

Advances

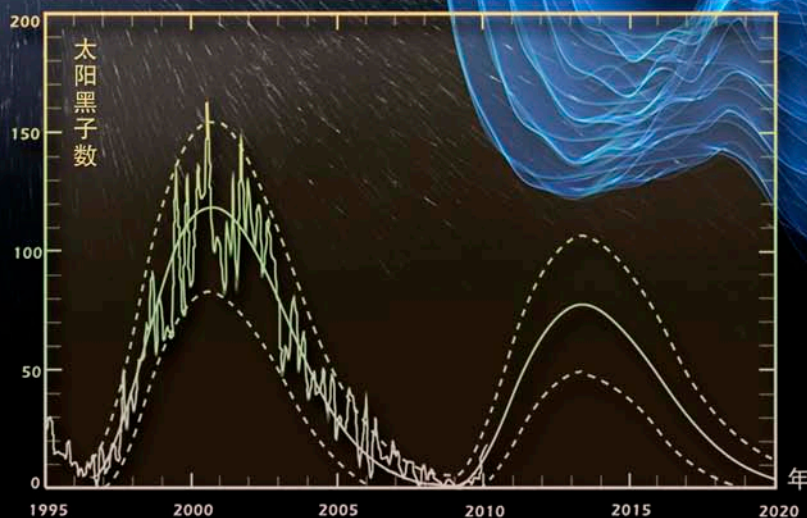
in Meteorological Science and Technology

气象科技进展

No.4

2014年8月
第4卷 第4期

天文因子与气候变化



气象科技 **进展**
Advances in Met S&T

ISSN 2095-1973



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 中国气象局气象干部培训学院
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

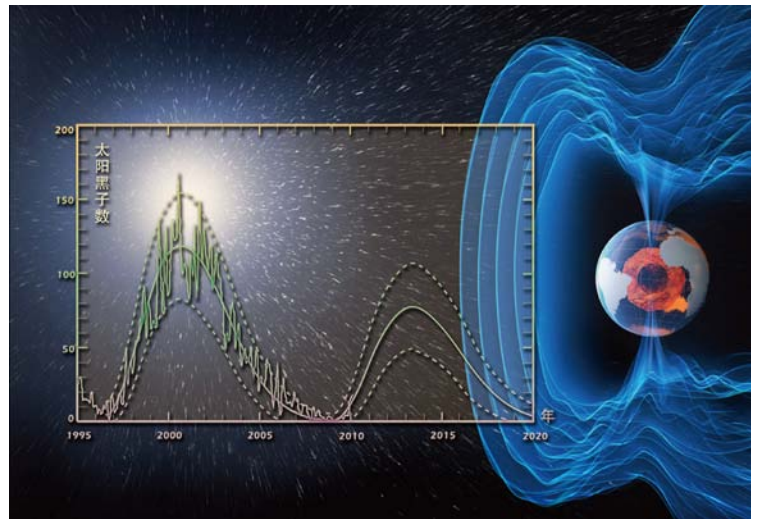
海外编委 (按音序排名)

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

国际标准刊号: ISSN 2095-1973
国内统一刊号: CN 10-1000/P
定价: 30元



本刊已被教育阅读网、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, 相关著作使用权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4卷 第4期 2014年8月

1 许小峰: 主编语

研究论文

专题 天文因子与气候变化

- 6 李崇银: 太阳活动变化及其对地球气候的影响值得关注
- 9 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
- 13 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
- 19 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
- 28 黄聪, 张效信, 曹冬杰, 等: 极区太阳能量粒子沉降对高纬臭氧含量影响研究进展
- 38 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

专题 城市气象

- 44 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
- “卫星资料应用”专题系列
- 52 达成, 邹晓蕾: GOES成像仪资料简介

主编语

在浩瀚的宇宙中,地球是目前人类所知的唯一孕育着生命的星球,这是因为在地球上形成了适宜生命存在的环境条件,具体则体现在构成地球气候系统的各个圈层。从地球生成到演化至今的漫长岁月里,气候系统经历了从初始形态发展到目前气候形态的许多次巨大变化进程。在这一演进过程中,太阳活动、宇宙射线乃至宇宙尘埃被认为是影响地球气候的基本因素。其中,作为地球气候系统最重要的能量来源,太阳辐射对地球气候的影响尤其备受关注。本刊继上期刊出了“地球运动对气候影响”的专栏后,本期推出以太阳活动为代表的天文因素对气候产生影响的系列文章,目的就是试图梳理在气候变化的人为影响之外,作为最重要的地球气候外力——天文和地球运动因子的影响,从影响的量级、驱动机制和气候系统的响应过程等几个方面,给出地球气候与之相应的变化图像。

太阳辐射是地球上光和热的主要来源,地球所接受到的太阳辐射能量可以通过太阳总辐照度(TSI)进行量化,而TSI会受到太阳黑子、光斑、耀斑、谱斑、日珥和日冕物质抛射等太阳活动影响而发生改变,TSI的改变以及太阳活动等都会对地球气候产生直接或间接的影响,充分认识这些影响的机制和途径(P6)十分关键。树木年轮、珊瑚、钟乳石、冰芯等代用指标(P9),以及气候模式(P38),为我们分析古气候和气候变化对太阳活动的响应机制提供了有力工具。

地球气候对太阳辐射、太阳活动变化的响应并非空间均匀的(P13),地球上某些区域的天气气候对太阳活动可能更加敏感(P19)。例如,地球极区作为地球磁力线开放区域,大量的太阳能量粒子会从该区域进入到大气,从而对高空大气中的臭氧产生负面影响(P28)。这些敏感区域可能是太阳活动影响全球气候的“中转站”,研究太阳活动对这些区域的影响具有重要意义。

本期在“卫星资料应用”专栏继续刊载由邹晓蕾教授主持撰写的系列文章,就对地静止卫星GOES搭载

的可见光红外成像仪技术特征进行了介绍(P52)。静止卫星在其观测范围内可提供高质量、高时空分辨率资料,用来追踪云、水汽和风等快变天气变量。静止卫星资料越来越成为天气分析、预报服务中必不可少的重要工具,了解其各探测通道特性及相应资料的使用特点,有助于对这类卫星资料的理解并在实际科研与业务中合理应用。

数值天气和气候预报,在实际操作层面上,如果从理查孙手工计算开始,已经有90多年的历史,利用电子计算机实施的预报也走过了60多个春秋。在数值天气预报的所谓原始方程组在20世纪初被提出后,过去60年数值预报模式的快速发展,实际上也面临着更多依靠计算技术的进步而鲜有科学认知的突破带来的进步的尴尬。另一方面,现代气象科学借助的17—18世纪发展成熟的经典物理学,在1905年就由爱因斯坦完成了物理学的革命,他在1905年发表的6篇划时代的论文中,有2篇揭示了分子随机热运动对流体中微粒子作用引起的布朗运动,从而开创了随机动力学研究。正是这样的理念也引领气象学家在经典物理学以外找寻大气乃至地球系统更加深刻的运动规律。1963年,洛伦兹揭示了大气混沌现象,在展示了气象预报复杂一面的同时,也为如何解决预报问题提供新的思考切入点。本期特写文章(P69)以及英国《皇家学会哲学学报A》关于随机模式的专辑论文摘要(P79),一并揭示了近年来天气气候模式的发展倾向,即用更多的随机模拟技术丰富和改变参数化方案,从而促进其与动力、热力确定性过程的融通。虽然其有效性还需时间检验,但这样的探索与实践无疑对气象预报技术的进步是很有价值的。

评刊员的表现依然活跃,本期“第80页评刊”栏目刊载的三篇问答反映出了读者与作者、编辑的优质互动,问题涵盖了探测、预报、研究方法等不同方面,相信各方都能从中受益。

许小峰



专题/封面图:天文因子与气候变化(背景图取自ESA)

专题 基层现代化

62 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

短论

65 张礼春,朱彬,范晓青:南京一次辐射雾过程的边界层特征

科学观察

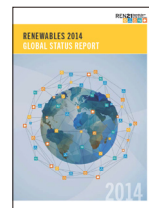
2 读图 数字 榜单

特写

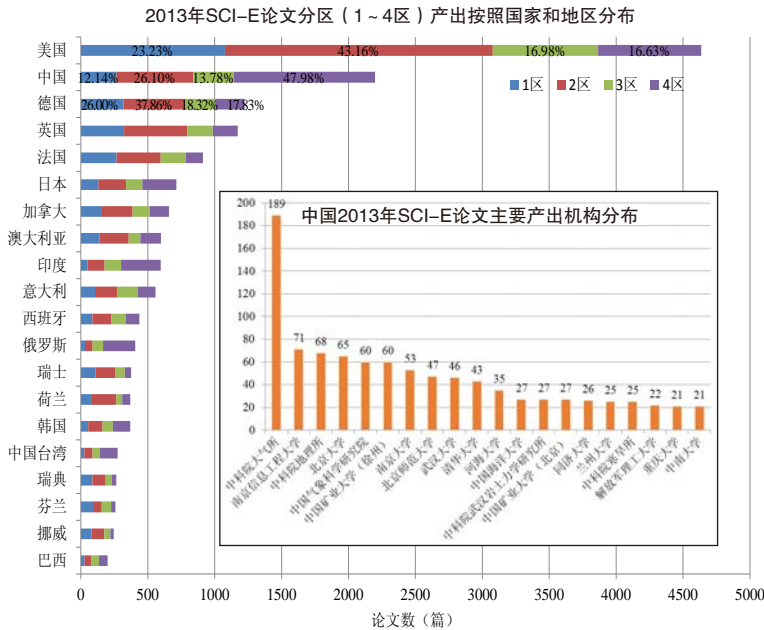
- 69 贾朋群 赵大军:天气和气候预报:面临一个新拐点?
——《哲学学报A》关于天气和气候预报的随机模拟专辑带来的启示
- 74 吴灿 李婧华:“太阳活动与气候”主题文献计量指标分析

信息

- 27 新书架
76 编辑选编
80 第80页评刊
封3 媒体扫描



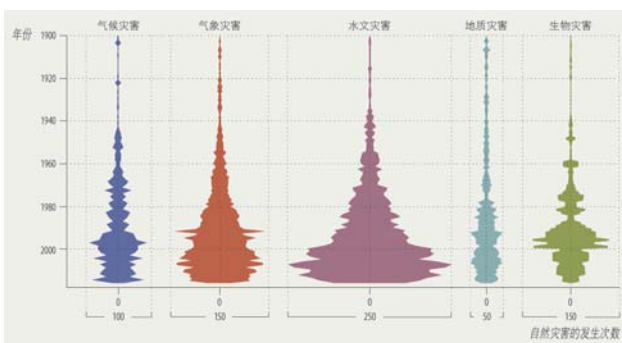
封3



2013年：中国位居气象和大气科学领域论文产出世界第二

中国气象局图书馆和本刊基于汤森路透Web of Science和中国知网CAJD文献数据库开展的一项统计显示，2013年全球在气象和大气科学领域发表论文12435篇，其中中国作者参与的论文2199篇，占17.7%，位居美国之后列第2位。此外，中国气象局系统分别在气象和大气科学、环境科学和地学多学科3个领域发表论文332、80和66篇，是发表论文最多的前3个领域（以上基于汤森路透Web of Science数据库，图中论文分区，是将该学科的所有期刊都按照上一年的影响因子降序排列后平均4等分（各25%），论文在各区期刊的比例）。2013年CAJD数据库共收录气象学类别的论文8223篇，南京信息工程大学、中国科学院大气物理研究所、兰州大学、中国气象局和国家气候中心分别以692、403、199、195和178篇占据机构论文产出的前5位。

来源：本刊



全球气象灾害持续加剧

联合国开发计划署（UNDP）日前发表了《2014年人类发展报告》，该报告的主题是“促进人类持续进步：降低脆弱性，增强抗逆力”。在报告的第3章“脆弱的人类、脆弱的世界”中，给出了自然灾害，包括气候灾害（极端温度和干旱）、气象灾害（暴风雨）、水文灾害（洪水）、地质灾害（地震）和生物灾害（流行病）的发生情况。1901—1910年间有记录的自然灾害次数为82次，但2003—2012年间的自然灾害却达到4000多次。

来源：UNDP



人工气象服务模式：即将进入记忆中

2014年6月9日，美国气象局的气象专家Robert Murders在阿拉斯加州诺姆市天气台朗读天气预报，该市也是目前美国境内仍然人工广播天气预报和信息的最后2座城市之一。不过，这里也即将结束这一维持了20多年的人工气象广播服务方式，改由计算机发布。美国全国计算机天气播音员被统一拟人化为Tom和Donna，一些区域还有一位说西班牙语的叫Javier。这3位计算机化的气象广播员，负责把气象局的服务信息送给千家万户。

来源：AP

数字

55°59' N

2014年7月20日，中国在北太平洋的第一个海洋浮标，由中国第六次北极科学考察队成功布放，浮标位于55°59'N, 172°60'E，该处海域水深3800多米。

0.1 毫秒

法国科学家的一项研究发现，当厄尔尼诺现象出现时，太平洋东部较暖海水使得安第斯山这样的大山脉上空的气压梯度加大，导致地球自转减慢0.1毫秒。

50 m

位于西藏双湖县的普若岗日冰川，海拔最高和最低分别为6400m和5350m，是除南北极以外的世界第三大冰川，过去30年已经退缩了约50m。

国际“太阳活动与气候”主题被引频次最高的前10篇论文

排名	篇名	第一作者	来源	被引频次
1	Causes of climate change over the past 1000 years	Crowley, TJ	Science, 2000, 289(5477): 270-277	864
2	Radiative forcing and climate response	Hansen, J	Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 1997, 102(D6): 6831-6864	829
3	NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues	Picone, JM	Journal of Geophysical Research-Space Physics, 2002, 107(A12): SIA 15-1-SIA 15-16	713
4	Reconstruction of solar irradiance since 1610 - Implications for climate-change	Lean, J	Geophysical Research Letters, 1995, 22(23): 3195-3198	650
5	Volcanic eruptions and climate	Robock, A	Reviews of Geophysics, 2000, 38(2): 191-219	635
6	Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - A missing link in solar-climate relationships	Svensmark, H	Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 1997, 59(11): 1225-1232	585
7	The GISP2 delta O-18 climate record of the past 16500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes	Stuiver, M	Quaternary Research, 1995, 44(3): 341-354	582
8	Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman	Fleitmann, D	Science, 2003, 300(5626): 1737-1739	562
9	Climate-driven trends in contemporary ocean productivity	Behrenfeld, MJ	Nature, 2006, 444(7120): 752-755	526
10	Length of the solar-cycle - An indicator of solar-activity closely associated with climate	Früschristensen, E	Science, 1991, 254(5032): 698-700	482

来源: SCI-E数据库, 检索时间: 2014年7月21日

吴灿 提供



我们的“第三者”是龙卷风

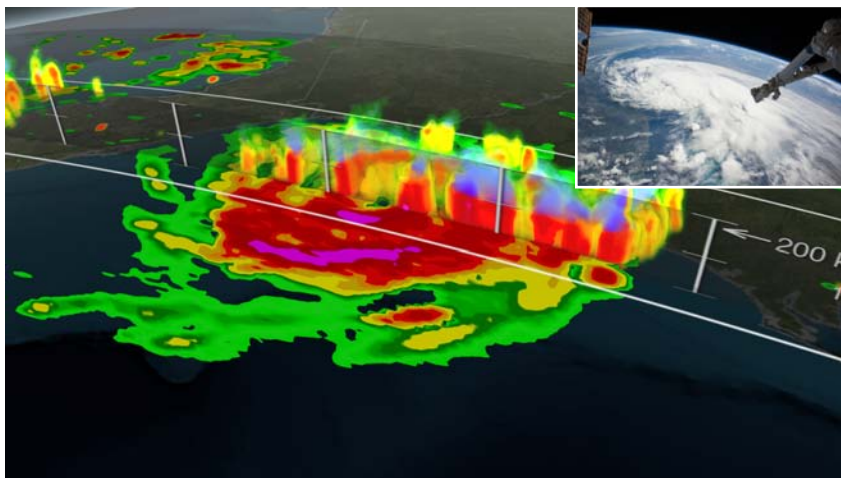
拍到龙卷风也许不算稀奇,但是在拍摄婚纱照时遇到龙卷,而且新人和摄影师并没有后退,而是顺势推舟,完成了可遇不可求的以龙卷风为背景的婚纱照,这件由加拿大摄影师Colleen Niska完成的事,十分难得。这样让人揪心的婚纱照,也让全球多少气象人心生感慨:难以预报的天气现象原来还有浪漫情愫。

来源: <http://bridalcouturemag.com/>

切开风暴: GPM获得飓风亚瑟3D图像

日美合作的GPM(全球降水观测)项目卫星,自2014年2月升空后,第一次探测到飓风。2014年7月1—6日,GPM卫星5次飞跃“亚瑟”飓风,其核心探测设备(双频降雨雷达和GPM微波图像仪)成功对此时正在太平洋水域中充分搅拌,同时缓慢地向北移动的飓风结构,特别是降雨区等进行了立体探测。大图给出7月3日获得的GPM对“亚瑟”穿越飓风眼的切割图。图中淡绿色到红色区域为小雨到强降水区域,大气上层淡蓝色到紫色区为冻雨区域。卫星探测的同时,距离地球227海里的国际空间站上,航天员2014年7月2日拍摄了热带风暴“亚瑟”的身姿(小图),照片的右上方是空间站遥控系统的机械臂。

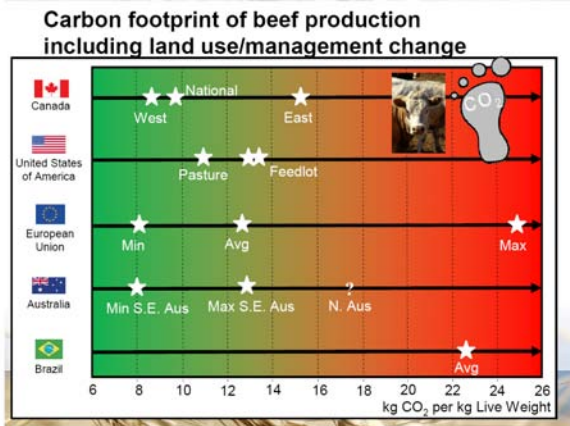
来源: NASA



2 亿 多国学者在日本、澳大利亚和美国等的试验表明,高大气二氧化碳环境下,水稻、小麦等粮食作物的锌、铁和蛋白质等含量降低,会影响到近2亿人的健康。

49% 美国气象局的一项研究,统计了1963—2012年大西洋热带气旋造成人员死亡的直接原因,发现风暴潮占49%,另有27%归结于降水。

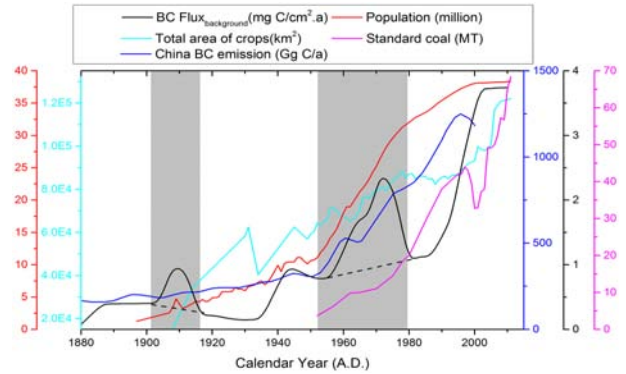
11 人 汤森路透发布的21个领域“最有影响力”科学家榜单中,在地学领域,NCAR和NOAA分别有11人和10人入选,是入选人数最多的机构。中国大陆和香港各有8人和2人进入这个由159人组成的榜单。



牛肉生产的“碳足迹”

在近期WMO主办的农业气象学术会议上，加拿大农业部的学者给出了世界上最主要的牛肉生产地：加拿大、美国、欧盟、澳大利亚和巴西每千克活牛体重的“碳足迹”。这些碳足迹随着边界条件、土壤碳改变和分摊类型等变化极大，图中根据不同国家，分别给出不同地区、养殖方式以及最大、最小和平均碳足迹数值。

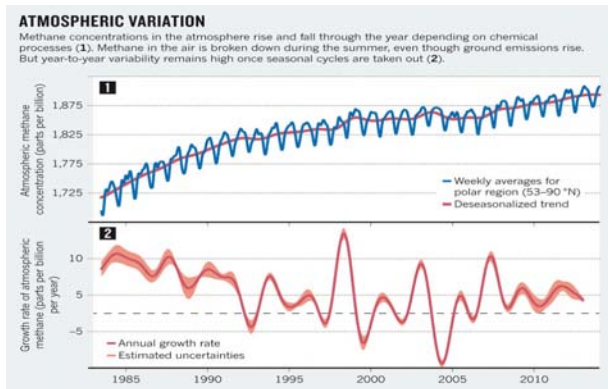
来源：WMO



中国三江平原大气黑碳150年的演化

Nature出版集团2014年7月在网刊*Scientific Reports*刊发中国科学院湿地生态与环境重点实验室学者与合作者的文章 (doi:10.1038/srep05723)，重建了我国三江平原大气气溶胶的主要成分，也可能是气候变化第二驱动的黑碳 (BC) 最近150年的演化。图中给出了该地区1850—2010年间BC背景通量变化 (黑线)，以及黑龙江省的人口 (百万，红线)、农作物总面积 (km²，浅蓝) 煤耗 (百万吨煤，品红线)，图中还给出中国BC排放量 (Gg C/a，蓝线)。

来源：Scientific Reports



认识北极甲烷变化

甲烷是影响气候的重要温室气体，图中给出53°—90°N甲烷浓度的变化，可以看出甲烷浓度存在明显的季节变化，夏季数值最小，但近30年来呈明显上升趋势 (图1)，不过在去掉季节循环后，浓度的年变率较大 (图2)。

来源：NOAA ESRL

HIWeather项目启动

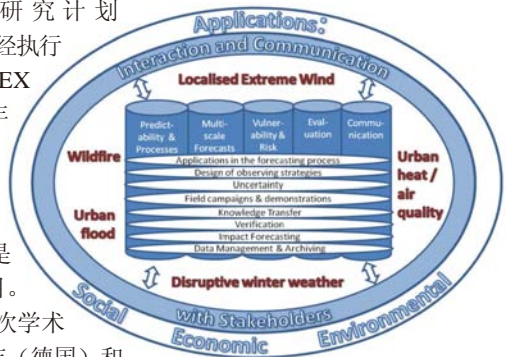
世界天气研究计划 (WWRP) 中，已经执行了10年的THORPEX计划将在2014年末完成使命，其后续项目，即高影响天气项目 (HIWeather) 将是一个新的10年项目。

HIWeather的前2次学术会议分别在2013年 (德国) 和

2014年 (美国) 召开，并且在2014年6月24日WMO第66届执委会

(EC-66) 期间进行了专门讨论。如项目概念图所示，HIWeather由外部应用 (外圆) 驱动和指导，通过与利益攸关人的沟通和交流 (内圆) 提供科学和应用之间的界面，根据社会需求确定若干研究主题 (列)，通过几项交叉领域研发 (椭圆区域) 综合研究成果。

来源：WMO



数字 5011篇 根据汤森路透的论文统计，荷兰在2009—2013年间发表了5011篇地学领域论文，占同期荷兰论文总数的2.7%，这些论文的影响较世界平均水平高出72%。

395.3 ppm 美国气象学会最新发表的，由57个国家的400多位科学家共同完成的《2013年气候状况》指出，2013年大气主要温室气体继续攀升，其中二氧化碳浓度增加2.8ppm，达到395.3ppm。

196个 到2014年4月底，中国实施大洋观测网Argo计划，在西太平洋和东印度洋海域累计布放196个Argo剖面浮标，仍正常工作的浮标有108个。

Institution	Papers 2008-2012	Citations per paper
Harvard University	382	14.01
Pacific Northwest National Laboratory	363	12.66
National Center for Atmospheric Research	1,880	12.57
SUNY Albany	230	12.38
NASA Langley Research Center	446	12.28

SOURCE: Thomson Reuters [Web of Science](#)

气象和大气科学研究：美国5强院所出台

汤森路透（Web of Science）依据论文平均影响力，评估出2008—2012年美国在气象和大气科学领域前5家机构的排名。哈佛大学以论文篇均引用超过14次荣登榜首，但从论文产出角度看，排名第3位的NCAR依然是该领域论文产出最多的机构，5年里论文数为1880篇，远远多于其他机构。

来源：Web of Science

中国“太阳活动与气候”主题被引频次最高的前20篇论文

排名	篇名	第一作者	来源	被引频次
1	未来50年中国气候变化趋势的初步研究	王绍武	应用气象学报, 1995/03	70
2	太阳辐射驱动气候变化的泥炭氧同位素证据	洪业汤	中国科学 (D辑:地球科学), 1999/06	62
3	本世纪青藏高原气候的三次突变及与天文因素的相关	汤懋苍	高原气象, 1998/03	59
4	近5000a的气候波动与太阳变化	洪业汤	中国科学 (D辑:地球科学), 1998/06	55
5	中国近五千年来气候变迁的初步研究	竺可桢	气象科技资料, 1973/S1	53
6	全球气候变暖的检测及成因分析	王绍武	应用气象学报, 1993/02	51
7	青藏铁路沿线平均年气温变化趋势预测	李栋梁	高原气象, 2003/05	40
8	本世纪西北气候可能转型的依据和原因分析	汤懋苍	冰川冻土, 2003/02	39
8	太阳变化驱动气候变化研究进展	洪业汤	地球科学进展, 2000/04	39
10	一个新的千年暖期可能已经来临	汤懋苍	高原气象, 2002/02	33
11	近百年全球气候变化与外强迫因子信号检测	侯章栓	北京大学学报 (自然科学版), 2000/05	31
12	太阳磁场磁性指数异常变化对南北半球中纬度气候的影响	曲维政	地球物理学报, 2004/03	30
13	天时、气候与中国历史 (I): 太阳黑子周长与中国气候	汤懋苍	高原气象, 2001/04	29
14	全球增暖的另一可能原因初探	李崇银	大气科学, 2003/05	26
15	中全新世7~6ka东亚季风气候的高分辨率石笋记录	李明霞	地理科学, 2007/04	24
15	近五百年我国气候的几种振动及其相互关系	张家诚	气象学报, 1979/02	24
17	新疆洪旱灾害与大尺度气候强迫因子的联系	姜逢清	干旱区地理, 2004/02	23
17	近90年大气环流的振动 (上)	王绍武	气象学报, 1964/04	23
19	太阳、地磁、大气电扰动与天气、气候相关研究	言穆弘	高原气象, 1999/03	21
20	近50年火山喷发和太阳活动对我国气候影响的研究	贾朋群	高原气象, 2001/03	20

来源：CAJD数据库，检索时间：2014年7月18日

李婧华提供



The Wednesday, July 2 successful launch of the Orbiting Carbon Observatory-2 satellite marks the second of five NASA Earth-observing mission launches planned for 2014.

EARTH RIGHT NOW

www.nasa.gov/earthrightnow

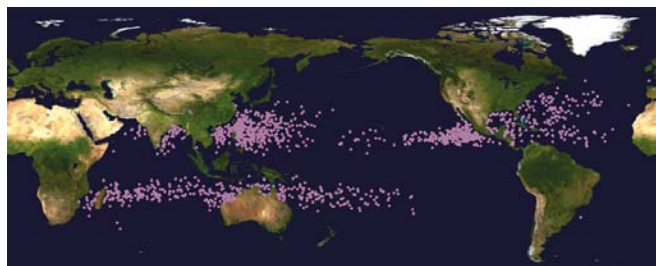
NASA“嗅碳”卫星步入轨道

2014年7月2日，美国航空航天局（NASA）“轨道碳观测者-2号”卫星（OCO-2）升空。OCO-2携带3台高分辨率光谱仪，每99min环绕地球一周，科学家可以用其探测数据更加准确全面地估算地球大气中二氧化碳含量。OCO-2的前身，历经8年研制、耗资2.78亿美元的OCO-1于2009年发射失败，OCO-2是计划发射的6颗“嗅碳”卫星中的第2颗。

来源：NASA

热带气旋路径：偏向极地？

美国国家气候数据中心（NCDC）的学者和合作者利用1982—2012年热带气旋数据开展的研究表明，热带气旋在达到强度极大时所在的纬度，过去30年里以每10年大约1个纬度的速率明显向极地移动。图中给出这一时段内1级及以上飓风强度极大时所在的位置分布。



图中给出这一时段内1级及以上飓风强度极大时所在的位置分布。

来源：NCDC

2014年7月，瑞典斯德哥尔摩国际水研究所发表的《水资源短缺与经济风险》报告指出，到2030年，人类对水的需求将从目前的4.5万亿 km^3 增加到6.9万亿 km^3 。

138~277 km

由12家热带研究机构日前发表的《热带状况》报告认为，热带向南北扩展的速度为每25年138~277km，而不是2009年估计的222~533km。

65.3万人 一项针对气象信息员的气象软科学研究表明，截至2013年，全国气象信息员共计653134人，另有应急联系人51982人，协理员39502人。

太阳活动变化及其对地球气候的影响值得关注

李崇银^{1, 2}

(1 解放军理工大学气象海洋学院, 南京 211101; 2 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要: 太阳活动与地球气候有密切关系, 太阳活动对地球气候的影响一直为科学界所关注, 过去已从各个角度进行了一系列研究, 但其影响机制比较复杂, 迄今为止很多问题还不是很清楚。概要总结了近年来国际上的一些研究分析结果和观点, 归纳了太阳活动影响地球气候的可能机制和途径。

关键词: 太阳活动, 地球气候, 影响机制

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2014.04.001

More Attention Should Be Paid to the Variability in Solar Activity and Its Impact on the Earth's Climate

Li Chongyin^{1, 2}

(1 Institute of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

2 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract: The variability in solar activity is closely related to that in the climate. The influence of solar activity on the Earth's climate and climate variation has always been the focus in the scientific community. Although series of studies from different angles have been carried out in the past years, there are still many questions concerning the complex influencing mechanisms unclear so far. This paper summarizes some international research results and perspectives in recent years, and it further generalized the possible mechanisms and pathways of the impact of solar activity on the Earth's climate.

Keywords: solar activity, Earth climate, influencing mechanisms

1 前言

近几年不断有人根据观测数据分析认为, 十几年来全球温度没有进一步加剧上升, 甚至有人认为全球温度基本稳定, 没有明显上升。例如, 2011年美国伯克利地面温度 (Berkeley Earth Surface Temperature, BEST) 计划就指出, 全球温度异常自1998年之后没有明显增大, 而且近几年有下降的趋势, 然而同时期大气中CO₂的含量却一直在增加。同时, 美国NOAA卫星观测所得到的北半球对流层底层平均温度资料 (1979—2011年) 也表明, 自20世纪以来温度基本没有持续增暖的情况。中国温度变化的情况与全球的情形基本一样, 图1是基于中国700多个观测站资料, 通过均一化处理得到的年平均温度的时间变化。不难看出, 年平均温度、年平均最高和最低温度都在20世纪80年代之后有十分明显的上升, 但从90年代后期开始增温已不明显, 基本处于振荡起伏的变化状态。

这里就出现一个十分值得注意的问题, 即大气

中CO₂的含量增加并没有导致近期全球温度的持续增加。这至少说明: 除大气中CO₂的含量增加通过加剧温室效应导致全球温度增高之外, 还应存在其他物理过程, 对全球温度变化产生重要影响。那么究竟是什么因素会对全球温度变化存在重要影响呢? 这是值得我们深入思考和研究的问题。

2 近期太阳活动的变化情况及趋势

作为大气和海洋运动能量基本来源的太阳, 无疑在大气、海洋等系统的运动和变化中起着重要的作用。事实上, 太阳活动与地球气候的关系及其影响

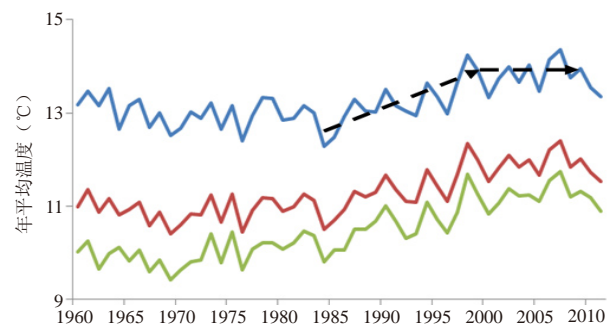


图1 中国年平均温度 (红线)、年平均最高温度 (蓝线) 和年平均最低温度 (绿线) 的时间变化^[1]

收稿日期: 2014年1月13日; 修回日期: 2014年2月26日
作者: 李崇银 (1940—), Email: lcy@lasg.iap.ac.cn
资助信息: 国家重大科学研究计划项目 (2012CB957804)

也一直为科学界所关注,过去已从各个角度进行了一系列研究^[2-9]。而近些年的观测表明,太阳总辐照度(TSI)曾经出现了明显的减小。图2是俄罗斯国家天文台TSI观测值的时间变化,显然,自1990年以来TSI的数值有明显减小趋势。观测表明,太阳活动第22周的平均TSI为 $1365.99\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,而第23周的平均TSI却为 $1365.82\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

俄罗斯科学家还同时对未来几十年太阳活动的变化进行了预测,图3是他们给出的太阳活动第24至26周太阳TSI和黑子数的演变情景。根据他们的模型计算,近期TSI的降低导致地球吸收的太阳能减少,地球能量收支平衡被打破,地球温度下降,地表反射增强。同时,这种反馈效应的连续链,会导致地球温度降低超过TSI减少带来的影响。因此,他们认为在2040—2050年期间,太阳TSI和黑子数都将达到一个相对的小值,全球气候会出现一个新的小冰期。

美国西华盛顿大学的Easterbrook^[11]依据各种数据(冰芯、太阳黑子等)的综合分析,也认为未来一段时间地球气温趋冷的可能性比较大,图4是他给出的一张预测图。

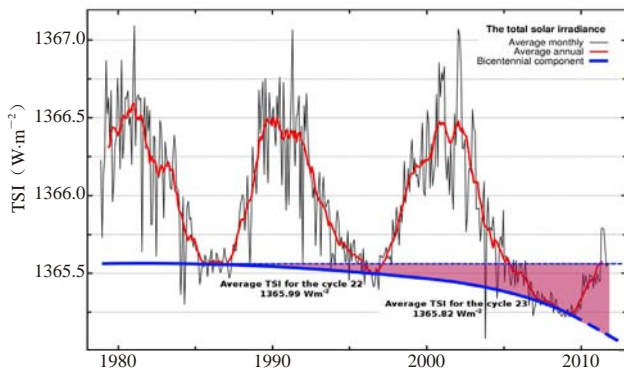


图2 1978—2011年太阳总辐照度(TSI)的变化及其自1990年以来的亏值^[10]

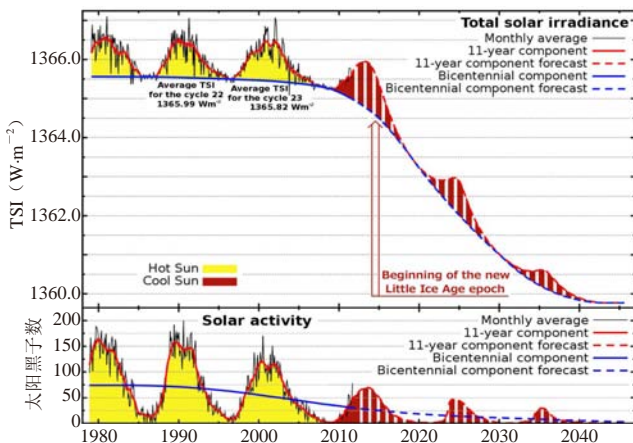


图3 1978—2011年期间TSI和太阳活动(黑子)的变化以及它们在24—26周(至2045年)的变化预测^[10]

很显然,这些俄、美等国科学家关于未来气候变化趋势的观点,与IPCC的结论是大相径庭的。如何对待这些不同观点,需要我们开展研究,才能有科学的判断,这对于国家的决策也是十分重要的。一方面,我们要继续坚持节能减排国策,改变经济发展模式,使我国社会经济可持续健康发展,与国际社会一道应对以全球增暖为代表的全球变化挑战。另一方面,我们也要关注太阳活动影响气候变化的问题,开展必要的科学研究,从多种角度全面认识气候变化,准备多个应对气候变化的预案。

3 太阳活动影响气候变化的途径

通过一系列的分析研究,在关于太阳活动影响天气气候变化方面学术界已有了一些初步看法,但尚未形成完整的理论。归纳起来,可以将它们概括为直接影响和间接影响,具体有如下几种可能途径(图5):

(1) 太阳活动→太阳辐射量→地表温度→大气环流→天气气候变化。这是最直接的方式^[13],但由于太阳辐射量的改变不大,如何通过非线性放大过程而对全球气候发生影响,是一个需要深入研究的问题。

(2) 太阳活动(特别是宇宙线加强)→地球大气电离程度→大气经圈环流→天气气候变化。一些观测研究已表明,在太阳黑子的高峰期,地球大气的电离程度比较强,尤其是在高纬度地区。这样,在电磁场的作用下,高纬度大气电离化的增强将导致高纬度地区大气直接经圈环流的加强。经圈环流的加强,将使空气的南北交换加强,大气活动中心会明显增强,全球的降水量也可能增多^[14]。同时,大气电离程度的变化还必然引起高层大气中离子含量的改变,高离子含量的空气被带到对流层,可能影响到云和降水过

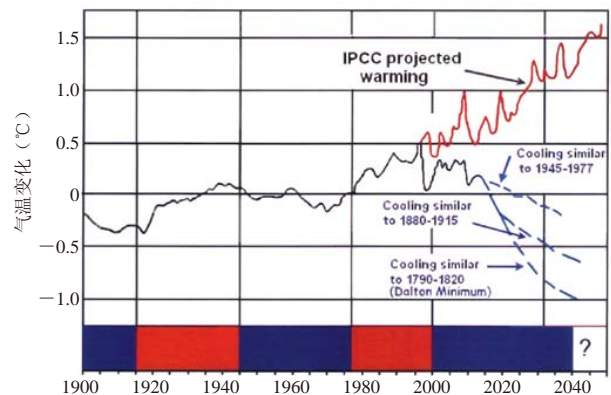


图4 未来到2040年前地球气温变化预测^[11]。预测有3种可能出现的情况:类似1945—1977年的冷却,类似1880—1915年的冷却和类似道尔顿极小期(1790—1820年)的冷却。类似蒙德极小期的冷却是道尔顿曲线的延伸

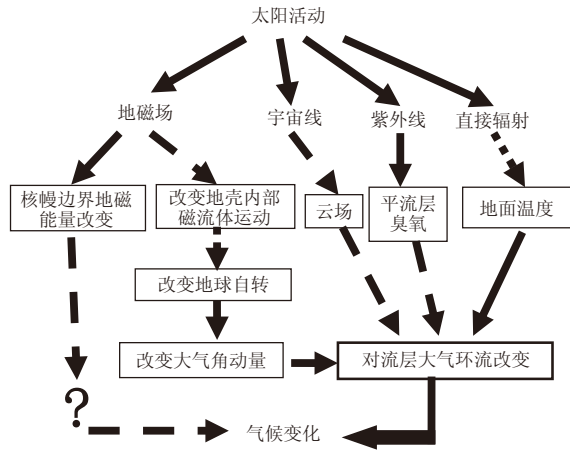


图5 太阳活动影响地球气候的可能途经示意图^[12]

程，一般也将有利于降水^[15]。

(3) 太阳活动→紫外辐射→臭氧层→平流层热状况→天气气候。卫星观测表明，平流层上层的臭氧混合比与太阳辐射加热有明显的正相关^[16-18]，太阳辐射加热强，在2hPa高度处的臭氧混合比就高。在这样的形势下，太阳活动（太阳黑子）所引起的辐射量（尤其是紫外辐射）的增加将使得平流层的臭氧量及其分布发生变化，从而引起平流层热状况的变化。平流层热状况的变化必将引起平流层温度场的变化，平流层大气环流亦将发生变化，进而通过行星波的异常影响对流层大气环流的改变，最终引起天气气候的变化。

(4) 太阳活动→地球磁场→地球自转速度（或地磁能量）→大气和海洋环流→天气气候。这是一种间接影响过程，目前国内外研究很少。太阳活动会引起地球磁场的变化，是已知的事实；而地磁场的变化如何引起地壳内部磁流体（熔浆）运动的改变尚不是很清楚。已经知道地球外核是以铁镍为主要成分的熔融态合金，其粘滞度近似于水，也可视为磁流体。地球磁场的变化将引起地球外核流动的改变，而外核流动的改变通过核幔耦合作用，包括电磁耦合、粘性耦合、热力耦合和地形耦合等过程，又将对地幔产生影响^[19-23]，然后又引起地球自转速度（日长）的变化^[24-25]。地球自转速度的变化，通过地球与大气和海洋的角动量交换将引起大气环流和海洋环流的变化，最终影响天气气候。同时，地磁场的变化也将引起核幔边界上地磁能量（焦耳能）的改变^[26-27]，这种能量通过一定的方式传到地面也可以影响气候变化。

需要特别指出，以上提到的太阳活动对气候影响的几种可能途经，每个都还需要进行深入研究，才能揭示出确切的物理过程和机制。

参考文献

- [1] Yan Z. Homogenized China daily mean/maximum/minimum temperature series 1960-2008. *Atmospheric and Ocean Science Letters*, 2009, 2(4): 237-243.
- [2] Friis-Christensen E, Lassen K. Length of the solar cycle: An indicator of solar activity closely associated with climate. *Science*, 1991, 245: 698-700.
- [3] National Research Council. *Solar influences on global change*. Washington D C: National Academy Press, 1994.
- [4] Friis-Christensen E, Frohlich C, Haigh J D, et al. *Solar Variability and Climate*. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 2000.
- [5] Hoyt D V. Variation in sunspot structure and climate. *Climate Change*, 1979, 2: 79-91.
- [6] Labitzke K, Van Loon H. Associations between the 11-year solar cycle, the quasi-biennial oscillation and the atmosphere: A summary of recent work. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 1990, 330: 577-589.
- [7] Kodera K. Solar influences on the Indian ocean monsoon through dynamical processes. *Geophy Res Lett*, 2004, 31: L24209.
- [8] 李崇银, 翁衡毅, 高晓清, 等. 全球增暖的另一可能原因初探. *大气科学*, 2003, 27: 789-797.
- [9] 潘静, 李崇银, 顾薇. 太阳活动对中国东部夏季降水异常的可能影响. *气象科学*, 2010, 30(5): 566-578.
- [10] Abdussamatov H I. Bicentennial decrease of total solar irradiance leads to unbalanced thermal budget of the Earth and the little ice age. *Applied Physics Research*, 2012, 4(1): 178-183.
- [11] Easterbrook D J. On the potential demise sunspots. [Online] Available: <http://wattsupwiththat.com/2011/06/17/easterbrook-on-the-potential-demise-of-sunspots> (2014/7/8).
- [12] 李崇银. 太阳活动如何影响天气气候变化//21世纪100个交叉科学难题. 北京: 科学出版社, 2005.
- [13] Reid G C. Solar total irradiance variations and the global sea surface temperature record. *J Geophys Res*, 1991, 96: 2835-2844.
- [14] Clayton H H. *World Weather*. New York: MacMillan, 1923.
- [15] Dickinson R E. Solar variability and the lower atmosphere. *Bull Amer Meteor Soc*, 1975, 56: 1240-1248.
- [16] Hood L L. Solar ultraviolet radiation induced variations in the stratosphere and mesosphere. *J Geophys Res*, 1987, 92: 876-888.
- [17] Lean J. Solar ultraviolet irradiance variations: A review. *J Geophys Res*, 1987, 92: 839-868.
- [18] Chandra S. The solar UV related changes in total ozone from a solar rotation to a solar cycle. *Geophys Res Lett*, 1991, 18: 837-840.
- [19] Rochester M G. Gemagnetic core-mantle coupling. *J Geophys Res*, 1962, 67: 4833-4836.
- [20] Hide R. Interaction between the Earth's liquid core and solid mantle. *Nature*, 1969, 222: 1055-1056.
- [21] Song X D, Richarde P G. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core. *Nature*, 1996, 382: 221-224.
- [22] Jault D, Le Mouél J L. Exchange of angular momentum between the core and the mantle. *J Geomag Geoelectr*, 1991, 43: 111-129.
- [23] Voorhies C V. Coupling an inviscid core to an electrically insulating mantle. *J Geomag Geoelectr*, 1991, 43: 131-156.
- [24] 傅容珊, 李力刚, 郑大伟, 等. 拉幔边界动力学-地球自转十年尺度波动. *地球科学进展*, 1999, 4: 541-547.
- [25] Zhong M, Naito I, Kitoh A. Atmospheric, hydrological, and ocean current contributions to Earth's annual wobble and length-of-day signals based on output from a climate model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2003, 108(B1), doi: 10.1029/2001JB000457.
- [26] Matsushita S. *Solar quiet and limar daily variation-fields*, Physics of Geomagnetic Phenomena (Matsushita and Campbell, Eds). London and New York: Academic Press, 1967.
- [27] 高晓清, 柳艳香, 董文杰, 等. 地磁场与气候变化关系的新探索. *高原气象*, 2002, 21: 395-400.

全新世气候对千年尺度太阳活动的可能响应

尹志强 韩延本 王博
(中国科学院国家天文台, 北京 100012)

摘要: 利用熟知的山洞石笋资料及重建的太阳黑子数获取的时间序列, 讨论了长时间尺度上气候对太阳活动变化的可能响应。小波分析显示气候变化与太阳活动变化在约1000及约2000年周期上具有一致性, 这可能反映了全新世时期太阳活动的调制作用。另外, 小波功率谱显示在公元前2000年附近缺失千年周期, 这种突变及气候条件的长期变化可能给许多地区带来社会性影响。

关键词: 古气候, 太阳黑子数, 全新世

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2014.04.002

Possible Response of Climate to Solar Activity on Millennial Scale during the Holocene

Yin Zhiqiang, Han Yanben, Wang bo

(National Astronomical Observatories, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100012)

Abstract: Based on well-known series from land-based caves and reconstructed sunspot numbers, the nature of climatic response to solar variability is discussed over a long-time scale. Wavelet analysis reveals coherence between the climatic and solar oscillations with periods of ~1000- and ~2000-yr that may reflect a modulation of solar activity during the Holocene. Moreover, the wavelet power spectra present that ~1000-yr cycle of these series is absent around ~2000 BC and this abrupt change and prolonged changes in climatic conditions might have brought about major societal challenges to many regions.

Keywords: paleoclimate, Sun sunspots, Holocene

1 引言

众所周知, 气候系统受许多因素的影响, 例如地球轨道变化、太阳活动变化、大型热带火山喷发、地面覆盖差异及温室气体等。其中, 太阳活动的变化是关键因素之一。目前有许多有关太阳活动变化与各种气候记录相关性的研究成果, 但涉及千年时间尺度的太阳活动驱动气候变化的机制与该驱动下气候系统响应之间关系的研究相对较少^[1-4]。

由于缺少更长时间的直接观测或仪器记录数据, 我们只能依靠代用指标来研究全新世时期的古气候。例如, 树木年轮、珊瑚、钟乳石及冰芯等代用指标通常能很好地反映太阳活动、气温、湿度及季风强度等^[5-7]。也有许多学者曾尝试从陆地及海洋代用指标中获取十年至百万年时间尺度的气候变化, 研究太阳活动对气候变化的驱动^[3, 7]。

对于千年周期尺度的气候变化, 格陵兰冰芯及北

大西洋的岩芯很好地记录了全新世期间气候变化^[8-9]。许多学者也在古气候资料, 例如在Big Lake沉积物记录^[10]、加拿大^[11]、北美花粉记录^[12]中找到了这些变化周期。Clemens等^[13]认为千年尺度的气候变化是由太阳活动世纪周期外差得来的。Bütikofer等^[14]研究表明, 全新世气候记录的典型特征是宽波段的准周期变化, 而不具有某一显著的谱峰。

本文对收集到的一些数据做了小波分析, 以进一步研究全新世千年尺度的气候变化, 并讨论存在的周期振荡及气候对太阳活动可能响应的时变特征。

2 数据及分析方法

2.1 重建的太阳黑子数

我们可以使用宇宙成因核素(如¹⁴C, ¹⁰Be等)含量变化的高频分量作为太阳活动变化的代用指标。宇宙成因核素是由宇宙线辐射与大气分子相互作用形成的, 其含量受太阳活动强度变化的调制。Solanki等^[15]根据中纬度地区树木年轮10年采样间隔的高精度¹⁴C资料分析获取的 $\delta^{14}\text{C}$ 记录, 给出了覆盖全新世的太阳黑子数(SSN)的重建结果。该数据在公元1600年之后的结果与实际观测有很好的 consistency。虽然10年采样间

收稿日期: 2014年1月1日; 修回日期: 2014年3月14日
第一作者: 尹志强(1979-), E-mail: yinzhq@bao.ac.cn
资助信息: 国家重大科学研究计划项目(2012CB957801)

隔的数据不能用来分析太阳活动的高频波动，但足以分析百年及更长的周期性振荡。

2.2 $\delta^{18}\text{O}$ 记录

从冰芯、有孔虫壳或石笋中获取的稳定的氧同位素比值 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) 记录被广泛用于古气候的研究。千年尺度变化的分析对数据的要求更为严格，我们需要更长时间跨度及更高分辨率的信息。根据Fleitmann等^[16]的分析报告，选取了两个高分辨率及较长时间跨度的低纬度 $\delta^{18}\text{O}$ 记录。其中，董哥 (Dongge) 洞 ($25^{\circ}17'\text{N}$, $108^{\circ}5'\text{E}$) 的数据被认为记录了过去9千年亚洲季风的信息，数据采样间隔从1年至10年不等，平均采样间隔为4年。该记录与大气 ^{14}C 记录的十年至百年尺度的互相关分析显示，该频率的一些季风变化被认为是由太阳活动的变化引起的^[11, 17]。为了便于进一步分析，我们利用分段3次Hermite方法对该数据做了内插处理，得到5年间隔的数据序列。另一个从阿曼北部与南部及也门的4个山洞的全新世石笋中获取的高分辨率 $\delta^{18}\text{O}$ 数据，其提供了沿 12° — 23°N 方向的沉积作用的详细波动信息^[16, 18-19]。我们同样利用分段3次Hermite方法以10年分辨率对该数据做了内插处理。下文中这两个代用指标分别简称为Dongge及Qunf。图1绘出了所有数据的曲线，以展示强或弱的突变事件。

2.3 小波分析

为了估计一些数据频率的非平稳性，Morlet提出了小波变换。小波是一类用于对一给定的函数在空间及时间域上做局部化分析的函数。Morlet小波将三角函数与高斯函数相结合，通过时频域上的小波滤波，将时间序列的信号与噪声分离开。这样可以有效消除噪声的影响^[20-22]。我们在研究中利用小波变换的方法对上述代用指标的时变信息在时间及频率域上分别进行了估计。

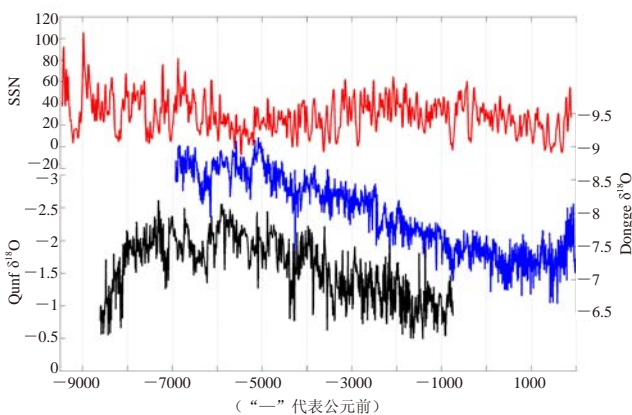


图1 SSN (红)、Dongge (蓝) 及Qunf (黑) 时间序列的变化曲线

3 结果及讨论

图2给出了SSN, Dongge及Qunf数据序列的小波变换结果。由于本文主要对百年及千年尺度长期波动的变化特征做研究，故把小波分析的周期范围选为64~4096年。小波图(图2a, 2c, 2e)中，背景置为白色，由蓝色至红色表示能量由低到高的变化。利用时间序列的协方差对小波功率做了归一化处理，以给出功率相对白噪声的大小。图2b, 2d, 2f分别给出了3个序列的全局小波谱。

图2a显示全新世期间SSN时间序列具有明显的长周期波动(包括约220, 517, 1000及2000年等)。双世纪周期的变化在190~220年之间，千年周期长度的变化在900~1100年之间，2000年周期长度的变化幅度为2040~2400年。图2b的全局小波变换显示所有的周期都在置信水平以上。图2c—d显示Dongge时间数据具有类似的特征。Dongge序列的主要周期约为210, 567, 1000, 2320年。Qunf序列的分析显示其几个显著的周期约为: 1000, 1820及2400年(如图2e—f)。几乎所有的 $\delta^{18}\text{O}$ 的主要变化周期与SSN的变化周期接近。

全新世的十年与百年尺度上的 ^{10}Be 及 ^{14}C 中的约90年的Gleisberg周期及约200年的Suess周期以及其他太阳活动的记录，同样很好地在环境代用指标记录中展现出来^[7, 23-28]。在百年及千年尺度上的小波分析显示SSN的约200年周期幅度较大的时段主要为公元前约8000—6000年间、公元前约4000—2700年间、公元前约700—500年间，以及公元1500年前后的几个时段内。

Dongge记录同样显示出约200年的周期(图2c)。虽然该记录的谱分析显示出显著的208年及86年的太阳周期，且认为其受太阳驱动活动的影响^[17]，但局部小波功率谱分析显示该周期在Dongge与SSN数据中时间不一致(图2a与2c)。图2e显示了Qunf序列的时变特征，我们发现置信水平之上并不存在约200年周期(图2f)。

上述的分析表明，约1000年及2000年的周期波动是SSN, Dongge及Qunf序列的更长期的变化特征，其都在置信水平之上。与其他波动相比，这些振荡似乎更加稳定。尤其是3个序列的约1000年周期几乎在整个时间跨度上一直存在。另外，Dongge的周期长度在公元前600年附近较短，在公元前2000年之后稍微变长。对Qunf记录，在公元前2000年之前，该周期长度更为稳定，随后稍微变短。这3个时间序列的局部小波功率谱显示，在公元前2000年附近，约1000年周期有明显的下降(图2)。Debret等^[29]给出了 ^{14}C 含量^[10]

