

Advances

in Meteorological Science and Technology

气象科技进展

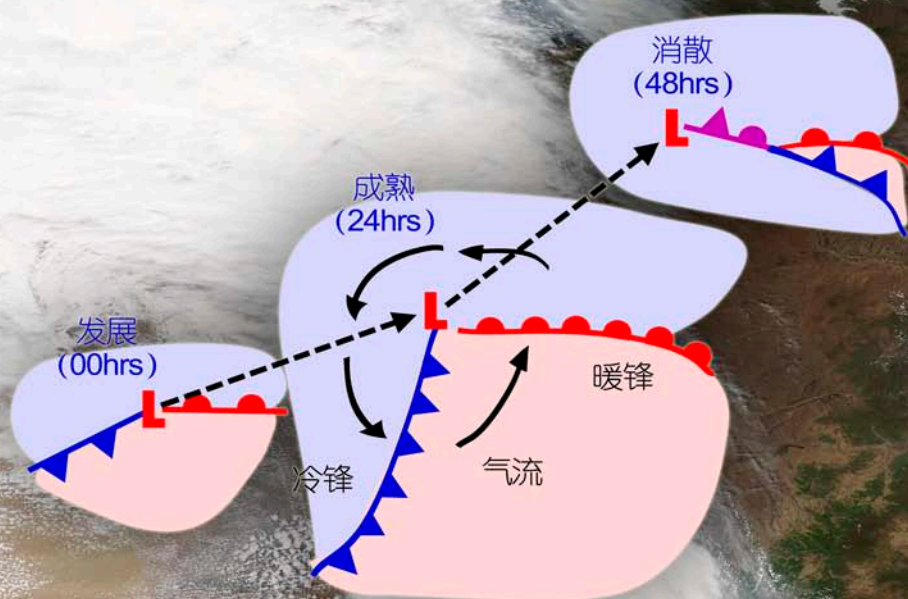
ISSN 2095-1973

CN 10-1000/P

No.1

2015年2月
第5卷 第1期

温带气旋研究



气象科技 **进展**
Advances in Met S&T



中国气象局气象干部培训学院 主办

主管 中国气象局
主办 中国气象局气象干部培训学院
出版 《气象科技进展》(英文) 编辑部

名誉主编 丑纪范 中国气象局气象干部培训学院
主编 许小峰 中国气象局

副主编

肖子牛 中国科学院大气物理研究所
翟盘茂 中国气象科学研究院
罗云峰 中国气象局
王会军 中国科学院大气物理研究所
李维京 国家气候中心
胡永云 北京大学
谈哲敏 南京大学
费建芳 解放军理工大学
管兆勇 南京信息工程大学
何建新 成都信息工程学院
黄建平 兰州大学
廖小罕 国家遥感中心
吕世华 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所
贾朋群 (专职) 中国气象局气象干部培训学院

常务编委 (按音序排名)

成秀虎	高学浩	龚建东	郭学良	李 柏
李国平	倪允琪	曲晓波	任国玉	任小波
沈文海	王卫丹	武炳义	杨修群	俞小鼎
张朝林	张 鹏	张庆云	赵 平	

编委 (按音序排名)

毕宝贵	陈云峰	陈振林	崔春光	崔讲学
董文杰	封国林	郭 虎	何金海	何 清
胡 欣	胡玉蓉	胡跃文	姜 彤	雷小途
李 慧	李集明	李良福	李耀辉	李跃清
梁旭东	刘晶森	刘黎平	刘 实	卢乃锰
陆日宇	罗 兵	罗亚丽	马 力	马舒庆
马耀明	毛恒青	彭莹辉	浦一芬	石广玉
宋 燕	汤 绪	田 红	万齐林	王 斌
王东海	王建林	王晓云	王延青	王迎春
王 元	王在志	王自发	温 敏	文洪涛
吴立广	谢志辉	闫冠华	杨 崧	杨昭明
姚学祥	伊 兰	翟武全	张 华	张立祥
张小玲	张跃堂	赵广忠	周定文	周凌晔
周显信	朱定真	朱小祥	祝燕德	邹立尧

海外编委 (按音序排名)

陈镜明	李 俊	刘征宇	金飞飞	王 斌
翁富忠	张大林	张广俊	邹晓蕾	

编辑部

张 萌 侯美亭 秦莲霞 冀文彬 陈忠美

地址: 北京市中关村南大街46号,
中国气象局气象干部培训学院 100081

电话: (010) 68409927/68409933

邮箱: amst@cma.gov.cn

Notes: 气象科技进展编辑部/图书馆/干部学院/CMA

网址: <http://library.cma.gov.cn/amst>

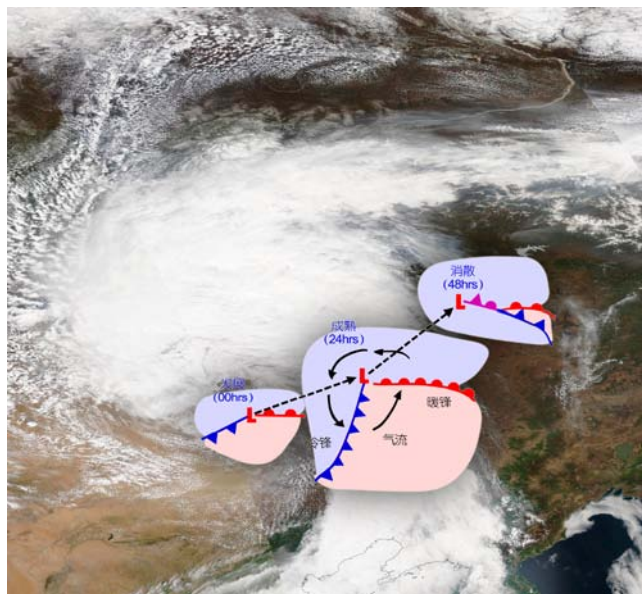
官方微博: <http://weibo.com/2115232930/profile>

印刷: 北京宝昌彩色印刷有限公司

ISSN 2095-1973

CN 10-1000/P

定价: 30元



本刊已被万方数据、《中国学术期刊网络出版总库》和CNKI系列数据库以及《中文科技期刊》(维普网)全文收录, 相关著作权使用费与本刊稿酬一次性给付。作者向本刊提交文章发表的行为(除事先声明外)视为同意文章被上述数据库收录。

目 次

第5卷 第1期 2015年2月

1 许小峰: 主编语

研究论文

封面报道

6 张颖娴, 丁一汇: 北半球温带气旋客观研究方法及模拟和预估的研究进展

专题 城市气象

18 扈海波, 熊亚军: 城市极端高温灾害研究综述

23 孟春雷: 城市陆面模式研究进展与展望

“卫星资料应用”专题系列

29 殷梦涛, 邹晓蕾: 极轨气象卫星高光谱红外探测仪简介

研究进展

40 张定媛, 廖宏: 大气甲烷的源和汇及其浓度的观测模拟研究进展

48 李永生, 朱玉祥, 王莹: 影响黑龙江夏季气温的大尺度环流因子分析

53 徐兴波, 韩庆红, 徐驰: “布拉万”和“梅花”北上影响吉林省产生降水差异的天气学特征对比分析

主编语

2015年的新春如约而至，本刊也进入到创刊后的第5年。编辑部在“科学观察”栏目中，用部分版面回顾了过去一年全球气象科技发展的亮点，虽然难免“以偏概全”，但能让我们在新的一年起始之时，回望一下，或许会对新的一年有所启迪。

温带气旋研究是带动现代气象科学发展的经典领域，出现在南、北半球中高纬度地区具有斜压性的低压涡旋，在全球大气环流中起着至关重要的作用，热带和极地之间的热量、水汽和动能传输，很大程度上都通过温带气旋的移动和发展来实现。本期主打文章（P6）再次瞄准温带气旋，从识别方法、当前气候时期温带气旋的变化、气候情景下未来温带气旋变化的预估以及不确定性分析等几个方面，回顾了北半球温带气旋的研究进展。

本期“城市气象”专栏继续关注城市化进程对气候带来的一些影响以及相关问题的研究进展，分别为城市高温气象灾害（P18）和城市陆面模式（P23）的有关研究综述。通过结合往期“城市气象”专栏的系列文章，相信读者对城市化进程中的气候问题会有更多的认识。

存在于大气层内的各种温室气体中，甲烷（CH₄）的浓度远低于二氧化碳，但它的增温效应不容忽视。根据IPCC第五次评估报告，在100年时间段内，甲烷的全球增温潜能是二氧化碳的28倍。因此，系统全面地了解大气甲烷源汇的分布特征（P40）对应气候变化、寻找可能的减缓对策具有重要的科学意义。

东北地区位于我国纬度最高的区域，也是我国气

候变化最显著的地区之一。本期专门给出了3篇文章（P48，P53和P66），探讨了东北地区的一些与天气、气候相关问题，其中关于台风影响的文章，可以为在该区域做台风影响下的天气预报提供一些参考。尽管东北地区受台风影响的机率远低于东南沿海，但在台风北上登陆或产生影响时，其后果也不容小视，影响方式也会有其独特性。说到台风，要准确地捕捉到相关信息，比如台风的水平和垂直结构，需要依赖卫星遥感这种有力工具，本期“卫星资料应用”专题系列介绍了极轨气象卫星携带的高光谱红外探测仪，利用红外通道可以很好地识别台风的结构（P29）。

WMO的综合全球观测系统(WIGOS)是全新的WMO协调各方观测的总体框架，和以往类似计划有所不同，WIGOS旗下不同观测系统和项目在不断发展中，于是全球观测系统演进发展实施计划（EGOS-IP）配套出台。非常感谢在WMO工作的张文建先生为本刊提供了该计划的中文版，通过这份计划的执行摘要（P72），可以更好地理解未来世界气象观测的发展趋势。

在本期内容编辑期间，惊闻北京大学王绍武教授去世，我们在“阅读”栏目中刊登了王老师与合作者在2013年完成的一本专著的“后记”（P79），以供读者一边理解这些“指点江山”的文字，一边缅怀逝者，继续其未尽的事业。

许小峰

专题 基层气象现代化

- 60 陈宫燕，李彦军，李静：林芝地区夏季旱涝年环流场和OLR场特征分析

短论

- 66 乔赛男，张丽娟，杨平，张晓慧：松嫩平原2000—2012年生长季农作物含水量变化分析

论坛

- 70 翟永，刘津：建设地理信息大数据的思考

科学观察

- 2 读图 数字 榜单

阅读

- 72 张文建 译校：WMO全球观测系统演进发展实施计划（EGOS-IP）执行摘要
79 王绍武：《全球变暖的科学》后记



P2

信息

- 47 新书架
59 徐建中：第十一届长三角气象科技论坛在上海青浦召开
75 编辑选编
80 《气象科技进展》2014年主要内容回顾
封3 媒体扫描

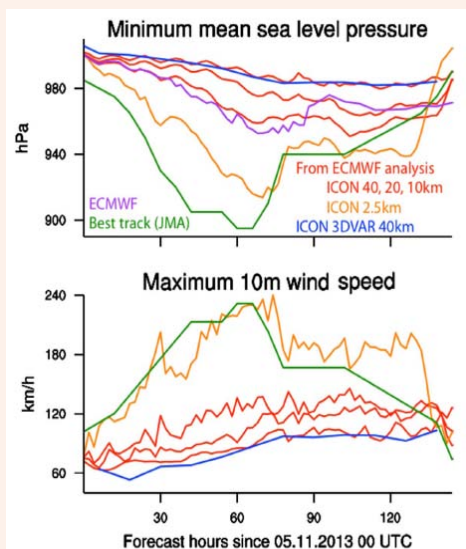


封3

回望2014——透视2014年全球气象新风景

刚刚过去的2014年，全球气象界风起云涌，创新的浪花此起彼伏。本专栏，我们用有限的图表和文字，试图捕捉其中最动人的篇章。如果说2014年模式、数据和预报的精细化以及气候变化研究的公约化在引领时代；那么，随机动力研究及应用和大数据理念的渗透，将超越我们这个时代！

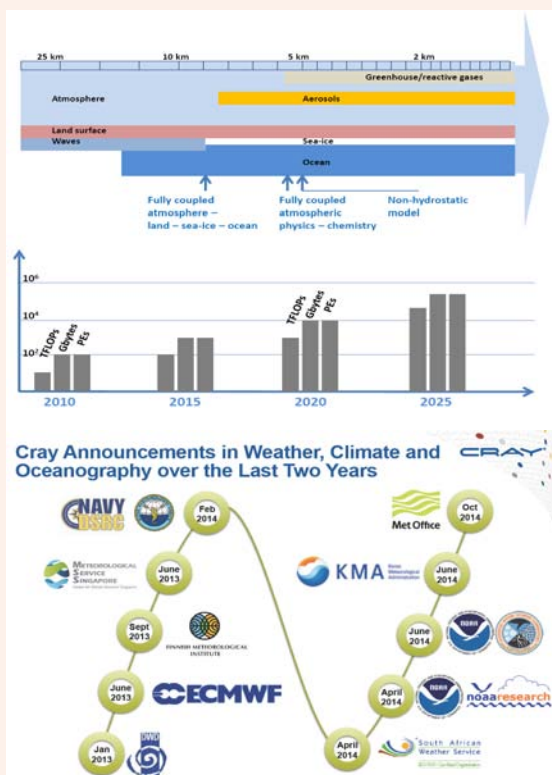
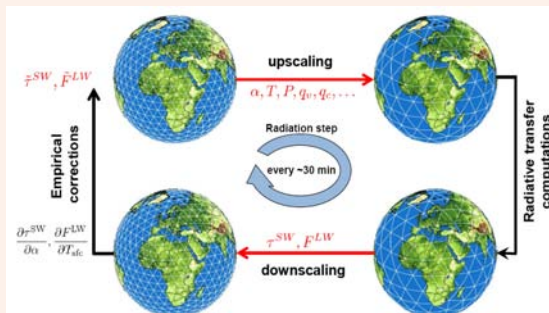
本刊



ICON遇见“海燕”

德国气象局和马普学会共同研制了ICON (ICOsahedral Non-hydrostatic, 二十面体非静力) 模式，该模式2014年更新后推出多种分辨率版本，其中，2.5km最高分辨率版本对台风“海燕”的预报，表现出很好的改进(左图)。而模式的构造还使得其运转过程中方便地进行升降尺度运算(右图)，确保了计算能力用在决定模式性能的最关键处。

来源: DWD



未来气候模式走向

随着天气气候预报模式分辨率的“走高”，未来10年将有更多的要素进入模式(上图)，从而让模式中的“情景”更好地接近“真实”。与此同时，超大规模的模式对计算能力的要求(中图)，“倒逼”主要气象业务和研究机构更新其计算设备(下图，2013—2014年部分气象强国业务研究机构引入或更新克雷系列计算机)。

来源: NCAR, Cray



预报精细化? 请告知你的邮编

挪威气象部门和广播网共同主持的气象预报网 (<http://yr.no>)，在欧洲乃至全球都很闻名，时效和精细化预报是网站的招牌，加上免费提供数据政策，让该网站在欧洲独树一帜。精细化街区的预报不仅每小时都可以更新，用户还可以在网上定制不同时间和地点的天气报告短信，贴心的服务赢得了挪威和全球用户。

来源: <http://yr.no>

数字

3亿条

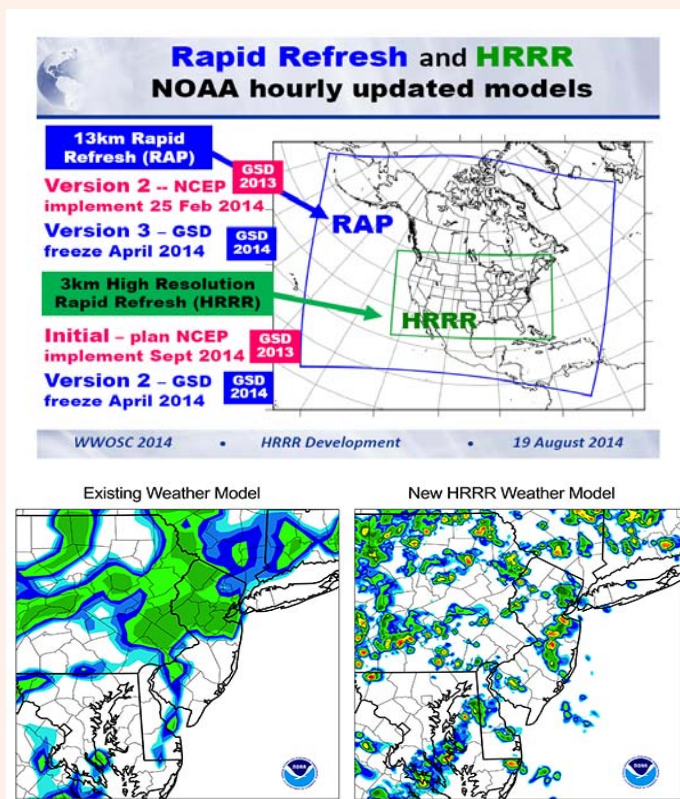
欧洲中期天气预报中心每天获得130个资料来源的3亿条观测信息，该中心每天发布7700万个预报产品，包括1300万个要素场，后者的数据量为8TB。

0.65毫米

中科院西安光机所与其参股公司丽恒光微共同推出全球最薄气压计PS2606，整个传感器厚度仅为0.65毫米。

75颗

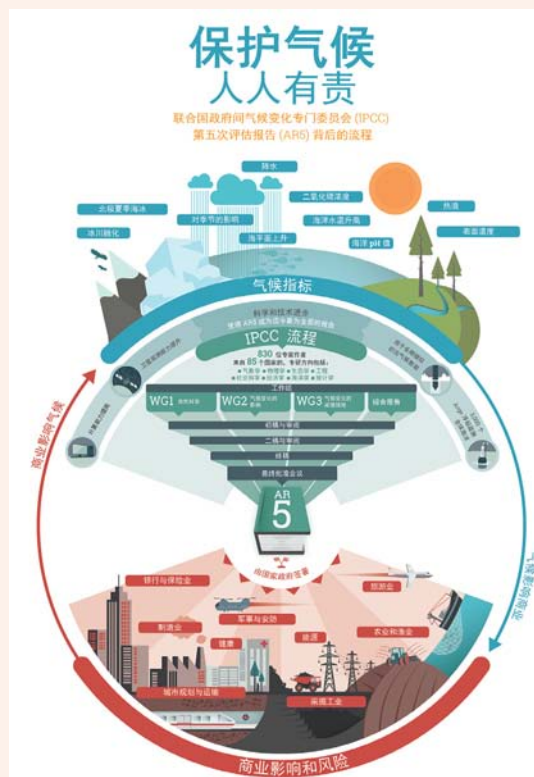
2014年，超过75颗立方体卫星发射升空，创下新纪录。10年前兴起的立方体卫星，开始只是一种供大学生将简易人造卫星发射到太空的教学工具。如今，这些利用现有技术，花费几万而非数亿美元打造的10厘米见方的“盒子”能够替代昂贵卫星的一些功能，一些厂商大力向气象界推荐。



大数据带来的改变才刚开始

NOAA在2014年推出的1h快速更新(RAP)和3km高分辨率RAP(HRRR)业务系统(上图),让更多观测平台快速更新的数据实现其最大价值的同时,也让模式预报输出,从以往的大范围趋势预报(左下图),开始真正走向定点和定量化(右下图)。

来源: NOAA



IPCC AR5告诉我们什么?

IPCC气候变化系列评估报告,不仅越来越明确地告知大众气候变化确实正在发生,而其影响很快会改变我们的生活。例如,集中各领域科学家智慧的AR5报告,描述了气候变化与全球商业的相互作用,而这种影响机制已经渗透到我们生活的方方面面。

来源: IPCC



气候模式发展之路的深入思考

2014年11月20日, *Nature*杂志“论坛”栏目发表关于高分辨率全球气候模式的文章,其观点主要来自英国学者帕尔默。这位曾经在欧洲中期天气预报中心主持概率预报的世界著名科学家,2014年异常活跃,特别是其主导提出的“随机动力”核心和“云解析”模式等理念(参见本刊2014年4期文章“天气和气候预报:面临一个新的拐点?”)让人眼前一亮。在这篇文章中,帕尔默基于高分辨率气候模式对能源和计算机资源的巨大消耗,建议在欧洲、北美,以及亚洲气候研究领先国家(中国、印度、日本和韩国)共同支持的机构,开展以大洲为代表的高分辨率气候模式研究,瞄准根本性的科学问题寻求突破。

来源: *Nature*

10¹⁴ 条

目前欧洲中期天气预报中心数据档案可直接检索的数据信息条数。该中心数据库每天增加2亿条信息(6TB),回复该中心7000个注册用户(650个活跃用户)的150万次检索并提供100TB的数据。

30 秒

日本政府2013年启动的大数据应用战略资助项目之一,就是“大数据同化”,该项目研制的超快速30秒周期集合卡尔曼滤波技术,瞄准提前30分钟,分辨率为100m的局地激烈天气预报。

2%~3%

欧洲中期天气预报中心将内陆湖泊和沿海区域进行精细化处理后引入预报模式,发现改进后的模式夏季对于2m气温预报有2%~3%的相对重要性,并持续时间达到7天。

2014年全球华人作者在*Nature*和*Science*上发表的大气科学相关论文榜

序号	篇名	第一作者	来源
1	Impacts of the north and tropical Atlantic Ocean on the Antarctic Peninsula and sea ice	Li Xichen	<i>Nature</i> , 505(7484)
2	A two-fold increase of carbon cycle sensitivity to tropical temperature variations	王旭辉	<i>Nature</i> , 506(7487)
3	Widespread decline of Congo rainforest greenness in the past decade	周黎明	<i>Nature</i> , 509(7498)
4	Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in northeastern Canada and Greenland	Ding Qinghua	<i>Nature</i> , 509(7499)
5	Increased frequency of extreme Indian Ocean Dipole events due to greenhouse warming	蔡文炬	<i>Nature</i> , 510(7504)
6	Strong contributions of local background climate to urban heat islands	赵磊	<i>Nature</i> , 511(7508)
7	Abrupt glacial climate shifts controlled by ice sheet changes	Zhang Xu	<i>Nature</i> , 512(7514)
8	Aridification of the Sahara desert caused by Tethys Sea shrinkage during the Late Miocene	Zhang Zhongshi	<i>Nature</i> , 513(7518)
9	High secondary aerosol contribution to particulate pollution during haze events in China	Huang Rujin	<i>Nature</i> , 514(7521)
10	Agricultural green revolution as a driver of increasing atmospheric CO ₂ seasonal amplitude	曾宁	<i>Nature</i> , 515(7527)
11	Evolution and forcing mechanisms of El Niño over the past 21,000 years	刘征宇	<i>Nature</i> , 515(7528)
12	Eastern Pacific tropical cyclones intensified by El Niño delivery of subsurface ocean heat	金飞飞	<i>Nature</i> , 516(7529)
13	A 12-million-year temperature history of the tropical Pacific Ocean	张一歌	<i>Science</i> , 344(6179)
14	Missing gas-phase source of HONO inferred from Zeppelin measurements in the troposphere	Li Xin	<i>Science</i> , 344(6181)
15	Oceanic mass transport by mesoscale eddies	张正光	<i>Science</i> , 345(6194)
16	Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration	陈显尧	<i>Science</i> , 345(6199)

李婧华 提供



自然灾害：更多的知识并未降低损失

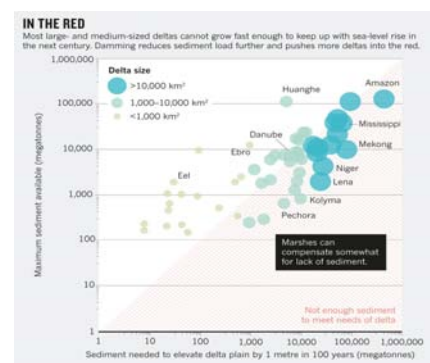
2014年岁末，南加州大学教授Susan Cutter博士在美国科学院（NAS）发表如题演讲，提醒社会更加关注灾害的全过程。演讲者认为，现代社会的悖论可以解释其演讲题目中提出的问题，即我们的知识和能力提升的同时，也提高了面对自然灾害的暴露度和敏感性。如演讲会公告图片（如图）所示，Cutter博士探讨了现代灾害的影响和驱动因子以及灾后恢复等问题，并以卡特里娜和桑迪两个飓风为例，阐述人群和地点对灾害的脆弱性变化。演讲者依据上述基于灾害个例的分析，提出灾害管理层面政策改变和先进方法的引进等设想。

来源：NAS

全球三角洲面临风险

三角洲，也称作河口冲积平原，是河流入海处一种常见的地貌。今后100年里，世界上大多数中等规模以上的三角洲，因为沉积物堆积的速度赶不上海平面升高的速度将陷入困局。图中给出不同规模的三角洲平原在100年里的沉积量和升高1m需要的沉积量（百万吨）对比，大多数三角洲，尤其是大规模的三角洲，沉积物不足。

来源：Nature Climate Change



18% 《中国第二次冰川编目》研究显示，中国西部冰川总体呈现萎缩态势，面积缩小了18%左右。统计表明，中国西部目前有冰川48571条，总面积51840km²，估算冰川储量为4494km³。

16m 最新的利用水下机器人开展的针对南极海冰厚度的研究表明，南极海冰要比之前认为的还要厚。研究发现，南极海平面以下的海冰平均厚度为1.4~5.5m，其中最厚的海冰达16m。

49种 2013年岁末，*Nature*杂志出版商麦克伦伦宣布，将开放*Nature*及旗下包括*Nature Climate Change*和*Nature Geoscience*的其他48种期刊的所有研究论文。读者可以阅读总计49种期刊的全文、分享和评论，但不能复制、打印或下载。

国际“温带气旋”主题被引频次最高的前10篇论文

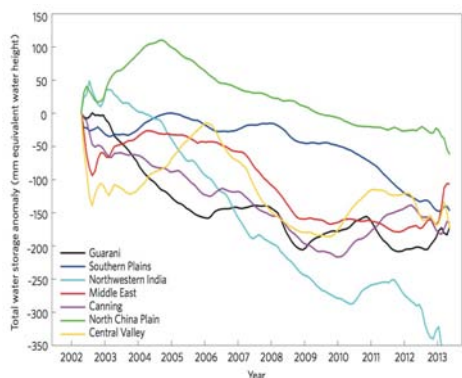


Figure 2 | Water storage declines (mm equivalent water height) in several of the world's major aquifers in Earth's arid and semi-arid mid-latitudes, derived from the NASA GRACE satellite mission. The monthly storage changes are shown as anomalies for the period April 2002–May 2013, with 24-month smoothing. Image: J. T. Reager, NASA Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, USA.

全球地下水减少带来水安全威胁

美国加州大学学者利用NASA GRACE卫星资料，调查了全球主要干旱和半干旱区域地下水情况，给出一些区域2003年4月到2013年5月逐月地下水储藏下降的情况，从而提出人类面临着较已知情形更加严重的全球水安全问题。图中包括的中国北方平原，估计目前地下水减少率为22.0mm/yr或8.3km³/yr。

来源：Nature Climate Change

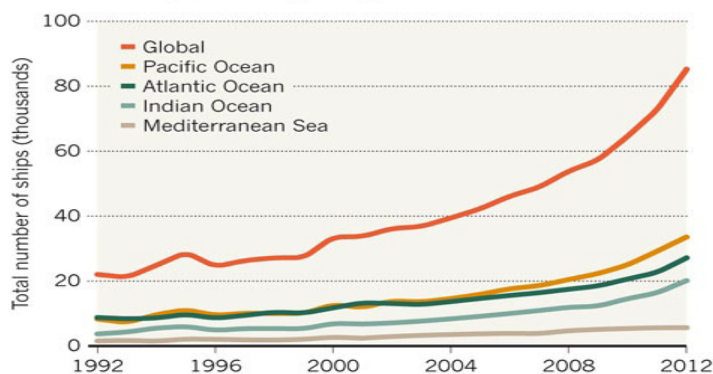
排名	篇名	第一作者	来源	被引频次
1	Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis	Davis, CA	Monthly Weather Review, 1991, 119(8)	333
2	A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones.1. The method and some applications	Wernli, H	Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1997, 123(538)	249
3	On the development of extratropical cyclones	Petterss, S	Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society, 1971, 97(414)	245
4	Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change	Trenberth, KE	Climatic Change, 1999, 42(1)	201
5	Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity	Yuan, XJ	Journal of Climate, 2000, 13(10)	178
6	Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis	Simmonds, I	Journal of Climate, 2000, 13(5)	176
7	A textbook example of long-range transport: Simultaneous observation of ozone maxima of stratospheric and North American origin in the free troposphere over Europe	Stohl, A	Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 1999, 104(D23)	174
8	A 1-year Lagrangian “climatology” of airstreams in the Northern Hemisphere troposphere and lowermost stratosphere	Stohl, A	Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2001, 106(D7)	172
9	Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity	McCabe, GJ	Journal of Climate, 2001, 14(12)	171
10	The extratropical transition of tropical cyclones: Forecast challenges, current understanding, and future directions	Jones, SC	Weather and Forecasting, 2003, 18(6)	161

来源：SCI-E数据库，检索时间：2014年11月4日

张定媛 提供

THE GROWTH IN SHIP TRAFFIC

Satellite data show global ship traffic quadrupled between 1992 and 2012, with proportional growth greatest in the Indian Ocean.



海上交通量呈现增加态势

法国海洋开发研究所（French Research Institute for Exploitation of the Sea, IFREMER）的科学家对海上交通量及其造成污染量的提高，进行了到目前最为准确的估计。研究基于7个空基高度计资料统计海上来往船只的数量，结果表明过去20年里，全球海上交通增加了4倍，其中增加明显的海域是印度洋和中国海，这也反映了世界贸易的变化。海上船只的增加，也加剧了大气层污染，例如，印度洋对流层二氧化氮的增加与海上船只污染直接相关。

来源：IFREMER

30个

到2014年，全国30个省级政府出台了气象现代化意见，14个省级政府成立了气象现代化建设领导小组或协调机构。

93亿美元

在德国柏林召开的绿色气候基金组织的一次会议上，21个援助国承诺提供93亿美元帮助发展中国家应对气候变化，该组织2011年成立，计划到2014年底征集到10亿美元。

2倍

NOAA发表由13个国家的63名科学家共同完成的关于北极评估报告指出，被称为“地球冰箱”的北极，其变暖速度是其他地区的2倍，这一持续30年之久的“北极放大效应”显著改变了北极的生态系统。

1788个

全国气象部门2015年人才招聘会上，165家单位会上提供了涉及大气科学、遥感应用、地球科学、计算机电子信息、数理、财会和机械仪器等类别各专业学科，总计1788个岗位。

北半球温带气旋客观研究方法及模拟和预估的研究进展

张颖娴 丁一汇

(国家气候中心, 中国气象局, 北京 100081)

摘要: 温带气旋是影响中高纬度地区大范围天气气候变化的重要天气系统之一, 研究其气候特征、活动规律和变化趋势对改进天气预报和理解全球气候变化具有重要意义。从主要温带气旋的识别方法、当前气候时期温带气旋的变化、气候情景下未来温带气旋变化的预估以及不确定性分析等4个方面, 全面回顾了北半球温带气旋的研究进展: (1) 20世纪80年代后, 基于再分析数据和大气环流模式(GCM)的发展, 温带气旋研究从主观分析开始向客观识别方法发展; (2) 再分析和模式数据均显示北半球存在两个温带气旋主活动中心和两个次活动中心, 主活动中心分别位于北太平洋和北大西洋地区, 次活动中心分别位于地中海和蒙古地区; (3) 在人类活动影响的气候变化情景下, 大多数模式模拟得到北半球大部分地区温带气旋数目将减少, 个别地区的温带气旋数目将增加; (4) 由于不同研究中对阈值、物理量和大气层的选取存在差异, 这使得对当前气候时期和GCM模拟研究中的温带气旋及其变化和趋势问题还存在许多不确定性。因此, 目前亟待解决的问题是对于温带气旋的不同研究方法和研究结果做更多具体的比较分析, 从而给出对温带气旋更深入的认识。

关键词: 温带气旋, 客观判定和追踪方法, 温带气旋的气候态特征和变化, 气候情景

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.01.001

A Review of the Research on Objective Method and Simulation and Projection of Extratropical Cyclone over the Northern Hemisphere

Zhang Yingxian, Ding Yihui

(National Climate Centre, China Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract: Extratropical cyclone is one of the important synoptic systems which affect climate/weather variability over a wide area of mid- and high latitudes, and it is meaningful to research its climatic characteristics, activity patterns, and variation tendency. A comprehensive review of research progress of extratropical cyclones over the Northern Hemisphere from four aspects, involving identification methods, changes during present climate period, changes estimated under the future climate scenarios, and uncertainty analysis of extratropical cyclones, is discussed: (1) In view of the development of reanalysis data and GCM, the research method of extratropical cyclones shifts from subjective analysis to objective identification; (2) There are two main activity centers and two subordinate activity centers displayed by reanalysis and model data, with the main activity center located in the North Pacific and North Atlantic region, and the subordinate activity center located in Mediterranean and Mongolian regions; (3) Under the influence of climate change scenarios by human activities, extratropical cyclones will diminish in most parts of the Northern Hemisphere, and increase in individual districts; (4) Different thresholds, different physical quantities, and considerations of different atmospheric vertical levels add to a picture which can be combined to get an uncertainty view of cyclones, their variability, and trends, in the real world and in GCM studies. Hence, the urgent need for an in-depth understanding of cyclones is more specific intercomparison studies which can demonstrate the differences between the approaches and their results.

Keywords: extratropical cyclones, objective detecting and tracking method, climatologies and variations of extratropical cyclones, climate scenario

收稿日期: 2013年7月24日; 修回日期: 2014年3月25日
第一作者: 张颖娴(1982—), Email: zhangyingxian@cma.gov.cn
资助信息: 国家科技支撑计划课题(2009BAC51B02); 国家重点基础研究发展计划项目(2012CB417205); 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406017)

0 引言

温带气旋是出现在南、北半球中高纬度地区具有斜压性的低压涡旋, 在全球大气环流中起着重要的作用, 热带和极地之间的热量、水汽和动能传输, 很大程度上都通过温带气旋的移动和发展来实现。另外,

温带气旋是影响中高纬度地区大范围天气变化的重要天气系统之一,温带气旋及其锋面系统,受斜压不稳定驱动,能够造成明显或激烈的天气现象,如极端温度、极端强降水、强风暴和风暴潮等,造成生命和财产的巨大损失。亚洲、北美东部、北太平洋和北大西洋是北半球温带气旋活动最频繁的地区。我国地处东亚大陆,受东亚温带气旋影响剧烈。温带气旋活动时常伴有冷空气的侵袭,降温、风沙、雪、霜冻、大风和暴雨等天气现象随之而来。东亚气旋的活动范围广泛,其移动和发展带来的影响能从我国内陆一直延伸至西太平洋的辽阔海域。因此,研究温带气旋的气候特征、活动规律和变率趋势对理解东亚乃至全球的天气、气候变化以及极端气候事件具有重要意义。

早在100多年前,菲茨洛依就对温带气旋中地面气流结构作了较真实的描述。第一次世界大战之后,随着地面观测网的扩充,挪威学派在总结和吸取过去研究成果的基础上提出了挪威气旋模式,第一次概括出气旋内三维空气运动、降水和地面锋面之间关系的天气学模式,为短期预报提供了理论基础,在气象学发展中起着重大的作用。到了20世纪30年代,由于高空观测网的建立,发现了高空波动及高空波动与温带气旋之间的联系,从而使气象学家对温带气旋的发生发展、大尺度结构以及能量收支等有了较深入的认识^[1]。之后提出的一些气旋发展理论和观测结果至今仍是预报的主要依据,其中Petterssen^[2]和Palmén等^[3]对此做了全面的总结。对于温带气旋的气候学研究,早期的学者主要依靠人工主观判断来进行统计分析,随着再分析数据和天气气候模式的发展,20世纪80年代以后气象学家开始尝试用数值算法来客观判定和追踪温带气旋,目前已成为温带气旋研究的客观方法之一。客观方法的发展使得客观分析温带气旋变化以及利用气候模式模拟和预估温带气旋成为可能。

本文从温带气旋的客观研究方法(第二部分)出发,对主要方法进行总结,在第三和第四部分分别讨论用客观方法分析当前气候时期北半球温带气旋强度和数目的变化情况,以及温带气旋模拟和气候情景下未来预估的研究进展,最后在第五部分给出了全文的总结及对未来温带气旋研究工作的展望。

1 温带气旋的客观识别和追踪方法研究

1.1 温带气旋的客观识别

早期温带气旋的判定和追踪主要依靠人工分析天气系统来实现^[4-7],人工分析方法的优势在于,经验丰富的预报员能较好地分析复杂的天气系统,但人工分析在判定气旋位置和数字化过程中不可避免地会产生

随机误差,而且人工方法需要消耗大量的时间,这都是人工方法趋于淘汰的原因。因此,在再分析数据和天气气候模式发展的基础上,利用逐日海平面气压场或高度场判定和追踪温带气旋的客观数值算法^[8-10]发展了起来。Rice^[11]第一个将客观判定温带气旋的算法应用于格点数据。之后的几十年中,更成熟的客观方法被科学家们发展并采用,比如,Wernli等^[12]发展了一个通过在气压局地最小值周围搜索闭合等值线的数值算法。除此之外,温带气旋的客观研究也逐渐应用于高分辨率的全球及区域气候模式^[13-14]。

天气尺度系统的强度通常用模式、再分析等海平面气压场或高度场的带通(band-pass)时间序列的变化来表征^[15-20]。这种带通统计分析方法常被用于分析与低频振荡(如北大西洋涛动)有关的风暴路径,分析人为温室气体效应下风暴活动的变化^[21-24]等方面的研究。这种方法的不足之处在于它没有办法考虑单个风暴系统本身的特征,如加深速率、生命期和传播速率^[19, 25-26],以及单个风暴体的自身结构^[27]等。

在大多数的研究中,一般将海平面气压场的局地最小值或对流层低层涡度场的局地最大值定义为温带气旋的中心^[28-32]。König等^[33]在研究中将这两种指标联系了起来,共同识别温带气旋。Murray等^[34]、Haak等^[35]和Jung等^[36]将迭代和插值方法也应用到了温带气旋的客观判定中。另外,Benestad等^[37]在截断傅里叶级数的基础上发展了一个微积分气旋的客观判定方法。依赖于海平面气压场来识别温带气旋往往在高海拔地区会由于垂直外推和模式数据中地形差异的影响而产生不可靠的结果,因此多数研究者忽略了高海拔地区的温带气旋系统^[38]。将海平面气压场的局地最小值作为判定温带气旋的指标会漏掉一些小尺度的系统^[39],这些小尺度系统往往出现在快速移动的气旋过程中,或气旋的生成和消亡阶段^[40-41]。在一些地区,中纬度气旋和一些低压系统有着不同的结构和特征,比如季风低压和局地热低压等^[7]。相比而言,最大局地涡度指标可以判定到小尺度的系统,但最大局地涡度有时往往同局地气压最小不一致,并且会判定到一些人工判定中不存在的系统。高分辨率的涡度场又包含较多的噪声,诸如锋面等结构可能被分解^[41],因此采用涡度来追踪温带气旋时,常常需要做许多平滑和降低分辨率的工作。一般而言,研究者通过和实际天气过程比较来检验数值算法再现气旋气候形态的能力。Haak等^[35]还通过计算客观识别与人工识别的温带气旋的中心强度及位置的偏差,检验客观数值算法识别气旋过程的能力。

1.2 温带气旋的追踪

温带气旋的追踪通常将当前时刻客观判定的气旋系统分配给下一时刻客观判定的气旋系统,这种分配需要在一定区域内搜索最可能的下一时刻客观判定的气旋系统^[42-45]。Alpert等^[46]、König等^[33]、Ueno^[30]和Blender等^[47]以当前时刻气旋位置为中心,择取一定的距离为半径,搜索下一时刻的气旋位置。Geng等^[48]和Raible^[49]在所确定的半径内,搜索最近距离的气旋位置为气旋路径,若搜索半径内没有客观判定的气旋,则此气旋消亡。Murray等^[34, 40]和Haak等^[35]将局地引导气流的影响应用到搜索下一时刻气旋位置的研究中。通过追踪确定的温带气旋过程可以研究和探讨气旋过程的加深速率、移动速度和生命期等特征。在追踪的

基础上,爆发性温带气旋的研究也有了可能^[27, 50-51]。

一些研究者^[41, 48, 52-56]用客观方法研究发现客观判定的温带气旋数目在北半球中纬度大洋盆地有极大值(图1),这些地区与风暴路径的分布是一致的。就北半球温带气旋的气候特征来看,北半球的北大西洋和北太平洋是主要的气旋活动区,冬季这两个区域的气旋强度变化有较强的相关性^[57]。气旋的次活动区分别在亚洲和地中海地区,北半球冬季气旋活动最强,夏季气旋活动最弱。冬季大洋西海岸气旋的最大加深速率最大,且移动速度最快,而高海拔的下游地区是主要的气旋生成和消亡区,如落基山、格陵兰、阿尔卑斯山、西藏和日本的下游地区等^[39, 58]。

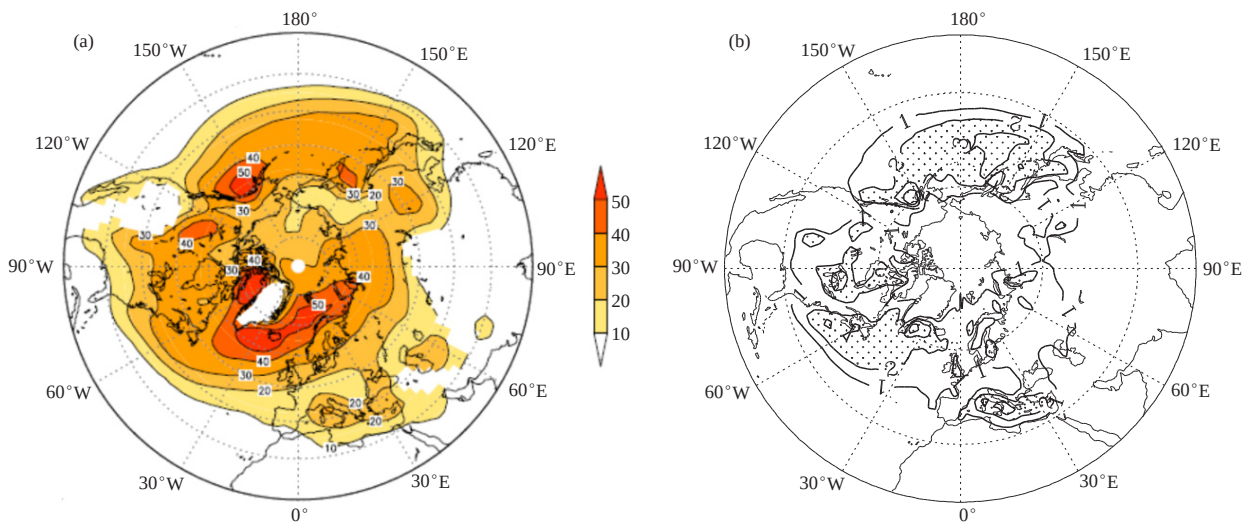


图1 (a) NCEP-NCAR再分析数据获得的1958/1959—2006/2007年北半球冬半年(10月至次年3月)平均温带气旋活动频率(10°经度×30°纬度区域内的气旋个数)^[55]; (b) ERA40再分析数据获得的1958—2001年北半球冬季(12月—次年2月)平均温带气旋活动频率(2.5°经度×2.5°纬度区域内的气旋个数)^[56]

2 当前气候时期北半球温带气旋的变化研究

2.1 北半球温带气旋的整体变化

就北半球温带气旋的整体变化来看,McCabe等^[59]认为20世纪50年代末之后北半球冬季(11月—次年3月)气旋发生频数在高纬度增加,而在中纬度明显减少,这意味着风暴路径有向极偏移的趋势,而全球变暖很可能是造成温带气旋频数和强度变化的主要原因。Raible等^[60]的研究结果更加确定了北半球风暴频率同北半球冬季温度有很强的相关性,全球变暖很可能是北半球风暴路径北移的一个重要原因。1958—1999年,北半球冬季温带气旋各气候特征呈现年际和年代际的变化,其中东太平洋和北美地区温带气旋的强度、发生频率和加深速率呈现减弱、减小和减慢的趋势,西太平洋和大西洋地区温带气旋的这些

特征则呈现相反的变化趋势。大西洋地区气旋频率同北大西洋涛动(NAO)相关性大,并且反映出了20世纪70年代NAO位相的转换;东太平洋气旋频率同太平洋北美型(PNA)遥相关有着很大的相关性^[54]。

2.2 北半球主要活动区的温带气旋变化

Schneider等^[61]利用ERA40再分析数据对冰岛地区的温带气旋进行了研究分析,结果表明1958—2001年冰岛地区气旋数目呈现增加趋势,这一结论和Bartholy等^[62]的结论有着较大的一致性。Serreze等^[63]采用客观判定和追踪方法对1952—1989年北冰洋地区的气旋活动进行了分析,结果表明冬季气旋活动频繁,最强的气旋系统基本上都出现在冰岛和挪威的海域,冬季气旋的移动路径主要是从挪威移向北冰洋;夏季气旋活动和冬季类似,只是在加拿大和北极的海

域, 气旋活动比冬季加强; 冬季气旋的中心气压值比夏季时平均弱5~10hPa; 对于气旋的变化来说, 春季、夏季和冬季的温带气旋数目呈现出增加的趋势。另外, Serreze^[64]还对北冰洋地区1973—1992年气旋的气压倾向、最大加深速率、气旋生成和消亡进行了统计分析。冰岛低压地区的气旋活动与NAO之间有着一定的联系, 当NAO极端负位相时, 冷季节的气旋发生是常年的两倍, 并且强度减小, 但气旋生成位置和气旋最大加深速率与常年相同^[52]; NAO正位相时, 冷季节冰岛地区的气旋没有明显的增加现象, 但是60°N以北地区的气旋活动无论是冷季节还是暖季节都显著增加, 特别是北冰洋和加拿大附近的海域, 这种现象和降低的平均海平面气压有关。Zhang等^[65]认为从中纬度地区移动进入北冰洋的温带气旋使得北冰洋地区温带气旋数目增多和强度增强。另外, 北冰洋气旋活动呈现显著的低频变化特征, 20世纪60年代位于负位相, 90年代位于正位相。

对于北大西洋区域, Sick-möller等^[53]和Gulev等^[54]通过对再分析数据的分析, 得到北大西洋的温带气旋数目呈现减少的变化趋势, 这一变化特点也同样出现在了北太平洋地区。Blender等^[47]采用一种拉格朗日方法, 利用欧洲中心的高分辨率资料, 对1990—1994年北大西洋/欧洲地区气旋路径进行了分析, 其将气旋的移动路径分为三类: 静止、沿纬圈移动、向北偏东方向移动, 统计发现冬季静止气旋的数目呈增加的趋势, 原因可能是气候变化引起的, 但很大程度上也可能是再分析资料修订引起的。Geng等^[48]采用客观判定和追踪方法, 利用欧洲中心1958—1998年再分析资料分析了冬季北大西洋温带气旋的活动密度、最大加深速率、移动速度和中心气压梯度, 结果表明这几十年冬季北大西洋温带气旋强度呈现增强的趋势; 气旋密度大的区域气旋强度大, 移动速率快, 加深速率快; 密度小的区域气旋强度小, 移动速率慢, 加深速率也

慢, 分析还表明, 北大西洋温带气旋的变化与对流层低层大尺度的斜压波及NAO有关, 北大西洋的SST也会影响气旋的变化, 但具体原因尚须进一步研究。Trigo^[66]的研究工作表明, 欧洲北部呈现气旋数目增加和欧洲中部呈现气旋数目减少的变化特征。ERA40和NCEP数据的分析均体现出了这一结果, 二者没有明显差异^[66]。但并非所有再分析数据在各个地区均呈现相同或相似的变化, 不同再分析数据在相同地区也会有相反的情况, 这主要是原数据的差异造成的^[37]。张颖娴等^[56]发现北大西洋/北美地区气旋活动频率具有明显的年际变化特征, 整体呈现显著的升高趋势, 但较高纬度和较低纬度地区呈现显著相反的分布形式(图2), 北大西洋/北美地区呈现出较高纬度大气斜压性增强而较低纬度大气斜压性减弱的变化特征(图3a和3b), 大气斜压性的这种变化可能造成了北大西洋/北美地区风暴路径向高纬度偏移的变化特征。

北太平洋是温带气旋非常活跃的另一主要地区。Graham等^[67]分析了过去50年北太平洋冬季气旋的气候特征和变化情况, 发现强气旋的频率和强度显著增加, 与之相对应的25°—40°N地面极端风速值也显著增加, 阿拉斯加湾的气旋型环流风速由西北风转为了西南风。加强的气旋活动明显是由于对流层上层风速的加强和加大的北太平洋中部垂直风速切变造成的, 而这些变化的原因很可能是由观测到的年代际或更长时间尺度的厄尔尼诺遥相关型的调整造成的。气旋的变化是稳定的, 并不像其他气候要素特征变化得那么突然, 热带西太平洋海温的增加是这些变化的一个合理原因, 但仍有可能存在其他的原因机制。另外, Favre等^[68]研究表明, 东北太平洋地区温带气旋自20世纪70年代之后强度呈现增强的趋势, 气旋移动的路径向南偏移。这些变化的原因可能是季节性阿留申低压气压偏低、北太平洋年代际振荡呈正位相、北美西海岸海表温度呈正距平以及太平洋中部气压呈负距平

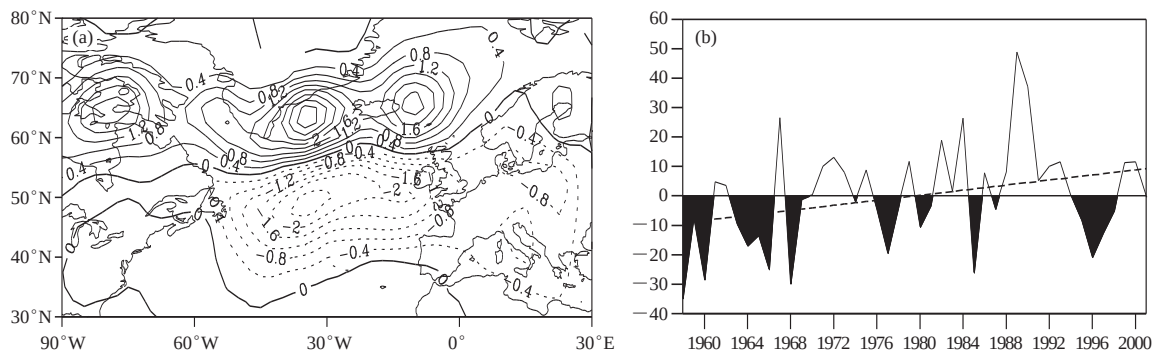


图2 1958—2001年北大西洋/北美地区年气旋活动频率EOF第一模态的空间分布(a, 特征向量乘以1个标准差)和标准化的时间序列(b, 虚线为线性趋势)^[56]

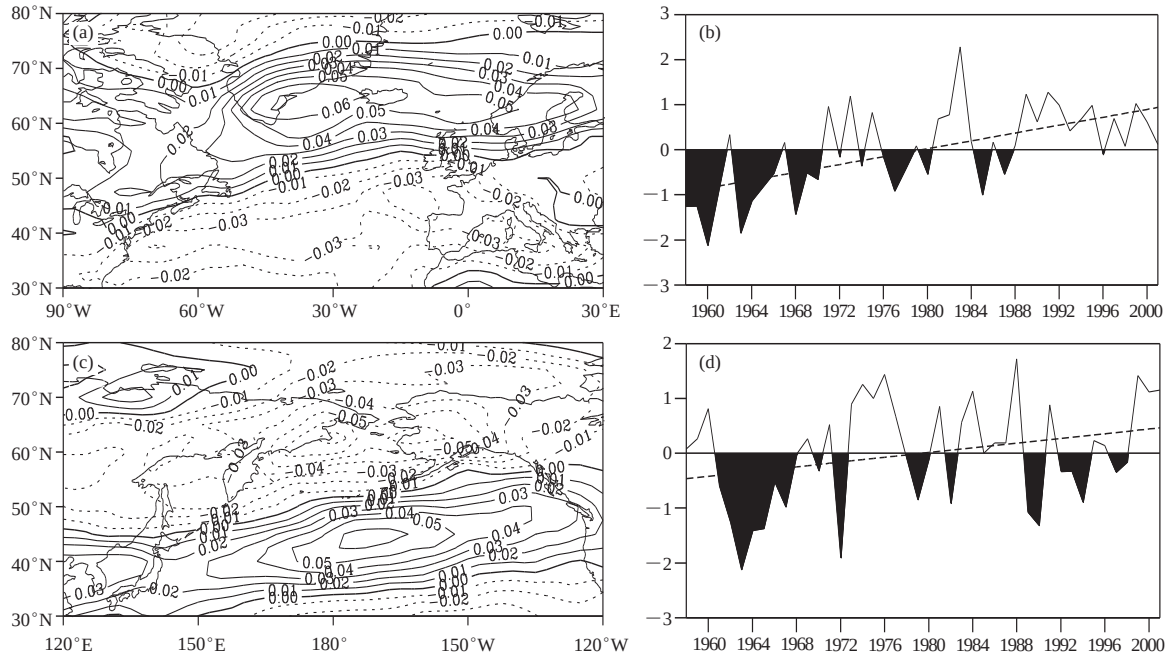


图3 1958—2001 年北大西洋 (a、b) 和北太平洋地区 (c、d) 400 hPa 年均大气斜压性指数的EOF 第一模态空间分布 (a、c) 和标准化的时间序列 (b、d, 虚线为线性趋势) ^[56]

而引起的。热带太平洋海温的正距平也是影响中纬度地区气旋路径南移的一个原因, 向南偏移的气旋路径更有利于热带大气的向北输送, 同时阻止了与反气旋相关的极地气团的向南传输。北太平洋地区温带气旋强度增强的现象同样被Gulev等^[54]和Simmonds等^[69]发现。张颖娴等^[56]对北太平洋风暴路径的研究表明, 北太平洋风暴路径同北大西洋具有相反的变化形式, 即北太平洋20世纪后半叶风暴路径呈现向低纬度偏移的变化特征 (图4), 该地区大气斜压性的同位相变化可以在一定程度上解释风暴路径向低纬度偏移的原因 (图3c和3d)。

地中海地区的温带气旋是次天气尺度系统^[70], 比较北半球的其他低压系统, 地中海气旋强度较弱,

空间尺度较小, 生命期也较短 (小于大西洋天气尺度系统, 平均2~2.5d的生命期)。Trigo等^[71]利用欧洲中心1979—1996年的高分辨率数据, 采用客观判定和追踪方法研究分析了地中海地区的温带气旋。气旋的主要生成地区在爱琴海、热那亚港湾和中东地区, 其中中东地区正是亚洲夏季风侵入地中海地区的必经地, 这也可能是中东地区气旋频繁生成的原因之一。热那亚港湾地处山脉的下游, 因此是背风气旋的主要源地。另外, 研究表明, 地中海地区气旋的主要移动路径包括: 冬季沿着伊比利亚半岛从大西洋移入的气旋路径; 夏季从阿特拉斯山脉向北非扩展的气旋路径; 热那亚港湾附近复杂的气旋路径和向地中海东海岸移动的气旋路径^[71-72]。之后, Bartholy等^[73]利用再分

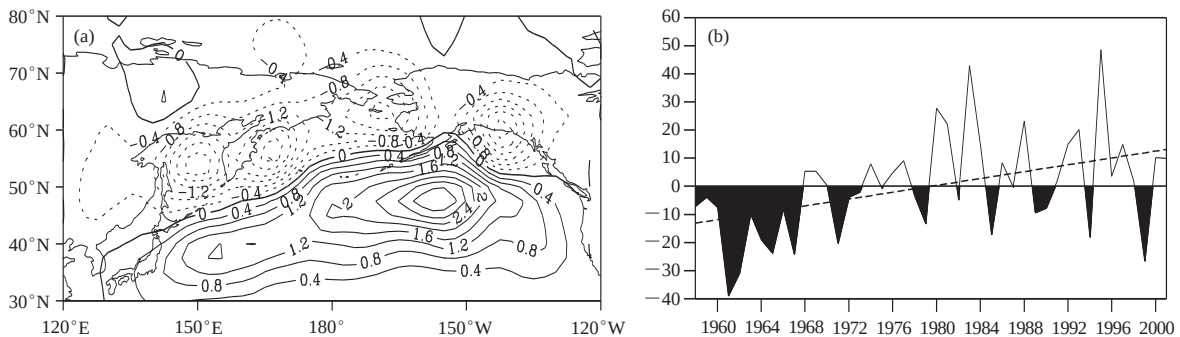


图4 1958—2001年北太平洋地区年气旋活动频率的EOF第一模态的空间分布 (a, 特征向量乘以1个标准差) 和标准化的时间序列 (b, 虚线为线性趋势) ^[56]

