黄山和沈阳大气冰核数浓度及核化机制对比分析

苏航[1]、银燕[2]、周德平[3]、王金虎[2]、刘玉彻[3]、夏佳琦[1]、任科锦[2]

1. 辽宁省气象台，沈阳，110166
2. 南京信息工程大学，南京，210044
3. 中国气象局沈阳大气环境研究所，沈阳，110166

摘要:本研究利用 Bigg 型混合云室及静力真空水汽扩散云室 FRIDGE，结合其他气象要素观测设备，对黄山及沈阳为地域代表的各自三层不同高度大气冰核数浓度进行梯度对比观测，得出黄山及沈阳为地域代表各自三层不同高度大气冰核数浓度随高度、时间、活化温度、活化湿度、粒径大小等的变化规律，并对不同时空条件、不同核化条件、不同粒子条件下大气冰核的凝结冻结核化和凝华核化机制进行对比分析。对黄山及沈阳大气冰核的浓度分别拟合参数化公式，对黄山及沈阳不同区域的人工增减雨作业提供研究基础。

关键词：大气冰核、云室、核化机制、数浓度

文章编号中图分类号 P401　　文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2100.20000

Comparative analysis of atmospheric ice nucleation concentration and nuclei mechanism in Huangshan and Shenyang

Su Hang[1]、Yin Yan[2]、Zhou Deping[3]、Wang Jinhu[2]、Liu Yuche[3]、Xia Jiaqi[1]、Ren Kejin[2]

1. **Liaoning meteorological station，Shenyang 110166**
2. **Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044**
3. **Shenyang Institute of atmospheric environment, China Meteorological Administration 110166**

Abstract: In this study, the gradient observation results of atmospheric ice nuclei in Huangshan and Shenyang are taken as the representative. By international advanced instruments for atmospheric ice nuclei observation, using Bigg type mixed cloud chamber and diffusion cloud chamber, combined with meteorological elements observation equipment, the variation of atmospheric ice nuclei number concentration with height, time, temperature, humidity, particle size in Huangshan and Shenyang of China is analyzed. Two main mechanisms of atmospheric ice nuclei under different space locations, different environment conditions and different particle size

---

收稿日期　2021-8-6　　网络预出版日期

作者简介：苏航，男，1984年出生，博士研究生，高级工程师，主要从事大气冰核研究,E-mail:charlie_gna@163.com

资助项目：国家自然科学基金项目（41505120）；辽宁省气象局项目（Y201601）

Funded by: National Natural Science Foundation of China （Grant 41505120）, Liaoning Meteorological Bureau Foundation （Grant Y201601）

is obtained. Finally, based on the above observations and research results, the parameter schemes of atmospheric ice nuclei in typical areas of northern and southern China are fitted with parameter formulas respectively, and the attribute differences of atmospheric ice nuclei number concentration and nucleation mechanism in northern and southern China are finally obtained. Thus, it provides theoretical basis for different artificial precipitation reduction operations in the south and north of China.

Key words: Ice nuclei, Cloud chamber, Nucleation mechanism, Numerical concentration

1 引言

大气冰核是指大气中可以引起水汽产生凝华或过冷水滴产生冻结而形成冰晶的气溶胶粒子（游来光，1976；Vali G. ,1985）。它可以通过凝华核化、凝结冻结核化、接触冻结核化、浸润冻结核化四种途径影响冷云过程。深入而系统地认识大气冰核在冷云降水物理过程中的作用，有着重要的科学价值和指导意义(黄燕等，1994；Pruppacher et al,1997；Zeng et al,2009；李丽光等，2011；吴志军等，2021)。

目前云降水物理中大气冰核方面的研究仍不成熟，观测研究仍是主要的研究手段之一。国外对大气冰核的观测研究开始较早，并研发了一系列冰核观测设备。1957 年，Bigg(1957)发明了快速膨胀云室，后人也称其为 Bigg 云室。该云室能模拟云中大气冰核活化并长成冰晶的过程，可以测量单位体积空气中大气冰核的数浓度。该云室操作简便，但无法进行空中采样，也不能实现分机制测量。1963 年，Bigg 等(1963)又发明了滤膜—扩散云室,也被称为滤膜法观测大气冰核。滤膜法与 Bigg 云室观测法相比，具有气溶胶粒子采样与活化处理过程分开、取样连续、取样地点不受限制以及捕获率高等特点，故国际上广泛采用滤膜法观测大气冰核数浓度，并一度将其作为大气冰核数浓度的测定标准。1988 年，Rogers(1988)提出了连续流扩散云室(CFDC),其具有可以实时观测，温湿度可控，并可在空中测量等特点，因此国际上许多知名大气冰核观测项目均采用此云室进行测量。2006 年德国歌德大学研发了快速冰核计数器 FINCH(Bundke et al,2006)，它具有高达 5～10L/分钟的样品流速，只需 1～2 分钟就可以得到足够的冰核数据，故可实现大气冰核的在线测量。2008 年德国歌德大学的 Klein 等(2010)又研发了静力真空水汽扩散云室(FRIDGE),它能利用电子照相机分析大气冰核在凝结冻结和凝华核化作用下形成大气冰核的数浓度，避免人为读数产生的误差。从 20 世纪 60 年代起，我国先后在北京（游来光，1964）、吉林白城(汪学林，1965)、甘肃兰州(赵剑平，1965)、陕西西安(赵剑平，1965)、辽宁大连(赵剑平，1965)、宁夏银川（牛生杰，2003）、内蒙古巴音浩特（牛生杰，2003）、青海河南县（李淑日,2003）、新疆天山（李艳伟，2003）、甘肃玛曲（李娟，2008）、江苏南京（杨磊，2012）、辽宁抚顺（周德平，2012）、安徽黄山（Jiang et al,2015）、辽宁沈阳（周德平，2018）、福建古田（胡淑萍，2019）、河北海坨山（毕凯，2020）等地开展了大气冰核的观测研究，并研究大气冰核数浓度的空间分布、时间变化、及与环境气象要素关系。根据野外观测和实验研究，拟合了冰核参数化方案，这些参数化方案考虑了环境条件下不同成核机制的大气冰核数浓度。其中根据冰核浓度与温度的关系，Fletcher(1962)，Young(1974)，以及 Meyers 等(1992)分别给出了温度与不同成核机制条件下大气冰核浓度的经验公式；根据大气冰核浓度与湿度的关系，Huffman(1973)和 Meyers 等(1992)得到了大气冰核浓度与湿度的经验公式；Cotton 等(1989)将 Fletcher 和 Huffman 经验公式综合后得到温度与冰面过饱和度共同计算大气冰核数浓度的经验公式。之后随着越来越多气溶胶数浓度与大气冰核数浓度的综合观测，DeMott 等(2010)给出了利用大于 0.5μm 的气溶胶数浓度和温度来计算大气冰核数浓度的经验公式。Phillips 等(2008)设计了根据气溶胶化学成分以及气溶胶表面积来计算大气冰核数浓度的参数化公式。总之，根据观测分析结果得知，温度和湿度是影响冰核浓度最主要的气象

要素，气溶胶的数浓度、尺度及化学成分也决定着大气冰核的数浓度，综合各方面因素才能设计一个合理的大气冰核数浓度参数化方案。

我国幅员辽阔，大气冰核在我国南北方冷云降水过程中发挥着不同的作用。本研究利用 Bigg 型混合云室和静力真空水汽扩散云室 FRIDGE，并结合其他大气冰核及气象要素观测仪器，对黄山和沈阳大气冰核的浓度分布及影响因子进行对比观测分析，从而对我国南北方云降水及人工影响天气研究和外场作业提供科学基础和参考依据。

2 研究资料与研究方法

2.1 研究地点

本研究于 2011 年 5 月～9 月及 2012 年 9 月～10 月在黄山光明顶(黄山山顶观测点)、黄山半山寺（黄山山腰观测点）、黄山汤口人工影响天气示范基地（黄山山底观测点）（图 1），开展了大气冰核的连续观测试验，每个观测点采用相同的仪器设备。并于 2011 年及 2012 年以辽宁省人工影响天气办公室的人工增雨作业飞机（Y-12）为平台，在沈阳上空与黄山对应三层高度上（图 2）展开了 34 架次飞机飞行的大气冰核观测试验，并对同样高度上的观测数据求取平均。两处观测地点虽分别为陆地和空中，但因观测高度一致，故研究结果仍有部分参考价值。

