

黄敏松, 雷恒池, 王秀娟. 2020. 改进阈值的冰晶粒子形状分类方法及其应用 [J]. 气候与环境研究, 25(4): 419–428. HUANG Minsong, LEI Hengchi, WANG Xiujuan. 2020. Ice Particle Habit Classification Method with Improved Thresholds and Its Application [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25 (4): 419–428. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19061

## 改进阈值的冰晶粒子形状分类方法及其应用

黄敏松<sup>1,2</sup> 雷恒池<sup>1</sup> 王秀娟<sup>1,3</sup>

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

2 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

3 吉林省气象台, 长春 130062

**摘要** 基于历史航测数据, 对 Holroyd 云粒子形状分类方法的阈值进行了改进, 使得改进阈值后的 Holroyd 云粒子形状分类方法更适合机载云粒子成像仪 (Cloud Imaging Probe, CIP) 在我国华北地区所测冰晶粒子形状识别。将改进阈值后的方法应用于山西一次降水性层状云的飞机观测资料分析发现, 此次降水性层云中无论在水平分布还是垂直分布上, 出现频率在 15% 以上的冰晶粒子形状有 4 种, 其中有 3 种较为固定, 分别是霰、线形状和不规则状, 另外一种形状则与具体的云内环境有关, 垂直方向上不同温度区间内为枝状 ( $-8\sim 0^{\circ}\text{C}$ ) 和微小状 ( $-12\sim -8^{\circ}\text{C}$ ), 不同高度的水平方向上则是枝状 (5200 m)、微小状 (5500 m) 和板状 (5800 m); 云中冰晶粒子数浓度在水平和垂直方向上波动较大, 最小值小于  $1\text{ L}^{-1}$ , 最大值则大于  $20\text{ L}^{-1}$ , 垂直方向上的最大值分别位于每层云中的下部; 云中冰水含量值在水平方向和垂直方向上波动范围也很大, 其在垂直方向上的云中最大值区域与冰晶粒子数浓度的最大值区域基本一致。

**关键词** 冰晶粒子 形状分类 降水性层状云 机载云粒子成像仪

文章编号 1006-9585(2020)04-0419-10

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2020.19061

## Ice Particle Habit Classification Method with Improved Thresholds and Its Application

HUANG Minsong<sup>1,2</sup>, LEI Hengchi<sup>1</sup>, and WANG Xiujuan<sup>1,3</sup>

1 Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 Jilin Provincial Meteorological Observatory, Changchun 130062

**Abstract** To apply Holroyd's proposed cloud particle habit classification method to the ice particle measured by airborne cloud imaging probe (CIP) in northern China, this article improves the thresholds in the Holroyd's cloud particle habit classification based on historical airborne measurement data, which makes the habit classification method more

收稿日期 2019-04-27; 网络预出版日期 2020-03-23

作者简介 黄敏松, 男, 1983 年出生, 博士, 高级工程师, 主要从事云降水物理与人工影响天气、信号与信息处理方面的研究。E-mail: mission@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研发计划 2018YFC1507900, 国家自然科学基金项目 41775166、41705142, 气象灾害教育部重点实验室 (南京信息工程大学) 开放课题 KLME201907

**Funded by** National Key Research and Development Program of China (Grant 2018YFC1507900), National Natural Science Foundation of China (Grants 41775166 and 41705142), the Program from Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (Nanjing University of Information Science and Technology) (Grant KLME201907)

suitable for the ice particle measured by CIP in northern China. The improved threshold method is used to process and analyze the airborne measurement data from a precipitation stratus cloud in Shanxi Province. It is found that there are four types of ice particles with a frequency of occurrence greater than 15% in the vertical and horizontal distribution in this stratiform precipitation cloud; three among them are relatively fixed, namely, graupel, line shape, and irregular type. The fourth type is related to the specific cloud environment. In the vertical direction, it is dendrite ( $-8$  to  $0^{\circ}\text{C}$ ) or tiny ( $-12$  to  $8^{\circ}\text{C}$ ), and in the horizontal direction of different heights it is dendrite (5200 m) or tiny (5500 m) or plate (5800 m). The concentration of ice particles fluctuates widely in the horizontal and vertical distribution, with a minimum of less than  $1\text{ L}^{-1}$  and a maximum of more than  $25\text{ L}^{-1}$ . The maximum values in the vertical distribution are located in the central and lower parts of the cloud. The ice water content in the cloud also fluctuates a lot in the horizontal and vertical direction. The maximum vertical value area in the cloud is basically consistent with the number concentration of ice particles.

**Keywords** Ice particle, Habit classification, Precipitation stratus cloud, Airborne cloud image probe

## 1 引言

云覆盖着地球 50% 以上的面积, 是地球系统能量平衡和水循环的重要调节者 (Ramanathan et al., 1989; 邱金桓等, 2003)。但目前的全球变化研究中最不确定的过程是云过程。作为云微物理过程的重要参量, 云中粒子形状是云微物理特征的重要参量, 准确的云粒子形状信息是计算含水量、云相态等云微物理参量的重要前提 (Bailey and Hallett, 2009)。目前对云中粒子形状测量方式主要有遥感测量和飞机测量, 遥感测量虽然具有时间持续的优点, 但是其空间分辨率有限, 难以区分单个粒子的形状。因此在单粒子测量上, 飞机测量具有明显的优势。在机载云粒子形状测量上, 目前主要利用机载光阵探头进行测量。在国内主要是美国粒子测量技术公司 (Droplet Measurement Technologies, DMT) 的云粒子成像仪 (Cloud Imaging Probe, CIP) 和降水粒子成像仪 (Precipitation Imaging Probe, PIP), 由于 CIP 仪器的分辨率更高, 因此主要依靠 CIP 仪器测量结果进行云粒子形状的鉴别。但问题是仪器仅仅是记录下粒子影像, 具体的粒子形状识别工作还是需要依靠人眼进行, 可每一次航测的粒子图像基本是以万为单位计, 这对于人眼识别基本是一件非常极具挑战性的工作。因此研发出一个基于计算机的粒子形状自动识别算法便成了仪器测量数据应用的核心工作。

在光阵探头所测云粒子形状的自动识别算法研究上, Rahman et al. (1981) 利用采集到云粒子图像, 运用自适应的卡尔曼滤波方法结合贝叶斯决策理论可将云粒子图像分成 7 种基本的粒子形态 (板状、星形形状、柱状、空间辐枝状、帽柱状、霰和雨滴)。Holroyd III (1987) 则开发了一套利用图像