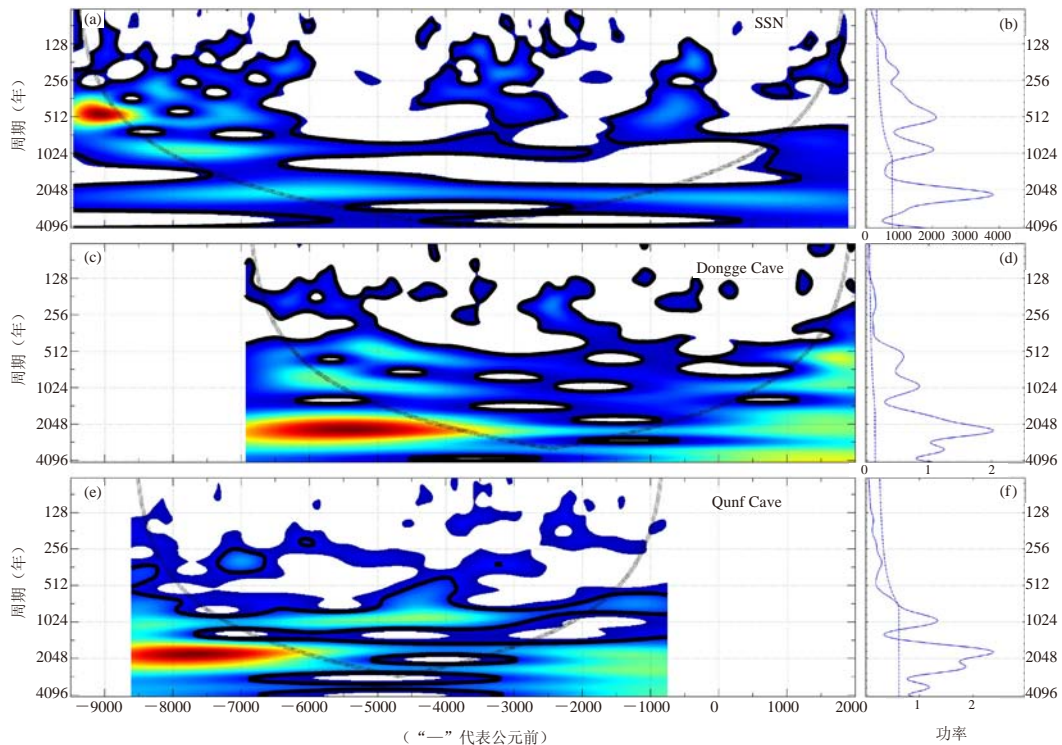


图2 SSN、Dongge及Qunf数据序列的小波变换。(a)、(c)、(e)分别为SSN、Dongge、Qunf时间序列的局部小波功率谱；黑色虚线为Morlet小波变换端部效应的边界，该边界以下的小波谱的可靠性较差；黑色实线为95%置信水平的置信线。(b)、(d)、(f)分别为SSN、Dongge、Qunf时间序列的小波全局功率谱，虚线为以白噪声为背景的95%置信水平的置信线

及 $^{10}\text{Be}^{[30]}$ 的类似分析结果，主要的约1000年周期同样在5000-0 B.P.呈现衰减。

为了展示这些序列的千年尺度波动，我们对每个时间序列做了归一化尺度平均小波功率谱，图3绘出了相应的结果（最大值为1，最小值为0）。千年尺度变化的小波尺度约为900~1100年。

由图3可以看到，Dongge及Qunf在千年尺度上有明显的相关性。公元前7000—1000年间，Dongge序列的波动幅度与Qunf非常一致。公元前8500—7000年间，SSN的千年准周期幅度相对较大，随后变小。虽然Dongge及Qunf的小波谱的平均能量似乎与SSN的相关性较差，它们在公元前2000年附近的最小值可能与

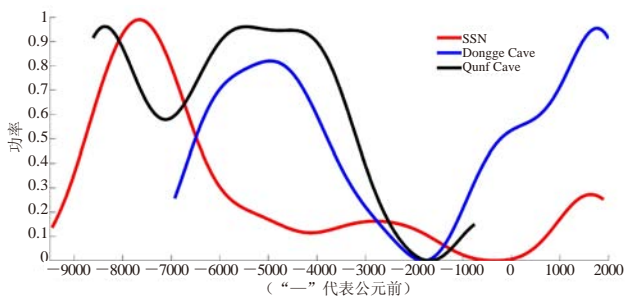


图3 SSN、Dongge及Qunf时间序列的归一化尺度平均小波功率谱

上述的SSN千年尺度缺失相关。

连续小波变换结果表明，在过去的11000年期间，连续的千年尺度振荡周期在1000~2000年左右。它们与在北大西洋发现的全新世纪约1500年周期不同^[9-10]。另外，除Dongge与Qunf记录的夏季日照的趋势性变化外，两数据记录的许多突变事件也与 ^{14}C 序列相关^[11, 16, 31]，我们的分析认为显著的约1000年波动以及由这两个记录获取的全新世纪约2000年波动可能来自于太阳活动的驱动。Debet等^[29]同样给出了北大西洋记录的类似结果。

4 结论

通过再分析的中低纬度山洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 数据序列，小波分析显示全新世气候的千年尺度的变化至少存在约一千年和约两千年的两个周期波动。我们的结果表明这两个周期可能由太阳活动驱动。虽然谱分析发现 $\delta^{18}\text{O}$ 记录呈现出显著的太阳活动百年峰值^[17]，然而小波分析显示它们在同一时间内与太阳活动周期并没有明显的相关性。从这一结果来看，全新世期间在千年尺度上，反应亚洲季风的 $\delta^{18}\text{O}$ 代用指标，ITCZ或印度夏季季风的平均纬度位置是由太阳活动驱动的。与百年尺度的变化相比，千年尺度可能是气候系统变

化的更基本的周期，这种波动很少受如复杂地形，地面覆盖，火山驱动及温室气体等其他因素的影响^[4]。考虑到在中纬度^[32]及高纬度^[29]各种气候代用指标发现的千年尺度太阳驱动^[33]，我们认为这种影响可能不是一种局部特征，而是广泛地存在于整个气候系统。

致谢:感谢Solanki教授提供重建的太阳黑子数序列，同时感谢NOAA古气候项目提供替代数据。小波变换程序由C. Torrence及G. Comp开发，可通过如下链接获取：<http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>。

参考文献

- [1] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308(5723): 854-857.
- [2] Rind D. The Sun's role in climate variations. *Science*, 2002, 296(5568): 673-667.
- [3] Bard E, Frank M. Climate change and solar variability: what's new under the Sun. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 248(1-2): 1-14.
- [4] Wanner H, Beer J, Bütikofer J, et al. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat Sci Rev*, 2008, 27(19-20): 1791-1828.
- [5] Beer J, Mende W, Stellmacher R. The role of the sun in climate forcing. *Quat Sci Rev*, 2000, 19(1-5): 403-415.
- [6] Mayewski P A, Rohling E E, Stager J C, et al. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 2004, 62(3): 243-255.
- [7] Versteegh G J M. Solar forcing of climate 2: evidence from the past. *Space Science Reviews*, 2005, 120(3-4): 243-286.
- [8] O'Brien S R, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 1995, 270(5244): 1962-1964.
- [9] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A Pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 1997, 278(5341): 1257-1266.
- [10] Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 2001, 294(5549): 2130-2136.
- [11] Cumming B F, Laird K R, Bennett J R, et al. Persistent millennial-scale shifts in moisture regimes in western Canada during the past six millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2002, 99(25): 16117-16121.
- [12] Vial A E, Gajewski K, Fines P, et al. Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14000 yr. *Geology*, 2002, 30: 455-458.
- [13] Clemens S C. Millennial-band climate spectrum resolved and linked to centennial-scale solar cycles. *Quat Sci Rev*, 2005, 24(5-6): 521-531.
- [14] Bütikofer J. [Online] Available: http://www.giub.unibe.ch/klimet/docs/diplom_jbuetikofer.pdf (2014/1/1).
- [15] Solanki S K, Usoskin I G, Kromer B, et al. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, 2004, 431: 1084-1087.
- [16] Fleitmann D, Burns S J, Mangini A, et al. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quat Sci Rev*, 2007, 26(1-2): 170-188.
- [17] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233(1-2): 71-86.
- [18] Neff U, Burns S J, Mangini A, et al. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature*, 2001, 411: 290-293.
- [19] Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. Holocene Forcing of the Indian Monsoon Recorded in a Stalagmite from Southern Oman. *Science*, 2003, 300(5626): 1737-1739.
- [20] Kumar P, Foufoula-Georgiou E. Wavelet analysis for geophysical applications. *Rev Geophys*, 1997, 35(4): 385-412.
- [21] Torrence C, Compo G. A Practical guide to wavelet analysis. *Bull Amer Meteor Soc*, 1998, 79(1): 61-78.
- [22] Yin Z Q, Ma L H, Han Y B, et al. Long-term variations of solar activity. *Chin Sci Bull*, 2007, 52(20): 2737-2741.
- [23] Mergentaler J. On the long-period changes of solar activity. *Acta Astronomica*, 1984, 34(2): 263-267.
- [24] Ogurtsov M G, Nagovitsyn Y A, Kocharov G E, et al. Long-period cycles of the Sun's activity recorded in direct solar data and proxies. *Sol Phys*, 2002, 211(1-2), 371-394.
- [25] Ogurtsov M G, Jungner H, Kocharov G E, et al. On the link between northern fennoscandian climate and length of the quasi-eleven-year cycle in galactic cosmic-ray flux. *Sol Phys*, 2003, 218(1-2): 345-357.
- [26] Raspopov O M, Dergachev V A, Kolström T. Periodicity of climate conditions and solar variability derived from dendrochronological and other palaeoclimatic data in high latitudes. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2004, 209(1-4): 127-139.
- [27] Velasco V M, Mendoza B. Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena. *Advances in Space Research*, 2008, 42(5): 866-878.
- [28] Ma L H, Vaquero J M. Is the Suess cycle present in historical naked-eye observations of sunspots? *New Astronomy*, 2009, 14(3): 307-310.
- [29] Debret M, Bout-Roumazeilles V, Grousset F, et al. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. *Clim Past*, 2007, 3(4): 569-575.
- [30] Vonmoos M, Beer J, Muscheler R J. Large variations in Holocene solar activity: constraints from 10Be in the Greenland Ice Core Project ice core. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2006, 111(A10): A10105.
- [31] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 2008, 451: 1090-1093.
- [32] Nederbragt A J, Thurow J. Geographic coherence of millennial-scale climate cycles during the Holocene. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2005, 221(3-4): 313-324.
- [33] Usoskin I G, Solanki S K, Kovaltsov G A. Grand minima and maxima of solar activity: new observational constraints. *A&A*, 2007, 471(1): 301-309.

海洋热含量对太阳总辐射11年周期变化的响应

王刚^{1,2} 颜双喜³ 林敏³

(1 国家海洋局数据分析与应用重点实验室, 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061;

2 国家海洋局海洋环境科学与数值模拟重点实验室, 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061;

3 中国海洋大学数学科学学院数学系, 青岛 266100)

摘要: 地球接收到的太阳总辐射 (TSI) 存在一个约11年的微小周期变化, 该变化可能对地球气候系统造成影响。众多研究表明, 局部海域海表面温度、海洋热含量的平均时间序列与TSI的11年周期变化有显著的相关性。但海洋对太阳辐射11年周期的响应并非空间均匀的, 响应机制也不确定。这里采用合成平均差方法, 根据太阳活动的高值年和低值年, 对美国国家海洋和大气管理局(NOAA)和日本气象厅 (JMA) 的全球上700m热含量进行合成分析。两套数据产品得到的海洋热含量对太阳辐射的响应空间模式基本一致。在太平洋分别选取其中一个正响应区域和一个负响应区域, 发现这两个区域的上700m热含量确实存在较明显的11年周期变化。

关键词: 太阳总辐射, 海表面温度, 海洋热含量

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2014.04.003

Response of Ocean Heat Content to the 11-year Variation of Total Solar Irradiance

Wang Gang^{1,2}, Yan Shuangxi³, Lin Min³

(1 Key Laboratory of Data Analysis and Applications (LDAA), the First Institute of Oceanography (FIO), State Oceanic Administration (SOA), Qingdao 266061 2 Key Laboratory of Marine Science and Numerical Modeling (MASNUM),

FIO, SOA, Qingdao 266061 3 Department of Mathematics, School of Mathematical Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100)

Abstract: The total solar irradiance (TSI) impinging on the Earth has a slight variation of approximate 11-year period, which is expected to affect the variability of the Earth climate system. Researches have found correlations between sea surface temperature or ocean heat content of local ocean basins and the 11-year TSI time series. However, the response of the upper ocean to the 11-year solar cycle is not spatially uniform, and the response mechanism is still open to debate. No region has even been identified to have a clear 11-year variation in its sea surface temperature or ocean heat content yet. We analysed the ocean heat content (OHC) in upper-700-m of the global ocean from NOAA and JMA datasets, respectively. Composite mean difference method is used to obtain the response pattern of OHC to the 11-year solar activity. The two datasets give rather similar results. We select a positive response area and a negative one in the Pacific and find a significant 11-year variation in the upper 700-m OHC in these two regions.

Keywords: total solar irradiance (TSI), sea surface temperature (SST), ocean heat content (OHC)

1 引言

太阳辐射是地球气候系统的主要驱动力。太阳总辐射 (TSI) 指位于地球大气层之外一个标准地一日距离处的单位圆盘所接收到的太阳辐射通量。卫星观测时代开始之前, TSI的测量在地面进行, 科学家普遍认为它

是一个常量 (约 $1367\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), 因而也称其为“太阳常数”^[1-4]。只有少数科学家根据一些间接资料推测, TSI可能随太阳黑子等太阳活动而发生变化^[5]。有了卫星观测以后, TSI的观测精确度大大提升, TSI与太阳活动的密切关系也被逐渐证实。例如, TSI随太阳黑子数有一个11年左右的周期变化^[6-7], 太阳活动极大年 (峰年) 与太阳活动极小年 (谷年) 之间的TSI相差约 $1\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。通常所说的太阳活动周 (或太阳黑子周期) 就是指太阳活动 (太阳辐射和高能粒子等) 和表象 (黑子数、耀斑等) 的平均11年左右 (通常在9~13.6年之间) 的周期变化。此外, 在年代际尺度上, TSI还存在22年的Hale周期和80~90年的Gleissberg周期^[8]。根据TSI与太阳活动的关系, 天文学家可以重构上百年的TSI时间序列^[9-10]。

收稿日期: 2013年10月16日; 修回日期: 2014年3月10日

第一作者: 王刚 (1977—), Email: wangg@fio.org.cn

资助信息: 国家重大科学研究计划项目 (2012CB957803);

国家重点基础研究发展计划项目 (2011CB403502);

国家自然科学基金资助项目 (41006018, 41476024);

山东省优秀中青年科学家科研奖励基金项目 (BS2011HZ019)

Kopp等^[11]根据卫星观测数据将目前TSI的平均值修正到约 $1361\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

早在200多年前，Herschel^[12]就推测，太阳活动可能对地球气候系统产生影响。作为太阳活动的一个主要指标，TSI在年代至千年时间尺度上的变化都可能会影响到气候系统^[13-14]。在有卫星观测之前，Eddy^[15]就提出，TSI随黑子数变化的准10年周期可能对地球气候系统产生影响。Beer等^[15]采用一个非线性回归模型估计，1850—1990年的140年中，全球变暖约40%源于太阳辐射。Scafetta等^[16]以太阳—气候耦合模型估算，太阳对1900—2000年全球变暖的贡献率达到45%~50%，对1980—2000年全球变暖贡献率约为25%~35%。Gleiser等^[17]在低纬度和中纬度对流层的速度、热力变量中都发现了显著的太阳11年周期。Friis-Christensen等^[18]发现太阳黑子周期长度的变化与北半球气候距平时间序列有很高相关性，因而可以作为太阳活动与气候系统的一个相关指数。

海洋是地球气候系统的重要组成部分。本文主要探讨海洋热含量对TSI的11年周期的响应。第二部分，将回顾以往研究中给出的TSI的11年周期变化影响上层海洋温度的证据及可能的物理机制；第三部分，给出两个海洋热含量具有明显11年周期的海区，这两个海区可能是对TSI的11年周期具有显著响应的区域；第四部分是总结和展望。

2 海洋温度对太阳11年周期的响应

Reid^[19]发现，1985年之前130年的全球平均海面温度（SST）异常与太阳黑子数的变化，在11年滑动平均之后具有非常一致的变化趋势。根据1980—1985年间TSI的变率以及130年的全球平均SST数据推测，SST可能与TSI的11年周期变化的包络（即80~90年的Gleissberg周期）具有相同的相位^[20]。Reid建立的海洋热结构模式计算表明，驱动海洋变化需要TSI约0.1%~1%的变化量。从而，TSI在一个太阳黑子周期内的变化幅度（约0.1%）可能会引起气候系统的变化^[20]。不过，也有研究认为其还不足以对气候造成显著影响^[15]。White等^[21]计算了1955—1991年共38年的全球平均SST异常的功率谱，发现各海盆和全球平均SST时间序列在9~13年以及18~25年的时间尺度上对TSI的变化有显著响应。1955—1996年间，全球海洋上层热含量也有8~15年及15~30年周期的显著变化，并与TSI的变化同步^[22]。曲维政等^[23]对1955—1999年间北太平洋中部400m深海洋温度的异常进行了功率谱分析，发现北太平洋中部和南太平洋中部海水温度具有明显11年周期。

上层海洋对太阳11年周期活动的响应在空间上也是分布不均的。通常采用合成平均差（Composite Mean Difference）方法，即根据上层海洋温度在太阳活动峰年（或高值年）和谷年（或低值年）的平均差，来确定海洋对太阳响应的空间结构。众多研究表明，太平洋SST中发现的太阳11年周期信号类似于ENSO信号。van Loon等^[24-25]给出太平洋SST对TSI的11年周期峰年的响应，发现热带北太平洋区域对TSI的11年周期的响应为La Niña型信号，即在太阳活动峰年，热带西、中太平洋SST异常偏暖，而热带东太平洋异常偏冷。Meehl等^[26-27]在热带太平洋的SST时间序列中发现了类似的强La Niña型冷信号。然而White等^[21-22]、Tung等^[28]以及Roy等^[29]则在同一区域发现了弱El Niño型的暖信号。不同学者得到的海洋对TSI的11年周期响应的空间分布在相位上的差异，可能是他们采用不同的数据滤波方法造成的^[25, 30]；也有可能太阳对海洋的影响并不显著，因而被ENSO信号所掩盖^[31]。

在地球表面监测TSI的11年周期变化对气候系统的影响并不容易，这一方面是由于TSI本身的变化非常小，另一方面是由于近些年来温室气体、火山、气溶胶等的变化对气候系统的影响更加显著，很难从中分离出太阳的影响。太阳活动影响地球气候系统的观测证据，似乎都只能从时间序列的统计特征来证明它们的相关性，因而受到一些学者的质疑^[32]。此外，从能量角度来说，TSI的11年周期变化只能使全球平均SST产生约0.1K的变化，这与观测（至少是局部观测）所显示的太阳11年尺度的气候变化的量值相差较大。一种可能的解释是，太阳与地球气候系统存在一个复杂的相互作用机制，使得地球表面只有局部地区对TSI的11年周期变化有显著响应^[33]。

学者们所提出的太阳对气候系统的影响机制大致可以分为两类：一是太阳通过高能粒子的调制作用对气候系统产生影响^[34]；二是TSI的变化直接作用于气候系统^[35]。无论是高能粒子还是TSI本身，它们的变化对气候系统造成的影响都非常小，但是其长期累积效应或者非线性效应导致的放大反馈过程可能会对气候系统起到明显作用。

太阳通过高能粒子的调制作用对气候系统的影响主要是在高纬大气中引发化学反应，进而作用到气候系统。目前尚未有高能粒子直接影响海洋温度的研究和报道。TSI直接作用机制包括由底至上机制（海洋吸收太阳辐射，然后传递到大气中）和自顶向下机制（大气对太阳辐射的响应驱动了海洋的响应）。由底

至上机制主要强调海洋的热吸收能力。海洋热容量巨大，因而其直接吸收TSI造成的长期累积效应可能会比较显著^[36]。Meehl等^[26]提出由底至上机制解释了热带太平洋SST对TSI的11年周期响应的La Niña型空间结构形成过程（图1）：太阳活动峰年时，热带太平洋东部无云区海表面接收到的太阳辐射增加（图1a），从而增加了海洋的感热通量；蒸发导致大气中的水汽增多，更多的水汽随着信风被输送到中西太平洋多云区，加强了降水量和向对太阳辐射的反射（图1b）；东太平洋无云区大气沉降的增强，使得云量进一步减少，然后导致更强的信风和更强的赤道辐合带（图1c）。海气相互作用过程使得太阳辐射在太平洋

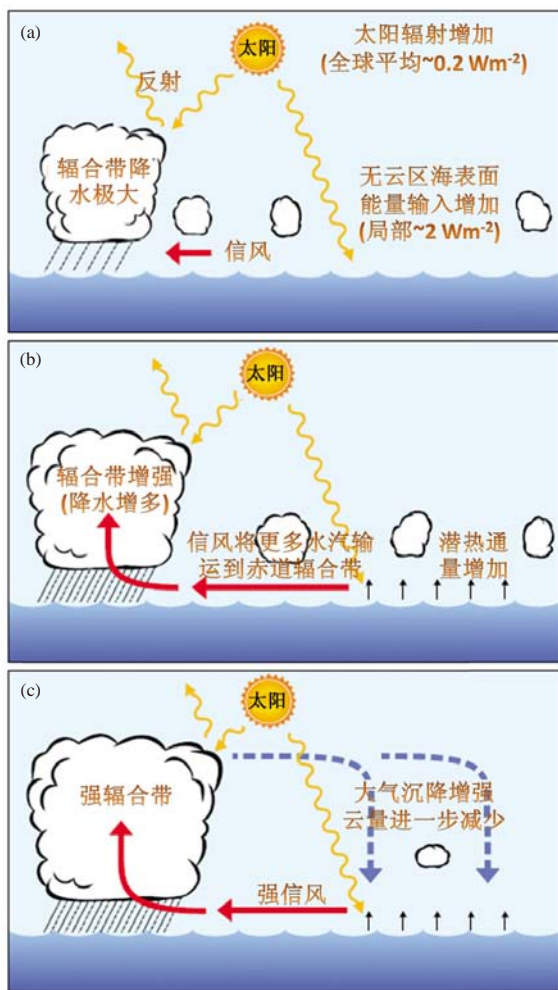


图1 热带太平洋SST对太阳辐射11年周期响应的机制 (a) 全球平均太阳辐射增加 $0.2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 即可使东太平洋无云区增加约 $2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的热通量；(b) 无云区海面温度的增加导致海洋潜热通量增加，大气中的水汽增多。信风将更多的水汽带到西太平洋的赤道辐合带，从而辐合带云量增加，太阳辐射反射增强且降水增多，海表面温度反而降低；(c) 随着东部大气沉降的增强，无云区云量进一步减少，海面接收到的太阳辐射进一步增强，导致更强的信风和赤道辐合带（据Meehl等^[26]改编）

东部增加而西部较少。自顶向下机制则主要来解释太阳辐射的紫外部分如何通过同温层自上而下影响气候系统。White^[35]对海洋SST和热含量等的热收支的诊断认为，SST中的11年周期信号不能仅仅以由底至上机制来解释，TSI中的紫外辐射部分通过大气同温层自顶向下影响气候系统的作用也可能存在。Misios等^[37]的数值模拟实验也说明，大气对TSI的11年周期的响应驱动了热带太平洋中该尺度的信号，并通过海—气反馈过程放大。热带和副热带海区可能同时存在由底至上和自顶向下两种响应机制^[30]。

3 海洋热含量对TSI的11年周期的响应

目前关于海洋对太阳11年周期的响应研究，大致有如下3种方法：一是根据海洋观测数据计算局部海区（海盆或更大尺度）平均温度（SST或海洋热含量等）的时间序列和太阳活动（TSI或黑子数）时间序列的相关性；二是通过对海洋观测数据的合成平均或合成平均差来确定海洋对太阳11年周期响应的空间分布；三是采用海—气耦合模式，在模式中改变与太阳活动有关的参数来做敏感性试验，从而推测海洋对太阳11年周期的响应过程和机制。

本研究探讨了海洋热含量（如果没有特别说明，海洋热含量就是指海洋热含量异常）与TSI的11年周期的关系。TSI数据基于Wang等^[38]的通量传输模型模拟得到（<http://lasp.colorado.edu/home/sorce/data/tsi-data/>），然后进行平移，以便和Kopp等^[11]校正后的TSI观测值衔接。海洋热含量采用源自美国国家海洋和大气管理局（NOAA）和日本气象厅（JMA）的共两套数据。NOAA数据由Levitus等^[39]基于WOD09构建，该数据集提供全球 $1^\circ\times 1^\circ$ 格点海洋热含量数据，时间从1955—2011年，包括季节平均、年平均和5年平均，垂向包括0~700m和0~2000m两个水深。本文采用的是0~700m层的5年平均数据。JMA数据由Ishii等^[40]基于WOD05构建，空间分辨率也是 $1^\circ\times 1^\circ$ ，时间从1950—2011年，该数据为年平均数据。为与NOAA数据保持一致，我们对JMA数据进行了5年滑动平均。

首先，根据TSI的量值（图2）将1955—2012年这段时间分为太阳活动高值年和太阳活动低值年两类。前者为包括太阳活动峰年在内的TSI的11年周期中辐射值较高的年份（大约5年），后者为包括太阳活动谷年在内的TSI的11年周期中辐射值较低的年份。我们注意到，如果以一个常数（如1955—2012年的TSI平均值，图2蓝线）来划分高值年和低值年，可能会造成一个太阳黑子周期内有多个高值年时段或多个低值年时段的情况（如1965—1976年间，1971年为低值

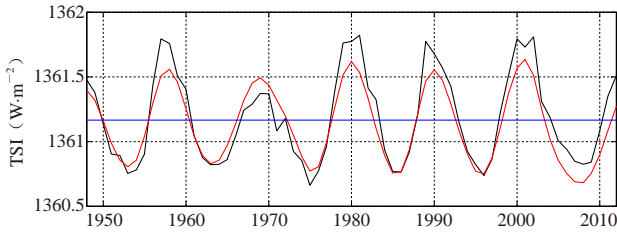


图2 年平均TSI (黑线) 以及它的11年周期的EMD分量 (红线)。图中高于1955—2012年的TSI平均值 (蓝线) 的EMD分量所对应的年份为太阳活动高值年, 其余为太阳活动低值年

年, 而1970年和1972年为高值年)。为此, 本文采用经验正交分解 (EMD) 方法, 提取TSI中的11年周期的本征模态函数, 以此模态代替TSI来确定高值年和低值年: 高于平均TSI的EMD分量所对应的年份为太阳活动高值年, 其余年份为太阳活动低值年。在做EMD分解时, 为了减小EMD分解中边界效应所引起的误差, 选取的时间段从1947年开始。在做合成平均差时, 实际时段根据海洋热含量的时段截取。

太阳活动高值年和低值年确定之后, 我们采用合成平均差 (将海洋中每个点的0~700m热含量按照太阳活动高值年和低值年分为两组, 然后计算两组的平均值之差) 来确定海洋热含量对太阳活动的响应。图3是两套热含量数据得到的热含量对太阳11年周期响应的空间模态。

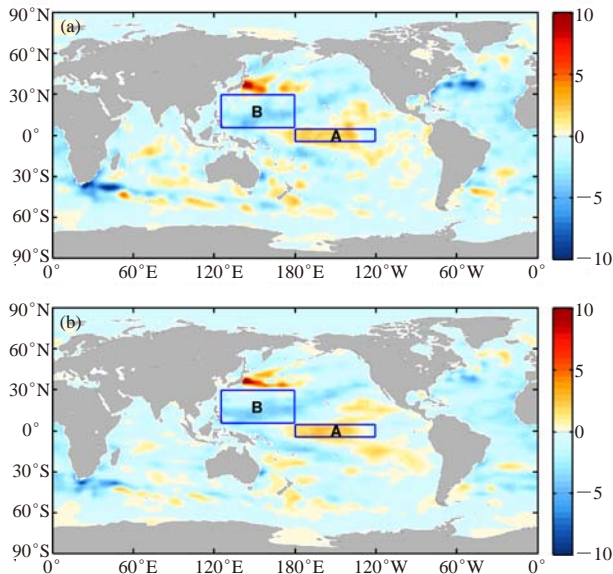


图3 合成平均差得到的0~700m全球海洋热含量对太阳11年周期的响应模态。(a)和(b)分别是NOAA和JMA数据得到的结果。如果某个点的海洋热含量具有与TSI同相位的11年周期振荡, 则该点表现为暖色调; 反之, 如果某点的海洋热含量具有同TSI反相位的11年周期振荡, 则该点在表现为冷色调。矩形区域A和B对应着太平洋海洋热含量对TSI正响应显著和负响应显著的两个区域

很明显, TSI的11年周期只是图3中空间各点热含量对太阳辐射响应为正或负的充分条件, 而不是必要条件。换言之, 图3中为正响应的点, 其热含量未必具有与TSI同相位的11年周期振荡; 同样, 负响应的点也未必具有与TSI反相位的11年周期振荡。为此, 我们在热带太平洋选择两个海洋热含量对TSI响应比较显著的海区, 来进一步观察其是否具有11年周期振荡。图3中A区域和B区域分别对应太平洋海洋热含量对TSI正响应或负响应比较显著的两个区域。图4和图5分别给出这两个区域经向 (子午向) 平均海洋热含量随时间的变化。在NOAA数据 (图4a) 和JMA数据 (图4b) 中, A区域的海洋热含量都表现出明显的准10年振荡。B区域的海洋热含量在1980年代之后表现出明显的准10年周期振荡。如果认为1980年左右存在一个冷相位 (图5a中比较明显, 图5b中则不明显), 则从1950年代至2011年会出现一个连续的10年周期振荡。这个冷相位的弱化或缺失, 可能与1975年左右热带太平洋的稳态转换 (regime shift)^[41]有关。以Levitus数据为例, 我们对这两个区域进行了小波分析。功率谱 (图6) 显示, 两个区域的平均热含量都在11年左右周期上有明显谱峰, 并通过了红噪声95%的置信度检验。对于A区域 (图6a), 11年周期为最显著周期; 对于B区域 (图6b), 25年左右周期最显著, 11年周期次之。

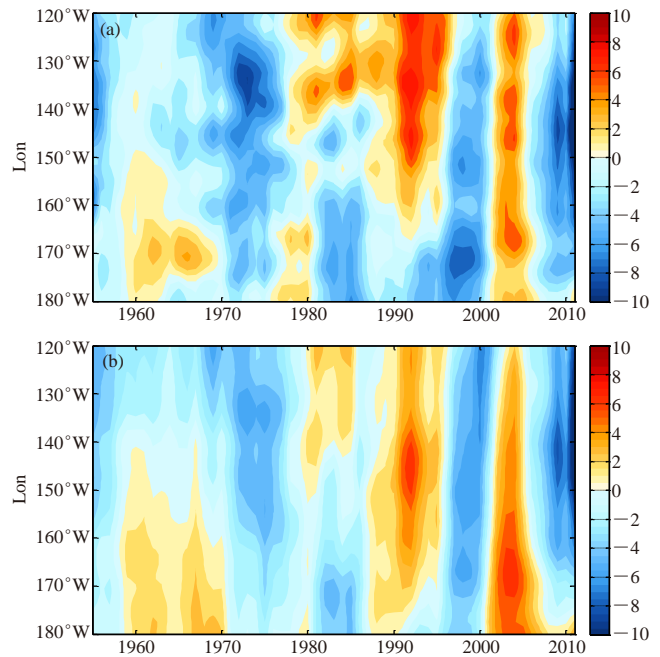


图4 赤道中太平洋 (图3中A区域) 海洋热含量随时间的变化。海洋热含量具有明显的11年周期振荡, 且与太阳11年周期信号同相位。(a)和(b)分别是NOAA和JMA数据得到的结果

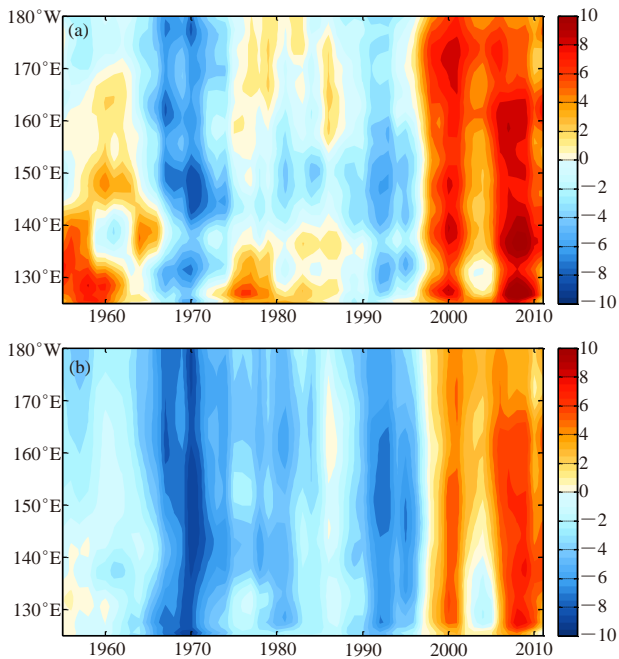


图5 西太平洋暖池（图3中B区域）海洋热含量随时间的变化。海洋热含量具有明显的11年周期振荡，且与太阳11年周期信号反相位。（a）和（b）分别是NOAA和JMA数据得到的结果

然后，采用一个简单的办法对图3中给出的海洋热含量对TSI的响应模态做显著性检验。1955—2012年间，TSI大致经历了5个黑子周期，这里将其分为9段（每段长度为一个太阳黑子周期，相邻两段有半个周期的重叠），在每段时间采用合成平均差做海洋热含量的响应投影。若某点海洋热含量对TSI的9段响应中同为正或同为负的出现7次以上，则认为该点的海洋热含量对TSI的11年周期响应是显著的。结果显示，图3中A区域的大部分格点上对TSI的11年周期的响应是显著的，而B区域的显著响应区域集中在该区域颜色较深的位置（图略）。这也解释了为何图5中B区域的11年周期不如图4中A区域的11年周期明显。

此外，在黑潮、湾流以及阿加勒斯海流这几个西边界流的延伸区，也分别看到了热含量对太阳11年周期的显著响应。其中，黑潮延伸区为显著的正响应，后两者为负响应。这些区域的海洋热含量变化对局地气候系统都有重要影响。

4 总结与展望

太阳是地球气候系统的主要能量来源。太阳活动必然会影响到地球气候系统。然而，太阳总辐射在一个黑子周期（11年）内的微小变化是否能够显著影响到地球气候系统，还存在广泛争议。目前已有的观测只能证明，在大气和海洋的某些区域，存在与TSI

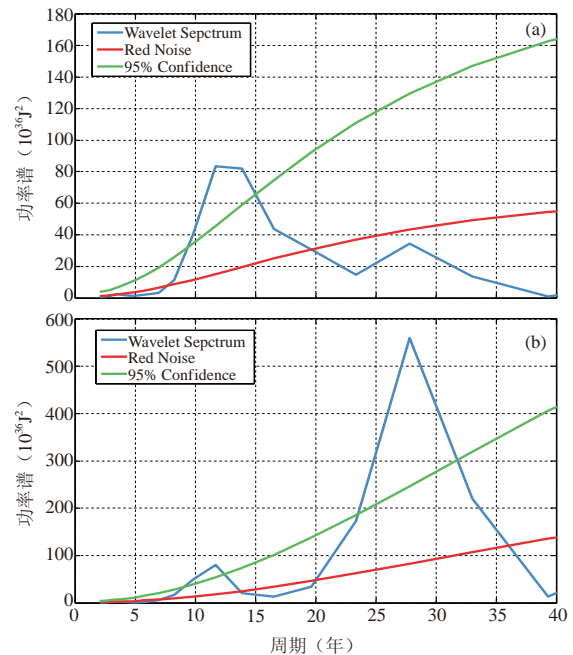


图6 (a) 赤道中太平洋（图3中A区域）和（b）西太平洋暖池（图3中B区域）区域平均热含量的小波谱（蓝线）。两者在11年左右的周期上都通过了红噪声（红线）95%置信度（绿线）的检验

的11年周期相关的周期信号。时间序列的相关性无法解释TSI的微小能量变化如何引起地球气候系统（局部）地区显著的11年振荡的问题。TSI信号通过非线性作用在气候系统中的放大过程，还需要复杂的太阳—气候系统的相互作用机制来解释。目前数值模式在机制分析上起重要作用，理论证明还需要进一步发展。

我们近期的工作从海洋热含量对TSI响应的空间模态中挑选了两个响应显著的区域。在这两个区域中，我们看到海洋热含量具有明显的准10年周期振荡。Hasegawa等^[42]曾在热带太平洋的海洋热含量中发现了13年的振荡信号，并认为它和ENSO事件有关。与他们发现的信号不同的是，我们给出的准10年信号周期更接近太阳11年周期，并且没有发现明显的东西向传播现象，因而可能是不同的信号。考虑到得到该信号的过程，我们认为，它是海洋热含量对TSI的11年周期的响应。此外，黑潮、湾流、阿加勒斯海流这几个对区域气候影响显著的西边界流，它们延伸区的海洋热含量对TSI的11年周期的响应也很显著，只是相位上有所不同。不同海区对TSI响应的强度或相位上的差异，可能是海—气非线性相互作用的结果，也可能是海洋本身动力过程的结果，响应过程及作用机理有待深入探讨。

参考文献

- [1] Johnson F S. The solar constant. *J Meteor*, 1954, 11: 431-439.
- [2] Drummond A J, Hickey J R, Scholes W J, et al. New value for the solar constant of radiation. *Nature*, 1968, 218: 259-261.
- [3] Thekaekara M P, Drummond A J. Standard values for the solar constant and its spectral components. *Nature*, 1971, 229: 6-9.
- [4] Laue E G, Drummond A J. Solar constant: First direct measurements. *Science*, 1968, 161(3844): 888-891.
- [5] Eddy J A. The Maunder minimum. *Science*, 1976, 192(4245): 1189-1202.
- [6] Kuhn J R, Libbrecht K G, Dicke R H. The surface temperature of the Sun and changes in the solar constant. *Science*, 1988, 242(4880): 908-911.
- [7] Willson R C, Hudson H S. The Sun's luminosity over a complete solar cycle. *Nature*, 1991, 351(42): 42-44.
- [8] Tsiropoula G. Signatures of solar activity variability in meteorological parameters. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2003, 65: 469-482.
- [9] Lean J. Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27(16): 2425-2428.
- [10] Hoyt D V, Schatten K H. A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98(A11): 18895-18906.
- [11] Kopp G, Lean J L. A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance. *Geophys Res Lett*, 2011, 38: L01706.
- [12] Herschel W. Observations tending to investigate the nature of the Sun, in order to find the causes or symptoms of its variable emission of light and heat: With remarks on the use that may possibly be drawn from solar observations. *Philos Trans R Soc London*, 1801, 91: 265-318.
- [13] Njau E C. Sun-weather/climate relationships: A review—Part II. *PINSA*, 2000, 66,A(5): 451-466.
- [14] Njau E C. Sun-weather/climate relationships: A review—Part I. *PINSA*, 2000, 66,A(3&4): 415-441.
- [15] Beer J, Mende W, Stellmacher R. The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 403-415.
- [16] Scafetta N, West B J. Phenomenological solar contribution to the 1900-2000 global surface warming. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33: L05708.
- [17] Gleisner H, Thejll P. Patterns of tropospheric response to solar variability. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(13): 1711.
- [18] Friis-Christensen E, Lassen K. Length of the solar cycle: An indicator of solar activity closely associated with climate. *Science*, 1991, 254: 698-700.
- [19] Reid G C. Influence of solar variability on global sea surface temperatures. *Nature*, 1987, 329: 142-143.
- [20] Reid G C. Solar total irradiance variations and the global sea surface temperature record. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(D2): 2835-2844.
- [21] White W B, Lean J, Cayan D R, et al. Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(C2): 3255-3266.
- [22] White W B, Cayan D R, Lean J. Global upper ocean heat storage response to radiative forcing from changing solar irradiance and increasing greenhouse gas/aerosol concentrations. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(C10): 21355-21366.
- [23] 曲维政, 邓声贵, 黄菲, 等. 深海温度变化对太阳活动的响应. 第四纪研究, 2004, (3): 285-292.
- [24] van Loon H, Meehl G A, Shea D J. Coupled air sea response to solar forcing in the Pacific region during northern winter. *J Geophys Res*, 2007, 112(D2): D02108.
- [25] van Loon H, Meehl G A. The response in the Pacific to the Sun's decadal peaks and contrasts to cold events in the Southern Oscillation. *J Atmos Sol-Terr Phy*, 2008, 70: 1046-1055.
- [26] Meehl G A, Arblaster J M, Branstator G, et al. A coupled air-sea response mechanism to solar forcing in the Pacific region. *J Climate*, 2008, 21: 2883-2897.
- [27] Meehl G A, Arblaster J M. A lagged warm event-like response to peaks in solar forcing in the Pacific region. *J Climate*, 2009, 22: 3647-3660.
- [28] Tung K K, Zhou J S. The Pacific's response to surface heating in 130 yr of SST: La Niña-like or El Niño-like? *J Atmos Sci*, 2010, 67: 2649-2657.
- [29] Roy I, Haigh J D. Solar cycle signals in sea level pressure and sea surface temperature. *Atmos Chem Phys*, 2010, 10: 3147-3153.
- [30] Meehl G A, Arblaster J M, Matthes K, et al. Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. *Science*, 2009, 325: 1114-1118.
- [31] Roy I, Haigh J D. Solar cycle signals in the Pacific and the issue of timings. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2012, 69: 1446-1451.
- [32] Legras B, Mestre O, Bard E, et al. A critical look at solar-climate relationships from long temperature series. *Clim Past*, 2010, 6: 745-758.
- [33] Christoforou P, Hameed S. Solar cycle and the Pacific "centers of action". *Geophys Res Lett*, 1997, 24(3): 293-296.
- [34] Dickinson R E. Solar variability and the lower atmosphere. *Bull Am Meteorol Soc*, 1975, 56: 1240-1248.
- [35] White W B. Response of tropical global ocean temperature to the Sun's quasi-decadal UV radiative forcing of the stratosphere. *J Geophys Res*, 2006, 111: C09020.
- [36] Gray L J, Beer J, Geller M, et al. Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics*, 2010, 48: RG4001.
- [37] Misios S, Schmidt H. Mechanisms involved in the amplification of the 11-yr solar cycle signal in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Climate*, 2012, 25: 5102-5118.
- [38] Wang Y M, Lean J L, Sheeley J N R. Modeling the Sun's Magnetic Field and Irradiance since 1713. *The Astrophysical Journal*, 2005, 625: 522-538.
- [39] Levitus S, Antonov J I, Boyer T P, et al. World ocean heat content and thermocline sea level change (0-2000m), 1955-2010. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39: L10603.
- [40] Ishii M, Kimoto M. Reevaluation of historical ocean heat content variations with timevarying XBT and MBT depth bias corrections. *J Oceanogr*, 2009, 65: 287- 299.
- [41] Stephens C, Levitus S, Antonov J, et al. On the Pacific Ocean regime shift. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(19): 3721-3724.
- [42] Hasegawa T, Hanawa K. Decadal-scale variability of upper ocean heat content in the tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(6): 1272.

天气气候中太阳活动信号的敏感区域

王瑞丽^{1, 2} 肖子牛¹ 赵亮³ 周立旻⁴ 张庆云⁵

(1 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081; 2 成都信息工程学院, 成都 610225;

3 总参气象水文空间天气总站, 北京 100081; 4 华东师范大学地理信息科学教育部重点实验室, 上海 200062;

5 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

摘要: 太阳活动是地球气候形成的重要驱动因子, 与地球气候变化有密切的联系, 但研究分析发现, 地球气候对太阳活动变化的响应具有较大的空间差异, 地球上某些区域的天气气候对太阳活动更加敏感。主要介绍了对太阳活动变化特别敏感的三个响应区域, 即极地—北大西洋区域、热带地区和季风区的天气气候变化与太阳活动变化的联系。从不同的时间尺度上总结了太阳活动对极地—北大西洋区域的影响事实和可能机制, 指出了太阳活动对云微物理过程/平流层—对流层耦合的调制在其中扮演重要角色, 回顾了热带地区对流活动、海表温度以及ENSO循环中明显的太阳活动信号, 归纳了亚洲季风系统活动的边缘地区变率对太阳活动的响应。最后提出了未来关于天气气候中太阳活动信号的敏感区域研究中需要关注的一些科学问题。

关键词: 太阳活动, 天气气候, 敏感区, 北大西洋涛动 (NAO), ENSO, 亚洲季风

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2014.04.004

The Regions with Sensitive Signals of Solar Activities in Weather and Climate

Wang Ruili^{1, 2}, Xiao Ziniu¹, Zhao Liang³, Zhou Limin⁴, Zhang Qingyun⁵

(1 China Meteorological Administration (CMA) Training Centre, Beijing 100081 2 Chengdu University of Information

Technology, Chengdu 610225 3 Meteorological, Hydrological and Space Weather Observatory of General Staff, Beijing

100081 4 Key Laboratory of Geographic Information Science, Education Ministry, East China Normal University,

Shanghai 200062 5 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid

Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract: Solar activity is an important factor driving the formation of the Earth's climate, and is closely linked with global climate change. Studies found that the response of the Earth's climate change to solar activities is inhomogeneous in space. Weather and climate of certain regions on Earth are found more sensitive to solar activities. In this paper, we concentrate on sensitive responses to solar activity in the Arctic-North Atlantic, tropical and monsoon regions. The fact that solar activities have a great influence on polar-North Atlantic regions on different time scales is presented, and we believe that cloud microphysical processes and the stratosphere-troposphere coupling play an important role in modulating relationships as aforementioned. Then we reviewed significant solar signals in convection, sea surface temperature and the ENSO cycle in the tropics. The responses of monsoon regions, especially the Asian monsoon, to solar activities are summed up, the response being particularly active in the marginal areas of monsoon. Finally, scientific issues which need to be focused on are put forward for future investigation on the regions with sensitive signals of solar activities in weather and climate.

Keywords: solar activity, weather and climate, sensitive regions, NAO, ENSO, Asian monsoon

1 引言

太阳是一颗基本稳定的恒星, 但同时, 观测事实^[1-4]也表明它一直处于变化中, 即存在“太阳活动”。太阳活动是太阳大气层中一切活动现象的总

称, 主要包括太阳黑子、光斑、谱斑、耀斑、日珥和日冕瞬变事件等。作为太阳系唯一的恒星, 太阳是地球气候系统主要的能量来源, 太阳活动对地球天气气候变化的影响一直广受关注^[5-8]。长久以来, 人们对太阳活动和地球气候的关系开展了大量研究, 揭示了太阳活动影响天气气候变化的大量事实^[8-10]。与此同时, 人们注意到太阳活动对地球气候系统的影响在空间上是不均匀的, 存在一些敏感区域^[7, 11], 这可能与气候系统内部复杂的反馈过程有关^[12]。

收稿日期: 2013年12月14日; 修回日期: 2014年4月10日

第一作者: 王瑞丽 (1989—), Email: WangRL_06@163.com

通信作者: 肖子牛 (1965—), Email: xiaozn@cma.gov.cn

资助信息: 国家重大科学研究计划项目 (2012CB957804)

近年来,人们分析发现,地球气候系统对太阳活动的响应在极地—北大西洋、热带以及季风活动区域相当明显,这三个区域即我们关注的太阳活动响应敏感区。太阳活动信号与北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO)和北极涛动(Arctic Oscillation, AO)有极为密切的联系^[11, 13]。在极地和北大西洋北部,一方面,由于受到地磁极的影响,来自宇宙的高能带电粒子会在这里发生复杂的物理及化学变化,最终通过复杂的云微物理过程调节云量而影响到北大西洋气旋的活动;另一方面,这里是平流层—对流层耦合最活跃的地区,由太阳紫外辐射变化引起的平流层异常信号可通过平流层—对流层的动力耦合下传到对流层,调节对流层AO、NAO的强度及变率,进而影响更广泛区域的天气气候^[13-15],因此,极地—北大西洋区域可以看作是太阳影响地球天气气候的“敏感区域”之一。其次,热带地区的太阳活动信号主要体现在热带对流活动和海温的变化中^[16],在热带平流层,由于高臭氧含量,其温度和环流对太阳活动很敏感,太阳活动引起的平流层异常信号也可向下传播影响到热带对流层环流、热带海洋热容量、热带辐合带的活动以及ENSO等系统,这使得热带太平洋成为太阳活动影响气候的另一“敏感区域”。最后,最近的一些研究表明,季风活动区和气候类型的边缘地带(尤其是降水异常和旱涝带位置)包含有明显的太阳活动信号,其年代际变化可能受到太阳活动周期的影响和调制^[17-18]。确证这些特殊气候敏感区对太阳活动的响应过程,并探索这种敏感响应的原因,不仅有助于理解气候变化的原因,对气候预测也具有重要的应用价值。在“敏感区域”内,太阳活动对区域气候的影响可能通过大气内部动力作用(如遥相关等)传递到全球。因此,“敏感区域”可能是太阳活动影响全球气候的“中转站”,研究太阳活动对这些区域的影响具有重要意义。

有关天气气候中太阳活动信号的敏感区域的研究由来已久,本文首先总结回顾了太阳活动对极地—北大西洋区域的影响,并从不同的时间尺度介绍了影响事实和可能机制(第2节),之后在第3、第4小节分别讨论了热带地区、季风活动区对太阳活动的响应,最后在第五部分给出了全文的总结和讨论。

2 极地—北大西洋区域天气气候中的太阳活动信号

2.1 极地—北大西洋地区中太阳信号的观测事实

诸多研究^[19-21]表明,太阳活动对极地—北大西洋地区具有不可忽视的影响,该区域不仅是天气气候对

太阳活动响应的敏感区还是关键区,太阳活动的信号可能通过该区域传递到整个北半球。因此,为了更好地把握太阳活动对地球气候的影响,有必要明确认识太阳活动在不同时间尺度上影响极地—北大西洋区域的事实。

最近的一些研究^[22-25]发现,太阳活动可能在天气尺度上直接对极区—北大西洋大气低层的状况和环流产生影响,分析到两者之间直接关联的证据可以说明这一点。黄静等^[26]对冬季太阳风短时降速与AO等北半球中高纬度环流指数的时序进行重叠分析,发现短时太阳风降速会导致向亚极光带沉降的辐射带高能电子通量显著下降,同时,AO出现迅速的响应。该现象预示了太阳风与北半球中高纬大气环流可能存在快速的联系链。进一步分析关键天前后的地表气压差值场,发现在冬季,北半球极区是地面气压对太阳风速度变化响应的敏感区域。

在年际尺度上,对太阳风速度、太阳风电场、太阳辐射(含紫外线)的检测表明^[26-27],太阳风速度变化与北半球冬季中高纬度环流有密切联系,且与另两者的联系模式有明显差异。我们的工作也表明,太阳风速度与对流层的联系最为密切,超过信度检验的区域最大在极地和北大西洋上空,且随着高度的增加高相关区域逐渐收缩,说明太阳风速度的影响可能是直接作用于对流层的。Lu等^[28]指出在太阳极大期,12月—次年1月的太阳风动力气压(P_{swDJ})与中、后冬的北半球环状模(Northern Hemisphere Annular Mode, NAM)有显著的正相关,这种强相关从地面一直延伸到20hPa,这说明极涡增强,Brewer-Dobson(B-D)环流减弱,平流层—对流层耦合增强。而在太阳极小期, P_{swDJ} 与NAM呈负相关,且这种相关仅出现在春季平流层。此外,Boberg等^[29]的研究也表明太阳风通过地磁活动影响地球环境、太阳风电场与NAO存在某种物理联系。Bochniček等^[30]则从不同的物理量(气压、温度、盛行风分布)上都证实了太阳活动和地磁活动对冬季NAO的影响,其中地磁活动强(弱)年常常与NAO正(负)位相联系在一起。Kodera^[31]研究表明,在北半球冬季,NAO的空间结构受到太阳活动调制,在太阳活跃期,NAO具有半球特征,且这种特征从对流层一直延伸至平流层,这种空间结构与AO类似,而在太阳非活跃期,NAO信号被局限在对流层北大西洋(图1)。Keckhut等^[32]的研究部分验证了该结论,但更倾向于认为NAO在太阳活动低年(非最小年)较弱。此外,Ogi等^[33]认为,在太阳活动强年,冬季NAO与春、夏季气候有相当好的相关关系,

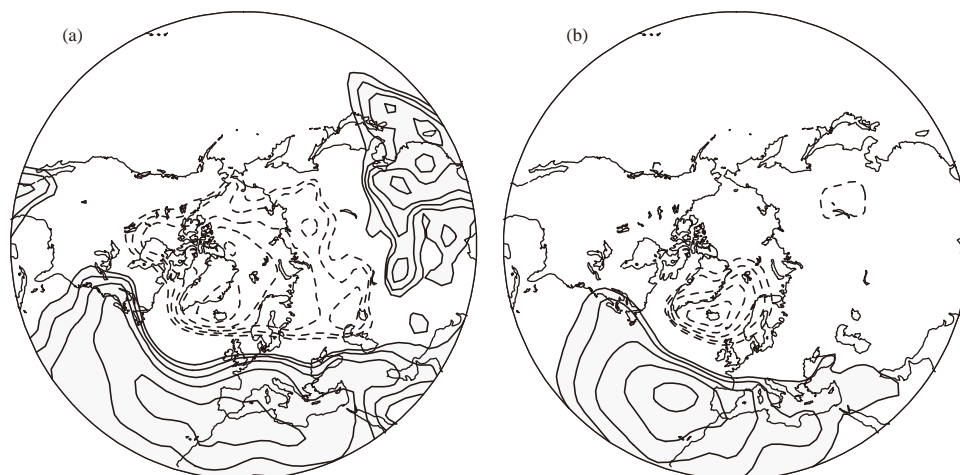


图1 1959—1997年间的太阳活跃期 (a) 和太阳非活跃期 (b) 12—3月平均NAO指数与海平面气压 (SLP) 相关图。等值线间隔0.1, 绝对值低于0.5的等值线省略, 正 (虚) 线表示正 (负) 值^[31]

冬季的NAO会影响到春季欧亚大陆的雪盖以及巴伦支海的海冰, 夏季NAO仍呈现出半球尺度的特征, 而在太阳活动弱年, 这种从冬至夏的联系则很弱。即在年际尺度上, 无论是在空间结构还是在时间持续性上, 极地—北大西洋气候对太阳活动的变化都相当敏感。

综上所述, 无论是在天气尺度还是在年际尺度上, 极地—北大西洋天气气候都会对太阳活动产生灵敏的响应, 且灵敏程度在太阳活动强弱年并不是对称的, 这可能与其作用机制和作用过程有关。有关作用机制的研究是目前重要的研究热点, 下面我们将讨论机制研究中的一些新进展。

2.2 太阳活动影响极地—北大西洋的可能机制

目前在太阳活动驱动气候变化的机制中, 空间天气机制是唯一能在短时间尺度上引起气象要素 (如气压、降水等) 变化的机制, 该机制认为太阳活动通过影响空间天气 (主要影响空间环境中的各种粒子通量), 通过对特定区域 (如北大西洋区域) 云微物理过程的影响, 导致云层宏观特征变化, 引起全球辐射平衡变化, 最后驱动气候变化^[28, 34]。Tinsley等^[35]对1953—1985年间太阳日冕物质抛射 (Coronal Mass Ejection, CME) 事件引起的“福布希下降 (Forbush Decrease, FD)”事件与同期北半球高纬度冬季气旋的涡度进行了统计, 研究表明, 在 40° — 60° N海洋上的冬季气旋涡度变化与FD事件有很好的相关性, 冬季气旋涡度变化的强度与FD的强度成反比。近年来, 有诸多研究关注^[24-25]高能太阳质子事件 (Solar Proton Event, SPE) 在北大西洋地区的大气响应。Veretenenko等^[24-25]的研究表明, SPE事件期间的北大西洋冬季气旋涡度对太阳能量粒子通量变化有显著的

响应, 即随能量粒子通量上升气旋涡度明显的增强。SPE事件加剧会引起平流层格陵兰岛南部东海岸等压面的显著下降, 同时伴随着北大西洋气旋涡度的增长, 从而影响气旋的发展和再生, 其物理机制可能涉及辐射强迫和云量变化。

