

杨磊, 银燕, 杨绍忠, 等. 2013. 南京地区冬季大气冰核特征及其与气溶胶关系的研究 [J]. 大气科学, 37 (5): 983–993, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12098. Yan Lei, Yin Yan, Yang Shaozhong, et al. 2013. Characteristics of atmospheric ice nuclei and its relationship to aerosols in winter in Nanjing [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (5): 983–993.

南京地区冬季大气冰核特征及其与气溶胶 关系的研究

杨磊¹ 银燕¹ 杨绍忠² 苏航³ 蒋惠³

1 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

2 中国气象科学研究院中国气象局云雾物理重点开放实验室, 北京 100081

3 南京信息工程大学中国气象局大气物理与大气环境重点开放实验室, 南京 210044

摘 要 2011 年 11 月 15 日~12 月 2 日期间对南京地区近地面大气气溶胶和冰核进行了同步观测, 综合分析了冰核浓度的特征及其与气溶胶粒子浓度的关系。结果表明: 活化温度 T_a 为 -20°C , 水面过饱和度为 1% 时, 南京地区冰核浓度 N_{IN} 为 0.352 L^{-1} , 与 $0.01\sim 10\text{ }\mu\text{m}$ 气溶胶数浓度比值仅为 4×10^{-8} 。冰核活化温度越低, 湿度越大, 冰核浓度越高。雾和降雨对冰核都有明显的清除作用。对比不同气团对南京地区冰核的影响发现, 偏东方向的污染气团中冰核以及气溶胶的浓度最高, 但是来自西北地区的气团中冰核占气溶胶的比例最高, 这可能是由于冰相核化能力较强的沙尘气溶胶导致的。分析冰核与不同粒径段气溶胶的相关性发现, 较大粒径气溶胶的表面积浓度与冰核相关性更高, 本文也得到了由活化温度 T_a 和粒径大于 $0.5\text{ }\mu\text{m}$ 气溶胶数浓度 $N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}$ 共同计算冰核浓度的经验公式。

关键词 冰核 气溶胶 凝结冻结和凝华 静力扩散云室

文章编号 1006-9895(2013)05-0983-11

中图分类号 P401

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12098

Characteristics of Atmospheric Ice Nuclei and Its Relationship to Aerosols in Winter in Nanjing

YANG Lei¹, YIN Yan¹, YANG Shaozhong², SU Hang³, and JIANG Hui³

1 Key Laboratory for Meteorological Disasters of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

2 Key Laboratory of Cloud Physics and Weather Modification of the China Meteorological Administration, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Key Laboratory for Atmospheric Physics and Environment of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract Simultaneous surface measurements of ice nuclei (IN) and aerosols in Nanjing from November 15 to December 2, 2011, are presented to investigate the characteristics of the IN concentration and the relationship between IN and aerosols. The results show that the mean concentration of IN (N_{IN}) observed during the campaign was 0.352 L^{-1} at the activation temperature (T_a) of -20°C , and the supersaturation with respect to water (S_w) equals 1%; the ratio of the IN to

收稿时间 2012-06-25, 2013-01-07 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 41030962、40975084, 江苏高校优势学科建设工程项目 PAPD, 江苏省 2011 年度普通高校研究生科研创新计划项目, 高等学校博士学科点专项科研基金博导类资助课题 20113228110002

作者简介 杨磊, 男, 1987 年出生, 硕士研究生, 研究方向: 云降水物理和气溶胶。E-mail: yanglei_nuist@163.com

通讯作者 银燕, E-mail: yinyan@nuist.edu.cn

aerosol concentrations in the size range of $0.01-10\ \mu\text{m}$ was 4×10^{-8} . The IN concentration would be high at low temperatures and high humidities. An obvious scavenging effect of fog and precipitation on IN was observed. A comparison of IN in different air masses showed that the concentration of IN and aerosols in an air mass that originated from a polluted area to the east was the highest, but the ratio of IN to aerosols was the highest when the air mass originated to the northwest, which might be because of the high ice-nucleating ability of dust particles. The correlation coefficient between IN and aerosols in different size ranges showed that IN with larger particle surface concentrations was much more highly correlated with aerosols. The ice nuclei empirical equation considering T_a and the aerosol number concentration ($N_{0.5-10\ \mu\text{m}}$) was obtained.

Keywords Ice nuclei, Aerosol, Condensation freezing and deposition, Static diffusion chamber

1 引言

大气气溶胶作为云凝结核 (Cloud Condensation Nuclei, CCN) 和冰核 (Ice Nuclei, IN) 影响云的形成以及辐射特性 (Khain, 2009; Stith et al., 2009; Chen et al., 2011; 杨慧玲等, 2011)。大气中初始冰晶的形成有两种途径: 同质核化和异质核化。同质核化要求云中温度低于 -38°C 。在温度高于 -38°C 时, 无杂质的纯水滴只能借助于 IN 才能转化为冰晶。冰相异质核化机制有四类: 凝华核化、凝结冻结核化、浸润冻结核化以及接触冻结核化 (Pruppacher and Klett, 1997)。气溶胶作为 IN 形成冰晶是冷云发展的初始过程, 研究 IN 特征及其与气溶胶的关系有利于我们更好地认识气溶胶是如何影响云中的冰相过程以及全球辐射平衡的 (Richardson et al., 2007; Hoose and Möhler, 2012)。

国外学者研究了不同种类气溶胶的冰相核化能力。许多学者认为沙尘在高温低湿的情况下即可形成冰晶 (Klein et al., 2010; Kulkarni and Dobbie, 2010; Kanji et al., 2011; Broadley et al., 2012)。Schnell and Vali (1976) 发现生物气溶胶同样可以作为冰核。Pratt et al. (2009) 使用逆流虚拟撞击器 (Counterflow Virtual Impactor, CVI) 收集云中冰相颗粒发现, 三分之一的冰晶中含有生物气溶胶。含有黑碳 (Black Carbon, BC) 的土壤也可以作为冰核, 只是相比沙尘和生物气溶胶需要更低的温度和更高的湿度 (Dymarska et al., 2006)。人为排放的气溶胶也会直接或者间接地影响到冰核浓度。一方面人类活动产生的部分气溶胶可以作为冰核; 另一方面, 人类活动排放的 SO_2 以及挥发性有机物等二次气溶胶前体物会抑制气溶胶进行冰相核化 (Cziczo et al., 2009; Eastwood et al., 2009)。目前越来越多的学者认为较大粒径的气溶胶更容易作为冰核, 尤其粒径大于 $0.5\ \mu\text{m}$ 的气溶胶与冰核关系更为密切 (Stith

et al., 2009; DeMott et al., 2010; Chou et al., 2011)。综上, 国外学者已经开展了大量有关气溶胶的化学成分以及粒径大小对其冰相核化能力影响的研究。

