偏振云粒子谱仪(CAS-DPOL)的数据处理和应用

黄敏松[①②③④*],李秋柏[④⑤]

① 中国气象局航空气象重点开放实验室,北京 100081;
② 中国气象局云降水物理与人工影响天气重点开放实验室,北京 100081;
③ 南京气象科技创新研究院 中国气象局交通气象重点开放实验室,江苏 南京 210041;
④ 中国科学院 大气物理研究所 大气环境与极端气象全国重点实验室,北京 100029;
⑤ 云南大学 地球科学学院,云南 昆明 650091
*联系人,E-mail:mission@ mail.iap.ac.cn

2024-10-07 收稿,2025-01-15 接受
中国科学院战略性先导科技专项(XDB0760100);中国气象局航空气象重点开放实验室开放研究课题(HKQXM-2024007);中国气象局云降水物理与人工影响天气重点开放实验室创新基金项目(2023CPML-B06);南京气象科技创新研究院北极阁开放研究基金项目(BJG202302);中国气象局流域强降水重点开放实验室项目(2023BHR-Y22);中国科学院技术支撑人才项目(E3661416)

摘要 对小云粒子(粒径<50 μm)的相态进行检测是云物理飞机测量领域的一个难点,而利用云粒子的偏振信息对云粒子相态进行鉴别是目前云物理研究领域比较认可的一种方法。本文针对偏振云粒子谱仪(cloud aerosol spectrometer with depolarization,CAS-DPOL)所测云粒子偏振参量的应用需求展开研究,通过对现有方法的比较分析,整合出一套适合于该仪器的方法和阈值。基于所整合出的方法和阈值以及该仪器在2021年5月23日东北冷涡天气的一次航测结果,探讨了该仪器在人工影响天气和飞机自然结冰探测领域的应用,此次航测发现温度在-1~-8 ℃的云内过冷云滴数对总云粒子数占比的平均值可达到80.18%,云相以混合相为主,间有纯过冷水云相存在;此次航测以云粒子谱仪所测数浓度大于5 cm^{-3}作为过冷滴存在的下限判定指标是比较可信的;此外,飞机在此次航测中的自然结冰强度为微量结冰,没有探测到符合《运输类飞机适航标准》附录C曲线要求的结冰气象条件。

关键词
偏振云粒子谱仪;
东北冷涡;
飞机测量;
飞机积冰;
人工影响天气

作为一种非常重要的云型,混合相态云(mixed phase clouds,MPCs)普遍地存在于地球大气中,在降水形成、地气系统辐射能量平衡中起着重要的作用(葛旭阳等,2018;黄兴友等,2019)。混合相态云是目前气候预测与天气预报中一个很大的不确定因素。最近的研究表明,全球气候模式(Global Climate Models,GCMs)低估了混合相态云中的过冷液相部分(super-cooled liquid fraction,SLF),与富含冰的云比起来,富含液水的云会反射更多的太阳光到太空中去。这一"云相反馈"在气候模式中对全球变暖起到了减缓和抑制的作用。因此全球变暖的速度有可能需要重估(Tan et al.,2016)。混合相态云中过冷液相部分(SLF)由0 ℃以下仍保持液态的云中小水滴,即过冷云滴组成。由过冷云滴所构成的过冷水含量和过冷水路径长度是民用航空领域飞机自然结冰实验和试航认证中两个必考的自然因子(Cober and Isaac,2012;李佰平等,2024)。此外,云中这一由过冷云滴所组成的过冷水部位还是人工增(消)雨(雪)作业的主要部位(胡志晋,2001;洪延超,2012)。但作为近代人工影响冷云降水物理基础的Wegener-Bergeron-Findeisen过程,其在混合相态云中的发生过程还有待于进一步的研究(Korolev,2007),而对Wegener-Bergeron-Findeisen过程的准确理解则依赖于对这一过程中过冷云滴的大小和浓度的准确探测。

引用格式:黄敏松,李秋柏,2025.偏振云粒子谱仪(CAS-DPOL)的数据处理和应用[J].大气科学学报,48(6):1004-1013.
Huang M S,Li Q B,2025.Development of data processing methods for the cloud aerosol spectrometer with depolarization (CAS-DPOL) and their application[J].Trans Atmos Sci,48(6):1004-1013.DOI:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20241007001.(in Chinese).

利用飞机携带仪器入云进行直接测量是过冷液滴测量的一种主要方式。目前国内人影探测飞机上所安装的光学测量仪器主要有基于光学阵列扫描成像原理的仪器(cloud imaging probe, CIP; precipitation imaging probe, PIP; two dimensional cloud probe, 2DC; two dimensional precipitation probe, 2DP; two dimensional stereo particle imaging probe, 2DS; high volume precipitation spectrometer, HVPS)(Knollenberg, 1970; Lawson et al., 2006; 黄敏松等, 2021; 黄敏松和雷恒池, 2022)、基于CCD(charge-coupled device)相机成像测量原理的仪器(cloud particle imager, CPI)(Lawson et al., 2001)和基于光学散射测量技术的仪器(forward scattering spectrometer probe, FSSP; cloud droplet probe, CDP; cloud aerosol spectrometer, CAS; forward cloud droplet probe, FCDP)(Baumgardner et al., 2001, 2014)。受限于光学成像测量原理的限制,基于影像的粒子相态准确识别均有一个粒径限制的要求,比如基于光阵探头的球形状粒子准确识别,一般要求其粒径最少要有5个像素点或者总的像素面积要达到20个以上(Korolev and Sussman, 2000),即对于最小分辨率为15 μm的CIP而言,其仅能对75 μm以上粒径粒子的相态进行有效识别;而基于CCD相机的CPI对于30 μm以上粒径的球形状粒子的识别结果比较可靠(Mcfarquhar et al., 2013),但绝大部分过冷小液滴粒径在30 μm以下,因此,光学成像的测量方法还是无法完全解决小粒径过冷液滴的识别问题。光学散射技术在测量小粒径粒子方面优于光学成像技术,在假设粒子为球形液滴条件下,基于Mie散射理论,可通过测量粒子前向散射光强度来获取云粒子粒径,而如果增加粒子的后向散射光测量通道,结合前向散射信息则可以获取相应粒子的相态信息,例如具有偏振测量功能的云粒子谱仪(backscatter cloud probe with polarization detection, BCPD; cloud particle spectrometer with polarization detection, CPSPD; cloud aerosol spectrometer with depolarization, CAS-DPOL)(Baumgardner et al., 2014, 2017; Gallagher et al., 2014)。虽然国内目前也有相关研究机构针对云粒子光学散射的偏振信息进行相态识别研究(Jiang et al., 2019),但国内人影飞机上所安装的基于光学散射测量的仪器主要是仅有前向散射测量能力的云粒子谱仪(FSSP、CDP、CAS、FCDP),具有偏振测量功能的云粒子谱仪在国内较为少见。本文作者在处理飞机积冰观测资料时研究发现,该架积冰探测的运-12人工增雨飞机上所装载的云粒子谱仪为具有偏振测量功能的CAS-DPOL,且作为云气溶胶和降水粒子谱仪(cloud, aerosol and precipitation spectrometer, CAPS)的一部分搭载于飞机上,该架飞机于2021年5月参与了内蒙古东部地区的人工增雨作业并进行了飞机结冰探测。虽然具有云粒子相态鉴别能力的云粒子谱仪CAS-DPOL可解决粒径在0.3~50 μm的云粒子相态鉴别问题,从而可直接确定过冷水云区和过冷水含量等相关的云微物理信息,但实际仪器工作过程中并不直接给出云粒子相态信息的相关结果,因此有必要对该仪器的测量结果进一步挖掘处理以辅助获取飞机探测的云降水微物理信息。

