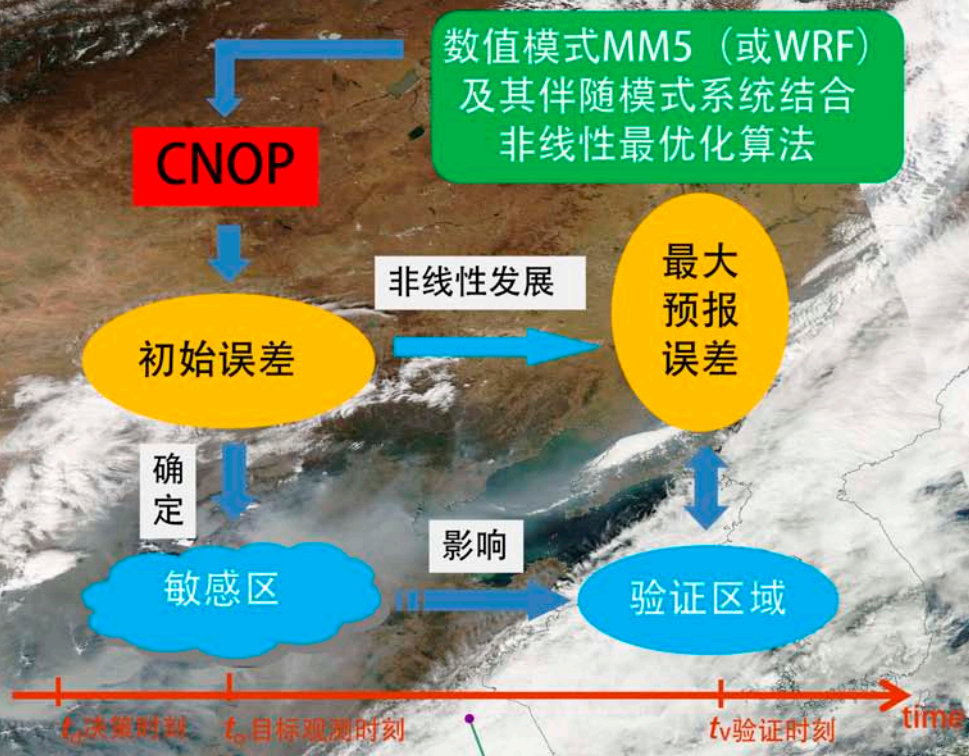


CNOP方法与台风目标观测



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

名誉主编 丑纪范 中国气象局气象干部培训学院
主编 许小峰 中国气象局

副主编

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

常务编委 (按音序排名)

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

编委 (按音序排名)

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

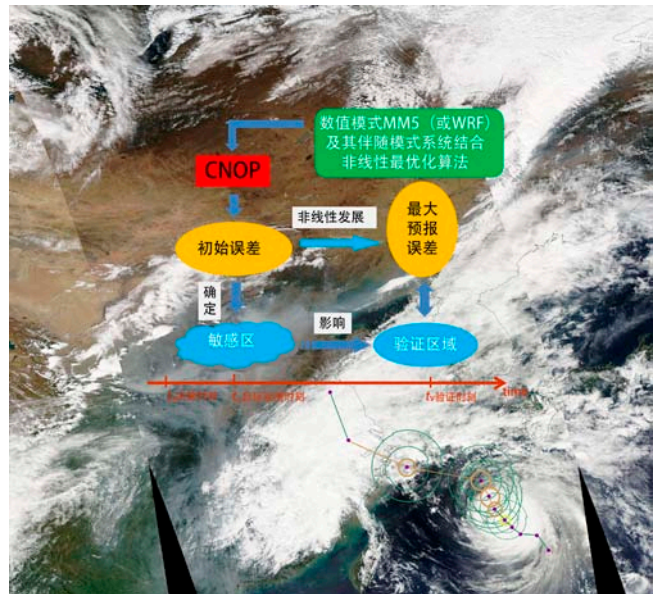
海外编委 (按音序排名)

| | | | | |
|-----|-----|-----|-----|-----|
| 陈镜明 | 李 俊 | 刘征宇 | 金飞飞 | 王 斌 |
| 翁富忠 | 张大林 | 张广俊 | 邹晓蕾 | |

编辑部

张 萌 侯美亭 秦莲霞 冀文彬 陈忠美
地址: 北京市中关村南大街46号,
中国气象局气象干部培训学院 100081
电话: (010) 68409927/68409933
邮箱: amst@cma.gov.cn
Notes: 气象科技进展编辑部/图书馆/干部学院/CMA
网址: <http://library.cma.gov.cn/amst>
官方微博: <http://weibo.com/2115232930/profile>
印刷: 北京宝昌彩色印刷有限公司

ISSN 2095-1973
CN 10-1000/P
定价: 30元



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

目 次

第5卷 第3期 2015年6月

1 许小峰: 主编语

研究论文

封面报道

6 穆穆, 周非凡: 基于CNOP方法的台风目标观测研究进展

研究进展

18 张广俊: 天气和气候模式中的质量通量型大气对流参数化(中英文对照)

40 杨莲梅, 李曼: “96·7”中亚低涡持续活动能量转换和频散特征

49 任国玉: 气候变化常用术语刍议

专题 水文气象

57 叶爱中, 段青云, 徐静, 马凤, 邓数学: 基于GFS的飞来峡流域水文集合预报

论坛

62 林伟文, 曾鸿阳, 朱定真: 气象传媒服务制作策略的新挑战

64 沈文海: 气象业务信息系统未来基础架构探讨——“云计算”和“大数据”在气象信息化中的作用

主编语

目标观测,又称为适应性观测,是指为了提高高影响天气的数值预报质量,在已有观测系统基础上对特定敏感区域的特定时段进行补充性加强观测。这方面的研究在提高对台风等极端天气系统的预报水平方面具有重要科学价值。提高目标观测效果的关键在于识别敏感区,许多相关的方法已经应用于目标观测理论研究和外场试验中,如FASTEX、NORPEX、THORPEX等,这些外场试验的结果也表明,目标观测在一定程度上能有效提高数值天气预报的技巧。本期主打文章(P6)比较详细地阐述了我国学者发展的条件非线性最优扰动(CNOP)方法在台风目标观测方面的研究进展。CNOP作为线性奇异向量在非线性的一个自然推广,避免了线性近似假设的不足,具有重要的应用价值。

对流是大气环流中的一个重要能量垂直循环机制。而强对流过程又常常与暴雨、雷电、龙卷及台风等极端天气联系在一起。因此,如何准确预报强对流或强风暴系统发生发展的时间和地点,是在发展数值天气预报模式中需要攻克的重要难题。而在模式中,如何对强对流系统进行合理的描述和表征,是一项具有挑战性的任务。本期文章(P18)全面回顾了广泛应用于全球预报和气候模式中的对流参数化方案及其发展,并对目前对流参数化方案研究和全球气候模拟、数值天气预报面临的一些突出问题进行了阐述,为未来对流参数化的进一步改进提供了思路。

不同于我国东部和南部沿海频发的暴雨洪涝、台风等极端天气,在我国西北内陆,尤其在新疆,更易受到暴雪(雨)、持续低温天气的影响,而中亚低涡就是导致这些天

气的重要影响系统之一。中亚低涡是对流层中具有中期时间尺度(4天以上)的深厚切断低压系统,移动比较缓慢,可以不断再生发展,其异常可以波及我国东部地区。对中亚低涡不同阶段能量循环和频散特征的分析(P40),将有助于揭示中亚低涡系统发展、维持和消亡过程的物理机制。

本期继续刊出“水文气象”专栏,关注了气象信息对水文预报的重要价值。传统水文预报一般为确定性预报,缺少对气象预报产品中不确定性信息的有效利用。若通过集合预报方法进行前处理,将降水预报输入到分布式水文模型,从而得出的水文集合预报要比传统水文预报准确率高(P57)。这表明,将已在天气预报业务中普遍采用的集合方法运用到水文预报中,是提高预报水平的一个有效途径。

被尊为现代气候变化科学先驱的查尔斯·大卫·基林教授已逝世10周年了,“往事钩沉”栏目的纪念性文章(P76),描述了基林教授如何在夏威夷莫纳罗亚山上开展的大气CO₂含量观测,为半个多世纪以来地球大气CO₂含量的变化情况提供了最具说服力的数据。基林教授开创的对大气CO₂含量的长期观测结果,即“基林曲线”,真实反映了人类活动对大自然造成影响的痕迹,从现状来看,还将沿着其上升趋势延续下去。显然,这不是基林教授所希望看到的,但这条曲线该如何画下去,则考验着人类对未来发展方式的选择。

许小峰

科学观察

2 读图 数字 榜单

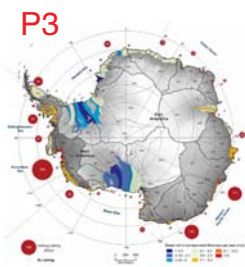
特写

67 吴灿,李婧华:“目标观测”在大气科学领域应用的主题文献计量分析

往事钩沉

人物

76 贾朋群,郑秋红:基林和基林曲线:人类定量认识自身与自然关系的先行者和风向标



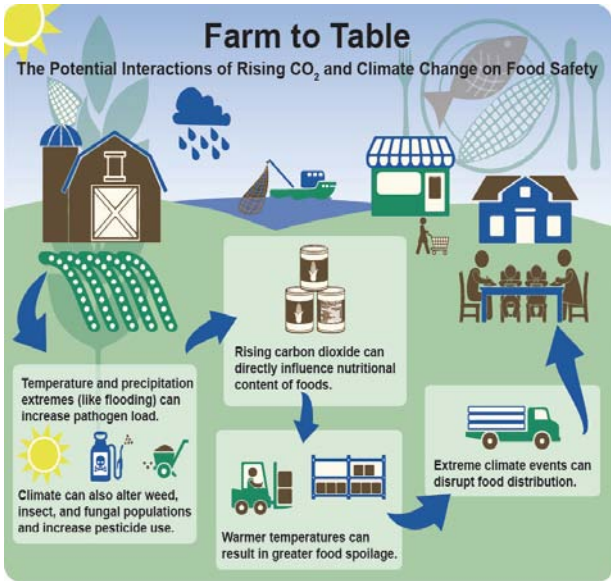
阅读

信息

- 17 新书架
- 56 钟琦,王启光:确定预报和集合预报的捆绑协同——ECMWF培训有感
- 70 编辑选编
- 74 涓流细雨
- 80 第80页评刊
- 封3 媒体扫描



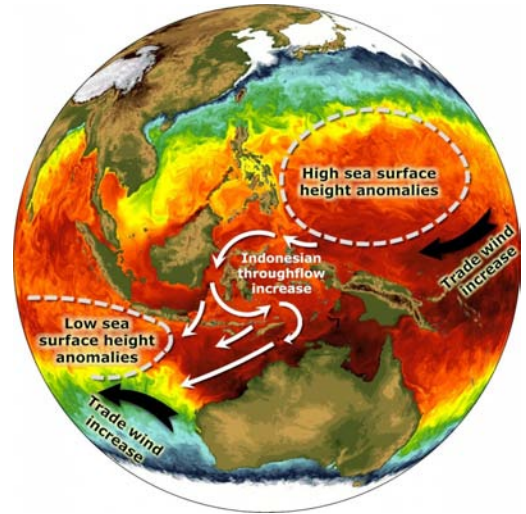
封3



粮食安全与二氧化碳增加及气候变化的潜在联系

美国全球变化项目 (USGCRP) 最近发表的关于气候与健康评估报告的公众评议版中, 给出了二氧化碳增加及带来的气候变化与粮食安全之间潜在联系机制的图解。图中解释了从农场到餐桌循环过程中, 涉及粮食生成和运输全过程中, 气候变化要素的作用。

来源: USGCRP

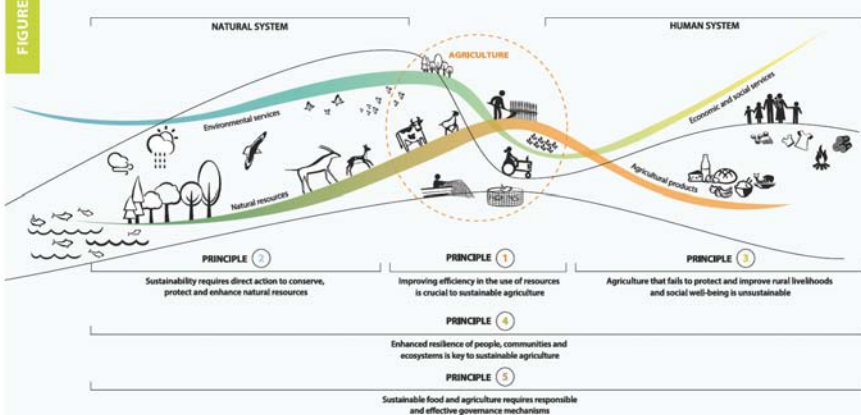


找寻“变暖中断”的机制

20世纪末以来, 全球平均地表变暖的速率有所延缓, 但是大气层顶净辐射不平衡却提示地球应该加速变暖, 那么这样的“变暖中断 (warming hiatus)”是怎样的机制导致的, 美国和德国科学家的一项最新研究让人们把视线投向了印度洋。研究发现, 印度洋存贮着过去10年海洋上层 (700m) 吸收所有热量的70%以上, 可能是“变暖中断”的主因。图中给出了信风和海洋洋流的改变让印度洋存储了更多热量的机制。

来源: Nature Geoscience

7.1 The five principles of sustainable agriculture



可持续农业: 5项原则

联合国教科文组织 (UNESCO) 世界水日前发表的《2015年水发展报告》中, 用图示的方式指出了可持续农业的5项原则。位于自然系统和人类系统之间的农业, 其可持续性需要遵守以下原则:

- (1) 改进资源利用的效率;
- (2) 保持、维护和加强自然资源所需的直接行动;
- (3) 无法保护和改进农村状况和人民福祉的农业是不可持续的;
- (4) 增加弹性是可持续农业的关键所在;
- (5) 负责任和有效的治理机制。

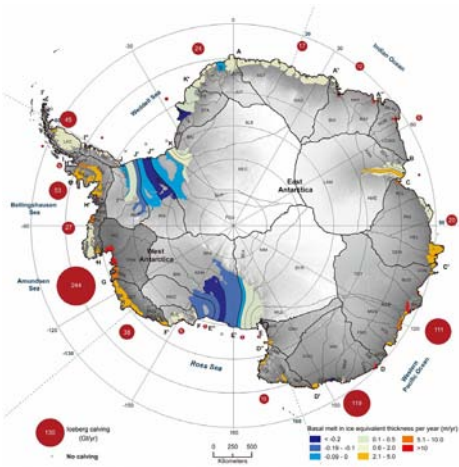
来源: UNESCO

17年 1997年美国和日本联合发射的TRMM卫星, 在运行超过17年, 获取了大量覆盖全球的降水资料后, 于2015年4月8日星上设备关闭, 星体缓慢下降并预计在6月中旬返回大气层中销毁。TRMM卫星使命已经传承给GPM卫星。

17% 加拿大大学者指出, 全球的科学数据, 在成果发表后每年丢失的可能是17%, 这还不包括80%左右的研究数据无法获取或未发表。

1/30 美国迈阿密大学语言学者研究了3.7万种语言与气候湿润度的关系, 发现复杂语调语言中只有1/30活跃于干旱地区, 即湿润气候更容易哺育出歌唱家。

第8 Nature出版集团日前公布的2015年亚太地区自然指数报告中, 中国气象局位列地球和环境学科贡献机构的第8位, 2014年发表论文33篇, WFC指数较前一年增加23%。



南极冰架崩解机制被揭示

北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院的学者与来自芬兰、瑞典等国家的学者合作，揭示了在全球变暖背景下，海洋驱动南极冰架变薄，并由此加剧冰架的崩解和退缩机制，表明海洋对南极冰架的崩解起着关键作用。图中给出环绕南极的5个海区的26个海域因冰架崩解带来的冰体损失（红色圆）。这项研究成果发表在《美国国家科学院院刊》（PNAS）上。

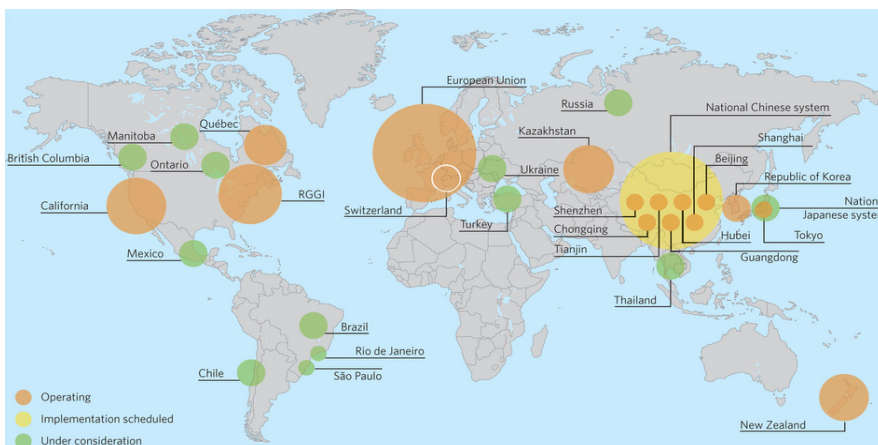
来源：PNAS

国际“目标观测”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 | An ensemble adjustment Kalman filter for data assimilation | Anderson, J L | Monthly Weather Review, 2001,129(12) | 559 |
| 2 | Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. Part I: Theoretical aspects | Bishop, C H | Monthly Weather Review, 2001,129(3) | 494 |
| 3 | Singular vectors, metrics, and adaptive observations | Palmer, T N | Journal of the Atmospheric Sciences, 1998,55(4) | 282 |
| 4 | Operational multivariate ocean data assimilation | Cummings, J A | Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2005,131(613) | 168 |
| 5 | A comparison of breeding and ensemble transform Kalman filter ensemble forecast schemes | Wang, X G | Journal of the Atmospheric Sciences, 2003,60(9) | 145 |
| 6 | Ensemble transformation and adaptive observations | Bishop, C H | Journal of the Atmospheric Sciences, 1999,56(11) | 144 |
| 7 | Targeting observations using singular vectors | Buizza, R | Journal of the Atmospheric Sciences, 1999,56(17) | 130 |
| 8 | Maximum likelihood ensemble filter: Theoretical aspects | Zupanski, M | Monthly Weather Review, 2005,133(6) | 124 |
| 9 | The North Pacific Experiment (NORPEX-98): Targeted observations for improved North American weather forecasts | Langland, R H | Bulletin of the American Meteorological Society, 1999,80(7) | 107 |
| 10 | Observation and background adjoint sensitivity in the adaptive observation-targeting problem | Baker, N L | Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2000,126(565) | 103 |

来源：SCI-E数据库，检索时间：2015年5月11日

吴灿 提供



恢复中的全球碳市场显露新格局

世界上第一个碳市场——欧盟排放贸易体系（EU ETS）成立10周年之际，世界碳贸易市场的发展加速，同时由于2013年以来，中国、美国、加拿大、哈萨克斯坦、瑞士和韩国等国的国家或区域碳市场的出现和运行，世界碳市场的新格局也逐渐清晰（图中圆的大小，大概和温室气体排放成正比）。

来源：Nature Climate Change

5154位

2015年5月14日，在*Physical Review Letters*杂志上发表的一篇论文，其作者来自344个机构，人数达到了创纪录的5154位。

3/4 & 1/5

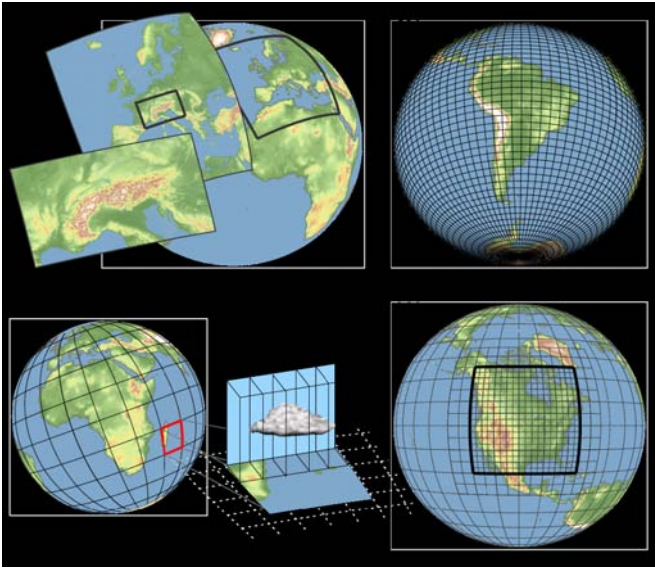
瑞士学者用气候模拟与过去一个世纪逐日温度和降水极值进行比较，发现4次高温事件中的3次以及5次强降雨事件中的1次，是全球变暖导致的。

22个

美国8个研究机构和14所大学，总计22个机构共同参与的PECAN（平原夜间抬升对流）项目的外场试验，今年6月1日—7月15日间在美国大平原地区开展。

180个

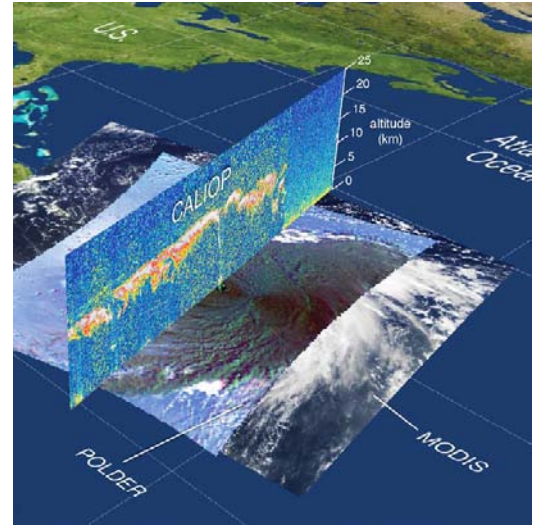
全国180个气象政府网站获国务院办公厅审核通过，其中国家级1个，省级31个，地市级（含计划单列市）148个。



CPM: 天气要素走进气候模式

随着天气气候模式的空间分辨率从传统的大于10km提高到小于4km, 加入对流模式 (convection-permitting model, CPM) 成为区域气候模拟的新武器, 并且有望在区域和局地尺度上提供更为可靠的气候信息。CPM不再依靠对流参数化方案, 而是将最富有天气特色的对流过程在模式中表达出来, 同时还能更加准确地表达地表状况和地形场, 因此可以大大减少模拟的误差和不确定性。CPM气候模拟的出现, 虽然只有10年左右的时间, 但其较传统模拟显示出更多的价值。上图给出加入对流的天气气候模式的4种不同方法 (左上开始, 顺时针): 有限区域模拟、全球CPM气候模拟、超参数化和伸展格式模式 (stretched-grid models)。

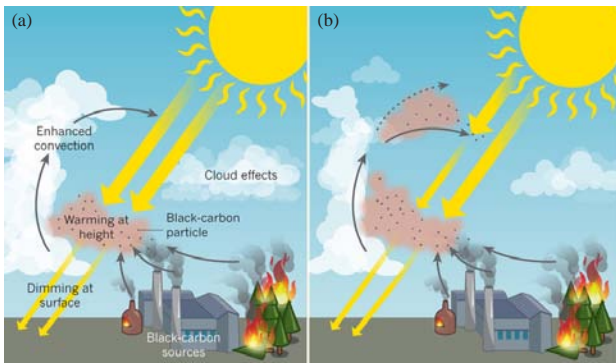
来源: *Proceedings A*



卫星“合力”捕捉飓风信息

2015年4月欧洲地学联盟 (EGU) 2015大会上, 出版了与会议主题“跨尺度的旅行”同名画册。这张画册上的图像, 解释了位于墨西哥湾的比尔飓风被3颗卫星捕获信息的情景: MODIS卫星仪器提供高分辨率云属性图像, 但仅限于云高范围内; CALIOP卫星中的光达数据获得的高垂直分辨率信息能够帮助确定云的高度, 但其有效探测范围仅限于较窄的穿过飓风的扫描路径上; POLDER卫星负载获得的极化日光反射资料, 则补充了更多云中水位相 (液体或冰) 的信息。

来源: EGU



黑碳粒子与大气对流和云过程

气候模拟表明, 吸收太阳光更有效的黑碳粒子, 还参与大气中的对流和云过程。图a描述了工业生产、砖窑和林业等过程排放的黑碳对大气的多种影响。这些影响随时间和地点变化很大, 但总体上导致阳光在地表变暗 (细黄色箭头) 而在高层增暖 (粉红色阴影), 后者经常与增强的垂直对流以及对云的作用联系在一起, 导致高层云减少。图b表明黑碳的气候作用的大约一半, 只有当前述大气反应反馈而影响到其在大气中的分布才出现, 这时黑碳层被抬高, 其在大气中的生命期和影响范围都扩大。

来源: *Nature*

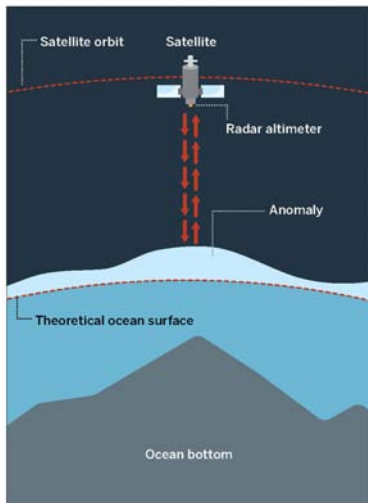
数字 **8.5%** 研究者通过开展荟萃分析指出, 如果地球温度在后工业革命时期上升3°C, 物种灭绝的风险会增加到8.5%, 而南美洲、澳大利亚和新西兰物种面临的风险最大。

30亿美元 IBM公司宣布与美国天气企业“天气公司”及其名下负责数据服务的WSI公司合作, 今后4年里投入30亿美元打造一个与天气相关的物联网企业集团, 大规模进军以天气实时和历史数据作为根基的气象信息化服务市场。

2198座 美国能源部日前首次发表的定量评估水电发展的报告指出, 美国过去100年共建立2198座水电站, 有一半位于华盛顿、加州和俄勒冈3州, 水电占发电量的7%。

Bulge marks the spot

Extra gravity due to the mass of a seamount creates a bulge of water that can be measured from space.



新的卫星雷达将助力海啸预报

目前全球海底仅有10%的面积完成了船载高分辨率声呐测绘,而这种测绘在海底山小于2km时还会出现问题。一家名为AltiKa的法国雷达制造厂,通过在一颗印度卫星上装载新的雷达高度计,通过探测海底山丘给海洋表面高度带来的改变,有望发现1万~10万个海底山丘,从而绘制出全面的海底图,促进海啸预报和改进深海碳混合模式。

来源: Science

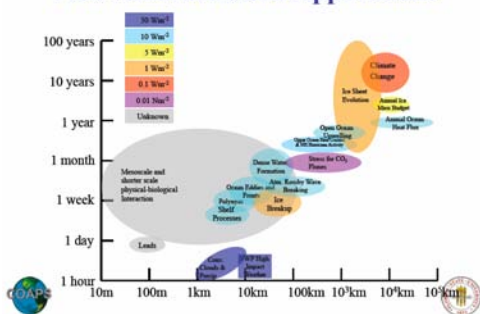
中国“目标观测”主题被引频次最高的前15篇论文

| 排名 | 篇名 | 第一作者 | 来源 | 被引频次 |
|----|--|------|---|------|
| 1 | 单一值预报向概率预报转变的基础:谈谈集合预报及其带来的变革 | 杜钧 | 气象, 2010/11 | 45 |
| 2 | A new approach to studying ENSO predictability: Conditional nonlinear optimal perturbation | 穆穆 | Chinese Science Bulletin, 2003/10 | 39 |
| 3 | 条件非线性最优扰动方法在适应性观测研究中的初步应用 | 穆穆 | 大气科学, 2007/06 | 38 |
| 4 | ENSO机理及其预测研究 | 李崇银 | 大气科学, 2008/04 | 32 |
| 5 | Is model parameter error related to a significant spring predictability barrier for El Niño events? Results from a theoretical model | 段晚锁 | Advances in Atmospheric Sciences, 2010/05 | 22 |
| 6 | 一种新型的适应性观测资料应用对台风预报的影响试验研究 | 谭晓伟 | 热带气象学报, 2006/01 | 22 |
| 7 | 集合预报初始扰动产生的一个新方法:条件非线性最优扰动 | 穆穆 | 科学通报, 2007/12 | 21 |
| 8 | 条件非线性最优扰动及其在天气和气候可预报性研究中的应用 | 穆穆 | 科学通报, 2005/24 | 21 |
| 9 | ENSO可预报性研究的一个新方法:条件非线性最优扰动 | 穆穆 | 科学通报, 2003/07 | 21 |
| 10 | Conditional nonlinear optimal perturbation: Applications to stability, sensitivity, and predictability | 段晚锁 | Science in China (Series D:Earth Sciences), 2009/07 | 19 |
| 11 | A new approach to the generation of initial perturbations for ensemble prediction: Conditional nonlinear optimal perturbation | 穆穆 | Chinese Science Bulletin, 2008/13 | 19 |
| 12 | 条件非线性最优扰动方法在陆面过程模式参数优化中的扩展应用初探 | 李红祺 | 物理学报, 2011/01 | 18 |
| 13 | A fast algorithm for solving CNOP and associated target observation tests | 王斌 | Acta Meteorologica Sinica, 2009/04 | 16 |
| 14 | 目标观测设计与伴随敏感性分析 | 董佩明 | 气象科技, 2004/01 | 14 |
| 15 | 一种求解条件非线性最优扰动的快速算法及其在台风目标观测中的初步检验 | 王斌 | 气象学报, 2009/02 | 13 |

来源: CAJD数据库, 检索时间: 2015年5月11日

李婧华提供

Flux Accuracies and Applications



海气热通量: 期待被划归为基本气候变量

全球气候观测系统(GCOS)今年将考虑将地表热通量加入本该列入的基本气候变量,为此GCOS的海洋观测委员会(OOPC)联合主席在最近一次学术会议上,对该通量在空间和时间上的分布过程、各种过程带来的通量的量级等,用左图进行了说明,其中包括对中尺度以及较短时间尺度物理-生态相互作用等过程的通量知之甚少。

来源: OOPC

84%

世界银行最新发表的2015年发展指数报告,新增加了空气污染指数,报告显示,2010年全球84%的人口生活在PM_{2.5}超出国际卫生组织空气质量指导标准(10 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$)的环境里,导致320万人成年之前早逝。

90%/80%

5月14日,NOAA继3月份之后再次发出预测:厄尔尼诺现象有90%的可能性持续整个北半球夏季,80%的可能性延续到2015年底。

20倍

一项基于13个国家384个地区总计7400个死亡案例的国际性研究发现,寒冷天气导致的死亡人数,是炎热天气的20倍,研究还显示,中等程度的冷热天气导致的死亡,实际上超过了极端热浪或寒潮天气。

基于CNOP方法的台风目标观测研究进展

穆穆¹ 周非凡²

(1 中国科学院海洋研究所海洋环流与波动重点实验室, 青岛 266071;

2 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029)

摘要: 简要但系统地介绍了条件非线性最优扰动 (CNOP) 方法在台风目标观测方面的研究进展。CNOP方法是线性奇异向量 (SV) 方法在非线性的一个拓展。在台风目标观测的研究中, 该方法主要用来识别对台风预报有重要影响的敏感区, 从而可以在这些敏感区内增加观测, 改进初始场以提高预报技巧。首先回顾了CNOP方法在台风目标观测中应用的理论基础, 接着阐述了CNOP识别的敏感区受模式分辨率、验证区域的设计、优化时长的选取等因素的影响, 并给出了利用观测系统模拟试验 (OSSE) 和观测系统试验 (OSE) 对CNOP识别的敏感区有效性检验的结果, 进一步评述了将CNOP方法应用于实际天气业务预报中进行敏感区识别的可能性, 最后对CNOP方法在台风目标观测中的深入应用进行了总结和讨论。

关键词: 条件非线性最优扰动, CNOP, 目标观测, 台风预报

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.03.001

The Research Progress of the Typhoon Targeted Observations Based on CNOP Method

Mu Mu¹, Zhou Feifan²

(1 Key Laboratory of Ocean Circulation and Wave, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao

266071 2 Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract: This paper briefly yet systematically introduces the research progress of the application of conditional nonlinear optimal perturbation (CNOP) to typhoon targeted observations. The CNOP is an extension of the singular vector (SV) into the nonlinear region. It has been used to identify sensitive areas in typhoon targeted observations. Assimilation observations in this area are hoped to improve the typhoon forecast largely and this area is called sensitive area in this sense. The theoretic basis of the application of CNOP to typhoon observation is first reviewed. Then the impact of the model resolution, the verification area design and the optimization time period on the CNOP-identified sensitive areas are described. The effectiveness of the CNOP-identified sensitive areas is examined by observation system simulation experiments (OSSE) and observation system experiments (OSE). Finally, the prospect of the application of CNOP method to the operational targeted observations and its further application are discussed and summarized.

Keywords: conditional nonlinear optimal perturbation (CNOP), targeted observation, typhoon forecast

0 引言

目标观测, 又称为适应性观测, 是指为了使将来时刻 (验证时刻 t_1) 我们所关注的区域 (验证区) 内的预报更加准确, 要在将来时刻 (目标时刻 t_2 , $t_2 < t_1$) 对验证区域预报影响较大的区域 (敏感区) 进行额外的观测^[1], 获得更多的观测资料。这些额外的观测资料经过资料同化系统处理后, 为模式提供更接近真实的初始场, 以期得到更准确的预报。由此可见, 目标

观测的关键在于识别敏感区。

当前, 识别敏感区的方法有许多, 主要可以分为两大类: 一类是基于伴随的方法, 如伴随敏感性向量方法^[2-3]、线性奇异向量 (SV) 方法^[4]、伴随基于敏感性引导向量 (ADSSV) 方法^[5]等; 另一类是基于集合的方法, 如集合转换 (ET) 方法^[6]、集合卡尔曼滤波 (EnKF) 方法^[7]、集合转换卡尔曼滤波 (ETKF) 方法^[8]等。上述各种方法已经在一系列外场试验中得到应用, 如锋面和大西洋风暴追踪试验 (FASTEX)^[1]、北太平洋试验 (NORPEX)^[9]、冬季风暴观测试验 (WSR)^[10]、热带气旋监视计划 (DOTSTAR)^[11]、全球观测系统研究与可预报性试验 (THORPEX)^[12]、

收稿日期: 2014年2月12日; 修回日期: 2014年7月29日

通信作者: 周非凡 (1982—), Email: zhouff04@163.com

资助信息: 国家自然科学基金项目 (41230420 和 41475100)

THORPEX亚太地区试验(T-PARC)^[13]等。这些外场试验的结果表明,目标观测在一定程度上有效地提高了数值天气预报技巧^[10-11, 14]。Bergot^[15]指出,如果采用更加成熟的资料同化方案同化这些目标观测资料,那么目标观测的有效性将会大大地提高。但是,研究也表明,各种方法识别的敏感区有时存在较大的差异,而在不同试验中,同一方法既有可能改善预报效果,也可能对预报效果提高没有帮助^[4, 16]。事实上,评判目标观测方法的优缺点是一件非常复杂的事情,不论是哪一种目标观测方法,只能从统计的角度使用统计信息,评判其效果^[17]。

考虑到SV方法的有效性取决于线性近似的有效性,为了克服线性近似假设的不足,Mu等^[18]提出了条件非线性最优扰动(CNOP)方法。CNOP作为SV在非线性的一个自然推广,避免了线性近似假设的不足。该方法已被用于厄尔尼诺的可预报性与海洋热盐环流的敏感性分析^[19-20]、双旋海洋环流和斜压不稳定流的非线性行为的研究^[21-22]等领域。近几年,CNOP方法也被用于台风目标观测的研究,进行敏感区的识别,并取得了一系列有意义的成果^[23-28]。本文将简要但系统地介绍CNOP方法在台风目标观测方面的研究进展。

1 CNOP方法及其在目标观测中应用的理论基础

1.1 CNOP方法简介

初始扰动 δX_0^* 称为条件非线性最优扰动(CNOP)^[18],当且仅当

$$J(\delta X_0^*) = \max_{\delta X_0^T C_1 \delta X_0 \leq \beta} J(\delta X_0) \quad (1)$$

式中,

$$J(\delta X_0) = [M_t(X_0 + \delta X_0) - M_t(X_0)]^T \times C_2 [M_t(X_0 + \delta X_0) - M_t(X_0)] \quad (2)$$

X_0 为状态向量 X 的初始状态向量, M_t 是从0时刻到 t 时刻的非线性传播算子,不等式 $\delta X_0^T C_1 \delta X_0 \leq \beta$ 为约束条件。 β 为正的常数。上标“T”表示转置。正定矩阵 C_1 和 C_2 分别表示对初始扰动 δX_0 及其非线性发展的度量,二者可以相同,也可以不同,主要根据所考虑的物理问题而定。从CNOP的定义可知,在所有满足 $\delta X_0^T C_1 \delta X_0 \leq \beta$ 的扰动中CNOP的非线性发展最大。

式(2)的线性近似可以表示为

$$J(\delta X_0) = [L_t(\delta X_0)]^T C_2 [L_t(\delta X_0)] \quad (3)$$

式中, L_t 是从0时刻到 t 时刻的线性传播算子。在式(3)的目标函数的表示下,求解极大值问题(式(1))即为求解第一奇异向量(FSV)^[29]。可见,CNOP事

实上是FSV在非线性领域的拓展。

1.2 目标观测的理论基础

Mu^[17]指出,在目标观测的研究与具体应用中,隐含着—个朴素的假定:在自然界,空间分布上呈现随机状态的误差,一般要比呈现某种特定空间结构的误差发展的要慢。更准确地说,对于特定的每一个天气或气候事件,存在某种特定空间结构的误差,在某个特定的空间区域,它的发展要比其他类型误差(特别是随机误差)发展的要快。Chen等^[30]基于两个台风个例(2005年台风“龙王”和2008年台风“森拉克”),设计并执行了一系列敏感性试验,研究了具有相同大小但结构不同的初始误差在不同区域的发展情况。具体地,该文选取了四种不同类型的初始误差(CNOP,合成奇异向量CSV,FSV,随机误差)和四种不同类型的区域(根据CNOP、CSV、FSV所确定的敏感区和随机选择的区域),研究误差所在区域和误差的结构这两种因素在误差发展中的作用。

试验结果表明:(1)初始误差所在区域对误差的发展有重要的影响,在由客观数学方法所确定的敏感区上的初始误差的发展一般要比随机选择的区域上的初始误差的发展大,而在CNOP所确定的敏感区内的初始误差的发展最大(表1);(2)在同一个区域中,具有特定空间结构的初始误差(如CNOP、CSV、FSV)的发展一般要大于随机误差的发展,其中,CNOP型结构的初始误差的发展最大(表2);

表1 40个区域每个区域内40个随机误差的非线性发展的统计平均(用验证区域内预报误差的干能量进行衡量,单位:J/kg)(引自文献[30])

(a) 台风“龙王”

| i | j | | | | |
|-----|------|-------|---------|-------|----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1 | 4.05 | 7.32 | 10.70 | 12.39 | 12.27 |
| 2 | 3.37 | 6.24 | 9.94 | 12.29 | 13.22*** |
| 3 | 2.83 | 8.44 | 14.64 | 15.10 | 12.95 |
| 4 | 4.27 | 27.07 | 57.20** | 29.59 | 14.86 |
| 5 | 6.19 | 52.28 | 92.43* | 51.00 | 15.95 |
| 6 | 4.33 | 27.51 | 67.18 | 42.77 | 14.31 |
| 7 | 2.38 | 8.24 | 13.51 | 11.52 | 8.46 |
| 8 | 1.48 | 3.17 | 5.28 | 6.01 | 6.53 |

(b) 台风“森拉克”

| i | j | | | | | | | |
|-----|-------|-------|---------|-------|--------|---------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 1 | 12.19 | 20.65 | 27.80 | 43.48 | 28.64 | 34.45 | 64.10 | 43.55 |
| 2 | 21.89 | 36.50 | 49.13** | 51.02 | 92.31 | 66.53 | 97.53 | 36.52 |
| 3 | 29.54 | 40.99 | 57.98 | 44.53 | 129.94 | 165.45 | 72.59 | 26.95 |
| 4 | 22.45 | 29.25 | 50.81 | 74.48 | 156.69 | 276.13* | 50.16 | 18.80 |
| 5 | 28.92 | 33.34 | 40.31 | 81.45 | 116.04 | 100.57 | 27.83 | 9.44 |

注:*表示CNOP识别的敏感区,**表示CSV识别的敏感区,***表示FSV识别的敏感区。 i 表示纬向方向, j 表示经向方向。

表2 CNOP、CSV、FSV以及随机误差叠加在40个区域的初始场上后的非线性发展的统计平均（用验证区域内预报误差的干能量进行衡量，单位：J/kg）（引自文献[30]）

| 干能量（验证区域） | CNOP-type | CSV-type | FSV-type | Ran_Err |
|-----------|-----------|----------|----------|---------|
| 台风“龙王” | 17.98 | 11.97 | 7.23 | 5.85 |
| 台风“森拉克” | 60.27 | 14.92 | 16.23 | 17.22 |

(3) 综合比较发现CNOP所识别的敏感区内CNOP类型初始误差对预报结果的影响最大。上述结果说明CNOP方法在台风目标观测中具有重要的应用价值。

1.3 应用 CNOP 确定台风目标观测的敏感区

将CNOP方法用于目标观测时，我们将CNOP看成是一种类型的初始误差，该初始误差的非线性发展最大。通过消除CNOP类型的初始误差进而提高预报技巧。在目标观测中，我们所关心的只是某一小部分地区（即验证区域）的预报技巧，这等同于在目标函数式(2)中加入一个投影算子 P ，该算子在验证区域内取值为1，其他区域取值为0，这就使得问题转化为只考虑验证区域的预报误差问题。此时，式(2)可写为

$$J(\delta X_0) = [PM_t(X_0 + \delta X_0) - PM_t(X_0)]^T \times C_2 [PM_t(X_0 + \delta X_0) - PM_t(X_0)] \quad (4)$$

将目标观测思想与台风预报结合起来，那么就要求验证区域要尽可能包括台风在所关心时刻可能到达的区域，这样，如果提高了该区域的预报技巧，也就提高了该台风在所关心时刻的预报技巧。在求得CNOP后，为提高预报技巧，要消除CNOP类型的初始误差。Mu等^[23]的研究表明，对CNOP型初始误差消除的程度越大，对预报效果的改善程度越明显（表3）。根据这一思路，敏感区定义在尽可能最大程度地消除CNOP类型初始误差的地方。周菲凡等^[31]研究了如何用CNOP方法确定敏感区，提出了三种确定敏感区的方案：水平投影方案、单点能量投影方案以及垂直积分能量方案。通过比较这三种方案在六个台风个例中确定的敏感区的差异，分析它们所阐释的物理意义的异同以及它们的优缺点，并通过理想回报试验检验不同方案确定的敏感区的有效性，最后，给出在台风目标观测研究中，利用CNOP方法确定敏感区时，垂直积分能量方案是较佳的方案。垂直积分能量方案的定义：首先计算CNOP在空间每一格点的能量，然后做

表3 减小不同程度的CNOP、FSV型误差带来的预报技巧的改善程度（引自文献[23]）

| 误差减小的程度 | 台风“麦莎” | | 台风“米雷” | | 台风“蒲公英” | |
|---------|--------|-------|--------|-------|---------|-------|
| | CNOP | FSV | CNOP | FSV | CNOP | FSV |
| 0.75 | 86.4% | 46.5% | 94.8% | 92.1% | 84.8% | 25.1% |
| 0.50 | 69.9% | 26.3% | 75.0% | 67.3% | 53.8% | 7.5% |
| 0.25 | 49.4% | 15.3% | 42.0% | 35.7% | 24.1% | -5.3% |

垂直积分，从而得到水平面上每一格点所在垂直气层的总能量，将水平面上总能量分布的大值区作为敏感区。本文往后所有CNOP敏感区都是根据此种定义方式。SV的敏感区定义方式类似。

2 CNOP识别的敏感区对各种条件的敏感性分析

从CNOP方法的介绍及其在目标观测中应用的理论基础可以看出，CNOP及其所识别的敏感区主要受以下几种条件影响：约束值 β ，度量范数 C_1 和 C_2 ，基态初始值 X_0 ，非线性传播算子 M_t ，投影算子 P 以及积分时间长度 t 等。Zhou等^[27-28]分别对水平分辨率（与非线性传播算子 M_t 有关）、验证区域设计（与投影算子 P 有关）、优化时长的选取（与积分时间长度 t 有关）这几种条件进行了分析，研究了它们对台风目标观测敏感区识别的影响，下面简单地介绍他们的研究成果。

2.1 水平分辨率的影响

Zhou等^[27]考查了三个台风个例（2005年“麦莎”、2004年“米雷”和“蒲公英”）不同的水平分辨率（30km、60km和120km）对CNOP及其识别的敏感区的影响。结果表明，CNOP的尺度随分辨率的提高而减小，即CNOP的大值区随分辨率的提高而越来越集中（图1）。且在高分辨率下，CNOP的螺旋结构及斜压结构更为明显，这种结构是其所能够快速发展的原因之一。不同的分辨率下，CNOP识别的敏感区具有相似性，相似程度因个例而异（图2）。总的来说，高分辨率下识别的敏感区对预报技巧的提高较较低分辨率下识别的敏感区对预报技巧的提高来得多。但是对于一些个例，最大的预报技巧的提高并不是在最高的分辨率下获得（表4）。这可能是因为这些个例非线性信息能够在较低分辨率下体现出来，因此进一步增加分辨率对数值预报技巧的提高帮助不大。此外，低分辨率下识别的敏感区也有助于高分辨率下预报技巧的提高（表5），不过一般来讲，某一分辨率下识别的敏感区对该分辨率下的预报技巧的提高帮助最大。

表4 不同分辨率下各台风识别的敏感区对预报技巧的改善程度（引自文献[27]）

| | 30 km | 60 km | 120 km |
|---------|-------|-------|--------|
| 台风“麦莎” | 16.2% | 24.4% | 12.0% |
| 台风“米雷” | 41.1% | 16.2% | 13.5% |
| 台风“蒲公英” | 15.8% | 13.1% | 10.5% |

2.2 优化时长的影响

Zhou等^[28]以2004年台风“米雷”和2005年台风“麦莎”为例，研究了在非线性和较强的情况下

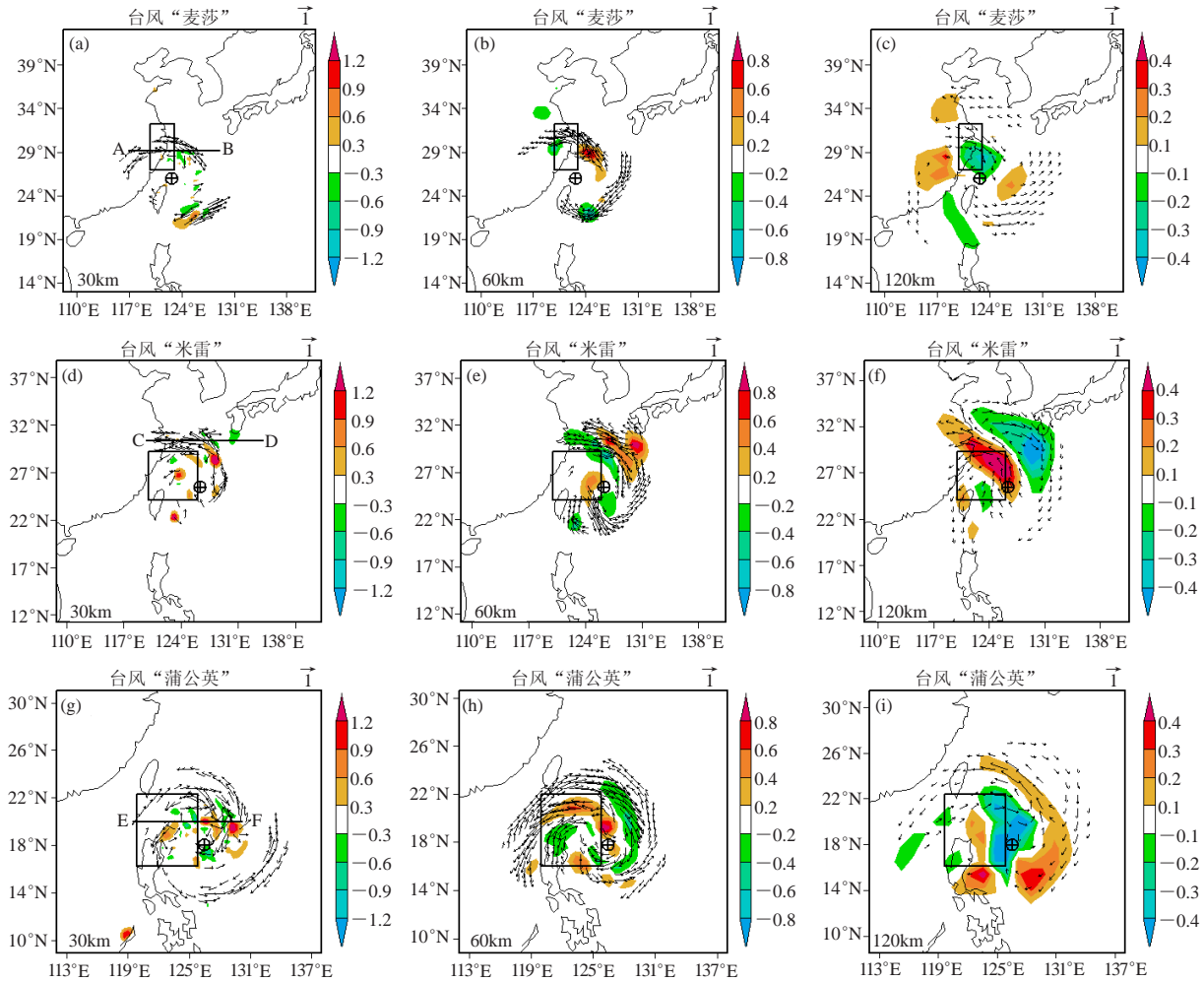


图1 不同分辨率下计算得到的台风“麦莎”（2005年8月5日00时—6日00时），“米雷”（2004年9月26日00时—27日00时）和“蒲公英”（2004年6月28日00时—29日00时）的CNOP的温度分量（彩色填充，单位：K）和风场分量（矢量箭头，单位：m/s）在 $\sigma=0.7$ 层上的分布（图中矩形区域表示验证区域，符号 \oplus 表示目标观测时刻台风所处位置）（引自文献[27]）

台风预报的初值敏感区随时间变化的特点。首先，通过比较CNOP和FSV的相似程度，确定非线性的强弱（定义CNOP和FSV的相似系数大于0.5时为非线性较弱的情况，而当二者的相似系数小于0.5时为非线性较强的情况）。据此，“麦莎”被定义为非线性较强的个例（相似系数只有0.2），而“米雷”被定义为非线性较弱的个例（相似系数达0.7）。接着，分为如下两个问题进行研究：（1）预报时刻固定，敏感区随初始时刻（目标观测时刻）的变化有何变化？（2）目标观测时刻固定，敏感区随预报时刻的变化有何变化？

结果表明，对于非线性较弱的个例（“米雷”），当预报时刻固定时，随着目标观测时刻向预报时刻靠拢，敏感区逐渐向预报时刻台风所处位置靠拢（图3a—3c）；而对于非线性较强的个例（“麦莎”），当预报时刻固定时，敏感区总是围绕在目标观测时刻的台风的周围（图4a—4c）。对于这两种个例，当预报时刻固定时，敏感区的位置与目标观测的时刻紧密相关。当目标观测时刻固定时，对于非线性较弱的个例，不同预报时刻得到的敏感区具有较大的相似性（图3d—3f），也即在线性较弱的个例中，目标观测的实施对未来多个时刻的预报技巧都有较大

表5 低分辨率下识别的敏感区对高分辨率的预报技巧的改善程度（引自文献[27]）

| | 30 km (使用60km下识别的敏感区) | 60 km (使用120km下识别的敏感区) |
|---------|-----------------------|------------------------|
| 台风“麦莎” | 4.6% | 15.9% |
| 台风“米雷” | 5.0% | 8.2% |
| 台风“蒲公英” | 2.4% | 11.3% |

