

第一部分 云微物理和降水天气特征研究

青藏高原东部卫星观测云顶亮温与 711 雷达回波顶对应温度的对比

赵仕雄 德力格尔

(青海省人工影响天气办公室西宁 810001)

摘要

通过 1998 年高原东部玛曲 711 雷达站观测的主要降水云层云顶高度和云顶温度, 与对应的 GMS 卫星观测亮温资料相比较, 得出该地区相应区域云顶的卫星观测亮温最低值及平均值, 比雷达观测值平均偏低 -21°C 和 -9°C ; 卫星观测的云顶高度比雷达观测云顶高度高约 20 多 km; 温度偏差大小与地面降雨大小有正相关。

关键词: 青藏高原 卫星云图 雷达 云顶温度

1 引言

卫星观测云的参数已在人工影响天气工作中得到广泛的应用, 例如根据云顶高度或温度可判断是否满足播撒窗口温度以及对流云发展的强度等, 但卫星通过辐射观测反演的云高等参数由于方法和因地域的差异毕竟与实际有一定的误差, 需要研究给出一个偏差概量。本文根据在高原东部玛曲地区 711 雷达观测资料讨论该地区这一差异。

2 卫星资料反演云顶温度和高度的方法

红外云图推测云顶辐射亮温和高度, 需要考虑云的状况包括云层厚度和密度及占视域范围, 几层云, 地面温度及大气吸收等情况, 根据测得的辐射用普朗克公式计算云顶温度, 再根据大气温度廓线计算云顶高度。假定大气没有吸收, 地面的发射率为 1, 瞬时视场内全部为云覆盖且不计云厚则

$$L(T_{B\lambda}) = \epsilon L(T_c) + (1 - \epsilon)L(T_s)$$

即卫星测量到的辐射是云顶温度 T_c 云层发射率 ϵ 和地面温度 T_s 的函数。式中 $L(T_c)$ 是当云层温度为 T_c 时的普朗克辐射 $L(T_s)$ 是当地面温度为 T_s 时的普朗克辐射, $T_{B\lambda}$ 是波长为 λ 的辐射亮度温度。

$$T_{B\lambda} = hc/\lambda k \ln[2hc^2/\lambda^5 L_\lambda + 1]$$

其中 h 为普朗克常数 c 为光速 k 为波尔兹曼常数。

实际上, 要精确地计算云顶温度, 除了必须对大气的辐射吸收进行订正外, 还需考虑大气

中水汽含量及卫星的天顶角等。在实际观测工作中是很难实时全面精确订正的。

3 资 料

玛曲雷达站位于青藏高原东部阿里玛卿山东端，即黄河河曲地区（102.02°E, 34.00°N），海拔 3471 m。地表为大面积的草地牧场。雷达为数字化 711 雷达，最大观测挡角 2°。GMS 卫星接收设备采用中国气象局卫星气象中心的系统。

雷达回波资料，选择以玛曲为中心直径 50 km 的区域作为对比对象，卫星云图是在大致相应直径大小方框内读取象素点各值，并确定方框内最低及平均亮温值和相应高度值。选取的雷达观测资料时间，要求尽可能一致，平均偏差在 11 min 以内。估计短时间内云变化不会产生明显的影响。一共选取了 10 份有降水天气的云图和雷达回波资料，见表 1。

表 1 雷达观测云顶温度与 GMS 红外云图观测云顶亮温对比

| 日期 (月, 日) | 雷达观 测时间 (BT) | 云类型 | 回波强 度(dB) | 回波顶 高(km) | 相应探 空温 (°C) | 卫星观 测时间 (W. T) | 通道及 投影类 型 | 取象 点数 | 最低亮 温值 (°C) | 区域平 均亮温 (°C) | 最低亮 温与雷 达温差 (°C) | 平均亮 温与雷 达温差 (°C) | 3小时 雨量(mm) |
|--------------|--------------------|------|--------------|--------------|-------------------|----------------------|-----------------|----------|-------------------|--------------------|---------------------------|---------------------------|---------------|
| 7.11 | 07.32 | ScFn | 24 | 2.8 | -4.0 | 23.32 | I-M | 291 | -24.6 | -19.9 | -20.6 | -15.9 | 1.7 |
| 7.18 | 21.25 | Cb | 36 | 7.0 | -27.0 | 13.32 | I-M | 290 | -66.4 | -57.2 | -39.4 | -30.2 | 0.0 |
| 7.18 | 23.34 | Cb | 30 | 6.5 | -23.4 | 15.32 | I-M | 263 | -65.0 | -57.8 | -41.6 | -34.4 | 6.9 |
| 7.22 | 06.35 | As | 28 | 7.0 | -27.0 | 22.25 | I-M | 300 | -39.4 | -28.0 | -12.4 | -1.0 | 2.3 |
| 8.1 | 06.33 | AsCb | 30 | 4.6 | -15.8 | 22.25 | I-L | 59 | -37.9 | -29.7 | -22.1 | -13.9 | 3.0 |
| 8.1 | 07.53 | AsCb | 25 | 7.0 | -31.8 | 23.32 | I-L | 54 | -39.7 | -29.0 | -7.9 | 2.8 | 3.0 |
| 8.4 | 23.00 | Cb | 55 | 7.0 | -29.0 | 15.32 | I-L | 64 | -43.3 | -25.5 | -14.3 | 3.5 | 1.9 |
| 8.5 | 00.25 | AsCb | 60 | 7.3 | -34.6 | 16.25 | I-L | 72 | -46.2 | -30.2 | -11.6 | 4.4 | 1.9 |
| 8.10 | 16.24 | AsCb | 45 | 9.5 | -50.6 | 08.32 | I-M | 300 | -62.4 | -47.9 | -11.8 | 2.7 | 0.8 |
| 9.18 | 17.10 | Cb | 35 | 8.2 | -42.5 | 09.32 | I-M | 243 | -74.7 | -50.0 | -32.2 | -7.5 | 0.6 |

从表中可以看出，所选云资料主要是 Cb 云，共有 4 次，观测时周围三站皆为 10 成云；As 或混合 Cb 的有 5 次，都是 10 成云；Sc 为一次，10 成云。在云的实况连续观测中，高层估计没有 Ci 云层存在。这时卫星在红外大气窗测得的辐射应来自所指云顶表面。

4 云顶温度偏差

卫星云图上得出的云顶最低亮温值与雷达观测对应的云顶温度明显偏低，平均偏低 -21°C。最大偏差达 -41.6°C；各次平均云顶亮温值平均偏低 -9°C。大面积的高层云(As)及其混合云(AsCb)，观测温度偏差较小，云顶最低温度平均低 -13.5°C，平均温度值平均偏低 0.1°C，偏差很小。而 Cb 云层观测温度偏差较大，云顶最低温度平均低 -31.4°C，平均温度值平均低 -18.3°C。Sc 云，观测资料只有一次，一般云层面积较大，温度观测偏差不大。

温度偏差大小与地面降雨强度及回波强度有关。这里的雨强取了玛曲及其西部约 10 km 的大水观测点两站平均，分析表明，一般雨强大，偏差大，雨强小，偏差小，对于 Cb 云的降水，由于阵性强，这种关系较差。以上关系可能反映了云的冰晶层厚度和地面温度的影响。

当降水量大，在水汽供应充沛的相同条件下，云冰晶层厚，降水发生条件好，云顶高，温度

低，但雷达对冰晶云的回波弱，测云高相应偏低。而与回波强度的关系，一般来说也应与雨强关系相同，但在图上含有 Cb 云的混合云降水 8 月 4 日、8 月 5 日、8 月 10 日，出现了回波强，温度偏差小的情况。这可能与云的黑体程度或发射率及云层吸收地面辐射程度有关。

5 云位置偏差

由于卫星天顶角对高原偏离较大，一般观测云体位置也应偏离较大。根据 7 月 11 日及 7 月 18 日两次雷达观测的 Cb 云回波与云图位置相比，云图上观测的云层位置向 W 偏离大约 20~40km(图略)。

参考文献

- [1] 陈渭民等, 卫星气象学, 北京: 气象出版社, 1993

青藏高原云的研究

郭恩铭

(中国气象科学研究院人工影响天气研究中心北京 100081)

摘 要

根据青藏高原云的考察资料,对高原的积雨云、冰雹云、雨层云和几种特殊云进行了分析研究。由于高原特殊的地形影响,一年四季积雨云均可出现。一些云体常处在低温的环境,其云中的水物质相态多为过冷水滴和冰晶的混合结构,夏季多雨,在山区多降雨、雪、霰和冰雹。这种相态结构的云,有利于运用冷云催化技术进行人工影响,开发云水资源。

关键词 积雨云 雨层云 珠峰云

1 引 言

青藏高原位于中国西南部,平均海拔高度在 3000 m 以上,主要的山脉有喜马拉雅山、昆仑山、唐古拉山,横断山脉、巴颜喀拉山,北部有祁连山和阿尔金山等。

珠穆朗玛峰位于喜马拉雅山脉中部,海拔高度 8848.13 m,为世界最高峰。其余山峰多在 4500 m 以上,许多山峰常年积雪不化,雨、雪、冰和冰川是高原淡水极为丰富的资源。

主要河流有雅鲁藏布江、怒江、澜沧江和金沙江、沱沱河、通天河和黄河。山涧谷地、湖泊很多,有纳木湖、奇林湖、羊卓雍湖、扎陵湖、鄂陵湖和青海湖等。

青藏高原冬季干燥、多大风,降雪集中在 11 月~次年 2 月份,有时降暴雪并造成较大面积的雪灾。也有些地方终年积雪不化。夏季多雨,常有降雹,高山也会出现降雪。下垫面水分蒸发为高原云的形成和发展提供了有利条件。

大尺度天气系统移入给青藏高原输送来大量的水汽。这也是高原地区云的发展最主要的水汽来源。在卫星云图上,可以看到不同的天气系统的云系在高原演变的情况和伴随这些天气系统出现的急流云系,有南支槽云系、印度低压云系、南部云团、热带辐合带云系,西南季风云系和北部有西风槽云系以及高原低涡云系等。

这些云系在不同季节移入高原的路径主要有四条:①云系沿横断山脉移入高原后,向西部和东北部伸展;②云系翻越喜马拉雅山脉移入高原腹地;③云系由高原西侧或南侧移入高原或北达南疆一带,其水汽供应的主要源地是孟加拉湾海域和阿拉伯海,还有低纬度热带辐合带;冷锋云系或西风槽云系,由高原西北向东部移入可出现大范围的降水的云层。

青藏高原太阳辐射强烈、日照充足,是我国太阳辐射能最多的地区。辐射能从东部向西部逐渐增多。如昌都日照日数为 $2247.2 \text{ h} \cdot \text{a}^{-1}$ 总辐射能 $6^{19} \times 10^5 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 。由此可见,夏季高原大气层结常常呈现不稳定状态,特别是气流沿山坡抬升和越过山峰所形成的波动,促使各类云状出现最频繁的季节,也是研究云物理最佳的时期。

青藏高原云的形成、发展、消失和云系的移动及其演变,多在海拔 3000~10000 m 这个高度层里(积雨云的顶可达到 15000 m 左右),其间所出现的云物理过程与其它地区比较有自身的特点。从对各种云的宏观和微观物理过程的观测可知,在低空和中空(3000~8000 m)范围

内是云形成及演变频繁的空间。低云云底受高原地形影响变化较大，一般因高原上水汽少，凝结高度较高，低云云底相对比平原高，又因高原上空气温低，水汽容易在较低的高度上直接凝华，一般高云出现高度相对比平原低。高原云常常处在低温环境里，所以有些云系是水滴和冰晶混合结构，甚至低云也是由冰晶组成，而且常常出现雪幡现象。

在高原南部地区，夏季夜间常出现层状云降雨；在高山地区，由于夏季气温低，常有降雪出现。但对流云降雨、冰雹和霰的机率较多，多为阵性降水。

根据青藏高原云的宏观特征及其在各高度出现云状绘制成图 1^[1]。

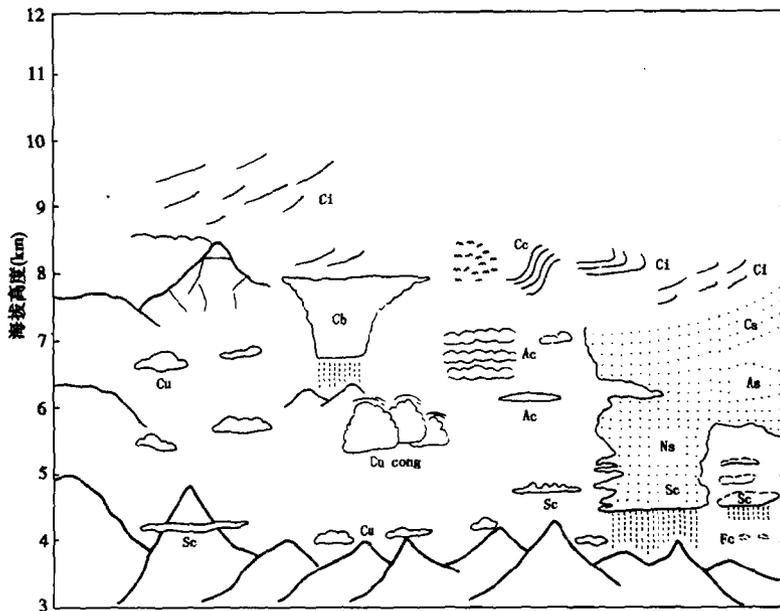


图 1 青藏高原云在各高度分布示意图

从图 1 中可看出高原云的基本情况，但其中不包括各种特殊的云形。

为了研究开发青藏高原云水资源，进行人工增雨、雪和防雹，文中重点研究积雨云、冰雹云和几种特殊类型的云。

2 积雨云宏观特征

青藏高原是中国积雨云出现最多的地区。一年四季均可出现，尤以 6、7、8 三个月出现最多 详见表 1^[2]。

高原积雨云外形及降水等特征与内地积雨云也很相似。但却具有云体相对不大，云层不厚，变化迅速，多降阵雨和固态降水（霰和小冰雹）的特点。

现将在定日、日喀则、帕里、拉萨、林芝、那曲、沱沱河、达日、班马、鄂陵湖和青海湖等地观测的积雨云，按其形成的物理性质分为三类进行研究。

表 1 1961~1970 年青藏高原积雨云逐月出现次数

| 次数 月份 代表站 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 玛多 | 25.8 | 38.7 | 39.0 | 46.4 | 54.3 | 53.3 | 52.8 | 46.5 | 44.8 | 38.0 | 22.3 | 18.9 |
| 达日 | 36.5 | 49.9 | 53.6 | 55.2 | 59.8 | 63.9 | 61.4 | 53.9 | 51.7 | 40.9 | 24.2 | 26.9 |
| 玉树 | 18.3 | 30.5 | 36.7 | 37.2 | 42.1 | 41.0 | 40.7 | 33.5 | 29.8 | 20.3 | 11.9 | 13.5 |
| 沱沱河 | 14.9 | 25.9 | 29.3 | 37.4 | 45.4 | 49.4 | 50.6 | 44.6 | 41.1 | 23.7 | 12.9 | 14.2 |
| 那曲 | 27.0 | 36.1 | 48.1 | 55.9 | 62.0 | 69.0 | 77.2 | 78.3 | 60.3 | 39.8 | 28.1 | 21.7 |
| 昌都 | 14.9 | 25.6 | 34.9 | 34.3 | 37.4 | 51.3 | 53.0 | 51.1 | 33.0 | 24.5 | 15.2 | 9.9 |
| 托勒 | 13.7 | 16.7 | 22.0 | 26.2 | 37.3 | 41.9 | 43.4 | 34.0 | 25.2 | 15.7 | 11.8 | 10.3 |
| 拉萨 | 8.2 | 12.9 | 27.6 | 36.2 | 45.1 | 54.1 | 70.1 | 73.7 | 47.4 | 19.7 | 12.3 | 5.8 |
| 西宁 | 1.0 | 3.6 | 7.3 | 16.6 | 29.8 | 37.4 | 34.8 | 29.7 | 21.7 | 12.3 | 3.3 | 1.5 |
| 林芝 | 19.4 | 35.4 | 41.6 | 33.6 | 34.6 | 39.2 | 37.1 | 39.8 | 28.1 | 20.4 | 9.8 | 10.1 |

2.1 地方性积雨云

地方性积雨云的形成是由于局地受到强烈的太阳辐射，大气中出现强的对流不稳定，促使业已形成的浓积云不断发展，当云顶发展到 0℃ 层以下低温区时开始晶化而形成单体积雨云。由于高空风或高空逆温层的影响，云顶逐渐发展成砧状。云顶常沿高空风向一侧水平伸展，并逐渐随高空风移向飘动。这类积雨云，一般云体不宽，从雷达回波可看到宽度约 3~4 km 长度 5~6 km，云顶达到 6~7 km (相对地面高度) 云厚 3~5 km。

高原由于强烈的辐射而产生的热力作用和云体越过高山河谷所形成的动力作用，积雨云形成的机率特别多。如：日喀则 1980 年 7 月份出现 70 多次的积雨云，拉萨同月份出现 41 次。

2.2 系统性积雨云

夏季高原地区常受高空槽和切变线天气系统影响，经常出现多个排列的积雨云。在卫星云图上可见到有数个云团依次排列。这种积雨云发展旺盛，云体宽 5~10 km 长 8~20 km 云顶高度都超过 10 km。1981 年 6 月 26 日从协格尔到日喀则沿途曾观测到这种积雨云排列的云系。1981 年 7 月 22 日当乘飞机越过高原东部横断山脉时，也观测到有 6 个单体积雨云排列构成的高空槽线云系 (图 9)。

2.3 雨层云中的积雨云

每当印度和孟加拉地区的暖湿空气向高原东南部地区移入时，在林芝地区经常形成连续性降水天气。当暖湿空气前端与本地区干空气相遇时，经常形成积雨云，并出现阵性降水，而后逐渐演变成连续性大面积雨层云降水。

1981 年 7 月 10 日 22 时，林芝开始积雨云降水，后来又发展成雷雨云。这是由于从孟加拉和印度移来的暖湿空气的前沿到本地区而形成的雷雨云天气。11 日 2 时又由雷雨云逐渐演变成雨层云连续降水。

另一种情形是在拉萨地区，夜间常观测到雨层云中局部出现雷阵雨。这是因为系统性云系夜间移至拉萨地区出现连续性降水，而在夜间云顶辐射冷却很快，云中不稳定迅速增强，促使云中局部对流发展，形成雨层云中的雷雨云，并产生闪电和阵性降水。阵雨过后，云中又恢复连

续性降水。我们曾用闪电计数器进行过观测，其记录表明了上述观测事实是确切的。

2.4 积雨云日变化特征

积雨云是强对流单体。它的形成和发展不但需要一个有利的中、小尺度天气背景，而且还要有充足的水汽和一定的热力、动力条件，而且这些条件又不断地变化着。这就决定了对流云日变化的特点。现将拉萨、日喀则、林芝气象站定时观测的资料绘制成图 2。从图中可以看到拉萨、日喀则两地 6、7 两个月积雨云多出现在 20 时前后，最少出现在上午 8 时前后。虽然两地积雨云次数有些差别，但其变化规律是相似的。

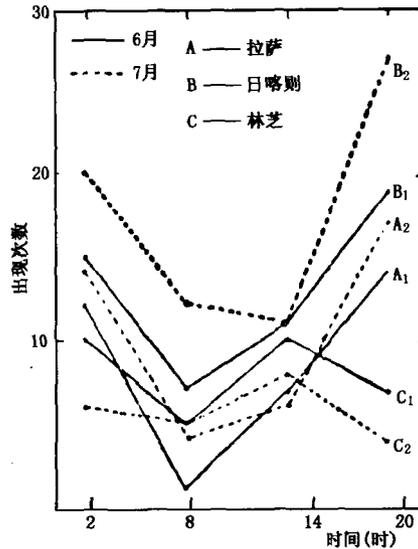


图 2 1981 年 6~7 月拉萨、日喀则、林芝三站
积雨云的日变化

林芝气象站地处雅鲁藏布江支流的尼洋河流域，气温较低，森林覆盖面积大，而且受从印度和孟加拉移来的天气系统影响，6、7 月间多雨层云连续性降水。所以积雨云次数少于上述两地。日变化最多出现在 14 时，最少在上午 8 时和晚上 20 时前后。

2.5 积雨云降水

1981 年 6 月 12 日 08 和 20 时 500hPa 高空图上，拉萨地区受高空槽影响，19 时探空资料给出凝结高度为 4700 m，温度 -7°C 。7600 m 以上是较强的不稳定能量区。这样的大气层结条件非常有利于积雨云形成和发展。

1981 年 6 月 12 日 15 时 40 分拉萨周围山区已出现积云。从 18 时 30 分选择东南方向一块浓积云连续进行观测，19 时云顶发展较高，已开始冰晶化，变成秃积雨云，这个云体前沿受强上升气流的作用，垂直发展很快，主体迅速增长。同时在云底的右侧出现下沉气流，雨幡明显可见，当时云底距地面近 1000 m 云顶高度约 6000 m。

19 时 30 分云体迅速垂直增长，云底雨幡逐渐向左扩展，云底中部已降雨。当时可看到云体中部是下沉气流区，两侧是上升气流辐合带。因此云体不断得到热能和水汽补给，云泡翻滚，继续向上发展。20 时 15 分积雨云已移近测站，云体发展非常旺盛，逐渐变成砧状。22 时积雨云移至测站产生较大降水，并出现很强的闪电。

积雨云降水的年变化，以沱沱河气象站资料为例见图 3^[2]。

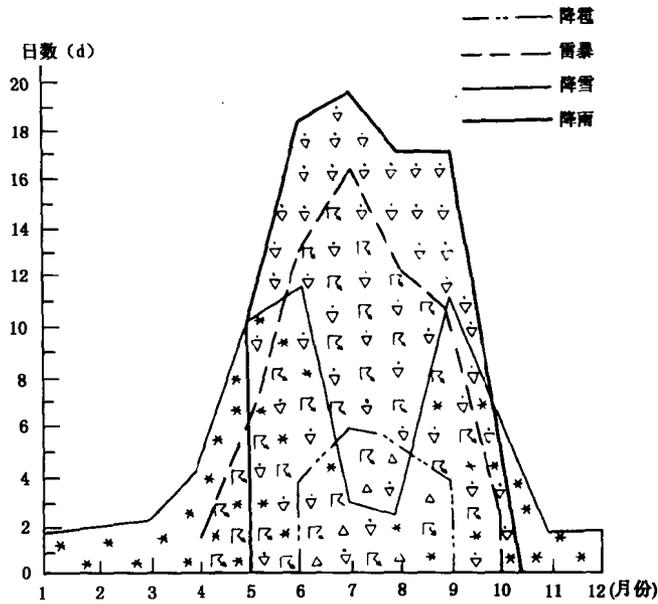


图3 沱沱河积雨云降水年变化

积雨云降雨多出现在5~10月,而6月降雨日数较多。

积雨云降雪1~12月均可出现,6月和9月出现日数较多。

雷暴多出现在4~10月,7~8月雷暴日数较多。

2.6 雷雨云中闪电

积雨云发展到强盛时段,云中各种相态粒子随上升和下沉气流运动。云中电场也在不断变化。当云中过冷水滴向冰相粒子(冰晶、雪晶、霰、冰雹、冻滴)凝华时就产生电现象,大水滴在云中运动时出现破碎也会起电。当云中形成强放电时,即发展成雷雨云。

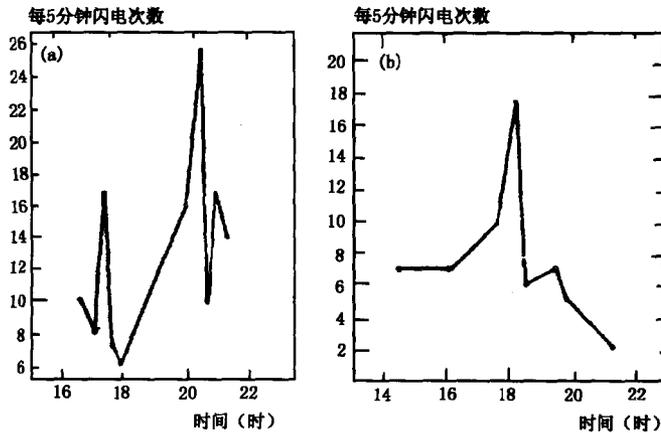


图4 雷雨云闪次数

(a)1981年7月5日拉萨

(b)1981年7月20日贡嘎

1981年6~7月间在高原各地观测的雷雨云发展并不太强盛,放电现象不强烈。在拉萨观测9次雷雨云的闪电次数较少,持续的时间也短。图4a是1981年7月5日从16时39分至21

时 33 分雷雨云中的闪电次数，有三个峰值，最高峰值是 27 次/5 分钟。图 4b 是在贡戈 7 月 20 日一次闪电观测次数，只有一个峰值，从 18 时至 19 时闪电次数达到 18 次/5 分钟，当时正在降冰雹。

2.7 雷雨云中的闪形与降水

雷雨云放电的过程形成各种不同的闪形。常见的有枝状、片状、线状和不规则形状。闪电在云中不同部位都有可能呈竖向云地放电和横向云中放电。闪形与降水关系观测结果列入表 2、3、4。表 2 是 1981 年 6 月 20 日拉萨一次雷雨过程中观测的 51 次闪形。

表2 1981年6月20日闪形

| | | | | |
|----|---|---|---|---|
| 闪形 |  |  |  |  |
| 次数 | 20 | 3 | 7 | 21 |
| % | 39.2 | 5.9 | 13.7 | 41.2 |

表3 1981年6月26日闪形

| | | | | |
|----|---|---|---|---|
| 闪形 |  |  |  |  |
| 次数 | 34 | 2 | 4 | 7 |
| % | 72.3 | 4.3 | 8.5 | 14.9 |

表4 1981年7月8日闪形

| | | | | | | |
|----|---|---|---|---|---|---|
| 闪形 |  |  |  |  |  |  |
| 次数 | 3 | 9 | 2 | 3 | 7 | 1 |
| % | 12 | 36 | 8 | 12 | 28 | 4 |

从表 2 中可看到片状和线状，横向闪形出现较多，其它较少。后来这块雷雨云又发展成冰雹云，并在山顶上降了一层密度很大、颗粒很小的冰雹。

1981 年 6 月 26 日在日喀则气象台一次雷雨云观测出现 47 次不同闪形列入表 3 中，从表中可看到片状闪形占多数，其它较少。这次雷雨云产生了很强的阵雨。

1981 年 7 月 8 日在拉萨进行了第二次闪形观测，只有 25 次列入表 4 中，这 25 次闪形无一定的规律，不规则形状较多。雷雨云降阵雨。

从 3 次雷雨云闪形观测可以看出横闪出现多时，常出现降雹。

3 冰雹云宏观特征和冰雹

高原的冰雹云多数是由单体积雨云迅速发展而形成的，云顶不很高，经目测和几次雷达探测云顶高度，通常距地面 5000~8000 m。该高度的温度在 -15℃ 以下。云层虽然不厚，但常常出现阵性降水（霰、雹）。1981 年 6 月 25 日 13 时在定日观测到冰雹云降雹实况。云顶高度为 3500 m 云厚近 2000 m。冰雹云越过山峰后向西北方向移动，云的后部正在降雨、霰和冰雹。

1981 年 6 月 24 日在海拔 5200 m 的嘉错拉山上观测到一次降雹。冰雹落地后积雹厚度 2 cm，沿山坡出现一窄条白色雹层。

1981 年 7 月 2 日午后在拉萨观测到 3 个发展旺盛的浓积云正向积雨云过渡，云顶部都有幞状云。到傍晚已发展成冰雹云，经过拉萨站时降了大雨和冰雹，使农作物受到了严重损失。

3.1 冰雹微结构特征

高原冰雹的外表层多数是不透明层，内部是透明层与不透明层相交替。这显然是经过干增长和湿增长过程而长大的。不透明层的结构松散，也有的很紧密，但层次较少。在 4 次降雹观测的冰雹层次多为 2~3 层。

雹胚多数是不透明的霰粒，也有透明的冻滴，意外地发现了多核心的冰雹。

1981年6月26日12时50分在嘉错拉山东北侧5100m高度的山坡上观测到以多个霰为核心的冰雹。

对这次观测的冰雹，将其不透明表层融化之后，发现一些冰雹含有2个雹胚，有的含有4个，较多的含有5个雹胚。不透明核是霰粒，透明核是冻滴（见图5^[3]）。

从图5可看到一个冰雹外层融化破裂之后有4个雹胚。如果再仔细观察还可看出其余冰雹外表略有凸起，显示出数个雹胚构成的现象。这种多核心的冰雹，只有5000m以上高山地区两次降雹中才观测到。而且在山的东北侧观测到的冰雹较多。经分析认为：山区的冰雹云处于海拔高度5000m以上，云层相对不厚，云中垂直气流受地形影响起伏很大，促使云中形成的霰和冻滴相互碰撞机率很高，这些粒子碰撞聚合在一起形成冰雹的巨核。这种巨核在云中又经过干增长过程，使表面增长一层不透明层，因而形成了多核心冰雹。

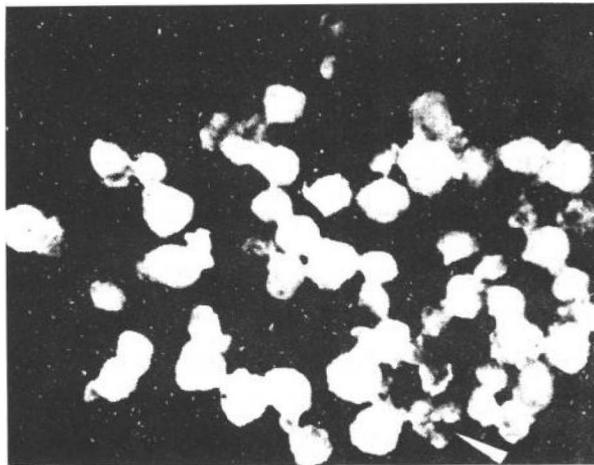


图5 在嘉错拉山东北侧观测到的冰雹（包括多核心冰雹）

3.2 冰雹形状

在观测到的4次降雹过程中，只得到3次比较完整的冰雹资料。现将2628个冰雹的不同形状分类列入表5。

表5 冰雹形状分类

| 形状 个数 | 圆球形 | 椭球形 | 锥形 | 不规则形 |
|-----------------|-----|------|------|------|
| 观测地点 | | | | |
| 嘉错拉山 (5200m) | 315 | 255 | 121 | 34 |
| 嘉错拉山 (5100m) | 381 | 106 | 74 | 29 |
| 米拉山 (4500m) | 665 | 279 | 191 | 202 |
| 百分比(%) | 52 | 23.2 | 14.8 | 10 |

从表5中看到冰雹形状分为圆球形、椭球形、锥形和不规则形四种。其中圆球形冰雹占

52%是多数。由于冰雹较小，其细微形状更不易区分。因此圆球形中也含有少量的扁球形的冰雹。椭圆形冰雹占 23.2% 锥形较少 只占 14.8%。不规则的冰雹是多种多样的，有长条形，表面有 1~3 个透明的冰角，还有的带数个冰刺，这样冰雹数量不多，只占 10%。

3.3 冰雹谱分布

冰雹谱分布是冰雹物理研究极为重要的资料。冰雹直径越大，造成的灾害越严重。冰雹直径小，造成的损失就比较轻。由于高原海拔高度都在 3000 m 以上，冰雹云云层不厚，含水量较小，所以形成的冰雹和霰粒较小，直径一般都在 3~5 mm 左右。多数降水时是霰与冰雹同时出现，很少观测到较大尺度的冰雹。在嘉错拉山和米拉山观测到 3 次冰雹谱分布见图 6。由图 6 可见霰的直径是 2mm 冰雹最大直径是 9mm。在米拉山和嘉错拉山西南侧观测的雹谱，其峰值为 4 mm，它们的谱型都按指数规律分布，且很相似。然而在嘉错拉山东北面的一次观测与前两次谱型有较大差别。其峰值为 6 mm，最小冰雹直径是 3 mm 最大直径是 9 mm 谱型较宽，多数冰雹直径为 5~7 mm。此现象出现的原因是由于落地的冰雹中多核心冰雹较多，冰雹形成的机制也有其特殊性。因而具有雹谱分布较宽的特点。

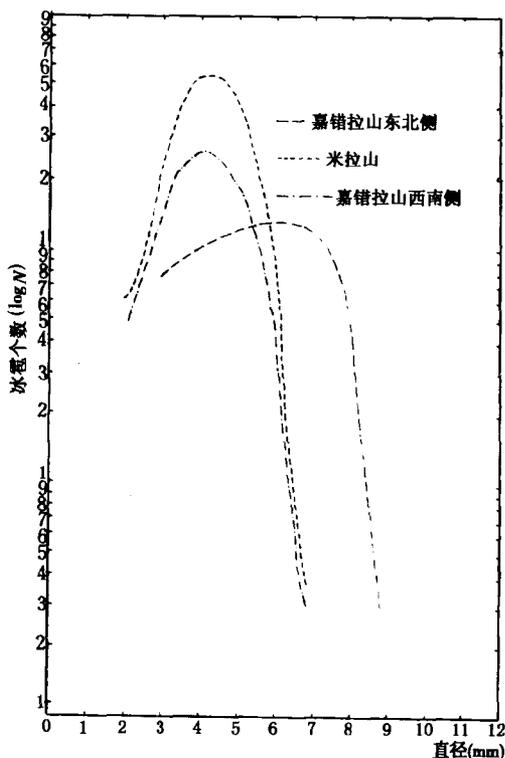


图 6 冰雹谱

4 高原雨层云降水

高原雨层云同样是系统性降水天气过程中常常观测到的范围较大的云层。它是暖湿空气移动过程中，绝热冷却而形成。高原雨层云是在天气系统前沿，暖湿空气受高山地形抬升作用而形成。先出现积雨云，而后才演变成雨层云，并产生连续性降水。为了探讨这个问题，运用闪电计数器记录连续降水的云层中是否有闪电现象。如果有闪电现象就说明云层中有积雨云存

在。没有闪电出现即是雨层云连续性降水。

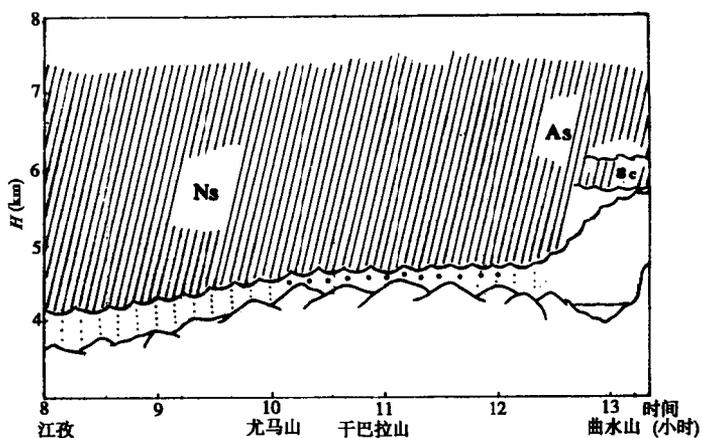


图 7 雨层云降水示意图

4.1 一次雨层云降雨、雪过程

1981年6月29~30日,在帕里气象站观测到超过10小时连续性降水的雨层云。6月30日上午10时,在帕里至江孜途中观测到的云系是雨层云。在距江孜不远的东南方向,是发展旺盛的积雨云。傍晚8时开始降雨(江孜),而后转为雨层云连续性降水。

7月1日早晨仍是雨层云降雨。上午8时在返回拉萨途中,路过龙马山时,在4000m高度山上仍在降雨。当到达4500m干巴拉山时,正在降雪见图7。当行至浪卡子时降雪转为降雨,一直到达羊卓雍湖时降雨停止。这里是由高层云和层积云控制。

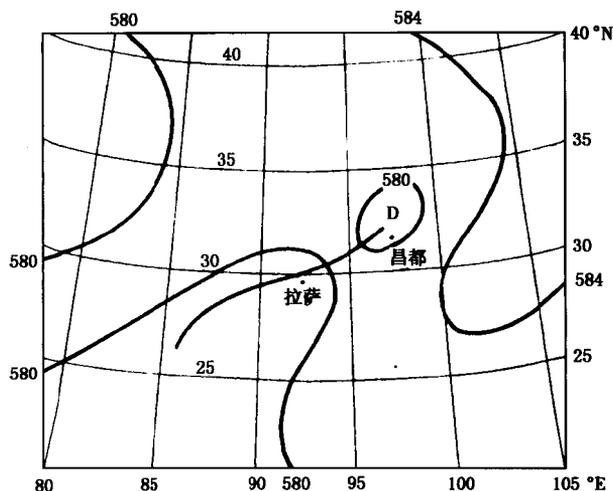


图 8 1981年7月13日20时500hPa天气图

4.2 一次雨层云降雨

1981年7月12~13日林芝地区出现连续性雨层云降雨。从林芝至米林一带布满雨层云并有连续性降雨。从7月13日20时500hPa(图8),可看到有一切变线从西藏东部地区伸向印度。这是由林芝西南移过来的暖湿空气而形成的连续性降雨。雨区及云系逐渐向东北方向

移动，并得到加强和发展。当移到青海省东南部和四川北部地区时降了暴雨。

5 横断山脉的云

1981年7月22日14时30分，探测飞机伊尔-18型从贡嘎机场起飞。在飞机上观测到积云沿上坡抬升，个体完整，呈圆弧形凸起，正处于发展阶段。14时35分飞机逐渐上升，在西面有卷云、呈辐辏状向东伸展。15时10分看到终年积雪的山峰，层积云围绕着山峰起伏不平，远方有卷云。15时40分望见山谷中有冰川的遗迹，宛如平坦的公路，远方有卷云。16时22分飞机向东北方向飞行，观测到有6个积雨云排成一行，由西北向东南方向移动，云顶高约9000m。云底接近山峰，有降水及地见图9。当时飞机沿着积雨云南侧飞行。16时25分观测到毛卷云，呈“#”型分布在天空，但不在同一高度上。16时30分飞机左侧远方有积雨云，云顶已发展呈鬃状，云砧下有悬球状云体下垂。17时15分飞机已越过雪山上空，进入四川西部上空，远方有积雨云。17时30分安全飞抵成都机场。

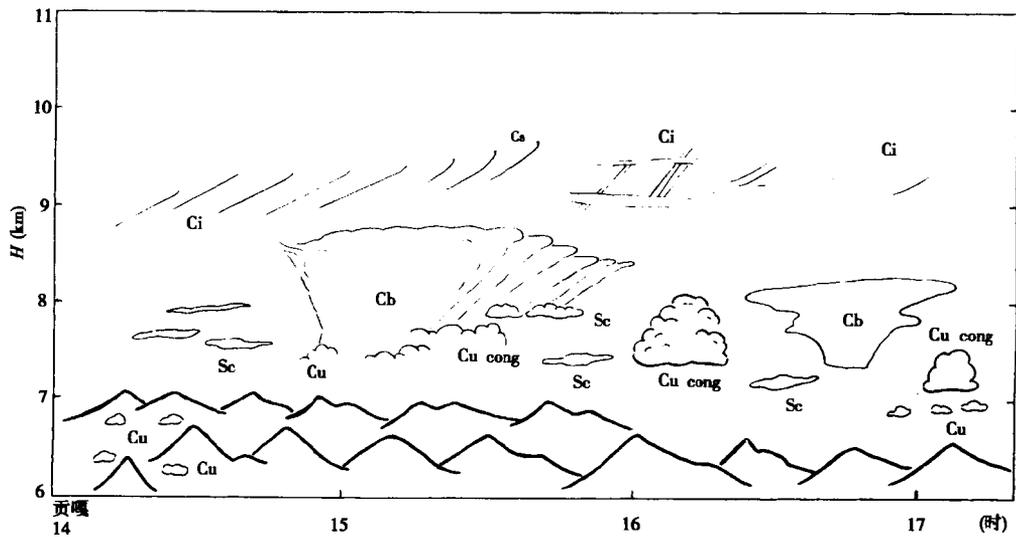


图9 横断山脉航线上云的分布示意图

6 珠穆朗玛峰的云

珠穆朗玛峰海拔高度8848.13m，是世界最高峰。珠峰附近的希夏邦马峰高8012m，北峰高7580m，嘉错拉山高5250m。由于山峰全年为冰川和积雪覆盖，山峦起伏，太阳辐射强烈，以及局地水汽循环，大气层结和天气系统因素的影响，所以在珠穆朗玛峰地区，常出现绚丽多彩的云形。

6.1 旗云

在大气层结比较稳定的条件下，在珠峰地区顶峰的同一高度上，由于南坡形成的地形云，沿山坡向顶峰伸展，在较强的西风气流影响下，经常出现好像一面旗子似的地形云即旗云。旗

云经常可分为两种：

西风旗云，它在峰顶的东侧随西风气流向东伸展，这种旗云经常出现。

东南风旗云，当珠峰地区受印度低压天气系统影响，吹东南风时，旗云向西北伸展，但出现次数较少。

西风旗云主要是珠峰东侧的冰雪表面受太阳辐射增温。使冰雪面出现蒸发和升华现象，大量水汽随上升气流而抬升，当达到凝结高度时，形成地形性碎积云。

这种地形云在珠峰东侧形成后不断向上发展，达到顶峰高度时，由于逆温层的阻碍，而随西风向东伸展，形成旗状地形云（见图 10）。珠峰旗云，常出现波浪式云形。这是由于珠峰顶影响气流而产生的波动现象。这种波的形成，是珠峰的特殊地形和高空风随高度增大，温度梯度的递减较多，有逆温层和顶峰西侧气流抬升作用所致。

6.2 珠峰地区积雨云

珠峰地区的积雨云，常常在中午前后大气层结很不稳定的条件下形成。云底接近高山顶部，云体不厚，约 2000~4000m。在珠峰南北侧的积雨云多随高空中层风向移动。从南侧移来的积雨云，先观测到积雨云砧，云体逐渐越过山峰，云底接近高山地面，云顶超过珠峰约 2000~3000m。从北侧向珠峰移动的积雨云发展成砧状后，云体继续发展，当移过珠峰时渐渐消散。

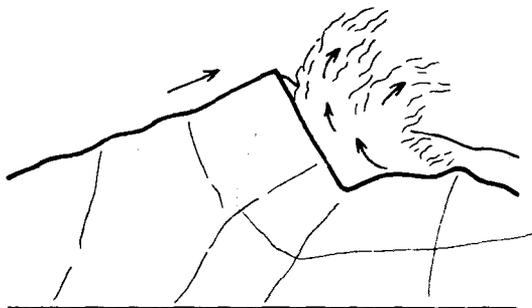


图 10 珠峰南侧碎积云生成示意图

7 结 语

(1)根据青藏高原云的考察资料分析研究，对高原云的空间分布有了初步结果。积雨云宏观特征及其演变规律可分为三种类型。积雨云日变化各地有很大差异。积雨云云顶一般不高，这是由于高空温度较低，云顶易冰晶化，垂直气流速度减弱，云顶随高空风向倾斜成砧状，并易发展成冰雹云产生降雪，冰雹尺度一般较小。

(2)雷雨云中闪电次数较少。冰雹云降雪时段闪电次数多出现峰值。云中横闪多时易产生冰雹云降雪。

(3)雨层云夏季多降雨，但在山区多出现降雪。

(4)高原云夏季多为过冷性或混合相态物理结构。科学的运用冷云催化物理机制进行人工增雨、雪和人工防雹，能够达到开发云水资源和防止或减少冰雹造成的自然灾害。

参考文献

- [1] 郭恩铭. 西藏高原的云. 北京: 气象出版社, 1985
- [2] 青海省气象科研所. 青藏高原云图. 北京: 科学出版社 1986 年 10 月
- [3] 郭恩铭. 西藏冰雹的观测. 气象学报, 1984, 42 期(1)

青海省自然降水与边界层湍流强度、云高的关系

党积明

(青海省人工影响天气办公室西宁 810001)

摘要

本文根据 1977~1979 年 4~7 月开展的飞机人工增雨工作,从飞机颠簸、08 时探空里查逊数的计算,云的厚度、云底高度、云顶温度等,找出了增雨作业指标,对开展飞机人工增雨有一定指导作用。

关键词:自然降水 边界层湍流 云高

1 引言

配合抗旱,青海省从 1977~1979 年 4~7 月开展了飞机人工增雨试验。

人工增雨基于破坏云的胶性稳定,但改变相态结构是否就一定能达到增大降水的目的呢?众所周知,还要看云中水量是否充足,作业时机选择的是否合适,云体空间尺度及温度、水汽条件是否适宜而定。根据我们的观测统计,飞机在云中颠簸及结冰程度亦和地面降水量大小有对应关系。本文即通过对降水前后云厚,温度条件,里查逊数与地面降水量关系等讨论,探讨一些适宜作业指标,企图为减少催化试验的盲目性,提供一些技术依据。

2 从湍流强弱看人工增雨条件

2.1 颠簸及结冰程度与降水量关系

形成大范围层状云降水,主要靠锋面缓慢抬升的上升气流这个条件,由于下垫面的不均匀性,缓慢抬升的上升运动一方面造成气流的垂直脉动,同时也使水量向脉动区域集中。当飞机进入这个区域时,就会出现颠簸振动和结冰现象,所以这种现象实质反应出空中水汽增加和云冷却等物理过程。

从青海省降雨资料来看,凡是飞机有颠簸和结冰现象的,降水都比较明显,见表 1。

从表 1 可以看出,颠簸的有 8 次,每次降水量都在 4 mm 以上,无颠簸的有 10 次,除去严重的结冰次数外,均在 4 mm 以下。可以看出,降水量的大小和颠簸结冰有一定的关系。

表 1 颠簸和结冰及 Ri 与降水量表

| 日期 | 飞行时间 (时·分) | 颠簸 | 结冰 | γ C/100m | Ri | 降水时间 (时) | 雨量 (mm) |
|-----------------|------------------------------------|-----|------|--------------------|------|-------------|------------|
| 1978 年 5 月 9 日 | 07 ⁰⁵ ~08 ⁵¹ | 无 | 无 | 0.67 | 2.7 | 08~20 | 0.0 |
| 1978 年 5 月 15 日 | 07 ⁰⁶ ~09 ³² | 无 | 轻度结冰 | | | 08~20 | 0.0 |
| 1978 年 5 月 15 日 | 10 ³³ ~12 ¹⁵ | 无 | 轻度结冰 | 0.80 | 2.3 | 08~20 | 0.7 |
| 1978 年 5 月 15 日 | 15 ⁵³ ~16 ⁵⁹ | 无 | 轻度结冰 | | | 08~20 | 0.4 |
| 1978 年 5 月 27 日 | 06 ¹⁴ ~09 ⁰⁰ | 有颠簸 | 结冰 | · | | 24~08 | 13.6 |
| 1978 年 5 月 27 日 | 10 ²⁴ ~12 ¹⁷ | 无 | 轻度结冰 | 0.37 | 1.71 | 08~20 | 0.0 |

(续表)

| 日期 | 飞行时间 (时·分) | 颠簸 | 结冰 | γ C/100m | Ri | 降水时间 (时) | 雨量 (mm) |
|------------|------------------------------------|-----|------|--------------------|------|-------------|------------|
| 1978年5月28日 | 08 ⁵⁶ ~11 ²⁶ | 有颠簸 | 结冰 | | 0.05 | 08~20 | 6.0 |
| 1978年5月28日 | 17 ⁰⁰ ~18 ³² | 有颠簸 | 结冰厚 | 0.67 | | 08~20 | 6.0 |
| 1978年5月29日 | 08 ⁴⁵ ~10 ⁴³ | 无 | 结冰厚 | 0.67 | 0.10 | 08~20 | 4.2 |
| 1978年6月7日 | 14 ⁰⁵ ~16 ²⁵ | 有颠簸 | 结冰厚 | 0.80 | 0.04 | 08~20 | 12.8 |
| 1978年6月23日 | 06 ⁰¹ ~08 ²¹ | 有颠簸 | 结冰 | 0.76 | 0.22 | 24-08 | 3.7 |
| 1979年5月25日 | 11 ⁰³ ~13 ²⁷ | 有颠簸 | 结冰 | 0.77 | | 08~20 | 4.4 |
| 1979年5月25日 | 13 ⁵⁹ ~16 ⁰⁹ | 无 | 结冰 | | 0.49 | 08~20 | 0.6 |
| 1979年5月29日 | 14 ⁰⁶ ~15 ¹³ | 无 | 结冰厚 | 0.76 | 1.00 | 08~20 | 8.1 |
| 1979年5月31日 | 04 ¹⁴ ~07 ¹⁵ | 无 | 结冰 | | | 24~08 | 0.3 |
| 1979年5月31日 | 08 ⁵³ ~11 ⁰⁷ | 无 | 结冰 | 0.67 | 0.13 | 08~20 | 0.0 |
| 1979年6月17日 | 10 ¹² ~15 ⁵¹ | 有颠簸 | 严重结冰 | 0.76 | 0.41 | 08~20 | 8.5 |
| 1979年6月22日 | 13 ⁰³ ~14 ¹² | 有颠簸 | 结冰 | 0.60 | | 08~20 | 4.6 |

2.2 颠簸与含水量及滴谱等的关系

我们把 18 次含水量资料分为两类，颠簸时的含水量为一类，不颠簸时的含水量为另一类，绘成云滴最大半径与含水量分布图（图 1）和平均浓度与最大半径分布图（图 2）。

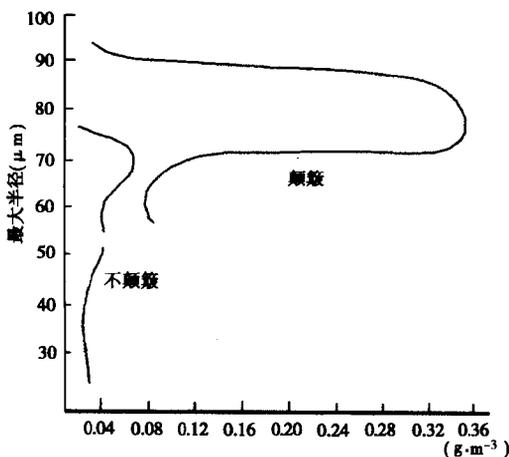


图 1 颠簸和不颠簸时含水量与云滴最大半径分布图

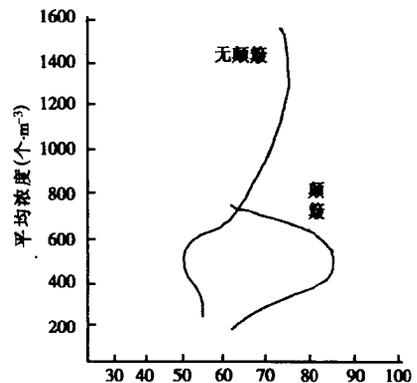


图 2 颠簸和不颠簸云滴与平均浓度最大半径分布图

从图 1 可以看出，颠簸比不颠簸云中含水量要大，颠簸云的最大含水量为 $0.335 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ，而不颠簸云的最大含水量 $0.057 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ，两者相差一个量级。从图 2 也可以看出，颠簸比不颠簸的最大半径大，前者最大半径为 $90 \mu\text{m}$ 后者最大半径为 $70 \mu\text{m}$ ，颠簸最大浓度为 $700 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$ 而不颠簸最大为 $1600 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$ 。所以，从云微物理角度来看颠簸时云滴半径大，浓度小，有利于降水的发生。

2.3 里查逊数 Ri 与颠簸的关系

湍流的强弱与自然降水关系是密切的，湍流为垂直运动的发生发展提供有利的条件。湍流活动所需能量，是通过雷诺参数，由平均动能转换而来的。决定湍流脉动强弱的判据是里查逊数 Ri ，

$$Ri = \frac{g(\gamma_d - \gamma)}{T \left[\left(\frac{\partial u}{\partial Z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial Z} \right)^2 \right]}$$

g 是重力加速度, γ , $\frac{\partial u}{\partial Z}$, $\frac{\partial v}{\partial Z}$ 分别是 600~900 m 的大气减温率, 风速随高度及平均温度变化(及切变)。当 $\gamma_d = \gamma$ 时, $Ri = 0$ 大气处于中性平衡; $\gamma < \gamma_d$ 时, $Ri > 1$, 则为稳定平衡, 若要大气处于不稳定状态, 湍流脉动强, 则 $Ri < 1$ 。由此可见 有利自然降水的 Ri 数, 必然是小数。除表 1 外, 我们对 1977 年 5~6 月降水天气前 08 时对数压力图 600~900 m Ri 值(文中 Ri 仅用西宁资料)进行计算。

从表 1 和表 2 看出, Ri 数愈小, 湍流愈强, 降水量大, $Ri < 1$ 无降水。 Ri 值均接近或大于“1”。

通过里查逊数与层结递减率与降水量分布形态的比较(图 3), 雨量出现两个大值, Ri 值是 0.44 降水量为 8.5 mm。 Ri 值是 0.04, 降水量 12.8 mm 雨量递度向 Ri 值大的方向递减。

我们可以得出这样的结论, 08 时 600~900m 层结递减率 $0 < \gamma < 1$, $Ri \leq 0.55$, 小于这个值则有利于人工增雨, 大于这个值则不利于降水。

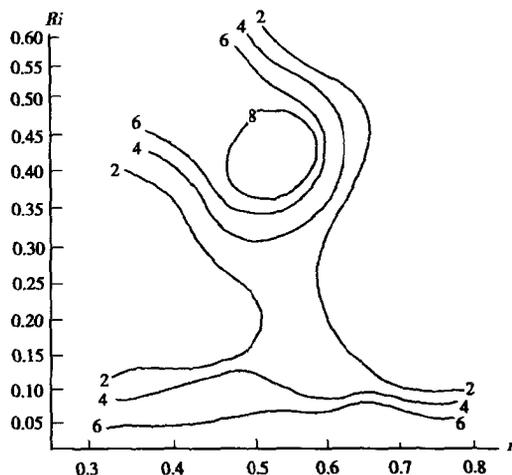


图 3 里查逊数与层结递减与层结递减率的降水量散布图

表 2 温度递减率 γ , Ri 与降水量表

| 日期 | γ °C/100m | Ri | 降水时间 (时) | 雨量 (mm) |
|-----------------|---------------------|------|-------------|------------|
| 1977 年 5 月 5 日 | 0.77 | 0.58 | 08~20 | 0.0 |
| 1977 年 5 月 6 日 | 0.77 | 2.1 | 08~20 | 0.0 |
| 1977 年 5 月 12 日 | 0.87 | 0.06 | 08~20 | 15.1 |
| 1977 年 5 月 15 日 | 0.83 | 0.08 | 08~20 | 2.2 |
| 1977 年 5 月 17 日 | 0.97 | 0.09 | 08~20 | 1.9 |
| 1977 年 5 月 21 日 | 0.57 | 0.39 | 08~20 | 3.0 |
| 1977 年 5 月 27 日 | 0.73 | 4.73 | 08~20 | 0.5 |
| 1977 年 6 月 4 日 | 0.50 | 8.75 | 08~20 | 0.0 |
| 1977 年 6 月 5 日 | 0.57 | 5.60 | 08~20 | 0.0 |
| 1977 年 6 月 9 日 | 0.73 | 0.24 | 08~20 | 2.9 |
| 1977 年 6 月 16 日 | 0.76 | 0.21 | 08~20 | 1.8 |
| 1977 年 6 月 20 日 | 0.70 | 0.54 | 08~20 | 7.4 |
| 1977 年 6 月 22 日 | 0.27 | 0.97 | 08~20 | 0.0 |
| 1977 年 6 月 23 日 | 0.77 | 0.37 | 08~20 | 4.2 |

表 3 云厚和云顶温度与降水量表

| 日期 | 顶高 (m) | 底高 (m) | 云层厚度 (m) | 降水时间 (时) | 降水量 (mm) | 云顶温度 (C) |
|-----------------|--------|--------|----------|----------|----------|----------|
| 1978 年 5 月 9 日 | 5063 | 2683 | 2425 | 08~20 | 0.0 | -10 |
| 1978 年 5 月 15 日 | 5617 | 4000 | 1617 | 08~20 | 0.0 | -10 |
| 1978 年 5 月 27 日 | 7635 | 3600 | 4035 | 24~08 | 13.6 | -20 |
| 1978 年 5 月 28 日 | 8900 | 2800 | 6100 | 08~20 | 6.0 | -25 |
| 1978 年 5 月 29 日 | 5500 | 2500 | 3000 | 08~20 | 4.2 | -16 |
| 1978 年 6 月 7 日 | 6764 | 2750 | 4014 | 24~08 | 12.8 | -20 |
| 1978 年 6 月 23 日 | 7532 | 2511 | 5021 | 08~20 | 3.7 | -20 |
| 1979 年 5 月 25 日 | 5250 | 3150 | 2100 | 08~20 | 0.6 | -11 |
| 1979 年 5 月 31 日 | 5092 | 2517 | 2575 | 24~08 | 0.3 | -3 |
| 1979 年 6 月 17 日 | 6748 | 2500 | 4248 | 08~20 | 8.5 | -12.5 |
| 1979 年 6 月 22 日 | 6479 | 3500 | 2979 | 08~20 | 4.6 | -12 |

3 云厚及云底高度与降水量的关系

从理论上讲，云愈厚，云底距地愈低，预示降到地面水量愈多。

表 3 中云底高度资料由飞机观测直接得到，大部分云顶资料也是飞机穿透云顶直接观测得到，几次穿不透云顶的，通过 08 时对数压力图图解得到。

从表 3 可以看出，云厚在 2.5 km 以下，虽然进行了三次作业，降水量均在 0.6 mm 以下。所以播撒条件的云厚指标应大于 2.5 km。

但在实际工作中，只依靠云厚指标来选择是否作业，还有一定的局限性，还要看云底高度。青海省春季有利作业的云底高度应小于 3600 m (海拔)。如果云底太高，干燥层太厚，蒸发量太大，不利于增雨作业。

4 云顶温度与降水量的关系

从表 3 可以看出，地面降水量最大为 13.6 mm 的云顶温度为 -20℃ 而地面出现微量和无降水的云顶温度在 -10℃ 左右。

图 4 表明，云顶温度为 -20℃ 云厚为 4000 m，降水量大于 10 mm 随着云顶温度升高，降水量减少。

青海省春季的云顶温度 $T \geq -12^\circ\text{C}$ ，则不利于人工增雨，云顶 $T < -12^\circ\text{C}$ ，有利于催化作业，可作为决策作业指标之一。

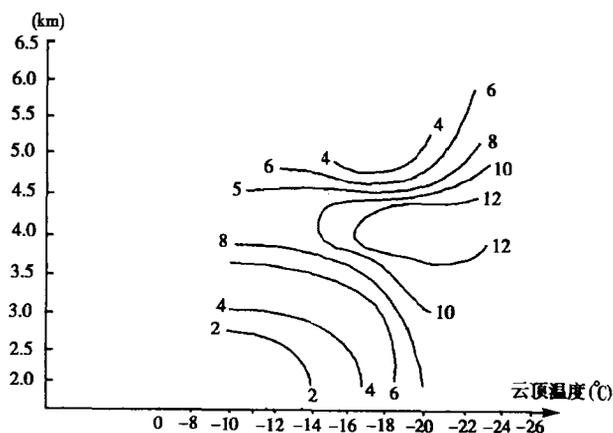


图 4 云顶温度与云厚的降水量分布图

5 结 语

人工增面是在具有自然降水条件的基础上进行的。作业后要有较大的降水，首先自然云要达到降水的条件，所以对自然云要进行系统的全面的了解，找出人工增雨水播撒的指标，才能达到增大降水量的目的。通过上面分析我们可以得出下列几个结论：

(1)飞机颠簸愈大，结冰愈厚，对人工增雨播撒愈有利。其指标为 08 时探空 600~900m 里查逊数 $Ri < 0.54$ ；

(2)云的厚度和云底高度对人工增面也有很大的影响，云愈厚，云底愈低对人工催化愈有利。我们寻找出的指标云厚 $> 2.5 \text{ km}$ ，云底就应小于（海拔） 3.6 km ；

(3)云顶温度愈低，愈有利于降水，指标是 $T > -12^\circ\text{C}$ 不利催化作业；

由于人工降水的时间短，资料较少且有一定误差，加上水平有限，我们总结的一些规律在资料不断增加的情况下，有待于进一步完善和提高。

参考文献

- [1] 中央气象局，全国人工降水、防雷科技座谈会报告选编（上）
- [2] 中央气象局，一九七三年雷达气象会议文集
- [3] 河北气象局，河北地区人工催化层状云的遥初步分析

因此云滴谱基本上包含了 $4\ \mu\text{m}$ 以上的云滴群体状况。

含水量仪为吸水纸式的 A-27 型机戴液态水观察仪，取样时间 $20\sim 120\ \text{s}$ ，体积一般为 $1153.4\ \text{t}$ 即 $0.01\sim 0.2\ \text{m}^3$ ，水滴斑径经订正换算成液态含水量。冰雪粒子观察，使用自制铝箔取样器，取样窗口 $3\times 5\ \text{cm}^2$ 铝箔厚度为 $6\ \mu\text{m}$ ，取样时间一般 $2\sim 6\ \text{s}$ 。遗憾的是各次取样时间由于未作精确测定，故文中冰晶参数只作定性分析。

3 云滴群体特征量

描述云滴群体的一个重要特征量是云滴总浓度。通过 353 份云滴谱资料的统计分析，高层小于 $100\ \mu\text{m}$ 的云滴 64% 总浓度在 $100\sim 500\ \text{个}\cdot\text{cm}^{-3}$ 其中浓度 $100\sim 200\ \text{个}\cdot\text{cm}^{-3}$ 的占统计样本的 26% 最大值曾出现过 $4000\ \text{个}\cdot\text{cm}^{-3}$ 平均总浓度为 $426.6\ \text{个}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。这个值较国内外同类云观测值偏大。德国平均为 $450\ \text{个}\cdot\text{cm}^{-3}$ 前苏联平均为 $220\ \text{个}\cdot\text{m}^3$ 我国河北为 $62\ \text{个}\cdot\text{cm}^{-3}$ 宁夏 $200\ \text{个}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。该结果可能反映了高原云层的一种特点（与春季特干，春末水汽初上高原而弱冷空气活动频繁有关）。

云滴群半径大小是另外一个重要特征量。其中平均半径为 $5.74\ \mu\text{m}$ 众数半径在 $2\sim 10\ \mu\text{m}$ 之间，平均为 $4\ \mu\text{m}$ ，与国内外观测值接近。德国云滴平均半径和众数半径分别为 $5.0\ \mu\text{m}$ 和 $4.5\ \mu\text{m}$ 苏联的为 $6.6\ \mu\text{m}$ 和 $4.6\ \mu\text{m}$ 。我国河北的平均半径为 $4.5\ \mu\text{m}$ ，宁夏的分别为 $5.46\ \mu\text{m}$ 和 $3.64\ \mu\text{m}$ 。所测滴最大半径在 $10\sim 60\ \mu\text{m}$ 平均为 $40\ \mu\text{m}$ 较国内外观测值偏大。德国的为 $13\ \mu\text{m}$ 宁夏的为 $23.5\ \mu\text{m}$ 。反映了云滴的增长与地形作用有关。

含水量是人工增雨条件选择的一项重要参数。根据 171 份资料分析，云层平均液水含量在 $0.01\sim 0.4\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 之间，平均为 $0.15\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 较国内外偏小。前苏联的为 $0.6\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 我国河北为 $0.04\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 宁夏为 $0.26\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 。

表 2 高层云云滴谱特征量

| 日期 (年.月.日) | 样本数 | 平均总浓度 ($\text{个}\cdot\text{cm}^{-3}$) | 平均半径 (μm) | 平均最大半径 (μm) | 平均含水量 ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) |
|---------------|-----|--|---------------------------|-----------------------------|---|
| 1977.5.51 | 14 | 144 | 6.5 | 56 | 0.4 |
| 1978.5.15 | 59 | 564 | 5.62 | 40 | 0.013 |
| 1978.5.27 | 49 | 220 | 6.13 | 60 | 0.056 |
| 1978.5.28 | 30 | 333 | 6.35 | 38 | 0.235 |
| 1978.5.29 | 24 | 330 | 4.37 | 32 | 0.076 |
| 1978.6.07 | 36 | 561 | 6.95 | 50 | 0.349 |
| 1978.06.23 | 23 | 200 | 7.06 | 46 | 0.089 |
| 1979.5.14 | 13 | 437 | 3.91 | 23 | --- |
| 1979.5.25 | 30 | 397 | 4.92 | 39 | 0.19 |
| 1979.5.25 | 14 | 496 | 4.36 | 41 | 0.07 |
| 1979.5.29 | 5 | 139 | 7.59 | 47 | 0.11 |
| 1979.5.31 | 10 | 416 | 6.54 | 38 | 0.17 |
| 1979.5.31 | 8 | 555 | 5.68 | 46 | 0.26 |
| 1979.6.17 | 10 | 542 | 5.09 | 39 | 0.16 |
| 1979.6.17 | 8 | 304 | 6.3 | 37 | 0.03 |
| 1979.6.22 | 20 | 1188 | 4.51 | 34 | 0.12 |
| 平均 | | 426.6 | 5.74 | 40.0 | 0.15 |

4 云滴谱分布形式

云滴谱从滴读数的分布看，多呈单峰型分布，峰值在 1 格或 2 格。但经转换和捕获订正还原后，云滴的实际谱分布是单调下降型，同一次云不同时间（不同高度）所取得谱，其平均对数谱趋势线呈乘幂型分布（图略）

以 1979 年的 5 次过程为例，虽然每一次过程云的平均谱分布不尽相同，但基本上可以用指数分布函数来拟合。我们用 ХрГИАН МАЗИН 的双参数分布形式 $n(d) = ad^2 \exp(-bd)$ 拟合得如下结果 由 $\ln(n/d^2) = -bd + \ln a$ 成线性关系，采用最小二乘方法求得二系数。

$$5 \text{ 月 } 25 \text{ 日} \quad n(d) = 1.947d^2 \exp(-0.136d)$$

$$5 \text{ 月 } 29 \text{ 日} \quad n(d) = 0.9 d^2 \exp(-0.136d)$$

$$5 \text{ 月 } 31 \text{ 日} \quad n(d) = 1.676 d^2 \exp(-0.124d)$$

$$6 \text{ 月 } 17 \text{ 日} \quad n(d) = 1.925 d^2 \exp(-0.134d)$$

$$6 \text{ 月 } 22 \text{ 日} \quad n(d) = 3.237 d^2 \exp(-0.136d)$$

它们的观测值见表 3。

表 3 1979 年 A₁ 云滴谱观测平均值 (个 · cm⁻³ · 10μm⁻¹)

| 滴 径 μm | 4 | 12 | 20 | 26 | 32 | 38 | 44 | 50 | 56 | 61 | 66 | 71 | 80 | 85 | 90 | 95 | 100 |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 5 月 25 日 | 408 | 104 | 42.1 | 24.5 | 9.3 | 3.8 | 2 | 1.1 | 2.7 | 1 | 1 | 0.6 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.2 | 0.47 |
| 5 月 29 日 | 94.3 | 47.6 | 30.6 | 24.2 | 7.2 | 1.36 | 0.9 | 0.62 | 0.6 | 0.43 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.2 |
| 5 月 31 日 | 411 | 125 | 64.9 | 30.4 | 8 | 4.17 | 3.1 | 2.5 | 1.74 | 1.52 | 1.74 | 1.66 | 1.22 | 1.08 | 0.97 | 0.62 | 0.43 |
| 6 月 17 日 | 368 | 104 | 49.5 | 30.8 | 12.2 | 4.21 | 2.19 | 1.5 | 1.34 | 1.11 | 0.72 | 0.57 | 0.73 | 1.19 | 0.23 | | |
| 6 月 22 日 | 1189 | 226 | 83.1 | 41.2 | 10.2 | 4.81 | 3.01 | 2.24 | 2 | 1.05 | 1.41 | 0.8 | 1.3 | 1.2 | 0.7 | | |
| 平均 | 494 | 121 | 53.6 | 29.8 | 9.2 | 3.2 | 2 | 1.2 | 0.87 | 0.8 | 0.6 | 0.6 | 0.4 | 0.6 | 0.38 | 0.37 | 0.37 |

从上面各分布形式可以看出，其分布有三种类型：一，高浓度类型，如 6 月 22 日。二，中浓度类型，如 5 月 25 日，5 月 31 日，6 月 17 日。三，低浓度类型，如 5 月 29 日。分析表明 类型与云厚，云顶温度及降水量有关，系数 a 与顶高大致成正相关（见表 4）。

表 4 1979 年云尺度参数及降水量与系数 a, b 关系

| 日期 | a | b | 顶高(m) | 底高(m) | 云厚(m) | 顶温(°C) | 西宁降水量(mm) |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-----------|
| 5 月 25 日 | 1.947 | 0.136 | 5500 | 3150 | 2350 | -7 | 4.4 |
| 5 月 29 日 | 0.895 | 0.136 | 5200 | 2800 | 2400 | -6 | 8.1 |
| 5 月 31 日 | 1.676 | 0.124 | 5400 | 2517 | 2883 | -3 | 7.6 |
| 6 月 17 日 | 1.925 | 0.134 | 5900 | 3000 | 2900 | -7 | 7.2 |
| 6 月 22 日 | 3.237 | 0.136 | 6748 | 2500 | 4248 | -12.5 | 7.2 |

概括起来，我们可以有 5 个过程的平均值来建立一个云谱分布公式

$$n(d) = 2.088d^2 \exp(-0.139d) \text{ (个 / cm}^3\text{)}$$

对于大云滴段，它仍然具有较好的代表性。

5 云微特征量随高度分布

在作业飞行取资料过程中,从爬升和下降时段获得一批云的垂直结构资料,一般每上升下降约 200 m 观测一组,进入平飞后每隔 5~10 min 取一组。为使资料具有一定的代表性,资料处理按一定高度范围分档统计,即云底 3.9 km 以下,云中下 4.4~4 km,云中 4.5~4.9 km,云中上 5.4~5 km,云顶 5.5 km 以上。

1979 年获得的垂直结构资料其配置有如下特点: 云顶部位 5.5 km(温度低于 -7°C)以上,总浓度、最大半径、含水量及平均半径基本上为最小值区。这里是核化和凝结云增长区;总浓度在云底即 3.9 km 以下其值为最大,4~4.4 km 出现一个低值区,而在云的上端又有所增大,相应云滴平均半径的分布与总浓度的分布相位大致相反,在 5 km(-5°C)上下云中部出现极大值,云中下部次之,云底最小,对应最大半径分布也是在 5 km 上下值最大。这说明云中及中上部为一活跃的增长层,显然与该高度冷空气活跃有关;③而在其下 4.9~4 km(温度低于 0°C),总浓度、最大半径、含水量出现低谷,平均半径逐渐减小,说明云中下部,有一蒸发层,并且固态凝结物增加;④在 4.4 km 平均半径逐渐减小直到云底,而总浓度,最大半径反而增大说明云底部 4 km 以下碰并和凝结两种增长机制最活跃,滴谱宽,以碰并为主。由于温度高于 0°C ,这里是融化和碰并区。

1978 年获得的垂直结构资料其配置有如下特点: 云顶部位 5.5 km 以上(温度低于 -7°C)总浓度最大,含水量基本上为小值区,而最大半径及平均半径值仍较大,这里是核化和凝结增长为主,有弱有碰并增长; 5~5.4 km(低于 -4°C)云中上部位总浓度和液水含量虽仍偏小,但平均半径和最大半径为一峰值区。估计这里是云滴和冰粒子活跃增长区,较 1979 年的位置有所偏高。从冰晶的观测来看,这里的冰粒子印迹常呈较大的玫瑰花状,大小 1~3 mm,密度中等。飞机在该区平飞,常结冰;③4.9~4 km(低于 0°C)云滴的浓底高,平均半径、最大半径和液水含量处于低值区,这里是固态粒子聚合和云滴蒸发区;④3.9~2.7 km,为云底底的高度较低,可能有低云配合,该区基本上处于正温,云滴的总浓度虽从最小值增长到一值,但在云底含水量、最大半径为最大值,这里仍然为融化和碰并区。

综上所述,降水高层云微物理结构或水凝物可以分为 4 个发展层:接近云顶是核化和凝结增长层; $-4\sim-7^{\circ}\text{C}$ 为云滴和冰粒子活跃增长层; $0\sim-4^{\circ}\text{C}$ 为固态粒子聚合及云滴蒸发层;高于 0°C ,是融化和碰并层。云从凝结产生到发生降水,其物理过程可以这样分析:云粒子主要在高层($-7\sim-12^{\circ}\text{C}$)核化凝华和扩散增长,由于云中上层受锋区影响或冷空气活跃带产生辐合,云粒子和冰粒子进入活跃增长,雪粒子和大滴形成;高层云通常是与低云相伴存在,中下部会有一间隔干层(低于 0°C),这里应为弱辐散,云粒子下落过程中,小粒子蒸发掉,雪粒子仍可发生聚合;云下部为暖层,是高层云发生降水的关键,而暖的厚度和含水量关系降水的量和持续时间。

参考文献

- [1] B. J. 梅森. 云物理学. 北京: 科学出版社, 1978
- [2] 吴兑, 陈玉山等. 宁夏降水性层状云的滴谱特征. 宁夏气象, 1980(2)
- [3] 游来光, 马培民. 北方人工降水资源研究进展. 1986 年全国云物理会议文集

西宁地区大气冰核的观测研究

赵仕雄 党积明 周 江

(青海省气象研究所 西宁 810001)

摘 要

详细论述了滤膜-糖液和静力扩散云室的原理及研制过程,并用 Bigg 型混合云室和滤膜-糖液及静力扩散云室对西宁地区大气冰核进行了观测,对观测结果进行了分析,得出了两种观测方法所测结果的差异及可能原因,取得了西宁地区冰核的地理分布特点和冰核的空间分布特征及冰核浓度与天气、风向的关系。

关键词 大气冰核 云室 观测 研究

1 引 言

在人工增雨和防雹方法上,尽管人们已提出了不少设想,但在理论上较为成熟,在实践上大家广为采用的是以冰晶效应为基础的催化方法。人工催化影响云主要基于下面四个假设:(1)或者在过冷云中存在冰晶,它是贝吉龙过程产生降水所必需的,或者云中存在较大水滴,它是产生碰并机制所必不可少的;(2)因为自然云内缺乏冰晶或较大的水滴,所以降水效率很差,甚至完全不能降水;(3)这种缺陷可以通过往云里播撒人工冰核产生冰晶来弥补,或通过引进小水滴或大的吸湿性核来弥补;(4)采用大量人工冰核“过量播撒”,使冰晶浓度加大,降水元就不可能长得很大并降到地面上来,这样的作业能延迟或削弱降水的发展,特别是可以抑制灾害性大冰雹的生长^[1]。可见,作业需要预见对云发生作用的自然冰核的状况。

自 20 世纪 40 年代 Schaefer 历史性的飞行首次在冷云中进行干冰播撒试验,使雪从播撒过的云中落下来,实现了早期 Veruart 以及 findeisen 的科学预想^[1],至今人们仍然把注意力放在冰晶效应问题研究上,因此对形成冰晶的冰核的研究始终处于重要位置。不仅如此,而且由于全球增温效应对整个降水结构和云的分布将产生重要的影响,从而涉及到冰核分布与增温效应的联系,所以对冰核的测量又成为考察气候演变的一项有希望的线索。

Bigg^[2]描述的一种混合小云室活化冰核曾为人们广泛应用于冰核浓度观测(我国多采用此法观测),云室冷却空气样品形成类似于自然云中的云雾,但由于活化过饱和度难以确定且远高于自然状况,加之使用也不够方便以及其它一些测量问题,现在人们更偏重于滤膜采集空气样品,然后在低温下活化冰核,用糖液或采用静力扩散云室来检测冰核。

滤膜法观测冰核由 Bigg^[3]1961 年提出,早期曾用注入过冷糖液检测出冰核,该法可利用滤膜事先在任何地方采集大量样品,使用较方便。糖液法除了滤膜、糖液本底冰核数较大和“容积效应”以外,活化冰核的水汽过饱和度难以掌握是重要的缺点。

Twomey, S.^[4]对早期的静力扩散云室进行了关键性的改进,该法可以给滤膜表面提供一个给定的过饱和度,但用扩散云室检测冰核通常低于在云中观测的冰晶数,其主要问题是“容积效应”,即扩散云室中给滤膜上冰核提供一个适当过饱和度时,大量吸湿性粒子竞争了冰核周围的水汽,研究表明,可能活化的只是外表面上附着的冰核,并且也可能出现凝结冻结核在

达到水面饱和的优越条件之前被激活了。这个问题的一种解决办法已由 Hussain 和 Saunders^[5]报道过，他们研究并描述了一种能直接活化气样中冰核的连续云室，但目前该方法不失为一种较好的方法。

本研究主要包括两个部分：(1)仪器设备的研制（滤膜-糖液装置和静力扩散云室）；(2)冰核浓度的观测结果及分析。

通过使用滤膜法和混合小云室法，经过 3~12 月近 1 年的时间，首次对高原青海湖以东的西宁地区（包括乐都县）和以西的格尔木地区的地面大气冰核进行了测量，共获得大气滤膜样品近 800 余份，混合云室观测资料 30 份，得到了有意义的结果，达到了课题预期目的。

2 混合型云室观测方法及结果

使用的 Bigg 混合云室是借用福建省气象研究所制作的小型云室。该仪器云室内部直径 12 cm 云室的有效体积为 3.8 L。糖盘直径 9.8 cm 观测取样容积为 2.5 L 云室底部是过冷糖液盘，糖盘置于盛满阻冻剂（水和酒精配制，可以上下提拉）的容器上。糖液浓度为 1:0.9。糖液温度维持在 $-12\sim-18^{\circ}\text{C}$ 之间，在观测时通过人工哈气向云室提供水汽，使冰核活化。

云室采用盐加冰致冷，当冰盐大约按 2:1 混合，云室温度可降到 -19.6°C 。该云室内温度梯较大，云室中心温度高，边壁处温度低；当冷却剂为 -18°C 时，云室底部中心温度为 -16°C ，温差 2°C 。云室边壁处接近冷却液温度，由于云室边壁温度低，而冰核主要是在边壁附近活化，因此我们把边壁温度大致看作冰核活化温度。

西宁地区大气中冰核的混合云室观测结果如下：

冰核浓度随温度的降低呈指数增加，这是冰核活化的一个普遍规律，并且其关系可用 $N_i = N_0 e^{-\beta T}$ 来拟合。我们从西宁地区 30 次混合云室观测情况来看，这一关系式在对数坐标系上为一直线，基本上符合这种指数分布规律，总体平均核浓度的对数和活化温度的线性相关系数为 $r = 0.918$ 拟合公式为 $N_i = 0.008e^{-0.312T}$ 。

表 1 是西宁、福建古田、北京、吉林、河北核网等各标准温度下冰核总体平均浓度的比较，其中带 * 号数值为拟合公式计算结果，其余均为实测平均值。由表 1 可见，西宁冰核浓度比北方各地观测值小，但总的来看，差别并不很大。

表 1 各地冰核浓度在不同温度下变化表 (个 $\cdot \text{L}^{-1}$)

| 地 点 | 温 度 | | | | | | 观 测 日 期 |
|-------|-----|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|----------------------|
| | 浓度 | -12°C | -15°C | -20°C | -25°C | -27°C | |
| 西 宁 | 0.3 | 1.2 | 3.6 | 19.2* | 36.4* | 92.9* | 1989 年 11~12 月 |
| 福建石塔山 | 0.0 | 1.6 | 5.4 | 25.4 | 46.0 | 120.1 | 1983~1985 年 4~6 月 |
| 北 京 | / | 1.0 | 4.8* | 43.1 | / | 313.0 | 1984~1985 年 5 月 |
| 吉 林 | 1.4 | 2.8* | 5.8 | 14.8 | / | 102.2 | 1963 年 3~4 月 |
| 河北核网 | / | 2.6 | 9.4 | 32.2 | / | 123.1 | 1974 年 12~1975 年 5 月 |

3 滤膜-糖液测量冰核装置的制作特点及实验方法

采集的空气滤膜样品，是放在一定温度下，四周有冰的冷室中的金属盘上预冷，然后用人工哈气使冰核活化的。这里我们没有进行长时间冷冻的云室设备，我们因地制宜地利用电冰箱

作为活化“云室”。对滤膜样品进行活化处理后，将盛有滤膜的糖盘从冷室中取出放在可控制温度的“冰雹切片半导体致冷台”上，给滤膜注入糖液使冰晶长大。

为了使冰箱冷冻滤膜的活化温度比较稳定，我们设计在冰箱中放置一个直径为 10 cm 高为 6 cm 的铝锭台，活化滤膜时，将盛滤膜糖盘放在金属铝锭上，由于铝锭有一定质量，在冰箱温度起伏时，冷台保持较大的热惯性，能使活化温度改变缓慢，温度变化情况见图 1 当冰箱中的工作温度调节到 $-12^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$ 之间时，冷台上的温度可维持在 $-15^{\circ}\text{C}\sim-17^{\circ}\text{C}$ 之间。

冰核的显现，我们还设计了另一种装置（图略）。铝糖盘下为盛有能稳定温度的乙二醇容器，糖盘浸入乙二醇中。乙二醇的浓度为 1 : 0.9 使糖液在 -20°C 左右不致冻结而影响观测^[6]。半导体致冷台温度可连续调节，并可降到 -30°C 的低温。其降温速度为 $6^{\circ}\text{C}/\text{分}$ 电流变化 1 A, 温度改变约 2°C ^[7]。实验时，使温度由高到低，缓慢降低，直到冰核长大到眼睛可见，在确定温度下读出冰核数。

采集空气样品，使用了国产 KC-8301 可吸入颗粒自动采样器，空气流速一般取了 3~10L / 分) 空气体积在 10~30 L。滤膜使用了孔径为 $0.8\ \mu\text{m}$ 的 49 型滤纸。仪器特点是流量控制较准确，操作方便。

滤膜处理的具体步骤：(1) 将滤膜放入涂有薄薄一层石油矿脂（如煤油）的糖盘内，矿脂不致浸透滤纸为限；(2) 将滤膜放入冰箱金属冷台上冻 2 分钟，读出活化温度；(3) 取出滤膜、人工哈汽，使冰核活化；(4) 均匀注入 0°C 以下的过冷红糖液，厚度以高出滤膜面 1 mm 为宜；(5) 置糖盘于已降温至 -10°C 左右的乙醇二容器上；(6) 控制半导体致冷器电流，使已降温至 -10°C 左右的冷台连续降温至第一个冰晶显现为止，再稍许降温，直到所需温度（ -19°C ）读出冰晶数，记录当时温度。

这种方法处理的冰核浓度本底数较大，这里有糖液和滤膜两方面的影响，有时在凝结冻结核被激活时，可大量增加冰晶数，给测量带来较大误差。但通常都假定了吸湿性微粒的浓度是均匀的，实际上形成冰的活化冰核要比本底影响的量高。

4 静力扩散云室的制作特点及实验方法

自然云中的核化过程和状态是复杂的，在核化方式上至少有三种，即凝华、凝结冻结和接触冻结^[8]，但现在还没有一种方法能同时做到这些测量。检测冰核的滤膜-静力扩散云室（或称热力扩散云室）技术主要是检测由水汽凝华长成冰者随后产生冻结的凝结而长成的核。这种技术，国内目前很少有人使用。

我们制作的静力扩散云室，构造类似于 Gagin 和 Aroyo^[9](1969) 的万案(图略)，两板

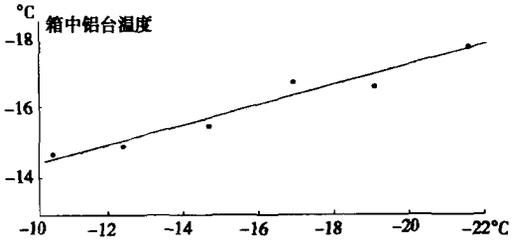


图 1 滤膜盘放到冰箱中的铝锭上进行冰核活化。冷冻温度变化比较均匀，铝台上温度与冰箱中温度呈线性关系。

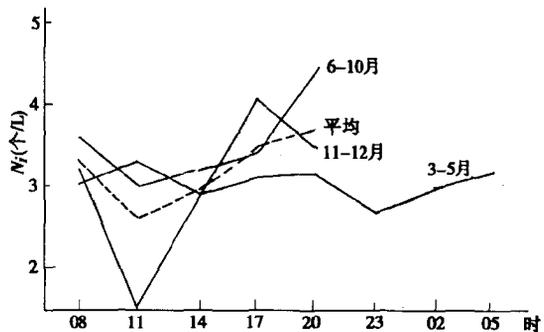


图 2 冰核浓度的日变化

间距为 0.5 cm，放在金属盘上的滤膜面与顶板间（含冰层）的间距为 0.2cm，上板面积为 $16 \times 16 \text{ cm}^2$ ，下为原“冰雹切片半导体致冷台”面积为 $16 \times 21 \text{ cm}^2$ ，不同的是上下板同时采用半导体致冷堆致冷，温度可通过分别调节两板电流控制。当云室放在冷冻冰箱内时，温度控制精度在 $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 。云室可同时处理 4 片滤膜，仪器采用了冷光源照像，测量温度计为日本“SERONK”植物叶面温度计 精度较高 为 $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 。

云室过饱和度的确定是假定了两板间的温度和蒸汽梯度呈线性分布。饱和蒸汽压 e_{ix} 由克拉伯龙-克劳修斯方程来确定，实际使用时可用马格努斯经验公式近似地进行计算，公式表示为

$$e = e_0 \cdot 10^{a/t + b}$$

式中 t 是摄氏温度 e_0 是温度为 0°C 的饱和水汽压等于 6.11hPa, a 和 b 是常数。根据近似实验数据求出 a 和 b 的数为：

对冰面 $a = 9.5, b = 265^\circ\text{C}$

对水面 $a = 7.45, b = 235^\circ\text{C}$

分别代入 a 和 b 的数值就可以计算出各个温度下冰面和水面的饱和蒸汽压。

对于距离底板某点的温度计算的 e_{ix} ，一般比真实值偏小，其相对冰面的饱和比 S_i 由以下方程给出^[5]

$$S_i = \{x(e_{it} - e_{ib})/d + e_{ib}\}/e_{ix} \quad (2)$$

这里 d 为两板间距， e_{it} 和 e_{ib} 为顶板和底板的相应蒸汽压。对于水面饱和， s_w 由用 e_{wx} 替代上方程中的 e_{ix} 来求得。 x 为膜面距底板的距离。在本云室中 $d = 0.5 \text{ cm}, x = 0.3 \text{ cm}$ 。其基本原理是：当上板控制在较高温，下板控制在较低温度时，水汽从上板向下板扩散，在滤膜表面产生一个过饱和环境，使冰核活化并长大。

为了弥补水汽供应的不足，我们使上板与滤面尽量靠近，距离缩短到 2 mm，这一点是很必要的。

这里使用的滤膜为混合纤维素脂微孔滤膜，孔径 $0.45 \mu\text{m}$ 直径 6 cm，其背景冰核浓度平均为 $1.7 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。由于背景浓度较高，为了减少背景数，我们实验出用水浸泡预处理的方法，即在采样前，将滤膜置于蒸馏温水中浸泡，让其背景冰核和凝结核尽量被水所吞食，然后通过干燥处理后再使用。实验表明，经处理过的滤膜背景冰核数可减少一半以上。在滤膜法冰核计数中，因为每片滤膜的背景浓度差异较大，用平均值订正并不能消除实际的背景差值，文中滤膜观测值均未作订正。考虑到滤膜测量的容积效应，我们对空气采样主要选取了 $3\text{L} \cdot \text{min}^{-1}$ 的流量 体积为 25 L。

冰核的检测程序如下：(1)将滤膜暴露面向上放在附有薄层石油矿脂的金属盘上，石油多寡以滤膜刚好透明为限（不具有透明斑点）；(2)将云室放到约 -10°C 的冰箱中，两板同时降温，底板温度调节到所需温度（如 -15.5°C ），上板的温度由所需要的过饱和度来确定；(3)待温度皆稳定后，将滤膜盘放入云室，盘四周不得暴露于板之外；(4)30 分钟以后（或 40 分钟），冰晶长到可见大小，移开上板，便可读数或照像。

滤膜—静力扩散云室法测定的冰核浓度 N_i 与采集空气的体积和流速有一定关系，当体积由 25 L 增加到 95 L 时，浓度可增加到 2.3 倍，因此采样体积不宜过大，当然体积太小可能失去代表性。同样，空气流量随之增大，冰核浓度也有减少趋势，这可能是因为小于 $0.1 \mu\text{m}$ 的冰核未被截留，同时大的冰核因流速大，有的被埋入滤膜较深处而未能被活化，一般流量也是以较小为宜。

我们的实验表明,冰核浓度 N_i 与冰面过饱和度 S 和温度 T 有着强烈的依赖关系,这一点与 Vali^[8]和 Huffman^[10]、章澄昌^[11]的观测基本一致,在对数图上活化的冰核浓度数值与 S_i 呈线性关系,可表示为 $N = AS_i^B$ 。 A 和 B 为常数,在温度为 $-15.5 \sim -19.5^\circ\text{C}$ 时, S_i 值范围在 8% 到 38%, B 值变化在 0.25~2.5 之间。

冰核活化数随温度降低呈幂函数增加的趋势,观测表明降低 4°C ,冰核浓度一般增加 1 到 1.5 倍,这个结果与文献 [13] 一致。

冰核浓度随处理时间的变化情况是冰晶显现数在 20 分钟以前变化较慢,20 分钟以后增加较快,30 分钟至 40 分钟冰晶变化又趋平缓,并且以后不再有明显增加。考虑到冰晶的长大随着时间的延长将可能布满滤膜表面,我们认为以 30~40 分钟活化较为适宜。

这里提出一个值得重视的问题:30 分钟读出显现的粒子数,是否能代表在该条件下所有应该活化的冰核数呢?显然这种代表性是不够的,因为当先长成的冰粒子将其周围的水汽吸完,后活化的粒子无法显现出来,而可能性成 30 分钟后粒子数不再有明显增加。另外,随着活化冰核温度的降低和过饱和度的增加,核活化增长到可见大小的冰晶所需的时间也要相应缩短。以上说明,冰核读数,相当程度依赖于测试条件,硬性规定一个条件,并不能很好符合实际。要想研究一个地区的冰核数量,必须先研究当地云层条件,云微物理结构及增长的先导条件与增长条件的关系,得出某一类云前期各层温度、水汽改变量,饱和度及变化速度、时间等量,然后按照当地云的这些条件来模拟云中状况,较客观地测试出冰核的数量。

5 结果分析

综上所述,得出如下结论;

处理滤膜的过冷糖液法与扩散云室检测法计算的结果没有显示出明显的差异,冰核浓度取 $10^{-1} \sim 10^0$ 量级个 $\cdot \text{L}^{-1}$ 。

混合云室测量冰核浓度的结果,与滤膜法观测的结果也获得相当一致的数据。从 6 次同时段同温度条件下观测冰核浓度的结果看,混合云室法与滤膜法相差平均为 0.1 个 $\cdot \text{L}^{-1}$,这可能是对比观测样本较少的缘故。

地理分布特点:根据 11 月份西宁和格尔木两地冰核观测资料来看,冰核自西向东有明显减少的趋势,其中格尔木平均浓度达 5.82 个 $\cdot \text{L}^{-1}$,而西宁仅为 2.3 个

$\cdot \text{L}^{-1}$,是西宁的一倍多。格尔木位于柴达木盆地南部荒漠地带,可见广大盆地的沙石和盐碱给大气提供了大量的冰核,由此可推断上述的柴达木盆地甚至延伸到新疆,可能是一冰核源地。另外从混合云室观测资料与北京、吉林、河北核观测网混合云室观测资料的比较来看,西宁冰核浓度处于柴达木和黄土高原两高中间的低值带。

冰核浓度的时间分布特征:从西宁地区 3~12 月份 08,11,14,17,20,23,02,05 时八个时次的观测资料及各时次的浓度平均值来看,仍然有一定的规律。冰核浓度平均值 20 时 > 17 时 > 08 时 > 14 时 > 11 时,上午冰核浓度小于下午,夜间稍高于上午。

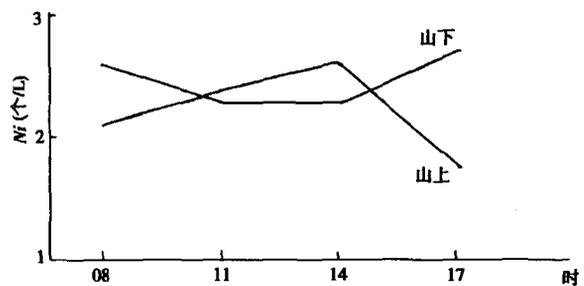


图 3 不同高度冰核浓度随时间变化(山上距地 140m)