本文主要介绍偏振云粒子谱仪(CAS-DPOL)的数据处理方法,以辅助获取与云粒子相态相关的信息,并在此基础上研究CAS-DPOL在人工影响天气和飞机自然结冰探测领域中的应用。

1 仪器工作原理

偏振云粒子谱仪(CAS-DPOL)基于米散射的光学测量原理(Baumgardner et al., 2017),在假设粒子为球形的条件下,通过测量粒子经过仪器采样区时与激光光束相互作用后所发出的前向散射光强度来获取粒子粒径。CAS-DPOL的光源激光器是一波长为658 nm的线偏振激光器,该激光器发出一准直光束,经反射镜反射后进入仪器采样区,当粒子经过仪器采样区与激光束发生作用后会发出前后向的散射光,通过在前后向各布置两个光电探测器,即可实现对粒子前后向散射光的测量,其中前向散射光的收集角度是4°~12°,后向散射光的收集角度是168°~176°,整个仪器的光学测量原理如图1所示。

CAS-DPOL可测量的粒径范围是0.3~50 μm,在前向散射测量的通道上具有光学掩模的探测器称为质量控制器,该控制器可约束粒子出现在光路中心区的有效范围,即景深(depth-of-field, DOF);而另一个探测器则称为粒径探测器。只有当质量控制器所接收到的光强信号大于粒径探测器的光强信号时所测量到的粒子才为有效的粒子,否则不予记录。而在后向散射测量通道上同样有两个方向上相互垂直探测器,其中一个测量总的后向散射强度,而另一个则测量垂直方向上的偏振后向散射强度。与前向散射相比,后向散射光的强度与粒子形状关系更为密切,因此通过对后向散射测量可以获取粒子形状的相关信

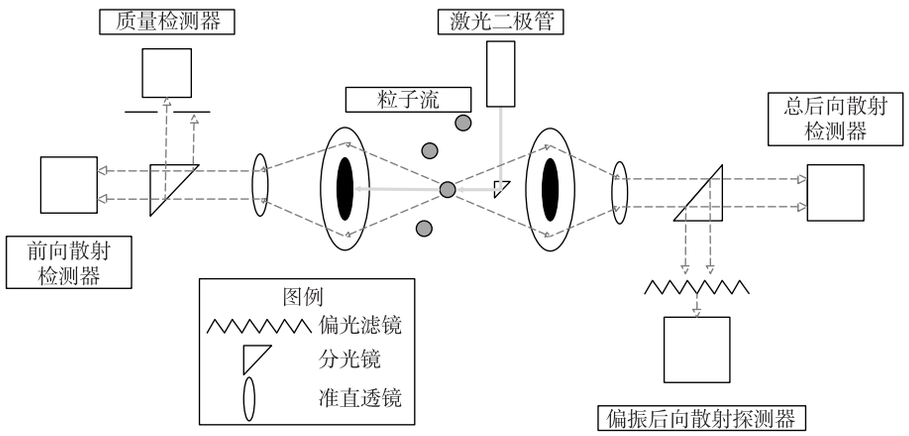

图 1　CAS-DPOL 仪器的测量原理

Fig.1　Schematic of the CAS-DPOL instrument

息,而一般认为液滴近似为球形,冰晶为非球形,因此在获取粒子形状信息基础上获取粒子的相态信息。

2　仪器数据处理

2.1　云粒子相态信息反演

在利用 CAS-DPOL 所测粒子信息进行粒子形状反演计算上,Glen and Brooks(2013)提出了偏振比 δ 的概念,即将后向散射的偏振分量强度(S)与总的后向散射强度(P)相比进行计算,即可计算粒子的偏振比(δ)。

$$\delta = S/P。 \tag{1}$$

Glen and Brooks(2013)指出该公式的应用与激光雷达领域所用的退偏比概念是有差别的,因为 CAS-DPOL 所收集后向散射光角度并非平行的 180°。但是与退偏比的概念类似,球形液滴理论计算的偏振比值也近似于 0。利用云室实验的单粒子测量和簇分析技术,他们确定以 0.9 为阈值的非球形粒子鉴别技术。而 Baumgardner et al.(2014)则在偏振云粒子谱仪 CPSPD 的粒子相态反演中直接采用了退偏比概念,并利用数值模拟和外场观测数据来选定云粒子相态的鉴别阈值,结果表明退偏比阈值为 0.6 时可以较好地鉴别出云粒子相态。但与 Glen and Brooks(2013)所采用的退偏比公式 $\delta = S/P$ 相比,Baumgardner et al.(2014)在研究中改为用式(2),即

$$\delta = S/(S+P)。 \tag{2}$$

为了比较式(1)与式(2)在 CAS-DPOL 的相态信息反演中的应用差异,我们选择 CAS-DPOL 在 2021 年 5 月国内东北冷涡天气下的 4 个纯液相云区航段数据进行对比验证,然后利用从液相粒子数据中检测出的粒子数或者检出率这两个指标来评判式(1)与式(2)的优劣。具体的反演对比结果如表 1 所示,从表中识别结果来看,在相同的液相云区范围内式(2)比式(1)可以识别出更多的液滴数。为此,在 CAS-DPOL 的云粒子相态信息反演中选用式(2)作为退偏比的计算公式。