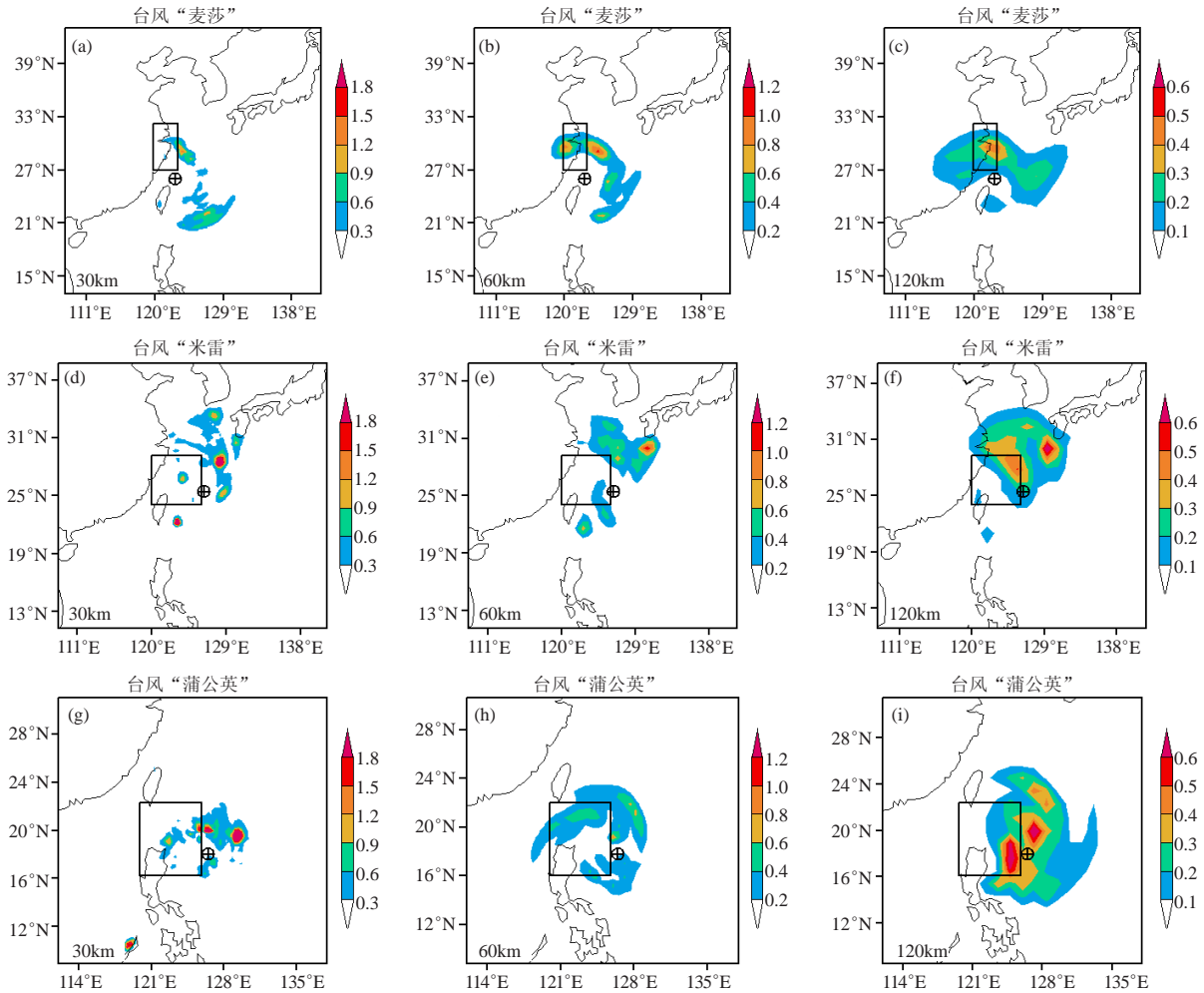


图2 同图1, 但为CNOP的垂直积分能量的大值区 (彩色填充即敏感区, 单位: J/kg) 的分布 (引自文献[27])

程度的改善; 而对于非线性较强的个别, 敏感区随预报时刻的变化有较大的变化 (图4d—4f), 说明对不同的预报时刻, 为取得较好的预报效果, 目标观测区也需进行相应的调整。

2.3 验证区域选取的影响

在台风目标观测中, 验证区域的设计是另一个关键的问题, 如何进行验证区域设计? 验证区域设计的不确定性对台风目标观测有何影响? 针对这些问题, Zhou等^[26]针对2004年台风“云娜”设计了九种具有代表性的验证区域, 考查了不同的设计对CNOP和FSV识别的敏感区的影响。结果表明, 验证区域小幅度的变化对CNOP所识别的敏感区影响较小 (图5a—5c), 但是当验证区域大幅度变化时, CNOP所识别的敏感区变化也较大 (图6a—6c); 但对于FSV识别的敏感区, 不论验证区域大幅度还是小幅度变化, 其识别的敏感区变化都较大 (图5d—5f, 图6d—6f)。理想回报试验表明, 为更好地提高台风的

预报技巧, 验证区域设计时应当参考集合预报的结果, 使其尽可能地包含未来台风能够移动到的地方, 但不能太大, 否则容易将噪音囊括进来, 从而使得识别的敏感区对台风预报技巧的提高帮助较小。

总之, 上述敏感性试验结果表明, CNOP识别的敏感区在一定范围内具有“稳定性”, 而这种稳定性是大气非线性发展运动的一种反映, 有利于目标观测外场试验的实施。

3 CNOP识别的敏感区的有效性

3.1 观测系统模拟试验 (OSSE)

OSSE方法是目前用于评价目标观测方法效果的主要方法之一。OSSE将目标观测方法, 特别是敏感区的确定问题独立出来, 没有考虑诸如模式误差对试验效果的影响, 使得试验结果能够直接反映目标观测方法特别是敏感区的作用^[17]。Qin^[32]采用OSSE检验了CNOP识别的敏感区对预报误差的减小的有效性, 结果表明, 在CNOP识别的敏感区内同化模拟观测资料

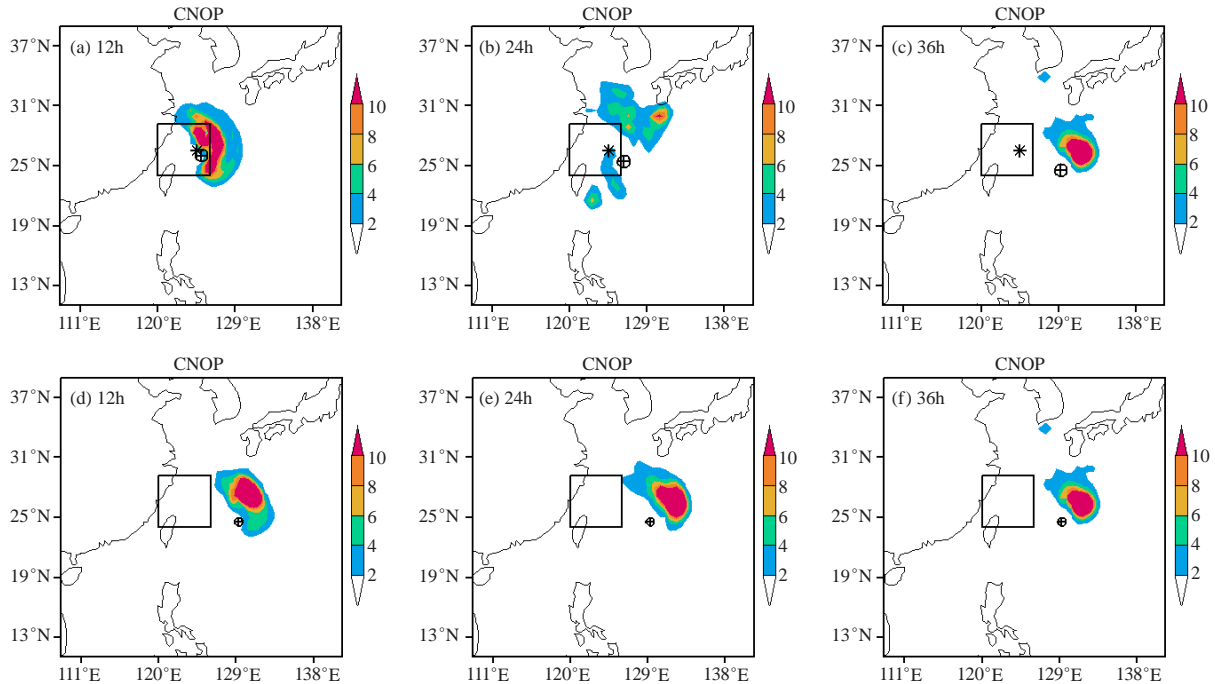


图3 台风“米雷”个例，(a-c)：预报时刻为2004年9月27日00时(世界时)，初始时刻分别为(a) t_{-12h} ，(b) t_{-24h} ，(c) t_{-36h} ；(d-f)：初始时刻为2004年9月25日12时(世界时)，预报时刻分别是(d) t_0+12h ，(e) t_0+24h ，(f) t_0+36h (阴影区表示敏感区，矩形区域为验证区域， \oplus 表示 t_0 时刻台风所处位置，*表示预报时刻台风所处的位置) (引自文献[28])

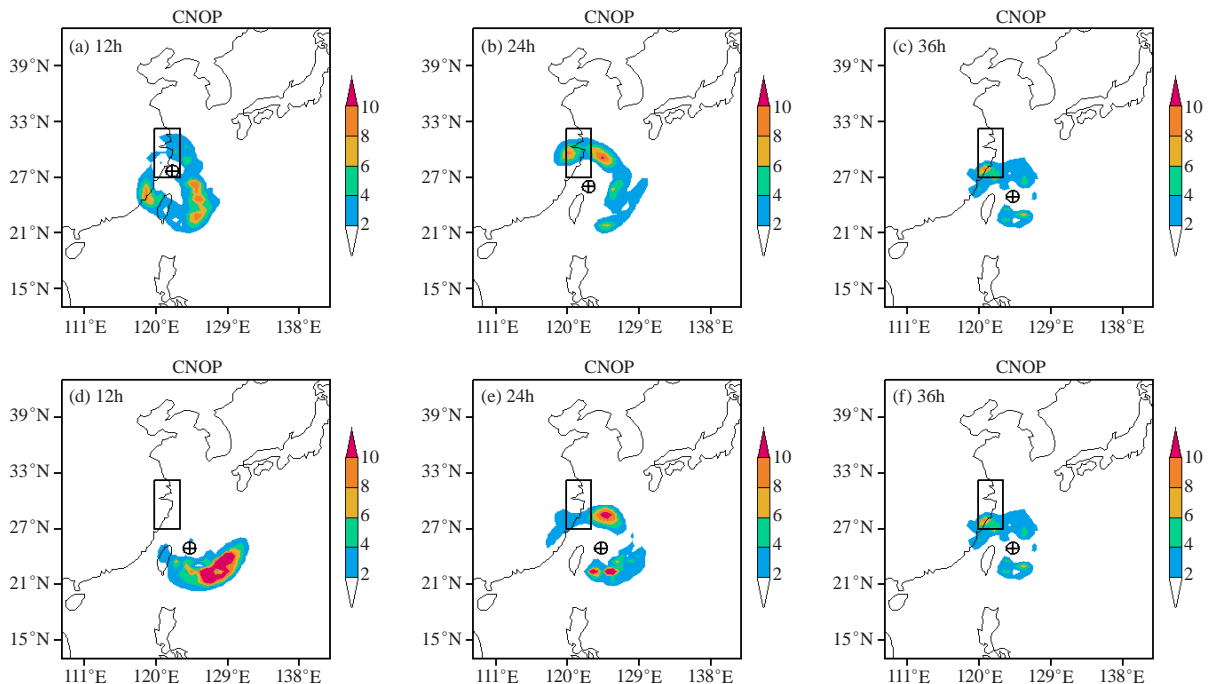


图4 同图3，但为台风“麦莎”个例，(a-c)：预报时刻为2005年8月6日00时(世界时)；(d-f)：初始时刻为2005年8月4日12时(世界时) (引自文献[28])

比在随机选择的区域内同化模拟观测资料对各物理量预报技巧的提高要大(表6)。进一步，Qin等^[24]用OSSE试验比较了在CNOP和SV方法识别的敏感区内

同化模拟观测资料对台风路径预报的影响，结果表明，2009年西北太平洋七个台风个例中有六个个例的路径预报得到了改善(图7)。在CNOP敏感区内进行

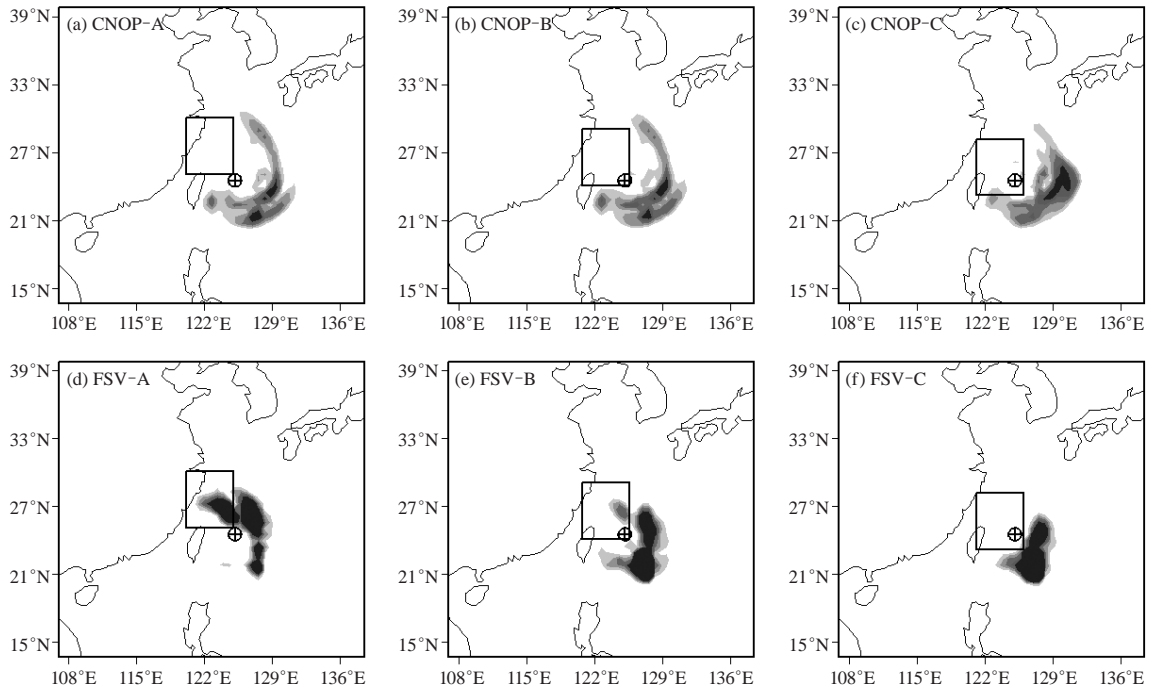


图5 台风“云娜”个例，验证区域小幅度变化下CNOP和FSV识别的敏感区（阴影）的分布（矩形区域为验证区域，⊕表示目标观测时刻台风所处位置）（引自文献[26]）

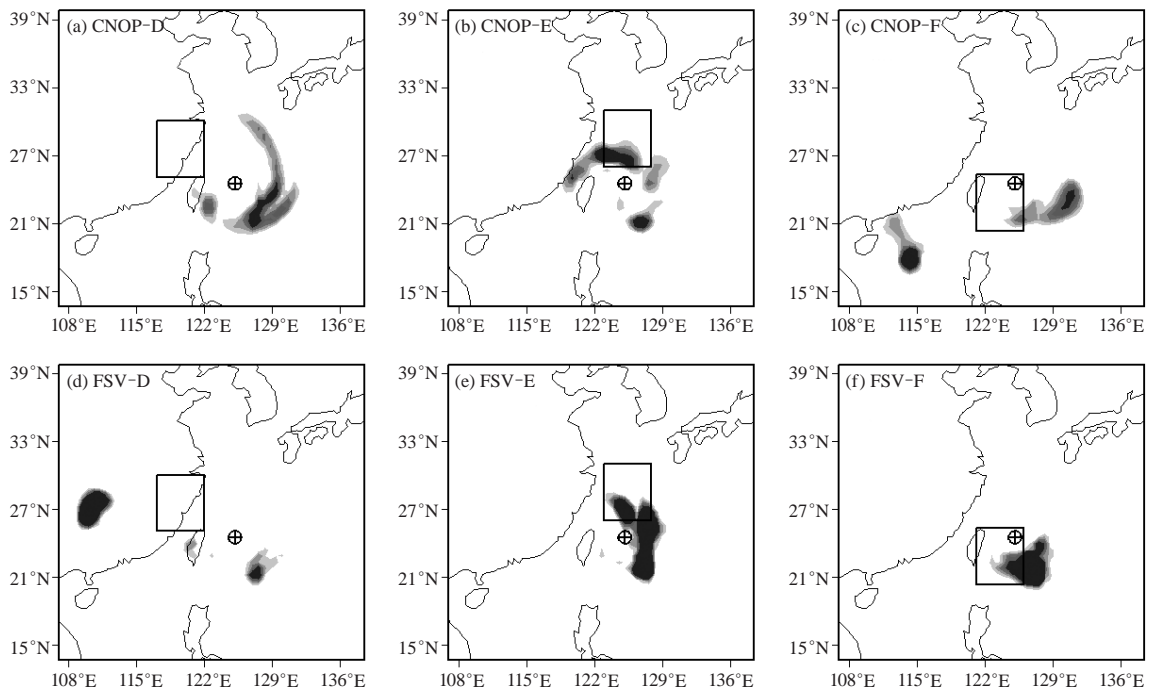


图6 同图5，但为验证区域大幅度变化下的情况（引自文献[26]）

目标观测，路径预报改善程度为13%~46%，路径预报误差平均减少50km左右；在SV敏感区内进行目标观测，改善程度为14%~23%；上述改善不仅出现在优化时间段内（24~48h），甚至延续到72h。这说明

CNOP方法可以有效地改进台风路径的预报技巧。同时，Qin等^[25]还针对三个台风个例，通过OSSE考察了CNOP、FSV和ETKF三种目标观测系统的效果。结果表明，由CNOP和ETKF方法得到的信号方差大小相

表6 同化CNOP敏感区和随机区域1~4内的模拟观测资料后对各物理量预报的影响, 负值表示预报误差减小, 预报技巧提高(引自文献[32])

| | U | V | T | PP | QV | W | TPE |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|
| CNOP | -2.58% | -9.86% | -4.01% | 0.62% | 0.06% | -3.60% | -12.74% |
| random1 | -2.16% | -0.96% | -1.63% | -0.10% | -2.41% | -5.23% | -0.90% |
| random2 | -0.28% | -1.57% | 0.87% | -4.78% | 0.00% | 1.18% | -1.56% |
| random3 | 1.60% | 3.93% | -0.54% | -5.27% | 0.56% | -0.59% | 5.74% |
| random4 | -1.03% | 1.85% | 2.62% | -4.02% | 0.35% | 3.43% | 2.86% |

似, 大于FSV方法得到的信号方差, 说明前两者对台风预报误差方差的减小要大于后者。

3.2 观测系统试验 (OSE)

OSE方法是目前另一种用于评价目标观测方法效果的主要方法。相比OSSE, OSE采用了真实的观测资料, 因此它反映的是实际开展的外场观测试验的效果。Chen等^[33-34]采用OSE考查了CNOP识别的敏感区的有效性。在他们的工作中, 观测资料采用台湾DOTSTAR外场观测资料。DOTSTAR一般绕台风做下投探空观测(图8), 用CNOP方法求取2004—2009年共20个DOTSTAR台风个例的敏感区, 结果表明, 对每个台风, 至少有3个探空落在CNOP方法所识别的敏

感区内(图8)。进一步, 用三维变分方法同化全部探空观测和同化部分探空资料, 结果表明, 总体而言, 同化探空观测资料可以提高台风的路径预报(图9)。只同化CNOP敏感区内的3~4个观测资料, 与同化所有观测资料(15个左右)对台风路径预报的改善程度相似; 在有些个例中要好于后者; 两者的结果都要好于同化SV敏感区内的3~4个观测资料的效果; 同化随机区域的效果次之。上述四种试验(同化CNOP敏感区内的观测资料、同化所有观测资料、同化SV敏感区内的观测资料、同化随机区域内的观测资料)中24h路径预报误差减小达到或超过10%的个例分别为10、6、5、4个; 而36h的为4、5、4、3个。这说明, 在统计意义上, CNOP方法确定的敏感区有效改善了台风路径预报。同时, 他们的结果还表明, 由MM5模式确定的敏感区在WRF模式中也能有效地减小预报误差。

OSSE和OSE的结果都说明在CNOP确定的敏感区内进行目标观测, 确实能够有效减小台风预报误差, 且CNOP方法比SV方法更能抓住台风预报中初始误差的敏感区域, 具有相对较弱的模式依赖性, 进一步验证了CNOP确定的敏感区在改进台风预报技巧中的有效性。

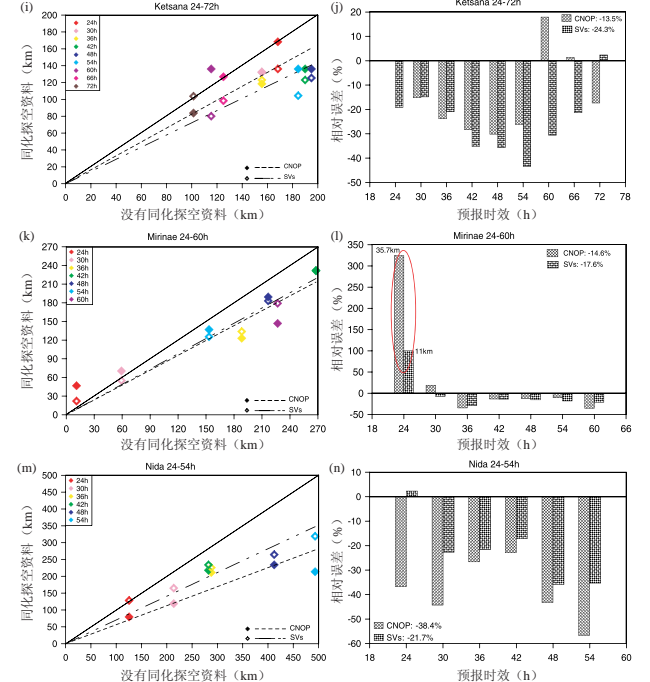
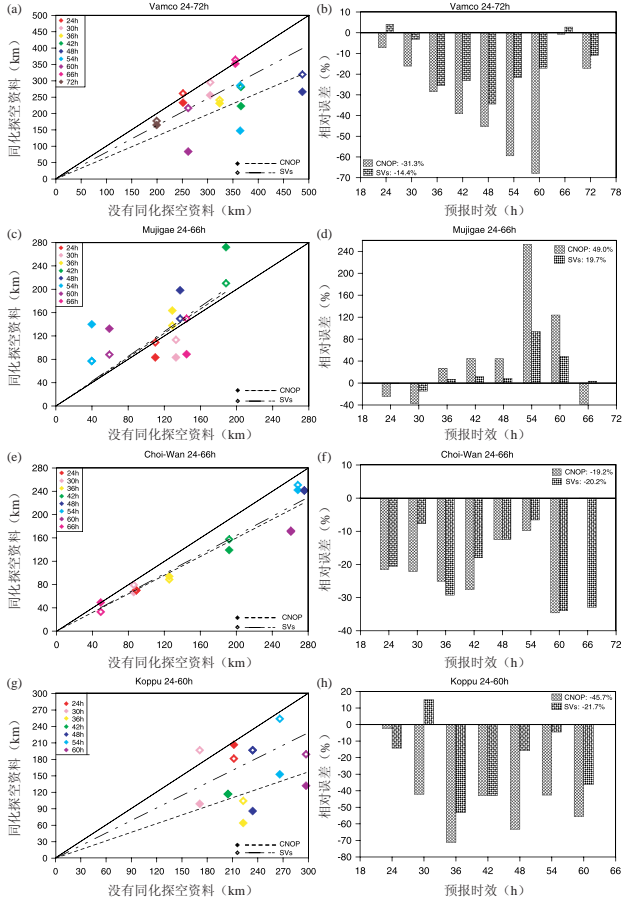


图7 (a, c, e, g, i, k, m) 台风路径预报误差的散点图; (b, d, f, h, j, l, n) 采用探空仪资料与没有采用探空仪资料的相对误差, 负值表示预报有改善(引自文献[24])

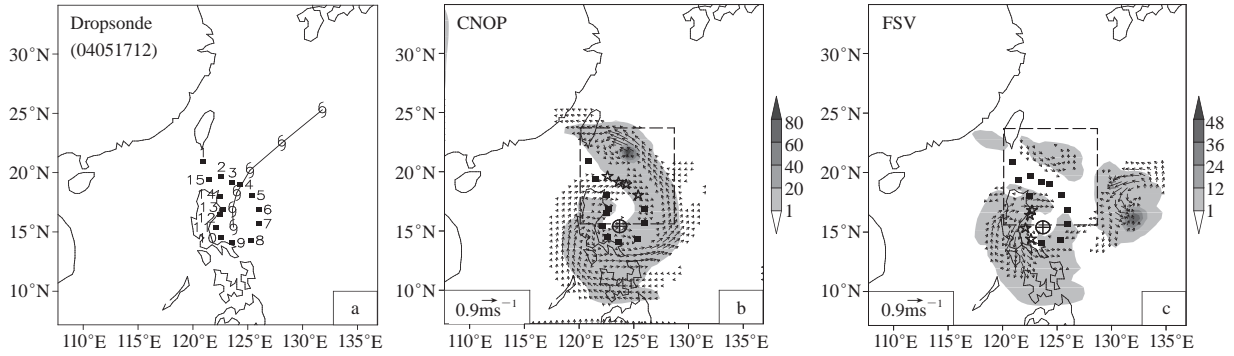


图8 台风”妮达”个例：(a) DOTSTAR中探空仪的投放顺序及位置(黑色小方框)以及台风的移动路径；(b) CNOP识别的敏感区(阴影区)以及用于同化的探空资料(空心五角星)；(c) FSV识别的敏感区(阴影区)以及用于同化的探空资料(空心五角星)(引自文献[34])

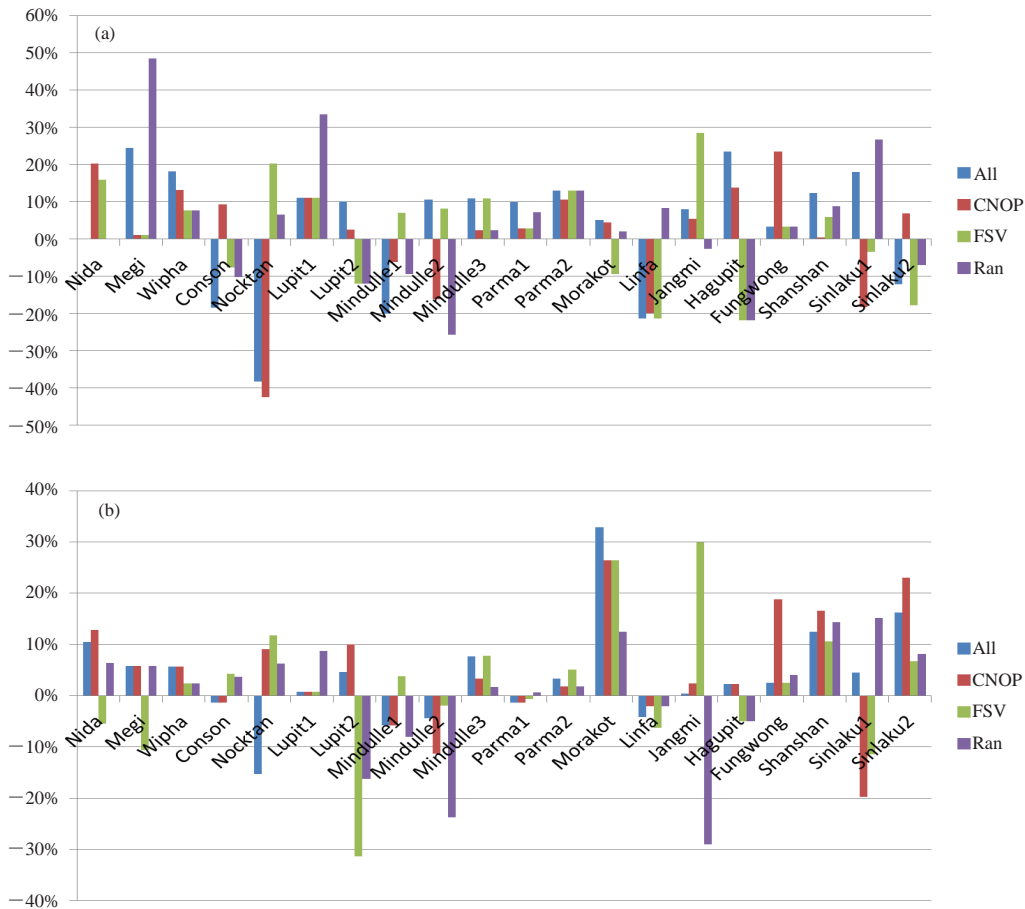


图9 同化所有观测资料(蓝色)、同化CNOP敏感区内的观测资料(红色)、同化FSV敏感区内的观测资料(绿色)、同化随机区域内的观测资料(紫色)对24h(a)、36h(b)的路径预报的影响(正值表示改善,负值表示变差)(引自文献[34])

4 CNOP方法于业务应用的前景

4.1 CNOP 识别的敏感区的应用条件

之前的研究表明,统计上讲,在CNOP确定的敏感区内同化观测资料可以改进台风预报技巧,然而也存在同化资料后预报技巧改善不大甚至使得预报

技巧下降的情况。为此, Qin等^[35]分析了在什么情况下CNOP识别的敏感区比较有效, 2010年20个台风个例的OSSE结果表明, 有13个个例在CNOP识别的敏感区内同化目标观测资料可以较大改善台风路径预报, 而有7个个例没有明显改善(图10)。对改善的个例

进行分析,发现它们满足如下的特征:(1)未进行目标观测时有较大的路径预报误差;(2)预报误差对初始误差有适当的敏感性;(3)整个研究区域内有相当一部分的预报误差落入验证区域内;(4)台风系统为验证区域内的主要天气系统。上述特征为是否在CNOP识别的敏感区内进行目标观测提供了前期条件。

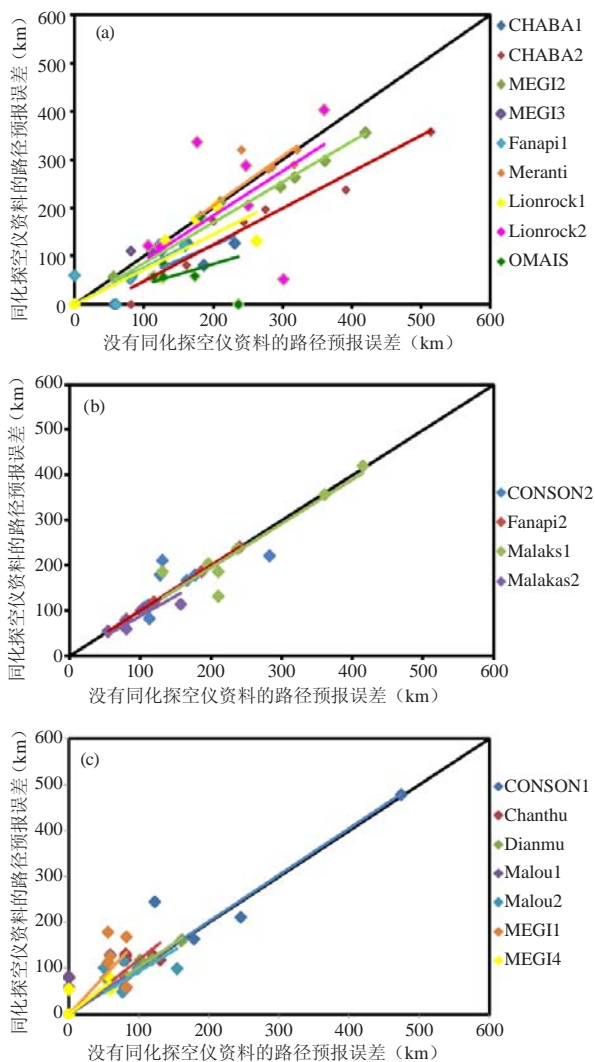


图10 台风路径预报误差的散点图:(a)同化后改善较大(10%)的个例;(b)同化后改善较小或没有改善的个例;(c)同化后预报变差的个例(Y轴表示同化探空仪资料的路径预报误差,X轴表示没有同化探空仪资料的路径预报误差)(引自文献[35])

4.2 CNOP方法在先进模式系统WRF上的实现

Wang等^[36]在中尺度模式WRF上实现了CNOP的求解,并以3Dvar资料同化系统估计的背景误差协方差作为初始误差的约束条件求解了两个台风个例的CNOP和FSV。比较了求得的CNOP和FSV的区别及其导致的预报误差的演变情况,结果表明,CNOP可以

导致更大的路径预报偏差(图11)。由于WRF是发展较为先进的中尺度系统,其目前已经在许多气象预报中心用于业务预报,因此将CNOP方法在该模式系统上实现,是CNOP识别的敏感区可以被业务应用的一大前提。同时,以背景误差协方差作为初始误差的约束条件也是CNOP方法的一个重要改进。

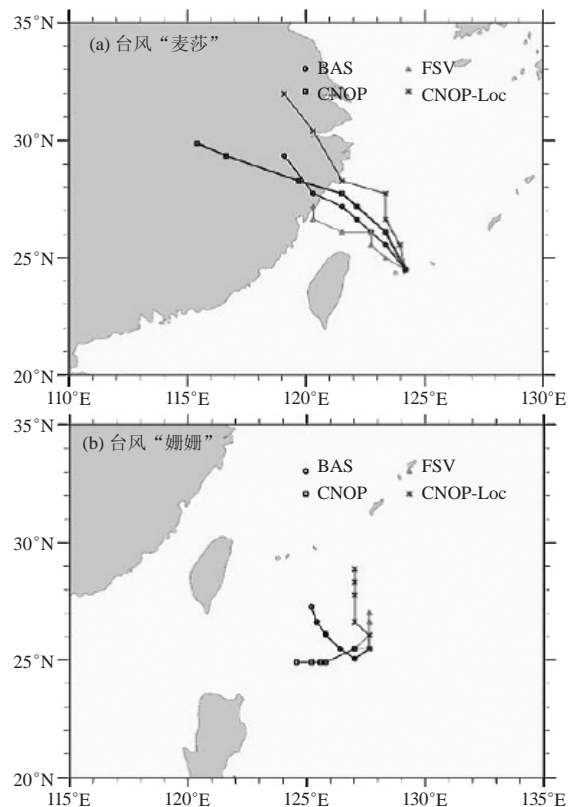


图11 模拟的台风路径和叠加了CNOP、FSV和局部CNOP类型初始误差后导致的台风路径(引自文献[36])

4.3 不需伴随的CNOP的求解

CNOP的求解属于带有等式和不等式约束条件的非线性优化问题,当前,该类问题主要通过SQP和SPG2算法求得。而优化算法SQP和SPG2要求提供目标函数关于初始扰动的梯度,通常伴随方法是数值计算中求取梯度的一个有效的方法。采用伴随方法就要求非线性数值模式有相应的伴随模式,然而发展伴随模式是一项相当复杂而又困难的工程,当前大气科学研究中许多复杂模式并未具有相应的完善的伴随模式,这就限制了CNOP方法的进一步应用。因此,研发不需伴随的求解CNOP的方法是非常重要的,Wang等^[37]用集合的方法,研发了一种不需伴随的求解CNOP的方法,并将该方法用到GRAPES模式上,求解台风目标观测的敏感区。并用OSSE试验检验了CNOP识别的敏感区的有效性,结果表明,在CNOP识

别的敏感区内同化观测资料可以减小台风系统的24小时累积降水预报误差^[38-39]。

上述这些研究为CNOP识别的敏感区可以应用于业务奠定了基础。

5 总结和讨论

本文简要地但系统地回顾了CNOP方法在台风目标观测中的研究进展。首先对CNOP方法和目标观测的理论基础进行了简单的回顾，在此基础上介绍了如何应用CNOP方法确定台风目标观测的敏感区；接着介绍了CNOP识别的敏感区对模式分辨率、验证区域和优化时长的选取的敏感性，并且介绍了利用观测系统模拟试验（OSSE）和观测系统试验（OSE）对CNOP识别的敏感区的有效性的检验情况；最后评述了将CNOP方法应用于实际天气业务预报中进行敏感区识别的可能性，这包括：CNOP识别的敏感区的应用条件、CNOP方法在先进模式系统（如WRF）上的实现情况、以及可否不需伴随对CNOP进行求解等。除了上述所提研究工作之外，王晓雷等^[40-41]还应用CNOP方法研究了南海的台风以及双台风的相互作用。所有结果都表明，CNOP方法在台风目标观测中具有重要的应用价值。

虽然到目前为止，CNOP方法在台风目标观测中取得了十分显著的成果，然而，这并不意味着这项研究工作已经结束，事实上，通过这些研究，我们也发现有更多的问题等待解决。

首先，目前CNOP的计算不论采用伴随模式与否都需要较长的时间。因此，发展高效的并行算法的研究十分重要，特别是将该方法运用于业务预报时，时效问题是必须解决的。其次，集合方法在各种大气科学研究与业务预报中的应用也表明其具有相当的优越性。能否将集合方法和CNOP方法结合，发展出新的目标观测方法，也是该领域科学家应该努力的方向之一。还有，目前关于南海生成台风的目标观测问题的研究较少，而该类台风对我国广东、海南一带影响较大，开展南海生成台风目标观测问题研究，提高南海台风的预报技巧，应该是我国开展台风目标观测的重要方向之一。这也启发我们应该着力开展实施目标观测前提条件的研究。显然，对于不同类型、不同地区的台风，其目标观测实施的前提条件应该不同。如何根据南海地区的天气形势，判断出对有可能出现的台风事件是否实施目标观测，也是需要认真开展的。

最后，目前关于台风目标观测的研究几乎仅涉及用目标观测改进数值预报模式的初始场，即第一类可预报性问题。Mu^[17]提出了用目标观测方法研究

第二类可预报性问题，其思路是用目标观测去更精确地确定数值模式中的参数。这一思路可以同样用于研究台风数值预报模式中参数的不确定性问题：用非线性最优化方法，寻找出在一定条件下，对台风的路径与强度预报相对敏感与重要的若干参数（前提是这些参数可以通过直接或间接观测更准确地确定），对该部分参数实行目标观测，通过改进数值模式，进而提高台风的预报技巧。我们不仅要适时地给出预报所需的“优”的初始场，也应该适时地给出预报所需的“优”的物理过程描述，这是Mu^[17]提出目标观测用于研究第二类可预报性问题的主要思路。对于台风，也是应该努力尝试的。

参考文献

- [1] Snyder C. Summary of an informal workshop on adaptive observations and FASTEX. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 953-961.
- [2] Langland R H, Rohaly G D. Adjoint-based targeting of observations for FASTEX cyclones. *Proc Seventh Conf on Mesoscale Processes*. Reading, United Kingdom, Amer Meteor Soc, 1996: 359-371.
- [3] Ancell B C, Mass C F. Structure, growth rates, and tangent linear accuracy of adjoint sensitivities with respect to horizontal and vertical resolution. *Mon Wea Rev*, 2006, 134: 2971-2988.
- [4] Palmer T N, Gelaro R, Barkmeijer J, et al. Singular vectors, metrics, and adaptive observations. *J Atmos Sci*, 1998, 55: 633-653.
- [5] Wu C C, Chen J H, Lin P H, et al. Targeted observations of tropical cyclone movement based on the Adjoint-Derived Sensitivity Steering Vector. *J Atmos Sci*, 2007, 64: 2611-2626.
- [6] Bishop C H, Toth Z. Ensemble transformation and adaptive observations. *J Atmos Sci*, 1999, 56: 1748-1765.
- [7] Hamill T M, Snyder C. Using improved background-error covariance from an ensemble kalman filter for adaptive observations. *Mon Wea Rev*, 2002, 130: 1552-1572.
- [8] Bishop C H, Etherton B J, Majumdar S J. Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. Part I: Theoretical aspects. *Mon Wea Rev*, 2001, 129: 420-436.
- [9] Langland R H, Toth Z, Gelaro R, et al. The North Pacific Experiment (NORPEX-98): Targeted observations for improved North American weather forecasts. *Bull Amer Meteor Soc*, 1999, 80: 1363-1384.
- [10] Szunyogh I, Toth Z, Morss R E, et al. The effect of targeted dropsonde observations during the 1999 Winter Storm Reconnaissance Program. *Mon Wea Rev*, 2000, 128: 3520-3537.
- [11] Wu C C, Lin P H, Abernson S D. Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance near the Taiwan Region(DOSTAR): An overview. *Bull Amer Meteor Soc*, 2005, 86: 787-790.
- [12] Rabier F, Gauthier P, Cardinali C, et al. An update on THORPEX-related research in data assimilation and observing strategies. *Nonlin Processes Geophys*, 2008, 15: 81-94.
- [13] Abernson S D. The impact of dropwindsonde data from the THORPEX pacific area regional campaign and the NOAA hurricane field program on tropical cyclone forecasts in the global forecast system. *Mon Wea Rev*, 2011, 139: 2689-2703.
- [14] Chou K H, Wu C C, Lin P H, et al. The Impact of Dropwindsonde Observations on Typhoon Track Forecasts in DOTSTAR and T-PARC. *Mon Wea Rev*, 2011, 139: 1728-1743.
- [15] Bergot T. Influence of the assimilation scheme on the efficiency of adaptive observations. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2001, 127: 635-660.
- [16] Majumdar S J, Abernson S D, Bishop C H, et al. A comparison of adaptive observing guidance for Atlantic tropical cyclones. *Mon Wea Rev*, 2006, 134: 2354-2372.
- [17] Mu M. Methods, current status, and prospect of targeted

- observation. *Science China: Earth Sciences*, 2013, 56(12): 1997-2005.
- [18] Mu M, Duan W S, Wang B. Conditional nonlinear optimal perturbation and its applications. *Nonlin Processes Geophys*, 2003, 10: 493-501.
- [19] Duan W S, Mu M, Wang B. Conditional nonlinear optimal perturbation as the optimal precursors for El Nino-Southern oscillation events. *J Geophys Res*, 2004, 109, D23105.
- [20] Mu M, Sun L, Hank D A. The sensitivity and stability of the ocean's thermocline circulation to finite amplitude fresh water perturbations. *J Phys Oceanogr*, 2004, 34: 2305-2315.
- [21] Terwisscha van Scheltinga A D, Dijkstra H A. Conditional nonlinear optimal perturbations of the double-gyre ocean circulation. *Nonlin Processes Geophys*, 2008, 15: 727-734.
- [22] Riviere O, Lapeyre G, Talagrand O. Nonlinear generalization of singular vectors: behavior in a baroclinic unstable flow. *J Atmos Sci*, 2008, 65: 1896-1911.
- [23] Mu M, Zhou F F, Wang H L. A method for identifying the sensitive areas in targeted observations for tropical cyclone prediction: conditional nonlinear optimal perturbation. *Mon Wea Rev*, 2009, 137: 1623-1639.
- [24] Qin X H, Mu M. Influence of conditional nonlinear optimal perturbations sensitivity on typhoon track forecasts. *Q J R Meteorol Soc*, 2011, 138: 185-197.
- [25] Qin X H, Mu M. A study on the reduction of forecast error variance by three adaptive observation approaches for tropical cyclone prediction. *Mon Wea Rev*, 2011, 139: 2218-2232.
- [26] Zhou F F, Mu M. The impact of verification area design on tropical cyclone targeted observations based on the CNOP method. *Adv Atmos Sci*, 2011, 28(5): 997-1010.
- [27] Zhou F F, Mu M. The impact of horizontal resolution on the CNOP and on its identified sensitive areas for tropical cyclone predictions. *Adv Atmos Sci*, 2012, 29: 36-46.
- [28] Zhou F F, Mu M. The time and regime dependences of sensitive areas for tropical cyclone prediction using the CNOP method. *Adv Atmos Sci*, 2012, 29: 705-716.
- [29] Ehrendorfer M, Errico R M. Mesoscale predictability and the spectrum of optimal perturbations. *J Atmos Sci*, 1995, 52: 3475-3500.
- [30] Chen B Y, Mu M. The roles of spatial locations and patterns of initial errors in the uncertainties of tropical cyclone forecasts. *Adv Atmos Sci*, 2012, 29: 63-78.
- [31] 周非凡, 张贺. 基于CNOP方法的台风目标观测中三种敏感区确定方案的比较研究. *大气科学*, 2014, 38(2): 261-272.
- [32] Qin X H. A comparison study of the contributions of additional observations in the sensitive regions identified by CNOP and FSV to reducing forecast error variance for the Typhoon Morakot. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 2010, 3: 258-262.
- [33] Chen B Y. Observation system experiments for typhoon Nida (2004) using the CNOP method and DOTSTAR data. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 2011, 4: 118-123.
- [34] Chen B Y, Mu M, Qin X H. The impact of assimilating dropwindsonde data deployed at different sites on typhoon track forecasts. *Mon Wea Rev*, 2013, 141: 2669-2682.
- [35] Qin X H, Duan W S, Mu M. Conditions under which CNOP sensitivity is valid for tropical cyclone adaptive observations. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2013, 139: 1544-1554.
- [36] Wang H L, Mu M, Huang X Y. Application of conditional nonlinear optimal perturbations to tropical cyclone adaptive observation using the Weather Research Forecasting (WRF) model. *Tellus A*, 2011, 63: 939-957.
- [37] Wang B, Tan X. Conditional nonlinear optimal perturbations: Adjoint-free calculation method and preliminary test. *Mon Wea Rev*, 2010, 138: 1043-1049.
- [38] 王斌, 谭晓伟. 一种求解条件非线性最优扰动的快速算法及其在台风目标观测中的初步检验. *气象学报*, 2009, 67(2): 175-188.
- [39] 谭晓伟, 王斌, 王栋梁. 基于条件非线性最优扰动的目标观测中瞄准区不同引导性变量的影响试验研究. *气象学报*, 2011, 69(3): 400-411.
- [40] 王晓雷, 朱克云, 周非凡. 条件非线性最优扰动在南海台风中的应用研究. *成都信息工程学院学报*, 2010, 25(6): 640-646.
- [41] 王晓雷, 周非凡, 朱克云. 条件非线性最优扰动方法在台风风神和凤凰相互作用过程中的应用研究. *热带气象学报*, 2013, 29: 265-274.

新书架

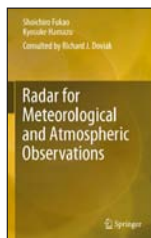
NEW BOOK

 感兴趣的读者可以到中国气象局图书馆查阅



Horizons in Earth Science Research (Volume 10)
《地球科学研究概述(第10卷)》

编著者: Benjamin Veress 等
出版者: Nova Science Publishers
出版年: 2013



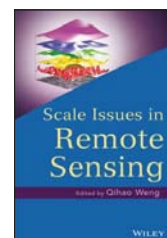
Radar for Meteorological and Atmospheric Observations
《气象和大气观测雷达》

编著者: Shoichiro Fukao 等
出版者: Springer
出版年: 2014



Climate Time Series Analysis
《气候时间序列分析》
(第2版)

编著者: Manfred Mudelsee 等
出版者: Springer
出版年: 2014



Scale Issues in Remote Sensing
《遥感尺度问题》

编著者: Qihao Weng 等
出版者: Wiley
出版年: 2014

天气和气候模式中的质量通量型大气对流参数化

张广俊^{1, 2}

(1 清华大学地球系统科学中心, 北京 100084; 2 斯克里普斯海洋研究所, 美国)

0 引言

自数值天气预报和气候模拟出现伊始, 数值模式对大气对流的描述或参数化就一直是一项具有挑战性的任务。单个对流单体具有很小的空间和时间尺度, 空间上大约小于一到数十千米, 时间上从几分钟到数小时。有组织的对流系统, 比如飚线和中尺度对流复合体, 其规模可达数百千米, 时间上可持续一天甚至更长。对流是大气环流的一个重要能量来源, 尤其是在热带。从社会经济角度来看, 对流常常与暴雨、龙卷及飓风/台风等给社会带来极大经济损失的高影响极端天气联系在一起。因此, 准确预报对流或强风暴发生的时间和地点, 对于数值天气预报而言是重中之重。鉴于对流具有很小的空间尺度, 其无法通过全球气候模式 (General Circulation Models, GCM) 和数值天气预报 (Numerical Weather Prediction, NWP) 模式得到解决, 而只能通过参数化方法。

大气对流中质量、热量和水汽垂直输送的参数化一直是极为困难的问题, 因为对流与云、大气水汽和辐射具有强烈的相互作用, 其过程在空间和时间尺度上跨越数个数量级。20世纪后半叶以来, 科学家们已开发出多个参数化方案, 从简单的对流调整方案^[1-2]到水汽辐合方案^[3-5]以及基于对流不稳定能量的质量通量方案^[6-9]。随着我们对对流及其与大尺度环流和云相互作用认识的不断深入, 对流参数化涵盖了越来越多的物理过程, 包括动量对流输送^[10-13]和对流云微物理过程^[14-17]。从气候变化研究的角度分析, 云和气溶胶是影响气候预估不确定性的两个最重要的因素^[18], 而两者均与对流密切相关。在热带, 云经常通过对流产生, 上升气流中云水和云冰的卷出形成砧状云, 其对地球辐射的收支具有重大影响。气溶胶不仅对大气辐射有直接作用, 同时也可成为云凝结核和冰核。对流可垂直传输气溶胶, 降雨的清除和冲刷也能影响大气

中气溶胶的沉降。近年的观测结果也表明气溶胶对对流有重要的影响^[19-20]。

本文将对对流参数化的发展予以全面回顾, 重点关注降水性深对流。第一部分简要介绍早期对流参数化的发展, 第二部分对数个质量通量型对流参数化方案进行评述; 第三部分对对流动量输送参数化予以回顾; 而第四部分对近期相关进展和仍待解决的问题进行探讨, 并且给出总结性评述。

1 早期对流参数化

在早期的全球气候模拟中, 人们对对流加热在大尺度环流中的作用已经有所认识。Manabe等^[1]是最早利用对流调整并将其纳入地球物理流体动力实验室 (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL) 模式的研究人员之一, 该理念和方法简单实用: 在某一大气层中如果气温垂直递减率超过了中性层结, 则立刻进行调整以去除这一不稳定性。对不饱和大气, 如果

$$-\frac{\partial T}{\partial p} > \gamma_d$$

则

$$\begin{aligned} \delta q &= 0 \\ \frac{\partial}{\partial p} \theta(T + \delta T, p) &= 0 \\ \int_{p_B}^{p_T} \delta T dp &= 0 \end{aligned} \quad (1)$$

式中, γ_d 为干绝热递减率, δq 为水汽混合比调整量, δT 为温度调整量, θ 为位温, p_T 和 p_B 分别为干调整时大气顶层和大气底层温度。通过式 (1) 可得到每一模式层的温度调整量。同理, 对于饱和大气, 大气层的湿度调整需满足下列方程组

如果

$$-\frac{\partial T}{\partial p} > \gamma_m$$

则

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial p} \theta_e(T + \delta T, q + \delta q, p) &= 0 \\ q + \delta q &= q_s(T + \delta T, p) \\ \int_{p_B}^{p_T} c_p \delta T + L \delta q dp &= 0 \end{aligned} \quad (2)$$

收稿日期: 2013年6月13日; 修回日期: 2014年1月15日
第一作者: 张广俊 (1960—), Email: zhangguangjun1960@gmail.com
资助信息: 美国能源部科学办公室项目 [(BER) DE-SC0000805];
美国国家科学基金会项目 (AGS-1015964, EaSM-1048995); 美国国家海洋和大气管理局项目 (NA08OAR4320894)

式中, θ_e 为相当位温, q_s 为饱和水汽混合比, c_p 和 L 分别为恒压比热和凝结潜热。通过求解式 (2) 可得到 δT 和 δq 。尽管很简单, 但这一调整方法解释了对流层中次网格尺度对流、大气加热和对流层水汽耗散最根本的影响效应。

同一时期, 为了将对流影响纳入飓风模拟中, Kuo^[3-4] 开发了一个对流参数化方案, 将深对流单体认定为将湿热表层大气输送到对流层的“热塔”^[21]。Kuo^[3-4] 引入了云模式, 在此模式中对流的潜热释放是通过云内的垂直运动实现而不是如 Manabe 等^[1] 通过局部调整实现。对流通通过暖云气块与其周围环境的混合总体影响着网格尺度温度。

Kuo^[3-4] 方案假设: (1) 对流发生在大气条件不稳定及低层水平水汽辐合的地区; (2) 对流的云起源于边界层, 云中温、湿廓线可通过典型边界层大气假湿绝热线描述; (3) 云从边界层空气的抬升凝结高度起至气块的中性浮力高度。这一方案的关键参数是降水量, 其可估算大气气柱的净凝结加热。在以上假设下, Kuo^[3-4] 方案以气柱的大尺度水汽方程垂直积分为起点:

$$\int_0^{p_s} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} dp = -Pg - \int_0^{p_s} \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}} \bar{q}) dp + gF_{LH} = g(M_t - P) \quad (3)$$

其中

$$M_t = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}} \bar{q}) dp + F_{LH} \quad (4)$$

包括水平辐合和表面蒸发 (F_{LH}) 的空气柱总水汽供应。 P 为表面降水, 等于净凝结率的气柱垂直积分

$$P = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} (c - e) dp \quad (5)$$

式 (4) 中 $\bar{\mathbf{v}}$, \bar{q} 分别表示 v , q 的大尺度平均。Kuo^[3-4] 假定小部分的水汽供应 (bM_t) 用以加湿大气, 其余的成为降水, 即

$$P = (1 - b)M_t \quad (6)$$

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}} \bar{s}) + \frac{\partial (\bar{\rho} \bar{w} \bar{s})}{\partial z} = \bar{Q}_R + L(c - e) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}}' s') - \frac{\partial \bar{\rho} \bar{w}' s'}{\partial z} \quad (8)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}} \bar{q}) + \frac{\partial (\bar{\rho} \bar{w} \bar{q})}{\partial z} = -(c - e) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}}' q') - \frac{\partial \bar{\rho} \bar{w}' q'}{\partial z} \quad (9)$$

式中, $s = C_p T + gz$ 是干静力能, q 为比湿, \mathbf{v} 是水平风矢量, w 是垂直速度, L 为汽化潜热。上划线表示大尺度区域或模式网格平均, 撇号为相对与平均而言的偏差。右端的扰动乘积项表示次网络输送 (如对流) 对大尺度或网格平均场的效应。 \bar{Q}_R 为辐射加热率, $c - e$

式中, b 为可调参数。因此, 通过大尺度场计算得到总水汽供应 (M_t) 后就可计算出表面降水 P 及潜热加热的气柱垂直积分。由于式 (3) ~ (6) 以气柱的垂直积分形式给出, 为了确定对流运动对各模式层温度场的影响, 必须给定加热的垂直分布。Kuo^[3-4] 进一步假设凝结加热与沿假湿绝热线运动的云中气块和环境空气的温度差成比例。因此

$$L(c - e) = \frac{gLP}{p_b - p_t} \frac{T_c - \bar{T}}{T_c - \bar{T}} \quad (7)$$

式中, 角括号表示云层的垂直平均, p_b 和 p_t 分别为云底和云顶的压力, 云层外潜热加热为零。

20世纪60年代末和70年代初, 其他研究团队也活跃于对流参数化研究领域^[22-23]。不同于通过云中空气与环境空气的混合来加热大尺度大气的概念, 他们引入了补偿性下沉的概念。在这一框架下, 对流上升气流将气块从对流层表层输送至上层, 通过气块的不断输送, 对流环境中发生补偿性下沉, 进而对周围大气产生干绝热加热。Kuo^[4] 指出尽管解释不同, 但是他的方法与基于质量通量思路的大气对流加热的机制是相同的。

Kuo 方案最主要的缺点是对水汽场没有预测能力, 因为假设了水汽辐合的一部分用来加湿大气。因为这个假设缺陷, Kuo 方案在数值模式中没有得到广泛应用; 虽然在个别模式中应用很成功^[24]。

2 质量通量参数化

迄今有关对流参数化最复杂、最经典的成果是 Arakawa 等^[6] 于1974年出版的论著, 它为目前在数值预报和全球气候模式中应用的绝大部分质量通量对流参数化方案奠定了基础。因此在这一节中我们将对这类方案加以论述。通常的对流参数化方案假设对流发生在空间尺度数千米以下, 因此对模式分辨率而言是次网格尺度。大尺度温度和湿度场的控制方程^[25]为

代表 GCM 网格内的净凝结。在式 (8) 和 (9) 中我们略去了凝华/升华和冻结/融化过程中的加热。一般来说, 因扰动通量的水平辐散比垂直辐散要小得多而予以忽略。因此, 对流运动对大尺度温度和湿度场的效应可表示为

$$\left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}\right)_c = \left(L(c-e) - \frac{\partial \bar{\rho} \overline{w's'}}{\partial z} \right) / C_p \quad (10)$$

$$\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}\right)_c = -(c-e) - \frac{\partial \bar{\rho} \overline{w'q'}}{\partial z} \quad (11)$$

为将这些效应用大尺度变量参数化, 任意变量 x 可表示为 $x = \bar{x} + x'$, 其中 $\bar{x} = \frac{1}{A} \int x dA$ 是在区域 A 的 x 平均值, $x' = x - \bar{x}$ 。因此, $\overline{x'} = 0$ 。假设在此区域中有数块积云占据着区域 A_c , 无对流活动的区域为 $A-A_c$ (图1), 对流活动区域内 x 的平均值为 x_c , 而无对流活动区域中 x 的平均值为 x_e , 则

$$\begin{aligned} \bar{x} &= (A_c x_c + (1-A_c) x_e) / A = \sigma x_c + (1-\sigma) x_e \\ x'_c &= x_c - \bar{x} = (1-\sigma)(x_c - x_e) \\ x'_e &= x_e - \bar{x} = -\sigma(x_c - x_e) = -\frac{\sigma}{1-\sigma} x'_c \end{aligned} \quad (12)$$

$$\begin{aligned} \overline{x'y'} &= \sigma(x'y')_c + (1-\sigma)(x'y')_e = \sigma x'_c y'_c + (1-\sigma) x'_e y'_e \\ &= \sigma x'_c y'_c + (1-\sigma) \left(-\frac{\sigma}{1-\sigma} x'_c\right) \left(-\frac{\sigma}{1-\sigma} y'_c\right) = \frac{\sigma}{1-\sigma} x'_c y'_c \\ &= \frac{\sigma}{1-\sigma} (x_c - \bar{x})(y_c - \bar{y}) \end{aligned} \quad (13)$$

对于干静力能 (s) 的垂直输送, 令

$$y = s, x = w$$

则

$$\overline{\rho w's'} = \frac{\sigma}{1-\sigma} \bar{\rho} (w_c - \bar{w})(s_c - \bar{s}) \quad (14)$$

对于如GCM的数值模式, 水平分辨率大约为100km或以上, 对流活动所占区域通常很小, $\sigma \ll 1$, $\bar{w} \ll w_c$, 因此式(14)可简化为

$$\overline{\rho w's'} \approx \sigma \bar{\rho} w_c (s_c - \bar{s}) = M_c (s_c - \bar{s}) \quad (15a)$$

式中, $M_c = \sigma \bar{\rho} w_c$ 为云的质量通量。如果将上升气流和

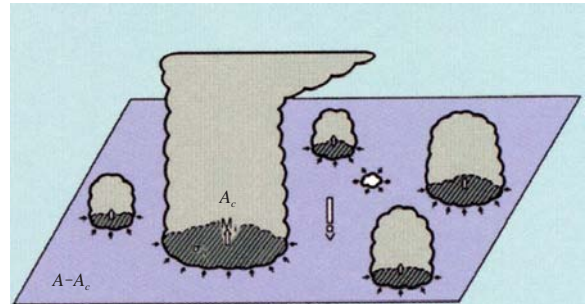


图1 典型的气候模式网格示意图

(网格中有数个积云, 占总面积 A_c , 无对流区占总面积 $1-A_c$)
Fig.1 Schematic showing a typical model grid box, in which there are a number of convective clouds occupying a total area of A_c , the convection-free area of the grid box is $1-A_c$.