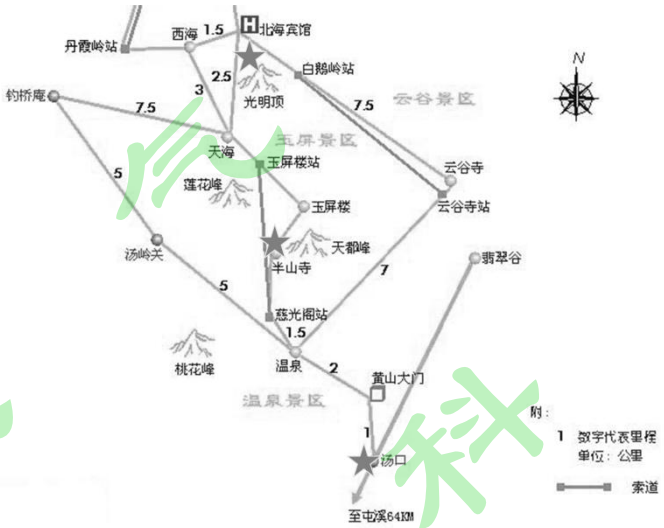

图 1 黄山观测地点分布图

Figure.1.Distribution of Huangshan observation sites

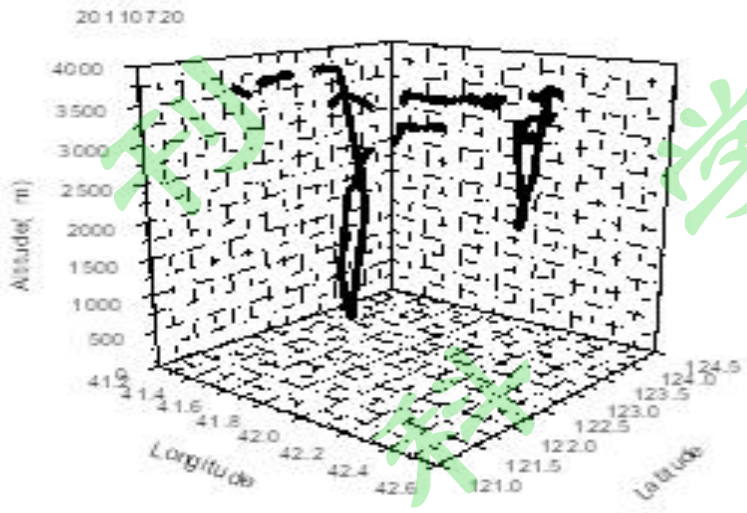

图 2 沈阳飞机观测飞行路线图

Figure.2.Route map of aircraft observation flight in Shenyang

2.2 研究仪器

2.2.1 Bigg 型混合云室

Bigg 型混合云室的原理最早由 Bigg（1957）提出。Bigg 型混合云室是早期使用最多的大气冰核观测仪器，它可测量单位体积空气中凝华核化、凝结冻结核化、接触冻结核化、浸润冻结核化所有四种核化机制的大气冰核总数，其测量到的大气冰核数浓度最接近实际大气中的冰核数浓度。

中国气象科学研究院杨绍忠（2005）在 Bigg 型混合云室原理基础上设计搭建了我国版本的 5LBigg 型混合云室。图 3 给出了 5LBigg 型混合云室的具体结构，它由云室腔、糖盘、升降系统、制冷系统、通雾系统五部分组成。它首先利用活塞抽气的方法将包括大气冰核在内的空气一起抽到云室腔中，然后通过降温装置及对流混合作用将云室降低至预计观测的温度，并同时利用超声雾化器向云室内通入汽化过冷水，空气中的大气冰核在低温及汽化过冷水的作用下形成冰晶后，掉入下方的糖液托盘，其中糖液中红糖与纯净水的质量比为 1:1。当冰晶在糖液中迅速长大到肉眼可见后，升起糖液托盘，便可利用肉眼读数，并换算得到该地域预定温度下单位体积大气中的大气冰核数浓度。该云室通过制冷、通雾、糖盘升降等开关对云室观测进行操控，通过温度显示屏，电源显示灯等部件对云室内部情况进行监测。它将采样与活化计数过程整合在一套仪器当中，其温度可设置在 0℃～-30℃，相对湿度可设置为 100%，观测时通常会在云室内壁涂上甘油，以防止结霜掉下的冰晶产生虚假读数。

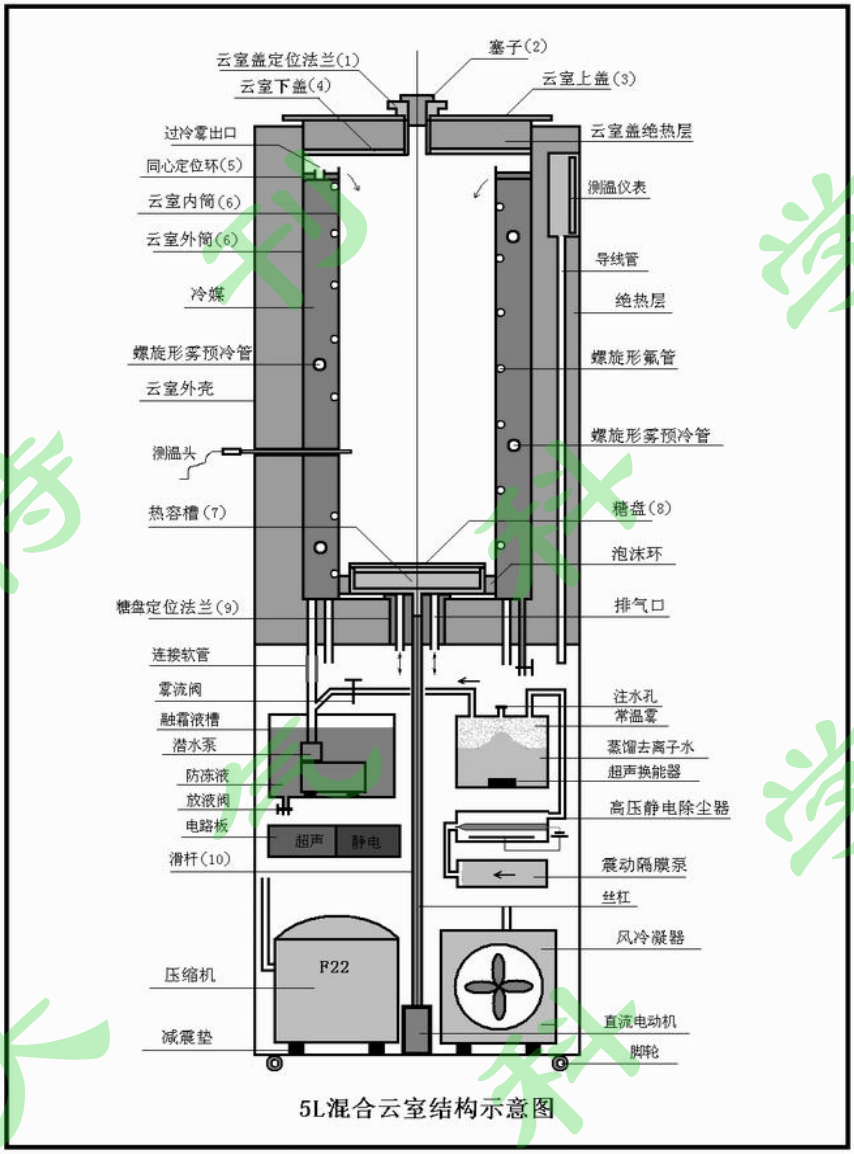

图 3 5LBigg 型混合云室结构示意图

Figure 3 The schematic diagram of 5L Bigg type mix cloud chamber

2.2.2 静力真空水汽扩散云室 FRIDGE

静力真空水汽扩散云室 FRIDGE 可以观测大气冰核凝结核化及凝华核化过程，图 4 给出了 FRIDGE 的结构模型图。在静力真空水汽扩散云室中，当采样片上的大气冰核处于冰面过饱和、水面未饱和的湿度条件时，模拟的是大气冰核的凝华核化机制；当采样片上的大气冰核达到或超过水面饱和时，模拟的是凝结冻结核化和凝华核化两种机制的共同作用。该云室通过控制温度、湿度、压力等气象要素，模拟大气冰核在空气中活化并长成冰晶的过程，从而实现对凝结冻结核化及凝华核化条件下大气冰核数浓度、活化温度、活化湿度等要素的测量。通过控制云室中的制冷系统，从而控制云室内的温度，温度采用 PID 控制法，可设置在 0℃～-90℃；通过控制云室中的抽气系统，从而控制云室内的气压；通过控制云室中的温度和气压，利用湿度计算公式，最终控制云室内的湿度，相对湿度可设置在 90%～130%。该云室采用 CCD 照相机拍照并配合操作软件分析读数的方法，使其精度较人工肉眼读数大大提高。该云室利用电脑软件控制，自动识别大气冰核数浓度(苏航等,2014)。

