

中国地区大气气溶胶辐射强迫及区域气候效应的数值模拟

周秀骥

李维亮

罗云峰

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

摘 要 利用太阳直接辐射日总量和日照时数等多年观测资料, 反演了中国地区大气气溶胶 $0.75 \mu\text{m}$ 光学厚度的年、月平均值, 分析了我国大气气溶胶状况的时空分布特征。据此, 在中国区域气候模式中考虑气溶胶的辐射影响, 模拟中国地区气溶胶直接辐射强迫的大小及气候响应的季节变化特征。计算结果表明: 我国大气气溶胶光学厚度多年平均分布状况是以四川盆地为大值中心向四周减少; 长江中下游武汉附近和南疆盆地为另两个大值中心; 青藏高原为气溶胶低值区; 我国绝大部分地区春季气溶胶光学厚度值最大, 各地气溶胶光学厚度最小值出现的季节则有所不同。气溶胶辐射强迫介于 $-5.3 \sim -13 \text{ W/m}^2$ 之间; 辐射强迫具有春、夏季大, 秋、冬季小, 冬季南方偏大, 夏季北方偏大的特征。气溶胶辐射强迫的分布与其光学厚度的分布基本一致。由于气溶胶的影响, 中国大陆地区地面气温均有所下降, 四川盆地到长江中下游地区以及青藏高原北側に河套地区降温最为明显, 分别可达 -0.4°C 和 -0.5°C 。气候响应具有明显的季节特征。地面气温的变化除与辐射强迫的大小有关外, 还受大气环流的影响。

关键词 中国 气溶胶 辐射强迫 气候响应 季节变化

1 引言

随着对地球系统内各种物理过程认识的深化, 以及探测和计算机技术的发展, 大气气溶胶辐射效应及对气候变化的可能影响已成为近年来的一个热点话题。其中由于人类活动产生的气溶胶对气候的辐射强迫, 更是地球环境变化研究与预测中一个受到关注的问题。已有不少观测事实和数值模拟研究揭示出气溶胶对气候的辐射强迫的重要性^[1,2]。由于气溶胶时、空分布的不确定及粒子物理、化学特性的多变性, 加上观测资料的严重缺乏, 使得大气气溶胶成为当今气候变化与预测研究中一个既重要又难以估计的不确定因子。

对于人类工业活动产生的大量硫酸盐气溶胶, Charlson 等^[3]、Chuang 等^[4]、Boucher 和 Anderson^[5]、Mitchell 和 Johns 等^[6]以及 Catherine 等^[7]近几年都做了一定的研究, 他们大都利用对流层硫循环的三维化学传输模式得到硫酸盐气溶胶含量的年平均分布状况, 然后在全球范围粗网格尺度的气候模式中研究其辐射强迫及对全球温度的影响。但是对某一特定区域, 在细网格尺度上研究气溶胶辐射强迫及对该区域气候的影响方面, 目前还没看到有什么工作。

亚洲是 SO_2 排放量增长最快的地区，据估计^[8]：到 2020 年 SO_2 的排放量将增至 1990 年的 4 倍。观测结果表明，我国是全球硫酸盐气溶胶含量最大的地区之一；另外，每年起源于我国西北地区特别是春季的沙尘及黄土类气溶胶在大气中的含量也相当大，它们可以随高空气流传输到下游较远的地方，对我国东部地区和临近一些国家都造成一定的影响。因此，对中国区域大气气溶胶分布状况的研究是很有意义的工作。近年来，观测资料的分析表明：我国长江以南地区近 40 年来气温呈下降趋势^[9]，李晓文^[10]等人便将此归因于硫酸盐气溶胶增加的可能影响。在环境变化与气候预测受到日益重视的今天，对我国范围内大气气溶胶平均状况的了解、其辐射强迫大小的估算及对区域气候影响的研究是既迫切又很重要的任务。

本文首先分析了我国大气气溶胶光学厚度的平均时空分布特征，以此为基础，在中国区域气候模式^[11]中考虑了气溶胶的辐射影响，使其单向嵌套于 NCAR CCM1 大气环流模式中，针对现代气候背景，估算中国地区气溶胶直接辐射强迫的大小。并就 1、4、7、10 月 4 个月由于气溶胶的增加所引起的气候效应做了敏感性试验。试图通过这种方式粗略地模拟中国地区气溶胶辐射强迫和气候效应的季节特征。

2 中国大气气溶胶状况的季节分布特征

利用我国北京等 42 个甲种日射站 1979~1990 年太阳直接辐射日总量和日照时数资料，配合同期 TOMS Version-7 臭氧观测资料，在邱金桓所采用方法^[12]的基础上加以改动，反演了 42 个站逐年、逐月大气气溶胶 $0.75 \mu\text{m}$ 光学厚度平均值。据此分析我国大气气溶胶光学厚度的平均时空分布特征（资料和计算方法另文发表^[13]）。