析数据对地中海西部地区气旋活动进行了更长时间序列（1957—2002年）的气候特征分析，更加着重研究年际、年代际的变化。

2.3 东亚温带气旋的变化

2000年后，研究者开始将客观判定和追踪方法应用到东亚温带气旋的研究中^[74-78]。姚素香等^[76]利用NCEP/NCAR再分析数据和客观识别方法分析得到蒙古地区春季（3—5月）气旋活动频数存在明显的年代际变化，20世纪50年代气旋活动频数较少，60年代开始到70年代后期气旋活动频数较多，从70年代末至2000年又进入一个气旋活动频数较少的时期；贝加尔湖东部地区在50年代初气旋活动频数较多，50年代中期到60年代中期气旋活动频数较少，而60年代后期到70年代后期气旋活动频数又较多，此后气旋活动频数又逐渐减少；而我国东北地区气旋频数年代际变化并不十分明显，只是气旋活动频数在80年代以后年际变化幅度略大。王艳玲^[74]以40°N为界划分南方/北方气旋，1948—2002年，北方气旋主要活动高频区在蒙古—中国东北地区，活动频数有逐年减少的趋势，5月和9月是北方气旋活动的峰值月；南方气旋活动频数有逐年增加的趋势，8月是南方气旋活动的峰值月。王新敏^[77]的研究表明，东亚北方气旋20世纪70年代中期到80年代，气旋数目呈明显增加态势，80年代末到90年代又开始回落；春季是一年中北方气旋多发季节，冬季最少，5月发生频数最多，1月发生频数最少；90年代与80年代相比，北方气旋高频活动中心明显向北偏移，偏移了大概2个纬度；70年代末到90年代末，蒙古气旋频数减少、强度减弱。Zhang等^[51]利用ERA40再分析数据补充获得了东亚主要的气旋活动路径（图5），其中有2条海上气旋活动路径，2条蒙古气旋活动路径，1条黄河气旋活动路径和1条江淮气旋活动路径。另外，20世纪60年代至80年代中期40°—60°N、80°—140°E地区气旋数目（北方气旋）呈现增加的趋势，而80年代中期之后温带气旋数目则锐减，这主要是由于80年代以后该地区的大气斜压性减弱，更高纬度地区的大气斜压性增强，从而导致了气旋源地的北移。较低纬带（20°—40°N、110°—160°E）气旋数目线性增加，这主要是由位于40°—55°N的北太平洋风暴轴有向低纬度偏移的变化趋势造成的^[79]。

另外，爆发性温带气旋也是一个研究的重点。当位于 φ 纬度的气旋24小时中心气压至少下降 $24 \times \sin\varphi / \sin 60^\circ \text{ hPa}$ 时，我们称这个气旋为爆发性气旋或气象炸弹^[80]。Zhang等^[51]的研究表明东亚地区爆发性气旋

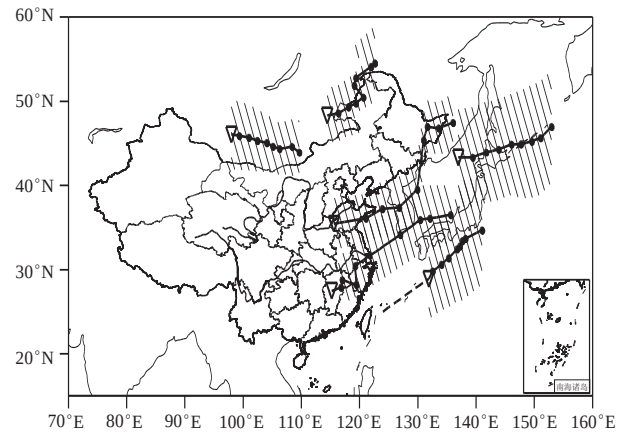


图5 k-means聚类分析方法获得的东亚温带气旋主要活动路径，三角形为每条气旋路径的起点，阴影区为每条路径的影响范围^[51]

绝大多数都发生在东亚的东海岸，日本和西北太平洋上，极少数发生在内陆。内陆的爆发性气旋主要集中在巴尔喀什湖西北方地区和蒙古地区。同北美内陆地区相比较，东亚内陆更不易发生爆发性气旋。和北美地区相比，东亚内陆地区的气旋较少爆发性发展。东亚地区的风暴数目少于北美地区，强度也弱于北美地区。

IPCC^[81]通过总结研究者的科研成果，得到过去50年北半球极端温带气旋的频率和强度可能存在增加和增强的趋势，风暴路径可能存在向极地移动的变化特征。一些再分析数据的研究分析表明高纬度地区气旋有增强的趋势，但是由于对于观测系统的变化将怎样影响再分析数据中气旋的加剧还没有足够的认识，因此IPCC/AR4认为对于温带气旋的这些变化虽然有不少的共识但仍然具有较低的信度。另外，由于研究者采用的气旋追踪方法及再分析数据的不同，因此IPCC/AR4也同样认为对于区域尺度上温带气旋的变化研究者的共识较低。

3 气候模式对北半球温带气旋的模拟和预估研究

研究温带气旋的客观算法的目的之一，是将其应用在GCM的模拟数据中，检验模式模拟温带气旋的能力和对未来温带气旋可能变化的情景预估。研究GCM对温带气旋的模拟可以帮助确定影响气旋气候态变化的原因和机制问题，例如探讨温带气旋对海洋边界条件的敏感性^[82]或对温室气体浓度增加的敏感性。

3.1 20世纪当前气候时期的温带气旋模拟研究

比较和检验用再分析数据驱动的GCM而模拟的温带气旋的气候态是检验GCM模拟可靠性非常重要的步骤。需要注意的是，大部分GCM的空间和时间分辨率

同典型的再分析数据的分辨率并不一致,有些分辨率高,有些分辨率不足。Pinto等^[83]的研究表明统一空间分辨率对于温带气旋的模拟研究非常重要。另外,时间分辨率的统一也是必要的,时间分辨率越低,客观方法获得的气旋路径数目也就越少^[84-85]。生命期短、强度弱的气旋系统要比生命期长、强度强的气旋系统更容易受到降低时间分辨率的影响。

Ulbrich等^[86]研究分析了当前温室气体浓度强迫下的16个海气耦合模式对风暴路径(海平面气压场变化的天气尺度滤波方差)的模拟能力,证实了这些模式对风暴轴年均空间分布结构的模拟能力。虽然GCM很难再现个例气旋,然而即使分辨率较低的GCM也能呈现出一些基本的气旋活动的气候态特征。Raible等^[87]将判定和追踪气旋系统的客观方法应用于一个分辨率较低的气候模式来模拟气旋的一些气候特征,发现当前温室气体强迫下气旋数目少于观测值,这种现象在地中海地区的气旋活动高频区最为显著。Bengtsson等^[58]指出在落基山的气旋生成地区,ECHAM5气候模式模拟的气旋强度要弱于观测值,但模拟的气旋强度

和ERA40再分析数据的分析结果比较一致。这一结果与Pinto等^[83]用ECHAM4气候模式的模拟结果是一致的,该模式模拟的地中海大部地区的气旋数目也少于观测值。GCM的模拟结果同样能够呈现出温带气旋对大尺度环流型变化的依赖性。其中,Bengtsson等^[58]和Raible等^[82]发现用气候模式能够呈现出北半球风暴路径对ENSO变化的真实存在的响应。Orlanski^[88]的研究表明除了ENSO之外,亚洲大陆大气波的侵入也能在某种程度上解释北太平洋风暴轴的变化,这种观点有观测数据上的支持^[89]。张颖娴^[90]检验了国际耦合模式比较计划5(CMIP5)的6个全球气候系统模式(BCC-CSM1.1, CanESM2, GFDL-ESM2M, HadGEM2-CC, MPI-ESM-LR和NorESM1-M)对北半球温带气旋的模拟情况。与ERA40再分析资料相比,6个模式均模拟出了北半球温带气旋中心气压值线性降低的变化趋势,但对于温带气旋过程数变化的模拟情况存在比较大的差异,有3个模式模拟得到气旋过程数增加,这与再分析数据结果相反(表1)。

有许多因素导致了气候模式的模拟值同观测值

表1 全球气候模式系统模拟的1958—2001年北半球温带气旋过程数和气旋中心气压值的线性变化趋势^[90]

模式	BCC-CSM1.1	CanESM2	GFDL-ESM2M	HadGEM2-CC	MPI-ESM-LR	NorESM1-M
气旋过程数	-0.0074	0.0031	-0.0191	-0.0189	0.0097	0.0002
中心气压值	-0.0182	-0.0282*	-0.0082	-0.0051	-0.0186	-0.0083

注: ERA40获得气旋过程数和气旋中心气压值的线性趋势系数为-0.0067和-0.0370**; *, **表示通过显著性水平为0.05和0.01的t检验。

之间的差异。例如, ECHAM4模拟的气旋路径比实际的气旋路径更加的偏向纬向,尤其是在北大西洋地区。这主要是由于模拟结果中海平面气压和上层大气斜压性存在偏差造成的^[83],相似的偏差也出现在了ECHAM5的模拟结果中。Pinto等^[91]进一步研究分析表明,模拟的气旋路径同NCEP再分析结果的偏差和模拟的上层大气急流轴、斜压性的偏差以及模拟的减弱的阻塞频率有关。Löptien等^[92]比较了不同模式的模拟结果,发现ECHAM5/OM1的模拟结果在气旋各特征方面都要优于ECHAM4的模拟结果。Greeves等^[32]运用HadGMAM1大气模式模拟分析大西洋风暴路径,发现模拟的大西洋风暴路径不能延伸至欧洲大陆,甚至短于该模式旧版本模拟的风暴路径的长度。在太平洋, HadGMAM1模拟气旋活动频率最大值的位置偏西,接近于日期变更线而不是与观测到的风暴路径从东北太平洋延伸至美洲大陆一样。研究者认为这主要是由于模式在对流层低层过多的非绝热加热造成的。模式误差的另一个可能原因是模拟的北太平洋地区的Eady增长率要高于ERA40的计算结果。Greeves等^[32]认为英国Hadley中心的气候模式对温带气旋的模拟再现主要依

赖于动力核心和水平分辨率:低分辨率模式的半拉格朗日动力核心不能产生小尺度的涡动,这导致了涡动能的偏弱和气旋特征的弱小;欧拉动力核心引起的分辨率的降低会对风暴轴位置产生影响,但其强度的模拟结果不会产生误差。Roeckner等^[93]分析了增加气候模式的分辨率所产生的影响,发现当增加水平分辨率时中纬度西风带有向极地偏移的误差;增加垂直分辨率时中纬度西风带有向低纬度偏移的误差,西风带的误差从而会相应地作用于温带气旋的模拟结果上。

IPCC^[81]总结得到人为因素造成了温带气旋活动向极地偏移的结论达到中等信度。虽然温带气旋活动向极地偏移尚未正式归因,但来自地转风和海浪高度的间接证据发现,人为因素的确影响了全球海平面气压分布和大气风暴轴变化的趋势性。虽然人为强迫怎样影响温带气旋风暴路径的物理机制认知得到了加强,但不同机制在温带风暴路径向极地偏移中起到了多大的作用仍然不清楚。

3.2 温室气体增加导致的气候变暖条件下温带气旋未来变化预估

除了用气候模式分析当前气候时期温带气旋的

变化和原因外,不少研究者还用气候模式对未来不同气候变化情景下气旋的特征进行了模拟预估^[83, 91-92]。一些研究结果表明未来人为引起的气候变化下温带气旋活动会发生变化^[23, 55, 58, 82-83, 94-97]。不同温室气体浓度驱动的气候模式的集合模拟结果表明,极端强度气旋的数目在冬季将增多,然而总气旋数目北半球和南半球都有微弱减少的趋势^[98](图6)。至21世纪末时,气旋数目减少趋势的信号是加强的,这证实了气旋数目变化对所选情景的敏感性。北半球温带气旋数目减少的结论也在其他的一些研究中被证实^[58, 92, 99-101]。Lambert等^[98]指出未来北半球极端温带气旋事件发生频

率将增加,然而此结论并没有被其他研究者所证实。相反,一些研究中认为增强的气旋强度仅发生在有限的地区,比如Bengtsson等^[58]研究中的英国和阿留申群岛地区。Pinto等^[101]仅考虑了发展性气旋过程,发现未来北半球极端气旋的数目有增加的趋势(极端气旋的定义为发展性气旋最强的10%)。在解释未来气候情景下极端气旋事件变化趋势的不一致性的问题时,科学家认为极端事件的不同定义(例如,用气旋中心气压极端低压或气压拉普拉斯值的99%百分位值作为极端事件的阈值)在很大程度上决定了根本的变化趋势。

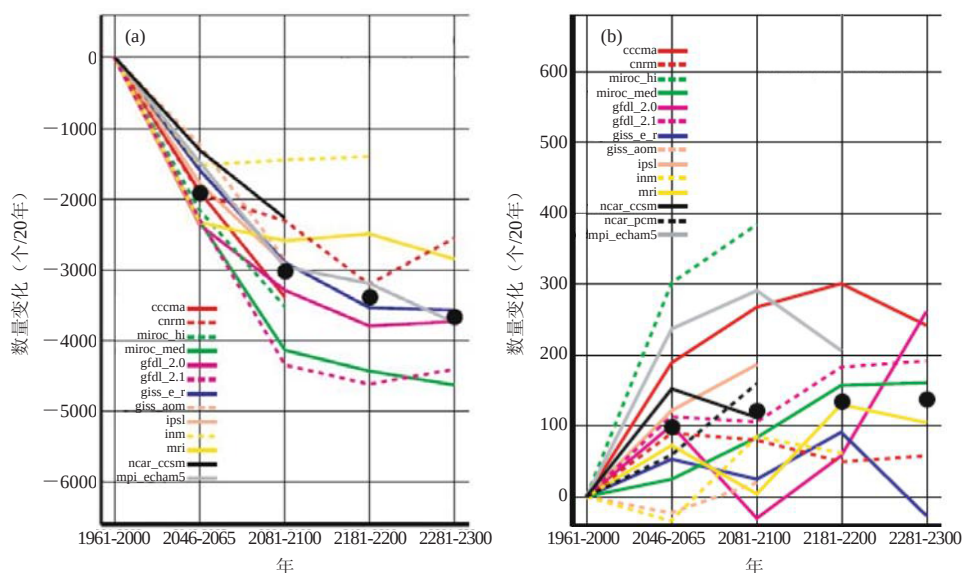


图6 不同气候模式模拟得到的SRES A1B情景下北半球温带气旋数距平变化序列(相对于1961—2000年)^[98]
(a) 温带气旋总数, (b) 强温带气旋数

Hadley中心和ECHAM的GCMs都发现认为不管从哪个物理量(气压拉普拉斯值,最低气压和气旋路径数目)的统计来看,未来大西洋东北部至欧洲中部地区极端气旋特征有增加的趋势^[102-103]。但是对于极端气旋增加的具体位置和幅度,不同模式之间还是存在一定差异^[103]。Ulbrich等^[86]运用16个耦合模式的23个集合结果证实,虽然不同模式和模式驱动存在很大的不同,但都得到了温室气体是导致大西洋东北部至欧洲中部地区和阿留申地区气旋活动增加的原因。研究表明,在16个GCMs中ECHAM5-OM1的模拟结果是当前气候条件和未来气候情景下最接近集合模式平均结果的。Pinto等^[100]利用ECHAM5-OM1气候模式模拟研究得到未来SRES情景下,位于北大西洋中部至亚洲大陆的对流层风暴活动是增加的。Ulbrich等^[24]用ECHAM4模拟的东北大西洋风暴路径的增强同向东移动的NAO中心有关,向东移动的北NAO中心又和欧洲西北部增

加的强气旋有关^[101]。另外, Jiang等^[104]认为增加的温室气体浓度会导致气旋半径的增加和向北方移动的倾向,但气旋强度和移动速度的增加幅度很小。另外, Löptien等^[92]用ECHAM5的情景数据发现温带气旋的移动速率有减慢的倾向,而加深速率有增快的倾向。

不少的GCM模拟结果都表明气候变化下地中海海域的温带气旋变化最为显著^[58, 83, 99, 103-106]。他们给出证据表明即使考虑不同的模式、情景和分析技术,地中海地区冬季气旋活动均显著减少,而地中海地区夏季气旋数目却增加。就气旋强度来说, Pinto等^[100]认为在温室气体导致的气候变化下地中海地区强气旋有减少的倾向。但与之相反, Lionello等^[105]发现了极端强气旋的增加,虽然增加并不显著。Muskulus等^[14]用区域气候模式研究表明地中海地区总的温带气旋数目是增加的,强气旋则是减少的。而Gaertner等^[107]运用集合的区域气候模式结果表明地中海地区极端气旋强度

是增强的，这种增强被归因为该地区热带气旋发展。Lionello等^[13]发现地中海地区夏季和秋季风暴轴强度显著减弱，但夏季气旋数目却是增加的。

IPCC^[81]总结得到增加的人为温室气体强迫将导致未来中纬度地区温带气旋数目减少，以及对流层风暴轴继续向极地移动均达到中等共识信度水平。CMIP3模拟得到温带气旋区域性的变化比较显著，部分地区的结果也达到中等共识信度水平。然而，CMIP3许多模式中平流层不足的分辨率是否可能会影响区域性的结果仍存在不确定性。另外，由于研究中采用的分析方法不同，物理量不同，以及分析的大气层次不同，将导致区域气候模式预估下的温带气旋结果具有低的共识信度水平。

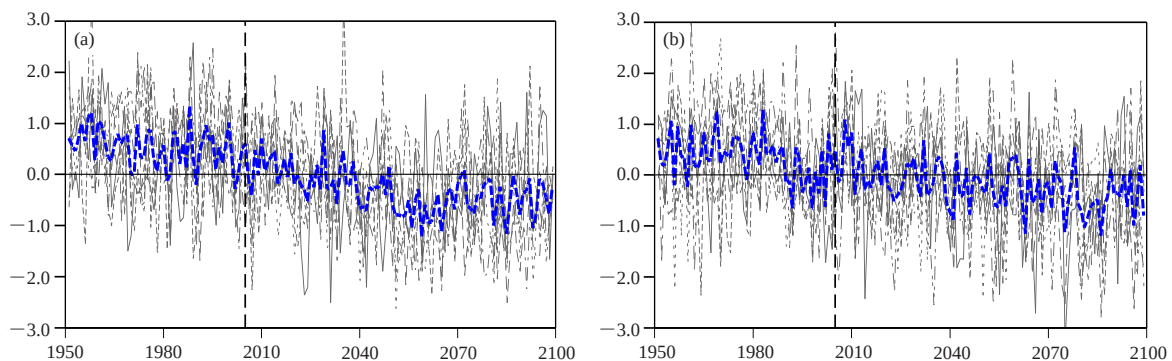


图7 北半球1950—2099年北半球温带气旋过程数(a)和气旋中心气压值(b)的时间变化序列(黑色虚线为各模式模拟情况,蓝色实线为模式集合结果)^[90]

对于东亚温带气旋来说，其变化同北半球的情况非常相似(图8)，无论是南方气旋还是北方气旋，其生成和活动频率将显著减少，气旋中心气压值将显著降低^[90]。6个模式的模拟结果均显示对流层中层斜压区未来将向高层和高纬度扩展，斜压区的变化在某种程度上体现了风暴轴的变化。北半球斜压区和风暴轴向高纬度的移动抵消了高纬度地面气旋数目的减少，这也解释了为什么未来北半球较低纬度地面气旋数目比高纬度地区减少更为显著。

4 结语与展望

近几十年来，由于基础格点观测数据的发展和获取，使得有关温带气旋活动的研究呈现增多趋势，气旋识别和气旋活动量化的数值算法的发展也使得气旋活动更细致的研究得以实现。还有更多的研究工作采用了GCM来模拟当前历史时期温带气旋的活动情况并预估未来气候情景下温带气旋活动和强度的变化，这种预估工作主要是研究增加的温室气体强迫下温带气旋的响应情况。另外，多模式的集合模拟结果的应用也更有利于开展温带气旋更深入的研究。从本文前面

另外，张颖娴^[90]对6个全球气候系统模式的模拟结果预估发现，相对于20世纪后50年来说，新RCP4.5浓度路径下的2053—2099时段北半球温带气旋各特征变化的显著性基本都大于2006—2052时段。虽然各模式的模拟结果存在一定的差异性，但共同模拟出了至21世纪末北半球大范围地区的气旋生成和活动将减少，较低纬度减少得更显著。另外，集合模式模拟结果显示未来北半球气旋数目呈现显著减少的趋势，中心气压呈现显著降低的趋势(图7)。大多数模式的模拟结果得到北大西洋风暴轴未来将继续向极地活动偏移，但强度主要将减弱；过半模式的模拟结果为北太平洋风暴轴也将向极地偏移，强度变化则随季节的不同而不同。

的概述可以看到温带气旋的研究是多方面多层次的，综合来看可以获得以下比较一致的结论：对于北半球来说，再分析数据和模式数据均显示存在两个主要的气旋活动高频地区，一个位于北太平洋地区，另一个位于北大西洋地区。另外，当所采用的数据分辨率较高时，还能够呈现出另外两个较为明显的次活动中心，分别位于地中海地区和蒙古地区。在人类活动影响的气候变化情景下，大多数模式模拟得到冬季北半球大部分地区温带气旋数目将减少，而东北大西洋和北太平洋个别地区温带气旋数目将增加。对于北半球平均来说，当气旋强度以其中心气压值来定义时，极端气旋的数目将增加；当气旋强度以其中心气压的拉普拉斯值或涡度来定义时，极端气旋的数目将减少；增加的人为温室气体强迫将导致未来中纬度地区温带气旋数目减少，以及对流层风暴轴继续向极地移动均达到中等共识信度水平。

以上的综述可以看到，虽然温带气旋研究的一些方面在国际上得到了一定的共识，但很多问题仍有较大的分歧。我们发现，即使采用相同的数据，也可能

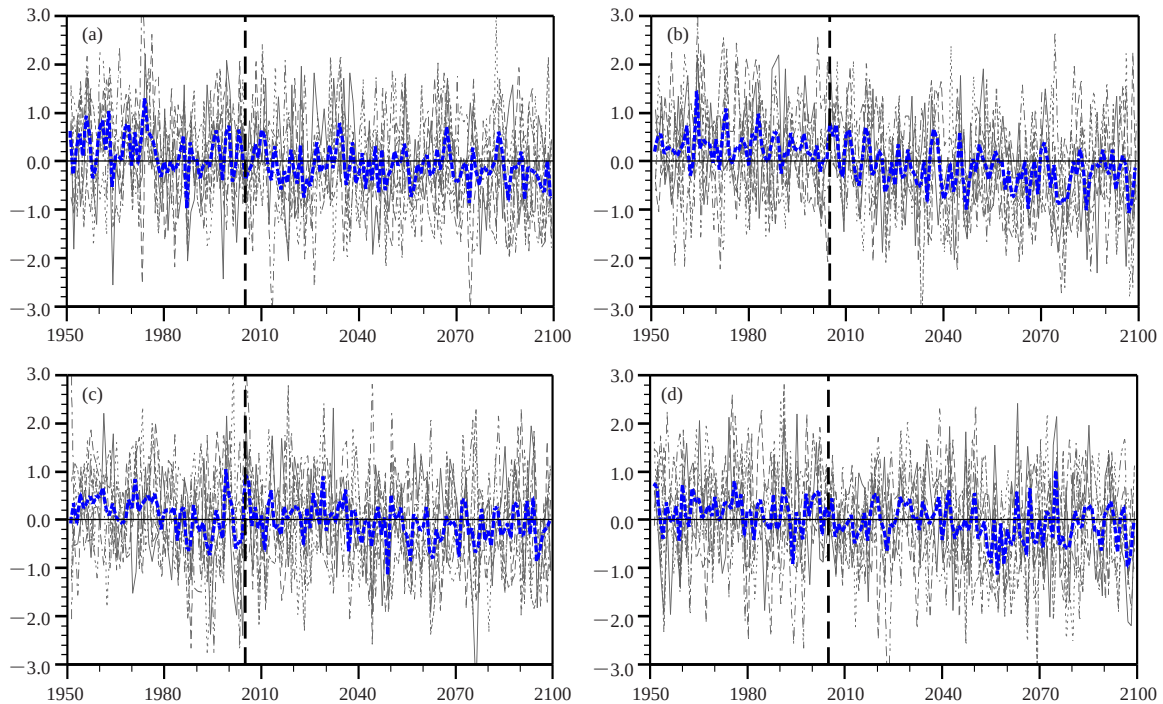


图8 东亚1950—2099年北 (a, b) /南 (c, d) 温带气旋过程数 (a, c) 和气旋中心气压值 (b, d) 的标准化时间变化序列 (黑色虚线为各模式模拟情况, 蓝色实线为模拟集合结果)^[90]

产生关于温带气旋不同的研究结果。其中一个原因在于不同研究者采用了不同的客观研究方法, 包括如何客观识别和追踪温带气旋, 以及温带气旋强度的判定方法。另外, 在利用观测数据和GCM模拟的研究中, 对于不同大气层的不同物理量以及采用不同的阈值都会使得温带气旋的变率和趋势研究产生不一样的结果。由于温带气旋是大气环流中非常复杂的三维天气系统, 它们自身有着许多不同的物理特征, 这些物理特征并不能通过某一种简单的标准的方法来研究, 因此温带气旋的统计分析也不应该只采用某些常用的方法。虽然有证据发现, 人为因素影响了全球大气风暴轴变化的趋势性, 但不同机制在温带风暴路径向极地偏移中起到了多大的作用仍然不清楚。鉴于以上温带气旋的研究现状和存在的问题, 目前亟待解决的问题和未来温带气旋研究的发展方向主要有三方面, 首先是需要对于温带气旋的不同研究方法和研究结果做更多具体的比较分析, 这种比较分析需要建立在一些共同的个例或时期上, 使得不同方法的综合研究得以实现, 从而提高对温带气旋多方面的认识, 并尽可能地减小温带气旋变化的不确定性; 第二, 利用全球气候模式进一步探讨人类和自然等不同机制在温带风暴变化中所起作用的大小, 对温带气旋及温带风暴路径变化继续归因研究; 第三, 利用多模式多情景预估未来温带气旋的可能变化, 并探讨变化的不确定性。温带

气旋是中高纬度地区最主要的天气气候系统, 继续客观深入地研究气候变化背景下温带气旋的变化特征对深入认识全球气候系统有着重要的科学意义。

参考文献

- [1] 丁一汇. 高等天气学. 北京: 气象出版社, 2005.
- [2] Petterssen S. Weather analysis and forecasting. New York: McGraw-Hill, 1956.
- [3] Palmén E, Newton C W. Atmospheric circulation systems. New York: Academic Press, 1969.
- [4] Reitan C H. Frequencies of cyclones and cyclogenesis for North America, 1951-1970. Mon Wea Rev, 1974, 102: 861-868.
- [5] Zishka K M, Smith P J. The climatology of cyclones and anticyclones over North America and surrounding ocean environs for January and July, 1950-77. Mon Wea Rev, 1980, 108: 387-401.
- [6] Schinke H. On the occurrence of deep cyclones over Europe and the North Atlantic in the period 1930-1991. Contrib Atmos Phys, 1993, 66: 223-237.
- [7] Chen S J, Zhang P Z. Climatology of deep cyclones over Asia and the Northwest Pacific. Theor Appl Climatol, 1996, 54: 139-146.
- [8] Hodges K I. A General Method for Tracking Analysis and its Application to Meteorological Data. Mon Wea Rev, 1994, 122: 2573-2586.
- [9] Sinclair M R. Objective Identification of Cyclones and Their Circulation Intensity and Climatology. Wea Forecasting, 1997, 12: 595-612.
- [10] Simmonds I, Keay K. Mean southern hemisphere extra-tropical cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. J Clim, 2000, 13: 873-885.
- [11] Rice J. The Derivation of Computer-based Synoptic Climatology of Southern Hemisphere Extratropical Cyclones. Honours Thesis. Department of Meteorology, 1982, University of Melbourne.
- [12] Wernli H, Schwierz C. Surface cyclones in the ERA-40 dataset (1958-2001), part I: Novel identification method and global climatology. J Atmos Sci, 2006, 63: 2486-2507.

- [13] Lionello P, Boldrin U, Giorgi F. Future changes in cyclone climatology over Europe as inferred from a regional climate simulation. *Clim Dyn*, 2008, 30: 657-671.
- [14] Muskulus M, Jacob D. Tracking cyclones in regional model data: the future of Mediterranean storms. *Adv Geosciences*, 2005, 2: 13-19.
- [15] Blackmon M L, Wallace J M, Lee Y-H. Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *J Atmos Sci*, 1984, 41: 961-980.
- [16] Blackmon M L, Lee Y-H, Wallace J M, et al. Time variation of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales as deduced from lag-correlation statistics. *J Atmos Sci*, 1984, 41: 981-991.
- [17] Wallace J M, Lim G, Blackmon M L. Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and barocline wave guides. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 439-462.
- [18] Trenberth K E. Storm tracks in the Southern Hemisphere. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 2159-2178.
- [19] Ayrault F, Lalaurette F, Joly A, et al. North Atlantic ultra high frequency variability. *Tellus A*, 1995, 47: 671-696.
- [20] Christoph M, Ulbrich U, Haak U. Faster determination of the intraseasonal variability of storm tracks using Murakami's recursive filter. *Mon Wea Rev*, 1995, 123: 578-581.
- [21] Schubert M, Perlwitz J, Blender R, et al. North Atlantic cyclones in CO₂-induced warm climate simulations: frequency, intensity, and tracks. *Clim Dyn*, 1998, 14: 827-837.
- [22] Carnell R E, Senior C A. Changes in mid-latitude variability due to increasing greenhouse gases and sulphate aerosols. *Clim Dyn*, 1998, 14: 369-383.
- [23] Carnell R E, Senior C A, Mitchell J F B. An assessment of measures of storminess: simulated changes in northern hemisphere winter due to increasing CO₂. *Clim Dyn*, 1996, 12: 467-476.
- [24] Ulbrich U, Christoph M. A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic gas forcing. *Clim Dyn*, 1999, 15: 551-559.
- [25] Gulev S K. Climate variability of the intensity of synoptic processes in the North Atlantic midlatitudes. *J Clim*, 1997, 10: 574-592.
- [26] Gulev S K, Zokina O, Reva Y. Synoptic and subsynoptic variability in the North Atlantic as revealed by the Ocean Weather Station data. *Tellus A*, 2000, 52: 323-329.
- [27] Lim E-P, Simmonds I. Southern Hemisphere winter extratropical cyclone characteristics and vertical organization observed with the ERA-40 data in 1979-2001. *J Clim*, 2007, 20: 2675-2690.
- [28] Lambert S J. A Cyclone Climatology of the Canadian Climate Centre General Circulation Model. *J Clim*, 1988, 1: 109-115.
- [29] Treut L, Kalnay H E. Comparison of observed and simulated cyclone frequency distribution as determined by an objective method. *Atmdata*, 1990, 3: 57-71.
- [30] Ueno K. Inter-annual Variability of Surface Cyclone Tracks, Atmospheric Circulation Patterns and Precipitation in Winter. *J Meteor Soc Japan*, 1993, 71: 655-671.
- [31] Fyfe J C. Extratropical Southern Hemisphere cyclones: Harbingers of climate change? *J Clim*, 2003, 16: 2802-2805.
- [32] Greeves C Z, Pope V D, Stratton R A, et al. Representation of Northern Hemisphere winter storm tracks in climate models. *Clim Dyn*, 2007, 28: 683-702.
- [33] König W, Sausen R, Sielmann F. Objective identification of cyclones in GCM simulation. *J Clim*, 1993, 6: 2217-2231.
- [34] Murray R J, Simmonds I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust Met Mag*, 1991, 39: 156-166.
- [35] Haak U, Ulbrich U. Verification of an objective cyclone climatology for the North Atlantic. *Meteorol Z N F*, 1996, 5: 24-30.
- [36] Jung T, Gulev S K, Rudeva I, et al. Sensitivity of extratropical cyclone characteristics to horizontal resolution in the ECMWF model. *Q J R Meteorol Soc*, 2006, 132: 1839-1857.
- [37] Benestad R E, Chen D. The use of a calculus-based cyclone identification method for generating storm statistics. *Tellus A*, 2006, 58: 473-486.
- [38] Wang X L L, Swail V R, Zwiers F W. Climatology and changes of extratropical cyclone activity: comparison of ERA-40 with NCEP-NCAR reanalysis for 1958-2001. *J Clim*, 2006, 19: 3145-3166.
- [39] Pinto J G, Spanghel T, Ulbrich U, et al. Sensitivities of a cyclone detection and tracking algorithm: individual tracks and climatology. *Meteorol Z*, 2005, 14: 823-838.
- [40] Murray R J, Simmonds I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part II: application to January and July general circulation model simulations. *Aust Met Mag*, 1991, 39: 167-180.
- [41] Hoskins B J, Hodges K I. New Perspectives on the Northern Hemisphere Winter Storm Tracks. *J Atmos Sci*, 2002, 59: 1041-1061.
- [42] Simmonds I, Keay K. Variability of Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behaviour, 1958-97. *J Clim*, 2000, 13: 550-561.
- [43] Rudeva I, Gulev S K. Climatology of cyclone size characteristics and their changes during the cyclone life cycle. *Mon Wea Rev*, 2007, 135: 2568-2587.
- [44] Gaffney S J, Robertson A W, Smyth P, et al. Probabilistic clustering of extratropical cyclones using regression mixture models. *Clim Dyn*, 2007, 29: 423-440.
- [45] Ulbrich U, Brücher T, Fink A H, et al. The central European floods in August 2002. Part II: synoptic causes and considerations with respect to climate change. *Weather*, 2003, 58: 434-442.
- [46] Alpert P, Neeman B U, Shay-el Y. Climatological Analysis of the Mediterranean Cyclones using ECMWF data. *Tellus A*, 1990, 42: 65-77.
- [47] Blender R, Fraedrich K, Lunkeit F. Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. *Q J R Meteorol Soc*, 1997, 123: 727-741.
- [48] Geng Q, Sugi M. Variability of the North Atlantic Cyclone Activity in Winter Analyzed from NCEP-NCAR Reanalysis Data. *J Clim*, 2001, 14: 3863-3873.
- [49] Raible C C. On the relation between extremes of midlatitude cyclones and the atmospheric circulation using ERA40. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L07703.
- [50] Leslie L M, Leplastrier M, Buckley B W. Climatology of meteorological "bombs" in the New Zealand region. *Meteorol Atmos Phys*, 2005, 89: 207-214.
- [51] Zhang Yingxian, Ding Yihui, Li Qiaoping. A Climatology of Extratropical Cyclones over East Asia during 1958-2001. *Acta Meteor. Sinica*, 2012, 26(3): 261-277.
- [52] Serreze M C, Carse F, Barry R G, et al. Icelandic Low Cyclonic Activity: Climatological Features, Linkages with the NAO, and Relationship with Recent Changes in Northern Hemisphere Circulation. *J Clim*, 1997, 10: 453-464.
- [53] Sick-möller M, Blender R, Fraedrich K. Observed winter cyclone tracks in the Northern Hemisphere in re-analysed ECMWF data. *Q J R Meteorol Soc*, 2000, 126: 591-620.
- [54] Gulev S K, Zolina O, Grigoriev S. Extratropical Cyclone Variability in the Northern Hemisphere Winter from the NCEP/NCAR Reanalysis Data. *Clim Dyn*, 2001, 17: 795-809.
- [55] Ulbrich U, Leckebusch G C, Pinto J G. Extratropical cyclone features in present and future climate: A review. *Theor Appl Climatol*, 2009, 96: 117-131.
- [56] 张颖娴, 丁一汇, 李巧萍. 北半球温带气旋活动和风暴路径的年代际变化. *大气科学*, 2012, 36(5): 912-928.
- [57] Mak M, Deng Y. Diagnostic and dynamical analyses of two outstanding aspects of storm tracks. *Dyn Atm Ocean*, 2007, 43: 80-99.
- [58] Bengtsson L, Hodges K I, Roeckner E. Storm tracks and climate change. *J Clim*, 2006, 19: 3518-3543.
- [59] McCabe G J, Clark M P, Serreze M C. Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity. *J Clim*, 2001, 14: 2763-2768.
- [60] Raible C C, Della-Marta P, Schwierz C, et al. Northern Hemisphere extratropical cyclones: a comparison of detection and tracking methods and different reanalyses. *Mon Wea Rev*, 2008, 136: 880-897.

- [61] Schneidereit A, Blender R, Fraedrich K, et al. Icelandic climate and North Atlantic cyclones in ERA-40 reanalyses. *Meteorol Z*, 2007, 16: 17-23.
- [62] Bartholy J, Pongrácz R, Pattantyús-Ábrahám M. European cyclone track analysis based on ECMWF ERA-40 data sets. *Int J Climatol* 2006, 26: 1517-1527.
- [63] Serreze M C, Box J E, Barry R G, et al. Characteristics of Arctic synoptic activity, 1952-1989. *Meteorol Atmos Phys*, 1993, 51: 147-164.
- [64] Serreze M C. Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic. *Atmos-Ocean*, 1995, 33: 1-23.
- [65] Zhang X D, Walsh J E, Zhang J, et al. Climatology and interannual variability of arctic cyclone activity 1948-2002. *J Clim*, 2004, 17: 2300-2317.
- [66] Trigo I F. Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: A comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. *Clim Dyn*, 2006, 26: 127-143.
- [67] Graham N E, Diaz H F. Evidence for Intensification of North Pacific Winter Cyclones since 1948. *Bull Amer Meteor Soc*, 2001, 82: 1869-1893.
- [68] Favre A, Gershunov A. Extra-tropical cyclonic/anticyclonic activity in North-Eastern Pacific and air temperature extremes in Western North America. *Clim Dyn*, 2006, 26: 617-629.
- [69] Simmonds I, Keay K. Surface fluxes of momentum and mechanical energy over the North Pacific and North Atlantic Oceans. *Meteorol Atmos Phys*, 2002, 80: 1-18.
- [70] Maheras P, Flocas H A, Patradas I, et al. A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: Spatial and temporal distribution. *Int J Climatol*, 2001, 21: 109-130.
- [71] Trigo I F, Davies T D, Bigg G R. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *J Clim*, 1999, 12: 1685-1696.
- [72] Barry R G, Chorley R J. *Atmosphere, weather and climate*. London: Routledge, 1992.
- [73] Bartholy J, Pongrácz R, Pattantyús-Ábrahám M. Analyzing the genesis, intensity, and tracks of western Mediterranean cyclones. *Theor Appl Climatol*, 2009, 96: 133-144.
- [74] 王艳玲. 近50a东亚-西太平洋温带气旋活动的气候特征及异常分析. 南京: 南京信息工程大学硕士论文, 2005.
- [75] 王艳玲, 郭品文. 春季北方气旋活动的气候特征及与气温和降水的关系. *南京气象学院学报*, 2005, 228(3): 391-397.
- [76] 姚素香, 张耀存, 周天军. 近50a春季东亚温带气旋活动频数的气候特征及其变化. *南京气象学院学报*, 2003, 26(3): 317-323.
- [77] 王新敏. 东亚北方温带气旋的变化及其对中国北方沙尘暴的影响研究. 南京: 南京信息工程大学硕士论文, 2007.
- [78] 王新敏, 邹旭恺, 翟盘茂. 北半球温带气旋的变化. *气候变化研究进展*, 2007, 3(3): 154-157.
- [79] 张颖娴, 丁一汇, 李巧萍. ERA40再分析资料揭示的北半球和东亚地区温带气旋生成频率变化. *气象*, 2012, 38(6): 646-656.
- [80] Sanders F, Gyakum J R. Synoptic-dynamic climatology of the "bomb". *Mon Wea Rev*, 1980, 108: 1589-1606.
- [81] IPCC. Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2012.
- [82] Raible C C, Blender R. North hemisphere midlatitude cyclone variability in GCM-simulations in different ocean representations. *Clim Dyn*, 2004, 22: 239-248.
- [83] Pinto J G, Spanghel T, Ulbrich U, et al. Assessment of winter cyclone activity in a transient ECHAM4-OPYC3 GHG experiment. *Meteorol Z*, 2006, 15: 279-291.
- [84] Blender R, Schubert M. Cyclone tracking in different spatial and temporal resolutions. *Mon Wea Rev*, 2000, 128: 377-384.
- [85] Zolina O, Gulev S K. Improving the accuracy of mapping cyclone numbers and frequencies. *Mon Wea Rev*, 2002, 130: 748-759.
- [86] Ulbrich U, Pinto J G, Kupfer H, et al. Changing Northern Hemisphere storm tracks in an ensemble of IPCC climate change simulations. *J Clim*, 2008, 21: 1669-1679.
- [87] Raible C C, Yoshimori M, Stocker T F, et al. Extreme midlatitude cyclones and their implications to precipitation and wind speed extremes in simulations of the maunder minimum versus present day conditions. *Clim Dyn*, 2007, 28: 409-423.
- [88] Orlanski I. A new look at the Pacific storm track variability: Sensitivity to tropical SSTs and upstream seeding. *J Atmos Sci*, 2005, 62: 1367-1390.
- [89] Chang E K M. The impact of wave packets propagating across Asia on Pacific cyclone development. *Mon Wea Rev*, 2005, 133: 1998-2015.
- [90] 张颖娴. 北半球温带气旋的气候学及其变率研究. 北京: 中国气象科学研究院博士论文, 2012.
- [91] Pinto J G, Ulbrich U, Leckebusch G C, et al. Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Clim Dyn*, 2007, 29: 195-210.
- [92] Löptien U, Zolina O, Gulev S, et al. Cyclone life cycle characteristics over the Northern Hemisphere in coupled GCMs. *Clim Dyn*, 2008, 31: 507-532.
- [93] Roeckner E, Brokopf R, Esch M, et al. Sensitivity simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J Clim*, 2006, 19: 3771-3791.
- [94] Knippertz P, Ulbrich U, Speth P. Changing cyclones and surface wind speeds over North Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Clim Res*, 2000, 15: 109-122.
- [95] Watterson I G. The intensity of precipitation during extratropical cyclones in global warming simulations: A link to cyclone intensity? *Tellus A*, 2006, 58: 82-97.
- [96] Froude L S R, Bengtsson L, Hodges K I. The predictability of extratropical storm tracks and the sensitivity of their prediction to the observing system. *Mon Wea Rev*, 2007, 135: 315-333.
- [97] Froude L S R, Bengtsson L, Hodges K I. The prediction of extratropical storm tracks by the ECMWF and NCEP ensemble prediction systems. *Mon Wea Rev*, 2007b, 135: 2545-2567.
- [98] Lambert S J, Fyfe J C. Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Clim Dyn*, 2006, 26: 713-728.
- [99] Finnis J, Holland M M, Serreze M C, et al. Response of northern hemisphere extratropical cyclone activity and associated precipitation to climate change, as represented by the community climate system model. *J Geophys Res*, 2007, 112.
- [100] Pinto J G, Fröhlich E L, Leckebusch G C, et al. Changes in storm loss potentials over Europe under modified climate conditions in an ensemble of simulations of ECHAM5/MPIOM1. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 2007, 7: 165-175.
- [101] Pinto J G, Zacharias S, Fink A H, et al. Environmental factors contributing to the development of extreme cyclones and their relationship with NAO. *Clim Dyn*, 2009, 32: 711-737.
- [102] Leckebusch G C, Ulbrich U. On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. *Glob Planet Change*, 2004, 44: 181-193.
- [103] Leckebusch G C, Koffi B, Ulbrich U, et al. Analysis of frequency and intensity of winter storm events in Europe on synoptic and regional scales from a multi-model perspective. *Clim Res*, 2006, 31: 59-74.
- [104] Jiang J, Perrie W. The impacts of climate change on autumn North Atlantic midlatitude cyclones. *J Clim*, 2007, 20: 1174-1187.
- [105] Lionello P, Dalan F, Elvini E. Cyclone in the Mediterranean Region: the present and the doubled CO₂ climate scenarios. *Clim Res*, 2002, 22: 147-159.
- [106] Geng Q, Sugi M. Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosols-study with a high-resolution AGCM. *J Clim*, 2003, 16: 2262-2274.
- [107] Gaertner M A, Jacob D, Gil V, et al. Tropical cyclones over the Mediterranean Sea in climate change simulations. *Geophys Res Lett*, 2007 34: L14711.

城市极端高温灾害研究综述

扈海波¹ 熊亚军²

(1 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089; 2 北京市气象台, 北京 100089)

摘要: 极端高温是一种危害性较大的灾害性天气, 对人体健康的影响较大。它的发生发展既与天气尺度的环流系统有关, 又与城市热岛效应、下沉增温和地形等因素相关。从高温的气候特征、高温与环流的关系及高温灾害的风险评估及预警三个方面, 对城市高温气象灾害的相关研究成果进行了简要回顾, 期望从已有的文献中梳理城市高温灾害研究的重点及主要发展方向。

关键词: 高温热浪, 风险评估, 预警

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.01.002

A Research Summary of Extreme Heat Wave

Hu Haibo¹, Xiong Yajun²

(1 The Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing 100089

2 Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089)

Abstract: The high temperature is a kind of disastrous weather with serious harmfulness. Its occurrence and development are not only be related to the warm atmospheric circulation, but also have a connection with other factors such as heat island effect, subsidence and temperature increasing as well as terrain. In the paper, a brief retrospect has been made that many scientists have achieved research results in the basic characteristics, the formative causes of high temperature meteorological disaster, risk assessment of disaster and so on. At the same time, this paper systematically reveals some advances in studying high temperature meteorological disasters.

Keywords: heat wave, risk assessment, warning

0 引言

近100年(1906—2005年)地球表面的平均温度上升了0.74℃, 近50a的线性增温速率为0.13℃/10a, 1850年以来最暖的12个年份中有11个出现在1995—2006年^[1]。在全球气候变暖背景下, 近年我国也频繁遭遇高温热浪灾害, 例如, 2006年的川渝地区的高温及伴随的旱灾对农业、电力供应等造成巨大影响, 也出现了大量人员因热死亡事故。鉴于高温灾害的影响越来越严重, 国内外针对高温气象灾害的研究也不少。20世纪90年代以前的研究侧重于高温灾害的天气预报方法及应用研究。90年代以后, 有关大气环流与高温天气影响方面的研究较多; 高温作为一种极端天气及气候事件, 高温日数的增加是全球气候变暖的证据之一, 其时空变率的研究也在90年代开始兴起。2000年以后, 随着城市化的发展, “热岛效应”和全球变暖对极端高温事件的开始引起人们的关注, 而有关城市高温气象灾害的风险评估及预警方面的研

究近年来逐渐受到重视。

本文试图对有关城市高温气象灾害的研究进行回顾, 重点从高温气象灾害的气候特征、高温热浪与大气环流的关系以及高温热浪风险评估及预警三个方面进行阐述。希望本综述能对高温灾害研究的深入开展、拓宽高温热浪减灾对策研究的思路起到抛砖引玉的作用。

1 高温灾害的气候特征

1.1 高温日数的变化趋势和周期性

IPCC第二次研究报告指出, 高温及干旱作为一种极端天气及气候事件, 高温日数正逐渐增加。Zhai等^[2]分析了1951—1999年中国200个气象站的高温日数变化特征, 认为中国的高温日数整体呈现略微减少的趋势。高荣等^[3]利用中国541个站的最高气温资料, 分析了高温日数的时空变化特征, 发现吐鲁番盆地和江南是高温日数的高值中心, 认为从1951—2006年中国各区域的高温日数均呈现“增加—减少—增加”的变化趋势。由于时间段不一致, 以上两个研究结果并不矛盾。因为在20世纪90年代左右, 可能存在一个高温日数变化的拐点, 拐点过后中国处于高温日数增多的

收稿日期: 2013年5月31日; 修回日期: 2013年9月12日

第一作者: 扈海波(1970—), Email: hbhu@ium.cn

资助信息: 国家自然科学基金项目(41175099)

阶段。IPCC第四次评估报告也指出,1850年以来最暖的12个年份中有11个出现在1995—2006年。而中国范围内,“高温日数的周期变化”存在明显的区域性差异。中国东部以3~6a的周期变化为主;西部的新疆有准3a的周期变化;重庆则以14~15a的周期振动最强;河南夏季的高温日数则存在2~4a、8~12a的周期变化。

1.2 最高气温与最低气温非对称变化

有学者提出,最高气温与最低气温存在不对称变化,即全球变暖主要发生在夜间^[4-6]。谢庄等^[7]分析了北京最低和最高气温发现:1月份最低气温的倾向率约为0.4℃/10a,7月份最高气温的倾向率为-0.2℃/10a。吴胜安等^[8]研究发现海南极端最高气温的线性增温趋势不能通过显著性检验。孙凤华等^[9]发现东北地区的最高气温的气温趋势系数春夏季约为0.28℃、秋季为0.08℃、冬季为0.34℃,年平均最高气温的趋势系数为0.42℃,而最低气温为0.73℃,两者相差近一倍。江志红等^[10]对比分析了上海近百年来最高和最低气温,发现二者都显著增加,但最低气温的上升趋势明显大于最高气温。在中国的北部、西北部也存在最高气温与最低气温的非对称变化特征^[11-14]。

上述文献表明,中国范围内气温整体呈现增温的趋势。在平均气温、最高气温和最低气温三者当中,最低气温的增温率最大,平均气温次之,最高气温的增幅最小。最高与最低气温之间存在非对称变化。最高气温是整体增幅最小的温度要素,有些城市的增温趋势不显著,部分地区甚至呈阶段性降温趋势。

2 城市高温气象灾害的成因分析

2.1 我国引起高温气象灾害的主要环流形势和影响系统

华北酷暑天气的出现与大环流形势密切相关,大陆副热带高压维持于华北上空是其主要因素,空气下沉增温是酷暑的主要机制,而大城市的热岛效应则可使城区百叶箱气温再增高2℃左右^[15]。孙建华等^[16]利用MM5中尺度模式对1999年6、7月份华北的两段高温过程进行了模拟研究,发现大陆副热带高压中的下沉增温和辐射增温是造成高温酷暑天气的主要原因。北京出现持续高温天气的物理机制可能包括:与河套高压下沉运动相联系的晴空区辐射增温,与暖气团东移相联系的平流增温,以及与下沉运动相联系的绝热增温等^[17]。赵庆云等^[18]利用甘肃省62个气象观测站的研究表明,100hPa南亚高压、300hPa暖中心、500hPa副热带高压闭合单体控制西北地区上空,对流层上下层暖高压中心相对应,且中心位置基本一致时,将

出现大范围、持续性的异常高温天气。常军等^[19]对1991—2005年15年河南典型的大面积持续高温下的环流形势进行普查和分类后发现,与河南省高温有关的环流型主要有两种:贝加尔湖高压型和副热带高压型。贺懿华等^[20]认为西太平洋副热带高压持续稳定控制长江中下游,是造成武汉市高温及强高温过程的主要环流系统。

副热带高压和热带气旋是导致华南地区高温的主要天气系统^[21]。王远超^[22]分析广西的高温天气后认为广西高温的环流形势分别有副高控制型、热带气旋西侧高压型和地面西南暖低压控制型。

2.2 城市高温气象灾害与热岛效应

Manley^[23]把城市地区气温较高的现象称为城市热岛(UHI)后,这一术语沿用至今。Yoshino^[24]、Oke^[25]及Bornstein等^[26]认为在大气清晰度较高、微风天气条件下城市地区气温通常比周边的农村地区高出0~10℃。Souch等^[27]将城市热岛特征归结为:(1)夜晚热岛强度相对较大;(2)全年发生;(3)受风速等气象条件影响较大;(4)在城市核心及主要商业区气温较高。城市热岛首先被认为是城市下垫面地表特征改变的结果,比如水泥及柏油路面、房顶等具有较低反照率(Albedo)从而吸收更多太阳辐射的原因。其次,城市地区树林及灌丛稀少,蒸腾降温效果差;城市建筑物和地表的加热增温强化城市热岛效应;燃料消耗、空调使用及其他人类活动增加了城市地区的人为热排放^[28]等。Rosenzweig等^[29]指出城市热岛加剧了城市地区夏日热浪的致灾能力,给城市居民的人体健康和生活造成严重影响。

谢德寿^[30]通过分析长江中下游地区的沿江城市常在西太平洋副高控制下出现高温酷热天气的现象,提出热岛效应是大城市高温灾害的主要成因。谢庄等^[7]以西郊作为城区代表站,以密云作为郊区代表站,在分析城郊温差的基础上发现,北京的高温不能单一归结于气候变率,热岛效应可能是一个不可忽视的因素。郑柞芳等^[31]应用中尺度模式,对2002年7月14日的一次高温天气过程进行了模拟分析,初步探讨了北京周边特殊地形及城市环境对高温强度的影响,发现地形对北京城区气温的影响主要是通过焚风效应来实现的,它加剧了背风坡一侧平原地区高温的强度。当西部、北部山区地形高度减小后,焚风效应也会减弱,相应的背风坡气温增幅减小。高温天气与暖性环流系统有较好的对应关系。鉴于目前气象系统业务模式对于大的环流形势有较好的预报能力,因此对气象部门而言,在中短期范围内,对高温天气的趋势预报

要相对容易。但高精度的高温天气预报,不能忽视下沉增温和“热岛效应”等其他因素的影响。对于高温灾害风险评估及区划,则也应该注重城市热岛效应对评估及区划结果的影响,从空间精度上体现城市热岛效应的空间差异,这样才能更好地为城市高温热浪灾害风险管理提供决策依据。

2.3 温湿条件对高温热浪致灾因子特征的影响

目前气象台主要通过预报最高气温这一气象要素,来反映第二天的冷热程度。但实际上,在不同的湿度等要素下,人体对同一气温的感觉并不一致。1955年Burton等^[32]描述了湿度对人体舒适感的影响,总结出当气温适中时,大气湿度变化对人体舒适度影响较小,当气温较高或较低时,湿度变化才对人体的温湿感产生影响。20世纪40年代Yagtou^[33]根据人体在不同气温、湿度和风速条件下所产生的热感觉指标提出了实感气温。温湿指数(Temperature Humidity Index, THI)综合反映了温度和相对湿度两个因子对人体热感的影响,是衡量舒适度的一项重要指标^[34]。谢雯等^[35]利用MODIS遥感的地表温度和地面水汽压数据来反演中国温湿指数的时空分布。陈正洪等^[36]计算了湖北的温湿指数(ID)并进行试验,结果表明:ID ≥ 80 ,绝大多数人均感不适;ID ≥ 75 ,半数人身感不适;ID ≥ 70 ,少数人(10%)感到不适;ID为60~65,大部分人感到舒适。国外在针对高温天气对人体健康影响分析及发展趋势研究过程中,注重高温气象条件对人体感官的影响^[37]。因此,基于人体热量平衡模式,涉及温度及湿度条件的体感温度(Apparent Temperature, AT)指标被更多地应用于高温热浪对人体健康(导致热死亡)的影响分析中。美国天气局则进一步采用具有操作性的体感温度指标——“热指数”作为城市热环境监测及预警的指标。Andrew等^[38]选用品感温度分析了美国1949—2010年各测站的极端高温天气变化情况,发现高温日的最低AT的增长趋势比较明显,44%的测站呈现增长趋势;20%测站的极端最高AT呈现增长趋势,并主要分布在西部地区。Andrew认为尽管从AT上看高温灾害性天气日数呈现比较明显的增长趋势,但高温热浪对人类的危害程度,尤其是对人体健康的影响还与人口老龄化、空调设备的大量使用等高温灾害脆弱性、风险暴露等因素有关。Sheridan等和Kalkstein等^[39-41]同样基于气温及湿度条件来分析高温热浪或极端冷湿天气对人体健康的影响。

3 城市高温气象灾害风险评估与预警

2007年中国气象局最新颁布的《气象灾害预警

信号发布和传播办法》把高温气象灾害分为三个级别:较重高温(黄色预警),连续三天日最高气温将在35℃以上;严重高温(橙色预警),24小时内最高气温在37℃以上40℃以下;特别严重高温(红色预警),最高气温高于40℃。然而从精细化的角度考虑,完全依靠这类指标来进行高温灾害预警显然是不够的。高温热浪灾害的防治首先要做到的是基于风险管理模式的风险评估及区划,然后则是融入业务工作的高温热浪预警。

由于全球气候变暖、城市化过程的加快,以及人口老龄化所导致的高温灾害脆弱性特征的突显,使得高温对人类社会的影响越来越严重,尤其对人体健康的影响^[42]。高温与人类日常生活息息相关,在城市地区,高温会影响电力、供水等城市生命线系统的正常运行。因此高温灾害一直受到人们的密切关注。国内外关于高温天气预报的研究很多,但关于高温灾害的风险评估直到最近才逐渐引起国内研究者的重视。扈海波等^[43]从可预报性、可规避性及人工干预能力等方面分析了北京市奥运期间气象灾害的风险承受与控制能力,对北京奥运期间的雷电、冰雹、大风、高温、暴雨、大雾和霾这七种主要的气象灾害进行风险排序,确认高温风险最大(图1)。这种风险分析及排序对大型社会活动期间的灾害风险控制及防范具有重要参考价值。陈见等^[44]利用高温范围、高温持续时间作为高温危害的评估指标,综合评估了一次高温过程的灾害影响程度。扈海波等^[45]利用地理信息系统研究气象灾害事件的数学形态学特征时,以高温灾害为例,从下垫面的社会经济、环境构成情况等特征中提取数学形态学滤波中的目标函数,在观测要素值的空间离散化图谱上进行动态腐蚀或膨胀操作,最终完成高温灾害给北京中关村附近地区造成影响的空间图谱化特征(图2)。总之,高温灾害的风险评估有助于高温风险管理,有助于进行高温风险规避及风险控

