

马新成, 毕凯, 王飞, 等. 沙尘暴天气下云的飞机观测研究. 应用气象学报, 2024, 35(3): 323-336.

DOI: 10.11898/1001-7313.20240306

沙尘暴天气下云的飞机观测研究

马新成¹⁾²⁾³⁾ 毕凯^{1)2)3)*} 王飞¹⁾²⁾³⁾ 高洋⁴⁾ 黄梦宇¹⁾²⁾³⁾

¹⁾(北京市人工影响天气中心, 北京 100089)

²⁾(云降水物理研究和云水资源开发北京市重点实验室, 北京 100089)

³⁾(中国气象局华北云降水野外科学试验基地, 北京 101200)

⁴⁾(国家卫星气象中心/国家空间天气监测预警中心, 北京 100081)

摘要

沙尘暴天气下云的飞机观测极其缺乏, 为了研究亚洲中蒙地区沙尘气溶胶对云的影响, 利用北京地区云的综合外场观测试验数据, 分析 2009 年 4 月 24 日由蒙古气旋和冷锋造成的强沙尘暴天气下云的观测个例, 对比分析沙尘云和清洁云垂直观测。结果表明: 从亚洲中蒙地区输送的沙尘气溶胶是华北区域重要的冰核来源, 可被垂直输送至云顶以上 3200 m 高度, 并通过改变冰晶形成过程影响云顶温度(-6~-3 °C)较高的积云性层积云微物理结构。在相同温度下, 沙尘云中冰晶平均数浓度较清洁云增加近 10 倍, 液态水含量减少约 1 倍, 云中形成大量小冰晶粒子, 淞附过程受到抑制, 降水粒子平均数浓度较清洁云中明显减少 10 倍以上, 无论云滴、冰雪晶还是降水粒子谱宽均较清洁云明显变窄, 并最终减弱降水, 对华北区域的天气和气候产生重要影响。

关键词: 沙尘气溶胶; 飞机观测; 层积云; 沙尘暴; 蒙古气旋

引言

气溶胶粒子作为云凝结核或冰核影响云的微物理过程^[1-2], 气溶胶浓度变化影响云的光学特性、云量、云的生命史等, 云的变化影响气候, 称为间接效应。间接效应在影响气候的两种效应中不确定性最大^[3-4]。沙尘暴携带的沙尘气溶胶是冰核的重要来源之一^[5], 沙尘气溶胶可通过中远距离向下游输送^[6], 并对区域甚至全球气候环境变化产生重要影响^[7]。中蒙地区是亚洲及全球主要沙漠地区^[8], 蒙古气旋是造成中蒙地区沙尘暴的重要天气系统之一^[9], 研究蒙古气旋沙尘暴天气条件下沙尘气溶胶对云的影响具有重要意义。

研究认为来自亚洲沙漠的沙尘气溶胶可以成为有效冰核^[10-11], 为了从气象因素中获得沙尘气溶胶对云产生的可能影响, 测量沙尘气溶胶特性、云凝结

核、云滴大小分布和云底上升气流等是关键, 飞机的直接测量对于了解沙尘气溶胶在云和降水过程中的作用至关重要^[12]。国外亚洲沙尘气溶胶飞机观测主要集中在远距离输送后对云的影响^[13], 研究认为亚洲沙尘暴携带的沙尘气溶胶经过远距离输送可能增强了美国加利福尼亚州冬季降雪^[14]。然而, 这些测量结果是在亚洲沙尘暴长距离输送后获得, 对不同云类型不具代表性。

20 世纪末游来光等^[15]利用在中蒙地区阿拉善沙漠及其附近地区发生的一次沙尘暴天气下沙尘气溶胶的飞机观测数据, 分析 3600 m 高度以下各层的沙尘含量、粒子谱、云凝结核浓度, 讨论沙尘暴天气下沙尘气溶胶垂直输送的原因及向下游传输的可能范围和不同距离处的相对沉沙量, 同时指出云、降水等对沙尘暴天气的发生、演变影响显著。牛生杰等^[16-17]利用安装在飞机上的激光空气动力学气溶胶粒子谱仪探测中国银川、阿拉善盟、伊克昭盟等沙漠

2023-11-01 收到, 2024-01-31 收到再改稿。

资助项目: 国家自然科学基金项目(42105091, 41930968), 国家重点研发计划(2019YFC1510301)

* 通信作者, 邮箱: bikai_picard@vip.sina.com

地区上空背景沙尘气溶胶,加深了对沙漠地区气溶胶物理特性的认识,但并未获得沙尘暴期间的观测结果。21世纪初马新成等^[18]分析北京地区扬沙、浮尘和沙尘暴3种沙尘天气期间的气溶胶飞机观测数据,揭示3种沙尘天气下气溶胶的垂直分布特征,认为沙尘暴个例沙尘气溶胶粒子谱宽在接近云底附近达到最大,说明沙尘气溶胶粒子被携带到一定高度,这与蒙古气旋云系的上升运动有关,但是未涉及沙尘暴期间云的飞机观测。董晓波等^[19]对华北平原出现的一次沙尘过程进行了飞机观测,重点讨论此次沙尘天气下大气污染物与边界层结构的相互作用及机制。综上,对亚洲沙尘气溶胶的飞机观测研究中对沙尘暴影响下云的飞机直接观测结果报道较少,尤其是亚洲沙尘气溶胶对云的影响在近源区飞机直接观测证据不足。

由于沙尘暴天气下云的飞机观测极其困难,因此对蒙古气旋沙尘暴期间沙尘气溶胶对云的影响的了解非常有限。北京市人工影响天气中心于2009年春季开展了北京地区云的综合观测试验,并详细分析河北张家口地区沙尘暴期间沙尘气溶胶的垂直分布特征^[18],在此基础上,本文对我国首次沙尘暴天气下云的飞机观测个例进行深入探讨,获得沙尘暴天气下云的垂直宏观物理结构特征,研究沙尘气溶胶对云的可能影响,有利于加深对气溶胶间接效应的认识。

1 数据和方法

1.1 观测仪器

以中国哈尔滨飞机制造公司改装的轻型双发多用途运输机(运十二II型飞机B-3830,简称运十二飞机)为飞机探测平台,飞行速度一般为 $80\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,数据采集率为 $1.0\text{ 帧}\cdot\text{s}^{-1}$ 。飞机上安装美国DMT公司生产的气溶胶-云物理粒子测量系统^[20]。飞机外部安装包括气溶胶粒子探头(passive cavity aerosol spectrometer probe, PCASP)(测量 $0.1\sim 3.0\ \mu\text{m}$ 粒子谱)、云及气溶胶粒子探头(cloud aerosol spectrometer, CAS)(测量 $2\sim 50\ \mu\text{m}$ 粒子谱,并得到计算液态水含量,其不仅可以探测云滴数浓度,同时还可探测沙尘气溶胶粗粒子数浓度)、云粒子图像探头(cloud imaging probe, CIP)(头部改造为带尖端以减少粒子破碎影响,测量范围为 $25\sim 1550\ \mu\text{m}$)、降水粒子图像探头(precipitation imaging probe,

PIP)(测量 $100\sim 6200\ \mu\text{m}$ 降水粒子数浓度及图像)、热线含水量仪(直接测量得到液态水含量)等探头^[20]。除了气溶胶和云的微物理测量外,运十二飞机还在机舱内部安装观测云凝结核的美国DMT公司生产的云凝结核-100仪器,同时配备美国Thermo环境仪器公司生产的氮氧化物(NO_x)、二氧化硫(SO_2)、一氧化碳(CO)、臭氧(O_3)等大气气体污染物分析仪,可用于测量微量污染气体^[21]。此外,飞行中同时测量温度(T)、露点(T_d)、气压(P)并同步飞行位置数据(GPS)等。所有仪器在飞行使用前进行检查,每周进行校准,以确保数据可靠。

1.2 数据处理

云区的确定对于飞机观测非常重要,参考国内外文献并结合本文观测仪器现状,使用以下标准识别云区:云滴数浓度大于 10 cm^{-3} (直径为 $2\sim 50\ \mu\text{m}$,由CAS测量),同时计算液态水含量大于 $0.01\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$,此外还将结合飞机宏观记录人工观测云底/云顶高度综合确定。冰雪晶粒子图像、数浓度和尺度由CIP获得,数据质量控制采用Korolev算法^[22]以减少对球形粒子失焦影响。目前没有可以用于校正非球形失焦粒子的算法,但本文CIP获得的图像中失焦粒子基本属于球形粒子,仅极少量为非球形粒子。同时,云中冰晶数浓度最大值区域及其他区域粒子图像显示不存在破碎现象,即由CIP数据计算的云中冰晶数浓度在相对合理范围内,而CIP数据出现破碎现象的均在云底以下即云外,因此云外CIP获得的冰相粒子数浓度存在一定误差,但并未出现冰相粒子数浓度异常偏高现象,对应数浓度平均值仅约为 1 L^{-1} 。