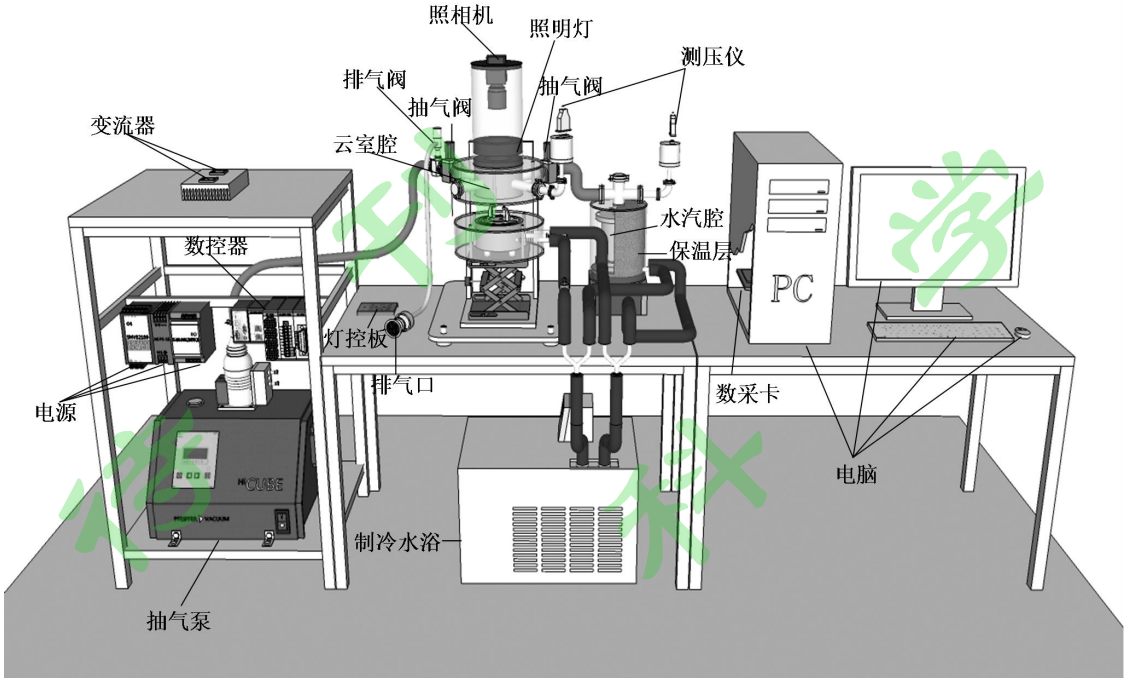

图 4 静力真空水汽扩散云室结构图

Fig.4. The schematic diagram of static vacuum vapor diffusion cloud chamber

2.2.3 其他观测仪器及数据质量控制

本研究还采用了空气动力学粒径谱仪（APS）(Benjamin Y,2010) 来观测气溶胶数浓度。它可以测量空气动力学粒径在 1μm～10μm 范围内的气溶胶粒子，时间分辨率可以达到 1s，能有效地呈现出气溶胶的连续变化和瞬时变化。它的原理是通过测定每一粒子通过两束近距离激光束的飞行时间来换算加速度，大粒子由于惯性大导致加速慢，以此来换算粒子的空气动力学粒径。同时使用了黄山和沈阳国家观测站在观测期间的基本气象要素数据。

为了保证观测数据的质量，本研究首先对观测过程中由于仪器故障、操作不当等产生的错误数据进行剔除。然后对数据进行内部一致性筛选及时间一致性筛选，即总核化机制冰核数浓度不大于凝结核化机制冰核数浓度与凝华核化机制冰核数浓度之和的数据不采用，不是同一时间取得的数据不采用。经过以上质量控制后，黄山山顶、山腰、山底冰核观测仪器的平均有效数据分别约为 78%、73%和 76%，沈阳高层、沈阳中层、沈阳低层冰核观测仪器的平均有效数据分别约为 80%、78%和 79%。

3 研究内容与分析

3.1 黄山与沈阳大气冰核背景数浓度对比

空气中大气冰核的背景浓度是云降水物理理论及人工影响天气的基本参考依据。本研究利用 Bigg 型混合云室及静力真空水汽扩散云室 FRIDGE，对黄山及沈阳各 20 天上午 10:00 晴天条件下不同高度的总冰核数浓度、凝结冻结核化冰核数浓度、凝华核化冰核数浓度进行测量并求取平均，得出了黄山及沈阳不同高度大气冰核数浓度的标准条件背景值。-20℃活化温度，100%活化湿度，时长 10 分钟条件下，上午 10:00 黄山不同高度大气冰核数浓度平均为 18.37 个/L；相同条件下，沈阳不同高度大气冰核数浓度平均为 34.78 个/L。-20℃活化温度，5%水面过饱和，时长 10 分钟条件下，上午 10:00 黄山不同高度大气冰核数浓度平均为 0.742 个/L；相同条件下，沈阳不同高度大气冰核数浓度平均为 1.325 个/L。-20℃活化温度，5%冰面过饱和，时长 10 分钟条件下，上午 10:00 黄山不同高度大气冰核数浓度平均为 0.167 个/L；相同条件下，沈阳不同高度大气冰核数浓度平均为 0.357 个/L（表 1）。

沈阳上空不同高度大气冰核数浓度普遍高于黄山上空不同高度大气冰核数浓度，这沈阳上空气溶胶背景浓度高于黄山上空气溶胶浓度相关。

表 1 上午 10:00 黄山、沈阳不同高度大气冰核数浓度背景值

Tab.1. Background values of atmospheric ice nuclei numerical concentration at 10:00 a.m. Beijing time at different altitudes in Huangshan and Shenyang

位置	活化温度	活化湿度	冰核数浓度	所用云室
黄山山顶	-20℃	相对湿度达 100%，时长 10 分钟	16.42 个/L	混合云室
	-20℃	5%水面过饱和，时长 10 分钟	0.731 个/L	扩散云室
	-20℃	5%冰面过饱和，时长 10 分钟	0.154 个/L	扩散云室
黄山山腰	-20℃	相对湿度达 100%，时长 10 分钟	18.06 个/L	混合云室
	-20℃	5%水面过饱和，时长 10 分钟	0.743 个/L	扩散云室
	-20℃	5%冰面过饱和，时长达 10 分钟	0.162 个/L	扩散云室
黄山山底	-20℃	相对湿度达 100%，时长 10 分钟	20.64 个/L	混合云室
	-20℃	5%水面过饱和，时长 10 分钟	0.751 个/L	扩散云室
	-20℃	5%冰面过饱和，时长 10 分钟	0.186 个/L	扩散云室
沈阳高层	-20℃	相对湿度达 100%，时长达 10 分钟	25.16 个/L	混合云室
	-20℃	5%水面过饱和，时长 10 分钟	0.882 个/L	扩散云室
	-20℃	5%冰面过饱和，时长 10 分钟	0.246 个/L	扩散云室
沈阳中层	-20℃	相对湿度达 100%，时长 10 分钟	31.52 个/L	混合云室
	-20℃	5%水面过饱和，时长 10 分钟	1.132 个/L	扩散云室
	-20℃	5%冰面过饱和，时长 10 分钟	0.341 个/L	扩散云室
沈阳低层	-20℃	相对湿度达 100%，时长 10 分钟	47.66 个/L	混合云室
	-20℃	5%水面过饱和，时长 10 分钟	1.961 个/L	扩散云室
	-20℃	5%冰面过饱和，时长 10 分钟	0.484 个/L	扩散云室