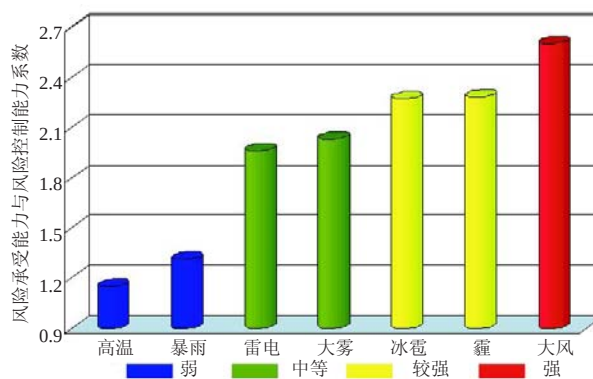


图1 奥运期间气象灾害风险评估(高温排在首位)

制。当然要将高温灾害的防治完全落实到实际,还应积极做好高温灾害的预警工作。



图2 根据下垫面类型数学形态动态膨胀腐蚀结果图叠加绿地和水体后高温对城市的影响程度(试验区域为北京城区中关村附近)

国外在高温热浪预警研究及应用上的做法非常值得借鉴。按照灾害学理论,人是高温灾害的主要承灾体,而人体健康是其主要的影响方面。国外的高温热浪灾害预警系统则主要针对高温对人体健康造成的影响,以及其可能导致人员因热死亡的情况来实施。美国的酷热天气健康预警系统(HHWS)在空间化天气分型(Spatial Synoptic Classification)的基础上根据未来高温天气的变化情况来评估这类天气可能会导致的因热死亡人数^[46]。非常有趣的是这类天气分型方法少了些学术气息,而对高温热浪的防治更加实用,更有针对意义。它主要从气温及湿度等要素出发将天气类型划分成“干热”(Dry Tropical)、“湿热”(Moist Tropical)、“极端湿热”(Moist Tropical)等类型。HHWS系统建立不同天气分型状况下的因热死亡人数与温度条件之间的定量评估关系,比如分步回归等,来识别高温灾害风险,并完成城市高温热浪的预警。Kalkstein等^[41]根据1975—2004年美国各大城市的因热死亡人口数据及高温热浪事件资料,评比HHWS系统在降低因热死亡人数方面起到的效果,认为这类系统确实使得许多大城市的因热死亡人数显著下降,具有不错的效果。

4 城市高温灾害研究的重点及主要发展方向

随着世界人口不断增加,全球变化和城市化进程逐渐深入,加之自然生态环境状况的恶化,高温天气的出现将更加频繁,强度将越来越大,“温室效应”和“热岛效应”等影响范围也将越来越广,而人类面对高温灾害的脆弱性也在不断加大。我们认为城市高温灾害研究应该着重于以下几个方面。

1) 高温灾害天气学成因的研究。着重对引发高温气象灾害的主要环流形势和影响系统的研究及天气学机理研究,以及高温灾害与城市热岛的研究。这对高温灾害成因分析,灾害预警及预测均有重要的作用。

2) 高温灾害气候学背景分析。充分预测高温灾害的变化发展趋势,对高温灾害的预警及有效防御和应对具有显著的作用。

3) 高温灾害风险评估预警的研究。重新梳理高温灾害风险预警指标,从精细化的气象服务需求出发,搭建适合不同地区、不同气候背景下的高温灾害风险预警指标。实施基于风险管理模式的风险评估及区划,并将之融入高温热浪预警业务工作。

4) 基于高温灾害风险评估及区划的高温灾害风险管理机制研究。加强高温灾害风险管理,有助于进行高温风险规避及风险控制,将高温灾害的防治完全落实到实际,积极应对高温灾害预警。

5) 高温天气对人体健康的影响研究。由于高温灾害性天气日数呈现比较明显的增长趋势,但高温热浪对人类危害程度,尤其是对人体健康的影响还与人口老龄化、空调设备的大量使用等高温灾害脆弱性、风险暴露等因素有关。这方面的研究对建立有效的高温灾害防御、预警及规避机制至关重要。

5 总结

1) 作为全球变暖的证据之一,高温日数目前处于整体增多阶段。但尚没有直接证据表明,高温日数的时空变化幅度与全球平均温度变化存在较为严格的对应关系。高温日数变化趋势和周期的区域性差异进一步表明,高温的发生发展既与天气尺度的暖性环流系统有关,又与城市热岛效应、下沉增温和地形等因素存在联系,研究局地高温天气时,要考虑多种因素的影响。

2) 中国区域最高气温和最低气温的非对称变化研究表明,最低气温和最高气温都在增加,但最低气温的上升趋势明显大于最高气温。最高气温、最低气温和平均气温三个气象要素中,最高气温的增幅最小,局地可能还存在阶段性负降温。

3) 高温天气与大的暖性环流系统有较好的对应关系,其中最主要的系统是副热带高压。地面的暖性低压系统也是产生高温天气的成员之一。另外,热岛效应、下沉增温等效应对高温天气的出现也有一定关系。鉴于目前气象系统业务模式对于大的环流形势有较好的预报能力,因此对气象部门而言,在中短期范围内,对高温天气的趋势预报要相对容易。但高时空分辨率的高温天气预报及高温灾害风险评估及区划必须考虑局地地理、地形特征及“热岛效应”等相关因素。利用业务模式的环流预报产品,进行二次开发,建立本地化的精细化高温预报、风险评估及预警系统,依然是各地气象部门的主要科研任务之一。

4) 最高气温是温湿指数、闷热指数等舒适度指标中最主要的气象要素。当温度超过某一阈值时,湿度和风速等其他气象要素对舒适度指数的作用较大。确定合理的高温阈值及超过阈值后,引入湿度和风速,建立本地化的温湿指数方程不但是专业气象服务的重要内容,也是灾害风险评估及区划的侧重点,而且高温热浪的预警也需要建立在温湿指标基础上。

5) 高温灾害风险评估除了注重致灾因子(高温天气的环流形势)等方面的研究,也应该着重分析下垫面的脆弱性和脆弱性因子。人是高温灾害的主要承灾体,所以高温灾害的风险评估及预警可完全依赖于高温对人体健康的影响来进行分析、评估及预警。在高温热浪的预警应用上作者推荐美国HHWS系统的运作方法。

参考文献

- [1] 秦大河,陈振林,罗勇,等.气候变化科学的最新认知.气候变化研究进展,2007,3(2): 63-73.
- [2] Zhai P M, Pan X H. Trends in temperature extremes during 1951-1999 in China. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(17): 1-4.
- [3] 高荣,王凌,高歌. 1956—2006年中国高温日数的变化趋势.气候变化研究进展,2008,4(3): 177-180.
- [4] Karl T R, Jones P D, Knight R W, et al. A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1993, 74(6): 1007-1023.
- [5] Bonan G B. Observational evidence for reduction of daily maximum temperature by croplands in the Midwest United States. *Journal of Climate*, 2001, 14(11): 2430-2442.
- [6] Brunetti M, Buffoni L, Maugeri M, et al. Trends of minimum and maximum daily temperatures in Italy from 1865 to 1996. *Theoretical and Applied Climatology*, 2000, 66: 49-60.
- [7] 谢庄,曹鸿兴. 北京最高、最低气温的非对称变化.气象学报, 1996, 54(4): 501-507.
- [8] 吴胜安,张永领,杨金虎. 海南岛最高和最低气温的非对称变化.热带气象学报,2006,22(6): 667-671.
- [9] 孙凤华,杨修群,路爽,等. 华东北地区平均、最高、最低气温时空变化特征及对比分析.气象科学,2006,26(2): 157-163.
- [10] 江志红,丁裕国. 近百年上海气候变暖过程的再认识——平均温度与最低、最高温度的对比.应用气象学报,1999(2): 151-159.
- [11] 王菱,谢贤群,苏文,等. 中国北方地区50年来最高和最低气温变化及其影响.自然资源学报,2004,19(3): 337-343.
- [12] 马晓波. 中国西北地区最高、最低气温的非对称变化.气象学报,1999,57(5): 613-621.
- [13] 林纾,吴红. 兰州最高最低气温的非对称变化.气象科技,2004,32(6): 444-449.
- [14] 杜军. 西藏高原最高、最低气温的非对称变化.应用气象学报,2003,14(4): 437-444.
- [15] 谢庄,崔继良,刘海涛,等. 华北和北京的酷暑天气 I. 历史概况及个例分析.气候与环境研究,1999,4(4): 323-333.
- [16] 孙建华,陈红,赵思雄,等. 华北和北京的酷暑天气 II. 模拟试验和机理分析.气候与环境研究,1999,4(4): 334-345.
- [17] 钱婷婷,王迎春,郑社芳,等. 造成北京连续高温的河套高压结构分析.应用气象学报,2005,16(2): 167-173.
- [18] 赵庆云,赵红岩,王勇. 甘肃省夏季异常高温及其环流特征分析.中国沙漠,2007,27(4): 639-643.
- [19] 常军,李素萍,余卫东,等. 河南夏季高温气候特征及500hPa环流型.气象科技,2007,35(6): 776-780.
- [20] 贺懿华,谌伟,李才媛,等. 武汉市盛夏高温气候特征和成因及预报.气象科技,2007,35(6): 809-813.
- [21] 涂建文,许连丰. 影响珠海夏季高温的天气系统类型.气象研究与应用,2007,28(增刊 II): 43-44.
- [22] 王远超. 广西东南部高温灾害气候特征分析.灾害学,2004,19: 34-38.
- [23] Manley G. On the frequency of snowfall in metropolitan England. *Q J R Meteorol Soc*, 1958, 84: 70-72, doi:10.1002/qj.49708435910.
- [24] Yoshino M. Climate in a Small Area. Tokyo: University of Tokyo Press, 1975.
- [25] Oke T R. Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: comparison of scale model and field observations. *J Climatol*, 1981, 1: 237-254, doi:10.1002/joc.3370010304.
- [26] Bornstein R D, Oke T. Influence of pollution on urban climatology. *Adv Environ Sci Eng*, 1980, 3: 171-202.
- [27] Souch C, Grimmond S. Applied climatology: Urban climate. *Prog Phys Geogr*, 2006, 30: 270-279, doi:10.1191/0309133306pp484pr.
- [28] Oke T R. The energetic basis of the urban heat island. *Q J R Meteorol Soc*, 1982, 108: 1-24.
- [29] Rosenzweig C, Solecki W D, Parshall L, et al. Characterizing the urban heat island in current and future climates in New Jersey. *Global Environ Change B. Environ Hazards*, 2005, 6: 51-62, doi:10.1016/j.hazards.2004.12.001.
- [30] 谢德寿. 城市高温灾害及其预防.灾害学,1994,9(3): 29-33.
- [31] 郑枏芳,王迎春,刘伟东. 地形及城市下垫面对北京夏季高温影响的数值研究.热带气象学报,2006,22(6): 672-676.
- [32] Burton A C, Snyder R A, Leach W G, et al. Damp could versus dry could specific effects of humidity in heat exchange of unclothed men. *J App Physiol*, 1955, 8: 269-278.
- [33] Yaghtou C P. A method for improving the effective temperature index. *ASHVE Trans*, 1947, 53: 307-309.
- [34] Tromp S W. Medical Biometeorology. Amsterdam: Elsevier, 1963: 211-219.
- [35] 谢雯,任黎秀,姜立鹏. 基于MODIS数据的旅游温湿指数时空分布研究.地理与地理信息科学,2006,22(5): 31-35.
- [36] 陈正洪,王祖承,张鸿雁. 炎(闷)热指数在武汉市的试用、修订及检验.湖北气象,2000,3: 23-25.
- [37] Robinson P J. On the definition of a heat wave. *J Appl Meteor*, 2001, 40: 762-775.
- [38] Andrew G, John D. Trends in extreme apparent temperatures over the United States, 1949-2010. *J Appl Meteor*, 2011, 50: 1650-1653.
- [39] Sheridan S C, Kalkstein A J. Seasonal variability in heat-related mortality across the United States. *Nat Hazards*, 2010, 55: 291-305, doi: 10.1007/s11069-010-9526-5.
- [40] Sheridan S C, Kalkstein A J, Kalkstein L S. Trends in heat-related mortality in the United States, 1975-2004. *Nat Hazards*, 2009, 50: 145-160.
- [41] Kalkstein L S, Greene S, Mills D M, et al. An evaluation of the progress in reducing heat-related human mortality in major U.S. cities. *Nat Hazards*, 2011, 56: 113-129.
- [42] Lubert G, McGehee M. Climate change and extreme heat events. *Amer J Prev Med*, 2008, 35: 429-435.
- [43] 扈海波,熊亚军,董鹏捷,等. 北京奥运期间(6—9月)气象灾害风险评估.北京:气象出版社,2009.
- [44] 陈见,李艳兰,高安宁,等. 广西高温灾害评估.灾害学,2007,22(3): 24-27.
- [45] 扈海波,王迎春,刘伟东. 气象灾害事件的数学形态学特征及空间表现.应用气象学报,2007,18(6): 801-809.
- [46] Kalkstein L S, Jamason P J, Greene J S, et al. The Philadelphia hot weather health watch/warning system: Development and application, Summer, 1995. *Bull Am Meteorol Soc*, 1996, 77: 1519-1528.

城市陆面模式研究进展与展望

孟春雷

(中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089)

摘要: 城市陆面模式对于城市精细化天气预报以及城市化气候效应研究至关重要。从城市陆面模式发展、城市陆面模式参数化、城市陆面模式同化、城市陆面模式应用等四个方面总结了近年来国内外城市陆面模式研究进展。指出了当前城市陆面模式发展所面临的主要问题, 并且提出了今后进一步研究的主要方向。

关键词: 城市陆面模式, 城市地气相互作用, 城市精细化天气预报, 城市化气候效应

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.01.003

Review and Prospect of Urban Land Surface Model Research

Meng Chunlei

(Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing 100089)

Abstract: Urban land surface model is crucially important in urban refined weather forecasting and research of climate effect of urbanization. This paper reviews the research progress of urban land surface model in four aspects. They are urban land surface model development, urban land surface model parameterization, urban land surface model assimilation, and urban land surface model application respectively. The main problems which exist now referring to urban land surface model development are pointed out, and the main research directions in the future are put forward hereafter.

KeyWords: urban land surface model, urban land-atmosphere interaction, urban refined weather forecast, climate effect of urbanization

0 引言

全球变化研究因为关系到人类社会的未来及可持续发展, 正引起世界各国高度重视。全球气候变暖是全球变化研究的核心问题, 世界各国对此已达成共识。全球变暖的原因起初归结为温室气体的排放, 不过近年来的研究表明, 土地利用的改变(包括城市化、农业化以及森林砍伐), 尤其是城市化导致的全球变暖不容忽视^[1], 在城市化发展迅速的地区, 特别是我国东部地区, 城市化与温室气体排放导致的全球变暖具有相同的量级^[2-3]。目前我国正处于城镇化的快速发展阶段, 快速城市化进程将引起区域气候与环境的变化。如何减缓快速城市化带来的影响, 保证国民经济可持续发展, 建设生态宜居城市, 是目前面临的一个重大课题。

城市地表特征的研究是城市化气候效应研究的核心, 城市地表特征变化改变了城市下垫面动力、热力及水力特性, 改变了地气间辐射收支、动量通量、能量平

衡和水分循环过程, 从而对天气气候产生影响。准确模拟城市地气间能量、动量与水分的交换需要基于城市陆面能量与水分平衡观测试验及分析结果, 建立能够精确描述城市陆气相互作用及陆面能量与水分平衡特征, 并且可以与天气气候模式耦合的城市陆面模式。

1 城市陆面模式发展

通用陆面模式^[4-5]对城市的描述普遍过于简单, 通常只有一种城市地表分类, 把城市作为具有不同热传导特性的平坦裸地(slab), 适用裸地的能量平衡和控制方程。传统上, 陆面模式对于城市效应的处理仅通过改变下垫面动力、热力特征参数来体现^[6-7], 通过改变地表特征参数来隐式体现城市作用, 例如以较大的粗糙度表示城市建筑物对气流的拖曳作用, 以较低的反射率表示城市对辐射的截获作用, 以高热容量表示城市的热储存作用。这种处理的明显缺陷是不能反映城市结构非均一性的影响, 未能详细考虑特殊的城市下垫面几何特征对低层大气动力、热力结构和地表能量平衡的影响, 对城市中重要的人为热排放和建筑热储量没有考虑, 因此导致对城市陆面能量与水分平衡的模拟能力不足, 而成为影响城市气象模拟研究能力的关键因素。为了解决这些问题, 一些学者发展了

收稿日期: 2013年5月31日; 修回日期: 2013年9月9日
作者: 孟春雷(1976—), Email: clmeng@ium.cn
资助信息: 国家自然科学基金项目(41005056; 41375114)

经验模式^[8-9]，这些模式较为简单，可以直接对城市下垫面特征进行模拟，不过它的致命缺陷是这些经验公式都是针对某一个或某一类特殊的城市或区域，不具有通用性。因此，模式不利于进一步推广。

为了精细描述城市化的天气气候效应，在陆面模式中耦合城市冠层模式是一个重要手段。城市地表最为复杂的特性是建筑物的几何结构及地表特性差异，这些差异导致了城市局地扰动的差异性。在中尺度模式中反映这种差异难度较大，其一是模式的水平、垂直分辨率较低不能显式分辨这些差异，其二是缺乏相应的系统的物理过程方案。因此应将城市冠层作为独立的系统考虑，通过通量交换实现与中尺度模式边界层的相互作用。为模拟城市路面、墙壁和屋顶动力和热力效应，Masson^[10]发展了城市能量平衡模式（TEB），Martilli等^[11]在非静力有限体积模式基础上，发展了包括城市建筑物动力作用的建筑能量参数化模式（BEP），Kusaka等^[12]发展了一个单层城市冠层模式（SLUCM）。随着对城市冠层过程认识的深化，城市冠层模式得到进一步发展，并且更多地应用于数值模式中。中尺度模式WRF最新版本WRFv3.5耦合了Noah陆面模式Noah-MP^[13]和公用陆面模式CLM4.0^[14]。其中Noah-MP中的城市模块包括单层城市冠层模式（SLUCM）^[15-16]和多层城市冠层模式（MLUCM）^[17-18]，用户可以自己做出选择。CLM4.0耦合了城市参数化模块CLMU^[19]。

为了比较不同复杂程度的城市能量平衡模式，Grimmond等^[20-21]组织了“国际城市地表能量平衡比较计划”，目的主要是最优城市地表能量平衡方案的确定以及何种复杂程度的模式能够对城市冠层进行较准

确的模拟。结论表明，没有一种模式对于所有参数的模拟结果优于其他模式；简单模式模拟性能和复杂模式基本一致；总体来说潜热通量模拟能力均为最差；模拟结果与参与者提供信息的详细度有关，而和模式本身复杂程度关系不大。这表明尽管城市冠层模式参数化方案非常精细，但对于城市地表特征的机理方面的认识有待进一步加强。

城市陆面模式的发展还需要考虑对城市地表水分平衡和水循环过程的模拟。Grimmond等^[22-23]最早研究了城市水分平衡，建立了城市地区蒸发—截留关系^[24]。之后一些较为复杂的城市水循环模型相继建立^[25]。然而，这些模型均以流域作为研究对象，为了准确描述城市水循环过程，亟需开展可与城市陆面模式耦合的城市水文模式研究。

另一方面，鉴于城市冠层模式及城市水文模式对局地尺度物理过程描述的复杂性与当前气候模式分辨率较低的矛盾，城市陆面数值模拟的另一种研究思路是发展整体城市陆面模式。整体城市陆面模式^[26]在通用陆面模式（CoLM）基础上构建，不需要耦合复杂的城市冠层及水文模式；模式既能模拟城市地表能量平衡特征，又能够模拟城市水分平衡。目前，整体城市陆面模式还需要进一步发展完善，并与气候模式进行耦合以满足城市化气候效应研究的需要。

2 城市陆面模式参数化

和通用陆面模式相比，由于城市下垫面的特点和人类活动的影响，为了精确模拟城市下垫面物理过程，需要对模式进行重新参数化。表1为通用陆面模式与城市陆面模式参数对比。

下面对几个关键变量的参数化方案做一介绍。

表1 通用陆面模式与城市陆面模式参数比较及城市陆面模式参数化方法

参数	通用陆面模式	城市陆面模式	城市陆面模式参数化方法
空气动力学参数	与地表分类有关	与建筑高度有关	经验公式法、观测数据估算法以及激光雷达测量等
反照率	由土壤湿度和颜色决定	由城市下垫面特征决定	卫星遥感反演或者采用经验数据给定
发射率	经验值	经验值	卫星遥感反演或者采用经验数据给定
人为热	0	与城市化程度、人口密度、经济发展、时间等有关	统计方法、遥感方法以及能量平衡余项方法等
土壤质地	砂粒粘粒含量百分比	对于不透水面没有此项	—
热容	由土壤种类决定	由城市下垫面分类决定	对于不透水面可采用沥青混凝土数据
热导率	由土壤种类决定	由城市下垫面分类决定	对于不透水面可采用沥青混凝土数据
孔隙度	由土壤质地决定	0	—
地表饱和湿度	与孔隙度有关	0	—
入渗	与雨强和土壤质地有关	对于不透水面为0	—
径流	与雨强、土壤蒸发和储水能力有关	与城市排水能力有关	采用城市排水标准参数化
地表蒸发	与地表与空气比湿差成正比	对于不透水面蒸发机理不同	可采用潜在蒸发与地表积水深度较小值

2.1 城市空气动力学参数

高低不同的城市建筑导致了城市地表形态的多样性，从而导致地表粗糙度的不均匀性。城市空气

动力学参数包括地表粗糙度、零平面位移、热力学粗糙度等的确定对于城市地气湍流通量及能量平衡研究至关重要。城市空气动力学参数的确定方法包

括经验公式法^[27-28]、观测数据估算法^[29-30]以及激光雷达测量法^[31]等。

2.2 地表反照率与发射率

地表反照率决定了地气间辐射能量分配,从而影响了地表温度、地气间交换通量等参数的模拟。由于城市建筑对光线的多次散射以及辐射截留等作用,城市反照率通常比组成城市的各个表面(例如:道路、墙壁、屋顶)反照率的平均值低^[32]。最简单的反照率参数化方法是直接设定一个比较低的值,例如0.15^[33-34]。反照率的精细参数化需要通过观测来确定^[35-36]或者通过卫星遥感影像^[37-38]来反演。发射率决定了向上长波辐射,从而对地表能量平衡和地表温度产生影响,城市地表由于叶面积指数和植被覆盖率较低,因此发射率偏低,比一般植被覆盖地区偏低4%左右^[37]。

地表反照率与发射率的改变影响了地气间辐射能量收支。地表净辐射可以表示如下:

$$R_n = (1 - \alpha)S_d + (1 - \varepsilon)L_d - \varepsilon\sigma T_g^4, \quad (1)$$

式中, R_n 为地表净辐射, α 为地表反照率, S_d 为下行短波辐射, ε 为地表发射率, L_d 为下行长波辐射, σ 为Stefan-Boltzmann常数, T_g 为地表温度。

由式(1)可以看出,除了地表温度以外,与净辐射有关的地表参数主要包括地表反照率和发射率。城市地表反照率与发射率偏低均可以导致净辐射偏高。

2.3 城市人为热

由于人类活动、工业生产、化石燃料燃烧、交通尾气排放等因素导致城市地区特有的人为热排放研究是近年来的热点。人为热影响了地表能量平衡,是形成城市热岛效应的重要原因。人为热可随时间、季节以及不同城市的变化而发生变化。Grimmond等^[39]将人为热排放引入到城市地表能量平衡方程中,人为热参数化方法可分为统计方法^[40, 41-46]、遥感方法^[47]以及能量平衡剩余项方法^[48]等。Sailor等^[49]认为人为热与人口密度有关,共包括交通、热电损耗和新陈代谢三部分。由于太阳短波辐射与地理纬度有关,人为热在地表能量平衡方程中的比重与城市所在地理纬度关系密切。人为热可随时间、季节以及不同城市的变化而发生变化^[46, 50]。

2.4 城市不透水面蒸发

城市化对水文的主要影响是大面积的不透水面取代了自然透水面。不透水面蒸发是城市水文研究的核心,同时蒸散发是陆面模式中最为重要的参数,因为它联系了地表能量平衡与水分平衡。Grimmond等^[22]首先对城市不透水面蒸发进行了参数化。Mitchell等^[51-52]对不透水面蒸发计算方法进行了改进,将不透水面

蒸发定义为潜在水面蒸发与地表积水厚度的较小值。

Aquacycle模式中不透水面蒸发计算方法^[51]如下:

$$E_{\text{imp}} = \min\{E_p, \max[0, (P - D_{\text{rain}})]\}, \quad (2)$$

式中, E_p 为潜在蒸发, P 为降水, D_{rain} 为排水, E_{imp} 为不透水面蒸发。

即使降水小于排水时地表积水深度仍可能大于零,因此式(2)修正如下^[53]:

$$E_{\text{imp}} = \begin{cases} E_p & (W > 0) \\ \min\{E_p, \max[0, (P - D_{\text{rain}})]\} & (W = 0) \end{cases} \quad (3)$$

不透水面蒸发的参数化使得城市不透水面地表积水深度的模拟成为可能,地表积水深度可以表示如下:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - E_{\text{imp}} - D_{\text{rain}}, \quad (4)$$

式中 W 为地表积水深度。

3 城市陆面模式同化

为了提高陆面模式模拟能力,需要将遥感观测资料与陆面模式结合,同时对陆面模式进行同化。自然下垫面下的陆面模式同化已经得到了广泛开展,但城市陆面模式同化仍面临很大挑战^[54]。主要原因是由于城市冠层模式非常复杂,此外由于城市地表特征的高度异质性和破碎性,遥感与观测数据的准确性和代表性很难得到保证。高分辨率城市陆面同化系统(u-HRLDAS)^[55]在UCM的基础上收集了大量(通常为12~18个月)的数据,通过长时间起转过程(spin-up),得到比较稳定的地表参数及通量输出结果。u-HRLDAS能够对晴空下城市地表温度做出较为准确的模拟,但是需要大量、长时间的观测、遥感及再分析数据作为支撑,并且运行时间较长,很难实现业务化运行^[56]。除了地表温度和土壤湿度以外,遥感反演许多其他参数可以应用到城市陆面模式中,以提高模式模拟精度。Jin等^[57]总结了作为气候模式的下垫面,城市陆面模式可利用的遥感可反演参数。

随着整体城市陆面模式的建立,使得传统同化算法(如变分和滤波等)的应用成为可能。国内外很多学者采用变分及滤波方法同化地表温度以及土壤湿度,并且把能量和水分平衡方程作为约束条件^[58-63]。这些方法大多适用于城市陆面模式同化,同时由于城市陆面模式自身的特点,传统同化算法需要进行调整。

4 城市陆面模式应用

4.1 城市精细化天气预报

城市陆面模式与区域数值预报模式耦合可以研究城市化对天气的影响。Liu等^[7]采用加入城市参数化方案的Noah陆面模式与MM5中尺度模式进行耦合,

研究城市化对大气边界层的影响。结果表明,加入城市参数化方案的模式可以显著减少地表风速及白天边界层高度预报偏差。Kusaka等^[64]将UCM与中尺度模式耦合研究城市街谷结构对夜间城市热岛的影响。结果表明,城市街谷结构由于具有墙壁的高热容和较低的天顶视角等特性对夜间城市热岛产生了影响。敏感分析表明,墙壁的高热容在白天起降温作用,在夜间则起到增温作用。较小的天顶视角增加了白天气温。Miao^[65-66]等将WRF/Noah LSM/UCM耦合,研究城市化对城市热岛、降水和边界层的影响。结果表明,城市化显著的影响了水平对流卷(HCRs)的形成。城市对风暴移动与雨强起重要作用,降水的改变程度与城市化程度有关,其中城市的热力作用明显比动力作用重要。Zhang等^[67]采用WRF与Noah LSM耦合,引入精细化北京地表分类数据,研究城市化及未来绿化对北京城区降水的影响。结果表明,城市扩展会导致蒸发的减少、地表温度升高、感热通量增加和较深厚的边界层。这些导致了较少的水蒸气以及边界层内水蒸气更加充分的混合,从而使得对流有效位能降低。总的来说,这些都导致城市降水的减少。城市绿化会导致降水的增加,相对而言,种草对降水的影响比种树更大。Salamanca等^[18]分别将三种不同复杂程度的城市陆面模式与WRF进行耦合,并对模拟结果进行了比较分析。结果表明,简单的整体城市参数化方案足以模拟2m城市气温,不过对于城市热岛效应缓解策略的评估需要采用更复杂的城市陆面参数化方案。Chen等^[68]对WRF城市模拟系统进行了系统的介绍,并且分析了该系统在城市规划、城市环境的等方面的应用前景。

4.2 城市化气候效应研究

城市陆面模式与全球气候模式耦合可以研究全球尺度的城市化气候效应。Oleson等^[19, 69]在全球气候模式(GCM)中加入城市参数化方案,并对城市化的气候效应做了初步评估。结果表明,相对于准确城市区域结构的参数化,模式输入数据的准确性同样重要。城市化导致日最低气温比日最高气温上升得更快。城市热岛的强度与产生时间极大地受到优势气象条件和周边农村环境的影响。McCarthy等^[70]在全球气候模式HadAM3中加入了MOSE^[71]城市陆面方案,并对由CO₂引起全球变化影响和城市化影响的贡献比例进行了估计,研究表明,城市化引起的土地利用改变和人为热对气温升幅的贡献在某些地区与CO₂贡献相当。

4.3 城市交通

城市陆面模式研究在交通上的应用主要是模拟城市地表温度和积雪深度^[72-73]。城市地表温度不仅可以

估计夏季爆胎指数,对于城市积雪融化与结冰的参数化也非常重要。城市积雪深度模拟和预报对于中高纬度国家冬季交通至关重要。

4.4 城市水资源与减灾防灾

城市建筑物和不透水路面取代了自然的植被和土壤,减少了蒸发,大大加快了地表径流,改变了土壤下渗。城市陆面模式^[26, 51]可以模拟城市水循环,从而对城市水资源进行管理,并且预防城市水文灾害,如城市内涝等。

5 展望

目前国内外城市陆面模式发展已经取得了长足的进步,主要包括发展了城市冠层模式并且和中尺度模式耦合进行了业务化天气预报;发展了高分辨率城市陆面同化系统;初步开展了城市化气候效应研究等。但是,和目前国内外城市快速发展进程和各行业需求的紧迫性相比,仍存在很大的不足。未来城市陆面模式研究应重视以下几个方面。

1) 城市地表分类仍较粗糙,使得高分辨率城市地表分类数据无法得到有效利用。Stewart等^[74]提出了城市本地气候区域(Local Climate Zone, 简称LCZ)的概念,即按照类型、形态和功能相近的原则将城市区域划分为不同的本地气候区域,按照本地气候区域类型分别对不同城市地区进行精细地表参数化,是城市地表分类发展方向之一。

2) 由于城市地表分类的多样性,城市地表特征数据库^[75]的建立显得异常重要。模式比较结果也表明,城市数据库详尽程度对于城市陆面模式模拟精度至关重要。

3) 目前国内对于城市地表特征研究仅限于城市冠层模式,对于城市水文模式研究非常缺乏,未来需要建立耦合城市冠层模式与城市水文模式的城市陆面模式。

4) 目前城市气象观测数据已经较为完备,相比较而言,城市地表观测数据包括各种通量观测与地表温湿度观测数据的严重不足,制约了城市陆面模式的发展与验证。遥感观测数据同化是提高城市陆面模式模拟精度的重要手段,目前遥感观测数据利用效率很低,成为城市陆面模式发展的瓶颈之一,城市陆面模式同化还未得到广泛开展。

5) 城市陆面模式发展需要考虑尺度效应问题。不同尺度的天气气候模式对于城市陆面模式复杂程度的需求不同。目前城市陆面模式对于提高城市精细化天气预报准确率的贡献尚不够明确,最新的WRF模式WRF3.5耦合了最新一代陆面模式CLM4.0^[76],今后可

以考虑在CLM4.0的基础上构建城市陆面模式, 提高城市精细化预报准确率。

6) 城市化的区域气候效应已经很明确了, 但全球尺度上城市化的气候效应仍需进一步研究。

参考文献

- [1] Kalnay E, Cai M. Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature*, 2003, 423: 528-531.
- [2] Zhou L, Dickinson R E, Tian Y, et al. Evidence for a significant urbanization effect on climate in China. *P Natl Acad Sci USA*, 2004, 101: 9540-9544.
- [3] Yang X, Hou Y, Chen B. Observed surface warming induced by urbanization in east China. *J Geophys Res*, 2011, 116(D14), doi:10.1029/2010JD015452.
- [4] Chen F, Dudhia J. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon Wea Rev*, 2001, 129: 569-585.
- [5] Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al. The Common Land Model. *Bull Amer Meteor Soc*, 2003, 84: 1013-1023.
- [6] Lynn B H, Carlson T N, Rosenzweig C, et al. A modification to the Noah LSM to simulate heat mitigation strategies in the New York city metropolitan area. *J Appl Meteorol Clim*, 2009, 48: 199-216.
- [7] Liu Y B, Chen F, Warner T, et al. Verification of a mesoscale data-assimilation and forecasting system for the Oklahoma city area during the joint urban 2003 field project. *J Appl Meteorol Clim*, 2006, 45: 912-929.
- [8] Taha H. Modifying a mesoscale meteorological model to better incorporate urban heat storage: A bulk-parameterization approach. *J Appl Meteorol*, 1999, 38: 466-473.
- [9] Grimmond C S B, Oke T. Turbulent heat fluxes in urban areas: Observation and a local-scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS). *J Appl Meteorol*, 2002, 41: 792-810.
- [10] Masson V. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound-Lay Meteorol*, 2000, 94: 357-397.
- [11] Martilli A, Clappier A, Rotach M W. An urban surface exchange parameterization for mesoscale models. *Bound-Lay Meteorol*, 2002, 104: 261-304.
- [12] Kusaka H, Kondo H, Kikegawa Y, et al. A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer and slab models. *Bound-Lay Meteorol*, 2001, 101: 329-358.
- [13] Niu G Y, Yang Z L, Mitchell K E, et al. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *J Geophys Res*, 2011, 116, D12109, doi: 10.1029/2010JD015139.
- [14] Oleson K W, Lawrence D M, Bonan G B, et al. Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM). NCAR Technical Note NCAR/TN-478+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 2010, 257 pp.
- [15] 李晓莉, 何金海, 毕宝贵, 等. MM5模式中城市冠层参数化方案的设计及其数值试验. *气象学报*, 2003, 61(5): 526-539.
- [16] 何晓凤, 蒋维楣, 周荣卫. 一种单层城市冠层模式的建立及数值试验研究. *大气科学*, 2009, 33(5): 981-993.
- [17] 王咏薇, 蒋维楣. 多层城市冠层模式的建立及数值试验研究. *气象学报*, 2009, 67(6): 1013-1024.
- [18] Salamanca F, Martilli A, Tewari M, et al. A study of the urban boundary layer using different urban parameterizations and high-resolution urban canopy parameters with WRF. *J Appl Meteorol Clim*, 2011, 50: 1107-1128.
- [19] Oleson K W, Bonan G B, Feddema J, et al. An urban parameterization for a global climate model. Part I: Formulation and evaluation for two cities. *J Appl Meteorol Climatol*, 2008, 47: 1038-1060.
- [20] Grimmond C S B, Blackett M, Best M, et al. The international urban energy balance models comparison project: First result from phase 1. *J Appl Meteorol Clim*, 2010, 49: 1268-1292.
- [21] Grimmond C S B, Blackett M, Best M J, et al. Initial results from phase 2 of the international urban energy balance models comparison project. *Int J Climatol*, 2011, 31: 244-272.
- [22] Grimmond C S B, Oke T R, Steyn D G. Urban water balance 1. A model for daily totals. *Water Resour Res*, 1986, 22(10): 1397-1403.
- [23] Grimmond C S B, Oke T R. Urban water balance 2. Results from a suburb of Vancouver, British Columbia. *Water Resour Res*, 1986, 22(10): 1404-1412.
- [24] Grimmond C S B, Oke T R. A evapotranspiration-interception model for urban areas. *Water Resour Res*, 1991, 27(7): 1739-1755.
- [25] Mitchell V, Mein R, McMahon T. Modelling the urban water cycle. *J Environ Model Softw*, 2001, 16: 615-629.
- [26] 孟春雷, 戴永久. 城市陆面模式设计及检验. *大气科学*, 2013, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12185.
- [27] Grimmond C S B, King T S, Roth M, et al. Aerodynamic roughness of urban area derived from wind observations. *Bound-Lay Meteorol*, 1998, 89: 1-24.
- [28] Grimmond C S B, Oke T. Aerodynamic properties of urban area derived from analysis of surface form. *J Appl Meteorol*, 1999, 38: 1261-1292.
- [29] 高志球, 卞林根, 逯昌贵, 等. 城市下垫面空气动力学参数的估算. *应用气象学报*, 2002, 13(增刊): 26-33.
- [30] Kanda M, Kanega M, Kawai T, et al. Roughness lengths for momentum and heat derived from outdoor urban scale models. *J Appl Meteor Climatol*, 2007, 46: 1067-1079.
- [31] Holland D E, Berglund J A, Spruce J P. Derivation of effective aerodynamic surface roughness in urban areas from airborne Lidar terrain data. *J Appl Meteor Climatol*, 2008, 47: 2614-2626.
- [32] Masson V. Urban surface modeling and the meso-scale impact of cities. *Theor Appl Climatol*, 2006, 84: 35-45.
- [33] Taha H. Urban climates and heat islands: Albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. *Energ Buildings*, 1997, 25: 99-103.
- [34] Kanda M. Progress in urban meteorology: A review. *J Meteorol Soc Jpn*, 2007, 85B: 363-383.
- [35] 陈燕, 蒋维楣. 南京城市化进程对大气边界层的影响研究. *地球物理学报*, 2007, 50(1): 66-73.
- [36] 江晓燕, 张朝林, 高华, 等. 城市下垫面反照率变化对北京市热岛过程的影响——个例分析. *气象学报*, 2007, 65(2): 301-301.
- [37] Jin M, Dickinson R E, Zhang D L. The footprint of urban areas on global climate as characterized by MODIS. *J Climate*, 2005, 18: 1551-1565.
- [38] Xu W, Wooster M J, Grimmond C S B. Modelling of urban sensible heat flux at multiple spatial scales: A demonstration using airborne hyperspectral imagery of Shanghai and a temperature-emissivity separation approach. *Remote Sens Environ*, 2008, 112: 3493-3510.
- [39] Grimmond C S B, Cleugh H A, Oke T R. An objective urban heat storage model and its comparison with other schemes. *Atmos Environ*, 1991, 25B(3): 311-326.
- [40] Taha H. Urban climates and heat islands: Albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. *Energ Buildings*, 1997, 25: 99-103.
- [41] Block A, Keuler K, Schaller E. Impacts of anthropogenic heat on regional climate patterns. *Geophys Res Lett*, 2004, 31, L12211, doi:10.1029/2004GL019852.
- [42] 佟华, 刘辉志, 桑建国, 等. 城市人为热对北京市热环境的影响. *气候与环境研究*, 2004, 9(3): 409-421.
- [43] 蒋维楣, 陈燕. 人为热对城市边界层结构影响的研究. *大气科学*, 2007, 31(1): 37-47.
- [44] Narumi D, Kondo A, Shimoda Y. Effects of anthropogenic heat release upon the urban climate in a Japanese megacity. *Environ Res*, 2009, 109: 421-431.
- [45] Smith C, Lindley S, Levermore G. Estimating spatial and temporal patterns of urban anthropogenic heat fluxes for UK cities: The case of Manchester. *Theor and Appl Climatol*, 2009, 98(1/2): 19-35.
- [46] Allen L, Lindberg F, Grimmond C S B. Global to city scale urban anthropogenic heat flux: Model and variability. *Int J Climatol*, 2010, 31(13): 1990-2005.

- [47] Kato S, Yamaguchi Y. Analysis of urban heat-island effect using ASTER and ETM+ data: Separation of anthropogenic heat discharge and natural heat radiation from sensible heat flux. *Remote Sens Environ*, 2005, 99: 44-54.
- [48] Offerle B, Grimmond C S B, Fortuniak K. Heat storage and anthropogenic heat flux in relation to the energy balance of a central European city centre. *Int J Climatol*, 2005, 25: 1405-1419.
- [49] Sailor D, Lu L. A top-down methodology for developing diurnal and seasonal anthropogenic heating profiles for urban areas. *Atmos Environ*, 2004, 38: 2737-2748.
- [50] Hamilton I G, Davies M, Steadman P, et al. The significance of the anthropogenic heat emissions of London's buildings: A comparison against captured shortwave solar radiation. *Build and Environ*, 2009, 44: 807-817.
- [51] Mitchell V, Mein R, McMahon T. Modelling the urban water cycle. *J Environ Model Softw*, 2001, 16: 615-629.
- [52] Mitchell V G, Cleugh H A, Grimmond C S B, et al. Linking urban water balance and energy balance models to analyse urban design options. *Hydrol Process*, 2008, 22: 2891-2900.
- [53] Meng C L, Zhang C L, Miao S G, et al. Localization and validation of an urbanized high-resolution land data assimilation system (u-HRLDAS). *Sci China Earth Sci*, 2013, 56(6): 1071-1078.
- [54] Chen F, Bornstein R, Grimmond C S B, et al. Research priorities in observing and modeling urban weather and climate. *Bull Amer Meteor Soc*, 2012, 93(11): 1725-1728.
- [55] Chen F, Manning K W, LeMone M A, et al. Description and evaluation of the characteristics of the NCAR high-resolution land data assimilation system. *J Appl Meteorol Clim*, 2007, 46: 694-713.
- [56] Committee on urban meteorology. *Urban Meteorology: Forecasting, Monitoring, and Meeting Users' Needs*. Washington D C: The National Academies Press. 2012.
- [57] Jin M, Shepherd J M. Inclusion of urban landscape in a climate model: How can satellite data help? *Bull Amer Meteor Soc*, 2005, 86(5): 681-689.
- [58] Caparrini F, Castelli F. Variational estimation of soil and vegetation turbulent transfer and heat flux parameters from sequences of multisensor imagery. *Water Resour Res*, 2004, 40, W12515, doi:10.1029/2004WR003358.
- [59] Margulis S A, Entekhabi D. Variational assimilation of radiometric surface temperature and reference-level micrometeorology into a model of the atmospheric boundary layer and land surface. *Mon Wea Rev*, 2003, 131, 1272-1288.
- [60] Rodell M, Houser P R, Jambor U, et al. The global land data assimilation system. *Bull Amer Meteor Soc*, 2004, 85: 381-394.
- [61] Caparrini F, Castelli F, Entekhabi D. Mapping of land-atmosphere heat fluxes and surface parameters with remote sensing data. *Bound-Lay Meteorol*, 2003, 107: 605-633.
- [62] Meng C L, Zhang C L, Tang R L. Variational estimation of land-atmosphere heat fluxes and land surface parameters using MODIS remote sensing data. *J Hydrometeorol*, 2013, 14: 608-621.
- [63] Meng C L, Li Z L, Zhan X W, et al. Land surface temperature data assimilation and its impact on evapotranspiration estimates from the Common Land Model. *Water Resour Res*, 2009, 45, W02421, doi:10.1029/2008WR006971.
- [64] Kusaka H, Kimura F. Thermal effects of urban canyon structure on the nocturnal heat island: Numerical experiment using a mesoscale model coupled with an urban canopy model. *J Appl Meteorol*, 2004, 43: 1899-1910.
- [65] Miao S G, Chen F, Margaret A, et al. An observational and modeling study of characteristics of urban heat island and boundary layer structures in Beijing. *J Appl Meteorol Clim*, 2009, 48: 484-501.
- [66] Miao S G, Chen F, Li Q C, et al. Impacts of urban processes and urbanization on summer precipitation: A case study of heavy rainfall in Beijing on 1 August 2006. *J Appl Meteorol Clim*, 2011, 50: 806-825.
- [67] Zhang C L, Chen F, Miao S G, et al. Impacts of urban expansion and future green planting on summer precipitation in the Beijing metropolitan area. *J Geophys Res*, 2009, 114, D02116, doi: 10.1029/2008JD010328.
- [68] Chen F, Kusaka H, Bornstein R, et al. The integrated WRF/urban modelling system: Development, evaluation, and applications to urban environmental problems. *Int J Climatol*, 2011, 31: 273-288.
- [69] Oleson K W, Bonan G B, Feddesma J, et al. An urban parameterization for a global climate model. Part II: Sensitivity to input parameters and the simulated urban heat island in offline Simulations. *J Appl Meteorol Climatol*, 2008, 47: 1061-1076.
- [70] McCarthy M P, Best M J, Betts R A. Climate change in cities due to global warming and urban effects. *Geophys Res Lett*, 2010, 37(9), doi: 10.1029/2010GL042845.
- [71] Best M J, Grimmond C S B, Villani M G. Evaluation of the urban tile in MOSES using surface energy balance observations. *Bound-Lay Meteorol*, 2005, 118: 503-525.
- [72] Crevier L P, Delage Y. METRo: A new model for road-condition forecasting in Canada. *J Appl Meteorol*, 2001, 40: 2026-2037.
- [73] 孟春雷, 张朝林. 路面气象数值预报模型及性能检验. *应用气象学报*, 2012, 23(4): 451-458.
- [74] Stewart I D, Oke T R. Local climate zones for urban temperature studies. *Bull Amer Meteor Soc*, 2012, 93(12): 1879-1900.
- [75] Ching J, Brown M, Burian S, et al. National urban database and access portal tool. *Bull Amer Meteor Soc*, 2009, 90(8): 1157-1168.
- [76] Lawrence D M, Oleson K W, Flanner M G, et al. Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the Community Land Model. *J Adv Model Earth Sys*, 2011, 3, doi: 10.1029/2011MS000045.

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.01.004

“卫星资料应用” 专题系列

极轨气象卫星高光谱红外探测仪简介

殷梦涛¹ 邹晓蕾^{1, 2}

(1 佛罗里达州立大学地球海洋科学大气科学系, 美国; 2 南京信息工程大学资料同化研究与应用中心, 南京 210044)

极轨 (polar-orbiting) 气象卫星在离地球高度约 800km 的极地轨道上运行, 每天可绕地球 14 圈, 每绕地球一圈需 100 多分钟。极轨卫星由南到北的地迹线与赤道的交点称为降交点, 由北到南的地迹线与赤道的交点称为升交点。极轨卫星不同轨道的地迹线过赤道的经度由于地球自转而不同, 但它们经过赤道的地方时间是相同的。一颗极轨气象卫星每天可覆盖全球两次, 提供多光谱范围的微波、红外、可见光等全球资料。这与静止 (geostationary) 卫星不同。静止卫星观测虽然在时间上是连续的, 但观测的空间范围和光谱范围有限^[1]。极轨气象卫星资料在数值天气预报、气候研究及气象产品反演等领域都有重要应用价值。

搭载有红外探测仪的极轨气象卫星轨道分晨昏轨道、上午轨道及下午轨道三种。晨昏轨道和上午轨道指卫星的降交点时间分别在 06:00 和 10:00 左右, 下午轨道指卫星的升交点时间在 13:00 左右^①。美国自 1978 年起发射了美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 系列极轨环境卫星 (POES)。其中 NOAA-13 在预定下午轨道上运行失败, NOAA-6/8/10/12/15 为晨昏轨道卫星, NOAA-17 为上午轨道卫星, 其余的 NOAA 系列极轨环境卫星包括 NOAA-18/19 和 Suomi NPP 为下午轨道卫星。欧洲气象卫星中心 (EUMETSAT) 自 2006 年起已发射的两颗极轨气象业务卫星 MetOp-A/B 为上午轨道卫星。中国自 2008 年开始发射风云第 3 代系列极轨气象卫星 (FY-3), 至今已发射了两颗试验气象卫星 FY-3A/B 和一颗业务气象卫星 FY-3C。其中 FY-3A/C 为上午轨道卫星, 分别于 2008 年 5 月和 2013 年 9 月发射。FY-3B 为下午轨道卫星, 于 2010 年 11 月发射。中国计划在 2018 年发射本国第一颗晨昏轨道卫星 FY-3E, 以实现全天候、全球范围的极轨气象卫星观测。表 1 列出了目前在轨运行的极轨气象卫星的名称、发射时间、红外探测仪、状态及所属机构。

第一代高分辨率红外探测仪 (HIRS) 搭载在 1975 年发射的 Nimbus-6 卫星上。当时的 HIRS 只有 16 个红外通道和 1 个可见光通道, 之后搭载在 NOAA-6~19 卫星上的第二、三和四代 HIRS (HIRS/2/3/4) 有 19 个

表 1 目前在轨运行的极轨气象卫星

Table 1 Current operational polar-orbiting meteorological satellites with their launch dates, infrared sounders, status and agencies

卫星名称	卫星发射时间	卫星红外探测仪	卫星状态	卫星所属机构
NOAA-15	1998-05-13	HIRS/3	业务运行	NOAA
NOAA-18	2005-05-20	HIRS/4	业务运行	NOAA
NOAA-19	2009-02-06	HIRS/4	业务运行	NOAA
Suomi-NPP	2011-10-28	CrIS	业务运行	NOAA
EOS-Terra	1999-12-18	—	业务运行	NASA
EOS-Aqua	2002-05-04	AIRS	业务运行	NASA
EOS-Aura	2004-07-15	—	业务运行	NASA
MetOp-A	2006-10-19	IASI	业务运行	欧洲气象卫星中心
MetOp-B	2012-09-17	IASI	业务运行	欧洲气象卫星中心
FY-3A	2008-05-27	IRAS	业务运行	中国气象局
FY-3B	2010-11-04	IRAS	业务运行	中国气象局
FY-3C	2013-09-23	IRAS	业务运行	中国气象局

表 2 第一代 HIRS 和 HIRS/2/3/4 的通道中心波数及波段宽度
Table 2 The central wavenumber and the beam width at each channel of the first HIRS and HIRS/2/3/4 cm⁻¹

通道中心波数 HIRS	通道波段宽度 HIRS	通道中心波数 HIRS/2/3/4	通道波段宽度 HIRS/2/3/4
666.67	2.8	668.90	3
680.27	13.7	679.81	10
694.44	12.6	690.13	12
704.23	15.9	703.23	16
714.29	17.5	715.82	16
735.29	17.6	733.14	16
746.27	18.4	749.06	16
909.09	34.6	801.92	16
1219.51	63.4	900.09	35
1492.54	87.6	1029.87	25
2188.18	20.6	1364.26	40
2212.39	22.5	1533.74	55
2242.15	21.6	2188.18	23
2272.73	35.2	2212.39	23
2358.49	23.0	2237.14	23
2695.42	297	2247.19	23
14492.75	892	2421.31	28
—	—	2500.00	35
—	—	2659.57	100
—	—	14492.75	1000

收稿日期: 2014 年 8 月 25 日; 修回日期: 2014 年 11 月 10 日
第一作者: 殷梦涛 (1991—), Email: my11g@my.fsu.edu
通信作者: 邹晓蕾 (1960—), Email: xzou@fsu.edu
资助信息: 公益性行业 (气象) 科研专项 (GYHY201406008)

红外通道和1个可见光通道。表2列出了第一代HIRS与HIRS/2/3/4的通道中心波数及波段宽度。与第一代HIRS相比, HIRS/2/3/4没有 1219.51cm^{-1} 附近的通道, 但新增了4个红外通道, 这些通道的中心波数分别为 801.92 、 1029.87 、 1364.26 和 2500.00cm^{-1} 。

自2002年起搭载在极轨气象卫星上的红外探测仪是新式的高光谱红外探测仪。至今已提供和正在提供全球观测资料的高光谱红外探测仪包括搭载在美国国家航空航天管理局(NASA) Aqua卫星上的大气红外探测仪(AIRS)、搭载在MetOp-A/B卫星上的红外大气探测干涉仪(IASI)以及搭载在Suomi NPP卫星上的跨轨扫描红外探测仪(CrIS)。显然, 三种不同高光谱红外探测仪AIRS、IASI和CrIS比高分辨率红外探测仪(HIRS系列)的光谱分辨率高得多。AIRS在 $650\sim 2700\text{cm}^{-1}$ 范围内有2378个通道, IASI在 $600\sim 2800\text{cm}^{-1}$ 范围内有8461个通道。CrIS在 $650\sim 2550\text{cm}^{-1}$ 范围内有1305个通道, 分长波、中波及短波三个波段, 这三个波段的观测范围分别为 $650\sim 1095\text{cm}^{-1}$ 、 $1210\sim 1750\text{cm}^{-1}$ 及 $2155\sim 2550\text{cm}^{-1}$ ②。而HIRS/2/3/4在 $650\sim 2700\text{cm}^{-1}$ 范围内只有19个通道。这三种高光谱红外探测仪具有不同的光谱分辨率。AIRS的光谱分辨率($\Delta\nu$)随着通道中心波数(ν)的增加而增加, 与恒定的光谱分辨率系数(R)成反比^[2], 即:

$$R = \frac{\nu}{\Delta\nu}, \quad (1)$$

式中, $R=1200$ 。IASI在全波段范围内具有恒定的光谱分辨率 0.25cm^{-1} 。CrIS在长波、中波及短波三个波段内分别具有恒定的光谱分辨率 0.625 、 1.25 及 2.5cm^{-1} ②。利用全波段分辨率模式, CrIS在全波段范围内的光谱分辨率为 0.625cm^{-1} ③。Strow等^[4]发现由于CrIS短波波段的光谱分辨率比IASI短波波段的光谱分辨率低得多, 无法在卫星升空后用IASI短波资料对CrIS短波波段进行绝对频率订正。在全波段分辨率模式下, CrIS可以提供高光谱分辨率的短波资料, 实现CrIS短波波段的绝对频率订正^[5]。

下面以最新高光谱红外探测仪CrIS为例, 进一步讨论高光谱红外探测仪的其他主要特点。CrIS是跨轨扫描仪器, 它在单条扫描线上的能视场(Field of Regard, FOR)数为30, 每个能视场又由9个瞬时视场(Field of View, FOV)组成。当卫星Suomi NPP自南向北沿轨运行时, 高光谱红外探测仪CrIS自西向东跨轨观测30个能视场。CrIS资料的水平分辨率主要由波束宽度决定, 也与扫描角及卫星高度有关。CrIS的波束宽度为 0.963° , 对应星下点资料的瞬时视场直径为

14km 。图1展示了赤道附近一条CrIS扫描线上瞬时视场和能视场大小分布。图中瞬时视场和能视场的轨迹是根据CrIS瞬时视场中心的经纬度、仪器波束宽度及Suomi NPP卫星天顶角、方位角、高度计算得到的。计算细节见附录。由图1知, 瞬时视场和能视场面积随扫描角增大而增大, 即跨轨扫描仪器CrIS资料的水平分辨率在星下点处最大, 随扫描角增大而减小。当扫描角较大时, CrIS能视场在跨轨方向有重叠。图2放大展示了一条CrIS扫描线上能视场1、15、30内9个瞬时视场的分布。选择的单条CrIS扫描线与图1一样。每个能视场内, 瞬时视场5被称为中心瞬时视场(Center FOV), 瞬时视场1、3、7、9被称为对角瞬时视场(Corner FOV), 瞬时视场2、4、6、8被称为邻边瞬时视场(Side FOV)^[3]。对于单条扫描线来说, 对角瞬时视场和邻边瞬时视场的位置绕着中心瞬时视场自西向东逆时针旋转。由图2可见, 同一能视场内的9个瞬时视场之间无重叠。

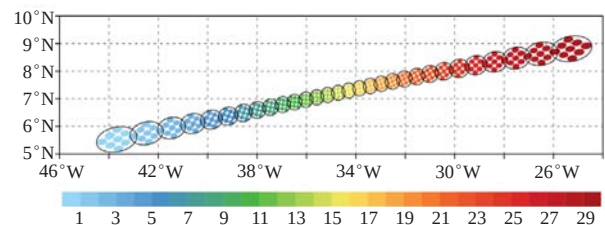


图1 赤道附近一条CrIS扫描线上瞬时视场和能视场大小分布, 不同能视场内的9个瞬时视场由不同颜色表示
Fig. 1 The sizes and distributions of FOVs and FORs for a single scanline of CrIS near the equator. The 9 FOVs within different FOR are indicated by different colors

