

宋刘明, 刘煜, 朱彬, 等. 对流层气溶胶的直接气候效应对平流层的影响. 应用气象学报, 2014, 25(1): 83-94.

对流层气溶胶的直接气候效应对平流层的影响

宋刘明¹⁾²⁾ 刘煜^{2)*} 朱彬¹⁾ 李维亮²⁾

¹⁾(南京信息工程大学大气物理学院, 南京 210044)

²⁾(中国气象科学研究院, 北京 100081)

摘 要

通过 WACCM-3 模式中气溶胶光学厚度与卫星资料的对比发现, 模式可以很好地再现全球气溶胶的主要分布特征, 但在一些区域还存在数值上的差异。利用数值试验研究对流层气溶胶的直接气候效应对平流层气候的影响, 结果表明: 对流层气溶胶对平流层气候有明显影响, 平流层化学过程在这一影响中起重要作用, 而对流层气溶胶对平流层辐射的影响不是其直接气候效应对平流层影响的主要原因。其机制可能是对流层气溶胶改变对流层的辐射平衡, 影响对流层的温度和大气环流, 进而影响行星波的上传, 使得平流层气候发生变化; 影响区域主要位于高纬度和极地地区, 南半球的变化比北半球大, 温度变化最大达 10 K, 纬向风变化最大可达 12 m/s, 臭氧体积分数最多减少 0.8×10^{-6} 。

关键词: 气溶胶; 直接气候效应; 行星波; 平流层

引 言

影响气候变化的因素很多, 如二氧化碳和甲烷等温室气体, 气溶胶、土地利用和火山喷发等。IPCC 第 4 次评估报告指出^[1], 长寿命的温室气体引起的辐射强迫为 $2.6 \pm 0.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 气溶胶直接气候效应产生的辐射强迫为 $-0.5 \pm 0.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 气溶胶的云反照率效应(第一间接效应)引起的辐射强迫的范围为 $-1.8 \sim -0.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[2]。在众多影响气候变化的因子中, 温室气体产生的辐射强迫最大; 其次是气溶胶, 但气溶胶是众多影响因子中不确定性最大的。气溶胶的气候效应是当前气候变化研究中的热点问题之一。

气溶胶通过散射或吸收太阳短波辐射, 直接改变大气中的辐射平衡, 影响天气和气候, 称之为气溶胶的直接气候效应。气溶胶作为云的凝结核或冰核改变云的光学和物理性质以及云的范围和演变, 影响气候系统, 称之为间接气候效应。气溶胶的直接和间接气候效应可以改变大气中非绝热加热的垂直

分布和大小, 影响全球的大气环流、区域的季风环流、全球和区域的气候变化^[3-4]。众多有关气溶胶气候效应的研究大都针对其对对流层气候的影响^[5-9]。

平流层是大气层的一部分, 平流层与对流层之间存在能量和物质交换, 也就是说, 两者之间存在相互作用和影响。对流层的气候变化必将在平流层有所体现, 由于平流层空气密度较小, 其气候变化受外界强迫的影响与对流层相比要更为显著^[10]。平流层温度变化会造成平流层大气环流和波动等动力学方面的变化, 其动力方面的变化也会反馈到平流层温度场。平流层大气环流和波动的变化还将影响平流层和对流层之间的动力耦合作用, 从而进一步影响对流层天气和气候^[11-13]。

一些气象学家^[14-17]针对影响平流层气候的主要因素以及对流层气候变化, 研究平流层对这些因素的响应和变化机理。Shu 等^[18]利用 GCM 模拟了海温和温室气体的变化对对流层和平流层输送的影响, 指出海温升高会引起对流层温度升高, 热带平流层温度下降, 而在极地平流层则会引起温度的上升。Garfinkel 等^[19]研究也支持了这一观点: 海温

2013-04-15 收到, 2013-10-29 收到再改稿。

资助项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2010CB428605, 2011CB403406), 国家自然科学基金项目(40875078)

* 通信作者, email: liuyu@cams.cma.gov.cn

的变化对冬季平流层的温度有着显著影响。同时, Shu 等^[18]还指出平流层对海温升高和温室气体的增长响应机制不同。海温升高和温室气体同时增长相对于只是海温升高引起的平流层温度变化更显著,且平流层的温度变化区域更一致,即平流层的温度整体降低。Kodama 等^[20]和 Xie 等^[21]的研究也定性地给出了类似结果。已有研究从不同角度探讨了引起平流层温度变化的原因,而气溶胶对平流层气候影响研究仍鲜见。

在气候变化的研究中,气候模式是主要研究手段之一。同时,平流层中大气辐射、化学和动力过程紧密联系,它们之间存在相互反馈作用。因此本文采用了包括平流层化学过程的气候模式着重关注对平流层气溶胶的直接气候效应对平流层的影响。

1 模式、资料与试验设计

1.1 模式简介

本文采用整层大气通用模式(Whole-Atmosphere Community Climate Model, WACCM-3)研究对流层气溶胶的直接气候效应对平流层气候的影响。整层大气通用模式是美国大气研究中心(NCAR)近年来发展的三维全球大气模式。该模式是 CAM-3 的扩展,垂直分为 66 层,从地表一直扩展到 140 km 高的热层下部。模式采用有限体积动力框架^[22],使用的是有限体积动力内核。WACCM-3 包含了 CAM-3 模式中所有物理过程,但对其中重力波拖曳以及垂直扩散方案进行了部分改进。

另外,WACCM-3 还增加了几个物理化学模块。引入并扩展了光化学模式 MOZART-3(the Model for Ozone And Related Chemical Tracers)^[23]的化学方案,包括了 57 种化学物质的 72 种光化学和 149 种气态反应。增加了从赖曼 α (Lyman-alpha)到远紫外线短波加热和光解作用;增加了分子的扩散与扩散分离作用;扩展了中间层顶的重力波破碎和扩散的参数化过程;引入 60 km 以上的非局地热平衡(该状态下,原子的激发、电离、辐射不能简单地用局地温度来表述)长波辐射参数化过程。

SPARC 报告指出 WACCM 模式可以很好地再现平流层的动力和辐射过程,但模拟的南半球极涡持续时间过长^[24-25],这可能会造成模式中南极平流层臭氧进一步损耗,加大温度的偏差。与此同时 WACCM-3 模式已被广泛地应用于对气候变化以及

臭氧恢复的模拟中^[26]。因此 WACCM-3 模式可以用于本次试验的模拟。

1.2 资料简介

模式中包括硫酸盐、沙尘、海盐和碳气溶胶,其中碳气溶胶又分为有机碳(OC)和黑碳(BC)。这些气溶胶资料来自 MATCH 模式的模拟结果^[27]与 NOAA Pathfinder II 资料^[28](1989 年 6 月—1994 年 9 月气溶胶光学厚度卫星资料)的同化结果。利用上述气溶胶资料和一个气溶胶同化系统^[29-30],计算出 12 个月的每种气溶胶各层的月平均每一层气溶胶柱含量(单位:kg/m²)。在模式初始化阶段,将这些月平均每一层气溶胶柱含量时间插值到每月的中旬(即每月的 15 日左右)。之后,在每一积分时步上,根据这些月份的资料进行时间同步的线性插值。辐射方案来自 Colins 等^[31]。