式中, $\sigma = A_c / A$ 为对流云所占相对区域。如果我们进一步假设在云区及环境中 x' 和 y' 不相关, 利用式(12), 变量 x 和 y 的乘积的涡动相关可表示为

下沉气流均予以考虑, 则上式应表示为

$$\overline{\rho w's'} = M_u (s_u - \bar{s}) + M_d (s_d - \bar{s}) \quad (15b)$$

式中, 下标 u 和 d 分别表示上升气流和下沉气流。对于数值预报模式或高分辨率全球气候模式, 模式格距可小至10km, 则不能再忽略对流所占区域。在此情况下, 式(14)中的所有项均需保留, 而近似式(15a)和(15b)不能成立, 后面将对此做进一步的论述。

有了式(15b), 考虑了对流效应的大尺度场温度和湿度收支方程为

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v} \bar{s}) + \frac{\partial (\bar{\rho} \overline{w \bar{s}})}{\partial z} = \bar{Q}_R + L(c-e) - \frac{\partial}{\partial z} [M_u (s_u - \bar{s}) + M_d (s_d - \bar{s})] \quad (16)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v} \bar{q}) + \frac{\partial (\bar{\rho} \overline{w \bar{q}})}{\partial z} = -(c-e) - \frac{\partial}{\partial z} [M_u (q_u - \bar{q}) + M_d (q_d - \bar{q})] \quad (17)$$

式(16)和(17)是所有质量通量对流参数化方案的起点。很显然, 要参数化大尺度温度和湿度场的对流效应, 就必须了解云的质量通量、云内温湿度以及对流上升气流和下沉气流内的凝结和蒸发, 这可通过引入简单的定常态上升和下沉模式, 以及闭合假设来实现。

2.1 云模式

2.1.1 定常态模式

对流云中的上升和下沉气流通常被认为由一缕缕气团组成。为参数化起见, 假设积云处于定常态。这种情况下, 云内物理属性可由如下方程描述

$$\frac{\partial F}{\rho \partial z} = \text{source} - \text{sink}$$

式中, F 为一模式层上下界面的物理量通量, source和sink为模式层内的源与汇。它既可产生于云内也可由侧边界输送进来。对于上升气流内的质量通量、热量、湿度和云凝结, 方程为^[9]

$$\frac{\partial M_u}{\rho \partial z} = E_u - D_u \quad (18)$$

$$\frac{\partial M_u s_u}{\rho \partial z} = E_u \bar{s} - D_u \hat{s}_u + L(c - e) \quad (19)$$

$$\frac{\partial M_u q_u}{\rho \partial z} = E_u \bar{q} - D_u \hat{q}_u - (c - e) \quad (20)$$

$$\frac{\partial M_u l}{\rho \partial z} = -D_u l + (c - e) - R_r / \rho \quad (21)$$

式中, E_u 和 D_u 是气块夹卷和卷出, s_u 和 q_u 是上升气流中的干静力能和比湿。假设上升气流中的空气为饱和

$$q_u = q_s(s_u) \quad (22)$$

式中, \hat{s}_u 和 \hat{q}_u 是卷出到环境空气的干静力能和水汽。在卷出层, 通常假设其空气与环境空气的温度相同且为饱和,

$$\hat{s}_u = \bar{s} \quad (23)$$

$$\hat{q}_u = q_s(\bar{s}) \quad (24)$$

式(21)中, 假设卷出到环境空气中的云液态水与同一层上升气流平均液态水相同, R_r 是云液态水变为雨水的转换率, 可作为第一级近似设为与 l 成正比^[5,6,9,26]

$$R_r = c_0 M_u l \quad (25)$$

式中, $c_0 = 2 \times 10^{-3} \text{m}^{-1}$ 。注意此式没有考虑冻结, 因此在(21)式中 l 代表总凝结量。在NCAR CAM5中采用的Zhang-McFarlane方案里, 上升气流的总凝结量进一步基于温度区分为云水和冰, 在大尺度温度方程中考虑了卷出冰冻结产生的潜热加热。

在这个简单定常态一维模式中, 对流上升气流中云的微物理过程仅在式(25)中通过一个可调参数非常粗略地参数化。近期的若干研究^[19-20]表明气溶胶对对流云的发展有重要的影响, 要反映气溶胶对对流的影响就需要在对流参数化中考虑云的微物理过程。另外, 云冰和水的对流卷出是大尺度云或砧状云的重要来源, 大尺度云或砧状云对地球的辐射收支具有根本性影响。鉴于气溶胶-对流-云-辐射相互作用的重要性, 对对流微物理过程的过度简化处理是明显不合适的。近年研究者开发了一些较复杂的对流微物理过程方案^[14-17], 感兴趣的读者可参阅相关论著。

我们需要知道式(18)~(21)中上升气流的质量通量, 这由给定对流卷入、卷出来决定。Tiedtke^[5]

将夹卷划分为有组织的入流和湍流夹卷, 气块卷出分为有组织的出流和湍流卷出

$$E_u = E_u^1 + E_u^2, \quad D_u = D_u^1 + D_u^2 \quad (26)$$

式中, $E_u^1 = \varepsilon_u M_u$, $D_u^1 = \delta_u M_u$ 分别是湍流卷入和湍流卷出。分数夹卷率(fractional entrainment rate) ε_u 和 δ_u 与云的种类有关。对于在对流抑制条件下的浅对流, $\varepsilon_u = \delta_u = 3 \times 10^{-4} \text{m}^{-1}$ 。对存在大尺度辐合的深对流和中层对流, $\varepsilon_u = \delta_u = 1 \times 10^{-4} \text{m}^{-1}$ 。对深对流和浅对流取不同值旨在模仿浅对流云小, 因而其边界上会有更多夹卷; 而深对流云面积大, 受夹卷影响小。对有组织的卷入, Tiedtke^[5]假设其与大尺度水汽辐合成正比

$$E_u^2 = -\frac{\bar{\rho}}{\bar{q}} \left(\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) \quad (27)$$

对浅对流, 不考虑有组织的夹卷, 因为浅对流通常发生在大尺度下沉气流区。深对流有组织的卷出发生在对流云最高层, 所有对流质量通量都在那里卷出。浅对流系统性卷出发生在云顶以下的最高两层。70%质量通量在零浮力层卷出, 30%在其上一层卷出, 代表过度穿越(overshooting)。卷入、卷出给定后, 可以对式(18)~(25)积分, 得到对流上升气流中云的属性。

多气流模式(ensemble-plume-based model)通常只考虑湍流卷入和湍流卷出^[6,9]。分数夹卷率通过更为复杂的方法被确定。对分数夹卷率为 λ 的云型质量通量随高度的变化表示为

$$\frac{\partial m_u(\lambda, z)}{\partial z} = \lambda m_u(\lambda, z) \quad (28)$$

将所有对在高度 z 的质量通量有贡献的 λ 积分, 得到

$$M_u(z) = \int_0^{\lambda_D(z)} m_u(\lambda, z) d\lambda \quad (29)$$

式中, $\lambda_D(z)$ 是在高度 z 卷出的上升气流所对应的分数夹卷率。这里隐含地假设了 $\lambda_D(z)$ 随高度单调递减。因此, 夹卷率 $\lambda > \lambda_D(z)$ 的云对 z 高度的质量通量没有贡献。 λ_D 取决于高度 z 处卷出云的温度与环境温度相同这一必要条件, 而这可由式(30)来保证

$$h_b - h^*(z) = \lambda_D(z) \int_{z_b}^z [h_u(\lambda, z') - h_b] dz' \quad (30)$$

式中, h_u 是分夹卷率为 λ 的上升气流的湿静力能, h^* 是饱和湿静力能。对于某一云型, 有组织的卷出发生在云顶。因为我们考虑了整个云谱, 有组织的卷出可以发生在所有层, 这与Tiedtke^[5]方案不同

$$D_u(z) = -m_u[\lambda_D(z), z] \frac{d\lambda_D(z)}{\rho dz} \quad (31)$$

由此, 上升气流卷出质量 E_u 可由式(18)得出。一旦知道云的质量通量的垂直分布, 则其他物理量即可通过式(19)~(25)确定。注意, 对一个给定的

云型分数卷入率, 假设其随高度不变, 但是近年来的研究发现对流夹卷率随高度显著变化^[27-29]。由于卷入率在确定对流从日循环到季节内振荡 (Madden-Julian Oscillation, MJO) 中具有重要意义, 相关研究近来成为研究热点。

下沉气流模式与倒置的上升气流相近。在初始处的下沉气流质量通量通常与云底上升气流质量通量成正比^[30]。另外, 下沉气流的卷出通常在云底以上不考虑, 而其卷入率或者是给定的或者与上升气流卷入率相关。详尽内容可参见^[9]。

2.1.2 间隙性混合模式

夹卷气流型云模式假设云下空气进入云后在上升过程中与卷入的环境空气彻底混合。相反, Raymond等^[31]引进了随机混合概念, 其中假设一个单个云下气块在其上升到零浮力层并卷出前只有一次混合过程。基于这种间隙性混合概念, Emanuel^[7]提出了随机混合云模式来表达对流上升气流。在这种模式中, 每一个量级为O(1km)的云由许多量级为O(100m)的上升气流组成。一团上升气流从云底到某一高度, 在其上升过程中具有相同概率与所经高度的环境空气混合。混合后的空气或升或降, 取决于其浮力。在这种通过浮力筛选的模式中, 积云质量通量由浮力的垂直梯度决定。图2给出混合型云的流程图。详细的数学表达比较复杂, 这里不再详述。扩展阅读请参考Emanuel^[7]和Emanuel等^[32]的研究成果。

$$[M_u(q_u - \bar{q}) + M_d(q_d - \bar{q})]_{z=z_b} = - \int_0^{z_b} \left[\bar{v} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right] \bar{\rho} dz + (\bar{\rho} \overline{w'q'})_{tur} \quad (32)$$

式中右侧的最后一项表示表层湍流水汽通量。

2.2.2 对流有效位能闭合

Zhang等^[9]用对流有效位能 (CAPE) 作为闭合。因为对流活动造成的大尺度温度和湿度在云层和云下层的变化与云底质量通量线性相关, 由对流运动引起的CAPE变化可表示为

$$\left(\frac{\partial CAPE}{\partial t} \right)_{cu} = -M_b K \quad (33)$$

式中, K 是对流单位云底上升气流质量通量的CAPE耗散率, 它取决于大尺度热力学廓线和云模式。实际操作中是通过计算单位云底质量通量对模式CAPE的耗减来得到 K 。方程的闭合条件为对流造成CAPE以调整时间尺度为 τ 的指数速率消耗。因此有

$$M_b = \frac{CAPE}{\tau K} \quad (34)$$

通常其中的 τ 为数小时。这类闭合已在NCAR CAM^[9]、ECMWF集成预报系统^[33]和哈德莱中心HadAM3气候

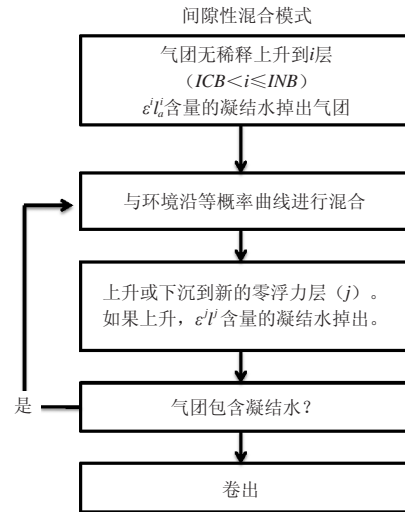


图2 间隙性混合模式流程图^[7]
Fig. 2 Flow chart for episodic mixing model^[7]

2.2 闭合条件

只有在得到云底质量通量后对流参数化方程组才是闭合的, 这可以通过闭合假设来实现, 即经验性地将云底质量通量与从观测场获得的观测变量相联系从而实现假设。

2.2.1 水汽辐合闭合

Tiedtke^[5]将低层水汽辐合与云底质量通量相关联。其假设通过大尺度水平辐合和表层湍流通量而得到的云下层水汽供给, 被通过云底的对流输送耗散

模式^[34]中得以应用。基于CAPE闭合的一些其他形式也运用在Emanuel方案^[7]和Kain-Fritsch方案中^[35]。

2.2.3 准平衡闭合

Arakawa-Schubert (A-S) 参数化方案通过一个准平衡假设实现闭合, 此假设认为对流造成的大气稳定与大气大尺度过程造成的不稳定呈现准平衡。Arakawa-Schubert引入“云功函数”, 它与CAPE相似但考虑了夹卷过程。因为Arakawa-Schubert方案采用云谱模式, 每一子云型均为准平衡闭合

$$\frac{dA_c(\lambda)}{dt} = -\frac{dA_s(\lambda)}{dt} \approx -\frac{A_s^{t+\Delta t}(\lambda) - A_s^{t-\Delta t}(\lambda)}{2\Delta t} \quad (35)$$

式中, $dA_c(\lambda)/dt$ 和 $dA_s(\lambda)/dt$ 分别是由对流和大尺度过程所造成的云功函数随时间的变化率。 $A_s^{t+\Delta t}(\lambda)$ 是大尺度强迫后在时间点 t 的云功函数, $A_s^{t-\Delta t}$ 是观测的在 $t-\Delta t$ 时的云功函数 (对流发生后), Δt 是观测的时间间隔。

在GCMs中应用A-S方案时, 将Lord^[26]得到的气候

值作为观测的云功函数，因此式 (35) 可写为

$$\frac{dA_c(\lambda)}{dt} \approx -\frac{A_s^{t+\Delta t}(\lambda) - A_0(\lambda)}{2\Delta t} \quad (36)$$

与CAPE闭合相似，由对流活动造成的云功函数的变化与云底质量通量成正比

$$\frac{dA_c(\lambda)}{dt} = -K(\lambda)m_b(\lambda) \quad (37)$$

$K(\lambda)$ 可通过大尺度状况和云谱模式的计算获得，因而闭合方程变为

$$m_b(\lambda) = \frac{1}{K(\lambda)} \frac{A_s^{t+\Delta t}(\lambda) - A_0(\lambda)}{2\Delta t} \quad (38)$$

除了采用了云功函数并用于各云型，式 (38) 与CAPE闭合相似。

2.2.4 自由对流层准平衡闭合

Zhang^[36-37]利用中纬度陆地对流和热带海洋对流资料对A-S准平衡再次加以研究，发现A-S准平衡闭合对上述两种情形都不适用。他引入自由对流层准平衡作为A-S准平衡的改进。由于CAPE是气块虚温与环境空气虚温间之差的垂直积分，CAPE（下文简记为A）随时间的变化可以是气块虚温变化的结果也可以是环境虚温变化的结果，即

$$\frac{dA}{dt} = \frac{dA_p}{dt} + \frac{dA_e}{dt} \quad (39)$$

式中，下标 p 表示气块，下标 e 表示环境空气。Zhang^[36]发现CAPE的变化很大程度上受控于气块虚温的变化，也就是说 $\frac{dA_e}{dt} \approx 0$ 与云功函数相同，环境空气对CAPE变化的影响源于两类过程，对流过程和大尺度过程

$$\frac{dA_e}{dt} = \left(\frac{dA_e}{dt}\right)_c + \left(\frac{dA_e}{dt}\right)_s \approx 0 \quad (40)$$

式 (40) 构成了自由对流层准平衡的基础，它表明对流运动对自由对流层CAPE变化的影响与大尺度运动的影响相当。对对流云底质量通量的估算可用与A-S方案[式 (36) ~ (38)]中云底质量通量估算相近的方法获得。

2.2.5 预测型闭合

以上所述闭合条件都是诊断性的，诊断性闭合的严重不足使其不能对流运动的历史予以考虑。Pan等^[38]在A-S对流参数化方案框架下开发了一个预测闭合。它不再假设对流和大尺度过程间的准平衡，而是预测整个气柱的次网格涡动动能，假定其与对流环流有关

$$\frac{\partial K}{\partial t} = AM_b - \frac{K}{\tau_D} \quad (41)$$

式中， $K = \frac{1}{2} \int_{z_s}^{z_t} \rho(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$ 是地面到云顶的总涡

动动能， A 是云功函数， M_b 是云底质量通量， τ_D 是一个可调参数，表示涡动动能的耗散时间尺度。Pan等^[38]进一步通过下列假设将 K 与 M_b 联系起来

$$K = \alpha M_b^2 \quad (42)$$

式中， α 是另一个可调参数。式 (41) 和 (42) 形成了预测闭合，对云底质量通量进行预测。尽管预测闭合具有能对流历史加以考虑的诱人之处，但相关研究直到近年才有了一定的进展。Chikira等^[39]通过将预测闭合与修订的夹卷公式相结合对A-S方案进行了改进。Chikira^[40]指出改进的A-S方案真实地模拟了许多全球气候的气候特点。

2.2.6 示例

图3展示不同闭合条件的准确性，图3a是运用式 (36) 计算的总CAPE变化的散点图，图3b是采用式 (40) 计算的CAPE变化的散点图。资料来自1997年6月19日-7月18日美国能源部大气辐射测量计划在美国中部南大平原的外场试验。斜率为-1的直线分别在图中对应A-S严格准平衡和自由对流层准平衡。尽管基于A-S闭合的对流诊断CAPE总变化总体与大尺度

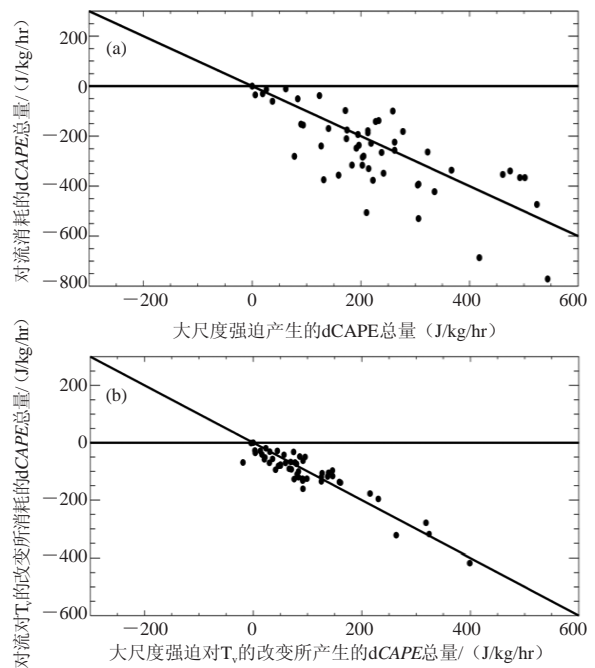


图3 中纬度对流环境下准平衡的散点图^[37]

(a) A-S准平衡，(b) 自由对流层准平衡（每个点代表3h平均；横坐标为大尺度强迫引起的CAPE变化，纵坐标为对流造成的CAPE变化）

Fig.3 Scatter plots demonstrating the validity of the A-S quasi-equilibrium assumption (top) and the free tropospheric quasi-equilibrium (bottom) in a midlatitude convection environment^[37] (Each point represents a 3 h average, the x-axis is the CAPE change due to the large-scale forcing, and the y-axis is the CAPE change due to convection)

运动造成的总CAPE相关，但有较大的离散度，而用自由对流层准平衡闭合计算的对流造成的CAPE变化与大尺度强迫造成的CAPE变化的相关度要高得多。

自由对流层准平衡闭合已经在NCAR CAM3上测试，在热带气候模拟方面迄今已有大量重要进展，包括MJO和热带辐合带的模拟^[41-43]。图4展示了MJO模拟的改进。径相合成剖面图显示模拟的MJO特征。10°S—10°N区域平均的850hPa纬向风、降水和向外长波辐射分别是用观测资料、采用对流参数化方案中的

自由对流层准平衡闭合的CAM3模拟和标准的（基于CAPE）CAM3模拟。位相1、5、9分别对应于MJO周期的开始、成熟及结束阶段。采用观测资料的剖面图非常清楚地显示出在850hPa纬向风、降水和向外长波辐射中MJOs向东传播的特征，采用自由对流层准平衡闭合的CAM3模拟在三个方面都很好模拟出了MJO向东传播的特征，振幅也相当。而标准的CAM3的模拟，尽管能隐约地显示出向东传播，但MJO信号都非常弱。

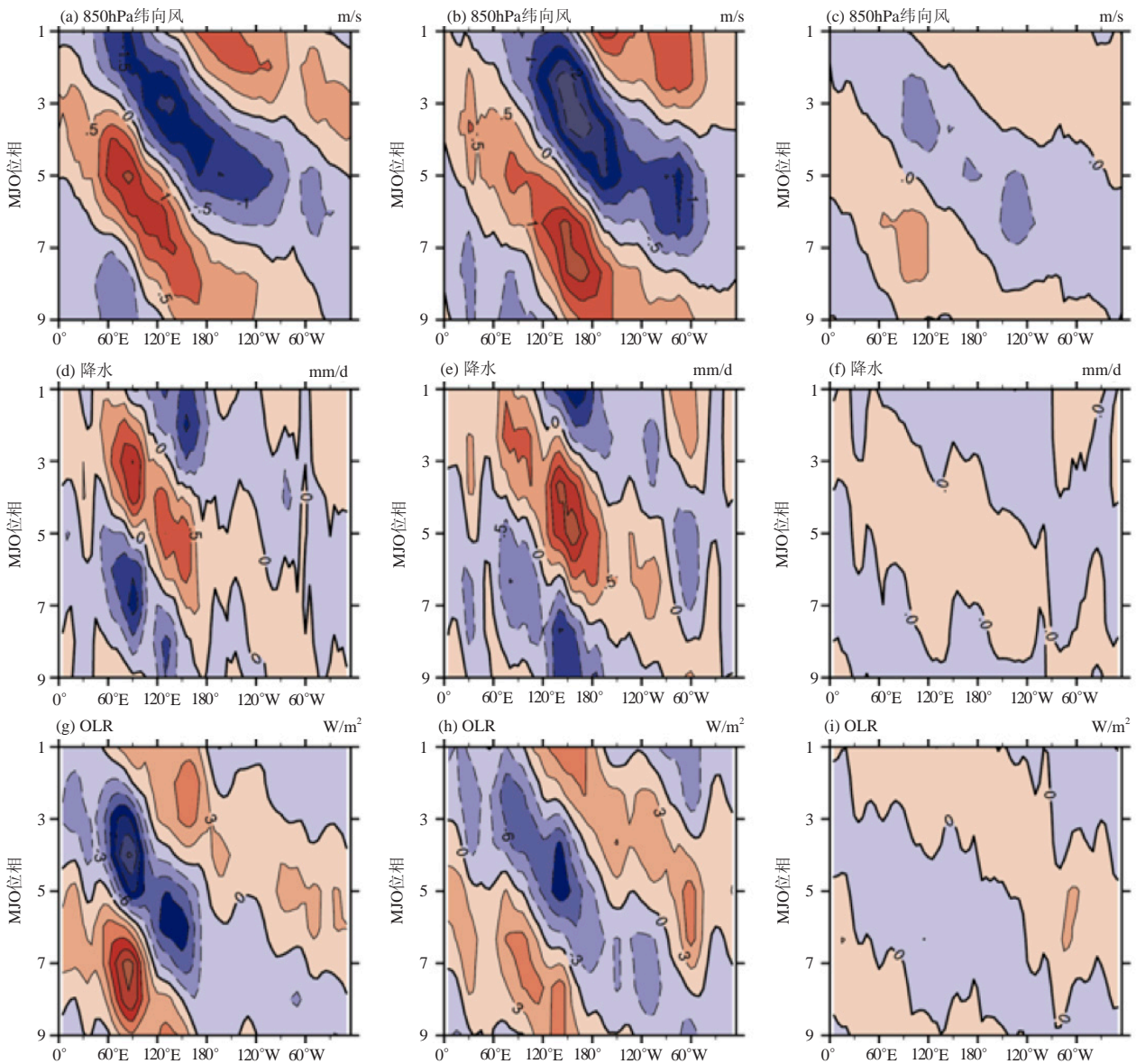


图4 MJO周期中850hPa纬向风 (a, b, c)、降水 (d, e, f)、向外长波辐射 (g, h, i) 位相-经度合成图 (a, d, g) NCEP再分析/Xie-Arkin观测; (b, e, h) 使用自由对流层准平衡的CAM3模拟, (c, f, i) 使用CAPE的标准CAM3模拟

Fig.4 Phase-longitude plots of 850hPa zonal wind, precipitation and outgoing longwave radiation for a composite MJO cycle from (a, d, g) NCEP reanalysis/Xie-Arkin observations, (b, e, h) CAM3 new simulation, and (c, f, i) CAM3 control simulation, respectively

3 对流动量输送参数化

对流运动不仅输送热量和水分还输送动量。早在20世纪70年代 Austin等^[44]通过收支分析就发现如果不考虑对流动量的输送,地球的角动量无法平衡。之后, Schneider等^[45]提出了对流动量输送(convective momentum transport, CMT)参数化方案。与热力学参数化相近,对流运动对动量的大尺度效应可表示为

$$\begin{aligned} \mathbf{X} &\equiv \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\mathbf{v}} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial p} + \nabla \bar{\phi} + f \mathbf{k} \times \bar{\mathbf{v}} = -\nabla \cdot \overline{\mathbf{v}'\mathbf{v}'} - \frac{\partial \overline{\mathbf{v}'\omega'}}{\partial p} \\ &\approx g \frac{\partial M_c(\mathbf{v}_c - \bar{\mathbf{v}})}{\partial p} \approx -\frac{\partial M_c(\mathbf{v}_c - \bar{\mathbf{v}})}{\rho \partial z} \end{aligned} \quad (43)$$

式中, M_c 是云质量通量, \mathbf{v}_c 是云内空气的水平动量。这其中的难点在于确定云的平均动量。不同于像湿静力能这样的热力学变量,由于对流引发的云中气压梯度力的作用,即使在未稀释的上升气流中动量也是不守恒的。

由对流引发的气压梯度力通过作用于云平均动量 \mathbf{v}_c 而影响视动量源 \mathbf{X} 。对于定常态云,对流云中的动量方程近似为

$$D\mathbf{v}_c - E\bar{\mathbf{v}} + \frac{\partial(M_c \mathbf{v}_c)}{\rho \partial z} = -\frac{1}{\rho} \sigma_c (\nabla p)_c \quad (44)$$

$$\begin{aligned} \nabla_3^2 p &= -\nabla_3 \cdot \left(\frac{\rho}{2} \nabla_3 \mathbf{v}_3 \cdot \mathbf{v}_3 \right) - \nabla_3 \cdot (\rho \boldsymbol{\eta} \times \mathbf{v}_3) + \nabla_3 \cdot (\rho \mathbf{k} B) \\ &= -\nabla_3^2 \left(\frac{\rho}{2} \mathbf{v}_3 \cdot \mathbf{v}_3 \right) + \nabla_3 \cdot \left(\frac{1}{2} \mathbf{v}_3 \cdot \mathbf{v}_3 \nabla_3 \rho \right) + \rho \eta^2 + \mathbf{v}_3 \cdot (\nabla_3 \times \rho \boldsymbol{\eta}) + \nabla_3 \cdot (\rho \mathbf{k} B) \end{aligned} \quad (47)$$

浮力对垂直气压梯度的产生很重要,它对对流云区的水平气压梯度的影响依赖于云的倾斜度^[46],鉴于

$$\nabla_3^2 p = -2\rho \left[\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} \right] - \rho \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right] + w^2 \rho \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \quad (48a)$$

Zhang等^[10-11]用付里叶函数和贝塞尔函数展开,加上适当的边界条件求解式(48a)得到云中气压梯度。Zhang等^[48]评估了CMT对气候模拟的影响,发现其对气候平均态影响很大。后来的研究发现CMT对厄尔尼诺和MJO的模拟也有作用^[49-50]。

在Zhang等^[10-11]的工作之后,研究人员一直在探索扰动气压梯度力的简化表达形式。考虑对流垂直速度和扰动气压的水平变化具有谐波形式,可以得到简化表达式。式(48a)的右端项可分成线性和非线性两部分

式中 E 和 D 是云边界处的质量卷入和卷出,并满足质量连续方程

$$\frac{\partial M_c}{\rho \partial z} = E - D$$

将以上代入动量源方程可得

$$\mathbf{X} = M_c \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\rho \partial z} + D(\mathbf{v}_c - \bar{\mathbf{v}}) + \frac{1}{\rho} \sigma_c (\nabla p)_c \quad (45)$$

式中,第一项为上升气流质量通量和垂直风切变的乘积,它常被解释为云外环境补偿下沉造成的垂直平流。第二项是从对流上升气流到环境空气的水平动量卷出。最后一项是云区平均气压梯度。Schneider等^[45]忽略了该对流气压效应。

20世纪80年代对流风暴的观测结果发现对流活动能在风暴场中和风暴周围产生很大的气压扰动,这能对云内的水平动量起到调制作用^[46-47]。为体现这一扰动气压场的效应,Zhang等^[10-11]由一个三维动量方程开始

$$\rho \frac{\partial \mathbf{v}_3}{\partial t} + \rho \mathbf{v}_3 \cdot \nabla_3 \mathbf{v}_3 + 2\rho \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}_3 = -\nabla p + \mathbf{k} \rho B \quad (46)$$

式中, $\mathbf{v}_3 = (u, v, w)$ 是三维风向量, $\boldsymbol{\Omega}$ 是科里奥利参数的向量形式, B 是云团浮力。我们注意到 $\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_3 \mathbf{v}_3 + 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}_3 = \nabla_3 \cdot \left(\frac{1}{2} \mathbf{v}_3 \cdot \mathbf{v}_3 \right) + \boldsymbol{\eta} \times \mathbf{v}_3$, 而 $\boldsymbol{\eta} = \nabla_3 \times \mathbf{v}_3 + 2\boldsymbol{\Omega}$ 是三维绝对涡度。将三维散度运算代入三维动量方程并运用质量连续方程,得到

对此了解不多,在CMT参数化方案中被略去。

将式(47)展开得

$$\begin{aligned} \nabla_3^2 p &= -2\rho \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - 2\rho \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} - 2\rho \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u'}{\partial z} - 2\rho \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v'}{\partial z} \\ &\quad - \rho \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right] + w^2 \rho \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (48b)$$

式中,右端前两项是对扰动气压场的线性强迫,与平均风的垂直切变成正比,其余项代表非线性强迫,其中第一项与扰动风切变相关,方括号中内容与辐散流相关,而最后一项与大气层结相关。若仅考虑线性强迫

$$\nabla_3^2 p \approx -2\rho \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - 2\rho \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$$

假设 w 为正弦形式

$$w = w_0 \cos kx \cos ly \sin mz, \quad -\frac{\pi}{2} < kx, ly < \frac{\pi}{2}$$

$$p = \frac{2\rho}{k^2 + l^2 + m^2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} k \sin kx \cos ly + \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} l \cos kx \sin ly \right) w_0 \sin mz$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{2w_0}{k^2 + l^2 + m^2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} k^2 \cos kx \cos ly - \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} kl \sin kx \sin ly \right) \sin mz$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{2w_0}{k^2 + l^2 + m^2} \left(-\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} kl \sin kx \sin ly + \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} l^2 \cos kx \cos ly \right) \sin mz$$

在云中平均可得

$$\frac{\sigma_c}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_c = -\frac{2k^2}{k^2 + l^2 + m^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \sigma_c w_c = -\gamma_x M_c \frac{\partial \bar{u}}{\rho \partial z} \quad (49a)$$

$$\frac{\sigma_c}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial y} \right)_c = -\frac{2l^2}{k^2 + l^2 + m^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \sigma_c w_c = -\gamma_y M_c \frac{\partial \bar{v}}{\rho \partial z} \quad (49b)$$

式中, γ_x 和 γ_y 是取决于对流云水平和垂直尺度的系数, 因此, 对流引发的压力梯度除了取决于对流上升气流的质量通量和风切变, 还取决于对流上升气流的水平和垂直尺度。对于在水平和垂直方向上有相同尺度的对流上升气流, 则 $k=l=m$, $\gamma_x=\gamma_y=0.67$ 。

Wu等^[12]首先采用了这一方法, 之后Gregory等^[13]用云分辨模式模拟来估算这一参数, 并发现 $\gamma=0.7$ 是一

式中, k , l 和 m 分别是 x , y 和 z 方向上的波数, 则

个很好的近似。利用云分辨模式对TOGA COARE对流的模拟, Zhang等^[51]也估算了CMT中对流气压梯度力的作用, 发现 $\gamma=0.5$ 与模式结果更一致。将式(49)代入方程(45), 得

$$X = (1-\gamma)M_c \frac{\partial \bar{v}}{\rho \partial z} + \delta(\mathbf{v}_c - \bar{\mathbf{v}}) \quad (50)$$

图5显示Zhang等^[51]得到的对流上升气流平均气压梯度力的 x 分量和对流对CMT的效应, 也称为视动量源。Zhang等^[10-11]研究中通过求解扰动气压方程得到的云平均气压梯度力与模式模拟结果非常吻合。取 $\gamma=0.55$ 通过式(49)得到的最小二乘法拟合也有很好的吻合度。尽管量级有些偏大, 但视动量源参数化抓住了模拟CMT的最重要特征。

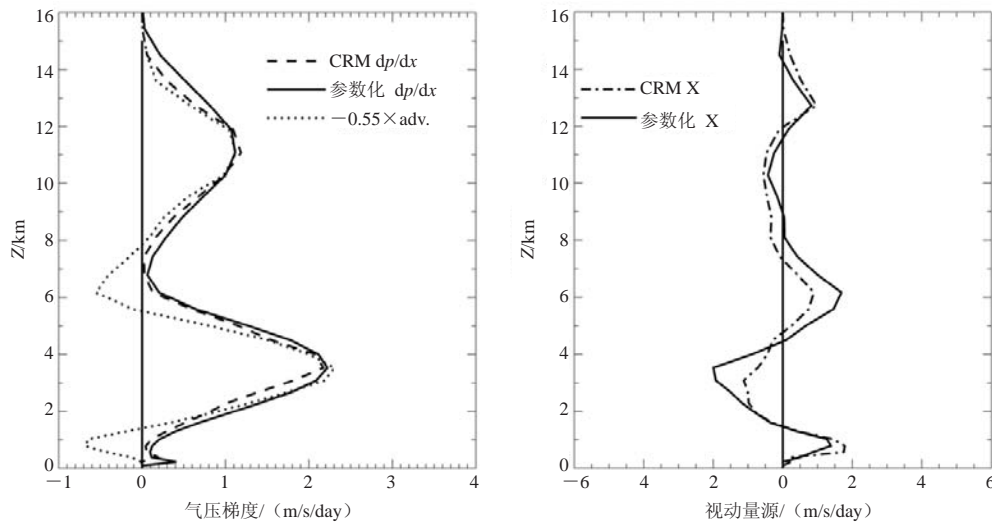


图5 模拟和参数化得到的气压梯度和视动量源垂直廓线^[51]

[对气压梯度, 虚线来自云模式模拟; 实线来自Zhang等^[10-11]的参数化; 点线来自式(47), 取常系数-0.55。对视动量源, 虚点线来自模拟, 实线来自参数化]

Fig.5 Vertical profiles of time average pressure gradient and apparent momentum source from parameterizations and model simulation^[51]

[For pressure gradient, dashed line is from model simulation, solid line is from Zhang and Cho's parameterization, and dotted line is from Eq. (47) with a constant coefficient of -0.55; for apparent momentum source, dash-dotted line is from model simulation, and solid line is from Zhang and Cho's parameterization]

4 讨论与结论

本文综述的很多对流参数化方案广泛应用于全球预报和气候模式中。Tiedtke方案用于欧洲中期预报中心的业务模式中^[52]，Emanuel方案在美国海军业务全球大气预报系统中使用^[53]，Zhang等方案应用于NCAR CAM模式中^[41-42]，Arakawa等方案用于美国国家环境预测中心模式中^[54]。尽管对流参数化方案在模式中的表现取决于多种因素，目前已有的参数化方案的一些共同弱点也是众所周知的，如赤道双辐合带、弱MJO、错误的对流日变化、弱降水太频繁和缺少强降雨等。这些都表明对流参数化需要进一步改进，近年来在这方面有些新的发展。

如前文所述，对对流上升气流内微物理过程的处理是近年令人关注的研究点，因为对流云中卷出的水物质是大尺度云发展中云水和冰的重要来源。另外，减小气溶胶—对流相互作用和气溶胶对云的间接效应中的不确定性要求对流微物理过程的参数化更为精确。文献[14-17]的工作为我们在此方向上开辟了新的研究途径。

在“超级参数化”或所谓的多尺度建模框架(multi-scale modeling framework, MMF)方面也有重要进展，它通过在GCM中嵌入云系统分辨模式代替传统的对流参数化^[55-57]。此方法通常比传统对流参数化方案^[58]模拟结果更好，但计算量很大。对于气候预估研究，需要数百年甚至上千年数据的集合模拟，此方法至少在未来十年中不可行。然而即使这一方法无法在可预见的未来代替对流参数化，它仍是评估和推进传统对流参数化方案的极好工具。

当今对流参数化面临的一个主要问题是其对分辨率的依赖性。在未来五至十年，数值天气预报模式分辨率有望达到5km甚至更高，而GCM分辨率有望达到10km，在这些分辨率下，网格尺度运动和深对流运动的区分将不再清晰。那目前的对流参数化方案在什么范围内仍将适用呢？如前所述[式(14)和(15)]，所有的对流参数化方案都假设在模式网格中对流云量远远小于1，这一假设在模式格距为100km或者更大时通常是适用的，但是当模式格距减小为10km或更小时则不能成立。在如此高分辨率下，对流云量很容易就达到0.5甚至更大，因而对流参数化方案也需要重新开

发。近期，Arakawa等^[59-60]研究了在不能忽略云量的情况下重新设计对流参数化方案的可能性。他们认为通过额外引入一个方程来代替云量，现有的参数化方案经修改可以用于高分辨率数值模式。此类研究目前处于初期，还需要做大量的工作为高分辨率数值模式中对流参数化方案提供坚实基础。

另一个面临的问题是确定对流云，特别是上升气流的垂直速度。上升气流垂直速度对于包括云滴活化和气溶胶冰成核过程的对流微物理过程十分重要，在给定上升气流质量通量时上升气流垂直速度也可用来确定对流云量。另外，近期对对流参数化中卷出估算的研究也需要对上升气流垂直速度的了解。

最后，次网格尺度变化和对流初生的触发条件也是对流参数化的重要问题。当前在对流参数化方案中是利用网格平均属性来诊断对流活动，而现实中，对流上升气流与诸如冷池流/阵风锋和暖泡等局地次网格特征密切相关，而对流初期的触发条件决定对流何时发生。全球气候模式对对流日循环错误的模拟很可能与不恰当的对流触发函数相关。然而，现今的对流参数化方案中所有的触发函数的设计均存在太大的任意性，没有用观测资料或云模式模拟结果进行系统评估。研究^[52,54]表明触发函数对气候模拟有重要影响，因此对触发函数进行更多的系统评估无疑是十分需要的。

本文旨在对气候和数值天气预报模式中广泛应用的对流参数化方案给予全面评述，重点是质量通量型方案。用一个一维定常态云模式展示了其在确定对流参数化方案所需云特性中的作用。也扼要地讨论了随机混合模式。对数个闭合条件予以描述以反映目前业界对此问题的理解。通过一节描述了对流动量输送参数化，对流动量输送参数化的难点在于估算对流引发的扰动气压梯度力的效应。文中还对目前对流参数化方案研究和全球气候模拟、数值天气预报界面临的一些突出问题进行了简要阐述。

致谢：感谢NOAA地球物理流体动力实验室(GFDL) Leo Donner博士多年来和作者就对流参数化问题进行有益的讨论。

(译者：王卫丹，中国气象局气象干部培训学院)

Mass-Flux-Based Parameterization of Atmospheric Convection in Weather and Climate Models

Zhang Guangjun^{1,2}

(1 Center for Earth System Science, Tsinghua University, Beijing 100084

2 Scripps Institution of Oceanography La Jolla, USA)

Introduction

The representation or parameterization of atmospheric convection in numerical models has been a challenging task ever since the dawn of the numerical weather prediction and climate modeling era. Individual convective cells have small spatial and temporal scales, on the order of less than a kilometer to a few tens of kilometers in space, and a few minutes to a few hours in time. Organized convective systems, such as squall lines and mesoscale convective complexes could be several hundred kilometers in size and last over a day or longer. Convection is an important energy source for atmospheric circulation, particularly in the tropics. From a socioeconomic point of view, convection is often associated with high impact, extreme weather, such as flashflood, tornadoes, and hurricanes/typhoons, which can cause high economic tolls on society. Thus, accurate forecast of convection or severe storms, in both timing and location, is of paramount importance to numerical weather prediction. Because of its small spatial-scale, convection cannot be resolved by global climate models (General Circulation Models, GCMs) and numerical weather prediction (Numerical Weather Prediction, NWP) models, and thus has to be parameterized.

The parameterization of the vertical transport of mass, heat and moisture by atmospheric convection has always been an extremely difficult problem since convection strongly interacts with clouds, atmospheric water vapor and radiation, involving processes operative at space and time scales spanning several orders of magnitudes. Over the past half century, many parameterization schemes have been developed, from simple convective adjustment schemes^[1-2] to moisture-convergence-based^[3-5] and convective-instability-based mass flux schemes^[6-9]. As our understanding of convection and its interaction with large-scale circulation and clouds deepens, more physical processes are included in convection parameterization, including convective transport of momentum^[10-13] and convective cloud microphysical processes^[14-17]. From the

climate change research perspective, clouds and aerosols are two of the most important factors contributing to the uncertainty in climate change projection^[18]. Both are closely tied to convection. In the tropics, clouds are often convectively generated. Detrainment of cloud ice and liquid water forms the anvil clouds that have a tremendous impact on the Earth's radiation budget. Aerosols not only have a direct effect on atmospheric radiation, they also serve as cloud condensation and ice nuclei. Convection can transport aerosols vertically; scavenging and washout by rainfall can also affect aerosol loading in the atmosphere. Recent observations also indicate that aerosols can have a significant impact on convection^[19-20].

This paper will provide a comprehensive review of the development of convective parameterization. We will concentrate on deep, precipitating atmospheric convection. Section 1 will briefly introduce the early development of convective parameterization. Section 2 will review a number of mass flux based convective parameterization schemes. In section 3, the parameterization of convective momentum transport will be reviewed. Section 4 will discuss recent progress and remaining outstanding issues, followed by a few concluding remarks.

1. Convection parameterization in the early days

The role of convective heating in large-scale circulation was already recognized in the early days of global climate modeling. Manabe et al.^[1] was among the first to include it in the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL) model through convective adjustment. The idea and approach were simple and practical: in a layer of the atmosphere if the vertical lapse rate of temperature exceeds neutral stratification, adjustment will take place instantly to remove the instability. For unsaturated atmosphere, this is achieved through dry adjustment by requiring

$$-\frac{\partial T}{\partial p} > \gamma_d$$

$$\begin{aligned} \delta q &= 0 \\ \frac{\partial}{\partial p} \theta(T + \delta T, p) &= 0 \\ \int_{P_B}^{P_T} \delta T dp &= 0 \end{aligned} \quad (1)$$

where γ_d is dry adiabatic lapse rate, δq is adjustment of water vapor mixing ratio, δT is temperature adjustment, θ potential temperature, P_T and P_B are pressure at the top and bottom of the atmospheric layer where dry adjustment is required. The temperature adjustment at each model level is obtained by solving Eq. (1). Similarly, for saturated air, moist adjustment over a layer is performed by satisfying the following set of equations:

if

$$\begin{aligned} -\frac{\partial T}{\partial p} &> \gamma_m \\ \frac{\partial}{\partial p} \theta_e(T + \delta T, q + \delta q, p) &= 0 \\ q + \delta q &= q_s(T + \delta T, p) \\ \int_{P_B}^{P_T} c_p \delta T + L \delta q dp &= 0 \end{aligned} \quad (2)$$

where θ_e is equivalent potential temperature, q_s is saturation water vapor mixing ratio, c_p and L are specific heat at constant pressure and latent heat of condensation, respectively. δT and δq are obtained by solving Eq. (2). Although simple, this adjustment approach accounts for the most essential effect of subgrid-scale convection, heating of the atmosphere and depletion of moisture in the convecting layer.

At the same time, in an effort to incorporate the effect of convection in hurricane modeling, Kuo^[3-4] developed a convection parameterization scheme, recognizing that deep convection cells are "hot towers"^[21] transporting warm and moist surface air to the upper troposphere. Kuo^[3-4] introduced a cloud model, in which latent heat release from convection is achieved through vertical motion inside the cloud, instead of through local adjustment as done by Manabe et al.^[11]. Convection collectively affects the grid-scale temperature through mixing of warm cloud air with its environment.

The Kuo^[3-4] scheme assumes that (1) convection occurs in a region where the atmosphere is conditionally unstable and there is low-level moisture convergence; (2) convective clouds originate from the boundary layer and the cloud temperature and moisture profiles can be characterized by a pseudo-moist adiabat typical of the

boundary layer air; and (3) clouds extend from the lifting condensation level of the boundary layer air to the neutral buoyancy level of this air. A key parameter in the scheme is the amount of precipitation, through which the net condensational heating in the atmospheric column can be estimated. With the above assumptions, the Kuo scheme starts with the large-scale moisture equation integrated over the atmospheric column:

$$\int_0^{P_s} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} dp = -Pg - \int_0^{P_s} \nabla \cdot (\bar{v} \bar{q}) dp + gF_{LH} = g(M_t - P) \quad (3)$$

where

$$M_t = -\frac{1}{g} \int_0^{P_s} \nabla \cdot (\bar{v} \bar{q}) dp + F_{LH} \quad (4)$$

is the total moisture supply to the atmospheric column including lateral convergence and surface evaporation F_{LH} . P is precipitation on the surface, which equals the column integral of the net condensation:

$$P = \frac{1}{g} \int_0^{P_s} (c - e) dp \quad (5)$$

The overbar denotes large-scale average. Kuo^[3-4] assumed that a small fraction of the moisture supply (bM_t) is used to moisten the atmosphere and the rest is precipitated out as rain, i.e.

$$P = (1 - b)M_t \quad (6)$$

where b is a tunable parameter. Thus, knowing the total moisture supply M_t , which can be computed from the large-scale or grid-scale fields, one can compute the surface precipitation P , or the vertical integral of latent heating. Since Eqs. (3)–(6) are given in the form of vertical integral over the atmospheric column, the vertical distribution of heating must be specified in order to determine the effect of convection on temperature field at each model level. Kuo^[3-4] further assumed that the condensational heating is proportional to the temperature difference between the cloud air following a pseudo-moist adiabat and the environmental air. This gives

$$L(c - e) = \frac{gLP}{p_b - p_t} \frac{T_c - \bar{T}}{T_c - \bar{T}} \quad (7)$$

where the angle brackets represent the vertical average over the cloud layer. p_b and p_t are the pressure levels of the cloud base and cloud top, respectively. Outside the cloud layer latent heating is zero.