这一结果与河北核网观测的上午多于下午的结论正好相反，反映了高原冬季午后风较大这一特点，因而尘土飞扬使冰核增加。

冰核浓度随季节分布也有一定规律，经统计 6~9 月冰核平均浓度最高为 $3.54 \text{ 个} \cdot \text{L}^{-1}$ ，3~5 月冰核浓度次之为 $3.1 \text{ 个} \cdot \text{L}^{-1}$ 。11~12 月冰核浓度最少为 $3.0 \text{ 个} \cdot \text{L}^{-1}$ 。

冰核浓度梯度变化：1980 年 5 月 14~20 日我们在西宁南山顶设立了一个观测点，与地面气象观测场冰核观测点进行梯度对比，观测山顶距地高 140m。每天 08、11、14、17 时进行 4 次同步滤膜观测，结果是：山上冰核浓度平均为 $2.2 \text{ 个} \cdot \text{L}^{-1}$ 山下平均值为 $2.48 \text{ 个} \cdot \text{L}^{-1}$ 山上比山下低 $0.27 \text{ 个} \cdot \text{L}^{-1}$ 。每百米高度冰核浓度约小 $0.2 \text{ 个} \cdot \text{L}^{-1}$ 。各时刻冰核浓度变化情况见图 3 除 11~14 时山上略高出山下，其余时间则低于山下。

冰核浓度与天气的关系：将天气按晴天、多云（>7 成）、阴天和降水分成四类，统计了各类相应的冰核浓度，晴天冰核浓度为最高，降水日冰核浓度为最低，阴天多云日为次高；降水日偏低显然是由于降水的冲刷作用所致；阴天多云日次高，一般反映了天气系统移入冰核核化浓度增加，说明冰核浓度与天气系统有关。

通过 3、4、5 三个月完整的月冰核资料分析，对照各月降水量和干旱情况，可以发现；降水偏多的月份，一般冰核浓度偏低；干旱月份冰核浓度偏高，可见冰核浓度与气候存在密切联系。

参考文献

- [1] Mason, B. J., 云物理学。北京科学出版社, 1978
- [2] Bigg, E. K., Tuller, 9, 394, 1957
- [3] Bigg, E. K., J. Appl. Met. 72, 226, 1963
- [4] Twomey, S. J., Rech. Atmos, 1, 101, 1963
- [5] Hussain, K. and Saunderson, C. P. R., J. R. Met. Soc, 110, 75, 1984
- [6] 吴明林。热带气象, 1986. 1
- [7] 赵仕雄, 杨颂禧, 王其善, 气象, 1982. 3
- [8] Vali, G. Workshop Summary, Bull, Atm. Met. Soc. 1975. 56, 1180,
- [9] Gagin, A, and Aroyo, N. J. De., Rech. Atm. 4, 1969
- [10] Huffman, P. J., Appl. Met. 1973. 12, 1080
- [11] 章澄昌, 南京气象学院报, 1987. 10(1)
- [12] 游来光, 石安英, 气象学报, 1964. 34(4), 551

青藏高原东部春季降水云层的微物理特征分析

李仑格 德力格尔

(青海省人工影响天气办公室西宁 810001)

摘 要

利用人工增雨飞机和机载 PMS 粒子探测系统对高原东部地区春季人工增雨主要降水云层的微物理结构进行了大量探测研究。本文根据 1995 年和 1997 年共 15 架次的飞行探测资料,分析研究了高原东部低层大气气溶胶微粒的分布特征及其与大气层结的关系,着重分析了高原东部春季降水云层的云粒子、降水粒子以及冰晶、过冷水的一些初步分布特征。

关键词:人工增雨 微物理 特征

1 引 言

青海东部地处青藏高原东北部,属干旱半干旱地区,有人曾估算近期缺水达 30 亿 m^3 以上。由于该地区春季(3~5 月)的降水量只占全年总降水量的 20%左右,使得春季干旱时有发生。特别是农作物播种关键时期的降水量只占全年降水的 15%~22% 除个别地方每天不足 1 mm 雨量,而此时每日蒸发量在 6.0 mm 以上,相对湿度约在 55%以下。由于降水量少蒸发量大空气及土地处在极度干燥状态,较农作物生产适宜的 80%相对湿度差距较大,干旱频率可达 45%以上,它严重影响了春耕生产和牧草返青。

为了弄清高原东部春季降水产生的微物理机制和过程,于 1995 年和 1997 年租用新疆的 PMS 系统,对高原春季降水云层进行了 15 架次的探测。PMS 探测的区域为 $35^{\circ}\sim 39^{\circ}\text{N}$, $99^{\circ}\sim 103^{\circ}\text{E}$ 主要包括海东、海北、海南、黄南等地区,面积约 5 万 km^2 ,是我省主要的农业区和重点畜牧业区。作业区内地形复杂多样,分布有祁连山脉的达板山(海拔 4854m)南部的野牛山(海拔 4832m)拉脊山(海拔 4469m)和马场山(海拔 4485m)西部的橡皮山(海拔 4452m)等五座高山;作业区内还有我国最大的咸水湖——青海湖(面积 4000 多 km^2)主要河流有黄河、湟水河和大通河;整个作业区平均海拔高度为 2700m。

2 PMS 粒子测量系统)介绍

云是由不同大小的水凝体粒子组成,为研究这些粒子的微物理过程,需采用云微物理探测仪器。

粒子测量系统(简称 PMS)是 1970 年代后期开始在世界各地逐步广泛采用的云物理观测仪器系列,国内引进的机载测量探头可以连续观测记录大气中直径 $0.2\sim 6400\ \mu\text{m}$ 的气溶胶粒子、云粒子和降水粒子等,还可以借助飞机仪表确定云底、云顶高度和云的厚度。反映云的微物理结构以及反映云粒子、冰晶形状的二维图像。PMS 采用不同的探头观测不同尺度范围内的粒子,国内常用的探头功能如表 1:

2.1 云和降水的物理结构分析

PMS 系统能够反映云和降水的微物理结构, 如: 云中各种粒子谱的分布; 云粒子和降水粒子的大小、形状、浓度; 云中液态水的含量; 液水层的厚度; 云和降水粒子的增长情况以及云内起伏状况; 可以较准确地确定云底、云顶高度等宏观特征, 并给出了云粒子、降水粒子的二维图像。

2.2 有关的粒子参数

粒子浓度 (N): 表示单位体积内粒子的个数, 单位为 $\text{个} \cdot \text{m}^{-3}$

根据反映谱特征的数学表达式中所包含的待定系数的多少, 可分为单参数、双参数和三参数等多种类型。各种粒子谱分布如下式:

$$N(D) = N_0 D^n \exp(-\lambda D)$$

其中云滴谱当 $n > 2$ 时拟和较好; 雨滴谱广泛采 $M-P$ 分布, 即 $N = 0$ 。

粒子尺度 (D) 表示粒子的大小, 单位为 μm

液水含量 (LWC): 表示单位体积内液态水的多少, 单位为 $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$

$$\text{液态粒子含水量} \quad LWC = \sum_{i=1}^n \frac{\pi}{6} D_i^3 N_i \rho$$

$$\text{固态粒子含水量} \quad LWC = \sum_{i=1}^n A D_i^6 N_i$$

2.3 二维图像

从 PMS 系统获取的粒子二维图像上可以判别出云粒子是固态、液态还是混合态, 冰晶的形状究竟是针、柱、片状还是其它形状 (图略)。

2.4 确定云底、云顶和云的厚度

晴天大气中气溶胶粒子的浓度小、尺度大多 $\leq 8 \mu\text{m}$, 显示器上的谱很窄, 只有前两三通道上存在有粒子, 峰值在一道上, 数目很小。一旦入云观测滴谱立即拓宽, 粒子数明显增多, 峰值由一道右移, 这一点所处的高度就可确定为云底。云顶和云底的判断方法正好相反。得出云底和云顶后, 云的厚度也就不难得出。

3 微物理特征

3.1 气溶胶粒子的微物理特征

利用 PMS 仪器的 FSSP 探头获取的资料, 对高原东部晴空大气的气溶胶粒子 ($0.5 \sim 47 \mu\text{m}$) 的分布情况进行了分析。分析表明: (1) 高原东部春季近地层 (600m) 处气溶胶粒子的浓度为 $1.25 \times 10^5 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$ 平均直径为 $2.73 \mu\text{m}$ 这与 Landsberg 获取的资料 ($10^{10} \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$) 相比有量级上的差别, 这是由于高原大气干净污染少所致。对应于 2800 m 相对高度处, 气溶胶粒子的最大浓度为 $2.32 \times 10^6 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$, 与之根据气球升空测得相比 ($10^8 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$) 还是存在量级上的差别。(2) 气溶胶粒子在垂直高度上的平均直径为 $1.26 \mu\text{m}$ 直径在 $0.75 \sim 2.79 \mu\text{m}$ 之间变化。大气逆温层对气溶胶粒子浓度有影响作用, 表现在逆温层下部粒子浓度明显高于逆温层上部。

表 1 PMS 不同探头测量的范围

| 探头 | 测量范围(μm) |
|-----------|-----------------------|
| ASASP-100 | 0.12~3.12 |
| FSSP-100 | 0.5~47 |
| OAP-2D-C | 25~800 |
| OAP-2D-P | 200~6400 |

3.2 过冷水含量

对探测资料进行统计，得出：作业云层的云水含量平均值为 $0.05\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ，与河北省观测结果 ($0.05\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$) 相接近，最大云水含量为 $0.197\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ 在接近 6000m (绝对高度) 的高度处还存在液水。图 1 为高原春季不同区间云水含量累计频率图。

从图 1 中可以看出：有近 45% 的概率观测到云水含量大于 $0.05\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ ；有 20% 的概率观测到云水含量大于 $0.1\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。这说明有的云层中云水含量相对丰富，但有的层次过冷水较少。

另外，我们在实施人工增雨作业的过程当中，作业飞机多次出现不同程度的结冰现象，这是云中过冷水丰富的有利例证。

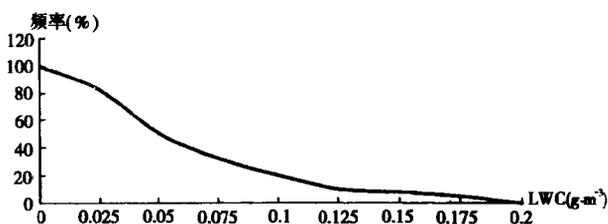


图 1 不同区间含水量累计频率图

3.3 冰晶浓度

冰晶是大气中的水汽通过凝华或碰冻形成的形状规则或不甚规则的固体质粒。自然冰晶的多少是确定是否人工引晶的主要依据。

冰晶浓度随温度、天气系统和云系的不同部位而变化。利用探测资料对云层中的冰晶浓度进行了统计，结果表明：降水云层中平均冰晶浓度为 $28.75\text{个} \cdot \text{L}^{-1}$ 它与河北 ($15.6\text{个} \cdot \text{L}^{-1}$)、吉林 ($27\text{个} \cdot \text{L}^{-1}$) 观测结果比较其值较高或相近。图 2 为不同区间的冰晶浓度累计频率图。

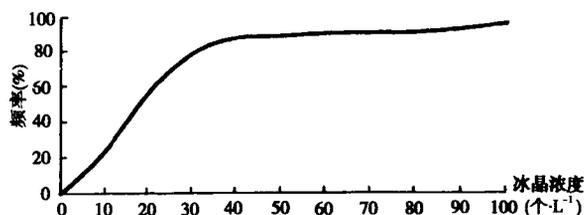


图 2 不同区间冰晶浓度累计频率

从图中可以看出，总体样本中冰晶浓度每升少于 1 个的占 9% 少于 10 个的占 23% 少于 20 个的占 55% 少于 30 个的占 80% 多于 40 个的占 10%，这说明春季降水云中冰晶的分布是非常不均匀的。

赵柏林与丁荣良曾经研究过非封闭系统锋面云系中冰水转化及其人工影响问题，其结果是：在上升气流为 $10\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 含水量为 $0.1\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ 可沉降的冰粒子临界尺度取为 $100\mu\text{m}$ 的情况下，要达到最大降水效率，需要的冰晶浓度为 $125\text{个} \cdot \text{L}^{-1}$ 。而本研究对云观测结果是平均冰晶浓度只有 $27.85\text{个} \cdot \text{L}^{-1}$ ，这表明我省东部春季降水云层的冰晶浓度是较低的，要达到最大降水效率，冰晶浓度还相差几倍，有的部位甚至有量级上的差别，这也就是说春季的降水云层中还有较大的人工引晶催化潜力。

3.4 云滴浓度

云滴是构成云的大气中大量小水滴或小冰晶的集合群，它们是当大气中的水汽达到过饱和状态时在凝结核或凝华核上凝结成的，其直径一般小于 $100\mu\text{m}$ 。

分析 PMS 探测资料表明，云滴平均浓度为 $19\text{个} \cdot \text{cm}^{-3}$ ，由于大部分样本是在水平飞行过程中获取的，而水平飞行的高度一般在 $5500\sim 6500\text{m}$ 高度层内，故云滴平均浓度较低。图 3 为不同区间云滴最大浓度的累计频率图，图 3 为不同区间云平均直径的累计频率图。

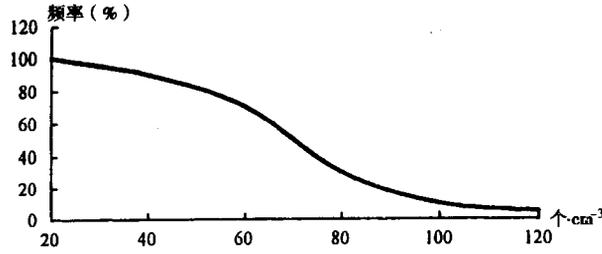


图 3 不同区间云滴最大浓度累计频率图

从图 3 中可以看出, 云滴最大浓度大于 $120 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 的占 5%, 大于 $100 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 的占 10%, 大于 $80 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 的占 30%, 大于 $60 \text{ 个} \cdot \text{cm}^{-3}$ 的占 70%; 从图 4 中还可以看出云滴平均直径在 $2 \sim 3.5 \mu\text{m}$ 之间, 占到了 35%。以上说明青海东部春季降水云层云滴尺度较宽, 云滴浓度较低, 与河北省观测结果相比较, 青海省云滴浓度偏小, 但尺度偏大。这种云滴尺度宽, 浓度小的特点, 带有“海洋性”云微结构特征。

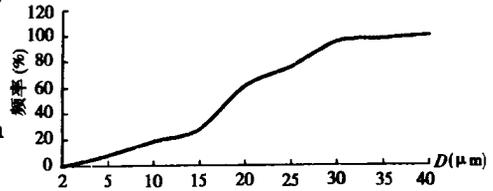


图 4 不同区间云滴平均直径累计频率图

4 结 论

(1) 高原东部春季近地层 (600m) 处气溶胶粒子的浓度为 $1.25 \times 10^6 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$, 平均直径为 $2.73 \mu\text{m}$;

(2) 高原东部气溶胶粒子在垂直高度上的平均直径为 $1.26 \mu\text{m}$, 直径在 $0.75 \sim 2.79 \mu\text{m}$ 之间变化。大气逆温层对气溶胶粒子浓度有影响作用, 表现在逆温层下部粒子浓度明显高于逆温层上部;

(3) 高原东部降水云层的云水含量平均值为 $0.05\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, 与河北省观测结果 ($0.05\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$) 相接近;

(4) 降水云层中平均冰晶浓度为 $28.75 \text{ 个} \cdot \text{L}^{-1}$; 这表明高原东部春季降水云层的冰晶浓度是较低的, 要达到最大降水效率, 冰晶浓度还相差几倍, 有的部位甚至有量级上的差别, 这也就是说春季的降水云层中还有较大的工人引晶催化潜力;

(5) 高原东部地区春季降水云层的云滴尺度宽, 浓度小, 带有“海洋性”云微结构特征。

影响青海省东部地区水资源的气象因子分析

李仑格

(青海省气象局人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文通过统计青海省 22 年的旱涝与气温的关系,青海省与全国及全球人均占有水量的关系,指出降雨量与气温呈反相关关系,揭示青海东部地区缺水的严重性,并给出了两种解决办法——人工增雨和节约用水。

关键词:水资源 气象因子 气候变化

1 引 言

水的短缺问题已在我国乃至全球日益突出,进入 70 年代后由于我国连续少雨,许多城市不同程度地发生水荒,工、农业生产受到严重影响。水已不再是取之不尽、用之不竭的资源,如同能源一样,甚至更严重地出现了危机。水资源是一种重要的自然资源,近年来,青海省特别是其东部地区由于工、农业生产的迅速发展、人口的增长和人民生活水平的不断提高,水的供需矛盾日益突出。为此,本文主要从降水、蒸发和气温等气象因子的角度出发,讨论分析青海省东部地区的水资源状况和解决此地区春季干旱的对策,即实施人工增雨的必要性。

2 水资源及其拥有状况

青海省地表水源丰富,河川径流量共有 631.4 亿 m^3 ,占全国的 4.2%。地摊水量为每亩^①6932 m^3 。地下拥有水资源 308.7 亿 $m^3 \cdot a^{-1}$ (山丘地区为 255.4 亿 $m^3 \cdot a^{-1}$,川水地区为 53.4 亿 $m^3 \cdot a^{-1}$),川水地区地下水可开发量为 28.3 亿 $m^3 \cdot a^{-1}$ 。境内有冰川面积 5225.4 km^2 储水量 3705.9 亿 m^3 。虽然青海省拥有丰富的地表水,但由于地形、地质条件复杂,广大地区地高天寒,水资源开发条件较差,加之地区上分配不平衡,因此,使得水资源的利用率很低。

大气的自然水是地表径流和地下水补充的重要来源,降水状况决定了水资源的丰与欠。我们知道自然水是研究水资源的重要参数,但由于陆地水都来源于自然降水,所以自然水量(W)可以用公式:

$$W = RD \times 10^3(m^3 \cdot a^{-1}) \quad (1)$$

来计算。其中 R 为区域平均年降水量(mm), D 为区域的面积(km^2)。

表 1 列出了青海省东部地区各地的年降水量和水资源状况(按气象站资料)。

由表 1 看出:东部地区多年平均降水量分布的状况差异较大,最大 592.1 mm 最小 264.4 mm 平均降水量为 426.7 mm 。再按土地面积计算可得 W 的平均为 $1102225 \times 10^3 m^3 \cdot a^{-1}$ 最大为 $1965772 \times 10^3 m^3 \cdot a^{-1}$ 最小为 $462700 \times 10^3 m^3 \cdot a^{-1}$ 。

① 1 亩 = 666.6 m^2

分析每人每年占有的自然水量 (P) 要比上述自然水总量更有意义, P 可以用以下公式计算:

$$P = W/N \quad (\text{m}^3/\text{人} \cdot \text{a}) \quad (2)$$

其中 N 为地区人口总数。各地统计结果见表 2 和表 3。

表 1 青海省东部地区各地的年平均
降水量和水资源状况表

| 地名 | $R(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$ | $W(\text{m}^3 \cdot \text{a}^{-1})$ |
|----|------------------------------------|-------------------------------------|
| 西宁 | 368.2 | 1233470×10^3 |
| 大通 | 513.8 | 1541400×10^3 |
| 互助 | 592.1 | 1965772×10^3 |
| 乐都 | 334.3 | 942726×10^3 |
| 民和 | 361.5 | 643470×10^3 |
| 湟中 | 528.5 | 1188450×10^3 |
| 湟源 | 405.3 | 648480×10^3 |
| 循化 | 264.4 | 462700×10^3 |
| 化隆 | 472.1 | 1293554×10^3 |
| 平均 | 426.7 | 1102225×10^3 |

表 2 青海省东部地区各地的 P 值及
占全国平均水平表

| 地名 | $P(\text{m}^3/\text{人} \cdot \text{a})$ | 与全国平均水平相比(%) |
|----|---|--------------|
| 西宁 | 1360 | -76% |
| 大通 | 4580 | -20% |
| 互助 | 6320 | +11% |
| 乐都 | 3580 | -37% |
| 民和 | 2240 | -61% |
| 湟中 | 3260 | -43% |
| 湟源 | 5430 | -5% |
| 循化 | 5530 | -3% |
| 化隆 | 7360 | +28% |
| 平均 | 3390 | -41% |

表 3 各地 P 值表

| | 全球 | 日本 | 中国 | 吉林 | 黑龙江 | 太湖流域 | 河北 | 青海 | 青海东部 |
|--------|-------|------|------|------|------|------|-----|-------|------|
| P 平均 | 32000 | 6400 | 5700 | 5136 | 7131 | 1328 | 713 | 65600 | 3390 |

表 2、3 可以看出:青海省东部地区的人均年拥有自然水量 P 为 $3390\text{m}^3/(\text{人} \cdot \text{a})$, 比世界的 P 值 ($32000\text{m}^3/(\text{人} \cdot \text{a})$) 和全国的 P 值 ($5700\text{m}^3/(\text{人} \cdot \text{a})$) 各少 89% 和 41%, 只有个别地区 (互助、化隆) 略高于全国平均水平, 这些差异主要是由于各地降水分布不同和人口密度分布不平衡所致。虽然我国平均年降水比世界年平均降水多近 20%, 但因人口太多, 每人每年只拥有 5700m^3 水, 仅为世界平均人占水量的 18%。由此可见, 我国是水的贫乏国。就全国范围来说, P 的分布差异也很大, 虽然青海省年平均降水量只有 357.9mm , 但由于人口相对全国水平为较少, 故 P 的水平也相对较多, 为世界平均水平的 105%, 全国水平的 115%。可见青海省的自然水人均拥有量还是比较丰富的。但东部地区相对全省来说人多地少, 人口密度较大, 故 P 只有全国平均水平的 59%, 同国内其它省份相比还是比较贫乏的地区之一。

实际上, 自然降水不可能完全被利用, 有相当一部分要损失掉, 这种损失主要由年蒸发量造成, 渗漏要比蒸发小得多, 可以被利用的水主要是径流水。定义水资源年储量 (Z) 为多年平均径流总量的水, 计算公式为

$$Z = FD \times 10^3 \quad (3)$$

其中 Z 为水资源年储量, 单位为 $\text{m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$; F 为区域平均的年径流深, 单位为 mm ; D 为区域面积, 单位为 km^2 。 F 可以由水分平衡方程

$$F = R - B \quad (4)$$

计算。其中 R 为年降水量, B 为实际年蒸发量 (非蒸发皿观测值), 单位均为 mm 。实际年蒸发量 B 可采用分式:

$$B = \sqrt{R \times (1 - e^{-\frac{R}{L \times r}}) \times \frac{r}{L} \times \text{th} \frac{L \times R}{r}} \quad (5)$$

L 为蒸发潜热, r 为辐射平衡 R 为年降水量。

$$\text{由 } \frac{r}{L} = 0.44B$$

得：

$$B = \sqrt{R \times (1 - e^{-\frac{0.44B_0}{R}}) \times \text{th} \frac{R}{0.44B_0}} \quad (6)$$

其中 B_0 为小型蒸发皿的年蒸发量观测值, th 表示双曲正切函数。

同样计算平均每人每年占有的水资源储量 (Q) 则更有意义。 Q 的计算分式为：

$$Q = Z/N$$

Q 为每人每年平均拥有的水储量, 单位为 $\text{m}^3/(\text{人} \cdot \text{a})$ 。青海东部地区的 Z 和 Q 的计算结果见表 4。

表 4 东部地区各地的 Z 值及 Q 值表

| 地名 | $Z (\text{m}^3 \cdot \text{a}^{-1})$ | $Q (\text{m}^3/\text{人} \cdot \text{a})$ |
|-----|--------------------------------------|--|
| 西 宁 | 10.89×10^7 | 0.12×10^3 |
| 大 通 | 42.37×10^7 | 1.26×10^3 |
| 互 助 | 62.22×10^7 | 2.0×10^3 |
| 乐 都 | 6.59×10^7 | 0.25×10^3 |
| 民 和 | 7.03×10^7 | 0.24×10^3 |
| 湟 中 | 33.2×10^7 | 0.83×10^3 |
| 湟 源 | 10.6×10^7 | 0.87×10^3 |
| 循 化 | 1.13×10^7 | 0.13×10^3 |
| 化 隆 | 33.06×10^7 | 1.84×10^3 |
| 平 均 | 14.5×10^7 | 0.51×10^3 |

表 5 各地 Q 值表

| | 全 球 | 日 本 | 中 国 | 吉 林 | 黑 龙 江 | 青 海 | 青 海 东 部 |
|--------|-------|------|------|------|-------|-------|---------|
| Q 平均 | 11000 | 4261 | 2700 | 1559 | 1546 | 20860 | 510 |

由表 4、5 可以看出：青海省的 Z 值为 $81928800 \times 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ ，东部地区的 Z 平均值为 $14.53 \times 10^7 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 。从人均年水储量上看，虽然青海省的 Q 值高于全球平均水平，但由于东部地区的人口密度相对较大，使得东部各县的 Q 值均小于全国平均水平，只有全国平均数的 4%~74%。由此可见 Z 和 Q 的分布值各县差异很大。

3 气候变化对水资源的影响

由于气候的变化，各年、各时段的水资源也会相应地发生变化。丰水年（降水为多年正距平）对水资源的丰富和储备起积极作用，但是枯水年（降水为多年负距平），尤其是一段时期的连续枯水将会对水资源带来很大的影响。

年降水量是全年降水的总和，多年变动相对短时间降水量（如季、月降水量）要小得多。统

计青海省东部地区各县的年均降水和年均气温的平均相对变率，统计结果见表 6。

表 6 青海省东部地区各县的年均降水和年均气温的平均相对变率

| | 西 宁 | 大 通 | 互 助 | 乐 都 | 民 和 | 湟 中 | 湟 源 | 循 化 | 化 隆 | 平 均 |
|------|------|------|------|------|-----|------|------|-----|-------|-----|
| 降水变率 | 19% | 13% | 15% | 25% | 24% | 19% | 16% | 21% | 17% | 15% |
| 气温变率 | 0.5% | 0.5% | 0.1% | 0.7% | -1% | 0.6% | 0.7% | -1% | -0.3% | |

由表 6 可以看出：青海东部地区的平均降水变率为 15%，东部各县除大通和互助略小于、等于平均变率（13%和 15%）外，其它各县均大于东部地区的平均值，最大为乐都、民和及循化，分别为 25%、24%、21%，可见这些地区的逐年降水量与平均降水量的数值差异较大。在从同期的气温变化情况上看，变化最大的为民和、循化，其变化的幅度均为下降了 -1%，最小的是互助县（0.1%）。降水变率与气温变率呈负相关关系。

表 7 列出了青海东部地区 1959~1980 年这 22 年中降水最多（丰水期）和最少（枯水期）7 年的降水、气温和水资源情况。

表 7 丰水年、枯水年年降水量、气温、水年储量及变率表

| | 丰 水 年 | | | | | | |
|-----------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 年 代 | 1961 | 1967 | 1964 | 1978 | 1959 | 1970 | 1976 |
| 年降水量(mm) | 594.1 | 586.6 | 534.3 | 520.1 | 486.9 | 474.5 | 440.0 |
| R 相对变率(%) | +39% | +37% | +25% | +22% | +14% | +11% | +3% |
| T 相对变率(%) | -11% | -26% | +5% | -7% | | -14% | -18% |
| 水年储量(m ³ /(人·a)) | 1480 | 1340 | 960 | 990 | 710 | 700 | 600 |
| 相对变率(%) | +190% | +163% | +88% | +94% | +39% | +37% | +29% |
| | 枯 水 年 | | | | | | |
| 年 代 | 1965 | 1980 | 1962 | 1966 | 1972 | 1977 | 1963 |
| 年降水量(mm) | 316.3 | 316.7 | 317.0 | 317.1 | 357.5 | 359.6 | 381.8 |
| R 相对变率(%) | -26% | -26% | -26% | -26% | -16% | -16% | -11% |
| T 相对变率(%) | 14% | 9% | -9% | 14% | 2% | -10% | 17% |
| 水年储量(m ³ /(人·a)) | 110 | 200 | 180 | 160 | 320 | 370 | 320 |
| 相对变率(%) | -78% | -61% | -65% | -69% | -37% | -27% | -37% |

从多年情况看：降水的相对变率在 +39%~-26%之间变化，相应的气温相对变率为 -26%~+5% 而水年储量则在 -78%~+190%的范围内变化。当年降水量增加 39%，气温降低 11%时，水年储量增加 190% 而当年降水量减少 26%，气温升高 14%时，水年储量将减少 78%左右，可见这个数量值对东部地区的农业生产和人民生活的影响就十分可观，对水年储量影响的降水相对变率和气温相对变率的关系主要呈负相关，即降水相对增多，气温相对降低，水年储量就会增加，相反水年储量就会减少，但对水年储量的影响主要还是降水的多少。

我们知道，降水变化有明显的周期性，在少水的半周期内会有一段是连续少水的现象，而这种现象将会对水年储量产生很大的影响，地下水位下降，河流、湖泊、水库的水量大大减少，缺水问题将更加严重，旱灾明显发生等。表 8 统计了青海省东部地区丰水期和枯水期连续年代的降水对水年储量变化的影响情况。

表 8 丰水期、枯水期连续年代的变率表

| 丰 水 期 | | | | |
|-----------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| 年 代 | 连续 2 年 1978~1979 | 连续 3 年 | 连续 4 年 | 连续 5 年 |
| 年降水量(mm) | 479.7 | | | |
| R 相对变率(%) | -12% | | | |
| T 相对变率 | 11% | | | |
| 水年储量(m ³ /(人·a)) | 760 | | | |
| 相对变率(%) | +49% | | | |
| 枯 水 期 | | | | |
| 年 代 | 连续 2 年 1962~1963 | 连续 3 年 1971~1973 | 连续 4 年 1971~1974 | 连续 5 年 1971~1975 |
| 年降水量(mm) | 349.4 | 399.6 | 398.9 | 398.1 |
| R 相对变率(%) | -18% | -6% | -6% | -7% |
| T 相对变率(%) | +4% | +6% | +3% | +2% |
| 水年储量(m ³ /(人·a)) | 240 | 450 | 470 | 470 |
| 相对变率(%) | -53% | -12% | -8% | -8% |

由表 8 可以看出：青海东部地区在 1959~1980 年这 22 年的时间里，只有 1978~1979 年这一次连续丰水时间，在这一段时间里，降水相对平均值增加了 12%，气温相对平均值升高了 11%，水年储量则增加了 49%；而枯水期的时间可以长达连续 5 年，在枯水期平均水年储量可连续减少 8%以上，有时达 53%，在枯水期内降水相对变率平均减少了 9%。气温变率平均升高了 4%。由表 8 还可以看出，在丰水期和枯水期对水年储量影响的主要气象因子是降水的多少，而不是气温的变化。

4 农业旱象及用水的供需矛盾

文献 [5] 中指出：在我国华北、西北、云南等地时常发生十分严重的季节性干旱。在这些地区 60%~85% 的雨量集中在夏季，而冬、春季节只有 10%~20% 的降水。旱灾对于我国农业生产危害很大，就青海省而言，旱灾也时有发生，如 1953 年的大旱，全省成灾面积 3639401 亩，占总播种面积的 60% 农作物因旱灾而减产 9098.5 万 kg。表 9、表 10 统计了青海省东部地区春季干旱发生的指标及春季干旱的频率。

表 9 东部地区的春旱指标

| | 历年 4~5 月 R 与累年 4~5 月平均 R 的百分比(%) | | | | 年降水量 (mm) |
|--------------------------------------|----------------------------------|---------|----------|-------|--------------|
| | 重 旱 | 中 旱 | 轻 旱 | 无 旱 | |
| 青 海 东 部 农 业 地 区 | ≤70% | 71%~90% | 91%~110% | >110% | 200~300 |
| | ≤60% | 61%~80% | 81%~100% | >100% | 300~400 |
| | ≤50% | 51%~70% | 71%~90% | >90% | 400~500 |
| | ≤40% | 41%~60% | 61%~80% | >80% | >500 |

由表 9、表 10 可见 青海东部地区的春旱(轻、中、重)普遍比较频繁 频率在 50%以上 其中以民和、循化两地最为严重，重春旱频率分别达 40%和 30%。虽然其它地县的春旱一般为轻、中等程度，但由于多为浅山地区，土地坡度大，植被盖度低，土壤蓄水性差，所以对农业生产的影响却十分严重。

工农业生产和人民的生活要消耗掉大量的水，据文献 [5] 统计 1949 年全国灌溉面积 2.39 亿亩 到 1979 年增至 6.73 亿亩；我国农业用水 1949 年为 1001 亿 $m^3 \cdot a^{-1}$ 到 1979 年增至 4195 亿 $m^3 \cdot a^{-1}$ ；工业和城市用水 1949 年为 30 亿 $m^3 \cdot a^{-1}$ ；到 1979 年则增至 1387 亿 $m^3 \cdot a^{-1}$ 。由此看来，水资源供需平衡的变化主要是由需要的增加而引起的。在用水方面，农业用水量所占的比重是很大的，这主要是因为耕地仅靠自然降水是远远满足不了的，还需要进行灌溉。在干旱地区没有灌溉几乎就没有农业；在半干旱地区没有灌溉就不可能有粮食的高产、稳产。青海省东部乃至全省不少地区属于干旱、半干旱地区，农牧业生产仅靠自然降水是远远不够的。表 11 列出了各种作物在各种条件都达到最佳时可得到的最高产量和所需要的用水量关系，当然这个用水量比实际的需要量偏大，即使取此要求的最低限，也可以看出：青海省东部地区绝大部分县的同期实际降水量未能达到这个指标，只有个别县（大通、互助、湟中）满足此指标，那么对于降水偏少的年份缺水问题就更加突出了。

表 10 青海东部地区春旱频率

| | 轻 旱 | | 中 旱 | | 重 旱 | | 合 计 | |
|-----|-----|----|-----|----|-----|----|-----|----|
| | 频 数 | % | 频 数 | % | 频 数 | % | 频 数 | % |
| 西 宁 | 3 | 15 | 5 | 25 | 5 | 25 | 13 | 65 |
| 大 通 | 6 | 30 | 1 | 20 | | | 7 | 50 |
| 互 助 | 5 | 38 | 3 | 23 | | | 8 | 61 |
| 乐 都 | 2 | 10 | 4 | 20 | 5 | 25 | 11 | 55 |
| 民 和 | 4 | 20 | | | 8 | 40 | 12 | 60 |
| 湟 中 | 7 | 35 | 3 | 15 | | | 10 | 50 |
| 湟 源 | 5 | 25 | 3 | 15 | 3 | 15 | 11 | 55 |
| 循 化 | 4 | 20 | 3 | 15 | 6 | 30 | 13 | 65 |
| 化 隆 | 6 | 30 | 1 | 5 | 3 | 15 | 10 | 50 |

表 11 农作物最高产量与需水关系表

| 作物名称 | 小 麦 | 大 豆 | 玉 米 | 马 铃 薯 |
|----------|---------|---------|---------|-----------|
| 生长期(月份) | 3~8 | 4~9 | 4~9 | 4~9 |
| 最高产量(kg) | 250~400 | 150~200 | 250~400 | 2000~2500 |
| 需水量(mm) | 450~650 | 450~700 | 500~800 | 500~700 |
| 西 宁 | 334.7 | 329.5 | 329.5 | 329.5 |
| 大 通 | 462.5 | 452.2 | 452.2 | 452.2 |
| 互 助 | 490.5 | 480.4 | 480.4 | 480.4 |
| 乐 都 | 304.2 | 300.3 | 300.3 | 300.3 |
| 民 和 | 328.4 | 320.6 | 320.6 | 320.6 |
| 湟 中 | 468.6 | 457.2 | 457.2 | 457.2 |
| 湟 源 | 367.6 | 362.7 | 362.7 | 362.7 |
| 循 化 | 246.6 | 244.5 | 244.5 | 244.5 |
| 化 隆 | 422.6 | 411.1 | 411.1 | 411.1 |

降水量在年内各时期的分配也比较悬殊，青海东部地区各地的降水量主要集中在夏季（表 12），占全年降水总量的 53% 以上 春季降水只占到 18% 左右，而且在春季多风、蒸发量较大（占全年的 33% 左右），结果使得东部地区春季基本属于偏旱，这与表 10 的统计结果相一致，故青海东部地区有十年九春旱的说法。

历年各月的降水量相对多年平均状况的变化也不相同。以降水最多的互助县为例，3~9 月的各月降水量的相对变率分别为：34%、43%、22%、25%、15%、19%、16% 由此可见春季东部地区的降水相对变率是比较大的，表 13 统计了青海东部地区各代表站 3~6 月各旬降水量距平百分率小于、等于 -50% 连续出现的频次和频率，得出：青海东部地区连续 2 旬降水距平小于、等于 -50% 的机率约占 26% 左右，它将会造成较明显的旱象。其中还有约 18% 将会持续到 3 旬以上，而连续 3 旬、4 旬降水距平小于、等于 -50% 时旱象就极为严重了。

表 12 青海东部地区各县各季降水情况表

| | 春季(mm) | 百分比(%) | 夏季(mm) | 百分比(%) | 秋季(mm) | 百分比(%) | 冬季(mm) | 百分比(%) |
|-----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 西 宁 | 69.5 | 19 | 209 | 57 | 84.6 | 23 | 3.7 | 1 |
| 大 通 | 98.0 | 19 | 281 | 55 | 119.0 | 24 | 10.2 | 2 |
| 互 助 | 91.3 | 19 | 268 | 56 | 117.0 | 24 | 5.9 | 1 |
| 乐 都 | 60.5 | 18 | 194 | 57 | 76.5 | 22 | 10.0 | 3 |
| 民 和 | 69.4 | 19 | 200 | 57 | 87.1 | 23 | 3.6 | 1 |
| 湟 中 | 109.0 | 21 | 281 | 53 | 126.0 | 24 | 10.5 | 2 |
| 湟 源 | 71.0 | 17 | 234 | 58 | 91.3 | 23 | 5.3 | 2 |
| 循 化 | 42.1 | 17 | 165 | 63 | 51.6 | 20 | | |
| 化 隆 | 92.1 | 20 | 256 | 56 | 96.9 | 21 | 14.4 | 3 |

表 13 东部各县 3~6 月各旬降水量距平 ≤ -50% 连续出现的频次和频数

| | 年代 数 | 连续 2 旬 | | 连续 3 旬 | | 连续 4 旬 | | 连续 5 旬 | | 连续 6 旬 | |
|-----|---------|--------|----|--------|----|--------|----|--------|----|--------|---|
| | | 频数 | % | 频数 | % | 频数 | % | 频数 | % | 频数 | % |
| 西 宁 | 27 | 75 | 25 | 49 | 18 | 31 | 13 | 19 | 9 | 9 | 5 |
| 大 通 | 27 | 65 | 22 | 35 | 13 | 17 | 7 | 7 | 3 | 2 | 1 |
| 互 助 | 27 | 62 | 24 | 43 | 17 | 25 | 11 | 13 | 6 | 7 | 4 |
| 乐 都 | 24 | 82 | 31 | 51 | 21 | 28 | 13 | 14 | 7 | 5 | 3 |
| 民 和 | 24 | 69 | 24 | 43 | 18 | 18 | 8 | 11 | 6 | 6 | 4 |
| 湟 中 | 22 | 56 | 23 | 33 | 15 | 19 | 10 | 9 | 5 | 1 | 1 |
| 湟 源 | 24 | 80 | 30 | 53 | 20 | 36 | 17 | 19 | 10 | 8 | 5 |
| 循 化 | 22 | 85 | 35 | 57 | 26 | 38 | 19 | 16 | 9 | 5 | 3 |
| 化 隆 | 23 | 57 | 23 | 36 | 16 | 18 | 9 | 7 | 4 | 2 | 1 |
| 平 均 | | 70 | 26 | 44 | 18 | 26 | 12 | 13 | 7 | 5 | 3 |

5 解决水资源贫乏的措施

由于工农业的发展和城市用水量的增加，使得目前我国的淡水资源严重短缺，无论是农业生产或工业生产都是以水作代价的。据测算：生产 1 kg 小麦需水 1500 kg；生产 1 kg 大米需要 4500 kg 水；生产 1 kg 鲜牛肉需要 30000 kg 水；生产一辆汽车需要用水 40 万 kg；生产 1 kg 钢要 150 万 kg 水。因此，工农业生产要增产就要有足够的水，这样努力开发水资源就成了当务之急。

解决水资源贫乏的途径有多种，如：植树造林、建立绿色水库；兴修水利、扩大灌溉面积；提高旱作农业技术；从外流域调水等办法都是行之有效的。但从青海省省情出发，解决农业区水资源缺乏可以从以下两方面进行考虑。

5.1 节约用水

工业用水是一个大户，钢铁、造纸、化工等工业用水更甚，一吨钢铁需水 20 m^3 ，一吨纸需水 200 m^3 。如果能够提高工业用水的回收循环使用，可使实际耗水量减少。日本在 1965 年工业用水回收率为 36%，每亿日元产值每天实际耗水 70 m^3 。1975 年工业用水回收率上升到 65%，每亿日元产值每天实际耗水下降到 37 m^3 ，大约只有原来的一半。所以提高用水的重复率是解决水资源贫乏的重要途径，同时也有利于防治工业废水对环境的污染。另外据水资源专家的统计，每个国家每年平均要为每个国民提供 1000 m^3 的生活用水。地球蕴藏的水量是人类所需的 10 倍，它不但供应人类所需，也充满了河流、湖泊，滋养地球上一切人类以外的生命。然而自 50 年代开始，全球的用水量平均增加了 3 倍 现在有 26 个国家拥有超过其水资源供应量的入口。加之生活水平的提高也使水在这方面的使用大幅度地提高，这又是一个节约用水的重要渠道。所以要在全国范围内大力提倡“节约用水”。

5.2 人工增雨

自然降水的变化可引起水资源发生更大幅度的变化，进行人工增雨作业，可从根本上增加水资源储量，如果在较大范围内增加降水的量值在 20 mm 则可使水资源储量增加 10% 左右，其效果是十分可观的。文献 [6] 分析青海省东北部地区的春季的降水天气气候特点、降水云层特征及自然云层的降水效率和增水潜力，得出：春季自然降水效率在 29%~40% 之间，在理想情况下尚有 70 mm 水量可挖掘，这对青海省的农牧业生产来说是一个不可估量的积极因素，其关键在于深入地研究降水机制，科学地进行作业。

农业干旱的问题也只有靠人工增雨来解决。在作物生长期抓住有利时机进行人工增雨作业，可提高耕地的有效雨量获得率，减少雨量的损失。旱田垄灌的损失率一般可达 30%~60%，喷灌的损失率一般在 15%~20% 之间，而旱田在 $20\sim 40\text{ mm}$ 的降水情况下，基本都可以利用。通过对近几年青海省人工增雨的效果分析，其增雨的效果是可观的，投入产出比一般为 1:30。在国内外较有影响的福建古田水库人工增雨随机实验，其投入产出比达到 1:50 左右。由此可见，人工增雨是解决农业用水的最有效途径。

6 结 论

根据以上分析我们可以得出以下几点结论和看法：

(1) 虽然青海省的水资源丰富，但由于地形、地质条件复杂，使得水资源开发条件差，地区分配不平衡，利用率低；

(2) 青海省东部地区人口密度大，地域小，使得人均拥有的年自然水量和年均储量都小于全国平均水平，且地域分配不平衡；

(3) 分析影响青海省的水资源的气象因子得出：年降水量是主要和关键的因子，气温对它的影响程度远远小于年降水量；

(4) 解决青海省水资源缺乏的主要途径是实施人工增雨和节约用水。

参考文献

- 丁士晟. 气候与水资源. 气象, 1982(11)
- 1 高国栋, 我国陆面蒸发量和蒸发耗热量的研究. 气象学报, 1980(2)
 - 2 青海省农牧业气候资源分析与区划. 1985. 9
 - 3 黑龙江省人工影响天气办公室, 人工影响天气技术体系的研究. 北京: 气象出版社
 - 4 张家诚, 中国气候总论. 北京: 气象出版社
 - 5 赵仕雄, 贾生海, 李仑格. 青海东北部地区春季人工增水的潜力分析, 青海气象增刊, 1992
 - 6

青海高原东部春季降水气候背景分析

李仑格 杨毅

(青海省工人影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

利用 1987~1996 年春季(3~5月)作业区内 20 个气象台(站)的地面气象资料,从阴天(≥ 8 成云)、降水、降水云与降水的关系以及天气类型四个方面讨论分析,从而寻找出适合青海省东部地区人工增雨的条件和机会。

关键词 高原 春季降水 气候背景

1 引 言

青海东部地处青藏高原东北部,属干旱半干旱地区,有人曾估算近期缺水达 30亿 m^3 以上。由于该地区春季(3~5月)的降水量只占全年总降水量的 20%左右,使得春季干旱时有发生。按麦类作物供需水状况考虑,川水水地缺水 63.5%~32%;浅山缺水 33.1%~3%,脑山地也缺水 25.1%~1%。特别是农作物播种关键时期的降水量只占全年降水的 15%~22%。除个别地方,每天不足 1mm 雨量,而此时每日蒸发量在 6.0mm 以上,相对湿度约在 55%以下。由于降水量少,蒸发量大,空气及土地处在极度干燥状态,缺水和干旱状况十分突出,较农作物生产适宜的 80%相对湿度差距较大,干旱频率可达 45%以上。它严重影响了春耕生产和牧草返青。因此,实施以抗旱为目的的人工增雨作业,以便缓解干旱灾害,成为迫切需要。

2 气候背景分析

为便于分析,将人工增雨作业区分为四个小区,一区包括大通、互助、湟源、门源等站;二区包括刚察、海晏、茶卡等站;三区包括共和、兴海、贵南、同德、河卡等站;四区包括西宁、湟中、乐都、民和、化隆、循化、同仁、尖扎、贵德等站。其中一区、二区位于青海湖以北,三区、四区位于青海湖以南(图略)。

2.1 阴天日数统计特征

人工增雨作业的主要对象是含有水的云层,云层的形成、变化是决策作业和选择作业时机的主要依据。因此,分析研究阴雨状况十分必要。

表 1 为作业区内 20 个气象台(站)春季(3~5月)阴天(≥ 8 成云)日数多年旬和月平均值统计表。

由表 1 可以看出,作业区 3~5月的平均阴天日数分别为 12.6 天、12.9天和 13.9天,呈现逐月增多的趋势。再从各月逐旬来看,3月中旬开始阴天日数猛增,比上旬增多近一倍,约 3天有一个阴天,即 3天有一次作业机会。从 3月 10日起实施人工增雨作业较理想。

作业区内 3~5月平均阴天日数最多的为作业区南部的河卡、贵南及化隆,3个月平均阴天日数分别为 14.9天、15天和 15.2天。这是由于作业区南部随着西南气流逐渐北抬,容易形

成云的原因所造成。

表 1 作业区 3~5 月逐旬 ≥ 8 成云平均日数统计表 (d)

| 序号 | 站名 | 3 月 | | | 合 计 | 4 月 | | | 合 计 | 5 月 | | | 合 计 |
|-----|----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|------|
| | | 上旬 | 中旬 | 下旬 | | 上旬 | 中旬 | 下旬 | | 上旬 | 中旬 | 下旬 | |
| 1 | 西宁 | 2.5 | 4.3 | 6.1 | 12.9 | 4.4 | 4.0 | 4.3 | 12.7 | 4.2 | 4.8 | 5.1 | 14.1 |
| 2 | 大通 | 3.1 | 4.2 | 6.3 | 13.6 | 5.0 | 4.5 | 4.8 | 14.1 | 4.8 | 4.4 | 4.5 | 13.7 |
| 3 | 互助 | 2.8 | 4.2 | 6.0 | 13.0 | 4.2 | 5.1 | 4.6 | 13.5 | 4.6 | 4.1 | 3.9 | 12.6 |
| 4 | 湟中 | 3.0 | 3.6 | 6.0 | 12.6 | 4.8 | 4.9 | 5.0 | 14.2 | 5.0 | 4.8 | 5.1 | 14.9 |
| 5 | 湟源 | 2.8 | 4.1 | 6.0 | 12.9 | 4.4 | 4.7 | 5.2 | 14.3 | 5.2 | 4.8 | 4.1 | 14.1 |
| 6 | 乐都 | 2.7 | 3.8 | 5.5 | 12.0 | 4.0 | 4.5 | 3.7 | 12.2 | 3.7 | 4.8 | 4.3 | 12.8 |
| 7 | 民和 | 2.1 | 4.2 | 6.3 | 12.6 | 4.5 | 4.1 | 3.3 | 11.9 | 3.3 | 4.5 | 3.2 | 11.0 |
| 8 | 化隆 | 3.9 | 4.2 | 5.7 | 13.8 | 5.3 | 4.9 | 4.6 | 14.8 | 4.6 | 6.2 | 6.1 | 16.9 |
| 9 | 循化 | 2.9 | 4.6 | 5.5 | 13.0 | 4.4 | 3.8 | 3.4 | 11.6 | 3.4 | 4.9 | 5.3 | 13.6 |
| 10 | 同仁 | 2.9 | 4.4 | 5.2 | 12.5 | 3.9 | 4.3 | 4.3 | 12.5 | 4.3 | 5.6 | 5.8 | 15.7 |
| 11 | 尖扎 | 3.5 | 5.0 | 6.1 | 14.6 | 4.8 | 4.3 | 4.1 | 13.2 | 4.1 | 5.9 | 5.4 | 15.4 |
| 12 | 门源 | 2.3 | 3.3 | 5.3 | 10.9 | 4.2 | 4.4 | 3.7 | 12.3 | 3.7 | 4.6 | 4.8 | 13.1 |
| 13 | 刚察 | 2.6 | 3.5 | 4.8 | 10.9 | 3.1 | 3.8 | 4.0 | 10.9 | 4.0 | 4.8 | 3.9 | 12.7 |
| 14 | 共和 | 2.4 | 3.8 | 4.5 | 10.7 | 3.7 | 3.4 | 3.5 | 10.6 | 3.5 | 4.0 | 4.6 | 12.1 |
| 15 | 同德 | 3.0 | 4.9 | 5.1 | 13.0 | 3.9 | 4.4 | 4.0 | 12.3 | 4.0 | 5.6 | 5.4 | 15.0 |
| 16 | 兴海 | 2.4 | 4.8 | 5.1 | 12.3 | 3.6 | 4.4 | 3.7 | 11.7 | 3.7 | 5.0 | 5.8 | 14.5 |
| 17 | 贵德 | 2.8 | 5.6 | 5.5 | 13.9 | 4.4 | 4.4 | 3.8 | 12.6 | 3.8 | 4.7 | 4.1 | 12.6 |
| 18 | 贵南 | 2.6 | 4.6 | 6.0 | 13.2 | 5.0 | 5.1 | 4.5 | 14.6 | 4.5 | 5.9 | 5.6 | 16.0 |
| 19 | 河卡 | 3.6 | 4.3 | 5.5 | 13.4 | 4.6 | 5.4 | 4.4 | 14.4 | 4.4 | 5.8 | 6.1 | 16.3 |
| 20 | 茶卡 | 2.6 | 4.0 | 4.2 | 10.8 | 3.5 | 3.2 | 2.7 | 10.4 | 2.7 | 4.0 | 3.6 | 10.3 |
| 平 均 | | 2.8 | 4.3 | 5.5 | 12.6 | 4.3 | 4.4 | 4.1 | 12.8 | 4.1 | 5.0 | 4.8 | 13.9 |

表 2 是 4 个作业区 3~5 月各月平均阴天日数。从表中可以看出：三区、四区平均阴天日数明显多于一区和二区，呈南多北少，阴天日数最少的为二区（11.0 天），最多的为三区（13.5 天）。这说明作业区南部地区离我省主要的水源地相对较近，大气中水汽含量较丰富，有利于云层的形成。

表 2 作业区各小区 3~5 月阴天日数表

| 月份 | 一区 | 二区 | 三区 | 四区 |
|-----|------|------|------|------|
| 3 月 | 12.6 | 10.9 | 12.5 | 13.1 |
| 4 月 | 13.3 | 10.5 | 13.3 | 13.0 |
| 5 月 | 13.4 | 11.5 | 14.8 | 14.1 |
| 平均 | 13.1 | 11.0 | 13.5 | 13.4 |

2.2 云层的特点

春季作业区的降水云层主要由 4 类云系产生，即高层云云系（As）；高层云（As）和层积云（Sc）组成的混合层状云系；高层云（As）和积雨云（Cb）组成的对流混合云系；Cb 对流云系。其中对流混合层状云系出现的次数最多，约占总统计数的 30%，混合层状云系出现次数次之，约占总统计次数的 26%；单纯的高层云系出现的次数较少（见表 3、图 1）。

表 3 春季(3~5月)4类降水云层出现比率表

| 月份 | As | | As.Sc | | As.Cb | | Cb | |
|----|-----|----|-------|----|-------|----|-----|----|
| | 天数 | % | 天数 | % | 天数 | % | 天数 | % |
| 3月 | 5.0 | 28 | 5.5 | 31 | 3.8 | 21 | 3.5 | 20 |
| 4月 | 3.4 | 17 | 5.5 | 28 | 6.0 | 31 | 4.6 | 24 |
| 5月 | 2.5 | 11 | 4.5 | 20 | 8.7 | 39 | 6.6 | 30 |
| 平均 | 3.6 | 19 | 5.2 | 26 | 6.2 | 30 | 4.9 | 25 |

从各类云系的月分布来看(表3、图1),高层云系及混合层状云系出现的比例随月份逐渐减少,单纯的对流云和对流混合云系则随月份而逐渐增多。这是由于季节转换气温的逐渐升高,对流发展所造成,但从绝对出现次数来看,对流混合云系仍然为主要云系。

从表4中可以看出,4类云系在4个作业小区里出现的日数规律是高层云(As)在各作业区变化不大,混合层状云(As.Sc)在四区增加,对流混合云(As.Cb)和单纯的对流云Cb为一区、二区明显增多。

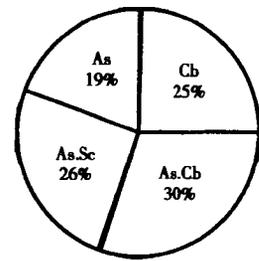


图1 4类降水云层出现比例平均饼图

表 4 降水云层在各作业区内出现次数统计表

| | 3月 | | | | 4月 | | | | 5月 | | | |
|----|-----|-------|-------|-----|-----|-------|-------|-----|-----|-------|-------|-----|
| | As | As.Sc | As.Cb | Cb | As | As.Sc | As.Cb | Cb | As | As.Sc | As.Cb | Cb |
| 一区 | 6.4 | 3.7 | 4.6 | 4.9 | 3.7 | 5.6 | 7.5 | 4.7 | 2.7 | 3.9 | 9.0 | 7.7 |
| 二区 | 3.4 | 5.8 | 4.0 | 3.5 | 2.2 | 4.7 | 7.0 | 4.4 | 2.1 | 4.0 | 9.5 | 6.8 |
| 三区 | 4.3 | 4.9 | 4.1 | 3.6 | 3.2 | 4.7 | 5.6 | 5.7 | 2.4 | 4.5 | 8.8 | 6.4 |
| 四区 | 5.7 | 7.5 | 2.4 | 1.8 | 4.3 | 6.9 | 4.0 | 3.6 | 2.7 | 5.6 | 7.3 | 5.3 |
| 平均 | 5.0 | 5.5 | 3.8 | 3.5 | 3.4 | 5.5 | 6.0 | 4.6 | 2.5 | 4.5 | 8.7 | 6.6 |

2.2.1 降水云结构参数

根据大量观测结果和降水物理过程分析结果,通常把一块云层云底至0层的部分称为暖云层,0℃层至-20℃层常存在过冷水和冰晶,-20℃层至云顶常为纯冰晶、雪花层,过冷水很少出现。表5和图2给出了该地区云层结构与有关参数配置。从各月云高与温度配合情况分析,可以看出云层处在可催化温度范围内,云顶高度和云底温度随月份而增高。由此可见,大降水与云底温度和云厚增厚有关。

表 5 降水结构及有关参数统计表

| 月份 | 高度(km)及厚度 | | | 温度(°C) | | 主要温度高度(km) | | |
|----|-----------|------|------|--------|-------|------------|-------|-------|
| | 云底 | 云顶 | 云厚 | 云底 | 云顶 | 0°C | -10°C | -20°C |
| 4月 | 2.52 | 7.59 | 4.97 | 8.0 | -24.5 | 3.28 | 4.6 | 6.62 |
| 5月 | 2.76 | 7.62 | 4.86 | 6.2 | -23.0 | 3.65 | 5.6 | 7.18 |
| 6月 | 2.43 | 10.3 | 7.87 | 11.7 | -30.7 | 4.1 | 5.92 | 8.23 |

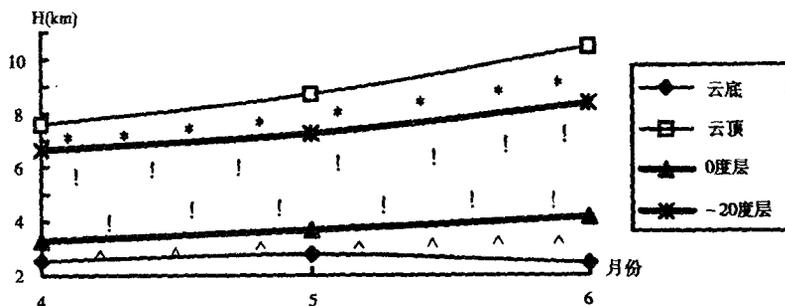


图 2 降水云层结构模型

2.3 春季降水特征

我省东部地区的降水不但在地域分布上不平衡，而且在季节分配上也极不均匀。

2.3.1 多年春季平均降水量

春季东部地区除门源、大通、互助、湟中降水量超过 100 mm 外，其余各地降水量均在 100 mm 以下。

表 6 作业区各气象台站春季(3~5月)的降水量表

| 站名 | 3月 | 4月 | 5月 | 合计 | 平均 | 占年降水% |
|----|------|------|------|-------|------|-------|
| 西宁 | 5.2 | 18.5 | 45.8 | 69.5 | 23.2 | 19% |
| 大通 | 10.3 | 25.5 | 62.2 | 98.0 | 32.7 | 19% |
| 湟中 | 11.4 | 29.5 | 68.2 | 109.1 | 36.4 | 21% |
| 湟源 | 4.9 | 15.8 | 50.2 | 71.0 | 23.7 | 17% |
| 互助 | 15.2 | 34.6 | 63.2 | 112.6 | 37.5 | 19% |
| 乐都 | 3.9 | 17.9 | 38.8 | 60.6 | 20.2 | 18% |
| 民和 | 7.8 | 19.6 | 41.9 | 69.3 | 23.1 | 19% |
| 化隆 | 11.5 | 26.8 | 54.7 | 92.1 | 30.7 | 20% |
| 循化 | 2.1 | 11.3 | 28.7 | 42.1 | 14.0 | 17% |
| 同仁 | 9.3 | 26.7 | 55.9 | 91.8 | 30.6 | 22% |
| 尖扎 | 4.3 | 18.7 | 41.7 | 64.7 | 21.6 | 18% |
| 门源 | 13.5 | 30.2 | 60.8 | 104.5 | 34.8 | 21% |
| 刚察 | 4.3 | 13.4 | 41.2 | 58.9 | 19.6 | 16% |
| 海晏 | 3.6 | 7.8 | 34.8 | 60.7 | 20.2 | 15% |
| 共和 | 3.2 | 9.8 | 38.2 | 51.2 | 17.1 | 16% |
| 贵德 | 3.0 | 11.7 | 30.3 | 44.9 | 15.0 | 18% |
| 河卡 | 4.7 | 11.9 | 48.4 | 65.0 | 21.7 | 19% |
| 兴海 | 3.1 | 7.0 | 50.3 | 60.4 | 20.1 | 17% |
| 贵南 | 5.0 | 15.4 | 54.5 | 74.9 | 25.0 | 19% |
| 同德 | 5.6 | 17.4 | 59.8 | 82.7 | 27.7 | 20% |
| 茶卡 | 3.0 | 6.3 | 26.2 | 35.5 | 1.18 | 18% |
| 平均 | 6.5 | 17.9 | 47.4 | 71.8 | 23.9 | 18% |

由表 6 可以看出，春季东部地区作业期的降水量占年降水量的 15%~22% 平均水平为 18% 大部分地区在 20% 以下。

春季降水最多的地区为互助、湟中、门源、大通等地，互助为中心其降水量 112.6mm 降水最少的则是茶卡、循化和贵德；4 个作业区中以一区的各月降水量及平均降水量为最多，四区次之，二区最少。

作业区各气象台站春季的降水量虽然只占年降水量的 18% 左右，但其春季的降水变率却达到 48% 左右，由此可见春季降水量具有很大不稳定性，尤其以三、四区最为明显，其中西宁、乐都、民和、循化、贵德、茶卡等地的春季降水变率均超过 60%。降水少且变率大，往往会产生春旱。从降水和降水变率来看，总趋势为降水量多的地区降水变率相对较小，比较稳定，反之降水则不稳定。

2.3.2 春季降水类型

A 跳跃式增加型

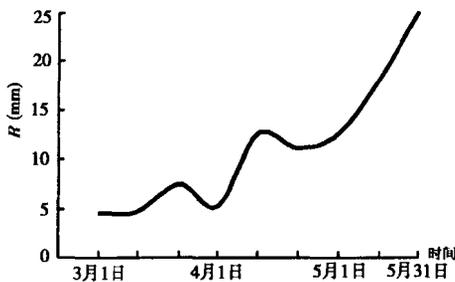


图 3 互助站旬平均降水量变化曲线

图 3 为互助站多年旬平均降水变化曲线图，自 3 月上旬开始逐渐增加至下旬，4 月上旬减少 4 月中旬突增，4 月下旬又相对减少，从 5 月上旬到下旬直线上升。这种类型表明 4 月上旬和下旬相对是个少雨期，5 月开始进入雨量稳定增加的时期。

属于这种类型的有西宁、大通、互助、湟中、湟源、乐都、化隆、民和、门源、刚察。其中湟中、大通、互助、湟源、门源跳跃幅度大，雨量增加快。

B 平缓式增加型

图 4 为共和站多年旬平均降水量变化曲线图，从 3 月上旬开始至 5 月下旬逐渐平缓增加，4 月下旬后幅度增大。

属于这种类型的有共和、贵德、尖扎、循化、同仁等。这种类型的地区降水量比跳跃型的小。

2.3.3 夜雨量

夜雨量是指 20 时至次日 08 时之间的降水量。从表 7 可以看出：各作业小区各月及平均的夜雨量均占总降水量的 60% 以上，夜雨量百分率随月份逐渐减小。四个作业小区中，三区、四区是作业区中是夜雨量最高的地区，达到了 66%~73% 较少的为 54%~63% 之间。

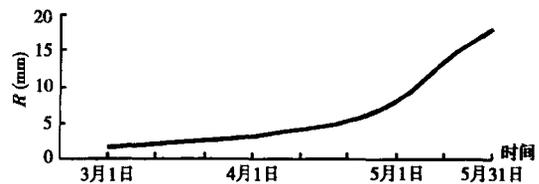


图 4 互助站旬平均降水量变化曲线

表 7 作业区春季(3~5月)夜雨量及占总降水百分率表

| | 3月 | | 4月 | | 5月 | | 平均 | |
|----|-----|---------|------|---------|------|---------|------|---------|
| | 夜雨量 | 占总雨量(%) | 夜雨量 | 占总雨量(%) | 夜雨量 | 占总雨量(%) | 夜雨量 | 占总雨量(%) |
| 一区 | 7.6 | 63 | 16.1 | 62 | 34.5 | 54 | 19.4 | 60 |
| 二区 | 2.3 | 62 | 5.6 | 61 | 18.1 | 54 | 8.7 | 59 |
| 三区 | 2.8 | 66 | 6.6 | 60 | 27.5 | 59 | 12.3 | 62 |
| 四区 | 4.6 | 73 | 12.8 | 65 | 27.8 | 61 | 15.1 | 66 |
| 平均 | 4.3 | 66 | 10.3 | 62 | 27.0 | 57 | 13.9 | 62 |

2.3.4 降水等级日数分布

表 8 作业区降水等级平均日数统计表

| | ≥0.1mm 日数 | | | | ≥5.0mm 日数 | | | | ≥10.0mm 日数 | | | |
|----|-----------|-----|------|------|-----------|-----|-----|-----|------------|-----|-----|-----|
| | 3月 | 4月 | 5月 | 平均 | 3月 | 4月 | 5月 | 平均 | 3月 | 4月 | 5月 | 平均 |
| 一区 | 8.5 | 9.9 | 15.0 | 11.1 | 0.4 | 1.8 | 4.2 | 2.1 | 0.1 | 0.7 | 1.8 | 0.9 |
| 二区 | 3.5 | 4.9 | 10.5 | 6.3 | 0.0 | 0.5 | 2.5 | 1.0 | 0.0 | 0.2 | 0.7 | 0.5 |
| 三区 | 3.3 | 5.2 | 5.3 | 4.6 | 0.1 | 0.7 | 3.5 | 1.4 | 0.0 | 0.2 | 1.3 | 0.5 |
| 四区 | 4.4 | 6.6 | 11.6 | 7.5 | 0.2 | 1.4 | 3.2 | 1.6 | 0.0 | 0.4 | 1.2 | 0.5 |
| 平均 | 4.9 | 6.7 | 10.6 | 7.4 | 0.2 | 1.1 | 3.4 | 1.5 | 0.0 | 0.4 | 1.2 | 0.6 |

由表 8 和图 5 看出,3~5月作业区内 $\geq 0.1\text{ mm}$ 、 $\geq 5.0\text{ mm}$ 及 $\geq 10\text{ mm}$ 的平均降水日数分别为 7.4 天、1.5 天和 0.6 天;其中三个等级中平均降水日数最多的为一区(11.1 天),最少的为三区(4.6 天), $\geq 5.0\text{ mm}$ 日数为一区最多(2.1 天),最少的为二区(1.0 天)。这意味着一区作业机会多,而 5 月 $\geq 5.0\text{ mm}$ 降水日数的增加,通过提高增雨效率,人工增雨量也可相应增大。

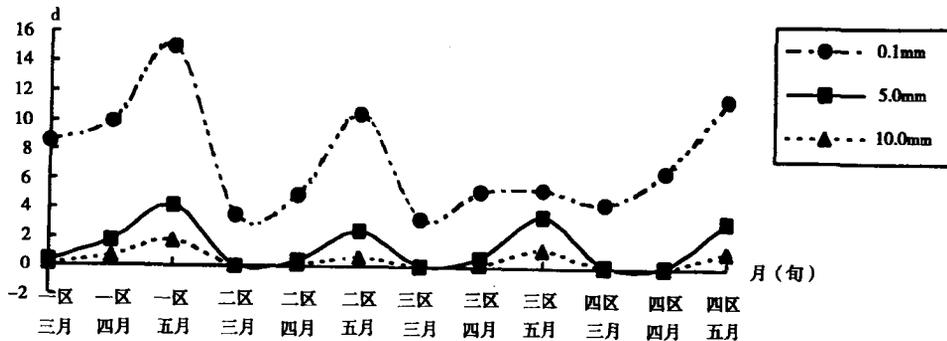


图 5 作业区各降水等的各区各月分布图

2.4 云与降水的关系

2.4.1 几种主要降水云层与降水的比例

统计分析作业区对流云、混合云和层状云产生降水日数得出：作业区内随着月份的升高，对流云和混合云产生降水的日数均逐渐增多，层状云产生降水的日数则逐渐减少，即使是层状云降水也夹杂着对流性降水云系。4个作业小区中，对流云、混合云降水日数最多的为三区，最少的为四区；层状云降水日数最多的则为四区，最少的为一区（图6）。

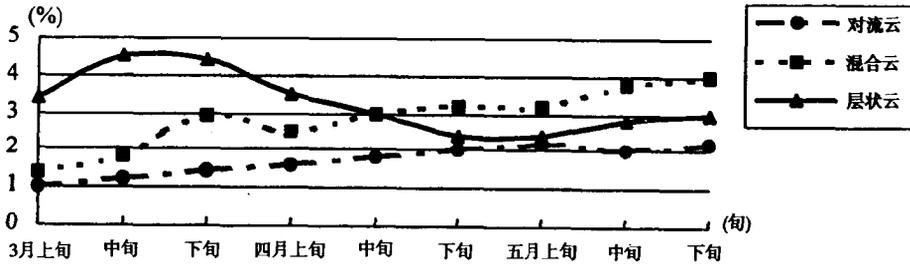


图6 作业区春季对流云、混合云、层状云降水日数旬变化图

2.4.2 降水云况及降水概率统计

表9 作业区春季各月降水云况及降水率统计表

| | ≥8成云 出现天数 | 降水日数 | ≥5mm 降水天数 | 降水概率 | ≥5mm降水日数占 降水日数比率 |
|----|--------------|-------|--------------|------|---------------------|
| 3月 | 11.80 | 10.37 | 0.26 | 0.88 | 0.03 |
| 4月 | 11.14 | 11.16 | 1.18 | 1.00 | 0.11 |
| 5月 | 12.92 | 17.91 | 3.54 | 1.38 | 0.20 |
| 平均 | 11.95 | 13.15 | 1.66 | 1.1 | 0.11 |

从表9中可以看出，春季作业区平均阴天日数为11.95天，平均降水日数为13.15天，产生降水的概率达到109%。这说明春季作业区降水的效率较高，但是在大于5mm的降水的概率下，产生较大降水的比例却很小，只有11%左右。阴天日数、降水日数、降水概率、≥5mm降水日数等均为随月份而增大的。

2.4.3 对流混合云与层状云的降水概率

表10 对流混合云与层状云降水率表

| | 对流混合云 | | 层状云 | |
|----|--------|--------------|--------|--------------|
| | 降水率(%) | ≥5.0mm降水率(%) | 降水率(%) | ≥5.0mm降水率(%) |
| 3月 | 65 | 34 | 71 | 12 |
| 4月 | 72 | 23 | 74 | 20 |
| 5月 | 83 | 29 | 84 | 35 |
| 平均 | 73 | 29 | 76 | 22 |

表10为对流混合云与层状云降水率统计表。分析得出：层状云平均降水率均高于对流混

合云,但 ≥ 5 mm降水率除5月份外对流混合云高于层状云;对流混合云和层状云的降水率都是随月份而增加。这说明水汽输送的作用占了主导地位。

3 结 论

(1)作业区3~5月的平均阴天日数分别为12.6天、12.9天和13.9天,呈逐月增多的趋势;

(2)春季作业区的降水云层主要由四类云系产生,其中对流混合层状云系出现的次数最多,约占总统计数的30%,混合状云系出现次数次之,约占总统计次数的26%;单纯的高层云系出现的次数较少。高层云系及混合层状云系出现的比例随月份逐渐减少,单纯的对流云和对流混合云系则随月份而逐渐增多,但从绝对出现次数来看,对流混合云系仍然为主要云系。

(3)我省东部地区的降水不但在地域分布上不平衡,而且在季节分配上也极不均匀。春季东部作业期的降水量占年降水量的15%~22% 平均水平为18%,大部分地区在20%以下,但其春季的降水变率却达到48%左右,由此可见春季降水量具有很大不稳定性。春季降水类型分跳跃式增加型和平缓式增加型。夜雨量均占总降水量的60%以上,夜雨量百分率随月份逐渐减少。

(4)对流云和混合云产生降水的日数随月份逐渐增多,层状云产生降水的日数则逐渐减少,即使是层状云降水也夹杂着对流性降水云系。春季作业区降水的效率较高,但是在大于5mm的降水概率下,产生较大降水的比例却很小。

青海省东部春季降水及天气特征分析

李生辰

王希娟

德力格尔

(青海省气象台 西宁 810001)

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘要

本文从天气学角度首先对青海省东部的降水特征做了初步分析,并对东部地区出现的中雨以上过程的天气形势进行了总结。

关键词:青海省东部 春季 降水

1 引言

青海省的东部是全省最主要的产粮区,春季雨水的多少对农业生产影响很大。由于本省东部地处青藏高原和黄土高原过渡地带,降水的地形特征较为显著,以西宁为中心,北有祁连山,南有拉脊山,西有日月山,中间的河谷地带呈喇叭形且高度由东向西增加,当河西走廊有冷空气活动时一般一部分南压到祁连山东段以北,另一部分由河谷的东部回流向西,这样便在拉脊山北坡的湟中,祁连山东段南坡的大通和北坡的门源经常处在迎风坡,易造成上升运动,使这些地区成为降水中心,相对周围地区不仅年降水量多,而且强降水频繁。

2 降水特征

2.1 资料的选择及范围

选取 1986~1995 年 3~5 月的资料,包括 500 hPa 欧亚高空图、东亚地面天气图、西北区小图,共 10 年资料。

选择西宁、湟中、湟源、大通、互助、乐都、民和、化隆、循化、门源、刚察、共和、贵德、尖扎、同仁 15 个气象站为代表站,大约 2 万多平方公里的范围。

2.2 多年年平均降水量

多年年平均降水量统计表明,以互助为中心的多雨带位于祁连山的东段,该多雨带向南延伸到拉脊山以北的湟中;化隆和同仁是次中心,相对循化和贵德处在少雨区内。总的来看湟水河流域年降水多,黄河流域年降水少。

2.3 多年春季平均降水量

春季 3~5 月多年平均降水量总趋势与多年平均降水量的分布是一致的。湟中为中心,其降水量 112.6 mm,比最少的环湖地区多一倍以上,次中心是门源。

2.4 多年春季旬平均降水类型

2.4.1 跳跃式增加型

从互助站多年 3~5 月旬平均降水量变化曲线图可知(图 1)自 3 月上旬开始逐渐增加至下旬,4 月上旬减少,4 月中旬突增,4 月下旬又相对减少,从 5 月上旬到下旬直线上升。这种类型表明 4 月上旬和下旬相对是个少雨期,5 月开始进入雨季。

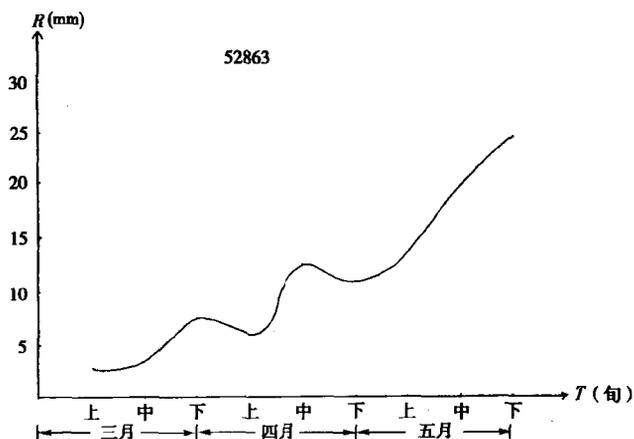


图 1 互助站多年 3~5 月旬平均降水量变化曲线图

属于这种类型的有西宁、大通、互助、湟中、湟源、乐都、化隆、民和、门源、刚察。其中湟中、大通、互助、湟源、门源跳跃幅度大，雨量增加快。

2.4.2 平缓式增加型

图 2 为共和站多年 3~5 月旬平均降水量变化曲线图，从 3 月上旬开始至 5 月下旬逐渐平缓增加，4 月下旬后幅度增大。

属于这种类型的有共和、贵德、尖扎、循化、同仁。这种类型的地区春季降水量比跳跃型的小。

2.4.3 各等级旬雨量

a) ≥ 5 mm 最早出现在 3 月下旬，主要分布在湟中、同仁及祁连山东段的门源、大通和互助。最迟的是循化出现在 5 月上旬，其余各站出现在 4 月份。

b) ≥ 10 mm: 出现最早的是湟中、门源和互助在 4 月中旬 其次是同仁、化隆 其余各站在 5 月上、中旬。

c) ≥ 20 mm: 仅出现在祁连山东段和海东河谷地区的西部，其中湟中、大通、门源出现在 5 月中旬 湟源、西宁、互助出现在 5 月下旬。

d) ≥ 25 mm 只有湟中、大通、门源三个站出现，都在 5 月下旬。

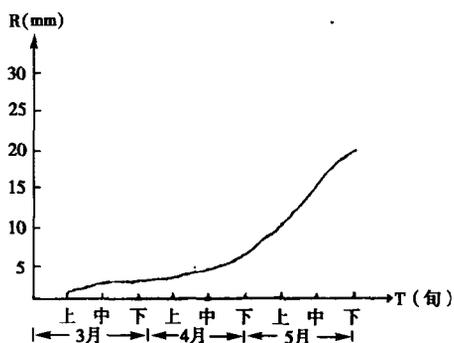


图 2 共和站多年 3~5 月旬平均降水量变化曲线图

3 天气特征分析

个例选择标准：规定青海省东部范围内 5 月份有 8 个站（50%以上）同一日内降水量 ≥ 5 mm 或三四月份 7 个站日降水量 ≥ 5 mm 算为一次降水过程，资料为 1990~1994 年 经统计共有 38 次过程。

表 1 3~5 月降水过程统计表

| | | | | |
|----|---|---|----|----|
| 月份 | 3 | 4 | 5 | 合计 |
| 个数 | 2 | 9 | 27 | 38 |

各月分布情况见表 1，青海省东部春季大范围降水多发生在 4 和 5 月份，尤以 5 月份最多达 71% 平均每年发生 5.4 次 4 月份平均每年 1.8 次 3 月份仅占 5%。

3.1 影响系统

由于青海省的降水系统大多出现在 500 hPa 高空 所以用 500 hPa 高空图进行统计，将影响系统分为四类（如表 2）低涡是最多的一类 占 55% 其次为东移大槽类 占 26% 西北气流和高原冷温槽最少，分别占到 8% 和 11%。

表 2 影响系统分类表

| 类型 | 低涡 | 高原冷温槽 | 东移大槽 | 西北气流 |
|----|----|-------|------|------|
| 个数 | 21 | 4 | 10 | 3 |

3.1.1 低涡类

春季是由冬季向夏季转换的季节，高原地面上冷高压减弱消失，热低压开始活跃，高空随着西风带北撤，高原上往往易处在高度场的“真空地带”，即等高线稀疏，为低涡的形成提供了有利的条件。造成青海省东部农业区的低涡一般形成于 35°~38°N, 90°E 附近，即唐古拉地区和海西西部。这种低涡形成前，青海省南部至西藏北部有暖湿西南气流发展，地面明显增热，低涡形成初期表现为暖性，1993 年 5 月 18 日 20 时中高纬度维持二脊一槽（图略），由于乌山脊发展促使新疆槽加深并分裂冷空气侵入低涡后部促使低涡由暖转冷并加深，在西南气流的促使下东移，当移至 100°E 时辐合达到最强，出现降水，降水特点为雨量大，且分布均匀以某一站为中心呈椭圆状，降水区一般出现在低涡的东部，这种形势常称为北槽南涡型。有三例是槽在东移中演变成低涡。

3.1.2 高原冷温槽类

原由乌山以南咸、里海以北东移的低压槽在高原西测（由帕米尔至印度北部）滞留，且不断分裂小槽移上高原，在低压槽前强西南气流引导下该槽移到青海省东部造成降水（图略）。当伊朗有高压脊发展时便可促使低压槽加深移上高原造成较大的降水，其降水区域视地面冷空气的活动范围，一般呈东北—西南向带状分布。

3.1.3 东移大槽类

原在乌山有一高压脊，巴湖有槽，当乌山脊加强且不断东移时，巴湖槽东移南压到贝湖至新疆北部，其底部不断分裂小槽移到青海省，造成降水（图略），当大槽东移至青海省上空时降水强度增大，主要降水区域出现在海东及海北的东部呈南北向带状分布。

3.1.4 西北气流类

高原上 95°E 以西为高压脊控制，造成青海省降水的天气系统已东移出青海省，青海省上空的高度场处在脊前西北气流控制之下，然而温度场上有较清楚的冷温槽，受其影响出现降水（图略），地图上青海省没有较明显的冷空气活动，临近降水时东北部有回流的冷空气，降水多以阵性降水为主，一般出现在海东地区，青海湖以西往往维持较好天气，降水区域多以东西向带状分布为主。

3.2 地面形势场

3.2.1 切变型

前期高原上受暖湿气流影响，为负变压控制，（95°~100°E，35°N）附近常维持一切变，配合切变常有雨区，而此时冷空气主力滞留在天山以北，最强降水时段往往出现在冷锋到达之前，这种冷空气由于势力较强，锋后以降温和吹风天气为主，伴有降水（图略）。地面的这种形势常与低涡类配合。

3.2.2 冷锋型

造成青海省降水常见的形势之一是，冷锋位于地面高压之前，地面冷高压在东移中逐渐南压，冷空气由北疆至河西东南下，一部分倒灌进入南疆，堆积后侵入青海省海西，与沿河西的冷空气在青海湖形成锢囚，降水区域常随冷锋移动，随着锢囚锋的消失，在青海省的降水随之结束，大槽东移类、低涡类、高原冷温槽类常与地面的这种形势配合。

3.2.3 气旋型

地面冷高压位于 45°N 以北，气旋性低压位于河套，这种气旋性低压的强弱变化及移动常与高空的冷温槽有关，低压内的冷锋容易影响到青海省东北部地区，但在青海湖不会形成锢囚，西北气流类和低涡类常与地面的这种形势配合（图略）。降水以阵性开始逐渐变成持续性降水。对西北气流类，由于受高空冷温槽的影响往往造成雨夹雪或雪天气。

多点雨滴谱观测 $Z-I$ 关系的讨论

张国庆

(青海省气象研究所 西宁 810001)

赵仕雄 党积明

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文用单点观测和多点观测雨滴谱方法分别讨论了不同雨型、不同地区的雷达反射因子 Z 与雨滴谱计算雨强的关系,得到了不同地区、不同降水系统的 $Z-I$ 关系,这对用雷达估测降水强度和降雨量有一定的实际应用价值。

关键词: 雨滴谱 雷达反射因子 Z 降水强度 I $Z-I$ 关系

1 引 言

使用雷达来进行降水量的估算,国内外已进行了不少的研究。由理论分析和实验研究得出雷达反射因子 Z 和降水强度 I 之间存在着指数关系,即 $Z = AI^b$ 。经验的 $Z-I$ 关系式,常用计算雨滴谱得出。目前多以单点观测的雨滴谱资料着手进行分析。本文将从单点和多点观测资料比较中,分析本地春季降水的 $Z-I$ 关系。

2 雨滴谱观测方法

结合 1989 年青海省乐都县春季人工增雨试验工作,我们在该县设立了 12 个雨滴谱及雨量观测点,使用丰大雄等同志研制的雨滴谱滤纸取样,各观测点之间的平均距离约为 10 km。取样时将滤纸暴露在雨中数秒,然后放在盛有碘的罐中薰 5 分钟左右,滤纸上落有雨滴的地方呈现蓝色斑痕。取样滤纸面积为 $30 \times 30 \text{ cm}^2$ 取样时间随机掌握,一般每隔 5~30 分钟取样一次。对取得的每一张雨滴谱逐一计算出其 Z 值和 I 值,计算公式如下:

$$I = 3.6 \times 10^4 \sum_{i=1}^n \frac{\pi}{6} D_i^3 n_i / s \times t \quad (\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}) \quad (1)$$

式中 D_i 是滤纸上捕获雨滴的直径(不是雨滴斑痕直径), n_i 是滤纸上捕获的直径为 D_i 的雨滴个数, s 是取样滤纸面积 t 是取样时间。

$$Z = 10^6 \sum_{i=1}^n N_i(D_i) D_i^6 \Delta D \quad (\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}) \quad (2)$$

式中 $N_i(D_i)$ 为每立方米体积中直径从 D_i 到 $D_i + \Delta D$ 之间的雨滴个数。我们取 ΔD 为 1mm 考虑到不同直径的雨滴下落末速度不同,故应按下式计算 $N_i(D_i)\Delta D$:

$$N_i(D_i)\Delta D = 10^4 \times n_i / V(D_i) S_i \quad (3)$$

$V(D_i)$ 为直径 D_i 的雨滴下落末速度。

3 不同雨型及山区、川水不同地带的 Z-I 关系式

对公式 $Z = AI^b$ 两边取对数得

$$\lg Z = \lg A + b \lg I \quad (4)$$

这就是 $\lg Z$ 、 $\lg I$ 之间的线性回归方程。 $\lg A$ 和 b 为待定常数。由 8 个点 158 张雨滴谱计算求得 $\lg Z$ 和 $\lg I$ ，用最小二乘法原理分别计算不同雨型，不同地带的 $\lg A$ 和 b 值及相关系数 r 并取 $\alpha = 0.01$ 的相关系数临界值，检验 $\lg Z$ 、 $\lg I$ 之间配合回归直线是否合理，计算结果见表 1。由表 1 看到，各 Z-I 关系的相关系数均大于 $\alpha = 0.01$ 时的相关系数临界值，就可认为 $\lg Z$ 与 $\lg I$ 之间配合回归直线是合理的。

关系式 $Z = AI^b$ 是建立在假定雨滴谱分布服从 M-P 分布基础上的，而实际上却有一定的误差，从而导致各关系式中 $\lg A$ 、 b 值有一定的变化。为了检查各关系式之间的差异是否显著，为此分别对各个关系式中的 $\lg A$ 与 b 做 t 检验：

表 1 不同雨型、不同地带的 Z-I 关系式

| 类别 | 相关系数 γ | $\lg A$ | b | 剩余标准差 S | γ 临界值 $\alpha = 0.01$ | 样本数 n | 关系式 |
|--------|---------------|---------|------|-----------|------------------------------|---------|---------------------|
| 川水 混合型 | 0.96 | 7.47 | 1.26 | 0.031 | 0.354 | 53 | $Z = 263.0I^{1.26}$ |
| 山区 混合型 | 0.61 | 7.43 | 0.76 | 0.181 | 0.575 | 19 | $Z = 269.2I^{0.76}$ |
| 川水 连续型 | 0.90 | 7.24 | 1.26 | 0.065 | 0.393 | 43 | $Z = 173.8I^{1.05}$ |
| 山区 连续型 | 0.93 | 7.23 | 1.31 | 0.047 | 0.606 | 17 | $Z = 169.8I^{1.31}$ |
| 川水 降雨型 | 0.98 | 7.32 | 1.16 | 0.016 | 0.765 | 10 | $Z = 208.9I^{1.10}$ |
| 山区 降雨型 | 0.95 | 7.30 | 1.15 | 0.030 | 0.623 | 16 | $Z = 199.5I^{1.15}$ |

$\lg A =$

$$\frac{|\lg A_1 - \lg A_2|}{\left[\frac{(N_1 - 2)S_1^2 + (N_2 - 2)S_2^2}{N_1 + N_2 - 4} \right]^{1/2} \left[\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2} + \frac{(\overline{\lg I_1})^2 + (\overline{\lg I_2})^2}{\sum (\lg I_1 - \overline{\lg I_1})^2 + \sum (\lg I_2 - \overline{\lg I_2})^2} \right]^{1/2}} \quad (5)$$

$$t_b = \frac{|b_1 - b_2|}{\left\{ \frac{(N_1 - 2)S_1^2 + (N_2 - 2)S_2^2}{N_1 + N_2 - 4} \left[\frac{1}{\sum (\lg I_1 - \overline{\lg I_1})^2} + \frac{1}{\sum (\lg I_2 - \overline{\lg I_2})^2} \right] \right\}^{1/2}} \quad (6)$$

式中 N_i 为样本数 S_i 为各个关系式回归；(5)、(6)两式计算的结果如表 2 所示计算中的剩余标准差，其值见表 1。

可以看出，各关系式中，同一雨型、不同地区的差异并不显著，而不同雨型之间的差异是显著的。也就是说，不同雨型之间关系式不能通用，使用时要加以区别。

表 2 各类 Z-I 关系式中 lnA、b 值的 t 检验表

| | 川水混合与 山区混合 | 川水混合与 川水连续 | 川水混合与 山区连续 | 川水混合与 川水降雨 | 川水混合与 山区降雨 | 山区混合与 川水连续 | 山区混合与 山区连续 | 山区混合与 山区降雨 |
|-----------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| t_a | 2.660 | 2.660 | 2.660 | 2.660 | 2.660 | 2.704 | 2.861 | 2.861 |
| t_{lgA} | 0.315 | 16.364 | 18.573 | 9.158 | 13.010 | 5.969 | 4.406 | 1.477 |
| t_b | 0.306 | 0.000 | 2.380 | 4.621 | 7.498 | 6.029 | 4.762 | 3.145 |

| | 山区混合与 山区降雨 | 川水连续与 山区连续 | 川水连续与 川水降雨 | 川水连续与 山区降雨 | 山区连续与 川水降雨 | 山区连续与 山区降雨 | 川水降雨与 山区降雨 |
|-----------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| t_a | 2.861 | 2.704 | 2.704 | 2.704 | 2.898 | 2.898 | 2.921 |
| t_{lgA} | 2.737 | 0.561 | 3.457 | 3.249 | 5.131 | 4.926 | 1.738 |
| t_b | 3.725 | 1.282 | 2.159 | 3.846 | 4.348 | 5.919 | 0.481 |

4 多点与单点观测雨滴谱计算 Z-I 关系式比较

青海所处地形的复杂性，往往使得小区域内降水的变化较大。我们在选择雨滴谱观测点时，考虑了地形的影响，设置的 8 个雨滴谱观测点，川水地区有碾伯、高店、高庙、老鸦；山区有桃红营、中岭、曲坛、寿乐。对混合型降水和连续型降水，我们分别用一个点的资料来求得其 Z-I 关系式，计算结果见表 3。并将其与多点统计的关系式作一比较，分别用两种关系式来计算其估算降水强度 I 值的平均相对误差 $|\Delta I/I|$ ， $\Delta I = I - I'$ ，I 为雨滴谱计算的降水强度，I' 为用 Z-I 关系式估算的降水强度。由表 4 可见，用多点统一计算的关系式来计算雨强 I 时所造成的误差比用单点计算的关系式产生的误差要小得多。

表 3 单点观测雨滴谱计算的 Z-I 关系式

| 类别 | 地点 | 相关系数 γ | lgA | b | 剩余标准差 S | γ 临界值 $\alpha = 0.01$ | 样本数 n | 关系式 |
|-------|---------|---------------|-------|------|---------|------------------------------|-------|---------------------|
| 川水混合型 | 高店(农科所) | 0.95 | 2.39 | 1.20 | 0.041 | 0.590 | 18 | $Z = 245.5I^{1.20}$ |
| 山区混合型 | 曲坛(炮点) | 0.74 | 2.75 | 0.58 | 0.103 | 0.708 | 10 | $Z = 562.3I^{0.55}$ |
| 川水连续型 | 碾伯(气象站) | 0.97 | 2.26 | 1.31 | 0.014 | 0.623 | 16 | $Z = 182.0I^{1.31}$ |
| 山区连续型 | 中岭(气象哨) | 0.95 | 2.24 | 0.93 | 0.027 | 0.798 | 9 | $Z = 173.8I^{0.93}$ |

表 4 多点、单点关系式计算雨强的平均相对误差

| | 川水混合 | 山区混合 | 川水连续 | 山区连续 |
|------|-------|-------|-------|------|
| 多点统一 | 4.4% | 46.2% | 8.3% | 5.7% |
| 单点观测 | 55.1% | 86.3 | 31.1% | 7.4% |

我们计算 Z-I 关系式的目的是为了获得一定面积上更真实的雨量，以便为人工影响天气效果的检验及其它方面的应用提供方便。下面以 4 月 19 日混合型降水和 5 月 20 日连续型降水为例，用实际 3 小时雨量与计算的雨量进行比较。

对每一张雨滴谱所计算的 Z 值，用所对应的关系式求出其雨强。用每一个观测点的雨强平均值 $\bar{I} = \sum I/N$ 来代表 3 小时的平均雨强。由于雨滴谱观测的时段与 3 小时雨量实际观测的时段大致一样，所以认为用平均雨强 \bar{I} 来代表 3 小时实际平均雨强是可以的。然后用了

来计算 3 小时的雨量估算值 H_i 。在这里 面雨量 $H_{\text{面实际}} = \sum_{i=1}^n H_i/n$,

的面雨量 $H'_{\text{面}} = \sum_{i=1}^n H_i'/n$, 面雨量的相对误差为 $|\Delta H_{\text{面}}/H_{\text{面实际}}| = |(H_{\text{面实际}} - H'_{\text{面}})/H_{\text{面实际}}|$ 。计算结果如表 5 所示。

可以看到, 混合型面雨量的相对误差用多点关系式计算的为 15.2%, 单点关系式计算的为 39.1%; 连续型中, 用多点关系式计算的为 5.4% 单点计算的为 17.3%。得出多点计算的精度比单点计算的精度提高了大约 10% 左右。这就说明: 由于地形的复杂性引起的降水变化较大, 使得我们必须用多点观测来提高降水估算的精度。