表 1　两种云粒子相态检测方法的实际对比结果

Table 1　Comparison of the two particle-phase identification methods during the selected flight period

航次	测量时间(北京时)	温度/℃	粒子数/个	S/P 小于 0.9		$S/(S+P)$ 小于 0.6	
				检出数	检出率/%	检出数	检出率/%
20210523	17:05:09—17:05:29	3.10~3.60	2 596	2 283	87.94	2 452	94.45
20210523	17:05:35—17:05:47	3.00~3.20	1 462	1 216	83.17	1 404	96.03
20210531	14:22:10—14:22:19	3.00~3.10	1 078	796	73.84	813	75.42
20210531	17:20:11—17:23:28	3.00~7.47	53 088	39 46	75.24	4 794	89.65

2.2　破碎粒子识别

破碎粒子是指仪器测量过程中因云粒子(液态和固态)进入仪器采样区前,会因与探头探测臂发生机械碰撞,或者与探头外壳产生的湍流和风切变相互作用而破碎。破碎程度与粒子类型、大小、粒子密度、探头入口设计以及飞行空速等有关(黄敏松

等,2016)。目前绝大部分的机载云降水粒子测量仪器均采用了改进尖端的方法,即“Korolev tips”(Korolev et al.,2013),虽然现有研究表明,尽管改进尖端可以有效减少破碎粒子进入仪器采样区,但还是无法避免。目前最有效的方法依然是将改进尖端与基于到达时间间隔的软阈值剔除算法相结合。在仪器尖端形状固定且已经应用于探测的情况下,本研究仅对仪器测量的数据采用到达时间间隔的软阈值方法进行进一步的破碎粒子识别剔除。在这里,以 20210523 航次 18:05:43—18:05:55(北京时,下同)这 12 s 中的一小段探测数据为例来阐明本研究在破碎粒子识别上的实现过程。首先需要提取这 12 s 内所有粒子到达仪器采样区的时间,然后再获取每个粒子与前一个粒子的到达时间差,即粒子的到达时间间隔;在此基础上,对粒子到达间隔数据进行直方图统计并采用多项式拟合的方法获取粒子到达时间间隔的分布统计特征,可以看到这 12 s 内的粒子到达时间间隔分布呈现一个双峰的模态结构,如图 2 所示。现有研究已表明,双峰模态中的长时间模态表示的是自然云中粒子之间的分布间隔,短时间模态则是因云粒子破碎后碎片通过仪器采样区后被测量形成的(Huang,2021),因此通过选取一个合适的阈值即可将破碎粒子识别并剔除,这里选取的是短时间模态峰值时间的 2 倍这样一个阈值。

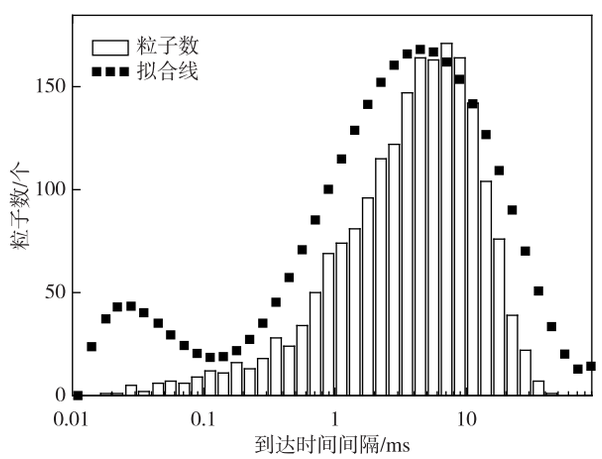

图 2　20210523 航次 18:05:43—18:05:55 云粒子到达时间间隔分布统计与曲线拟合

Fig.2　Inter-arrival time statistics and curve-fitting results for the period 18:05:43—18:05:55 BST during flight 20210523

2.3　重叠粒子识别

重叠粒子是指多个粒子同时出现在仪器的采样空间中而被当作一个粒子测量。多个粒子同时出现会导致仪器所测粒子经过仪器采样区的穿越时间(transit time,TT)拉长。粒子穿越时间与飞机空速和激光光束有效大小以及粒子粒径大小相关。飞行采样过程中云滴的到达时间间隔一般可用泊松概率分布(Baumgardner et al.,1985)表示,对于两个云滴同时穿过仪器采样区的概率为

$$P = 1 - e^{\lambda\tau}。\tag{3}$$

其中:$\lambda = N_D S_{AQ} T_{AS}$;$N_D$ 为云滴数浓度;T_{AS}为飞机真空速;S_{AQ}为仪器采样面积;τ 为云滴穿越仪器采样区所用的时间。在不存在粒子重叠情况或者其他计数误差情况下,λ 为计数率,即每秒所计的云滴数。在以 Y-12 飞机为探测平台的条件下,当粒子数浓度 N_D 为 500 cm^{-3},T_{AS}为 60 m/s,τ 为 1.67 μs 时,重叠粒子出现的概率小于 5%。Baumgardner et al.(2014)指出飞机飞行速度在 80~100 m/s,云粒子数浓度最大值在 200~300 cm^{-3}时,云粒子穿越时间大于 1 μs 有很大可能性均是粒子重叠造成的。同样地,对 20210523 航次 18:05:43—18:05:55 这一 12 s 中云粒子的飞越时间进行统计,这段时间内飞机飞行速度在 65 m/s 左右,粒子数浓度最大值在 40~50 cm^{-3},对这段时间内的云粒子穿越时间进行统计,结果见图 3。基于飞行采样过程中云滴到达时间间隔的泊松概率分布假设,与 Baumgardner et al.(2014)的飞行个例相比,20210523 航次 18:05:43—18:05:55 时段内重叠粒子的穿越时间在考虑飞行速度与粒子数浓度因素下,重叠粒子的穿越时间最短应该不短于 5 μs。从这个角度来说,20210523 航次 18:05:43—18:05:55 时段内基本没有重叠粒子出现。