3.2 黄山与沈阳大气冰核数浓度随高度的变化

本研究利用 Bigg 型混合云室对黄山及沈阳不同高度上总冰核数浓度进行测量并取平均，得出了-20℃活化温度，相对湿度达 100%，时长达 10 分钟条件下，黄山及沈阳年平均总核化机制大气冰核数浓度及其标准偏差随高度的变化情况（图 5、图 6）。从结果中可以看出:无论总核化机制、凝结冻结核化机制还是凝华核化机制，黄山和沈阳年平均大气冰核数浓度均随着高度的增加而减少。同时无论黄山还是沈阳，均存在总核化机制条件下大气冰核数浓度的标准偏差最大，凝结冻结核化条件下大气冰核数浓度的标准偏差居中，凝华核化条件下大气冰核数浓度的标准偏差最小的变化规律。同时发现不同核化机制条件下，沈阳大气冰核数浓度及标准偏差均高于黄山，这与沈阳气溶胶背景数浓度高于黄山背景数浓度有关。

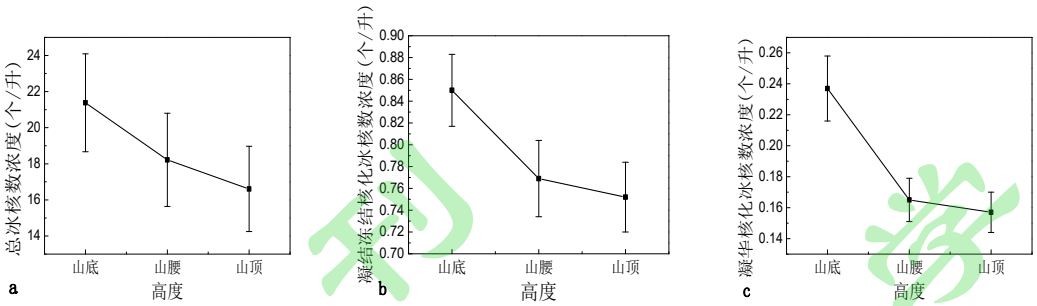

图 5 不同核化机制条件下黄山大气冰核数浓度及其标准偏差随高度的变化

Fig.5.Variation of atmospheric ice nuclei numerical concentration and its standard deviation with altitude under different nucleation mechanisms in Huangshan

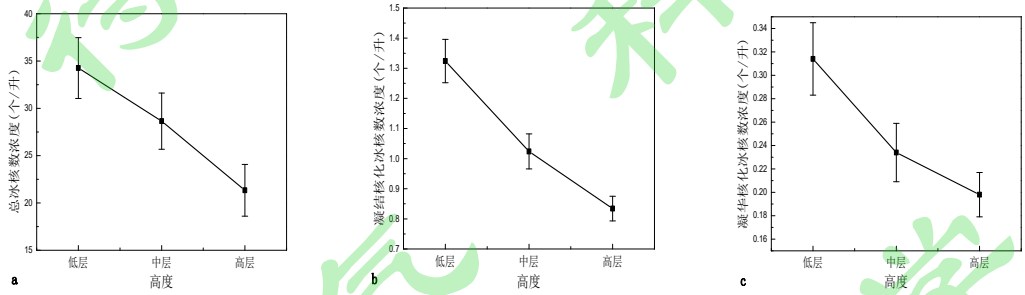

图 6 不同核化机制条件下沈阳大气冰核数浓度及其标准偏差随高度的变化

Fig.6.Variation of atmospheric ice nuclei numerical concentration and its standard deviation with altitude under different nucleation mechanisms in Shenyang

3.3 黄山与沈阳大气冰核数浓度日变化规律

本研究利用 Bigg 型混合云室对黄山及沈阳不同高度总核化机制大气冰核数浓度进行测量并取平均，得出-20℃活化温度，水汽充足条件下，黄山及沈阳不同高度总核化机制大气冰核数浓度的日变化情况（图 7、图 8）。通过统计分析得出：黄山大气冰核数浓度的最高值出现在一天中的下午，最低值出现在一天中的夜晚；而沈阳大气冰核数浓度的最高值出现在一天中的夜晚，最低值出现在一天中的下午，这与两地气溶胶背景浓度日变化关系密切相关。

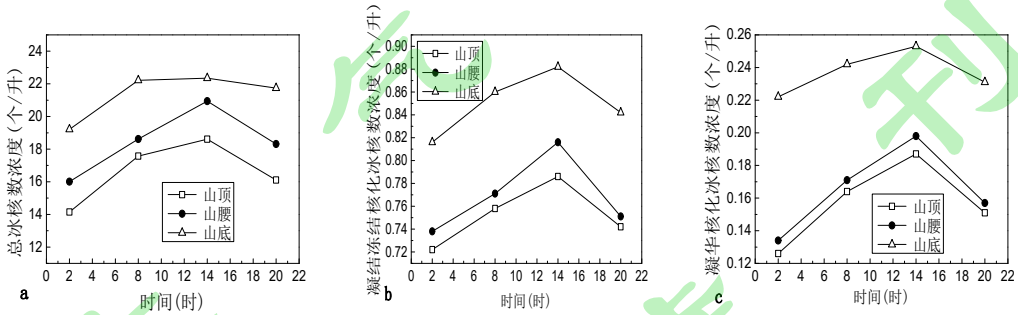

图 7 黄山夏季不同高度、不同核化机制冰核数浓度日变化

Fig.7.Diurnal variation of ice nucleation numerical concentration at different heights and nucleation mechanisms in Huangshan in summer

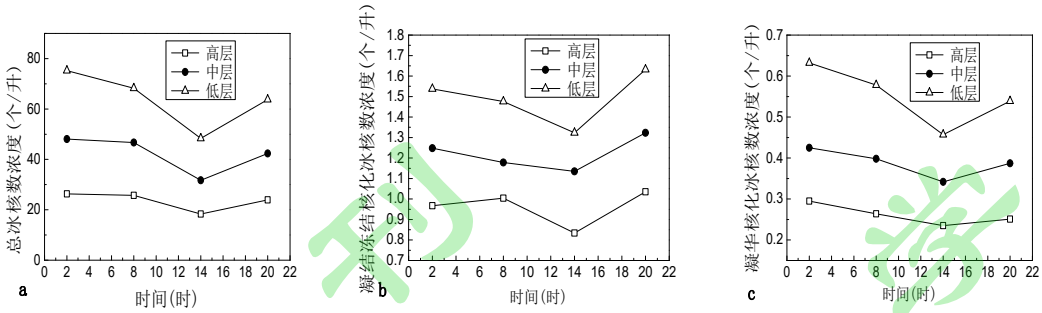

图 8 沈阳夏季不同高度、不同核化机制冰核数浓度日变化

Fig.8.Diurnal variation of ice nucleation numerical concentration at different heights and nucleation mechanisms in Shenyang in summer

3.4 活化温度对黄山与沈阳大气冰核数浓度的影响

活化温度是大气冰核数浓度的重要影响因素之一。利用 Bigg 型混合云室及静力真空水汽扩散云室对黄山山顶及沈阳高层总核化机制大气冰核总数浓度随活化温度的变化情况进行分析得出：无论是总核化机制、凝结冻结核化机制还是凝华核化机制，随着活化温度的升高，黄山山顶和沈阳高层大气冰核数浓度都呈指数形式降低，其中不同核化机制下的大气冰核数浓度在低温区的偏差较大（图 9、图 10）。同时发现活化温度的改变对沈阳高层大气冰核数浓度的影响程度明显高于对黄山山顶大气冰核数浓度的影响，这可能与北方温度较南方低，活化温度的变化对于北方更为敏感所致。

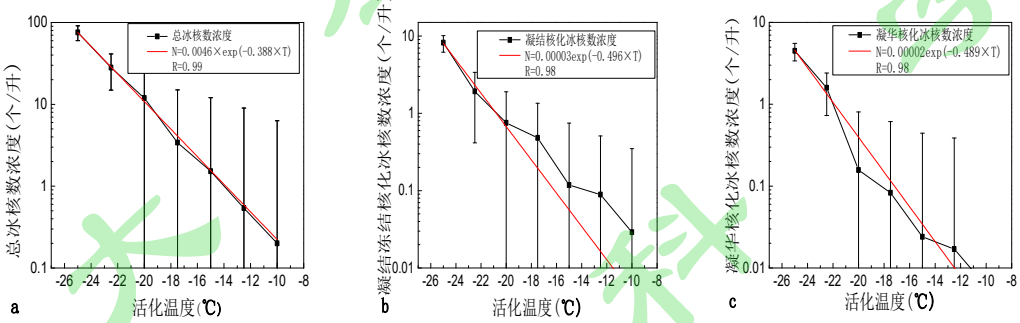

图 9 黄山山顶不同核化机制冰核数浓度随活化温度的变化

Fig.9.Variation of ice nucleation numerical concentration with activation temperature under different nucleation mechanisms at the top of Huangshan Mountain