图 1 所示为我国大气气溶胶光学厚度多年平均分布状况。由图可见，我国气溶胶光学厚度年平均分布特征是： 95°E 以东，以四川盆地为大值中心向四周减小。由四川盆地向东到长江中游地区、向东南到贵州北部地区、向北到西北地区东部兰州、西宁一带分别为三个大值区； 95°E 以西，南疆盆地为另一个大值中心。青藏高原、东北地区为气溶胶光学厚度低值区。

气溶胶光学厚度的各月平均分布在大的格局上与年平均状况类似（图 2），主要仍以四川盆地为大值中心向四周减小。但各月间分布形势和数值还是有不少差别。分布形势上：大值中心 1 月分别位于贵州北部和长江中游武汉附近，4 月分别位于四川盆地和武汉附近， 95°E 以西，春季南疆盆地为另

一个大值中心；7 月大值区主要在西南地区，大值中心位于四川盆地，长江中下游地区气溶胶光学厚度值较小；10 月，除四川盆地外，长江中游武汉附近重新变为一个次大值中心。数值上，除个别地区外，我国绝大部分地区春季气溶胶光学厚度值最大，尤以

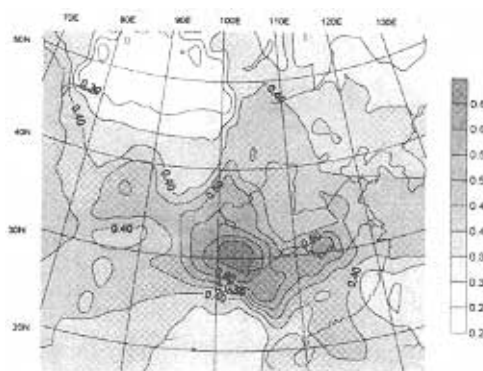


图 1 气溶胶光学厚度的多年平均分布

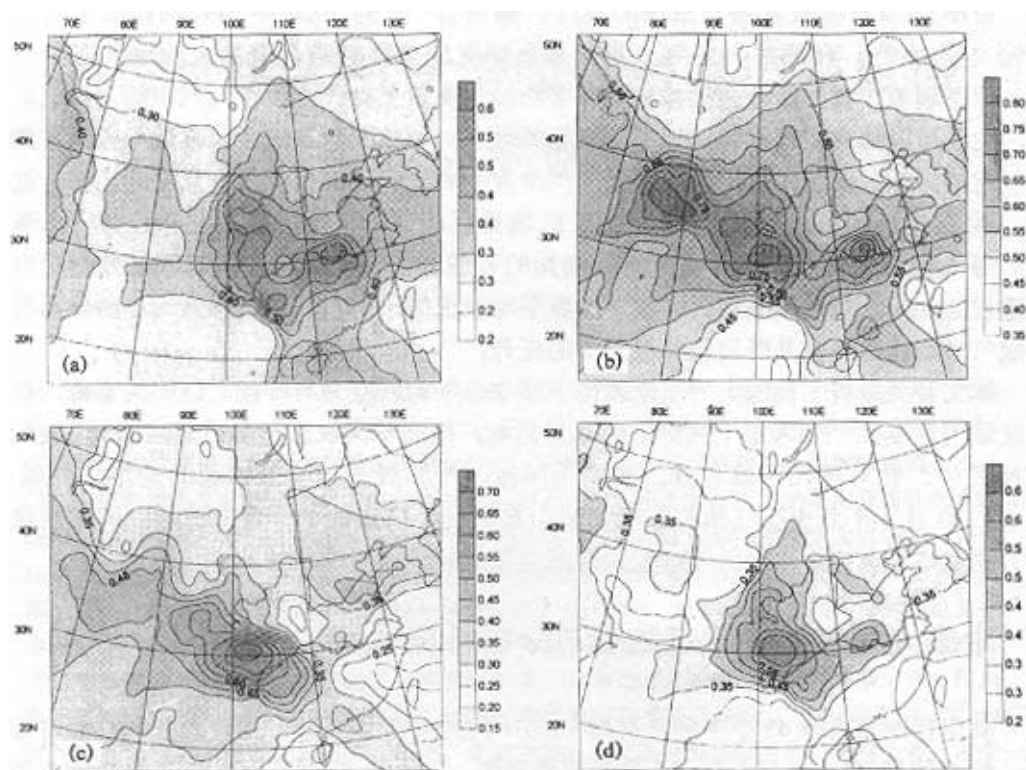


图2 气溶胶光学厚度的月平均分布
(a) 1月, (b) 4月, (c) 7月, (d) 10月

南疆盆地最为明显。极小值各地有所不同：华北地区、东北大部在夏末秋初；四川盆地、塔里木盆地和新疆北部地区在冬季；青藏高原和云南西部地区初夏和中秋各有谷值；其余大部分地区则在夏季7、8两月。