国外学者考虑了不同因素对冰核的影响, 设计了冰核浓度的参数化公式。早期学者考虑温湿条件对冰核浓度的影响, 设计了用活化温度或湿度计算冰核浓度的参数化公式 (Fletcher, 1962; Huffman, 1973; Young, 1974; Cotton and Anthes, 1989; Meyers et al., 1992)。随着大量的气溶胶与冰核浓度的综合观测, DeMott et al. (2010) 得到了大于 $0.5\ \mu\text{m}$ 气溶胶数浓度和活化温度同时计算 IN 的参数化公式, Phillips et al. (2008) 参数化方案中还考虑了气溶胶化学成分以及气溶胶表面积对 IN 的影响。综上所述, 温度和湿度是影响冰核浓度最主要的环境因素, 气溶胶颗粒的粒径大小和化学成分决定着气溶胶的冰相核化能力, 同时结合模式的特点, 综合以上方面才能设计出一个合理的冰核浓度参数化公式。

我国学者曾在北京 (游来光和石安英, 1964; 游来光等, 2002)、吉林白城 (汪学林等, 1965)、甘肃兰州 (葛正谟和周春科, 1985)、福建石塔山 (吴明林等, 1986)、贺兰山 (牛生杰等, 2000)、新疆天山 (李艳伟和杜秉玉, 2003) 以及青海河南县 (石爱丽等, 2006) 等地开展了冰核的外场观测实验研究, 主要使用混合云室以及滤膜法研究了不同天气背景条件下冰核浓度特征以及基本气象要素对冰核浓度的影响 (李丽光和周德平, 2011)。但是国内仍缺少冰核与气溶胶关系以及冰核参数化的相关研究。

本次观测地点位于我国华东地区第二大城市南京市浦口区的南京信息工程大学院内气象楼 12 楼阳台 (32.21°N , 118.71°E ; 海拔高度 $62\ \text{m}$), 通过对冰核和气溶胶同步观测, 同时结合后向轨迹模型, 以便研究冰核浓度特征及其与气溶胶的相关

性。观测时间为 2011 年 11 月 15 日~12 月 2 日, 属于南京地区冬季, 该季节多辐射逆温导致大气污染物不易扩散, 使得城区内积累高浓度污染, 甚至会导致雾霾天气出现 (童尧青等, 2009; 魏建苏等, 2010)。污染天气条件下的气溶胶是否会增加冰核浓度值得研究, 同时也为设计污染条件下的冰核参数化方案提供数据支持, 对于研究气溶胶在污染天气条件下对冷云的影响具有重要意义。

2 材料与方法

2.1 观测仪器与分析方法

本次观测使用宽范围颗粒物分光计 (Wide Range Particle Spectrometer, WPS, 美国 MSP 公司) 观测气溶胶粒径谱, 使用云凝结核计数器 (CCN Counter, 美国 DMT 公司) 观测 CCN 谱。WPS 可以对直径为 $0.01\sim 10\ \mu\text{m}$ 的气溶胶颗粒进行自动计数和粒径分级, 分析数据期间剔除了大气中相对湿度大于 90% 的数据, 最终得到气溶胶谱分布样本 4237 组。CCN Counter 观测大气中的 CCN 谱, 设置水面过饱和度 $S_w = 1\%$, 最终得到样本 15579 组。南京信息工程大学气象站提供基本气象要素数据 (海拔高度 22 m)。观测期间每日 08:00~23:00 (北京时间, 下同) 进行气溶胶采样, 以便后期使用静力扩散云室进行冰核活化显现实验得到冰核浓度。每 3 小时采样一组, 每组采集气溶胶滤膜样本 4 次, 采样器可以同时采集 4 张气溶胶滤膜。采样器流量为 $120\ \text{L}/\text{min}$, 采样时间 2 min, 每张膜通过环境空气平均体积为 60 L。

采样膜需要在室内通过静力扩散云室 (杨绍忠等, 1995) 对气溶胶进行冰核显现实验。静力扩散云室主要由上下两个平板组成, 云室上板为冰面, 提供气溶胶冰相核化的水汽源; 下板上有四个和采样膜同样大小的金属表面, 采样膜通过石蜡油浸润后平放在下板的金属面上, 云室下板温度就是采样膜上气溶胶的活化温度 T_a 。实验中, 在云室温度小于 0°C 时, 设置上板的温度高于下板温度, 上板冰面的水汽向下板表面扩散, 云室内的湿度达到下板过饱和, 这样下板膜的气溶胶通过冰相过程核化形成可以识别的冰晶。每组显现实验时间为 30 min, 这样气溶胶有充足时间活化增长。当云室水汽为冰面过饱和而水面欠饱和时, 气溶胶通过凝华核化增长; 当云室水汽达到水面过饱和时, 气溶胶可以通过凝华核化以及凝结冻结核化增长。

静力扩散云室稳定的温度控制是保证准确观测大气冰核浓度的前提, 也是该云室模拟凝华核化以及凝结冻结核化过程的前提条件。为了获取高精度的温度控制, 选用欧陆 818P4 温度控制仪和比例积分微分温控系统控制云室上下板温度, 加之足够厚的铜板并与温度可控的 200 L 冷媒箱相连, 从而获得理想的控温效果。

静力扩散云室中气溶胶活化的过饱和度是根据云室上下板的温度计算得到的。若上板和下板温度分别为 T_1 和 T_2 , 下板温度 T_2 是冰核活化温度, 上板和下板温度之差 $T_1 - T_2$ 决定了下板的冰面或水面过饱和度的大小。在没有水汽汇的理想状态下, 下板表面的冰面过饱和度为

$$S_i = \frac{E_i(T_1) - E_i(T_2)}{E_i(T_2)} \times 100\%, \quad (1)$$

下板表面的水面过饱和度为

$$S_w = \frac{E_i(T_1) - E_w(T_2)}{E_w(T_2)} \times 100\%, \quad (2)$$

其中, S_i 为冰面过饱和度, S_w 为水面过饱和度, $E_i(T_1)$ 为上板温度 T_1 时冰面过饱和和水汽压, $E_i(T_2)$ 和 $E_w(T_2)$ 为下板温度 T_2 时的冰面和水面饱和水汽压。采用 Goff-Gratch 公式 (董双林和崔宏光, 1992) 求得 E_i 和 E_w , 其中 T_1 和 T_2 单位为 $^\circ\text{C}$, 计算得到的气压单位为 hPa。云室中水汽条件对 T_1 和 T_2 十分敏感。在 30 min 显现时段内, 上下板温度有 $0.01\sim 0.05^\circ\text{C}$ 的波动, 云室温度波动会造成湿度波动。图 1 和表 1 给出不同活化条件下根据每组实验过程中上下板的最低温度和最高温度计算出的云室过饱和度的频率分布以及统计量。在各个活化条件下, 计算的水汽条件集中分布在所设定的湿度值, S_w 和 S_i 上下波动小于 2%。在冰核显现实验过程中进行了包括空白滤膜和实验室室内采样滤膜的背景冰核浓度观测, 由于背景冰核浓度远小于野外观测冰核浓度, 同时考虑活化处理时的背景计数应是在滤膜不经取样的条件下进行的, 与实际滤膜有一定的差异, 故在本实验中得到的冰核浓度不作背景订正处理。

表 1 静力扩散云室过饱和度统计量

Table 1 The statistics of supersaturation in the static diffusion chamber

活化条件	平均值	最大值	最小值	中值	上四分位数	下四分位数
$T_a = -20^\circ\text{C}, S_w = 1\%$	1.09%	1.74%	0.71%	1.04%	1.00%	1.13%
$T_a = -20^\circ\text{C}, S_i = 10\%$	9.91%	11.47%	8.43%	9.89%	9.57%	10.21%

