

关于人工抑制暴雨问题

叶家东

(南京大学)

摘要 在阐释人工防雹、人工削台和人工抑制局地暴雨试验的原理假设,及人工增雨试验面临的一些基本问题的基础上,探索人工抑制暴雨的可能性及其发展前景。

关键词 人工抑制暴雨,人工防雹,人工削台

人工影响天气科学试验,一开始就是作为一种抗击气象灾害的科学手段发展起来,从方法论讲大体上可分为:人工激活自然过程(如人工增雨);人工抑制自然过程,如人工防雹和人工削台等等。

1 人工防雹

人工引晶防雹的主要科学依据是:假定在过冷云区引进大量冰晶核争食过冷水滴,使冰雹凇附增长速率减慢,抑制大冰雹的形成。60年代苏联开展的防雹试验,根据云中上升气流速度随高度呈抛物线分布的现象,提出冰雹生长的累积带理论^[1],雹胚的进一步增长主要发生在累积带内。从而提出了在云的过冷却区过量引进人造冰晶,使之能与自然冰粒“争食”过冷水滴,抑制冰雹增长的方法。为使“争食”更有效,提出在云的下部暖区播撒直径为5—10 μm 盐粒的辅助方法,使液滴迅速凝结增长,在升到最大上升气流区之前就能增长到克服上升气流而下降的尺度,从而在云的中下部出现一批早熟的降水滴,它们下降并冲刷暖区云水,使进入高层过冷却区的液态水量明显减少,削弱冰雹的凇附增长。这样防雹作业在雹灾面积的减小方面取得了明显的效果。但欧、美等地采用类似的方法作了一些较为严谨的验证性试验,结果并不理想,未取得预期的防雹效果。

建立在“累积带”概念基础上的防雹原理,是在某种封闭的、定常的云结构模型基础上发展起来的。当用于复杂的对流风暴系统,考虑云与云、云与环境大气的相互作用以及云发展的时变特征,情况就复杂得多,需要综合考虑冰雹的动力结构及其演变规律、过冷水的含量和部位、雹胚源及其原始冰晶的形成,以及雹块本身的增长轨迹等一系列因素。

关于雹胚的起源,近年来对“馈云单体”的作用重新引起重视。主体雹暴外围的侧向云塔,有可能是雹胚的重要源区。而从主体雹暴中形成的原始霰粒在下降中由于融化和溅散所产生的次生水滴落入馈云单体,能产生再循环增长,可以成为重要的雹胚源^[2]。因此,防雹作业时引晶播撒应在主体雹暴外围迎风侧的“馈云单体”顶部进行。为了验证这种构想,1989年夏美国 Hailswath I 外场冰雹研究计划^[3],对雹暴的三维流场、冰晶起源、雹胚源及“馈云单体”的小尺

度回波区结构、降水和冰雹的形成和发展、雹暴和雹云单体起电等进行综合考察研究,并追踪播云剂和冰雹的轨迹,藉以评价雹胚形成和冰雹增长理论,为防雹提供可信的物理基础。

2 人工抑制台风(飓风)风力的试验^[4]

台风(飓风)的主要致灾因素是大风、风暴潮和暴雨造成的洪水泛滥。如果能将台风风速削弱30%,就能使风灾减小一半,因为风力是随风速平方而变化。据文献[5]的研究,台风的形成和维持,依靠海面向风暴内的空气输送感热和潜热。风暴的能量通过水汽对流过程而释放。这种过程主要位于风暴的眼壁区和主要的中尺度对流雨带里。于是提出了人工影响台风的可能途径:一在占风暴很小一部分区域的活跃对流区内,人工影响潜热释放率,使加热作用重新分配到较大的范围,导致削弱风暴的目的。这是一种影响对流尺度(云体)与天气尺度(台风)两种运动之间相互作用的办法以影响风暴强度,本质上是类似“冷敷”散热的一种方法。二用人工影响气压梯度的办法改变风速。从流体静压力学角度看,海平面的气压梯度与大气综合形成的温度场有关,故可试用调整温度场的办法影响台风风力,或用减小台风中心与外围温度差的办法影响台风风力。在诸多改变温度场的方法中,比较现实的是人工影响台风眼壁对流区和对流雨带中的云物理过程,把对流释放的热量分配给整个风暴。水汽主要是在对流云里凝结并释放潜热,若能改变对流云的潜热释放型式,就能影响台风中的热量分布。至今设计的一切人工影响台风的试验,都是把台风能量散布到更大区域。