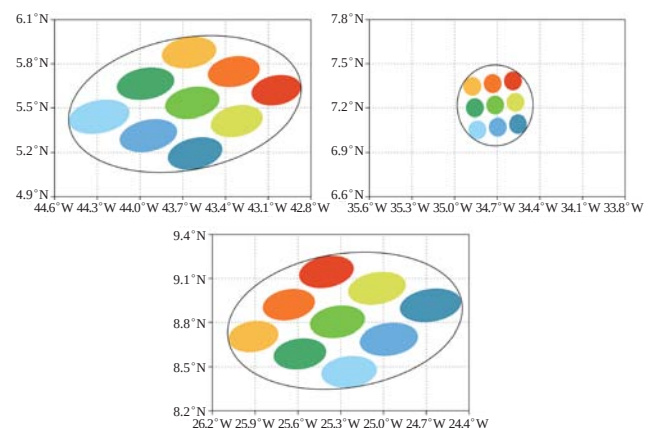


图2 一条CrIS扫描线上放大的能视场内9个瞬时视场的分布(选择的单条CrIS扫描线与图1一样)
Fig. 2 The enlarged 9 FOVs of FORs 1, 15 and 30 for the same scanline of CrIS as in Fig. 1

图3展示了CrIS 9个瞬时视场的跨轨直径和沿轨直径随能视场的变化。选择的单条CrIS扫描线与图1

一样。值得注意的是，随着扫描角增大，9个瞬时视场跨轨视场直径比沿轨视场直径增大得更明显。在星下点处，跨轨视场直径比沿轨视场直径稍小，这是因为瞬时视场在沿轨方向经历了更大的纬向扭曲。这里，纬向扭曲指地球半径从赤道（6378.1km）到极地（6356.8km）逐渐减小，导致极轨卫星离地球表面的距离随纬度增加而增加，因而同一仪器在高纬观测的瞬时视场面积比在低纬时大。在最大扫描角处，9个瞬时视场的最小跨轨直径约为39km，而9个瞬时视场的最大沿轨直径约为25km。

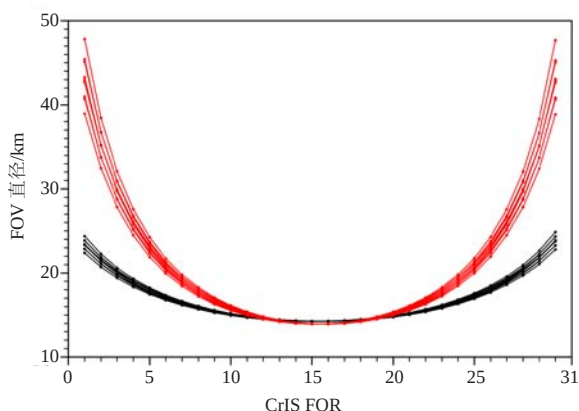


图3 CrIS 9个瞬时视场跨轨直径（红色）和沿轨直径（黑色）随能视场的变化（选择的单条CrIS扫描线与图1一样）
Fig. 3 The cross-track and along-track diameters of 9 FOVs along the same scanline of CrIS as in Fig. 1

与CrIS类似，HIRS和AIRS都是跨轨扫描仪器。第一代HIRS在每条扫描线上有42个瞬时视场，HIRS/2/3/4在每条扫描线上有56个瞬时视场。AIRS在每条扫描线上有90个瞬时视场。值得注意的是，每代HIRS的星下点水平分辨率都不相同。第一、二代高分辨率红外探测仪HIRS和HIRS/2的星下点水平分辨率分别为25和17.7km。第三代高分辨率红外探测仪HIRS/3在可见光和短波红外通道的星下点水平分辨率均为20.3km，但在长波红外通道的星下点水平分辨率略有不同，为18.9km。第四代高分辨率红外探测仪HIRS/4的星下点水平分辨率为10km，比前三代HIRS仪器的星下点水平分辨率差不多高一倍。AIRS的星下点水平分辨率为13.5km。图4a—4c比较了HIRS/3长波红外通道、AIRS及CrIS在星下点附近的瞬时视场大小分布。由图可知，在扫描角相同的条件下，HIRS/3红外长波通道的瞬时视场最大，AIRS的瞬时视场最小，CrIS的瞬时视场大小居中。HIRS/3红外长波通道、AIRS和CrIS的瞬时视场大小差异主要是由这三种仪器的波束宽度差异造成的，与卫星高度差异也有关。HIRS/3红外长波通道、AIRS和CrIS的波束宽度分别为1.3、1.1

和0.963°。搭载AIRS的Aqua卫星高度仅为705km，搭载CrIS的Suomi NPP卫星高度为834km。虽然AIRS的波束宽度大于CrIS的波束宽度，但由于Aqua卫星高度低于Suomi NPP卫星高度，AIRS的瞬时视场比CrIS的瞬时视场小。在星下点附近，三种仪器在跨轨和沿轨方向均无视场重叠，HIRS/3长波红外通道的瞬时视场在跨轨和沿轨方向均有较大间隙，AIRS的瞬时视场只在沿轨方向有较小间隙，CrIS的瞬时视场在跨轨和沿轨方向的间隙都较小。

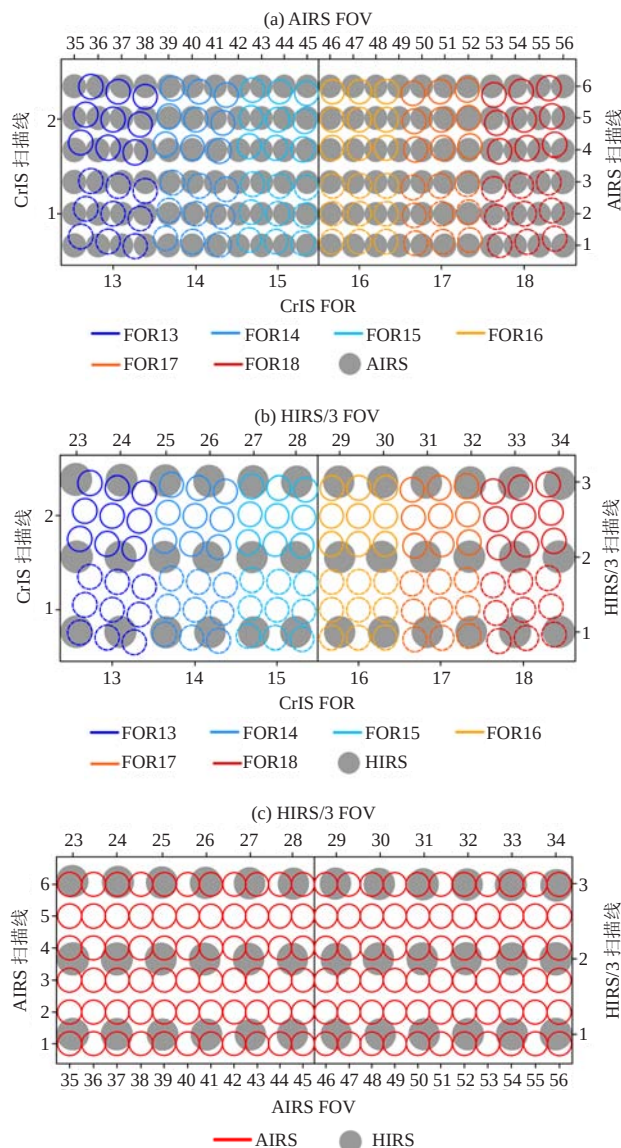


图4 星下点附近瞬时视场大小分布和比较
Fig. 4 The comparison of sizes and distributions of FOVs between (a) AIRS and CrIS, (b) infrared longwave channels of HIRS/3 and CrIS as well as (c) infrared longwave channels of HIRS/3 and AIRS near nadir

在晴空条件下，忽略散射项，CrIS观测到的辐射是一段时间里，由波束宽度决定的锥形体积内，由权

重函数决定的一定高度范围里的大气红外辐射总量。CrIS观测单个能视场内9个瞬时视场的时间为0.2s^[3]。CrIS提供了655~2550cm⁻¹范围内1305个通道的亮温资料,但过多的通道导致部分通道观测的红外辐射会来自相同高度范围。因此,CrIS全通道辐射资料里包含了很多重复信息。在数值天气预报中,为了减少计算量和不同通道之间的相关,满足业务资料同化和反演的需求,有必要对CrIS的1305个通道进行筛选。CrIS的通道筛选有两个大原则。一个是优先选择只对特定大气物理量敏感的通道,这样可以有效避免不同通道包含重复冗长的信息;另一个是优先选择垂直分辨率更高的通道,这样可以提高反演产品的垂直分辨率^[6]。CrIS的垂直分辨率由各通道的权重函数决定。某通道的权重函数垂直分布越窄,则该通道的垂直分辨率越高。权重函数最大值所在高度的大气对该通道观测的辐射量值贡献最大^[7]。不同通道的权重函数最大值分布在不同高度,这是反演大气物理

量垂直廓线的基础。此外,CrIS的通道筛选也要考虑所选通道的垂直观测范围。Gambacorta等^[6]根据以上原则从CrIS 1305个通道中选出了399个通道,用于数值天气预报的同化系统中。这些通道包括24个地表温度通道、87个大气温度通道、62个水汽通道、53个O₃通道、27个CO通道、54个CH₄通道、52个CO₂通道、24个N₂O通道、28个HNO₃通道和24个SO₂通道。图5a—5d分别展示了美国标准大气条件下利用通用辐射传输模式(CRTM)^[8]计算得到的CrIS红外长波温度通道、红外短波温度通道、水汽通道和地表温度通道的权重函数垂直分布。红外长波、中波及短波通道分别由蓝、绿及红色表示。图6展示了这399个CrIS通道权重函数最大值高度分布。由图5和图6知,温度通道分布在660~750cm⁻¹和2200~2420cm⁻¹光谱范围内。其中红外长波温度通道(660~750cm⁻¹)紧密排列在1000~10hPa左右的垂直范围内,可提供高垂直分辨率的大气温度垂直廓线。红外短波温度

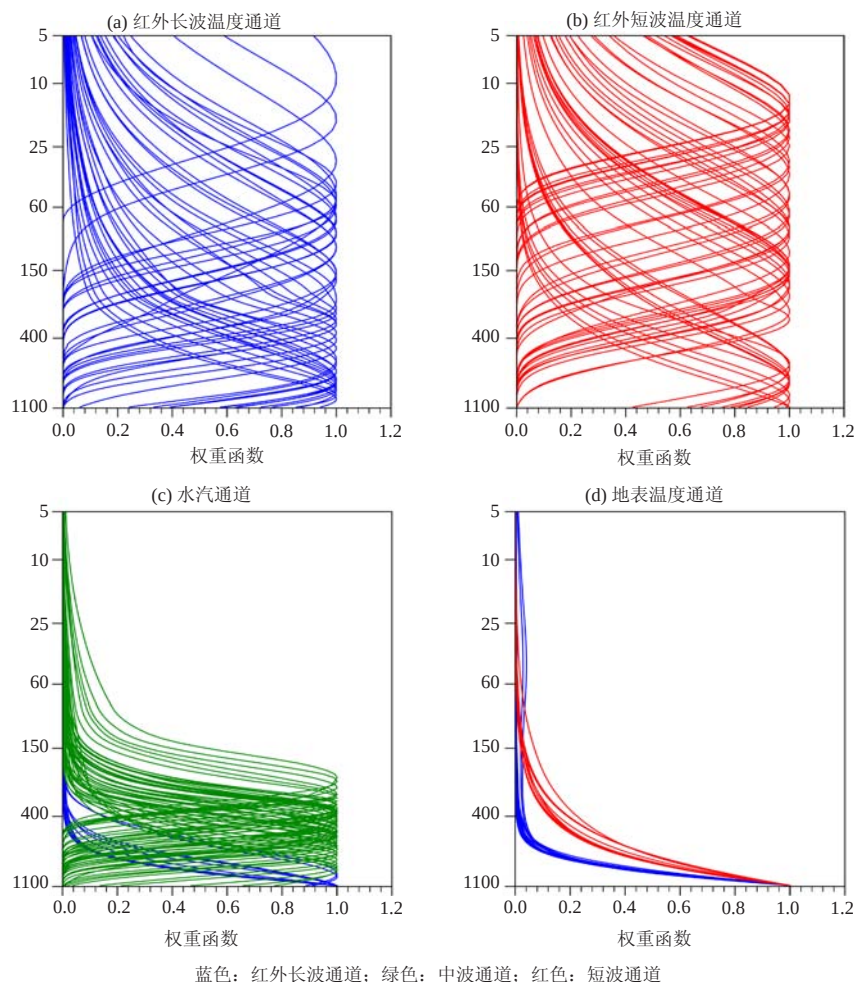


图5 美国标准大气条件下利用CRTM计算得到的CrIS的权重函数垂直分布

Fig. 5 The weighting function distributions of CrIS (a) longwave infrared, (b) shortwave infrared, (c) water vapor and (d) surface temperature channels calculated by the CRTM under the US standard atmosphere

通道 ($2200\sim 2420\text{cm}^{-1}$) 的垂直分布与红外长波温度通道类似,但在 $60\sim 10\text{hPa}$ 左右的垂直范围内排列更紧密,可提供更多的高空大气温度信息。臭氧通道分布在 $990\sim 1070\text{cm}^{-1}$ 光谱范围内。臭氧的强振动吸收带位于 1041.67cm^{-1} 附近,90%的臭氧集中在平流层 $10\sim 50\text{km}$,剩下的10%集中在地表附近^③。水汽通道分布在 $780\sim 1210\text{cm}^{-1}$ 和 $1310\sim 1750\text{cm}^{-1}$ 光谱范围内。其中红外长波水汽通道 ($780\sim 1210\text{cm}^{-1}$) 可提供地表附近的水汽分布信息。红外中波水汽通道 ($1310\sim 1750\text{cm}^{-1}$) 紧密排列在 $800\sim 200\text{hPa}$ 左右的垂直范围内,可提供高垂直分辨率的大气水汽垂直廓线。地表温度通道分布在 $770\sim 1095\text{cm}^{-1}$ 和 $2460\sim 2540\text{cm}^{-1}$ 光谱范围内。值得注意的是,红外短波地表温度通道 ($2460\sim 2540\text{cm}^{-1}$) 因为有可能受反射的太阳光污染影响,目前还没有在美国国家环境预报中心 (NCEP) 数值天气预报系统中得到使用^⑨。

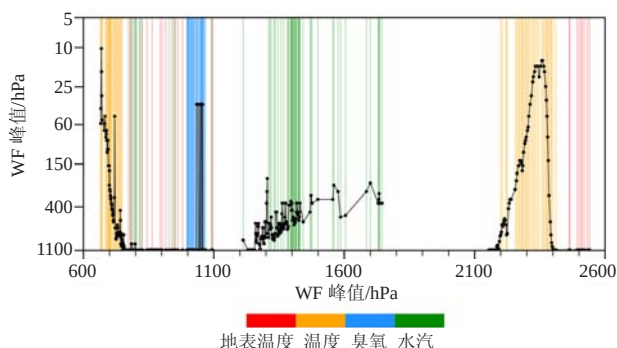


图6 CrIS 399个通道权重函数最大值高度分布 (黑色实线和点)

Fig. 6 The distributions of altitudes of weighting function peaks for CrIS 399 channels (black solid lines with circles). Surface temperature, temperature, ozone and water vapor channels are indicated by red, orange, blue and green solid lines

飓风“桑迪”在2012年10月25日06时(世界时)左右登陆古巴^④。图7a展示了该时刻NCEP再分析(FNL)资料提供的海平面气压和地表温度;图7b—7c展示了该时刻Suomi NPP降轨方向CrIS红外长波地表温度通道79的观测亮温。由图7a知,飓风“桑迪”位于暖洋面上,其中心气压低于 998hPa 。与微波辐射相比,红外辐射的波长较短,在云中衰减更快。如果云的光学厚度较大,CrIS通道79观测的辐射主要来自云顶,否则来自地表。由图7b知,有云区域的亮温可以低于 195K ,无云区域的亮温可以高于 295K 。飓风中心与周围环境具有明显的温差,飓风眼区的亮温可以高于 260K ,而周围环境的亮温可以低于 200K 。这反映了飓风中心为暖核,眼墙区及眼墙外有厚云的一个结

构。图8a展示了CrIS 11个红外长波温度通道的权重函数垂直分布;图8b展示了同一时刻这11个通道通过飓风中心、沿着轨道方向由南向北的观测亮温垂直结构。由图8b知,在同一高度上,飓风中心温度最高;在同一纬度上,飓风中心在地表的温度最高。在地表附近,飓风中心与周围环境的温差可以高达 60K 。CrIS红外长波温度通道很好地捕捉到了飓风“桑迪”的水平和垂直结构。

较早的高光谱红外探测仪AIRS和IASI已经在数值天气预报同化系统中得到广泛应用。McNally等^[10]设计了两个实验来研究AIRS晴空资料同化效果。第一个实验是在欧洲中尺度天气预报中心(ECMWF)四维变分系统里单独同化AIRS、AMSU-A和HIRS晴空资料,发现AIRS晴空资料对模式预报场的改进效果要好于光谱分辨率较低的AMSU-A和HIRS晴空资料;第二个实验是在ECMWF业务同化系统里增加AIRS晴空资料,发现增加AIRS晴空资料对ECMWF业务预报仍然有正效果。Guidard等^[11]研究了IASI晴空和有云资料同化对数值天气预报的影响,发现IASI晴空资料对模式预报场有明显改进,而IASI有云资料对模式预报场几乎没有改进。这是因为IASI有云资料同化需要高精度的云参数,而目前还没有一种有效的方法可以得到高精度的云参数。作为最新的高光谱探测仪,CrIS在数值天气预报领域的应用还有待进一步的研究。另一方面,三种高光谱红外探测仪都已经被应用在气象产品反演和气候研究领域。AIRS与先进微波探测仪(AMSU)在2002年组成AIRS/AMSU反演产品处理系统;IASI、AMSU与微波湿度探测仪(MHS)在2008年组成IASI/AMSU/MHS微量气体产品处理系统;CrIS与先进技术微波探测仪(ATMS)在2013年组成CrIS/ATMS处理系统。Gambacorta等^[12]用NOAA卫星应用和研究中心(STAR)业务高光谱反演算法比较了AIRS/AMSU、IASI/AMSU/MHS和CrIS/ATMS三种系统反演产品的精度。该研究指出CrIS/ATMS系统可以提供与另两种系统反演产品精度接近的大气温度和水汽垂直廓线,但CrIS/ATMS系统提供的低对流层温度廓线和对流层水汽廓线与另两种系统对应的反演产品有较大出入。此外,利用CrIS全光谱模式(全波段光谱分辨率为 0.625cm^{-1})的CrIS/ATMS系统可以提供与另两种系统反演产品精度接近的大气 CO_2 垂直廓线。总体来讲,CrIS/ATMS处理系统基本满足了气象产品反演和气候研究的要求。只有对CrIS资料的偏差订正、质量控制、云检测和反演算法等进行一系列更深入细致的研究,才能在数值天气预报、气象产品反演和气候研究领域充分发挥CrIS提供的高光谱红外资料的作用。

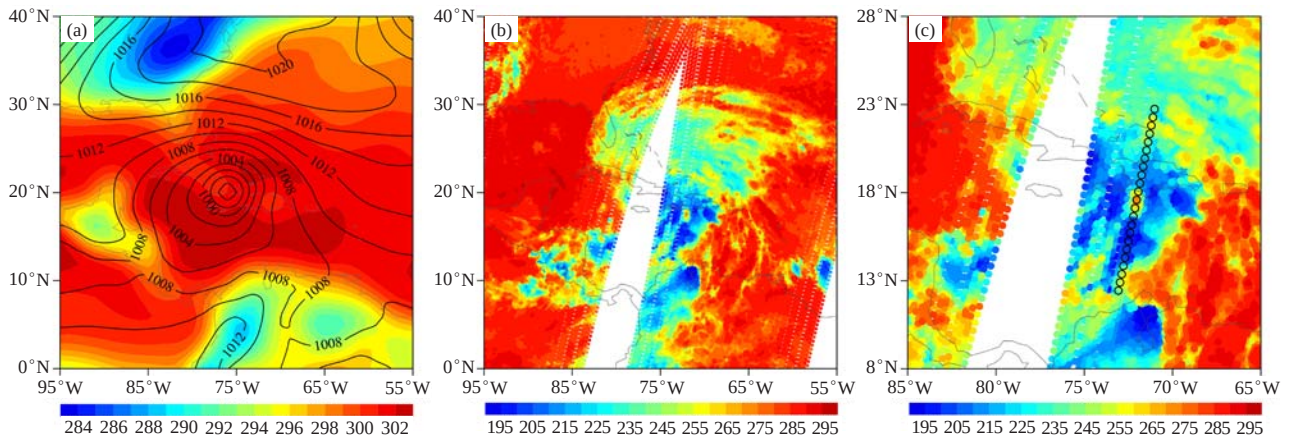


图7 (a) 2012年10月25日06时(世界时) NCEP FNL资料提供的海平面气压(等值线, hPa)和地表温度(填色, K); (b) 同一时刻Suomi NPP降轨方向CrIS通道79的观测亮温(散点, K) (c与b相同, 但所选区域更小)

Fig. 7 (a) The sea level pressure and sea surface temperature of NCEP Final (FNL) global analysis at 0600 UTC 25 October 2012, (b) the observed brightness temperature of CrIS infrared longwave surface temperature channel 79 from the descending node of Suomi NPP at the same moment and (c) the same as (b) except over a smaller domain

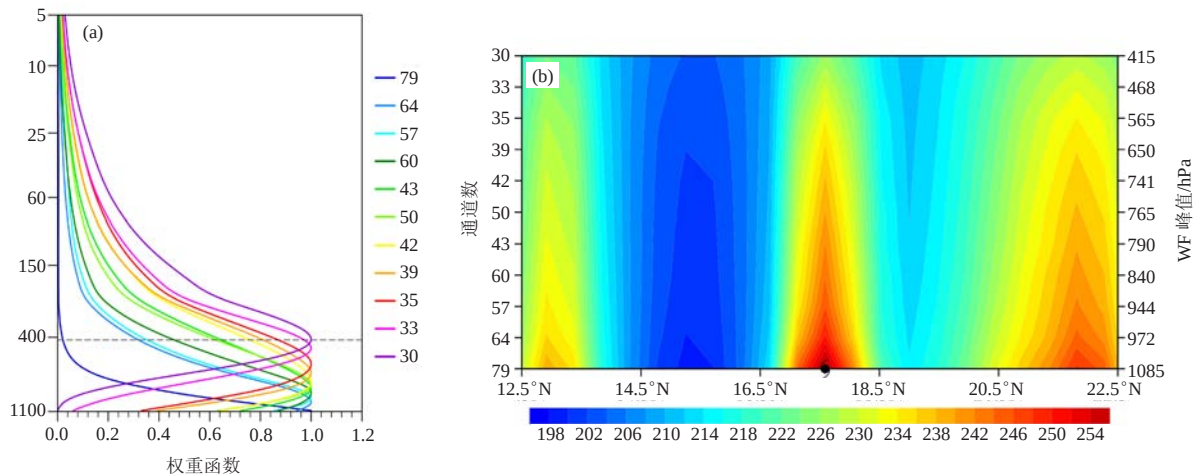


图8 (a) 美国标准大气条件下利用CRTM计算得到的CrIS 11个红外长波温度通道的权重函数垂直分布, 415hPa所在高度由灰色虚线表示; (b) 2012年10月25日06标准时这11个通道通过飓风中心、沿着轨道方向由南向北的观测亮温垂直结构(填色, K) (选择的资料为CrIS降轨方向第28个能视场内的中心瞬时视场(图6c的黑色圆圈))

Fig. 8 (a) The weighting function distributions of CrIS 11 infrared longwave temperature channels calculated by CRTM under the US standard atmosphere. The altitude of 415 hPa is indicated by a gray dash line. (b) The cross section of brightness temperatures for CrIS 11 infrared longwave temperature channels through the hurricane center in the along-track direction from the ascending node of Suomi NPP at 0600 UTC 25 October 2012. The selected observations are along the center FOV of the 28th FOR (black circle in Figure 6c)

An Introduction to Hyper-spectral Infrared Sounders Onboard Polar-orbiting Meteorological Satellites

Yin Mengtao¹ Zou Xiaolei^{1,2}

(1 Department of Earth, Ocean and Atmospheric Science, Florida State University, USA

2 Center of Data Assimilation for Research and Application, Nanjing University of Information and Science & Technology, Nanjing 210044)

Polar-orbiting meteorological satellites circulate above the Earth at about 800-km altitude, completing 14 orbits daily. A single orbit takes about 100 minutes. Each polar-orbiting satellite provides observations on the so-called descending (ascending) node when moving from north (south) to south (north). The local time for all the descending nodes to cross the equator remains constant for a fixed polar-orbiting satellite, although their longitudes are different. The same is true of ascending nodes. Different from a geostationary satellite that provides temporally continuous observations within a limited spatial and spectral domain^[1], a polar-orbiting meteorological satellite can provide global coverage in multiple visible, infrared and microwave bands twice daily. Observations from polar-orbiting meteorological satellites have played important roles in numerical weather prediction (NWP), climate study and product retrieval of meteorological variables.

Polar-orbiting meteorological satellites with infrared sounders onboard are launched into early-morning, morning and afternoon orbits. The descending nodes of early-morning and morning orbits pass the equator at about 6:00 AM and 10:00 AM local equatorial crossing time (LECT), respectively. The LECT of ascending nodes of afternoon orbits is at about 1:00 PM local time^①. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) started its Polar Orbiting Environmental Satellite (POES) series in 1978. NOAA-13 failed to operate in an afternoon orbit. NOAA-6/8/10/12/15 are early-morning satellites. NOAA-17 is a morning satellite. The remaining NOAA POES, including NOAA-18/19 and Suomi NPP, are afternoon satellites. Other countries also operated polar-orbiting meteorological satellites. Other countries also operated polar-orbiting meteorological satellites. Two morning-orbiting satellites MetOp-A/B has been launched by European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) since 2006. The Chinese Fengyun-3 (FY-3) polar-orbiting meteorological satellite series started from 2008 on. FY-

3A/B are experimental meteorological satellites, and FY-3C is an operational meteorological satellite. FY-3A/C are morning satellites and were launched in May 2008 and September 2013, respectively. FY-3B is an afternoon satellite and was launched in November 2010. China plans to launch an early-morning-orbiting satellite, FY-3E, in 2018. By then, the FY-3 satellites will provide global observations with three different orbits, i.e., early-morning, morning and afternoon orbits. Table 1 provides a list of the current operational polar-orbiting meteorological satellites with their launch dates, infrared sounders, status and agencies.

The first High-resolution Infrared Radiometer Sounder (HIRS) was onboard Nimbus-6 satellite, which was launched in 1975. HIRS had 16 infrared channels and one visible channel. The follow-up HIRS instruments, HIRS/2/3/4 onboard the NOAA-6 to 19 had 19 infrared and one visible channel. Table 2 lists the central wavenumbers and the bandwidth at each channel of the first HIRS and HIRS/2/3/4. It is seen that the 1219.51 cm⁻¹ channel of the first HIRS was removed from HIRS/2/3/4. Four new infrared channels were added to HIRS/2/3/4 with their central wavenumbers at 801.92, 1029.87, 1364.26 and 2500.00 cm⁻¹, respectively.

Hyper-spectral infrared sounders, include Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) onboard the National Aeronautics and Space Administration (NASA) Aqua satellite since 2002, Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) onboard MetOp-A/B satellite, and Cross-track Infrared Sounder (CrIS) onboard Suomi NPP satellite since 2010, represent the advancement in infrared sounding technology. The spectral resolutions of AIRS, IASI and CrIS are much higher than HIRS instruments. AIRS has 2378 channels covering a spectral range from 650 to 2700 cm⁻¹. IASI provides radiance measurements with 8461 channels that are located in a spectral range from 600 to 2800cm⁻¹. CrIS provides radiance measurements at a total of 1305 channels, which are divided into longwave (650 to 1095 cm⁻¹), midwave

(1210 to 1750 cm^{-1}) and shortwave (2155 to 2550 cm^{-1}) bands^②. HIRS/2/3/4 only provide radiance measurements at 19 channels from 650 to 2700 cm^{-1} . The above three hyper-spectral infrared sounders have different spectral resolutions. The spectral resolution ($\Delta\nu$) of AIRS increases with increasing central wavenumber (ν) and is inversely proportional to a constant spectral resolving power (R)^[2], i.e.:

$$R = \frac{\nu}{\Delta\nu}, \quad (1)$$

where $R=1200$. IASI has a constant spectral resolution of 0.25 cm^{-1} over its entire observing spectral range. CrIS has a constant spectral resolution at each of its three spectral bands. The spectral resolutions of longwave, midwave and shortwave bands are 0.625, 1.25 and 2.5 cm^{-1} , respectively. The full spectral resolution (FSR) mode allows CrIS to have a spectral resolution of 0.625 cm^{-1} over the full spectral range of CrIS^[3]. The spectral resolution of CrIS shortwave band is much coarser than that of the corresponding IASI band. It was found to be difficult to apply the absolute frequency calibration in the CrIS shortwave band by employing IASI shortwave observations during the post-launch period due to the differences of spectral resolutions between two instruments^[4]. By utilizing the FSR mode, the absolute frequency calibration in the CrIS shortwave band becomes straightforward using IASI^[5].

CrIS is the newest hyper-spectral infrared sounder and will be taken as an example for further discussions. CrIS is a cross-track scanning instrument. A single scanline of CrIS consists of 30 fields of regard (FORs), with each FOR consisting of nine fields of view (FOVs). As the satellite Suomi NPP moves in the along-track direction from South to North, the hyper-spectra infrared sounder CrIS observed 30 FORs in the cross-track direction from West to East. The horizontal resolution of CrIS observations is determined mainly by the beam width. The scan angle and the altitude of satellite also have an impact on CrIS data resolution. The beam width for CrIS is 0.963°, corresponding to an FOV with a 14-km diameter at nadir. The sizes and distributions of FOVs and FORs along a single scanline of CrIS near the equator are shown in Figure 1. The footprints of the FOV and the FOR in the figure were calculated based on the center longitude and latitude of a particular FOV, the beam width as well as the zenith angle, the azimuth angle and the altitude of Suomi NPP satellite. A detailed description of the mathematical formula for the calculation of FOR and FOV sizes can be found in the appendix. From Figure 1 it is seen that the sizes of the FOV and the FOR increase with scan angle, confirming that the horizontal resolution

of CrIS observations is the highest at nadir and decreases with an increasing scan angle. An overlap is found for CrIS FOVs with large scan angles in the cross-track direction. An enlarged view of the nine FOVs for FORs 1, 15 and 30 in Figure 1 are displayed in Figure 2. FOV 5 is the center FOV, FOVs 1, 3, 7 and 9 are corner FOVs, and the FOVs 2, 4, 6 and 8 are side FOVs^[3]. The corner and side FOVs rotate around the center FOV counter-clockwise from the west to the east for a single scanline. It is reminded that there is no overlap between neighboring FOVs within a single FOR.

The cross-track and along-track diameters of the nine FOVs along the same scanline of CrIS in Figure 1 are provided in Figure 3. It is worth noticing that the cross-track diameters of the nine FOVs increase with scan angle more greatly than the along-track diameters. The cross-track diameters are slightly smaller than the along-track diameters at nadir due to a larger latitudinal distortion of the nine FOVs in the along-track direction. The latitudinal distortion is caused by the larger radius of the Earth at the equator (6378.1 km) than at the pole (6356.8 km). It leads to a higher altitude of the Suomi NPP satellite at higher latitudes than low latitudes such that the FOV observed by the CrIS instrument is larger at higher latitudes. At the largest scan angle, the minimum cross-track and maximum along-track diameter of the FOVs is about 39 and 25 km, respectively.

Similar to CrIS, all HIRS series and AIRS are cross-track scanning instruments. There are 42 FOVs and 56 FOVs along a single scanline of the first HIRS and HIRS/2/3/4, respectively. The total number of FOVs for a single scanline of AIRS is 90. It is worth noticing that the horizontal resolution of each generation of HIRS series is different. The horizontal resolution of the first HIRS and HIRS/2 at nadir is 25 and 17.7 km, respectively. The horizontal resolution of visible and infrared shortwave channels of HIRS/3 at nadir is 20.3 km, and that of infrared longwave channels of HIRS/3 is 18.9 km. The nadir resolution of HIRS/4 is 10 km, nearly twice as high as that of the other HIRS instruments. The nadir resolution of AIRS is 13.5 km. A comparison of sizes and distributions of FOVs among AIRS, CrIS and infrared longwave channels of HIRS/3 near nadir is provided in Figure 4. At the same scan angle, the FOV size is the largest for the infrared longwave channels of HIRS/3, the smallest for AIRS, and moderate for CrIS. Differences in FOV sizes of the infrared longwave channels among HIRS/3, AIRS and CrIS arise mainly from differences in the beam widths of the three instruments as well as the altitudes of the corresponding satellite platforms. The beam widths for HIRS/3, AIRS and CrIS are 1.3, 1.1 and

0.963°. The altitude of Aqua satellite with AIRS onboard is 705 km, while the altitude of Suomi NPP satellite with CrIS onboard is 834 km. Although the beam width for AIRS is larger than that for CrIS, the FOV size for AIRS is smaller than that for CrIS due to a lower altitude of Aqua than that of Suomi NPP. Near nadir, no overlaps occur between neighboring FOVs for the three instruments in both cross-track and along-track directions. A large space between neighboring FOVs for the infrared longwave channels of HIRS/3 exists in both the cross-track and along-track directions. A small space between neighboring FOVs is observed in cross-track directions for AIRS and both cross-track and along-track directions for CrIS.

Under clear-sky conditions, the measured infrared radiance comes from a specific volume of the atmosphere, which is determined by the beam width, the weighting function, and the observing time period. A single CrIS FOR consisting of nine FOVs takes about 0.2 s to observe^[3]. As is mentioned above, CrIS provide radiance observations at 1305 channels in the spectral range of 655-2550 cm^{-1} . The radiance observations may come from different atmospheric volumes with significant overlaps. Hence, the radiance observations of CrIS full spectral range contain significantly redundant and thus correlated information. In NWP, a channel selection becomes necessary for CrIS data assimilation in order to avoid error correlations between different channels and to reduce the computational expense. The channel selection for CrIS has two main principles: select channels with high sensitivity to a certain atmospheric species and high vertical resolution. The former is to effectively reduce the redundancy between different channels and the latter is to maximize the vertical resolution of the retrieval product^[6]. The vertical resolution of CrIS observations is determined by the weighting function of each channel. The narrower the weighting function is, the higher the vertical resolution is for a specific channel. The atmosphere at the altitude of weighting function peak contributes most to the radiance observed by that channel^[7]. The weighting functions of different channels reach the maximum at different altitudes, which is the basis for retrieving the vertical profiles of atmospheric species. In addition, the vertical observing range of channels is also considered in the channel selection for CrIS. Gambacorta et al.^[6] select a total of 399 CrIS channels for applications in NWP data assimilation system. This subset of CrIS channels includes 24 surface temperature, 87 temperature, 62 water vapor, 53 ozone, 27 carbon monoxide, 54 methane, 52 carbon dioxide, 24 N_2O , 28 HNO_3 and 24 SO_2 sounding channels. Figure 5 presents the weighting function profiles of

CrIS longwave infrared, shortwave infrared, water vapor and surface temperature channels calculated by the Community Radiative Transfer Model (CRTM)^[8] under the US standard atmosphere. The infrared longwave, midwave and shortwave channels are indicated in blue, green and red colors, respectively. Figure 6 provides the distributions of altitudes of weighting function peaks for the 399 CrIS channels. It is seen that temperature channels are distributed in longwave and shortwave bands. The infrared longwave temperature channels (660 to 750 cm^{-1}) are arranged compactly from 1000 to 10 hPa, providing the vertical profile of atmospheric temperature with high vertical resolution. The infrared shortwave temperature channels (2200 to 2420 cm^{-1}) are arranged in a similar pattern to infrared longwave temperature channels but more compactly in the vertical range of 60 to 10 hPa, which can provide more information about the upper atmospheric temperature. Ozone channels are distributed over the spectral range of 990 to 1070 cm^{-1} . The strong vibrational absorption band of ozone is near 1041.67 cm^{-1} . About 90% ozone is concentrated in the stratosphere within the altitude range from 10 to 50 km, and the remaining 10% ozone is concentrated near the Earth's surface^[9]. Water vapor channels are distributed over the following two spectral ranges: 780-1210 cm^{-1} and 1310-1750 cm^{-1} . The longwave water vapor channels (780 to 1210 cm^{-1}) can provide the water vapor information near the surface. The midwave water vapor channels (1310 to 1750 cm^{-1}) are arranged compactly in the vertical range from 800 to 200 hPa, enabling the vertical profiling of the atmospheric water vapor. Surface temperature channels are distributed over two spectral ranges of 770-1095 cm^{-1} and 2460-2540 cm^{-1} . It is worth mentioning that the infrared shortwave surface temperature channels (2460 to 2540 cm^{-1}) are not used in the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) NWP systems due to a potential contamination of sun glint^[9].

Hurricane Sandy made landfall at Cuba at 0600 UTC October 25, 2012. The sea level pressure and sea surface temperature of NCEP Final (FNL) global analysis at the same time is presented in Figure 7a. The observed brightness temperature of CrIS infrared longwave surface temperature channel 79 from the descending node of Suomi NPP at the same time is provided in Figure 7b and 7c. It is found that Hurricane Sandy is located over a warm sea surface with a low-pressure center of less than 998 hPa (Figure 7a). Compared to microwave, the wavelength of infrared is shorter, implying that the infrared radiance is attenuated in clouds more quickly. If the cloud has a large optical depth, the radiance measured

by CrIS channel 79 mainly comes from the cloud top, otherwise from the Earth surface. The brightness temperatures over cloudy areas are as low as 195 K, while those over clear-sky areas can reach up to 295 K (Figure 7b). A warm anomaly is observed near the Sandy center. The brightness temperatures in Hurricane Sandy's eye are as high as 260 K, in a great contrast to those in the neighboring environment of lower than 200 K. It reflects a typical warm core structure in the hurricane center with thick clouds within and outside the eye wall. Figure 8a presents the weighting function distributions of 11 CrIS infrared longwave temperature channels. The cross section of brightness temperatures for these 11 CrIS infrared longwave temperature channels through the hurricane center in the along-track direction from the ascending node of Suomi NPP at 0600 UTC October 25, 2012 is provided in Figure 8b. It is seen that the brightness temperature reaches the maximum at the surface within the eye. The brightness temperature difference between the hurricane center and the nearby environment is as high as 60 K. The horizontal and vertical structures of Hurricane Sandy are well captured by CrIS infrared longwave temperature channels.

The prior hyper-spectral infrared sounders including AIRS and IASI have been widely used in NWP data assimilation system. McNally et al.^[10] designed two experiments to explore the impact of AIRS data assimilation using only clear-sky observations. One experiment was to assimilate the clear-sky radiance from a single instrument (AIRS, HIRS and AMSU-A) in the ECMWF four-dimensional variational data assimilation system. AIRS data assimilation was found to outperform the assimilation of data from other two instruments with lower spectral resolutions (HIRS and AMSU-A). Another experiment was to add AIRS clear-sky observations into the ECMWF operational data assimilation system. It was found that AIRS had a positive impact on ECMWF operational forecasts. Guidard et al.^[11] studied the impact of IASI data assimilation using both clear-sky and cloudy observations. The IASI clear-sky measurements were found to improve the model forecasts, while the IASI cloudy measurements had a neutral influence on the model forecasts due to the shortage of an effective method which can retrieve cloud parameters of high precision. The applications of the newest hyper-spectral infrared sounder (CrIS) in NWP have not yet to be demonstrated. On the other hand, all three hyper-spectral infrared sounders have been applied in the retrieval of meteorological variables and climate research. The AIRS/Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) retrieval product processing

system has been running since 2002. IASI, AMSU and Microwave Humidity Sounder (MHS) have constituted the trace gas product processing system since 2008. The CrIS/Advanced Technology Microwave Sounder (ATMS) processing system has been operational since 2013. Gambacorta et al.^[12] compared the accuracy of retrieval products from AIRS/AMSU, IASI/AMSU/MHS and CrIS/ATMS systems using NOAA Center for Satellite Applications and Research (STAR) Operational Hyper Spectral Retrieval Algorithm. Their results showed that the CrIS/ATMS system could provide vertical profiles of atmospheric temperature and water vapor with the same accuracy as those from the other two retrieval systems, except for the temperature in the lower troposphere and the water vapor in the middle troposphere. Under the FSR mode, which enables high spectral resolution of 0.625 cm^{-1} across the full spectral range of CrIS, the vertical profile of carbon monoxide provided by CrIS/ATMS system is comparable in accuracy to the existing carbon monoxide retrievals from AIRS/AMSU and IASI/AMSU/MHS systems. In summary, the CrIS/ATMS processing system already satisfies the requirements for meteorological product retrieval and climate research. The values of CrIS hyper-spectral infrared radiance measurements and their retrieval products in NWP and climate research could be fully realized only when significant improvements in bias correction, quality control and cloud detection and retrieval algorithm for CrIS measurements are made.

注释

- ① <http://nsmc.cma.gov.cn/NewSite/NSMC/Channels/100351.html>
- ② <http://www.wmo-sat.info/oscar/instruments/view/93>
- ③ <http://www.ozone.noaa.gov/science/basics.htm>
- ④ http://www.nasa.gov/mission_pages/hurricanes/archives/2012/h2012_Sandy.html#4

参考文献

- [1] 达成, 邹晓蕾. GOES成像仪资料简介. 气象科技进展, 2014, 4(4): 52-61.
- [2] Aumann H H, Chahine M T, Gautier C, et al. AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: Design, science objectives, data products, and processing systems. IEEE Trans Geosci Remote Sens, 2003, 41: 253-264.
- [3] Han Y, Revercomb H, Cromp M, et al. Suomi NPP CrIS measurements, sensor data record algorithm, calibration and validation activities, and record data quality. J Geophys Res Atmos, 2013, 118: 12734-12748.
- [4] Strow L L, Motteler H, Tobin D, et al. Spectral calibration and validation of the Cross-track Infrared Sounder (CrIS) on the Suomi NPP satellite. J Geophys Res Atmos, 2013, 118: 12486-12496.
- [5] Esplin M, Strow L L, Bingham G, et al. CrIS full spectral resolution test results. 92nd AMS Annual Meeting, New Orleans, LA, January 2012.
- [6] Gambacorta A, Barnett C D. Methodology and information content of the NOAA NESDIS operational channel selection for the Cross-Track Infrared Sounder (CrIS). IEEE Trans Geosci Remote Sens, 2013, 51: 3207-3216.
- [7] Petty G W. A First Course in Atmospheric Radiation. Madison,

- Wisconsin: Sundog Publishing, 2006.
- [8] Weng F. Advances in radiative transfer modeling in support of satellite data assimilation. *J Atmos Sci*, 2007, 64: 3799-3807.
- [9] Chen Y, Han Y, Delst P V, et al. Assessment of shortwave infrared sea surface reflection and nonlocal thermodynamic equilibrium effects in the community radiative transfer model using IASI data. *J Atmos Oceanic Technol*, 2013, 30: 2152-2160.
- [10] McNally A P, Watts P D, Smith J A, et al. The assimilation of AIRS radiance data at ECMWF. *Q J R Meteorol Soc*, 2006, 132: 935-957.

- [11] Guidard V, Fourrié N, Brousseau P, et al. Impact of IASI assimilation at global and convective scales and challenges for the assimilation of cloudy scenes. *Q J R Meteorol Soc*, 2011, 137: 1975-1987.
- [12] Gambacorta A, Barnet C D, Wolf W, et al. The NOAA Operational Hyper Spectral Retrieval Algorithm: A cross-comparison among the CrIS, IASI and AIRS processing systems. International TOVS Study Conference. Jeju Island, Korea, March 2014.

附录

已知CrIS瞬时视场中心(P)的经度 λ_P 、纬度 φ_P 、仪器波束宽度 ω 及Suomi NPP卫星(S)天顶角 μ_s 、方位角 φ_s 、与地球之间的距离 h 。将 φ_P 转换为地心纬度(geocentric latitude) γ_P :

$$\gamma_P = \tan^{-1}[(1 - \alpha)^2 \tan \varphi_P], \quad (1)$$

式中, α 是地球的扁率, 它与地球赤道半径(r_a)和极地半径(r_b)的关系为:

$$\alpha = \frac{r_a - r_b}{r_a}. \quad (2)$$

地球中心由O表示, 已知 γ_P , 可求出O与P之间的距离(d_{OP}):

$$d_{OP} = (r_a^2 \cos^2 \gamma_P + r_b^2 \sin^2 \gamma_P)^{\frac{1}{2}}. \quad (3)$$

进一步利用 λ_P 可求出P点在笛卡尔坐标系里的三维坐标即向量 OP :

$$OP = (x_P, y_P, z_P) = (d_{OP} \cos \gamma_P \cos \lambda_P, d_{OP} \cos \gamma_P \sin \lambda_P, d_{OP} \sin \gamma_P). \quad (4)$$

已知 d_{OP} 、 γ_P 、 μ_s 、 h , 可利用正弦定理求出S与P之间的距离(d_{PS}):

$$d_{PS} = \frac{(d_{OP} + h) \sin[\mu_s - \arcsin \frac{d_{OP} \sin(\pi - \mu_s)}{(d_{OP} + h)}]}{\sin(\pi - \mu_s)}. \quad (5)$$

r_{OP} 为向量 OP 的单位向量, 还已知 μ_s 、 φ_s , 利用旋

$$(\frac{x_{SF_1}^2}{r_a^2} + \frac{y_{SF_1}^2}{r_a^2} + \frac{z_{SF_1}^2}{r_b^2})d_{SF_1}^2 + 2(\frac{x_S x_{SF_1}}{r_a^2} + \frac{y_S y_{SF_1}}{r_a^2} + \frac{z_S z_{SF_1}}{r_b^2})d_{SF_1} + (\frac{x_S^2}{r_a^2} + \frac{y_S^2}{r_a^2} + \frac{z_S^2}{r_b^2} - 1) = 0, \quad (12)$$

式(12)为 d_{SF_1} 的一元二次方程。若方程有两个不同实数解, 取较小值; 若方程有两个相同实数解, 取该值; 若方程无解, 则向量 OF_1 不与地球表面相交。进一步可求出 F_1 的纬度 φ_{F_1} 和经度 λ_{F_1} 。利用旋转矩阵将 r_{SF_1} 绕 SP 逆时针旋转 ϕ 度 $\phi = 10i$, $i=1, 2, 3, \dots, 36$ 可求出单位向量 r_{SF_i} :

$$r_{SF_i} = R_{SP}^{\phi} r_{SF_1}. \quad (13)$$

再根据式(9) - (12)可算出 d_{SF_i} , 进一步可求出 F_i 的纬度 φ_{F_i} 和经度 λ_{F_i} 。

每9个CrIS瞬时视场组成一个CrIS能视场。每个

转矩阵可求出单位向量 r_{PS} :

$$r_{PS} = R_{PO}^{\varphi_s} R_{OP}^{\mu_s} r_{OP}, \quad (6)$$

R_V^{β} 表示将向量 V 绕 V 向量逆时针旋转 β 度, $\times$ 表示向量叉乘, N 表示沿 z 轴方向的单位向量。进一步可求出S点在笛卡尔坐标系里的三维坐标即向量 OS :

$$OS = (x_S, y_S, z_S) = OP + PS = OP + d_{PS} r_{PS}. \quad (7)$$

已知向量 OS 、 OP , 可求出向量 SP 和单位向量 r_{SP} , 还已知 ω , 利用旋转矩阵可求出单位向量 r_{SF_1} , F_1 为瞬时视场轨迹上一点:

$$r_{SF_1} = R_{SP}^{\frac{\omega}{2}} r_{SP}. \quad (8)$$

S点与 F_1 点的距离为 d_{SF_1} , 则:

$$SF_1 = d_{SF_1} r_{SF_1} = (d_{SF_1} x_{SF_1}, d_{SF_1} y_{SF_1}, d_{SF_1} z_{SF_1}), \quad (9)$$

$$OF_1 = OS + SF_1 = (x_S + d_{SF_1} x_{SF_1}, y_S + d_{SF_1} y_{SF_1}, z_S + d_{SF_1} z_{SF_1}). \quad (10)$$

F_1 点在地球表面, 满足椭球体公式:

$$\frac{(x_S + d_{SF_1} x_{SF_1})^2}{r_a^2} + \frac{(y_S + d_{SF_1} y_{SF_1})^2}{r_a^2} + \frac{(z_S + d_{SF_1} z_{SF_1})^2}{r_b^2} = 1. \quad (11)$$

整理(11), 可得:

能视场内, 瞬时视场5被称为中心瞬时视场, 瞬时视场1、3、7、9被称为对角瞬时视场。已知 OS 、 OP 、 OP_j ($j=1, 3, 7, 9$), 可求出 SP_5 和 SP_j , 进一步可求出能视场对应的波束宽度 θ :

$$\theta = \omega + 2\eta_{\max} \quad (14)$$

$$\eta_{\max} = \max_{j=1, 3, 7, 9} \left\{ \frac{SP_5 \cdot SP_j}{\|SP_5\| \cdot \|SP_j\|} \right\} \quad (15)$$

已知 SP_5 和 θ , 可求出单位向量 r_{SP_5} , 再根据式(7) - (12)可求出能视场轨迹 F_i^* 的纬度 $\varphi_{F_i}^*$ 和经度 $\lambda_{F_i}^*$ 。

大气甲烷的源和汇及其浓度的观测模拟研究进展

张定媛^{1, 2} 廖宏²

(1 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081;

2 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

摘要: 甲烷作为仅次于二氧化碳的长寿命温室气体, 不仅影响着地球上的辐射平衡, 它在大气中的化学反应对大气的氧化清洁能力和对流层臭氧浓度也起着至关重要的作用。因此, 系统全面地研究大气甲烷源汇和分布特征对了解空气质量和气候变化具有重要的科学意义。从甲烷的源和汇、浓度的观测和模拟几方面介绍了国内外的大气甲烷的研究进展以及存在的问题。

关键词: 甲烷, 源和汇, 观测, 模拟

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.01.005

Advances in the Research on Sources and Sinks of CH₄ and Observations and Simulations of CH₄ Concentrations

Zhang Dingyuan^{1, 2}, Liao Hong²

(1 CMA Training Centre, China Meteorological Administration, Beijing 100081

2 State Key of Laboratory of Atmospheric Boundary Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract: As a long-lived anthropogenic greenhouse gas, second only to CO₂, methane (CH₄) influences the radiative balance of the Earth. CH₄ also plays a critical role in atmospheric chemistry by affecting the oxidizing capacity of the atmosphere. Consequently, it is important to get a clear understanding of the characteristics of atmospheric CH₄, especially for the countries where both air quality and climate change are of great concern. In this paper, we have discussed related researches and issues about the sources and sinks, observations and simulations of atmospheric CH₄.