特征进行 2D-C 粒子图像识别技术, 该技术可将云粒子分成 8 类。Duroure et al. (1994) 提出了“粒子群”概念, 利用粒子的几何特征, 对粒子群中相应形状的粒子数进行概率上的统计, 相比于单个粒子判别方法, 该方法可有效地提高计算的速度和相应参数的准确度。Korolev and Sussman (2000)、Korolev et al. (2000) 利用所获取的粒子特征, 采用简单的无量纲比值关系, 通过反问题求解方式, 将粒子形状分成球形、不规则形、针形和枝状形, 利用其形状分类方法研究了层云中冰晶粒子的形状, 不同温度层不同粒径中各形状粒子所出现的频率。基于 Holroyd III (1987) 方法, 王磊等 (2014) 提出了适用于灰度探头粒子识别的阈值和方法, 所提形状分类方法把粒子二维图像分为 8 类。Lindqvist et al. (2012) 针对 CPI 仪器所测冰晶粒子图像, 提出了一个基于主成分分析的冰晶粒子形状分类。Praz et al. (2018) 则提出了一个基于多元逻辑回归的冰晶粒子形状分类方法, 该方法不仅适用于光阵探头也适用于 CPI 仪器所采集的冰晶粒子图像。上述研究方法中, Rahman et al. (1981)、Holroyd III (1987)、王磊等 (2014) 和 Lindqvist et al. (2012) 是基于单粒子的粒子形状识别方法, Duroure et al. (1994)、Korolev and Sussman (2000)、Korolev et al. (2000) 和 Praz et al. (2018) 则是基于粒子群的形状概率识别方法, 基于粒子群概念的识别方法只能获取各形状的出现概率, 但无法基于该概率值获取更多的与粒子形状相关的云微物理信息。因此基于单粒子的形状识别方法具有更广的应用情景, 但 Rahman et al. (1981) 和 Lindqvist et al. (2012) 所提方法计算复杂度较高, 相较而言, Holroyd III (1987) 所提方法则更易于实现, 但 Holroyd III (1987) 方法需要针对不

同的探头和不同地域环境测量的云粒子需选取不同的粒子形状识别阈值, 因此如何选出合适的识别阈值便成了应用 Holroyd III (1987) 方法的前提。

本文首先介绍了现有的针对机载光阵探头所测粒子形状进行识别的方法, 并分析了各形状识别方法的不足, 在此基础上通过对云粒子形状分类的确定, 提出了一套适合对 CIP 所测粒子进行形状识别的 Holroyd 阈值; 利用所选阈值, 将 Holroyd 云粒子形状识别方法运用于 2010 年 4 月 20 日在太原地区的一次降水性层状云飞机探测结果的云微物理分析, 最后就本研究结论进行讨论。

## 2 机载云粒子成像仪

机载云粒子成像仪 (CIP) 具有和传统机载光阵探头一样的测量原理, 即以光强分布较为均匀的准直激光为光源, 以单线阵的光电二极管阵列为探测元件, 当粒子穿过仪器采样区而遮挡住激光束时, 会在光电二极管阵列上留下粒子影像, 导致光电二极管阵列的光电流变弱, 并触发后续的数字控制系统对光电二极管阵列的信号进行采集。当粒子飞出采样区时, 控制系统停止信号采集, 并将已采集到的信号进行压缩存储, 待下位机存储空间存满时控制系统会将压缩的数据上传至机舱内的上位机进行解压缩、显示和存储。CIP 的光阵单元数是 64, 在与仪器光学系统的配合下其分辨率为 25  $\mu\text{m}$ , 粒径测量范围是 25~1550  $\mu\text{m}$ 。

## 3 冰晶粒子形状

云中冰晶粒子形状复杂多样, 现有的云粒子形状类别仍无法完全描述云中冰晶粒子形状。1951 年国际冰雪委员会 (Wallace and Hobbs, 2006) 根据粒子具体形态提出了固态降水物质的国际分类, 将冰雪晶分为片状、辐枝状、柱状、针状、空间辐枝状、帽柱状及不规则晶 7 种类型, 与霰、冰粒和冰雹一同构成 10 种固态降水粒子类型。Mason (1957) 也指出典型云内一般存在着 10 种典型的水凝物粒子。Nakaya (1954) 将冰晶粒子分成 41 种类别; Magono and Lee (1966) 则将雪晶粒子分成 80 种类别。由于光阵成像探头的像素精度比较低, 像素灰度等级有限 (仅有 2~3 个灰度等级), 因此难以将光阵探头所获得的粒子图像分成

40~80 种类别, 粒子形状类别数目的确定必须考虑仪器的实际性能以及分类的实际用途。因此, Holroyd III (1987) 将光阵探头所测云粒子形状分为 8 类 (微小状、霰、板状、线形状、球状、聚合状、枝状和不规则状), 而 Korolev and Sussman (2000)、Korolev et al. (2000) 则将光阵探头所测云粒子形状分为 4 类 (球形、不规则形、针形和枝状形)。这里参考并选择 Holroyd III (1987) 所提的冰晶粒子形状分类方法和分类类别, 即拟将 CIP 所测冰晶粒子形状分为微小状、线形状、聚合状、霰、球形状、板状、不规则状和枝状, 所选粒子形状样例如图 1 所示。

## 4 云粒子形状识别方法及其阈值

### 4.1 云粒子形状特征参量

Holroyd III (1987) 云粒子形状识别方法主要依赖其所提出的粒子形状几何特征参量进行粒子形状识别, 具体的粒子形状特征参量如图 2 所示。图中  $N_x$  为粒子图像在光阵方向上的粒子像素点数,  $N_y$  为粒子图像在飞行方向上的粒子像素点数,  $d$  为像素点在以  $x$  方向为横坐标和以  $y$  方向为纵坐标的最小二乘法拟合后得到的方向上粒子跨越长度 (像素点数);  $w$  为在  $d$  垂直方向上的粒子宽度 (像素点数);  $r$  为  $x$  和  $y$  方向上图像像素点的相关系数;  $A$  为粒子的方向角度。此外, 还有几个关键参数图中并未示出, 具体包括粒子图像的面积  $a$ ; 粒子图像的周长  $P$ ; 特定几何参数  $F$ , 设置为  $F=Pd/a$ ;  $N_{\text{total}}$  为图像所有挡光像素点个数;  $N_{\text{edge}}$  为  $y$  方向图像边缘上的挡光像素点个数。此外, 还有用于识别霰粒子的参数  $S$ , 该参数为粒子图像中连续排满光阵中 32 个及以上单位像素点的像素数与  $N_{\text{total}}$  的比值。