In the late 1960s and early 70s, other groups of researchers also engaged in active research on convection parameterization^[22-23]. Instead of resorting to the concept of mixing between cloudy air and environmental air to heat the large-scale atmosphere, they introduced the concept of compensatory subsidence. Under this

framework, convective updrafts transport air mass from the surface to the upper troposphere. By mass continuity, the compensating subsidence takes place in the convection environment, thereby adiabatically heating the ambient atmosphere. Kuo (1974) showed that the mechanisms of convective heating of the atmosphere between his approach and the mass-flux-based thinking are equivalent although the interpretation may differ.

A major weakness of the Kuo scheme is that it has no ability to predict the moisture field by assuming that a certain fraction b of moisture convergence is used to moisten the atmosphere. Because of this weakness, it has not been widely used in numerical models although the

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}} \bar{s}) + \frac{\partial (\bar{\rho} \bar{w} \bar{s})}{\bar{\rho} \partial z} = \bar{Q}_R + L(c - e) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}}' s') - \frac{\partial \bar{\rho} \bar{w}' s'}{\bar{\rho} \partial z} \quad (8)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}} \bar{q}) + \frac{\partial (\bar{\rho} \bar{w} \bar{q})}{\bar{\rho} \partial z} = -(c - e) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}}' q') - \frac{\partial \bar{\rho} \bar{w}' q'}{\bar{\rho} \partial z} \quad (9)$$

where $s = CpT + gz$ is the dry static energy, q is the specific humidity, \mathbf{v} is the horizontal wind vector, w is the vertical velocity, and L is the latent heat of vaporization. The overbar represents average over the large-scale domain or a model grid box and the prime represents the deviation from the mean. The perturbation product terms on the right-hand side represent the effect of subgrid scale transport (i.e. convection) on the large-scale or grid mean fields. \bar{Q}_R is the radiative heating rate. $c - e$ represents the net condensation (condensation minus evaporation) within the NWP model or GCM grid box. Note that we have neglected deposition/sublimation and heating from freezing/melting in Eqs. (8) and (9). Typically, the horizontal divergence of the perturbation flux is much smaller than the vertical divergence term and can be neglected. Thus, the convective effects on the large-scale temperature and moisture fields are:

$$\left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} \right)_c = \left(L(c - e) - \frac{\partial \bar{\rho} \bar{w}' s'}{\bar{\rho} \partial z} \right) / C_p \quad (10)$$

$$\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_c = -(c - e) - \frac{\partial \bar{\rho} \bar{w}' q'}{\bar{\rho} \partial z} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \overline{x'y'} &= \sigma (x'y')_c + (1 - \sigma) (x'y')_e = \sigma x'_c y'_c + (1 - \sigma) x'_e y'_e \\ &= \sigma x'_e y'_e + (1 - \sigma) \left(-\frac{\sigma}{1 - \sigma} x'_c \right) \left(-\frac{\sigma}{1 - \sigma} y'_c \right) = \frac{\sigma}{1 - \sigma} x'_e y'_e \\ &= \frac{\sigma}{1 - \sigma} (x_c - \bar{x})(y_c - \bar{y}) \end{aligned} \quad (13)$$

one that did use it seemed to be quite successful^[24].

2. Mass-flux-based parameterization

The most comprehensive, classic work on convection parameterization to date was by Arakawa et al.^[6]. It established the foundation for most of the mass-flux-based convective parameterization schemes used today in numerical weather prediction and global climate models. Thus, we will devote some space to this type of schemes in this section. Typically convection parameterization assumes that convection occurs on spatial scales of a few kilometers or less and is of subgrid scale to model resolutions. The governing equations for the large-scale temperature and moisture fields can be written as^[25].

To parameterize these effects in terms of large-scale variables, note that any variable x can be written as: $x = \bar{x} + x'$, where $\bar{x} = \frac{1}{A} \int x dA$ is the average of x over area A , and $x' = x - \bar{x}$. Thus, $\overline{x'} = 0$. Assuming that within this area there are a number of cumulus clouds occupying a total area A_c , and the convection free area is $A - A_c$ (Fig. 1). The mean value of x in convective area is x_c and the mean value in convection free region is x_e . Then

$$\begin{aligned} \bar{x} &= (A_c x_c + (1 - A_c) x_e) / A = \sigma x_c + (1 - \sigma) x_e \\ x'_c &= x_c - \bar{x} = (1 - \sigma)(x_c - x_e) \\ x'_e &= x_e - \bar{x} = -\sigma(x_c - x_e) = -\frac{\sigma}{1 - \sigma} x'_c \end{aligned} \quad (12)$$

where $\sigma = A_c / A$ is the fractional area occupied by convective clouds. If we further assume that there is no correlation between x' and y' within clouds or the environment, and make use of Eq. (12), the eddy correlation of the product of two variables x and y can be written as:

For vertical transport of dry static energy s , let $y=s$ and $x=w$:

$$\overline{\rho w' s'} = \frac{\sigma}{1-\sigma} \overline{\rho} (w_c - \overline{w}) (s_c - \overline{s}) \quad (14)$$

For numerical models such as current GCMs, the horizontal resolution is on the order of 100 km or larger and the fractional area occupied by convection is generally small, $\sigma \ll \text{land}$ and $\overline{w} \ll w_c$. Thus Eq. (14) reduces to

$$\overline{\rho w' s'} \approx \sigma \overline{\rho} w_c (s_c - \overline{s}) = M_c (s_c - \overline{s}) \quad (15a)$$

Here $M_c = \sigma \overline{\rho} w_c$ is convective cloud mass flux. If both updrafts and downdrafts are considered, the above equation should be written as:

$$\frac{\partial \overline{s}}{\partial t} + \nabla \cdot (\overline{v} \overline{s}) + \frac{\partial (\overline{\rho} \overline{w} \overline{s})}{\partial z} = \overline{Q}_R + L(c-e) - \frac{\partial}{\partial z} [M_u (s_u - \overline{s}) + M_d (s_d - \overline{s})] \quad (16)$$

$$\frac{\partial \overline{q}}{\partial t} + \nabla \cdot (\overline{v} \overline{q}) + \frac{\partial (\overline{\rho} \overline{w} \overline{q})}{\partial z} = -(c-e) - \frac{\partial}{\partial z} [M_u (q_u - \overline{q}) + M_d (q_d - \overline{q})] \quad (17)$$

Eqs. (16) and (17) are the starting points of all mass-flux-based convection parameterization schemes. It is clear that to parameterize the convective effects on large-scale temperature and moisture fields, one needs to know the cloud mass flux, in-cloud temperature and moisture, as well as condensation and evaporation inside convective updrafts and downdrafts. This is accomplished through the introduction of simple updraft and downdraft models and closure assumptions.

2.1 Cloud models

2.1.1 Steady-state model

Updrafts and downdrafts in convective clouds are often considered as plumes of air mass. For parameterization purposes, a steady state is typically assumed for clouds. In this case, the bulk equation for an in-cloud property is in the form of

$$\frac{\partial F}{\rho \partial z} = \text{source} - \text{sink}$$

where F is the flux across the interface of a model layer. The source and sink within the layer are either generated inside the cloud or transported from the lateral boundary. For mass flux, heat, moisture and cloud condensate within updrafts, the equations are^[9]:

$$\frac{\partial M_u}{\rho \partial z} = E_u - D_u \quad (18)$$

$$\frac{\partial M_u s_u}{\rho \partial z} = E_u \overline{s} - D_u \hat{s}_u + L(c-e) \quad (19)$$

$$\frac{\partial M_u q_u}{\rho \partial z} = E_u \overline{q} - D_u \hat{q}_u - (c-e) \quad (20)$$

$$\overline{\rho w' s'} = M_u (s_u - \overline{s}) + M_d (s_d - \overline{s}) \quad (15b)$$

where subscripts u and d denote updrafts and downdrafts, respectively. For numerical weather prediction models or high-resolution global climate models, the model grid spacing can be as small as 10 km, and the fractional area occupied by convection is no longer negligible. In such cases, all terms in eq. (14) must be retained and the approximation Eqs. (15a) and (15b) will break down. This will be further discussed later.

With Eq. (15b), the large-scale temperature and moisture budget equations incorporating the effect of convection can be written as:

$$\frac{\partial M_u l}{\rho \partial z} = -D_u l + (c-e) - R_r / \rho \quad (21)$$

where E_u and D_u are the mass entrainment and detrainment. s_u and q_u are dry static energy and specific humidity in the updrafts. Air within updrafts is assumed saturated:

$$q_u = q_s(s_u) \quad (22)$$

\hat{s}_u and \hat{q}_u are the dry static energy and moisture detrained into the environment. At the detrainment level, it is often assumed that the air has the same temperature as that of its environment and is saturated,

$$\hat{s}_u = \overline{s} \quad (23)$$

$$\hat{q}_u = q_s(\overline{s}) \quad (24)$$

In Eq. (21), the cloud liquid water detrained into the environment is assumed to be the same as the mean updraft liquid water content at that level. R_r is the conversion rate of cloud liquid water to rain, and is often assumed to be proportional to cloud water content l ^[5,6,9]. For example, Zhang and McFarlane^[9] uses the following form based on Lord^[26]:

$$R_r = c_0 M_u l \quad (25)$$

with $c_0 = 2 \times 10^{-3} \text{m}^{-1}$. Note that freezing is not considered, thus l represents the total condensate in Eq. (21). In the National Center for Atmospheric Research (NCAR) Community Atmosphere Model version 5 (CAM5), where the Zhang-McFarlane scheme is used, the total condensate in updrafts is further partitioned into cloud water and ice based on temperature, with the extra latent heating from freezing for detrained ice added to the large-scale temperature equation.

In this simple steady-state 1-D model, cloud microphysics inside convective updrafts is very crudely parameterized through a tuning parameter in Eq. (25). A number of recent studies^[19-20] have indicated that aerosols can have a significant effect on the convective cloud development. Representing aerosol effects on convection requires cloud microphysics in the convection parameterization. Furthermore, convective detrainment of cloud ice and water is an important source for large-scale or anvil clouds, which have fundamental impacts on the Earth's radiation budget. In view of the importance of aerosol-convection-cloud-radiation interaction, the overly simplified treatment of convective microphysics is no longer adequate. Recently, a few sophisticated convective microphysics schemes have been developed^[14-17]. Interested readers are referred to these works.

The updraft mass flux in Eqs. (18)–(21) needs to be known and this is done through the specification of entrainment and detrainment. Tiedtke^[5] partitioned the entrainment into organized inflow and turbulent entrainment, and the mass detrainment into organized outflow and turbulent detrainment:

$$E_u = E_u^1 + E_u^2, D_u = D_u^1 + D_u^2 \quad (26)$$

where $E_u^1 = \varepsilon_u M_u$ and $D_u^1 = \delta_u M_u$ are turbulent entrainment and detrainment, respectively. The fractional entrainment/detrainment rates ε_u and δ_u are set to depend on cloud type. For shallow convection in convectively suppressed conditions, $\varepsilon_u = \delta_u = 3 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$. For penetrative and mid-level convection in the presence of large-scale convergence, $\varepsilon_u = \delta_u = 1 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$. The different values for shallow and deep convection are meant to mimic the fact that shallow convective clouds are smaller in size and thus are subject to more entrainment from the cloud boundaries, whereas deep convective clouds under disturbed conditions are large and are subject to less entrainment. For organized entrainment, in the case of deep convection Tiedtke^[5] assumed it to be proportional to large-scale moisture convergence:

$$E_u^2 = -\frac{\bar{\rho}}{\bar{q}} \left(\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) \quad (27)$$

For shallow convection, no organized entrainment is present because these clouds often exist in regions of large-scale subsidence. Organized detrainment for deep convection is assumed to occur only at the highest cloud layer, where all convective mass flux is detrained. For shallow convection, organized detrainment is allowed to occur at the top most two cloud layers, with 70%

of the mass flux detrained at the zero-buoyancy level and 30% detrained above it to represent overshooting into the inversion layer. With the mass entrainment and detrainment specified, Eqs. (18)–(25) can be integrated to obtain the cloud properties in convective updrafts.

In ensemble-plume-based models^[6,9], only turbulent entrainment and organized detrainment are considered. The fractional entrainment rate is determined in a more complicated way. For each cloud type with fractional entrainment rate λ , the variation of mass flux with height is given by:

$$\frac{\partial m_u(\lambda, z)}{\partial z} = \lambda m_u(\lambda, z) \quad (28)$$

Integrating over all possible λ 's that contribute to the mass flux at level z gives:

$$M_u(z) = \int_0^{\lambda_D(z)} m_u(\lambda, z) d\lambda \quad (29)$$

where $\lambda_D(z)$ is the fractional entrainment rate of the updraft that detrains at height z . Here it is implicitly assumed that $\lambda_D(z)$ decreases monotonically with height. Thus, clouds with $\lambda > \lambda_D(z)$ have no contribution to mass flux at height z . The quantity λ_D is determined by the requirement that the temperature of the clouds detraining at height z is the same as that in its environment, which is ensured by requiring that

$$h_b - h^*(z) = \lambda_D(z) \int_{z_b}^z [h_u(\lambda, z') - h_b] dz' \quad (30)$$

where h_u is the moist static energy in the updraft with fractional entrainment rate λ and h^* is the saturation moist static energy. For a given plume or cloud type, organized detrainment is assumed to take place only at the cloud top. Since a spectrum of plumes is considered, organized detrainment for the cloud population can occur at all levels, unlike that in the Tiedtke scheme, where it can only occur at the topmost level:

$$D_u(z) = -m_u(\lambda_D(z), z) \frac{d\lambda_D(z)}{\rho dz} \quad (31)$$

With this, the total updraft mass entrainment E_u can be obtained from the mass continuity equation (18). Once the vertical distribution of cloud mass flux is known, the other cloud properties can be obtained from Eqs. (19) – (25).

Note that the fractional turbulent entrainment rate for a given cloud type is assumed to be constant with height in steady-state cloud models. However, recent studies have found that convective entrainment varies significantly with height^[27-29]. This subject has always been an area of active research due to its importance in determining the timing of convection from diurnal cycle to Madden-Julian Oscillation.

The downdraft model is similar to an inverted updraft. The downdraft mass flux at the downdraft initial level is often related to the updraft mass flux at the cloud base with a proportionality constant based on Johnson^[30]. Furthermore, detrainment of downdraft mass is often ignored until the subcloud layer, and the entrainment rate is either specified or related to the updraft entrainment. Details can be found in [9].

2.1.2 Episodic mixing model

The entraining plume model assumes that subcloud-layer air mixes thoroughly and continually with the environmental air as it rises in updrafts. On the other hand, Raymond and Blyth^[31] introduced a stochastic mixing model, which assumes that an individual subcloud-layer air parcel undergoes only one mixing event on its way to the neutral buoyancy level where it detrains. Based on this episodic mixing concept, Emanuel^[7] used a stochastic mixing model to represent convective updrafts. In this model, each cloud of scale O (1km) consists of sub-cloud scale O (100m) updrafts. An updraft rising from the cloud base to a level has an equal probability of mixing with air from all levels during its ascent. The mixed air then undergoes a further ascent or

a descent to its neutral buoyancy level for detrainment, depending on the buoyancy of the mixture. In this buoyancy-sorting approach, cloud mass flux profile is determined by the vertical gradient of buoyancy^[32]. Fig. 2 shows the flow chart of the mixing model. The detailed mathematical formulation of the model is complicated and is not presented here. Interested readers are referred to Emanuel^[7] and Emanuel and Zivkovic-Rothman^[32] for details.

2.2 Closure conditions

The system of equations for convective parameterization is not closed without specifying the cloud base mass flux. This is achieved through closure assumptions, which empirically relate cloud base mass flux to observable variables or quantities that can be derived from observed fields.

2.2.1 Moisture convergence closure

Tiedtke^[5] related low-level moisture convergence to the cloud base mass flux. It was assumed that moisture supply in the subcloud layer through large-scale horizontal convergence and surface turbulent flux is depleted by convective transport through the cloud base:

$$[M_u(q_u - \bar{q}) + M_d(q_d - \bar{q})]_{z=z_b} = -\int_0^{z_b} \left[\bar{v} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right] \bar{\rho} dz + (\bar{\rho} \bar{w}' q')_{tur} \quad (32)$$

where the last term on the right hand side represents surface turbulent moisture flux.

2.2.2 CAPE closure

Zhang et al.^[9] used CAPE (convective available potential energy) as closure. Since the large-scale temperature and moisture changes in both the cloud layer and the subcloud layer due to convective activity are linearly related to the cloud base mass flux, CAPE change due to convection can be written as

$$\left(\frac{\partial CAPE}{\partial t} \right)_{cu} = -M_b K \quad (33)$$

where K is the CAPE consumption rate by convection per unit cloud base updraft mass flux, and is determined by the large-scale thermodynamic profiles and the cloud model. In practice, it is obtained by computing CAPE reduction in models for unit cloud base mass flux. The closure condition is that the CAPE is removed at an exponential rate by convection with a characteristic adjustment time scale τ . Thus

$$M_b = \frac{CAPE}{\tau K} \quad (34)$$

where τ is typically a few hours. This type of closure has been used in the NCAR CAM^[9], the ECMWF Integrated Forecast System^[33] and the Hadley Centre climate model HadAM3^[34]. Some variants of CAPE-based closure are also used in the Emanuel scheme^[7] and Kain-Fritsch scheme^[35].

2.2.3 Quasi-equilibrium closure

The Arakawa-Schubert (A-S) parameterization scheme is closed through a quasi-equilibrium assumption, which states that the stabilization of the atmosphere by convection is in quasi-equilibrium with the destabilization by large-scale processes. Arakawa-Schubert introduced the “cloud work function”, which is similar to CAPE but with consideration of entrainment. Since the Arakawa-Schubert scheme uses a spectral cloud model, the quasi-equilibrium closure is applied to each subensemble of clouds. The convective stabilization is related to the grid-resolvable destabilization for each cloud type:

$$\frac{dA_c(\lambda)}{dt} = -\frac{dA_{is}(\lambda)}{dt} \approx -\frac{A_{is}^{t+\Delta t}(\lambda) - A_{is}^{t-\Delta t}(\lambda)}{2\Delta t} \quad (35)$$

where $dA_c(\lambda)/dt$ and $dA_{ls}(\lambda)/dt$ are the time rate of change of cloud work function due to convective and the large-scale processes, respectively. $A_{ls}^{t+\Delta t}(\lambda)$ is the cloud work function at time t after the large-scale forcing is applied, $A^{t-\Delta t}$ is the observed cloud work function at $t-\Delta t$ (after convection), Δt is the time interval of the observations.

In all implementations of the A-S scheme in GCMs, climatological values are used for the observed cloud work functions following Lord^[26]. Thus, Eq. (35) can be written as:

$$\frac{dA_c(\lambda)}{dt} \approx -\frac{A_{ls}^{t+\Delta t}(\lambda) - A_0(\lambda)}{2\Delta t} \quad (36)$$

Similar to the *CAPE* closure, the change in cloud work function by convection is proportional to the cloud base mass flux:

$$\frac{dA_c(\lambda)}{dt} = -K(\lambda)m_b(\lambda) \quad (37)$$

where $K(\lambda)$ can be computed from the large-scale conditions and the spectral cloud model. Thus, the closure equation becomes:

$$m_b(\lambda) = \frac{1}{K(\lambda)} \frac{A_{ls}^{t+\Delta t}(\lambda) - A_0(\lambda)}{2\Delta t} \quad (38)$$

This is similar to the *CAPE* closure, except using cloud work function and it is applied to every cloud type.

2.2.4 Free tropospheric quasi-equilibrium closure

Zhang^[36-37] revisited the A-S quasi-equilibrium using data in both midlatitude land convection and tropical oceanic convection regimes using observational data, and found that the A-S does not hold well in either regime. He introduced a free tropospheric quasi-equilibrium as a refinement to the A-S quasi-equilibrium. Since *CAPE* is the vertical integral of the difference of a parcel's virtual temperature and that of its environment, *CAPE* (denoted by A hereafter) change with time can be a result of either the parcel's virtual temperature change or its environmental virtual temperature change, that is,

$$\frac{dA}{dt} = \frac{dA_p}{dt} + \frac{dA_e}{dt} \quad (39)$$

where subscript p is for parcel and e for environment. Zhang^[36] found that *CAPE* change is largely controlled by the parcel's virtual temperature change. In other words, $\frac{dA_e}{dt} \approx 0$. Same as for the cloud work function, the environmental contribution to *CAPE* change is due to two types of processes: convective processes and large-scale processes:

$$\frac{dA_e}{dt} = \left(\frac{dA_e}{dt} \right)_c + \left(\frac{dA_e}{dt} \right)_{ls} \approx 0 \quad (40)$$

Eq. (40) forms the basis of the free tropospheric quasi-equilibrium. It states that convective contribution to the free tropospheric *CAPE* change balances the large-scale contribution. From this assumption, convective cloud base mass flux can be estimated in a similar way to that of the A-S scheme [Eqs. (35)–(38)].

2.2.5 Prognostic closure

The above closure conditions are all diagnostic. A serious drawback with diagnostic closures is that they cannot account for the history or memory of convection. Pan et al.^[38] explored a prognostic closure under the framework of the Arakawa-Schubert convection parameterization. Instead of assuming a quasi-equilibrium between convective and large-scale processes, they predict column-integrated subgrid scale eddy kinetic energy, which is presumably associated with convective circulation. The equation is given by

$$\frac{\partial K}{\partial t} = AM_b - \frac{K}{\tau_D} \quad (41)$$

where $K = \frac{1}{2} \int_{z_s}^{z_t} \rho(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$ is the total eddy kinetic energy integrated from the surface to the cloud top, A is the cloud work function, M_b is the cloud base mass flux, and τ_D is the dissipation timescale for eddy kinetic energy, a tuning parameter. Pan et al.^[38] further related K to M_b through the following assumption

$$K = \alpha M_b^2 \quad (42)$$

where α is another tuning parameter. Eqs. (41) and (42) form the prognostic closure, in which the cloud base mass flux is predicted. Despite its attractiveness of accounting for convection history in a prognostic closure, there has not been much further progress along this line of research until recently. Chikira et al.^[39] modified the A-S scheme by incorporating the prognostic closure together with a modified entrainment formulation. Chikira^[40] showed that the modified A-S scheme realistically simulated many climatological features of the global climate.

2.2.6 Examples

As an example to demonstrate the accuracy of different closures, Fig. 3 shows the scatter plots of the diagnosed total *CAPE* change due to convection using Eq. (35) (Fig. 3a) and partial *CAPE* change due to convection using Eq. (40) (Fig. 3b) using data from the US Southern Great Plains during the field campaign period of 19 June to 18 July 1997 by the US Department of Energy Atmospheric Radiation Measurement (ARM) program.

The line with a slope of -1 corresponds to the strict A-S quasi-equilibrium at the top and the free tropospheric quasi-equilibrium at the bottom, respectively. Although the diagnosed total *CAPE* changes due to convection based on the A-S closure are in general correlated with the large-scale generation of the total *CAPE*, there is a significant degree of scatter. On the other hand, the diagnosed partial *CAPE* change due to convection using the free tropospheric quasi-equilibrium closure is in much better agreement with that from large-scale forcing.

The free tropospheric quasi-equilibrium closure has been tested in the U.S. National Center for Atmospheric Research Community Atmosphere Model 3 (NCAR CAM3). A number of significant improvements on the simulation of tropical climate have been achieved, including the simulation of Madden-Julian Oscillation and the Intertropical Convergence Zone^[41-43]. Fig. 4 demonstrates the improvement in MJO simulation by showing the characteristics of the simulated MJOs through longitude-phase hovmöller plots of composite 850 hPa zonal wind, precipitation and outgoing longwave radiation (OLR) averaged over 10°S–10°N for the observations, the CAM3 run with the quasi-equilibrium closure in convection scheme, and CAM3 control run, respectively. The results are based on 10-yr long simulations by Zhang et al.^[41-43]. Phases 1, 5 and 9 correspond to the beginning, mature phase and the end of the MJO cycle, respectively. The observations show clear eastward propagation in 850 hPa zonal wind, precipitation and OLR. In the new CAM3 simulation, the eastward propagation of the MJO signals in all three fields is well simulated. The magnitude of the MJO signals is also comparable to the observations. On the other hand, in the CAM3 control simulation, the MJO signal in zonal wind, precipitation and OLR are very weak everywhere, although there is a hint of eastward propagation.

3. Parameterization of convective momentum transport

Convection transports not only heat and moisture, but also momentum. In the early 1970's, budget analysis found that the Earth's angular momentum could not be balanced without considering momentum transport by convection^[44]. Later, Schneider and Lindzen^[45] proposed a parameterization scheme for convective momentum transport (CMT). Similar to thermodynamic parameterization, the large-scale effect of convection on momentum can be written as:

$$\begin{aligned} \mathbf{X} &\equiv \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\mathbf{v}} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial p} + \nabla \bar{\phi} + f \mathbf{k} \times \bar{\mathbf{v}} = -\nabla \cdot \overline{\mathbf{v}' \mathbf{v}'} - \frac{\partial \overline{\mathbf{v}' \omega'}}{\partial p} \\ &\approx g \frac{\partial M_c (\mathbf{v}_c - \bar{\mathbf{v}})}{\partial p} = -\frac{\partial M_c (\mathbf{v}_c - \bar{\mathbf{v}})}{\rho \partial z} \end{aligned} \quad (43)$$

where M_c is cloud mass flux and \mathbf{v}_c is the horizontal momentum of in-cloud air. The difficulty lies in determining the cloud mean momentum. Unlike the thermodynamic variables such as moist static energy, even for undiluted updrafts, momentum is not conserved due to the action of convection-induced pressure gradient force across the clouds.

The convection-induced pressure gradient force contributes to the apparent momentum source \mathbf{X} through its effect on the cloud-mean momentum \mathbf{v}_c . For steady-state clouds, momentum equation in convective clouds is approximated by:

$$D \mathbf{v}_c - E \bar{\mathbf{v}} + \frac{\partial (M_c \mathbf{v}_c)}{\rho \partial z} = -\frac{1}{\rho} \sigma_c (\nabla p)_c \quad (44)$$

where E and D are the mass entrainment and detrainment at the cloud boundaries and satisfy the mass continuity equation

$$\frac{\partial M_c}{\rho \partial z} = E - D$$

Substituting these into momentum source equation gives:

$$\mathbf{X} = M_c \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\rho \partial z} + D (\mathbf{v}_c - \bar{\mathbf{v}}) + \frac{1}{\rho} \sigma_c (\nabla p)_c \quad (45)$$

The first term is the product of the updraft mass flux and the vertical wind shear, and is often interpreted as the vertical advection by the compensating subsidence in the cloud environment; the second represents the horizontal momentum detrainment from convective updrafts into their environment; the last term is the pressure gradient across the clouds. Schneider et al.^[45] ignored the convective pressure effect.

Field observations of convective storms during the 1980's found that convection can produce large pressure perturbations in and around the storm, which can modulate the horizontal momentum inside the clouds^[46-47]. To incorporate such effects of the perturbation pressure field, Zhang et al.^[10-11] started with the 3-D momentum equation:

$$\rho \frac{\partial \mathbf{v}_3}{\partial t} + \rho \mathbf{v}_3 \cdot \nabla_3 \mathbf{v}_3 + 2 \rho \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}_3 = -\nabla p + \mathbf{k} \rho B \quad (46)$$

where $\mathbf{v}_3 = (u, v, w)$ is the 3-D wind vector, $\boldsymbol{\Omega}$ is the vector form of the Coriolis parameter, and B is buoyancy of the cloud air. Note that $\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_3 \mathbf{v}_3 + 2 \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}_3 = \nabla_3 \left(\frac{1}{2} \mathbf{v}_3 \cdot \mathbf{v}_3 \right) + \boldsymbol{\eta} \times \mathbf{v}_3$, where $\boldsymbol{\eta} = \nabla_3 \times \mathbf{v}_3 + 2 \boldsymbol{\Omega}$ is 3-D absolute vorticity. Taking the

3-D divergence operation on the 3-D momentum equation and making use of mass continuity equation, one gets:

$$\begin{aligned} \nabla_3^2 p &= -\nabla_3 \cdot \left(\frac{\rho}{2} \nabla_3 \mathbf{v}_3 \cdot \mathbf{v}_3 \right) - \nabla_3 \cdot (\rho \boldsymbol{\eta} \times \mathbf{v}_3) + \nabla_3 \cdot (\rho \mathbf{k} B) \\ &= -\nabla_3^2 \left(\frac{\rho}{2} \mathbf{v}_3 \cdot \mathbf{v}_3 \right) + \nabla_3 \cdot \left(\frac{1}{2} \mathbf{v}_3 \cdot \mathbf{v}_3 \nabla_3 \rho \right) + \rho \eta^2 + \mathbf{v}_3 \cdot (\nabla_3 \times \rho \boldsymbol{\eta}) + \nabla_3 \cdot (\rho \mathbf{k} B) \end{aligned} \quad (47)$$

The buoyancy force is important for creating vertical pressure gradient. Its effect on horizontal pressure gradient across convective clouds depends on the cloud

tilting^[46]. Since we do not have enough knowledge about it, it is ignored in CMT parameterization. Expanding Eq. (47) gives:

$$\nabla_3^2 p = -2\rho \left[\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} \right] - \rho \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right] + w^2 \rho \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \quad (48a)$$

Zhang et al.^[10,11] solved Eq. (48a) using Fourier and Bessel expansions together with appropriate upper and lower boundary conditions to obtain the mean pressure gradient force across clouds. Zhang et al.^[48] assessed the effect of CMT on climate simulation and found large impacts on the mean climate. Later work found that CMT can also have impacts on the simulations of El Nino and Madden-Julian Oscillation^[49-50].

Simplified forms of the representation of perturbation pressure gradient force have been investigated after Zhang and Cho's work. For a harmonic waveform horizontal variation in convective vertical velocity and perturbation pressure, this can be achieved. The forcing on the rhs of Eq. (48) can be divided into linear and nonlinear components.

$$\begin{aligned} \nabla_3^2 p &= -2\rho \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - 2\rho \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} - 2\rho \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u'}{\partial z} - 2\rho \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v'}{\partial z} \\ &\quad - \rho \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right] + w^2 \rho \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (48b)$$

The first two terms on the rhs are the linear forcing, proportional to the vertical shear of the mean wind. The remainder represents nonlinear forcing, of which the first term is related to the perturbation wind shear, the terms inside the square brackets are related to the divergent flow and the third term is related to the atmospheric stratification. Consider the linear forcing only:

$$\nabla_3^2 p \approx -2\rho \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - 2\rho \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$$

Assume w is of a sine form:

$$w = w_0 \cos kx \cos ly \sin mz \text{ for } -\frac{\pi}{2} < kx, ly < \frac{\pi}{2}$$

where, k , l , and m are wavenumbers in the x -, y - and z -direction, respectively. Then

$$\begin{aligned} p &= \frac{2\rho}{k^2 + l^2 + m^2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} k \sin kx \cos ly + \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} l \cos kx \sin ly \right) w_0 \sin mz \\ \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} &= \frac{2w_0}{k^2 + l^2 + m^2} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} k^2 \cos kx \cos ly - \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} kl \sin kx \sin ly \right) \sin mz \\ \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} &= \frac{2w_0}{k^2 + l^2 + m^2} \left(-\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} kl \sin kx \sin ly + \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} l^2 \cos kx \cos ly \right) \sin mz \end{aligned}$$

Averaging over the cloud area gives:

$$\frac{\sigma_c}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_c = -\frac{2k^2}{k^2 + l^2 + m^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \sigma_c w_c = -\gamma_x M_c \frac{\partial \bar{u}}{\rho \partial z} \quad (49a)$$

$$\frac{\sigma_c}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial y} \right)_c = -\frac{2l^2}{k^2 + l^2 + m^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \sigma_c w_c = -\gamma_y M_c \frac{\partial \bar{v}}{\rho \partial z} \quad (49b)$$

γ_x and γ_y are coefficients depending on the horizontal and vertical scales of the convective cloud. Thus, convection-induced pressure gradient depends on the horizontal as

well as vertical scales of convective updrafts, in addition to mass flux and wind shear. For a convective updraft with about equal sizes in both horizontal and vertical directions, i.e. $k=l=m$, $\gamma_x=\gamma_y=0.67$.

Wu et al.^[12] first used this approach. Later, Gregory et al.^[13] used a cloud-resolving model simulation to estimate this parameter, and found that $\gamma=0.7$ is a good approximation. Zhang et al.^[51] also evaluated the role

of convective pressure gradient force in CMT using a cloud-resolving model simulation of a TOGA COARE convection event, and found that $\gamma=0.55$ gives a better agreement. Substituting Eq. (49) into Eq. (45) gives:

$$X = (1-\gamma)M_c \frac{\partial \bar{v}}{\rho \partial z} + \delta(v_c - \bar{v}) \quad (50)$$

Fig. 5 shows the x-component of pressure gradient force averaged over convective updraft and the convective effect on CMT, also called apparent momentum source, from Zhang et al.^[51] The cloud-mean pressure gradient force obtained by solving the full perturbation pressure equation as in Zhang et al.^[10-11] is in excellent agreement with the model simulation. A least-squared fit using eq. (49) with $\gamma=0.55$ also produces a close agreement. The parameterized apparent momentum source captures the major features of the simulated CMT although the magnitude is somewhat larger.

4. Discussions and concluding remarks

Many of the convective parameterization schemes reviewed in this paper have been used widely in global atmospheric prediction and climate models. The Tiedtke scheme is used in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) operational model^[52]. The Emanuel scheme is used in the US Navy Operational Global Atmospheric Prediction System^[53]. The Zhang-McFarlane scheme is used in the NCAR GCM^[41-42]. The Arakawa and Schubert scheme is used in US National Centers for Environmental Prediction (NCEP)^[54]. While the performance of a convective parameterization scheme depends on many factors including the parent model, some common weaknesses of the existing convection schemes are well known. Among them are double Intertropical Convergence Zones, weak MJO, wrong diurnal cycle of convection and too frequent weak precipitation and lack of high intensity precipitation. These model deficiencies point to the need of further improvements in convective parameterization. There have been some interesting progress recently in this regard.

As mentioned earlier, treatment of microphysical processes inside convective updrafts has received considerable interests in recent years. This is because detrained cloud hydrometeor is an important source of cloud water and ice for large-scale cloud development. In addition, reducing uncertainties in aerosol-convection interaction and aerosol indirect effect on clouds requires more accurate parameterization of convective microphysics. The recent work of [14-17] opened the door

to a new line of research in this direction.

There has also been significant advancement in “superparameterization” or multi-scale modeling framework (MMF), which replaces the conventional convection parameterization by embedding a cloud-system-resolving model in a GCM^[55-57]. While this approach generally produces better simulations than convection parameterization schemes^[58], it is computationally expensive. For climate projection research, which requires ensemble simulations of hundreds or even thousands of years, it is not feasible at least in the next decade. However, while it does not replace convective parameterization in any foreseeable future, it is an excellent tool for evaluating and improving conventional convective parameterization.

One of the outstanding issues facing convection parameterization today is its resolution dependence. Numerical weather prediction models will likely approach 5 km or higher and GCMs will approach 10 km resolutions in the next 5 to 10 years. At these resolutions, the separation between grid-scale motion and deep convection is no longer clear. To what extent are current convection schemes still usable? As mentioned before [Eqs. (14)–(15)], all convection schemes assume that convective cloud fraction within a model grid box is much smaller than 1. While this assumption is in general valid for model grid spacing of 100 km or larger, it will break down when model grid spacing is reduced to 10 km or smaller. At such high resolutions, convective cloud fraction can easily reach 0.5 or larger, and convection schemes need to be reformulated. Arakawa et al.^[59-60] have explored the possibility of reformulating convective parameterization when cloud fraction is non-negligible. They argue that by introducing an additional equation for cloud fraction, existing parameterization schemes can be modified for use in high-resolution numerical models. This type of work is still in its infancy, and much more needs to be done to provide a sound foundation for convection parameterization in high-resolution numerical models.

Another issue is determining the vertical velocity in convective clouds, particularly in updrafts. Updraft vertical velocities are important for convective microphysical processes including droplet activation and ice nucleation by aerosols. They can also be used to determine convective cloud fraction, given updraft cloud mass flux. In addition, recent work on entrainment

estimation used in convection parameterization requires knowledge of updraft vertical velocity.

Finally, sub-grid scale variability and trigger conditions for convection initiation are important issues for convection parameterization. Currently, convection schemes use grid-mean properties to diagnose convective activity. In reality, convective plumes are strongly tied to local, sub-grid scale features such as cold pool currents/gust fronts and warm thermals. As for trigger conditions for convection onset, they determine the timing of convection. The wrong diurnal cycle of simulated convection in GCMs may well be related to inadequate convection trigger functions. Yet, all trigger functions in existing convection schemes are *ad hoc*, without systematic evaluation with observations or cloud model simulations. Anecdotal research^[52,54] indicates that trigger functions have an important impact on climate simulation. Thus, a more systematic evaluation of trigger functions is needed.

This paper aims to provide a comprehensive review of convective parameterization schemes used in climate and numerical weather prediction models, with emphasis on mass flux type of schemes. A 1-dimensional steady-state cloud model is presented to demonstrate its use for determining cloud properties needed in convection parameterization. A stochastic mixing model is also discussed. Several closure conditions are described to illustrate our current understanding of the problem. One section is devoted to describing the parameterization of convective momentum transport. The difficulty of parameterizing CMT lies in estimating the effect of convection-induced perturbation pressure gradient force. Some outstanding issues facing convection parameterization developers and the general climate modeling /numerical weather prediction communities are briefly outlined.

参考文献

- [1] Manabe S, Smagorinsky J, Strickler R F. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. *Mon Wea Rev*, 1965, 93: 769-798.
- [2] Betts A K. A new convective adjustment scheme. I. Observational and theoretical basis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1986, 112: 677-691.
- [3] Kuo H-L. On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J Atmos Sci*, 1965, 22: 40-63.
- [4] Kuo H L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J Atmos Sci*, 1974, 31: 1232-1240.
- [5] Tiedtke M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon Wea Rev*, 1989, 117: 1779-1800.
- [6] Arakawa A, Schubert W H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J Atmos Sci*, 1974, 31: 674-701.
- [7] Emanuel K A. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 2313-2335.
- [8] Donner L J. A cumulus parameterization including mass fluxes, vertical momentum dynamics, and mesoscale effects. *J Atmos Sci*, 1993, 50: 889-906.
- [9] Zhang G J, McFarlane N A. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre general circulation model. *Atmosphere-Ocean*, 1995, 33: 407-446.
- [10] Zhang G J, Cho H R. Parameterization of the vertical transport of momentum by cumulus clouds. Part I: Theory. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 1483-1492.
- [11] Zhang G J, Cho H R. Parameterization of the vertical transport of momentum by cumulus clouds. Part II: Application. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 2448-2457.
- [12] Wu X, Yanai M. Effects of vertical wind shear on the cumulus transport of momentum: Observations and parameterization. *J Atmos Sci*, 1994, 51: 1640-1660.
- [13] Gregory D, Kershaw R, Innes P M. Parameterization of momentum transport by convection. II: Tests in single column and general circulation models. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1997, 123: 1153-1183.
- [14] Zhang J H, Lohmann U, Stier P. A microphysical parameterization for convective clouds in the ECHAM5 climate model: Single-column model results evaluated at the Oklahoma Atmospheric Radiation Measurement Program site. *J Geophys Res*, 2005, 110, doi:10.1029/2004JD005128, D15S07.
- [15] Lohmann U. Global anthropogenic aerosol effects on convective clouds in ECHAM5-HAM, *Atmos Chem Phys*, 2008, 8: 2115-2131.
- [16] Song X, Zhang G J. Microphysics parameterization for convective clouds in a global climate model: Description and single-column model tests. *J Geophys Res*, 2011, 116: D02201, doi:10.1029/2010JD014833.
- [17] Song X, Zhang G J, Li J-L. Evaluation of microphysics parameterization for convective clouds in the NCAR Community Atmosphere Model CAM5. *J Climate*, 2012, 25: 8568-8590, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00563.1.
- [18] IPCC. Climate Change 2007//Solomon S, et al. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. New York: Cambridge Univ.
- [19] Rosenfeld D, Lohmann U, Raga G B, et al. Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? *Science*, 2008, 321: 1309-1313.
- [20] Li Z, Niu F, Fan J, et al. Long-term impacts of aerosols on the vertical development of clouds and precipitation. *Nature Geoscience*, 2011, 4: 888-894, doi:10.1038/ngeo1313.
- [21] Malkus J S, Riehl H. On the dynamics and energy transformations in steady state hurricanes. *Tellus*, 1960, 12: 1-20.
- [22] Arakawa A. Parameterization of cumulus convection. *Proc WMO/IUGG Symp. Numerical Weather Prediction*. Japan Meteor Agency, 1969, IV(8): 1-6.
- [23] Ooyama K. A theory on parameterization of cumulus convection. *J Meteor Soc Japan*, 1971, 49(S): 744-756.
- [24] Krishnamurti T N, Ramanathan Y, Pan H-L, et al. Cumulus parameterization and rainfall rates I. *Mon Wea Rev*, 1980, 108: 465-472.
- [25] Yanai M, Esbensen S, Chu J H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J Atmos Sci*, 1973, 30: 611-627.
- [26] Lord S J. Interaction of a cumulus cloud ensemble with large-scale environment. Part III: Semi-prognostic test of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. *J Atmos Sci*, 1982, 39: 88-103.
- [27] Neggers R A J, Siebesma A P, Jonker H J J. A multiparcel model for shallow cumulus convection. *J Atmos Sci*, 2002, 59: 1655-1668.
- [28] Del Genio A D, Wu J. The role of entrainment in the diurnal

- cycle of continental convection, *J Clim*, 2010, 23: 2722-2738, doi: 10.1175/2009JCLI3340.1.
- [29] Romps D. A direct measure of entrainment. *J Atmos Sci*, 2010, 67: 1908-1927.
- [30] Johnson R H. Cumulus transports in a tropical wave composite for phase III of GATE. *J Atmos Sci*, 1978, 35: 484-494.
- [31] Raymond D J, Blyth A M. A stochastic model for nonprecipitating cumulus clouds. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 2708-2718.
- [32] Emanuel K A, Zivkovic-Rothman M. Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *J Atmos Sci*, 1999, 56: 1766-1782.
- [33] Gregory D, Morcrette J J, Jacob C et al. Revision of convection, radiation and cloud schemes in the ECMWF Integrated Forecasting System. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2000, 126: 1685-1710.
- [34] Pope V D, Gallani M L, Rowntree P R, et al. The impact of new physical parameterizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3. *Climate Dyn*, 2000, 16: 123-146.
- [35] Kain J S, Fritsch J M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J Atmos Sci*, 1990, 47: 2784-2802.
- [36] Zhang G J. Convective quasi-equilibrium in midlatitude continental environment and its effect on convective parameterization. *J Geophys Res*, 2002, 107: doi: 10.1029/2001JD001005.
- [37] Zhang G J. Convective quasi-equilibrium in the Tropical western Pacific: Comparison with midlatitude continental environment. *J Geophys Res*, 2003, 108: D19, 4592, doi:10.1029/2003JD003520.
- [38] Pan V, Randall D A. A cumulus parameterization with a prognostic closure. *Q J R Meteorol Soc*, 1998, 124: 949-981.
- [39] Chikira M, Sugiyama M. A cumulus parameterization with state-dependent entrainment rate. Part I: Description and sensitivity to temperature and humidity profiles. *J Atmos Sci*, 2010, 67: 2171-2193, doi:10.1175/2010JAS3316.1.
- [40] Chikira M. A cumulus parameterization with state-dependent entrainment rate. Part II: Impact on climatology in a general circulation model. *J Atmos Sci*, 2010, 67: 2194-2211, doi:10.1175/2010JAS3317.1.
- [41] Zhang G J, Mu M. Simulation of the Madden-Julian oscillation in the NCAR CCM3 using a revised Zhang-McFarlane convection parameterization scheme. *J Climate*, 2005, 18: 4049-4067.
- [42] Zhang G J, Mu M. Effects of modifications to the Zhang-McFarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, version 3. *J Geophys Res*, 2005, 110 (D09109), doi:10.1029/2004JD005617.
- [43] Zhang G J, Wang H. Toward mitigating the double ITCZ problem in NCAR CCSM3. *Geophys Res Lett*, 2006, 33 (L06709), doi:10.1029/2005GL025229.
- [44] Austin P M, Houze Jr. R A. A technique for computing vertical transports by precipitating cumuli. *J Atmos Sci*, 1973, 30: 1100-1111.
- [45] Schneider E K, Lindzen R S. A discussion of the parameterization of momentum exchange by cumulus convection. *J Geophys Res*, 1976, 81: 3158-3161.
- [46] LeMone M A. Momentum transport by a line of cumulonimbus. *J Atmos Sci*, 1983, 40: 1815-1834.
- [47] LeMone M A, Barnes G M, Kankhauser J C, et al. Perturbation pressure fields measured by aircraft around the cloud base updraft of deep convective clouds. *Mon Wea Rev*, 1988, 116: 313-327.
- [48] Zhang G J, McFarlane N A. Role of convective-scale momentum transport in climate simulation. *J Geophys Res*, 1995, 100: 1417-1426.
- [49] GFDL Model Development Team. The GFDL new global atmosphere and land model AM2/LM2: Evaluation with prescribed SST simulations. *J Climate*, 2004, 17: 4641-4673.
- [50] Deng L, Wu X. Effects of Convective Processes on GCM Simulations of the Madden-Julian Oscillation. *J Climate*, 2010, 23: 352-377, doi: 10.1175/2009JCLI3114.1
- [51] Zhang G J, Wu X. Convective momentum transport and perturbation pressure field from a cloud-resolving model simulation. *J Atmos Sci*, 2003, 60: 1120-1139.
- [52] Jakob C, Siebesma A P. A new subcloud model for mass-flux convective schemes—influence on triggering, updraught properties, and model climate. *Mon Wea Rev*, 2003, 131: 2765-2778.
- [53] Peng M S, Ridout J A, Hogan T F. Recent modifications of the Emanuel convective scheme in the navy operational global atmospheric prediction system. *Mon Wea Rev*, 2004, 132, 1254-1268.
- [54] Lee M-I, Schubert S D, Suarez M J, et al. An analysis of the warm-season diurnal cycle over the continental United States and North Mexico in general circulation models. *J Climate*, 2007, 20: 344-366, doi: 10.1175/JHM581.1.
- [55] Grabowski W W. Coupling cloud processes with the large-scale dynamics using the cloud-resolving convection parameterization (CRCP). *J Atmos Sci*, 2001, 58: 978-997.
- [56] Khairoutdinov M F, Randall D A. A cloud resolving model as a cloud parameterization in the NCAR Community System Model: Preliminary results. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 3617-3620.
- [57] Tao W-K, Chern J, Atlas R, et al. A multiscale modeling system: Developments, applications, and critical issues. *Bull Amer Meteor Soc*, 2009, 90: 515-534.
- [58] Stan C, Khairoutdinov M, DeMott C A, et al., An ocean-atmosphere climate simulation with an embedded cloud resolving model. *Geophys Res Lett*, 2009, 37: L01702, doi: 10.1029/2009GL040822.
- [59] Arakawa A, Jung J H, Wu C M. Toward unification of the multiscale modeling of the atmosphere. *Atmos Chem Phys*, 2011, 11: 3731-3742.
- [60] Arakawa A, Wu C-M. A unified representation of deep moist convection in numerical modeling of the atmosphere. Part I. *J Atmos Sci*, 2013, 70: 1977-1992.

“96·7”中亚低涡持续活动能量转换和频散特征

杨莲梅^{1,2} 李曼²

(1 新疆维吾尔自治区气象台, 乌鲁木齐 830002; 2 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 乌鲁木齐 830002)

摘要: 利用NCEP/NCAR逐日再分析资料, 分析了1996年7月11—22日中亚低涡持续活动发展、维持和减弱过程中三维结构及其能量转换和频散特征。结果表明: (1) 中亚低涡在对流层中高层发展并向高层和低层延伸, 最大正涡度中心始终位于中高层, 存在300hPa以下为冷心、以上为暖心结构的气旋性深厚天气尺度系统, 其发展—成熟—减弱过程最大正涡度中心由低涡中心西侧逐渐移至东侧, 并对应低层辐合、中高层辐散的强上升运动。(2) 扰动动能(K_E)变化定量地反映中亚低涡强度变化和发展阶段, 对流层中、高层 K_E 强, 同时, 低涡内部的能量转换及其与外界的能量输送也主要发生在中、高层。低涡发展过程 K_E 来源于扰动位能(A_E)的转换和区域开放边界的扰动动能输入, 且两者作用相当, 它们使得低涡快速发展。低涡成熟期系统内部的能量转换很小, K_E 来自于外界扰动位能输入, 消耗项为向开放边界的扰动动能输出。(3) 此次低涡持续活动过程平均而言, 东北大西洋反气旋式异常环流中心是罗斯贝(Rossby)波能量的频散源地, 波能量向东欧—乌拉尔山频散, 东欧—乌拉尔山正异常环流成为向中亚地区能量频散的“中继站”, 此地重新激发罗斯贝波向中亚地区频散使得中亚低涡持续活动了12d。(4) 中亚低涡不同发展阶段罗斯贝波能量频散路径有所不同。发展和稳定维持期, 东北大西洋正异常环流向东欧—乌拉尔山地区的能量频散过程显著, 使得东欧正异常环流强盛发展并作为能量“中继站”向中亚地区频散能量, 从而导致中亚低涡快速发展和稳定维持; 减弱期, 东北大西洋罗斯贝波能量向东南方向频散在地中海东部地区进入亚洲副热带西风急流, 然后沿亚洲急流向东频散, 使得中亚低涡维持, 这阶段东欧—乌拉尔山地区不再出现向中亚地区的能量频散。

关键词: 中亚低涡, 三维结构, 扰动动能转换, 罗斯贝波能量频散

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.03.003

Energy Conversion and Dispersion Characteristics of “96-7” Central Asian Vortex Persistent Activity

Yang Lianmei^{1,2}, Li Man²

(1 Xinjiang Meteorological Observatory, Urumqi 830002 2 Institute of Desert Meteorology, CMA, Urumqi 830002)

Abstract: Using the NCEP/NCAR reanalysis daily datasets, dynamic and thermal three-dimensional structure, energy cycle and Rossby wave energy dispersion of Central Asian vortex (CAV) persistent activity from July 11 to July 22 in 1996 are studied. The Results show that the vortex developed at the middle-upper firstly and extended upward and downward with time, which had an obvious cold core structure down 300 hPa and a warm core structure over 300 hPa along with maximal positive vorticity at the middle-upper troposphere. During its development - mature - weakened process, maximal positive vorticity moved eastward from westside of vortex center. At the same time its upper-level strong divergence, lower-level convergence and upward motion area moved eastward. Eddy kinetic energy (K_E) variation can quantitatively manifest intensification change and developing stages of vortex; in the meantime K_E is quite strong at the middle and upper tropospheres. Energy conversion within vortex and energy transportation with environment mostly take place over 700 hPa. The conversion term from eddy available potential energy (A_E) to K_E and eddy kinetic energy inflow from open atmospheric region boundaries act as main sources of the K_E , and they play an equivalent role which bring about a rapid development of vortex. It keeps weak energy conversions within vortex during its mature stage, and the source and sink of K_E is respectively eddy available potential energy import from environment and eddy kinetic energy outflow. For middle-range process of this vortex, the anti-cyclone anomaly center over Northeast Atlantic is the fountain of Rossby wave energy dispersion with Rossby wave propagating from Northeast Atlantic to East Europe-Urals (EAU). So the positive height anomaly circulation over EAU acts as “relay station” of energy dispersion for Central Asia. The Rossby wave emanates again from EAU and propagates to Central Asia, causing CAV persistent activity for 12 days. The characteristics of Rossby wave propagation, however, are significantly different in different periods of CAV. During developing and maintaining periods, the anti-cyclone anomaly center over Northeast Atlantic and strong wave flux divergence process are prominent and cause the positive height anomaly circulation over East Europe to develop, which acts as a “relay station” of energy and continues to propagate for Central Asia, consequently bringing about CAV sudden development and stable maintenance. During the weakening period, Rossby waves propagate from Northeast Atlantic to the east of the Mediterranean Sea and enter Asia subtropical jet stream to continue dispersion along with the jet stream. It is not found that Rossby wave propagates from the EAU to Central Asia.