表 5 多点、单点观测关系式计算面雨量及平均相对误差

| 地点 | 4. 19 雨滴谱 3 小时雨量 (mm) | 21~24 时 3 小时雨量 (mm) | | 5. 20 雨滴谱 3 小时雨量 (mm) | | 18~21 时 3 小时雨量 (mm) | | |
|-----|-------------------------------|---------------------------|---------------|-----------------------------|-------------------------------|---------------------------|-------|-------|
| | | 多点估算值 (mm) | 单点估算值 (mm) | 多点估算值 (mm) | 单点估算值 (mm) | | | |
| 老鸦 | 2300 : 2345 | 5.4 | 2.247 | 2.363 | 1800 : 1850 | 2.7 | 2.420 | 2.333 |
| 曲坛 | 2210 : 2230 | 5.5 | 9.181 | 4.028 | | 1.1 | | |
| 寿乐 | 2255 : 2345 | 15.0 | 0.379 | 0.661 | | 2.5 | | |
| 中岭 | | 10.9 | | | 1900 : 1950 | 2.8 | 3.121 | 3.987 |
| 桃红营 | 2155 : 2255 | 6.5 | 10.023 | 4.373 | | 2.0 | | |
| 高庙 | 2230 : 2325 | 4.9 | 3.360 | 4.400 | 1758 : 1848 | 3.8 | 2.870 | 2.768 |
| 高店 | 2213 : 2308 | 1.3 | 8.517 | 4.492 | | 1.7 | | |
| 碾伯 | | 2.9 | | | 1920 : 2020 | 1.5 | 1.290 | 1.761 |
| | 面平均值 | 6.6 | 5.62 | 4.02 | 面平均值 | 2.3 | 2.43 | 2.697 |
| | $H_{\text{面}}/H_{\text{面实际}}$ | | 15.2% | 39.1% | $H_{\text{面}}/H_{\text{面实际}}$ | | 5.4% | 17.3% |

5 结 论

1) 从乐都 8 个点的雨滴谱观测资料得到了该地区的不同雨型、不同地带的 $Z-I$ 关系式, 分别为川水混合 $Z = 263.03I^{1.26}$ 山区混合 $Z = 269.15I^{0.76}$ 川水连续 $Z = 173.782I^{1.26}$ 山区连续 $Z = 169.82I^{1.31}$ 川水阵性 $Z = 199.83I^{1.15}$ 山区阵性 $Z = 208.93I^{1.16}$ 。各雨型间存在着显著的差异, 关系式不能相互代用;

2) 多点计算的 $Z-I$ 关系式比单点计算的关系式提高了降雨估算的精度。也反映了由于地形的作用, 使该地区的降水变化较大。用单点计算的 $Z-I$ 关系式, 由于误差较大而不能用于实际;

3) 雷达用于定量测量降水, 由于雷达参数的稳定性及其他原因, 对某个点来讲, 较地面雨量计误差, 可能产生的误差在几倍以上, 但其优点在于大面积的估算雨量。以 4 月 19 日混合型降水和 5 月 20 日连续型降水为例, 计算面雨量估算以及用多点计算的 $Z-I$ 关系式计算, 其平均相对误差分别为 15.2% 和 5.4%, 这样的精度足以保证实际应用的效果, 所以使用雷达来定量估算有用面积上的雨量是可行的, 也是有效的。雨滴谱的观测还在继续进行着, $Z-I$ 关系式的精度也将会有所提高。

参考文献

- [1] B. J. 梅森. 云物理学. 北京: 科学出版社
- [2] 汤达章等. Z-I 关系初步讨论. 南京气象学院学报, 1978
- [3] 赵仕雄等. 乐都地区春季降水结果小结, 青海气象, 1987

春季青藏高原东部晴空大气的一次 微物理特征分析

李仑格

(青海省气象局人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

1995年4月17日进行飞机人工增雨期间,利用安装在安-26飞机上的PMS粒子测量系统的FSSP探头(量程3),探测到一次晴空大气的垂直分布微物理资料。本文分析了春季青藏高原东部晴空大气气溶胶粒子特征,分析表明:(1)高原东部春季近地层(600m)处气溶胶粒子浓度为 1.2×10^6 个 \cdot m $^{-3}$ 平均直径为 $2.73 \mu\text{m}$ 与Landsberg获取的资料(10^{10} 个 \cdot m $^{-3}$)相比较有量级上的显著差别,对应于2800m(相对高度)处,气溶胶粒子的最大浓度为 2.32×10^6 个 \cdot m $^{-3}$ 与之根据气球升空测得的相应高度的核分布(10^8 个 \cdot m $^{-3}$)相比,还是存在量级上的差别。春季高原大气凝结核偏少,有可能影响降水的发生和降水量的大小,因而有利于实施人工播撒凝结核(冰核),达到增加降水的目的;(2)春季大气凝结核垂直高度上的平均直径为 $1.26 \mu\text{m}$ 直径在 $0.75 \sim 2.79 \mu\text{m}$ 之间变化;(3)其中垂直高度上大核($0.1 \sim 1 \mu\text{m}$)的平均浓度为 2.22×10^5 个 \cdot m $^{-3}$,平均直径为 $0.78 \mu\text{m}$;巨核 $>1.0 \mu\text{m}$ 的平均浓度为 7.69×10^5 个 \cdot m $^{-3}$ 平均直径为 $1.93 \mu\text{m}$;(4)大气逆温层对气溶胶粒子浓度有影响,表现在逆温层下部粒子浓度明显减少,与其上部比较,从 2.32×10^6 个 \cdot m $^{-3}$ 减少到 4.17×10^5 个 \cdot m $^{-3}$ 。

关键词:高原 大气 气溶胶 特征

1 引 言

在没有气溶胶和离子的空气中,只有当空气的过饱和度达到百分之几百时才会有水汽的凝结现象发生。在大气中丰富的外来粒子充当着凝结核,因而阻止了很大过饱和度的出现。在含有许多凝结核的气团中,所能达到的最大过饱和度取决于空气的温度、空气的冷却速率以及粒子的浓度、尺度分布及性质。大气气溶胶粒子在此充当凝结核的角色。

大气气溶胶粒子具有很宽的粒子尺度范围,它可以直径小到 $0.1 \mu\text{m}$ (小粒子)大到直径大于 $10 \mu\text{m}$ (盐粒或尘埃粒子),将小于 $0.1 \mu\text{m}$ 的气溶胶粒子称为埃根核,将 $0.1 \mu\text{m}$ 至 $10 \mu\text{m}$ 的粒子称为大核或巨核。它们的浓度也有很大的变化范围,在洋面上其浓度不超过 10^8 个 \cdot m $^{-3}$,而在大工业城市的严重污染空气中其浓度约为 10^{12} 个 \cdot m $^{-3}$ ^[1]。

在云的形成过程中,较大尺度的吸湿性核优先被利用,而小的粒子由于对它们的活化要求高的过饱和度,通常不起凝结核的作用。Junge在Zngspitze分析的气溶胶谱分布特征得出: 3×10^8 个 \cdot m $^{-3}$ 的云滴密集度包含所有半径大于 $0.1 \mu\text{m}$ 的粒子,即几乎所有的大核和巨核^[2]。因此,研究气溶胶中的大核和巨核的微物理特征,对人工增雨有较大的参考价值。

2 探测仪器——PMS 粒子测量子系统

PMS粒子测量系统是一套可以连续观测记录、实时显示的光电测量系统,可观测大气中

直径从 $0.15\mu\text{m}$ 至 $6400\mu\text{m}$ 的粒子，即监测粒子为气溶胶粒子、云粒子及降水粒子等，其测量结果与其它类型仪器比较，一般误差不超过 20%(表 1)。PMS 在已有的光电法测量粒子谱的基础上，还具有以下特点：

粒子谱的采样速率大大提高，从而提高了云微物理结构的空分分辨率；

利用图像扫描的方法，可以记录每个粒子的影像，可以判断粒子的主要结构特征以及雪晶的基本形态，为分析云物理过程提供重要信息；

表 1 不同粒子型的尺度范围及 PMS 探头选择

| 粒子型 | 尺度范围(μm) | PMS 粒子探头选择 | 浓度范围(m^{-3}) |
|-----|-----------------------|---------------------------|-------------------------|
| 气溶型 | 0.01~10 | ASASP-100,FSSP-100 量程 3 | $10^{10}\sim 10^{10}$ |
| 霾 | 0.1~10 | ASASP-100,FSSP-100 量程 3,2 | $10^7\sim 10^8$ |
| 云滴 | 2~100 | FSSP-100 量程 0,1 | $10^7\sim 10^5$ |
| 雾滴 | 2~100 | FSSP-100 量程 0,1 | $10^7\sim 10^5$ |
| 大云滴 | 40~200 | OAP-2D-C | $10^5\sim 10^6$ |
| 雨滴 | 200~6000 | OAP-2D-C,OAP-2D-P | $10^2\sim 10^4$ |
| 冰晶 | 10~300 | OAP-2D-C,FSSP 量程 0 | $10^3\sim 10^6$ |
| 雪晶 | 300~10000 | OAP-2D-P | $10^2\sim 10^4$ |
| 雪团 | 300~100000 | OAP-2D-C 定性,OAP-2D-P 定量 | $10^1\sim 10^3$ |

可对云中不同粒子群进行全覆盖观测，从而可进行云中粒子相互转化的分析；

可在观测过程中对云微物理结构进行实时显示。

3 天气环流形势分析

1995 年 4 月 16 日 20 时 500 hPa 高空图(图略)上，蒙古至新疆的槽缓慢东移且略有南压，高原东北部地区处在槽底的偏西气流中，高空风速在 $16\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上且多小波动空气干燥。17 日 05 时的地面图(图略)上，祁连山及青海海西各有一冷锋存在。受上述天气系统影响，24 h 内高原东部地区将有吹风天气，降水不明显。据欧洲中心预报图分析，蒙古至新疆的槽将很快东移，48 h 高原东北部地区以晴到多云天气为主。

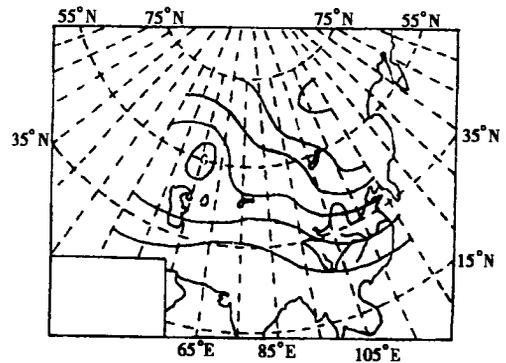


图 1 1995 年 4 月 17 日 08 时 500hPa 高空形势图

1995 年 4 月 17 日 08 时 500 hPa 高空图上(图 1)，欧亚中高纬维持一槽一脊型，新疆为一弱脊控制，高原东北部地区处在脊前西北气流中，天气形势无太大变化，以晴天为主。

4 飞行情况

1995 年 4 月 17 日安-26 飞机进行增雨作业区域试飞，利用安装在飞机上的 PMS 粒子探测系统的 FSSP 探头 3 量程进行了晴空大气的垂直和水平探测。飞机起降于西宁曹家堡民航机场。飞机于 13 时 43 分起飞，盘旋爬高至 3000 m，向互助方向飞行，到互助后则转向西飞行，经大通、海晏、刚察、青海湖鸟岛后返回西宁机场，于 15 时 30 分降落，历时 107 分钟，最大飞行

高度 3490m(相对高度)

5 大气物理结构分析

5.1 资料说明

表 2 是 1995 年 4 月 17 日用安装在安-26 增雨飞机上的 PMS 粒子探测仪的 FSSP 探头量程 3 在飞机起飞上升时获取的晴空大气层结及气溶胶资料。为了分析方便, 以下高度数据采用序列方式绘制图形。

表2 晴空大气层结及气溶胶资料

| 序列 | 时间 | 高度 (m) | 温度 (°C) | 粒子浓度 ($\times 10^5$ 个 \cdot m $^{-3}$) | 平均直径 (μ m) | 平方根直径 (μ m) | 立方根直径 (μ m) |
|----|----------|--------|---------|--|-----------------|------------------|------------------|
| 1 | 13:47 | 600 | 3.7 | 12.4000 | 2.73 | 3.34 | 3.04 |
| 2 | 13:49 | 800 | -1.8 | 7.73119 | 2.79 | 3.14 | 3.43 |
| 3 | 13:50 | 1000 | -5.0 | 3.56824 | 2.25 | 3.04 | 3.77 |
| 4 | 13:50:48 | 1200 | -7.5 | 8.3259 | 1.36 | 1.54 | 1.73 |
| 5 | 13:51:30 | 1400 | -9.2 | 4.16295 | 1.39 | 1.64 | 1.86 |
| 6 | 13:52:08 | 1600 | -9.7 | 3.56824 | 1.17 | 1.31 | 1.45 |
| 7 | 13:52:45 | 1800 | -10.4 | 9.51531 | 1.75 | 2.22 | 2.7 |
| 8 | 13:53:19 | 2000 | -10.8 | 3.56824 | 1.42 | 1.8 | 2.15 |
| 9 | 13:53:50 | 2200 | -11.3 | 3.56824 | 2.33 | 3.24 | 4.05 |
| 10 | 13:54:30 | 2400 | -12.8 | 5.35236 | 1.75 | 2.14 | 2.52 |
| 11 | 13:55:15 | 2600 | -14.3 | 4.16295 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 12 | 13:56 | 2700 | -15.9 | 23.1396 | 2.08 | 3.13 | 4.00 |
| 13 | 13:57 | 2800 | -16.3 | 3.56624 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 14 | 13:58 | 2850 | -15.7 | 0.594707 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 15 | 13:58:15 | 2870 | -15.1 | 1.18941 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 16 | 14:00 | 2900 | -15.5 | 5.94707 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 17 | 14:01 | 3000 | -15.5 | 13.6783 | 2.01 | 3.2 | 4.16 |
| 18 | 14:02 | 3100 | -16.5 | 1.78412 | 2.25 | 3.09 | 3.65 |
| 19 | 14:03 | 3200 | -16.5 | 7.31649 | 1.67 | 2.09 | 2.43 |
| 20 | 14:04 | 3250 | -19.4 | 1.78412 | 0.92 | 0.95 | 0.90 |
| 21 | 14:05 | 3300 | -20.3 | 2.37833 | 0.88 | 0.9 | 0.93 |
| 22 | 14:06 | 3350 | -20.7 | 2.08147 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 23 | 14:07 | 3400 | -20.3 | 0.892061 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 24 | 14:08 | 3410 | -20.1 | 2.08147 | 0.82 | 0.8 | 0.86 |
| 25 | 14:09 | 3420 | -20.1 | 1.10941 | 0.66 | 0.9 | 0.93 |
| 26 | 14:10 | 3430 | -20.1 | 0.594707 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 27 | 14:11 | 3440 | -19.9 | 1.78412 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 28 | 14:12 | 3450 | -20.1 | 1.78412 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 29 | 14:13 | 3460 | -20.3 | 3.97354 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 30 | 14:14 | 3470 | -20.6 | 2.93754 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 31 | 14:15 | 3480 | -20.4 | 1.18941 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |
| 32 | 14:16 | 3490 | -20.3 | 1.78412 | 0.75 | 0.75 | 0.75 |

5.2 温度层结特征

图 2 是 1995 年 4 月 17 日 13 时 47 分至 14 时 17 分观测到的晴空大气的温度垂直分布图。从气温的垂直层结结构来分析, 存在有三个逆温层, 分别在 2800~3100 m, 3400~3470 m 和 3480 m 以上处, 相应逆温层厚度分别为 300 m、70 m 和 10 m, 下部逆温较强。逆温层的出现说明天气稳定。

5.3 气溶胶粒子浓度

13 时 47 分至 14 时 17 分观测到的大气气溶胶粒子浓度随高度变化见图 3。气溶胶粒子浓度的垂直分布变化较大,但主要分下、中、上三层。下层处于近地面 1000 m 附近,粒子最大浓度为 1.25×10^6 个 \cdot m^{-3} ;中层在 2600 m 至 2800 m,为垂直浓度最大高度,粒子浓度值为 2.32×10^6 个 \cdot m^{-3} ;上层逆温位于高空 3000 m 以上,粒子最大浓度为 1.37×10^6 个 \cdot m^{-3} 。最下部的高浓度区可能为工业污染所致。整层气溶胶粒子的垂直平均浓度为 9.21×10^6 个 \cdot m^{-3} 。这与用埃根计数器及其它类型计数器在不同地理和地形条件下,在陆地和海上,在平原、山顶和高空所测得的气溶胶浓度有量级上的差别(见表 3)相比之下高原上空气溶胶粒子浓度比工业城市的气溶胶粒子浓度少 4 个量级,比海洋中部少 2 个量级以上。

分析温度层结特征及气溶胶粒子浓度垂直分布特征,可以看出气溶胶粒子最大浓度值所在高度正好与逆温所在高度基本一致,这说明逆温层的存在抑制了气溶胶粒子向上的扩散,有利于粒子的累积。这与 Landsberg(1934)观测、分析的结论相符合^[1]。

5.4 气溶胶粒子尺度特征

图 4a、b、c 分别是观测到的气溶胶粒子的平均直径、平方根直径、立方根直径的垂直分布图。从图上看,气溶胶最大粒子出现在高空近地面层(0~600 m),平均最大直径、最大平方根直径和最大立方根直径分别为 $2.79 \mu m$ 、 $3.34 \mu m$ 、 $3.84 \mu m$ 而立方根直径最大值则出现在 2860 m 处,最大直径为 $4.16 \mu m$,对应的平均直径和平方根直径分别为 $2.25 \mu m$ 和 $3.20 \mu m$,它们分别为平均直径和平方根直径的次大值。在 2600 m 至 2800 m 和 3400 m 以上为平均直径、平方根直径和立方根直径的最小高度。与大气层结特征相比较,最小平均直径、平方根直径和立方根直径值出现的高度与逆温出现的高度值相一致,这说明粒子的扩散与大气温度层结有密切的关系。

表 3 不同类型地区大气的核含量(个 \cdot m^{-3}) 取自 Landsberg)

| 地 区 | 平均浓度 | 平均极大 | 平均极小 | 绝对极大 | 绝对极小 |
|-----------|--------|--------|--------|---------|------|
| 城 市 | 147000 | 379000 | 491000 | 4000000 | 3500 |
| 村 镇 | 34300 | 114000 | 5900 | 400000 | 620 |
| 内陆乡村 | 9500 | 66500 | 1050 | 336000 | 180 |
| 沿海乡村 | 9500 | 33400 | 1560 | 150000 | 0 |
| 山 脉 | | | | | |
| 500~1000m | 6000 | 36000 | 1390 | 155000 | 30 |

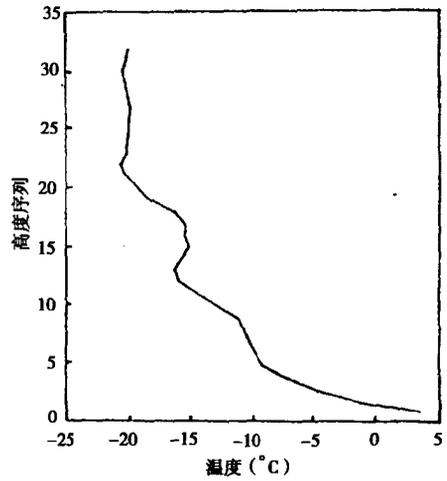


图 2 大气温度垂直分布

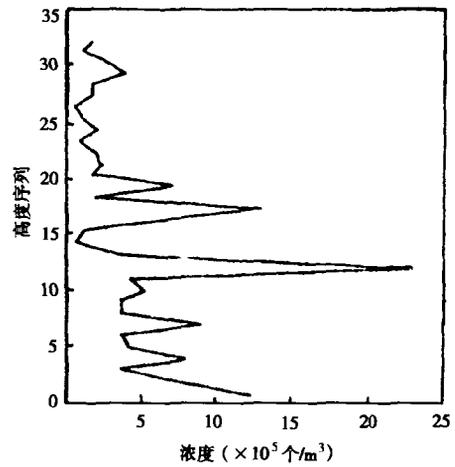


图 3 气溶胶粒子浓度垂直分布图

(续表)

| 地区 | 平均浓度 | 平均极大 | 平均极小 | 绝对极大 | 绝对极小 |
|------------|------|-------|------|--------|------|
| 1000~2000m | 2130 | 9830 | 450 | 37000 | 0 |
| 2000m | 950 | 5300 | 160 | 27000 | 6 |
| 岛屿 | 9200 | 43600 | 460 | 109000 | 80 |
| 海洋 | 940 | 4860 | 840 | 39800 | 2 |

分析气溶胶粒子尺度直方图(图5),可以看出气溶胶粒子的直径在 $0.75\sim 2.79\mu\text{m}$ 之间变化,但78%的气溶胶粒子的直径小于 $2.00\mu\text{m}$ 而大于 $2.0\mu\text{m}$ 的气溶胶粒子只有22%。

把直径在 $0.1\sim 10\mu\text{m}$ 的气溶胶粒子称之为大核和巨核。Wright(1940年)在爱尔兰西南部的瓦伦西亚岛用5年的时间研究得出:大核和巨核的平均浓度为 6.5×10^7 个 $\cdot\text{m}^{-3}$ 而高原地区的气溶胶粒子(大核、巨核)的平均浓度为 9.21×10^5 个 $\cdot\text{m}^{-3}$ 。由此可见,高原地区的气溶胶粒子浓度还是偏少近2个量级。

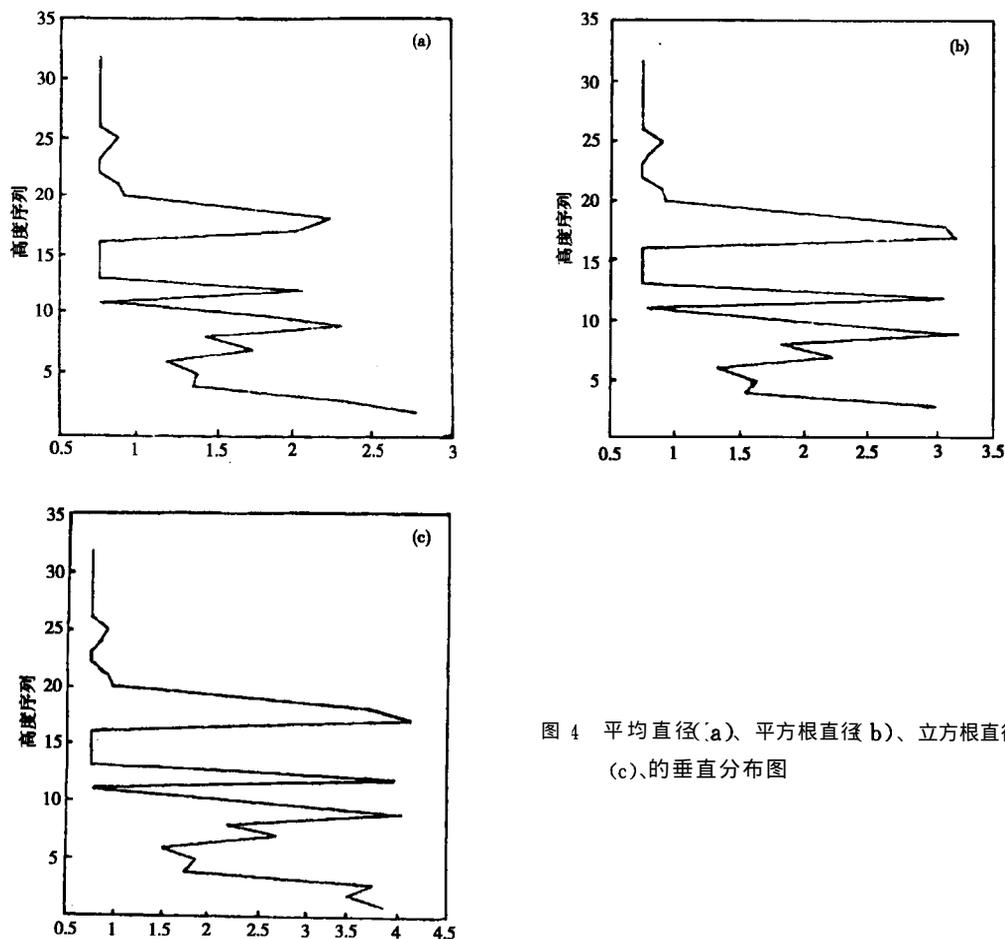


图4 平均直径(a)、平方根直径(b)、立方根直径(c)的垂直分布图

6 结 论

本次虽然为分析仅有的一次大气气溶胶探测资料，但仍弥补了高原地区大气气溶胶粒子垂直探测方面的空白，分析其浓度、尺度的垂直结构仍然有一定意义。通过上述初步分析，得到以下结论：

(1) 大气逆温层对高空气溶胶粒子的垂直输送、浓度增大和尺度的增大有抑制作用；

(2) 高原东部气溶胶粒子的平均浓度为 9.21×10^5 个 $\cdot \text{m}^{-3}$ ，它与陆地、平原、海洋等地区所测得的气溶胶粒子浓度存在量级的差别；

(3) 气溶胶粒子尺度在 $0.75 \sim 2.79 \mu\text{m}$ 之间变化，其平均尺度为 $1.26 \mu\text{m}$ ，属大核和巨核；

(4) 春季高原大气凝结核的偏少，有可能影响降水的发生和降水量的大小，因而有利于实施人工播撒凝结核（冰核），达到增加降水的目的。

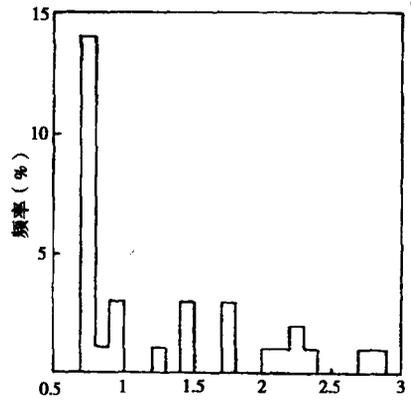


图 5 直径直方图

参考文献

- 1 B.J. 梅森著. 中国科学院大气物理所译. 云物理学. 北京: 科学出版社, 1979
- 2 L. 杜佛尔等著. 程纯枢译. 人工控制云雨. 北京: 科学出版社, 1959

青海省水汽资源概况

李正贵 赵仕雄

(青海省气象科学研究所 西宁 810001)

张沛源 许焕斌* 王思微

(中国气象科学研究院 北京 100081)

摘 要

根据青海及其周围 31 个站 1979~1983 年的探空资料,用常规计算法,计算了 08 时地面到 200 hPa 各层的月平均水汽含量;计算了水汽循环指数以及 500 hPa 逐日、逐候、逐月的水汽通量散度。分析表明,青海省年平均水汽含量为 3.69 mm。水汽梯度由南指向北,南风出现时有利水汽向北输送,整个高原相对周围同纬地区为一水汽含量高值区(600~200 hPa)。经估算,全省年均降水量为 20500 亿吨,平均水汽含量为 26 亿吨。水汽循环指数相对周邻地区偏高。从 500 hPa 水汽通量散度来看,云南、川西到西藏的横断山脉地区以及祁连山中部以西、海西东部、青海湖地区为青海省两个主要水汽源地。除冬季外,江河源头、大通河下游、东部农业区的湟、黄地区常年是水汽汇。水汽含量及水汽通量散度,皆具有季风变化的性质。

水汽循环指数、年降水量、气柱总含水量图对比表明,循环指数高值区、高含水量区,一般是降水高值区。500 hPa 水汽通量散度分布表明,辐散对应少雨区,辐合对应多雨区。

关键词:水汽资源 降水 气候

1 引 言

现阶段人工催化增雨的先决条件要有降水云系的存在,水汽是形成云雨的物质,弄清水汽状况无疑是人工增雨的重要问题。

青海省地处青藏高原东北侧,面积 72 万多 km^2 。这里有三大山脉横卧境内,山顶终年积雪,省内大小河流 187 条,湖泊 230 多个,有广阔的山林草原;青海湖面积达四千多平方公里,位于青海省东北部。我国最大的长江、黄河发源于此。因而必然蕴藏着高原特有的水汽资源。

为了认识青海省大气中水汽资源概况,我们以 $90^\circ \sim 107^\circ\text{E}$, $25^\circ \sim 40^\circ\text{N}$ 内的 31 个探空站 1979~1983 年高空资料为基本数据,计算了各站从地面到 200 hPa 各层的月平均水汽含量及 500 hPa 逐日、逐候、逐月的水汽通量散度,统计了月和年的平均降水量并推算了水汽循环指数。

2 青海省水汽含量气候特征

2.1 水汽含量的地理分布

大气中水汽含量的分布状况,主要取决于下垫面水蒸发量和水汽的输送两个因子。根据地形、地貌、水汽及降水的分布,青海省北屏阿尔金山、祁连山脉,这些山脉可减弱西伯利亚冷空

许焕斌 现在北京应用气象研究所。

气对青海的入侵，有利黄河中下游低层暖湿空气向青海东部推进；昆仑山、巴颜喀拉山两条山系横贯青海中部，连同青藏交界的唐古拉山系阻挡和消弱南来的暖湿空气，形成了柴达木盆地低含水量区，从 600 hPa 至 200 hPa 内水汽含量计算结果来看，这里年均水量不足 3 mm。90°E 以东 35°N 以南，即长江、黄河流域，由于有来自孟加拉湾水汽的输送，加上澜沧江、通天河、雅砻江、大渡河的分布，形成了青海东南地区的高水汽含量区，年平均达 5.3 mm。在青海东南高水汽含量区和黄河水系的影响下，青海东南河曲地区的湿舌一直北伸到祁连山脉东部。水汽含量介于柴达木和青海东南地区之间，平均达 3~4 mm (图 1)。

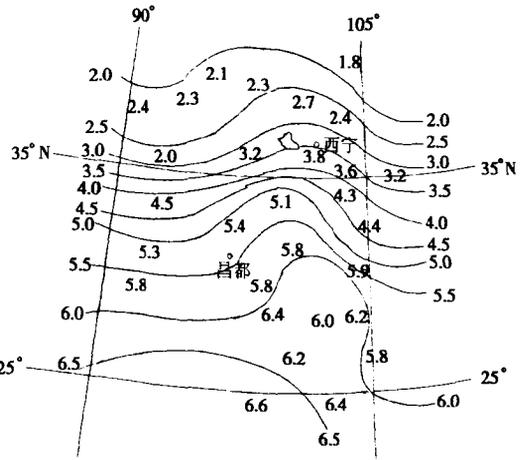


图 1 1979~1983 年 600~200 hPa 水汽含量分布图

青海省年平均水汽含量为 3.69mm。从图 1 可见，全省水汽含量基本上一致从南向北逐渐递减。3.0~3.5mm 等值线密集在 36°N 附近，和昆仑山到柴达木地形陡降有关。从昌都经过达日到东部农业区为一弱湿舌，这种分布，当盛行南风时，有利水汽向北输送。

对应图 1 水汽含量分布，年降水量 (图 2) 也呈现上述三个自然分布区，柴达木盆地的中北部，年降水量不足 21mm。青海南部高原为 400~800mm，黄河流域以北到祁连山，降水量介于两者之间为 200~550mm。经估算，全省年平均降水量为 2050.0 亿吨，平均水汽含量为 26 亿吨

青海省平均海拔约 4km (大致 600hPa) 对流层空间被占去 $\frac{1}{3}$ 。由于水汽随高度呈指数递减，主要水汽集中在对流层下半部^[1]，因此与低海拔地区相比，从地面到 200hPa 的水汽含量，青海要少^[2]。成都海拔 507.6 m，水汽含量高达 30.0 mm。托托河海拔 4534.6m，水汽含量只有 3.9mm。但是庞大的青藏高原在夏季风期间，偏南气流将洋面上湿热空气吹上高原，由于在 4000m 以上气流爬坡凝结截留水汽作用，在 220 万 km² 面积上，积存储水量 30000 亿 m³，加上 57000km² 的冰川雪

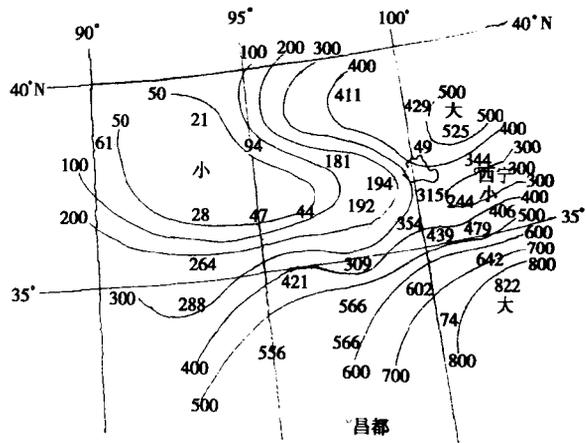


图 2 1979~1983 年青海省年平均降水量分布图

源年融冰 500 亿 m³，连同无数的湖泊、沼泽的蒸发，必然给高原对流层增加较多的水汽。使高原对流层水汽含量较自由大气偏多。图 3 是利用成都、兰洲、西宁、玉树、达日、托托河 5 站 1979 年的水汽含量和平凉的各层上的水汽含量按高度点绘而成。从图中可以看到。高原上水汽随高度递减 (从地面~200hPa 平均小 9.7%。自由大气从 500m 升至 4000m，4000m 以上只剩水汽的 13.4% 而高原 4000m 以上气柱水汽含量尚剩 19.3%。从 600~200hPa 气柱水汽含量来看，高原要比自由大气高出 2mm，高原相对周围地区水汽为一高值区。

表 1 不同海拔地区地面至 200hPa 年均水汽含量

| 项目 | 托托河 | 达日 | 玉树 | 西宁 | 兰州 | 平凉 | 成都 |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| 海拔(m) | 4534.6 | 3968.5 | 3703.6 | 2296.1 | 1518.3 | 1347.8 | 507.6 |
| 水汽含量(mm) | 3.9 | 6.4 | 7.4 | 10.4 | 13.5 | 13.0 | 30.0 |

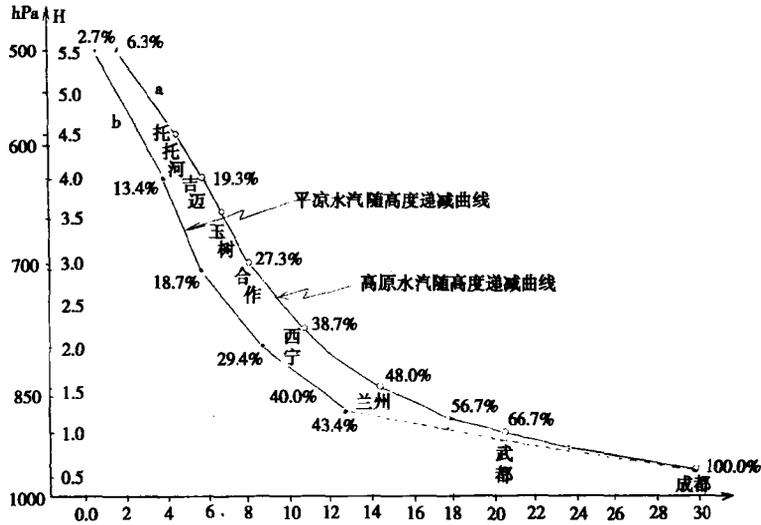


图 3 1979 年高原上成都、兰州、西宁、玉树、达日、托托河地面~200hPa 水汽含量与平凉上空各高度层上水汽含量的对比 (a 为高原上水汽随高度递减曲线; b, 平凉上空各高度水汽含量曲线)

2.2 水汽含量季节变化

青海省属季风气候区^[4],特别是近地层水汽含量分布与季风进退关系密切。11月~次年2月的冬季,东亚大槽稳定在沿海,我国大陆为槽后西北气流控制,虽然自四川盆地经甘孜到青南高原有一湿舌,说明通过岷江、大渡河、雅砻江有一些水汽输入高原腹地(见图5)但水汽含量仍是一年中最少季节,自东南至西北,仅有1.78~0.95mm(图4)。陇东、宁夏由于西北气流直接影响,无高原地形阻挡,水汽含量比同纬度的柴达木还要低。

3月份西风开始减弱,高原气温回升,水汽含量因融冰蒸发而缓升,玉树、达日由1月的1.63~1.78mm升到2.5mm,西宁由1月的1.25mm升到1.6mm(图4)。

4月,西风带开始北撤,高原南支西风消失,华南、西南低纬地区已被夏季偏南气流所代替,暖湿空气沿横断山河谷向北输送,在北面昌都、岷江到大渡河之间形成向北伸展的两个弱舌(图6)。等值线较1月显著加密,梯度加大,这时昆仑山、唐古拉山对柴达木屏障作用已明显,柴达木较同纬度地区水汽含量偏少,全省水汽含量4月已升到1.6~3.9mm。4月中、下旬可出现小~中雨过程。合算成吨/月水量,4月全省的水汽含量已由1月的9.1亿吨升到17.4亿吨,降水量已由1月14.4亿吨升到83.7亿吨,分别增加了1.9倍和5.8倍。

5、6、7月,西太平洋副高已北抬西伸,其南缘偏东气流,西端偏南气流,配合高原热低压前部西南气流将低纬度湿热空气源源不断吹上高原。高原水汽含量迅猛增加,7月出现极大值(图7),自北向南增到5.4~11.5mm,等值线最密,梯度最大。在横断山脉由4月的两个弱舌,合成一个宽广的强湿舌。这时全省的水汽含量则由17.4亿吨递增至60.8亿吨,降水量则由

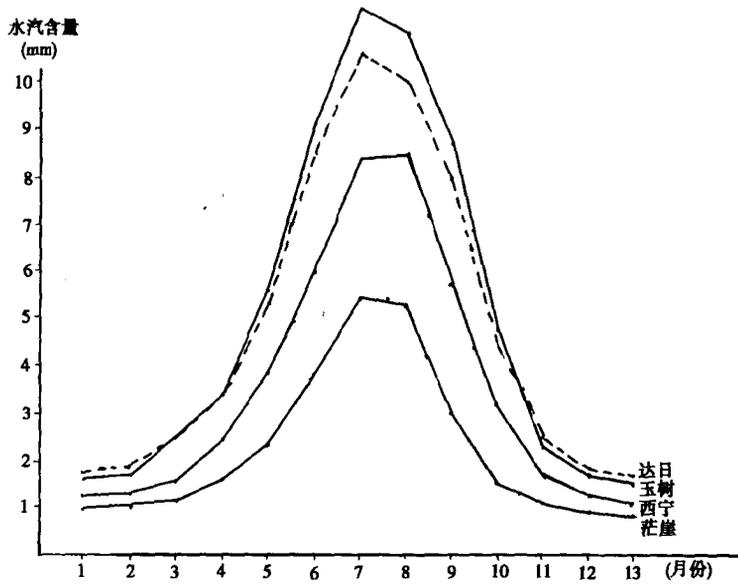


图 4 青海省 600~200hPa 气柱水量逐月变化平均图

83.7 亿吨增到 472.1 亿吨，分别增加 3.4 倍和 5.6 倍。

8 月上旬，西太平洋副高在大陆上还较稳定，中、下旬开始减弱，于是 8 月水汽含量基本同 7 月而略有微降，9、10 月西风带明显南移，副热带急流 11 月很快回到 29°N 的冬季平均位置，同时夏季风环流亦迅速南撤减弱。水汽含量较春季更快地下降。除雅砻江西侧湿舌消失外，10 月水汽含量分布形势接近 4 月，自南向北在 4.8~1.5mm 之间，

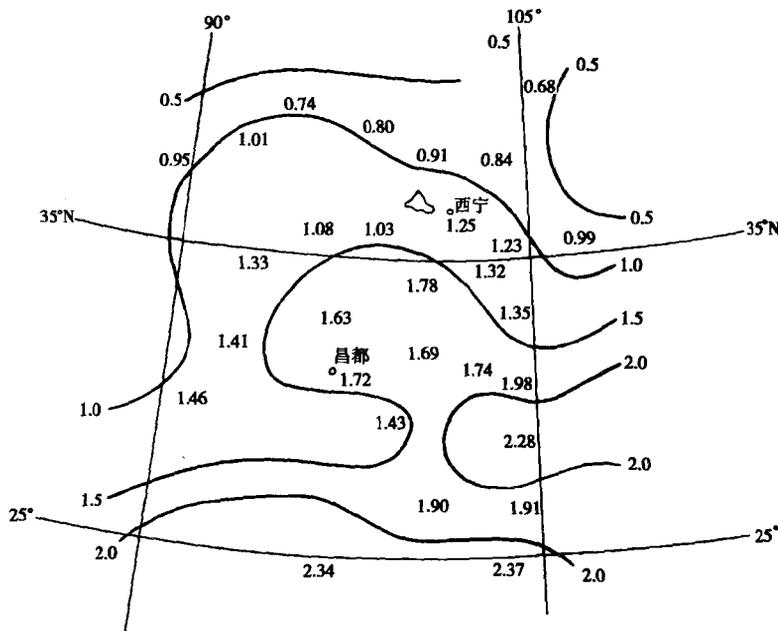


图 5 青海 1 月份 600~200hPa 水汽含量平均图

全省水汽含量总量降至 21.3 亿吨，降水量减到 82.6 亿吨。

3 水汽通量散度

青海省 500hPa 水汽通量散度大体上能反映青海气柱水汽量收支趋势，这是因为 500hPa 距地面高度相当海平面地区 850hPa 高度，在低海拔沿海地区，水汽最大输送高度在 700hPa 的附近，青藏高原南部在 400~500hPa 北部在 600hPa^[5]。

计算时，划出 44 个相互连接，但互不重叠的三角形，利用下面公式计算了三角形内的 500hPa 面上单位面积上的平均辐散辐合量。

$$D = \frac{2\hat{m}}{d \Delta S} \sum_{l_1 l_2} \frac{q}{ml_1 l_2} [\bar{U}_{l_1 l_2} (j_{l_2} - j_{l_1}) - \bar{V}_{l_1 l_2} (i_{l_2} - i_{l_1})] \left(\frac{1}{s}\right)$$

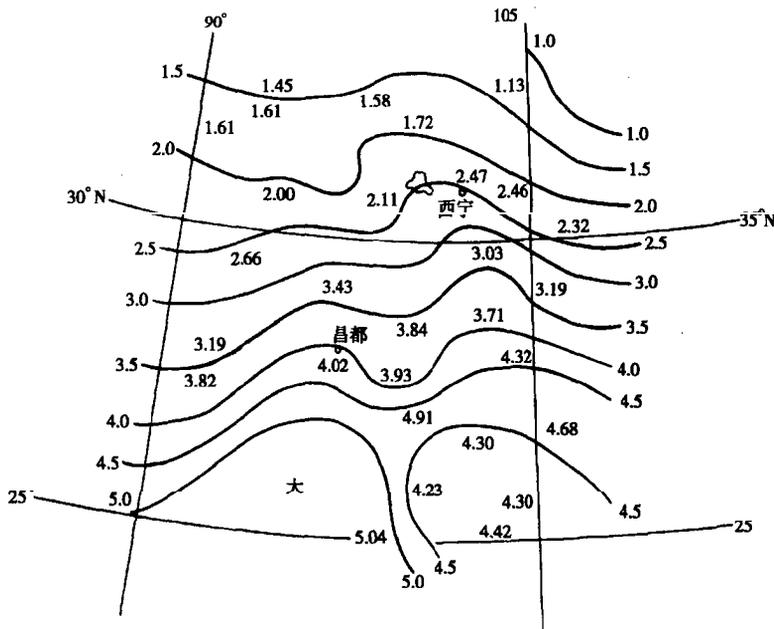


图 6 青海 4 月份 600~200hPa 水汽含量平均图

\hat{m} 为三角形中心点的地图放大系数，为无因次量。 d 为格点距离（单位为 100km）。 $l_1 l_2$ 为三角边的下标分别依次取 1,2;2,3;3,1 等 $\bar{U}_{l_1 l_2}$ 、 $\bar{V}_{l_1 l_2}$ 为三角形各边对应的风速分量单位为 $m \cdot s^{-1}$ 。 i, j 代表各点的坐标分量的格点数，为无因次量。 \bar{m} 为三角形各边上的平均地图放大系数，为无因次量。 ΔS 代表三角形的格点面积，也是一个无因次量， q 为 500hPa 层比湿 ($g \cdot g^{-1}$)

3.1 水汽年输送状况

5 年平均来看，青海省 7 月为净收入量时期，收入量为 $7.46 \times 10^{-8} s^{-1}$ 。4、10 月为净支出量 分别支出 $10.17 \times 10^{-8} s^{-1}$ 和 $10.92 \times 10^{-8} s^{-1}$ 。年平均净收入为 $4.68 \times 10^{-8} s^{-1}$ 。地域分布表明：由于动力原因，很可能与祁连山高压有关，在柴达木北部，青海湖以西祁连山主体是水汽辐散输出区。大渡河、雅砻江之间、昌都以南为另一个水汽辐散输出区。两者间的祁连山东端 101°~105°E 的大通河、湟水、黄河流域。31°~35°N 青南高原的巴颜喀拉山、唐古拉山及其间，是水汽辐合收入区（图 9）。这恰好和 32°~33°N 低涡高频带^[5]等低值系统中心轴线重合。所以，

就近而言,500hPa面上,两大辐散区,就是青海的两个水汽源地。高原低涡,横切变、西风小槽等降水所需水汽,是由其附近辐合区所供给。

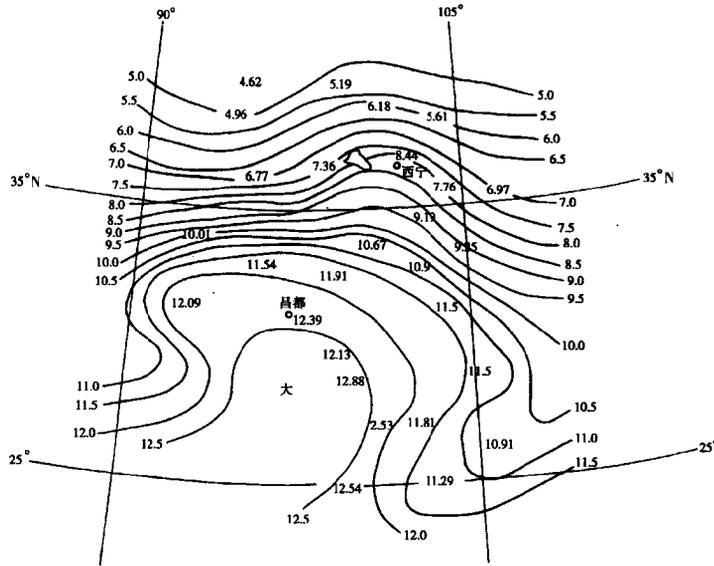
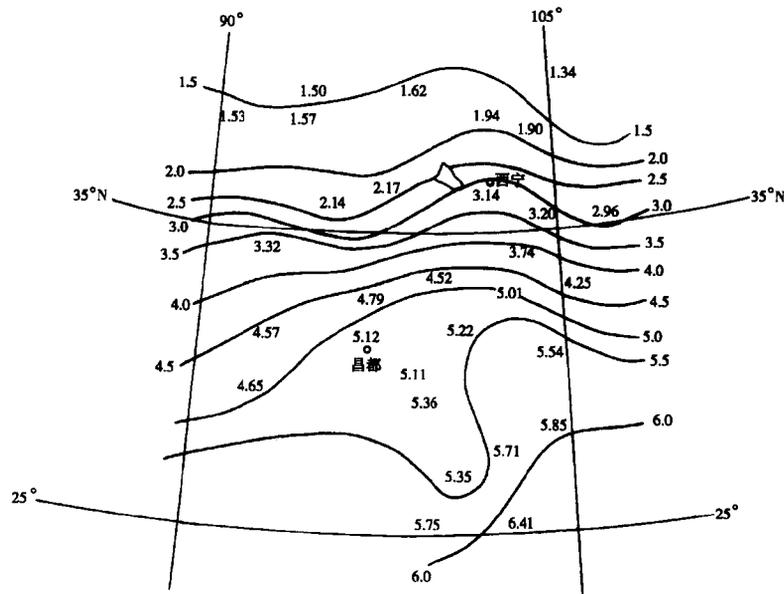


图 7 青海 7 月份 600~200hPa 水汽含量平均图



青海 10 月份 600~200hPa 水汽含量平均图

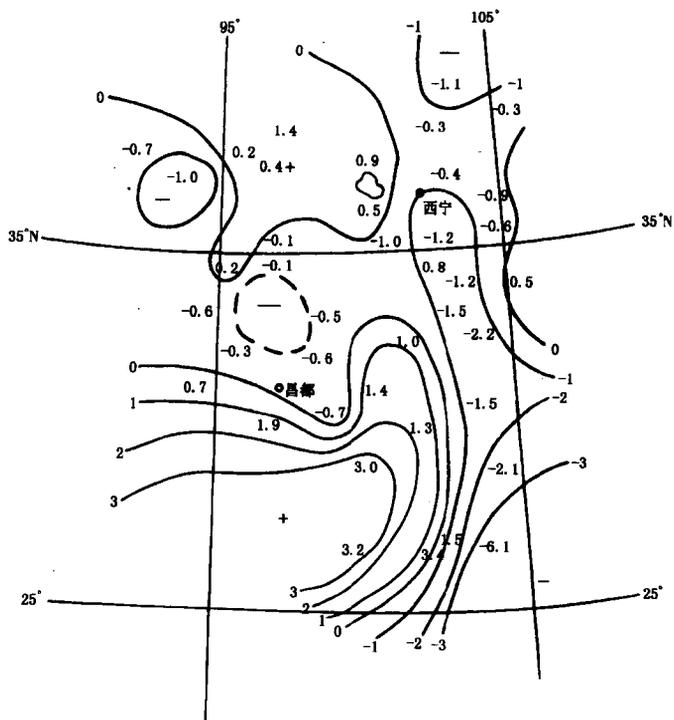


图 9 1979~1983 年年平均 500hPa 水汽通量散度分布图 (单位: $\times 10^{-8} s^{-1}$)

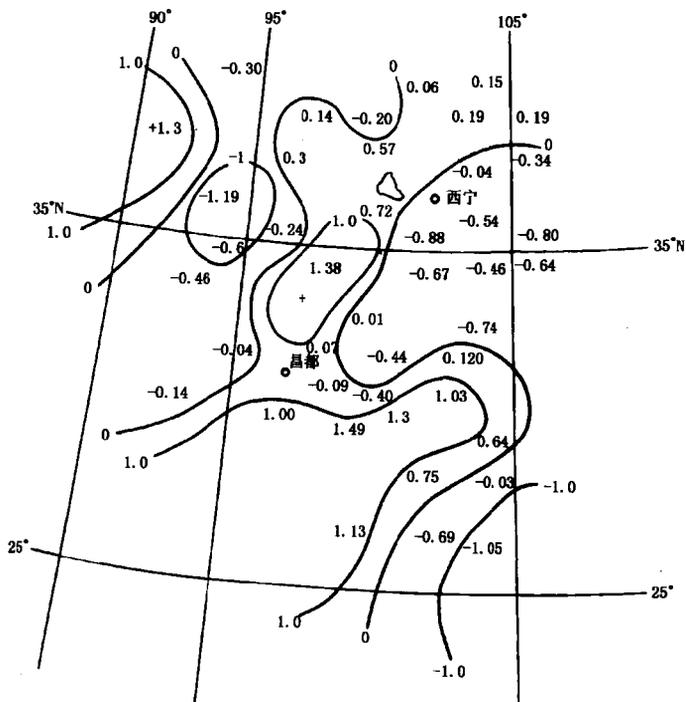


图 10 1979~1983 年 1 月平均水汽通量散度分布 (单位: $\times 10^{-8} s^{-1}$)

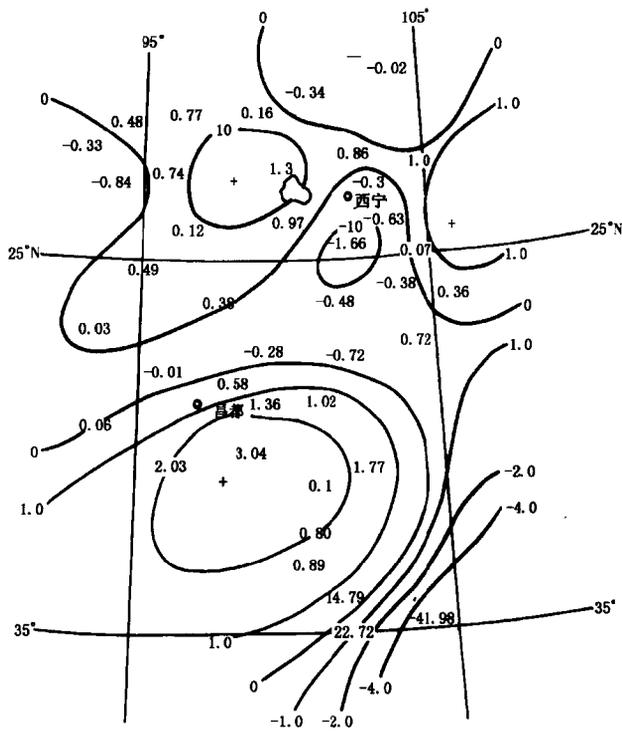


图 11 1979~1983 年 4 月 500hPa 平均水汽通量散度分布 (单位: $\times 10^{-8} \text{s}^{-1}$)

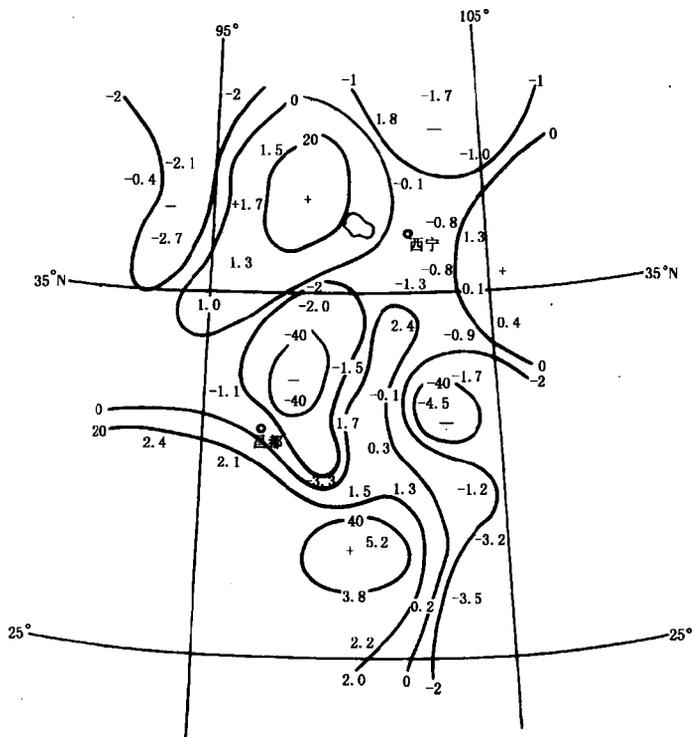


图 12 1979~1983 年 7 月 500hPa 平均水汽通量散度分布 (单位: $\times 10^{-8} \text{s}^{-1}$)

3.2 水汽通量散度季节变化

水汽通量散度和水汽含量一样，也存在明显季节变化。冬季，西风、北风占主导地位。水汽输送量很小。青海中部自南到北为广阔的辐散区。最大辐散量为 $1.38 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ ，中心在玛多、玉树之间；柴达木盆地中部到小唐古拉山。东部农业区、黄南藏族自治州、果洛藏族自治州东部。分别为两个辐合区。格尔木西部的小辐合中心为 $1.9 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ ，另一个辐合中心在泽库附近，辐合量为 $0.9 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ 。辐散、辐合量都很小。

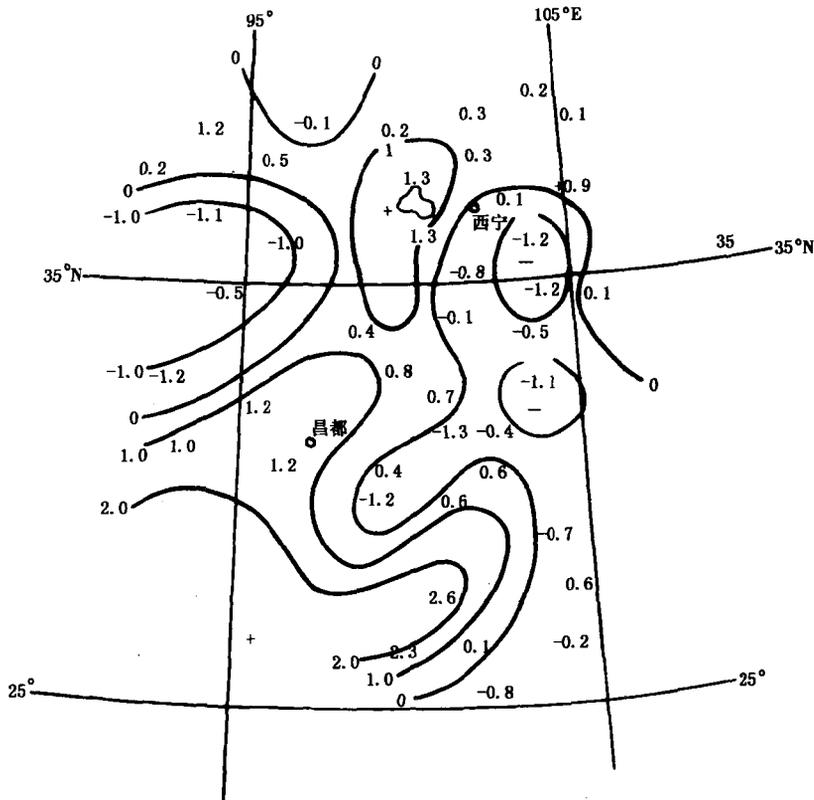


图 13 1979~1983 年 10 月 500hPa 平均水汽通量散度分布 (单位: $\times 10^{-8} \text{s}^{-1}$)

随着西风带北撤，春季来临，青海中部自南到北的辐散区开始分裂，北部收缩到青海湖及其以西一带，南部中心加强，依然停留在昌都以南，由 1 月的 $1.49 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ 增加到 4 月的 $3.04 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ (图 11)。从那曲到达日直至西宁，形成一个连片的辐合区。辐合中心在泽库附近，这和黄南春季多雨是一致的。辐合量达 $1.66 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ 。辐散、辐合量都较 1 月强。

7、8 月，北部辐散区继续北缩到 35°N 南部南退到 30°N 以南，两者辐合区得以扩展，最强辐合中心在玉树-昌都一带，辐合量达 $4.0 \times 10^{-8} \text{s}^{-1}$ (图 12)。

9 月，北部辐散区又随西风带南移而外扩。10、11 月当副热带急流重新回到 29°N 冬季位置时，高原南支西风切断了夏季风向高原输送水汽又出现了秋、冬辐散辐合形势 (图 13 图 10)。10 月和 9 月相比，10 月更接近冬季形势。

从水汽通量散度来看，有以下几个特点：(1) 东部农业区、黄南地区常年是水汽净收入区，除冬季外，玉树、果洛、小唐古拉山常年也是水汽净收入区，柴达木中部以东、祁连山主体常年

为水汽净支出区域；(2) 水汽通量散度和水汽含量一样具有季风变化性质；(3) 从图 2 和图 9 的对应中可以看到，柴达木辐散对应少雨，青南高原辐合对应多雨。久治年辐合量为 $1.5 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ ，高于全省。年降水量达 822mm，也是全省第一。

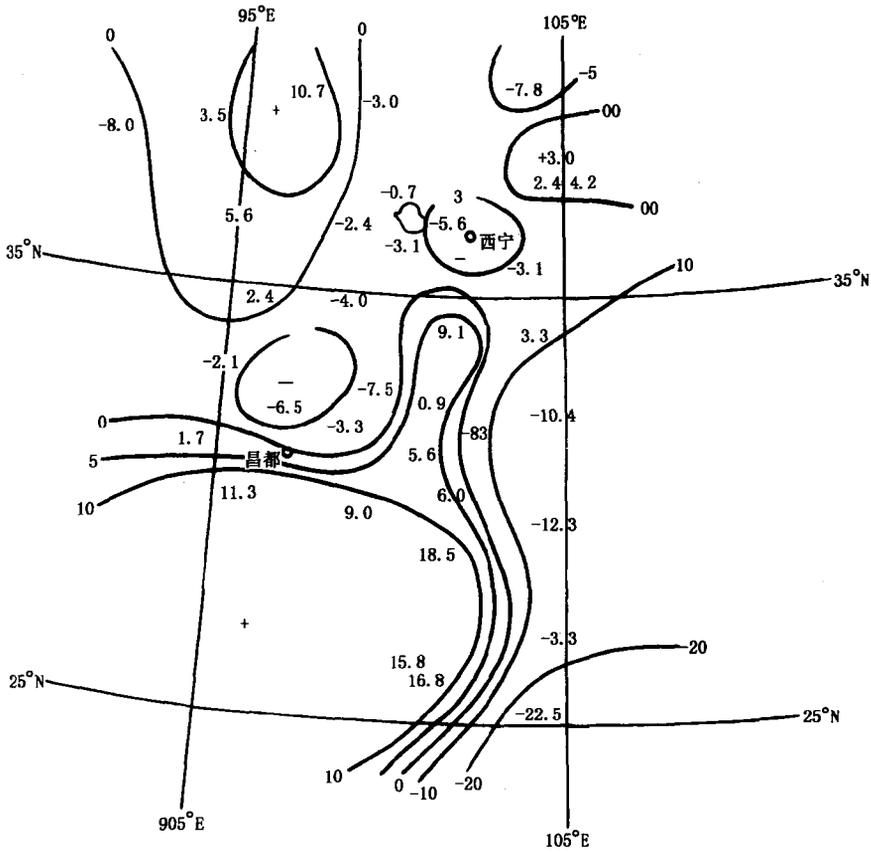


图 14 1979~1983 年 4~6 月水汽含通量散度平均分布 (单位: $\times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$)

4 水汽循环

从图 1、图 2 对比来看，一个地区降水量远远大于其上空的水汽含量，说明降水量是通过水汽多次循环形成的。为此，我们把某地年降水量 R 与其上空的年平均水汽含量 q (图 1 与图 2 读数) 之比值，称为水汽循环指数 (图 15)。在柴达木盆地，水汽循环指数为 25~9.1 东部农业区、黄、湟河谷为 90 左右。久治、门源分别为 183 和 175。这种形势和降水量图形势相对应。

水汽循环指数不但因地而异，而且也有明显季节变化。冬季小、夏季大。最小值出现在 11~12 月，比水汽出现最小值月份提前 1~2 个月。最大值出现在 5~7 月，比水汽含量出现极大值也提前 1~2 个月。夏季循环指数高，可能说明与对流之降水频繁有关。

另外，我们利用年降水量与各地地面到 200hPa 之间水汽含量相比，求出部分站绝对水汽循环指数。表 2 表明：敦煌和柴达木相邻，柴达木为 12.0~4.2，敦煌为 3.0；武都与达日为同一纬度 达日为 86.0 是武都的 22.0 的 4 倍；是多雨的四川宜宾的 2.4 倍。由此可见，青海省水汽变为降水，降水变为水汽的循环次数。相对周邻地区为多。这同 $90^{\circ} \sim 100^{\circ} \text{ E}$, $25^{\circ} \sim 45^{\circ} \text{ N}$ 之间是

500hPa 高低系统活动次数出现极大值的统计结论相吻合。

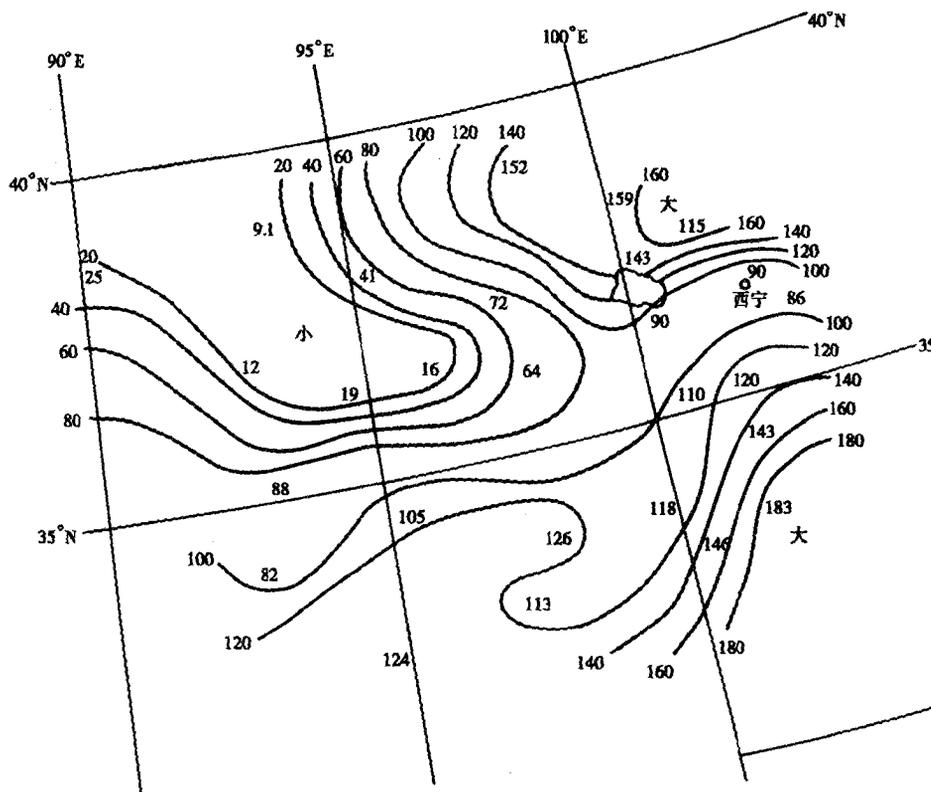


图 15 青海省水汽循环指数 ($R/Q_{600-200}$)

表 2 青海和宜宾等地绝对水汽循环指数

| 站名 | 茫崖 | 冷湖 | 格尔本 | 都兰 | 敦煌 | 西宁 | 托托河 | 玉树 | 达日 | 宜宾 | 武都 |
|--------|------|-----|-----|------|-----|------|-------|------|------|------|------|
| 绝对循环指数 | 12.0 | 4.2 | 8.0 | 34.2 | 3.0 | 32.2 | 62.58 | 72.5 | 86.0 | 36.0 | 22.0 |

5 结 语

通过以上水汽含量、水汽通量散度、循环指数的计算分析，初步给出了高原水汽含量分布及水汽输送状况，说明青海高原确实蕴藏着一定水汽资源：青海省以及整个高原相对周围地区为一水汽含量高值区；水汽循环指数比周邻地区偏高。

大气中液相水和汽相水的平衡问题是一个十分复杂的问题，它不仅涉及大气中水汽的循环，也涉及云水的转化，因此要弄清云水资源问题，还需要做许多深入的研究工作。

参考文献

- 1 么枕生编著.气候学原理。气象出版社
- 2 邹进上,刘慧兰.中国平均水汽含量分布的基本特点及其控制因子.1980
- 3 黄必选.关于亚洲季风区暴雨的水汽来源.四川气科所
- 4 青藏高原气象学论文集,1975~1976
- 5 陆渝溶,高国栋.中国大气中水汽平均输送,高原气象,1983,3(4)
- 6 孙国武.综述青藏高原气象科学研究成果之应用。气象科技,1983(1)
- 7 叶笃正,高由禧.青藏高原气象学。北京:科学出版社,1979

应用微波辐射计遥感青藏高原东北部地区春季大气云水分布规律的研究

黄彦彬 德力格尔

(青海省人工影响天气办公室西宁 810001)

摘 要

本文利用 1997 年春季在青海省西宁市应用微波辐射计观测的液态水和汽态水的资料, 分析了青藏高原东北部春季不同天气条件下云分布规律, 提出了人工增雨作业指标, 并通过与内地华北平原进行比较, 认为在高原实施人工增雨有优于内地的微观条件, 增雨潜力较大。

关键词 微波 辐射 汽态水 液态水

1 引 言

人工增雨的途径是通过人工改变云中的微物理过程, 增加降水粒子数目, 加速云水向降水转化, 以达到增加降水的目的。因此, 云水以云滴形式存在的液水的多少是人工增雨条件的重要参数, 必须对作业云系中的云水分布规律, 云中不同相态、不同尺度粒子间的相互作用、云水向雨水的转化规律进行深入研究。

北京大学研制的利用 1.35 cm 和 8 mm 两个波段的双通道微波辐射计可以连续遥测云中积分液水含量和汽态水含量, 青海省人工影响天气办公室于 1997 年春季引进这套仪器应用于外场作业, 观测点设在青海省西宁市, 海拔高度 2260 m, 观测垂直方向上的汽态水和液态水量的连续变化, 以深入了解在这一地区进行人工增雨的自然条件, 为人工增雨作业决策指挥提供科学依据, 共取得 39 份晴空、阴天及降水云中的大气液态水和总含水的有效资料。

2 不同天气条件液态水含量、汽态水含量的统计特征

2.1 晴天少云天气液态水含量(以下简称 L)、汽态水含量(以下简称 V)的统计特征

2.1.1 晴天少云天气 L 、 V 的日变化

在晴天少云(一般云量 < 1 成)天气条件下, 大气中仍含有水汽, L 一般 < 10 mm, 从早上到晚上, V 呈递增趋势, 平均增加幅度约 1~2 mm, 而夜晚到凌晨, 一般呈递减趋势。 L 一般 0.010 mm 其日变化与 V 有类似变化, 这可能与高原地区地面的水汽及午后对流活动较强有关。

2.1.2 晴天少云天气 L 、 V 的月变化。

按月对 L 、 V 进行统计分析, 表 1 为不同天气条件下各月份 L 、 V 的月平均值分布, 从表 1 可以看出, 晴天少云天气 L 值 4 月份为 3 月份的 2.6 倍(5 月资料缺), 呈现快速递增趋势, V 值也逐渐增大, 但变化幅度不大。

2.2 有云无雨时 L 、 V 的月变化

在阴天条件下, 有的云由于缺少产生降水所必须的宏微观条件, 没有产生降水, 为了简单

起见，将这种云定义为无雨云，从表 1 可以看出，在有云无雨的天气条件下， L 的平均值逐月增加 4 月比 3 月增加 61.3%，5 月比 4 月增加 33%、比 3 月增加 115%， V 变化幅度不大，没有相同的变化趋势。

2.3 降水云系中 L 、 V 的统计特征

从表 1 降水云系的月平均变化可见，月平均值变化幅度较小，5 月 L 值比 4 月略高，增加幅度只有 12.6% 同样 V 值变化幅度不大。

表 1 不同天气条件下各月 V 、 L 平均值 (单位: mm)

| 月份 | V | | | L | | |
|-----|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| | 晴天少云 | 有云无雨 | 降水云 | 晴天少云 | 有云无雨 | 降水云 |
| 3 月 | 10.113 | 10.265 | — | 0.027 | 0.062 | — |
| 4 月 | 10.230 | 10.310 | 10.578 | 0.072 | 0.100 | 0.174 |
| 5 月 | — | 10.827 | 10.843 | — | 0.133 | 0.196 |

3 降水云系雨含量

根据辐射计原理，在较强降水时云的散射效应已占主导地位，在出现较大降水过程时，降水时段的资料误差较大，因此只简单考虑零星降水和短时降雪的资料，并由此初步推算降水云系有雨时 V 约为 10~20 mm、 L 约为 0.4~0.9 mm。

4 层状云和积雨云液态水含量的阈值

通过对资料的分析发现，在层状云降水过程中，降水发生前 L 、 V 都是逐渐增加的，但是增长幅度比较缓慢，一般当 $L > 0.15$ mm 时，说明降水将可能开始，就可以考虑实施人工增雨作业。

对于积状云降水过程，降水前后大气中 L 、 V 随时间分布呈陡增陡降趋势，一般 $L > 0.3$ mm 有可能出现降水，这时可以考虑实施地面高炮或火箭增雨作业。

综合积分液态水含量的阈值，可以考虑：层状云降水过程 $L > 0.15$ mm，积状云降水过程 $L > 0.3$ mm 作为人工增雨实施作业的指标，一旦满足这些指标，就可以准备实施增雨作业。

5 不同云系的液态水统计特征

青海省春季出现的主要降水云系为高层云、高积云、层积云、淡积云、浓积云、积雨云，对这些云系的液态水含量进行统计分析，结果如表 2 所示，从表 2 可以看出，层状云中高层积云、高积云 L 大于高层云，积状云中积雨云远远大于淡积云，说明对这两种云系作业可以取得较好的催化效果。

表 2 不同云系的 L 值

| 云系 | $L(\text{mm})$ | 观测次数(次) | 观测时间(h) |
|-----|----------------|---------|---------|
| 高层云 | 0.05~0.20 | 15 | 93 |
| 层积云 | 0.10~0.30 | 6 | 33 |
| 淡积云 | 0.10~0.15 | 4 | 15 |
| 浓积云 | 0.15~0.30 | 5 | 17 |
| 积雨云 | 0.30~1.00 | 9 | 23 |

6 水汽和液态水含量的比值

大气中的水基本上是以水汽为主，水汽本身无法形成降水，只有云中的液态水才有可能通过自然过程或人工影响产生降水。人工增雨的资源条件可定义为云中还没有通过自然转化过程转化为降水的液态水。水气条件不能准确反映云中人工自然催化的潜力。通过对大量资料统计显示：在有云无雨时，水汽与液态水比值一般为 50~2000 平均值为 371 液态水在大气中所占的份额一般不到 1%，有降水时，水汽与液态水比值一般为 20~100 平均为 95 液态水在大气总含量中所占份额一般不超过 2%，当有强降水时，占大气总含量的 2%~5%。

7 与内地平原地区液态水和汽态水含量的比较

将 1997 年青海省观测结果与地处华北平原的河北省 1994~1997 年多年平均观测结果^[1]比较列于表 3，可以看出，高原与内地平原地区观测值有较大的差异，高原地区水汽含量比平原地区偏低大约 1 倍，液态水含量却比平原地区偏高，作业区的实际降水量也比平原地区低，说明这一地区水汽向液态水转化，即云中水汽凝结过程相对较为活跃，这与高原地区和地处华北平原的河北省的地形、水汽运输条件、天气系统特征等条件的巨大差异有关，上述初步分析对比表明，青海省的增雨潜力相对平原在云的微观条件上可能更为有利。

表 3 高原与内地平原 V 、 L 值比较 (单位 mm)

| 分类 | V | | L | |
|----------|-------|-------|-----------|-----------|
| | 青海 | 河北 | 青海 | 河北 |
| 晴天少云 | 8~12 | 16~28 | 0.02~0.07 | — |
| 有云无雨 | 8~14 | 20~37 | 0.06~0.13 | 0.02~0.05 |
| 降水云(降水前) | 8~14 | — | 0.17~0.19 | — |
| 降水云(降水后) | 10~20 | 30~52 | 0.40~0.90 | 0.44~0.64 |

8 结 语

由以上分析可以得出如下结论：

(1)青海省春季晴空少云天气， V 、 L 值从凌晨到傍晚呈递增趋势，夜晚到次日凌晨为递减趋势，月变化表现为递增趋势。有云无雨天气 L 随月份增加幅度较大，4月比3月递增 61.3%，

5月比4月递增33%， V 值没有明显的增加趋势。对于降水云系而言， L 值增加幅度只有12.6%， V 值变化幅度很小；

(2) 降水云系在降水时段的云雨水含量约为0.4~0.9 mm，汽态水含量10~20 mm；

(3) L 值的阈值可以作为实施人工增雨作业的指标，一般层状云降水过程的阈值 $L > 0.15$ mm，积状云 $L > 0.30$ mm，一旦满足这些指标，可以立即开始实施作业；

(4) 对青海省春季不同降水云系 L 值进行统计分析发现，高层云 L 值低于层积云、高积云，淡积云低于浓积云、积雨云；

(5) 在有云无雨天气 L 、 V 比值一般为1/50~1/2000，平均值为1/371；在有降水时 L 、 V 比值一般为1/20~1/100，平均值为1/95；

(6) 对青海省春季所观测的资料和地处华北平原的河北省进行对比发现，高原 V 值远低于平原地区，而 L 值却高于平原地区，说明高原地区大气中水汽凝结过程活跃，增雨潜力相对平原地区在云的微观条件上优于平原地区，可能存在更大的人工增雨潜力。

致谢 本文得到了北京大学地球物理系胡成达教授的技术指导 在此深表谢意。

参考文献

- 1 段英等，利用地基遥感方法监测大气中汽态、液态水含量分布特征的分析，应用气象学报，1999(1):34~50

第二部分 雹云数值模拟

对流云过山和下坡的数值模拟研究

许焕斌

(北京应用气象研究所 北京 100029)

摘要

本文用二维带地形的非静力全弹性模式,研究了对流云在过山或下坡中的变化。结果表明,与平地对流云相比,对流云在过山后迅速发展,而在下坡中只有稍许增强;对流云过山或下坡明显改变了降水分布,在背风坡增加了总降水量。

关键词:对流云 非静力模式 数值研究

1 引言

非平坦地形对于对流云的发生发展有着明显影响,潮湿空气过山不仅有过山波发生,还会出现地形云,相变潜热与山的动力扰动相耦合呈现出比干燥空气过山更为丰富的现象^[1-4]。以往曾研究了山地对流云的发展,本文研究了在平地发展的积云,移过山脊或下坡时的变化。

2 模式

描述对流云需要非静力全弹性的动力、热力和云微物理方程组,模拟云过山或下坡需加入地形,为此这里用了 σ - Z 坐标系的非静力全弹性模式^[2,5]。

σ - Z 坐标系即 Z^* 地形坐标系,在二维情况下, $x^* = x, Z^* = H(Z - Z_s)/(H - Z_s), H$ 为模式顶高, Z_s 为地形高度, Z 为实际海拔高度,在 x, Z^* 坐标系下各方程的形式如下:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - w^* \frac{\partial u}{\partial z^*} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{1}{\rho} G^{1/3} \frac{\partial p'}{\partial z^*} + D_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - w^* \frac{\partial w}{\partial z^*} - \frac{1}{\rho} G^{-1/2} \frac{\partial p'}{\partial z^*} + g \left(\frac{T'_v}{T_{v0}} - \frac{p'}{P} - \tau \right) + D_w \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p'}{\partial t} = & - \left(u \frac{\partial p'}{\partial x} + w^* \frac{\partial p'}{\partial z^*} \right) - P \left(\frac{\partial u}{\partial x} + G^{1/3} \frac{\partial u}{\partial z^*} + G^{-1/2} \frac{\partial w}{\partial z^*} \right) + \frac{P}{T_{v0}} \left(\frac{\partial T'_v}{\partial t} + u \frac{\partial T'_v}{\partial x} \right. \\ & \left. + w^* \frac{\partial T'_v}{\partial z^*} \right) + D_{p'} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + w^* \frac{\partial \rho}{\partial z^*} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + G^{1/3} \frac{\partial u}{\partial z^*} + G^{-1/2} \frac{\partial w}{\partial z^*} \right) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \left(\frac{\partial T}{\partial x} + w^* \frac{\partial T}{\partial z^*} \right) - \gamma_d w + \frac{P_T}{\rho} + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + u \frac{\partial p'}{\partial x} + w^* \frac{\partial p'}{\partial z^*} \right) + D_T \quad (5)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = - (u \frac{\partial Q}{\partial X} + w^* \frac{\partial Q}{\partial z^*}) - P_Q + D_Q \quad (6)$$

$$\frac{\partial W_a}{\partial t} = - (u \frac{\partial W_a}{\partial x} + (w^* - v_a) \frac{\partial W_a}{\partial z^*}) + P_a + D_a \quad (7)$$

$$w^* = uG^{13} + wG^{-1/2} \quad (8)$$

$$\tau = W_C + W_R + W_i + W_S + W_F \quad (9)$$

$$D_x = K_M (\frac{\partial^2}{\partial x^2} + [(G^{13})^2 + (G^{-1/2})^2]) \frac{\partial^2}{\partial z^{*2}} \quad (10)$$

$$G^{13} = \frac{\partial z^*}{\partial x} = \frac{H}{H-Z_s} (\frac{z^*}{H} - 1) \frac{\partial z_s}{\partial x} \quad (11)$$

$$G^{-1/2} = \frac{\partial z^*}{\partial z} \quad (12)$$

式中 P 为平均气压, p' 为扰动气压; P_x 为发生项, x 表示某物理量; W_a 为水凝物的比含量, α 分别为 C (云水), R (雨水), i (云冰), S (雪), F (冻雨和霰), Q 是水汽比含量 (比湿), v_a 是水凝物 W_a 的下落未速。其他符号为常用的, 可参见 [2]。

积分计算方案见文献 [5] 地形用给定的山体表达式为

$$Z_s = Z_{st} L_0^2 [L_0^2 + (x - x_0)^2]$$

这里 Z_{st} 为山脊最大高度, L_0 是决定地形坡度的长度参数, 取为 15 km, x 为水平坐标值, x_0 是 Z_{st} 所在位置, x_0 取 50 km, Z_{st} 取 1.5 km。

云的微物理过程, 可调用不同的子程序来实现不同的方案, 具体可见文献 [6, 7, 8]

边界条件的取法也与文献 [5] 相同, 计算区域水平为 100 km 格距 1.0 km 分为 100 个点, 序号以 I 表示, 垂直为 15 km 格距 0.5 km 分为 30 个点, 序号以 K 表示。大积分时间步长为 10 s, 小积分时间步长为 1.0 s。

初始条件, 给出水平均匀的温、压、露点值和风随高度的分布。地面温度取为 25°C, 气压 1000 hPa。4 km 以下温度递减率 $r=0.75^\circ\text{C}/100\text{ m}$, 4~10 km, $\gamma=0.6^\circ\text{C}/100\text{ m}$; 10~12 km, $\gamma=0.25^\circ\text{C}/100\text{ m}$; 12~15 km, $\gamma=0.01^\circ\text{C}/100\text{ m}$ 。露点: 3 km 以下, $T_d=T-3.0^\circ\text{C}$; 3~10 km, $T_d=T-5.0^\circ\text{C}$; 10 km 以上, $T_d=T-18.0^\circ\text{C}$ 。水平风速地面风速为零, 以垂直距每 500 m 增值 $0.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 方式向上递加, 高空风大 $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时限制在 $15.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

3 模拟研究方案

在平地 $I=25\sim 35$ 格点处, 用热扰动法先启动对流云发生, 云体在环境风驱使下边移动边发展逐渐接近山体或下坡。为了在云体发展初期, 气流不受山脊或坡地的影响, 山地和下坡是在云移动中逐渐凸起或凹下的, 这种方法叫“次临介 Froude 数 $[U^2/gL(\Delta P/P)]$ 初始法”又叫地壳运动法^[9]。这种方法虽在运用中比较麻烦, 因为地壳运动过程中地表高度 Z_s 在变化着, 需逐步进行坐标变换, 但它不会激起高频瞬变波^[3]。

模拟计算分二类: 一是过山, 二是下坡。每一类先进行平地对流云算例, 再进行过山或下坡不同算例, 与之比较来察看地形的影响。山峰高度或下坡底深都取为 1500 m 参照平地算例的结果, 地形凸起从 180 步到 540 步完成; 而凹下是从 360 步到 720 步完成。

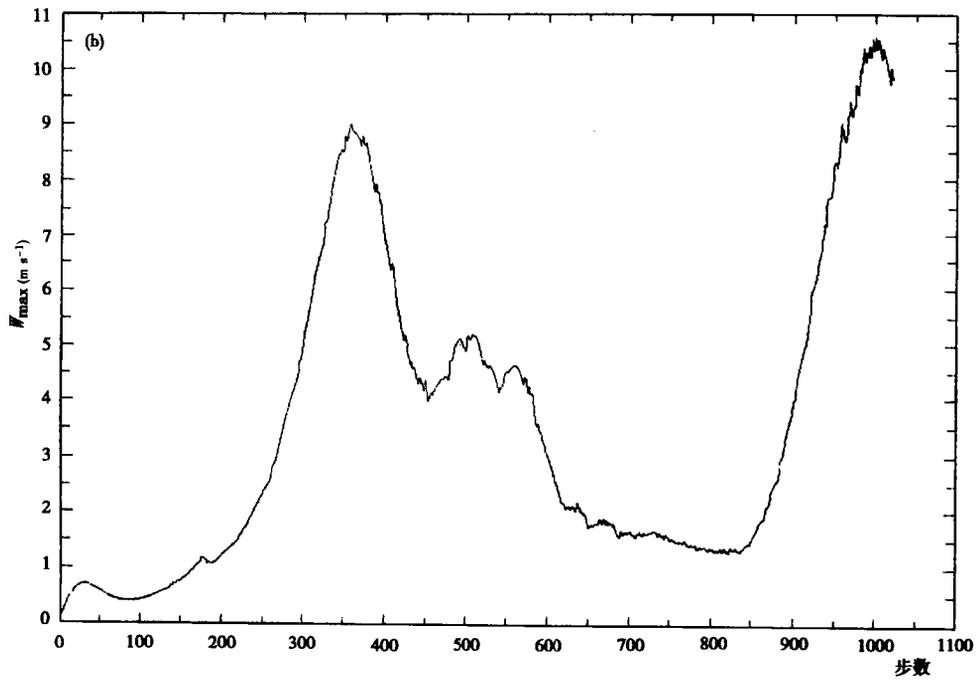
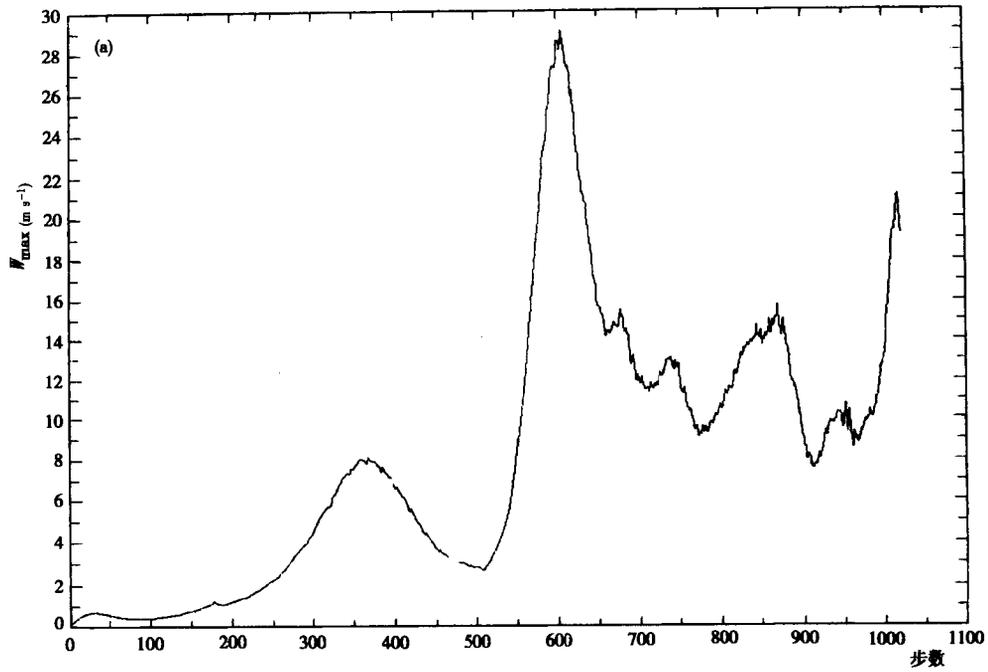


图1 最大上升气流速度 W_{\max} 随时间的演变。横坐标是计算步数，时间 = 步数 \times 时间步长 Δt ， $\Delta t = 10.0$ s 纵坐标是 W_{\max} 值 (a 为过山算例, b 为平地算例)

4 对流云过山的模拟结果

4.1 概 况

图 1 给出了过山 (a) 和平地 (b) 对流云发展过程中最大上升气流速度 W_{\max} 随时间的演变。对比二者可以看出, 在计算数 300~400 时步间 (时间 = 步数 \times 时间步长 $\Delta t, \Delta t = 10 \text{ s}$) 出现了第一个 W_{\max} 的峰值, 二者的峰值大小和位置十分相近。到 550~650 时间步长, 过山算例出现了第二个峰值, W_{\max} 达到 $29 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 而在平地算例中 这时进入 W_{\max} 的谷底 ($2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。到 1000 算步处, 二个算例都出现了另一个 W_{\max} 峰值 过山算例值为 $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 平地算例值为 $10.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见过山对流云的强度比平地对流云显著增强, 增幅达 1.9 倍。

4.2 降 水

图 2 给出了 960 算步时的累计降水量分布, 图 2a 为过山算例 图 2b 为平地算例。可见在平地算例中, 降水分布只有一个峰值, 处于格点 35~50 之间, 峰值降水量达 25 mm 而在过山算例中有算 2 个降水峰值, 一个处于山前 35~50 格点之间, 峰值降水量 11 mm, 另一个在山后 (北风坡) 的 65~85 格点间峰值降水量 13.5 mm。二者的降水分布有明显差别。但过山算例的最大降水量比平地算例小近 1 倍, 可是区域总降水量过山的比平地的多 29.3%。

4.3 流 场

过山算例和平地算例的流场在步数 360 (1 h) 的分布给在图 3 ((a) 为过山的, (b) 为平地的) 比较二者可见 在时步 360 时二个流场十分相近, 再参照图 1 来看, 平地的对流强度比过山的还要强一点。这可能解释为云体爬山需要作功, 这时的山还比较低 (峰顶高 750m) 气流爬山中造成的附加上升运动对对流的加强作用还未能抵消作功中的能动损失。

图 4 给出的是时步 600 (100 min) 的流场图, 依然 a) 是过山的, (b) 是平地的。这时过山算例的对流中心已移过山峰 (此时峰顶已达到 1500 m) 到达山的背风坡, 由于位能释放激起的背风波与对流环流的耦合, 大大地加强了对流的迅猛发展, W_{\max} 达到 $29 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 而平地算例这时已处于对流发展的低谷处 (参见图 1b)。

4.4 云 (水凝结物场)

图 5 和图 6 给出了 360 时步和 600 时步云场, a 是过山算例, b 是平地算例。

从图 5a、5b 可以看出 在 360 时步时, 二者的云皆处在山坡前 (迎风为前) 的相当位置, 但平地算例的云体比过山算例的要高大些, 最大含水量也是平地的值 ($5.88 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 比过山的值 ($5.03 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$) 大。这与平地的对流比过山的对流要强一些的结果是相对应的, 因为云是靠对流流场来支撑的。

到 600 时步时, 过山的云与平地的云已有重大差别了。从图 6 可以看出, 过山的云中心已由 360 步的 38 格点处跳跃到山脊后的 62 格点处, 云体强大, 最大含水量高达 $16.8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$; 而平地的云体平移到 48 格点处, 云体分裂变弱, 最大含水量只有 $1.63 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 这个结果也是与流场结构相对应的。

