

水滴冻结实验测量降水物中的冻结核含量*

鄯大雄 杨绍忠 陈汝珍 蒋耿旺

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

摘 要

文中介绍了一套新研制的均匀水滴冻结实验装置, 实验水滴与周围环境同步冷却, 其温度梯度很小, 可控制降温速率, 并能自动记录冻结事件, 从而提高了实验的精度。用此装置对北京地区 1995 年底至 1998 年出现的各类降水样品进行了实验, 由水滴冻结温度谱推算了降水的冻结核浓度-温度谱, 并对结果进行了分析和讨论。

关键词: 水滴冻结, 结实验装置, 浸入冻结核化, 冻结核浓度。

1 引 言

自然冰核和人工冰核能通过异质核化在过冷云中产生冰晶, 一直是云物理和人工影响天气研究的基本问题之一。冰核检测通常在模拟自然云雾条件的云室中进行, 主要了解冰核的成冰阈温、冰核浓度(或成冰效率)的温度谱。冰核可以通过不同的核化机制形成冰晶, 既取决于其本身的性质, 还与它们所处的环境条件有关, 检测时模拟的条件或程序不同都会导致检测结果的差别。现有的各种云室都很难真实模拟自然条件和响应以不同机制活化的冰核, 使冰核检测结果有很多的不确定性。通常只有用同一种仪器和同样检测程序的测量结果可相互比较。

另一种测量冰核的方法为机制法, 只模拟一个(或两个)核化机制起作用的条件, 着重对该机制下核化的冰核进行研究和测量, 如扩散云室检测凝华冻结核, 滴沉降云室检测接触冻结核等。Vali^[1,2]在总结前人关于水滴冻结实验研究的基础上, 首创了通过均匀水滴冻结实验检测水中冻结核的方法。解释水滴冻结的唯一假说认为, 水中所含每一个杂质(冰核)都有一个特征温度, 在这个温度下它一定会引起水滴的冻结。当一群冰核含量相同的均匀水滴以等速降温时, 在某温度下, 水滴的冻结只取决于该温度下它所含的最有效的冰核。因此实验得到的均匀水滴群的冻结温度谱包含了水中冻结核的温度特性和含量的信息, 在一定假设下, 可推算在某一温度

T 下水中活化的冻结核浓度, 即微分浓度 $k(T)$ 个/ $(\text{cm}^3 \cdot ^\circ\text{C})$, 及高于该温度冻结核的累计浓度, 即积分浓度 $K(T)$ (个/ cm^3)。

$$k(T) = \frac{1}{VN(T)} \frac{dN}{dT} \quad (1)$$

$$K(T) = [\ln N_0 - \ln N(T)]/V \quad (2)$$

式中 N_0 是实验水滴的总数, $N(T)$ 是温度为 T $^\circ\text{C}$ 时未冻结的水滴数, V 是水滴的体积。Vali 等还对这个方法的一些细节, 如实验水滴个数、大小、降温速率的影响等进行过较详细的研究。并用此方法研究了 Alberta 冰雹和降水中的冻结核含量^[3]。冻滴法测量冻结核与其他方法有两点主要的差别: 一是冻滴法以水为检测对象, 冰核粒子已全部在水中(被水包围), 只通过浸入冻结机制核化, 其浓度为单位体积(cm^3)水中冻结核的个数; 而其他方法测量的是气样中的冰核, 可能通过不同的机制(例如接触冻结、凝华等机制)核化, 取决于所使用仪器和模拟的条件, 但一般不能检测浸入冻结核, 其浓度为每单位体积(L^{-1} 或 m^{-3})空气中冰核的个数; 二是用降水物作检测时, 由于降水物是整个云和降水过程的最终产物, 涉及较大的时空范围, 因此其测量结果不像其他气样测量有较明确的时空意义, 只具有定性的总体特征。尽管如此, 冻滴法能检测浸入冻结核, 不失为云物理研究的一种方法。文中介绍一个经改进的冻滴实验装置, 给出了用它对北京地区降水物进行冻结核测量的一些结果。

* 初稿时间: 1999 年 10 月 8 日; 修改稿时间: 2000 年 11 月 27 日。
资助课题: 国家自然科学基金(49375229)。

2 实验装置与实验方法

在过去国内外大多数冻滴实验中, 均匀水滴被置于以定速降温的冷台上, 上方暴露, 水滴的冻结由目测或拍照进行, 同时记录冻结时间和温度。如果水滴所处环境不随冷台同步降温(一般环境温度高于冷台), 水滴就会存在温度梯度, 使冻结温度测量不准。当几个水滴同时或连续冻结时, 目测记录往往难于应付, 需要连续拍照。

新研制的冻滴实验装置(图1)结构上与静态扩散云室^[4]相似, 为上下对称的两部分扣接在一起, 每部分又分为镀铬紫铜板冷台、感温电偶阵、制冷电偶阵和冷液循环散热槽4层, 各层之间用导热硅酯粘合以增加导热性, 冷台面积为 64 cm^2 。与扩散云室不同的是上下两部分控制在同一温度下, 而且紧贴