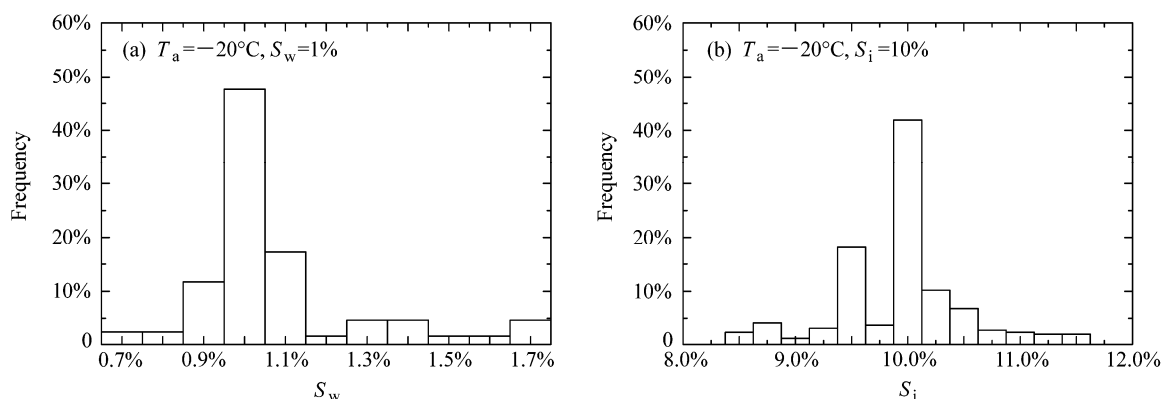


图1 静力扩散云室过饱和度频率分布 (T_a 为气溶胶活化温度, S_w 为水面过饱和度, S_i 为冰面过饱和度)

Fig. 1 The frequency of supersaturation in the static diffusion chamber (T_a is the activate temperature, S_w is the supersaturation with respect to water, S_i is the supersaturation with respect to ice)

本次活化实验主要模拟的活化条件为 $T_a = -20^\circ\text{C}$ 以及 $S_w = 1\%$ ($S_i = 22.77\%$), 共 74 组样本, 主要目的是认识近地层气溶胶在混合云温度和过饱和度条件下冰核浓度特征。为了研究温度和气溶胶对冰核的影响, 分别在 $-25 \sim -10^\circ\text{C}$ 之间, 每隔 2.5°C 进行冰核显现实验, 其中云室湿度为对应温度条件下水面过饱和度 $S_w = 1\%$, 每个温度下做 10 组实验。另外, 为了研究不同湿度对冰核浓度的影响, 在 $T_a = -20^\circ\text{C}$ 以及 $S_i = 10\%$ ($S_w = 9.5\%$) 情况下进行显现实验, 共 74 组样本, 对比水汽条件 $S_w = 1\%$ ($S_i = 22.77\%$) 情况下冰核浓度, 以便分析水汽条件对冰核浓度的影响。

2.2 后向轨迹模式介绍

HYSPLIT (HYbrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model) 模型是由美国国家海洋和大气管理局空气资源实验室和澳大利亚气象局联合研发的一种用于计算和分析大气污染物输送、扩散轨迹的专业模型 (Draxler and Hess, 1998)。HYSPLIT 能够处理多种气象要素输入场, 具有多种物理过程和不同类型污染物排放源, 资料的水平分辨率为 191 km , 垂直方向从 $1000 \sim 50\text{ hPa}$ 分为 12 个等压面层, 时间间隔 6 h 。本文使用 HYSPLIT 模式对观测点 (32.21°N , 118.71°E) 地面 500 m 高度共 72 条轨迹进行 36 h 后向轨迹模拟, 计算后向轨迹的开始时间为一天记录时段的中间时刻 (北京时间 $02:00$), 使用聚类分析的方法对轨迹进行分型, 根据模式输出结果以及实际研究意义将轨迹分为 5 类。考虑到近地面的摩擦效应以及边界层的混合和扩散, HYSPLIT 模拟气团的地面高度为 500 m 。

3 结果与讨论

3.1 冰核浓度特征

图 2 为观测期间南京地区冰核浓度 (N_{IN}) 总体特征。活化温度 T_a 同为 -20°C 时, 水汽条件不同时冰核浓度平均值分别为 0.352 L^{-1} ($S_w = 1\%$) 和 0.132 L^{-1} ($S_i = 10\%$) (图 2a)。在高湿度条件下, 更多的气溶胶通过凝华核化或凝结冻结核化机制增长, 因此水汽条件影响到气溶胶的冰相成核特性。南京地区观测结果与以往同类云室观测对比, 南京地区冰核浓度低于上世纪 90 年代春季北京地区凝华核浓度 (0.693 L^{-1}), 但高于青海瓦里关地区凝华核浓度 (0.113 L^{-1}) (游来光等, 2002)。该结果初步反映中国华东地区冰核浓度低于北方春季观测结果, 这可能是因为春季沙尘更容易导致北方冰核浓度增加, 同时华东地区冰核浓度高于西部地区也反映了人类活动的差异对冰核的影响。但是由于观测资料尚少, 仍需要以后在不同地区同步观测来分析冰核浓度差异。图 2b 为 $T_a = -20^\circ\text{C}$ 、 $S_w = 1\%$ 时 N_{IN} 频率分布, N_{IN} 主要集中在低浓度范围内 ($0.1 \sim 0.4\text{ L}^{-1}$), 其中 $0.1 \sim 0.2\text{ L}^{-1}$ 范围内 N_{IN} 出现次数最多, 这意味着该浓度为南京地区冰核本底浓度。另外, 仅有不到 12% N_{IN} 大于 0.6 L^{-1} , 冰核的高浓度值出现的条件更值得我们去分析。云室过饱和度 S_w 同样为 1% 时, 冰核浓度随着活化温度降低指数增加 (图 2c), 相关系数的平方达到 0.839 , 这和早期学者的结论一致 (Pruppacher and Klett, 1997)。

表 2 给出 N_{IN} 和不同粒径段气溶胶数浓度 (N) 的比值, N_{IN} 与 $0.01 \sim 10\text{ }\mu\text{m}$ 粒径段气溶胶数浓度

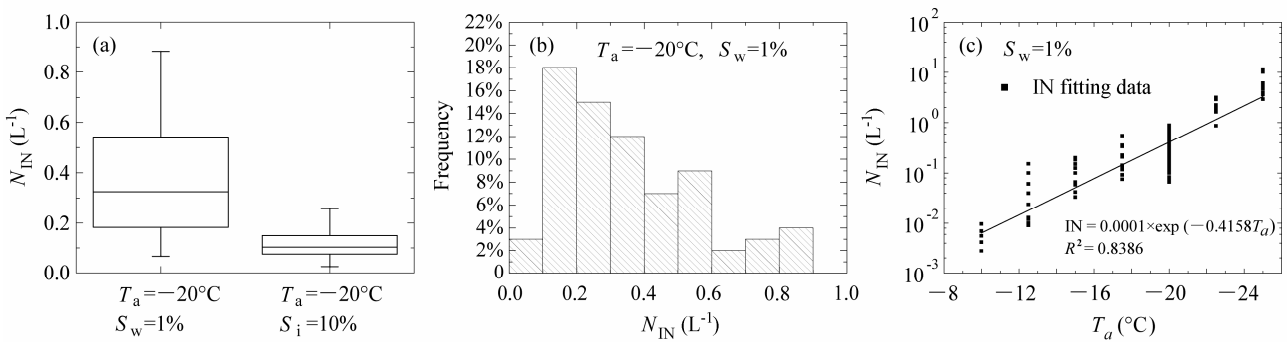


图2 冰核浓度特征: (a) $T_a=-20^{\circ}\text{C}$ 时 $S_w=1\%$ 和 $S_i=10\%$ 情况下冰核浓度 (N_{IN}) 对比; (b) N_{IN} 概率分布图 ($S_w=1\%$, $T_a=-20^{\circ}\text{C}$); (c) N_{IN} 与活化温度的关系 ($S_w=1\%$)

