.55, respectively. In addition, the independent forecast shows a relatively good skill for the drought anomaly, but it underestimates to the drought area in South China from 2003 to 2007.

Key words: China region; Drought and flood; Optimal subset regression; Autumn; Drought index

李崇银，顾薇. 2010. 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压异常活动的分析研究[J]. 大气科学，34 (5)：865－874. Li Chongyin，Gu Wei. 2010. An analyzing study of the anomalous activity of blocking high over the Ural Mountains in January 2008 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)，34 (5)：865－874.

2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压异常活动的分析研究

李崇银[1，2] 顾薇[3]

1 中国科学院大气所大气科学和地球流体学数值模拟国家重点实验室，北京 100029
2 解放军理工大学气象学院，南京 211101
3 国家气候中心，北京 100081

摘 要 不少研究已经表明，乌拉尔阻塞高压的持续活动对 2008 年 1 月中国南方雨雪冰冻灾害的发生有重要作用。本文针对 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压的异常，利用 NCEP 再分析逐日环流资料、哈德莱中心的海温资料等，从对流层北极涛动（AO）、平流层极涡（PV）以及海温异常等几方面，对 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压异常产生的原因进行了分析研究。结果显示，虽然从以往多年情况来看，前期 AO 及平流层极涡的异常很可能会导致其后乌拉尔阻塞高压发生异常，然而就 2008 年 1 月的情况而言，2007～2008 年冬季对流层 AO 和平流层极涡的异常都不能成为异常乌拉尔阻塞高压产生和偏强的原因，因为它们的关系与多年存在的长期关系相反。进一步的分析研究则显示，2007 年 12 月和 2008 年 1 月赤道太平洋的 La Niña 事件也对乌拉尔阻塞高压的活动没有明显影响；而北大西洋海温正异常，尤其是北大西洋副热带海温正异常的存在，是 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压持续的重要外强迫因素。

关键词 乌拉尔阻塞高压 北极涛动 平流层极涡 La Niña 北大西洋副热带海温异常
文章编号 1006－9895 (2010) 05－0865－10 **中图分类号** P434 **文献标识码** A

An Analyzing Study of the Anomalous Activity of Blocking High over the Ural Mountains in January 2008

LI Chongyin[1，2] and GU Wei[3]

1 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics，Institute of Atmospheric Physics，Chinese Academy of Sciences，Beijing* 100029
2 *Meteorological College，PLA University of Science and Technology，Nanjing* 211101
3 *National Climate Center，Beijing* 100081

Abstract Some studies have indicated that the continued activity of blocking high over the Ural Mountains plays an important role in the occurrence of the freezing rain and snow storm in South China during January 2008. To understand the anomalous activity of blocking high over the Ural Mountains further，this study will analyze the possible causes for this phenomenon from the aspects of the tropospheric Arctic Oscillation (AO)，the stratospheric polar vortex，and the sea surface temperature anomalies，using the daily NCEP/NCAR reanalysis data and the Hadley center HadISST1 data. The analyses results show that the Ural blocking high in January is significantly related to the AO and the stratospheric polar vortex during 1958－2007. However，the situation for 2008 does not fit in with

收稿日期 2009－10－21，2010－02－05 收修定稿
资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2007CB411805
作者简介 李崇银，男，1940 年出生，教授，主要从事天气气候变化及其动力学研究。E-mail：lcy@lasg.iap.ac.cn

such close relationship in the past 50 years, and the relation is opposite to that in the past 50 years. It means that the Ural blocking high in January 2008 is not closely related to the AO and the stratospheric polar vortex in the 2007 – 2008 winter. Further analyses indicate that the Ural blocking high is closely related to the positive sea surface temperature anomalies (SSTA) in the North Atlantic, particularly in the subtropical North Atlantic area, but not to the La Niña in the Pacific. The positive SSTA in the North Atlantic (especially in the subtropical North Atlantic) may act as one of the major external forcings for the anomaly of Ural blocking high.

Key words Ural blocking high, Arctic Oscillation, stratospheric polar vortex, La Niña, SSTA in the subtropical North Atlantic

1 引言

2008 年 1 月中国南方有 19 个省（湖南、贵州、江西、安徽、广东、广西、江苏、福建等）遭受了几十年乃至一百年一遇的严重低温雨雪冰冻灾害，实可谓“罕见大雪冻住了半个中国”。那次罕见的灾害给全国人民的生活和生产造成了极其严重的影响，因大雪和冰冻导致高压输电线断裂和输电线铁塔倒塌，仅湖南就有 9000 公里的输电线路被毁，几百个铁塔倒塌。输电线路的毁坏，造成了不少地方断电停产。因大雪以及冰雪造成的断电，又使得大量铁路和公路运输中断，尤其是京广铁路和京珠高速严重受阻，数十列火车和几千辆汽车被困在冰雪之中。据不完全统计，那次严重的低温雨雪冰冻天气给我国造成了及其巨大的损失：有一亿多人口受灾害影响，共有一百多人因灾死亡；有几亿亩农作物和森林损毁；倒塌房屋近 40 万间；造成直接经济损失超过 1500 亿元。

那次罕见的低温雨雪冰冻灾害是典型的极端天气气候事件所造成的，最主要的特点是范围广、强度大、持续时间长。对于这种小概率的极端天气气候事件，虽然已有一些研究和认识，但其机理并未完全搞清楚，更难对其作出中长期的天气预报。那次极端天气气候事件的发生，有一些学者和媒体（刘少锋等，2008）认为其罪魁祸首是“圣女”（La Niña），因为 2007～2008 年冬季在赤道东太平洋确实有 La Niña 生成。虽然，以前研究表明 La Niña 的出现对东亚冬季风及中国冬季气候有一定的明显影响，El Niño 将会削弱东亚冬季风（寒潮），La Niña 将会增强东亚冬季风（寒潮），直接影响中国的天气气候（李崇银，1988，1989；陶诗言和张庆云，1998）。但是，就 2007～2008 冬季的 La Niña 而论，不少研究已明确指出 La Niña 并非是造成 2008 年 1 月中国低温雨雪冰冻灾害的罪魁祸首（李崇银等，2008；顾雷等，2008；付建建等，2008）。

已有许多研究及业务实践都表明大范围的持续天气气候异常，包括东亚冬季风和中国的天气气候异常都普遍同大气环流的长时间异常有密切关系（陶诗言，1959；Chan and Li，2004；王遵娅和丁一汇；2006；黄荣辉等，2007）。因此，在对 2008 年 1 月极端天气气候事件发生原因所进行的分析表明，持续严重低温雨雪冰冻天气的发生与多个大气环流系统的异常有关，尤其是乌拉尔山阻塞高压的异常，而且更为重要的是多个系统的异常形成了某种形式的配合，也就是说大气环流的组合性异常是其根本原因（李崇银等，2008）。陶诗言和卫婕（2008）的研究更明确指出，2008 年 1 月低温雨雪冰冻灾害的原因“主要为亚洲中高纬度阻塞高压稳定维持长达 20 余天”。其他有关研究（杨贵名等，2008）也指出，乌拉尔山阻塞高压的活动异常对 2008 年 1 月低温雨雪冰冻灾害的发生有重要的影响。因此，很有必要对 2007～2008 年冬季乌拉尔阻塞高压的发生进行深入研究。关于大气中的阻塞形势国内外已有过相当多的研究，这些研究指出，阻塞活动可能受到基本气流、天气尺度波和海陆热力差异等多种因素的影响（叶笃正等，1962；Hansen and Chen，1982；Benzi et al.，1986；Dole，1986；陆日宇和黄荣辉，1996；罗德海，1999；高守亭等，1998；Li，2004；Wang et al.，2009）。对于大气阻塞形势的产生机制，我们也曾做过归纳，可以认为它与大气的多平衡态演变，大气中波和基本气流的相互作用、波与波的相互作用，以及大气中的孤立波（孤立子）活动和演变等都有关系（李崇银，1995）。本文将从资料分析来探讨 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压的形成和维持原因，进而更深入认识低温雨雪冰冻灾害发生的最主要原因。

在对 2008 年 1 月异常雨雪冰冻天气的研究中，我们已看到北半球高纬度的大气环流也有明显异

常，可以说北极涛动（AO）也出现了异常，因此也有人在文章中提到过 AO 异常对其的可能影响。而在另外的研究中，我们已发现对流层的 AO 变化同平流层的大气环流异常有着一定的联系（李崇银等，2008）。因此，本文也将利用 NCEP 逐月及逐日的再分析资料，分别从对流层 AO、平流层环流异常方面，研究它们是否对 2008 年 1 月乌山阻塞形势的建立有重要作用。

同时，考虑到这次阻塞形势所持续的时间尺度，不能不考虑海温异常（SSTA）的影响。而已有研究表明，北大西洋的 SSTA 通过 Rossby 波列对乌山阻高的形成有激发作用（Li，2004）。因此，本文也将从海温异常，尤其是北大西洋副热带海温异常来分析研究这种外强迫对乌山阻塞形势建立的作用。

2　资料

本文用到的资料包括 NCEP/NCAR 提供的月平均再分析资料（1948～2008 年），该资料水平网格距为 2.5°×2.5°，垂直方向共有 17 层，从 1000 hPa 伸展到 10 hPa。以及来自英国气象局哈德莱中心的海冰和海表温度数据集 HadISST1，该资料覆盖了 1870 年 1 月以来的全球海冰和海表温度，水平分辨率为 1°×1°。

3　乌拉尔阻塞高压与对流层北极涛动

首先，我们看一看 2008 年 1 月 500 hPa 高度场及其异常的形势［图 1（见文后彩图）］。由图 1 可以清楚看到，在乌拉尔地区上空有大片的高度正距平存在，意味着那里有阻塞高压的持续活动。另外从图 1 还可以发现，在北极地区有较强的高度负距平，表明 2008 年 1 月在乌拉尔阻塞高压持续活动的同时极地低涡也偏强，北极涛动（AO）也偏强。为了进一步揭示北极涛动及其变化的情况，在图 2（见文后彩图）中给出的是多年平均 1 月的 AO 模态形势以及 2008 年的异常（与多年平均 AO 模态的差）。可以清楚看到 2008 年 1 月的 AO 和多年平均的 AO 一样都为正模态，却比多年平均要强，极区有明显负距平、北太平洋和北大西洋有大片正距平。也就是说 2008 年 1 月的 AO（指数）在乌拉尔阻塞高压持续活动的同时也出现了异常强的情况，两者出现了正相关的变化特征。

上面的结果是否意味着乌拉尔阻塞高压的活动与对流层 AO 一直就存在着这样的正相关关系？这需要下面从历史资料的分析来寻求答案。一般，AO 的活动及变化可以用 AO 指数（Thompson and Wallace，1998）来表示；乌拉尔阻塞高压的活动可以用乌拉尔阻高指数表示，这里我们以（45°N～65°N，40°E～70°E）区域平均的 500 hPa 高度距平作为乌拉尔阻高指数。通过计算，我们得到了北极涛动（AO）与乌拉尔阻高（UB）指数之间的相关系数（如表 1 所示）。历史资料的统计分析表明，1 月的乌拉尔阻高指数与 1 月的 AO 指数有最大的负相关系数（－0.470），并超过 99％的信度检验；1 月的乌拉尔阻高指数与上月的 AO 指数也有较大的负相关（－0.269），并超过 90％的信度检验；而 1 月的 AO 指数与上月的乌拉尔阻高指数没有明显相关。也就是说，多年资料的统计结果表明，1 月乌拉尔阻高的活动与 1 月的 AO 为显著的负相关，即在乌拉尔阻高活动加强的同时 AO 指数将减弱或变负（极区附近高度增加）；而且 1 月乌拉尔阻高的活动与上个月的 AO 也有显著的负相关。

从这里的历史资料分析结果可以认为，1 月乌拉尔阻塞高压的活动与 AO 一般应该为显著的负相关，即 1 月乌拉尔阻塞高压活动的增强应该对应有 1 月 AO 的明显减弱；而且北极涛动的变化有先于乌拉尔阻塞高压活动的趋向，或者说北极涛动的异常增强有可能是乌拉尔阻塞高压持续存在的重要大气环流内在原因。另外，表 1 还显示出 2 月的 AO 指数与 1 月的乌拉尔阻高指数还存在明显负相关（－0.304），信度超过 95％，说明乌拉尔阻塞高压的活动反过来还会影响 AO，使其持续减弱。

表 1　北极涛动与乌拉尔阻高指数间的相关情况

Table 1　The correlation coefficients between the AO index and the Ural blocking (UB) index

	12 月 UB	1 月 UB	2 月 UB
12 月 AO	－0.147	－0.269*	－0.132
1 月 AO	0.171	－0.470**	0.001
2 月 AO	0.158	－0.304*	－0.206

注：相关时段为 1958～2007 年；*、** 表示相关系数通过 90％、95％信度。

以上分析清楚地表明，2008 年 1 月不仅乌拉尔阻塞高压的活动出现了异常（增强），而且 1 月乌

拉尔阻塞高压活动与 1 月 AO 的相关关系也出现了异常，由多年的显著负相关变成了 2008 年的正相关。根据多年存在的显著相反变化关系，对应乌拉尔阻塞高压的持续偏强，北极 AO 也应该偏强，而且出现更早。但 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压和北极 AO 都是正异常，二者为同号变化关系。这说明对于 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压的发生，AO 异常按惯例应起抑制作用，不可能成为导致乌拉尔阻塞高压发生和维持的因子。

4 乌拉尔阻塞高压与 50 hPa 平流层极涡（PV）

在有关梅雨的研究中，我们已经指出平流层大气环流的先期异常可以通过影响对流层 AO，进而影响夏季的梅雨降水（李崇银等，2008）。那么冬季的乌拉尔阻塞高压的活动是否也会受到平流层大气环流先期异常的影响呢？下面就分析研究这个问题。

首先，定义平流层极涡指数为 50 hPa（75°N～90°N，0°～360°）区域平均的位势高度。图 3 给出的是 2007 年 10 月～2008 年 2 月平流层极涡指数的时间变化及其与气候平均值的比较。很显然，从 2007 年 12 月中旬到 2008 年 2 月初平流层极涡都较多年平均偏深（位势高度距平为负）。平流层极涡的异常在位势高度及其异常场上也很清楚，比较 2007 年 11 月与 2007 年 12 月 50 hPa 平均位势高度及其异常场，可以清楚看到其间极涡的加深情况[图 4（见文后彩图）]。也就是说，从 2007 年 12 月开始平流层极涡就有异常加深的现象发生，就 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压的活动与平流层 50 hPa 极涡的关系而论，它们显然是一种反号的变化关系，乌拉尔阻塞高压的异常增强（位势高度为正距平）对应着平流层 50 hPa 极涡的加深（位势高度为负距平）；而且平流层 50 hPa 极涡的加深要明显先于 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压的增强。

历史上乌拉尔阻塞高压与平流层极涡的活动有怎样的关系，这是必须搞清楚的问题。我们对多年资料的统计分析表明，50 hPa 极涡的活动与对流层乌拉尔阻塞高压的活动虽确有显著的关系，但却明显表现出正相关关系。表 2 给出的是平流层（50 hPa）极涡指数与 1 月乌拉尔阻高指数间的相关系数，非常清楚地表明乌拉尔阻塞高压与同期和前期的平流层极涡之间都呈显著的正相关关系，与 11 月和 12 月的平流层极涡有最显著正相关，其信度都超过 95%。也就是说，从多年的情况来看 11 月和 12 月的平流层极涡减弱（出现高度正距平）与第二年 1 月的乌拉尔阻塞高压增强（出现高度正距平）有很好对应关系。

表 2 平流层极涡指数与 1 月乌拉尔阻高指数间的相关系数

Table 2 The correlation coefficients between the PV index and the Jan UB index

	10 月 PV	11 月 PV	12 月 PV	1 月 PV
1 月 UB	0.189	0.365**	0.279**	0.237*

注：相关时段为 1958～2007 年，*、** 表示相关系数通过 90%、95%信度。

为了进一步表明 1 月乌拉尔阻高指数与平流层（50 hPa）极涡的关系，图 5 给出了 1 月乌拉尔阻高指数与平流层 50 hPa 高度场的相关系数分布。由图 5 所示的相关系数分布形势可以看到，对应于 1 月正的乌拉尔阻高指数，从其前期 10 月到同期 1

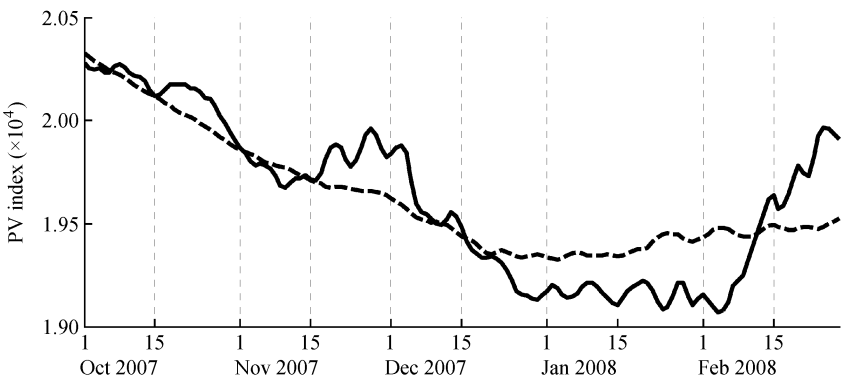


图 3 2007 年 10 月 1 日至 2008 年 2 月 29 日逐日平流层极涡指数（实线）。虚线：气候平均值

Fig. 3 Daily evolution of the stratospheric polar vortex (PV) index (solid line) from 1 Oct 2007 to 29 Feb 2008. Dashed line: climatological normals

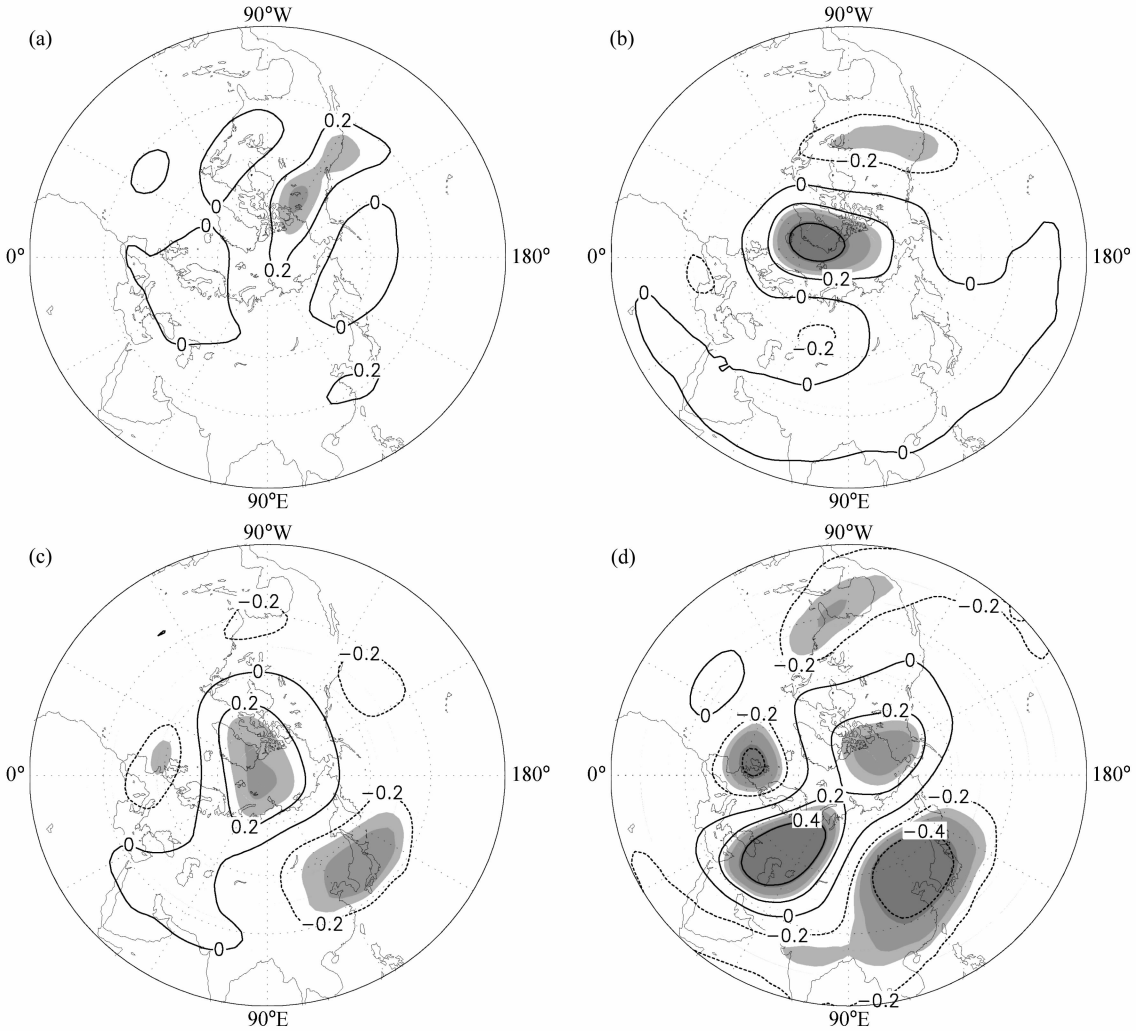


图 5　1 月乌拉尔阻高指数与前期 10 月 (a)、11 月 (b)、12 月 (c) 和 同期 1 月 (d) 平流层 (50 hPa) 高度场的相关系数分布 (浅、中、深色阴影分别表示通过 90%、95%和 99%信度的区域)

Fig. 5　Correlation between Jan Ural blocking high index and 50-hPa geopotential height in the previous (a) Oct, (b) Nov, (c) Dec, and (d) simultaneous Jan. Light, middle, and dark shadings indicate 90%, 95%, and 99% confidence levels, respectively

月北极附近地区都为高度正距平所控制，其结果与表 2 所给出的相一致。这也就是说，对多年的平均情况而言，1 月的乌拉尔阻高指数与前冬的平流层 50 hPa 极涡呈显著正相关。50 hPa 极涡的减弱可能有利于其后乌拉尔阻塞高压的持续偏强。

上面的分析研究清楚地表明，同对流层 AO 与乌拉尔阻塞高压活动的相关关系一样，多年资料的分析结果显示 1 月的乌拉尔阻高指数与前冬（尤其是 11～12 月）的平流层极涡指数之间存在明显的正相关，或者说 1 月乌拉尔阻塞高压的增强（减弱）对应着上年 11 月和 12 月平流层极涡的填塞（加深）。但是，2007～2008 年的冬季却与多年的一般情况恰恰相反，50 hPa 极涡在 11 月中旬到 2 月中旬都偏深（高度为负距平），而 1 月的乌拉尔阻高又偏强（高度为正距平）。也就是说，2008 年 1 月乌拉尔阻高的变化与上年 11 月和 12 月平流层极涡变化之间的关系与多年情况相比发生了异常，出现了同多年存在的显著正相关相反的情况。或者换句话说，2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压的异常并不能用它与平流层极涡之间的显著关系来解释，2007～2008 年冬季平流层极涡异常不是乌拉尔阻塞高压形成和维持的原因。

5　北大西洋 SSTA 的影响

海温异常对大气环流的变化和异常有重要的影响，往往都认为一定海区的海温异常（SSTA）是造

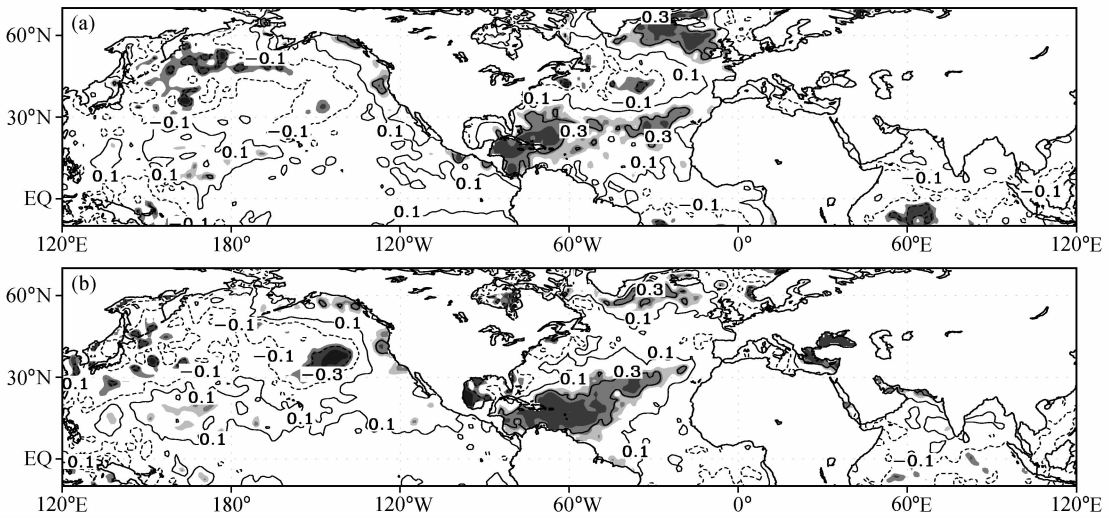


图 6 1 月乌拉尔山高压指数与上年 12 月 SSTA (a)、同期 1 月 SSTA (b) 的相关系数 (浅、中、深色阴影分别表示通过 90%、95%和 99%信度的区域)

Fig. 6 Correlation between Jan Ural blocking high index and SST anomalies (SSTA) in (a) the previous Dec and (b) simultaneous Jan. Light, middle, and dark shadings indicate 90%, 95%, and 99% confidence levels, respectively

成大尺度大气环流系统 (包括阻塞高压) 持续性异常的重要原因。下面，我们将通过资料分析研究海温异常是否对 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压的形成有重要作用。

我们首先计算了 1 月乌拉尔阻高指数与全球海温的同时相关系数的分布，同时还计算了 1 月乌拉尔阻高指数与上年 12 月全球海温的相关系数分布，其结果表明北大西洋副热带海区的 SSTA 与乌拉尔阻塞高压存在显著的正相关。图 6 分别给出的是 1 月乌拉尔阻高指数与上年 12 月及同年 1 月北半球海温的相关系数分布，由图可以非常清楚地看到，无论是同期还是海温超前一个月，1 月乌拉尔阻高指数与海温的相关系数的最大值都出现在北大西洋副热带海区，最大信度可超过 99%。这一结果很清楚地表明，北大西洋副热带海区的海温正异常对 1 月乌拉尔阻塞高压的形成有非常重要的作用。同时，在北大西洋北部 (50°N～60°N，40°W～10°W) 区域还有另一个较为显著的正相关区存在，也值得我们注意。

从海温异常图 (参见后面图 9) 可以看到在 2007 年 12 月北大西洋存在明显的正异常，虽然主要正距平出现在北大西洋的北部海区。为了进一步说明北大西洋海温异常对乌拉尔阻塞高压形成的重要作用，我们分别用 12 月份北大西洋两个海区 (15°N～30°N，80°W～30°W)、(40°N～60°N，50°W～10°W) 的海温指数 (定义为区域平均的海温异常值) 回归了 1 月份的 500 hPa 高度场。从图 7 所显示的 (15°N～30°N，80°W～30°W) 海区的海温指数所回归的 500 hPa 高度场可以清楚地看到，在乌拉尔地区有相当强的高度正距平，而在其上游

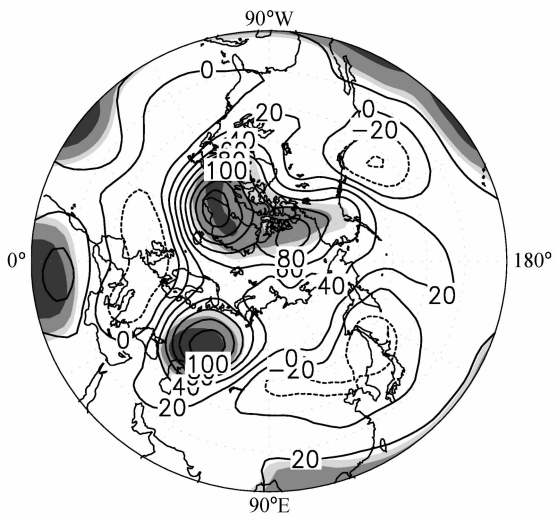


图 7 根据 12 月北大西洋 (15°N～30°N，80°W～30°W) 海区的海温指数回归的 1 月 500 hPa 高度场 (浅、中、深色阴影表示通过 90%、95%和 99%信度)

Fig. 7 Jan 500-hPa height regressed on the SSTA index in the North Atlantic region (15°N－30°N, 80°W－30°W) in the previous Dec. Light, middle, and dark shadings indicate 90%, 95%, and 99% confidence levels, respectively

和下游地区各有一负距平区。上述形势表明，12 月份北大西洋（15°N～30°N，80°W～30°W）海区的海温正异常极为有利于乌拉尔阻塞高压的形成。

图 8 所给出的是用 12 月份（40°N～60°N，50°W～10°W）海区的海温指数所回归的 1 月份 500 hPa 高度场，由图可以清楚地看到，在乌拉尔东部地区也存在有一定强度的高度正距平，尽管没有极值中心。这些形势表明，12 月份北大西洋（40°N～60°N，50°W～10°W）海区的海温正异常对于乌拉尔阻塞高压的形成也有一定的作用。这里的分析表明，12 月份北大西洋的海温异常对于 1 月乌拉尔阻塞高压

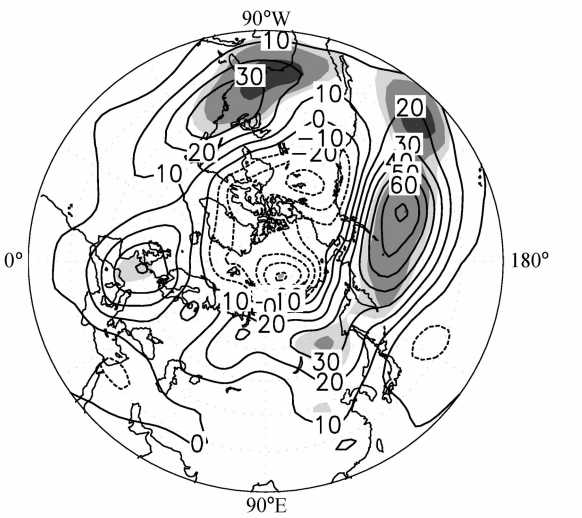


图 8　根据 12 月北大西洋（40°N～60°N，50°W～10°W）海区的海温指数回归的 1 月 500 hPa 高度场（浅、中、深色阴影分别通过 90%、95%和 99%信度）

Fig. 8　Same as Fig. 7, but for the SSTA index in the North Atlantic region (40°N－60°N, 50°W－10°W)

的异常活动有显著的作用，尤其是北大西洋副热带海区的海温异常。而 2007 年 12 月，在北大西洋一直有明显的海温正距平存在，它对 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压的形成和持续异常活动必然起着重要作用。

以上的相关分析和回归分析结果都清楚地表明，北大西洋，尤其是北大西洋副热带海区的海温正异常对 1 月份乌拉尔阻塞高压的形成和维持有重要的作用。这里的结果与已有的分析研究和数值模拟结果（Li，2004；付建建等，2008）是一致的。因此，我们在分析研究 1 月份乌拉尔阻塞高压的形成和维持的时候，一定要关注北大西洋，尤其是北大西洋副热带海区的海温异常形势。

上面的历史资料分析结果表明，1 月份乌拉尔塞高压的形成与 12 月～1 月北大西洋的海温正异常有密切关系。但为了说明海温异常对 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压的形成有作用，我们还需要分析当时的海温异常形势。因此，在图 9 中特别给出了 2007 年 12 月平均的 SSTA 分布情况（2008 年 1 月也有类似的 SSTA 分布形势），可以看到全球存在两个较为显著的海温异常区，一个是赤道东太平洋的海温负距平（La Niña）；另一个是北大西洋的海温正距平，虽然其大值中心位于 40°N 附近，但整个北大西洋都很明显为正距平所控制。关于赤道东太平洋的海温异常，图 6 的统计分析已表明 1 月乌拉尔阻塞高压的活动与赤道东太平洋的海温变化没有明显的相关性，下面我们还将指出赤道东太平洋的 La Niña 对 2008 年 1 月乌拉尔塞高压的形成没有直接作用。因此，对于 2008 年 1 月乌拉尔阻塞

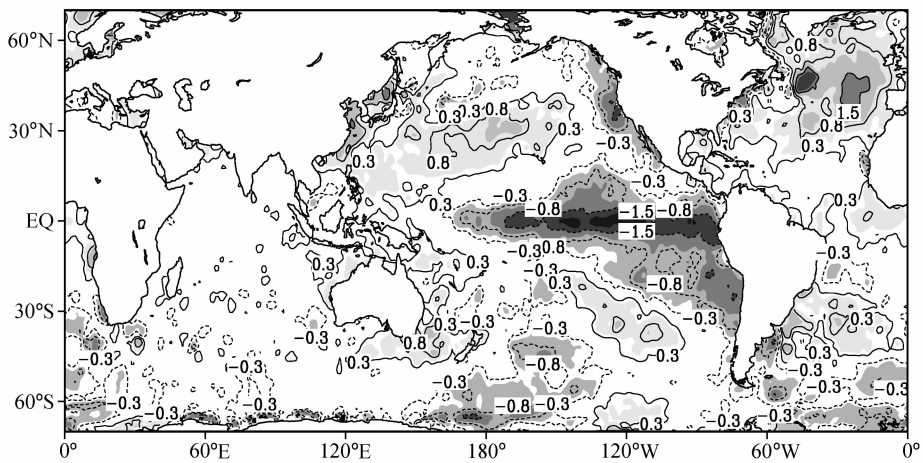


图 9　2007 年 12 月平均全球海温异常（单位：℃）的分布

Fig. 9　Distribution of SSTA in Dec 2007

高压的形成，其海温外强迫作用主要应该是来自北大西洋的海温正异常。前面的统计分析表明 12 月和 1 月北大西洋副热带的 SSTA 与 1 月乌拉尔阻塞高压的活动有极其显著的正相关关系；回归分析又表明北大西洋的海温正距平可以在乌拉尔附近地区形成显著的 500 hPa 高度正距平。而实际观测表明 2007 年 12 月和 2008 年 1 月在北大西洋海区一直有较强的海温正距平存在，因此我们可以认为，2007 年 12 月和 2008 年 1 月北大西洋海区正 SSTA 的持续存在对 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压的形成起着相当重要的作用。

6 La Niña 的影响

虽然，不少研究已经表明 La Niña 对东亚冬季风的活动有显著的影响，使冬季风偏强，然而，我们针对 2008 年 1 月雨雪冰冻天气的分析研究（李崇银等，2008）却显示，无论是温度场还是降水场的异常形势，2008 年 1 月的情况同 La Niña 事件影响的平均效果有非常大的差异，很难说 La Niña 是造成那次持续雨雪冰冻天气的“罪魁祸首”。同时，进一步分析 2008 年 1 月 500 hPa 大气环流的异常、并与 11 个 La Niña 盛期 1 月合成的大气环流异常形势相比较，却发现它们有相当大的差异。2008 年 1 月和 11 个 La Niña 盛期 1 月合成的 500 hPa 高度场的差值场（可以认为是扣除了 La Niña 影响后的 500 hPa 高度异常场）与 2008 年 1 月的 500 hPa 高度异常场有非常好的相似性，都在乌拉尔山附近地区有高度的正距平、在贝加尔湖到巴尔喀什湖一带有东北—西南向的高度负距平带、在我国东北到日本一带有高度正距平区。这些特征表明，在扣除了 La Niña 的影响之后，造成中国南方持续雨雪冰冻天气的大气环流异常依然全部都存在。因此，可以认为与中国南方 2008 年 1 月持续雨雪冰冻天气紧密相联的大气环流异常并不是或主要不是 La Niña 事件所造成的。

就乌拉尔阻塞高压的活动而论，前面所给出的乌拉尔山高压指数与同期 SSTA 的相关系数分布形势表明（图 6），它们间的相关系数在 Niño 3 区的数值都很小，还不到 0.1，远远达不到信度要求。也就是说，无论是历史资料的统计分析还是 2008 年 1 月的观测都表明，乌拉尔阻塞高压的活动与太平洋 La Niña 事件没有明显的关系。

7 结语和讨论

作者以前的分析表明，乌拉尔山阻塞高压的持续异常是导致 2008 年 1 月我国南方罕见的低温雨雪冰冻灾害发生的一个重要原因。本文进一步从对流层 AO、平流层极涡以及海温异常几个方面对 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压异常产生的原因进行了一系列的分析，其结果显示：

（1）虽然从多年情况来看，乌拉尔阻塞高压与 AO，以及与平流层极涡之间都存在显著的相关关系，乌拉尔阻塞高压有可能受到二者的显著影响。然而就 2008 年 1 月而言，乌拉尔阻塞高压与 AO、与平流层极涡之间的关系却与气候平均的显著关系恰恰相反，这说明 2008 年 1 月的情况与往年不同，对流层 AO 或者平流层极涡的变化对乌拉尔阻塞高压的持续异常形势不可能有直接的作用。

（2）统计分析表明 1 月乌拉尔阻塞高压与上年 12 月和同年 1 月北大西洋副热带海区的海温异常有显著的正相关。而 2007 年 12 月和 2008 年 1 月在北大西洋副热带海区又都有较强的海温正距平存在，因此可以认为，2007 年 12 月和 2008 年 1 月北大西洋，尤其是北大西洋副热带正 SSTA 的存在对于 2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压的形成起着相当重要的作用。

（3）La Niña 事件与 1 月乌拉尔阻塞高压的活动没有显著的相关性，2008 年 1 月大气环流异常的分析也表明，2007～2008 年冬季太平洋的 La Niña 事件对乌拉尔阻塞高压的活动没有直接影响。

大气中的阻塞形势已有半个多世纪的研究，它的发生和演变过程，以及它的动力学机制都有很好的研究结果。但是如何与实际业务预报相衔接，还有不少的事情需要做。从本文的分析研究及其结果可以认为，对于阻塞形势的持续存在来讲，既有外强迫（尤其是海温异常强迫）的原因，也还有大气环流系统，尤其是行星尺度系统演变的作用。我们需要进一步研究和揭示两者的影响及其相互作用，从而为天气气候的预测预报提供一定科学依据。

参考文献（References）

Benzi R, Saltzman B, Wiin-Nielsen A C. 1986. Anomalous Atmospheric Flows and Blocking [M]. Academic Press, 459 pp.

Chan J C L, Li C Y. 2004. The East Asian winter monsoon [M]// Chang C P. East Asian Monsoon. Singapore: World Scientific Publisher.

Dole R M. 1986. The life cycles of persistent anomalies and blocking over the North Pacific [J]. Adv. Geophys., 29: 31-69.

付建建，李双林，王彦明. 2008. 前期海洋热状况异常影响 2008 年 1 月雪灾形成的初步研究 [J]. 气候与环境研究，13 (4)：478-490. Fu J J, Li S L, Wang Y M. 2008. Influence of prior thermal state of global oceans on the formation of the disastrous snow storm in January 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 478-490.

高守亭，朱文妹，董敏. 1998. 大气低频变异中的波流相互作用（阻塞形势）[J]. 气象学报，56：665-679. Gao S T, Zhu W M, Dong M. 1998. On the wave flow interaction in the low frequency atmospheric variation: Blocking pattern [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 56: 665-679.

顾雷，魏科，黄荣辉. 2008. 2008 年 1 月我国严重低温雨雪冰冻灾害与东亚季风系统异常的关系 [J]. 气候与环境研究，13 (4)：405-418. Gu L, Wei K, Huang R H. 2008. Severe disaster of blizzard, freezing rain and low temperature in January 2008 in China and its association with the anomalies of East Asian monsoon system [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 405-418.

Hansen A R, Chen T C. 1982. A spectral energetics analysis of atmospheric blocking [J]. Mon. Wea. Rev., 110: 1146-1165.

黄荣辉，魏科，陈际龙，等. 2007. 东亚 2005 年和 2006 年冬季风异常及其与准定常行星波活动关系分析研究 [J]. 大气科学，31：1033-1048. Huang R H, Wei K, Chen J L, et al. 2007. The East Asian winter monsoon anomalies in the winters of 2005 and 2006 and their relations to the quasi-stationary planetary wave activity in the Northern Hemisphere [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 31: 1033-1048.

李崇银. 1988. 频繁的强东亚大槽活动与 El Niño 的发生 [J]. 中国科学 (B)，6：667-674. Li C Y. 1988. Frequent activity of strong East Asia trough and the occurrence of El Niño [J]. Science in China (Ser. B) (in Chinese), 6: 667-674.

李崇银. 1989. 中国东部地区的暖冬与 El Niño [J]. 科学通报，4：283-286. Li C Y. 1989. Warm winter in East China and El Niño [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 4: 283-286.

李崇银. 1995. 气候动力学引论[M]. 北京：气象出版社. Li C Y. 1995. An Introduction of Climate Dynamics (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.

李崇银，顾薇，潘静. 2008. 梅雨与北极涛动及平流层环流异常的关联 [J]. 地球物理学报，51：1632-1641. Li C Y, Gu W, Pan J. 2008. Mei-yu, Arctic Oscillation and stratospheric circulation anomalies [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 51: 1632-1641.

李崇银，杨辉，顾薇. 2008. 中国南方雨雪冰冻异常天气原因分析 [J]. 气候与环境研究，13 (2)：113-122. Li C Y, Yang H, Gu W. 2008. Cause of severe weather with cold air, freezing rain and snow over South China in January 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (2): 113-122.

Li S L. 2004. Influence of the Northwest Atlantic SST anomaly on the circulation over the Ural Mountains [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 82 (4): 917-988.

刘少锋，陈红，林朝晖. 2008. 海温异常对 2008 年 1 月中国气候异常影响的数值模拟 [J]. 气候与环境研究，13 (4)：500-509. Liu S F, Chen H, Lin Z H. 2008. Numerical simulation of the impact of sea surface temperature anomalies on the climate anomalies over China in January 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 500-509.

陆日宇，黄荣辉. 1996. 关于阻塞形势演变过程中波数域能量的诊断分析 [J]. 大气科学，20：269-278. Lu R Y, Huang R H. 1996. Energetics examination of the blocking episodes in the Northern Hemisphere [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospheric Sinica) (in Chinese), 20: 269-278.

罗德海. 1999. 大气中大尺度包络孤立子理论与阻塞环流[M]. 北京：气象出版社. Luo D H. 1999. The Large-Scale Envelope Solitary Theory and the Blocking Situation (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.

陶诗言. 1959. 十年来我国对东亚寒潮的研究 [J]. 气象学报，30：226-230. Tao S Y. 1951. Studies on the cold wave in China in recent decade [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 30: 226-230.

陶诗言，张庆云. 1998. 亚洲冬季风对 ENSO 事件的响应 [J]. 大气科学，22：399-407. Tao S Y, Zhang Q Y. 1998. Response of the Asian winter and summer monsoon to ENSO events [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospheric Sinica) (in Chinese), 22: 399-407.

陶诗言，卫捷. 2008. 2008 年 1 月我国南方严重冰雪灾害过程分析 [J]. 气候与环境研究，13 (4)：337-350. Tao S Y, Wei J. 2008. Severe snow and freezing-rain in January 2008 in the southern China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 337-350.

Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. Geophys. Res. Lett. 25: 1297-1300.

Wang L, Chen W, Zhou W, et al. 2010. Effect of the climate shift around mid 1970s on the relationship between wintertime Ural blocking circulation and East Asian climate [J]. Int. J. Climatol., 30: 153-158.

王遵娅，丁一汇. 2006. 近 53 年中国寒潮的变化特征及其可能成因 [J]. 大气科学，30：1068-1076. Wang Z Y, Ding Y H. 2006. Climate change of the cold wave frequency of China in the last 53 years and the possible reasons [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 30: 1068-1076.

杨贵名，孔期，毛冬艳，等. 2008. 2008 年初“低温雨雪冰冻”灾害天气的持续性原因分析 [J]. 气象学报，66 (5)：836-849. Yang G M, Kong Q, Mao D Y, et al. 2008. Analysis of the long-lasting cryogenic freezing rain and snow weather in the beginning of 2008 [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 66 (5): 836-849.

叶笃正，陶诗言，朱抱真. 1962. 北半球冬季阻塞形势的研究[M]. 北京：科学出版社. Ye D Z，Tao S Y，Zhu B Z. 1962. Studies on the Blocking Situation in the Northern Hemisphere (in Chinese) [M]. Beijing：Science Press.

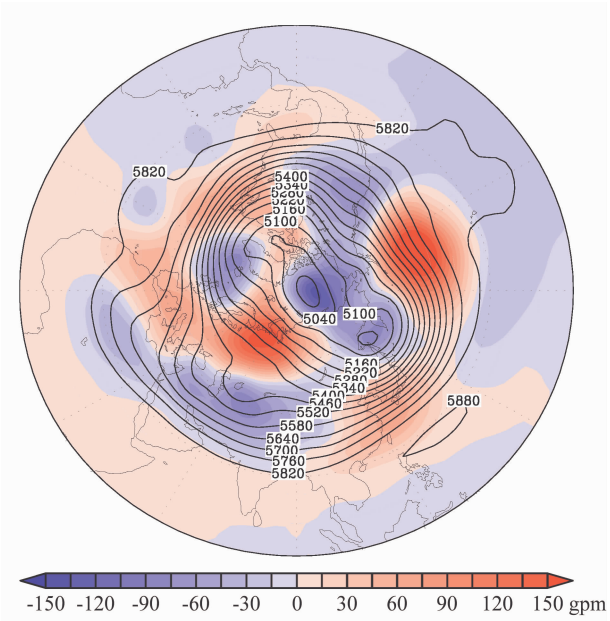


图 1 2008 年 1 月 500 hPa 高度场（等值线，单位：gpm）及其异常（彩色阴影）形势

Fig. 1 500-hPa geopotential height (contours, units: gpm) and its anomalies (shadings) in Jan 2008

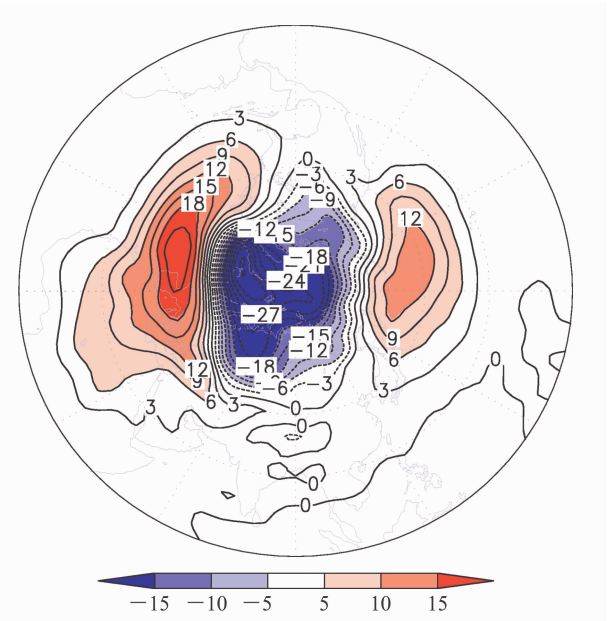


图 2 多年平均 1 月的 AO 模态形势（等值线）以及 2008 年的异常（与多年平均 AO 模态的差）（彩色阴影）

Fig. 2 The climatological mean Arctic Oscillation (AO) mode in Jan (contours) and the AO mode anomaly in Jan 2008 (shadings)

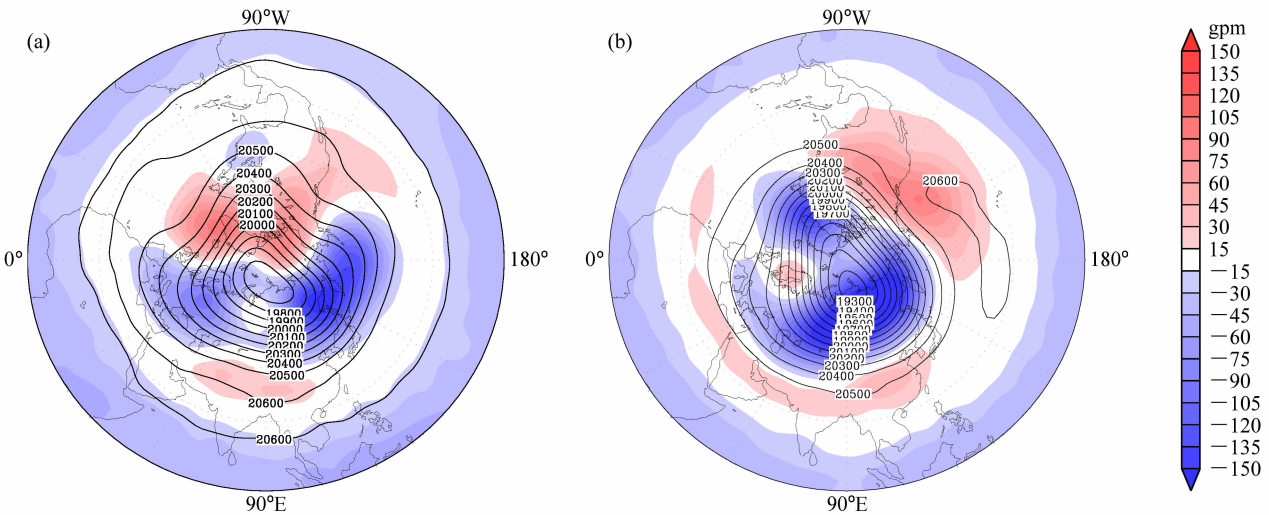


图 4 2007 年 11 月（a）和 12 月（b）50 hPa 平均位势高度（等值线，单位：gpm）及其异常（彩色阴影）形势

Fig. 4 50 hPa geopotential height (contours, units: gpm) and its anomalies (shadings) in (a) Nov and (b) Dec 2007

北京地区三级以上污染日的气象影响因子初步分析

李德平[1] 程兴宏[2] 于永涛[1] 曹海维[1] 李栋[1] 许仕清[1]

(1. 北京市观象台,北京 100089; 2. 国家气候中心,北京 100081)

摘 要:依据2001—2007年北京市环境保护局公布的SO_2、NO_2和PM_{10}日平均空气质量等级大于或等于三级以上的污染日作为样本,统计分析了污染日3种污染物指数与同期南郊观象台(近郊区)的地面和探空气象要素的相关关系。同时采用Hysplit-4后向轨迹分析方法,对出现四级以上污染的重污染日污染源进行了初步探讨。结果表明:风向是造成上述3种污染物出现重污染的主要原因之一;污染日存在两重或多重逆温层,而且逆温层较低较厚,垂直对流和水平扩散作用较弱,湿沉降作用较小,因此污染物不易扩散和输送,堆积在近地面,造成重污染。北京西南、东南部地区以及沙尘暴过程内蒙古、河北北部是造成重污染天气的主要输送源地。研究结果可为北京重污染过程的预警预测及其综合防治提供科学依据。

关键词:三级污染日;污染物;气象影响因子;Hysplit-4;北京

中图分类号:X51 **文献标识码**:A **文章编号**:1673-503X(2010)03-0007-07

1 引言

近年来北京地区空气质量总体上逐年有所好转,但由于北京特殊的地理条件以及城市规模较大、人口众多、生产活动频繁、能源消耗密集,污染物排放量大和排放强度相对集中,在污染源没有得到明显改善和控制的情况下,一旦遇到不利的气象条件并且维持较长时间时,污染物将不断累积,空气质量随之逐渐变差,甚至会达到重度污染。研究表明[1-5],之所以造成污染物空间非均匀分布是因为污染排放源强和大气边界层动力、热力结构的共同作用。气象条件对污染物的扩散、稀释和累积有一定作用,在污染源强一定的条件下,污染物浓度的大小主要取决于气象条件。王淑英等[1]对北京地区PM_{10}污染日变化特征的研究表明,小风、高湿、逆温等稳定的气象条件是造成秋、冬季PM_{10}较重污染的主要原因。李国翠等[2]对石家庄大气污染与沙尘天气的关系进行了分析,PM_{10}浓度与风速呈正相关,污染的严重程度主要取决于风速大小和强风持续时间,PM_{10}浓度与南风呈反相关。张宝贵等[3]利用多因子分析和多元回归模型,对1998—2004年秦皇岛市城区空气污染物浓度逐日监测数据及气象要素进行分析。结果表明:上游西北地区是对秦皇岛市空气质量影响最大的污染源地,SO_2和PM_{10}的浓度受风场影响大,NO_2最小。苏福庆等[6]研究指出在稳定天气条件下,北京市外来污染物各类尺度的输入通道流场分为边界层西南气流、东南气流和东风气流风带型,其中对形成北京输送汇风带的统计表明,西南风带汇发生频率占45%,东南风带汇占36%,东风风带汇占19%。徐晓峰等[7]分析了造成2004年10月7—10日北京地区出现的一次明显的持续重污染过程的气象条件,结果表明该次持续重污染过程是由本地的污染源和大尺度的天气背景与局地的气象条件共同造成的。长时间近地面处于静风或低风速条件和风场的辐合是造成该次连续数日重污染过程的重要原因之一。黄忠等[8]利用乌鲁木齐市近年来的空气污染监测资料和同期气象观测资料,研究乌鲁木齐市重污染天气的变化特征及其与气象条件的关系,结果表明乌鲁木齐市冬季时常会出现静风、稳定的高压气旋和无雪等天气现象,促使了重污染天气的形成。另外,在春季特定的条件下,大风天气携带大量沙尘及城市扬尘,形成沙尘暴,可造成重污染天气。

上述诸多研究通过个例分析,研究了造成重污染过程的相关气象条件,即稳定天气过程大气边界层特殊的动力和热力结构以及北方城市春季沙尘暴天气过程。本文统计分析了2001—2007年北京地区空气质量达三级及以上污染时SO_2、NO_2、PM_{10} 3种污染物指数与同期南郊观象台观测的地面和探空气象要素的相关关系。并采用Hysplit后向轨迹分析方法,分别讨论了稳定天气和春季沙尘暴过程造成北京地区重污染过程的污染源地。本文研究结果可为北京重污染过程的预警预测及其综合防治提供科学依据。

收稿日期:2010-01-18;**修订日期**:2010-04-20。

基金项目:国家自然科学基金项目"中国大气本底站总日射表热偏移物理机制及订正方法研究"资助。

作者简介:李德平,女,1977年生,工程师,主要从事大气成分和地面观测工作。

通信作者:程兴宏,cxingh@cma.gov.cn。

2 资料来源

所用 SO_2、NO_2 和 PM_{10} 资料均来源于北京市环境保护局;气象探空资料来源于北京南郊观象台。

3 结果分析

引起空气污染的污染物主要有:烟尘、总悬浮颗粒物、可吸入颗粒物、二氧化氮、二氧化硫、一氧化碳、臭氧和挥发性有机化合物等。目前,我国规定空气质量报告中必须监测的污染物有3项:SO_2、NO_2 和 PM_{10},这是根据全国城市污染情况及现有技术水平而确定的。首要污染物是指污染最重的污染物,首要污染物的污染指数即为空气污染指数,当污染指数 *API* 值小于50时,不报告首要污染物(以"-"表示)。本文首先统计了2001年1月—2007年3月北京空气质量日报中各种首要污染物出现的概率(表1)。由表1可以看出,北京市的首要污染物以

表1 2001年1月—2007年3月北京空气质量日报中各种首要污染物出现的概率

首要污染物	首要污染物出现日数/d	首要污染物出现概率/(%)
SO_2	204	8.83
PM_{10}	1 940	84.02
-	165	7.15

PM_{10} 为主,在2 309 d中有1 940 d的首要污染物为 PM_{10},出现概率为84.02%;而 SO_2 作为首要污染物的出现概率仅为8.83%,其出现日数与空气质量为优的日数相当,而且出现日期为每年11月至翌年3月,这是因为在进入采暖季后由于燃煤供暖,增加了空气中 SO_2 的排放量。因此,本文在地面和探空气象要素的统计分析中均以 PM_{10} 出现三级及以上的污染日为污染分析样本,共计814 d。另外本文选取污染等级为一级和二级的日期为清洁日分析样本,共计330 d。

本文挑选上述污染日(814 d)与清洁日(330 d)北京南郊观象台地面和探空气象要素进行分季节对比统计分析。统计的气象要素主要包括地面观测的气压、温度、风向、风速和湿度等要素以及探空资料中的观测高度和气温。

3.1 污染日地面观测气象要素变化

3.1.1 风向统计

图1给出了2001年1月—2007年3月 PM_{10} *API* 指数达三级及以上污染时,南郊观象台地面观测的风向频率分布。由图1可以看出,PM_{10} 达到三级及以上污染时,SW和ENE出现频率最大,均为11%,SSW和NE出现频率次之,均为10%。而南郊观象台常年主导风向为ENE和WSW。因此,风向是

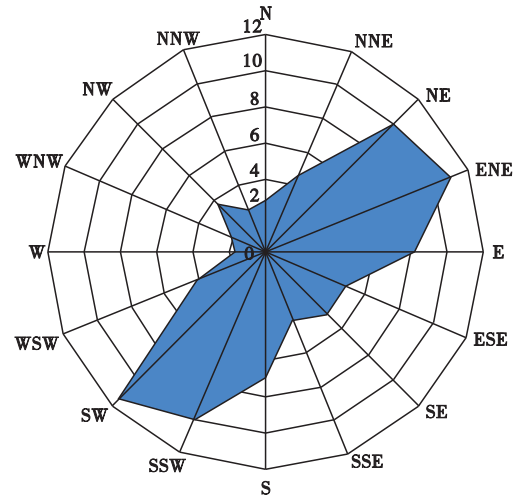


图1 2001年1月—2007年3月北京地区 PM_{10} *API* 指数达三级及以上污染时南郊观象台地面观测的风向频率分布

造成北京地区出现三级及以上污染的主要原因之一。

3.1.2 地面其他要素统计

为了分析影响北京地区出现三级及以上污染日的地面气象因素,本文对比分析了2001年1月—2007年3月四个季节 PM_{10} API 指数达三级及以上的污染日(814 d)以及污染等级为一级和二级的清洁日(330 d)南郊观象台观测的地面气象要素的统计特征。表2和表3分别给出了四个季节污染日和

表2 四季污染日南郊观象台观测的地面气象要素统计

气象要素	平均数值及各季节样本数			
	春季(240 d)	夏季(136 d)	秋季(226 d)	冬季(212 d)
平均气压/hPa	1007.95	1001.57	1015.04	1020.86
平均气温/℃	14.93	26.75	12.65	0.00
平均风速/($m \cdot s^{-1}$)	0.85	0.77	0.81	0.86
平均相对湿度/(%)	44	67	64	59
平均低云量/成	1	2	2	2
总降水量/mm	41.6	31.9	26.8	9.0

表3 四季清洁日南郊观象台观测的地面气象要素统计

气象要素	平均数值及各季节样本数			
	春季(38 d)	夏季(49 d)	秋季(78 d)	冬季(190 d)
平均气压/hPa	1018.74	1003.24	1019.69	1026.09
平均气温/℃	8.06	23.76	10.21	-2.45
平均风速/($m \cdot s^{-1}$)	0.85	0.77	0.93	0.94
平均相对湿度/(%)	38	66	44	37
平均低云量/成	1	4	1	1
总降水量/mm	110.8	405.2	192.9	16.9

清洁日南郊观象台观测的地面气象要素的统计特征。对比分析表2和表3中各气象要素的统计值可看出,春季6个气象要素中差异最大的是总降水量,

其次是气温、相对湿度和气压,而风速和低云量差别不大。春季污染日总降水量比清洁日少 69.2 mm,是污染日总降水量的 1.66 倍;污染日平均气温比清洁日高 6.87 ℃,占污染日平均气温的 46%;污染日平均相对湿度比清洁日高 6%,占污染日平均相对湿度的 13%;污染日平均气压比清洁日低 10.85 hPa。上述分析发现,降水少,湿沉降作用较弱是造成春季北京出现三级及以上污染的主要原因,另外高温高湿和低压控制造成垂直对流作用较弱,污染物易堆积在近地层,亦是造成三级及以上污染的可能原因之一。

夏季 6 个气象要素中差异最大的是总降水量,其次是低云量,而气温、气压、风速和相对湿度差别不大。夏季污染日总降水量比清洁日少 373.3 mm,是污染日总降水量的 11.70 倍;污染日低云量比清洁日少 2 成,即少 1.00 倍。上述结果表明,云量较少造成对流性降水明显偏少,湿沉降作用明显偏弱是造成夏季北京出现三级及以上污染的主要原因。

秋季与冬季类似,6 个气象要素中差异最大的是总降水量,其次是风速和相对湿度,而气压、气温和低云量差别不大。秋季污染日总降水量比清洁日少 166.1 mm,是污染日总降水量的 6.19 倍;冬季污染日总降水量比清洁日少 7.9 mm,是污染日总降水量的 87%。秋季污染日平均风速比清洁日低 0.12 $m\cdot s^{-1}$;冬季污染日平均风速比清洁日低 0.08 $m\cdot s^{-1}$。秋季污染日平均相对湿度比清洁日高 20%,占污染日平均相对湿度的 31%;冬季污染日平均相对湿度比清洁日高 22%,占污染日平均相对湿度的 37%。秋季污染日平均气压比清洁日低 4.65 hPa,平均气温比清洁日高 2.44 ℃,低云量较清洁日多 1 成。冬季污染日平均气压比清洁日低 5.23 hPa,平均气温比清洁日高 2.45 ℃,低云量较清洁日多 1 成。由上述结果可发现,秋季和冬季降水少,湿沉降作用较弱;风速较小,水平扩散作用较弱是造成秋冬季节北京出现三级及以上污染的主要原因;高温高湿、低压控制和云量较多造成垂直对流作用较弱,污染物易堆积在近地层,亦是造成三级及以上污染的可能原因之一。

由上述对比分析结果可看出,影响北京地区出现三级及以上污染的地面气象条件有一定差异;造成各季节北京地区出现三级及以上污染日的主要气象影响因子是降水,其次是风速。原因是降水少造成湿沉降作用较弱,风速小造成水平扩散作用较弱,污染物不易扩散和输送,易堆积在近地面,从而造成中度或重度污染。另外气压、气温、相对湿度和云量配合形成高温高湿天气,并伴有低压控制,而且云量较多时亦可能造成三级及以上污染。

3.1.3　四级以上污染日气象要素统计

2001—2007 年北京地区出现四级及以上重污染有 107 d,而且首要污染物均是 PM_{10}。从降水日看,107 d 中只有 9 d 有降水,即 2001 年 1 月 18 日、2001 年 2 月 22 日、2004 年 12 月 3 日、2006 年 4 月 26 日、2006 年 5 月 17 日、2007 年 3 月 23 日、2007 年 6 月 19 日、2007 年 12 月 28 日和 2007 年 12 月 10 日。9 d 降水量较少,分别为 0.4、0.2、0.6、0.6、0.5、1.2、1.0、1.1 mm 和 1.9 mm。从统计结果发现,除降水量少于三级污染日的情况外,其他气象要素统计值与三级污染日的气象要素值差异不大。由此可见,造成北京出现四级及以上重污染的主要原因之一是降水较少或没有,湿沉降作用较弱或没有湿沉降,污染物易堆积在近地层。

3.2　污染日探空资料统计

逆温层存在与否或是否存在多重逆温层是决定大气污染状况的重要气象条件。由于 2001 年南京观象台用于探空观测的仪器与 2002—2007 年使用的观测仪器有所不同,因此本文选取 2002—2007 年四季 PM_{10} *API* 指数达四级及以上的污染日(共 84 d)作为重污染日逆温分析样本,其中春季为 37 d,夏季为 1 d,秋季为 20 d,冬季为 26 d。选取空气质量等级为一级,空气质量状况为优的清洁日(共 93 d)作为清洁对比日逆温分析样本,其中春季为15 d,夏季为 21 d,秋季为 45 d,冬季为 12 d。图 2 和图 3 分别给出了 2002—2007 年四季重污染日和清洁对比日南郊观象台观测的大气边界层气温随高度的变化。

由图 2 可知,2002—2007 年四季北京地区出现四级及以上污染时,大多数重污染日北京上空大气边界层内均有逆温层存在,而且多数污染日存在两重或多重逆温。春季北京大气边界层内有 22 d 存在逆温,占春季重污染日数的 60%;22 d 中有 12 d 存在两重以上逆温层,其中 10 d 逆温层较厚。夏季仅有 1 d 出现重污染,存在单重逆温层,逆温层底位于 450 m,逆温层顶在 620 m 高度,逆温层厚度 170 m。秋季 20 d 中有 18 d 存在逆温,即 90% 的重污染日出现逆温层,多数污染日存在两重逆温层,而且最低的逆温层底仅有 220 m,即逆温层较低。冬季 26 d 中有 25 d 存在逆温,即 96% 的重污染日出现逆温层,多数污染日存在两重或两重以上逆温层,而且逆温层较厚,其中 2006 年 2 月 13 日逆温层厚度达550 m。

由图 3 可看出,2002—2007 年四季大多数清洁对比日北京上空大气边界层内均没有逆温层存在。春季北京大气边界层内有 10 d 不存在逆温层,占春季清洁对比日数的67%,而另外5 d逆温层较薄。夏

季21 d中有14 d不存在逆温层,占夏季清洁对比日数的67%,而7 d存在逆温层的清洁日中仅有3 d存在两重逆温层。秋季45 d中有35 d不存在逆温层,占夏季清洁对比日数的78%,而10 d存在逆温层的清洁日中仅有2 d存在两重逆温层,而且逆温层较薄。冬季12 d中仅有1 d存在逆温层,其他11 d均没有明显逆温层存在,即冬季92%的清洁日均不存在逆温层。

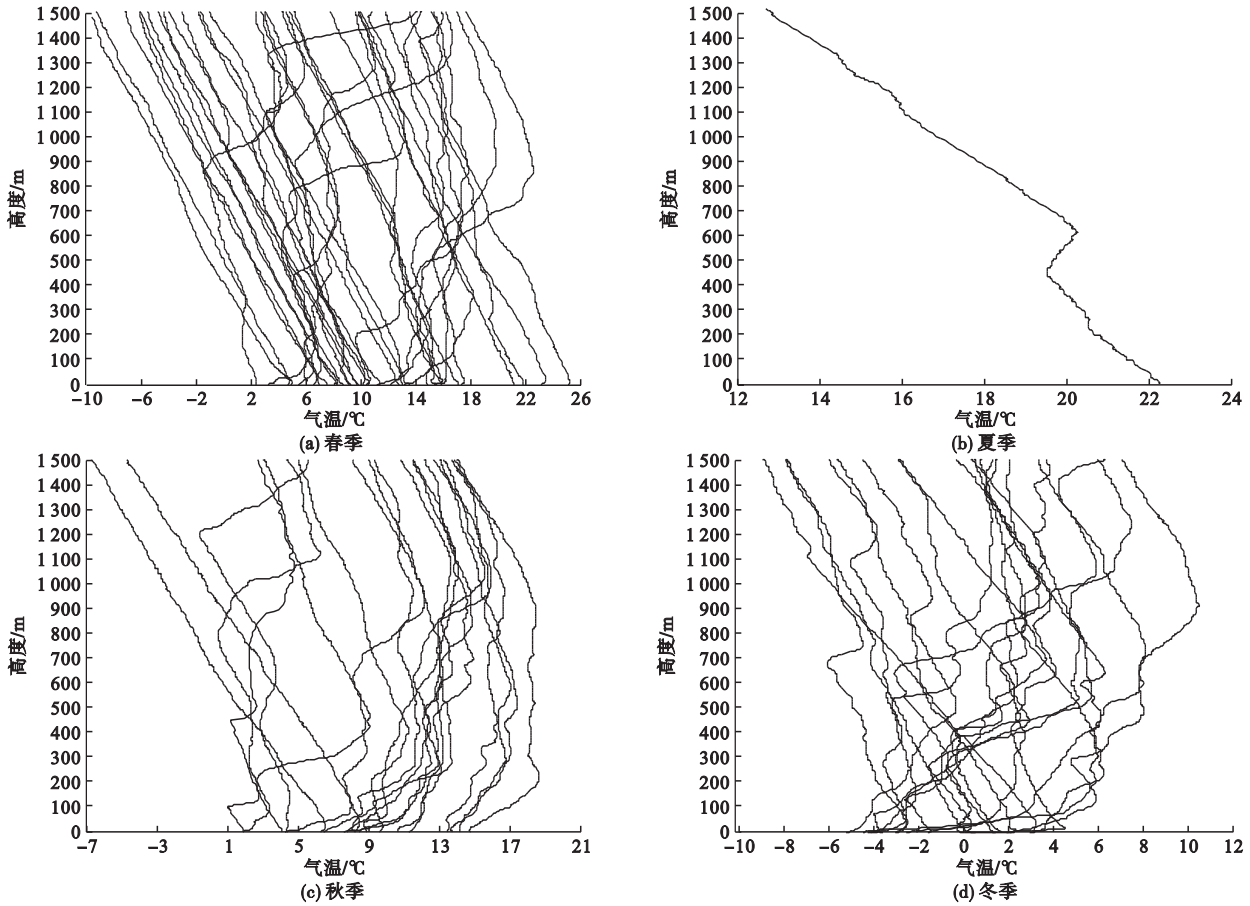


图2 2002—2007年四季共计84 d 07时四级以上污染日大气边界层气温随高度的变化

由上述探空曲线对比分析可知,造成各季节北京地区出现四级及以上重污染日的另一重要原因是大气边界层内存在逆温层,而且多数污染日存在两重或多重逆温,逆温层较低、较厚,从而造成垂直对流减弱,垂直扩散作用较弱,低层大气较稳定;而北京地区空气质量较好的多数清洁日并不存在逆温层,即使少数情况下有逆温层存在,逆温层亦较高较薄,对污染物的垂直输送影响较小。

由上述地面和探空气象资料分析可知,造成北京地区出现三级及以上污染日的主要气象因子有风向、降水和逆温层。即当地面风向多以ENE和WSW为主、低层大气风向多以偏西南风为主;降水量较少或没有降水;存在两重或多重逆温,而且逆温层较低、较厚时易造成北京地区的重污染天气。这与王淑英[1]、李国翠[2]和张宝贵等[3]的结果较一致。

3.3 典型重污染日后向轨迹计算

采用NOAA开发的拉格朗日型轨迹扩散模式HYSPLIT-4分别计算了北京地区4个典型重污染过程的污染源扩散轨迹。该模式是拉格朗日和欧拉混合型的污染扩散模式,平流和扩散采用拉格朗日方法,而浓度场计算采用欧拉方法。模式考虑的过程有:输送、扩散、沉降与转化,其中转化项采用参数化的方法处理,不包括详细化学过程,因其所需的计算时间较短,在世界各地广泛地用于各种污染意外排放事故的快速评估,如核泄漏、油田大火等[9]。

表4给出了北京地区4个典型重污染过程PM_{10}污染指数及地面气象要素变化。由表4可知,过程A和B均发生于北方春季沙尘暴多发期,持续时间较长,北京地区PM_{10}平均污染指数约为300左右,风速较大,均大于4 $m\cdot s^{-1}$,主要风向为西北风。过程C发生于北方采暖期,持续时间较长,北京地区PM_{10}平均污染指数较高为331,风速较小,以南风为主。过程D发生于春季扬尘多发期,持续时间较短,北京地区PM_{10}平均污染指数相对较低,为262,风速较小,以西南和东南风为主。

图4分别给出了北京地区4个典型重污染过程每6 h 1次的污染源后向轨迹。由图4可看出,过程

A 和 B 中大部分后向轨迹为西北来向,即北京地区的污染物主要来自于内蒙古和河北北部的沙漠、半沙漠地区的沙尘暴远距离输送。过程 C、D 中大部分后向轨迹为西南和东南来向,即北京地区的污染物主要来自于北京西南、东南部的采暖燃烧和扬尘近距离输送。

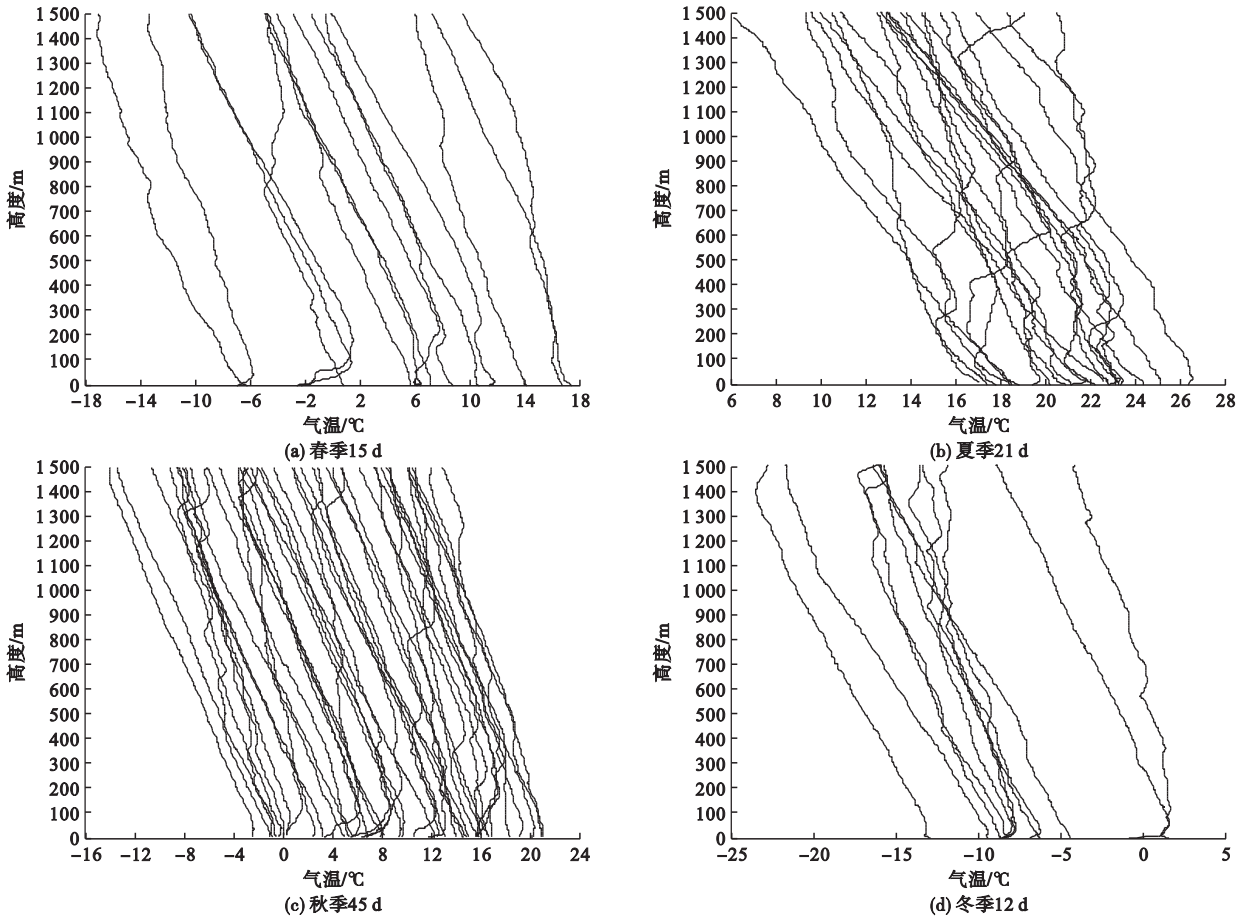


图 3　2002—2007 年四季共计 93 d 07 时清洁日大气边界层气温随高度的变化

由表4和图4可知,北京重污染过程可分为两种类型:一是沙尘暴远距离影响型,如过程 A 和 B。此过程北京地区 PM_{10} 平均污染指数较高,以西北风为主,风速较大,污染物主要来源于内蒙古和河北北部的沙漠、半沙漠地区的远距离输送。另一种类型是北京西南、东南近距离影响型,如过程 C 和 D。此过程,北京地区 PM_{10} 平均污染指数较低,以南风、西南、东南风为主,风速较小,污染物主要来自于北京西南、东南部的采暖燃烧和扬尘近距离输送。徐祥德等[10]提出追踪污染源"上游"风场合成矢量法,通过统计分析和 HYSPLIT 轨迹模式及 RAMS 模式揭示了北京地区颗粒物的排放源可追溯到北京南部周边的河北、山东及天津等地更大尺度空间范围。苏福庆等[6]分析了多年京、津、冀气候站历史资料及激光雷达资料。结果表明,在稳定天气条件下,北京市外来污染物各类尺度的输入通道流场分为边界层西南气流、东南气流和东风气流风带型,污染物输入通道分别为城市间东风、西南风、东南风输送通道。程兴宏[11]采用 CMAQ 模式分析了奥运时段华北不同地区污染源的不同排放控制情景对北京市 SO_2、NO_2、PM_{10} 浓度的影响,研究指出北京周边污染源应急调控方案需考虑当时的风场结构特征,选取以"上风方"周边污染源为主要调控目标,其中重点调控北京周边城市西南与东南区域,其次为西北区域。本文分析结果与上述研究结果较为一致。

表 4　4 个典型重污染过程的 PM_{10} 污染指数及地面气象要素统计

过程编号	日期	PM_{10} 平均指数	平均风速/($m \cdot s^{-1}$)	主要风向
A	2002 年 3 月 16—22 日	313	4.75	NW
B	2002 年 4 月 1—8 日	294	4.04	NW
C	2005 年 11 月 1—5 日	331	1.29	S
D	2006 年 5 月 16—18 日	262	2.96	SW,ESE

4　结论与讨论

(1)造成北京地区出现三级及以上污染的主要气象因子有风向、降水和逆温层。风向是造成北京地区出现重污染的主要原因之一。污染日存在两重或多重逆温,而且逆温层较低、较厚时,垂直对流和

水平扩散作用较弱;降水量较少或没有降水,湿沉降作用较小,因此污染物不易扩散和输送,堆积在近地面,易造成北京地区出现重污染天气。

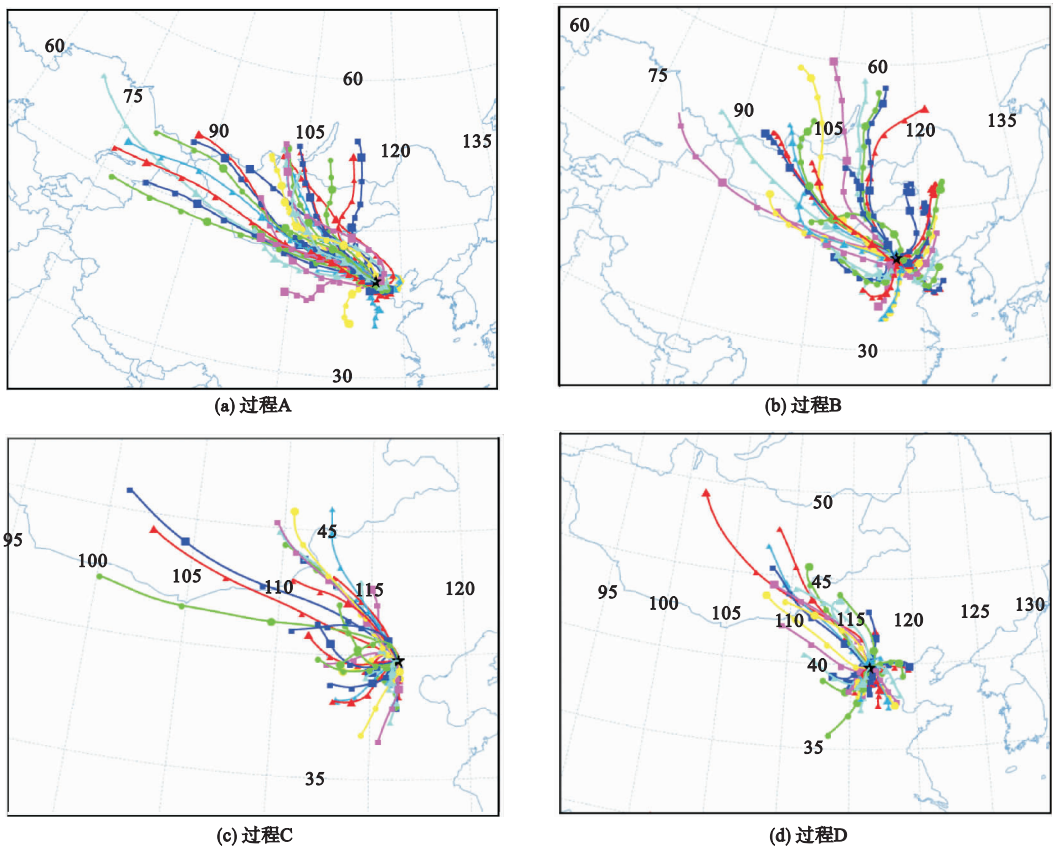


图 4 2001 年 11 月—2007 年 5 月北京地区 4 个典型重污染过程的污染源后向轨迹

(2)北京重污染天气过程可分为两种类型:一是沙尘暴远距离影响型,此过程北京地区 PM_{10} 平均污染指数较高,以西北风为主,风速较大,污染物主要来源于内蒙古和河北北部的沙漠、半沙漠地区的远距离输送。另一种类型是北京西南、东南近距离影响型,此过程北京地区 PM_{10} 平均污染指数较低,以南风、西南、东南风为主,风速较小,污染物主要来自于北京西南、东南部的采暖燃烧和扬尘近距离输送。

(3)本文对北京地区出现三级及以上污染的地面和大气边界层的气象条件进行了初步分析,为北京重污染天气过程的预警预测及其综合防治提供了科学依据。将在今后工作中采用数值模拟和卫星遥感反演方法,深入研究北京重污染天气过程的物理机制及其可能的应对措施。

参考文献

[1] 王淑英,张小玲. 北京地区 PM_{10} 污染的气象特征[J]. 应用气象学报,2002,13(特刊):177 – 184.

[2] 李国翠,王建国,连志鸾. 石家庄市大气污染与沙尘天气的关系分析[J]. 气象与环境学报,2007,23(2):1 – 5.

[3] 张宝贵,孙丽华. 秦皇岛市空气污染与气象要素的关系[J]. 气象与环境学报,2009,25(4):43 – 47.

[4] 吴兑,邓雪娇. 环境气象学与特种气象预报[M]. 北京:气象出版社,2001.

[5] 时宗波,邵龙义,李红,等. 北京市西北郊取暖期可吸入颗粒物的表征研究[C]//俞学曾,编. 第八届全国大气环境学术会议论文集. 北京:中国环境科学学会大气环境分会,2000:109 – 114.

[6] 苏福庆,高庆先,张志刚,等. 北京边界层外来污染物输送通道[J]. 环境科学研究,2004,17(1):26 – 40.

[7] 徐晓峰,李青春,张小玲. 北京一次局地重污染过程气象条件分析[J]. 气象科技,2005,33(6):543 – 547.

[8] 黄忠. 乌鲁木齐市重污染天气与气象因素变化的影响分析[J]. 干旱环境监测,2005,19(3):154 – 157.

[9] 黄健,颜鹏,Draxler R R. 利用 HYSPLIT-4 模式分析珠海地面 SO_2 浓度的变化规律[J]. 热带气象学报,2002,18(4):407 – 413.

[10] 徐祥德,周丽,周秀骥,等. 城市大气环境重污染过程周边源影响域[J]. 中国科学 D 辑,2004,34(10):958 – 966.

[11] 程兴宏. 空气质量模式"源同化"模型及排放源影响效应研究[D]. 北京:中国科学院研究生院与中国气象科学研究院,2008:1 – 149.

Effects of meteorological factors on air quality above the third grade pollution in Beijing

LI De-ping[1]　CHENG Xing-hong[2]　YU Yong-tao[1]　CAO Hai-wei[1]　LI Dong[1]　XU Shi-qing[1]
(1. Beijing Observatory, Beijing 100089, China; 2. National Climate Center, Beijing 100081, China)

Abstract: The relationship between mean daily pollution indices of SO_2, NO_2, PM_{10} issued by Beijing municipal environmental protection bureau during 2001—2007 and synchronous meteorological factors such as ground and radiosonde data from Beijing observatory were analyzed by statistic method based on air pollution day of the third grade or that above the third grade in Beijing. At the same time, pollution sources of serious pollution day that mean daily air pollution indices of SO_2, NO_2, PM_{10} are the forth grade or above were discussed by backward trajectory analysis method (Hysplit-4 model). The results indicate that wind direction is one of main reasons leading to serious pollution of three pollutants. There are two layers or multi-layers inversion layer in pollution day. Inversion layer is lower and deeper, vertical convection, horizontal diffusion and wet deposition are very weak, so pollutants are difficult to be diffused and transported. They are accumulated on the ground, which comes into being serious pollution. The main source locations of heavy pollution weather are located in the southwest and southeast of Beijing, in Inner Mongolia and in the north of Hebei province. The results could provide scientific basis for heavy pollution alarm and forecast and integrated control systems in Beijing.

Key words: Pollution day of the third grade; Pollutant; Meteorological influencing factors; Hysplit-4; Beijing

李莹, 朱伟军, 魏建苏. 2010. 冬季北太平洋风暴轴指数的评估及其改进[J]. 大气科学, 34(5): 1001-1010. Li Ying, Zhu Weijun, Wei Jiansu. 2010. Reappraisal and improvement of winter storm track indices in the North Pacific[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(5): 1001-1010.

冬季北太平洋风暴轴指数的评估及其改进

李莹[1,2] 朱伟军[1] 魏建苏[3]

1 南京信息工程大学, 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044
2 中国气象局国家气候中心, 北京 100081
3 江苏省气象台, 南京 210008

摘 要 首先对风暴轴的定义及其强度和位置表征方法进行了归纳总结, 然后利用 1958~2001 年 44 年冬季 ERA40 位势高度场资料重新评估了几种不同的风暴轴特征指数, 分析得到: 这些不同的定义方法在表征风暴轴强度变化方面具有一致性, 但在描述风暴轴的位置变动方面有较大差异。根据冬季北太平洋风暴轴主体的强度和位置变化特征, 提出了一组更为恰当的动态定量的表征方法, 即取北太平洋及其周边区域(30°N~60°N, 120°E~120°W) 冬季 500 hPa 位势高度天气尺度滤波方差大于 20 dagpm^2 的所有格点滤波方差的平均值, 以及满足上述条件所有格点的经度平均和纬度平均分别作为冬季北太平洋风暴轴的强度指数(NII)、经度指数(NXI) 和纬度指数(NYI)。通过比较分析, 证明了新定义的指数更能反映风暴轴实际的变动特征。继而利用新指数分析了冬季北太平洋风暴轴的强度和位置的长期变化, 得到以下结论: 44 年中, 冬季北太平洋风暴轴的强度微弱增加, 且在 1970 年代中期以前北太平洋风暴轴的强度和位置的年代际变化关系复杂; 1970 年代中期以后北太平洋风暴轴的强度和位置的年代际变化具有准协同一致性, 表现为偏弱期位置偏西偏南, 偏强期位置偏东偏北。而且, 这种长期变化与太平洋海气系统成员的低频变化有相关性, 其变化成因是复杂的。

关键词 风暴轴 指数 评估
文章编号 1006-9895(2010)05-1001-10 中图分类号 P434 文献标识码 A

Reappraisal and Improvement of Winter Storm Track Indices in the North Pacific

LI Ying[1,2], ZHU Weijun[1], and WEI Jiansu[3]

1 *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing* 210044
2 *National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing* 100081
3 *Jiangsu Meteorological Bureau, Nanjing* 210008

Abstract Various methods defining the storm track as well as its intensity and location are reviewed and summarized, and each index is reappraised using 44-year (1958-2001) ERA40 geopotential height data in winter. It has been found all these indices are consistent in describing the intensity of storm track, but they are quite different in describing the position. According to the main features of storm track over the North Pacific in winter, using 500-hPa synoptic-scale geopotential height data over the North Pacific and its surrounding areas (30°N-60°N, 120°E-

收稿日期 2009-09-03, 2009-12-11 收修定稿
资助项目 江苏省普通高校研究生科研创新计划资助项目 CX07B_046z
作者简介 李莹, 女, 1984 年出生, 博士研究生, 主要从事大气环流异常及短期气候预测研究。E-mail: liying2005y@nuist.edu.cn

120°W), a method which better defines the storm track indices is proposed, that is, the values at the grid points with variance greater than 20 dagpm^2 are averaged as the winter North Pacific storm track intensity index (NII), the average of the longitudes at the grid points is defined as the longitude index (NXI), and the average of the latitudes is defined as the latitude index (NYI). It is proved that the newly defined indices can better reflect the variation of the storm track in this study. It has also revealed that during the period of 1958/1959–2001/2002, the storm track over the North Pacific was slightly strengthened and tended to move southward and westward. The relationship between the strength and location was complicated before the mid-1970s, and it became quasi-consistent after the mid-1970s, with the location northward and eastward in the strong storm track stage, and vice versa. Moreover, such a long-term variation is related to the low-frequency variability of the Pacific sea-air systems, and the causes are sophisticated.