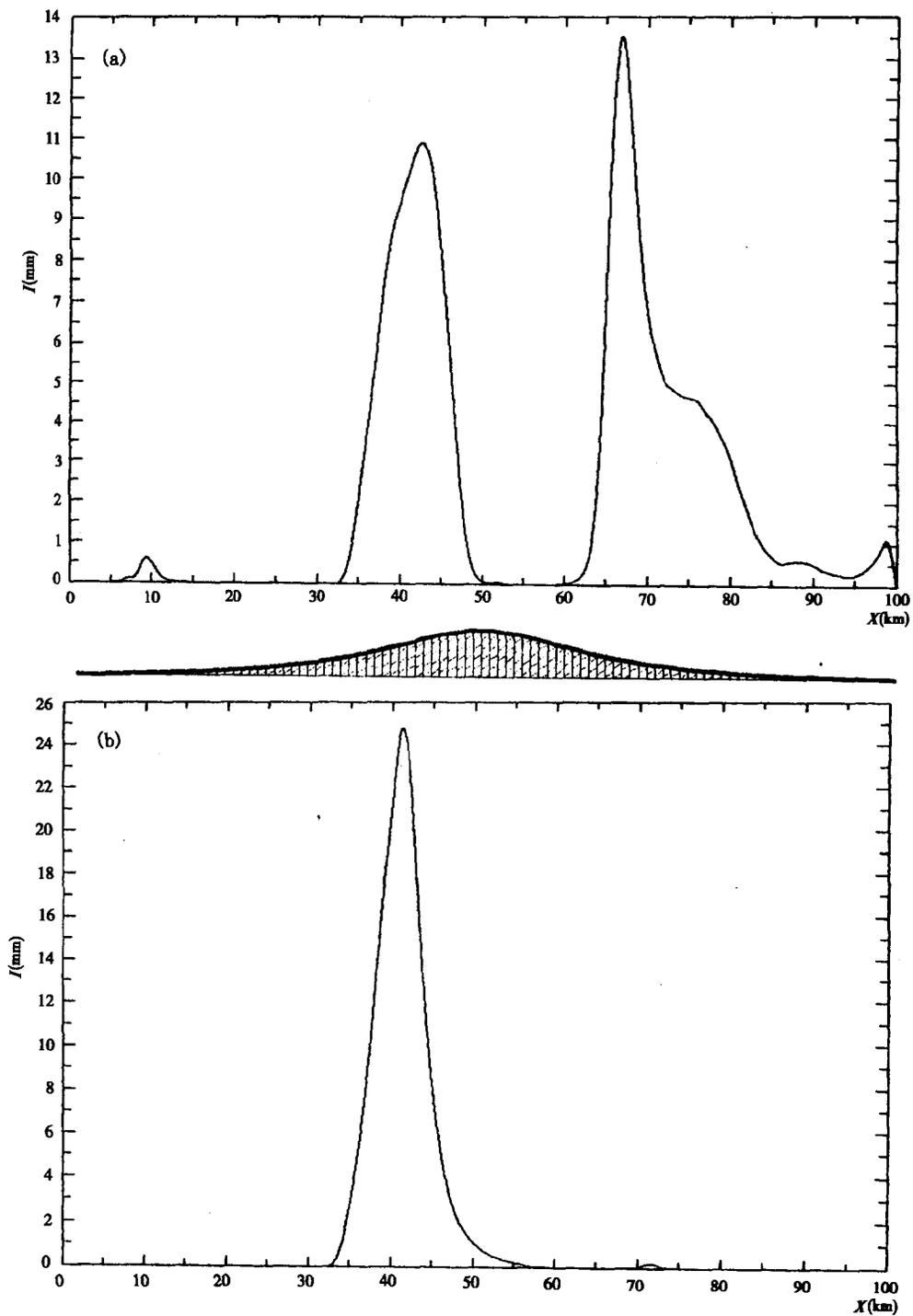


图 2 计算至 960 时步 (160 min) 的降水分布, 横坐标是水平格点数 (距离 = 格点数 \times 水平格距), 相当于水平距离 (单位: km) 纵坐标是降水量值 单位 mm (a, 为过山算例, b, 为平地算例)

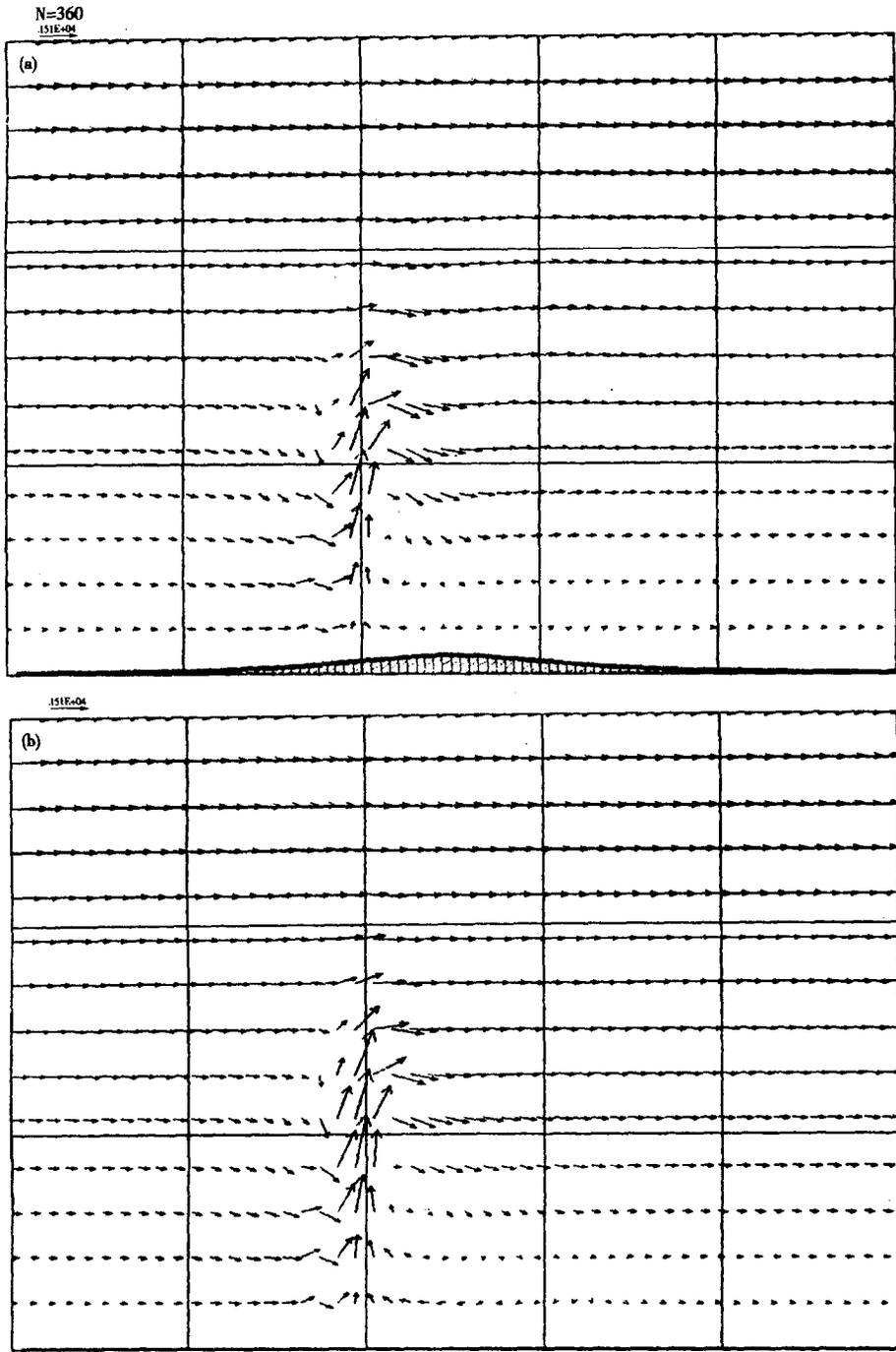


图 3 计算至 360 时步的流场，横坐标是水平格点数，每格格距 20；纵坐标是垂直格点数，每格格距 10。风矢大小见图左上角。阴影区表示地形。（a 为过山算例，b，为平地算例）

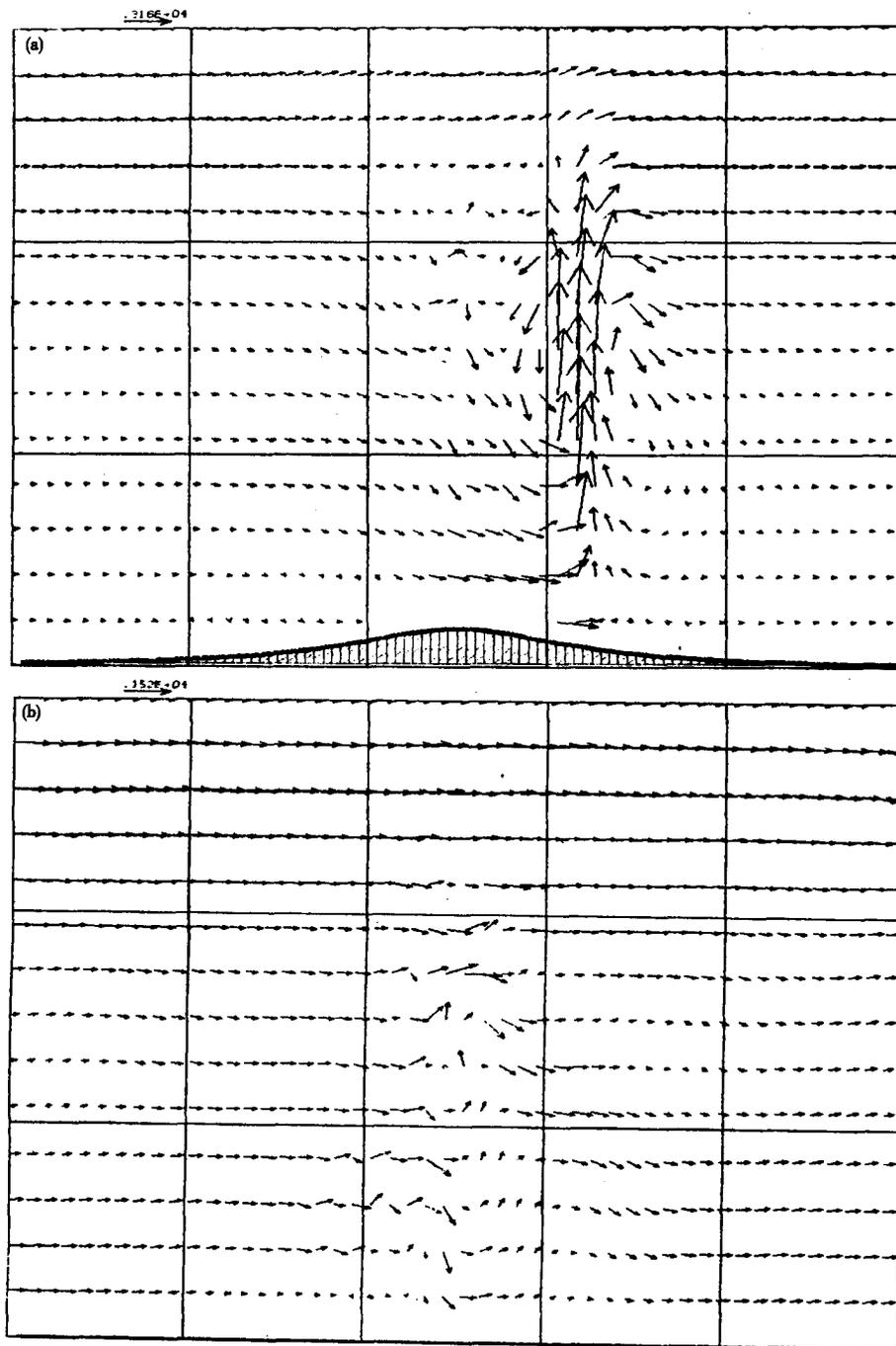


图 4 计算至 600 时步的流场，其他同图 3

N=360

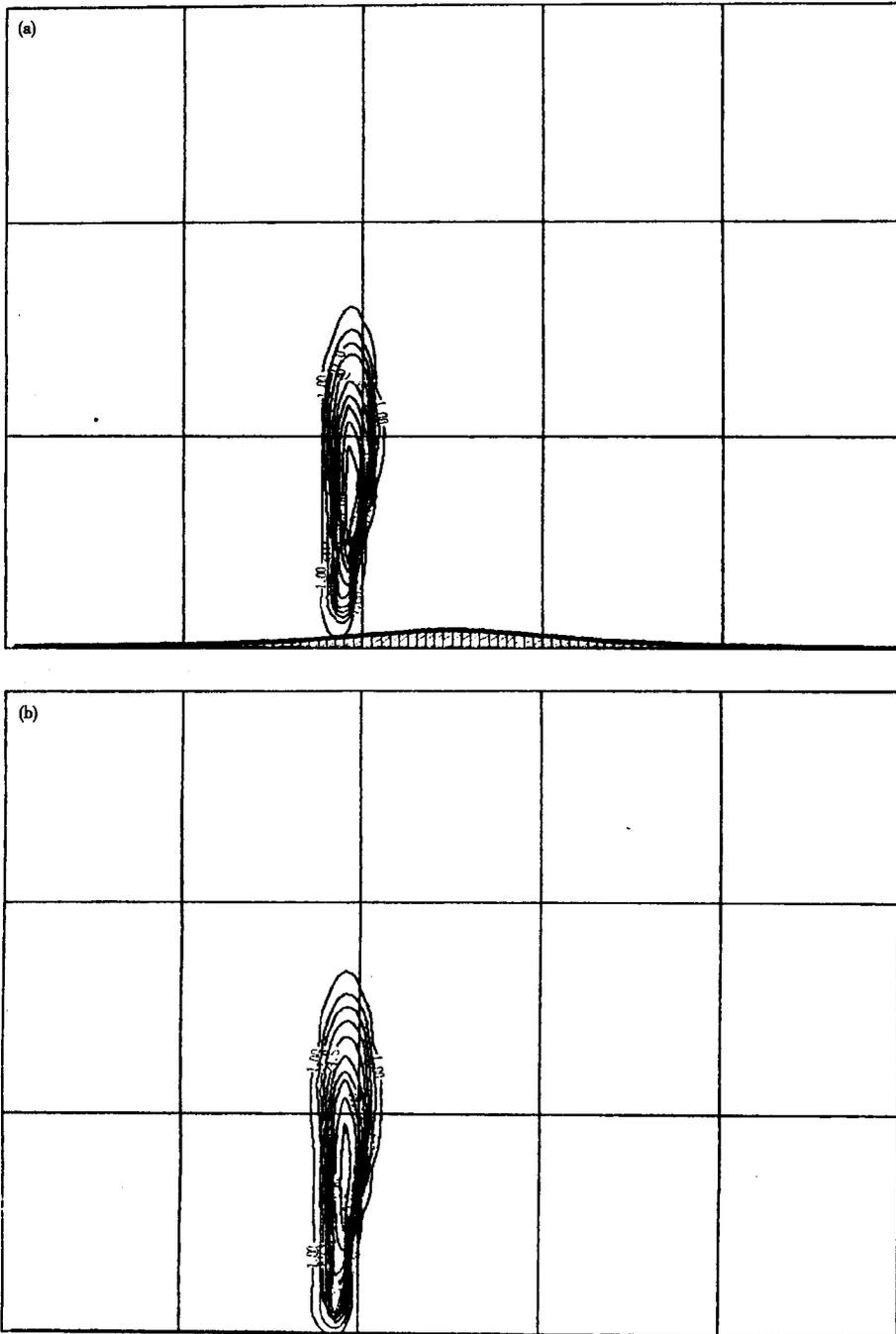


图 5 计算至 360 时步的云场，其他同图 3

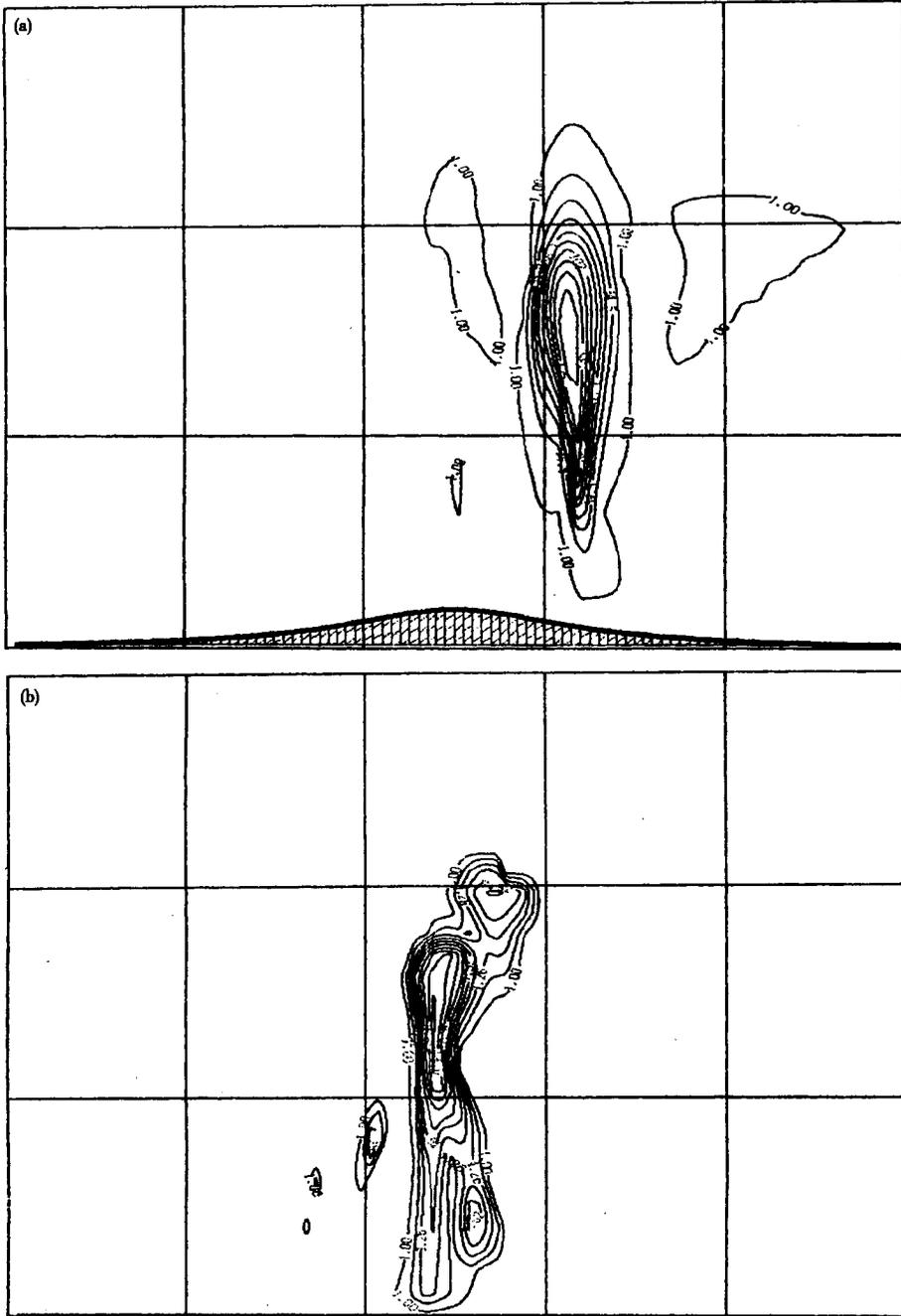


图 6 计算至 600 时步的云场，其他同图 3

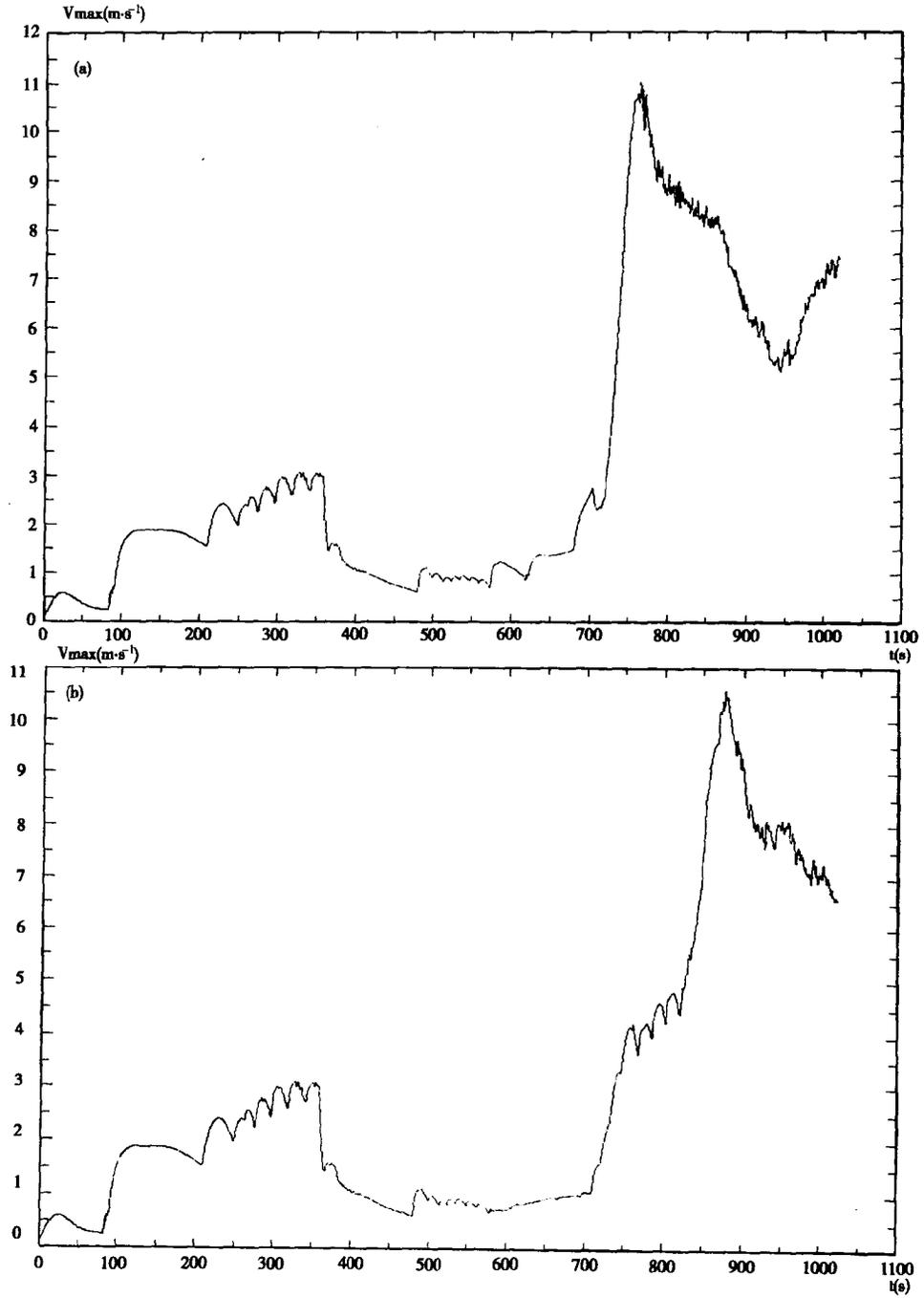


图 7 下坡算例的最大上升气流速度 W_{max} 随时间的演变，其他同图 1

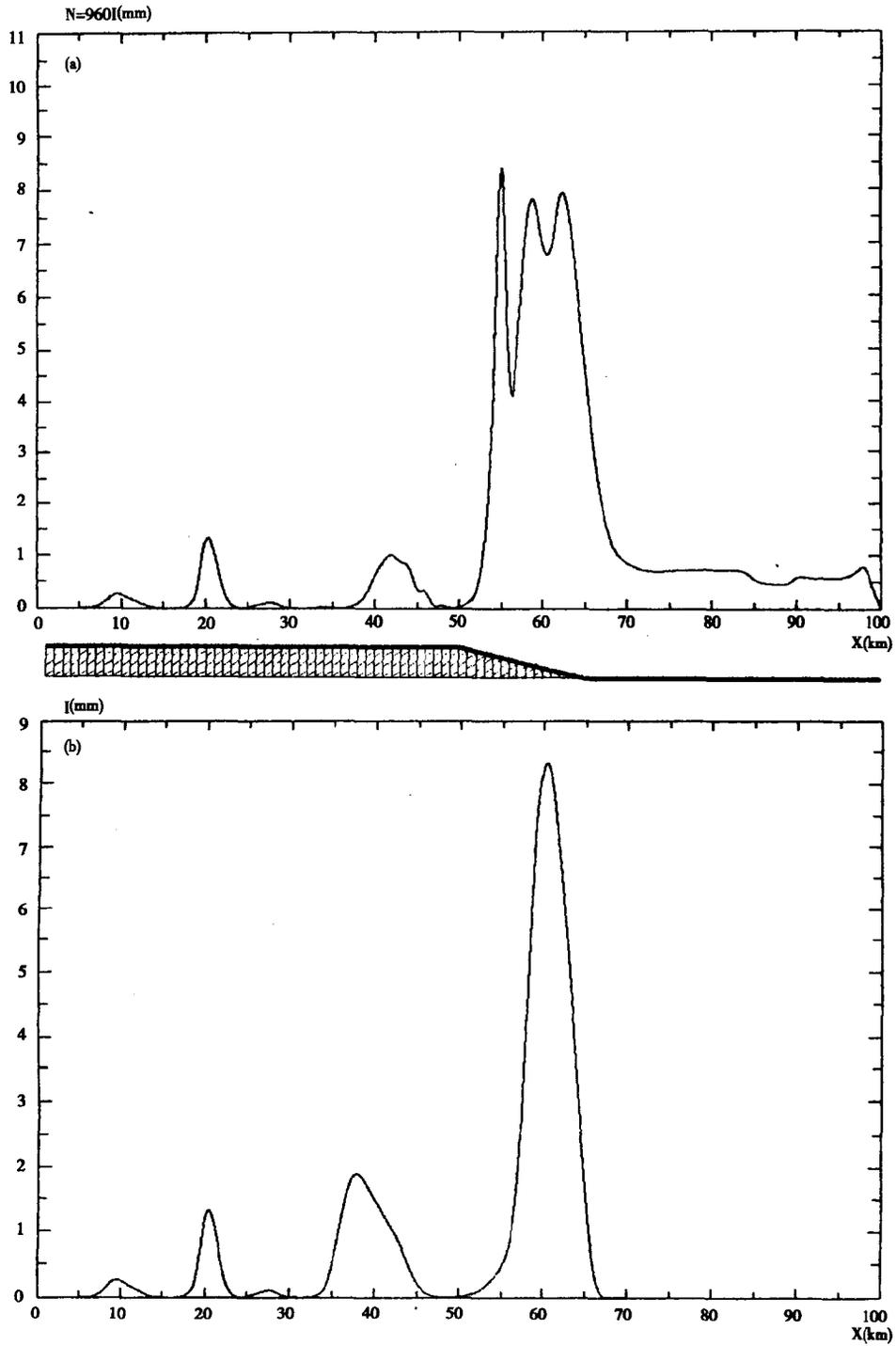
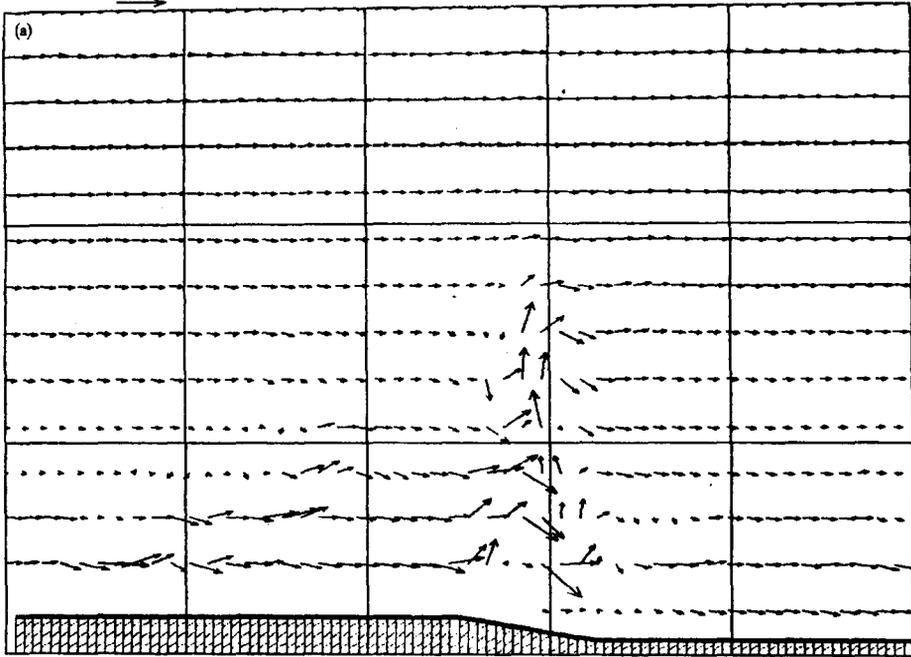


图 8 下坡算例的降水分布，其他同图 2

N=840
.189E+04



.189E+04

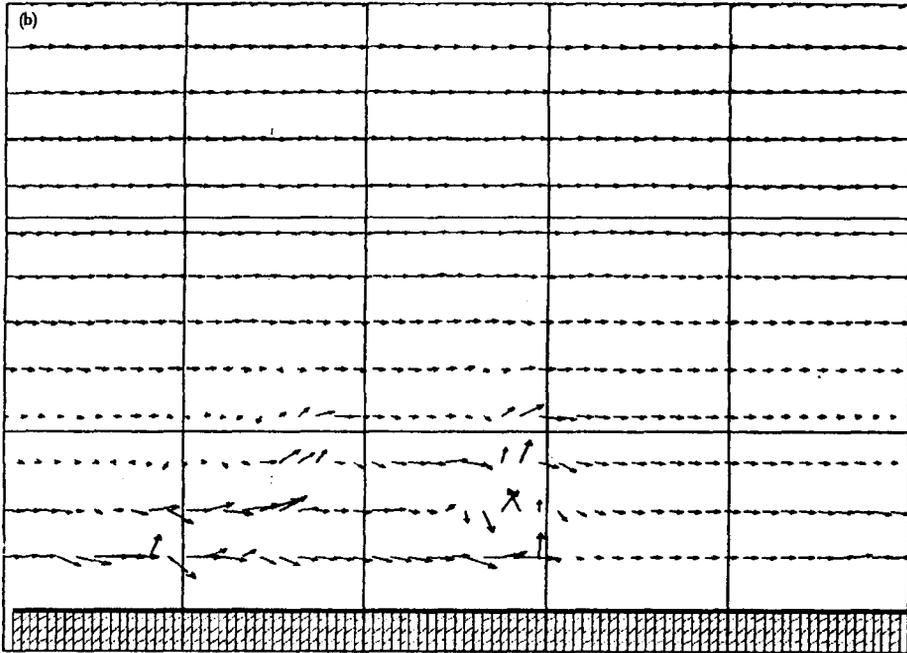


图 9 下坡算例中计算至 840 时步的流场，其他同图 3

5 对流云下坡的数值模拟结果

5.1 概况

对流云下坡和平地的算例中,其最大上升气流速度 W_{\max} 随时间的演变如图 7 所示,其中 7a 为下坡的,7b 为平地的。对比图 7a 和 7b 可见二者的差别不大,只是下坡算例的 W_{\max} 比平地例算的值稍大一些。

与图 1 相比,过山算例的对流云比下坡算例的对流云强。这是由于在下坡算例中,初始地面高度上升了 1500 m 相应地面温度下降了 7.5°C 达到 17.5°C 地面气压下降了 109.6 hPa,达到 890.4 hPa,这造成气柱的温湿不稳定能的减少。

5.2 降水

图 8a,b 分别给出了对流云下坡和平地算例在模拟到 960 时步(160min)的降水分布。对比图 8a 和 8b 可见,二者的降水分布在背风坡呈现出明显差别。在下坡算例中,背风坡的降水分布波动明显,主降水分布在格点 50~70 间,并延绵到 100 格点处;而平地算例中,主降水只集中在 55~67 格点范围内,呈单峰型。区域总降水量下坡的比平地的增加了 76.1%。

5.3 流场

由于下坡算例与平地算例仅在云下坡处有差别,这里只给出了 840 时步(140 min)的流场(图 9),9a 为下坡的,9b 为平地的。对比两者可看出,由于下坡的作用,下坡处的对流环流强于平地的。

6 结 语

综上所述,可以给出下列结论:

(1) 对流云过山,在背风坡会显著增强。与平地对流云降水分布的单峰型相比,在迎风坡有降水,背风坡也有降水,主降水区分布呈双峰型;

(2) 对流云下坡在下坡处也会有所加强,但比过山的情况的增强作用弱得多,这可能解释为下坡情况下只有气柱膨胀(辐散),没有气柱压缩(辐合)之故;

(3) 山脊和下坡对于对流云降水分布有明显影响,扩大了降水范围,区域总降水量比平地对流云降水有明显增加,但降水量峰值会出现减小。

参考文献

- Durrant, D. R., Klemp J. B. The effects of moisture on trapped mountain lee wave, *J. Atmos. Sci.*, 1982, 39, 2490—2158
- 1 许焕斌, α - β 模式研究: 地形云的数值模拟, *计算物理*, 1992, 9(4): 731~734
 - 2 谷国军, 王昂生, 许焕斌, 有地形存在时对流云发展的数值模拟研究, *气象学报*, 1994, 52(1): 90~98。
 - 3 谷国军, 王昂生, 许焕斌, 环境风场对地形对流云发展的影响, *应用气象学报*, 1993, 4(4): 394~401
 - 4 许焕斌, 王思微, 三维可压缩大气中的云尺度模式, *气象学报*, 1990, 48(1): 80~90
 - 5 许焕斌, 王思微, 一维时变冰雹云模式(一) —反映雨和冰雹谱双参数演变, *气象学报*, 1985, 43(1): 13~25
 - 6 许焕斌, 王思微, 一维时变冰雹云模式(二) —反映融化对雹谱双参数演变的影响, *气象学报*, 1985, 43(2): 162~171
 - 7 许焕斌云系模式研究: 云场的宏观结构模拟, *气象学报*, 1995, 53(3): 349~357
 - 8 Deaven, D. G. A solution for boundary problems in isentropic coordinate models. *J. Atmos. Sci.*, 1976, 33, 1702—1713

准定量冰雹预报一维时变积云数值模式研究

赵仕雄 马林 张国庆 李学锋 王建萍

(青海省气象局 西宁 810001)

摘 要

在引进的一维时变积云模式基础上,通过 70 多个冰雹个例的试验,改造了适合高原冰雹形成特点的冰雹云数值模式及其软件,包括初始场大气层结条件、冰相冻雨、霰过程及温度条件和模式有关参数的调整。雹形成过程突出霰的贡献。可调参数取 $C = 0.26$,介乎动力和湍流夹卷两者之间。 $W_s = 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $R = 4000 \text{ m}$,初始云滴谱特征参量取样 600,湍流交换系数取 800。因而,使地面出现最大雹径和降雹的时间缩短、雹径增大,而雹浓度和累积雹量减少,更符合实况。同时,开发了 NCAR 绘图软件,使模式在能直接输出分时地面雹量、雹径、雹浓度的同时,还输出云水、云冰、雨水、霰、雹、垂直气流等剖面图。

建立了短时准定量冰雹预报模型、指标:首先选取 08 时 500 hPa 上游 10 个站的风、温度、湿露差作为判断指标,输入程序,进行天气类型和冰雹预报指标判断。然后,采用雹日上游站 07 时探空与 11 时预报站西宁(互助)探空的统计相关,订正探空,加入上游天气信息,使初始场更接近午后大气状况。当数值模式计算有雹输出,天气统计指标也满足有雹时,若计算地面最大雹径参数 $XH(1) \geq 7.0$ 则有大雹(直径 $\geq 15 \text{ mm}$); ≥ 4.0 有冰雹(直径 $\geq 10 \text{ mm}$); < 4.0 有小雹(直径 $\geq 5 \text{ mm}$); < 1.0 有雷雨。

关键词:冰雹预报 数值模式 播撒效果

1 引 言

降冰雹是一种小概率天气现象,其空间尺度仅为几公里到十几公里,生消时间也仅只几十分钟到几个小时,它的出现不仅涉及不同尺度大气运动之间的非线性作用,也涉及下垫面热力和动力差异、边界层、水的相变潜热、湍流等大气动力与大气物理过程之间的非线性相互作用,因此冰雹预报无论是把焦点放在中尺度领域还是研究中小尺度和积云数值模式,也无论是短期预报和短时预报,都是十分困难的研究课题,作为定量预报则更为艰难。目前采用先进的雷达配合云图所作的临近预报,也不能达到 100% 的预报准确率。

随着计算机技术的迅速发展,中小尺度数值模式由 α 尺度模式进入到考虑中尺度物理过程的中- β 模式,它将与大尺度数值模式有机嵌套地结合起来,形成一个配套的短时灾害性天气数值预报系统。但是在现阶段,我国的冰雹预报,仍未走出天气图加统计的预报模式。

云模式应用于人工影响天气研究已 20 多年,许多类型的云模式有所发展,或按维数可分零维、一维、二维、三维;或按定常、时变;或按对称和非对称等进行了分类。定常模式不能模拟积云发展演变的整个过程,不能计算降水强度;对称和非对称模式归因于云和环境之间动力与微物理相互作用的程度;容积水详细微物理参数化过程的逐步完善,使描述降水(雨、雪、霰、雹)的形成,定量化预报、播撒效果等有了清晰的微物理过程图像和依据。本研究即采用了胡志晋的积云一维半时变积云数值模式,其中包括了 26 个微物理过程的数值模拟,虽与二维、三维模式相比,难于把环境的相互作用模拟进去,但不失为一个较好的模式。

该模式在应用于做冰雹天气短时预报方面，尤其是结合高原发生冰雹的天气条件和云微物理结构特点上尚是一次尝试。

本研究包括三个部分，积云微物理数值模式及调整、数值模式冰雹准定量预报方法、播撒效果的数值模拟。

2 积云微物理数值模式及调整

作为一维时变积云模式，其热力、动力、水分等方程组可写为如下常见形式：

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -W \frac{\partial W}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 W}{\partial Z^2} - EW + \frac{g}{1.5} \left(\frac{T_v - T_c}{T_c} - Q_v - Q_c - Q_r - Q_i - Q_s - Q_h \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -W \frac{\partial T}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} + \frac{Kg}{TC_p} \left(\frac{T}{Z} + \frac{g}{c_p} \right) - W \frac{g}{c_p} - E(T - T_c) + \frac{\delta T}{\delta t} \quad (2)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} = - (W - V_m) \frac{\partial M}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 M}{\partial Z^2} + E(M - M_c) + \frac{M \rho V_m}{\rho Z} + \frac{\delta M}{\delta t} \quad (3)$$

$$\frac{\partial R}{\partial t} = -W \frac{\partial R}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 R}{\partial Z^2} + (1 - C_a) \left(U_a + \frac{\beta}{2} |W| \right) \quad (4)$$

$$\frac{\partial A_c}{\partial t} = -W \frac{\partial A_c}{\partial Z} + K \frac{\partial^2 A_c}{\partial Z^2} + \frac{\rho^2 Q_c^2}{120 \rho Q_c + 1.6 N_b / D_b} \quad (5)$$

式中物理量为常规用法，其中 M 考虑 $Q_v, Q_c, Q_r, Q_i, Q_s, N_h, N_r, N_i, N_g, N_h$ 即蒸汽、云滴、雨水、冰、霰、雹 6 种水的比含水量和数浓度。各自可根据它们的谱分布 (λ, N_0) 通过微物理方程组推算出，包括 (D, V) 。在各个预报方程中，包含了它们的平流、湍流、夹卷、自身下落和源汇项。式中 W 为气流垂直升速， K 为湍流交换系数， E 为夹卷率， M_c 为云外 M 值， V_m 为 M 的平均落速，向下为正， $\delta/\delta t$ 项称为源汇项（微物理转化）。为了计算云雨自动转化过程而引入了云滴谱宽度 A_c 。积云和环境空气的相互作用主要是通过夹卷混合这一过程完成的，因而引入了随时间和高度而变的云体半径 R 。

模式模拟的云物理过程，可用以下框图 1 概括说明：

模式中考虑了积云中 26 种微物理过程，即云、雨、冰、霰、雹的凝结（华）和蒸发（ $S_{vi}, S_{vr}, S_{vc}, S_{vg}$ ）；冰、霰、雨的碰并（ $C_{ci}, C_{cg}, C_{ch}, C_{cr}$ ）；雨和冰碰并（ C_{ri}, C_{ir} ）；霰、雹碰并冰晶（ C_{ig}, C_{ih} ）冰晶核化繁生（ P_{vi}, P_{ci} ）；云雨转化（ A_{cr} ）；冰霰转化（ A_{ig} ）；霰雹转化（ A_{gh} ）雨冻结成霰（ M_{rg} ）；霰、雹、冰融化成雨（ M_{gr}, M_{hr}, M_{ir} ）；冰晶相撞（ C_{ii} ）；雨滴相撞（ C_{rr} ）；雹的湿增长极限（ C_{wh} ）方程用引起各过程的比含水量和比浓度的变化率来描述。由于各物理过程是建立在实验基础上，有一定的代表性，这里并未根据本地现测数值进行变动。

2.1 雹胚生长微物理过程试验

雹块生长的症结不在有无冰晶，而在有无雹块的第一生长层雹胚的形成，雹胚的形成可以是冻雨，也可以是霰，在高原对雹块切片观测的结果，应以霰胚为主，并且霰的形成又应以起源于冰晶为主，因此原模式中雨冻成霰项 M_{rg} 过程，在本模式中有意消除。

在模式中，整个水相变和水物质的相互转化，虽然计算了各高度层的变化，但实际上可认为只考虑某一单位体积中这些参量的随时间的改变，它们始终共存于一体中，只不过包含了各高度上的输送转化，例如，雨滴冻结成霰，使雹胚增多，必然导致雨水的减少和雹胚上争得水分的减少，不利雹长大等。雹粒子的碰并增长如上升或下降，只决定某时刻的上升气流和粒子落

冰的作用和云下霰碰雨长大成雹的效应加大，该模式即为 C_3v_l ，冰雹预报拟合率为 64%。

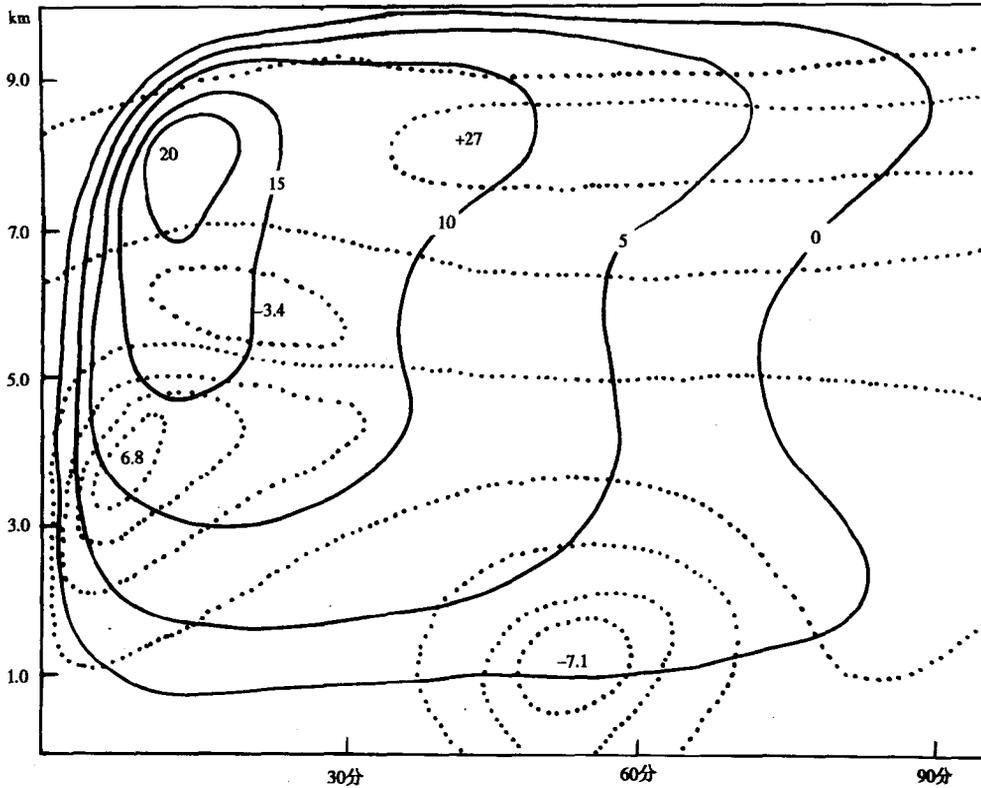


图 2 模式中消除冻雨项后垂直速度的变化
(实线为原模式结果、虚线为改造后模式结果)

2.2 可调参量的试验

积云和环境大气的相互作用，在一维模式中主要通过夹卷过程进行。当夹卷参量 C_a 取 0.2 时，该夹卷属综合夹卷模式，介于动力学夹卷和湍流（参数化）夹卷两者之间，它受初始云半径 R 的影响，但没有参数化的那样强 $R(z)$ 外形的演变较为合理，在本模式中仍采用该值。

一般云的初始半径越大，云发展越强，模式中取 $R=4000\text{ m}$ ，较为适合高原的情况。

云的初始发展，需给定一个强迫扰动，在近地面取温度扰动 $DT = 0.5^\circ\text{C}$ 。其扰动速度量， $W = W_s \cdot \sin^2\left(\frac{\pi}{2}, \frac{Z}{H_c}\right)$ ，在 $Z < 2H_c$ 内发生作用 (H_c 为对流凝结高度) 取 W_s 较大一些 看来有利于突破边界层中经常出现的逆温，经试验取 $W_s = 5\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 较为有利。表 2 为对 3 次冰雹过程试验的情况。检验 W_s 是否适合的标准，主要看雹量，降水量接近实际降雹的状况。从表中可以看出当取 W_s 值较大时，能缩短产生雹的最初出现时间，雹量有一定增加。

表 2 W_s 取不同值时雹量变化 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

| 日 期 | $W_s = 2\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ | $W_s = 4\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ | $W_s = 6\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ | $W_s = 10\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ |
|-----------------|--|--|--|---|
| 1970 年 5 月 10 日 | 8.390 | 9.044 | 9.006 | 8.955 |
| 1971 年 6 月 24 日 | 1.624 | 2.024 | 2.096 | 2.027 |
| 1971 年 8 月 24 日 | 0.008 | 0.01 | 0.011 | 0.009 |

初始云滴谱特征参量 D_{Nb} 和湍流交换系数 K , 可调范围较宽, 对冰雹过程影响也明显, 通过上述 3 个冰雹过程的试验, 在取 $W_s = 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $C_a = 0.1$, $R = 4000 \text{ m}$ 的同样条件下, 得出 $D_{NB} = 1000$, $K = 300$ 较为有利冰雹的增长, 见表 3。

表 3 D_{NB} 和 K 取不同值雹量的变化 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

| 日期 | $D_{NB}=1000$ $K=300$ | $D_{NB}=800$ $K=200$ |
|-----------------|-----------------------|----------------------|
| 1970 年 5 月 10 日 | 6.38 | 7.64 |
| 1971 年 6 月 24 日 | 4.21 | 1.24 |
| 1971 年 8 月 24 日 | 0.41 | 0.045 |

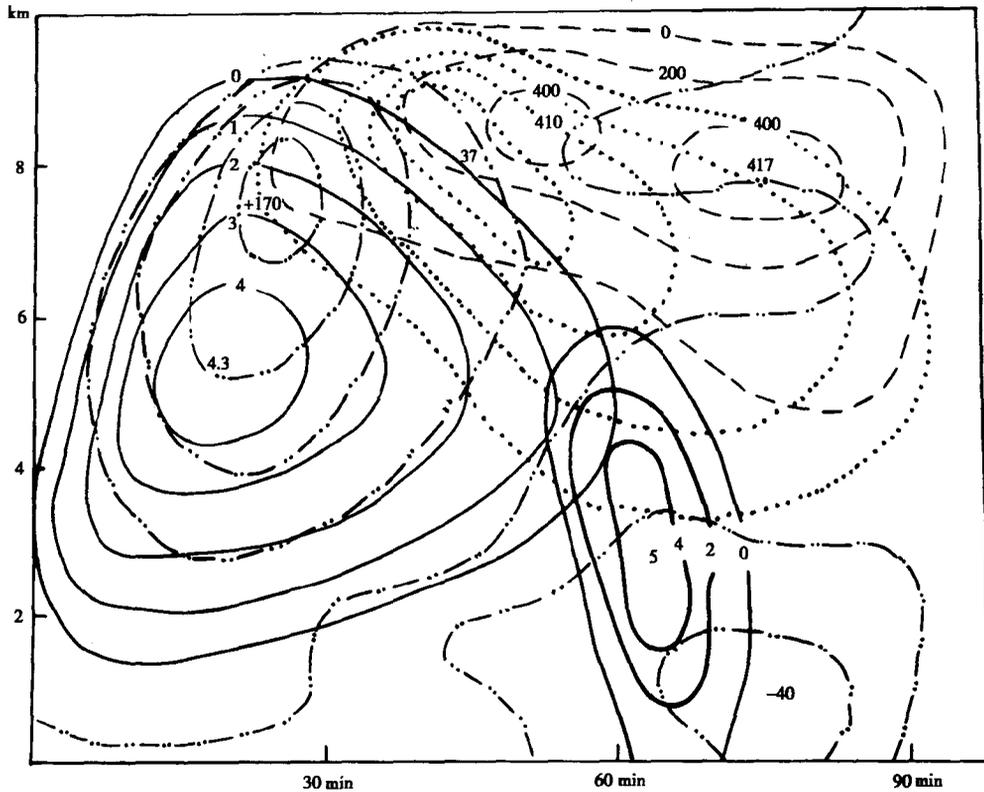


图 3 1979 年 7 月 20 日雹日数值模拟结果

(细实线 云水 虚线 云冰 点线 霰 粗实线 雹 点划线 垂直速度)

2.3 模式计算雹云结构个例分析

1979 年 7 月 20 日是一次较大雹云过程, 互助降雹最大直径达 18 mm, 雹浓度平均 $1 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$ 回波顶高为 7.6 km, 云维持时间约 1 h。

模式计算结果, 其上升速度在各层发展较理想, 与云水配合较适宜, 有利霰、雹生成。15 min 时 4500~5000 m 处, W_s 已发展到 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 在该层以上, 云水很快积累达到最大值 $4.3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 随着时间的延长, 这一层上升速度减慢, 云水量衰减也慢, 直到 50 min 尚有 $2.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的云水量, 而此时该层霰水量和雹水量都有所增加, 维持 20 min 左右, 开始减少, 冰晶量变化不大, 在 20 min 时, 上升速度在 7000 m 以上达到最大值 $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 同时在这一层上, 云

水随时间减少比中层来的快，不到 60 min 就已减到 $20 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，而此时是冰晶和霰都增加最快的时候，到 50 min 后，霰开始减少，冰晶一直增加。可见这是高层的霰长大，随着上升速度的减小，霰下落增长成雹。计算结果与实际云发展状况基本符合，云顶略偏高一些（见图 3）。

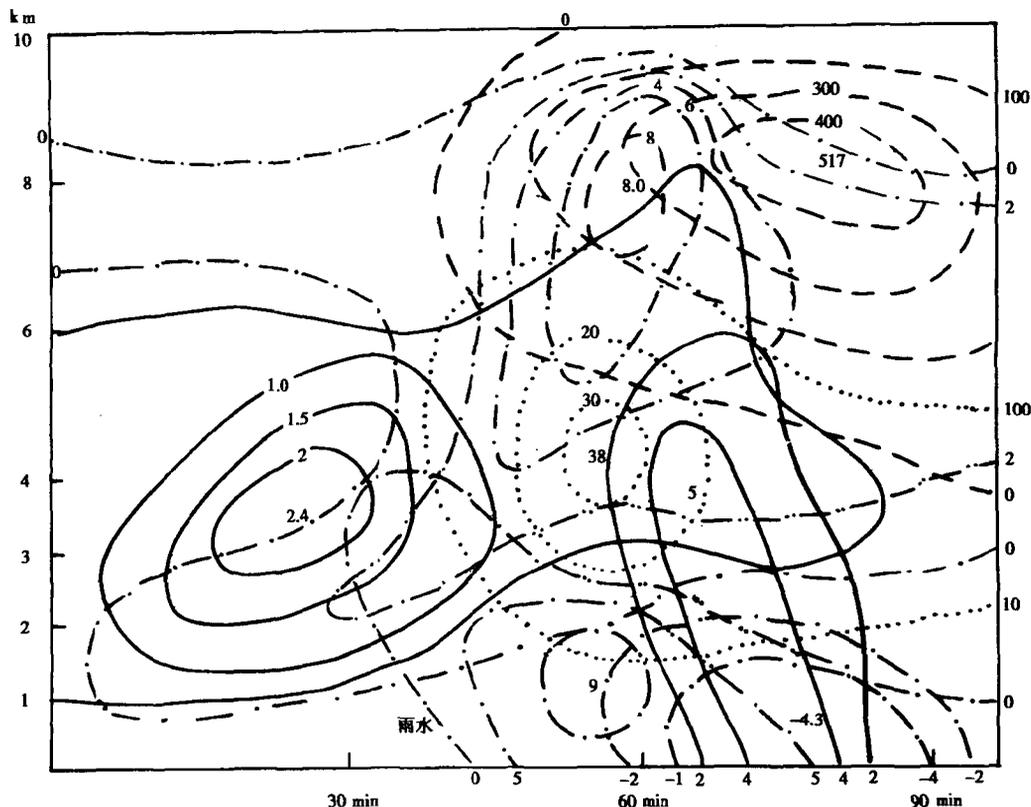


图 4 1974 年 7 月 2 日雹日数值模拟结果

（细实线 云水 虚线 云冰 点线 霰 粗实线 霰 点划线 垂直速度 双点划线 雨水）

1974 年 7 月 2 日西宁、互助等地降了最大直径 20 mm 的冰雹。这一天从云水、上升速度的发展情况看与 1979 年 7 月 20 日有较大不同。它的云水分布呈下大上小的三角形状，4000 m 以下 30 min 时，即达到最大值 $2.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，而后随高度和时间都减少，直到 80 min 才逐渐耗尽。云水达到最大值高度 9000 m 和 60 min 时，仍然保持，而此处最大上升速度才达最大值 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，可见最大上升速度值出现晚，高度在云的上部，与云水最大值并无同步配合。雨水和霰都是在云水达到最大值后即 4000 m 以下的 $2 \sim 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的动力环境下继续碰并云雨水增长，霰在霰量最大值出现后在 60 min 时开始增长，而雨水此时在云底出现最大水量 $9.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。70 min 后霰在 6000 m 云的上部仍有生长，这是由冰晶、霰、云水在最大上升速度层作用下连续增长而成。看来与实际有一定差异，估计 07 时探空并未能将午后系统的影响成分反映出来 如图 4 所示。

1983 年 7 月 23 日湟中最大降雹直径达 50 mm，是一大雹过程，但浓度不大。

这一天上升气流最大值出现得早且高度高、范围宽，云水与气流分布配合同步，与 1979 年 7 月 20 日不同处是云水随时间的减小在各高度层维持时间长短都差不多，递减也较均匀，不像 7 月 20 日的云水在中下层维持时间长，递减慢，而云上部维持时间短，递减快。这样，在强的上升气流作用下（最大值为 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，似乎完全由云水凝结潜热造成），冰晶一直在云顶部，

直到 90 min 在顶层才出现最大值的霰，虽然在 70 min 8000 m 时在顶部先出现，一直到上升气流明显减少，在 100 min 6000 m 高度达到 $2.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的最大水量，而冰雹是在中层 5000 m 60 min 时就已出现，然后在 70 min 时逐渐增到最大，此时 7000 m 层也同时有冰雹生成，直到地面都出现冰雹，当霰达到最大值时，水分已消耗殆尽，冰雹停止生长。这次过程模拟较为理想，在于云水与垂直速度有较好配合。

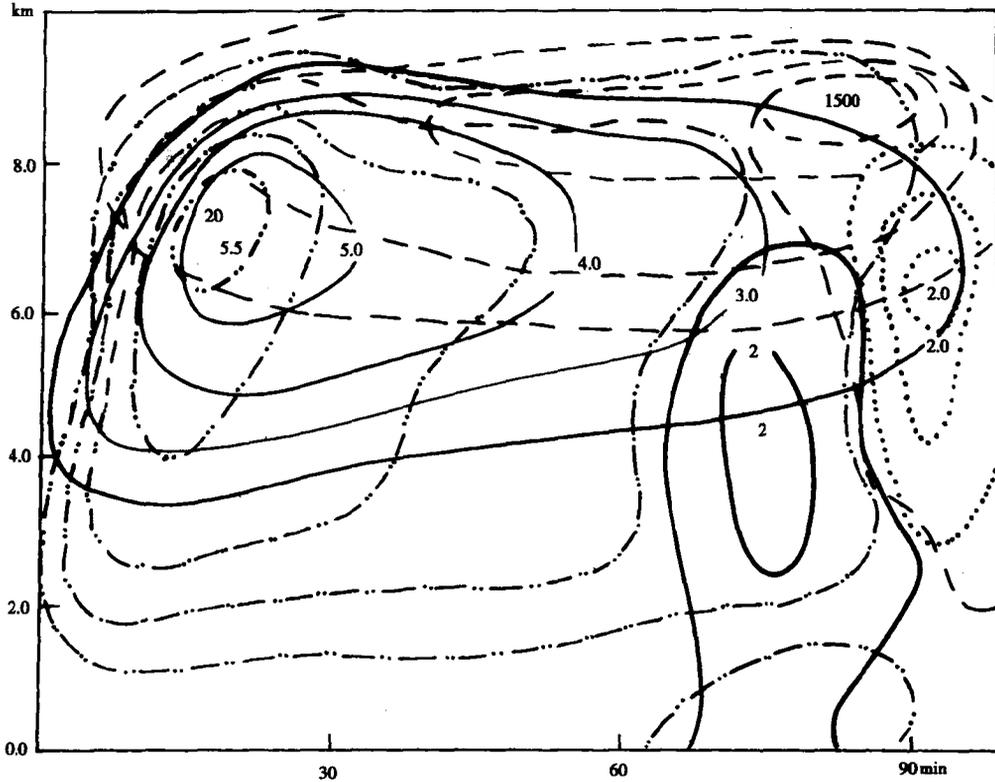


图5 1983年7月23日大雹过程数值模拟结果
(细实线 云水 虚线 云冰 点线 霰 粗实线 雹 点划线 垂直速度)

3 数值模式冰雹准定量预报方法

冰雹天气的形成必须具备一定的动力、热力和水汽条件并且在这些条件下，有利于容积水向冰雹的微物理转化。

当一个较好的因地制宜的微物理过程模式建立以后，能否较准确地做出冰雹预报，决定的因素是看大气层结条件能否在时、空上有代表性，并反映在该时、空范围内可能产生的对流天气强弱。众所周知，一个时次的单点探空层结，它的时、空代表性总是有限的，从时间上来说，对于对流天气也只能代表几个小时的状况，从空间上来说一般不超过百公里。在地形复杂的高原，这种代表性可能更差。

假定当天下午 12 时内的冰雹短时预报使用的是 07 时探空，人们不难想到，如何能将未来的大气状况预报出来？包括动力、热力、水汽条件尤其是下垫面的状况？作为一维时变积云数值模式的缺陷，正如前面提到的，它不能预报未来环境要素场的条件和相互作用。为了作好冰

雹预报，就要首先预告未来环境要素场的改变即未来大气层结状况；从另一角度来看，雹暴可分成气团雹暴、飑线或锋面雹暴，一个冰雹云的发展一般要经历形成，酝酿发展和“突发”增长阶段，最后降雹，消亡。而“突发”增长期，正是未来可发生冰雹的关键，也是作好冰雹预报要抓住的关键之一。因此预报的思路是：①通过机选相似场或统计预报，预报有否强对流天气发生的天气背景条件；②在冰雹天气背景条件下，订正未来大气层结的变化；③建立准定量预报冰雹的结构模式和预报指标。

本研究着重后两步骤的工作，第一步工作因在“青海高原冰雹的研究”中已有介绍，在实际预报中只进行“消空”统计预报，这里作简要描述。

3.1 东部地区冰雹预报消空指标

3.1.1 标准

海东 7 站即西宁、湟中、湟源、大通、互助、平安、乐都有一站或一站以上出现冰雹最大直径 ≥ 5 mm，计一个冰雹日。

3.1.2 天气形势入型判断

西北气流型

当日 08 时 500 hPa 高空图上，51076,51288,51463,51495,51765,51777,52203,52418 中有 5 个站或 5 个站以上风向在 $270^{\circ}\sim 340^{\circ}$ 之间 同时 51777,52203,52323,52418,52463,52533 中有两个站或两个站以上站风向在 $180^{\circ}\sim 265^{\circ}$ 之间，52652,52681,52866 三站中有两站以上风向在 $270^{\circ}\sim 340^{\circ}$ 之间，且 52533 与 52652 两站平均温度小于 52866 的温度。

西北气流冷槽型

当日 08 时 500 hPa 高空图上，51076,51288,51463,51765,52203,52323,52533,52418 中至少有六个站风向在 $270^{\circ}\sim 340^{\circ}$ 之间，同时 52652,52866 两站风向在 $270^{\circ}\sim 360^{\circ}$ 之间，且 52533,52652 两站的平均温度小于等于 52866 温度。

偏北气流型

当日 08 时 500 hPa 高空图上，52203,52323,52267,52533,52495,52681,52866,52652 八站中至少有五个站的风向在 $300^{\circ}\sim 360^{\circ}$ 或 $0^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 之间 同时，52267,52495,52681 三站的平均温度与西宁温度之差小于等于 0。

3.1.3 其它判断条件

当满足以上三种形势之一者可进入以下判断：

高空湿度条件

当日 08 时 500 hPa 高空图上，52203,52418,52323,52533,52267,52652,52866,52681,52836,52818 中有一站 $T-T_d < 5.0$ 则进入下一项判断

高空温度条件

当日 08 时 500 hPa 高空图上，52866 站的温度在 $-14\sim 4^{\circ}\text{C}$ 之间，则可做出当天下午可能有冰雹的预报，否则当天下午无冰雹。

按以上方法进行“消空”对 1993 年 8 月共 31 天的预报检验，结果如下：

报无冰雹 17 天，正确 16 次，漏报 1 次，报有冰雹 14 天，正确 6 天，空报 8 天，统计结果是“消空”准确率 $(16+6)\div 31=70.9\%$ 冰雹预报准确率 $6\div (14+1)=40\%$ 。

待“消空”工作做完后，对于有雹日，即进入当日探空订正工作。

3.2 层结结构的订正

青海东部地区降雹主要时段发生在 11~21 时，占降雹出现概率 95%，表明热力和动力因

素都很重要。一维数值模式作冰雹预报又由单站探空资料作根据，要使 07 时探空所代表的时限“更长”一些，即能将未来层结受系统影响因子反映出来，这里使用了两种方法进行订正预报：通过西宁 07 时和 19 时雹日历史探空的统计相关，将 19 时的信息订正到当日 07 探空上 ②利用西宁 11 时探空与上游站 07 时探空的相关，订正西宁当日探空到 11 时，其方法见后。

3.2.1 西宁雹日 08~20 时层结统计相关

对 1970 年 5 月 10 日至 1992 年 8 月 22 日西宁有记录冰雹天气进行普查，共选出直径 ≥ 5 mm 的雹日 30 例。

为了寻找 07 时和 19 时探空层结的相关，分别按等高面和等压面分成 50 层，对两个时刻各层的气压，气温和比湿进行相关分析并建立相应的回归方程，结果发现，600 hPa 以下气层因明显受到下垫面的影响，相关系数仅在 0.7 以下，其上因受低层湍流混合的影响较小，故气温相关系数在 0.8 以上，相关较稳定。只是在 400 hPa 和 250 hPa 两处有所变小，反映了受天气系统明显的影响。这种“突发”性扰动影响、应该是形成冰雹的关键所在，其它如比湿相关，也存在类似情况，低层及高层相关较差，中层相关较好，详见《西宁地区冰雹天气的层结结构统计特征及一维半时变模式的部分试验情况》一文。

将 19 时各层要素值与 07 时要素值相关建立后，即可订正当日 07 时探空各层值。使用模式对 30 个冰雹天气进行数值模拟，结果表明，等高面回归订正、冰雹模拟准确率达 74%。

3.2.2 程序调整及地面层气温预告

模式全程序使用 FORTRAN 语言。

为了便于日常冰雹预报工作的进行，探空输入方式作了较大改动，将原资料输入 DATA 语句赋值改成 OPEN 语句打开文件所在驱动器，按资料组数，年、月、日、时、气压、温度、露点温度相继由地面到高空逐次输入。

原步长以手工人为确定其值的方式键盘输入，这样常常因步长定得不合理而使程序不能正常运行。考虑到对流层高度基本在 200 hPa 终止，程序作了如下改动：令步长由下式确定，即 $D_z = Z_{\max}/50$ ，运行结果显得方便合理。

输出结果也作了较大的改动，由于使用的 486 微机硬盘较大，所以共分三路输出不同内容，一路由屏幕输出全部运行结果、另两路一路输出剖面图，一路输出各时刻的 3 分钟雨量、雹量及累积雨量、雹量，分别供分析和预报使用。为直观观察比较降雹的大小尺度参数和浓度，程序中增加了各时段地面雹尺度参量 $XH(1)$ 和浓度 $NH(1)$ 的输出项，这里平均雹径与 $XH(1)$ 的关系由下式确定：

$$D_n = \left[\frac{Qh}{AmhNh} \right]^{1/3} = (\beta h^2 + 3\beta h^2 + 6\beta h + 6)^{1/3}, \quad XH(1) \text{ 需要时 也可将 } XH(1) \text{ 换成 } Dh,$$

冰雹大小预报取其雹径的最大值作主要参量。

地面最高气温预告，原程序直接用 07 时探空做对流凝结高度，然后沿干绝热线下降至地面求得。根据高原情况，07 时探空近地面层经常有逆温层存在，用低层温度缺乏代表性。程序中采用了 600 hPa 和地面层的平均比湿 $q = (q_1 + q_2)/2$ 来代替地面比湿 q_1 这时通过 q 点沿比湿线上升和层结曲线交于 C 点 C 点即为对流凝结高度，再从 C 点沿干绝热线下延到地面交于 T_m ，此即为预告的最强对流时最高气温。这样做，实际效果较好。

3.2.3 上下游 08~11 时层结统计相关

当天气影响系统由上游站向下游站移动时，上游站总是先得到层结变化的信息。为了得到

上游信息以订正到下游站的层结中，这里采用了上游站格尔木和都兰（酒泉缺少资料）两站 07 时层结的平均信息，建立与西宁站 11 时层结的回归方程，然后订正到 07 时探空层结上。考虑到各层全订正的计算量太大和 500、400、300 hPa 三层具有关键层的作用，计算中只建立这三层的相关方程并进行三层订正，统计结果，三层相关系数都较满意，在 0.8 以上，各层温度相关方程如下：

$$T_{500} = -1.66 + 0.76T'$$

$$T_{400} = -0.77 + 0.95T'$$

$$T_{300} = -0.23 + 0.98T'$$

T 为订正的相应层温度， T' 为格尔木、都兰 07 时相应层平均温度。订正后的层结，可认为是西宁当日 11 时的预告层结。

西宁 11 时探空资料的获取，使用了 1973~1975 年互助临时探空点的资料，由于西宁与互助探空的直线距离较近，仅 20 余公里，互助 11 时探空可认为是西宁站的探空。

经过上述两种方法订正 07 时层后，对历史冰雹 30 个和 70 个过程进行诊断分析，输入模式计算得出拟合率分别达到 76.6% 和 80.8%。

3.2.4 模式准定量预报指标

模式作冰雹诊断分析，准确率已达到较好的效果。经初步分析，用雹径参量作准定量预报，看来相关性较差。这是由多种原因造成的，不仅与模式本身有关，而且与下垫面，探空资料的代表性有关。对同一类性质的降雹， $XH(1)$ 离散较大，如 1976 年 7 月 8 日大雹过程，模式反而计算不出来有雹，分析结果，是对流层下部只有很小的高度层有云水凝结，因而无助于云动力和微物理过程的进展。1978 年 9 月 12 日计算的 $XH(1)$ 值达 31.72，实际降雹直径仅只 12 mm 等，将 47 个冰雹过程的 $XH(1)$ 值和实际雹径点在一图上，得出如下准定量预报指标：

$$XH(1) \geq 7.0 \quad \text{大雹 (D} \geq 15\text{mm)}$$

$$XH(1) \geq 4.0 \quad \text{冰雹 (15} > \text{D} \geq 10)$$

$$XH(1) < 4.0 \quad \text{小雹 (10} > \text{D} \geq 5) \text{ 或无雹}$$

按上述指标经诊断分析：大雹选 30 个过程，报对 14 个，空报 16 个，准确率 46.6%；选冰雹过程 36 个，报对 23 个，空报 13 个，漏报 2 个，准确率 60.1%；小雹或无雹过程因样本不多，准确率未作统计，但作预报时，可通过“消空”指标来作是有小雹还是无雹的判断。模式 C_4V_1 计算雹参量结果见表 4。

表 4 模式 C_4V_1 计算雹参量结果

| 日期 (年·月·日) | 最大 雹时 间(分) | 最大雹 径参数 (mm) | 最大数 浓度 (m^{-3}) | 累积 雹量 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) | 实况 雹径 (mm) |
|---------------|------------------|--------------------|----------------------------------|---|------------------|
| 1981.6.30 | 54 | 12.95 | 0.1350 | 1.070 | 50 |
| 1981.8.8 | 45 | 16.36 | 0.2650 | 3.340 | 25 |
| 1981.6.20 | | 0 | 0 | 0 | 4 |
| 1981.6.24 | 120 | 6.95 | 0.0002 | 0.001 | 7 |
| 1981.6.29 | 39 | 13.73 | 0.0001 | 0.6 | 10 |
| 1981.6.26 | 57 | 16.98 | 0.3166 | 2.525 | 10 |
| 1981.6.28 | 39 | 27.89 | 0.1746 | 2.340 | 10 |
| 1981.8.5 | | 0 | 0 | 0 | 5 |
| 1981.8.9 | 120 | | | 0.001 | 12 |
| 1981.8.19 | 120 | | | 0.004 | 5 |
| 1973.6.24 | 120 | 4.41 | 0.0005 | 0.0 | 10 |

(续表)

| 日期 (年·月·日) | 最大霰时间(分) | 最大霰径参数 (mm) | 最大数浓度 (m^{-3}) | 累积霰量 ($g \cdot kg^{-1}$) | 实况霰径 |
|---------------|----------|----------------|-----------------------|-------------------------------|------|
| 1973. 6. 25 | 54 | 14. 40 | 0. 3135 | 3. 127 | 5 |
| 1973. 7. 1 | 36 | 4. 00 | 0. 0001 | 0. 0 | 4 |
| 1973. 7. 3 | 72 | 8. 43 | 0. 2203 | 0. 729 | 4 |
| 1973. 7. 5 | 120 | 0 | 0 | 0 | 4 |
| 1973. 7. 14 | 75 | 20. 30 | 0. 1289 | 2. 307 | 10 |
| 1973. 7. 16 | 63 | 29. 66 | 0. 0141 | 0. 122 | 5 |
| 1973. 7. 17 | 43 | 18. 51 | 0. 0562 | 1. 459 | 12 |
| 1973. 7. 19 | 54 | 25. 71 | 0. 5600 | 2. 871 | 10 |
| 1973. 7. 25 | 45 | 14. 92 | 0. 3818 | 8. 166 | 7 |
| 1974. 7. 2 | 78 | 7. 39 | 0. 2189 | 1. 508 | 20 |
| 1974. 7. 17 | 42 | 21. 35 | 1. 0000 | 15. 812 | 25 |
| 1974. 8. 14 | 24 | 7. 24 | 0. 0001 | 0. 0 | 12 |
| 1975. 6. 15 | 120 | 0 | 0 | 0 | 12 |
| 1975. 8. 1 | 87 | 7. 85 | 0. 0161 | 8. 202 | 17 |
| 1976. 7. 8 | 18 | 0 | 0 | 0 | 30 |
| 1976. 7. 9 | 63 | 7. 07 | 0. 0132 | 0. 067 | 20 |
| 1976. 8. 31 | 30 | 9. 81 | 0. 0147 | 0. 003 | 20 |
| 1976. 9. 27 | 51 | 25. 65 | 0. 7315 | 5. 696 | 20 |
| 1978. 7. 12 | 17 | 0 | 0 | 0 | 4 |
| 1978. 7. 17 | 78 | 25. 39 | 0. 0115 | 0. 303 | 7 |
| 1978. 7. 21 | 36 | 7. 59 | 0. 0235 | 0. 164 | 7 |
| 1978. 8. 9 | 78 | 21. 16 | 1. 000 | 8. 214 | 10 |
| 1978. 8. 10 | 78 | 29. 15 | 0. 0059 | 0. 228 | 10 |
| 1978. 9. 8 | 120 | 0 | 0 | 0 | 4 |
| 1978. 9. 10 | 60 | 17. 72 | 0. 0064 | 0. 406 | 8 |
| 1978. 9. 12 | 54 | 31. 72 | 1. 0000 | 21. 685 | 12 |
| 1979. 7. 20 | 45 | 18. 42 | 0. 2079 | 1. 915 | 18 |
| 1979. 7. 19 | 57 | 27. 85 | 0. 0059 | 0. 383 | 15 |
| 1979. 7. 18 | 31 | 12. 22 | 0. 0772 | 0. 0250 | 5 |
| 1979. 7. 17 | 87 | 4. 16 | 0. 0001 | 0. 0 | 10 |
| 1979. 6. 26 | 51 | 8. 34 | 0. 0002 | 0. 030 | 7 |
| 1979. 5. 29 | 96 | 4. 04 | 0. 0001 | 0. 0 | 7 |
| 1979. 5. 28 | 84 | 19. 56 | 0. 0456 | 1. 284 | 15 |
| 1979. 5. 27 | 36 | 6. 99 | 0. 0491 | 8. 115 | 10 |
| 1983. 7. 23 | 69 | 11. 80 | 0. 2019 | 1. 800 | 50 |

4 催化剂消霰的效果实验

对积云用数值模拟进行催化效果实验,国内外已有不少人做了许多工作,在本课题的研究中,也以胡志晋一维半时变积云模式来探讨高原上催化积云的效果实验。

4.1 实验的理论根据实验设计

利用催化剂防霰主要是人为增加冰霰胚胎数目以达到防霰目的。它的基本思路是:认为冰霰云中含水量很大,而自然冰霰胚胎数量不多,所以这些胚胎能充分并合水滴长成大冰霰,为了限制这些自然胚胎的增长,设法在云中大量增加人工冰霰胚胎数目去和自然胚胎竞争,使云中含水量分散分配在大量的胚胎上,结果每一个胚胎都得不到充分的水分,它们都长不大,不能形成对农作物有损害的大冰霰。前苏联科学工作者认为,冰霰生长很快(只有几分钟),在这样短的时间内云中最大上升速度和累积区的含水量基本保持不变,冰霰的生长主要是冰霰胚

胎与累积区过冷却水滴碰并的结果，因此有 $NR^3 = C$ 。式中 N 是冰雹胚胎浓度， R 是冰雹半径 由此得

$$R_i = R_c \left(\frac{N_c}{N_i} \right)^{1/3}$$

式中 N_i 为人工冰雹胚胎浓度， N_c 为自然胚胎浓度， R_i 为人工增加胚胎数后的冰雹平均半径， R_c 为没有人工胚胎时的冰雹半径。

基于以上理论，我们在程序中引入人工冰核数浓度 ADNI 其数值量级在 $10^7 \sim 10^9$ 之间，在程序运行过程中，加一定量的 ADNI，在一设定的时间，高度部位，分析其结果可知催化剂对积云的影响效果，设定的时间大约在 20 min，高度以云内温度值来确定，根据青海入云探空资料可知，雹胚的生长环境温度在 $-11.8 \sim -20.8^\circ\text{C}$ 。

4.2 实验效果

以两个雹日的数值模拟结果来分析一下播撒的效果问题，两个雹日分别为 1974 年 8 月 14 日和 1986 年 6 月 22 日，其中前一次为中小雹过程，后者为大雹。下面表 5 是对中小雹播撒前后的模式计算量。

表 5 1974 年 8 月 12 日中小雹过程模拟效果检验

| 模 式 | 最大雹径参量 (mm) | 最大浓度 (个·m ⁻³) | 最大雹时 (min) | 累积雹量 (g·kg ⁻¹) |
|-------------------|----------------|------------------------------|---------------|-------------------------------|
| C ₄ V1 | 28.03 | 0.3320 | 102 | 0.745 |
| iyV1 1 | 13.18 | 0.1537 | 102 | 0.329 |
| iyV1 2 | 0.0 | 0.0 | 102 | 0.0 |

从表 5 可以看出中小冰雹过程，在二次催化之后，其中的雹量全部消除。表 6 为大雹过程的模拟计算量，从表 6 可以看出，大雹过程的消雹存在较为曲折的过程，首先，一次播撒之后，雹量减少 而在 3 次催化播撒后，雹量开始增加，但由于浓度增加雹径参量有减小，随着播撒次数的逐步增加，雹量减小，雹径参量降至未播撒时的 50% 以下，而浓度大大增加，但这时的雹对农作物损害已不大，所以认为播撒效果为正效应。

表 6 1986 年 6 月 22 日大冰雹过程播撒效果模拟

| 模式 | 雹径参量 (mm) | 最大浓度 (个·m ⁻³) | 最大雹时 (min) | 累积雹量 (g·kg ⁻¹) |
|-------------------|--------------|------------------------------|---------------|-------------------------------|
| C ₄ V1 | 23.54 | 0.2027 | 84 | 1.884 |
| iyV1(1) | 17.84 | 0.4117 | 96 | 2.543 |
| (2) | 24.32 | 0.3132 | 66 | 4.535 |
| (3) | 20.29 | 0.6234 | 72 | 5.259 |
| (4) | 17.17 | 0.7329 | 81 | 5.205 |
| (5) | 15.35 | 0.9187 | 87 | 4.705 |
| (6) | 13.98 | 1.0555 | 93 | 3.716 |
| (7) | 12.53 | 0.9186 | 102 | 2.217 |
| (8) | 11.87 | 1.3473 | 102 | 0.527 |

总的实验效果来看，中小雹过程的播撒效果较为理想，其正效果的约为 80%，而大雹过程，由于其生成机制的复杂性，效果略差只有 55% 左右。

三维强风暴动力-电耦合数值模拟研究^①

I. 模式及其电过程参数化方案

孙安平

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810000)

言穆弘

(中国科学院兰州高原大气物理研究所 兰州 730000)

黄美元

(中国科学院大气物理研究所 北京 100029)

摘要

为了研究风暴中的动力、微物理和电过程三者间的相互作用,本文在前人工作的基础上,建立了一个三维强风暴动力-电耦合数值模式。模式中将云中水物质分为水汽、云水、雨水、冰晶、雪、霰和雹7类,各种粒子采用双变参数谱。考虑了详细的起电过程,它们包括扩散和电导、感应和非感应以及次生冰晶起电机制。此外,在模式中加入了云内放电参数化过程和云顶处屏蔽电荷层形成的参数化方案用以研究整个雷暴生命史内的电活动特征。最后利用 CCOPE (Cooperative Convective Precipitation Experiment) 1981年7月19日的风暴资料对模式的性能进行了验证,模拟结果显示此模式可以较好地描述风暴中动力、微物理和电过程三者间的相互作用关系。

关键词:强风暴 起电机制 耦合

1 引言

利用数值模式方法研究风暴内的动力、微物理以及电过程三者间的相互作用开始于20世纪70年代。最初只是在低维模式中单纯考虑雷暴内在一定宏观动力条件下的电结构的分布特征,而没有考虑雷暴内强烈的电活动对雷暴发展的动力过程的影响作用,例如 Pringle (1973) 和 Takahashi (1974) 充分利用二维时变云模式为基础模拟了雷暴云内的电结构,但模式中对电荷分离有关的起电机制考虑非常粗糙。随着对雷暴内起电过程认识的逐步加深,人们认识到感应和非感应起电机制的重要性。Levin (1977) 和 Latham 等 (1978) 通过对感应起电过程的研究得到强烈的电活动依赖于云中强降水率,模拟得到了电荷偶极分布和云下部较弱的正电荷区。随着研究的深入,人们认识到由于单纯考虑宏观动力条件对电活动的影响而不考虑雷暴内的电活动对雷暴发展的反馈影响在较强雷暴内是不现实的,于是更多地研究考虑了动力-电过程的耦合作用。Chiu (1978) 和 Takahashi (1984) 都在二维轴对称模式中引入了电场力和各种起电过程,讨论了雷暴内电荷分离机制,得到的结果与实际情况很相近。

此后 Helsdon (1987)、Ziegler (1989) 和 Dye (1991) 等进一步讨论了在冰相云中雹(霰)-冰晶间的非感应起电机制对雷暴内电结构形成的作用,结果发现非感应起电率很依赖于液态含水量和反转温度的选取。言穆弘等 (1996a, 1996b) 也建立了我国第一个二维轴对称积云起电模式,在模式中详细地考虑了10种微物理过程和5种主要的起电机制,并认为感应、非感应和次

生冰晶起电机是形成积云电结构的主要物理因子。

正如大家所知，轴对称模式只适应于模拟静止大气中孤立的、对称的圆柱状理想化的积云对流单体现象，而实际大气中雷暴都是以移动的非对称的形式存在；此外由于这类模式采用了“钢壁”边界条件，使得雷暴与周围大气之间不能进行物质能量的交换，也无法考虑非均匀下垫面对雷暴发展的影响。同样二维面对称模式假定物理量场在某一水平方向（一般 Y 方向）无变化，因而这类模式只适应于研究飚线等具有较强二维特征的对流天气系统，但是无法模拟实际风暴环境中风向切变作用以及十分重要的风暴内部水平向运动及结构特征。Wilhelmson (1974) 比较了用二维面对称模式和三维模式模拟弱单向风切变场中的对流发展的结果，指出用二维模式所做的模拟导致了云外较强的补偿下沉运动，积云发展较慢且生命史缩短；二维面对称模式对单向环境风切变的容仍性较差。Carlos (1996) 也提出二维面对称模式不能详细地描述风暴内的电偶结构。

大气中的实际风暴都具有强烈的三维结构特征，风暴内的电荷分布及起电过程都与环境层结、风切变、大中尺度的强迫以及下垫面特性有很大关系，因而用低维模式无法真实地反映出风暴内动力、微物理和电过程三者之间的作用关系以及风暴内实际的电结构状况。因而，三维模式的研究逐渐得到发展。Rawlins (1982) 最早建立了一个包含扩散、电导和非感应三种起电机制的三维积云起电模式，但模式对于微物理过程的处理较为简单，因而模拟的结果与实际相差较大。

由于以上对雷暴云内起电过程的模拟中都未考虑云内的放电过程，因而只能分析雷暴云发展前期的一些电特征，而无法分析雷暴云整个生命史中的电特征变化。Helsdon (1994) 首次提出了云内放电参数化方法，并对 CCOPE 中 1981 年 7 月 19 日的雷暴进行了模拟，得到了非常满意的结果。

许多研究都表明^[2~4]对于雷暴云内强起电过程贡献最大的是霰（霰）-冰晶间的非感应起电过程，所以本文试图以文献 [11] 中的冰霰云模式为基础，引入当今一些成熟的起电机制以及云内放电参数化方案，建立一个三维的动力-电耦合模式。文章第一部分先介绍各种起电过程、云内放电过程及云顶屏蔽电荷层参数化处理办法。并对模式作初步检验；下一部分将详细分析 CCOPE 中 1981 年 7 月 19 日雷暴电结构的形成机理和演变过程。

2 数值模式

在一般的积云环境内，由于起电过程较弱，与气压梯度力和降水物粒子的拖曳力以及热浮力相比，电场力的作用很小；但当积云发展成为很强的雷暴云时，由于其内部的强电场作用，电场力的作用不能被忽视，因而各种降水粒子和云滴的运动、增长也将受到电场力的影响；另外一方面，由于各种粒子在雷暴中运动状态的变化而相应引起起电过程的变化，因而雷暴内的动力过程和电过程是一相互影响的耦合过程。本文所建立的三维强风暴动力-电耦合模式的微物理参数化、动力初始条件和边界条件与文献 [11] 相同；在此基础上，加入了描述正负自由离子浓度和各种降水粒子电荷浓度的守恒方程以及泊松过程。

模式控制方程组如下：

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -c_p \bar{\rho}_v \frac{\partial \pi}{\partial x_j} + \delta_{i3} g \left[\frac{\theta_v}{\theta} + 0.61 q_v - q_i \right] + \frac{\rho_T}{\rho_a} E_i + D_{wi} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = S_\theta + D_\theta \quad (2)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} + u_j \frac{\partial \pi'}{\partial x_j} = -\frac{\bar{c}^2}{c_p \rho \theta_0^2} \frac{\partial \bar{\rho} \theta u_j}{\partial x_j} - \frac{R_d}{c_v} \pi' \frac{\partial u_j}{\partial x_j} + \frac{c^2}{c_p \theta_0^2} \frac{d\theta_v}{dt} + D_{\pi'} \quad (3)$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} + u_j \frac{\partial q_v}{\partial x_j} = S_{qv} + D_{qv} \quad (4)$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + u_j \frac{\partial q_x}{\partial x_j} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{\rho} V_x q_x}{\partial z} + S_{q_x} + D_{q_x} \quad (5)$$

$$\frac{\partial n_{\pm}}{\partial t} + u_j \frac{\partial n_{\pm}}{\partial x_j} = \frac{\partial(\mu_{\pm} E_x n_{\pm})}{\partial x} + \frac{\partial(\mu_{\pm} E_y n_{\pm})}{\partial y} + \frac{\partial(\mu_{\pm} E_z n_{\pm})}{\partial z} + S_{n_{\pm}} + D_{n_{\pm}} \quad (6)$$

$$\frac{\partial q_{xe}}{\partial t} + u_j \frac{\partial q_{xe}}{\partial x_j} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{\rho} V_x q_{xe}}{\partial z} + S_{xe} + D_{xe} \quad (7)$$

$$\rho_T = e(n_+ - n_-) + \sum q_{xe} \quad (8)$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = -\frac{\rho_T}{\epsilon} \quad (9)$$

$$E_x = -\frac{\partial \varphi}{\partial x}, E_y = -\frac{\partial \varphi}{\partial y}, E_z = -\frac{\partial \varphi}{\partial z}, \quad (10)$$

其中 $M = [q_x, N_x]$, 下标 $x = [c, r, i, s, g, h]$, 分别表示云水、雨水、冰晶、雪、霰和冰雹(下同)。D 和 S 分别代表次网格尺度混合项及源汇项。 q_{xe} 为云滴及各种降水粒子所带的电荷浓度 ($C \cdot m^{-3}$), ϵ 空气介电常数 e 为电子电荷, φ 电位值 (V), E_x, E_y 和 E_z 分别表示三个方向的电场强度 ($V \cdot m^{-1}$), ρ_T 为空间总电荷密度 ($C \cdot m^{-3}$)。S_{xe} 和 S_{n_±} 将在下面具体讨论, 而其它详见文献 [11]。

3 起电过程参数化方案

根据很多学者的研究^[2,3,5]表明在雷暴云中主要的起电机制有: 正负离子的扩散和电导起电, 大粒子碰撞小粒子引起的感应起电, 霰、霰碰撞云滴、雪片和冰晶的非感应起电以及冰晶繁生时霰、霰碰撞冰晶的次生次晶起电。

3.1 离子扩散和电导起电正负离子浓度变化率 $\left\{ \frac{\partial n_{\pm}}{\partial t} \right\}_c$

由于来自太阳及地球内部射线对地球大气的电离作用, 使大气中充满着很多自由离子, 这些自由离子在大气湍流扩散的作用下被云粒子和各种降水粒子所俘获, 使这些粒子荷电。另外, 在电场中被极化的水成物粒子, 其上下表面将携带不同极性电荷, 由于水成物粒子降落未速以及正负自由离子迁移率的差别, 通过电导吸附将使水成物粒子荷电。上述两种过程通常在雷暴中是同进作用的。因而单位体积空气中正负离子的变化率为:

$$\left\{ \frac{\partial n_{\pm}}{\partial t} \right\}_c = \bar{N}_x \left[\left\{ \frac{\partial n_{\pm}}{\partial t} \right\}_D + \left\{ \frac{\partial n_{\pm}}{\partial t} \right\}_{EC} \right]$$

上式中各项的具体表达式和含义详见文献 [12]。

以上忽略了水平电场对离子的电导作用, Dye (1991) 认为做这种假设是较为合理的, 因为在雷暴发展初期, 水平电场相对于垂直电场很小, 而在雷暴发展的旺盛期, 两者量级相当, 但在此阶段, 电导机制对雷暴内电结构的影响远远小于感应和非感应起电机制的作用。

3.2 感应和非感应起电粒子电荷变化率 $\left\{ \frac{\partial q_{Lc}}{\partial t} \right\}_p^{L-s}, \left\{ \frac{\partial q_{Lc}}{\partial t} \right\}_{np}^{L-s}$

在一定雷暴环境电场内, 由于各种不同尺度的水成物粒子被极化, 当极化粒子间发生碰撞

并且反弹时将会引起两水成物粒子上电荷的转移，从而使两者的电荷量发生变化。

根据 Chiu(1978) 当半径为 r_L 的大粒子与半径为 r_s 的小粒子相碰时，单位时间内大粒子电荷量的变化为：

$$\left(\frac{\partial q_{Lc}}{\partial t}\right)_p^{L-s} = E_{Ls} |V_L - V_s| N_s N_L \pi \gamma_s^2 \cdot [4\pi\epsilon\Gamma] |\vec{E}| \cos(\vec{E}, \vec{V}_{Ls}) r_s^2 \langle \cos\alpha \rangle - Aq_L + Bq_s \langle S \rangle$$

式中碰撞分离率 $\langle S \rangle$ 见表 1。

此外，当冰雹和霰与冰晶、雪片和云滴相碰时，由于碰撞界面的温差引起的表面接触电位差使大小粒子间发生 $10^{-14} \sim 10^{-15} C$ 的电荷转移。电荷极性取决于环境温度、液态含水量和极性反转温度^[7,8]。经实验发现极性反转温度是液态含水量的函数，当温度大于极性反转温度时，非感应起电机使冰雹（霰）带正电荷，冰晶、雪片或云滴带负电荷，当温度低于极性反转温度时，冰雹（霰）带负电荷，冰晶、雪片或云滴带正电荷。此时浓度为 N_L 的大粒子电荷浓度变化率为

$$\left(\frac{\partial q_{Lc}}{\partial t}\right)_p^{L-s} = E_{Ls} |V_L - V_s| N_L N_s \pi \gamma_s^2 \langle S \rangle [A' + (B - 1)q_{Lc} + Bq_s]$$

上式适用于冰雹、霰同冰晶、雪片和云滴间的非感应起过程。表 1 中列出了各种粒子碰并时的电荷转移量，其它参数见文献[12]。

表 1 感应和非感应起电机中有关参数的选取

| 碰并作用项 | 非感应起电过程 $A'(C)$ | 感应起电过程分离率 $\langle S \rangle$ |
|---------------|--|-------------------------------|
| | 干增长方式 | |
| 冰雹、霰/云滴(结淞增长) | $-2 \times 10^{-15} C$ 当 $T_c > -10^\circ C$ | 0.9 |
| | $2 \times 10^{-15} C$ 当 $T_c < -10^\circ C$ | |
| 冰雹、霰/雪 | $-2 \times 10^{-13} C$ 当 $T_c > -10^\circ C$ | $1 - \exp(0.09T_c)$ |
| | $2 \times 10^{-13} C$ 当 $T_c < -10^\circ C$ | |
| 冰雹、霰/冰晶 | $-2 \times 10^{-14} C$ 当 $T_c > -10^\circ C$ | 0.9 |
| | $2 \times 10^{-14} C$ 当 $T_c < -10^\circ C$ | |
| | 湿增长方式 | |
| 冰雹、霰/云滴 | 0 | (脱落量/碰并量) |
| 冰雹、霰/雨滴 | 0 | 1.0 当所有雨水都脱落 |
| | | 1.0 (冻结量/碰并量) 当部分冻结 |

3.4 次生冰晶起电机引起的电荷变化率 $\left(\frac{\partial q_{Lc}}{\partial t}\right)_p^{L-s}$

同样在冰晶增生过程中，由于碰冻表面温差所产生的接触电位差，使得大小粒子间发生电荷转移，根据文献[12]得到：

$$\left(\frac{\partial q_{Lc}}{\partial t}\right)_p^{L-c} = 3\rho F_c \delta q / 4\pi r c^3 \rho_w$$

式中 F_c 为冰晶增生量 ($K \cdot kg^{-1}$)。

4 各种粒子的下落末速

在一般的积云环境中各种降水粒子主要受重力和空气阻曳力的作用，而且忽略了云滴和冰晶粒子的下降末速。但在强电场环境中，则必须考虑电场力对各种粒子的作用。对于云滴和冰晶，当粒子所受 Stokes 阻曳力和电场力相等时，粒子的下落速度为：

$$v_x = \frac{q_x E_x}{6\pi\rho r_x \gamma} \text{ 其中 } x \text{ 表示云滴和冰晶, } \gamma \text{ 为动力学粘性系数。}$$

冰雹、霰和雨滴受重力、Stokes 阻曳力和电场力达到平衡时，单个粒子满足如下方程：

$$\frac{1}{2}\pi r_x^2 C_D \rho_a v_x^2 = \frac{4}{3}\pi r_x^3 g(\rho_w - \rho_a) + q_x E_x$$

$$\text{得到: } v_x = \left[\frac{8\pi r_x^2 g(\rho_w - \rho_a)}{3\pi r_x^2 C_D \rho_a} + \frac{2q_x E_x}{\pi r_x^2 C_D \rho_a} \right]^{\frac{1}{2}} \text{ 式中 } C_D \text{ 为阻曳力系数 } \rho_a \text{ 为空气密度。}$$

假设雪为六角片状，据文献 [10] 得到单个雪片的下落末速

$$v_s = 0.58(1 + 0.5F_s)r_s^{1/3} \left(1 + \frac{3E_x q_s}{4\pi r_s^3 g N_s(\rho_i - \rho_a)} \right), F_s \text{ 为雪花粘附率。}$$