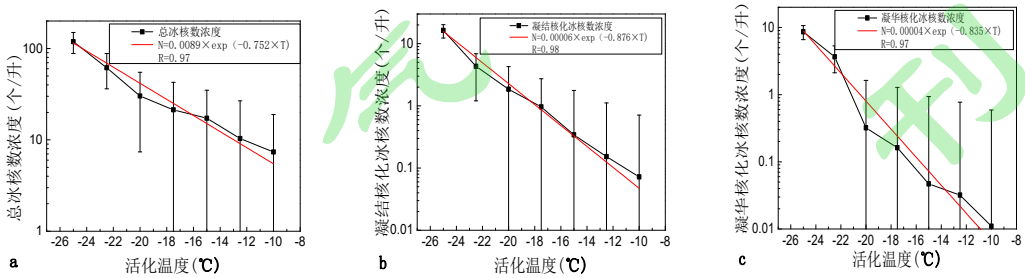

图 10 沈阳高层不同核化机制冰核数浓度随活化温度的变化

Fig.10.Variation of ice nucleation numerical concentration with activation temperature under different nucleation mechanisms at the top of Shenyang

3.5 活化湿度对黄山与沈阳大气冰核数浓度的影响

活化湿度也是影响大气冰核数浓度的重要因素之一。本研究利用扩散云室对黄山及沈阳凝结冻结核化机制及凝华核化机制大气冰核数浓度进行测量，给出了-20℃活化温度条件下，黄山及沈阳不同季节凝结冻结核化机制及凝华核化机制大气冰核数浓度随过饱和度的变化情况（图 11、图 12）。无论是凝结冻结核化机制还是凝华核化机制，随着活化湿度的增加，黄山和沈阳大气冰核数浓度均逐渐增大。当相对水面不饱和，而相对冰面过饱和时，仅仅可

以通过凝华核化形成冰晶，当达到或超过水面过饱和时，凝结冻结核化机制开始作用，此时冰核浓度明显增加。同时发现活化湿度改变对沈阳高层大气冰核数浓度的影响程度明显高于对黄山山顶大气冰核数浓度的影响，这可能与北方湿度较南方干，活化湿度的变化对于北方更为敏感所致。

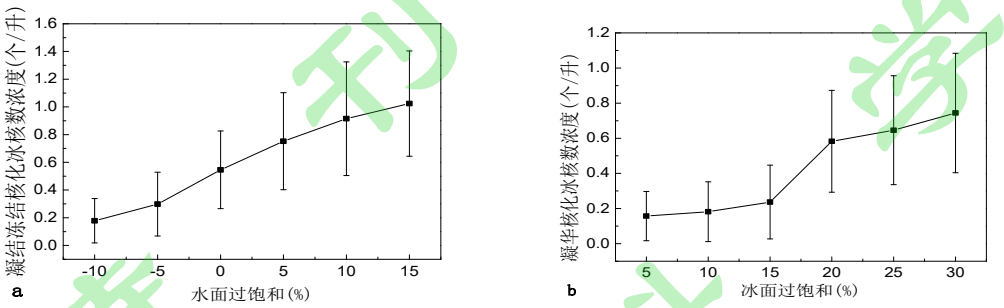

图 11 黄山山顶不同核化机制冰核数浓度活化随湿度的变化

Fig.11.Variation of ice nucleation numerical concentration activation with different nucleation mechanisms at the top of Huangshan Mountain

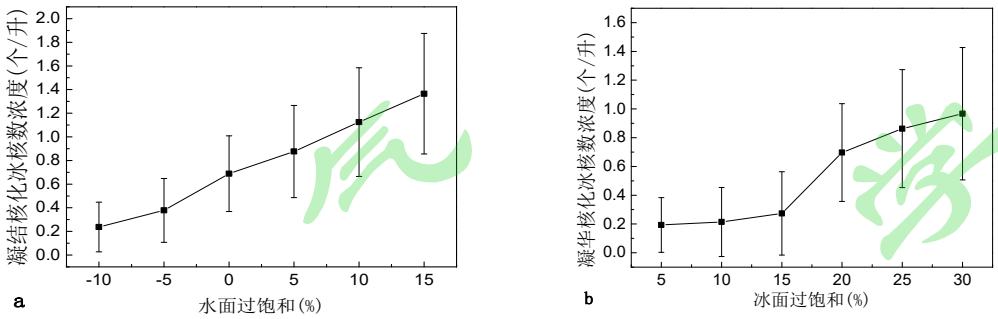

图 12 沈阳高层不同核化机制冰核数浓度活化随湿度的变化

Fig.12.Variation of ice nucleation numerical concentration activation with different nucleation mechanisms at the top of Shenyang

3.6 粒径尺度对黄山与沈阳大气冰核数浓度的影响

大气冰核是大气中可以与水汽发生贝吉龙效应形成冰晶，参与云降水过程的气溶胶粒子，是空气中气溶胶粒子的一部分。利用黄山山顶及沈阳高层 Bigg 型混合云室以及空气动力学粒径谱仪（APS）观测到的粒径在 0.5-10μm 范围的气溶胶数浓度数据，对大气冰核数浓度与大气气溶胶数浓度的相关性进行研究。根据粒径大小将气溶胶粒子分为的总粒子、细粒子和粗粒子三部分，分析了沈阳高层及黄山山顶在总核化机制水汽充足条件下，大气冰核数浓度与气溶胶粒子数浓度的相关性。经过分析不仅得出无论黄山山顶还是沈阳高层，总核化机制大气冰核数浓度与粗粒子数浓度的相关性较好，同时发现粒径尺度改变对沈阳高层大气冰核数浓度的影响程度明显高于对黄山山顶大气冰核数浓度的影响，这可能与北方气溶胶粒子较南方粗，粒径尺度的变化对于北方更为敏感所致（图 13、图 14）。

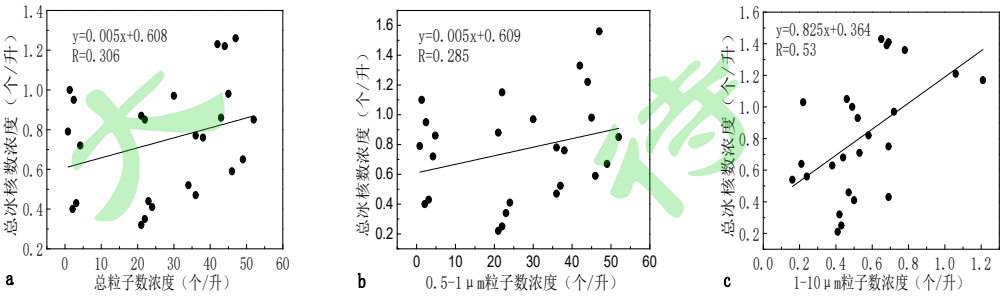

图 13 黄山山顶大气冰核浓度与不同粒径范围气溶胶数浓度的相关性

Fig.13.Correlation between atmospheric ice nuclei numerical concentration and aerosol number concentration in

different size ranges at the top of Huangshan Mountain

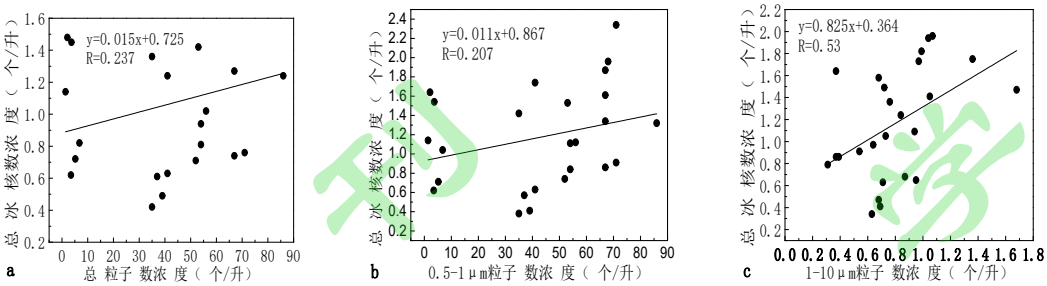

图 14 沈阳高层大气冰核浓度与不同粒径范围气溶胶数浓度的相关性

Fig.14.Correlation between atmospheric ice nuclei numerical concentration and aerosol number concentration in different size ranges at the top of Shenyang