紫铜板冷台增加了一层感温电偶阵, 用于感应水滴冻结时冷台温度的变化, 上下冷台之间相距仅 3 mm 。采用欧陆 P815 智能温控仪同时控制上下冷台的温度, 根据制冷电偶阵冷端铂电阻的温度信号, 控温仪会根据事先设置的程序自动调节制冷功率, 满足降温速率的要求。实验时水滴被均匀地滴在下冷台上, 启动降温程序时上下台同时降温, 水滴与其环境基本上同步冷却, 本身的温度梯度很小。另一个铂电阻用导热硅酯粘在下冷台的表面, 由温度表显示冷台温度。由于冷台分层多, 有一定的热容量, 为保证冷台以稳定的速率降温, 分时段设置降温率, 随温度降低逐步增大降温率以提高制冷功率。几段不同降温率相连组成降温程序, 事先通过多次测试决定, 储存在温控仪中。实验中冷台的实际降温速率主要用 $2\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$, 有时也用 $1\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$ 或 $0.5\text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$ 。

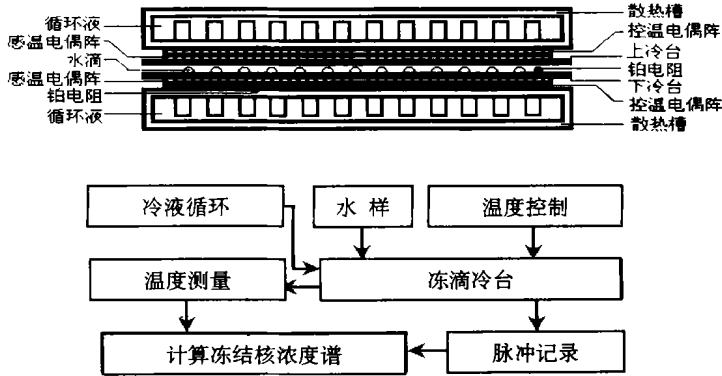


图1 冻滴冷台结构及工作示意图

水滴冻结信号由上下冷台的感温电偶阵检测, 它们的正极接在一起, 两个负极之间串联电压记录仪。当上下冷台温度相同时, 只有很弱的电压信号, 一旦水滴冻结, 释放的冻结潜热使下冷台局部升温, 电压差增大, 立即给出一个明显的脉冲信号, 由记录仪记录。当温度表显示下冷台的温度为整数时, 在记录曲线上作记号, 因为当多个水滴同时或连续冻结时, 多少会影响冷台的降温速率。处理资料时, 根据温度记号和脉冲的位置内插得到该水滴的冻结温度。整个装置放在一冰柜的中上部, 温度控制在 $+6\text{ }^\circ\text{C}$ 左右。冰柜的下部放置冷液罐和循环泵, 实验时循环冷液, 冷却制冷电偶阵的热端。经过几百次实验表明, 实验装置性能稳定, 重复性好。

实验程序: 将上部分移到一边, 暴露出下冷台, 用酒精擦拭干净后再均匀涂布硅油。水样通过装有6号针头的医用注射器均匀滴在冷台上, 水滴直径

平均为 2.62 mm (体积 $9.42\text{ }\mu\text{L}$), 一次为40滴, 滴间距离为 10 mm 左右。盖上上部分, 启动降温程序, 冷台以一定的速率降温。当温度降至负温时, 打开温度记录仪, 温度为整数时在记录曲线上作记号。当记录纸上出现40个温度脉冲, 表明全部水滴均已冻结完, 终止降温程序, 制冷功率置零, 整个装置升温到零上, 清除融化水滴, 重复上述步骤进行下一次实验。一个水样作5次, 共200个水滴。

3 资料处理

从记录曲线上脉冲的起点读出水滴的冻结温度, 当水滴连续冻结时脉冲相连, 需人工判读。以 $0.25\text{ }^\circ\text{C}$ 温度间隔统计冻结水滴个数, 对前后相邻温度间隔的冻滴数按 $1/4, 1/2, 1/4$ 作加权平均, 最终得到水滴冻结的温度谱。再按式(1)和(2)推算出水中冻结核的微分浓度谱和积分浓度谱。

4 降水物的冻结实验结果

先对蒸馏去离子水进行了冻滴实验,这种水中仍含有杂质。图2为水滴在降温速率为 $2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 下的冻结温度谱和冻结核积分浓度谱。积分浓度拟合

式: $N = \exp(-0.62634T) \times 0.0004144304$ 。水滴的冻结绝大多数发生在低于 $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度下,平均冻结温度为 $-21.27\text{ }^{\circ}\text{C}$ (中值冻结温度为 $-21.48\text{ }^{\circ}\text{C}$),比Vali等^[1]对体积为 $10\text{ }\mu\text{L}$ 的水滴测得的平均冻结温度 $-20.79\text{ }^{\circ}\text{C}$ 约低 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