Fig. 2 The characteristics of ice nuclei (IN) concentration: (a) The comparison of IN concentration (N_{IN}) under $S_w=1\%$ and $S_i=10\%$ at $T_a=-20^{\circ}\text{C}$; (b) the frequency distribution of N_{IN} ($T_a=-20^{\circ}\text{C}$, $S_w=1\%$); (c) the relationship of N_{IN} and T_a ($S_w=1\%$)

$N_{0.01\sim 10\text{ }\mu\text{m}}$ 比值 ($N_{\text{IN}}/N_{0.01\sim 10\text{ }\mu\text{m}}$) 仅为 4.00×10^{-8} , N_{IN} 与 $0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}$ 粒径段气溶胶数浓度 $N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}$ 比值 $N_{\text{IN}}/N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}=2.866\times 10^{-6}$, 冰核与气溶胶浓度比值较低说明仅有较少的气溶胶可以充当冰核。南京地区 IN 与气溶胶浓度比值小于其他地区观测结果 (Klein et al., 2010; Bingemer et al., 2012), 这可能是因为: 南京地区小粒径气溶胶浓度较高, 而这些小粒径气溶胶并不容易成为冰核, 因此冰核与气溶胶的比值较小; 另外, 观测仪器的原理、观测冰核的成核机制以及观测气溶胶的粒径段的不同都会造成冰核浓度及其与气溶胶浓度比值的差异。

表 2 不同粒径段气溶胶和冰核数浓度统计量

Table 2 Statistics of the number concentration of aerosol in different size ranges and the number concentration of IN

名称	数浓度					N_{IN}/N ($\times 10^{-8}$)
	单位	平均值	最大值	最小值	标准偏差	
气溶胶 $0.01\sim 0.5\text{ }\mu\text{m}$	cm^{-3}	8685.95	35779.74	67.49	6168.98	4.053
气溶胶 $0.5\sim 1\text{ }\mu\text{m}$	cm^{-3}	103.13	553.82	6.01	82.52	341.32
气溶胶 $1\sim 10\text{ }\mu\text{m}$	cm^{-3}	19.68	101.18	1.30	17.67	1788.43
气溶胶 $0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}$	cm^{-3}	122.81	644.01	7.32	98.18	286.62
气溶胶 $0.01\sim 10\text{ }\mu\text{m}$	cm^{-3}	8808.76	35969.41	196.27	6167.15	4.00
$N_{\text{IN}}(T_a=-20^{\circ}\text{C}, S_w=1\%)$	L^{-1}	0.352	0.883	0.067	0.222	—

3.2 不同天气背景条件下冰核浓度特征

在观测期间出现了不同的天气过程, 这些天气过程直接影响到冰核浓度。图 3 分别给出观测期间各气象要素、气溶胶、CCN 和 IN 的时间演变情况。11 月 18 日为一次雾过程, 18 日日相对湿度平均值为 87.40%, 温度平均值为 17.42°C , 风速平均值为 1.75 m/s 。对比图 3g 和图 3i, 17 日环境中 $N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}=214.443\text{ cm}^{-3}$, 日冰核平均浓度 0.442 L^{-1} 。18 日

14:30 后到该日结束 $N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}=167.343\text{ cm}^{-3}$, 冰核平均浓度为 0.256 L^{-1} 。雾对较大气溶胶以及冰核的清除明显, 这说明雾过程清除了可以作为冰核的气溶胶。

观测点在 11 月 29~30 日之间出现了降水过程, 总降雨量为 16.5 mm。11 月 28 日环境中 $N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}=453.038\text{ cm}^{-3}$, 日冰核平均浓度 0.565 L^{-1} 。12 月 1 日环境中 $N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}=14.891\text{ cm}^{-3}$, 日冰核平均浓度为 0.219 L^{-1} 。降雨后 $0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}$ 气溶胶和冰核浓度明显减少, 这说明降雨对气溶胶的清除作用导致冰核浓度减少。

3.3 气团轨迹与冰核浓度之间的关系

使用聚类分析的方法将 HYSPLIT 模型计算的 72 条 36 h 后向轨迹进行分类, 根据判定系数以及实际研究意义将气团分为 5 类 (Cluster1 至 Cluster5), 本文只统计整日轨迹类型不变的天数。图 4 和表 3 对比和总结了不同气团中气象要素、气溶胶、IN 和 CCN 特征。Cluster1 中 $N_{0.01\sim 0.5\text{ }\mu\text{m}}=28430.09\text{ cm}^{-3}$, 明显高于其他气团轨迹类型, Cluster1 尽管起源于我国东部沿海, 但是登陆后在低空 (地面高度 500 m) 混合了大量的大陆性气溶胶, 因此 Cluster1 中气溶胶浓度较高。Cluster2 来自南方, 与 Cluster1 一样通过低空传输到达观测点。与 Cluster1 相比, Cluster2 中 $N_{0.01\sim 0.5\text{ }\mu\text{m}}$ 较少, 但是 $N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}$ 明显高于其他气团, 这可能是由于 Cluster2 相对湿度最高 ($\text{RH}_w=69.97\%$), 更多的小粒径气溶胶增长导致较大粒径的气溶胶数浓度增加。Cluster4 来自西北地区, 通过高空远距离传输后下沉进而到达观测点, 其气溶胶谱远远低于 Cluster1 和 Cluster2。Cluster3 和 Cluster5 对应雨后气团, 降水对气溶胶的清除导