Key words storm track, index, reappraisal

1 引言

大气环流的变化在中纬度地区表现为显著的瞬变扰动, 与逐日天气系统的生消与演变相联系。Blackmon (1976) 早在 1970 年代就通过滤波资料发现了这一特点, 并将横亘于北半球两大洋上的瞬变方差局地极大值区域定义为风暴轴。从此, 揭开了以纬向非对称观点研究大气环流异常变化的序幕。如何定量描述风暴轴的强度和变率一直是风暴轴研究中的重要问题。鉴于风暴轴时空变率的复杂性, 用简单的指数去描述如此庞大系统的时空变率是极其困难的, 因而也存在着许多不同的观点。

按照流体力学的基本观点, 可以将风暴轴的定义方法分作两类: 一类是从拉格朗日观点着眼 (Hodges, 1994), 通过直接追踪气旋/反气旋的移动来确定其位置和强度, 借助气旋/反气旋个例的生消与演变来研究风暴轴的变化; 另一类是从欧拉观点着眼 (Blackmon, 1976), 利用对流层不同层次、不同变量的天气尺度滤波方差或均方差来研究局地风暴轴的变化。两种方法都能较好地表征风暴轴, 各有所长。

(1) 拉格朗日观点能够将气旋和反气旋分别开来作为研究对象。可以利用平均海平面气压 (Hanson et al., 2004) 来定义气旋/反气旋, 也可以采用位势高度 (Blender et al., 1997)、涡度 (Hoskins and Hodge, 2002) 等其他变量。但用平均海平面气压和位势高度定义气旋/反气旋时, 将会受到大尺度背景环流的影响, 不易捕捉到移动较为迅速的系统; 而用涡度定义虽然可以很好地避免上述问题, 却又包含了许多不必要的噪音 (Sinclair, 1997)。追踪路径的方法也各有差异 (König et al., 1994; Hoskins and Hodge, 2002): 一般用最低/高中心气压值、单个气旋/反气旋持续的天数、移动速率、加深率等作为描述风暴轴频率变化的依据, 以不同时段在不同格点上气旋/反气旋生成或消亡的平均次数以及不同过程中最低/高压出现的平均次数来表征风暴轴的分布, 用单位时间 (月、季、年等) 内某个区域内出现的风暴平均次数来研究风暴轴随时间的演变 (Löptien and Ruprecht, 2005; Isabel, 2006)。

(2) 欧拉观点则是以各种变量天气尺度 (2.5~6 天) 滤波方差或者均方差作为风暴轴的表征, 这些变量可以是位势高度 (Blackmon, 1976)、也可以是经向风速 (Chang and Fu, 2002) 等其他变量。由于风暴轴具有三维结构特征, 它自海平面一直延伸至对流层顶, 所以采用不同高度的变量都可以很好地表征风暴轴。滤波的方法也有很多, 有 Butterworth 带通滤波器 (Murakami, 1979)、31 点带通滤波器 (孙照渤, 1992)、Blackmon 带通滤波器 (Blackmon, 1976)、7 点简易高通滤波器 (Trenberth, 1986) 等, 都能起到较好的滤波效果。一般用所选区域天气尺度滤波方差的最高值或固定区域天气尺度滤波方差的平均值表征风暴轴的强度, 用所选区域天气尺度滤波方差的最高值所在经纬度表征风暴轴的位置变化, 或者直接利用 EOF 分解的前几对模态来解释风暴轴的时空变化 (Lau, 1988; 胡增臻和黄荣辉, 1997; Chang and Fu, 2002)。

相比较而言, 对于研究中纬度天气尺度瞬变扰动的问题, 欧拉方法更为简洁和实用。该种方法不用考虑由于不同的追踪方法 (König et al., 1994; Hoskins and Hodge, 2002) 和不同的空间分辨率 (Blender and Schubert, 2000) 所可能造成的结果

上的差异。可以直接从格点资料出发, 运用滤波方法, 取天气尺度的滤波方差或均方差表征风暴轴的分布与变率, 图像上较为直观, 且计算简便, 易于统计诊断研究。目前, 以欧拉方法为基础表征风暴轴的变化的指数很多, 一般利用滤波方差研究风暴轴强度和位置主要采用选取中心点表征、区域平均或是经验正交展开(EOF)方法。邓兴秀和孙照渤(1994)利用风暴轴中心强度及所在位置变化来定义风暴轴的强度和位置指数, 研究了北太平洋风暴轴的季节变化, 夏季偏弱偏北而冬季偏强偏南。胡增臻和黄荣辉(1997)运用相同的表征方法通过风场资料研究了1980~1989年10个冬季的北太平洋风暴轴的活动, 结果表明, 风暴轴存在清楚的年际变化, 且有线性偏强、偏东、偏北的长期趋势以及2~4年的周期振荡存在。朱伟军等(2000)换用位势高度场资料运用相同方法也得到了类似的结论。本文称此种方法得到的强度指数、经度指数、纬度指数分别为CII、CXI、CYI。也可以采用固定区域的平均值来度量风暴轴的强度, 何冬燕和朱伟军(2007)利用该种定义方法分析了1月份风暴轴区域(35°N~55°N, 140°E~160°W)的500 hPa位势高度滤波方差的变化(简称SI)。丁叶风等(2006)采用风暴轴中心以及其四周共9个点的强度平均值来定义风暴轴的强度指数并研究了它们的长期变化, 分析得到: 1985年前后, 风暴轴在整个对流层都发生了年代际尺度上由弱变强的跃变, 且夏季趋势强于冬季, 由该方法得到的风暴轴强度指数简称为C9I。除此之外, EOF方法也广为被用来表征风暴轴的时空耦合变化: Lau(1988)采用EOF方法研究了北半球19个冬季风暴轴变化与月平均环流变化之间的统计相关关系, 指出风暴轴变化的主要模态与同期北半球低频环流变化中的遥相关型相联系。Zhu et al.(2001)运用同样的方法, 利用NCEP/NCAR再分析资料对17个冬季风暴轴的变化异常作了诊断分析, 指出北太平洋风暴轴的年际变化主要有两个模态, 一个是风暴轴在其气候平均位置附近强弱变化的单极子型, 另一个是风暴轴在其中东部地区南北位移和强弱变化的偶极子型, 分别与PNA(Pacific/North American)和WP(West Pacific)遥相关型相联系。任雪娟等(2007)利用更长时间序列的ECMWF再分析资料也得到了以上结论。Chang and Fu(2002)利用EOF方法对51年的NCEP/NCAR的300 hPa经向风场进行诊断分析, 指出冬季风暴轴存在年代际变化, 在1972/1973年间由弱逐渐变强, 这种变化与环流的低频变率(如PDO、AO)存在着一定程度的联系, 但去除这些低频变率的影响后风暴轴的年代际变化依然存在。综合上述研究成果, 将冬季北太平洋风暴轴做EOF分解后第一模态对应的时间系数称为E1I, 表征风暴轴的强度变化; 第二模态对应的时间系数称为E2I, 表征风暴轴的经向位置变化。

以上方法都可以表征风暴轴强度和位置, 同时也存在着一定的问题。图1给出的是1958/1959~2001/2002年44年冬季北太平洋500 hPa位势高度天气尺度滤波方差分布。计算数据取自欧洲中期天气预报中心ERA 40数据集的位势高度场资料, 文中若无特别说明, 所用资料均取自ERA40; 计算天气尺度滤波方差的滤波器采用孙照渤(1992)介绍的31点带通滤波器, 详细计算方法见朱伟军等(2000)。如图1所示, 风暴轴表征的天气尺度瞬变涡动主要集中于北太平洋上空的纬向区域, 东西横跨近100个经度, 南北也有数十度的纬宽, 分布形态不规则。仅仅拿风暴轴中心或其周围为数不多的格点的平均值来表征整个北太平洋区域瞬变涡动的变化缺乏足够的代表性。而且, 邓兴秀和孙照渤(1994)提出: 在有些年份, 北太平洋风暴轴会出现断裂现象, 同时存在两个中心。如果仅仅用单个中心点作为风暴轴的表征, 就无法清楚刻画风暴轴主体的强度和移动特征。另一方面, 由各年风暴轴中心位置的分布频率情况(图2)可知, 冬季北太平洋风暴轴的中心虽然位于40°N气候平均位置附近, 但也存在着较大的年际变动, 不同年份的中心点中最东位置与最西位置相差80个经度, 最北位置与最南位置也有20个纬度的差异。如果仅仅拿一个固定区域的滤波方差来表征风暴轴, 划定区域范围的不同对结果有一定影响, 对风暴轴的移动性也有欠考虑。再者, 若采用EOF方法来表征风暴轴, 虽然可以描述风暴轴的时空共变特征, 但将风暴轴的强度和位置变化放在一起考虑的同时, 若在较长时间尺度里强度和位置并不是一一对应变化的情况下, 难以真实反映风暴轴的长期变化。而且采用EOF方法时, 即使取前几个模态也只能表示风暴轴主体的部分信息。因此, 有必要综合考虑以上因素, 重新建立合适的特征量来描述风暴轴的强度

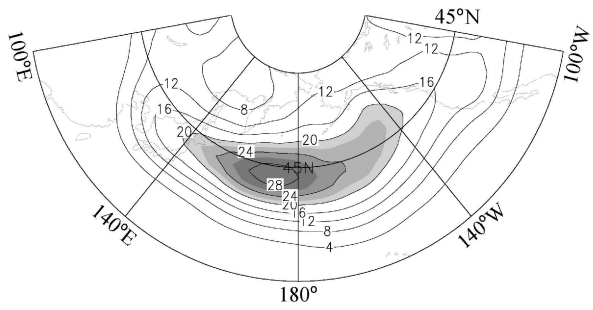


图 1 44 年 (1958/1959~2001/2002) 冬季平均的北太平洋 500 hPa 天气尺度位势高度滤波方差分布 (阴影 ≥20 dagpm^2)

Fig. 1 44-year (1958/1959–2001/2002) winter mean 500 hPa synoptic scale geopotential height variance over the North Pacific. Shading: ≥20 dagpm^2

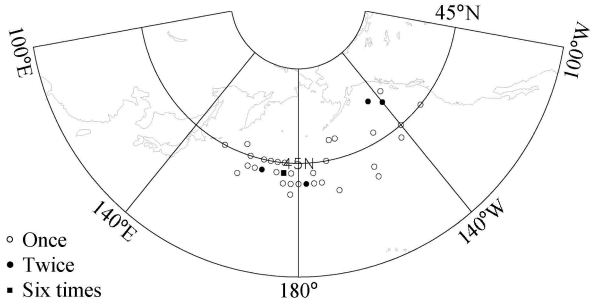


图 2 44 年 (1958/1959~2001/2002) 冬季的 500 hPa 天气尺度位势高度滤波方差最强值频率分布图。空心圆: 1 次; 实心圆: 2 次; 方块: 6 次

Fig. 2 The frequency distribution of the centers of 500-hPa synoptic scale geopotential height variance over the the North Pacific in 44 years (1958/1959–2001/2002)

和位置变化。

由于再分析资料中位势高度场的资料质量较高, 按照波动学的观点, 等压面上位势高度的变化与地面的气旋/反气旋相对应, 有较为清楚的物理意义, 且一般认为处于对流层中层的 500 hPa 可以代表整个对流层的平均状况。基于以上考虑, 本文在评估前人工作的基础上, 结合风暴轴自身变化特点, 利用 500 hPa 位势高度天气尺度滤波方差重新定义一个描述风暴轴变率的动态指数, 并试图解释这些风暴轴指数之间不一致的原因, 从而为进一步分析和讨论风暴轴在不同时间尺度下强度和位置的变化特征提供一个更为合理的依据。

2 风暴轴指数的提出

2.1 各种风暴轴指数的评估

考虑到风暴轴的平均强度和移动特征, 取北太平洋及其周边区域 (30°N~60°N, 120°E~120°W) 冬季 500 hPa 位势高度天气尺度滤波方差大于 20 dagpm^2 的所有格点滤波方差的平均值、满足上述条件所有格点的平均经度和平均纬度作为冬季北太平洋风暴轴的强度指数 (NII)、经度指数 (NXI) 和纬度指数 (NYI)。为了分析几种不同风暴轴指数的异同, 以下将同时用不同指数 (NII/CII/SI/C9I/E1I、NXI/CXI 和 NYI/CYI/E2I) 分别讨论风暴轴强度和经纬位置的年际、年代际变化以及长期趋势, 以期考察它们表征冬季北太平洋风暴轴特征及其变化的能力。

在表征强度方面, 五种指数 (NII、CII、C9I、E1I、SI) 是一致的, 只在个别年份偏强或偏弱的程度有所差异 (图 3 中仅给出 NII 和 CII)。以上风暴轴强度指数相互之间的相关系数见表 1, 除了 C9I 与其它指数相关系数相对略低外, 其余指数间的相关系数均高达 0.9 左右, 说明以上几种强度指数都可以很好地描述风暴轴的强度变化, 但就定义的出发点而言, NII 更为合理。

表 1 表征风暴轴强度变化的不同指数之间的相关系数

Table 1 Correlation coefficients between various storm track intensity indices

	NII	CII	SI	E1I
C9I	0.43	0.51	0.48	0.46
E1I	0.92	0.92	0.99	
SI	0.89	0.87		
CII	0.94			

图 3 给出的是 44 年 (1958/1959~2001/2002) 冬季北太平洋风暴轴指数的时间演变曲线, 平滑曲线为各个指数经过谐波分析后的前五波合成, 周期大于 8.8 年, 表征其年代际的变化。在表征位置变化方面, 两套指数 (NXI/NYI 和 CXI/CYI) 存在较大差异, 不仅表现在指数的正负值上, 也表现在振幅上。NXI、CXI 表征风暴轴的东西移动, 在 44 年中有 12 年表现出偏东、偏西的不一致, 分别是 1960/1961、1963/1964、1964/1965、1969/1970、1975/1976、1976/1977、1978/1979、1987/1988、1989/1990、1997/1998、2000/2001、2001/2002 年冬季。NYI、CYI 表征的是风暴轴的南北移动, 在 44 年中有 10 年表现出偏南、偏北的不一致, 分别是 1958/1959、1963/1964、1964/1965、1966/

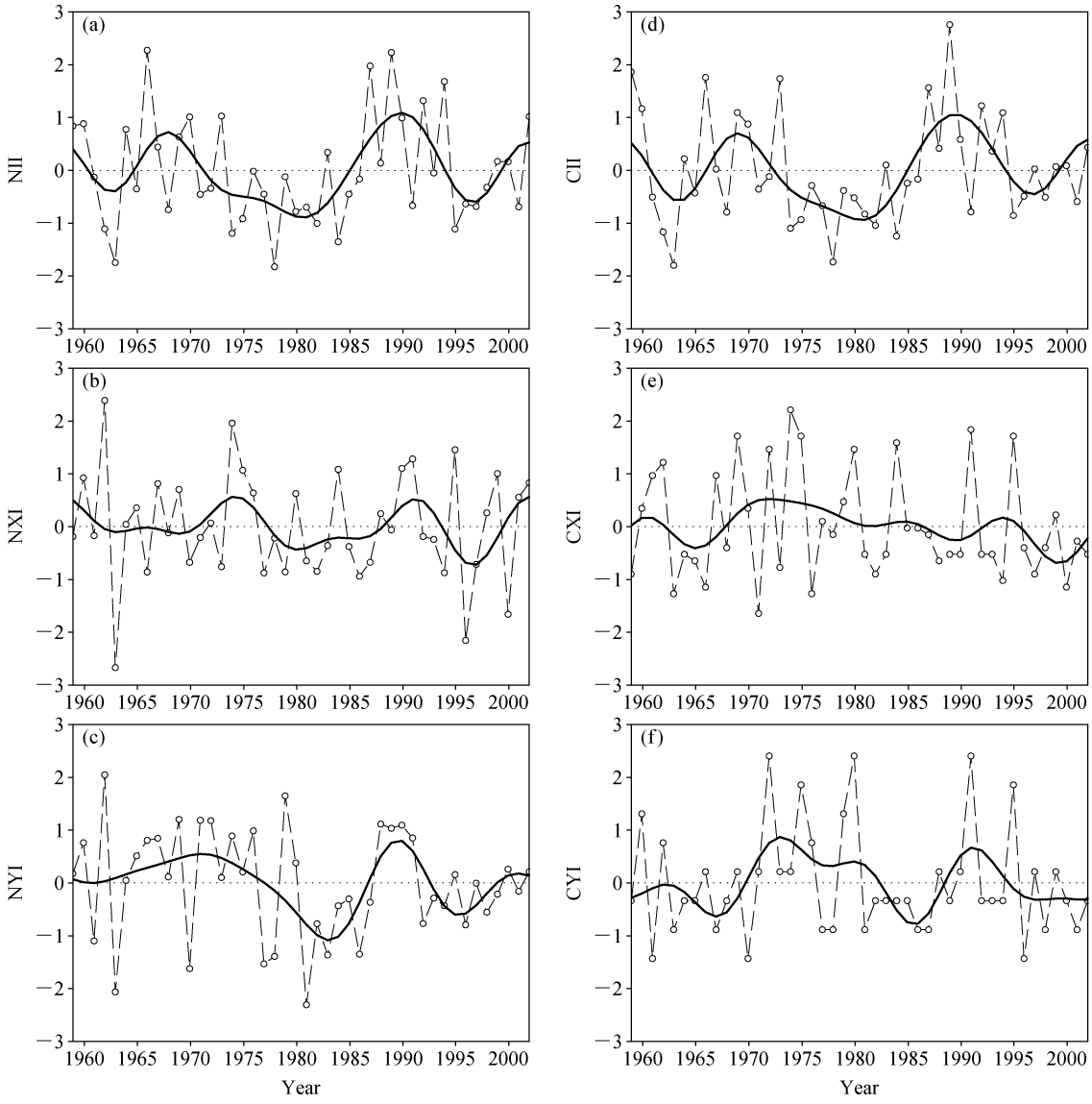


图3　44 年 (1958/1959~ 2001/2002) 冬季北太平洋风暴轴指数的时间演变曲线 (虚线): (a) NII; (b) NXI; (c) NYI; (d) CII; (e) CXI; (f) CYI。粗实线为各自曲线的年代际分量, 点线为零线

Fig.3　Time series of 44-year (1958/1959– 2001/2002) storm track indices over the North Pacific during winter (dashed lines): (a) New intensity index (NII); (b) new longitude index (NXI); (c) new latitude index (NYI); (d) center intensity index (CII); (e) center longitude index (CXI); (f) center latitude index (CYI). The thick solid line stands for the interdecadal component of each index

1967、1967/1968、1988/1989、1996/1997、1998/1999、1999/2000、2001/2002 年冬季。NXI 和 CXI 以及 NYI 和 CYI 之间的相关系数分别是 0.62 和 0.61, 可以通过显著性水平为 0.01 的 t 检验, 但较之前两组指数中强度指数间的相关系数小, 对于描述同一事物的客观量来说, 以上两种不同指数定义方法在描述风暴轴的移动特征上存在着不一致。E2I 也可以表征风暴轴的经向位置变化, 它与 NYI 和 CYI 的相关系数分别为 0.81 和 0.56。EOF 方法与新提出的定义方法在描述风暴轴主体强度和位置的南北变化上具有一致性。

表 2 给出各个指数谐波分析后年际分量 (周期小于 8.8 年) 和年代际分量 (周期大于 8.8 年) 各占的百分比率以及长期趋势的情况。为简单起见, 文中取趋势系数为样本序列 (样本数为 n) 与自然数序列 ($1\sim n$) 的相关系数。由表 2 可知, 表示风暴轴强度的五个指数的年际与年代际分量的比都约为 2∶1, 且均没有通过显著性水平为 0.05 的 F 检

验, 无论是年际分量、还是年代际分量都占到了一定的比重, 由此说明风暴轴强度的年际和年代际变化都不可忽视。趋势系数均为正值, 冬季北太平洋风暴轴有增强的趋势存在, 但趋势非常微弱。表 2 中, 描述风暴轴位置变化的两组指数年际、年代际分量之间存在较大差异, 新定义的指数的年代际分量较大, 趋势系数均为负值, 定性分析得到: 冬季北太平洋风暴轴有西移、南压的倾向存在, 但趋势都不明显。无论是风暴轴的强度还是位置, 在近 44 年中都没有显著的长期变化趋势。

表 2 风暴轴强度、位置指数的年际分量、年代际分量百分比及趋势系数

Table 2 Interannual and interdecadal components of various storm track indices and their trend coefficients

	年际百分率	年代际百分率	趋势系数
NII	68.1%	31.9%	0.03
CII	66.7%	33.3%	0.01
C9I	63.2%	36.8%	0.05
E1I	67.6%	32.4%	0.10
SI	65.7%	34.3%	0.14
NXI	88.4%	11.6%	-0.05
CXI	90.4%*	9.6%	-0.12
NYI	77.1%	22.9%	-0.13
CYI	80.3%	19.7%	-0.05
E2I	76.1%	23.9%	-0.24

注: * 表示通过显著性水平为 0.05 的 F 检验。

2.2 风暴轴指数差异成因分析

上一节的分析指出, 新定义的指数 (下面统称 NI) 和“中心强度法”定义的指数 (下面统称 CI) 在表征风暴轴位置上存在着差异。通过逐年北太平洋天气尺度滤波方差分布图对比发现, 造成这些差异的主要原因在于气候平均下斜压性较弱的风暴轴出口区 (东太平洋区域) 天气尺度滤波方差的异常变化。已有的研究指出 (Zhu et al, 2001), 对于风暴轴这样具有海盆尺度的系统而言, 在北太平洋西部会由于强的西边界暖流 (黑潮) 作用而维持强的斜压性, 可以看作是斜压波的播种区, 使得风暴轴在大洋西部建立。而赤道中东太平洋区域的海表温度异常 (SSTA) 会对风暴轴的中、东部地区的强弱变化和位置的南北移动有重要贡献: 当赤道中、东太平洋区域正 SSTA 时, 使得原本天气尺度扰动较弱的北太平洋风暴轴的中、东端天气尺度扰动增强, 北太平洋风暴轴向东南方向伸展; 而当赤道中、东太平洋区域负 SSTA 时, 情况相反。风暴轴在其东、西两端的维持机制有所不同, 一方面会由于西边界暖流的作用在大洋西部维持, 另一方面当赤道中、东太平洋区域的 SSTA 发生异常的时候, 又会向东南 (北) 伸展, 这样两方面的作用可能会使风暴轴发生断裂形成双中心, 更有些异常年份会使得风暴轴中心完全移至大洋的东部。当风暴轴出现双中心的情况下, 只用单个中心来表征风暴轴的整体变化就不具代表性了, 而新定义的指数表征的是北太平洋区域上空 500 hPa 位势高度天气尺度瞬变涡动的动态变化, 此时就会显现出明显的优势。

下面, 取风暴轴双中心个例进行分析。选取 1964/1965 年冬季的风暴轴进行分析, 该年赤道中东太平洋区域 SSTA 为负值, 是 La Niña 年 (龚道溢和王绍武, 1999)。如图 3 所示: 在 1964/1965 年冬季, 以风暴轴中心点定义的指数 (CII、CXI、CYI) 表明较气候平均而言, 该年冬季北太平洋风暴轴强度偏弱、位置偏西南; 而新定义的风暴轴指数 (NII、NXI、NYI) 表明该年冬季北太平洋风暴轴同样偏弱, 但位置较常年偏东北。图 4 给出 1964/1965 年冬季北太平洋天气尺度滤波方差分布 (图 4a) 和距平图 (图 4b), 以及该年冬季北半球气旋路径合成分布图 (图 4c)。图 4a 中, 1964/1965 年冬季北太平洋风暴轴有明显的双中心结构, 分别位于日期变更线两侧, 一个在风暴轴气候平均位置, 而另一个则偏于东北太平洋区域。图 4b 中, 北太平洋多数区域为负距平, 说明该年风暴轴是偏弱的, 两个强度指数在表征风暴轴强度变化上具有一致性; 图中存在两个正距平区域, 分别位于东北太平洋和风暴轴中心的气候平均位置附近, 且前一个正距平区域比后一个异常值大且异常范围也大, 表示该年冬季风暴轴较常年整体向东北移动。由此说明, 两组指数都可以较好地表征风暴轴的强度变化, 但在风暴轴位置变化的表征上 NI 优于 CI。图 4c 还给出了 1964/1965 年冬季的气旋移动路径的分布, 该年冬季气旋的移动路径在北半球的确集中于大西洋和太平洋两大洋上, 而且在太平洋地区存在着两个气旋活动相对频繁和集中的区域, 分别位于日期变更线的东西两侧, 位置与图 4a 的大值区相对应。以上说明天气尺度滤波方法表征的风暴轴不仅可以描述天气尺度瞬变涡动的空间分布, 也可

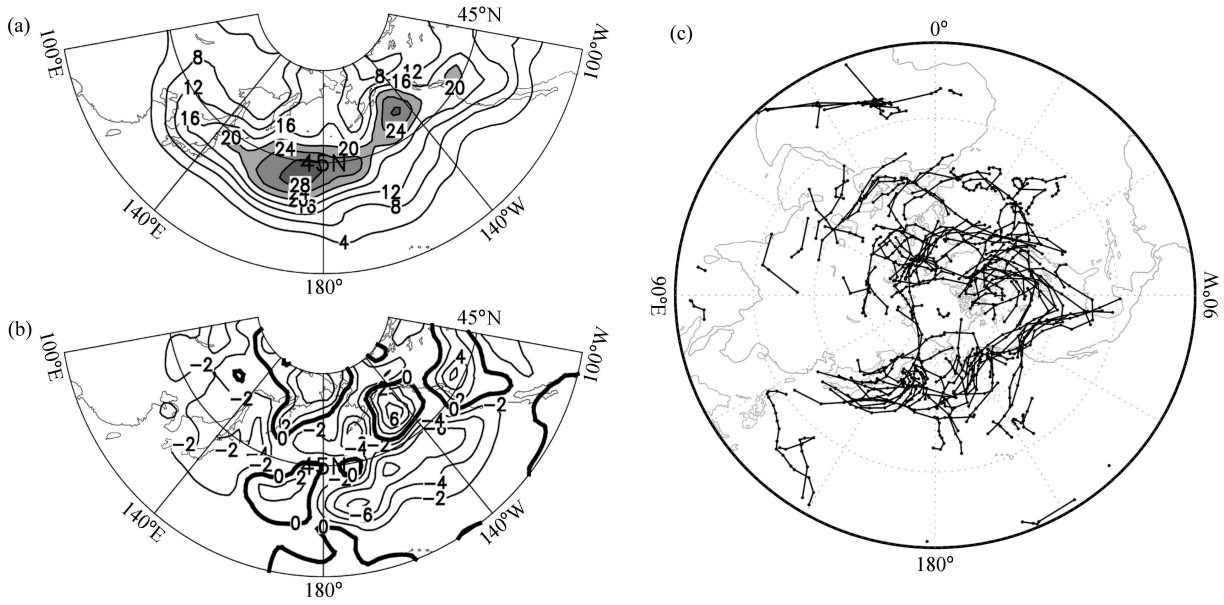


图 4　1964/1965 冬季平均的 500 hPa 天气尺度位势高度滤波方差的 (a) 平均分布和 (b) 距平分布 (单位: dagpm^2) 以及 (c) 气旋移动路径①

Fig. 4　(a) Average and (b) departures of the 500-hPa synoptic-scale geopotential height variance (units: dagpm^2) and (c) storm tracks during the winter of 1964/1965

以间接描述气旋移动路径的分布情况, 欧拉方法和拉格朗日方法在描述风暴轴的时空变化特征上具有一致性。此外, 对于天气尺度涡动较弱的太平洋东部地区, 在 1964/1965 年冬季也存在着气旋路径相对较为集中的现象, 如果将北太平风暴轴作为一个整体来考虑, 风暴轴在该年的确有向太平洋的东北部地区伸展的现象, 而 NI 的优点就恰恰在此, 刻画出了以往指数所描述不出的风暴轴移动的细节问题。

总的来说, 在表征风暴轴强度变化上各个指数都具有较好的代表性, 且描述趋于一致; 但就表征风暴轴的位置而言, 在长期趋势的描述上, CI 和 NI 有一致性, 均表现出风暴轴有不显著的西移南压变化趋势, 但 NI 更能真实反映冬季北太平洋风暴轴的整体变化特征, 特别是在描述风暴轴移动的细节问题上相对合理。与 CI 相比, NI 反映出冬季北太平洋风暴轴不仅在强度上存在年代际变化, 在位置变动上的年代际变化也不容忽视。

3　新定义指数揭示的北太平洋风暴轴变化特征及其与同期大气环流、海温的关系

3.1　冬季北太平洋风暴轴变化特征

已有研究表明 (Zhang et al., 1997), 在 1970 年代中纬度海气系统发生了一次年代际尺度上的调整。风暴轴作为中纬度海气系统的成员之一, 针对其年代际变化的特点也有不同认识。Chang and Fu (2002) 指出北太平洋风暴轴存在着年代际变化, 且在 1972/1973 年间由弱逐渐变强。丁叶风等 (2006) 认为, 北太平洋风暴轴在 1985 年前后在对流层上下一致发生了年代际的跃变。为了认识风暴轴的强度和位置的长期演变, 有必要结合新定义的指数作进一步细致的分析。图 3a~c 给出冬季北太平洋风暴轴强度指数、经度指数和纬度指数随时间的变化曲线, 平滑曲线表示各指数的周期大于 8.8 年的年代际分量。

图 3a 反映的是冬季北太平洋风暴轴强度指数 44 年随时间的变化。由新定义指数的振幅来看, 风暴轴的强度存在很大的年际差异, 其年代际分量曲线表现出冬季北太平洋风暴轴的强度在 1970 年代之前由弱变强, 有准 10 年的振荡存在, 自 1970 年代初至 1980 年代一直较气候平均强度偏低, 可以看作是冬季北太平洋风暴轴强度变化的位相调整阶段, 在 1985 年前后, 冬季北太平洋风暴轴由偏弱转为偏强, 此后是一个周期为准 10 年的振荡循环。表 1 中冬季北太平洋风暴轴强度指数的趋势系

① 热带外气旋路径图集数据取自美国国家航空航天局 (NOAA)。

数为 0.03，反映出 44 年间风暴轴的强度增强但趋势不显著。

图 3b 和图 3c 表示冬季北太平洋风暴轴的经度指数和纬度指数 44 年随时间的变化，反映风暴轴 44 年间的位置变动特征。由 NXI 和 NYI 可知，冬季北太平洋风暴轴的位置存在较大的年际变动。特别在 1961/1962 年和 1962/1963 年冬季之间，即使在强度上两年都表现为较常年偏弱，但在 1961/1962 年冬季北太平洋风暴轴位置偏东北，而在 1962/1963 年冬季北太平洋风暴轴位置偏西南。在年际变率上，风暴轴的经向和纬向变化具有准协同一致性：在 44 年（1958/1959~2001/2002）间有 32 年位置偏东偏北（16 年）或偏西偏南（16 年），风暴轴以西北—东南向为轴线进行东北、西南两侧的振荡。冬季北太平洋风暴轴在东西方向上的年代际变化表现为：1970 年代以前变化振幅较小，1970 年代以后有振幅较大的振荡存在，1970 年代中期以前位置偏东，1970 年代中期之后的一个年代位置偏西，此后进入一个周期为准 10 年的振荡循环。冬季北太平洋风暴轴在南北方向上的年代际变化表现为：以 1970 年代中期为界，此前冬季北太平洋风暴轴位置偏北，此后为一个周期为准 10 年的振荡循环。

将 NII、NXI 和 NYI 的年代际分量变化比较可见：1970 年代中期以前 3 个指数之间的关系较为复杂；1970 年代中期以后 3 个指数呈同位相变化，亦即冬季北太平洋风暴轴偏强期位置偏东偏北，偏弱期位置偏西偏南。

3.2 冬季北太平洋风暴轴的变化与同期大气环流、海温的关系

由前文分析可得，冬季北太平洋风暴轴存在着年际和年代际变化。这种变化的原因是什么？是否与同期的大气环流异常和海温的变化存在联系？基于以上问题，从新定义的风暴轴指数和太平洋年代际涛动（PDO，Pacific Decadal Oscillation）①、北极涛动（AO，Arctic Oscillation）②、El Niño 指数（简称 Niño3.4）③、黑潮区海温指数（简称 KSST）④、PNA 指数和 WP 指数⑤几个能够代表太平洋海气系统及其异常指数的相关系数出发做进一步分析。

表 3 给出的是 NII、NXI、NYI 和上述六个指数间的相关系数。由表 3 可得，在年际尺度上，风暴轴的强度变化与局地黑潮区域的海温异常联系紧密，Niño3.4 区的海温强迫同样不容忽视；在大气中则表现为与 WP 型相联系，这与 Zhu et al.（2001）的研究结论是一致的。风暴轴纬向位置的年际变化与大气低频变化的遥相关型（PNA 和 WP）存在联系。与风暴轴经向变化相关系数最高的是 PNA，达到 −0.73，当 PNA 处于正（负）异常时，风暴轴主体位置偏南（北）。PDO 与表征风暴轴位置变化的指数（NXI 和 NYI）间均存在相关，当 PDO 处于正（负）位相时，风暴轴主体位置偏西（东）偏南（北）。而 AO 在年际尺度上与风暴轴的异常变化关系不明显。

表 3 表征大气、海洋各种指数与风暴轴强度、位置指数间的相关系数

Table 3 Correlation coefficients between storm track indices and various atmospheric/oceanic indices

指 数	NII	NXI	NYI
PDO	0.11	−0.32**	−0.63***
AO	0.17	0.24	0.18
Niño3.4	0.27*	−0.08	−0.24
KSST	0.35**	0.12	0.17
PNA	−0.12	−0.26*	−0.73***
WP	−0.33**	−0.30**	−0.21

注：*、**、***：通过显著性水平为 0.1、0.05、0.01 的 t 检验。

在年代际尺度上，以上指数各自年代际分量间的相关系数均较原始序列的高，但都不能通过严格的显著性水平检验（表略），这进一步说明风暴轴的年代际变化可能是多种因子共同作用的结果。选取相关系数较高的两组指数，将 NYI 和 PDO 指数以及 PNA 指数分别成对给出（图 5），图 5 中粗的平滑

① PDO 指数取自 http://www.atmos.washington.edu。

② AO 指数取自 http://www.jisao.washington.edu。

③ El Niño 指数取 Niño3.4 区（5°S~5°N，160°E~90°W）的海温异常的区域平均。

④ KSST 指数取（15.5°N~35.5°N，120.5°E~140.5°E）、（20.5°N~35.5°N，140.5°E~175.5°E）海温的区域平均，该区域海温与冬季风暴轴的异常变化有紧密联系（Zhu et al.，2001）。

⑤ PNA 和 WP 指数根据 Wallance and Gutzler（1981）的定义得到。

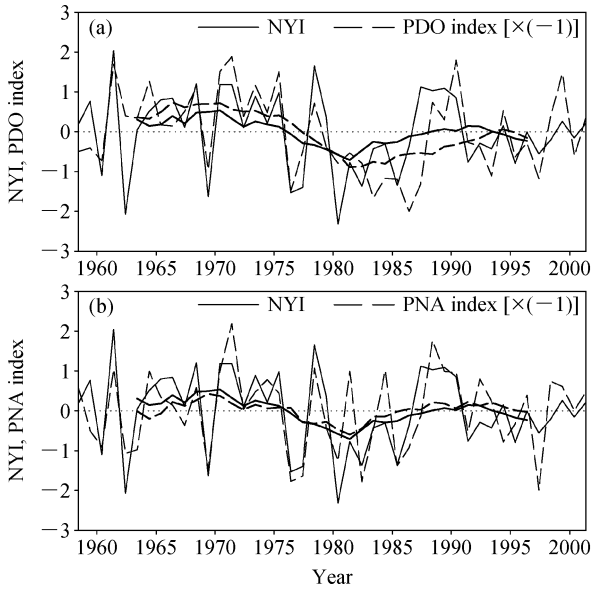


图5　(a) NYI (细实线) 与 PDO 指数 (细虚线) 的时间演变曲线以及 NYI (粗实线) 与 PDO 指数 (粗虚线) 的 11 点滑动平均曲线; (b) NYI (细实线) 与 PNA 指数 (细虚线) 的时间演变曲线以及 NYI (粗实线) 与 PNA 指数 (粗虚线) 的 11 点滑动平均曲线。点线代表零线

Fig. 5　(a) Time series of NYI (thin solid line) and PDO index (thin dashed line) and their 11-year running means (thick solid/dashed lines); (b) time series of NYI (thin solid line) and PNA index (thin dashed line) and their 11-year running means (thick solid/dashed lines)

曲线为相应各条指数的 11 年滑动平均, 为了方便比较, PDO 指数和 PNA 指数均乘以- 1。如图 5 所示, 在年代际尺度上, 风暴轴经向位置的变化与 PNA 和 PDO 的位相转换基本一致, 转换的时间均在 1970 年代中期左右。进一步分析其可能影响过程是: 1970 年代中期以前, PDO 处于负位相, 北太平洋中部的海温异常偏高, 而热带中东太平洋和北美西岸的海温异常偏低, 如此的海温异常分布激发 PNA 的负异常响应, 继而引起风场的调整, 大气的斜压性偏北, 使得风暴轴主体位置偏北; 1970 年代中期以后, 情况相反 (图略)。

4　结论

本文主要利用 ERA40 资料对风暴轴指数的多种定义方法进行了评估和比较, 并根据风暴轴的自身特点提出了一种更为恰当的动态定量表征方法。得到以下结论:

(1) 在定义风暴轴指数时, 不仅考虑了风暴轴的气候平均强度, 也考虑了风暴轴的年际位置变化, 利用格点资料, 取强度超过特定阈值的各点平均强度以及所在经、纬度的平均作为风暴轴强度、位置的表征。新定义的风暴轴指数 (NI) 不仅取法简单、物理意义明确, 又不失代表性。

(2) NI 在描述风暴轴的强度变率方面, 与其它指数是一致的; 在描述风暴轴位置变率方面, 由于 NI 表征的是整个太平洋区域上空 500 hPa 天气尺度位势涡动的动态变化, 比仅用位势瞬变涡动中心作为整个风暴轴表征的 CI 在描述风暴轴位置变化上更具有代表性, 可以更为真实地反映风暴轴主体的变化特征。

(3) 44 年里, 冬季北太平洋风暴轴的强度增加, 整体位置有较不明显的西移和南压的趋势存在。在年代际时间尺度上, 冬季北太平洋风暴轴的强度与位置的变动关系有年代际差异: 在 1970 年代中期以前, 位置与强度之间的关系较为复杂; 在 1970 年代中期以后, 冬季北太平洋风暴轴偏弱期位置偏西偏南, 而偏强期位置偏东偏北。

(4) 描述海气系统变化的 PDO、Niño3. 4 区的海温、黑潮区海温、PNA 和 WP 遥相关型与冬季北太平洋风暴轴的变化联系紧密。在年代际尺度上, 风暴轴异常变化的成因复杂。风暴轴经向位置的年代际变化与 PNA 和 PDO 的位相转换基本一致, 它们可能是风暴轴经向年代际异常变化的重要影响因子。

应当指出, 鉴于风暴轴存在显著的季节变化特征, 本文定义的风暴轴指数仅仅是基于冬季北太平洋风暴轴所提出的。在研究其它季节或者其他区域的天气尺度瞬变涡动问题时, 表征风暴轴主体范围的特征线应根据不同具体情况再做选取, 该方法的普适性有待进一步验证。

致谢　感谢审稿专家对本文提出的诸多有益建议!

参考文献 (References)

Blackmon M L. 1976. A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere [J]. J. Atmos. Sci., 33: 1607- 1623.

Blender R, Fraedrich K, Lunkeit F. 1997. Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 123: 727- 741.

Blender R, Schubert M. 2000. Cyclone tracking in different spatial and temporal resolutions [J]. Mon. Wea. Rev., 128: 377- 384.

Chang E K M, Fu Y. 2002. Interdecadal variations in Northern Hemisphere winter storm track intensity [J]. J. Climate, 15: 642- 658.

邓兴秀, 孙照渤. 1994. 北半球风暴轴的时间演变特征 [J]. 南京气象学院学报, 17 (2): 165- 170. Deng Xingxiu, Sun Zhaobo. 1994. Characteristics of temporal evolution of northern storm tracks [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 17 (2): 165- 170.

丁叶风, 任雪娟, 韩博. 2006. 北太平洋风暴轴的气候特征及其变化的初步研究 [J]. 气象科学, 26 (3): 237- 243. Ding Yefeng, Ren Xuejuan, Han Bo. 2006. Primiary analysis of the climatic characteristics and variablity of the North Pacific storm track [J]. Scientia Meteorologic Sinica (in Chinese), 26 (3): 237- 243.

龚道溢, 王绍武. 1999. 近百年全球温度变化中的 ENSO 分量 [J]. 地球科学进展, 14 (5): 518- 523. Gong Daoyi, Wang Shaowu. 1999. The influence of ENSO on global temperature during the last 100 years [J]. Advance in Earth Science (in Chinese), 14 (5): 518- 523.

Hanson C E, Palutikof J P, Davies T D. 2004. Objective cyclone climatologies of the North Atlantic- A comparison between the ECMWF and NCEP/NCAR reanalyses [J]. Climate Dyn., 22: 757- 769.

Hodges K I. 1994. A general method for tracking analysis and its application to meteorological data [J]. Mon. Wea. Rev., 122: 2573- 2586.

Hoskins B J, Hodge K I. 2002. New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks [J]. J. Atmos. Sci., 59 (1): 1041- 1061.

何冬燕, 朱伟军. 2007. 冬季鄂霍次克海海冰对北太平洋风暴轴年际变化的影响 [J]. 南京气象学院学报, 30 (1): 43- 50. He Dongyan, Zhu Weijun. 2007. Influence on northern Pacific storm track of Okhotsk sea ice during winter [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 30 (1): 43- 50.

胡增臻, 黄荣辉. 1997. 冬季热带西太平洋对流活动异常的年际变化及其对北太平洋风暴轴的影响 [J]. 大气科学, 21 (5): 513- 522. Hu Zengzhen, Huang Ronghui. 1997. The interannual variation of the convective activity in the tropical west Pacific in winter and its effect on the storm track in the North Pacific [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 21 (5): 513- 521.

Isabel F T. 2006. Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: A comparison between ERA40 and NCEP/NCAR reanalyses [J]. Climate Dyn., 26: 127- 143.

König W, Sausen R, Sielmann F. 1994. Objective identification of cyclones in GCM simulations [J]. J. Climate, 6: 2217- 2231.

Lau N C. 1988. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern [J]. J. Atmos. Sci., 45 (19): 2718- 2743.

Löptien U, Ruprecht E. 2005. Effect of synoptic systems on the variability of the North Atlantic Oscillation [J]. Mon. Wea. Rev., 133: 2894- 2904.

Murakami M. 1979. Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area [J]. Mon. Wea. Rev., 107: 994- 1013.

任雪娟, 杨修群, 韩博, 等. 2007. 北太平洋风暴轴的变异特征及其与中纬度海气耦合关系分析 [J]. 地球物理学报, 50 (1): 92- 100. Ren Xuejuan, Yang Xiuqun, Han Bo, et al. 2007. Storm track variations in the North Pacific in winter season and the coupled pattern with the midlatitude atmosphere- ocean system [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 50 (1): 92- 100.

Sinclair M R. 1997. Objective identification of cyclones and their circulation, intensity and climatology [J]. Weather and Forecasting, 12: 595- 612.

孙照渤. 1992. 热带外地区大气中 40~ 60 天振荡的统计特征 [M] // 长期天气预报论文集. 北京: 海洋出版社, 29- 35. Sun Zhaobo. 1992. The statistics character of 40- 60 day oscillation in atmosphere over extra-tropical area [M] // The Collected Papers of Long-Range Forecast (in Chinese). Beijing: Chinese Ocean Press, 29- 35.

Trenberth K E. 1986. An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliasser-Palm flux diagnostics [J]. J. Atmos. Sci., 43 (10): 2070- 2087.

Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter [J]. Mon. Wea. Rev., 109: 784- 812.

Zhang Y, Wallace J M, Battisti D S. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900- 93 [J]. J. Climate, 10: 1004- 1020.

朱伟军, 孙照渤, 闵锦忠, et al. 2000. 冬季赤道中东太平洋区域海表温度异常对北太平洋风暴轴年际变化的影响 [J]. 热带气象学报, 16 (1): 91- 96. Zhu Weijun, Sun Zhaobo, Min Jinzhong, et al. 2000. Influence on northern Pacific storm track of equatorial central and eastern Pacific SSTA during winter [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 16 (1): 91- 96.

Zhu Weijun, Sun Zhaobo, Zhou Bing. 2001. The impact of Pacific SSTA on the interannual variability of northern Pacific storm track during winter [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (5): 1029- 1042.

第6卷 第3期
2010年5月
气 候 变 化 研 究 进 展
ADVANCES IN CLIMATE CHANGE RESEARCH
Vol. 6 No. 3
May 2010

文章编号：1673-1719 (2010) 03-0170-05

澜沧江流域1951—2008年气候变化和2010—2099年不同情景下模式预估结果分析

刘 波[1,2]，肖子牛[1,2]

（1 中国气象局国家气候中心，北京 100081；2 中国气象局气候变化中心，北京 100081）

摘 要：利用澜沧江流域1951—2008年的降水和气温观测资料以及多模式集成的21世纪（2010—2099年）不同情景下（SRES A1B、SRES A2和SRES B1）气候变化模拟试验的预估结果，分析了该流域过去58年降水和气温的变化，并预估了未来90年的气候变化趋势。结果表明，在全球增暖的大背景下，过去58年澜沧江流域的年降水量下降了46.4 mm，气温有所上升，升温率达到了0.15 ℃/10a。在未来的90年，无论在哪种排放情景下，降水都表现为明显的上升趋势，而且相对于过去58年的结果，3种不同情景下降水的年代际变率都有所增加，其中A2情景值最大，B1情景值最小。年平均气温无论是在过去的58年还是在未来的90年都以明显的上升趋势为主，3种情景下气温的升温率远远超过过去58的结果。

关键词：澜沧江流域；气候变化；预估；气温；降水

中图分类号：P467 **文献标识码**：A

引 言

全球气候变化问题是目前各国政府、专家以及社会公众最为关心的重要环境问题之一。全球增暖目前已经被确定是一个客观存在的事实，这个事实引发了一系列气候、水文、生态和环境问题，例如降水的时空分布更加不均匀，极端降水事件频繁发生，全球干旱面积增加，台风活动加强，以及水资源的开发和管理、粮食安全、环境恶化等问题[1−5]。澜沧江－湄公河是亚洲第一大国际河流，其在中国境内称为澜沧江。近几十年来，澜沧江干流河谷区的气温明显升高，降水略有减少。随着澜沧江流域内人口的急剧增加和经济的高速发展，气候的变化必将对未来当地的生态和环境产生重大的影响[6−7]。江志红等[8]对IPCC第四次评估报告（AR4）提供的13个气候系统模式的集成结果表明，中国西南地区的气温和降水在未来的100年都以上升趋势为主，但因其研究针对整个中国区域，所以对西南地区尤其澜沧江流域的刻画不够详细。本文中我们主要从气候角度出发，利用流域内的实际观测资料分析了历史时期降水和气温的变化趋势，并利用气候变化模拟试验的结果，预估不同情景下该流域在未来90年气候的可能变化。这些工作可为进一步评估气候变化对农业、水资源、生态和环境的影响提供基础信

收稿日期：2009-09-13； **修回日期**：2009-11-24

资助项目：中国气象局2009年气候变化专项“气候变化对澜沧江－湄公河流域水资源的影响”（CCSF-09-18）；公益性行业专项“由历史资料改进动力季节预测的关键技术研究”

第一作者：刘波（1980—），男，博士后，主要从事气候变化的影响以及陆面水文模型模拟研究。E-mail: liuboboliu@gmail.com

www.climatechange.cn

息支撑，同时也可以为政府间关于澜沧江流域气候和水资源的谈判提供理论依据。

1　资料和方法

研究资料包括气象观测资料和气候模拟试验的预估结果。观测资料来自于中国气象局国家气候中心，包括 1951—2008 年澜沧江流域 27 个站点的降水资料和 11 个站点的气温资料。图 1 给出了澜沧江流域的范围、所用观测站点和预估数据 17 个格点的分布情况。关于流域平均值的计算，我们首先通过反距离权重的插值方法将站点数据插值到格点上，格点的设置与预估数据的格点分布一致，这有利于数据的比较。

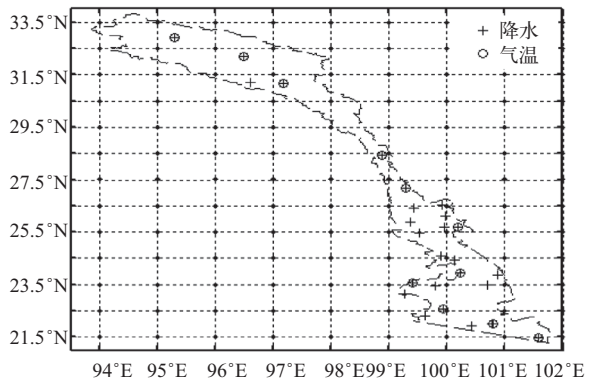


图 1　澜沧江流域气象站点分布

Fig. 1　Meteorological stations in the Lancang River basin

我们选择的预估数据是中国气象局国家气候中心2008年11月发布的中国地区气候变化预估数据集 V1.0[9]中的降水和气温月平均资料，原始数据源自 IPCC PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison)，这一数据集是通过对参与 IPCC AR4 的 20 多个不同分辨率的全球气候系统模式的模拟结果进行降尺度计算而得到的，并将其统一到同一分辨率下，对其在东亚地区的模拟结果进行检验，生成一套1901—2099年月平均降水和气温的多模式集合数据集。我们选择多模式集成的 3 种不同情景的月平均数据，分别为SRES A1B情景，使用 17 个模式集合平均；SRES A2情景，使用 16 个模式集合平均；SRES B1情景，使用17个模式集合平均，关于模式的具体介绍可参考https://esg.llnl.gov:8443/index.jsp 或文献[9]。各个不同情景模式预估数据的空间分辨率均为 1°× 1°，区域范围是 60°～149°E，0.5°～69.5°N。选择流域内的格点平均作为区域平均值。

2　1951—2008 年观测降水和气温变化分析

2.1　降水变化

由图 2 可见，澜沧江流域过去 58 年的年总降水量为 1058.8 mm，线性变化率为−0.8 mm/10a，降水量略有减少，但未达到 95% 的信度水平，这与索渺清等[10]、尤卫红等[11]和何云玲等[6]的研究一致。各个季节的降水量由大到小排列为夏季、秋季、春季和冬季，其中夏季降水量达 572.6 mm，相当于冬季降水量（47.4 mm）的 10 倍以上。不同季节的降水变化率分别为春季：6.9 mm/10a；夏季：−7.0 mm/10a；秋季：−1.2 mm/10a；冬季：0.5 mm/10a。4 个季节中降水量相对较小的两个季节表现为上升的趋势，而降水量较大的另两个季节以下降趋势为主，除春、夏两季外，无论上升还是下降趋势都未达到 95% 的信度水平。如果以1961—1990年的平均值作为气候平均值，那么，除70年代中后期至80年代初期以及 80 年代后期出现连续的年降水偏少现象外，其他时段主要以年际振荡为主。春季降水在50年代中前期以偏多为主，连续 7 年降水量超过气候平均值，60 年代中后期以降水偏少为主，连续 8 年偏低，80 年代和90 年代以年际振荡为主，而在1990 年以后

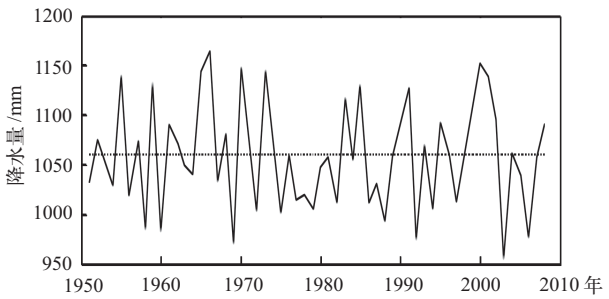


图 2　1951—2008 年澜沧江流域平均的年总降水量的变化（虚线为线性趋势线，下同）

Fig. 2　Temporal evolution of the averaged annual precipitation over the Lancang River basin from 1951 to 2008

的20年中，降水偏多的年份有13年，而且偏多的距平值要远远大于偏少的距平值，也就是说最近20年澜沧江流域的春季降水量明显增加，这可能与气温升高，上游冰雪融水增多有关。夏季降水在60年代偏多最明显，此后20年以偏少为主，最近5年降水下降趋势明显。夏季降水偏多最多的是1966年，偏多146 mm；而偏少最多的是1992年，偏少109 mm。秋季降水以年际振荡为主，但在2003年以后秋季降水持续偏少。冬季降水也以年际振荡为主，50年代（除1958年外）以偏少为主，其他年代无明显偏多偏少变化。

2.2 气温变化

从图3可明显看出，在全球增暖的大背景下，过去58年澜沧江流域的平均气温为11.3 ℃，其线性增长率为0.15 ℃/10a，过去58年气温增加了8.7 ℃，这与王平等[12]的结果相似。4个季节按春、夏、秋、冬的顺序气温平均值分别为12.0 ℃、17.5 ℃、11.6 ℃和4.0 ℃，其线性变化率分别为0.12 ℃/10a、0.14 ℃/10a、0.14 ℃/10a、0.21 ℃/10a，即冬季增温率最大，春季的增温率最小。全年平均和各个季节的气温变化都达到99%的信度水平，均表现为明显的升温趋势。与气候平均值相比，年平均气温在50年代中前期以偏高为主，在50年代中后期到70年代初以年际振荡为主，在70年代末出现一个连续4年的气温偏低期，在此后的30年中仅有5年的气温低于气候平均值，尤其在1998年以后的近10年，气温平均偏高0.8 ℃。春季气温和全年气温的变化趋势基本一致，但从1984年以后开始出现持续的气温偏高现象，相比于全年气温开始偏高滞后了5年左右。夏季气温在50年代以偏高为主，60和70年代主要表现为偏低，从70年末至今气温则表现为持续偏高。秋季气温在50年代的大部分时间都以偏高为主，60和70年代以偏低为主，80年代以后以气温偏高为主，最近10年更是连续偏高，最高值出现在1999年，偏高1.27 ℃。冬季气温在50和60年代的前半段以偏高为主，后半段以偏低为主，70年代基本表现为年际振荡，80年代至今持续偏高状态。

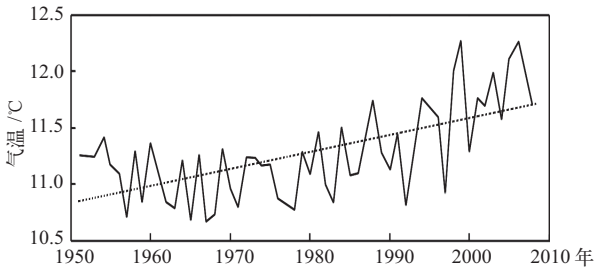


图3 1951—2008年澜沧江流域年平均气温的变化

Fig. 3 Temporal evolution of the annual mean temperature averaged over the Lancang River basin from 1951 to 2008

3 21世纪后90年降水和气温变化预估

3.1 2010—2099年降水变化

图4中给出了3种情景下2010—2099年全年总降水量的时间变化曲线和线性趋势，结果发现，无论是哪种情景，其降水趋势都是显著增加的，且都远远超过99%的信度水平，线性增长率分别为18.9 mm/10a (A1B)、19.3 mm/10a (A2)和12.7 mm/10a (B1)，A2情景的降水量平均值并不是最大，但其增加率最大。A1B排放情景4个季节的降水增加率按春、夏、秋、冬的顺序分别达到5.1 mm/10a、9.6 mm/10a、3.6 mm/10a、0.6 mm/10a；A2排放情景4个季节的降水增加率分别为5.9 mm/10a、10.0 mm/10a、4.4 mm/10a、−1.0 mm/10a；B1排放情景不同季节的降水增加率分别为3.8 mm/10a、6.6 mm/10a、2.0 mm/10a、0.3 mm/10a。通过3种情景的季节变化我们不难发现，无论是哪种情景下，夏季降水的多年平均值和增加率都是最大的，然后依次是春季和秋季，最后是冬季，而且降水除A2情景的冬季外，基本上都

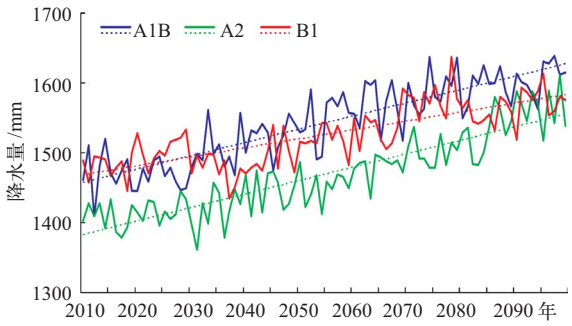


图4 2010—2099年3种排放情景下年降水量的变化

Fig. 4 Temporal changes of the projected annual precipitation averaged over the Lancang River basin under the SRES A1B, A2, and B1 scenarios from 2010 to 2099

www.climatechange.cn

是以增加为主。相对于过去58年实测降水季节分配，未来90年3种情景下降水的季节分配发生了变化，春季降水所占的比例超过了秋季，成为除夏季以外降水第二多的季节。

3.2　2010—2099年气温变化

图5中给出了未来90年3种不同排放情景下的气温变化，3种情景都是以明显的升温趋势为主，其中升温最剧烈的是A2情景，达到了0.48 ℃/10a；B1情景的升温最小，约为0.23 ℃/10a，不到A2情景升温率的一半。与过去58年的升温率（0.15 ℃/10a）相比，未来90年的升温率更高，即使升温率最小的B1情景升温率也相当于过去58年升温率的1.5倍。

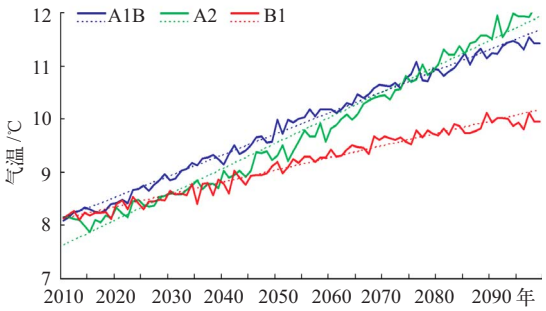


图5　2010—2099年3种排放情景下的气温变化

Fig. 5　Temporal changes of the projected annual temperature averaged over the Lancang River basin under the SRES A1B, A2, and B1 scenarios from 2010 to 2099

4　结论和讨论

本文利用过去实测的和对未来预估的降水和气温数据，详细地分析和讨论了澜沧江流域过去58年和未来90年的气候变化，得出下面的结论：

(1) 过去58年澜沧江流域的年降水量下降了46.4 mm。春季和冬季降水以增加趋势为主，降水变化率分别为6.9 mm/10a和0.5 mm/10a；而夏季和秋季降水则以减少趋势为主，降水变化率分别为−7.0 mm/10a和−1.2 mm/10a。除春、夏两季外，无论年还是各个季节的降水变化都未达到95%的信度水平。其中夏季降水量最大，达到572.6 mm，相当于冬季降水量（47.4 mm）的10倍以上。

不同排放情景的降水量在未来90年都明显增加，超过了99%的信度水平，除A2情景的冬季降水量略有减少外，其他各种排放情景的各个季节降水量都是增加的，而且在降水量的季节分配上，仍然表现为夏季最多、冬季最少，夏季降水量超过年总降水量的一半。其中B1情景的年总降水量平均值最大，为1259.1 mm；A2情景的降水增加率最大，90年约增加了173.7 mm。3种情景下降水的季节分配相对实测降水季节分配发生了变化，春季降水所占的比例超过了秋季。

(2) 澜沧江流域的气温在过去58年都表现为明显的上升趋势，年平均气温上升率为0.15 ℃/10a，在4个季节中，冬季的增温率最大，达到了0.21 ℃/10a，春季的增温率最小，仅为0.12 ℃/10a。无论是年还是季节，气温的增加都达到了99%的信度水平。

未来90年澜沧江流域的气温增加更加明显，年和各个季节的气温变化都远远超过99%的信度水平。其中A2情景的增温率最大，年增温率达到了0.48 ℃/10a，且其年际变化也是最显著的。B1的线性增温率最小，在未来的90年中仅为0.23℃/10a，相当于A2情景的一半，但都远高于过去58年的增温。3种排放情景的冬季增温率都是4个季节里最高的，分别达到0.56 ℃/10a (A2)、0.46℃/10a (A1B)、0.26℃/10a (B1)，夏季增温率最低，分别为0.41 ℃/10a (A2)、0.35℃/10a (A1B)、0.20℃/10a (B1)。

虽然我们使用的未来情景的预估数据为多个模式的集合平均值，在一定程度上增强了结果的可信度，但仍然存在很大程度的不确定性。第一，目前的预估只考虑人类排放情景，并没有考虑未来自然强迫的影响；第二，我们所使用的全球模式的分辨率较低，而且研究区域相对较小，地形比较复杂，这也增加了研究结果的不确定性，尤其是降水预估数据的可信度更低。■

致　谢：国家气候中心研究人员对本研究所使用的全球气候模式预估数据进行了整理、分析和惠许使用。原始数据由各模式组提供，由WGCM (JSC/CLIVAR Working Group on Coupled Modeling) 组织PCMDI搜集归类。多模式数据集的维护由美国能源部科学办公室提供资助。在此一并致谢！

参考文献

[1] 任国玉, 姜彤, 李维京, 等. 气候变化对中国水资源情势影响综合分析 [J]. 水科学进展 , 2008, 19 (6): 772−779

[2] 陶涛, 信昆仑, 刘遂庆. 全球气候变化对水资源管理影响的研究综述 [J]. 水资源与水工程学报 , 2007, 18 (6): 7−12

[3] 李莉, 王杰, 王旭 . 气候变化对我国水文水资源系统的影响研究 [J]. 地下水 , 2007, 29 (3): 8−9

[4] 宁金花, 申双和 . 气候变化对中国水资源的影响 [J]. 安徽农业科学 , 2008, 36 (4): 1580−1583

[5] 钱正英, 张光斗 . 中国可持续发展水资源战略研究 [M]. 北京：水利水电出版社 , 2001: 65−66

[6] 何云玲 , 张一平 . 澜沧江干流河谷盆地气候特征及变化趋势 [J]. 山地学报 , 2004, 22 (5): 539−548

[7] 疏玉清 , 许关 , 王云祥 . 澜沧江流域的水土流失与森林覆盖率 [J]. 重庆交通学院学报 , 1997, 16 (2): 97−100

[8] 江志红 , 张霞 , 王冀 . IPCC-AR4 模式对中国 21 世纪气候变化的情景预估 [J]. 地理研究 , 2008, 27 (4): 787−799

[9] 中国地区气候变化预估数据集Version 1.0 使用说明 [DB/OL].[2009-09-26]. http://ncc.cma.gov.cn

[10] 索渺清, 尤卫红, 马学文, 等 . 思茅境内澜沧江径流变化量与云南气候变化的关系 [J]. 云南地理环境研究 , 2005, 17 (3): 1−8

[11] 尤卫红, 何大明 , 郭志荣 . 澜沧江径流量变化与云南降水量场变化的相关性特征 [J]. 地理科学 , 2005, 25 (4): 420−426

[12] 王平 , 王金亮 . 云南澜沧江漫湾水电站库区河谷气候基本特征 [J]. 云南师范大学学报 , 2002, 22 (6): 57−61

Observed (1951−2008) and Projected (2010−2099) Climate Change in the Lancang River Basin

Liu Bo[1, 2], Xiao Ziniu[1, 2]

(1 *National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing* 100081, *China*; 2 *Climate Change Center, China Meteorological Administration, Beijing* 100081, *China*)

Abstract: Based on the temperature and precipitation observation data from 1951 to 2008 and the projected data from 2010 to 2099 by the multi-model ensemble under the SRES A1B, A2 and B1 scenarios in the 21st century, we analyzed the annual and seasonal changes of precipitation and temperature in the past 58 years, and estimated the climatic tendencies in the next 90 years. The results show that the annual precipitation decreased by 46.4 mm in the past 58 years, which wasn't statistically significant. The precipitation under each scenario has an obvious increasing tendency in the next 90 years. The increasing rates of precipitations under SRES A1B, A2 and B1 are all larger than that in the past 58 years. We also find whether in the past 58 years and in the next 90 years under each scenario, annual mean temperature is increasing and it is statistically significant.

Key words: Lancang River basin; climate change; projection; air temperature; precipitation

刘波, 肖子牛, 马柱国. 中国不同干湿区蒸发皿蒸发和实际蒸发之间关系的研究[J]. 高原气象, 2010, 29(3): 629- 636

中国不同干湿区蒸发皿蒸发和实际蒸发之间关系的研究

刘 波[1- 2], 肖子牛[1], 马柱国[2]

(1. 中国气象局气候研究开放实验室/国家气候中心, 北京 100081;
2. 中国科学院 大气物理研究所东亚区域气候) 环境重点实验室, 北京 100029)

摘 要: 利用降水量将中国划分为干旱、半干旱、湿润和半湿润 4 个区域, 开展不同区域中蒸发皿蒸发和多个模式模拟的实际蒸发的集成结果对比研究, 探讨和分析在不同干湿背景下蒸发皿蒸发和利用观测的气象数据驱动的陆面过程模型模拟的实际蒸发之间的关系, 并对导致这种关系的原因进行了分析, 表明结果: (1)实际蒸发在中国整体上表现为下降趋势, 这与湿润和半湿润区的变化趋势一致, 而在干旱和半干旱区, 实际蒸发表现为上升的变化趋势; (2)对比不同干湿区域的结果发现, 在干旱和半干旱区, 蒸发皿蒸发和实际蒸发表现为相反的变化趋势, 在半湿润和湿润区, 蒸发皿蒸发和实际蒸发表现为相同的变化趋势, 在中国整体上蒸发皿蒸发和实际蒸发在总体上也具有一致的变化趋势; (3)单站分析的结果表明, 中国东南大部分站点蒸发皿蒸发和实际蒸发表现为相同的变化趋势, 而在西北地区大部分站点两者之间是相反的关系, 这与区域平均的结果是一致的; (4)蒸发皿蒸发和实际蒸发之间在各个地区存在不同的关系主要是由于不同的干湿背景下实际蒸发变化的主要制约因子不同造成的。

关键词: 中国; 干湿区; 蒸发皿蒸发; 实际蒸发

文章编号: 1000-0534(2010)03-0629-08 中图分类号: P414.8+2 文献标识码: A

1 引言

过去 50 年, 全球许多地区观测的蒸发皿蒸发都表现为稳定的下降趋势, 如北半球的美国、前苏联[1]、印度[2]、意大利[3]、中国[4- 12]、委内瑞拉[13], 南半球的澳大利亚[14]和新西兰[15]等。这些地区蒸发皿蒸发的明显下降趋势似乎与人们预期的增暖可能会导致蒸发增加, 使得水循环加速的推论存在明显的矛盾, 这也引起了人们关于蒸发皿蒸发和实际蒸发之间关系的讨论, 但由于缺乏大范围、长时间的实际蒸发观测资料, 关于蒸发皿蒸发与实际蒸发之间的关系还没有一个确定性的结论。

目前关于蒸发皿蒸发和实际蒸发之间关系的研究较多, 可以概括和总结为以下三种主要观点。第一种观点: Peterson et al.[1]通过分析美国和前苏联在 1950)1990 年时段内的观测资料, 发现蒸发皿蒸发观测的蒸发量呈稳定下降的趋势, 并将其下降原因归结于云量的增加, 同时提出了实际蒸发也呈下降趋势的观点; Brutsaert et al.[16]提出两者相互关系的第二种观点: 考虑蒸发皿蒸发和实际蒸发之间在观测方式上的区别(蒸发皿蒸发使用蒸发皿进行观测, 实际蒸发主要采用称重法, 大型蒸渗仪和涡度相关等方法来获得), 引入了互补关系(complimentary relationship)来解释已经发现的北半球蒸发皿蒸发的下降趋势, 他们指出如果广泛观测到的蒸发皿蒸发的下降代表着实际蒸发的下降, 那么下降的实际蒸发和上升的陆地降水之间就出现了难以解释的矛盾, 使用互补关系理论, 假设下降的蒸发皿蒸发是上升的实际蒸发的指示因子, 这就解决了上面提到的上升的陆地降水和下降的实际蒸发之间的矛盾, 这个假设随后被 Lawrimore et al.[17]、Golubev et al.[18]及 Walter et al.[19]使用美国和前苏联的资料进行了验证。2002 年, Roderick et al.[20]提出了第三种观点: 认为由云量和气溶胶的

收稿日期: 2009-03-25; 改回日期: 2009-09-07
基金项目: 博士后科学基金面上项目(20090450345); 中国气象局 2009 年气候变化专项/气候变化对澜沧江)湄公河流域水资源的影响0(CCSF-2009-18); 干旱气象科学研究基金项目/中国西北西部地区陆面过程模型大气驱动场的构建0(IAM-200918)共同资助
作者简介: 刘波(1980-), 男, 辽宁省本溪人, 博士后, 主要从事陆面过程和气候变化研究. E-mail: liuboboliu@gmail.com

增加引起太阳辐射的下降是引起蒸发皿蒸发下降的主要原因, 同时这也将导致实际蒸发的下降。

通过上面的讨论, 我们发现, 关于蒸发皿蒸发与陆地实际蒸发之间关系的研究虽然很多, 但基本上都是通过对蒸发皿蒸发变量的分析来间接推断实际蒸发的变化趋势, 因而缺乏直接对实际蒸发变化的研究。相对于简单的常规气象资料计算方法, 利用模式模拟有两个优点: (1)模式中综合考虑水平衡方程的各个分量; (2)模式中考虑了包括土壤属性、植被属性等在内的大量信息。这两点都有助于更好、更真实地反映出实际蒸发的变化。使用实际资料来驱动模式能够利用真实的信息最优地限制模式的模拟值, 尤其是真实降水数据的引入, 对结果的改进是相当明显的。因此利用观测资料驱动的陆面过程模式来模拟实际蒸发是目前最好的能够获得大范围、长序列实际蒸发数据的最优方式, 具有很高的可信性。这些结论在国外的很多研究中都得到了很好的体现。如 Alan et al.[21] 详细分析了 VIC 模型输出的 1916) 2003 年美国西部的实际蒸散、径流和土壤湿度对这一区域水分过程的各个时间尺度的变化特征, 对它们的长期趋势和季节性变化都有了更深刻的认识和理解。Qian et al.[22] 利用 NCEP/NCAR 再分析数据叠加观测的月平均降水量和气温等观测资料的方法, 建立了一个用于陆面过程模式强迫的大气驱动场, 并运行 NCAR/CLM3.0对美国密西西比河流域的表面水分和能量循环进行了分析, 基于模式的结果, 他们发现该流域的降水量增加是由径流和蒸散量的增加共同造成的, 蒸散量从 1948) 2004 年呈上升趋势, 降水的变化是决定蒸散量的最重要的因素。Trenberth et al.[23] 同样利用 Qian et al.[24] 构建的大气驱动场和 NCAR/CLM3.0 模型从整体上计算了全球水分收支状况, 重新估算了全球陆地降水、蒸散以及降水) 蒸散的年变化, 指出了 ERA40 再分析数据的蒸散量在热带和副热带地区要大于实际土壤能够提供的水量存在着严重的错误等结论。

在本文中, 我们通过高精度观测资料驱动的陆面过程模型模拟的实际蒸发和观测的蒸发皿蒸发对中国区域整体, 以及干旱半干旱、湿润半湿润区域两者的时间变化特征和规律进行了分析, 探讨了在不同的干湿背景下, 蒸发皿蒸发和实际蒸发之间的关系, 并对导致这种结果的原因进行了初步的探讨。

2 资料选取和实验设计

本文中所用到的资料包括中国气象局信息中心资料室提供的 730 个测站建站到 2000 年降水量(一日两次)、平均气温、相对湿度、大气压强、风速(一日四次)和日太阳辐射资料, 1960) 2004 年日 20 cm 小型蒸发皿蒸发的资料, NCEP/NCAR 再分析数据中的太阳短波辐射数据及 NASA 的全球数据同化系统(GLDAS)的数据产品[25], 包括 CLM2.0、Mosaic、Noah、Vic 模式的输出结果, 它们的时间跨度是从 1979) 2007 年, 为月平均资料, 来自 http://disc.gsfc.nasa.gov/services/grads2gds/gldas.shtml。为了保证数据的准确性和连续性, 我们对得到的数据进行了以下的整理: 首先舍弃数据中缺测较多的测站, 其次对缺测少的测站, 采用本测站最临近时间的数据来插补, 最后对那些缺测较少的测站, 综合邻近测站同一时间的数据以及本测站最临近时间的数据来插补。整理后的蒸发皿蒸发的测站共有 460 个。为了便于对点与点之间的蒸发皿蒸发和实际蒸发进行对比, 将格点的实际蒸发数据通过双线性插值方法插值到测站点上。

为了获得尽可能准确的实际蒸发数据, 我们首先利用观测的降水、气温、大气压强、风速、相对湿度和 NCEP/NCAR 再分析数据中的太阳短波辐射数据以及观测的日太阳辐射来建立高分辨率的中国区域真实的大气驱动场, 时间分辨率 3 h, 空间分辨率 0.5b@0.5b, 其中观测的日太阳辐射数据主要用来对再分析的辐射数据量值进行必要的订正, 关于这个驱动场的建立过程将另文详述。使用这个驱动场来运行 NCAR 最新版本的陆面过程模型 CLM3.5, 从而得到 1960) 2000 年每月的实际蒸发资料, 而通过 GLDAS 的数据产品得到 2001) 2004 年的实际蒸发资料。

NCAR 的陆面过程模式 CLM(Community Land Model)是其气候系统模式(Community Climate System Model)的陆面过程子模块[26], 它的最初版本是综合当时比较成功的 3 个陆面模式的优点发展而来的, 这 3 个模式分别是 BATs(Biosphere - Atmosphere Transfer scheme)[27]、LSM(Land Surface Model)[28] 和中国科学院大气物理研究所发展的 IAP94 陆面模式[29]。目前 CLM 已经经历了 1.0, 2.0, 2.1, 3.0, 3.5 等五个版本。CLM 陆面过程模型主要由以下几部分组成: (1)生物地球物理过程, 主要指陆气之间在能量、水分及动量方面

的交换; (2)水分循环, 包括地表径流、地下径流、地面蒸发、植被蒸发、植被蒸腾、积雪、植被截流水、土壤水、土壤冰和蓄水层中的水, 这些要素直接或间接地影响着降水、气温和径流, 并最终通过水文模式计算输入至全球主要河流系统; (3)生物地球化学过程, 指陆气之间的化学成分的交换, 主要有生物通量、碳、粉尘等的物质交换; (4)动态植被, 指动态地描述植被和环境之间的物质、能量交换, 以及在气候或环境变化情况下植被的生长和演替状况[26]。在这里我们使用的是 CLM 最新版本, 其水文模拟能力已经在全球得到了广泛的验证[30]。

为了使两个不同时段的数据能够更好、更合理地融合在一起, 对两个时段的数据进行了必要的处理和校正。具体的实现办法是给定一个基准时段, 文中选择的是 1979) 1995 年时段。选择这个时段的原因是 GLDAS 数据产品中 4 个模式的结果在 1996 年都出现了一个显著的突变, 通过对中国区域数据的检验, 我们发现这个突变是不合理的, 这可能与其模式驱动场的数据存在问题有关。因此选择 1979) 1995 年这 17 年作为基准年, 对 2001) 2004 年 GLDAS 4 个模式的数据进行调整, 并取其平均值作为最终分析的数据。

$$\frac{\mathrm{CLM3.5}_{1979\text{-}1995}}{\mathrm{GLADS}_{1979\text{-}1995}} = \frac{\mathrm{CLM3.5}_{2001\text{-}2004}}{\mathrm{GLADS}_{2001\text{-}2004}},$$

式中, $\mathrm{CLM3.5}_{1979\text{-}1995}$表示 1979) 1995 年利用中国区域观测资料运行 CLM3.5 得到的实际蒸发, $\mathrm{GLADS}_{1979\text{-}1995}$表示 CLM2.0、Mosaic、Noah、Vic 在 1979) 1995 年实际蒸发算数平均值的结果, $\mathrm{GLADS}_{2001\text{-}2004}$表示 CLM2.0、Mosaic、Noah、Vic 在 2001) 2004 年实际蒸发算术平均值的结果, 而 $\mathrm{CLM3.5}_{2001\text{-}2004}$表示经过调整后 2001) 2004 年中国区域实际蒸发的结果。利用得到的 $\mathrm{CLM3.5}_{2001\text{-}2004}$数据以及 1960) 2000 年的实际蒸发资料结合在一起, 从而得到 1960) 2004 年实际蒸发的数据。

我们使用的几个陆面模式或者水文模式对包括实际蒸发在内的水循环过程中各个分量的模拟能力在相关的文献中都进行过详细的描述和评估[31-40], 这也是 NASA 全球陆地数据同化系统选择它们的原因, 是目前在全球范围内对水分过程模拟能力最好的几个模式。利用能够真实反映大气状况的观测数据的驱动场, 也能够最大限度地提高实际蒸发数据的模拟精度, 因此文中所用到的实际蒸发数据具有较高的可信性。

考虑到蒸发皿蒸发和实际蒸发在不同干湿区域的变化可能存在不同, 利用降水量将中国划分成 4 个不同的区域: 干旱区(多年平均降水量< 200 mm)、半干旱区(200 mm< 多年平均降水量< 400 mm)、半湿润区(400 mm< 多年平均降水量< 800 mm)、湿润区(多年平均降水量> 800 mm), 这种方法虽然不一定是最好的划分不同干湿区域的方法, 但仍然是目前最普遍和使用最多的划分指标。从图 1 中可以看到, 干旱区、半干旱区、半湿润区和湿润区基本上呈西北) 东南的条带状分布特征。这里主要对蒸发皿蒸发和实际蒸发的时间序列、气候趋势系数和气候倾向率进行分析, 进而探讨在不同的干湿背景下, 蒸发皿蒸发和实际蒸发各自的变化以及两者之间的相互关系。因此不仅分析蒸发皿蒸发和实际蒸发在不同地区区域平均的结果, 同时还将格点的实际蒸发数据利用双线性插值方法插值到现有的测站上, 对比不同干湿背景下单个站点蒸发皿蒸发和实际蒸发的关系。考虑到中国区域的观测资料在 1950 年代的站点较少, 因此主要分析 1960 年以后的蒸发皿蒸发和实际蒸发的变化趋势以及两者之间在不同气候背景条件下的相互关系。

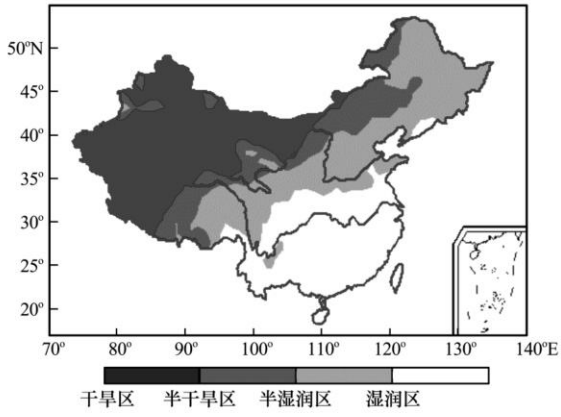


图 1　干湿区的划分

Fig. 1　Diviobsion of dry and wet regions

3　不同干湿背景下蒸发皿蒸发和实际蒸发的变化特征

图 2 给出了 1960) 2005 年整个中国以及不同干湿区域年总蒸发皿蒸发的时间变化曲线。由图可看出, 无论是中国整体还是不同的干湿区域蒸发皿蒸发都表现为明显的下降趋势, 并且都通过了 99% 信度。中国年总蒸发皿蒸发累积距平的变化表明, 1960) 1980 年的年总蒸发皿蒸发高于 1960) 2005

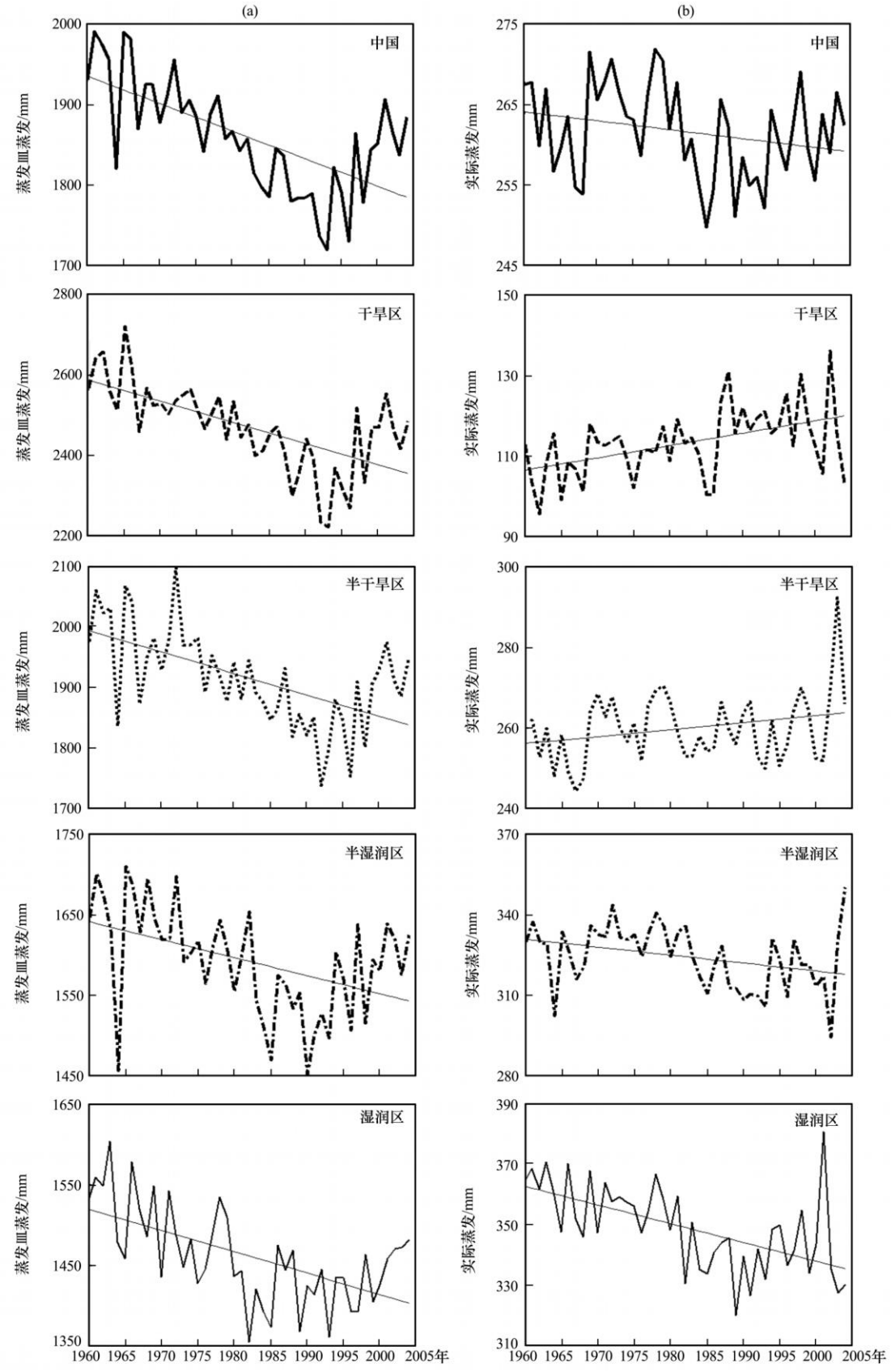


图 2 中国及不同干湿区蒸发皿蒸发(a)和实际蒸发(b)的时间变化

Fig. 2 Time change of pan evaporation(a) and actual evaporation(b) over China and its dry and wet regions

年的平均值, 在 1980 年以后基本上低于 1960) 2005 年的平均水平, 在 2000 年以后蒸发皿蒸发的数值有所回升, 这一规律在干旱区、半干旱区、半湿润区和湿润区也基本上得到了很好的体现。对比蒸发皿蒸发的多年平均值, 结果表明, 在数值上干旱区蒸发皿蒸发的量最大, 其次是半干旱区、中国整体, 最小的是半湿润区和湿润区, 而且湿润区的蒸发皿蒸发平均值大约只有干旱区蒸发皿蒸发平均值的 2/3。从年总蒸发皿蒸发的变化率上来看, 中国区域年总蒸发皿蒸发每 10 年下降了34.1 mm。这和前人的研究结果基本一致[5, 7, 8, 41]。干旱区的蒸发皿蒸发的变化率最大, 其下降率达到了 52.3 mm#(10a)$^{-1}$; 半干旱区的蒸发皿蒸发的变化率比中国区域平均的蒸发皿蒸发略大, 其下降率为 35.4 mm#(10a)$^{-1}$; 半湿润区的蒸发皿蒸发每 10 年下降 22.3 mm, 这个数字在所有的干湿分区中最小, 仅仅相当于干旱区年总蒸发皿蒸发下降率的一半; 湿润区的下降率为 26.4 mm#(10a)$^{-1}$, 略高于半湿润区。各个分区年总蒸发皿蒸发的变化率按照大小排序, 依次为干旱区> 中国整体> 半干旱区> 湿润区> 半湿润区。而各个分区年总蒸发皿蒸发区域平均值的大小顺序则为干旱区> 中国整体> 半干旱区> 半湿润区> 湿润区。结合不同分区内年总蒸发皿蒸发的平均值还是变化率的大小顺序, 发现年总蒸发皿蒸发量越大的区域其变化越剧烈。

图 2 中还给出了实际蒸发在中国整体及不同干湿背景下的时间变化曲线。这些曲线表明, 实际蒸发在干旱区和半干旱区略有上升, 干旱区的实际蒸发增加率要大于半干旱区的增加率; 而在半湿润、湿润区和中国整体实际蒸发则以下降趋势为主, 在这些下降的区域中, 湿润区的实际蒸发下降的最多, 其次是半湿润区, 而中国区域整体的实际蒸发下降率最小。在这 5 个区域中, 干旱区和湿润区的实际蒸发的变化通过了 99%信度, 半干旱区通过了 95%信度, 而中国区域和半干旱区也通过了 90%。这说明 5 个区域的实际蒸发变化也是比较明显的。从年总实际蒸发的变化率上来看, 中国区域年总实际蒸发每 10 年下降了 1.10 mm, 在所有 5 个区域中最小; 干旱区的实际蒸发量下降率达到了 3.06 mm#(10a)$^{-1}$; 半干旱区的实际蒸发的下降率也仅有1.71 mm#(10a)$^{-1}$, 略大于中国区域的平均值; 半湿润区的蒸发皿蒸发每 10 年下降 2.96 mm; 湿润区的下降率在所有区域中最大, 达到 6.22 mm#(10a)$^{-1}$。年总实际蒸发变化率的大小顺序依次为湿润区> 干旱区> 半湿润区> 半干旱区> 中国整体。从区域平均值上来看, 干旱区实际蒸发最小, 其次是中国整体和半干旱区, 两者的量值相当, 半湿润区的量值比干旱区和半干旱区略大, 而实际蒸发最大的区域是湿润区, 即: 湿润区> 半湿润区> 半干旱区> 中国整体> 干旱区。综合年总实际蒸发平均值和变化率的变化, 我们发现年总实际蒸发的变化强度与其量值的大小并没有绝对的正比关系, 这一点与蒸发皿蒸发的变化不同。

4　不同干湿背景下蒸发皿蒸发和实际蒸发的关系及其原因探讨

对比图 2 和表 1, 发现蒸发皿蒸发和实际蒸发在干旱区和半干旱区总体上表现为相反的变化趋势, 在其他区域, 如半湿润区和湿润区, 两者都呈下降的变化趋势。为了进一步证明这个结果的可信性, 对不同的干湿区域蒸发皿蒸发与实际蒸发之间的关系进行了点对点的分析。在干旱区的 56 个测站中有 24 个测站两者具有相同的变化趋势, 有 32 个测站两者具有相反的变化趋势, 这也决定了在干旱区蒸发皿蒸发和实际蒸发具有相反的变化趋势。在半干旱区的 47 个测站中有 22 个测站两者具有相同的变化趋势, 有 25 个测站两者具有相反的变化趋势, 具有相反变化趋势的测站要多于具有相同变化趋势的测站。因此, 在半干旱区, 两者间也是相反的变化趋势。在半湿润区的 147 个测站中有 96 个测站两者具有相同的变化趋势, 约占所有站点数的 65%; 有 51 个测站两者具有相反的变化趋势, 总体上蒸发皿蒸发和实际蒸发具有相同的变化趋势。湿润区有 210 个测站, 其中 142 个测站的两种蒸发形式具有相同的变化趋势, 而其余的68个测

表 1　蒸发皿蒸发和实际蒸发的气候倾向率

Table 1　Climatic tendency of pan evaporation and actual evaporation

	蒸发皿蒸发	实际蒸发	单站分析两者气候趋势系数	
	气候倾向率 /(mm#(10a)$^{-1}$)		相同	相反
中国	- 34.13	- 1.10	282(61%)	178(39%)
干旱区	- 52.33	3.06	24(43%)	32(57%)
半干旱区	- 35.42	1.71	22(47%)	25(53%)
半湿润区	- 22.31	- 2.96	96(65%)	51(35%)
湿润区	- 26.45	- 6.22	142(68%)	68(32%)

384　注: 括号内数字表示占总站数的百分比

站则是相反的，总体以相同的变化趋势为主。区域平均和单站分析的结果都表明：在干旱、半干旱区等以干旱为主要气候背景的区域，蒸发皿蒸发和实际蒸发以相反的变化趋势为主；而在湿润、半湿润等以湿润气候为主的区域，蒸发皿蒸发和实际蒸发以相同的变化趋势为主。

图 3 给出了在空间上蒸发皿蒸发和实际蒸发之间的对应关系。从图 3 中可以看出，阴影区主要位于新疆、甘肃、青海和宁夏大部分地区、内蒙古西部及其与东北、黑龙江毗邻的部分地区，对照图 1，这些地区主要是以干旱和半干旱气候背景为主，而在南方的湿润和半湿润区、东北大部分地区、华北绝大部分以及青藏高原地区，则主要以蒸发皿蒸发和实际蒸发具有相同的变化趋势为主。

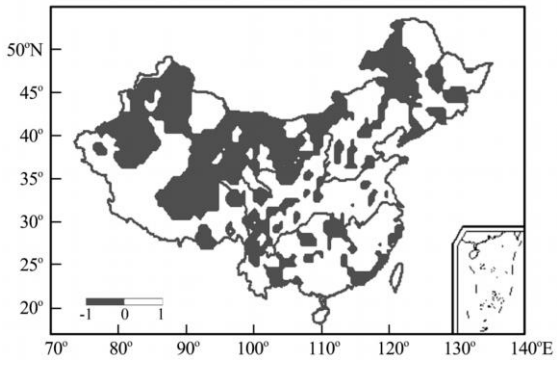


图 3 蒸发皿蒸发和实际蒸发空间对应关系
阴影区表示两者之间是相反的变化趋势，
空白区表示两者之间存在相同变化趋势

Fig. 3 Spatial relationship between pan evaporation and actual evaporation. Shaded areas mean negative correlation, blank areas mean positive correlation

在讨论蒸发皿蒸发和实际蒸发两者之间的关系之前，首先必须明确蒸发皿蒸发和实际蒸发是两个截然不同的变量，蒸发皿测量的蒸发是有限自由水面的最大可能蒸发能力，它是在水分充足情况下，对蒸发皿所在区域蒸发能力的一种测量，其大小主要受到所能获得能量的限制，这就解释了为什么干旱地区的蒸发皿蒸发量反而要大于湿润地区的蒸发量。无论是在数值上还是在变化方向，蒸发皿蒸发都不能代替实际蒸发量；而实际蒸发是在真实的气候背景下，在现实的水分和能量条件下，陆地水分的蒸发过程，包括土壤蒸发、植被蒸发及植被蒸腾，是水循环过程的一个重要环节。对蒸发皿蒸发和实际蒸发本质含义的理解不清楚或错误是造成出现/ 蒸发佯谬0的原因。在对蒸发皿蒸发和实际蒸发真实的含义有了了解以后，很容易对不同干湿背景下两者之间的关系进行解释。无论在干旱区还是在湿润区，蒸发皿测量过程中水分都是充足的，也就是蒸发皿蒸发不受水分条件的限制，其大小仅仅取决于能量的多少；但对于实际蒸发，在干旱区和湿润区，决定其蒸发量大小的原因却各有不同。在干旱和半干旱区，由于陆地上水分缺乏而能量较多，决定蒸发量大小的主要因子是能量；湿润和半湿润区的情况与干旱和半干旱区的情况正好相反，在大多数情况下，陆地水分比较充足，也就是说水分已经不是蒸发量大小的限制因子，反而是能量成为实际蒸发量大小的决定性因素。

上述分析表明，在湿润和半湿润区，无论是蒸发皿蒸发还是实际蒸发，决定其变化的主要因子都是所能获取的能量，因此两者以相同的变化趋势为主；在干旱和半干旱区，蒸发皿蒸发主要受能量控制，而实际蒸发却由水分决定，因此两者以相反的变化趋势为主。需要说明的是，无论是干旱还是湿润的区域，由于实际蒸发还受到土壤阻抗、植被阻抗等因素的影响[42- 46]，因此，其量值都是小于蒸发皿蒸发的。

5 结论与讨论

通过对比中国区域观测的 20 cm 小型蒸发皿蒸发和多个陆面过程模式简单集成的实际蒸发，分析了在中国整体以及不同的干湿背景下，蒸发皿蒸发和实际蒸发各自的变化特征和规律，同时给出了在这些背景下蒸发皿蒸发和实际蒸发之间的变化关系，探讨了不同干湿背景下导致蒸发皿蒸发和实际蒸发存在相应关系的原因，得到以下结论：

(1) 蒸发皿蒸发在过去的 45 年里，无论对于中国整体还是对于不同的干旱或湿润区，都表现为明显的下降趋势，通过 99% 信度；进入 21 世纪以来，蒸发皿蒸发都略有增加。

(2) 在过去的半个世纪中，实际蒸发在干旱区和半干旱区以上升趋势为主，在湿润区、半湿润区和中国整体则主要表现为下降的变化形态，其中干旱区和湿润区的变化通过 99% 的信度，其它区域的变化较低，也通过了 90% 信度。

(3) 蒸发皿蒸发和实际蒸发在干旱和半干旱区之间是相反的变化关系，而对于中国整体、半湿润和湿润区两者是相同的关系。无论是区域平均还是单站分析的结果都很好地支持了这一结论。而且随着干旱程度的减弱，湿润程度的增强，蒸发皿蒸

发和实际蒸发越来越表现为一致的变化趋势。

(4) 在不同的干湿背景下, 导致蒸发皿蒸发和实际蒸发之间存在不同关系的原因主要是: 在以干旱为主的区域, 决定蒸发皿蒸发和实际蒸发最重要的因子不同, 前者是能量, 后者是水分, 因此两者以相反的变化趋势为主; 在以湿润为主的区域, 能量的大小是决定蒸发皿蒸发和实际蒸发的最重要因子, 因此两者以相同的变化趋势为主。

在湿润、半湿润区和整个中国, 蒸发皿蒸发可以用于替代实际蒸发探讨其实际蒸发的变化, 而在干旱和半干旱区, 这种方式可能会得到完全相反的错误结果。

参考文献

[1] Peterson T C, V S Golubev, P Y Groisman. Evaporation losing its strength[J]. Nature, 1995, 377: 687- 688

[2] Chattopadhyay N, M Hulme. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change[J]. Agric For Meteor, 1997, 87: 55- 72

[3] Moonen A C, L Ercoli, M Mariotti, et al. Climate change in Italy indicated by agrometeorological indices over 122 years [J]. Agric For Meteor, 2002, 111: 13- 27

[4] Tomas A. Spatial and temporal characteristics of potential evapotranspiration trends over China[J]. Int J Clim, 2000, 20: 381- 396

[5] Binhui Liu, Ming Xu, Mark Henderson, et al. A spatial analysis of pan evaporation trends in China, 1955- 2004[J]. J Geophys Res, 2004, 109: 1- 9

[6] Xu J. An analysis of the climatic changes in eastern Asia using the potential evaporation [J]. J Soc Hydro Water Resour, 2001, 14: 151- 170

[7] 左洪超, 鲍艳, 张存杰. 蒸发皿蒸发量的物理意义、近 40 年变化趋势的分析和数值试验研究[J].地球物理学报, 2006, 49(3): 680- 688

[8] 左洪超, 李栋梁, 胡隐樵, 等. 近 40 年中国气候变化趋势及其同蒸发皿观测的蒸发量变化的关系[J]. 科学通报, 2005, 50(11): 1125- 1130

[9] 申双和, 盛琼. 45 年来中国蒸发皿蒸发量的变化特征及其成因[J]. 气象学报, 2008, 66(3): 452- 460

[10] 刘波, 马柱国, 丁裕国. 中国北方近 45 年蒸发变化的特征及与环境的关系[J]. 高原气象, 2006, 25(5): 840- 848

[11] 宋正山, 杨辉, 张庆云. 华北地区水资源各分量的时空变化特征[J]. 高原气象, 1999, 18(4): 552- 566

[12] 马晓波. 华北地区水资源的气候特征[J]. 高原气象, 1999, 18(4): 520- 524

[13] Quintana2Gomez R A. Changes in evaporation patterns detected in northernmost South America[C]. Proc. 7th Int. Meeting on Statistical Climatology, Whistler, BC Canada, Institute of Mathematical Statistics, 1998

[14] Roderick M L, G D Farquhar. Changes in Australian pan evaporation from 1970 to 2002[J]. Int J Clim, 2004, 24: 1077- 1090

[15] Roderick M L, G D Farquhar. Changes in New Zealand pan evaporation since the 1970s[J]. Int J Clim, 2005, 25: 2031- 2039

[16] Brutsaert W, M B Parlange. Hydrologic cycle explains the evaporation paradox[J]. Nature, 1998, 396: 30

[17] Lawrimore J H, T C Peterson. Pan evaporation trends in dry and humid regions of the United States[J]. J Hydrometeor, 2000, 1: 543- 546

[18] Golubev V, J Lawrimore, P Groisman, et al. Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR: A reassessment [J]. Geophys Res Lett, 2001: 28: 2665- 2668

[19] Walter M T, D S Wilks, J Y Parlange, et al. Increasing evapotranspiration from the conterminous United States[J]. J Hydrometeor, 2004, 5: 405- 408

[20] Roderick M, G Farquhar. The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years[J]. Science, 2002, 298: 1410- 1411

[21] Alan F H, W M Philip, P C Martyn, et al. Twentieth2century trends in runoff, evapotranspiration and soil moisture in the western United States[J]. J Climate, 2006, 20: 1468- 1486

[22] Qian T, A Dai, K E Trenberth, et al. Simulation of global land surface conditions from 1948- 2004. Part I: Forcing data and evaluation[J]. J Hydrometeor, 2006, 7: 953- 975

[23] Trenberth K E, L Smith, T A Qian, et al. Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data[J]. J Hydrometeor, 2007, 8: 758- 769

[24] Qian T, A Dai, K E Trenberth. Hydroclimatic trends in the Mississippi river basin from 1948- 2004[J]. J Climate, 2007, 20: 4599- 4614

[25] Rodell M, P R Houser, U Jambor, et al. The global land data assimilation system[J]. Bull Amer Meteor Soc, 2004, 85(3): 381- 394

[26] Oleson K W, Coauthors. Technical description of the Community Land Model (CLM)[R]. Tech. Note NCAR/TN- 461+ STR. 2004, 174

[27] Dickinson R E, Henderson- Sellers A, P J Kennedy, et al. Biosphere2Atmosphere Transfer scheme(BATs) for the NCAR community Climate Model[R]. NCAR Technical. Note- 275 + STR, 1986, 69

[28] Bonan G B. A Land Surface Model (LSM version 1.0) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies: Technical Description and User's Guide[R]. NCAR Tech. Note, TN- 417+ STR, 1996: 150

[29] Dai Yongjiu, Zeng Qingcun. A land2surface model (IAP94) for climate studies. Part I: Formation and validation in off2line experiments[J]. Adv Atoms Sci, 1998, 14(4): 433- 460

[30] Oleson K W, G Y Niu, Z L Yang, et al. CLM3.5 Documentation[Z]. 2007: 10- 15

[31] Oleson K W, G Y Niu, Z L Yang, et al. Improvements to the

Community Land Model and their impact on the hydrological cycle[J]. J Geophys Res, 2008, 113, G01021, doi: 10.1029/2007JG000563

[32] Qian T, T A Dai, K E Trenberth, et al. Simulation of global land surface conditions from 1948- 2004. Part I: Forcing data and evaluation[J]. J Hydrometeorol, 2006, 7: 953- 975

[33] Niu G Y, Z L Yang, R E Dickinson. A simple TOPMODEL-based runoff parameterization for use in GCMs[J]. J Geophys Res, 2005, 110, D21106, doi: 10.1029/2005JD006111

[34] Niu G Y, Z L Yang. Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale[J]. J Hydrometeorol, 2006, 7: 937- 952

[35] Oleson K W, G Y Niu, Z L Yang, et al. Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle[J]. J Geophys Res, 2008, 113, G01021, doi: 10.1029/2007JG000563

[36] Liang X, D P Lettenmaier, E F Wood, et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models[J]. J Geophys Res, 1994, 99(D7): 14415- 14428

[37] Koster R D, M J Suarez. Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands[J]. J Geophys Res, 1992, 97(D3): 2697- 2715

[38] Mahrt L, H L Pan. A two-layer model of soil hydrology[J]. Boundary-Layer Meteor, 1984, 29: 130- 137

[39] Pan H L, L Mahrt. Interaction between soil hydrology and boundry-layer development[J]. Boundary-Layer Meteor, 1987, 38: 185- 202

[40] Sheffield J, G Goteti, E F Wood. Development of a 50-yr high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling[J]. J Climate, 2006, 19(13): 3088- 3111

[41] 任国玉, 郭军. 中国水面蒸发量的变化[J]. 自然资源学报, 2006, 21(1): 31- 42

[42] 马耀明, 王介民. 非均匀陆面上区域蒸发(散)研究概况[J]. 高原气象, 1997, 16(4): 446- 452

[43] 吴敬之, 王尧奇, 高洪春. 河西地区黑河流域绿洲蒸发力特征及其计算方法[J]. 高原气象, 1994, 13(3): 377- 381

[44] 余锦华, 刘晶淼, 丁裕国. 青藏高原西部地表通量的年、日变化特征[J]. 高原气象, 2004, 23(3): 353- 359

[45] 柳艳香, 赵振国, 朱艳峰, 等. 2000 年以来夏季长江流域降水异常变化研究[J]. 高原气象, 2008, 27(4): 807- 813

[46] 刘蓉, 文军, 张堂堂, 等. 利用 MERIS 和 AATSR 资料估算黄土高原塬区蒸散发量研究[J]. 高原气象, 2008, 27(5): 949- 955

Relationship between Pan Evaporation and Actual Evaporation in Different Humid and Arid Regions of China

LIU Bo[1-2], XIAO Zi-niu[1], MA Zhu-guo[2]

(1. Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China; 2. Key Laboratory of Regional Climate-Environment Research for Temperate East Asia of Chinese Academy of Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: Utilizing the precipitation and dividing China into four regions of arid, semi-arid, semi-humid and humid and compared pan evaporation in different regions with the actual evaporation from the integration of several land surface models, the relationship of the pan evaporation and the actual evaporation from the model simulation was analyzed in the different backgrounds and the reason leading to this relationship was discussed. The results show as follows: (1) Actual evaporation decreased in China as a whole, but had an increasing trend in arid and semi-arid regions. (2) Comparing with the different regions, it is found that the change trends of pan evaporation and actual evaporation have the negative relationship in semi-arid and arid regions; however, their change trends have the positive one in semi-humid region, humid region and China as a whole. (3) The negative relationship of pan evaporation and actual evaporation occurs mostly at the stations over the northwest of China, but their positive relationship mainly occurs at the stations of southeast of China, which is in accordance with the results of regional average. (4) Different limited factors of actual evaporation in different dry/humid regions cause the different relationships of pan evaporation and actual evaporation in different dry/humid regions.

Key words: China; Arid and humid regions; Pan evaporation; Actual evaporation

刘波，姜彤，翟建青，等. 新型蒸渗仪及其对陆面实际蒸散发过程的观测研究[J]. 气象，2010，36(3)：112-116.

新型蒸渗仪及其对陆面实际蒸散发过程的观测研究*

刘 波[1,2,3] 姜 彤[2,3] 翟建青[2,3] 张文红[4]

1 河海大学水文水资源学院，南京 210098
2 中国科学院南京地理与湖泊研究所，南京 210008
3 国家气候中心，北京 100081
4 江西省南昌县气象局，南昌 330020

提 要：水量平衡和蒸散发过程研究是水文循环研究的重要方面。正确的观测和计算地表实际蒸散发量对认识气候变化条件下的水循环特征、实现区域水资源的可持续开发利用具有非常重要的意义。传统蒸渗仪功能单一，不仅安装费用较高，日常维护和观测需要大量的人力物力，观测精度也常常受到仪器系统误差或人为因素的影响。围绕着陆面蒸散发观测和解决“蒸发悖论”的科学问题，设计了用于研究气候变化对水循环、陆面蒸散发影响的野外自动观测实验的新系统，站址选择在江西省南昌县生态实验站。该新型蒸渗仪(Lysimeter)系统采用先进的高分辨率称重系统(陆面蒸散发观测精度：0.01 mm)、高精度土壤水分水势传感器(pf：0-7，国际专利号：102004010518.9)和动态 IP 解析技术的 GPRS 数据采集器(24 bit，512 k)，通过地表气象站、土壤水分水势、蒸渗仪和地下水位等独立的观测实验对比，确定陆地表面实际蒸散发量以及蒸散发过程的有关参数。该系统无论在测量的精度及频次上都比传统观测方法有极大的提高。另外，除了应用于陆面实际蒸散发量的观测外，该系统装置了 2004 年获得国际专利的新型土壤水分、温度和水势传感器，观测精度较高，观测频次可调节幅度较大，且适应多种环境条件，能够根据不同的科学目标进行新的组合和设计。

关键词：蒸渗仪，陆面实际蒸散发，自动观测，GPRS 数据采集器

New Design and Observation of Lysimeter on Actual Evapotranspiration

LIU Bo[1,2,3] JIANG Tong[2,3] ZHAI Jianqing[2,3] ZHANG Wenhong[4]

1 Hohai University, Nanjing 210098
2 Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008
3 National Climate Center, Beijing 100081
4 Meteorological Station of Nanchang County, Nanchang 330020

Abstract: Research on water balance and evapotranspiration (ETa) process is an important part in water cycle research. Observation and assessment on ETa over land surface are of great significance for the understanding of water cycle and sustainable development of water resources under climate change conditions. However, traditional lysimeter is usually of simple function, limited precision, and is expensive in installation and daily operation. To observe ETa over land surface and understand the ‘evaporation paradox’, the authors designed this new lysimeter system, which is located in the Ecological Experiment Station of Nanchang County in Jiangxi Province, to study the impacts of climate change on water cycle and ETa over land surface. With many hi-techs such as high resolution weighting system (0.01 mm), pf-meters (pf: 0-7) and observation GPRS loggers (24 bit, 512 k), ETa over land and its process are measured based on the observation of soil water potential (Matrix potential), lysimeter and groundwater level. Be-

* 中国科学院百人计划项目，国家自然科学基金项目(40601017，40701028，40771040)，中国气象局气候研究开放实验室基金(LCS-2006-07)等联合资助
2008 年 12 月 16 日收稿； 2009 年 12 月 15 日收修定稿
第一作者：刘波，主要从事气候变化与水资源研究. Email：bobo3705@163.com

sides higher precision and frequency compared to traditional lysimeter, this new system can observe ETa process, the new loggers for soil moisture and water potential, which got the international patent in 2004 thus it is of high precision, observation frequency and wide adaption to environment, and therefore can be used to a wide range of application based on different targets and new version of design.

Key words: lysimeter, actual evapotranspiration over land, automatic observation, GPRS Dynamic IP Logger

引　言

水量平衡和蒸散发的合理评估是水文循环中的一个重要环节。理论上说,全球变暖将导致陆地上水体蒸发量上升,势必引起水循环的一系列变化[1]。但目前在分析蒸发皿观测的蒸发量时,却发现有些区域平均的蒸发皿观测的蒸发量存在稳定的下降趋势[1-2],与理论分析不相符合,这一现象被称为"蒸发悖论"[3]。1998 年,Brutsaert 等[3]考虑地面蒸散发与蒸发皿观测的蒸发量的区别,认为蒸发皿观测的蒸发量的减少是由于地面蒸散发量增加的结果。2002 年,Roderick 等[4]对蒸发皿观测的蒸发量变化的研究进行了评述,特别强调地表实际蒸发量的变化趋势;认为实际蒸散发变化方向不是由温度惟一确定的;指出蒸发皿观测的蒸发量趋势仅仅提供了认识实际蒸散发变化方向的线索;还应注意蒸发皿观测的蒸发同水面蒸发、蒸发潜力以及地表实际蒸散发(陆面及海面)的关系和区别。因此,正确的观测和计算地表实际蒸散发量对认识气候变化条件下的水循环特征[5]、进而实现区域水资源的可持续开发利用具有非常重要的意义[6-7]。

然而,由于技术方法的限制,目前还没有较为通用的方法直接测量地面实际蒸散发量。通常对实际蒸散发量的估算仍采用间接方法,主要包括以下几大类[8],即通过潜在蒸散发换算,基于能量平衡原理,主要包括彭曼公式和 Bowen 比法等;以及基于水量平衡原理计算。在长期地面气象观测中,对陆气间水量交换的观测,各级气象台站广泛使用的仪器是 20 cm 口径小型蒸发器,以及更新的 E6-1 型蒸发器[9],但上述传统型蒸发器在实际观测[10]以及对蒸散发量的换算与估算[11]等方面,尽管进行了一系列的改进[12]和相关研究[13],仍然存在一定的局限。因此,对实际蒸散发的观测较为公认的方法是采用基于水量平衡原理的称重式蒸渗仪法。然而,传统的实际蒸散发观测往往由于选址地点、土样深度、观测时间等因素的限制,无法满足水文循环及气候变化研究的要求。而且,传统蒸渗仪的仪器架设、观测及运行维护成本较高,无法广泛开展。

为了开展气候变化对区域水循环的影响研究以及气候水文模式地表过程物理参数的率定研究等,作者利用江西省南昌县生态实验站的观测场地,根据德国 Juerlich 国家中心设计的 Lysimeter 的设计思路,设计和建设了地表蒸散发过程监测系统。该系统通过地表气象站、土壤水分水势、小型蒸渗仪和地下水位等独立的观测实验对比,确定陆地表面实际蒸散发过程的有关参数。该系统于 2007 年 8 月 5 日安装完毕,8 月 8 日完成调试,开始正式观测。陆面蒸散发精度达到 0.01 mm,观测数据采样频次最高可达 1 分钟,并可在线分析观测的数据,并存储记录。该系统具有极高的稳定性,相对造价较为低廉,且非常易于维护,设计观测寿命达 10 年以上。

本文将在介绍新型称重式蒸渗仪系统工作原理的基础上,详细介绍蒸渗仪的站址环境、系统设计结构、工作原理及其特点,简要展示系统工作的软件环境及观测数据,并对该观测系统的应用前景做出展望。

1　蒸渗仪测量原理

蒸渗仪对实际蒸散发的测量基于水量平衡原理。首先在选择具有代表性的地点,进行仪器安装。选择适当体积的土样(原状土)置于蒸渗仪称量体中,并分离回填。对于蒸渗仪中被分离的原状土柱,其水量平衡方程为:

$$\Delta S = P + I + Q - \Delta R - ET \tag{1}$$

式中 ΔS 为分离土柱的土壤蓄水量变化量(折算为 mm),P 为降水量(mm),I 为灌溉水量(mm),Q 为地下水流(mm),ΔR 为净地表径流量(mm),ET 为蒸腾蒸发量(mm)。对于蒸渗仪,ΔR 一般可忽略,于是方程(1)可改写为:

$$ET = P + I + Q - \Delta S \tag{2}$$

式中,降水量 P 和灌溉量 I 很容易由雨量计和水表

直接测得。地下水流 Q 代表由蒸渗仪供排水系统供进和排出土柱的水量。传统方法一般通过土柱内水位与周围环境地下水位的比较，利用土壤含水量公式计算。土壤蓄存水量的变化量（ΔS）代表降水或灌溉后水分的增加，或蒸散发作用导致水分的损失，蒸渗仪即通过一台高精度的称重系统来测定 ΔS。由此，式(2)右边各项均可通过观测直接或间接获得，从而计算得到实际蒸散发量。

2 蒸渗仪设计与结构

此套蒸渗仪系统安装站址选择在江西省南昌县生态实验站的观测场地。南昌县位于江西省南昌市郊，地处 28°36′N，115°55′E，海拔高度 47 m，1951—2001 年多年平均降水量 1615 mm，多年平均温度 17.6 ℃，四季分明，属于季风气候。试验站位于城市郊区，受城市化影响较小，周围地势平坦，地表海拔高度起伏＜10 m；站址周边土地利用以水稻田为主，类型较为单一；站址处地表覆被有均匀生长的草地，单片面积约为 500 m^2，日常以降水灌溉为主，不施以人工灌溉。实验场地具有较好的代表性，受地形坡度和风速的影响较小，且试验站北侧约 30 m 即为南昌县气象站站址，日常气象观测资料可以作为同期校验数据，对试验站观测结果进行辅助分析和检验，因此适宜将其作为蒸渗实验站址。

结合上述蒸渗仪系统的设计，式(2)可简化为：

$$ET = P + Q - \Delta S \tag{3}$$

式(3)左侧，降水量可选用南昌气象站观测数据，渗漏量和 ΔS 由蒸渗仪系统直接测得，从而能够计算出观测时段内的实际蒸散发量。

该系统可分为 3 大部分：测量部分、数据传输部分和终端显示部分。

测量部分由土壤、钢筒、称重系统平台、称重系统、称重传感器、附属气象因子同步测量仪器组成（如图 1 所示），能够同时对蒸散发、气温、风速、渗漏量、地下水位、地表以下 25 cm 及 50 cm 的土壤含水量等指标进行观测。采用 GPRS 动态 IP 解析技术的数据采集器对观测结果记录并进行远距离传输。该蒸渗仪系统，为使测量的水分运动过程符合实际情况，钢筒中的土壤选择站址附近的原状土，土样体积 1 m^3，土样深度 1 m，直径约为 112.8 cm，埋设称重系统后“原状土”回填；该称重系统精度达到 0.01 mm，因此能够测量包括蒸散发、以及结露、结霜、及微量蒸散发等水量变化。同时，称重仪底部安装有集水装置，通过导管可收集土样的渗漏水量，通过与之相连的翻斗式雨量计，则能够直接测得排出土柱的水量。这与传统的通过土壤含水量换算的方法相比，不仅简便易行，而且概念更加明确，减小了由于测量土样中地下水位及土样空隙度等的差异所带来的误差，也使观测结果不易受到周围环境的影响。土样旁边的地表安装有高度为 1 m 的支架，架设多参数的自动气象站，测量同期的温湿度、风速等气象指标；选择有代表性的原状土壤剖面，根据土壤特性，在分别距离地表 25 cm 处和 50 cm 处安置 TDR

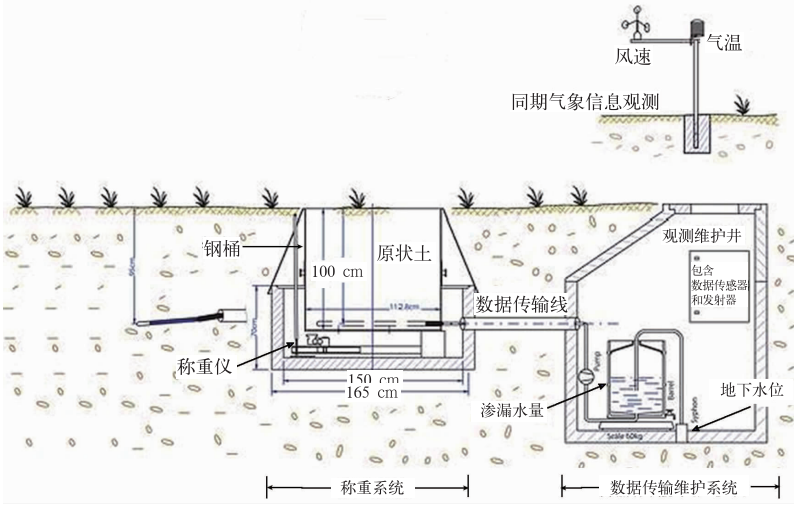


图 1 蒸渗仪测量系统结构示意图

Fig. 1 Structure sketch of lysimeter system

原理和土壤摩尔热容原理的土壤水分水势传感器,检测两个深度土壤含水量的变化;另外,在距离土样约 5 m 处设置一深度约为 3 m 的系统维护竖井,并由横管将称重仪的电源线及数据线与竖井内装置相连,根据地下水流计算,系统安装完成后经过一定时间,地下水充分浸润回填土壤,竖井对称重系统周围地下水流场的影响较小;竖井内安装用于测量土柱渗漏水量的雨量筒,以及用于测量地下水位的竖管,竖管总长 6 m,其中探头放置深度为 5 m,能够测量地表以下 8 m 范围内的地下水位变动情况。同时,竖井内设有数据采集、传输系统,内置的小型存储器(内存为 512 k)及 GPRS 通讯系统,负责将所采集的数据进行集中存储备份,并进行无线发送。所有数据的采样时间为每小时 1 次。通过中国科学院南京地理与湖泊研究所的服务器进行数据传输和实时数据监测服务。

3　观测成果及分析

蒸渗仪系统观测的数据可以存储在内存为 512 k(可以扩展到 2 M)的低耗电(12 V 电池,2 年充电一次)和高精度(24 bit)的数据采集器中,在现场可以通过 RS232 接口收集数据与此同时,观测数据可以自由设置扫描传输频次及传输时间,通过 GPRS 动态 IP 解析技术进行数据传输。在南昌生态试验站,具体设置为每 24 小时传输一次数据,每日凌晨 02:00 进行数据传输。采用不同的网络服务器许可,能够存储不同长度的数据序列。对南昌站,服务器能够存储最近 6 个月的每日观测数据,其后自动删除最久以前的数据记录。传输到服务器上后,可随时登录和直接下载。图 2 即为服务器上下载的数据格式,对试验站的具体观测数据内容包括:测次编号、观测日期及时刻、渗漏水总量、地下水埋深、气温、相对湿度、土柱重量、25 cm、50 cm 土壤含水量、以及电池电压。具体的监测变量及变量的单位,均可在仪器安装调试阶段进行调整,以满足不同监测目的要求。对已下载的数据,可以根据用户自身需求,选用不同的数据处理软件进行后期分析处理。

以 2008 年 7 月为例,对该月份降水量、蒸散发量及地下水位变化过程的统计分析如图3所示。7

GP-BusLogger II #A20088 - Incremental Data (Pos: 93342) - GSM/GPRS Signal: 10 (Parameter Set: '[redacted].par')
<GSM GPRS OK, Signal: 12

Nr	Time	#1;Count;mm	#6;Uni;m	#12;Dig.Temp;oC	#13;Dig.Hum;%	#C40061 #15;U4-Node (nn)	#C40061 #15;U4-Node %	#C40061 #15;U4-Node %	#HK-Bat;V	#HK-BkBat;V
1	08.03.2008 02:00:00	5582.0	1.9429	8.28	91.3	1668.80	28.60	32.20	12.054	3.708
2	08.03.2008 03:00:00	5582.0	1.9418	8.30	91.5	1669.70	28.50	32.20		
..	....	....	...	...	...	...	...	...	...	...
23	09.03.2008 00:00:00	5582.0	1.9270	7.80	91.0	1670.70	29.30	32.10		
24	09.03.2008 01:00:00	5582.0	1.9259	7.58	90.5	1669.90	29.30	32.10	12.052	3.708

24 Lines extracted

图 2　蒸渗仪监测服务器下载数据样本
Fig. 2　Sample data downloaded from lysimeter data server

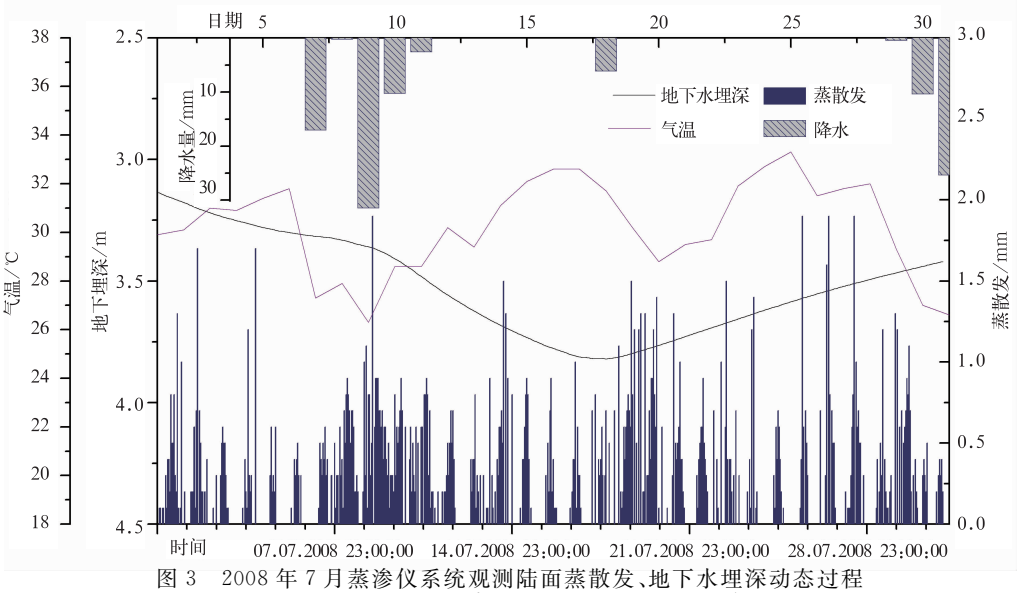


图 3　2008 年 7 月蒸渗仪系统观测陆面蒸散发、地下水埋深动态过程
Fig. 3　Dynamic process of evapotranspiration over land and groundwater depth observed by lysimeter system in July 2008

月该站点平均气温30.3 ℃,总降水量104.3 mm,总蒸散发量110.9 mm,水量平衡为负值。具体来看,7月9日左右有一次降水过程,总降水量62 mm,气温随之有所降低,期间水分充足,实际蒸散发增加,接近蒸发能力,全天蒸散发量均较大。7月降水与温度的对应关系较好,降水过程一般对应一定的温度下降,同时,降水期间的1天蒸散发量有所增加,每小时的观测表明这是由于降水期间夜间蒸散发量增加造成的。另外,地下水位对9日降水过程的响应直到17日左右才开始显现,表明该地区地下水流动速度相对较慢,降水入渗补给至4 m埋深需要7~8天左右的时间。通过上述蒸渗仪观测与气象台站观测的结果互相参照分析,能够清楚地反映降水—气温—蒸散发之间的关系,及其对地下水的综合影响,为正确认识区域水循环变化特征提供科学依据,同时也为进一步分析土壤水运移参数、实际蒸散发参数等提供的实际观测和"蒸发悖论"的科学问题数据基础。

4 结 论

传统蒸渗仪日常维护和观测也需要大量的人力物力,观测精度也常常受到仪器或人为因素的影响。本文介绍的新型陆面蒸散发监测系统,采用先进的高分辨率称重系统,配置了智能数据采集器和获得欧洲专利的土壤水分水势温度传感器,可同时准确地测量蒸腾蒸发量、土壤水的渗漏量及地下水位等多种参数,测量的精度及频次都比传统方法大为提高。同时,系统能够通过GPRS动态IP解析技术(为目前国际上第一个GPRS动态IP数据采集器)实现远程无线数据采集和传输,实现测量的数据的实时在线快速记录、存储,大大节省了人力投入;系统安装成本较低,对环境的适应能力较强,应用范围非常广泛。

围绕如何精确测定陆面蒸散发和回答"蒸发悖论"的科学问题,本文的陆面实际蒸散发监测系统,通过对位于南昌县试验站内的地表气象站、土壤温度水分水势(国际专利号:102004010518.9)、小型蒸渗仪和地下水位等要素进行观测频次仅为1 h的独立观测实验对比,对降水过程、气温过程、蒸散发过程以及相应的地下水位变化过程进行了详细观测,并以2008年7月的观测结果为例,对其相互关系进行分析,认为能够清楚地反映降水—气温—蒸散发之间的关系,及其对地下水的综合影响。上述数据对确定陆地表面实际蒸散发量、改进蒸散发计算方法以及蒸散发过程的有关参数具有较为重要的意义[14]。

除了应用于本文介绍的实际蒸散发量的观测,由于本文提到的新型观测探头观测精度较高,观测频次可调节幅度较大,能够适应多种环境条件,因此能够根据不同的观测目的进行新的组合和设计。具体应用范围涉及河流湖泊等的地表水位观测、地下水位观测、土壤含水量观测以及水质观测等,能够在水文、地质、环境、气象、生态等很多领域,为科学研究提供更加丰富可靠的观测数据。

参考文献

[1] Ohmura A, Wild M. Is the hydrological cycle accelerating? [J]. Science, 2002, 298: 1345-1346.