云外人为源气溶胶数浓度和尺度由PCASP直接观测。实际沙尘气溶胶粒径最大不超过 $400\ \mu\text{m}$,云外沙尘气溶胶观测由PCASP、CAS和CIP获得,沙尘粒径总谱中 $0.1\sim 3.0\ \mu\text{m}$ 数据来自PCASP, $4\sim 50\ \mu\text{m}$ 数据来自CAS, $50\sim 1550\ \mu\text{m}$ 数据来自CIP^[18]。

云外云凝结核数浓度直接由观测获得,由于飞行中气压控制器故障,云凝结核测量可能存在误差,因此本文参考Shen等^[23]方法,重新计算的云凝结核数浓度指真实环境云底过饱和度条件下云凝结核数浓度:假设气溶胶粒径在活化粒径(D_{50})的粒子均可被活化为云滴。CAS得到的云底附近云滴数浓度,即为活化的气溶胶数浓度,对PCASP获得的气溶胶粒径谱按照粒径从大到小对数浓度进行累

加,当累加得到的大于该粒径下气溶胶数浓度与云滴数浓度相等时的气溶胶粒径即为活化粒径,高于活化粒径的气溶胶数浓度均为活化后的云凝结核数浓度,即计算云凝结核数浓度。

飞机上未搭载冰核观测仪器,需利用不同的冰核参数化方案对不同高度环境大气中的冰核数浓度进行计算,本文共使用 3 种参数化方案,具体见表 1 (表 1 中气溶胶数浓度($n_{0.5}$)指粒径大于 $0.5 \mu\text{m}$ 的粒子数浓度)。其中,DeMott 等^[24]发现冰核数浓度与活化温度以及气溶胶数浓度相关显著,并提出基于全球平均的参数化公式(D10),后又基于沙尘气溶胶观测结果提出新参数化公式(D15)^[25]。毕凯等^[26]建立了华北山区非沙尘影响下的冰核数浓度

与气溶胶数浓度以及活化温度三者的参数化公式(K19)。本文分别用这 3 种冰核参数化公式计算云外冰核数浓度并得到垂直分布廓线。D10 是全球背景下冰核平均值的参数化,主要来源于国外气溶胶背景下,K19 来源于国内华北地区非沙尘天气的观测数据参数化,D15 是针对沙尘过程的参数化,因此其观测值与其他两方案有较大差异。毕凯等^[26]对比 3 种参数化方案,发现非沙尘影响下 K19 与华北观测更吻合。3 种参数化方案中 K19 是华北地区本地化的参数化方案,更接近非沙尘影响下的观测,而 D15 是考虑沙尘过程的参数化结果,更接近沙尘影响下的观测,因此本文沙尘过程主要参考 D15。

云中气溶胶特征观测困难,参考 Lance 等^[27]的

表 1 大气冰核数浓度(N)与温度(T)、气溶胶数浓度($n_{0.5}$)参数化方案

Table 1 Parameterization schemes of ice nucleus concentration(N) with temperature(T) and aerosols concentration($n_{0.5}$)

参数化方案	参数化公式	观测地点
D10	$N_{D10} = 0.0000594 \times (-T)^{3.33} \times n_{0.5}^{-0.0264 \times T + 0.0033}$	全球多站平均
D15	$N_{D15} = n_{0.5}^{1.25} \times e^{-0.46 \times T - 11.6}$	撒哈拉沙漠沙尘
K19	$N_{K19} = 0.0026 \times (-T)^{2.3816} \times n_{0.5}^{-0.0256 \times T - 0.0250}$	华北山区

方法,由于 CO 测量技术和环境气体不受云的影响,且 CO 和气溶胶粗粒子数浓度相关性高,因此可将 CO 作为沙尘气溶胶的示踪剂,利用微量污染气体表征云中沙尘气溶胶特征。本文研究个例微量污染气体缺测,但在飞机观测期间,运十二飞机通过在张家口地区沙尘暴期间和沙尘暴过境后的盘旋上升和下降垂直探测,得到云微物理垂直结构对比特征,同时还获得了云层上下气溶胶特性的信息。通过对比沙尘暴期间和沙尘暴过境后这两种气溶胶背景下云的微物理属性差异,进一步讨论沙尘气溶胶对云的可能影响。

除上述数据外,天气形势图和卫星遥感监测数据来自中国气象局,卫星遥感监测可以大范围系统性监测沙尘暴的发生、移动和沉降以及定量遥感空气中的载沙量^[28]。粒子后向轨迹分析来自美国国家海洋和大气管理局。探空和地面自动气象站观测数据来自河北张家口国家基准站。河北张北的 S 波段多普勒天气雷达提供中尺度云系结构数据。

1.3 研究个例

2009 年 4 月 23—24 日发生了当年最强的沙尘暴天气过程,该过程强度大、范围广、持续时间长^[29]。2009 年 4 月 23 日 08:00(北京时,下同)天气形势图显示蒙古气旋和冷锋南下进入我国内蒙古地区,中

心位置位于呼和浩特附近,并在亚洲沙源地腾格里、乌兰布和、库布齐和毛乌素等地造成沙尘暴^[30]。受蒙古气旋和冷锋影响,4 月 23 日在内蒙古中西部地区、陕西北部、宁夏以及甘肃中西部地区出现沙尘暴,部分地区出现强沙尘暴,其中甘肃敦煌出现特强沙尘暴(图 1a),17:00 和 20:00 地面天气形势图(图略)显示影响张家口上空的蒙古气旋锋面云系属性为鬃积雨云。随着蒙古气旋东移,沙尘影响区域也向东移动,4 月 24 日蒙古气旋锋面云系中心移至华北北部地区,内蒙古中东部、山西大部、河北大部、北京以及山东北部等地出现沙尘暴,10:00 沙尘暴逐渐移出张家口地区(图 1b),08:00 和 11:00 地面天气形势图(图略)显示影响张家口上空的蒙古气旋锋面云系属性为积云性层积云。

为了获得沙尘暴影响下云的微物理结构,2009 年 4 月 24 日 08:35 运十二飞机从张家口机场(图 1 黑圈,海拔高度约为 700 m)起飞爬升垂直探测(图 2a),09:15 在张家口上空爬升至约 3600 m 高度,在爬升探测期间穿越蒙古气旋锋面云系前部的积云性层积云(云顶温度约为 $-3 \text{ }^\circ\text{C}$),云区上下均有沙尘且颜色发黄能见度差,整个云层上下均被沙尘包围(图 2b),08:00 地面天气形势图(图略)显示探测期间正处于蒙古气旋锋面云系过境,此时沙尘暴环境

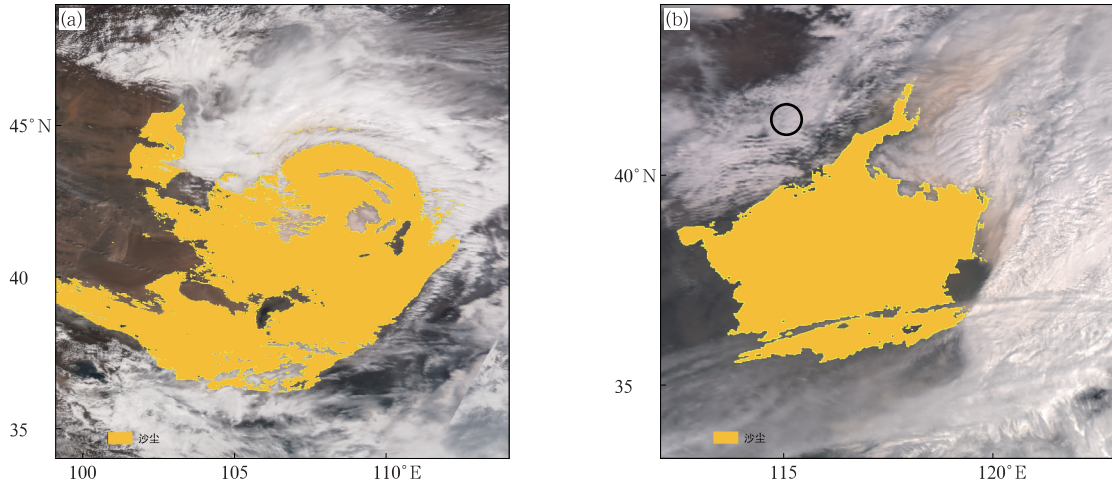


图 1 2009 年 4 月 23 日 10:35(a)和 4 月 24 日 10:10(b)FY-3A 气象卫星遥感监测图
(黑圈为飞机垂直探测的张家口区域)

Fig. 1 Monitoring by FY-3A meteorological satellite at 1035 BT 23 Apr(a) and at 1010 BT 24 Apr(b) in 2009
(the black circle denotes vertical detection area of Zhangjiakou by aircraft)