直接用太阳辐射的微小变化来解释太阳变率对极地—北大西洋年代际变化的影响存在很多困难, 这迫使人们寻找一种合理的信号放大机制来解释太阳活动是如何驱动气候变化的, 太阳紫外辐射—臭氧机制无疑是一种很好的途径。首先, 在一个黑子周期内, 太阳紫外辐射有较大变化, 因此臭氧浓度也随之变化^[36], 通过正反馈作用, 这种太阳活动引起的辐射—光化学过程会被进一步放大, 并在平流层温度场和环流场上产生显著的太阳活动信号, 尤其是在热带平流层的上部和下部^[37]。其次, 平流层—对流层存在活跃的动力耦合: 无论是观测和模式, 均表明通过行星波活动引发动量传输, 位于平流层中上层的异常信号可向极和向下传播^[38-41], 从而作用于对流层极地—北大西洋区域。这两个事实把太阳—平流层关系和平流层—对流层耦合过程串联起来, 能合理解释极地—北大西洋对太阳活动的敏感响应。正如前文所述, 在太阳活动强年NAO较活跃, 这体现了更强烈的北半球平流层—对流层耦合。对于太阳活动强年平流层—对流层耦合更加活跃的原因, 以Kodera为代表的国外学者展开了系统地研究, 认为行星波活动和传播的异常起到了重要作用^[38, 42-43]。认识平流层环流季节演变特征是理解这一问题的基础: 在平流层的冷季, 大气环流存在辐射控制和动力控制两个阶段, 冬季早期平流层环流呈辐射控制特征, 由于太阳辐射不

均匀引起的经向温度梯度较大，在副热带平流层顶产生一支急流；随着季节的推移，隆冬和后冬阶段太阳辐射加热作用减弱，此时平流层西风急流的强弱变化主要由对流层上传的行星波强度调节，称为动力控制阶段^[36]。太阳活动强年强的平流层—对流层耦合与辐射控制阶段的显著延长有关，季节演变的推迟使得冬季副热带平流层顶西风增强，严重阻碍了来自对流层中高纬行星波的垂直传播。众所周知，冬季来自对流层向上传播的行星波具有两支波导，分别具有明显的水平分量和垂直分量^[44]，当垂直传播受到阻碍时，在西风急流对波的折射作用下，行星波水平传播活跃，由此产生的强烈的Eliassen-Palm (E-P) 通量散度对纬向平均纬向风产生显著影响，热带外纬向风异常呈经向偶极子分布，而且这种偶极子分布从平流层一直延伸到对流层，最终导致了NAO发展成为半球尺度结构且更加活跃(图2)。综上，太阳活动通过影响平流层大气的热力和动力结构，进而调节准定常行星波的传播路径，使得平流层—对流层耦合发生剧烈变化，最终对极地—北大西洋区域气候产生显著影响。

3 热带地区的太阳活动信号

太阳活动信号在热带地区主要体现在热带对流活动和海温变化中，尤其表现在对ENSO事件的调制和影响上。

诸多研究^[45-47]表明，太阳活动与热带对流活动的

强弱变化有密切联系。统计分析表明，当宇宙线出现FD时，全球雷电活动也相应的下降约20%~30%。进一步的分析发现，雷电活动对宇宙线FD事件的响应没有明显的延迟，其响应过程在1天左右即可发生，并可持续3天，说明这个响应很可能是太阳活动的直接作用。对不同纬度带FD现象的统计分析发现，该现象在热带地区最为明显。此外，最近我们在分析热带大气活动的一些系统时，发现其中存在对太阳活动明显的响应信号，在6—8月夏季太阳黑子峰年和谷年的西太平洋热带区域射出长波辐射(Outgoing Long-wave Radiation, OLR)合成场存在明显的差异。在太阳黑子峰年该区域的OLR为负异常，说明对流活动较强，而在太阳黑子谷年该区域为正异常，说明该区域对流活动较弱。

热带海洋中也存在明显的太阳活动信号。近期，我们在西太平洋暖池区域、赤道东太平洋区域海洋700m深热容量的时间演变上均发现了较为明显的11年和准20年周期，说明这些区域的热容量演变中含有明确的太阳周活动信号。在太阳活动与海温的关系上，不同的研究得到不同甚至相反的观点。从观测分析的角度，van Loon等^[48]发现在太阳活动峰值年，热带太平洋海温呈拉尼娜(La Niña)型分布(图3)。进一步，ENSO信号可以通过大气遥相关传播到副热带。Meehl等^[9]发现在太阳活动峰值年的冬季，北太

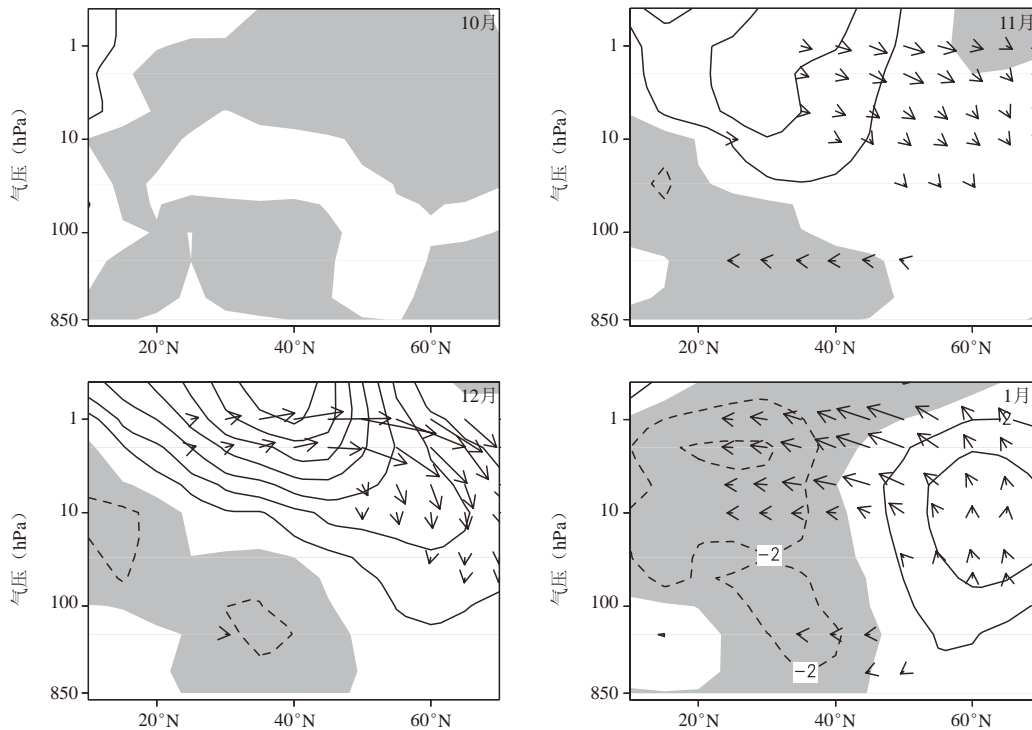


图2 10, 11, 12, 1月太阳活动强弱年北半球E-P通量(箭头)和纬向平均纬向风(等值线间隔 $2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)合成差值。零等值线省略，大于(小于)零的等值线为实(虚)线，阴影区为负值^[36]

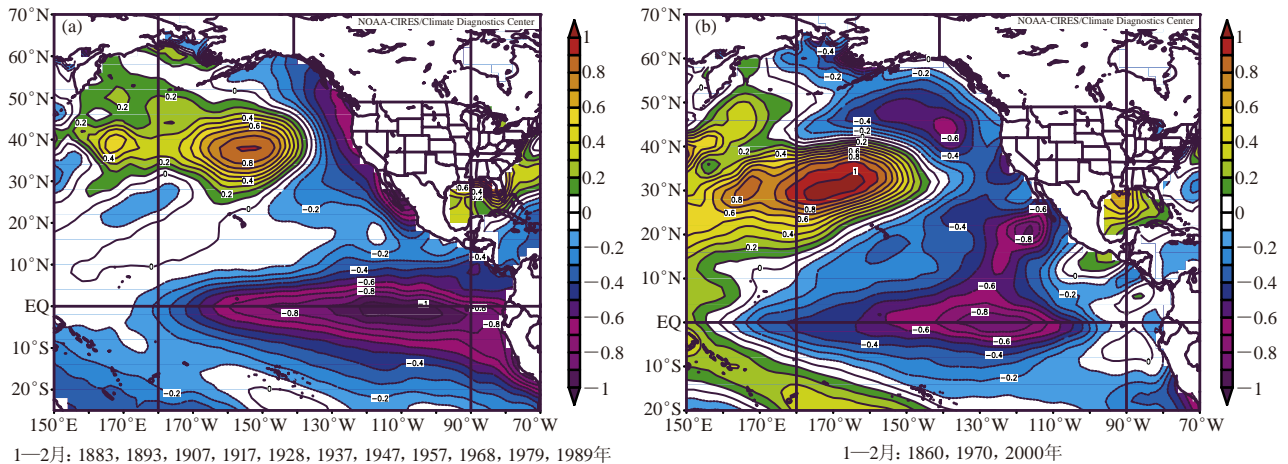


图3 (a) 1880—1990年太阳活动峰值年冬季平均海表温度异常合成(单位: $^{\circ}\text{C}$), 绝对值大于0.5的区域通过置信水平为95%的信度检验。(b) 同图(a), 但是为针对没包含在其中的太阳活动峰值年: 1860, 1870, 2000年^[48]

平洋上空存在异常反气旋, 阿留申低压减弱, 这显然和La Niña现象激发的太平洋—北美型(Pacific-North American Pattern, PNA)遥相关是密切相关的。然而White等^[49]通过数值模拟却得到了恰恰相反的结论, 他们发现太阳活动峰值年常与ENSO暖位相匹配, 滤波后的海温证实了这一结果。此外, 他们还提出非线性位相锁定能够解释赤道东太平洋海表温度(SST)变率的重要部分。那究竟是什么原因造成这两种完全不同的结果呢? 事实上, van Loon等^[48]仅仅选取了太阳活动的峰值年进行了合成, 样本长度有限, 若对比更多的太阳活动偏强和偏弱年份, 可发现太阳活动偏强时赤道中东太平洋存在弱的厄尔尼诺(El Niño)现象。这可能是因为在太阳活动峰值年附近若有La Niña事件发生, 紧随其后往往就有El Niño发生, 平均起来, 海温更接近ENSO暖位相。有趣的是, 尽管Roy等^[50]得到了与van Loon等^[48]相反的海温型, 但他们依然发现北太平洋存在异常高压, 说明这个系统很可能是独立于ENSO和PNA而存在的, 因此他们认为这个高压系统可能和平流层—对流层的耦合作用有关, 在太阳活动峰值年, 由于Hadley环流向北扩展, 太平洋上空的副热带高压位置更偏北, 造成北太平洋的气压偏高; 同时副高位置的偏北, 也导致信风减弱, 从而触发El Niño。

从物理机制上讲, 太阳活动影响ENSO至少有两种方式: 一种是通过平流层—对流层耦合作用, 另一种是通过云—辐射机制。对于平流层—对流层耦合作用, Haigh^[51]通过数值模拟发现, 增强的太阳活动可以引起平流层变暖, 从而引起平流层风场和对流层Hadley环流下沉支向高纬移动, 导致ENSO系统发生变化。对于云—辐射机制, Farrar^[52]发现太平洋中部

的云量与NINO3指数有高相关关系。Marsh等^[53]根据国际卫星云气候学计划(International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP)数据, 得出低云量受太阳活动调制的结论, 尽管该结论受到争议, 但它提供了太阳活动影响ENSO的一种可能途径。此外, Ruzmaikin^[54]认为, ENSO可能并不只是单一地响应外部强迫, 而且还通过随机共振机制激发大气异常状态(如PNA), 从而放大太阳强迫对天气气候的影响。

综上所述, 热带也是天气气候对太阳活动响应的一个重要的敏感区, 热带对流活动、海温(ENSO事件)对太阳活动的变化有明显的响应, 这种响应的机制现在虽然还不完全清楚, 但可能与太阳活动对平流层—对流层耦合、云过程的影响有关。

4 季风活动区的太阳活动信号

自1801年英国科学家Herschel^[55]首先发现太阳黑子与降水的关系间接控制着伦敦小麦的价格后, 200多年来, 许多科学家不断探索季风气候与太阳变率的关系。近年来, 一些研究表明, 太阳强迫效应在某些特定条件下显示出很强的信号^[56-61], 特别是在一些季风活动区其信号特征更为明显。例如, 北美的干旱周期^[56, 62-64], 非洲^[56, 65-67]、大洋洲和南美洲^[68-69]的降水, 印度和阿拉伯半岛的季风^[70-74], 都展现出了与太阳活动变化的一致性 or 相关性, 在年代际尺度上尤为明显。而且, 还发现相邻的区域可能出现相反的响应特征或者没有响应^[17, 59, 69], 这暗示太阳活动对季风的年代际调制作用存在明显的区域差异。

气候带边界受太阳活动调制是季风敏感响应区域形成的重要原因。太阳作为整个地球的能量源, 为什么地球气候对它的响应存在区域性差异? 最近一些相互独立的研究都发现, 对流层内气候系统对外部强迫

的动力响应往往在其边缘处可以被检测到：一些重要的气候系统或大气环流边界在太阳活动高年，倾向于向极地偏移或扩展，比如，印度季风^[73, 75]、Hadley环流、费雷尔（Ferrel）环流和副热带急流^[76-79]；在太阳活动低年，倾向于向赤道偏移，例如，北大西洋风暴路径^[80]。这些研究指出，太阳活跃期，Hadley环流扩大，导致副热带干旱区向北扩展，使得某些地区脱离原先的季风区，降水量反而偏少，而某些陆面地区由于季风的加强而降水偏多^[66, 78]。对东亚季风区的分析发现，气候的响应有显著的区域性特征。太阳黑子数极大（极小）年的东亚地区的动力、热力场分布有显著不同，如东亚东部高纬气温出现负（正）异常，东亚东部中纬降水呈现负（正）异常，而东亚东部低纬对流场呈现负（正）异常等。这启发我们，局地气候系统边界可能是研究气候与太阳活动关系的一个重要切入点，将局地气候系统边缘区和中心区区分开，分别加以研究，并进行对比，可能会得到比较好的效果。

作为东亚季风区域的一部分，中国大陆可分为季风区、西风区以及它们的交界区^[81]，这一交界区（东亚夏季风北界区域）是气候敏感带^[82]，许多旱涝异常、气候灾害事件都发生在这一区域^[81, 83]。最近，赵亮等^[84]、Zhao等^[17]发现这一区域确实对太阳活动11年周期的响应相当敏感，这里的太阳信号相对于季风区内部和西风控制区显著偏强。Wang等^[18]进一步揭示了这里成为太阳活动响应敏感区域的原因，图4分别给出了低层700hPa水平环流和垂直环流在太阳活动的强年和弱年的差值，东亚夏季风前沿（北边缘，30°N以北地区）位置存在较大差异。太阳黑子数高年6月

东亚夏季风能够更强地影响到更北的地区，北至淮河流域大部分地区的降水中都可以发现显著的太阳周期变化信号。此外，东亚夏季风北界存在明显的年代际变化，这种年代际变化主要受太阳活动调制，在太阳活动强年，季风北界偏北，季风影响范围大，使交界区受季风控制，降水偏多，易发生洪涝、泥石流等灾害；而在太阳活动相对较弱年，季风北界偏南，季风影响不到这里，该区域受西风带控制，降水偏少，易发生干旱。除了夏季风，东亚冬季风也受到太阳活动的调制^[27]，Chen等^[85]发现太阳活动可以调节AO与东亚气温之间相关的强弱：太阳活动强年，AO正位相下亚洲北部增暖明显，东亚为显著反气旋控制，东亚大槽显著减弱，而在太阳活动偏弱年，AO和东亚气候的关联则不那么显著。而在季风中心区（西风主控区），无论太阳高年还是低年，都受（不受）季风影响，所以这里的太阳信号比交界区弱也就可以理解了。这暗示东亚季风系统可能在太阳活动影响气候要素年代际变化过程中起到重要的修改（放大或缩小）信号的作用。

5 结论与讨论

地球气候系统对太阳活动的响应是当前大气科学领域中的一个热点和前沿问题，本文主要介绍了其中对太阳活动响应的几个敏感区域及其可能机制。首先，讨论了太阳活动在不同时间尺度上对极地—西太平洋区域的影响，在天气尺度上，太阳活动通过影响空间天气对该区域云微物理过程的调制，引起北半球中高纬大气环流的快速响应；在年际尺度上，太阳活动通过影响平流层的季节进程，改变行星波

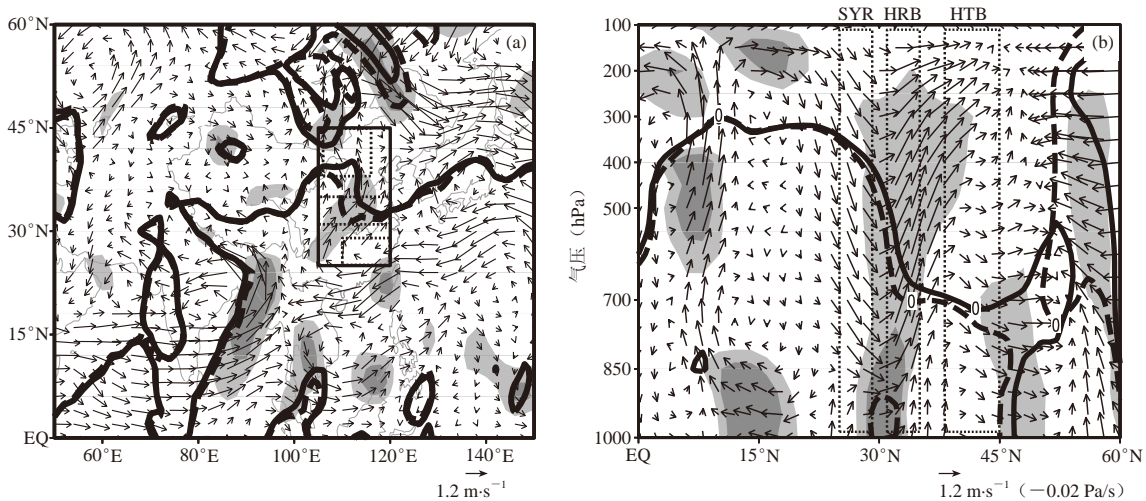


图4 1901—2006年6月太阳活动的强年和弱年的 (a) 700hPa大气水平风 (单位: $1.2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 和 (b) 沿着经度110°E的剖面上的经向风 (单位: $1.2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 与垂直风压 (单位: -0.02Pa/s , 向上为正) 的合成差值场。图中的粗实/长虚线分别为太阳活动强/弱年平均南风速度为 $0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 轮廓, 代表东亚夏季风的边缘。较暗和较亮阴影部分分别表示经向风差值通过置信水平为95%和80%的信度检验^[18]

的传播,使平流层—对流层耦合在太阳活动强年更强,NAO/AO活跃,极地—北大西洋区域受太阳活动影响更强。其次,热带地区是天气气候对太阳活动响应的另外一个重要的敏感区,热带对流活动、海温(ENSO)对太阳活动的变化都有明显的响应,这可能也与太阳活动调节云微物理过程有关。此外,还提出季风系统边界可能是研究气候与太阳活动关系的一个重要切入点,总结了太阳对季风活动区的影响,尤其关注东亚季风区,认为东亚夏季风北界区域是气候敏感带,其年代际变化主要受太阳活动调制,在太阳高(低)年,季风北界偏北(南);而在季风中心区(西风主控区),无论太阳高年还是低年,都受(不受)季风影响。

从上述对太阳活动响应的三个敏感区的研究工作总结中可以发现,三个敏感区的大气环流和气候系统中都存在不同时间尺度的太阳活动信号,但是其作用的机理还有待于进一步的揭示和验证。现有的研究主要以观测分析为主,这些工作还不能有效地揭示太阳活动对敏感区影响的物理机制,数值模拟可以帮助澄清这些问题。更重要的是,这些敏感区对太阳活动响应的结果如何在气候系统的非线性相互作用中产生影响,进而直接或间接地对全球气候产生影响?敏感区这些强烈的太阳活动信号,会随着时间耗散掉,还是会触发全球的气候振荡和变化?这都是急需深入研究的问题。

参考文献

- Gleissberg W. A table of secular variations of the solar cycle. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 1944, 49(4): 243-244.
- Eddy J A. The maunder minimum. *Science*, 1976, 192(4245): 1189-1202.
- Benestad R E. *Solar activity and Earth's climate*. Berlin: Springer, 2002.
- Svalgaard L. Solar activity—past, present, future. *Journal of Space Weather and Space Climate*, 2013, 3: A24.
- Reid G C. Influence of solar variability on global sea surface temperatures. *Nature*, 1987, 129: 142-143.
- Tinsley B A. Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics in the troposphere. *Space Science Reviews*, 2000, 94(1-2): 231-258.
- Gray L J, Beer J, Geller M, et al. Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics*, 2010, 48, RG4001, doi:10.1029/2009RG000282.
- 赵亮,徐影,王劲松,等.太阳活动对近百年气候变化的影响研究进展. *气象科技进展*, 2011(4): 37-48.
- Meehl G A, Arblaster J M, Branstator G, et al. A coupled air-sea response mechanism to solar forcing in the Pacific region. *Journal of Climate*, 2008, 21(12): 2883-2897.
- Ineson S, Scaife A A, Knight J R, et al. Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere. *Nature Geoscience*, 2011, 4(11): 753-757.
- Boberg F, Lundstedt H. Solar wind electric field modulation of the NAO: a correlation analysis in the lower atmosphere. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(15): 1825.
- Rind D. The Sun's role in climate variations. *Science*, 2002, 296(5568): 673-677.
- Chandra S, McPeters R. The solar cycle variation of ozone in the stratosphere inferred from Nimbus 7 and NOAA 11 satellites. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1994, 99(D10): 20665-20671.
- Shindell D T, Schmidt G A, Miller R L, et al. Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2001, 106(D7): 7193-7210.
- Carslaw K, Harrison R, Kirkby J. Cosmic rays, clouds, and climate. *Science*, 2002, 298(5599): 1732-1737.
- Klein S A, Soden B J, Lau N-C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *Journal of Climate*, 1999, 12(4): 917-932.
- Zhao L, Wang J, Zhao H. Solar cycle signature in decadal variability of monsoon precipitation in China. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2012, 90(1): 1-9.
- Wang J S, Zhao L. Statistical tests for a correlation between decadal variation in June precipitation in China and sunspot number. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2012, 117(D23), doi: 10.1029/2012JD018074.
- Huth R, Bochníček J, Hejda P. The 11-year solar cycle affects the intensity and annularity of the Arctic Oscillation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2007, 69(9): 1095-1109.
- Brugnara Y, Brönnimann S, Luterbacher J, et al. Influence of the sunspot cycle on the Northern Hemisphere wintertime circulation from long upper-air data sets. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 2012, 12(11): 30371-30407.
- Weng H. Impacts of multi-scale solar activity on climate. Part I: Atmospheric circulation patterns and climate extremes. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2012, 29(4): 867-886.
- Zhou L, Tinsley B, Huang J. Effects on winter circulation of short and long term solar wind changes. *Advances in Space Research*, 2013, doi: 10.1016/j.asr.2013.09.017.
- Artamonova I, Veretenenko S. Cosmic ray variation influence on the duration of elementary synoptic processes. in *Proceedings of 8-th Int. Conf. Problems of Geocosmos*, 2010.
- Veretenenko S, Thejll P. Cyclone regeneration in the North Atlantic intensified by energetic solar proton events. *Advances in Space Research*, 2005, 35(3): 470-475.
- Veretenenko S, Thejll P. Effects of energetic solar proton events on the cyclone development in the North Atlantic. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2004, 66(5): 393-405.
- 黄静,周立昱,肖子牛,等.天气尺度到气候尺度太阳风变速对中高纬大气环流的影响. *空间科学学报*, 2013, 33(6): 637-644.
- 周立昱, Tinsley B, 郑祥民, 等. 太阳活动驱动气候变化空间天气机制研究进展. *地球科学进展*, 2007(11): 1099-1108.
- Lu H, Jarvis M J, Hibbins R E. Possible solar wind effect on the northern annular mode and northern hemispheric circulation during winter and spring. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2008, 113(D23), doi: 10.1029/2008JD010848.
- Boberg F, Lundstedt H. Solar wind variations related to fluctuations of the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(15): 13-1-13-4.
- Bochníček J, Hejda P. The winter NAO pattern changes in association with solar and geomagnetic activity. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2005, 67(1): 17-32.
- Kodera K. Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: implication in the spatial structure of the NAO. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(8): 59-1-59-4.
- Keckhut P, Cagnazzo C, Chanin M L, et al. The 11-year solar-cycle effects on the temperature in the upper-stratosphere and mesosphere: Part I—assessment of observations. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2005, 67(11): 940-947.
- Ogi M, Yamazaki K, Tachibana Y. Solar cycle modulation of the seasonal linkage of the North Atlantic Oscillation (NAO). *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(22), doi: 10.1029/2003GL018545.

- [34] 张亮, 王赤, 傅绥燕. 太阳活动与全球气候变化. 空间科学学报, 2011, 31(5): 549-566.
- [35] Tinsley B A, Deen G W. Apparent tropospheric response to MeV-GeV particle flux variations: a connection via electrofreezing of supercooled water in high-level clouds? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1991, 96(D12): 22283-22296.
- [36] Haigh J D. The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. *Nature*, 1994, 370(6490): 544-546.
- [37] Frame T H, Gray L J. The 11-yr solar cycle in ERA-40 data: An update to 2008. *Journal of Climate*, 2010, 23(8): 2213-2222.
- [38] Kodera K, Kuroda Y. Dynamical response to the solar cycle. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107(D24): 4749.
- [39] Kodera K, Yamazaki K, Chiba M, et al. Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere. *Geophysical Research Letters*, 1990, 17(9): 1263-1266.
- [40] Dunkerton T J. Midwinter deceleration of the subtropical mesospheric jet and interannual variability of the high-latitude flow in UKMO analyses. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2000, 57(23): 3838-3855.
- [41] Gray L, Sparrow S, Juckes M, et al. Flow regimes in the winter stratosphere of the northern hemisphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2003, 129(589): 925-945.
- [42] Baldwin M P, Dunkerton T J. The solar cycle and stratosphere-troposphere dynamical coupling. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2005, 67(1): 71-82.
- [43] Kodera K, Kuroda Y. A possible mechanism of solar modulation of the spatial structure of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2005, 110(D2), doi: 10.1029/2004JD005258.
- [44] Wen C, Ronghui H. The propagation and transport effect of planetary waves in the Northern Hemisphere winter. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002, 19(6): 1113-1126.
- [45] Dickinson R E. Solar variability and the lower atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1975, 56(12): 1240-1248.
- [46] Bering E. The global circuit: Global thermometer, weather by-product or climatic modulator? *Reviews of Geophysics*, 1995, 33(S2): 845-862.
- [47] Bhattacharya A, Kar S, Bhattacharya R. Response of thunderstorm and lightning activity to solar modulation of atmospheric electrification. *Theoretical and Applied Climatology*, 1997, 58(1-2): 95-103.
- [48] van Loon H, Meehl G A, Shea D J. Coupled air-sea response to solar forcing in the Pacific region during northern winter. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(D2): D02108.
- [49] White W B, Liu Z. Non-linear alignment of El Niño to the 11-yr solar cycle. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(19), doi: 10.1029/2008GL034831.
- [50] Roy I, Haigh J D. Solar cycle signals in sea level pressure and sea surface temperature. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, 10(6): 3147-3153.
- [51] Haigh J D. The impact of solar variability on climate. *Science*, 1996, 272(5264): 981-984.
- [52] Farrar P D. Are cosmic rays influencing oceanic cloud coverage—or is it only El Niño? *Climatic Change*, 2000, 47(1-2): 7-15.
- [53] Marsh N, Svensmark H. Galactic cosmic ray and El Niño—Southern Oscillation trends in International Satellite Cloud Climatology Project D2 low-cloud properties. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D6), doi: 10.1029/2001JD001264.
- [54] Ruzmaikin A. Can El Niño amplify the solar forcing of climate? *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(15): 2255-2258.
- [55] Herschel W. Observations tending to investigate the nature of the Sun, in order to find the causes or symptoms of its variable emission of light and heat; with remarks on the use that may possibly be drawn from solar observations. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 1801, 91: 265-318.
- [56] Currie R G. Variance contribution of luni-solar (Mn) and solar cycle (Sc) signals to climate data. *International Journal of Climatology*, 1996, 16(12): 1343-1364.
- [57] Sud Y, Walker G, Mehta V, et al. Relative importance of the annual cycles of sea surface temperature and solar irradiance for tropical circulation and precipitation: A climate model simulation study. *Earth Interactions*, 2002, 6(2): 1-32.
- [58] Lambert F H, Stott P A, Allen M R, et al. Detection and attribution of changes in 20th century land precipitation. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(10), doi: 10.1029/2004GL019545.
- [59] Meehl G A, Arblaster J M, Matthes K, et al. Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. *Science*, 2009, 325(5944): 1114-1118.
- [60] Liu J, Wang B, Ding Q, et al. Centennial variations of the global monsoon precipitation in the last millennium: results from ECHO-G model. *Journal of Climate*, 2009, 22(9): 2356-2371.
- [61] Wasko C, Sharma A. Effect of solar variability on atmospheric moisture storage. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(3), doi: 10.1029/2008GL036310.
- [62] Stockton C, Mitchell Jr J, Meko D. A reappraisal of the 22-year drought cycle. in *Weather and Climate Responses to Solar Variations*, edited by McCormac B M. Boulder: Colorado Associated Universities Press, 1983.
- [63] Perr C A. Solar-irradiance variations and regional precipitation fluctuations in the Western USA. *International Journal of Climatology*, 1994, 14(9): 969-983.
- [64] Cook E R, Meko D M, Stockton C W. A new assessment of possible solar and lunar forcing of the bidecadal drought rhythm in the western United States. *Journal of Climate*, 1997, 10(6): 1343-1356.
- [65] Currie R G. Luni-solar 18.6- and 10 ~ 11-year solar cycle signals in South African rainfall. *International Journal of Climatology*, 1993, 13(3): 237-256.
- [66] Verschuren D, Laird K R, Cumming B F. Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years. *Nature*, 2000, 403(6768): 410-414.
- [67] Verschuren D, Damsté J S S, Moernaut J, et al. Half-precessional dynamics of monsoon rainfall near the East African Equator. *Nature*, 2009, 462(7273): 637-641.
- [68] Currie R G, Vines R G. Evidence for luni-solar Mn and solar cycle Sc signals in Australian rainfall data. *International Journal of Climatology*, 1996, 16(11): 1243-1265.
- [69] Thresher R E. Solar correlates of Southern Hemisphere mid-latitude climate variability. *International Journal of Climatology*, 2002, 22(8): 901-915.
- [70] Neff U, Burns S, Mangini A, et al. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature*, 2001, 411(6835): 290-293.
- [71] Burns S J, Fleitmann D, Mudelsee M, et al. A 780-year annually resolved record of Indian Ocean monsoon precipitation from a speleothem from south Oman. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107(D20): 4434.
- [72] Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science*, 2003, 300(5626): 1737-1739.
- [73] Kodera K. Solar influence on the Indian Ocean Monsoon through dynamical processes. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(24), doi: 10.1029/2004GL020928.
- [74] Bhattacharyya S, Narasimha R. Possible association between Indian monsoon rainfall and solar activity. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(5), doi: 10.1029/2004GL021044.
- [75] Loon H, Meehl G A. The Indian summer monsoon during peaks in the 11 year sunspot cycle. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(13), doi: 10.1029/2012GL051977.
- [76] Haigh J D. The effects of solar variability on the Earth's climate. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2003, 361(1802): 95-111.
- [77] Gleisner H, Thejll P. Patterns of tropospheric response to solar variability. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(13), doi: 10.1029/2003GL017129.

- [78] Haigh J D, Blackburn M, Day R. The response of tropospheric circulation to perturbations in lower-stratospheric temperature. *Journal of Climate*, 2005, 18(17): 3672-3685.
- [79] Brönnimann S, Ewen T, Griesser T, et al. Multidecadal signal of solar variability in the upper troposphere during the 20th century. *Space Science Reviews*, 2006, 125(1-4): 305-317.
- [80] Martin-Puertas C, Matthes K, Brauer A, et al. Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum. *Nature Geoscience*, 2012, 5(6): 397-401.
- [81] Qian W, Ding T, Hu H, et al. An overview of dry-wet climate variability among monsoon-westerly regions and the monsoon northernmost marginal active zone in China. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2009, 26(4): 630-641.
- [82] 孙国武, 汤绪, 李江萍. 夏季风北边缘与沙尘暴的研究. *高原气象*, 2008, 27(5): 1088-1093.
- [83] 黄荣辉, 周连童. 我国重大气候灾害特征、形成机理和预测研究. *自然灾害学报*, 2002, 11(1): 1-9.
- [84] 赵亮, 王劲松. 106年来太阳黑子数与全球夏季降水的统计关系 // 中国气象学会第五届副热带气象学术业务研讨会论文集, 2009.
- [85] Chen W, Zhou Q. Modulation of the Arctic Oscillation and the East Asian winter climate relationships by the 11-year solar cycle. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2012, 29: 217-226.

新书架 NEW BOOK

感兴趣的读者可以到中国气象局图书馆查阅



《气象与健康: 应用气象心理学分析》

编著者: 姜海如, 闻新国
出版者: 气象出版社
出版年: 2014



《气象信息技术》

编著者: 孔璐, 等
出版者: 国防工业出版社
出版年: 2014



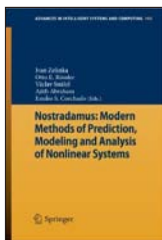
《气候变化与国家海洋战略——影响与风险评估》

编著者: 张轶, 等
出版者: 气象出版社
出版年: 2014



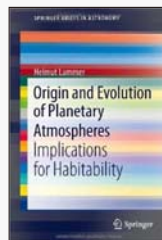
《气候与气候变化基础知识》

编著者: 肖子牛
出版者: 气象出版社
出版年: 2014



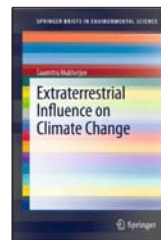
Nostradamus: Modern Methods of Prediction, Modeling and Analysis of Nonlinear Systems
《预言者: 非线性系统预测、模拟和分析的现代方法》

编著者: Ivan Zelinka 等
出版者: Springer
出版年: 2012



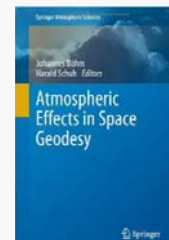
Origin and Evolution of Planetary Atmospheres: Implications for Habitability
《行星大气的起源与演化: 对宜居性的影响》

编著者: Helmut Lammer
出版者: Springer
出版年: 2012



Extraterrestrial Influence on Climate Change
《地外因素对气候变化的影响》

编著者: Saumitra Mukherjee
出版者: Springer
出版年: 2012



Atmospheric Effects in Space Geodesy
《空间大地测量学中的大气影响》

编著者: Johannes Böhm 等
出版者: Springer
出版年: 2013

极区太阳能量粒子沉降对高纬臭氧含量影响研究进展

黄聪^{1,2} 张效信¹ 曹冬杰¹ 王维和¹ 黄富祥¹ 肖子牛³ 林冠宇⁴ 刘丹丹¹

(1 国家卫星气象中心空间天气室, 北京 100081;

2 中国科学院近地空间环境重点实验室, 中国科学技术大学, 合肥 230026;

3 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081; 4 中国科学院长春光学精密机械与物理研究所, 长春 130000)

摘要: 在极区, 太阳能量粒子沉降对于臭氧的影响一直是国际空间科学界研究的热点。介绍了太阳能量粒子沿地球磁场磁力线进入极区后造成高纬地区臭氧含量损耗的机制, 典型太阳能量粒子沉降事件造成臭氧损耗的观测研究以及国际上对于沉降粒子与臭氧损耗的模式模拟。讨论了目前应用大气化学耦合模式在分析太阳能量粒子沉降造成的臭氧损耗为气候变化带来的影响方面的工作, 及一些极端空间天气事件的模拟结果。

关键词: 太阳能量粒子, 臭氧, 大气化学, 空间天气

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2014.04.005

Advances in Study of Solar Energetic Particle Precipitations Impact on Polar Ozone

Huang Cong^{1,2}, Zhang Xiaoxin¹, Cao Dongjie¹, Wang Weihe¹, Huang Fuxiang¹, Xiao Ziniu³, Lin Guanyu⁴, Liu Dandan¹

(1 Space Weather Division, National Satellite Meteorological Centre, Beijing 100081

2 CAS Key Laboratory of Geospace Environment, University of Science & Technology of China, Chinese Academy of Sciences, Hefei 230026 3 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

4 Changchun Institute of Optics, Fine Mechanics and Physics, Chinese Academy of Sciences, Changchun 130000)

Abstract: How solar energetic particles impact on polar ozone content is a highlight of space science study. This article introduces the mechanism that solar energetic particle precipitations induce the depletion of ozone when these particles go into the atmosphere along the magnetic lines, the observations on typical ozone depletions caused by particle precipitations and the modeling results. We also discuss the applications of atmospheric chemistry coupling models on how ozone depletions caused by particle precipitations impact on climate change and the model simulations of extreme space weather events.

Keywords: solar energetic particles, ozone, atmospheric chemistry, space weather

1 引言

在诸多太阳活动影响地球气候的理论中, 作为通过地球磁力线开放区域——极区而进入到地球大气的太阳能量粒子沉降 (Solar Energetic Particle Precipitation, SEPP), 可以直接作用于大气, 改变其

中的成分从而调制大气中臭氧含量的驱动机制, 成为了近年来国际上的一个研究热点。

在剧烈的空间天气事件期间, 大量高能粒子从地球磁力线开放区域进入到极盖区大气。随着能量的增加, 这些粒子甚至可以达到20km的高度^[1]。粒子的电离作用会产生大量的奇氮 (NO_x) 物质, 这些物质是大气中臭氧的消耗源, 而这样的事件一般会持续几小时到几天。高能粒子沉降对高空大气臭氧含量影响较大, 对40km以下大气中的臭氧含量影响则较小。但在剧烈的磁暴活动中, 随着进入大气的高能粒子能量的增加, 40km以下大气中的臭氧含量也会有明显的消耗 (10%~20%), 且持续时间较长 (1~2个月)。作为平流层主要热源的臭氧含量的改变, 势必影响到平

收稿日期: 2013年12月27日; 修回日期: 2014年3月12日
第一作者: 黄聪 (1978—), Email: huangc@cma.gov.cn
资助信息: 国家重大科学研究计划项目 (2012CB957801, 2012CB957803); 国家重点基础研究发展计划项目 (2011CB811400), 国家高技术研究发展计划 (2010AA122205, 2012AA121000), 国家自然科学基金项目 (41004085, 41074126), 中科院重点实验室专项基金资助项目

流层的热平衡和大气环流,这种改变再通过某种大气波动机制传导到对流层大气从而影响到地球的天气气候。但太阳能量粒子沉降对臭氧含量的具体调制程度和量化驱动机制,还需要大量的数据去验证和统计分析。

自20世纪80年代以来,国际上对极区高能粒子沉降特别是在剧烈空间天气事件期间的太阳能量粒子沉降事件对高纬地区臭氧含量的调制作用开展了大量的理论和模拟研究。近年,我国国家重点基础研究发展计划(973计划)也支持了相关的研究工作,探讨关键的天文因子对地球气候的影响。本文从观测事例、作用机制、模式模拟3个方面概述了极区太阳能量粒子沉降对高纬臭氧含量的影响研究,最后对目前研究的成果做了总结与讨论。

2 观测事例

自Weeks等^[2]在1969年11月2日太阳质子事件(Solar Proton Event, SPE)后通过火箭的探测资料,首次发现52km高度的臭氧含量的损耗与SPE有明显相关以来,学者们利用“云雨”系列卫星的观测资料陆续发现了SPE发生后高纬地区臭氧含量的明显减少^[3-5]。Jackman等^[6-9]对第21, 22, 23太阳活动周的SPE和大气臭氧含量进行了分析,发现这些SPE对50km以上的臭氧有明显的消耗并且与太阳天顶角有强相关。Seppälä等^[10-12]对2003—2004年间北极地区的观测资料进行分析后发现,两次较大的能量粒子沉降(Energetic Particle Precipitation, EPP)事件(“万圣节风暴”期间的EPP增强)使40km高度的臭氧损耗30%和17%,他们还利用GOMOS卫星2002—2006年间的观测资料发现了由EPP产生的奇氮物质在南北极区夜间上层大气中的储运过程。Verronen等^[13]利用POES系列卫星搭载的粒子探测器和微波辐射计资料,首次发现了在中间层大气中由外辐射带高能电子沉降生成的奇氮物质。

国内学者在粒子沉降调制臭氧含量方面的工作基本集中于对太阳质子事件与臭氧含量变化的相关分析方面,叶宗海等^[14]统计分析了1960—1982年间1级以上的太阳质子事件与4个不同地理纬度大气臭氧含量的相互关系,结果表明,只有3、4级的大事件才对臭氧含量产生扰动且有明显的纬度效应;在极区1级以上质子事件对臭氧含量有影响,且随质子事件级别的增高其臭氧含量的扰动也加大,通常,太阳质子事件的当天,臭氧含量开始下降,扰动持续数天;冬天太阳质子事件对臭氧的扰动大于夏天的扰动。言穆弘等^[15]对太阳活动、平流层臭氧和温度进行了相关分析,认为这种相关关系在年时间尺度和日时间尺度上

均存在,在高纬地区明显。

对于典型空间天气事件造成太阳能量粒子沉降及对高纬地区臭氧损耗的后效的观测基本依靠卫星数据,这方面的文章还有很多。本文列出3个典型的空空间天气事件,来分析粒子沉降对于臭氧含量的影响,其中在2012年的事件分析中加入了国家卫星气象中心的研究团组(以下称:我们)应用我国风云三号卫星(FY-3)观测资料所做的分析工作。

2.1 “万圣节风暴”

“万圣节风暴”是第23太阳活动周中最强的一次太阳活动事件,发生于2003年10月19日—11月21日期间,是有观测数据以来拥有最大的黑子面积、最快的CME激波、最强的太阳质子事件和GLE(Groud Level Event,地面宇宙线增强)、最大的射电突变、最高的南向太阳风速度和特强的地磁场扰动的一次空间天气事件。从10月19日开始太阳活动区连续爆发143个耀斑,其中11月4日爆发X28级耀斑,伴随着耀斑共有80次CME喷发,其中最快的激波速度为 $2459\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$,这些CME中造成激波速度 $>2000\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ 的有7次,最强的激波能量为 $1.2\times 10^{33}\text{erg}$ 。由于CME造成的强激波对太阳风阳离子和电子进行加速,形成了5个大的太阳质子事件,其中最大的太阳质子事件发生在10月28日,大于10MeV的质子流量峰值达到33600pfu(proton flux unit,质子流量单位)。万圣节风暴期间,伴随着耀斑、CME和激波等太阳扰动,共造成了3次大磁暴。强磁暴期间,出现白日极光现象,极光增强6倍,北极区热层底部和上平流层臭氧损耗50%~70%,时间持续两周,南极情况类似、但损耗较小。图1为NOAA-16卫星SBUV仪器探测的0.5hPa高度处臭氧受太阳质子事件的损耗过程。

2.2 “中国龙”事件及3月事件

“中国龙”事件是发生于2012年1月下旬的一次强空间天气事件,由于这次事件正值中国农历“龙年”,因此被称为“中国龙”事件。这次事件中所发生的太阳质子事件(1月23日)流量峰值达到了6310pfu,是有观测以来第13大质子事件。“中国龙事件”期间分别在1月23日和27日发生两次太阳质子事件,其中27日的太阳质子事件流量虽然不及前次,但能谱较“硬”(能量大于100MeV的质子比23日的事件流量高),因此在较低高度上的臭氧观测中两次事件有不同的表现。3月事件是2012年3月发生的强空间天气事件,这次事件期间也有两次太阳质子事件发生,其中3月7日发生的太阳质子事件峰值流量达到了6530pfu,是有观测以来第12大质子事件,能量超过

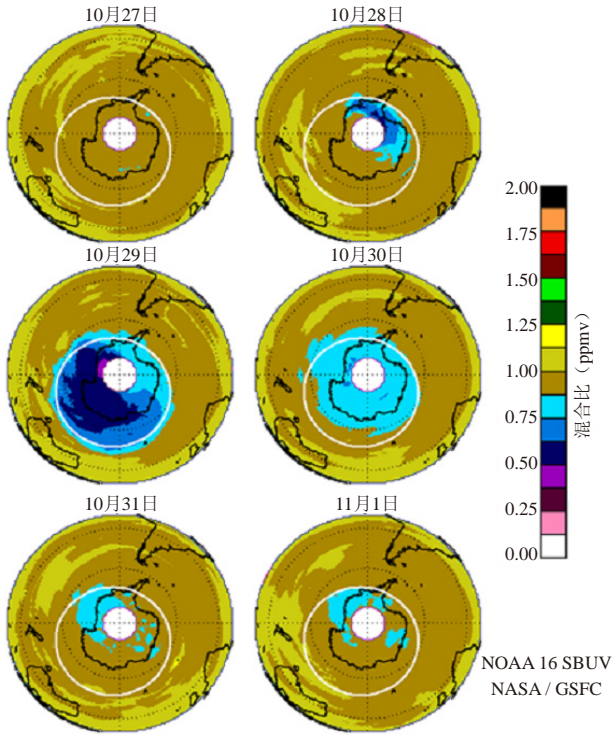


图 1 “万圣节风暴”中太阳质子事件对南极区臭氧损耗过程。2003年10月28日的强太阳质子事件后，南极区0.5hPa处的臭氧迅速损耗并形成明显的臭氧洞，图中白圈表征地磁纬度60°S。图片引自 Jackman等^[16]

100MeV的质子流量达到70pfu，会对较低高度大气中的臭氧产生明显影响。

图2是风云三号B星空间环境监测器探测到的极区质子事件。图3是我们应用风云极轨气象卫星搭载的臭氧总量探测器（TOU）探测的2012年1—3月的臭氧总量，其中南北极的臭氧在2月份都出现了大约4%的损耗，但因为臭氧含量具有季节变化的特点，而且2012年1月北半球的平流层出现增温现象，而质子事件是发生在增温现象结束后，这时中间层生成的大量NO_x物质与质子事件的效应混淆在一起，使得损耗事件的分析变得复杂。图4是在质子事件期间，我们

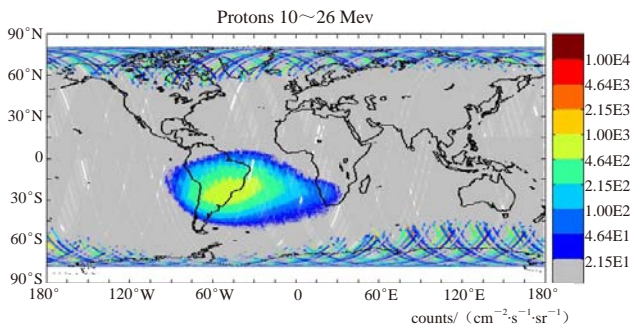


图2 2012年1月15—31日FY-3B高能粒子监测数据，在中国春节期间的太阳爆发造成地球极区10MeV能量以上质子流量超过6000pfu

应用风云三号卫星搭载的臭氧垂直探测仪（SBUS）探测的30km高度处分层臭氧厚度的观测结果，采用30km高度的数据是因为两次空间天气事件中都有100MeV以上质子的流量增强，但增强的幅度不同，100MeV以上能量的质子可以直接到达30km以下的大气并产生短时效应，这样可以和臭氧季节变化中一些长期效应区分开，此外还可以观测100MeV以上能量质子流量变化对30km处臭氧含量的不同影响。图4a是“中国龙”事件中产生两次质子事件对30km处臭氧含量的影响观测图，可以看出23日的质子事件并没有对30km处臭氧含量带来明显影响，而27日的质子事件则有一个较明显的影响，这是因为27日的质子事件中，能谱较“硬”，大于100MeV能量质子流量要比23日的质子事件高；图4b是3月事件中两次质子事件对30km高度处臭氧含量的影响观测，可以看出由于7日爆发的质子事件能谱很“硬”，对30km高度处臭氧的含量产生了明显的影响，臭氧分布也有改变，而13日的事件虽然臭氧的含量也有一定损耗，但由于大于100MeV质子流量不如7日的事件，因此对30km的臭氧影响就不如7日的事件明显。

图5是我们应用SBUS的观测数据计算得到的臭氧在南北极区（60°—90°N，60°—90°S）内分层臭氧含量距平时序变化图，从图5上可以看出北半球由于1月的平流层突然增温事件，在2月中平流层的位置由于中间层的富NO_x物质的沉淀导致了一个较长时间损耗，在1月23日的事件发生后在中上平流层都出现了

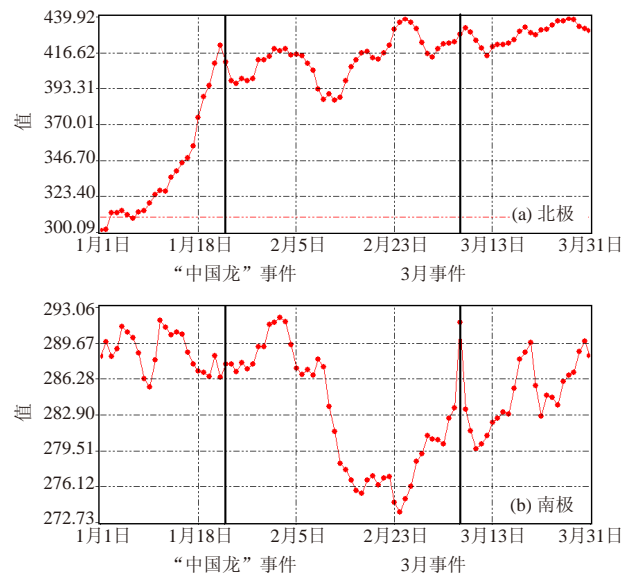


图 3 FY-3A TOU观测的2012年1—3月的南北极区臭氧总量数据，图中臭氧总量数据单位为DU。在2月南北极区的臭氧总量大致有一个4%的损耗，损耗的原因包含了北半球的平流层突然增温、南半球平流层顶持续降温和太阳质子事件的影响

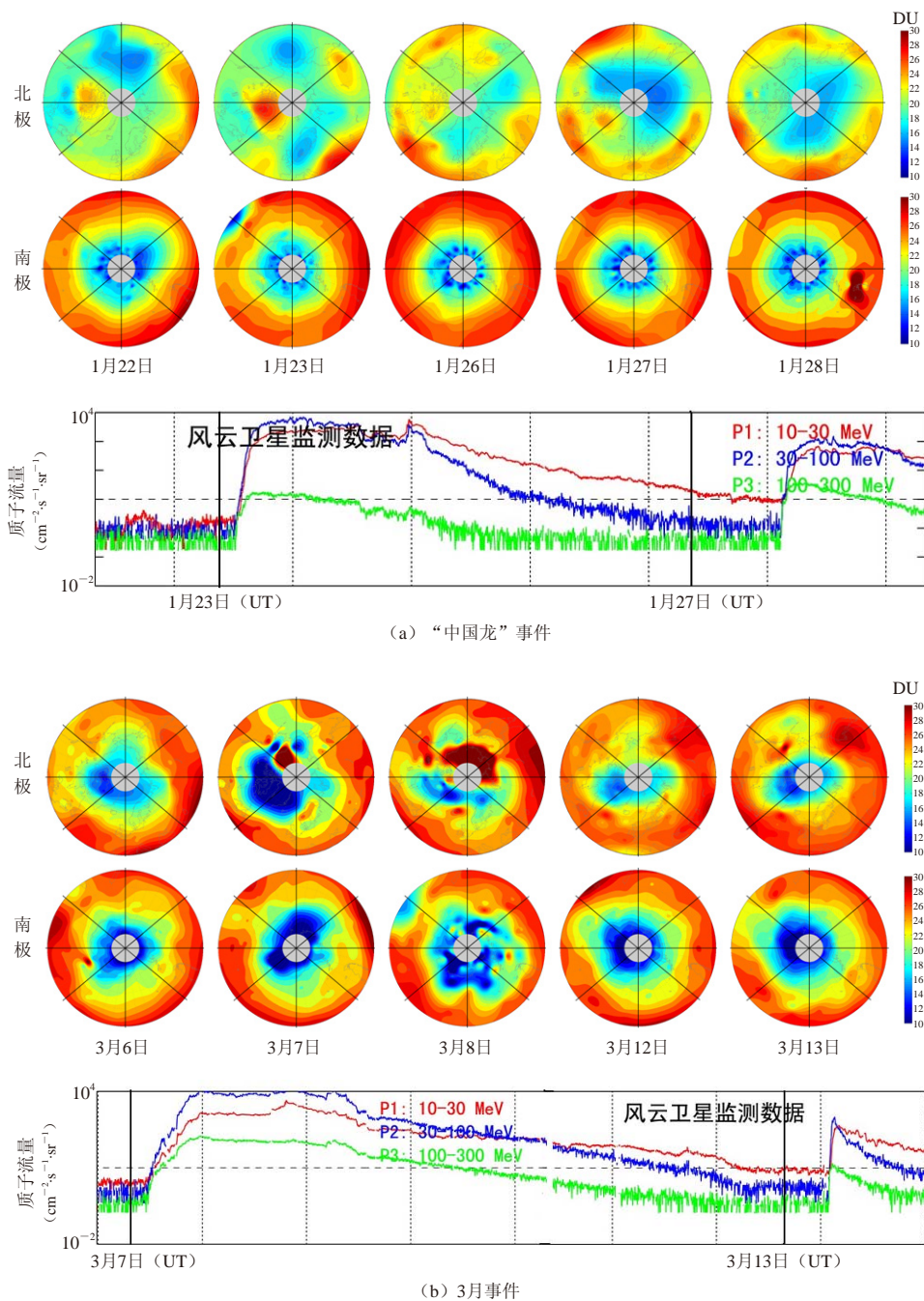


图4 风云三号气象卫星臭氧垂直探测仪器探测的两次事件中30km高度处、南北极区（纬度60°以上地区）臭氧含量的变化

一个大约-10%的距平变化，而在3月事件发生后，中上平流层不仅出现了短时的损耗，并且在事件后还有一个持续到3月底的向下传播的损耗影响。由于混杂了其他事件的影响，质子事件的长期效应不易单独分离出来；在南半球的距平图上因为平流层顶的持续降温事件，使“中国龙”事件的影响难于分辨，但在3月事件发生后，上平流层臭氧出现了持续2~3天的损耗变化。总体上看，北半球高纬地区平流层臭氧损耗

对于这两次事件的响应要比南半球显著一些。

3 作用机制

在太阳能量粒子沉降影响臭氧含量的驱动机制研究中，极区的能量粒子沉降会在中层大气中引起离子化学反应，产生奇氮、奇氢物质，再通过光化学反应，消耗高纬地区平流层和中间层大气中的臭氧。以下从粒子成分、光化学损耗机制和储运过程3个方面介绍太阳能量粒子沉降对臭氧的损耗机制。