各种粒子群体质量加权末速度为：

$$V_x = \frac{1}{\rho q_x} \int_0^{\infty} N_x(r_x) \cdot m(r_x) \cdot v_x(r_x) dr_x$$

5 放电参数化方案

这种参数化方法主要由云内放电的起始点、放电通道的发展方向、终止点和闪道附近电荷的重分布问题四方面组成。在以前的数值模拟中，没有包含放电的物理过程，因而只能模拟云内第一次闪电前的雷暴发展特征。Hager 等(1989)建立的一维模式中能够对这一问题进行解决，但又忽略了云内的动力及微物理发展过程。这种参数化方案的首要理论假设是闪电道为一完全的良好导体，虽然这种方案只能解决云内的放电过程，但在总闪中云闪占很大比例，且第一次闪电基本都是云闪。

具体方案为：

(1) 起始点判据：取电场大于 $30 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 的格点为放电的起始点；

(2) 放电通道的发展方向：由于模式格点分布的限制，使得放电的传播方向只能沿格体的边或对角线方向，当格点的电场矢量方向与垂直向不超过 225° 时，即认为沿垂直方向传播；

(3) 放电的终止 选取临界值为 $15 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ ；

(4) 电荷沿通道的重新分布：依据 Kasemir(1984)假定通道内维持完全中性，这就意味着在通道的两侧存在有相同数量的正、负电荷。为了确定沿着通道的线电荷密度，假定通道为长椭球状，存在于一个均匀的电场环境中，通过在球坐标系中求解球面上的电位分布，可以得到通道内的线电荷密度：

$$Q_n = - \left\{ 2\pi\epsilon_0 \frac{b^2}{a} \left[\frac{F'_1(a)P_1(x) - F'_3(a)P_3(x)}{f_1(a)P_1(x) - f_3(a)P_3(x)} \right] \right\} (\Phi - \Phi_0)$$

式中 Q_n 为格点上的电荷密度。 n 为沿通道方向， Φ 为讨论格点上的环境电位值， Φ_0 为起始

点的电位值 ϵ_0 为介电常数 b 为通道半径 a 通道的半长度。

$$f_1(a) = \frac{5R^2}{3} - \frac{3a^2}{5} \quad f_2(a) = \frac{2a^3}{3}$$

$$F_1'(a) = f_1(a) - \frac{f_1(a)}{Q_1(y)} Q_1'(y) \quad F_3'(a) = f_3(a) - \frac{f_3(a)}{Q_3(y)} Q_3'(y)$$

R 为等效球体的半径, $P_1(x), P_3(x)$ 为第一类 Legendre 函数。

$Q_1(y), Q_3(y)$ 为第二类 Legendre 函数 $x=z/a$ 通道中某处长度与总长的比率

$$y=a/c \quad c=(a^2-b^2)^{1/2}$$

通过简化得到:

$$Q_n = -K(\Phi - \Phi_0)$$

其中

$$K = 2\pi\epsilon_0 \frac{b^2}{a} \left[\frac{F_1'(a) - F_3'(a)}{f_1(a) - f_3(a)} \right]$$

由于模式的网格距较大, 并对终点电场的判据带有某些人为因素, 因而并不能保证在整个闪道内电荷为中性, 为解决此问题, 人为假定电导泄漏四个格点, 为了使电荷量平衡, 首先在整个闪道内积分, 以便得出总电荷量。

$$Q_j = Q_k \exp\{-l[(j-k)\Delta]^2\} \quad j = k \pm 1, \dots, k \pm 4$$

Q_k 为中止点的电荷密度

$$\text{选取 } l = 1.093 \times 10^{-5} \text{cm}^{-2} \text{ 使 } Q_{k\pm 4} = \frac{Q_k}{1000}$$

$k \pm 1, \dots, k \pm 4$ 点的电荷密度符号完全取决于中止点的符号。 Q_n 表示每个格点上的线电荷密度由于在模式中所计算的都为体积电荷密度, 因而必须转换为体电荷密度。

$Q_T = Q_n \Delta l$ Δl 为每一格点内的放电路径长度, 因而有

$$Q_T = Q_n \Delta l = Q_n \int_0^{\Delta l} \int_{-\Delta y}^{\Delta y} \int_{-4\Delta x}^{4\Delta x} e^{-lx^2} dx dy dz$$

上式是针对于闪道为垂直路径的, 对于水平路径将 Δx 与 Δz 互换, 若是对角的放电路径 Δl 应为 $\Delta l / \sqrt{2}$ 。

5 云顶屏蔽电荷层形成的参数化方案

当存在雷暴时, 由于晴天大气和云中的大气电导率不同, 因而使得云顶附近大气电导率不连续, 结果导致云顶附近产生电流的辐合来抵消云顶处的电导率不连续。根据 Hoppel 和 Phillips 等(1971)的研究结果, 可将此过程认为是一具体的离子辐合过程。

令 E_c 为云顶处方向指向云内部的法向电场强度分量, E_a 为同高度同方向的晴天大气电场强度, σ_c, σ_a 分别为云内和晴天大气的电导率, J_a, J_c 分别为晴天大气和云内的传导电流密度

度 则有 $J_a = \sigma_a E_a = J_c = \sigma_c E_c$ 。据电荷密度守恒方程 $\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{J} = \frac{\partial \vec{J}}{\partial n}$, 对于厚度为 L 的

屏蔽电荷层上式可近似为 $\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{J_c - J_a}{L} = -\frac{\sigma_c E_c - \sigma_a E_a}{L}$ 。根据高斯定理有

$$\begin{cases} E_a' = E_a^{i-1} - \delta \xi / 2\epsilon \approx E_a^{i-1} - L \delta \rho / 2\epsilon \\ E_c' = E_c^{i-1} - \delta \xi / 2\epsilon \approx E_c^{i-1} + L \delta \rho / 2\epsilon \end{cases} \quad (12)$$

$$\text{由式(12)可得: } \delta\rho = \frac{(2\varepsilon/L)\delta J^{t-1}}{\sigma_a - \sigma_c} \left\{ 1 - \exp[-(\sigma_a + \sigma_c)\Delta t/2\varepsilon] \right\} \quad (13)$$

式(12)和(13)中上标表示积分迭代次数。这样就可由上两式由 $t-1$ 时刻的云内及晴天大气的电导率和传导电流密度值计算 t 时刻云顶内外的场强及电荷密度。

6 方程组的求解方法

模拟域尺度为 $17.5 \times 17.5 \text{ km}^2$ 垂直 18.5 km 水平格距 1 km 垂直格距 0.5 km 。为了同动力方程相配合,方程(6)、(7)采用同方程(1)~(5)相同的数值解法,即水平平流项用四阶差分近似,垂直方向用二阶差分近似,对于方程(6)中 $\frac{\partial(\mu_{\pm} E_x n_{\pm})}{\partial x}$ 、 $\frac{\partial(\mu_{\pm} E_y n_{\pm})}{\partial y}$ 和 $\frac{\partial(\mu_{\pm} E_z n_{\pm})}{\partial z}$ 三项采用二阶中央差分近似。

对于方程(9)三维泊松方程采用超松弛方法求解,即:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = \frac{1}{L^2} [(\varphi_{i+1,j,k} - 2\varphi_{i,j,k} + \varphi_{i-1,j,k}) + (\varphi_{i,j+1,k} - 2\varphi_{i,j,k} + \varphi_{i,j-1,k})] + \frac{1}{h^2} (\varphi_{i,j,k-1} - 2\varphi_{i,j,k} + \varphi_{i,j,k+1}) = -\rho_T/\varepsilon$$

由上式得

$$\varphi_{i,j,k}^{t+1} = (1 - \omega)\varphi_{i,j,k} + \frac{\omega}{4 + 2\frac{L^2}{h^2}} [\varphi_{i+1,j,k} + \varphi_{i-1,j,k} + \varphi_{i,j+1,k} + \varphi_{i,j-1,k}] + \frac{L^2}{h^2} (\varphi_{i,j,k+1} + \varphi_{i,j,k-1}) + \frac{\rho_T L^2}{\varepsilon}$$

式中 ω 为松弛因子取为 1.8, L 和 h 分别表示水平和垂直网格距,上标为积分迭代次数。

7 初始和边界条件

动力场的初始和边界条件同文献[1],这里只讨论电部分初始场和边界条件。

7.1 初始条件

在晴天大气中,由于宇宙线对大气的电离作用,自由大气中存在正负离子和晴天大气电场,当忽略平流和湍流的作用,正负自由离子达到动态平衡时,初始正负自由离子浓度和晴天大气电场为^[2]

$$n_{\pm}^0 = \frac{-1.7 \times 10^7}{E_z^{00}(\mu_+ + \mu_-)} + \frac{10^4 E_z^{00} \mu_+}{9.6\pi(\mu_+ + \mu_-)}, \quad E^0 = E_z^{00} \exp[-2 \times 10^{-4} z]$$

其中 $E_z^{00} = -150 \text{ V} \cdot \text{m}^{-1}$, μ_+ 和 μ_- 分别代表正负离子的迁移率。

7.2 边界条件

上边界: 电位 Ψ 根据方程 $\Psi = -\int_0^z E_z dz$ 积分至模拟区域顶部 (18.5 km) 得 716528 V 电场

强度 $E = -6.11 \text{ V} \cdot \text{m}^{-1}$

下边界: 电位 $\Psi = 0$

侧边界: 各变量的一阶数为零

8 自由离子和各种水粒子荷电量的源汇项

$$\begin{aligned}
 S_{n_{\pm}} &= G - \alpha n_+ n_- - \left(\frac{\partial n_{\pm}}{\partial t}\right)_e^c - \left(\frac{\partial n_{\pm}}{\partial t}\right)_e^i - \left(\frac{\partial n_{\pm}}{\partial t}\right)_e^r - \left(\frac{\partial n_{\pm}}{\partial t}\right)_e^h - \left(\frac{\partial n_{\pm}}{\partial t}\right)_e^g - \left(\frac{\partial n_{\pm}}{\partial t}\right)_e^s \\
 S_{ce} &= e \left[\left(\frac{\partial n_+}{\partial t}\right)_e^c - \left(\frac{\partial n_-}{\partial t}\right)_e^c \right] - \left(\frac{\partial q_{re}}{\partial t}\right)_p^{r-c} - \left(\frac{\partial q_{he}}{\partial t}\right)_{np}^{h-c} - \left(\frac{\partial q_{ge}}{\partial t}\right)_{np}^{g-c} \\
 S_{q_{ie}} &= e \left[\left(\frac{\partial n_+}{\partial t}\right)_e^i - \left(\frac{\partial n_-}{\partial t}\right)_e^i \right] - \left(\frac{\partial q_{he}}{\partial t}\right)_p^{h-i} - \left(\frac{\partial q_{ge}}{\partial t}\right)_p^{g-i} - \left(\frac{\partial q_{he}}{\partial t}\right)_{np}^{h-i} - \left(\frac{\partial q_{ge}}{\partial t}\right)_{np}^{g-i} - \left(\frac{\partial q_{he}}{\partial t}\right)_s^{h-i} \\
 &\quad - \left(\frac{\partial q_{ge}}{\partial t}\right)_s^{g-i} - \left(\frac{\partial q_{he}}{\partial t}\right)_{sp}^{h-i} - \left(\frac{\partial q_{ge}}{\partial t}\right)_{sp}^{g-i} - \left(\frac{\partial q_{he}}{\partial t}\right)_{snp}^{h-i} - \left(\frac{\partial q_{ge}}{\partial t}\right)_{snp}^{g-i} \\
 S_{q_{re}} &= e \left[\left(\frac{\partial n_+}{\partial t}\right)_e^r - \left(\frac{\partial n_-}{\partial t}\right)_e^r \right] + \left(\frac{\partial q_{re}}{\partial t}\right)_p^{r-c} \\
 S_{q_{se}} &= e \left[\left(\frac{\partial n_+}{\partial t}\right)_e^s - \left(\frac{\partial n_-}{\partial t}\right)_e^s \right] + \left(\frac{\partial q_{se}}{\partial t}\right)_p^{s-c} + \left(\frac{\partial q_{se}}{\partial t}\right)_p^{s-i} - \left(\frac{\partial q_{se}}{\partial t}\right)_{np}^{g-s} + \left(\frac{\partial q_{se}}{\partial t}\right)_{np}^{h-s} \\
 S_{q_{ge}} &= e \left[\left(\frac{\partial n_+}{\partial t}\right)_e^g - \left(\frac{\partial n_-}{\partial t}\right)_e^g \right] + \left(\frac{\partial q_{ge}}{\partial t}\right)_p^{g-i} + \left(\frac{\partial q_{ge}}{\partial t}\right)_n^{g-i} p + \left(\frac{\partial q_{ge}}{\partial t}\right)_s^{g-c} + \left(\frac{\partial q_{ge}}{\partial t}\right)_{sp}^{g-i} \\
 &\quad + \left(\frac{\partial q_{ge}}{\partial t}\right)_{np}^{g-c} \\
 S_{q_{he}} &= e \left[\left(\frac{\partial n_+}{\partial t}\right)_e^h - \left(\frac{\partial n_-}{\partial t}\right)_e^h \right] + \left(\frac{\partial q_{he}}{\partial t}\right)_p^{h-i} + \left(\frac{\partial q_{he}}{\partial t}\right)_{np}^{h-i} + \left(\frac{\partial q_{he}}{\partial t}\right)_s^{h-c} + \left(\frac{\partial q_{he}}{\partial t}\right)_{sp}^{h-i} \\
 &\quad + \left(\frac{\partial q_{he}}{\partial t}\right)_{np}^{h-c}
 \end{aligned}$$

式中 G 是宇宙线离子生成率 $3 \times 10^7 / (\text{m}^3 \cdot \text{s})$, α 是正负离子再复合系数 $1.6 \times 10^{-12} \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, μ_{\pm} 是正负离子的迁移率, 下标 np 表示非感应起力, p 表示感应起电, snp 和 sp 分别表示由冰晶繁生过程引起的非感应和感应起电, 上标代表电荷转移的两水成物种类。

参考文献

- 1 Chiu Chinshan, Numerical study of cloud electrification in an axisymmetric, time-dependent cloud model. *J. Geophys. Res.* 1978, 83, 5025—5049.
- 2 Rawling, F., A numerical study of thunderstorm electrification using a 3D model incorporating the ice phase. *Quart. J. R. Met. Soc.* 1982, 108, 779—800.
- 3 Heldson, J., Farley R., A numerical modeling study of a Montana thunderstorm, *J. Geophys. Res.* 1987, 92, 5661—5675
- 4 Takahashi, T., Thunderstorm electrification—a numerical study, *J. Atmos. Sci.* 1984, 41, 2541—2558
- 5 Ziegler, C., MacGorman, D., Dye, J. et al, A model evaluation of non-inductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm, *J. Geophys. Res.* 1989, 96, 12833—12855
- 6 Norville K, Baker, M., Latham, J. A numerical study of thunderstorm electrification, model development and case study, *J. Geophys. Res.* 1991, 96, 7463—7481
- 7 Takahashi, T. Riming electrification as charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.* 1987, 35, 1536—1545
- 8 Dye J E Jones J J. Early electrification and precipitation development in a small, isolated Montana cumulonimbus, *J. Geophys. Res.* 1986, 91, 1231—1247
- 9 Hoppel, W, A, Phillips B B. The electrical shielding layer around charged clouds and its role in thunderstorm electricity *J Atmos Sci.* 1971, 28, 1258—1271
- 10 洪延超. 积层混合云的数值模拟研究 (I)—模式及其微物理过程参数化, *气象学报*, 1996, 54(5): 544~557
- 11 洪延超. 三维冰雹云催化数值模式. *气象学报* 1998 56(6): 641~650

12 言穆弘, 郭昌明, 葛正谟. 积云动力和电过程二维模式研究 I 理论和模式. 地球物理学报, 1996, 39, 52~64

13 孔凡轴, 黄美元, 徐华英. 对流云中冰相过程的三维数值模拟: (I) 模式建立及冷云参数化. 大气科学, 1990, 14(4): 441~

453

The Numerical Simulation Study with Three Dimensional Electrification Model

Sun Anping (孙安平)

(Qinghai Province Weather Modification Office, Xining 810000)

Yan Muhong (言穆弘)

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Lanzhou 730000)

Huang Meiyuan (黄美元)

(Institute of Atmospheric Physics, Beijing 100029)

Abstract

The numerical storm electrification model used in this study is a modified version of the IAP (Institute of Atmospheric Physics, CAS) three-dimensional, time-dependent, dual — parameters model. Modifications to the model include the coupling of the electrical processes with the model dynamics and microphysics. Electrical processes include a full treatment of small ions with attachment to 6 classes of hydrometeors, the ability to simulate charge transfer by inductive and noninductive mechanisms, the lightning discharge process. With this model, case simulation of the July 19 CCOPE is undertaken and compared with the observation to verify the model code. The simulation shows that, remarkable agreement with the observation both qualitatively and, to a more limited degree, quantitatively. The overall electrical structure of the cloud, as deduced from the measurement, is reproduced in the model.

Key Words: Storm Electrification Coupling.

三维强风暴动力电耦合数值模拟研究^①

Ⅱ. 模式的初步检验

孙安平

(青海省人工影响天气办公室 西宁 81000)

言穆弘

(中国科学院兰州高原大气物理研究所 兰州 73000)

黄美元

(中国科学院大气物理研究所 北京 100029)

摘 要

本文利用文献 [1] 所发展的三维强风暴动力 - 电耦合模式对 CCLPE (Cooperative Convective Precipitation Experiment, 1981 计划中 7 月 19 日的一次强雷暴过程进行了模拟检验, 通过对雷暴云宏观和微观两个方面实测和模拟值的对比分析表明, 该模式基本能反应出雷暴云在各发展阶段上动力、微物理和电学特征的时空演变规律, 模拟结果与实际观测结果较为接近。

关键词 雷暴 起电机制 性能检验

1 引 言

以往对于雷暴云的三维数值模拟研究大多数局限在对其内部动力和微物理的发展和演变以及二者之间的相互作用方面, 而忽略了雷暴中的电过程。但很多研究表明^[2~4]在发展非常旺盛的雷暴云中, 由于冰雹 (或霰粒子) 和冰晶粒子的存在而造成强烈的起电和放电。

本文利用 CCOPE (Cooperative Convective Precipitation Experiment, 1981) 的观测资料对文献 [1] 发展的三维强风暴动力 - 电耦合模式进行模拟性能的检验, 对于模拟结果与物理过程的详细讨论将另文介绍。

2 观测介绍

2.1 基本情况

1981 年 7 月 19 日在美国蒙塔那州南部由多家研究单位联合采用了多种探测手段对发生在当日下午的一次雷暴过程的微物理、热力和起电过程进行了详细的综合观测^[4]。探测设备包括 NCAR (the National Center for Atmospheric Research) 10 cm CP-2 多普勒天气雷系统和卫星定位系统等。PMS 探头为 FSSP, 2D-C (25~800 μm) 和 2D-P (200-6400 μm) 三种。F1 从 16 时 15 分开始至 16 时 55 分共进行了 10 次穿云观测, 主要观测云内水平和垂直电场、微物理场、热力学量和大气垂直运动状态, 其穿云路径为从云底螺旋上升至云顶。F2 在高度为 4.5 km 左右 (温度为 -5.0 $^{\circ}\text{C}$) 做水平飞行观测, 共进行了 3 次穿云观测, 时间分别为 16 时 31

① *本研究得到国家自然科学基金 (49775254) 资助。

分、16时35分和16时39分，主要观测云内微物理场和各种降水粒子的荷电量。

2.2 观测结果

通过雷达的连续观测和装甲飞机的多次飞行观测表明，雷暴云在16时15分开始形成，16时30分云中温度为 -10°C ，高度为4.5 km(MSL)的区域首先形成负电荷区，荷负电的主要为云、雨滴，其中观测发现直径大于100 μm 的雨滴所携带的电荷超过5pC，云中负电荷浓度最大达到 $-0.4\text{ nC}\cdot\text{m}^{-3}$ ，此时雷达最大反射率为25 dBZ，出现高度为5 μm 左右，最大电场强度仅为 $100\text{ V}\cdot\text{m}^{-1}$ ；6分钟后由于雷暴云内上升气流和粒子的重力沉降作用，雷暴云内部逐渐出现上正下负的偶极性电结构，上部正电荷中心高度为5.6 km，下部负电荷中心高度为4.3 km，而且随着云发展正电荷中心高度增高，负电荷中心高度降低，并且由于冰相物（冰雹和霰）的降落，在云底部出现较弱的次正电荷中心，云中最大电场强度达到 $2360\text{ V}\cdot\text{m}^{-1}$ ；8分钟后雷暴中霰增长到直径为5 mm，冰晶浓度超过10个 $\cdot\text{L}^{-1}$ ，雷暴内起电过程迅速加强，此时雷暴云顶接近12km(MSL)，强中心回波为65dBZ，出现高度为3.3km~5.5km(MSL)。55min后雷暴云基本消散，此时雷暴云砧部还存在一些冰晶，有一很弱的正电荷区，电荷浓度最大为 $0.01\text{ C}\cdot\text{m}^{-3}$ 。

3 数值模拟

3.1 模式

模式概况和计算框架见文献[1]。设定模式计算域为 $36\text{ km}\times 36\text{ km}\times 18.5\text{ km}$ ，水平格距为1.0 km，垂直格距为0.5 km，在模式初始时刻给以极值为 2.5°C 的轴对称位温的扰动，扰动区中心坐标为(18,18,34)，扰动区长宽均为8.0km，厚为3.0km，模拟总时间为70分钟。

模式初始资料取当地1981年7月19日14时40分(MDT)的探空资料，此时地面气压为1005.7 hPa，地面温度为 25.1°C ，露点温度为 17.0°C ， 0°C 层位于650 hPa左右。低层大气相对湿度为40%~70%，比湿为0.003~0.016。在800~400 hPa之间有一弱的风切变($1.3\times 10^{-1}\text{ s}^{-1}$)层，在625~425 hPa间温度层结呈现弱的热力不稳定状态。

3.2 模拟云与观测云宏观上的比较

表1 雷暴云观测与模拟结果对比

| 参数 | 最大总水成物含量 ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$)/高度 (km)/温度($^{\circ}\text{C}$) | 云顶高度(km) | 雷暴云正电荷中心 电荷浓度($\text{nC}\cdot\text{m}^{-3}$)/高度(km)/温 度($^{\circ}\text{C}$) | 雷暴云负电荷中心 电荷浓度($\text{nC}\cdot\text{m}^{-3}$)/高度(km)/温 度($^{\circ}\text{C}$) | 雷暴云内最大 电场强度 ($\text{kV}\cdot\text{m}^{-1}$) |
|-----|--|----------|---|---|---|
| 观测值 | 5.6/5.0/ -10.0 | 9.8 | 3.4/5.6/ -18.5 | $-6.5/4.3/-11.5$ | 2.3 |
| 模拟值 | 7.3/6.0/ -15.4 | 10.5 | 2.3/6.5/ -19.0 | $-5.3/5.0/-13.6$ | 3.7 |

表1为模拟和观测得到的雷暴云在发展成熟期(16时35分)的部分宏观参数对比。表1中的模拟值为扰动中心剖面处的结果。

由表1中看到16时35分时模拟得到的雷暴云顶高度达到10.5km，总水成物含量(ρ_{qt})达到 $7.3\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ ，水成物中心高度为6.0 km，与模拟结果相比，实测的总水成物含量和水成物中心高度都略有所偏低，分别为 $5.6\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ 和5.0 km。此时由于上升气流速度的不断增大，云内冰晶和云滴随上升气流上升至云中上部，而冰雹和霰粒子则由于重力沉降作用在

云中不断下落,造成雷暴云内的空间电荷结构由单极性负电荷变为上正下负的双极性结构;正电荷和负电荷中心电荷浓度的模拟值分别为 $3.4 \text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $-6.5 \text{ nC} \cdot \text{m}^{-3}$ 相应高度为 6.5 km 和 5.0 km 温度为 -19.0 和 -13.6°C ;与表中观测结果相比可见,模拟出的电荷浓度绝对值比观测结果略大。与雷暴云发展初期的负电荷中心高度 4.5 km 相比^[4],观测得到的正电荷中心高度增高,负电荷中心高度略有降低,而模拟出的正电荷中心同样也比雷暴发展初期负电荷的中心高度高,但负电荷中心高度下降的趋势反映不明显。模拟得到的电场强度达到了 $3.7 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$ 是实测值的 1.5 倍。可见,尽管模拟结果普遍较观测结果略大,但能够模拟出雷暴云发展的一些基本宏观特征,并且很好地描述出了雷暴云中空间电荷中心的变化特征。

图 1 是雷达反射率和电场强度观测及计算值的时间变化。图 1a 观测反射率分布是根据文献 [9] 中图 3 观测结果做内插得到,高度间隔为 1 km 时间间隔为 5 s ,电场是沿飞行路径 AA' 测量得到的观测值。图 1b 是以扰动区域中心点为准,模式计算得到的反射率垂直剖面随时间的分布,模拟得到的电场为整个度度区域的最大值。由图 1a 可见,16 时 25 分开始观测到回波,17 时趋于消亡,生命史约 35 分钟 该云体发展很快 在 5 分钟后 (16 时 30 分),25dBZ 回波已伸展到 9 km 高度,10 分钟 (16 时 35 分) 已出现 40dBZ 强回波,回波顶高约 7.5 km ,15 分钟后 (16 时 40 分) 出现了 55dBZ 的强回波 顶高为 3.5 km ;45dBZ 的回波区维持了约 10 分钟。同计算结果 (图 1b) 相比,二者的时空演变廓线基本相似,也模拟得到了 55dBZ 最强回波区,45dBZ 回波区的时空分布和观测结果对应很好,但回波顶高度略低些。另外,模拟云生命史较长 (45 分钟),云顶高度比观测值高,同时出现一些很不规则的小回波区,这应该说,比文献 [9] 中的图 3 更接近实际,因图 3 中的图是经过平滑得到的。

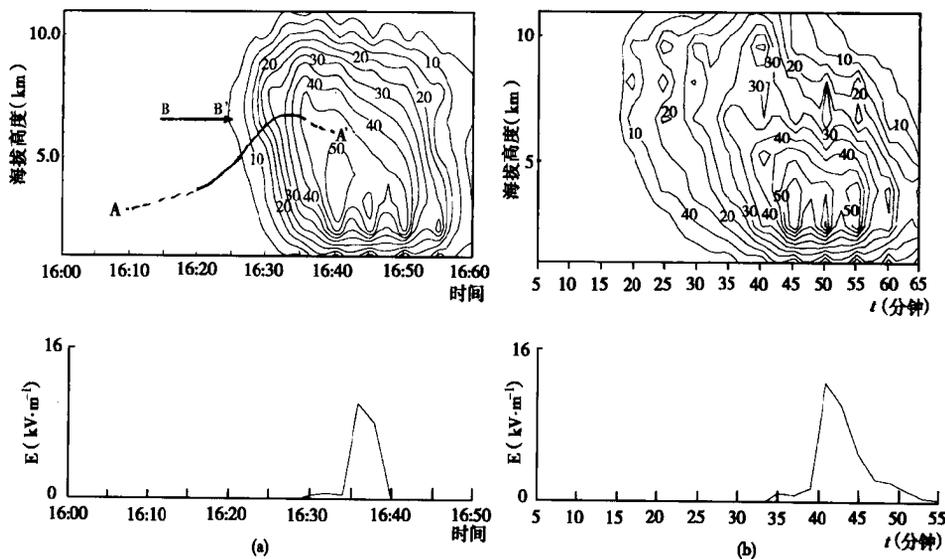


图 1 实测与模拟的雷暴云中心处雷达反射率(RHI)和总电场 ($|\vec{E}|$) 随时间的变化
(a, 观测结果 ;b, 模拟结果)

图 1a 中电场强度是飞机沿 AA' 飞行时实际测量得到的。在云外,电场很小,接近于零,飞机入云后电场增加,在 16 时 34 分前 (反射率小于 40dBZ) 电场值很小 仅为 $400 \text{ V} \cdot \text{m}^{-1}$ 左右。当飞机进入 40dBZ 回波区,电场急剧增大,在 45dBZ 区域附近,电场得到极大值 $10 \text{ kV} \cdot \text{m}^{-1}$,此后,飞机穿过更强的回波区,但电场反而略有降落,之后飞机出云,电场随之急剧降落。上述

结果表明，云中电场与雷达反射率值呈正相关，峰值反射率大约为 45dBZ，回波强度再增加时，电场反而减小。由图 1b 中模拟得到的电场值可看到，其时变趋势以及与反射率的关系（尤其在电场增加阶段）与观测结果很吻合，在模拟反射率达到 40dBZ 以后电场才急剧增加。以上说明，模式对雷达反射率和电场的模拟是成功的。

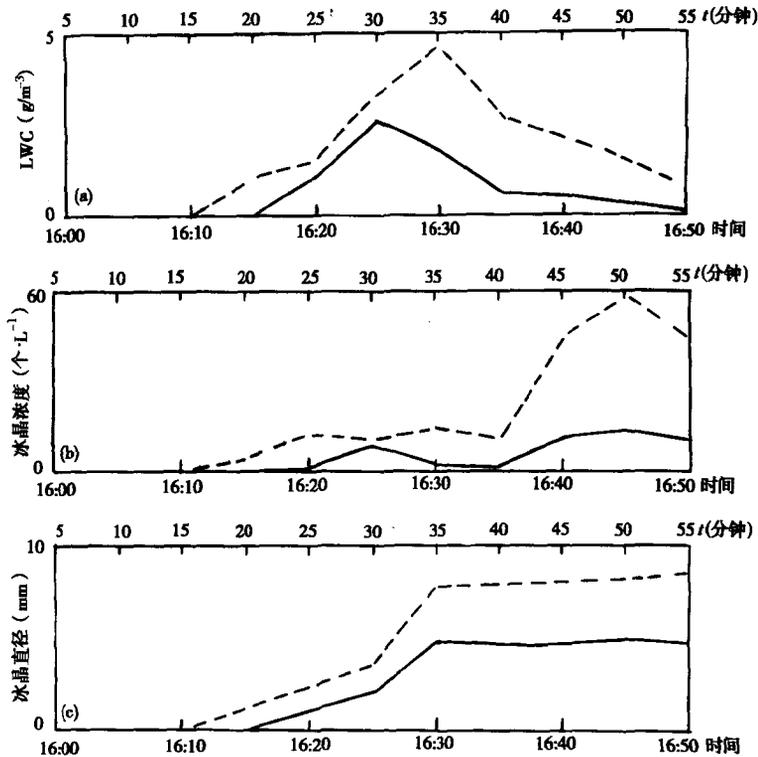


图 2 F2 飞机穿云观测和模拟得到的 (a)液态含水量、(b)冰粒子浓度、
(c)冰粒子直径(实线为观测结果,虚线为模拟结果)

3.3 模拟云与观测云微观上的比较

图 2 为 F2 经过 10 次穿云观测到的 6km(温度为 -15°C) 高度上的平均液态含水量 LWC、冰粒子浓度 ICE 和冰粒子直径 ICED 结果和模拟结果。其飞机路径见图 1 中 BB'。图 2 中实线是观测结果,虚线是模式扰动区域中心点上高度为 6km 的计算结果, x 轴下方的时间为实际观测时间, x 轴上方的时间为模拟时间(下同)。

由图 2 和图 1a 可见,16 时 15 分飞机刚入云,雷达反射率在 $0\sim 5\text{dBZ}$ 之间(高度 6km),开始观测到冰相粒子,模拟结果表明 15 分钟开始出现冰相粒子,此时反射率也是 $0\sim 5\text{dBZ}$,这一点二者是吻合的。此后,随着飞机入云,观测到的反射率增加,凝结过程也逐步加强,液态含水量增大,在 16 时 25 分时达到极大值 $2.4\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ (观测到的反射率约为 5dBZ)此时冰粒子浓度也达到峰值 $10\text{个}\cdot\text{L}^{-1}$ 尺度也增大到 2mm 模拟结果也有类似变化趋势在 35 分钟液态含水量、冰粒子浓度和冰粒子尺度分别达到 $4.6\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 、 $17\text{个}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 8.0mm 但计算反射率在 $30\sim 35\text{dBZ}$ 比观测值大得多。随着飞机向强回波区深入,液态水含量和冰粒子浓度很快减小,但冰粒子尺度却继续增大,这说明强回波区中 Bergerong 过程以及冰粒子碰并增长过程很强,大量过冷水被消耗,冰粒子尺度随之增大,16 时 30 分(反射率为 $25\sim 30\text{dBZ}$)达到 5mm 而

冰粒子浓度在该时间反而减小，此后随着观测反射率增加，冰粒子尺度变化不大，当然冰粒子浓度要增加。图 2 中模拟结果和观测结果一致性较好，二者均很好地反映了云中冰粒子的增长过程。图 2 中模拟值出现强回波时，液态水含量和冰粒子浓度也随之降低，而冰粒子尺度增大，此后随着计算反射率增大，冰粒子尺度变化不大，这说明模式对雷暴云中冰粒子的增长过程的模拟是成功的。只是计算值比观测值大，对应的雷达反射率也大，但变化趋势基本相同。说明模式所采用的微物理过程能够反映云中实际过程。

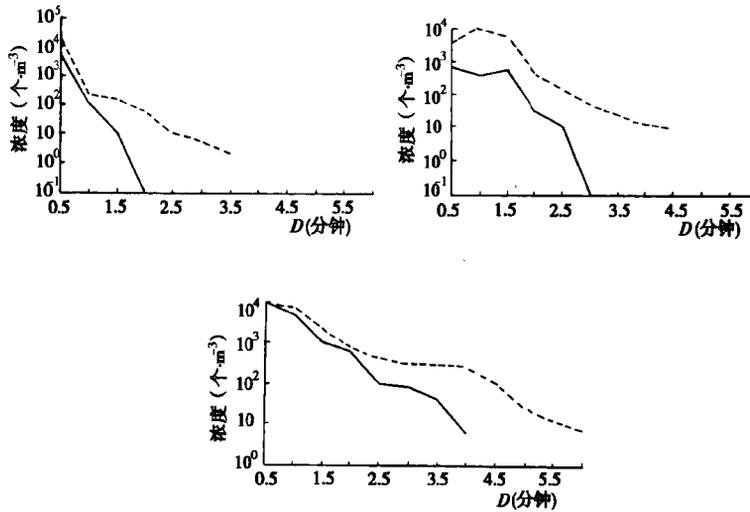


图 3 飞机观测和模拟得到的各时段冰晶粒子谱分而特征
(实线为观测值 虚线为模拟值)

图 3 为 F1 和 F2 穿云观测时机载 PMS 的 2D-P(200~6400 μm)和 2D-C(25~800 μm)探头测量到的雷暴云核心区 6km 高度冰晶粒子的谱分布特征，图 3a、3b 和 3c 分别为当飞机进入雷达反射率为 5dBZ、25dBZ 和 45dBZ 区域时的冰晶谱分布特征。从图 3 中可见，观测和模拟计算出的冰粒子谱分布很相似，对于三个反射率区域都有相似的变化曲线，只是计算值有较大的谱宽，冰粒子浓度也较大。

4 结 论

本文利用三维强风暴动力-电耦合模式对 CCOPE 计划中 7 月 19 日的个例进行了模拟研究，并从宏、微观两方面详细地比较了观测结果和模拟结果。通过分析表明，对于雷暴云不同发展阶段，模拟计算得到的雷达反射率、电荷浓度和电场强度的分布与实际观测结果具有较好的一致性；虽然计算的冰晶粒的最大浓度、最大直径比实测值偏高，而且冰晶谱也比实测值略宽，但两者在随时间的变化特征上比较接近。因而，本模式对于该个例的模拟是成功的，所描述的雷暴云中的动力、微物理和电过程是可信的。

参考文献

- 1 孙安平 言穆弘 黄美元. 三维强风暴动力-电耦合数值模拟研究 I. 模式及其电过程参数化方案
- 2 言穆弘 刘欣生 安学敏等. 雷暴非感应起电机制的模拟研究 I. 云内因子影响, 高原气象, 1996, 15(4): 425~437

- 3 言穆弘,刘欣生,安学敏等.雷暴非感应起电机制的模拟研究 II.云内因子影响.高原气象,1996,15(4):425~437
- 4 张义军 言穆弘.对流风暴内大气电涡度模式计算.高原气象,1991,10(3):293~304
- 5 言穆弘 郭昌明 葛正谟.积云动力和电过程二维模式研究.I.理论和模式.地球物理学报,1996,39:52~64
- 6 言穆弘 郭昌明 葛正谟.积云动力和电过程二维模式研究,II.计算结果.地球物理学报,1996,39:65~75
- 7 周秀骥 陶善昌 姚克亚.高等大气物理学.北京:气象出版社,1991
- 8 黄美元,徐华英.云和降水物理.北京:科学出版社,1999
- 9 洪延超,冰雹形成机制和催化防雷机制研究.气象学报,1999,57:30~43
- 10 Dye, J. E., Jones, J. J., Winn, W. P. et al. Early electrification and precipitation development in a small, isolated Montana Cumulonimbus, 91,1231—1986
- 11 Gardiner, B., Lamb, D., Pitter, R. L., et al. Measurements of initial potential gradient and particle charges in a Montana summer thunderstorm. J. Geophys. Res., 1985 90,6079—6086
- 12 Helsdon, J. H. and Farley, R., A numerical modeling study of a Montana Thunderstorm; Model results versus observation involving electrical aspects. 1987,92,5661—5675
- 13 Helsdon, J. H., Farley, R. and Orville, H. D., A numerical modeling study of ice electrification mechanisms in a Montana cloud, Preprints of the VIIth International Conference on Atmospheric Electricity, American Meteorological Society, Boston, 174—177, 1984
- 14 Scott, W. D. and Levin, Z., A stochastic electrical model of an infinite cloud; Charge generation and precipitation development, J. Atmos. Sci 1975 32;1814—1828

The Numerical Simulation Study with Three Dimensional Electrification Model II. Preliminary Simulation Verification

Sun Anping (孙安平)

(Qinghai Province Weather Modification Office, Xining . 810000)

Yan Muhong (言穆弘)

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Lanzhou . 730000)

Huang Meiyuan (黄美元)

(Institute of Atmospheric Physics, Beijing 100029)

Abstract

In this investigation we compare the results of the three-dimensional dynamical-electrified model simulation of the July 19 Cooperative Convective Precipitation Experiment (CCOPE) case study cloud against the actual observations with respect to the cloud's electrical characteristics, as deduced from the data of two aircrafts. It is found that the 3D model reproduced the basic microphysical, charge and electric field structure of the cloud on a time scale similar to that observed. The comparability of the modeled and observed values of the field strength and charge within the thunderstorm is directly related to the proximity of the aircraft to the main active core of the cloud. The character of the some microphysics appears to be well modeled, at least at the time of observation, as if some values simulated are little high than that observed. Finally, a few problems related to the model are advanced and discussed.

Keywords: Thunderstorm Electrification mechanisms Verification

高原冰雹云数值模拟研究 ——冰相微物理过程的作用

孙安平 李仑格 党积明 杨昭明

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810000)

黄美元

(中国科学院大气物理研究所 北京 100029)

摘 要

本文利用文献 [1] 发展的三维强风暴动力和电耦合模式模拟研究了 1999 年 7 月 11 日出现在西宁市附近的一块冰雹云, 分析了该冰雹云在不同发展阶段上的宏观特征, 讨论了在冰雹云的发展过程中各种冰相微物理过程的作用。模拟结果表明, 过冷雨滴的碰冻、霰对云、雨滴的碰并收集是霰的主要产生源。冰晶的主要产生源是结凇增长 (Bergeron 过程) 冰相物质的汇主要是 0℃ 层以下的融化过程。冰相微物理过程增加了云中相变潜热, 引起云中上升运动加强, 云生命史延长, 地面降水出现时间提前, 降水量和雨强最大峰值加大, 并提高了降水效率。

关键词 冰雹云 冰相微物理过程 数值模拟

1 引 言

青海省西宁市位于青藏高原东麓, 因其独特的高海拔、地表特征和气候环境使得该地区夏季对流活动极其强烈, 冰雹灾害频频发生 (党积明等, 1996)。赵仕雄等利用一维积云模式对高原地区冰雹云的形成及宏、微观特征进行了模拟研究 (赵仕雄等, 1993), 取得了较为满意的结果。外场观测结果表明绝大部分超级单体、多单体风暴都发生在较强低层风切变环境中 (Browning 等 1976 和 Klemptffu, 1978)。而对于这种环境中发展起来的雷暴, 具有强烈的三维空间结构特征和传播特征, 用三维模式可以更好地反映出冰相过程对云动力学的影响 (孔繁铀等, 1990)。

做为研究工作的第一部分, 利用文献 [1] 发展的三维强风暴动力和电耦合模式分析 1999 年 7 月 11 日出现在西宁市附近一块冰雹云随时间的宏观演变特点, 在此基础上, 分析其演变过程中冰相微物理过程的作用特征。第二部分研究将重点分析该冰雹云中冰雹的形成机制以及内部强电场环境对冰雹增长的影响。

2 计算方案的设计

模式的动力框架和微物理过程参数化方案详见文献 [1,2]。模拟计算域设定为 35 km × 35 km × 18.5 km 水平网格距为 1 km 垂直网格距为 0.5 km, 并给定如下形式的初始轴对称位温扰动:

$$\delta\theta = \theta_0 \left\{ 1.57 \times \left[\cos \left[\left(\frac{i-nj}{r_i} \right)^2 + \left(\frac{i-nj}{r_j} \right)^2 + \left(\frac{k-nk}{r_k} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \right]^2 \right\}$$

上式中 θ_0 为扰动位温极值, n_i, n_j 和 n_k 分别为扰动中心坐标, r_i, r_j 和 r_k 分别为位温扰动区在 x, y 和 z 的半径 x 方向为东 - 西方向 y 方向为南 - 北方向。本文中设定扰动区中心坐标为 (18, 18, 34) 位于 2.0km 高度 水平半径均为 4.0km 垂直半径为 1.0km。由于模式的初始资料为西宁地区 11 日 07 时 30 分 (北京时) 的探空资料, 因而输入到模式之前需经过一定的调整, 使大气层结接近下午时的特征。具体调整方案详见文献 [3]。图 1 为 07 时 30 分 (北京时) 温度、露点和风的垂直分布。

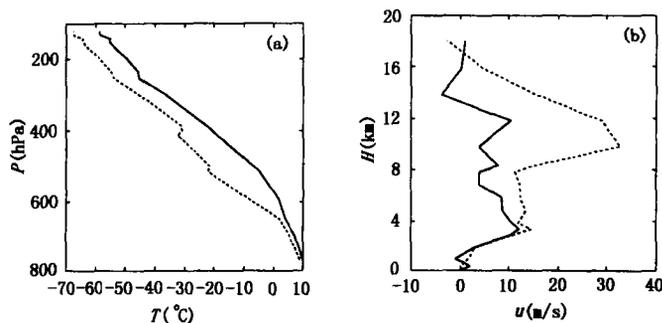


图 1 (a) 环境温、湿层结 (实线为温度, 虚线为露点),
(b) 风速随高度分布 (实线为东西分量, 虚线为南北分量)

3 冰雹云的模拟结果

1999 年 7 月 11 日 07 时 30 分地面气压为 769 hPa, 地面温度为 10.0°C , 露点温度为 8.9°C , 0°C 层位于 578 hPa 左右。低层大气相对湿度为 40%~65% 比湿为 0.003~0.016。低空 2.0~6.0km 之间有一较强的风切变层 ($5.3 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$)。该探空层结适于发展中等强度的孤立雷暴。

3.1 冰雹云宏观演变特征

作者绘制了冰雹云总含水量 $\rho q_T (\rho q_c + \rho q_r + \rho q_i + \rho q_g + \rho q_h)$ 在 $y = 18$ 格点上的 $x-z$ 剖面分布图 (图缺) 图中纵坐标为 z 轴 横坐标为 x 轴, 两坐标轴数字单位为 km 图左上角时间表示积分时间。由图看到, 12 分钟时云体开始在 2km 高度形成, 随着云体的发展含水量中心区高度逐渐上升, 云体垂直向尺度逐渐增大, 到 27 分钟时含水量中心区高度已达到 5km 左右, 含水量最大值达到 $6.0 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 云顶高度已接近 9.0km 从 27 分钟到 30 分钟含水量中心高度变化不明显, 只是最大含水量进一步增加, 达到 $7.0 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 但到 36 分钟时, 含水量中心高度降落至 3.0 km 左右, 中心最大含水量减小为 $5.0 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, 而且在地面出现降水, 此时云顶高度接近 12.0 km; 随后由于切变风的影响 42 分钟时云体开始分裂, 演变成两个含水量中心 高度分别为 1.0 km 和 10.5 km 到 70 分钟时该冰雹云基本消散。

从该图各时刻模拟结果看到, 云体发展时含水量分布与垂直气流的配合比较好, 云体的含水量中心与上升气流极值区对应的很好。在 30 分钟之前, 云内最大上升速度区都在含水量中心区的上部, 36 分钟时由于冰雹、霰粒子以及雨滴的下落拖曳作用, 使得在云底附近出现下沉气流。作者还绘制了 42 分钟时地面上 2.0、4.0、6.0 和 8.0 km 四个高度上的总含水量和风矢量图 (图缺) 水平轴表示东-西方向, 纵轴表示南-北方向。由图中看到在低层 (2km) 含水量中心基本在其中心, 而在其它高度上都有所偏离, 并且看到云体朝东发展, 这与前述中 2 分钟的

冰雹云垂直结构是一致的。

3.2 冰相微物理过程的作用特征

表 1 各种冰相转换率出现时间

| | | | | | | | |
|----------|-------|------|------|-------|------|------|-------|
| 微物理转换 | NUvi | VDvi | CNig | CLet | CLig | Mlic | MURgi |
| 出现时间(分钟) | 20 | 25 | 24 | 24 | 23 | 25 | 29 |
| 微物理转换 | MUFgi | NUrg | VDgv | MVDgv | Clcg | Dlrg | FRrg |
| 出现时间(分钟) | 23 | 16 | 30 | 24 | 26 | 23 | 21 |

表 1 为 14 种冰相微物理过程开始出现时间。图 2 为整个模拟积分时间内其中 8 种冰相微物理过程的总转换率随时间的变化，其中图 2a 中实线表示 NUvi, 虚线表示 VDvi 两点划线表示 CNig, 三点划线表示 CLet, 图 2b 中实线表示 VDgv, 虚线表示 NUrg, 两点划线表示 MVDgv 三点划线表示 CLcg, 以上符号所表示各微物理过程详见文献 [2]。表 1、图 2 和下面的表 2 中都未包括有关冰雹粒子的微物理过程，对于与冰雹有关的微物理过程将在另文中详细讨论，从图 2 中看出，在以上的冰相微物理过程中核化过程 (NUvi 和 NUrg) 首先在 20 分钟出现，形成初始冰晶后其它冰相微物理过程相继出现，除了核化过程 (NUvi 和 NUrg) 随时间变化较缓以外，其它六种冰相微物理过程在 25 分钟出现后，随时间迅速增大到峰值，维持一段时间后在 60~65 分钟左右随着对流系统的消散而迅速减小。但 VDvi 和 VDgv 两条曲线并不随时间增加而减小，这说明在 60~65 分钟时云内液水已基本消失，云主要由冰晶组成，冰晶通过凝华过程继续增长，而同时升华速度却十分缓慢，使之能够较长时间存在于云中。

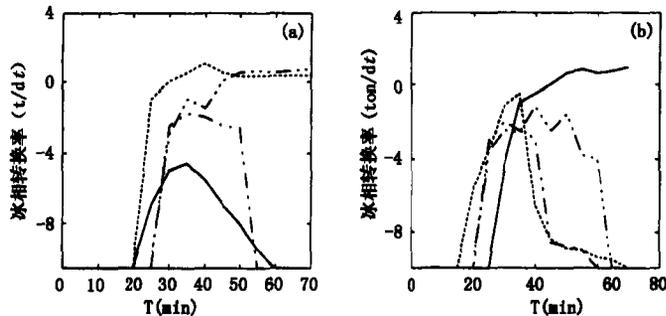


图 2 各种冰相物理过程转换率

3.3 冰相微物理过程的相对重要性分析

表 2 70 分钟各种冰相过程总转换量 (单位 t)

| | | | | | | | |
|--------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| 微物理过程 | NUvi | VDvi | CNig | CLet | CLig | MLic | MURgi |
| 总转换量 | 1.89 | 7.3×10^2 | 2.3×10^2 | 3.6×10^2 | 2.6×10^4 | 5.3×10^2 | 7.3×10^1 |
| 相对贡献顺序 | 14 | 7 | 11 | 10 | 4 | 8 | 13 |
| 微物理过程 | Clci | NUrg | MLgr | MVDgv | CLcg | CLrg | FRrg |
| 总转换量 | 8.3×10^3 | 15.6 | 4.9×10^4 | 8.0×10^2 | 3.3×10^4 | 4.5×10^2 | 8.9×10^4 |
| 相对贡献顺序 | 5 | 12 | 2 | 6 | 3 | 9 | 1 |

由表 2 中看出，在 14 种冰相微物理过程中雨水碰冻 (FRrg)、霰的融化 (MLgr)、霰对云水的收集 (CLcg)、霰对雨水的收集 (CLig) 和冰晶对云水的收集 (CLcg) 五种微物理过程是贡献

最大的。相对来说,贡献最小的冰相微物理过程是 Hallett-Mossop 过程 (MURgi) 和霰的升华过程 (VDgv)。

因此,总的结果表明,对各冰相微物理过程相对贡献所做的分析表明,过冷雨滴的碰冻、霰对云雨滴的碰并收集是霰的主要产生源。冰晶的主要产生源是结凇增长 (Bergeron 过程),冰相物质的汇主要是 0℃层以下的融化过程。这一结果同孔繁铀 (1990)的结论是非常一致的。

3.4 冰相微物理过程对冰雹云宏观动力过程及地面降水的影响

为了具体分析冰雹云发展过程中冰相微物理过程对宏观动力过程及地面降水的影响,另外做了不加冰相过程的数值试验,即在模拟过程中只考虑暖相微物理过程。在此将前面加入冰相过程的模拟算例记为 SI,而将未加入冰相过程的模拟算例记为 NSI,NSI 模拟算例中所用的初始探空资料和位温扰动方式同 SI 算例均相同。

图 3 为两算例在整个冰雹云生命史中云内的最大上升速度随时间的变化。从图 3 中可见,冰相微物理过程对冰雹云宏观动力过程和生命史的影响是显著的。SI 算例中,云中上升速度最大值接近 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而 NSI 算例中只达到 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 并且在 SI 算例中云中强上升运动维持时间较长 (36~50 分钟),而 NSI 算例中在 36 分钟时达到最大值后很快减小,说明当没有冰相过程存在时,云中因相变而释放的潜热大大减少,所以上升运动大大减弱。比较两曲线发现,两种情况下冰雹云达到成熟期的时间相差无几,但 SI 算例生命史要比 NSI 算例长近 20 分钟。

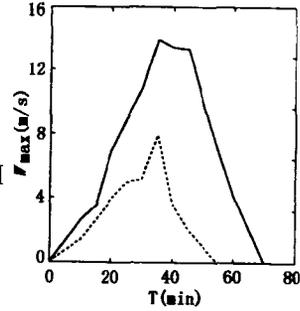


图 3 云内最大上升速度随时间的演变 (实线为 SI 算例 虚线为 NSI 算例)

表 3 两算例部分模拟结果对比

| 算例 | 最大云顶高度 (km) | 降水开始出现时间 (分钟) | 瞬时雨强峰值 ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$) | 最大雨强出现时间 (分钟) | 总降水量 ($\times 10^9 \text{t}$) | 总凝结量 (t) | 释放的总潜热 ($\times 10^{13} \text{J}$) |
|-----|-------------|---------------|--|---------------|---------------------------------|----------|--------------------------------------|
| SI | 13.0 | 35 | 59.3 | 39 | 6.3 | 25.3 | 21.7 |
| NSI | 10.5 | 39 | 26.8 | 40 | 1.9 | 13.4 | 16.9 |

表 3 为两算例整个积分时间内的部分结果比较。由表看出,加入冰相微物理过程后总体上使对流过程加强,云发展高度较高,这时最大云顶高度达到了 13.0 km,而在 NSI 算例中仅为 10.5 km。由于云中冰相过程的存在,由更多的小粒子向雨水转化,而且冰雹和霰粒子的蒸发作用也加大了液态降水量,此外,更多的冰雹和霰粒子以固态形式降落至地面,从而加大了总降水量。因而 SI 算例比 NSI 算例降水开始出现时间提前了 4 分钟,最大雨强峰值增加了 $32.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,相应的总降水量增大了 $3.4 \times 10^9 \text{t}$ 。从表中两个算例的总降水量和总凝结量来可见,当不考虑冰相微物理时,冰雹云内部的总凝结量和总降水量都大大减小,通过计算发现 SI 算例的降水效率达到 25%,而 NSI 算例只接近 14%。由于总凝结量的增加,使得 SI 算例中释放的潜热比 NSI 算例要多 $4.8 \times 10^{13} \text{J}$ 。

4 结 论

通过三维强风暴动力和电耦合模式讨论了 1999 年 7 月 11 日西宁地区出现的一块冰雹云

的宏观结构变化,分析了该冰雹云中冰相微物理过程的作用。结果表明,对各冰相微物理过程相对贡献所做的分析表明,过冷雨滴的碰冻、霰对云雨滴的碰并收集是霰的主要产生源。冰晶的主要产生源是结凇增长(Bergeron过程)。冰相物质的汇主要是 0°C 层以下的融化过程。冰相微物理过程增加了云中相变潜热,引起云中上升运动加强,云生命史延长,地面降水出现时间提前,降水量和雨强最大峰值加大,并提高了降水效率。

参考文献

- 1 孙安平,言穆弘,黄美元,三维强风暴动力-电耦合数值模拟研究(I)模式及其电过程参数化方案(待发表)
- 2 孔繁铀,黄美元,徐华英.对流云冰相过程的三维数值模拟 I:模式建立及冷云参数化.大气科学,1990,14(4)
- 3 刘玉宝,周秀骥,三维弹性套网格中尺度($\beta-\gamma$)大气模式,北京大学博士研究生学位论文,1992,pp.55
- 4 Browning, J. A. . Foote, G. B. . Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. . 1976,102,499—533
- 5 Klemp, J. B. . Wilhelmson . R. B. . Simulation of right and left-moving storms produced through storm splitting, J Atmos. Sci. ,1978,35,1097—1110
- 6 孔繁铀,黄美元,徐华英,对流云冰相过程的三维数值模拟(II.)繁生过程的作用,大气科学 1991,15(6),78~88

The Numerical Simulation of Hail Cloud over Plateau—The role of Ice-phase Microphysics Processes

Sun Anping(孙安平), Li Lung(李仑格), Dang Jiming(党积明)

Yang Zhaoming (杨昭明)

(Qinghai Province Weather Modification Office, Xining 810000)

and Huang Meiyuan (黄美元)

(Institute of Atmospheric Physics ,Beijing 100029)

Abstract

In this investigation, the role of ice-phase microphysics are numerically discussed with 3D storm cloud model. The results show that these processes related to ice-phase usually play an important role in strong convective cloud and influence the evolution of cloud and the growth of all kinds of precipitation particles. Ice phase microphysics not only often increase the cloud life time and precipitation amount, but also promote precipitation efficiency, the maximum upwind speed as well. Furthermore, other characteristics are also analysed.

Key Words: Hail cloud Ice-phase microphysics processes Numerical simulation

西宁地区冰雹天气的层结结构的统计特征及西风槽影响下雹云成雹过程的数值模拟

I. 西宁地区冰雹天气的层结结构的统计特征

马 林 赵仕雄 张国庆

(青海省气象科学研究所 西宁 810001)

摘 要

本文对 1970~1992 年发生在西宁地区的 30 次冰雹天气过程的 07 时和 19 时的探空资料进行了统计分析。结果发现气压、气温和比湿均有很好的相关关系。气温均方差的垂直分布与气层散度和垂直速度的分布也对应很好。普查天气图发现,高原东部地区的冰雹天气主要与对流层中部的西北气流扰动有密切关系。当地面系统活动较弱时,通过西北气流扰动,能产生较激烈的冰雹天气。根据以上结果可以确定出高原东部地区(以西宁为基点的一定范围内)冰雹活动的主要层次平均在 576~305 hPa 气层内。而决定雹云强弱的层次是在 709~600 hPa 的气层内。本文利用上述部分结果,使用一维半时变积云模式,对一次西风槽影响下的冰雹天气过程进行了数值模拟。讨论了高原雹云内云滴、冰晶、霰、雹的产生和转化以及降水粒子的碰并增长等微物理过程的一些特点。对冰雹的产生机制也进行了初步探讨。

关键词:高原冰雹 大气层结 统计相关 积云数值模拟

1 引 言

高原冰雹天气的层结结构及各要素和物理量的垂直分布,过去已有许多研究。赵仕雄等^[1]曾于 1974 年 7 月,在青海的互助地区利用三点同时施放探空气球的方法,得到雹云内部和外部环境的层结曲线。结果表明云内温度要比环境温度平均高出 0.5~3.1℃。而温度垂直分布趋势,云内与云外环境基本保持一致。得出云内、外温度场保守性的结论。沈志宝^[3]分析了高原部分探空站的平均层结曲线,结果表明,高原上各站 400 hPa 以下湿度递减率是超湿绝热的,400 hPa 以上是湿绝热的,因此高原大气总是潜在不稳定的。宋正山、朱抱真、孙国武等^[7]利用 1979 年夏季青藏高原气象科学实验所取得的资料,分析出高原西部地区(试验区为狮泉河、改则、仲巴)存在一个热力混合层。这些工作均给夏季高原上空对流活动的热力动力场结构一定深度的认识。至于产生冰雹的天气背景,过去研究结果一般认为是:低层有冷空气侵入,高空有急流。在高低空系统耦合下,促使对流活动加强,造成冰雹天气。

然而,高原冰雹天气的层结结构的平均状况是怎样的,造成冰雹天气的关键层次有哪些,在有利天气背景下,形成冰雹天气的主要因素是什么,以及高原雹云内部雹块增长的微物理过程如何?这些问题均是需要深入研究的。

2 资料筛选与统计方法

1970 年至 1992 年,西宁有记录的冰雹天气过程共出现 58 次。其中有些过程产生的冰雹

很小，以致平均雹重称不出来，有些落地即化，来不及称量。为了突出反映冰雹天气的大气层结构，需要对这些冰雹天气进行筛选。筛选条件如下：

没有雹重和最大直径记录，且降水持续时间小于 2 分钟的过程不选。

冰雹最大直径小于 3 mm 的不选。

平均雹重小于 0.3g，且持续降水时间小于 1 分钟的过程不选。

根据以上条件，共筛选出 30 个冰雹过程。初步绘制的点聚图（图略）表明，07 时和 19 时的探空资料有很好的相关关系，可以作进一步的统计分析。方法是：从地面开始，以平均间隔 235 m 将大气分为 50 层。然后就 07 时和 19 时的气压 (P)、气温 (t) 和比湿 (q) 分别进行统计并建立回归方程。西宁多年雷达观测资料表明，高原冰雹云云顶高度约在 10000 m 以内，故探空资料选到 150 hPa 为止。统计公式如下：

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \quad (1)$$

$$\sigma = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_{1i} - \bar{x}_1)(X_{2i} - \bar{x}_2) / [\sum_{i=1}^n (X_{1i} - \bar{x}_1)^2]^{\frac{1}{2}} [\sum_{i=1}^n (X_{2i} - \bar{x}_2)^2]^{\frac{1}{2}}}{\dots} \quad (3)$$

$$a = \bar{x}_2 - b\bar{x}_1 \quad (4)$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (X_{1i} - \bar{x}_1)(X_{2i} - \bar{x}_2) / \sum_{i=1}^n (X_{1i} - \bar{x}_1)^2}{\dots} \quad (5)$$

$$Q = \sum_{i=1}^n (X_{1i} - \hat{X}_1)^2 \quad (6)$$

$$U = \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^2 \quad (7)$$

$$F = (u/m) / (Q/(n-m-1)) \quad (8)$$

$$e = \pm Na\sigma \quad (9)$$

式中统计量上方“—”表示该量的平均值。“^”表示回归值。 a, b, r, e, F, N 分别表示回归方程的截距、斜率、相关系数、误差估计、统计检验值和信度标准。 Q 和 U 分别表示被统计量的残差平方和与回归平方和。其余均为概率统计学中的常用符号。统计结果列如表 1、表 2、表 3。

由表 1、2、3 可见，气压和气温的相关是非常好的。近地面层出现了 $F < N$ 的情形。相关系数只有 0.53。这表明了高原低层热力混合和湍流活动的复杂性。比湿 q 各层相关也很好，而且均保持了 $F > Na$ 的趋势。只是在约 410 hPa 以上气层，由于每千克空气的含水量已不足 1g，相关系数也大约从 495 hPa 开始不足 0.5。说明自该层以上，大气水分含量主要是由高层环流所制约，而与短期内水汽的垂直输送关系不大。

需要指出的是，气温的相关从 629 hPa 开始到对流层中高层，出现了 $Q > U$ 的情况。说明尽管气温的相关效果很好，但回归效果并不是非常理想的。说明运用该方法进行统计，既有优点，也有不足的地方。有必要在具体应用过程中予以注意。

3 西宁地区冰雹天气层结构的统计特征

图 1 是各相关系数随高度变化示意图。从图上可以看出，冰雹天气的大气层结构有两个基本特征。第一个基本特征是 600 hPa 以下气层，大气层结构明显地受到下垫面的影响。表现在气温相关系数的值仅在 0.7 以下，且呈现不稳定状态。由于高原较强的太阳辐射作用，使

高原热力作用特别强，再加上高原东北部绝大部分地区的裸露地表和错综复杂的地形、使高原东部地区的混合层增厚^[7]。湍流垂直输送的高度也相应较高。这一切都决定了气温相关系数不够高和不稳定的特征。600 hPa 层的气温相关系数为 0.78。从该层往上，大气因受低层湍流混合的影响较小，气温相关系数稳定在 0.80 以上，可以说是真正进入了“自由”大气层。因此可以确定 600 hPa 附近气层，为湍流混合层与“自由”大气的分界面。应该指出，从等高面气温相关系数变化曲线上看，湍流混合层与“自由”大气层分界面并不一定恰好维持在 600 hPa 而是稍微有几个百帕的上下位置变动。可以推论，在不同天气背景下，它的位置均不相同。但这并不影响 600hPa 作为分界层的统计意义。又由于实际探空可直接提供 600 hPa 规定层的资料，使得对该层资料的分析利用反而更为方便些。

第二个基本特征是对流层中上层存在着两个扰动层。一个位于 400 hPa 左右，另一个位于 250 hPa。由图 1 可以清楚地看到这两处的气温相关系数突然变小，处于低谷状态。可以证明这两处扰动层的存在直接与对流层中上层的天气系统特别是高空急流有关。俞樟孝等分析了我国浙江 7 个冷锋冰雹天气过程，认为强的风速垂直切变并不是大范围冰雹天气发生的必要条件。为了弄清高原天气系统对冰雹天气的作用有必要对此做进一步统计。

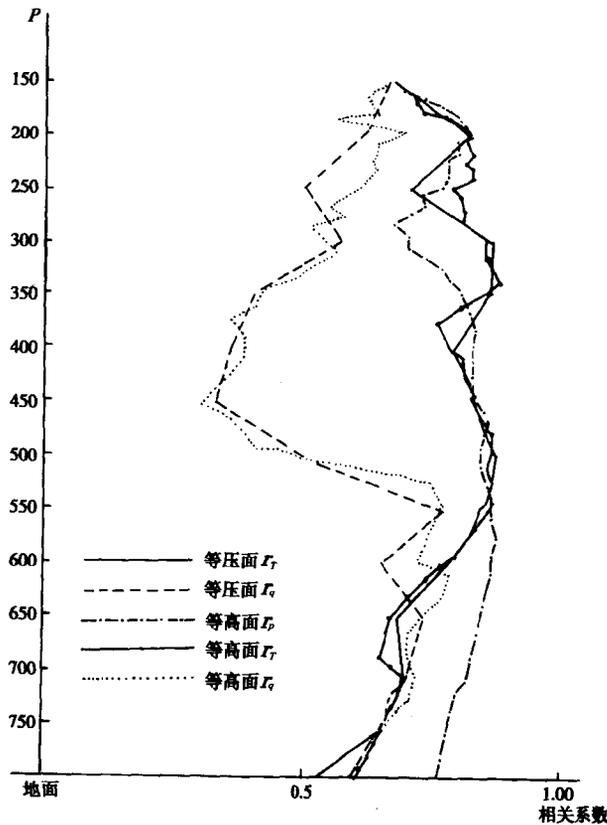


图 1 西宁 07 时、19 时等压面气压与气温、比湿，等高面高度与气压、气温、比湿相关曲线图

表 1 西宁 07 时 19 时等高面气压相关统计参量表

| 项 目 等 高 气 层 (Φ) | a | b | \bar{P} | Q | u | r | F | N _a | 气层 | a | b | \bar{P} | Q | u | r | F | N _a |
|-----------------------------------|--------|------|-----------|-------|-------|------|------|----------------|----|-------|------|-----------|-------|-------|------|------|----------------|
| 1 | 131.69 | 0.83 | 768.7 | 288.3 | 328.3 | 0.76 | 31.9 | 4.90 | 26 | 17.87 | 0.95 | 360.8 | 16.9 | 35.3 | 0.82 | 583 | 2.16 |
| 2 | 126.25 | 0.83 | 747.3 | 90.6 | 140.6 | 0.78 | 43.5 | 4.51 | 27 | 12.08 | 0.97 | 349.1 | 101.3 | 115.6 | 0.81 | 32.0 | 2.12 |
| 3 | 115.29 | 0.84 | 726.6 | 71.4 | 124.9 | 0.80 | 49.0 | 4.18 | 28 | 21.52 | 0.94 | 337.7 | 69.6 | 83.5 | 0.79 | 33.6 | 2.09 |
| 4 | 101.79 | 0.86 | 706.4 | 408.7 | 463.5 | 0.82 | 31.8 | 3.91 | 29 | 23.19 | 0.93 | 326.8 | 22.4 | 30.0 | 0.77 | 37.5 | 2.06 |
| 5 | 78.09 | 0.89 | 686.4 | 318.9 | 384.5 | 0.83 | 33.8 | 3.77 | 30 | 32.12 | 0.90 | 316.1 | 27.8 | 31.9 | 0.74 | 32.2 | 2.02 |
| 6 | 66.67 | 0.90 | 666.9 | 43.1 | 102.5 | 0.84 | 66.6 | 3.55 | 31 | 49.53 | 0.84 | 305.7 | 33.8 | 33.7 | 0.70 | 27.9 | 1.98 |
| 7 | 61.30 | 0.91 | 647.9 | 341.7 | 403.0 | 0.85 | 33.0 | 3.37 | 32 | 61.09 | 0.79 | 295.6 | 49.9 | 51.5 | 0.70 | 28.9 | 1.93 |
| 8 | 48.48 | 0.92 | 629.4 | 119.6 | 171.1 | 0.86 | 40.0 | 3.21 | 33 | 73.54 | 0.74 | 285.6 | 34.3 | 33.6 | 0.68 | 27.4 | 1.80 |
| 9 | 33.76 | 0.94 | 611.4 | 262.0 | 316.1 | 0.87 | 33.8 | 3.10 | 34 | 74.57 | 0.73 | 275.9 | 15.8 | 15.0 | 0.70 | 26.4 | 1.66 |
| 10 | 21.44 | 0.96 | 593.7 | 170.0 | 220.8 | 0.87 | 36.4 | 3.06 | 35 | 67.12 | 0.75 | 266.5 | 18.8 | 20.6 | 0.73 | 30.7 | 1.55 |
| 11 | 7.19 | 0.99 | 576.2 | 95.5 | 155.6 | 0.88 | 45.6 | 3.00 | 36 | 65.43 | 0.75 | 257.5 | 41.8 | 41.1 | 0.73 | 27.5 | 1.48 |
| 12 | -1.07 | 1.00 | 559.3 | 46.5 | 96.9 | 0.87 | 58.4 | 2.90 | 37 | 55.42 | 0.78 | 248.7 | 22.0 | 24.9 | 0.77 | 31.6 | 1.43 |
| 13 | 10.66 | 0.98 | 524.7 | 21.7 | 65.4 | 0.87 | 84.4 | 2.80 | 38 | 47.20 | 0.80 | 240.0 | 30.5 | 32.5 | 0.78 | 29.8 | 1.33 |
| 14 | 6.74 | 0.99 | 526.7 | 98.0 | 134.8 | 0.86 | 38.5 | 2.76 | 39 | 43.84 | 0.81 | 231.7 | 8.3 | 12.1 | 0.78 | 40.5 | 1.23 |
| 15 | 19.03 | 0.96 | 511.0 | 72.1 | 106.0 | 0.85 | 41.2 | 2.65 | 40 | 48.48 | 0.78 | 223.6 | 22.4 | 24.9 | 0.78 | 31.2 | 1.12 |
| 16 | 31.77 | 0.94 | 495.7 | 164.8 | 193.4 | 0.85 | 32.9 | 2.63 | 41 | 40.77 | 0.81 | 215.8 | 6.4 | 10.0 | 0.80 | 43.9 | 1.07 |
| 17 | 38.20 | 0.92 | 480.5 | 18.6 | 51.0 | 0.86 | 76.7 | 2.50 | 42 | 38.23 | 0.82 | 208.2 | 20.6 | 25.8 | 0.80 | 35.0 | 1.01 |
| 18 | 48.07 | 0.90 | 465.7 | 101.3 | 132.1 | 0.85 | 36.5 | 2.40 | 43 | 33.39 | 0.83 | 200.9 | 20.3 | 22.6 | 0.83 | 31.2 | 0.92 |
| 19 | 47.50 | 0.89 | 451.4 | 137.2 | 163.8 | 0.84 | 33.4 | 2.35 | 44 | 31.55 | 0.84 | 193.8 | 12.4 | 31.2 | 0.81 | 29.8 | 0.84 |
| 20 | 45.45 | 0.90 | 437.5 | 121.4 | 139.6 | 0.83 | 32.2 | 2.32 | 45 | 29.00 | 0.84 | 186.8 | 25.7 | 25.4 | 0.81 | 27.7 | 0.73 |
| 21 | 41.59 | 0.90 | 423.9 | 30.2 | 51.7 | 0.83 | 48.0 | 1.68 | 46 | 40.53 | 0.78 | 180.2 | 26.1 | 24.2 | 0.76 | 25.9 | 0.63 |
| 22 | 34.77 | 0.91 | 410.8 | 142.2 | 166.3 | 0.83 | 32.7 | 2.26 | 47 | 26.21 | 0.85 | 173.7 | 2.1 | 2.8 | 0.77 | 36.4 | 1.18 |
| 23 | 22.38 | 0.94 | 398.0 | 73.0 | 98.4 | 0.83 | 37.8 | 2.33 | 48 | 39.41 | 0.76 | 167.5 | 19.4 | 21.4 | 0.73 | 31.0 | 0.43 |
| 24 | 14.87 | 0.96 | 385.2 | 22.0 | 45.1 | 0.84 | 57.3 | 2.27 | 49 | 43.59 | 0.73 | 141.4 | 5 | 5 | 0.69 | 27.9 | 0.30 |
| 25 | 20.60 | 0.94 | 372.8 | 97.9 | 117.0 | 0.83 | 33.4 | 2.20 | 50 | 56.80 | 0.63 | 155.6 | 17.6 | 16.8 | 0.63 | 26.7 | 0.15 |
| | | | | | | | | | 51 | 0.00 | 1.00 | 150.0 | 0 | 0 | 1.00 | 0 | 0 |

表 2 西宁 07 时、19 时等高面气温相关统计参量表

| 项目 等高面 气层 (Φ) | a | b | t | Q | u | r | F | N _e | 气层 | a | b | t | Q | u | r | F | N _e |
|---------------------|-------|------|-------|-------|-------|------|------|----------------|----|--------|------|-------|-------|-------|------|------|----------------|
| 1 | 8.79 | 0.77 | 15.3 | 266.5 | 106.7 | 0.53 | 11.2 | 5.79 | 26 | 7.17 | 1.26 | -26.0 | 154.8 | 303.3 | 0.81 | 54.9 | 6.42 |
| 2 | 6.15 | 0.92 | 13.9 | 213.7 | 159.0 | 0.65 | 20.8 | 5.79 | 27 | 4.14 | 1.14 | -27.7 | 113.0 | 315.9 | 0.86 | 78.3 | 6.21 |
| 3 | 5.74 | 0.80 | 12.2 | 203.8 | 166.7 | 0.67 | 22.9 | 5.79 | 28 | 1.96 | 1.05 | -29.3 | 93.3 | 303.6 | 0.88 | 91.1 | 6.00 |
| 4 | 4.92 | 0.76 | 10.5 | 189.8 | 181.8 | 0.70 | 26.7 | 5.76 | 29 | 1.84 | 1.04 | -30.8 | 95.9 | 311.3 | 0.87 | 90.9 | 6.03 |
| 5 | 5.01 | 0.61 | 9.0 | 160.4 | 118.8 | 0.65 | 20.7 | 5.01 | 30 | -3.2 | 0.96 | -32.4 | 107.0 | 293.8 | 0.86 | 76.9 | 6.00 |
| 6 | 4.12 | 0.59 | 7.3 | 142.5 | 108.6 | 0.66 | 21.3 | 4.74 | 31 | -2.13 | 0.91 | -33.9 | 117.7 | 296.9 | 0.85 | 70.6 | 6.06 |
| 7 | 3.05 | 0.59 | 5.6 | 129.1 | 105.4 | 0.67 | 22.9 | 4.62 | 32 | -2.31 | 0.91 | -35.4 | 123.1 | 322.9 | 0.85 | 73.4 | 6.30 |
| 8 | 2.07 | 0.59 | 3.8 | 113.5 | 105.8 | 0.70 | 26.1 | 4.47 | 33 | -5.59 | 0.83 | -37.0 | 154.5 | 312.4 | 0.82 | 56.6 | 6.48 |
| 9 | 1.08 | 0.61 | 2.1 | 94.1 | 110.4 | 0.74 | 3.29 | 4.29 | 34 | -7.97 | 0.78 | -38.4 | 162.8 | 319.2 | 0.81 | 54.9 | 6.60 |
| 10 | 0.21 | 0.63 | 0.4 | 69.7 | 115.8 | 0.79 | 46.5 | 4.08 | 35 | -9.31 | 0.76 | -39.8 | 184.5 | 346.2 | 0.81 | 52.5 | 6.90 |
| 11 | -0.40 | 0.68 | -1.3 | 58.6 | 120.9 | 0.82 | 57.8 | 4.02 | 36 | -10.15 | 0.75 | -41.1 | 217.4 | 378.1 | 0.80 | 48.7 | 7.29 |
| 12 | -0.84 | 0.72 | -3.0 | 53.2 | 128.0 | 0.84 | 67.3 | 4.05 | 37 | -10.24 | 0.76 | -42.3 | 240.3 | 407.0 | 0.79 | 47.4 | 7.62 |
| 13 | -1.42 | 0.78 | -4.7 | 50.3 | 144.1 | 0.86 | 80.3 | 4.17 | 38 | -7.49 | 0.83 | -43.0 | 211.8 | 448.0 | 0.83 | 59.2 | 7.71 |
| 14 | -1.12 | 0.82 | -6.4 | 49.4 | 153.9 | 0.87 | 87.2 | 4.29 | 39 | -6.69 | 0.86 | -44.7 | 202.4 | 454.2 | 0.83 | 62.8 | 7.68 |
| 15 | -1.27 | 0.84 | -8.1 | 53.9 | 157.8 | 0.86 | 82.0 | 4.38 | 40 | -7.86 | 0.84 | -45.7 | 197.4 | 41.5 | 0.82 | 58.4 | 7.38 |
| 16 | -1.29 | 0.86 | -9.8 | 52.3 | 163.3 | 0.87 | 87.3 | 4.41 | 41 | -10.76 | 0.77 | -46.4 | 152.1 | 340.9 | 0.83 | 62.8 | 6.66 |
| 17 | -1.11 | 0.90 | -11.5 | 55.9 | 165.6 | 0.87 | 82.9 | 4.47 | 42 | -12.89 | 0.73 | -47.2 | 118.2 | 279.3 | 0.84 | 66.1 | 6.00 |
| 18 | -0.74 | 0.94 | -13.1 | 70.6 | 171.6 | 0.84 | 68.0 | 4.68 | 43 | -14.76 | 0.69 | -48.0 | 108.7 | 218.3 | 0.82 | 56.3 | 5.43 |
| 19 | 0.16 | 1.00 | -14.6 | 82.3 | 182.7 | 0.83 | 62.2 | 4.89 | 44 | -14.03 | 0.71 | -48.9 | 87.6 | 178.2 | 0.82 | 57.0 | 4.89 |
| 20 | 0.92 | 1.05 | -16.3 | 86.9 | 193.3 | 0.83 | 62.3 | 5.04 | 45 | -14.02 | 0.72 | -49.8 | 73.4 | 144.4 | 0.81 | 55.1 | 4.38 |
| 21 | 1.52 | 1.08 | -17.8 | 91.7 | 205.9 | 0.83 | 62.8 | 5.16 | 46 | -14.23 | 0.72 | -50.8 | 73.3 | 114.3 | 0.87 | 43.7 | 4.08 |
| 22 | 1.70 | 1.08 | -19.4 | 118.9 | 219.2 | 0.81 | 51.6 | 5.52 | 47 | -16.05 | 0.69 | -51.7 | 78.3 | 91.4 | 0.73 | 32.7 | 3.87 |
| 23 | 1.52 | 1.07 | -20.9 | 147.8 | 234.4 | 0.78 | 44.4 | 5.85 | 48 | -17.85 | 0.66 | -52.8 | 82.2 | 82.0 | 0.71 | 27.9 | 3.84 |
| 24 | 3.02 | 1.12 | -22.6 | 166.6 | 242.6 | 0.77 | 40.8 | 6.06 | 49 | -17.36 | 0.68 | -53.8 | 98.1 | 88.2 | 0.69 | 25.2 | 4.05 |
| 25 | 3.97 | 1.14 | -24.3 | 183.6 | 243.4 | 0.76 | 37.1 | 62.1 | 50 | -17.79 | 0.67 | -54.7 | 94.6 | 87.4 | 0.69 | 25.9 | 4.02 |
| | | | | | | | | | 51 | -18.27 | 0.67 | -55.5 | 110.6 | 96.4 | 0.68 | 24.4 | 4.29 |

表3 西宁 07 时 19 时等高面比湿相关统计参量表

| 项 目 等 高 气 层 (Φ) | a | b | \bar{q} | Q | u | r | F | N _a | 气层 | a | b | \bar{q} | Q | u | r | F | N _a |
|-----------------------------------|-------|------|-----------|------|------|------|------|----------------|----|------|------|-----------|-----|-----|------|------|----------------|
| 1 | 2.84 | 0.66 | 8.01 | 55.9 | 29.5 | 0.59 | 14.7 | 2.79 | 26 | 0.31 | 0.42 | 0.54 | 1.5 | 0.2 | 0.36 | 4.3 | 0.39 |
| 2 | 2.08 | 0.68 | 7.31 | 42.0 | 31.0 | 0.65 | 20.7 | 2.55 | 27 | 0.24 | 0.47 | 0.47 | 1.2 | 0.2 | 0.40 | 5.3 | 0.36 |
| 3 | 1.68 | 0.66 | 6.60 | 30.2 | 29.6 | 0.70 | 27.5 | 2.31 | 28 | 0.20 | 0.48 | 0.41 | 0.9 | 0.2 | 0.40 | 5.4 | 0.30 |
| 4 | 1.41 | 0.63 | 5.90 | 23.8 | 25.1 | 0.72 | 29.6 | 2.10 | 29 | 0.17 | 0.51 | 0.35 | 0.7 | 0.1 | 0.42 | 6.0 | 0.27 |
| 5 | 1.32 | 0.62 | 5.46 | 23.0 | 21.8 | 0.70 | 26.6 | 2.00 | 30 | 0.12 | 0.59 | 0.29 | 0.5 | 0.1 | 0.47 | 8.0 | 0.24 |
| 6 | 1.09 | 0.65 | 5.15 | 22.4 | 21.8 | 0.70 | 27.2 | 2.01 | 31 | 0.09 | 0.67 | 0.24 | 0.3 | 0.1 | 0.50 | 9.4 | 0.21 |
| 7 | 1.02 | 0.65 | 4.79 | 17.3 | 20.4 | 0.74 | 32.9 | 1.83 | 32 | 0.06 | 0.77 | 0.21 | 0.2 | 0.1 | 0.56 | 12.6 | 0.18 |
| 8 | 0.96 | 0.65 | 4.43 | 13.0 | 19.0 | 0.77 | 40.8 | 1.71 | 33 | 0.06 | 0.68 | 0.18 | 0.2 | 0.1 | 0.55 | 12.4 | 0.15 |
| 9 | 0.88 | 0.66 | 4.10 | 11.8 | 18.0 | 0.78 | 42.4 | 1.65 | 34 | 0.07 | 0.56 | 0.16 | 0.1 | 0.0 | 0.50 | 9.3 | 0.12 |
| 10 | 1.03 | 0.62 | 3.82 | 15.9 | 16.6 | 0.72 | 29.2 | 1.71 | 35 | 0.06 | 0.53 | 0.14 | 0.1 | 0.0 | 0.51 | 10.2 | 0.12 |
| 11 | -0.05 | 0.91 | 3.59 | 23.4 | 27.7 | 0.74 | 33.1 | 2.13 | 36 | 0.05 | 0.54 | 0.12 | 0.1 | 0.0 | 0.57 | 13.4 | 0.09 |
| 12 | 0.07 | 0.88 | 3.24 | 16.1 | 22.2 | 0.76 | 38.5 | 1.86 | 37 | 0.05 | 0.45 | 0.10 | 0.0 | 0.0 | 0.55 | 11.7 | 0.09 |
| 13 | 0.17 | 0.84 | 2.87 | 11.2 | 16.7 | 0.77 | 41.9 | 1.59 | 38 | 0.04 | 0.52 | 0.09 | 0.0 | 0.0 | 0.60 | 14.8 | 0.06 |
| 14 | 0.37 | 0.75 | 2.25 | 8.8 | 11.1 | 0.75 | 35.0 | 1.35 | 39 | 0.03 | 0.54 | 0.08 | 0.0 | 0.0 | 0.60 | 15.6 | 0.06 |
| 15 | 0.89 | 0.52 | 2.20 | 9.6 | 4.7 | 0.57 | 13.8 | 1.14 | 40 | 0.03 | 0.54 | 0.07 | 0.0 | 0.0 | 0.62 | 17.9 | 0.06 |
| 16 | 1.04 | 0.41 | 1.93 | 9.3 | 2.6 | 0.46 | 7.9 | 1.02 | 41 | 0.02 | 0.59 | 0.07 | 0.0 | 0.0 | 0.64 | 20.4 | 0.06 |
| 17 | 0.01 | 0.37 | 1.73 | 8.2 | 1.7 | 0.41 | 5.9 | 0.93 | 42 | 0.02 | 0.67 | 0.06 | 0.0 | 0.0 | 0.63 | 20.2 | 0.06 |
| 18 | 0.96 | 0.32 | 1.53 | 7.1 | 1.0 | 0.36 | 4.1 | 0.87 | 43 | 0.02 | 0.70 | 0.06 | 0.0 | 0.0 | 0.64 | 18.2 | 0.06 |
| 19 | 0.88 | 0.30 | 1.35 | 6.2 | 0.7 | 0.31 | 3.2 | 0.78 | 44 | 0.01 | 0.69 | 0.06 | 0.0 | 0.0 | 0.64 | 19.3 | 0.03 |
| 20 | 0.74 | 0.32 | 1.19 | 5.0 | 0.6 | 0.34 | 3.6 | 0.72 | 45 | 0.01 | 0.67 | 0.05 | 0.0 | 0.0 | 0.63 | 20.9 | 0.03 |
| 21 | 0.63 | 0.35 | 1.04 | 3.9 | 0.6 | 0.36 | 4.0 | 0.63 | 46 | 0.01 | 0.72 | 0.05 | 0.0 | 0.0 | 0.68 | 26.6 | 0.03 |
| 22 | 0.52 | 0.40 | 0.90 | 3.1 | 0.5 | 0.38 | 4.9 | 0.57 | 47 | 0.01 | 0.76 | 0.04 | 0.0 | 0.0 | 0.70 | 26.7 | 0.03 |
| 23 | 0.46 | 0.40 | 0.77 | 2.8 | 0.4 | 0.36 | 4.2 | 0.54 | 48 | 0.02 | 0.55 | 0.04 | 0.0 | 0.0 | 0.56 | 11.9 | 0.03 |
| 24 | 0.38 | 0.44 | 0.69 | 2.3 | 0.4 | 0.38 | 4.8 | 0.48 | 49 | 0.01 | 0.65 | 0.03 | 0.0 | 0.0 | 0.64 | 21.2 | 0.03 |
| 25 | 0.36 | 0.41 | 0.61 | 1.9 | 0.3 | 0.37 | 4.2 | 0.45 | 50 | 0.01 | 0.63 | 0.03 | 0.0 | 0.0 | 0.63 | 18.0 | 0.03 |
| | | | | | | | | | 51 | 0.00 | 0.72 | 0.03 | 0.0 | 0.0 | 0.67 | 35.0 | 0.03 |

表 4 西宁地区(1970~1992年)30个冰雹天气过程的影响系统

| 影响系统 | 地 面 | | | | | | |
|-------------------------|--------|-------|----------|-------|-----|-----|-------|
| | 冷 锋 | 低 压 | 风向转西北→东南 | 西北风加大 | 无反映 | | |
| 频数 | 9 | 1 | 3 | 1 | 16 | | |
| 百分比(%) | 30 | 3 | 10 | 3 | 53 | | |
| 500hPa | | | | | | | |
| 影响系统 | 短波东南向移 | 短波加深 | 西北风加大 | 西北风减弱 | | | |
| 频数 | 24 | 3 | 2 | 1 | | | |
| 百分比(%) | 80 | 10 | 7 | 3 | | | |
| 高空急流(200hPa或100hPa)相对位置 | | | | | | | |
| 位置 | 出口区左方 | 出口区右方 | 入口区左方 | 入口区右方 | 轴左方 | 轴右方 | 出口区下方 |
| 频数 | 12 | 1 | 4 | 3 | 1 | 1 | 8 |
| 百分比(%) | 40 | 3 | 13 | 10 | 3 | 3 | 28 |

由表 4 可知 07 时地面受冷锋影响或西北转为东南风的情况,共占统计总数的 40%。受低压影响或西北风突然加大的情况占 6%。地面上没有任何系统反映的占 53%。500 hPa 的影响系统主要有短波槽。表现为东移和加深两种性态。后者所占比例较小,只有 3 次。二者共占统计总数的 90%。而西风突变情况占了 10%。从以上统计结果来看,对流层中下层气流的突发性扰动应该是造成高原冰雹天气的必要动力条件之一。

由表 4 还可以看出高空急流的相对位置与冰雹天气的出现有着比较密切的关系。冰雹发生地处于高空急流的左前方或右后方或中段右侧的共占了 53%,而位于高空急流辐合区的占了 19%。还有 28%位于急流出口区的下方。根据无摩擦动能方程:

$$\frac{dk}{dt} = -V \cdot \nabla \Phi \quad (10)$$

其中 $K = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$ 为动能, Φ 为位势。可知急流左前方和右后方有辐散上升运动能促使低层不稳定能量释放。急流有前方和左后方有辐合下沉运动,这种下沉运动可以抑制对流的垂直发展。统计结果表明,降雪地区冰雹云发展比较强烈、冰雹直径和平均重量都比较大的过程,都与上述前一种情况吻合;而后一种情况,冰雹云发展都比较弱,冰雹直径和重量的记录也小。由此看来,高空辐散气流对低层的对流发展起着重要作用,但并不一定是冰雹天气的决定性因素。

高空急流出口区和入口区的这种辐散辐合场的分布引起中低层空气质量的垂直输送,正是这种垂直输送作用引起 400 hPa 和 250 hPa 气层空气质量的调整,使这两层气温相关系数变小。这些情况在图 2 上反映得更清楚些。图 2、图 3 是 07 时、19 时气温和比湿平均层结曲线及其均方差随高度分布情况。

由图 3 可见 19 时平均层结曲线有 3 个气温均方差最小的气层,分别位于 576 hPa、305 hPa 和 173 hPa 处。它们分别对应着 3 个无辐散层。另有 3 个均方差最大处。分别位于地面、361 hPa 和 250 hPa 处,对应着最大辐散辐合区。虽然不能说辐散辐合区(近地面层除外)绝对

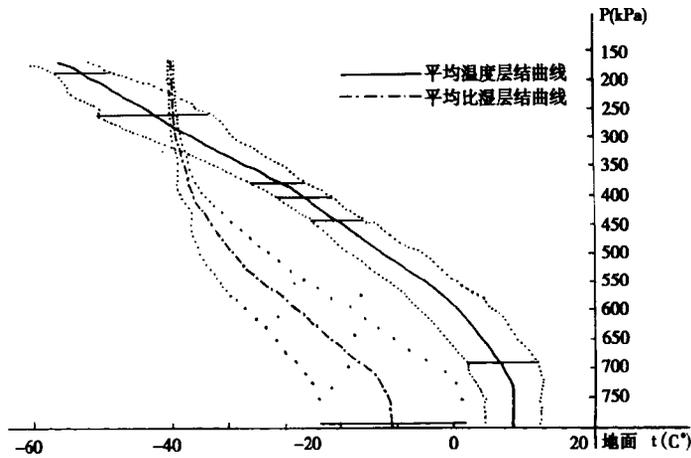


图 2 西宁 07 时平均气温层结曲线

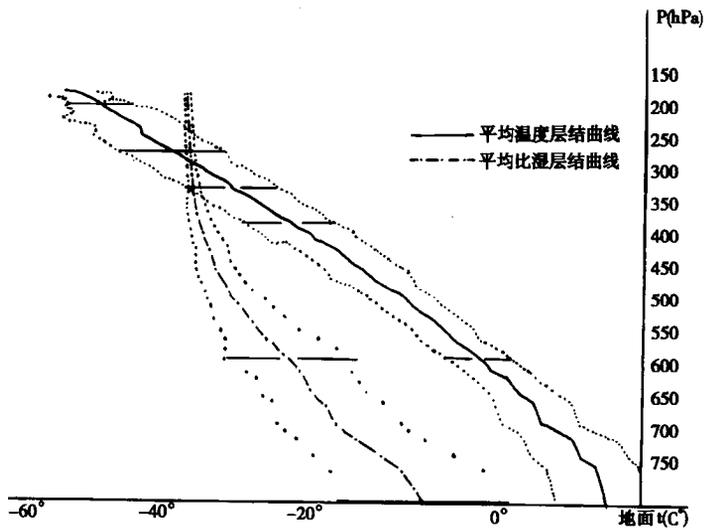


图 3 西宁 19 时平均气温(比湿)层结曲线

与低层的湍流混合及低层的辐散辐合场无关，但上述辐散辐合层高度较高，远离湍流混合层，可以说它们受到低层的影响较小。07 时的平均层结曲线（见图 2）所反映的情况与 19 时类似，只不过低层的大气层结显得更稳定些罢了。

根据上述情况，可以绘制出冰雹天气的平均垂直环流图（见图 4）。

统计结果表明，西宁地区的冰雹过程一般发生在午后 15 时~19 时的时段内。因此图 4b 实际上是代表了降雹后的平均垂直环流分布。图 4a 则代表了降雹前的垂直环流分布。对照两图可以发现，冰雹天气的大气层结结构在 400hPa 左右存在着一个界限明确的冰雹活动层。在冰雹发生前，该活动层较薄，且气流的垂直运动和辐散辐合均较弱。随着正不稳定能量释放，对流活动加强，潜热释放加热使冰雹活动层逐渐加厚。400hPa 层以上的无辐散层抬高到 305hPa 层，而其下面的无辐散层降低至 576hPa 层。对照图 4b，无辐散层以下的平均温度为 -1.3°C ，而无辐散层以上的平均温度为 -34.0°C 。这两层之间基本上完全包含了冰雹微物理过程的 3

个重要层次。即过冷水区(0℃~-12℃层之间),冰水混合区 -12℃~-20℃层之间)和冰晶区(-20℃~云顶之间)。它们在冰雹成长阶段分别起着不同的重要作用。可以想像能量释放