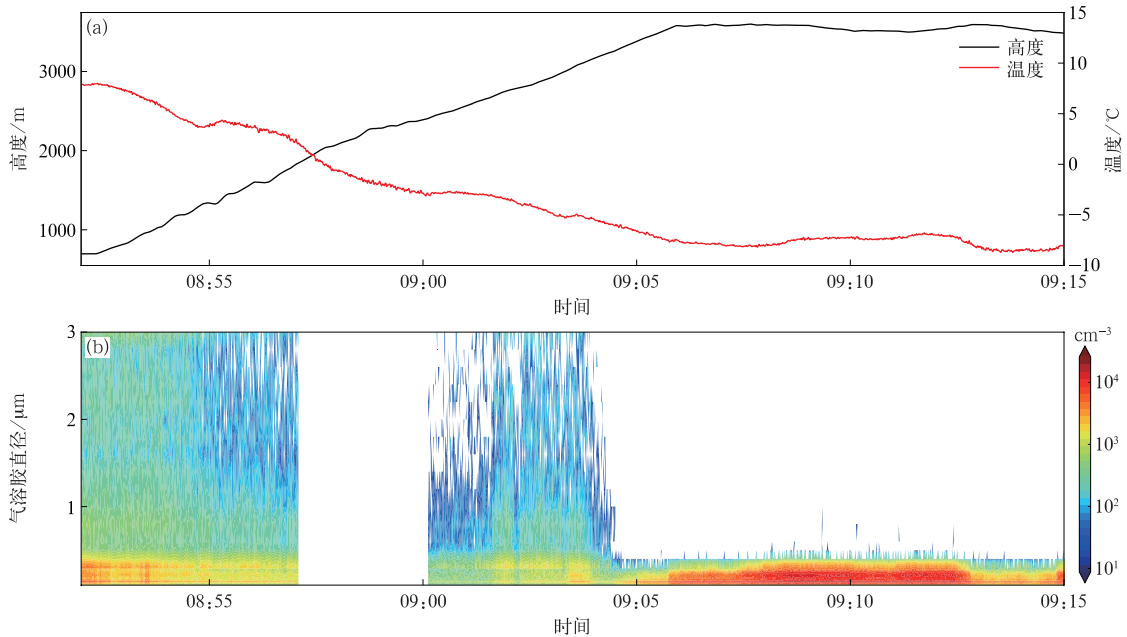


图 2 2009 年 4 月 24 日飞机爬升期间的高度、温度(a)和云外气溶胶粒子谱(填色表示气溶胶数浓度)
(云内气溶胶无法测量标以空白,下同)(b)时序图

Fig. 2 Time series of altitude,temperature(a) and aerosol particle spectrum outside the cloud
(the shaded denotes aerosol number concentration)(the blank denotes the aerosol in the cloud cannot be
measured,similarly hereinafter)(b) during climbing stage on 24 Apr 2009

背景下飞机垂直探测的云认为是沙尘云。随后,探测飞机在张家口上空 3600 m 高度附近盘旋等待,直到机场塔台通知沙尘暴移出后的 09:30 在张家口上空从 3600 m 高度缓慢盘旋下降进行垂直探测(图 3a),11:15 垂直探测结束。在盘旋下降垂直探测期间穿越蒙古气旋云系后部积云性层积云(云顶温度约为 $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$),云上及云下至地面能见度显著增加,10:10 FY-3A 气象卫星监测图像(图 1b)和

11:00 地面天气形势图(图略)均显示此时沙尘暴已经移出张家口,整个云层上下均无沙尘(图 3b),此时无沙尘影响环境背景下飞机垂直探测的云认为是清洁云。

此次影响华北地区沙尘暴的主要天气系统是蒙古气旋和冷锋云系,沙源来自腾格里、乌兰布和、库布齐和毛乌素等中蒙交界的沙漠地区,通过西北路径中短距离输送影响华北地区^[29]。此次飞机垂直

探测获得 3600 m 高度以下沙尘云和清洁云的气溶胶及云微物理属性等宝贵的对比观测数据。本文对比的沙尘云和清洁云云顶温度均不低于 -10°C , 但

云顶温度相差不大, 均属于高温段积云性层积冷云, 具有一定可比性。

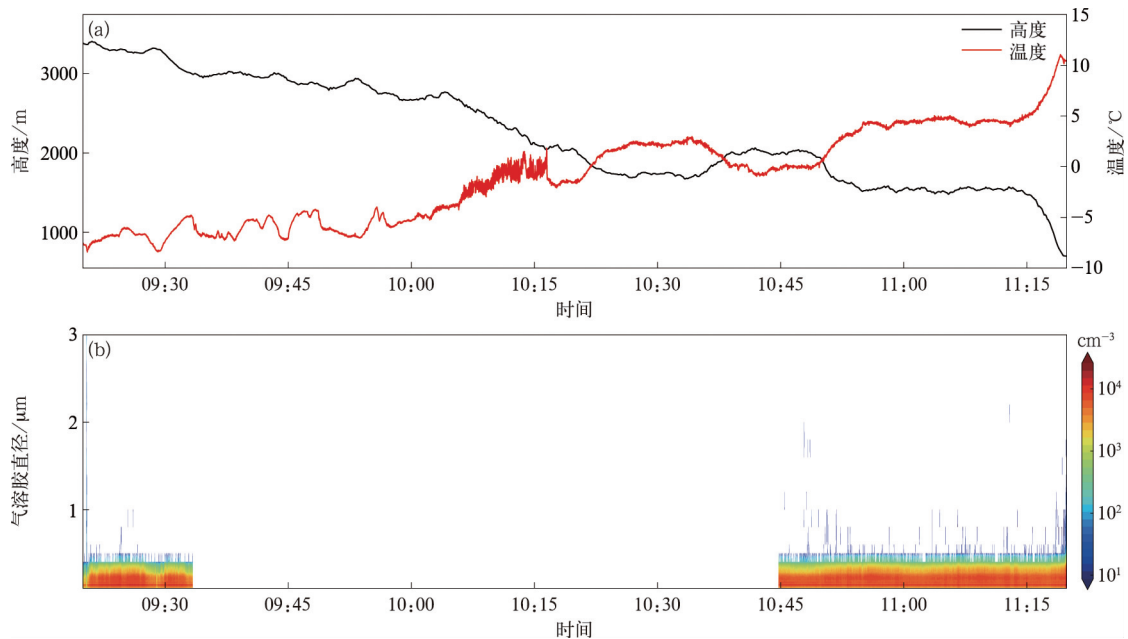


图3 2009年4月24日飞机下降期间的高度、温度(a)和云外气溶胶粒子谱(填色表示气溶胶数浓度)(b)时序图
Fig. 3 Time series of altitude, temperature(a) and aerosol particle spectrum outside the cloud (the shaded denotes aerosol number concentration)(b) during declining stage on 24 Apr 2009

2 观测结果

2.1 气溶胶特征

沙尘暴影响期间, 即蒙古气旋锋面云系前部观测显示, 近地面气溶胶数浓度最大约为 1800 cm^{-3} , 且随高度递减, 在沙尘云云底 1800 m 高度减少约为 900 cm^{-3} , 而在高空即云顶以上 2400~3200 m 高度, 气溶胶数浓度在 3100 m 高度出现峰值(约为 1000 cm^{-3}), 随后迅速减少, 在 3200 m 高度仅约为 400 cm^{-3} 。整体而言, 沙尘暴影响期间气溶胶粒子数浓度随高度递减(图 4a), 且量级均小于 2000 cm^{-3} , 但气溶胶粒子有效直径明显偏大, 从近地面到 1200 m 高度气溶胶粒子有效直径维持在 $1.9\text{ }\mu\text{m}$ 左右, 1200 m 高度以上到云底缓慢递减但仅减小为 $1.6\text{ }\mu\text{m}$ 。在云顶上空 2400~3200 m 高度对应气溶胶粒子有效直径从 $1.5\text{ }\mu\text{m}$ 增至 $1.7\text{ }\mu\text{m}$ (图 4b)。由气溶胶粒子谱垂直分布(图 4b)可知, 3200 m 高度以下气溶胶粒子谱谱宽明显拓宽, 基本谱宽均超过 $2\text{ }\mu\text{m}$, 数值模拟也显示此次沙尘暴影响期间沙尘粒子最大垂直输送的高度在 550 hPa 以下, 对起沙量贡献最大

的是粒径为 $(2\text{ }\mu\text{m}, 11\text{ }\mu\text{m})$ 的沙尘粒子^[29], 说明沙尘暴期间大气中沙尘粒子已显著增多并被输送至高空, 这与游来光等^[15]在阿拉善沙漠及附近地区沙尘暴天气下气溶胶粒子的飞机观测结果相似。马新成等^[18]的沙尘气溶胶飞机观测显示, 无论扬沙、浮尘还是沙尘暴天气下, 沙尘气溶胶粒子有效直径基本大于 $1\text{ }\mu\text{m}$ 。同时, 基于沙尘气溶胶观测结果的冰核参数化公式(D15)计算的背景冰核数浓度也显示沙尘区域冰核数浓度显著增加约 10 倍, 而非沙尘区 3200 m 高度以上后冰核数浓度迅速递减(图 4c), 说明沙尘暴期间云外背景有较高的冰核数浓度。综合上述分析, 进一步证明本文个例沙尘暴影响期间观测的积云性层积云为沙尘气溶胶影响的云(即沙尘云)。而在 3200 m 高度以上气溶胶粒子有效直径迅速递减为 $0.2\text{ }\mu\text{m}$, 谱宽也迅速变窄, 说明已经没有沙尘粒子。因此, 气溶胶粒子垂直分布显示沙尘粒子已输送至 3200 m 的高空, 粒子后向轨迹(图略)显示这些高空和云中沙尘粒子来源与卫星观测(图 1)基本一致, 说明沙尘云中可能含有较多沙尘粒子。

