王黎俊, 银燕, 李仓格, 等. 2013. 三江源地区秋季典型多层层状云系的飞机观测分析 [J]. 大气科学, 37 (5): 1038–1058, doi:10.3878/j.issn.1006-9895. 2012.12172. Wang Lijun, Yin Yan, Li Lunge, et al. 2013. Analyses on typical autumn multi–layer stratiform clouds over the Sanjiangyuan National Nature Reserve with airborne observations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (5): 1038–1058.

三江源地区秋季典型多层层状云系的飞机观测分析

王黎俊^{1,2} 银燕¹ 李仑格³ 汪晓滨⁴ 李富刚²

1 南京信息工程大学中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室,南京 210044
 2 青海省人工影响天气办公室,西宁 810001
 3 青海省气象局,西宁 810001
 4 中国气象科学研究院人工影响天气中心,北京 100081

摘 要利用三江源地区一次机载粒子测量系统PMS (Particle Measuring Systems)的分层垂直探测资料,系统研 究了该地区秋季典型多层层状云系的微物理特性,结果表明:(1)云系由4层云层组成,Cs(卷层云)和上层As (高层云)为冰云,下层As和Sc(层积云)为过冷混合态云。下层As的云粒子浓度和过冷水含量最大,Sc的云粒 子尺寸及谱宽最大,且具有较明显的地区特性;(2)Sc(下层As及对流泡)中中值直径在3.5~18.5 μm(3.5~ 21.5 μm)之间的云粒子为液相,中值直径大于21.5 μm(24.5 μm)的云粒子为冰相;(3)混合态云中高过冷水区 与低过冷水区云的粒子谱分布差异明显,Sc高过冷水区有较明显的淞附增长现象;(4)Sc、下层As云底、对流泡 顶高过冷水区的云滴有效半径依次增加。Sc高过冷水区的过冷水含量比率均值及标准差为69.9±19.4%,且与过冷 水含量存在一定的关联性;下层As云底高过冷水区的过冷水含量比率无明显变化,其均值及标准差为89.2±8.1%; (5)混合态云各高度层FSSP(前向散射粒子谱探头)平均粒子谱均为单峰型伽玛分布,混合态云和冰云各高度 层2DC(二维灰度云粒子探头)平均粒子谱基本上都为负指数型分布。

关键词 三江源 层状云系 飞机观测 文章编号 1006-9895(2013)05-1038-21 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12172

中图分类号 P426.5 P412.24 文献标识码 A

Analyses on Typical Autumn Multi-Layer Stratiform Clouds over the Sanjiangyuan National Nature Reserve with Airborne Observations

WANG Lijun^{1, 2}, YIN Yan², LI Lunge³, WANG Xiaobin⁴, and LI Fugang²

- 1 Key Laboratory for Aerosol–Cloud–Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044
- 2 Weather Modification Office of Qinghai Province, Xining 810001
- 3 Qinghai Meteorological Bureau, Xining 810001
- 4 Laboratory of Weather Modification, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract The microphysical characteristics of multi-layer stratiform clouds in autumn are examined using layered vertical observation data of Particle Measuring Systems (PMS) obtained during an airborne observation experiment over the Sanjiangyuan National Nature Reserve. Results show that cirrostratus (Cs) and upper-level altostratus (As) are

收稿日期 2012-10-20, 2013-04-05 收修定稿

资助项目 教育部高等学校博士学科点专项科研基金 20113228110002,江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD),公益性行业(气象)科研专项 GYHY200706036

作者简介 王黎俊,男(土族),1975年出生,博士研究生,副研级高工,主要从事云降水物理和人工影响天气研究。E-mail: srshine@163.com 通讯作者 银燕, E-mail: yinyan@nuist.edu.cn

ice-phase clouds, while lower-level As and stratocumulus (Sc) are supercooled mixed-phase clouds. The particle concentration and the content of supercooled water of the lower level As are the largest in the cloud system. The Sc particle size and spectral width are the largest and shows clear regional characteristics. The median diameters of the Sc (lower As and convective bubble) cloud particles are $3.5-18.5 \ \mu m$ ($3.5-21.5 \ \mu m$) for the liquid phase and greater than 21.5 $\ \mu m$ (24.5 $\ \mu m$) for the ice phase. The differences between the higher and lower supercooled water in the cloud particle spectra are distinguished. The high supercooled water area of Sc exhibits an obvious rime growth phenomenon. The effective radius of droplets becomes increasing large in Sc, at the bottom of the lower–level As, and on the top of the convective bubble. The content of supercooled water of the high subcooled water area has a mean ratio and standard deviation of $69.9 \pm 19.4\%$. In addition, the fraction of liquid water in Sc is related to the supercooled liquid water content in the high content of water, but there is no obvious variation in the lower-level As, which shows a mean ratio and standard deviation of $89.2 \pm 8.1\%$. The cloud particle spectrum in the mixed-phase cloud observed by the Forward Scattering Spectrometer Probe (FSSP) and the Two-Dimensional Cloud Probe (2DC) are respectively in single-peak Γ and negative exponential distribution.

Keywords Sanjiangyuan National Nature Reserve, Stratiform clouds, Airborne observations

1 引言

三江源自然保护区位于青藏高原腹地,因长 江、黄河及澜沧江发源于此而得名,海拔 3450~ 6621 m,是国际学术界瞩目的研究气候和生态环境 变化的敏感区和脆弱带(李林等,2006;杨建平等, 2007)。近几十年来,三江源地区呈现出气温升高 (李林等,2006;杨建平等,2007)、降水量减少 (唐红玉等,2007)、土地沙漠化和荒漠化面积持 续增加的趋势(胡光印等,2011,2012)。为增加 该地区的降水量、缓解黄河上游来水量不足及改善 生态环境,青海省气象部门自 1997 年开始在三江 源地区开展了人工增雨试验。

高空冷槽给青藏高原带来的冷空气活动是造 成三江源东部地区秋季降水的主要天气系统(章新 平和姚檀栋,1995)。随之产生的冷锋云系及层积 云(Sc)、高层云(As)等层状云在该地区出现频 率较高(赵仕雄等,2003),是实施飞机人工增雨 作业试验的主要目标云。为进一步提高对该地区云 系微物理特征的认识和开展人工增雨试验研究, 2003年9~10月,由多部门联合,在三江源地区首 次进行了较大规模的综合外场观测试验。通过较为 严谨的试验飞行设计,以两架安装有机载云粒子测 量系统(Particle Measuring System,简称 PMS)和 人工催化播撒设备的探测作业飞机对层状云进行 了多架次的探测及作业飞行。但由于天气及飞行安 全条件的限制,仅有 2003 年 10 月 11 日取得了较 为理想的观测资料。

对于云微物理参数的测量, PMS 系统的测量结果是最精确的 (Miles et al., 2000)。在有关锋面云

系及冷云的观测研究中,美国的温带气旋计划对中 纬度气旋云系做了系统探测, Hobbs et al. (1980) 研究了云系不同部位降水的生长机制,提出了在锋 面降水过程中伴随的六种形式的降水雨带, Herzegh and Hobbs (1980) 发现暖锋雨带的"播种—供给" 机制可以提高降水效率。近些年, Fleishauer et al. (2002)分析了美国大平原地区第5次分层云综合 观测试验 CLEX-5 (the fifth of the Complex Layered-Cloud Experiments)中中层混合云的微物 理结构,结果表明云中存在着复杂的热力、动力结 构。Korolev et al. (2003) 对加拿大锋面层状云系 进行了综合研究,发现过冷层中冰水含量和液水含 量都随温度的降低而减小。Field et al. (2004)综合 飞机观测和地面雷达观测区分云中的过冷水和冰 晶。McFarquhar et al. (2007) 在美国北极混合态云 试验 M-PACE (Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment) 的研究结果表明, 阿拉斯加地区秋季混合云中液态 云滴的增长机制主要为凝结增长。Lawson and Zuidema(2009)在第一次国际层状云气候研究项 目北极云试验 FIRE-ACE (the First International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Regional Experiment-Arctic Clouds Experiment) 的研究中发 现,北极夏季混合云中过冷层上部云粒子的谱分布 基本一致。

国内在 20 世纪 80 年代引进 PMS 系统后,主 要用于云微物理结构的探测和人工增雨试验等方 面的研究。早期主要开展了"北方层状云人工降水 试验研究"(李大山等,2002;郭学良,2010),证 实了我国北方降水的微物理机制基本符合播种云 与供水云相互作用的总体概念(姚展予,2006)。 近些年来,国内陆续引进了多套改进的 PMS 系统, 在一些北方省份进行了飞机观测研究。在层状云的 观测中,杨文霞等(2005)发现河北春季层状云降 水系统存在不均匀性,有较强降水云带存在。王扬 锋等(2007)将延安地区一次降水性层状云的垂直 结构划分为5个层次,指出混合相态层中冰晶的快 速增长是发生降水的关键。张佃国等(2007)对北 京及周边地区层状云系的分析表明,垂直和水平分 布不均匀特性明显, 直径小于 400 μm 的云粒子谱 型基本相似, 而大于 400 µm 的云粒子谱分布在-8 ℃ 层上、下分别为双峰和多峰型分布。张佃国等 (2011) 对山东秋季降水云系多年资料的分析结果 认为, 云系中存在较为丰富的过冷水, 且云粒子谱 为负指数型。宁夏(樊曙先, 2000)、青海东北部 (李仑格和德力格尔, 2001; 苏正军等, 2003)、 甘肃(李照荣等, 2003)等地对云的微物理特征也 进行了飞机观测研究。以上研究为人工增雨作业提 供了有力的科学依据,同时可发现在不同的天气系 统和不同地区的地形条件下,云系的宏、微观结构 和降水形成过程存在着多变性和复杂性。

根据云系的宏观特征进行有针对性的航线设 计,对云系中那些有代表性的部位或层次做细致的 观测十分重要(游来光, 1994)。由于飞机观测受 到多方面的限制,国内类似探测的个例及研究工作 尚不多见(王扬锋等,2007;张佃国等,2011)。 2003年10月11日的飞机观测中,以"分层巡回垂 直探测法"进行了较为细致的 PMS 探测。对于首 次三江源地区飞机观测的分析研究,首先,我们关 心的是与中国北方其他地区相同或类似云系的在 垂直、水平微物理结构特征方面的差异;其次,云 中液态过冷水含量是极为重要的大气物理参数,在 人工影响天气领域特别受关注(雷恒池等,2008)。 区分混合云中的液态水和冰相粒子,同时对预测降 水系统的演变、数值模式的参数化、大气辐射影响 等方面都有重要意义(Field et al., 2004)。游来光 (1994)曾指出: PMS 系统任一探头所测粒子都可 能包含有多种模态的粒子群,根据二维图像资料可 从粒子的形态上判别粒子的相态,但粒子的尺度一 般要大于 150~200 μm, 且利用一维前向散射探头 观测的粒子谱在鉴别粒子相态上还带有很大的不 确定性,需结合其他信息做综合判断,因此对大 量的尺度较小的粒子的相态鉴别至今尚未完全解 决。国内在这方面的研究一直较为缺乏;最后,云 内各种水成物的粒子谱是微物理过程综合作用的 产物,包含了大量云粒子转化、增长和降水产生的 相关信息(杨洁帆等,2010)。通过对云系不同高 度层及云层云粒子谱的分析,将有利于了解云粒子 增长的微物理机制,为人工增雨作业条件的判断提 供依据。

基于以上三方面的目的,本文利用 2003 年 10 月 11 日的 PMS 观测资料,对三江源地区这一典型 天气系统所产生的多层层状云系,进行微物理特性 的分析研究。

2 仪器误差处理、计算方法和云的界定

2.1 PMS 观测仪器及其误差处理

2003 年的首次飞机观测试验采用了中国气象 科学研究院 2002 年从美国引进的一套新的 PMS 系 统。该系统(刘卫国等,2003)的探头分别安装在 夏延飞机(Cheyenne-IIIA)两侧的机翼下部,各探 头在观测试验前都进行了系统的标定。2003 年 10 月 11 日探测飞行中所使用的主要仪器为前向散射 粒子谱探头 FSSP-100(简称 FSSP)、二维灰度云 粒子探头 OAP-2D-GA2 及热线液态含水量仪 King-LWC-5(简称 King)。各探测仪器采样频率为 1 s⁻¹。因云中未出现降水粒子,二维灰度降水粒子 探头 OAP-2D-GB2 未观测到有效数据。