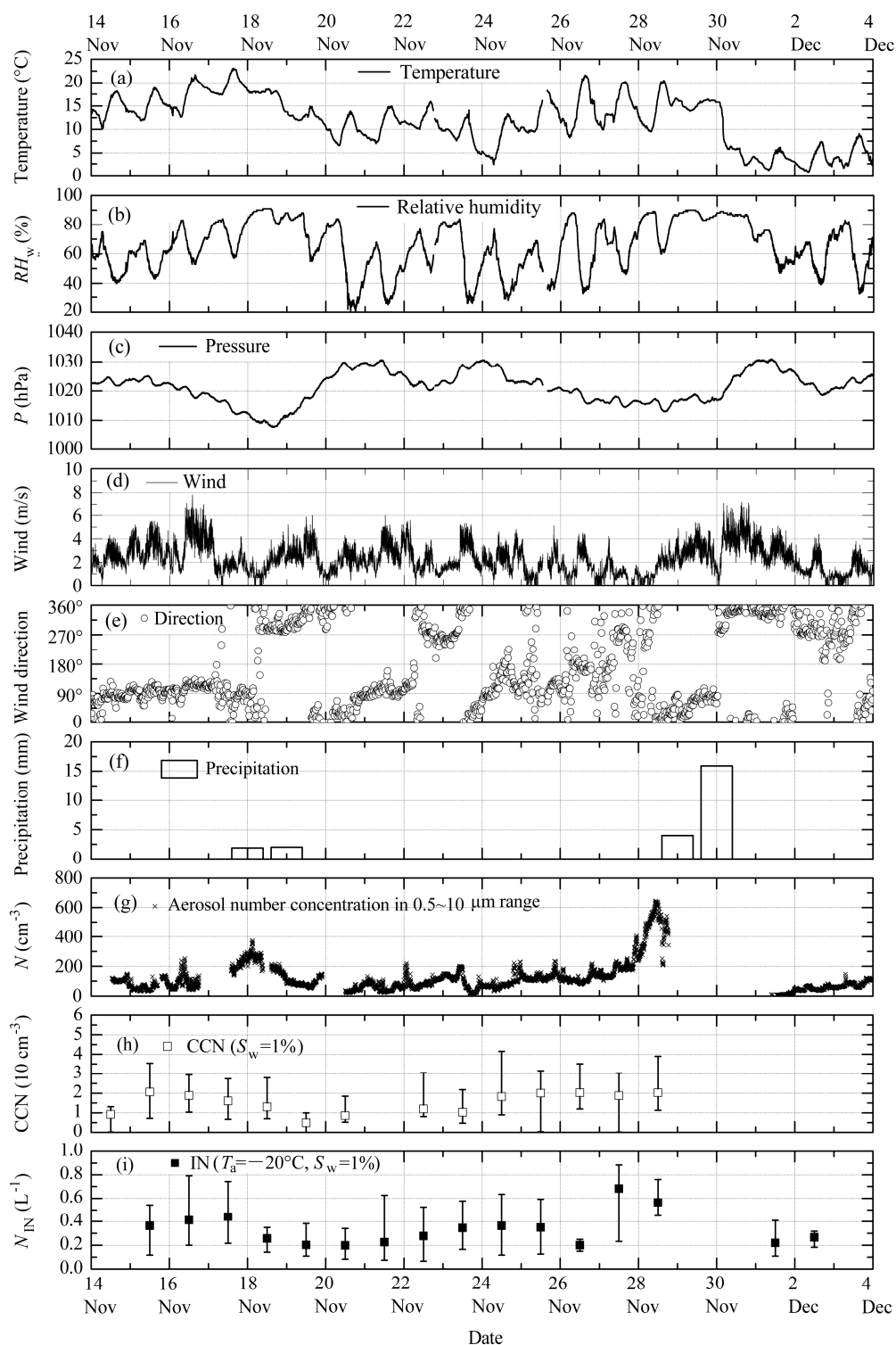


图3 各个气象要素、气溶胶、云凝结核 CCN、IN 时间演变: (a) 温度; (b) 湿度; (c) 气压; (d) 风速; (e) 风向; (f) 降雨量; (g) $0.5 \sim 10 \mu\text{m}$ 气溶胶浓度 (D_p 为气溶胶的直径); (h) CCN 浓度 (N_{CCN}); (i) IN 浓度

Fig. 3 Time series of atmospheric parameters, aerosols, Cloud Condensation nuclei (CCN), and IN: (a) Temperature; (b) humidity; (c) pressure; (d) wind speed; (e) wind direction; (f) precipitation; (g) number concentration of aerosol ($0.5 \mu\text{m} < D_p < 10 \mu\text{m}$) (D_p is the diameter of aerosol); (h) CCN concentration (N_{CCN}); (i) IN concentration

致这两种气团中气溶胶浓度较少。

目前越来越多的学者认为较大粒径的气溶胶

更容易作为冰核, 尤其大于 $0.5 \mu\text{m}$ 的气溶胶与冰核关系更为密切 (Stith et al., 2009; DeMott et al., 2010;

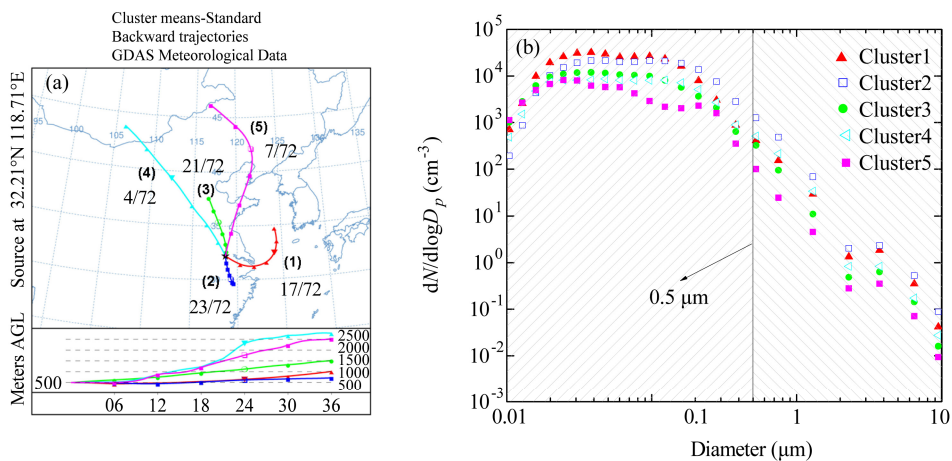


图4 气溶胶与气团的关系：(a) 不同气团轨迹分类；(b) 不同气团中气溶胶数浓度谱（ D_p 为气溶胶的直径）
Fig. 4 The relation of aerosol and air mass: (a) The classification of air mass trajectories; (b) aerosol size spectra of number concentration in different air masses (D_p is the diameter of aerosol)

表3 南京地区不同气团特征对比
Table 3 The comparison of properties of the air masses over Nanjing

	Cluster1 东方气团	Cluster2 南方气团	Cluster3 北方气团	Cluster4 西北气团	Cluster5 东北气团
日期	11月15~16日	11月26~28日	12月2日	11月23日	12月1日
相对湿度	62.31%	69.97%	58.60%	58.98%	62.67%
温度(°C)	16.21	14.63	3.25	8.96	3.40
气溶胶浓度(0.01~10 μm, cm ⁻³)	28501.82	22932.38	11832.12	9938.73	6455.64
气溶胶浓度(0.01~0.5 μm, cm ⁻³)	28430.09	22714.32	11783.66	9846.74	6441.76
气溶胶浓度(0.5~10 μm, cm ⁻³)	78.33	237.97	51.75	100.92	14.89
$N_{CCN}(cm^{-3})$	19436.74	19727.05	—	10198.94	—
$N_{IN}(L^{-1})$	0.39	0.56	0.27	0.35	0.22
$N_{IN}/N_{0.01-10\mu m} \times 10^8$	1.36	2.45	2.25	3.48	3.41
$N_{IN}/N_{0.5-10\mu m} \times 10^6$	4.95	2.36	5.15	3.43	14.74