沙尘暴过后, 即蒙古气旋锋面云系后部观测显

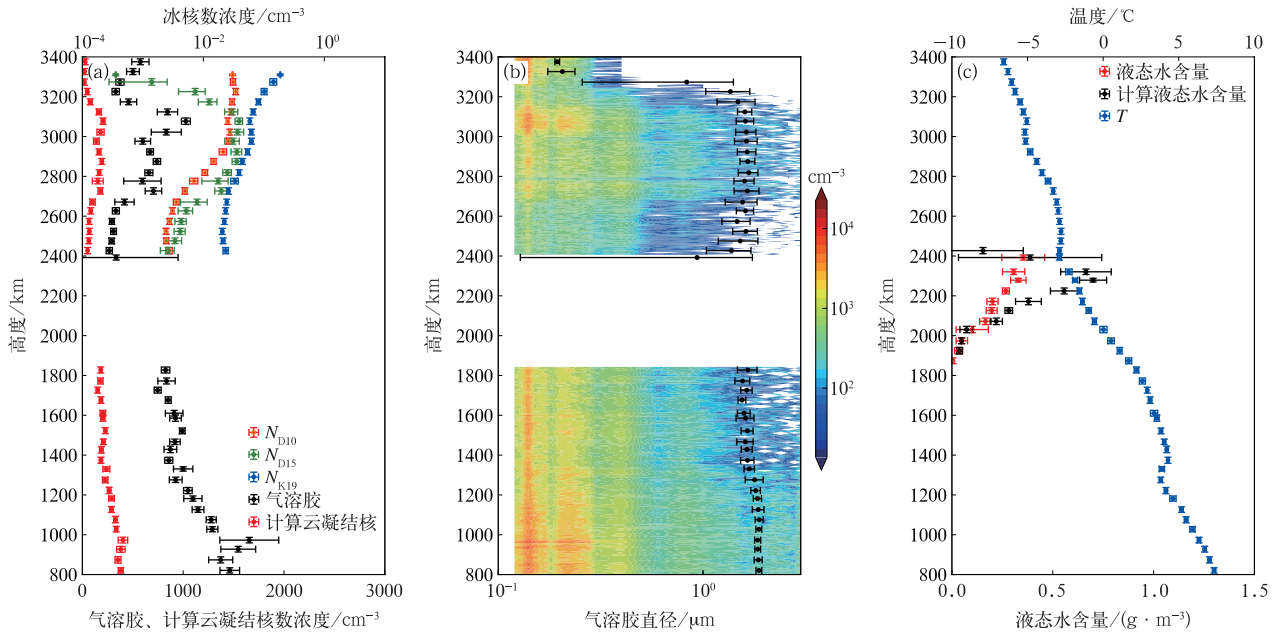


图 4 沙尘背景下气溶胶数浓度和计算云凝结核及冰核数浓度(a)、气溶胶粒子谱(填色表示气溶胶数浓度)和有效直径(黑色圆点)(b)、温度和云中液态水含量(c)垂直分布

Fig. 4 Vertical distribution of aerosol number concentration and calculated cloud condensation nucleus and ice nucleus concentration(a), aerosol spectrum(the shaded denotes aerosol number concentration) and effective diameter(the black dot)(b), temperature and liquid water content(c) under dust background

示,云下气溶胶数浓度近地层约为 2600 cm⁻³,云上下气溶胶数浓度约为 2500 cm⁻³,气溶胶数浓度

随高度变化不大(图 5a),这与沙尘暴影响期间气溶胶数浓度随高度递减分布不同,而且气溶胶数浓度

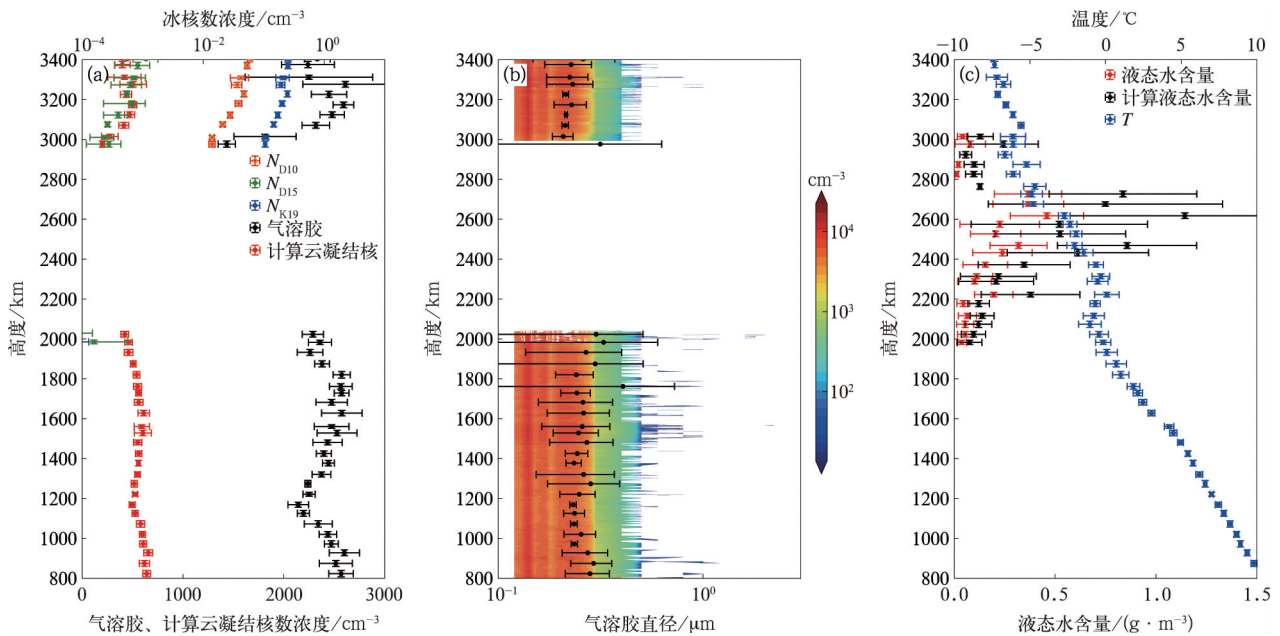


图 5 清洁背景下气溶胶数浓度和计算云凝结核及冰核数浓度(a)、气溶胶粒子谱(填色表示气溶胶数浓度)和有效直径(黑色圆点)(b)、温度和云中液态水含量(c)垂直分布

Fig. 5 Vertical distribution of aerosol number concentration and calculated cloud condensation nucleus and ice nucleus number concentration(a), aerosol spectrum(the shaded denotes aerosol number concentration) and effective diameter(the black dot)(b), temperature and liquid water content(c) under cleaning background

也比沙尘暴期间显著增加至少 2 倍以上,但气溶胶粒子的有效直径在云层上下显著减小,约为 $0.25 \mu\text{m}$,且谱宽明显变窄,基本不超 $0.5 \mu\text{m}$ (图 5b),与清洁背景下气溶胶观测^[31-32]结果一致,结合卫星遥感监测结果(图 1b),说明云层上下已无沙尘粒子。进一步证明本文个例沙尘暴过后所观测的蒙古气旋锋面云系后部的云为无沙尘气溶胶背景下的云(即清洁云)。

计算的云凝结核数浓度显示沙尘云云外凝结核浓度低于清洁云(图 4a 和图 5a),这可能与气溶胶的化学组分有关,非沙尘区气溶胶粒子吸湿性和可溶性更高^[15]。

本文个例未对冰核和气溶胶粒子成分进行观测,但 PCASP 所获得的气溶胶粒径结果与气溶胶成冰核效率有关。许多研究表明,成冰核效率对气溶胶粒径大小高度敏感^[33]。来自世界各地沙漠的沙尘粒子已被证明是有效的冰核来源。而沙尘云外的沙尘粒子较清洁云外更多,同时沙尘云外较清洁云外存在的冰核数浓度(图 4a 和图 5a)更高,因此本文沙尘云的冰核较清洁云更多。

2.2 云微物理特性

结合云区判识标准和人工观测,蒙古气旋锋面云系前部受沙尘暴影响的云区(沙尘云)云底高度约为 1800 m ,云底温度接近 $0 \text{ }^\circ\text{C}$,云顶高度为 2400 m ,云顶温度约为 $-3 \text{ }^\circ\text{C}$,云厚为 600 m 。蒙古气旋锋面云系后部清洁背景下的云区云底高度约为 1900 m ,对应温度约为 $-2 \text{ }^\circ\text{C}$,云顶高度约为 3000 m ,云顶温度约为 $-6 \text{ }^\circ\text{C}$,云厚约为 1000 m 。两次垂直探测的云均属于积云性层积云,但云顶温度均高于 $-10 \text{ }^\circ\text{C}$,地面观测显示两次垂直探测期间地面均无降水发生,但降水粒子图像显示清洁云下有明显降水发生,沙尘云下基本无降水。