人工影响台风的播云原理假设:

(1)只在台风眼壁区播云,因这里靠近低层最大气压梯度区。如果云墙里的过冷水通过人工冰晶核化作用而冻结,释放的潜热会使温度升高,从而降低最大气压梯度区附近的气压。如果台风中心气压没有随之减小,就使气压梯度减小,导致风速减小^[6]。这种假设的问题在于,不知道眼壁区云内的实际过冷水含量究竟有多少;播云使它们冻结的效率如何;还因风暴的横向环流向眼壁推动,只对眼壁区播撒,就有可能加速这种环流,而使角动量和水汽迅速流向眼壁区,结果加速了系统的发展。

(2)从眼壁区向外播云,或都在眼壁区外围播云以激发那里的对流和上升气流,让人工激发的对流与眼壁区竞争低层入流空气。若有相当一部分入流空气在播云半径处转向上升,则对原来眼壁的角动量和水汽供应都会减小。结果眼壁对流减弱,台风的最大风速也随之减弱。

雷达观测表明,离台风中心55km以内,50%以上的积云顶高在610—914m范围内。由于多数台风的中层几乎没有大尺度的入流或出流,所以在云顶不高的对流云中向上输送的质量必在云体附近下沉,减少了向上的净质量输送。如果人工播云能使这些云产生动力播云效应,有利垂直增长并进入高层出流层,则不仅将释放更多的潜热,而且向上输送的质量将与大尺度出流连接,并从风暴核心区附近抽走,所以这一假设提出了,由入流层输送的空气和水汽在中途同其热量(能量)一同抽走的机制。数据试验表明,采用这种方式播云的结果可使台风眼壁向外移动约10km,使海面最大风速减小3—4m/s(6—8%)。

在60年代进行的台风眼壁附近播云试验 STORMFURY 计划中,对 Debbie 飓风的播云结果最令人鼓舞^[7]。1969年8月18日,在8小时内对该飓风进行5次播云作业。飞机在3.6km高度观测的最大风速,由首次作业前的50m/s减小为第5次作业后5小时的35m/s(减小了30%,图1a);第二天没有作业,最大风速又恢复到最初水平;第三天作业又由首次作业前的51m/s减小到第5次作业后6小时的43m/s(减小了约15%,图1b)。近年来的飞机观测研究发现,成熟台风的对流区0℃层以上液态含水量相当少($<0.59\text{m}^{-3}$),而冰质点却相对较多,因而对上述播云原理的

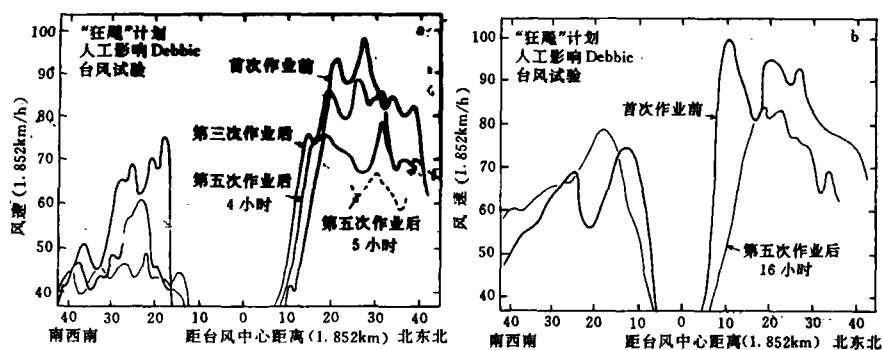


图1 1969年 Debbie 台风3.6km 高度风速随时间变化

曲线已作平滑,风速由飞机从南西南至北东北方向横穿风暴来回飞行时测定^[2],

a. 8月18日的观测情况, b. 8月20日的风速廓线

假设提出了疑问^[8]。

3 人工抑制局地暴雷——湖效应风暴试验^[9]