### 4.2 云粒子数据的预处理

云粒子数据的预处理主要是考虑到仪器测量过程中由于仪器自身的原因或由于外界环境原因以及粒子自身的原因, 导致测量的粒子图像数据中出现了很多伪粒子。因此在对粒子形状正确识别分类之前, 必须先对伪粒子进行识别和剔除, 以提高粒子形状识别的准确率。伪粒子的识别主要是根据伪粒子生成的原因和其图像特点进行分类处理, 包括采用到达时间间隔阈值和孤立粒子数阈值方法对破碎的伪粒子进行识别等, 具体的识别过程请参考文献黄敏松等 (2017), 这里不予赘述。

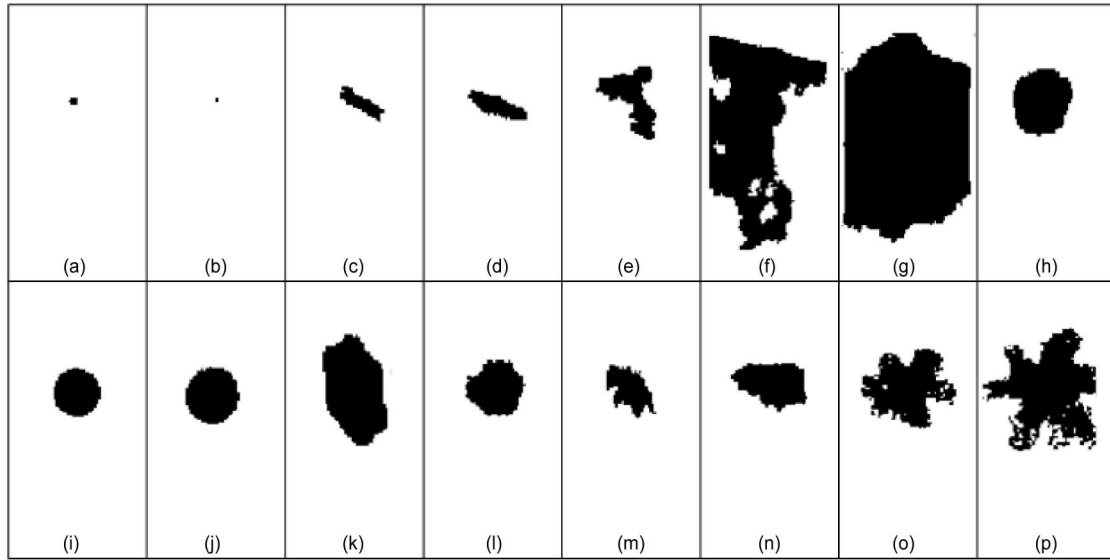


图 1 8 种粒子形状的采样个例：(a, b) 微小状；(c, d) 线形状；(e, f) 聚合状；(g, h) 霰；(i, j) 球形状；(k, l) 板状；(m, n) 不规则状；(o, p) 枝状

Fig. 1 Examples of the eight types of particle habits: (a, b) Tiny; (c, d) linear; (e, f) aggregate; (g, h) graupel; (i, j) sphere; (k, l) hexagonal; (m, n) irregular; (o, p) dendrite

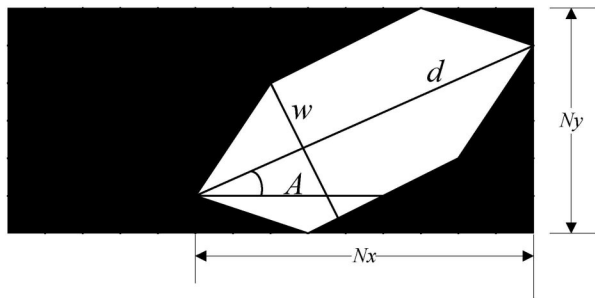


图 2 粒子形状特征参量

Fig. 2 Particle habit characteristic parameters

#### 4.3 Holroyd 云粒子形状识别方法及其改进阈值

本文拟将 Holroyd III (1987) 粒子形状识别方法引入 CIP 在我国华北地区所测云粒子形状识别工作中，因此需要对 Holroyd III (1987) 粒子形状识别方法中的识别阈值进行改进。通过利用历史航测数据，构建相应云粒子形状的特征参量数据库，运用直方图比较的方法确定相应粒子形状的判别阈值，Holroyd 方法的原始阈值和改进后适用于本地的阈值如表 1 所示。

当图像粒子去除了伪粒子后，采取多步骤依次判别的方法对图像进行形状识别。在每个步骤判定形状后，其不满足判定条件的粒子进入下个判定步骤。具体判别步骤如下：

(1) 微小状粒子主要是由于粒子太小无法对其形状进行准确判断，因此将粒子面积小于某一固

定值的粒子归类为微小粒子，Holroyd III (1987) 将该固定值设定为 25；王磊等 (2014) 则将该值设定为 18；这里设定  $a < 23$  的粒子为微小粒子。

(2) 判别满足  $r^2 \geq 0.4$ ，或满足  $d < 64$  且  $N_x/N_y \geq 1.6$  的粒子为线形状粒子。

(3) 由于聚合状粒子的面积较大，判定满足  $d > 70$  个像素点的粒子为聚合状粒子。

(4) 霰状粒子具有较大的密集分布特征，设置  $S$  为  $x$  方向上像素点连续排满光阵 32 个像素点以上的总像素数与  $N_{total}$  的比率，为无量纲值，判定  $S \geq 0.35$  的粒子为霰状粒子。

(5) 针对  $d \geq 51$  的大粒子，若  $F \leq 9$  则判定为霰状粒子，其余粒子判定为聚合状粒子。

(6) 判定  $F < 5.5$  的粒子为球形状粒子。

(7) 针对  $F < 8.6$  的粒子，若  $d > 12$  判定为霰，其余粒子判定为板状粒子。

(8) 判定  $F < 10.67$  或者  $N_y \leq 21$  的粒子为不规则粒子，其余粒子为枝状粒子。

#### 4.4 改进阈值与原始阈值的识别效果对比

为了验证本文所提阈值的优势，利用山西省人工降雨防雹办公室的探测飞机分别于 2008 年 7 月 5 日和 2010 年 4 月 20 日在太原地区两次降水性层状云中所测的部分航段数据对改进阈值算法与原始阈值的方法进行识别效果的对比，所选的两个航测数据段分别以霰粒子为主和以线性状粒子为主，如