FSSP 用于测量尺度较小的云粒子,分四个量 程,每个量程内又等分为 15 个测量通道。此次观测 采用直径测量范围为 2.0~47.0 µm 的量程,分辨率 为 3 µm, FSSP 中值直径 D_i =3.5~45.5 µm (*i*=1,..., 15); OAP–2D–GA2 是原 OAP–2D–C (量程为 25~ 800 µm)的扩展型号(仍简称为 2DC),用于测量 云及降水粒子并可获取二维图像资料,测量的粒子 直径范围为 25~1550 µm,分为 62 个测量通道,分 辨率为 25 µm, 2DC 中值直径 D_j =30.12~1550 µm (*j*=1,...,62); King 探头用于实测云中液态水含量 LWC (Liquid Water Content)(记为 LWC_{King}),正 常测量范围为 0~5 g m⁻³,相对误差为±15% (King et al., 1985)。探测飞行时对 King 探头进行 晴空下的校准是获取精确液态水含量实测值的重 要操作规程(Feind et al., 2000; 王柏忠等, 2004)。

对于 FSSP 和 2DC 等一维前向散射、二维光阵 探头,其误差来自两方面: 粒子尺寸的测量误差和 粒子计数的误差(赵增亮等,2010)。Coelho et al. (2005)的研究表明新型 FSSP 在粒子浓度小于 500 cm⁻³ 的情况下粒子直径误差可控制在 3%~7%。因此,本文对 FSSP 的误差未予以考虑。另外, Gardiner and Haslett (1985)和 Field et al. (2003) 都在观测中发现因大冰晶粒子与 FSSP 探头的碰撞 破碎,会人为造成小冰晶浓度较大,使 FSSP 在冰 云中的探测能力受到一定的影响。此次在高层的 冰云中观测时,FSSP 几乎未观测到云粒子。因 此,该因素对本文 FSSP 的观测资料未造成影响。

Korolev et al. (1998) 曾研究过与本文同类型 号二维光阵探头 OAP-2D-gray 的测量精度,发现 该探头对于较小粒子(直径小于 100 μm)有尺寸高 估或低估和浓度计数漏测的现象,尤其是对直径 25 μm (最小分辨率) 粒子的漏测比例达 70%。 Baumgardner and Korolev (1997) 和 Strapp et al. (2001) 的研究也表明 2DC 在较小粒子段(直径小于 125 μm)的定量化浓度有一定的误差。因 2DC 第1测 量通道(D_i=30.12 µm)的理论测量范围(25~42.5 μm) 与 FSSP 第 9~14 测量通道 (*D_i* = 27.5, ..., 42.5 µm)的测量范围有所重叠。而本次观测中,在 6250 m 高度层以上, FSSP 未能观测到云粒子, 但 2DC 探头 D_i=30.12 µm 的测量通道内观测到了较大 浓度的云粒子,且该浓度量级足够使 FSSP 出现响 应。所以,本文认为 2DC 探头在 D_i=30.12 µm 通道 内低估粒子尺寸的可能性更大。基于 2DC 上述缺陷 的考虑,并参照文献 (McFarquhar and Cober, 2004; McFarquhar et al., 2007)的资料处理方法,本文在 FSSP 有观测资料时,将 2DC 的第 1 通道资料舍 弃,即取 D_i≥54.88 µm 以上通道数据进行处理。而 当 FSSP 已观测不到数据而 2DC 有资料,或与其他 地区 2DC 观测值做比较时,将含 2DC 第1通道资 料的同时列出,以作参考。另外, McFarquhar et al. (2007) 提到 2DC 对直径 1300 µm 以上的粒子浓 度的测量存在着一定的不确定性。本次探测未观测 到直径大于 1300 µm 以上的云粒子,该因素对本文

相对于其他机载液态含水量实测仪器, King 探头 能提供更精确的实测值(Feind et al., 2000)。Isaac (1991)在加拿大所做的 King 探头与 FSSP 的对比 观测结果表明,在 FSSP 所测直径量程内都为液态 水的情况下, 两者的 LWC 时变曲线几乎完全重合。 在美国龙卷风起源检验试验 VORTEX (the Verification of the Origin of Tornadoes Experiment) 的研究中, Feind et al. (2000)在对流性风暴的观

2DC 的资料未造成影响。

测中发现, King 探头对部分冰晶粒子产生响应,从 而会高估云中实际的液态水含量。但 McFarquhar et al. (2007)的研究表明,对于主要由过冷水组成 的混合相态云中,这种影响很微小。近期的风洞实 验测试结果(Strapp, 2003)表明, King 探头在粒 子直径 50 µm 以下与风洞含水量一致,但在直径 50~200 µm 范围内的测量值只是其实际值的 70%~45%。本文分析结果表明三江源地区直径 50 µm 以上的云粒子为冰晶粒子(详见 5.1.2、5.2.2 节),所以该因素对本文 King 探头的观测不造成影 响。

2.2 微物理量计算及云的界定

本文按国内惯用法将总数浓度 N(total number concentration)和平均直径 $D_{\rm m}$ (mean diameter)简 称为浓度和直径,用 N_1 和 $D_{\rm m1}$ 表示 FSSP 所测的浓 度和直径,用 N_2 和 $D_{\rm m2}$ 表示 2DC 所测的浓度和直 径,用 $N_{2(>50)}$ 和 $D_{\rm m2(>50)}$ 表示 2DC 所测粒径 D>50µm 以上(即 $D_j \ge 54.88$ µm, 舍弃了 $D_j = 30.12$ µm 的 资料)粒子的浓度和直径。

对于 FSSP, 按如下方法进行计算 (Miles et al., 2000):

$$N_{1} = \sum_{i=1}^{n} n(D_{i}) \Delta D_{i} , \qquad (1)$$

$$D_{m1} = \frac{\sum_{i=1}^{n} D_i n(D_i) \Delta D_i}{N_1} , \qquad (2)$$

LWC_{FSSP} =
$$\frac{\pi}{6} \times 10^{-6} \rho_l \sum_{i=1}^n D_i^3 n(D_i) \Delta D_i$$
, (3)

其中, N_1 单位为 cm⁻³, D_{m1} 单位为 µm。 D_i 为 FSSP 第 i 测量通道的中值直径(单位:µm); ΔD_i 为每测 量通道间隔, ΔD_i =3 µm; $n(D_i)$ 为第 i 测量通道的粒 子数浓度分布函数(单位: cm⁻³ µm⁻¹), i=1, ..., 15, 即 n=15; ρ_i 为液态水密度(单位: g cm⁻³); LWC_{FSSP} 为由 FSSP 计算所得的液态含水量(单位: g cm⁻³), 即将 FSSP 量程内所观测到的云粒子假定为球形液滴。

对于 2DC 浓度 N_2 (单位: L⁻¹) 和直径 D_{m2} (单位: μ m), 类同式 (1) 和 (2) 处理。其粒子数浓度分布函数 $n(D_j)$ 位为 L⁻¹ μ m⁻¹, j=1, ..., 62。在第 17~62 测量通道 $\Delta D_j \approx 25 \mu$ m, 在 1~16 测量通道 $\Delta D_j \approx 25 \mu$ m。当取浓度 $N \approx 50$ 及平均直径 $D_{m(>50)}$ 时,即取 j=2, ..., 62。

云滴是在一定的过饱和条件下经过凝结核化 产生凝结增长而形成的水滴(游来光,1994)。云 滴有效半径 *r*_{ew} (effective radius of water droplets) 的表达式 (Martin et al., 1994; McFarquhar and Heymsfield, 1996, 1998; Miles et al., 2000)为:

$$r_{\rm ew} = \frac{\sum_{i=1}^{n} n_i \left(\frac{D_i}{2}\right)^3 \Delta D_i}{\sum_{i=1}^{n} n_i \left(\frac{D_i}{2}\right)^2 \Delta D_i},$$
(4)

冰相含水量 IWC (Ice Water Content) 可以用 PMS 各探头所测冰相粒子的数浓度分布函数及中 值直径间接计算(游来光等, 1989; Brown and Francis, 1995; Mitchell, 1996; Heymsfield et al., 2002; McFarquhar et al., 2007),

$$IWC = \sum_{j=1}^{m} aD_{j}^{b}n(D_{j})\Delta D_{j} , \qquad (5)$$

其中, a、b分别为经验回归系数。

云的界定即为判定是否进入云区的阈值。本文 根据飞机宏观观测的实际情况和云粒子瞬时谱分 布,并参照同季节甘肃中北部地区云系干层的观测 结果(李照荣等,2003)及相关文献结果(Cober et al., 2001; McFarquhar and Cober, 2004),在混合相 态云中以LWC_{FSSP}大于 10^{-4} g m⁻³ 为阈值,在冰云 中以 N_2 大于 0.1 L⁻¹ 为阈值。

3 探测飞行概况及云系宏观结构特征

3.1 探测飞行概况

2003年10月11~13日,受东移冷空气与西南 暖湿气流的共同作用,三江源东部地区出现了连日 阴雨天气。10月11日08:00(北京时,下同)500 hPa高空形势图表明该地区处于槽前的西南暖湿气 流中,水汽供应条件较好。试验区内只有河南

(34°44′N, 101°36′E; 3500 m)、泽库(35°2′N, 101°28′E; 3663 m)两站。河南站 08:00 地面观测 云状为蔽光层积云(Scop),并在上午出现了零星 降水,14:00 的云状为透光层积云(Sctra);泽库站 14:00 云状为蔽光高层云(Asop)。

10月11日下午飞行探测的云系为典型的冷锋降水云系。14:47 探测飞机从西宁机场起飞,到达试验区上空后,在河南站西北约20km、泽库站西南约25km的上空实施分层巡回垂直探测飞行。图1给出了垂直探测飞行时全球卫星定位系统GPS(Globe Positioning System)测量的航迹。15:33飞机爬升至海拔高度(H)7800m,在完成第一层平飞探测后,盘旋下降至始航点开始第二层的平飞探测,到折返点



图 1 分层巡回垂直探测飞行的 GPS (全球卫星定位系统) 航迹图 Fig. 1 The GPS (Globe Positioning System) flight track of vertical sounding in layered itineracy flight

后盘旋垂直下降至第三层始航点,继续开始第三层 的平飞探测,重复上述分层垂直探测直至安全高度 5200 m 层。飞机共平飞探测 6 层,每层高度间距约 500 m,每层平飞探测距离约 40 km,探测飞行共耗 时约 1 h。随后飞机爬升高度实施作业试验后返航。

垂直探测及作业试验飞行结束约 40 min 后,河 南站开始出现降水,降水时段为 17:40~18:27,降 水量为 1.6 mm。20:00 河南站云状转为鬃积雨云 (Cbcap),并在 20:00 至次日凌晨出现降水(霰、 雪),降水量为 5.1 mm(积雪深度 1.0 cm)。临近的 泽库站 20:00 时云状也转为 Cbcap,并出现间歇性

降水,降水量为 2.2 mm。

3.2 云系宏观结构特征

飞行宏观观测记录表明: 该云系的垂直配置为 卷层云一高层云一层积云(Cs-As-Sc), 共分4层, 中间明显存在 3 层干层。在 7800 m 高度处有一稀 薄的 Cs, 目测估计厚约 100~200 m, 外形呈丝缕 状。7300~6800 m 和 6250~5700 m 高度范围内分 别有两层 As,中间有约 500 m 的干层。上层 As 云 体松散,呈絮雾状,而下层 As 范围较大,但主云 体很薄(厚约200m),云体中时有对流泡高高耸立, 高度达 200~300 m。在下层 As 云底部时飞机颠 簸, 且前窗及机翼有积冰出现, 表明云中有不稳定 气流影响并有丰富的液态过冷水存在。约 5400 m 高度层以下为大范围的 Sc 云团。平飞期间分别穿 越了 2 个 Sc 云团,云团云体较为密实,但云团之 间间隙明显,通过云隙隐约可见地面,目测估计 Sc 云底在约 5000 m 处, Sc 厚约 400 m。云团内温度 比云隙间温度低 1.3~2.0°C,飞机前窗仍有积冰。

表1列出了各层平飞探测时的时间段、云层位

5 期	王黎俊等: 三江源地区秋季典型多层层状云系的飞机观测分析	
No. 5	WANG Lijun et al. Analyses on Typical Autumn Multi-Layer Stratiform Clouds over the Sanjiangyuan National	1043

置、高度层及温度。由表1可见,位于云系最底部 的 Sc 中温度变化幅度较大,其他各层内的温度波 动幅度均未超过 1.5°C。图 2 为温度随海拔高度的 变化廓线。由图2可见,整个云系在0°C 层以上,没 有明显的逆温出现。这有利于底层云层间水汽的输 送和冰相粒子的进一步循环长大,有利于云层的汇 合及云系的进一步发展。温度变化线性拟合的判定 系数 R^2 =0.98,满足显著性水平 α=0.01 的检验,表 明温度与高度线性相关性显著,各高度层基本上可 以代表相应的温度层。5200~7800 m 的平均温度 梯度 $\overline{\Gamma} = -\Delta T/\Delta H$ =(0.64°C)/(100 m)。