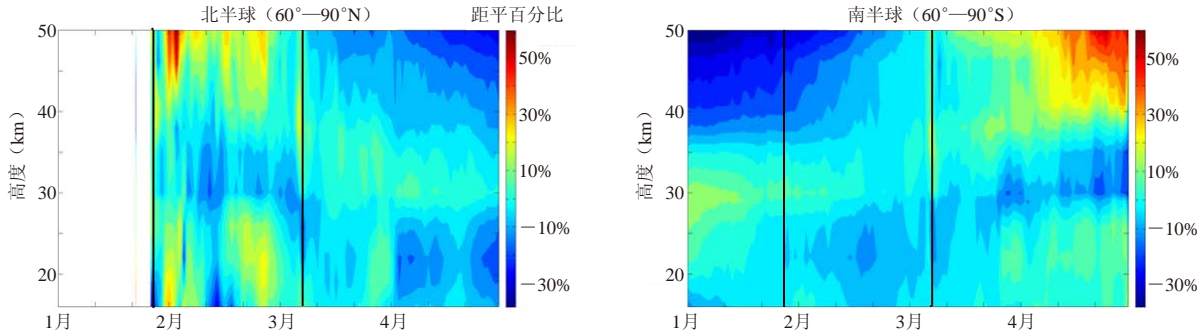


图5 应用风云三号气象卫星臭氧垂直探测数据得到的南北半球高纬地区臭氧含量的距平变化，黑竖线表明两次事件的发生时间位置

3.1 粒子成分

太阳能量粒子 (Solar Energetic Particle, SEP) 的成分包括质子和电子。太阳高能质子主要由太阳耀斑或者CME (Coronal Mass Ejection, 日冕物质抛射) 激波产生, 能量由几MeV到500MeV, 一般来说10MeV质子就可以到达65km的高度^[17], 30MeV质子可以达到50km的高度, 100MeV以上的质子可以达到30km以下的平流层大气。太阳高能质子事件的发生频率与太阳活动呈正相关。

太阳能量粒子中的电子随能量的不同分为低能电子 (1~30keV) 和中一高能电子 (30keV到几MeV)。低能电子主要由地球磁层的等离子片内产生^[18], 存在于极光电子沉降带中, 所能达到的大气高度为90km以上的区域, 受地磁扰动影响明显, 它的流量峰值时间区间存在于太阳活动周的下降时段^[19-20]。中一高能电子主要来源于地球的外辐射带, 它是由太阳风高速流 (High-Speed Solar Wind Stream, HSSWS) 或者CME带来的, 存在于亚极光纬度带内, 它可以到达的大气区域从90km (30Kev) 高度直到50km (2MeV) 以下。中一高能电子事件的发生频率比较复杂, 它是由CME和HSSWS共同驱动的, CME的发生频次与太阳活动正相关, 一般认为HSSWS的发生频次峰值是在太阳活动周的下降时段^[21]。在最近的研究中, 有些学者认为中一高能电子事件在气候变化中的作用要超过SPE, 原因在于SPE的发生频率和流量比中一高能电子事件要低很多。

3.2 损耗机制

SEP由于粒子能量的限制 (<500MeV), 无法像银河宇宙线 (Galaxy Cosmic Ray, GCR) 那样可以无视地球磁场的刚度到达地球低纬度地区。SEP进入大气的途径是沿地球磁场磁力线进入地球极区大气, 并通过电离作用产生大量的次级电子与大气主要成分作

用形成 N_2^+ 、 N^+ 、 NO^+ 、 O^+ 、 O_2^+ 等离子物质, 这些离子通过电荷交换和复合反应产生一些奇氮 (NO_x) 物质和奇氢 (HO_x) 物质, 这些奇氮和奇氢产生物会参与到臭氧的光化学反应过程中, 充当化学反应中的催化剂, 最终的反应结果为:



因此, SEP进入极区大气后通过这些离子化学反应, 导致了这一区域内臭氧的损耗。但由于SEP成分和能量的不同, 所能进入的大气的深度也不同, 而且奇氮、奇氢物质的存在寿命也不一样, 受大气环流的影响, 这些“损耗源”的输运和存储过程就比较复杂。

3.3 储运过程

奇氢、奇氮物质的储运过程取决于这些物质的光化学寿命与大气环流运动的典型时间尺度。其中奇氢物质由于存在时间短, 在中间层的寿命大概只有几个小时, 在平流层更是以分钟计算, 因此奇氢物质造成的影响是短暂的。而奇氮物质由于存在的寿命长, 在平流层高度奇氮物质的寿命可以长达几十天甚至年的量级, 因此由太阳能量粒子沉降造成的奇氮物质在大气环流的输运下, 可以扩散到更广大的区域, 产生更深远的影响。表1列出了奇氢、奇氮物质寿命和环流运动的典型时间尺度, 当两者的时间尺度可比拟或者光化学寿命超过运动的典型时间尺度时, 物质的输运过程才是有效的。此外, 由于奇氮物质的化学反应链中需要氧原子的参与, 由于地球大气背阳面缺乏日光, 奇氮物质在反应中转变成 NO_2 分子后, 由于氧原子的耗尽无法进行下一步反应, 则太阳能量粒子对臭氧的损耗影响以“ NO_2 ”的形式存储起来, 待到有日光照大气生成氧原子后再继续对臭氧的损耗反应。奇氮物质的这一“黑夜存储”特点, 在奇氮物质的输运过程中是很重要的特点, 它使奇氮物质在环流搬运的作用下在远离产生地点的位置继续对臭氧产生破

表1 氧、奇氮和奇氢物质光化学寿命与大气环流运动的典型时间尺度对比

	类别	40km	60km	80km	100km
光化学寿命	Ox	天级别	小时级别	小时级别	月级别
	NOx	月级别	月级别	月级别	天级别
	HOx	分钟级别	小时级别	天级别	年级别
典型时间尺度	纬向环流	小时级别	小时级别	天级别	天级别
	经向环流	月级别	天级别	天级别	多天级别
	垂直运动	月级别	月级别	月级别	月级别

注：数据引自Brasseur and Solomon^[18]

坏作用。奇氮物质的向低纬的水平运输要靠Brewer-Dobson环流来完成，向下的扩散过程则是通过极涡的大气向下运动。

4 模式模拟

近些年，已有不少研究^[22-24]关注了“万圣节风暴”事件中的太阳质子事件对高纬地区臭氧含量的影响。剧烈的空间天气事件中，带电粒子流主要沿磁力线进入地球极盖区大气层，对极区中性大气及电离层有重要的影响，如持续数小时甚至数日，大幅增加中间层及平流层顶HOx (H, OH, HO₂) 和NOx (N, NO, NO₂) 等成分的密度（中间层和上平流层中的臭氧主要损耗源为HOx，中平流层以下的臭氧损耗源为NOx^[25]），进而会减小臭氧密度并有调制大气动力结构的迹象，导致低中间层的环流和气温变化^[24, 26-27]。很多学者以SPE、臭氧的观测数据和光化学反应的理论，建立模型去模拟大型SPE对臭氧含量的影响，例如1989年10月和2003年的“万圣节风暴”等剧烈的空间天气事件^[28-36]。

在极端空间天气事件模拟研究中，Thomas等^[37]的模拟结果显示，1859年“卡林顿（Carrington）”事件中EPP对极区臭氧造成的影响是1989年10月SPE对臭氧的损耗量的3.5倍；Rodger等^[38]的模拟研究表明在类似“卡林顿”事件级别的空间天气事件中，由于能量大于30MeV质子流量的大幅增加，上对流层臭氧损耗可达40%。国际早期的研究集中于SPE与臭氧的相关关系，近年来，随着近地卫星对地球极区辐射带的探测资料和全球臭氧观测资料的丰富，国际上学者的研究更多地去分析能量粒子沉降（Energetic Particle Precipitation, EPP）对臭氧含量的影响，从高能粒子的流量、分布及能谱出发可以更好地了解能量粒子沉降调制臭氧含量的驱动机制，模拟空间天气事件中EPP带来的高纬地区臭氧含量变化及极盖气温的改变。Brasseur等^[18]认为带电高能粒子在大气中会产生奇氮物质（NOx），这种物质对臭氧损耗起到催化的作用。RozaNov等^[39]利用NOAA TIROS卫星的高能电子沉降（Energetic Electron Precipitation, EEP）

探测结果模拟了NOx的产生率并把它加到他们的化学—气候模型中，得到了极盖区气温会因此改变2K的结果，他们认为EPP在这一区域的作用有可能超过了太阳活动周内紫外辐射波动对臭氧含量的影响。Randall等^[40-41]认为高能粒子沉降给极区平流层上层大气中的臭氧含量带来了明显损耗，并且奇氢物质造成的臭氧损耗和恢复时间很短，但奇氮物质造成的臭氧损耗时间却可长达数月甚至一年的量级，他们还利用1992—2005年间卫星观测资料对南半球平流层中EPP-NOx效应结合太阳活动周作了年变化分析，指出EPP-NOx效应的年变化并不和太阳活动周一一对应，在2002年（太阳活动峰年）极区出现的气旋异常反而有可能是这一年EPP流量较低引起的。RozaNov等^[39]认为EPP通过对平流层臭氧含量的调制，可以影响到平流层的热辐射平衡从而导致气候变化。在较长的时间尺度上，Sinnhuber等^[42]发现极区臭氧含量损耗了20%，并且这与太阳活动造成的EPP流量的年代际变化有关。但对于EPP在年代际尺度上对极区臭氧含量的调制效果以及对气温的影响，学者们还是有争议的^[43-45]。目前，欧洲的气象研究机构（ECMWF）正在对由磁暴引起的EPP对臭氧含量的影响导致的极区气温改变的模拟结果^[39]进行观测数据上的分析和验证^[46]。以下，我们通过3个研究事例去介绍太阳能量粒子沉降对臭氧损耗和气候变化影响的数值模拟工作。

4.1 臭氧损耗模拟

由于有大量的观测研究证实太阳能量粒子沉降的确会对高纬地区的臭氧含量产生损耗影响，并且粒子沉降产生的奇氮物质由于存在寿命长和“黑夜存储”特性可以受到环流的输运，从而在更广阔的区域来调制臭氧的含量，那么根据观测数据和大气光化学理论对粒子沉降和臭氧损耗之间的关系进行量化模拟，则顺理成章。太阳能量粒子沉降对于臭氧损耗的数值模拟主要是结合能量粒子进入大气后产生的离子对所生成的奇氢、奇氮物质（损耗源）的生成量和离子化学反应方程式来计算臭氧的损耗，再加上损耗源物质的传输过程的动力过程，建立大气化学—传输模型。其中，奇氢、奇氮物质的生成量取决于进入大气的太阳能量粒子的流量和能谱（即注入的总能量和到达的高度），一般来说35eV可以产生一个离子对^[47]，而每个离子对所生成的奇氢、奇氮物质是有一个函数关系的，其中奇氢物质的生成量取决于高度，而奇氮物质取决于反应生成的激发态氮原子N(²D)和基态氮原子N(⁴S)的分支比，目前一般认为每个离子对可以生成1.25个奇氮分子，即N(²D)与N(⁴S)的分支比为

0.55/0.45^[47]。损耗源物质的传输过程则是根据奇氢、奇氮物质的光化学寿命和“黑夜存储”的特点，考虑大气扩散、环流和季节因素来计算臭氧损耗的水平与垂直传输过程。

国际上对于粒子沉降造成的化学影响的建模工作已开展了20多年，取得了很大进展。其中，Funke等^[48]、Jackman等^[30, 49]做了大量工作，他们针对近几个太阳活动周中重要的太阳质子事件结合他们建立的多维光化学—传输模型进行了大量的观测试验与数值模拟，得到了一些重要结果，比如：粒子沉降中产生激发态和基态的氮原子的分支比，即每个离子对生成的氮分子数在1.5个以下；质子事件中，奇氮物质的光化学寿命长，有足够长的存在时间沉淀到平流层作为平流层臭氧的消耗源，奇氢物质与之相反；超强的太阳质子事件在大气中产生的影响会持续几个月甚至年的时间量级等。这方面的一些最新进展可以参考Jackman等^[49]、Reddmann等^[50]、Egorova等^[51]的工作。图6是Jackman等^[16]对“万圣节风暴”中超强SPE的模拟结果，可以看到超强SPE造成的奇氮物质在北半球大气中所持续存在的时间长达2年，这个模拟结果是与观测相印证的。

4.2 极端事件模拟

由于高度量化的太阳活动观测始于卫星时代，故目前积累的空间天气事件观测事例也只有50多年的数据。而在卫星时代之前，也曾发生过极端的空间天气事件，其剧烈程度可能超过有观测以来任何一次事件。那么这些极端事件对臭氧的影响究竟如何，需要研究者们来建模模拟极端事件的效应。但对于卫星时代之前的极端事件的模拟，困难之处在于缺乏全面和精密量化的观测数据，对于极端事件的程度估算只

能依靠当时一些文献的记载。近些年，国际上有些学者对于发生在1859年的一次非常剧烈的空间天气事件开展了分析，这次事件史称“卡林顿”事件，事件的名称来源于卡林顿和Hodgson观测到了这一事件并在1860年的文献中记载了下来^[52-53]。“卡林顿”事件始于1859年9月1日的一次长达5分钟的太阳耀斑，17小时后高速的CME达到近地空间导致了长达2小时的剧烈地磁暴。这次地磁暴如此剧烈，据文献中记载，中纬度地区的人们可以看到极光现象，美国和欧洲的电报系统由于地磁感应电流的影响而起火燃烧。Thomas等^[37]采用沉淀在格陵兰岛冰雪中的氮化物含量，估算了“卡林顿”事件中太阳能量粒子的流量，这次事件中大于30MeV的质子流量是1989年造成加拿大魁北克省大停电的“魁北克事件”的6.5倍左右。Thomas等^[37]采用“卡林顿”事件中估算的质子流量结合大气化学—传输模型计算了“卡林顿”事件对大气中的臭氧带来的损耗影响。图7是他们的模拟结果，可以看到，“卡林顿”事件这种级别的极端事件会造成长达4年的臭氧损耗影响，影响的区域可以从高纬区扩展到30°的低纬度区。

4.3 气候变化模拟

前文提到过，臭氧作为平流层的主要热源，它的含量的改变会影响到平流层的热平衡，改变环流状态，这样的扰动会调制极涡的动力学状态并对地面气温产生影响。那么如何量化这种影响，太阳能量粒子沉降究竟会对地球气候变化带来怎样的效应，这是目前学界热烈探讨的问题。在这方面，已经有很多学者结合大气化学—传输模式和气候耦合模式（统称化学—气候模式，Chemistry-Climate Model, CCM）计算了能量粒子沉降对气温的影响。Langematz等^[54]发

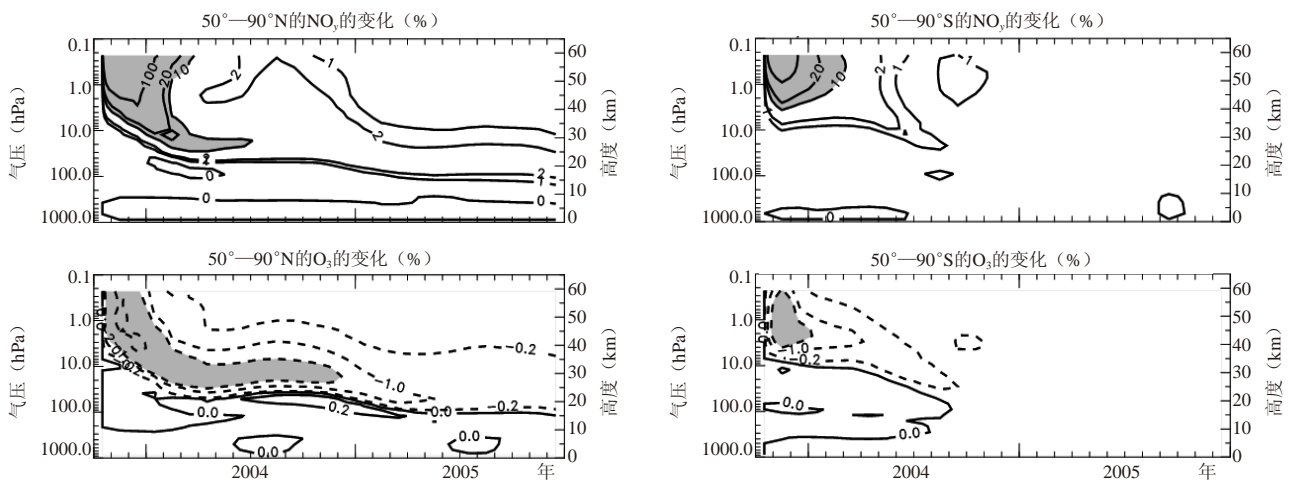


图6 Jackman等^[16]对“万圣节风暴”中的SPE效应的模拟。由于“万圣节风暴”发生在2003年10月底，北半球正值冬季，日光照射减少，由于奇氮物质的“黑夜存储”效应使得SPE对北半球大气臭氧的影响持续时间要比南半球长得多

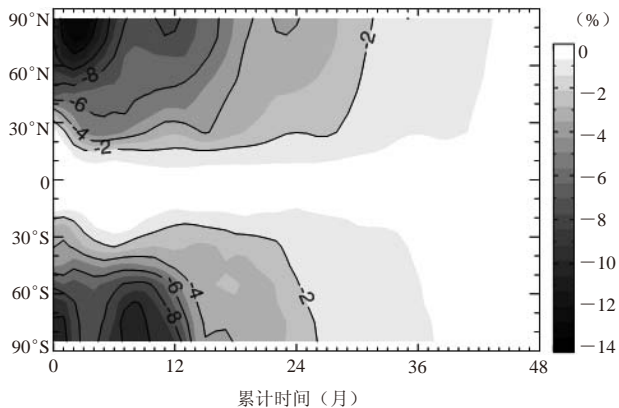


图7 Thomas等对“卡林顿”事件造成的臭氧损耗的48个月的臭氧纬向变化^[37]

现低能电子沉降可能会对平流层的臭氧带来明显影响。Rozanov等^[39]利用卫星探测的低能和高能电子沉降数据模拟了粒子沉降对气候的影响，发现极盖区气温会因此改变2K，这与太阳活动周中紫外辐射的变幅对极区的影响相当。Jackman等^[33]对SPE的长期气候效应做了模拟，发现SPE对气候的长期效应并不显著，这可能与强的太阳质子事件的发生频率较低有关。最近，有些学者研究低—中能电子沉降造成的奇氮物质对臭氧和气候的影响^[20, 55-56]，发现模拟结果中电子沉降带来的极区冬季臭氧损耗以及地表气温和海面气压的后效变化与先前一些关于气候和地磁活动相关的研究结论是相互符合的。Semeniuk等^[57]对多种粒子沉降效应的模拟，发现南半球冬季平流层臭氧因能量粒子沉降而损耗10%左右并且会带来平流层动力结构的改变。Rozanov等^[58]也模拟了多种粒子沉降的效应，并给出了地表气温对粒子沉降的响应，图8是他们模拟的气温改变的结果。

5 结论与讨论

从大量的观测研究中，我们知道太阳能量粒子沉降对于臭氧含量影响是确实存在的，并且由于粒子沉降产生的奇氮物质的特性，这些物质可以被存储、并被大气环流运输到别的区域产生后续影响。在化学—气候模式模拟中，剧烈的粒子沉降事件会对臭氧的含量产生持续和深远的影响，并通过平流层和对流层的动力耦合过程影响到地表气温乃至地球气候，这在气候变化研究中是需要探索的领域。高纬地区的臭氧含量与该区域内的平流层温度息息相关，图9是应用多年卫星资料得到的高纬地区臭氧总量与平流层温度的对比关系图，二者的相关系数约为0.75。图10是利用1982—2012年南极10月臭氧洞数据绘制的臭氧洞特征图，可以看到，随着时间的推移，臭氧洞特征值

呈逐渐增加趋势。然而，在2011—2012年，臭氧洞特征值有一个突变，2012年臭氧洞特征值又变为近年最低。臭氧洞特征值在最近几年的跳跃变化也许与气候异常有所关联。虽然臭氧洞特征值的逐年变化包含了人类活动的贡献，但是某几年的突变则应该寻找自然归因。

在近年的观测和模拟研究中，学界的主要观点趋向于太阳风和CME带来的电子沉降事件的长期效应要超过质子沉降事件，原因在于强的质子事件发生频率和流量都较低。电子沉降的影响，其分析难点在于电子沉降事件的发生频率并不和太阳活动正相关，反而在太阳活动周的下降段内，电子沉降事件的发生频率是增加的。此外，沉降电子的分能谱流量探测数据目前并不全面，这就难于量化和分离粒子沉降和其他事件的影响。

2000年3月，美国航空航天局（NASA）在亚利桑那大学召开了一次关于太阳—气候关系专题的工作讨论会，在这次讨论会上关于粒子沉降对于大气的影响研究方面，提出了如下几个问题：

- (1) 电子沉降、极光带沉降粒子、太阳质子事件对35~120km高度范围内极夜区大气中的奇氮物质产生的影响有什么观测特征？
- (2) 在一个太阳活动周内，由中间层向平流层输入了多少奇氮物质，以及这些奇氮物质的主要来源是什么？
- (3) 由电子沉降、极光沉降粒子、太阳质子事件带来的臭氧含量的变化是否可以改变平流层和对流层内的温度、环流和行星波的相位与幅度？

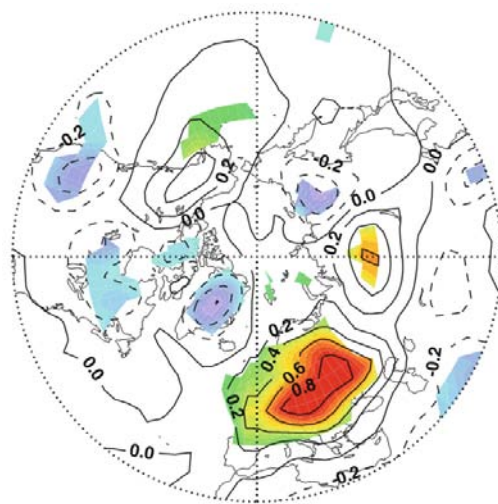


图8 Rozanov等^[58]对多种粒子（银河宇宙线、高能质子、电子）沉降对气温影响的模拟。模拟时间范围是1960—2005年，模拟的结果表明欧洲中部气温因粒子沉降增温大概1K左右

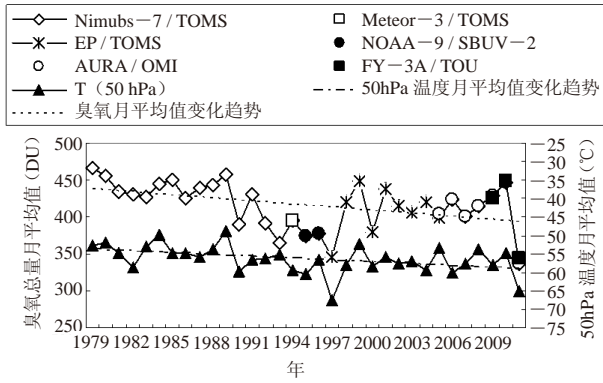


图9 1979—2011年60°—90N°范围内3月臭氧总量月平均值
和50hPa等压面温度月平均值变化

(4) 电子沉降、极光沉降粒子、太阳质子事件对地球年代际和短期气候变化的作用如何? 这种作用是否可以与太阳活动周内紫外辐射的变幅和人类活动的贡献相比拟?

解答以上这些关键的科学问题可以帮助我们更好地理解太阳能量粒子沉降对大气臭氧乃至气候变化的影响, 因此这些问题也应当是我们在未来的工作中着力研究的方向。

致谢: 感谢中国科学院近地空间环境重点实验室开放课题资助, 感谢国家卫星气象中心遥感室刘年庆博士的帮助。

参考文献

[1] Reid G C. Solar energetic particles and their effects on the terrestrial environment. in *Physics of the Sun*, vol 3, edited by Sturrock P A. New York: Springer, 1986.

[2] Weeks C H, Cuikey R S, Corbin J R. Ozone measurements in the mesosphere during the solar proton event of 2 November, 1969. *J Atmos Sci*, 1972, 29: 1138-1142.

[3] Heath D F, Krueger A J, Crutzen P J. Solar proton event: influence on stratospheric ozone. *Science*, 1977, 197: 886-889.

[4] McPeters R D, Jackman C H, Stassinopoulos E G. Observations of ozone depletion associated with solar proton events. *J Geophys Res*, 1981, 86: 12071-12081.

[5] Thomas R J, Barth C A, Rottman G J, et al. Mesospheric ozone depletion during the solar proton event of July 13, 1982, Part I, Measurement. *Geophys Res Lett*, 1983, 10: 253-255.

[6] Jackman C H, McPeters R D. The response of ozone to solar proton events during solar cycle 21: A theoretical interpretation. *J Geophys Res*, 1985, 90: 7955-7966.

[7] Jackman C H, Douglass A R, Rood R B, et al. Effect of solar proton events on middle atmosphere during the past two solar cycles as computed using a two-dimensional model. *J Geophys Res*, 1990, 95: 7417-7428.

[8] Jackman C H, Fleming E L, Vitt F M. Influence of extremely large solar proton events in a changing stratosphere. *J Geophys Res*, 2000, 105: 11659-11670.

[9] Jackman C H, Deland M T, Labow G J, et al. Satellite measurements of middle atmospheric impacts by solar proton events in solar cycle 23. *Space Science Reviews*, 2007, 125: 1-4, 381-391.

[10] Seppälä A. Observations of production and transport of NO_x formed by energetic particle precipitation in the polar night

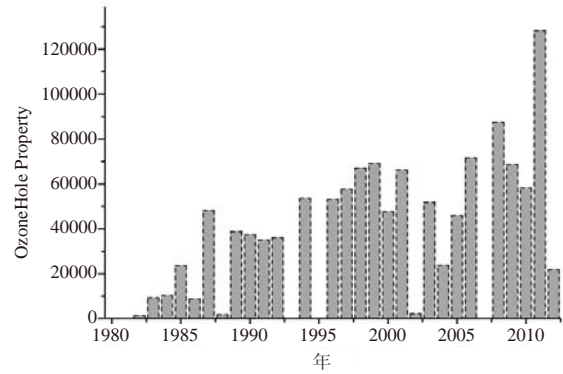


图10 1982—2012年南极10月臭氧洞特征值。臭氧洞特征值是由臭氧洞面积和臭氧洞距平厚度(即:平均厚度220DU减去臭氧洞厚度)计算出的一个值

atmosphere. PhD thesis. Helsinki, Finland: Finnish Meteorological Institute Contributions, 2007.

[11] Seppälä A, Clilverd M A, Rodger C J. NO_x enhancements in the middle atmosphere during 2003-2004 polar winter: Relative significance of solar proton events and the aurora as a source. *J Geophys Res*, 2007, D23303, doi:10.1029/2006JD008326.

[12] Seppälä A, Verronen P T, Clilverd M A. Arctic and Antarctic polar winter NO_x and energetic particle precipitation in 2002-2006. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L12810.

[13] Verronen P T, Rodger C J, Clilverd M A, Wang S. First evidence of mesospheric hydroxyl response to electron precipitation from the radiation belts. *J Geophys Res*, 2011, 116: D07307.

[14] 叶宗海, 薛顺生, 王莲英. 太阳质子事件与大气臭氧扰动. *空间科学学报*, 1987, 7(1): 65-72.

[15] 言穆弘, 安学敏, 张义军, 等. 太阳活动、大气臭氧和平流层温度相关分析研究. *高原气象*, 1993, 12(3): 302-311.

[16] Jackman C H, DeLand M T, Labow G J, et al. Neutral atmospheric influences of the solar proton events in October-November 2003. *J Geophys Res*, 2005, 110: A09S27.

[17] Hargreaves J K. *The solar-terrestrial environment*. Cambridge Atmospheric and Space Science Series. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1992.

[18] Brasseur G P, Solomon S. *Aeronomy of the middle atmosphere*. Dordrecht: Springer, 2005.

[19] Emery B A, Coumans V, Evans D S, et al. Seasonal, Kp, solar wind, and solar flux variations in long-term single-pass satellite estimates of electron and ion auroral hemispheric power. *J Geophys Res*, 2008, 113: A06311.

[20] Marsh D R, Garcia R R, Kinnison D E, et al. Modeling the whole atmosphere response to solar cycle changes in radiative and geomagnetic forcing. *J Geophys Res*, 2007, 112: D23306.

[21] Richardson I G, Cliver E W, Cane H V. Sources of geomagnetic activity over the solar cycle: Relative importance of coronal mass ejections, high-speed streams, and slow solar wind. *J Geophys Res*, 2000, 105(A8): 18203-18213.

[22] Degenstein D A, Lloyd N D, Bourassa A E, et al. Observations of mesospheric ozone depletion during the October 28, 2003 solar proton event by OSIRIS. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L03S11.

[23] Lopez-Puertas M, Funke B, Gil-Lopez S, et al. Observation of NO_x enhancement and ozone depletion in the Northern and Southern Hemispheres after the October-November 2003 solar proton events. *J Geophys Res*, 2005, 110: A09S43.

[24] Rohen G C, Savigny V, Sinnhuber M, et al. Ozone depletion during the solar proton events of October/November 2003 as seen by SCIAMACHY. *J Geophys Res*, 2005, 110: A09S39.

[25] Lary D. Catalytic destruction of stratospheric ozone. *J Geophys Res*, 1997, 102: 21515-21526.

[26] Jackman C H, DeLand M T, Labow G J, et al. Influence of several very large solar proton events in years 2000-2003 on the neutral

- middle atmosphere. *Adv Space Res*, 2005, 35: 445-450.
- [27] Jackman C H, Roble R G, Fleming E L. Mesospheric dynamical changes induced by the solar proton events in October-November 2003. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L04812.
- [28] Reid G C, Solomon S, Garcia R R. Response of the middle atmosphere to the solar proton events of August-December, 1989. *Geophys Res Lett*, 1991, 18: 1019-1022.
- [29] Zadorozhny A M, Tuchkov G A, Kikthenko V N, et al. Nitric oxide and lower ionosphere quantities during solar particle events of October 1989 after rocket and ground-based measurements. *J Atmos Terr Phys*, 1992, 54: 183-192.
- [30] Jackman C H, Cerniglia M C, Nielsen J E, et al. Two-dimensional and three-dimensional model simulations, measurements, and interpretation of the influence of the October 1989 solar proton events on the middle atmosphere. *J Geophys Res*, 1995, 100: 11641-11660.
- [31] Jackman C H, McPeters R D, Labow G J, et al. Northern Hemisphere atmospheric effects due to the July 2000 solar proton event. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 2883-2886.
- [32] Jackman C H, Marsh D R, Vitt F M, et al. Short- and medium-term atmospheric effects of very large solar proton events. *Atmos Chem Phys Discuss*, 2007, 7: 10543-10588.
- [33] Jackman C H, Marsh D R, Vitt F M. Long-term middle atmospheric influence of very large solar proton events. *J Geophys Res*, 2009, 114: D11304.
- [34] Verronen P T, Turunen E, Ulich T, et al. Modelling the effects of the October 1989 solar proton event on mesospheric odd nitrogen using a detailed ion and neutral chemistry model. *Annales Geophysicae*, 2002, 20: 1967-1976.
- [35] Vogel B, Konopka P, Groob J U, et al. Model simulations of stratospheric ozone loss caused by enhanced mesospheric NO_x during Arctic Winter 2003/2004. *Atmos Chem Phys Discuss*, 2008, 8: 4911-4947.
- [36] Robichaud A, Menard R, Chabrilat S, et al. Impact of energetic particle precipitation on stratospheric polar constituents: an assessment using MIPAS data monitoring and assimilation. *Atmos Chem Phys Discuss*, 2009, 9: 22459-22504.
- [37] Thomas B C, Jackman C H, Melott A L. Modeling atmospheric effects of the September 1859 Solar Flare. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L06810.
- [38] Rodger C J, Verronen P T, Clilverd M A. Atmospheric impact of the Carrington event solar protons. *J Geophys Res*, 2008, 113: D23302.
- [39] Rozanov E, Callis L, Schlesinger M, et al. Atmospheric response to NO_y source due to energetic electron precipitation. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L14811.
- [40] Randall C E, Harvey V L, Manney G L, et al. Stratospheric effects of energetic particle precipitation in 2003-2004. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L05802.
- [41] Randall C E, Harvey V L, Singleton C S, et al. Energetic particle precipitation effects on the Southern Hemisphere stratosphere in 1992-2005. *J Geophys Res*, 2007, 112: D08308.
- [42] Sinnhuber B M, Gathen P, Sinnhuber M, et al. Large decadal scale changes of polar ozone suggest solar influence. *Atmos Chem Phys*, 2006, 6: 1835-1841.
- [43] Callis L B, Natarajan M, Lambeth J D. Solar-atmospheric coupling by electrons (SOLACE) 3. Comparisons of simulations and observations, 1979-1997, issues and implications. *J Geophys Res*, 2001, 106: 7523-7539.
- [44] Callis L B, Natarajan M, Lambeth J D. Reply to comment by Siskind D E on "Solar-atmospheric coupling by electrons (SOLACE), 3, Comparisons of simulations and observations" by Callis L B, Natarajan M, Lambeth J D, et al. *J Geophys Res*, 2002, 107: 4634.
- [45] Siskind D E. Comment on "Solar-atmospheric coupling by electrons (SOLACE), 3, Comparisons of simulations and observations" by Callis L B, Natarajan M, Lambeth J D, et al. *J Geophys Res*, 2002, 107: 4633.
- [46] Seppälä A, Randall C E, Clilverd M A, et al. Geomagnetic activity and polar surface level air temperature variability. *J Geophys Res*, 2009, doi:10.1029/2008JA014001.
- [47] Porter H S, Jackman C H, Green A E S. Efficiencies for production of atomic nitrogen and oxygen by relativistic proton impact in air. *J Chem Phys*, 1976, 65: 154-167.
- [48] Funke B, Lopez-Puertas M, Fischer H, et al. Comment on "Origin of the January-April 2004 increase in stratospheric NO₂ observed in northern polar latitudes" by Jean-Baptist Renard et al. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: 107813.
- [49] Jackman C H, Marsh D R, Vitt F M, et al. Short- and medium-term atmospheric constituent effects of very large solar proton events. *Atmos Chem Phys*, 2008, 8: 765-785.
- [50] Reddmann T, Ruhnke R, Versick S, et al. Modeling disturbed stratospheric chemistry during solar-induced NO_x enhancements observed with MIPAS/ENVISAT. *J Geophys Res*, 2010, 115: D00111.
- [51] Egorova T, Rozanov E, Ozolin Y, et al. The atmospheric effects of October 2003 solar proton event simulated with the chemistry-climate model SOCOL using complete and parameterized ion chemistry. *J Atmos Solar Terr Phys*, 2011, 73: 356-365.
- [52] Carrington R C. Description of a singular appearance seen on the Sun on September 1, 1859. *Mon Not R Astron Soc*, 1860, 20: 13-15.
- [53] Hodgson R. On a curious appearance seen in the Sun. *Mon Not R Astron Soc*, 1860, 20: 15.
- [54] Langematz U, Grenfell J L, Matthes K, et al. Chemical effects in 11-year solar cycle simulations with the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model with online chemistry (FUB-CMAM-CHEM). *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L13803.
- [55] Baumgaertner A J G, Jockel P, Bruhl C. Energetic particle precipitation in ECHAM5/MESSy1-Part I: downward transport of upper atmospheric NO_x produced by low energy electrons. *Atmos Chem Phys*, 2009, 9: 2729-2740.
- [56] Baumgaertner A, Seppala A, Jockel P, et al. Geomagnetic activity related NO_x enhancements and polar surface air temperature variability in a chemistry climate model: Modulation of the NAM index. *Atmos Chem Phys*, 2011, 11: 4521-4531.
- [57] Semeniuk K, Fomichev V I, McConnell J C, et al. Middle atmosphere response to the solar cycle in irradiance and ionizing particle precipitation. *Atmos Chem Phys*, 2011, 11: 5045-5077.
- [58] Rozanov E, Calisto M, Egorova T, et al. Influence of the precipitating energetic particles on atmospheric chemistry and climate. *Surv Geophys*, 2012, 33: 483-501.

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

曹美春 林朝晖 张贺

(中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029)

摘要: 利用中国科学院大气物理研究所第四代大气环流模式IAP AGCM4.0, 通过在模式中将太阳常数从 $1367\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 减少至 $1361\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 探讨了太阳总辐射减弱对冬季(12—2月)全球辐射强迫及气候模拟的影响。结果表明:(1)大气顶入射太阳辐射在全球范围内平均减少 $1.54\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 南半球中高纬地区显著减少 $2.15\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。北美、西西伯利亚、中东以及澳洲东部大气顶与地表的净短波辐射则出现增加, 这与上述地区总云量减少相对应;(2)地表温度在全球范围内平均降低约 0.05°C , 北美南部、南美南部、非洲东部与南部、澳洲西部以及亚欧大陆地表温度出现降低, 其中亚欧大陆降温幅度达到 2°C 以上, 北美北部、南美北部、非洲西部以及澳洲东部地表温度则为升高, 其中澳洲东部平均升温幅度约为 0.5°C ;(3)降水在全球范围内平均减少约 $0.003\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 其中澳洲大陆降水平均减少约 $0.6\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 与该地区地表蒸发减少、水汽源减少以及夏季风减弱有关。

关键词: 太阳活动, 辐射强迫, 地表温度, 降水, 大气环流模式

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2014.04.006

A Modeling Study of the Response of Radiative Forcing and Climate to Solar Constant Variation in Boreal Winter

Cao Meichun, Lin Zhaohui, Zhang He

(International Center for Climate and Environmental Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract: In this paper, the impact of total solar irradiance (i.e., solar constant) variation upon global radiative forcing and climate change in winter (December - February) is investigated by using a global atmospheric general circulation model (IAP AGCM4.0). Two sets of numerical experiments are designed, with one using the default solar constant ($1367\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) and the other adopting the latest value ($1361\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). Comparisons of the model results from both experiments demonstrate that with the reduction of solar constant: (1) Incoming solar radiation decreases $1.54\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ globally and $2.15\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ over areas of the mid- and high-latitudes in the Southern Hemisphere. Corresponding to less total cloud cover, net solar radiation at the top of the atmosphere and the surface increases in regions such as North America, West Siberia, Middle East, and Eastern Australia; (2) Surface temperature decreases 0.05°C globally and more than 2°C over Eurasia, while it increases about 0.5°C over Eastern Australia. In other regions such as Southern North-America, Southern South-America, Eastern and Southern Africa, and Western Australia, surface temperature becomes colder. Over regions including Northern North-America, Northern South-America, and Western Africa, surface temperature becomes warmer. (3) Precipitation exhibits negligible variations when averaged globally, which only drops by $0.003\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$. Owing to the combined effects of decreased surface evapotranspiration, reduced surface humidity, and weakened Australian summer monsoon, precipitation over Eastern Australia is on average reduced by about $0.6\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$.

Keywords: solar variation, radiative forcing, surface temperature, precipitation, atmospheric general circulation model

1 引言

目前, 全球气候及环境急剧变化, 已经成为各国政治、经济、科学等领域广泛关注的重大问题。从归

因的角度而言, 气候变化受包括自然和人为外强迫以及地球气候系统内部变率的共同影响^[1]。太阳作为地球气候系统的最主要能量来源, 决定了地球的能量收支, 是引起地球气候变化的最重要天文因子之一。古气候学证据表明, 全新世北大西洋冷事件与太阳活动处于低谷具有很好的一致性^[2]; 北半球中纬度地区太阳辐射在距今6000年左右变率最大, 该特征与青藏高原东部地区中全新世季风气候转型相匹配^[3]。近百年

收稿日期: 2013年11月28日; 修回日期: 2014年3月31日

第一作者: 曹美春(1984—), E-mail: mcao@mail.iap.ac.cn

资助信息: 国家重大科学研究计划项目(2012CB957803);

中国科学院战略性先导科技专项项目II(XDA05110200);

国家自然科学基金项目(41305093)

气候研究表明, 1850—1980年全球平均海表温度异常与太阳活动的强度(11年滑动平均的黑子数)之间有显著的正相关, 且太阳活动的强度变化是超前于海表温度变化的^[4]; 对1959—2004年全球平均气温进行去趋势处理后, 其年际变化与太阳周期呈正相关关系, 且超过了98%信度水平^[5]。就太阳活动对中国区域气候的影响, 张先恭等^[6]早就指出, 太阳活动减弱则我国受旱地区增加, 并导致低温气候; Soon等^[7]用多种实测和再分析资料证实, 1880—2002年我国陆表气温变化与太阳辐射变化存在紧密联系; 基于对近百年中国夏季降水与太阳活动关系的分析, Zhao等^[8]指出太阳黑子周期位相在一定程度上决定了东亚夏季风爆发期季风区雨带纬度位置的年代际变化。

气候系统模式是开展气候变化机理研究的重要工具, 其发展始于1956年Phillips发展的准地转大气环流模式。气候系统模式的发展历程, 是从单独的大气模式、简单的海—气耦合模式, 到海—陆—气—冰多圈层耦合模式逐步完善起来的^[9]。近几年来, 随着人们对气候系统认识的深入, 气候系统模式逐渐走向地球系统模式, 除了更加细致地考虑地球表层各圈层之间的相互作用, 也进一步考虑固体地球和与太阳活动有关的空间天气过程^[10]。地球气候系统对太阳活动的响应是一个复杂的过程, 包括辐射过程、动力学过程以及微观物理过程等。现阶段, 利用气候系统模式模拟太阳活动对气候的影响仍存在不少困难, 其中之一便是对太阳总辐照度(即太阳常数)变化的精确测定。对太阳总辐照度(Total Solar Irradiance, TSI)的测定主要有两种方式: 一为地面观测, 另一为卫星测量。由于卫星能剔除大气对太阳光的吸收影响, 所以卫星测量相比地面观测更加准确。TSI的卫星观测始于1978年发射的NIMBUS-7卫星^[11], 其配备的HF空腔辐射计测得TSI值为1372~1375 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。随后, 各国相继发射多颗卫星对TSI进行连续监测。其中, 美国国家航空航天局于2003年发射的SORCE卫星上装载的太阳总辐照度监测仪(TIM), 被认为是目前最精确的TSI探测仪器。根据TIM的监测结果^[12], 在2008年太阳活动极小期里, TSI的最精确值应为 $1360.8\pm 0.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 这明显低于目前气候系统模式普遍采用的经典值 $1365.4\pm 1.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。虽然与自1978年以来的卫星测量值相比, TIM给出的TSI值较低, 但这并不意味着太阳活动的减弱, 而是因为散射光导致上一代太阳辐射计测量值偏高, TIM的特殊设计则限制了漫射光进入仪器空腔, 因此TSI测量值偏低^[13]。

在气候系统模式中, TSI是地球能量平衡计算

的基准, 通常单独留在能量平衡方程的一边。如果考虑TSI测量的不准确性(从 $1365.4\pm 1.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 减少至 $1360.8\pm 0.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), 模式中原有的全球辐射平衡必然将遭到破坏, 进而导致模式模拟气候态的变化。本文利用中国科学院大气物理研究所发展的新一代大气环流模式IAP AGCM4.0^[14], 通过改变模式中太阳常数的取值, 考察: (1) 如果用现有的观测数值($1361\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)替代模式中的默认取值($1367\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), 究竟对模式模拟结果有怎样的影响? 模式的响应是否显著? (2) 如果模式的响应是显著的, 那具体的影响过程又是如何的? 本文的研究结果, 亦将是我们后续利用IAP AGCM4.0的气候系统模式, 模拟验证天文因子对近百年气候变化影响的一个基础。

2 模式和试验方案

2.1 IAP AGCM4.0 模式

本文采用的是中国科学院大气物理研究所近年发展的第四代大气环流模式IAP AGCM4.0。IAP AGCM4.0的物理过程基本采用美国国家大气研究中心(NCAR)大气环流模式CAM3.1的物理过程参数化包, 其中陆面模块采用CLM3, 积云对流参数化方案除了CAM3.1中的Zhang-McFarlane方案外, 还增添了修改的Zhang-McFarlane方案和Emanuel方案2个可选方案。在动力框架方面, IAP AGCM4.0沿用了前几代模式的一些方法和技术(如标准层结扣除、IAP变换、总有效能量守恒差分格式等), 引入了许多新的特色(如时间分解算法、高纬灵活性跳点、可允许替代等), 更新了水汽平流过程的算法, 增加了对云水和云冰平流过程的计算^[15]。IAP AGCM4.0的水平分辨率为 $1.4^\circ\times 1.4^\circ$ (经圈上128个格点, 纬圈上256个格点), 垂直方向采用 σ 坐标共26层, 模式顶高度约为2.2hPa。对IAP AGCM4.0进行了17年的气候态积分试验, 表明该模式对全球基本气候态有较好的模拟能力, 其中对海平面气压场、纬向风场及温度场的模拟, IAP AGCM4.0要明显优于CAM3.1^[15]。另外, 利用观测资料对IAP AGCM4.0模拟的20世纪气候进行检验, 表明其对全球和东亚气候有较强的模拟能力, 能较好地再现地表气温的长期变化^[16], 同时对北半球冬季(12—2月)气候也具有较好的模拟能力^[17]。

2.2 试验方案

本文设计了两组试验来研究太阳活动变化对冬季(12—2月)辐射强迫及气候模拟的可能影响。两组试验的地球轨道参数均设为1950年时的值, 下边界

采用HadISST逐月海温及海冰分布，外强迫包括温室气体、气溶胶、臭氧、太阳常数等。两组试验所使用的太阳常数和温室气体等参数如表1所示：S1367为参照试验，太阳常数取 $1367\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ；S1361为敏感性试验，太阳常数取 $1361\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。两组试验积分步长均为10min，共积分31a（1978—2008年），这里重点分析后30a（1979—2008年）的结果。通过比较两组试验结果的差异，来探讨太阳常数变化对模式模拟结果的影响，后文给出的结果均为S1361试验与S1367试验冬季要素30年平均的差值场，其中冬季为前一年12月和当年1月与2月的平均。

3 模拟结果及分析

3.1 净短波辐射

由于太阳直射点的回归运动，冬季（12—2月）太阳直射南半球，南半球中低纬（ 10° — 60°S ）地区的入射太阳辐射最强，并沿纬圈向南北两极逐渐减弱。当把太阳常数从 $1367\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 减小至 $1361\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 时，全球范围内大气顶入射太阳辐射沿纬圈均有不同程度的减弱，全球范围内平均减少 $1.54\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，其中北半球中高纬地区略有减弱，南半球中低纬（ 10° — 60°S ）地区则显著减弱了 $2.15\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ （图1a）。入射到大气顶的太阳辐射，一部分被反射回太空，另一部分则用于驱动地球气候系统。由于大气本身对太阳辐射的直接吸收较少，大部分被陆面、海洋、冰面所吸收，因而造成地球表面温度升高。不同于入射太阳辐射全球一致减少的特征，净短波辐射在不同区域有增有减。对大气顶净短波辐射，海洋上以减少为主，且南半球洋面的减少更明显；在陆地上，非洲大部 and 南美大部表现为减少，北美、西西伯利亚、中东以及澳洲东部则表现为增加，其中澳洲东部的大气顶净辐射增加尤为显著（图1b）。对地表净短波辐射，除了北美、西西伯利亚、中东以及澳洲东部所呈现的增加趋势变得更明显以外，其余地区的变化趋势与大气顶的情形非常一致（图1c）。

3.2 云辐射强迫

云及其对辐射的影响是决定气候敏感性的最大不确定性因素。云在天气系统的辐射收支中也有着十分重要的作用：一方面，云吸收和散射太阳短波辐射，对天气系统起降温作用（负的云短波辐射强迫）；另

一方面，云能有效吸收和反射地表及云下大气放射的长波辐射，起到加热地气系统的作用（正的云长波辐射强迫），因此云净辐射强迫在气候变化中起着关键作用。图2给出了总云量、大气顶云净辐射强迫及地表云净辐射强迫对太阳常数变化的响应。由图2a可见，总云量也并非纬向一致减少，其中洋面上的总云量变化要弱于陆地。陆地上的总云量以减少为主，减少较显著的地区主要有西西伯利亚、中东以及澳洲东部等，其减幅基本都超过了5%。这些地区的总云量减少与大气顶及地表净短波辐射增加是相互对应的，由于总云量减少使得云反照率降低，进而行星反照率降低、大气顶净短波辐射增加；另一方面，地表吸收

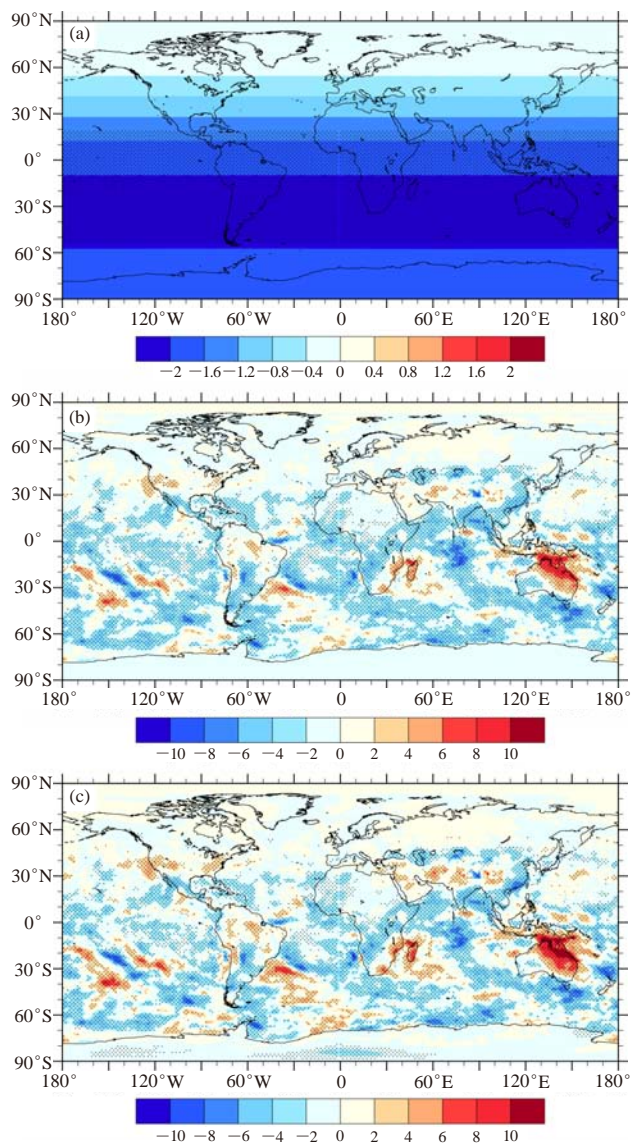


图1 S1361试验与S1367试验冬季入射太阳辐射 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (a)、大气顶净短波辐射 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (b) 及地表净短波辐射 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (c) 的差值分布。点阴影区为通过95%显著性检验的区域

表1 模拟试验所使用的太阳常数及温室气体浓度

试验名称	太阳常数	CO ₂	N ₂ O	CH ₄
S1367	$1367\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$	355ppm	270ppb	760ppb
S1361	$1361\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$	355ppm	270ppb	760ppb

注：ppb = 10^{-9} ；ppm = 10^{-6}

太阳辐射的多寡也受云量变化的调控，总云量减少使得云吸收和发射的太阳辐射减少，从而有利于地表净短波辐射出现增加。就云对辐射收支的影响，从图2b中看到，大气顶云净辐射强迫在西北伯利亚和中国东部略有减少（减幅小于 $2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ）；在南美北部、西亚以及澳洲东部，大气顶云净辐射强迫则有所增加，其中澳洲东部的增幅超过了 $5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。地表的情况比较类似，但与大气顶不同的是，在冬半球的中纬度地区（如我国东北地区），由于太阳入射辐射减少，地表云长波辐射强迫较大，即正的云长波辐射强迫作用大于负的云短波辐射强迫作用，地表云净辐射强迫呈现略微的增加（图2c）。

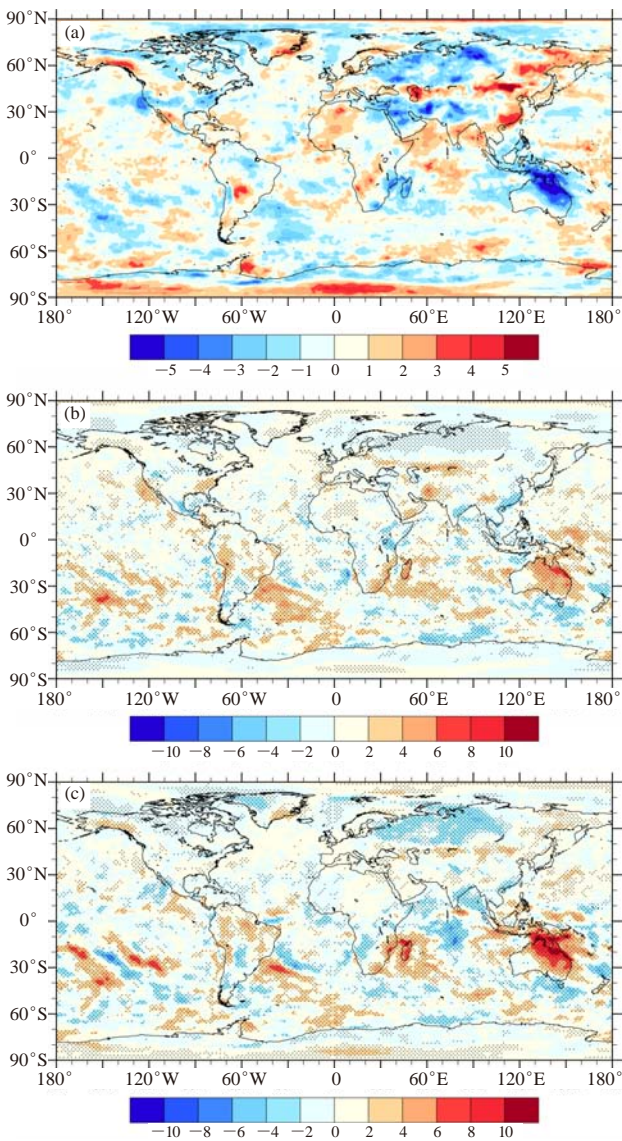


图2 S1361试验与S1367试验冬季云量(%) (a)、大气顶云净辐射强迫($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (b)及地表云净辐射强迫($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (c)的差值分布。点阴影区为通过95%显著性检验的区域

3.3 地表温度

全球或区域平均地表气温是描述气候系统状态的最常用变量之一。太阳常数减小后，由于云对天气系统加热或冷却作用的变化，一个直接的后果是导致地表及大气热状况的调整。图3所示为S1361试验与S1367试验模拟的地表温度之差值分布，由于两组试验均使用HadISST逐月海温及海冰强迫，所以不存在海表温度的差异，这里仅就陆地上的情况进行分析。整体而言，太阳常数从 $1367\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 减小至 $1361\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 后，地表温度变化全球范围内平均约降低了 0.05°C 。但分区来看，地表温度在不同区域有增有减，亚欧大陆地表温度几乎都为降低，以西西伯利亚至东欧一带降温尤为显著，最大降温幅度达到 2°C 以上。同样地，北美南部、南美南部、非洲东部与南部以及澳洲西部的地表温度也都出现了一定程度的下降。另一方面，当太阳常数减小后，北美北部、南美北部、非洲西部以及澳洲东部的地表温度则有所升高，其中澳洲东部升温较为显著，平均升温幅度约为 0.5°C 。另外结合图2可见，亚欧大陆北部地表温度降低与大气顶及地表云净辐射强迫减少相一致，而澳洲东部地表温度升高也与大气顶及地表云净辐射强迫增加是一致的。