4 黄山与沈阳大气冰核数浓度参数化公式拟合

4.1 黄山与沈阳大气冰核数浓度与活化温度的参数化

活化温度是影响大气冰核的重要因素之一。Fletcher 等人(1962)曾给出大气冰核总数浓度与活化温度的经验公式：N=A×exp(B×T)。其中：N是大气冰核数浓度（个/L），T是活化温度（℃），A，B 为参数。利用 5LBigg 型混合云室对黄山及沈阳总冰核数浓度进行检测，并采用最小二乘法拟合得出黄山总大气冰核数浓度与活化温度的参数化公式如下:

$$N=0.0046\times\exp(-0.388\times T)\quad (R=0.312)$$

其中 N为大气冰核数浓度，T为活化温度，R 为标准偏差。

沈阳总大气冰核数浓度与活化温度的参数化公式如下:

$$N=0.0072\times\exp(-0.542\times T)\quad (R=0.345)$$

其中 N为大气冰核数浓度，T为活化温度，R 为标准偏差。

利用扩散云室对黄山及沈阳凝结冻结核化冰核数浓度进行测量，并采用最小二乘法拟合出黄山凝结冻结核化大气冰核数浓度与活化温度的参数化公式如下:

$$N=0.00003\times\exp(-0.496\times T)\quad (R=0.254)$$

其中 N为大气冰核数浓度，T为活化温度，R 为标准偏差。

沈阳凝结冻结核化大气冰核数浓度与活化温度的参数化公式如下:

$$N=0.00005\times\exp(-0.578\times T)\quad (R=0.283)$$

其中 N为大气冰核数浓度，T为活化温度，R 为标准偏差。

利用扩散云室对黄山凝华核化冰核数浓度进行测量，并采用最小二乘法拟合出黄山及沈阳凝华核化大气冰核数浓度与活化温度的参数化公式如下:

$$N=0.00002\times\exp(-0.489\times T)\quad (R=0.567)$$

其中 N为大气冰核数浓度，T为活化温度，R 为标准偏差。

沈阳凝华核化大气冰核数浓度与活化温度的参数化公式如下:

$$N=0.00003\times\exp(-0.612\times T)\quad (R=0.594)$$

其中 N为大气冰核数浓度，T为活化温度，R 为标准偏差。

根据上述公式对黄山及沈阳不同核化机制的冰核数浓度随活化温度的变化关系进行拟合，并与前人结果进行对比，如表 2 所示。从表中可以看出：黄山及沈阳总核化机制的温度谱公式与 1963 年游来光在中国北京的观测结果和 2000 年李娟在中国玛曲的观测结果相似，而黄山及沈阳凝结冻结核化和凝华核化机制的温度谱公式与 1962 年 Fletcher(1962)在澳大利亚的观测结果相似。

表 2 不同地域冰核温度谱公式对比

Table.2. The comparison of ice nuclei-temperature spectra equations in different region

地点	作者	核化机制	温度谱公式
澳大利亚	Fletcher	凝结冻结、凝华	$N=10^{-5}\times\exp(-0.6\times T)$
中国北京	游来光	凝华、凝结冻结、接触冻结、	$N=0.0025\times\exp(-0.389\times T)$

		浸润冻结	
法国	Cooper	凝结冻结、凝华	N=0.005×exp(-0.304×T)
美国	Meyers	接触冻结	N=0.06×exp(-0.262×T)
中国北京	游来光	凝华、凝结冻结、接触冻结、浸润冻结	N=0.034×exp(-0.395×T)
中国玛曲	李娟	凝华、凝结冻结、接触冻结、浸润冻结	N=0.0035×exp(-0.38×T)
南极	Ardon	浸润冻结	N=3×10^{-7}×exp(-0.66×T)
中国黄山	本文作者	凝华、凝结冻结、接触冻结、浸润冻结	N=0.0046×exp(-0.388×T)
中国黄山	本文作者	凝结冻结	N=0.00003×exp(-0.496×T)
中国黄山	本文作者	凝华	N=0.00002×exp(-0.489×T)
中国沈阳	本文作者	凝华、凝结冻结、接触冻结、浸润冻结	N=0.0072×exp(-0.542×T)
中国沈阳	本文作者	凝结冻结	N=0.00005×exp(-0.578×T)
中国沈阳	本文作者	凝华	N=0.00003×exp(-0.612×T)

4.2 黄山与沈阳大气冰核数浓度与活化湿度的参数化

过饱和度也是影响大气冰核的重要因素之一。Huffman 等（1973）在文章中给出了利用过饱和度计算大气冰核数浓度的经验公式：

$$N = [(S_i - 1)(S_0 - 1)^{-1}]^b$$

其中 N 为大气冰核数浓度，S_i-1 为相对冰面过饱和度，S_0-1 为相对水面过饱和度，b 为参数。

利用扩散云室在黄山观测的大气冰核数浓度及相应过饱和度数据，采用最小二乘法拟合出凝结冻结核化条件下黄山大气冰核数浓度与过饱和度的经验公式为：

$$N = [(S_i - 1)(S_0 - 1)^{-1}]^{4.3} \quad (R=0.257)$$

其中 N 为大气冰核数浓度，S_i-1 为相对冰面过饱和度，S_0-1 为相对水面过饱和度，R 为标准偏差。

利用扩散云室在黄山观测的大气冰核数浓度及相应过饱和度数据，采用最小二乘法拟合得出凝华核化条件下黄山大气冰核数浓度与过饱和度的经验公式为：

$$N = [(S_i - 1)(S_0 - 1)^{-1}]^{3.8} \quad (R=0.268)$$

其中 N 为大气冰核数浓度，S_i-1 为相对冰面过饱和度，S_0-1 为相对水面过饱和度，R 为标准偏差。

利用扩散云室在沈阳观测的大气冰核数浓度及相应过饱和度数据，采用最小二乘法拟合得出凝结冻结核化条件下沈阳大气冰核数浓度与过饱和度的经验公式为：

$$N = [(S_i - 1)(S_0 - 1)^{-1}]^{5.6} \quad (R=0.534)$$

其中 N 为大气冰核数浓度，S_i-1 为相对冰面过饱和度，S_0-1 为相对水面过饱和度，R 为标准偏差。

利用扩散云室在沈阳观测的大气冰核数浓度及相应过饱和度数据，采用最小二乘法拟合得出凝华核化条件下沈阳大气冰核数浓度与过饱和度的经验公式为：

$$N = [(S_i - 1)(S_0 - 1)^{-1}]^{4.7} \quad (R=0.567)$$

其中 N 为大气冰核数浓度，S_i-1 为相对冰面过饱和度，S_0-1 为相对水面过饱和度，R 为标准偏差。

4.3 黄山与沈阳大气冰核数浓度与气溶胶数浓度的参数化

大气冰核是大气中可以与水汽产生冰相过程的气溶胶粒子，所以气溶胶数浓度对大气冰核数浓度有着重要的影响。诸如：风向、风速、气团轨迹、天气过程等气象要素都是通过影响气溶胶数浓度，从而影响大气冰核数浓度。DeMott(2010)提出了用气溶胶数浓度和温度计算冰核数浓度的参数化方案，如下式：

$$N = a(-T)^{b}\left(n_{aer,0.5}\right)^{[c(-T)+d]}$$

其中 a、b、c、d 为参数，T 是活化温度（℃），$n_{aer,\ 0.5}$ 是环境中大于 0.5μm 的气溶胶数浓度，N 是在活化温度 T 下大气冰核的数浓度(个/L)。

利用 5LBigg 型云室在黄山观测的大气冰核数浓度及空气动力学粒径谱仪在山顶观测到的 0.5-10μm 气溶胶数浓度，采用最小二乘法拟合出黄山大气冰核数浓度与气溶胶数浓度的经验公式为：

$$N = 6.12\times10^{-5}(-T)^{3.34}\left(n_{aer,0.5}\right)^{(-0.00265T+0.0036)}$$

(R=0.387)

其中：N 是在活化温度 T 下大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,\ 0.5}$ 是环境中大于 0.5μm 气溶胶数浓度，R 为标准偏差。

利用静力真空水汽扩散云室 FRIDGE 及空气动力学粒径谱仪在黄山观测到的大气冰核数浓度及气溶胶数浓度，采用最小二乘法拟合得出黄山凝结冻结核化大气冰核数浓度与气溶胶数浓度的经验公式为：

$$N = 2.78\times10^{-5}(-T)^{2.38}\left(n_{aer,0.5}\right)^{(-0.06T-0.623)}$$

(R=0.398)