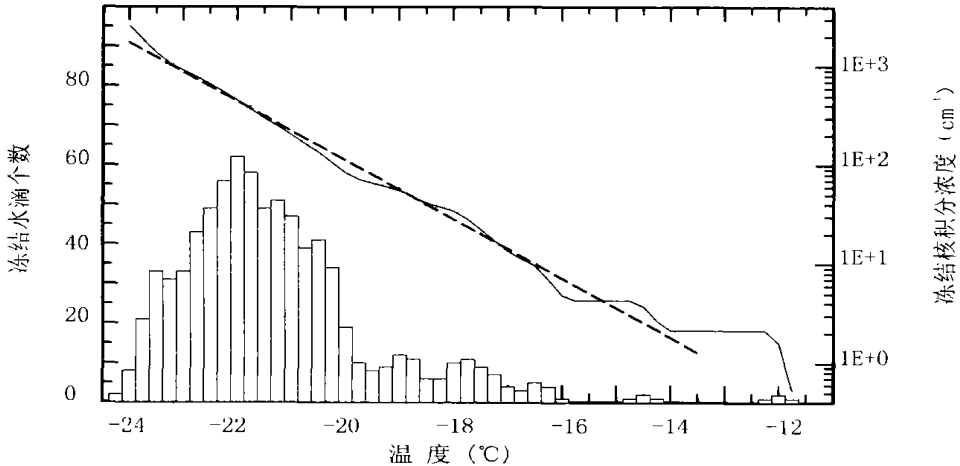


图2 蒸馏去离子水滴的冻结核的积分浓度谱

(平均冻结温度: $T_a = -21.27\text{ }^{\circ}\text{C}$, 中值冻结温度: $T_m = -21.48\text{ }^{\circ}\text{C}$;

降温率为 $2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$; 积分浓度拟合式: $N = \exp(-0.62634T) \times 0.0004144304$)

降水样品包括1996~1998年底期间北京出现的各类降水(不是每次降水都取样),包括雨水、雪水、雹融化水,一般在取样后一周内进行冻滴实验。

4.1 雨水,按连续性降雨、毛毛雨、阵雨归类

4.1.1 连续性降水

连续性降水一共观测10个过程,白天取样时间一般为3h,降水强度大时为1h,夜雨取样时间则长达12h左右。连续性降水中冻结核含量总体上低于其他类型降水,而每个时段的水样中冻结核浓度谱都有一些差别,一般上午和晚上核浓度较低,下午较高,见图3a,3b,可能与人类活动和对流强弱有关。也观测到冻结核浓度特别高的情况,如1996年3月22日冷空气到来前期产生的降水(图3c),当日空气污染较严重,降雨强度不大,雨滴又小,水样中含大量高温冻结核, $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时第一个水样的冻结核积分浓度已高达 $200\text{ 个}/\text{cm}^3$,第二个水样高温冻结核浓度明显降低。将几次连续性降水的首次水样和最后一次水样的冻结谱分别加起来,算出它们的冻结核积分浓度(图3d),从图3d中能看出降水初期和后期冻结核含量的差别,温度越高差别越大,表明降水对冻结核特别是对高温冻结核的清除作用。连

续性降水后期的水样常会在较低温度下才完成冻结,表明它们含高温核少,需要低温核的作用,此时的冻结核微分浓度可能部分反映降水形成初期冰核浓度的情况。

4.1.2 毛毛雨

一共取得了3次毛毛雨水样,1996年9月14日上午一次,1997年5月12日同一天上、下午各一次。由探空资料得知:1996年9月14日云底高756m,云厚约1500m,云的温度 $7.2\sim 11.1\text{ }^{\circ}\text{C}$;1997年5月12日云底高1450m,云厚约1300m,温度 $6.3\sim 9.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,3次毛毛雨冻结核浓度谱见图4。1996年9月14日的毛毛雨中含冻结核少,其积分浓度谱接近于连续性降水的谱线;1997年5月12日毛毛雨冻结核浓度比1996年9月14日高约一个量级,而当日上午雨水样的冻结核含量却几乎没有差别。这两天的云都是暖性层状云,且高层无云,毛毛雨的形成未经过冰相过程,雨水中所测到的冻结核并没有在降水形成过程中核化过,只反映云及云下自然冰核的状况。两天的云厚基本相同,而云底高度相差约一倍,因此可以认为其冻结核含量的差别主要是雨滴捕获云下气溶胶的路径长短不同所致。