Chou et al., 2011)。对比表3不同气团对应冰核浓度看出，Cluster2气团中 N_{IN} 最多(0.56 L⁻¹)，这是由Cluster2中 $N_{0.5-10\mu m}$ 最高造成的。但是值得注意的是 N_{IN} 占有所有气溶胶浓度比例最高的气团是Cluster4，这可能是由于西北气团中含有沙尘，很多学者已经证明了沙尘气溶胶的冰相核化能力强于其他种类气溶胶(Klein et al., 2010; Kulkarni and Dobbie, 2010; Broadley et al., 2012)，因此这些沙尘气溶胶可能增加了西北气团中冰核占气溶胶浓度的比例。Cluster1和Cluster2对应偏东方向气团，其中Cluster1与近地面风向对应一致，偏东风将工业区排放的颗粒物输送到观测点，魏建苏等(2010)指出南京地区出现偏东风时更容易出现霾天气。对比表2和表3，相对于整个观测期间，Cluster1和Cluster2中不仅含有较高浓度的气溶胶和云凝结

核，而且冰核浓度同样较高，这说明人为排放的气溶胶同样会增加冰核浓度，进而影响到冷云过程。综上，气溶胶的粒径大小和化学成分直接影响气溶胶的冰相核化能力，但是由于缺少南京地区气溶胶的化学成分分析，因此并不能充分研究不同轨迹条件下气溶胶化学成分对其冰相核化能力的影响。

3.4 气溶胶与冰核的关系

近些年不同学者研究了不同粒径段气溶胶对冰核的贡献，很多学者指出较大粒径的气溶胶更容易进行冰相核化(Stith et al., 2009; DeMott et al., 2010; Chou et al., 2011)。Whitby(1978)概括了气溶胶粒子的三个模态模型：爱根核模(Aitken)，粒径小于0.05 μm；积聚模(accumulation mode)，粒径在0.05~2 μm之间；粗粒子模(coarse particle

mode), 粒径大于 2 μm。另外, DeMott et al. (2010) 指出粒径大于 0.5 μm 的气溶胶更容易作为冰核, 气溶胶与冰核浓度之间函数形式为指数型, 其得到的参数化公式也被许多学者加入模式来研究气溶胶作为冰核对冷云的影响 (Eidhammer et al., 2010; Ardon-Dryer, et al., 2012)。本文根据 Whitby (1978) 的三模态气溶胶模型以及 DeMott et al. (2010) 的结论将气溶胶分成不同粒径段, 表 4 给出冰核浓度与不同粒径段气溶胶的数浓度以及表面积浓度的 Pearson 相关系数 R 。冰核浓度与气溶胶的表面积浓度相关系数要高于数浓度, 这是因为冰相核化过程发生在气溶胶表面, 因此气溶胶的冰相核化能力应与其表面特性相关性更高。另外, 冰核浓度与较大粒径气溶胶的相关性更高, 大粒径气溶胶在冷云过程中起着更为重要的作用。

表 4 不同粒径气溶胶与冰核的 Pearson 相关系数
Table 4 The Pearson correlation coefficient of IN and aerosol

	不同粒径气溶胶与冰核浓度的相关系数 (μm)					
	0.01~0.05	0.05~2	2~10	0.01~0.5	0.5~10	0.01~10
气溶胶数浓度与冰核浓度	0.08	0.41	0.58	0.27	0.55	0.28
气溶胶表面积浓度与冰核浓度	0.13	0.57	0.51	0.54	0.57	0.57

南京地区气溶胶主要集中于小粒径段 (0.01~0.5 μm), 大粒径段 (0.5~10 μm) 气溶胶浓度仅仅

占有所有浓度的 0.6%, 尽管大粒子更容易作为冰核, 但是大粒子浓度较低, 因此有必要研究大粒子和小粒子对冰核浓度的贡献。这里假设 N_{IN} 和 $N_{0.01\sim0.5\mu m}$ 、 $N_{0.5\sim10\mu m}$ 为如下公式所示的线性关系:

$$N_{IN}=k_1N_{0.01\sim0.5\mu m}+k_2N_{0.5\sim10\mu m}+C, \tag{3}$$

在公式 (3) 两端同时除以 N_{IN} , 得到

$$100\%=\frac{k_1N_{0.01\sim0.5\mu m}+k_2N_{0.5\sim10\mu m}+C}{N_{IN}}\times100\%, \tag{4}$$

通过公式 (4) 可以得到不同大小粒子对 IN 的贡献。拟合得到 N_{IN} 和 $N_{0.01\sim0.5\mu m}$ 、 $N_{0.5\sim10\mu m}$ 的经验公式为 $N_{IN}=0.20+2.693\times10^{-6}N_{0.01\sim0.5\mu m}+0.001\times N_{0.5\sim10\mu m}$,

该公式计算值与实际观测值的相关系数达到 0.538。通过计算 $N_{0.01\sim0.5\mu m}$ 对 N_{IN} 贡献仅仅为 4.87%, $N_{0.5\sim10\mu m}$ 对 N_{IN} 贡献达到 74.68%, 两个谱段总贡献并不是 100%, 这是由于常数项导致的。因此, 尽管 0.5~10 μm 粒径段气溶胶数浓度远远小于 0.01~0.5 μm 粒径段气溶胶, 但是大粒径段气溶胶对冰核的贡献更为显著。

图 5 为在 -25~-10°C 温度范围内, 每隔 0.25°C 进行冰核显现实验, 最终得到不同活化温度 T_a 下, N_{IN} 与 0.5~10 μm 粒径段气溶胶数浓度 $N_{0.5\sim10\mu m}$ 之间的指数型函数关系。活化温度越低, N_{IN} 与 $N_{0.5\sim10\mu m}$ 的相关性越高 (图 5), 这与 DeMott et al. (2010) 的结论一致。因此气溶胶数浓度以及活化温度对冰核浓度的影响同样重要。同时考虑

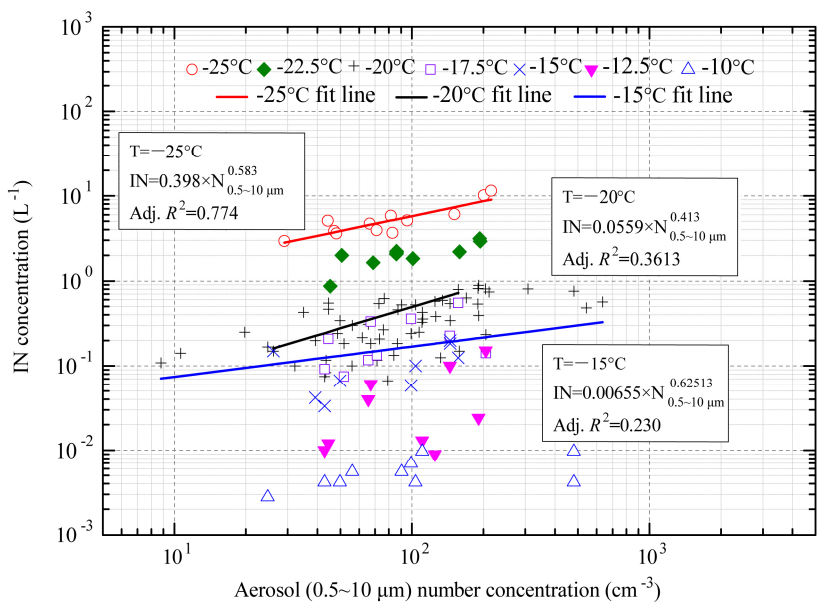


图 5 不同温度下冰核浓度与气溶胶浓度 (0.5~10 μm) 之间的相关性 (Adj R^2 为修正确定系数)