[2] Peterson T C, Golubev V S, Groisman P Y. Evaporation losing its strength[J]. Nature, 1995, 377: 687-688.

[3] Brutsaert W, Parlange M B. Hydrological cycle explain the evaporation paradox[J]. Nature, 1998, 396: 30-31.

[4] Roderick M L, Farquhar G D. The cause of decreased pan evapo-ration over the past 50 years[J]. Science, 2002, 298: 1410-1411.

[5] 李林,朱西德,周陆生,等.三江源地区气候变化及其对生态环境的影响[J]. 气象,2004,30(8): 18-22.

[6] Ramanathan V, Crutzen P J, Kiehl J T, et al. Aerosols, climate, and the hydrological cycle[J]. Science, 2001, 294: 2119-2124.

[7] 王绍武,龚道溢. 中国气候变化的研究[J]. 气候与环境研究, 2002, 7(2): 137-145.

[8] 武夏宁,胡铁松,王修贵,等.区域蒸散发估算测定方法综述[J]. 农业工程学报,2006.10.

[9] 黄秋红. E601型与小型蒸发器对比观测分析[J]. 气象, 2000,26(10): 45-48.

[10] 邱小伟,孙莉莉. E601-B型蒸发器观测值出现负值原因分析[J]. 气象,1999,25(1).

[11] 裴步祥,邹耀芳. 利用小型蒸发器观测水面蒸发量的几个问题[J]. 气象,1989,15(6): 48-51.

[12] 夏金元,王世华,王玉泉. 蒸散发改进及观测资料分析[J]. 气象,2005,31(2): 86-87.

[13] 裴步祥,邹耀芳. 三种计算可能蒸发方法的比较[J]. 气象, 1986,10(7): 26-30.

[14] 邱新法, 刘昌明, 曾燕. 黄河流域近40 a蒸发量的气候变化特征[J]. 自然资源学报, 2003, 18(4): 437-441.

GTS 的温盐资料在 BCC_GODAS 中的同化结果分析*

刘向文 李维京 吴统文 肖贤俊
(国家气候中心 中国气象局气候研究开放实验室,北京 100081)

摘 要

分析了从 GTS(全球无线通讯系统)获得的 2002—2007 年海洋温盐观测资料在国家气候中心第 2 代全球海洋资料同化系统(BCC_GODAS 2.0)中的同化结果。与 SODA(简易海洋同化数据)资料的比较表明:GTS 中的海洋温盐资料同化对模式温盐场的改进之处主要表现在混合层暖区的范围和中心强度、温跃层中温度槽脊的深度、温跃层附近的温度梯度以及盐度高、低值区的范围和中心强度等方面,同化后全球温盐场的均方根误差得到一定程度的降低。挑选位于不同海区的单点温盐廓线与 ARGO(地转海洋学实时观测阵)观测作了进一步比较,结果表明:大多数情况下,同化后温盐廓线的均方根误差得到明显降低,模拟的温盐垂向分布特征也更为准确。与 TAO(热带大气海洋观测网)资料的比较也同样表明:同化后的温盐场特征会得到一定程度改善。

关键词: GTS; BCC_GODAS; 温度; 盐度; 剖面; 廓线

引 言

海洋资料同化具有重要的科学意义和现实意义,各国对海洋同化系统的发展也一直比较重视。诸多海洋同化系统的发展既为大洋实时预报和气候预测发挥了重要作用,也提供了大量的海洋环流再分析产品,有助于人们更准确地认识海洋环流的演变过程。进入 21 世纪以来,现代社会对海洋同化的发展提出了更多需求,而观测手段的不断丰富和观测资料的迅速增加则为海洋同化的发展提供了锲机,这就要求海洋同化系统应当能够尽可能利用、融合各种海洋观测资料的有效信息,提供合理的、精确的全球海洋环流的时空结构信息。

国家气候中心在"九五"攻关项目"我国短期气候预测业务系统研究"中,初步研制了一个印度洋、太平洋区域的海洋资料同化系统,之后将其扩展、改进并进行业务化,成为国家气候中心第 1 代全球海洋同化系统 BCC_GODAS 1.0。在BCC_GODAS 1.0 中,海洋模式采用了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(LASG) 的 L30T63 OGCM 1.0,同化方案采用三维变分方案,同化资料主要包含 GTS 线路上的资料以及 ARGO 资料[1-3]。鉴于使用资料的局限性,BCC_GODAS 1.0 未将盐度资料纳入同化系统,也没有配备针对卫星资料的同化方案。近些年来,在全球变暖背景下,我国的洪涝、干旱等气候灾害和极端天气、气候事件频繁发生[4-5],这对我国气候预测工作提出了越来越严峻的挑战。为了研发更为先进的气候预测模式系统以应对新形势下的业务需求;同时,为了更好地满足现代海洋同化发展需求,国家气候中心着手开发第 2 代海洋同化系统(BCC_GODAS 2.0)。新同化系统采用的海洋模式是美国地球物理流体实验室的模块化全球海洋环流模式 MOM4。同化系统采用三维变分方案[6-9],系统的同化窗宽度为 10 d,同化过程分为垂向同化和水平同化两个阶段,方案的设计上保留或增加了一些特色之处,如同化分析采用递归滤波方案[10-11]、目标函数构造引入温盐非线性关系[12-14]和海表温度弱约束项、使用有限记忆的准牛顿迭代法[15]以及共轭梯度法[16]寻求

* 国家重点基础研究发展计划项目(2006CB403606)、财政部行业专项(GYHY200706005)及中国气象局"风云气象卫星遥感开发与应用"项目(FiDAF-2-05)共同资助。
2009-08-11 收到, 2010-07-02 收到再改稿。

最优解、计算上实现模块并行化等。目前,BCC_GODAS 2.0 初步构建成功,其同化的资料主要包括卫星高度计资料、卫星反演的海表温度资料、GTS(全球无线通讯系统)发报的海洋观测资料、ARGO 资料等。结合发展目标及目前业务需求,本文工作主要针对 GTS 发报的海洋温盐资料在同化系统中的应用情况加以考查。

同化工作前,先针对 GTS 中的温盐资料采取严格的质量控制,判断资料的重复记录、观测层次顺序、观测水深、极端值、气候变率、温度层结、空间差异,这些控制步骤有效过滤了错误的或不可靠的观测信息。经过质量控制后,温盐质料加入同化系统,有效改善了 MOM4 模式对全球海表温盐场特征的模拟,同化后大部分海区,尤其是热带海洋的海表温度、盐度均方根误差得到明显降低(降幅通常在 0.1～1.0 之间)。此外,同化明显改进了模式对 Niño3,Niño4 区海表温度演变特征的模拟。本文在这些工作的基础上,就 GTS 的温盐资料同化对模式温盐场垂直结构的改进情况作了进一步比较分析。

1　资料及试验介绍

用于同化试验的观测资料是 GTS 发报的 2002 年 1 月—2007 年 12 月的海洋温盐观测资料,该资料来源于从 GTS 获得的海洋资料以及国内参与国际交换的海洋资料,原始数据文件采用国际标准电码格式编报,经国家气象信息中心解码后提供给客户使用,在使用前对资料作了严格的质量控制。为了检验同化效果,本文使用了一些对比资料,包括:①美国 Mryland 大学的 SODA 资料[17]。该资料的水平分辨率为 0.5°,垂直方向从 5～5374 m 分为 40 层,采用 POP 海洋模式,是同化了 TAO 锚定阵列、ARGO 浮标、COADS 海上船舶观测等资料的同化产品;②2007 年内的部分 ARGO 观测,资料下载自 ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/argo/;③2002 年 1 月—2007 年 12 月的部分 TAO 资料,资料下载自 http://www.pmel.noaa.gov/tao/disdel/frames/main.html。为了便于比较,将 SODA 资料水平双线性插值、垂直线性插值到 MOM4 模式格点上,ARGO 资料垂直样条插值到模式格点上,而 TAO 资料保持了其本身的分辨率。

同化试验分为两步,第 1 步是将同化系统的动力模式 MOM4 从 2002 年 1 月 1 日积分至 2007 年 12 月 31 日,不加入任何观测资料;第 2 步是将同化系统 BCC_GODAS 2.0 进行相同时段的积分,但过程中每 10 d 加入 1 次海洋温盐资料。在得到 6 年的模式和同化结果后,将其处理为月平均资料,然后进行比较分析。

2　平均态比较

为了从整体上揭示来自 GTS 的温盐资料的同化效果,首先分析了模式及同化结果中全球温盐与 SODA 相比的均方根误差(RMSE)。图 1 给出 6 年平均的 1 月、4 月、7 月、10 月的全球温盐均方根误差的垂直廓线分布,分析发现:对温度而言,海洋表层的均方根误差在同化后有所降低,降幅约为 0～0.3;混合层中下层到 100 m 深度附近,同化前后均方根误差没有明显变化;100 m 深度以下到海洋深层,同化后均方根误差明显降低,降幅常介于 0.1～0.7。对盐度而言,同化后,从表层到深层的均方根误差都有一定程度降低,降幅为 0～0.2。

由图 1 可知,GTS 线路上的温盐资料同化对模拟效果改进明显,但其不足之处也显而易见。可以发现,混合层中下层到 100 m 深度附近的温度均方根误差在同化前后没有明显变化,而同样深度的盐度均方根误差却在同化后明显减小,分析可知,造成这种差异的主要原因是温度、盐度资料在垂直方向的观测密集度有所差别。MOM 模式在海洋表层到 200 m 深度范围内分布较为密集,每 10 m 就有 1 个层次,而用于同化的观测资料却相对稀薄,因此其在内插到模式层次上时必然会引入误差,在观测稀薄、而变量本身垂直变化较大的地方,引入误差也越大。统计 6 年资料的平均情况发现,观测资料向模式层次内插时,温度观测在混合层中下层到 100 m 深度间分布相对较少,通常是两个相隔 40～50 m 距离的观测内插得到所需值,而对该范围的盐度观测而言,则通常是两个相隔 10～20 m 距离的观测内插得到所需值。考虑到该深度范围内温度跃变显著,而其本身观测却相对稀薄,所以同化效果不够理想,而盐度因观测相对密集而有了较好的同化效果。从整体情况来看,虽然资料本身的局限性以及质量控制

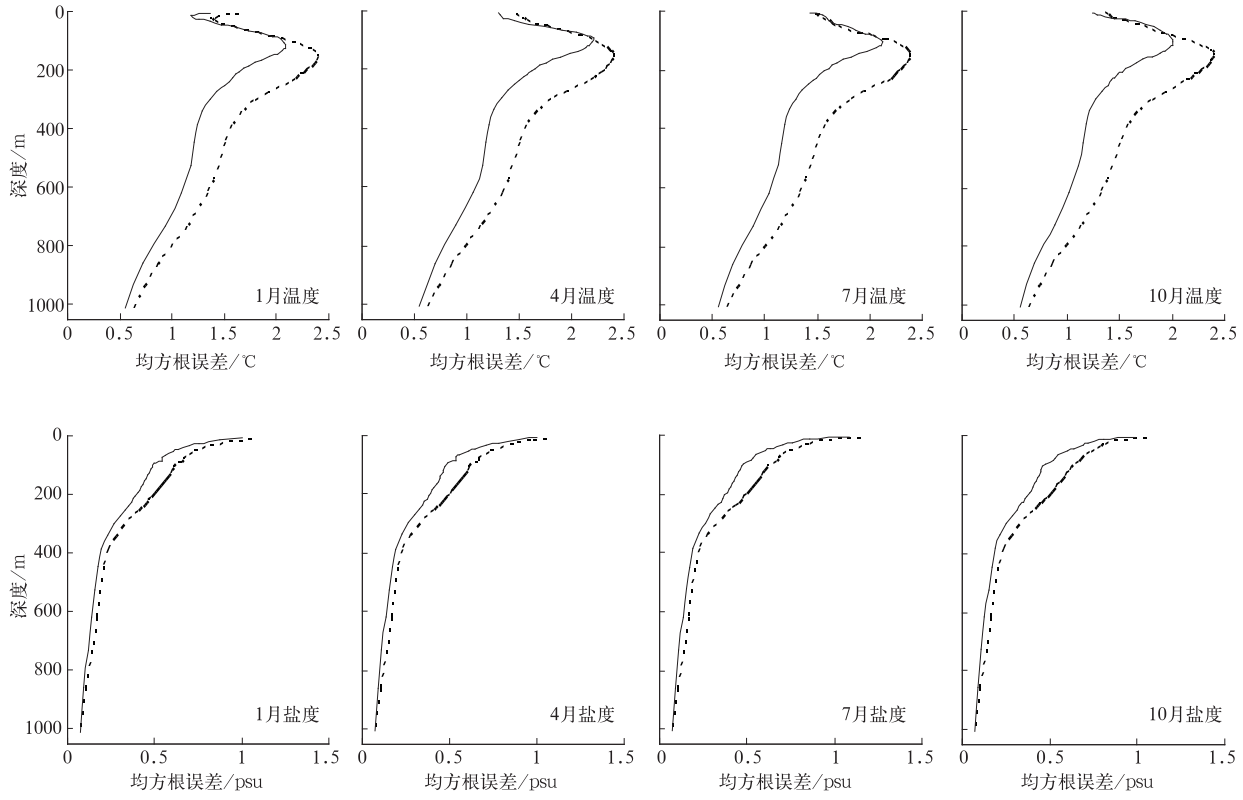


图 1 2002—2007 年 6 年平均的全球温度、盐度均方根误差的廓线分布

(实线为 BCC_GODAS 同化结果,虚线为 MOM4 模拟)

Fig. 1 The profiles of 6-year averaged global temperature and salinity RMSE during 2002—2007

(solid line: assimilated by BCC_GODAS; dashed line: simulated by MOM4)

方案的严格会导致观测在局部的稀薄,但不可否认的是在变量垂向跃变比较明显的地方,目前的内插方案会引入不少误差,这点需要进一步的改进。

全球范围内温盐的均方根误差特征仅从整体上揭示了 GTS 中温盐资料对模拟结果的改进程度,无法对其局部空间特征给予详细刻画,为了进一步揭示同化后三维温盐场的模拟情况,分析了 6 年平均的 1 月、7 月部分垂直剖面的特征。所取的垂直剖面包括赤道(纬向)、165°E(经向,位于太平洋地区)、90°E(经向,位于印度洋)、30°W(经向,位于大西洋)。对比发现,同化后温盐场特征在 1 月和 7 月的改进情况是基本一致的,故而图 2 到图 5 仅给出了 7 月的情况。

图 2 给出模式和同化结果在赤道剖面与 SODA 的比较情况可以发现,温度场上 MOM4 模拟的赤道印度洋、西太平洋表面混合层的暖区范围较大,中心强度较高,而同化后这种情况得到一定程度的改善;混合层之下是温跃层,该层的深度通常以 20℃ 等温线所处位置来衡量,MOM4 模拟的印度洋、西太平洋的温跃层深度在同化后没有明显变化,模拟的大西洋温跃层深度偏低,同化后其有所抬高,而模拟的东太平洋温跃层深度在同化后与 SODA 的差异有所增加,表明赤道东太平洋冷水区的同化不够理想,导致这种情况的原因正是前面所分析的,该地区的温跃层深度较浅,而温度观测因分布稀薄而无法刻画温度的垂向变化特征;此外,MOM4 中温跃层附近等温线分布相对稀疏,温度梯度较小,同化后等温线有所加密,温度梯度加强,其与 SODA 的差异减小。盐度场上 MOM4 模式中赤道温跃层内存在高盐度区,其在印度洋、中西太平洋、大西洋的中心强度分别可达 35.8 psu,36 psu,37 psu,这些高盐度区的范围较大,中心强度较强,而同化后其范围和强度都得到显著改善,其中尤以赤道太平洋改进最为明显。

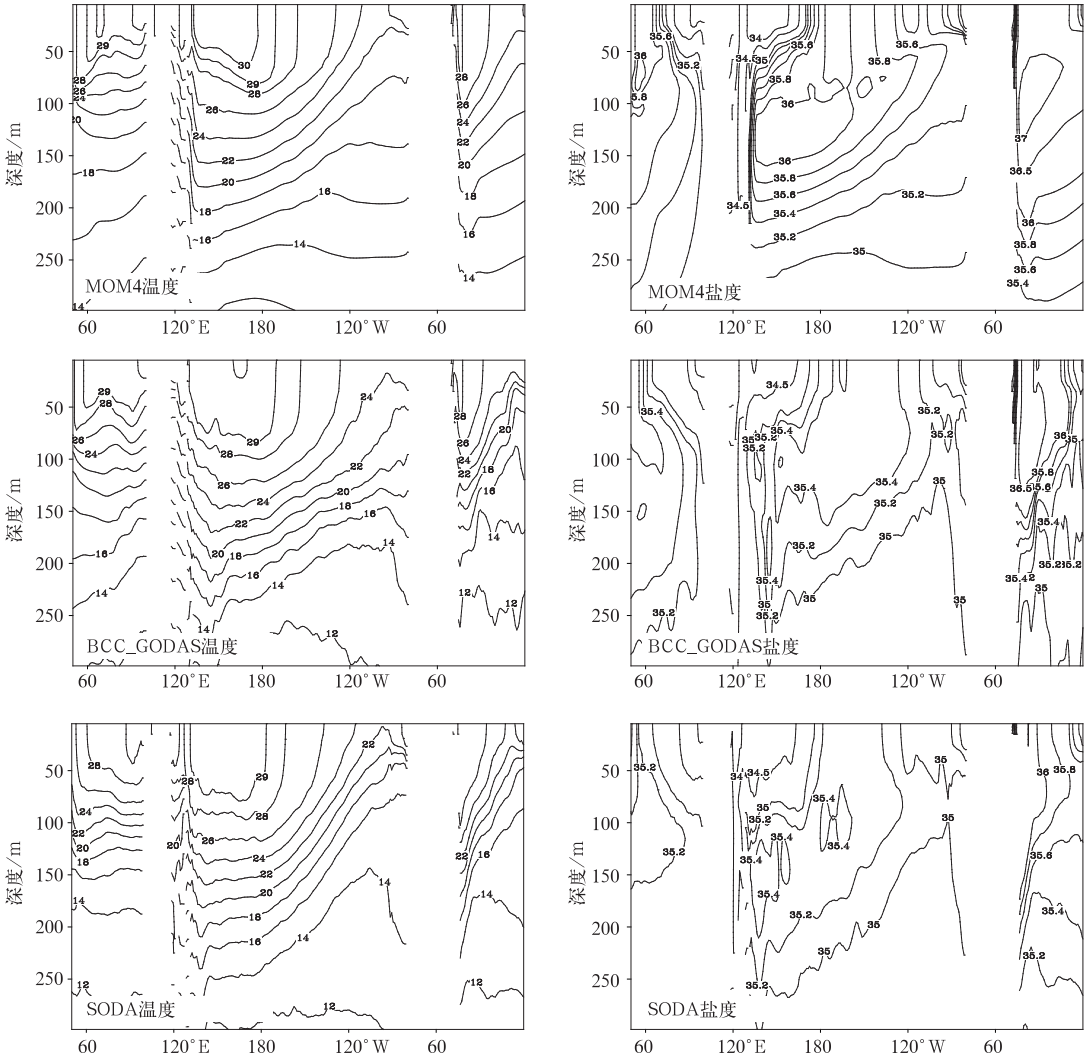


图 2　2002—2007 年 7 月温度(单位:℃)、盐度(单位:psu)
场沿赤道的深度-纬向剖面特征

Fig. 2　The depth-zone cross section of temperature (unit: ℃) and salinity (unit: psu) fields along equator in July during 2002—2007

图 3 比较了模式和同化结果在 165°E 剖面与 SODA 的差异。温度场上 MOM4 模拟的热带西太平洋暖池的范围较大,中心强度较强,但同化后其范围和强度都有所减小;此外,模式能再现8°N 附近的温度槽以及 20°S, 20°N 附近的温度脊,但对 20°S 温度脊的位置模拟偏深,同化后该脊位置有所抬升,与 SODA 趋于接近。盐度场上南半球热带到副热带太平洋、北半球 20°N 附近各存在一个盐度高值区,而赤道到 20°N 之间的北半球热带地区则是盐度低值区,MOM4 模拟的盐度高值区中心强度偏大,同化后其强度降低,与 SODA 的差异减小;此外,模式模拟的南半球盐度高值区范围较大,中心位置较浅,而且在近赤道地区存在一个虚假的高值中心,同化后这些情况都得到明显改善。

图 4 给出模式和同化结果在 90°E 剖面与 SODA 的比较情况。分析发现,温度场上,南半球 20°S 附近印度洋上有一温度脊,但在模式中其位置偏深,同化后该脊位置抬高,与 SODA 接近;印度洋表面混合层存在暖区,28℃线在 1 月覆盖了 10°S～10°N 的范围,而 7 月可从 10°S 一直扩展到 20°N 附近,但 MOM4 中该暖区的中心强度偏高,同化后有所降低;此外,从等温线的垂向分布可以看出,10°S 以北的印度洋上,模式模拟的混合层厚度偏小,温跃层附近的温度梯度偏小,同化后这种情况得到明显改善,

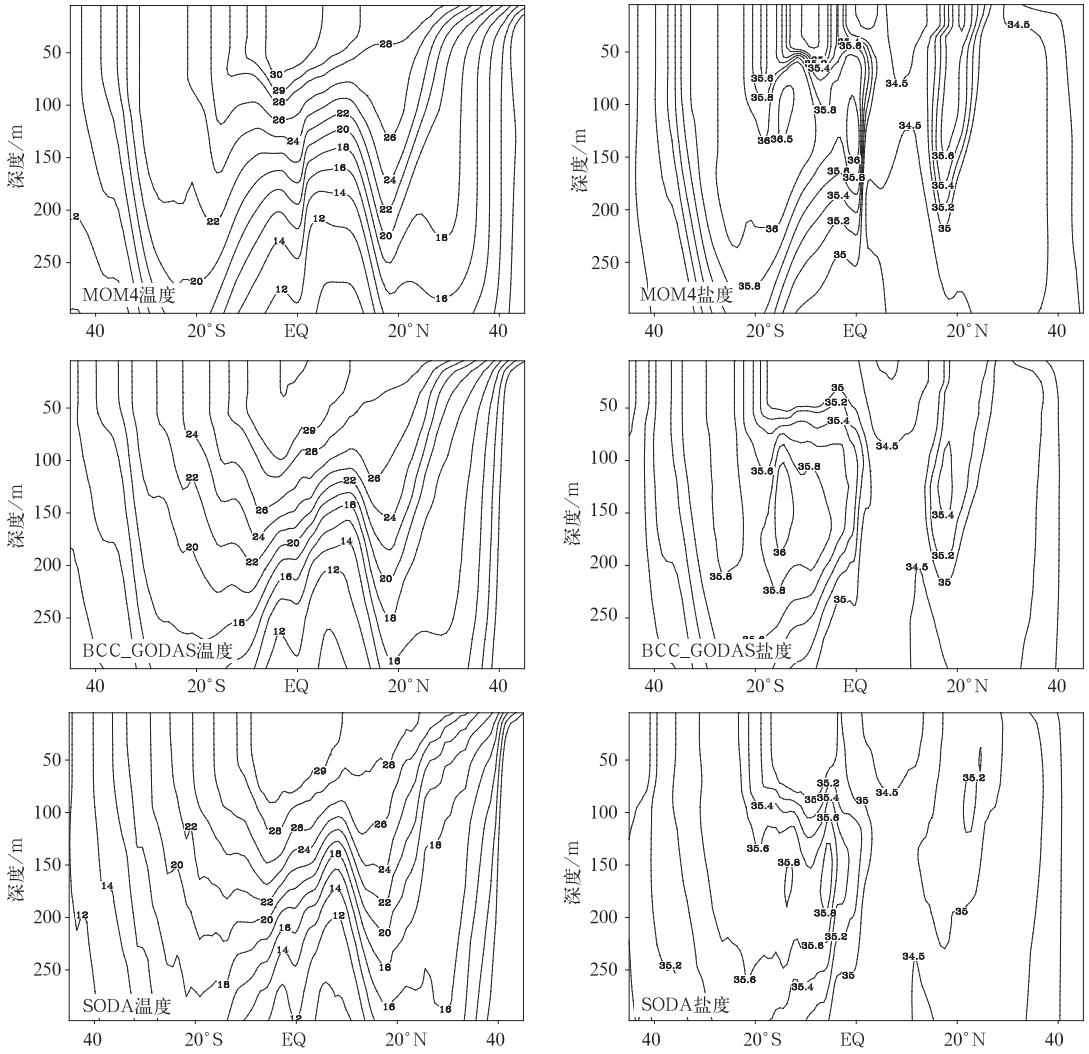


图 3 2002—2007 年 7 月温度(单位:℃)、盐度(单位:psu)场沿 165°E 的深度-经向剖面特征

Fig. 3 The depth-meridian cross section of temperature (unit: ℃) and salinity (unit: psu) fields along 165°E in July during 2002—2007

其分布特征与 SODA 趋于一致。盐度场上,MOM4 中,25°S 附近从表层到温跃层存在一个自南向北倾斜的高盐度带,5°S～10°N 间的温跃层内也存在一个范围较宽的高盐度区,同化后前者的强度降低,后者的范围缩小且强度降低,其与 SODA 的差异减小。

图 5 比较了模式和同化结果在 30°W 剖面与 SODA 的差异。温度场上 MOM4 对表面混合层的模拟基本合理,但对温跃层的模拟不够理想,模式可以模拟出位于北半球热带大西洋的温度槽,以及位于 20°S 和 20°N 附近的两个温度脊,但刻画的槽、脊的位置都偏深,同化后这种情况有所改善,但与 SODA 相比仍有一定的差异。盐度场上,南大西洋 20°S、北大西洋 20°N 附近各存在一个盐度高值区,二者之间的热带大西洋地区则为盐度低值区,MOM4 模拟的高盐度区的范围和中心强度偏大,低盐度区则范围偏窄,同化后这种情况得到一定程度的改善。

这些剖面的比较结果表明,GTS 中的温盐资料同化对温度场的改进之处主要体现在混合层暖区的范围和中心强度、温跃层中温度槽脊的深度、以及温跃层附近的温度梯度,对盐度场的改进主要体现在高、低值区的范围和中心强度上。虽然同化后温盐的整体分布特征更加合理,但其与 SODA 相比仍有

一定差异,而在局部区域这种差别可能尤为明显,这一方面是因为同化资料的资料量、可靠性以及处理方案有所局限,另一方面是因为模式对部分海区的温盐分布特征的刻画能力有所不足;当然,SODA 是套模拟效果较好的同化资料,其与实际观测本来存在一些差异,这可能也是个需要考虑的因素。

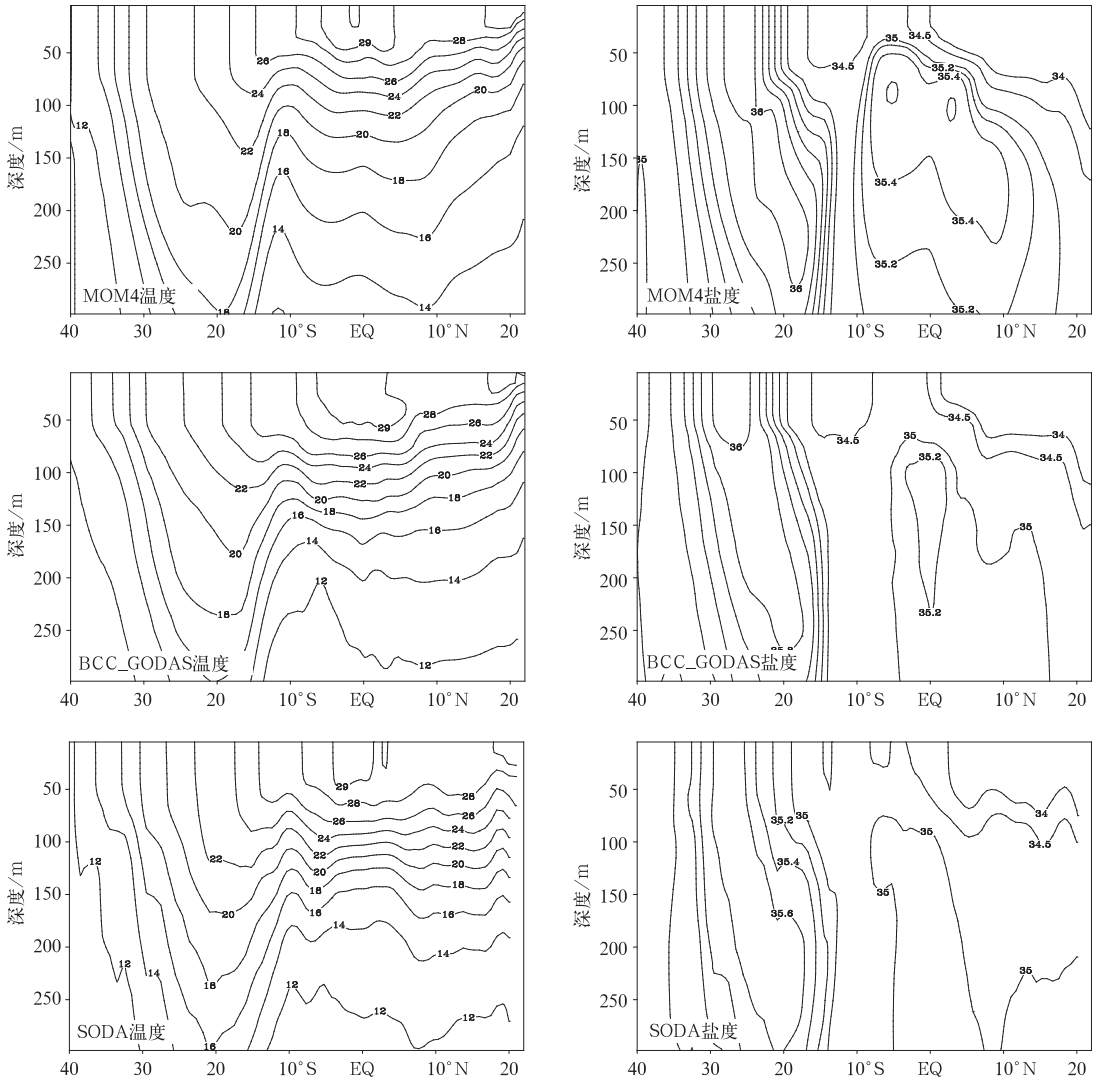


图 4　同图 3,但是针对 90°E 剖面

Fig. 4　The same as in Fig. 3, but for the section along 90°E

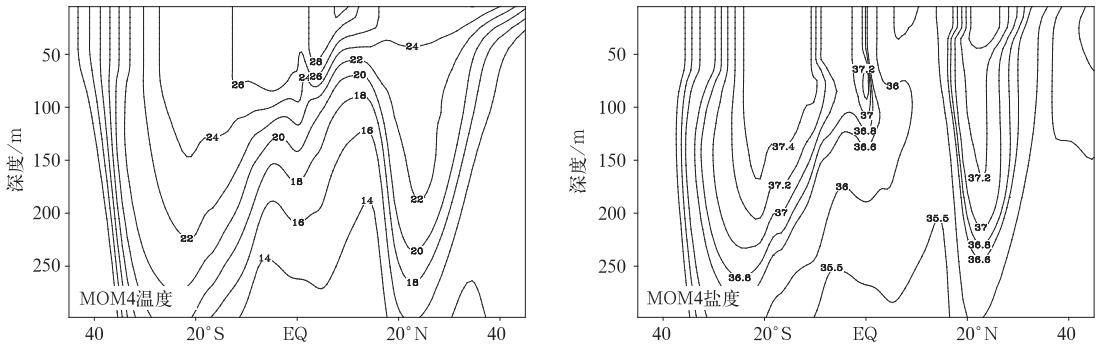
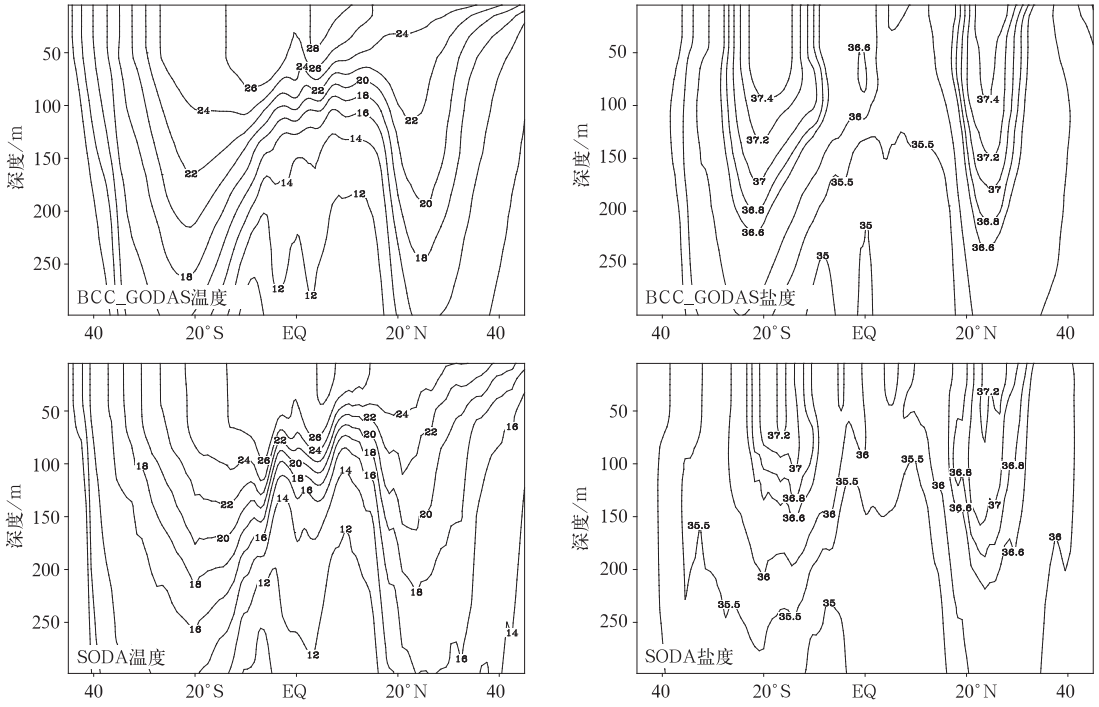


图 5　同图 3,但是针对 30°W 剖面

Fig. 5　The same as in Fig. 3, but for the section along 30°W



续图 5

3 与 ARGO 廓线的比较

上述工作对 2002—2007 年的模式和同化结果的平均态作了比较，由于分析针对局部时段的全球温盐分布特征，因此选用了 SODA 资料作为比较对象。为了更加可靠地揭示 GTS 中的温盐资料同化对模式模拟效果的改进情况，下面选取 ARGO 实测资料作了进一步比较分析。ARGO 资料在近些年的观测逐渐增多，但在部分时段部分区域其分布仍然不够密集，因此其无法较为合理地插值到模式三维空间，鉴于这种情况，本章工作主要挑选 2007 年 1 月和 7 月内的一些单点温度、盐度廓线进行分析。

选取的单点包括：位于热带西太平洋的 10°N，150°E 和 10°S，180°E，位于热带东太平洋的 10°N，120°W和 10°S，90° W，位于热带印度洋的 10°S，90°E，位于热带大西洋的 10°N，20°W，位于副热带太平洋的 30°N，170°W 和 30°S，140°W。比较分析时，模式和同化结果中选取最接近单点位置的模式点的月平均温盐廓线，ARGO 资料中选取同月内与单点位置相距 3°以内所有观测的平均廓线。本文的同化资料来自于 GTS 线路，其与 ARGO 资料的来源不同，但考虑到近些年里部分 ARGO 资料可通过 GTS 线路分发给用户，因此这里有必要对所用资料的独立性加以检查。针对上面所选单点，与每个单点位置相距 3°以内的 ARGO 观测都用作比较资料，其提供了单点位置上 0～1000 m 深度范围内的三维温盐观测信息；对比同化所使用的温盐资料，如果仅考虑观测位置的相同（二者的经度差、纬度差小于0.001°），所用 ARGO 资料中有 20%左右的信息在同化数据中出现，再考虑由两套资料时效性、质量控制方案不同引起的数值差异时，重复信息略有减少（约减少 1%）。因此，所使用 ARGO 资料虽不完全独立，但大部分观测信息在同化资料中没有利用。

图 6 以位于热带东、西太平洋、热带印度洋、热带大西洋的 4 个单点为例，针对 2007 年 1 月和 7 月，给出模式及同化结果的温盐廓线与同期 ARGO 的比较情况。从各单点的温度、盐度廓线可以看出，同化对 100～400 m 深度间的温度廓线改进最为明显，而盐度廓线在同化后从表层到深层的分布特征都得到明显改善。当然，个别情况下同化效果不够理想，比如 10°N，150°E 的 1 月温度廓线在 200 m 深度附近刻画的不好，10°S，90°E 的 1 月盐度廓线在表层刻画的不好，但总体来说，同化后的温度、盐度廓线通常与 ARGO 廓线更加接近，其反映的温盐垂向变化特征也更为合理。

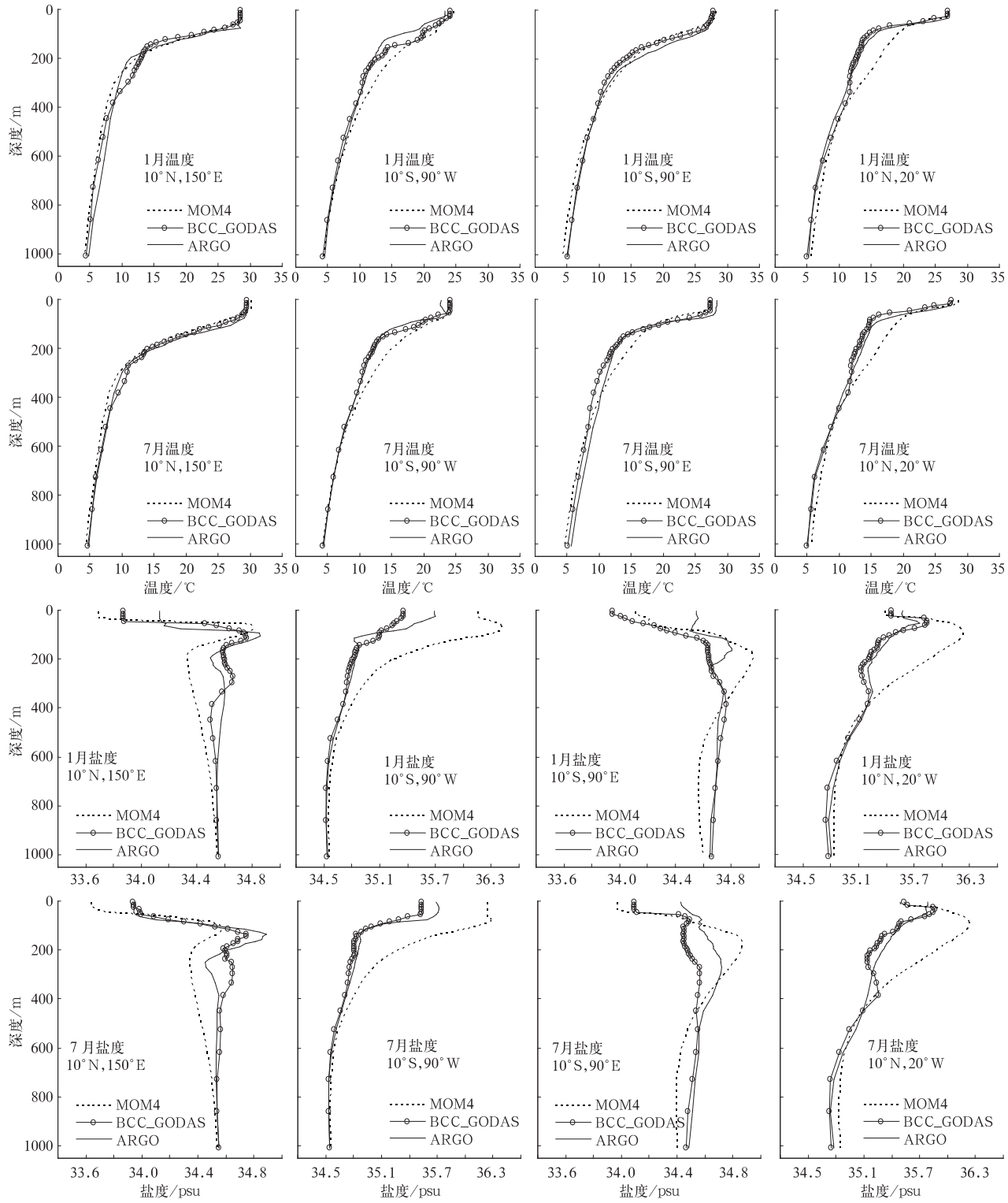


图 6　2007 年 1 月和 7 月的模式(MOM4)、同化结果(BCC_GODAS)及 ARGO 温盐廓线的比较

Fig. 6　The comparison of temperature and salinity profiles among model results (MOM4), assimilation results (BCC_GODAS), and ARGO observations in January and July of 2007

表 1 进一步给出所选单点温盐廓线相对于 ARGO 廓线的均方根误差。分析发现,针对所选廓线,除极个别情况下同化后的均方根误差会略有增加(包括10°N,150°E 的 1 月温度廓线、10°S,90°E 和

10°N,120°W 的 1 月盐度廓线),绝大多数情况下同化后的均方根误差会有一定程度的降低,其中温度的均方根误差降幅最多可达 1.61 ℃,盐度的均方根误差降幅最多可达0.48 psu。统计所有廓线在同化前后的均方根误差平均降幅可知,1 月,温度、盐度廓线的均方根误差平均降幅分别为 0.49 ℃和 0.19 psu; 7 月,温度、盐度廓线的均方根误差平均降幅分别为 0.87 ℃和 0.18 psu。

表 1 模式和同化结果中部分温盐廓线的均方根误差

Table 1 The RMSE of some temperature and salinity profiles in model and assimilation results

位置	1 月				7 月			
	温度/℃		盐度/psu		温度/℃		盐度/psu	
	MOM4	BCC_GODAS	MOM4	BCC_GODAS	MOM4	BCC_GODAS	MOM4	BCC_GODAS
10°N,150°E	0.979	1.309	0.279	0.152	1.644	0.846	0.229	0.092
10°S,90°W	2.738	1.982	0.636	0.154	2.323	1.122	0.558	0.105
10°S,90°E	1.698	1.372	0.212	0.243	2.063	0.885	0.223	0.187
10°N,20°W	2.366	0.757	0.488	0.082	2.023	1.285	0.476	0.093
10°N,120°W	1.584	1.303	0.065	0.115	1.349	0.400	0.121	0.106
10°S,180°	1.437	0.725	0.563	0.195	1.381	0.922	0.387	0.122
30°N,170°W	1.829	1.605	0.237	0.057	1.412	0.564	0.157	0.109
30°S,140°W	1.594	1.229	0.200	0.163	1.877	1.065	0.189	0.125

4 与 TAO 资料的比较

TAO 锚定阵列可以准实时观测热带太平洋次表层的温盐流信息,有助于把握热带太平洋环流在多种时间尺度上的变化特征。本文为了进一步揭示 GTS 中的温盐资料同化对模式模拟效果的改进情况,选取了 2002 年 1 月—2007 年 12 月的部分 TAO 观测进行比较。所取的温度观测点为 2°N,156°E 和 0°,170°W 及 5°N,140°W,所取的盐度观测点为 8°N,137°E 和 5°S,156°E。比较前,将模式和同化结果水平双线性插值、垂直线性插值到所选 TAO 观测点的分辨率上。针对所使用 TAO 资料中的观测信息,考察其独立性,分析发现,所使用的 TAO 观测仅在极个别月份里与同化资料的信息重复,而在大多数情况下是独立的。

图 7 给出了模式及同化结果与 TAO 观测的差值的深度-时间剖面特征,从图 7 可以发现:2002 年 1 月—2007 年 12 月,在观测点 2°N,156°E 上,相比同化前的模式结果,同化后温度垂直廓线与 TAO 观测的差异在大部分时间和空间范围内都是减小的,其中尤以 100～200 m 深度范围内的改进情况最为显著,该范围内同化后的温度场经常降低 1℃或 2℃以上,与 TAO 观测值更加接近;在观测点0°,170°W,100 m 以上和 250 m 以下的范围内,同化对温度场的特征在部分时段稍有改进,而部分时段则未见改善,在 100～250 m 深度范围内,虽然同化对温度场有一定程度改进,但同化结果与 TAO 观测值仍有 1℃左右的差异;在观测点5°N,140°W 上,300 m 以下的温度场与 TAO 观测的差异在同化后降低 0.5℃左右,而 100～300 m 范围内,虽然局部时段上同化后温度场的模拟有所改善,但大部分时段上同化效果不够理想,同化结果与 TAO 观测的差异仍然较大;在观测点 8°N,137°E 上,大部分时间内,同化后的盐度场特征从表层到深层都有所改善,与 TAO 观测值的差异常可降低 0.1 psu 或 0.2 psu左右;在观测点 5°S,156°E 上,虽然大部分时间内同化后盐度场的垂直分布特征得到有效改善,但必须注意的是 2002 年同化效果较差,该时段的盐度场与 TAO 观测的差异在同化后进一步扩大,应是由观测较少、资料进入时的代表性误差较大等原因导致的。

从这些位置的总体情况来看,虽然有时候可能会因为观测资料缺乏、观测质量不好,或者模式物理过程的局限性等原因而导致同化效果不够理想,但更多情况下同化后的温盐场特征会在表面混合层、温跃层、深层得到不同程度的改善,这或为 BCC 今后的业务同化系统如何能更好、更合理地使用 GTS 线路上的海洋资料提供一定参考。

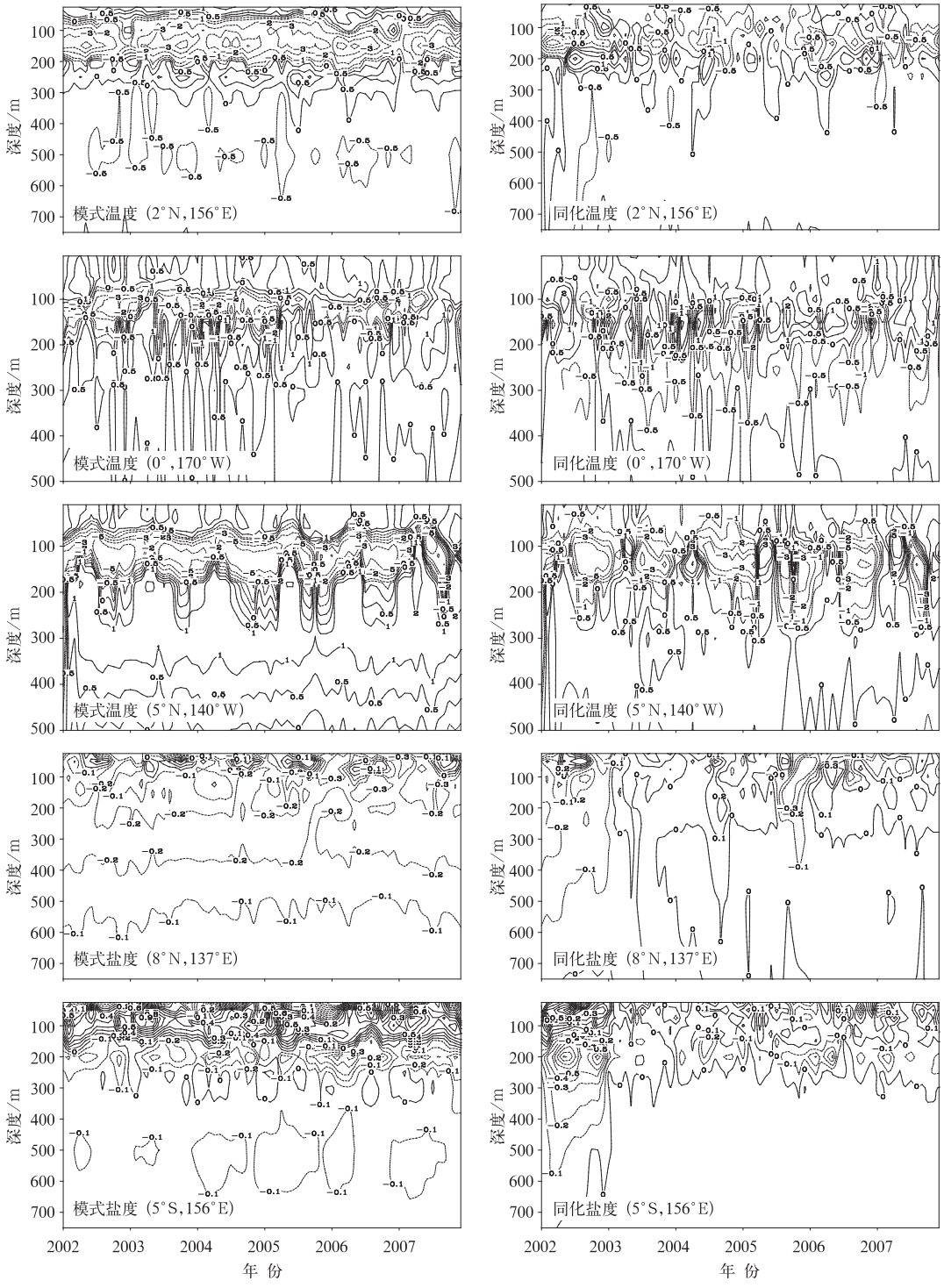


图 7　2002 年 1 月—2007 年 12 月的模式及同化结果的温度场(单位:℃)、盐度场(单位:psu)与 TAO 资料的比较

Fig. 7　The comparison of temperature (unit: ℃) and salinity (unit: psu) fields among MOM4, BCC_GODAS and TAO from January 2002 to December 2007

5　结论与讨论

本文将 GTS 中温盐观测资料在国家气候中心第 2 代海洋同化系统(BCC_GODAS 2.0)的同化结果与 SODA,ARGO 及 TAO 资料作了比较分析,得到如下结果:

1) 分析了模式及同化结果中全球温盐与 SO-

DA 相比的均方根误差。同化后，温度均方根误差在海洋表层的降幅介于 0～0.3 ℃，在混合层中下层到 100 m 深度附近没有明显变化，在 100 m 深度到海洋深层的降幅常介于 0.1～0.7 ℃；盐度的均方根误差从表层到深层都有一定程度的降低，降幅介于 0～0.2 psu。

2）选取太平洋、印度洋、大西洋的一些剖面与 SODA 进行了比较，结果表明：一般情况下，模式模拟的海洋高盐度区和混合层暖区的范围偏大、中心强度偏强，温跃层附近的温度梯度偏小，温跃层中温度槽脊的位置偏深，同化后这种情况得到了有效的改善。

3）与部分 ARGO 观测的比较表明：同化后的温盐廓线通常与 ARGO 廓线更加接近，反映的温盐垂向分布特征也更为准确。针对所选廓线，1 月温度、盐度廓线在同化前后的均方根误差平均降幅分别为 0.49 ℃，0.19 psu；7 月温度、盐度廓线在同化前后的均方根误差平均降幅分别为 0.87 ℃，0.18 psu。

总而言之，BCC_GODAS 2.0 在海洋同化模拟方面展示出一定的优越性，而 GTS 发报的温盐观测资料的加入能够有效改善温度、盐度场的同化效果，从而有利于获得更为准确、合理的海洋环流的时空特征。需要指出的是，虽然同化系统对温度、盐度场特征的模拟相比动力模式改进了许多，但仍然存在一些不足，例如温盐资料在赤道东太平洋冷水区的同化效果不好，同化后的温盐场与 SODA，ARGO 及 TAO 相比仍有不少差异。除了模式本身刻画能力不足的因素外，GTS 中温盐观测的资料量、可靠性以及同化方案的完善程度都是制约同化效果的重要因素，而伴随着资料质量控制方案和同化方案的不断改进、卫星高度计和 ARGO 等相对密集的观测资料的加入、各种资料协调同化技术的发展，上述不足可能得到逐步克服，这也是以后工作的重点。

参 考 文 献

[1] 刘益民，李维京，张培群. 国家气候中心全球海洋资料四维同化系统及其在热带太平洋的初步化结果分析. 海洋学报，2005，27(1)：27-35.

[2] Liu Yimin，Zhang Renhe，Yin Yonghong，et al. The application of ARGO data to the global ocean data assimilation operational system of NCC. *Acta Meteorologica Sinica*，2005，29(3)：355-365.

[3] 张人禾，殷永红，李清泉，等. 利用 ARGO 资料改进 ENSO 和我国夏季降水气候预测. 应用气象学报，2006，17(5)：538-547.

[4] 张莉，丁一汇. 全球海气耦合模式对我国极端强降水模拟检验. 应用气象学报，2008，19(6)：760-769.

[5] 杨萍，刘伟东，王启光，等. 近 40 年我国极端温度变化趋势和季节特征. 应用气象学报，2010，21(1)：29-36.

[6] Zhu J，Zhou G Q，Yan C X，et al. A three-dimensional variational ocean data assimilation system：Scheme and preliminary results. *Science in China*（*Series D*），2006，49(12)：1212-1222.

[7] Xiao Xianjun，Wang Dongxiao，Yan Changxiang，et al. Evaluation of a 3DVAR system for the South China Sea. *Progress in Natural Science*，2008，18(5)：547-554.

[8] 朱江，周广庆，闫长香，等. 一个三维变分海洋资料同化系统的设计和初步应用. 中国科学(D 辑)，2007，37(2)：261-271.

[9] 肖贤俊，王东晓，闫长香，等. 南海三维变分海洋同化模式及其验证. 自然科学进展，2007，17(3)：353-361.

[10] Hayden C M，Purser R J. Three-dimensional Recursive Filter Objective Analysis of Meteorologcial Fields // Preprint，Eighth Conf on Numerical Weather Prediction. Baltimore，MD，Amer Meteor Soc，1988：185-190.

[11] Hayden C M，Purser R J. Recursive filter objective analysis of meteorological field：Application to NESDIS operational processing. *J Appl Meteor*，1995，34：3-15.

[12] Troccoli A，Haines K. Use of temperature-salinity relation in a data assimilation context. *J Atmos Oceanic Technol*，1999，16(12)：2011-2025.

[13] Yan C，Zhu J，Li R，et al. Roles of vertical correlations of background error and T-S relations in estimation of temperature and salinity profiles from sea surface dynamic height. *J Geophys Res*，2004，109：C08010，doi：10.1029/2003JC002224.

[14] Zhu J，Yan C X. Nonlinear balance constraints in 3DVAR data assimilation. *Science in China*（*Series D*），2006，49(3)：331-336.

[15] Nocedal J. Updating quasi-Newton matrices with limited storage. *Math Comput*，1980，35：773-782.

[16] Fujii Y，Kamachi M. Nonlinear preconditioned descent methods without inversion of a first-guess covariational analyses. *Tellus*（*Series A*），2003，55：522-543.

[17] Carton J，Giese B. Simple Ocean Data Assimilation（SODA）reanalysis effort. CLIVER Workshop on Ocean Reanalysis. 2004.

The Assimilation Results of Ocean Temperature and Salinity Data from GTS in BCC_GODAS 2.0

Liu Xiangwen　Li Weijing　Wu Tongwen　Xiao Xianjun

(*Laboratory for Climate Studies*, *National Climate Center*, *China Meteorological Administration*, *Beijing* 100081)

Abstract

Ocean temperature and salinity observations data from GTS (Global Telecommunication System) are assimilated in second-generation global ocean data assimilation system of Beijing Climate Center (BCC_GODAS 2.0) and the results are analyzed. First, the comparison with SODA (Simple Ocean Data Assimilation) reveals the vertical distribution features of root mean square error (RMSE) of global temperature and salinity in model and assimilation system. The analysis shows that, for the RMSE of temperature with assimilation, compared with the results without assimilation, it has a slight decline with a range of 0—0.3 ℃ in the sea surface layer, and an obvious descent with a range of 0.1—0.7 ℃ in depth from about 100 m to deep layer, but has no obvious variation in depth from the middle and lower mixed layer to about 100 m. For the RMSE of salinity after assimilation, it has a descent with a range of 0—0.2 psu in depth from ocean surface to deep layer. Second, further comparison is made for some vertical cross sections, including the zonal cross section along equator, the meridional cross section along 165°E in Pacific Ocean, the meridional cross section along 30°W in Atlantic Ocean, the longitudinal cross section along 90°E in Indian Ocean. The results show that, generally speaking, the GTS data assimilation improves the temperature and salinity simulation in many aspects including the extension and central intensity of warm sector in mixed layer, the depth of temperature ridge and trough in thermocline, the temperature gradient near thermocline, the extension and central intensity of high and low salinity sector, and so on. Moreover, the further comparison with some ARGO (Array for Real time Geostrophic Oceanography) observation indicates that, in most cases, the RMSE of temperature and salinity profiles has an obvious descent after assimilation, leading to more accurate vertical distribution features of temperature and salinity simulations. For selected single-point profiles in different ocean areas in January, after assimilation, the RMSE of temperature and salinity decrease by 0.49 ℃ and 0.19 psu, respectively; for selected profiles in July, the descent of RMSE of temperature and salinity is 0.87 ℃ and 0.18 psu, respectively. The comparison with TAO (Tropical Atmosphere Ocean) data also shows that the assimilation can improve the temperature and salinity features to a certain extent. The BCC_GODAS 2.0 has superiority in some degree in ocean data assimilation, however, there is still some deficiency, and the assimilation effect is not very good in some areas or periods, which may be induced by lack of observations, uncertainties of the data, the imperfection of assimilation system, as well as the simulation capability of model, and so on.

Key words: GTS; BCC_GODAS; temperature; salinity; section; profile

第 24 卷 第 8 期 干 旱 区 资 源 与 环 境 Vol. 24 No. 8
2010 年 8 月 Journal of Arid Land Resources and Environment Aug. 2010

文章编号: 1003 - 7578(2010) 08 - 085 - 06

海河流域近 47 年极端强降水时空变化趋势分析*

刘学锋[1,2]，任国玉[2]，范增禄[1]，张成伟[1]，杨 贤[1]
(1. 河北省气候中心 石家庄 050021; 2. 中国气象局气候研究开放实验室，国家气候中心 北京 100081)

提 要: 利用海河流域 104 个气象站的逐日降水资料，应用 M - K 趋势检验方法分析研究了海河流域极端强降水量、频数和强度时空变化趋势。结果表明: 海河流域极端强降水量出现了减少趋势，1996 年以来减少趋势更为显著，同时出现大范围极端强降水事件的情形更为少见; 海河流域极端强降水强度和频数也呈明显减少趋势，因此，极端强降水量下降是极端强降水强度和频数减少共同作用的结果; 海河流域极端强降水的显著变化主要发生在环渤海湾的沿海区域和海河北系部分地区; 在近 47 年，极端强降水事件年内分布有一定变化，8、9 月趋于减少，而 5、6 月趋于增加。在全球气候变暖的背景下，海河流域极端强降水事件与年总降水量一样趋于减少。

关键词: 极端强降水; 降水频数; 降水强度; 海河流域; 气候变化
中图分类号: P426 文献标识码: A

气候变化及其伴生的极端天气气候事件变化对经济社会发展带来诸多不利影响。旱涝灾害发生与降水量有一定关系，但很大程度上取决于降水在时间和空间上的不均匀分布，即与降水的频率和强度有更为密切的关系。因此，研究极端强降水事件的变化规律，对于进一步了解降水变异的机理、预测预警洪涝灾害，具有重要理论和实际意义。

近些年来，研究者对极端天气气候事件的变化给予越来越多的关注。国外针对美国[1]、加拿大[2]和日本[3]等区域的极端降水和降水量的变化关系进行了深入研究。国内学者如翟盘茂等[4,5]、严中伟等[6]、刘小宁等[7]、闵屾等[8]分析了中国降水极值的变化特征，龚道溢等[9]、姜彤等[10]和孙凤华等[11]等分别对北方农牧交错带、长江流域、东北区域的极端降水事件变化情况进行了研究。但是，对于气候变暖显著、降水减少明显的海河流域极端强降水变化规律，以往的研究还比较少。有关华北或北方地区的研究一般仅采用了国家级气象台站资料，资料点分布比较稀疏，难以捕捉极端强降水事件变化的区域细节。

海河流域是我国北方气候变化最显著的区域之一，也是我国甚至全球人类活动极为强烈、水资源最为短缺的区域之一。以海河流域 104 个气象站 1961 - 2007 年逐日降水观测数据为基础，分析了海河流域近 47 年来极端强降水事件的变化情况。这项研究揭示了海河流域极端降水量、频数和强度的时空变化特点。

1 资料和方法

1.1 研究区域

海河流域研究区范围根据海河流域水系及水资源评价导则分区原则确定，其南界在 35°N(西) 与 37°N(东) ，北界为 43°N，东西两侧大致位于 112° - 120°E 之间。主要包括滦河及冀东沿海、海河北系、海河南系、徒骇马颊河流域，包括京、津、冀区域以及晋、鲁、豫部分地区。

1.2 资料来源

所用资料主要由相关省气候中心或信息中心提供的国家气象站和省级气象站逐日降水资料，在研究过程中，为了使研究结果更贴近事实，所选择 104 个气象站点资料均比较完整，并且对各站资料进行了均一性检验，资料时间尺度为 1961 - 2007 年，而且较均匀地分布在整个研究区域。

* 收稿日期: 2009 - 5 - 31。
基金项目: 国家科技支撑计划课题(2007BAD69B02、2007BAC29B02) 和河北省科技厅重点基础研究项目(08966711D)) 资助。
作者简介: 刘学锋(1963. -) 男，河北省唐山人，高级工程师，从事气候和气候变化研究。E - mail: lxfhbqhzx@ sina. com

1.3 极端强降水事件定义

为了有利于增强少雨地区和多雨地区极端强降水事件变化趋势的空间可比性，根据每一测站日降水量定义了不同台站极端强降水事件的相对阈值。具体方法是：将某站1971－2000逐年日降水量(≥0.1mm)进行升序排序，其序列的第95个百分位值定义为极端强降水事件阈值，当某站某日降水量超过了该站极端强降水事件阈值时，则称该日出现了极端强降水。

具体算法：降水量Xi作从小到大排序，按指定概率条件下计算式求得：

$$X = (1 - a)\ X_i + aX_{i+1} \quad (1)$$

式中：i为序号，i=(p(n+1))，i取整数，n为记录(样本)个数；a=p(n+1)－i，p为指定概率。

1.4 分析方法

由于区域范围不大，气象站点空间分布比较均匀，区域平均值序列采用简单站点值平均的方法。运用Mann—Kendal非参数检验方法对区域平均和单站时间序列进行趋势分析和突变检验。Mann—Kendal统计检验方法[12,13]是一种非参数统计检验方法，其优点是不需要样本遵从一定的分布，不受少数异常值的干扰，更适用于类型变量和顺序变量，计算也比较简便。采用最小二乘法计算极端强降水事件时间序列的气候变化速率[14]。

2 结果及其分析

2.1 极端强降水阈值

如图1所示，海河流域极端强降水阈值自东南向西北逐步减小，从海河流域各水系下游大于35mm始，降低到永定河、北三河、滦河上游地区的小于25mm，直至不足20mm，子牙河山区和彰卫河部分山区在25－30mm之间，徒骇马颊河区域在35mm以上，流域的其它区域在30－35mm之间。海河流域极端强降水阈值在17－42mm之间，基本上属于中到大雨，比暴雨标准略低。

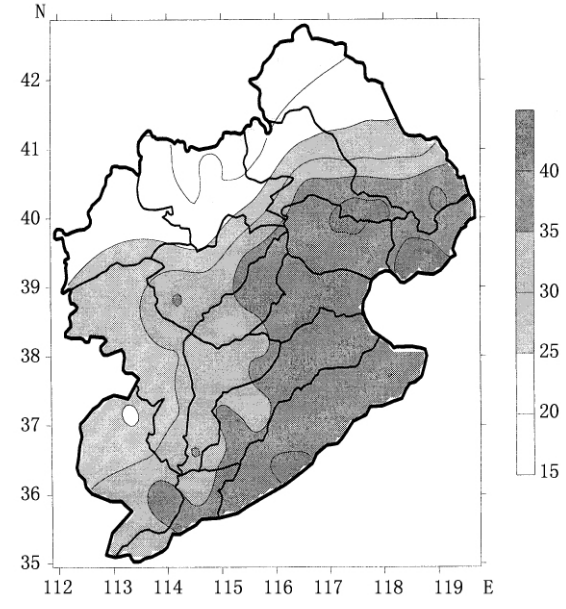


图1 海河流域95%分位点对应极端强降水空间分布

Fig. 1 Spatial distribution of 95 percentile precipitation extrems in the Haihe River basin

2.2 极端强降水趋势分析

2.2.1 极端强降水量

运用M－K非参数检验方法对海河流域多站平均和单站极端强降水量时间序列进行趋势分析和突变检验，结果见图2和图3。流域平均极端强降水量减少趋势非常明显(通过95%的信度检验)。从20世纪70年代末开始持续下降，90年代以后略有反弹，1996年出现突变，其后呈直线下降趋势。变化趋势通过95%信度检验。突变点前(1961－1996年)极端强降水量为208.4mm，突变点后(1997－2007年)平均值降至151.6mm，减少了－56.8mm(图4)。

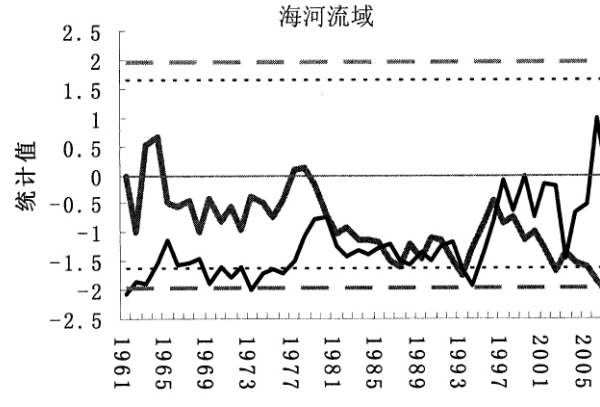


图2 海河流域平均极端强降水量突变检验
(虚线分别表示90%和95%显著性水平临界值)

Fig2 Detection of the abrupt point of extreme precipitation in the Haihe River(The dashed lines denote the thresholds of 90% and 95% significance level, respectively)

海河北系极端强降水量减少趋势与整个流域平均相似，1996年出现突变点；海河南系极端强降水量在1961－1968年相对较多，1969－1996年下降不明显，1996年以后显著减少。

海河流域极端强降水量在大部分区域都呈现减少趋势(图3)。104个站中86个站呈现减少趋势，其中25个站减少显著(通过90%的显著性检验)，12个站减少非常显著(通过95%的信度检验)。减少显著

台站主要集中在环渤海湾区域、海河北系部分区域以及海河南系局部区域。海河流域有 18 个站极端强降水量呈现增加趋势，但均不显著，主要分布在海河南系山前平原部分地区、海河北系西部山区以及滦河流域东北部地区。

2.2.2　极端强降水的强度和频数

降水强度和频数是决定降水量主要因素。海河流域平均年极端强降水事件强度和日数（频数）与极端强降水量一样，呈现显著减少趋势（通过 90% 的信度检验）。同时，1996 年也为明显减少转折点。流域平均年极端降水事件强度和频数分别减少了 -3.9mm/d 和 -1.1d（图 5）。因此，海河流域极端强降水量的减少主要是极端强降水频数和强度减少共同作用结果，但极端强降水频数变化的影响更大一些。

海河流域极端强降水量占年降水总量比值呈现明显的下降趋势（通过 95% 的显著性检验）；而年极端强降水日数占年降水日数的份额虽呈现下降趋势，但趋势并不明显；年极端强降水强度与年总降水强度的比值也呈现下降趋势，但同样变化趋势不明显。因此，在海河流域年总降水量呈总体减少趋势情况下，极端强降水量呈现更为明显的减少趋势。

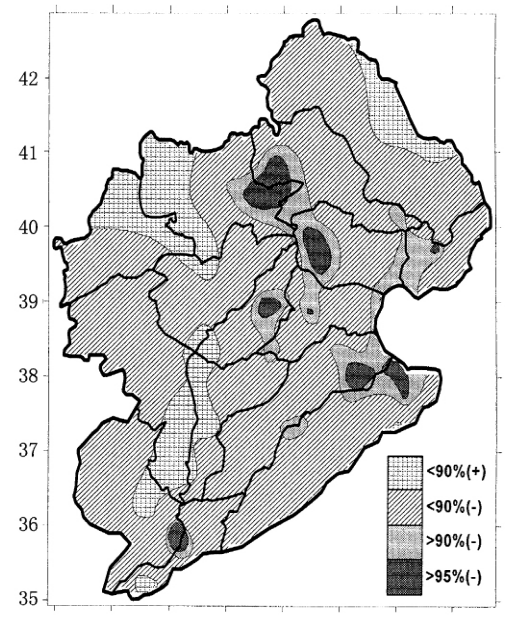


图 3　海河流域强极端降水量变化空间分布趋势

Fig. 3 Spatial distribution of variation of extreme precipitation in the Haihe River basin

图 6 给出海河流域极端强降水频数和强度变化趋势空间分布趋势。由图可见，海河流域大部分区域极端强降水频数呈现减少趋势（图 6a）。在全部台站中，有 87 个站呈现减少趋势，其中 20 个站减少明显（通过了 90% 的显著性检验），10 个站减少非常明显（通过了 95% 的信度检验）。海河流域有 17 个站极端强降水频数呈现增加趋势，但趋势不明显。极端强降水频数增加和减少趋势分布特征与极端强降水量基本相似。

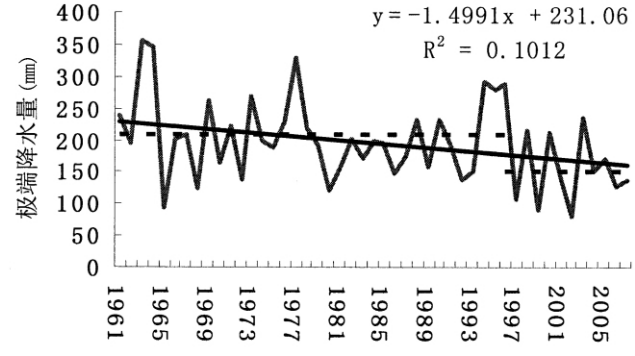


图 4　海河流域极端强降水量逐年变化（虚线分别为 1961 - 1996 年，1997 - 2007 年平均值）

Fig. 4 Variations of extrem precipitation total amount (the dashed lines indicate average values for 1961 - 1996 and 1997 - 2007)

大部分台站年极端强降水强度也呈现减少趋势。104 个站中 72 个站减少，其中 12 个站减少趋势显著（通过了 90% 的信度检验）；32 个站呈现增加趋势，但趋势并不明显（图 6b）。极端强降水强度变化空间分布态势与极端强降水量和频数相比，显著减少的趋势范围有所缩小，而增加趋势的范围有所扩大。

2.2.3　极端强降水的间隔和发生时间

极端强降水事件间隔时间、发生时间反映了极端强降水集中发生的程度。对 104 个气象站相邻极端强降水事件间隔天数的统计显示（表 1），海河流域极端强降水事件构成中，约 43% 左右事件发生在间隔 1 - 10d 之内，尤其集中于 1 - 5d 之内，占到 27.3%；>30d 间隔占到 22.8%。极端强降水事件变化趋势在相当大程度上取决于间隔 1 - 5d 和 >30d 极端强降水事件的变化。

表 1　海河流域不同时间间隔极端强降水频率分布

Tab. 1 Probability distribution of extreme precipitation with different time intervals in the Haihe River basin

	相邻极端降水间隔日数						
	1 - 5 天	6 - 10 天	11 - 15 天	16 - 20 天	21 - 25 天	26 - 30 天	>30 天
频数	3366	1910	1537	1095	917	690	2803
百分比（%）	27.3	15.5	12.5	8.9	7.4	5.6	22.8

间隔 1 - 5 天强降水事件频数有明显减少趋势（通过 90% 信度检验，图略），1997 年以后减少尤其显

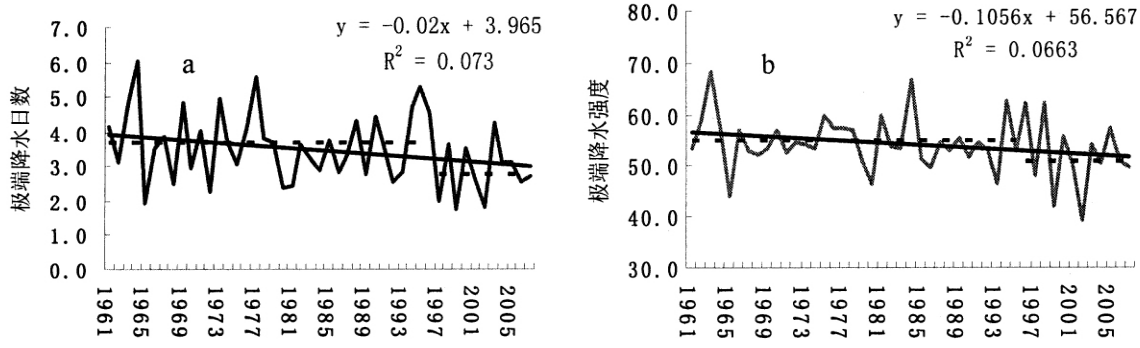


图5 海河流域极端强降水逐年变化(a)日数 (b) 强度(a、b中虚线分别为1961－1996年,1997－2007年平均值)

Fig. 5 Variations of extrem precipitation (a) days (b) intensity (the dashed lines indicate average values for 1961－1996 and 1997－2007, respectively)

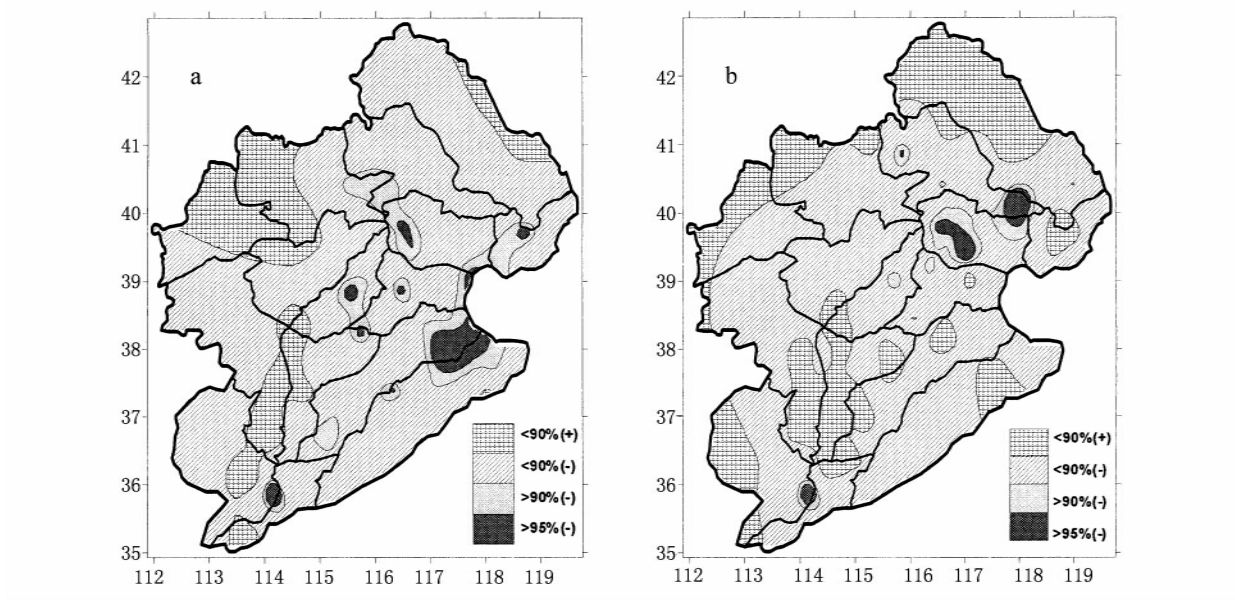


图6 海河流域极端强降水日数与强度变化趋势空间分布(a)日数(b)强度

Fig. 6 Spatial variation of frequency and intensity of extreme precipitation (a) days MK trend (b) intensity MK trend

著,而间隔>30天极端强降水事件频数有微弱增加趋势。海河流域极端强降水事件发生的短间隔事件明显减少和长间隔在时间间隔上有不断分散的趋势。

表2 海河流域极端强降水年内发生频率(%)

Tab. 2 Intra－annual distribution of extreme precipitation in the Haihe River basin

	月份											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
频数	0	1	43	268	671	2015	6646	5524	1257	474	19	0
频率(%)	0	0	0.3	1.6	4.0	11.9	39.3	32.7	7.4	2.8	0.1	0

对极端强降水事件年内分布统计表明(表2),海河流域极端强降水主要发生在6－9月,占全年的84%;10－5月发生极端强降水的机率较少。但是,近47年来海河流域极端强降水事件年内分布格局发生了改变(图7)。1961－2007年期间,海河流域5月和6月出现极端强降水的站点数量在显著增加,而7、8月份极端强降水出现站点数量在减少,8月份减少比较显著。

图8为历年4月1日到10月31日期间极端强降水发生的频次情况。这里以旬为单位,统计每年每旬中所有站(104个站)发生极端强降水次数总数。从历年情况看,大部分年份里极端强降水事件发生时间都比较集中,主要集中在7月下旬和8月上旬(图8),不过比较明显变化发生在自20世纪70年代末以后,极端强降水发生在季节内的分配比较分散(图8a),大于30站次以上极端强降水事件从6月上旬到9月上旬都有较大发生频率。另外,从1996年以后历年变化情况看出,大于60站次以上极端强降水事件明

显减少，大于 120 站次以上事件没有发生。从图 8b 中还可以看出，7 月中旬、8 月上、中旬 1996 年以后极端强降水事件呈现减少趋势，而 9 月中旬、10 月中下旬以及 5 月下旬、6 月中下旬的频率却呈现增加趋势。

上述分析说明，尽管极端强降水频次在减少，但却可以在更多的月份里出现。减少主要发生在强降水集中的 7、8 月。极端强降水事件的发生在时间分布上更趋向于均匀，发生极端强降水事件和洪涝概率在减小。

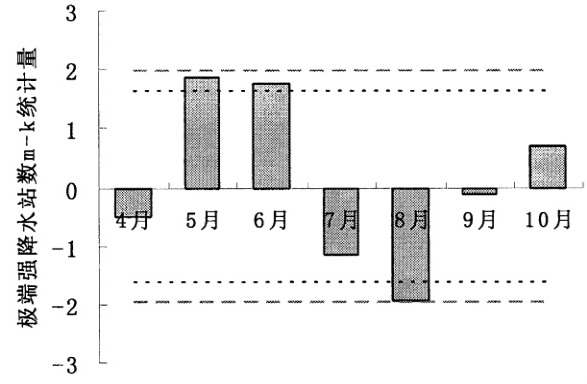


图 7　海河流域极端强降水站数趋势

Fig. 7 Distribution of observation stations with extrem precipitation along the Haihe River

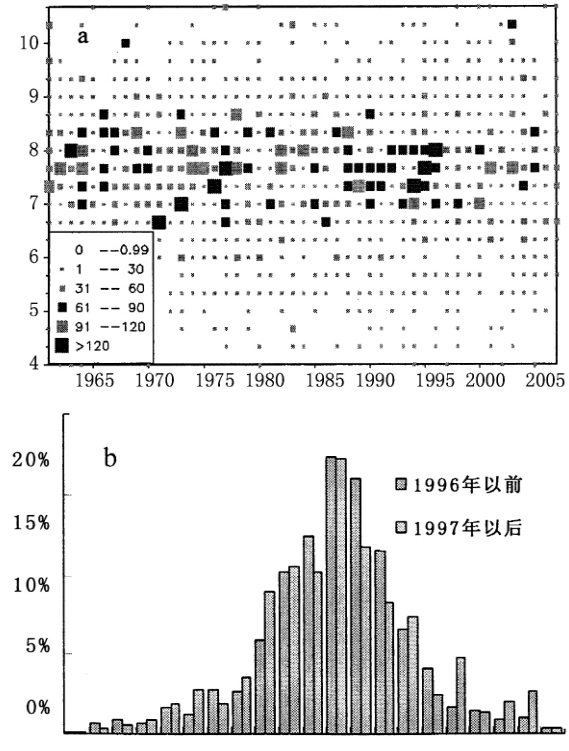


图 8　历年极端强降水事件 4 – 10 月分布

(a) 以旬统计 (b) 多年平均的每旬频次

Fig. 8 (a) Extreme precipitation events counted on basis of ten days, and (b) Climatological frequency for each ten days estimated from the whole period

3　结论和讨论

通过对海河流域 1961 – 2007 年间极端强降水量、频数、强度变化及其分布的趋势研究，得到以下几点结论:

(1) 近 47 年来，全流域平均的极端强降水量、频数、强度呈现显著的减少趋势，1996 年以后减少尤其明显，1997 – 2007 年比 1961 – 1996 年分别减少了 – 56.8mm、– 1.1d、– 3.9mm/d。

(2) 极端强降水量在大部分区域都呈现减少趋势，显著减少的台站主要分布在海河入海口附近、海河北系的部分区域以及海河南系的局部区域; 虽有部分区域呈现增加趋势，但均不显著; 极端强降水频数减少和增加趋势的空间分布型式与极端强降水量类似; 极端强降水强度的显著减少趋势范围较极端强降水量有所缩小。

(3) 海河流域极端强降水事件年内分布出现分散的趋势，5 月和 6 月出现极端强降水的站点数量有所增加，而 7、8 月份极端强降水出现站点数量有所减少; 自 1996 年以后，大范围区域同时发生极端强降水事件的情形明显少见。

已有研究表明，包括海河流域在内华北地区最近 50 年的年降水量明显减少[5 – 17]。结果说明，海河流域的极端强降水事件与年总降水量具有一致的变化趋势。另一方面，近 50 年来，海河流域与全球和我国大多数区域一样，气候呈现显著增暖趋势[8 – 20]。在全球气候变暖的背景下，气候趋向干旱的区域极端强降水事件是否仍将趋于增加，是目前人们非常关心的一个科学问题。分析表明，至少在海河流域，这种情况没有发生。当然，极端强降水事件的任何趋势变化都不一定与气候变暖有联系，它更可能与包括东亚季风在内的大尺度海陆气相互作用有关。

海河流域极端强降水事件的趋势变化对水循环过程和水资源分布具有重要影响，对农作物生长和农业生产也将具有明显影响，有待进行更深入的研究。

参考文献

[1] Karl T R, Knight R W. Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the USA [J]. Bull. Am. Met. Soc., 1998, 79: 231 – 241.

[2] Stone D A, Weaver A J, Zwiers F W. Ttends in Canadian precipitation intensity [J]. Atoms. Ocean, 1999, 2: 321 – 347.

[3] Yamamoto R, Sakurai Y. Long – term intensification of extremely heavy rainfall intensity in recent 100 years [J]. World Resource Res., 1999, 11:

271 – 281.
[4] 翟盘茂,任福民,张强. 中国降水极值变化趋势检测 [J]. 气象学报,1999,57(2):208 – 216.
[5] 翟盘茂,潘晓华. 中国北方近50年温度和降水极端事件变化 [J]. 地理学报,2003,58(增刊):1 – 10.
[6] 严中伟,杨赤. 近几十年中国极端气候变化格局 [J]. 气候与环境研究,2000,5(3):267 – 272.
[7] 刘小宁. 我国暴雨极端事件的气候变化特征 [J]. 灾害学,1999,14(1):54 – 59.
[8] 闵 屾,钱永甫. 中国极端降水事件的区域性和持续性研究 [J]. 水科学进展,2008,19(6):763 – 761.
[9] 龚道溢,韩晖. 华北农牧交错带夏季极端气候的趋势分析 [J]. 地理学报,2004,59(2):230 – 238.
[10] 姜彤,苏布达,MARCO Gemmer. 长江流域降水极值的变化趋势 [J]. 水科学进展,2008,19(5):650 – 655.
[11] 孙凤华,吴志坚,杨素英. 东北地区近50年来极端降水和干燥事件时空演变特征 [J]. 生态学杂志,2006,25(7):779 – 784.
[12] Kendall M G. Rank Correlation Methods [M]. London: Griffin. 1975.
[13] Frei C,Schar C. Detection probability of tend in rare events: Theory and application heavy precipitaon in the Alpine region [J]. Journal of Climate,2001:14,1568.
[14] 施 能,陈家其,屠其璞. 中国近百年来的4个年代际的气候变化特征 [J]. 气象学报,1995,55(4) :431 – 439.
[15] 丁一汇,任国玉. 中国气候变化科学概论 [M]. 北京:气象出版社,2008:76 – 77.
[16] 王群英,龚道溢. 华北降水资源的变化及其与厄尔尼诺的关系 [J]. 自然资源学报,1999,14(2):103 – 108.
[17] 周连童,黄荣辉. 华北地区降水、蒸发和降水蒸发差的时空变化特征 [J]. 气候与环境研究,2006,11(3):280 – 295.
[18] 周雅清,任国玉. 华北地区地表气温观测中城镇化影响的检测和订正 [J]. 气候与环境研究,2005,10(4):743 – 753.
[19] 刘学锋,阮新,李元华. 河北省冷暖气候变化特征分析 [J]. 气象科学,2005,25(6):638 – 644.
[20] 刘学锋,李元华,秦莉. 河北省近50年最高气温及高温日数变化特征 [J]. 气象科技,2007,35(1):31 – 35.

Trends of precipitation extremes in the Haihe River Basin during 1961 – 2007

LIU Xuefeng[1,2], REN Guoyu[2], FAN Zenglu[1], ZHANG Chengwei[1], YANG Xian[1]
(1 Hebei Climate Center, Shijiazhuang 050021, P. R. China; 2 Laboratory of Climate, CMA, National Climate Center, Beijing 100081, P. R. China)

Abstract: Recent trends of amount, intensity and frequency of extreme precipitation for the Haihe River basin are analyzed on the basis of daily mean precipitation observations from 104 weather stations during 1961 – 2007. Results indicate that extreme precipitation amount has significantly decreased. The most significant decrease occurred after mid – 1990s. Both frequency and intensity of extreme precipitation events have contributed to the decreasing of the extreme precipitation amount, but the decrease of frequency has contributed more to the negative trend of precipitation amount. Significant decrease in extreme precipitation events occurred around the Bohai Bay region and part of northern Haihe Rinver basin. The average intervals between two extreme precipitation events have been extended. It is also interesting to note that the intra – annual distribution of extreme precipitation events in the Haihe River basin has changed. Frequency of extreme precipitation has increased in May and June, but has decreased in July and August since mid – 1990s. The possibility for extreme precipitation events to simultaneously occur across the basin has significant decreased. The variation of extreme precipitation events might have impacted the regional water cycle and water resources.

Key words: amount of extreme precipitation; frequency of extreme precipitation; intensity of extreme precipitation; Haihe River basin; climate change

刘玉莲，于宏敏，任国玉，等. 2010. 1961～2006 年黑龙江省暴雪气候时空变化特征 [J]. 气候与环境研究，15 (4)：470－478. Liu Yulian，Yu Hongmin，Ren Guoyu，et al. 2010. Temporal and spatial variation characteristics of the snow storms in Heilongjiang Province during 1961－2006 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese)，15 (4)：470－478.

1961～2006 年黑龙江省暴雪气候时空变化特征

刘玉莲[1] 于宏敏[1] 任国玉[2] 周江兴[2]

1 黑龙江省气候中心，哈尔滨 150030
2 中国气象局气候研究开放实验室，国家气候中心，北京 100081

摘 要 利用 1961～2006 年逐日降雪资料，分析了黑龙江省暴雪的时空特征及其变化趋势。结果表明：黑龙江省年暴雪分布具有东多西少、山地多平原少的特点；暴雪量和暴雪日数最多发生在季节转换的 10 月和次年 3 月，不在隆冬季节；暴雪强度 5 月和 10 月最大；全省平均暴雪量和暴雪日数存在不明显的上升趋势，上升主要发生在春季暴雪多发的东部山地；20 世纪 70 年代末以来暴雪量和暴雪日数年际波动有所增大，进入 21 世纪以来暴雪发生频率和强度呈现明显增加的趋势。

关键词 暴雪 时空分布 气候变化 黑龙江省
文章编号 1006-9585 (2010) 04-0470-09 **中图分类号** P426.6 **文献标识码** A

Temporal and Spatial Variation Characteristics of the Snow Storms in Heilongjiang Province during 1961－2006

LIU Yulian[1], YU Hongmin[1], REN Guoyu[2], and ZHOU Jiangxing[2]

1 *Heilongjiang Climate Center, Harbin* 150030
2 *Laboratory for Climate Studies, China Meteorological Administration, National Climate Center, Beijing* 100081

Abstract Based on daily snowfall data during 1961－2006, temporal and spatial variation characteristics of snow storms in Heilongjinag Province, China, are investigated. The results show that snow storms in the eastern part of the province are more frequent than in the western part, and more snow storms are found in the mountainous areas than in the low-lying plain areas; the largest snow storm precipitation and frequencies occur in October and the next March, rather than in the mid winter; the largest snow storm intensity is in May and October of the transitional seasons; no significant linear trend of the snow storm frequencies in the past 46 years is found, though an insignificant increase occurs in the snow-prone eastern mountains in springtime; the variability of snow storm precipitation and frequencies significantly increase since the end of the 1970s. It is found that the snow storm frequencies and intensity obviously increase after 2000.