Keywords: methane, sources and sinks, observations, simulations

0 引言

甲烷(CH₄)是大气中水汽、二氧化碳之后最为重要的温室气体^[1], 也是仅次于二氧化碳的长寿命温室气体。根据IPCC第五次评估报告(IPCC AR5)^[2], 在100年时间段内, 甲烷的全球增温潜能是二氧化碳的28倍, 另有研究结果显示为16倍^[3], 其在大气中的停留时间是9.1年。自1750年以来, 大气甲烷浓度增加所产生的辐射强迫为 $0.48 \pm 0.05 \text{ W/m}^2$, 对全球温室气体辐射强迫总增长的贡献约为17%。2012年大气中温室气体含量达到工业革命以来的新高, 并且还在加速增长, 其中甲烷的全球平均浓度为 $1819 \pm 1 \text{ ppb}$ ^[4](图1)。AR5

还指出, 如果甲烷等温室气体照目前的速率继续排放下去, 到2100年, 全球地表平均温度可能再增加 $1.4 \sim 5.8^\circ\text{C}$, 可能会导致极端天气事件增加、气候灾害频繁、雨雪的时空分布异常、水资源分配不均、海平面升高等, 影响到人们的生活和社会经济发展。同时, 甲烷具有较强的化学活性, 能在对流层中与臭氧争夺大气中主要的氧化剂OH自由基, 并最终生成二氧化碳和水。甲烷在大气中的化学反应对大气的氧化清洁能力起着至关重要的作用, 其浓度的增加还会导致大气中臭氧和平流层水汽的增加^[5]。因此, 系统全面地研究大气甲烷的源和汇的动态变化, 掌握其浓度时空变化特征, 对了解大气环境状况和全球气候变化具有重要的科学意义和现实价值。

1 大气甲烷的源和汇

1.1 排放源

大气中甲烷的主要来源可分为自然源和人为

收稿日期: 2014年1月24日; 修回日期: 2014年7月28日
第一作者: 张定媛(1984—), Email: zhangdy@cma.gov.cn
资助信息: 大气边界层物理与大气化学国家重点实验室开放课题(LAPC-KF-2013-19)

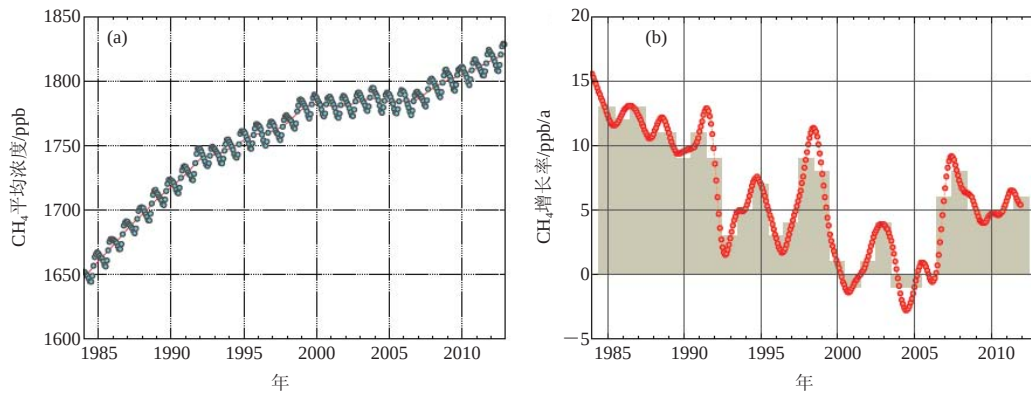


图1 1984—2012年全球甲烷平均浓度 (a) 及其增长率 (b)

源。自然源包括湿地、白蚁、海洋、植被和甲烷水合物^[6]；人为源包括煤矿开采、天然气生产、垃圾填埋、牲畜、稻田、生物质燃烧^[7]。表1显示了过去30年全球甲烷的收支情况，其中，人为源排放占全球甲烷排放的50%~65%^[2]。根据厌氧环境的生物参与过程，甲烷的排放源还可以分成生物来源和非生物来源。甲烷的生物产生过程为有机物大分子一次发酵成甲醛，经过二次发酵产生乙酸，在产甲烷细菌的作用下乙

酸生成甲烷和二氧化碳^[8]。所以，生物来源甲烷主要来自于具有很高还原条件的严格厌氧环境，包括：湿地、稻田、牲畜肠道、垃圾填埋和白蚁；非生物来源主要指非生物过程中甲烷的泄露，包括：石油和天然气生产、煤开采、生物质燃烧、地质学源（火山、地热、天然气释放）。IPCC^[2]的报告给出了目前已知的大气中甲烷源和汇的种类及其估算量，其中生物来源的排放超过全球排放的55%~70%。1974年，Ehhalt^[9]

表1 全球甲烷收支 (Tg(CH₄)/年)^[2]

	1980-1989		1990-1999		2000-2009	
	自上而下	自下而上	自上而下	自下而上	自上而下	自下而上
自然源	203 [150~267]	355 [244~466]	182 [167~197]	336 [230~465]	218 [179~273]	347 [238~484]
天然湿地	167 [115~231]	225 [183~266]	150 [144~160]	206 [169~265]	175 [142~208]	217 [177~284]
其他	36 [35~36]	130 [61~200]	32 [23~37]	130 [61~200]	43 [37~65]	130 [61~200]
淡水(湖泊和河流)		40 [8~73]		40 [8~73]		40 [8~73]
野生动物		15 [15~15]		15 [15~15]		15 [15~15]
野火		3 [1~5]		3 [1~5]		3 [1~5]
白蚁		11 [2~22]		11 [2~22]		11 [2~22]
地质源(含海洋)		54 [33~75]		54 [33~75]		54 [33~75]
水合物		6 [2~9]		6 [2~9]		6 [2~9]
永久冻土 (不含湖泊和河流)		1 [0~1]		1 [0~1]		1 [0~1]
人为源	348 [305~383]	308 [292~323]	372 [290~453]	313 [281~347]	335 [273~409]	331 [304~368]
农业源和废弃物	208 [187~220]	185 [172~197]	239 [180~301]	187 [177~196]	209 [180~241]	200 [187~224]
水稻		43 [41~47]		35 [32~37]		36 [33~40]
反刍动物		85 [81~90]		86 [82~91]		89 [87~94]
垃圾填埋和废弃物		55 [50~60]		65 [63~68]		75 [67~90]
生物质燃烧(含生物燃料)	46 [43~55]	34 [31~37]	38 [26~45]	42 [38~45]	30 [24~45]	35 [32~39]
化石燃料	94 [75~108]	89 [89~89]	95 [84~107]	84 [66~96]	96 [77~123]	96 [85~105]
汇						
总化学损失	490 [450~533]	539 [411~671]	525 [491~554]	571 [521~621]	518 [510~538]	604 [483~738]
对流层OH	468 [382~567]	479 [457~501]	528 [454~617]			
平流层OH	46 [16~67]	67 [51~83]	51 [16~84]			
对流层Cl	25 [13~37]	25 [13~37]	25 [13~37]			
土壤	21 [10~27]	28 [9~47]	27 [27~27]	28 [9~47]	32 [26~42]	28 [9~47]
总计						
源	551 [500~592]	663 [536~789]	554 [529~596]	649 [511~812]	548 [526~569]	678 [542~852]
汇	511 [460~559]	539 [420~718]	542 [518~579]	596 [530~668]	540 [514~560]	632 [592~785]
源汇差额	30 [16~40]		12 [7~17]		8 [~4~19]	
大气增长率	34		17		6	

发表了第一份全球甲烷排放总量的清单, 据估计全球甲烷排放总量为590~1016Tg/年, 其中水稻种植排放甲烷为280Tg/年, 动物排放甲烷为100~200Tg/年。过去20年间, 也有大量的研究进行了甲烷排放源的估算^[10-13]。Forster等^[14]对甲烷1997—2006年的全球甲烷总排放估算值为503~610Tg/年。中国是甲烷的主要排放源区之一。张仁健等^[15]的估算结果表明, 1994年中国的甲烷排放为32.91Tg, 占当年全球排放的6.1%。

湿地是甲烷最大的排放源并且对气候变化十分敏感^[16]。湿地地表大量植物生长使其具有较高的生产力, 地表长期和季节性淹水, 土壤中水分过饱和而使得动植物残体分解缓慢, 含有丰富的有机质, 为甲烷的产生提供了良好的条件。利用重力卫星GRACE和环境卫星ENVISAT最新产品的研究结果显示, 湿地排放的甲烷大约占了全球甲烷总排放的三分之一, 其中52%~58%来自热带地区。由于中纬度和北极地区气候变暖, 湿地甲烷排放从2003—2007年间增长了7%^[17], 这一变化趋势与大气中甲烷浓度的增加趋势相一致。另有研究^[18-19]将自下而上和自上而下估算的甲烷通量与甲烷观测浓度相结合, 应用于一个三维大气传输化学模式(ATCM), 评估结果表明超过70%的湿地甲烷排放来自于南部和热带地区。湿地甲烷排放具有明显的季节变化特征, 一般表现为夏季排放通量高于冬季^[20-21], 这主要是由于甲烷的排放受到地表温度变化影响, 此外, 积雪的覆盖会抑制甲烷的排放^[22]。近几年来, 中国的自然湿地甲烷排放受到越来越多的关注^[23-26]。Ding等^[27]根据原位观测的方法和前人的观测数据估算出在生长季中国自然湿地的甲烷排放约为1.48Tg, 年平均总排放量约为1.76Tg, 其中67%的甲烷排放来自中国东北地区的淡水沼泽。湿地甲烷排放表现出夏季高、冬季低的季节特征, 主要原因在于夏季温度较高且有充足的降水, 更有利于甲烷的排放。

20世纪60年代, 稻田被第一个确定为大气中甲烷的排放源^[28]。由于人为灌溉, 造成土壤密闭厌氧的环境, 甲烷在稻田土壤下产生, 大约有90%以上通过水稻植物体排放到大气中^[29]。早期对稻田排放甲烷的估算, 主要是通过有限数量的覆盖不同稻田生态系统站点的测量和管理试验而得, 估算得到全球稻田甲烷的排放量为20~100Tg/年^[30-31]。而Yan等^[32]根据2006年IPCC国家温室气体清单指南对稻田甲烷进行了估算, 结果显示2000年全球稻田排放量为25.6Tg, 低于之前所有研究结果。中国是水稻生产的大国之一, 21世纪初种植面积和产量分别占全球的22%和34%^[33]。2005

年国内水稻种植总面积约为 $2.88 \times 10^7 \text{hm}^2$ ^[34]。生长季的中国稻田甲烷排放量在7.67~8.05Tg之间^[35-36]。另有测量结合模拟的研究结果显示中国的稻田甲烷排放为7.41Tg/年^[32]。CH₄MOD模型模拟的1955—2005年间的中国稻田甲烷排放总体呈增加趋势, 排放最大的区域主要集中在华中和华南地区^[37]。与湿地甲烷排放一样, 稻田甲烷排放主要受到温度影响, 通常在夏季排放达到峰值^[38-39]。

化石燃料来源的甲烷来自于石油和天然气生产、运输和利用以及煤的开采过程, 这些来源的甲烷排放具有随机性强、规律性差的特点, 这部分排放占了甲烷人为排放量的30%左右, 是仅次于农业生产排放的第二大人为源^[40]。根据EDGAR^[40]排放清单版本4.0显示, 2000—2005年, 化石燃料来源甲烷排放快速增加, 到2005年, 石油和天然气来源的甲烷排放量约为60Tg, 煤矿排放的甲烷接近40Tg。另外, 清单还显示牲畜排放也明显增长, 至2005年的排放值为80Tg左右, 这主要是由于人们对动物产品需求的增长。其他的人为源, 如垃圾填埋和污水处理, 甲烷的排放量也呈现出快速增长的趋势, 2005年的排放值估算为50Tg, 这与Bousquet等^[13]的研究结果一致。中国目前只发布了1994年的甲烷排放清单^[41]。信息通报指出, 人为活动是我国甲烷排放主要的来源。1994年, 我国能源产业的甲烷排放量是9.37Tg。其中煤炭开采过程的排放是7.1Tg, 高于王明星等^[42]根据有限观察估算的6.08Tg, 而低于张仁健等^[15]同样针对1994年的研究结果10.3Tg。2000年煤矿开采排放的甲烷降为6.53Tg^[43], 但至2003年又迅速增长到11Tg左右^[44]。由于油气系统早期缺乏观测资料, 对它估算比较困难, 已有结果也存在较大差别。信息通报给出的油气系统及燃料逃逸的甲烷量为7.35Tg, 与之相比, 张仁健等^[15]的研究结果则远小于该值, 仅为0.1Tg。此外, 信息通报中还给出了反刍动物和垃圾处理的甲烷排放量分别为10.1Tg和7.72Tg, 均高于张仁健等^[15]的研究结果6.8Tg和1.13Tg。

生物质燃烧会向大气中释放出大量污染物。当燃烧完全的时候, 最终产物是二氧化碳和水。而如果火被焖烧, 燃烧不充分, 会产生出大量的甲烷和其他更高阶的碳氢化合物。生物质燃烧排放甲烷依赖于燃烧所达到的阶段、生物质的碳含量和燃烧的生物量^[45]。绝大多数的生物质燃烧来源于季节性的草原大火, 尤其是非洲热带草原和农业废弃物燃烧。生物质燃烧所产生的甲烷大约为45~55Tg/年, 但是年际间变化相差很大, 很大程度上取决于气象条件^[46]。IPCC^[2]给出

的值是35Tg/年。Streets等^[47]对亚洲地区生物质燃烧排放进行了估算,其中2000年中国区域生物质燃烧产生的甲烷排放值为0.54Tg,比1994年的国家信息通报值2.15Tg有所降低。据报道,其他甲烷的自然排放源如白蚁、甲烷水合物、海洋的年排放量分别为2~22Tg、9Tg、2~9Tg^[48]。

除上述之外,甲烷还存在一个非常有争议的源——植被。Frankenberg等^[49]通过对卫星资料的反演,发现热带森林地区甲烷排放量被低估。接着,又有对巴西亚马孙山地森林进行的观测和模拟,发现该地区存在不明来源的甲烷排放^[50]。为了证明自然界中是否存在尚未发现的甲烷植被源,Keppler等^[51]对植物体进行了测量研究,发现有氧环境下植被也会排放甲烷,且数量相当惊人,高达62~236Tg/年。Wang等^[52]在内蒙古草原开展的研究也证明了植物可以释放甲烷的理论,同时还发现释放甲烷的植物仅限于木本灌木,草本植物还未发现有甲烷产生。Cao等^[53]也报道了我国青藏高原生态系统植物群落的甲烷排放。而与此形成鲜明对比的是,Dueck等^[54]、Nisbet等^[55]则认为植被不会排放甲烷,对Keppler等^[51]的结果提出了质疑。尽管存在争议,但是Keppler等^[51]的结果还是得到了更多研究的支持^[56-59]。谢旻等^[60]基于Keppler等^[51]的工作,建立了适用于中国地区的陆地植被甲烷排放模式(PLANTCH₄),并结合NOAA/AVHRR卫星数据对2000年中国区域的植被甲烷的排放总量和空间分布进行了估算,结果显示中国植被甲烷排放为11.83(4.83~19.70)Tg/年,其中森林是最大的植被源,主要集中在我国云南和东北地区。

1.2 吸收汇

大气中甲烷的汇主要是对流层中与OH的氧化、干燥土壤中的生物氧化和平流层损失。OH自由基是低层大气的首要清洁剂,大气中甲烷最主要的清除过程就是在对流层中与OH的氧化反应,尤其是在光照充足的热带地区。OH在大气中的年平均浓度大概在 $0.9 \times 10^6 \sim 1.2 \times 10^6$ molecules/cm³^[61]。气象条件的变化对甲烷清除过程会产生很大的影响。例如,在高度污染地区,大气中氮氧化物充足,大气氧化过程更倾向于氮氧化物与OH反应生成臭氧,同时由于氮氧化物的存在能够循环产生OH,因此污染地区的OH浓度要高于同纬度的海洋^[62]。其他少量的甲烷清除来自于对流层向平流层的向上传输损失,以及土壤中甲烷氧化细菌的氧化。厌氧环境中产生的甲烷在输送到大气以前,有相当一部分在好氧区域被甲烷氧化菌在甲烷单氧化酶的作用下氧化为二氧化碳。继Harriss等^[63]发现

沼泽土壤在干旱条件下会消耗甲烷后,先后又有研究报道了森林^[64-65]、草地^[66-67]和农田土壤^[68]中的甲烷吸收氧化。

与对流层OH自由基的反应消耗甲烷约为528Tg/年,约占总汇的77%;向平流层输送甲烷51Tg/年,约占总汇的7%;通气良好的表层干燥土壤所消耗的大气甲烷的量约为28Tg/年,约占甲烷总汇的4%左右^[2]。另有研究通过对¹³C的测定发现,与海洋边界层的游离氯离子的反应很有可能是甲烷的另一个汇,每年消耗的甲烷大约为19Tg^[69-70]。

2 甲烷观测现状

从20世纪70年代起,世界各国陆续开展了大气甲烷浓度变化与分布特征的长期观测^[71]。目前,甲烷观测方式主要有地面采样观测、地基遥感、卫星遥感和航空采样观测。世界温室气体资料中心(WDCGG)是世界气象组织设置在日本气象厅的负责收集和分发大气和海洋中的温室气体及相关气体浓度资料的机构。WDCGG收集的资料来自全球大气监测网(GAW)、研究机构及其他合作计划(如NOAA/ERSL、CMA、CSIRO)。截止到2012年3月,该中心共收集了188个站点的甲烷观测资料,除有少量船舶观测以外,绝大部分为固定站点。根据WMO 2011年的WDCGG数据摘要^[72],可以看出,北半球甲烷浓度的季节变化要比南半球的明显且浓度值高于南半球。甲烷浓度的季节变化由其最大的汇OH自由基主导,也受到大气传输的影响。北半球甲烷冬高夏低,南半球秋高春低,靠近赤道附近区域冬季受北半球传输影响,甲烷浓度较高。我国大气甲烷观测开始于20世纪80年代,主要在西部清洁地区使用钢瓶采样开展分析研究^[73]。北京地区也开展了城市生态系统甲烷的定位监测^[74]。到2006年为止,我国先后建立了一个全球大气本底站(青海瓦里关)、三个区域大气本底站(北京上甸子、浙江临安和黑龙江龙凤山),并开展了温室气体网络化采样分析^[71, 75],结果显示:代表了我国长三角发达地区的临安站,甲烷冬季浓度最高,季节振幅最大;而代表我国清洁本底区域的瓦里关站,甲烷浓度最小,季节变化也最小。有限的地基观测数据显示,我国大气甲烷浓度根据站点不同具有高度变化的特点,变化范围大概在1700~2400ppb之间,也表明了甲烷的浓度水平和季节变化同时受到区域人为排放源和周边环境传输的影响^[76-78]。但是我国可靠的地面观测站点数量不足,缺乏长时间的观测序列,且多建立在远离人为活动排放的地方,还不能代表较大尺度的区域甲烷浓度特征。

卫星遥感能够快速获取全球尺度的观测数据,给出直观全面的监测气体时空分布特征。目前,能够进行甲烷探测的卫星有ENVISAT搭载的SCIAMACHY、GOSAT 搭载的TANSO-FTS、Aqua搭载的AIRS等。Aqua搭载的AIRS卫星遥感观测数据显示中高层大气甲烷浓度在夏季达到最高值^[79-80]。Zhang等^[81]利用ENVISAT卫星上SCIAMACHY传感器数据反演了中国区域的甲烷年平均柱浓度,结果显示甲烷浓度的空间分布呈现从东南到东北递减的梯度,而最低值则出现在青藏高原地区。

此外,还有地基遥感观测甲烷的手段,主要是基于傅里叶转换红外光谱(FTIR)。Petersen等^[82]将FTIR观测与SCIAMACHY反演的结果做比较,在热带地区取得了很好的一致性。到目前为止,我国还没有自己的温室气体观测卫星,计划中的首颗全球二氧化碳监测科学试验卫星已经开始启动研制,预计于2015年发射。

3 大气甲烷浓度模拟

近年来,全球数值模式已被广泛应用于人为活动对气候影响的评估,对温室气体甲烷的模拟也成为对流层大气化学模拟的热点。甲烷的模拟主要在气象场的驱动下,由排放、传输、化学反应和吸收等几部分组成。Wang等^[12]利用全球化学传输模式GEOS-Chem,研究了甲烷1988—1997年增长率的减缓原因,结果表明,主要是由于排放源的减少和OH的增加,其中,1992—1993年甲烷浓度异常的低增长率可以由皮纳图博火山喷发后湿地排放和OH浓度的波动来解释。张仁健等^[83]采用全球二维大气化学模式的研究结果也给出了相同的解释。另有TM3的模式研究结果指出,这段时间大气甲烷增长水平的下降只是说明排放达到了暂时的稳定^[84]。Chen等^[18]利用MATCH模式研究了1996—2001年的甲烷年际变化,结果表明,模式能够抓住大部分短暂天气事件,如北大西洋涛动和厄尔尼诺,同时,该研究指出,使用连续的气象场观测资料对甲烷模拟研究十分重要,尤其是在与高频的地面观测资料做对比的时候。使用合适的OH场,MOZART 2-D模式也能得到与观测相似度较高的模拟结果^[85]。Fraser等^[86]利用GEOS-Chem 模式研究了区域排放和长距离传输对澳大利亚甲烷浓度的相关贡献。TransCom-CH₄对比试验(图2)利用不同的甲烷化学传输模式分析了地面排放、传输和化学损失在全球甲烷模拟分布中的作用^[87-88],并对对流层不同高度下甲烷在水平和垂直方向上的传输进行了评估,结果显示,由于20世纪90年代起人为排放增长的放缓,甲烷

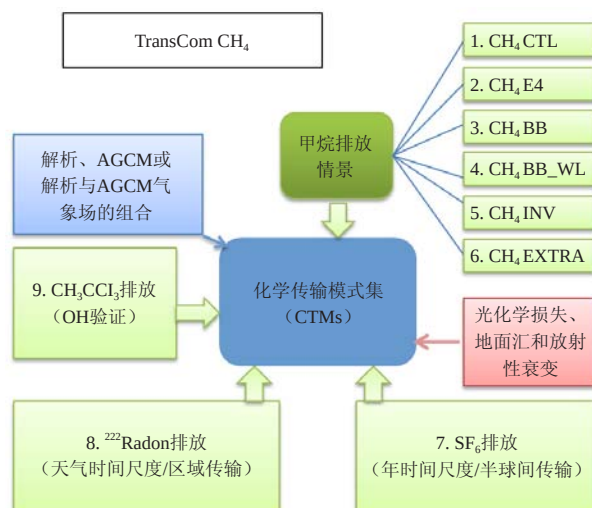


图2 TransCom-CH₄模式模拟试验示意图^[87]

的十年平均增长率可能已经在21世纪初达到平衡。

目前,国内对甲烷的模拟主要集中在对各种来源排放的研究以及区域小尺度研究上,对中国区域尺度上的大气甲烷总浓度的模拟研究还很缺乏。谢旻等^[60]利用MM5-CALGRID区域化学模式模拟了中国地区陆地植被排放对对流层低层甲烷浓度的影响,结果表明植被甲烷排放明显影响中国地区对流层低层甲烷浓度,使平均浓度增加了29.9%,在云南南部,这种变化高达69.68ppb。另有研究^[89]利用全球三维大气化学传输模式GEOS-Chem模拟了中国区域甲烷浓度的季节变化和空间分布特征,结果(图3)显示:中国区域地面甲烷浓度呈现出夏季浓度最高、春季浓度最低的季节变化特征;在夏季,中国东部地区甲烷最大浓度可超过2300ppb;从空间分布上看,青藏高原是中国地面甲烷浓度最低的区域,最低浓度可低于1800ppb;中国东部地区的地面甲烷浓度普遍高于西部地区,差值大约在200~400ppb左右。

4 结语与展望

近年来,随着全球温室气体浓度不断增加,大气中甲烷的现状也越来越受到关注。本文从源汇、观测和模拟等方面对大气甲烷以往的研究进行了介绍。甲烷主要的排放源是湿地,约占全球甲烷排放三分之一;甲烷最主要的汇是与对流层OH自由基反应,约占总汇的77%。北半球甲烷浓度的季节变化比南半球的季节变化明显且浓度值高于南半球。从以往研究中还可以看出,大气甲烷的研究主要集中在对各种来源排放的估计以及区域小尺度的通量研究上。这些研究结果显示,源和通量的大小、空间分布的变化对甲烷的产生具有重要的影响。然而各个排放源对大气中甲

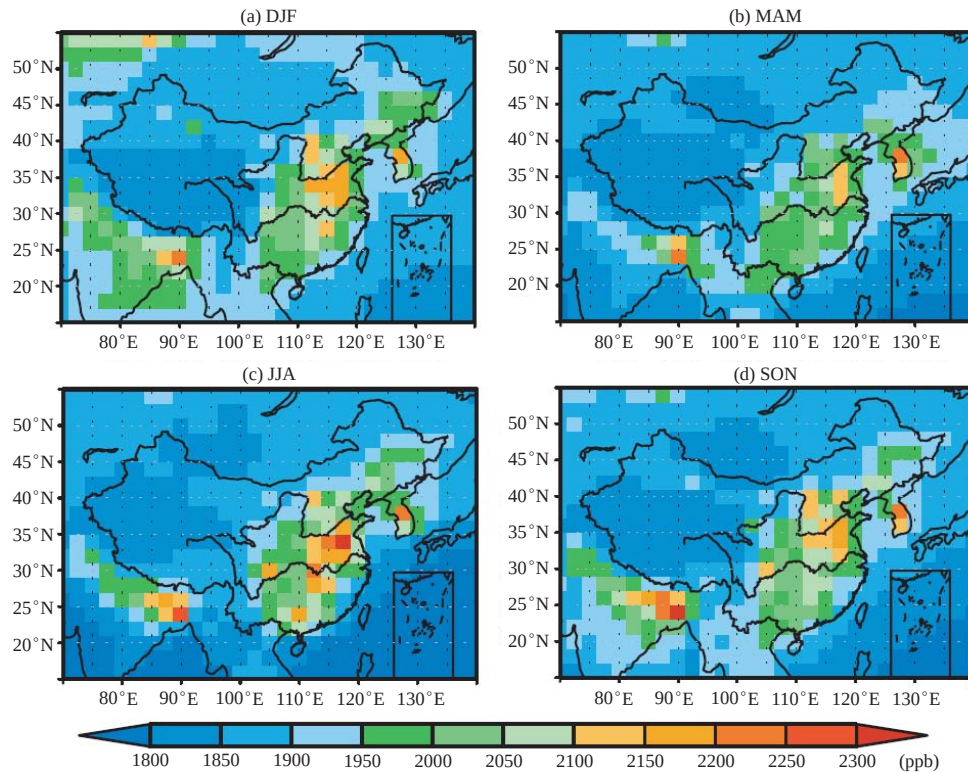


图3 2004年中国区域模拟甲烷季节平均地面浓度分布^[89]

烷浓度的具体贡献以及外来传输的影响, 涉及较少。未来还可以对甲烷的年际和年代际变化以及气象场对甲烷浓度的影响进行深入的研究。目前, 中国区域的甲烷观测站点非常稀少, 空间分布不均, 观测资料有限, 尤其是缺乏长时间的观测序列, 对甲烷的时空分布特征、季节变化的主要驱动因素及其贡献并没有系统深入的研究。随着甲烷浓度地面采样观测资料和 FTIR 地基高光谱遥感观测数据的积累, 以及卫星遥感空间观测如近红外观测 (GOSAT, SCIAMACHY) 和热红外观测 (IASI) 等技术的发展, 将更多的长期有效的监测数据应用于甲烷浓度时空变化及其影响因素的分析, 能够更好地进行排放清单估算和对模式的研究结果进行比较验证。因此, 在全球气候变暖的背景下, 对上述问题深入开展研究, 对于科学制定温室气体减排政策和调节资源配置工作, 积极应对全球气候变化将具有十分重要的意义。

参考文献

- [1] Ramaswamy V, Boucher O, Haigh J, et al. Radiative forcing of climate change. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2001.
- [2] IPCC Climate Change. The physical science basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the IPCC 2013.
- [3] 张华, 张若玉, 何金海, 等. CH_4 和 N_2O 的辐射强迫与全球增温潜能. 大气科学, 2013, 37(3): 745-754.
- [4] WMO. WMO Greenhouse gas bulletin No.9. 2013.
- [5] Bouwan A F. Exchange of greenhouse gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere. In: Soils and Greenhouse Effect. Chichester, USA: Wiley and Sons, 1990.
- [6] Fung I, John J, Lerner J, et al. Three-dimensional model synthesis of the global methane cycle. J Geophys Res, 1991, 96(D7): 13033-13065.
- [7] Olivier J G J, van Aardenne J A, Dentener F, et al. Recent trends in global greenhouse gas emissions: Regional trends and spatial distribution of key sources. In: Non- CO_2 Greenhouse Gases (NCGG-4), edited by van Amstel A. Rotterdam: Millpress, 2005.
- [8] Conrad R. Soil microorganisms as controllers of atmospheric trace gases (H_2 , CO , CH_4 , OC_s , N_2O , and NO). Microbiol Rev, 1996, 60: 609-640.
- [9] Ehhalt D H. The atmospheric cycle of methane. Tellus, 1974, XXVI(1-2): 58-70.
- [10] Hein R, Crutzen P J, Heimann M. An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle. Global Biogeochem Cycles, 1997, 11: 43-76.
- [11] Houweling S, Kaminski T, Dentener F, et al. Inverse modeling of methane sources using the adjoint of a global transport model. J Geophys Res, 1999, 104: 26137-26160.
- [12] Wang J S, Logan J A, McElroy M B, et al. A 3-D model analysis of the slowdown and interannual variability in the methane growth rate from 1988 to 1997. Global Biogeochem Cycles, 2004, 18, GB3011.
- [13] Bousquet P, Ciais P, Miller J B, et al. Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability. Nature, 2006, 443: 439-443.
- [14] Forster P, Ramaswamy V, Artaxo P, et al. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. 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, 2007.
- [15] 张仁健, 王明星, 李晶, 等. 中国甲烷排放现状. 气候与环境研究, 1999, 4(2): 194-202.
 - [16] Kaplan J O, Folberth G, Hauglustaine D A. Role of methane and biogenic volatile organic compound sources in late glacial and Holocene fluctuations of atmospheric methane concentration. *Global Biogeochem Cycle*, 2006, 20, GB2016.
 - [17] Bloom A A, Palmer P I, Fraser A, et al. Large-scale controls of methanogenesis inferred from methane and gravity spaceborne data. *Science*, 2010, 327: 322-325.
 - [18] Chen Y H, Prinn R G. Atmospheric modeling of high- and low-frequency methane observations: Importance of interannually varying transport. *J Geophys Res*, 2005, 110, D10303.
 - [19] Chen Y H, Prinn R G. Estimation of atmospheric methane emission between 1996-2001 using a 3-D global chemical transport model. *J Geophys Res*, 2006, 111, D10307.
 - [20] Singh S N. Exploring correlation between redox potential and other edaphic factors in field and laboratory conditions in relation to methane efflux. *Environ Int*, 2001, 27: 265-274.
 - [21] Hans B, Brian K S, Bent L. Are Phragmites-dominated wetlands a net source or net sink of greenhouse gases. *Aquat Bot*, 2001, 69: 313-324.
 - [22] Pickett-Heaps C A, Jacob D J, Wecht K J, et al. Magnitude and seasonality of wetland methane emissions from the Hudson Bay Lowlands (Canada). *Atmos Chem Phys*, 2011, 11: 3773-3779.
 - [23] Cui B S. Estimate of methane emission from mires in Sanjiang Plain. *Scientia Geographica Sinica*, 1997, 17: 93-96.
 - [24] Jin H J, Wu J, Chen G D, et al. Methane emissions from wetlands on Qinghai-Tibet Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 1999, 44: 2282-2287.
 - [25] 叶勇, 卢昌义, 林鹏. 海南岛和厦门红树林湿地CH₄排放的时空变化. *大气科学*, 2000, 24(2): 152-156.
 - [26] 黄国宏, 肖笃宁, 李玉祥, 等. 芦苇湿地温室气体甲烷(CH₄)排放研究. *生态学报*, 2001, 21(9): 1494-1497.
 - [27] Ding W X, Cai Z C, Wang D X. Preliminary budget of methane emissions from natural wetlands in China. *Atmospheric Environment*, 2004, 38: 751-759.
 - [28] Koyama T. Gaseous metabolism in lake sediments and paddy soils and the production of hydrogen and methane. *J Geophys Res*, 1963, 68: 3971-3973.
 - [29] 上官行健, 王明星, 陈德章, 等. 稻田甲烷的传输. *地球科学进展*, 1993, 8(5): 13-22.
 - [30] Wang M X, Dai A G, Shanguan X J, et al. Sources of methane in China. In: CH₄ and N₂O: Global Emissions and Controls From Rice Fields and Other Agricultural and Industrial Sources, edited by Minami K, Mosier A, Sass R L. Tsukuba, Japan: Natl Inst of Agro-Environ Sci, 1994.
 - [31] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Radioactive forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 emission scenarios. In: *Climate Change 1994*. Cambridge, UK: Cambridge Univ Press, 1994.
 - [32] Yan X, Akiyam H, Yagi K, et al. Global estimations of the inventory and mitigation potential of methane emissions from rice cultivation conducted using the 2006 Intergovernmental Panel on Climate Change Guidelines. *Global Biogeochem Cycles*, 2009, 23, GB2002.
 - [33] FAO. [Online] Available: <http://faostat.fao.org/site/567/default.aspx#ancor> (2014/11/17).
 - [34] IRRI. [Online] Available: <http://www.irri.org/> (2014/11/17).
 - [35] Cai Z. A category for estimate of CH₄ emission from rice paddy fields in China. *Nutr Cycling Agroecosyst*, 1997, 49: 171-179.
 - [36] Yan X Y, Ohara T, Akimoto H. Development of region-special emission factors and estimation of methane emission from rice fields in the east, southeast and south Asia countries. *Global Change Biology*, 2000, 9: 237-254.
 - [37] 王平, 黄耀, 张稳. 1955-2005年中国稻田甲烷排放估算. *气候变化研究进展*, 2009, 5(5): 291-297.
 - [38] 于心科. 温度对稻田甲烷排放的影响. *地球科学进展*, 1994, 9(5): 54-56.
 - [39] Cai Z C, Tsuruta H, Minami K. Methane emission from rice fields in China. Measurements and influence factors. *J Geophys Res*, 2000, 105: 17231-17242.
 - [40] EDGAR v4.0. European Commission, Joint Research Centre (JRC)/Netherlands Environmental Assessment Agency (PBL): Emission Database for Global Atmospheric Research (EDGAR), release version 4.0, 2009.
 - [41] 中华人民共和国气候变化初始国家信息通报(INCCC). 北京: 中国计划出版社, 2004.
 - [42] 王明星, 戴爱国, 黄俊, 等. 中国CH₄排放量的估算. *大气科学*, 1993, 17(1): 52-64.
 - [43] 郑爽, 王佑安, 王震宇. 中国煤矿甲烷向大气排放量. *煤矿安全*, 2005, 36(2): 29-33.
 - [44] 宁成浩, 陈贵锋. 我国煤矿低浓度瓦斯排放及利用现状分析. *能源环境保护*, 2005, 19(4): 1-4, 17.
 - [45] Levine J S, Cofer III W R, Pinto J P. Biomass burning. In: *Atmospheric Methane: Sources, Sinks and Role in Global Change*. New York: Springer-Verlag, 1993.
 - [46] Dlugokencky E J, Nisbet E G, Fisher R, et al. Global atmospheric methane in 2010: Budget, changes and dangers. *Philos Trans R Soc A*, 2011, 369(1943): 2058-2072.
 - [47] Streets D G, Yarber K F, Woo J H, et al. Biomass burning in Asia: Annual and seasonal estimates and atmospheric emissions. *Global Biogeochem Cycles*, 2003, 17(4), 1099, doi:10.1029/2003GB002040.
 - [48] EPA. Methane and Nitrous Oxide Emissions from Natural Sources, 2010.
 - [49] Frankenberg C, Meirink J F, Van Weele M, et al. Assessing methane emissions from global space-borne observations. *Science*, 2005, 308: 1010-1014.
 - [50] Carmo J B, Keller M, Dias J D, et al. A source of methane from upland forests in the Brazilian Amazon. *Geophys Res Lett*, 2006, 33, L04809.
 - [51] Keppler F, Hamilton J T G, Brass M, et al. Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions. *Nature*, 2006, 439: 187-191.
 - [52] Wang Z P, Han X G, Wang G G, et al. Aerobic methane emission from plants in the Inner Mongolia steppe. *Environ Sci Technol*, 2008, 42(1): 62-68.
 - [53] Cao G, Xu X, Long R, et al. Methane emissions by alpine plant communities in the Qinghai-Tibet Plateau. *Biology Letters*, 2008, 4(6): 681-684.
 - [54] Dueck T A, Visser R, Poorter H, et al. No evidence for substantial aerobic methane emission by terrestrial plants: A ¹³C-labelling approach. *New Phytol*, 2007, 175: 29-35.
 - [55] Nisbet R E R, Fisher R, Nimmo R H, et al. Emission of methane from plants. *Proceedings of the Royal Society B. Biological Sciences*, 2009, 276(1660): 1347-1354.
 - [56] Crutzen P J, Sanhueza E, Brenninkmeijer C A M. Methane production from mixed tropical savanna and forest vegetation in Vene-zuela. *Atmos Chem Phys Discuss*, 2006, 6: 3093-3097.
 - [57] Parsons A J, Newton C D P, Clark H, et al. Scaling methane emissions from vegetation. *Trends Ecol Evol*, 2006, 21: 423-424.
 - [58] Houweling S, Rochmann T, Aben I, et al. Atmospheric constraints on global emissions of methane from plants. *Geophys Res Lett*, 2006, 33(15), L15821.
 - [59] Ferretti D F, Miller J B, White J W C, et al. Stable isotopes provide revised global limits of aerobic methane emissions from plants. *Atmos Chem Phys*, 2007, 7: 237-241.
 - [60] 谢旻, 李树, 江飞, 等. 中国地区陆地植被甲烷排放及其对对流层低层甲烷浓度的影响. *科学通报*, 2008, 53(19): 2365-2370.
 - [61] Rigby M, Prinn R G, Fraser P J, et al. Renewed growth of atmospheric methane. *Geophys Res Lett*, 2008, 35(22), L22805.
 - [62] Lelieveld J, Dentener F J, Peters W, et al. On the role of hydroxyl radicals in the self-cleansing capacity of the troposphere. *Atmos Chem Phys*, 2004, 4: 2337-2344.
 - [63] Harris R C, Sebach D I, Day F P. Methane flux in the Great

- Dismal Swamp. *Nature*, 1982, 297: 673-674.
- [64] Steudler P A, Bowden R D, Melillo J M, et al. Influence of nitrogen fertilization on methane uptake in temperate forest soils. *Nature*, 1989, 34: 314-316.
- [65] Shigehiro I, Tadashi S, Kazuhiro I. Methane oxidation in Japanese forest soils. *Soil Biol Biochem*, 2000, 32: 769-777.
- [66] Mosier A R, Schimel D S, Valentine D, et al. Methane and nitrous oxide fluxes in native fertilized and cultivated grasslands. *Nature*, 1991, 350: 330-332.
- [67] Czepiel P M, Crill P M, Harriss R C. Environmental factors influencing the variability of methane oxidation in temperate zone soils. *J Geoph Res*, 1995, 100(D5): 9359-9364.
- [68] Dubey S Y, Sinha A S K, Singh J S. Spatial variation in the capacity of soil for CH_4 uptake and population size of methane oxidizing bacteria in dry-land rice agriculture. *Current Sci*, 2000, 78(5): 617-620.
- [69] Platt U, Allan W, Lowe D. Hemispheric average C1 atom concentration from $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ ratios in atmospheric methane. *Atmos Chem Phys*, 2004, 4: 2393-2399.
- [70] Allan W, Lowe D C, Gomez A J, et al. Interannual variation of ^{13}C in tropospheric methane: Implications for a possible atomic chlorine sink in the marine boundary layer. *J Geophys Res*, 2005, 110, D11306.
- [71] 刘立新, 周凌晞, 温民, 等. 中国4个国家野外站大气 CH_4 本底浓度变化特征. *气候变化研究进展*, 2009, 5(5): 285-290.
- [72] WMO. WMO WDCGG Data Summary, GAW DATA Volume IV-Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases (Methane), WDCGG No. 35. Geneva, 2011.
- [73] 王明星, 刘卫卫, Rasmussen R A, 等. 我国西北部沙漠地区大气甲烷浓度的季节变化的长期变化趋势. *科学通报*, 1989, 9: 684-686.
- [74] 王长科, 王跃思, 刘广仁, 等. 北京城区大气 CH_4 浓度及其变化规律. *环境科学研究*, 2003, 16(6): 43-45.
- [75] 方双喜, 周凌晞, 许林, 等. 我国4个WMO/GAW本底站大气 CH_4 浓度及变化特征. *环境科学*, 2012, 33(9): 2917-2923.
- [76] 王跃思, 王明星. 北京大气甲烷季变化及发展趋势. *大气科学*, 2000, 24(2): 157-164.
- [77] Zhou L X, Worthy D E J, Lang P M, et al. Ten years of atmospheric methane observations at a high elevation site in Western China. *Atmospheric Environment*, 2004, 38(40), 7041-7054.
- [78] 宋长春, 王毅勇, 王跃思, 等. 人类活动影响下淡水沼泽湿地温室气体排放变化. *地理科学*, 2006, 26(1): 82-86.
- [79] Xiong X, Houweling S, Wei J, et al. Methane plume over south Asia during the monsoon season: Satellite observation and model simulation. *Atmos Chem Phys*, 2009, 9: 783-794.
- [80] 张兴赢, 白文广, 张鹏, 等. 卫星遥感中国对流层中高层大气甲烷的时空分布特征. *科学通报*, 2011, 56(33): 2804-2811.
- [81] Zhang X, Jiang H, Wang Y, et al. Spatial variations of atmospheric methane concentrations in China. *International Journal of Remote Sensing*, 2011, 32(3): 833-847.
- [82] Petersen A K, Warneke T, Frankenberg C, et al. First ground-based FTIR observations of methane in the inner tropics over several years. *Atmos Chem Phys*, 2010, 10: 7231-7239.
- [83] 张仁健, 王明星. 1992年大气甲烷增长速率异常下降的模拟研究. *大气科学*, 2000, 24(3): 355-362.
- [84] Dlugokencky E J, Houweling S, Bruhwiler L, et al. Atmospheric methane levels off: Temporary pause or a new steady-state? *Geophys Res Lett*, 2003, 30(19), 1992.
- [85] Cunnold D M, Steele L P, Fraser P J, et al. In situ measurements of atmospheric methane at GAGE/AGAGE sites during 1985-2000 and resulting source inferences. *J Geophys Res*, 2002, 107, D14.
- [86] Fraser A, Chan Miller C, Palmer P I, et al. The Australian methane budget: Interpreting surface and train-borne measurements using a chemistry transport model. *J Geophys Res*, 2011, 116, D20306.
- [87] Patra P K, Houweling S, Krol M, et al. TransCom model simulations of CH_4 and related species: Linking transport, surface flux and chemical loss with CH_4 variability in the troposphere and lower stratosphere. *Atmos Chem Phys*, 2011, 11: 12813-12837.
- [88] Saito R, Patra P K, Sweeney C, et al. TransCom model simulations of methane: Comparison of vertical profiles with aircraft measurements. *J Geophys Res Atmos*, 2013, 118: 3891-3904.
- [89] Zhang D Y, Liao H, Wang Y S. Simulated Spatial Distribution and Seasonal Variation of Atmospheric Methane over China: Contributions from Key Sources. *Adv Atmos Sci*, 2014, 31(2): 283-292.

新书架

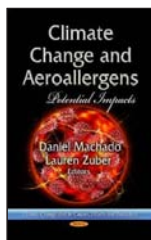
NEW BOOK

 感兴趣的读者可以到中国气象局图书馆查阅



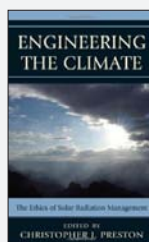
Ecosystem Services: Global Issues, Local Practices
《生态系统服务：全球问题，本地实践》

编著者：Sander Jacobs等
出版者：Elsevier
出版年：2013



Climate Change and Aeroallergens: Potential Impacts
《气候变化与气源性致敏源：潜在影响》

编著者：Daniel Machado等
出版者：Nova Science Pub Inc
出版年：2013



Engineering the Climate: The Ethics of Solar Radiation Management
《制造气候：太阳辐射管理的伦理学》

编著者：Christopher J. Preston
出版者：Lexington Books
出版年：2013



Cities, Disaster Risk and Adaptation
《城市、灾害风险与适应》

编著者：Christine Wamsler
出版者：Routledge
出版年：2013

影响黑龙江夏季气温的大尺度环流因子分析

李永生¹ 朱玉祥² 王莹³

(1 黑龙江省气候中心, 哈尔滨 150030;

2 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081; 3 黑龙江省哈尔滨市气象局, 哈尔滨 150028)

摘要: 利用1954—2012年NCEP/NCAR月再分析资料及黑龙江省15个台站的月气温资料, 采用相关分析、趋势分析、合成分析等诊断分析方法, 从黑龙江省夏季气温与同期500hPa高度场、海平面气压场和200hPa纬向风场的相关图上找出影响黑龙江省夏季气温的关键区域, 在此基础上客观定义出关键影响因子和指数。结果表明, 乌拉尔山高压、贝加尔湖高压和鄂霍次克海高压, 是通过遥相关来影响黑龙江省夏季气温的, 而东北冷涡是直接因子, 东北冷涡指数与夏季气温的相关系数为0.87, 距平符号一致率为95%, 因此可以认为东北冷涡是影响黑龙江省夏季气温的直接关键因子。另外, 北太平洋海平面气压指数和西风切变指数对黑龙江地区夏季气温也有重要影响。结合数值模式预测结果, 本研究得到的关键影响因子和指数, 可以用于黑龙江省夏季气温的预测。

关键词: 黑龙江省夏季气温, 气候预测, 东北冷涡, 阻塞高压

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.01.006

Influencing Large-scale Circulation Factor Analysis of Summer Temperature in Heilongjiang Province

Li Yongsheng¹, Zhu Yuxiang², Wang Ying³

(1 Climate Center of Heilongjiang Province, Harbin 150030 2 CMA Training Center, China Meteorological Administration, Beijing 10081 3 Harbin Meteorological Bureau of Heilongjiang Province, Harbin 150028)

Abstract: Using the NCEP/NCAR reanalyzed monthly data and monthly temperature from 15 meteorological stations of Heilongjiang Province from 1954 to 2012 and adopting the methods, such as correlation, trend, composite analysis, the key zones influencing summer temperature of Heilongjiang Province are found from correlogram of summer temperature with 500 hPa height field and sea level pressure field with 200 hPa zonal wind field. Based on these key zones, the key factors and indices are objectively defined. The preliminary results of the analysis show that, Ural Mountain high, Baikal Lake high and Okhotsk high influence the temperature through teleconnection, but the impact from northeast cold vortex is direct. Correlation coefficient between northeast cold vortex and summer temperature is 0.87 and the consistent rate is 95%, so we can conclude that northeast cold vortex has influenced the summer temperature directly; in addition, North Pacific sea-level pressure index in summer and westerlies shear index are very important systems influencing the summer temperature. Combination of numerical models output, key factors and indexes of this study can be used to predict the summer temperatures of Heilongjiang Province.

Keywords: summer temperature of Heilongjiang Province, climate prediction, northeast cold vortex, blocking high

0 引言

黑龙江省位于中国的东北部, 既受来自较低纬度地区的副热带系统影响, 又受来自中高纬度的系统影响^[1], 加之独特的地形, 形成了年际变率较大的气

候特点。同时, 黑龙江省是全国重要的商品粮基地之一, 夏季是农作物的主要生长季节, 农作物的生长对夏季气温有明显的依赖性, 气温的高低直接影响了粮食的品质和产量, 因此, 对夏季气温的研究和预测工作尤为重要, 以便为粮食生产做好夏季预测服务。20世纪80年代初, 东北低温协作研究组就对东北夏季低温的气候特征以及中长期预报, 进行了系统的研究^[2-3]。至今, 关于东北夏季气温的研究成果已有很多, 如: 东北低温与厄尔尼诺的关系^[4], 热带和中纬太平洋海温异常对东北夏季低温冷害影响的诊断分析研究^[5], 东北夏季气温与前期、同期太平洋海温的关系与PDO冷暖位相有关^[5], 持续性东北冷夏的变化规律及

收稿日期: 2013年10月12日; 修回日期: 2014年1月2日
第一作者: 李永生(1984—), Email: liyongsheng330@163.com
通信作者: 朱玉祥(1976—), Email: zhuyx@cma.gov.cn
资助信息: 国家重大科学研究计划(2012CB957803); 国家自然科学基金项目(41305131); 黑龙江省气象局青年英才计划(2012); 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406020)

相关特征^[6], 东北地区夏季气温变化特征分析^[7], 东北低温发生的气候规律和大范围气候特征^[8], 等等^[9-12]。

但是, 黑龙江省作为东北地区的最北端, 虽然有着与东北地区一致性的特征, 但也有其独特的一面^[10]。以往研究大多是针对整个东北夏季气温的气候特征及其相关进行的研究, 而从影响黑龙江省夏季气温的异常大尺度环流的角度, 专门针对黑龙江夏季气温影响因子的研究相对较少。本文利用最新的台站资料和NCEP/NCAR再分析资料, 从东亚大气环流的角度诊断分析影响黑龙江地区夏季气温的关键因子, 在此基础上, 客观定义出能够表征关键因子的气候指数, 并且诊断分析这些因子影响黑龙江夏季气温的过程。本研究将有助于提高黑龙江地区夏季气温的短期气候预测水平, 对该地区防灾减灾有重要意义。

1 资料与方法

本研究所用资料包括: 黑龙江省15站1954—2012年月平均气温资料; NCEP/NCAR月再分析资料(包括高度场、风场), 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$; 国家气候中心的74项环流特征量。

经过前期的EOF计算, 本研究发现黑龙江省夏季气温具有全省一致性的特点, 第一空间模态全省都为一致正值(图略), 其解释总方差的比例超过90%。因此, 本文选取资料序列较长的15个台站的平均值表征黑龙江省夏季气温。分析方法主要采用相关分析、趋势分析、合成分析、EOF分析等诊断分析方法^[13]。

2 结果分析

数值预报环流形式的预报总体上超过了预报员的预报水平, 但其要素(气温、降水等)预报的水平还比较低^[14]。而气温、降水等恰恰是预报员最关心的预报量。统计预报和动力模式预报结合, 是未来短期气候预测的趋势^[15]。对数值模式来说, 500hPa高度场、海平面气压和200hPa风场是其模拟效果较好的气象物理量场^[16]。因此, 从短期气候预测和监测诊断分析的实用性角度考虑, 本文主要从上述三个角度寻找影响黑龙江夏季气温的关键因子。

2.1 500hPa 高度场

图1出示了黑龙江省6—8月气温与同期500hPa高度场的相关分析结果, 可以看出, 6—8月, 从 30° — 90° N、 40° E— 140° W都存在波列结构, 高相关中心相同的位置都位于乌拉尔山地区、东北北部、鄂霍次克海地区和阿留申地区以及西太平洋地区, 不同的是7月份气温与同期500hPa高度场相关图上, 西太平洋地区的相关系数比其他两个月的相关系数都要显著。可见, 从500hPa大气环流这个角度来看, 这几

个地区是预测黑龙江省夏季气温短期气候预测的关键信号地区。夏季, 当东北北部上空、贝加尔湖地区500hPa环流为正距平时, 黑龙江省夏季易出现高温(图略)。赵振国^[17]指出了鄂霍次克海、贝加尔湖和乌拉尔山这三个关键区, 这三个关键区的高度场距平的正负对中高纬地区气候影响非常大。由于黑龙江省地理位置的独特性, 可以看出, 500hPa层面上影响黑龙江省夏季气温的有上游地区的贝加尔湖地区、下游的鄂霍次克海地区、本地的上空以及南面低纬度地区。作者根据业务工作积累的经验, 对这几个关键区进行量化描述, 定义了气候指数, 55° — 65° N、 120° — 150° E区域代表鄂霍次克海地区, 50° — 60° N、 90° — 110° E区域代表贝加尔湖地区, 60° — 80° N、 50° — 80° E代表乌拉尔山地区, 利用统计方法和数值模式来预测这几个气候指数的变化, 进而可以预测黑龙江省夏季气温。由于乌拉尔山高压对黑龙江省夏季气温的影响存在季节内变化, 因此这里没有给出乌拉尔山高压指数。

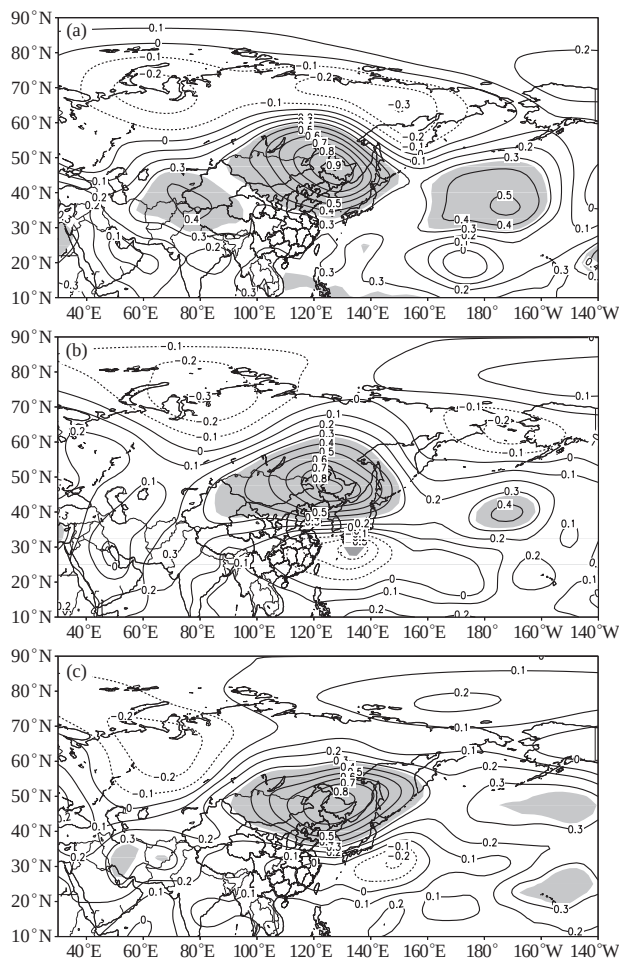


图1 黑龙江省6月(a)、7月(b)、8月(c)气温与同期500hPa环流相关图(阴影表示通过0.05显著性水平检验的区域)

利用合成分析方法,将黑龙江省夏季气温异常高(低)年500hPa高度场进行合成,黑龙江省夏季高温年为2000年、2007年、2008年和2010年;夏季低温年为1957年、1964年、1972年、1976年、1983年和2009年,结果也发现,贝加尔湖地区、东北北部和鄂霍次克海地区是影响黑龙江省夏季气温的关键地区(图2)。这进一步证明了前面用相关系数寻找得到的关键区域是合理的。

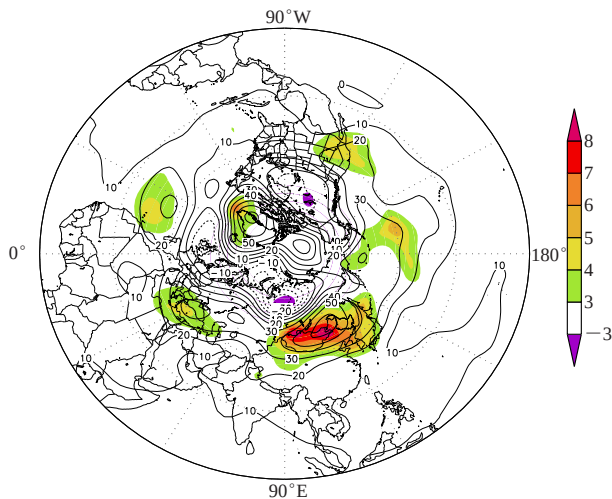


图2 黑龙江省夏季高温年与低温年500hPa差值分布(单位: gpm)
(阴影表示通过0.05显著性水平检验的区域)

2.1.1 东北冷涡指数

东北冷涡是影响东北天气的重要天气系统之一,可以造成东北地区低温冷害、持续阴雨洪涝、突发性强对流天气等灾害性天气,尤其以夏季的活动最为频繁。尽管东北冷涡是天气学尺度上的定义,但由于东北冷涡的反复出现和维持会造成一定的“气候效应”,从而会影响东北地区月尺度的气温和降水,甚至会影响整个夏季的气温和降水。不同的冷涡路径能够对局地和非局地的降水和环流产生明显影响。孙力等^[18]按照冷涡活动位置的不同分布将35°—40°N, 40°—50°N, 50°—60°N的东北冷涡为北涡、中涡、南涡,从天气学的角度对东北冷涡的天气学特征进行了深入广泛的统计研究,指出东北冷涡对东北地区夏季天气气候的影响显著,冷涡在夏季具有较明显的持续性活动特征,冷涡的持续性活动是导致东北地区夏季低温的一个十分关键的因子。

利用500hPa高度场数据定义一个影响黑龙江省夏季气候的东北冷涡指数,定义42.5°—55°N、120°—130°E这个区域内的所有格点平均后的值作为东北冷涡气候指数,该指数与同期黑龙江省夏季气温的相关系数达0.87,通过了0.01的显著性水平检验,

距平符号一致率达到95%(图3),表明该指数对预报黑龙江省夏季气温具有很好的指示意义,可以作为预测黑龙江省夏季气温高低的一个关键因子。

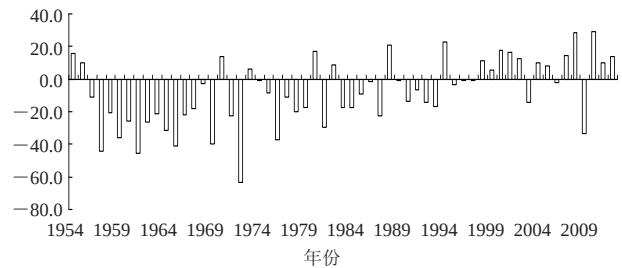


图3 夏季东北冷涡指数

从图3中还可以看出,若以平均气温距平绝对值大于1℃为标准,划分黑龙江省夏季气温异常高(低)年,可知黑龙江省夏季气温偏低年一般发生在20世纪80年代中期以前,从20世纪80年代中后期开始,夏季气温偏低年则鲜有发生,这与文献[19-20]的研究结果是一致的,中国东北地区夏季的整体升温现象是显著的,中国东北地区夏季增温趋势远大于北半球其他地区。

2.1.2 鄂霍次克海高压指数

任广成^[21]研究发现,鄂海高压对中国天气的影响,以东北夏季气温最为显著,鄂海高压偏强时,东北地区气温偏低,鄂海高压偏弱时,东北气温偏高。文献[22-23]将55°—65°N、120°—150°E区域内每个格点上的高度值相加后再除以格点数可代表鄂霍次克海地区的高压指数(图4)。夏季,鄂霍次克海高压指数与黑龙江省夏季气温的相关系数为0.30,通过了0.05的显著性水平检验。更为重要的是,鄂霍次克海高压指数与东北冷涡指数之间存在高相关,相关系数为0.53,通过了0.01的显著性水平检验。当鄂霍次克海地区上空出现高压时,黑龙江地区的上空为低涡活动,说明鄂霍次克海高压并不直接影响黑龙江省夏季气温,而是通过影响东北冷涡,进而影响黑龙江省夏季气温。梁红等^[24]研究发现,东北冷涡与鄂海阻高是互为生消的,当鄂霍次克海地区有阻高时,东北冷涡易偏多,这里定义的鄂霍次克海高压指数与梁红等定

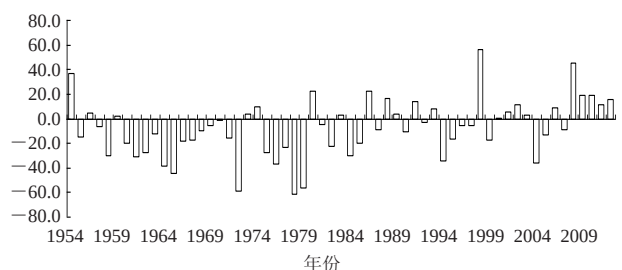


图4 夏季鄂霍次克海高压指数

义的地区不一致, 所以影响结果也不同。

2.1.3 贝加尔湖高压指数

根据文献[25]的定义, 将 50° — 60° N、 90° — 110° E区域内每个格点上的高度值相加后再除以格点数, 代表贝加尔湖地区的高压指数(图5)。夏季, 贝加尔湖高压指数与黑龙江省夏季气温的相关系数为0.49, 通过了0.05的显著性检验, 该指数可以认为是影响黑龙江省夏季气温的另一个关键因子。如果贝加尔湖地区建立阻塞高压或者是正距平控制, 有利于黑龙江地区处在高压控制下, 不利形成低涡, 这样就有利于黑龙江省夏季气温偏高。

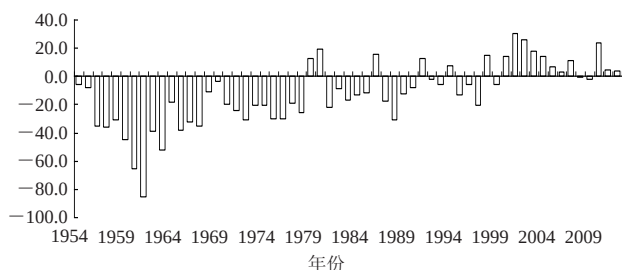


图5 夏季贝加尔湖高压指数

2.1.4 西太平洋副热带高压

6月和8月的西太平洋副热带高压面积、强度、脊线、北界和西伸脊点与黑龙江省6月和8月的气温相关系数较小, 而7月的西太平洋副热带高压面积、强度、脊线、北界和西伸脊点与黑龙江省7月的气温相关系数较大, 这说明7月副高可以直接影响到黑龙江省。梁红等[24]研究指出, 西太平洋副热带高压与鄂海阻高之间有良好的负相关关系, 鄂海阻高增强, 副热带高压减弱南撤, 是互相制约的。张庆云等[25]指出当夏季西太平洋副热带高压脊线位置偏北时, 高纬500hPa鄂霍次克海地区受负距平控制, 不利于在鄂霍次克海地区建立阻高。