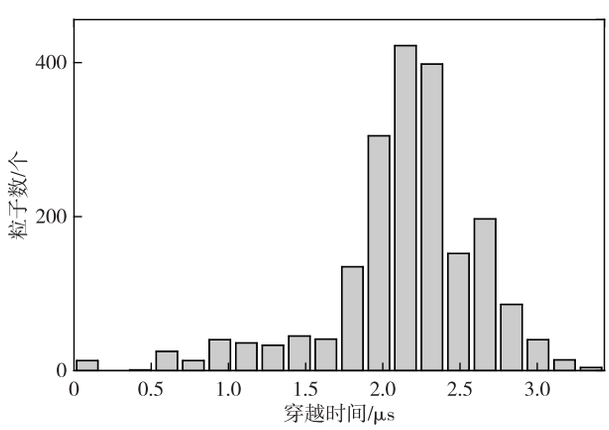

图 3　20210523 航次 18:05:43—18:05:55 云粒子穿越时间的频率分布

Fig.3　Frequency distribution of particle transit times for the period 18:05:43—18:05:55 BST during flight 20210523

3　偏振云粒子谱仪（CAS-DPOL）数据处理方法的应用

偏振云粒子谱仪（CAS-DPOL）目前安装于Y-12的人工增雨作业飞机上，并参与了 2021 年 5 月在内蒙古东部区域的自然结冰气象环境探测和人工影响天气的飞机作业（孙艳辉等，2023）。下面基于 2021 年 5 月 23 日所取得的 CAS-DPOL 飞行测量数据，探讨本文所提出的 CAS-DPOL 数据处理方法在人工影响天气以及飞机自然结冰探测中的应用。

2021 年 5 月 23 日的飞行探测时间是 17—20 时，飞行的最大高度为 3 100 m，最低温度为 −8.9 ℃，飞行的位置位于东北冷涡中心底部，蓝色线即为飞机飞行轨迹（图 4）。图 4 所用的资料主要来自飞机航测资料和欧洲中期天气预报中心东北亚地区高分辨率逐 3 h 温度、相对湿度、位势高度、水平风速和总云量百分数等再分析产品，此次过程云顶高度是 6.9 km，对流不稳定能量 CAPE（convective available potential energy）小于等于 88 J · kg^{-1}，冷涡暖区中的云顶亮温为 −48 ℃。此次飞行航测虽然从 17 时开始，20 时结束，但由于仪器缘故，整个航测时间内仅在 18:05:43—19:40:43 这段时间内保留有较长的连续测量数据。因此，本文以这段时间的航测数据为主进行分析，研究本文所提方法在人工影响天气与飞机自然积冰的气象环境研究中的应用。

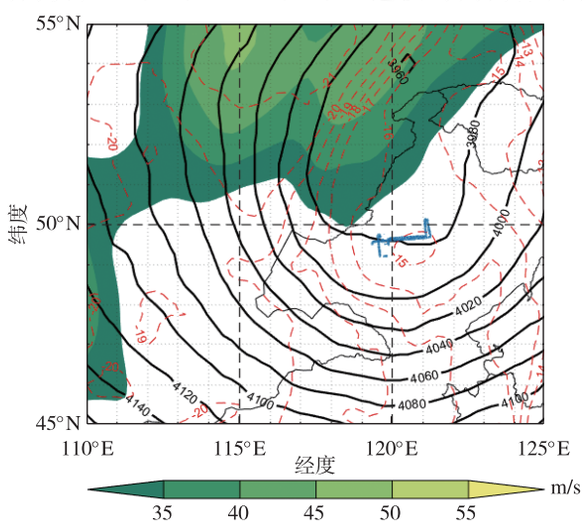

图 4　2021 年 5 月 23 日 18:00 欧洲中心 0.25°×0.25°逐 3 h 的 600 hPa 位势高度（黑线，单位：gpm）、气温（红线，单位：℃）和 300 hPa 高度层水平风速（彩色阴影，单位：m · s^{-1}）分布（蓝实线表示飞机航线位置）

Fig.4　ECMWF 0.25° × 0.25° 3-hour forecast fields at 18:00 BST on 23 May 2021, showing geopotential height (black isolines, units: gpm), temperature (red isolines, units: ℃), and horizontal wind speed (color shading, units: m · s^{-1}) at 300 hPa (blue solid line is the flight track of the research plane)

3.1　过冷云滴识别

过冷云滴无论在人工影响天气研究还是在飞机自然结冰探测领域均是一个主要的研究对象。在 20210523 航次 18:05:43—19:40:43 这段时间内飞机飞行的高度范围是 2 100～3 100 m，所探测到的温度在 −1～−8 ℃（图 5）。显然飞机所飞行探测的云温度区间为混合相区间。对这段时间内 CAS-DPOL 的探测数据进行处理，其中过冷液滴利用 2.1 节所提的式（2）及其阈值进行识别，获取该仪器所测的云粒子数浓度和过冷滴的数浓度具体数值（图 6）。图 6 显示的是每 10 s 一个点的粒子数浓度平均值，可以看出这段时间内仪器所测云粒子数浓度最大不超过 50 cm^{-3}，过冷云滴数浓度最大则不超过 40 cm^{-3}，过冷云滴数浓度基本随着云粒子数浓度的变化而变化且趋势基本一致。

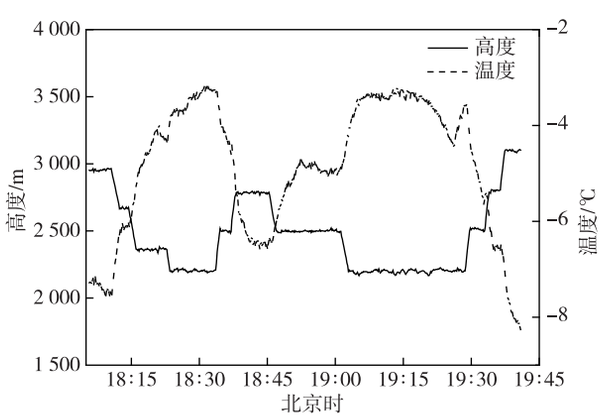

图 5　18:05:43—19:40:43 飞机航测的高度（单位：m）与温度（单位：℃）

Fig.5　Variations in altitude (units: m) and temperature (units: ℃) during the period 18:05:43—19:40:43 BST in flight 20210523