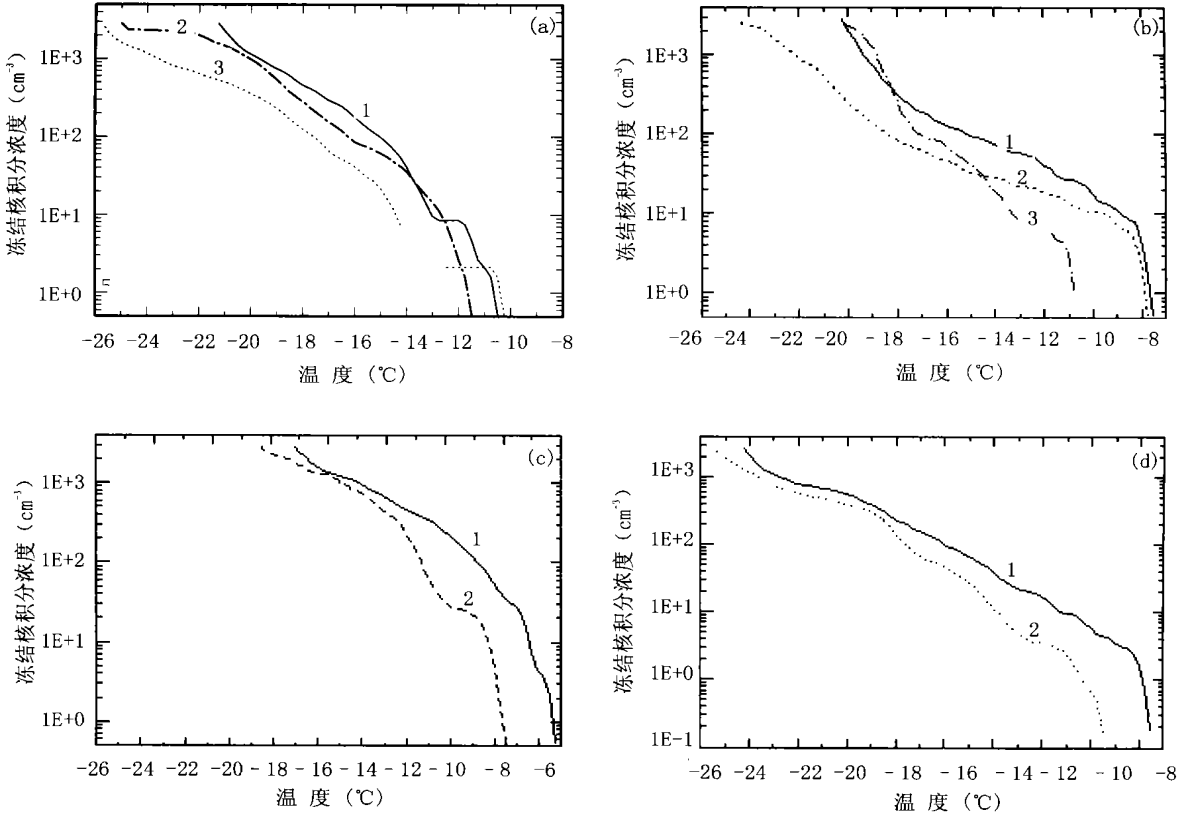


图3 连续性降雨过程雨水中冻结核含量的变化

(a. 1996年7月10日降水, 曲线1.8:30~11:00, $T_{m1} = -16.98\text{ }^{\circ}\text{C}$, 曲线2.14:50~22:00, $T_{m2} = -18.06\text{ }^{\circ}\text{C}$, 曲线3.22:00~次日晨, $T_{m3} = -19.48\text{ }^{\circ}\text{C}$; b. 1997年4月1日降水, 曲线1.03:30~11:30, $T_{m1} = -17.85\text{ }^{\circ}\text{C}$, 曲线2.11:30~14:30, $T_{m2} = -20.26\text{ }^{\circ}\text{C}$, 曲线3.14:30~17:30, $T_{m3} = -18.08\text{ }^{\circ}\text{C}$; c. 1996年3月22日降水, 曲线1.午夜~9:15, $T_{m1} = -10.06\text{ }^{\circ}\text{C}$, 曲线2.9:15以后, $T_{m2} = -12.25\text{ }^{\circ}\text{C}$; d. 几次降水的开始最终水样和, 曲线1.开始水样, 曲线2.最终水样)