2.2 海平面气压场

利用黑龙江省夏季平均气温与NCEP的海平面气压场相关(图略), 可以发现, 整个夏季, 在北太平洋阿留申群岛附近有一个正的相关区, 说明该地区是影响黑龙江省夏季气温的关键地区。根据文献[26-27], 将海平面 35° — 45° N、 180° — 160° W区域内每个格点上的高度值相加后再除以格点数可代表北太平洋海平面气压指数(图6)。经计算, 该指数与夏季黑龙江省平均气温的相关系数为0.41, 通过了0.05的显著性水平检验, 证明夏季 35° — 45° N、 180° — 160° W北太平洋海平面气压的异常可以影响黑龙江省夏季气温的高低。

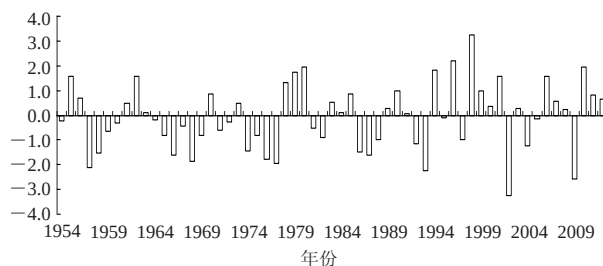


图6 夏季北太平洋海平面气压指数

2.3 西风切变指数

东亚夏季高空西风急流是东亚季风系统的重要成员之一, 影响东亚地区的天气和气候[28]。根据以往研究[29], 东亚高空西风急流异常可能主要与沿着三支西风急流传播的波列活动有关, 包括亚洲副热带西风急流、欧亚大陆北部高纬度地区的极锋急流和位于对流层低层的东亚低空西风急流。

由于高层环流变化具有较好的整体性和预示性, 参照黑龙江省夏季各月气温与夏季各月200hPa纬向

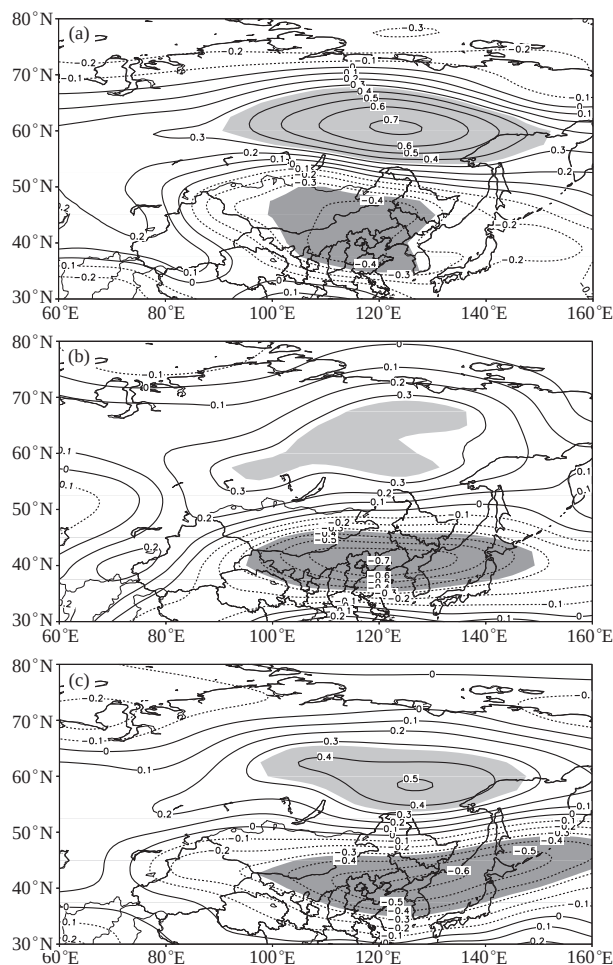


图7 黑龙江省6月(a), 7月(b), 8月(c)气温与同期200hPa纬向风相关图(阴影表示通过0.05显著性水平检验的区域)

风的相关场(图7), 利用200hPa (57.5° — 60° N、 120° — 130° E) 区域的平均纬向风减去 (37.5° — 40° N、 120° — 130° E) 区域的平均纬向风, 两个区域的差值作为一个西风切变指数, 该指数与黑龙江省夏季各月同期气温都有明显的正相关关系, 相关系数为0.6左右, 通过了0.001的显著性水平检验。

3 结论与讨论

通过以上研究, 本文得到如下结论:

1) 利用NCEP再分析资料, 结合黑龙江省夏季气温与同期500hPa高度场相关图, 找出了影响黑龙江省夏季气温的关键地区, 并在关键地区定义了东北冷涡指数、鄂霍次克海高压指数、贝加尔湖高压指数, 这几个气候指数对预测黑龙江省夏季气温具有较好的指示意义。其中, 东北冷涡更是直接影响黑龙江省夏季气温的非常显著的关键因子;

2) 结合黑龙江省夏季气温与同期海平面气压场相关图, 在海平面找出了影响黑龙江省夏季气温的关键地区, 定义了北太平洋海平面气压指数, 该指数与黑龙江省夏季气温也有很好的相关性;

3) 从黑龙江省夏季气温与同期200hPa纬向风场相关来看, 在西风急流的两侧分别有一个影响黑龙江省夏季气温的高相关区, 因此定义了西风切变指数, 该指数对黑龙江省夏季气温的影响也非常重要。

本文利用统计方法寻找出影响黑龙江省夏季气温的关键地区, 并定义了相应的关键影响因子, 结合国内外的动力模式预测结果, 该研究可以用于黑龙江省夏季气温的预测。需要指出的是, 本文从同期的再分析资料寻找关键因子, 这些因子可以用于数值预报产品统计释用的PP (Perfect Prog) 方法, 将来也可以从某一个或几个数值模式的预测产品中寻找可以用于MOS (Model Output Statistics) 方法关键因子。本研究只是对基于统计方法寻找的影响黑龙江夏季气温的关键因子做了初步诊断分析, 其影响过程和机理的深入研究, 需要进行动力诊断和数值模拟, 这将是我们将来的研究方向。基于这些关键因子, 建立黑龙江省夏季气温统计与动力相结合的短期气候预测模型, 也是将来的目标。

参考文献

- [1] Li J P, Wang J. A modified zonal index and its physical sense. *Geophys Res Lett*, 2003, 30 (12): 1632.
- [2] 东北低温研协组. 东北地区冷夏、热夏长期预报的初步研究. *气象学报*, 1979, 37(3): 44-58.
- [3] 章名立, 符凉斌, 曾昭美, 等. 我国夏季东北地区低温与全球气温的特征. *科学通报*, 1980, 19: 893-895.
- [4] 曾昭美, 章名立. 热带东太平洋关键区海温与中国东北地区气温的关系. *大气科学*, 1987, 11(4): 382-389.
- [5] 李菲, 李辑, 管兆勇. 我国东北夏季气温年代际变化特征及与太平洋海温异常关系的研究. *气象与环境学报*, 2010, 26(3): 19-26.
- [6] 王敬方, 吴国雄. 持续性东北冷夏的变化规律及相关特征. *大气科学*, 1997, 21(5): 523-532.
- [7] 杨素英, 王谦谦. 近50a东北地区夏季气温异常的时空变化特征. *南京气象学院学报*, 2003, 26(5): 653-660.
- [8] 汪秀清, 马树庆, 袁祝香, 等. 东北区夏季低温冷害的长期预报. *自然灾害学报*, 2006, 15(3): 42-45.
- [9] 王晨轶, 纪仰慧, 金磊, 等. 2009年黑龙江省干旱分析及评估. *干旱气象*, 2012, 30(1): 124-128.
- [10] 杨青. 东北夏季气温变化特征及其影响因子. 南京: 南京信息工程大学硕士论文, 2005.
- [11] 孙莹, 江静, 杨青, 等. 东北夏季气温分区变化特征. *气象科学*, 2008, 28(1): 50-55.
- [12] 沈柏竹, 廉毅, 杨涵涓, 等. 中国东北夏季温度年代际变化特征. *地理科学*, 2012, 32(6): 739-745.
- [13] Wilks D S. *Statistical methods in the atmospheric sciences* (Third edition). New York: Academic Press, 2011.
- [14] 矫海燕. 现代数值预报业务. 北京: 气象出版社, 2010.
- [15] 李维京. 现代气候业务. 北京: 气象出版社, 2012.
- [16] Kalnay E. *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability*. Cambridge: Cambridge University Press, 2003.
- [17] 赵振国. 中国夏季旱涝及环境场. 北京: 气象出版社, 1999.
- [18] 孙力, 安刚, 高纵亭, 等. 1998年夏季嫩江和松花江流域东北冷涡暴雨的成因分析. *应用气象学报*, 2002, 13(2): 156-162.
- [19] 陈莉, 朱锦红. 东北亚冷夏的年代际变化. *大气科学*, 2004, 28(2): 241-253.
- [20] 李辑, 龚强. 东北地区夏季气温变化特征分析. *气象与环境学报*, 2006, 22(1): 6-10.
- [21] 任广成. 夏季鄂海高压的长期预报研究. *中国气象科学研究院院刊*, 1989, 4(2): 193-198.
- [22] 赵汉光, 陈雪珍. 北半球阻塞高压的统计分析. *气象*, 1990, 16(3): 3-8.
- [23] 课题执行专家组. 短期气候预测系统的总装与业务化试验研究. 北京: 气象出版社, 2004.
- [24] 梁红, 王元, 郭正强. 夏季东北冷涡与副高、鄂海阻高的遥相关关系. *气象科学*, 2009, 29(6): 793-796.
- [25] 张庆云, 陶诗言. 夏季西太平洋副热带高压异常时的东亚大气环流特征. *大气科学*, 2003, 27(3): 369-380.
- [26] 郭冬, 孙照渤. 冬季北太平洋涛动异常与东亚冬季风和我国天气气候的关系. *南京气象学院学报*, 2004, 27(4): 461-470.
- [27] 孙晓娟, 王盘兴, 智海, 等. 阿留申低压四种环流指数的分析和比较. *大气科学学报*, 2011, 34(1): 74-84.
- [28] 林中达. 盛夏两类东亚高空西风急流北跳的动力过程. *大气科学*, 2011, 35(4): 631-645.
- [29] 陶诗言, 陈隆勋. 夏季亚洲大陆上空大气环流的结构. *气象学报*, 1957, 28: 234-247.

“布拉万”和“梅花”北上影响吉林省产生降水差异的天气学特征对比分析

徐兴波¹ 韩庆红¹ 徐驰²

(1 吉林市气象局, 吉林 132013; 2 南京信息工程大学, 南京 210044)

摘要: 使用NCEP再分析资料, 对两次路径相似, 但对吉林省降水造成影响差异较大的北上台风“布拉万”和“梅花”就流场和物理量场特征进行了对比分析。结果发现, 两次台风北上过程中西太平洋副热带高压对台风路径起着决定性的作用; 北上台风降水强度与自身水汽和周围水汽输送有直接关系, 水汽通量散度量值在降水预报中较为适用; 台风的垂直结构特别是涡度场垂直分布的斜压结构对台风的发展起到重要作用; 西风槽和冷空气与台风的配合对降水强度产生很大影响; 高低空急流的配置对台风系统的维持和强降水落区有明显的指示意义, 并且对降水的强度和持续时间起到关键作用。

关键词: 北上台风, 降水差异, 水汽通量散度, 涡度, 西风槽, 高低空急流

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.01.007

Synoptic Characteristic Analysis of Two Northward Typhoons “Bolaven” and “Muifa” Which Lead to Rain Distinction in Jilin Province

Xu Xingbo¹, Han Qinghong¹, Xu Chi²

(1 Jilin Meteorological Bureau, Jilin 132013 2 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044)

Abstract: Using the $1^\circ \times 1^\circ$ reanalysis grid data of NCEP, two northward typhoons “Bolaven” and “Muifa” which are similar to the path but quite different in precipitation when they reach Jilin Province are compared with traces and other physical factors in this paper. It is found that the subtropical ridge of the Western Pacific decided whether the typhoon moves northward or not. The precipitation caused by typhoon is related to the value of vapors brought about, and the vapor flux divergence value was suitable in the precipitation forecast. The vertical structure of typhoon especially the baroclinic configuration of vorticity benefits for the development of typhoon. Western wind trough and cold air affects the typhoon for the precipitation intensity. The configuration of high and low air jet is a guidance whether the typhoon system continuous maintaining and where the heavy rain occurs, and it is a key issue related to the intensity and duration of precipitation.

Keywords: precipitation distinguish, northward typhoon, vapor flux convergence, vertical vortex, western wind trough, high and low air jet

0 引言

台风是我国主要的气象灾害之一^[1], 也是预报工作中的重点和难点^[2]。尽管每年影响北方的台风次数不多, 但台风仍然是造成北方暴雨的重要天气系统, 特别是在 125°E 以西登陆北上的台风, 往往会给北方带来大风和强降水天气^[3]。Foley等^[4]在台风研究中发现: 在冷空气作用下维持的台风系统, 经常造成中高纬度的灾害性天气, 如大风、特大降水等。台风所引发灾害的等级和台风登陆后的演变趋势存在一定差异^[5], 是台风预报工作中的难点^[6]。

本文对2011年和2012年两次相似路径的北上台风影响吉林省时引发较大差异降水量的事实进行了

物理量对比分析, 研究结果对今后预报吉林省台风降水将可能有所帮助。201109号“梅花”台风在2011年8月7日晚上减弱为强热带风暴, 8日17时减弱为热带风暴, 8日18时30分在朝鲜半岛西海岸北部登陆, 登陆后迅速减弱北上, 受其影响吉林省大部出现中到大雨天气。201215号“布拉万”台风在2012年8月28日15时15分在朝鲜西南沿海登陆, 后再次入海, 28日20时减弱为强热带风暴, 22时50分在朝鲜西北部再次登陆仍为强热带风暴后逐渐减弱为热带风暴, 在28日夜间影响吉林省, 受其外围云系的影响, 吉林省长春地区、四平公主岭等地均出现大暴雨。两次台风北上影响吉林省路径相似, 但是降水量级别却有较大差异。图1为“梅花”台风和“布拉万”台风24小时降水量实况图, 可以看出: “布拉万”台风影响吉林省的过程雨量比“梅花”台风明显大很多。

收稿日期: 2013年11月21日; 修回日期: 2014年8月13日
第一作者: 徐兴波 (1963—), Email: x_x_b_w@163.com

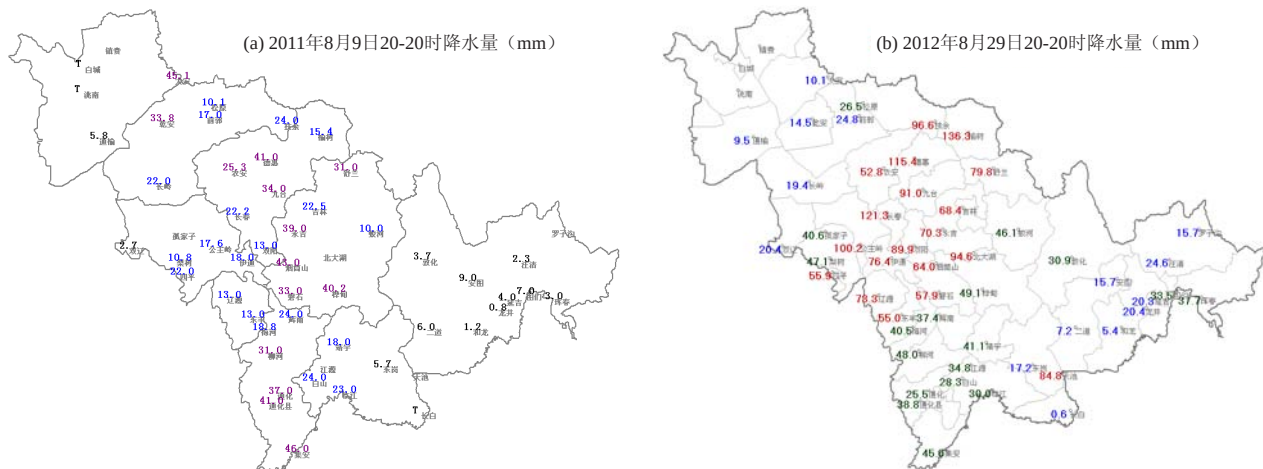


图1 201109号“梅花”(a)和201215号“布拉万”(b)台风影响吉林省24小时降水实况及台风路径图

1 资料和方法

本文选用美国NCEP/NCAR $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 网格点再分析资料,分析流场和位势高度场,降水量数据来自吉林省气象台提供的台站观测资料。台风路径、强度等资料来自中国天气台风网(<http://typhoon.weather.com.cn/>)。

针对位势高度、风场、水汽通量散度、垂直涡度、散度、高低空急流等应用天气学分析方法进行了分析。

2 两次北上台风实况对比

2.1 两次北上台风移动路径相似

两次台风都是在西风槽和副热带高压的共同作用下北上,并且在登陆地点、登陆后移动路径上都很相似,都在朝鲜登陆后继续北上影响吉林省。1109号台风于2011年7月28日开始编号为“梅花”,先向偏北方向移动,8月2日晚开始转向偏西方向,于8月18日18时30分在朝鲜西海岸北部登陆,8月9日08时停止编号,生命史达12天。1215号台风在2012年8月20日开始编号为“布拉万”,在8月29日14时停止编号,持续时间达9天。

2.2 两次北上台风的不同点

台风的生命史,平均为一周左右。“梅花”台风生命史为12天,影响吉林省时为第11天,移出吉林省后继续北上影响黑龙江省;“布拉万”台风生命史为9天,影响吉林省时为第8天,移出吉林省后第2天减弱为低压,停止编号。“梅花”台风生命史较长,影响吉林省时能量有较大的消耗,减弱为热带风暴;“布拉万”台风影响吉林省时强度仍然较强,为强热带风暴等级,然后逐渐减弱为热带风暴。

“梅花”台风具有生命史长、路径不确定性大、移速不均、强度多变和风大雨少等特点,影响吉林省时强度减弱明显,24小时单站最大降水量为46mm,

出现了中到大雨天气;“布拉万”台风是在朝鲜半岛登陆后再次入海,二次登陆在朝鲜西北部,其移动路径比较确定、移速比较均匀,影响吉林省时强度仍然很大,具有风大雨大的特点,24小时单站最大降水量为136mm,并且伴随最大风速6级(11.1m/s),长春市出现区域性大暴雨,吉林市出现区域性暴雨,导致吉林省玉米等粮食作物出现了大面积的倒伏,给经济和生活造成很大的影响。

3 天气形势分析

3.1 气象要素特征

台风的风场结构表现为低空空气流入层,有气流辐合,产生上升运动,然后从台风顶部向外流出,在远离中心一定距离后出现下沉运动,因此台风自身中心气压的强度和最大风力等级标示着台风的整体强度,也预示着能否在台风外围产生大范围的降水和大风天气。表1为两次台风登陆时的气象要素指标对比,可以看出,“布拉万”较“梅花”在登陆时和影响吉林省产生降水的集中时段,其气压更低、风速更大;“梅花”登陆后强度明显减弱,“布拉万”登陆后强度较“梅花”强,气压也比“梅花”低,风速比“梅花”大;从登陆地点来看,“梅花”较“布拉万”偏北1.8个经距,偏西0.7个纬距。

表1 两次台风各有关要素对比

台风	“梅花”	“布拉万”
登陆时间	2011年8月8日18时	2012年8月28日15时
登陆地点	39.5°N, 124.8°E	37.7°N, 125.5°E
登陆气压	980hPa	970hPa
登陆时最大风速	23m/s	34m/s
降水集中时段气压	995hPa	975hPa
降水集中时段最大风速	15m/s	28m/s
吉林省内24小时单站最大降水量	46mm	136mm

3.2 对流层低层高度场特征

图2a为“梅花”台风影响吉林省时,2011年8月8日20时的700hPa位势高度形势场;图2b为“布拉万”台风影响吉林省时2012年8月28日20时700hPa位势高度形势场。“梅花”影响吉林省前副高呈块状,“梅花”中心位于(40.1°N, 125.1°E),为热带风暴,中心强度为3000gpm,(47°—51°N, 115°E)附近有与“梅花”配合的西风槽,槽后有冷空气。“布拉万”影响吉林省前副高也呈块状,中纬度为两脊一槽型,在(45°—47°N, 117°E)附近有与“布拉万”配合的西风槽,槽后有冷空气配合,“布拉万”中心位于(38.4°N, 124.6°E),为强热带风暴,中心强度为2920gpm。

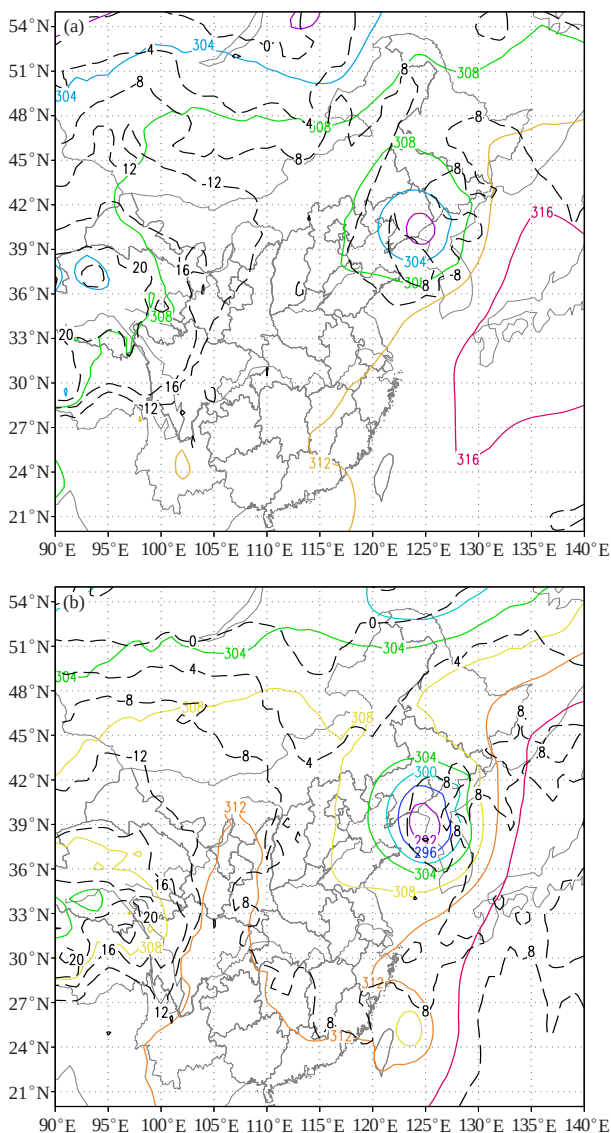


图2 2011年8月8日20时“梅花”(a)和2012年8月28日20时“布拉万”(b)影响时700hPa位势高度场(彩色实线为高度场分析,黑色虚线为温度场分析)

台风的移动与副高、中低纬度的系统是相互作用的,图3为700hPa副热带高压3160gpm特征线四个时次的变化情况,可以看出,“布拉万”在29日20时3160gpm特征线北侧到达47°N附近,“梅花”在9日08时3160gpm特征线北侧达到39°N附近。“布拉万”登陆前后副热带高压势力明显强于“梅花”。许映龙等^[7]在“梅花”的研究工作中指出,“梅花”在近海北上阶段,其东侧有1110号台风活动(两者相距16个纬距以上,可以考虑不存在藤原效应)。“梅花”在向北偏西移动的过程中,其东侧的1110号台风强度加强向东北方向移动,从而使得西进的副热带高压在两个台风之间发生南落,并与赤道高压打通。这也是“梅花”在北上和登陆期间副热带高压较弱的原因之一。

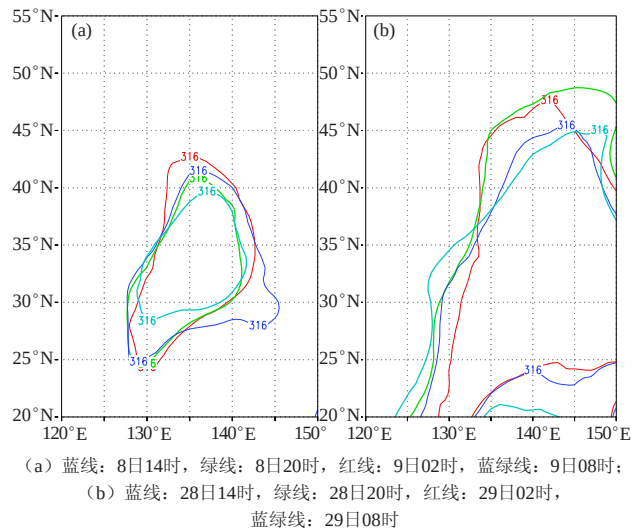


图3 “梅花”(a)和“布拉万”(b)在700hPa副热带高压3160gpm特征线四个时次的变化

“布拉万”二次入海对自身的水汽存在一定补充,“布拉万”在28日15时首次登陆前,其中心强度为970hPa,最大风速为35m/s,后又入海,主要是补充了水汽和减小了摩擦力。17时“布拉万”中心强度仍为970hPa,最大风速为33m/s,台风强度没有减弱,18时30分登陆时受地面摩擦作用强度有所减弱。“梅花”登陆前18时其中心强度为980hPa,最大风速为23m/s,18时30分其登陆后迅速减弱,20时其中心强度减弱为990hPa,最大风速减弱为20m/s,与“布拉万”相比,“梅花”在朝鲜半岛登陆前强度比“布拉万”弱,登陆后减弱也较为明显。

因此,“布拉万”在朝鲜半岛登陆前后的强度都明显强于“梅花”。700hPa位势高度场还体现在,两个台风相比,“布拉万”3160gpm等高线偏北近8个纬距,副热带高压势力也更强,在下游形成阻挡的高压坝,西风槽与台风的配合也是“布拉万”好于“梅花”。

3.3 对流层低层风场特征

从图4风场上看,“梅花”影响时,2011年8月8日20时700hPa风场上:西南急流在 33°N 以北,切变在 47°N 以北、 115°E 以西为后倾槽(图略),后倾槽指的是槽线随高度的倾斜方向与其移动方向相反。而“布拉万”影响时,2102年8月28日20时700hPa风场:西南急流可一直向南寻踪到 30°N ,切变在 45°N 以北、 117°E 为前倾槽,前倾槽的槽线随高度的升高向前进方向倾斜,高空槽线位于低空槽线或地面锋之前(图略)。1109和1205号台风影响东北地区路径相似的原因在于副热带高压稳定呈块状分布,强度较强,脊线偏北。郑秀雅等^[8]在东北暴雨的数值试验中明确指出:西风带上的低槽对北上台风的后期路径有重要作用。风场分析结果与高度场分析比较一致,“布拉万”的北部高空槽配合较“梅花”更好,与“布拉万”配合的高空槽偏东一些,而与“梅花”配合的高空槽有些偏西。另外,与“布拉万”配合的高空槽为前倾槽,前倾槽在移动过程中,槽后的干冷空气叠置于低层槽前的暖湿空气之上,增加了台风大气柱的对流不稳定性,对增强降水有重要作用。

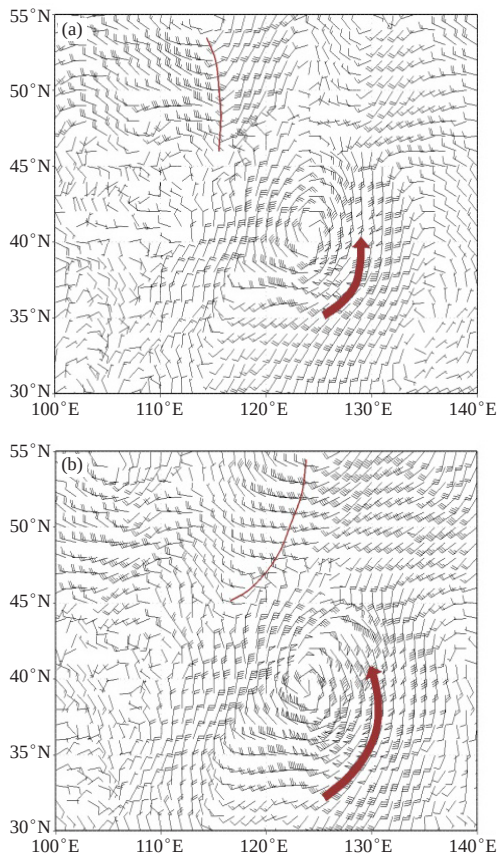


图4 2011年8月8日20时“梅花”(a)和2012年8月28日20时“布拉万”(b)影响时700hPa风场(棕色箭头粗线为西南急流,棕色细线为西风槽)

4 物理量分析

4.1 水汽条件分析

充沛的水汽条件是形成暴雨的必要条件之一,水汽通量是指单位时间内流经与速度矢正交的某一单位截面积的水汽质量。从水汽通量的数值和方向,可以了解暴雨过程的水汽来源和大小,以及这种水汽输送和某些天气系统的关系。但是,至于暴雨落区究竟出现在何处、雨量有多大等,则与水汽通量散度的关系更为密切。如水汽通量散度为正,表示有水汽流失;水汽通量散度为负,表示有水汽积聚。“梅花”台风和“布拉万”台风影响吉林省前水汽通量散度变化如图5所示,“梅花”台风的水汽通量散度的变化在8日20时流入大的水汽只集中在 $39^{\circ}\text{—}41^{\circ}\text{N}$, $125^{\circ}\text{—}127^{\circ}\text{E}$ (图中负值绿色区域),数值较小,而北面为正值,说明有干空气流入,而到9日02时在 $124^{\circ}\text{—}126^{\circ}\text{E}$ 有一狭长的水汽流入区大致中心在(40°N , 126°E),这与吉林省东南部强降水是相对应的。从水汽通量散度来看,“梅花”台风基本是个“干台风”。“布拉万”台风的水汽变化在28日20时有三个水汽积聚区。到了29日02时,在 $38^{\circ}\text{—}42^{\circ}\text{N}$, $123^{\circ}\text{—}127^{\circ}\text{E}$ 西北至东南向有一水汽积聚区,在 $42^{\circ}\text{—}46^{\circ}\text{N}$, $124^{\circ}\text{—}128^{\circ}\text{E}$ 东北至西南向的水汽积聚区(图中负值绿色区域),这也符合暴雨发生在长春、吉林的实况。

从水汽通量散度分析中可以看出,“梅花”台风偏干,基本是“干台风”,降水只依靠自身的水汽;而“布拉万”台风除自身水汽外还有来自南部的水汽输送。

4.2 涡度分析

图6为沿台风中心纬度方向的三个时次的涡度垂直剖面图。从两个台风的涡度垂直剖面对比来看,“梅花”台风的涡度区,从900hPa至300hPa台风中心上方为柱状均匀的正涡度区,呈准对称结构,且其中心附近的涡度垂直分布呈准正压状态,其周边西风带系统的涡度区不明显,与“梅花”配合的西风槽在 115°E 附近,和台风之间的涡度没有发生明显的相互作用。而“布拉万”则是与梅花完全不同的结构,从1000hPa至300hPa台风中心上方涡度呈不对称分布,由1000hPa至300hPa涡度由350逐渐递减至100左右,1000~700hPa为大于300的正涡度区,正涡度中心随高度明显后倾,为明显的斜压结构。与“布拉万”配合的西风槽在 117°E 附近,在前倾槽的作用下和台风的涡度发生明显的作用,其中心附近的涡度垂直分布则呈斜压状态,有利于“布拉万”的维持,并且,这种斜压结构在台风登陆后蜕变为普通低压后有利于低

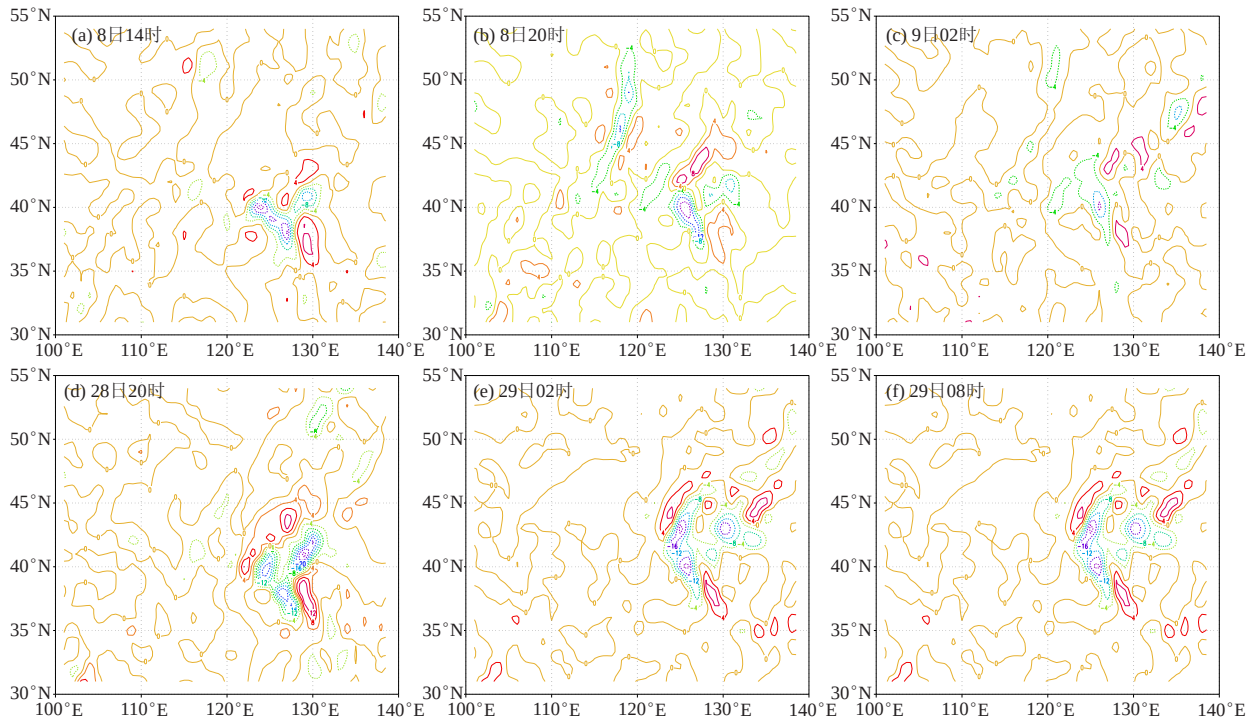


图5 “梅花” (a, b, c) 和 “布拉万” (d, e, f) 925hPa水汽通量散度 (负值为绿色区域, 正值为红色区域)

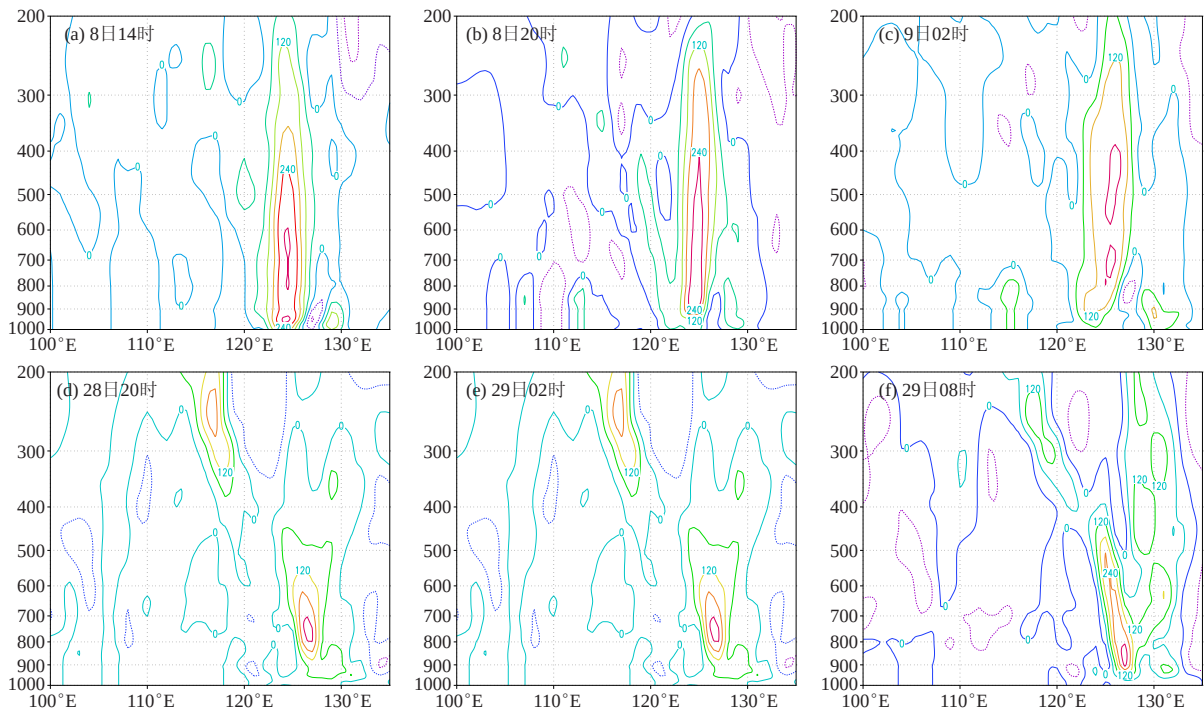


图6 “梅花” (a, b, c) 和 “布拉万” (d, e, f) 中心沿纬度方向的涡度垂直剖面图 (虚线为负值, 实线为正值, 红色为正值大中心)

压维持和发展, 从而加强降水。

从天气学原理来分析, “布拉万”的涡度场垂直不对称结构利于台风的发展, 而梅花的涡度场的准对称结构并不利于台风登陆后的发展以及降水的加强^[9]。

4.3 温度平流的分析

从2011年8月8日20时850hPa温度平流来看 (图略), “梅花”在8日20时在40°N以北没有冷平流, 说明北部没有冷空气侵入。从同时期的850hPa温度

场上也可以看出在吉林省西北方即大兴安岭附近存在明显的暖舌,使得吉林省有来自西北方向的暖平流,而随着时间的推移,这些特征更加明显;而从“布拉万”在28日20时的温度平流可发现台风的暖性特征还是很明显,而在台风周围特别是北部有冷平流,随着时间推移到29日02时冷平流加强,集中在长春附近,冷暖在此交绥,斜压性加强,对流性不稳定加强,造成了长春市区域性大暴雨天气。

4.4 散度的分析

图7为“梅花”与“布拉万”影响时300hPa、500hPa和850hPa三层散度分布图。从低层到高层的散度垂直情况分析来看,“梅花”低层辐合、高层辐散特征不强,因而对吉林省降水造成的影响不明显;而“布拉万”的垂直散度特点是低层辐合和高层辐散都很强,所以持续影响吉林省的时间长,造成的降水强度大,这与其斜压结构特征明显有密切关系。

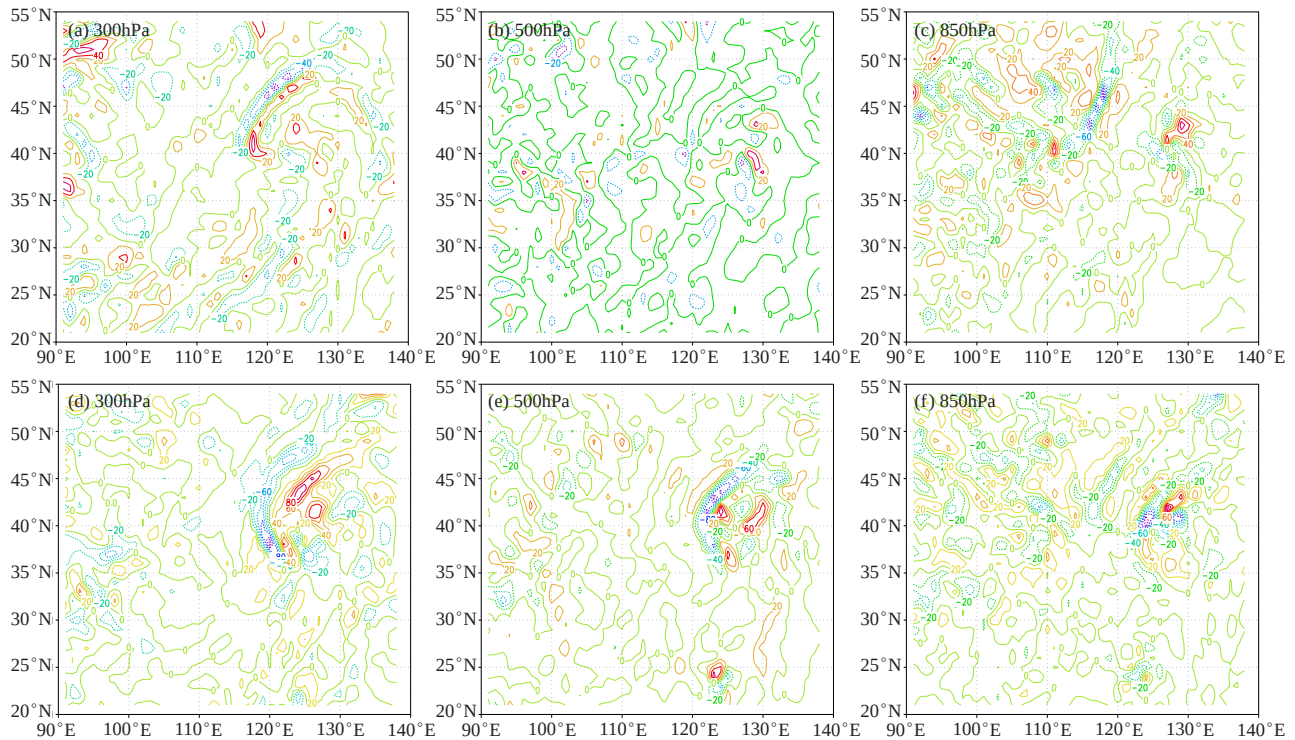


图7 “梅花” (a, b, c) 和“布拉万” (d, e, f) 影响时300hPa、500hPa和850hPa三层散度分布 (蓝色中心为负值区域,红色中心为正值区域)

4.5 高低空急流的分析

从200hPa风场分布 (图8) 可以看出,在台风影响最大的时间,“布拉万”有一支风速中心大于50m/s的宽且强的高空西风急流,暴雨落区主要集中在高空急流 (入口区右侧),之后高空急流加强,垂直上升运动剧烈,而“梅花”没有在吉林省形成明显的高空急流 (图略)。两个台风在850hPa上的低空急流也表现出明显差异,“梅花”只在吉林省东南部地区有低空风速急流,而“布拉万”则在全省形成明显的低空急流区。从“布拉万”28日20时高空急流 (200hPa)、低空急流 (850hPa) 配置及大降水落区 (图8) 可以看出:强降水落区位于高空急流的右后方和低空急流的左前方,这个位置正好是高低空急流动力相互作用最强的地方,也是上升气流最强的位置。“布拉万”高低空急流的配置有利于垂直运动的维持和暴雨的持续。

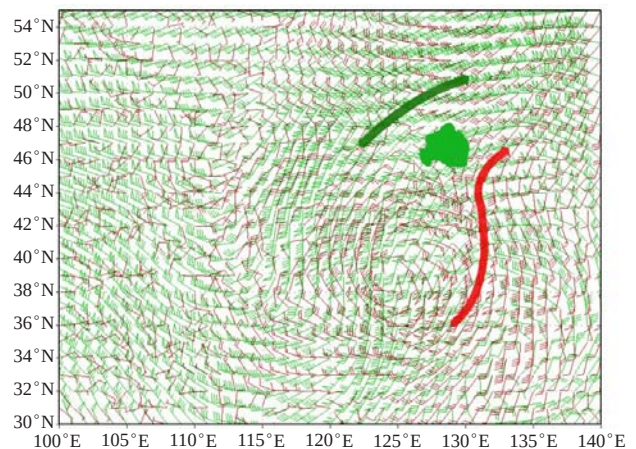


图8 “布拉万”影响时,28日20时高低空急流配置和强降水落区 (绿色箭头粗线表示高空急流,红色箭头粗线表示低空急流;绿色区域为强降水落区;绿色风标表示200hPa风场,棕色风标表示850hPa风场)

5 结论和讨论

本文就两次路径近似的北上台风产生的天气进行了对比分析,发现台风北上过程中西太平洋副热带高压的位置和形状对台风路径起着决定性的作用;北上台风登陆后再次入海会对台风水汽方面有一定的补充,在预报工作中需要关注;从台风的垂直结构看涡度场的斜压结构有利于台风的发展;北上台风与西风槽和冷空气的配合会对降水强度产生很大影响,高空冷空气的侵入特别是前倾槽有利于登陆台风中强对流的发展;另外,高低空急流的配置对台风和强降水的维持起到重要作用,预报中尤其要关注高低空急流的位置和相互作用;还有,北上台风降水强度与台风自身水汽强度以及周围水汽输送补给有直接关系。

由以上结论可以得出,即使路径相似的北上台风,它们影响东北地区降水也可能会存在较大差异,这和台风本身的强度以及周围环流场和物理量场的配置有较大关系,在预报工作中要特别注意,否则,容易出现强降水的空报。

在实际预报工作中,台风路径预报必须结合中低纬天气系统进行综合分析;台风降水必须结合台风自身的强度、路径、周围环流场配置和物理量数据做好预报,主要关注水汽通量散度、涡度、环流形势和高低空急流的相互作用等方面,以便做好预报。

参考文献

- [1] 陈联寿,端义宏,宋丽莉,等.台风预报及其灾害.北京:气象出版社,2012.
- [2] 程正泉,陈联寿,李英.登陆台风降水的大尺度环流诊断分析.气象学报,2009,67(5): 840-850.
- [3] 张京英,赵海军,王庆华,等.一次台风大暴雨成因及落区分析.气象科技,2010,38(增刊): 35-41.
- [4] Foley G R, Hanstrum B N. The capture of tropical cyclones by cold fronts of the west of Australia. Weather and Forecasting, 1994, 9 (4): 577-592.
- [5] 谭志华,赵丛兰,杨晓霞,等.9711与9417号登陆北上台风的对比分析.山东气象,1998,71: 39-44.
- [6] 张苏平,李春,白燕,等.一次北方台风暴雨(9406)能量特征分析.大气科学,2006,30(4): 645-659.
- [7] 许映龙,韩桂荣,麻素红,等.1109号超强台风“梅花”预报误差分析及思考.气象,2011,32(10): 1196-1205.
- [8] 郑秀雅,张廷治,白人还.东北暴雨.北京:气象出版社,1992.
- [9] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理和方法.北京:气象出版社,2007.

第十一届长三角气象科技论坛在上海青浦召开

■ 徐建中(上海市气象学会)



图 第十一届长三角气象科技论坛主会场

2014年12月18—19日,第十一届长三角气象科技论坛在上海青浦举行。论坛由上海、江苏、浙江两省一市气象局和气象学会主办。来自长三角地区的120多位科技人员参加了会议。上海市气象局局长陈振林出席了论坛开幕式并讲话,他指出:长三角科技论坛给科技人员相互合作、交流与学习提供了一个很好的平台。通过举办论坛,一是要加快长三角气象业务服务一体化工作的认识,形成区域气象工作的创新点;二是气象部门在长三角大气污染防治协作中应该发挥作用;三是全面深化改革推进率先实现气象现代化。坚持科技引领,大力发展、推进现代天气气候和

公共气象服务核心业务,稳步强化并实现国家级气象业务应急备份中心、海洋气象中心、卫星遥感应用中心、长三角环境气象预报预警中心等服务国家战略和区域经济社会发展的功能,开展区域高分辨率数值预报科技创新体制改革试点。

本次论坛邀请来自中国气象学会、中国气象局气象干部培训学院《气象科技进展》编辑部、中国气象局上海台风研究所、南京信息工程大学、浙江省气象台的专家做了名为《观测到的地面和大气的气候变化及其不确定性》、《世界气象科技创新现状和趋势——气象信息角度对气象现代化的解读》、《华东区域高分辨率数值预报的进展与挑战》、《基于TIGGE资料的降水量统计降尺度预报》、《浙江近海登陆台风回波参数的特性分析》的主题报告。

论坛安排了“灾害性天气预报预警”、“大气环流和气候”、“大气探测、气象电子、防雷和信息技术”、“应用气象与服务”四个分会场进行交流。据统计,本届论坛收到文章近400篇,录用252篇,到场进行交流的文章80余篇,共690人次参与投稿。部分优秀论文将在《气象科技进展》上发表。

林芝地区夏季旱涝年环流场和OLR场特征分析

陈宫燕 李彦军 李静
(西藏林芝地区气象局, 林芝 860000)

摘要: 采用NCEP再分析资料、1974—2010年全球OLR (Outgoing Longwave Radiation) 逐日格点资料以及林芝地区1980—2010年4个代表站的7—8月降水实测资料, 选取了林芝地区4个典型多雨年和4个典型少雨年, 对林芝地区旱涝年形势场和OLR场的时空分布规律进行了合成与分析。结果表明, 林芝地区旱年与涝年的大气环流形势和OLR场存在明显的差异, 林芝地区旱涝与低纬OLR的分布变化密切相关, 特别是西太平洋副热带高压、西太平洋ITCZ和印度洋ITCZ的位置和强度以及赤道中东太平洋OLR的距平在旱涝年均具有显著差别。

关键词: 林芝地区, 旱涝, 环流场, OLR场

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.01.008

Circulation and OLR Fields Characteristics Analysis During the Waterlog and Flood Years in Nyingchi

Chen Gongyan, Li Yanjun, Li Jing
(Nyingchi Meteorological Bureau of Tibet, Nyingchi 860000)

Abstract: Based on the reanalyzed data of U.S. National Centers for Environmental Prediction and the U.S. National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) as well as the daily gridded data of global OLR (Outgoing Longwave Radiation) in 1974-2010 and monthly precipitation measured data in July-August 1980-2010 of four representative stations in Nyingchi, the authors explored four typical rainy years and four typical drier years and combined the situation field of flood and drought years with the spatial and temporal distribution of the OLR field, and analysed the atmospheric circulation corresponding to drought years and flood years and OLR distribution characteristics in Nyingchi. The results show that, there are apparent differences between the OLR and atmospheric circulation in drought and flood years in Nyingchi and the close relationship between the drought and flood situation in Nyingchi and the distribution changes of low latitude OLR. Especially in the Western Pacific subtropical high, the West Pacific ITCZ and the Indian Ocean ITCZ position and intensity and the equatorial Pacific Middle East of OLR surface drought in annual significant differences. Finally, the pre-circulation field characteristics and OLR anomalies were analyzed.