3 模式和试验

3.1 模式简介

中国区域气候模式 (CRCM) 是由龚威和李维亮^[11,14]在 NCAR 区域气候模式 1989 年 Dickinson 版和 1991 年 Giorgi 版的基础上加以改进和发展的。模式使用原始动力学方程组，水平方向为经 Lambert 投影的直角坐标系，共有 48×43 个格点，中心点坐标 ($36.5^\circ\text{N}, 101.5^\circ\text{E}$)，格距 100 km。模式水平范围为 $70 \sim 135^\circ\text{E}$ ， $17.5 \sim 55^\circ\text{N}$ ，覆盖了整个中国地区。水平差方格式选用 Arakawa-B 方案。垂直方向采用 σ 坐标，从地面到大气顶 (10 hPa) 分成 14 层，使用蛙跳差方格式。时间差分相似于蛙跳格式，积分步长为 150 s。由于细致地考虑了次全球网格尺度的下垫面强迫，该模式对地面温度和降水的模拟比用 NCAR CCM1 全球模式模拟的结果更接近气候实况，尤其对地面气温的模拟效果更好^[14]。关于该模式的物理框架、性能和优缺点，文献[11,14]中有详细的介绍，这里不再赘述。

CRCM 中的辐射方案采用 CCM1 的辐射软件包^[15]。该方案中考虑了 O_3 、 H_2O 、 CO_2 、 O_2 等气体的吸收和发射过程, 也考虑了 Rayleigh 散射、云和地面的反射以及不同云层之间的多次反射过程, 但未包括大气气溶胶的辐射作用。

3.2 试验方案设计

在 CRCM 辐射方案中, 通过在太阳短波区 $0 \sim 0.9 \mu m$ 波段晴空部分增加地气系统的行星反照率来表征大气气溶胶的直接辐射效应。由于云的反照率较大, 在有云区忽略气溶胶的影响。气溶胶层的反照率可按如下方法求取^[16]:

$$R_l = \frac{(u+1)(u-1)(e^l - e^{-l})}{(u+1)^2 e^l - (u-1)e^{-l}},$$

$$T_l = \frac{4u}{(u+1)^2 e^l - (u-1)e^{-l}},$$

$$u = 1 \left(\frac{1 - g\omega_{l,n}}{1 - \omega_{l,n}} \right)^{1/2},$$

$$l = [3(1 - \omega_{l,n})(1 - g\omega_{l,n})]^{1/2} * \tau_{l,n},$$

上式中, 下标 l 表示气溶胶所在的层数; $\tau_{l,n}$ 、 $\omega_{l,n}$ 分别为该层气溶胶在 n 波段的光学厚度和单次散射反照率; g 为气溶胶粒子的不对称因子。本文中, 假定中国地区大气气溶胶均为大陆性气溶胶, 取 $g=0.63$; 气溶胶折射指数的虚部接近为零, 即 $\omega_{l,n} \approx 1$; $\tau_{l,n}$ 采用文献[13]中气溶胶 $0.75 \mu m$ 的光学厚度来表征。假定气溶胶层为各向同性, 则第 l 层气溶胶的反照率为

$$\bar{R}_a(\mu_0) = \bar{R}_a = \frac{\sqrt{3}(1-g)\tau_{l,0.75}}{2 + \sqrt{3}(1-g)\tau_{l,0.75}}.$$

考虑到中国地区大气气溶胶仍以硫酸盐气溶胶为主, 本文中, 我们将气溶胶放置在近地面层。共做了两个试验, 一为无气溶胶时的控制试验 (case 0), 一为加入气溶胶后的敏感性试验 (case 1)。气溶胶的辐射强迫 ΔF (单位 W/m^2) 是指有气溶胶时 (case 1) 模式顶太阳短波辐射净通量与无气溶胶时 (case 0) 的差。

4 模拟结果及分析

4.1 平均状况分析

由表 1 可见, 平均而言, 中国区域大气气溶胶辐射强迫以春季最大, 夏季其次, 秋季再次, 冬季最小, 年平均 $-8 W/m^2$ 左右。由于气溶胶的辐射效应, 导致地面气温有所下降。气温下降以春季最大, 冬季其次, 秋季再次, 夏季最小, 年平均降温

