

徐成鹏,葛颢铭,黄建平,等. 基于 CALIPSO 星载激光雷达的中国沙尘气溶胶观测[J]. 中国沙漠, 2014, 34(5): 1353-1362. [Xu Chengpeng, Ge Jinming, Huang Jianping, et al. Observations of dust aerosol over China based on CALIPSO spaceborne lidar[J]. Journal of Desert Research, 2014, 34(5): 1353-1362.]. doi:10.7522/j.issn.1000-694X.2013.00395.

基于 CALIPSO 星载激光雷达的 中国沙尘气溶胶观测

徐成鹏, 葛颢铭, 黄建平, 付强, 刘华悦, 陈斌

(兰州大学 大气科学学院/半干旱气候变化教育部重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 基于 2006 年 6 月至 2012 年 5 月无云条件下 CALIPSO 星载激光雷达观测资料, 分析中国典型地区(塔克拉玛干沙漠、柴达木盆地、戈壁区和华北)沙尘气溶胶分布。结果表明: 塔克拉玛干沙漠和戈壁区为沙尘天气发生频率高值区, 且前者在各高度层的沙尘发生频率都大于后者。沙尘发生呈季节性分布。塔克拉玛干沙漠在春季沙尘发生频率最大, 抬升最高可至 10 km, 冬季频率最小, 高度最低, 主要分布在 3 km 以下。戈壁区在春季沙尘发生频率、抬升高度最大, 冬季抬升高度最低, 但低层发生频率大于夏、秋两季。在塔克拉玛干沙漠, 沙尘光学厚度春季最大约为 0.44, 冬季最小约为 0.17, 春、冬季消光系数峰值最大, 可达 0.25 km^{-1} , 且随高度的递减率大于夏、秋季。在戈壁区和柴达木盆地, 沙尘光学厚度春季最大、秋季最小。在华北, 沙尘光学厚度春季最大、夏季最小, 消光系数在 2 km 以上春季最大, 这主要是由于春季远距离高空传输到华北的沙尘量最多。塔克拉玛干沙漠与柴达木盆地的退偏比为 0.2~0.35, 戈壁区为 0.16~0.28, 可能是由于塔克拉玛干沙漠的物质组成与柴达木盆地相同, 而与戈壁区不同。华北因低层沙尘与其他气溶胶混合导致退偏振比廓线随高度递增。4 个区域对流层上部退偏比全为 0.2, 表明高空气溶胶可能为来自相同源区的沙尘。

关键词: CALIPSO; 沙尘发生频率; 光学厚度; 消光系数; 退偏比

文章编号: 1000-694X(2014)05-1353-10

doi: 10.7522/j.issn.1000-694X.2013.00395

中图分类号: O648.18

文献标志码: A

1 引言

沙尘是大气气溶胶主要成分之一, 对气候和环境有重要的影响。沙尘粒子一方面通过直接散射及吸收太阳辐射和吸收及发射红外辐射影响地气辐射能量平衡^[1-4], 另一方面可以作为云的凝结核, 通过改变云滴和冰晶粒子大小等微物理特性以及云的生命周期, 从而间接影响气候系统的辐射能量收支^[5-7]。第四次 IPCC 报告指出气溶胶辐射强迫的评估目前主要基于气候模式模拟, 由于气溶胶自身时空变化的复杂性^[8]以及缺乏对气溶胶大量和准确的观测, 使得模式中输入的参数还有较大的不确定性, 从而为评估气溶胶对气候的影响带来了较大的不确定性。因此, 要合理准确地评估气溶胶对气候造成的影响, 需要对气溶胶进行长期连续、高分辨率的观测。

被动式遥感卫星, 例如 MODIS (Moderate Reso-

lution Imaging Spectroradiometer)^[9]、MISR (Multiangle Imaging Spectroradiometer)^[10]和 TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer)^[11]等, 能够对沙尘气溶胶的水平分布和传输有较好的观测, 但是无法提供沙尘气溶胶垂直方向的信息。由于沙尘气溶胶的垂直分布对大气的垂直加热进而对大气热力结构的影响和改变^[12]、对气溶胶-云相互作用扮演重要角色^[13]以及决定沙尘气溶胶通过不同云微物理过程中的间接效应, 沙尘垂直分布的研究变得十分有必要。以往许多工作通过飞机实验和地面激光雷达获取了一些沙尘气溶胶垂直廓线^[14-17], 但这种方式能够涵盖的时空范围非常有限。2006 年 4 月 28 日成功发射 CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) 卫星, 搭载的主要仪器 CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) 激光雷达, 能够提供全球范围内多年连续的气溶胶和薄

收稿日期: 2013-09-29; 改回日期: 2013-11-01

基金项目: 国家重大科学研究计划项目(2012CB955301); 国家自然科学基金项目(41105019, 41275070); 高等学校博士学科点专项科研基金课题(20110211120021); 兰州大学中央高校基本科研业务费专项资金项目(lzujbky-2011-4, lzujbky-2009-k03)资助

作者简介: 徐成鹏(1988—), 男, 安徽安庆人, 硕士研究生, 主要从事大气气溶胶研究。Email: xucp11@lzu.edu.cn

通讯作者: 黄建平 (Email: hjp@lzu.edu.cn)

云的垂直分布以及光学厚度和物理特性,旨在提高人们对气溶胶和云在气候系统中的作用的认知水平^[18]。CALIPSO 卫星给沙尘垂直结构和传输的研究提供了便利,主要来自以下 3 个方面:首先,CALIOP 通过接收大气中不同层的后向散射,能够较为准确地测量气溶胶和云的垂直分布;其次,CALIOP 根据测得的退偏振比区分沙尘与其他类型气溶胶;最后,CALIOP 能不受地表限制,克服被动遥感对太阳辐射的依赖,能在白天和夜晚进行观测^[19]。

塔克拉玛干沙漠和戈壁区是东亚地区两个最主要的沙尘源区^[20-21]。这两个区域产生的沙尘气溶胶通常会被中纬度西风带输往下游地区,经过中国、朝鲜、韩国和日本^[22-23],有时可以跨越太平洋抵达北美^[24-25]。Huang 等^[26]指出了解亚洲沙尘气溶胶在自由对流层内的长距离输送和垂直分布对评估沙尘气溶胶对气候的影响具有重要意义。本文利用 CALIPSO 观测的结果,重点给出沙尘传输路径上几个研究区域沙尘的光学厚度、消光系数廓线、退偏比等物理特征,并结合 ECMWF 风场资料,对各季节沙尘长距离输送特征及其可能的原因进行了探讨。