Key words: Central Asian vortex, three-dimensional structure, eddy kinetic energy conversion, Rossby wave energy dispersion

收稿日期: 2013年11月7日; 修回日期: 2014年7月29日

第一作者: 杨莲梅(1969—), Email: yanglm@idm.cn

资助信息: 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506009);

国家科技支撑项目(2012BAC23B01); 国家自然科学基金项目(41075049)

0 引言

出现在里海、咸海以东到新疆且与乌拉尔山高压脊联系的天气尺度切断涡旋系统，称为“中亚低涡”，它是造成新疆暴雨（雪）、持续低温天气的重要影响系统之一^[1-5]，甚至能影响新疆地区中期—延伸期天气趋势。中亚低涡是对流层具有中期时间尺度（4d以上）的深厚切断低压系统，移动比较缓慢，可以不断再生发展，具有一定的准静止性，其活动异常对我国东部地区天气气候也可能造成重要影响，如2008年1月中亚低涡维持20多天，至少有4次冷空气从中亚低涡分裂东移，是我国南方罕见低温雨雪冰冻灾害形成过程中的一个关键系统^[6-10]。

中亚低涡是有地域特色的天气系统，其形成与所处的地理位置、高中低纬环流和中亚地形有很大关系，由于对新疆地区极端天气气候问题的关注和研究不够，对中亚低涡系统的认识和关注就更少，目前气象工作者对中亚低涡的认识多停留在天气学特征方面。最近，张云惠等^[11]利用40年逐日资料对其活动规律、生命史和影响分类等进行了较细致的研究，中亚低涡对新疆天气的影响有两类，一类造成新疆区域性暴雨（雪）（称为湿涡），一类则造成大风降温 and 长

时间低温天气而降水较弱（称为干涡）。研究表明，湿涡仅占40%，预报业务中亚低涡降水的预报准确率较低，各类数值模式对中亚低涡系统降水预报准确率最低，同时，低涡具有中期—延伸期时间尺度系统，其持续活动造成降水落区、时段和强度很难把握。1996年7月11—22日出现了一次中亚低涡持续过程，造成了7月15和16日新疆西部、17—21日新疆全境大范围暴雨过程，引发新中国成立以来新疆最严重洪水灾害。此次中亚低涡的活动特点是持续时间长，系统深厚，闭合的气旋式环流从1000hPa一直伸展到100hPa。本文利用逐日资料分析此次持续活动的中亚低涡的三维结构，着重应用有限区域能量循环方程^[12]和罗斯贝波能量频散^[13-15]理论分析其持续活动不同阶段的能量循环和频散特征，以揭示中亚低涡系统发展、维持和消亡过程的物理机制。

1 中亚低涡三维结构

1.1 低涡中期过程概述

1996年7月11日伊朗地区副热带高压（以下简称副高）强烈向北发展与东欧脊叠加，形成低纬到高纬阻塞高压，随着阻塞高压向北发展引导极地冷空气迅速南下补充到中亚地区，使得中亚低涡快速发展（图1），

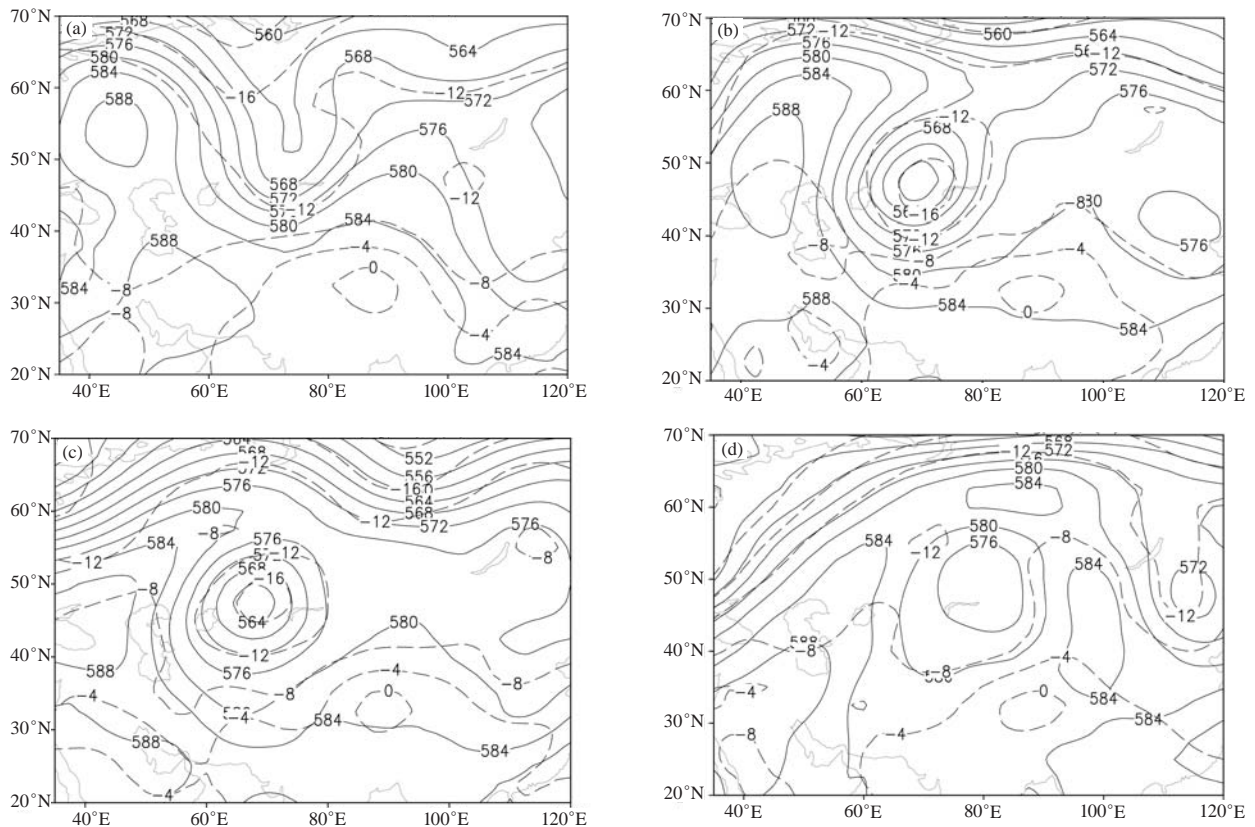


图1 1996年7月10日 (a)、13日 (b)、15日 (c) 和20日 (d) 500hPa高度场 (实线, 单位: dagpm) 和温度场 (虚线, 单位: °C)

同时，贝加尔湖脊稳定维持，欧亚中高纬形成两脊一槽的经向环流，为中亚低涡发展提供了环流背景，13—15日为低涡稳定强盛期，强度大，系统深厚，但低层气旋性环流相对较弱，11—15日低涡位置偏西在80°E以西，因此对新疆影响很小，而16日低涡减弱并分裂短波东移造成新疆偏西地区的暴雨天气，17日中亚低涡主体减弱向东北移动（图1），造成17—21日天山山区及其两侧出现暴雨天气。

此次中亚低涡中期过程，欧亚地区上空维持的几个稳定的长波系统是关键，它们维系着中高纬大气环流的持续异常。图2a为7月11—22日平均500hPa位势高度场，清楚地表征了对流层中层几个关键系统的发展和维持，它们分别是东北大西洋高压脊、西欧槽、东欧脊、中亚低涡和贝加尔湖—西太平洋副高，其中，北非地区副高东北向强烈发展，与此同时伊朗地区副高也向北发展，两者叠加形成了阿拉伯半岛—东欧的长波脊，另外，西太副高西伸并向北发展与贝加

尔湖脊叠加，形成了中南半岛—青藏高原东部—贝加尔湖长波脊，这两个长波脊的稳定维持是中亚低涡持续活动的直接关键系统，这种经向环流异常维持了12d。图2b为低涡持续活动期间500hPa位势高度距平分布，欧亚范围表现为东北大西洋（NA）正异常环流、西欧负异常环流、伊朗高原—乌拉尔山—贝加尔湖（IUB）正异常环流和中亚地区（MA）负异常环流，它们分别对应中高纬经向环流的形成和长波脊、长波槽的维持，200和700hPa环流异常特征与500hPa相同，表明欧亚范围环流持续异常具有相当正压结构，异常强度自高层向低层减弱，尤其NA和IUB正异常远强于负异常，中亚低涡的三维动、热力结构分析表明，中亚低涡是在对流层中、高层发展并向低层延伸发展的天气尺度系统，与本次低涡持续活动期欧亚范围环流持续异常自高层向低层减弱的特征是一致的。从后面的分析可知，这种异常与对流层高层副热带西风急流异常密切联系。

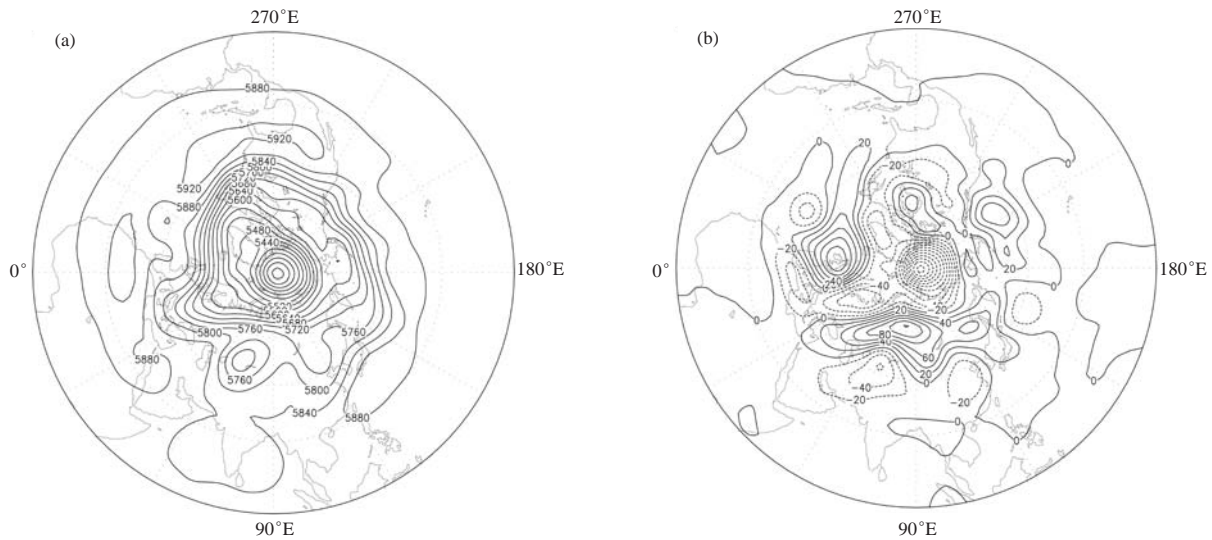


图2 1996年7月11—22日平均500hPa位势高度场 (a) 和位势高度距平场 (b) (相对于气候平均, 单位: gpm)

1.2 中亚低涡三维结构

图3为过低涡中心发展、稳定和减弱的不同时期的位势高度、温度距平场分布，低涡不同发展阶段位势高度距平均表现为中高层强，向高层和低层延伸减弱的相当正压结构，300hPa以下为冷性、以上为暖性，稳定维持期低涡强度最强、最冷，400~200hPa位势高度距平达-120gpm，500~400hPa温度距平为-4℃，300hPa以下温度槽基本与高度槽重合，表明低涡持续活动期间比较稳定。

发展、稳定和减弱期过低涡中心涡度（图4）、散度和垂直速度（图5）经/纬向垂直剖面表明，发展

期低涡范围及其东侧对流层均为正涡度，最大正涡度位于400~250hPa的低涡中心西侧，对应低涡中心西侧对流层为辐散上升运动区，东侧对流层700hPa以下低层为辐散上升运动区，700~300hPa为辐合下沉区；稳定维持期低涡范围对流层仍为一致正涡度分布，强度变化不大，只是低涡中心与正涡度最大中心重合，低涡东侧—新疆西部200hPa以下转为弱的负涡度，对应低涡前部700~400hPa为辐合区，400hPa以上为强辐散区，则对流层表现为一致上升运动区，最大上升运动位于400~300hPa，与新疆西部局地暴雨对应；减弱期低涡范围正涡度明显减弱，但最大正涡度中心明显上

升至350~150hPa, 且位于低涡西侧, 低涡中心西侧500hPa以下为弱辐散区, 以上为强辐合区, 表现为一致强下沉运动, 最大下沉运动位于500hPa以下, 低涡

中心东侧—新疆400hPa以下为弱辐合区, 以上为强辐散区, 则对流层为一致强上升运动, 最大上升运动位于400~250hPa, 与新疆大范围暴雨发生对应。

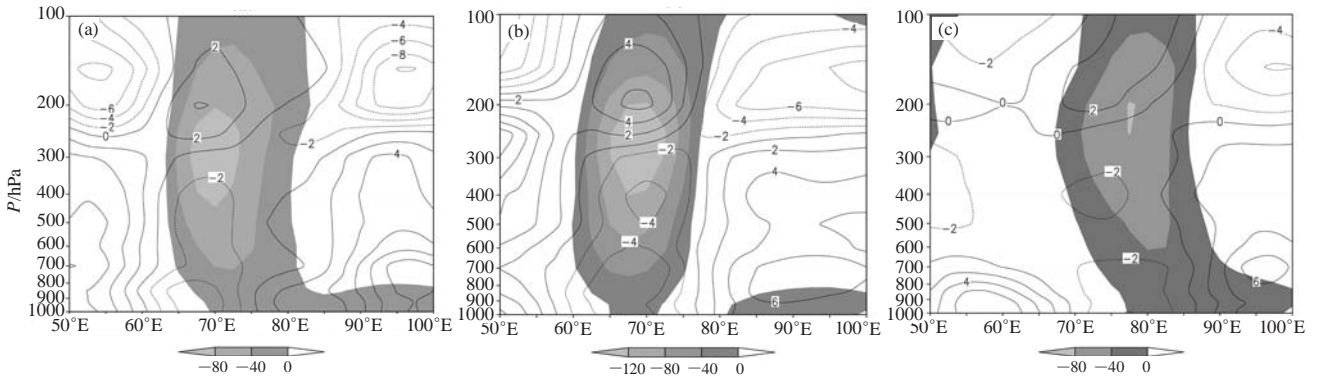


图3 1996年7月11日 (a)、14日 (b) 和20日 (c) 过中亚低涡中心位势高度距平场 (阴影, 单位: gpm) 和温度距平场 (等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 的经/纬向垂直剖面

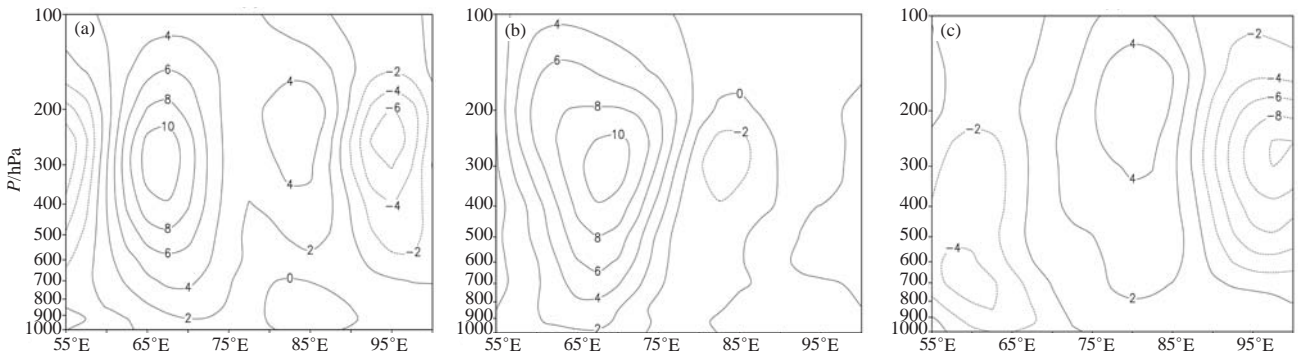


图4 1996年7月11日 (a)、14日 (b) 和20日 (c) 过中亚低涡中心涡度的经/纬向垂直剖面 (单位: 10^{-5} s^{-1})

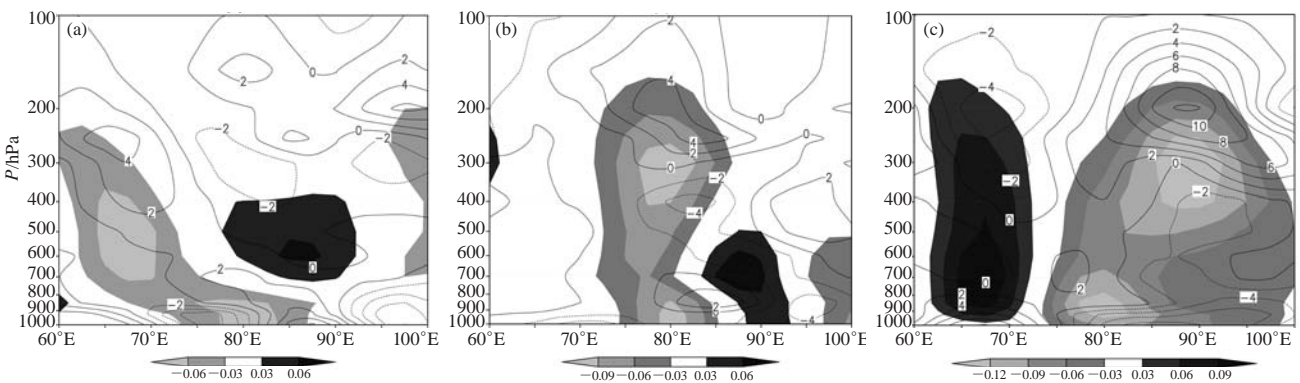


图5 1996年7月11日 (a)、14日 (b) 和20日 (c) 过中亚低涡中心散度 (等值线, 单位: 10^{-5} s^{-1}) 和垂直速度 (阴影, 单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) 的经/纬向垂直剖面

2 中亚低涡活动各阶段能量变化特征

采用有限区域能量循环方程^[12]分析低涡范围各阶段扰动动能 (K_E) 及其变化特征。表1为7月10—13日 (发展期)、14—15日 (成熟期) 和16—20日 (减弱期) 1000~700hPa (对流层低层)、700~300hPa (对流层中层) 和300~100hPa (对流层高层) 低涡

范围 (35° — 55°N , 55° — 85°E) 平均扰动动能 (K_E) 及其变化 ($\frac{\partial K_E}{\partial t}$), 可以看出, 低涡各个时期对流层低层 K_E 均较小, 对流层中层 K_E 与高层相当且远大于低层, 发展期和成熟期 K_E 约为减弱期的2倍。 $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ 变化表明, 发展期中、高层低涡活动增强, 成熟期高层低

涡有所增强，而中、低层低涡活动减弱，减弱期低涡在中、高层明显减弱，而在低层有所增强，这与低涡先在中高层发展，然后随时间向上和向下传递发展的动力结构是一致的， K_E 和 $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ 很好地反映不同高度低涡强度变化和发展阶段。

表1 低涡各个时期对流层各层 K_E (单位: $10^5 \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$) 和 $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ (单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

| | 发展期 | | 成熟期 | | 减弱期 | |
|-------|-------|-----------------------------------|-------|-----------------------------------|-------|-----------------------------------|
| | K_E | $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ | K_E | $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ | K_E | $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ |
| 对流层低层 | 4.80 | -0.15 | 3.71 | -0.39 | 2.46 | 0.32 |
| 对流层中层 | 26.97 | 2.48 | 26.36 | -2.74 | 13.55 | -1.39 |
| 对流层高层 | 19.85 | 4.43 | 27.81 | 2.62 | 13.81 | -2.55 |

表2给出了低涡各个时期 K_E 主要收入和支出项的垂直分布，发展期扰动位能向扰动动能的转换($A_E \rightarrow K_E$)和扰动动能的边界通量(BK_E)为 K_E 的收入项，各层均表现为 $A_E \rightarrow K_E$ ，且中高层强， BK_E 在对流层中层最强，对应于每日天气图上(图略)，可以看到，不断有新鲜冷空气补充，表现为上游短波槽不断合并到低涡中，支出项扰动位能输送(R_E)在对流层中层最大，表明低涡发展期间在对流层高层、中层能量转换与外界能量输送最强，即低涡最先在对流层中高层发展。对流层低层冷空气活动较弱，气旋性环流也很弱，能量的转换和输送较小，随时间变化 K_E 呈减弱状态。

表2 低涡各个时期 K_E 主要收入和支出项的垂直分布(单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

| | 发展期 | | | 成熟期 | | | 减弱期 | | |
|-------|-----------------------|--------|-------|-----------------------|--------|-------|-----------------------|--------|-------|
| | $A_E \rightarrow K_E$ | BK_E | R_E | $A_E \rightarrow K_E$ | BK_E | R_E | $A_E \rightarrow K_E$ | BK_E | R_E |
| 对流层低层 | 3.01 | 1.23 | -6.65 | -0.21 | -2.03 | 3.48 | 8.13 | -0.81 | -5.51 |
| 对流层中层 | 6.81 | 10.2 | -16.4 | -6.04 | -13.9 | 18.9 | 17.74 | 8.65 | -15.4 |
| 对流层高层 | 8.03 | 3.25 | -8.08 | 1.06 | -12.4 | 9.16 | -4.43 | 15.6 | 2.48 |

成熟期 $A_E \rightarrow K_E$ 较弱，系统内部能量交换很弱， R_E 为收入项， BK_E 为支出项，两者能量输送相当，使得低涡处于平衡状态且收入和支出项均在在对流层中层最强，而低层和高层相对较弱，此时低涡在中层表现为最强，这是由于低涡活动向对流层高层和中层延伸，还未延伸到低层。

减弱期 $A_E \rightarrow K_E$ 在中、低层为正，高层为负，表明这时期高层扰动动能开始向纬向平均动能转换，低涡在高层减弱，低涡已延伸到低层，中、低层低涡活动还比较活跃，因此减弱期对流层中、低层 $A_E \rightarrow K_E$ 在低涡生命史中达最强，这与低涡最先在对流层中高层(300~400hPa)发展，然后随时间向下发展的动力结构一致。支出项 R_E 在中、低层为负，在天气图上

(图略)表现为不断有短波槽从低涡中分裂东移，可见低涡内部的能量转换及其与外界的能量输送主要发生在中、高层，从这个角度也表明中亚低涡主要在对流层中高层活动，并随时间向下延伸。

3 罗斯贝波能量频散特征

利用Takaya等^[13-14]推导出的三维波作用通量(简称T-N通量)描述准定常罗斯贝波的能量频散特征。该通量在WKB近似假定下与波位相无关，且与定常罗斯贝波列的局地群速度方向一致。

波作用通量(W)在对数气压坐标中的公式为:

$$W = \frac{P}{2000|U|} \left\{ \begin{array}{l} u(v'^2 - \psi'v'_x) + v(-u'v' + \psi'u'_x) \\ u(-u'v' + \psi'u'_x) + v(u'^2 + \psi'u'_y) \\ \frac{f_0 R_a}{N^2 H_0} [u(v'T' - \psi'T'_x) + v(-u'T' - \psi'T'_y)] \end{array} \right\}$$

式中， ψ' 为准地转扰动流函数， u' 和 v' 为扰动准地转风， $U=(u,v)$ 为基本流场， P 为气压(单位: hPa)， R_a 为干气体常数， H_0 为标高， N^2 为Brunt-Väisälä频率， T' 为扰动温度。该通量公式的基本流场包含了纬向不均匀的纬向和经向风场，特别适合于蜿蜒曲折的中高纬背景环流。

本文用两类波作用通量研究罗斯贝波活动和中亚低涡生成、维持之间的动力学联系。第一类波作用通量以7月11—22日气候平均场(1981—2010年)作为基本流场，并从1996年7月11—22日平均场减去上述基本流场，得到其准地转扰动场，用于刻画中亚低涡持续性活动能量的总体特征；第二类波作用通量则针对这次过程所对应的低频扰动能量在缓变背景流下的频散过程，对于7月11—22日低涡过程，以31d滑动平均的逐日场作为基本流场，并从逐日低通滤波气象场(7d低通滤波)中减去上述基本流场，得到其准地转扰动场，用于刻画能量传播的中期过程时间演变特征。

3.1 中亚低涡罗斯贝波能量频散总体特征

图6a和6b为1996年7月11—22日平均200hPa纬向风及其与气候平均纬向风的距平分布，可以看到有4个显著副热带急流中心，它们分别是：北美 $30\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 中心，地中海 $25\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 中心，青藏高原西部 $35\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 中心，黄海—日本海 $25\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 中心。与气候平均比，北美急流增强且明显向东伸至西欧，亚洲副热带急流的西亚—中亚部分明显西伸至地中海地区并有所增强，亚洲副热带急流中心位置明显偏南，亚洲副热带急流东亚部分东伸至黄海—日本海。

图6c和6d表征了这一时期对流层中上层罗斯贝波能量频散的总体平均特征。波能量频散特征利用第一类波作用通量给出。首先,对流层高层200hPa东北大西洋上空为波作用通量强辐散区,表明其是波源区,东北大西洋上空出现向东南至地中海和向东至东欧的两支波作用通量矢量,地中海上空西风急流的增强是由东北大西洋上空向该地区罗斯贝波能量频散所致,东北大西洋上空向东至贝加尔湖地区交替出现波作用通量辐合(浅阴影)和辐散(深阴影),表明能量“堆积”使系统发展维持,得到补充进一步向下游频散,乌拉尔山高度正异常区西侧为波作用通量辐合,东侧为辐散,成为能量向东南和东传播的“中继站”,且正异常比东北大西洋强,其波作用通量显著散度说明存在其他强迫机制使该正异常加强,该区域

能量向中亚地区波矢量几乎与亚洲副热带急流中心等风速线(图6a)垂直,最后波通量止于亚洲副热带急流主体南侧,成为波能量堆积区,在中亚地区波作用通量强烈辐合,罗斯贝波能量被阻截,有利于中亚低涡的发展和维持,这个能量的传输过程是中亚低涡发展维持和亚洲副热带急流主体偏南的原因。同时,乌拉尔山区域能量继续向东频散是贝加尔湖脊维持的原因之一。500hPa波能量频散特征(图略)与高层基本一致,不同的是高度正负异常强度和能量频散大小比200hPa弱,这从另一个侧面说明环流异常中心的形成和维持可能较大程度取决于副热带急流的活动。

波传播理论^[15]指出,罗斯贝波能量的频散路径(波射线指数)易于从静止波数 K_s 较小的区域折向较大的区域。 K_s 则是由基本气流的分布决定的,而急流

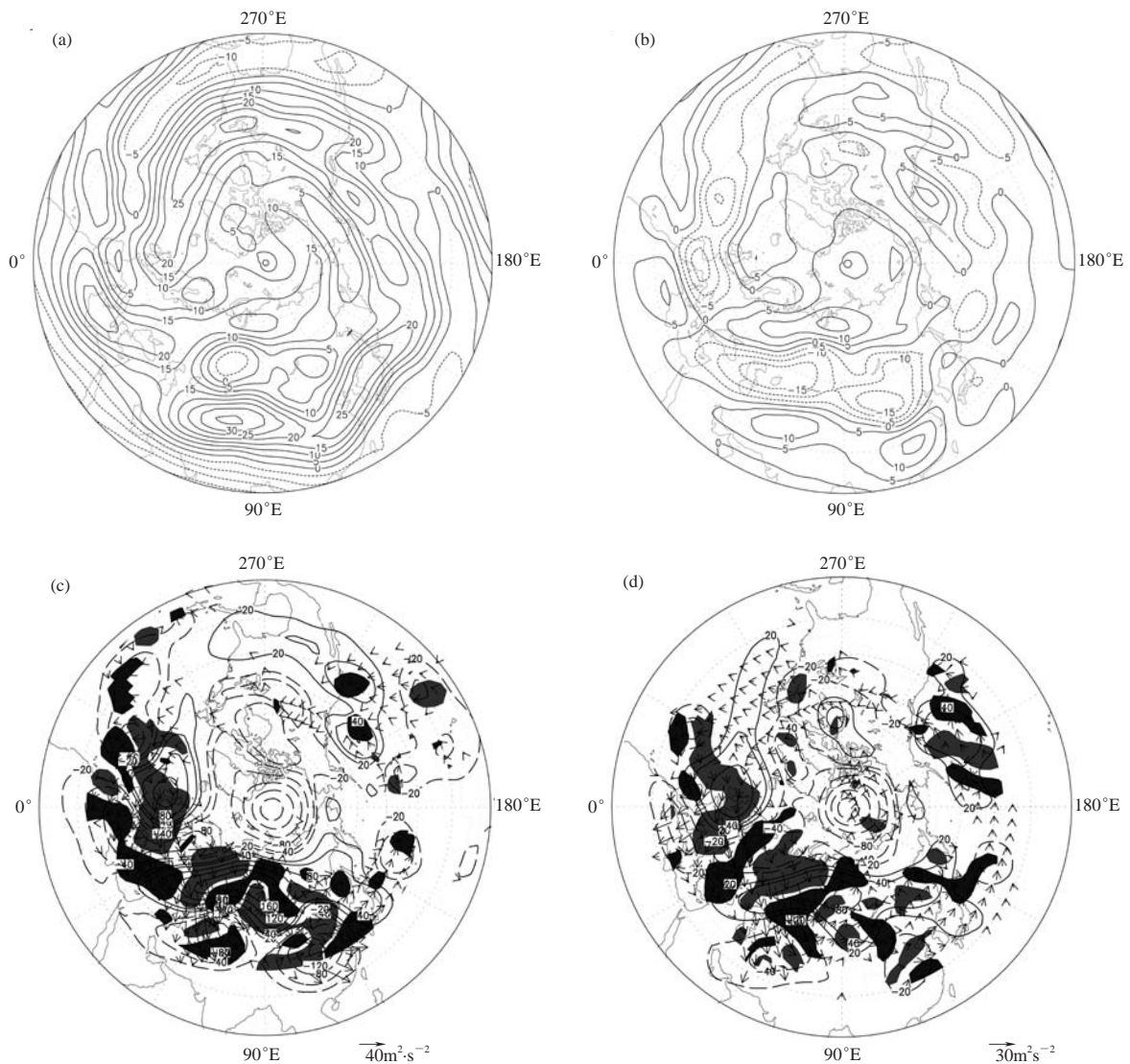


图6 1996年7月11—22日平均的200hPa (a) 纬向风场(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)、(b) 纬向风场距平场、(c) 位势高度场距平(等值线,单位: gpm)和对应的波作用通量(箭头,单位: $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$), (d) 同(c)但为500hPa [深(浅)阴影区为波作用通量散度大于(小于) $6\times 10^{-6}\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ ($-6\times 10^{-6}\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$)的区域]

区往往是 K_1 的极大值区，波能量频散通常由波源出发，折向急流区，然后沿急流轴传播。上述罗斯贝波能量从东北大西洋向亚洲副热带急流的西部（地中海上空）和中部（青藏高原西部）频散特征与理论吻合。上述T-N通量刻画了中亚低涡持续活动期罗斯贝波能量的频散源地，环流之间的联系及其维持，东北大西洋上空正异常中心是罗斯贝波能量的频散源地，波能量向东频散，乌拉尔山成为能量继续向中亚地区传播的“中继站”，中亚低涡得以发展和维持。

3.2 中亚低涡中期演变过程罗斯贝波能量频散特征

为了分析这次中亚低涡持续活动形成、维持和减弱过程的中期演变过程，通过第二类波作用通量给出对流层中高层逐日波能量频散特征，由图5可见，低涡活动各个时期能量传播和频散特征具有较大差异。

中亚低涡发展前期，1996年7月6日500hPa高度场上欧亚范围中高纬形成东欧脊、乌拉尔山槽和贝加尔湖脊的经向环流，乌拉尔山槽形成切断低涡位于 50°N 以北，7日地中海地区脊强烈发展与东欧脊同位相叠加在欧洲形成长波脊，随着欧洲脊发展乌拉尔山北部低涡迅速发展（图1），但10日乌拉尔山低槽出现一次迅速减弱过程，11日开始伊朗地区副高向北强烈发展与东欧脊叠加，形成低纬到高纬阻塞高压，随着阻塞高压向北发展引导极地冷空气沿东欧脊前迅速南下，使得乌拉尔山槽向南发展加深，在中亚地区形成切断低涡（图1），即本文讨论的中亚低涡持续活动阶段。

由7月6—10日对流层中高层逐日波能量频散特征（图略）可知，伴随北美急流增强东伸至西欧上空，北大西洋上空为波作用通量强辐散区，向下游交替出现波作用通量强辐合和辐散，东欧地区存在正异常中心，它对应着东欧脊，自北大西洋频散而来的罗斯贝波能量在正异常中心西侧辐合，东侧辐散，有利于东欧脊的维持和加强，并作为能量继续向东南传播的“中继站”，能量自东欧频散在乌拉尔山地区辐合，利于乌拉尔山槽的发展，这一能量传播过程是该阶段东欧脊和乌拉尔山槽发展的主要原因。

在本次中亚低涡发展初期11日（图7a）前期北大西洋上空强波通量强辐散区东移至东北大西洋和西欧，并向下游频散能量，同时，东欧正异常显著增强和波作用通量强辐散，对应东欧脊的发展增强，罗斯贝波能量从该正异常环流处向东南频散折向亚洲副热带西风急流，然后沿亚洲急流向下游频散，罗斯贝波能量在中亚地区出现明显辐合，有利于中亚低涡的发展。与此相伴随北美急流增强并东伸，亚洲副热带急

流偏南位于 40°N 以南（图7e）。

在低涡迅速发展期（图7b），东北大西洋正异常进一步增强，波通量强辐散也增强，向下游出现明显频散能量，东欧正异常和波作用通量辐散增强，罗斯贝波能量从该正异常环流处向东南频散折向亚洲副热带西风急流也进一步增强，在中亚地区的波作用通量辐合达到最强，中亚低涡发展至强盛，位势高度异常达 -320gpm ，此阶段北美急流东段进一步增强东伸至斯堪的纳维亚半岛，亚洲急流仍位于 40°N 以南但强度增强（图7f）。

中亚低涡稳定维持期（图7c），东北大西洋正异常和波通量强辐散进一步增强，向下游能量频散显著，同时东欧正异常有所减弱，但仍维持波作用通量强辐散和向中亚地区强能量传播，使得中亚低涡稳定维持，此阶段北美急流东伸部分与主体断开，在斯堪的纳维亚半岛—乌拉尔山西侧形成次急流中心，强度达 $35\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，亚洲急流仍然偏南（图7g）。

中亚低涡减弱期（图7d），东北大西洋正异常进一步减弱，罗斯贝波能量从东北大西洋向东南频散在地中海东部地区折向亚洲副热带西风急流，然后沿亚洲急流继续向东频散能量，在中亚地区—新疆出现波作用通量辐合，利于中亚低涡维持，但这支沿亚洲急流的罗斯贝波能量传播强度远弱于低涡发展和维持期能量传播，因此中亚低涡有所减弱，而这阶段东欧正异常和能量辐散明显减弱，不再出现向中亚地区的能量频散，此阶段北美急流减弱，尤其位于斯堪的纳维亚半岛—乌拉尔山西侧急流消失，亚洲急流入口处（地中海上空）急流明显增强，主体位置变化不大、强度有所减弱（图7h）。19—22日罗斯贝波能量频散特征基本一致（图略）。可见，亚洲急流的变化受北美急流活动异常的影响，中亚低涡持续活动不同阶段受北美急流活动异常的影响，而不是受其南侧亚洲急流的影响。在500hPa（图略）上，罗斯贝波能量频散特征基本与对流层上层一致，但能量频散强度弱于对流层上层，这也从另一个角度表明欧亚中高纬环流异常中心的形成和维持可能较大程度取决于副热带急流活动的异常。

4 结论和讨论

本文分析了1996年7月11—22日中亚低涡中期过程的动热力结构和能量循环特征，以及能量的总体特征和随时间演变其发展、维持和减弱阶段罗斯贝波能量频散特征。

（1）此次低涡在对流层中高层发展，之后向高层和低层延伸，300hPa以下为冷心、以上为暖心结构

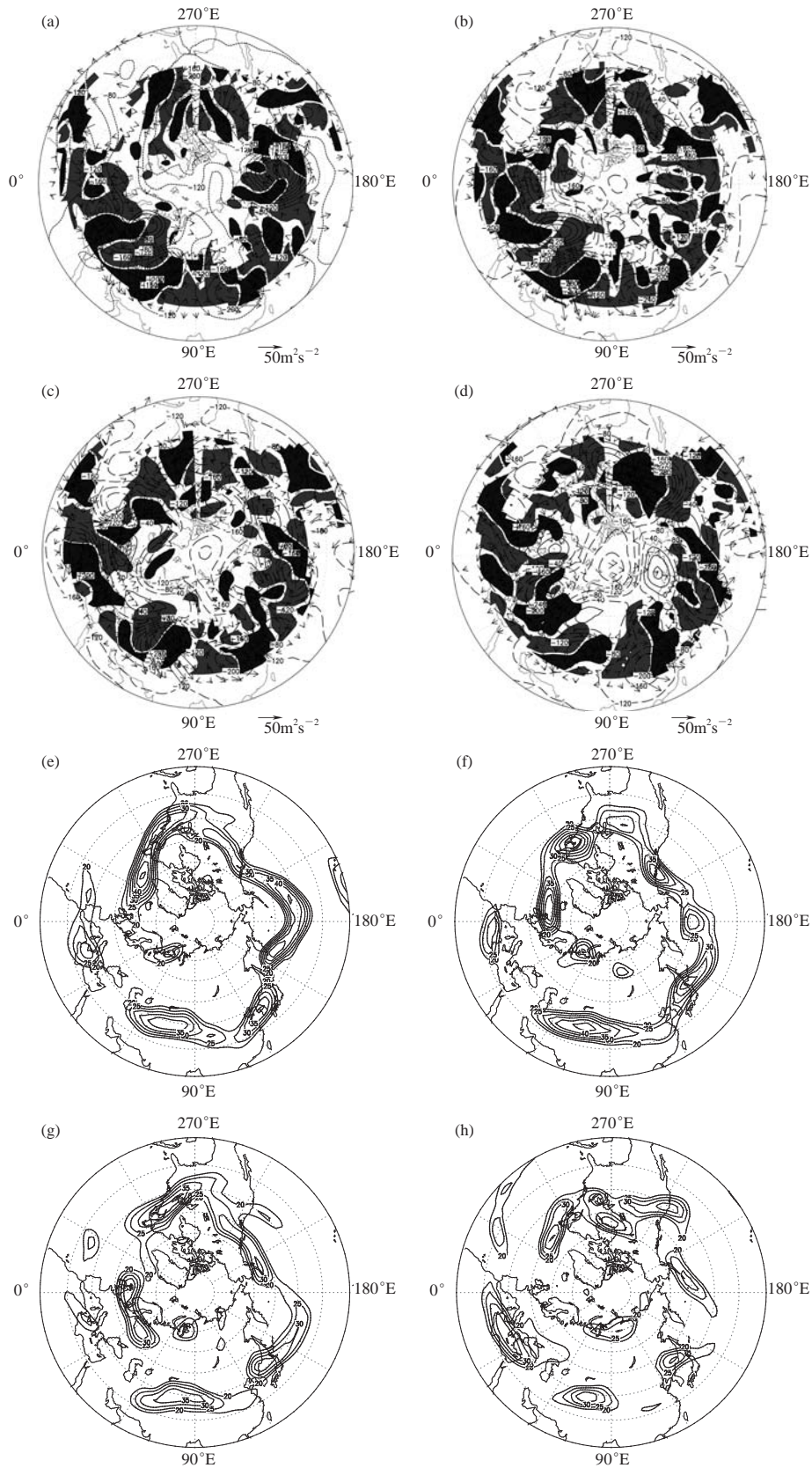


图7 1996年7月11日 (a)、13日 (b)、15日 (c) 和18日 (d) 200hPa位势高度场距平 (等值线, 单位: gpm) 和对应的波作用通量 (箭头, 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), 11日 (e)、13日 (f)、15日 (g) 和18日 (h) 200hPa纬向风 (单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) [深 (浅) 阴影区为波作用通量散度大于 (小于) $8 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ($-8 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) 的区域]

的气旋性深厚天气尺度系统，其发展、成熟、减弱过程的最大正涡度中心、强辐散、强上升运动均位于对流层中高层，且减弱期最大正涡度区显著升高，最大正涡度中心随低涡发展、稳定和减弱过程逐渐东移，由低涡中心西侧移至东侧，强上升运动和中高层辐散也同时东移，暴雨发生在低涡减弱期的强辐散和上升运动区。

(2) 低涡各个阶段对流层中、高层扰动动能、内部的能量转换及其与区域外部环境大气之间的能量输送在中、高层强，而低层弱， K_E 垂直分布随时间变化能很好地反映低涡不同高度强度变化和发展阶段，中亚低涡是在对流层中、高层发展并随时间向低层延伸发展的天气尺度系统。低涡各个阶段均与区域外部环境大气存在明显的能量输送和交换，这是中亚低涡持续发展和维持较长时间的关键因素之一。发展阶段周围中高层环境大气不断有冷空气注入中亚地区， K_E 来源于扰动位能的转换和区域开放边界的扰动动能输入，且两者作用相当，它们使得低涡在中高层快速发展。减弱阶段低涡中、高层活动明显减弱，低层活动却有所增强，扰动位能的转换和区域开放边界的扰动动能输入是 K_E 的来源，同时区域扰动有效位能向外界大量输出，因此 K_E 入不敷出，低涡逐渐减弱。

(3) 此次低涡持续活动总体能量频散过程表现为：与北美急流增强且明显向东伸至西欧相关联，东北大西洋反气旋式异常环流中心是罗斯贝波能量的频散源地，波作用通量强烈辐散向东频散能量，东欧—乌拉尔山环流反气旋式异常中心成为能量继续向中亚地区传播的“中继站”，罗斯贝波能量在此重新激发并向中亚地区频散和辐合使得中亚低涡持续活动了12d。对中亚低涡不同发展阶段而言，在发展和稳定维持期，东北大西洋正异常向下游东欧地区能量频散过程显著，东欧作为能量的“中继站”向中亚地区频散能量，使得中亚低涡发展和维持，在减弱期，东北大西洋正异常中心罗斯贝波能量向东南方向频散在地中海东部地区进入亚洲副热带西风急流，然后沿急流向东继续频散使得中亚低涡维持，这阶段东欧不再出现向中亚地区的能量频散，与此相伴随北美急流减弱，亚洲急流入口处急流增强。

本文主要讨论了中亚低涡持续活动总体和中期演

变不同阶段的罗斯贝波传播特征，与持续性异常环流对应，除了Sardeshmukh等^[16]提出的罗斯贝波源外，还有一个重要的波源是瞬变涡动的正压反馈强迫，观测研究^[17-18]和模拟研究^[19]一直以来都在强调瞬变涡动的正压反馈强迫对低频环流（或时间平均流）的重要贡献。我们将在下一步工作中细致探讨这一问题。

参考文献

- [1] 张家宝, 苏起元, 孙沈清, 等. 新疆短期天气预报指导手册. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1986.
- [2] 张家宝, 邓子凤. 新疆降水概论. 北京: 气象出版社, 1987.
- [3] 杨莲梅, 李霞, 张广兴. 新疆夏季强降水研究若干进展及问题. 气候与环境研究, 2011, 16(2): 188-198.
- [4] 孔期, 郑永光, 陈春艳. 乌鲁木齐7-17暴雨的天气尺度与中尺度特征. 应用气象学报, 2011, 22(1): 12-22.
- [5] 杨莲梅, 张云惠, 汤浩. 2007年7月新疆三次暴雨过程水汽特征研究. 高原气象, 2012, 31(4): 963-973.
- [6] Ding Y H, Wang Z Y, Song Y F, et al. The Unprecedented freezing disaster in January 2008 in Southern China and its possible association with the global warming. Acta Meteorologica Sinica, 2008, 22(4): 538-558.
- [7] 布和朝鲁, 纪立人, 施宁. 2008年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析 I: 亚非副热带急流低频波. 气候与环境研究, 2008, 13(4): 419-433.
- [8] 施宁, 布和朝鲁, 纪立人. 2008年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析 II: 西太平洋副热带高压的特征. 气候与环境研究, 2008, 13(4): 434-445.
- [9] 纪立人, 布和朝鲁, 施宁, 等. 2008年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析 III: 青藏高原—孟加拉湾气压槽. 气候与环境研究, 2008, 13(4): 446-458.
- [10] 杨贵名, 孔期, 毛冬艳, 等. 2008年初“低温雨雪冰冻”灾害天气的持续性原因分析. 气象学报, 2008, 66(5): 836-849.
- [11] 张云惠, 杨莲梅, 肖开提·多莱特, 等. 1971—2010年中亚低涡活动特征. 应用气象学报, 2012, 23(3): 312-321.
- [12] Michaelides S C. A spatial and temporal energetics analysis of a baroclinic disturbance in the Mediterranean. Mon Wea Rev, 1992, 120: 1224-1243.
- [13] Takaya K, Nakamura H. A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. Geophys Res Lett, 1997, 24(23): 2985-2988.
- [14] Takaya K, Nakamura H. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. J Atmos Sci, 2001, 58(6): 608-627.
- [15] Karoly D J, Hoskins B J. Three dimensional propagation of planetary waves. J Meteor Soc Japan, 1982, 60: 109-123.
- [16] Sardeshmukh P D, Hoskins B J. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. J Atmos Sci, 1988, 45: 1228-1251.
- [17] Lau N C, Nath M J. Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks. J Atmos Sci, 1991, 48: 2589-2613.
- [18] Nakamura H, Wallace J M. Synoptic behavior of baroclinic eddies during the blocking onset. Mon Wea Rev, 1993, 121: 1892-1903.
- [19] Ting M, Lau N C. A diagnostic and modeling study of the monthly mean wintertime anomalies appearing in a 100-year GCM experiment. J Atmos Sci, 1993, 50: 2845-2867.

气候变化常用术语刍议

任国玉

(中国气象局气候研究开放实验室, 国家气候中心, 北京 100081)

摘要: 统一的术语对于学术交流和政策制定至关重要。然而, 在气候变化学界, 目前对若干术语的理解和使用还存在明显差异。尝试对气候变化及其相关领域基础性研究中若干常用术语的基本含义做初步阐释。这些术语包括气候变化、气候变异、全球变暖、全球变化、全球气候变化、气候变化监测、气候变化检测、气候变化归因、气候变化预估, 同时也包括具有相近含义的气候转型、气候跃变、气候突变、气候观测、气候监测、天气预报和气候预测等。

关键词: 术语, 气候变化, 气候变异, 全球变暖, 全球变化, 气候突变, 气候变化检测, 气候变化预估

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.03.004

A Discussion on the Usage of Terms in Climate Change Science

Ren Guoyu

(Laboratory for Climate Studies, National Climate Centre, CMA, Beijing 100081)

Abstract: It is important for scientists to use terms with the same meaning in academic exchange. However, the understanding and usage of the terms in climate change science are incompatible between researchers and different policy-makers, leading to some problems both in science and actions to cope with the global issue. Here a brief discussion is held about explicit and implicit meanings of quite a few frequently used terms in literature. The purpose of my humble opinion is to arouse a keen interest from the scientific community in order to find a final solution for the issue by provoking a further discussion. In particular, the terms discussed in this paper include climate change, climate variability, global warming, global change, global climate change, abrupt climate change, climate change monitoring, climate change detection, climate change attribution, and climate change projection.