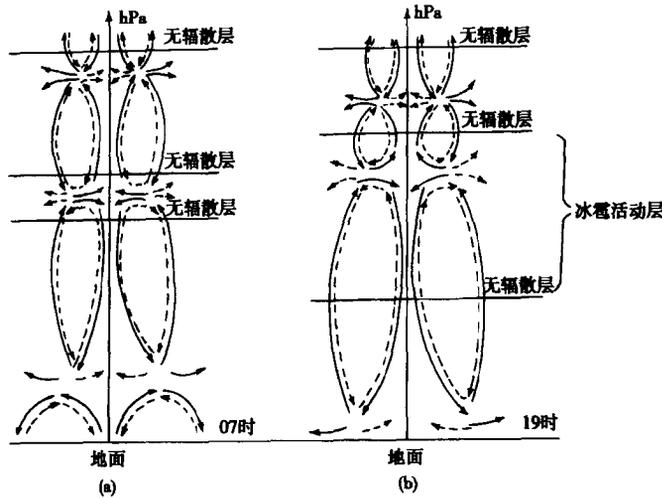


图4 西宁 07时 19时平均垂直环流图

越多,冰雹活动层就越厚,3个重要层次的厚度就越厚,而冰雹直径和重量也就越大。虽然降雪浓度和大小还取决于水汽含量,冰晶产生浓度,雹块的碰撞长大等微物理过程。但显然雹云强度和降雹的激烈程度与这3个重要层次有直接的关系。由图可见这3个重要层次的典型厚度约为2000m,1100m和3200m。

早期研究表明,低空逆温是强对流天气发生发展所必需的能量贮存机制。蔡则怡分析我国华北、华中、华南等地区的27个强对流天气过程,发现只有30%的个例,对流发生前有逆温,其余过程能量的贮存机制主要为对流层中的下沉运动。然而对照 $T-\ln P$ 平均图(见图5)可知,07时的平均层结曲线,在近地层附近确实存在一个逆温层,且比湿随高度变化较小。但逆温层较薄,平均不超过500m。看来高原的情况与我国平原地区有某些不同。

由图5可见600~400hPa气层,07时与19时的曲线重合。说明冰雹云能量释放的平均限度一般超过它初始时具有的能量水平。另外正不稳定能量的层次为533~358hPa,这一层可以说是产生冰雹天气的关键层。而通过气块上升运动产生最大不稳定能的层次平均在667hPa。该层正好处于700hPa以上气温相关系数变动较大的层次内。说明关键层正是湍流混合层中受天气系统影响而经常发生抬升扰动的层次(参见图1)。

4 结 论

通过对以上30个冰雹过程的统计分析,可以得出以下结论:

(1)高原东部地区上空夏季强对流过程中存在着一个混合层,其厚度约2000m。混合层上限约在600hPa附近;

(2)强对流过程中,高空存在两个气流扰动层,分别位于400hPa和250hPa高度层。这两个扰动层分别与高空的辐散辐合区相对应,是分析对流天气应注意的地方;

(3)冰雹天气的动力引发条件来自对流层中层气流的突发性扰动,它是产生冰雹天气的必要条件之一;

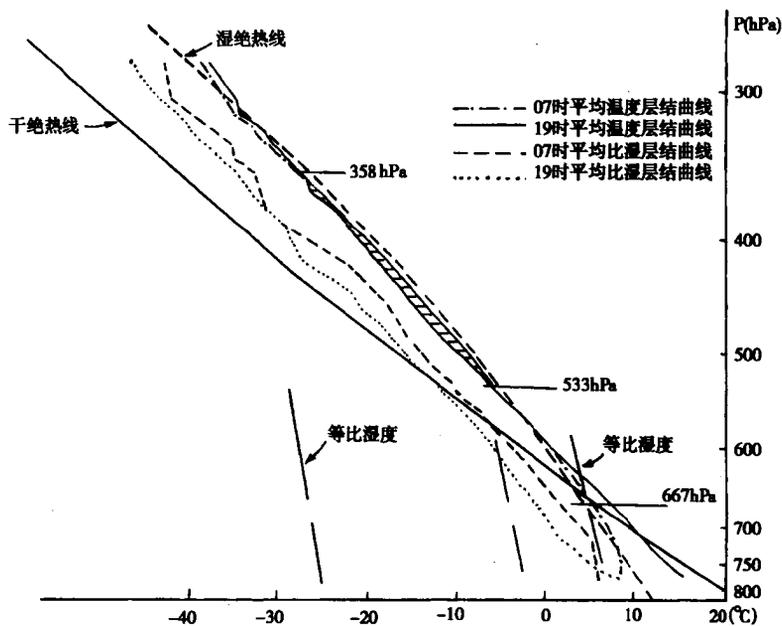


图 5 西宁 07 时 19 时平均气温，平均比湿的 T—lnP 图，
(阴影区为平均正不稳定能量区)

(4) 冰雹的主要活动层位于 576~305hPa 之间，产生冰雹的关键层是 533~358hPa 层，这两层的关键因子是潜在不稳定能的大小及温湿分布状况。

参考文献

- 1 赵仕雄等. 青海高原冰雹的研究. 北京: 气象出版社, 1991
- 2 陈文辉. 雹云气流场特征的初步分析. 青海气象, 1981, 5
- 3 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979
- 4 高原气候图集会战组. 青藏高原及其附近地区的流场特征. 青藏高原气象论文集 (1975~1976), 1977
- 5 尹道声. 600hPa 图上的高原和南亚天气系统. 青藏高原气象科学实验文集 (二), 北京: 科学出版社, 1984
- 6 尹道声. 高原 600hPa 分析的几个方法问题. 青海气象, 1993, (1)
- 7 宋正山, 朱抱真, 孙国武. 青藏高原西部地区热力混合层的初步研究. 青藏高原气象科学实验文集 (二), 北京: 科学出版社, 1984

西宁地区冰雹天气的层结结构的统计特征及 西风槽影响下雹云成雹过程的数值模拟

Ⅱ. 一次西风槽影响下的雹云成雹过程的数值模拟

马 林 赵仕雄 张国庆

(青海省气象科学研究所 西宁 810001)

摘 要

本文利用一维时变双参数积云模式^[1~2],对高原东部地区一次西风槽影响下的雹暴过程进行了数值模拟。讨论了这次雹云的动力、热力结构及其成雹的微物理过程。考虑到高原的实际情况,对原模式的若干参数做了修改,其中包括湍流扰动系数(AK取200);湍流夹卷与动力夹卷之比(CA取0.1);云下滴谱特征值DNB取800)等。资料取自西宁1970年5月10日07时的实时探空,计算前将探空资料按统计相关法^[3]进行了订正。考虑到高原东部地区地形复杂,热力作用不均以及高原水汽较少的特点,在模式中取初始垂直扰动速度为 $WC = 4.0$ 初始云半径为 $R = 4000$ m 地表温度扰动在积分开始后由 0.5°C 降至 -0.5°C ,以后由模式决定。

关键词:冰雹天气 数值模拟

1 天气形势和降雹实况

1970年5月10日,高原腹地对流层中部上空有一西风槽快速东移,槽线自青海湖向南延伸至昌都一线。700hPa图上(图略),青海东部地区,位于小槽槽前和兰州小高南部。700~500hPa气层为一致的偏南风。随着西风槽的快速东移,槽后冷空气突然南侵,使偏南风带来的暖湿空气受到猛烈抬升,从而造成这次冰雹天气。当日西宁测站降雹自17时35分开始持续了13分钟。最大冰雹直径为15mm冰雹平均重量为 2.1g ,是一次典型的西风槽影响下的冰雹天气。

2 模拟概况

图1、图2是1970年5月10日发生在高原东部地区的冰雹云的模拟图。

由图可见,模式积分27分钟后雹云即处于旺盛发展阶段。云顶高度达8300m(相对高度,下同)。冰晶最大浓度出现在7800m以上,量级达 10^7 个 $\cdot\text{kg}^{-1}$ 。云中最大上升气流出现在5000m高度上。 $\geq 10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的上升气流的厚度约3500m。积分30分钟以后雹开始大量出现。雹的最大高度出现在7000m左右。随着云体发展变化,其含水量很快由 $0.5\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 增加到 $30\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上。积分40分钟以后雹开始出现,高度在2300~6000m之间。雹最大含水量为 $5\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。积分57分钟后,上升气流已托不住雹块的重量,雹开始夹杂着雨滴降落到地面。积分59~66分钟地面降雹最强。在此时间内落地雹的平均浓度为 1.5 个 $\cdot\text{kg}^{-1}$,平均雹块重量为 $0.25\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 换算成冰雹直径平均为7.2mm。积分70分钟以后上升气流开始迅速减弱,低层的下沉气流厚度已超过2000m。云中水汽已大部分消耗殆尽。雹停止产生和生长。以后虽

然对流层中部又激发出第二次上升运动并伴有霰产生，但很弱，对冰雹产生没有多大作用。从以上模拟的情况来看与实况基本相似。

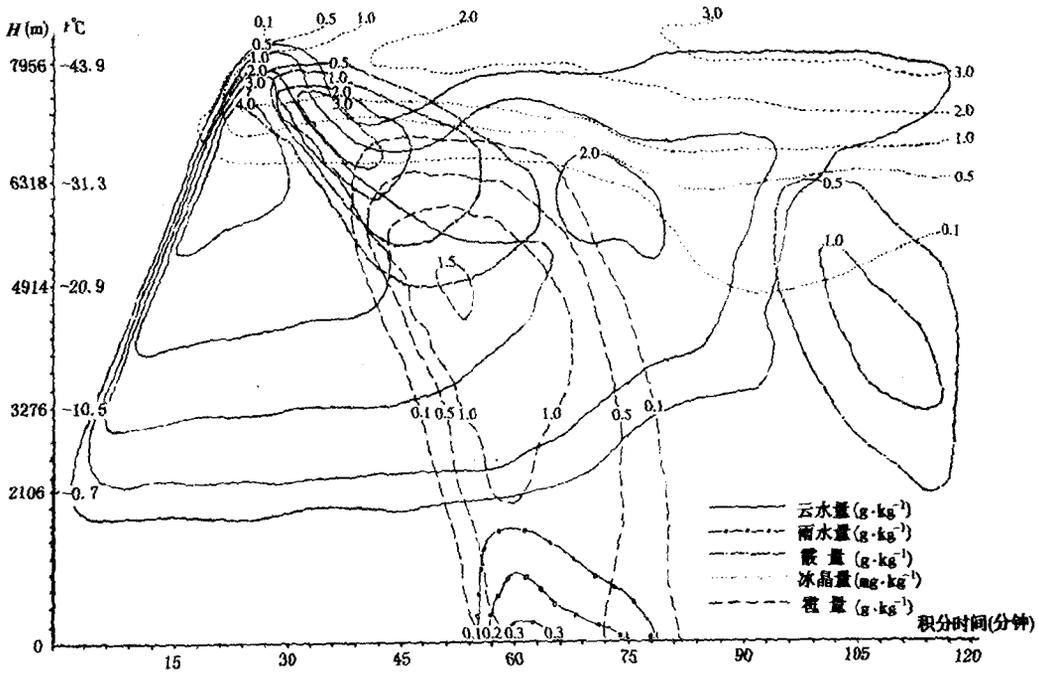


图 1 1970 年 5 月 10 日雹云云水、雨水、霰、霰、冰晶含量的高度-时间剖面图

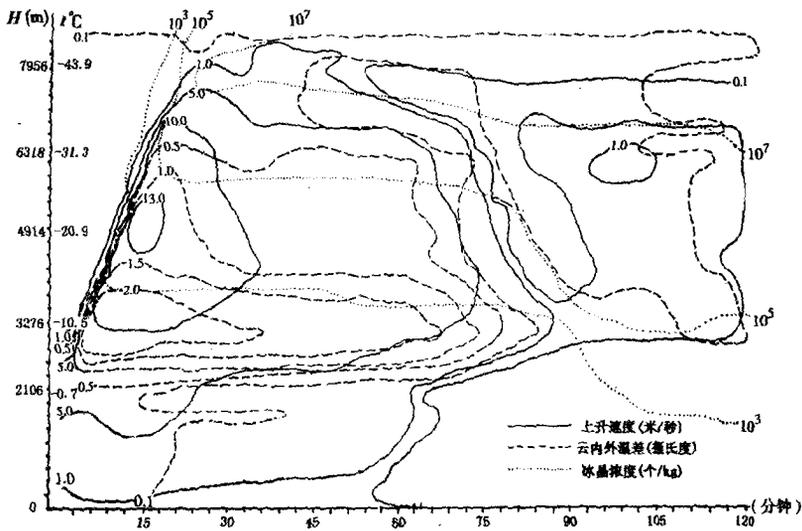


图 2 1970 年 5 月 10 日雹云上升气流速度，云内、外温差和冰晶浓度时间剖面图

3 雹云动力、热力场的垂直分布和水汽凝结物累积区的形成特点

经订正的层结曲线图(图略)表明,在对流层高层(8900~10000 m)有一个较强的逆温层,厚度约为1100 m。2000 m 高度上气温开始低于 0°C ,5000 m 高度以上气温低于 -20°C 。另外自地面到2500m 的整个对流层中下部比湿值较高,平均为 $7.9\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。显然这样的层结结构有利于潜在不稳定能量聚集,也有利于冰晶的产生、雹胚的孕育和雹块的长大。

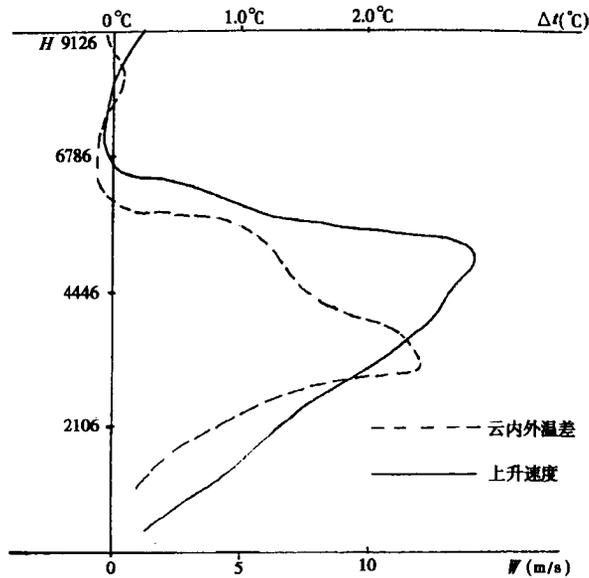


图3 1970年5月10日雹云内上升气流速度达最大时的云内外温差和上升速度分布图(垂直坐标为位势,两个横坐标分别为温度和上升速度虚线为云内外温差,实线为上升速度)

图3是模式积分15分钟后,雹云内上升气流达最大时的云内外温度差和上升气流速度垂直分布图。由图可见,在1000~6700 m气层内,云内温度一直高于环境温度。最大温差位于3000 m。与此对应,自近地面层至6700 m为上升气流区,最大上升速度位于5000 m左右,量值达 $13.2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。由此往上,上升速度随高度锐减,到6000 m以上,气流升速已降到 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下。这里气流速度很不稳定,具有湍流性质。自低层输送上来的大量水汽凝结物聚集到这里,形成水汽凝结物累积区。27~45分钟累积区水量达最大,其中过冷云滴为 $4.5\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$,冰晶 $2.1\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$,霰 $4.0\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。累积区的形成有利于降水粒子通过贝吉龙过程增长。本次模拟,贝吉龙过程最先由冰晶开始(第15分钟)到第27分钟,霰的贝吉龙过程也发动起来。然而通过贝吉龙效应冰晶和霰的增长率都很小。在整个雹云生命期中,它们最大分别只有 $0.2\text{mg}\cdot(\text{kg}\cdot\text{s})^{-1}$ 和 $0.4\text{mg}\cdot(\text{kg}\cdot\text{s})^{-1}$ 。因此,对于高原雹云的成雹过程来说,贝吉龙过程仍处于次要地位。

4 成雹的主要微物理过程及其机制

本次模拟表现出的几个较显著的微物理过程有：水汽凝结成过冷云滴、过冷云滴转化为霰、霰碰并云滴长大、霰转化为雹、雹碰并云滴长大等。这些微物理过程的主要变化如图 4 所示。

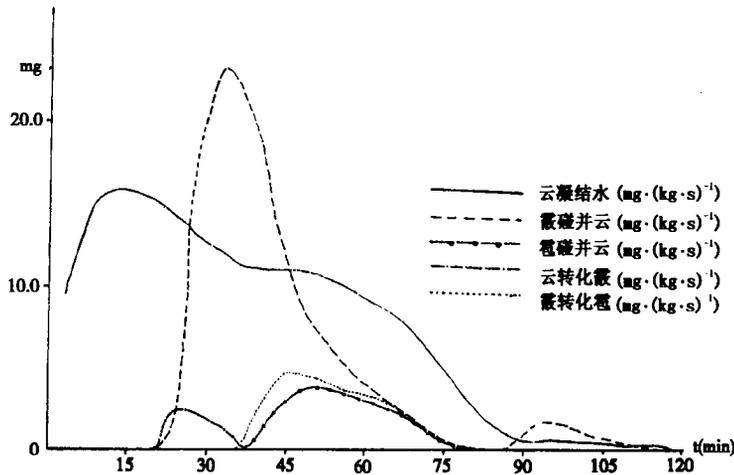


图 4 1970 年 5 月 10 日，雹云内微物理过程时间剖面图

由图 4 可见水汽凝结成云主要有三个阶段，每一阶段凝结率呈现出阶梯式的下降。第一阶段为积分后 10~20 分钟。这一阶段，上升气流将饱和湿空气很快送往高空，过冷云的凝结具有突发性，凝结率也最大，但不稳定，在达到最大值时很快便呈下降趋势。尽管这一阶段上升气流最强，但因时间较短，各个微物理过程还来不及发动。第二个阶段为 20~75 分钟。在这一阶段，过冷云的凝结率比较稳定并且维持时间较长。过冷云晶化成霰的微物理过程已经发动起来。与雹形成有关的微物理过程都集中在这一阶段内。第三阶段（75~115 分钟）大气中的水汽已基本消耗尽，微物理过程也逐渐停止（参见图 1）。

由以上分析可以看出第二阶段为成雹的主要阶段。这一阶段又可以分为两个时期。第一个时期（20~40 分钟）为过冷云转化成霰的过程。该过程主要发生在上升气流随高度急剧递减的区域里（与水汽凝结物累积区相吻合）。最大云霰转化率为 $2 \text{ mg} \cdot (\text{kg} \cdot \text{s})^{-1}$ （图中点划线），转变成的霰聚集在这里并且与过冷云滴碰并（6000m）。由于霰的逐渐长大具有一定的重量，遂逐渐下降并与来自低层的过冷云滴发生大量的碰并。碰并率最大达到 $23 \text{ mg} \cdot (\text{kg} \cdot \text{s})^{-1}$ （图中虚线），维持时间 30 分钟。以后随着霰的进一步长大下降，霰与云的碰并继续在较低气层内进行。但这里云水量较少，碰并率也逐步降低。第二个时期（40~75 分钟）主要为霰转化为雹和雹碰并云长大的过程（图中点线和圈划线）。前种过程发生在 5000~7000m 气层内，而后一过程发生在 2000~6000m 气层内。维持时间均为 35 分钟。由图 4 可见，这两种过程最大值分别为 $4 \sim 5 \text{ mg} \cdot (\text{kg} \cdot \text{s})^{-1}$ ，在量级上与这一时期的霰云碰并相当。模拟表明在 2000 m 高度以上雹块一直处于干增长过程中。在 2000 m 以下，雹块处于湿增长状态，这里由于气温高于 0°C ，一些小雹块随即融化成雨，融化率最大可达 $2 \text{ mg} \cdot (\text{kg} \cdot \text{s})^{-1}$ 。从雹块上脱落的水滴与小雹块的融化水一起降落，因此地面降水是以雨夹雹的形式降下的。整个成雹的微物理过程以碰并为主，

云滴浓度和云滴生成率在冰雹长大过程中起了很重要的作用。

由以上可以看出，这次雹云的成雹过程是依赖水汽凝结物累积区中的湍流性很强的上升气流来实现的。通过这种机制形成的雹块脱离水汽凝结物累积区后，在云体的中下部进一步碰并云滴长大，最后形成冰雹天气。成雹过程主要发生在 6000 m 上下的气层内。这与以往雷达的多次观测结果是一致的。

5 结 语

通过模拟可以得出这次冰雹天气的微物理过程的主要轮廓如下：

(1)对流层高层较强的逆温层和中、低层较充足的水汽是冰雹生成的必要条件。水汽不充足，对流难以旺盛，雹胚也难以长大。没有逆温层，则形成不了水汽凝结物累积区。逆温层弱，上升气流可冲破逆温层，将水汽凝结物向高层扩散，同样形成不了水汽凝结物累积区；

(2)在冰晶成长前期，贝吉龙过程是主要的。而在冰晶成雹，雹成雹等过程中，碰并是主要的。碰并过程主要发生在最强上升气流出现以后的时期(40~75分钟)里。在该时期，上升气流具有较强的湍流性质。湍流加强了碰并过程是雹块形成的主要机制。这一时期也是降水粒子生成长大的微物理过程最活跃的时期；

(3)上升气流的强度和厚度决定着碰并时间的长短。上升气流弱，碰并时间太短，雹胚来不及长大即开始降落，上升气流太强，大量降水粒子长时间停留在水汽凝结物累积区，两者都不利于冰雹的形成。模拟表明，冰雹形成的气层约在 6000 m 左右，最有利的上升气流强度约为 $7\sim 10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

参考文献

- 1 胡志晋.积云微物理过程的数值模拟,(一)微物理模式.气象学报,1987,45(4)
- 2 胡志晋.积云微物理过程的数值模拟,(二)阵雨、冰雹、暴雨的个例研究.气象学报,1988,46(1)
- 3 马林.西宁地区冰雹天气的层结结构的统计特征及一次西风槽影响下的雹云成雹过程的数值模式,(一)西宁地区冰雹天气的层结结构的统计特征.青海气象,1993,(3)
- 4 孔凡铀.对流云中冰相过程的三维数值模拟, I: 模式建立及冷云参数化.大气科学,1990,14(4)
- 5 孔凡铀.对流云中冰相过程的三维数值模拟, II: 繁生过程作用.大气科学,1991,15(6)
- 6 游来光.自然云中冰晶生成的核化过程及雪晶对过冷云滴的撞冻.气象学报,1992,50(2)
- 7 N. R. 戈克海尔.雹暴和雹块生长.北京:科学出版社,1981
- 8 雷雨顺.冰雹概论.北京:科学出版社,1978
- 9 顾震潮.云雾降水物理基础.北京:科学出版社,1980
- 10 R. R. 罗杰斯.云雾物理简明教程.北京:气象出版社,1983
- 11 叶家东.积云动力学.北京:气象出版社,1988
- 12 赵仕雄等.青海高原冰雹的研究.北京:气象出版社,1991

第三部分 人工降水研究

青海省东部春季人工增雨云层条件的宏观特征分析

党积明 杨毅

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文通过分析历年人工增雨作业中的大气系统、层状云-20℃高度、云底和云顶温度及雨强等的关系,确定出青海省东部春季人工增雨作业的指标和“播撒窗口”模型。

关键词 春季 云层条件 宏观特征

1 观测及资料整理

1977~1979年青海省开展了飞机人工增雨作业,取得了一定的增雨效果,并获得大量有用的降水云的宏、微观资料,对作业云的宏观特征有了一些初步了解。1992年恢复了飞机人工增雨作业,这6年的3~6月间共进行增雨作业54次,每次飞行均做了宏观观测记录。我们对43次地面出现降水的催化作业资料进行了整理、统计和分析。

在对天气系统的分类上仍采用青海省传统分类方法。高度和速度由飞机高度表和速度表给出,云底温度、-20℃高度、云顶温度由临近的探空和增雨加放探空测出,地面降水资料以西宁气象台提供的雨量为准。

飞机的飞行方案是,一般作业飞机由试验基地起飞,爬升到5500m,根据卫星云图和地面雷达、机载雷达及各地台站反映的实况结果,向作业区飞行,到达预定作业区域后,爬升到云的中上部(一般在5500~6200m),垂直于高空风采取矩形路径进行往返播撒作业,完毕后,盘旋下降落地。

整个飞行中,宏观观测爬升和下降100m观测一次,平飞1分钟一次,记录飞机空速、飞行高度、飞行时间、温度,同时记录云的宏观变化。1995、1997年使用粒子探测系统(PMS)观测了一维(FSSP)、2D-C和2D-P的粒子谱及二维图像资料。1997年增加了卫星定位系统(GPS)进行定位作业,记录航迹、经纬度、飞行时间和高度等。

2 各降水天气系统中的作业情况

表1是青海省历年43次作业与各天气系统中的作业情况表。

表 1 43次天气系统分型表

| 系统类型 | 飞机架次(次) | 百分率(%) | 平均雨强 I(mm·h ⁻¹) |
|-------|---------|--------|-----------------------------|
| 低槽型 | 22 | 51.2 | 0.59 |
| 西北气流型 | 12 | 27.9 | 0.18 |
| 切变线型 | 5 | 11.6 | 0.44 |
| 低涡型 | 4 | 9.3 | 1.46 |
| 合计 | 43 | 100.0 | 2.67 |

注：平均雨强为飞行时间西宁 3 小时平均逐时雨量，极个别架次为 2 小时或 1 小时的平均逐时雨量

从 43 次作业看，低槽型是实施人工增雨的主要天气过程，占 51.2%，其次是西北气流型，切变线型、低涡型所占比例较小，而低涡型平均雨强最大，西北气流型平均雨强小，仅有 0.18 mm·h⁻¹。

对应的地面天气系统，43 次作业主要有冷锋、青海湖锢囚锋和切变线 3 种，其中冷锋天气过程飞行架次最多，占 39.5%，平均雨强也最大为 0.72 mm·h⁻¹。其次为青海湖锢囚锋，平均雨强最小的是切变线天气，雨强为 0.31 mm·h⁻¹。

表 2 43次地面天气系统分型表

| 系统类型 | 飞行架次(次) | 百分率(%) | 平均雨强 I(mm·h ⁻¹) |
|-------|---------|--------|-----------------------------|
| 冷锋 | 17 | 39.5 | 0.72 |
| 青海湖锢囚 | 15 | 34.9 | 0.49 |
| 切变线 | 11 | 25.6 | 0.31 |
| 合计 | 43 | 100.0 | 1.52 |

低槽系统是青海地区人工催化次数最多的降水天气系统，根据飞行区部位分为槽前部、中部和后部 3 段。表 3 给出了 21 次西风槽系统的飞行情况。西风槽系统飞行作业最多的是前部和中部，共占 90.4%，地面雨强也比后部大，这说明西风槽前部和中部均有催化的可能性。

表 3 西风槽系统飞行情况一览表

| 系统部位 | 飞行架次 | 百分率(%) | 平均雨强(mm·h ⁻¹) |
|------|------|--------|---------------------------|
| 前部 | 12 | 57.1 | 0.76 |
| 中部 | 7 | 33.3 | 0.58 |
| 后部 | 2 | 9.6 | 0.16 |

低槽型虽然平均雨强比低涡和南北槽小，但其降水变率很大，最小为 0.0 mm·h⁻¹，最大为 3.22 mm·h⁻¹。又由于其持续时间一般较长，覆盖面积较大，出现次数较多，从降水云的宏观特征看，仍具有相当大的催化可能性。

3 降水性层状云结构与降水关系

通过 1992,1994~1997 年 35 架次的人工增雨作业飞行，发现增雨区的层状云降水的大小

及分布和云层结构密切相关，凡是作业效果好，降水量比较大的，上下都有几层云相配合，主云体上部常有 Cs、Ci 伴随，出现在主体云下部时常出现 Fn、Fc 或小块 Cu hum，云主体下部含水量较大，对降水有贡献。从表 4 可以出，As+Sc 混合云系出现次数多，地面平均雨强大，As+Cb 和 As 出现次数相同，但地面雨强 As+Cb 要比 As 大。

表 4 35 次人工增雨作业云层条件与降水雨强统计表

| 云层条件 | As+Sc | As+Cb | As | 合计 |
|---------------------------|-------|-------|------|-----|
| 飞行日 | 13 | 11 | 11 | 35 |
| 百分比(%) | 37.2 | 31.4 | 31.4 | 100 |
| 平均雨强(mm·h ⁻¹) | 0.69 | 0.61 | 0.30 | |

由于降水云的凝结、凝华、碰并等微物理过程是在云体内部完成的，云体的薄厚直接影响到这些过程的进行。而降水云下落后，在云下要产生蒸发，因此，云底高度的大小对降水过程的进行也是非常重要的。

表 5 青海地区人工增雨作业层状云云厚与平均雨强统计表

| 云厚(km) | $\Delta H < 3.0$ | $3.0 \leq \Delta H < 5.0$ | $5.0 \leq \Delta H < 7.0$ | $7.0 \leq \Delta H$ |
|---------------------------|------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------|
| 飞行日 | 7 | 17 | 6 | 15 |
| 百分比(%) | 16 | 35 | 14 | 35 |
| 平均雨强(mm·h ⁻¹) | 0.16 | 0.77 | 0.52 | 0.49 |

表 5 和表 6 分别给出了云厚、云底高度与平均雨强的统计关系，结果表明，云厚小于 3 km 的云层，不能形成较大的降水，平均雨强仅 0.16 mm·h⁻¹，3~5 km 厚度云层平均雨强最大，达 0.77mm·h⁻¹。随着云层进一步加厚，地面平均雨强也逐渐减少，说明云层并不是越厚越有利于降水，人工增雨催化最理想云层厚度是 3~5 km。

表 6 人工增雨作业层状云高度与平均雨强统计表

| 云底高度(km) | $H \leq 0.5$ | $0.5 < H \leq 1.0$ | $1.0 < H \leq 2.0$ | $3.0 \leq H$ |
|---------------------------|--------------|--------------------|--------------------|--------------|
| 飞行日 | 15 | 17 | 6 | 5 |
| 百分比(%) | 35 | 40 | 14 | 11 |
| 平均雨强(mm·h ⁻¹) | 0.74 | 0.51 | 0.45 | 0.17 |

由表中还可以看出，云底高度大于 3000 m 云层的平均雨强仅为 0.17 mm·h⁻¹，而低于 500m 的云层，平均降水强度为 0.74 mm·h⁻¹，越是云底低的云层，平均雨强越大，产生较大的催化效果。

4 层状云 -20℃高度、云底和云顶温度与雨强关系

20 世纪 70 年代有人对不同地点的人工增雨试验结果作了统计分析，按不同云顶温度分

别得出各地播撒云和未播撒云平均降水量之比，结果发现一个共同点是，当云顶温度高于 -10°C 或低于 -24°C 时，播撒无效；当云顶温度处于 $-10\sim-24^{\circ}\text{C}$ 播撒都有效；并把 $-10\sim-24^{\circ}\text{C}$ 的温度范围称为“播撒温度窗”，作为选择作业云的重要条件之一。

统计了增雨作业 43 次的云顶温度和地面平均雨强之间的关系（见表 7）。43 次中云顶温度均低于 0°C ，说明青海地区降水性层状云都是冷云降水，降水通过冷雨（冰晶）过程发动，降水的理想云顶温度为 $-10\sim-20^{\circ}\text{C}$ ，地面平均雨强为 $0.7\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。1995 年、1997 年时播撒温度在 -12°C 至 -19.8°C 之间，正好处在可催化的“窗口”温度当中。

表 7 层状云云顶温度与地面平均雨强统计表

| 云顶温度($^{\circ}\text{C}$) | $0 \geq T > -10$ | $-10 \geq T > -20$ | $-20 \geq T$ |
|---------------------------------------|------------------|--------------------|--------------|
| 飞行时数(h) | 13 | 14 | 16 |
| 百分比(%) | 30 | 32 | 48 |
| 平均雨强($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) | 0.35 | 0.70 | 0.45 |

一般认为云底至 0°C 层的部分为暖云区， $0\sim-20^{\circ}\text{C}$ 层为过冷水区， -20°C 层至云顶为冰晶区。经统计（见表 8）， -20°C 在 4 km 到 6 km 对人工增雨比较有利，对应地面平均雨强 $1.23\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ，6 km 到 8 km 之间所占 76%，地面平均雨强为 $0.49\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ，可以得出结论理想的作业高度就在 4 km 到 8 km 之间，另外 4 月份 -20°C 高度要比 5 和 6 月份低。

表 8 降水性层状云 -20°C 层高度与地面平均雨强统计表

| -20°C 云层高度(Km) | $4.0 \leq H < 6.0$ | $6.0 \leq H < 8.0$ | $8.0 \leq H$ |
|---------------------------------------|--------------------|--------------------|--------------|
| 飞行时数(h) | 8 | 33 | 8 |
| 百分比(%) | 19 | 76 | 10 |
| 平均雨强($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) | 1.23 | 0.49 | 0.39 |

从云底温度（表 9）可以看出，云底温度太高对人工增雨作业不利，最理想云底温度为 5°C 到 0°C 之间，地面对应平均雨强为 $0.8\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 其次是 $0\sim-5^{\circ}\text{C}$ 雨强为 $0.49\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 效果最差的是 $-5\sim-10^{\circ}\text{C}$ 之间，地面平均雨强仅为 $0.12\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。

5 “播撒窗口”模型

图 1 是根据资料统计绘制出的各温度层、云顶、云底所在高度，最佳“播撒窗口”以及安-26 作业飞机飞行高度的配置模型图。

从图中可以看出：该地区上述参数的配置较合理，为今后作业的参考模式。

6 风向和风速

从每次飞行的 500 hPa 高空风速来看，作业飞行时的风速最小为 $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 最大达 $32\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，说明不同的天气系统风的状况有很大差异。作业过程中的高空风向以西南风为主，

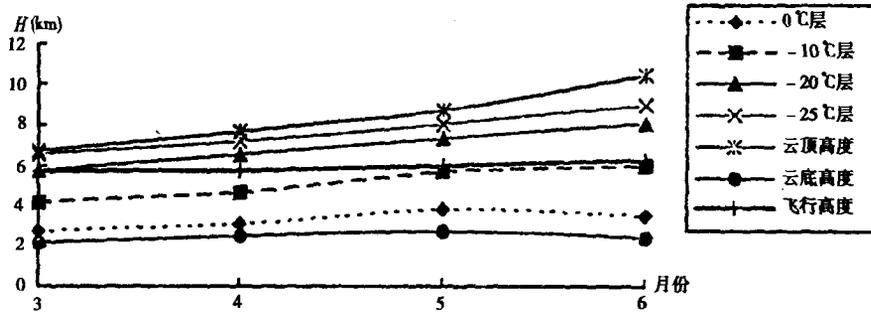


图1 (3~6月)各温度层、云底、云顶、播撒窗口及飞行高度配置模型图

共计 28 次,占 65%,另外 6 次为东南风,其余 9 次是西北风和西风,主要出现在西北气流天气系统中。这说明人工增雨作业云层的风向以西南风为主。从地面雨强也可以看出,西南风和东南风有利于人工增雨催化作业,而西北风和西风不利于人工增雨作业。

7 宏观特征的不均一性和飞机颠簸现象

雷达和飞机观测表明,层状云中并不是很均匀的,在无对流活动时,为层状云稳定性降水,飞机在云中飞行比较平稳,云层表现为均匀的雾状结构。当存在弱的对流时,就会发展成一个一个的对流泡,这些对流泡夹在层状云中,雷达观测可发现小的块状结构。这些对流泡一般直径几十米到数百米,有时可达 1~2 km,飞机进入其中,出现颠簸。党积明对 1977~1979 年 18 次增雨过程颠簸现象进行总结,颠簸的有 8 次,每次降水都在 4 mm 以上,无颠簸的有 10 次,降水量均在 4 mm 以下。

对 27 次作业飞行进行统计,发现 14 次飞行在不同高度,不同部位出现了程度不一的颠簸现象,占 52%。颠簸可出现在各种高度上。降水性层状云顶部的对流泡内上升气流较大,含水量一般也较多,也是人工催化时值得注意的对象。

(参考文献略)

青海东北部地区春季人工增雨的潜力分析

赵仕雄 贾生海 李仑格

(青海省气象科学研究所 西宁 800001)

摘 要

青海省缺水严重,东北部 9 个县春季平均降水量仅为 27.2 mm。本文从人工增雨角度分析了这里的春季降水天气气候特点、降水云层特征及自然云层降水效率和增雨潜力。得出 4、5 月份有播云增雨潜力,有利时间是 4 月中旬至 5 月中旬;四类主要降水云系的平均回波顶高为 5.5 km,对应回波顶温度为 -24.5°C ,正好在可催化温度窗口。探讨了云层的降水效率可以用降水与降水云层维持时间之比表示的计算公式,分析计算结果表明,这里春季自然降水效率在 20%~40% 在理想情况下降水期间尚有 70 mm 雨量可挖掘,关键在于深入研究降水机制,科学地进行作业。

关键词 青海 春季 人工增雨 潜力

1 引 言

青海省属干旱、半干旱地区,估计近期缺水达 30 亿 m^3 以上。按农作物供需水状况考虑,东北部以民和、乐都县为例,麦类作物缺水在川水缺 63.5%~32%;浅山缺 33.1%~3%,脑山达到适中需水量,也缺 25.1%~1%^[1]。遇到旱年,春播至抽穗期间大面积的浅山地缺水情况,对作物生长影响更为严重。

去冬今春,全国北方整个地区出现干旱。据统计,青海省东北部 9~12 月平均降水量仅为 28.5 mm,较历史同期降水量 85.0 mm 偏少 66.5%,比干旱的 1986 年 32.6 mm 还少 4.1 mm。民和县和循化县降水为最少,只相当于历史同期平均的 23%和 14.8%,大部分农田干土层厚度超过 30 cm,占耕地主要部分的浅山地,无法适时春播。

大量历史考证资料证明,我国北方干旱半干旱区历史上自然植被状况及气候条件与现今有较大差异,许多地区森林草原植被状况还在急剧恶化,由于干旱地区一般远离海洋,季风水汽输入较贫乏,加之人类活动的影响,这种干旱趋势将继续加强。因此,面对这一事实,采取相应对策解决缺水是摆在我们面前一项重要任务。

用何种方案解决缺水?在技术上可能有多种途径,但人工播云增雨可在相对短的时间内,以较少的投资,取得可观效益,是一条可行方案。

中国气象科学研究院对华北麦区人工增雨潜在产量效益进行过研究,按小麦生育期水分供需差的地域分区,分析了各时段降水对农业产量的影响及时间变化特征得出:水分供需差最大的地区($> 200\text{mm}$),每毫米降水平均可提高单产 0.8kg/亩,最敏感时期可提高 1.1~1.3kg/亩。尤其在干旱关键时期有 10mm 降水,增产效益最大为 13kg/亩。乐都县农业区划气候组在分析降水与产量关系时认为春季降水和粮食产量呈正相关。尤其 5 月份降水量 x

① 1 亩 $\approx 666.67\text{m}^2$

对应的产量 y 可表示为 $y = 1.4x + 152$ (相关系数 0.5) 因此增加 1 mm 降水, 每亩地可增产 0.7 公斤粮, 结果与前分析的大致相同。以上说明人工增雨在农业上效益十分显著。

青海东北部地区虽然比较干旱, 但从天气气候条件及降水云层条件来看对人工增雨有何利弊? 是否存在人工增雨的潜力? 本文将作初步分析。

2 春季(3~5 月)降水的天气气候特点

青海属季风气候区, 春季, 高原上西风开始减弱, 南部偏南气流刚开始发展, 干冷空气影响仍较频繁, 加之地面逐渐升温, 因此气候干燥, 冷暖多变, 风大, 蒸发快, 降水偏少且变率大。

根据历年降水资料统计, 东部 9 个县春季降水平均雨量为 27.2 mm, 只占年降水量的 15%~22%, 降水量少, 各月降水量分布是, 3 月平均降水量最少, 仅为 8.5 mm, 4 月份平均为 23.4mm 而 5 月份平均达 49.8 mm, 随月份而迅速增加。就降水日数而言, 3 月下旬各县平均为 3.2 天, 4 月份为 6.8 天, 而 5 月份为 9.8 天; 降水日最多值的大通、化隆县, 3 月下旬只有 4.3 天, 4 月份 8.3 天, 5 月份达 12.3 天, 也是随月份而逐渐增多。大于 5mm 的降水日数则很少, 各县平均 3 月下旬仅有 0.2 天, 4 月为 1.2 天, 5 月为 2.7 天。从以上分析可以看出, 人工增雨应急抗旱, 如从 3 月下旬开始, 若把希望寄托在该旬大于 5 mm 降水日上, 则几率甚小。降水量较小的日数虽然较多, 由于早春偏南气流尚未发展, 水汽来源主要是靠内循环, 即使有较大的人工增雨效果, 也难于产生较大的降水量, 只能增大湿度, 争取播种时机 (参见表 1)。

表 1 海东 9 个县降水云况及降水率统计 (1981~1990 年)

| 月 份 | 项 目 | ≥9 成云 出现天数 (d) | 降 水 天 数 | ≥5 mm 降水天数(d) | 降水出现 概 率 | ≥5mm 日数 占降水日比率 |
|-------|-----|----------------------|------------|------------------|-------------|-------------------|
| 3 月下旬 | | 5.12 | 3.21 | 0.2 | 0.63 | 0.06 |
| 4 月 | | 10.22 | 6.80 | 1.23 | 0.66 | 0.18 |
| 5 月 | | 12.08 | 9.83 | 2.67 | 0.78 | 0.28 |
| 6 月上旬 | | 6.14 | 4.96 | 1.60 | 0.86 | 0.32 |
| 平 均 | | 8.39 | 6.20 | 1.43 | 0.73 | 0.21 |

东北部降水的地理分布很不均匀。一般是: 黄、湟谷地降水量相对较少, 平均在 15~25 mm, 循化、贵德降水为少的县。北部近达坂山区的大通、互助县降水量相对较多, 平均达 32~35mm。南部近拉脊山区的化隆及湟中县降水量也多, 平均在 32~38 mm。降水分布随地形和海拔高度有明显的差异。一般脑山降水量远高于浅山和川水地区。互助县南门峡属脑山, 春季降水量约为威远镇降水量的 1.5 倍。乐都山区降水可为碾伯降水的 2~3 倍。这反映山区地形作用易产生对流, 这种地形云形成的降水的贡献显著, 可见这是一个可值得利用的资源。

统计了 1986~1990 年东北部各县同一降水日出现的站数, 分布有两个极大值, 即 1~2 站同时出现降水和 6~8 站同时出现降水居多, 3~5 站出现降水的明显较少。1~2 站同一日出现降水的占 36.7%, 6~8 站的占 40.9%, 这说明春季降水是以系统性的大范围层状云降水为主, 但局部性的对流性降水也占有相当大的比重。因此人工增雨除进行大范围的飞机播撒作业外, 各县的高炮等局部增雨手段也应配合进行。

春季东北部降水另一个值得注意的特点是夜雨较多, 夜雨通常指 20 时至次日 08 时的降

水。夜雨降水量占 35%~79% 普遍在 55% 以上。夜雨率一般随着季节的变暖有所下降。夜雨多，给春季飞机增雨带来一定的困难。

青海东北部早年，基本上发生于春季降水特少的年份和透雨出现较迟的年份。青海省气科所天气室曾提出的透雨标准是：区域内各站均有降水，且过程日 ≥ 5 mm 的站数在一半以上，过程日降水 ≥ 10 mm 的站数约占 30% 以上。按此标准将透雨日出现的时间分为三类，早类，透雨日出现的时间在 4 月 25 日以前；正常类，透雨日出现在 4 月 25 日至 5 月 14 日；迟类，透雨日出现在 5 月 14 日以后。一般第二、三类可发生旱情，第三类为大旱。据 1961~1983 年资料的统计，有 18 天透雨日出现在 4 月 29 日以后，约占总数的 78.3%，1991 透雨日出现在 5 月 3 日，可见透雨日多发生在 5 月份。一般出现较迟，多数年份较早，这与偏南气流发展的时间有密切关系。人工增雨的关键和有利时间以 4 月中旬至 5 月中旬较适宜。

3 春季降水云层的特点

春季青海省东北部降水云层主要由四类云系产生，即高层云 (As) 和层积云 (Sc) 混合层状云系、高层云系 (As)、高层云 As 和层积云、Cb 对流混合云系、Cb 对流云系。其中高层、层积混合层状云系出现次数最多，约占总统计数的 32% 到 41%；纯 As 云系出现次数次之，占 17.8%~29.5%，Cb 云系及 Cb、As 对流混合云系出现次数较少（见表 2）。

从各类云系随月份分布来看，5 月份含 Cb 云系出现的比例有明显增加，层状云出现的比例相反略有减少。这是由于随着气温升高，对流有所加强之故，但从绝对出现次数来看，层状云系降水为主。

表 2 春季 4 类降水云层出现比率

| 月 份 | As · Cb | | As | | Cb | | As · Sc | |
|-------|---------|------|--------|------|--------|------|---------|-------|
| | 天 数(d) | 占总数% | 天 数(d) | 占总数% | 天 数(d) | 占总数% | 天 数(d) | 占总数% |
| 3 月下旬 | 0.54 | 10.5 | 1.51 | 29.5 | 0.57 | 11.1 | 1.91 | 37.3 |
| 4 月 | 1.19 | 11.6 | 2.69 | 26.3 | 1.64 | 16.0 | 3.79 | 37.0 |
| 5 月 | 1.54 | 12.8 | 2.32 | 19.2 | 3.07 | 24.4 | 3.90 | 32.3 |
| 6 月上旬 | 1.30 | 21.0 | 1.10 | 17.8 | 1.29 | 21.0 | 2.52 | 41.0 |
| 平 均 | 1.14 | 14.0 | 1.90 | 23.2 | 1.64 | 18.1 | 3.03 | 36.90 |

将降水云系分成层状云系和对流混合云系两大类，分别统计降水日数占阴天 (≥ 9 成云) 日数的比例 (即降水概率) 和 ≥ 5 mm 降水日数占雨日的比例 (即降水比) 见表 3。第一类层状云系即包括 As、Sc 混合云及 As；第二类对流混合云系包括了 As、Cb 云和对流云 Cb。统计的资料与表 1、表 2 一样为 1981~1990 年的气象站观测资料。

表 3 对流混合性云与层状云降水率比较

| 月 份 | 项 目 | 对流混合云 | | 层状云 | |
|------|-----|-------|----------|-------|----------|
| | | 降 水 率 | ≥5mm 降水率 | 降 水 率 | ≥5mm 降水率 |
| 3月下旬 | | 0.69 | 0.36 | 0.73 | 0.14 |
| 4月份 | | 0.72 | 0.23 | 0.73 | 0.20 |
| 5月份 | | 0.83 | 0.29 | 0.85 | 0.36 |
| 6月上旬 | | 0.90 | 0.38 | 0.89 | 0.43 |
| 平 均 | | 0.78 | 0.32 | 0.80 | 0.28 |

从表中可以看到，各月混合云系降水概率略小于层状云系的降水概率。这可能是由于降水概率的统计是以县气象站观测资料为依据，而对流混合云系中的对流云降水多在山区发生之故。但无论是何种云系，降水率（比）基本上都随月份而增加，这说明水汽输送的作用占主要地位。唯有 3月下旬的 ≥ 5 mm 降水比数值反而较大为 0.36，这说明早春要形成较大的降水，在水汽内循环为主的条件下，只有对流发展可提供足够的云水。

青海高原春季降水云系都属过冷云。我们统计了 1987、1989 年乐都县和 1992 年西宁机场 711 雷达观测的云参数，并对照日相应时刻西宁探空资料进行了分析。一般云底高度在 500~1400 m 海拔高度在 2500~3400 m。对应温度在 20~-3℃。平均云底高度为海拔 2680 m 平均温度 7.5℃。回波顶（云顶最大高度）在 2000~11000m 海拔高度 4000~13000 m 对应温度在 -9~-54℃，平均回波顶高海拔 7720m 平均温度 -24.5℃。云的厚度 1400~10000 m 平均厚约 5000m。

从平均云顶温度看，-24℃是可催化云的温度下限，可见青海东部云总的状况正好在可催化温度窗口。其中 ≤ -24 ℃的云顶温度比例仍然较大，约占 46%；4月份占 36%，5月份占 36%，6月上旬云顶温度都低于 -24℃。虽然观测样本不多，可以看出 ≤ -24 ℃的云顶温度都是随月份而逐渐增多的，进入 6月份后几乎不存在增雨的云层条件。实际上云顶的平均高度也是随月份而增高的（见表 4）。

表 4 春季降水云层结构参数与降水量（1987~1992 年）

| 月 份 | 项 目 | 云尺度(km) | | | 温度(℃) | | 特性层高度(km) | | 暖云厚(km) | 过冷云厚(km) | 冰云厚(km) | 本站降水(km) | 区内最大降水(km) | 统计次数 |
|-----|-----------|---------|------|------|-------|------|-----------|------|---------|----------|---------|----------|------------|------|
| | | 云顶 | 云底 | 云厚 | 云顶 | 云底 | ℃ | -20℃ | | | | | | |
| 4月份 | | 7.59 | 2.52 | 4.97 | -24.5 | 8.0 | 3.28 | 6.62 | 0.66 | 3.34 | 0.98 | 2.2 | 0.47 | 11 |
| 5月份 | | 7.62 | 2.76 | 4.86 | -23.0 | 6.2 | 3.65 | 7.18 | 0.89 | 3.53 | 1.00 | 4.5 | 9.5 | 11 |
| 6月份 | | 10.3 | 2.43 | 7.87 | -30.7 | 11.7 | 4.10 | 8.23 | 1.67 | 4.13 | 2.07 | 7.9 | 14.2 | 3 |
| | ≥10mm 降水云 | 6.54 | 2.69 | 3.85 | -20.5 | 7.0 | 3.43 | 6.56 | 0.78 | 3.24 | 0.00 | 0.87 | 14.2 | 13 |
| | ≤10mm 降水云 | 9.11 | 2.67 | 6.36 | -29.1 | 8.2 | 3.63 | 7.48 | 0.95 | 3.86 | 1.63 | 7.5 | 15.6 | 12 |

* 注：高度为海拔高度

我们统计了 0℃层和 -20℃层的相应高度，一般认为云底至 0℃层的部分为暖云区，0℃层

至 -20°C 层为过冷水区, -20°C 层至云顶为冰晶区。春季云层暖云区及冰云区厚度都不大。暖云厚度在 $0\sim 2000\text{ m}$ 之间, 平均为 860 m 。其中 4 月份暖云平均厚度为 660 m , 然后随月份而增厚。冰云厚度在 $0\sim 5900\text{ m}$ 之间, 平均云厚约 1000 m 其中 4、5 月份约为 1000 m , 6 月份为 2000 m 最厚。看来 6 月份平均状况降水云并不缺乏冰晶, 而 4、5 月份多数云自然冰晶不足, 因而存在播云增雨的潜力。降水云层的冰晶区、过冷水区、暖云区厚度之比是: 4 月、5 月份基本相同为 $1:3.5:0.8$; 而 6 月上旬为 $1:2.0:0.8$ 。表 4 中列出了 $< 10\text{ mm}$ 降水和 $\geq 10\text{ mm}$ 降水云层的平均结构参数。降水量的统计是按雷达观测的半径 50 km 范围内, 各气象哨观测到的最大过程降水量计算的。从中可以看到, 降水量与云顶高度和云厚呈正相关。大的降水云云顶平均高度超过 9000 m 云厚超过 6000 m 云顶温度 $< -24^{\circ}\text{C}$, 暖云厚度达 1000 m 冰云厚度大于 1500 m 。而小的降水, 平均冰云厚为 0 m 而云厚达 3850 m , 因而小的降水云反而存在着播云增雨的潜力。

4 自然云层降水效率及增雨潜力

云水的最佳利用率是所有云水都转变成降水。但实际情况是, 由于水汽输送速率及云水凝结率的不同, 云的微物理过程包括云滴的蒸发、云滴的碰并增长、冰晶浓度及繁生, 过冷水含量、云底大滴的浓度等的差异, 云水利用率不可能达到 100% 。目前一些研究结果认为: 孤立冰雹云自然降水效率为 3% ; 雪暴为 20% ; 飑线为 $40\%\sim 50\%$; 冷锋云为 60% ; 地形性对流雨带为 25% ; 低空雨带为 30% ; 高空雨带 $70\%\sim 80\%$ ^[3], 不同降水系统, 自然降水效率存在巨大差异。因为影响降水效率的因子相当复杂, 致使自然降水的复杂性与人工增雨作业指标过分简化的矛盾长期未予解决。

降水控制问题使研究云的水分储备和水分产生能力即降水效率成为必要。现在我们来研究一个特定地区层状云的降水效率。

对一个地区而言, 降水云层的总水分储备可表示为:

$$\sum Q = \text{移入云水量} + \text{凝结水量} - \text{蒸发量} \quad (1)$$

因为凝结的云水和蒸发的云水总量贡献小于移入云水量, 即假定水分储备以连续地移入云为主, 后两项不考虑。则云的降水效率 N 为总降水量 $\sum P$ 与移入云的总水分储备 $\sum Q$ 之比。

$$N = \sum P / \sum Q \quad (2)$$

$$\sum Q = WHLV T = WHLV T_1 / gS \quad (3)$$

W 是云的平均含水量, H 为云的平均厚度, L 为云进入某地区的那部分宽度 (地区的宽度), T_1 为云维持时间, g 为水的密度, S 为地区的面积, 设等于宽度 L 与长度 D 之积。

$$\sum P = RT_2 \quad (4)$$

R 为平均雨强, T_2 为降水持续时间。由上式得

$$\begin{aligned} N &= \sum P / \sum Q = (gRS / WHLV) \times (T_2 / T_1) \\ &= K \times (T_2 / T_1) \end{aligned} \quad (5)$$

$$K = gRS / WHLV = gRD / WHV \quad (6)$$

K 是一个变化的量, 是表示水产生能力的一个因子, 其值范围我们可以作如下估算: 青海 R 值一般在 $0.1\sim 5\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 高层云中含水量 W 一般在 $0.05\sim 0.5\text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$; H 在 $2\sim 6\text{ km}$ 云的

移速在 $20\sim 50 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ 时, 云经历的地区长度 D 设为一个县的视区范围 40 km 则 K 值约接近于 1。

从以上讨论可以得知, 层状云降水效率可以用降水持续时间和云的维持时间之比来表示。

我们以东部的西宁和贵德为例, 统计 1986~1990 年各次降水过程的降水持续时间和对应降水云系 ≥ 9 成云的维持时间。统计资料表明, 春季层状云 (包括混合云) T_2/T_1 即降水效率在 $0.2\sim 0.4$ 之间, 各月值有一定差异, 一般 3 月下旬降水效率较高, 4 月份的值较小。4 月份一次降水过程云平均维持时间也较短, 西宁为 38.8 h , 贵德 27.7 h 。5 月和 6 月份云平均维持时间较长。降水量较大的西宁降水效率平均高于降水量较小的贵德。

表 5 春季降水云降水效率 (1986~1990 年资料)

| 项 目 地 点 | 3 月下旬 | | | | 4 月 | | | | 5 月 | | | | 6 月上旬 | | | |
|------------------|-------|----------|------------------|------|------|----------|------------------|------|------|----------|------------------|------|-------|----------|------------------|------|
| | 统计次数 | 降水时间 (h) | ≥ 9 云时间 (h) | 降水率 | 统计次数 | 降水时间 (h) | ≥ 9 云时间 (h) | 降水率 | 统计次数 | 降水时间 (h) | ≥ 9 云时间 (h) | 降水率 | 统计次数 | 降水时间 (h) | ≥ 9 云时间 (h) | 降水率 |
| 西宁 | 12 | 24.8 | 46.5 | 0.39 | 27 | 12.0 | 38.8 | 0.31 | 27 | 13.9 | 46.8 | 0.33 | 17 | 22.4 | 77.5 | 0.32 |
| 贵德 | 7 | 8.6 | 29.5 | 0.36 | 23 | 5.4 | 27.7 | 0.22 | 24 | 11.5 | 49.0 | 0.25 | 24 | 12.7 | 40.1 | 0.27 |

现在我们来简单估算一下西宁 4 月份可以移入的云水量。表 5 设取 $W = 0.1; H = 5; V = 30 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}; D = 40 \text{ km}$ 则 1 小时可移入云水量约 0.38 mm 。而平均一次降水过程 ≥ 9 成云维持时间为 38.8 h , 总移入云水量约为 14.7 mm 。假定人工增雨我们仅考虑在降水日数中进行, 西宁 4 月份平均降水天数为 6.3 天, 因而降水期间月平均可提供云水量达 92.6 mm 实际降水量历史平均为 21.2 mm 只占可提供云水量的 23% 可见 仅在降水期间 理想情况下尚有 70 mm 水量的潜力可挖掘。

目前世界上公认的, 在适宜条件下, 可增雨约为降水量的 10%~40% 按增雨 30% 计, 平均 4 月份也只能增水 6 mm (西宁), 只占可供云水的很小部分。看来增水潜力有待进一步挖掘, 其关键在于深入研究降水机制, 科学进行作业, 然而这是一条艰难的历程。

应当指出的是, 干旱是制约青海省经济发展的最严重自然灾害之一, 用人工增雨措施应急抗旱固有一定作用, 从长远考虑, 通过兴修水利、植树造林、融冰化雪和进行秋末春初的气候性人工增雨及进行黄河上游的人工增雨等多种措施综合解决水源问题, 更为百年之大计。

参考文献

- 1 乐都县农业区划气候组, 青海省乐都县农业气候资源分析和区划 1984
- 2 王馥棠 王石立, 华北麦区人工降雨潜在产量效益的初步探讨, 江西气候科技, 1988(9)
- 3 游来光, 人工影响天气的科技进展和对我国科技发展的意见, 人工影响天气 (一), 1990
- 4 李正贵 赵仕雄 张沛源等, 青海水汽资源概况, 青海气象, 1986(1)

青海省东北部地区春季云水资源及人工增雨潜力初步分析

黄彦彬 德力格尔

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810000)

摘 要

本文根据青海省东北部地区春季 3~5 月人工增雨区域的 7 个探空气象站 1986~1995 年共 10 年的资料,使用常规计算法,计算了地面到 200 hPa 各层多年平均水汽输送量及水汽通量散度。结果表明,这一地区春季 3~5 月多年平均输入的水汽量为 2312 亿吨,输出量为 2108 亿吨,水汽的输送逐月递增,总输送表现为大进大出,留下来的只占输入量的 8.8%,说明这一地区有很大的增雨潜力,若实施人工增雨能拦截水汽输入量的 1%使其转变为降水,则产生的降水量就可达 21 亿吨 降水潜力很大;位于青海省东南部的黄河源区为本省水汽的主要辐合区,有利于水汽在此汇集,实施人工增雨可以产生较好的作业效益。

关键词:水汽 输送 潜力

1 引 言

青海省是我国长江、黄河的发源地,地处青藏高原,气候寒冷干燥,且降水的年内分配十分不均匀,尤其是春季的 3~5 月,降水稀少、降水量只占全年的 15%~20% 致使春旱严重,青海省东北部地区是青海省主要农业区,全省绝大多数耕地、人员分布在这一地区,因此,春旱被称为“卡脖子旱”,对青海省农牧业生产造成很大影响。人工增雨作为投资少、见效快的一种抗旱措施,已为国内外所公认。

现阶段人工催化增雨的先决条件要有降水的存在,水汽是形成云雨的物质,弄清水汽状况特别是水汽的输送情况以及水汽在降水区的聚集状况,无疑是人工增雨首要的问题。

2 东北部地区春季多年平均水汽输送量

源地的水汽,主要是通过大规模的水平输送被输送到降水区的。其输送量的大小用水汽通量表示。

从 t_1 到 t_2 时间内通过长度为 L 、垂直高度为 $(p_2 - p_1)$ hPa 的水汽输送量⁽¹⁾ 为:

$$\sum Q = \frac{1}{g} \int_{t_1}^{t_2} \int_{p_1}^{p_2} L \cdot \vec{V} \cdot q dt dp \quad (1)$$

青海省东北部地区包括西宁市、海东、海北、海南、果洛、黄南州等是长江、黄河以及黄河一级支流大通河、湟水河等的发源地和集水区,是实施人工增雨,缓解春旱、增加黄河径流量的关键区域,因此把这一地区定义为增雨作业区。为了便于计算,将这一地区附近的 6 个探空气象

站连接为多边形（如图 1 所示），分别计算沿经向和纬向的水汽输送量图中实线为多边形各点连线，虚线为多边形各截面经向和纬向分量。

根据这 6 个探空站的每日 2 次的观测资料，考虑到 200 hPa 以下对流层为水汽的主要聚集区，因此将地面至 200 hPa 高空分成 4 个气层（地面～500、500～400、400～300、300～200 hPa）以 1986～1995 年连续 10 年 3～5 月的平均值来代表这一地区上空的多年平均水汽输送量。

2.1 作业区 3～5 月平均水汽输送特征

表 1 为作业区 3～5 月的多年平均水汽输送量，由表 1 可见。

(1) 作业区 3～5 月年平均输入水汽量为 2312.7 亿吨，水汽总输出量为 2108.3 亿吨，水汽净输入量为 204.4 亿吨，占总输入量的 8.8%。

(2) 作业区上空 3～5 月份水汽主要从西部输入，东部输出。其中西部输入量占总输入量的 79.9%，东部输出量占总输出量的 82.5%。

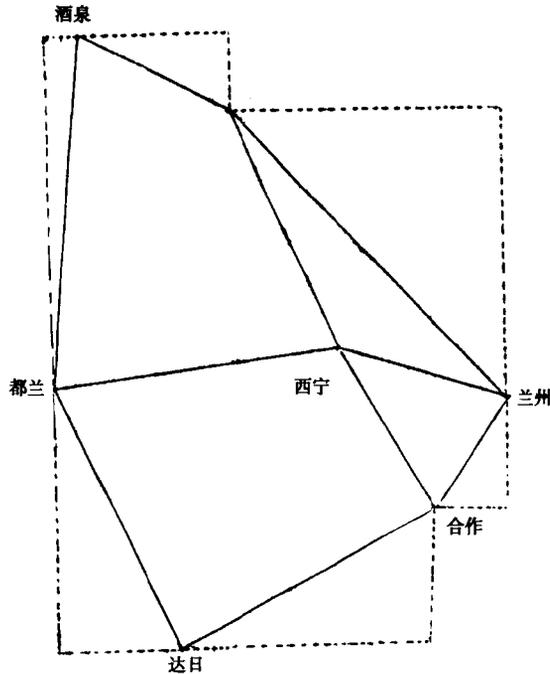


图 1 探空站位置示意图

表 1 1986～1995 年 3～5 月份多年平均水汽输入量

| 方向 | 总输入量 | | 总输出量 | | 净输入量(亿吨) |
|----|--------|------|--------|------|----------|
| | 亿吨 | % | 亿吨 | % | |
| 东 | 8.94 | 0.4 | 1739.4 | 82.5 | -1730.5 |
| 西 | 1847.5 | 79.9 | 3.7 | 0.2 | 1843.8 |
| 南 | 228.7 | 9.9 | 224.4 | 10.7 | 4.2 |
| 北 | 227.6 | 9.8 | 140.8 | 6.7 | 86.8 |
| 合计 | 2312.7 | / | 2108.3 | / | 204.4 |

* 注：水汽净输入量为负值表示净输出

2.2 逐月平均输送特征

表 2 为 3~5 月份水汽多年逐月平均输送量, 由表 2 可见, 随着月份的递增, 水汽输送量逐月增加, 月平均增加幅度约为 12%。同时西部输入量占各月总输入量的比例逐月下降, 南部输入的比例逐月上升, 这说明高原上空盛行西风开始减弱, 南部暖湿气流影响逐步加强, 增雨潜力随月份逐步增加。

表 2 1986~1995 年 10 年平均逐月水汽输送量

| 月份 | 东 | | 西 | | 南 | | 北 | | 合计(亿吨) |
|-----|-----|-----|--------|------|-------|------|-------|------|--------|
| | 亿吨 | % | 亿吨 | % | 亿吨 | % | 亿吨 | % | |
| 3 月 | 0.5 | 0.1 | 390.5 | 79.2 | 43.1 | 8.7 | 58.8 | 11.9 | 492.9 |
| 4 月 | 2.5 | 0.3 | 625.1 | 82.0 | 58.7 | 7.7 | 76.2 | 10.0 | 762.5 |
| 5 月 | 6.0 | 0.6 | 841.9 | 79.6 | 116.9 | 11.1 | 92.5 | 8.7 | 1057.3 |
| 合计 | 9.0 | / | 1857.5 | / | 218.7 | / | 227.5 | / | 2312.7 |

表 3 1986~1995 年平均水汽输送量随高度的分布

| 水汽量分层(hPa) | | 地面~500 | 500~400 | 400~300 | 300~200 | 整层 |
|------------|------|--------|---------|---------|---------|--------|
| 输入 | 亿吨 | 929.7 | 802.5 | 414.0 | 10.5 | 2312.7 |
| | 占整层% | 40.2 | 34.7 | 17.9 | 9.1 | / |
| 输出 | 亿吨 | 1001.4 | 765.3 | 259.3 | 82.2 | 2108.3 |
| | 占整层% | 47.5 | 36.3 | 12.3 | 3.9 | / |
| 净输入 | 亿吨 | -71.7 | 37.2 | 154.7 | 128.2 | 204.4 |

* 注: (净输入为负值表示输出)

2.3 水汽输送量随高度的分布

表 3 为多年平均水汽输送量随高度的分布, 从表 3 可见, 水汽输送主要在对流层下进行, 其中 500hPa 以下水汽输送占 40.2%, 500~400 hPa 占 34.7%, 这两层占水汽总输入量的 74.7%, 同样水汽的输出主要也在 400hPa 以下的中空进行, 说明高原上空水汽的输送主要在 400hPa 以下的对流层进行。

3 水汽能量散度

水汽条件是形成降水的一个重要因素, 但是由于水汽不可能在降水区全部凝结下降到该地区, 而有相当一部分流出该地区, 这就要求了解水汽在降水区聚集即水汽水平辐合的大小。

当水汽由源地输送到某地区时, 必须有水汽在该地区水平辐合, 才能上升冷却凝结成雨。所谓水汽水平辐合就是水平输送进该地区的水汽, 大于水平输送出该地区的水汽, 反之即为水汽的水平辐散。

$$D = \frac{1}{g} \nabla \cdot (\vec{V} \cdot q) = \frac{1}{g} \left[\frac{\partial}{\partial x}(uq) + \frac{\partial}{\partial y}(vq) \right]$$

(2)

将 6 个探空站与位于作业区中心的西宁探空站划分为 6 个三角形(图 1), 应用有限元插值法进行计算。图 2~4 为应用式(2)计算的作业区 1986~1995 年 3~5 月 10 年平均水汽通量散度分布图, 从图中可见, 临近作业区西部都兰附近为水汽辐散区, 沿西北祁连山脉一线向东水汽由辐散转为辐合, 东南部黄南州及黄河上游一带为水汽辐合中心, 因此, 这一地区有利于水汽在此堆集, 人工增雨效果可能比其它地区有利。同时随着月份增长, 水汽辐散合程度逐步增强。

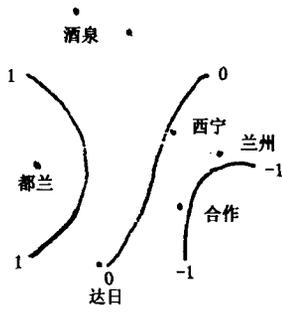


图 2 3 月平均水汽通量散度图

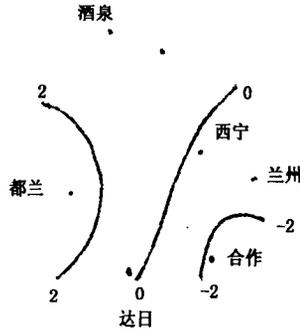


图 3 4 月平均水汽通量散度图

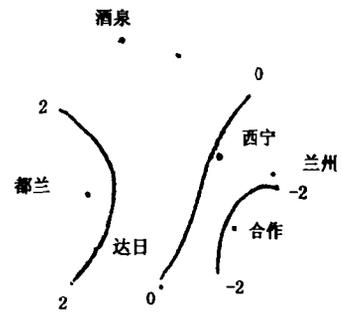


图 4 5 月平均水汽通量散度图

4 结 语

(1)青海省江河源地区 3~5 月水汽的输入量为 2312 亿吨, 水汽输送为大进大出趋势, 留下来成为降水的只占输入量的 8.8%, 说明高原人工增雨有一定潜力, 若采用人工手段截获其中一部分, 可适当缓解春旱。同时水汽输送主要在对流层以下进行, 且随月份呈递增趋势, 逐步有利于人工增雨;

(2)青海省江河源地区 3~5 月水汽通量散度, 西部临近柴达木盆地为水汽辐散区, 并从西向东逐步转为辐合, 南部黄南州及黄河上游地区为辐合中心, 有利于水汽在此聚集, 对人工增雨有利。

参 考 文 献

- 1 气象常用参数和物理量查算表。北京: 气象出版社

青海省 1992 年春季飞机人工增雨作业天气特征分析

李 学 锋

(青海省气象台 西宁 810001)

摘 要

根据 1992 年 3 月 20 日~5 月 31 日青海省东部 10 次人工增雨作业期间的天气过程,对飞机作业的天气特征、云层条件、播撒高度及作业时机进行了分析,提取了飞机增雨时机及云层条件指标,对提高作业效率,把握有利时机有一定帮助。

关键词 春季 人工增雨 天气特征

1 引 言

1991 年 6 月以来,青海省发生了历史上罕见的持续干旱,对农牧业生产和群众生活造成很大影响。为此,在青海省人民政府支持下,我们于 1992 年 3 月 20 日~5 月 31 日在东部农业区及部分牧业区进行了飞机和高炮人工增雨作业。其间,飞机作业 10 架次,历时 1238 分钟播撒液氮 2190L,高炮作业 13 个作业日,耗弹 3387 发,取得显著的增雨效果,使持续了 10 个月之久的严重干旱得到缓解。

本文根据增雨期间出现的天气过程及 10 次飞机作业的情况,对飞机作业的天气特征、云层条件、播撒高度及作业时机做了初步分析,以便为今后的飞机人工增雨作业提供一些依据。

2 人工增雨区域

根据青海省前期旱情的发展和农作物的分布,这次人工增雨的作业区域定为海东、海北东部、黄南北部、海南北部及青海湖环湖地区,即(99°30′—103°E,35°20′—37°50′N)的范围,面积约 5 万 km²。5 月下旬,根据需要,又将作业区向西扩展到青海湖以西,海西东部的天峻、茶卡地区。

3 飞机作业的天气特征分析

实施飞机人工增雨作业,选择适宜的天气条件是非常重要的。春季青海省东部降水较少,出现较大降水的机率不多,此间,3 mm 以上的降水都会对农牧业生产起到积极作用。由于 1992 年旱情特别严重,为抓住每一次增雨机会,我们对可能出现 ≥ 3 mm 的降水过程均进行了作业,取得了满意的效果。

从增雨作业期间的天气过程来看,青海东部地区的层状云降水主要由西风槽、南支槽和高原低涡等系统造成。在高空形势上,可分为 3 种类型:即西风槽型、西北槽结合型和高原低涡型。

西风槽型是从蒙古高原到新疆上空为一较深厚的低槽东移南压,与该槽配合,有较强冷空

气活动，卫星云图上有锋面云系或槽线云系，在这种形势下，青海省东部可出现冷锋云系造成的连续性降水或对流云造成的阵性降水，由于没有南支槽配合，这种形势造成的降水量不是很大。图1是5月16日20时的500hPa图，图中蒙古高原西侧为高压，帕米尔到高原西部为脊控制，蒙古高原南部41°N附近有—横槽，与该槽配合有一—24℃冷中心，青海省北部处在槽前偏西气流中。卫星云图上，河西走廊东部到青海省的海北、海东北部有一片云区，相应地面图上，青海湖西侧茶卡与刚察、共和之间有一锢囚锋，5月16日20时43分~22时33分进行了飞机增雨作业，作业后作业区内普降小到中雨，降水量一般为5~15mm最大为17.8mm。

南北槽结合型的特点是，除北方有低槽和冷空气活动外，高原南部也有南支槽活动，槽前有较强的西南气流向青海省东部发展，南北两槽在青海省东部结合，形成较强的辐合区。在卫星云图上，青海省东部有大片云系与该槽配合，由于有南支槽将孟加拉湾的水汽带上高原，该型造成的降水较大，范围也较西风槽型为大。如1992年5月5日夜间的降水过程，当时从西伯利亚到里海、地中海一带为一较深的低槽区，欧洲到乌拉尔山以西为脊区，印度东部有南支槽活动，槽前西南气流发展到35°N以北地区，西伯利亚大槽不断分裂小槽东移，5月5日20时，有一小槽东移到99°E附近与高原南支槽相结合（见图2），受该槽东移影响，作业区内普降小—中雨最大降水量为29.5mm。

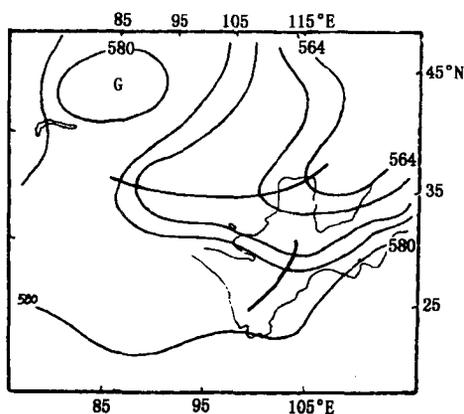


图1 1992年5月16日20时500hPa高空图

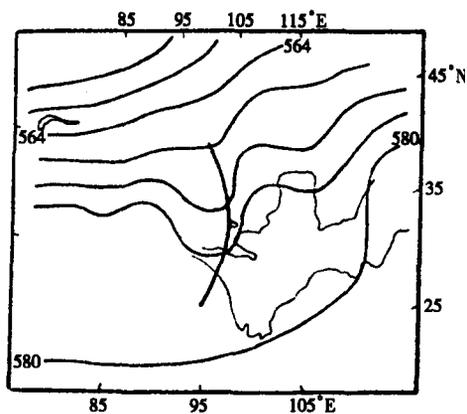


图2 1992年5月5日20时500hPa高空图

高原低涡是青海省出现较大降水过程的主要影响系统，高原低涡可以是高原槽加深后形成的，也可以是高原以外形成后移上高原的，由于低涡多为移动性系统，而且低涡中心附近为强的辐合区，低涡中心经过的地区降水强度较大。如 1992 年 4 月 7 日夜间的增雨过程，在降水出现前，500 hPa 高空图上，蒙古高原到新疆东部有低槽缓慢东移，并有较强锋区配合，高原上有偏南气流发展，1992 年 5 月 7 日 20 时，都兰(52836)、玉树(56029)和达日(56046)一带有低涡生成，蒙古到新疆的低槽东移到河套和青海省东北部(见图 3)。地面图上，河西走廊东部冷空气沿河湟河谷倒灌，并与从柴达木盆地东移的冷空气在青海湖附近相遇形成锢囚锋。相应的卫星云图上，与低涡配合的云系与北部冷锋云带相接。受上述系统影响，增雨作业区内普降大一暴雪，最大降雪量 24.2 mm，为缓解持续已久的旱情起到了积极的作用。

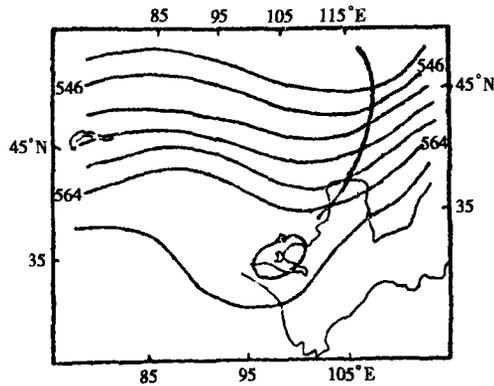


图 3 1992 年 4 月 7 日 20 时 500hPa 高空图

在飞机作业中，西风槽型共作业 4 次 南北槽结合型 3 次 高原低涡型 3 次。从增雨作业后的降水情况来看，高原低涡型和南北槽结合型降水量比西风槽型大，范围也广，这说明高原低涡和南支槽对青海东部的水汽输送作用是很重要的。另外对这 10 次作业过程的 700 hPa 高空图进行分析还可看出，700 hPa 高原东侧的东南气流对青海省东部的水汽输送也是十分重要的。

当高空图上出现了上述天气形势时，在地面图上还要满足以下条件：青海省东部和南部为 24 小时负变压区控制，河西走廊到新疆一带和柴达木盆地为 24h 正变压区，与之相对应，祁连山北侧和柴达木盆地分别有冷锋活动，锋面前后有 大片蔽光高层云或高积云，有时还伴有 Cb 云。在增雨区降水出现前，河西冷锋已过乌稍岭(52787)，而海西冷锋在德令哈(52737)都兰(52836)和茶卡(52842)一带 同时 海西东部、海北西部有降水出现。这种天气形势是青海省东部有利于增雨作业的地面天气形势。

4 作业条件分析

进行人工增雨作业，除适宜的天气条件外，飞机所在机场的起降条件和飞机安全保障也是不容忽视的。起降条件包括能见度、低云高、风向、风速和危险天气。安-26 飞机的起降条件为：白天 能见度 1000 m 低云高 80 m 夜间 能见度 1500m 低云高 100m。侧风对飞行影响较大，有时不能满足起降条件，在这次增雨作业期间，未发生侧风影响而不能起飞的情况。危险天气对飞行影响很大。青海省东部 3、4 月份以层状云连续性降水为主，对流性降雨出现较少且对流发展较弱。进入 5 月份以后，对流性降水和降水转为连续性降水的情况增多，发展强烈的

对对流云对飞行作业带来一定的困难。如 1992 年 5 月 3 日夜间到 5 月 4 日清晨的降水过程，就是因 Cb 云发展太强不适于飞机飞行作业而采用高炮作业的。但机载雷达将为绕行个别发展旺盛的积云提供安全保障。

受青海省东部特殊的地理位置和地形条件的影响，提供云发展的热力，动力条件使连续性降水常常在夜间或清晨出现。受视力限制，夜间飞行有一定困难，飞机飞行高度往往比理想的作业高度要高，在很大程度上影响作业效果，因此，我们将飞机的作业时间定在每日 05~23 时，尽量减少对增雨作业的影响。

10 次增雨作业中，飞机飞行高度一般在 5400~5800 m（海拔），对应作业层温度为 4 月份， $-13\sim-17^{\circ}\text{C}$ ；5 月份 $-5\sim-13^{\circ}\text{C}$ 接近 -12°C 的过冷却水中冰水转化最佳温度，对成核是比较有利的。可见，5400~5800 m 的飞行高度是比较适合的。如每次飞行时能适当调整飞行高度，则作业效果会更好。

在增雨作业中，作业云层应选择在发展、成熟阶段。这时作业催化效果较好，作业后降水时间较长。如 1992 年 4 月 7 日傍晚、5 月 5 日、5 月 16 日、5 月 27 日的几次作业，就是抓住了云的发展阶段进行作业，取得了显著的增雨效果。相反，若作业时云已处在消散阶段，则催化效果不好，有时还可能起到加速云消散的作用。

5 起飞时机的掌握

当出现了适宜作业的天气条件后，我们就开始密切监视天气过程的发展、演变。由于青海省降水系统多是从西向东移动的，所以上游各站的降水情况十分重要。为此，我们将青海湖东侧的海晏作为飞机放飞的指标站，当该站开始降水时，可以起飞作业。5 月 27 日，当作业区扩展到青海湖以西时，为避开青海湖锢囚锋对飞行的影响，则将放飞指标站定在海西的茶卡，即该站出现降水而柴达木东移冷锋尚未移过该站时飞机起飞。

6 小 结

(1) 青海省东部飞机增雨作业的有利天气形势是：蒙古高原到新疆上空有低槽东移，青藏高原上有较强偏南气流发展，700 hPa 高原东侧有东南气流向青海省东部输送水汽，地面冷锋北段和西段分别过乌稍岭和德令哈、都兰，锋面前后有较大蔽光高层云和高积云相伴，同时，作业区上游海西东部和海北西部有降水出现。

(2) 增雨作业以层状云为主，西宁探空资料上 $T-T_d \leq 5^{\circ}\text{C}$ 的准饱和层厚度应在 6400 m 以上，云底高度不能太高且近地面层湿度不能太小。

(3) 飞行高度可在 5400~5800m。

(4) 应选在云层发展、成熟阶段进行作业。

(5) 海晏可作为飞机起飞的指标站。

青海省人工增雨作业技术方案

李仑格 杨 毅 德力格尔

(青海省人工影响天气办公室研究室 西宁 810001)

摘 要

本文详细介绍了青海省人工增雨作业的天气系统选择指标、仪器装备的技术参数及性能,并进一步说明了如何进行时机选择,如何配备仪器设备,各部门在增雨作业中协作的有关事项,最后介绍了增雨效果检验的方法,对实施操作人工增雨有一定的指导作用。

关键词:人工增雨 作业技术 方案

1 引 言

人工增雨作业技术的优劣直接影响到人工增雨的实施,作业质量和增雨效果。因此,随着青海省人工增雨工作的深入开展,制定一套更具科学性和客观性的技术方案,显然是十分必要和重要的。

据资料统计,青海省春季实施人工增雨作业的区域约 5 万 km^2 作业期间(3 月 15 日~5 月 30 日)约有 14 个作业日,平均降水量为 84.3mm。如果实施人工增雨作业后能在自然降水的基础上增加降水 10%~15% 则可增加降水 8.43~12.65mm 和 4.21 亿~6.30 亿 m^3 的水,可以大大缓解青海省东部春季的旱情。

2 青海省飞机人工增雨的天气条件

2.1 人工增雨的天气系统

春季是高原地区天气转换时期,由冬季西北气流型向夏季副热带型过渡阶段。降水天气系统相对复杂、多样。这个时期明显的特点就是热带气流发展后高原上西南气流开始出现,携带较丰富的印度洋和孟加拉湾水汽进入高原,因此大气水汽条件开始丰富起来。这水汽在某种天气系统的支持下形成致云过程。因此,选择适宜的天气系统是十分必要。

统计了产生较大范围大于 3 mm 的降水天气系统。它们主要是西风槽型、高原低涡型、北槽南涡型和高原切变线 4 种类型。

2.1.1 西风槽型

西风槽(图 1)是指从蒙古高原到新疆上空为一较深厚的低槽东移南压。卫星云图上有锋面云系或槽线云系。这种形势由于形成于大陆内部,水汽含量少,不能造成高强度的降水,但可以形成大范围、连续性的降水。对缓解早春(3~4 月)旱情仍有积极意义。

2.1.2 高原低涡型

这种天气类型(图 2)是造成我省东部地区较大降水的主要天气系统,一般从西藏高原移入青海省,由于低涡中心附近为较强的辐合区,使得云层发展旺盛,大降水出现在低涡的东南部。

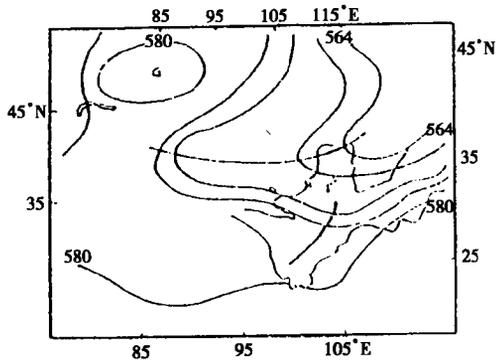


图 1 西风槽天气形势

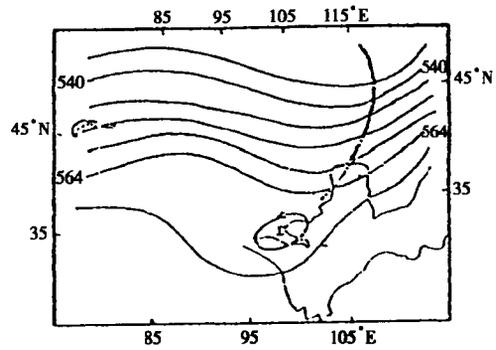


图 2 高原低涡天气形势

2.1.3 北槽南涡型

该系统(图 3)除北方或西方来的冷空气外,高原南部还有南支气流向青海输送,南、北两支槽在青海省东部结合,形成较强的辐合区,在卫星云图上表现为大片的云系与之配合,云层呈厚实混合状,云层有时从孟加拉湾逐步北抬侵入青海省,有时南、北两支槽在青海省加厚加强。该型天气系统造成的降水强度较大,范围较广,可以出现小到中雨,局部出现大雨,是解除旱情的主要降水天气系统。

2.1.4 高原切变线型

该型主要是高空风向和风速的辐合,是否产生降水必须要看是否有云层配合,大范围的混合云与之相配合有可能产生较大的降水。但降水范围不大,否则不利降水(图略)。

凡是出现以上天气系统均可以实施人工增雨作业。

2.2 人工增雨的云层条件

春季作业区的降水云层主要由 4 类云系产生,即高层云系(As)高层云(As)和层积云(Sc)组成的混合层状云系;高层云(As)和积雨云(Cb)组成的对流混合云系;Cb 对流云系。其中对流混合层状云系出现的次数最多,约占总统计次数的 30%,混合层状云系出现次数次之,约占总统计次数的 26%;单纯的高层云系出现的次数较少,参见图 4。确定凡出现以上云系条件可以进行人工增雨作业。

另外,分析利用双波段(1.35 cm 和 8 mm)的双通道微波辐射计遥测青海省降水云系和液态水含量资料,得出:春季东部农业区层云中积云液态水含量大于高层云;积状云中积雨云远远大于淡积云,见表 1。

表 1 不同云系的液态水含量(单位: mm)

| 云系类型 | 含水量范围 |
|------|-----------|
| 高层云 | 0.05~0.20 |
| 层积云 | 0.10~0.30 |
| 淡积云 | 0.10~0.15 |
| 浓积云 | 0.15~0.30 |
| 积雨云 | 0.30~1.00 |

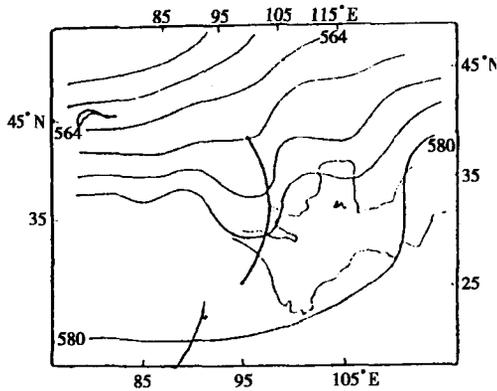


图 3 北槽南涡天气形势

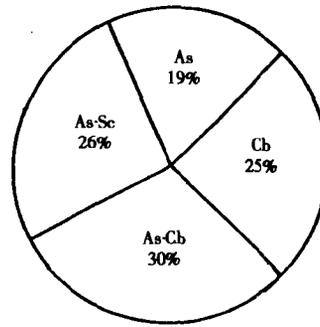


图 4 春季(3~5月)4类降水云出现比例示意图

3 青海省人工增雨天气警戒等级和播云指标

3.1 人工增雨的天气警戒等级

由青海省气象台每日为“人工增雨指挥中心”发布“增雨等级天气预报”。具体内容为：

五级 未来 24 小时作业区不具备适宜增雨作业的条件，所有增雨作业人员待命，指挥人员随时有人值班；

四级 未来 12 小时作业区不具备适宜增雨作业的条件，所有增雨作业人员待命，指挥人员随时有人值班；

三级 未来 6 小时内作业区具备适宜作业的条件，全体增雨作业人员做好一切准备，整装待命，协调好一切关系，雷达、卫星云图接收系统、微波辐射计等开始监视天气变化情况，作业区内所有气象站向指挥部拍发一小时一次的“人工增雨天气报告”（报文格式见附件 1）；

二级：系指 3 小时内作业区具备作业的条件，作业人员、催化剂到位，确定作业方案，并做好作业前的各种准备工作；

一级：人工增雨作业时机已到，应立即进行人工播云增雨作业。

3.2 人工增雨的可播度指标

可播度判据是播云物理假设的具体表述，用它作为标准选择目标云，以期通过播云增加降水，并与其它催化无效或减少降水的云相区分。表 2 为青海省的人工增雨播云指标。

表 2 青海省飞机人工增雨播云指标

| 云顶高度 | 云底高度 | 云厚 | 回波强度 | 云顶温度 | 西宁 $T - T_d$ | 西宁 300~600hPa 风向 |
|---------------------|------------------|---------------------|-----------------|-----------------------|-----------------------|------------------|
| $\geq 3.5\text{km}$ | $< 1.4\text{km}$ | $\geq 2.5\text{km}$ | $> 15\text{dB}$ | $> -24^\circ\text{C}$ | $< 3.0^\circ\text{C}$ | 西南风 |

4 青海省飞机增雨催化剂的确定、用量及催化剂的发生方法

4.1 人工增雨催化剂的确定

人工增雨目前经常使用的催化剂分为 3 类：吸湿性巨核、致冷剂和人工冰核。吸湿性巨核

主要用于暖云催化，常用食盐、氯化钙、硝酸铵和尿素等；致冷剂和人工冰核用于冷云催化，致冷剂主要有干冰、液态丙烷、液氮和液态空气等，人工冰核主要有碘化银等有机类和介乙醛等无机冰核。

青海省主要是对冷云进行人工催化播云，因此使用了冷云催化剂。主要是液氮和碘化银。下面对两种催化剂的物理特性及在催化中的作用进行进一步分析介绍。

4.1.1 液氮

液氮的汽化温度为 -195.8°C 其汽化潜热为 $9.96 \times 10^4 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，在过冷云中播撒会产生大量的冰晶。据北京人工影响天气办公室关于成冰性能的实验研究表明：在 $0^{\circ}\text{C} \sim -17^{\circ}\text{C}$ 的云室温度范围内，液氮的成核率为 10^{11} 个 $\cdot \text{g}^{-1}$ 。其优点为储藏、运输简便，价格低廉，播撒容易。其成冰率见图 5。

4.1.2 碘化银

碘化银 (AgI) 为淡黄色粉末，难溶于水，但具亲水性，易溶于液氮 (0°C 时 100g 氮可溶 AgI 530g)，能溶于加增溶剂如碘化钠 (NaI) 或碘化钾 (KI) 的丙酮溶液中。一般认为其成核作用，在云中 $T < -12^{\circ}\text{C}$ 时，主要起凝华核作用； $-12^{\circ}\text{C} < T < -5^{\circ}\text{C}$ ，主要为凝结-冻结核化作用； $T > -5^{\circ}\text{C}$ ，主要起接触核化作用。它的不足之处是在受到日光中紫外线的照射时易分解，破坏表面结构，使成冰性能迅速衰退。

碘化银具有较高的成冰性能，在 -4°C 情况下就能够起冰核作用，而且成核率高，每克碘化银可产生 $10^{12} \sim 10^{13}$ 个有效冰核。

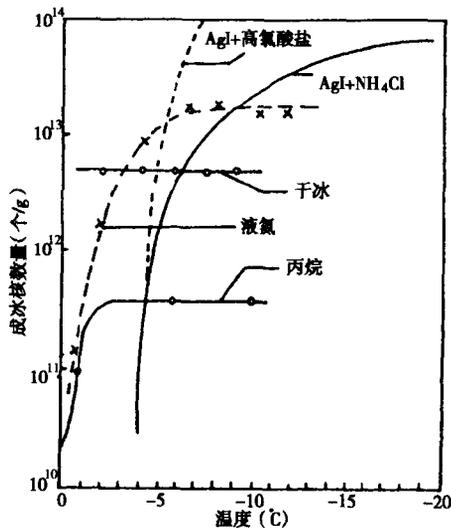


图 5 液氮与不同成冰催化剂成冰率的比较

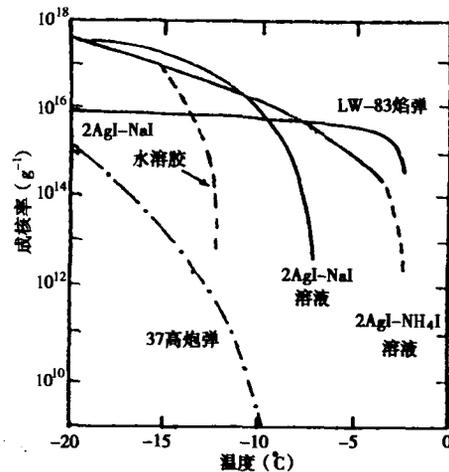


图 6 碘化银微粒不同发生法成核率随温度的变化

4.2 人工增雨催化剂的用量

催化剂的用量估计，应参考自然云中的冰晶浓度概量。冰晶的实际浓度随温度、天气系统和云系的不同部位而发生变化。青海省利用探测资料对云层中的冰晶浓度进行了统计，结果表明：降水云层中平均冰晶浓度为 28.75 个 $\cdot \text{L}^{-1}$ ，它与河北 (15.6 个 $\cdot \text{L}^{-1}$)、吉林 (27 个 $\cdot \text{L}^{-1}$) 观测结果比较其值较高或相近。