Key words snow storm, temporal and spatial distribution, climate change, Heilongjiang Province

收稿日期 2010-04-15 收到，2010-06-25 收到修定稿
资助项目 中国气象局气候变化专项 062700S010C01、水利部公益性行业科研专项 200801001、国家重点基础研究发展计划 2007CB411500 和黑龙江省气象局重点项目
作者简介 刘玉莲，女，1974 年出生，高级工程师，从事区域气候变化研究。E-mail：liulian74@yahoo.com.cn
通讯作者 于宏敏，E-mail：yhmhrb@163.com

1　引言

黑龙江省位于中高纬地区。暴雪是黑龙江省的重大灾害性天气之一，因其能见度低、积雪深、雪阻、路滑使民航、铁路、公路交通延误、中断、旅客受阻、交通事故增多，暴风雪还会压垮蔬菜塑料大棚、民房、高压线和铁塔，甚至冻死人畜，给国家和人民造成生命财产的重大损失。随着全球气候变暖，北半球中高纬度地区极端强降水事件频繁发生，冬季降雪量和暴雪发生频率也有所增加。开展黑龙江省暴雪气候时空变化特征研究，加强对暴雪时空分布、年际变化以及气候变化趋势的认识，有助于深入理解我国中高纬度地区对全球气候变化的响应，了解区域暴雪事件发生的规律和机理，提高灾害性天气预报准确率。

对于暴雪的研究，欧美国家开展得较多，在暴雪触发、加强机制和不同尺度天气系统间的相互作用等方面开展了大量工作，也对造成暴雪的中尺度系统及其发生发展机理进行了研究（Bosart，1981；Braham，1983；Thomas et al.，1997；Gary，2001；Onton and Steenburgh，2001；Steenburgh and Onton，2001；Huang et al.，2003）。研究表明，欧美的降雪过程大多与温带气旋的形成、发展有关。中国暴雪的研究始于 20 世纪 70 年代末。王文辉和徐祥德（1979）对内蒙古锡林郭勒盟“77.10”暴雪进行了分析，其后我国学者对内蒙古和青藏高原暴雪的气候特征、环流型、动力过程和水汽输送有过较多的研究（李培基，1995；王澄海等，2000；徐建芬等，2000；周陆生等，2000；宫德吉和李彰俊，2000，2001a，2001b；韦志刚，2001；董文杰等，2001；梁潇云等，2002；杨莲梅等，2005），在暴雪发生、发展机理和影响机制等方面取得了明显进展，对于揭示暴雪的演变过程和影响机制起到推动作用。对东北暴雪的研究，近年也受到越来越多的关注（刘宁微，2006；秦华锋和金荣花，2008），胡中明和周伟灿（2005）分析了东北暴雪的形成机理；吕志红和李晶（2009）分析了辽宁大暴雪的异常气候现象和大气环流特征；白人海等（2008）对东北暴雪进行了数值模拟；高玉中等（2007）采用温压结构的天气概念模型研究了黑龙江省暴雪预报方法。

总体来看，国内外对暴雪的研究主要是以天气分析、诊断分析和数值模拟为主，从个例分析方面入手，多基于短期和短时预报方面的研究，而从气候和气候变化角度进行探讨的还很少。因而，有必要深入开展地区暴雪时空分布、年际变化以及气候变化趋势分析，这既是我国灾害性天气研究的一个重要组成部分，也是提高我国地区冬季暴雪灾害天气预报的一个重要环节。对黑龙江省强降雪事件进行系统的研究，认识极端强降雪事件发生的规律和特征，尤其是从气候变化角度进行探讨是必要的。本文着重分析黑龙江省近 50 年强降雪的气候变化规律、时空分布格局及年际变化。

2　资料和方法

资料来源于黑龙江省气象信息中心地面信息化资料。选择省内连续观测的 63 个台站整编的 1961～2006 年逐日降雪资料进行分析。台站分布基本均匀，仅北部地区比较稀疏（图 1）。分析项目包括暴雪强度、暴雪日数、暴雪量。根据业务标准，定义 24 h 观测降雪量≥10 mm 为暴雪，达到暴雪标准的降雪日为一个暴雪日；暴雪强度（单位：$mm \cdot d^{-1}$）为统计时间段（月、年）暴雪量与暴雪日数的比值；台站年暴雪量（暴雪日数）为台站在 7 月至次年 6 月间暴雪降雪量（暴雪降雪日数）总和；台站各月暴雪量（暴雪日数）为

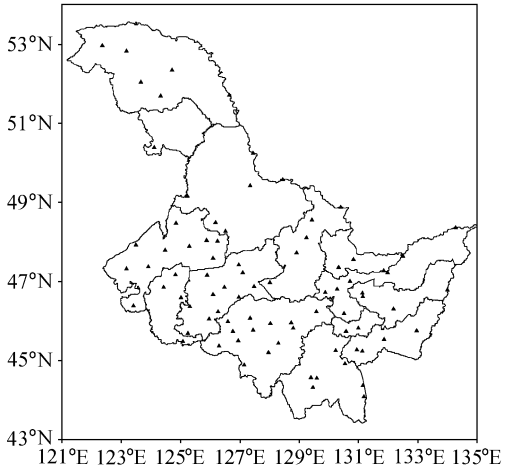


图 1　台站分布

Fig. 1　Distribution of the stations

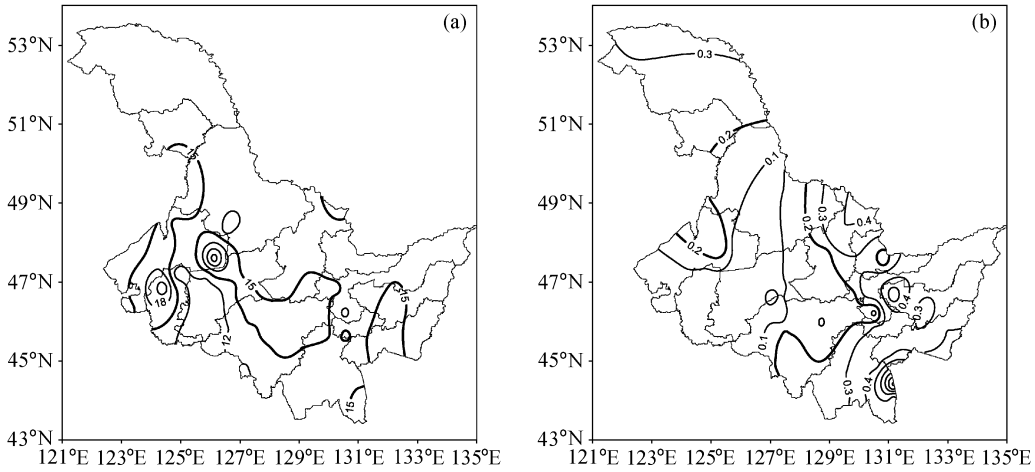


图2 1971～2000年平均（a）暴雪强度（单位：mm·d^{-1}）和（b）暴雪日数（单位：d）分布

Fig. 2 Distribution of the mean (a) snow storm intensity (mm·d^{-1}) and (b) snow storm days (d) during 1971－2000

台站各月暴雪降雪量（暴雪降雪日数）总和；全省平均年（月）暴雪量（暴雪日数）为全省63台站年（月）暴雪量（暴雪日数）平均；气候平均取1971～2000年30 a平均。

气候变化趋势或速率的估计采用最小二乘法，计算样本与时间序号（自然数列1，2，3，…）的线性回归系数。趋势系数为要素序列与时间序号的相关系数，趋势系数为正（负）时，表示要素在所统计的时间内有线性增多（减少）的趋势。采用t检验法分别对各站和全省平均的暴雪量（暴雪日数）变化趋势进行显著性检验。

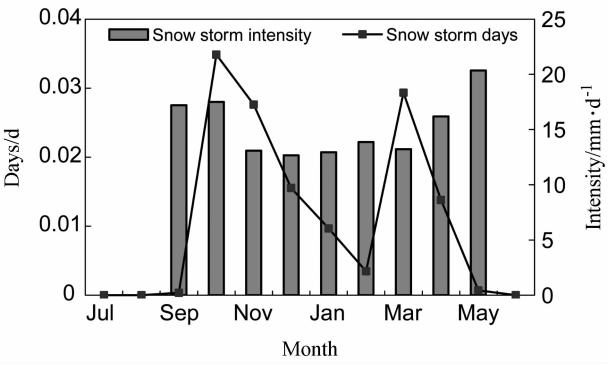


图3 各月暴雪强度和暴雪日数

Fig. 3 Monthly snow storm intensity and snow storm days

3 暴雪气候特征

1971～2000年黑龙江省平均暴雪强度为15 mm·d^{-1}，但地区差异比较大。从图2a可见，在松嫩平原西部有两个大值中心，暴雪强度平均大于18 mm·d^{-1}，最大值位于齐齐哈尔东北部的拜泉和大庆西部的杜尔伯特，暴雪强度分别为26.4 mm·d^{-1}和23.0 mm·d^{-1}；松嫩平原中部的绥化南部暴雪强度平均不到12 mm·d^{-1}，最小值处在青冈，暴雪强度平均为10.1 mm·d^{-1}。年平均暴雪日数分布（图2b）和年平均暴雪量（图略）分布特征基本相似。1971～2000年全省平均的年平均暴雪日数为0.2 d。三江平原、东南部山区各有一个大值中心，年暴雪日数平均在0.5 d以上，最大值在绥芬河附近，年暴雪日数平均超过0.9 d；西部松嫩平原大部年暴雪日数平均不足0.1 d，最小值位于龙江和肇源附近，年平均暴雪日数为0 d。年平均暴雪量和暴雪日数空间分布情况清楚地反映了黑龙江省强降雪东多西少、山区多平原少的特点。而暴雪强度最大区恰在省内强降雪较少的西部地区，可见其极端性较强。

从全省平均各月暴雪强度和暴雪日数（图3）来看，各月暴雪强度最大在5月（20.35 mm·d^{-1}）、10月（17.50 mm·d^{-1}），最小在12月（12.67 mm·d^{-1}）、1月（12.94 mm·d^{-1}）。暴雪日数（暴雪量各月分布与之相似）最多的月份发生在秋季的10月，次多月份在春季的3月；11月和4月暴雪日数也比较多；6、7、8月观测未出现暴雪；隆冬季节暴雪发生频率和暴雪量反而较小；从10月到次年2月，暴雪日数和暴雪量持续减少，2月达到最低值。暴雪量和暴雪日数占各月降雪总量

和总降雪日数的比例也不相同（表 1），各月暴雪量占总降雪量比例从大到小依次是 5 月、9 月、10 月和 4 月，暴雪日数占总降雪日数比例依次为 10 月、9 月、5 月和 4 月，反映出秋季和春季过渡季节发生强降雪事件的可能性相对较高。

表 1　1971～2000 年暴雪量和暴雪日数占各月降雪总量和降雪总日数的比例

Table 1　Ratios of the snowfall and the days of the snow storms to the total snowfall amount and the total days with snow for each month during 1971－2000

月份	暴雪量	暴雪日数
9	0.2955	0.0345
10	0.2945	0.0371
11	0.0940	0.0092
12	0.0433	0.0029
1	0.0579	0.003
2	0.0394	0.0027
3	0.1110	0.011
4	0.2041	0.0234
5	0.3333	0.0341

4　暴雪时间变化

4.1　年代变化特征

由于暴雪资料截止到 2006 年，2000 年代平均距平值用 2000～2006 年平均值代替。暴雪强度（见图 4）1960 年代在黑龙江省小兴安岭西部、松嫩平原东部、南部、东南山区大部偏强，其余大部区域暴雪强度表现为偏弱。暴雪强度距平最大区在东南山区的牡丹江附近和小兴安岭的孙吴、逊克，暴雪强度距平最小区集中在松嫩平原西部；1970 年代全省暴雪强度空间分布东南山区维持正距平，且正距平区范围扩大，不仅包括了整个东南山区，还向西延伸到松嫩平原中部的大庆，向北沿 129°E 到黑龙江边界，三江平原西部和南部大部也包括在内，同时，大兴安岭大部也是暴雪强度正距平区，其余为负距平区。正、负距平中心位置与 1960 年代接近，正距平最大处在东南山区的宁安，负距平最大在松嫩平原的杜蒙；1980 年代，大兴安岭的暴雪强度分布与 1970 年代一致为正距平区，松嫩平原东北部也与 1970 年代一致为负距平区，其他地区与 1970 年代相反，松嫩平原西部为正距平区，正距平中心在杜蒙，三江平原东部也是一个正距平集中区，中心在宝清、虎林；1990 年代的暴雪强度格局与 1980 年代大致反位相，正距平区集中在省内中部、呈圆形区域，暴雪强度偏强中心在伊春和通河，其外周为负距平区；2000 年代，暴雪强度距平空间分布与 1960 年代反位相，中部负距平，西部、北部、东部、东南部为正距平，暴雪强度偏强中心在三江平原东部的宝清。

暴雪日数（见图 4）各年代距平分布特征与暴雪量（图略）分布相似。1960 年代黑龙江省东南山区大部、松嫩平原南部、大兴安岭北部、黑河部分区域暴雪日数偏多，其余大部暴雪日数表现为偏少。多暴雪区集中在东南山区的鸡西附近，而同在东南山区，平均暴雪最多的绥芬河在这 10 年中表现为暴雪偏少；1970 年代全省暴雪日数南多北少，松嫩平原大部、东南山区、小兴安岭东南缘及三江平原东缘为正距平区，其余为负距平；1980 年代黑龙江省中部暴雪日数偏少，北部、西部、东北部、南部小部分区域暴雪日数偏多，偏多集中区在三江平原中北部的佳木斯、双鸭山；1990 年代的暴雪日数与 1980 年代大致反位相，北部、西部、东北部、东南部偏少，中部偏多；2000 年代，暴雪日数地理分布呈明显的东多西少格局，暴雪日数正距平区在东南部山区和三江平原，松嫩平原、大兴安岭、小兴安岭大部暴雪日数明显偏少。

1960 年代黑龙江暴雪强度平均为 14.17 mm·d^{-1}，暴雪强度≥15 mm·d^{-1} 的台站占 32%，平均暴雪日数为 0.19 d，年暴雪日数≥0.2 d 的台站占 43%；1970 年代黑龙江暴雪强度平均为 14.66 mm·d^{-1}，暴雪强度≥15 mm·d^{-1}的台站占 38%，暴雪日数平均为 0.19 d，年暴雪日数≥0.2 d 的台站占 48%；1980 年代暴雪强度平均为 14.78 mm·d^{-1}，暴雪强度≥15 mm·d^{-1}的台站占 35%，暴雪日数平均为 0.22 d，年暴雪日数≥0.2 d 的台站占 46%；1990 年代黑龙江暴雪强度平均为 14.17 mm·d^{-1}，暴雪强度≥15 mm·d^{-1}的台站占 27%，暴雪日数平均为 0.21 d，年暴雪日数≥0.2 d 的台站占 52%；2000 年代黑龙江暴雪强度平均为 15.21 mm·d^{-1}，暴雪强度≥15 mm·d^{-1}

的台站占45%，暴雪日数平均为0.24 d，年暴雪日数≥0.2 d的台站占33%。各年代暴雪强度最大的台站依次分别为逊克、拜泉、杜尔伯特、伊春、宝清，而最大暴雪日数除1960年代发生在鸡西外，其后所有年代都出现在绥芬河（见表2）。

因此，就暴雪强度而言，1960年代和1990年代最小，1970年代、1980年代较大，2000年代最大；暴雪日数1960年代、1970年代无变化，1980

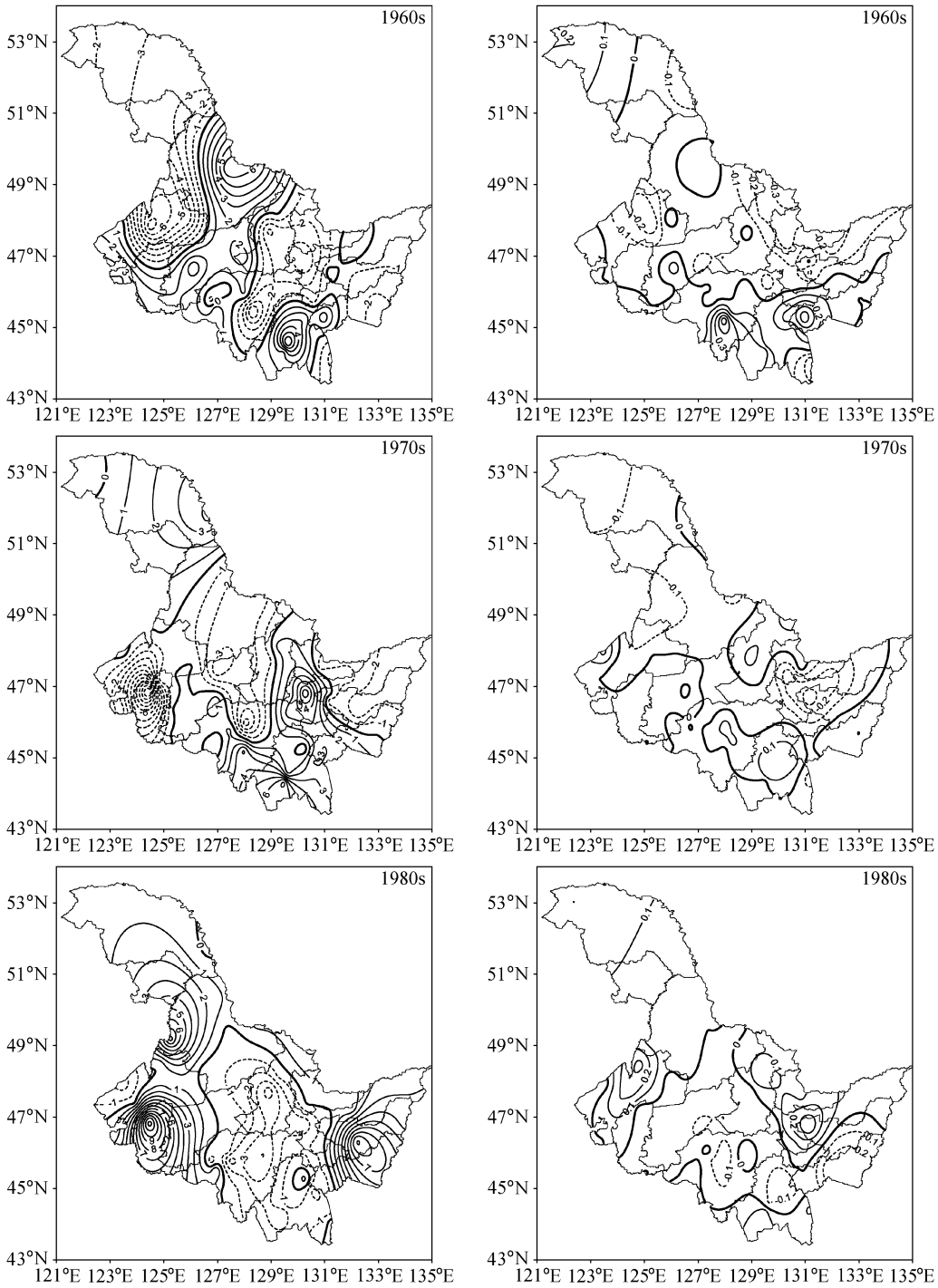


图4 各年代平均暴雪强度（左列，单位：mm·d^{-1}）和暴雪日数（右列，单位：d）距平分布（实线和虚线分别为正值和负值）

Fig. 4 The 10-year mean snow storm intensity (left, units: mm·d^{-1}) and snow storm days (right, units: d) anomalies (solid and dashed lines denote positive and negative values, respectively)

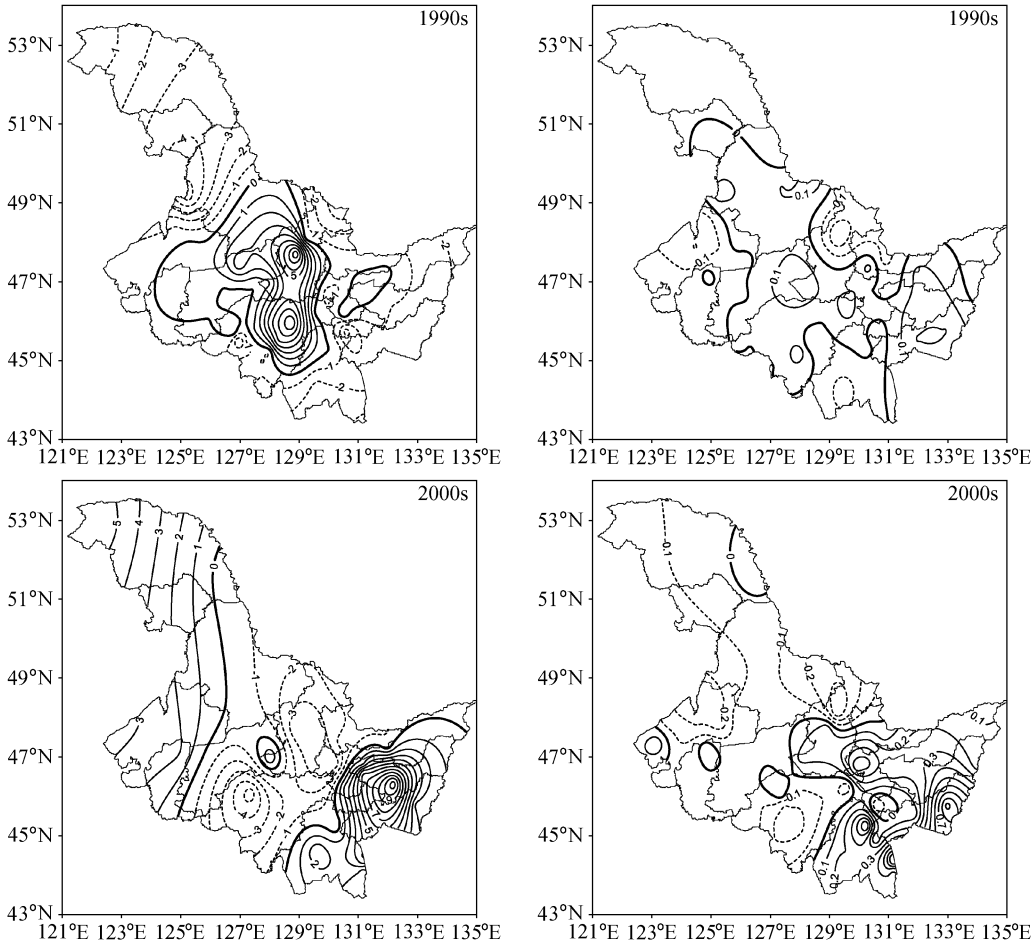


图 4　（续）

Fig. 4　（Continued）

表 2　各年代暴雪强度、暴雪日数及相关情况

Table 2　The 10-year mean snow storm intensity, snow storm days, and related factors

	暴雪强度/ mm·d^{-1}	暴雪强度 ≥15 mm·d^{-1} 台站比例	最大暴雪强度/ mm·d^{-1}	暴雪强度最大台站	暴雪日数/d	暴雪日数 ≥0.2 d 台站比例	最大暴雪日数/d	暴雪日数最多台站	无暴雪台站比例
1960 年代	14.17	32%	20.7	逊克	0.19	43%	1.0	鸡西	30%
1970 年代	14.66	38%	26.4	拜泉	0.19	48%	0.8	绥芬河	24%
1980 年代	14.78	35%	35.8	杜尔伯特	0.22	46%	1.1	绥芬河	27%
1990 年代	14.17	27%	23.6	伊春	0.21	52%	1.0	绥芬河	24%
2000 年代	15.21	45%	27.6	宝清	0.24	33%	1.8	绥芬河	54%

年代增多，1990 年代略减少，2000 年代显著增多。1980 年代的平均暴雪强度小于 2000 年代，而最大暴雪强度 35.8 mm·d^{-1}，较其他各年代最大暴雪强度都大，可见 1980 年代暴雪强度波动最大，且这个最大暴雪强度台站是在平均暴雪较少的松嫩平原西部的杜尔伯特，体现其极端性。进入 21 世纪，全省暴雪强度（暴雪日数）均比前 4 个年代明显增大（多），最大暴雪日数为前 4 个年代最大暴雪日数的 1.6 倍多，但无暴雪台站比例增加，说明暴雪局地性更强，最大暴雪强度更大，致灾性明显。

4.2　全省平均趋势变化

从图 5 可见，1961～2006 年黑龙江省暴雪强度和暴雪日数变化都表现出阶段性和波动性，

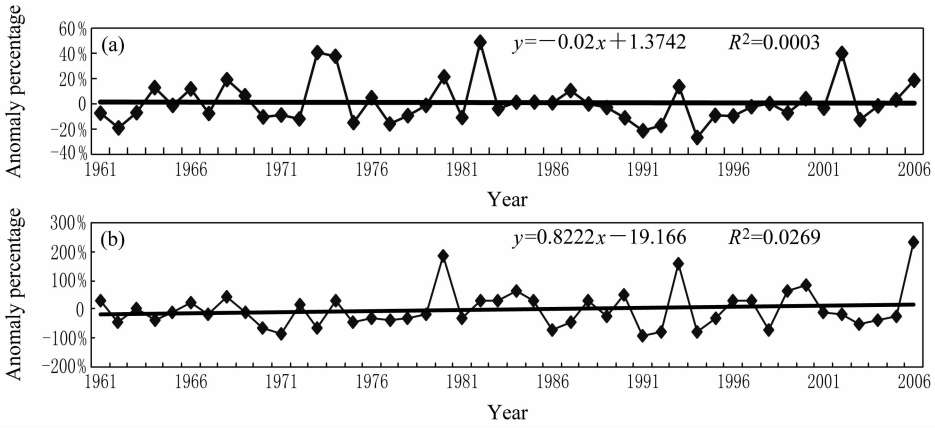


图5 黑龙江省全省平均（a）暴雪强度和（b）暴雪日数距平百分率变化。直线表示线性趋势

Fig. 5 Temporal change of the anomaly percentages of province-averaged (a) snow storm intensity and (b) snow storm days. Solid line denotes the linear trend

1970年代末以后暴雪日数的年际波动比早期更明显。暴雪强度长期变化趋势不明显，1960年代前期偏小，1960年代中期以后到1980年代中期，暴雪强度略偏大，波动性明显（距平百分率最大值出现在1982年），1980年代后期到1990年代中期，暴雪强度减小（距平百分率最小值出现在1994年），1990年代后期以来暴雪强度有增大趋势。在整个分析时段暴雪日数仅略有上升，线性趋势为0.03 d·(10 a)$^{-1}$，未通过0.05的显著性检验，上升趋势不明显。从距平曲线变化看，从1961～2006年的46 a里，黑龙江省暴雪日数经历了一个减少—增加—减少—增加的过程。暴雪日数偏少时期是20世纪70年代前期和80年代末到90年代前期，偏多时期是20世纪60年代中期、70年代末期80年代前期。暴雪日数最多的3年是2006年、1980年和1993年，其中2006年全省平均暴雪量是有记录以来最多的，比常年平均多280%，全省平均暴雪日数较常年平均多230%。

从表3可见，1月和3月全省平均暴雪日数增多趋势显著，达到0.05的显著性水平（3月通过0.01显著性检验）；4月呈减少趋势，通过0.05显著性检验。其他月份变化不明显。

4.3 趋势变化分布特征

从图6可见，暴雪量和暴雪日数变化趋势的空间分布基本一致：北部和西南部趋势系数为负值，但减少趋势均不明显；中部和东部大部趋势系数为正，为增多趋势，最大值位于鹤岗附近，趋势系数可达0.30以上，通过0.05显著性检验。

表3 1971～2000年黑龙江省各月平均暴雪日数线性趋势

Table 3 Monthly mean linear trend of snow storm days in Heilongjiang Province during 1971－2000

月份	线性趋势/ d·(10 a)$^{-1}$	显著水平
9	0.0001	—
10	0.0002	—
11	−0.0137	—
12	0.0047	—
1	0.0128	0.05
2	0.001	—
3	0.0223	0.01
4	−0.0102	0.05
5	−0.0001	—

总体上看，黑龙江省暴雪的演变趋势是少的地方更少，多的地方更多，这种变化格局可能会导致局地性暴雪灾害加剧。

5 结论与讨论

本文对黑龙江省1961～2006年暴雪时空变化特征进行了初步分析，得到以下结果：

（1）黑龙江省暴雪分布具有东多西少、山地多平原少的特点，最多处在三江平原、东南山区，最少处在西部松嫩平原；暴雪量和暴雪日数10月最大，其次3月、11月和4月数值也较大，隆冬季节暴雪发生频率和暴雪降水量反而较小，说明在秋季和春季过渡季节发生强降雪事件的可能性比较高；而暴雪强度最大区恰在省内强降雪较少的西部地区，可见其极端性较强；暴雪强度5月

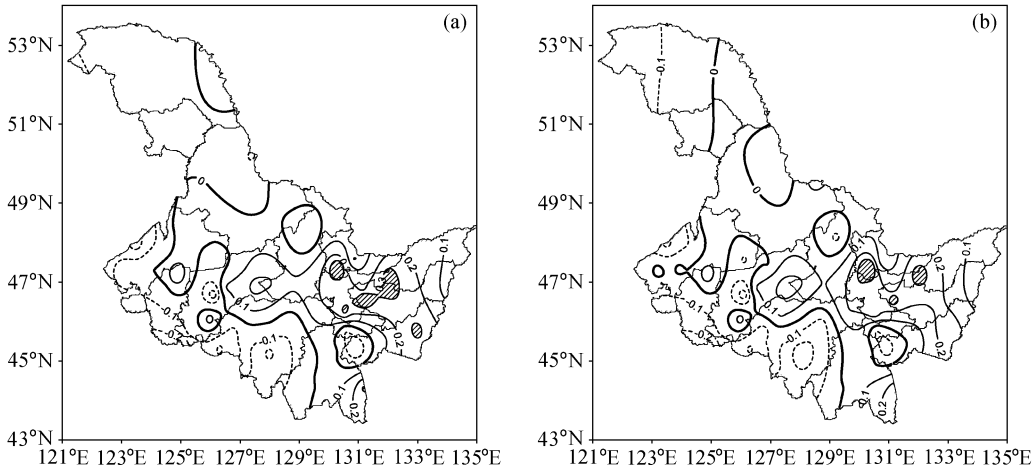


图 6　黑龙江省 1961～2006 年（a）暴雪量和（b）暴雪日数趋势系数（实线和虚线分别为正值和负值，阴影表示通过 0.05 显著性检验）
Fig. 6　Tendency coefficients of the annual (a) snow storm precipitation and (b) snow storm days during 1961－2006 in Heilongjiang Province (solid lines and dashed lines denote the positive and negative values, respectively; shaded areas are above 0.05 significance level)

最大，10 月其次，隆冬最小。

（2）1961～2006 年黑龙江省暴雪强度无明显变化趋势不明显，1990 年代中期以来为增大趋势；暴雪日数仅呈微弱增加趋势，趋势变化不显著，但存在明显的年际和年代际变化特征；进入 21 世纪，全省暴雪强度和暴雪日数比前 4 个年代明显增强增多，但无暴雪台站比例也增加，说明暴雪局地性更强，最大暴雪强度更大，致灾性明显；分析还发现，1970 年代末以来暴雪日数的年际波动幅度增大，其中包括 1980 年、1993 年和 2006 年的异常大雪年。

（3）在所分析时段，1 月和 3 月全省平均暴雪量增多趋势显著；东部一些台站年暴雪量和暴雪日数趋于明显增加，西南部和西部多数台站略有减少；因此，暴雪的演变趋势是少的地方更少，多的地方更多，春季在东部地区的增多导致局地性暴雪灾害加剧。

本文只是对黑龙江暴雪的气候特征和气候变化进行了分析，其背后的原因和机理还有待深入研究。本文部分发现与前人针对其他地区的研究结果有相似性，如宫德吉和李彰俊（2000）对内蒙古降雪的分析也表明，内蒙古大暴雪多出现在深秋到初冬和冬末至初春这两个时段，这与本文的分析结论一致。造成这种现象的原因主要是本区地处东亚季风区的北部，冬季盛行干冷的西北气流，暴雪发生频率较低；而秋、冬和冬、春转换季节可出现偏南暖湿气流，冷暖空气在本区东南部幅合，有利于产生强降雪事件。前人没有对各月暴雪强度的相关统计和分析结论，不过 5 月、10 月暴雪强度较强的原因，可能是由于这个季节的水汽充足以及冷暖气流的配合导致。

尽管进入 21 世纪以来暴雪事件频率有所增多，但整个分析时期暴雪量和暴雪日数变化趋势不明显。这一结果与前人指出的中高纬度地区冬季强降雪事件频率一般性增加的结论不一致（Christensen et al.，2007）。这说明，在气候变暖的背景下，处于东亚季风的中国东北北部极端强降雪变化可能具有特殊性，需要进一步研究。

参考文献（References）

白人海，张志秀，高煜中. 2008. 东北区域暴雪天气分析及数值模拟 [J]. 气象，34 (4)：22－29. Bai Renhai，Zhang Zhixiu，Gao Yuzhong. 2008. Synoptic analysis and numerical simulation of area snowstorms in northeast China [J]. Meteorological Monthly (in Chinese)，34 (4)：22－29.

Bosart L F. 1981. The Presidents' Day snowstorm of 18－19 February 1979：A subsynoptic event [J]. Mon. Wea. Rev.，109 (7)：1542－1566.

Braham R R Jr. 1983. The midwest snow storm of 8－11 December 1977 [J]. Mon. Wea. Rev.，111 (2)：253－272.

Christensen J H，Hewitson B，Busuioc A，et al. 2007. Regional climate projections [M] //Climate Change 2007：The Physical Science Basis，Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC. Solomon S，Qin D，Manning M，

et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996.

董文杰，韦志刚，范丽军. 2001. 青藏高原东部牧区雪灾的气候特征分析 [J]. 高原气象，20 (4)：402－406. Dong Wenjie, Wei Zhigang, Fan Lijun. 2001. Character analyses of snow disasters in east Qinghai Xizang Plateau livestock farm [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 20 (4): 402－406.

高玉中，周海龙，苍蕴琦，等. 2007. 黑龙江省暴雪天气分析和预报技术 [J]. 自然灾害学报，16 (6)：25－30. Gao Yuzhong, Zhou Hailong, Cang Yunqi, et al. 2007. Weather analysis and prediction technology of snow storm in Heilongjiang Province [J]. Journal of Natural Disasters (in Chinese), 16 (6): 25－30.

Gary M L. 2001. Analysis of a surprise western New York snowstorm [J]. Wea. Forecasting, 16 (1): 99－116.

宫德吉，李彰俊. 2000. 内蒙古大（暴）雪与白灾的气候学特征 [J]. 气象，26 (12)：24－28. Gong Deji, Li Zhangjun. 2000. The climate features of heavy snowstorm and snow disaster in Inner Mongolia [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 26 (12): 24－28.

宫德吉，李彰俊. 2001a. 低空急流与内蒙古的大（暴）雪 [J]. 气象，27 (12)：3－7. Gong Deji, Li Zhangjun. 2001a. Low-level jet and heavy snow or snowstorms in Inner Mongolia [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 27 (12): 3－7.

宫德吉，李彰俊. 2001b. 内蒙古暴雪灾害成因与减灾对策 [J]. 气候与环境研究，6 (1)：132－138. Gong Dejie, Li Zhangjun. 2001b. The cause of heavy snow disaster formation and countermeasure of decreasing disaster in Inner Mongolia [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 6 (1): 132－138.

胡中明，周伟灿. 2005. 我国东北地区暴雪形成机理的个例研究 [J]. 南京气象学院学报，28 (5)：679－684. Hu zhongming, Zhou Weican. 2005. Case study on the genesis of a snowstorm over the northeast region in China [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 28 (5): 679－684.

Huang Yaorong, Xue Zhenhe, Xu Cong, et al. 2003. A study on snowstorm weather in coastal area of western Antarctic [J]. Marine Science Bulletin, 15 (1): 24－31.

李培基. 1995. 高亚洲积雪分布 [J]. 冰川冻土，17 (4)：291－298. Li Peiji. 1995. Distribution of snow cover over the high Asia [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 17 (4): 291－298.

梁潇云，钱正安，李万元. 2002. 青藏高原东部牧区雪灾的环流型及水汽场分析 [J]. 高原气象，21 (4)：359－367. Liang Xiaoyun, Qian Zhenan, Li Wanyuan. 2002. Analyses on circulation patterns and water vapor fields of snow disaster weather in eastern pasture areas of Qinghai Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 21 (4): 359－367.

刘宁微. 2006. “2003. 3”辽宁暴雪及其中尺度系统发展和演变 [J]. 南京气象学院学报，29 (1)：129－135. Liu Ningwei. 2006. Snowstorm on March 1－2, 2003 and the development and evolution of its mesoscale system in Liaoning Province [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 29 (1): 129－135.

吕志红，李晶. 2009. 辽宁大暴雪产生的气候背景分析 [J]. 安徽农业科学，37 (9)：4218－4220. Lü Zhihong, Li Jing. 2009. The climate background of snow storm in Liaoning [J]. Journal of Anhui Agricultural Sciences (in Chinese), 37 (9): 4218－4220.

Onton D J, Steenburgh W J. 2001. Diagnostic and sensitivity studies of the 7 December 1998 Great Salt Lake effect snowstorm [J]. Mon. Wea. Rev., 129 (6): 1318－1338.

秦华锋，金荣花. 2008. “0703”东北暴雪成因的数值模拟研究 [J]. 气象，34 (4)：30－38. Qin Huafeng, Jin Ronghua. 2008. Numerical simaulation study of the cause of snowstorm process in northeast of China on March 3－5 of 2007 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 34 (4): 30－38.

Steenburgh W J, Onton D J. 2001. Multiscale analysis of the 7 December 1998 Great Salt Lake effect snowstorm [J]. Mon. Wea. Rev., 129 (6): 1296－1317.

Thomas L M, Gamble D W, Underwood S J, et al. 1997. Synoptic-scale features common to heavy snowstorms in the southeast United States [J]. Wea. Forecasting, 12 (3): 5－23.

王澄海，董安祥，王式功，等. 2000. 青藏高原积雪与西北春季降水的相关特征 [J]. 冰川冻土，22 (4)：340－346. Wang Chenghai, Dong Anxiang, Wang Shigong, et al. 2000. The correlation between precipitation in northwest China during spring and snow depth in the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 22 (4): 340－346.

王文辉，徐祥德. 1979. 锡盟大雪和“77.10”暴雪分析 [J]. 气象学报，37 (3)：80－86. Wang Wenhui, Xu Xiangde. 1979. Snow in Xilinguole League and snow storm analysis of the October 1977 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 37 (3): 80－86.

韦志刚. 2001. 青藏高原积雪异常的持续性研究 [J]. 冰川冻土，23 (3)：225－230. Wei Zhigang. 2001. Persistence of the snow anomalies on t he Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 23 (3): 225－230.

徐建芬，陶建红，夏建平. 2000. 青藏高原切变线暴雪中尺度分析及其涡源研究 [J]. 高原气象，19 (2)：187－197. Xu Jianfen, Tao Jianhong, Xia Jianping. 2000. A meso-scale analysis of Qinghai Xizang Plateau snowstorm and its vortex source study [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 19 (2): 187－197.

杨莲梅，杨涛，贾丽红，等. 2005. 新疆大～暴雪气候特征及其水汽分析 [J]. 冰川冻土，27 (3)：389－396. Yang Lianmei, Tang Tao, Jia Lihong, et al. 2005. Snowstorm climatic characteristics and water vapor analysis [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 27 (3): 389－396.

周陆生，李海红，汪青春. 2000. 青藏高原东部牧区大～暴雪过程及雪灾分布的基本特征 [J]. 高原气象，19 (4)：450－458. Zhou Lusheng, Li Haihong, Wang Qingchun. 2000. Snowstorm process and snow disaster distribution in eastern pastoral are as of Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 19 (4): 450－458.

Quaternary International 212 (2010) 57–63

Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary International

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quaint

Simulation of regional temperature and precipitation in the past 50 years and the next 30 years over China

Yanxiang Liu [a,b,c,*], Xiang Li [a], Qiang Zhang [a], Yufu Guo [b], Ge Gao [a], Jianping Wang [d]

[a] The Laboratory of Climate Study of China Meteorological Administration, National Climate Center, Beijing 100081, PR China
[b] LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, PR China
[c] RCE-TEA, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, PR China
[d] Tangshan Meteorological Bureau, Hebei 06300, PR China

ARTICLE INFO

Article history:
Available online 30 January 2009

ABSTRACT

Climate change was simulated based on greenhouse gas concentrations using IAP/LASG GOLAS 4.0. In the various regions of China, climate change was detected over the past 50 years of the 20th century and its trend was projected for 30 years into the future. The results show that the simulation is reasonable for the regions of China over the past 50 years. There were obvious warming trends of about 0.84 °C/50a in China, with maximum 1.05 °C/50a and minimum 0.63 °C/50a rates recorded in western and southern regions respectively, based on the greenhouse gas experiments within GOALS. The correlation between observed and simulated values greatly exceeds the 99% confidence level. Of particular note were clearly increased winter temperatures. Winter warming of 0.985 °C/50a across China, bounded by a maximum of 1.11 °C/50a in the Qinghai-Tibet Plateau and a minimum of 0.96 °C/50a in North China, calculated by GOALS, were only slightly different from recorded observations. In the future 30 years, annual mean temperatures will continue to rise (0.71 °C/30a) across the Chinese Mainland. Maximum increases will be in the northeastern region (1.0 °C/30a) and minimum increases in southern parts (0.36 °C/30a). Precipitation projections are more complex than those for temperature. In western China and North China, the precipitation will increase. An upward trend is also forecast for the Tibetan Plateau.

© 2009 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.

1. Introduction

Global warming has caused serious ecological and environmental deterioration, extreme climate events, such as flooding, drought, and other disasters, result in increasing social and economic losses. The Fourth Assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) indicated that temperature change was very likely caused by increasing Greenhouse gases due to human activities (IPCC, 2007). The average air surface temperature increased in China in the past century, and the rate of warming is about 0.5–0.8 °C/100a. It is slightly higher than the global rate (0.6 °C ± 0.2). In the recent 50 years, the annual average surface air temperature increase of 1.1 °C in China, and warming rate of 0.22 °C/10a, were significantly higher than the Northern Hemisphere's and global average rate of warming in the same period (Ding et al., 2006).

Chinese scientists have researched the detection and attribution of climate change over China (Ding and Shi, 1997; Zhao et al., 2000; Gao et al., 2001; Guo et al., 2001; Zhao et al., 2005a, 2005b; Ding et al., 2007). The warming in northern China and the Qinghai-Tibet Plateau is more evident than in other areas. The annual precipitation trends did not change significantly in the past 100 years, but decadal variability is larger and precipitation trends show an obvious regional difference.

Human activity in different regions of China and the impact of climate change varies. Zhao et al. (2003) have detected climate change in Northwest China in the 20th century by using 7 global climate system models from the IPCC (2001). The increased greenhouse gas sulfate aerosol emissions in the 20th century, were accompanied by an average warming of 0.34–1.57 °C/100a and 0.90–1.86 °C/50a in Northwest China. From the mid-1980s, the eastern region of Northwest China, North China and Northeast China with relatively cool–wet climates have shown a transition to warmer, drier conditions, with different patterns in southeastern China and the western region of northwestern China (Su and Wang, 2007). Simultaneously, the temperature in northwest region began to rise rapidly, more than 0.6 °C, much higher than the national average. Summer precipitation in the western region is predicted to increase, but will decrease in the eastern part of Northwest China with doubled CO_2 (Zhang et al., 2003). Over the past 10 years in China's western region, 82.2% of the glaciers are in retreat, and the

* Corresponding author. The Laboratory of Climate Study of China Meteorological Administration, National Climate Center, No.46 Zhongguancun Nandajie, Haidian, Beijing 100081, PR China.
E-mail address: liuyx@cma.gov.cn (Y. Liu).

1040-6182/$ – see front matter © 2009 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.
doi:10.1016/j.quaint.2009.01.007

area of glaciers shrank by 4.5% (Liu et al., 2006), In Xinjiang, glacier runoff shows a clear trend of increase. Drought in Northeast China is more serious under climate change. If the global average temperature increases 1 degree, drought extent would increase 5–20%, to 22% in the Northeast (Xie et al., 2003). Beginning in the mid-1980s, the temperature in North China has continued to warm and precipitation decreased. The temperature increasing trend is predicted to continue into 2030 and the rate of warming could reach +2.5 °C. In 2030, North China's precipitation will also increase, with a simultaneous decrease in southern China (Liu et al., 2007).

However, due to the complex terrain and complex climate change across the different regions of China, the projected climate change trends differ. Simulation researches of climate change trends have not been extensively conducted for the different regions in China, except Western and North China. Therefore, this paper simulated the climate change trends in various regions of China using the IPCC (2001) greenhouse gases scenario and explored the initial mechanisms of climate change. Section 2 introduces the climate model and designs. Sections 3 and 4 show the influences of human activities on temperature and precipitation in various regions, which include the detection for the past 50 years of the 20th century and projections into the next 30 years of the 21st century, respectively. Section 5 explores a preliminary mechanism.

2. Model, experiment design and data

The IAP/LASG GOALS model is a Global Ocean–Atmosphere–Land system coupled model, which was developed by the State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), and the Chinese Academy of Sciences (CAS). The model details were described in Wu et al. (1996) and Zhang et al. (2000). The atmospheric component of the coupled model is a spectral model with a rhomboidal truncation at a zonal 15 wave (R15), an equivalent grid spacing of horizontal resolution roughly 7.5° × 4.5°. There are nine levels in the vertical direction. The ocean component of the model is a global ocean general circulation model (OGCM) with the horizontal resolution 4° × 5° and 20 levels in depth (ML20-2). The land process model is a simplified version of the SSiB model with three soil layers, one vegetation layer, and eleven types of vegetation. A simple thermal dynamics sea ice model is coupled with the OGCM. The coupling scheme between atmospheric component and ocean component used is daily flux anomaly exchange (DFA) (Yu and Zhang, 1998).

The experiments included two integration runs, one a control run (CTL) and the other a forcing run (FORC), which includes three integrations with different initial conditions in each run for ensemble prediction. For the CTL run, the greenhouse gas concentrations remain set at a 1951 constant: CO_2 ~310 ppm, CH_4 ~ 1.147 ppm, N_2O ~ 0.289 ppm, CFC11 ~ 0.0007, CFC12 ~ 0.0093. For the FORC run, the real greenhouse gases concentration during 1951–2000 and scenario emission concentration during 2001–2030 were provided by the IPCC (2001). The period of integration spans 80 years from Jan. 1, 1950 to Dec. 31, 2030. Climate change in China was detected in the last 50 years of the 20th century and predicted into the future.

In this paper, the observational data, temperature and precipitation, at 160 stations, were provided by the China Meteorological Administration. The mean temperature during 1951–2000 for the Globe and Northern Hemisphere came from the British CRU. The average climate value was from 1961 to 1990. In order to better understand climate change in China, the area was divided into 5 regions: I northeastern region (40–55°N, 115–135°E), II North China region (30–42.5°N, 100–120°E), III Southern region (20–30°N, 100–120°E), IV Western region (27.5–50°N, 75–100°E) and V Plateau region (27.5–37.5°N, 80–100°E).

3. Detection of climate change in the last 50 years of 20th century

3.1. Climate change in China

3.1.1. Temperature

In order to explore the temperature component over the last 50 years of the 20th century over China and various regions of China, the temperature trend was calculated using GOALS. The

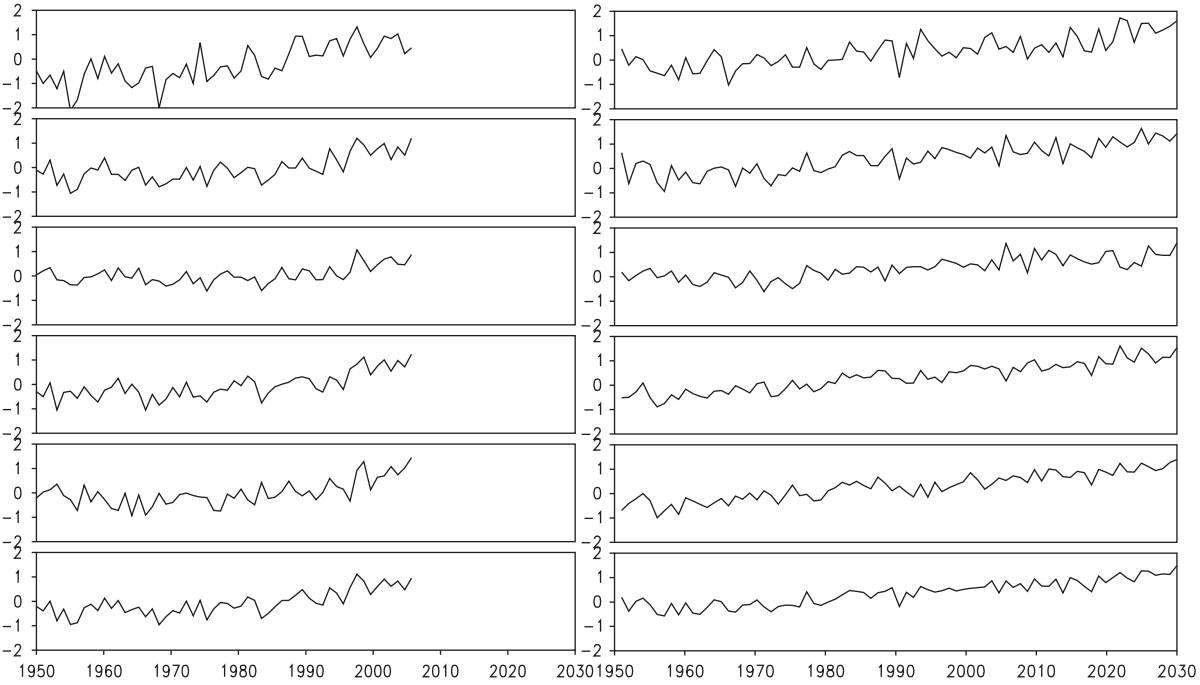


Fig. 1. Annual mean temperature time series of observation (left) and simulation (right) in the regions of China (°C); (note: from top to bottom I, II, III, IV, V, China).

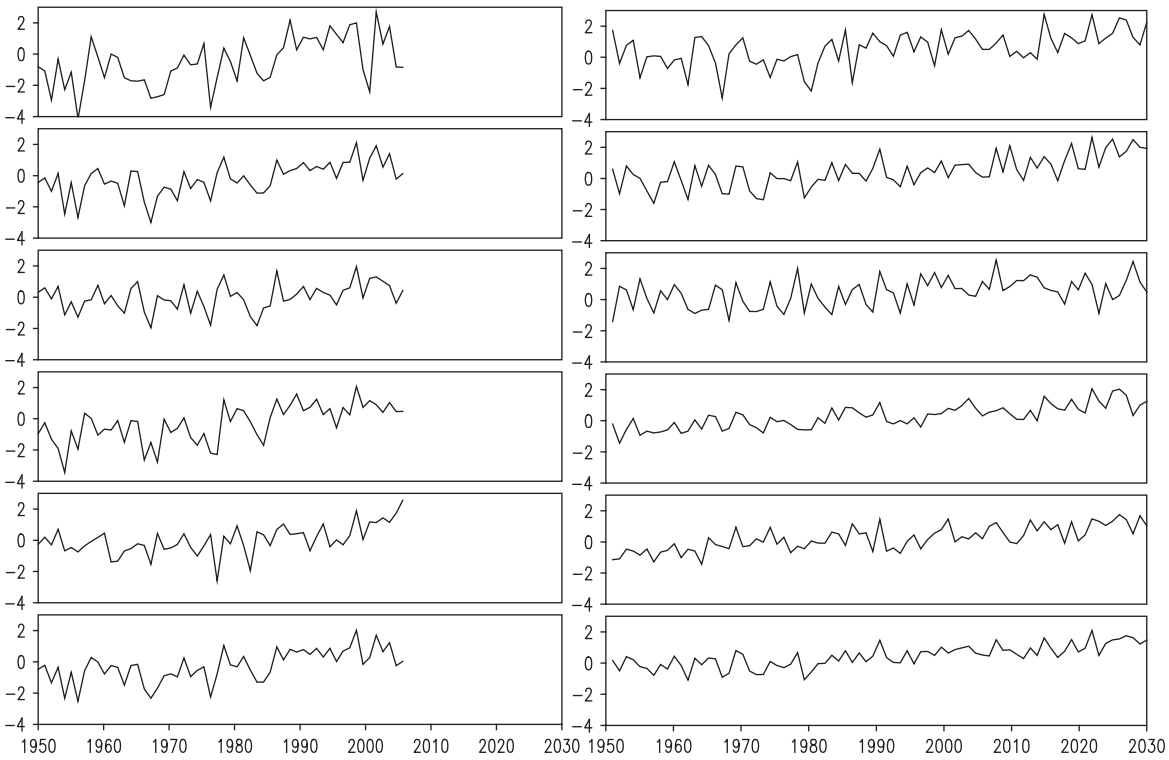


Fig. 2. DJF mean temperature time series of observation (left) and simulation (right) in the regions of China (°C) (note: same as above).

results show that there were two obvious periods of climate change in China. Before the 1980s, the annual average temperature was lower than normal in the regions and across China. From the mid-1980s, China's average temperature began to increase. This warming tendency was not evident in the CTL run. Fig. 1 shows the annual temperature change in China and across the regions. From observational data of the last 50 years (1951–2000), the linear trend is 0.92 °C/50a across the whole of China, which is greater than the GOALS projection. In the regions, the observed temperature linear trend is less than that of the simulation except for region I. The maximum warming rate is 1.71 °C/50a in region I, followed by region IV (western China,

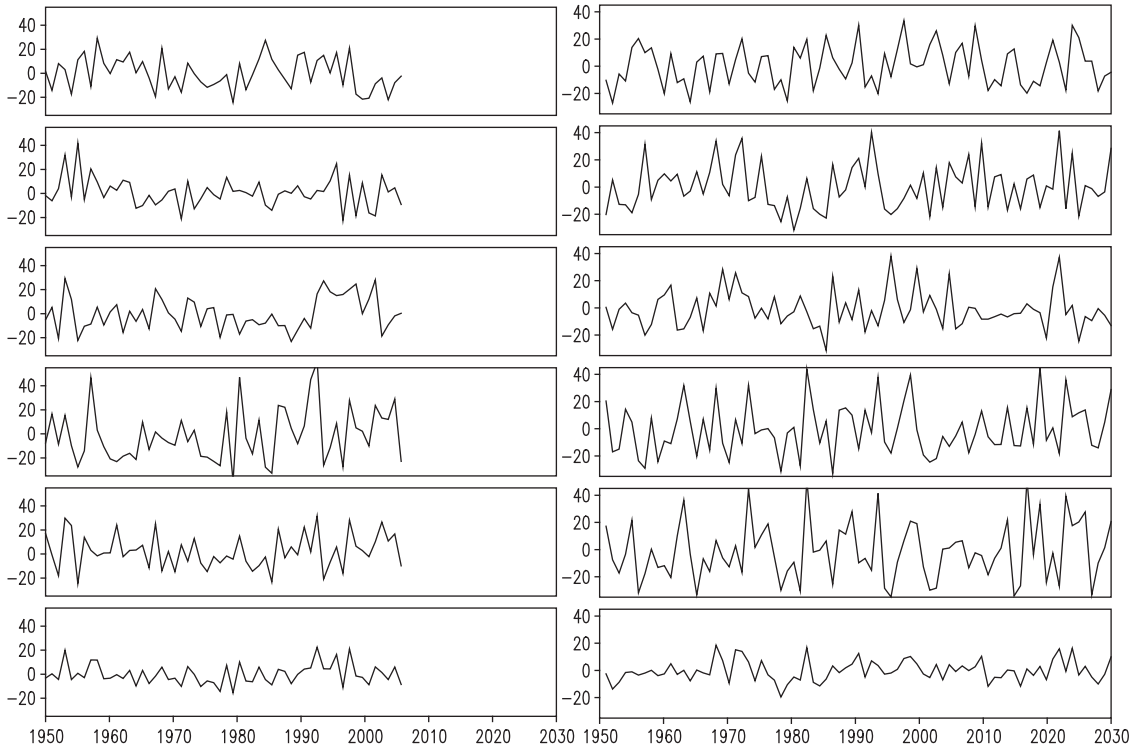


Fig. 3. Summer precipitation change trends in each region (%) (note: same as above).

Table 1
Temperature (°C/30a) and precipitation (mm/30a) linear trend from 2001 to 2003.

		I	II	III	IV	V	China
Temperature	Annual mean	1.00	0.76	0.36	0.71	0.71	0.71
	DJF	0.90	1.53	−0.12	0.77	0.80	0.77
Precipitation	Annual mean	−1.30	6.80	2.88	8.38	3.75	4.19
	JJA	−8.66	2.29	−9.07	24.41	16.43	2.24

0.885 °C/50a), region II (northern China, 0.83 °C/50a) and region V (Plateau, 0.59 °C/50a). The minimum rate is in region III where a change of 0.255 °C/50a is evident. However, the warmest, simulated rate of warming is in region IV (1.05 °C/50a), within the 0.90–1.86 °C/50a value obtained in northwestern China used by 7 models from IPCC (2001) (Zhao et al., 2003). Furthermore, the correlation between simulation and observation far exceeds the 99% confidence level in all regions of China and across the whole of China.

In the past 50 years, especially since the 1980s, there exists an obvious temperature increase in winter. Fig. 2 shows a DJF temperature change trend with observation and simulation in the regions. The warming is very evident from both observation and simulation data in the northern parts of China, such as northeastern, northwestern China and North China. However, the simulated change is slightly less than that observed except in the Plateau area and in southern China. For DJF temperatures in the regions of China, although the temperature dropped slightly in the early 1990s, after a short period it increased quickly. Correlation exceeds the 95% confidence level.

3.1.2. Precipitation

Observed and simulated annual and summer precipitation were compared. In this instance correlation was not apparent in most regions. The correlation coefficient was small or negative, except for the northeastern region (0.29). On the basis of observations over the last 50 years of the 20th century, the annual precipitation trend in northeastern China and North China is decreasing. In particular, North China's decline is obvious with a linear trend of −8 mm/50a. Precipitation in other regions is increasing slightly, especially in the western region, with a linear trend of 16 mm/50a. The trend of annual precipitation increase in the regions was simulated well, except in northeastern and North China.

Fig. 3 compares the observed and simulated JJA precipitation variation in the regions. For the various regions in each period, the observed precipitation trend was comparable to the GOALS simulation. For example, the climate was dry before the 1980s and wet after the 1980s in western China. There were four periods with two dry (before the mid-1960s, from the mid-1970s to the mid-1990s) and two wet phases (from the mid-1960s to the mid-1970s, from the mid-1990s to soon after 2000) in southern China. In most regions, simulations compare well with observations, although differences exist over some periods and in some regions. Overall, the precipitation trend is not as clear as that for temperature using the GOALS simulation, likely because the causal factors for precipitation are diverse and complicated. This evidence suggests that human activities may have impacted precipitation change, and the detectable effect is limited to the current global climate model at the regional level of simulation. This may remain the case as it is difficult to develop better simulations.

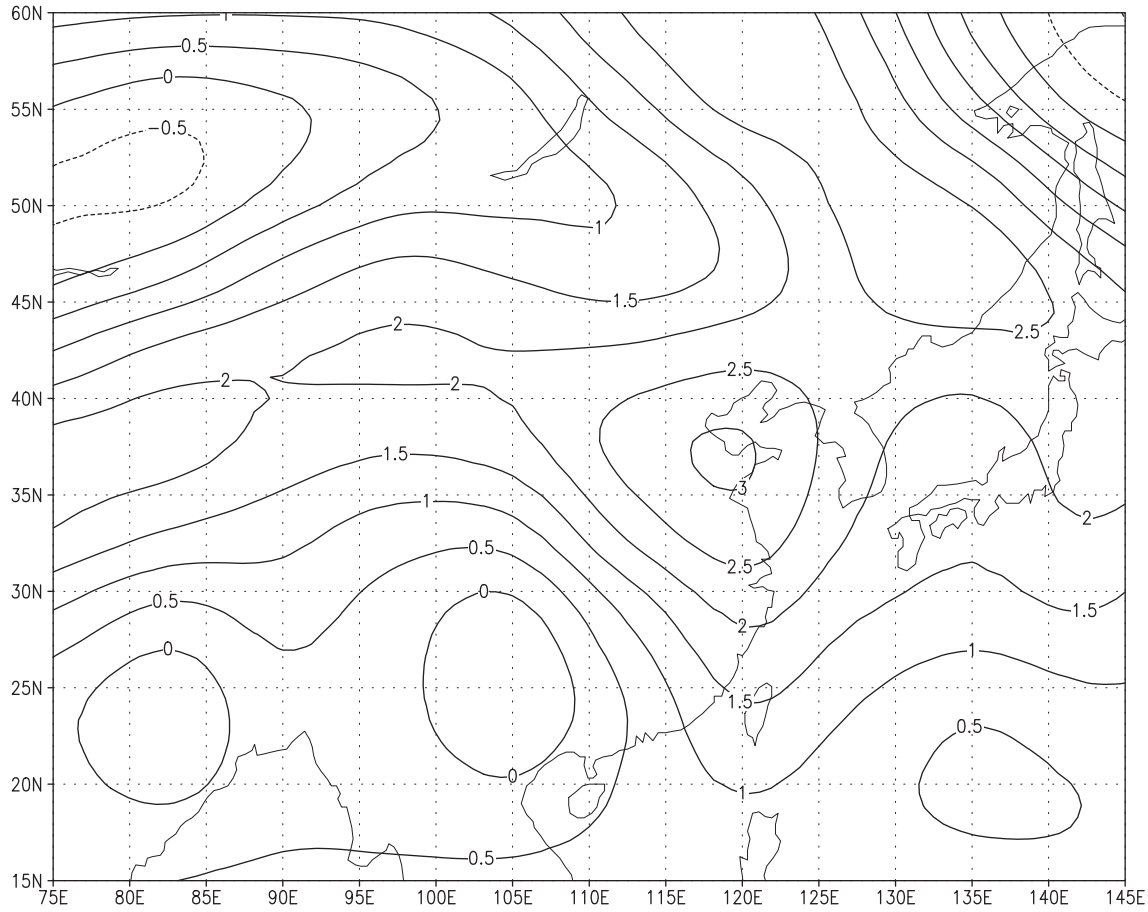


Fig. 4. DJF temperature anomaly over China in 2030 (°C).

4. Climate change trends in the next 30 years

4.1. Temperature

Over the next 30 years, temperatures across China are predicted to continue warming (see Figs. 1 and 2). The linear temperature trend in various regions in the next 30 years is shown in Table 1. Across China the annual temperature trend is 0.71 °C/30a, with the increase in the northern region projected to be 1.00 °C/30a and that in the southern region at least 0.36 °C/30a. To 2030, the annual temperature in China is predicted to increase about 1.49 °C above the mean, with the northeastern region increase of 1.61 °C being the greatest and that in the southern region (1.39 °C), the least. In winter however, the greatest temperature increases could appear in North China with an increase of 2.24 °C and a linear trend of 1.53 °C/30a by 2030. In contrast, the increase in the southern region will be slower with a linear trend of −0.12 °C/30a, thereby only increasing by 0.5 °C in 2030, representing the smallest rise for any region across China. In general, the predicted warming rate will be substantial in northern China and relatively small in the southern region over the next 30 years (see Fig. 4).

4.2. Precipitation

The precipitation trend is complex in regions of China, differing in each region. For the next 30 years, in the Northeastern region, both annual precipitation and summer rainfall are predicted to decline, with linear trends of −1.3 mm/30a and −8.7 mm/30a, respectively Fig. 5. For the remaining regions, the annual precipitation will increase. Summer rainfall is predicted to decrease by −9.1 mm/30a in the southern region. In the next 30 years, precipitation could increase most notably in western China, and the average summer linear trend is 24.4 mm/30a, and the annual precipitation linear trend is 8.4 mm/30a. For the Tibetan plateau, the JJA precipitation increase will be obvious with a linear trend of 16.4 mm/30a. JJA precipitation in the Tibetan plateau is expected to show an upward trend in the future. Fig. 6 shows the distribution of JJA precipitation anomaly percentage in 2030. Summer precipitation is predicted to increase in northern and decrease in southern China.

5. Preliminary exploration of climate change mechanisms

After the 1980s, the mid-high latitude geopotential height at 500 hPa has been rising. The simulation shows that this rise will be more obvious in the Chinese mainland in the early 21st century. North China will show the greatest increase at mid-latitude. The warming rate will be relatively small in the southern region with only a slow rise at 500 hPa. Due to the extra-forcing from human activities, surface temperatures will rise and sensible heat will increase, thereby raising the geopotential height. Inversely, this rise will enhance the ground temperature increase in a positive feedback process.

For the JJA height difference at 500 hPa, between the periods of 2001–2030 and 1977–2000, it is clear that the height will decrease in northern China and will increase in southern China. This is a key component of the circulation which would result in an increase in the JJA precipitation in North China and coincident decrease in southern China, over the next 30 years.

Simultaneously, for the JJA vortex difference at 500 hPa between 2001–2030 and 1977–2000, the positive vortex in northern China indicates a strengthening of the convergent, ascending motion resulting in an increase in precipitation. Conversely, in southern

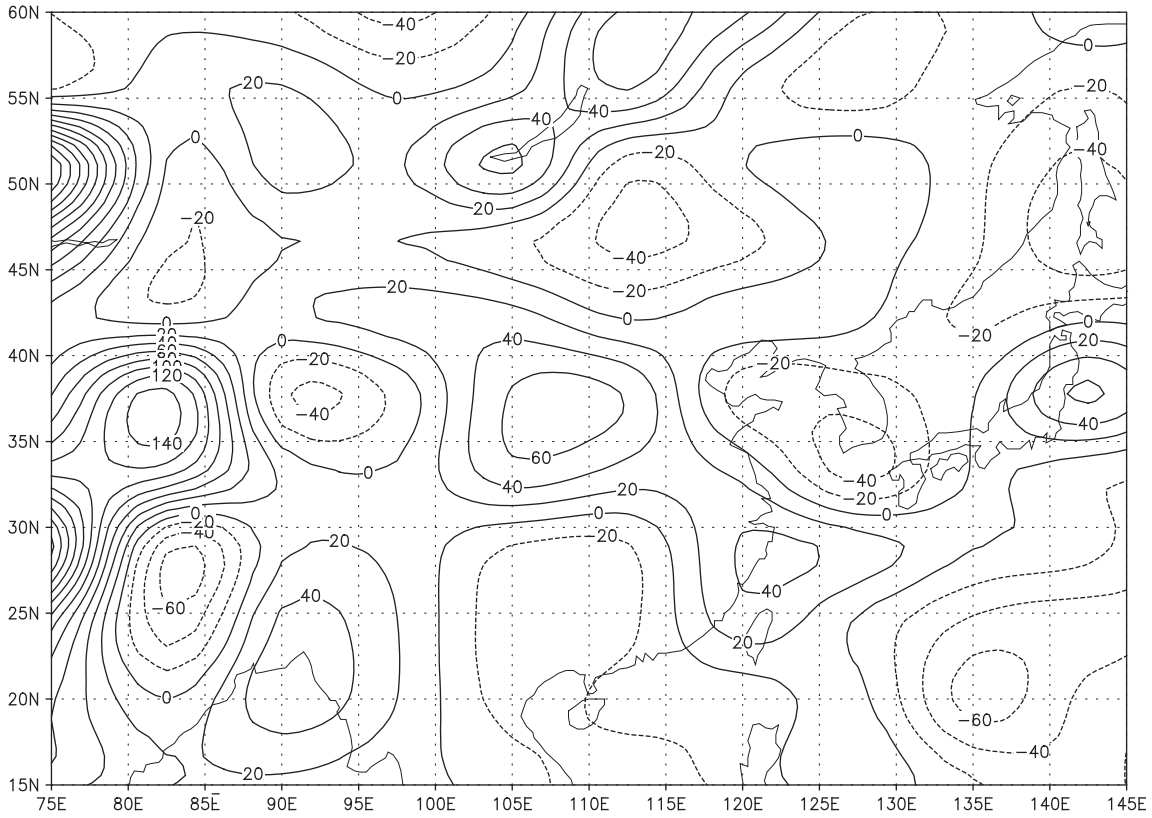


Fig. 5. Precipitation anomaly percentage in summer 2030 (%).

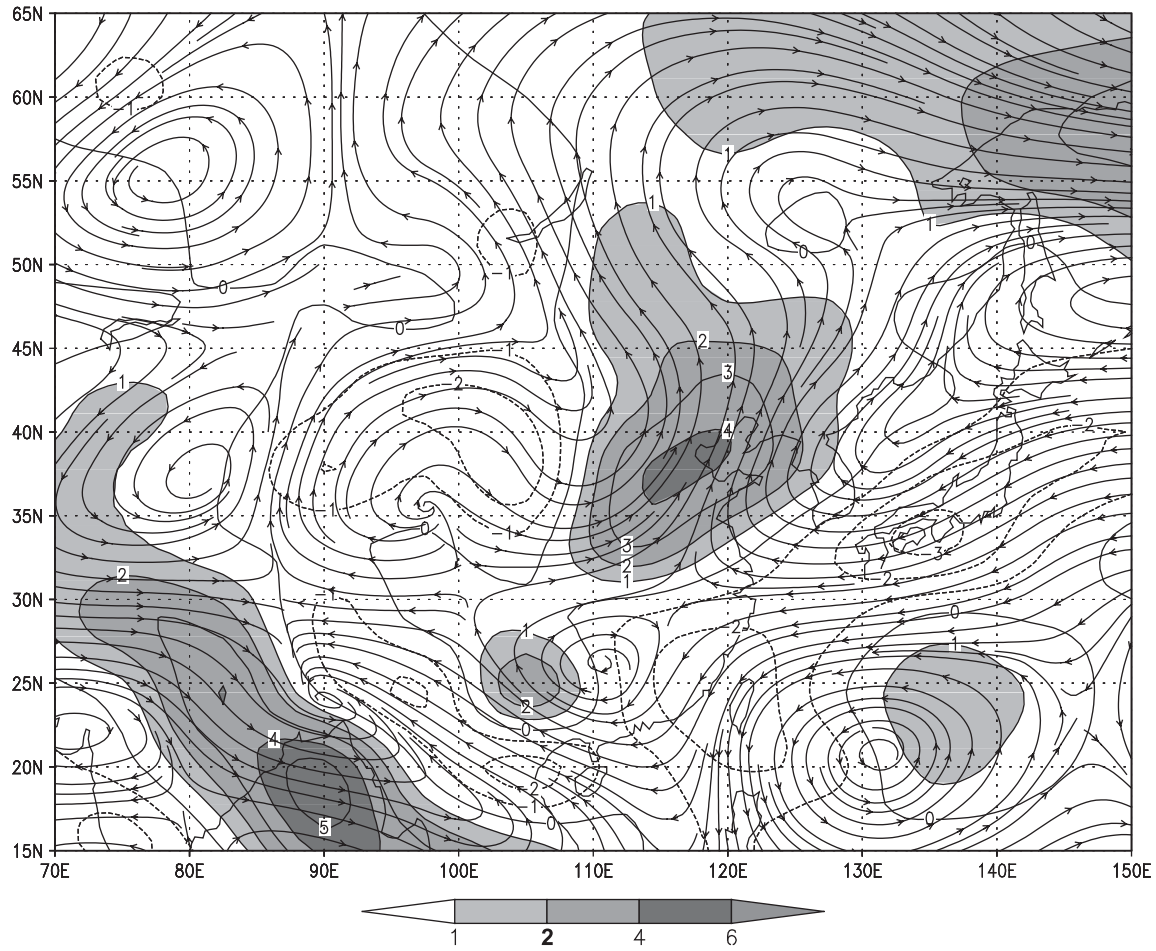


Fig. 6. Difference of JJA water vapor flux at 700 hPa in China between 2001–2030 and 1977–2000 (unit: 10^{-5} kg/m^2 s) (note: shaded area express water vapor flux greater than 1×10^{-5} kg/m^2 s, solid illustrates stream line, and broken line indicates less than -1×10^{-5} kg/m^2 s).

China, the negative vortex shows strong descending divergence resulting in a decrease in precipitation.

Fig. 6 demonstrates the difference in the distribution of water vapor flux between 2001–2030 and 1977–2000 at 700 hPa. An obvious water vapor convergence area comes from the south and the Yellow Sea, providing the water vapor necessary for precipitation, so an increase in precipitation is highly probable in regions I and II. Southern China however, is an area of water vapor divergence and so the precipitation would decrease. In West China, divergence is in the eastern part and convergence in the west, resulting in dry conditions in the east and wet in the west (the most parts of West China).

6. Conclusions

The GOALS model simulated climate change in the past 50 years of the 20th century and predicted climate change trends in the next 30 years in the regions of China with real greenhouse gases concentration and an emission scenario concentration provided by the IPCC (2001).

The detection of climate change in the regions of China in the past 50 years of the 20th century indicated an obvious warming of 0.92 °C/50a in the Chinese mainland, a maximum warming of 1.71 °C/50a in northeastern China, and a minimum rate of 0.26 °C/50a in southern China as computed from the observed data. The control run did not provide equivalent warming trends. There were obvious warming trends, by about 0.84 °C/50a, in the Chinese mainland with maximum and minimum values of 1.05 °C/50a and 0.63 °C/50a respectively, under the greenhouse gases experiments of GOALS. The correlation between observation and simulation far exceeds the 99% confidence level. So, climate warming in the regions of China can be attributed to greenhouse gases. The most obvious warming occurred in winter. Over the past 50 years of the 20th century, analysis of observed data reveals a warming of 1.90 °C/50a in the Chinese mainland and a maximum warming of 2.94 °C/50a the northeastern and a minimum 0.555 °C/50a in southern China. However, the warming calculated from GOALS is of 0.985 °C/50a in the Chinese mainland with a maximum of 1.11 °C/50a in the Plateau region and a minimum 0.955 °C/50a in North China.

Over the next 30 years, the annual mean temperature will continue to increase (0.71 °C/30a) in the Chinese mainland with maximum increases in northeastern area (1.0 °C/30a) and minimum in the southern (0.36 °C/30a) areas. In winter, the linear warming trend is 0.768 °C/30a for the mainland. However, the biggest projected increase is for the northeast region and not in North China with a linear trend of 1.527 °C/30a. In contrast, the southern region is predicted to experience a slight cooling (−0.12 °C/30a).

Projections for precipitation are more complex than those for temperature. Over the next 30 years, annual precipitation is predicted to increase except for the northeastern region (−1.3 mm/30a). Summer precipitation however, will apparently decline in northeastern and southern China, with linear trends of −8.7 mm/30a and −9.1 mm/30a respectively. Precipitation is predicted to increase in the remaining regions of China, and the most obvious

increase will occur in west with a linear trend of 24.4 mm/30a. An upward trend will also appear in the Tibet Plateau. The GOALS model was successful in simulating basic climate change patterns across the regions of China over the last 50 years of the 20th century, but, because of the coarse resolution of the model and the influence of other, more complex factors, the prediction of climate change trends into the future 30 years requires further research.

Acknowledgments

This study was jointly supported by the National Basic Research Program of China (973 Program-006CB403404), the National Natural Sciences Foundation of China (40675038) and the Chinese Academy of Sciences innovative team of international cooperation partnership projects (the project of climate system model development and application studies).

References

Ding, Y.H., Shi, G.Y. (Eds.), 1997. Research of Climate Change and Influence in China. China Meteorological Press, Beijing, p. 562.

Ding, Y.H., Ren, G.Y., Shi, G.Y., Gong, P., Zheng, X.H., Zhai, P.M., Zhang, D.E., Zhao, Z.C., Wang, S.W., Wang, H.J., Luo, Y., Chen, D.L., Gao, X.J., Dai, X.S., 2006. National assessment report of climate change (I): climate change in China and its future trend. Advances in Climate Change Research 2 (1), 3–8.

Ding, Y.H., Ren, G.Y., Zhao, Z.C., Xu, Y., Luo, Y., Li, Q.P., Zhang, J., 2007. Detection, causes and projection of climate change over China: an overview of recent progress. Advances in Atmospheric Sciences 24 (6), 954–971.

Guo, Y.F., Yu, Y.Q., Liu, X.Y., Zhang, X.H., 2001. Simulation of climate change induced by CO2 increase for East Asia with IAp/LASG GOALS model. Advances in Atmospheric Sciences 18 (1), 53–66.

Gao, X.J., Zhao, Z.C., Ding, Y.H., Huang, R.H., Giorgi, F., 2001. Climate change due to greenhouse effect in China as simulated by a regional climate model. Journal of Glaciology and Geocryology 18 (6), 1224–1230.

IPCC, 2001. In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (Eds.), Climate Change 2001: The Scientific Basis. Cambridge University Press.

IPCC, 2007. Fourth Assessment Report, Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.

Liu, S.Y., Ding, Y.J., Li, J., Shang Guan, D.H., Zhang, Y., 2006. Glaciers in response to recent climate warming in Western China. Quaternary Sciences 26 (5), 762–771.

Liu, Y.X., Wu, T.W., Yan, J.H., Guo, Y.F., 2007. Prediction research of climate change trends over North China in the future 30 years. Acta Meteorologica Sinica 65 (1), 45–51.

Su, M.F., Wang, H.J., 2007. Decadal variability of summer surface air temperature and soil humidity under global warming in China. Chinese Sciences Bulletin 52 (8), 965–971.

Wu, G.X., Liu, H., Zhao, Y.C., 1996. A nine–layer atmospheric general circulation model and its performance. Advances in Atmospheric Sciences 13 (1), p1–18.

Xie, A., Sun, Y.G., Bai, R.H., 2003. Arid climate trend over Northeastern China and its response to global warming. Chinese Science Bulletin 58 (Suppl.), 72–82.

Yu, Y.Q., Zhang, X.H., 1998. A modified ocean–atmosphere scheme. Chinese Science Bulletin 43, 866–877.

Zhang, X.H., Shi, G.Y., Liu, H., Yu, Y.Q., 2000. IAP Global Ocean Atmosphere and Land System Model. Science Press, Beijing/New York.

Zhang, C.J., Gao, X.J., Zhao, H.Y., 2003. Influences of autumn precipitation in Northwest China with global warming. Journal of Glaciology and Geocryology 25 (2), 157–164.

Zhao, Zongci, Luo, Y., Gao, X.J., 2000. GCM studies on anthropogenic climate change in China. Acta Meteorologica Sinica 14 (3), 247–256.

Zhao, Z.C., Ding, Y.H., Xu, Y., 2003. Detection and prediction of climate change for the 20th and 21st century due to Human activity in Northwest China. Climate and Environmental Research 8 (1), 26–34.

Zhao, Z.C., Wang, S.W., Xu, Y., Ren, G.Y., Luo, Y., Gao, X.J., 2005a. Attribution of the 20th century climate warming in China. Climatic and Environmental Research 10 (4), 808–817.

Zhao, Z.C., Ding, Y.H., Luo, Y., Wang, S.W., 2005b. Recent studies on attribution of climate change in China. Acta Meteorologica Sinica 19 (4), 389–400.

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, D00K04, doi:10.1029/2009JD012684, 2010

Click Here for Full Article

Measurements of Asian dust optical properties over the Yellow Sea of China by shipboard and ground-based photometers, along with satellite remote sensing: A case study of the passage of a frontal system during April 2006

Yi Liu,[1] Dongxu Yang,[1,2] Wenzhong Chen,[3] and Hua Zhang[4]

Received 17 June 2009; revised 23 September 2009; accepted 6 October 2009; published 17 March 2010.

[1] Aerosol optical properties were measured by a POM-01 MarkII Sun and sky photometer onboard the Dongfanghong Number 2 Research Ship on the Yellow Sea of China during the passage of a cold front surrounded by airborne dust that originated in Mongolia between 21 and 24 April 2006. The aerosol size distributions in clean marine environment were dominated by an accumulate mode with radius of 0.15 μm and a coarse mode with radius of 4.5 μm. The mean aerosol optical depth (AOD) and Ångström exponent were 0.26 and 1.26, respectively. In the frontal zone the aerosol size distribution was dominated by an accumulate mode with radius of 0.25 μm and two coarse modes with radii of 1.69 and 7.73 μm, and the AOD and Ångström exponent were 2.46 and 0.84, respectively. In the nonfrontal dust conditions, the concentration of coarse modes with radii of 2.5 μm increased to a maximum of 0.3 $\mu m^3/\mu m^2$, and the mean AOD and Ångström exponent were 0.70 and 0.30, respectively. Aerosol Robotic Network (AERONET) observations combined with shipboard measurements reveal the decreasing concentration of dust aerosol during its transport from continent to Japan. The spatial distribution of dust aerosol was studied using the Aqua/Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and Aura/Ozone Monitoring Instrument (OMI) products. On 22 April, for frontal dust, their AOD and UV aerosol index (UVAI) increased with decreasing distance to the frontal line, peaked with values of 4.36 and 5.21 in the frontal zone, and decreased rapidly with increasing distance off the frontal line. On 23 April, nonfrontal dust showed the lower AOD and UVAI with peak values of 2.0 and 2.7, respectively.

Citation: Liu, Y., D. Yang, W. Chen, and H. Zhang (2010), Measurements of Asian dust optical properties over the Yellow Sea of China by shipboard and ground-based photometers, along with satellite remote sensing: A case study of the passage of a frontal system during April 2006, *J. Geophys. Res.*, *115*, D00K04, doi:10.1029/2009JD012684.

1. Introduction

[2] Dust is one of the key types of aerosol. Asian dust from the Taklimakan and Gobi deserts can be transported from central Asia to the east of China, Korea, and Japan [*Uematsu et al.*, 2002; *Zhang et al.*, 2003], and even to the Pacific Ocean and North America [*Arimoto et al.*, 1996; *Takemura et al.*, 2002; *Uno et al.*, 2001]. Special attention has therefore been given to Asian dust in several comprehensive experiments, such as ACE-Asian (Aerosol Characterization Experiments–Asian) [*Huebert et al.*, 2003], PACDEX (International Pacific Dust Experiment) [*Huang et al.*, 2008] and APEX (Asian Atmosphere Particle Environment Change Studies) [*Sano et al.*, 2003]. It is well known that springtime Asian dust storms from Mongolia are usually created by strong winds associated with cold fronts. Chemical compositions of dust storms in their transport pathway over Beijing have been studied; it is found the dust increased sharply when cold front intruded Beijing, which neutralized local acidic aerosol [*Sun et al.*, 2005; *Yuan et al.*, 2008]. At Chuncheon of Korea, a single-particle analysis method was used during the passage of a dust storm between 10 and 12 March 2004, which showed that the mixing of $CaCO_3$ and sea salt particles with dust particles occurred just at the early stage of the storm [*Hwang et al.*, 2008].

[3] Over the sea, results from shipboard and island-based measurements have indicated that the aerosol optical depth is less than 0.15 and the Ångström exponent is more than 1.0 in clear marine environments unaffected by dust and

[1]Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China.
[2]Graduate University of Chinese Academy of Science, Beijing, China.
[3]College of Information Science and Engineering, Ocean University of China, Qingdao, China.
[4]Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing, China.

Copyright 2010 by the American Geophysical Union.
0148-0227/10/2009JD012684

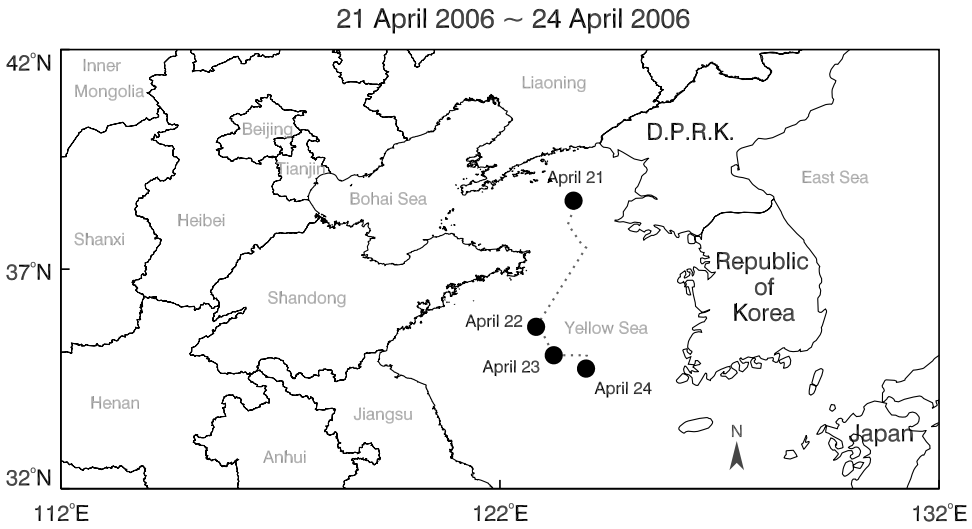


Figure 1. Dots represent geographical locations and time of observation. Gray characters indicate provinces of China and sea area. Black characters indicate name of the country.

pollution [*Smirnov et al.*, 2003]. Aerosol physical and chemical properties are particularly complex over the coastal areas of the west Pacific [*Bates et al.*, 2004] due to the influences of a large number of varied sources, including biomass and biofuel burning [*Bey et al.*, 2001; *Streets et al.*, 2001] and volcanic, industrial, and biogenic emissions [*Arndt et al.*, 1997; *Streets et al.*, 2001]. The shipboard aerosol samples and analyses were conducted over Yellow Sea of China from April to June 1988, which showed that the concentration of dust aerosol (crustal elements) decreased with their distance to the coast in an exponential decay pattern [*Liu and Zhou*, 1999]. Numerical studies also showed that the physical and chemical properties of marine aerosols mixed with dust changed with time and location over the China Sea [*Bates et al.*, 2004; *Liu and Zhou*, 1999]. Shipboard measurements of aerosol optical properties are scarce over the Sea of China, and hence are extremely valuable. In addition, the properties of Asian dust over the East China Sea have not been well studied.

[4] Satellite observation is effective way for spatial distribution and transport of dust. Movement of dust plum has been observed well by Ozone Monitoring Instrument (OMI) [*Torres et al.*, 2007] and MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) [*Hsu et al.*, 2006]. The long-range transport and three-dimensional structure of Asian dust with polluted aerosols has been studied by ground- and satellite-based instruments in conjunction with model simulations [*Hara et al.*, 2009; *Lin et al.*, 2006]. A two-layer transport structure between 3 and 9 km has been shown in a recent observational study by Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) and ground-based lidar [*Huang et al.*, 2008].

[5] We used multiple observations to investigate the changes of aerosol optical properties over the Yellow Sea of China during the passage of a frontal system between 21 and 24 April 2006, which caused the transport of dust aerosols from Mongolia to the Yellow Sea. In section 2, we introduce the shipboard POM-01 MarkII Sun and sky photometers, Aura/OMI, Aqua/MODIS and measurement method. In section 3, we describe the meteorological variations during the passage of the front, present the satellite data and apply a back trajectory analysis. The shipboard photometer measurements, satellite observations and ground-based AERONET measurements of the optical properties of aerosols in different conditions are investigated in section 4. Finally, we summarize the results and present our conclusions.

2. Instrument and Measurements

2.1. POM-01 MarkII Sun and Sky Photometer

[6] The POM-01 MarkII, built by PREDE, was deployed to measure aerosol properties onboard the Dongfanghong Number 2 Research Ship. Shipboard aerosol measurements were performed between 16 and 30 April 2006 over the Yellow Sea of China. Data collected between 21 and 24 April 2006 were used to examine the influences of dust transport associated with the passage of the frontal system. Figure 1 shows the track of the Dongfanghong Number 2 Research Ship during the experimental period. The ship was in the north of the Yellow Sea on 21 April 2006 and then moved to the south after 22 April 2006. All data were collected in the rectangular region between 120.26°E~124.01°E and 33.31°N~38.59°N. Calibration was performed against land-based observations.

[7] The POM-01 MarkII measured direct and diffuse solar radiance in seven channels with central wavelengths of 315, 400, 500, 675, 870, 940, and 1020 nm. It was mounted on a dual axis robot controlled by servomotors and contained seven interference filters and a collimator. Sun tracking was achieved using a four-quadrant silicon detector and a narrow field of view CCD (Charge Coupled Device). A wide field of view CCD camera was located on top of the robot to record the position of the sun while the ship moved.

[8] Measurements were taken when the instrument estimated cloud-free conditions. Aerosol properties were calculated using the program Skyrad package (SKYRAD.pack) developed by the Center for Climate System Research, University of Tokyo [*Nakajima et al.*, 1996]. This retrieval process includes two independent programs: MKDTA and

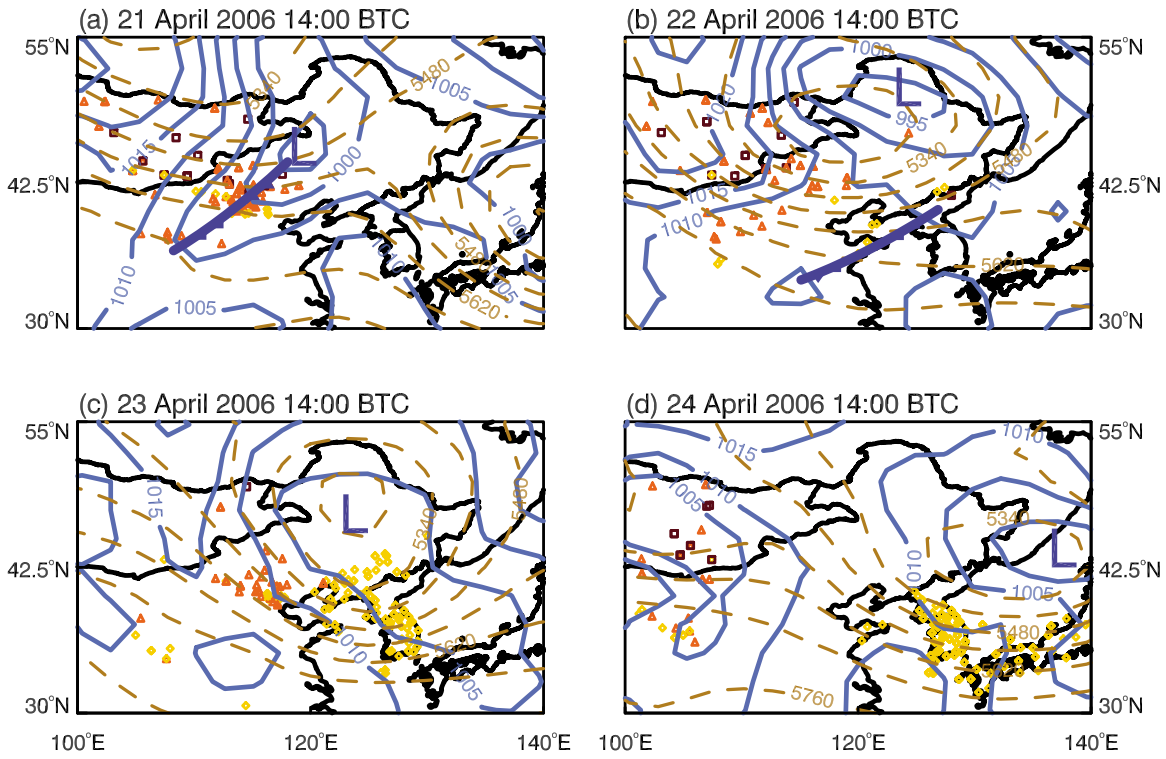


Figure 2. Composite meteorological factors for (a) 21, (b) 22, (c) 23, and (d) 24 April. Solid and dashed contours show the sea level pressure and 500 hPa geopotential height, respectively, with "L" indicating the sea level low-pressure center. The thick line indicates the approximate position of the cloud front at sea level. Open symbols show the dust reported at the local CMA stations. Squares, rhombuses, and triangles represent dust storm, floating dust, and blowing dust, respectively.

REDML. The first is for computing simulated data of direct and diffuse solar radiation, and the second is for retrieving aerosol properties. Observation condition, such as solar zenith angle and geometry, number and value of wavelength and scattering angles, and multimodal aerosol volume radius distribution are required for retrieval. The pitching and rolling of ship will affect the precision of AOD observed from POM-01 MarkII, in order to reduce this uncertain, we carried out measurement when the ship stopped and sea surface wind speed was low.

2.2. MODIS and OMI

[9] Satellite remote sensing can observe dust aerosols over large areas efficiently. However, polar orbiting satellite can observe a large area, and usually does so once a day for fixed area. In this study, Aqua/MODIS and Aura/OMI aerosol data products were used to focus on the spatial distribution of aerosol optical properties during the passage of the cold front over the Yellow Sea of China.

[10] MODIS level 2 aerosol products, such as AOD (550 nm) and Ångström exponent (550∼860 nm), were employed in this study, which were retrieved by aerosol algorithm over ocean [*Remer et al.*, 2005]. Thousands of MODIS AOD collocated with AERONET measurements confirmed that one standard deviation of MODIS optical depth retrievals fell within the predicted uncertainty of $\Delta\tau = \pm 0.03 \pm 0.05\tau$ over ocean [*Remer et al.*, 2005]. Similar results which compared by MODIS retrieval and shipboard measurements showed that 73% data fell within the predicted uncertainty over China Sea [*Yang et al.*, 2009].

[11] Dust particles absorb light significantly in the blue and ultraviolet wavelengths due to iron oxide (rust) impurities [*Claquin et al.*, 1999; *Sokolik and Toon*, 1996]. Such high absorption properties at short wavelengths can be measured by the Aura/OMI in the 354 and 388 nm channels through the UVAI (Ultra Violet Aerosol Index) [*Torres et al.*, 2002]. A near-zero value of UAVI means that the atmosphere is free of aerosols or contains only large nonabsorbing aerosol particles and clouds with near-zero Ångström exponents. Nonabsorbing small particles have a small negative UVAI, and absorbing aerosol is the most important source of positive UVAI [*Torres et al.*, 1998, 2007].OMI level 2 and level 3 UVAI data products were used in this study. Level 3 global 1° × 1° grid data were used to show the transport of high-absorption dust, and level 2 data were used to show the variation of UVAI with different meteorological conditions. Retrieval conditions such as cloud fraction and sun glint were recorded in the "algorithm flags" of level 2 data. We used only data with flags equal to 1 or 2, which meant that the retrieval results of the aerosol absorption properties were confident.

3. Dust Transport

3.1. Meteorological Conditions

[12] National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis data (1400 Beijing Time Coordinate (BTC)) and local station data from the China Meteorology Administration (CMA) records were used to analyze the meteorological conditions. As indicated in Figure 2, a

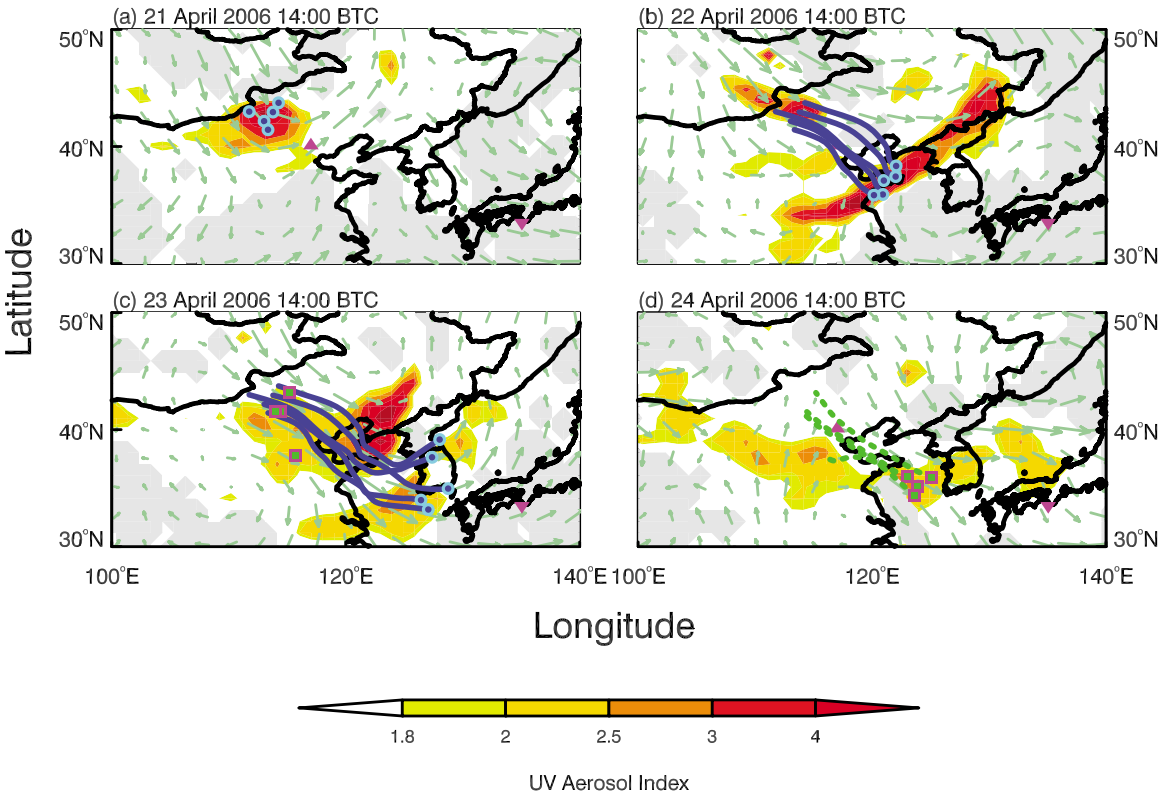


Figure 3. Contour plots of Aura/OMI UVAI for (a) 21, (b) 22, (c) 23, and (d) 24 April 2006. The light-gray regions indicate a lack of retrieval data; the vector is the 850 hPa wind field; the solid lines are the 24 h (Figure 3b) and 48 h (Figure 3c) forward trajectories, and the dotted line in Figure 3d is the 24 h back trajectory. Circles and squares indicate the air mass position at time of observation. The up and down triangles show the position of Xianghe and Shirahama stations, respectively.

Mongolian cyclone accompanied by a cold front crossed northern China between 21 and 24 April 2006, surrounded by a wide distribution of airborne dust. The cold front associated with this cyclone arrived in Beijing on 21 April and moved to the northern Yellow Sea on 22 April. During 22–23 April, a narrow, long cloud belt mixed with airborne dust reached the observation ship, with little precipitation recorded by local stations on the Shandong and Korean Peninsulas. In the 500 hPa geopotential height field, the low-pressure center of the cyclone fell behind that at sea level. The two low-pressure centers coincided with each other on 23 April. On 24 April, the full low-pressure system moved to the Sea of Japan.

3.2. Spatial Distributions of Dust

[13] Figure 3 shows the OMI level 3 UVAI and air mass trajectory between 21 and 24 April during the passage of the frontal system to the China Sea. Compared to Aqua/MODIS RGB images (Figure 4), which show the cloud and dust plume in visible, both of the satellite observations showed similar frontal and nonfrontal dust systems. Air mass trajectories, including backward and forward traces, were calculated online using the NOAA/Air Resources Laboratory HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT) model. Dust from the Gobi desert generally has a high-concentration transport layer around 3 km above sea level (ASL) [*Huang et al.*, 2008; *Sun et al.*, 2001]. We calculated the 24 and 48 h forward trajectories at 2.5 km ASL for inner Mongolia on 21 April (blue lines in Figures 3b and 3c). We also calculated the 24 h back trajectory at 2.5 km ASL over the Yellow Sea on 24 April (green line in Figure 3d).

[14] Dust aerosol associated with a cold front from inner Mongolia in the region of 110°E∼114°E and 40°N∼44°N on 21 April. The highly absorbing dust plume was transported directly to the Bohai Sea, crossing Beijing and Hebei province in the process. On 22 April, because the frontal belt had strong winds and uplift current, a highly absorbing narrow long dust belt formed in this region, arriving in Shandong province, Shandong peninsula, the northern Yellow Sea, and the Korean peninsula (Figure 3b). On 23 April, after 24 h of transport, the high-concentration band reached the southern Yellow Sea, and the airflow turned eastward and passed the Korean peninsula. Because the dust concentration decreased, the absorbing properties of the dust region weakened. At the same time, a thin nonfrontal dust layer arrived in Hebei province and the eastern peninsula of Liaoning province behind the frontal system (Figures 3c and Figure 4c). On 24 April, A large region of weakly absorbing nonfrontal dust appeared over the Yellow Sea, and influenced Shandong and Shanxi provinces and the southwest of Japan on the same day.

4. Results and Discussion

4.1. Shipboard Measurements

[15] As described in section 3, the shipboard measurements were taken under varying meteorological conditions.

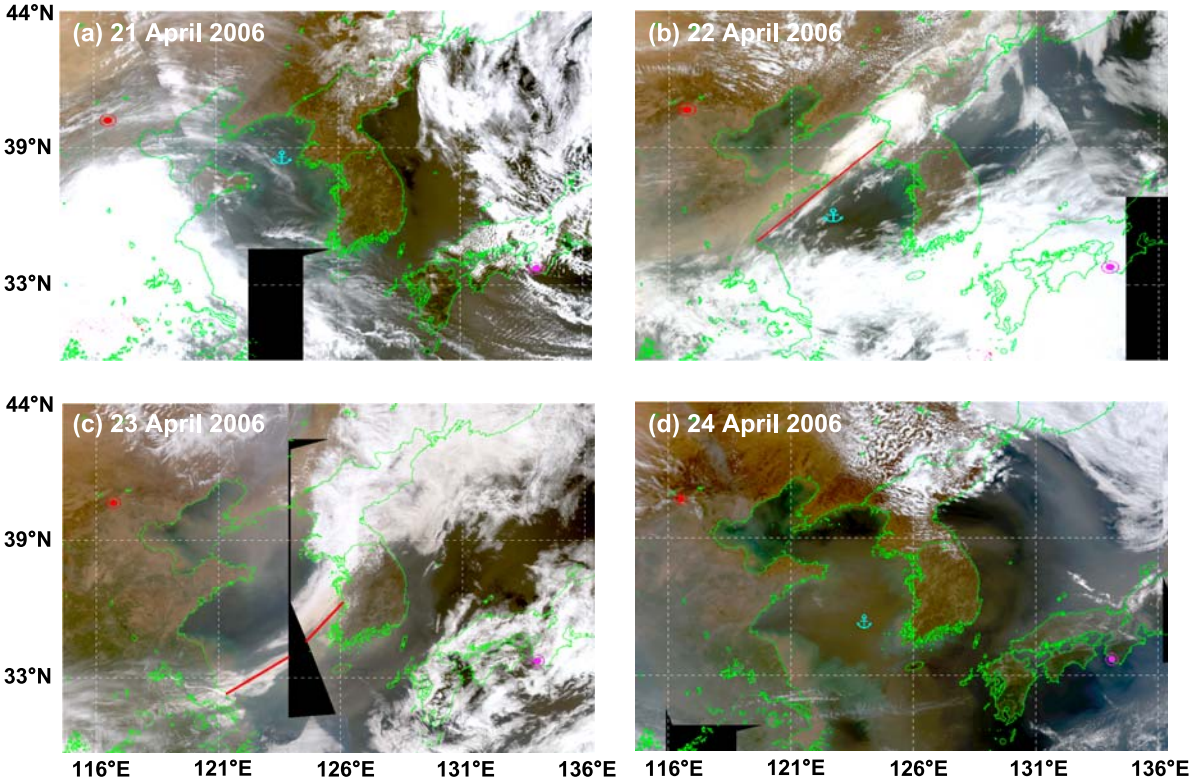


Figure 4. Aqua/MODIS RGB images from (a) 21, (b) 22, (c) 23, and (d) 24 April 2006. Red and magenta circled dots show the Xianghe and Shirahama sites, respectively. The cyan anchors show the approximate positions of the ship. The red line indicates the frontal line (see section 4.3) on 22 and 23 April.

We summarize the clear marine, prefrontal, frontal, postfrontal, and nonfrontal dust situation during 21–24 April 2006.

[16] On 21 April 2006, measurement was carried out in a clean marine environment. Aerosol optical data were measured over the northern Yellow Sea (123.71°E∼124.00°E, 37.05°N∼38.59°N). No obvious cloud or dust was visible in the Terra/MODIS true color images (not shown here) at 1030 BTC. In the Aqua/MODIS image (Figure 4a), a small amount of cloud was visible at midday (at ∼1210 BTC). In five measurements taken from 0709 to 1643 BTC, no precipitation was recorded in coastal local meteorological stations, either in China or in Korea.

[17] On 22 April 2006, measurement was carried out in the prefrontal zone. The ship took samples in the southern Yellow Sea (122.84°E∼123.00°E, 35.50°N∼35.66°N) in front of the cloud-dust belt, where a slight influence from the frontal system was apparent. According to coastal local station records, floating dust over the Shandong and Korean peninsula was observed at this time.

[18] On 23 April 2006, measurement was carried out in the frontal and postfrontal zone. The front reached the ship on 23 April. The ship measured aerosol properties over the southern Yellow Sea (123.25°E, 35°N). Measurements were taken in the frontal zone at 1033 BTC and in the postfrontal zone at 1356 BTC. As the frontal zone passed over the ship, precipitation was recorded in local station meteorological data.

[19] On 24 April 2006, measurement was carried out in nonfrontal dust conditions. After the frontal system passed over the southern Yellow Sea, a large region of nonfrontal dust from Mongolia was observed by the ship-based Sun and sky photometer and local stations in the northeast of China and Korea (Figure 2, yellow symbols). According to meteorological records on the ship, no clouds were observed during 24 April, and another thick dust layer appeared in the afternoon.

4.1.1. Aerosol Optical Depth

[20] Aerosol Optical Depths (AOD) at 500 nm are given in Figure 5 for 4 days of observations. The AOD values were between 0.2 and 0.4 during the whole day on 21 April in the clean marine environment over the northern Yellow Sea. A low AOD mean value of 0.26 and Standard Deviation (SD) of 0.03 indicated the relatively weak influence of aerosols from the Asian continent, and our results agree with measurements taken over the Yellow Sea during the spring of 2003 and 2006 by handheld Sun photometers [*Shen et al.*, 2008; *Zhao et al.*, 2005]. The value of 0.26 should therefore be recognized as the background AOD during this period. In the studies based on five island AERONET sites over the Atlantic and Pacific oceans, the AOD values of less than 0.15 can be attributed to maritime aerosols [*Smirnov et al.*, 2003]. Our AOD result was higher than the results over other regions, which is mainly because the aerosols composition over the Yellow Sea is influenced by air mass from Asian continent under western winds. High concentrations of natural and anthropologic continent

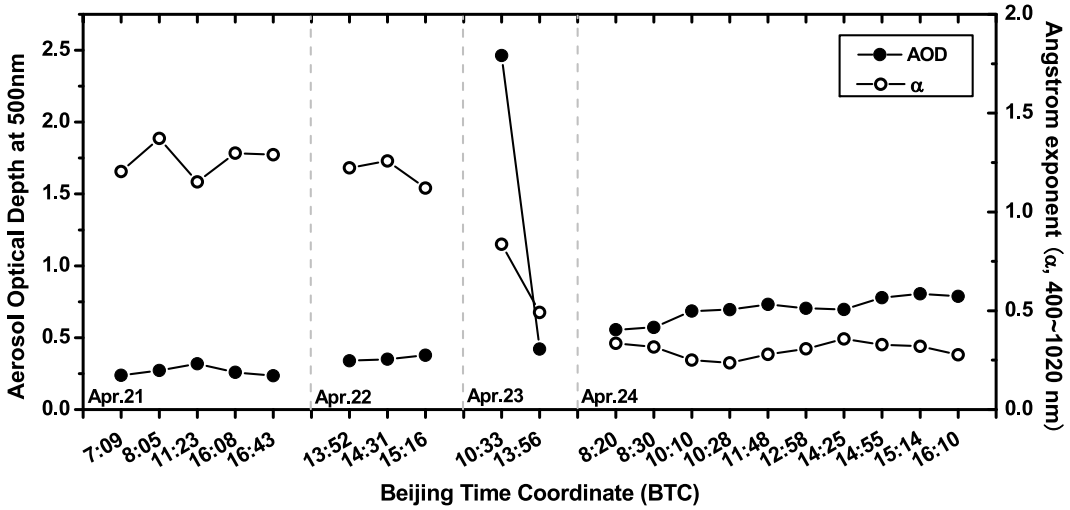


Figure 5. The daily variations of shipboard measured aerosol optical depth (solid circles) and Ångström exponent (open circles) over the Yellow Sea.

sources make the AOD higher than that under relatively clean ocean conditions.

[21] On 22 April, the dust layer was approaching the Yellow Sea. The mean value (SD) of the AOD increased to 0.36 (0.02), 70% higher than that on 21 April. Similarly, AOD increased by a factor of 1.7 under the influence of continental air mass, was reported by Smirnov during shipboard observation between New York and Bermuda [*Smirnov et al.*, 2000]. On 23 April, at 1033 BTC, the AOD increased to 2.46, the maximum during the 4 days of observations. At 1330 BTC, the AOD decreased sharply to 0.42 after the dust-cloud belt passed.

[22] Under the nonfrontal dust conditions on 24 April, the AOD mean value (SD) was 0.70 (0.08), with maxima and minima of 0.81 and 0.56, respectively. Associated with the thicker dust layer over the Yellow Sea in the afternoon, the AOD increased throughout the whole day. The AOD in nonfrontal dust conditions was 2 times greater than that in the clean marine environment.

4.1.2. Ångström Exponent

[23] The wavelength dependence of AOD can be represented in a simple way using the Ångström exponent [*Ångström*, 1964]. The method of least squares was applied to calculate Ångström exponents at five wavelengths (400, 500, 675, 870, and 1020 nm).

[24] Different types of aerosol have different AOD dependencies on wavelength, in part because the fractions between accumulation and coarse modes have extinctions that vary with wavelength. In the atmosphere, Ångström exponents are sensitive to the volume fraction of aerosols with radii less than 0.6 μm [*Schuster et al.*, 2006]. Therefore, Ångström exponents are often used as a qualitative indicator of aerosol particle size, with values greater than 2.0 indicating small particles (e.g., combustion byproducts), and values less than 1.0 indicating large particles (e.g., sea salt and dust) [*Schuster et al.*, 2006].

[25] Ångström exponents during this observation are shown in Figure 5. Ångström exponents decreased continuously from 21 to 24 April 2006. One interpretation of this phenomenon is that the ratio of large to small particles increased continuously during the dust aerosol transportation process. On 21 April, in the clean marine environment, the mean Ångström exponent was 1.26, with a standard deviation of 0.09. This high value indicted a polluted and stable atmospheric environment [*Smirnov et al.*, 2003].

[26] When the frontal system was approaching, a lower Ångström exponent (SD) of 1.20 (0.07) was measured on 22 April. The weak influence of dust aerosols made the Ångström exponents decreased slightly. A negative relationship between the AOD and Ångström exponents was observed in later measurements on this day.

[27] When the frontal system reached the observation ship, the Ångström exponent decreased to 0.84, which was similar to the values of 0.76, 0.80, and 0.66 in the Amami, Noto, and Shirahama measurements [*Sano et al.*, 2003]. The exponents reduced continually after the front passed, and their values decreased from 0.84 to 0.49 after 3 h, with a small amount of precipitation. On 24 April, the exponents had a mean value (SD) of 0.30 (0.04).

[28] Under high dust aerosol conditions, a negative relationship was seen between the AOD and the Ångström exponents. From Figure 5, all data were clearly separated into three clusters corresponding to prefrontal, frontal, and postfrontal conditions. A similar phenomenon has been observed in measurements over Seoul [*Chun et al.*, 2001]. Large dust particles caused the AOD to increase with decreasing Ångström exponents. A special cluster appeared under the frontal conditions, with the high AOD corresponding to medium Ångström exponents. This was mainly because the volume concentration of particles of all radii increased in the frontal zone, whereas the ratio of large to small dust particles increased a little. Further discussion of the volume size distributions is given in section 4.1.3.