表 1 中国区域气溶胶辐射强迫及地面气温、地面气温日较差 (Case 1-Case 0) 的变化

	1 月	4 月	7 月	10 月	平均
$\Delta F / (W/m^2)$	-5.325	-12.994	-7.909	-6.477	-8.176
$\Delta T / ^\circ C$	-0.155	-0.173	-0.087	-0.126	-0.135
$T_{day} - T_{night}$	-0.033	-0.064	-0.022	-0.029	-0.037

-0.135°C。气温下降的程度和气溶胶辐射强迫的大小不太一致，如 1 月辐射强迫为-5.3 W/m²，气温下降了-0.155°C，7 月辐射强迫-7.909 W/m²，较 1 月大，但只降温-0.087°C，这就是说，对气溶胶的辐射强迫，气候响应具有季节的不同。气溶胶的辐射效应使得地面气温日较差也有很小的降低，其季节分布和气温的变化情况一致，冬春大，夏秋小。

4.2 辐射强迫和气候响应的季节特征

4.2.1 辐射强迫的季节变化

图 3 所示为气溶胶辐射强迫，即模式顶太阳短波辐射净通量 ΔF 的季节变化。由图可见：中国大陆地区气溶胶辐射强迫均为负值。辐射强迫主要有两块比较明显的大值区：一为四川盆地、贵州北部到长江中游以南地区，其大值中心 1 月、4 月位于贵州北部，辐射强迫值最高可达-21 W/m² 以上；7 月、10 月位于川、贵交界处附近，辐射强迫值为-8 W/m² 左右。二为青藏高原北侧到黄河中上游及河套地区，大值中心位于南疆盆地，4 月辐射强迫最大值可达-18 W/m² 以上；青藏高原和东北地区辐射强迫值较小。气溶胶辐射强迫的分布和大小具有明显的季节变化：主要表现为春夏大，秋冬小；冬季南方偏大，夏季北方偏大。春、秋过渡季节南北各有大值中心。除长江中游地区外，气溶胶辐射强迫的分布与其光学厚度的分布基本一致。但辐射强迫的大小与光学厚度值之间的关系受云、入射太阳辐射、地表反照率和吸收气体含量的影响。