赵柏林与丁荣良等，曾经研究过非封闭系统锋面云系中冰水转化及其人工影响问题，其结果是：在上升气流速度为 $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ，含水量为 $0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^3$ ，可沉降的冰粒子临界尺度为 100

μm 的情况下, 要达到最大降水效率, 需要的冰晶浓度为 $125 \text{ 个} \cdot \text{L}^{-1}$ 。而青海省对云观测结果是平均冰晶浓度只有 $27.85 \text{ 个} \cdot \text{L}^{-1}$, 这表明青海省东部春季水云层的冰晶浓度是较低的, 要达到最大降水效率, 冰晶浓度还相差几倍, 有的部位甚至有量级上的差别, 这也就是说春季的降水云层中还有较大的人工引晶催化能力。

具体的用量可用以下公式计算:

$$N_i = pQn/(\sigma^2V)$$

其中各参量的意义及在青海省的实际应用值确定如下:

N_i 是目标浓度, 单位: $\text{个} \cdot \text{L}^{-1}$, 在青海省实际冰晶与上述结果要求的冰晶数相差 97 $\text{个} \cdot \text{L}^{-1}$ 。考虑在冷云的中上部进行播撒后冰晶在云中存在冰晶碎裂过程、相碰撞引起的机械断裂增殖和下落冻结过程中的破裂增生等过程的存在, 针对青海省的实际情况, 在一般的状态下, 经计算认为只要在云的中上部每升中播撒 6 个人工冰晶, 在云的中下部可产生适宜降水的冰晶数;

P 是因核化的随机性和相当比例的失效而形成的降水胚形成率, 单位(%)考虑使用飞机进行播撒, 其传输扩散较为有效这一事实, 可以近似确定这一值为 100%;

Q 是飞机播撒催化剂质量率, 单位 $\text{g} \cdot \text{h}^{-1}$;

n 是催化剂在播撒温度下的成核率, 单位 $\text{个} \cdot \text{g}^{-1}$ 在计算中我们用 $10^{13} \text{ 个} \cdot \text{g}^{-1}$ 的成核率;

α 是含云大气湍流扩散参数(量纲为长度, 表征催化剂扩展范围), 使用 $5.6 \times 10^{-4} \text{ m}$ 。

V 为飞行速度, 单位 $\text{m} \cdot \text{h}^{-1}$ 实际作用速度为 $3.5 \times 10^5 \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}$ 。

经计算得出, 青海省飞机播撒碘化银催化剂质量率为 $810 \text{ g} \cdot \text{h}^{-1}$, 这一值比以色列的 $500 \text{ g} \cdot \text{h}^{-1}$ 略高。

4.3 催化剂的播撒方法和播撒工具

4.3.1 液氮的播撒方法和播撒工具

在实际作业中一般有以下方法: A. 自然倾倒法; B. 电加热法; C. 充气加压法; D. 喷管气流减压法; E. 液氮蒸汽自身吸气减压法等 5 种播撒方法。不利之处是飞机直接喷射液氮形成线源, 不利于人工冰晶的扩散。青海省自 1992 年起至今一直在使用液氮进行飞机增雨作用的单一催化剂, 一次飞行可携带 300 升。

4.3.2 碘化银 (AgI) 的播撒方法和播撒工具

表 3 不同浓度的碘化银配方表

| 配方 | AgI 浓度 | 丙酮 | AgI | NH ₄ I | N ₂ I | KI | |
|----|--------|-----|-----|-------------------|----------------------------------|------------------|--|
| 1 | 2% | 974 | 20 | 6.2 | | | |
| | 3% | 961 | 30 | 9.3 | | | |
| | 5% | 935 | 50 | 15.5 | | | |
| 2 | 2% | 974 | 20 | | 6.38 | | |
| | 3% | 960 | 30 | | 9.58 | | |
| | 5% | 934 | 50 | | 15.96 | | |
| 3 | 2% | 973 | 20 | | | 7.1 | |
| | 3% | 959 | 30 | | | 10.6 | |
| | 5% | 932 | 50 | | | 17.7 | |
| 4 | 2% | 921 | 20 | 6.2 | NH ₄ ClO ₄ | H ₂ O | |
| | 3% | 906 | 30 | 9.3 | 3.0 | 50 | |
| | 5% | 877 | 50 | 15.4 | 4.5 | 50 | |

(续表)

| 配方 | AgI 浓度 | 丙酮 | AgI | NH ₄ I | N ₂ I | KI | |
|----|--------|-----|-----|-------------------|----------------------------------|------------------|---|
| 5 | 2% | 879 | 20 | 6.17 | NH ₄ ClO ₄ | H ₂ O | N ₂ ClO ₄ |
| | 3% | 844 | 30 | 9.3 | 3.0 | 50 | 41.7 |
| | 5% | 773 | 50 | 15.4 | 4.5 | 50 | 62.6 |
| 6 | 2% | 974 | 20 | 6.17 | 7.5 | 50 | 104.3 |
| | 3% | 960 | 30 | 9.3 | BiI ₃ | | |
| | 5% | 934 | 50 | 15.4 | 0.23 | | |
| 7 | 2% | 921 | 20 | 4.63 | 1.6 | H ₂ O | C ₆ H ₄ Cl ₂ |
| | 3% | 907 | 30 | 6.94 | 2.39 | 50 | 2.67 |
| | 5% | 878 | 50 | 11.57 | 3.99 | 50 | 3.0 |
| | | | | | | | 6.66 |

注:1 以上各成分的用量为每千克中所占的份额。单位: g;2 碘化银浓度按每千克溶液中所含碘化银的克数计算,通常为 2%,也可配制更高浓度的溶液,但是溶液浓度太大易使喷嘴堵塞,燃烧不畅,请谨慎使用高浓度配方;3 丙酮的比重为 0.791 对氯二苯的比重为 1.458;4 配方 7 为美国最新推出的配方,所以成分较多,与配方 5 同样都是吸湿性复合核,成核率和核化率均较高,但目前国内尚未使用过。

主要有燃烧法和爆炸法两种方法。

4.3.2.1 燃烧法

燃烧法又分为直接燃烧、溶液燃烧和烟火燃烧,在实际作业中一般采用后两种方法。

4.3.2.1.1 溶液燃烧

把 AgI 溶于已加增溶液的丙酮溶液中,喷射至火焰中燃烧,可以加丙烷、汽油,也可不加,因丙酮本身易燃,然后 AgI 连同增溶剂一同汽化,此时产生的 AgI 质粒更细。AgI 的消耗率约每小时 5g~1kg。不同浓度的碘化银丙酮溶液的具体配置方法见表 3。

4.3.2.1.2 烟火燃烧

实际上就是固体燃料发生器,采用木炭屑浸润 AgI 丙酮溶液置于强迫风便携炉中燃烧,或可燃蕊带浸润 AgI 丙酮溶液由钟机探制在丙烷火焰中燃烧。在便于飞机下投或火箭发送,常制成焰弹或烟火筒,使弹壳也化为灰烬。青海省应用在 1998 年的人工增雨作业中采用碘化银焰弹,下面将它的性质简述如下:

弹重 45~55 g 催化剂重 25~35 g (其中碘化银的含量为 2%) 其成冰核率为在 -3.5~-7℃ 时为 10^{10} 个 $\cdot g^{-1}$ 在 -7~-28℃ 时为 10^{15} 个 $\cdot g^{-1}$ 冰核核化速率为 5 分钟冰晶数 90% 核化,核化机制主要为凝结-冻结复合核。催化剂的燃烧时间为 23~30 s 射程 >150 m (地面试验)。一颗燃烧着的焰弹播云后,相当于在近 2.5 km 厚的云中释放进一约 3 km 长的不断扩散的碘化银线源,沿航线等间隔连续地播云,在云中形成一催化帘,对云体造成立体催化。一般条件下,一颗焰弹在云中 15 km³ 的空间范围内,2 分钟左右能生成不少于 30 个 $\cdot L^{-1}$ 的人工冰核。每次作业可携带碘化银焰弹 200 发。

4.3.2.2 爆炸法

将 AgI 粉末与 TNT 炸药或红磷、氯酸钾混合物填充于炮弹或火箭头部,用引信发射至云内爆炸。我国目前广泛使用的人工降雨和人工防雹“三七”高炮炮弹爆炸后在 -10℃ 的成核率为 10^9 个 $\cdot g^{-1}$ 较焰弹低。

5 青海省飞机人工增雨催化部位的选择

飞机人工增雨确定催化部位对冷云静力催化来说，主要决定于云中温度分布和垂直速度的配合，还应考虑催化剂的核化方式和核化速率。图 7 是青海省的降水云层结构模型。

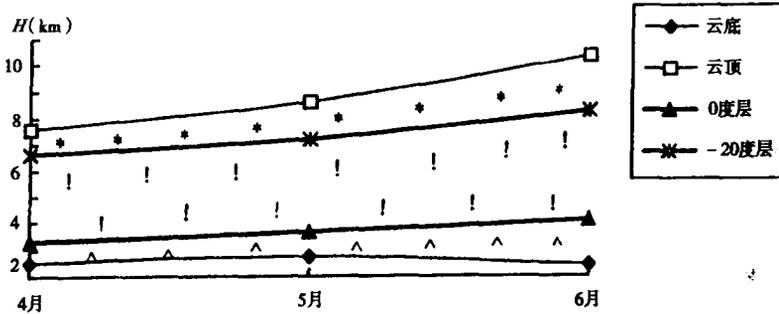


图 7 降水云层结构模型

注 (“*”为冰晶、雪花层；“!”为过冷水层；“^”为暖云层)

图 8 是青海省 3~6 月各温度层、云底、云顶、播撒窗口及飞行高度配置模型图，由图中可以看出：该地区上述参数的配置较合理，为今后作业的参考模式。

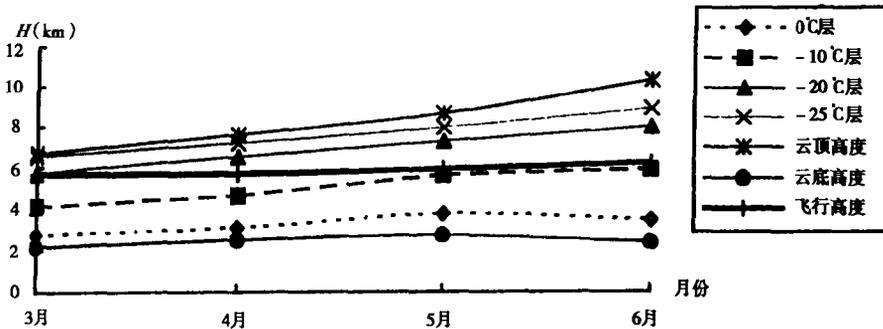


图 8 (3~6 月) 各温度层、云底、云顶、播撒窗口及飞行高度配置型图

(-10~-20°C层为“播撒窗口”所在高度)

6 青海省飞机人工增雨试验航线设计

飞机的飞行方案是，一般作业飞机由试验基地起飞，爬升到 5500m，根据卫星图和地面雷达、机载雷达及各地台站反映的实况结果，向作业区沿预定航线飞行，到达预定作业区域后，选择有利催化作业的位置，爬升到云的中上部（一般在 5500~6200m），垂直于高空风采取矩形路径进行往返播撒作业，完毕后，盘旋下降落地。

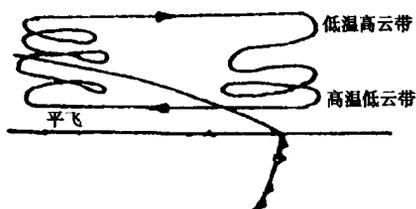


图 9 垂直探测方式

6.1 云物理探测飞行航线设计

6.1.1 垂直探测

进行垂直探测的目的是了解云层的垂直分布以及不同层次云层的微物理特征，以便研究降水粒子的增大情况。为尽可能地观测到降水粒子下落轨迹附近的各项参数分布，应根据降水特征与高空风分布情况，具体拟定探测航线，垂直探测水平范围一般不超过 30 km 爬高方式见图 9。

6.1.2 水平探测

水平探测主要是了解云与降水的微物理结构水平分布特征，以便选择合适的催化区域进行催化。在实际操作中可根据不同目的进行设计。

6.1.2.1 锯齿形航线

这种航线（图 10）的飞行时间长，收集资料多，可探测冰晶、雪晶、液态水等微结构的水平分布，以分析云水的均匀性。

6.1.2.2 三角形航线

图 11 为三角形水平探测航线示意图。此种探测方式可确定高空云带或雨带的宽度和走向，并大致了解云带的基本结构。

另外，还可根据需要在云的不同层次进行水平探测，例如在云顶或云上部接近云层顶观测降水的自然激发条件以及云顶的温度分布特征。

在 -5 层附近观测雪晶淞附增长的条件和冰晶的碰冻繁生条件。

在 -2 层附近观测雪的水平分布，雪晶的形态、尺度、淞附程度以及雪晶、冰晶的浓度等。

在 +3 层附近观测融化层以下的雨滴谱分布特征和降水强度。

6.2 催化作业方式及对比观测航线设计

人工增雨抗旱作业飞行，大多采用起飞后沿航线升至作业地点进行作业，然后返航的作业方法。取到的微物理资料往往是起飞地点的云底，作业地点的云顶，其观测资料既不利于分析降水元增大的物理过程，也不利于分析云结构在坐标系中不同部位的变化特点，又难以采用物理方法检验作业效果，从而降低了资料应用的科学价值。

因此在飞行作业前，根据飞行目的和任务进行航线设计，以便获取完整的探测资料，这样既完成了人工增雨作业任务，又取得了具有一定科学价值的观测资料。

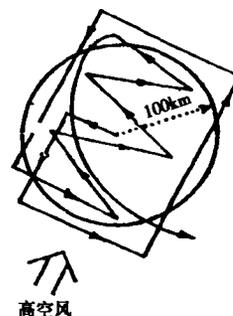


图 10 锯齿形水平探测航线示意图

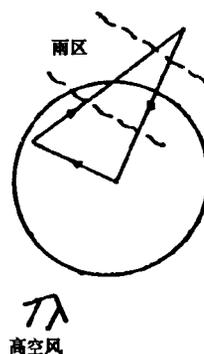


图 11 三角形航线

飞机播撒催化剂一般形成瞬时线源，其扩散宽度可达3km。催化作用时飞行采用平行条状播撒，条间距在3~5km，条长可根据云层条件而定，一般为30~50km（图12），条形应与高空风相垂直。

对比观测航线一般与作业飞行正交，穿越循环路径以便获取催化后云层的微结构变化情况。另外，为了解催化云粒子演变的结构特征，除在作业高度上穿越作业区域外，还可以在催化区下风方选取几个高度进行对比观测。

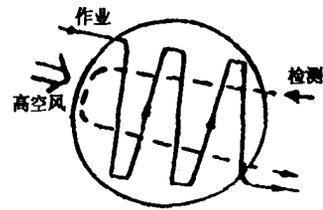


图12 催化作业方式及对比观测航线设计

7 人工增雨催化作业的对策和播云技术方法

播云对策应从以下几方面考虑：

(1) 判别对云降水过程人工影响能产生预期增雨效果的时机选择；人工催化仅在云生命周期中某一阶段有效，这一时段定义为“播云时间窗”。

(2) 根据能提供播云时机的云和大气环境，选择整套的通用播云技术方法，具体考虑催化对象部位、催化剂量、速率、输送方式、输送扩散要求以及播云技术的质量控制。

(3) 选择能满足播云技术定量要求的催化剂和适合的催化剂播撒法。

(4) 层状云：用地面 AgI 发生器或飞机播撒干冰或 AgI，在大范围内反复作业，广为扩散，单位面积引入的冰晶浓度较低，起微物理效应。

(5) 积云：在特定部位的时间内引入高浓度冰核，使用飞机发生器焰弹式火箭集中发射。

(6) 地形云：在山坡设置地面燃烧炉，催化剂从云底进入均匀混合，或飞机沿云底播撒。

(7) 催化部位：对冷云静力催化来说，主要决定于云中温度分布和垂直速度的配合，还应考虑催化剂的核化方式和核化速率。AgI 的核化速率和在云中滞后时间的共同作用，使 AgI 的活跃阈温常降至 $-9\sim-10^{\circ}\text{C}$ ，动力催化的播云部位一般在温度 $-6\sim-12^{\circ}\text{C}$ 同时还应考虑环境层结特征。

8 青海省飞机人工增雨的技术支持

8.1 人工增雨作业探测飞机和催化系统

当今我国大部分省（区）实施飞机人工增雨的主要机型为苏制安-26 型运输机和国产运 7 飞机。飞机载油量约 6 吨，航速 $350\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 续航能力约 4 h 平均飞行高度 6000 m。

目前青海省飞机人工增雨采用的催化工具主要有有机载碘化银燃烧炉、机载焰弹发射系统和液氮播撒装置。

机载碘化银燃烧炉主要由控制器和燃烧发生器组成。发生器主体为一两端呈锥形的圆桶，中间一段为储液仓，圆桶中心为风道，飞行时高速气流进入风道后，经螺旋板产生旋转气流，将碘化银溶液在燃烧室内喷成雾状，由点火花引燃。探制器通过电磁阀控制器内碘化银溶液的开关，燃烧室装有感温探头，与探制器相连可指示发生器是否点燃。点火分为手动点火和自动点火两种，手动点火的操作步骤是：①首先接通电源，②将点火开关搬向手动位置，③打开电磁阀开关，④压下点火按钮。自动点火的操作步骤是：首先接通电源，将点火开关搬向自动位置 ③ 打开电磁阀开关，这时，控制器将由定时产生的脉冲电流控制点火。

机载焰弹发射系统由控置器、发射器和电源三部分组成。操作步骤是：碘化银焰弹装入发射装置，接通电源 ③按动发射按钮。

液氮播撒装置主要由排液阀、排气阀、进气阀、升压阀、出液口及储液仓等部分构成。操作步骤是：关闭排气阀，打开升压阀 ②当储仓内部压力达到一定指示时，打开排液阀。

8.2 人工增雨微物理条件的探测和分析

8.2.1 微波辐射计

云中云水量的多少是衡量人工增雨作业条件的关键指标。两个波段（1.35 cm 和 8 mm）的双通道微波辐射计可以连续遥测晴空大气和云中的积分液态水含量和大气中的总水含量。可以为人工增雨作业决策指挥提供科学的依据。

8.2.2 机载粒子测量系统 (PMS)

云是由不同大小的水凝体粒子组成，为研究这些粒子的云微物理过程，需采用云微物理观测仪器。

粒子测量系统（简称 PMS）是 1970 年代后期开始在世界各地逐步广泛采用的云物理观测仪器系列，国内引进的测量探头可以连续观测记录大气中直径 0.2~6400 μm 的气溶胶粒子、云粒子和降水粒子等，还可以确定云底云顶高度和云的厚度。反映云的微物理结构以及反映云粒子、冰晶形状的二维图像。PMS 采用不同的探头观测不同尺度范围的粒子，国内常用的探头功能如表 4。

青海省于 1995 年和 1997 年春季飞机人工增雨期间，租用新疆人影办的机载 PMS 探头对高原东部春季的降水云层进行了探测，获得了第一手有关云的微物理资料。

PMS 系统能测量反映云和降水的微物理结构参数，如：云中各种粒子谱的分布；云粒子和降水粒子的大小、形状、浓度；云中液态水的含量；液水层的厚度；云和降水粒子的增长情况以及云内起伏状况；可以较准确地确定云底、云顶高度等宏观特征，并给出了云粒子、降水粒子的二维图像。

粒子浓度 (N)：表示单位体积内粒子的个数，单位为个·m⁻³。

根据反映谱特征的数学表达式中所包含的待定系数的多少，可分为单参数、双参数和三参数等多种类型。各种粒子谱分布如下式：

$$N(D) = N_0 D^n \exp(-\lambda D)$$

其中云滴谱当 $n > 2$ 时拟和较好；雨滴谱广泛采用 $M-P$ 分布，即 $n = 0$ 。

粒子直径 (D)：表示粒子的大小，单位为 μm。

液水含量 (LWC)：表示单位体积内液态水的多少，单位为 g·m⁻³。

液态粒子含水量：

$$LWC = \sum_{i=1}^n \frac{\pi}{6} D_i^3 N_i \rho$$

固态粒子含水量：

$$LWC_1 = \sum_{i=1}^n A D_i^3 N_i$$

表 4 PMS 不同探头测量的尺度范围

| 探头 | 测量范围(μm) |
|-----------|-----------|
| ASASP-100 | 0.12~3.12 |
| FSSP-100 | 0.5~47 |
| OAP-2D-C | 25~800 |
| OAP-2D-P | 200~6400 |

应用机载粒子测量系统(PMS)可测量云中 $0.12\sim 6400\ \mu\text{m}$ 尺度的各类粒子谱,通过对这些谱的研究,进一步分析云中的微物理过程,其主要应用有:

- A. 观测云中不同部位云水含量,评估作业期间的增雨潜力;
- B. 利用垂直探测资料,了解云中降水粒子的自然增长条件;
- C. 分析云中冰晶浓度,了解云中自然冰晶本底浓度;
- D. 在催化前后进行观测 获取云中降水粒子(谱型、浓度、尺度、形状等)的变化 进行物理检验。

8.3 人工增雨宏观物理条件的探测和分析

8.3.1 宏观物理量的观测

宏观物理量的观测包括基本宏观量和天气现象的观测。基本宏观量主要由时间、高度、航速及温度等要素组成,飞机垂直飞行时一般每升高 500 m 应记录一组数据,水平飞行时一般每隔 2 分钟记录一组数据。天气现象的观测包括地面基本气象要素(温度、气压、风向风速、天气现象等)的观测;飞机起飞后应时刻注意观察,如发现飞机入云、出云、飞机颠簸、机窗结冰、结冰厚度、机窗集水、佛光、假日等现象,应及时进行记录;飞行过程中应密切注意云层的变化情况,并做好记录。

8.3.2 全球卫星定位系统(GPS)

全球定位系统(GPS)的接收系统是由美国生产的 GPS 图形显示导航接收机,仪器主要由天线和接收机两部分组成。它能对人工增雨作业的时间、地点、飞行航线等各种宏观要素进行实时的记录。天线可置于飞机向上没有遮挡的任何部位,接收机面板上有一个 $3.8\times 3\ \text{in}$ 的显示屏,置于机舱内。从显示屏上可读取天线所在的经度、纬度、高度、时间等有关导航所需要的各种信息。系统的主要性能参数如下:

| | |
|----------|---|
| 数据更新率: | 1s |
| 定位精度: | 15 m |
| 动态特性: | $0\sim 400\ \text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ |
| 加速度: | 4g |
| 第一次定位时间: | <2min |
| 数据输出接口: | RS422 |
| 耗电: | 10~32V,12W |

该系统目前已实现的主要功能有: ①在计算机上显示作业区域地图、GPS 测到的飞行图及有关定位信息,并记录当时的时间;②可以查询飞机通过航线任意点的时间,并将每次飞行航迹作为一个文件储存在计算机中以便随时调用;③用更换航线颜色的方法,实时显示作业的时间、地点和高度。

9 飞机人工增雨效果分析

9.1 气象宏观效果检验

人工增雨的宏观效果检验方法一般采用增雨作业区域平均面雨量对比法,即统计出作业期间通过实施人工增雨作业后作业区域内的平均面雨量 R_1 ,再计算出作业区未实施人工增雨期间的平均面雨量 R_2 ,两者之差即为通过实施人工增雨作业后增加的雨量。公式如下:

$$\Delta R = R_1 - R_2$$

9.2 气象统计检验

9.2.1 双比分析效果检验

方法的确定：在对青海省的人工增雨效果分析中，将运用非随机试验，在现阶段公认可行的方法进行分析，采用双比分析方法和降水量区域历史回归分析方法。

双比分析法对作业各月增雨效果进行计算，公式为：

$$R = (Y_{a1}/x_{a1})/(Y_{a2}/x_{a2})$$

式中 Y_{a1} 为目标区催化月平均降水量， x_{a1} 为对比区相应目标区催化月平均降水量； Y_{a2} 为目标区历史月平均降水量， x_{a2} 为对比区相应月历史平均降水量。

9.2.2 区域历史回归效果检验

回归方程：为对比区和目标区区域回归方程。分析结果见表 5。

表 5 3~5 月降水量区域历史回归主要参量分析表

| 时间 | X 平均 | Y 平均 | SX | SY | R | 回归方程 |
|---------|-------|-------|-------|-------|------|--------------------------|
| 3 月 | 6.25 | 6.00 | 3.39 | 4.03 | 0.73 | $Y = 0.54 + 0.87X$ |
| 4 月 | 13.35 | 20.55 | 6.17 | 11.74 | 0.69 | $\dot{Y} = 2.99 + 1.32X$ |
| 5 月 | 46.03 | 48.09 | 16.34 | 22.60 | 0.89 | $Y = 8.28 + 1.234X$ |
| 3 至 5 月 | 62.61 | 77.20 | 15.80 | 27.20 | 0.81 | $Y = 0.99 + 1.39X$ |

9.2.3 物理方法的效果检验

物理检验方法是根据云和降水的形成及其人工影响的物理机制找出相应的物理效应，如微物理效应（冰晶浓度、大云滴浓度等）或宏观动力效应（云体厚度、上升气流速度等）作为效果的指标，从而进一步通过试验来检验人工影响是否显著改变了这些指标。

要进行物理检验首先要搞清这些物理效应的分布特征，建立起这些物理效应与降雨量的关系。

【附件一】人工增雨天气报告电码

具体报文内容为：

(RZ) iiiitt 2NC_LC_Mh 33N_bDA 4T_ST_ST_RT_R 5T_ST_ST_RT_R 66RRR

电码说明：

(RZ)：人工增雨天气报告指示码

iii：发报站站号，按以下代号编码

贵德 868 同德 957 兴海 943 共和 856 茶卡 842 刚察 754

门源 765 同仁 974 大武 043 达日 046 久治 067 班玛 151

河南 065

tt 编报时间以 24 小时编报 如 8 时编 08,17 时编 17。

2 第二组指示码

N 总云量 按 GD-01III 规定执行。

C_L 低云量 按 GD-01III 规定执行。

C_M 中云量 按 GD-01III 规定执行。

h 最低云的底部高度，按 GD-01 III 规定执行。

33：第三组指示码

N_b:C_b 云量， ≥ 4 成编发此组， < 4 成时此组省略不报。

D:C_b 云主体所在方位，按下面规定编报

| | | | | | | | | |
|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|
| NE 1 | E 2 | SE 3 | S 4 | SW 5 | W 6 | NW 7 | N 8 | 天顶 9 |
|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|

A:C_b 云趋势，按下面规定编报

| | | |
|------|------|------|
| 减弱 1 | 平稳 2 | 发展 3 |
|------|------|------|

4：第四组指示码

T_ST_ST_RT_R 降水开始时间 编开始小时及分钟数 如 8 时 07 分开始编 0807;17 时 38 分开始则编 1738 无降水该组省略。

5 第五组指示码

T_ST_ST_RT_R：降水终止时间，编终止时间及分钟数，编报方法同开始时间，

66 第六组指示码

RRR 降水量组 按 GD-01III 中《RRR 电码表》规定执行。编发自第 4 组降水开始时至第 5 组降水结束时该时间的降水量，无降水该组省略。

全球卫星定位系统 (GPS)及其在青海省 人工增雨作业中的应用

杨 毅 德力格尔

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文介绍了全球卫星定位系统 (GPS)的基本发展情况、其组成和工作原理及美国政府的 SA 政策对 GPS工作精度的影响等基本知识后,着重总结分析了 GPS系统在青海省人工影响天气作业中的应用情况,以便于更广泛地应用 GPS系统。

关键词:全球卫星定位系统 (GPS)人工影响天气 应用

1 引 言

全球卫星定位系统 (GPS)是近年来发展起来的一项集无线通信、卫星定位通信及计算机技术于一体的现代科学技术产品,它的应用领域和应用方式已从原来单一的军事方面不断发展扩大和深入,现在它的应用已遍及很多行业,诸如电力、水利、气象、海洋、环保以及地质和石油勘查、森林防火、铁路公路运输等诸多行业。

1997年青海省人工影响天气办公室引进了一套全球卫星定位系统,应用于人工影响天气业务中。

本文在介绍了 GPS的基本知识和情况后,简要介绍了 GPS系统在青海省人工增雨业务中的一些应用成果。

2 全球卫星定位系统 (GPS)的基本情况

2.1 GPS系统的发展

GPS是缩写词 NAVSTAR/GPS的简称。NAVSTAR/GPS的原文为:Navigation Satellite Timing and Ranging/Global Positioning System。它的意义为:导航卫星测时和测距/全球定位系统。

1957年前苏联发射了第一颗人造地球卫星。同年美国约翰·霍布金斯大学应用物理实验室工作人员从对卫星跟踪、测轨研究中得到启示,提出了利用接收卫星发射信号的多普勒效应与观察者到卫星之间进行相互位置的关系进行定位和导航的思路,这项研究成果很快被美国军方采纳。1959年美国海军武器实验室委托该实验室研究一种称为 NNSS(Navy Navigation Satellite System)的系统,这就是著名的子午仪系统(Transit)。1964年该系统研制成功,用于北极星、核潜艇的导航和定位。1967年,经美国政府批准,交付民用。但这套系统还存在不能给出高度,定轨精度差等不足,60年代末美国着手研制新一代卫星定位系统,但由于经费及“挑战者”号航天飞机失事,使计划一度推迟,但也建成了18颗工作卫星的体系。1989年以后,加快了GPS系统的研制,1993年12月美国宣布GPS系统已具备正式运行能力,并批准民用。目

前在地球上空有 27 颗工作卫星（包括 3 颗备份卫星）在运行。

2.2 GPS 系统的组成和简单原理

卫星导航定位系统由工作卫星、地面站组和用户设备 3 部分组成。导航定位参数的测量和用户位置的解算任务，可由系统任何一个组成部分来完成。但为了安全起见，GPS 系统将用户位置的计算交由用户设备来完成。用户不发射信号，只接收信号，这样做的结果是可以有无限多的用户共同使用 GPS 系统进行导航定位，还保证了用户目标不被暴露。

24 颗工作卫星分布在 6 个轨道平面上，轨道对赤道的倾角为 55° ，两个轨道之间在经度上相隔 60° 。每个轨道面上有 4 颗工作卫星，在每个轨道内卫星间隔互为 90° 。从一轨道面到另一个轨道面卫星间相移 40° 。另外，还有 3 颗备用卫星，每隔一个轨道面放一颗备用卫星，共计 27 颗工作卫星。这样，在地球上任意地方，至少同时可观察到 5 颗卫星，其中至少有 4 颗在地平线 7.5° 以上，现在地球上任何一个位置，同时可供观察的卫星不会超过 11 颗。

地面站组亦称地面控制部分，包括 4 个监控站，一个上行注入站和一个主控站，这些站点均设在美国。

用户接收机应具备的主要功能是接收卫星播发信号，并利用本机产生的伪随机编码取得距离观测量和导航电文，根据导航电文提供的卫星位置和钟差改正信息，计算接收机的位置。根据不同的用途和不同的精度要求，GPS 系统的信号接收与测量有多种方法，较常用的有伪距法、多普勒法、载波相位法和干涉法。目前大多数用于实时导航定位的用户设备，都采用伪距法。

2.3 美国政府的 SA 政策及其对 GPS 工作精度的影响

大家都十分关心 GPS 系统的精度问题，这就需要了解美国政府的 SA 政策。美国政府一方面希望通过 GPS 系统提高自身国家的安全保障能力，同时又要设法通过控制 GPS 军用高级能力来限制其它国家从 GPS 系统获得这种能力。美国政府决定控制非军事用户和其它国家利用 GPS 进行实时定位的精度。为此，美国政府不公开 GPS 系统的精确定位码——精码（可提供 10m 左右实时定位精度），而只公开精度较低的粗码（实时定位精度为几十米）。同时，美国政府还采用适当的技术，即 SA（Selective Availability）技术，SA 技术的含意是：选择可用性。使利用粗码进行伪距测量并实现的定位精度有所下降，现在实际应用中的定位精度 100m，它的实质是一种导致非核准用户不能获得高精度实时定位的技术方法，在非常时期，美国政府可以利用这项技术来改变实时定位精度，如降低定位精度。

3 青海省人工增雨所用的 GPS 系统的介绍

3.1 青海省应用的 GPS 系统的性能

青海省采用的是美国生产的 MICROLOGIC ML251 型 GPS 系统。它根据中国及其它华人地区的要求，进行了全面的汉化，使其不但聚合了较为先进的 GPS 导航技术，而且具有较为友好的用户介面。

其基本性能为：

基本配置：

ML251GPS 接收器；椭圆形天线部分及 5 m 长的天线电缆；电源数据线。

功能：

最高速度： $8000 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$

最大加速度：6 g

定位时间(12 通道并行接收)：热启动:10 s 冷启动:40 s

首次全球搜索:2.5 min

定位位置刷新频率:1 次·s⁻¹

精度：

典型误差：

| | 位置 | 速度 |
|--------|------|------------------------|
| SA 开启： | 50 m | 1.2 km·h ⁻¹ |
| SA 关闭： | 10 m | 0.2 km·h ⁻¹ |

结构特征：

普通防水设计，完全浸于水中深 30 cm 可耐 30 s。

接收机尺寸:15.6 cm×10.0 cm×5.8 cm

重量:0.675 kg

操作温度范围 -10~60℃

工作电压:10~32 V 直流 功耗小于 4 W

3.2 GPS 系统的直接安装

在飞机人工增雨作业中，将接收器固定安装在飞机的前舱，接收器的周围 0.5 m 内不应有其他较强磁场仪器。

天线安装应遵循以下原则：安在尽可能对天空视野开阔的、较平的地方。在这个前提下，我们将它安装在飞机驾驶舱上副驾驶头顶上的了望窗口上，由于它也很小巧（直径只有 6cm 重只 10 余克），故利用透明胶带固定即可。

3.3 与笔记本电脑的接驳

接收器本身有一个 5×6 英寸的屏幕，内置全球性地图做为底图，但为了针对青海省人工增雨作业的需要，我们为它接驳了一台笔记本电脑，电脑的主要作用是输入精确的青海省人工增雨作业区地图，进行实时指挥，预设航线，作业航线数据，增雨作业数据，存储。

4 GPS 系统在青海省人工增雨业务中的应用

4.1 地面作业指挥人员的实时指挥。

通过机载电台将飞机的实时飞行状态参数，包括飞行方向、飞行速度、飞行高度等发回地面，地面指挥人员可以动态地监控分析天气变化趋势后及时地给予修正指令，保证飞行作业是播撒条件较好的区域，提高播撒效率，确保作业效果。

原来地面指挥只能保证在飞机没有升空前，对飞行作业的决策指挥，但在飞机起飞后，就不能了解飞机在什么区域飞行作业，更谈不上根据天气的不断变化进行实时指挥，保证飞行作业任务的准确完成，现在则可以改变这种状况，（参见图 1）。

4.2 机上作业人员的实施宏观监控，正确执行地面的飞行指令

机上作业工作人员可以通过 GPS 接驳的笔记本微机实时观察到飞机的状态参数，和作业机组协商后进行飞行状态和姿态的调整，确保地面作业指令的准确执行，保证作业目的的完成。而改变了在飞机上的作业人员不能及时了解作业位置、高度等，要想知道只能去问领航员，这不但干扰了机组的正常工作也十分麻烦，时效差，不利于作业的进行。

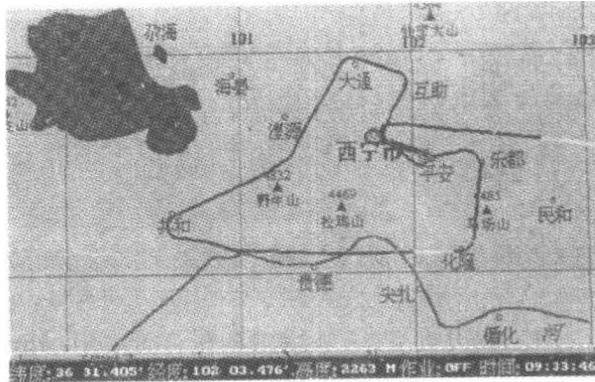


图 1 1997 年 3 月 27 日在青海省东部农业区的一次成功的人工增雨飞行航迹图

4.3 作业效果的实时宏观评估

在飞机落地后，作业指挥人员可以通过查看 GPS 记录下来的作业航迹等，通过电话和作业区域内的县气象局，农业局等有关部门进行作业宏观效果的了解，及时了解作业情况，给有关领导和部门进行简要通报。当有多次作业时机的情况下，这样的宏观评测是十分有意义的，可以给下一次的作业提供一定的决策参考。

4.4 在作业的数理效果分析中可以准确确定目标区，减小统计误差

作业之后，在进行精确的数理和物理统计时，特别是实时效果分析中，GPS 航迹可以在准确确定作业目标区方面提供很好的指导数据，这样可以保证进一步统计时的准确性和客观性。

4.5 GPS 记录航迹可以和雷达回波资料进行迭加，进行精确的物理效果的分析

通过飞机的航迹和雷达图的迭加，可准确地知道，在什么时间，飞机在什么位置，当时对应的雷达参数是怎样的，分析起物理效果来十分方便直观（参见图 2）。

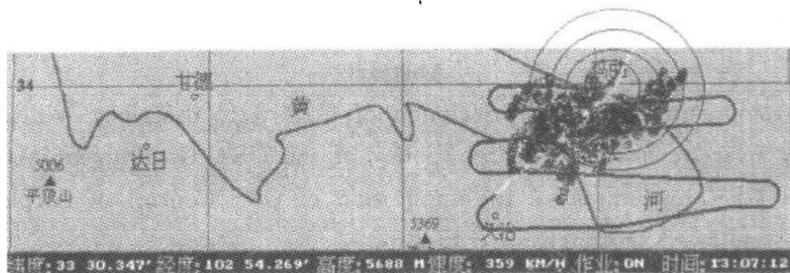


图 2 1997 年 5 月 20 日在黄河上游地区的一次飞机人工增雨作业的 GPS 航迹与雷达回波的迭加图

4.6 作业后作业方法，作业时机和作业方式等总结

在作业后对本次飞行作业的总体评价中，可以在 GPS 航迹的变化中，逐时逐段分析当时的作业方法、作业时机、作业方式和指挥决策正确与失误，以提高以后作业的整体技术水平。

4.7 工作汇报的事后直观回放

在作业后，可以将 GPS 的资料保存，以后不论什么时间内，领导视察、工作总结报告等等

中，都可以直观回放，达到汇报总结的真实有效（参见图 3）。

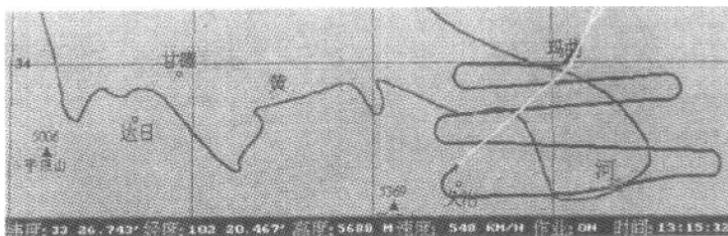


图 3 1997 年 5 月 20 日在黄河上游地区的一次理想的作业航迹图

5 总 结

以上介绍了 GPS 系统的一般性知识，这可以为在其它领域的应用提供一个对 GPS 的初步了解。在人工影响天气的应用中总结了这些年来实际工作中青海省的应用情况，这只是 GPS 的应用的一些方面，在今后的工作中，GPS 的应用还将被不断地深入扩大。

参考文献（略）

The Introduce of Global Positioning System and the Application of GPS to Control of Airplane Artificial Precipitation Stimulation in Qinghai Province

Yang Yi(杨毅) and DeliGeer(德力格尔)
(Qinghai Meteorological Bureau , Xining 810001)

Abstract

Basic development and work principium of GPS were described. Work precision is influenced by selective availability (SA) policy of the USA Government. After the basic knowledge of GPS, to summarize the application of GPS Control of Airplane Artificial Precipitation stimulation in Qinghai province

Key Words: GPS, weather modification, application, artificial precipitation stimulation, Qinghai Province

利用 711 雷达分析人工增雨效果

党积明

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文根据 1992~1997 年春季飞机人工增雨获得的 711 雷达资料,从作业前后 20dB 回波面积变化、云层高度变化、 $\Delta B/\Delta H$ 值变化,初步分析了飞机人工增雨效果。

关键词:711 雷达 增雨效果 统计分析

1 引言

根据抗旱的需要,自 1992 年以来,青海省每年春季对降水性层状冷云实施飞机人工增雨作业。在增雨作业中,客观、定量、准确地评价人工增雨作业效果,对推动人工增雨事业的发展具有十分重要的意义。

人工增雨检验效果有两种方法,统计检验和雷达物理检验。统计检验需事先做好作业设计,要长期积累数据,获取大量的作业资料,一个增雨计划是否成功,只有当增雨作业进行许多年后,才能看出个眉目。而雷达观测是分析增雨作业效果的便利工具。它的最大特点是根据作业前后雷达各种参数变化,较快获得增雨效果。

本文对 1992~1997 年获得的 15 次较完整雷达资料,从作业前后 20dB 回波面积变化,云层高度变化及 $\Delta B/\Delta H$ 值的变化,初步分析了飞机人工增雨效果。

2 平显和高显指标的筛选

对指导飞机人工增雨的雷达参量进行筛选。在 PPI 上选取 20dB 回波区面积做为最佳要素,此要素兼备尺度和强度两方面的因素,具有一定实时性、实用性。一般情况下,在飞机主要作业对象——混合云和层状云中,20dB 区面积范围较大,而且变化明显。通过其尺度的变化,亦可说明整块回波在催化作用中是否有变化,具有实时性,不失为一个较理想的指标。

在 RHI 选取了回波绝对高度 ΔH 作为最佳指标性要素,绝对高度的增大或减少,其物理意义在于云中的云滴或雨滴的增多或减少。若绝对高度增大则说明云中有较强的均匀上升气流,可刺激云滴的碰并增长,有利于降水的形成。此要素可由观测直接获得进行对比,使我们能够快速、准确地对增雨效果做出反应。

3 ΔS_{20dB} 的变化及统计分析

从表 1 中可以看出,在 15 次作业过程中,回波强度 20dB 区面积在作业前后发生了不同程度的变化。其中,回波面积明显增大 ($\Delta S > 100 \text{ km}^2$)7 次,增大 $100 \text{ km}^2 > \Delta S > 10 \text{ km}^2$)3 次,增大但不显著 2 次。回波面积显著减少一次,减少约 570 km^2 ,其它两次减少均在 100 km^2 范围

之内。我们从回波面积的变化便可衡量增雨效果的好坏，增雨时机是否适宜。20dB 回波区面积变化程度的大小同时与云状有直接的关系。一般混合云的发展和减弱过程相对层状云快一些。因此，作业的效果混合云短时间内能做出反应，而在层状云中需要较长的时间才能看出 20dB 回波区面积的变化。所以，通过对 20dB 回波区面积的观测，可直接有效地对作业效果进行评估，且有很强的实时性。

表 1 作业前后 20dB 回波区面积对比表 (单位 km²)

| 日期 年.月.日 | 作业前 | | 作业时间 | | 作业后 | | |
|-------------|-------|-------|------|-------------|-------|-------|------|
| | 时间 | 仰角(度) | 面积 | 开始—结束 | 时间 | 仰角(度) | 面积 |
| 1992.04.01 | 23:11 | 7.0 | 30 | 21:43—22:38 | 01:16 | 7.0 | 130 |
| 1992.04.07 | 08:07 | 7.0 | 70 | 08:40—10:33 | 09:36 | 7.0 | 30 |
| 1992.04.07 | 18:58 | 5.5 | 10 | 18:29—20:51 | 20:34 | 6.0 | 710 |
| 1992.04.20 | 05:07 | 4.0 | 10 | 06:14—08:15 | 06:29 | 4.0 | 710 |
| 1992.05.03 | 05:32 | 4.0 | 70 | 05:27—06:47 | 06:21 | 4.5 | 130 |
| 1994.04.09 | 11:11 | 4.0 | 50 | 11:06—13:07 | 13:03 | 3.5 | 80 |
| 1994.04.11 | 08:46 | 3.5 | 40 | 08:31—10:41 | 09:29 | 3.5 | 260 |
| 1994.04.17 | 21:42 | 4.0 | 3400 | 22:09—23:43 | 00:41 | 4.5 | 4800 |
| 1994.04.18 | 21:19 | 3.5 | 300 | 21:40—22:35 | 23:01 | 3.5 | 1100 |
| 1994.04.25 | 19:36 | 4.5 | 180 | 19:24—20:12 | 20:00 | 4.5 | 130 |
| 1994.05.02 | 07:19 | 3.0 | 670 | 07:37—08:58 | 07:53 | 3.0 | 100 |
| 1994.05.20 | 05:02 | 3.5 | 630 | 05:12—07:11 | 05:56 | 3.0 | 880 |
| 1996.05.05 | 14:34 | 7.9 | 160 | 15:04—16:24 | 16:07 | 5.0 | 220 |
| 1997.04.06 | 14:46 | 3.9 | 1200 | 14:55—16:22 | 16:07 | 6.0 | 1960 |
| 1997.04.19 | 17:21 | 4.9 | 300 | 17:50—19:30 | 19:12 | 4.0 | 570 |

4 ΔH 的变化及统计分析

表 2 作业前后回波绝对高度对比表 (高度单位: m)

| 日期 年.月.日 | 作业前 | | 作业时间 | | 作业后 | | |
|-------------|-------|--------|-------|-------------|-------|--------|------|
| | 时间 | 方位角(度) | 高度 | 开始—结束 | 时间 | 方位角(度) | 高度 |
| 1992.04.01 | — | — | — | 21:43—22:38 | — | — | — |
| 1992.04.07 | 08:02 | 324 | 3000 | 08:40—10:33 | 09:38 | -345 | 4100 |
| 1992.04.07 | 18:59 | 331 | 2300 | 18:29—20:51 | 20:01 | 350 | 2300 |
| 1992.04.20 | 06:47 | 210 | 2000 | 06:14—08:15 | 07:15 | 303 | 2000 |
| 1992.05.03 | 05:13 | 312 | 30000 | 05:29—06:47 | 06:22 | 001 | 6500 |
| 1994.04.09 | 11:08 | 310 | 2300 | 11:06—13:07 | 13:04 | 300 | 4200 |
| 1994.04.11 | 08:47 | 307 | 3100 | 08:31—10:41 | 09:40 | 322 | 3100 |
| 1994.04.17 | 21:44 | 214 | 7000 | 22:09—23:43 | 00:06 | 204 | 8200 |
| 1994.04.18 | 21:20 | 315 | 3800 | 21:40—22:35 | 23:02 | 329 | 4000 |
| 1994.04.25 | 19:41 | 232 | 4000 | 19:24—20:12 | 20:02 | 238 | 4000 |
| 1994.05.02 | — | — | — | 07:37—08:58 | — | — | — |
| 1994.05.20 | 05:03 | 210 | 6000 | 05:12—07:11 | 06:37 | 282 | 7000 |
| 1996.05.05 | 14:50 | 21 | 4000 | 15:04—16:24 | 16:38 | 41 | 5300 |
| 1997.04.06 | 14:46 | 9 | 7000 | 14:55—16:22 | 16:09 | 39 | 7400 |
| 1997.04.19 | 17:46 | 71 | 5800 | 17:50—19:30 | 18:01 | 91 | 6000 |

飞机作业前后，另一项雷达高显参数也发生了较为显著的变化，即云体回波的绝对高度

(见表 2)。

由表 2 可以看出, 飞机作业后除 4 次绝对高度变化很小外, 其余 9 次作业后比作业前回波绝对高度都有不同程度的增大, 其中最大 ΔH 值为 $\Delta H_{\max} = 3.5\text{km}$ 。回波绝对高度的变化可从高显角度观测到增雨作业是否有效, 尤其是在短时间内绝对高度能做出反应, 更能说明催化剂对云体发展的影响。

5 $\partial B/\partial H$ 值与冷云上部冰雪晶粒子增长看人工增雨效果

根据雷达气象方程：

$$Z = \sum_{i=1}^n N_i \cdot D_i^6$$

式中 Z 为反射率因子, D_i^6 是粒子直径, N_i 是粒子浓度。可以看出 Z 是一个与单位体积中云雨质粒的数目大小有关的量, Z 与 D_i^6 成正比, 所以云中降水粒子的大小对回波强度起主要作用。层状云中上升气流弱, 忽略上升气流对冷云中雪粒子下降速度的影响, 则冷云中雪粒子在下落过程中增大的越快, 则 $\partial B/\partial H$ 数值越大, 反之, 云中雪粒子增大的越慢, 则 $\partial B/\partial H$ 值越小。

在我们所取资料中, 选取了 1996 年 5 月 5 日, 1997 年 4 月 6 日和 4 月 19 日 3 次个例的 RHI 回波照片, 用 0dB 回波顶高减 20dB 回波顶高, 计算出 $\partial B/\partial H$ 值, 分析其作业前和作业后 $\partial B/\partial H$ 值的变化。见图 1、图 2、图 3。

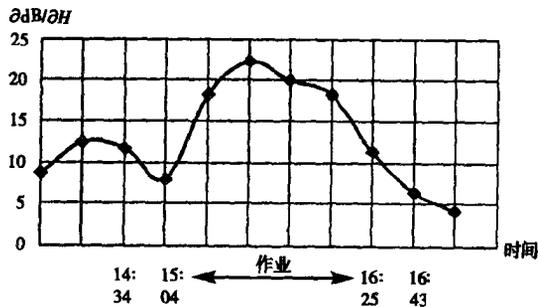


图 1 1996 年 5 月 5 日 $\partial B/\partial H$ 随时间变化曲线

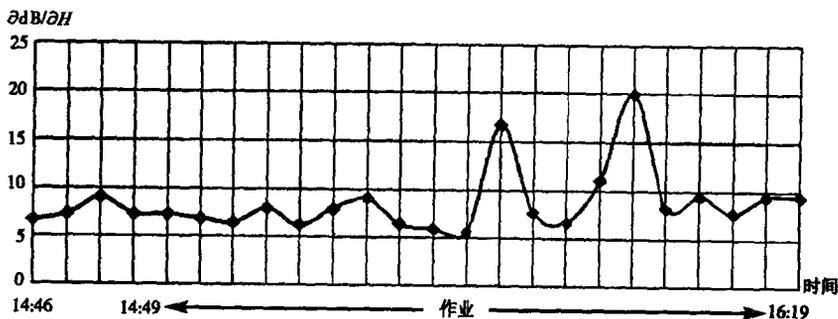


图 2 1997 年 4 月 6 日 $\partial B/\partial H$ 随时间变化曲线

从图中可以看出, 飞机作业后比作业前 $\partial B/\partial H$ 值都有不同程度增大, 1996 年 5 月 5 日作业后比作业前平均增大 6.7, 最大值增大 9.7。1997 年 4 月 6 日平均增大 1.2, 最大值增大 8

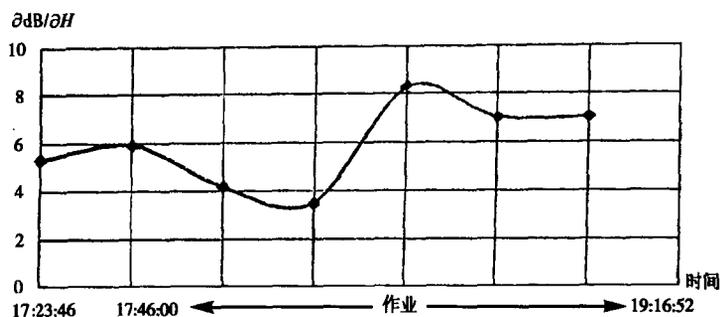


图 2 1997年 4月 19日 $\frac{dB}{dH}$ 随时间变化曲线

10.9。1997年 4月 19日平均增大 0.4, 最大增大 2.4。从物理意义上说明作业后比作业前冰雪粒子随云内高度的下降碰并、凝华、攀附过程增强, 粒子增长加快。

6 结 论

综上所述, 得出如下结论:

在 15 次作业过程中, 20dB 回波区面积在作业后明显增大 ($\Delta S > 100 \text{ km}^2$) 7 次, 增大 ($100 \text{ km}^2 > \Delta S > 10 \text{ km}^2$) 3 次, 有增大不显著 2 次。回波面积显著减少一次, 2 次作业后有减少, 但不显著。

在 13 次作业期高显资料中, 有 4 次作业后绝对高度变化很小, 9 次作业后比作业前回波绝对高度都有不同程度的增大, 其中最大 ΔH 值为 $\Delta H_{max} = 3.5 \text{ km}$ 。

对 3 次完整的雷达资料进行分析, 作业后比作业前 $\frac{dB}{dH}$ 值都有不同程度增大, 1996 年 5 月 5 日作业后比作业前平均增大 6.7。说明作业后随云内高度下降碰并、凝华、攀附过程增强, 粒子增长加快。

青海省 1992 年春季人工增雨效果统计分析

党积明 李仑格

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

对 1992 年春季飞机增雨效果用目标区-对比区进行统计回归检验,对目标区、对比区历史时段雨量正态分布检验,拟合概率达 0.76 以上,两区的区域面积平均雨量统计分析有效。雨量区域回归分析得出:1992 年春季飞机人工增雨平均相对增雨 33.4% 平均绝对增雨 22.8 mm。

关键词:人工增雨效果 统计分析 春季

1 引 言

自 1991 年秋季以来,青海东部降水量比历年平均降水量普遍偏少。根据东部农业区西宁、湟中、湟源、大通、互助、乐都、民和、化隆、循化和海南共和、贵德气象站降水资料的统计,该区 1991 年 9~12 月平均降水量为 28.5 mm,比 1981 年~1990 年 9~12 月的平均降水量 85.0 mm 少 56.5 mm。通过对海东各县 3 月份土壤墒情的测定,大多数地区的干土层在 30 cm 以上,有个别地区达 1 m,干旱严重地威胁着农业生产。根据以上情况,通过可行性研究,青海省政府决定在海东、海南和海北实施飞机人工增雨作业,并在海东九县开展高炮人工增雨。

人工增雨作业从 1992 年 3 月 21 日开始,5 月 21 日结束,历时 70 天。飞机共作业 10 架次,飞行 1238 分钟,播撒液氮 2190L。高炮共作业 13 天,耗弹 3387 发。通过对作业区的 14 个气象站作业日降水量的统计,平均降水量为 54.9。门源最大为 86.9 mm,尖扎最小为 31.2 mm。其中西宁、大通、湟中、互助、民和、共和等地的作业日雨量都在 58.0 mm 以上,从而解除了青海省东部的严重干旱。

2 效果检验方案设计

目前人工增雨的一个关键问题是所催化的云能否在影响区增加降水量?若是增加的,则能增加多少?由于降水的自然变差很大,人工催化增加的降水量又常常与自然降水混在一起,所以用一般的观测方法检验增雨效果,人为因素较多,很难解释所降的雨究竟是人工催化的效果还是自然过程本身的降水量。但统计方法在一定程度上能够回答这个问题。为了便于历史资料的应用和增雨效果的检验,我们选择了两个区:A 区为目标区,B 区为对比区(见图 1)。目标区面积近 5 万 km²,B 区与 A 区的面积基本相等,且地形、地貌基本相似,降水系统的天气形势大致一致,基本上是自西向东移动。A、B 两区相隔 70 km 左右,这样就可以防止催化剂对 B 区的扩散“污染”。通过对两区多年降水量相关系数的统计,各月的降水量的相关系数均在 0.81 以上;用 *t*-分布表检验其显著水平为 $\alpha < 0.001$,可见两区的面积平均月雨量相关性较好。

在目标区内选取 14 个站 22 年 3 月下旬~5 月的历史雨量资料(排除增雨年份),取 14 个站的雨量算术平均值作为该区的区域面积平均雨量;在控制区内选取 5 个站同一时期的雨量

资料 取 5 站雨量算术平均值作为该区的区域面积平均雨量。

表 1 目标区、对比区历史资料

| 降 水 量 份 年 份 | 3月下旬 | | 4月 | | 5月 | | 3月下旬~5月 | |
|----------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| | A区降水 量(mm) | B区降水 量(mm) | A区降水 量(mm) | B区降水 量(mm) | A区降水 量(mm) | B区降水 量(mm) | A区降水 量(mm) | B区降水 量(mm) |
| 1961年 | 7.2 | 2.3 | 16.3 | 5.1 | 21.2 | 13.9 | 44.7 | 21.3 |
| 1962年 | 2.4 | 1.2 | 5.5 | 1.1 | 34.7 | 30.4 | 42.3 | 32.7 |
| 1963年 | 2.3 | 1.4 | 20.3 | 8.6 | 67.7 | 26.7 | 90.3 | 36.7 |
| 1964年 | 4.1 | 0.3 | 45.9 | 15.9 | 94.7 | 42.8 | 114.7 | 59.0 |
| 1965年 | 1.8 | 1.4 | 23.6 | 4.7 | 33.3 | 20.2 | 58.7 | 26.3 |
| 1966年 | 1.4 | 0.8 | 21.2 | 10.1 | 48.8 | 18.7 | 71.4 | 29.6 |
| 1967年 | 6.5 | 2.0 | 24.3 | 6.6 | 106.3 | 60.2 | 137.1 | 68.8 |
| 1968年 | 9.7 | 3.8 | 25.4 | 7.5 | 39.6 | 10.9 | 74.7 | 22.2 |
| 1969年 | 2.7 | 1.6 | 16.0 | 5.7 | 61.4 | 31.9 | 80.1 | 39.2 |
| 1970年 | 6.8 | 2.0 | 41.9 | 21.8 | 52.5 | 29.6 | 101.2 | 44.4 |
| 1971年 | 1.7 | 0.3 | 9.2 | 4.1 | 38.9 | 24.5 | 49.8 | 30.3 |
| 1972年 | 2.6 | 0.0 | 35.4 | 15.1 | 38.5 | 13.3 | 76.5 | 28.4 |
| 1973年 | 0.3 | 0.0 | 13.8 | 10.1 | 45.5 | 8.4 | 59.6 | 18.5 |
| 1974年 | 4.1 | 1.1 | 27.9 | 8.0 | 43.5 | 27.1 | 75.4 | 36.2 |
| 1975年 | 0.2 | 0.1 | 16.1 | 3.9 | 37.6 | 18.8 | 53.9 | 22.8 |
| 1976年 | 1.7 | 0.7 | 12.9 | 4.0 | 40.2 | 22.7 | 54.8 | 27.4 |
| 1980年 | 1.8 | 0.8 | 13.4 | 3.4 | 24.0 | 11.2 | 39.2 | 15.4 |
| 1981年 | 9.9 | 4.3 | 29.0 | 16.0 | 13.7 | 4.2 | 52.6 | 24.5 |
| 1982年 | 5.3 | 2.6 | 26.1 | 11.3 | 29.5 | 11.5 | 60.9 | 25.4 |
| 1983年 | 5.2 | 1.2 | 21.4 | 12.2 | 58.6 | 25.4 | 88.2 | 33.8 |
| 1984年 | 7.6 | 2.6 | 21.3 | 7.0 | 69.4 | 20.5 | 98.3 | 30.1 |
| 1985年 | 3.5 | 1.4 | 21.8 | 7.2 | 73.5 | 33.5 | 98.8 | 42.1 |
| 合计 | 88.8 | 31.9 | 491.7 | 180.4 | 1073.1 | 506.4 | 1623.5 | 720.1 |
| 平均 | 4.0 | 1.5 | 22.4 | 8.2 | 48.8 | 23.0 | 73.8 | 32.7 |

表 1 列出了目标区和控制区历史上的区域面积月平均雨量。除了 3 月下旬、4 月、5 月的资料外，还列出了 3 月下旬 ~5 月合并统计的雨量资料。

雨量的分布是偏态的，因此在作统计检验时就不能直接用 t -分布检验法，而必须对两区历史雨量（区域面积月雨量）的分布，用柯尔莫哥洛夫配合度检验法进行检验。检验总体分布的大致步骤如下：

设从任一分布为 $F(x)$ 的总体中随机抽取容量为 n 的样本 $F_n(x)$ 为其经验分布函数。若 $F(x)$ 为连续的，则柯尔莫哥洛夫定理适用：

$$\lim_{n \rightarrow \infty} P \left\{ \sqrt{n} S_n^* P \left| F(x) - F_n(x) \right| < y \right\} = K(y)$$

$$= \begin{cases} \sum_{k=-\infty}^{\infty} (-1)^k e^{-2k^2 y^2} & (y > 0) \\ 0 & (y \leq 0) \end{cases}$$

经验分布函数 $F_n(x)$ 表达式如下：

$$F_n(x) = \frac{i-1}{n}$$

其中 i 为 x_i 相对应的序号

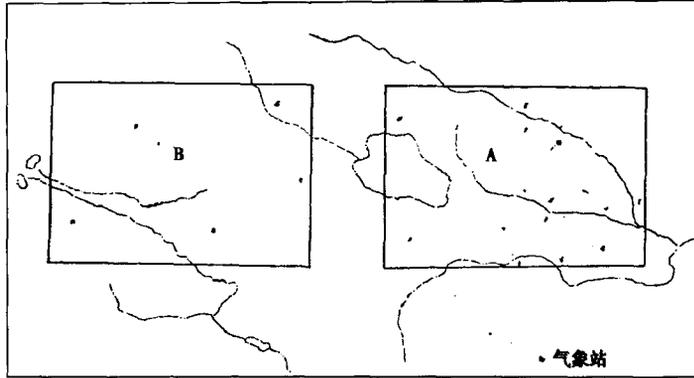


图 1 统计检验中的目标区 A 和对比区 B

我们假设目标区和对比区 3 月下旬、4 月、5 月、3 月下旬~5 月有的区域面积平均雨量的总体分布为对数正态分布 $F(x)$ ，由经验分布函数 $F_n(x)$ 计算出 D_n ：

$$D_n = S_x^2 P |F(x) - F_n(x)|$$

查 $K(y)$ 分布表，对应于置信水平 0.95 的 $Y_{0.05} = 1.36$ 若 $\sqrt{n} D_n < Y_{0.05}$ 则就接受我们的假设。各月的计算结果见表 2：

表 2 目标区、对比区历史时期雨量的正态分布检验

| 项 目 | 3 月下旬 | | 4 月 | | 5 月 | | 3 月下旬~5 月 | |
|-------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| | A 区降水 量(mm) | B 区降水 量(mm) |
| $D_n(x)$ | 0.109 | 0.141 | 0.107 | 0.118 | 0.097 | 0.113 | 0.1005 | 0.1297 |
| $\sqrt{n} D_n(x)$ | 0.5113 | 0.6613 | 0.5019 | 0.5535 | 0.455 | 0.53 | 0.4714 | 0.5957 |
| $Y_{0.05}$ | 1.36 | 1.36 | 1.36 | 1.36 | 1.36 | 1.36 | 1.36 | 1.36 |
| $K(Y_0)$ | 0.0428 | 0.2236 | 0.0361 | 0.0772 | 0.0126 | 0.0585 | 0.02 | 0.1357 |
| $1-K(Y_0)$ | 0.9572 | 0.7764 | 0.9639 | 0.9228 | 0.9874 | 0.9415 | 0.98 | 0.8643 |

表 2 所列结果表明，两区各月的区域面积平均雨量的 $\sqrt{n} D_n(x)$ 值均小于给定的信度 $\alpha = 0.05$ 时的 $Y_\alpha = 1.36$ ，即各月的区域面积平均雨量都符合正态分布。最下一行列出了正态“拟合度”拟合概率达 0.76 以上，所以对两区的区域面积平均雨量进行统计分析是有效的。

3 催化效果的回归分析和检验

为了检验人工增雨催化的效果，首先对两区 22 年 3 月下旬、4 月、5 月和 3 月下旬~5 月的合并雨量进行相关分析（见表 3）。

表 3 目标区、对比历史时期雨量相关分析结果

| 项 目 | 3月下旬 | 4月 | 5月 | 3月下旬~5月 |
|------|-------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|
| R | 0.886 | 0.819 | 0.848 | 0.867 |
| 显著性 | >0.001 | >0.001 | >0.001 | >0.001 |
| 回归方程 | $y = 0.85 + 2.2x$ | $y = 6.837 + 1.829x$ | $y = 13.194 + 1.546x$ | $y = 17.032 + 1.73x$ |

由表 3 可见，两区雨量(3月下旬、4月、5月、3月下旬~5月)密切相关，而且相关系数均在 0.81 以上 其中 3 月上旬~5 月的回归线见图 2。考虑到相关系数的代表性问题，我们用：

$$t = \frac{r}{\sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}}}$$

对相关系数进行检验，通过查表得知，相关系数的信度超过 0.001 的显著水平。

B 区(对比区)是一直不催化的，用 1992 年 B 区 3 月下旬、4 月、5 月和 3 月下旬~5 月的雨量代入各自的回归方程式，求得各月 A 区自然降雨量的期待值 \hat{y} 再统计出 A 区经过人工催化后的实测面雨量 y ，计算出通过人工催化后雨量的增加值 Δy ， $\Delta y = y - \hat{y}$ 。并对各月的雨量增加值进行效果检验和置信区间分析，计算结果见表 4。并且我们对 3 月下旬~5 月的区域面积平均雨量进行了雨量区域回归分析(见图 2)。

由表 4 和图 2 可知：

3 月下旬平均相对增雨 -2.0% 平均绝对增雨 -1.5 mm；

4 月平均相对增雨 33.9% 平均绝对增雨 3.6 mm；

5 月平均相对增雨 38.7%，平均绝对增雨 19.7 mm 雨量增值的 90% 单边置信区为 $\Delta Y_k > 15.9$ mm，即人工催化的结果为 5 月份增加雨量 19.7 mm，而月雨量的增值大于 15.9 mm 的概率是 90%；

3 月下旬~5 月合并平均相对增雨 33.4% 平均绝对增雨 22.8 mm 雨量增值的 90% 单边置信区间为 $\Delta Y_k > 18.7$ mm，即人工催化的结果，3 月下旬~5 月合并增加雨量 22.8 mm，而月雨量的增值大于 18.7 mm 的概率是 90%。

1992 年目标区除 3 月下旬的人工增雨出现负效果外，4 月、5 月和 3 月下旬~5 月合并降水量则明显增加，纯天然降水量要达到这么大的可能性是很小的。这里我们再用 t -检验法对降水量的增值显著性进行检验：

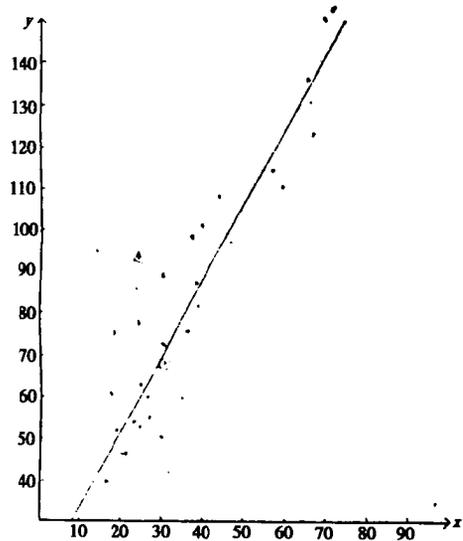


图 2 3 月下旬~5 月对比区与实验区雨量回归直线

表 4 区域面积平均雨量增雨效果的回归分析

| 项目 | 3月下旬 | 4月 | 5月 | 3月下旬~5月 |
|---------------------|---------------|------|------|---------|
| B区实测雨量 X(mm) | 3.1 | 2.0 | 24.4 | 29.5 |
| A区实验期雨量 Y(mm) | 期待值 \hat{y} | 10.6 | 50.9 | 68.2 |
| | 实测值 y | 6.2 | 14.2 | 70.6 |
| 目标区雨量增加值 Δy | -1.5 | 3.6 | 19.7 | 22.8 |
| 相对增雨 % | -2.0 | 33.9 | 38.7 | 33.4 |
| 检验结果(0.5) | | 不显著 | 显著 | 显著 |
| A区雨量增值的置信区间 | $1-\alpha$ | 0.90 | 0.90 | 0.90 |
| | 置信下限 | | 5.5 | 15.9 |
| | | | | 18.7 |

$$t = \frac{y_{92} - \hat{y}_{92}}{\sqrt{\frac{1-r^2}{n-2} \cdot \sum_{j=1}^n (y_j - \hat{y})^2 \cdot \left[1 + \frac{1}{n} + \frac{(x_{92} - \bar{x})^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \right]}}$$

由表 4 检验结果得出, $t > t_{0.05}$, 这就是说除了 3 月下旬和 4 月份外, 1992 年春季的人工增雨作业使降水量显著增多, 自然降水要达到这么大的可能性很小 (约 5%) 于是我们可以说 1992 年的人工增雨有显著的效果。

4 讨论和结论

通过对 1992 年 3 月下旬、4 月、5 月和 3 月下旬 ~ 5 月的降水量进行历史回归分析表明, 1992 年春季的人工增雨有显著的效果, 平均面增加雨量 22.8mm 相对增雨 33.4% 雨量增值统计的显著性达到 0.05 的水平 (单测 t -检验法)。雨量增加大于 18.7mm 的概率为 90%。目标区在人工增雨作业期间降水量平均增加了 22.8mm, 相当于每亩地多浇水 16.2m³ 整个目标区多增加降水 12.15 亿 m³。

从以上统计分析看, 只要恰当地选择目标区和对比区, 使两区的雨量有较好的相关性, 那么回归分析的效率还是相当高的。当然也应当看到, 历史回归分析也有一个基本的缺点, 那就是大气环流形势有长期变化, 历史回归分析不能预测历史资料上未曾出现的天气形势, 因此只有当试验进行多年后, 才能得出定性的结论, 但在抗旱情况下, 此种设计和统计分析是比较好的一种效果分析方法。

参考文献

- 1 复旦大学数学系, 概率论和数理统计, 上海: 科学技术出版社, 1978
- 2 福建省气象科学研究所, 福建省人工影响天气论文汇编, 北京: 气象出版社, 1987
- 3 叶家东, 范蓓芬, 方差不相等的双样本回归分析, 大气科学, 1981, 5(2): 214~224
- 4 叶家东等, 人工影响天气统计数学方法, 北京: 科学出版社, 1982

青海省东部地区 1992 年、1994~1997 年 人工增雨效果统计分析

杨 毅 赵仕雄 党积明

(青海省人工影响天气办公室 810001)

摘 要

本文运用非随机试验中,在现阶段公认可行的人工增雨分析方法——双比分析方法和降水量区域历史回归分析方法,对青海省东部地区 1992 年、1994~1997 年飞机人工增雨的效果进行了统计分析,得出这 5 年增加的雨量为 25.59mm 增加的水量为 12.8 亿 m^3 平均相对增水率为 11.3%。

关键词: 双比分析 回归分析 人工增雨效果

1 引 言

地处青藏高原的青海省,属干旱、半干旱地区。各地降水不仅差异很大,而且在季节分配上也极不均匀,如在农业耕种期的春季(3~5月)降水量仅占年降水量的 10%~15% 加之春季气温回升快,大风日数多,蒸发量大,几乎每年的这一时期都存在着不同程度的干旱,对春季农牧业生产极为不利。为了缓解旱情,我省在 1992 年、1994~1997 年的春季,在东部农业区及环青海湖的部分牧业区内(面积约 5 万 km^2)开展了飞机人工增雨。

“增雨的效果如何?”这是大家所共同关注的。在人工影响天气科学领域中,这一问题是十分重要且又十分复杂的,客观、定量、准确地评价人工增雨的作业效果,不仅可以为人工增雨的开展提供科学理论基础,而且可以大大促进人工影响天气科学的发展,同时也为各级领导部门分析决策提供依据。

本文对青海省 1992 年、1994~1997 年的春季飞机人工降雨的效果进行了客观、定量的分析。

2 试验方案

2.1 效果检验方法的确定

在对青海省的人工增雨效果分析中,我们将运用非随机试验中,现阶段公认可行的方法进行分析,考虑采用双比分析方法和降水量区域历史回归分析方法。

2.2 效果检验时段和资料的选取

经统计 1992 年、1994~1997 年我省的作业情况,确定春季的 3~5 月作为效果检验的时段。资料采用青海省 38 个台站的 1959~1997 年的春季(3~5 月)的月降水资料进行统计分析。

2.3 作业目标区和对比区的确定

作业目标区和对比区的确定,主要是指两区之间应满足:(1)基本的气候指标具有可比拟性;(2)出现的降水系统和主要云系条件具有相似性;(3)地理形势、特征相似;(4)区域面积相

近 ;(5)对比区不受目标区播撒催化剂的影响 ; (6)区内资料台站的分布合理 , 具有代表性 ; (7)历史资料同步 , 且保持一定的长度 (在本文中资料的历史年代均在 30 年以上) 。这样确定的目标区和对比区才能保证可比性 , 客观地检验出增雨效果。

通过对实际的人工增雨航迹的分析并结合预定的人工增雨作业区 , 确定出了进行效果分析的目标区 , 这一区域包括青海省东部的海东、海北和海南三州的区域。这一区域是 $100^{\circ}\sim 103^{\circ}4'E, 35^{\circ}54'\sim 37^{\circ}22'N$, 含 1 市 13 个县 面积为约 5 万 km^2 。

在效果统计分析中 , 我们选取了 12 个气象站的历史资料作为目标区的资料。详见表 1。

表 1 青海省飞机人工增雨效果统计分析目标区情况

| 目 标 区 具 体 站 名 | 目标区 气象站数 | 目标区面积 (km^2) | 目 标 区 内 气 候 状 况 |
|--|-------------|---------------------|---------------------------|
| 西 宁 民 和 乐 都 大 通 湟 源 湟 中 化 隆 门 源 刚 察 共 和 贵 德 尖 扎 | 12 | 50000 | 暖温半干旱至 冷温半湿润农 牧林气候区 |

在确定作业对比区上 , 青海省存在着和其它省份不同的特殊性。在实际分析中发现 , 由于青海省地处青藏高原东北部 , 地形复杂且气候差异大 , 高原东部为湟水谷地 ; 西北部为柴达木盆地 ; 南部大部是高山荒原。造成降水时空分布差异也较大 , 很难找到一满足条件的连续区域作为对比区。但与此同时也发现 , 在不同的大区域中总有和作业目标区满足可比条件的小区域。结合这一特点 , 经过分析我们决定采取分散对比区的方法 , 来解决这一问题。所谓分散对比区就是在省内选取适当的小区域来组成一个大的符合对比区选取原则的大区域。

普查了降水量的相关性并考虑了各月造成降水的天气系统及其基本位置等的不同 , 最后确定了各月的具体对比区。具体情况见表 2。各月分别选取对比区有利有弊 , 有利的一面是可以具体考虑到各月的气候和降水系统的特点。对于固定了目标区的人工增雨作业 , 随季节的变化 , 对比区适当变换更有益于检出增雨效果 ; 不利的是这样计算出的结果相互之间的可比性受到影响。

表 2 青海省飞机人工增雨效果统计分析对比区情况

| 月 份 | 气 象 站 数 | 各月对比区 具体站名 | 对比区面积 (km^2) | 区 内 基 本 气 候 状 况 |
|-----------------------|------------|---|---------------------|----------------------------------|
| 3 月 | 9 | 循化 托勒 同仁 贵南 同德 泽库 外斯 都兰 香日德 | 约 47000 | 暖温至冷温半 干旱、干旱农 牧林气候区 |
| 4 月 | 7 | 循化 祁连 贵南 托勒 同德 同仁 格尔木 | 约 45000 | 暖温至冷温 半湿 润或干旱至极干 旱农牧林气候区 |
| 5 月 | 9 | 循化 祁连 贵南 同德 同仁 泽库 外斯 茶卡 格尔木 | 约 48000 | 暖温至冷温 , 半湿润 或干旱至极干旱 农牧林气候区 |
| 3 月 至 5 月 | 12 | 循化 祁连 托勒 贵南 同德 同仁 泽库 外斯 茶卡 都兰 香日德 格尔木 | 约 51000 | 暖温至冷温 , 半湿润 或干旱至极干旱农 牧林气候区 |

3 计算结果

3.1 双比分析

现在用双比分析法对作业各月增雨效果进行计算，公式为

$$R = \frac{Y_{A1}/X_{A1}}{Y_{A2}/X_{A2}}$$

式中 Y_{A1} 为目标区催化月平均降水量， X_{A1} 为对比区相应目标区催化月平均降水量， Y_{A2} 为目标区历史月平均降水量， X_{A2} 为对比区相应月历史平均降水量。分析结果见表 3。

表 3 各年 3~5 月双比分析效果表

| | | | | | |
|-------------------------------|--------------|---------|---------|---------|---------|
| 1992 年 增 雨 效 果 | | 3 月 | 4 月 | 5 月 | 3~5 月 |
| | R 值 | 1.04 | 1.82 | 1.28 | 1.25 |
| | 与 1 比较 效果 | >1 + | >1 + | >1 + | >1 + |
| 1994 年 增 雨 效 果 | | 3 月 | 4 月 | 5 月 | 3~5 月 |
| | R 值 | 0.52 | 0.74 | 0.71 | 0.74 |
| | 与 1 比较 效果 | <1 - | <1 - | <1 - | <1 - |
| 1995 年 增 雨 效 果 | | 3 月 | 4 月 | 5 月 | 3~5 月 |
| | R 值 | 2.08 | 0.58 | 1.39 | 1.18 |
| | 与 1 比较 效果 | >1 + | <1 - | >1 + | >1 + |
| 1996 年 增 雨 效 果 | | 3 月 | 4 月 | 5 月 | 3~5 月 |
| | R 值 | 1.04 | 0.73 | 0.88 | 0.87 |
| | 与 1 比较 效果 | >1 + | <1 - | <1 - | <1 - |
| 1997 年 增 雨 效 果 | | 3 月 | 4 月 | 5 月 | 3~5 月 |
| | R 值 | 1.04 | 1.61 | 0.92 | 1.58 |
| | 与 1 比较 效果 | >1 + | >1 + | <1 - | >1 + |

由表中可以看出，在 5 年中开展人工增雨作业的 15 个月里，有 8 个月的增雨是正效果，也有 7 个月的增雨是负效果，正值中最大的是 1995 年 3 月为 2.08，负效果中的最小值为 1994 年 3 月的 0.52。其中 1992 年 3~5 月，1995 年 3、5 月，1996 年 3 月和 1997 年 3、4 月为正效果。增雨效果的正负与当时作业条件的有无和好坏、作业时机的掌握等有较为密切的关系。

增雨效果较好的年份是 1992、1994 和 1997 年，其中以 1992 年的效果最好。

表 4 1992 年、1994~1997 年各月双比分析平均值

| | 3 月 | 4 月 | 5 月 | 3~5 月 |
|--------|------|------|------|-------|
| R 值 | 1.14 | 1.10 | 1.04 | 1.12 |
| 与 1 比较 | >1 | >1 | >1 | >1 |
| 效果 | + | + | + | + |

由表 4 中可以看出,在 5 年的人工增雨中,平均效果均为正效果,这表明进行正负抵消后平均的人工增雨是有效的。其中,以 3 月最好,4、5 月次之。

3.2 降水量区域历史回归分析

在进行区域历史回归中,使用 1959~1989 年 31 年的资料。在分析中按各月和 3~5 月合并降水量分别进行了统计。经试验,两区各月平均雨量,均通过柯尔莫哥洛夫正态分布检验,拟合度在 92% 以上。相关系数显著检验,显著性水平达 0.001,方程显著性检验,显著性水平达 0.01。表 5 给出了 3~5 月降水量区域历史回归主要参量;表 6 是各时段区域历史回归主要参数显著性检验表;表 7 是各年人工增雨效果统计分析表。

在表 5 中的参数分别表示:

$X_{\text{平均}}$ 为对比区面雨量的多年平均值; $Y_{\text{平均}}$ 为目标区面雨量的多年平均值; SX 为对比区面雨量的标准差; SY 为目标区面雨量的标准差; R 为对比区和目标区面雨量的相关系数;回归方程为对比区和目标区区域回归方程。

表 5 3~5 月降水量区域历史回归主要参量分析表

| 时间 | $X_{\text{平均}}$ | $Y_{\text{平均}}$ | SX | SY | R | 回归方程 |
|---------|-----------------|-----------------|-------|-------|------|-----------------|
| 3 月 | 6.25 | 6.00 | 3.39 | 4.03 | 0.73 | $Y=0.54+0.87X$ |
| 4 月 | 13.35 | 20.55 | 6.17 | 11.74 | 0.69 | $Y=2.99+1.32X$ |
| 5 月 | 46.03 | 48.09 | 16.34 | 22.60 | 0.89 | $Y=-8.28+1.23X$ |
| 3 至 5 月 | 62.61 | 77.20 | 15.80 | 27.20 | 0.81 | $Y=-0.99+1.39X$ |

表 6 区域历史回归主要参数显著性检验表

| | 正态拟合度 $1-k(x_0)$ | 正态拟合度 $1-k(y_0)$ | 相关系数 检验(t) | 显著度 (α) | 方程方差 分析(F) | 显著度 (α) |
|-------|---------------------|---------------------|-------------------|---------------------|-------------------|---------------------|
| 3 月 | 0.99 | 0.99 | 48.51 | 0.001 | 35.09 | 0.01 |
| 4 月 | 0.99 | 0.92 | 22.85 | 0.001 | 26.51 | 0.01 |
| 5 月 | 0.99 | 0.99 | 85.42 | 0.001 | 112.36 | 0.01 |
| 3~5 月 | 0.96 | 0.92 | 43.28 | 0.001 | 53.72 | 0.01 |

表 7 人工增雨各年效果统计分析表

| | | 实测 X | 实测 Y | 增水量 | 相对增水 | 增水显著性(T_c) | 显著度(α) |
|-------------------------------|------|-------|--------|--------|--------|----------------|-----------------|
| 1992年 增雨 效果 | 3月 | 8.00 | 8.00 | 0.48 | 6.3% | 1.98 | 0.050 |
| | 4月 | 5.00 | 14.00 | 4.45 | 46.4% | 2.21 | 0.050 |
| | 5月 | 53.00 | 71.00 | 14.40 | 25.4% | 10.82 | 0.001 |
| | 3~5月 | 63.30 | 97.30 | 19.14 | 24.5% | 6.91 | 0.001 |
| 1994年 增雨 效果 | 3月 | 6.00 | 3.00 | -2.70 | -48.1% | -8.19 | 0.001 |
| | 4月 | 14.00 | 16.00 | -5.37 | -46.0% | -2.77 | 0.010 |
| | 5月 | 43.00 | 32.00 | -12.30 | -27.9% | -9.34 | 0.001 |
| | 3~5月 | 58.60 | 53.42 | -18.21 | -25.1% | -6.55 | 0.001 |
| 1995 年 增 雨 效 果 | 3月 | 4.00 | 8.00 | 4.01 | 98.3% | 11.59 | 0.001 |
| | 4月 | 9.00 | 8.00 | -6.72 | -46.0% | -3.48 | 0.010 |
| | 5月 | 13.00 | 19.00 | 11.40 | 148.6% | 8.07 | 0.001 |
| | 3~5月 | 26.21 | 37.90 | 11.39 | 43.5% | 3.76 | 0.001 |
| 1996 年 增 雨 效 果 | 3月 | 12.00 | 12.00 | 1.00 | 8.9% | 2.75 | 0.010 |
| | 4月 | 17.00 | 19.00 | -6.31 | -25.0% | -3.24 | 0.001 |
| | 5月 | 38.00 | 35.00 | -3.20 | -8.5% | -2.46 | 0.020 |
| | 3~5月 | 61.70 | 65.72 | -10.0 | -13.2% | -3.68 | 0.001 |
| 1997 年 增 雨 效 果 | 3月 | 11.00 | 11.00 | 0.85 | 8.4% | 2.43 | 0.050 |
| | 4月 | 19.00 | 47.00 | 19.05 | 68.0% | 9.65 | 0.001 |
| | 5月 | 51.00 | 49.00 | -5.12 | -9.6% | -3.90 | 0.001 |
| | 3~5月 | 70.31 | 111.00 | 23.27 | 26.5% | 8.34 | 0.001 |

3、4、5月和3~5月目标区和对比区的相关系数在0.60以上,其中,5月最高为0.89。

表6中的参数表示:

正态拟合度:表示目标区和对比区面雨量的正态分布拟合度。

相关系数检验:对目标区和对比区的相关系数进行的 t 检验;

方程方差分析对目标区和对比区的回归方程进行的方差分析;

显著度为各项检验的显著性水平。

表7中的各参量表示:实测X为对比区面雨量的1997年实测值,实测Y为目标区面雨量的1997年实测值;增水量为目标区人工增雨后增加的雨量值;相对增水为目标区人工增雨后相对增加的雨量值;增水显著性(T_c)为增水量的 t 检验值;显著度(α)为增水量的 t 检验的显著性水平。

经分析,在各年中的增雨正负效果的趋势和双比分析的结果基本一致。其中,1995年5月的增雨正效果的相对值最高达148.6%;增雨负效果明显的是1994年3月为-48.1%。在各年中,以1992年的增雨效果最好,各月和3~5月的合并降水量检出效果均为正效果;1994年的增雨则表现为负效果。

表 8 1992 年、1994~1997 年各月区域回归分析平均值

| | 3 月 | 4 月 | 5 月 | 3~5 月 |
|-------------|------|------|------|-------|
| 平均绝对增雨量(mm) | 3.64 | 5.10 | 5.18 | 25.59 |
| 平均相对增雨量(%) | 14.8 | 3.7 | 25.6 | 11.3 |

5 年的平均值,3 至 5 月各月和 3~5 月的合并检验均为正增雨效果。这说明 1992 年以来实施人工增雨的效果在不同的年月表现不一,但总是正效果。也就是说从效果检验这方面,证明了实施了人工增雨的可行的和有效性。在表 8 中以 5 月为最大,绝对增雨量达 5.18 mm,相对增水量达 25.6%。3~5 月的合并效果分别为 25.59 mm 和 11.3%。

各时段的增水量分别为:

3 月的增水量为 $3.64\text{mm} \times 5.0 \text{万 km}^2 = 1.82 \text{亿 m}^3$

4 月的增水量为 $5.10\text{mm} \times 5.0 \text{万 km}^2 = 2.55 \text{亿 m}^3$

5 月的增水量为 $5.18\text{mm} \times 5.0 \text{万 km}^2 = 2.59 \text{亿 m}^3$

3~5 月合并增水量为 $25.59\text{mm} \times 5.0 \text{万 km}^2 = 12.8 \text{亿 m}^3$

5 年内净增雨量,各月分别为 1.82 亿 m^3 、2.55 亿 m^3 和 2.59 亿 m^3 ;3~5 月合计达 12.8 亿 m^3 。各月的量与总量有一定的差别,这主要是对比区的差异造成的,这在选取对比区时已进行了解释。我们认为各时段均以各时段的量为准,不再进行比拟。

4 结 论

(1)经分析得出自 1992 年以来实施人工增雨作业是可行的和有效的,为缓解东部农业区及环青海湖的部分牧业区的春旱,起到了积极作用。这一作用不仅在农牧业方面,在其它方面诸如水利发电、自然保护等也有着重要的影响;

(2)在本文中采用的分散目标区的方法,是根据青海省地处青藏高原,地形复杂且差异大这一与其它省不同的特点,在运用常规对比区选取方法不合适的情况下,进行的尝试。在应用中认为还是可行的;

(3)各月分别选取对比区有利有弊,可以进行讨论。但我们认为降低一些可比性而顾及各月的不同气候和降水系统的特点,选取更适宜的对比区,有益于提高检出增雨效果的客观性。这也可以提高现在以抗旱为目的的非随机化试验中,给有关各部门提供人工增雨效果分析结果的时效。

参考文献

- 1 游来光.我国人工影响天气的历史、现状和面临的某些科学问题.人工影响天气(一),1988.2
- 2 易仕明.世界人工消雾、降水和防雹的科技现状,人工影响天气(一),1988.2
- 3 叶家东.人工影响天气的统计数学方法.北京:气象出版社,1982
- 4 宁夏回族自治区人工影响天气办公室编译.云和降水最新进展.北京:气象出版社,1994
- 5 李正贵,赵仕雄等.青海省水汽资源概况.青海气象,1985,(1)
- 6 吴鹤轩.青海高原的低云.北京:气象出版社,1985
- 7 汪学林.吉林省人工增雨效果评估.人工影响天气(十),1997.3

利用雷达回波的平均参量检验飞机人工增雨效果

谈曙青

(青海省气象台 西宁 810001)

摘要

对 1992 年 3~5 月青海省飞机人工增雨期间 10 次作业的 711 数字化雷达回波资料,进行了参数统计及特征量的对比分析。并从雷达的角度对人工增雨的效果进行了初步的评定。分析表明: 1) 增雨总效果为正值; 2) 作业后的降水量、雷达反射率因子、云层厚度、最大顶高回波面积与作业前相比都有不同程度的增加; 3) 云型分类分析表明,混合云催化效果最好,层状云其次,积状云最差。

关键词: 雷达平均参量 人工增雨 效果

1 引言

青海省春季飞机人工增雨工作在 1977~1979 年进行过 3 年,后因故中断。1992 年恢复了飞机增雨工作。此次选用的催化剂为液氮,自 3 月 20 日~5 月 31 日共作业 10 次。在作业过程中,711 数字化雷达前后共取得回波图 135 张 实测资料 9 次(后期因雷达故障,记录用实测值代替)。本文通过这些资料,对作业前后同期地面雨量资料和相应的等效雷达反射率因子 Z_e 值的变化进行统计分析;对作业前后的等效雷达反射率因子 Z_e 的变化、回波强度及尺度的变化、顶高的变化、作业前后云层厚度随时间变化的速度以及各种云型增雨效果进行了对比分析;对个例也进行了分析,以求在今后的工作中取得更好的增雨效果。

2 计算方法

2.1 根据雷达气象方程

$$Z_e = \frac{1024 \cdot \ln 2}{\pi^3} \frac{\lambda^2}{Pt \cdot h \cdot G^2 \cdot \theta \cdot \psi} \frac{1}{\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2} R^2 \cdot \bar{P}_r \quad (1)$$

其中 $\bar{P}_r = P_{\min} \times 10^{\frac{N}{10}}$, P_{\min} 为最小可测功率

代入上式得:

$$Z_e = C' R^2 \times 10^{\frac{N}{10}}$$

其中

$$C' = \frac{1024 \cdot \ln 2}{\pi^3} \frac{\lambda^2}{Pt \cdot h \cdot G^2 \cdot \theta \cdot \psi} \frac{P_{\min}}{\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2} \quad (2)$$

C' 中各项为雷达参数,代入上式: $C' = 4.1 \times 10^{-2} m$

$$Z_e = 4.1 \times 10^{-27} R^2 \times 10^{\frac{N}{10}} (\text{mm}^6/\text{m}^3) \quad (3)$$

式中 R 为强中心距离, N 为强度。

2.2 Z_r 与云中含水量 M 的关系

$$Z = AM^b \quad (4)$$

M 为云雾或降水中的含水量。

3 数据分析

3.1 降水量分析

我们在本站周围选取了 4 个对比区：大通、互助、门源、西宁，对其飞机作业前后的降水量作对比。由于大通、互助为三次观测站，夜间降水不记时间，且无降水自记观测，故作业前后降水量为估计值。但由于定时观测前后作业 7 次 所以有一定可信度 见表 1。

表 1 作业前后降水量对比表

| | 大通 | | 互助 | | 门源 | | 西宁 | |
|----|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|
| | 前 | 后 | 前 | 后 | 前 | 后 | 前 | 后 |
| 1 | T | 2.0 | — | 0.4 | — | 1.4 | — | — |
| 2 | | 2.2 | | 1.0 | 1.3 | 3.1 | T | 0.3 |
| 3 | 1.0 | 2.5 | 2.2 | 2.0 | 3.6 | 5.4 | 0.1 | 0.2 |
| 4 | 1.4 | 2.7 | 1.5 | 6.0 | — | — | 0.2 | 1.0 |
| 5 | — | — | | 3.8 | — | — | 0.7 | 1.2 |
| 6 | 0.4 | 0.9 | — | 0.4 | 4.9 | 5.1 | 3.7 | 0.1 |
| 7 | T | 16.4 | T | 13.7 | 0.3 | 10.9 | T | 8.3 |
| 8 | T | 2.1 | T | 0.4 | 0.9 | 3.7 | T | 0.2 |
| 9 | 3.4 | 10.6 | 2.5 | 11.2 | 6.1 | 4.1 | T | 3.7 |
| 10 | T | 2.6 | — | 6.0 | — | — | T | 10.0 |