4 云微物理量的垂直分布特征分析

4.1 云粒子浓度、直径和含水量的垂直分布

图3给出了云系垂直结构示意图和分层巡回垂

直探测时 FSSP、2DC(*D*>50 μm)、King 探头观测 值随高度(温度)的分布图。表 2、表 3 分别列出 了各高度层云中 FSSP 和 King 探头、2DC 探头观 测值的统计特征值(统计时间段见表 1)。

由图 3 可见, FSSP 在 Cs 和上层 As 中几乎未 观测到云粒子(图 3b1-b3),表明这两层云中已基 本没有直径小于 47 μm 的云粒子存在; King 探头 也未观测到液态过冷水(图 3c)。上层 As 中, 2DC 观测的云粒子(D>50 μm)基本连续垂直分布;下 层 As 中,因其云顶实际上为云中发展起来的对流 泡顶,盘旋下降期间绕飞对流泡,所以下降直至进 入主体云层期间 FSSP、2DC 及 King 探头均未观测 到有效资料。

由图 3b1、b2、b3 和 c,并结合表 2 可见,在 对流泡顶 FSSP 观测到有浓度较高而直径较小的云

|--|

Table 1	The time, cloud-layer location, a	altitude, and tem	perature during l	avered flight detection

	-	-	- · ·	-	
平飞探测时间段	云层位置	高度层(海拔高度)(m)	温度(°C)	平均温度及标准差(℃)	
15:33:05~15:36:16	Cs	7800	$-18.7 \sim -20.0$	-19.4 ± 0.3	
15:38:01~15:46:37	上层 As 顶部	7300	$-16.0 \sim -17.5$	-16.8 ± 0.4	
15:48:52~15:56:48	上层 As 底部	6800	$-14.0 \sim -15.3$	-14.6 ± 0.3	
15:59:43~16:06:34	下层 As 顶部(对流泡顶)	6250	$-11.1 \sim -12.0$	-11.6 ± 0.2	
16:10:39~16:16:45	下层 As 底部	5700	$-6.6 {\sim} {-8.0}$	-7.2 ± 0.3	
16:19:10~16:28:17	Sc 中下部	5200	$-1.7 \sim -5.5$	-3.5 ± 0.9	
16:19:10~16:28:17	Sc 中下部	5200	-1.7~-5.5	-3.5 ± 0.9	

表 2 FSSP 和 King 探头在各平飞高度层观测的云微物理量统计表

	Table 2	The statis	tatistics on the observations from the FSSP and the King probe at each level							
高度层	\overline{N}_1	$N_{1_{max}}$	\overline{D}_{m1}	D_{ml}	\overline{LWC}_{FSSP}	LWC _{FSSP_max}	\overline{LWC}_{King}	LWC _{King_max}		
()	(-3)	(-3)		$\langle \rangle$	(-3)	(-3)	(-3)	(-3)		

		-		1				- · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	0
	(m)	(cm^{-3})	(cm^{-3})	(µm)	(µm)	$(g m^{-3})$	$(g m^{-3})$	$(g m^{-3})$	$(g m^{-3})$
	6250	44.6	192	10.7	5.7~12.2	0.034	0.144	0.041	0.151
	5700	148.2	312	8.6	5.1~42.5	0.078	0.201	0.069	0.174
	5200	47.3	230	13.7	4.0~42.5	0.018	0.114	0.015	0.068
-									

注: \overline{N}_1 和 $N_{1_{max}}$ 为 FSSP 浓度的平均值和最大值; \overline{D}_{ml} 为 FSSP 直径 D_{ml} 的平均值; \overline{LWC}_{FSSP} 和 LWC_{FSSP_max} 为 FSSP 计算含水量的平均值和最大值; \overline{LWC}_{King} 和 LWC_{King max} 为 King 热线液态含水量仪所测液态含水量的平均值和最大值。

表 3 2DC 探头在各平飞高度层观测的云微物理量统计表

Table 3	The statistics on	the observation	ons from th	ie 2DC j	probe at	each leve
---------	-------------------	-----------------	-------------	----------	----------	-----------

高度层	$\overline{N}_{2(>50)}$	N2 (>50) _max	$\overline{D}_{m2(>50)}$	D_{m2} (>50) _max	\overline{N}_2	N2_max	\overline{D}_{m_2}	D _{m2_max}
(m)	(L^{-1})	(L^{-1})	(µm)	(µm)	(L^{-1})	(L^{-1})	(µm)	(µm)
7800	6.7	25.2	91.3	326.0	166.8	557.3	33.1	99.2
7300	6.1	32.4	88.0	310.0	124.2	480.4	35.9	178.3
6800	5.3	21.5	87.2	275.3	91.2	320.3	38.4	202.9
6250	4.5	23.6	84.1	178.3	42.0	190.1	53.5	178.0
5700	4.3	22.0	98.5	350.6	37.6	299.5	57.6	350.6
5200	3.1	24.8	216.4	1038.3	28.8	169.9	121.0	1205.0

注: $\overline{N}_{2(>50)}$ 和 N_{2(>50)_max}为 2DC (D>50 µm)浓度的平均值和最大值; $\overline{D}_{m2(>50)}$ 和 D_{m2(>50)_max}为 2DC(D>50 µm)所测直径的平均值和最大值; \overline{N}_{2} 和 N_{2_max}为 2DC 浓度的平均值和最大值; \overline{D}_{m2} 和 D_{m2_max}为 2DC 直径的平均值和最大值。

粒子存在,但 LWC_{FSSP}和 LWC_{King} 均有较大值出 现;下层 As 云底有高浓度的云粒子广泛分布, D_{m1} 基本覆盖了 FSSP 量程,LWC_{FSSP}和 LWC_{King}也出 现较大值;Sc 中下部 D_{m1} 也基本覆盖了 FSSP 量 程,但 N_1 、LWC_{FSSP}及 LWC_{King} 明显小于下层 As 底部。由各平飞层的统计值(表 2)可见, N_1 的平 均值 $\overline{N_1}$ 及其最大值 N_{1_max} 、LWC_{FSSP}的平均值 LWC_{FSSP}及其最大值 LWC_{FSSP_max}、LWC_{King}的平均值





 \overline{LWC}_{King} 及其最大值 LWC_{King_max} 在下层 As 云底最 大,而 D_{m1} 的平均值 \overline{D}_{m1} 在下层 As 云底中最小。在 5900~5700 m、5400~5200 m 两次的云中下降观 测中,LWC_{FSSP} 值与 LWC_{King} 的垂直分布存在一定 的差异。比较明显的是进入 Sc(约 5400 m)后,随 着高度降低, N_1 增大, D_{m1} 由 30 μ m 开始减小, LWC_{FSSP} 值有所减小,但 LWC_{King} 值却有所增大, 趋势相反,且明显小于 LWC_{FSSP}。表明 LWC_{King} 可 能只有 FSSP 量程内一定直径范围内的云粒子浓度 决定,这在本文第 5 节中以大量的水平观测资料做 进一步分析和验证。

由图 3d1 和 d2 可见,在 Cs 和上层 As 中 2DC ($D > 50 \mu m$)观测到有浓度较高而直径较小的粒子 存在,且在上层 As 云顶至云底之间有直径较小的 云粒子连续垂直分布。盘旋下降进入下层 As 主云 体后,有直径较小、浓度较低的云粒子连续分布。 进入 Sc 后,浓度有所减小,但直径明显增大。比 较 2DC ($D > 50 \mu m$)在各层的统计值(表 3)可见, $N_{2(>50)}$ 的平均值 $\overline{N}_{2(>50)}$ 从最顶端的 Cs 由上而下依次递 减,在 Sc 为最低值,约为 Cs 的一半。 $N_{2(>50)}$ 的最 大值 $N_{2(>50)}$ max 无明显变化趋势。而 $D_{m2(>50)}$ 的平均 值 $\overline{D}_{m2(>50)}$ 依次递增,并在 Sc 中迅速增大,跃增至



图 3 分层巡回垂直探测飞行时的(a) 云系垂直结构示意图和(b1-b3、c、d1-d3) 云微物理量随海拔高度的垂直分布:(b1-b3) FSSP 浓度 N₁、直 径 D_{m1} 和液态含水量 LWC_{FSSP}:(c) King 探头实测液态含水量 LWC_{King}:(d1,d2) 2DC (D>50 μm) 浓度 N_{2 (>50}) 和直径 D_{m2 (>50})

Fig. 3 (a) The sketch map for the vertical structure and (b1–b3, c, d1–d3) vertical distribution of cloud microphysical quantity with altitude variation by layered vertical probe during flight: (b1–b3) The FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe) concentration (N_1), diameters (D_{m1}), and liquid water content (LWC_{FSSP}); (c) King probe measured liquid water content (LWC_{King}); (d1, d2) the 2DC (Two–Dimensional Cloud Probe) ($D>50 \mu m$) concentration ($N_{2(>50)}$) and diameters ($N_{2(>50)}$)

表 4 中国北方冷锋层状云系过冷层中 As 和 Sc 微物理量统计值的比较表

Table 4 The comparison of the microphysical quantities in the supercooled water layer between As (altostratus) and Sc(stratocumulus) in the typical cold front stratiform clouds over northern China

地区	观测时间	云型	\overline{N}_1	N_{1_max}	\overline{D}_{m_1}	LWC _{FSSP}	LWC _{FSSP_max}	\overline{N}_2	N2_max	\overline{D}_{m_2}	D _{m2_max}
			(cm^{-3})	(cm^{-3})	(µm)	$(g m^{-3})$	(g m ⁻³)	(L^{-1})	(L^{-1})	(µm)	(µm)
甘肃	2001年9~10月	Sc, As	20	88	4.6	0.003	0.045	36.34	339.5	103	_
宁夏	1994年6月	层状云	12.6	676	6.85	—	0.179	_	_	_	_
河北	1992年6月	Sc	63.8	_	9.7	0.047	-	9.65	_	274.62	_
北京1	2003年8月	Sc	36.5~54.0	120~144	8.22~16.05	0.213	0.393	0.358	1.525	243.13	579.5
	2003年9月	层状云	63.3	183	7.22	0.117	0.193	0.366	3.78	195.50	1325
北京 ²	2004年8月12日	Sc	0~30	_	3~17	0.02	0.26	0.3	15	206	658
山东	2008年10月5日	层状云	280	888	4.5	—	0.18	_	406	_	345
青海东北部	1995~1997 年春季	Sc	0.2	_	13	0.01	_	_	_	_	_
		As	6	_	20	0.04	_	_	_	_	_
三江源	2003年10月11日	Sc	47	230	13.7	0.018	0.115	28.8	169.9	121.0	1205.0
		As	148	312	8.6	0.078	0.201	37.6	299.5	57.6	350.6

注: 甘肃(李照荣等, 2003); 宁夏(樊曙先, 2000); 河北(杨文霞等, 2005); 北京¹(张佃国等, 2007); 北京²(范烨等, 2010); 山东(张佃国 等, 2011); 青海东北部(李仑格和德力格尔, 2001)

216.4 µm,为 Cs 的 2.3 倍,且 $D_{m2(>50)}$ 的最大值 $D_{m2(>50)_{max}}$ 达 1038.3 µm,即位于云系最底层的 Sc 中云粒子尺寸及谱宽最大。 N_2 、 D_{m2} 与 $N_{2(>50)}$ 、 $D_{m2(>50)}$ 差异很大,但 \overline{N}_2 与 $\overline{N}_{2(>50)}$ 、 \overline{D}_{m2} 与 $\overline{D}_{m2(>50)}$ 的垂直 变化趋势一致。

4.2 As和Sc与中国北方其他地区观测结果的比较 黄梦宇等(2005)对中国北方多年来不同地区 层状云系中FSSP所测的平均浓度和含水量进行了 比较,发现平均浓度、含水量的变化趋势不甚明显。
范烨等(2010)对中国北方9个架次冷锋层积云系 中的2DC观测值进行了比较,发现各架次数据的
差异最大有2个量级。云的微物理参量随着不同地
区、季节、天气系统、云型、云中不同部位、不同
发展阶段以及大气层结等情况变化复杂。本文将下
层As及Sc中FSSP和2DC的观测值,与中国北方
其他地区冷锋云系中同样位于过冷层中的、相同或
类似云型的探测结果做一比较,由表4列出。