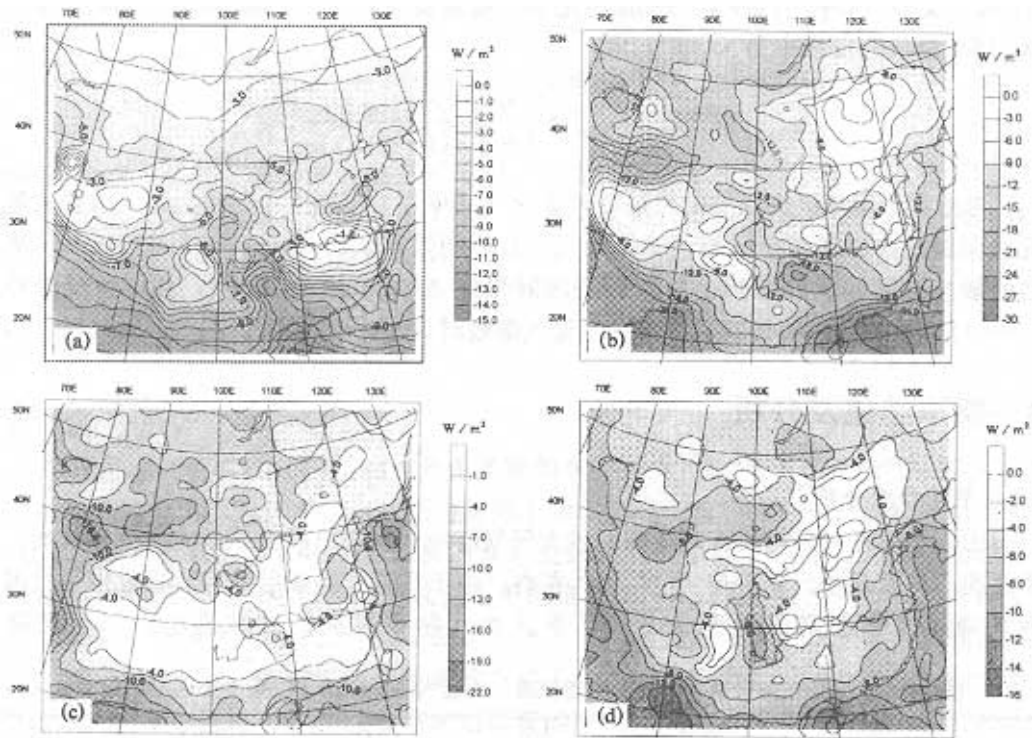


图 3 气溶胶辐射强迫的月平均值 (case 1-case 0)
(a) 1 月, (b) 4 月, (c) 7 月, (d) 10 月

作为说明，我们也分析了两种情况下大气顶晴空太阳短波辐射净通量 F_{clear} (W/m^2) (图4) 的变化。由图可见，晴空时，气溶胶辐射强迫的大小和地理分布与其光学厚度的分布完全吻合：四川盆地、贵州北部到长江中游武汉附近为大值区向四周减小，大值中心位于四川盆地，春夏季最大可达 $-30\text{ W}/\text{m}^2$ ；从四川盆地向北延伸到西北地区东部为另一个相对大值区； 95°E 以西，南疆盆地仍为一个大值中心。 ΔF_{clear} 春夏季较大，秋冬季较小。

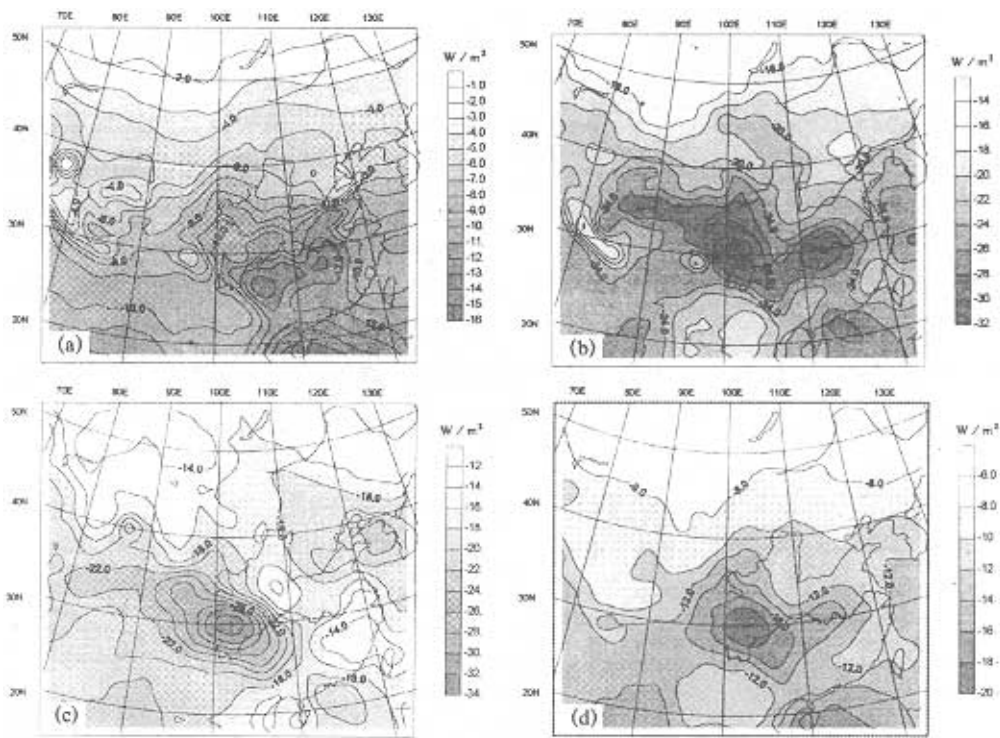


图4 晴空时气溶胶辐射强迫的月平均值 (case 1- case 0)
(a) 1月, (b) 4月, (c) 7月, (d) 10月

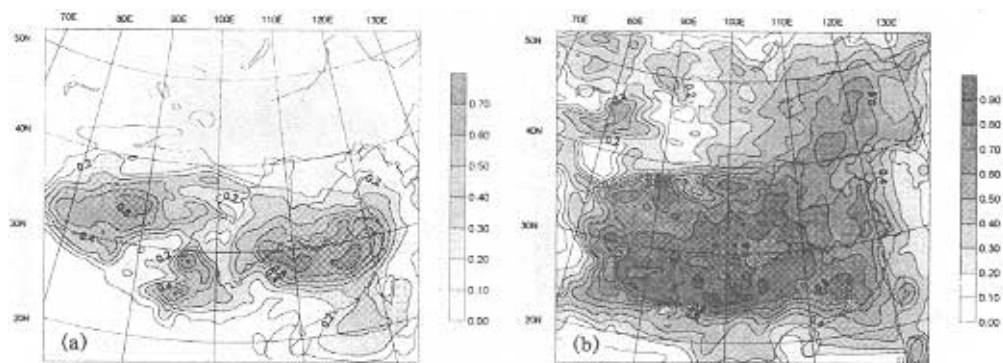


图5 月平均云量 (case 0)
(a) 1月, (b) 7月

图 5 所示为 1 月和 7 月的月平均总云量。以长江中游地区 1 月为例, 气溶胶光学厚度为一大值区, 对应 ΔF_{clear} 亦为一大值区, 由于云量较多, 其辐射强迫值反比周围地区小。对照图 2~5, 气溶胶的辐射强迫的大小与气溶胶的分布和云覆盖的关系密切。