美国大湖区冬季强降雪常常集中在大湖(如伊利湖和安大略湖)的背风岸50—100km 范围内,一次风暴过程局地积雪深度可达25—75cm,严重影响沿岸的生产和交通。60年代9次雪暴造成纽约州高速公路停止运行累计达162.3h(平均每次18h,最长达36h)。造成背风岸强降雪的主要原因是风暴云系在湖泊上空受暖水面影响发展成旺盛的对流云,其霰粒快速而集中降落在湖岸附近。当云系深入内陆后便失去水源和热源而迅速减弱^[10]。为此,提出促使降水再分布的播云假设,即在湖泊上空过量播撒(播撒率达 10^6 个/ m^3),促使云在短期内完全冰晶化^[11],使云中水汽大减,抑制冰质点的凇附增长速率,而云中众多的小冰晶通过各自的凝华过程缓缓增长成雪晶,落速较慢从而能离岸入陆,降落在较宽广的区域。使降水在空间再分布,减缓沿湖岸狭窄地带的雪暴灾害。这种假设的主要问题是降雪物理过程中的聚并效应认识不足。观测表明自然云和播撒云中都有雪花形成,但播撒云中的雪花密度比自然云的大,所以降落较快。过量播云既能抑制冰质点的凇附增长,也增加了冰晶之间的聚并过程。若产生冰晶聚集体——雪花,上述的假设基础就成问题。因此,播云效应中必须考虑冰晶之间聚并所致的后果,必须搞清聚并过程影响雪花降落速度的问题。只有对播云前后的降雪率及其形态特征进行实际的定量测量,才能真正检验原来的播云假设是否正确。这还有待更深入的试验和研究。

4 人工抑制暴雨的可能性

现在还谈不上设计具体的人工抑制暴雨试验方案。这里只从人工增雨试验中得到的启示,探讨一下人工抑制暴雨的可能性。

4.1 关于反效果问题

在人工增雨试验中,经常出现反效果问题。如采用静力播云原理的白顶试验^[12],统计结果是减少雨量。在动力催化试验中又有动力污染问题^[13]。因为一由于催化,对流加强,相应地产生范围较广的补偿下沉运动,从而有可能导致区域雨量减少;二是动力催化一块云使其爆发性增长,其云砧可覆盖数千 km^2 ,因遮挡太阳辐射而使其下方的积云活动消失,抑制降水。

此外,云的数值模式试验发现,人工影响冷底大陆性积云会增加总降水量,影响暖底积云

则有可能减少雨量。因为较早形成的雪花和霰粒多数被人工催化增强了的上升气流输送进云砧中,而不能形成有效的降水,至少不能形成局地强降水^[14]。我们的中- β 尺度深对流云系的二维数值模拟试验也表明,改变微物理过程中的参数不仅能显著地影响降水元的形成过程,也能影响云系的动力过程和生命史^[15]。可见人工播云减少雨量的可能性是存在的。

当前人工增雨的基本思想是在合适的天气条件下,用恰当的和适量的催化剂,在最佳的时机播撒到云的最佳部位以获预期效果,人工减雨的指导思想是设法破坏云的良好自然降水状态或过程,使其失调从而降低降水效率。或使云未老先衰,或延缓降水过程使降水在空间再分布。从逻辑上讲,在其他条件相当的情况下,人为建立一种最佳状态会比破坏一种良好的自然状态更困难些。抗旱增雨试验面临的最大困难就是常缺乏合适的播云对象,减雨或降水空间再分布有试验对象,但主要问题是能否影响和如何影响。由于这种试验具有重大的社会和经济效益,是一个很值得认真探索的研究领域。

4.2 暴雨的时空变异性

图2是一次突发性暴雨的日雨量图。由图可见,日雨量大于50mm的暴雨区的空间尺度大约界于50—200km的范围。从雨强变化直方图可见,局地强降水的时间尺度约为1—3h,具有明显的对流性降水特征^[16]。图3是1991年梅雨期江淮特大暴雨期间(7月份)的几次暴雨过程日雨量图。尽管整个梅雨锋雨带东西向绵延1000—2000km,但日雨量大于100mm的特大暴雨区的空间尺度大约是50—200km。局地降水的时间一次过程可持续3—6h或更长(常包含数次强降水峰值,图略),也具有明显的对流性降水特征。