4.1.3. Volume Size Distributions

[29] The volume size distributions of marine aerosols have been summarized in the study of *Smirnov et al.* [2002]. The accumulation mode has a typical radius of 0.1∼0.2 μm, depending on wind speed [*O'Dowd et al.*, 1997]. Similar results were obtained from different seas over the world [*Smirnov et al.*, 2002]. On 21 April, in the clean marine environment (Figure 6a), two modes appeared

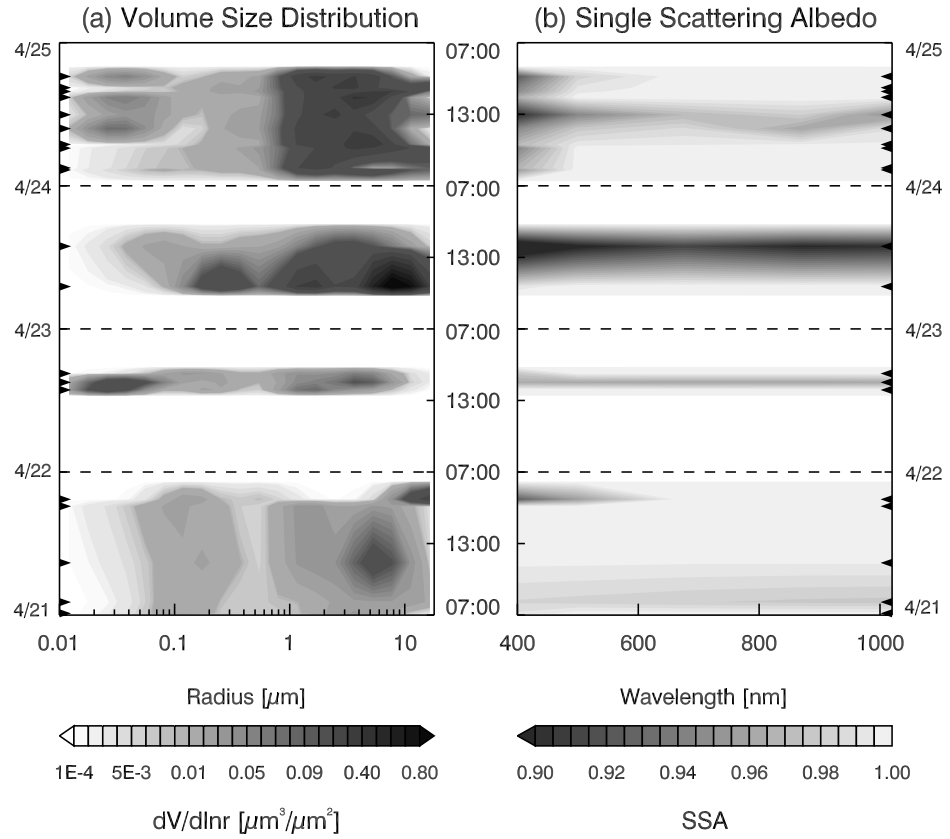


Figure 6. The daily variations of shipboard-measured (a) volume size distribution and (b) single scattering albedo versus wavelength over the Yellow Sea of China. The solid triangles on the left and right sides indicate each measurement.

in the size distribution: the accumulation mode (radius 0.1∼0.2 μm) and the coarse mode (radius 4∼5 μm).

[30] On 22 April, when the frontal system was approaching, the concentration of nucleation modes with a radius of 0.01∼0.04 μm increased, probably because the continental air mass moved to the Yellow Sea with the northwest current. This would have enhanced the conversion of continental gas pollutants to aerosols by gas-to-particle conversion processes because of high relative humidity over sea surface. The accumulation mode radius was between 0.1 and 0.2 μm. The coarse mode radius changed from 1.69 to 3.62 μm between 1352 and 1431 BTC. After this time, the coarse mode radius did not change, whereas the peak volume concentration decreased.

[31] On 23 April, the ship was just within the frontal system and three modes were present. One was an accumulation mode with radius of 0.25 μm, and two were coarse modes with radii of 1.69 and 7.73 μm. The second coarse mode volume concentration increased to 1.03 $\mu m^3/\mu m^2$, the highest value observed in this study. Unlike on 22 April, in this case, mode radius of the large particles is 7.73 μm. After the passage of the frontal system, accumulation and coarse modes appeared at 0.08 and 3.62 μm, respectively. The concentrations were lower than 0.2 $\mu m^3/\mu m^2$ in both modes.

[32] Under the cloud-free and nonfrontal dust conditions on 24 April, there were complex size distributions, with coarse mode radii varying from 1 to 5 μm. The concentration of the coarse mode was higher than 0.3 $\mu m^3/\mu m^2$ with no apparent accumulation mode, in contrast to the frontal dust. It is interesting that the nucleation mode appeared again at this time, with its concentration increasing to 0.03 $\mu m^3/\mu m^2$ in the afternoon.

4.1.4. Single Scattering Albedo

[33] Daily variations of single scattering albedo (SSA) with wavelengths are shown in Figure 6b. On 21 April, relativity low absorption with high SSA occurred at five wavelengths. The mean value of SSA (SD) at 500 nm wavelength was 0.99 (0.02). Similar measurement results were obtained at Lanai/Hawaii, referred to as an oceanic environment [*Dubovik et al.*, 2002]. Stronger absorption appeared on 22 April. The SSA was lower at all wavelengths at 1431 BTC, and absorption was stronger at shorter wavelengths at 1516 BTC. The mean value (SD) of SSA was 0.986 (0.021) at 500 nm on this day. On 23 April, frontal measurements showed high SSA as weak absorption, After 1300 BTC, the SSA was less than 0.90 at 500 nm under postfrontal conditions.

[34] Under nonfrontal dust conditions on 24 April 2006, there was a typical wavelength dependence of dust SSA compared to the measurements at Solar Village/Saudi Arabia and Cape Verde [*Dubovik et al.*, 2002]. The stronger absorption at short wavelengths, with stronger scattering at long wavelength, was attributed to the high ratio of large dust particles, as could be seen from the volume size distributions (Figure 6a). The SSA at long wavelengths decreased at midday, whereas the nucleation mode volume concentration increased.

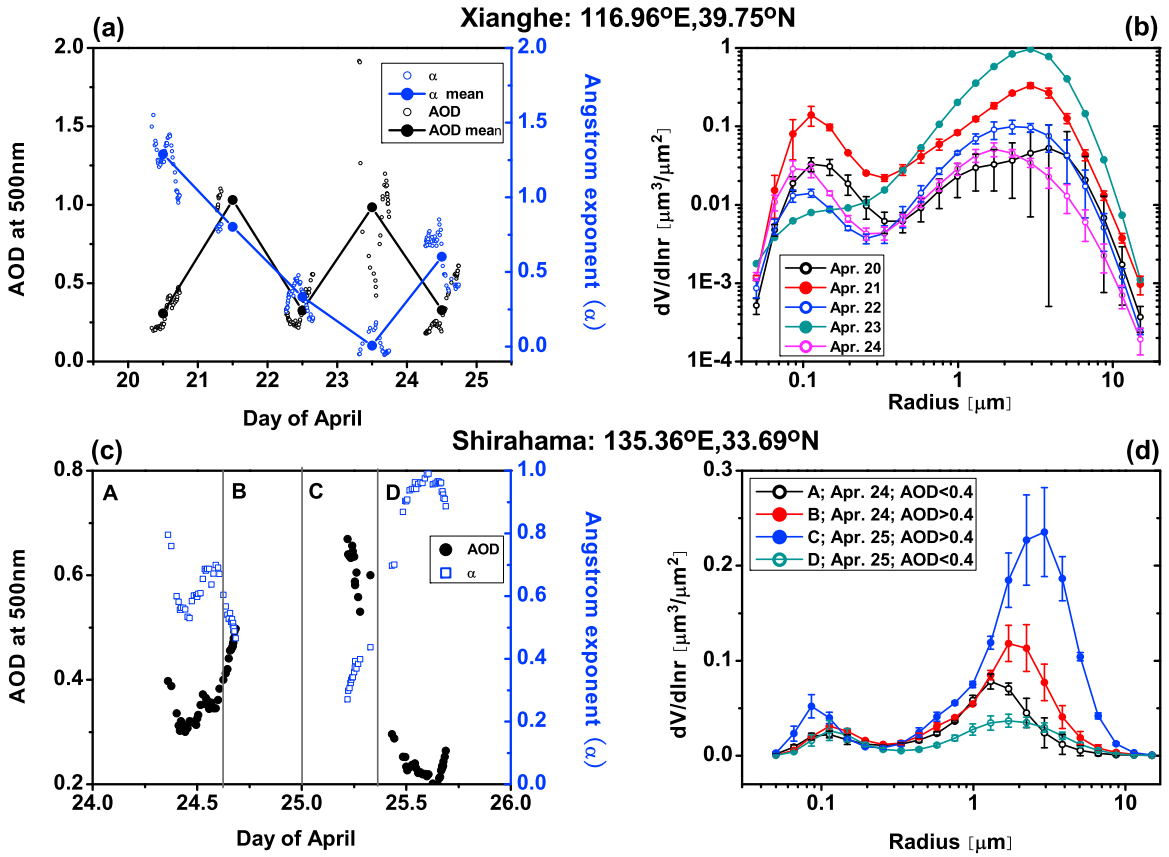


Figure 7. (top) Xianghe site on 20–25 April 2006. (a) AOD and Ångström exponents. Open circles indicate single data values, and solid circles are the daily means; the abscissa is the measurement date. (b) Mean value of aerosol volume size distributions. (bottom) Shirahama site on 24–25 April 2006. (c) AOD and Ångström exponents. The abscissa is the measurement date. (d) Mean values of aerosol volume size distributions; values were sorted and calculated on the basis of the AOD. Graphic symbols in the top left of the plot indicate the sorting and calculation conditions, which correspond to A, B, C, and D in Figure 7c.

4.2. AERONET Observations

[35] According to satellite observations and the air mass trajectory analysis, the China/Xianghe AERONET site was located in the middle of the dust transport path. We can therefore use its observations to describe the transport of dust associated with the cold frontal system. The Xianghe site (39.75°N, 116.38°E, red symbols on Figure 4) is located 70 km east of Beijing. A CIMEL CE-318 Sun and sky photometer is installed there [*Holben et al.*, 1998]. The AOD and Ångström exponents were calculated from direct solar radiation measurements at eight wavelengths (340, 380, 440, 500, 675, 870, 940, and 1020 nm). Volume size distributions were derived from direct and diffuse solar radiation. The AERONET level 2.0 data were used in this study.

[36] Figure 7a shows the variations of AOD and Ångström exponents from 20 to 24 April 2006. From the MODIS and OMI observations, the frontal system approached the Xianghe station on April 21. At this time, the AOD increased from 0.31 (on 20 April) to 1.03, whereas Ångström exponents decreased from 1.29 to 0.80. Meanwhile, the volume concentrations of both accumulate and coarse modes were higher than were those on 20 April (Figure 7b). Accumulation and coarse mode radii were 0.11 and 3 μm, respectively. These results were similar to shipboard measurements on 22 April 2006, when the dust was approaching the ship.

[37] On 23 April 2006, under nonfrontal dust conditions, a higher AOD of 0.98 and lower Ångström exponent of 0.006 were observed. In the volume size distribution, the concentration of the coarse mode (radius 3.0 μm) increased from 0.1 to 0.97 $\mu m^3/\mu m^2$ in 24 h, but the concentration of the accumulation mode decreased a little. This result was similar to nonfrontal dust results over Yellow Sea on 24 April 2006. Figure 7a also shows daily variations of the AOD on 23 April, which indicate the inhomogeneous variation of dust concentration in time and space. Interestingly, on 23 April the accumulation and coarse mode volume concentrations were lower and higher, respectively, than on 21 April.

[38] Nonfrontal dust moving from the Yellow Sea to Japan was measured by the Sun and sky photometer at the Japan/Shirahama AERONET site (33.69°N, 135.36°E, magenta symbol in Figure 4) between 24 and 25 April 2006 (Figure 7c). The results indicated that the AOD increased from 0.3 to 0.5 on 24 April, and it increased to 0.7 then decreased to 0.25 on 25 April. The Ångström exponent

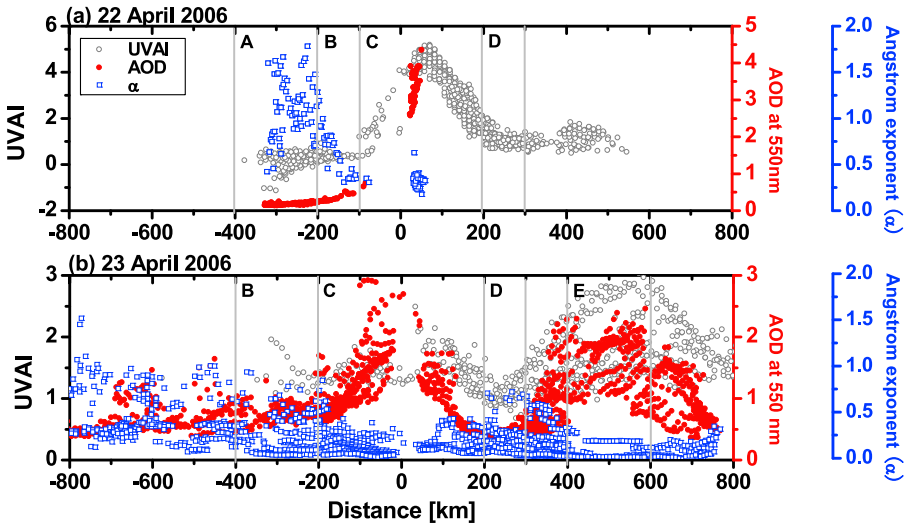


Figure 8. Satellite-observed aerosol physics and optical properties on (a) 22 April and (b) 23 April 2006. Open circles, solid circles, and open squares represent OMI/UVAI, MODIS/AOD, and MODIS/Ångström exponents, respectively. Gray lines define different regions: A, clean marine; B, prefrontal zone; C, frontal zone; D, postfrontal zone; and E, nonfrontal zone.

decreased from 0.7 to 0.5 on 24 April and increased from 0.3 to 0.8 after the passage of the dust on 25 April. In the volume size distributions (Figure 7d), when dust reached the observation site, the coarse mode volume concentration increased rapidly, while the accumulation mode increased a little. This meant that the increase of large particles contributed to an increase in AOD.

[39] During nonfrontal dust transportation, AOD decreased from 0.98 to 0.70, and then to 0.46, whereas Ångström exponent increased from 0.006 to 0.30, and then to 0.51, at Xianghe, Yellow Sea and Shirahama respectively. These characters reveal the decreasing concentration and particle radius of dust aerosol during it is transported from continent (Xianghe) to Yellow Sea and Japan (Shirahama).

4.3. Satellite Observations

[40] From MODIS images (Figure 3b), we can easily identify a long dust belt mixed with a frontal cloud belt. To study the dust aerosol distribution around the frontal zone, we defined a line within the cloud belt over the frontal zone. It was served as a boundary between cloud and dust (we refer to it as the frontal line in sections 4.3.1 and 4.3.2). In this study, we classify the region into clean marine environment, prefrontal, frontal, postfrontal, and nonfrontal dust bands based on their distances from the frontal line (Figure 8). The frontal line on 22 and 23 April is indicated in Figures 4b and 4c, respectively.

4.3.1. On 22 April 2006

[41] During the evolution of the cold front, the dust aerosol was transported with the frontal zone. A strong upward current was present there, with a high concentration plume behind the frontal zone (Figure 4b). In the prefrontal areas (more than 200 km from the frontal line), the mean AOD (SD) was 0.21 (0.06), the Ångström exponent (SD) was 1.21 (0.61), and the UVAI was between −1.0 and 1.0 (Figure 8a). These results agreed closely with shipboard measurements under clean marine conditions on 21 April.

[42] In the prefrontal zone (−200∼−100 km), the AOD and UVAI increased with decreasing distance to the frontal line. The higher AOD of 0.33 at 150 km observed before the frontal line was similar to shipboard results on 22 April. The AOD of 0.76 at 100 km before the frontal line was the highest value in the prefrontal zone.

[43] In the frontal zone (−100∼200 km), the AOD had a peak value of 4.36, and the UVAI was 5.21. The UVAI decreased rapidly with increasing distance from the frontal line, to around 2.0 between 140 and 200 km. In the postfrontal region (200∼300 km), a lower mean (SD) UVAI of 1.08 (0.30) was observed, which was higher than clean marine conditions but lower than prefrontal conditions.

4.3.2. On 23 April 2006

[44] On 23 April, the frontal system became weak and mixed with the high concentration of dust aerosols. We defined the frontal line in the same way as on 22 April. Because the frontal system over the Yellow Sea could not be covered in the track of the MODIS (shown in Figure 4c), we combined two tracks of MODIS data within 1.5 h to cover the whole Yellow Sea. As a result, a small difference in the direction of the frontal line is observed in the two swaths (shown as the two red lines in Figure 4c). Because of the differences in satellite observation time and location, we focus on the statistical characteristics of the dust aerosol in different regions, sorted by distance from the frontal line.

[45] In the prefrontal zone (−400∼−200), the AOD values (shown in Figure 8b) were stable, but larger than the results on 22 April at a similar distance from the frontal line. Statistics results of AOD indicated that more than 90% of the results occurred between 0.5 and 1.0, with the maximum value lower than 1.5 in the prefrontal region.

[46] In the frontal zone (−200∼200 km), the AOD and UVAI decreased sharply with increasing distance from the frontal line, and their maximum values occurred near the line. Both the AOD and UVAI had lower peak values on 23 April than on 22 April.

[47] In the postfrontal zone (200∼300 km), the AOD decreased to lower values (0.3∼0.5), which are shown as a trough in Figure 8. All AOD values were between 0.25 and 0.75, with more than 70% of values lower than 0.5. This result is similar to the shipboard measurements on 23 April. The Ångström exponents were lower than 1.0, with more than 70% of values lower than 0.25. The UVAI was lower than 2.0, with more than 90% of values in the range 0.5 to 1.5. This meant that the atmosphere in the postfrontal region was cleaner, and the ratio of large dust particles was higher than in the prefrontal region. Such phenomena were attributed to wet deposit by precipitation.

[48] The nonfrontal dust was transported from Mongolia without the aid of the frontal system. The nonfrontal dust was 400∼600 km behind the cold front, and appeared over Bohai Sea on 23 April. It moved to the Yellow Sea on 24 April (Figures 4c and 4d). In both the nonfrontal and frontal dust, there were high AOD and UVAI values and low Ångström exponents. However, for the nonfrontal dust, the AOD peak value was lower (2.0), with a wider peak range; the UVAI peak value was larger (2.7) and had a wider peak range compared to the frontal dust (Figure 8b) in the same day.

5. Conclusions

[49] We studied the passage of a cold front that transported dust from Mongolia to the Yellow Sea of China between 21 and 24 April 2006. During this period, the aerosol optical properties were measured by a shipboard POM-01 MarkII Sun and sky photometer, AERONET Sun photometers, and satellite observations. The measurements focused on the evolution and spatial distribution of dust aerosols associated with the frontal system, as well as the nonfrontal dust.

[50] In the shipboard measurement results, the aerosol size distributions in the clean marine environment on 21 June 2006 were dominated by an accumulate mode with radius of 0.15 μm and coarse mode with radius of 4.5 μm. The mean values of the AOD (SD) and Ångström exponent (SD) were 0.26 (0.03) and 1.26 (0.09), respectively. As the frontal system approached on 22 April 2006, the mean AOD (SD) and Ångström exponent (SD) changed to 0.36 (0.02) and 1.20 (0.07). The concentration of the nucleation mode with radius of 0.03 μm increased, which was attributed to the prefrontal continental air mass moving to the Yellow Sea with the frontal system. In the frontal zone on 23 April 2006, the aerosol size distributions were dominated by an accumulate mode with radius of 0.25 μm and two coarse modes with radii of 1.69 and 7.73 μm. The AOD and Ångström exponents were 2.46 and 0.84, respectively. This was mainly caused by the high concentrations of water vapor and dust aerosols there. After the long cloud-dust belt passed over the ship on the afternoon of 23 April, the AOD and Ångström exponent decreased to 0.42 and 0.49, respectively, due to dry and wet depositions of dust aerosol. Under nonfrontal dust conditions on 24 April 2006 the concentration of the coarse mode with radius of 2.5 μm increased to a maximum of 0.3 $\mu m^3/\mu m^2$, and the mean AOD (SD) and Ångström exponent (SD) were 0.70 (0.08) and 0.30 (0.04), respectively.

[51] In AERONET observations over China/Xianghe, when frontal dust approached, AOD increased from 0.31 to 1.03, whereas Ångström exponents decreased from 1.29 to 0.80; when nonfrontal reached, AOD and Ångström exponents was 0.98 and 0.006, and size distribution was dominated by an coarse mode with radius of 3.0 μm. In Japan/Shirahama, when nonfrontal reached, AOD and Ångström exponent were 0.46 and 0.51. AERONET and shipboard measurements indicated decreasing concentration and particle radius of dust aerosol during it is transported from continent (Xianghe) to Yellow Sea and Japan (Shirahama).

[52] OMI UVAI, MODIS RGB image and air mass back trajectory analyses indicated that a long frontal cloud belt surrounded by a wide distribution of airborne dust moved to the East of China and the Yellow Sea during 22–23 April 2006. The long cloud-dust belt was represented as a frontal line, and the spatial distributions relative to this line were characterized as prefrontal, frontal, and postfrontal. Statistical results showed that the aerosol optical properties varied with distance from the frontal line in the following ways. The AOD and UVAI peaked with values of 4.36 and 5.21 in the frontal zone and then decreased rapidly with increasing distance off the frontal line. After the cold front moved to the southern Yellow Sea and became weak, the prefrontal region expanded. The dust influence then became weaker in the frontal zone and stronger in the prefrontal zone, because the dust aerosols diffused in a large area around the frontal system. Nonfrontal dust was identified by satellite observations during 23–24 April 2006, lower AOD and UVAI with peak values of 2.0 and 2.7 occurred with wider peak ranges, compared to the frontal dust on 22 April.

[53] **Acknowledgments.** This work was funded by the National Basic Research Program of China under grant 2006CB403702, the National Science Foundation of China under grant 60638020, and the Public Meteorology Special Foundation of MOST (grant GYHY200706036). The authors would like to thank the PI of AERONET Xianghe and Shirahama Station for managing aerosol data; we also thank the OMI and MODIS team for providing satellite data sets. The in situ shipboard aerosol measurements are highly appreciated.

References

Ångström, A. (1964), The parameters of atmospheric turbidity, *Tellus*, *16*(1), 64–75.

Arimoto, R., R. A. Duce, D. L. Savoie, J. M. Prospero, R. Talbot, J. D. Cullen, U. Tomza, N. F. Lewis, and B. J. Ray (1996), Relationships among aerosol constituents from Asia and the North Pacific during PEM-West A, *J. Geophys. Res.*, *101*(D1), 2011–2023, doi:10.1029/95JD01071.

Arndt, R. L., G. R. Carmichael, D. G. Streets, and N. Bhatti (1997), Sulfur dioxide emissions and sectorial contributions to sulfur deposition in Asia, *Atmos. Environ.*, *31*(10), 1553–1572, doi:10.1016/S1352-2310(96)00236-1.

Bates, T. S., et al. (2004), Marine boundary layer dust and pollutant transport associated with the passage of a frontal system over eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, *109*, D19S19, doi:10.1029/2003JD004094.

Bey, I., D. J. Jacob, J. A. Logan, and R. M. Yantosca (2001), Asian chemical outflow to the Pacific: Origins, pathways and budgets, *J. Geophys. Res.*, *106*(D19), 23,097–23,113, doi:10.1029/2001JD000806.

Chun, Y., K.-O. Boo, J. Kim, S.-U. Park, and M. Lee (2001), Synopsis, transport, and physical characteristics of Asian dust in Korea, *J. Geophys. Res.*, *106*(D16), 18,461–18,469, doi:10.1029/2001JD900184.

Claquin, T., M. Schulz, and Y. J. Balkanski (1999), Modeling the mineralogy of atmospheric dust sources, *J. Geophys. Res.*, *104*(D18), 22,243–222,256, doi:10.1029/99JD00416.

Dubovik, O., B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré, and I. Slutsker (2002), Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, *59*(3), 590–608, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<0590:VOAAOP>2.0.CO;2.

Hara, Y., K. Yumimoto, I. Uno, A. Shimizu, N. Sugimoto, Z. Liu, and D. M. Winker (2009), Asian dust outflow in the PBL and free atmosphere retrieved by NASA CALIPSO and an assimilated dust transport model, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*(4), 1227–1239.

Holben, B. N., Y. J. Kaufman, T. F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, and J. Reagan (1998), AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sens. Environ.*, *66*(1), 1–16, doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5.

Hsu, N. C., S. C. Tsay, M. D. King, and J. R. Herman (2006), Deep blue retrieval of Asian aerosol properties during ACE-Asia, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *44*, 3180–3195, doi:10.1109/TGRS.2006.879540.

Huang, J., P. Minnis, B. Chen, Z. Huang, Z. Liu, Q. Zhao, Y. Yi, and J. K. Ayers (2008), Long-range transport and vertical structure of Asian dust from CALIPSO and surface measurements during PACDEX, *J. Geophys. Res.*, *113*, D23212, doi:10.1029/2008JD010620.

Huebert, B. J., T. Bates, P. B. Russell, G. Shi, Y. J. Kim, K. Kawamura, G. Carmichael, and T. Nakajima (2003), An overview of ACE-Asia: Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts, *J. Geophys. Res.*, *108*(D23), 8633, doi:10.1029/2003JD003550.

Hwang, H., H. K. Kim, and C. U. Ro (2008), Single-particle characterization of aerosol samples collected before and during an Asian dust storm in Chuncheon, Korea, *Atmos. Environ.*, *42*(38), 8738–8746, doi:10.1016/j.atmosenv.2008.08.038.

Lin, C. Y., Z. Wang, W. N. Chen, S. Chang, C. C. K. Chou, N. Sugimoto, and X. Zhao (2006), Long-range transport of Asian dust and air pollutants to Taiwan: Observed evidence and model simulation, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*(5), 10,183–10,216.

Liu, Y., and M. Zhou (1999), Temporal and spatial characteristics of aerosols over the East China Sea (in Chinese with English abstract), *Acta Oceanol. Sin.*, *21*(1), 31–40.

Nakajima, T., G. Tonna, R. Rao, P. Boi, Y. Kaufman, and B. Holben (1996), Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions, *Appl. Opt.*, *35*(15), 2672–2686, doi:10.1364/AO.35.002672.

O'Dowd, C. D., M. H. Smith, I. E. Consterdine, and J. A. Lowe (1997), Marine aerosol, sea-salt, and the marine sulphur cycle: A short review, *Atmos. Environ.*, *31*(1), 73–80, doi:10.1016/S1352-2310(96)00106-9.

Remer, L. A., et al. (2005), The MODIS aerosol algorithm, products, and validation, *J. Atmos. Sci.*, *62*(4), 947–973, doi:10.1175/JAS3385.1.

Sano, I., S. Mukai, Y. Okada, B. N. Holben, S. Ohta, and T. Takamura (2003), Optical properties of aerosols during APEX and ACE-Asia experiments, *J. Geophys. Res.*, *108*(D23), 8649, doi:10.1029/2002JD003263.

Schuster, G. L., O. Dubovik, and B. N. Holben (2006), Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions, *J. Geophys. Res.*, *111*, D07207, doi:10.1029/2005JD006328.

Shen, Y., B. Wang, and G. Shi (2008), Aerosol optical depth and dusty weather over eastern China Seas in spring of 2006 (in Chinese with English abstract), *Adv. Earth Sci.*, *23*(3), 290–298.

Smirnov, A., B. N. Holben, O. Dubovik, N. T. O'Neill, L. A. Remer, T. F. Eck, I. Slutsker, and D. Savoie (2000), Measurement of atmospheric optical parameters on U. S. Atlantic coast sites, ships, and Bermuda during TARFOX, *J. Geophys. Res.*, *105*(D8), 9887–9901, doi:10.1029/1999JD901067.

Smirnov, A., B. N. Holben, Y. J. Kaufman, O. Dubovik, T. F. Eck, I. Slutsker, C. Pietras, and R. N. Halthore (2002), Optical properties of atmospheric aerosol in maritime environments, *J. Atmos. Sci.*, *59*(3), 501–523, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<0501:OPOAAI>2.0.CO;2.

Smirnov, A., B. N. Holben, O. Dubovik, R. Frouin, T. F. Eck, and I. Slutsker (2003), Maritime component in aerosol optical models derived from Aerosol Robotic Network data, *J. Geophys. Res.*, *108*(D1), 4033, doi:10.1029/2002JD002701.

Sokolik, I. N., and O. B. Toon (1996), Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols, *Nature*, *381*(6584), 681–683, doi:10.1038/381681a0.

Streets, D. G., S. Gupta, S. T. Waldhoff, M. Q. Wang, T. C. Bond, and B. Yiyun (2001), Black carbon emissions in China, *Atmos. Environ.*, *35*(25), 4281–4296, doi:10.1016/S1352-2310(01)00179-0.

Sun, J., T. Liu, and M. Zhang (2001), Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960–1999: Relations to source area and climate, *J. Geophys. Res.*, *106*(D10), 10,325–10,333, doi:10.1029/2000JD900665.

Sun, Y., G. Zhuang, Y. Wang, X. Zhao, J. Li, Z. Wang, and Z. An (2005), Chemical composition of dust storms in Beijing and implications for the mixing of mineral aerosol with pollution aerosol on the pathway, *J. Geophys. Res.*, *110*, D24209, doi:10.1029/2005JD006054.

Takemura, T., I. Uno, T. Nakajima, A. Higurashi, and I. Sano (2002), Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(24), 2158, doi:10.1029/2002GL016251.

Torres, O., P. Bhartia, J. Herman, Z. Ahmad, and J. Gleason (1998), Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis, *J. Geophys. Res.*, *103*(D14), 17,099–17,110, doi:10.1029/98JD00900.

Torres, O., R. Decae, P. Veefkind, and G. de Leeuw (2002), OMI aerosol retrieval algorithm, in *OMI Algorithm Theoretical Basis Document: Clouds, Aerosols, and Surface UV Irradiance*, vol. 3, edited by P. Stammes, pp. 47–71, NASA Goddard Space Flight Cent., Greenbelt, Md.

Torres, O., A. Tanskanen, B. Veihelmann, C. Ahn, R. Braak, P. K. Bhartia, P. Veefkind, and P. Levelt (2007), Aerosols and surface UV products from Ozone Monitoring Instrument observations: An overview, *J. Geophys. Res.*, *112*, D24S47, doi:10.1029/2007JD008809.

Uematsu, M., A. Yoshikawa, H. Muraki, K. Arao, and I. Uno (2002), Transport of mineral and anthropogenic aerosols during a Kosa event over East Asia, *J. Geophys. Res.*, *107*(D7), 4059, doi:10.1029/2001JD000333.

Uno, I., H. Amano, S. Emori, K. Kinoshita, I. Matsui, and N. Sugimoto (2001), Trans-Pacific yellow sand transport observed in April 1998: A numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, *106*(D16), 18,331–18,341, doi:10.1029/2000JD900748.

Yang, D., Y. Liu, W. Chen, and W. Dong (2009), Validation of MODIS aerosol products over East China Sea (in Chinese with English abstract), *Remote Sens. Technol. Appl.*, *24*(6), 749–756.

Yuan, H., G. Zhuang, J. Li, Z. Wang, and J. Li (2008), Mixing of mineral with pollution aerosols in dust season in Beijing: Revealed by source apportionment study, *Atmos. Environ.*, *42*(9), 2141–2157, doi:10.1016/j.atmosenv.2007.11.048.

Zhang, X. Y., S. L. Gong, Z. X. Shen, F. M. Mei, X. X. Xi, L. C. Liu, Z. J. Zhou, D. Wang, Y. Q. Wang, and Y. Cheng (2003), Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia: 1. Network observations, *J. Geophys. Res.*, *108*(D9), 4261, doi:10.1029/2002JD002632.

Zhao, W., J. Tang, F. Gao, and M. Lin (2005), Measurement and study of aerosol optical properties over the Huanghai Sea and East China Sea in the spring (in Chinese with English abstract), *Acta Oceanol. Sin.*, *27*(2), 46–53.

W. Chen, College of Information Science and Engineering, Ocean University of China, 238 Songling Rd., Qingdao 266100, China.

Y. Liu and D. Yang, Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 40 Huayanli, Chaoyang District, Beijing 100029, China. (yangdx@mail.iap.ac.cn)

H. Zhang, Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China.

www.climatechange.cn

文章编号：1673-1719 (2010) 05-0325-07

青藏高原积雪的脆弱性评估

马丽娟[1]，秦大河[2,3]，卞林根[4]，
效存德[3,4]，罗 勇[1]

(1 中国气象局国家气候中心，北京 100081；2 中国气象局，北京 100081；3 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室，兰州 730000；4 中国气象科学研究院，北京 100081)

摘 要：利用青藏高原98个气象台站日气温、降水以及日降雪和积雪天气现象的观测数据，引进“at-risk”积雪评估方法，对当前气候状态下和未来气温升高情况下高原积雪形成过程的脆弱性进行了评估。研究表明，当前青藏高原约78%（秋季）和81%（春季）台站的固态降水受气温升高影响而减少，而分别约有33%和36%台站的降雪积累与否也受此影响。也就是说，受气温升高影响，青藏高原降雪占总降水比例及积雪占总降雪比例都在减小，这些台站所在区域已成为脆弱积雪区，这加速了高原积雪期的缩短。在到2050年气温升高2.5 ℃的假设下，青藏高原的脆弱积雪区范围将进一步扩大，这将加剧青藏高原的热源作用，对区域乃至大陆尺度的天气气候产生重要影响。

关键词：青藏高原；积雪；降雪；脆弱性；气候变化

中图分类号：P426.63+5 **文献标识码**：A

引 言

积雪是冰冻圈的重要组成部分。青藏高原因其高耸的地形，成为北半球中纬度海拔最高、积雪覆盖最大的地区。与全球变暖一致，青藏高原自20世纪50年代中期开始就经历着显著的变暖[1]，直至20世纪90年代末，青藏高原积雪均呈增加趋势，且80年代中期以来，增加趋势更为明显，年振幅也显著增大[2−3]，这可能与气候变暖导致的区域大气水汽含量变化有关[3]。但自90年代末期至2005年的几年里，青藏高原积雪明显减薄[4]。积雪减少的原因，一方面与大气环流变化导致的降雪量变化有关，另一方面也与气温升高导致的积雪加速消融有关。然而，以往研究气候变暖对积雪的影响，多关注于积雪形成之后积雪面积、积雪深度等可能受到的影响，往往忽略了积雪形成时期气温对其产生的影响。首先，较高的气温容易使降雪转化为降雨落到地面，这便从根源上影响了积雪的形成；其次，较高的气温也容易使降雪在地面较难积累，导致积雪日数的减少及积雪减薄。积雪在调节季节水循环中具有重要作用，对干旱、半干旱地区水资源的季节分配意义重大。积雪也会通过影响地表能量平衡作用于局地或更大尺度区域的天气气候。因此，在当前气候持续变暖情形下，对青藏高原积雪在形成阶段的脆弱性进行评估，是对积雪的气候响应研究的有益补充。

脆弱性评估是对某系统的脆弱性进行定义、定量和分级的过程。文中引进Nolin等[5]对“at-risk”

收稿日期：2009-11-09；**修回日期**：2010-02-26
资助项目：冰冻圈科学国家重点实验室开放基金（SKLCS 08-07）；博士后科学基金面上项目（20080440342）
第一作者：马丽娟（1979—），女，助研，从事冰冻圈与气候变化研究。E-mail: malj@cma.gov.cn

积雪的评估方法，结合青藏高原的实际情况诊断“脆弱降雪”（原本为降雪，但由于气温升高而容易转化为降雨）和“脆弱积雪”（原本降雪可以在地面积累，但由于气温升高而无法积累）的台站分布，并分析未来气温升高不同等级情况下，青藏高原可能出现脆弱降雪／积雪的台站分布。冬季是青藏高原降雪最少但雪深达到峰值的季节。由于冬季气温极低，即使在显著增温的条件下，冬季气温仍保持在0 ℃以下，因而冬季无论降雪还是新生积雪受气温升高的影响都相对较小。秋季和春季是降雪积累的主要季节，冬季雪深的大小很大程度上取决于秋季降雪和积累的多少，而春季是积雪积累和融化并存的季节，此时降雪积累的多少对高原下垫面夏季的热力作用大小有重要影响。因此，本文将讨论青藏高原秋、春两季积雪形成过程的脆弱性。

1 数据与方法

青藏高原下垫面极其复杂，遥感和再分析资料通常无法准确描述其特征，数据产品也因此存在较大误差[6−7]。而地面台站观测数据是基于仪器的直接读取，往往被认为是比较客观、准确的。因此，文中所用气温、降水、降雪和积雪天气现象资料均为中国地面气象台站的观测数据，来自中国气象局国家气象信息中心。青藏高原范围内（25°～40°N，73°～105°E，海拔≥2000 m），气温、降水、降雪和积雪天气现象资料共有台站115个，其中在1971—2000年气候参考时段内有效数据不满15年的台站有17个，因而最终用于本研究的台站共98个，均匀分布于海拔2000～5000 m范围内（图1）。根据世界气象组织的定义，每30年为一个气候参考时段，本文为了研究当前气候状态下青藏高原积雪的脆弱性，将研究时段范围定为1971—2000年。根据青藏高原积雪的季节变化特点，文中以上年9月1日至当年8月31日作为一个积雪年，每个积雪年以秋季开始，夏季结束；以上年9月、10月、11月视为当年秋季，上年12月、当年1月、2月视为当年冬季，依此类推。在进行空间统计时，若某年的有效台站数少于总台站数的一半，则记当年为缺测，因此实际序列长度从1957年开始。需要注意的是，青藏高原观测台站主要分布在中东部地区，因而高原范围内的时间序列将主要统计高原中东部的情况。

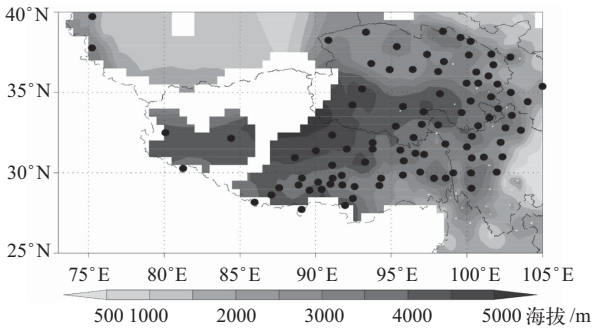


图1 青藏高原98个气象观测台站分布

Fig. 1 Distribution of 98 meteorological stations on the Qinghai-Tibetan Plateau

积雪形成初期，气温和水汽的影响都较大，脆弱降雪和脆弱积雪实际上容易发生在较为暖湿的海洋性气候条件下，即“海洋性”积雪。根据Sturm等[8]的积雪分类方法，海洋性积雪被定义为降落于相对高温（0 ℃以上）、高湿（日降雪＞2 mm）条件下的积雪，Nolin等[5]称其为“at-risk”积雪，这类积雪对温度最为敏感。因此，要判断一个地区的积雪是否脆弱，首先要判断积雪形成初期是什么样的气候条件，即气候临界值；满足气候临界条件的台站即为当前气候状态下具有脆弱积雪的台站。本研究分两步确定脆弱积雪的气候临界条件：首先确定降雨／降雪的气候临界值，然后确定降雪积累／未积累的气候临界值，包括气温和降水的临界值，即判断此时的气候是较暖还是较冷，是较湿还是较干。为此，首先统计了以下3种天气现象：1) 有降雨而无降雪天气现象（简称降雨现象）；2) 有降雪但无积雪天气现象（简称降雪现象）；3) 既有降雪又有积雪天气现象（简称积雪现象）。统计积雪现象时所用的日降雪数据是根据日降水和日降雪天气现象统计得来的。统计原理为：若某日有降雪天气现象，则记当天的降水量为降雪量；若无降雪天气现象，则记该日降雪量为0；若降雪天气现象为缺测，则记降雪量为缺测。据此，若某日降水量不为0，但无降雪天气现象，则记当日为降雨现象；若某日降雪量不为0，但无积雪天气现象，则记当日为降雪现象；若某日

www.climatechange.cn

降雪量不为0，且有积雪天气现象，则记当日为积雪现象。然后，根据对3种天气现象的统计结果，分析发生各种现象时的气候临界值，据此判断台站降雪／积雪脆弱与否。

2 结 果

2.1 气温与降水临界值的确定

“at-risk” 积雪判别方法虽成功应用于北美落基山脉，但青藏高原地形及气候与之不完全相同，气温和降水的临界值需根据实际情况重新界定。文中首先根据日降雪和积雪天气现象计算了1971—2000年青藏高原98个气象台站产生降雨、降雪、积雪现象时的日平均气温和平均日降水。图2给出了这3种情况下青藏高原气候平均气温和降水的逐月变化。可见，这3种天气现象所要求的气温是逐级降低的（图2a），平均气温7.3 ℃以下可产生降雪，而出现积雪的最高气温则不超过4.0 ℃。此外，这3种天气现象所要求的降雪量也基本上是逐级增加的（图2b）。降雨现象都发生在0 ℃以上，且与降水量的大小无关。各月均有降雪出现，但相应的气温有正有负。基本上，若在气温较高时产生降雪就需要较大的降水量，但气温在0 ℃及以下时，很少的降水量也可以形成降雪，如3月气温为−0.6 ℃，平均日降水量只有0.5 mm。这说明降雨或降雪与水汽的多少关系不大，而主要取决于温度状况。秋季和春季降雨最低在0 ℃就可出现（图3，稍后详细讨论）。因此，本研究将气温0 ℃定为降雨或降雪的临界温度，发生在0 ℃以上的降雪因气温较高而不稳定，当气温升高时，这部分降雪有可能转化为降雨，因而是脆弱降雪。

下面进一步确定降雪或积雪的临界气温和降雪量。从图2中的降雪现象看，降雪在一年四季的任何温度下都可以产生。值得注意的是，冬季气温在0 ℃以下，降雪量很少；夏季气温在0 ℃以上，降雪却相对较多；这说明降雪量的多少主要取决于水汽的多少，而非气温的高低。这与青藏高原受季风影响，冬季为干季、夏季为湿季相符合。此外，积雪现象在一年四季的任何温度下都有发生（图2a），但气温越

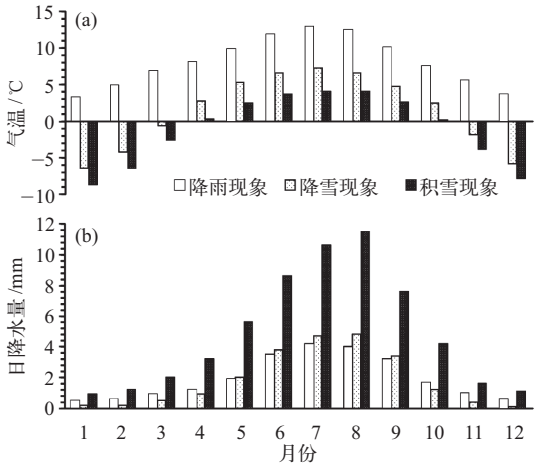


图2 青藏高原出现降雨、降雪和积雪现象时的气候平均气温 (a) 和日降水量 (b)（1971 — 2000 年平均）

Fig. 2 1971−2000 climatological (a) air temperature and (b) precipitation when there are phenomena of rainfall, snowfall, or accumulated snow on the Qinghai-Tibetan Plateau

高也需要越多的降雪才可以产生积雪（图2b）。从11月到次年3月，即使气温在0 ℃以下（图2a），也未必就一定有积雪产生，其原因可以归结为此时较少的降雪量（基本在0.5 mm以下，图2b），而从4月份到10月份，平均气温在0 ℃以上，但此时的降雪也可以产生积累（图2a），其原因可以归结为较多的降雪量（图2b）。在过渡季节，11月和3月气温同为0 ℃以下，11月平均日降雪0.4 mm未发生积累，而1.6 mm时产生了积累，3月平均日降雪0.5 mm未发生积累，而2.0 mm时产生了积累；10月和4月气温在0 ℃以上，4月平均日降雪0.1 mm未发生积累，而3.2 mm时产生了积累，10月平均日降雪1.2 mm未发生积累，而4.2 mm时产生了积累。由此我们可以看出，在过渡季节无论气温高低，只要降雪达到一定程度，就可以产生积雪现象。

以上统计了高原有观测台站地区的整体状况，为了进一步确定临界值，我们还作了空间分布分析。图3为秋季发生降雪现象和积雪现象时气候平均气温和降雪的空间分布情况。可见，即使气温在0 ℃以下（图3a），高原中部地区也可以只有降雪而没有积雪产生（图3b, d），因为此时的平均日降雪量很小，都在1.0 mm以下。此外，气温在0 ℃以上（图3c），也可以有积雪产生，但此时相应的日降雪量往往在4.0 mm以上（图3d）。春季（图略），日降雪量在

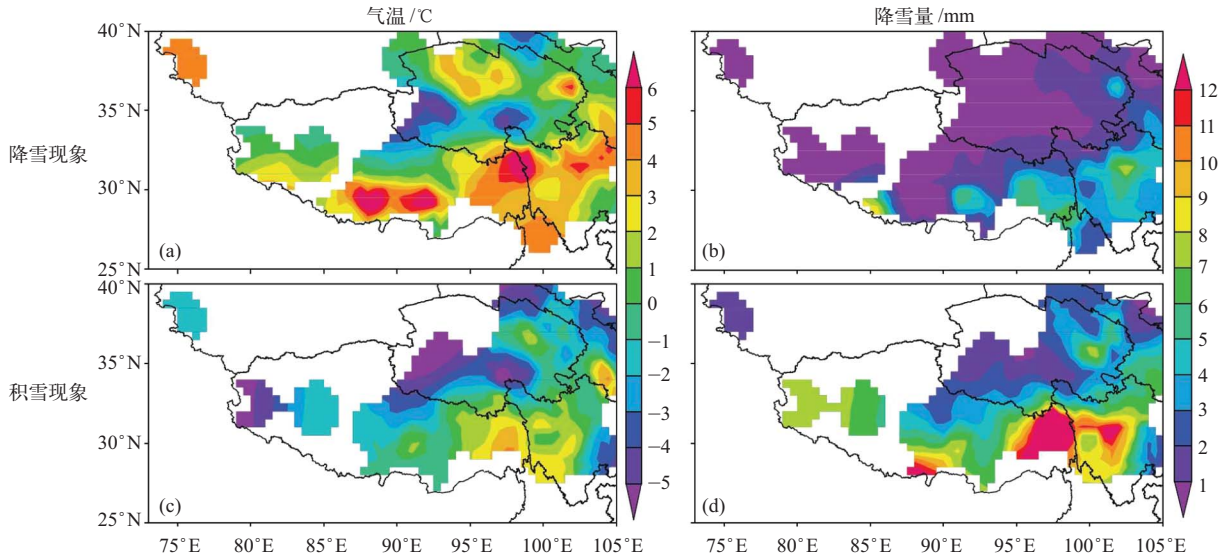


图 3 青藏高原秋季出现降雪和积雪现象时的气温和降雪量空间分布（1971 —2000 年平均）

Fig. 3 Spatial distribution of 1971−2000 mean (a, c) air temperature, and (b, d) snowfall amount when there are phenomena of (a, b) snowfall and (c, d) accumulated snow on the Qinghai-Tibetan Plateau in autumn

1.0 mm 以下，高原中部即使气温在 0 ℃以下也没有积雪产生；而气温在 0 ℃以上却有积雪产生时，日降雪量往往在 3.0 mm 以上。

综上所述，秋季气温相对较高，日平均气温在 0 ℃以上，少于 4.0 mm 的降雪很难积累，而降雪在 4.0 mm以上时形成的积雪也因气温较高而属于不稳定积雪；春季气温回升，降雪的积累主要依赖于降雪量的大小，小于 1.0 mm的降雪极有可能受到大风影响而无法积累，发生在 0 ℃以上且大于 3.0 mm 的降雪仍然可以继续积累，然而这部分积雪也由于 0 ℃以上的气温而变得不稳定。因此，我们将过渡季节日平均气温在 0 ℃以上且日降雪量在 4.0 mm（秋季）或 3.0 mm（春季）以上的地区定义为海洋性积雪区，也是容易受气候变暖影响的脆弱积雪区。

2.2 青藏高原降雪 / 积雪脆弱区

进一步分析了满足临界条件的脆弱降雪 / 积雪台站空间分布。图4给出了秋季和春季的情况。可以看出，无论秋季还是春季，脆弱积雪台站大都位于青藏高原南部及东部边缘地区，而脆弱降雪台站还

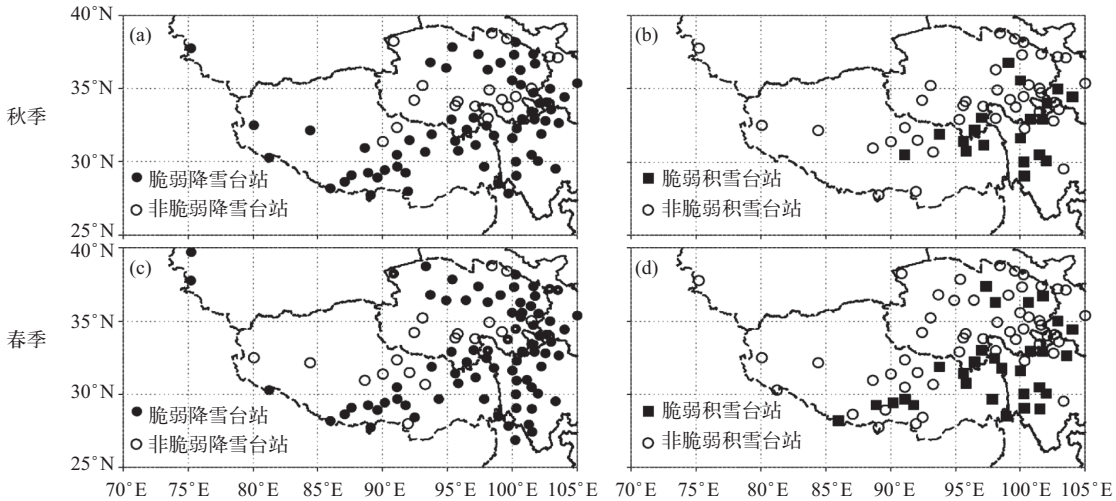


图 4 青藏高原秋季和春季脆弱降雪和脆弱积雪台站分布（1971 —2000 年平均）

Fig. 4 Spatial distributions of (a, c) “at-risk” snowfall (solid circle) and (b, d) accumulated snow (solid square) stations in (a, b) autumn and (c, d) spring (1971−2000 climatological mean)

www.climatechange.cn

包括北部边缘的部分台站。秋季和春季的脆弱降雪台站分别占总台站数的78%和81%，而脆弱积雪台站则分别占总台站数的33%和36%，这些台站主要分布在高原四周，高原中部台站受此影响较小。也就是说，当前约有80%的台站降雪概率都受气温升高影响而减小，固态降水占总降水的比重减小，同样，积雪占总降雪的比重也有所减小。

然而，青藏高原的降雪和积雪具有极强的区域性，即使是同处于脆弱状态的台站，在气温上升的不同阶段，其脆弱程度也可能是不同的。据预估，到2050年青藏高原将有可能增温2.2～2.6 ℃[9]。政府间气候变化专门委员会（IPCC）第四次评估报告虽然公布了多种温室气体排放情景下的全球升温情况，但由于各气候模式预估结果的不一致性，尤其是对青藏高原这种范围相对较小、地形又相对复杂的地区，难于以10年为阶段划分升温值。而且，由于对未来降水预估的不准确性，在分析未来青藏高原积雪脆弱性时，暂未考虑降水量变化对此产生的可能影响。因此，文中以0.5 ℃为一级，分析了未来气温升高过程中，青藏高原各脆弱降雪／积雪区的不同响应。

图5给出了秋、春季降雨／降雪现象和降雪／积雪现象时气候平均气温差值的空间分布。虽然秋、春季很多台站的降雪发生在0 ℃以上（图3a），但实际上这些地区降雨时的气温更高，而这些本就不稳定的降雪要发生积累则需要在更低的气温下进行（图3c）。也就是说，即使降（积）雪时气温在0 ℃以上，这种不稳定降（积）雪转化为降雨（雪）也还需要很大的温差。图5(a, c)中温差在2.5 ℃以内的地区便是秋、春季降雪到2050年有可能因为气温升高而转为降雨的地区，图5(b, d)则是相应的有可能因为气温升高而由积累区转为非积累的地区。可见，到2050年降雪可能转降雨的台站比积累可能转非积累的台站要少得多。经统计，降雪可能转为降雨的台站只有10个左右，秋季（图5a）主要分布在西藏中东偏南和偏北的位置，春季（图5c）除了这一地区外，在四川及云南北部部分地区也有发生。值得注意的是，这些地区与春季和秋季500 hPa气温偏高时对降雪合成分析所显示的偏少地区的分布基本一致[4]，说明这些地区的降雪确实对气温比较敏感。尽管在未来50年气候增暖情景下降雪可能转化为降雨的台站不是很多，但在更高气温下的降雪显然更不容易积累，因而形成积雪的概率将有所下降。秋季（图5b）气温升高1 ℃以内时，青海东部、甘肃南部和四川西

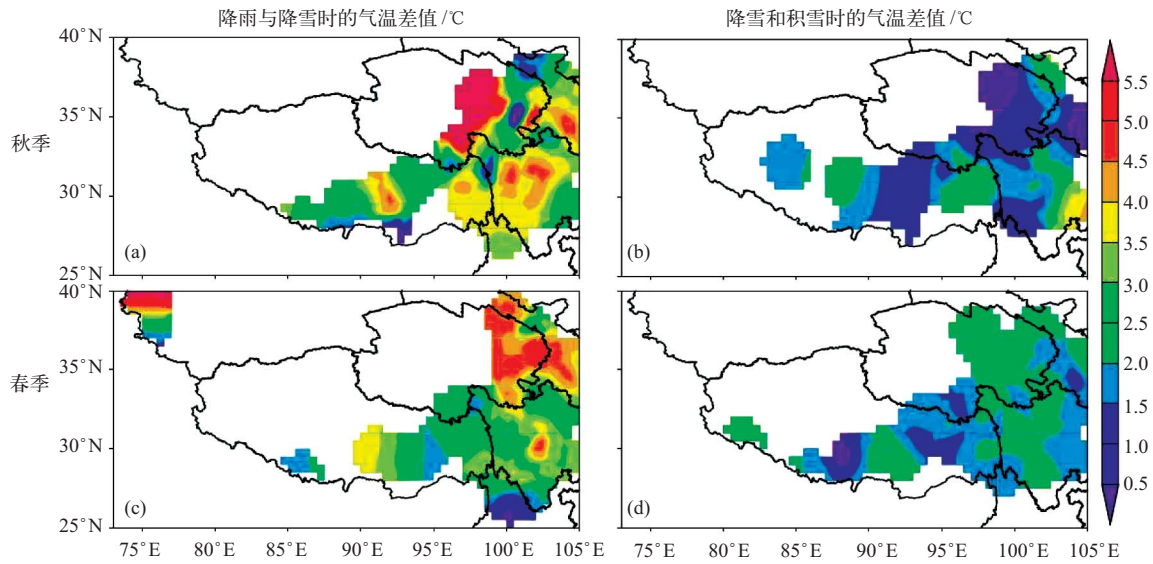


图5 青藏高原秋季和春季不同天气现象时的气候平均温度差值分布（1971—2000年平均）

Fig. 5 Spatial distributions of the 1971−2000 climatological mean air temperature differences between different phenomena (a, c: rainfall minus snowfall; b, d: snowfall minus accumulated snow) on the Qinghai-Tibetan Plateau in autumn (a, b) and spring (c, d)

南部的部分地区将可能由降雪积累区转为非积累区；当气温继续升高达2 ℃时，高原大部分台站都可能出现降雪难以积累的现象。春季（图 5d）比秋季要稍微“乐观”一些，气温升高2.0 ℃以内时，转化区主要位于高原东部、西藏东部和南部的部分地区，但气温继续升高达2.5 ℃时，高原大部分台站都将可能出现降雪无法积累的现象。

以上分析表明，随着气候变暖，青藏高原更大范围内都将出现脆弱积雪区。这预示着在积雪形成初期，气温的升高已经影响并将继续影响高原积雪的形成，由此导致积雪深度减小及积雪期缩短，包括积雪开始时间的推迟及结束时间的提前。

3 结论与讨论

首先定义了青藏高原秋、春季脆弱降雪和脆弱积雪的临界气候条件，即以日平均气温0 ℃为降雨／雪的临界条件，以日平均气温0 ℃、日降雪量4.0 mm（秋季）或3.0 mm（春季）为降／积雪的临界条件。据此，研究表明，在当前气候条件下，青藏高原过渡季节（秋季和春季）的脆弱积雪台站占总台站数的30%以上，大都位于高原南部及东部边缘地区；而脆弱降雪台站的比例相对较大，占 80%左右，除以上地区外还包括高原北部边缘的部分台站。可见，较高气温首先影响的是降水形态，而降雪的积累本身要求在较低温度下进行，因此当前气候条件下，虽然也有近 1/3 台站的降雪积累受到影响，但远没有脆弱降雪台站多。此外，高原降／积雪脆弱区的分布也说明，气候变化将首先影响高原边缘地区。这与高原积雪日数对气温较为敏感的分布区域[4]一致。

若到 2050 年气温上升 2.5 ℃，虽然当前脆弱降雪台站中受此影响的台站较少，只有 10 个左右，但在更高温度下降雪无法积累的问题已不容忽视。研究表明，无论秋季还是春季，气温升高 2.5 ℃时，高原大部分脆弱积雪台站都将出现降雪难以积累的现象。高原大范围降雪和积雪概率的减小，意味着积雪期的开始时间推迟而结束时间提前，同时，积雪变薄。但值得指出的是，在对未来进行预估时，受区域降水预估不准确性的影响，文中暂未考虑降水的可能影响。

青藏高原是我国大江大河的发源地，积雪又是季节水资源的调节器。春季本就是积雪融化的季节，若该季节有更多的降雪无法积累，会直接影响江河流量，甚至带来春汛。而秋季降雪的积累与否不仅直接影响积雪开始时间的早晚，影响季节性冻土的分布，还会导致积雪偏少，并通过改变地表反照率而影响地表能量平衡和地气间的能量传输，最终给人们的生产、生活带来影响。因此，高原脆弱积雪区的存在已不容忽视。■

参考文献

[1] Liu Xiaodong, Chen Baode. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades [J]. International Journal of Climatology, 2000, 20 (14): 1729−1742

[2] 丁一汇 . 中国西部环境变化的预测 [M]. 北京 : 科学出版社 , 2002: 1−239

[3] Qin Dahe, Liu Shiyin, Li Peiji. Snow cover distribution, variability and response to climate change in western China [J]. Journal of Climate, 2006, 19 (9): 1820−1833, doi: 10.1175/JCLI3694.1

[4] 马丽娟. 近50年青藏高原积雪的时空变化特征及其与大气环流因子的关系 [D]. 北京 : 中国气象科学研究院 / 中国科学院研究生院 , 2008: 1−156

[5] Nolin W A, Daly C. Mapping “at risk” snow in the Pacific northwest [J]. Journal of Hydrometeorology, 2006, 7 (5): 1164−1171, doi: 10.1175/JHM543.1

[6] Ma Lijuan, Zhang Tingjun, Li Qingxiang, *et al*. Evaluation of ERA-40, NCEP-1, NCEP-2 reanalysis air temperature with ground-based measurements in China [J]. Journal of Geophysical Research, 2008, 113, D15115, doi:10.1029/2007JD009549

[7] Ma Lijuan, Zhang Tingjun, Frauenfeld W O, *et al*. Evaluation of precipitation from the ERA-40, NCEP-1, and NCEP-2 reanalyses and CMAP-1, CMAP-2, and GPCP-2 with ground-based measurements in China [J]. Journal of Geophysical Research, 2009, 114, D09105, doi: 10.1029/2008JD011178

[8] Sturm M, Holmgren J, Liston G E. A seasonal snow cover classification-system for local to global applications [J]. Journal of Climate, 1995, 8 (5): 1261−1283, doi: 10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2

[9] 秦大河 . 中国西部环境演变评估 [M]. 北京 : 科学出版社 , 2002: 1−80

www.climatechange.cn

Assessment of Snow Cover Vulnerability on the Qinghai-Tibetan Plateau

Ma Lijuan[1], Qin Dahe[2, 3], Bian Lingen[4], Xiao Cunde[3, 4], Luo Yong[1]

*(*1 *National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing* 100081*, China*; 2 *China Meteorological Administration, Beijing* 100081*, China*; 3 *State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Lanzhou* 730000*, China*; 4 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing* 100081*, China)*

Abstract: By using the daily air temperature, precipitation, snowfall, and accumulated snow phenomena data from 98 meteorological stations on the Qinghai-Tibetan Plateau (QTP), this paper performs an "at-risk" evaluation on the snow cover formation, including snowfall and accumulated snow on the QTP under the current climatic condition and future climate warming situation. First of all, a critical climate condition is determined based on the daily air temperature and precipitation when there were rainfall, snowfall, or accumulated snow phenomena, that is, taking 0 ℃ air temperature as the critical condition of temperature between rainfall and snowfall, and 0 ℃ air temperature and 4.0 mm (autumn) or 3.0 mm (spring) snowfall as the critical conditions between accumulated snow and non-accumulated snow. Analyses based on the above critical conditions disclose that under the current climatic condition, stations with "at-risk" accumulated snow account for 33% and 36% of all stations and the proportions for "at-risk" snowfall reach 78% and 81% in autumn and spring, respectively. Spatially, most stations with "at-risk" accumulated snow locate at the edge of southern and eastern QTP, and stations with the "at-risk" snowfall also exist in the northern edge. If the air temperature increases 2.5 ℃ by 2050, the snowfall only in a few current "at-risk" snowfall stations will transform into rainfall, but most current "at-risk" accumulated snow stations will face the problem that snowfall is difficult to be accumulated and the stations will become "at-risk" accumulated snow stations, this means that both the snow depth and the snow cover duration over most areas of the QTP will decline, including the delay of the beginning date and the advance of the ending date.

Key words: Qinghai-Tibetan Plateau; snow cover; snowfall; vulnerability; climate change

第6卷 第1期
2010年1月
气 候 变 化 研 究 进 展
ADVANCES IN CLIMATE CHANGE RESEARCH
Vol. 6 No. 1
January 2010

文章编号：1673-1719 (2010) 01-0001-07

青藏高原积雪日数的气温敏感度分析

马丽娟[1]，秦大河[2]，卞林根[3]，
效存德[2,3]，罗　勇[1]

（1 中国气象局气候研究开放实验室／国家气候中心，北京 100081；
2 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室，兰州 730000；
3 中国气象科学研究院，北京 100081）

摘　要：根据青藏高原气象台站观测积雪日数和均一化气温数据，对高原1951—2004年积雪日数对气温的敏感度进行了量化分析。研究表明，无论是极值敏感度还是当前气候下的敏感度，空间上都呈现出高原四周积雪较中部对气温的敏感程度高的情况。各台站积雪日数对气温最敏感时的临界气温与海拔有着极好的反相关关系，而极值敏感度与海拔虽然也有一定的反相关，但相关程度远不如前者高。在当前气候状态下，有相当一部分台站的平均气温还未达到临界值，这些台站在秋、冬、春、夏季分别占总台站数的36%、39%、47%和11%。未来气候继续变暖背景下，这部分台站积雪日数对气温的敏感度会进一步加大，即积雪对气温的升高会更加敏感。

关键词：积雪；青藏高原；气候变化；敏感度

中图分类号：P426.63+5　　**文献标识码**：A

引 言

积雪是冰冻圈的主要存在形式之一。积雪以其高反射率、高相变潜热和低热传导等属性影响地表能量平衡，从而对气候系统变化产生重要影响。青藏高原因其高耸的地形，成为北半球中纬度海拔最高、积雪覆盖最大的地区。青藏高原积雪不仅直接关系到当地居民的生产和生活，还通过能水转换影响着局地及其周边地区的气候变化。积雪一方面是大气环流的产物，另一方面也受气候影响，在气候变暖的大背景下，积雪日数、积雪深度、积雪面积等也正经历着明显变化。与全球变暖一致，青藏高原自20世纪50年代中期开始就经历着显著的变暖[1]，而90年代末以前，青藏高原积雪均呈增加趋势，且80年代中期以来，增加趋势更为明显，年振幅也显著增大[2−3]，这可能与气候变暖导致的区域大气水汽含量变化有关[3]。但自90年代末期至2005年的几年里，青藏高原积雪明显减薄[4]。

高耸复杂的地形、强劲的季风环流和太阳辐射，使空气密度小、冰雪覆盖面积大、近地面层结稳定的青藏高原对气温变化反应强烈[5]。气温升高显然不利于积雪的维持，在气温持续升高的现实条件下，分析积雪对气温的敏感度颇为重要。因此，本文根据Hantel等[6]提出的积雪日数对气温的敏感度理论，分析青藏高原积雪日数对气温的敏感度。该理论已成功应用于奥地利阿尔卑斯山[6]和瑞士阿尔卑斯山地区[7]。

对积雪与气温关系的研究多见于线性相关分析。然而气温再低，某月的积雪日数也最多与该月总日数持平，而不可能无限增加。因此，本文引进了积

收稿日期：2009-07-08；　**修回日期**：2009-08-18
资助项目：博士后科学基金面上项目（20080440342）；冰冻圈科学国家重点实验室开放基金（SKLCS 08-07）
第一作者：马丽娟（1979—），女，博士后，从事冰冻圈与气候变化研究。E-mail: malj@cma.gov.cn

雪日数对气温的敏感度理论，量化分析二者间的非线性关系。

1 资 料

地面台站观测的第一手积雪数据向来被认为是较为准确的资料，尤其是在青藏高原这种下垫面极其复杂的山区，遥感和再分析资料通常误差过大[8−9]。因此，本文所用青藏高原月积雪日数和月平均气温资料全部来自中国气象局国家气象信息中心的中国地面气象台站观测数据。其中，气温是经过订正的均一化数据，包括中国 731 个台站自建站（一般为 1951 年 1 月）至 2004 年 12 月的资料。相比于原始观测资料，均一化资料不仅对数据进行了初步质量控制，包括数据的逻辑性和连续性等，还订正了由观测时次和计算方法的改变带来的不一致性，最终通过与参考序列的对比和评估订正了原始数据中潜在的不连续性，这进一步提高了数据的可靠性。均一化方法介绍详见 Li 等[10]和 Ma 等[8]的论述。积雪日数数据则包括中国754个台站自建站至2008年12月的资料。在青藏高原范围（25° ～40°N，73° ～105°E，海拔≥ 2000 m）既有积雪日数又有气温观测的台站为 92 个（图 1）。

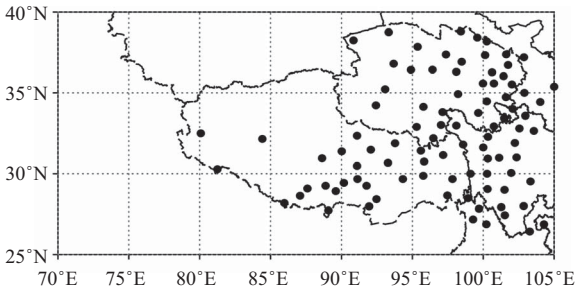


图 1 青藏高原观测积雪日数和气温共有台站分布

Fig. 1 Distribution of 92 meteorological stations with both monthly snow cover days and homogenized air temperature data on the Qinghai-Tibetan Plateau

限于均一化气温数据的年代区间，本文所使用数据的时间跨度为1951—2004年，并取1971—2000年为气候态时段。根据青藏高原积雪的季节变化特点，文中以上年 9 月 1 日至当年 8 月 31 日作为一个积雪年，每个积雪年以秋季开始，夏季结束。例如，以 1999 年 9 — 11 月作为 2000 年积雪年的秋季，以 1999 年 12 月、2000 年 1 — 2 月作为 2000 年积雪年的冬季，依此类推。在进行敏感度分析之前，本文对这 92 个台站的气温和积雪日数数据进行严格筛选。首先，在统计季节（年）积雪日数和平均气温时，若当季（年）有任何月份为缺测，则记当季（年）为缺测；在进行空间平均统计时，若当季（年）有一半以上台站为缺测，则记当季（年）为缺测。以此为基础，剔除了 1971 — 2000 年缺测多于 10 年的台站（秋、冬、春、夏季分别为 9、7、13、9 个），以及积雪日数和气温不为负相关的台站[6]（秋、冬、春、夏季分别为 2、2、7、4 个，但均与前者重合）。因此筛选后，秋、冬、春、夏四季的台站数分别为 83、85、79 和 83 个。需要注意的是，青藏高原观测台站主要分布在中东部地区，因而本文高原范围内的积雪时间变化序列主要反映高原中东部的情况。

2 方 法

为了定量分析青藏高原积雪日数与气温的关系，Hantel 等[6]首先定义了相对积雪日数，即

$$n = N / N_0 \tag{1}$$

其中 N 是某月的积雪日数，N_0 是当月的总日数。对于某个气象台站，其相对积雪日数 n 与气温 T 之间的关系不可能是完全线性的，因为在气温极高或极低时，n 只可能是渐近或等于、而不可能超出 0 或 1，因而二者具有双曲正切的函数关系。积雪日数的气温敏感度（以下简称“敏感度”）可以定义为 n 的斜率，表示相对积雪日数随气温 T 的变化。

$$s = \partial n / \partial T = \frac{s_0}{\cosh^2 [2s_0(T-T_0)]} \tag{2}$$

由于气温与积雪日数的负相关关系，s 将永远为负，即其变化范围为 −1 ～ 0。当 $T=T_0$ 时，$s=s_0$，此时相对积雪日数 n 对气温最为敏感，即 s 绝对值达最大，因而 T_0 为气温临界值，s_0 为极值敏感度。式中 n，T 为已知，T_0 和 s_0 均为待拟合的参数。二者最好的拟合值应该是使得实测值 n_i，T_i 分别与其计算值 n^i，T^i 之间的误差标准差平方和最小，即误差估计 J_E 最小。

www.climatechange.cn

这种拟合方法[6−7]既考虑了相对积雪日数的误差，也考虑了气温的误差。

$$J_{\mathrm{E}}(s_0, T_0) \equiv \sum_{i=1}^{I}\left[\left(\frac{n_i - n^i}{\sigma_i}\right)^2 + \left(\frac{T_i - T^i}{\chi_i}\right)^2\right] \qquad (3)$$

其中相对积雪日数 n 的误差为 $f_i \equiv \frac{n_i - n^i}{\sigma_i}$，气温的误差为 $g_i \equiv \frac{T_i - T^i}{\chi_i}$。误差权重系数 σ_i 和 χ_i 分别用来描述相对积雪日数和气温误差的权重。

以春季为例，对某个台站来说，本文将按照以下步骤计算积雪日数对气温的敏感度：1) 将1951—2004 年春季的最小气温设为待拟合气温 T_0 的初始值，记为 T_{00}；2) 将该站的春季气温 T_i 和相对积雪日数 n_i 代入公式(2)计算 s_{0i}（这里 i 代表年份），取 s_{0i} 的平均值记为 s_0；3) 以 T_0，s_0 和 n_i 为已知量，由公式(2)计算 T^i；4) 以 T_0，s_0 和 T_i 为已知量，由公式(2)计算 n^i；5) 根据公式(3)计算误差估计 J_{E}；6) 以 0.001 ℃ 为气温步长，重复上面2)到5)步计算各 T_0 情况下的 s_0 和 J_{E}；7) 在所有组 T_0 和 s_0 中，使得误差估计 J_{E} 最小的那组 T_0 和 s_0 即为该台站的临界气温和极值敏感度，即当台站气温为 T_0 时，积雪日数的气温敏感度绝对值最大，即 $s=s_0$；8) 将该台站的 T_0，s_0 和气候平均温度 $\overline{T}$ 代入公式(2)计算出该站积雪日数的气温敏感度 $s_{\overline{T}}$。

3　结 果

本文首先根据青藏高原各台站的积雪日数计算了其相对积雪日数 n。众所周知，积雪的相对持续时间 n 与海拔、气温、当季降雪量、辐射及地表覆盖状况等都有关系，本文主要讨论其对气温的敏感度，而气温与海拔关系密切，因此本文首先给出了1971—2000 年气候平均条件下，青藏高原各季节相对积雪日数 n 与海拔 H 的关系。如图 2 所示，n 在 0～1 之间变化，并在低海拔处接近或等于0，而中间高度处变化较为明显。但与奥地利[6]情景不同的是，青藏高原 n 随 H 变化的双曲正切函数特征并不十分明显，这一方面可能与青藏高原所处的低纬度地理位置有关，另一方面也可能与高原极高的海拔有关，低海拔处 n 与 H 的双曲正切函数关系在高海拔处未必成立。就季节来看，冬、夏季 n 随 H 的变化特征明

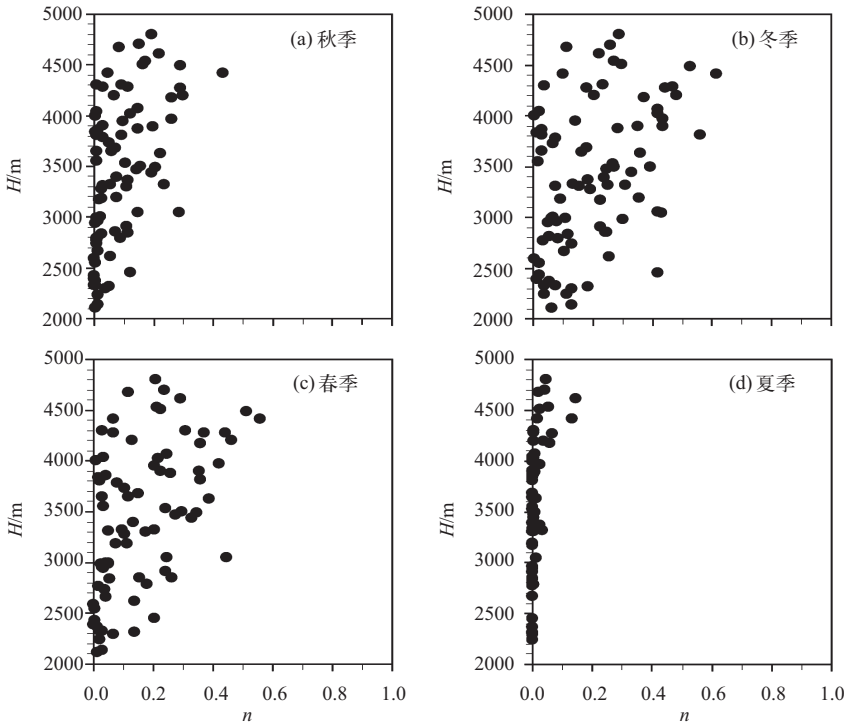


图 2　1971 — 2000 年青藏高原各季节气候平均相对积雪日数 n 与海拔 H 的关系（其中每个点代表一个台站）

Fig. 2 Relation between climatological relative snow cover days (n) and station elevation (H) on the Qinghai-Tibetan Plateau for (a) autumn, (b) winter, (c) spring, and (d) summer in 1971−2000 (Each dot represents a value in one station)

显不同。夏季（图2d）高原气温相对高，海拔4000 m以下台站的n几乎不随H变化；而冬季（图2b），n随H有增加的特点，但是比较发散。这表明青藏高原台站积雪日数并不完全依赖于海拔，因此我们进一步探讨了1971—2000年气候平均状况下青藏高原各季节n与$\overline{T}$的关系（图略）。结果表明，n与$\overline{T}$的关系在各季节都比n与H的关系更密切，且冬季的双曲正切函数关系较夏季更为明显。图3给出了整个时间序列中，青藏高原各季节所有台站n与T的关系（图中每个点代表一个台站一年的值）。可见，青藏高原积雪日数与气温之间存在显著的双曲正切函数关系。

为了定量这种关系，本文根据前述方法计算了青藏高原各台站年和季节相对积雪日数对气温的极值敏感度s_0，以及当前气候平均温度$\overline{T}$下的敏感度$s_{\overline{T}}$，见图4。总体来说，高原积雪日数对气温的敏感度在空间上呈现出中间低、四周高的特征，即四川、西藏、青海交汇地区积雪日数对气温的敏感度较低，其周围敏感度增加。敏感度的这种分布特征，与高原积雪日数的空间分布特征相似，即中间多、四周少[4]。这与冰川对气温升高的响应类似。气温升高首先影响到的是规模较小的冰川，同样，最易受气候变暖影响的也是积雪日数比较少的地区。这实际上体现了寒区冰雪对气候变暖的响应特征。夏季，高原南部无敏感度值，是因为该季很多台站的平均积雪日数为零。各季节的极值敏感度（图4中间列）与当前的气候敏感度有着相似的空间分布，但前者都要明显大于后者。经检验，高原所有台站$s_{\overline{T}}$与s_0之差均大于零，即$s_{\overline{T}}-s_0>0$，因敏感度为负值，故有$|s_{\overline{T}}|<|s_0|$。这可能是由气候平均气温未达或已超出临界气温造成的。对所有台站来说，T_0与T的关系除相等外，无外乎两种情况。一种是$\overline{T}<T_0$，即当前气温尚未达到临界气温，积雪日数对气温的敏感度也未达到最大，有$|s_{\overline{T}}|<|s_0|$，在未来气温继续升高的情景下，积雪对气温会越来越敏感；另一种是$\overline{T}>T_0$，即当前气候平均温度已超过临界气温，积雪对气温的敏感程度已有所下降（这也可能与气温升高带来的一系列其他气候要素变化有关），也有

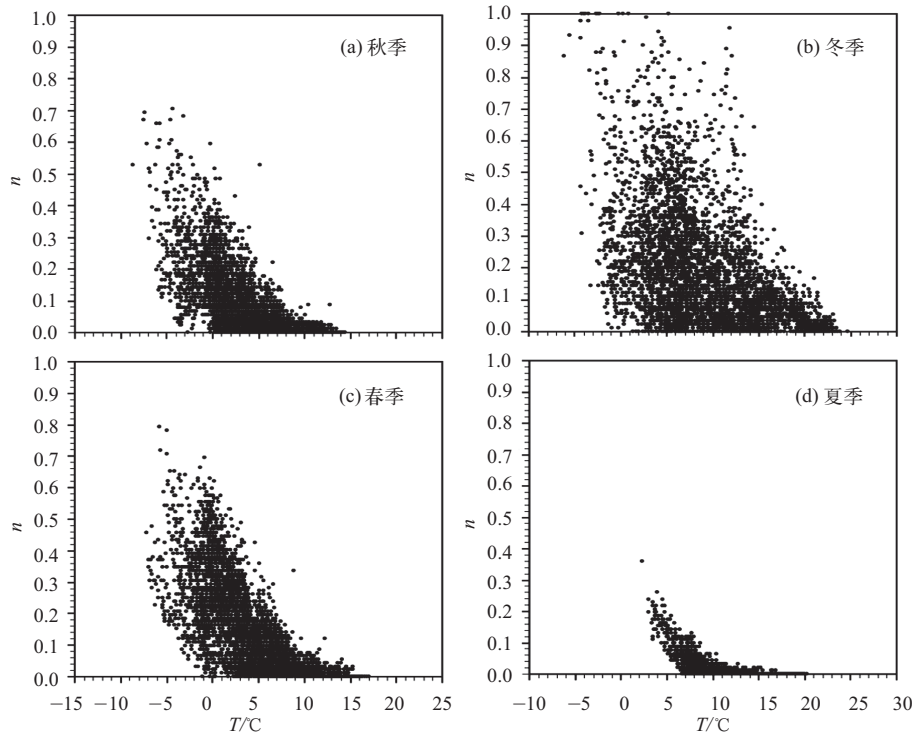


图3 1951—2004年青藏高原各季节所有气象台站相对积雪日数n与气温T的关系（其中一个点代表一个台站一年的值）

Fig. 3 Relationship between relative snow cover days (n) and air temperature (T) on the Qinghai-Tibetan Plateau for (a) autumn, (b) winter, (c) spring, and (d) summer during 1951−2004 (Each dot represents a value of one station in one year)

www.climatechange.cn

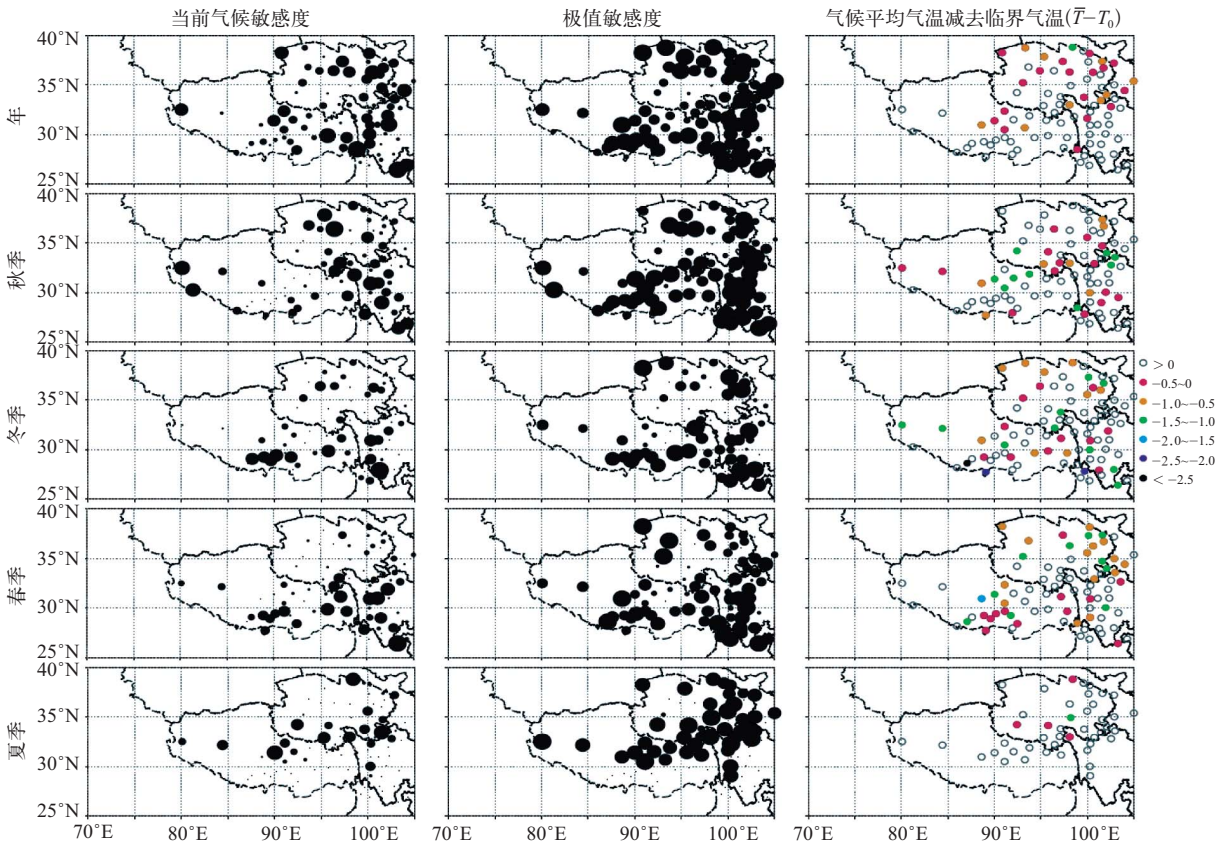


图4　青藏高原年和各季节相对积雪日数 n 在 1971—2000 年气候平均温度下的敏感度 $s_{\bar{T}}$（左列）和极值敏感度 s_0（中间列）的空间分布（圆点越大表示敏感度越高），以及气候平均气温 $\bar{T}$ 与临界气温 T_0 的差值（右列，空心圆圈为正值，代表当前平均气温已经超出临界气温的台站，实心圆点为负值，代表当前平均气温尚未达到临界值的台站

Fig. 4　Annual and seasonal sensivity under the current 1971−2000 climatological mean air temperature $\bar{T}$ (left panels) and extreme sensitivity (central panels) of relative snow cover days n (Bigger circles represent higher sensitivity), and differences between the climatological mean $\bar{T}$ and the critical air temperatures T_0 (right panels)

$|s_{\bar{T}}|<|s_0|$。然而，我们需要关注的正是当前气候平均温度尚未达到临界气温的那些台站，因为在气候继续变暖背景下，这些台站积雪对气温的敏感度会进一步加大。为此，图4右列同时给出了气候平均气温与临界气温差值（$T-\bar{T}_0$）的空间分布，其中空心圆圈代表 $\bar{T}>T_0$ 的台站，即当前气候平均温度已超过临界气温，这些台站主要分布在高原南及东南部；实心圆点代表 $\bar{T}<T_0$ 的台站，即随着气温升高，敏感度会增加的台站，图中每0.5 ℃升温等级用不同颜色标识。就年平均而言，在全部86个有效台站中，当前气温未达临界气温的台站有 27 个，约占 31%；秋、冬、春、夏四季，这一比例分别为30/83、33/85、37/79 和 5/44（夏季因为有许多台站积雪日数为零，故在此用于统计的有效台站数较少），即约占 36%、39%、47% 和 11%。显然，平均气温较高的季节，如夏季，其 $\bar{T}$ 达到或超过 T_0 的台站较多。对年积雪日数来说，未来气温升高0.5 ℃时，尚未达到临界气温的27个台站中，将有17个台站气温达到临界值，即积雪日数的气温敏感度也将达到最大；另有 9 个台站在气温升高 0.5～1.0 ℃时，其敏感度将达最大。秋、冬、春、夏四季气温上升0.5 ℃时，达到极值敏感度的台站比例分别为 14/30、11/33、12/37 和 4/5；当气温上升0.5～1.0 ℃时，秋、冬、春季又分别有7、9、13个台站的敏感度将达最大；当气温再上升0.5 ℃时，则又分别有9、10、10、1 个台站达到极值敏感度。也就是说，未来气温升高 1.5 ℃时，高原各个季节尚未达到临界气温的台站中，冬季 91%、春季 95%，以及夏秋 100% 台站气温都将达到临界值，即

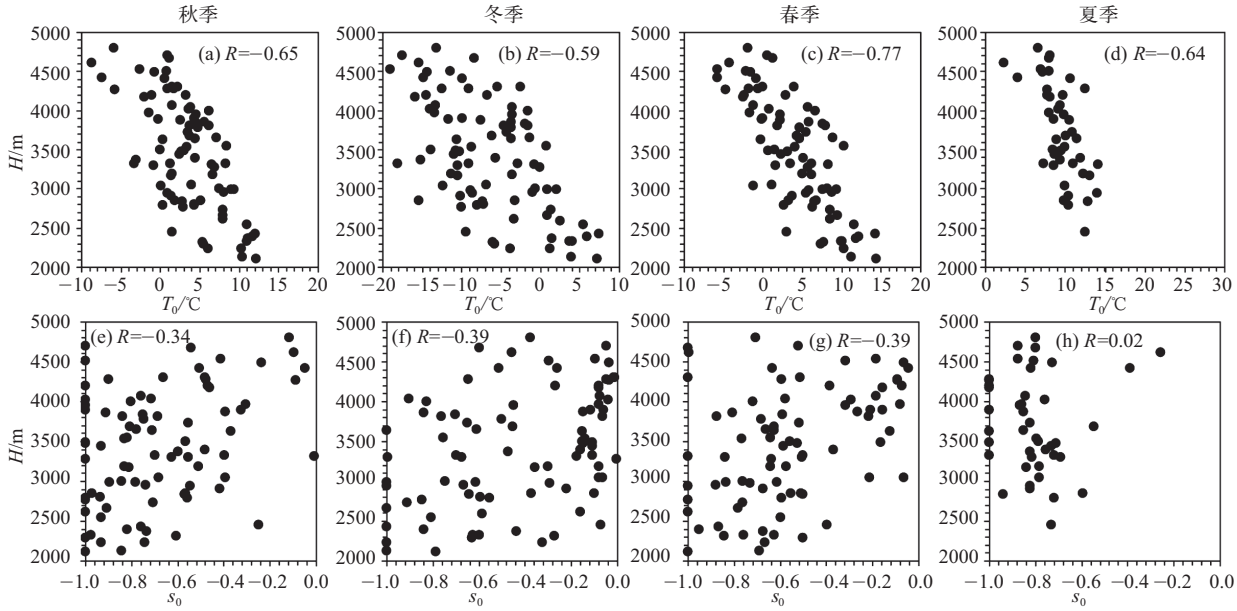


图5 1951—2004年青藏高原各季节台站临界气温 T_0（上）和极值敏感度 s_0（下）与海拔 H 的关系（其中每个点代表一个台站）

Fig. 5 Relationship between critical air temperature T_0 (upper panels) or extreme sensitivity s_0 (lower panels) and elevation H for all stations on the Qinghai-Tibetan Plateau during 1951−2004 (Each dot represents a value of one station)

这些台站积雪日数的气温敏感度会进一步加大。

前面提到，积雪的气温敏感度的空间分布特征是中间低、四周高（图4）。为了验证这种空间分布特征与海拔有无直接关系，图5给出了各台站临界气温 T_0 和极值敏感度 s_0 及 s_0 与海拔 H 的关系。可见，各站的 T_0 与 H 有着极好的反相关关系（图5a−d），秋、冬、春、夏四季的相关系数分别为−0.65、−0.59、−0.77和−0.64，全部通过95%的置信度检验。也就是说，海拔越高，积雪日数达到最敏感时所需要的临界气温就越低。然而，极值敏感度 s_0 与海拔 H 之间虽然也有一定的反相关（图5e-h），但远不如 T_0 与 H 的反相关明显，且在同一海拔处，各站的极值敏感度也可能从−1～0都有分布，这说明青藏高原积雪日数的敏感度对海拔的依赖不大。

4 结论与讨论

本文根据1951—2004年青藏高原气象台站观测积雪日数和均一化气温数据，定量分析了积雪日数对气温的敏感度。

研究表明，未来气候继续变暖背景下，青藏高原积雪日数对气温的敏感度会进一步加大。在当前气候状态下，有相当一部分台站的平均气温尚未达到临界气温，即其积雪日数对气温的升高会更加敏感，在秋、冬、春、夏四季，这些台站数分别占总台站数的36%、39%、47%和11%；未来气温升高1.5 ℃时，高原各个季节尚未达到临界气温的台站中，90%以上台站都会达到极值敏感度。其中冬季为91%，春季为95%。春季是积雪融化的季节，积雪持续时间的长短将直接影响到地表能量和热量交换以及水分和质量平衡等多种因素。因此，随着气温的升高，春季积雪的提前融化不会是匀速进行，而是以更高的敏感度加速发生。此外，也有相当一部分台站的平均气温已经超过了临界值，其敏感度也已低于极值敏感度，这可能与气温升高所引发的其他气象要素，如降水变化也有关系。

积雪日数受气温影响显著，但对海拔的依赖不大。同样，积雪日数对气温的敏感度也与海拔关系不十分密切。分析表明，高原各台站积雪日数对气温最敏感时的临界气温与海拔有着极好的反相关关系，即海拔越高积雪日数对气温最敏感时所需要的临界气温就越低；而极值敏感度与海拔虽然也有一定的反相关，但相关程度远不如临界气温与海拔的反相关。■

www.climatechange.cn

参考文献

[1] Liu Xiaodong, Chen Baode. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades [J]. International Journal of Climatology, 2000, 20 (14): 1729−1742

[2] 丁一汇 . 中国西部环境变化的预测 [M]. 北京 : 科学出版社 , 2002: 1−239

[3] Qin Dahe, Liu Shiyin, Li Peiji. Snow cover distribution, variability and response to climate change in western China [J]. Journal of Climate, 2006, 19: 1820−1833

[4] 马丽娟. 近50年青藏高原积雪的时空变化特征及其与大气环流因子的关系 [D]. 北京 : 中国气象科学研究院 / 中国科学院研究生院 , 2008: 1−156

[5] 孙鸿烈 . 青藏高原的形成演化 [M]. 上海 : 科学技术出版社 , 1996: 1−383

[6] Hantel M, Ehrendorfer M, Haslinger A. Climate sensitivity of snow cover duration in Austria [J]. International Journal of Climatology, 2000, 20 (6): 615−640

[7] Wielke L M, Haimberger L, Hantel M. Snow cover duration in Switzerland compared to Austria [J]. Meteorologische Zeitschrift, 2004, 13 (1): 13−17

[8] Ma Lijuan, Zhang Tingjun, Li Qingxiang, *et al*. Evaluation of ERA-40, NCEP-1, NCEP-2 reanalysis air temperature with ground-based measurements in China [J]. Journal of Geophysical Research, 2008, 113 (D15115), doi:10.1029/2007JD009549

[9] Ma Lijuan, Zhang Tingjun, Frauenfeld W O, *et al*. Evaluation of precipitation from the ERA-40, NCEP-1, and NCEP-2 reanalyses and CMAP-1, CMAP-2, and GPCP-2 with ground-based measurements in China [J]. Journal of Geophysical Research, 2009, 114 (D09105), doi:10.1029/2008JD011178

[10] Li Qingxiang, Liu Xiaodong, Zhang Hongzheng, *et al*. Detecting and adjusting temporal inhomogeneity in Chinese mean surface air temperature data [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2004, 21: 260−268

Analysis of Air Temperature Sensitivity of Snow Cover Days on the Qinghai-Tibetan Plateau

Ma Lijuan[1], Qin Dahe[2], Bian Lingen[3], Xiao Cunde[2, 3], Luo Yong[1]

(1 *Laboratory of Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing* 100081*, China*; 2 *State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou* 730000*, China*; 3 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing* 100081*, China*)

Abstract: Based on the observed monthly snow cover days and homogenized air temperature data in 1951−2004, this study performs the quantitative analysis of the air temperature sensitivity of snow cover days on the Qinghai-Tibetan Plateau. Results show that both the extreme sensitivity and sensitivity under the current climate are higher in the edge than in the central area of the plateau. There exists a strong negative correlation between the critical air temperatures when the relative snow cover days reach the extrema and the elevation of the station. However, the relationship between the extreme sensitivity and the elevation is not as strong as the correlation between the critical air temperature and the elevation although they present certain negative relationship. Currently, the climatological air temperatures at quite a few of stations do not reach the critical situation, with a proportion to all stations of 36%, 39%, 47%, and 11% in autumn, winter, spring, and summer, respectively. Under the current background of climate warming, the sensitivity of snow cover days at these stations will become greater; that is, snow cover days there will be more sensitive to air temperature.

Key words: snow cover; Qinghai-Tibetan Plateau; climate change; sensitivity

气候变化背景下冰川积雪融水对博斯腾湖水位变化的影响①

马丽娟[1], 赵景峰[2, 3], 张宏俊[4], 范敬龙[3], 郭晓寅[5]

(1 中国气象局气候研究开放实验室,国家气候中心, 北京 100081; 2 四川师范大学地理与资源科学学院, 四川 成都 610068; 3 中国科学院新疆生态与地理研究所, 新疆 乌鲁木齐 830011; 4 内蒙古电子信息职业技术学院, 内蒙古 呼和浩特 010010; 5 中国气象科学研究院, 北京 100081)

摘 要: 依据近 50年来博斯腾湖流域开都河大山口水文站径流数据和 8个气象台站的气温、降水、积雪融水资料,并借助相邻流域天山 1号冰川物质平衡资料,对气候变化背景下冰川和积雪融水对开都河径流量及博湖水位的贡献率进行了诊断分析。通过多元线性拟合法和偏相关分析法研究表明,1号冰川物质平衡与大山口水文站年径流量具有显著反相关关系,相关系数 -0.28,但开都河年径流量变化并不能完全由冰川融水解释,降水和积雪融水的影响也非常重要,它们与大山口年径流的偏相关系数分别为 0.57和 0.40,超过 99.9%和 99%置信度水平。气温、降水、积雪融水拟合年径流与观测年径流的相关系数达 0.63,超过 99.9%置信度水平。各季节分析表明,春、秋季的降水和气温对径流具有显著影响,偏相关系数分别为 0.52和 0.37;夏季主要是冰川和积雪融水对径流的影响,其中积雪融水与径流的偏相关系数达 0.51。夏季是一年中径流最大的季节,其变化主导着年径流量的变化,因此冰雪融水作为博斯腾湖的入湖水源,对博斯腾湖水位变化的影响不容忽视。

关 键 词: 博斯腾湖; 冰川; 融雪; 气候变化

中图分类号: P931.4 **文献标识码**: A **文章编号**: 1000-6060(2010)02-0210-07(210-216)

博斯腾湖 (简称:博湖)是我国最大的内陆淡水湖泊,位于新疆南天山主脉和支脉之间的焉耆盆地,其地理坐标为 84.67～87.93°E, 41.93～42.23°N[1-2]。博湖是盆地内地表水、地下水的汇集区,盆地中的河流主要源于西北部及北部的中高山地带,径流量由降水和冰雪融水混合补给[3]。博湖水位在海拔 1 044.9～1 048.7 m时,水域面积相应为 877.0～1 002.4 km^2,储水量变化介于 5.2 ×10^9～8.8 ×10^9 m^3 之间[4]。博湖水位在 1987以前呈急剧下降趋势,之后水位持续上升,并于 2002年达到了有史以来的最高值。开都河作为流入博湖的最大河流,也是唯一可以直接流入湖区的常年性河流,1976-1989年的年均出山径流量为 33.26 ×10^8 m^3,占博湖总补给量的 85%[5],是影响博湖水位变化的直接因子。

干旱区荒漠盆地平原区域湖泊水位与河流水量之间关系密切[6],影响河川径流的因子有很多,包括降水变化带来的直接影响,以及气温变化导致的冰川、积雪融水变化和流域蒸发变化等间接影响。我国西北内陆干旱区,冰川径流约占出山径流量的 22%,其中塔里木盆地达 40%[7];而中国西北地区山区气候变化主要表现在年平均气温缓慢上升,而降水基本平稳[8-9];20世纪 90年代新疆的平均气温较 80年代升高 0.3 ℃,降水量增加了 20%～50%[6]。前人对博湖的研究指出,1958年以来的 40 a,自然因素对博湖水位变化要大于人类活动的影响[10]。博湖流域需水量逐年增加,气候变化和天然河川径流量减少,是造成 80年代中期以前湖水水位急剧下降的主要原因,而湖水水位上升趋势则是开都河径流量持续增加的直接后果[11]。有学者指出:对于近期气候明显向暖湿变化的天山南坡地区,出山径流增加量中 1/3以上来自冰川退缩增加的冰川融水[12],随着冰川的加速萎缩,最终将会造成河川径流的迅速减少。

① **收稿日期**: 2009-01-27; **修订日期**: 2009-05-16
基金项目: 国家自然科学基金项目 (40575035)
作者简介: 马丽娟 (1979-),女,黑龙江人,博士后,主要从事冰冻圈与全球变化研究. E-mail: malj@cma.gov.cn

博湖流域是塔里木河流域的子流域[2],集水面积达 4.4×10^8 km^2[13]。开都河上游山区的降水和冰雪融水变化支配着开都河径流补给量。由于博湖流域缺少长期的冰雪监测资料,冰雪对开都河径流补给量难以直接估算。鉴于天山 1号冰川 (43.10°N,86.80°E,简称:1号冰川)与博湖流域相毗邻 (图 2),且自 1959年末便有系统的冰川物质平衡记录。本文依据"最邻近流域相似法",用"1号冰川"物质平衡资料,分析了高山地带冰雪变化对开都河出山径流量的补给贡献率,并对冰雪融水在博湖水位变化中的作用以及气候变化对博湖流域水资源的影响进行了评估。

1　资　料

本文主要从气候角度分析气候变化对开都河径流及博湖水位的影响,所使用的资料包括冰川物质平衡资料,河川径流资料,博湖水位资料,以及开都河和博湖流域气象台站气温和降水数据。

1.1　水文资料

开都河发源于焉耆盆地西北部天山山脉高山区冰川积雪地带,沿途于中山地带接受降水补给,形成出山径流并经大山口水文站进入焉耆盆地,再汇入博湖。大山口水文站观测的径流变化最能体现博湖径流补给过程[5],因此,本文以大山口水文站观测数据为代表,分析开都河径流量变化。大山口水文站月径流量 (图 1)和博湖水位资料来自《新疆天山以南地区内陆河水文资料》。

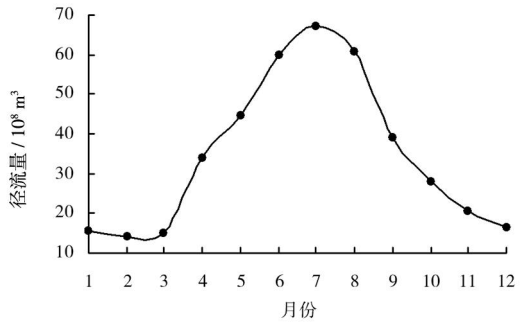


图 1　1956 - 2005年大山口水文站观测月平均径流量 /10^8 m^3

Fig 1　Monthly mean runoff in Dashankou Hydrology Station during 1956 - 2005 / 10^8 m^3

1.2　冰川资料

冰川对气候变化响应强烈,持续而剧烈的冰川退缩必然对其下游水资源平衡产生影响。1号冰川位于中国天山中段,天格尔 Ⅱ峰 (4 476 m)北坡乌鲁木齐河源,属大陆型双支冰斗 - 山谷冰川,是中国唯一长期监测 (自 1959年至今)物质平衡的冰川。1号冰川自有记录以来,尤其是 20世纪 80年代中期以后,一直处于退缩状态,1993年东、西支冰川冰舌完全分离为两支独立的冰川[14]。冰川物质平衡是某段时间内冰川积累量与消融量的总和,能够有效反应山区冰雪积累与消融状况[15-16]。本文用 1号冰川物质平衡资料分析开都河上游山区冰雪融水径流变化,资料来自天山冰川试验研究站 (简称"天山冰川站",图 2 - e)。

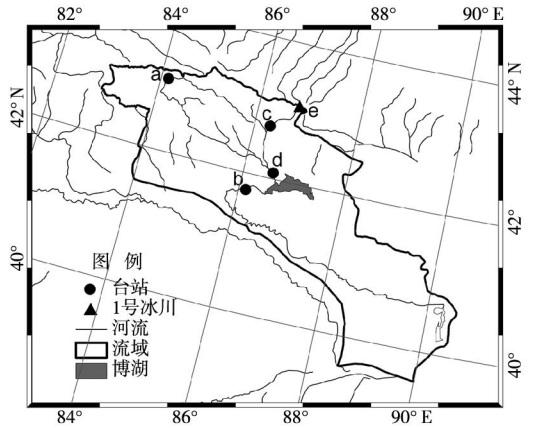


图 2　开都河及博斯腾湖流域水系图

黑色原点分别表示气象台站 (a)巴音布鲁克,(b)库尔勒,(c)巴仑台,和 (d)焉耆。黑色上三角 (e)表示 1号冰川。阴影所示为博湖。

Fig 2　Drainage area of Kaidu River and Bosten Lake

Black dots denote meteorological stations of (a) Bayinbuluke, (b) Korla, (c) Baluntai, and (d) Yanqi. Black up triangle (e) denotes the Glacier No. 1. The Bosten Lake is showed in shadow.