Fig. 5 IN number concentrations as a function of aerosol number concentration (0.5~10 μm) at different temperatures (Adj R^2 is the adjusted coefficient of determination)

$N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}$ 以及 T_a 的函数关系式为

$$N_{\text{IN}} = 2.84 \times 10^{-5} (-T_a)^{2.39} N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}^{-0.06 \times T_a - 0.644}, \quad (6)$$

(6) 式中冰核仅仅包括凝华核以及凝结冻结核。表 5 中总结了本文得到的冰核经验公式，这些公式分别考虑了不同因素对冰核浓度的影响。通过对比不同经验公式的计算值与真实值的相关系数，考虑气溶胶与温度的经验公式更为合理，我们可以将这些经验公式加入模式中，以便研究气溶胶如何作为冰核影响冷云降水。

表 5 冰核浓度经验公式总结（冰核浓度单位： L^{-1} ；气溶胶数浓度单位： cm^{-3} ）

Table 5 The summary of IN concentration empirical equations (the units of ice nuclei and aerosol concentrations are L^{-1} and cm^{-3} , respectively)

参数化方案参数	方程形式	R	Adj R^2
T_a	$N_{\text{IN}} = 0.0001 \exp(-0.4158 \times T_a)$	0.916	0.837
$N_{0.01\sim 0.5\text{ }\mu\text{m}}, N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}$	$N_{\text{IN}} = 0.20 + 2.693 \times 10^{-6} N_{0.01\sim 0.5\text{ }\mu\text{m}} + 0.001 \times N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}$	0.538	0.263
$N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}, T_a$	$N_{\text{IN}} = 2.84 \times 10^{-5} (-T_a)^{2.39} N_{0.5\sim 10\text{ }\mu\text{m}}^{-0.06 \times T_a - 0.644}$	0.928	0.857

注：Adj R^2 为修正确定系数，Adj R^2 的范围在 0~1 之间，Adj R^2 越接近于 1，回归方程效果越好。

4 结论

本文主要通过采集南京地区气溶胶样本以及使用静力扩散云室显现实验得到凝华核以及凝结冻结核浓度，结合气溶胶观测数据，综合分析了冰核浓度特征及其与气溶胶的相关性，得到了以下结论：

(1) 活化温度为 -20°C ，水面过饱和度 $S_w=1\%$ 条件下，冰核浓度平均值为 0.352 L^{-1} ，与总气溶胶浓度（粒径范围为 $0.01\sim 10\text{ }\mu\text{m}$ ）比值仅仅为 4.0×10^{-8} 。温度越低，湿度越大，冰核浓度越多。雾和降水对较大气溶胶的清除会导致冰核浓度的减少。

(2) 对比不同气团对南京地区冰核的影响得知，南方气团中含有较多的大粒径气溶胶（粒径大于 $0.5\text{ }\mu\text{m}$ ）导致该类气团中冰核浓度最高。西北气团中冰核占气溶胶总浓度的比例最高，这可能是由于西北地区中含有冰相核化能力较强的沙尘气溶胶导致的。对比污染区与整个观测期间结果发现，来自污染区气团中冰核浓度更高，这也说明工业排放以及人类活动生成的气溶胶会增加冰核浓度。

(3) 通过对比分析不同粒径段气溶胶与冰核之

间的相关性，发现冰核与较大粒径气溶胶的表面积浓度相关性更大，并且粒径大于 $0.5\text{ }\mu\text{m}$ 的气溶胶对冰核的贡献更大。通过拟合得到活化温度和大于 $0.5\text{ }\mu\text{m}$ 气溶胶数浓度共同计算冰核浓度的经验公式。

本次研究主要针对南京地区冬季，通过分析得知较高浓度的气溶胶同样会增加冰核浓度，并且得到了冰核与气溶胶浓度的经验公式。但是本文仅仅是在南京地区单个站点的短期观测，今后需要长时间更大范围的观测进而更加充分研究气溶胶与冰核之间的关系。另外，由于缺少气溶胶的化学成分分析，本文并不能充分说明不同种类气溶胶的冰相核化能力，我国不同地区不同种类气溶胶的冰相核化能力仍有待于研究。

致谢 感谢南京信息工程大学观测场提供基本气象要素资料以及两名匿名审稿专家提出的建设性修改意见。

参考文献 (References)

- Ardon-Dryer K, Levin Z, Teller A. 2012. Measurement of ice nuclei in the eastern Mediterranean [C]// Proceeding of 16th International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP). Germany, Leipzig.
- Bingemer H, Klein H, Ebert M, et al. 2012. Atmospheric ice nuclei in the Eyjafjallajökull volcanic ash plume [J]. Atmos. Chem. Phys., 12 (2): 857–867.
- Broadley S L, Murray B J, Herbert R J, et al. 2012. Immersion mode heterogeneous ice nucleation by an illite rich powder representative of atmospheric mineral dust [J]. Atmos. Chem. Phys., 12 (1): 287–307.
- Chen Q, Yin Y, Jin L J, et al. 2011. The effect of aerosol layers on convective cloud microphysics and precipitation [J]. Atmos. Res., 101 (1–2): 327–340.
- Chou C, Stetzer O, Weingartner E, et al. 2011. Ice nuclei properties within a Saharan dust event at the Jungfraujoch in the Swiss Alps [J]. Atmos. Chem. Phys., 11 (10): 4725–4738.
- Cotton W R, Anthes R. 1989. Storm and Cloud Dynamics [M]. New York: Academic Press, 833.
- Cziczo D J, Froyd K D, Gallavardin S J, et al. 2009. Deactivation of ice nuclei due to atmospherically relevant surface coatings [J]. Environ. Res. Lett., 4 (4): 44013.
- DeMott P J, Prenni J, Liu X, et al. 2010. Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate [J]. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 107 (25): 17–22.
- 董双林, 崔宏光. 1992. 饱和水汽压计算公式的分析比较及经验公式的改进 [J]. 应用气象学报, 3 (4): 501–508.
- Dong Shuanglin, Cui Hongguang. 1992. Analysis of calculating formula and improvement of empirical formula for saturation vapour pressure [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 3 (4): 501–508.
- Draxler R R, Hess G D. 1998. An overview of the Hysplit-4 modeling system for trajectories, dispersion, and deposition [J]. Aust. Meteor. Mag., 47: 295–308.