为了进一步研究过冷液滴与温度变化情况的关系，利用过冷液滴数浓度数值和云粒子数浓度数值获取该段航测时间内过冷液滴数在云粒子数中的占比情况（图 7）。图 7 虚线为获取的过冷液滴数占比情况，粗实线为平滑处理后的数值，细实线则是该段时间内云中温度变化情况，可以看出在该段航测的大部分时间段内，过冷液滴数占比会随着温度的升高而升高。对过冷液滴数占比情况进行统计发现，过冷液滴数占比最低为 13.84%，最高为 100%，平均值为 80.18%。根据 Korolev et al.（2003）给出的混合相云定义可知，本次航测时段内的云体以混合相

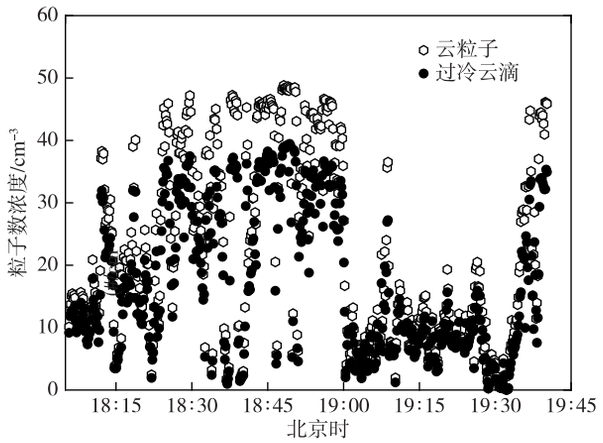

图 6　18:05:43—19:40:43 CAS-DPOL 所测云粒子数浓度和过冷液滴数浓度(单位:cm^{-3})

Fig.6　Comparison between total cloud particle concentration and supercooled cloud droplet concentration during the period 18:05:43—19:40:43 BST in flight 20210523 (units: cm^{-3})

云为主,但也有些云区为纯过冷水云区。

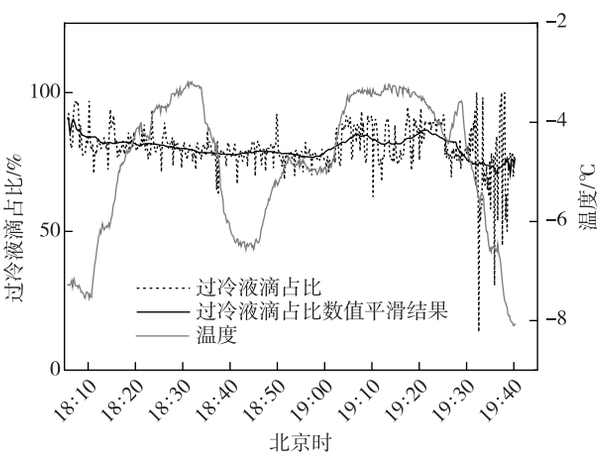

图 7　18:05:43—19:40:43 CAS-DPOL 所测过冷液滴数占比(单位:%)与温度(单位:℃)变化情况

Fig.7　Variation of liquid droplet fraction (units: %) with temperature (units: ℃) during the period 18:05:43—19:40:43 BST in flight 20210523

在人工影响天气领域,正确识别人工增雨潜力区是提高人工增雨作业效率的关键。一般以云粒子谱仪(FSSP)所测云粒子数浓度(>20 cm^{-3})作为云区是否适合播散的指标(胡志晋,2001;陶树旺等,2001)。Zhou et al.(2022)联合利用云粒子谱仪(fast cloud droplet probe,FCDP)、结冰探测器(rosemount ice detector,RICE)和高分辨率云粒子成像仪(cloud particle imager,CPI)的观测结果进行分析,指出云粒子数浓度大于 5 cm^{-3}可作为存在过冷滴的指标,并进一步指出云粒子数浓度越大,过冷滴存在的可能性越高,因此云粒子数浓度 5 cm^{-3}可作为层状云和积层混合云人工播散的一个低限指标。为了验证这个指标对本次云过程的适用性,对 18:05:43—19:40:43 时间段内 CAS-DPOL 所测过冷液滴数占比数值,根据云粒子数浓度分为<5、<10、<20、<50 cm^{-3}这 4 种情况进行统计(图 8)。从图 8 中可以看出,虽然在所统计的 4 种云粒子数浓度情形下,过冷液滴的占比中位数均超过了 75%,但是在云粒子数浓度小于 5 cm^{-3}情况下,其最小值接近 10%,如果是以 1 s 的数浓度数值进行统计(图略),云粒子数浓度小于 5 cm^{-3}情况下,其最小值可为 0,而其他数浓度下的最小值均超过 50%。可以看出,就本次的航测结果而言,以云粒子数浓度大于 5 cm^{-3}作为过冷滴存在的下限指标是比较可信的。

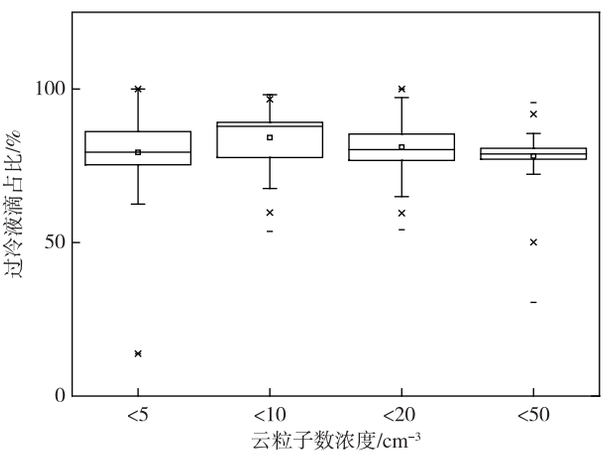

图 8　不同云粒子数浓度时过冷液滴占比(单位:%)

Fig.8　Comparison of supercooled cloud droplet fractions under different total cloud particle concentrations (units: %)