Keywords: term, climate change, climate variability, global warming, global change, abrupt climate change, climate change detection, climate change projection

0 引言

统一的术语是正常学术交流的前提, 也是科学界向决策者和公众准确传递科学信息的必要条件。然而, 长期以来气候变化学界对于术语的使用还不统一, 个别情况下甚至还较混乱, 以致产生歧义。本文尝试对当前气候变化学界常见的术语进行比较和甄别, 目的是抛砖引玉, 引起关注和讨论, 为最终消除歧义和统一用法, 略尽微薄之力。

1 科学术语

1.1 气候变化

气候变化 (climate change) 是指由于气候系统外驱动因子改变即辐射强迫引起的多年代尺度以上的气候要素渐进演化过程。

气候通常指较长时期内的平均天气状态; 气候系统则指由大气圈、水圈、冰冻圈、生物圈和岩石圈构

成的地球表层综合体^[1-2]。目前理解的气候系统外驱动因子主要包括太阳辐射、火山活动和人类活动 (图1)。大气圈 (或对流层) 顶部接收的太阳辐射受太阳自身输出辐射变化的影响, 也受到地球轨道参数、地球磁场、宇宙射线以及星际空间宇宙尘埃变化的影响, 其

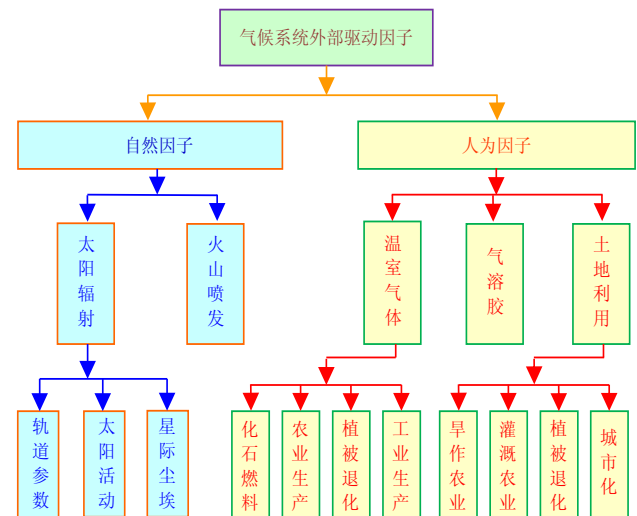


图1 气候系统主要外部驱动因子

收稿日期: 2014年4月30日; 修回日期: 2015年3月21日
作者: 任国玉 (1958-), Email: guoyoo@cma.gov.cn
资助信息: 公益性行业 (气象) 科研专项 (GYHY201206012)

中地球轨道参数变化仅引起全球各纬度带不同季节入射太阳辐射量的再分配，并不改变地球作为一个整体的全年入射太阳辐射量^[3-4]；火山活动是指火山喷发将硫化物等气溶胶带至平流层，悬浮达1年以上时间，影响对流层和地面接收的太阳辐射；人类活动主要包括化石燃料使用和土地利用等引起的大气中二氧化碳（CO₂）、甲烷（CH₄）、氧化亚氮（NO）和水汽等温室气体浓度增加，硫化物、硝化物、黑碳和矿物（粉尘）及其各种衍生物等气溶胶排放，以及土地利用变化引起的陆地表面特性改变等^[5-8]。

在某一特定时期，上述气候系统外部驱动因子的强弱会产生变化，进而导致大气层顶辐射净收支的变化，一般将其称为辐射强迫^[9-10]。在各种辐射强迫耦合作用下产生的全球和区域气候长期演化，称作气候变化。因此，引起气候变化的辐射强迫，既包含自然外强迫，也包含人为外强迫。该定义在气候变化研究中得到较广泛认可。政府间气候变化专门委员会（IPCC）的历次评估报告采用了近似用法^[9-11]，但将持续数十年或更长时间的气候系统内部自然过程引起的气候要素波动也看作气候变化^[9-10]，这与本文定义具有明显差异。

时间尺度界定是重要的。多年代一般指30年或更长的时期。世界气象组织（WMO）规定用以描述平均气候状态的参考期或基准期是3个完整年代，目前采用1981—2010年。因此，两个基准气候期之间的差异才能更好地反映气候平均状态的时间变化，这可以利用基于各种方法估计的研究时期内的线性趋势来表征。由于观测资料序列长度不足，过去也有采用30~50年资料分析气候要素趋势变化的，但利用不足30年连续观测资料开展这类趋势分析，一般认为意义不大。从这个意义上讲，由于外部自然驱动因子引起的气候年际到年代际波动，包括火山喷发引起的年际尺度地表气温波动，也不能看作为气候变化，可以归并到气候变异。

目前，气候变化术语使用其中的一个主要问题是，联合国气候变化框架公约（UNFCCC）采用了与学术界不同的定义^[12]。UNFCCC的定义为：气候变化是指人类活动直接或间接影响大气组成成分，并进而引起气候状态的改变。显然，根据这个定义，“气候变化”仅为学术界所用概念内涵的一部分，不包含由于自然外强迫引起的变化，当然更不包含由于气候系统内部分量演变所造成的不同频率波动即气候变异。UNFCCC当时没有区分太阳辐射、火山活动等自然外强迫因素和海洋、冰雪、植被等气候系统内部自然分

量波动的影响，把所有这些自然因素改变引起的变化统一称为“自然气候变异”，认为“气候变化”叠加在同一时期“自然气候变异”之上。如后所述，该用法在气候变化科学文献中亦有反映，其本身是值得商榷的。无论如何，UNFCCC对气候变化的定义是清楚的，它和学术界以及历次IPCC报告对气候变化的定义具有明显区别。

术语使用上的差异已经产生了若干后果。一个突出的负面影响是，由于学术界与决策者和公众对气候变化概念存在不同理解，科学信息在由前者向后者传递过程中出现困境，在一定程度上助长了学术界以外针对科学信息可靠性的争论，阻碍了社会各界在应对气候变化问题上达成一致认识。从这个意义上讲，国际上气候变化谈判步履维艰固然有许多复杂因素，但UNFCCC和学术界最初没有采用统一的术语，应该负有不可低估的责任。

认识到目前术语使用上的混乱，一些研究者选择采用人为气候变化（anthropogenic climate change, ACC）这个专用词，表示由于各种人类活动引起的大尺度气候变化，特别是由于人类活动排放温室气体导致的全球气候变暖及其气候系统其他方面的趋势性演化。在目前术语使用不统一的情况下，这个做法是值得提倡的。

1.2 气候变异

气候变异（climatic variability），亦称气候变率或气候可变性，是指由于气候系统内部分量或自然外驱动因子改变引起的月、季、年际和年代时间尺度上气候要素的自然波动性，或者仅仅由于气候系统内部分量改变引起的多年代及更长时间尺度上气候要素的长期演化过程。

与气候变化不同，气候变异主要取决于气候系统固有的自身波动，或者仅涉及气候系统自然外部驱动因子相对高频波动的影响，与各种人为因素影响无关。

地球大气圈、水圈、冰冻圈、生物圈和岩石圈每个圈层都有各自的时间演化过程，各个圈层之间还存在着复杂的相互作用，影响气候系统和地球表面的气候状态^[10, 13]。由于这些气候系统内部分量及其相互作用引起的气候状态自然波动即为气候变异。各个圈层的演进具有不同的气候学特征时间尺度，其中大气圈的特征时间尺度最短，主要集中在月、季节到年际长度上，而岩石圈的特征时间尺度最长，板块运动和大陆漂移可以发生在数千万年到上亿年时期内。海洋、陆地植被和冰冻圈演进的气候学特征时间尺度一般为季节到千年，成为当前气候变化科学最为关注的影响

气候系统和地球表面气候变异的主要分量。

在不同的时间尺度上，各个圈层对气候系统演化的影响程度存在差异（图2）。在月、季、年尺度上，大气圈和水圈与气候系统的交集或者相互作用较大，而岩石圈与气候系统几乎没有交集；在多年代时间尺度上，水圈中的海洋与气候系统存在较大的交集或者相互作用，而大气圈和岩石圈与气候系统的交集很小；在千年以上时间尺度上，岩石圈和冰冻圈在气候变异中的作用很大，大气圈和水圈则处于从属地位，作为响应圈层发挥“中间”作用。就每个圈层的作用强度随时间变化来看，大气圈在 $10^0 \sim 10^2$ 年尺度上迅速降低；水圈（主要是海洋）在 $10^1 \sim 10^2$ 年尺度上具有最强的影响，但在 $10^2 \sim 10^3$ 年尺度上迅速降低；岩石圈的影响一般发生在大于 10^3 年的尺度上，在 10^5 年以上尺度上逐渐成为影响地球气候变异的控制因素。

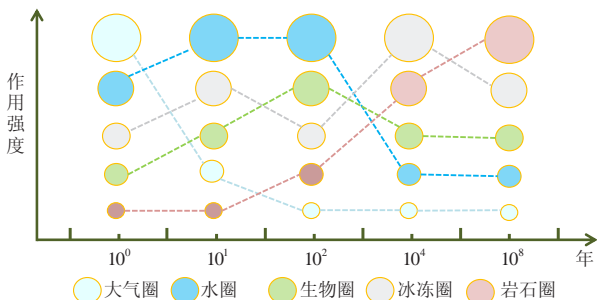


图2 气候系统各个圈层对气候变异的作用强度及其随时间尺度变化示意图

目前对于各种时间尺度，特别是年代以上时间尺度上，不同圈层的影响过程和机理了解很少。但是，与海洋有关的几个低频气候振动模态，如IPO（或PDO，指太平洋年代际涛动）、NAO（北大西洋涛动）以及AMO（大西洋年代际涛动），很可能对区域甚至全球年代到多年代尺度气候变异具有重要影响^[14-15]；北半球中高纬度地带的海冰、积雪范围也存在年代以上尺度的自然振动，可以对欧亚大陆和北美大陆气温、降水变异性产生一定影响^[13]。

值得注意的是，一些大气科学学者理解的气候变异大致等同于短期气候异常，即给定时段气候统计值相对于基准气候期平均态的偏离，通常指月、季、年尺度上的自然气候波动性。这个理解可能是狭窄的，因为它甚至排除了上述各种变异模态转化引起的年代到多年代尺度自然气候波动。

气候变异可以由气候系统内部分量多年代及更长时间尺度上的长期演化引起，这种情况又有称气候变动（climatic variation）、气候变化或气候演变（climatic evolution）的^[16]。

对于观测到的过去气候要素改变，常常不清楚是由何种原因或机理引起的。在这种情况下，为表达严谨最好将其称为气候变化和变异（climatic change and variability），正如美国许多气候学家所采用的^[13, 17-18]；也有作者按照时间尺度对二者予以区分，把多年代（至少30年）以上时间尺度的气候要素变动称作气候变化，而更短时间尺度的气候要素波动称为气候变异。按时间尺度区分是基于这样的假设：由外强迫造成的影响具有长期性或持续性，而由于气候系统内部分量造成的影响具有短时波动性。但是，这个假设实际上可能不成立。外强迫如单个火山喷发造成的影响也可仅持续几年；而气候系统内部分量变异的时间尺度谱系可以很长，从月、季节到上亿年。因此，根据时间尺度区分气候变化和气候变异可能并不合适。

当前气候变化科学的一个艰巨任务是如何在观测的过去气候序列里识别出不同尺度气候变异的影响，特别是工业革命以来多年代以上尺度气候变异的作用^[9-10]。目前的研究基本上还是假设最近100年或者50年的全球或区域平均表面温度序列中不存在明显低频气候变异信号。这个假设是否成立，还需要深入研究、检验。

1.3 全球变暖

全球变暖（global warming），又称全球气候变暖（global climate warming）或气候变暖（climate warming），特指有完整气候观测记录的过去100多年全球性地表温度（包括陆地表面气温和海洋表面水温）明显上升的现象^[19]，以及陆地冰川消融和全球海平面上升等其他气候系统分量的响应过程。一般认为，这个时期的全球地表温度上升主要是工业革命以来人类排放温室气体等活动影响的结果；然而，古气候代用资料表明，这个时期的变暖也可能至少部分与北半球地面气温由15—19世纪“小冰期”的自然回返过程有关。

显然，全球变暖是特定时期内气候变化的特殊表现形式，可看作是气候变化概念的外延；如果考虑到目前对于全球变暖现象背后原因还有一定争议的事实，它甚至可能是特定时期内气候变异的特殊表现形式，可看作气候变异概念的外延。因此，全球变暖不等同于气候变化。后者可以发生在除地表温度以外的其他气候要素上，而且可以出现在更加久远的过去，并可发生在区域和局地等各种空间尺度上，也可以起源于自然的外部驱动因子作用。气候变化概念涵盖了全球变暖，也涵盖了古气候或历史气候。气候变化研究因全球变暖问题而备受重视，现代气候科学也因此获得快速发展。气候变化

这个概念不仅明显区别于全球变暖，也不等同于全球气候变化（global climate change）。如下所述，后者与全球变暖的含义更为接近。

气候学界以外的研究者，以及决策者和公众，一般还把气候变化和全球变暖两个术语看作同义词。显然，这和UNFCCC对气候变化的定义有渊源关系^[12]。UNFCCC将由于人类活动向大气中排放过量温室气体和气溶胶等引起的气候状态改变称为气候变化，而这个狭义的“气候变化”突出表现在全球地表温度显著增加上。因此，UNFCCC定义的气候变化，其含义比学术界定义的更加接近全球变暖、全球气候变化和人为气候变化等术语。

1.4 全球变化

全球变化（global change），又称全球环境变化（global environmental change），是指主要由于人类活动影响而造成的地球表层系统及其支持生命的环境的演变。全球变化的基本表现形式是可能由于温室气体排放而引起的全球气候变暖和海洋表层酸化及其各种伴生的气候、环境和生态变化，以及由于其他人类活动而引起的大气臭氧层破坏、土地荒漠化和生物多样性减少等具有全球性影响或表现的环境退化过程^[4, 7, 20-22]。

目前对全球变化这个概念的内涵、外延还有不同的理解^[23]。上述定义主要依据与其相关的20世纪中后期发起的三大国际合作研究计划的目标和内容。这三个计划分别是国际地圈—生物圈计划（IGBP）、世界气候研究计划（WCRP）和全球变化人文维度计划（IHDP），常统称为全球变化研究，或者地球系统科学^[4, 23]。

根据这个定义，全球变化与气候变化概念一样，涵盖了全球变暖，但一般不包含作为气候变化概念固有属性之一的自然外强迫驱动下的气候状态改变。全球变化概念强调了人类活动影响，但与全球变暖概念比较，又包含了温度以外其他气候要素变化，以及气候以外其他人类生存环境分量的变化。全球变化与气候变异两个概念内涵几乎没有交集。

1.5 其他科学术语

此外，气候变化学界还有其他几个常见相关术语，包括全球气候变化、气候转型、气候跃变和气候突变等。

全球气候变化（global climate change）是指可能由于人类活动影响导致的全球气候变暖及与其相关的其他气候要素或气候系统分量的变化。全球变化和气候变化均涵盖了全球气候变化，而全球气候变化则是全球变化和气候变化的核心属性。全球气候变化也涵

盖了全球变暖。在目前的全球变化和气候变化研究中，全球变暖、全球气候变化或人为气候变化及其影响、应对都是最重要的内容。

可以看到，全球气候变化这个术语的内涵最接近UNFCCC和绝大多数学术界以外利益相关方对“气候变化”的理解。如果IPCC使用该术语构架其科学评估报告内容，同时国际公约和谈判弃用“气候变化”，改用“全球气候变化”将更加有助于科学信息的交流，消除误解，促进这一重大全球问题的解决。如果做不到这一点，IPCC及其国际公约和谈判同时采用“人为气候变化”术语，也比目前情况好得多。

气候转型（climatic shift/climate regime shift）一般指气候要素或大气、海洋环流场从一种稳定状态快速转变到另一种稳定状态的自然过程，而气候跃变（climatic jump）和气候突变（abrupt climate change）则指气候变量历史时间序列中的快速涨落现象，其中前者可用以描述近、现代器测时期自然或人类活动影响下气候变量均值或极值的快速升降现象，后者一般指古气候时期自然外强迫或气候系统内部分量作用下气候变量的快速升降现象^[3-4]。典型的气候突变包括发生在末次冰期和冰退期北大西洋及其周边区域的平均温度快速大幅升降现象，区域性年或夏季平均温度在几年到几十年时间内上升或下降幅度可以达到5.0~10.0℃。发生在大约12.9~11.5ka BP的新仙女木事件，就是近2万来最典型的一次大尺度气候突变^[3]。作为对比，器测时期中纬度地区发生的气候跃变区域性年平均气温变化一般不会超过1.0℃。与前述描述气候要素或状态渐变的术语不同，气候转型、气候跃变和气候突变等术语用以描述气候要素或状态的快速涨落现象。

上述常见术语之间既有一定联系，又有明显区别。表1从适用时空尺度、原因和表现形式等方面比较了各个术语的内涵要素。

2 技术术语

2.1 气候变化监测

气候观测（climatic observation）是指通过设立气象站或气象站网，开展定常、连续、规范的气候变量测量，获取能够描述气候状态及其随时间变化记录的过程。气候观测要遵守共同的规则，所获取的观测记录即气候数据资料也需要统一管理。因此，气候观测可以归为气象业务范畴。

1992年由WMO、联合国教科文组织（UNESCO）、联合国环境规划署（UNEP）和国际科学联合会（ICSU）共同发起了全球气候观测系统（GCOS）计划，以满足对气候及与气候有关数据和

表1 气候变化常用科学术语基本含义比较

| | 时间尺度 | 空间尺度 | 人为外强迫 | 自然外强迫 | 内分量作用 | 表现形式 |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|
| 气候变化 | 大于30年 | 局地~全球 | 部分 | 部分 | 无 | 渐变 |
| 气候变异 | 大于1年 | 局地~全球 | 无 | 部分 | 部分 | 波动、渐变、快变 |
| 全球变暖 | 工业革命后 | 全球 | 部分或全部 | 部分或无 | 部分或无 | 渐变 |
| 全球变化 | 农业起源后 | 全球 | 全部 | 无 | 无 | 渐变 |
| 全球气候变化 | 工业革命后 | 全球 | 全部 | 无 | 无 | 渐变 |
| 气候转型 | 大于年代 | 局地~全球 | 无 | 无或部分 | 部分或全部 | 状态快速转换 |
| 气候跃变 | 工业革命后 | 局地~全球 | 无或部分 | 无或部分 | 部分或全部 | 快变 |
| 气候突变 | 工业革命前 | 局地~全球 | 无 | 部分 | 部分或全部 | 快变 |

信息的需求。GCOS计划取得了一定成绩，为国际和国家气候变化研究、评估活动提供了基础数据支撑。近年我国也制定、发布了中国气候观测系统（CCOS）计划及其实施方案，必将完善我国地面和高空气候观测网络布局，推动气候观测业务建设，为气候和气候变化研究、业务和服务提供高质量数据资料。

无论GCOS还是CCOS，都是为满足日益高涨的气候变化监测服务和气候变化检测研究需要而发展起来的。气候变化的监测和检测对观测资料数量和质量的要求是相当严格的，二者均要求具有长期、连续或均一、能够反映不同空间尺度因子影响的高质量气候观测数据^[8]。为此，GCOS设计发展了全球地面（GSN）和高空（GUAN）观测网；美国建设了一个国家地面气候基准观测网（CRN）；中国开始设计、建设新的国家气候基准站网。但是，这些针对基本气候变量的基准气候观测网，仍然存在改进的空间。

气候监测（climatic monitoring）是指利用历史和实时观测资料，对气候系统关键变量短历时（月、季、年）异常状态及其原因的动态监视和分析。这个定义涵盖了原来的气候诊断内容。气候监测也属于气象业务范畴，并直接服务于短期气候预测工作。

气候变化监测（climate change monitoring）是指利用历史和实时观测资料，对气候系统关键变量长期（趋势性或转折性）变化的动态监视和分析。气候变化监测也应该归属到气象业务范畴。

气候变化监测与气候监测的区别不仅体现在时间尺度上，前者强调较长时间尺度上的趋势性或转折性变化，而且也体现在内容和目的上。从内容上看，气候变化监测注重基本气候变量，如气温、降水、太阳辐射、风速和潜在蒸发等平均态的走势，以及极端气候事件频率和强度的趋势，同时也十分重视气候影响因子，如太阳活动、火山活动、温室气体、气溶胶、土地利用/土地覆盖以及气候响应变量（如植被指数、冰雪面积、湖泊水位、海平面、能源消耗、作物产量、河流流量等）的长期演化情况；气候变化监测的空间范围包括从单站到全球等不同的水平空间尺度，

今后全球和大陆、次大陆尺度气候变化监测工作应予以加强。此外，在垂直范围上，地面气候变化监测具有很好基础，将来高空气候变化监测应进一步重视；从监测目的看，气候变化监测不是为短期气候异常诊断和预测服务，而是直接为气候变化检测、归因、预估以及影响评价等基础性研究服务。

气候变化监测业务首先要求具备一个完善的气候观测网络，积累了一定长度（至少30年）的历史观测资料，并与实时观测资料结合，通过质量控制、均一化处理以及城市化影响偏差订正，获得免除各种随时间变化断点和系统偏差的高质量资料数据集；然后要求发展和采用能够反映气候平均状态和极端性的指标体系，以及使用针对不同空间尺度的时间序列构建和分析方法；最后需要建立一个基于计算机自动处理程序的气候变化监测业务系统。

与气候监测比较，气候变化监测对历史观测资料序列长度和质量有更高的要求。一般情况下，历史观测记录时间长度不应少于30年，最好跨越两个完整的30年基准气候期。观测资料序列要具有良好的时间连续性和均一性，特别要求没有或者消除了由于更换仪器、站址迁移、观测规范变换等各种人为影响造成的序列断点或非均一性。在区域、大陆和全球尺度上，气候变化监测还要求资料序列免除局地人为和自然因子影响造成的系统性偏差，如地面气温、风速和相对湿度等气候要素序列中的城市化影响偏差^[24-25]。

2.2 气候变化检测

气候变化检测（climate change detection）是指证实所关注时段内观测到的气候系统关键变量长期（趋势性或转折性）变化在统计意义上是显著的，无法用相应时期内气候系统内部自然变异性来解释的一个分析过程。气候变化检测隶属研究范畴。

和气候变化监测一样，气候变化检测研究对观测资料序列的均一性和以及各种人为和自然因子影响造成的系统性偏差，具有很严格的要求。不同于气候变化监测，气候变化检测不要求实时性和滚动开展，可以利用非实时或更新的观测资料对过去某一特定时段

进行分析研究，但要求对探测到的长期变化的统计显著性做出判别，并对气候系统内部自然变异影响的可能性进行排除。显然，最后一个任务实际上已经涉及气候变化归因研究了，仅仅依据目前的仪器观测资料 and 统计方法，是十分困难的一项工作。仪器观测资料一般仅有100多年，许多地区观测记录长度更短，无法捕捉多年代到世纪时间尺度上的自然气候变异，即使检测到某一特定时段内某一气候变量的趋势变化在统计上是异常显著的，也不能确认这种显著的趋势变化不是气候系统内部低频变异性作用的结果。因此，在很多情况下，气候变化检测需要借助代用资料和古气候分析，但代用气候资料本身也存在诸多不足或局限性。

气候变化归因 (climate change attribution)，检测到显著的长期变化不一定意味着其原因已经认清了，把这种变化同各种人为或自然强迫因子的分别影响关联起来的过程就是气候变化归因。气候变化归因首先要求证明，观测的显著变化不能由气候系统内部自然变异来解释；然后还要证实，各种已知的外强迫包括自然强迫和人为强迫对特定时段气候变量长期变化的分别贡献是多少^[24, 26-27]。因此，气候变化归因是建立因果关系的一个过程，包括检验各种假设条件。

气候变化归因是一项极为困难的工作，也是目前气候变化基础科学领域最具争议性的研究。争议的主要原因在于人们对地球气候系统对主要外部影响因子的敏感性认识不足，对气候系统内部低频变异规律了解不充分，对用于归因分析的气候系统模式再现多年代尺度自然变异的能力缺乏足够信心。

气候变化检测与归因具有密切联系，二者经常同时使用，把检测作为归因分析的前提，而把归因作为检测研究的自然延伸。在一些使用中，甚至就用气候变化检测表示二者的全部含义。

2.3 气候变化预估

同气候变化预估相关的术语主要是气候预测和天气预报。气候预测 (climatic prediction) 是指依据当前气候监测结果以及对过去气候异常机理和成因的认识，对特定区域未来月、季、年到年代尺度气候异常程度及其可能性所做的陈述。

气候预测的一个基本假设是，影响因子与预测变量之间的统计和物理关系不随时间变化。气候预测的成败主要取决于对过去气候异常机理的了解，以及气候监测所提供的当前阶段气候影响因子条件，预测结果的不确定性较大。天气预报 (weather forecast) 不同于气候预测，前者主要依据当前 (今天) 的大气状态和前几天的大气条件，推知未来数日的天气现象和

大气变量异常情况，不依赖那些作为边界条件的其他潜在影响因子 (如海温、土壤水汽和人类活动等) 的可能变化，其结果的准确性一般比气候预测要高。

气候变化预估 (climate change projection)，也常常简称为气候预估 (climate projection)，通常是指根据一些假设条件对未来年代以上尺度气候演化趋势及其可能性的判断，特指依据不同的温室气体和气溶胶排放或大气浓度可能情景，利用气候模式对未来几到上百年的长期气候变化趋势的模拟和分析。

气候变化预估结果的可靠性主要取决于排放或浓度情景的设定，对气候系统敏感度的认识，以及气候模式的模拟能力^[10, 13, 28]。排放或浓度情景根据社会发展情况设定，主要参考未来可能的人口增长、经济增长、能源技术进步等因素，假设若干个未来温室气体和气溶胶排放量或大气浓度路径，用作气候模式的输入；气候系统敏感度一般指针对辐射强迫改变地球表面平均温度的平衡变化，但目前特指当大气中二氧化碳当量浓度达到工业革命前基准值 (280ppmv) 的2倍时地球表面年平均温度的平衡响应幅度，通常认为在1.5~4.5℃；气候模式的模拟能力是指在给定条件下，加入外强迫因子后，模式再现气候平均态和不同时间尺度变异性的程度。所有这些都存在着很大的不确定性，其中气候敏感度和气候模式的不确定性都非常大，均需要长期持续研究解决^[5]。

最近得到广泛关注的20世纪90年代末以来全球变暖趋缓现象^[10, 29]，再次表明过去对气候敏感度的认识和对气候模式模拟能力的信心需要调整。在迄今为止历次IPCC报告中，几乎所有复杂气候模式都没能正确模拟出1998年以来的全球表面温度增加趋缓现象^[9-11]。造成这一尴尬局面的原因，很可能在于气候系统模式中的海洋模式不具备模拟多年代尺度自然变异的基本能力，以及人们对长时间尺度自然气候变异性规律和机理的认识存在明显不足^[30-31]。

因此，气候变化预估给出的未来大尺度气温变化结果，其可信性比气候预测还要低，不确定性区间比较宽泛，只能理解为各种假设条件均得到满足情形下未来温度演变宽泛趋向的可能性；对于降水和极端气候事件变化，以及局地区域的温度趋势，气候变化预估结果的可信程度就更低，目前尚无充分信心将其应用于气候变化影响研究和应对决策考量之中。气候变化预估的时间尺度也比气候预测来得长，现阶段一般主要针对未来30年以后。

上述技术性术语之间存在密切联系，但也具有明显的区别。表2列出了各个术语的基本含义及其主要区别。

总体来看，天气预报、气候监测、气候预测等术

表2 气候变化科学若干术语基本含义比较

| 中文名 | 英文名 | 时间尺度 | 空间尺度 | 工具、方法与资料 | 可靠性(准确性) | 属性分类 |
|--------|----------------------|----------|-------|----------------------|----------|------|
| 气候观测 | Climatic observation | 分钟到数百年 | 局地~全球 | 仪器设备、卫星遥感、通讯设备 | 高 | 业务 |
| 气候监测 | Climatic monitoring | 月、季、年、年代 | 局地~全球 | 观测和再分析资料、统计技术 | 高 | 业务 |
| 气候变化监测 | CC monitoring | 多年代到世纪 | 局地~全球 | 观测资料、统计技术 | 较高 | 业务 |
| 气候变化检测 | CC detection | 多年代到世纪 | 局地~全球 | 观测资料、统计技术 | 较高、中 | 研究 |
| 气候变化归因 | CC attribution | 多年代到世纪 | 区域~全球 | 观测资料、统计技术、气候模式 | 中、较低 | 研究 |
| 天气预报 | Weather forecast | 小时、日、数日 | 局地~全球 | 观测资料、卫星、雷达、天气图、数值模拟等 | 较高 | 业务 |
| 气候预测 | Climatic prediction | 月、季、年、年代 | 局地~全球 | 再分析资料、统计技术、气候模式 | 中 | 业务 |
| 气候变化预估 | CC projection | 多年代到世纪 | 区域~全球 | 排放或浓度情景、气候模式、地球系统模式 | 较低 | 研究 |

注: 可靠性或准确性按从高到低顺序分为5级: 高、较高、中、较低、低; CC是Climate Change的缩写。

语涉及的时间尺度比较短, 天气预报最短, 而气候变化相关的术语涉及的时间尺度至少30年以上, 气候观测跨越最完整的时间谱, 从分钟到数世纪; 气候变化归因和预估涉及到区域以上空间尺度, 因为目前对于局地或流域尺度的归因和预估还受到很低的信噪比以及模式模拟能力制约, 其他术语均涉及局地到全球尺度; 从所采用的技术手段、方法和资料来看, 气候观测主要采用各类气象仪器、卫星遥感和雷达、通讯设备等, 需要高标准的硬件建设, 气候监测、气候变化监测和检测主要使用历史和实时观测资料和统计技术, 气候监测还重视使用再分析资料, 气候变化归因、气候预测和气候变化预估除了利用各类观测资料外, 还利用气候模式技术; 产品或分析结果的可靠性(准确性)最高的是气候观测和气候监测, 较高的有气候变化监测、气候变化检测和天气预报, 中等的为气候预测, 但气候变化监测和检测在一些情况下也可达到中等水平, 较低的是气候变化预估, 气候变化归因在一些情况下也属于较低水平; 按属性划分, 气候观测、气候监测、气候变化监测、天气预报和气候预测都属于气象服务部门的基本业务范畴, 而气候变化检测、气候变化归因和气候变化预估则为科学研究范畴。

3 结束语

科学和技术术语的内涵和外延随着认识的深化而不断演变。本文讨论的气候变化科学技术常用术语主要依据当前研究和业务现状总结概括, 未来学术界和业务部门对它们的认识还会变化。另外, 气候变化问题涉及地球科学的许多学科领域, 与环境科学和生命科学具有密切联系, 不同学科和领域对同一术语的理解也有差异。本文仅试图从气候学或大气科学领域当前的认识水平出发, 提出初步释义建议, 疏漏谬误在所难免, 期待今后补充和完善。

致谢: 本文撰写获益于此同石广玉、李崇银、丁一汇先生的讨论。也感谢两位匿名审稿人的建设性意见和评论。

参考文献

- [1] 秦大河, 丁一汇, 苏纪兰. 中国气候与环境演变(上卷). 北京: 科学出版社, 2005.
- [2] 王绍武, 赵宗慈, 龚道溢, 等. 现代气候学概论. 北京: 气象出版社, 2005.
- [3] Bradley RS. Quaternary paleoclimatology: Methods of paleoclimatic reconstruction. Boston: Allen & Unwin, 1985.
- [4] 张兰生, 方修琦, 任国玉. 全球变化. 北京: 高等教育出版社, 2000.
- [5] Pielke RA Sr. Overlooked issues in the U. S. national climate and IPCC assessments—An editorial essay. Climatic Change, 2002, 52: 1-11.
- [6] 石广玉, 王喜红, 张立盛, 等. 人类活动对气候影响研究 II: 对东亚和中国气候变化与变率影响. 气候与环境研究, 2002, 7: 255-266.
- [7] 叶笃正, 符淙斌, 董文杰, 等. 全球变化科学领域的若干研究进展, 大气科学, 2003, 27 (4): 435-450.
- [8] 丁一汇, 任国玉. 中国气候变化科学概论. 北京: 气象出版社, 2008.
- [9] IPCC. Climate change 2007: The physical science basis. Solomon S, Qin D, Manning M, et al. (eds.). Cambridge: Cambridge Univ Press, 2007.
- [10] IPCC. Climate change 2013: The physical science basis. Stocker T F, Qin D, Plattner G, et al. (eds.). Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2013.
- [11] IPCC. Climate change 2001: The scientific basis. Houghton J T, Ding Y H, et al. (eds.). Cambridge: Cambridge Univ Press, 2001.
- [12] UNFCCC. Convention on climate change. UUEP/IUC, Geneva Executive Center, Switzerland, 1992.
- [13] CCSP. Revised research plan for the U.S. climate change science program, A report by the climate change science program and the subcommittee on global change research. 2008.
- [14] Li CY, Li G L. The NAO/NPO and interdecadal climate variation in China. Advances in Atmospheric Sciences, 2000, 17: 555-561.
- [15] 周连童, 黄荣辉. 关于我国夏季气候年代际变化特征及其可能成因的研究. 气候与环境研究, 2003, 8 (3): 274-290.
- [16] Barring L. Climate: Change or variation? . Climatic Change, 1993, 25 (1): 1-13.
- [17] National Assessment Synthesis Team. Climate change impacts on the United States: the potential consequences of climate variability and change. Cambridge: Cambridge University Press, 2000.
- [18] MacCracken M C. Do the uncertainty ranges in the IPCC and U.S. national assessments account adequately for possibly overlooked climatic influences? An Editorial Comment, Climatic Change, 2002, 52: 13-23.
- [19] Weart S R. The discovery of global warming. Harvard: Harvard University Press, 2003.
- [20] Malone TF, JG Roederer. Global change. Cambridge: Cambridge University Press, 1984.
- [21] 叶笃正, 符淙斌, 董文杰. 全球变化科学进展与未来趋势. 地球科学进展, 2002, 17 (4): 467-469.
- [22] 陈宜瑜, 陈泮勤, 葛全胜, 等. 全球变化研究进展与展望. 地学前缘, 2002, 9 (1): 11-18.
- [23] 曲建升, 葛全胜, 张雪芹. 全球变化及其相关科学概念的发展与比较. 地球科学进展, 2008, 8(12): 1277-1283.
- [24] NRC (National Research Council). Understanding and responding to climate change: Highlights of National Academies Reports, 2008 edition. Washington D C, 2008.
- [25] 任国玉, 任玉玉, 李庆祥. 全球陆地表面气温变化研究现状、问题和展望. 地球科学进展, 2014, 29(8): 934-946.

- [26] Barnett T P, Hasselmann K, Chelliah M, et al. Detection and attribution of recent climate change: A status report. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1999, 80 (12): 2631-2659.
- [27] Barnett T. Detecting and attributing external influences on the climate system: A review of recent advances. *Journal of Climate*, 2005, 18: 1291-1314.
- [28] MacCracken M C. Do the uncertainty ranges in the IPCC and U.S. national assessments account adequately for possibly overlooked climatic influences? An Editorial Comment. *Climatic Change*, 2002, 52: 13-23.
- [29] Kosaka Yu, Xie S P. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, 2013, 501, doi:10.1038/nature12534.
- [30] Lean J L, Rind D H. How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35 (18), doi:10.1029/2008GL034864.
- [31] Meehl G A, Arblaster J M, Marsh D R. Could a future “Grand Solar Minimum” like the Maunder Minimum stop global warming? *Geophysical Research Letters*, 2013, doi: 10.1002/grl.50361.

确定预报和集合预报的捆绑协同——ECMWF培训有感

■ 钟琦 王启光

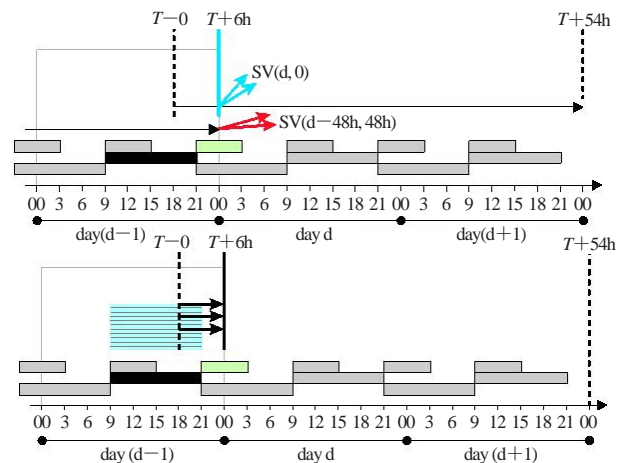
2015年4月20—29日，笔者一行赴欧洲中期天气预报中心（ECMWF）参加了“2015年数值预报系列之大气可预报性与海—气系统集合预报”的培训，通过课程学习，尤其与ECMWF研究部主任Erland Källén博士和可预报性部门主管Roberto Buizza博士的交流中，笔者深切地感受到ECMWF未来的发展重心将继续致力于提高确定性预报的准确率，并在此基础上继续推进集合预报的发展。概括来说，减小其数值预报的初值误差和大力改进模式物理描述仍是其核心目标，包括发展先进的同化技术（如，Ensemble of Data Assimilations）；提高全球数值预报模式分辨率（2015年达8~10km）；改进模式物理，尤其是云物理过程的描述；等等。然而数值模式的初值和模式固有的误差总是无法彻底消除的，并且考虑到大气本身的不确定性随时空尺度和天气系统的变化，集合预报成为提高定量估计预报的可信度、延长数值预报的预报时效和减少预报不确定性的重要手段。ECMWF预计2025年集合预报模式达5km分辨率；高影响天气的预报时效提前到2周；大尺度天气形势和环流调整的预报时效提前到4周；全球尺度异常的预报时效提前到1年。ECMWF集合预报技术的发展经验，不论是针对初值不确定的，如集合同化—奇异向量集合（EDA-SVINI ENS，见附图），还是针对模式不确定的随机物理扰动，如随机全倾向扰动法（stochastically perturbed physics tendencies, SPPT）和随机动能补偿方案（stochastic kinetic energy backscatter, SKEB），均指出，好的集合预报效果与准确的确定预报密切相连。也即，基于更接近真实的初值和物理过程才能产生出更有效的初值扰动和物理扰动。事实上，无论数值预报处于何种发展阶段，高分辨率的确定性预报和集合预报都不是替代关系，而是相互补充的关系。高分辨的确定性预报能提供更接近真实的更细致的细节预报，但初值和模式的固有缺陷无法消除；集合预报能提供可预报性的定量评估和更多可能更接近真实的预报选择，但好的集合预报是建立在较准确的确定预报基础之上的。因此，ECMWF抓住

了两者互补和互相促进的核心思想，将两者捆绑在一起协同发展，最终实现提高天气预报准确率和延长预报时效的目标。这也是当前ECMWF在确定性中期天气预报和集合预报水平都处于世界领先水平的原因之一。而在未来，确定性预报和集合预报的平衡发展，及其产品的综合运用将是模式研发人员和广大预报员要共同面对的现实而重要的挑战。

另外，值得一提的是此次培训方的组织方式和快速反应能力。ECMWF培训部提前1个月即开始释放滚动的课程信息，包括课程设计、参考阅读材料、课件素材、甚至部分课程录音，以便学员提前熟悉课程内容，带着问题参加培训。在课程前一周开放了交流论坛，听取学员对课程的想法和要求，当我们提出希望学习到针对模式不确定的随机物理过程扰动内容时，举办方迅速做出反应，在第一课课程中增加了一堂相关内容的课程。而且在培训过程中，基本一小时的课程讲解后跟随半小时的自由交流时间，有助于学员对课堂知识有更多的消化和更深入的认识。

（作者单位：中国气象局气象干部培训学院）

附图：



基于集合同化的奇异向量初值扰动（EDA-SVINI ENS）概念图

基于GFS的飞来峡流域水文集合预报

叶爱中 段青云 徐静 马凤 邓敦学

(北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 全球变化研究协同创新中心, 北京 100875)

摘要: 传统水文预报都是确定性的预报, 没有充分利用气象预报信息, 并且未给出预报的不确定性信息。分析了美国国家环境预报中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 提供的全球预报 (Global Forecast System, GFS) 降水数据; 然后通过集合预报前处理, 将预报降水输入到分布式水文模型; 最终给出水文集合预报。通过对比分析, 表明采用了降水预报数据的水文集合预报要比传统水文预报准确率高。采用全球天气预报信息进行水文集合预报是发展水文预报的有效途径。

关键词: 全球降水预报GFS, 水文预报, 集合, 飞来峡

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.03.005

The Hydrological Ensemble Prediction Based on GFS in Feilaixia Basin

Ye Aizhong, Duan Qingyun, Xu Jing, Ma Feng, Deng Xiaoxue

(College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, and Joint Center for Global Change Studies, Beijing 100875)

Abstract: Traditional hydrological prediction is a type of deterministic prediction, which does not make full use of the weather forecast information, or give forecast uncertainty. This paper analyzed the precipitation hindcast data provided by the Global Forecast System (GFS) in National Centers for Environmental Prediction (NCEP); and then the hindcast data was processed by the ensemble pre-processor in order to drive the hydrological model. Finally, we got the hydrological ensemble prediction. The results show that the hydrological ensemble prediction is better than the traditional ensemble streamflow prediction (ESP). The hydrological ensemble prediction on GFS is an effective way of developing hydrological prediction.

Keywords: GFS, hydrological prediction, ensemble, Feilaixia basin

0 引言

水文集合预报是一种既可以给出确定性预报值, 又可以提供预报值不确定性信息的概率预报方法^[1]。水文集合预报的发展得益于气象集合预报的发展^[2]。1963年, Lorenz^[3-4]首先发现大气具有高度非线性的混沌特性。Epstein^[5]提出了动力随机预报理论, 之后Leith^[6]又提出了“蒙特卡罗”预报理论, 单一确定性预报发展为集合概率预报^[7], 奠定了水文气象集合预报的发展基础。水文集合预报实验计划^[8-9] (Hydrological Ensemble Prediction Experiment, HEPEX) 集中了欧美国家与中国的水文集合预报研究

成果, 促进了水文集合预报理论与应用的发展。ESP (Ensemble Stream Prediction) 是经典的水文集合预报方法之一。ESP的基本思想是计算出流域土壤的初始状态后, 采用多年历史同期观测的气象强迫集合当作未来气象强迫输入 (如降水、气温和潜在蒸发) 来预测未来河道的流量^[10]。

虽然最近几年数值天气预报取得了很大的发展, 降水预报的准确率也有很大的提高, 但仍难以满足水文预报的需求。水文集合预报前处理可以将天气/气候预报输出结果处理成水文模型的输入, 从而提高降水与气温的预报准确率。目前前处理方法有: 完美后预报方法 (Perfect Prognosis) ^[11], 模型输出统计法 (Model Output Statistics, MOS) ^[12-13], 贝叶斯方法等。Schaaake等^[14]也提出了基于典型事件的集合预报前处理方法EPP (Ensemble Pre-Processor)。本文将采用EPP方法进行降水的集合预报前处理。

在中国, Zhao^[15]、Liu^[16]等已经在淮河流域分析

收稿日期: 2014年7月21日; 修回日期: 2014年9月3日

第一作者: 叶爱中 (1978—), Email: azye@bnu.edu.cn

资助信息: 国家自然科学基金项目 (41475093), 中央高校基本科研业务费专项资金 (2013YB32), 国家科技支撑计划课题 (2013BAB05B04)

过美国国家环境预报中心（NCEP）提供的全球预报（GFS）信息精度，说明GFS预报具有一定的准确率，尤其在未来3d内的预报准确率较高。最近NCEP将GFS空间分辨率提高到了1.0°，部分数据达到0.5°。所以需要进一步分析GFS的预报产品，并研究应用到水文预报中的效果。

本文旨在研究基于NCEP提供的GFS的水文集合预报，主要的科学问题是：（1）GFS数据在飞来峡流域的预报质量如何？（2）如何消除GFS数据的系统偏差及给出带有不确定性信息的集合？（3）矫正后的GFS降水是否能够显著提高水文预报准确率？主要的研究工作是：（1）GFS降水预报的前处理；（2）基于降水预报的水文集合预报及同ESP方法对比。

1 降水前处理与水文模型简介

1.1 降水预报前处理

天气事件并不是某个时间点孤立的，而是一个天气系统在某个时间段内产生的事件。数值天气预报可以精确地预报某个天气系统的发生，但难以准确定量预报降水事件发生的精确时间与地点。为了充分利用数值天气预报的有用信息，Schaake等^[14]提出了典型事件模型。所谓典型事件即是从多年历史观测与历史预报中找出统计相关性高的事件。如未来6h的预报降水与观测降水就有很好的相关性，未来6h降水即可作为一个典型事件。未来第14天的预报降水同观测降水相关性很差，就不适合作为典型事件。但未来第6~14天的累积预报降水同观测降水相关性高，即可作为典型事件建模。典型事件是指定的某个时间段内气象信息均值（如1d，3d或者30d平均降水）。典型事件模型集合前处理的思想是通过历史观测与历史后预报的气象要素建立条件概率函数，然后计算未来气象要素预报对应的可能观测值。基于典型事件的集合预报前处理模型框图见图1。具体计算方法可以参考参考文献^[14-16]。

1.2 分布式时变增益水文模型

时变增益水文模型（Time Variant Gain Model, TVGM）是Xia^[17]1989—1995年提出的。后经一些研究^[18-20]多次改进成分布式时变增益水文模型（Distribute Time Variant Gain Model, DTVGM）。本文作者结合黄河、海河等流域对产汇流模块进行了发展^[21-24]。

本研究中，产流发生在每个水文单元（子流域或网格）上，产流模型在垂直方向上分三层：地表以上，表层土壤，深层土壤。地表以上产生地表径流，表层土壤产生壤中流，深层（中间层与潜水层）土壤

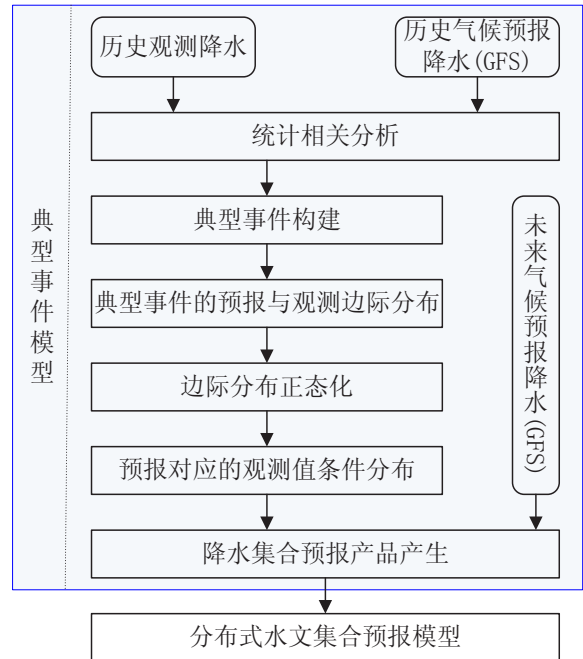


图1 典型事件模型框图

主要产生基流（地下径流）。

DTVGM产流模型是一水量平衡模型。实际计算中通过迭代计算出蒸散发、土壤含水量、地表径流、壤中流与基流。

水量平衡方程为：

$$P_i + W_i = W_{i+1} + R_s + E_i + R_{ss} + R_g \quad (1)$$

式中， P 为降雨（mm）， W 为土壤含水量（mm）， E 为蒸散发（mm）， R_s 为地表径流（mm）， R_{ss} 为壤中流（mm）， R_g 为地下径流（mm）， i 为时段数。

将蒸发、地表水产流、壤中水产流、地下水产流模型代入水量平衡方程中可得：

$$P_i + AW_i = AW_{i+1} + g_1 \left(\frac{AW_{u_i}}{WM_u \cdot C_j} \right)^{g_2} P_i + AW_{u_i} \cdot K_r + Ep_i \cdot K_e + AW_{g_i} \cdot K_g \quad (2)$$

式中， AW 为子流域土壤湿度（mm）； AW_u 为子流域上层土壤湿度（mm）； AW_g 为子流域下层土壤湿度（mm）； WM_u 为上层土壤田间持水量（mm）； u 为英文 up 简写，表示表层土壤； g_1 与 g_2 是时变增益因子的有关参数（ $0 < g_1 < 1$ ， $1 < g_2$ ），其中 g_1 为土壤饱和后径流系数， g_2 为土壤水影响系数； C 为覆被影响参数； K_r 为土壤水出流系数； K_g 为地下水出流系数； K_e 为蒸散发系数。

汇流在水文模型中同样重要，尤其在分布式水文模型中，汇流模型是否合理与优劣直接影响整个水文模型的模拟效果。分布式时变增益模型中结合动力网络的理论，将河网建立成无尺度网络。分成坡面与河道两部

分来进行汇流计算^[24-25]。在每个节点（产流单元）内用运动波计算，节点间通过网络连接汇流计算。

1.3 验证指标

对预报或模拟结果的检验采用相关系数 R 、NASH效率系数 NSE 与相对偏差 $Bias$ 三个指标进行验证。其中NASH效率系数计算公式如下（相关系数与偏差属于常见指标，此处不再列出计算公式）：

$$NSE = \left[1 - \frac{\sum (q_s - \bar{q}_o)^2}{\sum (q_o - \bar{q}_o)^2} \right] \quad (3)$$

式中， q_o, q_s, \bar{q}_o 为实测、模拟值和实测均值。NSE是NASH效率系数，其值范围为0~1，0表示模拟效果很差，1表示模拟同观测一致。

2 飞来峡集合预报分析

2.1 研究区与数据简介

飞来峡流域是珠江流域的支流，位于广州市的上游，承担着广州市防洪与供水的重要作用。飞来峡水库坝址控制集水面积34097km²，年降水量在1400~2500mm之间，多年平均流量1100m³/s^[26]，流域位置见图2。

观测数据主要是气象数据与流量数据。气象数据采用1956—2013年日降水与气温数据，在飞来峡流域有7个气象站。流量数据采用流域出口1981—2010年日流量数据。1981—1998年为水库建库前横石站资料，和飞来峡位于同一位置。站点位置也见图2。

未来预报降水数据采用NCEP发布的全球预报产品GFS。GFS提供了1984年12月1日到现在的后预报与预报的全球降水数据。数据空间分辨率为1°。预见期为未来17d。前三天时间步长是3h，三天后时间步长为6h。GFS网格点信息亦见图2。

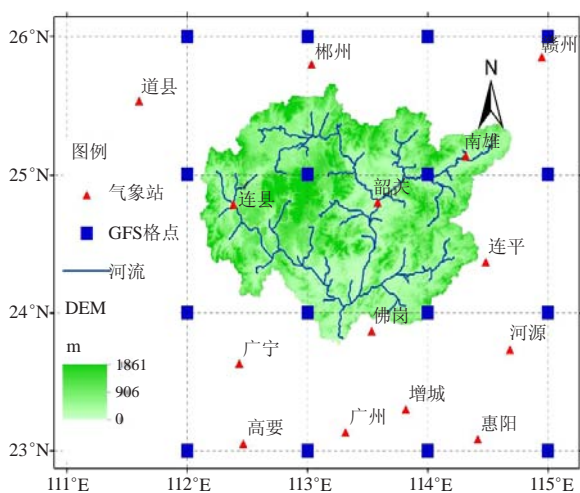


图2 流域及站点空间位置

美国地质调查局（USGS）的最新DEM数据SRTM（Shuttle Radar Topography Mission），分辨率为3"。通过DEM提取了流域的坡度、坡向、流向、水流累积、地形指数、河网等信息，采用了100km²的阈值，将飞来峡流域划分成142个子流域。

2.2 结果与分析

首先对降水预报进行集合预报前处理。集合预报前处理模型的参数主要是0降水判别阈值，此处设置为0.97，即所有观测降水数据的97%频率对应降水量定义为0降水。另外降水预见期采用了GFS数据的前8d。图3给出了GFS预报降水在一年中每日同观测降水的相关系数，采用的数据是1986—2008年全流域的平均观测降水与预报降水。其计算方法是将1986—2008年中每天预报及对应的观测降水计算相关系数，由于数据年数有限，所以每天前后各取7d作为缓冲区，保证了统计的相关系数可靠性。由图3可以看出前三天的相关系数能够超过0.6，说明模型前三天的降水预报准确率相对较高。冬季与春季的相关系数要比夏季高。

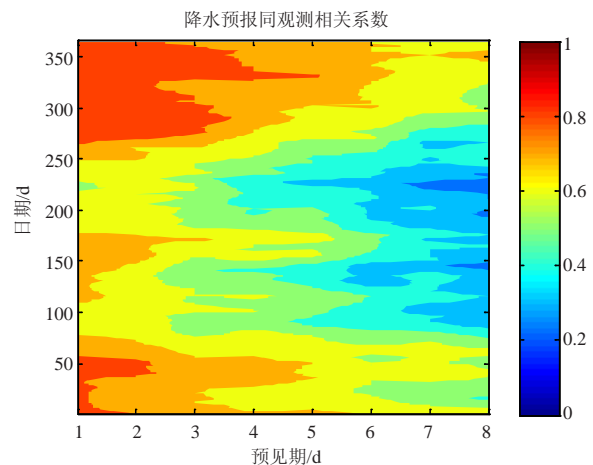


图3 飞来峡流域日降水不同日期相关系数

虽然GFS预报的降水同观测降水相关系数较高，但仍存在系统偏差（图4—5）。所以需要进行集合预报前处理，消除系统偏差才能用于驱动水文模型。图4给出的是多年月平均降水过程。从图中可以看出经过集合预报前处理后的集合平均降水同观测降水过程基本一致，而GFS直接模拟的降水同观测降水有一定系统偏差。图5是日降水过程的验证指标，计算方法是将观测同模拟降水的时间序列进行统计。从图5可以看出，通过集合前处理后的指标均明显优于原始GFS预报。但随着预见期的增加，相关系数与NASH效率系数都下降。相对偏差GFS原始预报略有增加，而集合前处理后的降水没有明显增加。

准备好观测与预报降水数据后，选取1986—2008

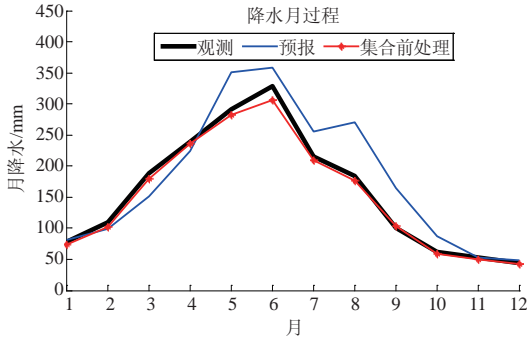


图4 飞来峡流域多年月平均降水过程

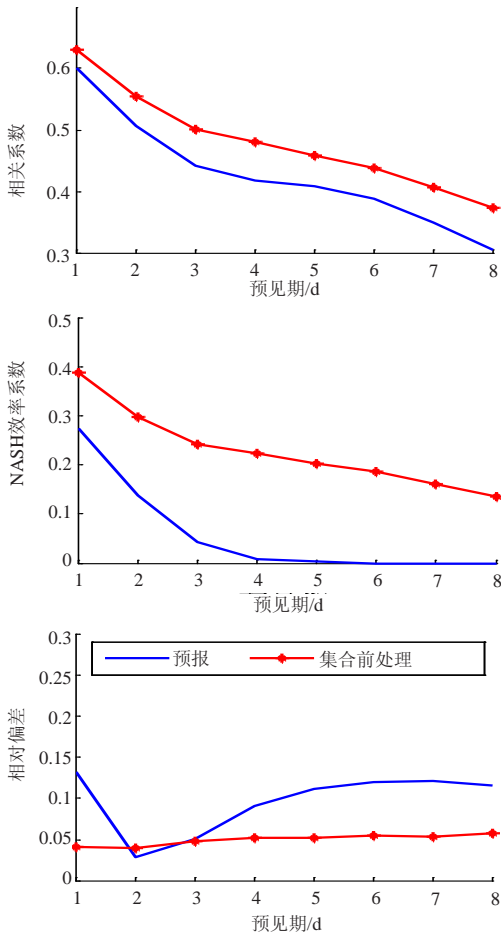


图5 飞来峡流域日降水过程验证指标

年观测降水与流量数据对水文模型进行参数拟定。水文模型主要参数分为产流参数和汇流参数。产流敏感参数是公式(2)中的 g_1 与 g_2 ，拟定后的 g_1 为0.7， g_2 为1.1。汇流参数是河道糙率系数此处为0.05。模型的模拟验证指标分别是：效率系数0.828，相关系数0.913，相对偏差-0.037。说明水文模型能够很好地模拟飞来峡流域降水径流过程。图6给出了1993年的日降水径流观测/模拟过程，可以看出，模型能够很好地拟合出洪水发生的日过程，洪峰及峰现时间模拟同观测一致。

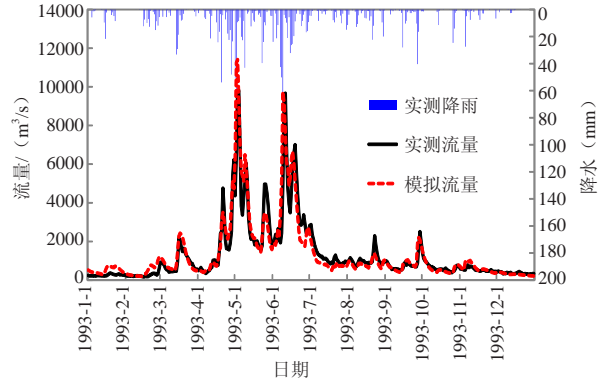


图6 飞来峡流域降水径流观测/模拟过程

水文集合预报的优点是采用了包含降水预报不确定性信息的集合降水当作水文模型的输入。此处以1993年为例，将集合前处理后的多个预报降水集合成员输入到水文模型，将得到一个预报流量的集合。图7给出了飞来峡流域1993年预报未来第1天流量过程线，列举了1%概率、5%概率及99%概率对应的流量过程，在1%与99%区间就是预报未来流量过程可能发生的区间。由于对未来一天的预报不确定性较小，所以该区间也会较小，随着预见期的增加该区间将增大。

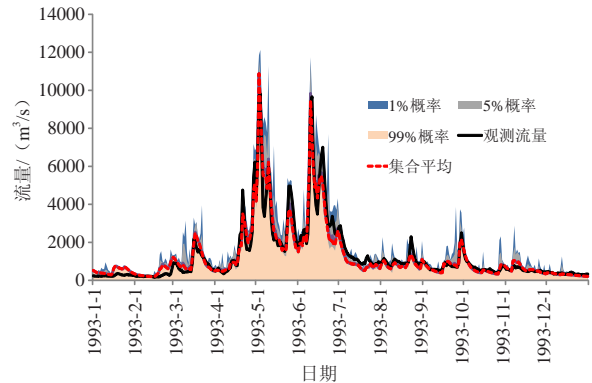


图7 飞来峡流域集合预报过程

在对未来的预报中，我们不可能得到未来的观测降水。ESP方法是采用历史典型年或者多年平均降水代替未来降水，而集合预报方法是将模式预报的未来降水通过集合前处理后作为水文模型的输入。短期水文集合预报一个最重要的目的是预报洪水。将飞来峡流域多年日降水通过频率分析，10%频率对应的日降水为14mm，将超过14mm降水导致的流量进行验证分析，图8给出了ESP算法与GFS降水输入算法对应效率系数与相关系数。可以看出，采用了GFS降水预报信息对流量的预报准确率要明显比高，尤其在第2—4天，提高的精度显著。第1天由于产生流量过程受历史降水影响较大，是否采用预报降水对未来1d预报流量影响较小。第4天后，由于降水预报的精度也不太

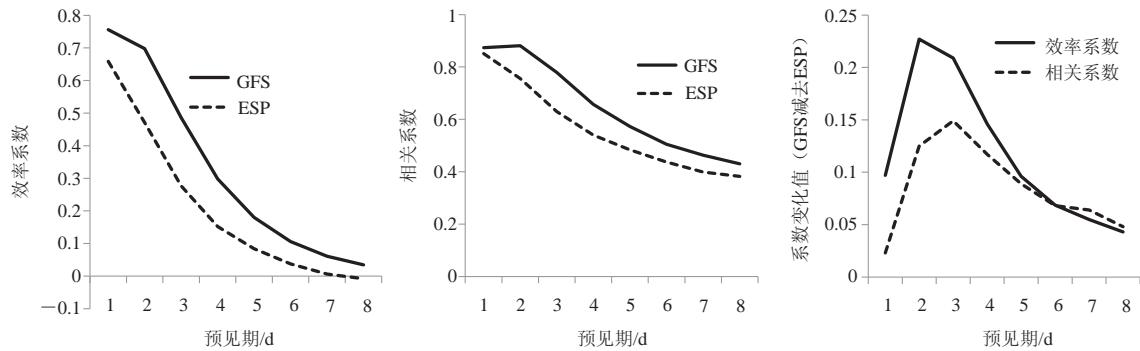


图8 降水频率大于10%降水产生的流量在不同预见期验证指标比较

高，所以采用GFS降水与ESP方法结果的指标相近。

3 结论

随着天气集合预报的发展，高质量的数值天气预报对水文预报的发展起到了推动作用。但数值天气预报给出的降水预报准确率相对于水文预报的需求仍有差距，不能直接应用于水文预报。本文介绍了一种集合预报前处理方法，并将通过集合前处理的降水预报驱动分布式水文模型，从而产生水文集合预报。

通过在飞来峡流域的实例验证表明：（1）集合预报前处理消除了大部分的降水预报的系统偏差，大大提高了降水预报的精度，并给出了包含降水预报不确定性信息的降水集合预报；（2）相对于ESP方法，采用集合前处理后的降水预报驱动水文模型可以大大提高流量预报的精度，并给出了水文流量集合预报；

（3）相对于单值预报，采用降水预报的水文集合预报将提供更多、更高准确率的信息，并延长了水文预报的预见期。

不过，有关基于数值天气预报的水文集合预报的研究与应用仍处于初级阶段，需要进一步研究。

参考文献

- [1] 丛树铮. 水科学技术中的概率统计方法. 北京: 科学出版社, 2010.
- [2] 徐静, 叶爱中, 毛玉娜, 等. 水文集合预报研究与应用综述. 南水北调与水利科技, 2014, 12(1): 93-98.
- [3] Lorenz E N. Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1963, 20: 130-141.
- [4] Lorenz E N. The predictability of a flow which possesses many scales of motion. *Tellus*, 1968, 21(3): 289-307.
- [5] Epstein E S. Stochastic Dynamic Prediction. *Tellus*, 1969, 21(6): 739-759.
- [6] Leith C. Theoretical skill of monte carlo forecasts (stochastic atmospheric processes). *Monthly Weather Review*, 1974, 102: 409-418.
- [7] Toth Z, Zhu Y, Marchok T. The use of ensembles to identify forecasts with small and large uncertainty. *Weather and Forecasting*, 2001, 16(4): 463-477.
- [8] Thielen J, Schaake J, Hartman R, et al. Challenges and progress of the hydrological ensemble prediction experiment (HEPEX) following the third HEPEX workshop held in Stresa 27 to 29 June 2007. *Atmospheric Science Letters*, 2008, 9(2): 29-35.
- [9] 陆桂华, 吴娟, 吴志勇. 水文集合预报试验及其研究进展. *水科学进展*, 2012, 23(5): 728-734.
- [10] 李岩, 胡军, 王金星, 等. 河流集合预报方法(ESP)在水资源中长期预测中的应用研究. *水文*, 2008, 28(1): 25-27.
- [11] Klein W H, Lewis B M, Enger I. Objective prediction of Five-day Mean Temperatures During Winter. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1959, 16: 672-682.
- [12] Glahn H R, Lowry D A. The Use of Model Output Statistics (MOS) in Objective Weather Forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, 1972, 11(8): 1203-1211.
- [13] Glahn B, Peroutka M, Wiedenfeld J, et al. MOS Uncertainty Estimates in an Ensemble Framework. *Monthly Weather Review*, 2009, 137(1): 246-268.
- [14] Schaake J, Demargne J, Hartman R, et al. Precipitation and temperature ensemble forecasts from single-value forecasts. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss*, 2007, 4: 655-717.
- [15] Zhao L, Bao H, Liu Y, et al. Application of a developed ensemble model based on single numerical weather prediction in the Huaihe River // EGU General Assembly Conference Abstracts, 2013.
- [16] Liu Y, Duan Q, Zhao L. Evaluating the predictive skill of post-processed NCEP GFS ensemble precipitation forecasts in China's Huai River basin. *Hydrological Processes*, 2013, 27(1): 57-74.
- [17] Xia J. A system approach to real time hydrological forecasts in watersheds. *Water International*, 2002, 27(1): 87-97.
- [18] 王纲胜, 夏军, 谈戈, 等. 潮河流域时变增益分布式水循环模型研究. *地理科学进展*, 2002, 21(6): 573-582.
- [19] Xia J, Wang G, Tan G, et al. Development of distributed time-variant gain model for nonlinear hydrological systems. *Science in China Ser D Earth Sciences*, 2005, 48(6): 713-723.
- [20] 夏军, 王纲胜, 吕爱锋, 等. 分布式时变增益流域水循环模拟. *地理学报*, 2003, 58 (5): 789-796.
- [21] 夏军, 叶爱中, 王纲胜. 黄河流域时变增益分布式水文模型(I)——模型的原理与结构. *武汉大学学报(工学版)*, 2005, (6): 10-15.
- [22] 叶爱中, 夏军, 王纲胜. 基于数字高程模型的河网提取及子流域生成. *水利学报*, 2005, 36(5): 531-537.
- [23] Ye A, Duan Q, Chu W, et al. The impact of the South-North Water Transfer Project (CTP)'s central route on groundwater table in the Hai River basin, North China. *Hydrological Processes*, 2013, doi: 10.1002/hyp.10081.
- [24] 叶爱中, 夏军, 王纲胜. 基于动力网络的分布式运动波汇流模型. *人民黄河*, 2006, 2: 26-28.
- [25] Ye A, Duan Q, Zhan C, et al. Improving kinematic wave routing scheme in Community Land Model. *Hydrology Research*, 2013, 44: 886-903.
- [26] 虞云飞. 飞来峡水库水文预报浅析. *广西水利水电*, 2002, 3: 36-39.