Keywords: Nyingchi, drought and waterlog, circulation field, OLR field

0 引言

林芝地区位于西藏东南部, 受孟加拉湾暖湿气流的影响, 降水较多。几十年的资料表明, 林芝地区夏季集中暴雨洪涝和持续性干旱等气候灾害较为活跃, 对社会生产和经济发展造成很大影响, 如1998年夏季林芝地区中西部出现的特大洪涝造成的经济损失就高达2.3亿元^[1]。因此, 分析林芝地区旱涝特征并研究其成因, 对提高旱涝预测水平具有重要意义。

西太平洋副高对我国天气与气候, 尤其是对旱涝气候影响非常大, 因此在分析旱涝成因时, 它是一个需主要考虑的天气系统^[2-3]。此外, 中高纬度的阻塞高压与我国的旱涝形势也有密切关系^[4-5]。由于阻塞

高压能稳定维持很长时间(短则几天, 长则几个月以上), 一旦出现就能使我国大部出现异常天气气候, 因此对其准确描述就显得异常重要。射出长波辐射(Outgoing Longwave Radiation, OLR)与云量分布有较好的一致性, 可以较好地反映降水情况^[6]。因此, 利用OLR资料分析我国旱涝等异常天气也有广泛的探索, 并得到了很多有意义的结果^[7-8]。本文重点分析了林芝地区旱涝年500hPa、700hPa、200hPa形势场, 垂直速度场和OLR场的基本特征及其差异, 以及它们与林芝地区夏季降水过程之间的联系, 目的在于进一步了解中高纬度以及低纬地区大气变化对林芝旱涝形成的影响。

1 资料和方法

利用林芝地区4个气象站1980—2010年7—8月的月平均降水量资料, 以及1948—2010年NCEP逐月再

收稿日期: 2013年6月5日; 修回日期: 2014年7月25日
第一作者: 陈宫燕(1984—), Email: chengongyan_35@163.com

分析资料和1974—2010年夏季(7—8月)的OLR资料。以7—8月降水量距平百分率小于或大于20%为标准,选取4个典型的早年:1982、1989、2006和2009年,以及4个典型的涝年:1987、1991、1998和2002年。

2 早年、涝年500hPa位势高度场分析

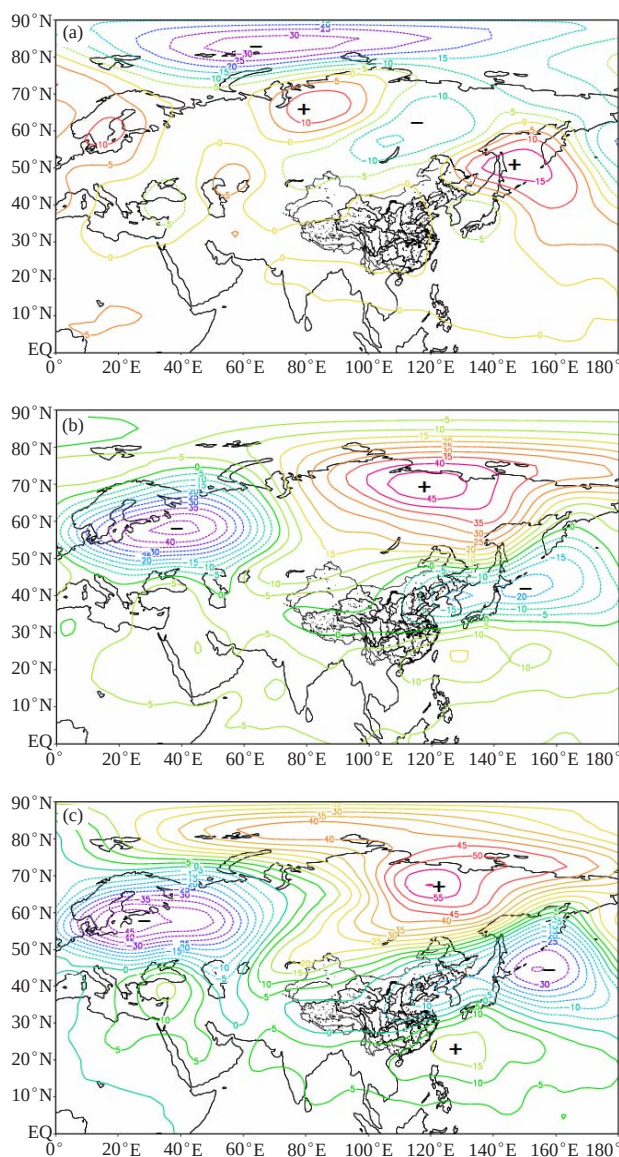
从7—8月的500hPa平均高度场的对比分析可以发现,中高纬度的环流都较平直,从585gpm特征等高线看,早涝年西太平洋副高都较气候平均状态偏强偏西,但早年更强,早年林芝地区都处在副高内,而从涝年7—8月的500hPa平均高度场上看,林芝地区则位于副高边缘,这种形势就有利于西南气流向林芝地区输送水汽,降水也就明显增多。

图1为早年和涝年7—8月500hPa位势高度距平合成图。在中高纬度地区,虽然都出现了正负相间的波动结构,但是早涝年的波动位相明显不同,早年(图1a)虽出现了“负正负正”的波动结构,但是正负距平中心值均偏小,这说明早年大陆上的低值系统偏弱。而涝年(图1b)则出现了“负正负”的纬向波动形势,阻高异常位置位于中西伯利亚地区,巴尔喀什湖及贝加尔湖以东至中西伯利亚高原大部地区为正距平区,中心强度达到45gpm,横槽异常位于巴尔喀什湖,极涡异常位于东欧平原大部地区,中心强度达到-45gpm,且位置偏南,主体位置都较大,极涡异常中心的冷平流堆积在横槽后部,形成冷源,阻高异常一旦减弱,冷空气长驱南下直接影响新疆至西藏大部地区,与气候平均场对比也可知,西太平洋副热带高压位置偏南,中高纬地区西北气流较强。

从涝年(图1b)7—8月500hPa高度距平场上看,正负距平以80°E为界,80°E以西,即东欧平原大部地区均为负距平,极大值在莫斯科以北地区,80°E以东均为正距平,涝年较早年相比,正负距平中心值明显要大很多,这种距平场的分布表明,早年不利于西北气流南下到达西藏东部地区,而涝年则非常有利。早年是乌拉尔阻高异常较弱的大背景下造成的,而涝年阻高异常较强,且影响范围较大,中高纬度呈现典型的“一十—”型,阻高异常形成较晚,形成至衰退周期较短,极不稳定,不稳定的阻塞高压形势反映着冷空气不断推进南下的过程,而冷空气的不断南下必然导致西藏东部多雨,这也就是造成林芝地区多雨的主要原因。

为了更清楚地分析早涝年环流形势的差异,计算了涝年平均减早年平均的500hPa位势高度差异场(图1c),可以看到,在中高纬度地区有明显的“负正负”相间的波列结构分布,正中心位于中西伯利

亚高原东部(68°N, 120°E),负中心位于(55°N, 22°E)和(43°N, 150°E),在50°N呈波列结构分布,40°N以南的我国大陆地区几乎全为负相关区^[9]。这种负正负相间的波列以及分布与欧亚型(EU)遥相关分布类似,根据朱乾根等^[9]的研究结果表明,最大负相关位于陕西南部、四川东北部等地区,因此EU型的年际变化对包括陕西南部、四川在内的我国西南部地区降水影响较大,强EU型时,我国40°N以南的500hPa高度降低,负中心在长江中游,这样的高度场特征预示我国初夏降水偏少的可能性大,所以EU型也可以用来分析我国西南部夏季的旱涝。图1b类似EU遥相关的正位相,林芝地区处在负距平的控制范围内,有利于西北冷空气南下与暖空气汇合,造成降水。



3 早年、涝年700hPa风场距平分析

从7—8月的700hPa风场距平场(图2)可以分析早年、涝年水汽输送情况以及冷空气的配合。早年时中高纬度(50°—70°N)地区从西至东依次为两个反气旋涡旋区,分别位于20°E和90°E附近,这里是影响西藏降水西风带槽的主要源地,这说明早年的中高纬度地区高空槽较常年活动偏弱,冷空气南下影响过程较少,西南季风区的印度半岛南部为反气旋涡旋区,西南季风较常年显著偏弱,高原南侧的主要水汽输送区为东风区,西藏高原东南部地区水汽输送较常年偏弱。总之,早年时南部暖湿空气输送和北部冷空气活动均较常年偏弱。涝年700hPa流场的异常分布与早年呈反相分布,中高纬度(50°—70°N)地区为气旋涡旋区,位于40°E,但位置较早年的反气旋中心偏东,这说明中高纬度地区高空槽较常年活动偏强,在这种环流配置下,高空槽分裂短波槽影响高原;印度半岛西北部地区为气旋涡旋区,这表明孟加拉湾季风槽较常年活动偏强,孟加拉湾槽前的区域恰为西藏东南部的雅鲁藏布江—布拉马普特拉河谷水汽输送带^[10],从图中可见,该区域为强西南风,说明西藏高原东南部地区水汽输送较常年显著偏多。总之,涝年时中高纬地区的高空槽活动偏多,高原上有更频繁的短波槽活动,南部暖湿空气输送较常年偏强,冷暖空气交汇频繁发生,因此有更多的降水。

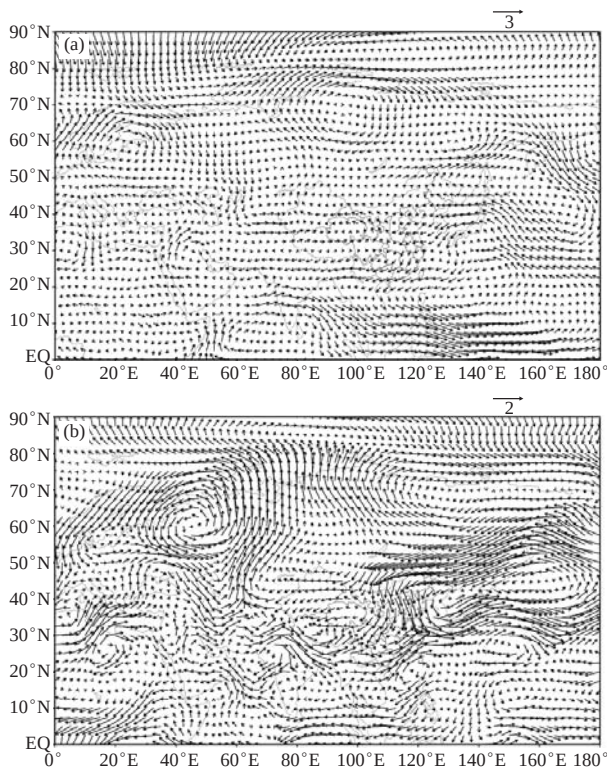


图2 林芝地区早年(a)、涝年(b)(7—8月)
700hPa风场距平图

4 早年、涝年200hPa位势高度场分析

从200hPa的高度平均场上(图略)看,涝年的伊朗高压中心强度达1256gpm,且位置偏东,说明涝年伊朗高压刚好能东伸至西藏东部地区,与西伸的西太平洋副热带高压刚好在西藏东南部地区形成一狭窄的水汽输送通道,这也是造成涝年降水偏多的原因,而早年的伊朗高压中心强度比涝年的要弱,强度也不足到达西藏东南部地区。

从距平图上的环流形势来分析,在中高纬度地区,虽然都出现了正负相间的波动结构,但是早年(图略)大陆上的低值系统都偏弱。而涝年(图3)则出现了“负正负”的典型波动结构,东亚大槽异常位于堪察加半岛以南至渤海以北的区域内,位置较常年偏西偏南,中高纬地区盛行经向环流,东亚大槽异常后部冷空气堆积,从图3可以看出,冷空气分两路南下,一路经东欧平原沿西伯利亚向东传播,这一路冷空气为东亚大槽异常的维持和发展提供了丰富的冷源,第二路是经里海沿新疆向东南方向传播,这路冷空气就是造成涝年西藏东部地区多雨的重要原因。并且,西藏东部地区处在200hPa两个负距平之间的正距平下方,高空的高压异常有利于林芝地区上升气流的维持。以上分析表明,西藏东部地区的气候异常与环流形势异常有直接关系。

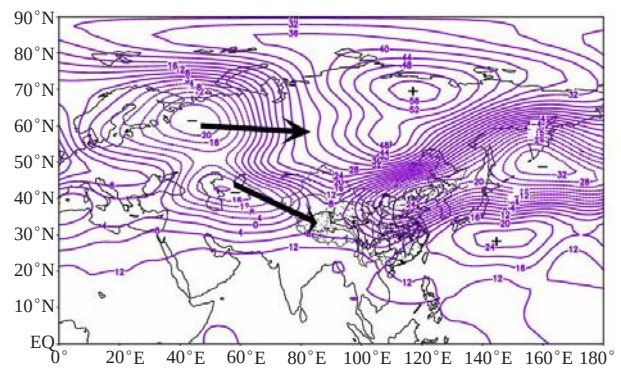


图3 林芝地区涝年7—8月200hPa高度距平场(gpm)

5 早年、涝年垂直速度场分析

图4给出了200hPa、500hPa涝年减早年的垂直速度差异场。从垂直速度差值场上看,500hPa层上西藏东部大部区域处于负值区,负值中心强度达 $-40 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,说明涝年在这个区域是明显的垂直速度负值区,盛行上升运动,再看200hPa层,仍为明显的负值区,负值中心强度为 $-15 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,说明涝年在200hPa层上仍为垂直速度负值区,对比分析发现,涝年从500hPa到200hPa都为垂直速度负值区,说明这整层都是强烈的上升运动,通过这也能充分说

明涝年在西藏东部地区的垂直上升运动是很强的,而旱年明显弱了很多,上升运动没有涝年的强,从其值上也能看出这一点。

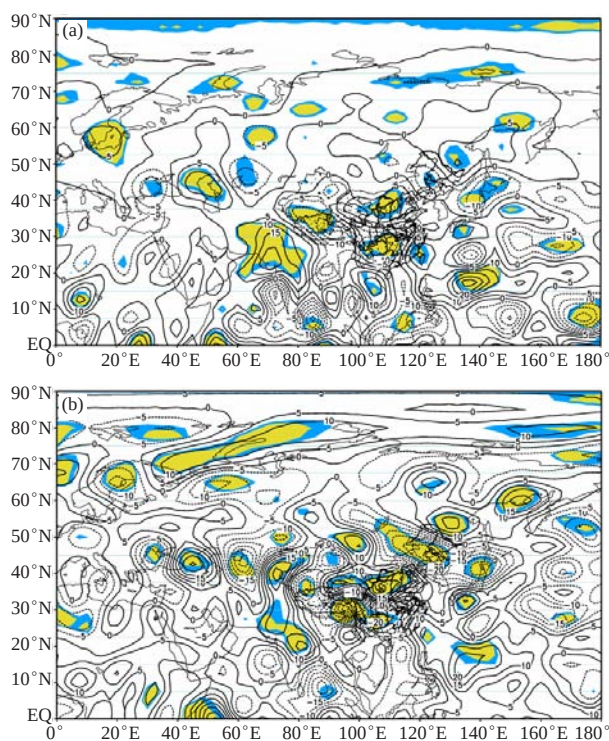


图4 林芝地区(7—8月)200hPa (a)、500hPa (b)垂直速度差值(涝年减旱年)图($10^{-3}\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

6 林芝地区旱涝年的OLR特征及其差别

为了分析林芝地区夏季旱涝年的OLR分布特征,首先计算了夏季多年平均(1980—2009年)OLR场(图5)。蒋尚城等^[11]认为,OLR小于 225W/m^2 的低纬区域为对流活动区和降水区(对应ITCZ),大于 250W/m^2 的区域为大规模下沉干区(对应副热带高压区)。一般而言,孟加拉湾及赤道东印度洋地区在夏季总是维持一个明显的对流区,其对流强度和演变对林芝地区夏季旱涝有很大的影响。从夏季OLR多年平均场分布(图5)可以看出,北半球热带地区,在 60°E — 160°E 存在一条OLR低值带,该低值带上有两个明显的低值中心:一个位于孟加拉湾中东部,其中心值 $<180\text{W/m}^2$,中心纬度大致为 16°N ;另一个低值中心位于南海至菲律宾以东,其中心值 $<195\text{W/m}^2$,中心纬度大致为 13°N 。这条低值带可大致视为ITCZ区域,其范围大致为 9°S — 20°N ,这个区域的对流非常旺盛。明显的OLR高值区主要有3个,分别位于西北太平洋(对应于西北太平洋副热带高压)、澳大利亚北部(对应于澳大利亚高压)以及阿拉伯半岛至伊朗高原(对应于伊朗高压)。林芝地区对应于OLR低值

区,表明7—8月是林芝地区多雨的时节。

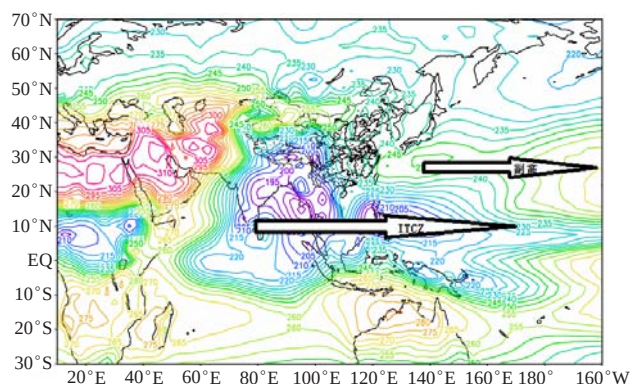


图5 林芝地区(7—8月)OLR多年平均场(W/m^2)

OLR可以反映对流发展的强弱、大尺度垂直运动的信息,利用OLR场上所反映出的特征可分析林芝地区旱涝年存在着哪些差异。因而,分别计算了4个典型涝年夏季OLR合成距平场(图6a),4个典型旱年

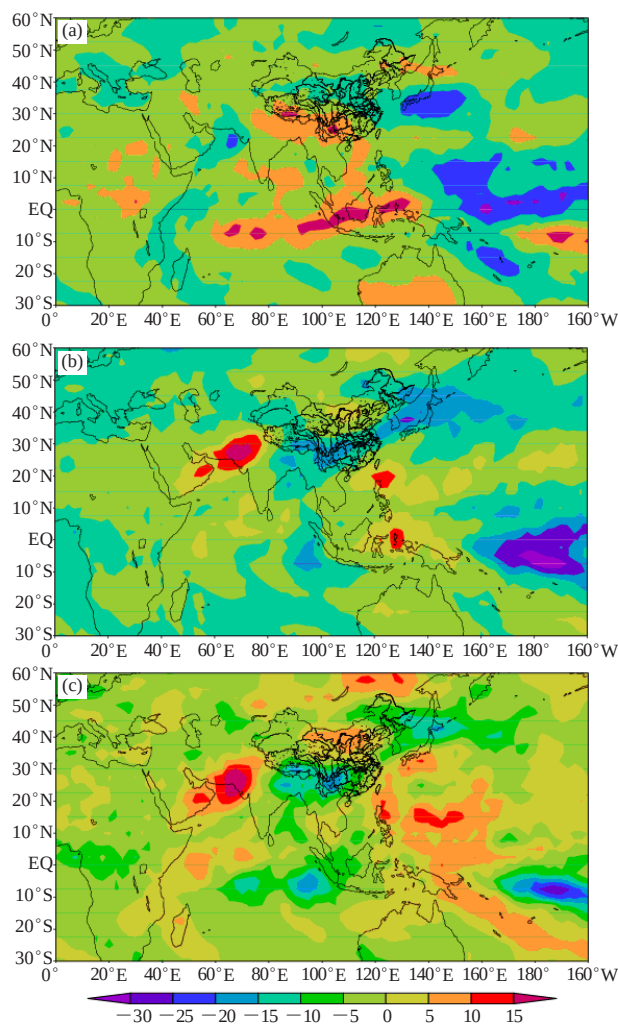


图6 林芝地区夏季(7—8月)旱年(a)和涝年(b)平均OLR距平图、平均OLR差值(涝年减旱年)图(c)(W/m^2)

夏季OLR合成距平场（图6b）以及林芝地区旱涝年夏季（7—8月）平均OLR差值场（图6c）。

从4个典型早年夏季OLR合成距平场（图6a）和4个涝年夏季OLR合成距平场（图6b）可以看出，4个涝年，西北太平洋副热带高压位置均明显偏西，而4个早年均偏东，涝年副高主体位置在 110°E 附近，而早年副高的主体位置则位于 125°E 附近。4个涝年ITCZ辐合带较常年位置偏北，而4个早年则位置偏南，涝年ITCZ平均位置在 5°S 附近，比早年平均偏北约10个纬距。4个涝年西北太平洋副热带高压主体强度偏强，从距平图上也能看出OLR平均值为正距平，而4个早年主体强度则较弱，从距平图上可以看出OLR平均值为负距平，涝年西北太平洋副热带高压区域最大OLR值达到 $255\text{W}/\text{m}^2$ 左右，而早年虽也可达 $245\text{W}/\text{m}^2$ 左右，但主体强度就比涝年要小得多（图略）。

4个涝年，孟加拉湾地区以及西藏东部至江淮地区以北大片区域的OLR值偏低，中心区域最小OLR值达 $180\text{W}/\text{m}^2$ （图略）。从图6b可以看出，这两片区域为明显的负距平区，表明这些地区盛行上升气流。而4个早年，西藏东南部至西南大部区域OLR值都较常年偏大，说明这些地区盛行下沉气流。

由图6可见，在林芝地区涝年，赤道中东太平洋（ 160°E — 160°W 、 5°S — 10°N ）OLR为显著的负距平，即这一带对流活动较强，而早年为正距平，表明林芝地区旱涝年与ENSO事件可能有一定的联系。涝年，赤道太平洋SSTA为东负西正，当赤道太平洋西部冷水区海温偏低时，对流减弱，使气流辐散，而赤道太平洋东部海温偏高时有利于对流加强，使气流辐合，这样中东太平洋区域环流增强，进一步导致西太平洋副热带高压增强；早年则相反。

由图6c可见，赤道东印度洋（ 80° — 110°E 、 15°S — 5°N ）区域OLR平均值早年大于涝年，表明该区域涝年对流活动强于早年。菲律宾及其附近地区（西太平洋暖池）与赤道东印度洋地区的OLR差值变化呈反相分布，7—8月大部分时间涝年大于早年，表明西藏东部地区夏季早年对流活动较涝年偏强。

从以上的合成距平场、差值场分析可见，赤道东印度洋地区（ 80° — 110°E 、 15°S — 5°N ）、菲律宾及其附近地区（包括西太平洋暖池）（ 120° — 140°E 、 10° — 20°N ）、青藏高原东部至江淮流域等3个区域OLR的异常与西藏东部地区夏季降水异常有关，涝年赤道东印度洋对流与西太平洋暖池对流中心相连接，西太平洋暖池中心比赤道东印度洋明显偏强，早年西太平洋暖池对流中心偏东，这说明青藏高原夏季旱涝与赤道东印度洋对流异常与西太平洋暖池区对流位

置、强度存在联系。

7 林芝地区旱涝年前期环流场和OLR分布特征

从6月500hPa高度距平分布图（图7）来看，在中高纬度地区，早年虽出现了“负正”相间的波动结构，但是正负距平中心值均偏小，说明6月早年大陆上的低值系统也偏弱，冷空气不强。而涝年则出现了“负正负”的纬向波列形势，极涡异常位于东欧平原以东的大部地区，中心强度达到 -76gpm ，西西伯利亚平原至巴尔喀什湖大部地区为正距平区，中心强度达到 48gpm ，另一个负距平中心位于中西伯利亚至贝加尔湖以南的大部区域，中心强度为 -76gpm 。从正负距平中心强度可以看出，涝年极涡异常偏强，冷空气强盛，涝年从6月开始就有冷平流堆积，到了7、8月阻塞高压建立，冷空气受动阻挡，然后减弱崩溃，冷空气随之长驱南下直接影响新疆至西藏大部地区。

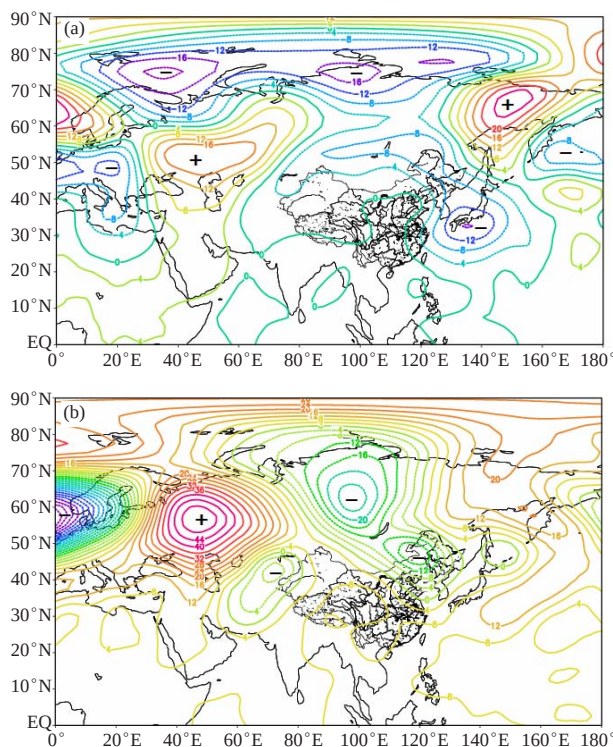


图7 林芝地区早年（a）、涝年（b）6月500hPa高度距平分布图（gpm）

结合图1，可以看出，早年是正负相间由北向南的经向波列传播，而涝年则是以“负正负”的纬向波列形势传播，且主体位置、中心强度都比早年要大、要强。因此，从前期6月的高度场异常环流特征也能分析出后期7—8月的降水多与少。

为了进一步了解前期OLR分布与林芝地区降水的关联程度，选取典型的早年（2006年）和典型的涝年

(1998年)分析了林芝7—8月的降水与前期印度洋地区OLR分布有何差异,图8给出了2006年6月和1998年6月的OLR值距平图,可以看出,涝年(图8b)阿拉伯海、孟加拉湾地区以及苏门答腊以南区域为明显的负距平区,表明涝年6月阿拉伯海、孟加拉湾地区以及苏门答腊以南区域对流活动偏强,高原7—8月降水偏多,而以2006年为代表的旱年(图8a),6月在阿拉伯海以及孟加拉湾地区的距平值较小,苏门答腊以南区域还为显著的正距平,说明6月这些区域的对流活动明显弱于涝年。

从图8也可以看出,涝年(1998年)的副热带高压也明显较旱年(2006年)要强;同样涝年(1998年)林芝地区以南的大部区域为负距平,而旱年(2006年)西藏东部的大部区域为正距平;而旱年在(120°—170°E、0°—5°S)这个区域为显著的负距平区,涝年则不明显。

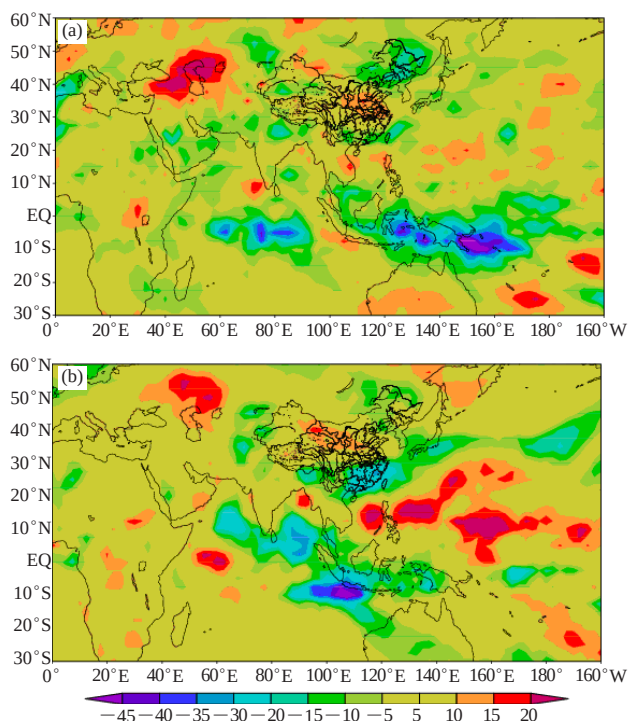


图8 林芝地区旱年2006年(a)、涝年1998年(b)6月OLR距平分布图(W/m^2)

8 结论

1) 从各高度场分析可知,涝年低值系统明显比旱年偏强。涝年极涡位置偏南,东亚大槽明显,南支槽偏强偏北,西太平洋副热带高压位置偏南,且偏西偏强。涝年阻高较强,且影响范围较大,中高纬度呈现典型的“一十一”型,阻高形成较晚,周期较短,极不稳定,冷空气不断推进南下导致西藏东部多雨。

2) 从水汽输送情况和冷空气配合看,旱年时南

部暖湿空气输送和北部冷空气活动均较常年偏弱。涝年时中高纬地区的高空槽活动偏多,高原上有更频繁的短波槽活动,南部暖湿空气输送较常年偏强,冷空气交汇频繁。

3) 林芝地区旱涝年在OLR场上呈相反的配置,特别是西太平洋副热带高压控制区、西太平洋ITCZ控制区、印度至孟加拉湾以及赤道中东太平洋等地区的OLR分布异常对林芝地区夏季降水具有至关重要的影响。在林芝地区涝年,西太平洋副热带高压位置偏西,强度偏强,ITCZ辐合带较常年位置偏北,涝年赤道中东太平洋OLR为明显的负距平,而旱年上述特征正好相反。

4) 涝年孟加拉湾地区以及西藏东部至西南地区OLR值都偏小,西藏东部至江淮地区以北大片区域的OLR平均值为负距平,赤道中东太平洋OLR也为显著的负距平,这一带对流活动较强,盛行上升气流,旱年则相反。

5) 6月随着印度季风的爆发,环流场和OLR分布发生了季节变化,从环流场上分析出涝年从6月开始就有冷平流堆积,到了7、8月阻塞高压建立,冷空气受到阻挡,然后减弱崩溃,冷空气随之长驱南下直接影响新疆至西藏大部地区。

6) 从OLR场上分析出印度大陆西南侧的OLR相对低值区在6月向东北方向移动并得到加强,这使孟加拉湾对流增强,南部水汽向高原输送。涝年阿拉伯海、孟加拉湾地区以及苏门答腊以南区域为明显的负距平区,而旱年为正距平或距平值较小,这也充分说明了涝年阿拉伯海、孟加拉湾地区以及苏门答腊以南区域对流活动偏强,高原7—8月降水偏多。

参考文献

- [1] 旺杰,周洪莉,陈官燕,等.林芝气象与防灾减灾.北京:气象出版社,2007.
- [2] 姚秀萍,于玉斌,刘还珠.2003年淮河流域异常降水期间副热带高压的特征.热带气象学报,2005,21(4):393-401.
- [3] 林建,毕宝贵,何金海.2003年7月西太平洋副热带高压变异及中国南方高温形成机理研究.大气科学,2005,29(4):594-599.
- [4] 常军,李素萍,王纪军,等.河南夏季高温日数的时空分布特征及500hPa环流型.气象与环境科学,2007,30(2):30-34.
- [5] 吴璐,王红燕,靖春悦,等.2007年7月19日黄淮地区区域性暴雨成因分析.气象与环境科学,2008,31(4):47-51.
- [6] 王可丽,钟强.青藏高原地区云对OLR的强迫作用.高原气象,1992,11(3):259-266.
- [7] 蒋尚城,温士顿.长江流域旱涝的OLR特征.气象学报,1989,47(4):479-483.
- [8] 施宁,朱盛明.春季热带地区OLR低频振荡及其与长江中下游连阴雨.大气科学,1991,15(2):53-62.
- [9] 朱乾根,施能.初夏北半球500hPa遥相关型的强度和年际变化及其与我国季风降水的关系.热带气象学报,1993(1):1-11.
- [10] 林志强,唐叔乙,何晓红,等.西藏高原汛期水汽输送特征与降水异常.气象,2011,37(8):984-990.
- [11] 蒋尚城.卫星观测的西太平洋副热带高压的气候学特征.科学通报,1989,34(19):1492-1492.

松嫩平原2000—2012年生长季农作物含水量变化分析

乔赛男 张丽娟 杨平 张晓慧

(黑龙江省普通高等学校地理环境遥感监测重点实验室, 哈尔滨师范大学, 哈尔滨 150025)

摘要: 利用2000—2012年松嫩平原MODIS影像, 基于GVMI指数反演了松嫩平原生长季(5—10月)农作物含水量, 并进行了时空变化特征及其原因分析。结果表明: 松嫩平原2000—2012年生长季农作物含水量呈显著增长趋势, 且东部农作物含水量普遍高于西部, 大致呈由东南向西北递减的趋势; 农作物含水量与降水量成正相关关系, 但其显著性与地域有关, 降水量较多的区域, 降水量与农作物含水量相关不显著, 降水量较少的区域, 降水量与农作物含水量相关显著; 农作物含水量与气温呈负相关趋势, 但不显著, 气温越高的区域对农作物含水量的影响越大; 农作物含水量与粮食产量呈显著正相关, 粮食产量随农作物含水量的升高而增大。

关键词: 农作物含水量, GVMI, 气象因素, 粮食产量, 松嫩平原

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.01.009

The Analysis of Crop Water Content Change over the Songnen Plain in the Growing Season During the Period 2000-2012

Qiao Sainan, Zhang Lijuan, Yang Ping, Zhang Xiaohui

(Key Laboratory of Remote Sensing Monitoring of Geographic Environment, College of Heilongjiang Province, Harbin Normal University, Harbin 150025)

Abstract: In the process of photosynthesis, water is one of the irreplaceable and indispensable raw materials. Crop water content is one of the main factors in plant photosynthesis, and has a great significance for the growth of crops. Remote sensing technology with the characteristics of rapid, economical and macroscopic changes provides an important real-time dynamic data source for crop water content monitoring. In this paper Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 500m reflectance dataset is used for the retrieval of crop water content over Songnen Plain during the period 2000-2012. MODIS data have higher temporal resolution and larger spatial coverage. Global Vegetation Moisture Index (GVMI) has higher correlation and stability with vegetation water content to retrieval of crop water content of Songnen Plain in the growing season during the period 2000-2012, then the temporal and spatial change charactersics and the reasons were analyzed. The results showed that: (1) The crop water content of Songnen Plain during the period 2000-2012 showed a trend of significant growth. The crop water content of 2012 is the highest, while 2001 is the lowest. The crop water content changes with crop growth in the growing season: it's higher in July and August than other months. The crop water content has uneven distribution in Songnen Plain, the southeast is higher than others, and the west variable coefficient of crop water content is higher than the east. The crop water content of Songnen Plain shows that a trend of growth is mainly distributed in central, northwest and southeast areas. (2) Precipitation has a certain influence on crop water content of cities in Songnen Plain, and is quite regional. The crop water content of Qiqihaer, Daqing, Baicheng and Songyuan in the west Songnen Plain has a more significant correlation than the cities in the east, but the influence of precipitation change on crop water content in the same period is smaller. (3) The temperature effect on crop water content of cities in Songnen Plain has the latitude zonality. The temperature has a higher influence on Baicheng, Songyuan, Daqing, Changchun and Siping which have a lower latitude than Heihe, Qiqihaer, Suihua and Harbin with a higher latitude. The influence of temperature on crop water content in the same period is smaller. (4) The crop water content has a significant correlation with the grain yield of the cities in Songnen Plain as the grain yield increases according to crop water content.

Keywords: crop water content, GVMI, meteorological factors, grain yield, Songnen Plain

收稿日期: 2014年6月19日; 修回日期: 2014年9月2日
第一作者: 乔赛男(1990—), Email: qiao-8@163.com
通信作者: 张丽娟(1965—), Email: zlj19650205@163.com
资助信息: 国家自然科学基金项目(42171217); 国家重大科学研究计划项目(2010CB95901); 教育部博士点基金(20142329110001)

0 引言

植被水是植被体内部含有的游离态或化合态的水, 是植被进行光合作用的主要原料之一^[1], 在植被生命活动中起着极大的作用, 也是控制作物光合作用和最终产量与品质的主要因素之一^[2-3]。及时准确地监测农作物含水量状况对于农业灌溉、旱情评价、产量

估计等都具有重要意义^[4]。

对于植被含水量的估算,有多种野外实测的手段^[5]。而利用遥感的手段进行植被水监测,因其具有客观、动态、实时、迅速的技术优势,成为近年来的研究热点之一^[6]。其中,基于遥感影像反演植被含水量的GVMI指数,因其在构建时,依据LOPEX'93地面试验波谱数据,选择波长较长、不易受到大气噪声影响的NIR和SWIR波段,因此该指数具有普适性,即与物种无关,可适用于反演不同类型地表植被含水量^[7-8]。国内学者利用GVMI指数先后对黄淮海地区、长白山地区、大兴安岭地区、西南地区的植被含水量进行了估算。刘敏等^[9]进一步结合土地利用,对耕地、林地、草地植被含水量进行了分析比较,均认为GVMI指数能较好反映我国植被含水量,并能反映出植被含水量的分布趋势。同时,以往研究^[9-15]也分析了植被含水量与影响因素之间的关系,比如与降水、气温、土壤湿度的关系。

松嫩平原是我国重要的商品粮生产基地,耕地面积广阔,玉米、大豆产量分别占全国总产量的23.26%和20.63%,全国前10名产粮大县均位于松嫩平原^[16]。然而,目前少有研究关注松嫩平原粮食产量与农作物含水量的关系,以及农作物含水量受降水、气温等因素的影响情况。本文采用GVMI指数,对以上问题进行了分析,以期为实现松嫩平原粮食产量监测、评估提供依据。

1 研究区概况

松嫩平原位于中国东北地区的中西部,由松花江和嫩江冲积而成,是东北三大平原之一。整个平原略呈菱形,地理范围为42°49'—49°12'N, 121°38'—128°33'E,总面积为22.35万km²。松嫩平原南以松辽分水岭为界,与辽河平原相隔,北与小兴安岭相连,西以大兴安岭东麓丘陵和台地为界,东至长白山外援山麓台地。松嫩平原是一个四周高、

中部低,由周边向中部缓慢倾斜的半封闭、不对称的沉积盆地,区内大体可分为东部高平原区、中部低平原区、西部山前倾斜平原区及北部岗状平原区。松嫩平原属温带大陆性半湿润、半干旱季风气候,受冬、夏季风交替影响,四季气候变化明显。冬季严寒干燥,1月均温为-26~-16℃,夏季温暖多雨,7月均温为21~23℃;大部分地区的年降水量为400~600mm,6—8月降水量占全年降水量的60%~70%。松嫩平原的土壤类型主要有黑土、黑钙土、暗棕壤、草甸土、沼泽土等,是我国最好的一熟制作物种植区之一。

2 数据与方法

2.1 数据来源

使用2000年、2010年覆盖松嫩平原的TM影像,利用ENVI4.7软件对其进行几何校正、图像增强等处理后,通过监督分类和非监督分类结合的方法对影像进行解译,提取耕地、林地、草地、水域、城市用地和未利用地六类。将2000年、2010年影像叠加,提取2000—2010年持续不变为耕地的区域,定义为本文的研究区。

松嫩平原区域内共有164个气象观测台站,本文采用空间插值,获取2000—2012年松嫩平原生长季(5—10月)气温、降水的栅格数据。松嫩平原粮食总产量和单位面积产量数据来源于2001—2013年《黑龙江省统计年鉴》与《吉林省统计年鉴》。

2.2 植被含水量计算

GVMI为全球植被湿度指数,GVMI的计算公式为:

$$GVMI = \frac{(NIR+0.1)-(SWIR+0.02)}{(NIR+0.1)+(SWIR+0.02)}, \quad (1)$$

式中,NIR为近红外波段反射率,SWIR为短波红外波段反射率。反射率数据使用了MOD09A1地表反射率产品。

植被(冠层)含水量EWT^[17],计算式为:

$$EWT = \frac{-[ad+c-d(GVMI+0.13)] + \sqrt{(ad+c-d(GVMI+0.13))^2 - (4cd(a+b-GVMI-0.13))}}{2cd}, \quad (2)$$

式中,a、b、c、d为常数,分别为a=1.53, b=-1.40, c=-0.000 099, d=0.000 517。

3 结果与分析

3.1 松嫩平原生长季农作物含水量时空分布及变化

3.1.1 时间分布及变化

2000—2012年松嫩平原生长季内农作物含水量呈显

著增加趋势($p<0.05$),年增加值达1.04g/m²(图1)。由生长季内农作物含水量的时间变化趋势(图2),可以发现,含水量最大值出现在8月,生长季初期和结束期的含水量较低。

松嫩平原各行政区内农作物含水量随时间的变化与松嫩平原整体趋势一致,也表现显著增加趋势(图3)。但是,农作物含水量分布及变化表现出明显的地域

性。松嫩平原东部农作物含水量明显大于西部，哈尔滨市、长春市、四平市较大，均在 $40\text{g}/\text{m}^2$ 以上；白城市最小，仅为 $17.37\text{g}/\text{m}^2$ ；大庆市、齐齐哈尔市、松原市相对较小，在 $29\text{g}/\text{m}^2$ 左右。松嫩平原西部农作物含水量变化程度较东部大。白城市变异系数最大，为0.21；大庆市、齐齐哈尔市也在0.17以上；黑河市、哈尔滨市、长春市较小，均小于0.12。

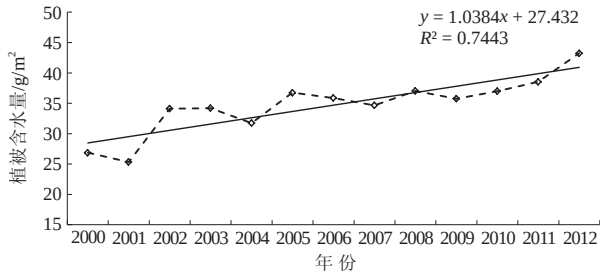


图1 农作物生长季植被含水量均值

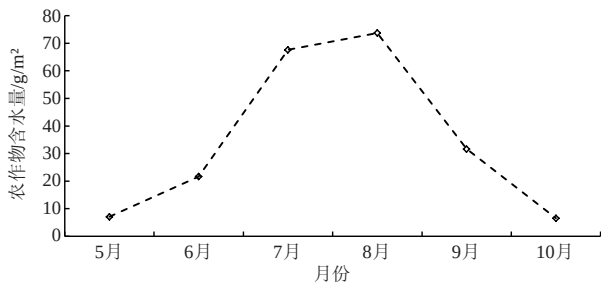


图2 农作物生长季植被含水量各月均值

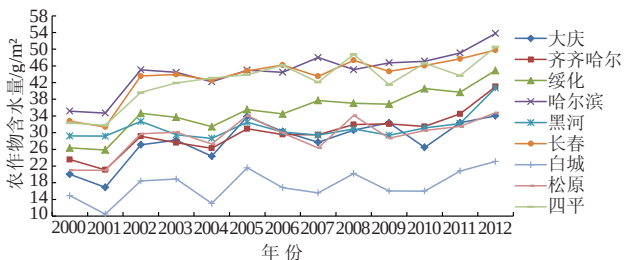


图3 松嫩平原各市农作物含水量

3.1.2 空间分布及变化

松嫩平原2000—2012年平均农作物含水量空间分布，表现为东南高、中部及西南部最低的特征（图4）。其中，含水量小于 $40\text{g}/\text{m}^2$ 的耕地面积为 87897.8km^2 ，占耕地总面积的72.9%；大于 $80\text{g}/\text{m}^2$ 的面积分布仅为 549km^2 ，占耕地总面积的0.5%。

图5给出了松嫩平原2000—2012年农作物含水量年变化的线性趋势，可见，松嫩平原农作物含水量主要呈增加趋势，且空间差异性明显。农作物含水量大部分增长趋势值在 $0\sim 2$ 之间，面积为 105633.8km^2 ，占耕地总面积的87.6%。增长趋势值在2以上、以及呈减少趋势的耕地面积均较小，分别为 7466.5km^2 、 7551km^2 ，合计占耕地面积的6.2%。

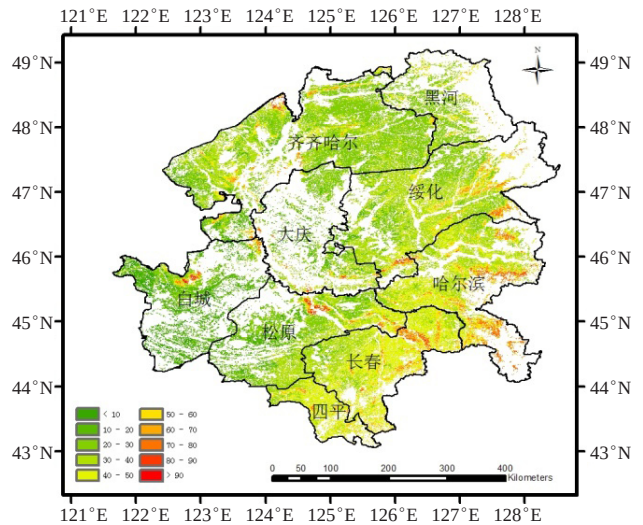


图4 松嫩平原2000—2012年生长季平均农作物含水量

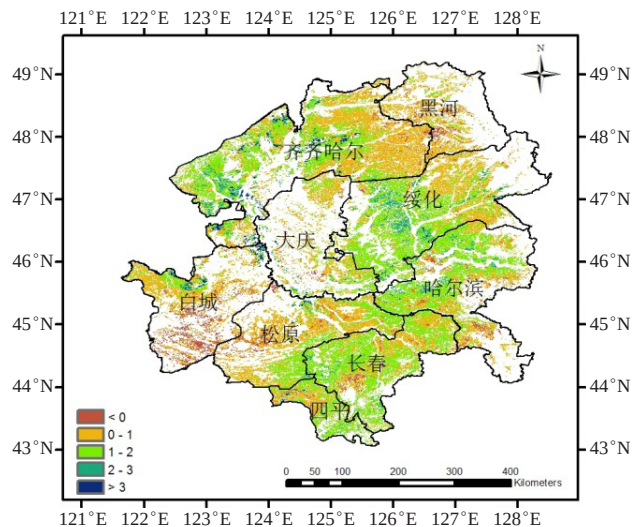


图5 2000—2012年生长季农作物含水量变化趋势

3.2 松嫩平原农作物含水量变化原因分析

3.2.1 农作物含水量与降水、气温的关系

松嫩平原生长季内农作物含水量与降水呈显著正相关（表1），但这种相关有一定的地域性。松嫩平原西部的大庆市、齐齐哈尔市、白城市、松原市

表1 松嫩平原各市农作物含水量与降水量（PRE）的关系

	线性方程	相关系数
松嫩平原	$EWT = 0.27PRE + 16.14$	0.627**
大庆	$EWT = 0.27PRE + 10.41$	0.640*
齐齐哈尔	$EWT = 0.18PRE + 18.63$	0.557*
绥化	$EWT = 0.17PRE + 23.58$	0.388
哈尔滨	$EWT = -0.02PRE + 46.18$	-0.039
黑河	$EWT = 0.06PRE + 26.57$	0.359
长春	$EWT = 0.14PRE + 31.85$	0.337
白城	$EWT = 0.19PRE + 6.11$	0.676*
松原	$EWT = 0.29PRE + 9.02$	0.785**
四平	$EWT = 0.21PRE + 24.43$	0.579*

注：*， $p < 0.05$ ；**， $p < 0.01$ 。下同。

及四平市农作物含水量与降水量具有显著的正相关 ($p < 0.05$)；而松嫩平原东部的各市农作物含水量与降水量相关性较差，均未通过0.05显著性水平的检验。这可能暗示，降水量多的区域，农作物含水量并不受制于降水量；降水量少的区域，农作物含水量越受降水量多少的影响。

松嫩平原生长季内农作物含水量与生长季内平均气温具有负相关趋势（表2），但相关的显著性具有纬度地带性特征。在松嫩平原南部，大庆市、长春市、白城市、松原市及四平市农作物含水量与气温呈显著负相关 ($p < 0.05$)；而松嫩平原北部农作物含水量与气温的相关性较差。

表2 松嫩平原各市农作物含水量与气温（TMP）的关系

	线性方程	相关系数
松嫩平原	$EWT = -8.03TMP + 173.19$	-0.640**
大庆	$EWT = -9.42TMP + 195.69$	-0.725**
齐齐哈尔	$EWT = -5.65TMP + 123.58$	-0.475
绥化	$EWT = -5.43TMP + 126.92$	-0.371
哈尔滨	$EWT = -8.31TMP + 185.15$	-0.548
黑河	$EWT = -1.23TMP + 49.97$	-0.152
长春	$EWT = -11.11TMP + 242.63$	-0.723**
白城	$EWT = -5.11TMP + 110.86$	-0.667*
松原	$EWT = -8.91TMP + 192.86$	-0.813**
四平	$EWT = -9.75TMP + 222.09$	-0.687**

3.2.2 农作物含水量与粮食产量的关系

松嫩平原各市生长季农作物含水量与单位面积粮食产量均呈显著正相关关系（表3）。农作物含水量每增长1g/m²，单位面积粮食产量增长幅度在1.31~3.76kg之间。其中，松原市最大，为3.20kg；绥化市、四平市次之；长春市最少，为1.31kg。

表3 农作物含水量与粮食产量的关系

	线性方程	相关系数
大庆	$Y = 2.31EWT - 30.62$	0.593*
齐齐哈尔	$Y = 2.16EWT - 33.38$	0.862**
绥化	$Y = 3.20EWT - 61.63$	0.863**
哈尔滨	$Y = 1.72EWT - 15.29$	0.829**
黑河	$Y = 2.07EWT - 43.29$	0.840**
长春	$Y = 1.31EWT + 13.31$	0.725**
白城	$Y = 2.20EWT + 4.41$	0.618**
松原	$Y = 3.76EWT - 44.20$	0.894**
四平	$Y = 2.33EWT - 12.26$	0.802**

注：Y为单位面积粮食产量（kg/m²）。

4 结论

2000—2012年松嫩平原生长季农作物含水量呈显著增长趋势。生长季内，7—8月的农作物含水量较高。松嫩平原农作物含水量空间分布不均匀，东南部农作物含水量较大，西部农作物含水量变异系数大于东部。

降水量对松嫩平原各市农作物含水量均有一定的影响，且具有地域性。西部齐齐哈尔市、大庆市、白城市及松原市生长季农作物含水量与降水量的相关性较东部各市显著。气温对松嫩平原各市农作物含水量的影响具有纬度地带性。气温对纬度较低的白城市、松原市、大庆市、长春市及四平市的增长季农作物含水量影响大于纬度较高的黑河市、齐齐哈尔市、绥化市及哈尔滨市。松嫩平原各市生长季农作物含水量与单位面积粮食产量具有显著的相关性，粮食产量随农作物含水量的升高而增大。农作物含水量是影响粮食产量的重要因素。

松嫩平原农作物种类丰富，包括小麦、水稻、玉米、高粱、谷子为主的粮食作物及大豆、甜菜、亚麻为主的经济作物，各类作物的植被含水量也具有差异。本文总体研究了松嫩平原的农作物含水量，但对不同作物的植被含水量及其空间分布情况，仍然需要做进一步研究。

参考文献

- [1] 熊金国, 王立涛, 王世新, 等. 植被水分遥感监测处理系统的建立及应用. 计算机应用研究, 2009(5): 1819-1831.
- [2] 王洁, 徐瑞松, 马跃良, 等. 植被含水量的遥感反演方法及研究进展. 遥感信息, 2008(1): 100-105.
- [3] 韩晓勇. 基于MODIS和地表光谱的植被水分定量遥感研究. 西安: 长安大学硕士论文, 2009.
- [4] 郭文娟. 基于MODIS和地物光谱的华北地区作物水分定量遥感研究. 北京: 中国气象科学研究院硕士论文, 2006.
- [5] Robert A. Schowengerdt Remote Sensing-Models and Methods for Image Processing (second edition). Academic Press. 1997: 357-387.
- [6] 张峰. 基于MODIS数据的浙江省旱情监测及其时空分析. 乌鲁木齐: 新疆农业大学硕士论文, 2009.
- [7] 阿布都瓦斯提·吾拉木, 李召良, 秦其明, 等. 全覆盖植被冠层水分遥感监测的一种方法: 短波红外垂直失水指数. 地球科学, 2007(3): 957-965.
- [8] Ceccato P, Gobro N, Flasse S, et al. Designing a Spectral Index to Estimate Vegetation Water Content from Remote Sensing Data: Part 1, Theoretical approach. Remote Sensing of Environment, 2002, 82: 188-197.
- [9] 刘敏. 基于MODIS数据的长白山地区植被水分动态变化研究. 长春: 东北师范大学硕士论文, 2010.
- [10] 张蓓, 王世新, 周艺, 等. 利用MODIS数据进行植被水监测的应用研究. 遥感信息, 2004: 19-23.
- [11] 张蓓. 基于MODIS数据的植被水监测及其应用研究. 北京: 中科院遥感应用研究所硕士论文, 2004.
- [12] 于君明, 王世新, 周艺, 等. 农作物含水量的遥感反演. 武汉大学学报·信息科学版, 2009, 34(2): 210-213.
- [13] 王丽涛, 王世新, 周艺, 等. 基于多光谱数据的植被水分反演及其在旱情评估中的应用分析. 光谱学与光谱分析, 2010, 31(10): 2804-2808.
- [14] 王丽涛, 王世新, 周艺, 等. 旱情遥感监测研究进展与应用案例分析. 遥感学报, 2011, 15(6): 1315-1330.
- [15] 丁一. 基于MODIS数据和气象数据的植被水监测研究. 北京: 首都师范大学博士论文, 2011.
- [16] 李晓燕, 王宗明, 张柏, 等. 松嫩平原作物生产力地统计空间格局分析. 农业系统科学与综合研究, 2007, 23(1): 45-51.
- [17] Ceccato P, Flasse S, Gregoire M J, et al. Designing a spectral index to estimate vegetation water content from remote sensing data: Part 2. Validation and applications. Remote Sensing of Environment, 2002, 82: 198-207.

建设地理信息大数据的思考

■ 翟永 刘津

“地理信息大数据的采集，一方面要坚持传统的数据采集的优点，适当扩大数据采集接收面（如地市级测绘单位），另一方面要积极引入VGI（Volunteered Geographic Information，志愿者地理信息）数据。”

大数据作为一种新型战略资源，提供了一个在虚拟信息世界中了解和掌握客观现实世界的前所未有的机会。地理信息行业作为信息产业的重要分支，应抓住大数据技术和应用所带来的新机遇，面向最广大的公众在地理信息大数据采集、分析与服务方面进行机制创新，推动地理信息行业的快速发展。

一、以数据为核心的地理信息行业

从20世纪50年代GIS（地理信息系统）诞生开始，地理信息行业就以数据为核心逐步发展壮大，其主要业务如采集、检查、处理、建库和分发服务无一不是紧紧围绕数据进行的。数据是地理信息行业的灵魂。

目前，测绘地理信息系统内已经积累了大量的地理信息数据，如全国重力、三角、水准及GPS大地测量成果，各省（自治区、直辖市）覆盖重点区域的1:500—1:10000大比例尺地形图数据，超过500万张的航空影像数据，覆盖陆地国土超过7000万km²（含重复覆盖面积）的多种分辨率卫星影像数据，覆盖全部国土的10~30m分辨率卫星影像，对重点地区基本完成必要覆盖的优于5m分辨率的卫星影像数据，以及分辨率优于2.1m（截至2012年）的资源三号卫星影像数据等。

以上地理信息数据成果（含历史数据）在线存储量超过560TB，离线存储量超过1.3PB，并且在线数据成果以每年不低于300TB的增量扩展。这些内容丰富、类型繁多的地理信息数据是地理信息大数据的基础，可以更好地促进地理信息工作服务大局，服务社会与民生。

客观来说，没有地理信息数据，地理信息服务无从谈起；没有海量、规模化、多类型的地理信息大数据，地理信息智能服务将举步维艰。在即将来临的“智慧中国”时代，拥有海量数据级别、高价值含量的地理信息大数据是推进测绘地理信息服务走向智能

化、智慧化转型升级的必经之路。大数据的发展是大势所趋，是开启智慧时代的必然要求。同时，测绘地理信息是国家重要战略信息资源，建设地理信息大数据具有深远的意义和强烈的现实需要。

二、地理信息大数据发展中的制约因素

目前，地理信息系统已积累了大数据量级别和多种类的地理信息数据，但应客观看到地理信息大数据发展中的制约因素。

1 传统数据采集机制的制约

地理信息数据的采集是地理信息行业的基础环节，是大数据的孕育环节。传统的地理信息数据采集机制是项目驱动下的计划模式，即中央级测绘地理信息单位申请国家立项后，将任务分包到各个省级测绘地理信息单位，分头组织数据采集和质检，再集中汇交进行数据建库、分析与服务。这种采集模式在测绘信息化工作中发挥了重要作用，具有数据标准统一和管理高效等特点。同时，应该看到，这种模式存在数据获取面不广，未能纳入市县级测绘单位和数量众多的公众采集的地理信息；另一方面，数据的类型固化，更新周期长，现势性不高，以1:50000基础地理数据库为例，全国范围的更新周期一般需要3~5年；第三方面，传统数据采集机制灵活度不高，反应时间长，难以满足应急测绘等实时或准实时服务要求。

2 传统数据分析架构的制约

地理信息行业传统上以数据密集型、IO密集型处理为主，随着大数据技术的进步和新时期用户的需求变化，计算密集型处理逐渐占有一席之地。在相关计算机装备配置方面，大型高性能计算服务器主要配置在国家级数据中心的涉密局域网内，其他地理信息单位难以使用；同时，传统的地理信息算法受制于早期计算机技术的制约，以串行计算为主，未能及时改进为并行算法，难以满足大数据环境下分布式并行处理的架构要求，不得不在昂贵的SMP（对称多处理）服

务器上运行, 本单位或有业务关联的其他单位的数目众多的计算机设备无法有效利用。

3 传统数据服务模式的制约

大数据应用的根本目的是将挖掘、分析得出的数据价值, 快速全面向用户服务, 服务对象是政府、企事业单位、国防部门以及公众的最大集合。否则, 大数据就失去了全部或部分存在价值。传统的地理信息服务主要面向涉密部门, 在国民经济和国防建设以及应急救援中发挥了重要作用, 例如2013年, 国家级中心向用户提供数据超过5TB, 效果显著。但是, 应该看到, 在面向非涉密的企事业单位、社会公众服务方面, 存在不足: 一是数据内容较少, 仅限于可公开的低分辨率、低精度的地理信息数据; 二是现势性不高, “旧数据”多, 最新数据时效超过1年以上, 其他数据多超过3年, 这类用户(数目更多)对此是不满意的; 三是功能不强, 面向涉密单位的数据提供以人工为主、网络手段为辅, 面向非涉密单位的数据提供集中在“天地图”网站, 由于装备能力不足, 面向海量用户服务存在等待时间较长、服务波动等不足。

三、地理信息大数据建设的主要改进措施

通过以上分析, 地理信息大数据的采集、分析、服务需要不断挖掘新思路, 突破原有测绘专业部门进行数据采集、质检、处理、分析和建库的闭合环路, 突破主要面向专业用户服务的制约。

1 地理信息大数据采集

目前, 大多数地理信息系统是基于自上而下的方式建立的, 只有官方提供者可以采集、处理、发布和维护数据资源, 这种机制导致了资源维护技术比较复杂, 限制了用户的参与, 造成贡献资源的不足。地理信息大数据的采集, 一方面要坚持传统的数据采集的优点, 适当扩大数据采集接收面(如地市级测绘单位), 另一方面积极引入VGI (Volunteered Geographic Information, 志愿者地理信息)数据。

VGI 数据主要来自于公众的自发行为, 每一个人都可以成为地理信息数据的采集者, 人人都是数据的生产者。长期居住的居民会对周边的地理环境(地名、交通路网)有着较为详尽的了解, 其中的部分信息是难以通过自动化的手段快速获取的。例如, 专业部门通过航空摄影获得一个区域清晰的像片后, 需在后期投入大量的人力、物力和财力才可获取其详细的地名注记, 而发动公众, 以“人人都是传感器”的思路, 打破地理信息专业人员和公众之间的界限, 有效整合人们掌握的自己周边的各种信息, 降低成本, 提高效率, 可实现地理信息大数据快速分享和传播。

在地理信息行业内, 将传统模式采集的地理信息数据与VGI数据相融合, 会创造出具有活力的满足移动互联网时代用户需求的大数据成果。

2 地理信息大数据分析

对于传统的串行处理的大数据处理, 基于涉密广域网, 面向省级测绘单位开放国家级中心的高性能计算服务器, 充分利用宝贵的计算资源; 对于可以分布式并行计算的大数据处理, 基于涉密广域网, 充分利用省级测绘单位的中低端服务器资源, 统筹协调, 构建基于云计算的大数据分析环境。

对于VGI数据, 由于志愿者是自发贡献数据, 会存在数据分布不均匀、连续性不一致甚至错误等问题, 给VGI 数据的处理带来挑战。VGI 数据必须经过处理和质量检查以保证数据的形式有效和内容合法合规。在此基础上, 基于Hadoop等云计算架构, 利用MapReduce技术开发分布式并行算法, 面向涉密广域网调用计算资源, 进行地理信息大数据分析。

3 地理信息大数据服务

公众是地理信息大数据的最终使用者, 是地理信息大数据服务的主要对象。在国家保密法规许可的前提下, 提高可公开大数据的分辨率和精度。同时, 基于VGI数据, 动态更新传统地理信息数据库, 增强现势性, 经济发达地区和灾害多发区数据时效应在1年之内; 丰富内容, 数据层和属性信息不应少于Google Map。另外, 提升“天地图”网站计算机和网络装备水平, 采用性价比较高的Hadoop云计算架构和非关系型数据库, 在全国布设多个云计算分中心, 全面提升网站服务质量。

地理信息大数据分发服务, 要快速将大数据及其分析成果与相关应用发布到最广大的用户群之中, 到公众中去, 为公众服务。

四、结束语

将大数据与VGI理念相结合, 立足传统地理信息数据成果, 构建地理信息大数据, 优化分析和服机制, 发挥地理信息大数据的核心价值, 即地理信息大数据来自公众, 地理信息大数据服务公众。

(作者单位: 国家基础地理信息中心)

深入阅读

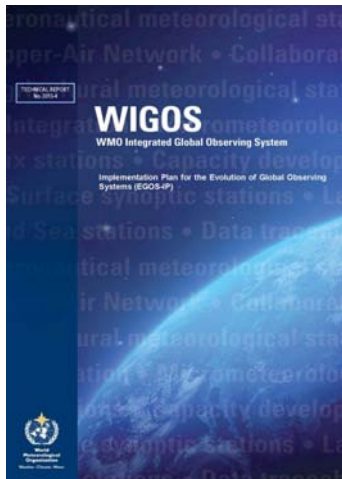
Goodchild M F. 2007. Citizens as sensors: the world of volunteered geography. *GeoJournal*, 69(4): 211-221.

李德仁, 钱新林. 2010. 浅论自发地理信息的数据管理. *武汉大学学报: 信息科学版*, 35(4): 379-383.

周顺平, 徐枫. 2014. 大数据环境下地理信息行业发展的几点思考. *地理信息世界*, 21(1):45-50.