地面温度变化后，也引起地表感热与地表潜热通量发生相应变化。从S1367试验的模拟结果（图略）可知，冬季（12—2月）北半球高纬陆地感热通量虽然量值不大，但符号为负，这说明地表为冷源，从大气获得能量；其他陆地感热通量则多为正值，表明地面向大气输送热量，其中以澳洲大陆的感热通量最大。从图4可看到，当太阳常数减小后，对应于地表温度的显著升高，澳洲东部地表感热通量显著增加，相应的地表潜热通量也明显减少。在亚欧大陆北部，一方面冬季地表为冷源，地表温度降低后，地—气温差负值增强；另一方面，近地面风速减弱（这可能与北极涛动减弱有关），增加

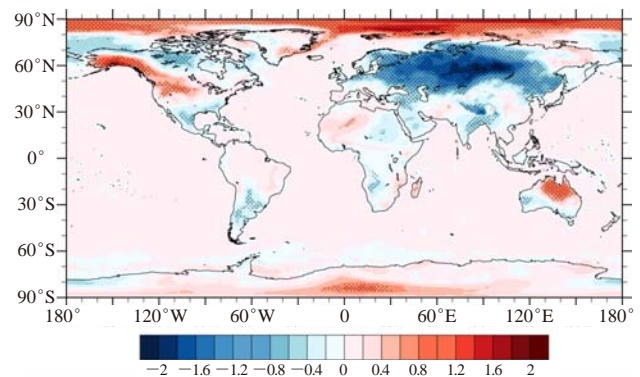


图3 S1361试验与S1367试验冬季地表温度($^\circ\text{C}$)的差值分布。点阴影区为通过95%显著性检验的区域

了传热阻力。后者在较大程度上抵消了前者，减缓了控制试验（即S1367试验）中感热通量负值的增加，使得地表感热通量差异（S1361-S1367）在亚欧大陆北部呈现正值。相应地，地表潜热通量差异（S1361-S1367）则呈现负值。

3.4 降水

降水变化涉及全球水循环过程，由于直接影响降水的因子通常是一些大尺度环流系统，例如季风，因而研究降水变化对于揭示太阳影响气候的物理机制是有利的。虽然S1361试验模拟的冬季（12—2月）全球平均降水总体较S1367试验仅存在 $0.003\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 的微弱减少趋势，但从图5中不难看见，两组试验模拟的降水差异分布有着显著的空间不均匀性。在洋面上，太阳常数减小后，低纬地区的变幅相对高纬地区更大。不同于其他洋面降水出现减少或者变化不明显的特征，北印度洋与赤道中西太平洋地区降水呈现显著增多趋势。相较于海洋，陆地上降水的局地变幅则弱不少，除了南非、蒙古、加拿大等地区降水略有增加以外，许多地区（如亚欧大陆北部、西亚、澳洲大陆、南美北部等）的降水均有所减少，其中以澳洲大陆降水减少较为显著，平均减少了约 $0.6\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。

大量研究结果已经表明，降水的多寡在相当程度

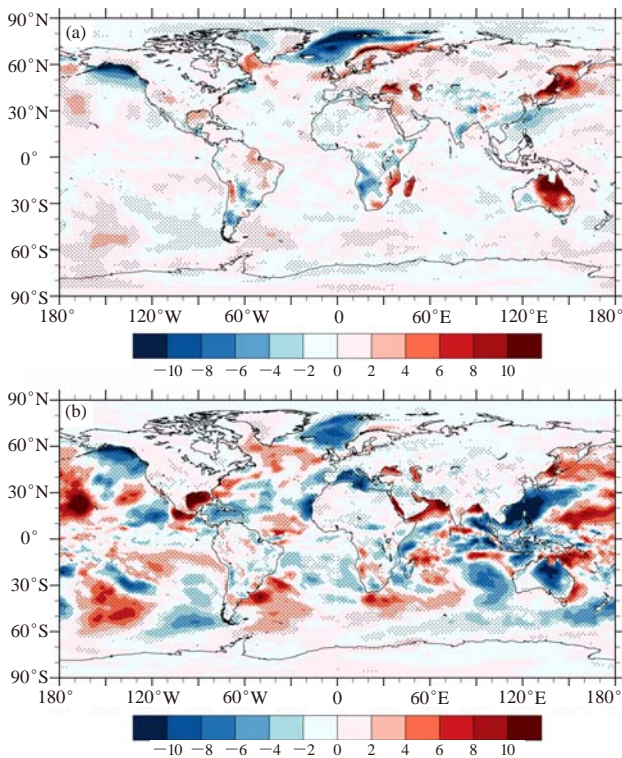


图4 S1361试验与S1367试验冬季地表感热通量 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (a) 和地表潜热通量 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (b) 的差值分布。点阴影区为通过95%显著性检验的区域

上与大气环流形势及其配置有关。鉴于澳洲大陆降水变化显著，我们以亚澳季风区为例展开进一步分析。从大的空间尺度而言，当亚洲地区盛行夏季风时，澳洲北部盛行冬季风，而亚洲地区盛行冬季风时，澳洲北部盛行夏季风。从S1367试验的模拟结果（图略）可知，南半球夏季（12—2月），印度尼西亚和澳洲北部低层流场盛行西风气流，东亚冬季风从南海和西太平洋地区携带大量水汽越赤道后转向，在澳大利亚与印度尼西亚之间汇合成水汽辐合带，直接导致北澳夏季风降水。由图6a可见，太阳常数减小后，澳洲大陆水汽源明显减少，与前述分析的地表潜热通量（蒸发）减少、海—陆水分循环减弱相对应。另一方面，太阳常数减小后，印尼大陆地表温度降低，使得海陆热力对比减弱，印尼—北澳地区海域出现东风气流异常，意味着北澳夏季风的减弱（图6b）。同时结合图3看到，随着太阳辐射的减弱，澳洲大陆西部地表温度急剧降低，造成海陆热力对比减弱，进而从陆地吹向西侧洋面的偏东风减弱。加之南印度洋上空的马斯克林高压减弱，脊前东南气流减弱，使得澳洲大陆西侧出现西北气流异常，最终导致在澳洲大陆西北部形成一个反气旋式环流偏差，低层对流上升运动减弱。正是在低层水汽源减少与低层异常反气旋环流的共同作用下，澳洲大陆降水呈现出了较为显著的减少趋势。

4 结论

本文利用大气环流模式IAP AGCM4.0，开展了太阳常数变化的敏感性试验，通过用TIM（目前被认为是最精确的太阳常数探测仪器）的测量值（约 $1361\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ）替代模式中太阳常数的默认取值（ $1367\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ），探讨了太阳活动变化所引起的冬季（12—2月）辐射强迫变化及其对气候模拟的影响和可能机制。结果表明，当太阳常数从 $1367\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 减小至 $1361\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 后：

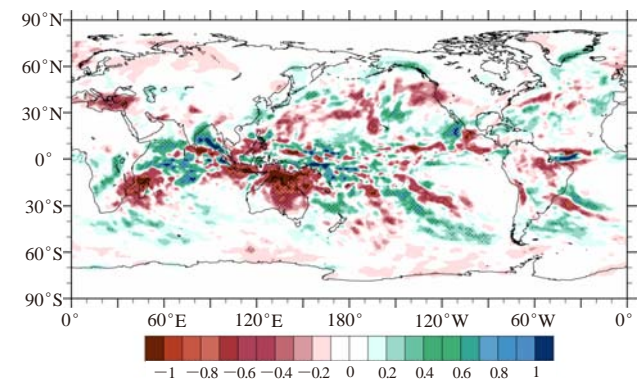


图5 S1361试验与S1367试验冬季降水 ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) 的差值分布。点阴影区为通过95%显著性检验的区域

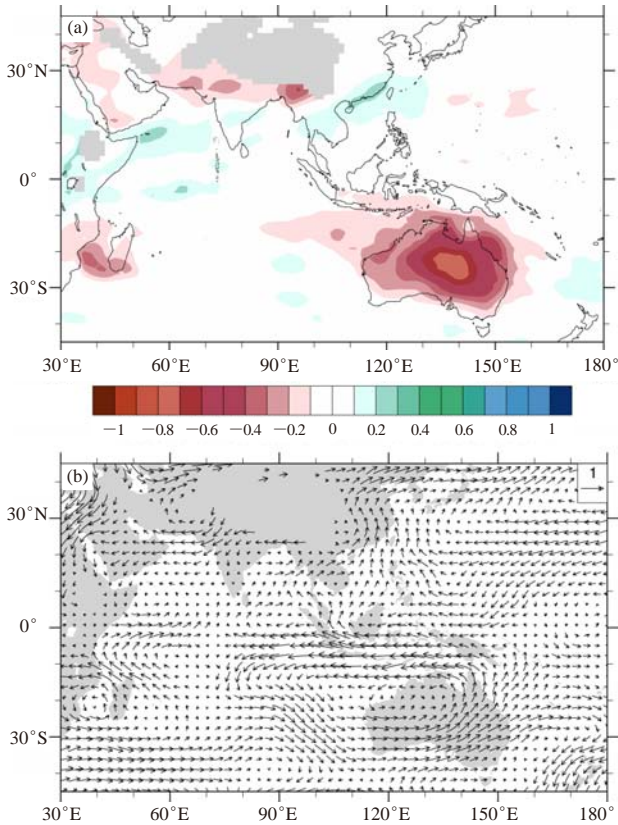


图6 S1361试验与S1367试验冬季亚澳季风区 (a) 850hPa水汽场 ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) 和 (b) 850hPa风场 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 的差值分布

(1) 大气顶入射太阳辐射在全球范围内均为减少, 全球平均减少 $1.54\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 其中南半球中高纬地区显著减少 $2.15\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。由于云与辐射的相互作用, 大气顶与地表的净短波辐射在不同区域有增有减, 海洋上主要为减少, 陆地上北美、西西伯利亚、中东以及澳洲东部则出现增加, 与这些地区云量减少相一致。对应于云量的变化, 大气顶与地表的云净辐射强迫在西西伯利亚和中国东部略有减少, 在南美北部、西亚以及澳洲东部则有所增加;

(2) 地表温度在全球范围内平均降低约 0.05°C , 其中北美南部、南美南部、非洲东部与南部、澳洲西部以及亚欧大陆地表温度均为降低, 其中亚欧大陆降温较为显著, 最大降温幅度可达 2°C 以上。在北美北部、南美北部、非洲西部以及澳洲东部, 地表温度则有所升高, 以澳洲东部升温较为显著, 平均升温幅度约为 0.5°C ;

(3) 降水在全球范围内平均减少约 $0.003\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 陆地上以澳洲大陆减少较为显著, 平均减少约 $0.6\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。一方面, 澳洲大陆地表潜热通量(蒸散发)减少,

海—陆水分循环减弱, 从而水汽源减少; 另一方面, 北澳夏季风减弱, 澳洲大陆西北部低层流场形成一个反气旋式环流偏差, 导致对流上升运动减弱。这些因素综合起来, 使得澳洲大陆降水出现减少。

太阳总辐照度是影响气候变化的一个重要驱动力, 不正确的太阳总辐照度输入必然会影响到气候模拟与预测的准确性, 所以分析气候系统对太阳总辐照度变化的敏感性是有必要的。但就本文而言, 其模拟结果主要基于一个气候系统模式得到的, 因此下一步我们将用其他的气候系统模式来进行类似的试验予以考察, 从而更好地揭示太阳总辐照度变化对全球气候变化的影响程度。

参考文献

- [1] Tett S F B, Stott P A, Allen M A, et al. Causes of twentieth century temperature change near the Earth's surface. *Nature*, 1999, 399: 569-572.
- [2] Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 2001, 294: 2130-2136.
- [3] Yu X, Zhou W, Liu Z, et al. Different patterns of changes in the Asian summer and winter monsoons on the eastern Tibetan Plateau during the Holocene. *The Holocene*, 2011, 21: 1031-1036.
- [4] Reid G C. Solar total irradiance variations and the global sea surface temperature record. *J Geophys Res*, 1991, 96: 2835-2844.
- [5] Tung K K, Camp C D. Solar cycle warming at the Earth's surface in NCEP and ERA-40 data: A linear discriminant analysis. *J Geophys Res*, 2008, 113: D05114.
- [6] 张先恭, 徐瑞珍. 我国大范围旱涝与太阳活动关系的初步分析及未来旱涝趋势, 气候变迁和超长期预报文集. 北京: 科学出版社, 1977.
- [7] Soon W, Dutta K, Legates D R, Velasco V, Zhang W. Variation in surface air temperature of China during the 20th century. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2011, 73: 2331-2344.
- [8] Zhao L, Wang J S, Zhao H J. Signature of the solar cycle on decadal variability in monsoon precipitation over China. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2012, 90: 1-9.
- [9] IPCC. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2001.
- [10] 王斌, 周天军, 俞永强, 等. 地球系统模式发展展望. *气象学报*, 2008, 66: 857-869.
- [11] Hoyt D V, Kyle H L, Hickey J R, et al. The Nimbus-7 solar total irradiance: A new algorithm for its derivation. *Geophys Res*, 1992, 97: 51-63.
- [12] Kopp G, Lean J L. A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance. *Geophys Res Lett*, 2011, 38: L01706.
- [13] Frohlich C. Total solar irradiance observations. *Surv Geophys*, 2012, 33: 453-473.
- [14] 张贺, 林朝晖, 曾庆存. IAP AGCM-4 动力框架的积分方案及模式检验. *大气科学*, 2009, 33: 1267-1285.
- [15] Zhang H, Zhang M, Zeng Q. Sensitivity of simulated climate to two atmospheric models: Interpretation of differences between dry models and moist models. *Mon Wea Rev*, 2013, 141: 1558-1576.
- [16] 张贺, 林朝晖, 曾庆存. 大气环流模式中动力框架与物理过程的相互响应. *气候与环境研究*, 2011, 16: 15-30.
- [17] Dong X, Xue F, Zhang H, et al. Evaluation of surface air temperature change over the globe and China during the twentieth century in IAP AGCM4.0. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 2012, 5: 435-438.

大气低能见度的影响因子分析及计算方法综述

陈静 赵春生

(北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871)

摘要: 大气低能见度事件一般指的是雾、霾、雨、雪以及沙尘暴等天气过程所引起的能见度破坏现象。由于城市化的快速发展和污染物排放的急剧增加, 高浓度的气溶胶污染也会导致低能见度现象, 这已成为当前中国大部分地区普遍面临的重要大气环境问题之一。从国内的污染现状入手, 并结合国内外的相关研究, 对大气消光的理论计算和低能见度的主要影响因子进行了具体阐述。此外, 还就大气消光计算方法的研究进展及其优缺点予以了总结和讨论。最后, 对未来中国能见度的监测及研究工作等提出了一些具体的建议。

关键词: 大气消光, 低能见度, 大气气溶胶, 气溶胶吸湿性

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2014.04.007

A Review of Influence Factors and Calculation of Atmospheric Low Visibility

Chen Jing, Zhao Chunsheng

(Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract: Atmospheric low visibility events are commonly caused by special meteorological processes, such as fog, haze, rain, snow, and dust storm. With rapid urbanization and increasing pollutant emission, visibility could be further degraded; and this has become a pervasive and urgent environmental problem in China. Regarding firstly the current pollution status in our country and corresponding researches both at home and abroad, then the research work is done to illustrate the theoretical calculation of atmospheric extinction, along with main influence factors of the low visibility. Moreover, the progress and the corresponding advantages and disadvantages of extinction estimation methods are summarized and discussed. Consequently, some specific suggestions are proposed for future visibility monitoring and research in China.

Keywords: atmospheric light extinction, low visibility, atmospheric aerosol, aerosol hygroscopicity

1 引言

能见度, 顾名思义, 指的是人眼所能将目标物从背景中分辨出来的最远水平距离^[1]。由于大气中的气体和气溶胶对光的散射和吸收作用, 自然状况下的视程范围都会受到一定的限制。雾、霾、雪、沙尘暴及降水等天气现象都能导致大气低能见度事件的出现。

随着工业技术的飞速发展和城市化进程的加快, 由于化石燃料和生物质的燃烧过程、污染物的传输以及其他燃烧源等排放出的大量气溶胶颗粒物, 中国的很多地区都因此遭受到了严重的气溶胶污染。北京、西安等大城市的细粒子(空气动力学等效粒径小于 $2.5\mu\text{m}$ 的气溶胶, $\text{PM}_{2.5}$)质量浓度水平平均远高于国内空气质量标准(GB3095-2012)^[2]所给出的浓度

限值^[3-4], 人类生活和健康等方面也因此受到较大影响^[5-8]。其中, 由细粒子污染所导致的大气低能见度事件已成为当前中国大部分城市地区面临的一个十分普遍的环境问题, 且有向郊区发展恶化的趋势^[9-15]。

研究表明, 2003—2007年间, 北京夏季的平均能见度达 10km 以下^[16], 而天津武清地区夏季的低能见度水平则常维持在 5km 以下^[17]。在中国东北部的区域本底站——龙凤山($127^{\circ}36'E$, $44^{\circ}44'N$), 该地2008年一个典型霾日的日均水平能见度和对应 PM_{10} 的质量浓度分别为 11km 和 $70\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ^[18]。统计数据显示, 中国大陆地区的低能见度事件主要频繁出现在珠江三角洲地区(PRD), 长江三角洲地区(YRD), 以及包括京津冀城市群和辽宁中部城市群在内的华北平原地区(NCP)。国内有关能见度变化趋势方面的分析工作已有很多^[19-23], 另外还有不少针对能见度破坏的源解析以及能见度影响因素(如: 气溶胶粒径, 化学成分和气象条件等)方面的研究。吴兑^[24]也已就中国近10年的能见度相关研究工作进行了概述。

收稿日期: 2013年6月17日; 修回日期: 2013年7月20日
第一作者: 陈静(1986—), Email: chen_jing@pku.edu.cn
资助信息: 国家重点基础研究发展计划项目(2011CB403402);
国家自然科学基金项目(41375134)

对于工业发达的美国来说,其国内大部分地区也不可避免的经历了能见度的破坏阶段^[25-28]。据观测数据表明^[29-30],在不受人为空气污染的影响下,美国东、西部的自然视程范围可以分别达到144.8和225.3km。然而,由于人为排放的细粒子及其前体物的影响,美国东、西部的平均能见度水平则可以分别降至22.5~38.6km和53.1~144.8km。意识到视觉空气质量的重要性,美国国会于1977年8月将清洁空气法案(Clean Air Act, CAA)纳入立法,并提出了国家的能见度目标:即旨在对I级管制区域范围内(Class I Areas)未来可能的视程衰减进行预防,并对当前已存在的由人为空气污染所导致的能见度破坏现象进行补救。为了配合这一立法的实行,IMPROVE(Interagency Monitoring of Protected Visual Environments)这一部门间的能见度监测项目也于1985年发起,并对大气能见度相关的重要光学参数,以及气溶胶化学成分等进行了长期的观测和研究。该项目的研究结果也对中国的低能见度研究具有重要的参考价值。

本文针对当前国内引起广泛关注的细粒子污染与低能见度事件,从细粒子的消光本质及其理论计算入手,对造成能见度破坏的主要影响因子进行了具体阐述。另一方面,结合国内外相关研究工作,对消光估算模型的研究进展进行了归纳,并就各自的优缺点展开讨论;进而对未来中国低能见度的相关监测和预警方面的工作提出一些建议。

2 大气能见度及其影响因子分析

2.1 能见度及大气消光的计算

大气消光系数是常用来描述能见度好坏的指标之一,它指的是单位距离范围内,由源与接收器之间存在的气体和气溶胶的散射和吸收作用所导致的总的光衰减量。根据Koschmieder公式,可以将其近似表示为能见度的倒数形式^[31-32]。大气消光系数可以通过气体和气溶胶物种的浓度直接计算得到,因此它可以作为将环境空气质量和能见度破坏相联系的一种便捷测量手段。

对于气体而言,它们的散射主要是空气分子的瑞利散射^[33]。瑞利散射是各向同性的,且对于90°入射辐射方向处的光散射几乎是完全极化的。瑞利散射与分子数密度成正比例关系,并且与光谱波长的四次方成反比(λ^{-4} ,其中 λ 是光的波长)。据记载,由气体分子的瑞利散射所造成的消光贡献一般设为 10Mm^{-1} ^[34]。假定大气压恒定的情况下,各地气体分子对应的瑞利散射部分应保持常数不变,这也代表了原始的大气

能见度状况。在气体的吸收过程中, NO_2 是大气中唯一的一种对可见光有吸收作用的气体成分。据研究表明,它对波长为550nm的可见光所造成的光吸收大小可近似表示为 $b_{\text{ag}}=330[\text{NO}_2]$ ^[35-36];其中,吸收系数 b_{ag} 和 $[\text{NO}_2]$ 的单位分别为 Mm^{-1} ,ppm。在 NO_2 浓度低于0.01ppm的乡村地区, NO_2 对可见光的吸收作用都是不太重要的。因此,不考虑 NO_2 对光的吸收衰减作用,最后计算的总消光系数可以简单的视为由计算得到的气溶胶总消光系数,再加上瑞利散射的贡献即可。

对气溶胶的消光计算,一般是利用Mie理论^[37-38]实现的。简单来说,对于某一特定化学成分的气溶胶 j ,在已知其相应的气溶胶数谱分布 $f_{N,j}(D_p)$ 和复折射指数 $n_j = m + ik$ 情况下,该粒子的消光系数($b_{\text{ext},j}$)可由下式计算得到。

$$b_{\text{ext},j} = \int_0^{\infty} \frac{\pi}{4} D_p^2 Q_{\text{ext}}(n_j, D_p, \lambda) f_{N,j}(D_p) dD_p \quad (1)$$

上式中, $Q_{\text{ext}}(n_j, D_p, \lambda)$ 给出了Mie消光效率,它是复折射指数(n_j)、粒子直径(D_p)和入射光波长(λ)的函数。气溶胶数谱分布 $f_{N,j}(D_p)$ 则代表了一定粒径下(D_p)的气溶胶所对应的数浓度情况。通过将不同粒径气溶胶的消光计算结果进行加和,即可以得到全粒径下所有气溶胶群体的总消光系数。

对于总的消光贡献来说,在较低的气溶胶浓度情况下,空气分子的瑞利散射占主导。而当气溶胶浓度高于几个 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 时,气溶胶的散射能力要显著高于瑞利散射;此时,气体分子在对可见光散射方面的相对贡献几乎可以忽略,能见度主要由气溶胶的散射决定。在一般的大气状况下,气溶胶的浓度都在几十甚至几百个 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 范围内。因此,能见度的好坏是由气溶胶粒子的贡献来支配的。而对于气溶胶的完整描述应包含以下方面的叙述:化学组成、形态、粒子尺度,以及以粒径为函数的每种气溶胶类型的相对含量,如数浓度谱或质量谱分布等。

2.2 大气消光的主要影响因子

根据前面所提到的,与气体分子的瑞利散射和吸收作用相比,大气气溶胶的光散射和吸收能力要强得多,因此气溶胶对消光的贡献也是最重要的。在不考虑特殊天气过程(如:雨、雪、雾、沙尘暴等自然天气现象)和外界污染物输送等情况的干扰时,与气溶胶直接相关的影响消光的主要因子可以概括为:气溶胶的质量浓度、粒径谱分布、化学组分、吸湿特性、黑碳及其混合状态、颗粒物的形状等。

2.2.1 气溶胶质量浓度

对于粒径分布一定的干气溶胶粒子而言,其造成

的消光与气溶胶质量浓度直接相关。早在40多年前, Charlson^[39]就已经对气溶胶质量浓度和视程范围间的相互关系进行了总结, 研究表明二者存在反相关关系。基于气溶胶质量浓度与能见度之间的相互关系, 为了帮助获取时空插值上的细粒子资料, 美国EPA^[40]尝试用IMPROVE项目中监测到的能见度数据替代PM值, 但这一方法在高时间分辨率的情况下会受到限制; 而另一方面, 结果表明在美国东部地区, 光散射数据可以很好代替细粒子质量, 同时它也可以用于定量估算日均的细粒子质量浓度。Wen等^[41]的研究则进一步表明能见度和气溶胶质量浓度之间存在指数变化关系。类似的结论也出现在很多国内外的相关研究中。

2.2.2 气溶胶的粒径谱分布

决定消光的第二重要参量是气溶胶的粒径分布型态^[42-45], 这主要是由于不同粒径的气溶胶所对应的光学性质会存在较大差异。而对于单个粒子而言, 气溶胶的散射和吸收能力则主要取决于颗粒物的粒径、复折射指数以及粒子的形状和密度。如果这些特性已知, 那么粒子的光散射和吸收部分也可以根据Mie理论相应计算得出。Motallebi等^[43]通过对加利福尼亚不同站点间颗粒物, 气体和气象参量的多元线性回归分析发现, 能见度与直径小于0.65 μm 的含硫粒子之间没有明显的相关性, 而0.65 μm 以上粒子在较高相对湿度(RH)环境下的吸湿增长能导致较差的能见度出现。这也说明气溶胶粒径对其消光能力的贡献是非常关键的, 与Mie理论也是一致的。

2.2.3 气溶胶的吸湿特性

需要注意的是, 在环境相对湿度条件下, 气溶胶的吸湿增长行为会直接影响粒子的上述物理特性, 进而对它的消光能力产生影响。简言之, 气溶胶的吸湿增长能通过粒子吸收液态水使得粒子尺度变大, 进而增大气溶胶的消光系数。另一方面, 由于吸收的水分所具有的复折射指数相比其他气溶胶组分要偏小, 气溶胶的吸湿增长也会因此造成其复折射指数的降低, 从而减小其消光系数。然而, 由于气溶胶尺度增大所引起的消光增强这一正反馈作用要显著强于由于复折射指数减小所造成的消光减弱这一负效应; 因此, 这总体上会使得气溶胶的消光增大, 从而能见度出现明显的恶化。这一现象已在华北平原地区, 珠江三角洲地区, 以及长江三角洲地区等的相应外场试验中^[46-51]被观测到。

气溶胶的这一吸湿特性主要是由气溶胶的化学组成来决定的^[56]。大气细粒子大部分由吸湿性的无机盐和有机成分的混合物所组成, 它们对相对湿度的依赖性

也与这些成分类似, 而细粒子段内的气溶胶几乎都是可吸湿的。与低湿状态下的气溶胶粒径相比, 在相对湿度接近100%的高湿情况下, 粒子的尺度可以增长2~3倍, 气溶胶的消光能力也会呈指数的显著增大^[47, 49, 57-59]。因此, 弄清低能见度与气溶胶质量浓度、粒径分布以及气溶胶吸湿增长特性之间的相互关系是非常重要的。在对能见度的研究中, 也常需要用到相对湿度订正因子(如: 粒径/光散射吸湿增长因子), 这一因子可以从实验室测量或外场试验中获取^[60]。

2.2.4 气溶胶的化学组成

在对气溶胶的消光贡献上, 颗粒物的化学组成也起了非常重要的作用^[61]。除了来自于化石燃料燃烧等一次源的影响, 在光化学氧化和多相化学反应过程中所生成的二次气溶胶以及有机成分也会对能见度造成影响。细粒子(如PM_{2.5})则主要是由二次源产生的, 它们的时空变化型态更倾向于区域分布的特征。而明显例外的情况会出现在城市工业密集地区和山谷地区, 那里占主导的是一次排放的次微米级粒径的煤烟粒子。

Leaderer等^[62]研究表明, 细粒子中的一些化学成分, 如硫酸盐, 它会比其他细粒子成分对能见度造成更显著的恶化; 而在高相对湿度环境下, 这些细粒子成分对能见度的破坏会表现得尤为突出。类似的结论也在Trijonis^[27]和Yuan等^[63]的相关研究中得到了证实。Malm等^[25]利用美国IMPROVE监测网络的能见度和气溶胶数据, 就二者的相互关系进行了研究。结果显示, 在硫酸盐、硝酸盐、有机物、光吸收性碳以及沙尘这几种造成能见度破坏的主要成分中, 硫酸盐和有机物是美国大部分地区消光的主要贡献部分, 而加利福尼亚南部站点的消光则是由硝酸盐主导的。在美国东部地区, 硫酸盐对消光的贡献几乎占了2/3。这也意味着控制细粒子中的主要消光贡献成分, 理论上是可以有效提高当地能见度水平的。

2.2.5 黑碳及其混合状态

作为气溶胶中的主要光吸收性成分, 黑碳气溶胶通过对太阳辐射的强烈吸收, 降低冰雪表面的反照率, 以及与云的相互作用这些方式, 它在气候和环境变化中都扮演了非常重要的角色。由于黑碳气溶胶自身的特殊性以及研究过程中所存在的巨大不确定性, 有关黑碳气溶胶的研究也因此成为国际上广泛关注的热点话题之一^[64]。

黑碳气溶胶的消光能力主要表现在对应的质量吸收效率上, 即单位质量的黑碳气溶胶对光的吸收程度(单位: $\text{Mm}^{-1}(\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3})^{-1}$, 一般简化为 $\text{m}^2\cdot\text{g}^{-1}$)。另

外, 也有研究证实黑碳气溶胶(如煤烟颗粒物)的混合状态可以通过改变气溶胶的光学性质从而严重影响能见度^[65-68]。同时, 黑碳气溶胶本身的形态结构对其光学性质也会产生较大影响。

据介绍, 黑碳气溶胶的质量吸收效率约介于 $4\sim 20\text{m}^2\cdot\text{g}^{-1}$ 之间, 因此很多研究中常取其中间值 $10\text{m}^2\cdot\text{g}^{-1}$ 作为标准。Fuller等^[66]为了获取更多黑碳气溶胶吸收性质变化方面的信息, 对不同物质组成和形态的煤烟所对应的光学性质重新进行了评估。同时, 还分别就聚合物形式的黑碳以及与硫酸盐内混合的黑碳对消光效率的影响进行了讨论。研究表明, 基于石墨碳颗粒聚合物的光学特性模拟结果, 在很多情况下所使用的 $10\text{m}^2\cdot\text{g}^{-1}$ 这一光吸收性成分对应的质量吸收效率值约有高估50%以上, 建议在550nm波长下柴油机碳颗粒的质量吸收效率要经常低于 $7\text{m}^2\cdot\text{g}^{-1}$ 。当碳颗粒粘附在硫酸盐粒子表面时, 会对其吸收能力造成不超过30%的增大。而当煤烟随机分布在粒子内部时, 这会使得复折射指数在1.33~1.53间, 半径大于 $0.2\mu\text{m}$ 粒子的平均吸收效率分别增长2.5~4倍。尽管如此, 计算指出, 对于实际的干气溶胶群体来说, 大气中石墨碳粒子的质量吸收效率低于 $10\text{m}^2\cdot\text{g}^{-1}$ 只会出现在以下情形中: 即大部分碳都被包裹在粒子内部, 且主体气溶胶的几何平均半径约大于 $0.06\mu\text{m}$ (对应质量中值直径为 $0.34\mu\text{m}$)。这也说明黑碳气溶胶的物理结构及接触环境会对其吸收和散射效率产生很重要的影响。

此外, 前人的工作总结中指出, 光吸收性碳成分的复折射指数和吸收截面在一个较大的范围内波动。但Bond等^[69]对此的研究结果表明, 光吸收性碳吸收性质的变化并没有通常所认为的那样大。对于未被包裹的粒子来说, 550nm波长下所对应的质量吸收效率为 $(7.5\pm 1.2)\text{m}^2\cdot\text{g}^{-1}$; 同时, 建议强吸收性碳颗粒的复折射指数在一个较窄的范围内, 其最高值为 $1.95-0.79i$, 这也是与文献中给出的大多数测量结果一致的。

3 大气低能见度相关的计算方法

国际上以气溶胶对能见度的恶化影响为主题的研究已经进行了几十年, 而如何对气溶胶的光学特性进行量化是科学家们比较感兴趣的。换言之, 如何利用现有的观测数据来对能见度(或气溶胶的总消光)进行更好的估算和预测, 这也是当前低能见度研究中有待努力解决的重要问题。

3.1 IMPROVE 项目建议的消光计算方法

前面已经提到, 美国的IMPROVE监测项目是能见度研究中最为持久的一个。在对大气消光系数进行

计算时, IMPROVE项目所提出的消光计算方法是通过测量到的气溶胶物种来重建气溶胶质量浓度和环境消光, 这也是用于评估区域霾公约(Regional Haze Rule, 1999年)执行情况的基础。

Hand等^[70]对IMPROVE所使用的环境消光系数计算方法进行了综述报告, 该报告通过对气溶胶物种形式及其质量浓度、光学吸湿增长因子 $f(RH)$ 和干的质量消光效率几方面的讨论, 并经过不断的验证与完善, 最后给出了改进后的IMPROVE消光(b_{ext})重建方案, 计算形式如下:

$$b_{\text{ext}} = 2.2f_s(RH)[\text{Small AS}] + 4.8f_L(RH)[\text{Large AS}] + 2.4f_s(RH)[\text{Small AN}] + 5.1f_L(RH)[\text{Large AN}] + 2.8[\text{Small POM}] + 6.1[\text{Large POM}] + 1[\text{Fine Soil}] + 0.6[\text{CM}] + 10[\text{LAC}] + 1.4f_{\text{ss}}(RH)[\text{Sea Salt}] + \text{Rayleigh Scattering (Site Specific)} + EE_{\text{NO}_2}[\text{NO}_2] \quad (2)$$

其中, 细粒子($\text{PM}_{2.5}$)及土壤细颗粒(soil)的质量浓度分别是由以下几种成分的质量浓度计算得到的:

$$\text{PM}_{2.5} = (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 + \text{NH}_4\text{NO}_3 + \text{POM} + \text{LAC} + \text{Soil} + \text{Sea Salt} \quad (3)$$

$$\text{Soil} = 2.1\text{Al} + 2.49\text{Si} + 1.94\text{Ti} + 1.63\text{Ca} + 2.42\text{Fe} \quad (4)$$

上述式子中, AS和AN分别表示硫酸铵($(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$)和硝酸铵(NH_4NO_3), POM为有机气溶胶, LAC为光吸收性的含碳成分。CM代表粗粒径段的土壤粒子。每个气溶胶物种前面的常系数分别对应各自的干质量散射(或吸收)效率。可以看到, 修订后的消光计算方法将全粒径范围的硫酸铵、硝酸铵、有机气溶胶($\text{POM} = R_{\text{OC}}\cdot\text{OC}$, 其中 R_{OC} 取值为1.8), 以及土壤粒子的总浓度分割为大粒径段和小粒子段两部分综合考虑, 细化了几个主要的气溶胶物种的消光贡献。另外, 重建方案中还将海盐细颗粒(Sea Salt)引入到总的 $\text{PM}_{2.5}$ 化学物种里, 考虑到海盐细粒子可能是粗模态海盐粒子中的细模态尾, 报告也提出了一种适用于海盐的新的 $f(RH)$ 函数及其干的质量散射效率, 以此来对海盐细粒子的消光贡献进行估计。同时, 针对各自站点的特殊性, 还将特定地点所对应的瑞利散射(Rayleigh Scattering)以及 NO_2 气体的光吸收作用考虑在内。这一消光计算方法的形式相对要复杂, 其中考虑的气溶胶物种形式也比较完善, 估算结果也具有很重要的参考价值。

3.2 能见度的统计算法

除了前面介绍的IMPROVE消光计算方法外, 国内的能见度研究中也提出了不少相类似的经验计算方法。它们的主要思想都是基于颗粒物或主要化学成分对消光的贡献, 同时综合考虑气象条件等影响因子,

进而从统计回归的角度来进行消光的估算。

Yuan等^[63]基于在台湾高雄的两个观测站点所获取的硫酸盐、硝酸盐以及相对湿度数据,同时结合两地的能见度日资料,提出了一种能见度的经验回归方案。模式结果显示,能见度的变化对PM_{2.5}中的硫酸盐最敏感,这也在一定程度上反映出硫酸盐粒子的高浓度及强吸湿增长能力对能见度的破坏作用。Tsai^[23]的研究中,分别选取台湾地区的一个高度城市化中心(台北),一个高度工业化中心(高雄),以及两个郊区中心站点(花莲和台东)的数据,结合能见度和气象观测资料,给出了一个预测能见度的经验方法。模型中同时考虑了PM₁₀, SO₂, O₃和NO₂等污染物,以及温度、风速、RH等气象参量的共同影响。回归结果显示,除了台东的站点明显受到远距离传输的污染物影响外,其余几个站点的能见度都是由局地机动车的排放,道路交通产生的沙尘,以及工业生产活动中排放的污染物支配的。该方法综合考虑了影响能见度的各类影响因素,包括主要污染物和气象条件,相对比较完善。

3.3 基于物理过程的能见度计算方法

而与上述方法略有不同的是,Chen等^[17]基于能见度对气溶胶体积浓度和吸湿增长因子的敏感性分析,即在RH<90%时,气溶胶的消光系数与其体积浓度间呈线性相关,高气溶胶体积浓度是造成低能见度的关键因子;当RH>90%时,气溶胶的消光能力随RH呈指数增长,能见度的恶化主要由RH的增长决定。同时,考虑到相应数据资料在现实中的可获取性,该研究利用HaChi(Haze in China)外场试验所观测到的能见度、相对湿度以及从气溶胶数浓度谱分布推算得到的体积浓度数据,提出了一种霾天气下低能见度消光计算的参数化方案。这与Clark等^[71]所用到的英国气象局能见度预报模式(Met Office Unified Model, MetUM)的基本理念是一致的。

另外,为了降低变化的气溶胶数谱分布型态对消光估算值的可能影响,还将粗细粒子体积比引入到了参数化方案中。总的来说,参数化的结果与实测值比对的效果良好。这一消光计算方案综合考虑了能见度的关键影响因子,物理意义十分明确。同时,输入参量较少且相关数据在实际中易于获取。考虑到中国地区广泛的气溶胶质量浓度测量的这一优势,气溶胶体积浓度,以及粗细粒子质量或体积比,它们都可以很容易地被应用于对低能见度事件的预报中。此外,在HaChi夏季外场观测中,较强吸湿性粒子的吸湿增长因子在高湿条件下几乎是恒定的^[49],这也使得所提出

的参数化方案的应用性更加广泛。

3.4 各类能见度计算方法的不确定性讨论

3.4.1 IMPROVE 消光计算方法的不确定性

基于历史长期的气溶胶光学测量和化学采样,IMPROVE的消光计算方法同时将气溶胶物种的质量浓度及其吸湿性考虑在内,其结果无疑具有重要的参考意义;然而,这一消光计算方案还是不可避免地会存在其局限性。首先,其最大的问题在于有限的时间分辨率,由于化学采样相对比较耗时,几小时平均的分析结果会大大削弱气溶胶的日变化规律等特征;这对于气溶胶时空变化性很高的地区来说会造成很大的不确定性。此外,对于消光估算的不确定性来说,其不仅依赖于对每个气溶胶物种的形式假定及它们分别对应的质量散射效率和吸湿增长因子,同时还取决于采样、测量以及分析过程中的准确性和精度。

具体而言,气溶胶物种的化学形式假定方面的不确定性主要包括:(1)当前细粒子中的硫酸盐和硝酸盐均假设为硫酸铵和硝酸铵,此种情况下,各成分的粒径范围及对应的吸湿增长因子都会对计算的消光系数造成偏差。(2) R_{oc} 这一乘数因子,其在不同地区和不同污染状况下对应的取值范围会存在很大不同,它的取值对最终重建的POM质量及其消光都会造成影响。(3)另外,重建方程中的海盐细粒子(NaCl)所含有的质量是通过 $1.8 \cdot Cl$ 来表示的,这与实际情况也是有偏差的。

在大多数监测站点,干的质量散射效率会随着质量浓度的增加而增大。这一增大趋势用两种单独的方法进行了处理。方案一是应用了质量浓度和散射系数间的多种统计回归结果;但是,统计回归出来的结果仅对回归数据本身是强有效的。第二种方案是基于一个双峰的细模态粒径谱分布的物理模型提出的。小粒径模态对应着较低的质量浓度,且粒子的光散射效率较低;而大粒径模态是与较高质量浓度且具有较强光散射效率的粒子相联系的。不同的粒径模态是质量的函数,而质量散射效率即是按照这些不同粒径模态的简单线性组合计算得到的。这一模型被应用到了普遍存在于PM_{2.5}中的那些物种上,即硫酸盐、硝酸盐和POM。这也说明,利用不同的估算方法,最终会得到不同的质量散射效率因子。

另外,物种的光散射增强因子,即与气溶胶吸湿性相联系的 $f(RH)$,也存在很大不确定性。IMPROVE消光计算方法中采用的是将小时分辨率的吸湿增长曲线做了24小时平均处理,以与气溶胶质量测量数据匹配。因此,最终得到的是一条“平滑过的”平均的

$f(RH)$ 曲线, 其代表性显然是存在较大局限性的。此外, 已有研究表明, 有机物中也包括部分可溶性的有机碳 (WSOC), 它们在 $RH > 85\%$ 的高相对湿度条件下会呈现出弱吸湿性。但在这一计算方法中, 仍然假定有机物成分均为不吸湿的。这对于有机物所占份额偏高, 且高湿环境经常维持的地区而言, WSOC对消光的贡献就更加不容忽视。

LAC物种仅考虑了光吸收成分对可见光的吸收作用, 没有考虑如黑碳等成分对光的散射贡献。据研究^[72]表明, 细粒子中黑碳的平均质量散射效率约为 $(5.4 \pm 1.5) \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ 。此外, 方程中给出的LAC质量吸收效率略有偏高^[66]。且在不同的国家和地区, 光吸收性成分所对应的吸收效率会出现不同程度的差异, 这一数值也应根据具体情况进行相应的调整。最后, 气溶胶化学成分的粒径分布特征 (城市、乡村及自然背景条件下各不同) 及其混合状态也都不容易确定, 而这些方面对于气溶胶消光的影响还有待进一步的评估和细化。

Ryan^[73]的最新研究指出, 根据IMPROVE所提供的修正后的消光计算公式^[74-75], 利用日均的气溶胶物种质量浓度以及光学吸湿增长因子对能见度进行估算, 结果表明估算值与积分式浊度计实测值推算出的消光系数之间存在不同程度的不确定性^[76]。另外, 还有研究指出^[77], 将各个物种均一的背景颗粒物浓度用于整个东西部地区的能见度计算也会对结果产生误差, 因为其中忽略了气溶胶物种空间分布上的巨大差异。同时, 不同区域和国家间污染物的跨界输送问题也会对能见度的估计造成较大的不确定性^[78]。此外, 由于中国地区气溶胶物种的形式多样, 且存在较大的时空差异性, IMPROVE所建议的消光计算方法的应用也必然会存在很严重的问题。

3.4.2 能见度统计回归算法和物理计算方法的不确定性

前面已经指出, 用于能见度估算的统计算法一般是基于颗粒物或主要化学成分对消光的贡献, 同时综合考虑气象条件等影响因子, 进而从统计回归的角度来进行消光的计算。

然而, 它们与IMPROVE的消光计算方法都存在一个重大的不足, 即该统计方法中所用到的化学组分数据的时间分辨率较低, 因此回归结果的代表性也必然会受到相应的影响。此外, 统计方法中若综合考虑能见度的各类影响因素, 包括主要污染物和气象条件, 虽然理论上相对比较完善; 但与此同时, 回归计算中的输入参量较多, 且这些参量彼此间也会存在相互关联和影响, 因此统计回归的效果也会受到一定的影响。

基于物理过程的消光计算方法, 其输入参量的时间分辨率都要较化学数据的高很多, 具有相对较好的时效性。需要注意的是, 由于中国地区气溶胶物种复杂多样, 其时空分布呈现高度的变化性; 另一方面, 部分地区有机物等的含量及吸湿性都可能存在较大差异。因此, 这一方案中对于气溶胶吸湿性的表示方法可能也会随地域而变。气溶胶的吸湿性是由气溶胶的数谱分布和化学成分共同决定的。因此, 建议在对气溶胶吸湿性进行研究时, 还应开展更多气溶胶数谱分布和吸湿性方面的观测。在测量仪器有限的地区, 可以考虑利用气溶胶化学采样数据推算出气溶胶的吸湿性参量, 进而得到相应的气溶胶吸湿性方面的结果。

4 总结与建议

由大气细粒子污染所导致的大气低能见度事件, 它们的主要影响因子可以依次概括为: 气溶胶的质量浓度、粒径谱分布、化学成分、吸湿增长特性、黑碳及其混合状态等。大气消光系数作为衡量能见度好坏的有效指标之一, 在对低能见度的研究和预报中常常需要对其进行计算。常用到的消光计算方法包括基于化学组分和吸湿性测量的IMPROVE方案, 基于消光影响因素的统计回归算法, 以及基于气溶胶光学本质的物理计算三大类。这些算法都具有自身的优点, 但同时也包含不同程度的不确定性。

概括起来, IMPROVE的消光计算方法综合考虑了各个气溶胶物种及其吸湿性对消光的影响, 但其计算结果的时间分辨率较低, 且存在多方面的不确定性。对统计回归算法而言, 其输入参数较复杂, 且时间分辨率有限, 而参量相互之间的联系也会对回归效果产生一定的影响。基于物理过程的消光计算方案则具有相对较高的时间分辨率, 且从气溶胶的光学本质考虑, 物理意义明确; 输入参数也易于获取, 因此该方法具有很大的推广价值。

从当前实际低能见度监测和预报工作中的时效性、准确性以及普适性方面考虑, 建议更多的应用基于气溶胶消光本质的这一物理计算方案。即在常规的业务台站观测中, 在仪器和条件允许的情况下, 可以进行更多高时间分辨率的气溶胶数谱分布和分粒径的吸湿性观测, 以及高精度的相对湿度测量, 以提供消光计算方法所需的相应输入参数。对于仪器设备有限的地区, 如果不便开展气溶胶数谱和吸湿性的测量, 可以考虑分别利用 $\text{PM}_{2.5}$ 和化学采样数据来获取气溶胶污染及吸湿增长特性方面的相关信息, 以服务于常规的业务预报。此外, 高精度的相对湿度测量是非常有必要的, 这是由于在高相对湿度情况下, 气溶胶消光

系数对相对湿度的变化十分敏感, 相对湿度的微小波动会对气溶胶的总消光造成很大的影响。这不仅对台站的业务观测质量提出了很高的要求, 希望能够定期利用露点仪和干湿球的数据对相对湿度的测量结果进行标定和质量控制。同时, 也需要未来有更高精度的湿度传感器应用于业务监测。

参考文献

- [1] 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 大气物理学. 北京: 北京大学出版社, 2003.
- [2] 中华人民共和国环境保护部, 国家质量监督检验检疫总局. 中国环境空气质量标准 (GB3095—2012). <http://www.zhb.gov.cn/gkml/hbb/bgth/201111/W020111121388004546031.pdf>.
- [3] Shen Z X, Cao J J, Tong Z, et al. Chemical characteristics of submicron particles in winter in Xi'an. *Aerosol Air Qual Res*, 2009, 9(1): 80-93.
- [4] Yang F, Tan J, Zhao Q, et al. Characteristics of PM_{2.5} speciation in representative megacities and across China. *Atmos Chem Phys*, 2011, 11: 5207-5219, doi:10.5194/acp-11-5207-2011.
- [5] Chan H K, Eberl S, Daviskas E, et al. Changes in lung deposition of aerosols due to hygroscopic growth: A fast SPECT study. *J Aerosol Medicine-Deposition Clearance and Effects in the Lung*, 2002, 15: 307-311.
- [6] Guo Y, Tong S, Zhang Y, et al. The relationship between particulate air pollution and emergency hospital visits for hypertension in Beijing, China. *Sci Total Environ*, 2010, 408: 4446-4450.
- [7] Londahl J, Massling A, Pagels J, et al. Size resolved respiratory-tract deposition of fine and ultrafine hydrophobic and hygroscopic aerosol particles during rest and exercise. *Inhalation Toxicology*, 2007, 19: 109-116.
- [8] Tu K W, Knutson E O. Total deposition of ultrafine hydrophobic and hygroscopic aerosols in the human respiratory system. *Aerosol Sci Technol*, 1984, 3(4): 453-465.
- [9] Anderson T L, Charlson R J, Schwartz S E, et al. Climate forcing by aerosols: A hazy picture. *Science*, 2003, 300: 1103-1104.
- [10] Hoyle C R, Myhre G, Isaksen I S A. Present-day contribution of anthropogenic emissions from China to the global burden and radiative forcing of aerosol and ozone. *Tellus B*, 2009, 61: 618-624.
- [11] Huang K, Zhuang G, Lin Y, et al. Typical types and formation mechanisms of haze in an Eastern Asia megacity, Shanghai. *Atmos Chem Phys*, 2012, 12: 105-124, doi: 10.5194/acp-12-105-2012.
- [12] Li W, Zhou S, Wang X, et al. Integrated evaluation of aerosols from regional brown hazes over Northern China in winter: concentrations, sources, transformation, and mixing states. *J Geophys Res*, 2011, 116: D09301, doi: 10.1029/2010JD015099.
- [13] Wang K, Dickinson R E, Liang S. Clear sky visibility has decreased over land globally from 1973 to 2007. *Science*, 2009, 323: 1468-1470.
- [14] Wu D, Tie X, Li C, et al. An extremely low visibility event over the Guangzhou region: A case study. *Atmos Environ*, 2005, 39: 6568-6577.
- [15] Xia X. A closer looking at dimming and brightening in China during 1961-2005. *Ann Geophys*, 2010, 28: 1121-1132, doi: 10.5194/angeo-28-1121-2010.
- [16] Zhang Q H, Zhang J P, Xue H W. The challenge of improving visibility in Beijing. *Atmos Chem Phys*, 2010, 10: 7821-7827, doi: 10.5194/acp-10-7821-2010.
- [17] Chen J, Zhao C S, Ma N, et al. A parameterization of low visibilities for hazy days in the North China Plain. *Atmos Chem Phys*, 2012, 12: 4935-4950, doi: 10.5194/acp-12-4935-2012.
- [18] Wang P, Che H Z, Zhang X C, et al. Aerosol optical properties of regional background atmosphere in Northeast China. *Atmos Environ*, 2010, 44: 4404-4412.
- [19] Chang D, Song Y, Liu B. Visibility trends in six megacities in China 1973-2007. *Atmos Res*, 2009, 94: 161-167.
- [20] Che H Z, Zhang X Y, Li Y, et al. Horizontal visibility trends in China 1981-2005. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L24706, doi:10.1029/2007GL031450.
- [21] Deng X, Tie X, Wu D, et al. Long-term trend of visibility and its characterizations in the Pearl River Delta (PRD) Region, China. *Atmos Environ*, 2008, 42: 1424-1435.
- [22] Tsai Y I. Atmospheric visibility trends in an urban area in Taiwan 1961-2003. *Atmos Environ*, 2005, 39: 5555-5567.
- [23] Tsai Y I, Kuo S C, Lee W J, et al. Long-term visibility trends in one highly urbanized, one highly industrialized, and two rural areas of Taiwan. *Sci Total Environ*, 2007, 382: 324-341.
- [24] 吴克. 近十年中国灰霾天气研究综述. *环境科学学报*, 2012, 32(2): 257-269.
- [25] Malm W C, Sisler J F, Huffman D, et al. Spatial and seasonal trends in particle concentration and optical extinction in the United States. *J Geophys Res*, 1994, 99(D1): 1347-1370.
- [26] Malm W C, Sisler J F, Pitchford M L, et al. IMPROVE (Interagency Monitoring of Protected Visual Environments): Spatial and seasonal patterns and temporal variability of haze and its constituents in the United States: Report III. CIRA Report, Fort Collins: CIRA, 2000.
- [27] Trijonis J. Visibility in California. *J Air Pollut Control Assoc*, 1982, 32(2): 165-169.
- [28] Trijonis J, Shapland D. Existing Visibility Levels in the U.S., Isoleth Maps of Visibility in Suburban/Nonurban Areas During 1974-1976. EPA-450/5-79-101. U.S. Environmental Protection Agency, 1979.
- [29] Trijonis J. Visibility in the southwest: An exploration of the historical data base. *Atmos Environ*, 1979, 13: 833.
- [30] Trijonis J, Yuan K. Visibility in the Northeast: Long-Term Visibility Trends and Visibility/Pollutant Relationships. EPA-600/3-78-075. U.S. Environmental Protection Agency, 1978.
- [31] Middleton W E K. Vision through the Atmosphere. Toronto: University of Toronto Press, 1952.
- [32] Griffing G W. Relations between the prevailing visibility, nephelometer scattering coefficient and sunphotometer turbidity coefficient. *Atmos Environ*, 1980, 14: 577-584.
- [33] van de Hulst H C. Light Scattering by Small Particles. New York: Dover Publications, 1981.
- [34] U. S. Department of Energy [USDOE]. Atmospheric Science and Power Production. DOE/TIC-27061. Oak Ridge, TN: Office of Scientific and Technical Information, 1984.
- [35] Dixon J K. The absorption coefficient of nitrogen dioxide in the visible spectrum. *J Chem Phys*, 1940, 8(2): 157-160.
- [36] Hodkinson J R. Calculations of color and visibility in urban atmospheres polluted by gaseous NO₂. *Air Water Pollut*, 1966, 10(2): 137-144.
- [37] Mie G. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann Physik*, 1908, 25: 377-445.
- [38] Bohren C F, Huffman D R. Absorption and Scattering of Light by Small Particles. Hoboken: John Wiley, 1983: 477-482.
- [39] Charlson R J. Atmospheric visibility related to aerosol mass concentration: A Review. *Environ Sci Technol*, 1969, 3(10): 913-918.
- [40] Schichtel B A, Husar R B. Evaluation of the Models-3C/CMAQ System Relationship between Airport Visibility and PM_{2.5} Concentrations in the Eastern US. US Environmental Protection Agency Progress Report, EPA grant No. CR 827981. Office of Research and Development, 1999.
- [41] Wen C C, Yeh H H. Comparative influences of airborne pollutants and meteorological parameters on atmospheric visibility and turbidity. *Atmos Res*, 2010, 96: 496-509.
- [42] Cheng Y F, Heintzenberg J, Wehner B, et al. Traffic restrictions in Beijing during the Sino-African Summit 2006: Aerosol Size distribution and visibility compared to long-term in situ observations. *Atmos Chem Phys*, 2008, 8: 7583-7594, doi:10.5194/acp-8-7583-2008.
- [43] Motallebi N, Cahill T A, Flocchini R G. Influence of particulate size on statistical studies of visibility at California regions. *Atmosfera*, 1990, 3: 111-126.