1.3 资料对比

为了验证气溶胶数据,模式模拟的气溶胶光学厚度资料与 MODIS 反演资料进行对比表明(图略),夏季在全球分布上,模式的模拟结果与卫星资料对应很好:非洲中部、阿拉伯半岛、印度半岛和中国大部分地区模拟结果与卫星数据资料都很好地吻合;但在非洲的中部偏南、加勒比美洲和欧洲地区模式模拟结果偏低。冬季气溶胶的全球分布情况比较一致,但模式模拟结果相对卫星资料值偏低较多。总之,模式可以很好地再现全球气溶胶主要分布特征,但与卫星资料相比在数值上偏低。

1.4 试验设计

数值试验为两组共 4 个试验,采用 WACCM-3 模式初始场和气溶胶等资料以及英国气象局哈德莱中心的逐月海冰和海温资料作为外强迫,耦合陆面过程模式 CLM2。从 1981 年运行至 2000 年,连续积分 20 年。分析后 10 年结果(1991 年 1 月—2000 年 12 月,下文变量的多年平均值都特指该时段平均值)。A 组试验采用 WACCM_MOZART 模块(全交互式化学选择),即 A 组试验包括平流层化学过程和温室气体且温室气体是逐月变化的,化学过程与辐射和动力过程相互耦合。A 组试验分为控制试验 EXP1 和敏感性试验 EXP2,EXP1 试验包括硫酸盐、海盐、沙尘和碳气溶胶的直接气候效应,EXP2 试验则将这几种气溶胶全部去除,EXP1 与 EXP2 两者之差被视为气溶胶的直接气候效应。B 组试验采用 WACCM_GHG 模块(全交互式温室气体选择),即 B 组试验不包括平流层的化学过程,只有温

室气体,不考虑平流层气溶胶和臭氧。B 组试验分为控制试验 EXP3 和敏感性试验 EXP4,EXP3 包括硫酸盐、海盐、沙尘和碳气溶胶,EXP4 则将这几种气溶胶全部去除。A 与 B 两组试验的其他条件相同。

2 结果分析

2.1 辐射通量变化

由于平流层化学过程与辐射和动力过程紧密耦合,使得分析和理解气溶胶对平流层气候影响的机理存在一定难度。为了简化问题,本文选取不包含

化学过程的 B 组试验,分析 EXP3 和 EXP4 中辐射通量变化,目的是检验试验结果。图 1 是大气层顶和地表短波净辐射通量的变化。由图 1 可知,对流层气溶胶使得大气层顶和地表短波净辐射通量主要表现为减少,南半球在 1 月大气层顶和地表短波净辐射通量变化大于其 7 月的变化;而北半球短波净辐射通量的变化则相反,7 月的变化大于 1 月的变化,这是由气溶胶的季节变化造成的。晴空条件下,地表净短波辐射通量变化与气溶胶季节变化相对应。模式这些模拟结果与以往研究类似^[32],说明模拟结果合理。

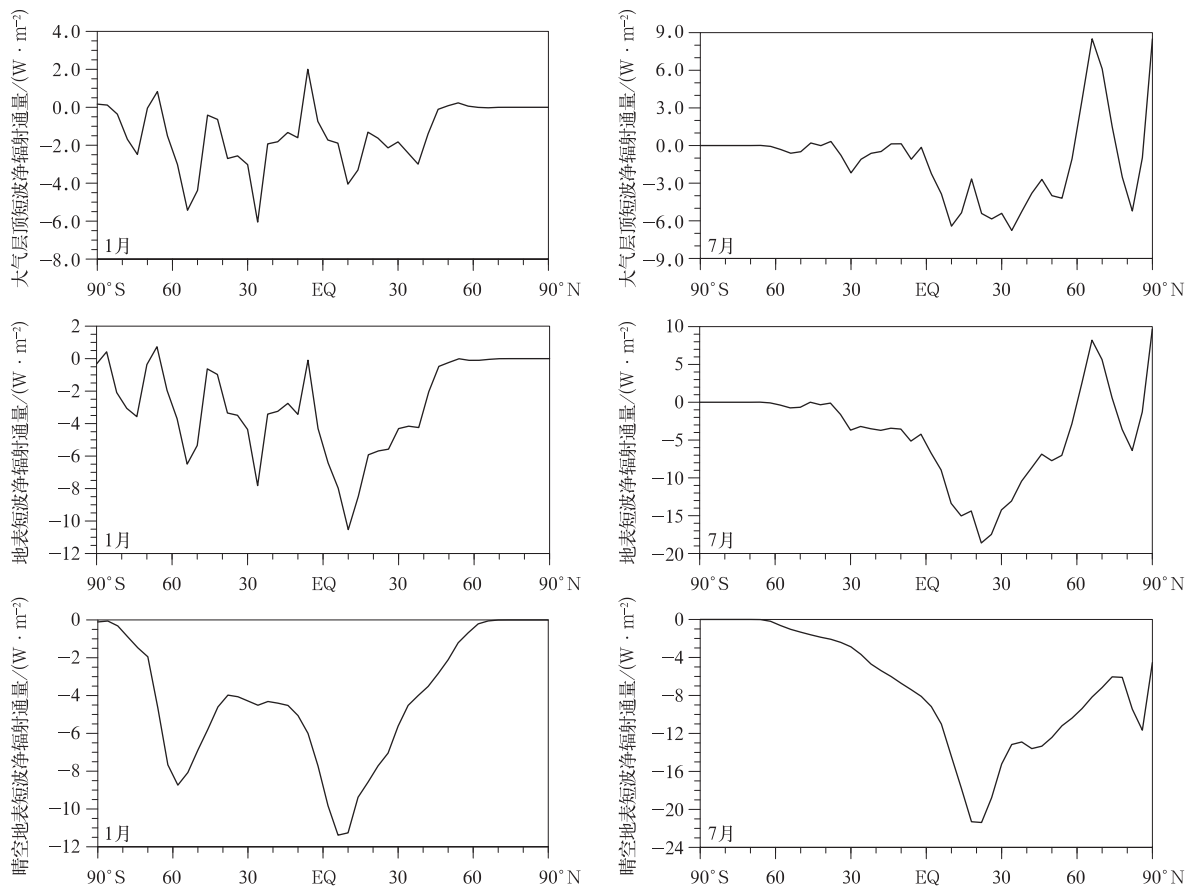


图 1 EXP3 与 EXP4 大气层顶短波净辐射通量、地表短波净辐射通量和晴空地表短波净辐射通量差值

Fig. 1 The difference of mean net short-wave radiative flux, surface net short-wave radiative flux, surface net short-wave radiative flux with clear sky between EXP3 and EXP4

2.2 对流层气溶胶的直接气候效应

分析 A 组试验 EXP1 和 EXP2,它们包括了平

流层化学过程的影响。图 2 是 EXP1 和 EXP2 两个试验温度和纬向风场的差值,展示了气溶胶的直接

气候效应导致的纬度-高度剖面上温度和纬向风的变化。由图2可知,不同季节温度变化是不同的,且不同纬度和高度温度变化也不同,表明气溶胶的直接气候效应对平流层的影响复杂。具体来看,1月南半球 $60^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{S}$ 高纬度地区在平流层中高层温度升高,最高升温达到4 K,而在平流层低层温度降低,最大降温达 -5 K ;北半球 $60^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$ 高纬度地区的温度变化与南半球高纬度地区基本相反,其温