2 CALIPSO 简介和数据处理

2.1 CALIPSO 简介

CALIPSO 是一颗太阳同步轨道卫星,也是 A-Train 系列卫星的成员之一^[27-28],每日在当地 01:30 和 13:30 分别过境一次,16 d 循环一圈,轨道间距大约为 1.55°。CALIPSO 装载的主要仪器是拥有波长为 532 nm 和 1 064 nm 两个通道的激光雷达,并随卫星的运行,不间断地收集 82°N 和 82°S 之间气溶胶和云在两个波段上的衰减散射以及波长 532 nm 极化后向散射的高分辨率廓线^[18]。

CALIOP 的产品分为 Level 1 B、Level 2 VFM、Level 2 layer、Level 2 Profile 和 Level 3 Profile 等,本文使用的数据主要是 5 km 分辨率的 Level 2 Layer 产品。该产品反演的算法主要分为 3 个步骤。第一,根据后向散射信号,区分探测特征层以及地表的边界。第二,利用云-气溶胶判别算法(CAD)将特征层具体分为云、气溶胶及平流层大气。CAD 算法是一个多维概率函数。最新版(V3)数据中概率函数由 532 nm 平均衰减后散射、1064/532 平均衰减后散射比、中间层高度、体积极化率和纬度构成,并经过均一化处理,取值范围(-1,1),负值代表气溶胶,正值代表云^[29]。CAD 的绝对值越大,表示

划分的可信度越高。鉴定为气溶胶层的数据又进一步通过考虑了气溶胶层的高度、地理位置、退偏振比以及后散射系数等的情景分类算法,将气溶胶细分为洁净海洋气溶胶、洁净大陆气溶胶、污染大陆气溶胶、烟尘、沙漠沙尘以及污染沙尘 6 个类型,同时对每种气溶胶模型给定了雷达比^[30]。第三,消光系数混合反演算法利用每种气溶胶的雷达比反演气溶胶的消光廓线,再通过积分得到 532 nm 和 1 064 nm 波段的 AOD 值。

2.2 数据处理

本文主要使用从 2006 年 6 月到 2012 年 5 月气溶胶和云产品数据。产品中气溶胶层、云层的顶部和底部的高度、AOD 和 CAD 分数为主要参数。CALIOP 数据白天受到太阳短波辐射的影响较大,而夜间信噪比较高^[31],因此本文主要使用了夜间观测数据,考虑到云层会给 CALIOP 反演气溶胶造成影响,本文利用了云产品挑选出无云条件下的气溶胶廓线进行了分析研究。按照 Liu 等^[19]对发生频率 f 的定义,通过计算 $1^\circ \times 1^\circ$ 网格内某一高度层里沙尘廓线的数目(N_d)与无云廓线总数目(N)之比得到 f 值,即: $f = N_d / N$ 。

为保证结果的可靠,需要进一步对选出无云条件下的数据进行合理的筛选质量控制:首先,剔除 CAD 的数值在 -20~0 的气溶胶层,因为这些数据可信度较低,存在一定的误判。其次,剔除初始雷达比被调整过的气溶胶层,这是因为当遇到复杂特征层时,为避免反演不稳定或失败通常会调整初始雷达比,然而在这种情况下反演得到的消光系数廓线和 AOD 往往不准确^[31]。最后根据气溶胶分类选取了沙漠沙尘和污染沙尘两类沙尘。污染沙尘是指沙漠沙尘与生物燃烧质或污染海洋气溶胶混合物,退偏比通常处在 0.075~0.2^[18]。为避免叙述累赘文中某些地方会根据需要将沙漠沙尘简称为沙尘。

根据以往研究沙尘可能的传输路径^[26],本文从沙尘发生源区到下游传输过程划定了 4 个代表性区域(图 1),分别是塔克拉玛干沙漠(36°—42°N, 80°—88°E)、柴达木盆地(36°—39°N, 91°—96°E)、戈壁区(40°—44°N, 102°—110°E)以及华北(35°—40°N, 114°—120°E)。塔克拉玛干沙漠、柴达木盆地和戈壁区为沙尘区,华北为工业污染区,在这一区域沙尘和人为气溶胶可能发生混合。春季为 3—5 月,夏季为 6—8 月,秋季为 9—11 月,冬季为 12 月至翌年 2 月。

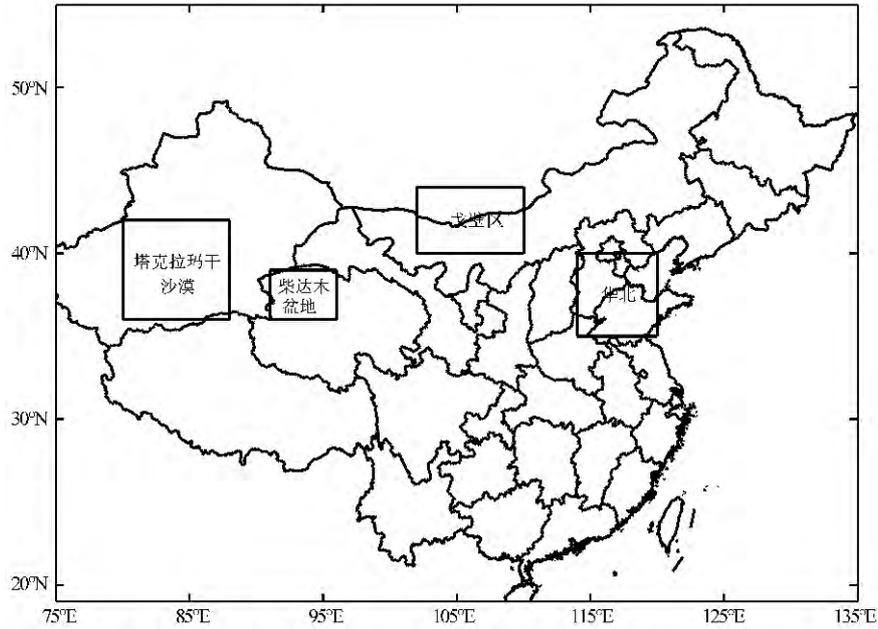


图 1 研究区域

Fig. 1 Location of the studied regions

3 结果与讨论

3.1 沙尘发生频率

将大气从海平面到 10 km 高度划分为 5 层, 分别为 0~2 km、2~4 km、4~6 km、6~8 km 和 8~

10 km^[32]。图 2 展示中国 5 个高度层上的沙尘发生频率。

东亚沙尘发生具有明显的季节性^[33-34]。从图 2 可以看出春季源区沙尘发生频率最大, 沙尘被抬升高度最高, 一般沙尘抬升越高被传输的距离越远^[33], 因此春季向下游输送距离最远、覆盖范围最