三江源地区是一个特殊的天气地带,水汽充 沛,降水频繁(赵仕雄等,2003)。由表4可见,该 地区 As 和 Sc 的 FSSP 所测平均浓度 \overline{n} ,明显高于甘 肃、宁夏及青海东北部等典型内陆地区的层状云 系,但低于山东等沿海地区,与北京、河北等地较 为接近。 \overline{D}_{m1} 较北方大部分地区偏高。As 的 \overline{LWC}_{FSSP} 除比 2003 年北京观测结果明显较小外,较其他地 区偏高。2DC 云粒子平均浓度 \overline{n}_2 与甘肃较为接近, \overline{D}_{m2} 较其他地区偏小,但 Sc 中 D_{m2}_{max} 明显高于北 方其他地区,表明 Sc 云粒子谱宽较宽,具有较为 明显的地区特征。

5 云粒子水平分布特征分析及液态 过冷水的判别

5.1 Sc

5.1.1 Sc 云微物理量水平分布的基本特征

图 4 给出了 16:19:10~16:28:17 在 Sc 中下部平 飞时 FSSP 和 2DC 观测的粒子浓度、直径、瞬时 谱、LWC_{FSSP}、二维粒子图像及 King 探头观测值 LWC_{King}。

由图 4a 可见,首先,2 个 Sc 云团 (1~187 s、 422~547 s)中 FSSP 所测云粒子浓度 N_1 和直径 D_{m1} 的水平分布均差异较大。浓度在高值区与低值 区相差 3~4 个量级, N_1 最大值可达 200 cm⁻³以上。 D_{m1} 在 FSSP 的量程内均有分布。其次,FSSP 观测 的浓度对数值与直径有着明显的反相关性,高浓度 区对应高 LWC_{FSSP} 区(图 4a、b)。在 2 个云团内, 当 N_1 在 10~50 cm⁻³ 以上时, D_{m1} 总是分别集中在 6~9 μ m、6~11 μ m 范围内,与之相对应,在图 4b 中有明显的高 LWC_{FSSP} 区出现 (G1-G7 区)。而当 N_1 小于 1 cm⁻³时, D_{m1} 分布比较分散,且 D_{m1} 值较 大,在图 4b 中基本上没有高过冷水区出现。显然, 在 FSSP 所测的较大云粒子浓度比较小云粒子的浓 度要小 3 个量级以上的情况下,含水量 LWC_{FSSP} 主 要是由云粒子浓度决定。云隙间 (188~421 s)只



图 4 Sc 中下部的 (a) FSSP 浓度 N_1 和直径 D_{m1} 、(b) LWC_{FSSP} 和 LWC_{King}、(c) FSSP 瞬时谱(单位: lg (cm⁻³ µm⁻¹))、(d) 2DC (D>50 µm) 浓度 $N_{2(>50)}$ 和直径 $D_{m2(>50)}$ 、(e) 2DC (D>50 µm) 瞬时谱 (单位: lg (L^{-1} µm⁻¹)) 随时间的变化; (f1~f9) 不同时刻的 2DC 粒子图像: (f1) 第 3 s; (f2) 第 84 s; (f3) 第 109 s; (f4) 第 127 s; (f5) 第 465 s; (f6) 第 507 s; (f7) 第 514 s; (f8) 第 521 s; (f9) 第 545 s。初始时刻为 16:19:10 Fig. 4 The time variations of the middle—lower level Sc (stratocumulus): (a) The FSSP concentration (N_1) and diameter (D_{m1}); (b) LWC_{FSSP} and LWC_{King}; (c) the FSSP instantaneous spectrum (lg (cm⁻³ µm⁻¹)); (d) the 2DC (D>50 µm) concentration ($N_{2(>50)}$) and the diameter ($D_{m2(>50)}$); (e) the 2DC (D>50 µm) instantaneous spectrum (lg (L^{-1} µm⁻¹)). (f1–f9) 2DC particle images at times 3, 84, 109, 127, 465, 507, 514, 521, and 545 second. The initial time is 1619:10 BT (Beijing time)

有零散的云粒子存在, N_1 基本上在 0.1 cm⁻³以下, LWC_{FSSP}小于 5×10^{-4} g m⁻³。

由图 4d 可见, 2 个 Sc 云团内 2DC 观测的云粒 子浓度 $N_{2(>50)}$ 没有特别明显的高、低值区, $N_{2(>50)}$ 主要集中在 $0.1 \sim 10 \text{ L}^{-1}$ 范围内。 $D_{m2(>50)}$ 分布也较 为松散,主要集中在 $54.88 \sim 300 \ \mu m$ 范围内,最大 直径在 $1000 \ \mu m$ 以上。云隙间有浓度较高的、直径 小于约 $200 \ \mu m$ 以下的云粒子零散存在。

相对于 FSSP、2DC 所测的云粒子浓度和直径, 其瞬时谱(图 4c、e)能更全面的提供云粒子在各 测量通道内的分布及实时变化信息。综合云粒子瞬 时谱、2DC 图像、浓度及直径的变化,进一步分析 云粒子的相态和高过冷水区的微物理特性。

5.1.2 Sc 云粒子相态的判定

(1) Sc 云 2DC 量程内云粒子相态的判别

对于可辨别的 2DC 图像的分类, Korolev and Sussman (2000) 将 2DC 图像的形状按尺度大小分为 4 大类:球形、不规则形、针状 (含柱状冰晶)、

枝状。张佃国等(2007)将可能由冰晶或雪晶淞附 过冷水产生的较大尺度非球形粒子称为冰雪晶结 淞体。范烨等(2010)将可能由冰晶与雪晶之间碰 并形成的、形状不规则的较大尺度冰相粒子称为冰 雪晶聚合体。

McFarquhar and Heymsfield (1996)利用 2DC 图像的灰度投影面积比 AR (Area Ratio)来判定粒 径 *D*>125 μm 云粒子的相态,并提出一指标:液态 云粒子的 AR>0.8。有关检验也表明以 AR 来判定 *D*>125 μm 云粒子相态的可信度达 93%以上 (McFarquhar et al., 2007)。而对于 53 μm<*D*<125 μm 的云粒子, McFarquhar et al. (2007)在美国 M– PACE 试验的研究中提出在降水中不出现毛毛雨的 情况下,可以以 2DC 图像是否为非球形来判定云 粒子是否为冰晶。

由 Sc 中下部 2DC 图像资料(图 4f1-f9)可见, D>125 μm 的云粒子为不规则形冰晶、柱状冰晶、 枝状冰晶及冰雪晶聚合体和冰雪晶结淞体等。由 McFarquhar et al. (2007) 提出的判断方法再考察 53 μm < D < 125 μm 范围内的粒子形状,未发现球形粒 子存在,由此可判定该尺度范围内的云粒子为冰 晶。同时,由 2DC 瞬时谱(图 4 e)可见在 $D_j \ge 54.88$ μm 测量通道云粒子基本上为不连续分布。所以,可 认为 Sc 中下部 2DC 量程内 D > 50 μm ($D_j \ge 54.88$ μm)的云粒子相态为冰相。

(2) Sc 云 FSSP 量程内云粒子相态的判断

国内,游来光(1994)曾利用谱线的相似性推 测新疆冬季降雪性冰云中直径大于 5 μm 的为冰晶 粒子。国外,近些年的混合云综合外场观测研究 中,首先利用罗斯曼积冰探测仪 RICE (Rosemount Icing Detector) (Cober et al., 2001; Korolev et al., 2003; McFarquhar and Cober, 2004; McFarquhar et al., 2007)或综合地面雷达观测(Field et al., 2004; Lawson and Zuidema, 2009)来确定 0°C 层以上云的 相态(液态过冷水云、冰水混合态云、冰云),然 后再根据各相态云中 FSSP 谱分布的差异来总体说 明 FSSP 量程内云粒子的相态(液相、冰相)。

Cober et al. (2001) 在第一次和第三次加拿大 冻雨试验(the First and Third Canadian Freezing Drizzle Experiments, CFDE I and III) 的观测研究中 发现混合态云中冰晶粒子的平均体积直径大于 30 μ m, Korolev et al. (2003) 对加拿大锋面层状云系的 观测研究表明液态过冷水云中的平均体积直径为 10~12 μ m, 冰云中的在 20~35 μ m 之间变动, 而 Field et al. (2004) 发现英国混合态云和冰云中的平 均体积直径都大于 30 μ m。可见不同地区及云系中 云粒子的相态差异较大。

在液态云和冰水混合态云中,对液态水含量 LWC 的最佳测量值是 King 探头的观测值 (McFarquhar et al., 2007)。液态含水量 LWC_{FSSP} 是由公式 (3) 计算所得,仅当 FSSP 量程内都为液态云粒子 时适用。即在云内 0°C 层以上,如果 FSSP 量程内 有冰晶存在,则 LWC_{FSSP} 会高估云内实际液态过冷 水含量。如果 FSSP 量程内都为液态云粒子,且超 出其观测范围的云粒子(如 2DC 量程内)中有过冷 水存在,则 LWC_{FSSP} 只能代表部分的云液态过冷水 含量。因此,在实际云的观测中,LWC_{FSSP} 与 LWC_{King} 必然存在一定的差异。齐彦斌等(2007)对东北冷 涡对流云带 0°C 层以上的垂直观测中发现,LWC_{King} 与 LWC_{FSSP} 的测量结果有较好的对应关系。其资料 显示,飞机下降时云带顶部的 LWC_{FSSP} 明显大于 LWC_{King},而其他时段 LWC_{FSSP} 小于 LWC_{King}。对 于 FSSP 量程内的云粒子,本文综合 FSSP 瞬时 谱、LWC_{FSSP}与 LWC_{King}的差异来考察其相态。

由图 4b 可见,在 Sc 的 2 个云团中 LWC_{FSSP} 与 LWC_{King} 变化趋势基本相同,但在高 LWC_{FSSP} 区 (G1-G7) LWC_{FSSP}与 LWC_{King} 数值差异明显,且 差异程度各有不同。其中,在G5和G6区,LWC_{FSSP} 与 LWC_{King} 很接近。由 FSSP 瞬时谱(图 4c)可 见该时段内仅有 3.5 µm≤Di≤18.5 µm 的粒子连续 分布, D_i≥21.5 µm 以上没有云粒子存在。由图 4d、 e可见该时段内 2DC 量程内没有云粒子存在(即使 对 2DC 量程内 D>50 µm 云粒子相态判断有误,该 时段内超出 FSSP 量程外也不可能有液态过冷水存 在)。在 G3 和 G4 区, FSSP 量程内不仅有 3.5 $\mu m \leq D_i \leq 18.5 \mu m$ 的粒子连续分布,而且 $D_i \geq 21.5$ μm 以上有粒子零散存在(图 4c)。2DC 量程内基本 没有云粒子存在(图4d、e),LWC_{FSSP}大于LWC_{King} (图 4b)。在 G2 区, FSSP 量程内云粒子的分布情 况与G3、G4区类似(图4c),但2DC量程内有云 粒子存在(图4d、e),然而LWC_{FSSP}仍大于LWC_{King} (图 4b)。在 G1 区, FSSP 量程内有较高浓度的云 粒子不连续分布(图 4c),但 LWC_{FSSP} 远远大于 LWC_{King}, 且LWC_{King} 明显小于 G2 区。比较 G1 区 与 G2 区的 FSSP 瞬时谱,可发现 G1 区 D=9.5、12.5、 15.5 μm 等 3 个测量通道内的数浓度分布函数 n(D_i) 明显小于 G2 区,这可能是 LWC_{King} 明显小于 G2 区的原因。在 G7 区, FSSP 量程内大量有 $D_i \ge 21.5$ μm 以上的、n (D_i) 较高的云粒子不连续分布, LWC_{FSSP}>LWC_{King}, 但其 3.5 μ m $\leq D_i \leq 18.5 \mu$ m 段 内 $n(D_i)$ 明显大于其他高LWC_{FSSP}区(图4c),相 应该区 LWC_{King} 明显较大(图 4b)。由此推测,在 Sc中下部液态过冷水可能主要分布在 D_i=3.5~18.5 µm 范围内。由公式(3)计算 FSSP 在 D=3.5~18.5 μm 测量通道内的含水量(以 LWC_{FSSP(3.5~18.5)}表示), 并与 LWC_{King} 相比较,以进一步检验二者在该云层 内的关联性。

图 5 给出了 2 个云团内 LWC_{FSSP(3.5~18.5})与 LWC_{King}的线性相关图。其判定系数 *R*²=0.95。通过 显著性水平 α=0.05 检验, LWC_{FSSP(3.5~18.5})与 LWC_{King} 有显著的线性相关性。其线性拟合线斜率接近于 1, 且 LWC_{FSSP(3.5~18.5})值绝大部分在 LWC_{King}±15%(仪 器误差)范围内,由此表明 LWC_{FSSP(3.5~18.5})与 LWC_{King}有显著的对称相关性。