度变化相对南极较小,升温最高为2 K,平流层高层温度最低下降了2 K;南半球 $30^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{S}$ 中纬度地区,温度降低,其平流层高层降温达3 K,大于中低层;北半球 $30^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 中纬度地区,其平流层顶部温度升高,中低层降温; $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 低纬度地区,1~5 hPa和50~100 hPa区域温度升高,其他区域温度降低,温度变化幅度小于2 K,大部分区域变化小于1 K。

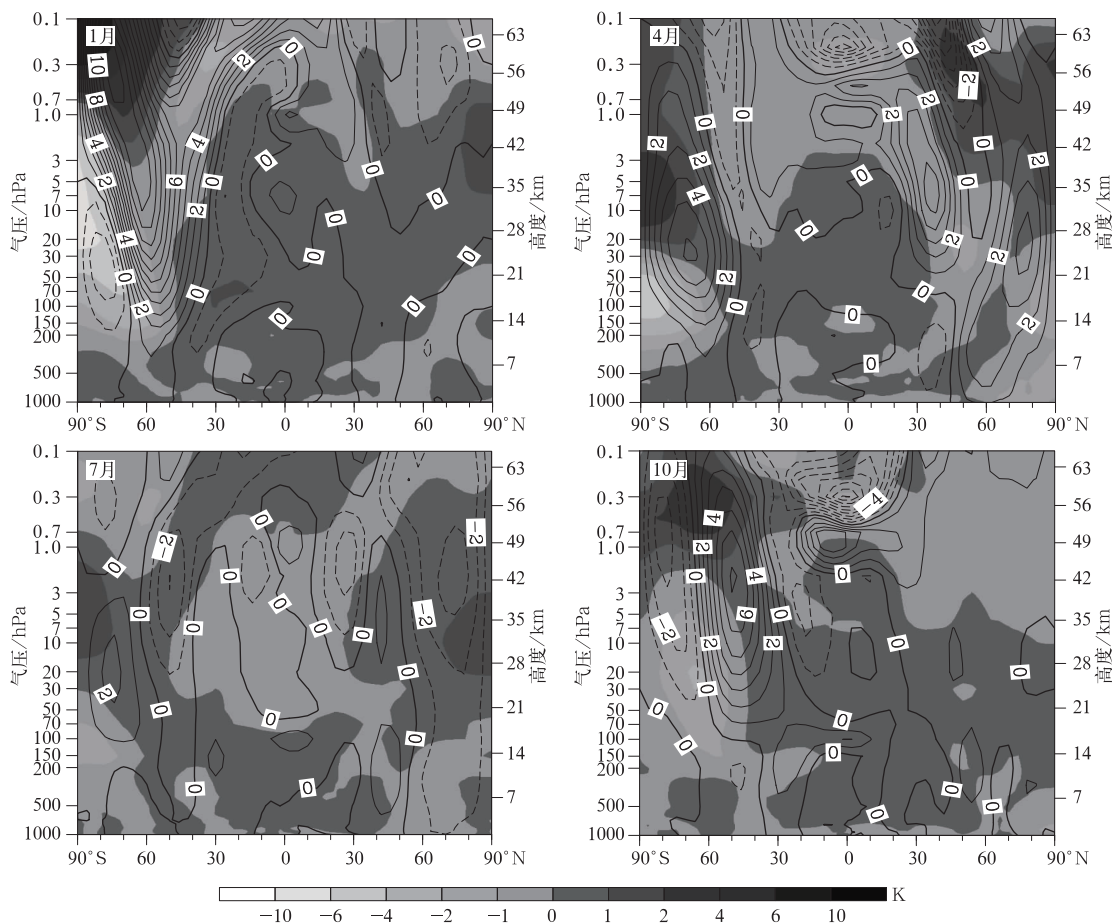


图2 EXP1与EXP2多年平均值的温度差(阴影)和纬向风场之差(等值线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 2 The difference of mean temperature(shaded) and zonal wind(contour, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) between EXP1 and EXP2

4月南、北半球的温度变化基本呈对称分布,中高纬度地区($45^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{S}$, $45^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$)平流层温度变化的幅度与1月相比减弱,高层温度降低,中低层温度升高;中低纬度地区($45^{\circ}\text{S}\sim 45^{\circ}\text{N}$)平流层顶附近温度升高,而平流层中低层温度降低;上述温度变化均不显著,最大变化约为2 K,大部分区域变化小于

1 K。7月南半球中高纬度地区($30^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{S}$)平流层高层温度升高,最大达4 K,中低层温度降低2 K;从南半球低纬度至北极($30^{\circ}\text{S}\sim 90^{\circ}\text{N}$)平流层中低层(7~100 hPa)温度升高小于1 K,中上层温度降低1 K。10月南半球温度变化的形势类似于7月的变化,但温度变化的幅度加大。南半球中高纬度地区

(45°~90°S)平流层高层温度升高,最大达 10 K,中低层温度降低 6 K;从南半球中纬度地区至北极(45°S~90°N)平流层中低层 2~100 hPa 温度升高小于 1 K,最大达 2 K,上层温度降低 1 K。

从气溶胶的直接气候效应导致的纬向风变化(图 2)可以看到,1 月北半球中纬度(30°~50°N)平流层中上层(0.1~10 hPa)西风减弱,最大达 $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,北半球其余区域西风加强,40°N 10 hPa 高度和 80°N 20 hPa 高度有两个西风加强的中心,最大值超过 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;除了在 30°S~10°N 0.1~0.3 hPa 高度的区域东风加强,最大可达 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而在 40°S~10°N 平流层中高层(0.1~10 hPa)的其他区域东风减弱,中低层东风加强,但变化均较小;60°S 附近区域平流层东风加强;南极地区平流层东风减弱,西风加强,最大可达 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。4 月北半球高纬度和极地平流层下层西风减弱,中高层东风加强;在 30°~50°N 西风略有加强;在平流层的东风区,东风

加强和减弱的区域相间出现;南半球中纬度地区 40°~60°S 西风减弱;南半球高纬度地区平流层中下层西风加强,上层减弱。7 月北半球风场变化很小;赤道地区平流层高层东风加强,中下层东风减弱;南半球中纬度地区 30°~60°S 西风加强,最大可达 $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,变化的中心在 30°S 3 hPa 高度;高纬度地区西风急流减弱,也有 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。10 月北半球平流层中上层西风略有减弱,下层略有增强;在赤道平流层的东风略有减弱;南半球 30°S 西风略有减弱,南极平流层低层西风减弱 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,其余南半球大部分区域西风加强,极值达到了 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

平流层的臭氧与辐射和动力过程联系密切且相互作用。上述温度和风场的变化必将引起臭氧体积分数的变化。图 3 描述了气溶胶直接气候效应对平流层臭氧的影响,由图 3 可以看到,不同季节臭氧体积分数的变化不同;除了极地地区外大部分区域臭氧体积分数的变化不超过 0.1×10^{-6} ;极地的臭氧变化