表 1 原始阈值和改进后的阈值及其判别流程

Table 1 The order of the habits identification with the original thresholds and the improved thresholds

步骤	原始阈值	改进阈值	粒子类型
1	$a < 25$	$a < 23$	微小状
2	$r^2 \geq 0.4$ 或 ( $d < 64$ 且 $N_x/N_y \geq 4$ 或 $N_y/N_x \geq 4$ )	$r^2 \geq 0.4$ 或 ( $d < 64$ 且 $N_x/N_y \geq 1.6$ )	线形状
3	$d > 160$	$d > 70$	聚合状
4	$S \geq 0.7$	$S \geq 0.35$	霰
5	$d \geq 64$ , a) $F \leq 13$	$d \geq 51$ , a) $F \leq 9$	霰
	$d \geq 64$ , b) 其他情况	$d \geq 51$ , b) 其他情况	聚合状
6	$F \geq 5.5$	$F \geq 5.5$	球状
7	$F < 10$ , a) $d \geq 32$	$F < 8.6$ , a) $d > 12$	霰
	$F < 10$ , b) 其他情况	$F < 8.6$ , b) 其他情况	板状
8	a) $F < 16$ 或 $N_y \leq 7$	a) $F < 10.67$ 或 $N_y \leq 21$	不规则状
	b) 其他情况	b) 其他情况	枝状

图 3 所示，粒子总数分别为 2003 个和 2256 个，剔除掉伪粒子后，可识别的自然云粒子数分别为 776 个和 1717 个。利用人眼，将算法识别的结果与人眼识别的结果进行对比，对比结果的识别准确的粒子数如表 2 所示。从表 2 可以看到，改进阈值的识别结果要优于原始阈值的识别结果。

### 5 应用

2010 年 4 月 20 日，在高空低槽切变与地面弱冷锋的共同影响下，在我国出现了一次锋面降水的天气过程，整个锋面云系自西南向华东地区移动，移动过程中给华北地区带来了降温和降水等天气现象。其中山西省出现了一次大范围的层状云降水过程，其中部地区出现了轻到中度的降水等级，24 h 的累计降水量达到了 20 mm (王秀娟等, 2013; 李军霞等, 2014)。当日装载有云粒子探测设备 (其中包含有 CIP) 以及高精度温湿度仪的人影飞机在山西省太原地区上空此次降水过程进行了云微物理探测飞行。4 月 20 日 10:11 (北京时间, 下同), 飞机从太原武宿机场起飞, 首先在 3600 m 高度云中平飞, 然后穿云爬升至 5200 m 进行平飞, 后以 300 m 高度间隔在 5500 m 和 5800 m 进行平飞探测, 随后从云顶盘旋下降。利用本文所提方法对此次降水性层状云的 CIP 观测资料进行处理以分析云中冰晶粒子形状、数浓度和冰水含量的水平和垂直分布特征。

#### 5.1 粒子数浓度和冰水含量的计算

粒子数浓度表示的是单位体积内的粒子总数。

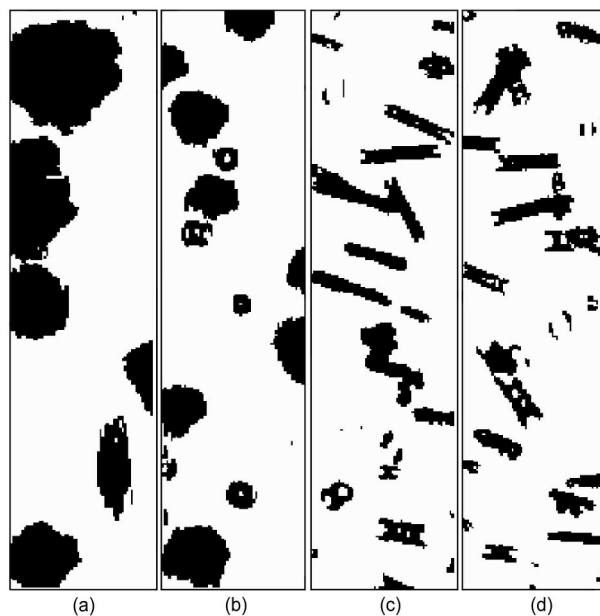


图 3 用于算法效果验证的部分粒子图像: (a、b) 2008 年 7 月 5 日的部分航测图像; (c、d) 2010 年 4 月 20 日的部分航测图像  
Fig. 3 Some particle images used for algorithm accuracy verification from flight on (a, b) 5 Jul 2008 and (c, d) 20 Apr 2010

通过粒子形状识别过程中的预处理步骤后，可以获取较为准确的云中粒子冰晶数浓度：

$$N_d = N_n / V_{\text{samp}}, \quad (1)$$

其中， $N_d$  为粒子数浓度， $N_n$  为粒子个数， $V_{\text{samp}}$  为采样体积，其计算方法可参考文献黄敏松和雷恒池 (2018) 所提方法。云中冰水含量是云微物理参量中一个重要的物理量，云中冰晶粒子形状信息的获得为我们获取更为准确的云冰水含量提供了可能。这里利用 Holroyd III (1987) 所提供的粒子质量与形状的关系，如表 3 所示，可以计算出准确的云中

表 2 两种方法的粒子形状识别准确性对比

Table 2 Average precision comparison of the two methods for classifying particles in the clouds

所选粒子的航测时间段	粒子数	Holroyd方法准确识别的粒子数	改进阈值的方法准确识别的粒子数
2008年7月5日09:4011至09:4716	776	426	528
2010年4月20日15:5600至15:5605	1717	742	1051

表 3 粒子形状对应的冰水质量关系 (Holroyd III, 1987)

Table 3 Masses for particle classes (Holroyd III, 1987)

粒子类型	粒子质量/g
微小状	$1.06 \times 10^{-11} D^2$
球状	$1.3603 \times 10^{-12} D^{2.6175}$
霰	$1.959 \times 10^{-13} D^{2.883}$
线形状	$4.71 \times 10^{-13} D W W$
板状	$6.4295 \times 10^{-13} D^{2.579}$
枝状	$6.601 \times 10^{-13} D^{2.4035}$
聚合状	$4.901 \times 10^{-12} D^{2.0809}$
不规则状	$8.7143 \times 10^{-13} D^{2.4416}$