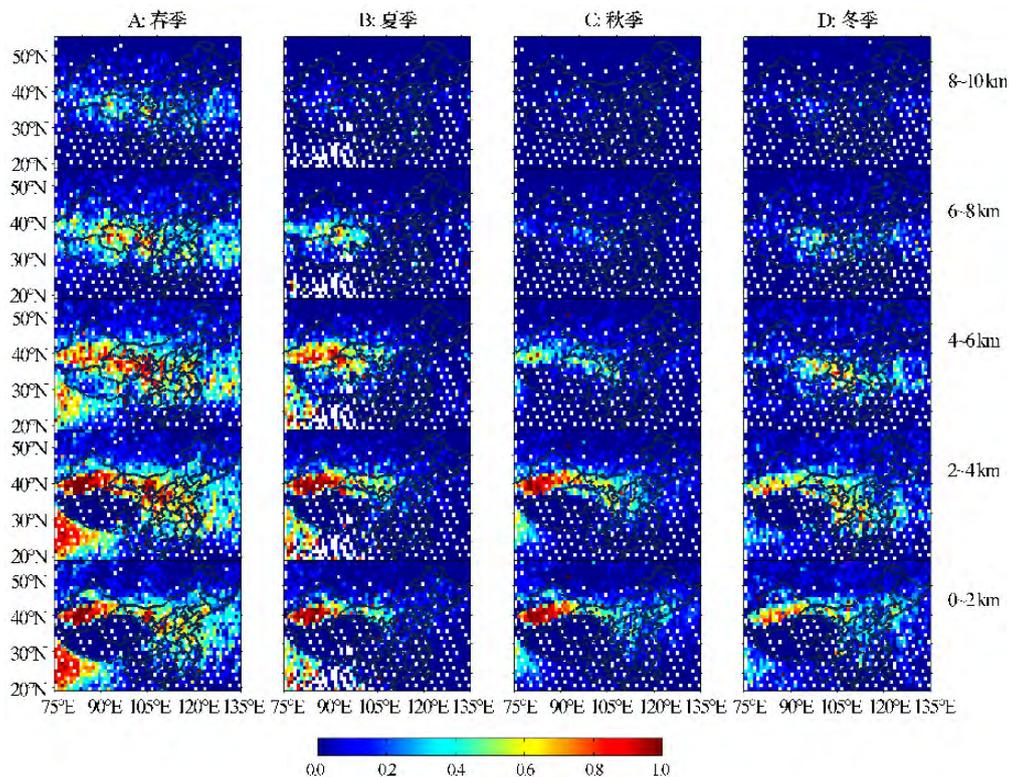


图 2 2006—2012 年期间中国沙尘发生频率

Fig. 2 Dust occurrence frequency over China in 2006—2012

大,一条沙尘带自西向东,覆盖了塔里木盆地、河西走廊、戈壁区、黄土高原、华北并延伸到西太平洋地区^[20,26],沙尘传输的主要高度集中在2~4 km,此时北方700 hPa基本风场呈西北-东南走势,非常利于沙尘的传输。在0~6 km,塔克拉玛干沙漠夏季沙尘发生频率略大于春季,但在6~8 km夏季沙尘发生频率约为25%,低于春季的32%,可见垂直抬升高度有所减小。在戈壁区沙尘发生频率和抬升高度明显降低,譬如0~2 km的发生频率值从春季的44%减小到夏季的24%。沙尘带限制在37°—42°N,最东点在110°E左右的狭小的区域。图3中风场形势在夏季发生了显著变化,北方地区的风速变得最小,并且在中部地区大约110°E的地方存在着一条东南风和西南风的分界线,沙尘传输最远的位置和风场变化位置吻合。秋季沙尘的分布相比夏季往东、往南延伸,沙尘源区在0~4 km沙尘发生频率变化程度不大,但在4 km以上大幅度减小,如塔克拉玛干沙漠在4~6 km发生频率从夏季的66%减小为32%,戈壁区则从夏季的18%降低为9%,抬升高度显著低于夏季,此时风场自西向东,因此沙尘传输的范围比夏季得到扩展。冬季塔克拉玛干沙漠和戈壁区两个源地沙尘的发生频率和抬升高度各不相同。在塔克拉玛干沙漠沙尘发生频率为四季最小,抬升高度也最低。在戈壁区此时的沙尘发生频率大于夏

秋季的值,在0~2 km高度内前者值为0.37,后两者分别为0.24和0.27,但2~4 km频率值依次为5%、18.5%以及9.4%,显示抬升高度低于夏、秋季。

这种差异可能是由于塔克拉玛干沙漠和戈壁区不同的起沙条件。塔克拉玛干沙漠沙尘事件主要由冷高压系统引起,冷空气从盆地东面或者天山以北灌入盆地。地面温度在冷高压系统移入之前通常较高,造成气流不稳定,加强空气流通,当风速超过 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时导致传输沉淀物运动^[26]。冬季当冷空气从天山以北灌入塔里木盆地时,地面温度很低,导致冷空气与地面之间温差不大,温度层结稳定,抑制热力湍流造成的抬升,导致冬季的发生频率最小。在戈壁区沙尘被抬升主要与风速、地表裸露程度等有关。因此在风速大的冬季沙尘发生频率较夏、秋季有所增大。此时对应流场与春季类似,同样利于沙尘传输扩散,因此中国东部以及东南地区受到沙尘的影响。值得注意,冬季沙尘跨越太平洋的现象仍然出现,但是传输的强度不及春季。

从图2还可以看出,对于塔克拉玛干沙漠和戈壁区两个主要沙源地,前者的沙尘发生频率明显高于后者。塔克拉玛干沙漠南面有昆仑山脉,北面有天山山脉,这种地形造成利于沙尘长时间漂浮^[35]。然而戈壁区地表主要由砂砾构成,起沙的风