其中：N 是在活化温度 T 下大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,\ 0.5}$ 是环境中大于 0.5μm 气溶胶数浓度，R 为标准偏差。

利用静力真空水汽扩散云室 FRIDGE 及空气动力学粒径谱仪在黄山观测到的大气冰核数浓度及气溶胶数浓度，采用最小二乘法拟合得出黄山凝华核化大气冰核数浓度与气溶胶数浓度的经验公式为：

$$N = 1.56\times10^{-5}(-T)^{2.27}\left(n_{aer,0.5}\right)^{(-0.05T-0.612)}$$

(R=0.284)

其中：N 是在活化温度 T 下大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,\ 0.5}$ 是环境中大于 0.5μm 气溶胶数浓度，R 为标准偏差。

利用 5LBigg 型云室在沈阳观测到的大气冰核数浓度及空气动力学粒径谱仪在沈阳观测到的 0.5-10μm 气溶胶数浓度，采用最小二乘法拟合得出黄山大气冰核数浓度与气溶胶数浓度的经验公式为：

$$N = 11.34\times10^{-5}(-T)^{4.14}\left(n_{aer,0.5}\right)^{(-0.00362T+0.0063)}$$

(R=0.297)

其中：N 是在活化温度 T 下大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,\ 0.5}$ 是环境中大于 0.5μm 气溶胶数浓度，R 为标准偏差。

利用静力真空水汽扩散云室 FRIDGE 及空气动力学粒径谱仪在沈阳观测到的大气冰核数浓度及气溶胶数浓度，采用最小二乘法拟合得出沈阳凝结冻结核化大气冰核数浓度与气溶胶数浓度的经验公式为：

$$N = 5.36 \times 10^{-5}(-T)^{3.12}(n_{aer,0.5})^{(-0.07T-0536)}$$

(R=0.584)

其中：N 是在活化温度 T 下大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,0.5}$是环境中大于 0.5μm 气溶胶数浓度，R 为标准偏差。

利用静力真空水汽扩散云室 FRIDGE 及空气动力学粒径谱仪在沈阳观测到的大气冰核数浓度及气溶胶数浓度，采用最小二乘法拟合得出黄山凝华核化大气冰核数浓度与气溶胶数浓度的经验公式为：

$$N = 3.21 \times 10^{-5}(-T)^{3.54}(n_{aer,0.5})^{(-0.04T-0.785)}$$

(R=0.597)

其中：N 是在活化温度 T 下大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,0.5}$是环境中大于 0.5μm 气溶胶数浓度，R 为标准偏差。

4.4 黄山与沈阳大气冰核数浓度的总参数化

通过对活化温度、活化湿度、气溶胶数浓度进行综合考虑，将 4.1 节至 4.3 节黄山大气冰核参数化公式进行数学运算，最终得出黄山大气冰核与各气象要素总的参数化方案。

黄山总核化机制大气冰核数浓度的经验公式为：

$$N = 6.12 \times 10^{-5}(-T)^{3.34}(n_{aer,0.5})^{(-0.00265T+0.0036)}$$

(R=0.412)

其中：N 是总核化机制大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,0.5}$是环境中大于 0.5μm 气溶胶数浓度，R 为标准偏差。

黄山凝结冻结核化机制大气冰核数浓度的经验公式为：

$$N = \sqrt{2.78 \times 10^{-5}(-T)^{2.38}(n_{aer,0.5})^{(-0.06T-0.623)}[(S_i-1)(S_0-1)^{-1}]^{4.3}}$$

(R=0.311)

其中：N 是凝结冻结核化机制大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,0.5}$是环境中大于 0.5μm 气溶胶数浓度，S_i-1 为相对冰面过饱和度，S_0-1 相对于水面过饱和度，R 为标准偏差。

黄山凝华核化机制大气冰核数浓度的经验公式为：

$$N = \sqrt{1.56 \times 10^{-5}(-T)^{2.27}(n_{aer,0.5})^{(-0.05T-0.612)}[(S_i-1)(S_0-1)^{-1}]^{3.8}}$$

(R=0.624)

其中：N 是凝华核化机制大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,0.5}$是环境中大于 0.5μm 气溶胶数浓度，S_i-1 为相对冰面过饱和度，S_0-1 相对于水面过饱和度，R 为标准偏差。

沈阳总核化机制大气冰核数浓度的经验公式为：

$$N = 7.32 \times 10^{-5}(-T)^{4.12}(n_{aer,0.5})^{(-0.00327T+0.0043)}$$

(R=0=4.324)

其中：N 是总核化机制大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,0.5}$是环境中大于

0.5μm 气溶胶数浓度，R 为标准偏差。

沈阳凝结冻结核化机制大气冰核数浓度的经验公式为：

$$N=\sqrt{3.54\times10^{-5}(-T)^{2.96}\left(n_{aer,0.5}\right)^{(-0.07T-0.842)}[(S_i-1)(S_0-1)^{-1}]^{4.8}}$$ (R=0.324)

其中：N 是凝结冻结核化机制大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,0.5}$是环境中大于 0.5μm 气溶胶数浓度，S_i-1 为相对冰面过饱和度，S_0-1 相对于水面过饱和度，R 为标准偏差。

沈阳凝华核化机制大气冰核数浓度的经验公式为：

$$N=\sqrt{2.65\times10^{-5}(-T)^{2.35}\left(n_{aer,0.5}\right)^{(-0.06T-0.742)}[(S_i-1)(S_0-1)^{-1}]^{4.1}}$$ (R=0.656)

其中：N 是凝华核化机制大气冰核数浓度(个/L)，T 是活化温度（℃），$n_{aer,0.5}$是环境中大于 0.5μm 气溶胶数浓度，S_i-1 为相对冰面过饱和度，S_0-1 相对于水面过饱和度，R 为标准偏差。

从黄山与沈阳的大气冰核数浓度参数化公式对比发现：各环境条件下，黄山大气冰核的数浓度普遍低于沈阳大气冰核的数浓度；而各环境条件下，沈阳大气冰核数浓度的标准偏差普遍高于黄山大气冰核数浓度的标准偏差。

5 结果与讨论

利用 Bigg 型混合云室及静力真空水汽扩散云室 FRIDGE，结合其它气象要素观测设备，对黄山及沈阳各自三层不同高度大气冰核数浓度随高度、时间、活化温度、活化湿度、粒径大小的变化情况进行观测研究，得出以下结论：

（1）-20℃活化温度，相对湿度达 100%，时间 10 分钟条件下，黄山 10:00 大气冰核平均数浓度为 18.37 个/L；相同条件下，沈阳大气冰核平均数浓度为 34.78 个/L。

（2）无论总核化机制、凝结冻结核化机制还是凝华核化机制，黄山和沈阳年均大气冰核数浓度均随着高度的增加而减少。黄山大气冰核数浓度在下午达到一天中的最高值，夜晚达到一天中的最低值；而沈阳大气冰核数浓度在夜晚达到一天中的最高值，下午达到一天中的最低值。

（3）总核化机制、凝结冻结核化机制和凝华核化机制，随着温度的升高，黄山和沈阳大气冰核数浓度呈指数形式降低。凝结冻结核化机制和凝华核化机制，随着湿度增加，黄山和沈阳大气冰核数浓度均逐渐增大。

（4）黄山和沈阳，大气冰核数浓度与粗粒子数浓度的相关性较好，说明黄山和沈阳的粗粒径气溶胶粒子更容易成为大气冰核。

（5）通过对活化温度、活化湿度、气溶胶数浓度进行综合考虑，得出黄山冰核参数化公式为$N=6.12\times10^{-5}(-T)^{3.34}\left(n_{aer,0.5}\right)^{(-0.00265T+0.0036)}$，沈阳冰核参数化公式为

$N=7.32\times10^{-5}(-T)^{4.12}\left(n_{aer,0.5}\right)^{(-0.00327T+0.0043)}$。

致谢 衷心感谢匿名审稿专家的宝贵意见及具体指导，切实提高了本文的质量和水平。

参考文献(References)

Benjamin Y, Francisco J, William D et al. 2010. A Wide-Range Particle Spectrometer for Aerosol Measurement from 0.010μm to 10μm, Aerosol and Air Quality Research, 10: 125-139.