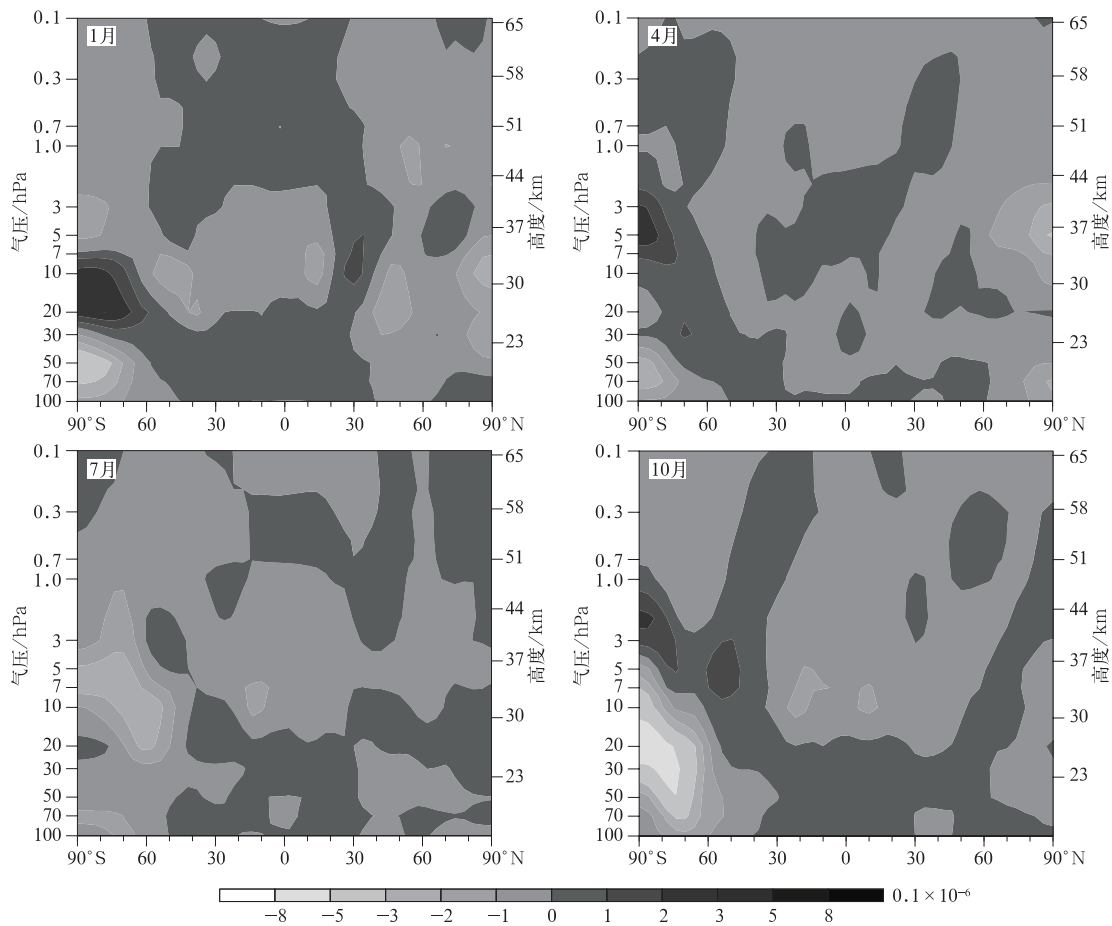


图 3 EXP1 与 EXP2 多年平均值的臭氧体积混合比之差

Fig. 3 The difference of mean O₃ volumetric mixture ratio between EXP1 and EXP2

显著。1月南极地区平流层低层(30~100 hPa)臭氧体积分数降低,最大达 0.5×10^{-6} ,中层(7~30 hPa)臭氧体积分数增加,为 0.3×10^{-6} ,上层臭氧体积分数降低,最大约为 0.2×10^{-6} ;在北极地区的平流层低层(70~100 hPa)臭氧体积分数增加,从上层到中下层(0.2~70 hPa)臭氧体积分数降低,最大减少 0.3×10^{-6} 。4月南极平流层低层(15~100 hPa)臭氧体积分数降低,最大减少 0.3×10^{-6} ,中高层(0.2~10 hPa)臭氧体积分数增加,最大增加达 0.3×10^{-6} ;北极地区臭氧体积分数降低,最大减少约 0.3×10^{-6} ,出现在5 hPa高度。7月南极平流层大部分区域臭氧体积分数降低,最大减少出现在3~10 hPa高度,最大减少 0.3×10^{-6} ;北极大部分区域臭氧体积分数增加,变化不超过 0.1×10^{-6} 。10月南半球的臭氧体积分数变化显著,在平流层中低层(4~100 hPa)臭氧体积分数显著降低,最大可达 0.8×10^{-6} ,其影响延伸至南半球中高纬度地区,在0.7~3 hPa的高度臭氧体积分数增加,最大增加约 0.3×10^{-6} ,上层(0.1~0.7 hPa)臭氧体积分数降低;北极地区臭氧体积分数变化较小,不超过 0.1×10^{-6} 。

观测和理论均表明,对流层的动力和热力强迫作用是平流层的主要扰动源,通过行星波的上传实现。行星波产生于对流层,向平流层传播。Dickinson^[33]在1968年曾提出行星波从高纬度向平流层传播,即极地波导理论。行星波从对流层到平流层的垂直传播对平流层的温度起着至关重要的作用^[34],该强度可以用100 hPa的经向热通量来衡量^[35]。表1列出了EXP1和EXP2 40°~80°S及40°~80°N范围内多年平均的经向热通量。由表1

表1 EXP1和EXP2在40°~80°S
及40°~80°N 100 hPa高度上经向
热通量(单位: $K \cdot m \cdot s^{-1}$)

Table 1 Meridional horizontal eddy heat flux
(unit: $K \cdot m \cdot s^{-1}$) at 100 hPa
averaged over 40°—80°S and 40°—80°N

月份	北半球经向热通量		南半球经向热通量	
	EXP1	EXP2	EXP1	EXP2
1	4.96	5.54	1.62	2.1
4	2.42	1.69	0.9	1.02
7	2.1	2.06	3.29	4.1
10	0.99	0.68	0.94	1.29

可知,南、北半球热通量的变化不同,不同季节热通量的变化也不同;南半球热通量各季节均减小;北半球除1月热通量减小外,其他月份均增加。

EP通量^[36]在行星波和波能量传播、波流相互作用和平流层爆发性增温等方面的研究中具有重要意义。图4展示了EXP2的EP通量和EXP1与EXP2之差,可以看出,1月北半球高纬度地区涡动热通量由对流层顶向平流层传播,气溶胶的直接气候效应使得10 hPa以上涡动热通量向上传播得到明显加强;100 hPa从中纬度向低纬度和极地地区的传播分别加强和减弱,10 hPa以上从高纬度向中低纬度地区的传播得到明显加强。行星波的上传加强,但向极的传播减弱。由表1也可知,在1月北半球100 hPa经向热通量向北极的传播同样减小。这不利于臭氧由中低纬度向高纬度及极地地区的输送,从而造成了北极平流层中低层臭氧体积分数的减小。同样,使得极地平流层顶附近温度降低,而30°~60°N的平流层顶温度升高。南半球经向热通量减小,行星波的上传受到抑制,涡动热通量在高纬度地区由对流层顶向平流层的传播减弱,在平流层低层由高纬度向低纬度地区传播的涡动动量通量减小。极地和高纬度地区平流层低层臭氧体积分数减少,温度降低;在高层由于此时盛行东风,行星波不能上传^[37],此时平流层高层由于自极地向上、向中低纬度的热输送减弱而使温度变高。