2.2.1 爬升垂直探测阶段

飞机爬升垂直探测阶段正处于沙尘暴影响期间,由受沙尘暴影响的沙尘云垂直观测(图 6)可知,云层较薄,为单层云,平均液态水含量在云顶附近最大约为 $0.8 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ (图 4c),云滴和冰晶粒子平均数浓度也随高度增加,在云顶附近最大,分别约为 300 cm^{-3} 和 110 L^{-1} ,整层云滴数浓度均低于 300 cm^{-3} (图 6a),无论是云滴数浓度还是液态水含量均较清洁云

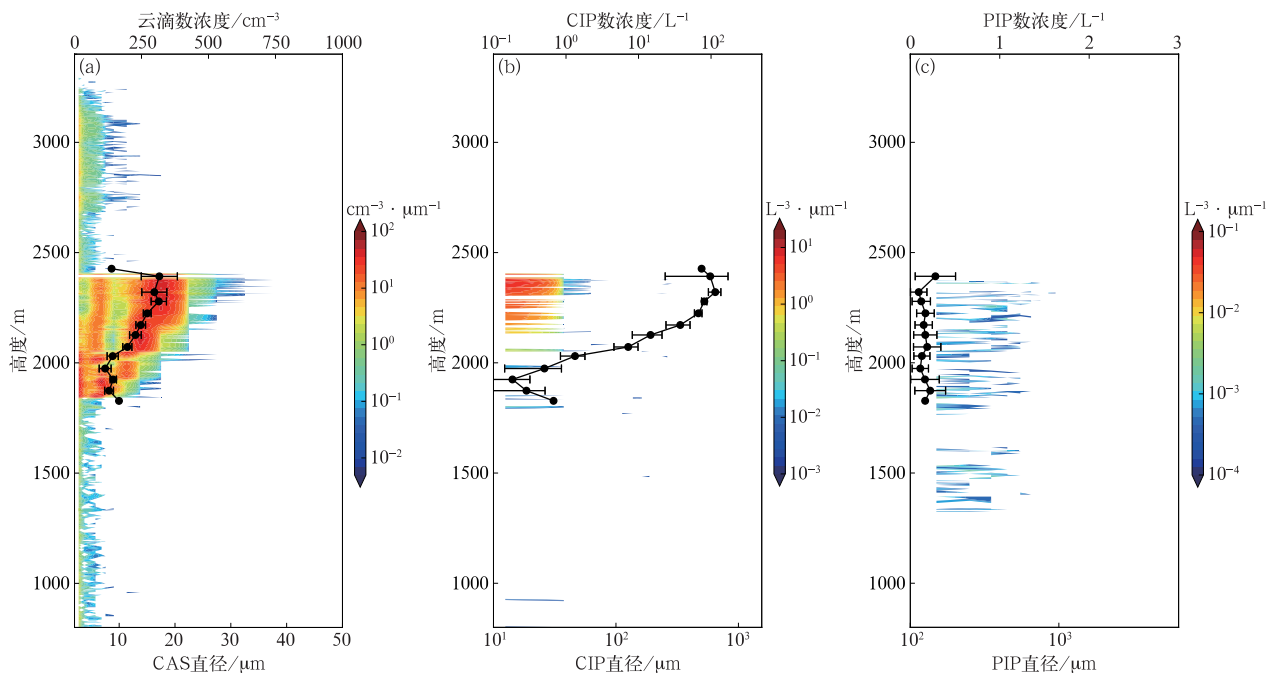


图 6 沙尘背景下云滴数浓度(黑色圆点)和谱分布(填色表示数浓度)(a)、冰晶数浓度(黑色圆点)和谱分布(填色表示数浓度)(b)、降水粒子数浓度(黑色圆点)和谱分布(填色表示数浓度)(c)等微物理特征垂直分布(黑线表示平均数浓度,下同)

Fig. 6 Vertical distribution of cloud droplet number concentration(the black dot) and spectral distribution(the shaded denotes number concentration)(a), ice crystal number concentration(the black dot) and spectral distribution(the shaded denotes number concentration)(b), precipitation particle number concentration(the black dot) and spectral distribution(the shaded denotes number concentration)(c) under dust background (the black line denotes number concentration, similarly hereinafter)

明显偏少。但在沙尘云云顶温度较清洁云明显偏高的情况下,冰晶粒子数浓度却异常偏多,最大值约为 110 L^{-1} (图 6b),粒子图像显示由大量小冰晶构成(图 7a)。由于沙尘云云顶温度高于 $-3 \text{ }^{\circ}\text{C}$,温度范围不符合 Hallett-Mossop 冰晶繁生判据^[34],且云滴谱垂直分布显示谱宽小于 $25 \text{ }\mu\text{m}$ (图 6a),因此不应是冰晶繁生过程所致。DeMott 等^[24]研究认为云内冰晶粒子的形成并不完全依赖于云的温度,还与冰核数量有关,因此沙尘云中冰晶浓度偏多的原因可

能是沙尘气溶胶影响的结果。此外,云中降水粒子非常少,降水粒子数浓度较清洁云偏少(图 6c),对应云中粒子图像显示,除了云底附近出现少量霰粒外,云主要由大量小冰晶构成(图 7b 和图 7c),谱宽明显变窄,沙尘云下基本无降水粒子形成,这与清洁云区显著不同,说明沙尘粒子可能改变云微物理属性进而影响云中形成的降水粒子,最终可能抑制降水发生。

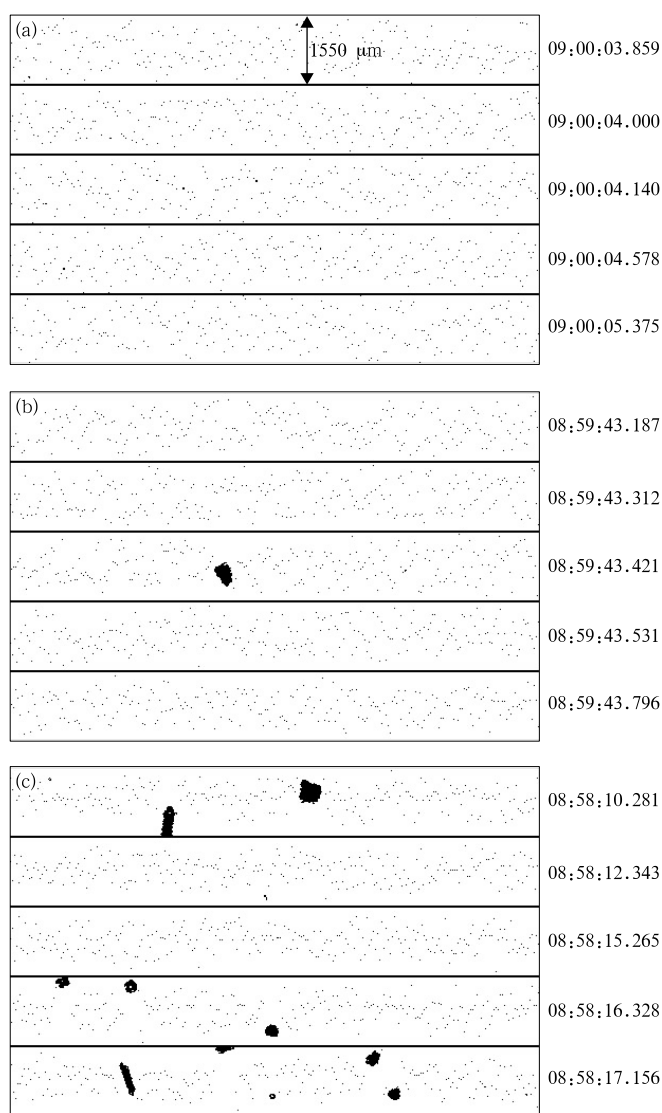


图 7 沙尘背景下云顶(a)、云中(b)和云底(c)CIP 探头粒子图像示例
(每条宽度 $1550 \text{ }\mu\text{m}$, 每条旁边对应为采样时间即时:分:秒,下同)

Fig. 7 Example CIP images on cloud top(a), cloud middle(b), and cloud bottom(c) under dust background (the width of each horizontal strip is $1550 \text{ }\mu\text{m}$, the sampling time of each horizontal strip is hour:minute:second, similarly hereinafter)