4.2.2 地面温度的响应

图 6 所示为 1、4、7、10 月 4 个月地面气温的平均变化 (case 1-case 0)。由于气溶胶的影响, 中国大陆地区地面气温均有下降, 降温明显的区域大体可分为两块: 一为四川盆地向东到整个长江中下游地区, 最大位于长江以南、南岭以北的狭长地带, 降温达 -0.4°C ; 一为青藏高原北侧向东到河套地区, 最大位于南疆盆地东北部, 降温达 -0.5°C 。

图 6 1、4、7、10 月 4 个月地面气温的平均变化
(case 1-case 0)

由图 7 可见: 1 月, 南方降温区主要位于长江以南、南岭以北的狭长地区; 北方降温区从河套地区延伸到山东半岛。随季节的变暖, 降温区由南向北抬升, 自东向西移动。1~7 月, -0.3°C 以上南方降温区由长江以南北抬到长江两岸, 再跨过长江上升到

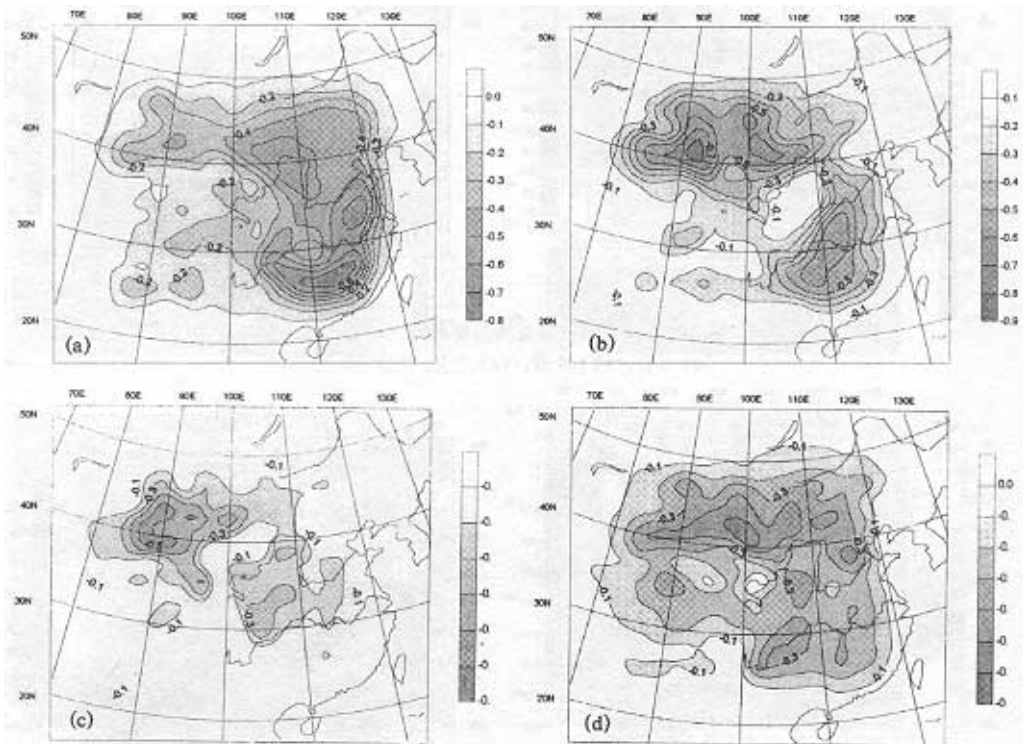


图 7 地面气温的季节变化 (case 1-case 0)

(a) 1 月, (b) 4 月, (c) 7 月, (d) 10 月

以北地区。而 -0.5°C 以上北方降温区则由河套地区西退到 90°E 附近,再伸过 90°E 以西。比较图7和图2、3,显然,地面气温的变化与气溶胶光学厚度、气溶胶辐射强迫的大小和分布有所不同。