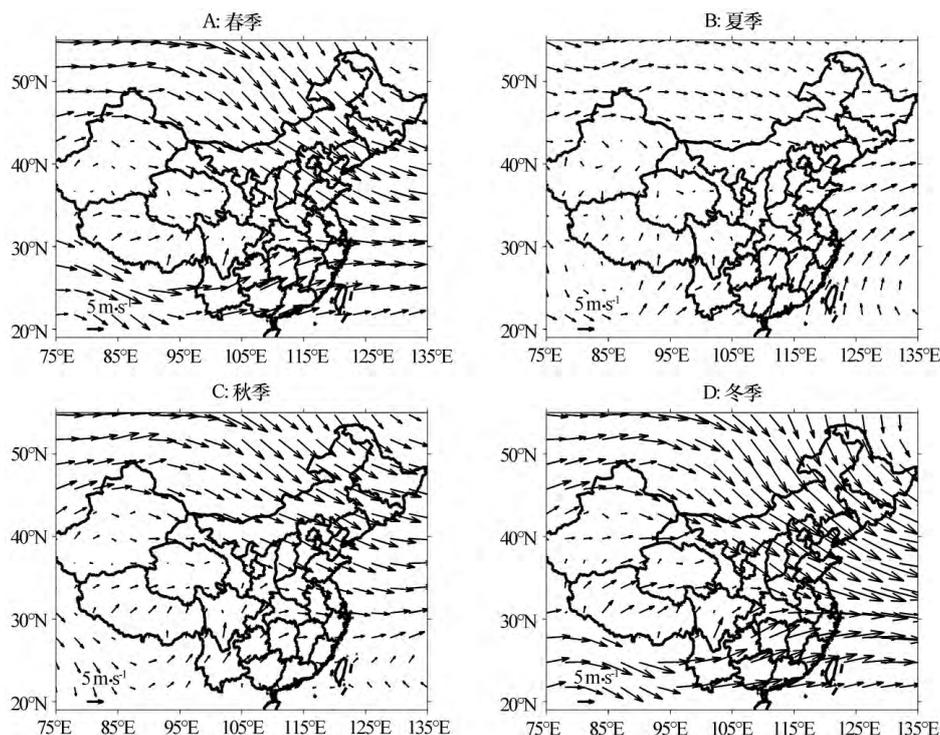


图3 2006—2012年期间ECMWF资料700 hPa高度上季节平均水平风场

Fig. 3 Seasonal averaged horizontal wind regime from ECMWF at 700 hPa over China in 2006—2012

阈值比塔克拉玛干沙漠地区大,且地处开阔,沙尘一经吹离地面,很快被刮到下游地区^[36]。因此,戈壁区长期平均下的沙尘发生频率小于塔克拉玛干沙漠。此外,在 4~6 km 高度层上,青藏高原春、夏季出现沙尘,沙尘发生频率从高原北端向南端逐渐减小,而秋、冬季高原几乎观测不到沙尘,可以推断沙尘主要在春、夏季从盆地爬升到高原,秋、冬季这种活动受到抑制。

38°—44°N 是沙尘发生和传输的重要纬度带,因此我们对这一纬度带的沙尘垂直分布和发生频率做了统计并给出了沿经度方向上的变化(图 4)。春、夏季节,在塔克拉玛干沙漠源区沙尘在海拔 2~4 km 有较高的发生频率,超过 60%,产生的沙尘在向东传出塔里木盆过程中,由于地形作用在 90°—95°E 的位置明显抬升,之后因自身重力沉降,沙尘垂直分布高度和频率值都有明显下降。在戈壁区(105°E),由于沙尘局地活动的增加,沙尘发生频率再次增加,此后抬升高度逐渐减小。秋、冬季,沙尘经过 90°—95°E 可能由于受自身沉降作用强于地形的抬升作用,垂直高度反而降低。此后沙尘的表现与春、夏季基本一致,只是频率值和垂直分布高度不及春、夏季。此外,塔克拉玛干沙漠存在若干容易产生沙

尘的地点,如 82°E 和 86°E 附近,这可能与局地环流有关。

3.2 消光系数廓线

与其他卫星相比,CALIPSO 卫星最大的优势在于获得气溶胶的垂直分布。考虑到 CALIOP 轨道间的距离较大,为求得季节平均的消光系数和光学厚度,将一个季节内的无云气溶胶层按照 100 m 的垂直分辨率平均到 2°×1°网格内^[31,37]。

在塔克拉玛干沙漠(图 5A),春季的消光系数在 4.5 km 以下显著大于其他季节,最大值超过 0.2 km⁻¹。夏季可能由于地面强的辐射加热对流,大量低层沙尘被传输到对流层上层^[38],从而 4.5 km 以上的消光系数会超过春季,1.5 km 附近出现峰值,仅为 0.11 km⁻¹。冬季沙尘向上传输得不高,消光系数峰值达到 0.19 km⁻¹,集中在 1~2 km 处。春、冬季沙尘的消光系数随高度增加递减非常快,而夏季可能由于地表加热,沙尘在对流混合较为均匀,消光廓线随高度变化最缓慢。在戈壁区(图 5B),春季的消光系数在 3.5 km 以上仅小于夏季,在 3.5 km 以下除冬季在近地面几百米处出现四季的最大

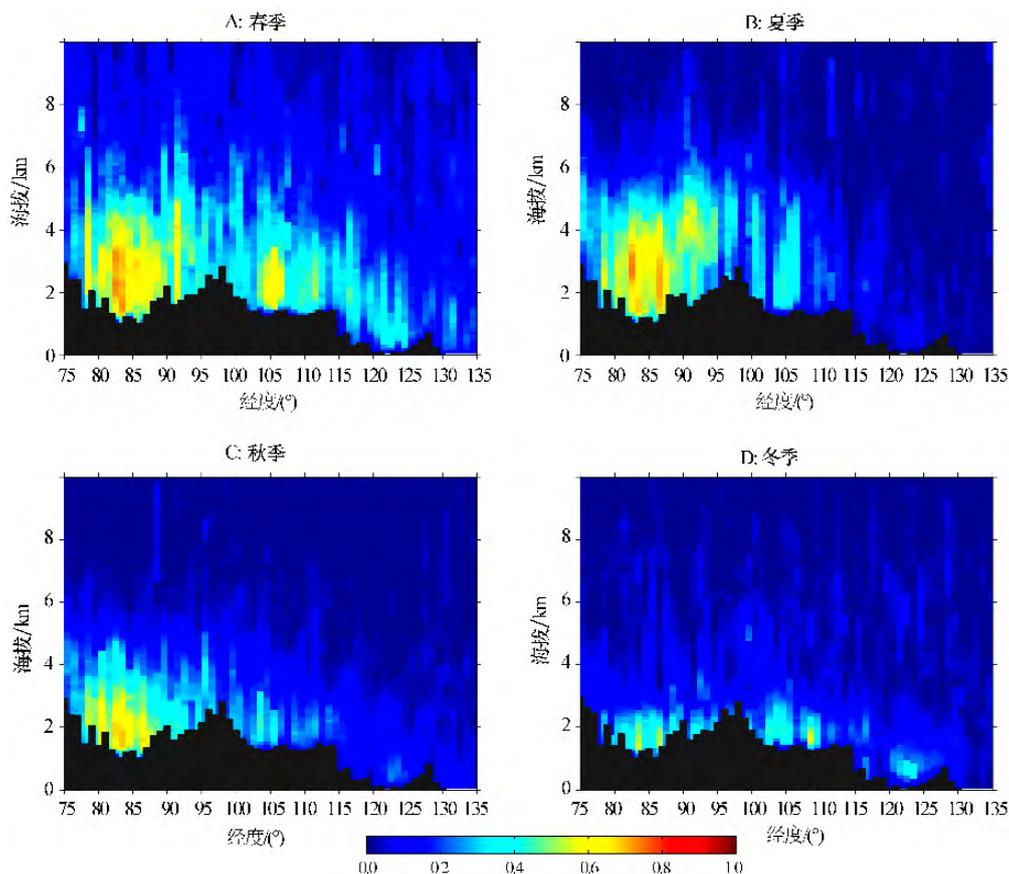


图 4 2006—2012 年 38°—44°N 平均下的沙尘发生频率的垂直分布

Fig. 4 Vertical distribution of dust occurrence frequency at 38°—44°N along latitude in 2006—2012