注:  $D$ 、 $W$ 分别为粒子的最大长度直径和宽度直径, 单位为 $\mu\text{m}$ 。

冰水含量。为了使数据点更有代表性, 在粒子数浓度与冰水含量的计算上皆选择 10 s 平均一个点进行计算。

## 5.2 冰晶粒子形状、数浓度和冰水含量的水平分布特征

此次探测过程中, 飞机从 5200 m 开始以 300 m 为间隔进行 3 个高度层的平飞探测, 因此利用飞机在 5200 m、5500 m 和 5800 m 的 CIP 平飞探测数据来分析冰晶粒子形状、数浓度和冰水含量的水平分布特征, 应用本文所提方法处理后的冰晶粒子形状、数浓度和冰水含量的水平分布情况如图 4、图 5 和图 6 所示。

从图 4 可知, 在 5200 m 高度层上, 霰、线形状、不规则状和枝状的出现频率均超过了 15%, 其中霰的出现频率最高, 达到 26.8%; 在 5500 m 高度层上, 微小状、霰、线形状和不规则状是主要的 4 种粒子形状, 其中微小状出现频率最高, 达到 22.6%; 在 5800 m 高度层上, 板状、霰、线形状和不规则状是主要的 4 种粒子形状, 其中霰出现频率最高, 达到 31.9%。可见在冰晶粒子形状的水平分布上均存在 4 种主要的粒子形状, 霰、线形状和不规则状是其中出现频率较高的 3 种, 另外一种主要形状则因不同高度层上的环境因素不同则有差别。此次平飞探测的 5200 m 高度层的温度范围在  $-7.7 \sim -8.3^\circ\text{C}$  之间, 该温度区间为柱状粒子生长向

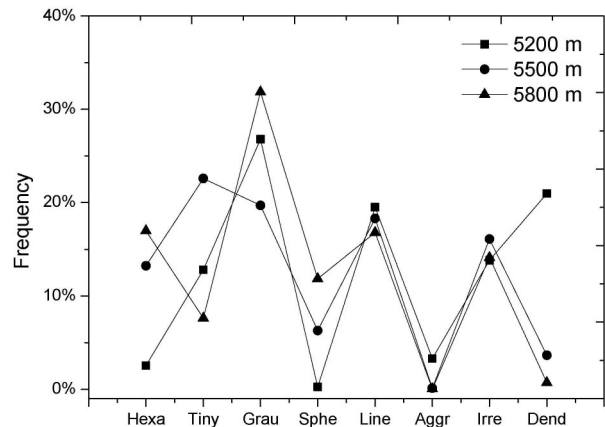


图 4 3 个高度层的冰晶粒子形状的水平分布 (Hexa: 板状; Tiny: 微小状; Grau: 霰; Sphe: 球形状; Line: 线形状; Aggr: 聚合状; Irre: 不规则状; Dend: 枝状)

Fig. 4 Horizontal distribution of the ice particle habits at three altitudes (Hexa: Hexagonal; Tiny: Tiny; Grau: Graupel; Sphe: Sphere; Line: Linear; Aggr: Aggregate; Irre: Irregular; Dend: Dendrite)

板状粒子生长转换的温度区间范围内 (Wallace and Hobbs, 2006), 因此线形状粒子较多, 而霰粒子数较多可能与该层环境过冷水有关, 过冷水较为充足使得淞附过程普遍存在; 由 Wallace and Hobbs (2006) 可知, 枝状冰晶的生长主要存在于  $-1 \sim -2^\circ\text{C}$  与  $-12 \sim -16^\circ\text{C}$  这两个温度区间内, 因此 5200 m 高度层处的枝状冰晶出现占比较高的原因可能与上层粒子的跌落有关。5500 m 和 5800 m 高度层上的温度范围分别是  $-8.9 \sim -9.8^\circ\text{C}$  与  $-10.6 \sim -11.6^\circ\text{C}$  之间, 这两个温度区间均属于板状粒子的生长温度区间, 可以看到和 5200 m 高度层比, 板状粒子的出现频率有了明显的增长, 接近甚至超过了 15% 的出现频率, 说明了水汽凝华增长在这两个高度层均起到了较为主要的作用。

图 5 显示了不同高度层上冰晶粒子数浓度的水平分布随时间变化情况, 从图中可看出粒子数浓度水平方向分布的变化范围均较大。在 5200 m 高度层上, 冰晶粒子数浓度的变化范围从  $< 1 \text{ L}^{-1}$  至  $> 16 \text{ L}^{-1}$ , 平均值是  $4.5 \text{ L}^{-1}$ ; 而在 5500 m 高度层的水平方向上冰晶粒子数浓度的波动范围更大, 其峰值可达  $25 \text{ L}^{-1}$ , 平均值是  $6.7 \text{ L}^{-1}$ 。相对来说, 5800 m

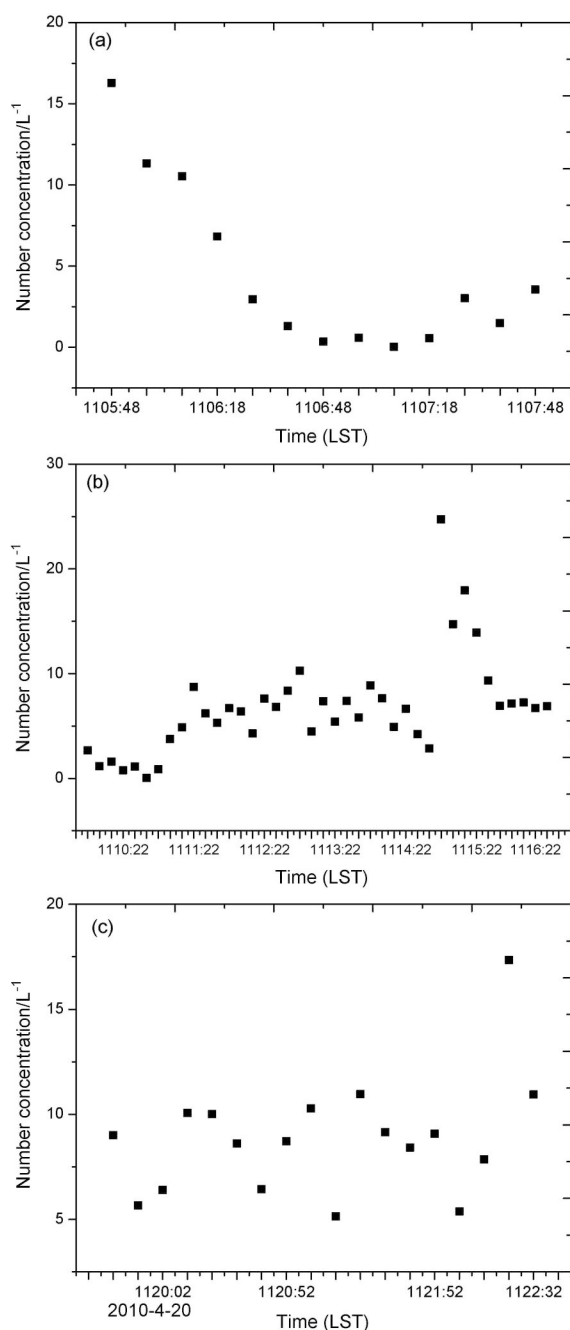


图5 3个高度层冰晶粒子数浓度的水平分布：(a) 5200 m；(b) 5500 m；(c) 5800 m  
Fig. 5 Horizontal distributions of the ice particle number concentration at three altitudes: (a) 5200 m; (b) 5500 m; (c) 5800 m