上述例子说明,不少大暴雨系统的时空尺度还是限于中- β 尺度的范畴,大尺度的水汽和能量供应对某一次过程来讲是有一定限度的。对沿海经济发达却又地势低洼的地区,如果通过人工影响使降水形成过程延缓1—2h,让较多的雨量至海上,也属造福非浅。

4.3 人工抑制暴雨的可能途径

(1)截流效应 在认清暴雨天气前期环流形势的基础上,在中尺度水汽和能量供应主通道上提前激发途中的对流过程,使较多的水汽和能量消耗在途中的对流活动中,被人工激活的对流截获变成降水或向高层输送到云砧区,消弱云砧覆盖区的对流活动,同时减少低层向暴雨区输送的水汽、动量和感热通量。这是一种“釜底抽薪”的策略,方法类似于削台试验。

(2)竞争场效应 在预期的暴雨区提前进行动力播云,人为促使动力污染效应发挥作用,并对大量较小的积云进行摧化,促使它们“早熟”以削弱其“后劲”,不让水汽和能量在低层充分积聚以致达到不可收拾的程度。还可提出改变降水空间再分布的设想等等。但现行的各种人工抑制风暴的原理假设都存在一定的局限性,设想的观测依据不足局限性就更大。如“动力污染”效应,在白天可能是对的,夜晚情况就会相反。云顶的长波辐射冷却和云底的地面长波辐射增

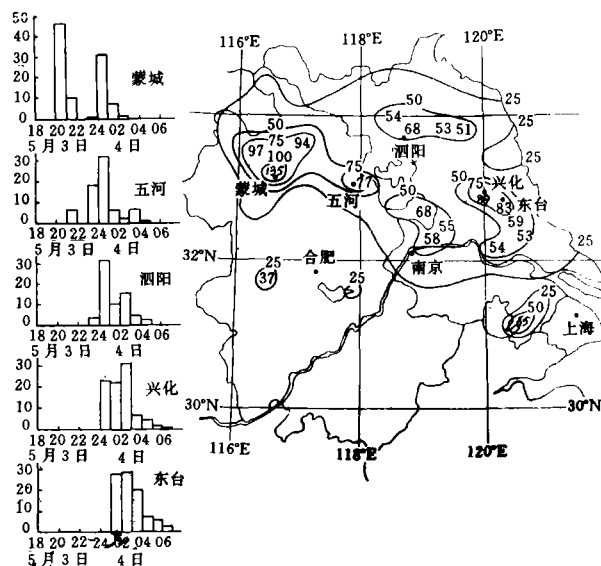


图2 1988年5月3日05时—4月05时雨量(mm)

左侧是暴雨中心区各站的每小时雨强时变特征(mm/h)

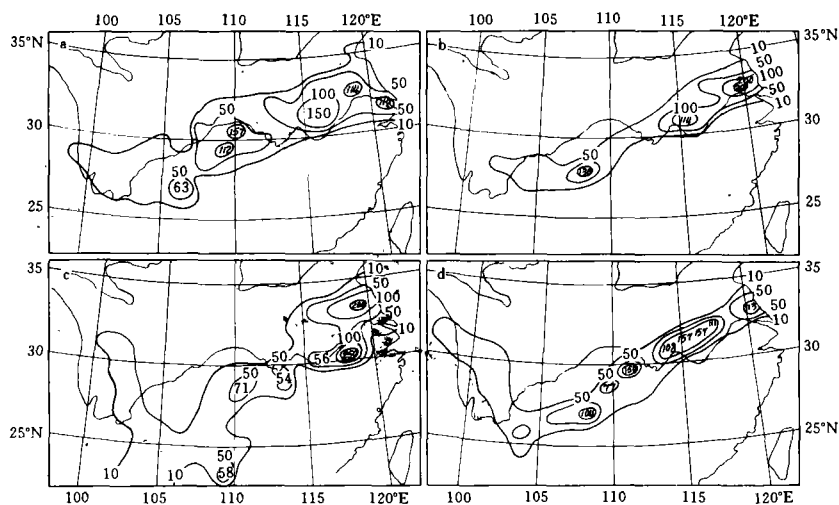


图3 1991年梅雨期江淮流域特大暴雨期间(7月上旬)几次暴雨过程的日雨量图(mm)