- [44] Neiburger M, Wurtele M G. On the nature and size of particles in haze, fog, and stratus of the Los Angeles region. *Chem Rev*, 1949, 44(2): 321-335, doi: 10.1021/cr60138a005.
- [45] Tang I N. Chemical and size effects of hygroscopic aerosols on light scattering coefficients. *J Geophys Res*, 1996, 101(D14): 19245-19250.
- [46] Achtert P, Birmili W, Nowak A, et al. Hygroscopic growth of tropospheric particle number size distributions over the North China Plain. *J Geophys Res Atmos*, 2009, 114: D00G07.
- [47] Cheng Y F, Wiedensohler A, Eichler H, et al. Aerosol optical properties and related chemical apportionment at Xinken in Pearl River Delta of China. *Atmos Environ*, 2008, 42: 6351-6372.
- [48] Eichler H, Cheng Y F, Birmili W, et al. Hygroscopic properties and ambient extinction of aerosol particles in South-Eastern China. *Atmos Environ*, 2008, 42: 6321-6334, doi:10.1016/j.atmosenv.2008.05.007.
- [49] Liu P F, Zhao C S, Göbel T, et al. Hygroscopic properties of aerosol particles at high relative humidity and their diurnal variations in the North China Plain. *Atmos Chem Phys*, 2011, 11: 3479-3494, doi:10.5194/acp-11-3479-2011.
- [50] Massling A, Stock M, Wehner B, et al. Size segregated water uptake of the urban submicrometer aerosol in Beijing. *Atmos Environ*, 2009, 43: 1578-1589.
- [51] Pan X L, Yan P, Tang J, et al. observational study of influence of aerosol hygroscopic growth on scattering coefficient over rural area near Beijing mega-city. *Atmos Chem Phys*, 2009, 9: 7519-7530, doi:10.5194/acp-9-7519-2009.
- [52] Yan P, Pan X L, Tang J, et al. An experimental study on the influence of relative humidity on the atmospheric aerosol scattering coefficient at an urban site in Beijing. *Acta Meteorol Sin*, 2008, 6(1): 11-119.
- [53] Yan P, Tang J, Huang J, et al. The measurement of aerosol optical properties at a rural site in Northern China. *Atmos Chem Phys*, 2008, 8: 2229-2242, doi:10.5194/acp-8-2229-2008.
- [54] Yan P, Pan X, Tang J, et al. Hygroscopic growth of aerosol scattering coefficient: A comparative analysis between urban and suburban sites at winter in Beijing. *Particulogy*, 2009, 7: 52-60.
- [55] Ye X, Ma Z, Hu D, et al. Size-resolved hygroscopicity of submicrometer urban aerosols in Shanghai during wintertime. *Atmos Res*, 2011, 99: 353-364.
- [56] Petters M D, Kreidenweis S M. A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity. *Atmos Chem Phys*, 2007, 7: 1961-1971, doi:10.5194/acp-7-1961-2007.
- [57] Covert D S, Charlson R J, Ahlquist N C. A study of the relationship of chemical composition and humidity to light scattering by aerosols. *J Appl Meteorol*, 1972, 11: 968-976.
- [58] Randles C A, Russell L M, Ramaswamy V. Hygroscopic and optical properties of organic sea salt aerosol and consequences for climate forcing. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L16108, doi:10.1029/2004GL020628.
- [59] Stock M, Cheng Y F, Birmili W, et al. Hygroscopic properties of atmospheric aerosol particles over the Eastern Mediterranean: Implications for regional direct radiative forcing under clean and polluted conditions. *Atmos Chem Phys*, 2011, 11: 4251-4271, doi:10.5194/acp-11-4251-2011.
- [60] Swietlicki E, Hansson H C, Hämeri K, et al. Hygroscopic properties of submicrometer atmospheric aerosol particles measured with H-TDMA instruments in various environments: A review. *Tellus B*, 2008, 60: 432-469.
- [61] White W H, Roberts P T. On the nature and origins of visibility-reducing aerosols in the Los Angeles air basin. *Atmos Environ*, 1977, 11: 803-812.
- [62] Leaderer B P, Holford T R, Stowijk J A J. Relationship between sulfate aerosol and visibility. *J Air Pollut Control Assoc*, 1979, 29: 154.
- [63] Yuan C S, Lee C G, Liu S H, et al. Correlation of atmospheric visibility with chemical composition of Kaohsiung aerosols. *Atmos Res*, 2006, 82: 663-679.
- [64] U. S. Environmental Protection Agency [USEPA]. Report to Congress on Black Carbon: Executive Summary. EPA-450/S-12-001. Washington, DC: U. S. Government Printing Office, 2012.
- [65] Cheng Y F, Eichler H, Wiedensohler A, et al. Mixing state of elemental carbon and non-light-absorbing aerosol components derived from in situ particle optical properties at Xinken in Pearl River Delta of China. *J Geophys Res*, 2006, 111: D20204, doi:10.1029/2005JD006929.
- [66] Fuller K A, Malm W C, Kreidenweis S M. Effects of mixing on extinction by carbonaceous particles. *J Geophys Res*, 1999, 14(D13): 15941-15954.
- [67] Ma N, Zhao C S, Müller T, et al. A new method to determine the mixing state of light absorbing carbonaceous using the measured aerosol optical properties and number size distributions. *Atmos Chem Phys*, 2012, 12: 2381-2397, doi:10.5194/acp-12-2381-2012.
- [68] Yu H, Wu C, Wu D, et al. Size distributions of elemental carbon and its contribution to light extinction in urban and rural locations in the Pearl River Delta Region, China. *Atmos Chem Phys*, 2010, 10: 5107-5119, doi:10.5194/acp-10-5107-2010.
- [69] Bond T C, Bergstrom R W. Light absorption by carbonaceous particles: An investigative review. *Aerosol Sci Technol*, 2005, 39: 1-41.
- [70] Hand J L, Malm W C. Review of the IMPROVE Equation for Estimating Ambient Light Extinction Coefficients-Final Report. Fort Collins: Colo State Univ, 2006. http://vista.cira.colostate.edu/improve/Publications/GrayLit/016_IMPROVEeqReview/IMPROVEeqReview.htm.
- [71] Clark P A, Harcourt S A, Macpherson B, et al. Prediction of visibility and aerosol within the operational Met Office unified model. I: Model formulation and variational assimilation. *Q J R Meteorol Soc*, 2008, 134: 1801-1816, doi: 10.1002/qj.318.
- [72] Zhang X, Turpin B J, McMurry P H, et al. Mie theory evaluation of species contributions to 1990 wintertime visibility reduction in the Grand Canyon. *J Air & Waste Manage Assoc*, 1994, 44(2): 153-162.
- [73] Ryan P A. Site specific uncertainty in regional haze rule haze indexes. *Atmos Climate Sci*, 2012, 2: 1-7.
- [74] Ryan P A, Lowenthal D, Kumar N. Improved light extinction reconstruction in interagency monitoring of protected visual environments. *J Air & Waste Manage Assoc*, 2005, 55: 1751-1759.
- [75] Pitchford M, Malm W, Schichtel B, et al. Revised algorithm for estimating light extinction from IMPROVE particle speciation data. *J Air & Waste Manage Assoc*, 2007, 57: 1326-1336, doi:10.3155/1047-3289.57.11.1326.
- [76] Pitchford M L, Malm W C. Development and applications of a standard visual index. *Atmos Environ*, 1994, 28, 5: 1049-1054.
- [77] Rokjin J, Jacoba D, Kumar N, et al. Regional visibility statistics in the United States: Natural and transboundary pollution influences, and implications for the regional haze rule. *Atmos Environ*, 2006, 40(28): 5405-5423, doi:10.1016/j.atmosenv.2006.04.059.
- [78] Heald C, Jacob D, Park R, et al. Transpacific transport of Asian anthropogenic aerosols and its impact on surface air quality in the United States. *J Geophys Res*, 2007, 111: D14310.

GOES成像仪资料简介

达成¹ 邹晓蕾^{1, 2}

(1 佛罗里达州立大学地球海洋大气科学系, 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)

对地同步 (geosynchronous) 卫星以地球自转角速度围绕地轴转动。如果卫星星下点 (sub-satellite point) 保持在地球表面同一位置, 这样的对地同步卫星又被称为对地静止 (geostationary) 卫星。在圆环轨道的假设下, 根据对地静止卫星运行的向心力和万有引力大小相等, 可算出对地静止卫星与地心距离约为42164km。与一天提供两次全球资料的极轨卫星不同, 静止卫星在其观测范围内可提供时间连续的高水平分辨率资料, 可用来追踪快变天气变量, 如云、水汽和风。因此, 越来越多的国家都相继发射覆盖自己领土的对地静止卫星。表1列出了目前在轨运行的对

地静止气象卫星太空位置、名称、发射时间、卫星状态及所属机构。

可见光红外成像仪是搭载于对地静止卫星上的一类重要仪器。这类仪器包括美国GOES系列 (图1) 上的成像仪 (Imager), 中国FY-2系列的可见光红外自旋扫描辐射仪 (S-VISSR) 及欧洲Meteosat系列的自旋增强可见光红外成像仪 (SEVIRI)。下面以美国的GOES成像仪为例, 讨论静止卫星资料的一些主要特点。GOES成像仪拥有1个可见光通道和4个红外通道。表2列举了GOES成像仪各通道中心波长、星下点水平分辨率及各通道的主要应用目的。在晴空条件下, 考虑热放射项、忽略散射项, 成像仪测得的辐射量主要由两部分构成。一部分为由地表发射、穿透大气到达成像仪的辐射。另一部分为各层大气发射、穿透上层大气到达成像仪的辐射。GOES成像仪红外通道2的中心频率约为3.9 μm , 靠近二氧化碳4.3 μm 强转动振动带^[1], 属于短红外通道。除了上述两项,

表1 在轨对地静止气象卫星太空位置、名称、发射时间、卫星状态及所属机构

Table 1 The longitude, name, launch date, operational status and operation agencies of current geostationary meteorological satellite

经度	卫星名称	卫星发射时间	卫星状态	卫星所属机构
135°W	GOES-15	2013-03-04	业务运行	美国国家海洋和大气管理局
105°W	GOES-14	2009-06-27	在轨备用	
75°W	GOES-13	2006-05-24	业务运行	
0°	Meteosat-10	2010-05-10	业务运行	欧洲气象卫星中心
3.6°E	Meteosat-8	2002-08-28	在轨备用	
9.4°E	Meteosat-9	2005-12-21	业务运行	
57.3°E	Meteosat-7	1997-09-02	业务运行	中国气象局
86.5°E	FY-2D	2006-11-15	业务运行	
105°E	FY-2E	2004-10-19	业务运行	
112°E	FY-2F	2012-01-13	在轨备用	日本气象厅
140°E	Himawari-6	2005-02-26	在轨备用	
145°E	Himawari-7	2006-02-18	业务运行	
128.2°E	COMS-1	2010-06-26	业务运行	韩国气象局
55°E	INSAT-3E	2003-09-08	业务运行	印度空间研究中心
82°E	INSAT-3D	2013-07-25	启用测试	
74°E	INSAT-3C	2002-01-24	业务运行	
93.5°E	INSAT-3A	2003-04-10	业务运行	
74°E	Kalpana-1	2002-09-12	业务运行	
76°E	Electro-L N1	2011-01-20	业务运行	俄罗斯水文气象环境监测服务中心

注: 参考<http://www.wmo.int/pages/prog/sat/satellitestatus.php#geocurrent>;
<http://www.oso.noaa.gov/goesstatus/>; <http://www.eumetsat.int/website/home/index.html>;
<http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/satellite/>

收稿日期: 2013年12月12日; 修回日期: 2014年7月18日
第一作者: 达成, Email: cd10k@my.fsu.edu
资助信息: 科技部全球变化研究国家重大科学研究计划 (2010CB951600)

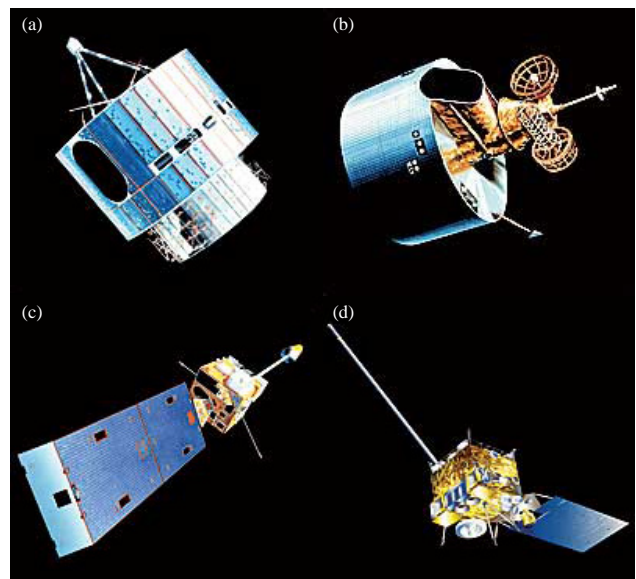


图1 美国GOES系列卫星
(a) GOES 1-3, (b) GOES 4-7, (c) GOES 8-12, (d) GOES 13-15 (图片来自<http://www.goes-r.gov>.)
Fig. 1 Images of (a) GOES 1-3, (b) GOES 4-7, (c) GOES 8-12 and (d) GOES 13-15

表2 GOES成像仪通道波长, 水平分辨率, 所在卫星及通道用途

Table 2 The central wavelength, horizontal resolution, satellites, and the general usage of GOES imager channels

通道号	中心波长 (μm)	水平分辨率 (km)	成像仪所在卫星	通道用途
1	0.65	1	GOES-11/12/13/14/15	日间云顶及地表特征
2	3.9	4	GOES-11/12/13/14/15	低云/雾检测
3	6.7	8	GOES-11	高空水汽
	6.5	4	GOES-12/13/14/15	
4	10.7	4	GOES-11/12/13/14/15	地表及云顶温度
5	12.0	4	GOES-11	地表及云顶温度, 低层水汽
6	13.3	8	GOES-12/13	云顶温度, 云顶气压, 有效云量
	13.3	4	GOES-14/15	

通道2还包含有反射的太阳辐射的贡献, 这是GOES成像仪通道2不同于其他红外通道的特点。GOES成像仪通道3 (6.5或6.7 μm) 靠近水汽在6.3 μm 的转动振动带^[1], 主要吸收气体为水汽。该通道亮温水平分布图常用来观察对流层中高层水汽的水平输送。除了中心波长的细微移动, GOES-12后的通道3的波长范围 (5.8~7.3 μm) 大于GOES-11通道3的波长范围 (6.5~7.00 μm)^[2]。由于GOES-12通道3的星下点水平分辨率 (4km) 高于GOES-11的通道3 (8km), 扩大波长范围有助于抑制由于水平分辨率提升而增加的噪音, 提高信噪比^[3]。GOES成像仪通道4 (10.7 μm) 属于窗区通道, 大气中吸收气体对该波长的辐射吸收强度较小。因此在晴空条件下, 该通道测得的辐射量主要来自透过大气层的地表辐射。又因为位于10.7 μm 的干陆地裸土的地表发射率接近1, 因此地表皮温可用来估计地表发出的辐射量 (skin temperature)^[4]。GOES成像仪通道5 (12.0 μm) 被称为脏窗 (dirty window)。与10.7 μm 通道相比, 该通道对大气中的水汽更敏感。这是由于位于12.0 μm 的水汽的折射指数虚部大于水汽位于10.7 μm 的折射指数虚部, 而折射指

数虚部与吸收系数成正比。因此, 在湿空气条件下, 12.0 μm 通道测得的亮温将低于10.7 μm 的观测亮温。12.0 μm 通道也常被用于冰云检测。大致原理为, 位于12.0 μm 的冰的折射指数虚部大于位于12.0 μm 的水的折射指数虚部, 因此, 通道5在有冰云条件下的观测亮温比在水云条件下的观测亮温小^[5]。从GOES-12开始, 12.0 μm 通道被13.3 μm 通道替换。13.3 μm 位于 CO_2 吸收带边缘^[6]。添加的通道6结合其他已有的通道可以精确地反演云顶气压、有效云量及云顶温度^[3]。

GOES成像仪的垂直分辨率由各个通道的权重函数反映出来。图2是根据美国标准大气利用通用辐射传输模式^[7]计算得到的GOES-11/12的权重函数的垂直分布图。权重函数最大值所在高度的大气对该通道的观测辐射量贡献最大。由图2可知, 通道2, 4, 6的观测辐射量主要来自地表辐射。通道3的观测辐射主要来自500~300hPa之间大气的贡献。此外, 图2还包含3个值得注意的特征。第一, GOES-11成像仪通道3 (6.7 μm) 的权重函数峰值所在气压面略高于GOES-12成像仪通道3 (6.5 μm) 权重函数峰值所在气压面。这是由GOES-11成像仪通道3的波长范围小

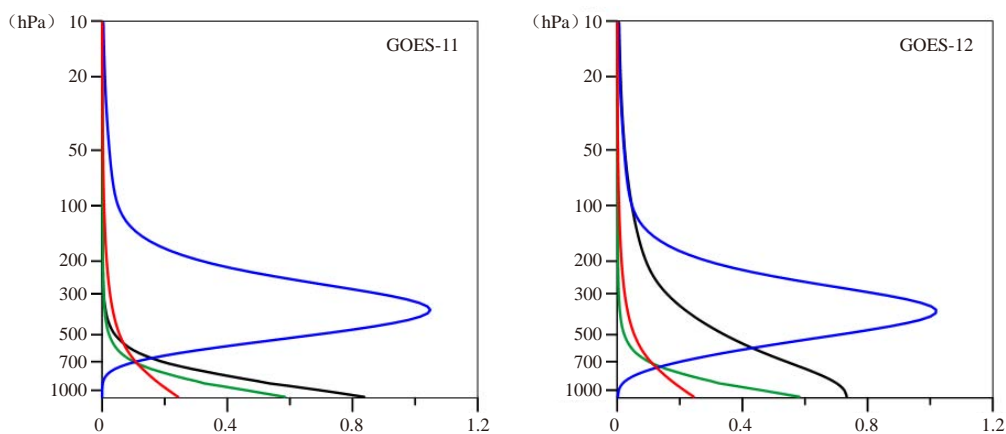


图2 通过通用辐射传输模式计算的基于美国标准大气的GOES-11 (GOES-12) 的3.9 μm (红), 6.7 (6.5) μm (蓝), 10.7 μm (绿), 12.0 (13.3) μm (黑) 通道的权重函数

Fig.2 Weighting functions of GOES-11 (top panel) and GOES-12 (bottom panel) 3.9 μm (red), 6.7 μm (blue), 10.7 μm (green), 12.0 μm (13.3 μm) channels calculated by using CRTM with the U.S. standard atmosphere as the input

于GOES-12成像仪通道3造成的^[3]。相比于GOES-11，GOES-12成像仪通道3测得的辐射来自更下层的大气，因此在晴空条件下的观测亮温将高于GOES-11通道3的观测亮温。第二，GOES成像仪通道4权重函数值在300hPa以上与通道5的权重函数接近，在300hPa以下大于通道5的权重函数值。这是因为通道5的水汽吸收系数大于通道4的吸收系数，在300hPa以下的任意等压面，通道5的大气光学厚度受水汽影响大于通道4，所以大气对通道5波长的吸收大于通道4。因此，通道5对低层水汽比通道4更敏感。第三，GOES-12成像仪通道6位于20hPa以下的权重函数宽度大于GOES-11成像仪通道5。这反映了13.3 μm 通道测得的辐射量中，来自大气的贡献比GOES-11成像仪通道5的大。这是由于13.3 μm 通道靠近CO₂吸收带，大气中的CO₂对该波长辐射产生影响。CO₂在大气中可认为是垂直均匀混合的，而水汽主要集中在对流层中低层大气，因此对高层大气，在同一气压面上，通道6的光学厚度将大于通道5的光学厚度，继而大气对通道6波长的吸收大于通道5。

GOES成像仪的水平分辨率由各通道探头的瞬时几何视场 (Instantaneous Geometry Field Of View, IGFOV) 决定。对于GOES-12成像仪来说，中心波长为0.65 μm 通道的瞬时几何视场为28 μrad ，中心波长在3.9, 6.5, 10.7 μm 的通道的瞬时几何视场为112 μrad ，中心波长在13.3 μm 的通道的瞬时几何视场为224 μrad 。这些瞬时几何场转换成对应的星下点水平分辨率 (即视场直径) 分别为1, 4和8km。视场面积随扫描角增大而增大，所以水平分辨率随着扫描角的增大而降低。换句话说，扫描角大的单个视场测得的辐射量来自地表较大的面积。

用来描述任意视场面积与星下点视场面积的比例的一个常用参数是一维像素扭曲指数 (K , pixel distortion index)^[8]。一维像素扭曲指数 (K) 的计算公式如下：

$$K = \frac{a \sin^2 \alpha + (\cos \alpha - \cos \alpha_0)^2}{h \cos \alpha - \cos \alpha_0} \quad (1)$$

其中

$$\alpha = |\lambda - \lambda_{\text{sub}}| \quad (2)$$

公式 (2) 中， λ 为任意视场的经度 (纬度)， λ_{sub} 为星下点的经度 (纬度)。公式 (1) 中的 a 为卫星与距离地心之间的距离， h 为卫星轨道距离地面的距离。对于GOES-12来说， h 约等于35790km。 α_0 为GOES成像仪可覆盖的最大地球表面理论范围，为81.3°。图3为像素扭曲指数随经度 (纬度) 差绝对值 α 变化图。在

经度 (纬度) 差绝对值 α_0 等于60.38°时，像素扭曲指数 K 等于3。这意味着在一维扭曲的假设下，此时视场面积是星下点视场面积的3倍。由于一维像素扭曲指数假设视场只经历经向扭曲或纬向扭曲，其只对卫星所在经圈及赤道纬圈的视场面积与星下点视场面积的比率有较精确的估计。地球表面其他经纬度的视场同时经历纬度扭曲及经度扭曲，所以真实的视场面积与星下点面积的比率大于一维像素扭曲指数得到的结果。

任意地球表面目标点视场轨迹可由目标点的纬度、经度，卫星天顶角、卫星方位角、卫星距离地球目标点的距离、成像仪探头的瞬时几何视场值，及地球为椭球体的假设计算得出 (计算公式见附录)。图4展示了2008年5月22日18:15 UTC与18:21 UTC之间GOES-12成像仪对星下点所在经圈 (75°W)、赤道圈及其他经纬度的观测视场轨迹。由图可见，星下点的视场类似正方形。卫星所在经圈的视场随纬度变化经历南北向的扭曲，因此视场为长方形，纬向边长小于经向边长。赤道圈的视场呈纬向边长大于经向边长的长方形。其他经纬度的视场由于同时经历经向扭曲和纬向扭曲，视场类似于平行四边形。图4还有两点值得强调的地方：第一，GOES成像仪的星下点视场为正方形，这是由于GOES成像仪的方形探头造成的^[2]；第二，GOES成像仪的观测视场南北方向重叠小，东西方向重叠大。这意味着通过重采样可以得到高于标定瞬时几何视场的分辨率。Menzel等^[9]指出通过重采样可以得到的通道4的星下点分辨率为2.3km×4km。高纬度的视场由于像素扭曲率过大，这些地区的观测辐射观测值及其反演产品不再可信，因此不属于有效观测区域 (即像素扭曲指数小于3时的观测范围)。例如Köpken^[10]进行的水汽通道晴空辐亮度同化试验剔除了扫描角较大的观测点。图5展示了目前全球主要对地静止卫星上成像仪的最大理论观测范围及像素扭曲指数小于3时的观测范围。由图5可见，对地静止卫

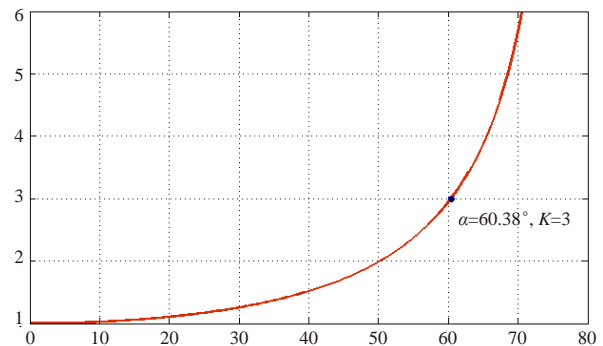


图3 经度 (纬度) 差绝对值 α 与像素扭曲率的关系
Fig. 3 Variation of the pixel distortion index K with respect to the absolute value of latitude (longitude) difference α

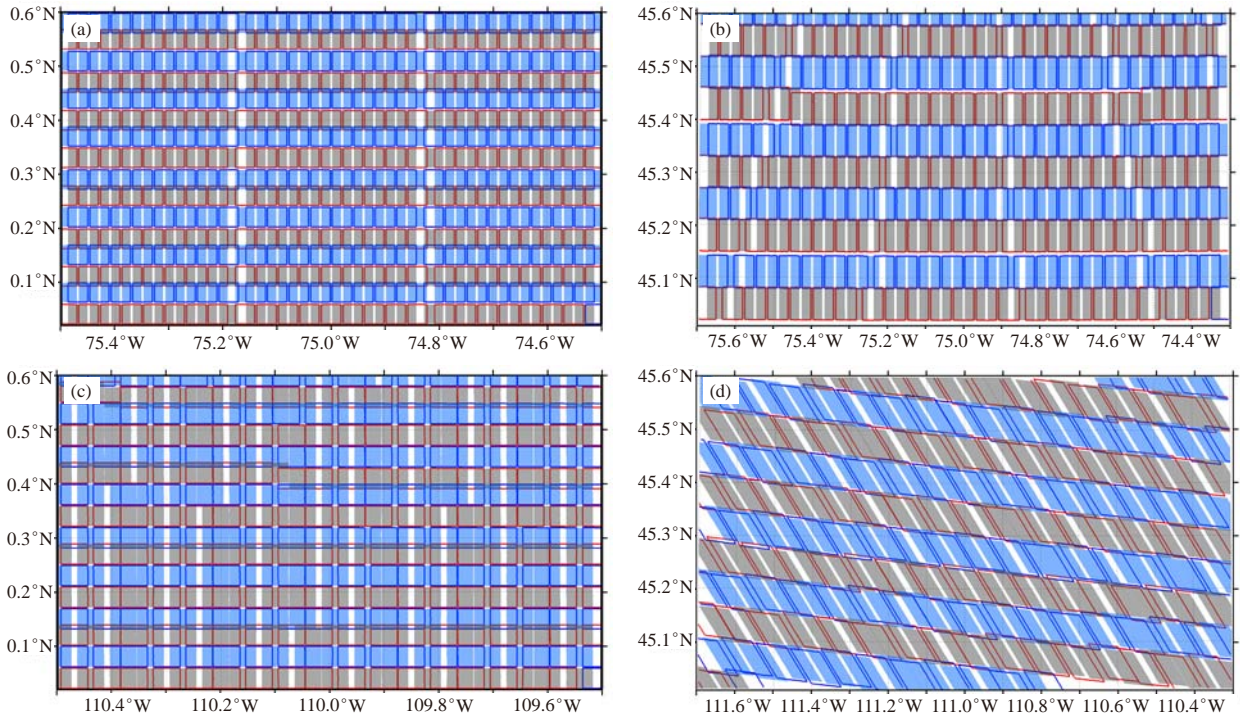


图4 2008年5月22日18:15—18:21 UTC间GOES-12成像仪位于星下点 (a)、卫星所在经圈 (b)、赤道圈 (c) 及其他 (d) 经纬度的视场轨迹 (同一扫描线上相邻的两个视场由灰色块与红框表示, 另一跟扫描线上相邻的两个视场由蓝色块及蓝框表示, GOES-12位于75°W)

Fig. 4 The IGFOVs of the GOES-12 imager channel 4 near (a) sub-satellite point, (b) the longitude same as the sub-satellite point, (c) the equator, and (d) other locations during 1815 UTC – 1821UTC on May 22, 2008. GOES-12 is located as 75°W. The footprints of two adjacent IGFOVs are indicated in gray shaded and red lines, respectively, along the odd-numbered scan lines, and the two adjacent IGFOVs are indicated in light blue shaded and dark blue lines along even-numbered scan lines

星上成像仪对全球赤道和±50°纬度的区域有很好的资料覆盖。

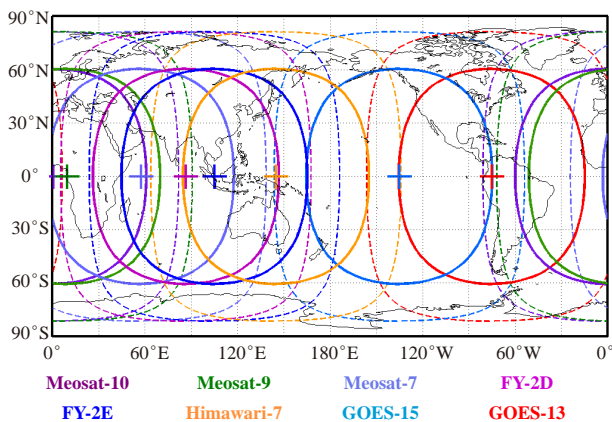


图5 现有主要对地静止卫星红外成像仪最大理论覆盖范围 (虚线) 及像素扭曲指数≤3的覆盖范围 (实线)

Fig. 5 The theoretical maximum coverage (dashed), and areas with pixel distortion index being less than three (solid) of eight major geostationary satellites currently in operation: Meosat-7, -9 and -10, FY-2D and -2E, Himawari-7, FOES-13 and -15

如果要静止卫星成像仪的红外通道资料用于资料同化, 首先需要知道成像仪的测量精度, 这一参数可由等效噪音温差表示 (Noise Equivalent delta Temperature, NEdT)。等效噪音温差是观测亮温及中心波长的函数。表3^[11-13]列出了GOES-12—GOES-15成像仪通道2, 4, 6在300K和通道3在230K时的等效噪音温差。

关于GOES成像仪还有一些补充信息。GOES成像仪的扫描方式类似于跨轨扫描辐射计。成像仪的扫描镜旋转操作由两个发动机控制。控制东西向的发动机首先带动扫描镜完成一条由西向东的扫描线。控制南北向的发动机向北旋转扫描镜。控制东西向的发动机再次带动扫描镜完成一条由东向西的扫描线, 如此完成目标区域的扫描^[2]。成像仪的红外探头扫描速率为5460/s。GOES成像仪有4种业务成像方式^①:

- (1) 常规业务 (Routine Operations);
 - (2) 全盘扫描业务 (Full Disk Operations);
 - (3) 快速扫描业务 (Rapid Scan Operations, RSO);
 - (4) 超快速扫描业务 (Super Rapid Scan Operations, SRSO)。
- 表4及表5

表3 GOES-12, -13和-15成像仪通道2, 4, 6在300K, 通道3在230K时的等效噪音温差 (单位: K)

Table 3 The NEdT of imager channels 2, 4 and 6 at 300 K and channel 3 at 230 K of GOES-12, -13 and -15 (unit: K)

通道编号	中心波长 (μm)	GOES-12	GOES-13	GOES-14	GOES-15
2	3.9	0.102	0.059	0.057	0.064
3	6.5	0.149	0.170	0.197	0.186
4	10.7	0.073	0.045	0.051	0.044
6	13.3	0.102	0.067	0.106	0.118

表4 GOES东星常规业务包含的框架名称、扫描范围、扫描用时及扫描起始时间

Table 4 The frame name, coverage, scan duration and scan starting time for GOES East routine operations

框架名称	扫描范围	扫描用时	扫描起始时间 (UTC)
全盘	全盘	26分2秒	每3小时第45分钟
北半球延伸	20°S—66°N, 45°W—120°W	14分15秒	每小时第15, 45分钟
南半球	50°S—20°S, 30°W—120°W	4分49秒	每小时第9, 39分钟
美国大陆	14°N—60°N, 60°W—125°W	4分43秒	每小时第1, 31分钟

表5 GOES西星常规业务包含的框架名称、扫描范围、扫描用时及扫描起始时间

Table 5 Same as Table 4 except for GOES West

框架名称	扫描范围	扫描用时	扫描起始时间
全盘	全盘	26分	每3小时第0分钟
北半球	0°—66°N, 90°W—170°E	10分5秒	每小时第0, 30分钟
南半球	45°S—0°, 115°W—170°E	6分54秒	每小时第21, 51分钟
部分美国大陆	未列出	2分14秒	每小时第10, 40分钟
美国及太平洋	12°N—60°N, 90°W—175°W	6分29秒	每小时第15, 45分钟

分别列举了GOES东西星常规业务包含的框架名称、地理范围、扫描用时及扫描起始时刻^{①②③}。对于GOES东星来说, 全盘扫描业务^④包含每小时1次的全盘扫描及1次简略全盘扫描。快速扫描业务^⑤在30分钟里进行4次美国大陆扫描, 1次北半球扫描及1次南美部分扫描。超快扫描业务则在30分钟内对面积为1000km²的指定区域进行10次耗时1分钟的扫描。剩余的时间则用于北半球扫描及美国大陆扫描。

与微波探测仪相比, 红外成像仪探测通道的波长较短。因此, 红外辐射在云中衰减更快。对于光学厚度大的云, 成像仪测得的辐射主要来自于云顶辐射。图6、7展示了云对观测亮温的影响。其中A处于晴空区, B处于云区。B由于云的影响, 通道2, 3, 4, 6的亮温均低于A。图7b为各通道的观测亮温减模拟的晴空亮温。可以发现, 晴空(有云)条件下, 两者差值很小(很大)。第二, 通道3的差值的绝对值小于通道2, 4, 6。这是因为通道2, 4, 6都是地面通道, 而通道3观测的为300~500hPa的亮温。云所在高度离影响通道3观测的大气层高度更近, 因此温差小。

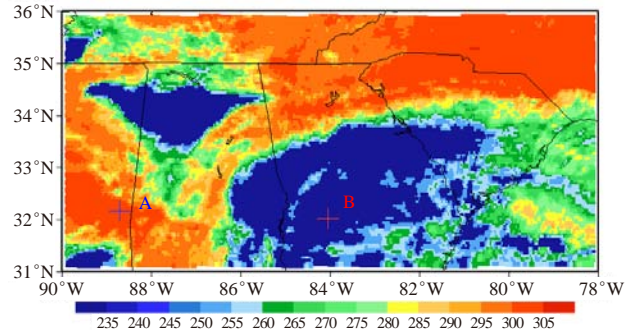


图6 2008年5月22日17:47—17:50 UTC GOES-12成像仪通道4的观测亮温(K) (A点位于32.16°N, 88.72°W; B点位于32.02°N, 84.06°W)

Fig. 6 Spatial distribution of brightness temperature observations of GOES-12 imager channel 4 during 1747-1750 UTC on May 22, 2008. A is located as 32.16°N, 88.72°W, and B is located at 32.02°N, 84.06°W

针对目前GOES成像仪通道较少的问题, 美国下一代对地静止卫星GOES-R搭载的高级基线成像仪(Advanced Baseline Imager, ABI)则配有16个通道^⑥, 其中包含2个可见光通道, 4个近红外通道, 10个红外通道。红外通道的星下点水平分辨率提高到2km。高级基线成像仪可以在1小时内进行4次全盘扫描

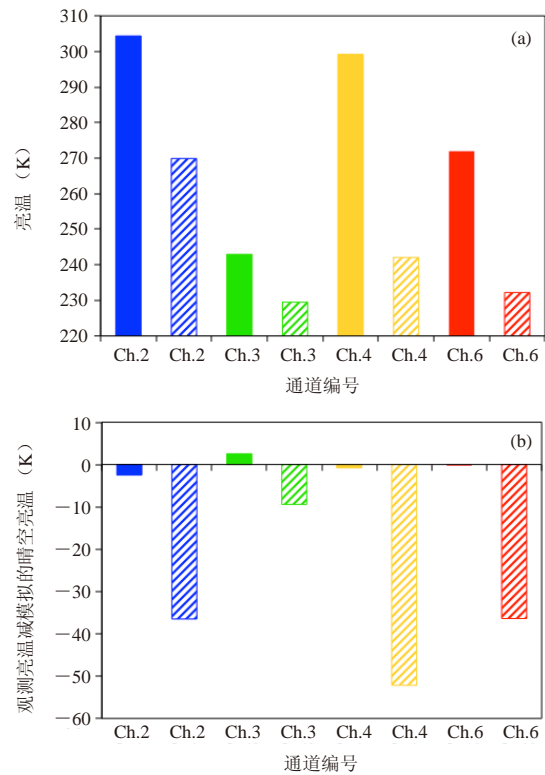


图7 图6中A, B点通道2(蓝), 3(绿), 4(黄), 6(红)的观测亮温(a)及观测亮温减模拟的晴空亮温(b)
Fig.7 (a) Brightness temperature observations and (b) O-B differences of imager channels 2, 3, 4 and 6 at points A (solid bars) and B (dashed bars) shown in Fig.7

或12次大陆扫描。高级基线成像仪增添了中尺度业务模式。它可以以30s一次的频率对1000km×1000km的区域进行观测。GOES-R卫星计划将于2015年发射^⑦。中国计划发射的风云4号(FY-4)静止卫星将搭载高级对地静止辐射成像仪(Advanced Geostationary Radiation Imager, AGRI)和对地静止干涉红外探测仪(Geostationary Interferometric Infrared Sounder, GIIRS)。AGRI与ABI相似,将搭载包含可见光、近红外、短波红外、中波红外及热红外的14个通道^⑧。GIIRS是包含913个通道的对地

静止干涉红外探测仪^⑨。GIIRS类似于目前美国Aqua卫星上的大气红外探测仪(AIRS)。现有的高光谱探测仪均放置在极轨卫星上。FY-4将是首颗搭载高光谱成像仪的对地静止卫星。在气象应用中,同化AIRS的观测资料可以显著提高数值预报水平。气候应用中,AIRS观测资料可用来反演CO₂等温室气体含量。因此,GIIRS的观测将对数值天气预报及气候研究发挥重要作用。

Serial of Applications of Satellite Observations

An introduction to GOES Imager Data

Da Cheng¹ 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)

Geosynchronous satellites rotate around the Earth's axis at the same angular velocity as the Earth does. If the sub-satellite point stays at the same location relative to the Earth surface, a geosynchronous satellite is called geostationary. The altitude of a geostationary satellite can thus be determined by a balance between the centripetal force and the gravitational force. Under the assumption of circular orbit, the altitude of the geostationary satellite is approximately 35787.6 kilometers above the Earth's surface. Unlike a sun-synchronous polar-orbiting satellite that provides global observations twice daily, a geostationary satellite provides temporally continuous observations within a limited area centered at the sub-satellite point. The horizontal resolution of geostationary satellite imager data is also high. The temporal and spatial continuity of the geostationary satellite data is extremely important for capturing rapid variations of atmospheric variables such as cloud, atmospheric water vapor and wind. Therefore, more and more geostationary meteorological satellites have been launched by different countries to cover their own territories. Table 1 lists all current operational meteorological geostationary satellites, along with their longitudes, names, launch dates, operational status and operation agencies.

The visible and infrared imager sensors onboard geostationary satellites include the Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES) imager

onboard United States GOES series (Figure 1), the Stretched Visible and Infrared Spin Scan Radiometer (S-VISSR) onboard Chinese Fengyun-2 (FY-2) series, and the Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI) onboard European Meteosat series. In the following, we discuss some main characteristics of observations from GOES imager. GOES imager has one visible and four infrared channels. Table 2 provides the central wavelength, spatial resolution at the sub-satellite point, and the general usage of each channel. Under clear-sky conditions, the scattering effect can be neglected and the thermal emission is the only source term. The infrared radiance received by the GOES imager mainly consists of the radiance emitted by the surface and transmitted throughout the entire atmosphere as well as the radiance that is emitted by a particular atmospheric layer and is transmitted throughout the atmosphere above that layer. For examples, the GOES channel 2 is a shortwave infrared channel with its central wavelength located at 3.9 micrometers (μm). This wavelength is close to the 4.3 μm strong CO₂ rotation-vibration band^[1]. The reflected solar radiance also contributes to the measured radiance of this channel, which is a unique characteristic that is different from other three GOES infrared channels. GOES imager channel 3 (central wavelength of 6.5 μm or 6.7 μm) is close to the 6.3 μm vibration-rotation band^[1]. The major absorber of this channel is water vapor, thus

the distributions of channel 3 brightness temperatures are usually utilized to observe the horizontal transport of water vapors in the middle and high troposphere. Besides the minor shift of central wavelength, the bandwidth of channel 3 onboard GOES-12, -13 and -15 ($5.8\mu\text{m}$ – $7.3\mu\text{m}$) is wider than that of channel 3 onboard GOES-11 ($6.5\mu\text{m}$ – $7.0\mu\text{m}$)^[2]. Considering the higher spatial resolution (4 km) of GOES-12 channel 3 than that of GOES-11 channel 3 (8 km), enlarging the wavelength bandwidth suppresses the increased noise due to improved spatial resolution, thus improving signal-to-noise ratio^[3]. Channel 4 is a window channel whose central wavelength is located at $10.7\mu\text{m}$. The gas molecules in the atmosphere have weak absorption on the radiance at this wavelength. In addition, the emissivity of the dry ground is close to one, therefore the radiance emitted by the surface can be approximated by skin temperature^[4]. The central wavelength of channel 5 is $12.0\mu\text{m}$ and is called a dirty window channel. Due to a stronger continuum absorption from water vapor, channel 5 is more sensitive to water vapor than channel 4. The observed brightness temperature of channel 5 will be lower than that of channel 4 when the air is moist. Channel 5 can be utilized to detect ice clouds as well. The imagery part of the refraction index at $12.0\mu\text{m}$ is larger than that at $10.7\mu\text{m}$. The presence of ice clouds also leads to a lower brightness temperature of channel 5 than channel 4^[5]. Since the launch of GOES-12, the $12.0\mu\text{m}$ channel 5 is replaced with a $13.3\mu\text{m}$ channel 6. Channel 6 is located in the wing of the CO_2 band^[6]. With channel 6 measurements, the cloud top pressure, effective cloud amount, and cloud top temperature can be accurately retrieved^[3].

The vertical resolution of GOES imager is reflected by the weighting function of each channel. Figure 2 shows the weighting function of GOES-11/12 imager channels calculated by the Community Radiative Transfer Model (CRTM)^[7] with the U.S. standard atmosphere profile as the input. The largest contribution of observed radiance comes from the layer at which the weighting weight is the largest. It can be concluded from Fig. 2 that the observed radiance mainly comes from the surface emission for GOES imager channel 2, 4, 6 while the major contribution to channel 3 radiance comes from the layer between 500 and 300 hPa. Three additional features are worth mentioning based on Fig. 3. Firstly, the level where the weighting peak resides for GOES-11 imager channel

3 ($6.7\mu\text{m}$) is slightly higher than that for GOES-12 imager channel 3 ($6.5\mu\text{m}$). This results from a narrower bandwidth of GOES-11 channel 3 than that of GOES-12 channel 3^[3]. Compared to GOES-11, the observed radiance of channel 3 by GOES-12 comes from the lower troposphere. Therefore, the brightness temperatures of channel 3 observed by GOES-12 imager are anticipated to be higher than those by GOES-11. Secondly, the weighting functions of channels 4 and 5 have similar vertical distributions above 300 hPa, but are different below 300 hPa. The weighting function of channel 4 is smaller than the weighting function of channel 5 below 300 hPa. This is because the absorption coefficient by water vapor of channel 5 is larger than that of channel 4. For any arbitrary level below 300 hPa, the optical depth of channel 5 is larger than that of channel 4 due to a stronger water vapor absorption. In other words, channel 5 is more sensitive to the water vapor in the lower troposphere than channel 4. Thirdly, channel 6 of GOES-12 imager has larger weighting functions than those of channel 5 of GOES-11 below 20hPa. This reflects that the contribution from the atmosphere is larger in the observed $13.3\mu\text{m}$ radiance than GOES-11 channel 5. The mixing ratio of CO_2 is nearly constant throughout the atmosphere while water vapor mainly resides at the middle and lower troposphere. At high levels, the optical depth of channel 6 is larger than the optical depth of Channel 5, resulting a stronger absorption at the wavelength of channel 6 than at that of channel 5.

The horizontal resolution of GOES imager is determined by the instantaneous geometry field of view (IGFOV) of each channel. For GOES-12 imager, the IGFOV is $28\mu\text{rad}$ for channel 1, $112\mu\text{rad}$ for channels 2, 3 and 4, and $224\mu\text{rad}$ for channel 6. The corresponding sub-satellite point resolution of these IGFOV is 1 km, 4 km, and 8 km, respectively. The area covered by IGFOV increases as the scan angle increases, so the horizontal resolution decreases as the scan angle increases. In other words, the observed radiation for a single IGFOV comes from a large area if the scan angle is larger.

The ratio of the area covered by an arbitrary field of view to the area covered by the field of view at sub-satellite point is defined as the pixel distortion indices (K)^[8]. The equation for calculating the pixel distortion indices can be written as

$$K = \frac{a \sin^2 \alpha + (\cos \alpha - \cos \alpha_0)^2}{h \cos \alpha - \cos \alpha_0} \quad (1)$$

where

$$\alpha = |\lambda - \lambda_{\text{sub}}| \quad (2)$$

In equation (1) and (2), λ is the longitude or the latitude of an arbitrary observation, λ_{sub} is the longitude of the sub-satellite point, a is the distance between the satellite and the earth center, and h is the altitude of satellite orbit above the earth surface. For GOES-12, h is approximately 35790 km. $\alpha_0 (=81.3^\circ)$ is the maximum value of α and indicates the furthest location in longitude and latitude from the sub-satellite point of a GOES imager coverage. Figure 3 illustrates the relationship between the pixel distortion index K and the absolute value of the longitude (or latitude) difference α . When the absolute value of longitude (or latitude) difference, α , is equal to 60.38° , the pixel distortion index equals three. This means that under the assumption of the one-dimensional distortion, the area covered by a IGFOV is three times as large as the IGFOV area at the sub-satellite point. It is reminded that the pixel distortion index in equation (1) assume that the area covered by an IGFOV experiences either a zonal distortion or a meridional distortion, it is accurate only for the pixel distortion at the equator, or at the longitude where satellite resides. Pixels located at other regions experience distortions in both the zonal and meridional directions. Therefore, the ratio of the actual area covered by a single IGFOV to that at the sub-satellite point will be larger than the pixel distortion index in (1).

The footprint of any arbitrary IGFOV can be calculated given the latitude and longitude of a target IGFOV, satellite zenith angle, satellite azimuth angle, the distance between satellite and the targeted IGFOV under the assumption that the Earth's surface is an ellipsoid. Figure 4 illustrates the footprint covered by the IGFOV near the sub-satellite point (Fig. 4a), the 75°W longitude (Fig. 4b), the equator (Fig. 4c), and other locations (Fig. 4d) of GOES-12 imager from 1815 UTC to 1821 UTC on May 22, 2008. The IGFOVs at the sub-satellite point are squares, which is expected because GOES imagers use square detectors^[2]. Pixels near the longitude of the sub-satellite point experience a meridional distortion and are of rectangular shape. The meridional length is longer than the zonal length for the IGFOVs near the longitude of the sub-satellite point. The IGFOVs near

the equator are rectangles with their zonal lengths being larger than their meridional lengths. The IGFOVs at other locations experience both zonal and meridional distortions and thus have parallelogram shapes. A significant overlapping between two adjacent pixels is noticed in the zonal direction, which is greater than in the meridional direction. Through a resampling process, higher resolution observations can be achieved from overlapping GOES imager radiances. Menzel et al.^[9] pointed out the sub-point resolution of channel 4 after resampling can be as high as $2.3 \text{ km} \times 4 \text{ km}$. Since the pixels at high latitudes have larger pixel distortion, the observed radiances and their retrieval products are not as reliable as in low latitudes. In the data assimilation experiment conducted by Köpken^[10], observations with large scan angles are removed. Figure 5 shows the theoretical maximum coverage and area with pixel distortion index being less than three of several operational geostationary satellites. It can be seen that the global region within 50° is fully covered by the geostationary satellites.

The measurement precision of infrared imagers, which is a required input for data assimilation of GOES imager infrared radiance, is quantified by the Noise Equivalent differential Temperature (NEdT). NEdT is a function of observed brightness temperature and central wavelength. Table 3^[11-13] lists the NEdT of imager channels 2, 4 and 6 at 300 K and channel 3 at 230 K from GOES-12, -13 and -15.

The scan operation of GOES Imager is similar to a cross-track sensor. Two motors control the rotation operation of the scan mirror. The motor controlling west-east operation firstly finishes one scan line from west to east. Then the motor controlling north-south operation rotates the scan mirror towards the south. An east to west scan is then performed by the west-east operation motor. The scan speed for each detector of infrared channel is 5460 observations per second. There are four operation modes for GOES imager^①: (1) routine operation, (2) full disk operation, (3) rapid scan operation (RSO), and (4) super rapid scan operations (SRSO). Tables 4 and 5 list the name of the frame, observation coverage, scan duration and scan starting time of GOES-11 (e.g., GOES East) and GOES-12 (e.g., GOES West)^{②③}. For GOES East, the full disk operations^④ includes one full-disk scan and one abbreviated full-disk scan in each hour. The RSO^⑤ performs four U.S. continental scans, one Northern-

Hemisphere scan, and Southern-Hemisphere partial-frame scan in each 30 minutes. The SRSO is able to perform a total of 26 1-minute scans, covering an area of 1000 km² in 30 minutes.

Compared with satellite microwave sensors, the channel wavelengths of the infrared imager channels are shorter. This leads to stronger infrared absorption in clouds. For clouds with large optical depth, the radiance observed by the imager mainly comes from the cloud top. Figures 6 and 7 illustrate the influence of clouds in observed brightness temperatures. Point A is under a clear-sky condition while point B is located within clouds. In the presence of cloud, the brightness temperature of channels 2, 3, 4 and 6 (point B) is lower than that in a clear-sky condition (point A). Figure 6b shows the differences between the observed brightness temperature (*O*), and simulated brightness temperature under clear-sky conditions (*B*), i.e., *O*−*B*. Under clear-sky (cloudy) conditions, the absolute value of *O*−*B* is small (large). Furthermore, the absolute value of (*O*−*B*) of channel 3, |*O*−*B*|, is smaller than those of channels 2, 4 and 6. This is because channels 2, 4 and 6 are window channels while channel 3 is an atmospheric sounding channel between 300 hPa and 500 hPa. The level where clouds exist is closer to the observed layer of channel 3, resulting a smaller absolute value of *O*−*B* of channel 3 than those of other channels.

The United States next generation geostationary satellite, GOES-R, will be equipped with the Advanced Baseline Imager (ABI) with 16 channels^⑥. Among these 16 channels, two are visible channels, four are near-infrared channels, and 10 are infrared channels. The observation resolution at the sub-satellite point for infrared channel increases to 2 km. The ABI is able to perform four full-disk scans or 12 continentals scans in one hour. The ABI has added an additional mesoscale mode. In this mode, the ABI can scan an area of 1000 km² every 30 seconds. GOES-R satellite is scheduled to be launched in 2015^⑦. The next generation Chinese geostationary satellite FY-4 will be equipped with the Advanced Geostationary Radiation Imager (AGRI) and the Geostationary Interferometric Infrared Sounder (GIIRS). Similar to the ABI, the AGRI will have 14 channels that cover visible, near-infrared, shortwave infrared, midwave infrared and thermal infrared bands^⑧. The GIIRS onboard FY-4 is an interferometric infrared sounder with 913 channels^⑨. The

GIIRS is similar to the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) onboard Aqua polar-orbiting satellite. Currently all hyperspectral sounders are onboard polar-orbiting satellites. FY-4 will be the first geostationary satellites with hyperspectral sounders onboard. Given the facts that assimilation of AIRS observations significantly improves the forecast skill in numerical weather prediction (NWP) and AIRS retrieval products of greenhouse gases such as CO₂ provide insights into climate change, observations from GIIRS will play an important role in both NWP and climate studies.

注释

- ① <http://www.ospo.noaa.gov/Operations/GOES/schedules.html>
- ② <http://www.ospo.noaa.gov/Operations/GOES/west/imager-routine.html>
- ③ http://www.class.ncdc.noaa.gov/release/data_available/goes/index.html
- ④ <http://www.ospo.noaa.gov/Operations/GOES/east/fd.html>
- ⑤ <http://www.ospo.noaa.gov/Operations/GOES/east/rso.html>
- ⑥ <http://www.goer-r.gov/spacesegment/abi.html>
- ⑦ http://www.nesdis.noaa.gov/flyout_schedules.html
- ⑧ <http://www.wmo-sat.info/oscar/instruments/view/275>
- ⑨ <http://www.wmo-sat.info/oscar/instruments/view/214>

参考文献

- [1] Petty G W. A First Course in Atmospheric Radiation. Madison, Wisconsin: Sundog Publishing, 2006.
- [2] Space Systems/Loral. GOES I-M Data Book, Greenbelt, Maryland: NASA/GSFC, 1996.
- [3] Schmit T J, Elaine M P, Anthony J S, et al. Introducing the GOES-M imager. National Weather Digest 25, 2002(3/4): 28-37.
- [4] Kidder S Q, Haar T H V. Satellite Meteorology: An Introduction. Vol. 466. San Diego: Academic Press, 1995: 466.
- [5] Strabala K I, Ackerman S A, Menzel W P. Cloud properties inferred from 8-12μm Data. J Appl Meteor, 1994, 33: 212-229.
- [6] Wu X, Schmit T, Galvin R, et al. Investigation of GOES imager 13.3μm channel cold bias. EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, 2008: 1-12.
- [7] Weng F. Advances in radiative transfer modeling in support of satellite data assimilation. J Atmos Sci, 2007, 64: 3799-3807.
- [8] Capderou M. Satellites: Orbits and Missions. France: Springer-Verlag, 2005: 544.
- [9] Menzel W P, James F W P. Introducing GOES-I: The first of a new generation of geostationary operational environmental satellites. Bull Amer Meteor Soc, 1994, 75: 757-781.
- [10] Köpken C, Kelly G, Thépaut J-N. Assimilation of Meteosat radiance data within the 4D-Var system at ECMWF: Assimilation experiments and forecast impact. Q J Roy Meteor Soc, 2004, 130: 2277-2292.
- [11] Hillger W D, Timothy J S. NOAA Technical Report NESDIS 125: The GOES-13 Science Test: Imager and Sounder Radiance and Product Validations. United States National Environmental Satellite, Data, and Information Service, 2007.
- [12] Hillger W D, Timothy J S. NOAA Technical Report NESDIS 131: The GOES-14 Science Test: Imager and Sounder Radiance and Product Validations. United States National Environmental Satellite, Data, and Information Service, 2010.
- [13] Hillger W D, Timothy J S. NOAA Technical Report NESDIS 141: The GOES-15 Science Test: Imager and Sounder Radiance and Product Validations. United States National Environmental Satellite, Data, and Information Service, 2011.