高度层的水平波动范围较小，其变化区间位于  $5 \sim 17 \text{ L}^{-1}$  之间，平均值是  $8.9 \text{ L}^{-1}$ 。就平均值而言，随高度升高粒子数浓度增大。

图6显示了云中不同高度层处冰水含量水平分布随时间的变化情况，从图中可以看出水平方向分布上冰水含量值也均有波动，5200 m 高度层上的

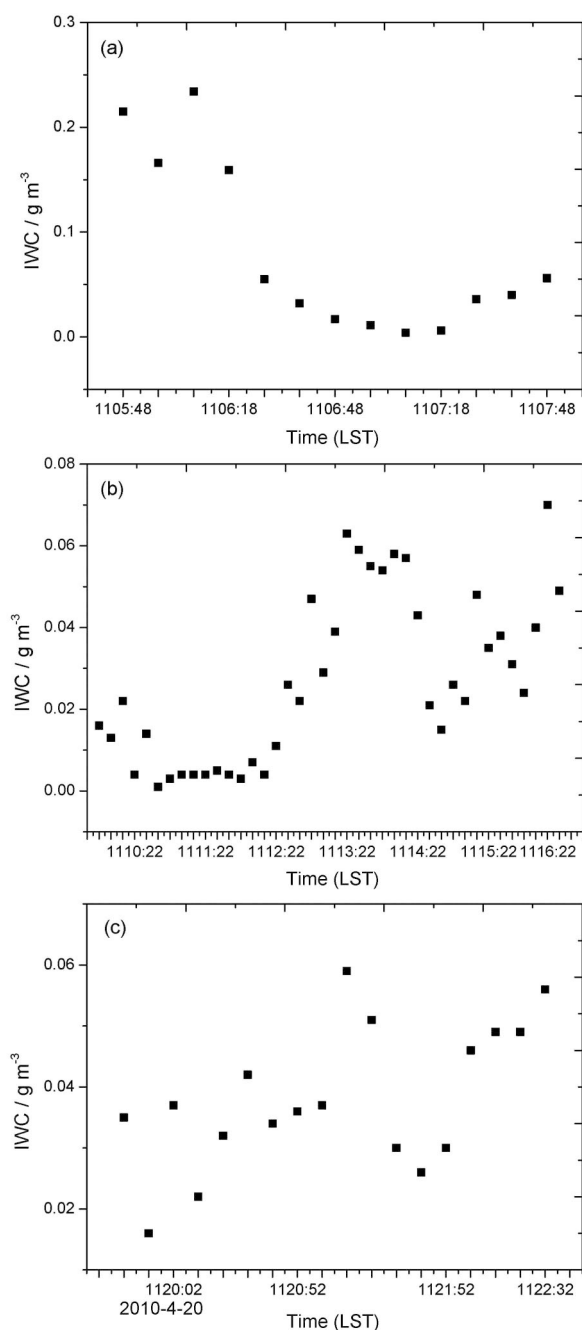


图6 同图5，但为冰水含量 (IWC)  
Fig. 6 Same as Fig. 5, but for ice water content (IWC)

冰水含量最大值可达  $0.23 \text{ g/m}^3$ ，但其最小值接近于  $0.004 \text{ g/m}^3$ ；5500 m 和 5800 m 高度层上的波动范围 ( $0.001 \sim 0.07 \text{ g/m}^3$ ) 要小于 5200 m 高度层上的波动范围 ( $0.004 \sim 0.23 \text{ g/m}^3$ )。就平均值而言，5200 m 高度处的冰水含量平均值是  $0.08 \text{ g/m}^3$ ，5500 m 高度处的平均值是  $0.03 \text{ g/m}^3$ ，而 5800 m 高度处的冰水含量平均值则为  $0.04 \text{ g/m}^3$ 。

由上分析可知，此次降水性层状云系在不同高

度层水平方向上微物理结构是不均匀的, 冰晶粒子数浓度和冰水含量都有较大起伏, 这表明降水云发展过程中的空间非均匀性; 虽然就冰晶粒子数浓度而言, 在 5200 m 高度层处其值要小于 5500 m 和 5800 m 高度层, 但 5200 m 高度层处的冰水含量值明显高于 5500 m 和 5800 m 高度层的冰水含量值, 这可能与 5200 m 高度层处的过冷水和水汽含量充沛导致的淞附和凝华作用的粒子增长有很大的关系。

### 5.3 冰晶粒子形状、数浓度和冰水含量随温度的垂直分布特征

利用飞机从 3600 m 爬升到 5800 m 这一过程所测数据来分析云中冰晶粒子形状、冰晶粒子数浓度和冰水含量随温度的垂直分布情况, 其中冰晶粒子形状的垂直分布以 4°C 为间隔, 分析冰晶粒子在 0~-4°C、-4~-8°C 和 -8~-12°C 这 3 个温度区间上的形状分布情况。应用本文所提方法处理后的冰晶粒子形状、数浓度和冰水含量随温度的垂直分布情况分别如图 7、图 8 和图 9 所示。

从图 7 可知, 在垂直高度上 3 个温度区间内, 霰、线形状和不规则状粒子均是 3 种主要的粒子形态, 其出现频率均超过 15%。但是就具体的温度区间而言, 在 0~-4°C, 枝状冰晶是出现频率最高的粒子形状, 在 -4~-8°C 温度区间内枝状冰晶的出现频率也达到了 18.7%, 由 Wallace and Hobbs (2006) 可知, 枝状冰晶的生长主要存在于 -1~-2°C 与 -12~-16°C 这两个温度区间内, 因此在 -4~-8°C 温度区间内出现的枝状冰晶可能与上层枝状冰晶粒子的跌落有关, 而 0~-4°C 温度范围内的枝状冰晶则除了与上层枝状冰晶粒子跌落有关外, 水汽凝华增长的贡献应该也比较大。在 -8~-12°C 范围内, 微小状粒子的出现频率也比较高, 该温度区间基本处于云层的中上部, 甚至是云顶的位置, Houze et al. (1976) 和 Mitchell (1988) 的研究指出, 在冰相占主导地位的锋面云系云顶内主要以核化后的小冰晶为主, 这些小冰晶主要依靠水汽扩散凝华进行增长, 而该温度层上的线形状粒子可能由上层的线形状冰晶粒子跌落而来。