1.3　气象及融雪资料

除冰川径流外,流域内降水和积雪融水径流对开都河径流量也有重要影响。因此,本文使用的数据还包括国家气象信息中心提供的 1951 - 2004年台站观测月平均气温、月降水量和融雪数据。其中融雪资料为国家气象信息中心积雪数据集中的"月雪深减量",即一个月中两天雪深之差为负值的和,通过对其进行"反号处理"得到融雪量 (图 3)。降水是指可以直接产生径流的降水,包括液态降水和落到地面未发生积累的降雪。博湖流域内大山口水文站以西地区气象台站较少,巴音布鲁克站 (43.03°N,84.15°E,海拔 2 458.9 m)位于开都河上游,本文以巴音布鲁克站为代表,从年和季节尺度分析其与

开都河径流的关系;大山口水文站以东、博湖以西气象台站相对较多(图 2),本文以巴仑台(42.73°N,86.30°E,海拔 1 738.3 m)、焉耆(42.08°N,86.57°E,海拔 1 057.2 m)、库尔勒(41.75°N,86.13°E,海拔 932.7 m)3站平均气温、降水、融雪序列与博湖水位序列进行分析。

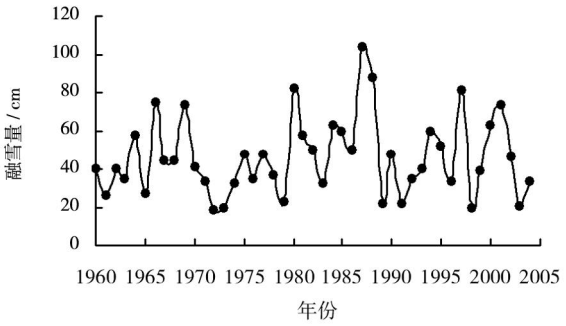


图 3 1960 - 2004年巴音布鲁克年总融雪量/cm

Fig 3 Annual snowmelt amount observed in Bayinbuluke Station during 1960 - 2004

文中以 1971 - 2000年为气候参考年份。由于冰川物质平衡观测时间为夏季,我们对年度的划分是以上年秋季开始至当年夏季结束为界,季节划分则以上年 9、10、11月为当年秋季,上年 12月、当年 1月和 2月为当年冬季,当年 3、4、5月为春季,当年 6、7、8月为夏季。

2 方 法

2.1 多元线性回归分析

回归分析是用数学表达式来描述变量之间相关关系的一种统计方法。设 $x_1, x_2, \cdots, x_p$ 是 p个对变量 y有影响的因子,线性回归方程可用下式表示:

$$y_i = b_0 + b_1 x_{1i} + b_2 x_{2i} + \cdots + b_p x_{pi} + \varepsilon$$
$$i = 1, 2, \cdots, n \quad , \qquad (1)$$

其中:n为样本数,b为回归系数,ε是随机扰动项,代表其他未被考虑变量与 y的关系。本文考虑气温、降水、融雪是对径流有影响的三个因子,对各季节标准化时间序列进行了多元线性回归分析。对标准化序列进行分析,回归系数的大小可以代表各影响因子对径流变化的影响程度。

2.2 偏相关分析

气候水文系统是一个多要素系统,一个要素的变化会影响到其他要素的变化。在消除了其余要素影响后的两个要素的相关,称为偏相关。偏相关系数是度量偏相关程度和方向的指标,可以通过相关系数法来计算。假设有 3个变量 x_1, x_2, x_3,保持 x_3 不变,求 x_1, x_2 对其的相关即为一级偏相关。我们考虑到气温、降水、融雪都对径流变化有影响,对其进行偏相关分析,即保持任意两个变量不变,求另外一个变量与径流的一级偏相关。一级偏相关可以利用简单的相关系数来计算,其计算公式为:

$$r_{23-1} = \frac{r_{23} - r_{12} r_{13}}{\sqrt{(1 - r_{12}^2)(1 - r_{13}^2)}} \quad , \qquad (2)$$

$$r_{13-2} = \frac{r_{13} - r_{12} r_{23}}{\sqrt{(1 - r_{12}^2)(1 - r_{23}^2)}} \quad , \qquad (3)$$

式中:下标 1表示气温和降水,下标 2表示融雪,下标 3表示径流。当 r_{23-1}为正值时,表示在气温和降水不变的情况下,融雪与径流之间存在正相关,即融雪量越大,径流量也越大。偏相关系数的绝对值越接近于 1,表示在其他要素固定的条件下,两要素间的线性相关关系越密切。

3 结果分析

3.1 开都河径流量与博湖水位变化

图 4给出了 1956 - 2007年巴音布鲁克和大山口水文站观测的年径流量与博湖年平均水位时间序列曲线。由大山口出山径流量可知,开都河径流量和博湖水位均自 20世纪 80年代中期急剧上升,至 2002年再急转下降,1986 - 2002年开都河年径流量增幅达 16.46 $\times 10^8$ m^3/a,博湖水位升高增速则达 0.23 m/a。统计分析表明,二者具有显著正相关关系,相关系数达 0.49,达到 99.9%置信度水平。对二者的标准化序列进行分析表明,开都河径流量偏多(少)的 19(30) a中,博湖水位有 18(12) a也偏高(低),占 95%(40%)。这表明开都河径流量的增加比减少对博湖水位的影响更重要,即开都河径流量的增加是引起博湖水位上升的重要因子,但开都河径流量减少则未必会导致博湖水位的迅速下降。80年代中期之前博湖水位的下降,除与开都河流域气候变化有关外,还与流域内的人类活动,如下游引水等密不可分;之后由于人类活动得到有效控制[1],加之开都河径流量急剧上升,博湖水位也随之上升。

图 4　1956 - 2005年巴音布鲁克和大山口水文站年径流量 (10^8 m^3)及博斯腾湖年平均水位 (+1031.5 m)时间序列

Fig 4　Annual runoff(10^8 m^3) in Bayinbuluke and Dashankou Hydrology Stations and annual mean water level(+1031.5 m) of Bosten Lake during 1956 - 2005

3.2　开都河径流量与冰川物质平衡

气候因素导致了开都河大山口出山径流量自20世纪80年代中期之后的大幅上升。据1956 - 2005年开都河大山口水文站的年径流量(标准化距平值)与1号冰川物质平衡量对比分析可知(图5),1号冰川自60年代中期以来就处于负平衡(或弱的正平衡),表明近年来冰川消退剧烈,而开都河年径流量经过70年代中期至80年代中期的振荡调整后[17],呈现急剧增加态势。二者具有很好的反相关关系,相关系数 -0.28,达到95%置信度水平。在1959 - 2002年二者均有记录的44 a中,1号冰川物质正(负)平衡的年份有15(29) a,其中开都河径流表现为偏少(多)的年份有8(10) a,占53%(34%)。由此可见,二者虽然具有显著正相关,但开都河年径流量变化并不完全能由冰川融水解释。

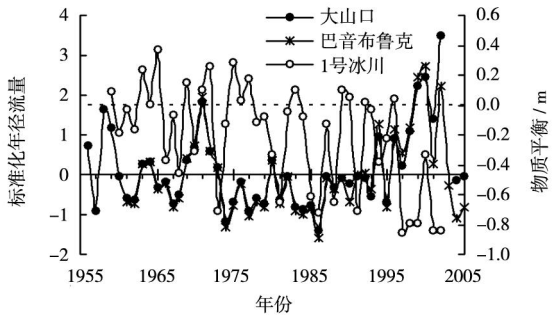


图 5　1956 - 2005年巴音布鲁克和大山口水文站标准化年径流量与1号冰川物质平衡(m)时间序列

Fig 5　Standardized departures of annual runoff in Bayinbuluke and Dashankou Hydrology Stations and mass balance of No. 1 glacier(m) during 1956 - 2005.

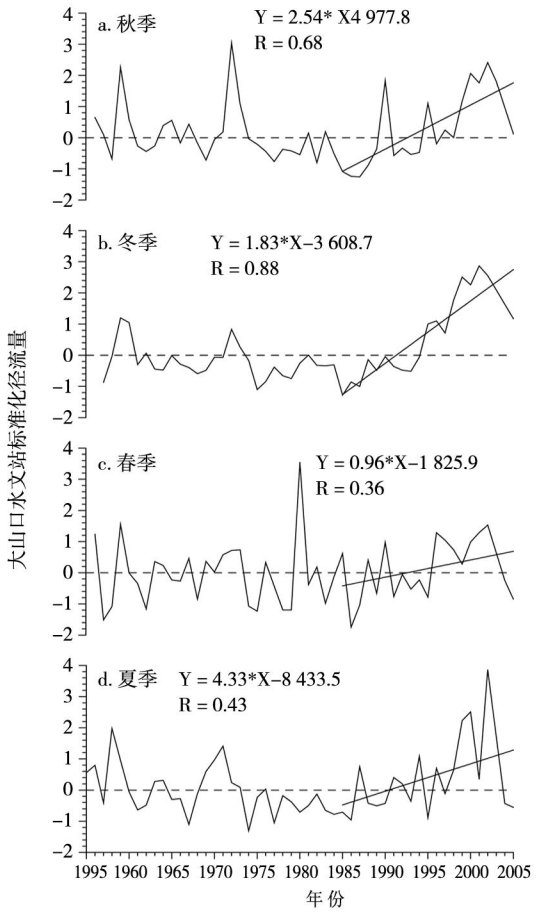


图 6　1956 - 2005年大山口水文站 (a)秋季, (b)冬季, (c)春季, (d)夏季径流量标准化距平时间序列
图中标注 1985 - 2005年各季节径流趋势

Fig 6　Standardized dpartures of(a) autumn, (b) winter, (c) spring, and (d) summer runoff in Dashankou Hydrology Station during 1956 - 2005.
Trends for seasonal runoff during 1985 - 2005 are also marked in figure.

3.3　开都河径流量的季节变化及其影响因子

各季节开都河标准化径流时间序列(图6)显示,各季节径流在20世纪80年代中期之后都表现出明显的上升,其中80年代中期之后秋、冬、夏季径流的增加趋势均达95%置信度水平;这三个季节在1985 - 2005年间的线性增加率分别为 2.54×10^8、1.83×10^8、4.33×10^8 m^3/a;而对于春季虽略有增加,但未达显著水平。很明显尽管秋、冬季节的增幅较大,但量值仍小于夏季。1956 - 2005年,秋、冬、春、夏四季与年径流的相关系数分别为0.70、0.78、0.60、0.90,夏季径流与年径流的关系最为密切,其变化也主导着年径流变化。冰川融水夏季最为丰

富,积雪融水多发生在春季,而降水的影响在一年四季均可产生。以下针对各要素对径流变化的贡献率进行分析。

在博湖流域山区径流补给区段,虽然巴音布鲁克与大山口水文站在径流量上差别较大(图 4),但二者径流变化的型式相当吻合(图 5)。这里选择巴音布鲁克的夏季气温代表冰川消融[18-19],再对气温、降水和融雪数据、以及大山口各季节径流量进行处理后,通过回归分析和偏相关分析,给出了计算的拟合系数、偏相关系数及拟合径流与观测径流的相关系数(表 1),其结果用于诊断各要素在不同季节对径流变化的贡献率。就年总径流量来说,降水和积雪融水的影响都很显著,二者与径流的偏相关系数分别为 0.57和 0.40,置信度大于 99.9%和 99%。气温、降水、融雪对径流变化的贡献率分别为 22%、50%和 33%。以上 3个要素拟合的年径流量与观测径流量相关系数达 0.63,置信度远大于 99.9%。径流的气候影响因子的季节变化,导致了径流量的季节变化。分季节统计分析表明,秋季,只有气温与径流量的偏相关关系达显著水平(偏相关系数 0.37),拟合径流与观测径流相关系数 0.40(达到 99%置信度水平)。冬季气温较低,积雪处于积累期,径流量最小;气温、降水、融雪 3个要素拟合径流量与观测径流量的相关虽然达到 95%置信度水平,但单一要素与径流的偏相关均未达到显著水平。春季,气温、降水、融雪三者拟合径流量与观测径流量的相关系数为 0.57,置信度水平达到 99.9%;然而只有降水与径流量呈显著正偏相关,气温和融雪与径流量的偏相关均不显著。这可能与融雪过程对地表热力状况的影响有关。一方面积雪融水首先被土壤吸收而很少直接产生径流,另一方面大面积积雪融化需要吸收大量热量,不利于冻土中水量的释放而影响径流补给。夏季是一年中径流最大的季节,其变化控制着年径流的变化,偏相关分析表明,气温、降水、融雪对径流量的影响都很显著,偏相关系数分别为 0.34、0.70、0.51,这表明夏季冰川、积雪融水对河流补给作用比其他季节重要的多,三要素的拟合径流量与观测值之间的相关系数高达 0.75。

表 1 1960-2004年巴音布鲁克年和季节平均气温、降水、融雪与大山口水文站观测径流量的偏相关系数、拟合系数,及拟合与观测径流的相关系数

Tab.1 Partial correlation coefficients between annual and seasonal mean air temperature, precipitation, snowmelt in Bayinbuluke Station and runoff in Dashankou Hydrology Station, and the fitting coefficients and correlation coefficients between the fitting and observed runoff during 1960-2004

	拟合系数			偏相关系数			拟合与观测径流值相关系数
	气温	降水	融雪	气温	降水	融雪	
秋季	0.38	0.07	-0.01	0.37	0.07	-0.01	0.40
冬季	0.11	0.37	0.19	0.09	0.26	0.18	0.35
春季	-0.24	0.48	-0.01	-0.27	0.52	-0.01	0.57
夏季	0.23	0.68	0.39	0.34	0.70	0.51	0.75
年	0.22	0.50	0.33	0.27	0.57	0.40	0.63

注:下划线表示相关达到 95%置信度水平

此外,流域内的积雪融水还包括大山口水文站以东范围内的积雪融水。焉耆盆地内三个气象站的年均气温、降水、融雪量和大山口水文站年径流量与博湖水位的偏相关系数分别为 -0.35、-0.08、0.38和 0.64。这表明焉耆盆地内平均气温和积雪融水也对博湖水位有显著影响。

4 结论与讨论

(1) 在气候变暖背景下,天山 1号冰川自 20世纪 60年代中期以来就处于负平衡或弱的正平衡。1956-2005年冰川物质平衡与开都河出山径流量呈显著反相关关系;此外,降水和积雪融水对开都河年径流量也有重要影响,年降水和融雪与年径流的偏相关系数分别为 0.57和 0.40,超过 99.9%和 99%置信度水平。

(2) 博湖流域上游的冰川融水及流域内积雪融水对河流径流的补给作用显著。夏季为河流的丰水期,其变化主导着年径流的变化,而且冰川、积雪融水对径流的影响则也主要体现在夏季,冰川和积雪融水变化的 23%和 39%分别作用于径流补给。在春、秋季节,降水和气温对径流的影响显著,这是因为秋季作为积雪始发期,较高的气温有利于更多的降水以"雨"形式出现或降雪融化,对径流产生直接影响,反之,气温偏低则导致径流量偏低;春季气温影响不显著,甚至与径流呈现弱的负相关。

(3) 博湖水位水位变化,除了气候变化的影响外,还与人类活动也密切相关。人类活动的影响包括:荒地开垦与改良(绿洲灌溉农业);水利工程(宝浪分水闸、解放一渠、扬水泵站);跨流域引水(博湖向塔里木河干流下游应急输水[20])等。这些影响因

子将作为下一步的研究课题,以揭示人类活动和气候变化之间复杂的自然 - 社会关系,为制定我国西北干旱区适应、减缓气候变化的对策提供科学依据。

参考文献(References)

[1] 高华中,姚亦锋. 近 50年来人类活动对博斯腾湖水位影响的量化研究[J]. 地理科学, 2005, 25(3): 305 - 309. [Gao Huazhong, Yao Yifeng. Quantitative effect of human activities on water level change of Bosten Lake in recent 50 years[J]. Scientia Geographica Sinica, 2005, 25(3): 305 - 309.]

[2] 孙占东,王润. 气候背景下冰川在博斯腾湖水量平衡中的作用[J]. 湖泊科学, 2006, 18(5): 484 - 489. [Sun Zhandong, Wang Run. Effect of glaciers change to water balance of Lake Bosten under climatic backgrounds[J]. Journal of Lake Sciences, 2006, 19(5): 484 - 489.]

[3] 赵景峰,秦大河. 博斯腾湖的咸化机理及湖水矿化度稳定性分析[J]. 水科学进展, 2007, 18(4): 475 - 482. [Zhao Jingfeng, Qin Dahe. Analysis of mechanism of the salinization process and the salinity variation in Bosten Lake[J]. Advances in Water Science, 2007, 18(4): 475 - 482.]

[4] 赵景峰, Nagashima H. 新疆博斯腾湖的季节水平衡模型[J]. 日本水文水资源协会期刊, 2001, 14(4): 267 - 276. [Zhao Jingfeng, Nagashima H. A seasonal water balance model of the Lake Bosten in Xinjiang, China[J]. Journal of Japan Society of Hydro & Water Resour, 2001, 14(4): 267 - 276.]

[5] 孙占东,王润,黄群. 近 20年博斯腾湖与岱海水位变化比较分析[J]. 干旱区资源与环境, 2006, 20(5): 56 - 60. [Sun Zhandong, Wang Run, Huang Qun. Comparison of water level changes during the past 20 years between Daihai and Bositen Lakes[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2006, 20(5): 56 - 60.]

[6] 吴素芬,何文勤,胡汝骥,等. 近年来新疆盆地平原区域湖泊变化原因分析[J]. 干旱区地理, 2001, 24(2): 123 - 129. [Wu Sufen, He Wenqin, Hu Ruji, et al. Analysis on the changing causes of the lakes in the basins and the plains in Xinjiang since recent years[J]. Arid Land Geography, 2001, 24(2): 123 - 129.]

[7] 康尔泗,程国栋,董增川. 中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流[M]. 北京:科学出版社, 2002: 304. [Kang Ersi, Cheng Guodong, Dong Zengchuan. Water resource and runoff stored in snow and ice in the arid regions of Northwest China[M]. Beijing: Science Press, 2002: 304.]

[8] 王建,沈永平,鲁安新,等. 气候变化对中国西北地区山区融雪径流的影响[J]. 冰川冻土, 2001, 23(1): 28 - 33. [Wang Jian, Shen Yongping, Lu Anxin, et al. Impact of climate change on snowmelt runoff in the mountainous regions of Northwest China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2001, 23(1): 28 - 33.]

[9] 王建,李硕. 气候变化对中国内陆干旱区山区融雪径流的影响[J]. 中国科学(D辑), 2005, 35(7): 664 - 670. [Wang Jian, Li Shuo. Impact of climate change on snowmelt runoff in the mountainous regions of inland arid zone of China[J]. Science in China (Series D), 2005, 35(7): 664 - 670.]

[10] 周成虎,罗格平,李策,等. 博斯腾湖环境变化及其与焉耆盆地绿洲开发关系研究[J]. 地理研究, 2001, 20(1): 14 - 23. [Zhou Chenghu, Luo Geping, Li Ce, et al. Environmental change in Bosten Lake and its relation with the oasis reclamation in Yanqi Basin[J]. Geophysical Research, 2001, 20(1): 14 - 23.]

[11] 王润, Giese E,高前兆. 近期博斯腾湖水位变化及其原因分析[J]. 冰川冻土, 2003, 25(1): 60 - 64. [Wang Run, Giese E, Gao Qianzhao. The recent change of water level in the Bosten Lake and analysis of its causes[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2003, 25(1): 60 - 64.]

[12] 刘时银. 全球变暖与我国西部的冰川变化[J]. 大自然, 2003, (4): 26 - 29. [Liu Shiyin. Global warming and glacier changes in the western China[J]. China Nature, 2003, (4): 26 - 29.]

[13] 赵景峰,秦大河,雷加强,等. 新疆焉耆盆地和博斯腾湖盐量收支平衡的年变化[J]. 干旱区地理, 2005, 28(3): 275 - 281. [Zhao Jingfeng, Qin Dahe, Lei Jiaqiang, et al. Inter-annual variability of salt budget of the Yanqi Basin and Lake Bosten, Xinjiang[J]. Arid Land Geography, 2005, 28(3): 275 - 281.]

[14] 焦克勤,王纯足,韩添丁. 天山乌鲁木齐河源 1号冰川新近出现大的物质负平衡[J]. 冰川冻土, 2000, 22(1): 62 - 64. [Jiao Keqin, Wang Chunzu, Han Tianding. A strong negative mass balance recently appeared in the Glacier No. 1 at the headwaters of the Urumqi River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 22(1): 62 - 64.]

[15] 谢自楚. 冰川物质平衡及其与冰川特征的关系[J]. 冰川冻土, 1980, 2(4): 1 - 10. [Xie Zichu. Mass balance of glacier and the relationship between it and glacier features[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1980, 2(4): 1 - 10.]

[16] 刘时银,丁永建,叶柏生,等. 高亚洲地区冰川物质平衡变化特征研究[J]. 冰川冻土, 2000, 22(2): 97 - 105. [Liu Shiyin, Ding Yongjian, Ye Baisheng, et al. Research on the changing characteristics of glacier mass balance in High Asia[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 22(2): 97 - 105.]

[17] 鞠远江,魏遐,刘耕年. 天山乌一号冰川物质平衡特征的统计分析[J]. 干旱区地理, 2006, 29(1): 76 - 80. [Ju Yuanjiang, Wei Xia, Liu Gengnian. Statistics and analysis on the mass balance of Glacier No. 1 at the headwaters of the Urumqi River in the Tianshan Mountains[J]. Arid Land Geography, 2006, 29(1): 76 - 80.]

[18] 韩添丁,刘时银,丁永建,等. 天山乌鲁木齐河源 1号冰川物质平衡特征[J]. 地球科学进展, 2005, 20(3): 298 - 303. [Han Tianding, Liu Shiyin, Ding Yongjian, et al. A characteristics mass balance of glacier No. 1 at the headwaters of the Urumqi River, Tianshan Mountains[J]. Advances in Earth Science, 2005, 20

(3):298 - 303.〕

〔19〕鞠远江,刘耕年,魏遐. 山地冰川平衡线高度作为气候变化代用指标的讨论〔J〕. 冰川冻土, 2007, 29(4):613 - 616.〔Ju Yuanjiang, Liu Gengnian, Wei Xia. Equilibrium line altitude of mountain gacier as a proxy of climate changes〔J〕. Journal of Glaciology and Geocryology, 2007, 29(4):613 - 616.〕

〔20〕谭新平,李春梅,曹晓莉,等. 塔里木河干流近 50 a地表水资源利用问题评估〔J〕. 干旱区研究, 2004, 21(3):193 - 198.〔Tan Xinping, Li Chunmei, Cao Xiaoli, et al. Assessment on the utilization of surface water resources in the mainstream watershed of the Tarim River since recent 5 decades〔J〕. Arid Zone Research, 2004, 21(3):193 - 198.〕

Impacte of glacier and snow melting on Bosten Lake under climate change

MA Li-juan[1], ZHAO Jing-feng[2,3], ZHANG Hong-jun[4], FAN Jing-long[3], GUO Xiao-yin[5]

(1 *National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing* 100081, *China*; 2 *Sichuan Normal University, Chengdu* 610068, *Sichuan, China*; 3 *Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi* 830011, *Xinjiang, China*; 4 *InnerMongolia Electronic information and Occasional Technology College, Hohhot* 010010, *InnerMongola, China*; 5 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing* 100081, *China*)

Abstract: The impacts of melting of glacier and snow on the runoff of the Kaidu River and Bosten Lake's water level during the past 50 years were investigated by using the mass balance data of No. 1 glacier, the runoff data from the Dashankou Hydrology Station, and observed data from the meteorological stations within the drainage area. Based on the statistical analysis of multivariate linear regression and the partial correlation, the research indicates that there is significant positive correlation between mass balance of No. 1 glacier and annual runoff of the Kaidu River, but it can not explain all the changes of runoff. Analysis via partial correlation indicates that precipitation and snowmelt both have significant impact on runoff, and the coefficients are 0.57 and 0.40, respectively. The correlation coefficient between the fitting value of runoff from annual air temperature, precipitation, snowmelt and observed runoff reaches 0.63, which is far beyond 99.9% significant level. Analyses based on seasonal data reveal that precipitation and air temperature are, respectively, the main climatological factors influencing runoff in spring and autumn, and the partial correlation coefficients are 0.52 and 0.37, respectively. However, the impacts of glacier and snowmelt on runoff mainly occur in summer, which is the season of maximum runoff in the four seasons. The partial correlation coefficient between summer snowmelt and runoff is 0.51. As a result, the contribution of glacier and snowmelt to runoff in the drainage of Bosten Lake should be ignored by no means.

Key Words: Bosten Lake; glacier; snowmelt; climate change

ADVANCES IN CLIMATE CHANGE RESEARCH 1(2): 76–83, 2010
www.climatechange.cn
DOI: 10.3724/SP.J.0000.2010.00076

ARTICLE

Sensitivity of the Number of Snow Cover Days to Surface Air Temperature over the Qinghai-Tibetan Plateau

Lijuan Ma[1], Dahe Qin[2], Lingen Bian[3], Cunde Xiao[2,3], Yong Luo[1]

[1] *Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing* 100081, *China*;
[2] *State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou* 730000, *China*;
[3] *Chinese Academy of Meteorological Sciences, China Meteorological Administration, Beijing* 100081, *China*

Received 6 April 2010; revised 16 June 2010; accepted 8 July 2010

Abstract

Based on the number of snow cover days (NSCDs) and homogenized surface air temperature data for the period 1951–2004, this study performs the quantitative analysis on the sensitivity of NSCDs to surface air temperature over the Qinghai-Tibetan Plateau (QTP). Results show that both the extreme sensitivity and sensitivity under current climate are higher in the edge than in the central area of the QTP. There exists a strong negative correlation between station's elevation and critical temperature, at which the sensitivity reaches extremum. The negative correlation between the elevation and the extreme sensitivity is not as strong as the former one. Currently, the climatological temperatures in quite a few stations do not reach the critical stage. The sensitivity at these stations will become greater under the current background of climate warming, which means NSCDs will be more sensitive to surface air temperature.

Keywords: snow cover; sensitivity; Qinghai-Tibetan Plateau; surface air temperature

Citation: Ma, L., D. Qin, L. Bian, et al., 2010: Sensitivity of the number of snow cover days to surface air temperature over the Qinghai-Tibetan Plateau. *Adv. Clim. Change Res.*, **1**, doi: 10.3724/SP.J.1248.2010.00076.

1 Introduction

Snow cover is one of the main components of the cryosphere. It is crucial in the surface energy balance due to its intrinsic attributes of high albedo, high potential heat relative to phase changing, and low heat conduction, and hence has important impacts on the changes of climate system. The Qinghai-Tibetan Plateau (QTP) is a region with the highest landform and the widest snow cover in the mid-latitude of the Northern Hemisphere. The snow cover over the QTP not only is closely linked to the living conditions of local people, but also affects the climate in local and surrounding regions through transformation of energy and water. Snow cover, on one hand, is one of the outcomes of atmospheric circulation, and on the other hand, affects climate change. Under the background of climate warming, the number of snow cover days (NSCDs), snow

Corresponding author: Lijuan Ma, malj@cma.gov.cn

depth, and snow cover extent are experiencing great changes. In accordance with global warming, surface air temperature over the QTP has been increasing since 1950s [*Liu and Chen*, 2000]. At the same time, snow cover over the QTP has increased till the end of the 1990s, and has presented more significant increasing trend and greater interannual variability since the mid-1980s [*Ding*, 2002; *Qin et al.*, 2006], which is possibly related to the changes of water vapor content in the atmosphere caused by climate warming. However, snow depth over the QTP decreased obviously since then, at least till the year 2005 [*Ma*, 2008].

With lower air density, larger snow-covered area, and more stable stratification in the near surface layer, the temperature over the QTP behaves quicker and stronger response to climate warming due to higher elevation, more complicated landform, stronger monsoon circulation, and more incident solar radiation [*Sun*, 1996]. Increase in surface air temperature is unfavorable for maintaining snow cover, it is therefore crucial to analyze the sensitivity of snow cover to surface air temperature. *Hantel et al.* [2000] proposed a method to analyse the sensitivity of NSCDs to surface air temperature, which was successfully applied to the Austrian Alps and the Swiss Alps.

Most of the previous researches on the relationship between snow cover and air temperature were based on the linear correlation. However, NSCDs in one month is at most the same as the number of total days in the month, and won't increase unlimitedly even with extreme low temperature. To quantify the non-linear relationship between them, the sensitivity of NSCDs to surface air temperature is investigated in this study based on the method of *Hantel et al.* [2000].

2 Data sources

Compared with the remote sensing and reanalysis data, the first-hand observational data from monitoring stations are usually considered to be more accurate and are able to reflect the actual situation, especially in mountain regions with complicated landform like the QTP [*Ma et al.*, 2008; 2009]. Therefore, the monthly NSCDs and monthly mean surface air temperature data used in this study are both ground-based observational data obtained from the National Meteorological Information Center, China Meteorological Administration. The former is available for 754 Chinese meteorological stations covering the period from the beginning of records (approximately January 1951) until December 2008. The latter is the China Homogenized Historical Temperature Data set (1951–2004), version 1.0 [*Li et al.*, 2004], being available for 731 stations with the same beginning date as the former but going until December 2004. Within the scope of the QTP (25°–40°N, 73°–105°E, a.s.l. 2,000 m), there are 92 stations with both NSCDs and surface air temperature data, as shown in Figure 1.

Limited to the available period of homogenized surface air temperature data set, the study period is 1951–2004, and 1971–2000 is taken as the climatological period. According to the seasonal characteristics of snow cover changes, last September till current August is taken as a whole snow year. Each snow year begins with autumn and ends with summer. For example, we take the months of September, October, and November in the calendar year 1999 as the autumn of the snow year 2000, and take December in the calendar year 1999, January and February in the calendar year 2000 as the winter of the snow year 2000, and so forth. Strict screening is performed on both data sets for the 92

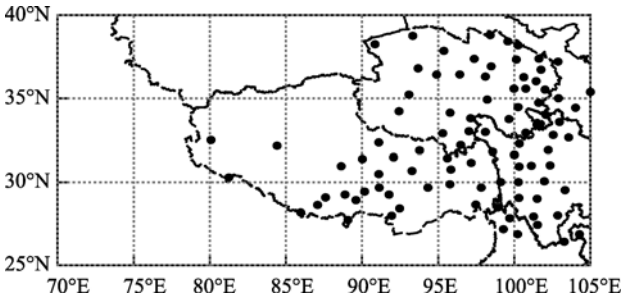


Figure 1 Distribution of 92 meteorological stations with both monthly NSCDs and homogenized surface air temperature data over the QTP

stations before analyzing the sensitivity. First, seasonal and annual NSCDs and mean surface air temperature are calculated, and when there is missing value in any months of a season or year, it is marked as missing value. Spatial mean is marked as missing when missing occurs in more than half of the stations. Based on this, stations with missing values in more than 10 years during 1971–2000 are excluded, and the numbers are 9, 7, 13, and 9 for autumn, winter, spring, and summer, respectively. Additionally, the stations with non-negative correlation between NSCDs and surface air temperature in the four seasons are also discarded [*Hantel et al*., 2000], and they all overlap the former with the number of 2, 2, 7, and 4, respectively. As a result, the valid stations are 83, 85, 79, and 83 for autumn, winter, spring, and summer, respectively. Note that the stations are mainly located in the mid-eastern part of the QTP, and hence, this research actually reflects the situation in the middle and eastern regions.

3 Methodology

To analyze the relationship between NSCDs and air temperature quantitatively, *Hantel et al*. [2000] defined a variable of relative NSCDs.

$$n = N / N_0 \tag{1}$$

Hereinto, N and N_0 are the number of days with snow cover and the number of total days in a month, respectively. For each station, the relationship between n and T (surface air temperature) is never linear. No matter how high or low the temperature is, the relative NSCDs can only be approaching or equal to but not exceed 0 and 1, meeting a hyperbolic tangent function. The sensitivity of relative NSCDs to surface air temperature (hereafter sensitivity) can be defined as the slope of n denoting the changes of T with n. The sensitivity, s, expressed by the following formula, will be always negative ranging from –1 to 0 due to the negative correlation between NSCDs and surface air temperature.

$$s \equiv \partial n / \partial T = \frac{s_0}{\cosh^2[2s_0(T - T_0)]} \tag{2}$$

Hereinto, n and T are known, and s_0 and T_0 are the parameters to be fitted. s_0 represents extreme sensitivity, that is, the top sensitivity of NSCDs to surface air temperature. T_0 represents critical temperature when sensitivity reaches extremum, which means s is equal to s_0 when T is equal to T_0. s_0 and T_0 will get their best fitting when the sum of variances of biases between the observed n^i, T^i and calculated n^i, T^i is the least. That is, the bias estimation J_E is the least. This fitting method [*Hantel et al*., 2000; *Wielke et al*., 2004] takes both errors of the relative NSCDs and surface air temperature into account.

$$J_E(s_0, T_0) \equiv \sum_{i=1}^{I} \left(\left(\frac{n_i - n^i}{\sigma_i}\right)^2 + \left(\frac{T_i - T^i}{\chi_i}\right)^2 \right) \tag{3}$$

Hereinto, $f_i \equiv \frac{n_i - n^i}{\sigma_i}$ and $g_i \equiv \frac{T_i - T^i}{\chi_i}$ denote errors from the relative NSCDs and surface air temperature, respectively. The weighting coefficients of errors, σ_i and x^i, present the weighting of errors from the relative NSCDs and air temperature, respectively.

Take spring for example, the following steps illuminate the process of sensitivity calculation for each station.

1) Take the lowest temperature in spring of the period 1951–2004 as the initial value of T_0, and mark it as T_{00}.

2) Take T_i and n_i in spring into formula (2), and get s_{0i} (i denotes year). Take the mean value of s_{0i} as s_0.

3) Calculate T^i via formula (2). Here T_0, s_0, and n_i are known.

4) Similar with step 3), T_0, s_0, and T_i are known, and n^i can be calculated via formula (2).

5) Calculate the error estimation J_E via formula (3).

6) Take 0.001 °C as the step length of temperature, and repeat steps 2)−5) and get s_0 and J_E for each T_0.

7) In all groups of T_0 and s_0, the one that makes J_E the least is just the pair of T_0 and s_0 we are search-

ing for.

8) Take T_0, s_0, and the climatological temperature $\overline{T}$ into formula (2), the climatological sensitivity $s_{\overline{T}}$, can be calculated.

4 Results

As it is well known, the relative NSCDs is related to station elevation, surface air temperature, snow amount, radiation, land cover, etc. To investigate its sensitivity to surface air temperature, the relationship between seasonal n and elevation (H) during the period 1971–2000 is examined first due to the close relationship between surface air temperature and elevation. As shown in Figure 2, n ranges from 0 to 1, and approaches or equals 0 in lower altitude. However, the pattern of hyperbolic tangent function is not as clear as that in Austria [*Hantel et al*., 2000], possibly due to higher altitude and lower latitude of the QTP. There are obvious discrepancies for the changes of n with T in each season, especially in winter and summer. In summer (Fig. 2d), n hardly changes with H for stations with elevation lower than 4,000 m. In winter (Fig. 2b), n increases with H, but is relatively loose. This discloses that the relative NSCDs over the QTP does not only depend on altitude. Seasonal relationship between n and climatological temperature ($\overline{T}$) during the period 1971–2000 is further examined. Results show that there are closer relationships between n and $\overline{T}$ than between n and H in

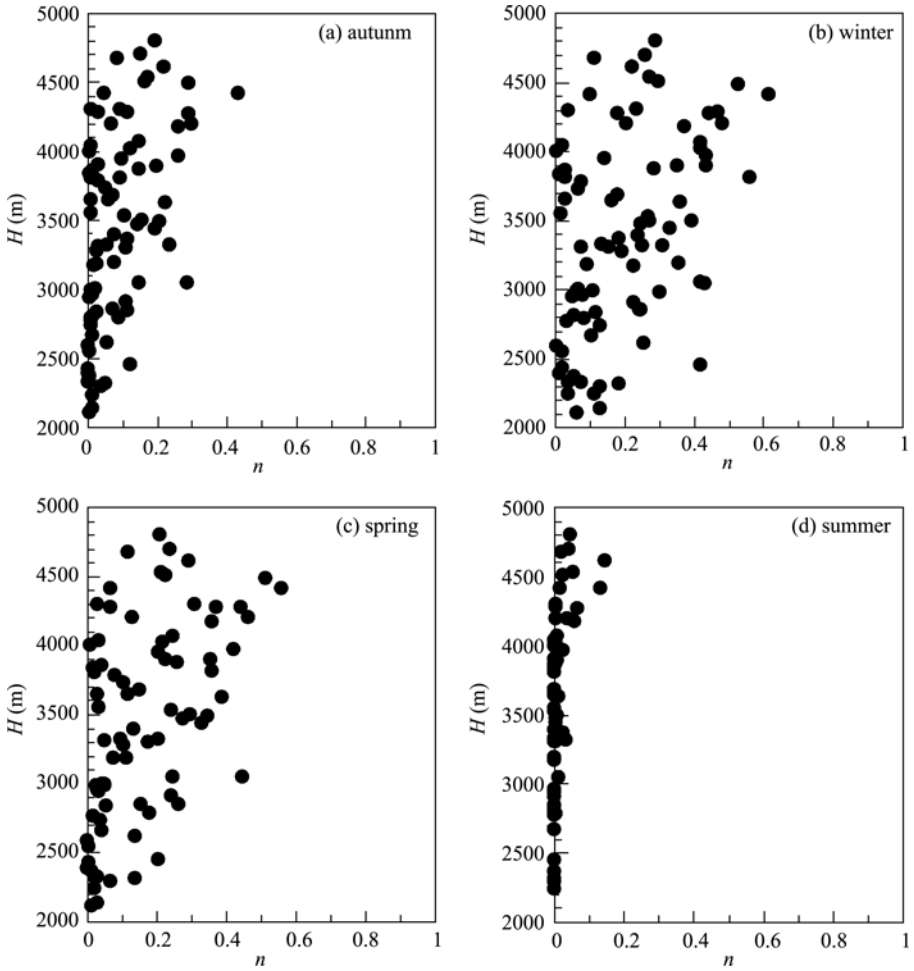


Figure 2 Relationships between the relative NSCDs (n) and station elevation (H) over the QTP in (a) autumn, (b) winter, (c) spring, and (d) summer during the period 1971–2000 (each dot represents a value at one station)

all seasons. The hyperbolic tangent pattern is clearer in winter than in summer. Figure 3 shows the changes of n with T for all stations in the whole examined period. The hyperbolic tangent relationship is distinct.

The extreme and climatological sensitivities (s_0 and $s_{\overline{T}}$ respectively) are shown in Figure 4. Generally, both s_0 and $s_{\overline{T}}$ exhibit similar spatial distribution, lower in the middle-center (the intersection of Sichuan, Qinghai, and Tibet) while higher in the surroundings. This is similar to the spatial distribution of NSCDs [*Ma*, 2008]. In summer, the sensitivity is unmeasurable in the southern part of the QTP because NSCDs in most of the stations is zero. For all seasons, the spatial distributions of s_0 and $s_{\overline{T}}$ are similar. But the magnitude of s_0 is greater than that of $s_{\overline{T}}$. Statistical analyses reveal that $s_{\overline{T}}$ is greater than s_0 for all stations, thus the absolute value of $s_{\overline{T}}$ is less than that of s_0 due to their negative values. When $\overline{T}$ is less than T_0, the sensitivity does not reach the extremum (i.e., $|s_{\overline{T}}| < |s_0|$). NSCDs will be more sensitive to surface air temperature with climate warming. Conversely, when $\overline{T}$ is greater than T_0, the sensitivity drops off from the top sensitivity (i.e., $|s_{\overline{T}}| < |s_0|$). However, we should pay much attention to stations with $\overline{T}$ below T_0 because they will be more sensitive to air temperatures in the context of climate warming.

The difference between $\overline{T}$ and T_0 is shown in the right panel of Figure 4. Annually, surface air temperatures in 27 of 86 stations (31%), do not reach critical state, and the proportions are 36% (30/83), 39% (33/85), 47% (37/79), and 11% (5/44)

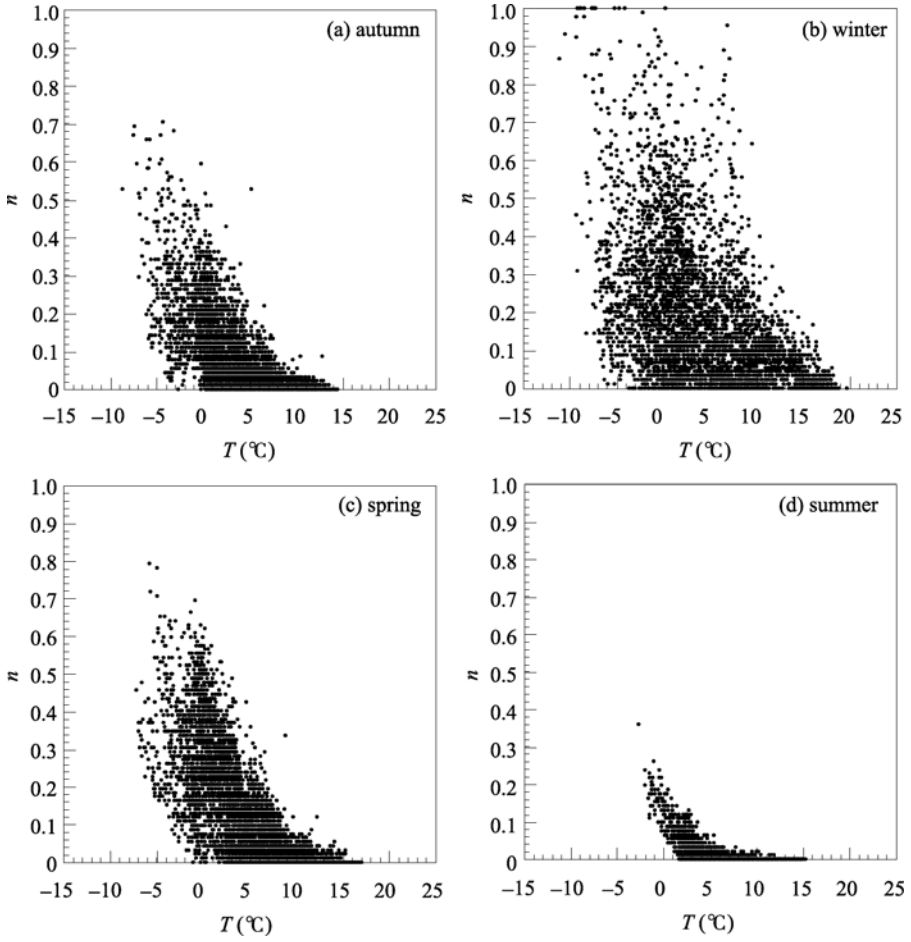


Figure 3 Relationships between the relative NSCDs (n) and surface air temperature (T) over the QTP in (a) autumn, (b) winter, (c) spring, and (d) summer during the period 1951–2004 (each dot represents a value at one station in one year)

in autumn, winter, spring, and summer, respectively. Obviously, the proportion of stations with $\overline{T}$ equal to or above T_0 is greater in summer than in other seasons. Annually, surface air temperatures in 17 of 27 stations will reach their critical states for 0.5 °C warming. Correspondingly, the sensitivities will reach their extrema. When the warming reaches 0.5–1.0 °C, NSCDs in other 9 stations will reach their extreme sensitivities. Seasonally, 0.5 °C warming in autumn, winter, spring, and summer, respectively, will result in NSCDs in 14 of 30, 11 of 33, 12 of 37, and 4 of 5 stations the most sensitive to surface air temperature, and 0.5–1.0 °C warming will make other 7, 9, and 13 stations in autumn, winter, and spring, respectively, reaching their top sensitivities. Another 0.5 °C warming will lead to NSCDs in the left 9, 10, 10, and 1 station in the four seasons to extreme sensitivities. In other words, with a 1.5 °C warming over the QTP in the future, of all stations with $\overline{T}$ below T_0, 91% in winter, 95% in spring, and 100% in autumn and summer will reach their critical temperature gradually, and NSCDs will be more or most sensitive to surface air temperature correspondingly.

As mentioned above, extreme sensitivity for each station is not equal to each other (Fig. 4). In order to examine whether this is to some degree related to altitude discrepancy, the relationships between T_0, s_0 and H are validated (Fig. 5). The negative correlation between T_0 and H is significant at 95% confidence level, and the correlation coefficients in autumn, winter, spring, and summer are –0.65, –0.59,

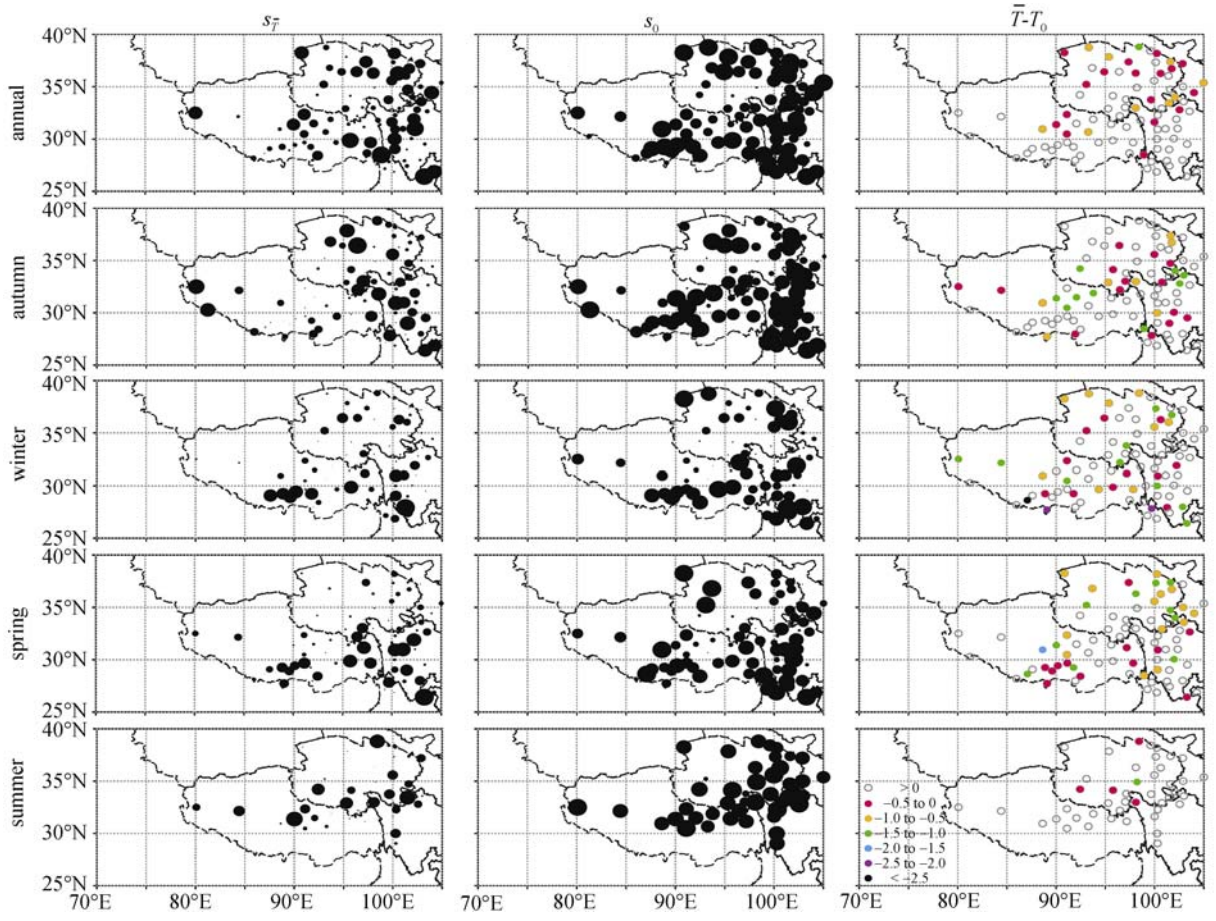


Figure 4 Annual and seasonal sensitivities ($s_{\overline{T}}$, left panels) under the period 1971–2000 climatological temperature $\overline{T}$, extreme sensitivity (s_0, central panels, bigger circles represent higher sensitivity), and differences (right panels) between $\overline{T}$ and critical temperature T_0 over the QTP

–0.77, and –0.64, respectively. This indicates that the higher the elevation is, the lower critical temperature is needed for NSCDs to be more sensitive. The negative relationship between s_0 and H is not as significant as that between T_0 and H. Even for stations at the same altitude, s_0 may range from –1 to 0 indicating less dependency on elevation over the QTP.

5 Discussion and conclusions

Based on NSCDs and homogenized surface air temperature data from meteorological stations over the QTP during the period 1951–2004, this study quantificationally analyzes the sensitivity of NSCDs to surface air temperature.

Results indicate that NSCDs over the QTP will be more sensitive to surface air temperature in the context of climate warming. Currently, the climatological temperatures at quite a few stations do not reach their critical temperatures yet. However, with a 1.5 °C warming in the future, more than 90% of these stations will reach their extreme sensitivities. With an increase in temperature, the progression of snow melting in spring will be accelerated due to greater sensitivities. Meanwhile, there are also many stations with climatological temperatures exceeding critical ones, and the absolute value of $s_{\overline{T}}$ is less than that of s_0.

Additionally, the relative NSCDs is closely related to surface air temperature, but not closely to elevation. Similarly, the extreme sensitivity is not closely related to elevation. Analyses indicate that there are a significant negative correlation between T_0 and H, but the negative correlation between s_0 and H is not as close as the former. That is to say, the higher the elevation, the lower T_0 is necessary for the relative NSCDs to reach extreme sensitivity, but higher elevation is not necessary for station to be of greater extreme sensitivity.

Acknowledgements

This study was partly supported by the National Postdoctoral Scientific Foundation (20080440342) and the opening fund from the State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences (SKLCS 08-07).

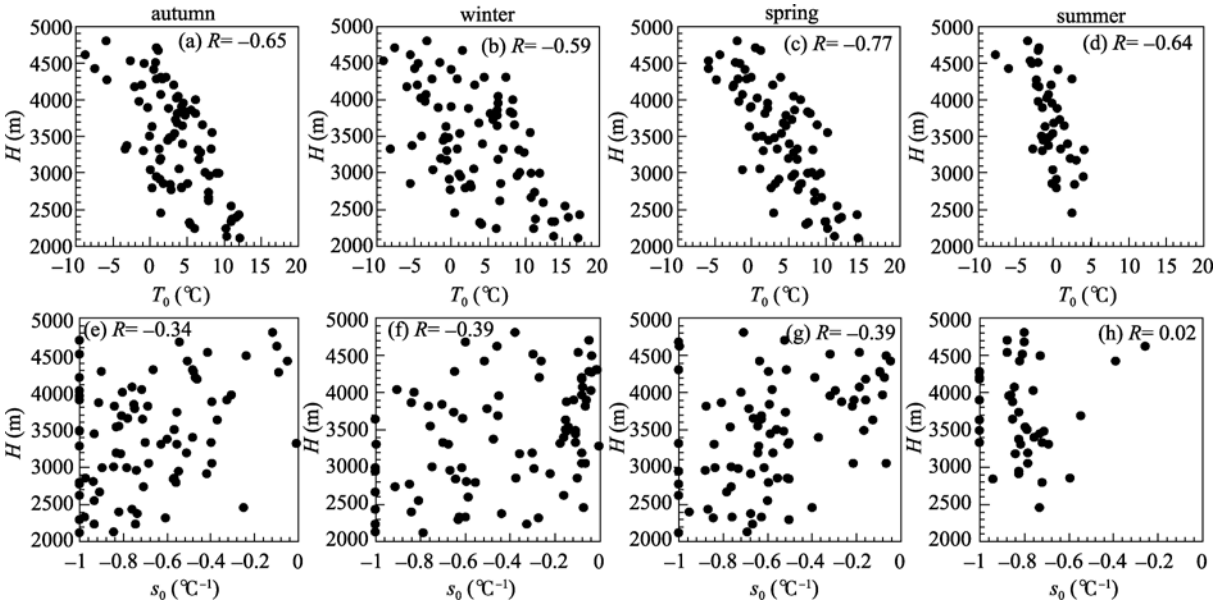


Figure 5 Relationships between elevation H and critical temperature T_0 (upper panels), and H and extreme sensitivity s_0 (lower panels) for all stations over the QTP during the period 1951–2004 (each dot represents a value at one station)

References

Ding, Y., 2002: *Forecast in Environment Changes in Western China. Assessment of Environment Evolution in Western China* (in Chinese), Qin, D. Ed., Science Press, 239pp.

Hantel, M., M. Ehrendorfer, and A. Haslinger, 2000: Climate sensitivity of snow cover duration in Austria. *International Journal of Climatology*, **20**(6), 615–640.

Li, Q., X. Liu, H. Zhang, et al., 2004: Detecting and adjusting temporal inhomogeneity in Chinese mean surface air temperature data. *Adv. Atmos. Sci.*, **21**, 260–268.

Liu, X., and B. Chen, 2000: Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *International Journal of Climatology*, **20**(14), 1729–1742.

Ma, L., 2008: *The Temporal and Spatial Characteristics of Snow Depth over the Qinghai-Tibetan Plateau in the Recent 50 Years and its Relationship with Factors of Atmospheric Circulation* (in Chinese). Chinese Academy of Meteorological Sciences/Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 156pp.

Ma, L., T. Zhang, Q. Li, et al., 2008 : Evaluation of ERA-40, NCEP-1, NCEP-2 reanalysis air temperature with ground-based measurements in China. *J. Geophys. Res.*, **113**(D15115), doi:10.1029/2007JD009549.

Ma, L., T. Zhang, W. O. Frauenfeld, et al., 2009: Evaluation of precipitation from the ERA-40, NCEP-1, and NCEP-2 Reanalyses and CMAP-1, CMAP-2, and GPCP-2 with ground-based measurements in China. *J. Geophys. Res.*, **114**(D09105), doi:10.1029/2008JD011178.

Qin, D., S. Liu, and P. Li, 2006: Snow cover distribution, variability and response to climate change in western China. *J. Climate*, **19**, 1820–1833.

Sun, H., 1996: *Formation and Evolution of Qinghai-Xizang Plateau* (in Chinese). Scientific and Technical Publishers, 383pp.

Wielke, L. M., L. Haimberger, and M. Hantel, 2004: Snow cover duration in Switzerland compared to Austria. *Meteorologische Zeitschrift*, **13**(1), 13–17.

Assessment of Reanalysis Daily Extreme Temperatures with China's Homogenized Historical Dataset during 1979–2001 Using Probability Density Functions

JIAFU MAO AND XIAOYING SHI

Environmental Sciences Division, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee

LIJUAN MA

National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing, China

DALE P. KAISER

Carbon Dioxide Information Analysis Center, Environmental Sciences Division, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee

QINGXIANG LI

China Meteorological Administration, Beijing, China

PETER E. THORNTON

Environmental Sciences Division, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee

(Manuscript received 16 December 2009, in final form 16 June 2010)

ABSTRACT

Using a recently homogenized observational daily maximum (T_{MAX}) and minimum temperature (T_{MIN}) dataset for China, the extreme temperatures from the 40-yr ECMWF Re-Analysis (ERA-40), the Japanese 25-year Reanalysis (JRA-25), the NCEP/Department of Energy Global Reanalysis 2 (NCEP-2), and the ECMWF's ERA-Interim (ERAIn) reanalyses for summer (June–August) and winter (December–February) are assessed by probability density functions for the periods 1979–2001 and 1990–2001. For 1979–2001, no single reanalysis appears to be consistently accurate across eight areas examined over China. The ERA-40 and JRA-25 reanalyses show similar representations and close skill scores over most of the regions of China for both seasons. NCEP-2 generally has lower skill scores, especially over regions with complex topography. The regional and seasonal differences identified are commonly associated with different geographical locations and the methods used to diagnose these quantities. All the selected reanalysis products exhibit better performance for winter compared to summer over most regions of China. The T_{MAX} values from the reanalysis tend to be systematically underestimated, while T_{MIN} is systematically closer to observed values than T_{MAX}. Comparisons of the reanalyses to reproduce the 99.7 percentiles for T_{MAX} and 0.3 percentiles for T_{MIN} show that most reanalyses tend to underestimate the 99.7 percentiles in maximum temperature both in summer and winter. For the 0.3 percentiles in T_{MIN}, NCEP-2 is relatively inaccurate with a −12°C cold bias over the Qinghai–Tibetan Plateau in winter. ERA-40 and JRA-25 generally overestimate the extreme T_{MIN}, and the extreme percentage differences of ERA-40 and JRA-25 are quite similar over all of the regions. The results are generally similar for 1990–2001, but in contrast to the other three reanalysis products the newly released ERAIn is very reasonable, especially for wintertime T_{MIN}, with a skill score greater than 0.83 for each region of China. This demonstrates the great potential of this product for use in future impact assessments on continental scales where those impacts are based on extreme temperatures.

Corresponding author address: Jiafu Mao, Oak Ridge National Laboratory, MS6301, P.O. Box 2008, Oak Ridge, TN 37831-6301. E-mail: maoj@ornl.gov

DOI: 10.1175/2010JCLI3581.1

© 2010 American Meteorological Society

1. Introduction

Extreme weather and climatic events such as intense heat or cold waves, severe storms, and prolonged droughts are responsible for a disproportionately large part of the climate-related damage to human society and the natural environment (Meehl et al. 2000; Parmesan 2006). There is little doubt that the frequency and intensity of certain types of extreme events will increase with the elevated concentrations of anthropogenic greenhouse gases and expected climate warming (Trenberth et al. 2007). Research on temperature extremes in the twentieth century has been carried out extensively, and on the daily time scale all studies show patterns of changes in extremes consistent with an overall warming (Solomon et al. 2007). For the land areas sampled, the distributions of maximum temperature (T_{MAX}) and minimum temperature (T_{MIN}) have not only shifted to higher values, but the cold extremes have warmed more than the warm extremes (Alexander et al. 2006). Due to the considerable regional variations in the trends and increased concerns regarding regional-scale impacts, there is a great demand for improving our understanding of the regional features and causes of extreme temperature events within the context of global change (Griffiths et al. 2005; Alexander and Arblaster 2009). Like most of the world over the past few decades, China has experienced varying degrees of regional warming, and there was an overall tendency of greater warming rates for minimum and winter temperatures as compared to maximum and summer temperatures (Zhai et al. 1999; Yan et al. 2002; Zhai and Pan 2003; Gong et al. 2004; Liu et al. 2006; Qian and Qin 2005; Fu et al. 2008).

One effective way of gaining a better understanding of the extreme temperatures and their relation to other climate factors is through analysis of high quality data products with consistent physical processes at suitable temporal and spatial resolutions (Griffiths et al. 2005; Vose et al. 2005). Observations, especially global-scale observed daily datasets, remain somewhat problematic due to gaps in temporal continuity and geographical coverage. However, various reanalysis products, based on previously observed climate data, provide consistent, long-term gridded meteorological datasets using modern, state-of-the-art data assimilation systems developed for numerical weather prediction (Kalnay et al. 1996). They play a crucial role in quantifying and understanding atmospheric features, seasonal prediction, and extreme events, while also helping to assess the ability of climate models to simulate the average climate and its variations. Furthermore, they can be used in identifying deficiencies in representations of physical processes that produce climate model errors (Uppala et al. 2005, 2008; Onogi et al. 2007).

Although reanalysis data are the most reliable atmospheric analysis data, they are of course not without inaccuracies. Systematic biases and uncertainties in the climatological variables (especially in surface fluxes), and poor estimates of climatological variations and trends, limit the ability of these products to represent the real state of the weather and climate (Trenberth and Olson 1988; Bosilovich et al. 2008). Therefore, comparison of the capabilities and limitations of current reanalysis datasets with observations from independent meteorological stations will be of value for determining the best uses of our current reanalysis products for scientific and practical purposes (Smith et al. 2001; Ma et al. 2009; Zhao and Fu 2009). The latest global or regional evaluations provide detailed assessments of the strengths and weaknesses of reanalysis products based principally on monthly, seasonal, and annual time scales (Kanamitsu et al. 2002; Uppala et al. 2005; Onogi et al. 2007; Ma et al. 2008, 2009; Zhao and Fu 2006, 2009). Given that atmospheric conditions on time scales of days have direct impacts on human health and human activities, an assessment of the capacity of reanalysis to represent conditions on daily or finer time scales is clearly valuable (Li et al. 2005; Pitman and Perkins 2009).

Daily extreme temperatures at 1000 hPa and 2-m height from three global reanalysis datasets were first comprehensively evaluated by Pitman and Perkins (2009) between the reanalyses and over regions where daily observed T_{MAX} and T_{MIN} were available. They highlighted the widespread differences between the selected reanalyses due to the different methods used to diagnose these quantities. However, because high quality, land-based observations were not always available, their evaluation was primarily limited to intercomparisons between the reanalyses on global and continental scales. Furthermore, the analysis and comparisons at seasonal time scales, which may help isolate the mechanisms leading to these differences, were not stressed, especially over East Asia. Applications of extreme temperatures from reanalysis products in China are not new. For example, Zhou et al. (2004) used monthly T_{MAX} and T_{MIN} from surface stations and the National Centers for Environmental Prediction (NCEP)/Department of Energy (DOE) Global Reanalysis 2 (NCEP-2) over southern China to analyze differences in air temperature trends to explore the impacts of urbanization on south China temperatures. Gong et al. (2006) used the daily T_{MAX} and T_{MIN} of NCEP-2 from 1979 to 2000 to evaluate the robustness of the ''weekend effect'' from the observations. In these studies, however, the reanalyzed extreme temperatures are commonly used as if they were observations. Few studies have directly evaluated the ability of the reanalysis to represent the extreme temperatures, especially on daily time scales. Furthermore, traditional assessments of historical

reanalysis products such as pressure, precipitation, humidity and winds, 2-m surface temperature, and radiation fluxes over China are based principally on monthly, seasonal, or longer average time scales (Xu et al. 2001; Shi et al. 2006; Ma et al. 2008, 2009; Zhao and Fu 2006, 2009). While valid, this tends to hide biases or systematic errors that are identifiable in the daily data (Pitman and Perkins 2009).

Some questions therefore arise: To what extent can we trust the quality of the present daily extreme temperatures from the latest reanalysis over continental China? Are there more useful metrics and higher quality ground-based observations capable of better assessing the extremes? A probability density function (PDFs) derived skill score proposed by Perkins et al. (2007) and homogenized extreme temperature data for all of China (Li et al. 2009b) provide us with an unprecedented opportunity to directly compare multiple reanalyzed trends with observed trends in extremes. The skill score is a useful means of measuring the skill of daily reanalysis products or model outputs using the observed dataset. It was found to be robust against data limitations and to be a clear and straightforward way of comparing the entire modeled and observed dataset (Perkins et al. 2007; Perkins and Pitman 2008; Maxino et al. 2007; Pitman and Perkins 2009). In China, a newly developed higher quality daily surface air temperature dataset has become available to the scientific community. Compared to previous products, it has a more dense observational network and more consistent observing practices with comprehensive error corrections and quality control (Li et al. 2006; Ma et al. 2008; Li et al. 2009a,b).

This paper focuses mainly on the reliability assessment over continental China of daily T_{MAX} and T_{MIN} derived from four latest-generation reanalysis products such as NCEP-2, the 40-year European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40), the Japanese 25-year Reanalysis (JRA-25), and the ECMWF reanalysis data from the ERA Interim project (ERAIn). We use PDF skill scores to assess the seasonal performance of selected reanalyses in terms of their capacity to represent the summer and winter daily extreme temperatures for the periods 1979–2001 and 1990–2001. We also compare the four reanalyses' capacities to represent the 99.7th percentile for T_{MAX} (T_{MAX99}) and the 0.3 percentile for T_{MIN} (T_{MIN03}), which are extreme values and may typically be observed perhaps once per year (Pitman and Perkins 2009). Possible reasons for the differences between the four products, and potential mechanisms behind the biases compared to the observations, will also be discussed.

The remainder of this paper explains our methodology (section 2), describes our results (section 3), discusses our results (section 4), and states our conclusions (section 5).

2. Methodology

a. Data sources

1) Homogenized historical temperature dataset of China

Raw observed data used for long-term climate research may be affected by inhomogeneities, which include changes in instrument exposure, changes in observing time, and station relocations. Hence, homogenization is considered to be an important part of the quality control process (Vincent et al. 2002). Since the 1950s, the China Meteorological Administration (CMA) has recorded the daily T_{MAX} and T_{MIN} at its meteorological stations, which have greatly increased in number, especially since the mid-1970s. Released by the CMA in December 2006, the China Homogenized Historical Temperature (CHHT) dataset (1951–2004), version 1.0, data are first examined for internal consistency and homogeneity (Li et al. 2004, 2006, 2009b). This dataset was developed using observations of the daily mean, T_{MAX}, and T_{MIN} from a total of 731 national weather stations distributed throughout China. Figure 1 shows the locations of the stations with topography. The density of the stations is lower in the sparsely populated high-mountain and desert areas of west and northwest China, and higher in eastern and, especially, southeastern China, which has experienced rapid urbanization and dramatic economic growth since 1978.

The 24-h days for T_{MAX} and T_{MIN} are from 2000 Beijing time (BT, which is 8 h earlier than UTC) on the previous day to 2000 BT on the current day. The daily T_{MAX} and T_{MIN} are the true maxima and minima of the day, and are recorded by different instruments. A basic logic verification performed on daily extreme temperatures in the CHHT1.0 dataset includes a daily maximum air temperature that must be higher than or equal to any values recorded at the regular observing times and a daily maximum minus daily minimum air temperature that must be less than or equal to 24°C (Li et al. 2009b), by convention of the World Meteorological Organization (WMO 1993). CHHT1.0 has been widely used in climate change detection in China and has greatly improved the accuracy of regional and local climate trends (Zhou et al. 2004; Zhai et al. 2004; Jones et al. 2008; Ma et al. 2008; Li et al. 2009a).

2) Reanalysis data

The reanalyses data used in this paper were obtained as follows. The NCEP-2, described by Kanamitsu et al. (2002) and Roads (2003), was downloaded from the National Oceanic and Atmospheric Administration/Earth Systems Research Laboratory (NOAA/ERSL) Web site (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.

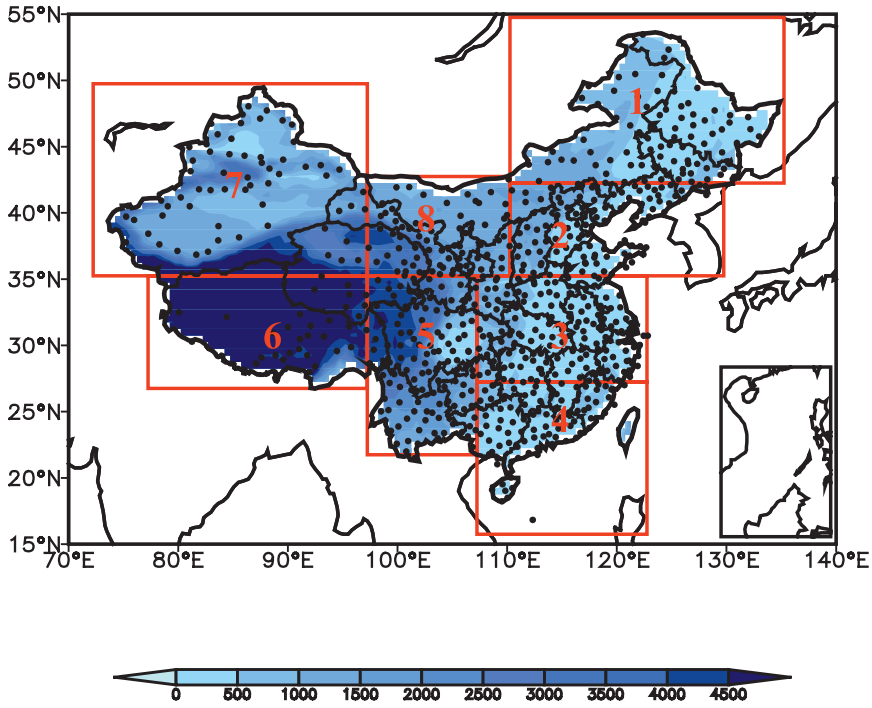


FIG. 1. Locations of the stations in China with their topography (m) and regionalization.

ncep.reanalysis2.html) for 2-m air temperature. This dataset corrects known errors in the NCEP–National Center for Atmospheric Research (NCAR) 40-Year Reanalysis Project (NCEP-1; Kalnay et al. 1996; Kistler et al. 2001), and can serve as a basic verification for the second Atmosphere Model Intercomparison Project (AMIP-II). The original data covers January 1979 to the present, and were sourced at a resolution of approximately 1.875° × 1.875° (T62 Gaussian grid points). The ERA-40 (Uppala et al. 2005) data provided a very high quality reference atmosphere state from September 1957 to August 2002. The daily 2-m air temperature was sourced from ECMWF (information online at http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/era-40) on a 2.5° × 2.5° latitude–longitude grid. The JRA-25 has been released recently for general use (Onogi et al. 2007). The 2-m temperatures were sourced from the Japan Meteorological Agency Web site (http://jra.kishou.go.jp/JRA-25/index_en.html) and were available at 2.5° × 2.5°. In 2006, ECMWF started to develop a new interim reanalysis system derived from the latest version of their operational system. This system provides a bridge between ECMWF's previous reanalysis, ERA-40 (1957–2002), and the next-generation extended reanalysis envisaged at ECMWF (Simmons et al. 2007a,b; Uppala et al. 2008). The ERAIn reanalysis starts in 1989 and is available up to the present. It was downloaded from the ECMWF Web site (http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/) at a resolution of 1.5° × 1.5°.

b. Data processing and PDF skill scores

Each of the NCEP-2, ERA-40, JRA-25, and ERAIn daily datasets contained four records per day. The original 6-hourly, 2-m air temperature outputs are for 0000, 0600, 1200, and 1800 UTC, which correspond to 0800, 1400, 2000, and 0200 (the following morning) BT. Hence, for comparisons with the observed dataset, the 1800 (the previous day), 0000, 0600, and 1200 UTC datasets (0200, 0800, 1400, and 2000 BT) were selected, and the highest value was defined as T_{MAX} and the lowest was defined as T_{MIN}.

Limited by the common time period covered by the observations and all of the reanalyses, the basic comparisons will be performed over the period 1979–2001 in this paper. To further assess ERAIn reanalysis data together with NCEP-2, ERA-40 and JRA-25 data, evaluations will be also conducted over the time period 1990–2001. Since the resolutions of the reanalyzed grid boxes do not match each other, the daily extreme temperatures from the reanalyzed grid were all transformed to a finer 0.5° × 0.5° latitude–longitude grid using bilinear interpolation. In terms of the observed dataset, we employed an improved inverse distance weighting (IDW) method, which considers the influences of latitude, longitude, and elevation differences between input and output grids, to convert the station data into the 0.5° × 0.5° regular grid (Ma et al. 2008).

TABLE 1. Latitude and longitude boundaries for all eight regions over China, with the region names.

Region No.	Lat (°N)	Lon (°E)	Region name
1	42.25–54.75	110.25–135.25	Northeast China
2	35.25–42.25	110.25–129.75	North China
3	27.25–35.25	107.25–122.75	Jianghuai
4	15.75–27.25	107.25–122.75	South China
5	21.75–35.25	97.25–107.25	Southwest China
6	26.75–35.25	77.25–97.25	Tibetan Plateau
7	35.25–49.75	72.25–97.25	West of northwest China
8	35.25–42.75	97.25–110.25	East of northwest China

In evaluating the results of the daily T_{MIN} and T_{MAX} from reanalyses over continental China, we used a measure of skill proposed by Perkins et al. (2007). The skill score calculates the cumulative minimum value of two distributions of each binned value in a given PDF, thereby measuring the common area between two PDFs. The common area between two PDFs equals 1.0 for a perfect match and 0.0 where the two PDFs are independent (Perkins et al. 2007; Pitman and Perkins 2009). It thus provides a very simple but useful metric of the amount of overlap between an observed and a reanalyzed PDF, which allows a comparison across the whole PDF distribution (Perkins et al. 2007; Perkins and Pitman 2008; Maxino et al. 2007; Pitman and Perkins 2009).

For the purpose of performing a quantitative comparison in the next section, the Chinese mainland is divided into eight subareas primarily based on administrative divisions and the characteristics of the monsoon climate of China (Shi and Xu 2007; Fig. 1, Table 1). All observed and reanalyzed extreme temperatures within each area were concatenated and then used to derive the PDF.

3. Results

a. Temporal and spatial comparisons

To make a general assessment of the reanalysis data against ground-based measurements across China, the annual cycles of the zonal-averaged daily reanalysis extreme temperatures for 1979–2001 and 1990–2001 are first examined. As there are similar spatial and temporal patterns of ERA-40, JRA-25, and NCEP-2 for the two periods, we mainly choose the period between 1990 and 2001 for analysis in this section.

Figure 2 shows the time–latitude cross sections of the mean annual cycle from daily observed and reanalysis extreme temperatures over China. Figure 3 shows the differences between the reanalyses and the observations. In general, the latitudinal daily changes in the reanalysis extreme temperatures agree well with the features reflected in the observations for different zones (Fig. 2). The reanalysis datasets can reproduce the two separate high temperature centers in the midlatitudes (40°–45°N) and the low latitudes (19°–23°N) during the summer season (days 160–240), and the two cold regions during the winter season. Compared to the observational dataset, the reanalysis products, while exhibiting similar latitudinal daily patterns, tend to systematically underestimate the T_{MAX}, particularly over latitudes between 30° and 40°N where the Qinghai–Tibetan Plateau (QTP) is located (Figs. 3a, 3c, 3e, and 3g). In terms of the T_{MIN}, the errors are smaller than those of the T_{MAX} (Figs. 3b, 3d, 3f, and 3h), and except for the latitude bands near the QTP, the reanalyzed T_{MIN} values are closer to or a bit higher than the observations. Among the four reanalysis datasets, the JRA-25 T_{MIN} has the smallest differences over most of the latitudes and seasons (Fig. 3d), and the NCEP-2 has the most obvious seasonal variations in the errors (Fig. 3f). The ERA-40 and ERAIn T_{MIN} differences with the observations reveal weaker seasonal variations and show better consistency in comparison with JRA-25 and NCEP-2 (Figs. 3b and 3h).

b. T_{MAX}

Figure 4 shows the summer PDFs of T_{MAX} during 1979–2001 over eight regions of continental China. With the exception of QTP (region 6, Fig. 4f), the observations indicate that for all other regions the highest probability for T_{MAX} is about 30°C. Southeastern China (region 4) has the highest probability of T_{MAX} exceeding 32°C (Fig. 4d). Over region 6, the probability distributions of ERA-40, JRA-25, and NCEP-2 shift to the left, and show clear differences in skill (0.43 for ERA-40, 0.57 for JRA-25, and 0.32 for NCEP-2). All three reanalyses most closely resemble the observations in region 8 (Fig. 4h), and the skill score is more than 0.8 (Fig. 8a). Generally, the ERA-40 and JRA-25 data exhibit similar representations and have close skill scores over most of the regions for summer, while the NCEP-2 is anomalous compared to the other two products, especially over regions 4–6, where it shows lower skill. For winter during 1979–2001, northeastern China has a high probability of T_{MAX} below 0°C (region 1, Fig. 5a), and southern China (region 4) has the highest T_{MAX} probability, around 20°C (Fig. 5d). All three products have similar descriptions over most regions and the skill scores of regions 1, 2, 3, 4, 5 and 8 are all greater than 0.7 (Fig. 6b). Compared to ERA-40 and JRA-25, NCEP-2 has lower skill scores over region 6 (the area with the highest topography; Fig. 6b). For this region, however, all three products perform better for winter than summer, and each of them has a higher skill score (Figs. 4f, 5f, and 6a,b). The skill scores of ERA-40 and JRA-25 over regions 1–6 are higher for winter than summer, and the winter skill scores for NCEP-2 over regions 3, 4, 5, and 7 are also higher than

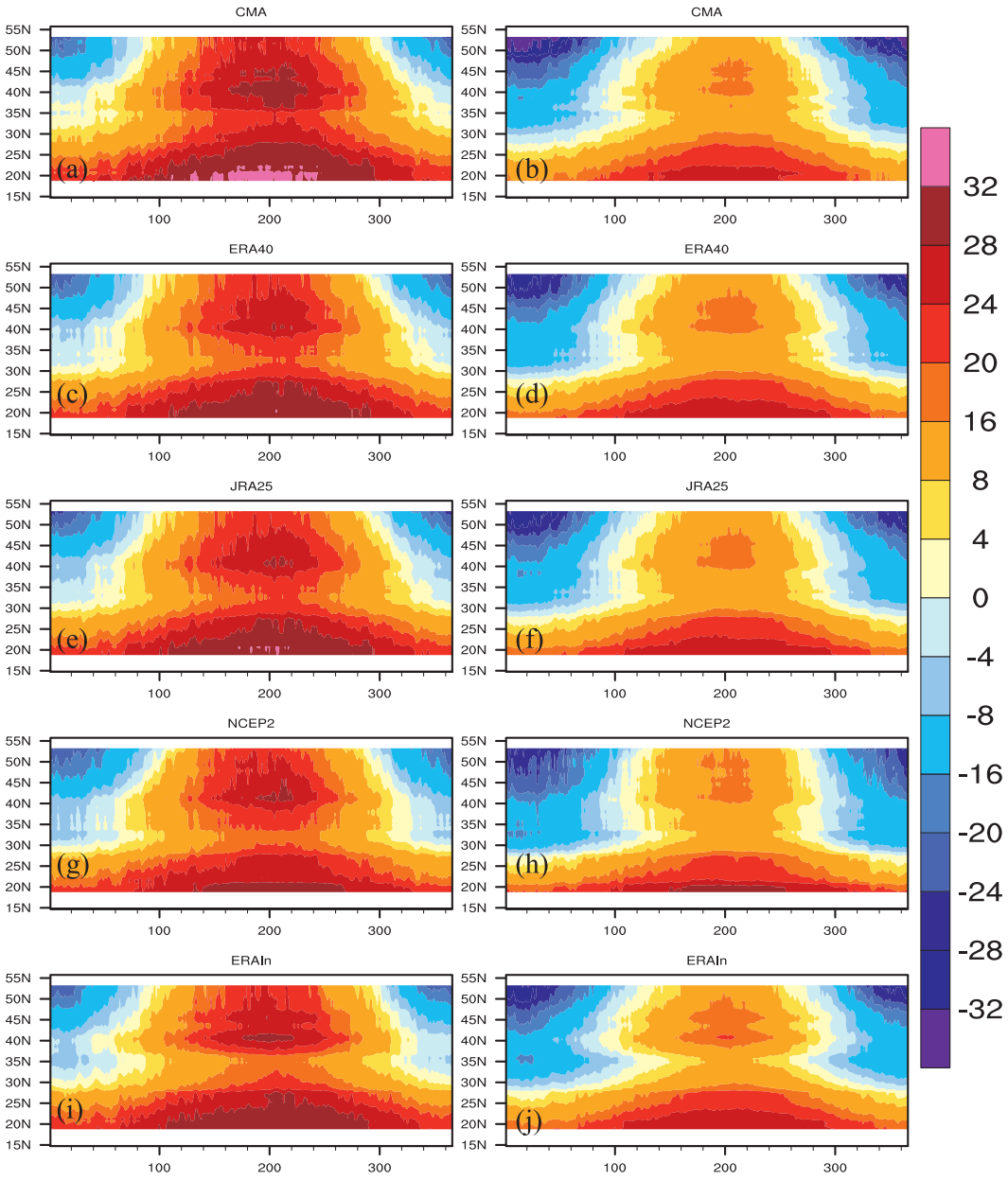


FIG. 2. The 1990–2001 annual cycle of zonally averaged daily maximum temperature (°C) for (a) observations, (c) ERA-40, (e) JRA-25, (g) NCEP-2, and (i) ERAIn; and minimum temperature (°C) for (b) observations, (d) ERA-40, (f) JRA-25, (h) NCEP-2, and (j) ERAIn.

those during the summer. For north-central China (region 8), the skill scores of the three products are all lower during winter than summer (Figs. 4h, 5h, and 6a,b).

Due to the addition of the ERAIn product since 1989, we selected the period from 1990 to 2001 for further comparisons. PDF distributions of ERA-40, JRA-25, and NCEP-2 for 1990–2001 are quite similar to those of 1979–2001 for both June–August (JJA) and December–February (DJF) (figures omitted). For JJA, ERAIn has the highest skill score over regions 3, 4, 7, and 8, and the second highest score over regions 1, 5, and 6 (Fig. 6c). In contrast with the other three products, for DJF ERAIn shows the highest levels of skill in regions 1, 3, 4, 5, 7, and 8, and has the second highest scores over the remaining regions (regions 2 and 6; Fig. 6d).

In general, all four reanalysis products exhibit better performance in winter than summer for most of the regions during 1990–2001 (Figs. 6c and 6d). These products

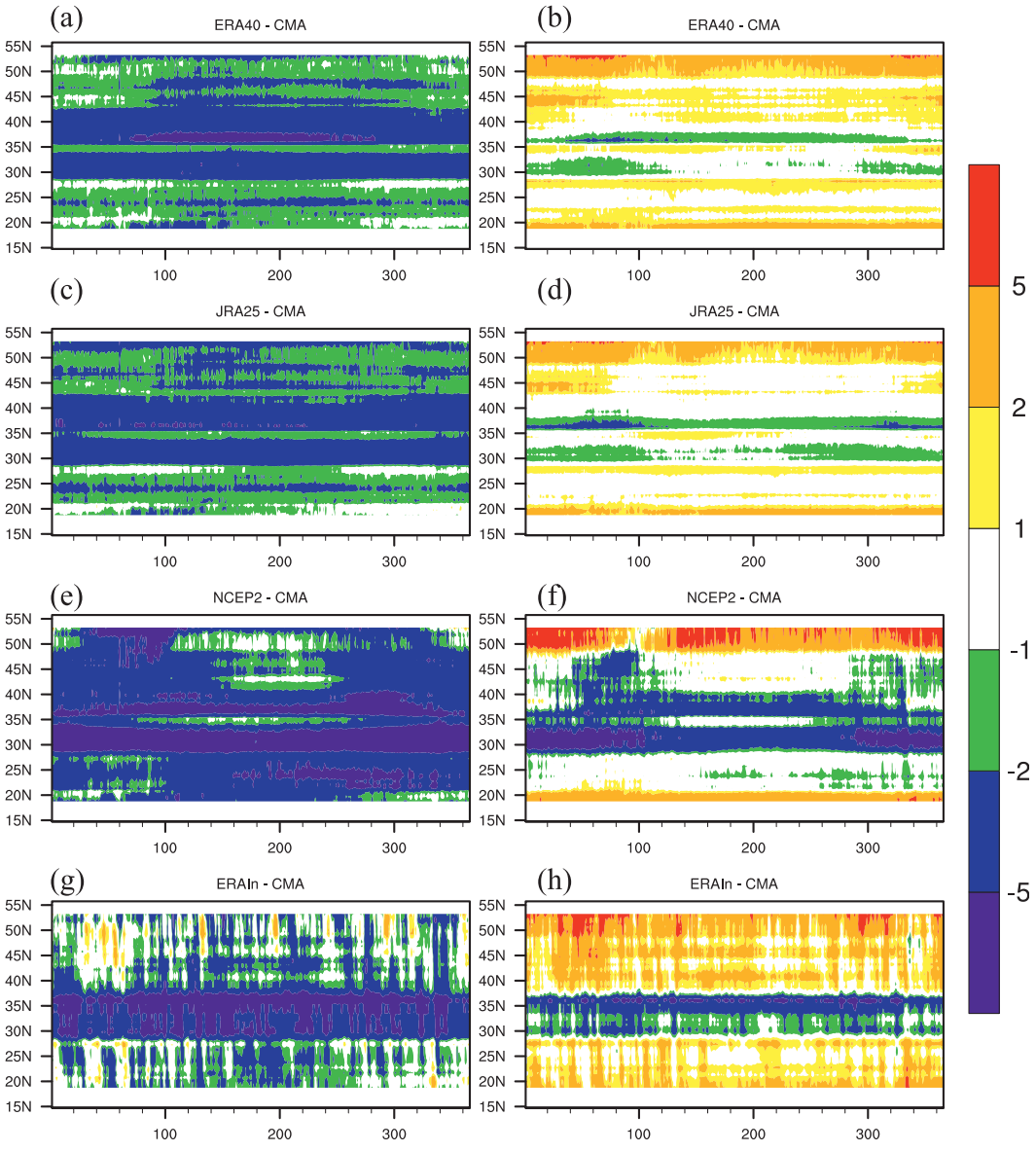


FIG. 3. The 1990–2001 annual cycle of zonally averaged daily maximum temperature (°C) differences between (a) ERA-40, (c) JRA-25, (e) NCEP-2, (g) ERAIn, and the observations; and the daily minimum temperature (°C) differences between (b) ERA-40, (d) JRA-25, (f) NCEP-2, (h) ERAIn, and the observations.

show systematic underestimations of the T_{MAX} over most regions for JJA and DJF, which is consistent with results shown in Figs. 2 and 3. Spatially, these errors are evident over regions 5–7 (Figs. 4e–g and 5e–g), and are likely related to the more complex terrain and less dense observations (Fig. 1).

c. T_{MIN}

Figure 7 shows the probability density functions of T_{MIN} for each region for JJA over 1979–2001. In contrast to T_{MAX} (Fig. 4), a general feature of the T_{MIN} analysis is a systematically stronger similarity to the observations, which is again consistent with previous findings (Figs. 2 and 3). Very tight observed PDFs (regions 1, 2, 3, 4, 5, and 8) are well captured by all the reanalysis products, with overlap statistics exceeding 0.75 (Figs. 7 and 9a). In regions 6 and 7, the reanalysis products tend to overestimate the probability of colder T_{MIN}. It is clear from Figs. 7f and 7g that NCEP-2 is poorer in these two regions for T_{MIN}, with overlap statistics of 0.55 and 0.67 (Fig. 9a). Figure 8 presents the DJF PDFs of the observed and reanalyzed T_{MIN} for each region from 1979 to 2001. Overall, most reanalysis products describe the PDF of observed T_{MIN} well. ERA-40 and JRA-25 capture the changes in location

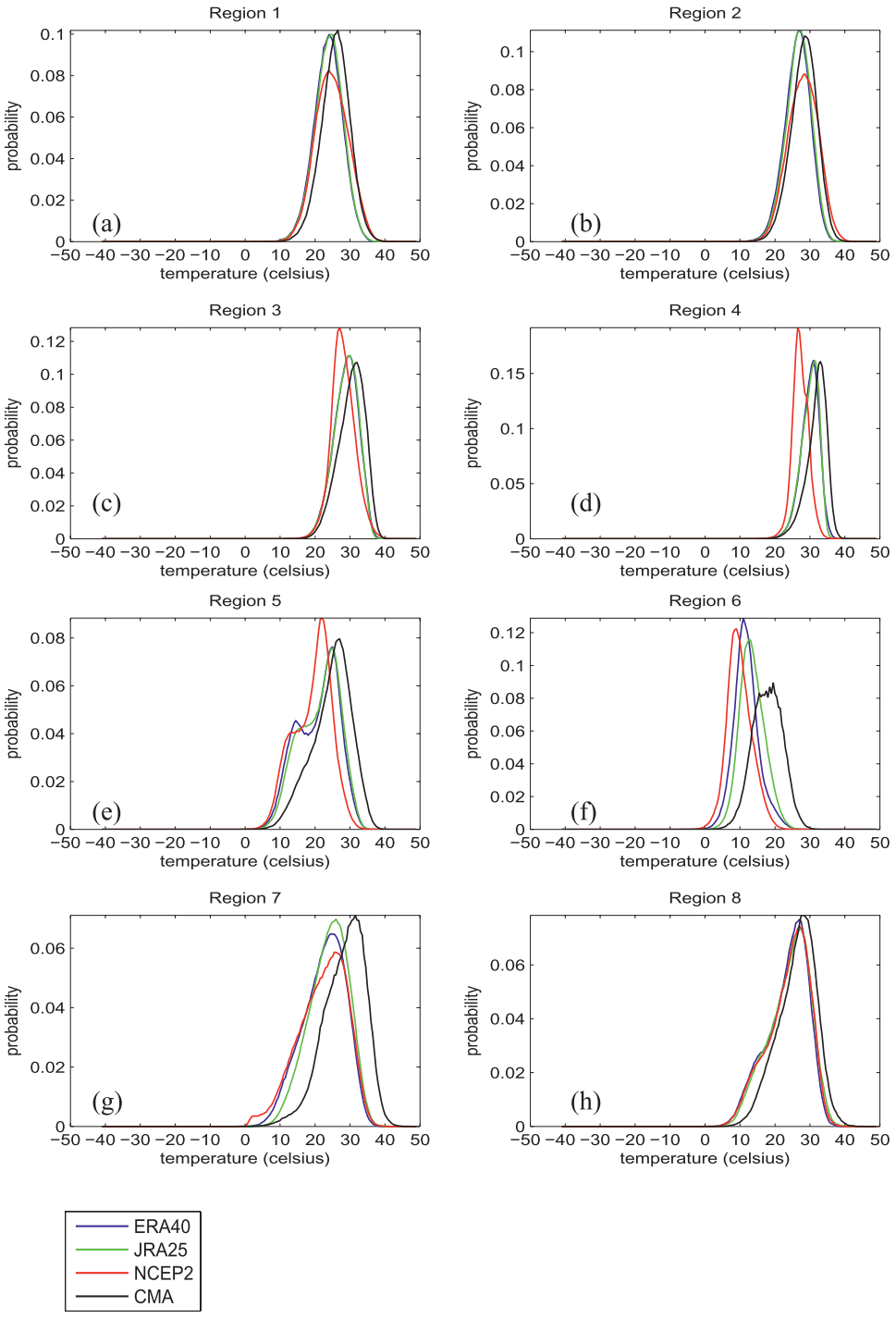


FIG. 4. JJA PDFs (1979–2001) of maximum temperature for regions 1–8.

(with respect to the x axis) and shape of the observed PDFs between most regions, and the skill scores are greater than 0.83 for all eight regions (Fig. 9b). Contrasted with the other reanalysis representations, NCEP-2 is highly competitive in regions 1, 2, 4, 7, and 8. However, there is a tendency toward underestimation in regions 3, 5, and, especially, 6 (Fig. 8). As with T_{MAX} during 1990–2001, there is a suggestion that most of the reanalysis can capture the changing shape of the T_{MIN} PDF with season (PDF distributions are omitted; Figs. 9c and 9d), and at least visually the shapes of the models' PDFs for DJF match with the observed data better than that for JJA.

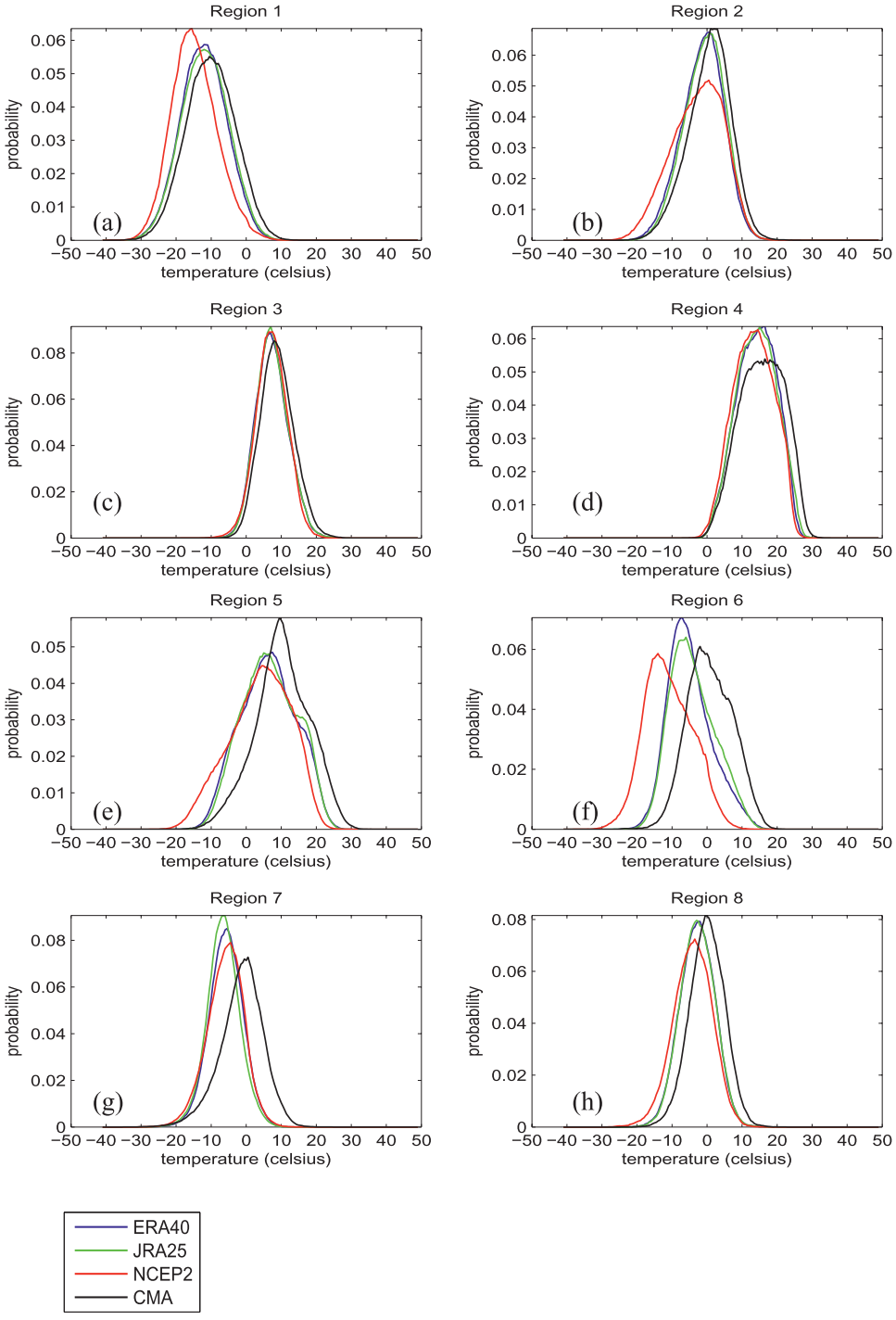


FIG. 5. As in Fig. 4, but for DJF.

During 1990–2001, the order of the scores for ERA-40, JRA-25, and NCEP-2 for both seasons is almost the same as that between 1979 and 2001 (Fig. 9). In contrast with the other three reanalysis products, ERAIn is very competitive over both seasons, especially for DJF, with a skill score greater than 0.83 for each region (Fig. 9d).

d. T_{MAX99} *and* T_{MIN03}

We used T_{MAX99} and T_{MIN03} as additional measures of how well the reanalysis could describe these very rare values that are not easily interpreted from the figures showing the PDFs. This provides one way of discriminating

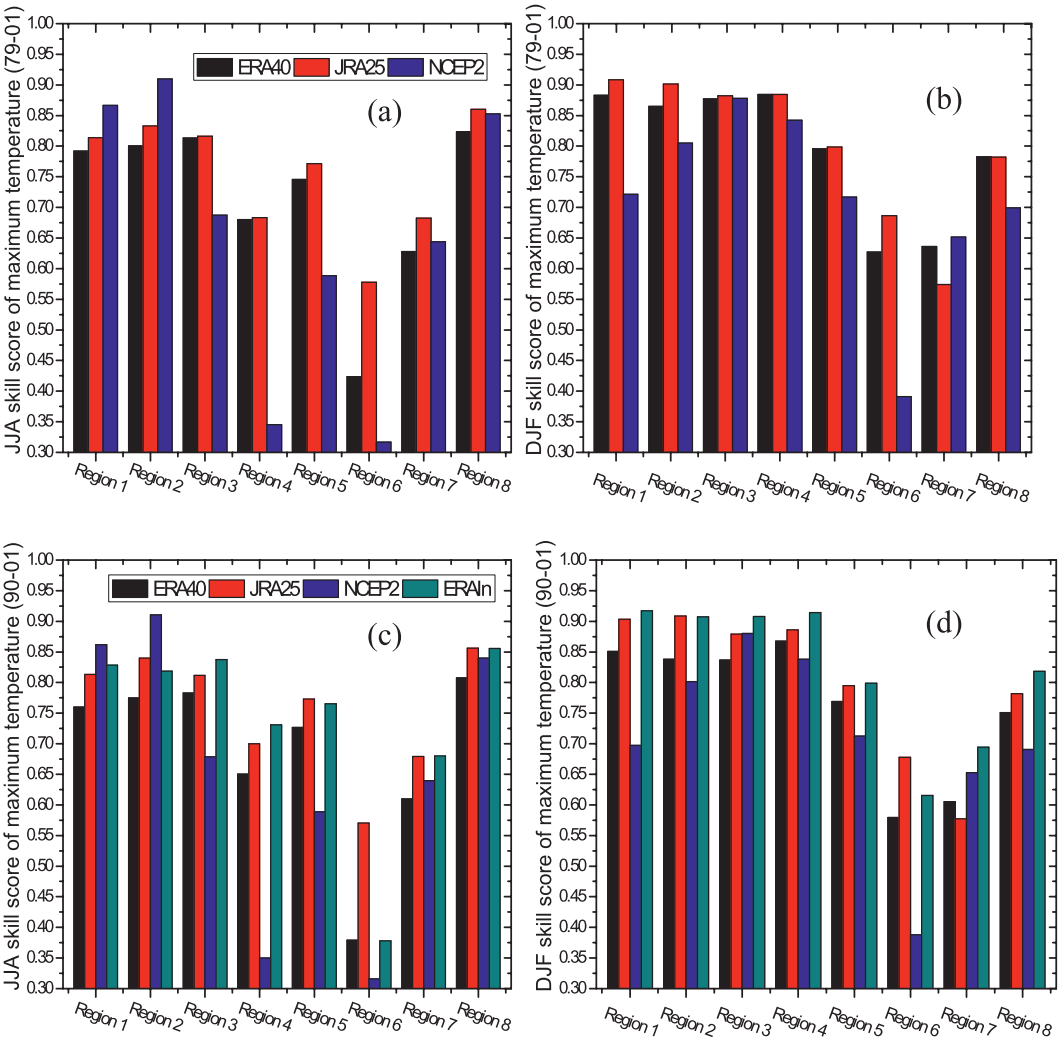


FIG. 6. (left) JJA and (right) DJF PDFs skill scores of maximum temperature for (a),(b) 1979–2001 and (c),(d) 1990–2001 across the eight regions of China.

between reanalyses in representing more extreme values that are important in impact assessments (Maxino et al. 2007). Figures 10a and 10c show the capacity of the reanalyses to produce the 99.7 percentiles for T_{MAX} in different seasons during 1979–2001 and 1990–2001. The reanalyses tend to underestimate extreme T_{MAX} for JJA and DJF over all eight regions, although NCEP-2 is an exception over regions 1–3 during JJA (Fig. 10a). Compared to ERA-40 and JRA-25, NCEP-2 has lower extreme T_{MAX} for all seasons over regions 4–6, and the percentile differences of ERA-40 and JRA-25 are quite similar over all regions (Fig. 10a). For 1990–2001, all products again underestimate the warmest temperatures in summer and winter over most regions, and there is little sense that there is a variation in the seasonal skill of the reanalysis (Fig. 10c). For all regions and both seasons, only ERAIn appears to be performing well, especially for JJA. Results of NCEP-2 during JJA, however, are impressively close to the observations over regions 1 and 3 (Fig. 10c). Percentage differences over region 8 are evident; JRA-25 being 4.8°C warmer for DJF and NCEP-2 being 8.2°C colder for JJA (Fig. 10c).

The results for T_{MIN} are quite variable (Figs. 10b and 10d). NCEP-2 does relatively poorly, with lower estimates of T_{MIN} for most regions. This underestimation is even obvious over the QTP (region 6) during DJF, with a −12°C cold bias (Fig. 10b). ERA-40 and JRA-25 generally overestimate the extreme T_{MIN}, and there is a maximum of 7°C difference for JRA-25 over region 7 during DJF (Fig. 10b). Percentage differences of T_{MIN} for ERA-40, JRA-25, and NCEP-2 during 1990–2001 are close to those during 1979–2001 (Figs. 10c and 10d). NCEP-2 is excessively cold and the other three reanalyses are warmer than the observed data. As with T_{MAX}, extreme T_{MIN}

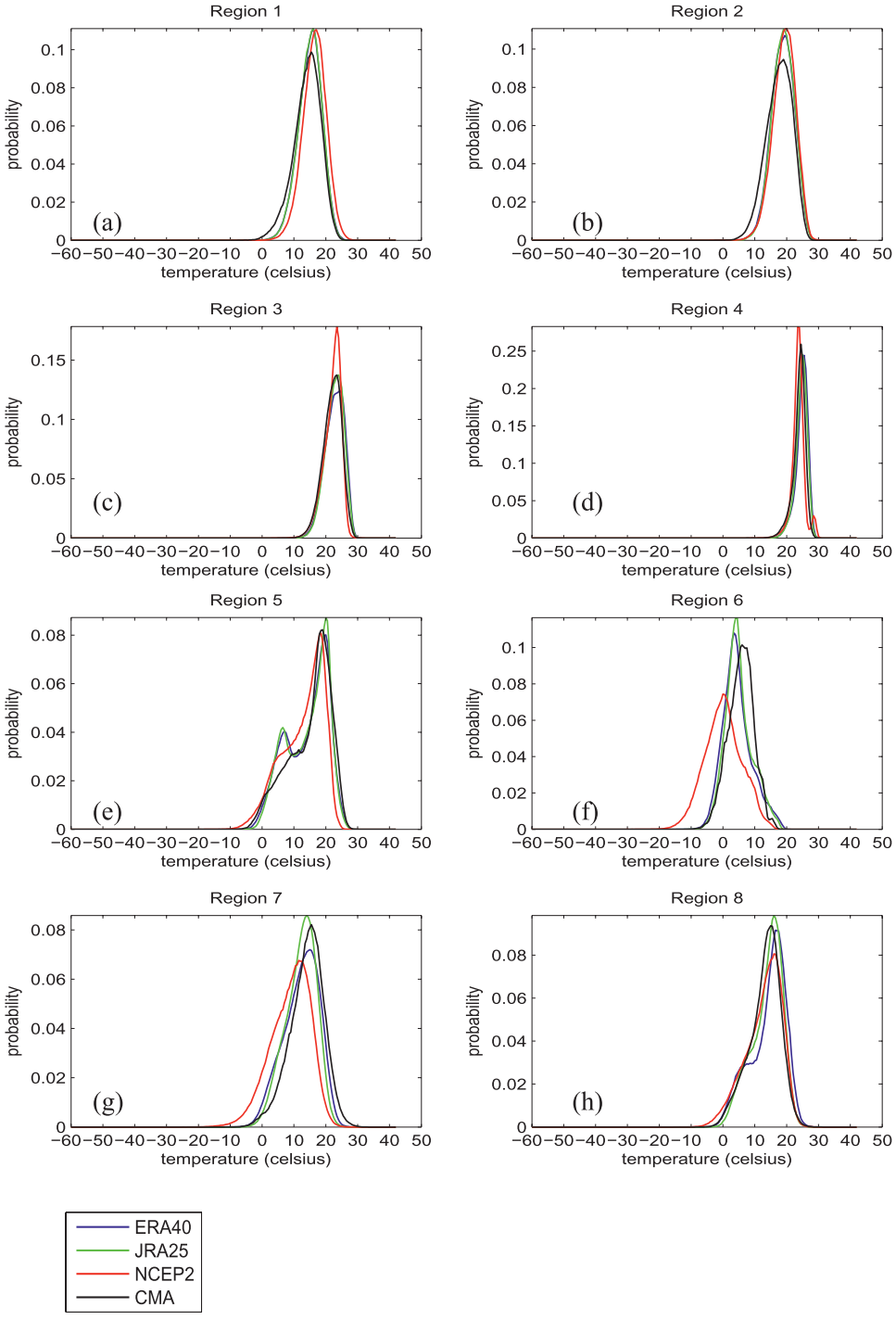


FIG. 7. JJA PDFs (1979–2001) of minimum temperature for regions 1–8.

differences of ERAIn are impressively close to the observations in both seasons over all of the regions (Fig. 10d).