4月南半球的经向热通量减小,与1月相比,EP通量的变化幅度减小;相应的平流层低层温度降低(图2)和臭氧体积分数减小(图3)的幅度也减弱了。与1月类似,涡动热通量在高纬度地区由对流层顶向平流层的传播减弱(图4),行星波的上传受到了抑制,在平流层低层由极地高纬度向低纬度地区传播的涡动动量通量减小。北半球的高纬度和北极地区向极的经向热通量增强,造成这个区域平流层中层温度增加,温度增加进一步影响化学过程,使得臭氧损耗增加体积分数降低。7月气溶胶的直接气候效应引起的平流层变化在南半球最显著,北半球变化很小。南半球的冬季中高纬度地区盛行西风,气溶胶的直接气候效应使得经向热通量减小,行星波的上传受到抑制,在平流层低层臭氧体积分数减少。10月经向热通量减小,行星波上传减弱,涡动动量通量以及涡动热输送的传播与7月类似。

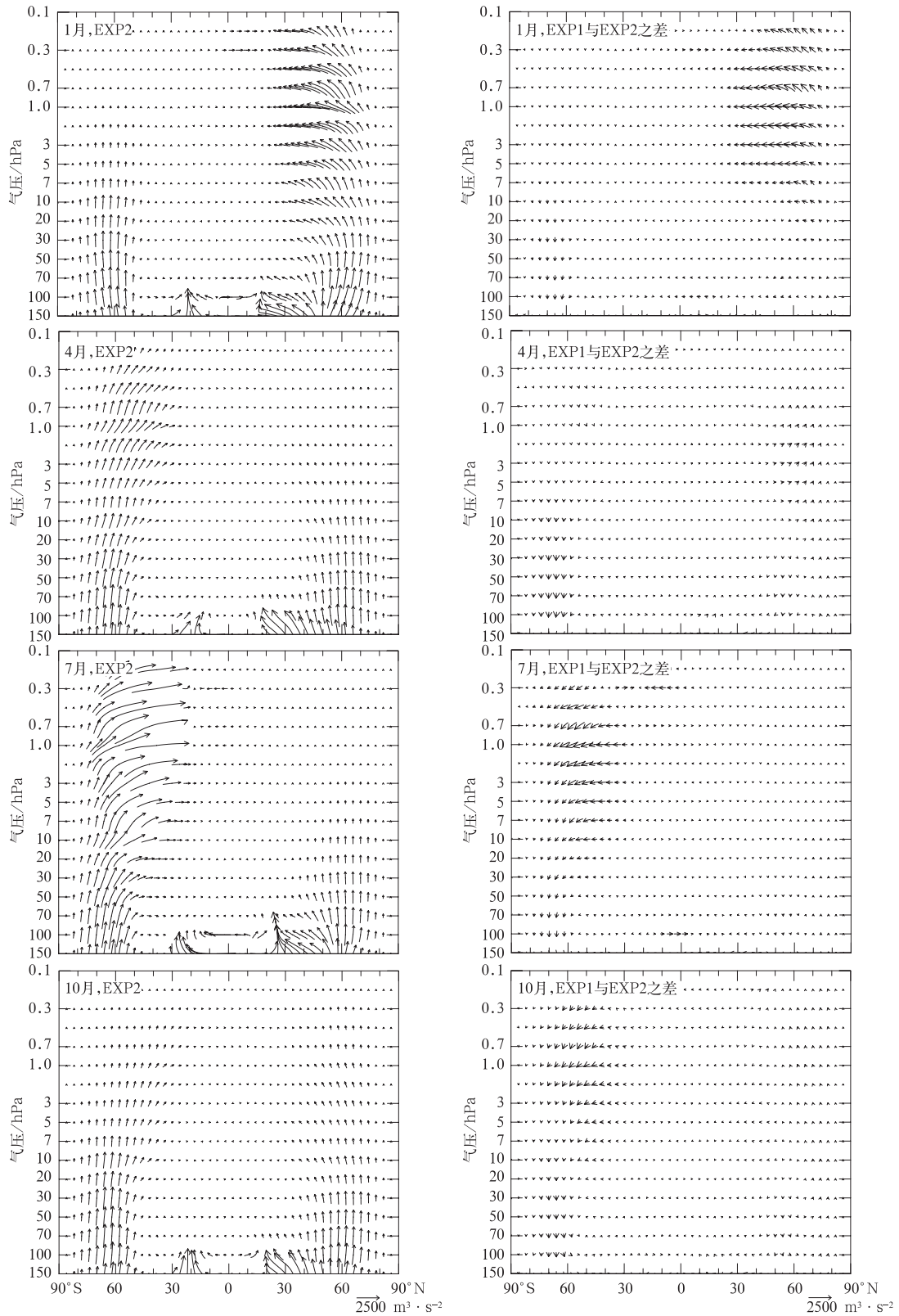


图 4 EXP2 EP 通量多年平均值及 EXP1 与 EXP2 EP 通量多年平均值之差
Fig. 4 The mean EP flux from EXP2 and its difference between EXP1 and EXP2

3 平流层化学过程的作用

平流层的化学、动力和辐射过程是紧密耦合在一起的,为了深入理解对流层气溶胶的直接气候效应对平流层气候影响的机理,分析 B 组试验 EXP3 和 EXP4,它们均不包括平流层化学过程,EXP3 包括对流层气溶胶的直接气候效应,EXP4 不包括气

溶胶的直接气候效应。图 5 是 EXP3 和 EXP4 的温度差和纬向风场的变化,可以看到,在高纬度和极地地区平流层温度和纬向风变化较大;1 月和 4 月北半球高纬度和极地变化大,南半球的变化较小;而 7 月和 10 月南半球的变化大。与包括平流层化学过程的结果(图 2)相比可知,两者之间温度变化和风场变化的不同。