图 8 显示了云中冰晶粒子数浓度随温度变化的垂直分布情况, 从图中可以看出, 在 -12°C 以下, 垂直方向上冰晶粒子数浓度的变化范围从最小值  $1 \text{ L}^{-1}$  到最大值  $21 \text{ L}^{-1}$ , 最大值位于 -7.8°C 温度层上, 另外在 -1.3°C 温度层上粒子数浓度值也较大, 达到  $18 \text{ L}^{-1}$ 。图 8 显示了云中冰水含量随温度变化

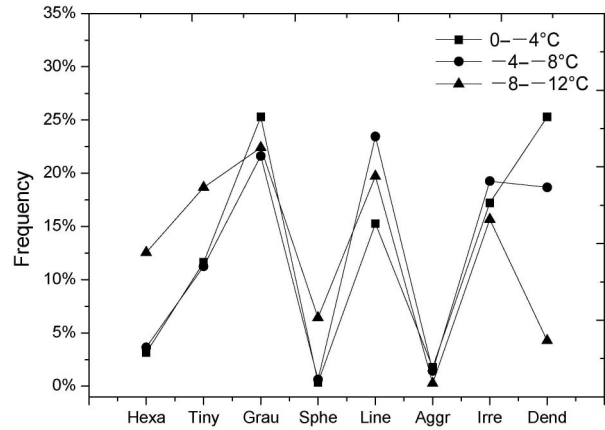


图 7 冰晶粒子形状出现频率的垂直分布

Fig. 7 Vertical distribution of ice particle habits' occurrence frequency

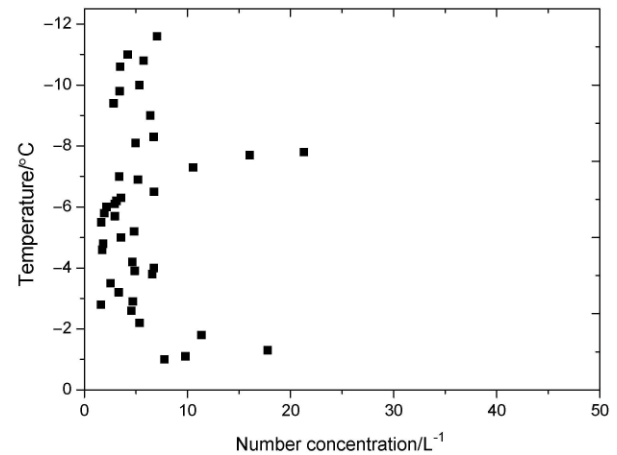


图 8 冰晶粒子数浓度的垂直分布

Fig. 8 Vertical distribution of the ice particle's number concentration

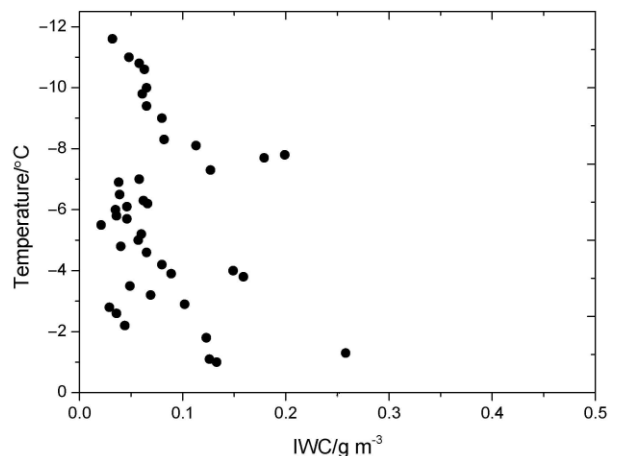


图 9 冰水含量的垂直分布

Fig. 9 Vertical distribution of ice water content (IWC)

的垂直分布情况, 从图中可看出垂直方向上冰水含量值变化范围在  $0.01 \sim 0.26 \text{ g/m}^3$  之间, 其大值区位于 -7.8°C 和 -1.3°C 两个温度层上, 这分别与垂直方向上的冰晶粒子数浓度大值区相对应。王秀娟



等(2013)分析指出本次层状云系在垂直方向上是分层的,有的高度上有云存在,有的高度上是无云区。结合飞机所测相对湿度数据,基本可以判定此次探测过程中降水性层云在 $-6^{\circ}\text{C}$ 左右温度层所在高度处附近分层,分为上层和下层两层云结构。而从图9可以看出 $-1\sim-6^{\circ}\text{C}$ 温度区间内,冰水含量值有两个峰值分别位于 $-1.3^{\circ}\text{C}$ 和 $-3.8^{\circ}\text{C}$ ;而在 $-6\sim-12^{\circ}\text{C}$ 温度区间内,冰水含量的垂直分布值也有两个峰值,分别位于 $-7.8^{\circ}\text{C}$ 和 $-10^{\circ}\text{C}$ 温度层,但就最大值而言, $-7.8^{\circ}\text{C}$ 和 $-1.3^{\circ}\text{C}$ 均是两个云层的下部位置。

## 6 结论与讨论

本文主要是给出了一套适合于将 Holroyd 云粒子形状分类应用于 CIP 所测冰晶粒子形状分类的阈值,利用所给阈值和 Holroyd 云粒子形状分类方法对山西一次降水性层状云的 CIP 观测资料进行处理分析,获得如下结论:

(1) 利用所给阈值,按照 Holroyd 方法对 CIP 所测粒子形状进行分类,可以获取云中冰晶粒子形状、数浓度和冰水含量的水平分布和垂直分布特征;

(2) 在冰晶粒子形状分布上,无论是水平还是垂直方向上均存在 4 种粒子形状出现频率超过 15%,霰、线形状和不规则状则是其中的 3 种;另外一种主要冰晶形状因不同的环境条件而不同,垂直方向上不同温度区间内为枝状( $-8\sim 0^{\circ}\text{C}$ )和微小状( $-12\sim-8^{\circ}\text{C}$ ),不同高度的水平方向上则是枝状(5200 m)、微小状(5500 m)和板状(5800 m);就粒子生长机制而言,水汽的扩散凝华增长、淤滞和上层冰晶粒子的下落是构成粒子形状分布特征的主要因素;