2.2.2 下降垂直探测阶段

飞机下降垂直阶段探测的云区表现为 3 层结构

(图 8a),最大降水粒子平均数浓度 (2 L^{-1}) 出现在云的中下部。云滴平均数浓度随高度略有增加,在

下层云中上部最大约为 750 cm^{-3} , 整层云滴平均数浓度大于 300 cm^{-3} , 约为 500 cm^{-3} (图 8a)。对应云滴数浓度峰值区的液态水含量也达到最大, 为 $1.2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ (图 5c), 较沙尘云偏大近 1 倍, 且观测显示出现积冰, 说明云中液态水非常丰富, 能够起供水云的作用, 云中冰晶粒子相对缺乏, 但该区域冰晶粒子浓度出现峰值区最大约为 100 L^{-1} (图 8b), 基本和沙尘云冰晶粒子浓度最大值一致。虽然该区域满足 Hallett-Mossop 冰晶繁生过程温度和过冷云滴直径的条件, 但冰晶粒子图像并未观测到大量针状或柱状冰晶(图 9b), 说明云中上部冰晶浓度的峰值区并非由 Hallett-Mossop 冰晶繁生机制产生。该区域粒子图像显示与爬升垂直探测阶段沙尘云中粒子图像一致(图 7), 即也出现大量小冰晶粒子(图 9a, 并不存在破碎现象), 大量小冰晶粒子从云顶一

直持续到云中上部 2300 m 高度。可能原因是沙尘暴过后, 飞机约盘旋等待 10 min 后开始下降, 此时即便云顶上和云底以下已无沙尘粒子(图 5), 但飞机在下降时先观测到云的中上部, 此时云中上部可能还处于沙尘云区, 由于飞机缓慢下降, 期间曾一度在云中(2700 m 高度和 2300 m 高度)盘旋等待(图 3), 导致对云的中下部探测偏晚约 15 min 以上, 而卫星遥感监测显示对云的中下部探测期间才完全处于非沙尘区, 即清洁云区(图 1b)。据此, 将下降垂直探测阶段观测到的云进一步细分为沙尘云区(云中上部, 图 9a、图 9b)和清洁云区(云中下部, 图 9c、图 9d), 两者对比显示, 沙尘云区冰晶粒子数浓度显著增加且是清洁云区的 10 倍以上, 而降水粒子数浓度偏少。

清洁云区的中下部温度基本满足 Hallett-Mossop

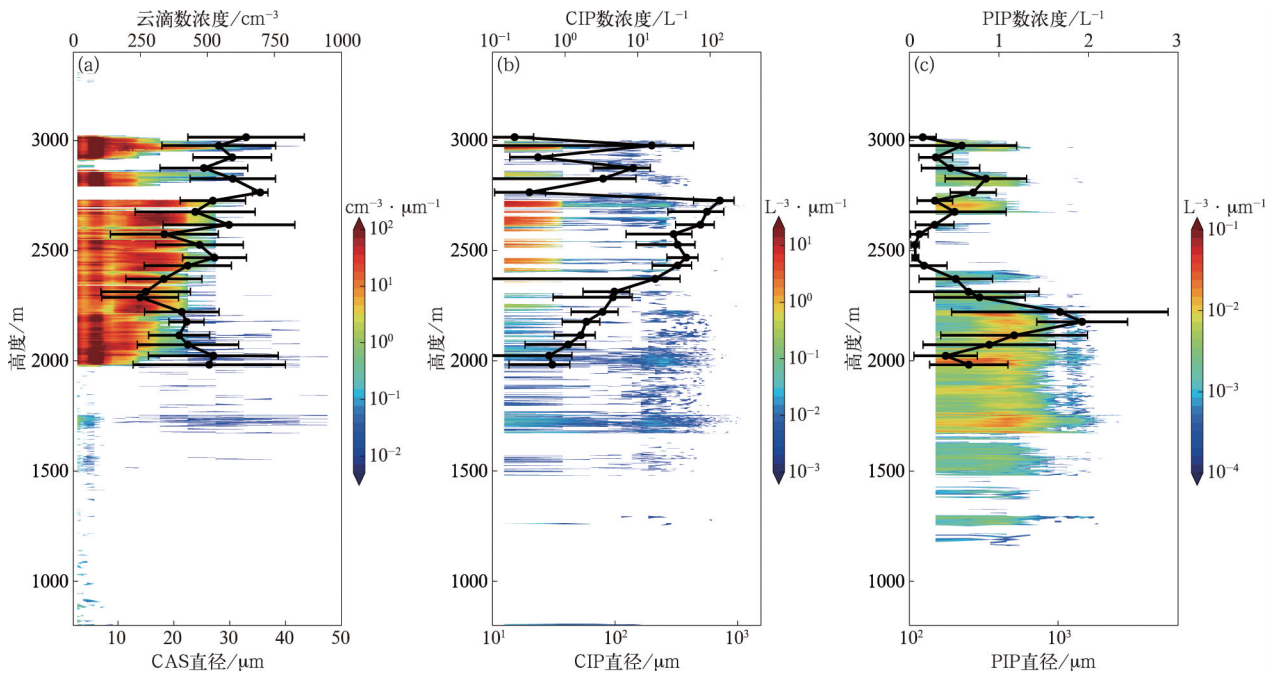


图 8 下降垂直探测阶段云滴数浓度(黑色圆点)和谱分布(填色表示数浓度)(a)、冰晶数浓度(黑色圆点)和谱分布(填色表示数浓度)(b)、降水粒子数浓度(黑色圆点)和谱分布(填色表示数浓度)(c)等微物理特征垂直分布

Fig. 8 Vertical distribution of cloud droplet number concentration(the black dot) and spectral distribution (the shaded denotes number concentration)(a), ice crystal number concentration(the black dot) and spectral distribution (the shaded denotes number concentration)(b), precipitation particle number concentration(the black dot) and spectral distribution(the shaded denotes number concentration)(c) during declining stage

条件, 同时该区域云滴平均数浓度为 500 cm^{-3} , 云滴粒子谱分布显示该区域云滴谱宽为 $30 \mu\text{m}$ (图 8a), 说明存在直径大于 $24 \mu\text{m}$ 的过冷云滴, 当过冷云滴与冰晶碰撞并冻结时容易破碎, 产生大量冰晶粒子^[35], 云中冰晶粒子图像显示, 除了霰粒外, 还出现

大量柱状或淋附柱状冰晶(图 9d), 即可能存在 Hallett-Mossop 冰晶繁生过程, 导致冰晶粒子数浓度最大约为 10 L^{-1} , 而相同温度下沙尘云中冰晶粒子最大数浓度可达 110 L^{-1} , 表明沙尘粒子对云中冰晶粒子数浓度的影响相对更大。

此外,3 层云的垂直结构分析显示:中上层云中存在的大量冰雪晶粒子在降落到下层液态水峰值区(即供水云区),易触发水冰转化过程,即贝吉隆过程,起播撒作用,这种播撒-供给机制有利于淞附过

程形成霰粒,粒子图像也显示云中下部冰雪晶和降水粒子主要为霰粒(图 9c),且云底以下 800 m 高度出现降水粒子(图 10),比沙尘云下落高度更低。

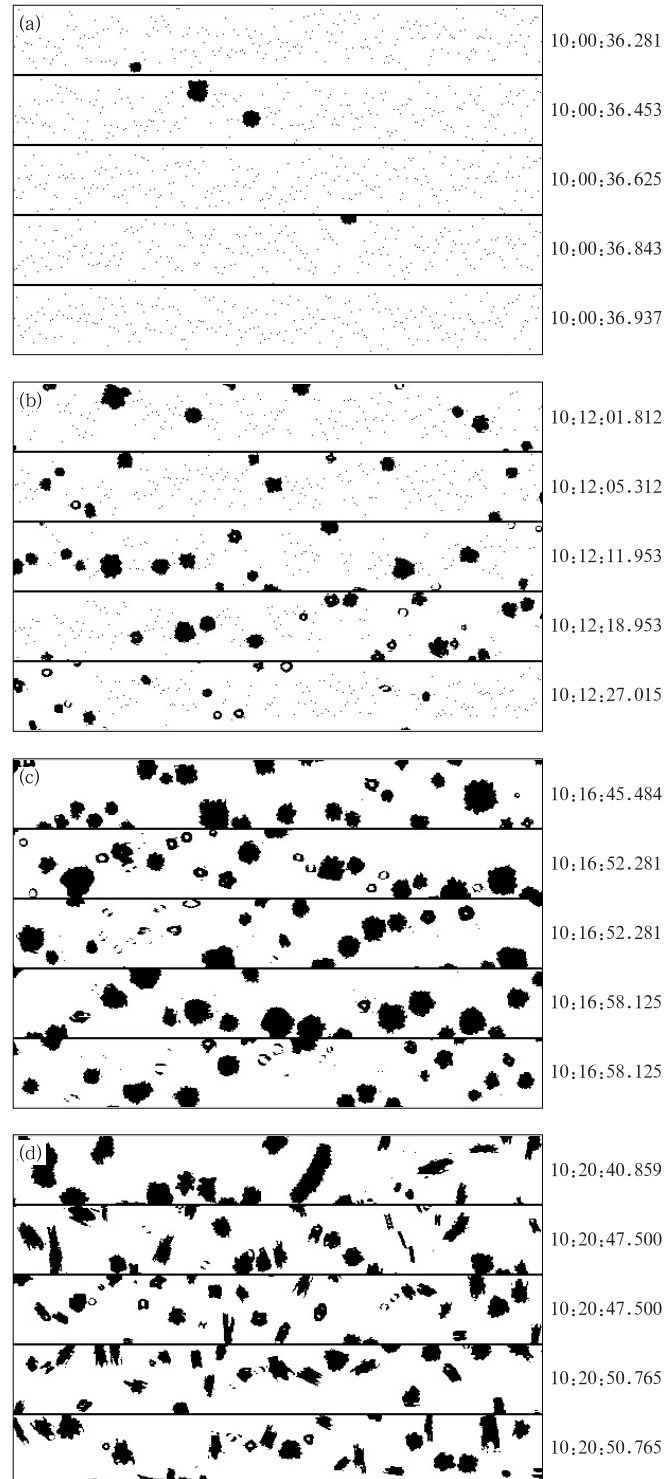


图 9 下降垂直探测阶段云顶(a)、云中上部(b)、云中部(c)和云底(d)CIP 探头粒子图像示例
Fig. 9 Example CIP images on cloud top(a), middle and upper cloud(b), cloud middle(c), and cloud bottom(d) during declining stage