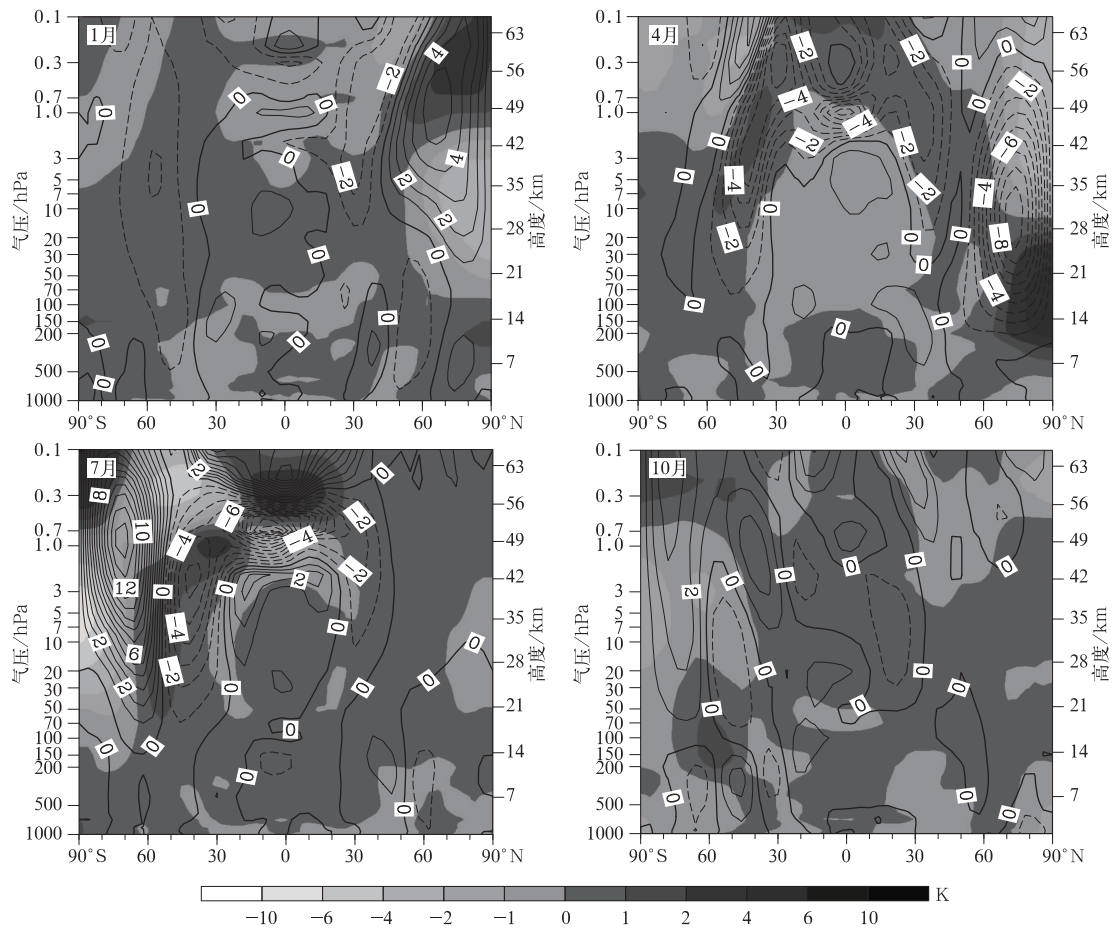


图 5 EXP3 与 EXP4 多年平均值的温度差(阴影)和纬向风场之差(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 5 The difference of mean temperature(shaded) and zonal wind(contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) between EXP3 and EXP4

图 6 展示了两组试验的差异(包括平流层化学过程的 EXP1 与 EXP2 差减去不包括平流层化学过程的 EXP3 与 EXP4 的差),它反映了平流层化学过程在对流层气溶胶直接气候效应中的作用。由图 6 可知,平流层化学过程的作用在不同季节和不同区域影响不同,对高纬度和极地地区平流层的影响最大,另外,对平流层上层也有较大的影响。具体来看,1 月平流层的化学过程使得 $60^{\circ} \sim 90^{\circ}\text{S}$ 平流层中

上层温度增加,最大变化约为 4 K,平流层低层降温,最大降温可达 6 K; $60^{\circ} \sim 90^{\circ}\text{N}$ 平流层上层降温,最大减少 3 K,中层增温,最大增温约为 5 K,低层降温。4 月平流层的化学过程使得 $60^{\circ} \sim 90^{\circ}\text{N}$ 平流层中上层温度增加,最大增温为 5 K,低层降温,最大变化可达 6 K。7 月平流层的化学过程使得 $70^{\circ} \sim 90^{\circ}\text{S}$ 平流层上层温度降低,最大降温约 5 K,在中下层温度增加,最大增温约 6 K; $40^{\circ} \sim 70^{\circ}\text{S}$ 平流层上

层增温,最大值约 6 K,中下层降温,最大约 3 K。10 月平流层的化学过程使得 60°~90°S 平流层上层温度增加,最大增温约 6 K,中低层降温,最大变化约 6 K。

由图 6 还可知,平流层的化学过程对纬向风变化的影响。1 月平流层的化学过程使得 50°~90°S 平流层的西风增强,东风减弱,最大的影响为 7 m · s⁻¹;50°~90°N 平流层 0.3~10 hPa 高度的西风减弱,最大减少约 4 m/s,20°~40°N 平流层 0.3~20 hPa 高度的西风增强,最大约增加 6 m · s⁻¹。

4 月平流层的化学过程使得 50°~90°N 平流层上层的西风减弱,中低层西风增强,最大增强约 6 m · s⁻¹。7 月平流层的化学过程使得 60°~90°S 平流层的西风减弱,最大影响可达 16 m · s⁻¹,30°~60°S 平流层增强,最大可达 12 m · s⁻¹。10 月平流层化学过程使得 70°~90°S 平流层中下层的西风减弱,40°~90°S 平流层其他区域西风增强,最大可达 12 m · s⁻¹。总之,通过上述对比可以看出,平流层化学过程在对流层气溶胶的直接气候效应中起重要作用。

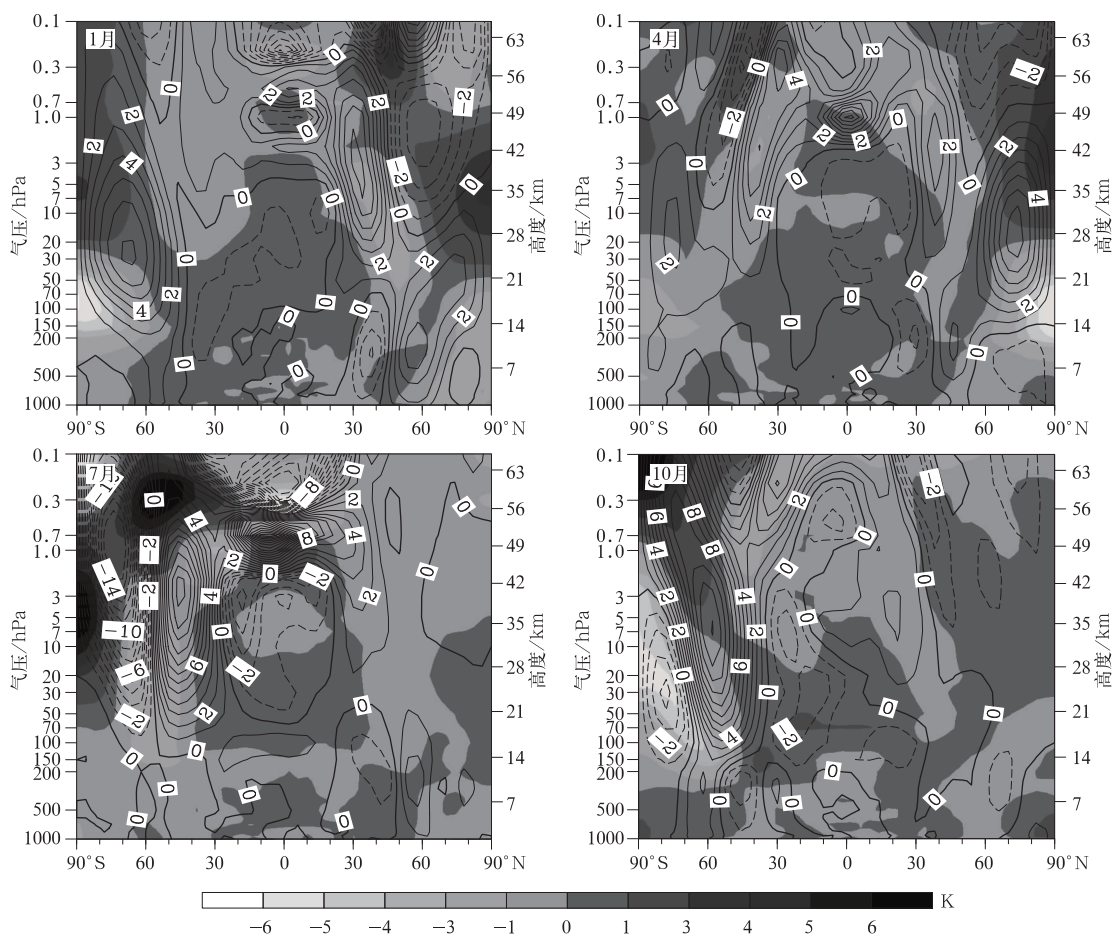


图 6 EXP1 与 EXP2 温度差和纬向风场之差与 EXP3 与 EXP4 温度差(阴影)和纬向风场之差的差异(等值线,单位:m · s⁻¹)