- Dymarska M, Murray B J, Sun L, et al. 2006. Deposition ice nucleation on soot at temperatures relevant for the lower troposphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 111: D04204, doi:10.1029/2005JD006627.
- Eastwood M L, Cremel S, Wheeler M, et al. 2009. Effects of sulfuric acid and ammonium sulfate coatings on the ice nucleation properties of kaolinite particles [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36: L02811, doi:10.1029/2008GL035997.
- Eidhammer T, DeMott P J, Prenni A J, et al. 2010. Ice initiation by aerosol particles: Measured and predicted ice nuclei concentrations versus measured ice crystal concentrations in an orographic wave cloud [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67 (8): 2417–2436.
- Fletcher N H. 1962. *Physics of Rain Clouds* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 386.
- 葛正谟, 周春科. 1985. 兰州市大气冰核的观测 [J]. *高原气象*, 5 (2): 167–171. Ge Zhengmo, Zhou Chunke. 1985. The observations of atmospheric ice nuclei in Lanzhou [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 5 (2): 167–171.
- Hoose C, Möhler O. 2012. Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: A review of results from laboratory experiments [J]. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 12 (5): 12531–12621.
- Huffman P. 1973. Supersaturation dependence of ice nucleation by deposition for silver iodide and natural aerosols [R]. Report No. AR., 108: 29.
- Kanji Z A, DeMott P J, Möhler O, et al. 2011. Results from the University of Toronto continuous flow diffusion chamber at ICIS 2007: Instrument intercomparison and ice onsets for different aerosol types [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 11 (1): 31–41.
- Khain A P. 2009. Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: A critical review [J]. *Environ. Res. Lett.*, 4 (1): 15004, doi:10.1088/1748-9326/4/1/015004.
- Klein H, Nickovic S, Haunold W, et al. 2010. Saharan dust and ice nuclei over Central Europe [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 10 (21): 10211–10221.
- Kulkarni G, Dobbie S. 2010. Ice nucleation properties of mineral dust particles: Determination of onset RH_i, IN active fraction, nucleation time-lag, and the effect of active sites on contact angles [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 10 (1): 95–105.
- 李丽光, 周德平. 2011. 大气冰核研究进展 [J]. *高原气象*, 30 (6): 1716–1721. Li Liguang, Zhou Deping. 2011. Advance in atmospheric ice nuclei [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 30 (6): 1716–1721.
- 李艳伟, 杜秉玉. 2003. 新疆天山山区大气冰核浓度的测量及分析 [J]. *南京气象学院学报*, 26 (3): 364–370. Li Yanwei, Du Bingyu. 2003. Measurement and analysis of concentration of atmospheric ice nuclei in Tianshan Mountain area [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 26 (3): 364–370.
- Meyers P, DeMott P J, Cotton W R. 1992. New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model [J]. *J. Appl. Meteor.*, 31: 708–721.
- 牛生杰, 安夏兰, 陈跃, 等. 2000. 贺兰山地区大气冰核浓度的测量及初步分析 [J]. *南京气象学院学报*, 23 (2): 294–298. Niu Shengjie, An Xialan, Chen Yue, et al. 2000. Measurements and analysis of concentrations of atmospheric ice nuclei in the Helanshan area [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 23 (2): 294–298.
- Phillips V, DeMott P J, Andronache C. 2008. An empirical parameterization of heterogeneous ice nucleation for multiple chemical species of aerosol [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65 (9): 2757–2783.
- Pratt K A, DeMott P J, French J R, et al. 2009. In situ detection of biological particles in cloud ice-crystals [J]. *Nat. Geosci.*, 2: 398–401.
- Pruppacher H R, Klett J D. 1997. *Microphysics of Clouds and Precipitation* (2nd ed.) [M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 309–360.
- Richardson M S, DeMott P J, Kreidenweis S M, et al. 2007. Measurements of heterogeneous ice nuclei in the western United States in springtime and their relation to aerosol characteristics [J]. *J. Geophys. Res.*, 112: D02209, doi:10.1029/2006JD007500.
- Schnell R C, Vali G. 1976. Biogenic ice nuclei: Part I. Terrestrial and marine sources [J]. *J. Atmos. Sci.*, 33: 1554–1564.
- 石爱丽, 郑国光, 游来光. 2006. 2003 年秋季青海省河南县地面大气冰核观测分析 [J]. *应用气象学报*, 17 (2): 245–249. Shi Aili, Zheng Guoguang, You Laiguang. 2006. Observation and analysis on ice nucleus of Henan County of Qinghai Province in autumn 2003 [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 17 (2): 245–249.
- Stith J L, Ramanathan V, Cooper W A, et al. 2009. An overview of aircraft observations from the Pacific Dust Experiment campaign [J]. *J. Geophys. Res.*, 114: D05207 doi:10.1029/2008JD010924.
- 童尧青, 银燕, 许遐祯, 等. 2009. 南京地区雾的气候特征 [J]. *南京气象学院学报*, 32 (1): 115–120. Tong Yaoqing, Yin Yan, Xu Xiazhen, et al. 2009. Climatological characteristics of fogs in Nanjing [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 32 (1): 115–120.
- 汪学林, 张万钧, 熊尚清. 1965. 白城地区春季的大气冰核 [J]. *气象学报*, 35 (3): 273–279. Wang Xuelin, Zhang Wanjuan, Xiong Shangqing. 1965. The ice nuclei of Baicheng area during spring [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 35 (3): 273–279.
- 魏建苏, 孙燕, 严文莲, 等. 2010. 南京霾天气的特征分析和影响因子初探 [J]. *气象科学*, 30 (6): 868–873. Wei Jiansu, Sun Yan, Yan Wenlian, et al. 2010. The preliminary study on characteristics and affecting factors of haze weather in Nanjing [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 30 (6): 868–873.
- Whitby K T. 1978. The physical characteristics of sulfur aerosols [J]. *Atmos. Environ.*, 12: 135–159.
- 吴明林, 刘峻, 黄文娟, 等. 1986. 福建石塔山大气冰核的观测和分析 [J]. *热带气象*, 2 (1): 71–78. Wu Minglin, Liu Jun, Huang Wenjuan, et al. 1986. The measurement and analysis of atmospheric ice-nucleus concentration on Fujian Shita Mountain [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 2 (1): 71–78.
- 杨慧玲, 肖辉, 洪延超. 2011. 气溶胶对云宏微观特性和降水影响的研究进展 [J]. *气候与环境研究*, 16 (4): 525–542. Yang Huiling, Xiao Hui, Hong Yanchao. 2011. Progress in impacts of aerosol on cloud properties and precipitation [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 16 (4): 525–542.
- 杨绍忠, 马培民, 游来光. 1995. 用滤膜法观测大气冰核的静力扩散云室 [J]. *气象学报*, 53 (1): 91–100. Yang Shaozhong, Ma Peimin, You Laiguang. 1995. A static diffusion chamber for detecting atmospheric ice nuclei by using filter technique [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 53 (1): 91–100.

游来光, 石安英. 1964. 北京地区 1963 年春季冰核浓度变化特点的观测分析 [J]. 气象学报, 53 (1): 548–554. You Laiguang, Shi Anying. 1964. The measurement and analysis of ice-nucleus concentration at Peking during the period from March 18th to April 30th in 1963 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 53 (1): 548–554.

游来光, 杨绍忠, 王祥国, 等. 2002. 1995 和 1996 年春季北京地区大气冰

核浓度的观测与研究 [J]. 气象学报, 60 (1): 101–109. You Laiguang, Yang Shaozhong, Wang Xiangguo, et al. 2002. Study of ice nuclei concentration at Beijing in spring of 1995 and 1996 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 60 (1): 101–109.

Young K C. 1974. The role of contact nucleation in ice phase initiation in clouds [J]. J. Atmos. Sci., 1974, 31 (3): 768–776.