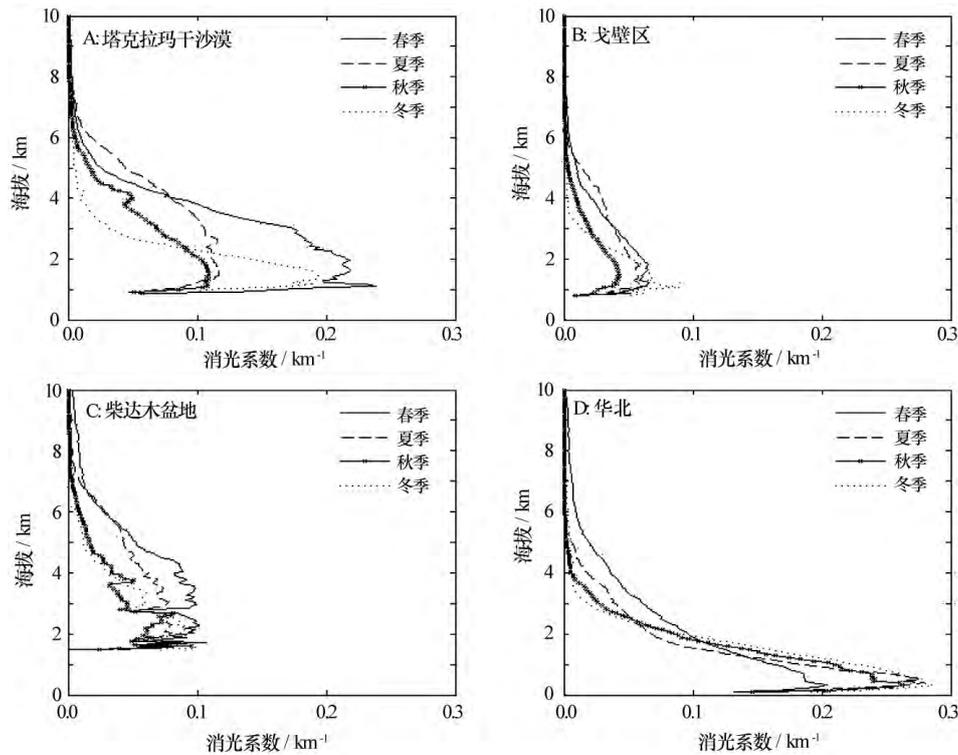


图5 沙尘季节平均的消光系数廓线

Fig. 5 Seasonal averaged dust extinction coefficient profiles over the studied regions

值外大于其他季节。夏季的沙尘抬升高度仅次于春季,消光系数随高度增加递减缓慢,冬季沙尘抬升最低,消光系数随高度递减迅速。四季的消光系数峰值相差不大,大约为 0.06 km^{-1} 。在柴达木盆地(图5C),春季消光系数大于其他季节,峰值约为 0.1 km^{-1} ,沙尘抬升高度最大。夏季的消光系数在 5.5 km 以下,小于春季,在 5.5 km 以上几乎与春季廓线重合。冬季在 4 km 以上与秋季几乎重合,都显著小于春、夏季,但在低层 3 km 以下消光系数超过夏、秋季,最大值达到 0.09 km^{-1} ,沙尘集中分布位置最低。在华北(图5D),在 2 km 以上春季消光系数大于其他季节,冬季最小,临界消光系数为 0.1 km^{-1} ,而在 2 km 以下夏、冬季消光系数最大,峰值处于 $0.27 \sim 0.28 \text{ km}^{-1}$,春季最小,最大值约为 0.2 km^{-1} 。出现这种差异的主要原因是沙尘源区,春季沙尘向上传输的最高,因此在传输过程中沙尘高度较高,并降低了与华北低层大气污染粒子混合构成污染沙尘的机率。春季既然为沙尘发生频率最大的季节,消光系数应该最大,但在低层小于其他季节,说明春季可以增大消光系数的混合作用最弱,污染最低。

3.3 沙尘气溶胶光学厚度分布

从图6可以看出塔克拉玛干沙漠、戈壁区、华北、东南地区以及印度半岛为沙尘光学厚度高值区。在塔克拉玛干沙漠,沙尘光学厚度春季最大,在 0.45 左

右,夏季比春季小 0.1 ,秋、冬季分别为 0.23 和 0.22 。春、夏季塔里木盆地沙尘分布不均匀,大致在 $38^\circ\text{--}41^\circ \text{N}$, $81^\circ\text{--}87^\circ \text{E}$ 位置光学厚度高出平均值,说明这一区域卷入大气中的沙尘较多,增大了该区域的光学厚度,是重要的沙尘起源地区。秋、冬季沙尘光学厚度值较小,由于局部沙尘活动减弱,使得这一区域的光学厚度与周围相差不大。

塔克拉玛干沙漠气溶胶主要成分是沙漠沙尘和污染沙尘。沙漠沙尘光学厚度春季达到最大,为 0.44 ,冬季最小,为 0.17 。污染沙尘光学厚度非常小,最大值出现在冬季,不超过 0.05 。春季污染沙尘占总气溶胶比例最小,仅为 0.88% ,但到冬季这一比例增大到 10.9% (图7A)。在戈壁区,人类活动产生的生物燃烧质气溶胶与风蚀作用产生的沙尘发生混合,这种混合作用比塔克拉玛干沙漠显著。春季人为气溶胶较少,较少发生混合,污染沙尘光学厚度最小,约为 0.02 ;夏季污染作用最强,更多的沙尘参与混合,污染沙尘光学厚度最大,增大到 0.09 (图7B)。在柴达木盆地,沙漠沙尘光学厚度春季最大,为 0.21 ,秋季最小,为 0.08 。污染沙尘光学厚度最大值在夏季,不超过 0.018 ,占总光学厚度的 7.7% ,在春季这一比例减小,最低值 2.2% (图7C)。在华北,大气中气溶胶成分分为沙漠沙尘、污染沙尘以及生物燃烧质。沙尘光学厚度季节平均分布在 $0.3 \sim 0.45$,高于沙尘源地地区(图7D)。