(3) 云中冰晶粒子数浓度在水平和垂直方向上波动较大,最小值小于  $1\text{L}^{-1}$ ,最大值则大于  $20\text{L}^{-1}$ ;云中冰水含量值在水平方向和垂直方向上的波动范围也很大,这体现了云体发展的空间非均匀性,就垂直方向而言,此次探测的降水性层云分为两层,每一层上的冰水含量值具有两个峰值,但其在云中最大值区域与冰晶粒子数浓度的最大值区域基本一致,基本位于云层每一层的下部;

(4) 由于 Holroyd 云粒子形状分类方法固有的缺陷,文中所提阈值可能仅适合于 CIP 在华北地

区测量获取的数据,对国内其他地区,尤其南方的测量数据,可能还需加以改进,以适合当地的冰晶粒子形状特征。

## 参考文献 (References)

- Bailey M P, Hallett J. 2009. A comprehensive habit diagram for atmospheric ice crystals: Confirmation from the laboratory, AIRS II, and other field studies [J]. *J. Atmos. Sci.*, 66: 2888–2899. doi:10.1175/2009JAS2883.1
- Durore C, Larsen H R, Isaka H, et al. 1994. 2D image population analysis [J]. *Atmos. Res.*, 34: 195–205. doi:10.1016/0169-8095(94)90091-4
- Holroyd III E W. 1987. Some techniques and uses of 2D-C habit classification software for snow particles [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 4: 498–511. doi:10.1175/1520-0426(1987)004<0498:STAUOC>2.0.CO;2
- Houze R A Jr, Locatelli J D, Hobbs P V. 1976. Dynamics and cloud microphysics of the rainbands in an occluded frontal system [J]. *J. Atmos. Sci.*, 33: 1921–1936. doi:10.1175/1520-0469(1976)033<1921:DACMOT>2.0.CO;2
- 黄敏松,雷恒池. 2018. 部分状粒子处理方法及其对云微物理参数测量的影响 [J]. *物理学报*, 67: 279–289. Huang Minsong, Lei Hengchi. 2018. Processing method for the partial particles and its influence on the cloud microphysical parameters measured by the airborne cloud and precipitation image probe [J]. *Acta Phys. Sin (in Chinese)*, 67: 279–289. doi:10.7498/aps.67.20181412
- 黄敏松,雷恒池,金玲. 2017. 机载云降水粒子成像仪所测数据中伪粒子的识别 [J]. *大气科学*, 41: 1113–1124. Huang Minsong, Lei Hengchi, Jin Ling. 2017. Pseudo particle identification in the image data from the airborne cloud and precipitation particle image probe [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41: 1113–1124. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1703.16259
- Korolev A, Sussman B. 2000. A technique for habit classification of cloud particles [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17: 1048–1057. doi:10.1175/1520-0426(2000)017<1048:ATFHCO>2.0.CO;2
- Korolev A, Isaac G A, Hallett J. 2000. Ice particle habits in stratiform clouds [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126: 2873–2902. doi:10.1002/qj.49712656913
- 李军霞,李培仁,陶玥,等. 2014. 山西春季层状云系数值模拟及与飞机探测对比 [J]. *应用气象学报*, 25: 22–32. Li Junxia, Li Peiren, Tao Yue, et al. 2014. Numerical simulation and flight observation of stratiform precipitation clouds in spring of Shanxi province [J]. *J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 25: 22–32. doi:10.11898/1001-7313.20140103
- Lindqvist H, Muinonen K, Nousiainen T, et al. 2012. Ice–cloud particle habit classification using principal components [J]. *J. Geophys. Res.*, 117: D16206. doi:10.1029/2012JD017573
- Magono C, Lee C W. 1966. Meteorological classification of natural snow crystals [J]. *J. Fac. Sci, Hokkaido Univ., Ser. VII*: 321–335.
- Mason B J. 1957. *The Physics of Clouds* [M]. Oxford: Clarendon Press,

- 671pp.
- Mitchell D L. 1988. Evolution of snow-size spectra in cyclonic storms. Part I: Snow growth by vapor deposition and aggregation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45: 3431–3451. doi:10.1175/1520-0469(1988)045<3431:EOSSSI>2.0.CO;2
- Nakaya U. 1954. *Snow Crystals: Natural and Artificial* [M]. Cambridge: Harvard University Press, 510pp.
- Praz C, Ding S, McFarquhar G M, et al. 2018. A versatile method for ice particle habit classification using airborne imaging probe data [J]. *J. Geophys. Res.*, 123: 13472–13495. doi:10.1029/2018JD029163
- 邱金桓, 吕达仁, 陈洪滨, 等. 2003. 现代大气物理学研究进展 [J]. *大气科学*, 27: 628–652. Qiu Jinhuan, Lü Daren, Chen Hongbin, et al. 2003. Modern research progresses in atmospheric physics [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27: 628–652. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.04.14
- Rahman M M, Jacquot R G, Quincy E A, et al. 1981. Two-dimensional hydrometeor image classification by statistical pattern recognition algorithms [J]. *J. Appl. Meteor.*, 20: 536–546. doi:10.1175/1520-0450(1981)020<0536:TDHICB>2.0.CO;2
- Ramanathan V, Cess R D, Harrison E F, et al. 1989. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the earth radiation budget experiment [J]. *Science*, 243(4887): 57–63. doi:10.1126/science.243.4887.57
- Wallace J M, Hobbs P V. 2006. *Atmospheric Science: An Introductory Survey* (2nd ed.) [M]. Amsterdam: Elsevier, 246pp.
- 王磊, 李成才, 赵增亮, 等. 2014. 二维粒子形状分类技术在云微物理特征分析中的应用 [J]. *大气科学*, 38: 201–212. Wang Lei, Li Chengcai, Zhao Zengliang, et al. 2014. Application of 2D habit classification in cloud microphysics analysis [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38: 201–212. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12176
- 王秀娟, 李培仁, 赵震, 等. 2013. 一次层状云系结构和降水机制的观测与数值模拟 [J]. *气候与环境研究*, 18: 311–328. Wang Xiujuan, Li Peiren, Zhao Zhen, et al. 2013. A case study of stratiform cloud structure and precipitation mechanism based on observation and simulation [J]. *Clim. Environ. Res. (in Chinese)*, 18: 311–328. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11061