50 µm)

以上分析表明,在 Sc 中下部,FSSP 量程内 3.5 μm ≪ *D_i* ≪ 18.5 μm 的云粒子为液态过冷水,21.5 μm ≪ *D_i* ≪ 45.5 μm 的云粒子基本上为冰晶。本文将 FSSP 量程内的过冷液滴称为云滴,将大于云滴尺 度的冰晶粒子称为云晶。

5.1.3 Sc 高过冷水区和低过冷水区的云粒子谱分 布特征

Hobbs 将 FSSP 观测到的云中大于 2 µm 的粒子 总浓度超过 10 cm⁻³ 时看作是云水区 (游来光, 1994; 黄梦宇等, 2005)。5.1.1 节分析中也发现 N_1 超过 10 cm⁻³ 以上时有高过冷水区出现 (图 4a、b),本 文结合本地区混合态云中 FSSP 浓度、瞬时谱和过 冷水含量的变化特点,将 LWC_{FSSP} $\ge 10^{-2}$ g m⁻³ 的区 域称为高过冷水区,将 10⁻² g m⁻³ \ge LWC_{FSSP} $\ge 10^{-4}$ g m⁻³ 的云区称为低过冷水区。由图 4c、d 可见, 2 个 Sc 云团中,G1-G7 高过冷水区与其他区域的 FSSP、2DC 瞬时谱也有明显的差异。图 6 给出了 2



图 5 Sc 中下部 LWC_{King}与 LWC_{FSSP(3.5~18.5})线性相关散点图 Fig. 5 The scatter diagram of linear correlation between LWC_{King} and LWC_{FSSP(3.5~18.5}) for the middle–lower level of Sc

个 Sc 云团中高过冷水区和低过冷水区的 FSSP、 2DC (D>50 μm) 平均粒子谱。由图 6a 可见,高 过冷水区与低过冷水区的 FSSP 平均谱分布有明显 的区别。首先,云粒子数浓度分布函数 $n(D_i)$ 差 异很大。在 D_i =3.5~18.5 µm, 高过冷水区要高于 低冷水区 1~4 个数量级, 在 D_i=21.5~45.5 µm, 相 差1个数量级;其次,高过冷水区谱型基本上为单 峰型伽玛(Γ)分布,而低过冷水区谱形扁平,即 在整个 FSSP 量程范围内粒子浓度没有明显变化; 最 后, 在 3.5 μm ≤D_i ≤18.5 μm 范围内高过冷水区与 低过冷水区谱变化趋势相反,而在 21.5 $\mu m \leq D_i$ ≤45.5 µm 范围内谱型相同,都在 24.5 µm 处有一不 明显的跃升。由图 6b 可见,在 50~150 µm 间,高、 低过冷水含量区的数浓度分布函数 n(D_i) 基本没有 差别,在150 µm~约800 µm 间差异较大,850 µm 以上有较高 n(D_i)的大粒子在高过冷水区出现。

综合前述分析可表明:(1) FSSP 谱型是由液 态过冷云滴(3.5 μm ≤ D_i≤18.5 μm)和固态冰相云 晶(D_i≥21.5 μm)共存造成的。由于冰相过饱和度 高于液相,在相同水汽条件下,冰相云晶比液态云 滴更容易长大。在高过冷水区,冰晶在增长过程中 势必消耗液态过冷水,而小的液态云滴比较大的液 态云滴更容易蒸发,小的冰晶比较大的冰晶更容易 凝华长大。因此在 FSS 粒子谱中的较大液态云滴处 出现了峰值,并在较小云晶处可能出现跃升或峰 值。而在低过冷水区,可能水汽条件较差(低于冰 面饱和水汽压),云滴和云晶都不能长大,从而未 造成明显的浓度差异。(2)高过冷水区有较明显 的冰晶碰并液态过冷水增长(即淞附增长)的现象。 在高过冷水区,较大的冰晶粒子越容易碰并一定尺 度范围内的过冷液滴而迅速长大,从而使原尺寸范



Fig. 6 The distribution of mean particle spectrum in the high and low content of supercooled water for the middle—lower level of Sc (a) FSSP; (b) 2DC (D>

围内的云粒子浓度会有所减小,并出现更大尺寸的 冰相粒子或冰雪晶结淞体。首先,由图 4 中的 2DC 图像可以明显看到,高过冷水区峰值附近有尺寸很 大的冰雪晶聚合体和冰雪晶结淞体(图 4f2、f6、f7 和 f8),而低过冷水区为尺寸明显很小的不规则形、 柱状或短柱状冰晶及较小的枝状冰晶(图 4f1、f3、 f4、f5 和 f9)。这也是高过冷水区出现 850 µm 以上 大粒子(图 6b)的原因。其次,由图 4d 中可见,

在高过冷水区 2DC 量程内的云粒子浓度有所减小 (G7 区尤为明显),同时,由 2DC 瞬时谱(图 4e) 可见,在高过冷水区较大中值直径粒子的 *n*(*D_j*)明 显增加,而较小中值直径粒子的 *n*(*D_j*)有所减小。碰 并的同时会有碰撞破碎及自身破碎存在,这可能是 造成图 6b 中 150 μm~约 800 μm 段高、低过冷水 区 *n*(*D_j*)相互差异较大的原因。

5.1.4 Sc 高过冷水区云滴有效半径和估算过冷水 含量比率

根据 5.1.2 的分析结果,取 3.5 $\mu m \leq D_i \leq 18.5$ μm 范围内(*i*=1,...,*n*; *n*=6)的 FSSP 资料,由公 式(3)计算云滴有效半径。Sc 中下层高过冷水区 云滴有 效半径 r_{ew} 在 3.4~6.0 μm 间,其平均值和 标准差 σ 为 \bar{r}_{ew} =4.5±0.6 μm 。

过冷水含量比率 f_1 (fraction of liquid water)为 混合态云中过冷水含量 LWC 占总含水量 TWC (Total Water Content)的比率,即 f_1 =LWC/TWC (McFarquhar et al., 2007)。国外数值模式研究结果 (Smith, 1990; Moss and Johnson, 1994; Bower et al., 1996)和飞机观测结果(Boudala et al., 2004)都 表明 f_1 与温度及总含水量 TWC 有密切的关联 性。McFarquhar et al. (2007)在美国 M-PACE 试验 的观测中发现层积云中 f_1 随高度的升高而增大。

因国内飞机探测设备中未装备 Nevzorov TWC (Cober et al., 2001; Korolev et al., 2003; Boudala et al., 2004; Field et al., 2004; McFarquhar and Cober, 2004)、回流取样器 CVI (Counterflow Virtual Impactor)(Twohy et al., 2003)等总含水量 TWC 的 直接测量设备,本文以 PMS 各探头的观测资料间 接计算 TWC。TWC 可以表示为过冷水含量 LWC 和冰相含水量 IWC 之和。LWC 可以用 King 探头 测量值来表示(McFarquhar et al., 2007)。以公式 (5)计算 IWC。由 5.1.2 及 5.1.3 的分析发现三江 源地区秋季层积云的微物理特征与美国阿拉斯加 地区秋季低层混合态层积云(McFarquhar et al., 2007) 较为接近,但 McFarquhar et al.,(2007) 提 出的经验回归系数 $a=1.07 \times 10^{-10}$ g µm^{-1.7}、b=1.7 仅 适用于 D>125 µm ($D_j \ge 129.12$ µm; j=5, ..., m; m=62) 以上的冰晶粒子。而对于 53 µm < D < 125 µm (54.88 µm $< D_j \le 104.38$ µm; j=2, ..., 4) 范围内的 非球形冰晶粒子,本文采用与本文谱分布较为接近 的、游来光等(1989) 在新疆冬季层状云中取得 的经验回归系数: a=0.04、b=3 (未进行单位换 算)。对于 D < 53 µm 以下的冰晶粒子及云滴的含水 量,本文以 LWC_{FSSP} 近似代替(显然 LWC_{FSSP} 会对 该粒径范围内的实际含水量有所高估)。估算 f_1 的 表达式可表示为:

$$f_{1} = \frac{LWC}{IWC + LWC} \cong \frac{LWC_{King}}{\sum_{j=5}^{m} 0.107 \times 10^{-9} D_{j}^{1.7} n(D_{j}) \Delta D_{j} + \sum_{j=2}^{4} 0.04 \times 10^{-9} D_{j}^{3} n(D_{j}) \Delta D_{j} + LWC_{FSSP}}$$
(6)

其中, $n(D_j)$ 单位为 L⁻¹ μ m⁻¹, D_j 单位为 μ m, IWC 单位为 g m⁻³。

由 5.1.2 的分析可知, 2 个 Sc 云团中 G5、G6 等两个纯液态过冷水区的 fi 显然为 1, 而 G1、G2、G3、G4、G7 等 5 个由冰、水混合相态组成的高过 冷水区,水平分布尺度不一,且 LWC_{King} 值也有较 大差异。为便于比较,将平飞穿越的起始—终止的 时间及 LWC_{King} 进行标准化处理,即:

$$t_{\rm n} = \frac{t - t_{\rm a}}{t_{\rm b} - t_{\rm a}} , \qquad (7)$$

$$LWC_{Kingn} = \frac{LWC_{King} - LWC_{Kinga}}{LWC_{Kingb} - LWC_{Kinga}}, \quad (8)$$

其中, *t*_a、*t*_b分别为穿越各高过冷水区的起始、 终止的时间(单位: s), LWC_{Kinga}、LWC_{Kingb}为各 高过冷水区 LWC_{King}的最小值和最大值。进行标准 化处理后, *t*_n、LWC_{Kingn}的最大值为1,最小值为0。

图 7 给出了 Sc 中混合态高过冷水区标准化处 理后的 f₁、LWC_{Kingn} 及其变化趋势拟合线。f₁ 和 LWC_{Kingn}的 5 项多项式拟合(最优显著性拟合)曲 线的变化趋势基本一致,表明在 Sc 中高过冷水区 f₁与 LWC_{King}存在一定的关联性。Sc 中高过冷水区 f₁最小值为 29.2%,平均值及标准差为 69.9±19.4%。

5.2 下层 As

5.2.1 下层 As 云微物理量水平分布的基本特征 图 8 给出了 16:11:01~16:14:00、16:02:06~



图 7 Sc 中混合态高过冷水区过冷水含量比率 fi、标准化含水量 LWC_{Kingn} 随标准化时间 t_n 的变化

Fig. 7 The changes of the fraction of liquid water content (f_1) and standardized liquid water content (LWC_{King}) with standardized time (t_n) in the mixed state high supercooled water area of Sc



图 8 下层 As 底部的 (a1) FSSP 浓度 N_1 和直径 D_{m1} 、(b1) LWC_{FSSP} 和 LWC_{King}、(c1) FSSP 瞬时谱、(d1) 2DC (D>50 µm) 浓度 $N_2 \sim_{>50}$ 和直径 $D_{m2} \sim_{>50}$ 、(e1) 2DC (D>50 µm) 瞬时谱随时间的变化; (a2)–(e2) 同 (a1)–(e1), 但为对流泡顶 Fig. 8 The time variations at the bottom of lower As (altostratus): (a1) The FSSP concentration (N_1) and diameter (D_{m1}); (b1) LWC_{FSSP} and LWC_{King}, (c1) the FSSP instantaneous spectrum; (d1) the 2DC (D>50 µm) concentration ($N_{2(>50)}$) and the diameter ($D_{m2(>50)}$); (e1) the 2DC (D>50 µm) instantaneous spectrum.