3.2　飞机积冰强度

目前,在航空气象服务中,积冰强度被划分为微量、轻度、中度和严重,但这样的表述无法与云中的过冷水含量或其他云微物理参量定量联系起来。为此,Jeck(2002)提出了一种替代方法,即将结冰强度与结冰率联系一起,即累积 0.635 cm 厚度的积冰需要 15~60 min 为轻度结冰,5~15 min 为中度结冰,低于 5 min 为重度结冰。此外,Jeck(2002)还提出了一种定量计算积冰强度的经验公式:

$$L=\frac{D/t}{A}\frac{1}{S\beta}。\tag{4}$$

其中:L 表示液态水含量,单位:g·m^{-3};D 为 0.635 cm;t 为时间,取 5、15、60 min;β 为过冷滴收集效率;S 为真空速,单位:km·h^{-1};A 为比例经验常数。本文假设飞机攻角为 0°,真空速为 216 km·h^{-1},经

验常数 A 为 0.001 18，收集效率 β 为 0.48，云滴中值体积直径为 15 μm。

采用上述经验公式计算飞机在 18:14:17—18:28:07这段时间内飞机所经历的积冰强度，结果如图 9 所示，可以看出此航次飞机经历的结冰事件强度很弱，属于微量结冰。

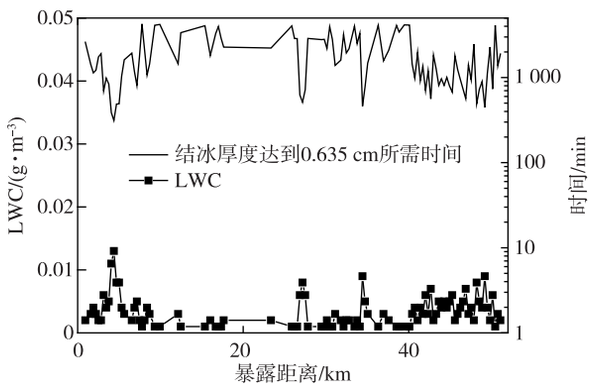

图 9　基于 CAS-DPOL 所测过冷滴数据计算出的过冷水含量（单位：g·m^{-3}）随暴露距离变化以及相应的积冰速率

Fig.9　Exposure distance and icing rate derived from CAS-DPOL measurements during the period 18:14:17—18:28:07 BST in flight 20210523

结冰天气条件主要由结冰云层范围、液态水含量（LWC，liquid water content）、过冷水滴平均有效直径（MVD，mean volume diameter）和空气温度（T）等参数确定。这里以《运输类飞机适航标准》（CCAR-25）部规章附录 C（中国民用航空局，2011）所给出的飞机申请结冰天气条件下运行时所必须能够安全飞行的连续最大结冰自然结冰天气条件要求进行分析。飞机的自然结冰适航认证分析以 500 s 一个间隔进行平均统计，对于 Y-12 飞机而言，其平均飞行速率在 60~70 m/s，500 s 的间隔在 30~35 km，刚好满足附录 C 的连续最大结冰自然结冰天气条件要求。对此次的结冰数据计算结果如图 10 所示，发现所测时间段内云内温度在−10~0 ℃，此段航程可以分为 11 个结冰数据点进行分析，经与 CCAR-25 附录 C 的曲线对比发现，所测的 11 个数据点均不满足自然结冰的适航认证要求。

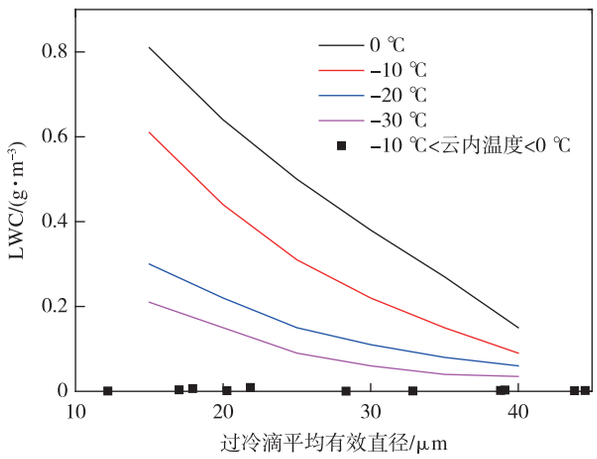

图 10　适合飞机自然结冰适航认证的数据点与 CCAR-25 附录 C 的适航标准曲线对比

Fig.10　Comparison of SLWC versus MVD for each 500s average.The maximum continuous icing envelopes of CCAR 25-C are super-imposed for comparison

4　结论和讨论

云粒子相态关系到云的辐射效应，同时也是人工影响天气与飞机自然结冰适航认证的重点关注对象。而对小云粒子（粒径<50 μm）的相态进行检测一直是云微物理测量领域的一个难点，利用云粒子的偏振信息对云粒子相态进行鉴别是目前云物理研究领域比较认可的一种方法。作为基于该方法的机载测量仪器 CAS-DPOL，目前已经较为成功地进行了商业化应用并首次引进我们国内的人工影响天气部门。因此，本文的研究重点在于仪器的数据处理方法与应用研究，通过研究得到以下主要结论：

1）基于该仪器所测偏振数据的两种粒子相态反演公式中，公式 $\delta=S/(S+P)$ 及其阈值（<0.6）具有较好的反演效果。

2）仪器在使用过程中会受到粒子破碎和重叠的影响，可以利用本文所提方法和阈值进行有效剔除。

3）2021 年 5 月 23 日航测过程中，温度在−1~−8 ℃的云内过冷云滴数对总云粒子数占比的平均值可达到 80.18%，云相以混合相为主，其中有纯过冷水云相存在；利用云粒子数浓度不低于 5 cm^{-3}作为飞机人工播撒作业时过冷水存在的下限判定指标是比较可信的；此外，航测过程中飞机所探测到的结冰事件属于微量结冰强度事件，所探测到的结冰天气条件无法满足自然结冰适航认证标准。

由于基于航测数据的云微物理数据分析仅仅是基于一个个例的分析结果，所以所获取的结果也仅适用于该次天气过程。尽管如此，该次天气过程的应用还是说明了该仪器以及本文所整合出的数据处理方法及阈值在云降水物理与人工影响

天气以及飞机自然结冰探测等领域存在着较大的应用价值。

致谢:内蒙古呼伦贝尔气象局孙艳辉博士给本研究提供了飞行探测数据,在此表示感谢!