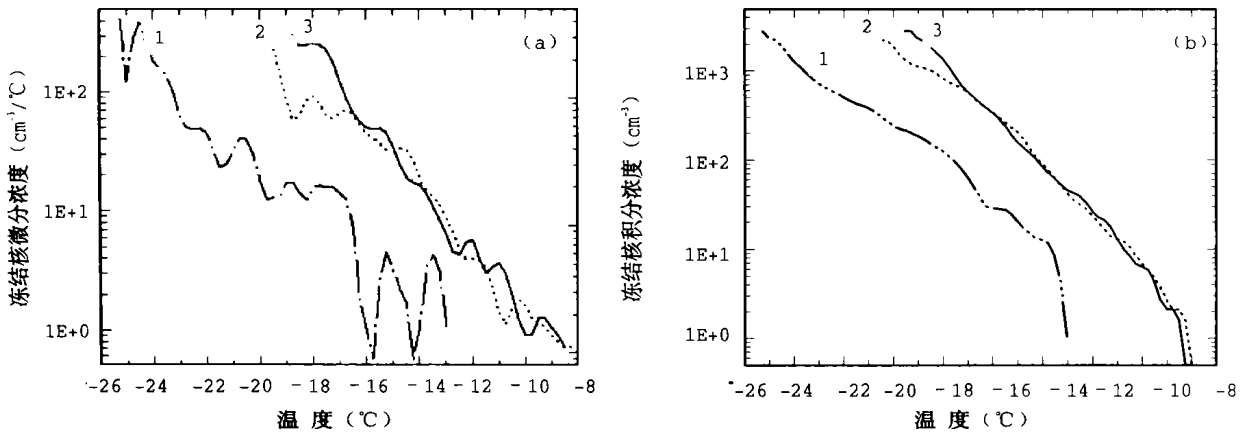


图4 3次毛毛雨的冻结核浓度谱

(a. 微分浓度谱, $T_{m1} = -20.37\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{m2} = -15.74\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{m3} = -16.15\text{ }^{\circ}\text{C}$;
 b. 积分浓度谱, 曲线1.9月14日上午, 曲线2.5月12日上午, 曲线3.5月12日下午)

4.1.3 阵雨

3次阵雨出现在夏季的下午16时左右,一次出现在上午9时许,它们的水滴的最终冻结温度都高于 $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$,中值冻结温度 $-9.81\sim -15.02\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。从微分浓度谱图5a看:温度低于 $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$,3次出现在下午的阵雨的冻结核微分浓度十分一致,比上午的阵雨(2号水样)高3~4倍。温度高于 $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时,4号阵雨水样的微分冻结核浓度特别高,在 $-7.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 有一浓度峰值达 $42\text{ 个}/(\text{cm}^3\cdot^{\circ}\text{C})$,积分浓度谱图5b中4号阵雨高温段的冻结核浓度比其他阵雨高几倍到两个量级,当日阵雨出现时天空昏暗,伴有大风,天气状况与降雪时相似,对流活动明显强于其他几次阵雨。阵雨是对流云的产物,午后发展的积云对流旺盛,湍流输送远大于上午,使上、下午水样中测

到的核浓度有差别,对流越强,核浓度越高,上述结果也表明冻结核特别是高温冻结核主要源自地面的气溶胶污染物。

4.2 降雪

北京地区冬季降雪机会不多,3a共取得4次雪样,3次是夜晚降雪,次日上午9时采取雪样,4号样是当时的新雪。各次降雪的冻结核的微分和积分浓度谱显示在图6中,总的来说,谱线比较分散,除4号雪样为新雪冻结核浓度整体偏低外,多数雪样有较多的高温冻结核,如1号雪样在 $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ 处有一微分浓度高达 $50\text{ 个}/(\text{cm}^3\cdot^{\circ}\text{C})$ 的峰值,雪融化水中存在明显的杂质沉淀物。雪的形成肯定经过冰相过程,理应测到更多的低温核,但雪晶捕获低层气溶胶的能力比雨滴更强,使雪融化水中含有大量高温冻

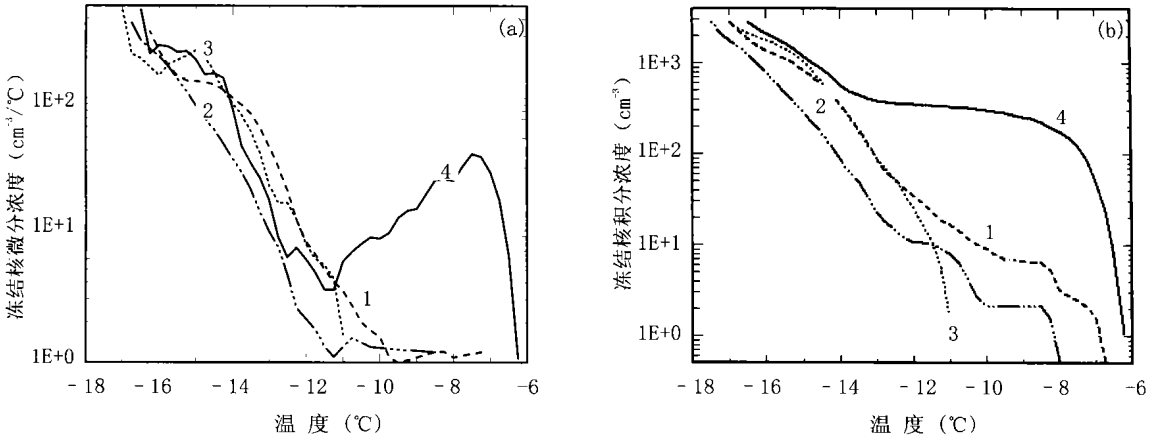


图5 4次阵雨的冻结核浓度谱

(a. 微分浓度, b. 积分浓度; 曲线1. 1996年7月25日15:25~16:40, 曲线2. 1997年7月19日08:51~09:51; 曲线3. 1997年8月11日16:10~16:25, 曲线4. 1997年8月31日16:10~16:30; a中 $T_{m1} = -14.83\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{m2} = -15.02\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{m3} = -13.85\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{m4} = -9.81\text{ }^{\circ}\text{C}$)