(a2)-(e2) Same as (a1)-(e1), but for the top of the convective bubble

16:03:24 分别在 As 底部和顶部平飞时 FSSP、2DC 探头观测的粒子浓度、直径、瞬时谱、LWC_{FSSP} 和 King 探头观测值 LWC_{King}。

穿越 As 底部时的飞行宏观观测记录显示,约 16:11 飞机颠簸并出现积冰,约 16:12:20 后云层变 稀薄,隐约可见下方 Sc,约 16:13 后能见度转好, 基本出云。由图 8a1 可见,在 As 底部云区内 FSSP 浓度在高值区与低值区相差 4~5 个量级,最大值 可达 300 cm⁻³以上,在 FSSP 的整个量程内云粒子 广泛分布。FSSP 观测的浓度对数值与云粒子直径 D_{m1} 也存在着明显的反相关性,且 FSSP 高浓区对 应高含水量(LWC_{FSSP}及 LWC_{King})区(图 8b1)。 当 FSSP 观测云滴浓度 N_1 在约 100 cm⁻³以上时,直 径 D_{m1} 集中在 6~9.5 µm 范围内,与之相对应,在 图 8b1 中有明显的高含水量区出现(G1 和 G2); 在 G1 和 G2 两个高含水量区中间,有 N_1 变化较大 (10⁻³~60 cm⁻³),但其 D_{m1} 与高含水量区的 D_{m1} 较为接近的云区存在,LWC_{FSSP}在 10⁻⁴~0.02 g m⁻³ 间;在 G1 和 G2 区两侧是低浓度(N_1 <0.1 cm⁻³) 较大 D_{m1} (>18 µm)的稀疏云区,LWC_{FSSP}小于 0.01 g m⁻³; 基本出云后,FSSP 已观测不到云粒子,但 2DC 量程内(图 8d1、e1)仍有大量较高浓度的云 粒子存在。2DC 观测的云粒子浓度在该高度层没有 明显的高、低值区, $N_{2(>50)}$ 分布在 $0.3 \sim 22 L^{-1}$ 范围 内,云粒子直径 $D_{m2(>50)}$ 较为松散的分布在 54.88~ 350 μ m 范围内。

As 顶部为隆起的对流泡顶。平飞穿越 As 中对 流泡顶后即出云,无明显低含水区。由图 8a2、b2 可见,FSSP 观测的浓度在大于 10 cm⁻³ 时就出现了 较为明显的高含水量区 (G3 和 G4),云滴 D_{m1} 仅 在 8.2~12.2 μ m 之间。云区基本上为高含水量区。 G3 区和 G4 区中间及约 16:03 飞出对流泡后,FSSP 已观测不到云粒子,但 2DC 仍观测到有较高浓度 的云粒子存在 (图 8d2、e2)。 $N_{2(>50)}$ 在该层也没 有明显的高、低值区,分布在 0.5~23.6 L⁻¹范围内, $D_{m2(>50)}$ 在 54.88~175 μ m 范围内。

5.2.2 下层 As 云粒子相态的判定

由图 8d1 和图 8d2 可见,在 As 底部和对流泡 顶的 2DC (*D*>50 μm)的粒子瞬时谱几乎没有连续 分布的情况。As 底部 *D*>125 μm 的云粒子的 2DC 图像基本为不规则形冰晶(图略),而在对流泡顶 已基本上看不到大粒子图像。As 底部和对流泡顶 53 μm<*D*<125 μm 范围内的粒子形状为非球形。 由此表明 As 底部和对流泡顶 2DC 量程内 *D_j*≥54.88 μm 的云粒子相态为冰相。

由图 8b1、b2 可见,在 As 底部和对流泡顶的 LWC_{FSSP}与 LWC_{King}变化趋势基本相同。其中,在 G2 高含水量区,LWC_{King}与 LWC_{FSSP}基本接近。由 其 FSSP 瞬时谱(图 8c1)可见,该时段内仅有 3.5 $\mu m \ll D_i \ll 21.5 \mu m$ 的粒子连续分布, $D_i \gg 24.5 \mu m$ 以 上没有云粒子存在。在 G1 高含冷水区,FSSP 量程 内不仅有 3.5 μ m $\leq D_i \leq 21.5 \mu$ m 的粒子连续分布, 而且有较高浓度的 $D_i \geq 24.5 \mu$ m 粒子不连续分布 (图 8c1)。其 LWC_{FSSP}大于 LWC_{King},且明显大于 G2 区的 LWC_{FSSP},但其 LWC_{King}峰值与 G2 区峰值 相近。在对流泡项,FSSP 量程内已没有 $D_i \geq 24.5$ μ m 以上的粒子,在高含水量区 (G3 和 G4)有 3.5 μ m $\leq D_i \leq 21.5 \mu$ m 的粒子连续分布 (图 8c2),且 LWC_{FSSP}与 LWC_{King}数值极为接近 (图 8b2)。由此 推测,As 底部和对流泡项的液态过冷水在 $D_i=3.5\sim$ 21.5 μ m 范围内。计算 As 底部和对流泡项的 LWC_{FSSP(3.5~21.5}),并进一步分析与 LWC_{King} 的对称 线性相关关系。

图 9 给出了 LWC_{FSSP(3.5~21.5)}、LWC_{King} 在这两 层主要云区的线性相关图。由图 9a、b 可见, LWC_{FSSP(3.5~21.5)}与 LWC_{King} 有极显著的相关性(判 定系数 R^2 分别为 0.96, 0.97, 通过显著性水平 α =0.01 的检验),且线性拟合线斜率均接近于 1, LWC_{FSSP(3.5~21.5)}几乎在 LWC_{King}±15%范围内。由此 可表明,5700 m 层和 6250 m 层内的过冷水均存在 于 D_i =3.5~21.5 μ m 粒径范围内。

5.2.3 下层 As 云底高过冷水区和低过冷水区的云 粒子谱分布特征

图 10 给出了下层 As 底部高过冷水区(图 8G1、G2 区) 和低过冷水区(图 8G1、G2 区两侧 10⁻² g m⁻³ >LWC_{FSSP}>10⁻⁴ g m⁻³ 的云区) 的 FSSP、2DC (*D* >50 µm) 平均粒子谱。由图 10a 可见,与 Sc 中下 部类似,高过冷水区与低过冷水区的 FSSP 粒子谱 有着明显的区别。二者 *n*(*D_i*) 差别很大,在 3.5~21.5 µm 内,相差 3~4 个数量级,而在 24.5~45.5 µm,相差 1~2 个数量级。高过冷水区谱型基本上 为单峰型伽玛分布,峰值在 *D_i*=9.5 µm 处。低过冷



图 9 (a) As 底部、(b) 对流泡顶的 LWC_{FSSP(3.5~21.5)}与 LWC_{King} 线性相关散点图

Fig. 9 The scatter diagram of linear correlation between LWC_{FSSP(3.5-21.5)} and LWC_{King} at the bottom of As and the top of convective bubble

水区谱形扁平,没有明显的峰值,在 *D*_i=21.5 出现 极小值。在 3.5~21.5 μm 内高过冷水区与低过冷水 区谱变化趋势基本相反,而在 24.5~45.5 μm 谱型 没有明显差别。由图 10b 可见,高过冷水区与低过 冷水区的 2DC 粒子平均谱分布不连续,谱型基本为 负指数型,且二者没有明显的差别。由此表明,与 Sc 中下部类似,该层 FSSP 谱型是由液态过冷云滴

(3.5 µm≤*D_i*≤21.5 µm)和固态冰相云晶(*D_i*≥24.5 µm)共存造成的。但与 Sc 中下部不同,在高过冷水区没有明显的淞附增长现象存在。

5.2.4 下层 As 高过冷水区云滴有效半径和过冷水 含量比率

根据 5.2.2 的分析结果,取 3.5 μ m $\leq D_i \leq 21.5 \mu$ m 范围内(*i*=1,...,*n*; *n*=7)的 FSSP 资料计算云滴有 效半径。下层 As 底部高过冷水区的云滴有效半径 r_{ew} 在 4.8~5.8 μ m 范围内,平均值及标准差为 \bar{r}_{ew} = 5.4±0.2 μ m。在对流泡顶高过冷水区 r_{ew} 在 5.6~7.2 μ m 之间, \bar{r}_{ew} =6.6±0.4 μ m。

类同 5.1.4, 将下层 As 底部两个高过冷水区观测起始一终止时间和 LWC_{King}进行标准化处理。图

11 给出了下层 As 底部高过冷水区 f_i 和 LWC_{Kingn} 随 t_n 的分布。由图 11 可见, f_i 在高过冷水区没有明显 的变化。 f_i 和 LWC_{Kingn}的 5 项多项式拟合(最优显 著性拟合)变化趋势均不明显(均未通过 α =0.1 的 显著性检验), f_i 与 LWC_{Kingn} 也无关联性。As 底部 高过冷水区 f_i 最小值为 72.3%, 平均值及标准差为 89.2±8.1%。在 6250 m 层的对流泡顶部,高过冷水 区 f_i 近似等于 1。

5.3 上层 As 和 Cs

图 12 给出了在上层 As 云底、云顶部和 Cs 的 2DC 所测云粒子浓度、直径及瞬时谱随时间变化 图。2DC 观测值资料含 *D_j*=30.12 µm 通道资料。由 图 12a1、a2、a3 可见, 2DC 在上层 As 云顶、云底 和 Cs 中都观测到有高浓度的云粒子存在,粒子浓 度都没有明显的高、低值区。位于云系最高层的 Cs 中的云粒子浓度 *N*₂ 明显大于上层 As,但其粒子直 径 *D*_{m2} 几乎都在 30 µm 左右,表明 Cs 中主要以 *D_j*=30.12 µm 的云粒子为主。由图 12b1、b2、b3 可 见,2DC 瞬时谱分布比较均匀,没有明显的密集分 布区。



图 10 下层 As 底部高过冷水区和低过冷水区的(a) FSSP、(b) 2DC(D>50 µm) 平均粒子谱分布 Fig. 10 The distribution of mean particle spectrum in the high and low content of supercooled water for the lower level of Sc: (a) FSSP; (b) 2DC (D>50 µm)



图 11 下层 As 底部高过冷水区 fi和 LWC Kingn 随 tn 变化



King 探头在上层 As 和 Cs 内都没有探测到液态 水,且 2DC 瞬时谱在中值直径 $D_j \ge 54.88$ µm 以上 都存在明显的不连续现象,由此推断上层 As 和 Cs 为冰云。以公式(6)中的经验回归系数计算 D >50 µm 以上冰相云粒子冰水含量 IWC (>50),则上层 As 云底、云顶和 Cs 中的 IWC 最大值分别为 0.008 g m⁻³、0.011 g m⁻³、0.017 g m⁻³,其平均值均超过 0.001 g m⁻³。如果不考虑误差,计算 2DC 整个量程 内的 IWC,则其最大值基本没有变化,但其平均值 增大1个量级。

6 云系平均粒子谱分布特征和云粒 子增长机制的探讨

此次分层垂直探测时段为云系的发展阶段。云 系只有冰晶层和过冷混合层组成。图 13 给出了云 系各高度层的 FSSP 和 2DC 平均谱分布。



图 12 上层 As 底部的 (a1) 2DC 浓度 N₂和直径 D_{m2}、(b1) 2DC 瞬时谱(单位: lg (L⁻¹ µm⁻¹))随时间的变化; (a2)、(b2)同 (a1)、(b1),但为 上层 As 顶部; (a3)、(b3)同 (a1)、(b1),但为 Cs 中

Fig. 12 The time variations at the bottom of the upper As: (a1) The 2DC concentration (N_2) and the diameter (D_{m2}); (b1) the 2DC instantaneous spectrum ($\lg(L^{-1} \mu m^{-1})$). (a2), (b2) Same as (a1), (b1), but for the top of of the upper As. (a3), (b3) Same as (a1), (b1), but for the Cs (cirrostratus)



图 13 云系各高度层平均云粒子谱分布: (a) Cs 和上层 As 的 2DC 观测; (b1) 下层 As 和 Sc 的 FSSP 观测; (b2) 下层 As 和 Sc 的 2DC 观测 Fig. 13 The mean spectrum distribution of cloud particles at different height: (a) 2DC observation of Cs and the upper level of As; (b1) FSSP observation of lower level of As and Sc; (b2) 2DC observation of lower level of As and Sc

在云系的冰晶层,即 Cs 和上层 As 等两层冰 云中, 由图 13a 可见, 2DC 粒子平均谱均为负指 数型分布,且谱分布相近,谱宽随着高度降低而变 窄。在 30.12 µm≤Di<100 µm 的较小粒径段, 谱线 基本上重合在一起,谱分布相同;在 100 µm<D; < 275 µm 粒径段, n(D_i) 随着高度的降低而有所减 小; Cs 和上层 As 云顶都有直径大于 300 µm 以上 的云粒子 (雪晶)零散分布。降水性层状云系的数 值模拟研究结果(胡朝霞等, 2007)表明,冰晶层 中冰晶主要以凝华增长为主,也存在冰晶的碰并增 长,产生一小部分雪晶。Cs、上层 As 等两层冰云 中,有较高浓度的冰晶及雪晶粒子,其平均谱分布 未出现明显起伏或峰值,且其瞬时谱在整层分布均 匀(图 12b1、b2、b3),但未出现 400 µm 以上的大 冰相粒子。由此推测,靠凝华增长和冰晶的碰并增 长可能很难产生超过 400 µm 以上的大冰相粒子。