参考文献(References)

Baumgardner D,Strapp W,Dye J E,1985.Evaluation of the forward scattering spectrometer probe.Part Ⅱ:corrections for coincidence and dead-time losses[J].J Atmos Oceanic Technol,2(4):626-632. DOI:10.1175/1520-0426(1985)002<0626:eotfss>2.0.co;2.

Baumgardner D,Jonsson H,Dawson W,et al.,2001.The cloud,aerosol and precipitation spectrometer:a new instrument for cloud investigations[J].Atmos Res,59:251-264. DOI:10.1016/S0169-8095(01)00119-3.

Baumgardner D,Newton R,Krämer M,et al.,2014.The cloud particle spectrometer with polarization detection (CPSPD):a next generation open-path cloud probe for distinguishing liquid cloud droplets from ice crystals[J].Atmos Res,142:2-14. DOI:10.1016/j.atmosres.2013.12.010.

Baumgardner D,Abel S J,Axisa D,et al.,2017.Cloud ice properties:in situ measurement challenges[J].Meteor Monogr,58:9.1-9.23. DOI:10.1175/amsmonographs-d-16-0011.1.

Cober S G,Isaac G A,2012.Characterization of aircraft icing environments with supercooled large drops for application to commercial aircraft certification[J].J Appl Meteor Climatol,51(2):265-284.

Gallagher M W,Freer M,Baumgardner D,et al.,2014.Droplets,ice crystal or ash? Real time detection using the next generation backscatter cloud probe [C]//American Meteorological Society Conference on Cloud Physics & Atmospheric Radiation.Boston,MA,USA.

葛旭阳,许可,马悦,等,2018.云辐射强迫效应对热带气旋发展和结构的影响[J].大气科学学报,41(1):46-54. Ge X Y,Xu K,Ma Y,et al.,2018.Impacts of cloud-radiative forcing on tropical cyclone intensification and structure[J].Trans Atmos Sci,41(1):46-54. DOI:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20150421001.(in Chinese).

Glen A,Brooks S D,2013.A new method for measuring optical scattering properties of atmospherically relevant dusts using the cloud and aerosol spectrometer with polarization (CASPOL)[J].Atmos Chem Phys,13(3):1345-1356. DOI:10.5194/acp-13-1345-2013.

洪延超,2012.层状云结构和降水机制研究及人工增雨问题讨论[J].气候与环境研究,17(6):937-950. Hong Y C,2012.Research progress of stratiform cloud structure and precipitation mechanism and discussion on artificial precipitation problems[J].Clim Environ Res,17(6):937-950. DOI:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.31.(in Chinese).

胡志晋,2001.层状云人工增雨机制、条件和方法的探讨[J].应用气象学报,12(S1):10-13. Hu Z J,2001.Discussion on mechanisms,conditions and methods of precipitation enhancement in stratiform clouds[J].Quart J Appl Meteor,12(S1):10-13.DOI:10.3969/j.issn.1001-7313.2001.z1.002.(in Chinese).

黄敏松,雷恒池,陈家田,等,2016.机载光阵探头探测期间云粒子的破碎[J].大气科学,40(3):647-656. Huang M S,Lei H C,Chen J T,et al.,2016.Cloud particle shattering during sampling by airborne optical array probes[J].Chin J Atmos Sci,40(3):647-656.(in Chinese).

Huang M S,2021.Differences in the ice particle shattering impact on the CIP measurements in the stratiform cloud region and the embedded convection region[J].Water,13(17):2322. DOI:10.3390/w13172322.

黄敏松,雷恒池,焦瑞莉,等,2021.机载云降水粒子成像仪的数据处理软件研发及其在云微物理研究的应用[J].大气科学学报,44(3):345-354. Huang M S,Lei H C,Jiao R L,et al.,2021.Development the data processing software for the airborne cloud and precipitation imaging probe and its application on cloud microphysics research[J].Trans Atmos Sci,44(3):345-354. DOI:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20191008002.(in Chinese).

黄敏松,雷恒池,2022.华北春季降水性层状云中冰相粒子形状分布[J].大气科学学报,45(2):247-256. Huang M S,Lei H C,2022.Ice particle habit distribution in stratiform clouds at different precipitation stages[J].Trans Atmos Sci,45(2):247-256. DOI:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20211024001.(in Chinese).

黄兴友,芦荀,黄勇,等,2019.层状云微物理参数反演及其辐射效应的个例研究[J].大气科学学报,42(5):769-777. Huang X Y,Lu X,Huang Y,et al.,2019.A case study on the microphysical parameter retrieval and radiative effects of stratus clouds[J].Trans Atmos Sci,42(5):769-777. DOI:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20170223002.(in Chinese).

Jeck R K,2002.Icing design envelopes (14 CFR parts 25 and 29,appendix C) converted to a distance-based format technical Report No.DOT/FAA/AR-00/30 (2002)[R].Washington D C:Federal Aviation Administration:20591.

Jiang F Y,Zhang Y,Bu L B,et al.,2019.Calibration and measurement analysis of a cloud particle detection system based on polarization detection[J].Appl Opt,58(36):9777-9785.

Knollenberg R G,1970.The optical array:an alternative to scattering or extinction for airborne particle size determination[J].J Appl Meteor,9(1):86-103.

Korolev A,Sussman B,2000.A technique for habit classification of cloud particle[J].J Atmos Oceanic Technol,17(8):1048-1057. DOI:10.1175/1520-0426(2000)017<1048:atfhco>2.0.co;2.

Korolev A V,Isaac G A,Cober S G,et al.,2003.Microphysical characterization of mixed-phase clouds[J].Quart J Roy Meteor Soc,129(587):39-65. DOI:10.1256/qj.01.204.

Korolev A,2007.Limitations of the Wegener-Bergeron-Findeisen mechanism in the evolution of mixed-phase clouds[J].J Atmos Sci,64(9):3372-

3375.DOI:10.1175/jas4035.1.

Korolev A,Emery E,Creelman K,2013.Modification and tests of particle probe tips to mitigate effects of ice shattering[J].J Atmos Ocean Technol,30(4):690-708.DOI:10.1175/jtech-d-12-00142.1.