a. 6月30日08时—7月1日08时, b. 7月3日08时—4日08时,
c. 7月6日08时—7日08时, d. 7月9日08时—10日08时

暖往往加强夜间对流系统的发展。另外,暴雨云系的过冷水储量如何、对暖底云的降水物理过程的认识、冷雨过程在暴雨形成过程中究竟起什么作用也都不十分清楚。

为减少试验的盲目性和可能承受的风险,当前迫切需要对各类型暴雨过程的环流形势、水汽和能量的输送过程、中尺度与对流尺度动力过程及其相互作用,以及云物理过程的实际效应进行深入的研究,提高不同类型的暴雨预报和监测水平,加深对暴雨云系结构及其演变规律的认识。特别需要加强从大气物理角度研究暴雨问题,开展暴雨云系的外场云物理综合考察研究。在现阶段需加强对对流性暴雨云系进行人工影响的数值模拟研究,探索抑制局地突发性暴雨的可能途径。在对暴雨的成因、结构特征及暴雨系统中不同过程的相互作用等方面取得实质性进展的基础上,人工抑制暴雨试验才有可能作出超水平的研究成果。

参 考 文 献

- 1 Hess WN, 王昂生等译. 人工影响天气和气候. 北京: 科学出版社, 1985: 284—298
- 2 Foote GB, Miller LJ, Tuttle JD. *Cloud Physics and weather Modification Research Programme*. Beijing, China: WMO/TD, 1989; (269): 313—316
- 3 "Hailswath I" Preliminary Experiment Design. Bismarck, North Dakota, 1989; 105PP
- 4 Hess WN, 王昂生等译. 人工影响天气和气候. 北京: 科学出版社, 1985: 345—363, 364—386
- 5 Charney JG, Eliassen A. *J Atmos Sci*, 1964; 21(1): 68—74
- 6 Simpson RH, Malkus JS. *Sci Am*, 1964; 211(6): 27—37
- 7 Gentry RC. *Science*, 1970; 168: 473—475
- 8 Willoughby HE, Jorgensen DD, Black RA, Rosenthal. *Bull Amer Met Soc*, 1985; 66(5): 505—514
- 9 Hess WN, 王昂生等译. 人工影响天气和气候. 北京: 科学出版社, 1985: 225—252

- 10 Lavoie RL. *J Atmos Sci*, 1972; 29: 1025—1040
- 11 Jiusto JE. *J Res Atmos*, 1971; 5: 69—85
- 12 Braham RR Jr, Battan LJ, Byers HR. *Met Monogr*, 1957; 2(11): 47—85
- 13 Dennis AS, Koscieliski A. *J Appl Met*, 1969; 8: 556—565
- 14 Orville HD, Kopp FJ, Farley RD, Hoffman RB. *Cloud Physics and weather Modifucation Research Programme*. Beijin, China; WMO/TD, 1989; (269), 203—207
- 15 Fan Bei Fen, Yeh Jia Dong, Cotton WR, Tripoli GJ. *Adv Atmos Sci*, 1990; 7(2): 154—170
- 16 Yeh Jia Dong, Fan Bei Fen, Tang Xunchang, Du Jingchao, Song Hang. *Proceedings, 11th International Conference on clouds and Precipitation*, Montreal, Canada; ICCP/IAMAP, 1992; 2: 711—714

ON THE POSSIBILITY OF ARTIFICIAL SUPPRESSION OF HEAVY RAINS

Ye Jiadong

(Nanjing University)

Abstract The possibility of heavy rain suppression with its good prospects is explored by dwelling on the principles of artificial suppression of hailstorms and localized snowstorms and mitigating typhoons by experiment and considering some basic problems of rain-making at present.

Key words artificial suppression of heavy rain, hailstorm suppression, typhoon mitigation