4. Discussion

One advantage of the PDF-based criteria used here is that it is comparable between reanalyses. It therefore provides a means for ranking the reanalyses variable by variable or overall by averaging over regions (Perkins et al. 2007). Tables 2 and 3 show the rankings of the reanalysis products for T_{MAX} and T_{MIN} over all regions of China. For 1979–2001, in terms of T_{MAX}, the best to worst performance rankings are JRA-25, ERA-40, and NCEP-2 both

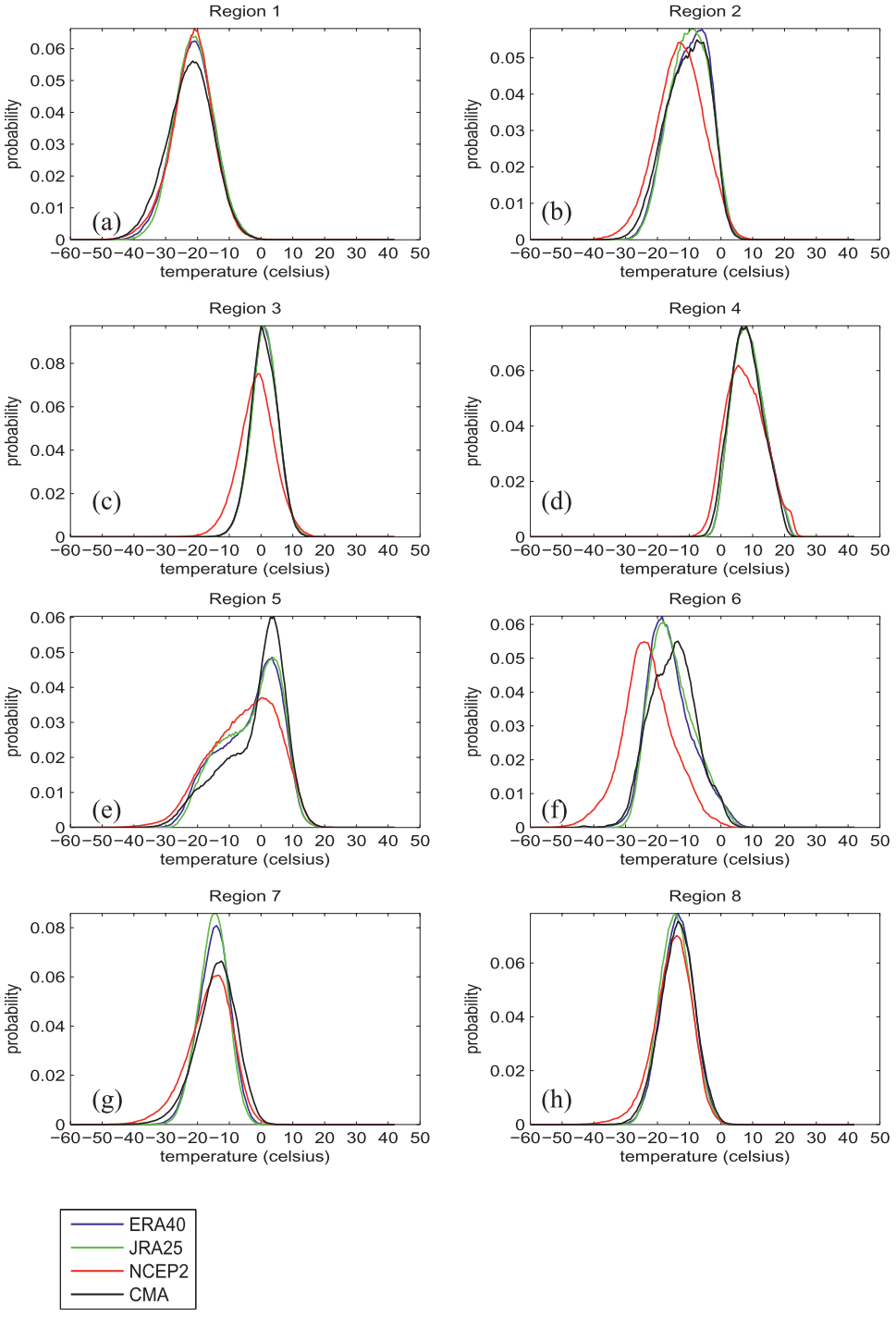


FIG. 8. As in Fig. 7, but for DJF.

for JJA and DJF. The average ranks for the whole summer and winter seasons follow the same order. Skill scores for T_{MIN} from each product are higher than those for T_{MAX} in both seasons, and the best result for JJA is JRA-25, while ERA-40 has the best performance in winter. Each reanalysis product for T_{MIN} has a skill score above 0.8 averaged over China and, as for T_{MAX}, they are, in order, JRA-25, ERA-40, and NCEP-2. During 1990–2001, the order of T_{MAX} in Table 3 is ERAIn, JRA-25, ERA-40, and NCEP-2 for both winter and the seasonal

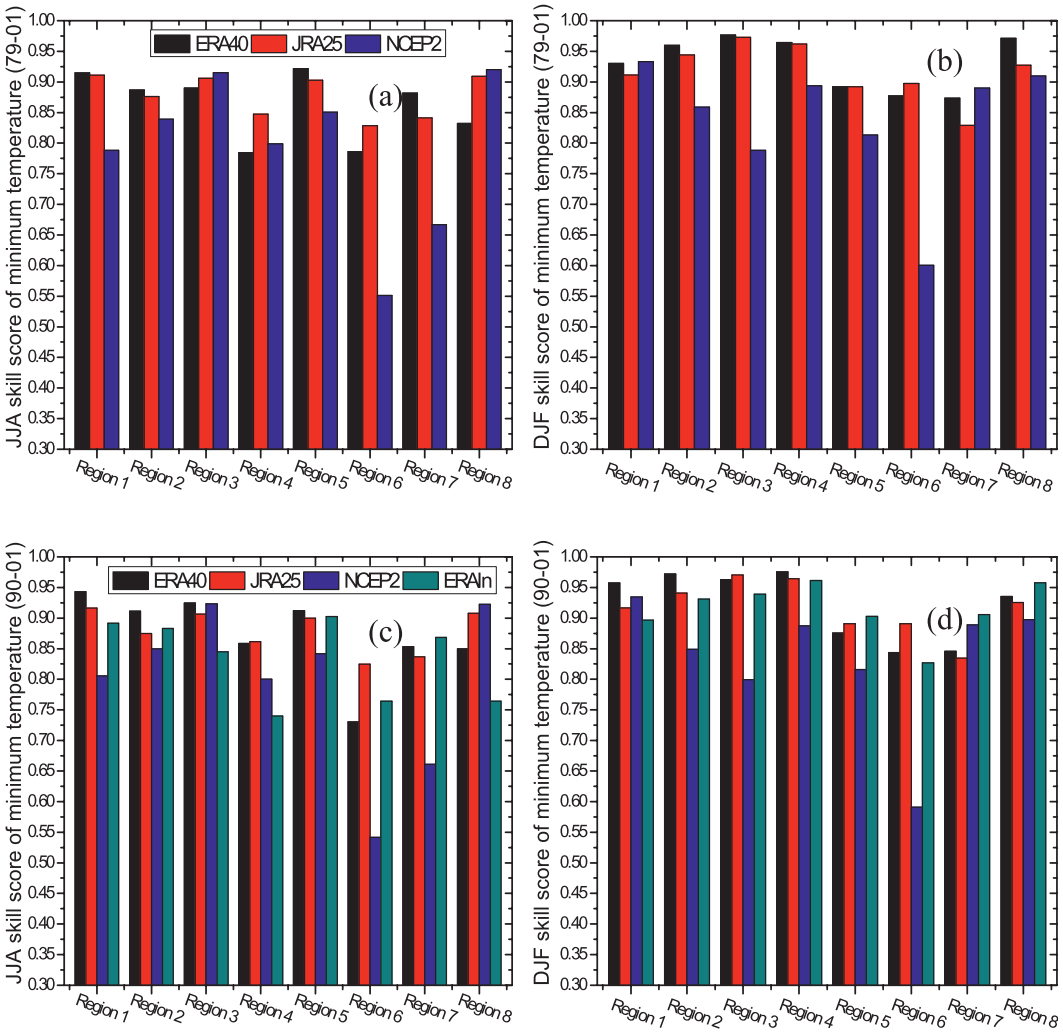


FIG. 9. As in Fig. 6, but for minimum temperature.

average. In terms of T_{MIN}, the best performer for the seasonal average is JRA-25, followed by ERA-40, ERAIn, and NCEP-2. Like the 1979–2001 rankings in Table 2, each reanalysis performs better for winter than summer for both T_{MAX} and T_{MIN}. The skill score of T_{MIN} for each product is higher than that of T_{MAX} over both seasons.

The better performance for DJF than JJA is similar to the conclusions of Zhao and Fu (2009), when they calibrated the reanalysis performance on 2-m temperature over China. They showed that levels of the 2-m temperature quality displayed by ERA-40, NCEP-2, and JRA-25 are usually better in winter than summer in China according to climate mean, interannual variation and variability, and climate trends after 1979. Climate variables including precipitation, temperature, and extreme temperatures over China are strongly influenced by the East Asian monsoon (Ding 2004). In winter, the climate is mostly cold and dry, and extreme temperature variations, particularly in northern China, are strongly sensitive to Siberian high activity (Qian and Qin 2005; Gong et al. 2006). Gong et al. (2006) showed that the mean strength and position of the Siberian high experienced an abrupt change in the 1980s, which coincided with an increase in winter temperature, particularly in northern China. The warmer tendency in the mean temperature has been driven by more high-temperature events and fewer low-temperature events. Therefore, the higher consistency of the reanalyzed extreme temperatures in DJF implies that the extremely high- and low-temperature climate and weather features over China could be better produced by the reanalysis products for DJF than for JJA.

Regional and seasonal analyses all suggest that JRA-25, ERA-40, and ERAIn show marked similarities in the PDFs with observations, while NCEP-2 appears anomalous compared to the other three reanalyses (Figs. 2, 3, 6, and 9; Tables 2 and 3). Causes of the discrepancies among

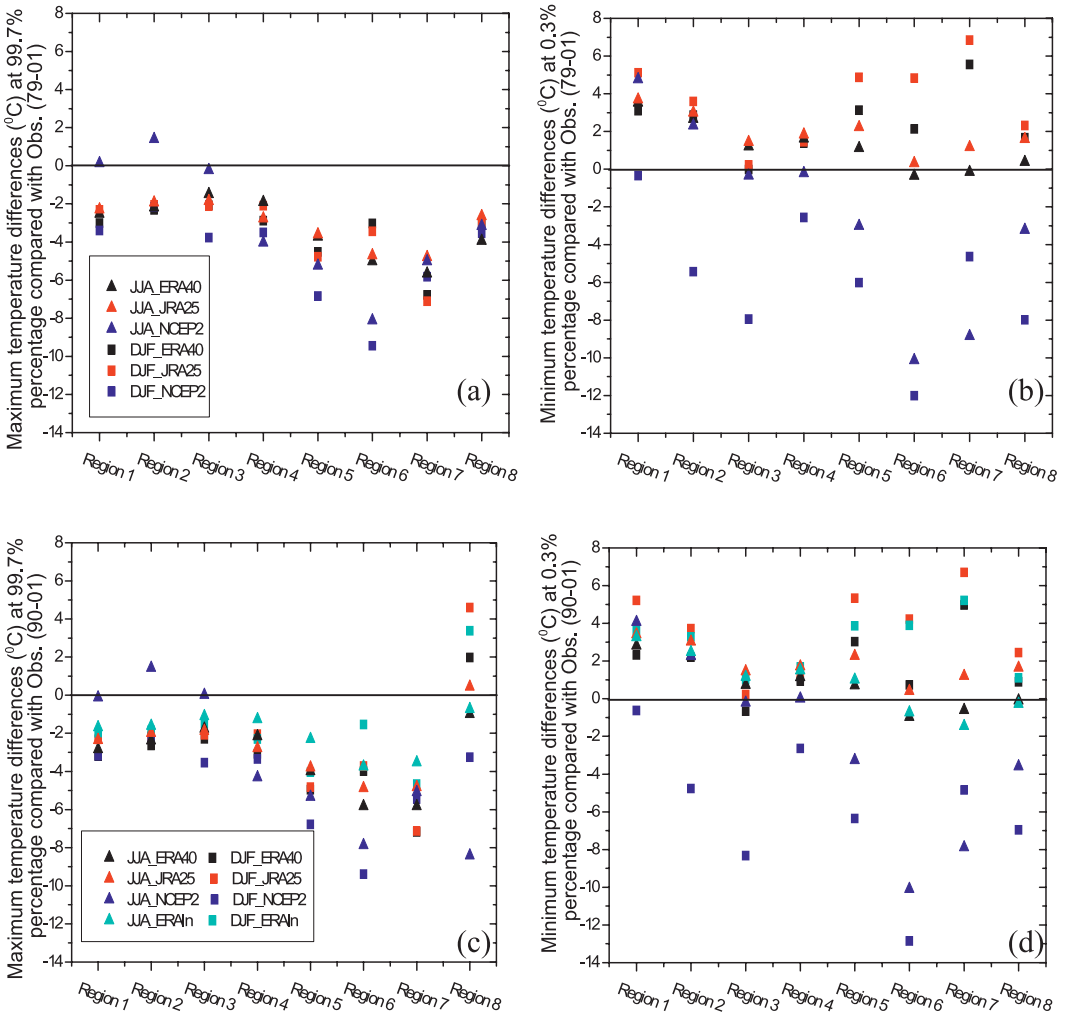


FIG. 10. The 99.7% percentile differences of maximum temperature and 0.3% percentile differences of minimum temperature compared to the observations for regions 1–8: (a) 1979–2001 T_{MAX}, (b) 1979–2001 T_{MIN}, (c) 1990–2001 T_{MAX}, and (d) 1990–2001 T_{MIN}.

these four reanalyses may include different assimilations, parameterization processes, the observations they adopt, and differing numbers of observational stations used. The performance of JRA-25 is especially impressive over the QTP (region 6), the region with the highest elevation and the longest snow-covered period in China (Figs. 2d, 3d, 6, and 9). Air temperatures from JRA-25 at the 2-m level are obtained by a two-dimensional optimum interpolation between the lowest model level and the surface, assimilated with ground-based temperatures (Onogi et al. 2007). The land surface temperatures, however, are quite sensitive to the existence of snow at high latitudes and in areas of high elevation; thus, it is important to incorporate consistent snow depth analyses for the assimilation system of the reanalysis. Compared to other reanalyses, JRA-25 first assimilates the digitized Chinese daily snow depth data over continental China (Onogi et al. 2007). As a result, this fusion contributed to improved snow depth analysis around the snow edges and, thus, improved forecasts of surface 2-m temperatures. NCEP-2 diagnoses the 2-m air temperature as a function of surface skin temperature, lowest atmospheric model temperature, vertical stability, and surface roughness (Pitman and Perkins 2009). Although it has more up-to-date physics and corrections for the known errors in NCEP1, NCEP- 2 in our study is still not as good over China as ERA-40, JRA-25, and ERAIn. Ma et al. (2008) argued that despite these improvements, compared with NCEP-1, the NCEP-2 system still has poor internal coherence. We hence point out here that the NCEP-2 reanalysis over China could be further improved in terms of the extreme temperatures. ERAIn produced relatively high skill scores over different regions during 1990–2001 for both JJA and DJF (Figs. 6c,d and 9c,d). In the case of the

TABLE 2. Ranking of reanalyses for T_{MAX} and T_{MIN} over all regions for 1979–2001.

	T_{MAX}						T_{MIN}					
	JJA	Rank	DJF	Rank	Total	Rank	JJA	Rank	DJF	Rank	Total	Rank
ERA-40	0.713	2	0.794	2	0.754	2	0.862	2	0.931	1	0.896	2
JRA-25	0.755	1	0.802	1	0.778	1	0.878	1	0.917	2	0.897	1
NCEP-2	0.651	3	0.713	3	0.682	3	0.791	3	0.836	3	0.814	3

percentiles, there is also considerable agreement between ERAIn and the observations for T_{MIN03} and T_{MAX99} (Figs. 10c and 10d). Built with an improved assimilation background model and additional observation data, the new ERAIn reanalysis is envisaged to eliminate or reduce several problems experienced in ERA-40. These objectives have been largely achieved as a result of a combination of factors, including many model improvements, the use of four-dimensional variational analysis, a revised humidity analysis, the use of variational bias correction for satellite data, and other improvements in data handling (Berrisford et al. 2009). Therefore, the notable description of extreme temperatures for ERAIn over China demonstrates great potential for future applications of this reanalysis on regional climatic change and assessment.

All four reanalyses tend to show a shift toward lower T_{MAX} both for JJA and DJF (Figs. 2 and 3, 4 and 5, and 10a and 10c). This cold bias of T_{MAX} is especially obvious over regions 5–7, which have a lower density of stations and more complex topography than in the other regions in China (Fig. 1). With regard to these underestimations of the reanalysis compared with meteorological observations, our findings are consistent with Ma et al. (2008). In their work, they assessed the correspondence of reanalysis air temperatures from ERA-40, NCEP1, and NCEP-2 with ground-based measurements from China. They illustrated that for China as a whole, climatologies for ERA-40, NCEP1, and NCEP-2 air temperatures are lower than the observations by −1.13°, −2.34°, and −2.06°C for JJA, and by −0.68°, −2.61°, and −2.11°C for DJF, respectively, during 1979–2001. Large negative differences for most of western China, where the terrain is complex, primarily contribute to this cool bias. In our results, however, we did not find the systematic underestimation of T_{MIN} for the whole of China. We also did not notice that the difference over region 6 for T_{MIN} is more evident than that for T_{MAX} over the same time period. China is a country with marked orographic gradients, and the topography is high in the west and generally low in the east. To explore the sources of these temperature differences, especially the errors for T_{MAX}, we corrected all the reanalyses for differences in the topography following the approach of Zhao et al. (2008), and we then selected the period 1990–2001 for analysis. Figure 11 shows the skill score differences in JJA and DJF T_{MAX} and T_{MIN} for each region with and without elevation correction. Generally, the elevation correction has a more variable influence over different regions for JJA T_{MAX} than DJF T_{MAX}. For JJA, higher skill scores were seen over regions 4–6, while lower scores were found over regions 7 and 8 after the correction. The improvement for high-elevation region 6 is most significant (Fig. 11a); while for DJF, only region 6 has a higher score and the differences for other regions are not evident (Fig. 11b). For T_{MIN}, three of the reanalyses (ERA-40, JRA-25, and NCEP-2) have lower scores over region 6, and all the reanalyses showed poorer results over region 7 for JJA (Fig. 11c). For DJF, there is a constant tendency toward poorer performance of T_{MIN} for all the reanalyses over most of the selected regions (Fig. 11d). Our results therefore suggest that errors, especially the underestimation of T_{MAX} between the reanalyzed and observed extremes, cannot be ascribed solely to the effects of elevation correction. The uniform use of elevation correction for the reanalyzed extreme temperatures over China should be carefully considered. Regional and seasonal differences for each extreme temperature should be fully taken into account when removing elevation-induced bias in the reanalysis extremes for their specific area of interest.

TABLE 3. Ranking of reanalyses for T_{MAX} and T_{MIN} over all regions for 1990–2001.

	T_{MAX}						T_{MIN}					
	JJA	Rank	DJF	Rank	Total	Rank	JJA	Rank	DJF	Rank	Total	Rank
ERA-40	0.686	3	0.762	3	0.724	3	0.873	2	0.921	1	0.897	2
JRA-25	0.755	1	0.801	2	0.778	2	0.879	1	0.917	2	0.898	1
NCEP-2	0.648	4	0.708	4	0.678	4	0.793	4	0.833	4	0.813	4
ERAIn	0.737	2	0.822	1	0.779	1	0.832	3	0.915	3	0.874	3

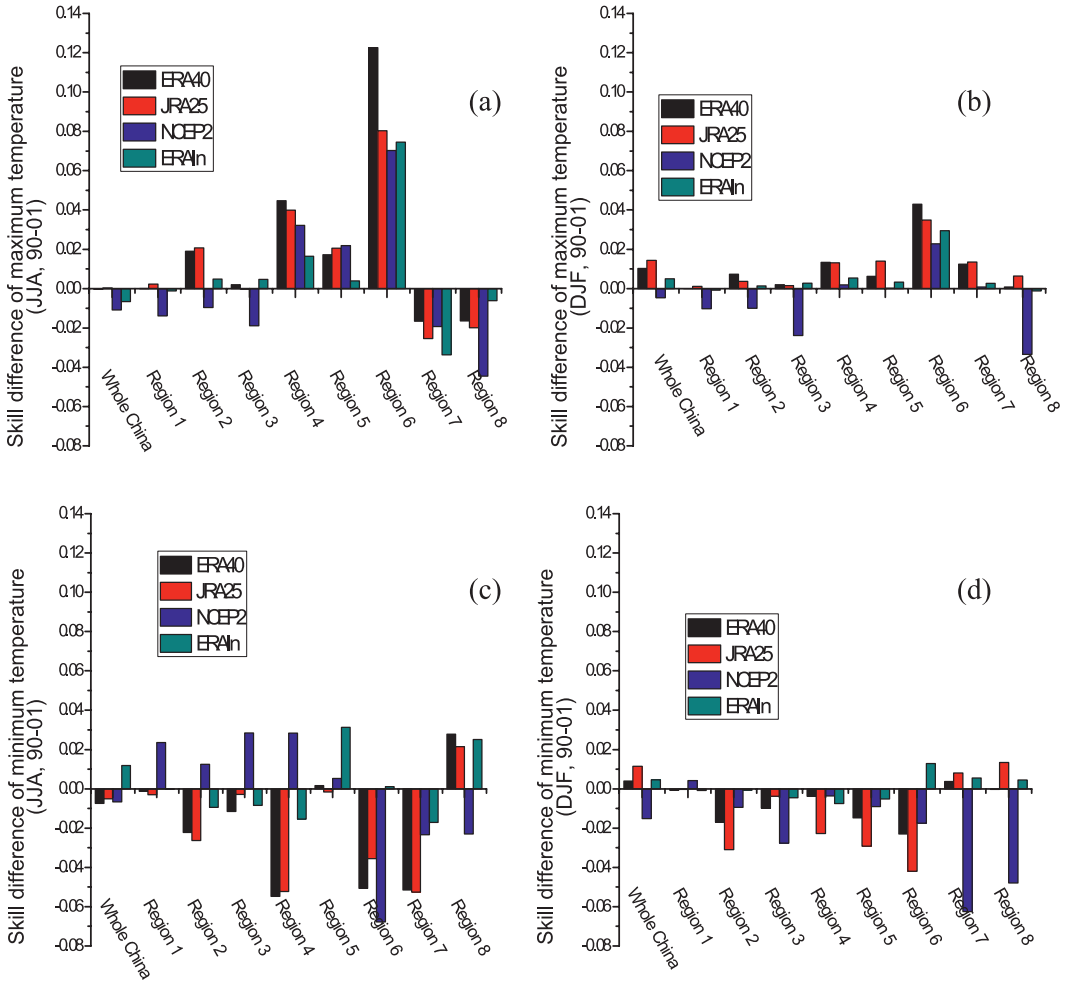


FIG. 11. Skill differences of (top) maximum and (bottom) minimum temperatures with and without elevation correction for regions 1–8: (a),(b) 1990–2001 T_{MAX} for JJA and DJF and (c),(d) 1990–2001 T_{MIN} for JJA and DJF.

We note that T_{MIN} tends to be better represented by the reanalyses than T_{MAX} in the sense that Tables 2 and 3 show more reanalyzed T_{MIN} with skill scores >0.8 both for JJA and DJF. The analysis and intercomparison of the extreme temperatures has the potential to disentangle the influence of surface solar and thermal radiation on global warming whereas an analysis of the mean temperature alone does not (Dai et al. 1999). The variables T_{MAX} and T_{MIN} are produced through quite different processes. Here, T_{MAX} is strongly affected by insolation, which is in turn affected by factors such as cloud cover, surface albedo, and water vapor (Dai et al. 1999; Pitman 2003). The key problem reproducing T_{MAX} over China is that most reanalysis products underestimate the probability of high values (Figs. 2–5). Since T_{MAX} is strongly affected by insolation, this gives us an indication that the reanalysis may for some reason underestimate the surface insolation during 1979–2001 over China. Another possible explanation for the discrepancies in T_{MAX} might be the approximation using the four times per day temperature to derive temperature extremes (section 2b). As T_{MAX} and T_{MIN} from one of the four reanalysis (ERA-40) were not available from the public server, our daily extreme temperatures were approximately obtained by the use of T_{MAX} and T_{MIN} of the four temperature values per day, which is similar to the approaches used in Pitman and Perkins (2009) and Kharin et al. (2005). As a result, such sampled extreme temperatures are likely to be less intense than the true T_{MAX} and T_{MIN} represented by the reanalysis, particularly for the T_{MAX} over the land (Kharin et al. 2005).

Compared to T_{MAX}, T_{MIN} is less affected by the solar flux, which is only present during daylight. On the other hand, T_{MIN} is affected by thermal radiative exchanges, which would seem easier to reproduce than the complicated interactions involved in the production of the daily T_{MAX}. Therefore, the consistency of reanalyzed T_{MIN} with the observations most likely relates to the well-simulated

mechanism of the atmosphere to absorb and reemit thermal radiation toward the surface during the night. Other reasons for the differences in performance for extreme temperatures, especially T_{MAX} of the reanalysis, might arise from the climatic effects of the land-use–land-cover (LULC) change and the increase in anthropogenic aerosols over China during the last three decades (Zhou et al. 2004; Huang et al. 2006; Li et al. 2009a). Weak parameterization of the boundary layer, simulation of surface soil moisture, and coupling of the land to the atmosphere might also limit the reanalysis models' skill in producing the 2-m air temperature (Koster et al. 2004; Pitman and Perkins 2009). However, identifying and quantifying these potential mechanisms are beyond the scope of this paper; we suggest further evaluations and sensitivity tests at different time scales may help improve the performance of reanalysis products on continental scales.

5. Conclusions

The agreement of the reanalysis surface extreme temperatures from ERA-40, NCEP-2, JRA-25, and ERAIn with homogenized daily air temperatures from meteorological stations is evaluated across China using PDF skill scores. The results indicate that the selected reanalysis products can largely reproduce the changes in location and shape of the observed PDFs across most regions of China although there were seasonal and regional differences. Our evaluations of extreme 2-m temperatures, while limited to one continent, indicate that the main reanalysis products perform better than expected. They show considerable skill at subcontinental scales when assessed using daily data during summer and winter. This certainly builds further confidence in the use of these products for regional simulations and impact assessments. However, we also note that some reanalyses show apparent discrepancies that need to be addressed and explored. Further intercomparisons with more reanalysis data like the recently released Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications (MERRA; Bosilovich et al. 2008), will provide unique opportunities for fostering a deeper understanding of the strengths and weaknesses of the reanalyses on different temporal and spatial scales. In terms of the observations, uncertainties in sparse stations in the west of China and interpolation schemes from scattered stations into regular grids might contribute to the limits of our validations. Perkins et al. (2007) showed that the PDFs were actually very robust with respect to the observations, given the amount of daily data that formed the PDFs. The analysis presented here provides additional insights into the climatological means and standard deviations commonly used in assessments on time scales longer than days.

Acknowledgments. This research is supported by the U.S. Department of Energy, Office of Science, Biological and Environmental Research (BER) programs, and was performed at Oak Ridge National Laboratory (ORNL). ORNL is managed by UT-Battelle, LLC, for the U.S. Department of Energy under Contract DE-AC05-00OR22725. NCEP-2 reanalysis data were provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, from its Web site (available at http://www.cdc.noaa.gov/). The JRA-25 data were provided from the cooperative research project of the JRA-25 long-term reanalysis by the Japan Meteorological Agency (JMA) and the Central Research Institute of Electric Power Industry (CRIEPI). We are very grateful to ECMWF for providing access to the ERA-40 and ERAIn data. Special thanks are also given to Prof. Andy Pitman and Dr. Sarah Perkins from the University of New South Wales, and to Wilfred M. Post at ORNL for their helpful discussions.

REFERENCES

Alexander, L. V., and J. M. Arblaster, 2009: Assessing trends in observed and modelled climate extremes over Australia in relation to future projections. *Int. J. Climatol.,* **29,** 417–435.

——, and Coauthors, 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.,* **111,** D05109, doi:10.1029/2005JD006290.

Berrisford, P., D. P. Dee, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kållberg, S. Kobayashi, and S. M. Uppala, 2009: The ERA-Interim archive. ECMWF Rep. Series, No. 1, Reading, United Kingdom, 16 pp. [Available online at www.ecmwf.int/publications.]

Bosilovich, M. G., J. Chen, F. R. Robertson, and R. F. Adler, 2008: Evaluation of global precipitation in reanalyses. *J. Appl. Meteor. Climatol.,* **47,** 2279–2299.

Dai, A., K. E. Trenberth, and T. R. Karl, 1999: Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *J. Climate,* **12,** 2451–2473.

Ding, Y. H., 2004: Seasonal march of the East-Asian summer monsoon. *East Asian Monsoon,* C. P. Chang, Ed., World Scientific, 3–53.

Fu, C., Z. Jiang, Z. Guan, J. He, and Z. Xu, 2008: Climate extremes and related disasters in China. *Regional Climate Studies of China,* C. Fu et al., Eds., Springer, 313–344.

Gong, D. Y., Y. Z. Pan, and J. A. Wang, 2004: Changes in extreme daily mean temperatures in summer in eastern China during 1955–2000. *Theor. Appl. Climatol.,* **77,** 25–37.

——, D. Guo, and C. H. Ho, 2006: Weekend effect in diurnal temperature range in China: Opposite signals between winter and summer. *J. Geophys. Res.,* **111,** D18113, doi:10.1029/2006JD007068.

Griffiths, G. M., and Coauthors, 2005: Change in mean temperature as a predictor of extreme temperature change in the Asia–Pacific region. *Int. J. Climatol.,* **25,** 1301–1330.

Huang, Y., R. E. Dickinson, and W. L. Chameides, 2006: Impact of aerosol indirect effect on surface temperature over East Asia. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA,* **103,** 4371–4376.

Jones, P. D., D. H. Lister, and Q. Li, 2008: Urbanization effects in large-scale temperature records, with an emphasis on China. *J. Geophys. Res.,* **113,** D16122, doi:10.1029/2008JD009916.

Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* **77,** 437–471.

Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woolen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* **83,** 1631–1643.

Kharin, V. V., F. W. Zwiers, and X. Zhang, 2005: Intercomparison of near-surface temperature and precipitation extremes in AMIP-2 simulations, reanalyses, and observations. *J. Climate,* **18,** 5201–5223.

Kistler, R., and Coauthors, 2001: The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* **82,** 247–267.

Koster, R. D., and Coauthors, 2004: Regions of coupling between soil moisture and precipitation. *Science,* **305,** 1138–1140.

Li, H. B., A. Robock, S. Liu, X. G. Mo, and P. Viterbo, 2005: Evaluation of reanalysis soil moisture simulations using updated Chinese soil moisture observations. *J. Hydrometeor.,* **6,** 180–193.

Li, Q., X. Liu, H. Zhang, T. C. Peterson, and D. R. Easterling, 2004: Detecting and adjusting temporal inhomogeneity in Chinese mean surface air temperature data. *Adv. Atmos. Sci.,* **21,** 260–268.

——, and Coauthors, 2006: China homogenized historical temperature datasets (1951–2004). Version 1.0. Climate Data Center, National Meteorological Information Center, Beijing, China, 65 pp.

——, W. Li, P. Si, G. Xiaorong, W. Dong, P. Jones, J. Huang, and L. Cao, 2009a: Assessment of surface air warming in northeast China, with emphasis on the impacts of urbanization. *Theor. Appl. Climatol.,* **99,** 469–478, doi:10.1007/s00704-009-0155-4.

——, H. Zhang, J. Chen, W. Li, X. Liu, and P. D. Jones, 2009b: A mainland China homogenized historical temperature dataset of 1951–2004. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* **90,** 1062–1065.

Liu, X., Z. Yin, X. Shao, and N. Qin, 2006: Temporal trends and variability of daily maximum and minimum, extreme temperature events, and growing season length over the eastern and central Tibetan Plateau during 1961–2003. *J. Geophys. Res.,* **111,** D19109, doi:10.1029/2005JD006915.

Ma, L., T. Zhang, Q. Li, O. W. Frauenfeld, and D. Qin, 2008: Evaluation of ERA-40, NCEP-1, and NCEP-2 reanalysis air temperatures with ground-based measurements in China. *J. Geophys. Res.,* **113,** D15115, doi:10.1029/2007JD009549.

——, ——, O. W. Frauenfeld, B. Ye, D. Yang, and D. Qin, 2009: Evaluation of precipitation from the ERA-40, NCEP-1, and NCEP-2 reanalyses and CMAP-1, CMAP-2, and GPCP-2 with ground-based measurements in China. *J. Geophys. Res.,* **114,** D09105, doi:10.1029/2008JD011178.

Maxino, C. C., B. J. McAvaney, A. J. Pitman, and S. E. Perkins, 2007: Ranking the AR4 climate models over the Murray Darling Basin using simulated maximum temperature, minimum temperature and precipitation. *Int. J. Climatol.,* **28,** 1097–1112.

Meehl, G. A., and Coauthors, 2000: Trends in extreme weather and climate events: Issues related to modeling extremes in projections of future climate change. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* **81,** 427–436.

Onogi, K., and Coauthors, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan,* **85,** 369–432.

Parmesan, C., 2006: Ecological and evolutionary responses to recent climate change. *Ann. Rev. Ecol. Evol. Syst.,* **37,** 637–669.

Perkins, S. E., and A. J. Pitman, 2008: Do weak AR4 models bias projections of future climate changes over Australia? *Climatic Change,* **93,** 527–558.

——, ——, N. J. Holbrook, and J. McAneney, 2007: Evaluation of the AR4 climate models' simulated daily maximum temperature, minimum temperature, and precipitation over Australia using probability density functions. *J. Climate,* **20,** 4356–4376.

Pitman, A. J., 2003: The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *Int. J. Climatol.,* **23,** 479–510.

——, and S. E. Perkins, 2009: Global and regional comparison of daily 2-m and 1000-hPa maximum and minimum temperatures in three global reanalyses. *J. Climate,* **22,** 4667–4681.

Qian, W., and A. Qin, 2005: Spatial-temporal characteristics of temperature variation in China. *Meteor. Atmos. Phys.,* **93,** 1–16.

Roads, J., 2003: The NCEP-NCAR, NCEP-DOE, and TRMM tropical atmosphere hydrologic cycles. *J. Hydrometeor.,* **4,** 826–840.

Shi, X., and X. Xu, 2007: Regional characteristics of the interdecadal turning of winter/summer climate modes in Chinese mainland. *Chin. Sci. Bull.,* **52,** 101–112.

——, ——, and L. Xie, 2006: Reliability analyses of anomalies of NCEP/NCAR reanalysis wind speed and surface temperature in climate change research in China. *Acta Meteor. Sin.,* **64,** 709–722.

Simmons, A. J., S. M. Uppala, and D. P. Dee, 2007a: Update on ERA-Interim. *ECMWF Newsletter,* No. 111, ECMWF, Reading, United Kingdom, 5.

——, ——, ——, and S. Kobayashi, 2007b: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter,* No. 110, ECMWF, Reading, United Kingdom, 25–35.

Smith, S. R., D. M. Legler, and K. V. Verzone, 2001: Quantifying uncertainties in NCEP reanalyses using high-quality research vessel observations. *J. Climate,* **14,** 4062–4072.

Solomon, S., D. Qin, M. Manning, M. Marquis, K. Averyt, M. M. B. Tignor, H. L. Miller Jr., and Z. Chen, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Sciences Basis*. Cambridge University Press, 996 pp.

Trenberth, K. E., and J. G. Olson, 1988: An evaluation and intercomparison of global analyses from NMC and ECMWF. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* **69,** 1047–1057.

——, and Coauthors, 2007: Observations: Surface and atmospheric climate change. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis,* S. Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, 235–336.

Uppala, S. M., and Coauthors, 2005: The ERA-40 Re-Analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* **131,** 2961–3012.

——, D. P. Dee, S. Kobayashi, P. Berrisford, and A. J. Simmons, 2008: Towards a climate data assimilation system: Status update of ERAInterim. *ECMWF Newsletter,* No. 115, ECMWF, Reading, United Kingdom, 12–18.

Vincent, L. A., X. Zhang, B. R. Bonsal, and W. D. Hogg, 2002: Homogenization of daily temperatures over Canada. *J. Climate,* **15,** 1322–1334.

Vose, R. S., D. R. Easterling, and B. Gleason, 2005: Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004. *Geophys. Res. Lett.,* **32,** L23822, doi:10.1029/2005GL024379.

World Meteorological Organization, 1993: *Guide on the Global Data Processing System*. No. 305, World Meteorological Organization.

Xu, Y., Y. Ding, and Z. Zhao, 2001: Confidence analysis of NCEP/NCAR 50-year global reanalyzed data in climate change research in China (in Chinese). *J. Appl. Meter. Sci.,* **12,** 337–347.

Yan, Z., and Coauthors, 2002: Trends of extreme temperatures in Europe and China based on daily observations. *Climatic Change,* **53,** 355–392.

Zhai, P., and X. Pan, 2003: Trends in temperature extremes during 1951–1999 in China. *Geophys. Res. Lett.,* **30,** 1913, doi:10.1029/2003GL018004.

——, A. Sun, F. Ren, X. Liu, B. Gao, and Q. Zhang, 1999: Changes of climate extremes in China. *Climatic Change,* **42,** 203–218.

——, Q. Chao, and X. Zou, 2004: Progress in China's climate change study in the 20th century. *J. Geophys. Sci.,* **14,** 3–11.

Zhao, T., and C. Fu, 2006: Preliminary comparison and analysis between ERA-40, NCEP-2 reanalysis and observations over China (in Chinese). *Climatic Environ. Res.,* **11,** 14–32.

——, and ——, 2009: Applicability evaluation of surface air temperature from several reanalysis datasets in China (in Chinese). *Plateau Meteor.,* **28,** 594–606.

——, W. Guo, and C. Fu, 2008: Calibrating and evaluating reanalysis surface temperature error by topographic correction. *J. Climate,* **21,** 1440–1446.

Zhou, L., R. E. Dickinson, Y. Tian, J. Fang, Q. Li, R. K. Kaufmann, C. J. Tucker, and R. B. Myneni, 2004: Evidence for a significant urbanization effect on climate in China. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA,* **101,** 9540–9544.

Available online at www.sciencedirect.com
ScienceDirect
Journal of Environmental Sciences 2010, 22(11) 1748–1756
JOURNAL OF ENVIRONMENTAL SCIENCES
ISSN 1001-0742
CN 11-2629/X
www.jesc.ac.cn

Carbonaceous particles in the atmosphere and precipitation of the Nam Co region, central Tibet

Jing Ming[1,2,*], Cunde Xiao[1], Junying Sun[1,3], Shichang Kang[1,4], Paolo Bonasoni[5]

1. State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Region Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China
2. National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China
3. Laboratory for Atmospheric Chemistry, Centre for Atmosphere Watch & Services, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China
4. Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China
5. Institute for Atmospheric Sciences and Climate, CNR, Bologna, Italy

Received 03 December 2009; revised 07 March 2010; accepted 24 March 2010

Abstract

A continuous air and precipitation sampling for carbonaceous particles was conducted in a field observatory beside Nam Co, Central Tibetan Plateau during July of 2006 through January of 2007. Organic carbon (OC) was the dominant composition of the carbonaceous particles both in the atmosphere (1660 ng/m^3) and precipitation (476 ng/g) in this area, while the average elemental carbon (BC) concentrations in the atmosphere and precipitation were only 82 ng/m^3 and 8 ng/g, respectively. Very high OC/BC ratio suggested local secondary organic carbon could be a dominant contribution to OC over the Nam Co region, while BC could be mainly originated from Southern Asia, as indicated by trajectory analysis and aerosol optical depth. Comparison between the BC concentrations measured in Lhasa, those at "Nepal Climate Observatory at Pyramid (NCO-P)" site on the southern slope of the Himalayas, and Nam Co suggested BC in the Nam Co region reflected a background with weak anthropogenic disturbances and the emissions from Lhasa might have little impact on the atmospheric environment here, while the pollutants from the Indo-Gangetic Basin of Southern Asia could be transported to the Nam Co region by both the summer monsoon and the westerly.

Key words: carbonaceous particle; elemental carbon; organic carbon; Nam Co; Tibetan Plateau

DOI: 10.1016/S1001-0742(09)60315-6

Introduction

Carbonaceous particles (CPs) in the atmosphere can be generally separated into two portions, i.e., organic carbon (OC) and elemental carbon (EC). They are generated from incomplete combustions of fossil fuels and biomass (anthropogenic and natural). EC could also be called black carbon (BC) for its light-absorbing characteristic. CPs play complex roles in the global atmospheric radiative balance (Jacobson, 2004) and consequently result in climate effects, e.g., precipitation anomaly (Menon et al., 2002; Meehl et al., 2008), accelerating the melt of snow and ice (Hansen and Nazarenko, 2004; Ramanathan et al., 2007), and others. In addition, finer particles enriched with CPs (< 2.5 nm) were harmful to human health (WHO, 2003); and thus, studies on the impacts of CPs on the climate and environment have been highly concerned with by scientists and policy-makers since the 1990s.

Southern Asia, where India is the most important economic member, has been in its blooming period of fast development since the 1990s. The Energy Information Administration estimates of Southern Asia's primary energy consumption showed an increase of 52% from 1993 to 2003 (EIA, 2004). Along with the tremendous fuel (fossil and biomass) consumption, Southern Asia produced severe air pollution from the emission of millions of tons of pollutants. For example, in 2000 Southern Asia emitted 564 Gg ($\times 10^9$ g) of BC (12.3% of the global emission) and 1520 Gg of OC (16.2% of the global emission) (Bond et al., 2007). The Indian Ocean Experiment (INDOEX) revealed the so-called "brown cloud phenomenon" in Asia is spreading from the northern Himalayas over the Northern Indian Ocean region (Ramanathan et al., 2001). About two million people died of conditions associated with atmospheric pollution in India each year, in terms of adverse effects on environment and human health (UNEP and C4, 2002); and as for its impacts on climate, BC aerosol over Southern Asia intends to increase the precipitation over India during March-April-May (pre-monsoon), while during monsoon season it could reduce monsoon rainfall over India, with some small increases over the Tibetan Plateau (Meehl et al., 2008). The warming caused by BC aerosol in the South Asian Haze is threatening the duration of the glaciers on the southern slope of the Himalayas. Warmer air resulted from BC over the Himalayas contributed to a

* Corresponding author. E-mail: petermingjing@hotmail.com

warming of approximately 0.6°C during the past 50 years, which might be partly responsible for the accelerating retreat of the Himalayan glaciers (Ramanathan et al., 2007) and threaten the fresh water supplies and food securities in China and India (Brown, 2008).

Recent aerosol and snow chemistry investigations conducted in the East Rongbuk Glacier (ERG) of the middle Himalayas showed that the anthropogenic pollutants originated from Southern Asia (e.g., sulfate, organochlorine pesticides, and mercury) were deposited in the snow during the monsoon seasons (Ming et al., 2007; Wang et al., 2007; Loewen et al., 2007). BC record in a shallow ERG ice core (aged from 1951 to 2001) also showed a dramatic increasing BC-concentration trend since the 1990s; and the mean BC concentration estimated in the atmosphere over the ERG was ca. 80 ng/m^3 during the past 50 years (Ming et al., 2008), which was comparable with that (86 ng/m^3) measured at the site named "Nepal Climate Observatory at Pyramid" (NCO-P in Fig. 1a) on the southern slope of the Himalayas during 2006 (Bonasoni et al., 2008). These studies implied that pollutants originated from Southern Asia could probably be transported into the upper troposphere by convections and travelled over the high elevated Himalayas, and then invade into the Tibetan Plateau by the Indian summer monsoon.

Nam Co as a hinterland lake of the Tibetan Plateau (Fig. 1a, b), is a remote site away from populated regions without industries and many herders. Intensive investigations on the atmospheric environment here since 2005 showed the air quality was probably influenced by the pollutants from the outside of the Tibetan Plateau. Backward trajectory analysis indicated the pollutants from South Asia might be responsible for anthropogenic trace elements (e.g., Zn and As) rich in the atmosphere during the monsoon seasons (Cong et al., 2007; Li et al., 2007a). BC deposited in the snow of the Zhadang Glacier (Fig. 1b) nearby might also have originated from South Asia (Ming et al., 2009). Nevertheless, no studies on CPs in air for the Nam Co region were reported till now, especially for their concentration levels and seasonal variations. Here we presented a first investigation on atmospheric CPs over this region from the summer of 2006 through the spring of 2007.

1 Experiment

1.1 Site description

Nam Co (30°30′–30°56′N, 90°16′–91°03′E) is a great lake in the north of the Nyainqentanglha Mountains, approximately 112 km NNW of Lhasa City (Fig. 1a). The lake with the elevation of 4718 m has a surface area of 1980 km^2 and is the highest salt lake in the world. The Nam Co Observation Station (NCOS) (30.77°N, 90.99°E, 4730 m) was built at the southeastern coast of the lake in 2005 (Fig. 1a, b, c). There are several Tibetan tents of natives living on pasture farming within the 50-km distance of Nam Co. The station uses solar power for scientific utilities and lighting, and burns natural gas for cooking. And it has a natural and flat field (220 m × 100 m) for meteorology, solar radiation, and aerosol observation (Fig. 1c, e).

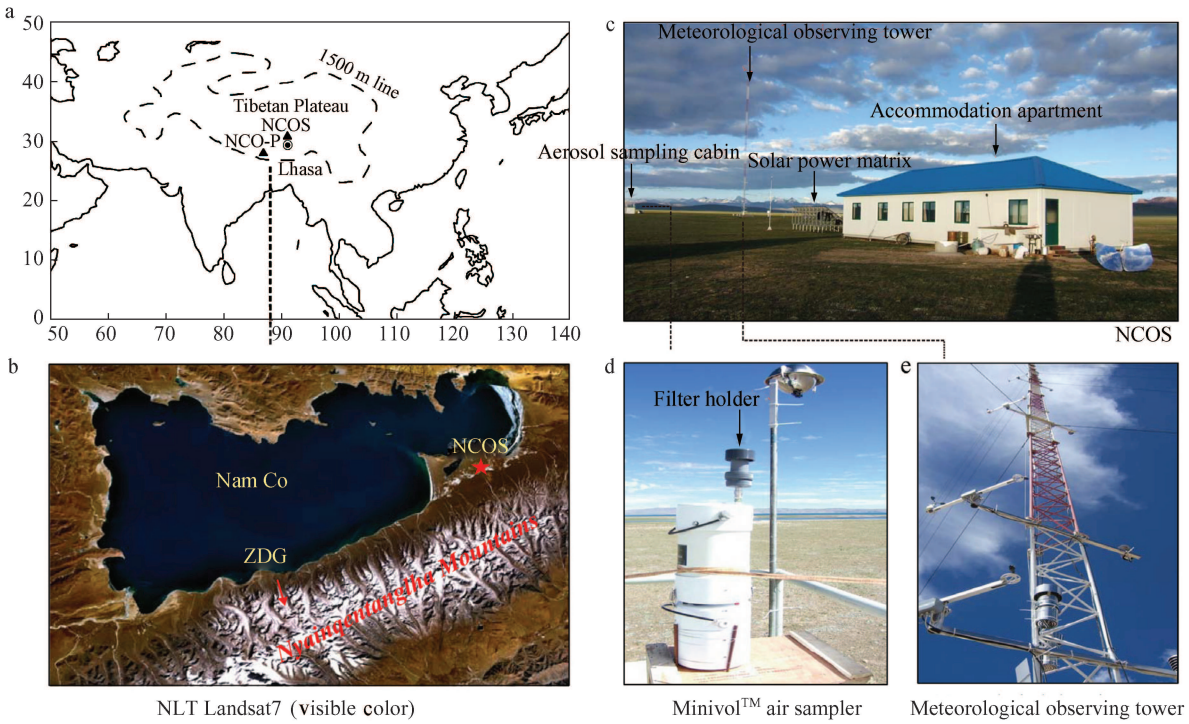


Fig. 1 Location map of the sampling site (a), NLT Landsat7 satellite image of Nam Co and its surroundings, including Nyainqentanglha Mountains with the Zhadang Glacier (ZDG) in its south, where the sampling site (NCOS) is located in the southeast coast of the lake (b), image of spatial distribution of the facilities at NCOS (c), image of the Minivol™ air sampler (d), and image of the 52-m high meteorological observing tower (e).

1.2 Sampling and analysis

1.2.1 Surface air

The portable air sampler (MiniVol, Airmetrics™, USA) was set on the roof of the sampling cabin (about 3 m high over the ground) to collect total suspended particulates (Fig. 1d). It allowed a quartz filter (Whatman® QMA, UK) with the diameter of 47 mm to be mounted. The quartz filters were pre-heated in an oven at 600°C for 24 hr to eliminate any possible carbonaceous matter, and enclosed in the petri-slides. After a filter was mounted in the sampler, the stream velocity of the pump was adjusted to 5 L/min, which is the recommended value of the manufacturer. The samples were kept pumping for 5–9 days with the volumes of 19.65–38.73 m^3 (calibrated to that at 0°C and 1013 hPa). A special cap designed by the manufacturer was mounted on the top of the filter holder to avoid any influences from different weather conditions. Afterwards the filter would be stored at –20°C until analysis. Twenty nine samples were collected at this site during July of 2006 through January of 2007.

In the laboratory, a smaller piece (0.5 cm^2) was punched out of its original filter (47 mm), and analyzed in a DRI®–2001 model carbon analyzer (USA). The thermo-chemical analysis for BC and OC content was performed using a thermo/optical reflectance (TOR) method and following the Interagency Monitoring of Protected Visual Environments (IMPROVE) protocol (Chow et al., 2004). The sample filter was heated stepwise at the temperatures of 120°C (OC1), 250°C (OC2), 450°C (OC3), and 550°C (OC4) in a non-oxidizing (He) atmosphere, and at 550°C (BC1), 700°C (BC2), and 800°C (BC3) in an oxidizing atmosphere of 2% O_2 and 98% He (Zhang et al., 2008). Evolved carbon was oxidized to CO_2, and then reduced to CH_4 and detected by the flame ionization detector (FID). The pyrolyzed or charred OC was monitored by the laser reflectance at λ = 633 nm. The portion of BC1 was assigned to pyrolyzed organic carbon (OP) until the laser signal returns to its initial value. The OC was defined by the sum of OC1, OC2, OC3, OC4, and OP; while the BC was defined by BC1 + BC2 + BC3-OP (Zhang et al., 2008). The accuracy of the measurement was ±10% and the detection limit was 2 μg C/cm^2 (Chow et al., 2004). OC and BC concentrations for aerosol samples are calculated and presented in Table 1.

1.2.2 Precipitation

Twelve precipitation samples were collected at precipitation events by an automated precipitation collector during the Nam Co's monsoon season (July to October of 2006). The collector would be open automatically when raining and rainwater would be collected in a pre-mounted

Table 1 Sampling record and measured atmospheric OC and BC concentrations

Code	Period (y/m/d)	Volume (m^3)	OC_DRI[a] (μg/cm^2)	BC_DRI[b] (μg/cm^2)	OC (ng/m^3)	BC (ng/m^3)
AS-1	2006/7/8–13	19.649	3.73	0.33	2268	201
AS-2	2006/7/13–22	30.970	5.15	0.31	1986	120
AS-3	2006/7/22–29	27.647	5.50	0.55	2376	238
AS-4	2006/7/29–8/5	27.680	4.52	0.12	1951	52
AS-5	2006/8/5–13	31.707	6.79	0.35	2558	132
AS-6	2006/8/13–20	27.591	3.70	0.09	1602	39
AS-7	2006/8/20–27	27.700	2.06	0.15	888	65
AS-8	2006/8/27–9/3	23.788	2.26	0.03	1135	15
AS-9	2006/9/3–10	27.867	3.02	0.05	1295	21
AS-10	2006/9/10–17	28.198	1.91	0.08	809	34
AS-11	2006/9/17–24	28.010	3.04	0.11	1297	47
AS-12	2006/9/24–10/1	27.974	3.12	0.56	1332	239
AS-13	2006/10/1–8	28.260	3.71	0.44	1568	186
AS-14	2006/10/8–15	28.597	2.98	0.11	1245	46
AS-15	2006/10/15–22	28.721	3.28	0.26	1364	108
AS-16	2006/10/22–31	38.726	4.77	0.17	1471	52
AS-17	2006/10/31–11/5	19.969	1.76	0.04	1053	24
AS-18	2006/11/5–11	25.356	1.00	0.00	471	0
AS-19	2006/11/11–19	33.192	4.38	0.24	1576	86
AS-20	2006/11/19–26	28.876	5.14	0.41	2126	170
AS-21	2006/11/26–12/3	29.072	5.96	0.11	2449	45
AS-22	2006/12/3–10	29.314	2.54	0.06	1035	24
AS-23	2006/12/10–17	29.342	3.21	0.02	1307	8
AS-24	2006/12/17–24	29.696	2.25	0.17	905	68
AS-25	2006/12/24–31	29.287	2.68	0.11	1093	45
AS-26	2006/12/31–1/7	29.495	10.37	0.00	4200	0
AS-27	2007/1/7–14	29.970	7.14	0.17	2846	68
AS-28	2007/1/14–21	29.885	6.91	0.35	2762	140
AS-29	2007/1/21–28	29.948	2.96	0.25	1181	100
Min		19.649	1.00	/	471	/
Max		38.726	10.37	0.56	4200	239
Average		28.500	3.99	0.19	1660	82
SD		3.491	2.02	0.16	790	70

[a] OC = OC_DRI × 11.95 × 1000/volume, [b] BC = BC_DRI × 11.95× 1000/volume, [c] "/"refers to under the detection limit.

AS: aerosol, OC: organic carbon, BC: black carbon, OC_DRI: organic carbon mass on the punched filter measured by DRI instrument; BC_DRI: black carbon mass on the punched filter measured by DRI instrument; SD: standard deviation.

Table 2 Sampling record and measured rainwater OC and BC concentrations

Code	Sampling date (y-m-d)	Sample mass (g)	OC_DRI (μg/cm^2)	BC_DRI (μg/cm^2)	OC (ng/g)	BC (ng/g)
RF-1	2006-7-10	141	83.37	0.64	657	5
RF-2	2006-7-12	147	67.13	0.90	516	7
RF-3	2006-7-14	89	169.95	2.20	2158	27
RF-4	2006-7-22	339	94.08	2.13	314	7
RF-5	2006-7-28	172	85.88	2.29	564	15
RF-6	2006-8-11	298	47.83	2.92	181	11
RF-7	2006-8-21	396	42.24	3.29	121	9
RF-8	2006-8-25	262	91.31	1.46	394	6
RF-9	2006-9-9	144	58.37	0.13	458	1
RF-10	2006-9-16	292	42.89	1.18	166	4
RF-11	2006-9-24	251	15.37	0.35	69	1
RF-12	2006-10-1	317	32.18	0.28	115	1
Blank			1.38	0.05		
Min		89	15.37	0.13	69	1
Max		396	169.95	3.29	2158	27
Average		237	69.22	1.48	476	8
SD		96	40.46	1.07	565	7

OC = (OC_DRI – 1.38) × 1.13 × 1000/sample mass, and BC = (BC_DRI – 0.05) × 1.13 × 1000/sample mass. RF: rain fall.

HDPE bag. Once a precipitation event was over, the sample would be transferred into a glass bottle immediately. And these samples were stored in a frozen condition until analysis. The melting and filtration for the samples were processed following the method described in literature (Ming et al., 2009).

The analysis procedure of CPs followed the method for the aerosol filters described in Section 1.2.1. The OC and BC concentrations of the precipitation samples are calculated and presented in Table 2. And major ions (Ca^{2+}, NH_4^+, Na^+, SO_4^{2-}, NO_3^-, Cl^-, and so on) were measured using a Dionex® ion-chromatography (USA) and details are available in a previous study (Li et al., 2007b).

2 Results and discussion

2.1 CPs in surface air and precipitation

The mean concentration of BC in the atmosphere over NCOS during July of 2006 to January of 2007 was (82 ± 70) ng/m^3, and OC was (1660 ± 790) ng/m^3 (Table 1). And the mean concentrations of BC and OC in the precipitation during the monsoon season were (8 ± 7) ng/g and (476 ± 565) ng/g, respectively (Table 2). OC was the dominant composition of the CPs in the atmosphere and precipitation, and BC accounted only for 4.7% and 2.4% of the CPs mass in the atmosphere and precipitation, respectively.

The variations of the CPs concentrations in the atmosphere are displayed in Fig. 2. OC showed a weak increasing trend throughout the sampling period, while BC showed a decreasing trend. For OC, the average concentration (1572 ± 518) ng/m^3 in the monsoon season (May to October) was a little lower (11%) than that (1770 ± 1048) ng/m^3 in the post-monsoon season (November to January), where the highest concentration (4200 ng/m^3) appeared in early January of 2007; while for BC, the average concentration in the monsoon season (100 ± 78) ng/m^3 was much higher (67%) than that in the post-monsoon season (60 ± 53) ng/m^3. There were two distinct peaks (238 and 239) ng/m^3 in July and September and the two values under the detection limit appeared in the post-monsoon season.

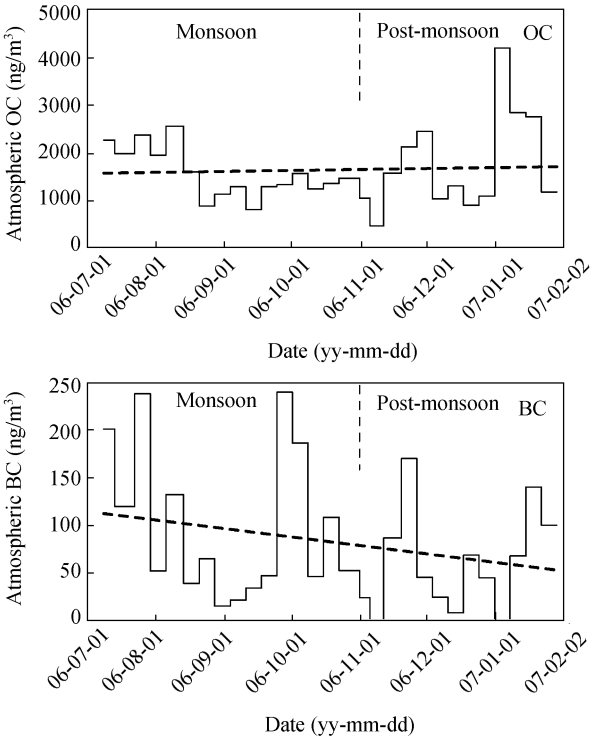


Fig. 2 Variations of atmospheric OC and BC concentrations during July of 2006 to January of 2007, where each step started and ended at sampling beginning and ending time, and dashed lines were the linear fits for OC and BC, respectively.

BC and OC concentrations showed significant positive correlation from July to September of 2006 (0.78, α = 0.01, N = 11, where α represents the confidence level and N represents the sample number), while no apparent correlation between them could be obtained during the post-monsoon season (0.02, N = 18).

The variations of CPs concentrations in the precipitation are displayed in Fig. 3. The highest CPs concentrations in precipitation appeared in mid July of 2006, which were 2158 ng/g for OC and 27 ng/g for BC, respectively. The general trends of CPs in the precipitation were decreasing during July to October of 2006, and this was consistent

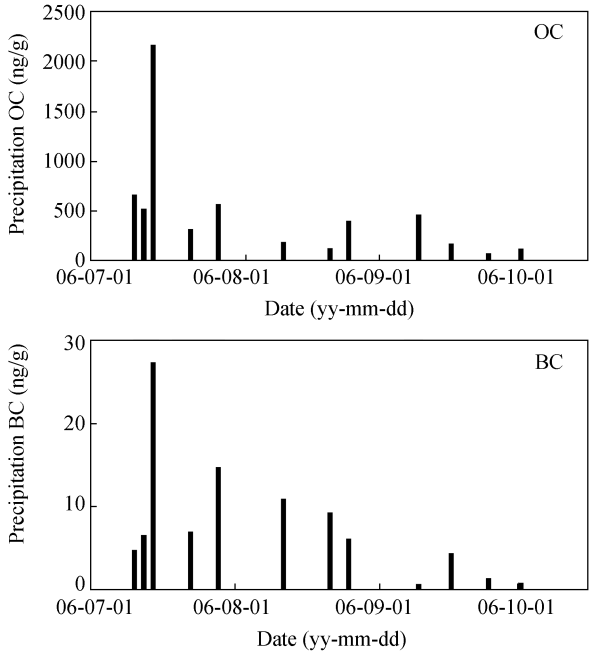


Fig. 3 Variations of OC and BC concentrations in precipitation sampled during the monsoon season.

with that in the atmosphere. The BC and OC concentrations in the precipitation showed a significant correlation (0.82, α = 0.01, N = 12). Different relationships of BC and OC in the atmosphere and precipitation performed during the monsoon and non-monsoon seasons suggested they could be generated from common sources during the monsoon seasons, while during the post-monsoon seasons their unapparent relationships might be attributed to their different sources. In addition, significant relationships could also be found between the CPs and ions, which were associated with fossil/biomass fuel combustion, for example, BC-NH_4^+ (0.807, α = 0.01, N = 9), BC-SO_4^{2-} (0.793, α = 0.01, N = 9), and OC-SO_4^{2-} (0.790, α = 0.01, N = 9). These relationships existed between CPs and ions also indicated their common sources during the monsoon season.

2.2 OC/BC ratio and its implications

OC/BC ratio was usually used to evaluate the combustion fuel sources, although there might be uncertainties when using it. For example, an earlier study on the global CPs emission inventory suggested the global mean of OC/BC by biofuel/biomass burning was ca. 8.0, while that by fossil fuel burning was much lower (ca. 4.2) (Liousse et al., 1996); however, a recent work presented quite different values, in which the mean OC/BC ratios by biofuel/biomass and fossil fuel burning were ca. 6.2 and ca. 0.8, respectively (Bond et al., 2004).

Tibet, where our sampling site was located, has few industries and is a less populated region. An emission inventory released in 2000 revealed the mean OC/BC by biomass and fossil fuel burning were ca. 6.9 and ca. 2.7 in Tibet, respectively (Streets et al., 2003). And an investigation deployed in 2006 showed the mean OC/BC was 6.5 ± 2.2 in Lhasa City (Zhang et al., 2008). The ratio

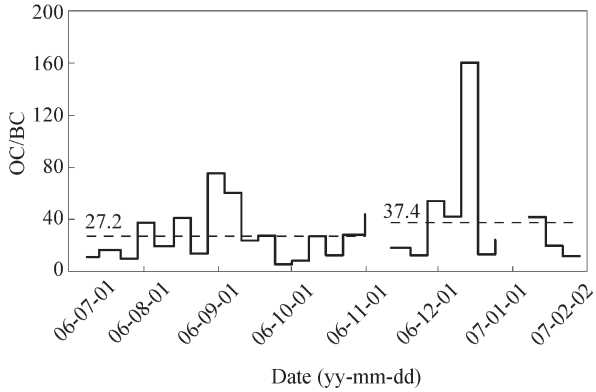


Fig. 4 OC/BC ratios in the atmosphere during sampling time, where two dashed lines presented two mean OC/BC ratios during the monsoon (27.2) and post-monsoon (37.4) seasons, respectively.

OC/BC for the aerosol samples of this work is presented in Fig. 4. The mean OC/BC was 31.9 ± 31.1 throughout the sampling period, which was strikingly larger than any one of the earlier results. The ratio in the monsoon season was much lower than that in the post-monsoon season. The mean OC/BC was 27.2 ± 19.3 during July to October of 2006, while it increased to 37.4 ± 44.9 after then till the sampling end, due to the inverse trends of OC and BC described in Section 2.1.

Some previous studies suggested CPs in aerosols with OC/BC higher than 2.0 could be interpreted as containing significant quantities of secondary organic carbon (SOC) (Gray et al., 1986; Chow et al., 1996). Recently, China Atmosphere Watch Network (China Meteorological Administration) observed relatively higher OC/BC values at its stations around China with the mean of ca. 6.0, which was partly attributed to a strong regional background of SOC in China (Zhang et al., 2008). The OC/BC in the Nam Co region was much higher than that mentioned above, and the mean atmospheric BC concentration was very low and shared less than 5% of the CPs mass. Hence we suggested preliminarily local SOC could be a great contribution to OC in the atmosphere over the Nam Co region, especially during the post-monsoon season; and more BC was originated from remote sources via the long-range transport than that from local combustions.

2.3 Potential sources and transport of BC in Nam Co

The BC emissions in Tibetan Plateau is much weaker than the other surrounding regions. For example, the BC emission in Tibet was only ca. 1.1% of the South Asia's total emission in 2000 (Streets et al., 2003). BC measured in the Himalayan snow suggested the pollutants were probably transported from Southern Asia as a great source for BC deposits (Ming et al., 2009). The meteorological investigations showed southerly winds dominated the weather during May to Oct., while westerly winds took its advantage during Nov. to April (You et al., 2007). And this circulation allowed BC emitted from Southern Asia could be transported into the hinterland of the TP.

We used a trajectory model (HYSPLIT) to investigate the air masses transported to NCOS

during the sampling period, which had been applied in the previous studies (Ming et al., 2009). The model-compatible gdas1 meteorological data (ftp://www.ready.noaa.gov/pub/archives/gdas1) was used to calculate 5-day backward trajectories. The clustering tool assembled in the model software was applied to form clusters of the trajectories and then to calculate the mean trajectory for each cluster (Draxler and Hess, 1998). Eight mean trajectories for the eight clusters are calculated based on the trajectories from 1-July-2006 to 31-January-2007 (Fig. 5a). The air masses over NCOS were primarily from Bangladesh (red trajectory), eastern India (blue trajectory), northwestern India (Indo-Gangetic basin) (cyan trajectory), and Pakistan (yellow trajectory) during the sampling period, which accounted for 84% of the trajectories (Fig. 5b). And seasonal variations of the trajectory number for these four clusters are displayed in Fig. 5c. The air masses were mainly from Bangladesh and eastern India by the southerly winds (Trajectory 1, 2) during the monsoon season, while afterward the air masses were mainly from the Indo-Gangetic basin by the westerly winds (Trajectory 4, 6).

We retrieved the monthly mean aerosol optical depth (AOD) over the TP and its adjacent areas (15°–35°N, 65°–95°E) from the Terra satellite data during June of 2006 to January of 2007. The pollutants over the Tibetan Plateau transported by the summer monsoon could be observed in Fig. 6. In general, the AOD over the Tibetan Platean was much smaller than that over Southern Asia. The AOD over the TP during the monsoon season was higher than that during the post-monsoon season, and this was consistent with the atmospheric BC observed at NCOS. And a significant high AOD area was observed stretched along with the southern slope of the Himalayas during the sampling period, where could be a potential pollutants' source for the atmosphere of Nam Co indicated by the

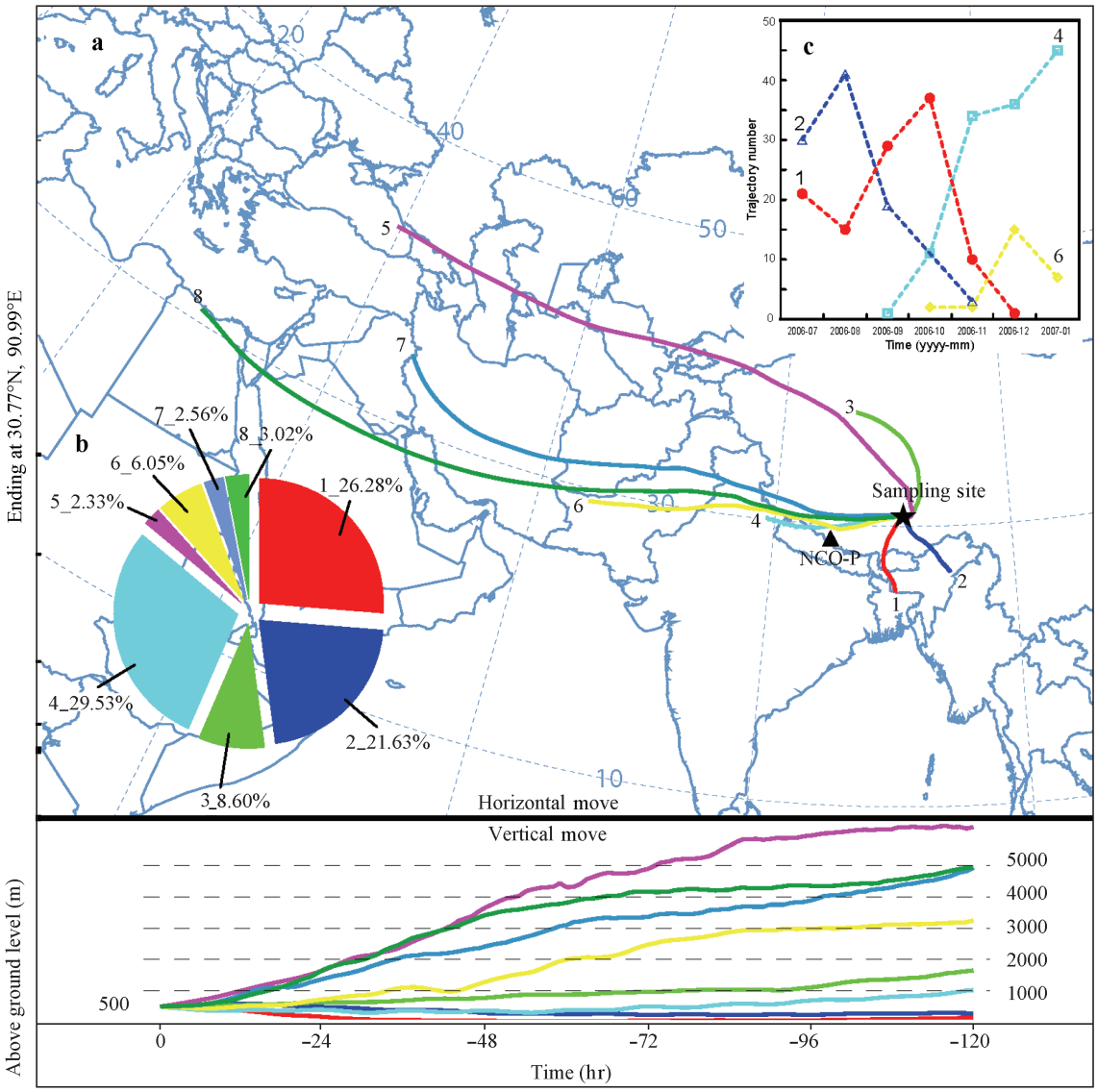


Fig. 5 Cluster-mean 5-day backward air trajectories simulated by the HYSPLIT_V4.8 model, where the NCO-P site was located between mean trajectory 1 and 4, and the vertical moves of the trajectories indicated trajectory 1, 2, 4 were travelling through the boundary layer of the near surface on the southern slope of the Himalayas (a), percentages of the trajectory numbers of the 8 trajectory clusters (b), and variations of the dominant trajectory's monthly numbers (c).

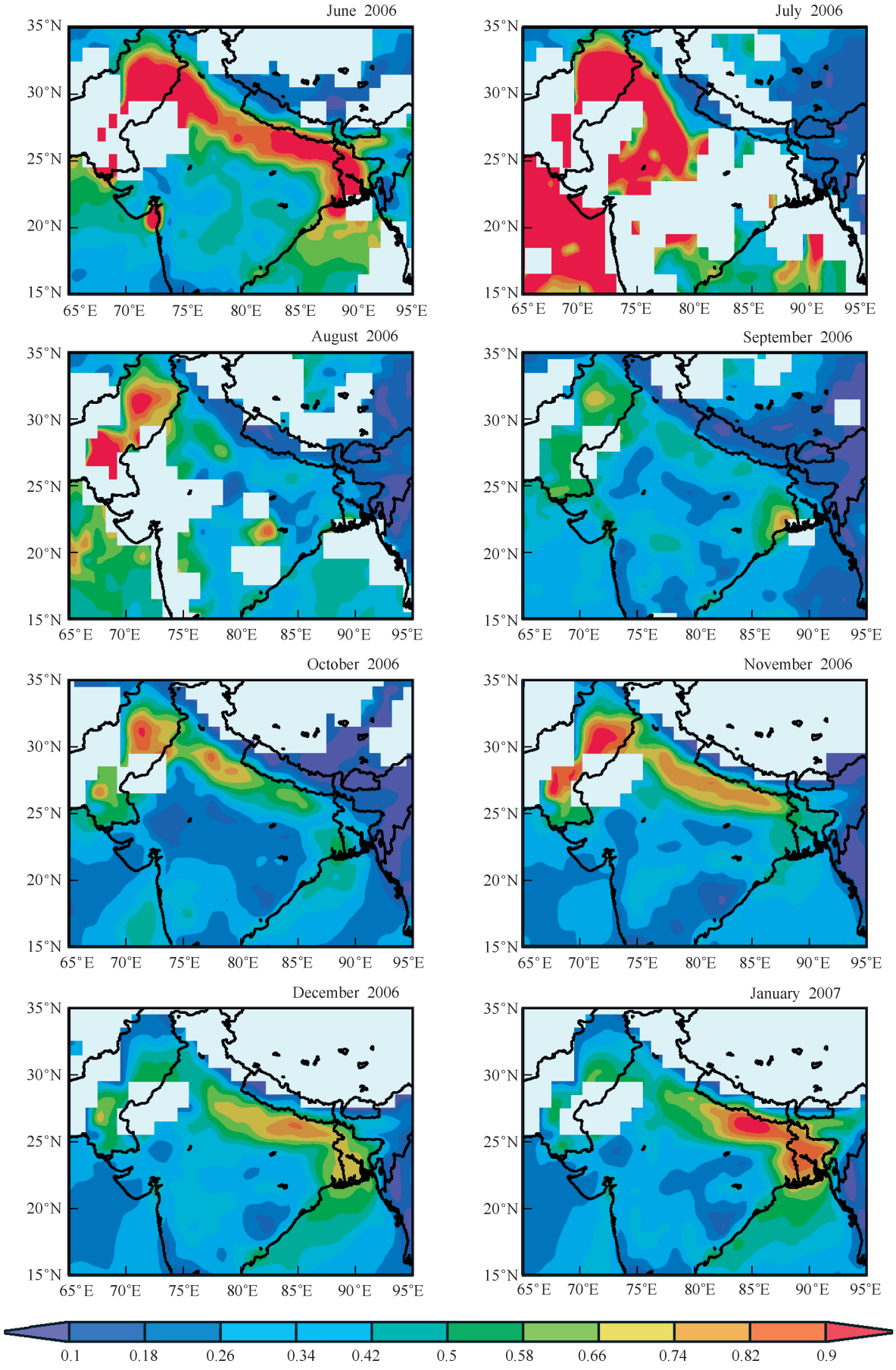


Fig. 6 Monthly AOD area-average distribution over the area of 15°–35°N and 65°–95°E during July of 2006 to January of 2007.

trajectory analysis.

2.4 Comparison between atmospheric BC in Lhasa, NCO-P site, and Nam Co

During sampling at NCOS, two other simultaneous measurements were also deployed at the Tibetan Plateau. One site was located in the Lhasa City (29.67°N, 91.13°E, 3663 m), and the NCO-P site was on the southern slope of the Himalayas. The comparison between the atmospheric BC concentrations at the three sites is presented in Fig. 7. The mean BC concentration in Lhasa (3522 ng/m^3) was much higher than those at NCOS (82 ng/m^3) and the NCO-P (86 ng/m^3), this could be primarily attributed to the different emission backgrounds of urban and remote sites.

Although NCOS is not very far from Lhasa, the different varying trends and magnitude discrepancy of BC concentrations at these two sites suggested that BC at NCOS might be not mainly from Lhasa City, but could have other source areas. No co-variation of BC concentrations at NCO-P and NCOS could be observed during the monsoon season of 2006. However, there were three simultaneous BC spikes appearing after October of 2006 when the air mass pathways shifted from the summer monsoon to the westerly as indicated in Fig. 5. This suggested that atmospheric BC at NCOS was possibly transported from Southern Asia during the post-monsoon season, for the air masses impacting NCOS and NCO-P were both mainly clustered in trajectory 4 (Fig. 5).

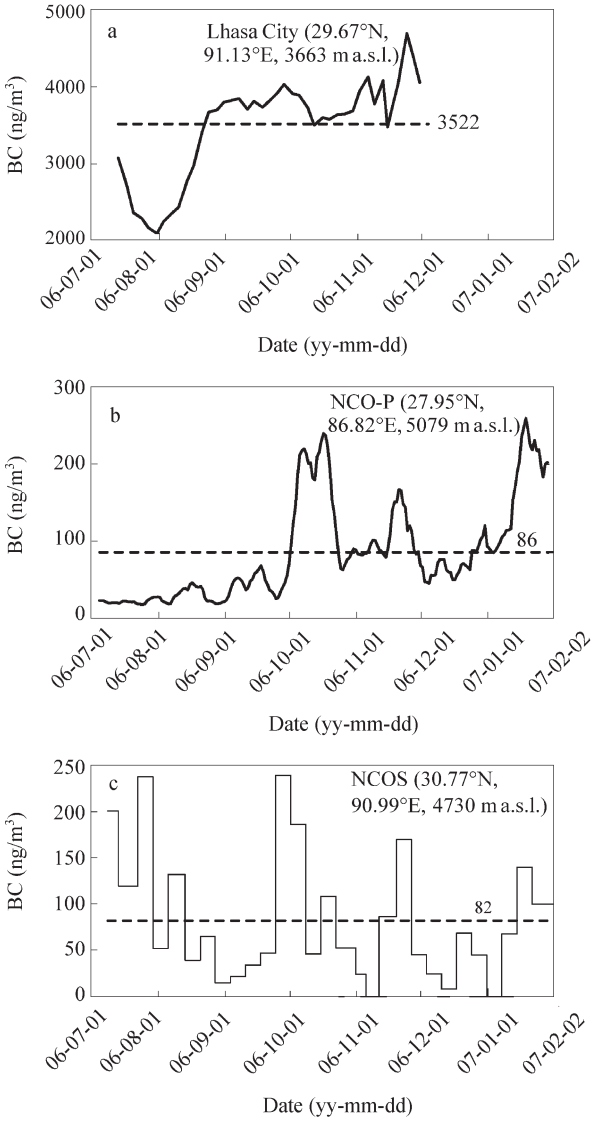


Fig. 7 Atmospheric BC concentrations. (a) Lhasa City (7-day running average) during the second half of 2006; (b) NCO-P (7-day running average) during July of 2006 to January of 2007; (c) NCOS during the sampling period. Dashed lines represent the mean concentration levels.

3 Conclusions

During July of 2006 to January of 2007, a continuous air and precipitation sampling for CPs was conducted beside Nam Co, central Tibet. The mean BC and OC concentrations in the atmosphere and precipitation were 82 and 1660 ng/m^3, and 7.8 and 476 ng/g, respectively. OC was the dominant composition of the CPs both in the atmosphere and precipitation in this region. During the monsoon season, OC and BC could have common sources due to their significant positive correlation; while after that, no relationship existed between them. Extremely high OC/BC ratio suggested local SOC could be a dominant contribution to the atmospheric OC, while BC could be mainly transported from Southern Asia, associated with the trajectory analysis and AOD. A comparison was made between BC concentrations in Lhasa, NCO-P, and NCOS. The result suggested the concentration level reflected a background of light anthropogenic disturbance for BC in the Nam Co region as a remote site; and the emissions in Lhasa had little impact on the atmospheric environment here; while BC emitted from Indo-Gangetic Basin of Southern Asia could be transported to Nam Co by both the Indian summer monsoon and the westerly.

Acknowledgments

This work was supported by the National Basic Research Program (973) of China (No. 2007CB411503), the National Natural Science Foundation of China (No. 40901046), the State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, and Chinese Academy of Sciences (No. SKLCS-ZZ-2008-01, SKLCS 08-08), and the China Meteorological Administration (No. CCSF2006-3). We would thank Mr. Zhong Wang (NCOS) for collecting the samples, Dr. Yangmei Zhang (Chinese Academy of Meteorological Sciences) for analyzing the samples, and Dr. Zhencai Du (Institute of Atmospheric Physics, CAS) for illustrations. Satellite-based AOD data were provided by NASA, and BC data in Lhasa City were by courtesy of Dr. Xiaoye Zhang (Chinese Academy of Meteorological Sciences), and that at the NCO-P site were cited from http://www.rrcap.unep.org/abc/data/abc/ncop.html under the framework of the Ev-K2-CNR SHARE (Stations at High Altitude for Research on the Environment) project and the UNEP Project ABC (Atmospheric Brown Clouds).

References

Bonasoni P, Laj P, Angelini F, Arduinic J, Bonafea U, Calzolaria F et al., 2008. The ABC-pyramid atmospheric research observatory in Himalaya for aerosol, ozone and halocarbon measurements. *Science of the Total Environment*, 391(2-3): 252–261.

Bond T C, Streets D G, Yarber K F, Nelson S M, Woo J H, Klimont Z, 2004. A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. *Journal of Geophysical Research*, 109(14): D14203. DOI: 10.1029/2003JD003697.

Bond T C, Bhardwaj E, Dong R, Jogani R, Jung S, Roden C et al., 2007. Historical emissions of black and organic carbon aerosol from energy-related combustion, 1850–2000. *Global Biogeochemical Cycles*, 21(2): GB2018. DOI: 10.1029/2006GB002840.

Brown L R, 2008. Melting mountain glaciers will shrink grain harvests in China and India. http://www.earth-policy.org/Updates/2008/Update71.htm.

Chow J C, Watson J G, Lu Z, Lowenthal D H, Frazier C A, Solomon P A et al., 1996. Descriptive analysis of PM2.5 and PM10 at regionally representative locations during SJVAQS/AUSPEX. *Atmospheric Environment*, 30(12): 2079–2112.

Chow J C, Watson J G, Chen L W A, Arnott W P, Moosmuller H, Fung K, 2004. Equivalence of elemental carbon by thermal/optical reflectance and transmittance with different temperature protocols. *Environmental Science and Technology*, 38(16): 4414–4422.

Cong Z, Kang S, Liu X, Wang G, 2007. Elemental composition of aerosol in the Nam Co region, Tibetan Plateau, during summer monsoon season. *Atmospheric Environment*, 41(6): 1180–1187.

Draxler R, Hess G, 1998. An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories, dispersion, and deposition. *Australian Meteorological Magazine*, 47(4): 295–308.

Energy Information Administration, 2004. South Asia overview: energy data, statistics and analysis. http://www.eia.doe.gov/emeu/cabs/South_Asia/Background.html.

Gray H A, Cass G R, Huntzicker J J, Heyerdahl E K, Rau J A, 1986. Characteristics of atmospheric organic and elemental carbon particle concentrations in Los Angeles. *Environmental Science and Technology*, 20(6): 580–589.

Jacobson M Z, 2004. Climate response of fossil fuel and biofuel soot, accounting for soot's feedback to snow and sea ice albedo and emissivity. *Journal of Geophysical Research*, 109(21): D21201. doi: 10.1029/2004JD004945.

Li C, Kang S, Cong Z, 2007a. Elemental composition of aerosols collected in the glacier area on Nyainqentanglha Range, Tibetan Plateau, during summer monsoon season. *Chinese Science Bulletin*, 52(24): 3436–3442.

Li C, Kang S, Zhang Q, Kaspari S, 2007b. Major ionic composition of precipitation in the Nam Co region, Central Tibetan Plateau. *Atmospheric Research*, 85(3-4): 351–360.

Liousse C, Penner J E, Chuang C, Walton J J, Eddleman H, 1996. A global three-dimensional study of carbonaceous aerosols. *Journal of Geophysical Research*, 101(D14): 19411–19432.

Loewen M, Kang S, Armstrong D, Zhang Q, Tomy G, Wang F, 2007. Atmospheric transport of mercury to the Tibetan Plateau. *Environmental Science and Technology*, 41(22): 7632–7638.

Meehl G A, Arblaster J M, Collins W D, 2008. Effects of black carbon aerosols on the Indian monsoon. *Journal of Climate*, 21(12): 2869–2882.

Menon S, Hansen J, Nazarenko L, Luo Y, 2002. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, 297(5590): 2250–2253.

Ming J, Zhang D, Kang S, Tian W, 2007. Aerosol and fresh snow chemistry in the East Rongbuk Glacier on the northern slope of Mt. Qomolangma. *Journal of Geophysical Research*, 112(15): D15307. doi: 10.1029/2007JD008618.

Ming J, Cachier H, Xiao C, Qin D, Kang S, Hou S et al., 2008. Black carbon record based on a shallow Himalayan ice core and its climatic implications. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(5): 1343–1352.

Ming J, Xiao C, Cachier H, Qin D, Qin X, Li Z et al., 2009. Black carbon (BC) in the snow of glaciers in west China and its potential effects on albedos. *Atmospheric Research*, 92(1): 114–123.

Hansen J, Nazarenko L, 2004. Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(2): 423–428.

Ramanathan V, Crutzen P J, Lelieveld J, Mitra A P, Althausen D, Anderson J et al., 2001. Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze. *Journal of Geophysical Research*, 106(D22): 28371–28398.

Ramanathan V, Ramana M V, Roberts G, Kim D, Corrigan C, Chung C et al., 2007. Warming trends in Asia amplified by brown cloud solar absorption. *Nature*, 448(7153): 575–578.

Streets D G, Bond T C, Carmichael G R, Fernandes S D, Fu Q, He D et al., 2003. An inventory of gaseous and primary aerosol emissions in Asia in the year 2000. *Journal of Geophysical Research*, 108(D21): 8809. doi:10.1029/2002JD003093.

UNEP, C4, 2002. The Asian Brown Cloud: Climate and other environmental impacts. UNEP, Nairobi.

Wang F, Zhu T, Xu B, Kang S, 2007. Organochlorine pesticides in fresh-fallen snow on East Rongbuk Glacier of Mt. Qomolangma (Everest). *Science in China (Series D)*, 50(7): 1097–1102.

World Health Organization, 2003. Health aspects of air pollution with particulate matter, ozone and nitrogen dioxide. Report on a WHO Working Group, 13–15 January 2003, Bonn, Germany.

You Q, Kang S, Li C, Li M, Liu J, 2007. Variation features of meteorological elements at Namco Station, Tibetan Plateau. *Meteorological Monthly*, 33(3): 54–60.

Zhang X, Wang Y, Zhang X, Guo W, Gong S, 2008. Carbonaceous aerosol composition over various regions of China during 2006. *Journal of Geophysical Research*, 113: D14111. doi: 10.1029/2007JD009525.

聂肃平, 朱江, 罗勇. 2010. 不同模式误差方案在集合 Kalman 滤波土壤湿度同化中的比较试验 [J]. 大气科学, 34 (3): 580-590. Nie Suping, Zhu Jiang, Luo Yong. 2010. Comparison experiments of different model error schemes in ensemble Kalman filter soil moisture assimilation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (3): 580-590.

不同模式误差方案在集合 Kalman 滤波土壤湿度同化中的比较试验

聂肃平[1,2,3] 朱江[1] 罗勇[3]

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
3 国家气候中心, 北京 100081

摘 要 本文主要目的是探讨不同模式误差方案在土壤湿度同化中的性能。基于集合 Kalman 滤波同化方法和 AVIM (Atmosphere-Vegetation Interaction Model) 陆面模式, 利用理想试验对膨胀因子方案 (Covariance Inflation, 简称 CI)、直接随机扰动方案 (Direct Random Disturbance, 简称 DRD)、误差源扰动方案 (Source Random Disturbance, 简称 SRD) 等 3 种模式误差方案的同化效果进行了比较, 讨论了各方案在不同观测误差、观测层数、观测间隔情况下的同化性能。试验结果表明在观测误差估计完全准确的情况下, 3 种方案都能获得较好的同化效果, 并且 SRD 方案相对于真值的均方根误差最小。当观测误差估计不准确时, SRD 方案的同化效果仍能基本得以保持, 而 CI 和 DRD 方案则对观测误差估计更为敏感, 同化效果下降明显。当同化多层观测时, CI 和 DRD 方案由于难以保持不同层观测之间的匹配关系, 同化结果反而变差, 而 SRD 方案能有效协调同化多层观测, 增加观测层后同化结果有了进一步的改善。当观测时间间隔较大时, CI 和 DRD 方案的同化效果显著下降; 而 SRD 方案由于包含了一定的误差订正功能, 在观测稀疏时仍能保持较好的同化效果。

关键词 集合 Kalman 滤波 土壤湿度 模式误差 误差源 资料同化
文章编号 1006-9895 (2010) 03-0580-11 **中图分类号** P413 **文献标识码** A

Comparison Experiments of Different Model Error Schemes in Ensemble Kalman Filter Soil Moisture Assimilation

NIE Suping[1,2,3], ZHU Jiang[1], and LUO Yong[3]

1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029
2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049
3 *National Climate Center, Beijing* 100081

Abstract The purpose of this paper is to explore the performances of different model error scheme in soil moisture data assimilation. Based on the ensemble Kalman filter (EnKF) and the atmosphere-vegetation interaction model (AVIM), point-scale analysis results for three schemes, 1) covariance inflation (CI), 2) direct random disturbance (DRD), and 3) source random disturbance (SRD), are combined under conditions of different observational error

收稿日期 2009-04-20, 2009-10-30 收修定稿
资助项目 国家自然科学基金资助项目 40905046, 财政部/科技部公益类 (气象) 行业专项 GYHY00706005, 中国气象局科技司“新一代气候系统模式的评估与改进”项目 2009-2012209
作者简介 聂肃平, 男, 1981 年出生, 博士生, 主要从事陆面资料同化研究。E-mail: niesp@cma.gov.cn

estimations, different observation layers, and different observation intervals using a series of idealized experiments. The results shows that all these schemes obtain good assimilation results when the assumed observational error is an accurate statistical representation of the actual error used to perturb the original truth value, and the SRD scheme has the least root mean square error (RMSE). Overestimation or underestimation of the observational errors can affect the assimilation results of CI and DRD schemes sensitively. The performances of these two schemes deteriorate obviously while the SRD scheme keeps its capability well. When the observation layers or observation interval increase, the performances of both CI and DRD schemes decline evidently. But for the SRD scheme, as it can assimilate multi-layer observations coordinately, the increased observations improve the assimilation results further. Moreover, as the SRD scheme contains a certain amount of model error estimation functions in its assimilation process, it also has a good performance in assimilating sparse-time observations.