Lawson R P,Baker B A,Schmitt C G,et al.,2001.An overview of microphysical properties of Arctic clouds observed in May and July 1998 during FIRE ACE[J].J Geophys Res:Atmos,106(D14):14989-15014. DOI:10.1029/2000JD900789.

Lawson R P,O'Connor D,Zmarzly P,et al.,2006.The 2D-S (stereo) probe:design and preliminary tests of a new airborne,high-speed,high-resolution particle imaging probe[J].J Atmos Ocean Technol,23(11):1462-1477. DOI:10.1175/jtech1927.1.

李佰平,李静,杨筝,等,2024.我国飞机试飞气象保障服务的发展现状与展望[J].大气科学学报,47(3):498-508. Li B P,Li J,Yang Z,et al.,2024.Progress and prospect of meteorological service for aircraft flight test in China[J].Trans Atmos Sci,47(3):498-508. DOI:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20230905002.(in Chinese).

McFarquhar G M,Um J,Jackson R,2013.Small cloud particle shapes in mixed-phase clouds[J].J Appl Meteor Climatol,52(5):1277-1293. DOI:10.1175/jamc-d-12-0114.1.

孙艳辉,张波,刘伟,等,2023.高空冷涡背景下飞机积冰特征和机制的探测研究[J].气象,49(8):972-984. Sun Y H,Zhang B,Liu W,et al.,2023.Study on the characteristics and mechanism of aircraft ice accumulation under the background of upper-air cold vortex[J].Meteor Mon,49(8):972-984.DOI:10.7519/j.issn.1000-0526.2023.042001.(in Chinese).

Tan I,Storelvmo T,Zelinka M D,2016.Observational constraints on mixed-phase clouds imply higher climate sensitivity[J].Science,352(6282):224-227. DOI:10.1126/science.aad5300.

陶树旺,刘卫国,李念童,等,2001.层状冷云人工增雨可播性实时识别技术研究[J].应用气象学报,12(S1):14-22. Tao S W,Liu W G,Li N T,et al.,2001.A study of real-time identification of seedability of cold stratiform clouds[J].Quart J Appl Meteor,12(S1):14-22.DOI:10.3969/j.issn.1001-7313.2001.z1.003.(in Chinese).

中国民用航空局,2011.CCAR 25-R4:中国民用航空规章第 25 部:运输类飞机适航标准[S].北京:中国民用航空局. Civil Aviation Administration of China,2011.CCAR25-R4:Chinese civil aviation regulation No.25:airworthiness standards for transport aircraft [S].Beijing:Civil Aviation Administration of China.(in Chinese).

Zhou Y Q,Song C,Cai M,et al.,2022.Identifying supercooled liquid water in cloud based on airborne observations:correlation of cloud particle number concentration with icing probability and proportion of spherical particles[J].J Meteor Res,36(4):574-585. DOI:10.1007/s13351-022-1064-z.

· ARTICLE ·

Development of data processing methods for the cloud aerosol spectrometer with depolarization (CAS-DPOL) and their application

HUANG Minsong[1,2,3,4],LI Qiubai[4,5]

[1] *China Meteorological Administration Key Laboratory for Aviation Meteorology,Beijing* 100081,*China*;

[2] *Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Weather Modification (CPML),CMA,Beijing* 100081,*China*;

[3] *Key Laboratory of Transportation Meteorology of China Meteorological Administration,Nanjing Joint Institute for Atmospheric Sciences,Nanjing* 210041,*China*;

[4] *State Key Laboratory of Atmospheric Environment and Extreme Meteorology,Institute of Atmospheric Physics,Chinese Academy of Sciences,Beijing* 100029,*China*;

[5] *School of Earth Sciences,Yunnan University,Kunming* 650091,*China*

Abstract Accurate knowledge of the phase of small cloud particles ($d<50$ μm) is crucial for understanding cloud microphysical processes and radiative effects,which remain major sources of uncertainty in weather and climate models.In situ measurements provide an effective means of obtaining cloud particle phase information;however,detecting the phase of small particles in airborne cloud physics observations has long been challenging.Utilizing the polarization properties of cloud particles to distinguish their phase has recently become recognized as an effective approach.This study focuses on the processing and application of polarization parameters measured by the Cloud Aerosol Spectrometer with Depolarization (CAS-DPOL),a commercial instrument developed by Droplet Measurement Technologies (DMT), USA. The CAS-DPOL was recently introduced into China's

meteorological observation system and developed—together with other cloud microphysical probes—aboard the Inner Mongolia weather modification aircraft Y-12. Despite its operational use, no prior studies in China have reported the application of polarization information from CAS-DPOL, primarily due to the absence of dedicated data processing methods.

To address this limitation, this study integrates and refines a set of algorithms and threshold criteria suitable for processing CAS-DPOL polarization parameters to retrieve cloud particle phase states and related microphysical quantities. Additionally, the inter-arrival time (IAT) and transit time (TT) of detected particles are analyzed to identify shattered and coincidence particles, respectively.

Based on these methods and thresholds, the CAS-DPOL data collected during an airborne campaign over Northeast China, 23 May 2021—under a cold vortex synoptic pattern—were analyzed. The results show that, the temperature in the detected clouds was between −1 ℃ and −8 ℃, supercooled cloud droplets accounted for approximately 80.18% of the total particle number concentration. The cloud phase was predominantly mixed-phased, although some regions consisted entirely of supercooled water clouds. For this weather system, a particle number concentration greater than 5 cm^{-3} was found to be a reliable lower threshold indicating the presence of supercooled droplets, providing a practical reference for determining cloud-seeding suitability. Furthermore, analysis of in-flight natural icing intensity indicated only minimal icing, with no conditions meeting the CCAR-25 Appendix C criteria. The preliminary results demonstrate that supercooled liquid droplets can be effectively distinguished from ice crystals using the proposed processing methods in conjunction with CAS-DPOL measurements. Although further validation is needed, the findings highlight the strong potential of CAS-DPOL and the developed algorithms for applications in cloud microphysics research, artificial weather modification, and aircraft icing detection.

Keywords cloud aerosol spectrometer with depolarization (CAS-DPOL); northeast cold vortex; airborne measurement; aircraft icing; artificial weather modification

DOI: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20241007001

(责任编辑:刘菲)