附录 任意地球目标点视场轨迹的计算方法

已知地球目标点 P 处的大地纬度 (geodetic latitude) φ_P , 经度 λ_P , 卫星天顶角 φ_S , 卫星方位角 λ_S , 卫星与 P 的直线距离 l_{PS} , 及卫星探头的瞬时几何视场 ω 。假设地球可视作椭球体, 赤道半径为 r_a , 极半径为 r_b 。将大地纬度 φ_P 转换为地心纬度 (geocentric latitude) φ'_P ,

$$\varphi'_P = \tan^{-1} \left[(1-f)^2 \tan \varphi_P \right] \quad (1)$$

其中,

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

设地心为点 O , 由目标点 P 地心纬度 φ'_P , 经度 λ_P , OP 距离 $\|OP\|_2$, 可求得 P 点笛卡尔坐标系坐标 (x_P, y_P, z_P) , 其中,

$$\|OP\|_2 = \left(r_a^2 \cos^2 \varphi'_P + r_b^2 \sin^2 \varphi'_P \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

卫星 S 坐标 (x_S, y_S, z_S) 可由下式算得

$$OS = OP + PS = OP + l_{PS} r_{PS} \quad (4)$$

首先计算方向向量 r_{PS} 。对向量 $r_0 = (1, 0, 0)$ 进行四次旋转操作得到 r_{PS} 。前两次旋转为

$$r_{OP} = R_z^{\lambda_P} R_{-y}^{\varphi'_P} r_0 \quad (5)$$

其中 $R_{-y}^{\varphi'_P}$ 为旋转矩阵, 它表示将 r_0 围绕 y 负半轴逆时针旋转角度 φ'_P 。 $R_z^{\lambda_P}$ 将 $R_{-y}^{\varphi'_P} r_0$ 围绕 z 正半轴旋转角度 λ_P 。令 $r_N = (0, 0, 1)$,

$$r_{OP \times N} = OP \times r_N \quad (6)$$

对 r_{OP} 进行两次旋转操作得到 r_{PS} ,

$$r_{PS} = R_{-OP}^{\lambda_S} R_{OP \times N}^{\varphi_S} r_{OP} \quad (7)$$

将公式 (6) 代入公式 (3) 解出 S 坐标 (x_S, y_S, z_S) 。

将瞬时几何视场 ω 转换为半波宽 (half beam width) θ 。两者关系为

$$\theta = \frac{\omega}{2} \quad (8)$$

先确定 P 点视场轨迹上的一点 F_1 。将 SP 绕轴 $r_{SP \times N}$ 旋转角度 θ 得到 SF_1 的方向向量 f_1 ,

$$f_1 = \frac{R_{SP \times N}^{\theta} SP}{\|R_{SP \times N}^{\theta} SP\|_2} \quad (9)$$

计算 F_1 坐标。记 $\|SF_1\|_2$ 为 d_{SF_1} 。

则 $SF_1 = d_{SF_1} f_1 = (d_{SF_1} x_{f_1}, d_{SF_1} y_{f_1}, d_{SF_1} z_{f_1})$,

$$OF_1 = OS + SF_1 = (x_S + d_{SF_1} x_{f_1}, y_S + d_{SF_1} y_{f_1}, z_S + d_{SF_1} z_{f_1}) \quad (10)$$

又因 F_1 在椭球面上, 所以,

$$\frac{(x_S + d_{SF_1} x_{f_1})^2}{r_a^2} + \frac{(y_S + d_{SF_1} y_{f_1})^2}{r_a^2} + \frac{(z_S + d_{SF_1} z_{f_1})^2}{r_b^2} = 1 \quad (11)$$

整理公式 (11), 得

$$\left(\frac{x_{f_1}^2}{r_a^2} + \frac{y_{f_1}^2}{r_a^2} + \frac{z_{f_1}^2}{r_b^2} \right) d_{SF_1}^2 + 2 \left(\frac{x_S x_{f_1}}{r_a^2} + \frac{y_S y_{f_1}}{r_a^2} + \frac{z_S z_{f_1}}{r_b^2} \right) d_{SF_1} + \left(\frac{x_S^2}{r_a^2} + \frac{y_S^2}{r_a^2} + \frac{z_S^2}{r_b^2} - 1 \right) = 0 \quad (12)$$

上式为关于 d_{SF_1} 的一元二次方程。若无实数解, 则视线 (Line of Sight) 与地球面无交点。若存在两个相同实数解, 则视线与地球面相切。若存在两个不同实数解, 则视线与地球面交于两点, 取小值解。解得 d_{SF_1} 可求出 F_1 坐标 $(x_{F_1}, y_{F_1}, z_{F_1})$ 。进而解得地心纬度 φ'_{F_1} 及经度 λ_{F_1} 。

将地心经度 φ'_{F_1} 转换为大地经度 φ_{F_1}

$$\varphi_{F_1} = \tan^{-1} \left[\frac{\tan \varphi'_{F_1}}{(1-f)^2} \right] \quad (13)$$

若卫星探头为圆形, 则星下点视场轨迹近似圆形。将 f_1 绕轴 SP 旋转角度 α 得到视场轨迹任意一点 F_i 方向向量 f_i

$$f_i = R_{SP}^{\alpha} f_1 \quad (14)$$

F_i 坐标可通过公式 (10) - (13) 计算得出。

若卫星探头为方形, 则星下点视场类似 GOES 成像仪的正方形视场。此时不能简单地通过公式 (14) 旋转 f_1 得到视场轨迹任意一点 F_i 方向向量 f_i 。公式 (14) 中的旋转角度与公式 (9) 中的旋转角度有特定的函数关系。假设计算此时视场轨迹上的一点 F_i , 且角 $F_i P F_1$ 为锐角 α_i , 则公式 (9) 中的旋转角度 θ_i 为

$$\theta_i = \arctan \left(\frac{\tan \theta}{\cos \alpha_i} \right) \quad (15)$$

参考公式 (9) 和 (14), 可以得到正方形视场的方向向量 f_i 为

$$f_i = R_{SP}^{\alpha_i} \left(\frac{R_{SP \times N}^{\theta_i} SP}{\|R_{SP \times N}^{\theta_i} SP\|_2} \right) \quad (16)$$

阶段性干旱对夏玉米生长发育及产量的影响

徐英¹ 陈立成² 李曼华³ 陈辰³

(1 夏津县气象局, 德州 253200; 2 曲阜市气象局, 济宁 273100; 3 山东省气候中心, 济南 250031)

摘要: 本试验通过可移动遮雨棚对大田夏玉米不同生长阶段土壤湿度进行定量控制, 分析了拔节—抽雄和抽雄—成熟期干旱胁迫对玉米生长发育及产量构成等要素的影响。结果表明, 玉米受干旱胁迫后, 植株生长发育受到抑制, 产量明显降低。拔节—抽雄期干旱对玉米营养生长阶段植株性状的影响较大; 抽雄—成熟期干旱对玉米营养生长的影响相对较小, 但对产量影响较大, 其中穗长、穗粒数、穗总重和穗粒重较对照处理均显著减小, 穗粗、秃尖比及百粒重变化不显著。

关键词: 干旱, 夏玉米, 生长发育, 产量

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2014.04.009

Effects of Phased Drought on the Growth Development and Grain Yield of Summer Maize

Xu Ying¹, Chen Licheng², Li Manhua³, Chen Chen³

(1 Xiajin Meteorological Bureau, Dezhou 253200 2 Qufu Meteorological Bureau, Jining 273100

3 Shandong Climate Center, Jinan 250031)

Abstract: In this paper, an experiment was conducted to study the impact of drought on the growth and the production of maize at the jointing-tasseling stage and the tasseling-mature stage. The soil moisture was controlled quantitatively in different growth periods by the movable water-proof canopy. The result shows that: compared with the suitable water treatment, the growth and development of maize were restrained by drought, and the yield decreased significantly. Compared with the drought at the jointing-tasseling stage, the drought at the tasseling-mature stage has less effect on the growth of nutritional organ, but has a greater influence on yield. The ear length, grain number per ear, ear dry mass and grain mass per ear decreased significantly, but the changes of ear diameter, length of bare tip and 100-kernel mass were insignificant compared with the suitable water treatment.

Keywords: drought, summer maize, growth and development, yield

山东是我国玉米主要产区之一, 也是各类气象灾害的多发地区, 其中干旱不仅影响玉米的播种出苗, 对玉米的生长发育及产量形成也可造成严重影响^[1-3], 是造成玉米产量不高、不稳的主要原因。

玉米不同生育期的需水情况不同, 不同阶段的干旱对玉米生长会有不同程度的抑制作用^[4]。有关干旱对玉米影响的研究前人已做了不少工作^[5-8]。多数研究得出, 干旱胁迫不利于玉米的生长发育, 光合性能受到抑制, 不利于干物质积累, 进而导致玉米产量降低。但受限于大田条件下土壤水分不易控制, 多数试验是在盆栽条件下进行; 并且对不同等级干旱影响下不同生育阶段内玉米的响应特征研究较少。本试验在大田条件下, 利用可移动遮雨棚排除降水影响, 对土壤湿度进行定量控制, 研究了不同生育阶段干旱对夏

玉米生长发育及产量形成的影响, 从而为通过提高农田管理的水平, 科学应对夏玉米不同生育时期干旱所带来的负面影响, 实现夏玉米高产提供理论基础。

1 材料与方法

1.1 供试材料与试验设计

本试验以郑单958为供试材料, 试验地设在夏津县北城街道办事处罗庄村(116°01'E, 36°59'N), 土壤类型为粘质砂壤土, 属温带大陆性季风气候, 年平均降水量492.1mm, 平均气温13.1℃。

本试验共有3个处理, 分别为C1(拔节—抽雄期土壤相对含水量控制在40%以下, 其他时期均在自然条件下生长)、C2(抽雄期—成熟期土壤相对含水量控制在40%以下, 其他时期均在自然条件下生长)和CK(全生育期土壤相对含水量在75%左右)。每个处理设3个重复, 随机排列, 每个重复面积为28m², 播种行距50cm, 株距35cm, 播种密度为4000株/亩(1亩≈666.7m²), 播种深度4~7cm。各重复四周均用防水塑料膜隔开, 防

收稿日期: 2013年10月14日; 修回日期: 2014年1月8日

第一作者: 徐英(1962—), Email: 13792200718@163.com

通讯作者: 陈辰(1988—), Email: beibei1988820@163.com

资助信息: 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006041)

止水分侧渗；各处理间放置200cm的隔离带，以防止处理间土壤水分水平交换的影响。于2012年6月16日播种，与当地玉米播种时间一致。播种前进行适当灌溉，保证底墒充足，后期为准确控制土壤相对湿度，播种后每隔7天调查一次0~50cm土壤含水量，根据需要对土壤湿度进行定量控制。

1.2 观测项目与方法

发育期观测：在玉米生长期记录不同处理发育进程。

株高观测：在拔节期、抽雄期、吐丝期测定植株高度，观测采用定株观测，每个重复取3株。

生长量测定：在主要发育期（七叶、拔节、抽雄、乳熟、成熟）测定叶面积，利用烘干法测定地上部分器官干物重（黄叶、绿叶、茎、果穗），每个重复取3株。

产量结构分析：在玉米收获后，自然风干，进行产量结构分析，分别测定各小区果穗长（cm）、果穗粗（cm）、穗粒数、百粒重（g）等产量构成要素。

以上测定项目的具体测定方法均按照农业气象观测规范进行。

2 试验结果与分析

2.1 干旱胁迫对玉米生长发育的影响

2.1.1 对株高的影响

干旱处理后，研究区玉米植株生长受到抑制，玉米株高降低。由图1可以看出拔节—抽雄期干旱（C1）的玉米株高最小，抽雄后干旱（C2）的玉米株高低于对照区（CK）。与CK相比，C1玉米株高明显降低，变化幅度高达34.7%；C2与CK相比，玉米株高差异较小，降低幅度仅为4.4%。结果表明，拔节期水分不足，对玉米株高影响非常大，而抽雄后，玉米株高虽会受到水分的影响，但影响远远小于拔节期。这与白向历等^[9]利用盆栽试验研究不同生育时期水分胁迫

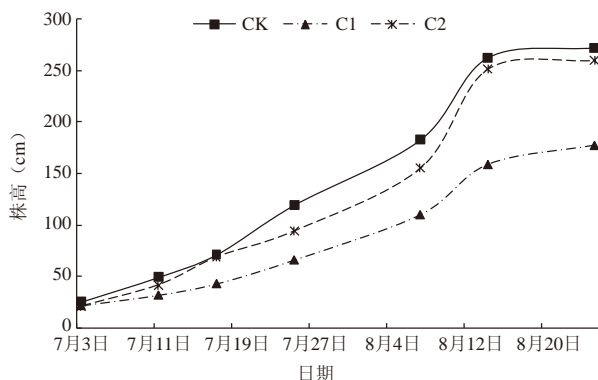


图1 不同时期干旱胁迫对玉米株高的影响

对玉米生长发育的影响，得出玉米拔节期水分胁迫对株高影响最为显著的结论一致。

2.1.2 对叶面积的影响

由图2可以看出，玉米单株叶面积随生长时间的推移呈“S”型曲线变化，干旱胁迫处理后植株叶面积呈减小趋势，且拔节—抽雄期干旱影响大于抽雄—成熟期干旱。总体上，对照区叶面积最大，C1处理的玉米叶面积最小，单株叶面积为2897.7cm²，C2干旱处理的玉米单株叶面积为4667.5cm²。这与鲍巨松等^[10]研究得出干旱对玉米叶片生长不利，随着水分胁迫增强，叶片萎蔫卷缩，绿叶面积逐渐减少，以及刘树堂等^[11]试验表明随着土壤水分胁迫加剧，单株叶面积大幅下降的结论一致。C1与CK相比，单株最大叶面积减少比例高达41.0%；而C2与CK相比，单株最大叶面积相差不大。这与纪瑞鹏等^[12]研究得出拔节—吐丝期为营养生长与生殖生长并行阶段，叶面积受干旱胁迫的影响相对较小有所不同。

2.1.3 对干物重的影响

由图3可以看出，受干旱胁迫的玉米植株长势明显较CK处理差，且C1处理较C2处理影响大，C1和C2处理下玉米干物重分别为98g和159g，较CK分别减少56%和29%。刘树堂等^[11]研究得出水分胁迫导致同化

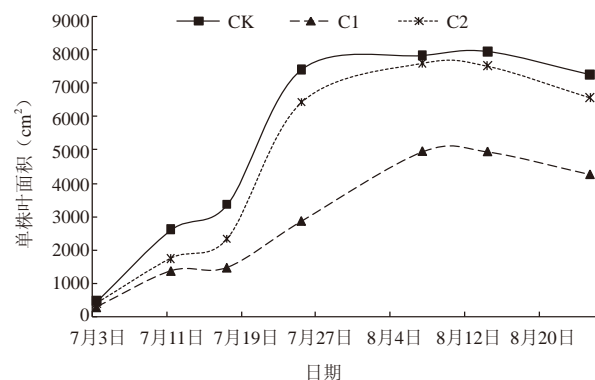


图2 不同时期干旱胁迫下玉米叶面积的变化

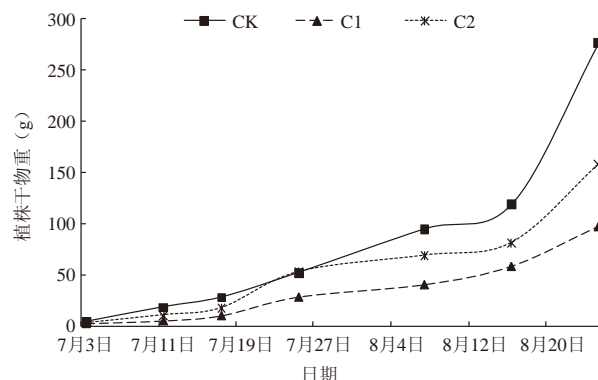


图3 不同时期干旱胁迫对玉米干物重的影响

表1 不同时期干旱胁迫对玉米穗部性状及产量构成要素的影响

处理	穗长 (cm)	穗粗 (cm)	秃尖比	穗粒数	百粒重 (g)	穗总重 (g)	穗粒重 (g)
CK	20.0 ^a	5.7 ^a	0.13 ^a	527 ^a	36.0 ^a	163.2 ^a	146.9 ^a
C1	14.4 ^b	4.9 ^a	0.13 ^a	297 ^b	29.4 ^a	85.9 ^b	72.0 ^b
C2	14.3 ^b	5.1 ^a	0.14 ^a	274 ^b	31.6 ^a	81.4 ^b	69.6 ^b

注: 上标中的不同小写字母代表处理间在0.05水平下差异显著

物代谢源受阻, 干物质积累量大幅减少; 白莉萍等^[13]试验表明水分胁迫无论轻重均对玉米生长发育不利, 导致玉米生物产量大幅降低。本试验结果表明干旱对玉米干物质的积累不利, 拔节—抽雄期发生干旱较抽雄后干旱对玉米干物重的不利影响更为严重。

2.2 干旱胁迫对玉米果穗性状和产量构成要素的影响

由表1可以看出, 干旱处理后, 玉米穗长、单株穗粒数、穗总重以及穗粒重均小于CK处理, 干旱胁迫不利于产量形成。经方差分析得出, C1和C2处理下, 玉米穗长、单株穗粒数、穗总重以及穗粒重的减少均达显著水平 ($P < 0.05$)。干旱对玉米穗粗、秃尖比以及百粒重影响较小, 虽然穗粗和百粒重有减小趋势, 秃尖比有增加趋势, 但处理间差异不显著 ($P > 0.05$)。

王鹏文等^[14-15]研究表明, 干旱胁迫使果穗长度缩短, 穗粒数减少; 白向历等^[9]认为干旱对穗粗影响显著, 对秃尖比的影响不大; 刘树堂等^[11]认为, 干旱对穗粗影响不显著, 而对秃尖比的影响较大。本试验结论与以上有所不同, 本研究得出干旱处理后玉米穗长、单株穗粒数、穗总重以及穗粒重均小于CK处理, 穗粗、秃尖比以及百粒重所受影响不大。对比C1和C2两个处理的影响, C2对玉米穗长、秃尖比、穗粒数、穗总重以及穗粒重的影响相对较大, 而C1对穗粗、百粒重的影响较大。

3 结论与讨论

干旱胁迫对玉米的生长发育与产量形成均产生明显影响, 不同发育阶段对干旱胁迫的反应不同。分析玉米不同生育时期对水分的不同敏感程度, 为玉米生产中抗旱对策的选择提供科学依据, 实现玉米的高产有很大积极意义。

(1) 采用遮雨棚控制的大田试验方法, 得出了拔节—抽雄期和抽雄—成熟期干旱胁迫对玉米生长发育有不利影响。干旱处理后, 研究区玉米植株生长受到抑制, 玉米株高降低, 相比抽雄—成熟期, 拔节—抽雄期水分胁迫对株高影响较大; 相对对照区, 干旱区植株叶面积减少, 且拔节—抽雄期干旱影响大于抽雄—成熟期干旱; 干旱对玉米干物质的积累不利, 拔节—抽雄期发生干旱较抽雄后干旱的不利影响更为严重。

(2) 干旱处理后, 玉米穗长、单株穗粒数、穗总重以及穗粒重均小于对照。经方差分析得出, 拔节—抽雄期干旱和抽雄—成熟期干旱处理下, 玉米穗长、单株穗粒数、穗总重以及穗粒重的减少均达显著水平 ($P < 0.05$); 玉米穗粗、秃尖比以及百粒重变化不显著 ($P > 0.05$)。

(3) 与抽雄—成熟期干旱相比, 拔节—抽雄期干旱胁迫对玉米株高、叶面积以及干物质积累的不利影响更加明显, 生长后期玉米植株性状部分得到恢复, 生殖生长阶段所受的影响降低, 玉米穗粒数、穗总重以及穗粒重有所增加。抽雄—成熟期干旱胁迫下, 虽然玉米营养生长所受影响相对较小, 但对玉米籽粒授粉结实以及后期籽粒灌浆均极为不利, 籽粒败育严重, 减产较大。

本试验玉米生长环境比盆栽试验更接近大田, 但试验仅对两段时期进行了水分控制, 未设计玉米生长前期水分处理, 试验设计还有待进一步细化及深入。

参考文献

- [1] 黄晓俊, 于飞, 敖芹. 干旱对玉米生长及产量影响的试验研究. 贵州气象, 2012, 6(36): 25-28.
- [2] 郭子锋, 龚道枝, 郝卫平, 等. 不同生育期玉米干旱—复水补偿反应的品种差异研究. 玉米科学, 2011, 19(4): 84-88.
- [3] 王洪预, 李秋祝, 赵宏伟, 等. 不同生育时期干旱处理对春玉米保护酶活性及产量的影响. 东北农业大学学报, 2007, 38(1): 13-17.
- [4] 邢英英, 张富仓, 王秀康, 等. 不同生育期水分亏缺灌溉和氮营养对玉米生长的影响. 干旱地区农业研究, 2010, 6(28): 1-6.
- [5] 杨国虎, 李建生, 罗湘宁, 等. 干旱条件下玉米叶面积变化及地上干物质积累与分配的研究. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 2005, 5(33): 27-32.
- [6] 葛体达, 隋方功, 白莉萍, 等. 不同土壤水分对玉米光合特性和产量的影响. 上海交通大学学报(农业科学版), 2005, 2(23): 143-147.
- [7] 王俊儒, 龚月桦, 翟丙年, 等. 生育后期干旱对冬小麦产量和生理特性的影响. 土壤通报, 2005, 6(36): 908-912.
- [8] 刘永辉. 夏玉米不同生育期对水分胁迫的生理反应与适应. 干旱区资源与环境, 2013, 2(27): 171-175.
- [9] 白向历, 孙世贤, 杨国航, 等. 不同生育时期水分胁迫对玉米产量及生长发育的影响. 玉米科学, 2009, 17(2): 60-63.
- [10] 鲍巨松, 杨成书, 薛吉全, 等. 水分胁迫对玉米生长发育及产量形成的影响. 陕西农业科学, 1990, (3): 7-9.
- [11] 刘树堂, 东先旺, 孙朝辉, 等. 水分胁迫对夏玉米生长发育和产量形成的影响. 莱阳农学院学报, 2003, 20(2): 98-100.
- [12] 纪瑞鹏, 车宇胜, 朱永宁, 等. 干旱对东北春玉米生长发育和产量的影响. 应用生态学报, 2012, 23(11): 3021-3026.
- [13] 白莉萍, 隋方功, 孙朝晖, 等. 土壤水分胁迫对玉米形态发育及产量的影响. 生态学报, 2004, 24(7): 1556-1560.
- [14] 王鹏文, 戴俊英, 魏云鹏. 干旱胁迫对玉米产量和品质的影响研究. 玉米科学, 1999, 7(7): 102-106.
- [15] 崔震海, 马兴林, 张立军, 等. 苗期干旱对玉米产量和水分利用效率的影响. 玉米科学, 2005, 13(2): 79-81, 89.

南京一次辐射雾过程的边界层特征

张礼春¹ 朱彬² 范晓青¹

(1 中国气象局公共气象服务中心, 北京 100081;

2 中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京信息工程大学, 南京 210044)

摘要: 选取2007年12月13—14日南京一次辐射雾的外场观测资料及NCEP的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ \text{NC}$ 再分析资料和GDAS全球 $1^\circ \times 1^\circ$ 气象资料, 从天气形势背景、气象要素以及物理量场等方面, 探讨雾形成和持续的主要边界层物理和天气学成因; 并利用HYSPLIT-4轨迹模式对此次雾过程进行后向轨迹分析。分析表明: (1) 此次雾过程期间始终存在逆温层, 甚至出现多层逆温。逆温层的存在, 使大气层结更加稳定, 利于雾的形成和发展。(2) 此次辐射雾过程水汽输送较平流辐射雾小, 水汽来源主要来自本地辐射降温后的水汽凝结。(3) 此次雾过程地面受高压控制, 低层水汽通量散度为正值, 近地面有弱辐散, 利于辐射降温水汽凝结, 而持续的水汽辐散造成的水汽流出以及雾后期随着北部干冷空气南下使得这次辐射雾寿命较短。

关键词: 雾, 大气边界层, 水汽通量, HYSPLIT-4后向轨迹

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2014.04.010

The Boundary Layer Structures of the Radiation Fog in Nanjing

Zhang Lichun¹, Zhu Bin², Fan Xiaoqing¹

(1 Public Meteorological Service Centre of CMA, China Meteorological Administration, Beijing 100081

2 Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044)

Abstract: A detailed analysis of the synoptic situation, meteorological fields was made to get the features of the boundary layer during the fog events which occurred on December 13-14, 2007 by the observation field data, NCEP's $2.5^\circ \times 2.5^\circ \text{NC}$ reanalysis data and GDAS Global $1^\circ \times 1^\circ$ meteorological data. The results show that: (1) The presence of inversion layer, even multi-layer inversion throughout the fog events, indicates that the atmosphere is more stable, which was conducive to the convergence of water vapor before fog formation, then not favorable for the divergence of water vapor after fog formation, which helped the development and maintenance of the fog. (2) The water vapor flux transported in radiation fog was smaller than the advection-radiation one, and the water vapor in radiation fog was mainly from the local moisture condensation. (3) The surface was dominated by high pressure, during the radiation fog event, the divergence of water vapor flux was always positive, indicating that the water vapor near the surface was easy to be held and conducive to radiation cooling during the radiation fog event, while the divergence of water vapor flux and the northern cold air made the fog life a little too short.

Keywords: fog, atmospheric boundary layer, water vapor flux, HYSPLIT-4 backward trajectory

1 引言

近些年的统计资料表明^[1], 随着社会经济的发展, 大雾的出现频率、持续时间和浓密程度都有逐年提高的趋势。由于浓雾而导致机场、高速公路关闭、港口暂停船舶进出的情况不时见诸报端, 大有愈演愈烈之势。因此, 雾作为一种灾害性天气现象受到越来越广泛的关注和研究。

雾是悬浮于近地面气层中水汽凝结成水滴或冰

晶使水平能见度小于1km的天气现象, 国内外不少研究工作都对雾进行了大量的观测和理论研究^[2-5]。李子华等^[5]研究发现, 南京冬季出现频率最高的是辐射雾, 而有的辐射雾, 常有平流的较大影响, 则称它为平流辐射雾。辐射雾多在午夜前后发生, 也有一些发生于傍晚前后, 个别的形成于日出前后。而雾消散多在中午前后, 也有一些消散于日出之后。2007年12月13—14日, 在南京形成的这场雾即为一次典型的辐射雾过程^[6], 这次雾首先由13日晚辐射降温形成, 次日06时左右加浓, 日出后由于地面温度升高, 水汽蒸发, 浓雾10时左右消散。本文综合利用外场观测资

收稿日期: 2013年4月13日; 修回日期: 2013年10月15日
第一作者: 张礼春(1985—), Email: zlc203@126.com

料及NCEP的 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ NC再分析资料和GDAS全球 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 气象资料, 结合天气形势背景、气象要素以及物理量场, 探讨这次辐射雾形成和持续的主要边界层物理和天气学成因, 并利用HYSPLIT轨迹分析方法, 进一步验证雾形成的水汽来源。

2 探测仪器及资料概况

2007年11月15日—12月29日, 课题组在南京信息工程大学校园内 (118.7°E , 32.2°N , 海拔高度27m) 进行了冬季雾外场综合观测试验。

雾的外场综合观测主要内容有: 以雾生命史为主要研究对象, 获取第一手的高时空分辨率的浓雾发生、发展、成熟和消散整个过程中的宏微观特征、边界层结构以及各类气象要素等综合资料。

观测仪器包括: 芬兰Vaisala公司生产的DigiCORA系留气球低空探测系统, 进行大气边界层温、压、湿和风的探测, 观测时由飞艇携带传感器升空后将不同高度上的温、压、湿、风等资料传至地面接收系统, 在计算机上保存并显示各气象要素廓线。一般而言, 每1~3s产生一组数据, 包括气压、温度、相对湿度、海拔高度、风速、风向等。在风速等天气条件允许的情况下, 无雾日一般3h观测一次, 出现雾时加密观测, 间隔一般为1~1.5h, 每次探测时间40min左右, 高度一般在600~1000m之间, 只有在风速特别大, 达到10m/s的情况时收回系留气球, 探测高度降低。温度、相对湿度、气压、风速、风向传感器的分辨率分别为 0.1°C , 0.1% , 0.1hPa , 0.1m/s 和 1° 。另外, 雾滴尺度谱分布使用FM-100型雾滴谱仪。

3 边界层特征

3.1 天气形势分析

受南支槽和贝加尔湖冷空气南下共同影响, 12月12日白天出现降水, 雨区包括江苏、安徽、湖北、湖南及河南等地, 12日16时南京降水结束, 雨后地面相对湿度较大。12日20时, 南支槽和蒙古低槽合并, 此时江苏处于槽后西北气流当中。13日20时, 江苏位于槽后偏西风平直锋区中, 地面受高压控制, 天气晴好、微风、大气层结稳定, 利于夜间辐射降温。南京于13日22时左右出现雾, 14日凌晨发展为能见度小于500m的浓雾, 持续到上午10时以后逐渐消散。

3.2 雾过程的大气边界层结构

图1和图2分别为2007年12月13—14日雾过程中温度、相对湿度、平均风速廓线变化图以及14日风的时间—高度剖面图。由图可见, 13日20时, 地面辐射降温使得贴地层形成逆温, 近地面风速较小, $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左

右, 相对湿度较大。同时在420~440m和750~760m也形成两个薄的逆温层。近地面不断的降温增湿, 最终空气达到饱和, 在13日21:55 (图略), 肉眼已经观察到近地面形成雾。雾形成后, 在整个雾过程中, 雾区内风速在 $0\sim 4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 适宜的风速, 有利于水汽的上下传输, 有利于雾的发展和维持。而雾顶之上, 相对湿度总地呈明显减小趋势, 风速也较大, 超过 $4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。13日22:40, 600m高度低云形成。14日01:30以后, 温度廓线图上可以看出出现明显的多层逆温, 这与湍流的不连续性有关。14日06时低云与低层雾区经过发展后合并。14日09时, 日出后的短波辐射使近地层空气升温。14日10:40左右, 随着湍流发展的旺盛, 多层逆温开始遭到破坏, 温度廓线呈波动状。12时左右, 随着近地层空气持续升温, 近地层较强逆温也被破坏, 上下层气流交换增强, 近地面雾渐渐消散至殆尽。可见逆温的存在利于雾的形成和发展, 是雾维持发展的一个不可缺少的条件。

3.3 雾过程水汽输送特征

通过对此雾过程925hPa高度各时刻比湿、水汽通量、水汽通量散度分布的研究分析, 13日20时, 南京近地面比湿为 $2\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 水汽含量充沛。南海海面有水汽通量大值区, 并不断向北偏东方向输送, 南京位于水汽通量输送带上, 上空水汽通量近 $2\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$ 。14日02时, 比湿减小为 $1.6\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 此时雾已生成并继续发展, 近地面水汽不断凝结成雾滴, 故比湿较前有所下降。此时, 水汽输送带继续向北移动, 但南京上空水汽略有减小。14日08时, 比湿仍为 $1.6\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右, 这说明雾过程中水汽不断补充和凝结消耗基本动态维持不变。水汽开始逐渐影响我国华南及江浙一带, 南京地区水汽通量变得很小。结合张礼春等^[7]对2006年12月24—27日在南京形成的一次持续性浓雾天气过程的水汽来源分析, 对比可以发现, 这次辐射雾过程期间水汽输送明显较平流辐射雾小。另外, 在此次雾过程中, 地面受高压控制, 低层水汽通量散度为正值, 近地面有弱辐散, 利于辐射降温, 水汽凝结形成雾。而后期持续的水汽辐散造成水汽不断流出使得这次辐射雾寿命较短。

3.4 后向轨迹分析

HYSPLIT-4轨迹模式^[8]是由美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 开发的供质点轨迹、扩散及沉降分析用的综合模式系统。该模式是Eulerian-Lagrangian混合型的扩散模式, 其平流和扩散计算采用Lagrangian法, 通常用来跟踪气流所携带的粒子或气体移动方向, 可以实时预报风场形势以及分析降水。其采用

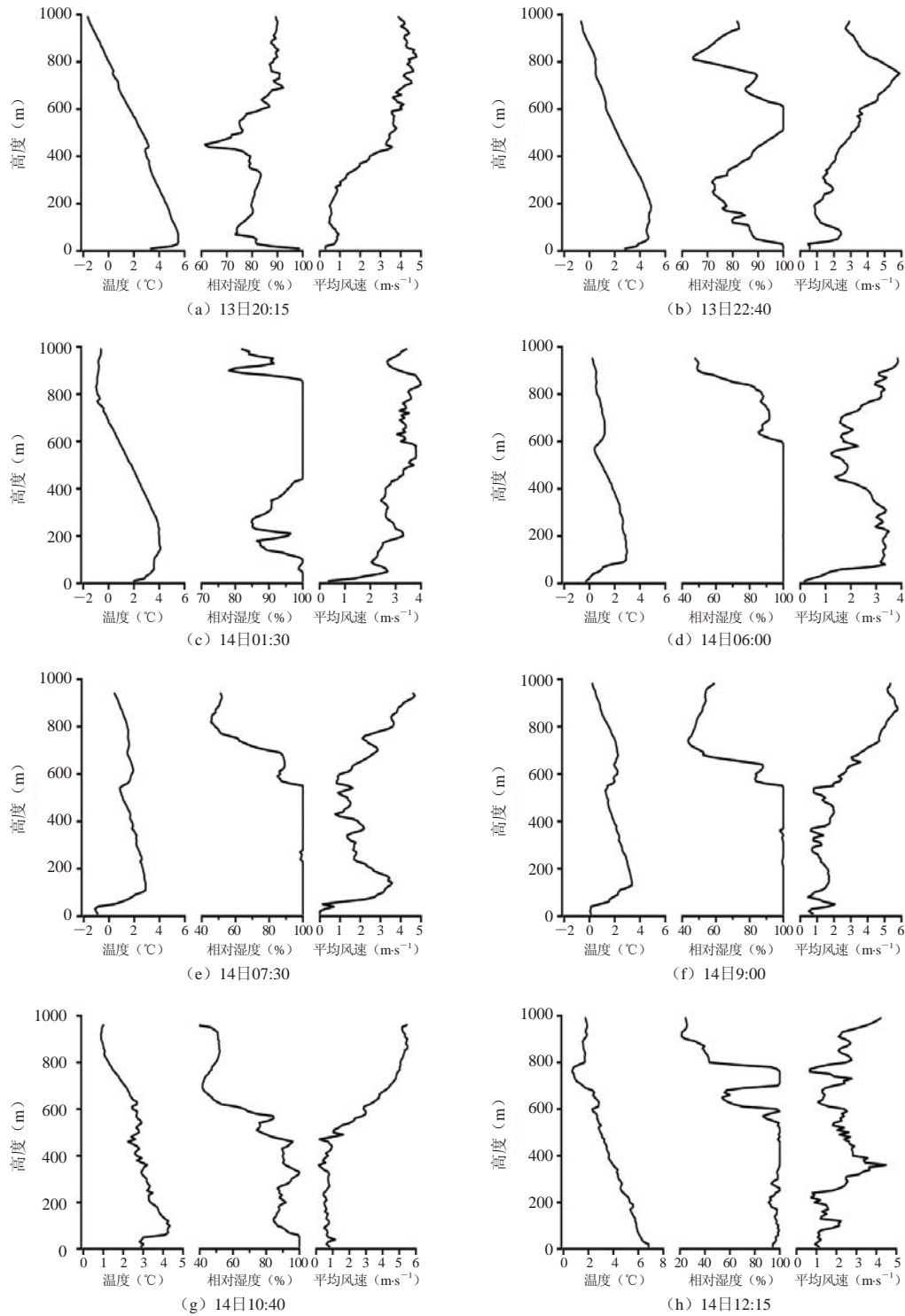


图1 2007年12月13—14日雾过程中温度、相对湿度和平均风速廓线变化图

地形 σ 坐标，水平网格与输入的气象场相同，垂直方向分为28层，将气象要素线性内插到各 σ 层上。HYSPLIT-4气流3维轨迹模式模拟分析气流路径的思路是假设空气中的粒子随风移动，则粒子的移动轨迹就是其在时间和空间位置矢量的积分，最终的位置由初

始位置 (P) 和第一猜测位置 (P') 的平均速率计算得到

$$P(t+\Delta t)=P(t)+0.5[V(P, t)+V(P', t+\Delta t)]\Delta t$$

$$P'(t+\Delta t)=P(t)+V(P, t)\Delta t$$

积分时间的步长是可变的， $U_{\max}\Delta t < 0.75$ 。

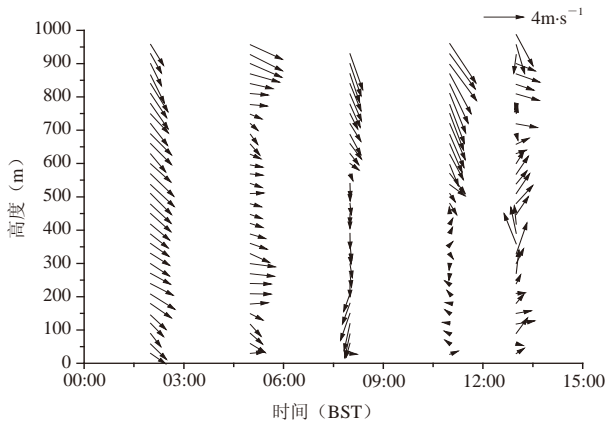


图2 2007年12月14日各时刻风的时间—高度剖面图

气象数据在水平坐标保持其原来格式，而垂直方向被内插到地形追随坐标系统，

$$\sigma = (Z_{top} - Z_{msl}) / (Z_{top} - Z_{gl})$$

式中， Z_{top} 是轨迹模式坐标系统的顶部； Z_{msl} 是坐标下边界高度； Z_{gl} 是地形高度。

HYSPLIT-4轨迹模式模拟采用NCEP GDAS全球 $1^\circ \times 1^\circ$ 气象资料作为背景初始场，该资料是应用全球中期预报谱模式（MRF）同化多种观测资料和预报结果，水平分辨率为191km，垂直方向从1000~50hPa分为12个等压面层，时间间隔为6h。本次研究计算为72h后向轨迹，起始点南京的经纬度为（118.7°E，32.2°N），距离地面高度设为四层分别为150，600，1500和3000m。

图3是HYSPLIT-4轨迹模式模拟的此次雾过程不同时间的72h后向轨迹。由图可以进一步发现辐射雾过程中水汽来源主要来自本地辐射降温后的水汽凝结。而北部干冷空气南下，加快了这次辐射雾的消散进程，其持续时间仅有13h。

4 结论

通过对2007年12月13—14日南京发生的这场辐射雾的边界层特征进行分析可以得出以下结论。

（1）这次雾过程期间逆温层始终存在，甚至出现多层逆温。逆温层的存在，使大气层结更加稳定，在雾形成前期利于低层水汽聚集，雾形成后又抑制水汽的扩散，利于雾体的发展和维持。

（2）辐射雾过程期间水汽输送明显较平流辐射雾小，HYSPLIT-4后向轨迹模式分析图进一步验证其水汽来源主要来自本地辐射降温后的水汽凝结。

（3）这次辐射雾过程地面受高压控制，低层水汽通量散度为正值，近地面有弱辐散，利于辐射降温

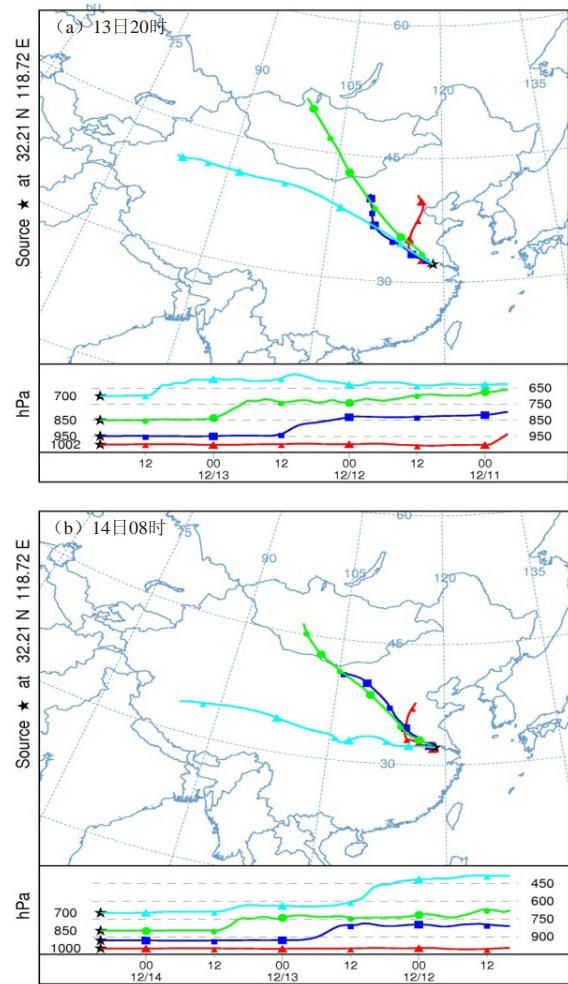


图3 2007年12月13—14日72h HYSPLIT-4后向轨迹模拟图

水汽凝结，而持续的水汽辐散造成这次辐射雾在发展维持期间水汽不断流出，以及雾后期随着北部干冷空气南下，使得这次辐射雾寿命较短，仅仅持续了13h。

参考文献

- [1] 高峰. 不得不防的灾害——浓雾. 中国应急管理, 2011, 7: 55-57.
- [2] Taylor G I. The formation of fog and mist. Q. J. R. Meteor. Soc., 1917(XL111): 2416-2468.
- [3] Roach W T, Brown R, Caughey S J, et al. The physics of radiation fog, Part I: A field study. Q. J. R. Meteor. Soc., 1976, 102: 313-333.
- [4] 张光智, 卞林根, 王继志, 等. 北京及周边地区雾形成的边界层特征. 中国科学(D辑), 2005, 35: 73-83.
- [5] 李子华, 刘端阳, 杨军, 等. 南京市冬季雾的物理化学特征. 气象学报, 2011, 69(4): 706-718.
- [6] 杨军, 王蕾, 刘端阳, 等. 一次深厚浓雾过程的边界层特征和生消物理机制. 气象学报, 2010, 68(6): 998-1006.
- [7] 张礼春, 朱彬, 耿慧, 等. 南京一次持续性浓雾天气过程的边界层特征及水汽来源分析. 气象, 2013, 39(10): 1284-1292.
- [8] Draxler R R, Hess G D. An overview of HYSPLIT-4 modeling system for trajectories dispersion and deposition. Aust Met Mag, 1998, 47(2): 295-308.

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

■ 贾朋群 赵大军

目前的天气和气候模式显示了很多令人吃惊的预报技巧，例如，从提前数天的台风路径预报到提前几个月预报厄尔尼诺现象的出现等。但是，模式模拟和预报的误差随着预报时效而增加，并非源自我们对天气和气候演变所遵循规律认知程度的下降。对大气运动规律的认识，早在100多年前就由一组偏微分方程几近完美地进行了描述。模式误差的增加实际上更多地和模式用数值方法求解上述方程组时，由于大气非线性和多尺度的本质，近似解的偏差随着数值积分的进行而不断增加联系在一起。其中，采用参数化处理次网格过程或方程组中无法解析的项，以及后者与模式可解析的动力框架部分之间的相互联系和作用的计算实现的不足，无疑是误差最重要的来源。

一些学者从大气运动的随机性出发，试图在理论上获得突破，即明确随机过程在多大程度上充满和规范着大气运动，同时要在模式的每一步积分运算中将这样的随机内容体现出来。2013年这些学者在牛津大学召开的“天气和气候预报的随机模拟和计算研讨会”上进行了对话和头脑风暴，会议上诞生和逐步清晰化的一些新理念和新思想，蕴含在2014年6月出版的皇家学会《哲学学报A》“天气和气候预报的随机模拟和节能计算”专辑（图1），可能会引发天气气候模拟界进一步的思考。

本文依据研讨会相关内容（研讨会网页，<https://www.maths.ox.ac.uk/>）及专辑导语和主要文章，试图解读未来模式发展中的“随机”要素。



“一些学者从大气运动的随机性出发，试图在理论上获得突破，即明确随机过程在多大程度上充满和规范着大气运动，同时要在模式的每一步积分运算中将这样的随机内容体现出来。”

一、“随机”模拟或让动力气象回归简单

动力气象学，虽然其诞生要追溯到20世纪初皮耶克尼斯提出“天气预报问题是一组物理方程的初值问题”的构想，同时给出了基于经典物理学的大气运动方程组。然而，早期气象学家苦于这个包含了至少7个变量的方程组太复杂，以及气象数据的匮乏和缺少有效计算方法，在随后的近20年时间里，方程组被束之高阁。尽管如此，皮耶克尼斯创造性地给出的这组控制大气运动的偏微分方程，仍然意义重大。

真正尝试运用皮氏方程组进行大气运动规律分析，或者简言之进行天气预报的，是20世纪20年代的理查孙。正是理查孙，在人类计算还停留在手工和借助计算尺等简单工具时代，将皮氏偏微分方程组离散化到可计算的网格上。在这一过程中，存在一些用公式表达的，却无法用格点解析出来的量，皮氏模仿分子粘性和扩散，借助提出的“涡旋粘度”和“涡旋扩散”等概念进行了参数化。而分子粘性和扩散的理念，与当时业已成熟的流体动力学理论，例如，布西内斯克假定和普朗特的混合长理论等半经验理论一脉相承。

理查孙试图手工计算求解偏微分方程组并做出天气预报失败后又过了20多年，在20世纪40年代电子计算

机出现曙光之时，查尼等人成功地让方程组促成了数值天气预报的真正诞生，不同特色的天气和气候模式也随后不断出现。尽管目前的各类模式，要比前辈们当初的计算复杂得多，但是，理查孙最早提出的两个理念依然是基础：一是所谓“经典数值假定（canonical numerical ansatz）”，即动力核心；二是基于动力核心截断尺度变量和一些自由参数构成的参数化公式。

上述普适的公式和概念，虽然从数值预报操作层面上历经从准地转到非静力等各种近似，使得方程组从简单到复杂递进，这样的递进却始终没有离开前述基础理念，或者说仍然建立在这样理念基础之上。如果说改变，那就是随着模式性能的大幅度提高，其复杂性和时



图1 《皇家学会哲学学报A》专辑

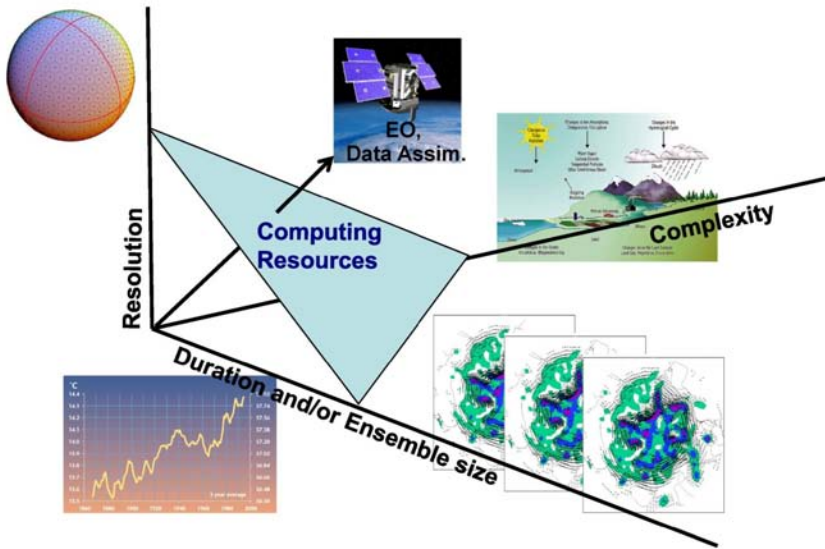


图2 天气气候模式的计算量由预报时效/集合规模、模式复杂性、数据同化过程和分辨率等因素共同决定

空分辨率等的提高，让模式运转的计算成本一路飙升（图2）。一方面，因为一些中尺度过程能够被模式捕捉到，从而进入动力核心的内容在逐步增加；另一方面，动力核心无法解析的、在模式中用参数化方式表示其总体效果的过程，也因为理论进展、观测试验补充的数据和经验等，其误差在逐步减少。

实施天气和气候数值预报模式运行的硬件平台，随着计算机技术诞生以来的3次飞跃，从矢量计算到大规模平行计算，再到多核心计算时代，在计算能力获得跳跃的同时，其能耗也在迅速增加（图3）。这一方面使得继续通过减少网格间距换取参数化不准确性的代价更加昂贵——例如目前气象界议论的即将诞生的百亿亿次计算能力（exascale computational capability），其能源消耗也将达到100兆瓦，大约是一个10万人的城镇的用电量；另一方面，即使在2020年前后我们能够运行百亿亿次计算机，模式对模拟云变化这类小尺度过程也无能为力。

面对预报急迫的需求和仅依靠计算平台升级可能面临难以承担的能源成本的格局，新的改进预报思路和创新性的计算范式开始浮现。

这样的计算范式的基础，是基于观测到的很多气候变量具有的幂律结构（power-law structure），该结构表明并不存在自然的途径描述某个变量是“大”还是“小”，也就是说，在数值模式中可将解析和不可解析的变量区分开来并不存在一

个绝对的基础。基于这样的考量，在对一个无法解析过程的参数化计算中，加入本质上是随机的一个表示，使得这样的划分在数值模式中减少了人为性。以此为出发点，发展随机参数化则又涉及一些更加深入的问题：例如，作为尺度的函数的动力核心中的变量的真实信息内容到底是什么？动力核心在截断尺度附近变量的信息内容不能被任意给出，这是因为这些内容受到无法解析的参数化包的随机性的巨大影响。当尺度较大的时候，随机性的影响将减小，实际信息内容将增加——但是减少的速度又有多快？目前我们知道，在三维浅层谱系系统中，信息内容随尺度的增加可能是缓慢的。

原则上，对依赖于尺度的信息内容的认知和下一代天气和气候模式的设计有极为密切的关系。因为目前以及未来可能的超级计算机具有高耗电特点，未来的模式需要尽可能高效。对依赖尺度的信息内容的认知将有利于优化计算的精

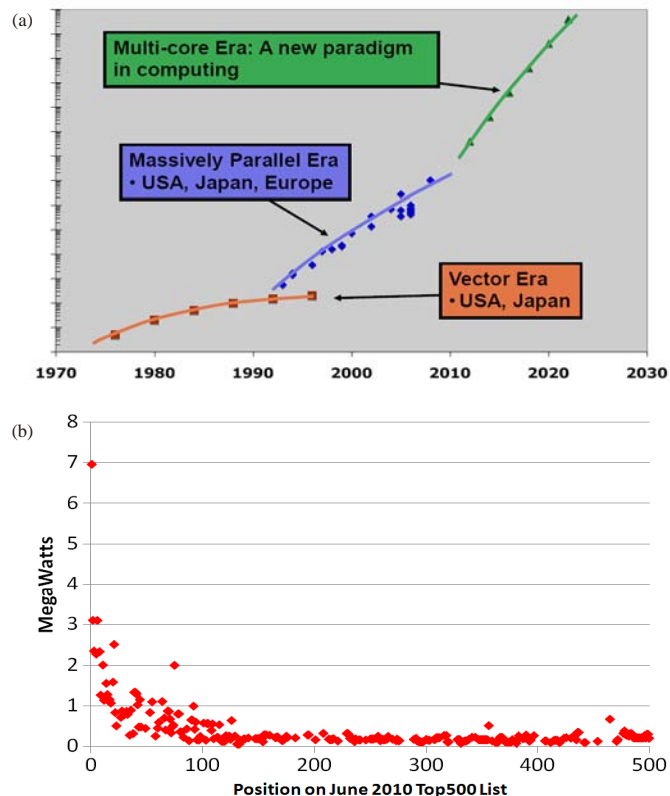


图3 高性能计算技术的3次突破 (a) 和2010年世界500强超级计算机的能耗 (b)

度，即在天气和气候模式中，变量表征为尺度的函数。对依赖尺度的信息的认知，还有助于确定是否需要完全由动力核心的数值计算完全决定预报。通过简化传统假定，包括动力核心中所有方程用双字节确定论计算，以及所有变量用双精度浮点实数表示等，一个新的基于变量精度和准确性随尺度变化的概念的计算范式浮出水面。这样的理念如果成功，天气气候模式在更贴近实际的同时，计算方案中一直被复杂化的势头也将做出相反的调整，对随机过程深入的认识和在模式中的应用，很可能带领人们在模拟实践中，从复杂回归简单。

二、建立在随机理念上的云解析方案：直指天气气候模拟的瓶颈

毫无疑问，在预报模式借鉴更多随机或概率思想方面，天气模式走得更早，也更远些。其中，集合预报模式在世界上最主要的预报中心成为主流业务预报手段就是明证。但是，集合预报从根本来说，其随机要素主要体现给出具有误差概率分布的初始场，以及最后基于单模式或多个模式的结果，给出预报的统计规律。然而，集合预报只是较好地解决了误差与预报不确定性之间的联系，而其每一次运算依然是传统数值预报的范式，并非真正引入大气中固有随机过程及其与其他可解析过程相互作用之路。

帕尔默是对大气可预报性进行过深入研究的气象学者之一，作为2013年牛津大学会议的召集人和《皇家学会哲学学报A》专辑的3位特约编辑之一，他基于对大气运动中随机过程及其与可预报性的认识，从非线性随机过程的角度，提出了一个能够快速实现云解析天气气候模拟的解决方案。

在帕尔默的方案中，受到相对浅的大气几百千米及更小尺度能量幂律谱的启发，通过模糊化动力核心和次网格参数化之间的惯常边

界，指出基于随机—动力系统的天气和气候模拟计算方案，要优于确定性模拟计算。此外，由于动力核心中高波谱要素在时间积分中，具有本质上的随机性，因此，如果所有计算不问尺度大小都完全用确定方式进行，并且所有变量都用最大数值精度（即实际运算中用双精度浮点数）表示，将有过度计算的嫌疑。在百亿亿次计算时代即将来临的时候，帕尔默的方案在实际的计算中，最高精度的变量仅限于被解析的动力部分，而随机参数化和引入的随机性等，则用近似计算完成（图4）。这样的处理，既让更多的计算资源着重于核心的动力计算，实现能源和计算均高效，又引入了云解析天气和气候模拟的随机处理理念，在这部分更少占用计算资源的计算中，却使得随机过程在模拟中具有更加重要的意义和作用。

图5更加具体地描述和说明了云解析随机模拟方案，其中不直接利用确定性公式来表征次网格尺度过程，而是利用简化的动力系统来表征，其在总体上与确定性动力系统保持一致，同时又能够提供足够的随机特征。从机器计算的角度来看，利用随机学概念来表征这种不可预报性要容易的多，机器处理随机系统的统计特征要比确定性系统的统计特征要更可信。也许最好的方法是将随机动力学和确定性动力框架结合起来，此时

在处理次网格尺度平流时要比总体平均的处理方式要强。这是一种使动力框架和参数化处理之间的界限模糊化的处理方式，更有可能带来让还不够完美的模式模块之间更加和谐和统一的新思路。

在帕尔默的上述方案中，他进一步提出使用定义在恰当尺度格点上（比动力核心的定义格点要小得多）的随机对流单体自动机（cellular automata）来表征模式不可分辨的对流云系统。这种随机对流单体发展是否可控，其发展的概率由格点尺度变量决定。具体某一个对流单体的生命史随机决定，但是当临近的对流单体是发展的，其自身的生命史相应增长。如此可使有组织的对流系统比分散独立的对流系统有更长的生命史。这些有组织的对流系统可向模式可解析格点传输能量。对于这些对流单体而言，利用墨西哥帽小波变换方法可以通过格点尺度的风将活跃的对流单体从一个网格平流到另一个网格。通过这种方法，次网格尺度的动力特性可以很容易地被编码在方案中，基于这一概念，一个可供业务运行的随机对流方案已经初步形成。

另一种基于网格的对流云系统非相互影响的随机方法，是利用泊松概率分布来表示次网格尺度的对流系统，即非相互作用要素间的简单统计关系。也有学者更是通过综

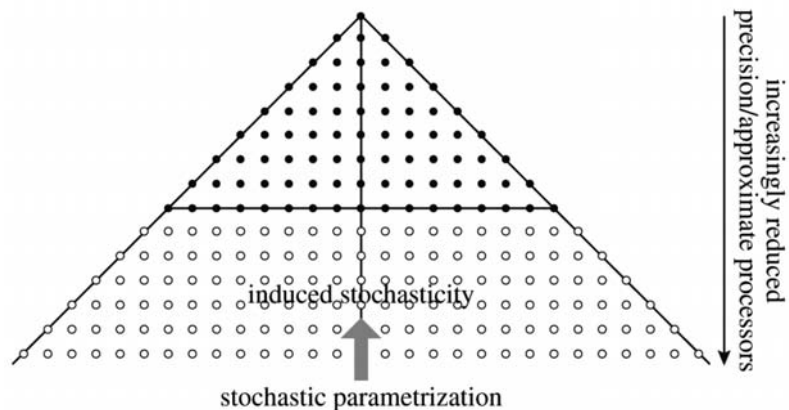


图4 随机参数化方案示意图。在球谐系数的三角形截断中，上面的实心圆点表示计算中用高精度表示的模式的主要尺度变量，下面的圆圈则表示针对次网格尺度以及引入的随机过程，采用低精度计算的部分