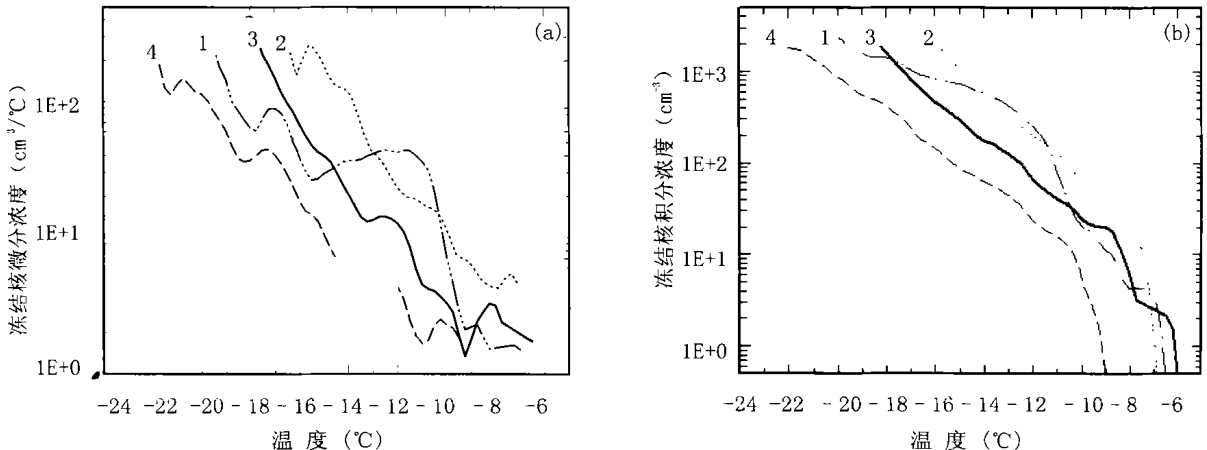


图6 4次降雪融化水中的冻结核浓度谱

(a. 微分浓度, b. 积分浓度; 1. 1995年12月13日, 2. 1996年3月23日, 3. 1996年12月31日, 4. 1997年1月4日; a中 $T_{m1} = -12.23\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{m2} = -12.95\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{m3} = -15.02\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{m4} = -17.26\text{ }^{\circ}\text{C}$)

结核, 在冻滴实验中它们使实验水滴群在较高温度下即完成冻结, 掩盖了低温核的作用, 当对大气比较洁净时降下的新雪(如4号样)测量时, 则能得到更多的低温核。

4.3 冰雹

观测到2次降雹, 均在15时左右。1996年6月10日降下的冰雹, 松软不透明, 形状不定, 最大尺度达3 cm, 落地破碎; 1997年6月19日有强降水, 伴有稀疏小冰雹, 直径约1 cm, 雹粒坚实透明, 收集了冰雹和同时的雨水样品。对冰雹融化水及雨水进行了冻滴实验, 得到它们的冻结核微分和积分浓度谱(图7a, 7b)。

两次冰雹融化水冻结核的微分谱大致类似, 在 -7°C 微分浓度都有一峰值, 随着温度降低, 微分浓度先降后升, 拐点有差别, 分别在 -9°C 和 -13°C 。

而两者的积分谱变化趋势则相当一致, -8°C 冻结核积分浓度都达到 $100\text{个}/\text{cm}^3$ 左右, 在 $-8.5\sim-15^{\circ}\text{C}$ 浓度增长缓慢。1997年6月19日冰雹水与雨水微分浓度谱(图中曲线2, 3)在高于 -12°C 温度段浓度相差2至12倍, 温度越高差别越大; 高于 -16°C 冰雹水中的冻结核积分浓度全部高于雨水, 最大高约50倍, 低于 -16°C 则趋于一致, 表明冰雹水中高温冻结核含量非常丰富, 远高于同时降下的雨水。它们都是强对流云的产物, 其冻结核含量的这种差别可能提示它们形成和经历的过程不同, 冰雹形成时在云中经历上下来回运动, 能捕获更多的云滴和气溶胶, 另外伴随冻结-融化-再冻结过程的预活化, 也许能提高所含冻结核的活化温度, 尚需进一步研究。