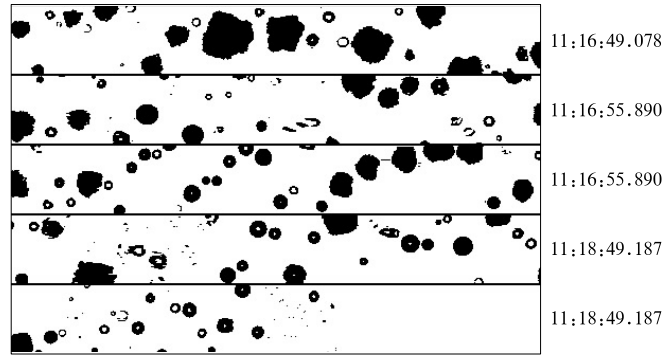


图 10 下降垂直探测阶段云下 CIP 探头粒子图像示例

Fig. 10 Example CIP images under cloud during declining stage

3 结论和讨论

利用 2009 年 4 月 24 日强沙尘暴天气下开展的气溶胶和云的飞机观测结果,对比分析沙尘暴影响期间和沙尘暴移出后锋面云系垂直宏微观物理结构特征,探讨沙尘气溶胶对云的可能影响,得到以下主要结论:

1) 在蒙古气旋和冷锋造成的强沙尘暴天气影响下,沙尘气溶胶可以被垂直输送至云顶以上 3200 m 高度,粒子谱宽超过 $2 \mu\text{m}$ 。沙尘背景区域冰核数浓度显著增加,达到清洁背景区域的 10 倍,说明从亚洲中蒙地区输送的沙尘气溶胶是华北区域重要的冰核来源。

2) 利用飞机直接测量和卫星遥感监测及后向轨迹分析确定的沙尘气溶胶与通常被认为是冰核的气溶胶数浓度的增强高度相关。清洁云中云滴尺度分布范围更广,降水粒子数浓度比沙尘云偏高 10 倍以上,并已产生降水。相同温度下,沙尘云中冰晶数浓度比清洁云偏多 10 倍,说明冰晶粒子数浓度直接受冰核浓度的控制,是沙尘气溶胶对云的影响的结果。

3) 本文个例研究提供沙尘暴影响下沙尘云和沙尘暴移出后清洁云的宏微观物理结构的飞机观测证据,表明沙尘粒子作为冰核的重要来源,在改变云顶温度较高的混合相冷云微物理过程中具有重要作用,其通过影响云中冰晶数浓度,形成大量小冰晶粒子,液态水含量减少,淞附过程受到抑制,使形成降水粒子数浓度显著减小,最终抑制降水的产生。

本文基于一次强沙尘暴影响下气溶胶和云的飞机观测进行分析,上述结果为初步认识。本文假设

云顶和云底被沙尘粒子包围的云,即沙尘云,在云形成过程中含有更多冰核,实际观测也显示沙尘云云顶温度尽管较高,但冰晶数浓度却异常增多。由于未能进行同步冰核观测,无法确定沙尘云和清洁云的云中冰核数浓度的差异。基于沙尘气溶胶观测结果的冰核参数化公式计算显示沙尘云外背景里存在更多冰核,蒙古气旋沙尘暴具有强烈的上升运动,观测和数值模拟也显示沙尘粒子已出现在沙尘云以上的 3200 m 高度,沙尘粒子在抬升过程中会参与云的形成并影响云中微物理结构。

致谢:感谢北京市应急管理事务中心金华高级工程师参与飞行观测并进行宏观记录,感谢运十二飞机机组人员完成此次异常艰难的飞行观测任务,感谢北京市人工影响天气中心杜远谋工程师以及中国科学院大气物理研究所张晓庆高级工程师对飞机探测数据处理的建议。

参考文献

- [1] 孙钦宏,马洪波,齐彦斌,等. 2021 年夏季长白山麓雨滴谱分布特征. 应用气象学报, 2023, 34(3): 336-347.
Sun Q H, Ma H B, Qi Y B, et al. Distribution characteristics of raindrop spectrum at Changbai Mountain foothills in summer of 2021. *J Appl Meteor Sci*, 2023, 34(3): 336-347.
- [2] 王羽飞,齐彦斌,李倩,等. 一次长白山夏季雾的宏微观特征. 应用气象学报, 2022, 33(4): 442-453.
Wang Y F, Qi Y H, Li Q, et al. Macro and micro characteristics of a fog process in Changbai Mountain in summer. *J Appl Meteor Sci*, 2022, 33(4): 442-453.
- [3] 王泽林,周旭,吴俊辉,等. 一次飞机严重积冰的天气条件和云微物理特征. 应用气象学报, 2022, 33(5): 555-567.
Wang Z L, Zhou X, Wu J H, et al. Weather conditions and cloud microphysical characteristics of an aircraft severe icing process. *J Appl Meteor Sci*, 2022, 33(5): 555-567.
- [4] 刘春文,郭学良,段玮,等. 云南省积层混合云微物理特征飞机观测. 应用气象学报, 2022, 33(2): 142-154.
Liu C W, Guo X L, Duan W, et al. Observation and analysis of