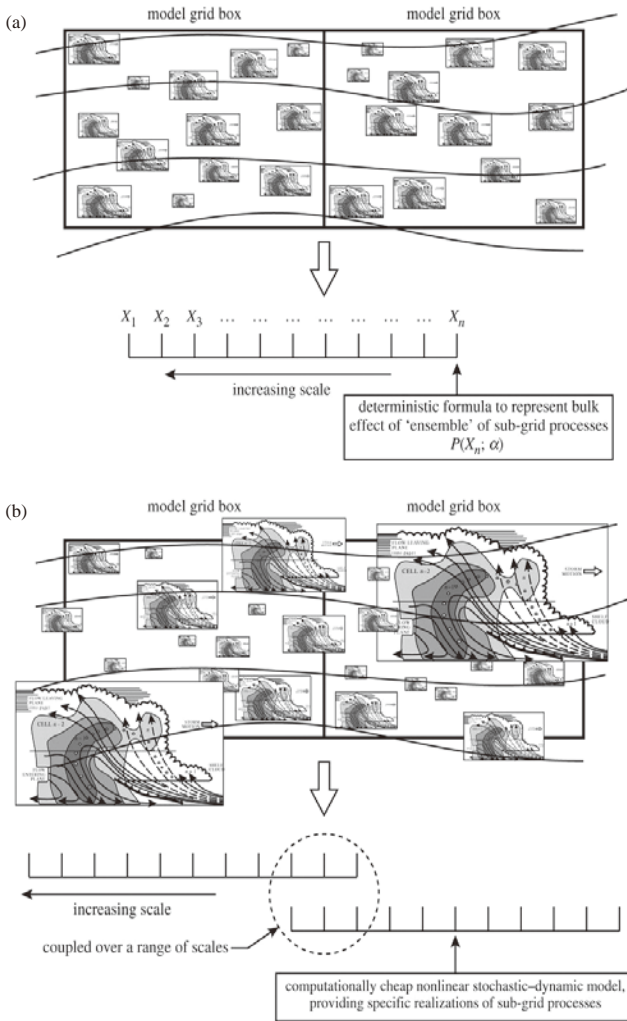


图5 随机模拟方案概念图：(a) 在可解析和无法解析尺度之间存在严格的尺度分离，以示确定性参数化的概念；(b) 在可解析和无法解析尺度之间没有尺度分离，以示随机参数化的概念，这更接近实际的情况

合积云、层云以及深对流云发展了随机多类云网格模式，从而将这种方法推广，各类云之间的转换是通过马尔可夫链过程确定。还有人另辟蹊径，认为次网格过程可以利用具有明确物理意义，但是低计算精度的方程来计算。研究者从电脑游戏动画师使用的技术中得到灵感，利用“适当”的流体方程组来模拟流体流动，即用相对简化的方法来防止能量不守恒，以此确保模拟看起来足够逼真。

专辑中次网格尺度随机动力学模式的另一个范例，是欧洲中期天气预报中心的随机全倾向扰动参数化方案（SPPT）。在SPPT中，确定

性的参数化倾向 P 被 $(1+e)P$ 所取代，其中 e 表示球面空间中马尔科夫链过程中的某个物理量场，具有特定的时空自相关系数。这种乘法因子形式的噪声结果与前面提到的粗网格收支研究大体一致。SPPT方案已被证明可以提高中期概率预报和季节概率预报技巧，同时降低天气尺度系统的背景误差。

三、结果讨论：随机性引领一个新方向

哲学家维特根斯坦曾经讲过：“我的语言的界限意味着我的世界的界限”。梳理气象学家的天气、气候模式中的“语言”，我们可以大致

领悟气象科学到目前依然是确定预报主导，对应的是牛顿经典物理学的语言。然而，从1963年洛伦兹揭示了大气混沌现象开始，到1976年世界上第一个随机气候模式的出现，已经宣告1905年爱因斯坦开创的随机动力学在气象学领域已经有了回声。



从1963年洛伦兹揭示了大气混沌现象开始，到1976年世界上第一个随机气候模式的出现，已经宣告1905年爱因斯坦开创的随机动力学在气象学领域已经有了回声。

气象科学发展到现在，很多已知的天气现象，或者是对其探测、或者是对其成因的认识，往往是不充分的或者二者之间并不对称（图6）。面对这样的复杂科学问题，统计的理念和方法帮助气象学者不断获得认识上的改进和实质上的进步。当前，业内人士并不陌生的随机概念，借助相关学科“自组织”系统模型，又有可能被我所用，而且不仅仅是在初始值或结果统计中借用，而是深入到天气气候模式内部，用非高精度的随机计算，描述次网格和本质上是随机的大气及边界层过程，从而与大气中存在的多种随机扰动因子实现某种意义上的协同。这样做的启示是在说明，大气过程是确定的，也是随机的，而模拟大气运动的模式，在确定和随机（参数化）之间的界限，在随机理念渗透和模式分辨率提高的双方向的努力下，走向模糊并可以进一步打通（图7）。

无论是2014年的专辑，还是2013年牛津大学的研讨会上，气象模拟学者在讨论预报的科学问题同时，也在讨论计算技术问题。在牛津大学，第一次出现了一边是天气和气候模拟学者，另一边是计算机科学家，坐在一起探讨天气和气候预报中的不精确和随机计算的作用等深刻问题。这样的场景很容易让我们想起20世纪40—50年代，发生在普林斯顿高级研究院数值天气预报伴随世界上第一台电子计算机的研制而获得成功的历史。那时，冯·诺依曼等计算数学家甚至加入了气象队伍，直视气象预报模式的运转。正是那样的跨学科攻关，带来了现代气象科学实质上的进步，气象科学也成为最先利用计算机推动

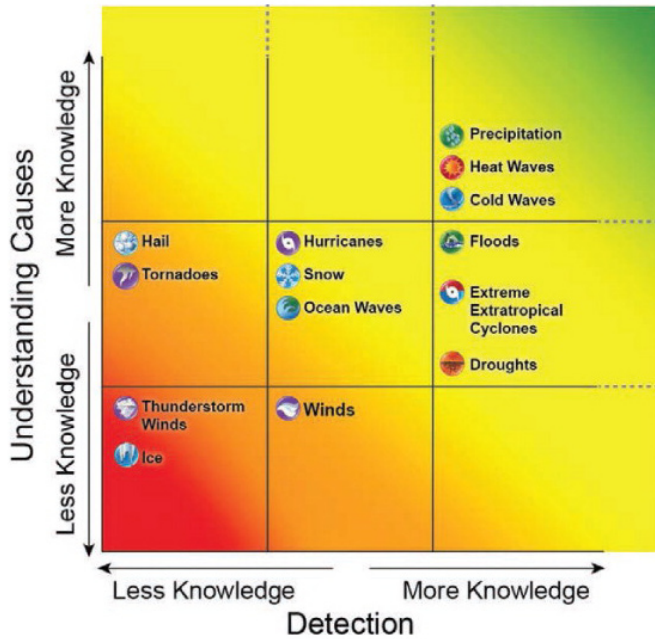


图6 不同天气现象的探测认知程度和其在气候模式中形成原因的认知程度，上部的虚线表示认知的“无边界”

学科建设，并通过应用于各种模式的开发，提高天气气候预报水平，让社会受益的样板学科。

本文介绍的主要来自欧洲国家的在天气气候模式中，加入更多“随机”要素从而获得更好的预报效果，或者退一步讲，在预报能力持平的情况下大大节省计算资源，从而在相同的计算消耗下获得更好的预报。这样的思想，某种意义上放大了在集合预报中就出现的气象预报中的“统计”思维。气象中的统计或概率思维实际上更接近自然本质，但是在科学层面上也面临很

多挑战。2014年7月，美国著名的 *Science* 杂志宣布，该杂志所收到的所有统计类论文，在同行评议过程中增加一个额外的统计验证环节^①。世界上其他一些科技期刊，例如 *Nature* 在2013年4月，也推出类似的做法，起因就是大多数依据统计和数据分析方法获得的研究发现，因为无法再现，从而有可能掩盖了在数据分析中本质性的错误。由此我们可以想象和质疑，专辑文章预示的更多“随机”要素进入预报模式，其预报的未来天气气候，会不会因为具有太多的“随机”性而让我们无所

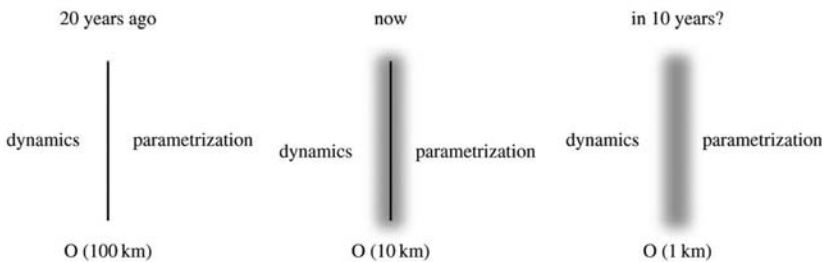


图7 天气气候模式中动力和参数化处理过程之间的界限的模糊

适从。

实际上，集合预报中的很多做法，已经为我们提供了有益的避免产品层面上过多“随机”因素的思想 and 做法，而借鉴数据同化中的“窗口”，一些随机过程可能依据的类似“白噪声”的规律也可以提示我们不断改进对随机过程的描述和在模式中实现。此外，随着数值预报历史资料累计得到的“大数据”，能够提供给我们天气气候在一些形势“转化期”中的相似性，也有可能引导我们更加审慎、也更加有把握地面对“××年一遇”的天气气候的预报问题。

(作者单位：贾朋群，中国气象局气象干部培训学院；赵大军，中国气象局)

深入阅读

André J-C, Aloisio G, Biercamp J, et al. 2014. High-performance computing for climate modeling. *Bull Amer Meteor Soc*, 95: ES97–ES100.

Palmer T, Düben P, McNamara H. 2014. Stochastic modelling and energy-efficient computing for weather and climate prediction. *Phil Trans R Soc A*, 372: 20140118.

Reeves, Robert W. 2014. Edward Lorenz revisiting the limits of predictability and their implications: an interview from 2007. *Bull Amer Meteor Soc*, 95: 681–687.

Wuebbles D, Meehl G, Hayhoe K, et al. 2014. CMIP5 climate model analyses: climate extremes in the United States. *Bull Amer Meteor Soc*, 95: 571–583.

陈超辉, 李崇银, 谭言科, 等. 2013. 随机强迫对集合预报效果的影响研究. *气象学报*, 71 (3): 505-516.

宣捷. 2000. 大气扩散的物理模拟. 北京: 气象出版社.

周秀骥. 2005. 大气随机动力学与可预报性. *气象学报*, 63(5): 806-811.

① 杂志在具体操作时，与美国统计协会共同成立了一个7人专家评审小组，将编辑或审阅人标记为统计类文章，邀请外部统计学者进行附加审核。

“太阳活动与气候”主题文献计量指标分析

■ 吴灿 李婧华

一、数据来源及统计方法

本文利用中国知网学术期刊网络出版总库(以下简称CAJD)和ISI Web of Science平台SCI-E数据库,检索统计国内外有关“太阳活动与气候”主题文献。在CAJD数据库中,采用检索式为主题=(“太阳活动”or“太阳变化”or“太阳黑子”) and “气候”),学科限定为大气科学类,检索命中文献226篇(检索日期为2014年7月18日)。在SCI-E数据库中,年限选择所有年,采用检索式为TS=(“solar activity” or “solar cycle*”) and (climat* or warmming or “2°C”),文献类型选择研究论文和综述,在获得初步检索结果的基础上再利用Web of Science研究方向进行精炼,筛选后论文数为1901篇,其中中国学者参与发表的论文为157篇(检索日期为2014年7月21日)。

二、结果统计及分析

1. 论文数量年度变化情况

检索到SCI-E数据库最早的有关“太阳活动与气候”主题论文是*Oscillations of the solar activity and the climate*刊载在1905年出版的*Proceedings of the Koninklijke Akademie Van Wetenschappen Te Amsterdam*第7卷。国内CAJD数据库收录的最早的“太阳活动与气候”主题论文发表在1962年的《气象学报》增刊,分别是《大气活动中心的多年变化》(王绍武)和《近五十年来我国温度演变的一些特点》(杨鉴初)。

图1给出了1962—2013年“太阳活动与气候”主题论文的产出时间分布。可以看出,20世纪90年代以前,SCI-E收录的“太阳活动与气候”主题论文甚少,仅为13篇,且均发表于70—80年代。自90年代



2000年后,国内关于“太阳活动与气候”主题的研究有所加强,但发展速度明显低于国际水平。

初始,随着太阳辐射和太阳活动对地球大气的影响逐渐成为多种学科交叉的重要研究领域,SCI-E收录的“太阳活动与气候”主题论文数量大幅增加,且逐年稳步上升,到2005年,其年均论文数已超过100篇。从CAJD数据库和SCI-E中国的检索结果来看,国内开展“太阳活动与气候”主题研究较早,始于20世纪60年代,60—80年代,检索到CAJD数据库收录的“太阳活动与气候”主题论文共计65篇,超过同一时期SCI-E收录的论文量。90年代以后,尽管“太阳活动与气候”主题的研究越来越受到国际学术界的关注,发文量大幅增加,但国内关于“太阳活动与气候”主题的研究却未出现蓬勃发展的势头。1990—1999年,检索到CAJD数据库收录的“太阳活动与气候”主题论文仅为44篇,SCI-E数据库中国的发文量为10篇,仅占该主题SCI-E总发文量的1.8%。2000年后,检索到CAJD数据库收录的“太阳活动与气候”主题论文为113篇,SCI-E数据库中国的发文量为133篇,约占该主题SCI-E总发文量的10.8%。说明国内关于“太阳活动与气候”主题的研究有所加强,但发展速度明显低于国际水平,“太阳活动与气候”主题的研究仍未在国内学术界得到广泛发展。

2. 国家和机构的产出和影响力分析

SCI-E“太阳活动与气候”主题论文产出量排名前10国家的总被引次数、篇均被引次数和h指数见表1。由表可知,无论是论文产出量、总被引次数还是h指数,美国在该领域都拥有绝对优势,其指标均位列第一。从篇均被引次数和h指数来看,发达国家优势明显,排名靠前的分别是美国、德国、英国和瑞士,其中瑞士的篇均被引次数(52.58次/篇)超过美国(37.7次/篇)位列第一。虽然从发文量看,中国(157篇)位列第五,但中国的总被引次数、篇均被引次数和h指

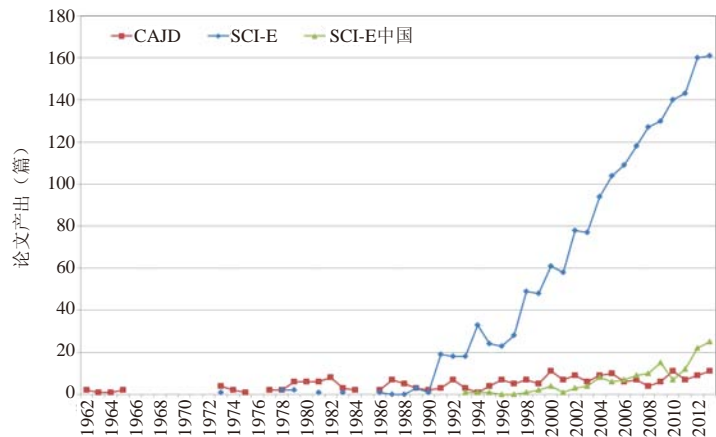


图1 1962—2013年SCI-E和CAJD数据库“太阳活动与气候”主题论文年代分布

数均较低，位列第十，说明我国在“太阳活动与气候”领域的学术影响力亟待提高。

表2分别给出了在SCI-E和CAJD数据库“太阳活动与气候”主题论文产出量较多的机构，在SCI-E数据库中，俄罗斯科学院是该主题论文产出量最多的机构，为147篇。在SCI-E发文量前10位的国际机构中，有5所均来自美国，其中3所为业务机构，分别是NASA、NCAR和NOAA，其余2所分别是科罗拉多大学和美国国防部。中国科学院发文量为108篇，位列第三。在CAJD数据库中，“太阳活动与气候”主题论文产出最多的前3所机构分别是中科院大气物理研究所、国家气候中心和北京大学。从国内相关机构的分布来看，国内研究“太

阳活动与气候”的机构主要有“三大阵营”：中国气象局系统、中科院系统和以北京大学、南京信息工程大学为首的高校系统。中国气象局作为我国重要的气象科研和业务单位，其下属的国家气候中心、中国气象科学研究所和省级业务单位江苏省气象科学研究所均有较多产出，说明“太阳活动与气候”研究在气象局系统内部具有较广泛的研究基础。

3. 论文高产期刊和学者分析

国内外刊载“太阳活动与气候”主题论文较多的期刊见表3，值得注意的是，《四川气象》等行业内部期刊也位列其中，说明了省级气象部门对“太阳活动与气候”研究的重视。表4给出发表“太阳活动与气

候”主题论文最多的国内外作者。

4. 热门文献和研究热点

太阳活动对气候的影响仍然是气候变化评估中不确定性较大的领域之一。最近几十年，观测系统尤其是卫星观测系统的发展，极大地推进了对太阳活动规律的认识。从SCI-E数据库的检索结果可以看出，太阳活动与地球气候系统相互关联的多时间尺度效应、太阳活动和宇宙射线等关键因子的作用机制研究、气候系统对这些关键因子的响应过程的放大作用等，是目前该领域研究的热点内容（热门文献见P3和P5“榜单”）。

（作者单位：中国气象局气象干部培训学院）

表1 国际“太阳活动与气候”主题论文产出量排名前10国家的影响力 (SCI-E)

国家/地区	产出(篇)	总被引次数	篇均被引次数	h指数
美国	643	22485	37.7	72
德国	248	7232	31.03	43
俄罗斯	220	2784	13.71	28
英国	186	5982	34.85	43
中国	157	1290	9.11	21
瑞士	137	6859	52.58	41
法国	127	3647	29.91	32
日本	84	2081	25.9	22
荷兰	75	1765	25.35	22
芬兰	74	1512	21.77	21

注：h指数——一个国家（学者、机构）发表某学科的n篇论文中有h篇论文每篇至少被引用h次，其余（n-h）篇论文每篇的被引用次数均小于h次。

表2 SCI-E和CAJD数据库“太阳活动与气候”主题文献产出量较多的机构

SCI-E数据库		CAJD数据库	
机构	产出(篇)	机构	产出(篇)
俄罗斯科学院	147	中国科学院大气物理研究所	15
NASA	109	中国气象局国家气候中心	14
中国科学院	108	北京大学	12
法国国家科学研究所	87	中国科学院寒区旱区环境与工程研究所	9
NCAR	79	中国海洋大学	6
美国国防部	68	中国科学院地理科学与资源研究所	5
德国马克斯·普朗克科学促进会	64	江苏省气象科学研究所	5
科罗拉多大学	54	中国气象科学研究所	4
瑞士联邦理工学院	50	南京信息工程大学	4
NOAA	49	中国科学院南京地理与湖泊研究所	4

表3 SCI-E和CAJD数据库刊载“太阳活动与气候”主题论文较多的期刊

SCI-E数据库		CAJD数据库	
期刊	载文量(篇)	期刊	载文量(篇)
Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics	155	气象科技	15
Journal of Geophysical Research - Atmospheres	126	高原气象	12
Geophysical Research Letters	126	气象	12
Journal of Geophysical Research - Space Physics	101	气象科技资料	9
Advances in Space Research	98	地球科学进展	8
Solar Physics	62	气象学报	8
Geomagnetism and Aeronomy	43	科技通报	7
Atmospheric Chemistry and Physics	43	气象科学	6
Journal of Climate	41	地球物理学报	5
Holocene	40	气候变化研究进展	5
		四川气象	5

表4 “太阳活动与气候”主题论文国内外高产作者

SCI-E数据库		CAJD数据库	
作者	产出(篇)	作者	产出(篇)
Beer J	31	王绍武	11
Dergachev VA	28	汤懋苍	7
Solanki SK	27	黄菲	6
Van Geel B	25	曲维政	6
Raspopov OM	23	柳艳香	6
Lockwood M	22	张先恭	6
Haigh JD	21	赵宗慈	5
Ogurtsov MG	20	高晓清	5
Matthes K	19	黄建斌	4
Magny M	18		

编辑选编

IPCC第五次评估报告WGII专栏 ——《气候变化研究进展》第10卷 第3期

IPCC第五次评估报告第二工作组报告参考12000多篇科学文献,科学评估气候变化对自然和人类系统的影响,归纳气候变化对自然和人类系统造成的关键风险,人类社会应主动适应气候变化,增强自然系统和人类社会恢复能力。《气候变化研究进展》针对此报告刊载了一系列解读文章。其中,姜彤等指出,该报告认为,气候变化已经对全球自然和人类系统包括11种领域和9个区域(各大洲、两极地区和岛屿)都产生广泛和深远的影响。人类系统对气候变化风险,尤其是对极端气候,有着明显脆弱性和暴露度。未来气候变化将对自然和人类社会造成8种关键风险。气候变化增温幅度的提高将加剧自然和人类系统广泛的、严重的和不可逆影响的风险。通过迭代过程、协同效应为核心的灾害风险管理,自然和人类系统将减少暴露度和脆弱性,增强自然系统和人类社会恢复能力。可持续发展的社会需要适应与减缓相结合,经济、社会、技术,以及政治决策和行动向气候恢复能力路径转型。

北极涛动异常变化与太阳活动的联系 ——《地球物理学报》2014年第57卷 第5期

曲维政等指出,通过北极涛动AO正负位相时期北半球1000hPa月平均位势高度、位势高度距平和气温月距平图对比分析可知,北极区域异常增暖时期对应着AO负位相时期,而北极区域异常偏冷时期对应着AO正位相时期,说明北极区域气温异常变化是决定AO异常变化的重要因子。逐次滤波法分析可知,冬季1月北极涛动现象表现出十分清楚

的与太阳活动密切联系的准110a世纪周期和准22a年代际周期,具体表现为:(1)冬季1月北极涛动现象具有十分清楚的与太阳活动密切联系的准110a世纪周期。准110a世纪周期对于北极涛动指数的方差贡献率达到44.4%,是冬季1月北极涛动现象最显著的世纪际变化特征。(2)谱分析结果表明,滤除准110a世纪周期变化以后的1月北极涛动指数具有显著的22a周期,其方差贡献率达到18.5%,乃仅次于准110a世纪周期之后北极涛动指数年代际变化重要特征。对比分析表明,太阳活动尤其是太阳磁场磁性指数变化与1月北极涛动22a周期变化呈密切的反相关关系,二者变化趋势基本相反,即多数情况当太阳磁性指数MI由最低值转为上升以后都可引起北极涛动AO由最高值转为下降;当太阳磁性指数MI由最高值转为下降以后都可引起北极涛动AO由最低值转为上升。综上所述,北极涛动的准110a世纪周期变化、22a年代际周期变化对于北极涛动方差贡献率达到62.9%,标志着太阳活动是北极涛动的重要驱动因子。

关于冰雹的融化层高度——《气象》 2014年第40卷第6期

俞小鼎指出,冰雹尤其是强冰雹预报的重要参数之一是冰雹融化层到地面的高度。长期以来国外英文文献上一直都将湿球温度0℃层(Wet Blub Zero, WBZ)作为冰雹融化层的近似高度,但这一事实一直没有引起国内预报人员和部分研究人员(包括作者在内)的足够注意。以至于一直到现在,国内绝大多数预报人员仍然将干球温度0℃层(Dry Blub Zero, DBZ)作为冰雹融化层的近似高度,这是一个错误。在WBZ和DBZ之间和上下一定范围内存在明显干空气(即温度露点差较大)时,二者高度会有明显的差距。文章主要阐明冰雹融化层的高度应该采用湿球温度0℃层(WBZ)

高度而不是干球温度0℃层(DBZ)高度,说明了当对流层尤其对流层中层存在明显干层时,由于蒸发冷却引起的水膜再冻结会有利于大冰雹落地,而此时的冰雹融化层也就是湿球温度0℃层(WBZ)的高度明显低于干球温度0℃层(DBZ)的高度。文中给出了如何根据探空资料的 $T\text{-log}p$ 图确定湿球温度垂直廓线进而确定湿球温度0℃层(WBZ)高度的方法。并给出两个对比鲜明的例子,进一步说明对流层中层明显干层存在与否对冰雹融化层高度的影响,以及冰雹融化层高度的高低是决定冰雹大小甚至降雹与否的主要因子之一。

北半球大气质量分布的季节循环 ——《中国科学:地球科学》2014年 第44卷第7期

胡潮等利用NCEP/NCAR以及ERA-40再分析资料,对北半球大洋与大陆区域间大气质量分布的季节变化特征进行了分析,结果表明:随着季节更替,北半球大气质量存在显著的海陆间迁移。在7月份,欧亚大陆上空大气质量达到全年最小值,太平洋上空大气质量达到全年最大值。1月份海陆间大气质量分布情形与7月份相反。不同的是,大西洋上大气质量堆积在5月份达到最大。对于各大陆与海洋地区,大气质量堆积和亏损的维持与面积平均的大气质量通量散度以及蒸发和降水之差有关。纬向垂直环流随季节变化,在海陆间的上升和下沉方向发生改变,将海陆间大气运动联系起来。海陆间的水汽含量亦存在明显的差异与季节循环,水汽含量可显著地影响大气对来自地表的长波辐射和太阳短波辐射的吸收,并进而影响大气的热力状况。北半球海陆热力差异包括非绝热加热率随季节改变而改变,影响着海陆间温度梯度的方向和大小,既有利于推动季风形成,亦推动了大气质量海陆间交换的季节循环。

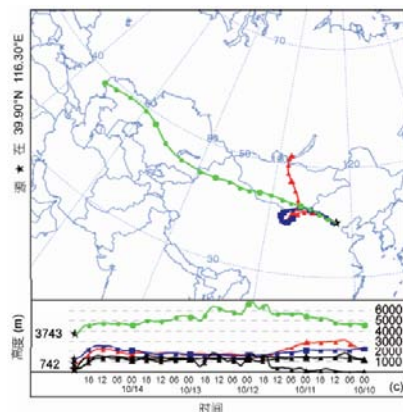
大气三圈环流的动力系统模型——《地球物理学报》2014年第57卷第6期

刘式达等利用定常情况下球坐标系 (λ, φ, r) 的动力、热力学方程导出三维速度场 $(v_\lambda, v_\varphi, v_r)$ 的动力系统。这种包括摩擦力和热传导的不可压缩大气运动的动力系统，无论从定性上还是从定量上都能描述由赤道和极地间的加热不均匀造成的三圈环流。定性上表明，在北半球经向速度 v_φ 和纬向速度 v_λ 同符号，地表刮北风($v_\varphi < 0$)和刮东风($v_\lambda < 0$)相对应，刮南风($v_\varphi > 0$)和刮西风($v_\lambda > 0$)相对应。在南半球，经向速度 v_φ 和纬向速度 v_λ 符号相反，刮北风($v_\varphi < 0$)和刮西风($v_\lambda > 0$)相对应，刮南风($v_\varphi > 0$)和刮东风($v_\lambda < 0$)相对应。定量分析表明球面上的压力场 p 可以用球调和函数 $p_l^m(\sin\varphi)\cos m\lambda$ 来表达。当取 $l=6, m=0$ 时即可导出三圈环流。在经圈剖面 (φ, r) 上，地表的 $\varphi_1 = \pm 56^\circ$ 和 $\varphi_2 = \pm 28^\circ$ 左右，以及赤道是速度场的奇点，它们都是鞍点，说明在副热带是下沉运动，在中纬度是上升运动，这正是三圈环流中的Ferrel环流的特征。这样经向速度 v_φ 和纬向速度 v_λ 相联系，经向速度 v_φ 又和垂直速度相联系，那么三圈环流的三维速度场就构成了一个整体。

降尘的磁性特征具有明显的人类活动印记——《科学通报》2014年第59卷第18期

乔庆庆等应用环境磁学方法研究了内蒙古自治区、河北及北京地区大气自然降尘和地表土壤的磁学特征，并利用拉格朗日混合单粒子轨道模型(HYSPLIT)对北京地区大气颗粒物进行溯源和追踪分析，发现沙尘天气的颗粒物主要来自西北或偏西方向，境外源有俄罗斯、蒙古和哈萨克斯坦等国的戈壁或沙漠地区，境内主要来自西部戈壁沙漠地带和内蒙古地区。大量的气团运移轨迹显示，北京市不同季节里颗粒物的搬运轨迹

与本次研究的采样路线基本一致，表明华北地区污染物的来源主要来自河北省城市群之间污染源的排放。由HYSPLIT模型获得的运移轨迹可知，2009年10月的大气颗粒物溯源图上500和1000m高度的运移轨迹有明显的旋回，经过内蒙古沙地到河北重工业区最后进入北京，使得降尘的磁性特征具有明显的人类活动印记。而2010年3月的沙尘暴起源于蒙古国，并波及朝鲜半岛和日本，而河北地区大气降尘中的磁性矿物含量高于内蒙古地区，表明在沙尘暴运移过程中有大量的铁氧化物加载进去。本次研究中河北地区饱和等温剩磁(SIRM)在沙尘暴期间的降低，证实了沙尘暴可以稀释大气环境中有害物质的浓度。而沙尘暴运移过程中所携带的有害物质，主要是来自于途经地区人类活动的加载。



图注：红色，代表500m高度的回推轨迹；蓝色，代表1000m高度的回推轨迹；绿色，代表3500m高度的回推轨迹

基于非线性误差信息熵理论的可预报性分析——《中国科学：地球科学》2014年第44卷第7期

黎爱兵等基于非线性误差信息熵理论，通过分析非线性误差信息熵和气候态信息熵随时间演变规律，引进了定量估计大气多变量系统可预报性的联合可预报期限和单变量可预报期限，该期限既适合度量气候态信息熵为常值的可预报性，也适合气候态信息熵随时间变化的情形。利用NCEP/NCAR逐日再

分析资料，计算了非线性误差信息熵和气候态信息熵随时间演变以及相应的可预报期限，并对冬季大气500hPa温度场、纬向风场和经向风场的各单变量可预报性和三变量联合可预报性进行了分析。结果表明：对于单变量可预报性来说，温度场和纬向风场的可预报性相对较大，经向风场最小，它们的可预报期限具有纬向带状分布特征，尤其是经向风场，其可预报期限在纬向上明显存在3条低值带和4条高值带；对于多变量联合可预报性来说，由于各变量之间相互联系，多变量联合可预报期限不是单变量可预报期限的简单平均或线性组合，其可小于所有单变量的可预报性期限，也可介于各单变量可预报期限之间，且这个特征具有非常明显的区域差异，不同区域具有不同的结果。

陶诗言先生在中国暴雨研究中的贡献——《大气科学》2014年第38卷第4期

《大气科学》推出了纪念陶诗言先生专刊，收录的16篇论文从不同侧面反映了陶先生对几代青年科学家的思想影响，作者大多为先生的学生及追随者。丁一汇在文章中对陶先生在中国暴雨的研究中所作的贡献做了进一步介绍和评价，主要集中在暴雨发生的动力和热力条件与机理方面：

- (1) 季节突变对中国梅雨爆发的影响；
- (2) 暴雨发生的多尺度相互作用；
- (3) 暖湿季风输送带对北方大暴雨的影响；
- (4) 高空急流对暴雨的作用；
- (5) 暴雨和强对流发生的物理条件；
- (6) 地形对暴雨的作用。最后，给出了中尺度天气预报具有较高可预报性的条件：(1) 预报的中尺度现象主要由大尺度气流与已知的地表不均匀性之间的相互作用产生和演变而来；(2) 天气尺度预报比较准确，能够提供较准确的大尺度气流和天气尺度影响系统预报，这种好的预报可以作为有用的预报指导；(3) 具有足够的大尺度气流在地表不均匀性强迫下产生变化导致中尺度系统生成和演变的知识。

局地气候背景对城市热岛的强烈贡献
——Strong contributions of local background climate to urban heat islands. *Nature*, 2014, Vol. 511, No. 7508.

城市热岛 (UHI) 效应是人为因素导致的地表气候最显著的变化之一, 它对超过世界人口半数以上的城市人口产生了深刻的影响。缓解UHI效应的一个障碍是缺乏对UHI强度 (城市和乡村温度之差, ΔT) 的各种贡献的量化归因。目前, 普遍认为城市土地蒸发变冷效应的减少是 ΔT 的主要驱动因子。南京信息工程大学的赵磊等使用一个气候模式 (公用地球系统模式, CESM) 表明, 对于北美的城市而言, 白天 ΔT 的地理差异在很大程度上可由城市与乡村的对流热量传递到低层大气的效率的差异来解释。如果市区的空气动力条件比周围农村地区更顺畅, 则城市热耗散的效率相对较低、城市将会变暖 (反之亦然)。这种对流效应取决于局地气候背景, 在潮湿气候下, 白天 ΔT 可增加 $3.0 \pm 0.3\text{K}$ (平均值和标准误差), 而在干燥气候下, ΔT 可以降低 $1.5 \pm 0.2\text{K}$ 。例如, 在潮湿的美国东部, 少雨年的 ΔT 较高。这些关系意味着UHI会加剧潮湿气候条件下热浪对人体健康的威胁, 而少雨年的时候, 温度正距平可能通过降水—温度反馈得到加强。本研究结果认为调整反照率是在大尺度上减少 ΔT 的一种可行手段。

使用统计模型估算的1900—2100年大气臭氧总量的演变——Evolution of total atmospheric ozone from 1900 to 2100 estimated with statistical models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2014, Vol. 71, No. 6.

美国海军研究实验室的Lean使用统计模型, 分离了消耗臭氧层物质 (ODSs)、人为温室气体及自然过程对大气臭氧总量的相对影响, 并探索了1900—2100年大气臭氧总

量的演变。研究使用的臭氧数据来自于融合臭氧数据 (Merged Ozone Data, MOD) 的MOD V8和MOD V8.6版本。研究发现, 与全球化学—气候模式相比, 基于MOD V8统计模型的21世纪臭氧总量增加更多。另外, 化学—气候模式显示热带地区的臭氧损耗一直在持续。不过, 基于MOD V8.6的统计模型却显示, 无论任何区域的臭氧总量从来没有 (或很少) 恢复到1980年的水平。研究认为, 由于臭氧消耗物质的减少和温室气体浓度的增加都会导致21世纪臭氧的增加, 这表明MOD V8.6可能存在仪器零点向下漂移问题。而且, 相反方向的仪器零点漂移也可能出现在MOD V8中, 因为它可能通过改变MODV8数据的长期趋势中的不确定性, 以减少相应的统计模型的预测以便和化学—气候模式的预测相一致。而化学—气候模式可能高估了热带臭氧消耗, 因为其可能高估了与全球气候变暖有关的热带气流上涌和空气年龄下降的趋势。观测显示, 尽管全球变暖幅度达到 0.3°C (1980—2011年), 但过去30年平流层的空气年龄并没有下降, 因此热带对流的模式参数化可能存在不足。

地磁倒转期间的氧逃逸: 对生物大灭绝的启示——Oxygen escape from the Earth during geomagnetic reversals: Implications to mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, Vol. 394.

生命的进化受到了大气中的氧气水平和地磁场强度变化的影响。氧气可以作为粒子, 逃逸到星际空间, 驱动粒子逃逸的主要因素是太阳风, 但地球强大的偶极磁场降低了动量传递效率和离子流出率。然而, 在地磁极性倒转期间, 地球磁场强度出现了显著减弱, 变成了类火星的形态。适用于显生宙时代的最新数据库表明了地磁逆转速率增加、大气中的氧气水平下降时, 海

洋多样性呈现出了持续数百万年的生物大灭绝的渐进变化格局。中国科学院地质与地球物理研究所的魏勇等建议, 地磁逆转速率增加的间隔期间的累积的氧逃逸可能导致灾难性的氧气水平下跌, 这可能是物种大灭绝的一个原因。他们采用改进的火星离子逃逸模型, 模拟了三叠纪—侏罗纪事件 (第四次生物大灭绝) 期间的氧离子逃逸率。模拟结果表明, 地磁倒转可能使氧逃逸率提高3~4个数量级, 并且这仅是在磁场极其微弱情况下, 而甚至没有考虑空间天气的影响。本研究认为, 地磁倒转引起的累积氧逃逸是地磁倒转与生物灭绝存在相关性的一个可能解释。对于行星宜居性而言, 行星磁场的作用应该更为重要。

西风爆发对El Niño事件多样性和可预测性的影响: 基于海洋热力学的视角——The impact of westerly wind bursts on the diversity and predictability of El Niño events: An ocean energetics perspective. *Geophysical Research Letters*, 2014, in press.

耶鲁大学的Hu等运用海洋热力学作为一种诊断工具, 研究了西风爆发 (WWB) 对El Niño事件演变、多样性和可预测性的影响。该研究通过在一个完全耦合模式 (HadOPA) 中添加一次观测到的WWB进行模拟, 并探讨了热带太平洋海盆有效位能 (APE) 的变化。研究发现, WWB的影响强烈依赖于海洋初始状态, 并可以从中太平洋 (CP) 到东太平洋 (EP) 升温, 这是海洋热力学的密切反映。因此, APE可以连续量化El Niño事件的多样性: 高APE负值通常对应于EP事件, 低值对应于CP事件。研究还发现, 如果使用APE作为预测因子的话, WWB的添加将会增强El Niño的可预测性, 这甚至在春季预报障碍之前。

《哲学学报A》“随机模拟”专辑4篇论文摘要

Philosophical Transactions of the Royal Society A, 2014, Vol. 372, No. 2018.

利用大气随机物理参数化处理模式误差: 对ECMWF季节预报耦合系统的影响——Addressing model error through atmospheric stochastic physical parametrizations: impact on the coupled ECMWF seasonal forecasting system.

海气耦合气候模式的有限分辨率和次网格尺度上的变率, 是目前所有时间尺度上气候模拟存在不确定性的主要原因。欧洲中期天气预报中心(ECMWF)一直致力于开发新的方法来解决这些不确定性, 目前, 随机全倾向扰动方案和随机动能后向散射算法被常用于全球数值天气预报。在业务预报模式中, ECMWF还进行了海气耦合气候系统的长期预测, 并开发了最新的季节预报系统(简称System 4), System 4具有和中期天气预报相似的随机全倾向扰动和后向散射方案。ECMWF的Weisheimer等分析了System 4中这些方案对再预报效果的影响, 再预报时段为1981—2010年, 与不考虑模式不确定性的季节尺度模拟结果进行了对比。研究发现, 随机倾向扰动方案有助于减少过度强烈的对流活动, 尤其是在海洋大陆和热带西太平洋上空, 从而减少了对向外长波辐射(OLR)、云覆盖、降水和近地面风的模拟偏差。对MJO的影响也是正面的, MJO事件的频率和幅度有所增加。此外, ENSO的预测误差变小。而同随机倾向扰动方案相比, 后向散射方案的总体影响较为一般。

随机海冰参数化对气候和大气—海冰—海洋交互的影响——Influence of stochastic sea ice parametrization on climate and the role of atmosphere—sea ice—ocean interaction.

德国亥姆霍兹(Helmholtz)极地与海洋研究中心的Juricke等研究了随机海冰强度参数化对气候平均态的影响。模拟结果发现, 在北极, 在102年(积分时段)的前20~30

年内, 由包括随机海冰参数化的海冰—海洋非耦合模式(即与大气不发生交互)模拟的海冰厚度和海冰量增长了约10%~20%(具体依季节而定), 这种增长可以由海冰强度的随机扰动导致海冰明显变弱来解释, 因为小的冰强度随机值比大值更有影响。因此, 海冰漂移更倾向于收敛, 从而导致海冰厚度在北极中部累积, 尤其是沿着北极西部海岸线。不过, 这前20~30年随机方案的非耦合集成可以看作是一个短暂的临时阶段, 在此阶段, 海冰厚度累积和新开放水域海冰生成的增加导致海冰量的增加, 而这个阶段之后, 海冰—海洋系统达到了一个“增加的海冰厚度抵消了由海冰强度扰动引起的海冰明显弱化”的新的准平衡态, 从而海冰量不再增加。相比, 大气—海冰—海洋耦合模式(ECHAM6-FESOM)模拟的北极海冰量却一直没有出现明显增长, 这可以用一个轻微的大气负反馈机制来解释。然而, 在南极, 耦合与非耦合模式模拟的海冰量之间的差异远小于二者在北极的差异, 这归因于在南半球夏季海冰几乎完全消融, 从而抑制了随机效应带来的海冰的短暂积累, 导致对海冰的“记忆”相对缺乏。另外, 随机海冰参数化对非极地地区气候平均态的影响总体上是弱的。

数值天气预报模式中与水平分辨率有关的参数化不确定性评估——Assessing parametrization uncertainty associated with horizontal resolution in numerical weather prediction models.

为描述由集合天气预报系统模式误差产生的不确定性, 研究者已开发了多种基于有关次网格尺度变率假设的特定随机算法。不过, 目前很少有研究证明这些算法的准确性, 而一些随机参数化的实现可能错误地描述了模型不确定性的真正来源。就天气预报模式水平分辨率不足问题, 英国

气象局的Shutts等介绍了一种方法, 试图量化ECMWF集成预报系统中的有关物理参数化倾向的不确定性。该方法通过将高分辨率真实预报粗化到一个与低分辨率目标相一致的时空分辨率再进行比较的方式定义了模式误差, 并检测了其概率分布作为倾向大小的函数。结果发现, 与对流参数化和明确的水相变化有关的温度倾向误差就像一个方差随平均值而成比例增长的泊松过程, 这表明支撑对流的Craig和Cohen统计模型的假设也可能适用以对流参数化。相比, 辐射温度的倾向误差与其平均值的关系有很大不同。这些发现表明, ECMWF随机扰动参数化倾向方案可以进一步改进, 因为它假设该倾向误差的标准偏差是与平均值成比例的。

提高数值天气预报和气候模拟的水平分辨率: 幻觉还是灵丹妙药?

——Increasing horizontal resolution in numerical weather prediction and climate simulations: illusion or panacea?

ECMWF数值天气预报大约每8年便提高1倍的全球水平分辨率的稳定更新可能被新出现的计算架构所改变。这也许有助于解决随分辨率增加而带来的预测不确定性问题, 特别是当开始解析对流尺度的运动时。不过, 由于模式分辨率的片面增加会使系统迅速变得不堪重负, 而且可能不会提高数值预报准确度, 因此有必要对数值计算方法进行相应调整。在利用百亿亿次、大规模并行计算能力设计预报模式时, 需要对模式各部分不确定性的敏感性有更深入的了解, 并最终深入理解大气中的多尺度交互作用及其在超高分辨率数值天气预报和气候模式中的数值实现。就此, ECMWF的Wedi探讨了通过调整谱和物理空间的相对分辨率以大幅提高预报效果的可能性。研究认为, 这一方面需要减少谱变换计算的相对分辨率; 另一方面在于探索格点空间水平分辨率与频谱空间波数的比率的重要性, 而这与高分辨率的模拟和集合预报的不确定性估计都有关系。

第80页评刊

来信截至 2014年7月31日



@ free-yune

看完第二期的《气象科技进展》对于暴雨方面的最近成果有了较为全面的了解，觉得获益匪浅，个人觉得每期一种类型的方式很好。下面谈一下对《长江流域雨季中尺度对流系统的研究》一文的一些思考。

作为一线的预报人员，我想请教一下，正如作者所讲的非线状MCS发展和衰亡的物理过程在形态表现上不明显，在我们预报上也是难点，有没有关于非线状MCS与线状MCS之间的联系的一些介绍，比如二者在发展过程中是否有相互转化的机制，满足什么样的天气条件、物理过程等。

回复 (from 作者)

衷心感谢读者对本项研究工作的认可！

关于非线状MCS与线状MCS之间的联系问题，首先是MCS组织模态的关键影响因子，关于线状MCS，主要是基本气流、风垂直切变、地面冷池、低空急流、湿度锋等。

而非线状MCS则复杂，目前我们还在深入这方面的研究，初步猜想长江流域非线状MCS的触发和组织机制，主要是存在特别有利的水汽条件，因为已有大量研究表明“场生命、高效率”MCS，强调在一定的条件下强对流单体在发展、激发过程中“自组织”形成结构分化很明显，既能高效率的产雨，又能对外开放的“新陈代谢”过程中长时间维持的中尺度对流系统。这样的中尺度对流系统对环境的反馈，主要是对流云的潜热反馈能够加强环境的水汽辐合流入，进而影响环境气压一流场的演变，即小尺度系统制约大尺度系统发展。这样就有两种方式的水汽流入：一是本来存在的天气尺度、次天气尺度的强迫条件，二是靠有组织的“机器”来强迫环境水流流域。杂乱无章的非线状MCS也能产生特强降水，很可能就是依赖特别有利的天气尺度一次天气尺度环境强迫条件，不需要有强组织的“抽吸”。

关于非线状MCS的形成机制我们仍在研究之中，上述只是一些个例的观测特征和猜想，有待进一步印证。

不同形态MCS之间在演变过程会发生模态的转换，这在观测中普遍存在的，主要是影响各类MCS的环境条件特别是环境风的垂直切变发生变化，其组织模态互相之间发生转换，因为不同类的线状MCS的风垂直切变特征存在一定的规律。在MCS演变过程中冷池也是一个重要的影响因子，如对流触发、单体移动，进而影响MCS的组织模态。



@夏旭东

我的大学目标中一直有这个自动气象站的制作的目标。今天看到《物联网自动气象站的试制》这篇文章，我真的很激动。下面对这篇文章提出一些看法。

(1) 数据通信器和本地监控管理系统的通信采用RS-232总线，觉得不是很合适，因为它的有效通信距离才20m，通信距离过长会造成电气干扰过分严重，建议采用RS-485。(2) 文中提到传感器采用了高速A/D转换器，但是在文末作者提到产品的气温一致性较低，这一点有点小疑问，既然采用了高速A/D的话，气温参数的转换应该会很快的。(3) 无线传感器网络和通信系统设计部分，作者采用了ARM系统板，个人觉得不妥，气象自动站大多处于野外，不一定能得到民用电的支持，需要采用自动站自带的电源。系统设计者应该采用整体功耗较低的系统板，例如德州仪器的MSP430。(4) 文末作者提到观测计算机停电的问题，是否应在用于管理数据库的服务器中应该配备临时电源，以防止停电等意外情况的发生。

回复 (from 作者)

感谢您的关注。

(1) 通信器是用来进行气象数据转发的设备，具有RJ45、RS232等有线接口以及GPRS等无线接口。放在野外作为无人值守气象站观测时，直接通过GPRS或3G等通信，有线传输时，利用计算机接收数据时，直接用232或TCP/IP连接计算机即可。因为只需要不到1m的距离就可以直接和计算机连接，如采用485总线的话，首先要把232或TCP/IP转换成485总线，然后再把485总线转换成计算机能接收的信号。如果距离需要调整，因为是无线的，直接移动通信器就行了，但观测场与通信器之间的可视距离一般不要超过1km。(2) 影响温度响应速度的并非是A/D转换器，而是铂电阻传感器的滞后。本系统中采用薄膜铂电阻，响应速度已经较快，滞后相对较小，目前的气温一致性，在有风时，可以达到0.02℃左右。无风时主要取决于防辐射罩效果、滞后、观测位置的温度不一致性等。(3) 采用ARM系统是比较好的方法，可以实现TCP/IP、GPRS等通信，并且达到1GB以上的数据存储，在每分钟一次采样时可以保存几年的数据。此外，可以提供数据质量控制、数据重发等功能。在无人值守时，采用40AH电源与30W太阳能电池板时，可保证正常工作。完全没有太阳时，电池的储能也可连续工作20天以上，较好满足气象观测的标准。如采用MSP430，作为CPU自身确实可以降低功耗，但一旦连接GPRS等设备时，总体功耗就不会太小了，已有的质量控制、大容量数据存储、TCP/IP等功能也不容易实现了。(4) 目前，服务器已经配备不间断电源系统，允许断电12小时。



@达达爱插画

看到了“城市气象”专题，个人感觉如果下期还有相关专题，或者“科学观察”栏目可以介绍一下南京信息工程大学李旭辉及其团队在七月的Nature杂志发表的题为Strong contributions of local background climate to urban heat islands的文章。

我们学习过计量地理学，个人感觉计量地理学是一种有用的研究手段和方法，读过一篇银燕老师指导的论文，其中的研究手段和对于数据的分析都是应用了计量地理学的方法，希望杂志在以后能够多多介绍一些有关计量地理学方面的内容。个人感觉计量地理和遥感一样，应用范围很广泛，而且很实用。

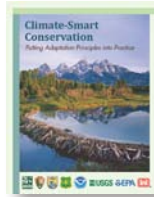


回复 (from 编辑部)

感谢您的推荐，很巧，我们的编辑也关注到这篇文章，并在本期“编辑选编”中进行了介绍。未来我们会关注有关计量地理学方法应用的文章，若有可能也会约请相关专家撰文介绍。

《2014 全球可再生能源现状报告》 2014年6月

21世纪可再生能源政策网（REN21）最新发表的这份报告指出，在发展中国家政策的支持下，全球可再生能源发电容量跃升至创纪录水平。目前有 95 个新兴经济体在培育可再生能源的增长数量为 2005 年 15 个国家的 6 倍之多；可再生能源装机容量达到了一个新纪录，在 2013 年跃升了 8.3%，占全球发电容量净增长量的 56% 以上，目前几乎可以满足世界能源消费量的 1/5。



《气候智能保护》 2014年7月

美国野生动物保护联盟等多家机构共同推出的这份报告，回答了如何从气候变化的角度审视在保护野生生物多样性和生态系统上采取的行动，以及采取什么持续的行动来达到我们的目的等问题。报告分采取行动、将原则落实到行动中 and 强调适应 3 个部分，用共 16 章阐述了在环保领域中的气候智能理念。

《外交事务》 2014年6月

这份国际政治杂志，本期瞄准了当今和未来全球最大能源故事的主角——页岩气。杂志封面用双关语提示，这样的故事是一桩巨大“挤压”生意。其中包含的与减少温室气体排放和应对气候变化混合在一起的，涉及未来能源格局的国际外交政策筹码，或许在未来不仅会成为环境界关注的课题，而且还会搅动国际政治和经济格局。



《气候智能发展》 2014年6月

世行发表的这篇报告的副标题是“积攒有益行动之合力，助社会繁荣、消除贫困和应对气候变化”。该报告在联合国秘书长计划在 9 月主持召开的气候峰会之前发表，是为了显示强化气候有序政策的潜在经济、健康和其他方面的收益，以及在巴西、印度和墨西哥等发展中国家已开展项目取得的成效。报告强调应对气候变化必须采取紧急行动。

媒体扫描

MEDIA SCAN

《向巨灾学习》 2014年6月

2011年3月11日，日本东北太平洋沿岸发生9级地震，这次灾害也是世界上第一次出现强震、海啸、核电厂事故、断电和供应链大范围破坏的灾害。日本灾害风险管理（Disaster risk management, DRM）成功地在本次巨灾中发挥作用。由世界银行发表的这份报告全面评估了日本愈灾过程以及应该汲取的教训。报告认为，极端灾害强化了 DRM 整体方法的需求，单一领域的规划很难应对自然灾害本身的复杂性和出现的问题，更不用说要面对像日本这次地震诱发多种灾情的巨灾。



《热带状况2014》 2014年6月

热带，通常被定义为南北 23.5 纬度之间的环赤道地区，因为炎热和瘟疫频繁，曾经被亚里士多德称为不适宜居住区，而早期欧洲探险家和殖民者，又称热带区域充满了机会。当代已经不再神秘的地球热带区域，情况究竟怎样？6月29日正式发布的这份多家热带研究机构共同完成的近 250 页的报告，从环境、社会和人文等多角度，展开了一份完整的热带当前状态的画卷。

NAS：“遥感与冻土”报告 2014年6月

美国科学院（NAS）发布的这篇名为《遥感在认识冻土和相关生态特征中的机遇》的会议报告，是基于 2013 年 10 月同名学术会议的结果，该会议聚焦冻土层这一在全球变化中脆弱性排在前列的圈层。冻土层表征的是热状况，其形成、维持和消失都高度依赖于气候。大气环流模式预计，大气二氧化碳加倍意味着北极大部分地区年均气温增加若干度。在非连续的冻土区，地表温度与融化温度的差仅在 1~2℃ 之内，因此全球气候变暖的结果，最终可能意味着冻土层消失。在地表冰比例高的地方，冻土层的退化还和物理影响有关，而修建道路、机场和建筑物等人类开发行为，无疑会加速冻土层的消失。报告用 3 章描述了遥感技术如何直接和间接对冻土进行监测。



《2014年千年发展目标报告》 2014年7月

2014年7月7日联合国发布的这份有关千年发展目标的报告指出，东亚和东南亚已经实现千年发展目标中的许多具体目标，其余大多数具体目标也接近实现，但南亚到 2015 年很可能无法实现诸多具体目标。报告指出，亚洲各国即使实现了具体目标，贫困和饥饿现象依然显著。中国在全球减贫方面领先各国，极度贫困率从 1990 年的 60% 下降到 2005 年的 16%，再到 2010 年的 12%。然而，目前中国的极度贫困人口仍占世界极度贫困人口总数的 13%。

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 Zhemin
Fei Jianfang
Guan Zhaoyong
He Jianxin
Huang Jianping
Liao Xiaohan
Lü Shihua
Jia Pengqun (executive)

Managing Editors

Cheng Xiuhu, Gao Xuehao, Gong Jiandong, Guo Xueliang, Li Bai, Li Guoping, Ni Yunqi, Qu Xiaobo, Ren Guoyu, Ren Xiaobo, Shen Wenhai, 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 Li Chongyin/ More Attention Should Be Paid to the Variability in Solar Activity and Its Impact on the Earth's Climate
- 9 Yin Zhiqiang, Han Yanben, Wang bo/Possible Response of Climate to Solar Activity on Millennial Scale during the Holocene
- 13 Wang Gang, Yan Shuangxi, Lin Min/ Response of Ocean Heat Content to the 11-year Variation of Total Solar Irradiance
- 19 Wang Ruili, Xiao Ziniu, Zhao Liang, et al/ The Regions with Sensitive Signals of Solar Activities in Weather and Climate
- 28 Huang Cong, Zhang Xiaoxin, Cao Dongjie, et al/ Advances in Study of Solar Energetic Particle Precipitations Impact on Polar Ozone
- 38 Cao Meichun, Lin Zhaohui, Zhang He/ A Modeling Study of the Response of Radiative Forcing and Climate to Solar Constant Variation in Boreal Winter
- 44 Chen Jing, Zhao Chunsheng/ A Review of Influence Factors and Calculation of Atmospheric Low Visibility
- 52 Da Cheng, Xiaolei Zou/ An introduction to GOES Imager Data
- 62 Xu Ying, Chen Chen, Li Manhua/ Effects of Phased Drought on the Growth Development and Grain Yield of Summer Maize
- 65 Zhang Lichun, Zhu Bin, Fan Xiaoqing/ The Boundary Layer Structures of the Radiation Fog in Nanjing
- Survey
- 2 Picture/ Number/ Ranking
- Feature
- 69 Jia Pengqun, Zhao Dajun/ Stochastic Modelling, a Breaking Point for Weather and Climate Prediction?
- 74 Wu Can, Li Jinghua/ A Bibliometric Analysis of the Scientific Literature on the Impact of Solar Activity on the Climate

Reading

Information

- 27 New Publication
- 76 Selected Papers