气象传媒服务制作策略的新挑战

林伟文 曾鸿阳 朱定真

“趋利”（让生活更快乐）的气象信息比起在日常气象数据中探究“避害”（让生活更平安）会逐渐变得更受欢迎。

气象传媒服务从依附在电视新闻之内的气象报告开始萌芽，当时由于民众可以索取气象资料的渠道较少，气象传媒服务的市场可以认定为完全由制作端所主导。“2012台湾民众应用软件使用行为调查”结果显示，随着传媒网络科技走向数字汇流的现代，受众不再只能守候在电视机、收音机前等待气象预报信息，通过移动媒体装置等媒介，受众已经可以随时随地主动索取自身感兴趣的相关信息，甚至对信息本身仍不必支付费用，由此开启了气象传媒服务业者与消费者之间的自由供需市场。在这个依据收视率与点击率成为绩效指标的情境中，受众已经接手主导气象传媒服务的市场。

这样一个事实，让多数气象传媒服务、经营单位认识到，以气象科学为本位的思考策略已经面临不再被受众所追崇，因而气象信息内容制作的议题设定不再局限于提供单纯的天气预报信息，而要有意图地将气象服务理念渗透并包装在多元生活中的方方面面。

不过，受众是否因为取得气象信息的渠道更加简易且成本低廉，或是气象信息内容的多元化，就提升了他们对气象信息的需求与青睐？几乎所有气象传媒服务的经营单位都以乐观的态度来期许如此能为气象传媒服务带来更宽阔的利益。然而，这样一厢情愿的思维背后又将面临什么样的阻碍与挑战？

挑战一：日常气象信息的功能变迁

在物质、科技不发达的年代，气象信息主要用于保障个人生理、基本生活的安全等需要。如同社会心理学家马斯洛的需求层次理论（图1）内需求金字塔的第一、第二层次作用，在当时需要阳光来晒干衣服、需要低温或阴干来保存食品，随着物质科技与社会安全制度的进步，衣服脱水可用烘干机，保鲜可用冰箱，人们感受到热了就开空调、冷了就供暖，要外出时根据天气仅需穿上伴随有防风、防寒、防雨、防晒功能的高质量外套即可，显见现代民众对抗气象变化的能力大幅度增加、适应力增强，虽然新的时代仍衍生出新的气象致灾风险，但就整体而言，单一气象因素要造成民众产生损失的门槛提高了。

既然不容易造成损失，这就意味着气象预测资料逐渐可以不再是民众基本生活的必需品，换言之，现代社会对于需求金字塔内族群最大的第一、第二层次而言，没有气象信息也不会造成太大的生存安全危机。由此可知，在没有重大致灾气象事件的情境时，气象传媒信息在日常生活中发挥“避凶”的功能已经减弱，因此想要通过电视气象预报或互联网上简短、概要的日常性气象数据，企图引起需求金字塔第一层的民众产生主动索取的行为，长期下来，这样的效果可能会让收视率、点击数趋向固定不动，但伴随失去受众兴趣的潜力会逐渐增加。

因此，面对这样的社会变迁，在不能期待以发生更多的天灾来刺激收视的态势下，就气象信息的议题设计策略而言，积极向需求金字塔第三层次的社交归属需求，贴近生活，贴近社会，以及更高的需求层次来靠拢，会更符合当代观众及听众的社会氛围。换言之，“趋利”（让生活更快乐）的气象信息比起在日常气象数据中探究“避害”（让生活更平安）会逐渐变得更受欢迎。

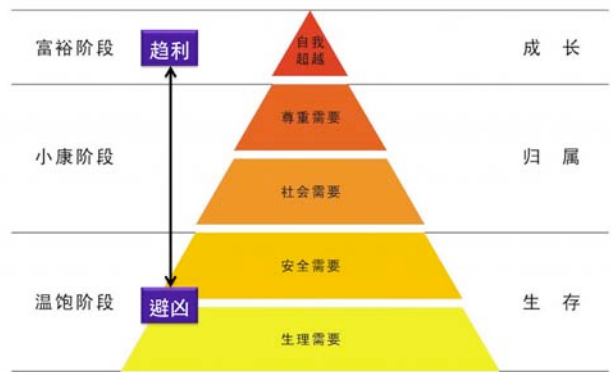


图1 马斯洛需求层次理论

挑战二：多元化下的信息泛滥

社会经济与全民生活水平提升之后，通信科技产品与互联网全面普及，传媒由大众媒介演化为小众媒介，不仅扩大了受众不论是在有意或无意的情况下对信息的使用需求，也通过这些工具进行更紧密的人际

互动,显然,传媒通信科技让人民在闲暇之余变得更加忙碌于获取各式信息,甚至电视、电脑、移动媒体在同一时间内平行使用,不同程度的“信息恐慌症”已经广为蔓延。

各式载体中琳琅满目的信息呈现在眼球之下,为了争取受众的注意,气象传媒从业者亦将气象信息进行包装,且不同气象传媒单位为了做出差异化,同一个预报资料经常会出现不同的陈述,对于主动索取信息的族群而言,由于兴趣与意图的推波助澜,他们对不同传媒所提供的气象增值信息通常有较高的理解程度,较能正确使用气象资料,但是对于被动获得信息者而言,多样化的信息可能较容易造成信息理解上的困惑和产生歧义。

现代的受众对信息太长的内容已经发挥不了太多的耐心进行详读与解析,转而以快速浏览标题、图片、扫读新闻稿头、重点数据的方式来获取自己关心、感兴趣的信息。如此快速索取信息的结果,对于在时间(逐日、逐时)、空间(地市、县、镇、街区)上皆具有明显差异特性且信息内容还掺杂着预报不确定性的气象预报资料而言,经过观众、听众概念性、片段性的理解,并且在难以要求他们定时主动更新气象预报信息的情境下,误解也就容易发生。随着日久累积,即使是预报科学技术确实逐年提升,“报不准”仍是受众对气象信息在情绪上的第一印象。

这种由于受众的习性转变,导致气象传媒服务的信任感难以被提升,间接影响了收视、点阅绩效。所以,在受众不太可能发觉并检讨自己误解过程的大环境下,气象信息在现代的传统媒体或数字新媒体对受众的沟通方式与象征符号的创新,对建立气象传媒服务的信任感与品牌的实现中,扮演越来越重要的角色,提高公众满意度不再只是由预报准确度主导。

此外,过去气象信息以单向传播的“广播模式”,也就是平民缺乏知识信息,因此必须由专业人士“灌输”与“教化”为主,随着全民知识水平的提升与数字新媒体的普及,加入了双向传播的“参与模式”,也就是平民开始分享发表自身的经验智慧与意见,虽然气象信息被关注讨论的空间增加了,但是大量良莠不齐的预报信息(包含造谣)也快速流传,不仅导致其他受众误解或取得错误信息的风险提高,甚至进一步在网络社群中传播主观或客观认知上气象报不准的事实(大众普遍认为预报精准是应该的,所以鲜少赞赏准确的气象预报),这使得气象传媒服务单位的外在形象与信任度的品牌管理更加困难。

挑战三:非气象信息的曝光度竞争

随着信息科技蓬勃发展,每人每天在各式的传媒载体中可以接触到较十年前多百倍的信息量,而各种

不同议题类型的非气象信息,同时都在积极地争取、吸引受众更多的关注力,并企图占据使用者更多时间,使得被认同是与生活息息相关的气象信息,已经出现大量的竞争产品,例如旅游小贴士、明星八卦、特卖会折价券。虽然气象预报信息仍然保持有即时新闻的优势特性,而拥有固定的传媒版面与区块,但就整体传媒市场而言,主动索取气象信息的受众比例(固定的使用族群),远少于被动接受(隐藏的使用族群)。也就是说,虽然有特定族群为了索取气象信息而主动打开电视、报纸或网络新闻,但是刚好或顺便看到气象信息的族群远大于专程索取气象信息的人数。

社会传媒中充斥着各式的信息,且前仆后继、排山倒海而来,虽然气象与生活息息相关,但是受众同时对其他信息也感兴趣,气象信息可以被分配到热门版面的空间被不断挤压。因此,要扩大气象传媒服务的收视率、点击数,气象信息要让这群被动接收的受众“看得到”比“找得到”更关键。换言之,依传媒产业之间的竞争而言,对受众开发气象信息的新需求是重要的,但设法“赚眼球”抢占热门版面会发挥更好的效果。

结论

国际上气象传媒服务多以“收视点击量”与“品牌信任度”来评量绩效,前者有助于后续的商业行为——经济效益,后者可以发挥社会的影响力——社会效益,为了提升绩效,气象传媒服务单位习惯性站在制作本位的角度进行自我反省、检讨,从上述分析可以理解,不考虑整体受众的社会背景与行为特质的变迁,改善方案将只是治标不治本、事倍功半。

既然气象信息与其他传媒信息都在彼此争取曝光度,且随时代进步,气象预报信息的必看性降低,受众的使用行为也已经发生变迁,面对这些新挑战,在无法期待天天都有剧烈天灾让气象信息担任刺激收视的最佳主角的情境下,以及在各传媒需要联手合作放大气象信息的效应,但却又是彼此竞争受众的环境下,如何将日常的气象信息设计成为最具有亮点的配角,会是经营气象传媒的致胜关键。

(作者单位:林伟文、曾鸿阳,中国台湾“中国文化大学”;朱定真,中国气象局公共气象服务中心)

深入阅读

- 谢瀛春. 2006. 从科学传播理论的角度:谈台湾的科普困境. 国家数位典藏通讯, 5(12).
- 资策会FIND. 2012台湾民众应用软体使用行为调查. [2014-03-23]. <http://www.find.org.tw/find/home.aspx?id=332&page=many>.
- Carrada G. 2006. 传播科学:科学家的致胜宝典. 关尚仁,译. 台北:台湾科普传播事业催生计划统筹与协调中心, 2010.
- Haddow G D, Haddow K S. 2009. Disaster Communication in a Changing Media World. Oxford, UK: Butterworth-Heinemann.

气象业务信息系统未来基础架构探讨

——“云计算”和“大数据”在气象信息化中的作用

■ 沈文海

“云计算”和“大数据”的业务目标分别是IT资源的公众化和海量数据的高效存储和处理，各自的核心技术分别是虚拟化、弹性计算和分布式存储/处理，系统的组织形式是计算、存储和数据资源的大规模集约化管理。这为当前气象信息化重点任务——业务流程的优化和系统的集约化整合——提供了关键技术解决方案。

一、问题的提出

“云、物、移、大、智”，即云计算、物联网、移动互联网、大数据、智慧城市被认为是当前影响IT技术和产业发展的五个重要要素。对于已有近百年历史的中国气象部门而言，这五个要素在气象现代化进程中究竟起到哪些作用，其中哪些要素是目前信息化工作中所急需，因而需要重点研究和应用的，都需要考察、分析和思考。

二、气象部门信息化发展趋势分析

1 “五大要素”对当前气象业务建设的影响初析

五大要素中物联网概念和相关技术以及配套的数据质量检测等数据清洗技术，以及类似“众包”等新的信息采集模式的引入，有可能给常规气象观测手段和方法带来几近革命性的变革，从而大大丰富信息的

获取渠道，提高信息采集的时空密度。此外，对传感技术及综合信息管理方法的深度引入，是近年来物联网技术开始有效应用于气象业务的典型例证之一。云计算和大数据在技术层面上对气象业务基础架构的影响则更为直接和深入。

2 对“云计算”、“大数据”的分析和理解

云计算和大数据对于气象业务基础架构的影响，是由这两者的技术构成以及业务目标所决定的。Mckinsey全球研究机构给出的大数据所涉及的核心技术如表1所示。其中，需要重点关注的是分布式存储技术和分布式处理技术。这两项技术分别保障在海量数据高速增长的情况下，系统能够持久地满足用户的检索时效，以及对数据的有效管理和使得系统在海量数据高速增长的情况下能够持久地满足用户的处理时效。

表1 大数据相关的技术

| | 需求 | 关键技术 | 技术描述 |
|----------|--------------|-------------------------|-----------------------|
| 大数据采集处理 | 海量数据分布式处理 | Hadoop生态系统 | 针对大量数据进行分布式处理的系统框架 |
| | 非结构化数据处理 | 文本处理技术、自然语言理解、多媒体处理技术…… | 文本内容、图像、音视频分析 |
| | 实时数据处理 | Streaming Data | 流计算引擎 |
| 大数据分析 | 可视化交互界面 | 交互式可视化探索分析技术 | 通过交互式可视化界面辅助用户进行分析 |
| | 智能数据分析 | 大规模机器学习技术 | 计算机模拟人类学习行为 |
| 存储、组织、管理 | 数据隐私保护 | 数据隐私防范保护措施与数据安全技术 | 保护隐私数据与信息个体的对应关系等安全技术 |
| | 高效存储和管理大规模数据 | 数据分布式存储相关技术 | 存储、放置、调度大规模的数据 |

在气象界，作为气象大数据主体的气象观探测数据，早在几十年前，专家们就一直在对这些海量气象观探测数据进行着全面深入的分析，目前业界所津津乐道的那些大数据成功案例中的数据分析方法，几十年前就已经是气象业务部门的传统业务手段了。因此，在有效的处理技术已大体具备的背景下，能否挖掘出海量气象观探测数据的新的价值，取决于能否提出创新的数据分析方法；而这绝非IT技术人员可独立

完成的，它需要卓越的气象学家天才的创意、富有经验的气象业务人员的缜密印证与熟悉气象业务的IT技术人员完美的技术共同完成。

然而必须理性地看到，创意不可能总是正确的，创意的产生也不可能像生产流水线那样源源不断。因此对于气象学科而言，Gartner公司定义的“大数据”真正价值是难以通过纯技术手段予以经常性的发掘的。因此，需要探讨的是，在科学家们提出创意并被

有效地实现之前，“大数据”对于气象部门而言，其有价值的作用和意义究竟在何处。

三、“气象云”和“大数据平台”方案分析

由于总体规划、总体设计以及统一管理的长期缺失，十余年来气象部门信息化建设在蓬勃发展的同时，也出现了以“三化”为基本特征的负面效应，即：业务功能碎片化、业务系统烟囱化和业务流程复杂化。

为此，对气象业务系统在统一规划设计下进行集约化整合，优化业务流程，已成为目前及未来一段时间内气象信息化的重要工作之一。

自2012年起，国家气象信息中心自筹经费，开始建设“气象私有云”（以下简称“私有云”）。目前，“私有云”以20余台物理服务器的基础资源，对外提供210余台虚拟服务器，在其上运行了近140套应用系统。据初步测算，CPU利用率较此前提高了6倍以上，电力消耗节省88.7%，场地空间（机柜）节省88%，成效好于“私有云”建设前的预期（表2）。

表2 “气象私有云”建成前后比较

| 资源 | “云”之前 | “云”之后 |
|------|----------|-------------|
| 计算资源 | 服务器（独占） | 核、CPU（独占） |
| 存储资源 | 磁盘阵列（独占） | 虚拟机磁盘资源（独占） |
| 数据资源 | 数据库（独占） | 数据库（独占） |

此外，由于“私有云”的建设目标是系统整合，而非业界对“云计算”作用的定义——经营性资源服务（基础资源、平台资源、软件资源），因此就其对“云计算”技术的选择方面，也很具特色（表3）。

表3 “云计算”技术应用情况

| “云计算”技术 | 应用程度 |
|------------------|-----------------|
| 虚拟化技术 | 充分 |
| 分布式编程模型与计算 | 目前未采用 |
| 海量数据分布式存储技术 | 目前未采用 |
| 海量数据管理技术 | 目前未采用 |
| 虚拟资源的管理与调度（弹性计算） | 部分采用（未实现“弹性计算”） |
| 云计算相关的安全技术 | 部分采用 |

所以，“私有云”的广泛应用，解决的是国家级各业务应用系统IT资源的整合（高效应用）问题，“云化”后的各系统仍永久性地独占资源，系统并未因之而被整合，业务流程也并未因之而优化。换言之，依目前“私有云”的技术形态，“三化”现象难以因其存在而得以根本改变。

分布式技术是“大数据”不可或缺的基础核心技术。也正是由于“大数据”追求高效的特点，使得有可能将计算、存储和数据三种资源在物理和逻辑上合而为一，形成一个无论性能还是性价比都达到最优的

应用系统运行平台。

此外，那些规模较大、时效要求较高、大数据平台的单位计算节点无法满足其运算时效要求的应用系统，可经过分布式并行化处理，由多个计算节点协同完成其计算过程。而计算资源管理调度技术和方法的有效应用，可使大数据平台同样具备“弹性计算”功能。

因此，实现了弹性计算的、以分布式技术为核心搭建的大数据业务平台，具有以下优势：

- 1) 运行效率达到最优，且有良好的性价比；
- 2) 性能和规模可根据需求线性扩展；
- 3) 在其上运行的各业务应用系统可按需灵活配置资源。

四、省、地、县三级业务基础设施的整合趋势

省、地、县三级业务单位为履行各自承担的业务职责，拥有着各自的业务系统及相关设备。随着所在地对气象服务需求的不断增加，各气象业务单位的业务功能也在不断丰富。由于各种原因，不少单位在发展自身业务的同时，多年来一直沿用传统的信息化建设发展模式，即：增加新的业务功能意味着增加新的业务系统，而增加新的业务系统意味着增加新的配套IT设备。于是经过多年积累，这些单位（尤其是县级气象单位）用于运行业务系统的各类IT设备日渐增多（其中包括完整的信息系统所必不可少的数据库系统），俨然需要具有一定专业水平的技术人员对系统进行维护，同时配备具有一定水平和规模的场地环境供系统设备运行，方才可能确保这些系统的稳定可靠；以至于为全面提高县级气象业务的综合水平，在计划向县级气象业务单位统一配置符合县级气象业务特点的规范化业务系统的同时，一些专家趋势提出了“把数据中心建到县气象局”的口号。

然而现实情况是，相当数量的县级气象部门（尤其是经济欠发达地区）人力资源十分有限，当地的IT服务业亦不发达，这些系统、设备及场地环境的专业化维护已经成为县级气象业务单位一个十分棘手的问题和负担。

事实上，目前一些县级单位业务系统之所以较多较杂，是几十年的发展过程中，由于当时通信能力无法满足需求等历史原因造成的。而在近十余年公共通信基础设施以超摩尔定律的速度飞速发展，通信能力已可完全满足气象业务需求的情况下，仍然延续以往传统的业务建设方式，即增加业务功能意味着增加业务系统和配套IT设备，便显得抱残守缺，没有与时俱进了。因为系统和设备的拥有者同时也必然是系统和设备的维护者，而系统和设备的专业化维护问题得不到解

决，意味着业务工作的稳定性和可靠性必然存在隐患，不少县气象局的实际业务情况充分印证了这一点。

从本质上看，气象业务系统是典型的以信息加工处理并提供信息服务为特征的信息系统，计算、存储、数据和网络构成了信息系统所需的全部资源。从业务职责和属性等方面考察，位于省局的信息系统资源是全省最为丰富和齐全的，县级和地市级单位所需的所有资源，均为省级所辖资源的一部分。因此从理论上讲，至少在资源方面，县级和地市级的业务系统完全可以运行在省级所辖的资源池中，而不必运行在当地。这样做的一个最大优点，便是实现了县级（包括地市级）业务功能与业务系统和IT设备的分离，业务人员可方便地使用桌边设备（PC机、可触摸式电视）或智能移动终端（ipad、手机），通过使用运行在省局的业务系统的业务功能来完成业务工作，而无需承担以往因拥有这些系统而必须承担的对这些系统的维护责任——因为业务系统均运行在省局的资源池中，由位于省局的专业技术人员对其进行集约化专业维护；从而使得基层业务单位摆脱了系统维护负担，实现了业务系统的“0维护”。此外，由于这种资源集约化管理和系统专业化研发维护模式所具有的独特优势，对此后县和地市级单位新业务功能的快速部署、本地化改进和新业务拓展等方面，均具有目前业务形态所无法具备的优势。

五、未来理想的业务基础架构

系统和资源适度规模的集约化整合，有利于业务功能的高效组合、应用系统的快速部署、资源的灵活配置和高效应用，同时集约化的系统和资源便于对其进行专业化维护，可大幅提高系统的可靠性、大量节约能耗和各类成本，这一切可使气象业务体系逐渐变得强健而敏捷。所以，国家级业务系统逐步向“云平台”迁移并最终移植运行在国家级综合业务平台，县级和地市级业务系统的服务端逐步向省级综合业务平台汇聚，最终以国、省两级综合业务平台构成支撑整个气象部门业务系统的基础平台体系，是目前可以预

期的最为理想和合理的气象业务基础架构。

整合和汇聚过程中对业务系统的云端/客户端化处理，可使气象部门的业务应用逐步实现移动互联化，从而摆脱桌边系统的局限，使用移动智能终端实现移动业务。而这里的综合业务平台，是充分合理地采用虚拟化和分布式技术，有效实现弹性计算，兼具云计算和大数据平台特点，集数据、计算和存储资源于一身，集约高效且高性价比的综合业务平台。整合的过程，同时也为业务流程的梳理和优化提供了契机，以借此完成的业务流程的优化甚至再造，为省内业务的扁平化提供了可能。

需要指出的是，国、省两级综合业务平台的建立，不仅能解决困扰发展已久的“三化”问题，也为“气象大数据”的数据分析处理提供了性能良好的运行平台，是实现气象学家采用“第四范式”进行科学研究发现的良好试验环境。

实现上述目标，“云计算”和“大数据”这两个要素在其中起着技术基础和应用范式等作用，并已不存在无法逾越的技术障碍。

最后，作为题外话，既然“云计算”和“大数据”是针对特定业务需求而组装起来的技术解决方案，那么将虚拟化、弹性计算、分布式处理和存储、云端/客户端架构等技术及架构有机组合起来，共同解决目前较为突出的“三化”问题，当然也是顺理成章的。为称谓简约，不妨即把由上述技术组合方案形成的综合业务平台称之为未来的“气象云”。

（作者单位：国家气象信息中心）

深入阅读

- 吴朱华. 2011. 云计算核心技术剖析. 北京: 人民邮电出版社.
- 麦肯锡报告. 2012. 大数据: 下一个创新、竞争和生产力的前沿. 赛迪译丛, 第25期.
- 沈文海. 2014. 气象数据的“大数据应用”浅析. 中国信息化, 11: 20-31..
- 沈文海. 2013. 对气象信息化的理解和再认识. 气象科技进展, 3(5): 56-62.

“目标观测”在大气科学领域应用的主题文献计量分析

■ 吴灿 李婧华

一、数据来源及统计方法

目标观测，又称为适应性观测，是20世纪90年代后期发展起来的观测策略方法。目标观测可获得更多的观测资料，这些额外的观测资料经过资料同化系统处理后，为模式提供更接近真实状况的初始场，以便得到更加准确的预报。本文利用中国知网学术期刊网络出版总库(CAJD)和ISI Web of Science平台SCI-E数据库，检索统计国内外“目标观测”在大气科学领域应用的主题文献。选取主题检索途径，设定检索时间为所有年，文献类型为论文与综述，在气象和大气科学领域进行检索。检索式分别为TS=(“targeted observ*” or “adaptive observ*”) (SCI-E数据库)；主题=(“目标观测”或“适应性观测”或“CNOP”或“条件非线性最优扰动”)选择“精确”(CAJD数据库)，得到最终搜索结果(检索日期为2015年5月11日)。

二、统计结果与分析

1 论文产出年代分布

在SCI-E及CAJD数据库检索命中“目标观测”在大气科学领域应用的主题文献分别为214篇(有中国学者参与的为29篇)和98篇。SCI-E数据库检索到的最早的论文，为美国国家大气研究中心Walter Dabberdt等于1996年发表在*Bulletin of the American Meteorological Society*上的“Research opportunities from emerging atmospheric observing and modeling capabilities”一文；此外，中国学者最早发表的SCI-E主题论文是钟科等于2007年发表在*Advances in Atmospheric Sciences*的



在214篇“目标观测”在大气科学领域应用的研究论文中，有美国学者参与论文达116篇，约占论文总数的53.2%。中国大陆的发文量位居第三，约占13.6%。

“Adjoint-based Sensitivity Analysis of a Mesoscale Low on the Mei-yu Front and Its Implications for Adaptive Observation”。

图1给出了SCI-E和CAJD数据库“目标观测”主题文献的产出时间分布。国际上关于“目标观测”在大气科学领域的应用研究是近20年刚发展起来的新领域，在我国的起步更是在2000年之后，但无论是国际还是国内，目前该领域的研究都尚处于起步阶段：论文总量较少，且从整体上看，1996—2011年SCI-E数据库发表的论文数量虽小幅上升，但2011—2014年的发文量却呈现出逐年下降的趋势。1996—2014年发文量的年增长率为10.6%。上述结果说明，学术界关于“目标观测”在大气科学领域应用的研究还相对薄弱。

2 国家与机构产出及影响力分析

在SCI-E数据库发文量达10篇及

以上的国家/地区及其论文被引情况见表1。美国的发文量居首位，在214篇“目标观测”在大气科学领域应用的研究论文中，有美国学者参与论文达116篇，约占论文总数的53.2%。可见，美国在该研究领域占据主导地位。中国大陆的发文量位居第三，约占13.6%。尽管中国的发文总量较少，但年增长率较高，约为86.7%。

从总被引次数、篇均被引频次、h指数等指标综合来看，美国、英国、法国和中国台湾的“目标观测”在大气科学领域应用的研究论文的综合影响力较高。中国大陆虽然在发文量上有相对的优势，但在影响力上仍存在明显的差距。

在SCI-E和CAJD数据库大气科学领域中发表“目标观测”主题论文达10篇及以上的机构见表2。在发文量达10篇及以上的13个研究机构中，有7个来自美国。中国大陆有两所机构——中国科学院和中国气象

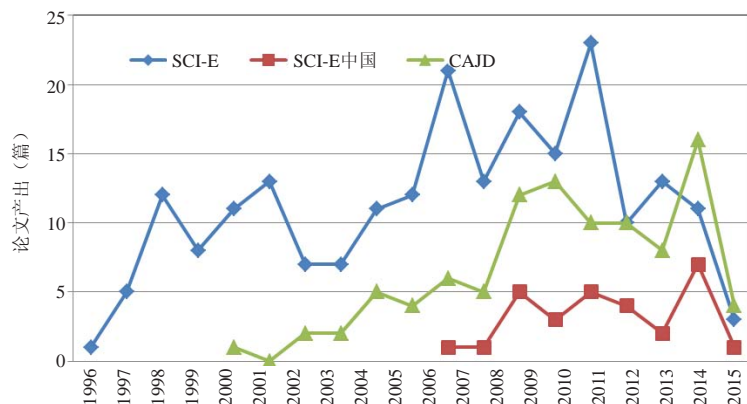


图1 “目标观测”在大气科学领域应用主题文献的产出时间分布

表1 SCI-E数据库中发文量达10篇的国家/地区及其影响力

| 序号 | 国家/地区 | 产出 (篇) | 总被引次数 | 篇均被引频次 | h指数 |
|----|-------|--------|-------|--------|-----|
| 1 | 美国 | 116 | 4510 | 38.88 | 38 |
| 2 | 英国 | 41 | 1294 | 31.56 | 19 |
| 3 | 中国 | 29 | 142 | 4.9 | 7 |
| 4 | 法国 | 20 | 506 | 25.3 | 14 |
| 5 | 中国台湾 | 18 | 395 | 21.94 | 12 |
| 6 | 韩国 | 15 | 148 | 9.87 | 7 |
| 7 | 意大利 | 12 | 206 | 17.17 | 8 |
| 8 | 日本 | 10 | 211 | 21.1 | 7 |

注: h指数是指一个国家或地区(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CNKI数据库“目标观测”主题文献产出量较多的机构

| SCI-E | | | CAJD | |
|-------|---------------|--------|--------------|--------|
| 序号 | 机构 | 产出 (篇) | 机构 | 产出 (篇) |
| 1 | 美国国家海洋和大气管理局 | 42 | 中国科学院大气物理研究所 | 48 |
| 2 | 美国能源部 | 34 | 中国科学院海洋研究所 | 14 |
| 3 | 美国海军研究实验室 | 33 | 中国气象科学研究院 | 11 |
| 4 | 欧洲中期天气预报中心 | 25 | 解放军理工大学 | 9 |
| 5 | 中国科学院 | 23 | 南京信息工程大学 | 6 |
| 6 | 美国国家大气研究中心 | 20 | 中国气象局国家气象中心 | 5 |
| 7 | 中国台湾“国立台湾大学” | 17 | 中国气象局国家气候中心 | 3 |
| 8 | 雷丁大学 | 15 | 南京大学 | 3 |
| 9 | 迈阿密大学 | 13 | 中国气象局上海台风研究所 | 3 |
| 10 | 延世大学 | 11 | 成都信息工程大学 | 3 |
| 11 | 宾夕法尼亚州立高等教育系统 | 10 | 北京大学 | 3 |
| 12 | 宾夕法尼亚州立大学 | 10 | | |
| 13 | 中国气象局 | 10 | | |

局的发文量达到10篇,其发文量分列第5和第11位。从CAJD数据库来看,中国科学院大气物理研究所是大陆地区进行该领域研究的主要机构,其论文产出量约占总论文量的48.98%。

3 国家与机构合作分析

根据SCI-E数据库的检索结果,以知识图谱分析软件CiteSpace软件为工具,对各国/地区及相关机构在大气科学领域开展“目标观测”合

作研究的情况进行测量分析(图2和图3)。图中,国家/地区及机构之间的连线粗细代表合作紧密度,合作越多,线越粗;连线的颜色代表首次合作的年代。从图2中可知,美国、英国和法国在图中节点的紫色圆圈明显大于其他国家/地区,节点中心性较高,说明他们的合作相对活跃。而中国大陆节点的中心性数值为零,表明中国大陆的合作在该领域处于边缘地位。

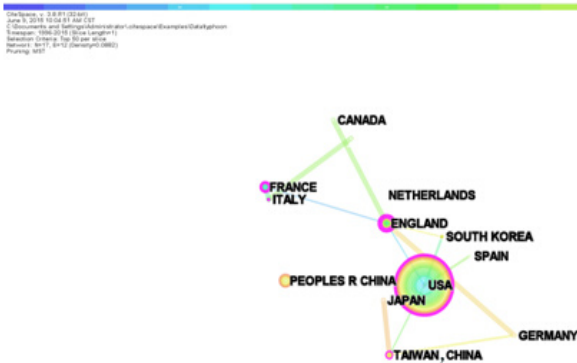


图2 “目标观测”在大气科学领域应用主题文献的国家合作分布

图3反映了相关学术机构的合作情况。由图可知,图中节点紫色圆圈较大,节点中心性较高的机构为:美国国家海洋和大气管理局、美国海军研究实验室、美国国家大气研究中心、欧洲中期天气预报中心和中国台湾“国立台湾大学”。说明这些机构间的合作在该领域处于较为核心的地位。

4 高产作者

在SCI-E和CAJD数据库中,大气科学领域发表“目标观测”主题论文分别达10篇和5篇的作者见表3。在SCI-E数据库中,中国学者在该领域发表论文最多的分别是中科院大气物理所/中科院海洋所的穆穆和中国台湾“国立台湾大学”的吴乃立。刊载该领域论文的主要期刊大都为大气科学领域一些高影响力的学术期刊上,在SCI-E数据库的Q1和Q2区期刊上发表的论文占到论文总量的72.9%。

5 热门文献及研究热点

本期榜单列出了大气科学领域“目标观测”应用的高被引论文。表4为利用CiteSpace软件分析给出的1996至今,以5年作为一周期,各周期的高频关键词(由于该领域每年发表的论文数较少,最多的一年仅为21篇,故选择5年为一周期进行分析)。可以看出,自“目标观测”这一观测策略提出以来,其研究方法历经了多次发展,由最初的繁殖模法(BGM)、准反演线性法和线性奇异向量方法(LSV)等,随后又发展出集合转换方法、集合卡曼滤波方法和集合转换卡曼滤波方法等,近年来,我国学者穆穆等提出了条件非线性最优扰动(CNOP)方法,并且这些方法也都已经在一系列的外场试验中得到实施和验证。台风和CNOP出现在近5年的高频关键词中,可见基于CNOP方法的台风目标观测是近年来的研究热点之一。

三、结果讨论

1) “目标观测”是20世纪90

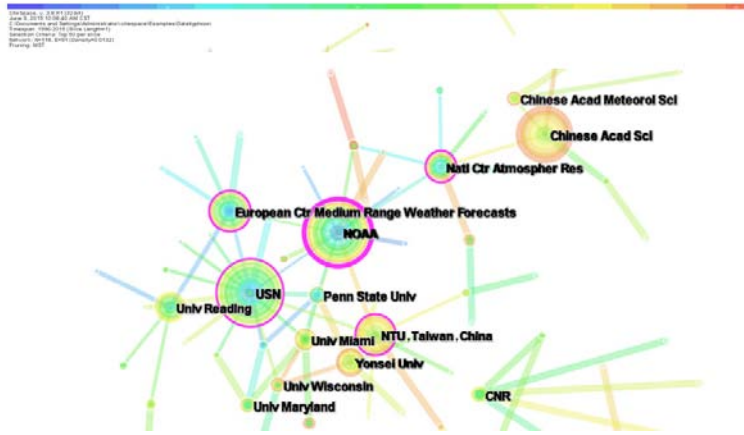


图3 “目标观测”在大气科学领域应用主题文献的机构合作分布

表3 SCI-E和CAJD数据库大气科学领域发表“目标观测”主题论文的主要作者

| SCI-E | | | CAJD | | |
|---------------|--------------|--------|------|-----------------|--------|
| 作者 | 单位 | 产出 (篇) | 作者 | 单位 | 产出 (篇) |
| Majumdar SJ | 迈阿密大学 | 19 | 穆穆 | 中科院大气物理所/中科院海洋所 | 20 |
| Mu Mu | 中科院大气物理所 | 15 | 段晚锁 | 中科院大气物理所 | 13 |
| Wu Chun-Chieh | 中国台湾“国立台湾大学” | 15 | 周非凡 | 中科院大气物理所 | 9 |
| Reynolds CA | 美国海军研究实验室 | 14 | 孙国栋 | 中科院大气物理所 | 5 |
| Buizza R | 欧洲中期天气预报中心 | 14 | 郑琴 | 解放军理工大学 | 5 |
| Bishop CH | 美国海军研究实验室 | 14 | | | |

表4 大气科学领域“目标观测”应用主题论文的高频关键词

| 时间段 | 关键词 |
|------------|---|
| 1996—2000年 | the basis generator method; quasi-inverse linear method; linear singular vector; predictability adjoint methods; plans ensemble transform technique; fronts and atlantic storm-track experiment (fastex) |
| 2000—2005年 | ensemble Kalman filter; ensemble transform Kalman filter; WSR (冬季风暴观测试验); NORPEX (北太平洋试验) |
| 2005—2010年 | nonlinear optimal perturbations; primitive-equation model; solitary waves; DOTSTAR (热带气旋监测计划); THORPEX (全球观测系统研究与可预报性试验); typhoon; sensitive regions; thermohaline circulation; pseudo-inverse |
| 2010—2015年 | T-PARC; CNOP; OSSE; typhoon; ENSO; adjoint vorticity equation; sequential data assimilation; square-root filters; singular-vector growth; potential vorticity; boundary-trapping; ageostrophic geopotential fluxes; eddy energy |

年代后期发展起来的观测策略方法。在我国大陆的起步更是在2000年之后。从整体上看，SCI-E数据库发表的该领域论文数量较少，虽然1996—2011年论文数量小幅上升，但2011—2014年的发文量却呈现出逐年下降的趋势，说明学术界关于“目标观测”在大气科学领域应用的研究近年来趋弱。

2) 从发文量、总被引次数、篇均被引频次、h指数等指标综合来看，美国在该研究领域占据主导地位；此外，英国、法国、德国和中国台湾在该领域的综合影响力较高。从国家合作来看，美国、英国和法国的合作相对活跃且处于核心的地位。中国大陆在SCI-E数据库该领域的发文量位居第三，约占全部论文的13.55%，且增长迅速，年均增长率约为86.7%，但在总被引次数、篇均被引频次和h指数这些指标上与上述国家/地区相比仍存在明显的差距。

(作者单位：中国气象局气象干部培训学院)

深入阅读

穆穆. 2013. 目标观测的方法、现状与发展展望. 中国科学: 地球科学, 43(11): 1717-1725.

编辑选编

气候预测研究方兴未艾——《科学通报》2015年第60卷第12期

丁一汇撰文指出当代气候研究有两个最为重要的目标，一是理解气候是如何发生异常变化并提前进行科学有效的未来一个月或数月以及一年或数年的预测，以达到预防和减轻灾害损失；二是理解气候系统如何在人类活动和自然因素影响下发生长期改变（如，全球变暖问题）并进行科学有效的预估和展望，以便使得人类可以更好地适应气候变化和科学恰当地进行气候干预，这是气候变化的长期预测。气候预测仍然是一项非常困难的科学任务，有关理论和方法研究方兴未艾，是国际科学前沿也是国家重大需求，非常需要开展进一步的深入探索和攻关，以实现科学突破和更加科学有效的气候预测，更好地满足国计民生需要和服务于国家的现代化建设及人类进步发展。

中国大地形东侧霾空间分布“避风港”效应及其“气候调节”影响下的年代际变异——《科学通报》2015年第60卷第12期

徐祥德等研究发现中国区域霾日空间分布的大地形影响与季节特征显著，在西风带背景下高原大地形东侧背风坡可构成“避风港”效应，其可能是中国东部区域霾日高频区域性分布重要的影响因素之一；中国区域冬季为霾日高频时段，春、夏、秋季大部分区域为霾日数低频区，但近10年大气污染物排放持续加剧，中国东部霾高发时段由冬季延伸至春、秋、夏季，其呈现出大气环境恶化的“强信号”特征。虽然中国区域霾日数年际变化趋势主要依赖于污染源排放程度，值得注意的是，虽然20世纪80、90年代中国区域CO₂排放强度加大，但中国东部霾日频数年际变化却表现出波动型相对“平稳”缓升特征，此阶段中国东部对流层中下层出现了大

气温度距平垂直结构“上冷下暖”的“不稳定”状态，其有利于中国东部大气扩散或对流；而近10年阶段中国东部出现霾天气与大气污染排放同步加剧异常变化，2001—2012年期间中国东部对流层中下层则呈“上暖下冷”类似“逆温盖”，即大气温度距平垂直结构出现年代际“逆转”趋势，此大气温度垂直结构年代际特征可能加剧了大气污染排放的环境影响效应，引发了中国东部大范围霾天气变异现象。

碳质气溶胶的放射性碳同位素(¹⁴C)源解析：原理、方法和研究进展——《地球科学进展》2015年第30卷第4期

曹芳等撰文指出碳质气溶胶（或颗粒物）作为大气气溶胶的重要组成部分，对环境、气候和人类健康造成了巨大的危害。其主要组成成分有机碳和元素碳具有不同的来源特征，且对人类健康和气候系统的影响也具有明显的差异。放射性碳同位素(¹⁴C)不仅能定性区分生物源和化石源，还能定量分析不同来源对有机碳和元素碳的贡献比率。重点评述了放射性碳同位素法对气溶胶源解析的技术原理、分离测试方法以及在我国应用的研究进展；最后提出了国内研究应加强的领域和利用放射性碳同位素法研究大气气溶胶的发展趋势。

适应性观测研究现状和展望——《气象学报》2015年第73卷第2期

马旭林等撰文指出适应性观测是指为了有针对性地提高高影响天气数值预报的质量，在已有观测系统基础上对特定敏感区域/特定时段进行补充性加强观测。十多年来，这种旨在提高数值预报质量的新策略在国际上引起高度重视，成功开展了多个系列外场观测试验，并在适应性观测敏感区识别方法的发展和适应性观测资料同化后对数值预报质量影响的定量评估等方面均取得了重要的研究成果。文中简

述了适应性观测问题及其目的，着重分析和总结了目标敏感区识别方法及其特点和适应性观测对数值预报质量的影响等方面的研究进展，并讨论了适应性观测资料改进未来数值预报质量需要解决的关键科学问题。

中国历史探空资料部分等压面位势高度订正——《应用气象学报》2015年第26卷第3期

阮新等对中国高空探测历史资料进行静力学检查发现，1963年前900、800、80和60hPa位势高度记录错误率异常偏高，20世纪70年代中期个别站250和70hPa位势高度记录错误率也异常偏高。通过对中国高空观测规范历史沿革的分析和资料验证，指出受当时计算条件所限，这些等压面上的位势高度是在其他规定等压面的位势高度查表计算完成后，利用时间高度曲线通过人工插值估算获得，主观因素影响较大，易产生较大误差，因而错误率异常偏高。阮新等同时提出依据静力学原理重新计算这些等压面位势高度记录的订正方案，并进行效果检验。结果表明：该方案能够比较精确地还原台站观测时对位势高度的正确计算，错误资料订正后，相关高度静力学余差序列趋向均一，订正方案合理、有效。

我国城市规划中气候信息应用回顾与展望——《地球科学进展》2015年第30卷第4期

房小怡等撰文指出城市规划中气候信息的应用经历了从早期的风玫瑰图利用到考虑风、温、湿、压等要素的气候适宜性分析以及目前关注城市通风环境、热环境以及污染敏感区的城市环境气候图技术的历程。气候信息获得的途径也从数量极为有限的基本气象观测站资料到空间加密的自动气象站资料、更精细的气象数值模式以及精细化地理信息技术的应用。同时，细化的技术导则和规范的建立以及不同行业间的联合发文有力推动了

气候信息的实际应用。此外, 研究展示了近年开展的伊犁、深圳、北京实际案例主要内容。最后, 针对未来我国将根据大气环流特征和生态环境承载能力、走优化城镇空间布局和城镇规模结构的新型城镇化道路, 从工作层面和技术层面给出了需要不断完善并深入研究的几个重点。

理解大气资料同化的根本概念 ——《气象》2015年第41卷第4期

朱国富撰文阐明随机变量是大气资料同化的根本概念。其指出其根本性可以体现在两个方面: 1) 原理上, 大气资料同化的科学实质是建立在随机变量这个概念上。由于将资料同化的可用信息视为随机变量的数据, 所以概率论与数理统计学成为资料同化的数学基础, 使得资料同化有了基于估计理论的最优标准及其数学形式, 成为一门科学。2) 实施上, 基于随机变量这个概念下的数据是理解大气资料同化发展史的钥匙。由于资料同化的具体实施表现为各种同化方法中可用信息的资料融合, 将资料同化的可用信息视为随机变量的数据, 可以清晰地揭示主流同化方法的发展进程对应着其可用信息在内涵和种类上的不断扩展, 这个扩展具体地体现了同化发展史的一个循序渐进的内在发展逻辑。

一个求解云滴谱相对离散度的方法 ——《中国科学D辑: 地球科学》2015年第45卷第5期

刘煜等撰文指出: 在双参数云微物理方案中, 云滴谱的相对离散度(ε)或者形状参数($\mu, 21/1$)通常假定为常数或利用统计关系求得。观测显示常数假定和统计关系并不适合所有的实际情况。为此, 根据云微物理学和伽马函数的性质, 得到求解云滴平均半径和云滴谱形状参数的方程。利用云滴平均半径、体积半径和它们的比求解云滴谱形状参数方程, 可以得到云滴

谱伽马分布的形状参数、相对离散度和云滴的谱分布。这个方法得到的是解析解。进一步利用观测的云滴谱资料检验了云滴谱形状参数的方程, 结果表明该方法是可行的。同时, 把这个方法应用到WRF模式的双参数云微物理方案中, 进一步检验这个方法的可行性。模式结果显示新方法对降水的模拟有一定改善。说明该方法是可行的, 可以应用到双参数云微物理方案中。

华北黄淮冬季霾年代际增多与东亚冬季风的减弱 ——《科学通报》2015年第60卷第15期

尹志聪等采用1961—2011年冬季霾日数重建资料, 揭示了华北黄淮地区冬季霾日数年代际增多以及与EAWM年代际减弱之间的关系。1986—2010年与1961—1970年相比, EAWM明显偏弱, 环流形势在水平方向和垂直方向上都不利于污染物的扩散。海平面气压场为典型的AO正位相型分布, 冷空气被限制在极区。华北黄淮的表面风速和湿度均为负距平, 有利于霾的发生。高纬度经向环流较常年偏弱, 华北黄淮上空以纬向环流为主, 冷空气活动较弱, 不能有效地南下到华北黄淮地区, 不利于颗粒物的水平扩散。同时, 华北黄淮上空的高压异常和逆温潜势, 会有效抑制底层垂直运动的发展, 也就抑制了空气中污染物的垂直扩散, 导致空气中颗粒物的积聚在浅薄的层次中, 增加了污染物的浓度。

台风与中纬度槽的相互作用对其转向之后的路径的影响 ——《热带气象学报》2015年第31卷第2期

陈华等选取三个台风个例(2004年“桑达”、2005年“彩蝶”、2009年“彩云”), 分别以多个相邻时次作为初始时刻进行一系列的数值模拟, 结果表明热带气旋(TC)与上游槽相互作用的关键区域的预报误差与TC转向后的路径预报误差表现出

显著的相关性。以2010年“马勒卡”台风为个例的敏感性试验证实了中纬度下游环流的发展及TC转向之后的移动路径对TC的强度和TC相对于上游槽的位置很敏感, 这个结果给出了TC路径对TC-槽相互作用的敏感性的一个例子或一种方式。若TC增强或更接近上游槽, TC与上游槽的相互作用增强, TC向中纬度输出低PV空气的能力增强, 由此导致下游区域的PV梯度增大, 同时TC对中纬度梯度的扰动也会加强, 因而会引起中纬度下游环流发展增强, 且偏经向, TC在转向之后的路径偏北偏西; 反之则下游环流偏纬向, 路径偏南偏东。

气候系统10万年周期变化的随机动力学模拟 ——《中国科学D辑: 地球科学》2015年第45卷第5期

段明铨等以随机共振理论为基础, 从随机动力学的角度模拟研究了地球气候10万年周期变化的形成机理。将理想反照率模型与气候系统的地质证据和观测事实相结合, 构建了新的反照率模型; 并将其引入零维能量平衡模式后, 形成了满足双稳条件的非线性系统。基于这一系统, 模拟研究了同时考虑太阳辐射周期变化和各種随机扰动时的气候系统10万年周期变化情况。结果表明, 当噪声强度达到一定数值时, 均可产生随机共振现象。但是这种噪声强度在实际的气候系统中并不存在。为了解释弱的太阳辐射周期变化强迫产生10万年冰期、间冰期旋回的机制, 除了考虑太阳辐射随机扰动量, 还需要考虑其他非太阳辐射随机扰动量对这一气候变化过程的随机动力学影响。对同时考虑太阳辐射随机扰动量和非太阳辐射随机扰动量的模拟分析结果表明, 当同时引入适当的、目前观测到的这两类随机扰动量时, 也可以产生随机共振现象, 其中太阳辐射随机扰动的贡献率约为38%, 证明太阳辐射随机扰动对10万年气候周期的形成具有重要作用。

高分辨率区域气候模式结果的统计后处理——Statistical postprocessing of high-resolution regional climate model output. *Monthly Weather Review*, 2015, Vol. 143, No. 5.