另外在1996年6月10日的冰雹融化时得到外

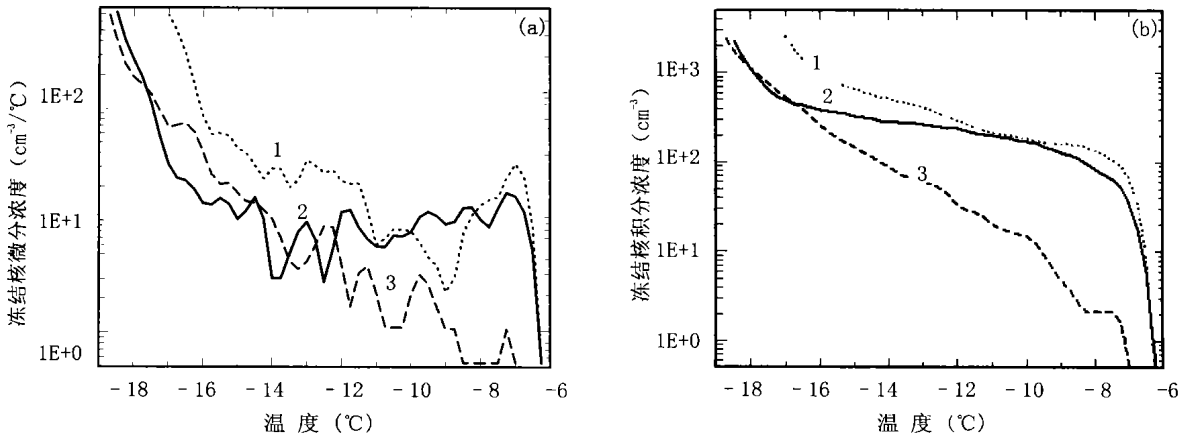


图7 冰雹融化水及雨水的冻结核浓度谱

(1. 1996年6月10日冰雹水, 2. 1997年6月19日冰雹水, 3. 1997年6月19日雨水; a中 $T_{m1} = -12.10^{\circ}\text{C}$, $T_{m2} = -14.30^{\circ}\text{C}$, $T_{m3} = -16.17^{\circ}\text{C}$)

层、中间、中心各部分的水样, 分别进行了冻滴实验, 各层水样的实验结果有一些差别。高于 -10°C , 冰雹中心的冻结核浓度最低(低几倍), 即较少高温核; 温度低于 -10°C 时, 中间层的浓度最低(低1~2倍), 水滴在较低温度下完成冻结; 外层水在各个温度下冻结核浓度都偏高, 表明在冰雹生长后期(或降落过程中)有机会得到更多冻结核。

5 结果的分析和讨论

(1) 各类降水的冻结核含量, 将同类降水各次水样的冻结温度谱叠加起来(剔除极个别的分散个例), 得到该类降水水滴的冻结温度总谱, 再推算出冻结核浓度微分和积分总谱(图8a, 8b)。由于各类降水出现次数不同, 总谱的代表性有差别, 但仍可了解到

一般的信息。各类降水水滴的冻结温度范围有明显差别, 其中初始冻结温度相差较少只有 2°C ; 最终冻结温度相差达 7.8°C ; 冻结温度谱宽以阵雨最窄为 11°C , 连续性降水最宽为 18°C ; 中值冻结温度依次为: 冰雹 -12.79°C , 阵雨 -14.54°C , 雪 -14.73°C , 毛毛雨 -15.93°C , 连续性降水 -19.80°C ; 表明不同类型降水中所含冻结核的数量和性质不同。从微分总谱(图8a)看, 冰雹和雪高温下活化的冻结核多, 冰雹微分浓度谱在 -7°C 有一峰值; 阵雨的冻结核浓度随温度降低增加很快, 低于 -13°C 微分浓度高出各类降水; 毛毛雨的谱线大体上与连续性降水平行, 但高3~7倍; 连续性降水的冻结核浓度一直保持最低, 在高温段比冰雹低约两个量级, 在低温段也比雪低数倍。冻结核积分总谱(图8b)可

大体分为两段, 高于 -15°C 降水的冻结核浓度依次为: 冰雹、雪、阵雨、毛毛雨和连续性降水; 低于 -15°C , 差别减小, 表现为水滴群完成冻结的温度不同。也就是说, 含高温核多的降水无需低温核的作用, 水滴在较高温度下已经冻结完, 而连续性降水、毛毛雨和雪则需低温核的作用, 在较低温度下才完成冻结。

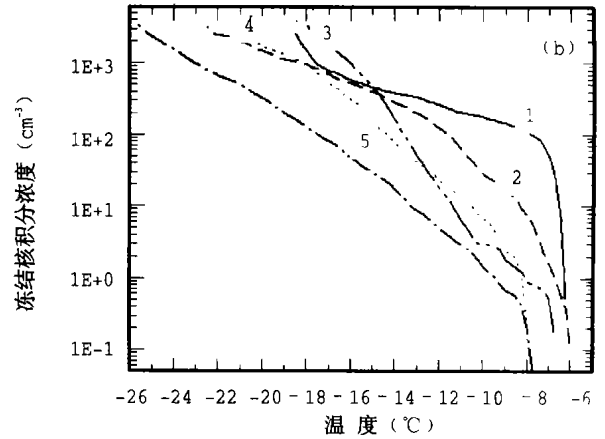
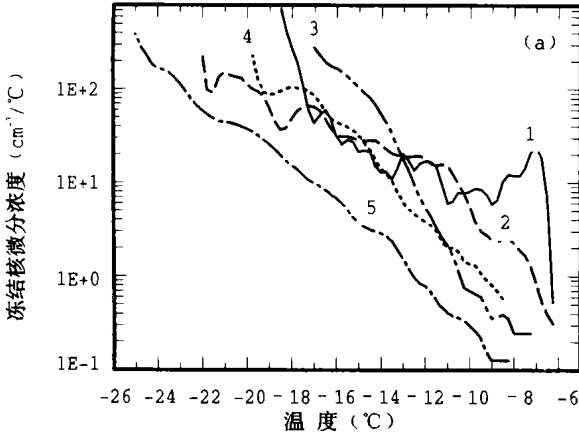