在云系的过冷混合层,即下层 As 和 Sc 等两层 冰水混合态云中,因各层高、低含水量区 FSSP 和 2DC 云粒子浓度的不同差异, FSSP 平均谱分布基 本上反映了高过冷水区的云粒子谱特征,而 2DC 平 均谱分布则反映了整层的平均情况。由图 13b1 可 见,FSSP 平均谱分布的谱型均为单峰型 Γ 分布。其 中对流泡顶谱宽较窄(3.5 µm≤Di≤21.5 µm),下层 As 云底和 Sc 在 21.5 μm < D_i ≤ 45.5 μm 处无明显峰 值。与山东(张佃国等, 2011)、北京(张佃国等, 2007)等地区冷锋锋面云系、延安(王扬锋等,2007) 层状云系、吉林(齐彦斌等,2007)对流云带等混 合态云中观测的谱型有着明显的差异,后者为均负 指数型分布。这些地区 FSSP 量程内所观测到的云 粒子均为液态过冷水。由图 13b2 可见, 2DC 平均 谱分布的谱型也基本上为负指数型。在 30.12 µm≤ Di<150 μm 处谱线基本重合; 200 μm 以上的云粒子 随着高度层的降低而出现,且n(D_i) 增大; 400 µm 以 上的云粒子只有在最底层的 Sc 中出现, 且起伏明显。

由云系最底层的 Sc 到下层 As 云底 (中间约有 200~300 m 的干层), FSSP 谱峰值右移且上行 (图 13b1)。峰值直径由 6.5 µm 增大至 9.5 µm, 其 峰值左侧 $D_i=3.5\sim6.5$ µm 处 $n(D_i)$ 基本接近,峰值 右侧的 9.5 µm $\leq D_i \leq 18.5$ µm 处 $n(D_i)$ 变大、21.5 µm $\leq D_i \leq 45.5$ µm 处 $n(D_i)$ 减小。2DC 谱在 200 µm 以上的 $n(D_j)$ 及尺度明显减小 (图 13b2)。表明 As 云底液态云滴 (3.5 µm $\leq D_i \leq 21.5$ µm) 的尺度和浓 度都比 Sc 大,而固态云晶和冰雪晶的浓度较小。 这是云系中液态水含量最大值出现在 As 云底的原因,也是 As 云底高过冷水区的 fi和 rew 较 Sc 大的原因。可以说明,由于云型不同,且下层 As 中有对流活动,较强的上升气流不仅有利于较大云滴的形成,使云滴谱拓宽,而且有利于云滴浓度的增大。

在下层 As 中,从云底到对流泡顶,随着高度 的增加 FSSP 谱峰值右移,但峰值下行(图 13b1)。 峰值直径由 9.5 µm 增大至 12.5 µm,两谱线交叉点 左侧(3.5 µm $\leq D_i \leq 12.5$ µm) $n(D_i)$ 减小,右侧(15.5 µm $\leq D_i \leq 21.5$ µm) $n(D_i)$ 增大。表明液态云滴(3.5 µm $\leq D_i \leq 21.5$ µm)的浓度虽然总体无明显变化, 但直径平均值有所增大。这是对流泡顶高过冷水区 的 r_{ew} 较云底有所增大的原因。

层状云系的数值模拟研究(胡朝霞等, 2007; 赵震和雷恒池, 2008)和对流云模拟研究结果(刘 晓莉和牛生杰, 2009) 都表明, 在过冷混合层中冰 晶主要以凝华增长和碰并云滴增长(淞附增长)为 主。这种凝华增长机制可以在下层 As 和 Sc 的高过 冷水区谱分布的谱型中得到解释。而在最接近外部 空气的下层 As 对流泡顶,云区内、外都有大量中 值直径小于 200 µm 以下的冰晶粒子存在,且 2DC 瞬时谱分布无明显差异(图 8e2);在下层 As 底部 也有类似现象,只是中值直径小于 400 µm 以下(图 8e1)。因此,一方面说明这种凝华增长机制所需的 水汽不仅来自云内的冰水转化,而且还来自于外来 水汽的补充,是下层 As 中的上升气流促进了外来 水汽的输送。另一方面说明下层 As 中冰晶粒子与 液态云滴的碰并增长(淞附增长)并不明显,其增 长可能仅限于冰晶粒子相互之间的碰并增长。这种 碰并增长也使混合态云内很难有 400 µm 以上的大 粒子出现,这与云系冰云中的情况也是一致的。过 冷水含量及厚度是降水能否产生的关键参量(胡朝 霞等,2007)。尽管下层 As 中液态过冷水含量较 高,且云滴浓度较大,但云层主体厚度较薄(约200 m),这可能是淞附增长未能出现的原因。

在 Sc 中, 云团与云隙之间、高过冷水区与低 过冷水区之间的 2DC 粒子瞬时谱分布差异明显, 且 局部高液态过冷水区无冰晶粒子存在(图4中G5、 G6区)。在该层高过冷水区有比较明显的淞附增长 现象,并产生了 1200 µm 以上的大粒子。淞附增长 是 Sc 中产生大冰相粒子的主要机制。在局部纯液 态过冷水区,凝结增长是云滴增长的唯一机制, 也 表明位于云系最底层的 Sc 中可能水汽条件最好。

7 结语

通过分析一次飞机分层垂直探测三江源地区 秋季典型多层层状云系(Cs-As-Sc)的 PMS 资料, 得出如下结论:

(1) 云系分为4层, 云层之间均有干层存在, 云层均较薄。整个云系在 0°C 层以上, 无逆温。其 中, Cs 和上层 As 为冰云, 下层 As 和 Sc 为冰水共 存的混合态云, 过冷水含量较丰富。下层 As 中有 对流泡存在。云粒子浓度和过冷水含量在下层 As 底部最大。粒径 *D*>50 μm 云粒子的浓度平均值 *N*_{2(>50} 由最顶层的 Cs 向下依次递减, 直径平均值 *D*_{m2(>50} 依次递增, 云粒子尺寸及谱宽在最底层的 Sc 中最大。与中国北方其他地区类似云层的比较结果 表明, As 和 Sc 的云粒子浓度均偏大, As 的液态含 水量计算值 LWC_{FSSP} 偏高, Sc 云粒子谱宽偏宽, 具 有较为明显的地区特征。

(2)根据 2DC 图像和灰度投影资料判定了混合 态云中 2DC 量程内粒径 $D>50 \ \mu m$ 云粒子的相态。 综合 FSSP 云粒子瞬时谱、FSSP 所测一定尺度云 粒子含水量值与 King 探头过冷水含量实测值的对 称相关性,区分了混合态云中 FSSP 量程内云粒子 的相态。结果认为: Sc 中中值直径 $D_i=3.5\sim18.5 \ \mu m$ 之间的云粒子为液态云滴, $D_i\geq21.5 \ \mu m$ 以上的为冰 相粒子;下层 As 云底和对流泡顶 $D_i=3.5\sim21.5 \ \mu m$ 为液态云滴, $D_i\geq24.5 \ \mu m$ 以上的为冰相粒子。

(3) 混合态云中,FSSP 所测的云粒子浓度对数值与直径有着明显的反相关性,高浓度区对应高 含水量区。高过冷水区和低过冷水区的云粒子谱分 布差异明显。Sc 高过冷水区存在比较明显的淞附 增长现象。

(4) Sc 中局部高过冷水区无冰相粒子存在,在 Sc 的混合相高过冷水区,过冷水含量比率 f₁的平均 值及标准差为 69.9±19.4%,最小值为 29.2%,且 f₁与过冷水含量存在一定的关联性;在下层 As 云底 的高过冷水区, f₁没有明显的变化,平均值及标准 差为 89.2±8.1%,最小值为 72.3%。Sc、下层 As 云底、对流泡顶高过冷水区云滴有效半径 r_{ew} 依次 有所增大,其平均值及标准差分别为 4.5±0.6 μm、 5.4±0.2 μm、6.6±0.4 μm。

(5) 混合态云各高度层 FSSP 平均粒子谱分布 的谱型均为单峰型伽玛分布, 混合态云和冰云 2DC 平均粒子谱基本上为负指数型分布。在冰云和下层 As 中,冰晶的增长可能仅限于凝华增长和冰晶之间的碰并增长,这种增长机制可能很难产生超过 400 μm的大冰相粒子。下层 As 中,冰晶凝华增长 所需的水汽不仅来自云内的冰水转化,而且还来自 于上升气流输送的外来水汽的补充,较强的上升气 流有利于云滴谱宽拓宽、浓度增大。

本文的观测分析结论是初步的,且云系处于发 展阶段,对该地区典型层状云系微物理特性的研 究,仍需做更多的个例分析。

致谢 南京信息工程大学大气物理学院陈爱军副教授、刘晓莉副教授、周生辉博士和肖辉博士为本文提供了帮助,特此致谢。

参考文献(References)

- Baumgardner D, Korolev A. 1997. Airspeed corrections for optical array probe sample volumes [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 14: 1224–1229.
- Boudala F S, Isaac G A, Cober S G, et al. 2004. Liquid fraction in stratiform mixed-phase clouds from in situ observations [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 130: 2919–2931.
- Bower K N, Moss S J, Johnson D W, et al. 1996. A parametrization of the ice water content observed in frontal and convective clouds [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122: 1815–1844.
- Brown P R A, Francis P N. 1995. Improved measurements of the ice water content in cirrus using a total-water probe [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 12: 410–414.
- Cober S G, Isaac G A, Korolev A V, et al. 2001. Assessing cloud-phase conditions [J]. J. Appl. Meteor., 40: 1967–1983.
- Coelho A A, Brenguier J L, Perrin T. 2005. Droplet spectra measurements with the FSSP-100. Part II: Coincidence effects [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 22: 1756–1761.
- 樊曙先. 2000. 层状云微物理结构演变特征的个例研究 [J]. 宁夏大学学 报(自然科学版), 21 (2): 179–182. Fan Shuxian. 2000. A case study on the evolution of microphysical structure of stratiform cloud [J]. Journal of Ningxia University (Natural Science Edition) (in Chinese), 21 (2): 180–182.
- 范烨, 郭学良, 张佃国, 等. 2010. 北京及周边地区 2004 年 8,9 月层积云 结构及谱分析飞机探测研究 [J]. 大气科学, 34 (6): 1187–1200. Fan Ye, Guo Xueliang, Zhang Dianguo, et al. 2010. Airborne particle measuring system measurement on structure and size distribution of stratocumulus during august to September in 2004 over Beijing and its surrounding areas [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1187–1200.
- Feind R E, Detwiler A G, Smith P L. 2000. Cloud liquid water measurements on the armored T-29: Intercomparison between Johnson-Williams cloud water meter and CSIRO (King) liquid water probe [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 17: 1630–1638.
- Field P R, Hogan R J, Brown P R A, et al. 2004. Simultaneous radar and aircraft observations of mixed-phase cloud at the 100 m scale [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 130: 1877–1904.

- Field P R, Wood R, Brown P R A, et al. 2003. Ice particle interarrival times measured with a fast FSSP [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 20: 249–261.
- Fleishauer R P, Larson V E, Vonder Haar T H. 2002. Observed microphysical structure of midlevel, mixed-phase clouds [J]. J. Atmos. Sci., 59: 1779–1804.
- Gardiner B A, Hallett J. 1985. Degradation of in-cloud forward scattering spectrometer probe measurements in the presence of ice particles [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 2: 171–180.
- 郭学良. 2010. 大气物理与人工影响天气(上) [M]. 北京: 气象出版社, 8–9, 274pp. Guo Xueliang. 2010. Atmospheric Physics and Weather Modification (I) (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 8–9, 274pp.
- Herzegh P H, Hobbs P V. 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. II: Warm-frontal clouds [J]. J. Atmos. Sci., 37: 597–611.
- Heymsfield A J, Lewis S, Bansemer A, et al. 2002. A general approach for deriving the properties of cirrus and stratiform ice cloud particles [J]. J. Atmos. Sci., 59: 3–29.
- Hobbs P V, Matejka T J, Herzegh P H, et al. 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front [J]. J. Atmos. Sci., 37: 568–596.
- 胡光印, 董治宝, 逯军峰, 等. 2011. 黄河源区 1975-2005 年沙漠化时空 演变及其成因分析 [J]. 中国沙漠, 31 (5): 1079-1086. Hu Guangyin, Dong Zhibao, Lu Junfeng, et al. 2011. Spatial and temporal changes of desertification land and its influence factors in source region of the Yellow River from 1975 to 2005 [J]. Journal of Desert Research (in Chinese), 31 (5): 1079-1086.
- 胡光印, 董治宝, 逯军峰, 等. 2012. 长江源区沙漠化及其景观格局变化 研究 [J]. 中国沙漠, 32 (2): 314–322. Hu Guangyin, Dong Zhibao, Lu Junfeng, et al. 2012. Land desertification and landscape pattern change in the source region of Yangtze River [J]. Journal of Desert Research (in Chinese), 32 (2): 314–322.
- 胡朝霞, 雷恒池, 郭学良, 等. 2007. 降水性层状云系结构和降水过程的 观测个例与模拟研究 [J]. 大气科学, 31 (3): 425–439. Hu Zhaoxia, Lei Hengchi, Guo Xueliang, et al. 2007. Studies of the structure of a stratiform cloud and the physical processes of precipitation formation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (3): 425– 439.
- 黄梦宇, 赵春生, 周广强, 等. 2005. 华北地区层状云微物理特性及气溶 胶对云的影响 [J]. 南京气象学院学报, 28 (3): 360–368. Huang Mengyu, Zhao Chunsheng, Zhou Guangqiang, et al. 2005. Stratus cloud microphysical characters over North China region and the relationship between aerosols and clouds [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 28 (3): 360–368.
- Isaac G A. 1991. Microphysical characteristics of Canadian Atlantic storms [J]. Atmos. Res., 26: 339–360.
- King W D, Dye J E, Baumgardner D, et al. 1985. Icing wind tunnel tests on the CSIRO liquid water probe [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 2: 340–352.
- Korolev A, Sussman B. 2000. A technique for habit classification of cloud

particles [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 17: 1048-1057.