WMO全球观测系统演进发展实施计划（EGOS-IP）执行摘要

■ 张文建 译校



世界气象组织（WMO）全球观测系统演进发展实施计划（EGOS-IP）的目的是概括2012—2025年全球观测系统将要实施的重要活动，旨在维持和发展WMO观测系统的所有分系统。这些系统都是WMO全球综合观测系统（WIGOS）的组成部分，该计划也考虑了WIGOS的长远愿景。本实施计划的目标是以最具成本效益的方式满足WMO在天气、气候和水等多个领域及其应用计划对观测的需求。观测系统各组成部分还将为全球地球综合观测系统（GEOS）和全球气候服务框架（GFCS）做出重要贡献。其中，一些活动和WMO与其他国际组织共同支持和联合建立的观测系统有关，所以计划的实施必须与这些组织紧密合作来完成。

气象观测正在支持越来越广泛的应用，包括监测和预报不同时间尺度的大气、海洋和地表状况。这些应用活动支持越来越广泛的服务，并带来越来越高的社会经济效益。用户需求也变得越来越宽广和严格，而且在这些应用方面也出现了一些新的需求。有更多的观测系



本实施计划的目标是以最具成本效益的方式满足WMO在天气、气候和水等多个领域及其应用计划对观测的需求。

统可满足对于实时、近实时和非实时应用的需求。全球气候观测系统（GCOS，由WMO、国际海洋组织（IOC）、联合国环境署（UNEP）及国际科联（ICSU）联合支持的观测协调机制）和全球气候服务框架（GFCS）的观测需求预计也将增加。在许多情况下，仅通过及时地分发为其他用途制作的观测资料就能取得重要改进。

目前本实施计划所罗列的许多行动，是WMO一些现行活动的结果，这些活动是与全球相关学科的专家紧密合作而开展的。行动计划的主要依据是：

- WMO第六十一届执行理事会批准了2025年全球观测系统（GOS）愿景文件。该愿景文件为指导全球观测系统的发展设定了高层目标。

- 滚动需求评审（RRR）已经进行了若干年。它将观测系统能力与12个WMO不同应用领域的需求进行比较，并提供一份“指导声明”（SoG），以找出存在的主要差距并指出未来观测系统的发展方向。

- 在某些应用领域，有关观测系统对于不同应用领域影响和贡献研究的结果，包括观测系统影响试验和观测系统影响模拟试验的结果。

一、实施机构

对于地基观测系统，实施行动主要依靠国家机构，如国家气象部门或国家气象和水文部门。在某些

情况下，地基观测网是由一些非气象部门或机构在国际计划或强有力的国际合作背景下实施的，也有某些观测网是靠科研经费资助的，因此，这些观测网发展的可持续性令人关切。

对于空基观测系统，实施机构有时是运行研发和/或业务卫星的国家机构，有时则是专门从事空间观测的多国机构（如欧洲气象卫星开发组织EUMETSAT等，译者注）。

无论是对于地基还是空基观测系统，都需要紧密和高层次的国际合作，这足以说明和佐证WMO发起的或与其他国际组织联合发起的一些国际观测计划的必要性。

对于地基实地观测网，往往是通过WMO的区域协会设计和开发的，通过WMO的技术委员会（主要是但不仅限于基本系统委员会）提供的指南，区域协会在各自的区域发挥重要的协调作用。通过建立联合的观测系统（例如GCOS、全球海洋观测系统GOOS和全球陆地观测系统GTOS）可满足许多需求。关于海洋实地观测网络，WMO和政府间海洋委员会（IOC）共同建立的海洋学和海洋气象学技术委员会（JCOMM）参与了所有海洋观测系统的设计与开发，协调海面气象观测，以及海面或海面下的海洋学观测。大气化学观测是通过全球大气监测网（GAW）计划及其战略计划和补充计划开展的。对于空基观测系统，卫星观测的总体趋势是面向

全球的，而不是像地基实地观测网那样注重区域特点。但是WMO在空基观测系统的协调作用同等重要，WMO还通过与气象卫星协调组织（CGMS）以及国家和国际空间机构密切合作开展工作。

一些地基观测系统在气候监测方面发挥着至关重要的作用，而且这方面必须进一步拓展观测。地表辐射测量是对从卫星仪器获取的总太阳辐射和所有变量的补充，这些变量是监测地球系统碳循环所必须的，特别是土壤碳，以及大气、海洋和地表之间的二氧化碳和甲烷通量。GEOSS全球二氧化碳观测战略也说明了由哪些机构开展这些观测。

二、总体行动与交叉性行动

为了满足用户的需要，只要某些研发性质的观测系统已经成熟并具有成本效益，则必须要采取行动以将其转化为业务运行。改变现有系统和开发新系统都必须不断与观测系统的用户一起开展评估。对于一些目前由有时限要求的科研经费维持的海洋观测系统，这一点尤为重要。而对于某些观测系统，根据气象条件相应地改变观测变量的设置，有可能提高成本效益。

WIGOS的整合作用对于实现“2025年GOS愿景”是非常重要的。有必要鼓励所有制作观测资料的运营方恪守WMO信息系统（WIS）和WIGOS的各项标准。对于许多用户而言，保持观测系统的关键部分的数据记录的连续性和一致性也很重要。

必须在资料政策方面采取行动，以保证所有WMO会员能够连续获取所有基本的观测资料，并确保继续遵守WMO资料共享的原则，无论资料来源如何，包括商业实体制作的资料。随着用户需求和观测系统的发展，会员和WMO的资料政策需要随之发展，以收集并交换更多更广泛来源的不同类别的资料。

到2025年，随着技术的发展会出现更多的自动化运行的观测系

统，产生更大的数据量，而且可实时传输更大的数据流量。需要采取行动，以确保WIS的能力能够处理日益增加的观测资料量和交换资料流量，并还要确保WIGOS所使用的无线电频率受到保护。

许多发展中国家和经济转型国家不具备能力或没有足够的资源提供基本且必要的实地观测。这需要通过推进观测系统的能力建设战略来解决这个问题，包括促进由国际组织、双边合作伙伴关系等来资助各种项目开展区域合作，以及组织开展教育培训和能力建设活动并提供指南等。

三、地基观测系统

为满足不同用户的需求，许多地基观测系统并不需要开展更多的观测就可以提高效率，例如可以通过处理和交换更多资料而得以实现，例如以下几种方式：

- 全球交换每小时的地基观测资料，这可用于全球各类应用，并促进全球交换每小时以内（分钟级）的观测资料，以支持相关的应用领域。

- 在不同用户群之间（根据WIGOS的标准）交换大气、海洋和陆地观测系统的观测资料，在需要时，可在不同预处理资料层面交换。

通过综合针对无线电探空仪、飞机资料和廓线仪采取各种改进行动，以整体改进高空观测系统，例如：

- 考虑综合所有的高空观测系统的集成，就可使全球高空资料覆盖率更加均匀。

- 通过特别努力，维护孤立的无线电探空站或平台（包括自动船载探空计划ASAP）。

- 通过特别努力恢复已有的但已停止运行或只观测但不发报的无线电探空站点。

- 为无线电探空仪和航空器气象资料下传（AMDAR）开发适应性组件，以便在最需要的时间和地点制作观测资料。

- 通过特别努力维护GCOS 高空观测网（GUAN）无线电探空

站点并建立GCOS 基准高空观测网（GRUAN）。

- 改进无线电探空资料的处理和分发，以便提供更高垂直分辨率的资料，包括基准位置和时间资料。

- 开发标准与质量均一的区域尺度遥感廓线观测站网。

- 开发并安装各种湿度传感器，将其作为AMDAR系统的不可缺少的统一组成部分。

大多数的地面观测系统将大大受益于针对WIS/ WIGOS的关于处理和交换观测资料的标准采取的总体行动。预计还将受益于更加频繁的全球观测资料的交换，包括来自全球大气成分（GAW）观测站、闪电探测系统和水文站的资料。为不同用户提供更多地面观测资料的一个非常具有成本效益的方式，是提高并扩大专业观测网（如公路运输、航空、农业气象、城市气象和能源生产等）的观测资料的交换。

需要采取有关天气雷达站方面的具体行动，以提高定量降水估算的质量，建立能服务所有用户的天气雷达资料处理/交换框架，并采用供国际交换的统一资料格式。

在有关海洋站、志愿观测船舶（VOS）、系留浮标、漂流浮标和冰浮标方面必须采取行动，以提高海洋观测的地理覆盖率，特别是测量海表温度、高度、盐度、能见度、海浪、海洋表面风等。

对于海洋水下观测，需要与IOC合作，通过剖面浮标和投弃式温深计（XBT）仪器制作高垂直分辨率的观测资料（温度、盐度等），并实时分发所有资料。在深海中获得观测资料具有挑战性，而重要的是推进一些新兴技术的开发。

四、空基观测系统

根据“2025年GOS愿景”，预计空基观测能力将有所提升，为WMO各计划做出贡献的空间机构将会进一步扩大，他们之间的合作将增强。更多的卫星将服务于多种用途，而不是专用于单一的科学活动。

对于多数空基组成部分而言，一个重要的问题是必须确保卫星系列和关键传感器的连续性（包括必要的重叠时段），并且以实时和延时方式处理和分发资料，还应建立适当相互比对和相互标定的程序。

必须采取连续的行动，以维持至少6个地球静止轨道（GEO）气象卫星并可相互备份，这6颗卫星间距最好不超过经度70度，并每颗卫星至少配备一个可见光/红外成像仪、一个超高光谱红外大气垂直探测仪和一个闪电成像仪。

地球低轨道（LEO）气象卫星星座应包括至少3颗太阳同步近极地轨道气象卫星（穿越赤道时间大约在本地时间13:30，17:30和21:30，以达到最佳的全球覆盖率）。这些轨道平台每个应至少配备一个超高光谱大气红外探测仪、一个微波大气探测仪、一个高分辨率的多光谱可见光/红外成像仪和一个微波成像仪。需要采取具体行动以实时传输、预处理和分发来自地球低轨道卫星的大量资料。

除了核心气象卫星任务外，需要维持或开发适用于天气、海洋、气候和其他用途的卫星仪器。以下许多仪器用于多个应用领域：

- 散射计：至少需要两颗配备散射计的卫星，并在彼此最佳相距的轨道上运行。

- 安装在地球低轨道卫星上的全球导航卫星系统（GNSS）接收器：需要形成一个无线电掩星星座，它每天至少制作10000份掩星观测资料。

- 高度计：用户需求呼吁有一个高精度、非太阳同步、倾斜轨道基准高度计卫星计划，并和另外两个载有高度计仪器的卫星组网，在彼此最佳相距的太阳同步近极地轨道上运行。

- 红外双角度成像仪：需要搭载这类成像仪的近极地轨道卫星，以提供能达到气候监测质量的高精度海面温度测量能力。

- 窄带可见光/近红外成像仪：需要至少一个这种类型的成像仪以观测海洋水色、植被、地表反照率、气溶胶和云。

- 高分辨率多光谱可见光/红外成像：这种类型的仪器对于农业气象、水文、土地利用和洪水及火灾监测是非常重要的。

- 降水测量雷达：结合被动微波成像仪，需要这些仪器来支持全球降水测量计划（GPM）。

- 宽波段可见光/红外辐射计：这类辐射计对于监测地球辐射收支是必要的，至少要在了一颗太阳同步近极地轨道气象卫星上安装这类仪器。

- 安装在地球静止轨道气象卫星和地球低轨道气象卫星上的不同探测仪（紫外线、可见光和近红外波段），包括临边探测能力。这主要是针对大气化学，温室气体和空气污染的监测。

- 合成孔径雷达（SAR）：重要的是至少要有个位于极轨卫星上的SAR仪器，以监测地表、海平面、灾区水位等，以便有效地促进灾害管理。

除了上述仪器，还有一些新的仪器或新兴的技术应该进行试验，并且可能在2025年以前投入应用。其中装备在地球低轨道卫星上的激光雷达（用于测量风、云和气溶胶）以及低频微波辐射仪（用于测量土壤湿度和海洋盐度）就是例子。装备在地球静止轨道卫星上的包括微波和窄带可见光/近红外线仪器，应该进行验证试验。地球重力观测仪具有监测地下水的潜力。到目前为止，主要用于连续观测极地地区和高纬度的高椭圆轨道（HEO）上，尚无气象或海洋卫星及仪器，这项技术示范将是有价值的。

五、空间天气

需要开展空间天气观测，主要是用来预报空间天气扰动的发生概率；当超过扰动阈值时发出灾害预警；保持对当前空间环境条件的监

测；为设计受空间天气影响的空基系统（即卫星和宇航员安全程序）和地基系统（即电网保护和航空交通管理）判定空间气候条件；开发和检验空间天气数值预报模式；开展相应的研究将提高我们对空间天气的认识。一个综合的空间天气观测网必须包括地基和空间观测站，并将遥感测量与实地观测相结合。

特别需要采取以下行动：

- 协调各项计划，以确保太阳测量、太阳风和行星际磁场测量的连续性，以及从空间进行日光层成像；协调、规范和扩展现有的地基太阳观测资料；通过扩大地基全球导航卫星系统（GNSS）和改进其无线电掩星测量的时效，以及在气象和空间天气界通过WIS实时共享地基或空基全球导航卫星系统资料，改进电离层监测；协调空间天气界使用双频雷达高度仪观测；改进高时效地基磁力仪资料的来报率。

- 制定一个计划，以维护和改善等离子体和高能粒子环境的空间天气观测。

六、实施战略

预计文件中的多数行动将于2025年前实施。主要的例外是关于新兴观测系统的研究和发展的行动：对于到2025年进入业务使用有许多的不确定性。

跨领域的行动（即不特指某一个特定的观测系统），记录在该计划的第3和第4章。地基观测系统发展的行动见第5章，按系统循序描述。空基观测系统发展的记录见第6章，也按照系统循序描述。空间天气的记录见第7章。

在基本系统委员会（CBS）的指导下，2012—2025年，将定期地审查和评估本实施计划及其关联计划，特别是“2025年GOS愿景”计划的实施进展情况，并视需要在本实施计划期间定期报告这一系列行动的进展。

（译校者单位：世界气象组织）

编辑选编

中国气象学会成立90周年纪念专刊
——《气象学报》2014年第72卷第6期

本期《气象学报》继续刊载了4篇中国气象学会成立90周年纪念专刊文章。

李泽椿等对近10年中国现代天气预报的发展与应用情况进行了回顾。文章指出,近10年来,随着数值预报技术的进步,探测手段的日臻完善和丰富,以及高性能计算机快速发展和应用,现代天气预报技术取得了显著的进步,其中快速更新同化分析和预报、集合预报、概率预报以及数字化预报等新技术的应用,促进了中国天气预报业务水平的提高,在中国防灾减灾、保障社会经济发展和人民安康福祉的气象服务中发挥了重要作用。回顾和介绍了近10年中国现代天气预报新技术,主要包括基于中尺度模式的多源资料快速更新同化预报技术,提供灾害性、极端性天气预报的不确定性信息的集合预报和概率预报技术及高时空分辨率气象要素的数字化预报技术,并展望了未来发展趋势。

基于青藏高原在亚洲夏季风系统大气水分循环过程的重要地位,从青藏高原对全球大气水分循环重要作用的视角,徐祥德等综述了青藏高原大气水分循环过程中青藏高原局地热力对流、高原的“阶梯式”水汽流爬升“第二类条件不稳定(CISK)”物理模型、青藏高原视热源结构影响及多尺度水汽汇流通、海洋-青藏高原“水汽源-汇”结构、青藏高原跨半球垂直环流圈水分循环结构、青藏高原大气水分循环综合模型等的相关研究进展,剖析了青藏高原大气水分循环综合模型的研究背景,探讨了青藏高原特殊大地形热力驱动机制及其云水效应,描述出与青藏高原热力驱动的亚洲区域和跨半球垂直环流圈水分循环结构,揭示了青藏高原

热力强迫与海洋-大气-陆地水文过程特殊的相互反馈作用。青藏高原发源的亚洲河流水系是为人口众多的亚洲区域供给生活、农业和工业用水的重要水资源之一。因此,认识在全球变暖背景下青藏高原的水分循环及其对水资源变化影响至关重要,仍需深入地探讨青藏高原大气水分循环机制及其全球影响效应。

黄建平等以干旱半干旱区的极端降水事件为切入点,分析了中国干旱半干旱区的极端降水事件次数和极端降水量的变化特征,旨在为干旱半干旱区的洪涝灾害研究提供科学依据。结果表明,进入21世纪以来,中国 110°E 以西的干旱半干旱区极端降水事件的日数有所增多,而 110°E 以东的区域日数都有所减少。干旱半干旱区极端降水量的变化也呈现出西增东减的分布,大部分干旱半干旱区的极端降水量变化占总降水量变化的40%以上,一部分地区能达到50%,甚至100%~200%。从季节变化来看,春季天山以北、新疆南部、甘肃敦煌和内蒙古包头以北地区极端降水量增加较多,夏季 110°E 以西的干旱半干旱区极端降水量均增大明显,秋季陕西榆林、内蒙古鄂尔多斯、包头和呼和浩特等地极端降水量增大较明显。

为获得中国不同区域大气气溶胶化学组成的总体“图景”,进一步探讨污染治理方向,需要分区评估其化学成分浓度水平、组成与来源特征。张小曳通过对近地层中国内陆大气气溶胶中6种主要化学成分(硫酸盐、硝酸盐、铵、有机碳、黑碳和矿物气溶胶)至少有1a观测研究的评估分析,获得不同区域气溶胶化学成分质量浓度水平与组成的评估结果,认识到在气溶胶污染最严重的4大区域(即北京以南的华北与关中平原区域、以长三角为主体的华东区域、以珠三角为主体的华南区域以及四川盆地)的 PM_{10} 中矿物气

溶胶(所占比例在20%~38%)、硫酸盐(14%~24%)、有机碳(11%~18%)是3个主要组分;其中华北与关中平原气溶胶污染在中国最重,硫酸盐浓度在 $35\sim 47\mu\text{g}/\text{m}^3$ (远高于北京($13\sim 18\mu\text{g}/\text{m}^3$))、有机碳 $28\sim 45\mu\text{g}/\text{m}^3$ (约是北京($19\sim 22\mu\text{g}/\text{m}^3$)的1.8倍)、硝酸盐 $19\sim 22\mu\text{g}/\text{m}^3$ (约是北京($9.9\sim 12\mu\text{g}/\text{m}^3$)的2倍)、铵 $14\sim 16\mu\text{g}/\text{m}^3$ (仍然比北京($6.2\sim 8.4\mu\text{g}/\text{m}^3$)高1倍),黑碳在北京和北京以南城市的浓度差别不大($9.1\sim 12\mu\text{g}/\text{m}^3$)。这其中燃煤对硝酸盐和有机碳气溶胶的贡献超过50%,农业活动是铵的最重要来源。华东、华南和东北城市区域气溶胶化学成分浓度水平与北京相近,但四川盆地城市站各组分浓度均高于北京,污染较重。西北兰州城市站,除了黑碳浓度低很多、硝酸盐浓度稍高外,其他气溶胶化学成分浓度水平与北京相当。西北偏远区域沙漠站点,各种气溶胶化学成分的浓度都要远低于北京。青藏高原和云贵高原城市站气溶胶化学成分浓度与北京相比也明显偏低。不同区域气溶胶化学组成分析显示,燃煤、机动车、城市逸散性粉尘和农业活动是4个最需要关注的污染源,加强除发电行业外的燃煤脱硫,进一步消减燃煤氮氧化物、一次有机碳和挥发性有机物排放,并有效减少农业活动排放到大气中的氨,更有效限制硫酸盐和硝酸盐的形成是已有大气污染治理对策基础上,未来应特别关注的控制方向。

基于T213集合预报的延伸期产品
释用方法及初步试验——《气象》
2014年第40卷第11期

基于T213集合预报系统2008年1月中国及附近区域500hPa高度和850hPa温度的1~15d预报资料,构建延伸期产品释用方法,通过对逐日11~15d预报资料做集合平均和向后衰减权重系数滑动平均,进而得

到延伸期（11~15d）候平均和候距平预报，并对预报效果进行检验，结果表明：对11~15d预报场做集合平均和后向衰减权重系数滑动平均均能降低预报误差，改善整体预报效果。由此得到的500hPa高度场和850hPa温度场11~15d候平均预报误差与逐日控制预报第5天的水平相当，候距平相关系数均接近0.6，整体而言效果较好，具备一定的应用价值。500hPa高度场和850hPa温度场11~15d候距平预报在中国大陆地区位相准确率均较高，东南沿海和东北部分地区稍差，且850hPa温度场的位相准确率整体高于500hPa高度场。候距平预报对延伸期（11~15d）的大范围持续性异常距平具有较强的捕捉能力，对异常距平出现的范围和分布、强距平中心的位置的预报均较好，但强度整体偏弱。

大气扩散集合预报技术和确定性预报技术在日本福岛核事故全球扩散中的对比分析——《中国科学：地球科学》2014年第44卷第11期

将集合预报技术引入到大气扩散数值模拟中，这是提高大气扩散数值模拟能力的一种新的、有效的手段。2011年3月受日本东北部9.0级大地震影响，日本福岛第一核电站发生核泄漏事故。盛黎等以此次核泄漏事故的全球扩散为研究对象，通过运用不同的大气扩散预报技术（集合预报和确定性预报），模拟了福岛核泄漏释放出来的放射性物质在全球的扩散过程，并利用监测资料对模拟结果进行了对比分析和评估。文中采用的集合预报技术共三种，分别为气象场扰动技术MET、湍流扰动技术TUR和基于大气扩散物理过程参数化方案的集合预报技术PHY。模拟结果显示：集合预报的扩散轨迹模拟技术能更好地模拟粒子随大气环流扩散的过程；此外，与MET和TUR相比，确定性预报和集合预报PHY模拟扩散范围偏小，扩散速度偏慢，且无法模拟出4月初日本福岛核放射物质向我国东部

海域扩散的过程。这是因为MET和TUR技术核心是对平均速度和湍流速度进行扰动，这种三维扰动，会促使污染物向更远方方向进行扩散，水平方向扩散连续也更符合监测情况；PHY主要是对扩散物理过程参数进行扰动，以垂直速度的扰动为主，造成扩散范围偏小、水平方向扩散不连续。此外，监测站点与模拟结果的时间序列对比分析结果表明：模拟结果均能较好反应浓度趋势演变，不过模拟浓度偏低，尤其是确定性预报和PHY试验；此外，通过与监测站点的比较得出：与PHY相比，MET和TUR在平均浓度和最大浓度出现概率上具有更大优势。

青藏高原中部大气水汽稳定同位素捕捉到印度洋台风“费林”信号——《科学通报》2014年第59卷第35期

大气水汽稳定同位素的变化不仅在长时间尺度上与气候因子相关，而且对于极端天气事件也十分敏感。崔江鹏等通过分析青藏高原中部那曲地区大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 变化，发现2013年10月15—16日在印度洋台风“费林”爆发期间，大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 达极低值-42.1%，平均值低于一般值16.6%。大气水汽同位素与同期气象观测结果对比分析表明该极低值与水汽来源相关。TRMM卫星日降水量分布及水汽反向追踪模型结果显示，该水汽来源于南部的孟加拉湾。这表明即使在季风结束期，印度洋水汽可以通过极端天气事件影响到青藏高原；这也表明极端天气事件有可能通过稳定同位素信号影响不同介质的稳定同位素记录。

集合均方根滤波同化地面自动站资料的技术研究——《大气科学》2015年第39卷第1期

模式地形与观测站地形高度差异一直是地面资料同化面临的棘手问题，合理的同化方案能够将地面自动站资料有效的同化到中尺度数值模式中。邵长亮等首先采用Guo等（2002）的方案实现了在WRF模

式中应用集合Kalman滤波方法同化地面自动站资料；然后对方案进行调整，对10m高度风场、2m高度位温、2m高度露点和地表气压进行同化。通过均方根误差分析，模拟结果和同化增量分析来确定集合平方根滤波（EnSRF）同化地面自动站资料的有效性，并进行敏感性试验分析检验模式对各要素物理量的响应状况。结果表明：在EnSRF同化系统中应用Guo等（2002）的方案将地面自动站资料进行同化到数值模式中，能够部分改善模拟结果；地面观测资料（温度、湿度、风场、地表气压）中各物理量分别同化到数值模式都能影响18小时降水预报，但各物理量所起作用大小不同，其中对结果影响最大的是露点；使用位温、露点分别代替温度、比湿进行同化模拟效果更好，对自动站资料的同化也更加有效。

基于副热带高压异常活动个例的动力模型重构与变异特性剖析——《地球科学进展》2014年第29卷第11期

张韧等针对1998年夏季造成我国严重洪涝灾害的副热带高压异常活动，基于动力系统重构思想和遗传算法，从1998年观测资料时间序列中反演重构了副热带高压活动的非线性动力模型，并结合天气实况进行了副热带高压活动变异的动力特性分析。结果表明，针对副热带高压异常个例实际观测资料反演重构的副热带高压活动的非线性动力模型，可客观描述副热带高压活动（特别是异常活动）特征并予以合理的机理解释。进一步的分析讨论表明，随着强迫参数的逐渐增加，副热带高压动力系统将会发生平衡态的分岔、突变，平衡态的上述变化与实际天气过程中的副热带高压北跳、南落以及副热带高压双脊线现象有很好的对应关联，并可对其进行合理的机理解释，进而为副热带高压等难以准确构建解析模型的复杂天气系统的机理分析和动力特性讨论提供参考。

塞内加尔河流域基于去除季节趋势的NDVI和SIWSI的植被冠层水分胁迫与模拟蒸散评价——Evaluating EO-based canopy water stress from seasonally detrended NDVI and SIWSI with modeled evapotranspiration in the Senegal River Basin. *Remote Sensing of Environment*, 2015, in press.

在如非洲萨赫勒这样的半干旱地区,植被的重要性不言而喻。而利用遥感获取一些植被参数,对了解这些地区的植被变化具有相当的重要性。基于红波段与近红外的归一化植被指数(NDVI)是目前应用最广泛的植被遥感指数,而丹麦哥本哈根大学的Olsen等将NDVI与短波红外水分胁迫指数(SIWSI)进行了对比,以分析使用SIWSI是否比NDVI能获得更多的季节内的植被短期尺度变化信息。研究使用了来自MSG对地静止卫星搭载的自旋增强可见光红外成像仪(SEVIRI)的遥感数据,以及分布式水文模型模拟的蒸散数据(ETa),评价了2008年塞内加尔河流域的NDVI和SIWSI的时空变化。结果显示,在空间上,日NDVI和SIWSI与ETa高度相关(相关系数平均皆为0.73),这表明了该流域植被南北梯度的重要性。而通过对比去除季节趋势后的NDVI、SIWSI这两种植被指数与10天平均ETa之间的关系,发现对于稀树草原、草原、灌丛和植被稀疏土地所有4种土地覆盖类型,SIWSI与ETa的相关都要高于NDVI。这表明,去趋势后的基于近红外与短波红外的SIWSI能够改善季节内植被水分胁迫的检测。

季风加热与北极冰层快速融化的一种连接途径——A pathway connecting the monsoonal heating to the rapid Arctic ice melt. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2015, Vol. 72, No. 1.

美国佛罗里达州立大学的Krishnamurti等的这项研究给出了北极冰层快速融化与季风的一种联系。每年,对流层顶附近的行星尺度的亚非季风向外吹时,会携带一个纵向传播、并占据了整个热带地区近一半的

强大的反气旋环流。近年来,南亚季风已经使印度西北部和巴基斯坦的降水增加,这也促进了这一地区更为强烈的局地反气旋的向外流动。这些强烈的上层高压区携带来自季风带的热量向西移动至中亚,甚至加拿大北极地区的快速冰层融化区域。本研究以气流的轨迹、热含量以及热通量异常定义了这种壮观的移动途径,在过去20年,热含量以及热通量等上述的这些异常呈现出缓慢增加的趋势。将季风与北极冰层快速融化联系在一起是本研究的新贡献。这可以由热含量异常具有高的正值的垂直气柱从亚洲季风带到加拿大北极的移动得到证实。本研究也将这些热力学波列(定义了这种途径)与传统的动力波列进行了对比。

使用卫星遥感数据估算地面PM_{2.5}的高分辨率空间分布——Using satellite remote sensing data to estimate the high-resolution distribution of ground-level PM_{2.5}. *Remote Sensing of Environment*, 2015, Vol. 156.

虽然地面监测可以准确的测量PM_{2.5},但与遥感相比,它在空间覆盖和分辨率上存在局限。不过,基于卫星的遥感监测虽能提供具有较高的空间分辨率和连续空间覆盖的气溶胶光学厚度(AOD)产品,但它不能直接测量地面PM_{2.5}浓度。目前已开发了一些基于观测和基于模拟的方法,以从卫星AOD产品和稀疏的地面观测数据中获取地面PM_{2.5}浓度。然而,以观测为基础的方法很少考虑气溶胶特性(如气溶胶成分和粒度分布)对AOD-PM_{2.5}关系的影响。另一方面,虽然基于模拟的方法考虑了这些特性,但结果仍然受到了模型的不确定性的影响。为此,香港科技大学的Lin等提出了一种考虑主要气溶胶特性影响的基于观测的方法。该方法估算了气溶胶特性对吸湿增长、粒子消光效率以及粒度分布的相关影响,并将其纳入AOD-PM_{2.5}的关系中。研究使用该方法量化了中国的PM_{2.5}分布。结果显示,对于中国565个站点的年和月平均PM_{2.5}值,卫星反演和

地面观测之间存在良好的一致性和显著的空间相关。这表明,该方法可以测量大规模的PM分布,其验证结果至少与基于模拟的估计一样好。结果还表明,这种方法具有在国家、区域和城市尺度上高分辨的识别PM_{2.5}空间分布的能力,能为空气污染控制策略、健康风险评估等提供有用信息。

一个基于高分辨率卫星影像的全球湖泊清单——A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery. *Geophysical Research Letters*, 2014, Vol. 41, No. 18.

准确描述全球湖泊的数量和大小对于量化湖沼对全球碳循环的贡献至关重要。然而,全球湖泊的数量很难估计。法国国立地球科学研究所—国家科学研究中心(INSU-CNRS)的Verpoorter等使用高分辨率的卫星影像(Landsat 7/ETM+),制作了一个全球水体数据库(GLOWABO),该数据库包括了全球所有面积大于0.002km²的湖泊。同时,GLOWABO包含了全球约1.17亿个湖泊的地理和形态信息,所有这些湖泊的总面积达约为500万km²,这是地球土地面积(冰川除外)的3.7%。其中,大型和中等规模的湖泊占据了总湖水面积的绝大部分。总的来说,全球的湖泊不太丰富,但是与之前基于统计推断的估计相比,GLOWABO给出的湖泊总面积更大。利用GLOWABO,可以开展全球规模的基本湖沼问题的评估,给在大尺度上量化湖沼对生物地球化学过程的贡献提供了一个基础。

评价方差缩放的气候重建技术以及对极值捕获的检验——Measuring the skill of variance-scaled climate reconstructions and a test for the capture of extremes. *The Holocene*, 2015, in press.

使用回归和代用指标作为自变量进行气候重建,其结果不可避免地偏向均值,以及显示出较低的方差和对极端事件的低估。对均值和方差进行缩放可能会使目标气候数据更接近真实范围,但与基于回归的重建相

比,这种缩放也随之会使误差增长。然而,目前没有简单的方法可以用来量化增加的误差的大小。英国斯旺西大学的McCarroll等给出了一个简单的度量和非参数检验方法,以判断对方差进行缩放是否为使对极值的“捕获”得到显著改善,其中,极值定义为超出所度量的气候数据的上下10%范围。研究使用3个个例,分别为冰融化与春季温度、树木生长和夏季温度、树轮中的氧同位素和夏季降水,检验了所给出的方法。结果发现,基于树木生长的北欧北部夏季气温重建很好地捕获了冷夏,但对最温暖夏天的捕获率并没有好过预期。未能正确捕捉到最暖的年份,对于解释过去很温暖的夏天出现的频率和规模具有重要意义。

分析基于2003—2011年SCIAMACHY观测的中国的低对流层CO₂季节性变化——Interpreting seasonal changes of low-tropospheric CO₂ over China based on SCIAMACHY observations during 2003-2011. *Atmospheric Environment*, 2015, in press.

大气中的CO₂浓度呈现出强烈的季节性变化。分析区域的CO₂季节性周期可能有助于改善对某些区域的CO₂源和汇的解释。基于长期(2003—2011年)的来自于扫描成像大气吸收光谱仪(SCIAMACHY)反演的数据,国家卫星气象中心的Wang等分析了中国的CO₂柱平均干气体摩尔比(XCO₂)的季节性周期和年际变化。结果表明,2003—2011年,XCO₂在中国增加了约4.2%,但季节性波动保持了相似的格局,其平均振幅为9.35ppm。XCO₂最高浓度出现在春季,最低值总是出现在夏季。基于多年平均值,就可以看出XCO₂的季节信号,它在较寒冷的季节增加,而在12月一次年2月期间会下降。本研究也进一步探讨了导致这种季节特征的潜在影响因素,包括归一化植被指数(NDVI)、气温以及对中国的人为CO₂相对贡献较大的火力发电和水泥等工业生产。分析发现,

CO₂的季节变化与NDVI和气温的变化关系密切。不过,2003年以来中国的人为CO₂排放量的增长可能是由煤燃烧和水泥生产的快速增长造成的。

整个美国西部山区气候变暖趋势的人为放大——Artificial amplification of warming trends across the mountains of the western United States. *Geophysical Research Letters*, 2015, Vol. 42.

美国西部主要的山地气候站网观测显示,高海拔区域的气候变暖比低海拔区域更快。然而,美国蒙大拿大学的Oyler等仔细评估了这个气候站网的温度观测,发现在高海拔区域观测到的极端气候变暖是由于不均一性(观察规范、仪器或站址的变化)造成的,而不是气候条件本身的变化。随着不均一性的去除,该站网1991—2012年的较高海拔站点的最低温度变化趋势,从+1.16°C/10a($p < 0.01$, $\pm 0.122^\circ\text{C}$)下降到了+0.106°C/10a($p = 0.39$, $\pm 0.122^\circ\text{C}$),这与海拔较低站点的最低温度变化趋势(+0.069°C/10a)在统计上并没有显著差异。目前,长期广泛使用的网格气候产品保留了虚假的温度变化趋势,从而将1981—2012年美国西部依赖于海拔的变暖放大了217%~562%。在气候变暖背景下,山地气候趋势的这种人为放大可能使整个美国西部山区对气候变化的影响被高估了。

CO₂浓度升高导致的植物生长增强被水和氮的共同限制所抑制——Plant growth enhancement by elevated CO₂ eliminated by joint water and nitrogen limitation. *Nature Geoscience*, 2014, Vol. 7, No. 12.

大气中CO₂浓度的升高对于植物生长具有施肥效应,而由此导致的植物对CO₂吸收的增加,可能反过来会减慢大气中CO₂水平的增加和相关的气候变暖。当水分供应不足时,CO₂施肥效应可能会加强,因为CO₂浓度的升高也导致了植物水分利用效率的改善。然而,当植物生长受到养分供应的限制时,CO₂施肥效应可能会

减弱。土壤养分和水分的变化是如何共同影响CO₂施肥效应的,目前不得而知。为此,美国明尼苏达大学的Reich等设计了两组不同水平的大气CO₂、土壤氮和夏季降水控制试验,以分析两种处理下的多年生草地的植物生物量水平,试验在露天下进行,时间长度为5年。研究发现,CO₂施肥效应的存在与否依赖于可利用的氮和水分的量。具体来说,当夏季降水、氮的供应,或两者都在较高的水平时,CO₂浓度的升高导致植物生物量增加了33%以上。但是,当降水和氮均处在较低水平时,升高的CO₂浓度并没有增加植物生物量。由此,研究认为,由于水和养分的限制广泛存在于世界不同区域,故上升的大气CO₂浓度对植物生物量的正效应可能不是无处不在的。

四川盆地及其邻近地区的雨季降水——Rainy-season precipitation over the Sichuan basin and adjacent regions in southwestern China. *Monthly Weather Review*, 2015, Vol. 143, No. 1.

使用2003—2010年高时空分辨率的卫星反演降水资料(CMORPH降水资料),中国气象科学研究院的钱婷婷等分析了四川盆地及其邻近区域夏季(雨季)平均降水的空间变异及昼夜传播特征。四川盆地位于青藏高原东部,很容易出现强降水,降水峰值往往出现在夜间和清晨。雨季期间,四川盆地大尺度环境场的主要配置特征为中、低对流层弱的辐合、对流层上部有向北的急流。在这种配置下,本研究将本区域降水格局独特的昼夜变化与特殊的地形地貌联系了起来。研究发现,在雨季,当地昼夜降水量最大值主要向下坡和东南方向移动(从白天的青藏高原向晚上的四川盆地)。降水量最大值的次级移动出现在从深夜到凌晨,由云贵高原的东北下坡朝四川盆地移动。由于四川盆地和周围山脉之间的大的地形(高度)反差,四川盆地和邻近地区的降水移动与多个区域尺度的山地平原螺旋管循环紧密联系在一起。

《全球变暖的科学》后记

■ 王绍武



王绍武 (1932—2015年)

全书已经校对完毕，大家一年多来的努力总算告一段落。想写几句轻松的话，活跃一下气氛。

每写一章书，好比安排一个晚上的演出，最后总要有那么一出“压轴戏”。我在写这本书时，是先写自己不熟悉的内容，也就是先“啃硬骨头”。所以，除了第1章之外，编写的顺序是第2章、第5章及第6章，最后才轮到写自己稍为熟悉的第3章和第4章。写到最后一章即第4章，本来最想写一节GWP（全球变暖潜势）作为本章的结束，但是看来看去，总也没有写作的激情。今年4月的一天早上，我还没有起床，忽然想到为什么不把最近才给《气候变化研究进展》写的《21世纪温度可能超过过去1万年》拿来作“压轴”的文章呢？第4章讲“预估”，从万年角度来看未来的变暖，而且是Marcott等2013年3月才在*Science*上刊登的文章，第一次建立了全新世温度序列。该内容足够新，观点站得足够高，所以就用来做第4章最后一节了。同样，第2章写了一些生物、地球化学过程，从海洋酸化写到野火。总觉得比较散，但是碳循环又是一个十分复杂的过程，一时找不到恰当的总结性论文，恰好2013年2月Francey等在*Nature Climate*

【编者语】

2015年1月11日，著名气象学家、北京大学教授王绍武先生因病逝世，享年83岁。垒土至山，汇流成海。王绍武先生用一个甲子的岁月，奋斗在大气科学的前沿，取得了累累硕果。本栏节选了王绍武为其主持编写的专著《全球变暖的科学》而撰写的后记，让我们在阅读中共同缅怀逝者。

*Change*上刊登了一篇论文，研究人类排放的碳与大气中CO₂浓度变化的分歧，于是就以介绍这篇文章的观点为主，写了一节作为第2章的“压轴戏”。这篇文章观点足够新，又提出来了一个根本问题，用来“压轴”份量不算轻了。

全书共引用了652篇英文文献，其中有196篇发表于2011—2013年，占30%。其余有60%发表于2000—2010年，只有不足10%的文献发表于2000年之前，这充分地反映了本书内容的“新”。这是作者十分注意的一个倾向。因为，当今全球变暖是一个国际上的热门问题，如果不抓住最新的动向，写出来就太陈旧了。

但是再往下分析，却不免增加了几分惆怅。本书只引用了20余篇中文文献，其中一半是我们几位对气候变暖的争议，一半是国际会议的决议或者对国际会议的报导。当然，也可能我们没有看到一些重要的我国的论文，或者一些论文正在撰写或审稿之中。可能主要原因还是我国的科学家没有在全球变暖的核心科学问题上提出权威性的意见。新一代排放方案RCPs是欧洲科学家设计的，2℃阈值是欧洲科学家提出来的，新一代气候模式CMIP5是由美国NCAR的科学家主持的，最新的*Ocean Acidification*（《海洋酸化》）一书是法国人Gattuso和Hansson（2011）主编的。在我们引用的652篇英文文献中，来源刊物占第一位的是*Science*，共81篇（12.4%）。此外*PAGES news* 53篇（8.1%），*Nature* 52篇。但

是才创刊没有几年的子刊物*Nature Geoscience*和*Nature Climate Change*分别有29和16篇，合计起来*Nature*系列共97篇（14.9%），占引用文章的第一位。这说明“全球变暖”的话语权还不在我们手中。*PAGES news*于2012年出版了“全球变化综合前景”专号，Bondre和Kiefer（2012）写了编者按，18个题目每个题目写2篇文章，一篇文章谈现在，一篇讲过去，总共36篇文章。但是，36篇文章作者中没有一位是我国作者，这说明在全球变化的核心问题上我们还缺少话语权。当然，由于各种原因，我国的科学研究成果有时在国际上未受到充分的注意，这是事实。但是，这大概还不是发生上面谈到的情况的主要原因。

因此，从这个角度看，我们的科学家确实任重道远，尤其我们的青年科学家，对他们来讲这是一个挑战。本来想轻松一下，不知不觉又回到了严肃的问题上了。

2013年4月于北京



《全球变暖的科学》，气象出版社，2013年10月出版

《气象科技进展》2014年主要内容回顾

第4卷第1期

苗世光, 王迎春: 基于用户需求的天气气象研究: 进展与展望
孙继松: 城市精细天气预报的理论与技术研究进展
吴蒙, 吴兑, 范绍佳, 等: 珠江三角洲城市群大气污染与边界层特征研究进展
沈小静, 孙俊英, 张养梅, 等: 北京上甸子典型天气个例的大气气溶胶数谱分布特征
李炬, 龚军霞: 北京城市气象观测试验进展研究进展
张书余, 罗斌: 国际生物气象学研究的新动态——第十九届国际生物气象学年会综述
尹恒, 沈定成, 夏金, 等: 湖北一次飑线天气过程对流发展机制分析
杜钧, 康志明: 天气预报中不确定性问题的调查分析特写
吴灿, 李婧华: “城市气象”主题文献计量指标分析
黄建平: 大道至简, 气象自成——贺恩师丑纪范院士八十寿辰
冀文彬, 邹立尧, 高婕, 等: 世界气象学创建活动——第十届CALMet国际会议评述

第4卷第2期 (暴雨研究 专辑)

崔春光, 林春泽, 王晓芳, 李俊, 彭涛, 张文刚: 2000年以来我国长江中游区域暴雨研究进展
王晓芳, 许小峰, 崔春光, 等: 长江流域雨季中尺度对流系统研究——国家自然科学基金重点项目(40930951)成果简介
万蓉: 我国暴雨研究中新型探测资料反演技术及其应用
赵玉春: 暴雨中尺度过程研究进展
王斌, 张健: 美国国家强风暴实验室定量降水估算系统简介
彭涛, 沈铁元, 高玉芳, 等: 流域水文气象耦合的洪水预报研究及应用进展
闫冠华, 李泽椿, 李巧萍: 太行山脉影响下的华北暴雨分型
陈超君, 王钦: 降尺度技术的应用研究进展
高琦, 徐明, 李武阶, 等: 我国面雨量研究及业务应用进展
李婧华, 郑秋红: “中国暴雨”主题文献计量分析
王银平: 《暴雨灾害》特色化办刊纪略
叶鑫欣, 焦艳, 傅刚: 伯杰龙及其在天气学分析和高空气象学的贡献

第4卷第3期

刘苏峡, 王盛, 王月玲, 等: 地极移动与河川径流的关系研究
石文静, 杨萍, 肖子牛: 大气角动量的研究进展
闫昊明: 基于地球自转变化和时变重力场研究全球气候变化
王勇, 刘苏峡, 邵亚平, 等: 简单地球模型的研究进展
朱琳, 黄玖, 巩贺, 等: 全球山脉力矩时空变化及其与地球自转的关系
朱玉祥, 赵亮: 中国近百年地面温度变化自然因子的因果链分析
严中伟, 王君, 李珍, 等: 基于均一化观测序列评估城市化的气候效应
周凌晔, 姚波, 方双喜, 等: 城市排放与输送对北京上甸子站温室气体研究进展
唐慧强, 李超, 李全月: 物联网自动气象站的试制
黄彬, 阎丽凤, 杨超, 等: 我国海洋气象数值预报业务发展与思考
杨铁钢, 孙令东, 白秀芳, 等: 基于GIS的实时雨情分析系统开发与应用
张庆龄: 面向气象学的计量学——欧洲MeteoMet计划简介科学观察
郑秋红, 李婧华, 吴灿: “格兰杰因果检验”及其应用——基于文献计量的分析
齐艳军, 容新尧: 次季节—季节预测的应用前景与展望——“次季节—季节预测(S2S)”会议评述

第4卷第4期

李崇银: 太阳活动变化及其对地球气候的影响值得关注
尹志强, 韩延本, 王博: 全新世气候对千年尺度太阳活动的可能响应
王刚, 颜双喜, 林敏: 海洋热含量对太阳总辐射11年周期变化的响应
王瑞丽, 肖子牛, 赵亮, 等: 天气气候中太阳活动信号的敏感区域

黄聪, 张效信, 曹冬杰, 等: 极区太阳能量子沉降对高纬臭氧含量影响研究进展
曹美春, 林朝晖, 张贺: 太阳常数变化对冬季全球辐射强迫及气候影响的数值模拟研究
陈静, 赵春生: 大气低能见度的影响因子分析及计算方法综述
达成, 邹晓蕾: GOES成像仪资料简介
徐英, 陈辰, 李曼华: 阶段性干旱对夏玉米生长发育及产量的影响
张礼春, 朱彬, 范晓青: 南京一次辐射雾过程的边界层特征
贾朋群, 赵大军: 天气和气候预报: 面临一个新拐点? ——《哲学学报A》关于天气和气候预报的随机模拟专辑带来的启示
吴灿, 李婧华: “太阳活动与气候”主题文献计量指标分析

第4卷第5期

杜钧, 李俊: 集合预报方法在暴雨研究和预报中的应用
冯锦明, 王君, 严中伟: 城市化气候效应研究的新进展
陈明轩, 王迎春, 高峰, 等: 雷达气候研究进展及其在城市区域强天气临近预报中的应用
房小怡, 郭文利, 马京津, 等: 低碳城市规划与气候可行性论证
施晓晖: 青藏高原东缘对流云和水汽观测试验简介
范锦龙, 张明伟, 曹广真, 等: 全球干旱卫星监测计划
严敏, 马姗姗, 冯贵宾, 等: 北京市海淀区PM10污染特征及其与气象要素的关系
刘鹏, 陈昌春, 徐磊: 2006—2013年大气科学类毕业生就业形势分析及展望——以南京信息工程大学为例
朱紫阳, 张艳, 潘魏伟: 2003—2012年JCR大气科学(气象学)源期刊学术影响力的研究
李婧华, 张定媛: “集合预报”主题文献计量分析
沈冰冰: 海峡两岸气象科技交流发展时间表
叶鑫欣, 焦艳, 傅刚: J.皮叶克尼斯及海气相互作用研究

第4卷第6期 (气象科技史研究 专辑)

许小峰, 张萌: 气象科技发展历程的若干回顾及启示
杜钧, 钱维宏: 天气预报的三次跃进
方宗义: 气象卫星发展历程和启示
叶鑫欣, 焦艳, 傅刚: 挪威学派气象学家的研究工作和生平: J.皮叶克尼斯、H.索尔伯格和T.贝吉龙
高学浩, 陈正洪: 大气科学原始创新的学科背景视角
肖子牛, 叶梦姝: 大气科学历史进程中多学科的交叉影响
叶梦姝: 气象科学的发展与时间观变革的初步探索
吴增祥: 1949年以前我国气象台站创建历史概述
王东, 丁玉平: 竺可桢与我国气象台站的建设
闻新宇, 朱清照: 二战后美国三个大气模式中心的美日组合
郑秋红: 气候变化专门评估机构——IPCC发展历程
张改珍, 李期位, 马婧: 日本气象大学的沿革及气象科学史课程
陈金阳: WMO教育培训历史、现状与发展
任珂, 邵俊年, 杨静: 《气象知识》创刊以来的探索发展回顾
吴灿, 郑秋红: “气象史”主题文献计量指标分析
John M.Lewis: 卡尔-古斯塔夫·罗斯贝——对其导师制的研究
贾朋群: 他曾让NASA和卫星探测陷入尴尬——记发现南极臭氧洞的英国科学家法曼
贾朋群, 张萌: 现代数值天气预报之父——记美籍匈牙利数学和气象学家冯·诺依曼
贾朋群: 海洋学之父莫里和国际气象合作的开端
贾朋群, 徐虹: WMO的首任主席弗·乌·赖克德弗博士
温克刚, 李德善, 刘立成: 新中国气象事业发展的壮美画卷——简评《全国基层气象台站简史》
白凌燕: 浅谈气象史料积累的意义——《全国基层气象台站简史》丛书编辑手记

庆祝《哲学学报》 创刊350年 2015年

1660年成立的英国皇家学会，于1665年创办了世界上第一本科学期刊《哲学学报》。2015年迎来期刊350年，皇家学会于2014年12月到2015年6月期间，举办一系列纪念活动，包括这本小册子描述的展览。期刊刊载的一些改变了世界的论文会出现在展览上，这些论文与科学巨匠的名字联系在一起，例如，Robert Boyle、Isaac Newton、Gottfried Leibniz、Christiaan Huygens、Edmond Halley、Benjamin Franklin、Henry Cavendish、William and Caroline Herschel、Humphry Davy、Charles Darwin、Michael Faraday、James Clerk Maxwell、John Tyndall、Alan Turing、Dorothy Hodgkin、Stephen Hawking等。这份悠久的杂志，几乎全盘托出了近代世界科技史。



《弹性应对极端天气》 2014年12月

英国皇家学会在2014年岁末发表的这份报告，回答了我们应该如何减少极端天气的影响，同时为未来的变化做好准备，问题的答案就是要建设弹性社会。报告分5章，阐述了针对极端天气的弹性社会的特征以及其他关键问题，报告给出的建议，有助于做出全球、国家和地区范围适应变化和降低风险的决策。



WMO：新年祝愿 2015年1月

这份用包括中文在内的各种语言包装的，WMO秘书长携全体职员基于全球气象人的新年问候，用封面冲击性的画面，道出了目前地球气候环境的无奈，而WMO力推的“气候知识支持气候行动”，也许是我们实现地球人头脑中绿色家园梦想的唯一机会。



《Nature-地学》 2015年1月

人类排放二氧化碳导致全球变暖，从有利的一面思考可以期待植物生长更加快速和利用水的效率提高。本期封面（亚马孙雨林优美日落景象）报道，基于对过去150年热带树轮记录的研究告诉人们，水效率确实提高了，但植物生长速度没有改变。



《三联生活周刊》 2014年11月24日

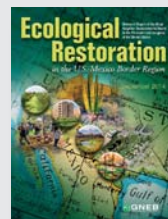
气象事件高度融入社会生活也许是近年来一个突出的现象：环境的脆弱性和人们对生活质量诉求的不断提升使然。这份有一定影响的周刊，针对“霾”组织的4篇封面主题文章，综合了研究、政策和社会生活的方方面面，更通过梳理全球雾霾事件和治理模式，向所有人提问：“我们被它改变，我们如何改变它”？

媒体扫描

MEDIA SCAN

《飓风“桑迪”》 2014年12月

美国审计总署发表的这篇报告，全面审视了联邦应急管理局（the Federal Emergency Management Agency, FEMA）在应对飓风“桑迪”过程中的表现。2014年8月FEMA通过其“个人和家庭项目（IHP）”向18.3万幸存者提供了14亿美元的飓风“桑迪”救援，但本报告显示，其中大约2.7%存在非正常使用的风险，只是这个比例低于飓风“卡特里娜”和“丽塔”类似救援10%~22%的比例。



《美—墨边界生态恢复》 2014年12月

1992年，美国依据公共法案成立了“好邻居环境委员会”（The Good Neighbor Environmental Board, GNEB），其使命是向总统和国会就美—墨交界各州实施的环境和基础设施项目提出建议，以改进边界美国区域生活质量。2014年提交总统和国会的年度报告，瞄准了长达3145km的美—墨边界线区域的生态恢复问题，该地区以干旱气候为主，生态系统多样，面临各种与生态保护相关的挑战。

Advances in Meteorological Science and Technology (Bimonthly)

Vol.5 No.1, February, 2015

Supervisor China Meteorological Administration (CMA)
Sponsor CMA Training Centre
Published by Editorial Office of Advances in Meteorological
Science and Technology

Honorary Editor Chou Jifan, CMA Training Centre

Editor-in-Chief Xu Xiaofeng, CMA

Associate Editors

Xiao Ziniu
Zhai Panmao
Luo Yunfeng
Wang Huijun
Li Weijing
Hu Yongyun
Tan Zheming
Fei Jianfang
Guan Zhaoyong
He Jianxin
Huang Jianping
Liao Xiaohan
Lü Shihua
Jia Pengqun (executive)

Managing Editors

Cheng Xiuhua, Gao Xuehao, Gong Jiandong, Guo Xueliang, Li Bai, Li Guoping, Ni Yunqi, Qu Xiaobo, Ren Guoyu, Ren Xiaobo, Shen Wenhui, Wang Weidan, Wu Bingyi, Yang Xiuqun, Yu Xiaoding, Zhang Chaolin, Zhang Peng, Zhang Qingyun, Zhao Ping

Editors

Bi Baogui, Chen Yunfeng, Chen Zhenlin, Cui Chunguang, Cui Jiangxue, Dong Wenjie, Feng Guolin, Guo Hu, He Jinhai, He Qing, Hu Xin, Hu Yurong, Hu Yuewen, Jiang Tong, Lei Xiaotu, Li Hui, Li Jiming, Li Liangfu, Li Yaohui, Li Yueqing, Liang Xudong, Liu Jingmiao, Liu Liping, Liu Shi, Lu Naimeng, Lu Riyu, Luo Bing, Luo Yali, Ma Li, Ma Shuqing, Ma Yaoming, Mao Hengqing, Peng Yinghui, Pu Yifen, Shi Guangyu, Song Yan, Tang Xu, Tian Hong, Wan Qilin, Wang Bin, Wang Donghai, Wang Jianlin, Wang Xiaoyun, Wang Yanqing, Wang Yingchun, Wang Yuan, Wang Zaizhi, Wang Zifa, Wen Min, Wen Hongtao, Wu Liguang, Xie Zhihui, Yan Guanhua, Yang Song, Yang Zhaoming, Yao Xuexiang, Yi Lan, Zhai Wuquan, Zhang Hua, Zhang Lixiang, Zhang Xiaoling, Zhang Yuetang, Zhao Guangzhong, Zhou Dingwen, Zhou Lingxi, Zhou Xianxin, Zhu Dingzhen, Zhu Xiaoxiang, Zhu Yande, Zou Liyao

Overseas Editors

Chen Jingming, Li Jun, Liu Zhengyu, Jin Feifei, Wang Bin, Weng Fuzhong, Zhang Dalin, Zhang Guangjun, Zou Xiaolei

Editorial office

Zhang Meng, Hou Meiting, Qin Lianxia, Ji Wenbin, Chen Zhongmei

Add: CMA Training Centre, 46 Zhongguancun Nandajie,
Beijing 100081, China
Tel: +86-10-68409927/68409933
Email: amst@cma.gov.cn
http://library.cma.gov.cn/amst
http://weibo.com/2115232930/profile

Printed by

Beijing Baochang Color Printing Limited Corporation

ISSN 2095-1973
CN 10-1000/P
RMB 30.00

Main Contents

1 Xu Xiaofeng/ Message from the Editor-in-Chief

Article

- 6 Zhang Yingxian, Ding Yihui/ A Review of the Research on Objective Method and Simulation and Projection of Extratropical Cyclone over the Northern Hemisphere
- 18 Hu Haibo, Xiong Yajun/ A Research Summary of Extreme Heat Wave
- 23 Meng Chunlei/ Review and Prospect of Urban Land Surface Model Research
- 29 Yin Mengtao, Zou Xiaolei/ An Introduction to Hyper-spectral Infrared Sounders Onboard Polar-orbiting Meteorological Satellites
- 40 Zhang Dingyuan, Liao Hong/ Advances in the Research on Sources and Sinks of CH₄ and Observations and Simulations of CH₄ Concentrations
- 48 Li Yongsheng, Zhu Yuxiang, Wang Ying/ Influencing Large-scale Circulation Factor Analysis of Summer Temperature in Heilongjiang Province
- 53 Xu Xingbo, Han Qinghong, Xu Chi/ Synoptic Characteristic Analysis of Two Northward Typhoons "Bolaven" and "Muifa" Which Lead to Rain Distinction in Jilin Province
- 60 Chen Gongyan, Li Yanjun, Li Jing/ Circulation and OLR Fields Characteristics Analysis During the Waterlog and Flood Years in Nyingchi
- 66 Qiao Sainan, Zhang Lijuan, Yang Ping, Zhang Xiaohui/ The Analysis of Crop Water Content Change over the Songnen Plain in the Growing Season During the Period 2000-2012

Forum

- 70 Zhai Yong/ Thinking for the Construction of Big Data of Geographic Information

Survey

- 2 Picture/ Number/ Ranking

Reading

- 72 WMO/ The Executive Summary of Implementation Plan for the Evolution of Global Observing Systems (EGOS-IP), Translated by Zhang Wenjian
- 79 Wang Shaowu/ The Postscript to the Book Entitled "The Sciences of Global Warming"