- microphysical characteristics of stratiform clouds with embedded convections in Yunnan. *J Appl Meteor Sci*, 2022, 33(2): 142-154.
- [5] 李睿劼, 黄梦宇, 丁德平, 等. 基于 70 m³ 膨胀云室的暖云滴谱试验研究. *应用气象学报*, 2023, 34(5): 540-551.
Li R J, Huang M Y, Ding D P, et al. Warm cloud size distribution experiment based on 70 m³ expansion cloud chamber. *J Appl Meteor Sci*, 2023, 34(5): 540-551.
- [6] 方宗义, 王炜. 2002 年我国沙尘暴的若干特征分析. *应用气象学报*, 2003, 14(5): 513-521.
Fang Z Y, Wang W. Characteristic analysis of China dust storm in 2002. *J Appl Meteor Sci*, 2003, 14(5): 513-521.
- [7] Sassen K, DeMott P J, Prospero J M, et al. Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE results. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(12). DOI: 10.1029/2003GL017371.
- [8] 钱正安, 蔡英, 刘景涛, 等. 中蒙地区沙尘暴研究的若干进展. *地球物理学报*, 2006, 49(1): 83-92.
Qian Z A, Cai Y, Liu J T, et al. Some advances in dust storm research over China-Mongolia areas. *Chinese J Geophys*, 2006, 49(1): 83-92.
- [9] 王炜, 方宗义. 沙尘暴天气及其研究进展综述. *应用气象学报*, 2004, 15(3): 366-381.
Wang W, Fang Z Y. Review of duststorm weather and research progress. *J Appl Meteor Sci*, 2004, 15(3): 366-381.
- [10] Connolly P J, Möhler O, Field P R, et al. Studies of heterogeneous freezing by three different desert dust samples. *Atmos Chem Phys*, 2009, 9(8): 2805-2824.
- [11] Jiang H, Yin Y, Yang L, et al. The characteristics of atmospheric ice nuclei measured at different altitudes in the Huangshan Mountains in Southeast China. *Adv Atmos Sci*, 2014, 31(2): 396-406.
- [12] Fan J W, Wang Y, Rosenfeld D, et al. Review of aerosol-cloud interactions: Mechanisms, significance, and challenges. *J Atmos Sci*, 2016, 73(11): 4221-4252.
- [13] Fan J, Leung L R, DeMott P J, et al. Aerosol impacts on California winter clouds and precipitation during CalWater 2011: Local pollution versus long-range transported dust. *Atmos Chem Phys*, 2014, 14(1): 81-101.
- [14] Creamean J M, Suski K J, Rosenfeld D, et al. Dust and biological aerosols from the Sahara and Asia influence precipitation in the western US. *Science*, 2013, 339(6127): 1572-1578.
- [15] 游来光, 马培民, 陈君寒, 等. 沙尘天气下大气中沙尘粒子空间分布特点及其微结构. *应用气象学报*, 1991, 2(1): 13-21.
You L G, Ma P M, Chen J H, et al. A case study of the aerosol characteristics in the lower troposphere during a dust storm event. *J Appl Meteor*, 1991, 2(1): 13-21.
- [16] 牛生杰, 孙照渤. 春末中国西北沙漠地区沙尘气溶胶物理特性的飞机观测. *高原气象*, 2005, 24(4): 604-610.
Niu S J, Sun Z B. Aircraft measurements of sand aerosol over Northwest China desert area in late spring. *Plateau Meteor*, 2005, 24(4): 604-610.
- [17] 牛生杰, 章澄昌, 孙继明. 贺兰山地区沙尘气溶胶粒子谱分布的观测研究. *大气科学*, 2001, 25(2): 243-252.
Niu S J, Zhang C C, Sun J M. Observational researches on the size distribution of sand aerosol particles in the Helan Mountain Area. *Chinese J Atmos Sci*, 2001, 25(2): 243-252.
- [18] 马新成, 毕凯, 田海军, 等. 北京地区沙尘天气气溶胶飞机观测特征. *气象科技*, 2016, 44(1): 95-103.
Ma X C, Bi K, Tian H J, et al. Aircraft measurements of aerosol characteristics during dust events in Beijing. *Meteor Sci Technol*, 2016, 44(1): 95-103.
- [19] 董晓波, 麦榕, 王红磊, 等. 石家庄一次沙尘大气污染物与边界层相互作用. *中国环境科学*, 2021, 41(3): 1024-1033.
Dong X B, Mai R, Wang H L, et al. An interaction study between atmospheric pollutants and boundary layer during a dust storm weather in Shijiazhuang. *China Environ Sci*, 2021, 41(3): 1024-1033.
- [20] 马新成, 黄梦宇, 于潇洵, 等. 一次副热带高压后部层状云降水中山区层状云宏微物理结构探测分析. *气候与环境研究*, 2012, 17(6): 711-718.
Ma X C, Huang M Y, Yu X W, et al. An observational study of macro/microphysical structures of stratiform cloud in a high-pressure system rear over mountain. *Clim Environ Res*, 2012, 17(6): 711-718.
- [21] 陈鹏飞, 张蕾, 权建农, 等. 北京地区 3500m 高空内污染物的时空分布特征. *中国环境科学*, 2012, 32(10): 1729-1735.
Chen P F, Zhang Q, Quan J N, et al. Temporal and spatial distribution of atmospheric pollutants by aircraft sounding in 3500m altitude of Beijing Area. *China Environ Sci*, 2012, 32(10): 1729-1735.
- [22] Korolev A. Reconstruction of the sizes of spherical particles from their shadow images. Part I: Theoretical considerations. *J Atmos Ocean Technol*, 2007, 24(3): 376-389.
- [23] Shen C Y, Zhao C S, Ma N, et al. Method to estimate water vapor supersaturation in the ambient activation process using aerosol and droplet measurement data. *J Geophys Res Atmos*, 2018, 123(18): 606-610.
- [24] DeMott P J, Prenni A J, Liu X, et al. Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2010, 107(25): 11217-11222.
- [25] DeMott P J, Prenni A J, McMeeking G R, et al. Integrating laboratory and field data to quantify the immersion freezing ice nucleation activity of mineral dust particles. *Atmos Chem Phys*, 2015, 15(1): 393-409.
- [26] 毕凯, 黄梦宇, 马新成, 等. 在线连续流量扩散云室对华北冬季大气冰核的观测分析. *大气科学*, 2020, 44(6): 1243-1257.
Bi K, Huang M Y, Ma X C, et al. Observation and analysis of atmospheric ice-nucleating particles in online continuous-flow diffusion chamber in winter in North China. *Chinese J Atmos Sci*, 2020, 44(6): 1243-1257.
- [27] Lance S, Shupe M D, Feingold G, et al. Cloud condensation nuclei

- as a modulator of ice processes in Arctic mixed-phase clouds. *Atmos Chem Phys*, 2011, 11(237):8003-8015.
- [28] 胡秀清, 卢乃锰, 张鹏. 利用静止气象卫星红外通道遥感监测中国沙尘暴. *应用气象学报*, 2007, 18(3):266-275.
Hu X Q, Lu N M, Zhang P. Remote sensing and detection of dust storm in China using the thermal bands of geostationary meteorological satellite. *J Appl Meteor Sci*, 2007, 18(3):266-275.
- [29] 王丽娟, 赵琳娜, 寿绍文, 等. 2009年4月北方一次强沙尘暴过程的特征分析和数值模拟. *气象*, 2011, 37(3):309-317.
Wang L J, Zhao L N, Shou S W, et al. Observation and numerical simulation analysis of the severe sand storm over northern China in April of 2009. *Meteor Mon*, 2011, 37(3):309-317.
- [30] 田伟红. 北方气温显著偏高 云贵川渝降水偏多——2009年4月. *气象*, 2009, 35(7):119-123.
Tian W H. The temperature in the north is significantly higher Yunnan, Guizhou, Sichuan and Chongqing precipitation more—April 2009. *Meteor Mon*, 2009, 35(7):119-123.
- [31] 马新成, 吴宏议, 嵇磊, 等. 北京春季不同天气条件下气溶胶垂直分布特征. *气象*, 2011, 37(9):1126-1133.
Ma X C, Wu H Y, Ji L, et al. Vertical distributions of aerosols under different weather conditions in Beijing. *Meteor Mon*, 2011, 37(9):1126-1133.
- [32] 马新成, 田伟红, 张磊, 等. 2004年北京地区秋季大气气溶胶粒子分布特征. *气象科技*, 2011, 39(6):685-691.
Ma X C, Tian W H, Zhang L, et al. Characterizations of aerosol distribution over Beijing Region in autumn 2004. *Meteor Sci Technol*, 2011, 39(6):685-691.
- [33] Pruppacher H R, Klett J D. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Dordrecht:Springer Netherlands, 1978.
- [34] Hallett J, Mossop S C. Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, 1974, 249(5452):26-28.
- [35] Mossop S C. Secondary ice particle production during rime growth: The effect of drop size distribution and rimer velocity. *Q J R Meteor Soc*, 1985, 111(470):1113-1124.

Cloud Observation by Aircraft During Dust Storms

Ma Xincheng¹⁾²⁾³⁾ Bi Kai¹⁾²⁾³⁾ Wang Fei¹⁾²⁾³⁾ Gao Yang⁴⁾ Huang Mengyu¹⁾²⁾³⁾

¹⁾ (*Beijing Weather Modification Center, Beijing 100089*)

²⁾ (*Beijing Key Laboratory of Cloud Precipitation and Atmospheric Water Resources, Beijing 100089*)

³⁾ (*Field Experiment Base of Cloud and Precipitation Research in North China, CMA, Beijing 101200*)

⁴⁾ (*National Satellite Meteorological Center/National Center for Space Weather, Beijing 100081*)

Abstract

Aerosols influence cloud microphysical properties by acting as cloud condensation nuclei and ice nuclei. Aerosols have the potential to modify the location and intensity of precipitation by changing cloud properties. However, identifying precipitation changes induced by aerosols remains a significant challenge for current research. Dust aerosol carried by dust storms is an important source of ice nuclei. China and Mongolia are the primary desert regions in Asia and the world. The Mongolian cyclone in northern China is one of the significant weather systems that cause sandstorms in both countries. Studying the impact of dust aerosols on clouds under the weather conditions of Mongolian cyclones and sandstorms is of great significance. Due to challenges of aerial observations during dust storms, the impact of dust aerosols on clouds is minimal during Mongolian cyclone dust storms. In order to investigate the impact of dust aerosols on clouds, a study is conducted based on the comprehensive observation experiment of clouds in Beijing Area carried out by Beijing Weather Modification Center. An extremely rare case of strong sandstorm weather caused by a Mongolian cyclone and cold front is observed on 24 April 2009. The vertical macro and micro physical structure characteristics of dust cloud and clean cloud are compared and analyzed, and the potential influence of dust aerosols on clouds is discussed. Results show that dust aerosol transfers from China-Mongolia areas is an important source of ice nuclei in North China. It can be transferred vertically to a height of 3200 meters above the cloud top. The concentration of ice nuclei in the dust background area is significantly increased by 10 times compared to that in the clean background area. This increase further affects the microphysical structure of cumulus and stratocumulus clouds with high cloud top temperatures ($-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ to $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$) by altering the process of ice crystal formation. At the same temperature, the average concentration of ice crystals in the dust cloud increases significantly by nearly 10 times compared to that in the clean cloud. The liquid water content is reduced, leading to the formation of a large number of small ice crystal particles in the cloud. It inhibits the rime process and results in a significant reduction in the average concentration of precipitation particles compared to that in the clean cloud. Additionally, the spectral width of cloud droplets, ice and snow crystals, and precipitation particles is significantly narrower than that in the clean cloud. It will eventually weaken the precipitation, which will have a significant impact on the weather and climate in North China. It is helpful to enhance our understanding of the indirect effects of aerosols.

Key words: dust aerosol; aircraft observation; stratocumulus cloud; sandstorm; Mongolian cyclone