图8和图9分别为地面和高空500 hPa的月平均风场,结合图3,可以看出各季最

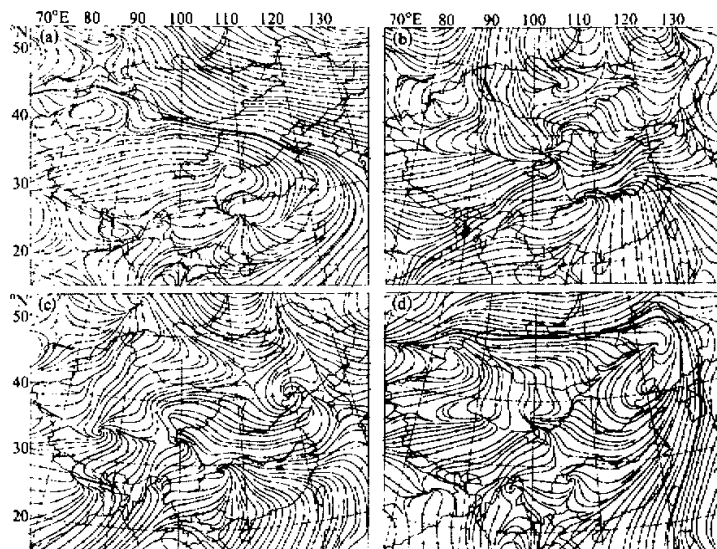


图8 月平均地面风场

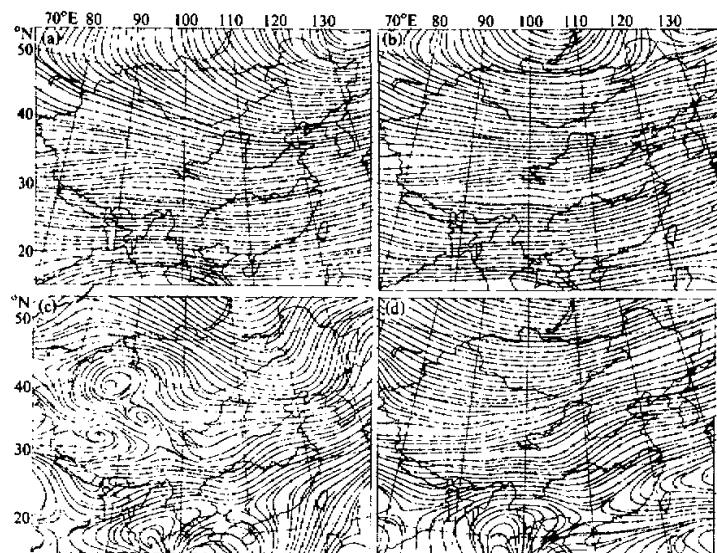


图9 月平均500 hPa风场

大降温区大体上位于辐射强迫大值区上空 500 hPa 高空风场的下风方向与地面风场辐合区相交的地方;而地面气温下降的小值区又基本对应地面风场的辐散区。

5 小结

(1) 平均而言, 中国区域大气气溶胶辐射强迫春季最大, 为 -13 W/m^2 左右, 夏季其次, 秋季再次, 冬季最小, 1 月为 -5.3 W/m^2 。年平均 -8 W/m^2 左右。

(2) 由于气溶胶的辐射效应, 导致地面气温的下降。气温下降程度春季最大, 冬季其次, 秋季再次, 夏季最小。年平均降温 -0.135°C 。气温下降程度与辐射强迫的大小非线性关系, 说明气候敏感性随季节的不同。

(3) 受气溶胶的影响, 地面气温日较差也有很小的降低, 其季节变化和气温变化的情况一致。

(4) 中国区域气溶胶辐射强迫的分布和大小具有明显的季节变化, 主要表现为春夏大, 秋冬小; 冬季南方偏大, 夏季北方偏大的特征。除长江中游地区外, 气溶胶辐射强迫的分布与其光学厚度的分布基本一致。

(5) 气溶胶的辐射强迫与气溶胶的分布和云覆盖的关系密切。在我国主要表现为两块明显的大值区: 一为青藏高原北侧到黄河中上游及河套地区; 二为四川盆地、贵州北部到长江中游以南地区。

(6) 由于气溶胶的影响, 中国大陆地区地面气温均有所下降, 但各地降温程度不等。降温明显的区域大体可分为两块: 一为四川盆地向东到整个长江中下游地区, 最大位于长江以南、南岭以北的狭长地区, 降温可达 -0.4°C ; 一为青藏高原北侧到河套地区, 最大位于南疆盆地东北部, 降温可达 -0.5°C 。

(7) 随季节的变暖, 降温区由南向北抬升, 自东向西移动。

(8) 地面气温的响应与气溶胶辐射强迫的大小和分布有一定的差别。最大降温区大体上位于辐射强迫大值区上空 500 hPa 高空风场的下风方与地面风场辐合区相交的地方; 而地面气温下降的小值区又基本对应地面风场的辐散区。