毕凯，黄梦宇，马新成等. 2020. 在线连续流量扩散云室对华北冬季大气冰核的观测分析[J]. 大气科学,44(60): 1243-1257. Bi Kai, Huang Mengyu, Ma Xincheng, et al.2020.Observation and Analysis of Atmospheric Ice-Nucleating Particles in Online Continuous-Flow Diffusion Chamber in Winter in North China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),44(60): 1243-1257.

Bigg E K. 1957. A new technique for counting ice-forming nuclei in aerosols[J]. Tellus. 9(3): 394–400.

Bigg E K, Mossop S C, Meade R T, et al. 1963.The measurement of ice nucleus concentrations by means of Millipore filters[J]. Appl. Meteor. 2(2): 266–269.

Bundke U, Bingemer H, Wetter T, et al. 2006. The FINCH(Frankfurt Ice Nuclei Chamber) counter-New developments and first measurements[C]. 7th International Aerosol Conference Septermber 10-15, St. Paul, MN, USA, 1350.

Cooper, W.A. 1980. A method of detecting contact ice nuclei using filter samples[C]. Preprints, Eighth International Conference on Cloud Physics, Clermont-Ferrand, France: 665–668.

Cotton W, Anthes R. Storm and Clouds Dynamics[M]. Academic Press, 1989, 833.

DeMott P, Prenni J, Liu X, et al. Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America[J], 2010,107(25): 17-22.

Fletcher, N H. 1962. The Physics of Rainclouds. Cambridge University Press, 52.

Huffman, Paul, Vali, Gabor. The effect of vapor depletion on ice nucleus measurements with membrane filters[J]. Journal of Applied Meteorology, 1973, 12(6): 1018-1024.

胡淑萍，林文，段卿等. 2019. 福建古田人工增雨试验区大气冰核观测研究[J].干旱气象，37(5): 844-849. Hu Shuping, Lin Wen, Duan Qing, et al.2019.Observation and Study on Atmospheric Ice Nuclei in Gutian Artificial Precipitation Enhancement Experimental Area in Fujian [J]. Journal of Arid Meteorology(in Chinese), 37(5): 844-849.

黄燕，徐华英. 1994. 播撒碘化银粒子进行人工防雹的数值试验[J]. 大气科学, (18): 612-622. Huang Yan,Xu Huaying.1994.Numerical Experiments on Hail Suppression by AgI Seeding[J].Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), (18): 612-622.

Jiang Hui, Yin Yan, Su Hang, et al. 2015. The characteristics of atmospheric ice nuclei measured at the top of Huangshan (the Yellow Mountains) in Southeast China using a newly built static vacuum water vapor diffusion chamber[J]. Atmospheric Research,153: 200-208.

K.Ardon-Dryer, Z. Levin and R.P.Lawson. 2011. Characteristics of immersion freezing nuclei at the South Pole station in Antarctica[J].Atmospheric Chemistry and Physics: 4015-4024.

Klein H, Haunold W, Bundke U, et al. 2010. A new method for sampling of atmospheric ice nuclei with subsequentanalysis in a static diffusion chamber[J]. Atmospheric Research, 96(2/3): 218-224.

李娟，黄庚. 2008. 黄河上游地区大气冰核浓度的观测研究[J]. 气象, 27(11): 8-12. Li Juan, Huang Geng.2008. Analysis of Observational Results of Content of Ice Nuclei in the Atmosphere in the Upper Reaches of Huanghe River[J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 27(11): 8-12.

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.

李淑日，黄庚，胡志晋. 2003. 黄河上游河南县地面大气冰核观测分析[J]. 应用气象学报, 14: 41-48. Li Shuri, Huang Geng, Hu Zhijin.2003. Analysis Of Ice Nuclei In Atmosphere In Henan County In Upper Reaches Of Huanghe River[J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 14: 41-48.

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, M. P., DeMott, P. J., and Cotton, W. R. 1992. New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. J. Appl. Meteor. 31(7): 708–721.

牛生杰，安夏兰，陈跃等. 2003. 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 Xiala, Chen Yue.2003. 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, Andronache C. 2008. An Empirical Parameterization of Heterogeneous Ice Nucleation for Multiple Chemical Species of Aerosol[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 65(9): 2757-2783.

Pruppacher H R, Klett J D. 1997. Microphysics of Clouds and Precipitation[M]. 2nd ed. Kluwer Academic: 309-360.

Rogers D C. 1988. Development of a continuous flow thermal gradient diffusion chamber for ice nucleation studies[J]. Atmos Res, 22(1): 149-181.

苏航，银燕，陆春松等. 2014. 新型扩散云室搭建及其对黄山大气冰核的观测研究[J].大气科学，38(2): 386-398. Su Hang, Yin Yan, Lu Chunsong, et al.2014. Development of New Diffusion Cloud Chamber Type and Its Observation Study of Ice Nuclei in the Huangshan Area [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(2): 386-398.

Vali G. 1985. Nucleation terminology[J]. J Aerosol Sci, 16(6): 575-576.

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, 8(3): 273-279. Wang Xuelin, Zhang Wanjun, Xiong Shangqing.1965. Atmospheric Ice Nuclei In Spring In The White City Area [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 8(3): 273-279.

吴志军，陈洁，陈景川等.2021. 大气冰核：研究进展与挑战[J]. 大气科学，45(4): 759-776. WU Zhijun, CHEN Jie, CHEN Jingchuan, et al.2021. Ice Nucleating Particles in the Atmosphere—Progress and Challenges [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45(4): 759-776.

杨磊，银燕，杨绍忠等.2013. 南京地区大气冰核浓度的测量及分析[J]. 大气科学, 37(3): 579-594. Yang Lei, Yin Yan, Yang Shaozhong, et al.2013. Measurement and Analysis of Atmospheric Ice Nuclei in Nanjing [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37(3): 579-594.

杨磊，银燕，杨绍忠等.2013. 南京地区秋季大气冰核与气溶胶的关系研究[J]. 大气科学, 37(5): 983-993. Yang 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.

杨绍忠，郑国光，楼小凤. 2005. 一种移动式混合云室装置[P]. 中国. 实用新型专利.

200420003595.8. Yang Shaozhong, Zheng Guoguang, Lou XiaoFeng. A mobile hybrid cloud chamber device [P]. China. Utility Model Patent (in Chinese), 200420003595.8.

游来光. 1976. 大气中的冰核[J]. 气象, 2(1): 29-32. You Laiguang.1976. Ice nuclei in the atmosphere[J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 2(1): 29-32.

游来光，石安英. 1964. 北京春季大气冰核浓度变化特点的观测分析[J]. 气象学报，34(4): 548-554. You Laiguang, Shi Anying.1964. Observational Analysis Of The Variation Characteristics Of Atmospheric Ice Nuclei Concentration In Beijing In Spring [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 34(4): 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, 2(1): 101-109. You Laiguang, Yang Shaozhong, Wang Xiangguo, et al.2002. Study Of Ice Nuclei Concentration At Beijin In Spring Of 1995 And 1996 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 2(1): 101-109.

Zeng X P, Tao W K, Zhang M H, et al. 2009. A contribution by ice nuclei to global warming[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 135(643): 1614-1629.

赵剑平,张密,王玉玺等. 1965. 我国北部地区大气冰核观测的分析研究[J].气象学报, 5(4): 416-422. Zhao Jianping, Zhang Mi, Wang Yuxi, et al.1965. Analytical Study On The Observation Of Atmospheric Ice Nuclei In The Northern Part Of China[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 5(4): 416-422.

周德平，李炳昆，陈光等. 2012. 用 5L 混合云室观测抚顺市大气冰核浓度[J]. 气象与环境学报，28(6): 44-49. Zhou Deping, Li Bingkun, Chen Guang, et al.2012. An Observational Study Of Atmospheric Ice Nuclei Concentration Using 5 L Mixing Cloud Chamber In Fushun, Liaoning Province, [J]. Journal of Meteorology and Environment (in Chinese), 28(6): 44-49.

周德平，苏航，耿树江等. 2018. 辽沈地区不同高度大气冰核数浓度的飞机观测[J]. 气象与环境学报，34(6): 133-139. Zhou Deping, Su Hang, Geng Shujiang, et al.2018. Aircraft Observation Of Atmospheric Ice Nuclei Concentration In Liaoning And Shenyang Regions, [J]. Journal of Meteorology and Environment (in Chinese), 34(6): 133-139.