Key words　ensemble Kalman filter, soil moisture, model error, error source, data assimilation

1　引言

土壤湿度是地球气候系统中的一个重要变量，通过控制土壤 - 植被 - 大气交界面上的能量和水汽收支平衡，进而对整个气候系统产生显著影响(Shukla and Mintz, 1982)。目前，由于陆面过程模式模拟能力有限，并且受到大气强迫场和地表误差参数不确定性的制约，其模拟的土壤湿度与实际状况相比存在很大不确定性。正因为如此，能将各种不同来源、不同时空分辨率土壤湿度观测资料融合到陆面模式中的陆面资料同化技术，正逐渐在陆面研究和业务预报中扮演越来越重要的角色。

集合 Kalman 滤波方法(Ensemble Kalman Filter，简称 EnKF)是 Evensen 在 1994 年首次提出的一种利用 Monte Carlo 方法预报误差统计特征的顺序资料同化方法(Evensen, 1994)。该方法继承了传统 Kalman 滤波方法背景场误差协方差随时间演变和流依赖(flow-dependent)的特点，并巧妙利用模式预报集合成员间差异的统计相关信息代表真实模式背景场误差协方差，有效地解决了 Kalman 滤波方法实际应用中背景误差协方差估计和预报困难的问题。与其他同化方法相比，EnKF 在土壤湿度同化中具有较多优势：(1) 对于强非线性的陆面过程，能刻画出误差的非线性传播；(2) 能方便地考虑不同来源的模式误差；(3) 移植性强。基于这些优势和应用的灵活性，EnKF 已逐渐成为国内外土壤湿度同化研究中最有应用前景的方法(Reichle et al., 2002a; Crow and Wood, 2003; Reichle and Koster, 2005; 黄春林和李新, 2006a, 2006b; Ni-Meister et al., 2006; Zhang et al., 2006; 田向军和谢正辉, 2008; Yang and Koike, 2008; 张生雷等, 2008)。

由于数值模式本身对自然界的刻画存在缺陷，因此，模式预报结果与其对应真实状态之间存在一定的预报误差(包含初始误差和模式误差)。目前，陆面模式中普遍忽略了模式误差的影响，因此，在 EnKF 的应用过程中，通过集合样本统计所得的背景场误差协方差比真实的背景场误差协方差缺少一个模式误差项，从而导致对模式背景场误差的低估。这一低估会削弱同化对观测信息的提取能力，并随着时间的推移最终导致同化中的“滤波发散”(filter divergence)现象。许多学者分析了造成滤波发散的原因(Houtekamer and Mitchell, 1998; van Leeuwen, 1999; Hamill et al., 2001)，结果表明，对模式误差的忽视往往是造成滤波发散的主要原因。因此，如何在同化中合理地考虑模式误差的作用已经成为当前集合资料同化中的一个热点问题。

目前的集合同化中，通常通过将一定形式的噪声(noise)引入到预报集合样本中来代替缺失的模式误差项。对于单模式集合同化，常用的考虑模式误差的方法有：①膨胀背景场误差协方差(covariance inflation)方法，即人为增大背景场误差来促使同化结果向观测逼近(Anderson and Anderson, 1999; Hamill et al., 2001; Whitaker et al., 2004)；②针对同化的变量，直接在该变量上加随机扰动，弥补集合样本估计得到的背景误差协方差(Reichle et al., 2002b; Francois et al., 2003)；③分析模式误差来源在误差源上建立误差模型，通过各误差源提供模式误差(Reichle et al., 2002a; Crow and Van Loon, 2006)。目前，以上三种考虑模式误差的方法在集合同化研究中都有广泛的应用，但系统

地比较何种考虑模式误差方法更合理的研究，特别是在土壤湿度同化中的相关研究还相对较少。因此，在基于 EnKF 的土壤湿度同化中探讨这三种引入模式误差方法的效果和合理性，对于我们更好地理解 EnKF 方法及其在土壤湿度同化中的应用都具有重要意义。

本文基于一个中等复杂程度陆面过程模式 AVIM (Ji，1995；丹利，2003)，通过理想试验分析，讨论了利用 EnKF 进行土壤湿度同化时不同引入模式误差方法对同化结果的影响，试图找出一种土壤湿度同化时合理考虑模式误差的方法，从而为今后 EnKF 同化方法在实际土壤湿度资料（卫星观测或站点观测）同化中的应用提供一个合理参考。本文的主要内容如下：第 2 节描述了理想试验的设计流程、陆面模式的简单介绍以及 EnKF 同化中三种不同的考虑模式误差的同化方案；第 3 节给出同化试验及其结果分析；第 4 节给出本文的结论和讨论。

2 方法和模式介绍

当前，很多学者都采用理想试验方法来进行土壤湿度同化的相关研究（Reichle et al.，2002a，2002b；Crow，2003）。由于这些试验设计简单，并且避免了同化实际土壤湿度观测资料时需要对各种复杂因素都加以详细考虑的困难（例如，在实际资料同化中，不同源模式误差和观测误差的统计特征很难得到准确估计），因此是同化研究中评估不同方法同化性能的十分有用的工具。在本文中，为了使研究重点放在我们所关注的问题上，我们也将采用理想试验的方式来讨论不同模式误差引入方案在 EnKF 土壤湿度同化中的性能。

图 1 给出了理想试验示意图。首先将一组模式运行结果作为“真实场”，然后在真实场上以特定误差统计特征加入模式误差和观测误差来分别生成模式场和观测场。同化时，再通过估计模式误差和观测误差信息得到相应背景场和观测场的集合，最后利用 EnKF 同化后，得到集合分析场。EnKF 理想试验的显著优点就是同化中观测误差和模式误差的大小从统计意义上可以精确获得。通过给出不同的误差统计特征，我们就能方便地评估多种误差估计情况下不同方案的同化效果。

2.1 陆面模式

植被大气相互作用模式 AVIM 是国内自主研发的较成熟的陆面过程模式，在陆面过程模拟以及陆气相互作用等研究方面都有着广泛的应用 (Li and Ji，2001；Dan et al.，2002，2005，2008)。AVIM 中土壤在垂直方向分为 3 层：0～0.1 m 为表层，0.1～0.9 m 为根区层，0.9～3.6 m 为深层。深层土壤湿度取为气候态常量，表层和根区层的土壤湿度方程 (丹利，2003) 为：

$$\frac{\mathrm{d}w_1}{\mathrm{d}t} = \frac{1}{\theta_s d_1}\left[P_g - \frac{1}{\rho_w}(E_g + E_{tr1})\right] + \frac{2D_{12}(w_2 - w_1)}{d_1(d_1 + d_2)} + \frac{K_{ws}}{\theta_s d_1} w_{12}^{2b+3} \tag{1}$$

$$\frac{\mathrm{d}w_2}{\mathrm{d}t} = -\frac{E_{tr2}}{\theta_s d_2 \rho_w} - \frac{2D_{12}(w_2 - w_1)}{d_2(d_1 + d_2)} + \frac{2D_{23}(w_3 - w_2)}{d_2(d_2 + d_3)} - \frac{K_{ws}}{\theta_s d_2} w_{12}^{2b+3} + \frac{K_{ws}}{\theta_s d_2} w_{23}^{2b+3} \tag{2}$$

其中，w_1 和 w_2 为上两层土壤湿度 (单位：$\mathrm{cm}^3/\mathrm{cm}^3$)，$d_1$、$d_2$、$d_3$ 为三层土壤厚度，P_g 为降水，E_g 是地面的蒸发，E_{tr1} 和 E_{tr2} 为两层土壤中由于冠层蒸腾作用而引起的水分流失，θ_s 为土壤孔隙度，k_{ws} 为饱和导水率，指数 b 为与土壤类型有关的经验参数，D_{12}、D_{23} 为土壤层间的水分扩散率。

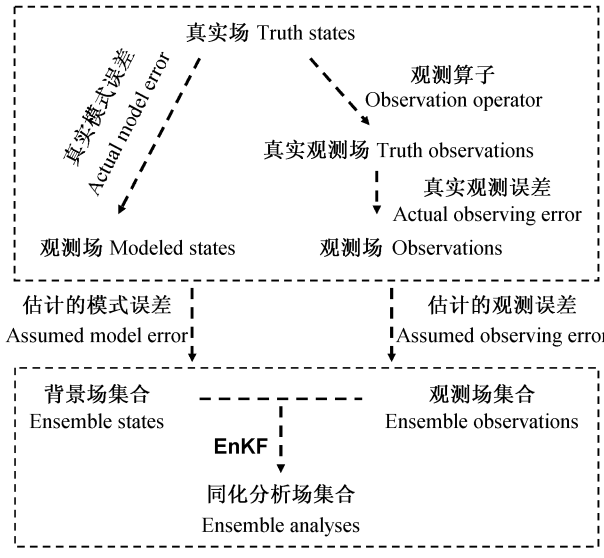


图 1 理想试验示意图

Fig. 1 Schematic diagram of the idealized experiment

2.2 集合 Kalman 滤波方法

集合 Kalman 滤波 (EnKF) 方法的最大特点是通过完全非线性模式预报得到的一组集合样本来统计同化中的背景场误差协方差矩阵 (Evensen，1994)。EnKF 的同化过程可主要分为“集合分析”

部分和“集合预报”部分。在有观测时刻, 其分析过程如下 (Evensen, 2003)。

首先, 对于模式变量 x, 通过一组模式预报场得到该变量的集合样本矩阵 X:

$$X = (x_1, x_2, \cdots, x_N) \in \Re^{n\times N}, \tag{3}$$

其中, n 是模式状态向量数, N 是集合样本数。

集合扰动矩阵可定义为:

$$X' = X - \overline{X} = X(I - \mathbf{1}_N), \tag{4}$$

其中, $\overline{X} = X\mathbf{1}_N$ 为集合均值矩阵, $\mathbf{1}_N \in \Re^{N\times N}$ 为每个元素都等于 $1/N$ 的矩阵。

这样, 由集合样本统计得到的背景误差协方差矩阵 $P_e \in \Re^{N\times N}$ 可定义为:

$$P_e = \frac{X'X'^{\mathrm{T}}}{N-1}. \tag{5}$$

然后, 对于给定观测 $y \in \Re^m$, 定义 N 个扰动观测向量 $y_i = y + \varepsilon_i$, $i = 1, \cdots, N$, 此时观测集合样本矩阵可表示为:

$$Y = (y_1, y_2, \cdots, y_N) \in \Re^{m\times N}, \tag{6}$$

并且, 由集合样本统计得到的观测误差协方差矩阵 R_e 为:

$$R_e = \frac{\gamma\gamma^{\mathrm{T}}}{N-1}, \tag{7}$$

其中, $\gamma = (\varepsilon_1, \varepsilon_2, \cdots, \varepsilon_N) \in \Re^{m\times N}$ 为观测扰动集合。

最后, 得到 EnKF 的分析方程为:

$$X^a = X^f + P_e H^{\mathrm{T}}(HP_e H^{\mathrm{T}} + R_e)^{-1}(Y - HX^f), \tag{8}$$

其中, X^f 为前一时刻预报场, X^a 为当前时刻分析场, $K = P_e H^{\mathrm{T}}(HP_e H^{\mathrm{T}} + R_e)^{-1}$ 为 Kalman 增益矩阵, H 为观测算子。

在无观测时刻, EnKF 主要利用模式动力演变进行多样本的集合预报。下一观测时刻集合平均的背景场通过前一时刻样本分析场的预报得到:

$$\overline{x_{t+1}^b} = \overline{f(x_t^a)} = f(\overline{x_t^a}) + q, \tag{9}$$

这里, “-”表示集合样本平均, q 表示当模式积分算子 f 为非线性时产生的非线性误差项。在 EnKF 同化中, 如果忽略模式误差的影响, 集合样本统计得到的背景场误差协方差 P_e 就会由于缺少 q 这一项而被低估。因此, 要更合理地应用 EnKF, 同化过程中就必须考虑模式误差项 q 的影响。

2.3　模式误差引入方案

本文采用三种不同方案在 EnKF 中考虑模式误差的影响, 并通过理想试验分析检验各方案的同化性能。

(1) 误差协方差膨胀 (covariance inflation) 方案: 误差协方差膨胀方案 (简称 CI 方案) 是考虑模式误差的一种最简单的方法。该方法通过在背景场误差协方差矩阵中引入一个方差膨胀因子 (inflation factor), 从而人为增大背景场误差的量值以避免其在同化过程中被低估。CI 方案的形式如下:

$$K = (\beta P_e + P_0) H^{\mathrm{T}}(H(\beta P_e + P_0) H^{\mathrm{T}} + R_e)^{-1}, \tag{10}$$

其中, β 为方差膨胀因子, P_0 为背景场误差协方差矩阵中引入的一个表示最小方差值的对角矩阵, 用来在同化过程中始终保持一定的背景场误差。本文不同试验中的 P_0 根据相应观测误差的大小来确定。

(2) 直接随机扰动 (direct random disturbance) 方案: 直接随机扰动方案 (简称 DRD 方案) 通过在模式积分过程中直接在土壤湿度上加随机扰动, 来弥补集合样本统计对背景场误差协方差的低估。我们采用一个线性一阶 Markov 随机模型来模拟模式误差随时间的演变 (Evensen, 2003):

$$q_t = \alpha q_{t-1} + \sqrt{1-\alpha^2}\, w_t, \tag{11}$$

其中, q_t 代表 t 时刻在土壤湿度上的模式误差, w_t 是 t 时刻的一组随机扰动场, α 代表随机误差的时间相关系数。

模式积分中土壤湿度的演变可表示成如下形式:

$$x_t = f(x_{t-1}) + \sqrt{\Delta t}\,\sigma q_t, \tag{12}$$

其中, f 是模式非线性积分算子, Δt 是模式误差步长, σ 为误差的标准差。

(3) 误差源扰动 (source random disturbance) 方案: 误差源扰动方案 (简称 SRD 方案) 通过在土壤湿度误差源 (大气强迫场、模式参数等) 上引入随机扰动, 利用模式积分过程中的物理约束关系将各误差源上的不确定性传递到土壤湿度中, 从而实现对同化中背景场误差协方差矩阵低估的弥补。这里, 根据敏感性试验结果, 我们主要选取对土壤湿度影响较大的大气强迫场 (主要是降水场和辐射场) 和模式参数 (主要是饱和导水率、饱和水势和土壤类型参数 b) 作为土壤湿度的误差源, 并同样采用一阶 Markov 随机模型来模拟各误差源误差随时间的演变:

$$\mu_t = \alpha_\mu \mu_{t-1} + \sqrt{1-\alpha_\mu^2}\,\delta_t, \tag{13}$$

其中, μ 代表了大气强迫场或模式参数上引入的误差, α_μ 表示其时间相关系数, δ_t 则表示强迫场或模

式参数在 t 时刻引入的随机扰动场。

此时，模式积分过程中考虑误差后的各误差源可表示为：

$$x_{\mu,t} = x^{j}_{\mu,t} + \sqrt{\Delta t_\mu}\sigma_\mu\mu_t , \tag{14}$$

其中，$x^{j}_{\mu,t}$、$x_{\mu,t}$、$\sqrt{\Delta t_\mu}$、σ_μ 表示加误差前的原始值(大气强迫场或参数场)、引入误差后的值、引入误差的步长、相应的误差标准差。

此时，模式积分过程中土壤湿度的演变可表示为：

$$x_t = f(x_{t-1}, x^{j}_{\mu,t}) + f(\sqrt{\Delta t_\mu}\sigma_\mu(a_\mu\mu_{t-1} + \sqrt{1-a_\mu^2}\delta_t)) . \tag{15}$$

(15) 式表明，各误差源上引入的误差通过模式物理约束作用后传递到土壤湿度中，同化中考虑模式误差的同时也保证了各个状态变量之间的平衡关系。

3 同化试验及结果分析

3.1 试验背景和设计

作为检验不同模式误差方案效果的初步研究，为简单起见，我们在“点尺度”上进行试验，以避免水平空间同化中对水平相关性考虑方式的不同可能对结果分析产生的影响。选取淮河流域能量与水分循环试验 HUBEX (Fujiyoshi et al., 2006) 中蒋集站作为理想试验的背景站点，试验时间为 3 年(1998 年 1 月 1 日至 2000 年 12 月 31 日)，试验前进行 2 年的 spin-up 积分。模式的大气强迫场来自 NCEP 再分析资料集 1 (Kalnay et al., 1996)，利用 NCEP 强迫场和 AVIM 在蒋集站对应的默认参数运行模式，得到的各层土壤湿度值作为理想试验的“真实场”。随后，分别在土壤湿度初始场上引入初始误差，以及降水场、辐射场、饱和导水率、参数 b、饱和水势等模式误差源上引入模式误差生成“模拟场”。表 1 给出了真实场和模拟场的设置。模拟场中降水和辐射由在对应真实场加相对于时间的随机扰动误差得到，即每年都生成一组零均值的高斯随机扰动，通过将扰动对应分配到每天得到考虑随机误差后的模拟强迫场。图 2 给出了试验中模拟相对于真值的误差。从图 2 可以看出，在前 3 个月，模拟偏小，这主要是受模拟场初值估计偏小的影响，随后，模拟则偏大并随季节波动，这主要是由于后期初值影响减弱，参数误差和强迫场误差起主要作用的原因。理想试验中的土壤湿度“观测场”通过在真实场上加标准差为 5 % (0.02 cm^3/cm^3) 的白噪声随机扰动得到，试验中集合样本个数取为 100。

本文主要采用均方根误差 (RMSE) 和集合样本离散度 (Spread) 对试验结果进行评估。因理想试验中真值已知，我们定义 R_t 和 R_o 来分别衡量土壤湿度同化值相对于真值和观测的 RMSE；S_d 用来衡量试验中各集合样本相对于集合均值的离散度。

$$R_t = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - x^t)^2} , \tag{16}$$

$$R_o = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - y)^2} , \tag{17}$$

表 1 理想试验中真实场和模拟场的设置

Table 1 Setup of truth states and simulation states in the idealized experiments

变量 & 参数 (单位)	真实场	模拟场
降水 (mm/d)	NCEP 再分析数据集 1	加零均值高斯扰动，标准差为真实值的 50 %
长波、短波辐射 (W/m^2)	NCEP 再分析数据集 1	加零均值高斯扰动，标准差为真实值的 30 %
初始土壤湿度 (cm^3/cm^3)	2 年 spin-up 值	0.12
饱和导水率 (m/s)	5.23×10^{-6}	5.0×10^{-5}
参数 b	4.74	12.0
饱和水势 (m)	-0.218	-0.7

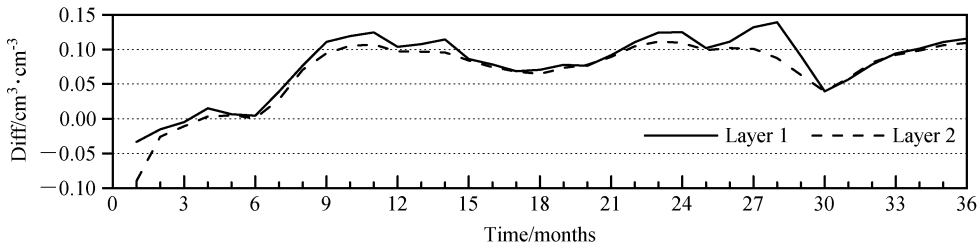


图 2 两层土壤湿度模拟值相对真实值的误差序列

Fig. 2 Time series of differences of soil moisture in the top two layers between simulation and truth

$$S_d = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i}^{N}(x_i - \bar{x})^2}, \qquad (18)$$

以上三个式子中, x_i 代表同化后土壤湿度的集合样本值, x^t 代表真值, y 代表观测值, $\bar{x}$ 代表集合样本均值。本文比较了 CI 方案、DRD 方案和 SRD 方案在不同观测误差、观测层数、观测间隔情况下的同化结果。试验中, CI 方案中最优膨胀因子通过敏感性试验得到 (图 3), 当其为 1.1 时, 得到的 R_t 最小, 本文中取 (10) 式中的 β 为 1.1; DRD 方案考虑了一定的土壤湿度误差时间相关性, 表层取为 10 天, 深层取为 20 天, 即 (11) 式中 α 对表层取 0.9, 对深层取 0.95; SRD 方案中则不考虑误差源误差的时间相关性, 即 (13) 式中 α_q 取为 0。试验共有五组, 每组试验都包含 3 种模式误差方案的试验, 具体设计参见表 2。

3.2　试验结果分析

3.2.1　基准试验

理想试验中, 当同化中给定的观测误差统计特征和观测本身的误差特征一致时, 得到的同化结果最好。试验一首先比较了 3 种方案在此种情况下的同化结果, 并以该试验作为后续试验的参考试验, 在此称为基准试验。

图 4 给出了基准试验的结果。从图 4a 的相对于真值的 R_t 时间序列可以看出, 当观测误差准确估计时, 3 种方案的同化值都能很好地接近真值。SRD 方案的 R_t 在开始几个月内相对于其他两个方案略微偏大, 随后逐渐减小到 0.01 cm^3/cm^3 以下, 在 9 个月以后, SRD 方案的结果相对于 CI 和 DRD 方案都更接近真值。

按照 Kalnay (2003) 的定义, 一个好的集合预报样本需要保证其均值相比模拟更接近真值, 且样本的范围 (离散度) 要能合理包含均值相对真值的偏差。从图 4b 的样本离散度可以看出, 3 种方案的 S_d 与 R_t 在整个时间序列上都能较好匹配, 说明在观测误差特征准确估计的情况下, 基于这 3 种方案的 EnKF 同化都能给出很好的同化结果。

从图 4c 的 R_o 结果可以看出, CI 和 DRD 方案的结果都十分接近观测 (0.01 cm^3/cm^3 左右), 而 SRD 方案则与观测存在较大偏差 (0.02 cm^3/cm^3 左右)。由于观测相对真值包含了 0.02 cm^3/cm^3 的随机误差, 这一结果表明, CI 和 DRD 方案在同化时对观测中包含的“信息”和“误差”的区分能力不足, 使得同化结果中包含了大量的观测误差。而 SRD 方案采用的在误差源引入模式误差的做法, 充分利用模式自身物理约束关系来对观测中的有用信息和误差噪声进行有效区分, 在同化中既能有效提取观测资料中的有用信息, 又能有效避免对观测误差的过多引入, 因此使得同化结果不是简单的向观测靠近, 而是更合理地去接近真值。

表 2　试验设计列表

Table 2　The detailed setup of the idealized experiments

试验	观测时间间隔/d	观测层次	估计的观测误差标准差	试验目的
试验一	1	1	5.0%	检验在观测误差准确估计情况下, 3 种模式误差方案的同化效果
试验二	1	1	2.5%	检验在对观测误差低估的情况下, 3 种模式误差方案的同化效果
试验三	1	1	10.0%	检验在对观测误差高估的情况下, 3 种模式误差方案的同化效果
试验四	1	2	5.0%	检验 3 种模式误差方案在同化多层观测时的同化效果
试验五	10	1	5.0%	检验观测稀疏时 3 种模式误差方案的同化效果

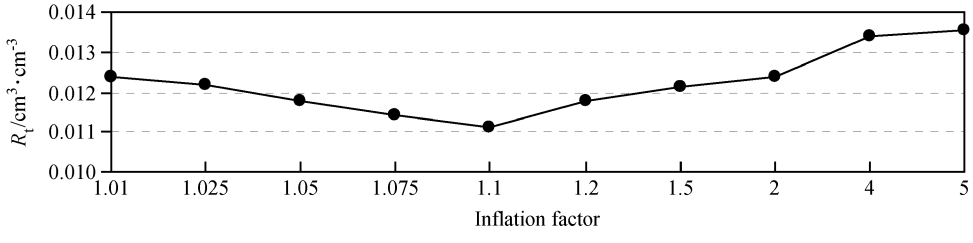


图 3　CI 方案中不同膨胀因子的敏感性试验

Fig. 3　Sensitivity tests for different inflation factors in the Covariance Inflation (CI) scheme

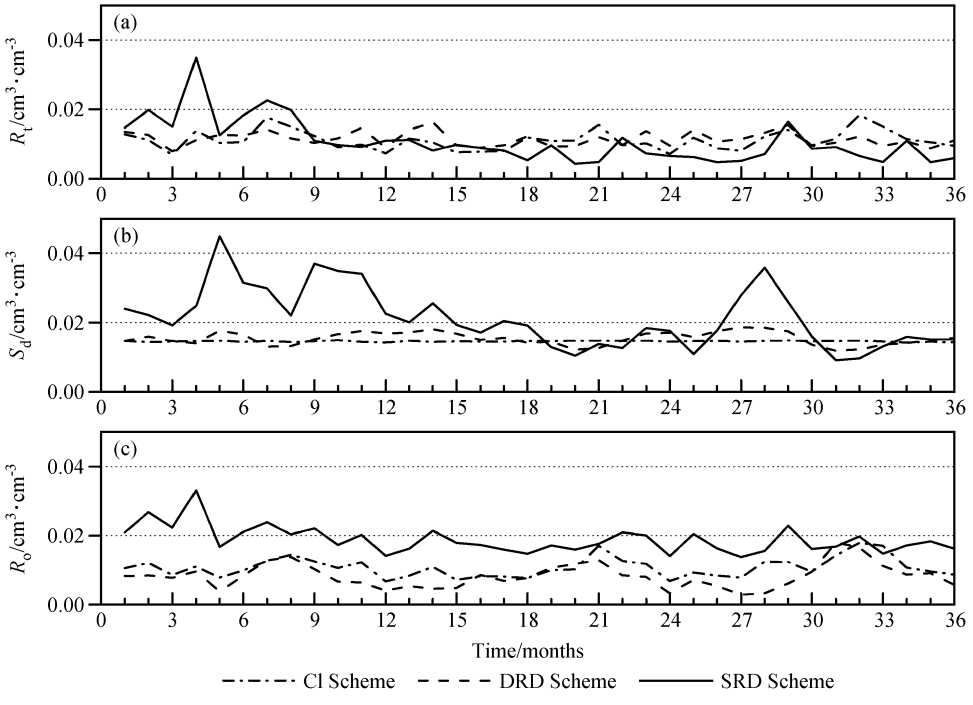


图 4 基准试验结果: (a) R_t; (b) S_d; (c) R_o

Fig. 4 The results for the benchmark experiment: (a) R_t; (b) S_d; (c) R_o

表 3 试验一、试验二、试验三中 3 种模式误差方案的 R_t, S_d 和 R_o

Table 3 R_t, S_d, and R_o for different model error schemes in Expt 1, Expt 2, and Expt 3

	试验一 (基准试验)			试验二 (观测误差估计不足)			试验三 (观测误差估计过度)		
	CI	DRD	SRD	CI	DRD	SRD	CI	DRD	SRD
R_t/cm^3·cm^{-3}	0.0111	0.0115	0.0097	0.0136	0.0131	0.0109	0.0155	0.0112	0.0091
S_d/cm^3·cm^{-3}	0.0145	0.0154	0.0188	0.0092	0.0088	0.0068	0.0187	0.0249	0.0145
R_o/cm^3·cm^{-3}	0.0108	0.0083	0.0188	0.0042	0.0047	0.0112	0.0199	0.0129	0.0169

3.2.2 观测误差估计不准确试验

EnKF 进行土壤湿度同化时需要估计观测误差, 在基准试验中我们假设对观测误差统计特征的估计完全准确。然而在实际应用中, 我们仅能够对观测误差进行猜测, 不可避免会有猜测不准的情况。因此在试验二和试验三中, 我们考察在当对观测误差猜测不准确时, 不同引入模式误差方案的效果。这两组试验中, 除同化中对观测误差的估计不同以外, 其他都与基准试验相同 (同化的观测资料相同)。试验二假设对观测误差估计不足, 试验三则假设过分估计了观测误差。

图 5 和图 6 给出了试验二和试验三的结果。试验二中, 由于对观测误差估计不足, 3 个方案中 EnKF 都给予观测更多权重, 因此 3 种方案的结果相对于基准试验都更加靠近观测 (图 5c), 且包含的不确定性也更小 (S_d 更小, 图 5b)。在试验三中, 由于对观测误差估计过大, EnKF 会更多的偏向背景场: 对于 CI 和 DRD 方案, 由于对观测资料中过高估计的虚假误差不能准确辨认, 只能通过增加背景值的权重来平衡增大的观测误差, 因此使得同化效果明显下降 (图 6a), 而且分析值的不确定性也显著增加 (S_d 增大, 图 6b); 而 SRD 方案由于能在一定程度上区分观测中的有用信息和误差 (噪声), 过高估计的虚假观测误差对其的影响并不明显, 因此该方案同化结果的误差和基准试验相比相差不大 (见表 3)。从表 3 中还可以看出, 在观测误差估计同样不准确的情况下, SRD 方案得到 R_t 都是最小, 这一结果表明, SRD 方案在观测误差估计不准确时的同化效果仍然优于 CI 和 DRD 方案, 显示出良好的性能。

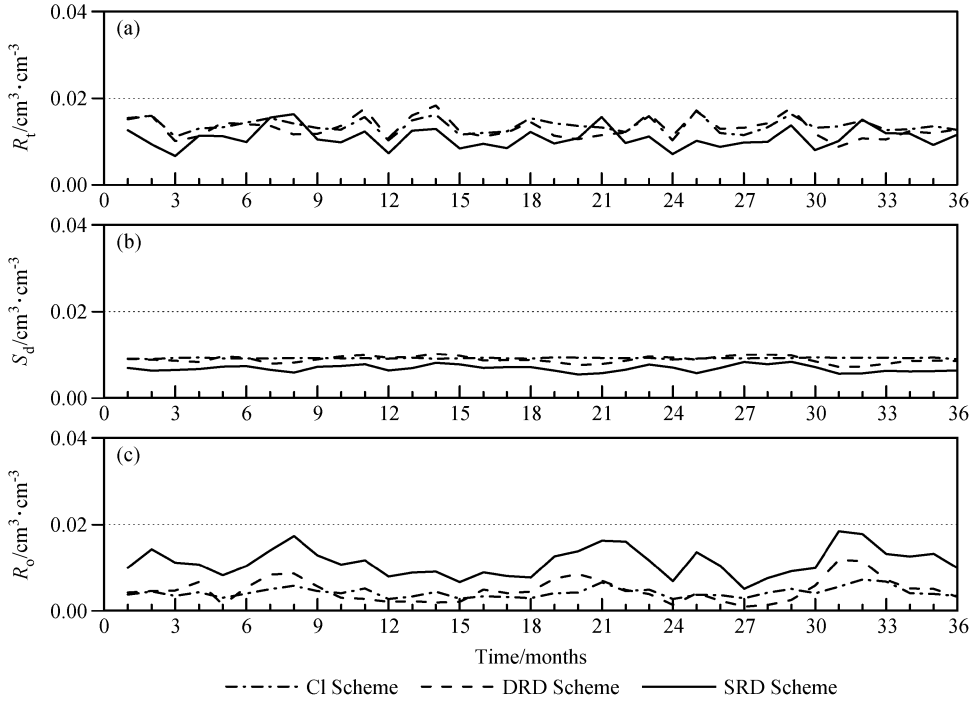


图 5　试验二的结果：(a) R_t；(b) S_d；(c) R_o

Fig. 5　The results for Expt 2: (a) R_t; (b) S_d; (c) R_o

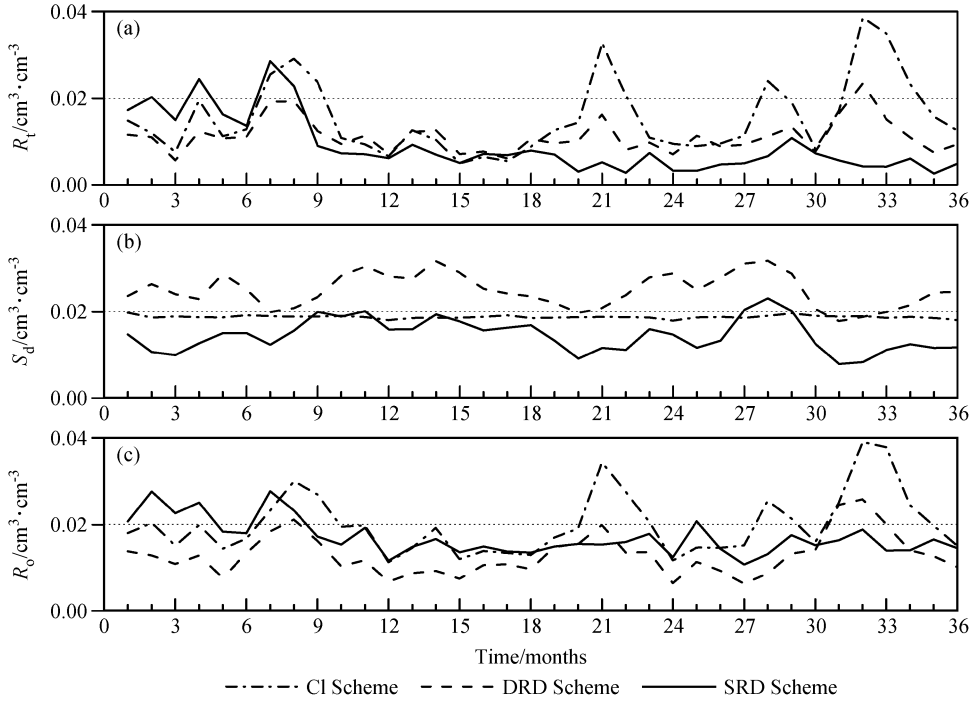


图 6　试验三的结果：(a) R_t；(b) S_d；(c) R_o

Fig. 6　The results for Expt 3: (a) R_t; (b) S_d; (c) R_o

3.2.3　同化两层观测试验

试验四检验了 3 种方案在同化多层土壤湿度观测时的性能。这里对表层和根区层两层土壤湿度观测进行同化，且根区层的真实观测误差取为和表层相同。同化两层观测时，CI 方案考虑了对根区层也引入膨胀因子来考虑该层模式误差，DRD 方案

增加了对根区层土壤湿度的随机扰动，SRD 方案由于是在误差源考虑模式误差，在此不引入额外扰动。除此以外，3 个方案的设置都和基准试验相同。

表 4 给出了试验四的同化结果。与基准试验类似，SRD 方案得到的 R_t 在两层土壤湿度中都是最小。并且相对于其他两个方案，SRD 方案所得的 R_t 在表层减小了 50 %左右，在根区层更是减小 60 %以上，依然反映出更好的同化性能。而通过与基准试验 (表 3) 比较可以发现，CI 方案和 DRD 方案在同化了根区层观测后，得到的 R_t 反而更加偏大，SRD 方案则有了明显改善。由于 SRD 方案能充分利用模式物理约束关系，保证了同化时新引入的根区层观测中的有用信息能更好地被同化系统所利用，从而使得此时的同化结果在仅同化表层观测的基础上有了进一步的改善。而 CI 和 DRD 方案由于很难区分观测中的有用信息和噪声，因此使得同化多层观测时不同层观测中的误差反而相互影响，导致在同化了根区层观测后，表层结果反而由于受到根区层观测中误差的影响而变得更差。S_d 和 R_o 的结果也能反映出这一影响，CI 和 DRD 方案的 R_o 与基准试验相比都偏小，说明同化结果更多地向有误差的观测靠近；而集合离散度则更大，反映出集合样本均值中具有的不确定性相对于基准试验也变得更大。

以上结果表明，在同化多层观测时，CI 和 DRD 方案都存在明显缺陷，而 SRD 方案由于能利用模式本身来约束引入的模式误差，因此能合理同化不同层的观测信息，得到更好的同化结果。

3.2.4 稀疏观测试验

由于实际土壤湿度站点观测在时间上的分辨率都比较低 (Nie et al., 2008)，因此在试验五中，我们还考察了 3 种方案在观测间隔较大情况下的同化效果。试验五中除了 10 天才进行一次同化外，其他设置与基准试验相同。

图 7 给出了试验五的结果。可以看出，由于同

表 4 同表 3，但为试验四和试验五

Table 4 Same as Table 3 but for Expt 4 and Expt 5

	试验四 (表层)			试验四 (根区层)			试验五 (稀疏观测)		
	CI	DRD	SRD	CI	DRD	SRD	CI	DRD	SRD
R_t/ cm^3 ·cm^{-3}	0.0120	0.0144	0.0064	0.0105	0.0150	0.0043	0.0397	0.0333	0.0107
S_d/ cm^3 ·cm^{-3}	0.0147	0.0172	0.0095	0.0137	0.0185	0.0044	0.0132	0.0467	0.0213
R_o/ cm^3 ·cm^{-3}	0.0097	0.0058	0.0137	0.0081	0.0029	0.0156	0.0425	0.0348	0.0186

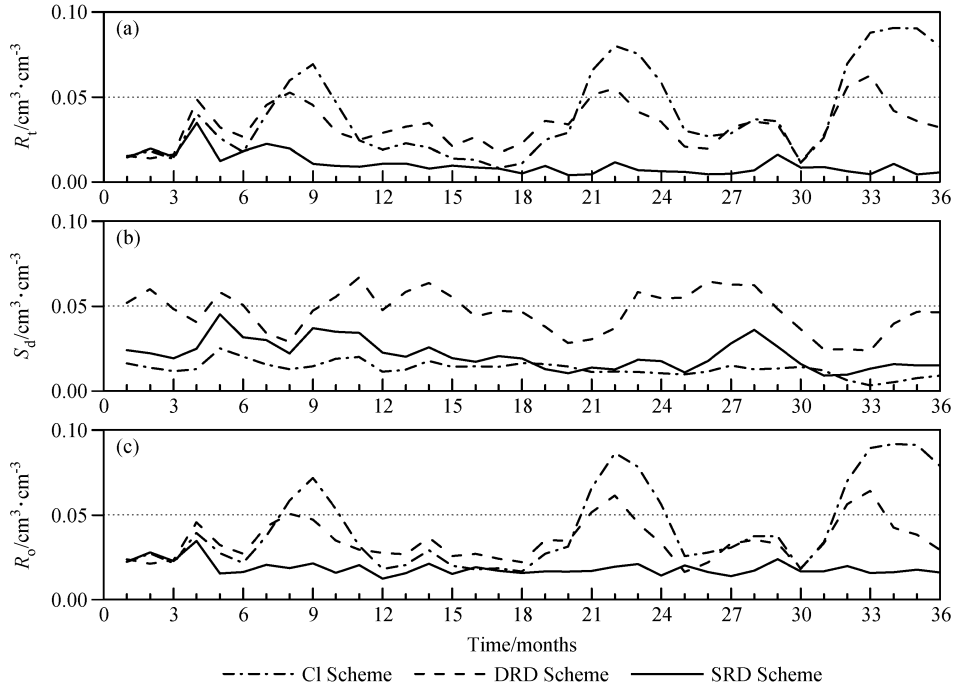


图 7 试验五的结果：(a) R_t；(b) S_d；(c) R_o

Fig. 7 The results for Expt 5: (a) R_t; (b) S_d; (c) R_o

化次数减少, CI 和 DRD 方案得到的分析结果相对于真值和观测的误差都明显增加, 同化性能明显下降; 而 SRD 方案的结果则和基准试验的类似, 仍然保持了较好的同化效果。从表 4 的均方根误差也可以看出来, 观测间隔的增加使得 CI 和 DRD 方案的误差都有了明显增加, 而 SRD 方案却没有太大变化。由于 CI 和 DRD 方案都仅在同化时刻才对背景场进行订正, 如果没有观测的持续引入, 同化后的结果很快就会重新回到背景状态, 从而使得误差显著增加。而 SRD 方案是从源上考虑模式误差的特性, 在同化过程中还能够在一定程度上对特定误差源中的误差进行订正 (如参数误差订正), 从而能在同化后进一步改善模式预报效果, 因此, 即使在观测稀疏时仍然能有效地保持结果向真值靠近。

利用 SRD 方案在 EnKF 同化过程中考虑对特定误差源误差进行订正是目前土壤湿度同化中一个值得关注的问题, 对于如何更好地同化实际土壤湿度稀疏站点资料有着重要的意义, 由于篇幅所限, 对该问题的讨论将另文详细论述。

4　结论与讨论

作为一种以 Monte Carlo 方法为基础的同化方法, EnKF 能更方便地在同化过程中考虑各种不同来源模式误差的影响, 因此在陆面土壤湿度同化的应用中具有明显优势。随着 EnKF 方法的发展, 如何在同化中合理考虑各种误差源模式误差影响的问题正逐渐得到重视和关注。本文基于 EnKF 方法, 利用一系列理想试验, 对 3 种模式误差引入方案 (CI 方案直接在协方差矩阵上乘膨胀因子、DRD 方案直接在土壤湿度上加随机扰动、SRD 方案在土壤湿度误差源上引入随机扰动) 进行了比较分析, 探讨了各方案在不同观测误差、观测层数、观测间隔情况下的同化性能, 具体结论如下:

(1) 在观测误差估计准确的情况下, 3 种方案都能获得良好的同化效果, 并且 SRD 方案所得结果相对于真值的均方根误差最小。

(2) 当对观测误差的估计不准确时, CI 方案和 DRD 方案的同化效果都有显著的下降, 而 SRD 方案的效果则基本能得以保持。CI 方案和 DRD 方案对观测误差估计比 SRD 方案更为敏感, SRD 方案在观测误差估计准确性上具有更好的“容错”能力。

(3) 当同化多层观测时, CI 方案和 DRD 方案由于很难保持不同层观测之间的匹配关系, 在增加观测层数后同化效果反而变差; 而 SRD 方案则可以协调同化多层观测, 使得同化根区层观测后对表层的结果有了进一步的改善。

(4) 当观测时间间隔较大时, CI 方案和 DRD 方案的同化效果明显下降; 而 SRD 方案由于在误差源上考虑模式误差时还能够对特定源 (如模式参数) 进行误差订正, 因此其效果明显好于 CI 方案和 DRD 方案, 在观测稀疏时仍能得到较好的同化结果。

基于以上理想试验的结论, 我们认为 SRD 方案目前看来是一个相对有优势的模式误差扰动方案, 基于该方案的 EnKF 土壤湿度同化方法所得结果相对其他两种方案更优。但是我们也应该注意到, 由于只用了 AVIM 模式进行同化试验, 本文对三种方案比较所得的结果可能还与所用陆面模式和所选模式参数有一定关系。另外, 这里的结论主要都是来自理想试验的结果, 而实际土壤湿度资料的同化研究中会遇到许多来自各方面的复杂问题, 如观测间隔太大缺测较多、观测站点的稀少和分布的空间不均匀性、观测误差的确定、不同误差源误差统计特征和空间相关性的确定、模式参数订正问题等等, 这些都会影响 SRD 方案在实际应用中的效果, 并且也是实际土壤湿度同化应用中不可回避的。本文只是 SRD 方案在土壤湿度同化中应用的一个初步探讨, 在今后的工作中, 我们将继续利用其他陆面模式来验证 SRD 方案的有效性和通用性, 并对该方法在实际土壤湿度同化中的性能和应用潜力, 以及对这些实际同化中会遇到的相关问题做进一步的探讨。

参考文献 (References)

Anderson J L, Anderson S L. 1999. A Monte Carlo implementation of the nonlinear filtering problem to produce ensemble assimilations and forecasts [J]. Mon. Wea. Rev., 127: 2741-2758.

Crow W T. 2003. Correcting land surface model predictions for the impact of temporally sparse rainfall rate measurements using an ensemble Kalman filter and surface brightness temperature observations [J]. J. Hydrometeor., 4: 960-973.

Crow W T, Wood E F. 2003. The assimilation of remotely sensed soil brightness temperature imagery into a land surface model using ensemble Kalman filtering: A case study based on ESTAR measurements during SGP97 [J]. Advance in Water Resources, 26: 137-149.

Crow W T, Van Loon E. 2006. Impact of incorrect model error as-

sumptions on the sequential assimilation of remotely sensed surface soil moisture [J]. J. Hydrometeor., 7: 421-432.

Dan L, Ji J, Li Y. 2002. Climate simulations based on a different-grid nested and coupled model [J]. Adv. Atmos. Sci., 19 (3): 487-499.

丹利. 2003. **大气和生物圈双向耦合模式中的多尺度变化模拟研究** [D]. **中国科学院大气物理研究所博士学位论文**, 22-37. Dan Li. 2003. Multi-scale variation study on a two-way atmosphere and biosphere coupled model [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 22-37.

Dan L, Ji J, Zhang P. 2005. The soil moisture of China in a high resolution climate-vegetation model [J]. Adv. Atmos. Sci., 22 (5): 720-729.

Dan L, Ji J, Liu H. 2008. Use of a land surface model to evaluate the observed soil moisture of grassland at the Tongyu reference site [J]. Adv. Atmos. Sci., 25 (6): 1073-1084.

Evensen G. 1994. Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics [J]. J. Geophys. Res., 99 (C5): 10143-10162.

Evensen G. 2003. The ensemble Kalman filter: Theoretical formulation and practical implementation [J]. Ocean Dyn., 53: 343-367.

Francois C, Quesney A, Ottlé C. 2003. Sequential assimilation of ERS-1 SAR data into a coupled land surface-hydrological model using an extended Kalman filter [J]. J. Hydrometeor., 4: 473-487.

Fujiyoshi Y, Ding Y H, Zhang Y. 2006. Outline of GAME/HUBEX [R]. Final Report of GAME/HUBEX. Fujiyoshi Y, Ding Y H, GAME/HUBEX Project Office, 1-6.

Hamill T M, Whitaker J S, Snyder C. 2001. Distance-dependent filtering of background error covariance estimates in an ensemble Kalman filter [J]. Mon. Wea. Rev., 129: 2776-2790.

Houtekamer P L, Mitchell H L. 1998. Data assimilation using an ensemble Kalman filter technique [J]. Mon. Wea. Rev., 126: 796-811.

黄春林, **李新**. 2006a. **基于集合卡尔曼滤波的土壤水分同化试验** [J]. **高原气象**, 25 (4): 665-671. Huang Chunlin, Li Xin. 2006a. Experiments of soil moisture data assimilation system based on ensemble Kalman filter [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 25 (4): 665-671.

黄春林, **李新**. 2006b. **土壤水分同化系统的敏感性试验研究. 水科学进展** [J]. 17 (4): 457-465. Huang Chunlin, Li Xin. 2006b. Sensitivity analysis on land data assimilation scheme of soil moisture [J]. Advances in Water Science (in Chinese), 17 (4): 457-465.

Ji J. 1995. A climate - vegetation interaction model: Simulating physical and biological processes at the surface [J]. Journal of Biogeography, 22: 445-451.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437-471.

Kalnay E. 2003. Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability [M]. Cambridge University Press, 341 pp.

Li Y, Ji J. 2001. Model estimates of global carbon flux between vegetation and the atmosphere [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (5): 807-818.

Nie S, Luo Y, Zhu J. 2008. Trends and scales of observed soil moisture variations in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 25 (1): 43-58.

Ni-Meister W, Houser P R, Walker J P. 2006. Soil moisture initialization for climate prediction: Assimilation of scanning multifrequency microwave radiometer soil moisture data into a land surface model [J]. J. Geophys. Res., 111: D20102, doi: 10.1029/2006JD007190.

Reichle R H, McLaughlin D B, Entekhabi D. 2002a. Hydrologic data assimilation with the ensemble Kalman filter [J]. Mon. Wea. Rev., 130: 103-114.

Reichle R H, Walker J P, Koster R D, et al. 2002b. Extended versus ensemble Kalman filtering for land data assimilation [J]. J. Hydrometeor., 3: 728-740.

Reichle R H, Koster R D. 2005. Global assimilation of satellite surface soil moisture retrievals into the NASA Catchment land surface model [J]. Geophys. Res. Lett., 32: L02404, doi: 10.1029/2004GL021700.

Shukla J, Mintz Y. 1982. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate [J]. Science, 215: 1498-1501.

田向军, **谢正辉**. 2008. **考虑次网格变异性和土壤冻融过程的土壤湿度同化方案** [J]. **中国科学** (D 辑), 38 (6): 741-749. Tian Xiangjun, Xie Zhenghui. 2008. A land surface soil moisture data assimilation framework in consideration of the model subgrid-scale heterogeneity and soil water thawing and freezing [J]. Sci. China (Ser. D) (in Chinese), 38 (6): 741-749.

van Leeuwen P J. 1999. Comment on "Data assimilation using an ensemble Kalman filter technique" [J]. Mon. Wea. Rev., 127: 1374-1377.

Whitaker J S, Compo G P, Wei X, et al. 2004. Reanalysis without radiosondes using ensemble data assimilation [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 1190-1200.

Yang K, Koike T. 2008. Satellite monitoring of the surface water and energy budget in the central Tibetan Plateau [J]. Adv. Atmos. Sci., 25 (6): 974-985.

张生雷, **谢正辉**, **师春香**, **等**. 2008. **集合 Kalman 滤波在土壤湿度同化中的应用** [J]. **大气科学**, 32 (6): 1419-1430. Zhang Shenglei, Xie Zhenghui, Shi Chunxiang, et al. 2008. Applications of ensemble Kalman filter in soil moisture assimilation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (6): 1419-1430.

Zhang S, Li H, Zhang W, et al. 2006. Estimating the soil moisture profile by assimilating near-surface observations with the ensemble Kalman filter (EnKF) [J]. Adv. Atmos. Sci., 22 (6): 936-945.

任国玉，陈峪，邹旭恺，等. 2010. 综合极端气候指数的定义和趋势分析 [J]. 气候与环境研究，15 (4)：354－364. Ren Guoyu，Chen Yu，Zou Xukai，et al. 2010. Definition and trend analysis of an integrated extreme climatic index [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese)，15 (4)：354－364.

综合极端气候指数的定义和趋势分析

任国玉[1] 陈峪[1] 邹旭恺[1] 周雅清[1,2]
王小玲[1] 江滢[1] 任福民[1] 张强[1]

1 中国气象局气候研究开放实验室，国家气候中心，北京 100081
2 山西省晋中市气象局，晋中 030600

摘 要 综合极端气候指数对于极端气候变化监测、整体认识区域极端气候变化趋势及其原因和影响，具有实际意义。根据中国常年极端气候特点和不同种类极端气候事件的经济社会影响，选取全国平均高温日数、低温日数、强降水日数、沙尘天气日数、大风日数、干旱面积百分率和登陆热带气旋频数等7种极端气候指标，定义两个综合极端气候指数，分别为7种极端气候指标简单（等值权重）合成的综合指数I和加权（差异权重）合成的综合指数II。综合指数II主要依据各种极端气候事件引发的灾害严重程度及其社会影响大小，分别确定其对应指标的相对重要性和权重系数。分析结果表明：1956～2008年，综合指数I序列表现出明显的下降趋势，说明中国地区常见的极端气候事件总体有不断减少、减弱的趋势；同期综合指数II序列没有表现出明显的升降趋势变化，说明对中国地区具有重大经济和社会影响的极端气候事件频率总体上没有发生明显变化。就各个单项极端气候指数变化来看，全国平均年高温日数、强降水日数和干旱面积百分率呈上升趋势，但除高温日数外，其他指数趋势变化均不显著；全国平均年低温日数、沙尘天气日数和大风日数呈下降趋势，且趋势性均很显著；登陆中国大陆的热带气旋频数有所减少，但趋势不很明显。因此，在全球气候显著变暖的半个多世纪内，中国地区多数常见的极端气候事件发生频率，或者显著减少，或者变化不明显；而对全国经济和社会具有重大影响的主要极端气候事件，其频率总体上未见明显趋势变化。

关键词 极端气候事件 综合指数 气象灾害 观测 气候变化 中国
文章编号 1006-9585 (2010) 04-0354-11 **中图分类号** P467 **文献标识码** A

Definition and Trend Analysis of an Integrated Extreme Climatic Index

REN Guoyu[1], CHEN Yu[1], ZOU Xukai[1], ZHOU Yaqing[1,2], WANG Xiaoling[1], JIANG Ying[1], REN Fumin[1], and ZHANG Qiang[1]

1 *Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing* 100081
2 *Jinzhong Meteorological Bureau, Jinzhong* 030600

Abstract Integrated Extreme Climatic Index (IECI) is defined and used to analyze the overall change trend of the frequency and intensity of major extreme climatic events over mainland China. The index is composed of seven single extreme climatic indices, i. e. the country-average frequencies of high temperature days, low temperature days, in-

收稿日期 2010-01-21 收到，2010-03-17 收到修定稿
资助项目 国家“十一五”科技支撑项目课题 2007BAC29B02 和 2007BAC03A01、水利部行业专项 200801001
作者简介 任国玉，男，1958年出生，博士，研究员，从事气候变化和古气候研究。E-mail：guoyoo@cma.gov.cn

tensive precipitation days, dust storm days, strong wind days, percentage of drought areas, and number of landfalling tropical cyclones. Varied weights are assigned to the single extreme climatic indices based on the average economic losses and social impacts induced by the extreme weather and climatic events during recent five years. The largest weight, for example, is given to the frequency of intensive precipitation events because of the huge economic and life losses caused by the heavy rainfall and floods in eastern China. It is followed by the percentage of drought areas and number of landfalling tropical cyclones. The IECI-I and IECI-II are then the equally and unequally weighted sums of the standardized individual extreme climatic indices. Analysis applying the IECI-I and IECI-II to the past 53 years (1956－2008) shows that IECI-I undergoes significant downward trend, while IECI-II witnesses no significant linear trend. Relatively large interannual and interdecadal variation is found for both IECI-I and IECI-II, with frequent low values and a marked decreasing trend occurring from the late 1950s to the early 1980s for IECI-II, indicating a relatively low frequency of major meteorological disasters in early years of the period analyzed, for example, and an obvious upward trend since the mid-1980s, indicating an increase in frequency of major meteorological disasters in the country. In view of the individual extreme climatic indices, rising trends are found for frequencies of high temperature, intensive precipitation, and percentage of drought areas, but the trend is insignificant for intensive precipitation frequency, and it is not very significant for percentage of drought areas. Significant downward trends are found for frequencies of low temperature, dust storms and strong wind. Number of landfalling tropical cyclones is experiencing an insignificant downward change. It is evident from the analysis of the IECI change that the frequency and intensity of the climate extremes, which have the most severe impact on economy and society of the country as a whole, have not shown any significant upward trend in the time period when both global and the country-averaged surface air temperature witness a significant increasing trend.

Key words extreme climatic events, Integrated Extreme Climatic Index, meteorological disasters, observations, climate change, mainland China

1 引言

伴随着全球气候变暖，极端气候事件发生的频率或强度可能增加或减少，与其相关的气象灾害可能加重或减轻。因此，研究过去半个世纪左右全球和区域观测到的极端气候变化趋势，并预估未来可能变化趋势，对于科学评价气候变化的直接影响，有效应对特别是适应区域气候变化，具有关键作用。

现有的研究对于各种极端气候事件频率和强度变化规律和未来可能趋势给予充分关注。例如研究发现，近几十年来北半球中高纬度陆地地区极端强降水事件频率和强度增加了（Alexander et al.，2006；IPCC，2007），多数陆地区域与最低气温相关的异常冷夜频数明显减少，异常暖夜频数则显著增多（Easterling et al.，2000；Frich et al.，2002；IPCC，2007；丁一汇和任国玉，2008；Choi et al.，2009），全球陆地的副热带地区干旱现象变得更强、更持续（Dai et al.，2004），北大西洋地区的强热带气旋活动增加（IPCC，2007）。有研究者认为，极端天气和气候事件频率增加可能是造成气象灾害经济损失上升的主要原因（Anemüller et al.，2006），而另有研究指出，灾害经济损失增加不一定是极端天气气候事件频率上升引起的（Kunkel et al.，1999）。多数研究认为，与气温相关的异常冷（暖）夜（日）频率变化可能是由于人类排放温室气体造成的，北半球中高纬度陆地地区极端强降水事件频率增加可能也是对全球气候变暖的响应（IPCC，2007；Zhang et al.，2007）。

绝大多数研究主要关注某一种或一类极端气候事件，而对于一个地区多种或多类极端气候事件的综合研究还较欠缺。在气候变化的检测和影响研究中，以及在应对气候变化的政府和公民行动中，经常需要了解一个地区或国家多种极端气候事件发生频率和强度的总体变化情况，以便认识区域气候对于人为外强迫的可能响应信号，以及多种极端气候事件频率和强度变化的综合影响。例如，政府部门和公众需要了解，在过去半个世纪左右全球气候明显变暖的背景下，中国地区能够引起严重经济损失和人员死亡的各种极端气候

事件从总体上看究竟是增多（强）了，还是减少（弱）了？这个问题可以通过构造和分析不同的极端气候指数变化情况来回答，但这些指数种类繁杂，不同指数的变化趋势差异明显，难给人以概要和整体的印象。因此，如何在纷繁的极端气候指数中选择具有明确气候和社会经济指示意义的指标，构造一个区域极端气候综合指数，并对过去和未来的变化趋势进行分析，是一个颇值得研究的问题。

Karl et al.（1996）最早针对美国本土地区定义了一个气候极端指数（CEI），综合考虑极端气温和降水等指标，并对该指数的时间变化进行了分析；Hansen et al.（1998）建议一个气候变化指数，其中考虑了具有实际应用价值的指标，如加热度日（heating degree day）、强降水事件频率等；Baettig et al.（2007）也提出一个气候变化指数，考虑了诸如最热年份数、最干和最湿年份数、异常暖的夏季和冬季年份等。后两个指数不完全针对极端气候，还包含了对平均气候的描述，采用的指标也不完整，对气温偏低的极端事件普遍给予忽略，参考和应用价值有限。

美国的CEI指数是由月平均最高气温、月平均最低气温、极端1日降水量、降水日数和无雨日数、以及Palmer指数（PDSI）等5个单项指标组成，在年和季节平均基础上计算分析（Karl et al.，1996）。除极端干旱和潮湿以及极端1日降水量用固定的绝对阈值外，其他各指标的极端事件被定义为显著高（低）于多年平均值（在第90或10个百分位值以外）的发生频率。然后分别计算美国本土地区5个单项指标极端事件所出现的区域面积（经纬度网格点）百分比例，再对其进行算术平均，即得到CEI指数。每一单项指标（如月平均最高气温）又分异常偏高和异常偏低两种情形（指数），最后的单项指标百分比是两种指数极端事件所出现区域面积百分比之和。分析美国本土CEI指数的时间变化趋势，发现在1910～1994年期间线性趋势不明显，但年代尺度波动较大，20世纪70年代中期以后的上升趋势也颇引人注意。

Gleason et al.（2008）对CEI指数做了修正，增加了早期的资料点，并把指数序列更新到2006年。最主要的修正是把PDSI指数的极端干旱和极端潮湿阈值（±3）改为百分位值（最高和最低10%），极端1日降水量阈值也由固定的2英寸（或50.8 mm）修正为百分位值（最高的10%）。更新的美国本土CEI指数序列表明，1994年以后上升十分明显，整个1910～2006年期间也具有较明显的上升趋势，说明美国本土地区极端气候事件总体上呈现增多、增强趋势。

世界各地区、国家具有不同的气候条件，其极端气候事件的种类和影响也各不相同。尽管中国和美国在气候条件上具有很多相似性，但中国频繁发生的洪涝、台风和沙尘暴等气象灾害在美国并不是影响最严重的。CEI指数的构建思路有参考价值，但其选用指标仅具有地区性意义。此外，CEI指数本身也存在其他不足。例如，由于仅计算各种指标极端事件所出现的区域面积百分比，热带飓风和龙卷风这类局地或区域性事件就无法在综合指数中描述；CEI指数对于5种指标的极端事件影响给予相同权重，实际上不同极端事件对于一个地区和国家的经济和社会影响十分悬殊，例如美国冬季最低气温的暖异常远没有冷异常造成的能源、交通和通讯损失多，与最高气温相关的极端事件可能也无法与干旱造成的影响相提并论。因此，CEI指数仍存在一定缺陷，同时也不能直接应用到包括中国在内的其他国家和地区。

本文根据中国实际气候特点和不同种类极端气候事件的经济社会影响程度，探索制定适合中国地区具体情况的综合极端气候指数，并应用综合极端气候指数统计分析过去半个多世纪极端气候条件的综合演化趋势。

2 综合极端气候指数定义、资料与计算方法

2.1 定义

对极端气候事件的关注度，同一个国家内不同人群和不同地区也有明显差异。中国北方内陆地区的人们，一般不受台风影响，但他们非常关注干旱、沙尘暴和大风等极端事件；南方的人们更关注台风、强降水和洪涝、高温热浪等极端事件。从全国来看，农民十分关注干旱和洪涝灾害，城镇居民多关注高温和低温、沙尘暴和强风等极

端气候事件，政府部门更关注那些可能引起当地重大经济损失和人员伤亡的极端事件。对于气候变化研究者来说，由于气温对于气候变化信号检测的特殊重要性，一般更关注与气温相关的极端气候事件变化。因此，如何选取各个地区和各界共同关注的极端气候事件，是首先需要考虑的。

这里主要根据各种类极端气候事件的经济和社会影响程度，选取 7 种区域或全国平均极端气候指标，分别是平均高温日数（Htd）、平均低温日数（Ltd）、平均强降水日数（Ipd）、干旱面积百分率（Dap）、登陆热带气旋（台风）频数（Tcf）、平均沙尘天气日数（Dsd）、平均大风日数（Swd）。没有包括指示极端气候事件强度的指标，对于干旱面积百分率以外的指标没有选取干旱影响范围（面积）指标，是因为极端气候事件区域平均的频数与强度、面积之间存在极好的相关性，作为反映频数的全国和区域平均极端气候事件日数，可以很好地代表相应的强度和范围指标。例如，一个区域平均强降水日数与达到强降水阈值以上的降水量（或降水强度）和台站（网格）数量之间具有十分显著的正相关关系，可以仅用前者表征极端强降水的时间变化。

所选取的 7 种极端气候事件均为中国大陆地区常见的、能够引起比较严重气象灾害的现象，其中高温可以导致热浪，造成供水供电短缺，引起中暑甚至死亡；低温可以引起霜冻、冰冻和冷害，给农业生产和交通运输、通讯等造成严重损失，增加电力负荷；强降水事件是引发洪涝灾害的祸首，造成巨大经济损失和人员伤亡；干旱主要对农业和水资源供应造成不利影响；热带气旋（台风）带来的暴雨和强风会产生严重洪涝和风灾；沙尘天气除对农业生产造成危害之外，也会对生态、环境和人体健康造成不利影响；沙尘暴和热带气旋以外的大风事件也可以产生局地性重大破坏。此外，中国地区的极端天气气候事件还包括局地强对流现象，如雷暴、龙卷风、冰雹等，但这些局地强对流现象的观测记录尚不完善，影响具有局地性和瞬时性，同时其部分影响也已隐含在强降水、大风和热带气旋等指标中，在综合极端气候指数里不再独立统计。北方暴雪引发的灾害比较重要，但目前研究不多，而且由于和低温、强降水等事件有密切联系，部分影响隐含在后者之中，也不单独作为一个指标参与综合极端气候指数计算。

实际上，上述 7 种极端天气气候事件造成的气象灾害严重程度还有较大差异，不能同等对待。不论在历史上，还是在现代，洪涝灾害都是引起中国直接经济损失和死亡人数最多的气象灾种。过去半个世纪内，洪涝灾害致使中国农业年均受灾面积达 8.67×10^6 km^2，直接经济损失占自然灾害总损失的 1/3 以上，平均每 3 年就发生 1 次死亡人数超过 1000 人的大灾（高文学，1997）。因此，在综合极端气候指数中，可考虑对强降水事件指标赋予最高的权重。干旱是中国仅次于洪涝灾害影响的气象灾种。受干旱影响，全国每年平均有 2.00×10^7 km^2 土地受灾，粮食减产量占所有自然灾害造成的减产量 50％以上。严重的干旱造成城市供水紧张和乡村饮用水困难，引发土地荒漠化和森林火灾，产生沙尘暴，给经济和社会造成重大破坏。热带气旋引起的暴雨、风暴潮和强风等灾害对沿海地区形成巨大危害，尽管死亡人数持续减少，但直接经济损失却不断攀升，近几年损失尤其偏重，日益受到各界关注（中国气象局，2007）。极端低温事件引发的各种气象灾害也比较严重，其中包括东部春、秋和冬季的寒潮、东北夏季的低温冷害、南方的“倒春寒”和冰冻灾害等，给国民经济造成重大损失。此外，中国的极端高温、沙尘暴和大风等事件及其伴随的气象灾害也越来越引起重视，但其造成的直接经济损失和死亡人数相对较少，可以赋予较低的权重。

表 1 列出了 2004～2008 年共 5 年全国每年平均的主要极端气候事件及其相应气象灾害的直接经济损失和死亡人数。资料来源于国家民政部公布的自然灾害损失年鉴。低温灾害直接经济损失包括低温、冷冻和雪灾影响，高温、沙尘天气和强风等灾害直接经济损失没有统计资料，干旱、高温、沙尘暴和强风等灾害直接引起的死亡人数也没有统计资料。不论从直接经济损失还是从灾害造成的死亡人数看，平均每年洪涝灾害破坏都是最大的，其次是台风或热带气旋、干旱、低温冷冻（雪灾）。应该指出的是，干旱造成的经济损失主要是根据农业粮食减产折算的，没有包括干旱对城乡水资源供应、能源供应和森林火灾等影响所造成的破坏，因此这里给出的经济损

表 1 中国主要极端气候类型、指标及其影响程度
Table 1 Major extreme climate events and the losses in China

气候类型	指标	经济损失/10^4 元	死亡人数	社会关注度	年权重系数
高温	平均高温日数 Htd	～	～	很高	0.07
低温	平均低温日数 Ltd	423.9	61	高	0.08
洪涝	平均强降水日数 Ipd	650.3	966	高	0.30
干旱	干旱面积百分率 Dap	472.3	～	低	0.25
台风	登陆热带气旋频数 Tcf	490.7	487	中	0.20
沙尘暴	平均沙尘天气日数 Dsd	～	～	低	0.05
强风	平均大风日数 Swd	～	～	中	0.05

注：～ 表示目前统计数据不可获得。

失数字明显偏低，实际的影响当大于台风或热带气旋。

对于各种极端气候事件及其衍生灾害的社会影响，可用社会关注度来大致衡量。利用 Baidu 搜索引擎搜索迄今针对各种极端气候事件的报道条目数，可以大致了解国内媒体和公众对其关注程度。考虑对于每一种极端气候事件各种可能的命名方案，采用具有最多报道条目数量的结果，进行分类。比如，“强降水”可以搜索出 1×10^6 条，而“暴雨”可以搜索出 32×10^6 条，则采用“暴雨”的搜索结果。规定 50×10^6 条以上为社会关注度“很高”、25×10^6～50×10^6 条为“高”、10×10^6～25×10^6 条为“中”、1×10^6～10×10^6 条为“低”、1×10^6 条以下为“很低”，则 7 种极端气候事件的社会关注度列于表 1 中。其中，高温事件的社会关注度最高，低温和强降水（暴雨）较高，热带气旋（台风）和大风中等，干旱和沙尘天气（沙尘暴）相对较低。

值得说明的是，社会对极端气候事件的关注度与其实际引起的灾害损失和死亡人数常常无关。例如，干旱在我国引起的经济损失非常大，与强降水造成的洪涝灾害不相上下，但其社会关注度远无高温事件强烈；同样，不论从经济损失还是人员伤亡看，与低温相关的极端气候事件都比与高温相关的极端气候事件严重，但高温事件比低温事件更加引人瞩目，社会关注度更高。造成这种现象的原因还需要进一步研究，但可能主要与气候变化问题的政治化倾向有关。

综合考虑各种气象灾害的影响程度，但主要考虑灾害直接经济损失大小，以及灾害造成的死亡人数多少，确定各种极端气候指标的相对重要性。对社会影响或社会关注度也给予一定考虑，但不作为主要因子。据此，对每一种极端气候指标赋予相应权重系数（表 1），其中强降水日数权重系数最高，为 0.30；干旱面积百分率次之，为 0.25；登陆热带气旋数为 0.20；低温日数为 0.08；高温日数为 0.07；沙尘天气日数和大风日数，其所蕴涵的气象灾害损失或影响程度相对较轻，其间差异也不明显，赋予同一权重 0.05。上述权重赋值还考虑了部分单项极端气候指标中，如大风日数与登陆台风数、沙尘暴以及登陆台风数与强降水量之间存在的联系，避免造成过度强调的倾向。大风日数赋予权重比较低，沙尘暴频率的权重也不高，就是在一定程度上考虑到这个问题。登陆台风数与强降水日数的权重系数均较高，但考虑到他们的实际影响程度，这里给出的权重系数应该也是适当的。

对于同气温、降水相关的单项极端气候指标，采用日观测资料和百分位数作为阈值的方法（表 2）。其中，高温日数是日最高气温大于 1971～2000 年 30 年日最高气温第 90 个百分位值的天数，主要反映日间高温事件频次；低温日数是日最低气温小于 1971～2000 年 30 年日最低气温第 10 个百分位值的天数，主要反映夜间低温事件频次；强降水日数是日降水量大于 1971～2000 年 30 年日降水量第 95 百分位值的天数，反映相对强降水事件的频次。大风日数是指一日之内任何时间出现瞬时（3 s）平均风速大于 17 $m\cdot s^{-1}$（相当于风力 8 级）的天数，反映较强瞬时风速事件的频次。

表 2 综合极端气候指数（IECI）各分量指标的定义
Table 2 Definition of individual extreme climate indices of Integrated Extreme Climate Index (IECI)

序号	缩写	名称	定义	单位
1	Htd	高温日数	日最高气温＞第 90 百分位值的日数	d
2	Ltd	低温日数	日最低气温＜第 10 百分位值的日数	d
3	Ipd	强降水日数	日降水量＞第 95 百分位值的总降水日数	d
4	Dap	干旱面积百分率	发生气象干旱的区域面积与有效观测区域面积的百分比值	(%)
5	Tcf	登陆台风频数	统计时段内登陆我国沿海的台风数量	个
6	Dsd	沙尘天气日数	统计时段内有观测记录网格点平均的沙尘天气日数	d
7	Swd	大风日数	瞬时平均风速＞17 $m \cdot s^{-1}$的日数	d

干旱面积百分率是全国发生气象干旱的区域面积与有效观测区域面积的百分比值。气象干旱采用《气象干旱等级》国家标准（张强等，2006）中推荐使用的综合气象干旱指数（CI）。CI 指数是综合考虑 Thornthwaite 方法计算的可能蒸散量和近 30 天与近 90 天降水量标准化指数合成的，已经用于中国实时气象干旱监测业务。当 CI≤－0.6 时即认为出现气象干旱（邹旭恺等，2010）。在单项指标中只有气象干旱采用了面积百分率，因为先前发表的文献重点分析了气象干旱面积百分率变化。但如果采用全国平均气象干旱持续日数指标，其结果应该是相似的。

登陆热带气旋频数是指登陆中国大陆东南沿海的热带气旋（台风）数量，主要发生在夏秋季节，冬季月份没有登陆台风。沙尘天气日数是指全国有观测记录网格点平均的沙尘天气现象发生日数。沙尘天气现象包括扬沙、浮尘和沙尘暴，大部分地区主要发生在春季，夏、秋季节少见。

2.2 资料和计算方法

综合极端气候指数（Integrated Extreme Climate Index，IECI）根据以上 7 个单项极端气候指标合成：

$$\mathrm{IECI} = \sum_{i=1}^{7} \delta_i E_i , \qquad (1)$$

其中，δ 为权重系数，E 是各单项极端气候指标的标准化值。

分别计算合成两个综合极端气候指数，即由 7 种极端气候指标简单（等值权重）合成的综合极端气候指数（综合指数 I 或 IECI-I）和差异权重加权合成的综合极端气候指数（综合指数 II 或 IECI-II）。在综合指数 II 的情况下，分别确定其对应指标的相对重要性和权重系数（表 1）：

$$\mathrm{IECI\text{-}II} = 0.07\mathrm{Htd} + 0.08\mathrm{Ltd} + 0.3\mathrm{Ipd} + 0.25\mathrm{Dap} + 0.2\mathrm{Tcf} + 0.05\mathrm{Dsd} + 0.05\mathrm{Swd}. \qquad (2)$$

采用 1956～2008 年国家基准气候站和基本气象站（最多 740 个站）观测资料。所有气象资料均来自中国气象局国家气象信息中心。气温资料是日最高（低）气温记录，经过质量控制，但未做均一化订正和城市化影响偏差订正（周雅清和任国玉，2010）；日降水资料经过质量控制，但没有对迁站、更换仪器等引起的非均一性误差以及风速和蒸发等引起的“低截获”偏差进行订正；综合气象干旱指数计算使用了全国 606 个日降水量和平均气温资料（邹旭恺等，2010）；单站日平均风速资料做过质量控制，也对 1970 年前后由于更换仪器造成的非均一性进行了整体订正，但对 2000 年以后自动站观测与人工值守观测之间的不连续性没有订正（Jiang et al.，2010）。迁站和观测仪器设备更换等对登陆热带气旋、沙尘天气日数等记录影响较小。

统计可以在月、季节和年基础上进行。对于以百分位数作为阈值的极端气候指标，首先计算获得单个站点的单项指标逐年时间序列，然后按 2×2 或 2.5×2.5 的网格计算网格点逐年平均时间序列，再根据网格面积加权获得全国逐年平均时间序列；全国干旱面积百分率按照邹旭恺等（2010）提供方法计算；全国区域平均沙尘天气日数时间序列参照张莉和任国玉（2003）所用方法计算。对全国平均时间序列进行标准化处理（距平/均方差），获得各个单项极端气候指数的标准化序列。然后按等值权重系数计算综合指数 I，按

差异权重系数计算综合指数II。本文只给出全国年平均综合极端气候指数序列。区域和季节平均的综合极端气候指数序列可在上述方法基础上经修正获得。

IECI值界于－1.0～1.0之间，某一年数值越大，表示所分析区域或全国该年份有重要影响的极端气候事件总体偏多偏强；反之亦然。综合指数不是各个单项指数的平均，而是逐年对各单项指数标准化值求和的结果。当所有单项极端气候指数都增大（减小）时，综合指数将快速升高(降低)；但当有的单项指数增加，有的减小时，综合指数趋势变化将相对不明显。干旱面积百分率和强降水日数以及高温日数和低温日数之间，存在一定反位相联系，即干旱面积百分率（高温日数）增加（减少），则强降水日数（低温日数）可能减少（增加），二者在一定程度上有相互抵消的作用，减弱了其对综合指数值的贡献。但从影响上考虑也还算合理，因为在极端干旱年份干旱造成的损失异常高，而极端强降水造成的损失就可能非常低，当年极端旱涝灾害引起的经济损失仍然接近“正常”。

由于造成严重灾害的极端气候事件多发生在夏半年，IECI值在夏半年比冬半年要大。从年IECI值来看，各个地区之间具有明显差异；同一季节不同地区或同一地区不同季节的IECI值也存在差异。以下仅对全国年平均单项极端气候指数和IECI-I、SECI-II指数时间序列进行分析，重点探讨1956～2008年期间的趋势变化特点。

3 综合极端气候指数趋势变化

3.1 单项极端气候指数

图1给出1956～2008年标准化的各单项极端气候指数变化曲线。可以看出，高温日数、强降水日数、干旱面积这三项极端气候指数呈上升趋势，高温日数的增加趋势通过了0.05的显著性检验，其他指数增加趋势没有通过显著性检验，表明暖热事件、强降水事件以及干旱事件在这个时期都有所增加，但只有高温事件频率的增加是显著的；低温日数、沙尘天气日数和大风日数三项极端气候指数呈下降趋势，并且都通过0.05的显著性检验，表明寒（凉）冷事件以及与风速有关的极端气候事件频率均经历了显著的减少。台风登陆频数表现出轻微下降，但趋势不显著。

各单项极端气候指数的变化特征与以往关于中国地区各个单项极端气候事件频率和强度变化的研究结论（例如：翟盘茂等，1999；龚道溢和韩晖，2004；王绍武等，2005；钱维宏等，2007；丁一汇和任国玉，2008）是一致的。高温日数和低温日数与其他研究中用的暖昼日数和冷夜日数标准相似，已有研究一般表明全国平均来看分别具有较明显的上升和非常显著的下降趋势，不一致主要和所选取的分析时间段有关（Yan et al.，2002；Zhai and Pan，2003；钱维宏等，2007；丁一汇和任国玉，2008；周雅清和任国玉，2010）。全国平均强降水日数没有明显上升与早先研究结论大体一致（Zhai et al.，2005；钱维宏等，2007；丁一汇和任国玉，2008）。更新到2008年的全国气象干旱面积百分率有较明显增加趋势，刚好通过0.05的显著性水平检验（邹旭恺等，2010）。登陆热带气旋频数、全国平均沙尘天气频率和全国平均大风日数变化与其他研究也基本一致（周自江等和章国材，2003；张莉和任国玉，2003；李英等，2004；范一大等，2005；王秀萍和张永宁，2006；Jiang et al.，2010）。因此，用以指示中国地区主要极端气候事件变化的各个单项指数序列具有良好的代表性。

3.2 综合极端气候指数

按前文给出的方法，得到等值权重和差异权重加权合成的综合指数I和II。图2给出1956～2008年全国IECI-I序列曲线。IECI-I序列有一定年际波动，整个研究时段总体呈显著的下降趋势。20世纪50年代末至80年代初，IECI-I在多数年份为正值，但呈现出明显的下降趋势，说明这个时期影响我国的重大极端气候事件总体偏多、偏强，但有不断减少、减弱的趋势；80年代中期以后，IECI-I在多数年份呈现为负值，同时下降趋势有所缓和，特别是90年代中以来，升降趋势不再明显。IECI-I最高值出现在1966年，第二最高年为1958年，以后依次为1956年和1971年；最低值出现在1995年，次低年为1997年，以后依次为2000年和1985年。

IECI-I整个时期趋势变化明显，主要是因为各个单项极端气候指数虽然具有不同方向的变化

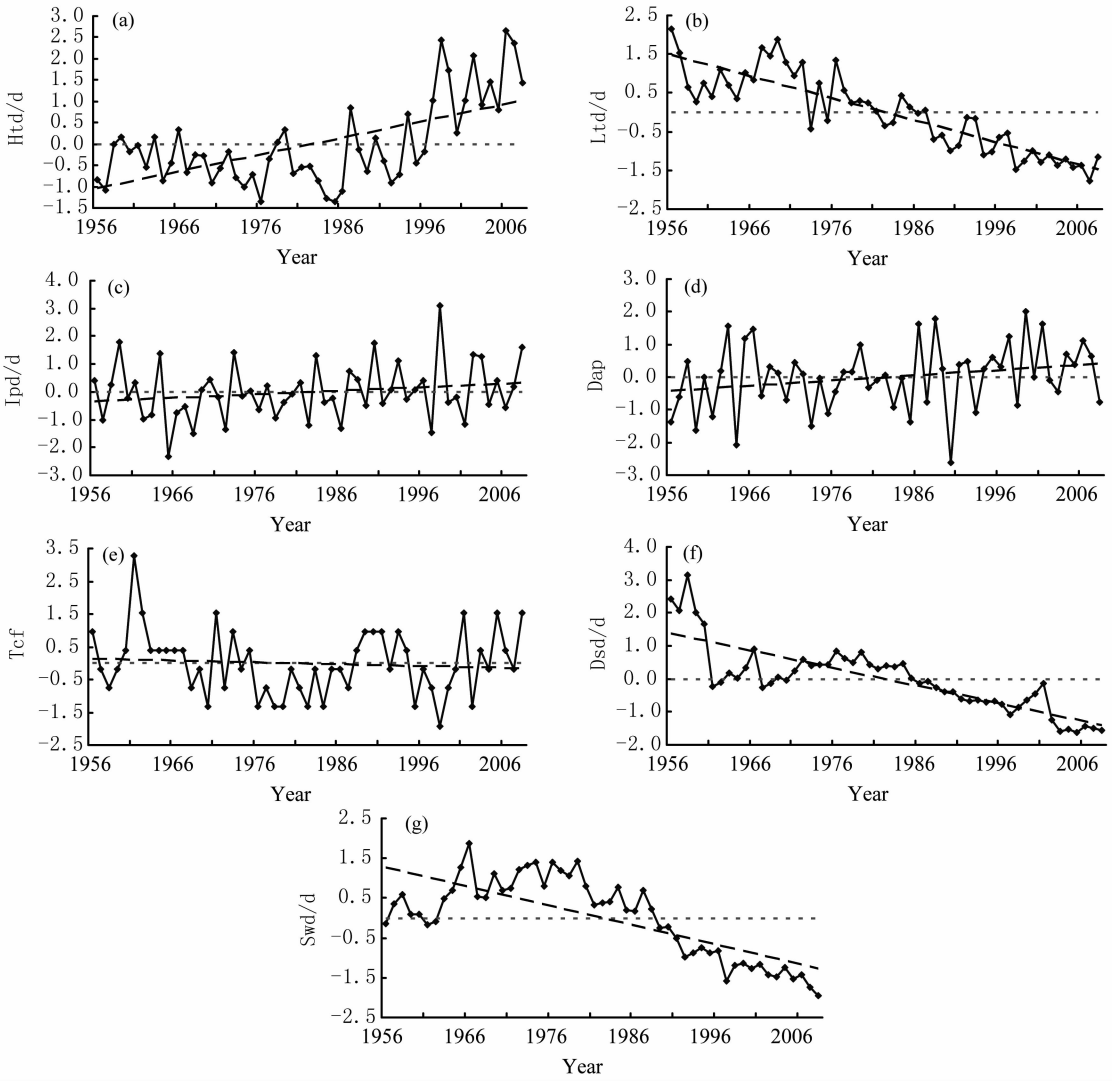


图 1　1956～2008 年各单项极端气候指数标准化值变化曲线（水平短虚线为 0 值线，长虚线为趋势线）：(a) 高温日数（Htd）；(b) 低温日数（Ltd）；(c) 强降水日数（Ipd）；(d) 干旱面积百分率（Dap）；(e) 登陆热带气旋数（Tcf）；(f) 沙尘天气日数（Dsd）；(g) 大风日数（Swd）

Fig. 1　Changes in country-averaged individual extreme climate indices during 1956－2008 (long dashed lines indicate linear trends): (a) High temperature days (Htd); (b) low temperature days (Ltd); (c) intensive precipitation days (Ipd); (d) drought area percentage (Dap); (e) landing tropical cyclone frequency (Tcf); (f) dust storm days (Dsd); (g) strong wind days (Swd)

趋势，但高温日数、强降水日数、干旱面积百分率等指数的上升趋势多不明显，而低温日数、沙尘天气日数和大风日数等指数的下降趋势一般较显著，登陆台风频数也轻微减小，导致综合指数 I 整体呈明显下降趋势。1966 年 IECI-I 最高，主要是因为大风日数最多，沙尘天气日数和干旱面积百分率也较高；1995 年除干旱面积百分率略高外，其他单项极端气候指数都很低，应当算风调雨顺的一年。

图 3 给出 1956～2008 年全国 IECI-II 序列曲线。IECI-II 序列年际波动和年代际波动特征与 IECI-I 序列相近，但整个研究时段看不出有明显的升降趋势变化。从 20 世纪 50 年代末至 80 年代初，IECI-II 序列表现出较明显下降，多数年份为负值，特别是 70 年代中后期和 80 年代初，数值很低。这说明，20 世纪 80 年代初以前对中国具有重大影响的极端气候事件总体偏少偏弱，且有不断下降的趋势。权重系数较高的强降水日数、干

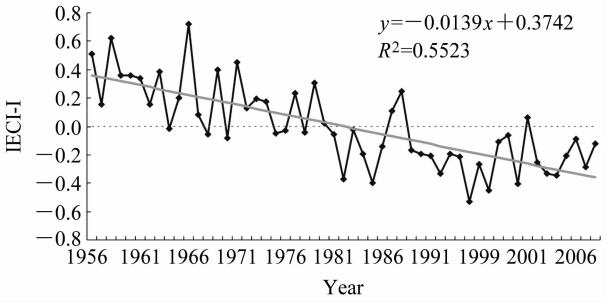


图2 1956～2008年全国综合极端气候指数I序列变化。灰色实线为线性趋势线

Fig. 2 Change in country-averaged Integrated Extreme Climate Index (IECI-I) during 1956～2008. Grey lines indicate linear trends

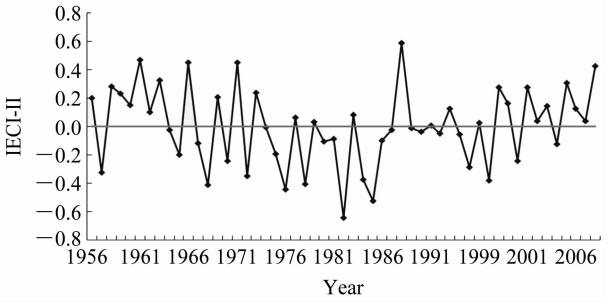


图3 同图2，但为全国综合极端气候指数II的时间序列

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for Integrated Extreme Climate Index (IECI-II)

旱面积百分率和登陆台风频率处于平均值附近或偏低，是造成上述变化的主要原因。但是，从20世纪80年代中期开始，IECI-II却表现出一定上升趋势，90年代中期以后上升趋势尤为明显，表明该时段对我国具有重大影响的极端气候事件总体偏多偏强，这主要是因为权重系数较高的强降水日数、干旱面积百分率和登陆热带气旋频率增多，同时高温日数也大幅增加。虽然低温日数、大风日数和沙尘天气日数明显减少，但他们或者权重系数低，或者虽有较高权重系数，但其减少幅度较小，因此对综合指数的贡献不大，整个时期特别是最后20多年IECI-II呈现为弱的上升趋势。

1956～2008年全国IECI-II最低的5年分别是1982、1985、1976、1968和1978年，最高的5年是1988、1961、1966、1971和2008年。IECI-II最低的5年中，1968、1982、1978年的强降水日数分别位列整个时期倒数第2、6和10位，这些年份也是全国大范围少雨的年份；1976、1978、1982年登陆台风频率分列倒数第3、4和6位。而IECI-II最高的5年，1961、2008、1971年登陆台风频率分列第1、2和5位，2008年强降水日数位列分析时期第4位，1988、1966年干旱面积百分率列第2和第6位。

由于对极端强降水事件频率和干旱面积百分率、登陆热带气旋频率等赋予了最高权重，IECI-II受这3个单项极端气候指数的影响也比较大。全国范围极端强降水事件频率和干旱面积百分率呈现明显的负相关关系，二者具有此消彼长的现象，因此IECI-II在一些大旱或大水年并不一定明显偏高。一个例子是1998年，我国南方发生重大洪涝，全国平均的极端强降水指数是整个时期最高的，但由于干旱面积不大，加上登陆的热带气旋极少，当年的IECI-II并不很高。

4 结论和讨论

选取对中国大陆地区经济、社会影响较高的7种极端气候指标，分别是全国平均高温日数、低温日数、强降水日数、沙尘天气日数、大风日数、干旱面积百分率和登陆热带气旋频数，计算合成了两个综合极端气候指数，即由各单项指标简单（等值权重）合成的综合指数I和加权（差异权重）合成的综合指数II。综合指数II主要依据各种极端气候事件引发的灾害严重（损失）程度及其社会影响大小，分别确定其对应指标的相对重要性和权重系数。应用两个综合极端气候指数，分析了1956～2008年中国大陆地区极端气候总体演变趋势。

1956～2008年期间，综合指数I呈现明显下降趋势。20世纪50年代末至80年代初，综合指数I具有较明显的下降趋势，说明这个时期影响中国的重大极端气候事件总体上不断减少、减弱；80年代中期以后，IECI-I的下降趋势有所减缓，特别是90年代中以来，升降趋势不再明显。IECI-I最高值出现在1966年，最低值出现在1995年。

IECI-II序列年际波动和年代际波动特征与IECI-I序列相近，但整个研究时段没有表现出明显的升降趋势变化。从20世纪50年代末至80年代初，IECI-II序列表现出较明显下降趋势，说明

对中国具有重大经济社会影响的极端气候事件总体上不断减少；20 世纪 80 年代中期开始，IECI-II 表现出一定回升，90 年代中期以后上升趋势明显，表明该时段对中国地区具有重大经济社会影响的极端气候事件频率总体上呈现升高趋势。IECI-II 极端值均出现在 20 世纪 80 年代，最高值发生于 1988 年，最低值出现在 1982 年。

就构成综合极端气候指数的各个单项指数来看，1956～2008 年期间全国平均高温日数、强降水日数、干旱面积百分率等单项极端气候指数呈上升趋势，但趋势多不显著，仅高温日数的增加通过了 0.05 显著性水平检验；全国平均低温日数、沙尘天气日数和大风日数等单项极端气候指数呈下降趋势，且下降趋势均通过了 0.05 显著性水平检验；登陆我国的热带气旋频数仅有轻微减少，趋势变化不明显。

因此，仅从各单项极端气候指数变化看，自 20 世纪 50 年代中期以来，多数表现为明显下降趋势，呈上升趋势的单项极端气候指数一般未通过显著性检验，表明中国地区多数常见的极端气候事件发生频率显著减少了；如果考察等值权重合成的综合指数 I 时间变化，全国平均的主要极端气候事件频率总体上也呈明显减少趋势；而如果考虑每种极端气候事件造成的经济和社会影响差异，分析差异权重合成的综合指数 II 时间变化，则可发现中国地区每年具有重大经济社会影响的极端气候事件频率总体上没有明显升降趋势。

过去的半个多世纪是全球和中国地面气候显著变暖时期。多数研究认为，这个时期的气候变暖主要是由大气中温室气体浓度升高引起的(IPCC，2007)。本文分析表明，在全球气候显著变暖的背景下，中国地区多数常见的单项极端气候事件频率或者明显减小，或者趋势性不显著；对全国经济社会具有重大影响的主要极端气候事件频率总体上未见明显趋势性变化。

本文研究的不确定性主要来自资料。各单项极端气候指数分析结果在一定程度上受到地面气象观测资料偏差的影响；在计算加权合成的综合极端气候指数时，各单项极端气候指数的权重系数确定还受到相关气象灾害损失数据缺失等因素困扰。因此，本文定义的综合极端气候指数仍有改进的余地。

参考文献 (References)

Alexander L V, Zhang X, Peterson T C, et al. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation [J]. J. Geophys. Res., 111, D05109, doi: 10.1029/2005JD006290.

Anemüller S, Monreal S, Bals C. 2006. Global Climate Risk Index 2006: Weather-Related Loss Events and Their Impacts on Countries in 2004 and in a Long-Term Comparison [M]. Bonn: Germanwatch, 40pp.

Baettig M B, Wild M, Imboden D M. 2007. A climate change index: Where climate change may be most prominent in the 21st century [J]. Geophys. Res. Lett., 34, L01705, doi: 10.1029/2006GL028159.

Choi G, Collins D, Ren G, et al. 2009. Changes in means and extreme events of temperature and precipitation in the Asian-Pacific Network region, 1955－2007 [J]. Int. J. Climatol., 29: 1906－1925.

Dai A, Trenberth K E, Qian T. 2004. A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870－2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming [J]. J. Hydrometeorol., 5: 1117－1130.

丁一汇，任国玉. 2008. 中国气候变化科学概论 [M]. 北京：气象出版社，281pp. Ding Yihui, Ren Guoyu. 2008. Introduction to Climate Change Science of China [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 281pp.

Easterlling D R, Evens J L, Groisman P Y, et al. 2000. Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 81 (3): 417－425.

范一大，史培军，周俊华，等. 2005. 近 50 年来中国沙尘暴变化趋势分析 [J]. 自然灾害学报，14 (3)：22－28. Fan Yida, Shi Peijun, Zhou Junhua, et al. 2005. Research on change of dust storm in China in recent 50 years [J]. Journal of Natural Disasters (in Chinese), 14 (3): 22－28.

Frich P, Alexander L V, Della-Marta P, et al. 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century [J]. Clim. Res., 19: 193－212.

高文学. 1997. 中国自然灾害史 (总论) [M]. 北京：地震出版社，525pp. Gao Wenxue. 1997. History of China Nnatural Disasters [M] (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 525pp.

Gleason K L, Lawrimore J H, Levinson D H, et al. 2008. A revised U. S. climate extremes index [J]. J. Climate, 21 (10): 2124－2137.

龚道溢，韩晖. 2004. 华北农牧交错带夏季极端气候的趋势分析 [J]. 地理学报，59 (2)：230－238. Gong, Daoyi, Han Hui. 2004. Extreme climate events in northern China over the last 50 years [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 59 (2): 230－238.

Hansen J, Sato M, Glascoe J, et al. 1998. A common-sense climate index: Is climate changing noticeably? [J]. Proc. Natl. Acad. Sci., 95: 4113-4120.

IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis [M]. Solomon S, Qin D, Manning M, et al., Eds., Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996pp.

Jiang Y, Luo Y, Zhao Z, et al. 2010. Changes in wind speed over China during 1956-2004 [J]. Theor. Appl. Climatol., 99 (3): 421-430.

Karl T R, Knight R W, Easterling D R, et al. 1996. Indices of climate change for the United States [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 279-292.

Kunkel K E, Pielke R A Jr, Changnon S A. 1999. Temporal fluctuations in weather and climate extremes that cause economic and human health impacts: A review [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 80 (6): 1077-1098.

李英, 陈联寿, 张胜军. 2004. 登陆我国热带气旋的统计特征 [J]. 热带气象学报, 20 (1): 14-23. Li Ying, Chen Lianshou, Zhang Shengjun. 2004. Statistical characteristics of tropical cyclone making landfalls on China [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 20 (1): 14-23.

钱维宏, 符娇兰, 张玮玮, 等. 2007. 近40年中国平均气候与极值气候变化的概述 [J]. 地球科学进展, 22 (7): 673-684. Qian Weihong, Fu Jiaolan, Zhang Weiwei, et al. 2007. Changes in mean climate and extreme climate in China during the last 40 years [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 22 (7): 673-684.

王绍武, 伍荣生, 杨修群, 等. 2005. 中国的气候变化 [M] //秦大河, 丁一汇, 苏纪兰. 中国气候与环境演变 (上卷). 北京: 科学出版社, 63-103. Wang Shaowu, Wu Rongsheng, Yang Xiuqun, et al. 2005. Climate Change in China [M] (in Chinese) // Qin Dahe, Ding Yihui, Su Jilan. Change in Climate and Environment of China (I). Beijing: Science Press, 63-103.

王秀萍, 张永宁. 2006. 登陆中国热带气旋路径的年代际变化 [J]. 大连海事大学学报, 32 (3): 41-45. Wang Xiuping, Zhang Yongning. 2006. Interdecadal change of the landing tropical cyclone tracks over China [J]. Journal of Dalian Maritime University (in Chinese), 32 (3): 41-45.

Yan Z, Jones P D, Davies T D, et al. 2002. Trends of extreme temperatures in Europe and China based on daily observations [J]. Climatic Change, 53 (1-3): 355-392.

翟盘茂, 任福民, 张强. 1999. 中国降水极值变化趋势检测 [J]. 气象学报, 57 (2): 208-216. Zhai Panmao, Ren Fumin, Zhang Qiang. 1999. Detection of changing trend of extreme precipitation in China [J]. Acta Meteorological Sinica (in Chinese), 57 (2): 208-216.

Zhai P, Pan X. 2003. Trends in temperature extremes during 1951-1999 in China [J]. Geophys Res. Lett., 30, doi: 10.1029/2003Gl018004.

Zhai P, Zhang X, Wan H, et al. 2005. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China [J]. J. Climate, 18: 1096-1108.

张莉, 任国玉. 2003. 中国北方沙尘暴频数演化及其气候成因分析 [J]. 气象学报, 61 (6): 744-750. Zhang Li, Ren Guoyu. 2003. Change in dust storm frequency and the climatic controls in northern China [J]. Acta Meteorological Sinica (in Chinese). 61 (6): 744-750.

张强, 邹旭恺, 肖风劲, 等. 2006. 气象干旱等级 GB/T20481-2006 [S]. 北京: 中国标准出版社. 17pp. Zhang Qiang, Zou Xukai, Xiao Fengjin, et al. 2006. Grades of Meteorological Drought GB/T20481-2006 [S] (in Chinese). Beijing: China Standardization Press, 17pp.

Zhang X, Zwiers F W, Hegerl G C, et al. 2007. Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends [J]. Nature, 448 (26): 461-466.

中国气象局. 2007. 中国气象灾害年鉴 (2007) [M]. 北京: 气象出版社, 260pp. China Meteorological Administration. 2007. Yearbook of China meteorological disasters (2007) [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 260pp.

周雅清, 任国玉. 2010. 中国大陆1956～2008年极端气温事件变化特征分析 [J]. 气候与环境研究, 15 (4): 405-417. Zhou Yaqing, Ren Guoyu. 2010. Variety characteristics of extreme temperature indices in mainland China during 1956-2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 15 (4): 405-417.

周自江, 章国材. 2003. 中国北方的典型强沙尘暴事件 (1954～2002年) [J]. 科学通报, 48: 1224-1228. Zhou Zijiang, Zhang Guocai. 2003. Strong dust storm evens of northern China (1954-2002) [J]. Bulletin of Chinese Sciences (in Chinese), 48: 1224-1228.

邹旭恺, 张强, 任国玉. 2010. 基于综合气象干旱指数与干旱变化趋势研究 [J]. 气候与环境研究, 15 (4): 371-378. Zou Xukai, Zhang Qiang, Ren Guoyu. 2010. Droughts variations in China based on a compound index of meteorological drought [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 15 (4): 371-378.

论文编目索引

1. 艾婉秀　孙林海　宋文铃，2010：NCC_CGCM 产品对夏季长江中下游夏季降水预报的释用. *应用气象学报*，2010，21(4)：484-489.
2. 艾婉秀　孙林海　宋文铃，2010：2009 年海洋和大气环流异常及对中国气候的影响. 气象，36(4)：101-1054.
3. 陈　峪　陈鲜艳　任国玉，2010：中国主要河流流域极端降水变化特征. *气候变化研究进展*，2010，6(4)：265-269.
4. 程兴宏　朱　蓉　何晓凤等，2010：基于 GIS 技术的陆上风能资源开发制约因素分析－以甘肃省酒泉风电基地为例. *资源科学*，32(7)：1272-1279.
5. 程兴宏　徐祥德　丁国安，2010：CMAQ 模式卫星产品源同化模型及其在空气质量预报中的应用研究. *中国科学 D 辑：地球科学*，40(4)：511-522.
6. 程兴宏　徐祥德　丁国安等，2010：不同大气污染物监测密度对 CMAQ 源同化修正效果影响的模拟. *高原气象*，29(1)：222-229.
7. Cheng X H，Xu X D，Ding G A，2010：An emission source inversion model based on satellite data and its application in air quality forecasts. *Sci China Earth Sci*，2010，53：752-762，doi：10.1007/s11430-010-0044-9.
8. 崔　绚　周波涛　范　可，2010：卑尔根气候模式中亚洲－太平洋涛动和影响西北太平洋热带气旋频数的环流背景的关系. *气候与环境研究*，15(2)：120-128.
9. 戴　洋　罗　勇　王长科　沈永平　马振峰　王小兰，2010：1961—2008 年若尔盖高原湿地的气候变化和突变分析. *冰川冻土*，32(1)：35-42.
10. 丁德平　张爱英　韩　超　任国玉等，2010：2009 年 11 月北京极端低温和强降水事件分析. *气候与环境研究*，15(4)：395-404.
11. Ding Y. H，Y. J. Liu，Y. Sun and Y. F. Song. 2010：Weakening of the Asian summer monsoon and its impact on the precipitation pattern in China. *Water Resources Development*. 26(3)：423-439.
12. 董　敏　吴统文　王在志　张　芳，2009：北京气候中心大气环流模式对季节内震荡的模拟. 气象学报，67(6)：912-922.
13. DONG Min，WU Tongwen，WANG Zaizhi，ZHANG Fang，2010：Simulations of the tropical intraseasonal oscillation by the atmospheric general circulation model of the Beijing Climate Center. *Acta Meteor. Sinica*，24(5)：571-583.
14. Wenjie Dong，Yundi Jiang，and Song Yang，2010：Response of the starting dates and the lengths of seasons in Mainland China to global warming. *Climatic Change*，99，DOI 10.1007/s10584-009-9669-0，81-91.
15. 高　荣　钟海玲　董文杰　韦志刚，2010：青藏高原积雪和季节冻融层的突变特征及其对中国降水的影响. *冰川冻土*，32(3)：469-474.
16. 高学杰　石　英　F. Giorgi，2010：中国区域气候变化的一个高分辨率数值模拟. *中国科学*，40(7)：911-922.
17. 龚振淞　杨义文，2010：中国夏季旱涝气候预测相似模型. 气象，36(5)：46-50.
18. 顾万龙　竹磊磊　许红梅等，2010：SWAT 模型在气候变化对水资源影响研究中的应用－以河南省中部农业区为例. *生态学杂志*，29(2)：395-400.
19. 顾　薇　李崇银，2010：IPCC AR4 中海气耦合模式对中国东部夏季降水及 PDO、NAO 年代际变化的

模拟能力分析. 大气科学学报，33(4)：401-411.
20. 郭　军　任国玉　李明财，2010：环渤海地区极端降水事件概率分布特征. 气候与环境研究，15(4)：425-432.
21. 郭　军　任国玉，2010：京津冀地区城市“黄金周”长假的气候效应. 气象，36(5)：114-117.
22. 韩荣青　李维京　董　敏，2010：副热带北太平洋大气季节内振荡时空特征的诊断研究. 气象学报，68(4)：520-528.
23. 韩荣青　李维京　艾婉秀等，2010：中国北方初霜冻日期变化及其对农业的影响. 地理学报，65(5)：525-532.
24. Han Rongqing，Li Weijing，and Dong Min，2010：Temporal and spatial characteristics of intra seasonal oscillations in the meridional wind field over the subtropical northern Pacific. *Acta Meteor. Sinica*，24(3)：276-286.
25. 何文平　邓北胜　吴　琼　张　文等，2010：一种基于重标极差方法的动力学结构突变检测新方法. 物理学报，59(11)：8264-8271.
26. 何晓凤　周荣卫　朱　蓉，2010：MM5 与 CFD 软件相结合对复杂地形风资源模拟初探. 资源科学，32(4)：650-655.
27. 黄　磊　邵雪梅　刘洪滨　王树芝等，2010：树轮记录的青海柴达木盆地过去 2800 年来的极端干旱事件. 气候与环境研究，15(4)：379-387.
28. 吉振明　高学杰　张冬峰　吴　佳　徐　影，2010：亚洲地区气溶胶及其对中国区域气候影响的数值模拟. 大气科学，34(2)：237-249.
29. 颉卫华　吴统文，2010：全球大气环流模式 BCC_AGCM2.0.1 对 1998 年夏季江淮流域强降水过程的回报试验研究. 大气科学，34(5)：962-978.
30. 贾小龙　陈丽娟　李维京　陈德亮，2010：BP—CCA 方法用于中国冬季温度和降水的可预报性研究和降尺度季节预测. 气象学报，68(3)：398-410.
31. 荆现文　张　华　郭品文，2009：气候模式中云的次网格结构对全球辐射影响的研究. 气象学报，67(6)：1058-1068.
32. Jiang t，2010：Larger Asian Rivers：Climate change，River flow and watershed management. *Quaternary International*，Volume 226，issues 1-2，1-3.
33. 江　滢　罗　勇　赵宗慈，2010：全球气候模式对未来中国风速变化预估. 大气科学，34(2)：323-336.
34. 江　滢　罗　勇　赵宗慈，2009：近 50 年中国风速变化多气候模式模拟检验. 气象学报，67(6)：1020-1029.
35. 江　滢　罗　勇　赵宗慈，2010：中国未来风功率密度变化预估. 资源科学，32(4)：640-649.
36. Jiang Ying，Luo Yong，Zhao Zongci et al.，2010：Changes in wind speed over China during 1956—2004. *Theoretical Applied Climatology*，99(3)：421-430. DOI：10.1007/s00704-009-0152-7.
37. 柯宗建　王永光　贾小龙等，2010：中国区域秋季旱涝特征预测. 高原气象，29(5)：1345-1350.
38. 李崇银　顾　薇，2010：2008 年 1 月乌拉尔阻塞高压异常活动的分析研究. 大气科学，34：865-874.
39. 李德平　程兴宏　于永涛等，2010：北京地区三级以上污染日的气象影响因子初步分析. 气象与环境学报，26(3)：7-13.
40. 李　莹　朱伟军　魏建苏，2010：冬季北太平洋风暴轴指数的评估及其改进. 大气科学，34(5)：1001-1010.
41. 刘　波　肖子牛，2010：澜沧江流域 1951—2008 年气候变化和 2010—2099 年不同情景下模式预估结果分析. 气候变化研究进展，6(3)：170-174.
42. 刘　波　肖子牛　马柱国，2010：中国不同干湿区蒸发皿蒸发和实际蒸发之间关系的研究. 高原气象，

29(3):629-636.
43. 刘　波　姜　彤等，2010:新型蒸渗仪及其对陆面实际蒸散发过程的观测研究. 气象，35(3):112-115.
44. 刘向文　李维京　吴统文　肖贤俊，2010:GTS 的温盐资料在 BCC_GODAS 中的同化结果分析. *应用气象学报*，21(5):558-569.
45. 刘学锋　任国玉　范增禄　张成伟　杨　贤，2010:海河流域近 47 年极端强降水时空变化趋势分析. *干旱区资源与环境*，24(8):85-90.
46. 刘玉莲　于宏敏　任国玉　周江兴，2010:1961—2006 年黑龙江省暴雪气候时空变化特征. *气候与环境研究*，15(4):470-478.
47. Yanxiang Liu, et al., 2010: Simulation of regional temperature and precipitation in the past 50 years and the next 30 years over China. *Quaternary International*, 212 (2010) 57-63.
48. Yi Liu, Dongxu Yang, Wenzhong Chen, Hua Zhang, 2010: Measurements of Asian dust optical properties over the Yellow Sea of China by shipboard and ground-based photometers, along with Satellite remote sensing: a case study of the passage of a frontal system during April 2006. *J Geophy Res*, Vol. 115, DOOKO4, doi:10.1029/2009JD012684, 2010.
49. 马丽娟　秦大河　卞林根　效存德　罗　勇，2010:青藏高原积雪的脆弱性评估. *气候变化研究进展*，6(5):325-331.
50. 马丽娟　秦大河　卞林根　效存德　罗　勇，2010:青藏高原积雪日数的气温敏感度分析. *气候变化研究进展*，6(1):1-7.
51. 马丽娟　赵景峰　郭晓寅　范敬龙，2010:气候变化背景下冰川积雪融水对博斯腾湖水位变化的影响. *干旱区地理*，33(2):210-216.
52. Lijuan Ma, Dahe Qin, Lingen Bian, Cunde Xiao, Yong Luo, 2010: Sensitivity of the Number of Snow Cover Days to Surface Air Temperature over the Qinghai-Tibetan Plateau. *Advances in Climate Change Research*, 1(2): 76-83.
53. Mao J, X Shi, L Ma, D P Kaiser, Q Li, and P E Thornton, 2010: Assessment of reanalysis daily extreme temperatures with China homogenized historical dataset during 1979 to 2001 using Probability Density Functions. *Journal of Climate*. doi: 10.1175/2010JCLI3581.1.
54. Jiafu Mao and Xiaoying Shi, Lijuan Ma, et al., 2010: Carbonaceous particles in the atmosphere and precipitation of the Nam Co region, central Tibet. *J Environ Sci China*, 22(11): 1748-1756.
55. 聂肃平　朱　江　罗　勇，2010:不同模式误差方案在集合 Kalman 滤波土壤湿度同化中的比较试验. *大气科学*，134(13):580-590.
56. 任国玉　陈　峪　邹旭恺等，2010:综合极端气候指数的定义和趋势分析. *气候与环境研究*，10(4):354-364.
57. 任国玉　封国林　严中伟，2010:中国极端气候变化观测研究若干进展. *气候与环境研究*，10(4):337-353.
58. 任玉玉　任国玉，2010:1960—2008 年江西省极端降水变化趋势. *气候与环境研究*，15(4):462-469.
59. 任玉玉　任国玉　张爱英，2010:城市化对地面气温变化趋势影响研究综述. *地理科学进展*，29(11):1301-1310.
60. 覃志年　陈丽娟　唐红玉　黄　颖，2010:月尺度动力模式产品解释应用系统及预测技巧. *应用气象学报*，21(5):614-620.
61. Sajjad Saeed, Yiming Liu, Ghulam Rasul, 2010: Multiyear hindcast simulations of summer monsoon over South Asia using a nested regional climate model—BCC_RegCM1.0. *Theoretical and Applied Climatology*, Online publication date: 4-Jun-2010, DOI: 10.1007/s00704-010-0297-4.

62. 石　英　高学杰　吴　佳　Giorgi F　董文杰，2010：全球变暖对中国区域积雪变化影响的数值模拟. *冰川冻土*，32(2)：215-222.
63. 石　英　高学杰　F. Giorgi　宋瑞艳　吴　佳，2010：全球变暖对中国区域极端降水事件影响的高分辨率数值模拟. *气候变化研究进展*，6(3)：164-169.
64. 石　英　高学杰　F. Giorgi，2010：华北地区未来气候变化的高分辨率数值模拟. *应用气象学报*，21(5)：580-589.
65. 司　东　丁一汇　柳艳菊，2010：中国梅雨雨带年代际尺度上的北移及其原因. *科学通报*，55(1)：68-73.
66. 苏志重　余锦华　孙丞虎　任福民　王玉清，2010：IPRC 区域气候模式对西北太平洋热带气旋潜在预测能力的初步检验. *热带气象学报*，26(2)：165-173.
67. 孙秀忠　孙照渤　罗　勇，2010. 1960—2005 年东北地区降雪变化特征研究. *气象与环境学报*，26(1)：1-5.
68. 孙秀忠　罗　勇　张　霞等，2010：近 46 年来我国降雪变化特征分析. *高原气象*，29(6)：1594-1601
69. Ying Sun，1 Yihui Ding，1 and Aiguo Dai，2010：Changing links between South Asian summer monsoon circulation and tropospheric land－sea thermal contrasts under a warming scenario. *Geophysical Research Letters*，Vol. 37，L02704，doi：10.1029/2009GL041662，2010.
70. SUN Ying and DING YiHui，2010：A projection of future changes in summer precipitation and monsoon in East Asia. *SCIENCE CHINA Earth Sciences*，*Research Paper*，53(2)：284-300. doi：10.1007/s11430-009-0123-y.
71. 王继军　任国玉　匡晓燕　汪　方，2010：河南省月和年降水量正态性分析. *气候与环境研究*，15(4)：522-528.
72. 王启光　侯　威　郑志海等，2010：极端事件再现时间长程相关性与群发性研究. *物理学报*，59(10)：7491-7497.
73. 王绍武　罗　勇　赵宗慈，2010：关于非政府间国际气候变化专门委员会(NIPCC)报告. *气候变化研究进展*，6(2)：89-94.
74. 王绍武　罗　勇　唐国利等，2010：近 10 年全球变暖停滞了吗. *气候变化研究进展*，6(2)：95-99.
75. Wang Zhili，Zhang Hua，et al.，2010：Modeling Study of Aerosol Indirect Effects on Global Climate with an AGCM. *Adv in Atmos Sci*，27(5)：1064-1077.
76. Wang Xiaoling and Song Wenling，2010：Studies on relationships between ENSO and landfalling tropical cyclones in china. *Journal of Tropical Meteorology*，2010. 02.
77. Xia Kun，Luo Yong，Li Weiping，2010：Snow depth simulated by BATS-SAST model and its improvement. *Science in Cold and Arid Regions*，2010，2(4)：0305-0314.
78. Xiao Fengjin，Xiao Ziniu，2010：Characteristics of tropical cyclones in China and their impacts analysis. Natural Hazards(2010)54：827-837 DOI：10.1007/S11069-010-9508-7.
79. 许崇海　罗　勇　徐　影，2010：全球气候模式对中国降水分布时空特征的评估和预估. *气候变化研究进展*，6(6)：398-404.
80. 许崇海　罗　勇　徐　影，2010：IPCC AR4 多模式对中国地区干旱变化的模拟与预估. *冰川冻土*，32(5)：867-874.
81. Ying Xu，Xuejie Gao，Filippo Giorgi.，2010：Upgrades to the reliability ensemble averaging method for producing probabilistic climate-change projections. *Climate Research*，41：61－-81.
82. Yizhou Yin，Marco Gemmer，Yong Luo，et al.，2010. Tropical cyclones and heavy rainfall in Fujian Province，China. *Quaternary International*，226：122-128.

83. 尹宜舟　罗　勇　Gemmer Marco 等，2010：基于 BP 神经网络技术的西北太平洋热带气旋年频数预测. *热带气象学报*，26(5)：614-619.
84. 徐雨晴　何吉成　胡国权，2010：中国铁路运输 33 年来的温室气体排放. *第四纪研究*，2010，(3)：515-521.
85. Yuqing Xu，Jicheng He，Weixin Cheng，Xuerong Xing，Linghao Li，2010：Nautral 15N abundance in soils and plants in relation to N cycling in a rangeland in Inner Mongolia. *Journal of Plant Ecology*，2010，3：201-207.
86. Xu Yuqing，He Jicheng，Li Linghao，Cheng Weixin，2010：Ammonia volatilization in a semi-arid rangeland in Inner Mongolia. *Journal of Resources and Ecology*，2010 (1)：68-74.
87. Song Y，Linderholm H，Chen D，Walther A，2010：Trends of the thermal growing season in China during，1951－2007. *International Journal of Climatology*，30：33-43.
88. 於　琍　李克让　陶　波　徐　明，2010：植被地理分布对气候变化的适应性研究. *地理科学进展*，2010，29(11)：1326-1332.
89. Zhai J Q，et al.，2010：Dryness/wetness variations in ten large river basins of China during the first 50 years of the 21st Century. *Quaternary international*，Volume 226，Issues 1-2，pages 101-111.
90. 张爱英　任国玉　周江兴等，2010：中国地面气温变化趋势中的城市化影响偏差. 气象学报，68(6)：957-966.
91. 张　华　荆现文，2010：气候模式中云的垂直重叠假定对模拟的地－气辐射的影响研究. 大气科学，34(3)：520-532.
92. Hua Zhang，Feng Zhang，Qiang Fu，et al.，2010：Two- and four-stream combination approximations for computation of diffuse actinic fluxes. *J Atmos Sci*，67，3238-3252，2010.
93. Zhang Hua，Ma Jinghui，and Zheng Youfei，2010：Modeling study of the global distribution of radiative forcing by dust aerosol. *Acta Meteorologica Sinica* (English Version)，24 (5)，558－570.
94. Zhang DF，Gao XJ，Shi Y，Giorgi F，Dong WJ，2010：Agriculture－derived land use effects on climate over China as simulated by a regional climate model. *ACTA Meteorologica Sinica*，24(2)：215-224.
95. 张永民　肖风劲，2010：豫西山区降水与气温的波动规律研究. *自然资源学报*，25(11)：1-10.
96. 赵　东　罗　勇　高　歌等，2010. 1961 年至 2007 年中国日照的演变及其关键气候特征. *资源科学*，32(4)：701-711.
97. 赵珊珊　高　歌　张　强　王遵娅　殷水清，2010：中国冰冻天气的气候特征. 气象，36(3)：34-38.
98. 赵天保　符淙斌　柯宗建等，2010：全球再分析资料的研究现状与进展. *地球科学进展*，25(3)：242-254.
99. 曾红玲　季劲钧　吴国雄，2010：全球植被分布对气候影响的数值试验. 大气科学，34(1)：1-11.
100. 曾红玲　张　强　祝昌汉，2010：三峡库区气压资料的不均一性检验及订正. 气象，2010，36(10)：57-61.
101. 钟海玲　徐良炎，2010：江南、华南干旱发展"芭玛"登陆海南. 气象，2010，36(1)：163-164.
102. Zhong Hailing，Gao Rong，Yang Xia，2010：Climate Characteristics in Three Gorges Reservoir Area after Water Storage and Its Impact on the Production Potential. *Meteorological and Environmental Research*，2010，1(2)：53-56.
103. 周波涛　崔　绚，2010：澳大利亚东侧海温：西北太平洋热带气旋生成频数的预测信号？*科学通报*，55(31)：3053-3059.
104. 周波涛　赵　平　崔　绚，2010：亚洲-太平洋涛动变化与北太平洋海温异常的联系. *科学通报*，55(1)：74-79.

105. Zhou Botao, Zhao Ping, Cui Xuan. 2010:Linkage between the Asian Pacific Oscillation and the sea surface temperature in the North Pacific. *Atmospheric Science*, 2010, 55(12): 1193-1198.
106. Zhou Botao, Zhao Ping, 2010:Modeling variations of summer upper tropospheric temperature and associated climate over the Asian Pacific region during the mid—Holocene. *J Geophys Res*, 2010, 115, D20109, doi:10.1029/2010JD014029.
107. Zhou Botao, Zhao Ping, 2010:Influence of the Asian Pacific oscillation on spring precipitation over central eastern China. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2010, 27(3):575-582.
108. 周荣卫 蒋维媚 何晓凤, 2010:城市建筑物冠层方案的引入及应用研究.气象学报,68(1):137-146.
109. 周荣卫 何晓凤 苗世光 李 青, 2010:北京地区大气环流型及气候特征. 气候变化研究进展, 6(5):338-343.
110. 周荣卫 何晓凤 朱 蓉, 2010: MM5/CALMET 模式系统在风能资源评估中的应用. 自然资源学报, 25(12):2101-2113.
111. 周荣卫 何晓凤 朱 蓉等, 2010:中国近海风能资源开发潜力数值模拟. 资源科学,32(8):1434-1443.
112. 周晓宇 张称意 郭广芬, 2010: 气候变化对森林土壤有机碳贮藏影响的研究进展. 应用生态学报, 21(7):1867-1874.
113. 周文艳 罗 勇 李云梅, 2010: 陆面过程中冠层四流辐射传输模式的模拟性能检验. 气象学报,68(1):12-18.
114. 周雅清 任国玉, 2010:中国大陆 1956—2008 年极端气温事件变化特征分析. 气候与环境研究,15(4):406-417.
115. 朱伟军 李 莹, 2010:冬季北太平洋风暴轴的年代际变化特征及其可能影响机制. 气象学报, 68(4):477-486.
116. 邹旭恺 任国玉 张 强, 2010:基于综合气象干旱指数的中国干旱变化趋势研究. 气候与环境研究, 15(4):371-378.

LCS

气候研究开放实验室