参 考 文 献

- 1 Charlson, R. J., Langner J., Rodhe H., Leovy C. B. and Warren S. G., 1991, Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by back scattering from anthropogenic aerosol, *Tellus*, 43, A-B, No. 4, 152~163.
- 2 Charlson, R. J. and J. Heintzenberg (eds.), 1994, Aerosol forcing of climate, *Report of the Dahlem Workshop on Aerosol Forcing of Climate*, Berlin, John Wiley & Sons.
- 3 Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, J. E. Hansen, and D. J. Hofmann, 1992, Climate forcing by anthropogenic aerosols, *Science*, 255, 422~430.
- 4 Chuang, C. C., J. E. Penner, K. E. Taylor, and J. J. Walton, 1994, Climate effects of anthropogenic sulfate, simulation from a coupled chemistry, climate model, *Preprints of the Conference on Atmospheric Chemistry*, Nashville, Tennessee, January 1994, American Meteorological Society, 170~174.
- 5 Boucher, O. and T. L. Anderson, 1995, GCM assessment of the sensitivity of direct climate forcing by anthropogenic sulfate aerosols to aerosol size and chemistry, *J. Geophys. Res.*, 100, 26061~26092.
- 6 Mitchell, J. F. B., T. C. Johns, J. M. Gregory and S. F. B. Tett, 1995, Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosols, *Nature*, 376, 501~504.

- 7 Catherine, C. C., Joyce, E. P., Karl, E. T., Allen, S., G. and John, J. W., 1997, An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulfate, *J. Geophys. Res.*, **102**(D3), 3761~3778.
- 8 王文兴, 1997, 中国环境酸化问题, *环境科学学报*, **17**(3), 259.
- 9 陈隆勋, 邵永宁, 张清芬, 任阵海, 田广生, 1991, 近四十年来我国气候变化的初步分析, *应用气象学报*, **2**, 164~173.
- 10 Li Xiaowen, Zhou Xiuji, Li Weiliang et al., 1995, The cooling of Sichuan Province in recent 40 years and its probable mechanisms, *Acta Meteorologica Sinica*, **9**(1), 57~68.
- 11 龚威、李维亮, 1997, 中国区域气候模式的建立和模拟试验结果的分析, 气候变化规律及其数值模拟探究论文(第二集), 北京: 气象出版社, 273~288.
- 12 Qiu Jinhuan, 1998, A method to determine atmospheric aerosol optical depth using total direct solar radiation, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 744~757.
- 13 罗云峰、李维亮、周秀骥, 1998, 中国大气气溶胶状况分析, *气象学报* (待发表).
- 14 李维亮、龚威, 1997, 中国区域气候模式对中国地区的区域性气候变化情景的模拟, 气候变化规律及其数值模拟探究论文(第二集), 北京: 气象出版社, 255~272.
- 15 Kiehl, J. T., R. J. Wolski, B. P. Briegleb and V. Ramanathan, 1987, Documentation of Radiation and Cloud Routine in the NCAR Community Climate Model(CCM1), NCAR Technical Note, NCAR/TN-288+1A, Boulder, CO, 109pp.
- 16 Lacis, A. A. and J. E. Hansen, 1974, A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118~133.

Numerical Simulation of the Aerosol Radiative Forcing and Regional Climate Effect over China

Zhou Xiuji, Li Weiliang

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Luo Yunfeng

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract Using daily direct solar radiation and sunshine duration data, we retrieve the annual and monthly mean value of $0.75 \mu\text{m}$ aerosol optical depth in China to analyze their geographical and temporal distribution. Then, we improve the China Regional Climate Model by adding aerosol radiative effect. With this model, we estimate the aerosol direct radiative forcing and seasonal variation of climate response to this forcing in China. The results show: Sichuan Basin is a high-value center of aerosol optical depth; Wuhan and Nanjing Basin are another two high-value areas; the Tibetan Plateau is a low-value area. In most part of China, the maximum aerosol optical depth occurs in spring, while the minimum occurs in different seasons for different areas. The values of aerosol direct radiative forcing are between -5.3 W/m^2 and -13 W/m^2 . Aerosol direct radiative forcing is larger in spring and summer, and smaller in autumn and winter. In winter, it is larger in the south than in the north, and the vice versa in the summer. The geographical and temporal distribution pattern of aerosol radiative forcing is generally consistent with that of aerosol optical depth. The surface temperatures are generally reduced in China continent due to the effect of aerosol. Two areas are most remarkable: one is from Sichuan Basin to the middle reaches area of the Yangtzi River, the other is from the north Tibetan Plateau to the Hetao area. The changes in these two areas are -0.4°C and -0.5°C , respectively. Climate response varies with seasons. The surface temperature varies not only with the change of radiative forcing, but also with general circulation.

Key words China aerosol radiative forcing climate response seasonal variation