图8 各类降水冻结核浓度总谱

(1. 冰雹, 2. 雪, 3. 阵雨, 4. 毛毛雨, 5. 连续性降水)

有一定的关系, 但它们还会因云厚, 云底高度, 降水强度, 降水时段等不同而异, 所以每个水样的谱线总是有差别的。冰核化是降水形成的一个重要环节, 但降水粒子增长经历复杂的云物理过程, 大气环境条件千差万别, 因此充分解释冻滴法测量结果是很困难的。从实验方法上来讲, 冻滴法测量到的冰核是以浸入冻结机制核化的, 对于实际大气中以其他核化机制核化的冰核(如接触核、凝结冻结核、凝华核), 进入水中后其冰核化的效率如何变化, 还缺乏有关的研究。但有一点可以肯定, 即冻滴法测得的冻结核只是大气冰核的一部分。降水物中的冰核一部分是在其核化成冰时进入水中的, 而水滴和降水粒子在增长和下落过程中还因捕获气溶胶粒子使冰核含量增加, 那些没有在形成冰晶及发动降水过程中起过作用的冰核同样会被降水带到地面, 也能被冻滴法测量到。从测量结果能看到: 连续性降水初期的冻结核含量高于后期, 强对流云的降水(冰雹、阵雨)高温冻结核多, 两者都反映出降水对低层气溶胶的清除(捕获)作用。此外, 雪晶(雪花)高温冻结核也多, 可能与落速低、比表面大, 形状多枝叉, 对气溶胶粒子的捕获效率高有关。这些

值得一提的是雪虽然含有较多高温核(仅次于冰雹), 但是低温核对水滴群的冻结也起作用, 看来它们是对应于冰雪晶形成时活化的核。上述测量结果的范围与Vali^[3]在Alberta对包括11个强、弱降水样品的冻结核测量基本一致。

(2) 虽然降水中冻结核浓度与降水的宏观性质

因素使得试图通过冻滴法测量了解云中原生冰晶的情况受到干扰。

(3) 降水物对气溶胶的清洗, 主要表现在降水物中高温冻结核增多。游来光等^[5]对比了北京地区30 a前后大气冰核观测的资料, 表明由于城市化污染的影响, 冰核浓度平均增加了15倍, 在严重污染天气下高温核增加更为明显。这里虽然没有冻滴实验的历史资料作对比, 但现有的结果至少反映污染物气溶胶是重要的冰核源, 特别是高温核源。另外一种可能性也是存在的, 即云和降水粒子还能吸附或溶解污染气体, 使降水的化学成分和酸度变化, 从而改变其冻结特性。

本研究是种尝试, 它表明冻滴法的测量能从另一角度提供一些云物理的信息。今后如有更多的取样和测量, 并配合降水的宏微观观测(如雷达、雨强、雨滴谱、雪晶观测、降水化学分析等)并结合大气污染观测一同考虑, 将对测量结果的意义有进一步的了解。如果人工增雨试验, 对播云前后的降水样品作冻滴实验, 也许对检验增雨效果如播云催化起作用的时间和时段等提供一些有用的参考信息。

参考文献

- 1 Vali G, Stansbury E J. Time dependent characteristics of the heterogeneous nucleation of ice. *Can J Phys*, 1966, 44: 477~ 502
- 2 Vali G. Quantitative evaluation of experimental results on heterogeneous freezing nucleation of supercooled liquids. *J Atmos Sci*, 1971, 28, 402~ 409
- 3 Vali G. Freezing nucleus content of hail and rain in Alberta. *J of Appl Meteor*, 1971, 10(1): 73~ 78
- 4 杨绍忠, 马培民, 游来光. 用滤膜法观测大气冰核的静力扩散云室. *气象学报*, 1995, 53(1): 91~ 100
- 5 游来光, 杨绍忠, 王祥国等. 北京地区大气冰核浓度 30 年来的变化特征的初步研究. *气象学报*, 2002, 60(1): 101~ 109

MEASUREMENTS OF ICE NUCLEI IN PRECIPITATION WATER BY DROP-FREEZING EXPERIMENTS

Feng Daxiong Yang Shaozhong Chen Ruzhen Jiang Gengwang

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

A new developed device of drop-freezing experiment is described, the drops are cooled synchronously with surroundings, therefore, the temperature gradient of drops themselves is very small and the precision of experiments is improved. The cooling rate of the cold stage can be controlled and the freezing events are automatically recorded. The drop-freezing experiments have been carried out for several kinds of precipitation water which were sampled in Beijing from the end of 1995 to 1998. The freezing nucleus content calculated from spectra of freezing temperature of drops is given for each kind of precipitation, the differences among them are significant and the reasons are preliminarily discussed.

Key words: Freezing drop experiment, Immersion-freezing nucleation, Freezing ice nucleus concentration .