- Korolev A V, Strapp J W, Isaac G A. 1998. Evaluation of the accuracy of PMS optical array probes [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 15: 708–720.
- 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: 39–65.
- Lawson R P, Zuidema P. 2009. Aircraft microphysical and surface-based radar observations of summertime Arctic clouds [J]. J. Atmos. Sci., 66: 3505–3529.
- 雷恒池, 洪延超, 赵震, 等. 2008. 近年来云降水物理和人工影响天气研究进展 [J]. 大气科学, 32 (4): 967–974. Lei Hengchi, Hong Yanchao, Zhao Zhen, et al. 2008. Advances in cloud and precipitation physics and weather modification in recent years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (4): 967–974.
- 李大山, 章澄昌, 许焕斌, 等. 2002. 人工影响天气现状与展望 [M]. 北 京: 气象出版社, 366–390. Li Dashan, Zhang Chengchang, Xu Huanbin, et al. 2002. The Current Status and View of Weather Modification (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 366–390.
- 李林,李凤霞,郭安红,等. 2006. 近 43 年来"三江源"地区气候变化 趋势及其突变研究 [J]. 自然资源学报, 21 (1): 79-85. Li Lin, Li Fengxia, Guo Anhong, et al. 2006. Study on the climate change trend and its catastrophe over "Sanjiangyuan" region in recent 43 years [J]. Journal of Natural Resources (in Chinese), 21 (1): 79-85.
- 李仑格,德力格尔. 2001. 高原东部春季降水云层的微物理特征分析 [J]. 高原气象, 20 (2): 191–196. Li Lunge, Deligeer. 2001. Analyses of microphysical features for spring precipitation cloud layers in east of Qinghai [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 20 (2): 191–196.
- 刘卫国, 苏正军, 王广河, 等. 2003. 新一代机载 PMS 粒子测量系统及 应用 [J]. 应用气象学报, 14(增刊): 11-18. LiuWeiguo, Su Zhengjun, Wang Guanghe, et al. 2003. Development and application of new-generation airborne particle measuring system [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 14 (Suppl.): 11-18.
- 刘晓莉, 牛生杰. 2009. 三维对流云中粒子谱演变特征的数值模拟 [J]. 中国科学 D 辑: 地球科学. 39 (2): 245–256. Liu Xiali, Niu Shengjie. 2009. Numerical simulation of drop size distribution evolution characteristics in 3-D convective cloud [J]. Science in China (Series D: Earth Sciences) (in Chinese), 39 (2): 245–256.
- 李照荣, 李荣庆, 李宝梓. 2003. 兰州地区秋季层状云垂直微物理特征 分析 [J]. 高原气象, 22 (6): 583–589. Li Zhaorong, Li Rongqing, Li Baozi. 2003. Analyses on vertical microphysical characteristics of autumn stratiform cloud in Lanzhou region [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 22 (6): 583–589.
- Martin G M, Johnson D W, Spice A. 1994. The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds [J]. J. Atmos. Sci., 51: 1823–1842.
- McFarquhar G M, Cober S G. 2004. Single-scattering properties of mixed-phase Arctic clouds at solar wavelengths: Impacts on radiative transfer [J]. J. Climate, 17: 3799–3813.
- McFarquhar G M, Heymsfield A J. 1996. Microphysical characteristics of three anvils sampled during the central equatorial Pacific Experiment [J]. J. Atmos. Sci., 53: 2401–2423.

- McFarquhar G M, Heymsfield A J. 1998. The definition and significance of an effective radius for ice clouds [J]. J. Atmos. Sci., 55: 2039–2052.
- McFarquhar G M, Zhang G, Poellot M R, et al. 2007. Ice properties of single-layer stratocumulus during the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment: 1. Observations [J]. J. Geophys. Res., 112: D24201.
- Miles N L, Verlinde J, Clothiaux E E. 2000. Cloud droplet size distributions in low-level stratiform clouds [J]. J. Atmos. Sci., 57: 295–311.
- Mitchell D L. 1996. Use of mass- and area-dimensional power laws for determining precipitation particle terminal velocities [J]. J. Atmos. Sci., 53: 1710–1723.
- Moss S J, Johnson D W. 1994. Aircraft measurements to validate and improve numerical model parametrisations of ice to water ratios in clouds [J]. Atmos. Res., 34: 1–25.
- 齐彦斌, 郭学良, 金德镇. 2007. 一次东北冷涡中对流云带的宏微物理 结构探测研究 [J]. 大气科学, 31 (4): 621-634. Qi Yanbin, Guo Xueliang, Jin Dezhen. 2007. An observational study of macro/ microphysical structures of convective rainbands of a cold vortex over Northeast China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (4): 621-634.
- Smith R N B. 1990. A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 116: 435–460.
- Strapp J W, Albers F, Reuter A, et al. 2001. Laboratory measurements of the response of a PMS OAP–2DC [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 18: 1150–1170.
- Strapp J W, Oldenburg J, Ide R, et al. 2003. Wind tunnel measurements of the response of hot-wire liquid water content instruments to large droplets [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 20: 791–806.
- 苏正军,刘卫国, 王广河, 等. 2003. 青海一次春季透雨降水过程的云物 理结构分析 [J]. 应用气象学报, 14 (增刊): 27–35. Su Zhengjun, Liu Weiguo, Wang Guanghe, et al. 2003. Microphysical characteristics of a precipitation process in Qinghai Province [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 14 (Suppl.): 27–35.
- 唐红玉,杨小丹,王希娟,等. 2007. 三江源地区近 50 年降水变化分析 [J]. 高原气象, 26 (1): 47–54. Tang Hongyu, Yang Xiaodan, Wang Xijuan, et al. 2007. Analyses of precipitation change in the source regions of Three Rivers during 1956–2004 [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26 (1): 47–54.
- Twohy C H, Strapp J W, Wendisch M. 2003. Performance of a counterflow virtual impactor in the NASA icing research tunnel [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 20: 781–790.
- 王柏忠,刘卫国, 王广河, 等. 2004. KLWC-5 含水量仪原理及在人工增 雨中的应用 [J]. 气象科技, 32 (4): 294-296. Wang Baizhong, Liu Weiguo, Wang Guanghe, et al. 2004. Principles of KLWC-5 liquid water content guage and its application in cloud seeding [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 32 (4): 294-296.
- 王扬锋, 雷恒池, 樊鹏, 等. 2007. 一次延安层状云微物理结构特征及降水机制研究 [J]. 高原气象, 26 (2): 388–395. Wang Yangfeng, Lei Hengchi, Fan Peng, et al. 2007. Analyses on microphysical characteristic and precipitation mechanism on stratiform cloud in Yan'an [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26 (2): 388–395.
- 杨建平, 丁永建, 陈仁升. 2007. 长江黄河源区生态环境脆弱性评价初

探 [J]. 中国沙漠, 27 (6): 1012–1017. Yang Jianping, Ding Yongjian, Chen Rensheng. 2007. Assessment of eco-environmental vulnerability in the source regions of the Yangtze and Yellow Rivers [J]. Journal of Desert Research (in Chinese), 27 (6): 1012–1017.

- 杨洁帆, 雷恒池, 胡朝霞. 2010. 一次层状云降水过程微物理机制的数 值模拟研究 [J]. 大气科学, 34 (2): 275–289. Yang Jiefan, Lei Hengchi, Hu Zhaoxia. 2010. Simulation of the stratiform cloud precipitation microphysical mechanism with the numerical model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 275–289.
- 杨文霞, 牛生杰, 魏俊国, 等. 2005. 河北省层状云降水系统微物理结构 的飞机观测研究 [J]. 高原气象, 24 (1): 84–90. Yang Wenxia, Niu Shengjie, Wei Junguo, et al. 2005. Airborne observation for microphysical structure of precipitation system of stratiform cloud in Hebei Province [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 24 (1): 84–90.
- 姚展予. 2006. 中国气象科学研究院人工影响天气研究进展回顾 [J]. 应 用气象学报, 17 (6): 786–795. Yao Zhanyu. 2006. Review of weather modification research in Chinese Academy of Meteorological Sciences [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 17 (6): 786– 795.
- 游来光. 1994. 利用粒子测量系统研究云物理过程和人工增雨条件 [C]// 游景炎, 段英, 游来光. 云降水物理和人工增雨技术研究. 北京: 气 象出版社, 236-249. You Laiguang. 1994. A study of cloud physical and seedability of artificial precipitation with particle measuring system [C] // You Jingyan, Duan Ying, You Laiguang. The Study in Cloud and Precipitation Physics and Precipitation Enhancement Techniques (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 236-249.
- 游来光, 王守荣, 王鼎丰, 等. 1989. 新疆冬季降雪微结构及其增长过程 的初步研究 [J]. 气象学报, 47 (1): 73-81. You Laiguang, Wang Shourong, Wang Dingfeng, et al. 1989. The microphysical structure of snow cloud and the growth process of snow in winter in Xinjiang [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 47 (1): 73-81.
- 张佃国, 郭学良, 付丹红, 等. 2007. 2003 年 8~9 月北京及周边地区云系 微物理飞机探测研究 [J]. 大气科学, 31 (4): 596–610. Zhang Dianguo, Guo Xueliang, Fu Danhong, et al. 2007. Aircraft observation on cloud microphysics in Beijing and its surrounding regions during August–September 2003 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (4): 596–610.
- 张佃国, 郭学良, 龚佃利, 等. 2011. 山东省 1989–2008 年 23 架次飞机云 微物理结构观测试验结果 [J]. 气象学报, 69 (1): 195–207. Zhang Dianguo, Guo Xueliang, Gong Dianli, et al. 2011. The observational results of the clouds microphysical structure based on the data obtained by 23 sorties between 1989 and 2008 in Shandong Province [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 69 (1): 195–207.
- 章新平,姚檀栋. 1995. 影响青藏高原的天气系统与降水中氧同位素的 关系 [J]. 冰川冻土, 17 (2): 125–131. Zhang Xinping, Yao Tandong. 1995. Relations between weather systems affecting Tibetan Plateau and oxygen isotope in precipitation [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 17 (2): 125–131.
- 赵仕雄, 德力格尔, 涂多彬. 2003. 黄河上游降水云层对流特性及降水 微结构机制研究 [J]. 高原气象, 22 (4): 385–392. Zhao Shixiong, Deligeer, Tu Duobin. 2003. A study on convective characteristics and formation mechanism of precipitation over upper reaches of Yellow River

[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 22 (4): 385–392.

- 赵增亮, 毛节泰, 魏强, 等. 2010. 西北地区春季云系的垂直结构特征飞 机观测统计分析 [J]. 气象, 36 (5): 71–77. Zhao Zengliang, Mao Jietai, Wei Qiang, et al. 2010. A study of vertical structure of spring stratiform clouds in Northwest China [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 36 (5): 71–77.
- 赵震, 雷恒池. 2008. 西北地区一次层状云降水云物理结构和云微物理 过程的数值模拟研究 [J]. 大气科学, 32 (2): 323–334. Zhao Zhen, Lei Hengchi. 2008. A numerical simulation of cloud physical structure and microphysical processes associated with stratiform precipitation in Northwest China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2): 323–334.