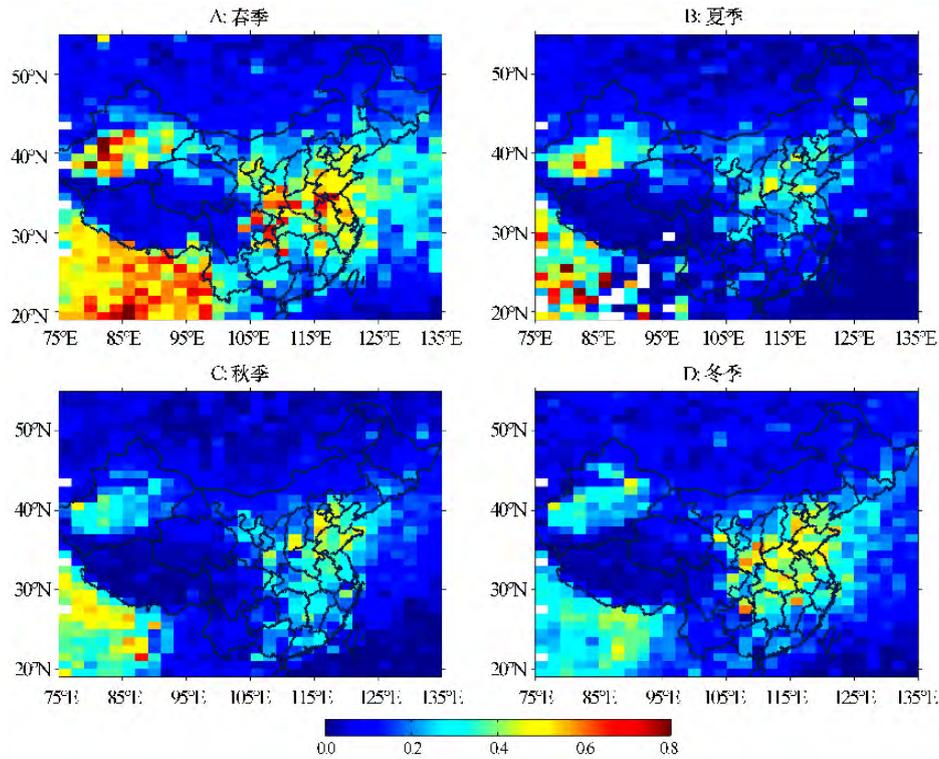


图 6 2006—2012 年期间沙尘季节平均光学厚度分布

Fig. 6 Seasonal averaged dust optical depth distributions in 2006—2012

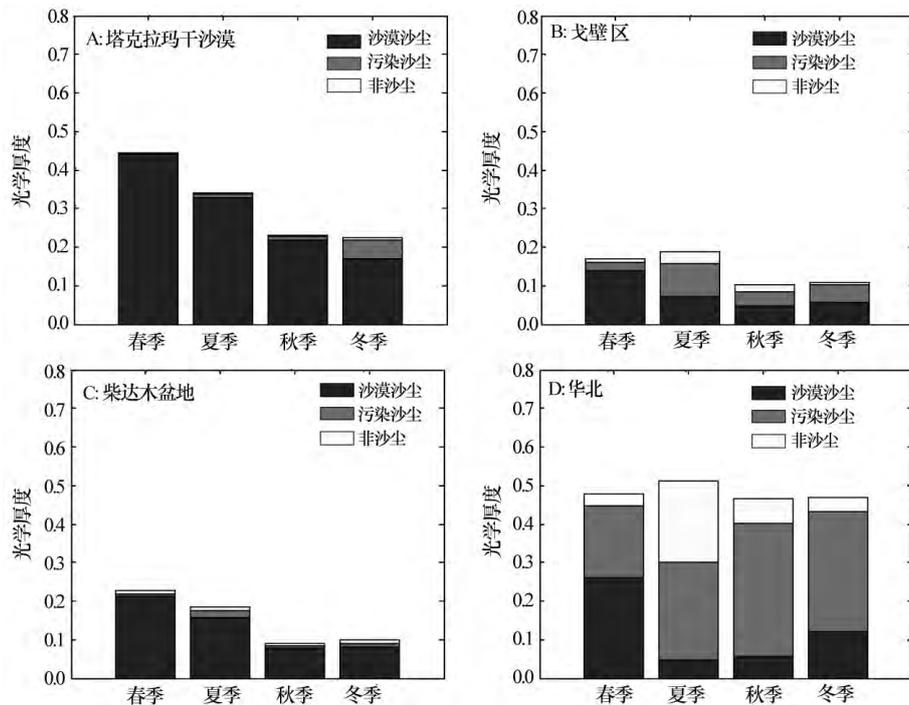


图 7 2006—2012 年期间沙尘气溶胶成分比例

Fig. 7 The ratios of aerosol composition over the studied regions

造成这种现象的原因有两点：①该地区人类生产活动频繁，大量的人为气溶胶释放到大气中，与上游传输的沙尘粒子混合构成污染沙尘^[39]，导致沙尘光学厚度增大；②该地区处在沙尘传输路径的下游，来自塔克拉

玛干沙漠和戈壁区的沙尘在此汇合，使沙尘光学厚度增加。春季沙漠沙尘光学厚度最大，在 0.26 左右，冬季约为 0.12，夏、秋季最小。这一地区沙漠沙尘光学厚度在春、冬季比戈壁区高一倍左右，这表明戈壁区并非华

北沙尘的唯一源头,塔克拉玛干沙漠也具有很大的贡献量^[20]。非沙尘气溶胶光学厚度在夏季达到最大,春季最小,可能意味着夏季华北人类生产活动最强烈、春季最弱。

3.4 退偏振比廓线

退偏振比 (Particulate Depolarization Ratio, PDR) 定义为垂直方向的散射光分量与水平分量之比,与粒子的形状、大小以及组成有关,是可用于描述气溶胶粒子非球性的物理量。球形粒子的 PDR 小于非球形粒子,因此 PDR 越大,粒子非球性越强^[36]。图 8 给出研究区域内各季节沙尘粒子 PDR 垂直廓线。需要说明的是,这里只挑选含有沙尘气溶胶的特征层进行统计平均^[40]。

在塔克拉玛干沙漠与柴达木盆地的 PDR 廓线值在 0.2~0.35、戈壁区为 0.16~0.28,造成这种区别的原因可能是塔克拉玛干沙漠的沙尘与柴达木盆地沙尘成分基本相同,而与戈壁区沙尘的组成不同^[36]。这 3 个地区的 PDR 数值都随高度减小,即粒子的非球性在减小,这可能由于随着高度的增加,沙尘粒子浓度和粒径都逐渐减少,从而 PDR 随高度递减。华北的 PDR 数值范围最小,为 0.1~0.25,廓线随高度递增,即粒子非球性在增大,这可能是由于沙尘在低空已经和其他气溶胶混合,导致粒子非球性降低,然而在大于 6 km 高空传输的沙尘很少受到污染,从而

保持了原来较大的 PDR。春季 PDR 最大,夏季最小,这与非沙尘气溶胶光学厚度季节变化表现一致。在 4 个区域对流层上部气溶胶的退偏振比全部为 0.2,表明这些区域的气溶胶可能是来自相同源区的沙尘。