基于统计的后处理技术已经成为必不可少的降尺度工具，其能在短和长时间尺度上为模拟和预测提供更好的水文气象变量的概率特征。美国科罗拉多大学Boulder分校的Mendoza等利用WRF模式输出的确定性高分辨率产品，评价了统计后处理方法对于生成日降水量概率估计的效果。研究首先初步评估了WRF对历史同期的模拟效果，然后比较了三种统计后处理技术的性能：多项式回归（MnLR），分位数回归（QR）和贝叶斯模型平均（BMA），这三种方法都使用WRF输出结果作为潜在的预测因子。结果表明，WRF模式能够再现观测到的降水事件，尤其是在秋季或冬季，而统计后处理的预测技巧的空间分布与WRF降水模拟结果的质量密切相关。详细比较三种统计后处理方法，发现MnLR的效果最差，不过这三种方法整体都不够理想。虽然当技巧（例如，小概率预测误差）和可靠性（例如，预测概率和观测到的频率之间相互匹配）是目标属性时，QR应当是首选；但当需要辨别（例如，预测发生或不发生）和统计一致性时，建议使用BMA。基于所得结果，研究认为未来研究应探讨如何调和分层贝叶斯模型与强降水事件中极值理论的使用。

自然降雨中碰撞破碎的识别与分析——Identification and analysis of collisional break-up in natural rain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2015, in press.

许多实验和数值研究一直致力于了解雨水形成中最重要的过程之一：碰撞破碎过程。为确定自然降雨中碰撞破碎何时占主导地位，从而能够修改雨滴谱（DSD）的形状，直到DSD分布达到碰撞平衡，意大利

费拉拉大学的D'Adderio等发展了一套自动化的目标算法，并应用于共计超过6000个两分钟平均的DSD。由于碰撞破碎主要出现在强降水中，因此本方法针对的DSD是那些降雨率高于 $5\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的。研究发现，该方法选取的破碎DSD与不同理论模型所预测的平衡DSD有很好的 consistency。DSD平衡被发现占总样本的0%~7%，这证实了DSD平衡在自然降雨中是一个罕见事件。那些碰撞破碎占主导地位、且在修改DSD但却并未达到DSD平衡的DSD占总样本的15%~47%。而广泛用于雨滴谱参数化的伽玛分布，难以拟合破碎产生的DSD，尤其是直径在1.0~2.6mm之间的DSD。这可能影响一些DSD参数化的应用，例如使用主动遥感数据反演DSD积分参数（如降雨率）。

物候与土壤水分对ECHAM5/JSBACH模式中的大气变率的贡献——Contribution of phenology and soil moisture to atmospheric variability in ECHAM5/JSBACH model. *Climate Dynamics*, 2015, in press.

土壤水分和物候存在季节性的变化特征，它们对季节性气候的影响是可以预测的。因此，在季节性气候预测中使用它们，可以潜在地提高预测技巧。但是，目前对其随地理位置变化和在不同季节产生的影响仍然缺乏足够理解，这就导致现在的季节性预报技术没有能够充分利用它们的季节性特征来提高季节性预报的技巧。美国马里兰大学的Bali等通过分析由土壤水分和物候分别进行强迫的ECHAM5/JSBACH模式各耦合成员之间的相似性，确定了土壤水分和物候在春季和夏季影响关键大气变量的全球热点地区。结果表明，在东南亚（SEA）和萨赫勒，物候和土壤水分对降水具有同等程度的影响。印度夏季季风降水的5%~7%的方差是由土壤水分和物候异常引起的，在SEA季风到来之前（如3—5月），它们会对SEA季风的一些关键预测因子（如

青藏高原的2m气温和感热通量）产生影响。因此，可以利用它们的季节特征，来提高季节性气候预测的技巧，特别是像SEA季风这样的中尺度系统。

气候对沙特阿拉伯沙尘活动年际到年代际变率的控制作用：沙尘季节预测模式的发展——Climatic controls on the interannual to decadal variability in Saudi Arabian dust activity: Toward the development of a seasonal dust prediction model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2015, Vol. 120, No. 3.

美国威斯康辛大学麦迪逊分校的Yu等分析了气候对1975—2012年春季和夏季沙特阿拉伯沙尘活动的控制作用，并发展了一个沙尘季节预测模式。经验正交分析发现，在沙特阿拉伯，沙尘暴频率主要表现出均匀分布的格局，具有明显的年际和年代际变率。通过长时间序列站点观测资料分析，发现自2000年以来遥感观测的气溶胶光学厚度的增加趋势是存在年代际振荡的沙尘活动的一部分。回归和相关分析表明，沙特阿拉伯沙尘的年际变率受阿拉伯半岛春季降水量与夏季夏马风强度控制。沙特阿拉伯沙尘暴变率的主要驱动因子如下：冬—春季拉尼娜发生时，沙特阿拉伯主要沙源区——鲁卜哈利沙漠的降水减少，从而加剧次年春季沙尘活动。热带印度洋海温偏低导致阿拉伯半岛中部出现异常的反气旋环流，加剧了夏马风，有利于夏季沙尘暴的发生。沙特阿拉伯沙尘的年代际变率也与北非降水和萨赫勒植被有关，因为它们决定了非洲沙尘的释放和向沙特阿拉伯的沙尘传输。地中海海温（SSTs）也可能影响萨赫勒降水和夏马风强度，进而对沙特阿拉伯的沙尘年代际变率也有影响。运用阿拉伯半岛和北非前期累计降雨量和地中海SSTs作为低频预测因子，热带东太平洋和热带印度洋SSTs作为高频预测因子，可以很好地预测沙特阿拉伯沙尘的季节活动。

使用通用地球系统模式分析亚洲季风区气候对土地利用变化的日和季节响应——Investigating diurnal and seasonal climatic response to land use and land cover change over monsoon Asia with the Community Earth System Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2015, Vol. 120, No. 3.

因农业发展导致的林地向农田的转变是全球土地利用变化(LULCC)的一个重要特征。为了检测大尺度LULCC对亚洲季风气候的影响,中国科学院大气物理研究所的徐忠峰等利用NCAR的地球系统模式CESM设计了两个模拟试验(分别为潜在和现实植被覆盖),以分析植被变化对气候的日和季节特征的影响。结果表明,LULCC(现实植被减去潜在植被)导致中国东部温度日较差(DTR)明显减小,这主要是归因于日最高地表气温(T_{max})的下降和日最低地表气温(T_{min})的上升。在印度, T_{min} 展现出了明显的季节性特征, T_{min} 在季风前期大幅增加,而在夏季增加幅度较小。相似地,印度春季和中国东部秋季850hPa等压面都出现了强烈的反气旋异常,但是冬季和夏季850hPa环流受到LULCC的影响较弱。另外,LULCC导致印度秋季和冬季地表2m气温年际变化的振幅增大,而华北到蒙古东部秋季和冬季地表2m气温的年际变化振幅显著减弱。研究认为,LULCC引起的气候的日和季节响应主要归因于涉及了地表反照率、土壤湿度、蒸散发和大气环流等在内的陆一气反馈过程的复杂生物地球物理机制。

城市化引起加利福尼亚南部海岸云底高度上升和雾发生频率降低——Urbanization causes increased cloud base height and decreased fog in coastal Southern California. *Geophysical Research Letters*, 2015, Vol. 42, No. 5.

亚热带海洋层云调节了沿海和全球气候,但这些层云未来的变化

趋势并不确定。美国哥伦比亚大学的Williams等发现,在加利福尼亚南部海岸(CSCA),位于不同位置的24个机场的夏季层云的年际变化总体上是一致的,并与海洋边界层(MBL)的稳定性和MBL高度存在正相关。然而,自1900s中期以来的云观测记录显示,在CSCA的四个亚区(圣迭戈、圣巴巴拉、洛杉矶和岛屿亚区),层云的变化趋势存在不同程度的空间差异,这主要与夜间温度升高存在空间差异有关。不同CSCA机场之间,夜间温度(而非白天温度)升高的差异,又与附近的城市面积存在显著正相关,这与城市热岛效应一致。夜间变暖升高了近地表的露点降(DPD,指气温减去露点温度),导致凝结高度和云底高度上升,从而减少了雾发生频率。如此,持续的城市升温、不断上升的云底高度以及有关对能量和水分平衡产生的影响将对人口高度密集、生态多样化的CSCA的生态和人类系统产生深刻影响。

中国东北地区南部树木径向生长对气候变暖和CO₂浓度升高的响应:以油松为例——Response of radial growth to warming and CO₂ enrichment in southern Northeast China: a case of *Pinus tabulaeformis*. *Climatic Change*, 2015, Vol. 130, No. 4.

自20世纪以来,中国东北地区正经历一个明显由升温导致的“暖干化”气候变化过程,并对该地区树木生长和森林生态系统产生了重要影响。沈阳农业大学的陈振举等以生长于东北南部地区的地带性树种—油松为研究对象,研究了树木径向生长与气候变暖和CO₂浓度升高的关系。温度升高,尤其是冬季升温对于地处自身地理分布北缘的油松生长有益;而夏季升温对油松的生长则有显著的抑制作用。由于该地区油松生长对冬、夏温度变化呈相反的反应,使得年际水平上的调查结果显示温度升高对油松的影响不大:年平均气温每升高约

1°C,区域油松径向生长约减少1%。在研究区现有降雨量(500~700mm)条件下,油松可以忍受的最大升温幅度约为3~5°C。研究中,用传统的树木年代学方法验证了CO₂对树木生长“施肥效应”的存在。而且,在增加的CO₂促进树木生长、缓解升温胁迫压力的同时,还对树木起到一定程度的“CO₂驯化”作用。在暖干化和CO₂浓度升高双重影响下,中国东北地区油松种群未来可能为适应环境而发生进化,并导致森林生态系统的演替过程变得复杂。

蒙古高原湖泊的迅速消失——Rapid loss of lakes on the Mongolian Plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2015, Vol. 112, No. 7.

蒙古高原,位于欧亚草原的东部,中国的内蒙古和整个蒙古国构成其核心区域。在蒙古高原上,湖泊分布广泛,是维持蒙古游牧文明的关键水源。然而,在过去几十年,高原的湖泊显著收缩,草地也出现了退化。为了量化蒙古高原所有湖泊及相关驱动因素的变化,北京大学的Tao等使用从1970s至2000s的多时相Landsat卫星数据,结合地面普查分析了有关变化。结果发现,在过去的几十年里,高原湖泊迅速消失:水体表面面积>1km²的湖泊从1980s末期的785个减少至2010年的577个,而且中国内蒙古的减少率(34.0%)要高于蒙古(17.6%)。这种减少在内蒙古自1990s末期以来特别明显,面积>10km²的湖泊数量下降了30.0%。统计分析表明,在蒙古国,降水是湖泊变化的主要驱动力,而在内蒙古,草原地区的煤矿开采和农作区的灌溉是湖泊变化的主导因素。预计未来几十年,高原的湖泊将继续减少,这不仅是因为气候变化,而且也由于地下矿产资源和地下水资源开采的增加。为了保护草原和土著游牧文明,迫切需要采取有效的行动,以使这些宝贵的湖泊免于进一步减少。

《《 涓流细雨 》》

“The rainpower is colossal, comparable in magnitude to the ocean-derived power that fuels the hurricane.”

“雨能量是巨大的，在量级上和海洋驱动飓风的能力相当。”

——飓风来临时，每天的降水大约为 2km^3 ，几乎相当于恒河从天空中坠下。雨能量一词是指飓风区域里单位时间因降水产生摩擦而损失的能量。日本学者定量研究了雨能量对飓风强度的影响，他们估计雨能量能够使飓风的强度平均减少20%，这样研究或许能使飓风强度预报更加准确。研究者之一，来自日本冲绳科学技术大学院大学的Pinaki Chakraborty对雨能量做了上述描述，他和同事的研究成果将在GRL上发表。

“knowingly exposing its own citizens to dangerous situations, (the group is asking that the courts) declare that global warming of more than 2°C will lead to a violation of fundamental human rights worldwide. It would be groundbreaking for Urgenda to win, it would lead to similar suits in other countries. A Belgian group is already on the case. A key point is to show that governments already have legal obligations to cut emissions, regardless of the outcome of the UN climate talks.”

“明知道自己的公民处于危险境地，（本组织正在要求法院）宣布全球变暖多于 2°C 会带来全球基本人权的不保。Urgenda的获胜将是开创性的，会在其他国家引发类似诉求，一家比利时组织也在运筹中。诉求的关键，是表明政府已经有减排的法律义务，而无论联合国的气候谈判结果如何。”

——荷兰一个名为“Urgenda”的环境组织，代表大约900位市民，就气候变化问题发起对荷兰政府的集体诉讼案，要求政府采取行动减排。在谈到这次起诉的原因和目的时，该组织问到：如果政府面对气候变化无所作为，法院能否强迫他们干点什么？位于伦敦的名为“Client Earth”环境法律事务所，负责代理这次诉讼，该事务所的James Arrandale还对这次诉讼进行了上述说明。

“TRMM has a unique set of instruments, including the first and only precipitation radar in space, it also has a microwave imager, which is an instrument that can give you the equivalent of an X-ray of a storm, whereas the radar is giving you more of a CAT scan of the storm. It provides extremely valuable information on the structure, rainfall structure, of storms, which tells us something about how the storm is responding to its environment, whether or not it might intensify or weaken in the upcoming hours.”

“TRMM独特的仪器中，包含第一个，也是唯一天基降水雷达以及微波图像仪，后者能让你对风暴进行X光透视，前者则能进一步对风暴进行CAT扫描。TRMM提供了有关风暴的结构和降水结构极有价值的资料，能够告知其如何对环境做出反应，未来一段时间里是加强还是减弱。”

——1997年11月，TRMM（热带降水观测卫星）升空后，很快成为全球气象界关注的明星，TRMM大约每3小时对全球大部分地区降水状况准确和高分辨的探测，一度让气象界兴奋不已。TRMM也很给力，设计仅有几年服务期的卫星，一口气连续工作超过了17年，直到2014年接替者GPM卫星到岗，TRMM才依依不舍地于2015年4月8日正式下岗。4月9日，科学家Scott在NASA网站播出的回顾TRMM的视频中，如此叙述TRMM，他也是在代表全球气象人，在向TRMM卫星行注目礼！

“This increase in resolution from eight to two miles is game-changer.”

“分辨率从8英里提高到2英里，这是扭转乾坤的改变。”

——谈到美国气象局NCEP最新业务化的HRRR（高分辨率快速更新）系统带来的效果，NCEP主任William Lapenta给出上述判断。NCEP认为，在NOAA的地球物理实验室里锤炼了5年的HRRR系统，让分辨率提高了4倍：模式中的一个点，从描述一座城市精细化到代表一个社区（从13km到3km）。目前，HRRR每小时基于最新观测做出未来15小时预报。在预报节点的前1小时，HRRR给出大气的3D状况，并在1小时里加入飞机、卫星、探空和地面站资料，以及在这1小时之内，更新4次（每15分钟更新1次）的雷达资料，以定位降水区域。

“As we implement MRMS (Multiple-Radar / Multiple-Sensor), we need to assimilate space and ground data more effectively. As we enter the GOES-R / JPSS era, We need to focus efforts to insure most rapid distribution of all data for use by the operational forecast community. We need to design these ground-based systems for better model-forecasts and warning applications”

“当实施MRMS（多雷达/多传感器），我们需要更加有效地同化天基和地面数据。当进入GOES-R/JPSS时代，我们需要专注于确保所有数据最快速发布给业务预报使用。我们需要设计这样的地面系统以获得更好的模式预报和预警应用。”

——2015年4月27日—5月1日，2015 NOAA卫星大会上，美国气象局首席执行官墨菲在其阐述卫星数据在预报中的应用时，刻意指出了目前数据收集、处理、同化和模式预报体系，当以GOES-R/JPSS为代表的下一代卫星时代到来时已经明显落伍，需要革命性的改变才能适应以更多样、更精确和更大量为特征的天基气象观测新时代。

“At night, the entire storm circulation is elevated higher off the ground. This makes observations of the conditions leading to nighttime thunderstorms much more challenging because that part of the atmosphere is not well covered by the network of instruments we normally rely on.”

“在夜间，整个风暴对流被抬升到距离地面更高处，这使得对夜间风暴发生的大气状况观测更具挑战，因为我们日常依靠的仪器网在更高处的覆盖并不好。”

——2015年6月1日—7月15日，PECAN（Plains Elevated Convection at Night，平原夜间抬升对流）项目的外场试验展开，来自NCAR的项目首席科学家Tammy Weckwerth对项目做了如上解释。

“With this GPM mission data, we can now see snow in a way we could not before. Cloud tops high in the atmosphere have ice in them. If the Earth’s surface is above freezing, it melts into rain as it falls. But in some parts of the world, it’s cold enough that the ice and snow falls all the way to the ground.”

“有了GPM数据，我们现在能够用从以前不可能有的角度审视降雪。位于大气高层的云顶含有冰，如果地球表面温度在零度以上，其在降落时会融化。但是，在一些地方足够寒冷，冰和雪一直保持降落到地面。”

——TRMM卫星的接替者GPM卫星，和前者一样载有微波图像仪和测雨雷达，但雷达改进为双频雷达，因此具备更好的性能。2014年末，GPM卫星数据在NASA网站 (<http://pmm.nasa.gov/data-access>) 开始向公众提供时，GPM项目科学家Gail Skofronick Jackson在描述GPM资料时如是说。

“The First CCRA (2012) was based on probabilistic output from UKCP09 (Hadcm3 -perturbed parameters + statistical emulators), converted into user-relevant variables using application specific utility functions (HR Wallingford). The Second CCRA (2017) will also be largely based on UKCP09. The Met Office is currently in negotiation with DEFRA to produce a new UKCP (UKCP17?) for the third CCRA (2022). Scientifically, it makes no sense for such CCRAs to be based on just one model, especially as Europe has a strong modelling capability (ICON, EC-Earth, Arpège, HadGEM...). Following on from earlier and existing coordinated climate modelling studies (PROVOST, DEMETER, ENSEMBLES, SPECS...), we need a more coordinated European approach to aid climate adaptation decisions: UKCP09⇒EUCPXX: Need for global high res, initialised multi-decadal ensemble integrations (certainly to 2050).”

“第一次CCRA（气候变化风险评估，2012年）”基于UKCP09（英国气候预测模式2009年版，HadCM3-扰动参数化+统计模拟）的概率输出，再利用公用函数转化为用户相关的变量（HR Wallingford）。第二次CCRA（2017年）也将主要基于UKCP09。英国气象局目前在和DEFRA协商研制新的UKCP（UKCP17?）用于第3次CCRA（2022）。在科学上，仅仅基于1个模式获得的这些CCRA没有什么意义可言，特别是当欧洲具有了很好的模拟能力（ICON, EC-Earth, Arpège, HadGEM...）时，更是如此，我们需要一个更加协调的欧洲方法帮助气候适应决策：UKCP09⇒EUCPXX：建立全球高分辨，初始化多年代际集成（当然到2050年）的需要。”

——近期在欧洲召开的一次气候预测学术会上，来自牛津大学的帕尔默教授旗帜鲜明地提出了建设统一欧洲气候预测模式，即EUCPXX的设想。2008年英国出台了气候变化法，政府具有了每5年进行气候变化分析评估（CCRA）的法律需求。类似情况很可能在欧洲其他国家出现，在用犀利的语言评论了英国CCRA的情况后，曾经在欧洲中期天气预报中心任职，并且依然和该中心保持密切联系的帕尔默教授，抛出了欧洲统一的气候预测模式理念。

“When you focus on the fact that it’s moving through thresholds like that, you get an appreciation for how it’s actually changing. It’s a wake-up call about how much we’ve already changed the atmosphere.”

“当你专注于观测值跨过了临界值这样一个事实，会感叹这一改变到底是如何发生的。这一跨越为我们已经改变了大气敲响了警钟。”

——2015年整个3月份，全球二氧化碳浓度稳定在400ppm以上，这是有记录以来第一次全月记录超过这一数值，更加确切地表明，工业革命以后由于化石燃料的消耗，大气二氧化碳水平已经增加了120ppm，其中有一半的升高发生在1980年以后。就此美国加州大学斯克利普斯海洋研究所所长Ralph Keeling在接受赫芬顿邮报的采访时，表达了上述意见。Ralph是该所最早在夏威夷开展二氧化碳观测的基林教授之子，这条受到科学界极大重视的二氧化碳变化曲线也被称为“基林曲线”。2015年是基林去世10周年，世界科学界已经或将举办多种活动纪念基林开创性的工作，而二氧化碳稳定站在400ppm的高位，却很让人无奈，更加急切地等待国际气候谈判获得更好的结果（关于基林和基林曲线，参考本期“往事钩沉”栏目）。

“These new solar-powered, air monitoring park benches provide minute-by-minute data that can help citizens better understand air quality. Our EPA researchers used the latest science to build the air monitoring systems in park bench stations, empowering people to get involved and learn more about air quality in their neighborhoods and better protect their families.”

“这些新的太阳能驱动的公园长椅提供每分钟的数据，帮助居民更好地认识空气质量。EPA研究人员利用最新的科学建设公园长椅空气监测站系统，就是让百姓加入其中和了解更多社区周边空气质量信息，更好地保护家人。”

——2015年4月21日，美国环保局（EPA）宣布在5座城市/乡村绿色社区，安装公园长椅空气质量测站。这些测站由太阳能驱动，可以对空气质量和天气状况进行观测。该项目的主旨，是将科学交给市民，让这些长椅站的空气质量和天气观测数据，在第一时间通过显示屏和移动网站告知大众。EPA局长Gina McCarthy在介绍这一项目时做了进一步解释。

“Twenty years ago Canada was a leader on the climate change file. But today our reputation on this issue is in tatters. It is time for us to get serious and take vigorous action to move towards a low carbon emission economy.”

“20年前，加拿大是气候变化事物中的领导者。但是，今天我们在这个问题上声誉扫地，现在是时候认真对待此事并采取强有力行动推动低碳经济向前发展。”

——卡尔顿大学政治学教授James Meadowcroft在谈论其作为作者之一、最新发表的有关加拿大可再生能源研究报告时如是说。这份由60位加拿大学者完成的政策咨询报告，提出20年后的2035年，加拿大能够依靠低碳发电获得100%的电力供给，在2050年前温室气体排放减少80%。报告还提出了有10点内容的政策框架，呼吁尽快采取大胆的政策，使加拿大转型为可持续发展的社会。

基林和基林曲线：人类定量认识自身与自然关系的先行者和风向标

■ 贾朋群 郑秋红

现在世界上越来越多的人认识到人类正在改变地球气候。但是，这样一个重要结论的获得，科学家必须拿出确凿的观测事实作为依据。在这些观测事实中，最具有说服力的，就是半个世纪以来地球大气中二氧化碳（CO₂）含量的变化情况，其中查里斯·大卫·

基林（Charles David Keeling）在位于美国夏威夷岛名为莫纳罗亚山的活火山上开展的大气二氧化碳含量观测，提供了最为关键和令人信服的证据。今年，这位受到全球学者爱戴的严谨的美国科学家已经离开我们10年，然而，被称为现代气候变化科学先驱的基林开拓的观测和分析还在延续，而且还因为IPCC主导的气候变化评估等工作，基林开创的大气CO₂含量观测的结果，即基林曲线所代表的人类活动“干预”自然界的科学证据，获得了更多、更广泛的深刻认知和反省。基林和基林曲线所代表的科学家和揭示的科学事实，在人类如何应对气候变化的过程中，快速融入社会生活之中，成为人类认识自身与自然关系的思考者和重要事实依据的样本。

1 基林曲线的孕育

查里斯·大卫·基林(图1)

1928年4月20日出生于美国的宾夕法尼亚，1948年他在伊利诺斯大学获得化学和同位素地球化学专业学士学位，1954年在美国西北大学获得博士学位后，来到加州技术研究所做博士后，开展地球化学方面的研究并开始对观测大气中CO₂的含量问题感兴趣。19世纪末，有科学家提出温室气体可能会影响大气温度，但是大气中CO₂增加的可能性，却因为过度相信海洋会吸收大部分增加的CO₂而没有受到关注。那时科学界普遍认为，理论上大气中CO₂的含量会因为煤等化石燃料的燃烧出现全球尺度的变化，但因为人类活动造成的CO₂增量到底是累积在地球大气中还是被海洋和陆地植被所吸收则没有任何认识。

地球大气层包含多种气体，其中的一些气体，例



图1 查里斯·大卫·基林 (Charles David Keeling, 1928—2005)



基林和基林曲线所代表的科学家和揭示的科学事实，在人类如何应对气候变化的过程中，快速融入社会生活之中，成为人类认识自身与自然关系的思考者和重要事实依据的样本。

如，二氧化碳和甲烷等，具有的一个共同点是能够吸收红外线。以可见光为主的太阳辐射，穿越地球大气层后，可以加热地表，后者被加热后发射红外线。正是由于CO₂等气体的存在，地表发射的红外线无法穿过地球大气层使得热量在外层空间释放，这些气体也因为将热量保留在地球大气层内而被称为“温室气体”。正是因为CO₂等温室气体的存在，使得地球大气具有了温室效应，这一机制是地球成为适宜人类居住的家园的重要原因之一。

然而，因火山喷发等过程逐渐在地球大气层中存储和通过自然循环过程保持基本稳定的地球大气CO₂含量，因人类活动，尤其是人类对能源的消耗而形成新的人为来源而发生了改变。这种改变，或者说是急剧增加(图2)，伴随工业化革命以来人类开发化石燃料从而向自然索取更多能源的出现，逐步引起科学家们的关注。

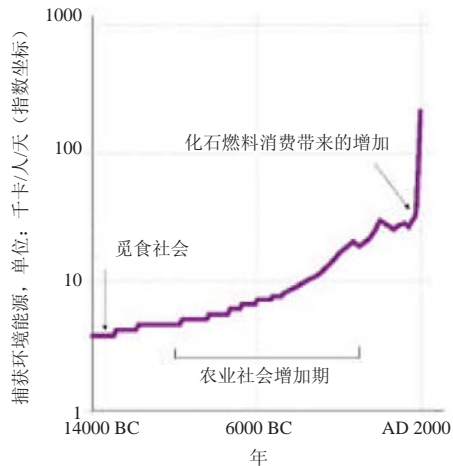


图2 人类在“抢劫”环境。人类从诞生之日起就靠从自然环境获得能量而生存，但是，我们的祖先在公元1.4万年前开始的觅食社会，以狩猎为生的人群从环境中“榨取”的能量很有限。之后进入漫长的农业社会，获取的能量也只是缓慢增加。而这一切，被工业化时代带来的化石燃料消费所改变。一个美国人今天从环境中获得的能源，已经是先民的46倍，对环境来说，已经无异于抢劫者

(来源: New Scientist, 18 April 2015)

20世纪50年代，加州大学斯克里普斯海洋研究所的2位科学家罗格·雷维尔（Roger Revelle，1950—1964年任海洋所所长）和汉斯·聚斯（Hans Suess）最早认识到，海洋作为CO₂汇的能力是有限的，因为海洋的表层水与深层水的混合是一个缓慢的过程。于是观测大气中CO₂含量成为紧迫的科学课题。雷维尔于是在1956年将基林招入海洋所，执着的基林从此就没有离开海洋所，将自己的事业定格在现代气候变化之观测和全球碳循环的研究上。

基林开始找寻新的方法，来替代存在疑问的确定CO₂变化的方法，他最终决定利用红外分析仪。但由于这是一个相对量的观测，因此需要设计更为精确的校准系统，使观测更为精确和不同测站长时间的观测记录之间具有可比性。在1957—1958年国际地球物理年期间，美国在莫纳罗亚山和南极分别建立了大气成分观测系统，同时在实验室对南极冰芯中的空气样品进行常规采样和对样品进行测量。在南极的观测显然避开了各种局地CO₂源的干扰，更能够代表全球背景大气成分变化的情况。

仅仅两年以后，基林就发表了关于全球大气CO₂变化的经典论文，指出南极的CO₂含量和化石燃料释放与海洋吸收在同步增加。他还发现，在莫纳罗亚站大气CO₂含量呈现季节变化的特征。利用同时对CO₂进行的¹³C/¹²C同位素比率观测，基林还论证了这种季节变化可能是由北半球温带植被的年循环所驱动。基林用当时全球3个测站的连续观测结果，以及一些飞机观测和实验室数据，初步描绘了大气CO₂的年变化属性。这张可以被称为“0版本”的基林曲线（图3），除了让后来趋于完整的基林曲线找到了观测开始点，最大的科学意义在于，在很大程度上证实了CO₂相对稳定的季节变化规律，从而改变了以前学界认为的，CO₂不同于氧气、氮气等大气成分，其变化基本上是无常的概念。

然而，基林和合作者近乎完美的工作结果，却很快就遇到了极大的困难。也许前后仅几年的零散观测，还无法揭示出大气CO₂的长期变化趋势，政府部门面对几条简单的温室气体浓度变化曲线，提出继续进行CO₂的观测已经没有必要，相应的研究资助也几乎中断。面对困境，基林似乎应该顺理成章地转入其他领域的研究。然而，他敏感地意识到对大气CO₂长期变化进行观测的无法替代的科学意义，所以他近似严酷和更加执着地继续着观测。

基林在很固执地继续CO₂观测，同时他把目光转向了人为大气CO₂来源，即化石燃料燃烧的研究。为了更好地评估大气CO₂的改变，他试图量化估计

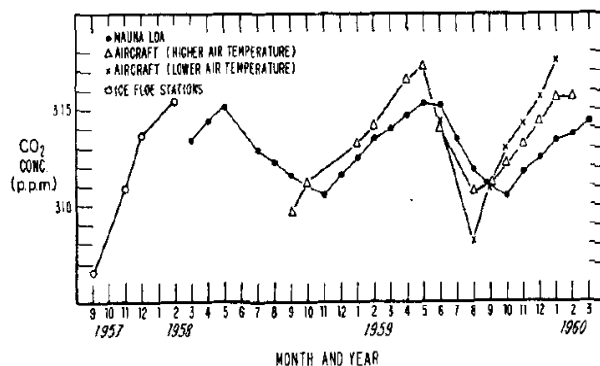


图3 基林给出的包括莫纳罗亚站在内的最早的CO₂观测结果。其中，莫纳罗亚站的观测值（始于1958年初，图中为实点线）构成了后来的基林曲线的开始部分

每年进入大气层的CO₂。1970年，他梳理了从1800年到1969年全球因燃煤等排放的CO₂，并给出了到1970年CO₂累积增加可以表为：

$$1.12 \pm 0.14 \times 10^{17} \text{g} \quad (4.1 \pm 0.5 \times 10^{17} \text{g CO}_2)$$

这一量化估计表明，增加的CO₂相当于19世纪后期地球大气层含量的18%。基林用他的研究成果告诫人们，化石燃料正在改变着人类生活，但同时也改变着地球大气中温室气体的含量，而且这种改变的趋势，已经达到了应该引起关注的量级。

2 基林曲线的诞生

1976年，基林在论文中再次给出大气CO₂含量的观测结果。经过近20年的思考和研究，更有信心的基林这次集中讨论莫纳罗亚山的记录，从而提示同行，大气CO₂含量长达15年的增加趋势（图4），不是以往所谓多变性能够解释的，最好的解释应该来自人类活动本身，即罪魁祸首是人类对化石燃料的消耗。基林指出，1959—1971年，年均CO₂浓度增加了3.4%。

实际上，截止到1971年的观测结果，早在当年就出现在出版物中（图5），而且这时的曲线，还给出了变化趋势。但是，仔细观察可以发现，这条早期的基林曲线，在1964年出现明显的中断期，真实地反映了对这一后来被证明是至关重要的大气观测，政府的资金支持却是不连续的。

正是基林不折不扣的追求，大约半个世纪以后我们得到了大气CO₂高度精确的记录：从20世纪50年代末的315ppmv（痕量气体单位，占体积的百万分之一）到20世纪初基林辞世前后的375ppmv。基林的同事们说，是他的坚韧、顽强和不懈让我们得到了这样严酷却真实、准确的关键数据。基林曲线

这张可以被称为“0版本”的基林曲线，除了让后来趋于完整的基林曲线找到了观测开始点，最大的科学意义在于，在很大程度上证实了CO₂相对稳定的季节变化规律，从而改变了以前学界认为的，CO₂不同于氧气、氮气等大气成分，其变化基本上是无常的概念。

随着更长时间观测数据的加入，其影响也如曲线本身代表的趋势一样，在科学界得到巨大反响，乃至扩展到全球政治、社会和经济生活中（图6）。如果说这组简单的数据是目前气候研究和气候预测中最为权威和得到最广泛认可的量化判据，成为人类正视气候变暖问题的基石；那么基林的辛勤工作无疑使他成为雕塑这块基石的第一人。

基林和他率领的小组以详实的事实描述了发生在莫纳罗亚山和南极大气中CO₂的变化情况，他们的工作很快得到了来自世界各地类似观测的呼应，从而得到了全球CO₂分布和变化的图像。基林认识到这些数据可以应用于大气传输模式，决定温室气体区域源和汇的分布。他从20世纪60年代开始，与国际合作伙伴一起将观测与模式模拟结合起来，这就不仅能够揭示大气成分变化的事实，还从多方面对这一事实给出合理的解释，从而使现代气候变化科学一步步走向成熟。

2002年，基林成为当年美国国家科学奖的获得者。在他的获奖辞里提到，基林在莫纳罗亚山站得到的CO₂变化曲线被称作“基林曲线”，成为了20世纪气候变化的标志图。

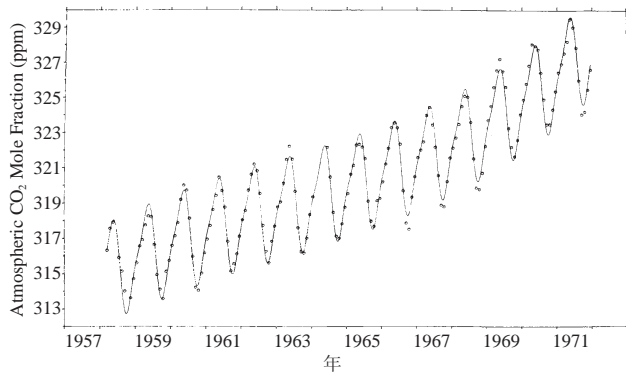


图4 1976年，基林给出的莫纳罗亚山站CO₂观测结果，基林曲线开始浮现

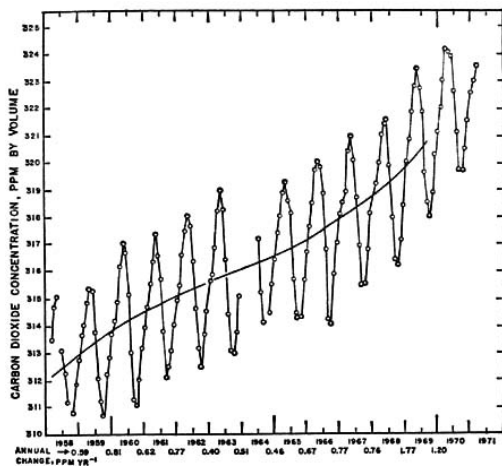


图5 基林观测结果出现在1971年MIT出版的《人类对气候的影响》报告中，并开始被称为“基林曲线”

3 基林曲线的影响

基林曲线的研究，始于1957—1958年国际地球物理年，研究的进展是渐进式的，其影响也随着观测数据的累积，特别是增加的数据对大气CO₂浓度持续增加的不断确认在国际科学界逐步提高。根据Web of Science科学文献数据库，可以检索到基林进入斯克里普斯海洋研究所之后，以第一作者身份发表的27篇与大气和海洋碳观测、碳循环和气候变化密切相关的文章。这27篇文章总被引频次达3545次，篇均131.3次，h指数为21，施引文献达2903篇次，这完全是热门领域一位出色科学家的数字。可贵的是，基林是并非热门的大气科学领域里，将碳循环与人类影响“带热”的学者，这一点可以从施引文献来自多达119个学科领域得到证明，而遍布全球90个国家和地区的施引作者，也清晰地勾勒出基林曲线影响的广泛性。

在IPCC第一次评估报告（FAR，1990）和第五次评估报告（AR5，2013）中，分别引用了3篇和6篇基林研究成果。在IPCC最早和最近一次的评估报告中，莫纳罗亚和南极站的CO₂观测数据，都被视为迄今为止大气

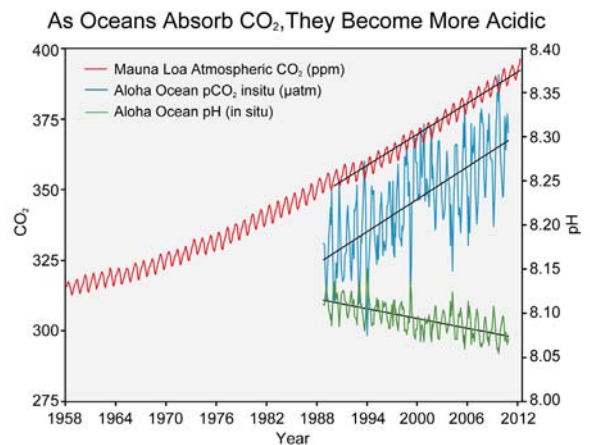
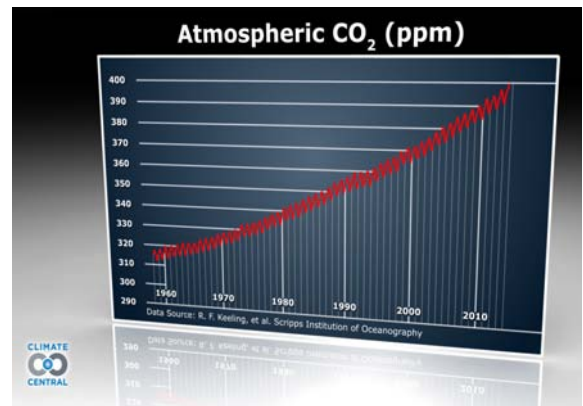


图6 当今不断更新中的基林曲线（上：<http://www.climatecentral.org>；下：美国气候变化第三次国家评估报告，20世纪80年代后期和基林曲线同时出现的，是代表海洋被酸化的指标）

CO₂测量手段和观测结果的最有说服力的证据，多次在报告的图表中出现，作为支持主要结论的研究结果。例如，在FAR中引用了莫纳罗亚站CO₂观测数据图，并主要基于该观测，得到了“当前大气CO₂水平已达353ppmv，平均增长率达18ppmv/a。”的重要结论。在AR5中，更是描述了莫纳罗亚站CO₂观测数据呈现出的“北半球大陆上空大气CO₂含量随着季节呈‘锯齿形’周期变化”，特别是，将该站和南极站对CO₂的测量手段和观测结果作为标准例证，指出“在莫纳罗亚和南极精准系统的大气CO₂观测，由斯克里普斯海洋研究所的基林于1950年代后期开始开展。”

4 基林曲线的荣誉及其对全人类的警示

在斯克里普斯海洋研究所的CO₂项目主页上，基林被称为“开启高精度连续观测大气CO₂的第一人”。美国化学学会在2015年基林逝世10周年之际，举办多项纪念活动，并确定将“基林曲线”作为“国家历史化学里程碑(National Historic Chemical Landmark)”。在介绍这些活动的小册子上，主办方认为“基林是建立全球大气CO₂观测的权威，由基林开始的连续几十年的精准观测，为人类提供了化石燃料消费和全球气候变化之间联系的最为重要的证据。基林的宝贵遗产中，首先是一个延续到今天的观测项目，它提供了权威的大气CO₂浓度记录，是现代气候变化科学的基石。‘基林曲线’即是展示这些数据的经典图，也是人类影响环境以及化石燃料燃烧对全球气候变化产生影响的有力标志。”美国化学学会盛赞“基林提高了人类对自身给地球造成影响的认识”。

为了纪念基林具有里程碑意义的工作和基林曲线

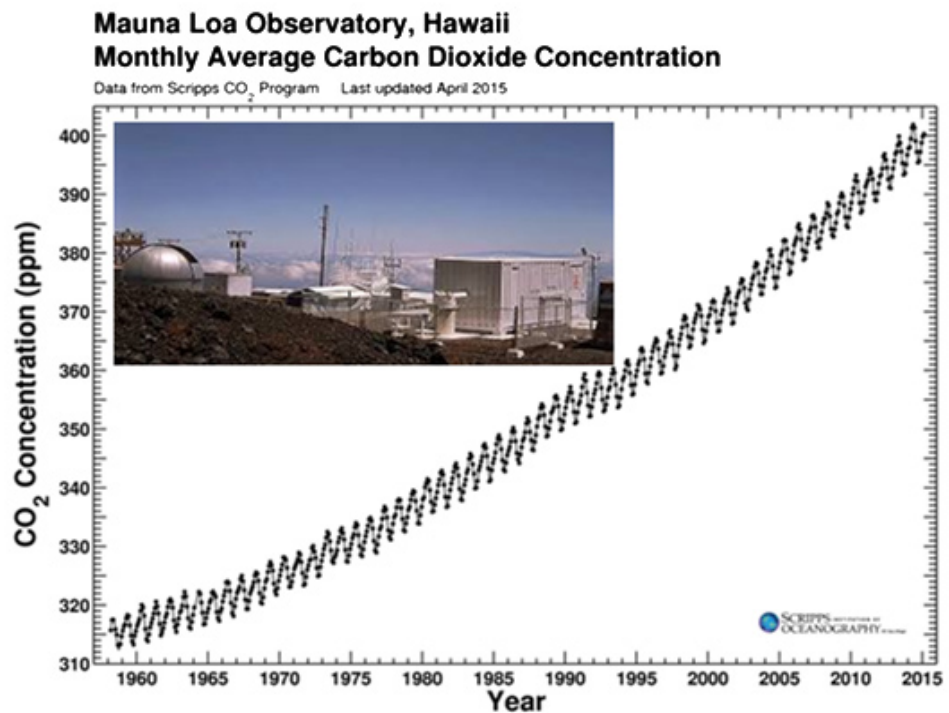
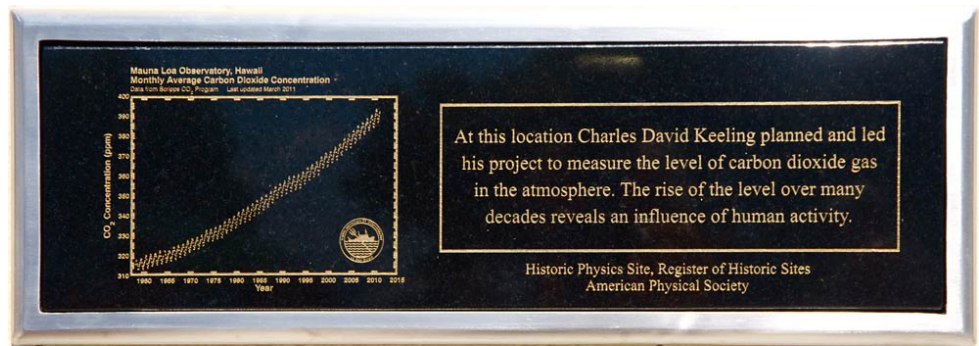


图7 上：美国物理学会在莫纳罗亚山基林观测地设立的基林曲线纪念匾；下：2015年4月更新的基林曲线，图中照片为莫纳罗亚山观测站

在人类应对气候变化的科学研究和决策中不可替代的意义，美国物理学会在基林观测点设立了纪念匾(图7)。

基林离开我们10年了，虽然基林曲线还将被继续延续下去，但是这条真实反映着人类对自然不断膨胀需求的，依然不断上升的曲线，绝不是基林的本意。这样的曲线如何画下去，是值得越来越多的地球人不断思考的问题。原海洋研究所所长查尔斯·F·肯内尔甚至认为，科学上有三次科学观测使科学本身发生了重大改变：行星位置的精确观测导致牛顿重力理论的发现；光速的观测让爱因斯坦创造了相对论；而基林对大气中CO₂的观测搭建了当今对气候变化问题的深刻反省的平台。

(下转80页)

第80页评刊

来信截至 2015年6月10日

@笑点滴哭点滴

通过第2期的“晨昏轨道卫星的气象应用需求分析”一文，了解到晨昏卫星能够有效弥补上午卫星和下午卫星间的“数据空白”，对卫星观测具有重要意义，文中也指出我国下一步将要发射晨昏卫星。那么其他国家，是否有已经发射的晨昏卫星或正在研发的晨昏卫星计划？

回复 (from作者)

目前晨昏轨道气象卫星主要是美国国防气象卫星DMSP，是目前世界上唯一的专用军事气象卫星，隶属于美国国防部。卫星资料主要为军队所用，但是也向民用开放。卫星上装载了光学成像仪器和微波探测仪器，其中微波辐射计SSM/I也是目前唯一可以在上午6:00左右提供大气温度和湿度信息观测的对地遥感仪器，所以对全球数值预报有较大的作用。

我国目前也有发展军事气象卫星的计划，轨道也选择了晨昏轨道，但是主要是光学和微波成像观测，缺少全球数值天气预报同化需要的大气温度和湿度探测信息。2013年4月，中国气象局和世界气象组织(WMO)空间天气司在北京专门邀请国际专家召开了“晨昏轨道卫星应用效益评估会”，撰写了“Assessment of the benefits of a satellite mission in an early morning orbit”评估报告。韩国在了解到了相关信息后，也在制定晨昏卫星的发展计划，预计2022年前后发射。

(上接79页)

深入阅读

- Keeling C D, Whorf T P. 2005. Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. Trends: a compendium of data on global change, 16-26.
- Keeling C D, Piper S C, Bacastow R B, et al. 2005. Atmospheric CO₂ and ¹³CO₂ exchange with the terrestrial biosphere and oceans from 1978 to 2000: observations and carbon cycle implications. A History of Atmospheric CO₂ and Its Effects on Plants, Animals, and Ecosystems, J. R. Ehleringer, T. E. Cerling, and M. D. Dearing, Eds, Springer Verlag, 83-113.
- Keeling C D, Brix H, Gruber N. 2004. Seasonal and long-term dynamics of the upper ocean carbon cycle at Station ALOHA near Hawaii. Global Biogeochemical Cycles, 18, GB4006.
- Keeling C D, Whorf T P, Wahlen M, et al. 1995. Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. Nature, 375(6533): 666-670.
- Keeling C D, Chin J F S, Whorf T P. 1996. Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. Nature, 382(6587): 146-149.
- Keeling C D, Bacastow R B, Carter A F, et al. 1989. A three - dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1. Analysis of observational data. Aspects of climate variability in the Pacific and the Western Americas, 165-236.
- Keeling C D, Piper S C, Heimann M. 1989. A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 4. Mean annual gradients and interannual variations, in: Aspects of climate variability in the Pacific and the Western Americas, D.H Peterson (ed.), Geophysical Monograph, 55, AGU, Washington (USA), 305-363.
- Keeling C D, Heimann M. 1986. Meridional eddy diffusion model of the transport of atmospheric carbon dioxide. 2. Mean annual carbon cycle. Geophys Res, 91: 7782-7798.
- Keeling C D, Bacastow R B, Bainbridge A E, et al. 1976. Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa observatory, Hawaii. Tellus, 28(6): 538-551.
- Keeling C D, Adams J A, Ekdaahl C A. 1976. Atmospheric carbon-dioxide variations at the South Pole. Tellus, 28: 553-564.
- Keeling C D. 1961. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. Geochimica et Cosmochimica Acta, 24(3): 277-298.
- Keeling C D. 1960. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in the atmosphere. Tellus, 12(2): 200-203.
- Keeling C D, Mook W G, Tans P P. 1979. Recent trends in the 13C/12C ratio of atmospheric carbon dioxide. Nature, 121-123.
- Keeling C D. 1973. Industrial production of carbon dioxide from fossil fuels and limestone. Tellus, 25(2): 174-198.
- Keeling C D. 1961. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. Geochimica et Cosmochimica Acta, 24(3): 277-298.
- Keeling C D. 1960. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in the atmosphere. Tellus, 12(2): 200-203.
- Keeling C D, Bacastow R B, Whorf T P. 1982. Measurements of the concentration of carbon dioxide at Mauna Loa Observatory, Hawaii. Carbon dioxide review, 110: 377-385.
- Keeling C D. 1968. Carbon dioxide in surface ocean waters: 4. Global distribution. Journal of Geophysical Research, 73(14): 4543-4553.
- Pales J C, Keeling C D. 1965. The concentration of atmospheric carbon dioxide in Hawaii. J Geophys Res, 70: 6053-6076.

(作者单位: 中国气象局气象干部培训学院)



《灾后重建健康、弹性和可持续社区》(印前版)
2015年4月

美国科学院的这份出版物的副标题,即灾后重建的战略、机会和计划,更能说明本报告的内容。报告用10章描述了社区角度应对灾后的方方面面,并给出了社区灾后重建的运行指南。

《自然—气候变化》
2015年4期

本期关注“媒体与气候变化”主题,多篇社论、特写和研究论文全面描述了媒体在报告气候变化科学上起的作用。特别是这些文章分析了2013年以来IPCC陆续发布的第五次评估各工作组的报告,通过广播、出版物和社会媒体的传播情况,反思了IPCC传播战略的有效性,以多个视角研究了媒体在气候变化方面具有的力量。



《中国科学—地球科学(英文版)》
2015年5期

本期封面报道,介绍了兰州大学西部环境教育部重点实验室的学者与合作者共同提出的,主要影响亚洲中部干旱区的西风环流控制气候机制及其在年代时间尺度上的控制因子。



《海洋变化——审视2015—2025年的海洋科学》
2015年5月

海洋科学涉及物理、化学、生物、地质和地球物理等学科,新的观测和计算技术正在提升科学家研究全球海洋的能力,那么,未来10年这种提升的细节如何,美国科学院的这份报告也许能协助读者找到答案。

媒体扫描

MEDIA SCAN

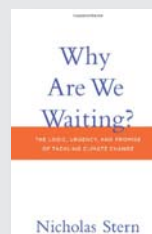


《科学》
2015年4月10日

进入2015年以来,小卫星的发展势头被看好。本期封面给出了小卫星中的一种——实施地球观测使命的立方体卫星在2015年2月27日被从空间站送入太空的情景,也道出了其优势和前景所在:廉价的微型卫星也许会充斥太空。

《新闻周刊》
2015年5月1日

这本知名周刊的EMEA(欧洲、中东和亚洲)版,用封面文章瞄准了美国加州的干旱。美国这片别名为“黄金之州”的土地,如今面临着1000多年以来最严重的干旱。期刊配发的介绍全球史上六次最严重的因水引发的战争,似乎也加重了加州干旱的成色。



《我们为什么等待》
2015年

2006年前世界银行首席经济师、英国经济学家尼古拉斯·斯特恩撰写的,以他的名字命名的《斯特恩报告》,很多人还没有忘记,MIT出版社最新推出他写的这本新书,副标题是“处理气候变化的逻辑、紧迫性和曙光”,再次亮出经济学者面对气候变化问题的观点。

Advances in Meteorological Science and Technology (Bimonthly)

Vol.5 No.3, June, 2015

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

Honorary Editor Chou Jifan, CMA Training Centre

Editor-in-Chief Xu Xiaofeng, CMA

Associate Editors

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

Managing Editors

Cheng 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 Mu Mu, Zhou Feifan/ The Research Progress of the Typhoon Targeted Observations Based on CNOP Method
18 Zhang Guangjun/ Mass-Flux-Based Parameterization of Atmospheric Convection in Weather and Climate Models
40 Yang Lianmei, Li Man/ Energy Conversion and Dispersion Characteristics of "96-7" Central Asian Vortex Persistent Activity
49 Guoyu Ren/ A Discussion on the Usage of Terms in Climate Change Science
57 Ye Aizhong, Duan Qingyun, Xu Jing, Ma Feng, Deng Xiaoxue/ The Hydrological Ensemble Prediction Based on GFS in Feilaixia Basin

Forum

- 62 Lin Weiwen, Ceng Hongyang, Zhu Dingzhen/ Facing Challenges: The Production Strategies of Meteorological Media
64 Shen Wenhai/ The Discussion of Future Infrastructure of Meteorological Business System——The Effect of Cloud Computation and Big Data in Meteorological Informatization

Survey

- 2 Picture/ Number/ Ranking

Feature

- 67 Wu can, Li Jinghua/ A Bibliometric Analysis of the Application of Targeted Observations in the Field of Atmospheric Sciences

History

People

- 76 Jia Pengqun, Zheng Qihong/ Keeling and Keeling Curve: the Pioneer and Wind Vane for Quantitative Understanding of Human-Nature Relationship

Reading

Information

- 56 Zhong Qi, Wang Qiguang/ Idea of Cooperative Development of Deterministic and Ensemble Forecast in ECMWF
70 Selected Papers