Fig. 6 The difference of mean temperature(shaded) and zonal wind(contour,unit:m · s⁻¹) between experiment group A and B

图 7 是对流层气溶胶的直接气候效应引起的短波辐射加热率和长波辐射加热率。由图 7 可知,短波加热率的变化主要发生在对流层中下层,这与对流层气溶胶的分布有关。也说明对流层气溶胶主要影响对流层的短波辐射平衡。1 月和 7 月平流层短

波辐射加热率的变化很小,可以忽略。同时,长波辐射加热率在平流层有明显变化,1 月北半球平流层有 2 个加热率增加的中心和 1 个加热率减少的中心,与温度变化相对照(图 5)可以发现,温度增加的区域对应着长波加热率减少的区域,而温度降低的

区域对应着长波加热率增加的区域,7月在南半球也发生相同的现象。这说明平流层温度的变化既不是由于短波辐射变化引起,也不是由长波辐射变化

决定的,这些温度变化是由动力过程引起的。长波辐射加热率的变化是对温度变化的响应,并减缓这种变化。

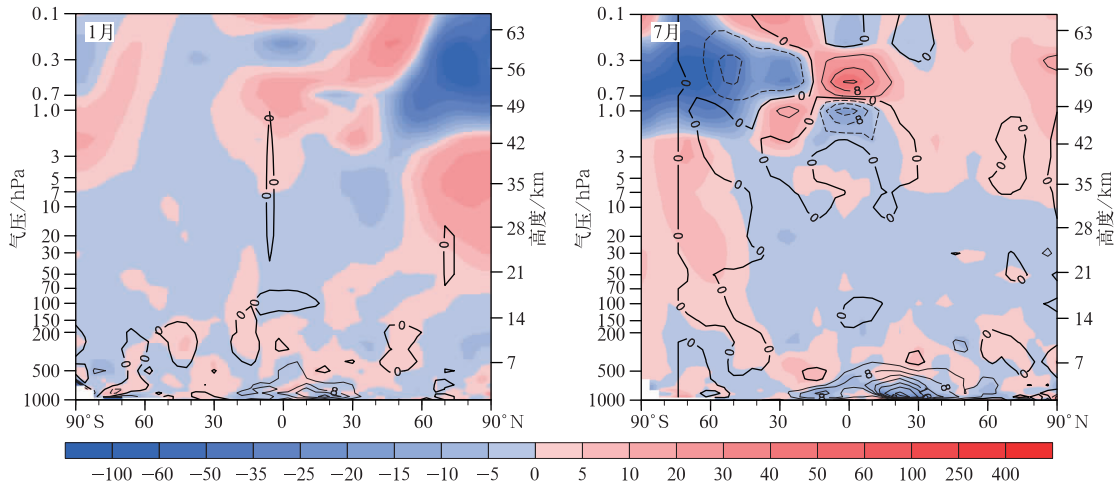


图7 EXP3与EXP4的短波净辐射加热率的变化(等值线)和长波净辐射加热率的变化(填色)(单位: $10^{-2} \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$)

Fig. 7 The difference of mean net short-wave radiative heating rate(contour) and net long-wave radiative heating rate(shaded) between EXP3 and EXP4(unit: $10^{-2} \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$)

4 小 结

通过对模拟结果的分析,可以得出以下结论:

1) 对流层气溶胶对平流层气候有明显影响,其影响主要位于高纬度和极地地区,南半球的变化比北半球的变化大,温度变化最大达 10 K,纬向风变化最大可达 12 m/s,臭氧体积分数最多减少 0.8×10^{-6} ,行星波的传播发生变化。

2) 平流层化学过程在气溶胶直接气候效应对平流层气候的影响中起重要作用。

3) 对流层气溶胶的直接气候效应对平流层气候影响的机制可能是对流层气溶胶改变对流层的辐射平衡,影响对流层的温度和大气环流,进而影响行星波的上传,使得平流层气候发生变化。

4) 对流层气溶胶对平流层辐射的影响不是其直接气候效应对平流层影响的主要原因。

气溶胶对气候影响的不确定性最大,气溶胶的气候效应包括直接效应和间接效应,平流层的化学、辐射和动力过程是紧密耦合在一起的,平流层与对流层之间也存在复杂的相互作用,因此,对流层气溶胶对平流层气候影响是一个非常复杂的问题。本文只是通过对比试验来探讨其可能的气候效应,得到

一些初步的结论。对于对流层气溶胶的气候效应对平流层气候的影响和机理将在以后的工作中继续开展研究。

参 考 文 献

- [1] Alley R, Berntsen T, Bindoff N L. Climate Change 2007—The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press, 2007: 1-1009.
- [2] Forster P, Ramaswamy V, Artaxo P, et al. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. Climate Change 2007: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge: Cambridge University Press, 2007: 129-234.
- [3] Lau K, Kim M, Kim K. Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: The role of the Tibetan Plateau. *Climate Dynamics*, 2006, 26: 855-864.
- [4] Liu Y, Sun J, Yang B. The effects of black carbon and sulphate aerosols in China regions on East Asia monsoons. *Tellus B*, 2009, 61: 642-656.
- [5] 孙家仁, 刘煜. 中国区域气溶胶对东亚夏季风的可能影响(I): 硫酸盐气溶胶的影响. *气候变化研究进展*, 2008, 4(2): 111-116.
- [6] 孙家仁, 刘煜. 中国区域气溶胶对东亚夏季风的可能影响(II): 黑碳气溶胶及其与硫酸盐气溶胶的综合影响. *气候变化研究进展*, 2008, 4(3): 161-166.