4 结论

利用 CALIPSO 从 2006 年 6 月至 2012 年 5 月的观测资料,得到中国 0~2 km、2~4 km、4~6 km、6~8 km 和 8~10 km 高度上沙尘发生频率的水平分布。塔克拉玛干沙漠和戈壁区为主要的沙尘源地,前者沙尘的发生频率大于后者。中国沙尘分布具有显著的季节特征,可能是季节性风场和源区对流活动共同作用的结果。在塔克拉玛干沙漠,沙尘发生频率和抬升高度的变化情况不同于戈壁区,两者之间差异可能源自不同的起沙条件和地理环境。

塔克拉玛干沙漠、戈壁区、柴达木盆地以及华北位于沙尘传输路径上。在塔克拉玛干沙漠,春季沙尘光学厚度最大,为 0.44,冬季最小,为 0.17,春冬季沙尘消光系数峰值最大,且随高度递减率大于夏、秋季。在戈壁区,沙尘光学厚度春季最大,秋季最小。沙尘气溶胶与人为气溶胶出现显著混合,表现为春弱夏强的特征,与退偏振比廓线春季最大、夏季最小的情况吻合。在柴达木盆地,沙尘光学厚度与戈壁区季节变化相同。在华北,沙尘光学厚度春季

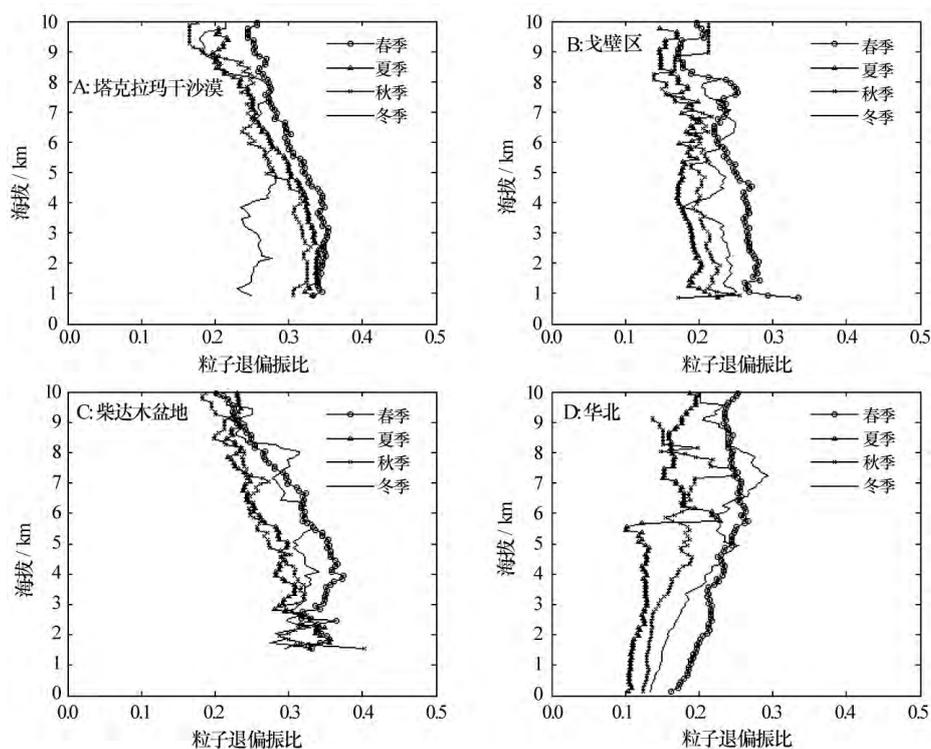


图 8 沙尘季节平均粒子退偏振比廓线

Fig. 8 Seasonally averaged dust PDR profiles over the studied regions

最大,夏季最小,消光系数在 2 km 以上春季最大,其主要原因是春季远距离高空传输到华北的沙尘含量最多。塔克拉玛干沙漠和柴达木盆地沙尘的退偏振比分布在 0.2~0.35,戈壁区则为 0.16~0.28,这可能由于塔克拉玛干沙漠沙尘的组成与柴达木盆地相同,而与戈壁区不同。华北的退偏振比分布在 0.1~0.25,廓线呈递增趋势,可能是由于低层沙尘与大量人为气溶胶混合。退偏振比季节变化与非沙尘气溶胶光学厚度表现一致。4 个区域对流层上部退偏振比全为 0.2,表明这些区域的气溶胶可能为来自相同源区的沙尘。

致谢:感谢 NASA Langley Research Center 数据中心和 ECMWF 数据中心提供观测数据。

参考文献:

- [1] Huang J, Minnis P, Lin B, et al. Possible influences of Asian dust aerosols on cloud properties and radiative forcing observed from MODIS and CERES[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33: L06824.
- [2] 夏祥鳌,王明星. 气溶胶吸收及气候效应研究的新进展[J]. *地球科学进展*, 2004, 19(4): 630—635.
- [3] 沈志宝,魏丽. 我国西北大气沙尘气溶胶的辐射效应[J]. *大气科学*, 2000, 24(4): 541—548.
- [4] Ge J, Su J, Ackerman T, et al. Dust aerosol optical properties retrieval and radiative forcing over northwestern China during the 2008 China-U. S. joint field experiment[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115: D00K12.
- [5] Twomey S, Piepgrass M, Wolfe T. An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo[J]. *Tellus B*, 1984, 36: 356—366.
- [6] Huang J, Lin B, Minnis P, et al. Satellite-based assessment of possible dust aerosols semi-direct effect on cloud water path over East Asia[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33: L19802.
- [7] 石广玉,王标,张华,等. 大气气溶胶的辐射与气候效应[J]. *大气科学*, 2008, 32(4): 826—840.
- [8] 申彦波,沈志宝,杜明远,等. 风蚀起沙的影响因子及其变化特征[J]. *高原气象*, 2005, 24(4): 611—616.
- [9] Kaufman Y, Koren I, Remer L, et al. Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110: D10S12.
- [10] Kahn R, Gaitley B, Martonchik J, et al. Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident Aerosol Robotic Network (AERONET) observations[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110: D10S04.
- [11] 张军华,毛节泰,王美华. 利用 TOMS 资料遥感沙尘暴的研究[J]. *高原气象*, 2002, 21(5): 457—465.
- [12] 王宏,石广玉,王标,等. 中国沙漠沙尘气溶胶对沙漠源区及北太平洋地区大气辐射加热的影响[J]. *大气科学*, 2007, 31(3): 515—526.
- [13] 段婧,毛节泰. 气溶胶与云相互作用的研究进展[J]. *地球科学进展*, 2008, 23(3): 252—261.
- [14] Huang J, Zhang W, Zuo J, et al. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2008, 25(6): 906—921.
- [15] Welton E, Campbell J, Spinhirne J, et al. Global monitoring of clouds and aerosols using a network of micropulse lidar systems[J]. *Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring*, 2001, 4153: 151—158.
- [16] 董旭辉,祈辉,任立军,等. 偏振激光雷达在沙尘暴观测中的数据解析[J]. *环境科学研究*, 2007, 20(2): 106—111.
- [17] 夏俊荣,张镭. Mie 散射激光雷达探测大气气溶胶的进展[J]. *干旱气象*, 2006, 24(4): 68—72.
- [18] Winker D, Vaughan M, Omar A, et al. Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2009, 26: 2310—2323.
- [19] Liu D, Wang Z, Liu Z, et al. A height resolved global view of dust aerosols from the first year CALIPSO lidar measurements[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113: D16214.
- [20] 延昊,王长耀,牛铮,等. 东亚沙尘源地、沙尘输送路径的遥感研究[J]. *地球科学进展*, 2001, 21(1): 90—94.
- [21] 郑有飞,刘贞,刘建军,等. 中国北部一次沙尘过程中沙尘气溶胶的时空分布及输送特性[J]. *中国沙漠*, 2013, 33(5): 1440—1452.
- [22] Iwasaka Y, Minoura H, Nagaya K. The transport and spatial scale of Asian dust-storm clouds; a case study of the dust-storm event of April 1979[J]. *Tellus B*, 1983, 35: 189—196.
- [23] 熊洁,赵天良,韩永翔,等. 1995~2004 年东亚沙尘气溶胶的模拟源汇分布及垂直结构[J]. *中国环境科学*, 2013, 33(6): 961—968.
- [24] 韩永翔,赵天良,宋连春,等. 北太平洋地区春季粉尘的空间分布特征—观测及模拟[J]. *中国环境科学*, 2005, 25(3): 257—261.
- [25] Uno I, Amano H, Emori S, et al. Trans-Pacific yellow sand transport observed in April 1998: a numerical simulation[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106 (D16): 18331—18344.
- [26] Huang J, Minnis P, Chen B, et al. Long-range transport and vertical structure of Asian dust from CALIPSO and surface measurements during PACDEX[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113: D23212.
- [27] Tsamalis C, Ch din A, Pelon J, et al. The seasonal vertical distribution of the Saharan air layer and its modulation by the wind[J]. *Atmospheric Chemistry Physics Discussions*, 2013, 13: 4727—4784.
- [28] Stephens G, Vane D, Boain R, et al. The CloudSat mission and the A-Train: a new dimension of space-based observations of clouds and precipitation[J]. *Bulletin of the American Meteor-*

- ological Society, 2002, 83:1771—1790.
- [29] Liu Z, Vaughan M, Winker D, et al. Use of probability distribution functions for discriminating between cloud and aerosol in lidar backscatter data[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, D15202.
- [30] Omar A, Winker D, Vaughan M, et al. The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2009, 26:1994—2014.
- [31] Yu H, Chin M, Winker D, et al. Global view of aerosol vertical distributions from CALIPSO lidar measurements and GO-CART simulations: Regional and seasonal variations[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115: D00H30.
- [32] Liu Z, Liu D, Huang J, et al. Airborne dust distributions over the Tibetan Plateau and surrounding areas derived from the first year of CALIPSO lidar observations [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2008, 8: 5045—5060.
- [33] 康林, 季明霞, 黄建平, 等. 欧亚大气环流对中国北方春季沙尘天气的影响[J]. *中国沙漠*, 2013, 33(5): 1453—1460.
- [34] 王明星, 张仁健. 大气气溶胶研究的前沿问题[J]. *气候与环境研究*, 2001, 6(1): 119—124.
- [35] Tsunematsu N, Kai K, Matsumoto T. The influence of synoptic-scale air flow and local circulation on the dust layer height in the north of the Taklimakan Desert[J]. *Water, Air, & Soil Pollution: Focus*, 2005, 5: 175—193.
- [36] Liu Z, Fairlie T, Uno I, et al. Transpacific transport and evolution of the optical properties of Asian dust [J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 2013, 116: 24—33.
- [37] Koffi B, Schulz M, Br on F, et al. Application of the CALIOP layer product to evaluate the vertical distribution of aerosols estimated by global models: AeroCom phase I results [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 117: D10201.
- [38] 齐玉磊, 葛颢铭, 黄建平. 北方地区 MODIS 和 MISR 与 AERONET 气溶胶光学厚度的比较及其时空分布分析[J]. *科学通报*, 2013, 58(17): 1670—1679.
- [39] 姚青, 蔡子颖, 韩素芹, 等. 一次沙尘过程对天津气溶胶浓度分布的影响[J]. *中国沙漠*, 2013, 33(4): 1138—1143.
- [40] Yang W, Marshak A, Varnal T, et al. CALIPSO observations of transatlantic dust: vertical stratification and effect of clouds [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2012, 12: 12051—12080.

Observations of Dust Aerosol over China Based on CALIPSO Spaceborne Lidar

Xu Chengpeng, Ge Jinming, Huang Jianping, Fu Qiang, Liu Huayue, Chen Bin

(Ministry of Education Key Laboratory of Semi-Arid Climate Change/School of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: CALIPSO observations under cloud-free conditions from June 2006 to May 2012 are used to derive dust aerosol distribution over China. It shows that both the Taklimakan Desert and the Gobi Desert have high dust occurrence frequency and the former is higher than the latter. There is a strong seasonal variation in dust distributions from observations. Over the Taklimakan Desert, dust occurrence frequency is largest in spring and dust can be carried as highest as to 10 km while the frequency and lifting height are smallest in winter with dust mainly being distributed under 3 km. Over the Gobi Desert, dust occurrence frequency and lifting height are largest in Spring while in Winter lifting height is smallest but the frequency in low altitudes is larger than in summer and autumn. Dust optical depth over the Taklimakan Desert reaches a maximum of 0.44 in spring and a minimum of 0.17 in winter. The peaks of extinction coefficient profiles are largest reaching up to 0.25 km^{-1} in spring and winter and the profiles decrease faster with increasing altitude than in Summer and autumn. Dust optical depth over the Gobi Desert and the Qaidam Basin reaches maximum in spring but minimum in Autumn. Over the North China, dust has largest optical depth in spring and smallest in Summer and dust extinction coefficient is largest above 2 km in Spring, which is mainly due to largest contents of dust through long-range transport within high altitudes. The depolarization ratio over the Taklimakan Desert and the Qaidam Basin is between 0.2 and 0.35 while 0.16—0.28 in the Gobi Desert, which may indicate that mineral composition of the Taklimakan Desert is similar with the Qaidam Basin but different with the Gobi Desert. The depolarization ratios in the upper troposphere over the four regions are all about 0.2, indicating that the aerosols in upper troposphere may be dust with the same sources.

Key words: CALIPSO; dust occurrence frequency; optical depth; extinction coefficient; depolarization ratio