- [7] 赵春生, 彭大勇, 段英. 海盐气溶胶和硫酸盐气溶胶在云微物理过程中的作用. *应用气象学报*, 2005, 16(4): 417-425.
- [8] 田华, 马建中, 李维亮, 等. 中国中东部地区硫酸盐气溶胶直接辐射强迫及气候效应的数值模拟. *应用气象学报*, 2005, 16(3): 322-333.
- [9] 李鑫, 刘煜. CAM5 模式中两气溶胶模块的评估. *应用气象学报*, 2013, 24(1): 75-86.
- [10] 胡永云, 夏炎, 高梅, 等. 21 世纪平流层温度变化和臭氧恢复. *气象学报*, 2008, 66(6): 880-891.
- [11] 陈文, 黄荣辉. 北半球冬季准定常行星波的三维传播及其年际变化. *大气科学*, 2005, 29(1): 137-146.
- [12] 熊光明, 陈权亮, 魏麟骁, 等. 平流层极涡偏移对我国冬季降水的影响. *应用气象学报*, 2012, 23(6): 683-690.
- [13] 胡永云, 朱金奎, 刘骥平. 1979 年以来南极平流层冬季变暖. *气象学报*, 2007, 65(5): 773-783.
- [14] 邓淑梅, 陈月娟, 陈权亮, 等. 平流层爆发性增温期间行星波的活动. *大气科学*, 2006, 30(6): 1236-1248.
- [15] 陆春晖, 刘毅, 陈月娟, 等. 2003—2004 年冬季平流层爆发性增温动力诊断分析. *大气科学*, 2009, 33(4): 726-736.
- [16] 胡永云. 关于平流层异常影响对流层天气系统的研究进展. *地球科学进展*, 2006, 21(7): 713-720.
- [17] 曲维政, 刘应辰, 黄菲, 等. 平流层火山气溶胶时空传播规律及其气候效应. *应用气象学报*, 2010, 24(5): 627-631.
- [18] Shu J, Tian W, Austin J, et al. Effects of sea surface temperature and greenhouse gas changes on the transport between the stratosphere and troposphere. *J Geophys Res*, 2011, 116: D02124, doi:10.1029/2010JD014520.
- [19] Gerfinkel C, Hartmann D. Effects of the El Niño-Southern Oscillation and the Quasi-Biennial Oscillation on polar temperature in the stratosphere. *J Geophys Res*, 2007, 112: D19112, doi:10.1029/2007JD008481.
- [20] Kodama C, Iwasaki T, Shibata K, et al. Changes in the stratosphere mean meridional circulation due to increased CO₂: Radiation-and sea surface temperature-induced effects. *J Geophys Res*, 2007, 112: D16103, doi:10.1029/2006JD008219.
- [21] Xie F, Tian W, Chipperfield M P. Radiative effect of ozone change on stratosphere-troposphere exchange. *J Geophys Res*, 2007, 113, D00B09, doi:10.1029/2008JD009829.
- [22] Lin S J. A vertically Lagrangian finite-volume dynamical core for global models. *Mon Wea Rev*, 2004, 132(10): 2293-2307.
- [23] Kinnison D E, Brasseur G P, Walters S, et al. Sensitivity of chemical tracers to meteorological parameters in the MOZART-3 chemical transport model. *J Geophys Res*, 2007, 112: D20302, doi:10.1029/2006JD007879.
- [24] Fomichev V, Forster P, Cagnazzo C, et al. SPARC Report on the Evaluation of Chemistry Climate Models: Chapter 3 Radiation. 2010.
- [25] Butchart N, Charlton-Perez A J, Cionni I, et al. SPARC Report on the Evaluation of Chemistry Climate Models. SPARC Report No. 5, WCRP-132, WMO/TD No. 1526, 2010.
- [26] Limpasuvan V, Richter J H, Orsolini Y J, et al. The roles of planetary and gravity waves during a major stratospheric sudden warming as characterized in WACCM. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2011, 78: 84-98.
- [27] Rasch P J, Mahowald N M, Eaton B E. Representations of transport, convection, and the hydrologic cycle in chemical transport models: Implications for the modeling of short-lived and soluble species. *J Geophys Res*, 1997, 102, 28: 127-138.
- [28] Stowe L L, A M, Singh R R. Development, validation, and potential enhancements to the second-generation operational aerosol product at the National Environmental Satellite, Data, and Information Service of the National Oceanic and Atmospheric Administration. *J Geophys Res*, 1997, 102, 16: 889-910.
- [29] Collins W D, Rasch P J, Eaton B E, et al. Simulating aerosols using a chemical transport model with assimilation of satellite aerosol retrievals: Methodology for INDOEX. *J Geophys Res*, 2001, 106: 7313-7336.
- [30] Collins W D, Rasch P J, Eaton B E, et al. Simulation of aerosol distributions and radiative forcing for INDOEX: Regional climate impacts. *J Geophys Res*, 2002, 107(D19), 8028, doi:10.1029/2000JD000032.
- [31] Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3. 0). NCAR Tech, Note NCAR TN-464+STR, 2004.
- [32] 王志立. 典型种类气溶胶的辐射强迫及其气候效应的模拟研究. 北京: 中国科学院研究生院, 2011.
- [33] Dickinson R E. Planetary Rossby waves propagating vertically through weak westerly wind wave guides. *J Atmos Sci*, 1968, 25: 984-1002.
- [34] Hardiman S C, Butchart N, Haynes P H, et al. A note on forced versus internal variability of the stratosphere. *Geophys Res Lett*, 2007, 34, L12803, doi:10.1029/2007GL029726.
- [35] Eyring V, Butchart N, Waugh D W, et al. Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past. *J Geophys Res*, 2006, 111: D22308, doi:10.1029/2006JD007327.
- [36] Andrews D G, McIntyre M E. Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J Atmos Sci*, 1976, 33(11): 2031-2048.
- [37] Charney J G, Drazin P G. Propagation of planetary-scale disturbance from the lower into the upper atmosphere. *J Geophys Res*, 1961, 66: 83-109.

Direct Effects of Tropospheric Aerosols on Stratospheric Climate

Song Liuming¹⁾²⁾ Liu Yu²⁾ Zhu Bin¹⁾ Li Weiliang²⁾

¹⁾ (Department of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044)

²⁾ (Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract

The comparison between satellite data and WACCM-3 model simulated results shows that simulated results are well consistent with satellite data in central Africa, the Arabian Peninsula, Indian subcontinent, and most parts of China, but in south central Africa, Caribbean and Europe, the model results are lower. In short, model results can well reproduce the global distribution of aerosols, but numerical difference exists in some areas.

Simulation indicates that changes of stratospheric temperature are neither caused by changes of stratospheric short-wave radiation nor decided by the changes of long-wave radiation. The changes of stratospheric temperature are not caused by the tropospheric aerosol effect but the results of dynamic process, and the changes of longwave radiative heating rate are in response to temperature changes and mitigate the change. The process of stratospheric chemical, dynamic and radiation process are tightly coupled together. By comparison, the experiment group A including stratospheric chemical process and experiment group B not including stratospheric chemical process, it shows that the changes of temperature and wind are different in the tropospheric aerosols direct effect on stratosphere. The stratospheric chemical process is of vital importance on the tropospheric aerosols effects on stratospheric climate. Stratospheric chemical process has different effects in different seasons and in different regions, polar and high-altitude regions are considered to be mostly affected, in addition, stratospheric chemical process also has great influence on the upper stratosphere. The temperature variation can reach 6 K at the most, and zonal wind variation can also reach 12 m/s. The tropospheric aerosols influence the tropospheric radiative balance, tropospheric temperature, atmospheric circulation and EP flux, and changes in EP flux indicate the planetary wave propagation changes.

Planetary wave propagation changes make the stratospheric climate change: Stratospheric temperature, and wind field change, stratospheric ozone and radiation and dynamic processes are closely linked and influenced by each other, the temperature and wind changes will influence the concentration of ozone. Polar and high-latitude regions are considered to be mostly affected, and the impact on southern high latitudes is greater than that on northern high latitudes. The temperature variation can reach 10 K at the most, zonal wind variation can also reach 12 m/s and ozone mixing ratio can decline for 0.8×10^{-6} at the most at 20 hPa in the lower Antarctic stratosphere, while in most other areas the temperature change does not exceed 1 K.

Key words: aerosol; direct climate effect; planetary wave; stratosphere