由表中可以看出作业前后的降水量有明显差异。其平均绝对增量为：大通：3.4mm / 次 互助：3.4mm/次 门源：1.7mm / 次 西宁：2.0mm/次。

其平均相对增量分别为：

大通：54.8%，互助：54.8% 门源：9.9% 西宁：42.6%。

由此可以看出 4 个对比区的降水量都是增加的。但增加的量有所不同。大通、互助、西宁增加幅度明显。实地的降水资料分析表明飞机增雨效果是明显的。

3.2 回波参数分析

我们对作业前后的最大回波强度，及距本站距离数据进行了收集。根据式 (3) 得出其最大等效雷达反射率因子，并将其平均绝对增量、平均相对增量、回波强度的变化等也进行了对比。

由表 2 可看出，回波强度和最大回波顶高在作业前后都有明显的变化，作业后比作业前增大，其中回波强度显著增大 ($\geq 10\text{dB}$) 有 3 次，最大回波顶高显著增大有 ($\geq 500\text{m}$) 有 6 次 (第七、八次，由于雷达故障无资料)。回波强度平均绝对增大量约为 5dB / 次。平均相对增量为 11.1%。最大回波顶高平均绝对量约为 900 m。平均相对增量为 14.5%。

表 2 作业前后各要素及 Z_e 变化对比表

| 次数 | 强度 (dB) | | 距离 (km) | | 最大顶高 (m) | | 反射率因子 Z_e | | ΔZ_e (Z_e 差值) |
|----|---------|----|---------|----|----------|------|-------------|----------|-----------------------------|
| | 前 | 后 | 前 | 后 | 前 | 后 | 前 | 后 | |
| 1 | 15 | 15 | 45 | 20 | 3000 | — | 262.5 | 51.9 | -210.6 |
| 2 | 20 | 30 | 20 | 20 | 3500 | 4100 | 164.0 | 1640.0 | 1476.0 |
| 3 | 20 | 25 | 10 | 10 | 3100 | 4100 | 41.0 | 129.7 | 88.7 |
| 4 | 15 | 20 | 20 | 18 | 2100 | 3000 | 51.9 | 132.8 | 80.9 |
| 5 | 20 | 25 | 7 | 10 | 2000 | 3000 | 20.1 | 129.7 | 109.6 |
| 6 | 45 | 55 | 41 | 13 | 4000 | 6000 | 217947.4 | 219114.0 | 1166.6 |
| 7 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 8 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 9 | 35 | 35 | 30 | 35 | 3500 | 4100 | 11668.8 | 15882.5 | 4213.7 |
| 10 | 15 | 25 | 45 | 20 | 3900 | 4000 | 262.5 | 518.6 | 256.1 |

由表 2 看出 有记录的 8 次催化中, 7 次使平均等效雷达反射率因子增大, 1 次减小。 Z_e 的平均绝对增量约为 $900\text{mm}^5/\text{m}^3 \cdot \text{次}$ 。平均相对增量为 12.5%。 Z_e 的增大其物理意义在于云中较大水滴的增长和增多。说明催化产生了明显的效果。

根据式(4), Z_e 与云中的含水量 M 成正比。 Z_e 增大时, 相应作业前后的云中含水量也发生了变化, 随 Z_e 的增大而增大。有利于降水的形成。从这一角度讲, 催化作用亦有明显的效果。

3.3 20dB 区面积对比分析

我们选取 5 次较完整的作业记录, 估算出 PPI 回波图 (平面显示) 中 20dB 区的面积, 精确到 10km^2 (见表 3)。

表 3 作业前后 20dB 区面积对比表

| 日期 | 作业前 (km^2) | 作业后 km^2 | ΔS |
|-----------|-----------------------|-------------------|------------|
| 4 月 1 日 | 30 | 130 | 100 |
| 4 月 7 日 1 | 70 | 30 | -40 |
| 4 月 7 日 2 | 10 | >10 | >0 |
| 4 月 20 日 | 10 | >10 | >0 |
| 5 月 3 日 | 70 | 200 | 130 |

由表 3 可见 5 次过程中作业前后 20dB 区面积增大和减小的比例 4:1。其中显著变化 2 次。平均绝对增值 $\Delta S = 40\text{km}^2 / \text{次}$ 。平均相对增量为 21%, 这说明催化使云内大水滴生成及水滴数增加。

3.4 分类对比分析

我们把 10 次作业中的 Z_e 值与同期地面降水资料及天气实况综合起来。 Z_e 值在不同的云型中有明显的不同。 Z_e 的最佳效果属积状云, 而雨量的最佳效果却属混合云。这可能是由于不同云的云雨转化率不同而造成的。因此, 催化效果最好的应属混合云, 其次是层状云, 最差是积状

云。此结果与内地其他省份飞机人工增雨所得结果相比有一定差异，吉林：积状云好于层状云；福建：混合云好于积状云好于层状云；江西：层状云好于混合云，湖南：积状云最佳。这可能是高原气候的特殊性所致。

从雷达回波看，整个回波作业前后的变化大体可分为 4 个过程：1) 催化后回波加强发展；2) 云顶高度增大，水平尺度增大；3) 云底降低，水平尺度减小，但能量增大；4) 逐渐减弱。

3.5 云厚变化速度

从雷达 RHI(高度显示)回波图中，我们选取了 4 次较完整的资料，对其作业前后云顶高和云底高即云层厚度经催化后随时间的变化速度进行了统计。我们选取作业前后相邻的两张 RHI 回波图，结合观测时间，对其云顶高、云底高及其差进行统计(见表 4)。

由表 4 可以看出，4 月 7 日第一次作业 40 分钟内，云厚增加了 1600m；4 月 7 日第二次作业，37 分钟内，云厚增加 300m；5 月 3 日，21 分钟内增加了 900m；5 月 5 日，20 分钟内顶高增加了 2000m(底高无资料)。云厚在催化前后的变化是相当明显的，而且变化时间较短。这说明在较短时间内，催化作用有相当的效果。云层厚度增加幅度也较大，平均每 10 分钟增加 40m。云厚在短时间内的急骤变化从另一个角度说明了催化的效果。

3.6 个例分析

表 4 作业前后回波顶高、底高变化对比表

| 日期 | 时间 | 作业前 | | 时间 | 作业后 | |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | 底高(m) | 顶高(m) | | 底高(m) | 顶高(m) |
| 4月7日(1) | 8:42 | 0 | 2500 | 9:38 | 0 | 4100 |
| 4月7日(2) | 18:28 | 1000 | 2100 | 19:05 | 700 | 2100 |
| 5月3日 | 5:13 | 1000 | 4000 | 5:34 | 200 | 4100 |
| 5月5日 | 20:35 | — | 3500 | 20:55 | — | 4500 |

我们选取 4 月 7 日第一次作业的两张 RPI 回波图 两张 PHI 回波图。此次为层状云降水，结合作业时间，观察其作业前后的回波变化，可看出催化效果。

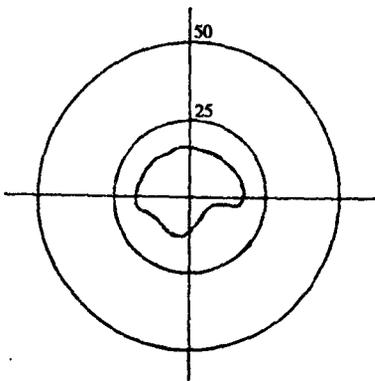


图 1 1992年 4月 7日 08 时 29分回波图，($\alpha = 9^\circ$ 20dB)

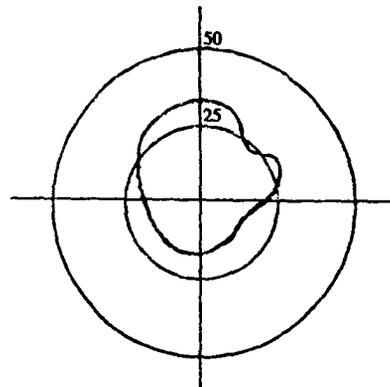


图 2 1992年 4月 7日 09 时 50分回波图，($\alpha = 7.5^\circ$ 30dB)

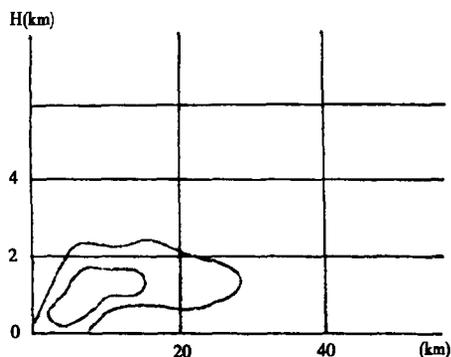


图3 1992年4月7日08时30分RHI回波图, ($\beta = 300^\circ$ 25dB $H = 2300\text{m}$)

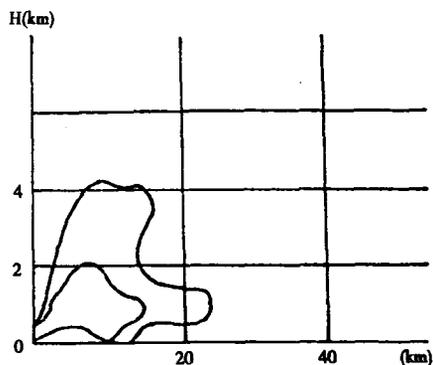


图4 1992年4月7日09时38分RHI回波图, ($\beta = 345^\circ$ 30dB $H = 4100\text{m}$)

飞机起飞时间为08时40分,09时06分开始作业。由图可以看出,08时29分,回波是以20km为半径的层状回波,37分钟后开始作业,44分钟后,回波扩大为半径35km的层状回波。由图可见,回波面积的增大是相当明显的。

从RHI上看,08时30分的回波图上,回波顶高为2300m,水平尺度为30km,20dB区面积为内层所示范围,回波及地尺度为7~8km。09时38分的回波图上,顶高发展为4100m,水平尺度缩小到24~25km,但强度增大,20dB强中心面积增大,及地尺度为12~13km。可见变化是很明显的。

此例增雨效果一般,这可能是春季水汽条件不好,层状云云雨转化率低造成的。但从雷达回波图上,却能明显地反映出催化后产生的变化。即范围扩大、顶高增加、强度加强、降水及地范围也扩大。平显和高显水平尺度差异是由于水平扫描仰角差异,而使平显上水平尺度略小于高显水平尺度。

4 结 论

通过对降水资料,数字化雷达回波资料的对比分析,及不同云型下的效果分类分析,对青海省春季飞机人工增雨的效果从雷达的角度进行了初步检验,结果证明飞机增雨效果是明显的。用 Z_e 表示效果主要反映催化对空中云雨物理特征的改变,配合地面增雨效果可更客观、更全面检验飞机人工增雨效果。

由于工作后期雷达故障,所以资料未能逐次的收集齐全,对结果有一定的影响。另外,对于催化的迟滞性,即催化作用究竟能持续多长时间?从雷达的观测角度,尚不能得出结论。因为我们发现在作业24小时后出现降水,在10次作业中有4次,并有较完整的资料。我们没有排除天气分析方面的原因,但其比例很高。这将是以后工作中值得注意的一个很重要的问题。

致谢:感谢王国祯、陈景耀、段勇同志的指导。感谢马铁衡同志为本文绘制了插图。

参考文献

- 1 第十次全国云雾和人工影响天气科学讨论会论文摘要,1988.7
- 2 张培昌、汤达章等. 雷达气象学. 北京: 气象出版社

1996年4月20日飞机人工增雨分析

马艳丽

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文从天气形势、卫星云图、雷达参数等几个方面分析了1996年4月20日一次人工增雨的决策指挥和实施过程,并简要地进行了作业效果分析,初步认为这次作业过程决策准确、及时,作业效果比较明显。

关键词:人工增雨 效果 分析

1 引 言

自1992年青海省恢复飞机人工增雨作业至今已有5年。从总的情况来看,大部分作业效果明显,为缓解春旱起到了一定的作用。但是飞机人工增雨作为一个系统工程,其决策作业时机是最重要的技术环节,准确掌握天气条件、迅速果断下达作业指令是取得良好作业效果的基础。为此,本文就1996年4月20日成功实施飞机人工增雨的典型实例从天气形势、卫星云图、雷达回波等几个方面进行分析。我们认为对这次过程天气时机掌握及时,决策指挥准确,为取得较好作业效果起到了关键性的作用,这次成功作业的决策也为将来人工增雨积累了宝贵的经验和参考依据。

2 天气形势分析

2.1 500 hPa 环流形势

在4月18日08时500hPa高空图上,帕米尔至青藏高原西部受弱脊控制。19日08时塔里木盆地出现小槽,其前部青海省玉树一带也出现了弱反气旋环流,两个弱反气旋中间开始盛行西南风。风速在 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的高空急流维持在 40°N 一线。到19日20时,帕米尔高原暖脊继续发展,迫使南疆塔里木盆地小槽发展东移,加德满都、拉萨的西南风风速都超过 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 到20日08时,塔里木盆地有闭合暖高压生成,原位于南疆的冷槽快速东移到河西走廊,高原上低槽已移到青海省都兰和杂多一线(图略)。这样,西南暖湿气流和西北方移来的冷空气在青藏高原东部结合,预计有一次降水过程,是有利于作业的好时机。

2.2 地面形势分析

地面图上,配合高空小槽有冷锋存在并随高空槽的东移缓慢东移。4月19日02时南疆有冷锋入侵,20日02时在作业区上游的门源等地开始降水,05时西宁、华家岭也出现弱的降水,08时冷锋已移到青海省东部地区上空,作业区大部分台站出现降水(图略)。

3 卫星云图分析

在 1996 年 4 月 19 日 20 时的卫星云图上，新疆北部和西藏西部两块大范围云系向东移动。两种不同性质的云在东移，于 20 日凌晨在青海省东部地区结合。从云的特性来看，新疆北部是以卷云为主的高云，西藏西部是以层状云为主的中云，还包含一些低云。

4 雷达回波参数分析

1996 年 4 月 20 日 07 时 42 分，青海省人工影响天气办公室通过西宁曹家堡机场的 711 数字化雷达观测到机场周围有 20dB 左右的混合性降水回波，有两个强中心，回波区面积约 2826 km²，在高度显示图上，回波顶最大高度 5700 m 强中心高度 4000 m 回波底高度 1000 m 左右，混合性降水特征明显。到 08 时 07 分，两个强中心已合并南压，回波强度仍为 20dB 回波区面积扩大到 3847 km²，高显图上回波中心高度达 4800 m 左右。

5 决策指挥和效果分析

5.1 决策指挥

19 日下午我们通过对天气形势和卫星云图特征进行综合分析后认为，青海省东部地区将有一次降水过程。20 日凌晨作业区气象台站和上游台站天气实况报告也证实了这一预测。20 日凌晨 06 时的卫星云图上，云系已移到青海湖以东的作业区上空，同时民和、乐都、互助、化隆、循化等气象站已观测到零星降水。于是青海省人工影响天气办公室综合各方面因素，于 06 时 30 分决定实施人工增雨作业，并下达了飞机起飞指令。午后卫星云图上再次反映出河西走廊云系进一步南压，并且青海湖北部地区云系开始加强，13 时 50 分再次抓住时机进行第二次作业。

5.2 飞机作业概述

20 日第一次下达作业指令后，经过各方面的积极配合和准备，飞机于 08 时 19 分起飞，经西宁、化隆、乐都、互助、大通、湟中等地上空进行了反复作业 历时 131 分钟返场降落。第二次作业主要在作业区西北部的海北州和青海湖环湖地区进行，飞机于 13 时 50 分起飞，飞行线路为西宁、门源、刚察、江西沟、湟源、西宁 大约作业 50 分钟，于 14 时 40 分返场。这两次作业总共使用液氮 240 L 碘化银丙酮溶液 160 kg。

5.3 雨量时空对比和宏观效果

在飞机作业前，西宁及海东的大部分地区均为零星小雨，作业后半小时左右，我们观测到西宁地区降水开始明显增大，同时转变为漫天大雪，雪团直径最大竟达 40 mm 左右，这是因为催化形成冰晶的攀附作用而形成的，其它作业区和影响区也观测到类似情况。同时在作业过程中，飞机上出现结冰现象，这说明云系在催化剂的作用下出现凝结。两次作业后降水中心出现在作业区附近或作业区的高空气流的下风方，作业区中的大通、湟中及位于作业区下游的民和出现了 10 mm 以上的降水过程。这次作业后我室有关人员对增雨效果做了分析，按目前国际上公认的增雨效果 40% 计算，海东地区增加降水 6400 万吨，海北地区约增加降水 7500 万吨。

5.4 雷达参数变化

第一次作业后 10 时 35 分雷达回波面积进一步扩大到 7850 km² 回波强度增大到 39 dB，中心位置移至测站南部，回波最大高度增长到 5800 m，整个回波已接地，20 dB 回波底距离地面大约只有 500 m。从下表中看出，作业后弱小云系在雷达回波上表现为强度加强，范围增大，高度升高，降水均匀等特征，其中强度增加 50%，回波范围增加一倍，回波高度增加 1000m 左右。以上特征再次证明此次增雨作业是有正效的。

表 1 作业前后雷达参数变化表

| | 时间 | 强度 (dB) | 顶高 (m') | 底高 (m) | 范围 (km ²) | 20dB 高度 (m) | 20dB 范围 (km ²) | 回波特征 |
|---|---------|------------|------------|-----------|--------------------------|----------------|-------------------------------|------|
| 前 | 07 : 42 | 20 | 5700 | 1000 | 2826 | 4000 | 580 | 混合型 |
| | 08 : 07 | 20 | 4800 | 500 | 3847 | 3700 | 860 | 连续型 |
| 后 | 10 : 35 | 30 | 5800 | 0 | 7850 | 3900 | 2100 | 连续型 |

6 小 结

综上所述，得出如下结论：

(1)由上述天气形势、雨量时空对比、雷达参数变化和宏观效果分析，我们认为这次增雨作业的效果是显著的，达到了增加降雨量的目的，特别是雷达回波在作业前后的变化、作业后雨量的增加和雪团间出现攀附现象等充分说明了这一点。

(2)我室已具备了卫星云图、数字化雷达、地面实况资料和微机分析天气形势以及计算各种物理量场的能力。今后如果进一步加强综合分析能力，逐步将各种指标、参数进一步客观、定量化，一定能进一步提高作业决策的科学性。

久治地区 7~9 月云层、降水状况和人工增雨作业条件初步分析

马艳丽

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文根据久治气象站 1987~1996 年 10 年的云、降水资料分析了久治地区降水的特点,从而为人工增雨作业提供了一些有价值的依据。

关键词 云层 降水状况 人工增雨 作业条件

1 引 言

久治地区地处青海省南部(101°29'E,33°26'N),位于阿尼玛卿山脉东段南侧。平均海拔 3628.5m,境内山高谷深,地形多样而复杂。黄河主流自西向东流经境内北侧,数十条支流由本县境内流入黄河。久治地区为青海省降水最大地区,年平均降水量 700mm,个别地区达 900mm 降水的 46%集中在每年的 6~7 月(约 319.8mm)。由于降水量大而集中,自然降水的很大一部分流入黄河里,成为黄河上游地区主要径流区和主要水资源贡献段。

1997 年青海省气象局受电力部门委托选择该地区为“黄河上游人工增雨”作业地带,于 6 月 20 日至 9 月底前在该地实施人工增雨作业。根据现有资料统计分析,久治地区 7~9 月云层、降水状况以便指导该地区人工增雨作业。

2 降水状况分析

表 1 为该地区 1987~1996 年 10 年的 7~9 月份 ≥ 8 成云(阴天)平均日数与 ≥ 5 mm 降水平均日数及阴天中降水出现日数概率表。

表 1 7~9 月久治地区阴、雨天气统计表

| 项目 | 7 月 | 8 月 | 9 月 | 总计 |
|------------------|-----|-----|-----|-----|
| 阴天日数 | 17 | 13 | 16 | 46 |
| ≥ 5 mm 降水日数 | 9.4 | 8.6 | 8.0 | 26 |
| 阴天中降水出现概率 | 55% | 67% | 50% | 57% |

从表中降水出现概率可以看出,该地区夏季有 1/2 的阴天降水量少于 5mm,可见有人工作业的云层条件。如果抓住有利时机及时作业,以 20 个 < 5 mm 降水日增加 20%雨量计算。那么(每日平均雨量 4.9 mm 计算)三个月内久治县城一个点上可以增加近 20 mm 雨量,有一定增雨潜力可挖。

2.1 云层条件分析

久治地区地处高原腹地，纬度较低，降水天气系统主要是来自孟加拉湾的水汽，在高原低涡，切变和西风带冷空气作用下造成降水，云系为高层云、层积云、积云等及它们之间的相互转换。但由于该地区海拔高，气温日较差明显，白天地表升温迅速，云层的日变化明显，一般一日中上午开始对流发展，常常沿山脉发展，因此，地形、对流性是该地区云层的主要特征，该地降水以对流云阵性降水为主。

表 2 是 1987~1996 年 10 年中降水日数下各种云产生降水及概率。

表 2 1987~1996 年 10 年久治地区各云系出现概率

| 云 状 | 积云(Cb) | 层状云(As. Sc) | 混合云(As. Sc. Cb) |
|--------|--------|-------------|-----------------|
| 总降水日数 | 697 | 697 | 697 |
| 各云出现日数 | 100 | 74 | 523 |
| 出现概率 | 14% | 11% | 75% |

从表 2 可以看出，该地层状云出现降水只占总降水日数的 11%，而大量的降水出现在以积云为主的混合云中。

2.2 降水出现时段特征

经降水资料普查，该地区较大降水量主要由对流云造成。它的变化规律与气温的变化相一致 即中午 12 时后淡积云开始出现，午后 16 时至 17 时是浓积云发展阶段，17 时后逐步发展为积雨云，开始降雨。如果单纯的积云降水量不大，降水时间短，如果受系统影响，如：地面低空东南风，对流降水持续，甚至转换为连续性降水。据资料分析，70% 的降水量出现在 16 时~22 时之间，而 30% 的降水出现在其它时段。

2.3 6~7 月人工增雨作业的论证

表 3 为 6 月 20 日至 7 月 20 日一个月中久治炮点作业情况统计。

表 3 6 月 20 日~7 月 20 日久治地区增雨作业统计表

| 作业日期 | 作业时段 | 耗弹量(发) | 云 状 | 降水量(mm) |
|----------|-------|--------|-----|---------|
| 6 月 26 日 | 18:15 | 14 | 混合云 | 0.6 |
| 6 月 27 日 | 13:15 | 7 | 混合云 | 5.1 |
| 6 月 28 日 | 13:20 | 6 | 层状云 | 4.9 |
| 7 月 1 日 | 20:08 | 7 | 混合云 | 26.8 |
| 7 月 2 日 | 16:18 | 6 | 混合云 | 4.6 |
| 7 月 3 日 | 10:45 | 6 | 混合云 | 1.9 |
| 7 月 3 日 | 17:25 | 6 | 混合云 | 21.6 |
| 7 月 4 日 | 10:20 | 12 | 层状云 | 10.7 |
| 7 月 6 日 | 21:27 | 10 | 混合云 | 7.7 |
| 7 月 10 日 | 14:37 | 7 | 积 云 | 0.7 |
| 7 月 11 日 | 13:25 | 7 | 积 云 | 2.4 |
| 7 月 14 日 | 20:13 | 10 | 积 云 | 0.8 |
| 7 月 16 日 | 16:13 | 12 | 混合云 | 6.6 |

从表中看出 13 次作业中出现 ≥ 5 mm 降水为 6 次，云状均为积云为主的混合云，作业时段在 16 时以后的占 54%，作业云层，时间选择都较合适。成功率占 70% 以上。

3 几点体会

(1) 久治地区阴天和云层条件较有利于人工增雨作业，有一定的增雨潜力可控；

(2) 该地区天气和云层为阵性和积云为主，在布置作业点时，要密些，这样才能不失作业机会，达到获取较高作业效益的目的；

(3) 该地区实施人工增雨，需进一步分析掌握天气气候条件，同时配合卫星云图、雷达等先进装备，才能做到作业有的放矢。

第四部分 冰雹研究

青海湖地区冰雹的某些规律

赵仕雄 张琳

(青海省气象研究所 西宁 800001)

摘 要

利用青海湖周围刚察、江西沟、海晏、茶卡 4 个站的冰雹观测资料, 统计分析了青海湖地区冰雹的强度、时空分布、产生背景; 这些统计分析结果对青海湖地区防雹增雨的安排、设备配备等都会有所帮助。

关键词: 青海湖地区 冰雹 气候规律

1 引 言

青海湖是青藏高原上的一颗明珠, 它不仅浩大壮观, 而且由于不断向大气输送水汽, 因此对这里的天气演变扮演着重要角色。其中北部夏季冰雹频繁, 环湖雹日分布不均匀等规律, 就与这里的复杂地形密切相关。

环湖地区既是青海省主要牧业区之一, 也是青海省小块农业区。草场面积约 5 千余万亩, 耕地面积达 40 万亩以上, 冰雹平均每年造成农业受灾面积约 10%, 对这里的生态环境有重要影响。为了研究环湖冰雹状况, 我们统计了紧靠青海湖的刚察、江西沟、海晏以及茶卡 4 个站近年的冰雹观测资料, 同时分析了 1980 年 6~8 月我们在湖的北岸进行冰雹实验收集的雷达回波、探空、冰雹谱等观测资料。虽然使用的资料年限不长, 但是已可初步反映环湖地区的某些规律。

2 冰雹的强度

冰雹强度通常可用冰雹直径大小、冰雹空间浓度以及降雹的持续时间等参量作定量的描述。造成农作物受害的程度尚与农作物的品种和作物发育期有关, 这里暂不作考虑。

环湖地区冰雹强度列于表 1。从表 1 可以看出, 几乎 60% 的冰雹日所降冰雹直径小于 0.5 cm 这样小的冰雹一般不会造成农作物的灾害。而能造成作物灾害的雹日只占总雹日的 40% 左右, 特强的冰雹日则很少出现, 仅占雹日的 4% 以下。4 个站中湖北岸的刚察县平均雹日最多, 每年可能出现成灾的雹日数约 9 天, 而出现强和特强冰雹的日数则只有 0.4 天, 几乎 3 年出现一次强冰雹天气。在全省 28 个站雹径观测资料中, 直径小于 0.5 cm 小冰雹次数约占总观测次数的 40.3%, 0.5~1.4 cm 直径冰雹占 51.1%, 1.5 cm 以上直径的大雹约占 8.6%^[1]。由此可以看出, 环湖地区不仅小冰雹出现次数占总雹日数比率最高, 而且小冰雹出现频数与本省

许多地区相比也偏高。青海湖北岸为冰雹多发地带。

冰雹的频数、大小随着季节的改变热力对流的加强而增大。据统计，6~9月出现雹日次数占全年的88%以上，而夏季最热的7、8两个月出现的雹日要占全年的46%。历史上4个站各月出现的最大冰雹直径是：4月不大于0.5cm，5月在0.6cm以下，6月不大于2.5cm，7月可达4.0cm，8月为1.1cm，9月为1.6cm，10月为0.4cm。最大冰雹出现在7月。

就降雹持续时间而言，环湖地区平均约为8分钟，最短不足1分钟，最长可达36分钟。一般1~4分钟出现的频次较高，约占总次数的30%~50%，高于8分钟出现的频次占39%以下。降雹持续时间与全省相比，并无明显的差异。

表1 冰雹强度统计

| 站名 | 强度 内 容 | 弱 | 中 | 强 | 特强 | 大小不明 | 年代 |
|-----|--------------|--------|---------|---------|-------|------|-----------|
| | | (如小豌豆) | (如大豆) | (如枣子) | (如核桃) | | |
| 刚察 | 直径(cm) | ≤0.5 | 0.6~1.5 | 1.6~2.4 | ≥2.5 | | |
| | 出现日数 | 14 | 18 | 1 | 3 | 116 | 1971~1981 |
| | 总日数 | 36 | 36 | 36 | 36 | 152 | |
| | % | 38.9 | 50.0 | 2.8 | 8.3 | | |
| 江西沟 | 出现日数 | 17 | 5 | 1 | — | 25 | |
| 总日数 | 23 | 23 | 23 | 23 | 48 | | |
| % | 73.9 | 21.7 | 4.3 | | | | |
| 海晏 | 出现日数 | 21 | 10 | — | — | 27 | 1976~1985 |
| | 总日数 | 31 | 31 | 31 | 31 | 58 | |
| | % | 67.8 | 32.2 | | | | |
| 茶卡 | 出现日数 | 5 | 1 | — | — | 4 | 1976~1977 |
| | 总日数 | 6 | 6 | 6 | 6 | 10 | 1981~1985 |
| | % | 83.3 | 16.7 | | | | |
| 合计 | 出现日数 | 57 | 34 | 2 | 3 | 172 | |
| | 总日数 | 96 | 96 | 96 | 96 | 268 | |
| | % | 59.4 | 35.4 | 2.1 | 3.1 | | |

冰雹的浓度系指降落地面的冰雹相当在空间每立方米含有的雹粒数。据1980年6~8月在青海湖北岸三角城羊场收集到的9次弱冰雹过程36份浓度观测资料，冰雹直径大小0.5~1.6cm，冰雹总的空间浓度平均为0.37个·m⁻³，最小为0.03个·m⁻³，最多可达1.73个·m⁻³。平均每次降雹直径小于0.7cm的冰雹浓度最高，约为0.29个·m⁻³，0.8~1.0cm的约为0.15个·m⁻³，1.1~1.3cm的平均约为0.06个·m⁻³，而1.4~1.6cm的冰雹浓度平均不到0.04个·m⁻³。

青海湖北岸试验点实测的海拔高度为3290m，冰雹浓度与海拔在2900m的互助脑山地区的相比要偏低，互助冰雹平均浓度为1.1个·m⁻³⁽²⁾。这与青海湖地区上游地带水汽状况和云的发展高度有关。这里冰雹云顶相对高度在4.5~8.0km，平均在6km左右，而互助冰雹云顶相对高度在6~14km，平均约7.6km。云顶发展的高度平均要比互助的低，相应云顶温度要偏高。

3 冰雹的时空分布

3.1 冰雹地理分布特点

分析 1954~1980 年青海省东北部地区 24 个站的雹日资料, 得出该地区雹日分布自青海湖以东向青海湖以西, 雹日逐渐减少。青海湖北岸, 互助及化隆为青海东北部地区三个多雹中心, 柴达木盆地是少雹地区。

表 2 统计了环湖 4 个站累年各月平均雹日数, 从表 2 及表 1 可以看出, 青海湖南、北两岸雹日无论是全年还是各月相差较明显。北岸刚察雹日年平均为 15.3 天, 南岸江西沟为 6.0 天, 北岸是南岸的 2.6 倍。东、西两岸也是如此, 东北岸的海晏站年平均雹日为 8.8 天, 而西岸的茶卡只有 1.8 天 仅为海晏的 1/5。

表 2 中同时列出了相应月的降水量。雹日分布从总的来看与降水分布有关, 东部降水多于西部, 雹日也是东多于西。但环湖 4 站的雹日数并不与降水量成正相关, 降水量是海晏大于江西沟, 江西沟大于刚察, 刚察大于茶卡, 而雹日刚察多于海晏, 海晏多于江西沟, 江西沟大于茶卡。说明青海湖的水汽影响对其东南部下游地区较为显著, 环湖各地冰雹的多寡主要取决于地形条件, 而湖体对冰雹的发展的贡献, 可能主要起着冷源的作用。

表 2 环湖 4 站累年各月平均雹日数及降水量

| 站名 | 项 目 | 月 份 | | | | | | 全 年 | 年 代 |
|-----|---------|------|------|-------|------|------|------|-------|-----------|
| | | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | | |
| 刚察 | 雹日(d) | 1.2 | 4.3 | 4.4 | 2.8 | 2.3 | 0.1 | 15.3 | 1957~1980 |
| | 降水量(mm) | 41.0 | 65.1 | 87.9 | 82.0 | 55.2 | 13.6 | 370.3 | |
| 江西沟 | 雹日(d) | 0.1 | 0.9 | 1.2 | 1.4 | 2.1 | 0.3 | 6.0 | 1955~1962 |
| | 降水量(mm) | 27.5 | 55.1 | 90.2 | 91.8 | 61.0 | 28.8 | 378.6 | 1974~1980 |
| 海晏 | 雹日(d) | 1.5 | 2.0 | 2.0 | 1.5 | 1.4 | 0.1 | 8.8 | 1955~1958 |
| | | | | | | | | | 1960~1961 |
| | 降水量(mm) | 35.6 | 65.3 | 103.7 | 93.9 | 58.8 | 19.6 | 397.4 | 1976~1980 |
| 茶卡 | 雹日(d) | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 0.3 | 0.0 | 0.0 | 1.8 | 1956~1980 |
| | 降水量(mm) | 27.7 | 39.7 | 47.5 | 41.4 | 23.5 | 8.1 | 201.1 | |

3.2 北岸雹云活动规律及范围

统计了 7 个雹日 20dB 强度的回波在 5 km² 宽网格上出现的频次 (图略), 可以看出: (1) 冰雹云回波多起源于大通山和沙柳河上游一带高海拔沼泽地带, 并由西北向东南沿湖岸而移动; (2) 湖北岸 20 km 至西北部山根附近为一强回波多发带, 该多发带距离“源地”大约在 30~50 km 距湖心约 40 余 km, 可能该地带经常存在一地形环流, 湖面作为一冷体为环流的下沉区; (3) 雹云可以进入湖面, 但进入湖面后云都要减弱, 一般不过湖心即全部消散; (4) 雹云回波宽度一般为 10~80 km, 与北部草原宽度大致一样, 但降雹范围一般只有 10km 左右。

3.3 环湖地区雹日日变化

经 4 个站资料统计并绘制成直方图 (图略), 可以看出一日内降雹主要集中在 12~20 时, 占日降雹的 83.7% 其中 12~16 时的就占 52.2%; 0~2 时占日降雹的 1.3%; 2~6、6~8 时所占比例不足 1%; 22~24 时未出现过降雹。可见一日内降雹主要出现在午后到傍晚, 与热力

对流的发展密切相关。

3.4 霰日的月、年变化

一年之中冰霰最早出现在4月,最迟结束于10月。冰霰出现最多的月份是7月,霰日的这种分布与最大霰径也出现于7月是完全一致的。

霰日年变化似乎无准确的周期,但多霰年与少霰年大致反映出3年左右有一波动。1976年、1979年及1982年为峰值年,到1985年又出现了峰值。

4 背景条件

降霰虽是一种局地性很强的天气现象,分析青海高原东北部降霰天气形势后发现:几乎霰暴都有大天气形势作为背景。反映到500 hPa层的长波系统即由“东高西低”向“西高东低”形势的转换。该形势一旦建立,中东高压北伸,太平洋副高东退,高原处于脊前偏西气流控制之中,当北部有小槽、冷舌、急流3种系统活动,结合地形、热力、动力条件,不同程度的霰暴即可爆发^[3]。

利用有限元插值法,选定青海湖周围的西宁、祁连、都兰3个探空站的07时及19时测风,计算1980年7月12日、7月18日、7月29日、8月17日青海湖北岸4次霰暴过程的各高度层散度 D ,涡度 ξ 。分析表明:降霰前散度、涡度的分布有以下两种情况:(1)整层为负涡度输送,即处于反气旋环流控制中,但散度分布可出现两种情况,一种是对流层(600~300hPa)整层散度为负值(最大值约为 $-2.0 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$),即整层为辐合;另一种是中高层(550~350 hPa)有辐合(最大值约 $-1.3 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)。(2)中层(550~400 hPa)或中低层(600~500 hPa)有负涡度输送,但整层或中层(400 hPa)以下都有辐合(最大值约 $-4.0 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)。以上说明,无论是有无涡度输送,冰霰过程总有热力或动力条件导致的辐合存在。

从中还可以看到,在云顶部高度(400 hPa)或(300 hPa),冰霰过程都有辐散存在,这与逆温层相对应,反映逆温的存在有利于下层增温和能量积累。

在《青海水汽资源概况》一文中^[3],根据青海及其周围31个探空站1979~1983年的探空资料,用常规计算法计算了500 hPa逐月的水汽通量散度。从对7月份的500hPa水汽通量散度计算中可以看出(图略):祁连山中部以西,海西东部,青海湖地区,在夏季明显为一水汽辐散中心。说明这一带广大地区(不仅是青海湖)为一水汽源地,因而除了地形条件外,水汽辐散中心的存在是这里冰霰频繁的一个重要背景条件。

参考文献

- 1 赵仕雄,李正贵等.高原冰霰的研究,气象出版社,1991.
- 2 赵仕雄.高原东部地区霰谱时空分布特征的分析.高原气象,1982,1
- 3 李正贵,赵仕雄,许焕斌等.青海水汽资源概况.青海气象,1986,1

关于雹胚的研究^①

赵仕雄

(青海省气象研究所 西宁 800001)

摘 要

本文在研究冰雹胚胎上,不仅较有分析地提出定义雹胚的建议以及指出由于切片方法和外观观察方法的局限性可能造成的胚胎判断的错误,而且通过七个大冰雹过程所收集的 269 个雹块和 1500 张多层连续切片照片,分析了高原雹胚的类型,并研究了粒雹胚的存在。分析表明,高原雹胚主要是霰,并占雹胚的 84% (其中粒雹胚占 15%) 冻滴胚占 4%。文章应用冰晶大小和同位素氘的分析方法讨论了霰胚的生长部位,其生长环境温度为 $-13\sim-25^{\circ}\text{C}$ 海拔高度 7~9 km,而粒霰生长较一般的层霰在更高的高度,长粒霰生长在较低的高度。

关键词 冰雹 胚胎 定义

1 引 言

在冰雹研究中,雹块的胚胎是什么?怎样划分?曾有过多种提法,例如:①认为冰晶、雪花及其聚合体为冰雹胚胎;②认为是冻结雨滴;③毛毛雨、冰晶、雪花、冻滴等即雹胚可在云内任何高度产生;④冰雹生长中心分为三类:霜、透明冰和不定型;⑤认为雹胚是霰(软雹)和冻滴等^[1]。为什么到目前为止对雹胚的看法没有一个统一的意见呢?其原因主要是:①究竟什么是冰雹“胚胎”?没有一个明确的定义。他们是在不同的“胚胎”概念下进行雹胚划分工作。一些人可能是把雹块内部显露出来的、可觉察到的“胚胎”与雹胚的生长起源等同起来了。②由于制备雹切片方法等因素,造成了对雹胚判断的错误等等。本文将分别予以讨论,并对高原观测到的冰雹胚胎进行了分类统计,用冰晶、同位素分析方法确定其霰胚的生长环境。

2 关于雹胚的定义、分类意见

冰晶在自然云降水中占据着重要的地位,实际上,在形成雹块过程中常起着原始生长点的作用。Mason^[2]在论述软雹结构时指出:雪丸或软雹可以起源于冰晶或者小的冻结雨滴,这个胚胎经过冷滴的撞冻而继续增长,结果冻结成多孔的霜状结构。但目前尚缺少有说服力的照片说明冰雹内部生长中心是明显的冰晶、雪晶以及毛毛雨滴。Gokhale^[3]指出:早期生长中心哪一部分构成胚体常常是难以确定的。因此沿用胚胎学中“胚胎”一词来定义雹块最早生长点——冰晶、毛毛雨滴为胚胎就不够准确。

事实上,因为一个冰晶一旦变成比小云滴大得多,它与这些小滴并合而大大加速增长,在碰冻增长中,冻结成不规则形状的冰粒;在继续增长中,由于液水的浸蚀、渗入、气泡的破灭等原因,使人们看不清它们的生成过程。

在我们所取得的各类雹切片照片中,雹块起始结构通常显露出一个直径 2~13mm 的生

长中心——霰和冻滴，其最小冻滴也不小于 1mm(见图 1)。霰胚参见图 3。Knight(1970, 1976)^(4~5)认为霰胚是霰和冻滴，这是比较恰当的。它不仅在选用“胚胎”一词上较为合理，而且在冰雹形成理论上也是有根据的。

由冰雹形成理论可知：有无冰晶、毛毛雨等小云粒并不是问题症结所在，问题是它们能否形成足够大小的霰和冻雨滴。观测事实是：在云顶温度为 $-8\sim-12^{\circ}\text{C}$ 的浓积云中总存在霰，但在云顶温度为 $-5\sim-8^{\circ}\text{C}$ 的浓积云中却只偶而有霰⁽⁶⁾。在高原夏季对流云降水中，我们尚观测到直径为 $2.5\sim 5\text{mm}$ 的典型锥状霰谱，霰平均浓度为 $48.5\text{个}\cdot\text{m}^{-3}$ ，这说明较强的对流云，在进入雹暴阶段之前，冰晶、毛毛雨、霰及冻滴等这几种粒子形态已经存在，随着雹暴的发展，霰、冻滴这些大粒子在雹暴阶段最有希望优先长成雹块。所以，从雹暴阶段性发展划分的意义来说，霰、冻滴可以是形成雹块的“胚胎”。这个观点支持采用大尺度吸湿性粒子进行催化防雹的意见⁽⁸⁾。

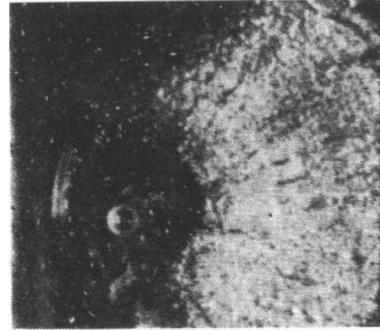


图 1 雹块内可发现的最小的冻滴胚
(直径 $> 1\text{mm}$ ，增长部为锥状霰)

因此我们的意见是：既然雹块存在清晰的生长中心，定义这第一生长层为霰胚是恰当的。除了昆虫等异物外，从云物理角度来看，霰胚为霰和冻滴。

在对雹块进行胚胎鉴别、划分时，往往主观性较大。我们对霰胚——第一生长层的划分作了如下规定 ①霰胚的气泡的大小、密度、分布结构应与第二生长层有较明显的界线，②有可确定的外形 ③有自己的冰晶大小、形状、取向特征 ④胚的尺度大小在 $1 < d < 15\text{mm}$ 之间 ⑤为便于研究，胚胎生长中心那种待研究的 $< 1\text{mm}$ 的冰晶、毛毛雨滴当作胚的起源来论述，或称它为“胚核”。显然图 1 中雹的最内层是一球状透明冰，有单一的冰晶结构，其外层为 10mm 的锥状霰结构，应是冻滴胚。图 3 中 D011 号雹块最内层具有可区别的气泡、冰晶结构的是一清晰的不透明锥状体，尺度 13mm 应定为锥状霰胚。

3 关于切片技术造成的误判

霰胚的判断正确与否，与切片技术有很大关系。如果切片方法不当，部位不通过生长中心，可能会给胚胎判断造成严重错误。Бартишвили(1975)⁽¹¹⁾曾指出，只有通过冰雹结构中心的切片才能提供令人信服的胚胎情况。但他的报告并没有指出造成谬误的情况怎样？

图 2 给出一个雹块一组连续切片的照片。如果对于每一个切片，事先并没有判明它们是否通过雹块结构中心，是纵切还是横切、斜切，仅从其中一张切片照片进行霰胚的推断，则可能会对霰胚作出这样错误的判断：a)照片是“球状霰胚”，b)照片是“球状冻滴胚”，c)照片是“不规则小霰粒”等。事实上这个雹块的胚胎既不是球状霰胚，也不是球状冻滴胚，而是一锥状霰胚。由于切面垂直于长轴，即垂直于锥的高，所以 a)、b)切片中心部是圆而不呈锥；又由于 a)切片中心部通过的是雹块第三不透明气泡层，中心部呈现了不透明圆；而 b)通过了雹块第二层透明层，中心部呈现了透明的圆，并有大大冰晶结构。

根据经验，要获得对胚胎的正确判断，需进行细心的切片和分析，在切片技术上需注意：及时收集雹块，及时冷冻，以保存好胚胎结构 ②切面以选取雹块长轴方向为宜，③选取长轴方向无疑对雹块进行许多个切片似不太经济，一个较可行的方法是先将一个雹块自然放置，任意

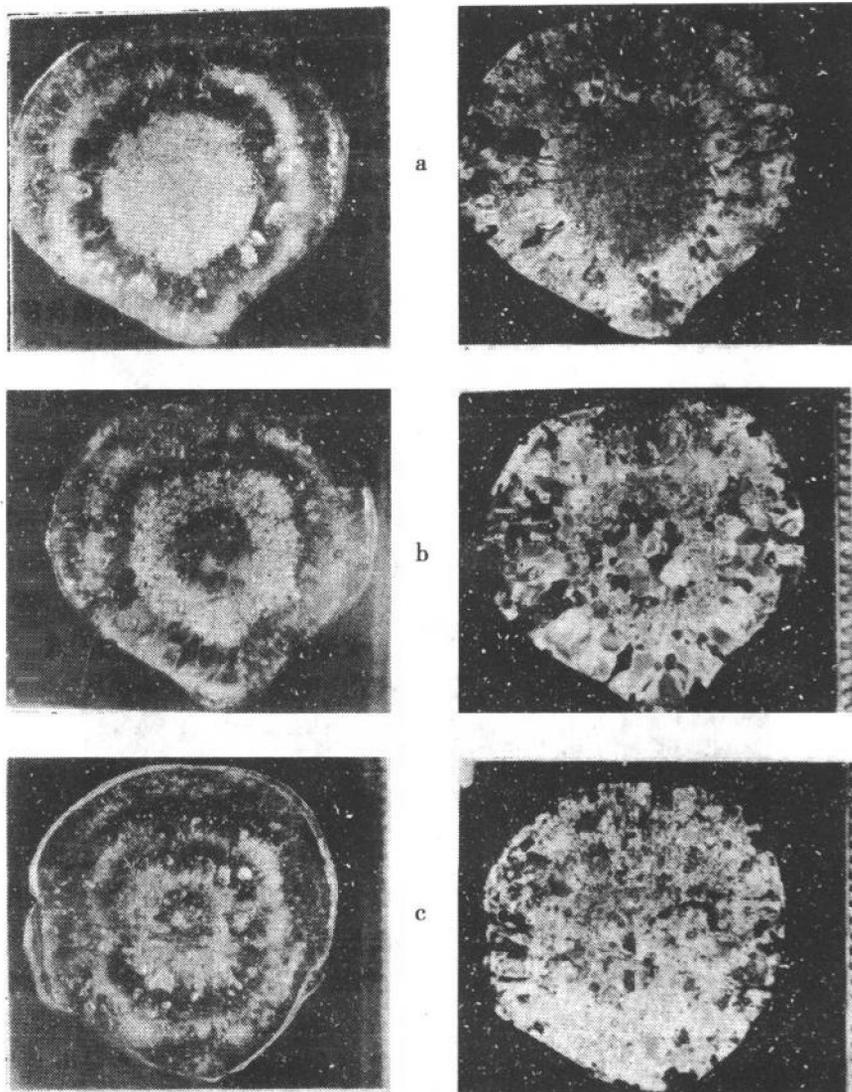


图 2 一个霉块的连续三张切片照片

(切面垂直于霉块长轴 a)切片中心部通过霉块第三层不透明气泡层, b)通过霉第二透明冰层, c)通过霉块结构中心)

切去一小部分,这时内部结构已经在目,便可找到纵切方向、部位,然后细心在中心部连续切三片厚约 1 mm,便可得到通过生长中心的切片。

霉块的最外层一般为一透明冰层,透过透明冰层常可直接看见有些霉块内部似乎是若干个“软霉”粘在一起的结构——实际多是瘤或瓣状结构,于是往往被认为是意外的“发现”,是“多粒”胚。看来,仅通过外观观察而不通过切片,造成胚胎判断的谬误会更为严重。

图 3 给出了三个霉块的有“多粒”胚状的例子,显然它们都只有单一的锥状囊胚,而不是多粒胚。D011 和 P278 两个霉块的切片,其中右面的切片照片分别通过了霉块的第二不透明层和第三不透明层,中心部明显地都为多粒状结构,但是对应其左面的切片照片,中心部面目全非 D011 的胚胎,由于切面与长轴平行且通过结构中心,为一明晰的锥状囊。P278 的胚胎由

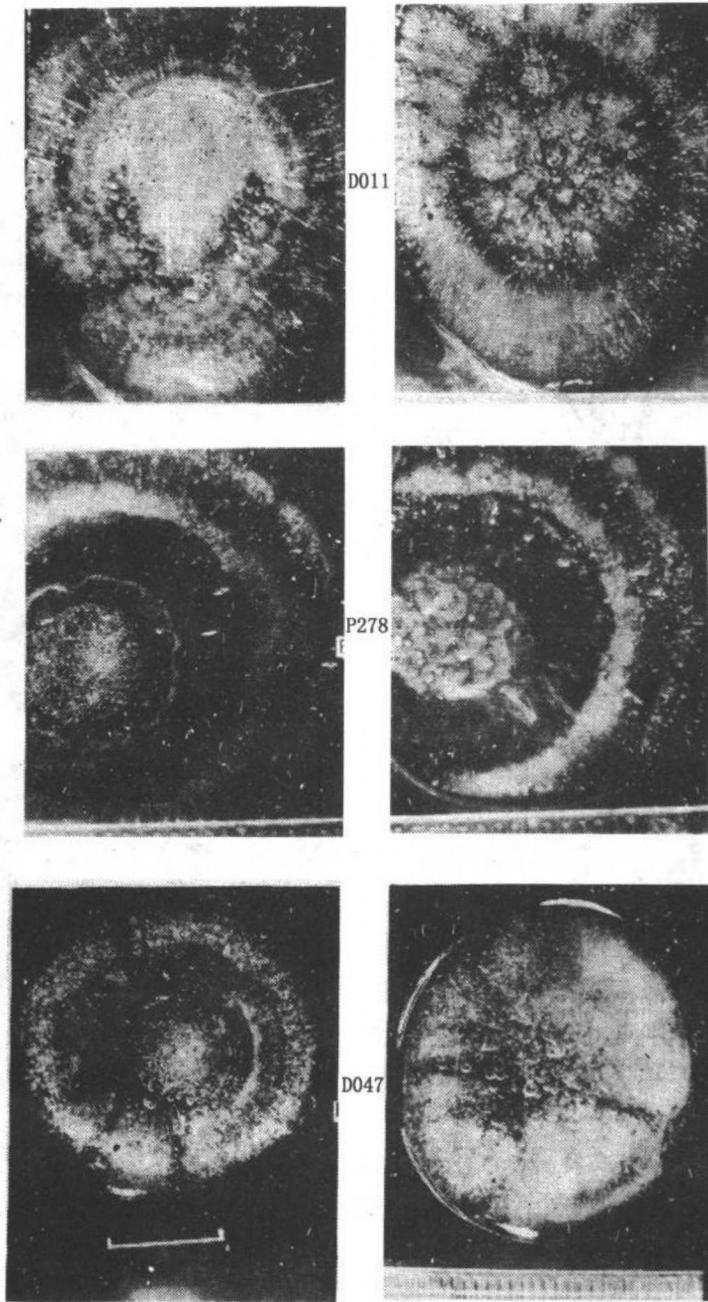


图 3 三个霉块切片通过不同部位呈现的“胚”气泡结构
(右呈“多粒”,左呈单一“胚”)

于切面，垂直于长轴且大约通过结构中心，因此呈现的是一圆霰（实际应为锥状霰）。比较一下各霰块的左、右切片照片 D011 左面的第二不透层是一较粗的瓣结构，P278 左面的第三层是一较细的瓣层，这两个瓣层的范围显然与后面的“多粒胚”区尺度相当，可见上面的切片是没有通过结构中心的切片，“多粒胚”是一种误判。图中 D047 号霰块右面的照片则更是迷惑人，外观一看很像几个“软霰”粘结而成，连续几个切片后，其结构中心仍然是一个锥状霰胚。外围的“软霰”组织 应是增长的瓣。

在看了一些研究者的霰块结构文章后，我们也同样认为，他们所制备的冰霰切片，可能不少是不包含霰块胚胎本质情况的，他们的分析至少是不精确的。由于多没有连续三张以上结构中心的切片，这里不好直接评论。

上面讨论中提及了“多粒胚”的问题。Knight(1976)在霰胚分类中除了分出霰、冻滴两个主要类型外，还发现有第三种次要的，但较为特殊的“球状多粒胚”^[65]。这种胚胎我们也发现存在。从他的照片上分析，可能不一定是球状的，也许切片的切面是垂直于锥状胚的长轴，因而误认为是球状，该胚所指的粒胚与前面讨论的“多粒粘结”胚结构不一样。它是一个单一的霰，内部由许多小粒构成，其氢的同位素氘含量为 -69.4‰ ， -72.5‰ (SMOW)比一般层霰氘含量 -57.3‰ ， -44.4‰ 取更小的值，因而它生长在云中更高的位置，可能是一种核状淞结构。

4 高原霰胚类型及其生长条件

据我们对高原 7 次大冰霰过程和 2 次小冰霰过程的 269 个霰块（直径 8~40mm）1500 张各类切片照片分析，高原霰胚分霰和冻滴两种，其中霰胚又可分三种结构类型：

(1)层霰胚，或气泡结构为较均匀的霰。形状多呈锥体，很少有球状或椭球状，中间常有多层不明显的透明与不透明相间的细冰层，一般为白色不透明或半透明冰。见图 3 D011, D047。

(2)粒霰。霰由许多小气泡聚成的白色粒组成，粒形状不规则，粒间界线清楚，大小在 0.3~1.5 mm 之间，似核状淞冰结构，见图 4。

(3)长粒霰 或多瓣霰。若干“瓣”沿锥向排列 瓣粒的长度与霰胚的尺度相当，一头钝一头尖 宽度在 1~3 mm 之间，瓣粒的延续与外壳瓣一致，胚尖部常模糊不明，该霰胚多为半透明冰，内部冰晶较长（见图 5）。经统计这三种霰胚占总霰胚的 84%（与 Knight 的一致）分别占霰胚的 58%，15%，12%（见表 1）。

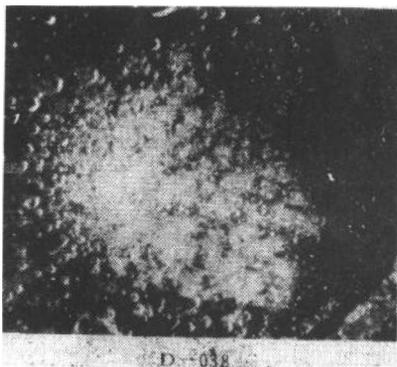


图 4 粒霰胚

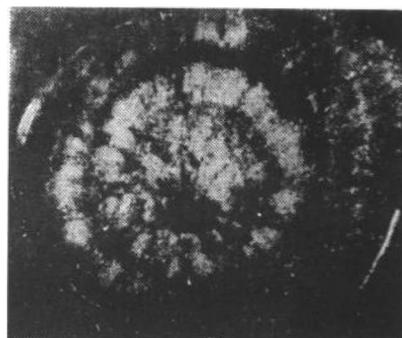


图 5 长粒霰胚

从表中可以看出，高原雹胚主要是霰胚，冻滴胚很少，只占 4%。另外，大雹块出现粒霰胚比例增大，出现层霰胚和长粒霰胚比例减小。可能大雹块的胚源向云的上部伸展。

下面我们将从冰晶大小及同位素氘方法来分析霰胚的生长高度及环境温度。

霰一般为干增长，我们采用 Ashworth^[9]提及的方法，应用 a 型分析，选取了 38 个层霰胚，测量了胚及外壳层的冰晶平均最大长度 L 和平均冰晶宽度 ω 。胚的平均直径为 7.4 mm, $L = 1.27$ mm, $\omega = 0.68$ mm; L 是较为灵敏的因子，查文献 [9] 中表可知，其生长环境温度平均在 -20.5°C 左右，查相应 08 时探空，其生长高度平均在海拔 7.7 km 约距云底 5~6 km。而外壳 $L = 1.55$ mm, $\omega = 0.88$ mm，生长的平均环境温度在 -18°C 左右，相应高度为 7.3 km。粒霰胚及长粒霰胚各选取了 5 个，冰晶尺度结果是：粒霰 $L = 0.87$ mm, $\omega = 0.60$ mm 其生长温度平均在 -22.3°C 相应高度在 8.0 km；长粒霰 $L = 2.6$ mm, $\omega = 0.90$ mm，其生长环境温度为 -15°C 相应高度为 6.9 km。分析表明，粒霰胚生长在云中更高的高度，长粒霰胚要生长在较低的高度。

表 1 高原雹胚类型统计

| 类 型 雹径 (cm) | 霰 | | | | | | 冻 滴 | | 其 它 | |
|----------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|
| | 层 霰 | | 粒 霰 | | 长粒霰 | | | | | |
| $d \leq 2.5$ | 104 | 60% | 21 | 13% | 22 | 13% | 7 | 4% | 19 | 11% |
| $d > 2.5$ | 52 | 54% | 19 | 20% | 9 | 9% | 3 | 3% | 13 | 14% |
| 总和 | 156 | 58% | 40 | 15% | 21 | 12% | 10 | 4% | 32 | 12% |

分析雹块内部的同位素含量来推测其生长环境温度的方法，是一种较为精确的方法，这个方法被记录在 Jouzel 等^[10]的文章中。1983 年我们取得了两次大冰雹过程的五个直径在 26~36mm 雹块的各冰层包括雹胚的同位素氘含量的分析资料，并对其生长轨迹进行了推演^[11]。分析的霰胚（指层霰）最高氘值为 -36.3‰ 最低氘值为 -71.3‰ (SMOW)；霰胚的平均氘含量为 -53.9‰ ，其生长的环境温度在 $-13 \sim -25^{\circ}\text{C}$ 相应高度在 7.0~9.0 km。这一结果与前冰晶的分析统计结果基本一致。

5 结 语

应当对雹胚继续进行多方面的深入的观测研究，这对弄清雹胚生长部位和机制是十分必要的。

霰胚及其冰结构的再分类，不仅反映了霰胚的重要地位，而且也为进一步研究雹胚的形成机制提供了内容。但是在分类中，必须承认，在许多切片中，胚的尖部由于经常模糊不清，很可能有的冻滴未被发现，有误判之处；在粒霰和长粒霰的分析中，也可能有液水原先的浸蚀而造成这种结构的假象，但就整个统计而言并不重要。

参考文献

- 1 Бартишвили, Г. С., Зарядыши и ядра градин, «Труды ВГИИ» Вып. 32, 1975
- 2 Mason, B. J. 云物理学北京：科学出版社，349, 1978
- 3 Gokhale, N. R. 雹暴和雹块生长，北京：科学出版社，52, 1981
- 4 Knight, C. A. and Knight, N. C. Hailstone embryos, J. Atm. Sci. 27, 4, 1970

- 5 Knight C A and Knight N C. Hail embryo studies, Int. Conf. On Cloud Physics, 222, 1976
- 6 雷雨顺, 吴宝俊, 吴正华. 冰雹概论, 北京: 科学出版社, 152, 1978
- 7 赵仕雄, 高原东部地区雹谱时空分布特征分析, 高原气象, 1983, 4
- 8 许焕斌, 王思微, 关于防雹催化剂, (未发表) 1982
- 9 Ashworth E, Ashworth T and Knight C A. Cylindrical ice accretions as simulations of hail growth: II. Analysis techniques and application to trajectory determination, J. Atm. Sci. 37, 4, 852, 1980
- 10 Jouzel J, Merlivat L, Roth E. et al, Isotopic study of hail. J. Geoph. Res. 80, 1975
- 11 赵仕雄, 高原五个雹块的同位素研究, (气象学报), 1987

A STUDY OF HAIL EMBRYO

Zhao Shixiong (赵仕雄)

(Meteorological Institute of Qinghai Province, Xining 810001)

Abstract

In this article a definition of hail embryo is proposed, and the possible errors of judgement of the embryo due to the limitation of the method of slice test or of appearance discrimination are discussed. Based on observations of 7 hail-storms on Qinghai Plateau in which 269 stones are collected and tested with 1500 photos taken, the author has analyzed different kinds of embryos on the plateau, showing the existence of multi-grain graupel embryo, and proving that hail embryo in the highland is mainly graupel, amounting to 84%, 15% of which is multi-grain graupel; and 4% of hail embryo is frozen-drop. The author has also analyzed the crystal size and isotopic deuterium in discussing the condition of the development of the graupel embryo at a temperature of -13°C to -25°C within the altitude of 7000 to 9000 meters above sea level. It is found that at a higher level multi-grain graupel develops quicker than the normal graupel.

Key Words: Hail, Embryo, Definition

高原五个雹块的同位素研究^①

赵仕雄

(青海省气象研究所 西宁 800001)

摘 要

通过对 1983 年 7 月 23 日及 8 月 6 日青海两次强雹暴降落的 5 个雹块的氕含量测定和结晶结构的分析及温度标尺的确定, 得出了两次雹暴雹块的氕值为 $-65.8‰ \sim -76.6‰$ 和 $-6.1‰ \sim -58.6‰$ 。相应雹块生长的环境温度分别为 $-18 \sim -23^\circ\text{C}$ 和 $-1.3 \sim -27^\circ\text{C}$ 高度 $7.7 \sim 8.6\text{km}$ 和 $54 \sim 9.0\text{km}$ 。雹块胚胎为锥状雹, 氕值分析表明, 雹胚分别在 $-16.8 \sim -19.5^\circ\text{C}$ 和 $-11.8 \sim -20.8^\circ\text{C}$ 形成。雹块皆生长在云的中部和中上部。7 月 23 日雹块是在上升气流中一直上升增长而成, 而 8 月 6 日是经历一上一下运动增长而成。文章通过两种方法计算的上升气流速度, 对雹块的轨迹作了有意义的讨论。

关键词 高原 雹块 同位素

1 引 言

研究雹块的同位素组成的主要目的是为了获得雹块在云中的生长轨迹及其经历的环境条件。1963 年 Facy 等最初测量了一个雹块内部的氕含量变化, 提出了一个研究雹块结构的新方法⁽¹⁾。此后, 不少人: Merlivat 等(1965), Ehhalt(1967), Majoube 等(1968), Macklin 等(1970), Knight(1975), Jouzel 等(1975), Federer 等(1978), 都先后作过雹块同位素(包括氕、氘、氧 18)的分析。对于这些分析报告的使用方法被记录在 Jouzel 等的文章中⁽²⁾。他们的工作证明雹块的同位素分析, 已能用于研究雹块的生长问题。

同位素分析的基础工作是测量沿着雹块半径的氢和氕含量之比率(或 O^{16} 和 O^{18} 之比)。雹块氕含量的绝热(AM)模式的解释, 依照下面的假设, 主要是: ①雹块中某一冰层中 D/H 比与该冰层生成高度处云滴中的 D/H 值相同; ②空气是按饱和绝热上升凝结的, 空气中水分的 H_2^{16}O , HD^{16}O 和 H_2^{18}O 三种组分均被保存, 并且各高度云滴的同位素比是不变的; ③云滴同位素交换过程的弛豫时间是零点几秒, 因此, 在所有温度下, 上升云滴与水汽处在同位素平衡状态中; ④温度、压力和高度三者之关系用湿绝热来确定⁽³⁾。这样, 雹块各层所在的生长高度和温度将能由同位素含量确定下来。

云中水汽和水滴之间的同位素分馏可以做自然界中瑞利蒸馏的一个实例⁽⁴⁾。这种分馏是由于水的同位素化学组成中每种分子的平衡蒸汽压不同引起的。当云内水汽发生凝结时液相获得的氕分子浓度总是比汽相高, 即液相富含氕(δD)。云滴中的相对浓缩用分馏系数 α 来表示, α 是氕分子分别在液相和汽相下克分子分数 N 之比或同位素浓度 δ 之比。 δ 单位是 ‰(千分之几)即为跟标准海水(SMOW)氕含量的相对比。

$$\alpha = \frac{N_c}{N_v} = \frac{\delta_c + 1}{\delta_v + 1} \approx 1.1 \quad (1)$$

① 原载于《气象学报》1987 Vol. 45, No. 2, 169~178

Facy 等指出, 由于两种原因, 云滴的浓缩随高度而减小。液体质度 m_c 与水汽质量 m_v 之比是随高度而增加; ② α 随温度而变化 (变化很小)。前者由于蒸汽不断上升凝结, 同位素不断分馏贫化的作用而使液相和汽相都随高度而变得更负。

在上述假定下有:

$$m_0 N_0 = m_c N_c + m_v N_v \quad (2)$$

$$\text{或 } m_0 \delta_0 = m_c \delta_c + m_v \delta_v \quad (3)$$

另外, 在上升空气中水分的质量是守恒的, 即

$$m_0 = m_c + m_v$$

按 Macklin 等(1970)⁽³⁾所述办法 δ_c 值可推导表示为

$$\delta_0 + \left(\frac{\alpha - 1}{\alpha} \right) \frac{m_v}{m_0} = \frac{\delta_c + \left(\frac{\alpha - 1}{\alpha} \right) \frac{m_v}{m_0}}{1 - \left(\frac{\alpha - 1}{\alpha} \right) \frac{m_v}{m_0}} \quad (4)$$

或由 Knight 等(1981)⁽⁵⁾表示为

$$1 + \delta_c = (1 + \delta_0) \frac{1 \cdot 1 m_0}{m_0 + 0.1 m_c} \quad (5)$$

式中 δ_0 是蒸汽的初始氘值; δ_c 是凝聚相氘含量; m_0 这里是上升空气中水分的总水混合比; m_c 是凝聚相混合比的总计, 水汽的则为 m_v 。如果能在云底直接测量到或知道 δ_c 在云中特定温度下的数值, 则可根据上式和适当的湿绝热线计算随高度变化的 δ_c 值 (Melivat 1965)⁽⁶⁾。

最早定量解释雹块的 δ_c 记在 Macklin(1970) 指定一个氘值对应一假设的温度标尺方法中经过验证, 证明取 δ_c 最高值 (-40‰) 在 -3~-5°C 最低值 (-76‰) 在 -35°C 时所获得的 δ_c - H 曲线是比较合理的。Federer(1982)⁽⁷⁾描绘了五种水 (水汽、云水、雨水、云冰及霰) 的同位素平衡方程并结合到一维稳定云模式中, 各种水的同位素含量被计算作为高度的函数, 从这些图解中, 确定了在这种云模式中 (ICM 模式) 雹块生长沉积水的同位素浓度 δ_c 。显然这些方法都建立在许多假定的基础上, 而这许多假定都是不能够直接检验的 (否则雹块的轨迹和环境就已经知道)。但是, 只要能测出云底处氘的初始实际含量 δ_0 并且完善云的模式, 分析精度可能会令人满意, 然而这正是目前人们关注的问题。

下面作为分析的第一步, 我们仍然建立在绝热 (AM) 模式固定温标的基础上, 对雹块同位素进行分析, 并参照冰结晶结构分析的结果。

2 实验方法

五个雹块降自两个强雹暴。H280 大小为 25×20×16 mm, H281 大小为 31×25×21 mm 是 1983 年 7 月 23 日 14 时 04 分降到青海省湟中县城。这次降雹最大直径 50 mm, 回波顶相对高度 7.6 km。P278 大小为 30×28 mm, P284 大小为 34×28 mm, P288 大小为 36×35×22 mm 是 1983 年 8 月 6 日 19 时 59 分降到青海省平安县。这次降雹最大直径也是 50 mm, 回波顶相对高度 8.0 km。这两日的回波顶高度皆与当日的 07 时探空逆温层高度一致。雹块的密度 P_i 经抽样检测, 均为 $0.87 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 雹块的收集是在降雹后的当天放入冰瓶内取回, 然后置于 -6°C 左右的冰箱中保存。雹块薄切片正面光照片见图 1。

处理雹块的第一步, 是将雹块置于温度约 -10°C 的冰雹切片冷冻台上⁽⁸⁾, 沿着雹块长半

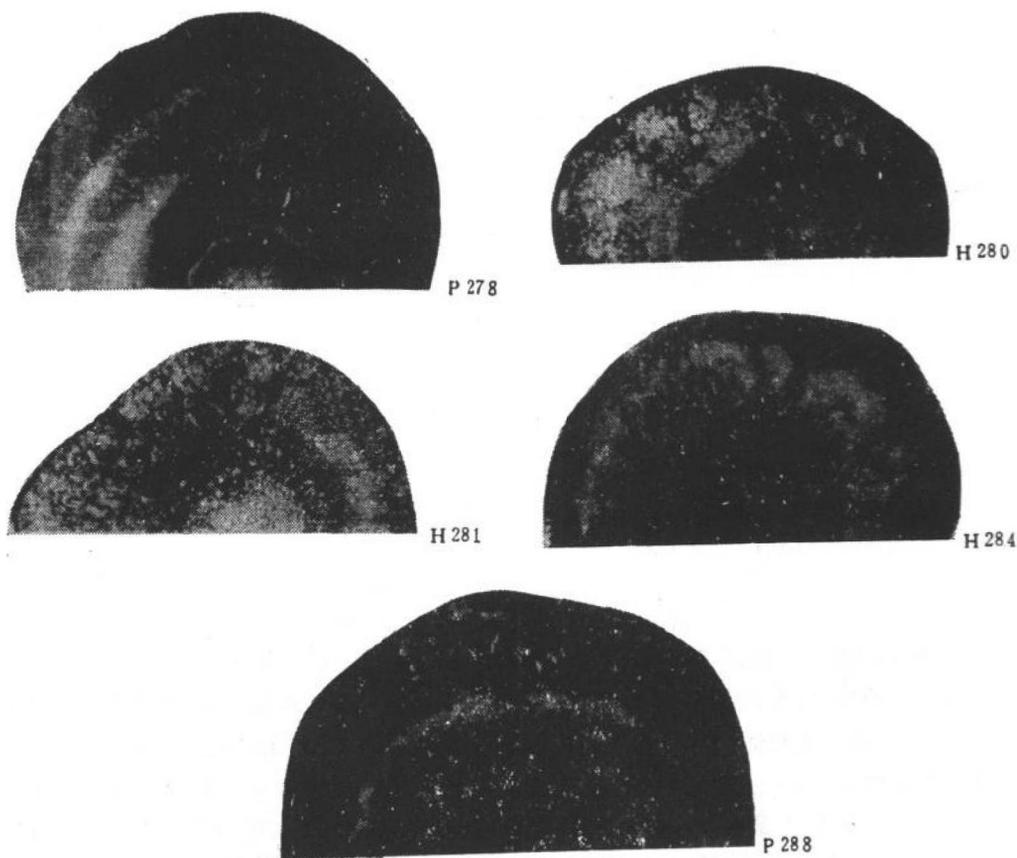


图 1 五个雹块薄切片的正面光照片

轴和短半轴的方向连续对雹块进行切片，切片厚度 1~2 mm，将通过中心的切片打磨约 0.6 mm 厚，进行切片的正面光和正交偏振光照像，获得雹切片的气泡、冰结晶结构 1 : 1 照片。

第二步，对每一切片在冷冻台上按其明显的透明与不透明气泡层用尖刀仔细进行剥离，将剥离的各层冰屑按层号分别装入 5 ml 小玻璃瓶内，用腊密封并编号置冰箱中冷藏，待进行质谱分析。

质谱仪采用了地质矿产部岩溶地质研究所的 M-86 型自动分析仪 精度 0.5%。各分析水样取 5 μ l，按常规先置于铀烘箱中处理，然后送入质谱仪进行同位素测量并将所测氘值换算成 δ SMOW 值。

雹块晶体结构中，能够做到的最简单测量是晶体大小尺寸。我们的测量是将切片照片放大约 5 倍，然后沿雹块的主增长方向，选取合适的宽度，对每个晶体的最大长度 L_i ，进行测量。一般 L_i 与沉积半径所成的角度 $< 45^\circ$ 对 L_i 进行平均便得到供分析用的平均最大长度 \bar{L} 。雹块切片的偏振光照片见图 2。

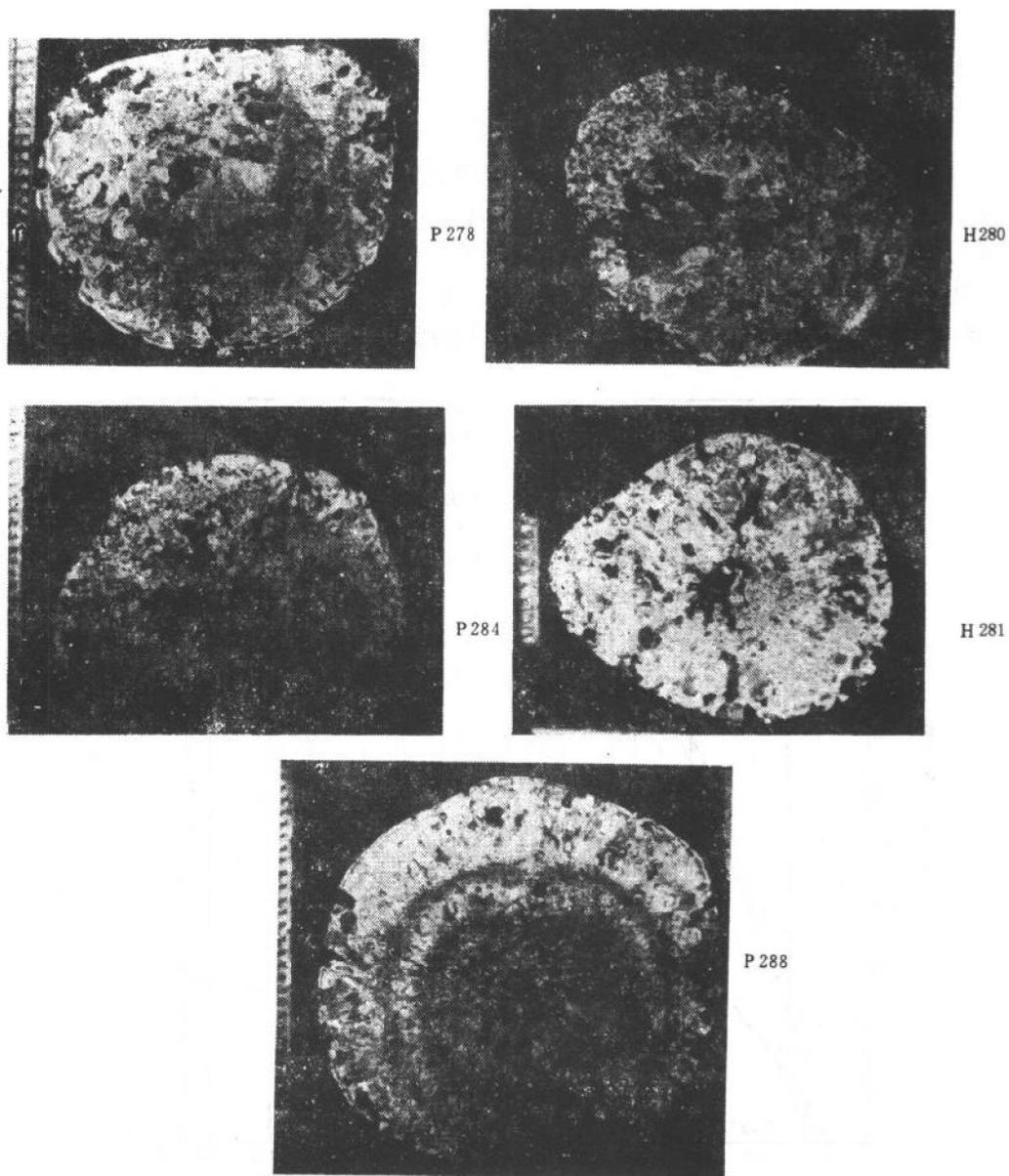


图 2 5 个雪块薄片的正交偏振光照片

3 温度标尺的讨论

用 Macklin 方法对相应日 08 时探空湿绝热线进行分析, 读出云底 (自由对流高度), 0°C , -5°C , -10°C , ... -40°C 的比湿值, 代入 (4) 式, 取 $\alpha=1.1$ 计算出相应 δ_c 得 $\delta-H$ 分布曲线, 见图 3。其中 7 月 23 日曲线 a 假定 -5°C , $\delta_c = -40\%$, 因而由 (4) 式计算得 $\delta^{\circ} = -102.2\%$, b 假定 -35°C , $\delta_c = -89\%$, 得 $\delta_0 = -97\%$, c 假定 0°C , $\delta_c = -6.1\%$ (8 月 6 日 δ_c 最高值), 得 $\delta_0 = -88.9\%$, d 假定 -35°C , $\delta_c = -76.6\%$ (7 月 23 日最低值), 得 $\delta_0 =$

- 84.7‰。8月6日曲线 a 假定 0℃, $\delta_c = -6.1‰$ (最高值), 得 $\delta_0 = -80.7‰$, b 假定 -35℃, $\delta_c = -69‰$, 得 $\delta_0 = -76.4‰$, c 假定 -35℃, $\delta_c = -58.6‰$ (8月6日最低值), 得 $\delta_0 = -66‰$ 。

以上列举的几条典型的曲线, 它们的 δ 最高值和最低值都满足在 0~ -40 内的条件。从图 3 中可以看到 1) 用已知的最高、最低 δ_c 值确定的曲线, 7月23日的曲线 a 与 c 温度标尺相差 5 左右 a 与 d 相差近 10℃; 8月6日温度标尺 a 与 c 相差也在 10 左右。2) 各日计算的 $\delta - H$ (或 $\delta - T$) 曲线和湿绝热线类似 几乎相平行。因此 上述 a, c, d 各曲线可能都不是最合理的曲线, 但经过内插的曲线可能是较合理的, 因为它可以同时满足在 -40 时接近 δ_c 最低值, 而 0 时接近最高 δ_c 值。下面将用冰晶方法对内插曲线作进一步讨论。

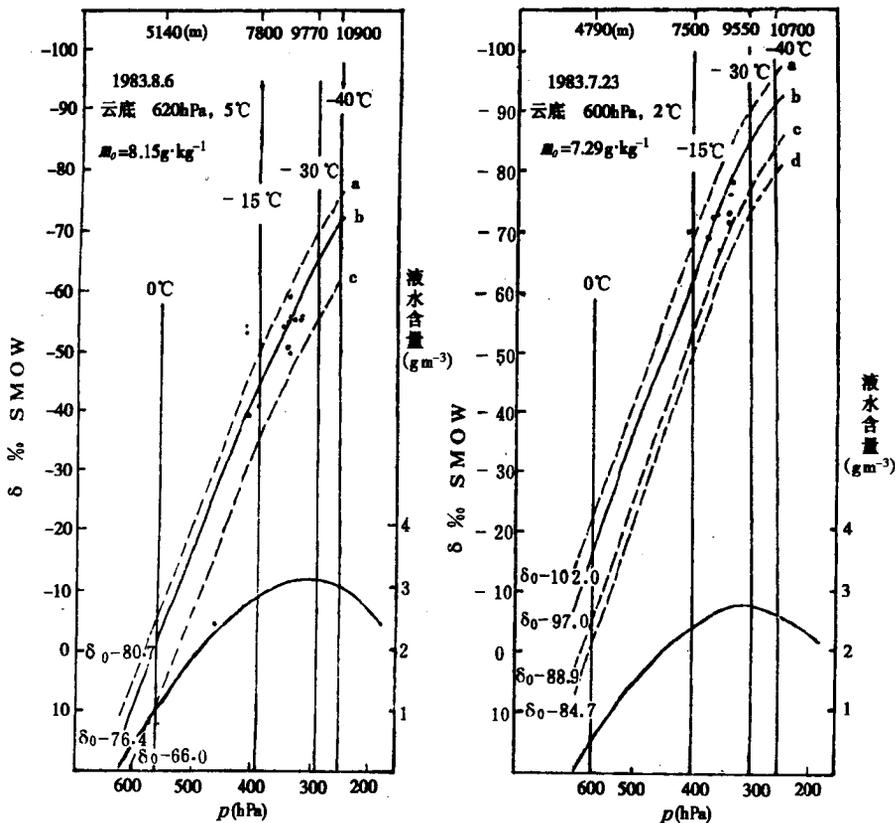


图 3 绝热云水汽含量 δ_c 及液水含量 q 计算曲线

表 1 雹块的 δ 、冰晶体平均最大长度分析的温度

| 雹号 | 层次 | δ | | 冰晶 | | 高度 H (km) | 冰类 型 |
|-----|----|--------------|----------|----------|----------|----------------|---------|
| | | δ (‰) | T (°C) | L (mm) | T (°C) | | |
| 280 | 1 | -65.8 | -16.8 | 0.85 | -22.0 | 7.72 | 不透 |
| | 2 | -67.7 | -18.5 | 1.80 | -18.0 | 7.95 | 半透 |
| | 3 | -72.8 | -20.5 | 0.79 | -22.7 | 8.25 | 不透 |
| | 4 | -70.7 | -19.2 | 2.60 | -15.0 | 8.07 | 半透 |
| | 5 | -75.5 | -22.3 | 0.80 | -22.6 | 8.55 | 半透 |

(续表)

| 雹号 | 层次 | 氘 | | 冰晶 | | 高度 H (km) | 冰类 型 |
|-----|----|--------------|----------|----------|----------|----------------|---------|
| | | δ (‰) | T (°C) | L (mm) | T (°C) | | |
| 281 | 1 | -71.3 | -19.5 | 0.56 | -23.8 | 8.15 | 不透 |
| | 2 | -72.9 | -20.7 | 1.60 | -19.3 | 8.30 | 半透 |
| | 3 | -73.1 | -21.0 | 1.80 | -18.0 | 8.35 | 不透 |
| | 4 | -76.6 | -23.0 | 0.60 | -23.5 | 8.60 | 半透 |
| 278 | 1 | -41.1 | -13.7 | 0.90 | -15.2 | 7.60 | 半透 |
| | 2 | -6.1 | -1.30 | 2.80 | -7.8 | 5.40 | 透 |
| | 3 | -53.9 | -20.4 | 1.33 | -20.2 | 8.60 | 不透 |
| | 4 | -38.3 | -12.5 | 1.50 | -12.3 | 7.40 | 透 |
| 284 | 1 | -36.3 | -11.8 | 1.57 | -15.0 | 7.25 | 半透 |
| | 2 | -53.6 | -20.2 | 0.61 | -18.6 | 8.55 | 透 |
| | 3 | -50.7 | -18.5 | 1.30 | -20.4 | 8.30 | 不透 |
| | 4 | -54.7 | -21.0 | 0.41 | -19.5 | 8.65 | 透 |
| | 5 | -50.4 | -18.3 | 1.20 | -20.7 | 8.25 | 半透 |
| 288 | 1 | -54.5 | -20.8 | 0.60 | -23.3 | 8.65 | 不透 |
| | 2 | -53.1 | -19.6 | 2.20 | -12.0 | 8.50 | 透 |
| | 3 | -55.1 | -21.5 | 0.81 | -22.4 | 8.70 | 不透 |
| | 4 | -58.6 | -23.6 | 1.30 | -20.4 | 9.04 | 半透 |
| | 5 | -56.3 | -22.3 | 0.70 | -23.0 | 8.80 | 不透 |
| | 6 | -53.7 | -20.2 | 2.10 | -12.0 | 8.55 | 透 |

(云底部参数注在图左上方)

雹块冰晶体尺度大小主要取决于撞冻冰生长的环境温度。我们采用 Ashworth (1980)⁽⁹⁾, Prodi, Levi(1982)⁽¹⁰⁾图解分析了雹各冰层的生长温度(暂忽略重结晶的影响)。雹块的透明冰层,一般属湿生长,温度从文献⁽¹⁰⁾中的湿生长图解读出。雹块的不透明冰层或半透明冰层,我们一般都作干增长考虑,温度从文献⁽⁹⁾中的干生长图解读出。将其对应的 δ 值也点在图3上。可以看到,点子分布在曲线的中间部位。这说明,通过这些点子的平均位置的内插曲线,相对而言应是最合理的 $\delta-H$ 曲线。图中两条 b 曲线即按此方法分析得出。该曲线满足:1)雹块在 $0 \sim -40^\circ\text{C}$ 层内撞冻增长,2)在云顶部,液态水 $\delta_c \sim \delta_0$ 在云底部 $\delta_c \sim \delta_0$,3)同时尽可能的满足了最低 δ_c 值在 -35°C 和最高 δ_c 值在 0°C 附近,4)同位素确定的温度与冰晶确定的温度尽可能一致。

表1列出了用冰晶平均最大长度 L 分析的温度和利用 b 曲线根据氘值读出的温度。从表中可以看出:1)冰晶分析温度平均比同位素分析温度要偏低 0.2°C 。2)7月23日两种方法分析的温度相关性较差 $\gamma \approx 0.3$,但8月6日的相关性较好 $\gamma \approx 0.7$ 并符合回归方程 $T_i = -5.44 + 0.75T_d$ 。

表 2 一维模式计算的上升气流速度与利用轨迹计算的上升气流速度对照

| 雹号 | 层次 | 冰类型 | 半径 R (cm) | 高度 H (km) | 末速 V ($m \cdot s^{-1}$) | 模式 U ($m \cdot s^{-1}$) | 计算 \bar{c} ($m \cdot s^{-1}$) | 增长过程 |
|-----|----|-----|----------------|----------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------|------|
| 280 | 1 | 不透 | 0.30 | 7.72 | | 23.6 | | |
| | 2 | 半透 | 0.55 | 7.95 | 16.5 | 27.0 | 17.8 | ↑ |
| | 3 | 不透 | 0.68 | 8.26 | 19.8 | 27.5 | 23.8 | ↑ |
| | 4 | 半透 | 0.79 | 8.07 | 21.6 | 27.1 | 18.4 | ↓ |
| | 5 | 半透 | 1.10 | 8.55 | 23.8 | 27.8 | 28.5 | ↑ |
| 281 | 1 | 不透 | 0.35 | 8.14 | | 27.3 | | |
| | 2 | 半透 | 0.50 | 8.30 | 16.5 | 27.6 | 18.0 | ↑ |
| | 3 | 不透 | 0.95 | 8.36 | 21.8 | 27.7 | 22.1 | ↑ |
| | 4 | 半透 | 1.45 | 8.60 | 27.5 | 27.8 | 28.6 | ↑ |
| 278 | 1 | 半透 | 0.40 | 7.65 | | 29.1 | | |
| | 2 | 透 | 0.90 | 5.63 | 20.3 | 17.9 | 12.3 | ↓ |
| | 3 | 不透 | 1.40 | 8.60 | 26.9 | 29.7 | 38.9 | ↑ |
| | 4 | 透 | 1.90 | 7.49 | 32.3 | 29.0 | 26.1 | ↓ |
| 284 | 1 | 半透 | 0.20 | 7.35 | | 28.8 | | |
| | 2 | 透 | 0.70 | 8.57 | 16.9 | 29.5 | 20.5 | ↑ |
| | 3 | 不透 | 1.00 | 8.32 | 23.2 | 29.7 | 21.5 | ↓ |
| | 4 | 透 | 1.25 | 8.65 | 26.4 | 29.4 | 29.4 | ↑ |
| | 5 | 半透 | 1.60 | 8.50 | 29.7 | 29.6 | 28.6 | ↓ |
| 288 | 1 | 不透 | 0.35 | 8.64 | | 29.5 | | |
| | 2 | 透 | 0.61 | 8.47 | 16.9 | 29.7 | 16.1 | ↓ |
| | 3 | 不透 | 0.96 | 8.75 | 22.2 | 29.3 | 23.7 | ↑ |
| | 4 | 半透 | 1.13 | 9.04 | 25.2 | 29.2 | 28.9 | ↑ |
| | 5 | 不透 | 1.30 | 8.82 | 27.8 | 29.6 | 24.7 | ↓ |
| | 6 | 透 | 1.90 | 8.57 | 31.8 | 29.6 | 30.7 | ↓ |

4 氡分析结果

由于雹块冰层剥离按自然透明与不透明冰层分割，因此所测氡值具有平均值的含义。这一考虑是可行的，因为一个层次在各部位的氡值变化很小，标准差约为 $2.2\%_{00}^{(11)}$ 。当有的层次很薄难以分割时，就不考虑分离了。

5 个雹块的各层氡 δ_{SMOW} 值，按半径绘在图 4 中。7 月 23 日两个雹块 H280 和 H281，氡取值范围在 $-65.8\%_{00} \sim -76.6\%_{00}$ 之间，平均值为 $-71.8\%_{00}$ 标准差 $3.3\%_{00}$ 。雹块生长温度相应为 $-16.8 \sim -23^{\circ}\text{C}$ ，生长高度相应为 $7.7 \sim 8.6\text{km}$ （文中指海拔），即在云的中上部位置。雹胚皆为锥霰。H280 雹胚氡值最高为 $-65.8\%_{00}$ 生长高度最低在 7.7km 。H281 雹胚氡值在该雹块中也取最高值为 $-71.3\%_{00}$ ，因此，它们皆在生长区的下部增长而成。外圈层氡值几乎连续偏低，说明雹块外壳主要在胚生长的更高层增长。

8 月 6 日的 3 个雹块 P278, P284, P288，氡值范围在 $-6.1\%_{00} \sim -58.6\%_{00}$ 之间，平均为 $-47.8\%_{00}$ ，标准差为 $12.9\%_{00}$ 。雹块生长温度在 $-1.3 \sim -23.6^{\circ}\text{C}$ ，相应生长高度在 $5.4 \sim 9.0\text{km}$ ，多数冰层仍在云的中上部位置增长。雹胚也都为锥状霰，氡值相差较大，各雹胚氡值平均为 $-41.1\%_{00}$ ，H278 胚氡值为 $-41.1\%_{00}$ ，H284 胚氡值为 $-36.3\%_{00}$ ，H288 胚氡值为 $-54.5\%_{00}$ 。

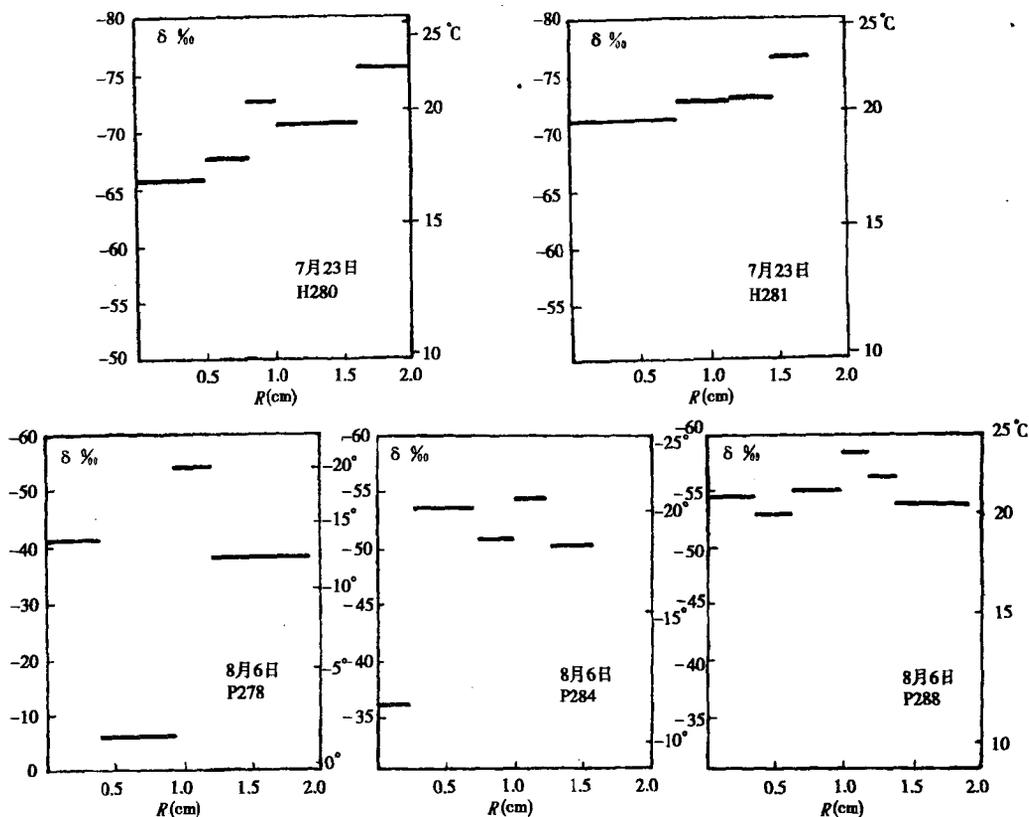


图 4 5 个雹块各生长层氧含量与生长环境温度对应关系

相应生长高度分别在 7.6 km, 7.2 km, 8.6 km。即它们或在云中上部, 或在云中中部形成。雹块各冰层氧值不像 7 月 23 日连续偏低, 而有高、低相间变化, 说明雹块外壳是在上、下翻滚中增长。

两次雹暴雹块透明与不透明层氧值的范围, 尽管在雹块冰层剥离时分离得不十分干净, 而且有的细层被包含到相邻厚层中去, 但是透明与不透明层氧值是有差异的。

8 月 6 日雹块透明层平均氧含量为 -44.4% 。标准差为 3.5% , 而不透明层氧含量平均为 -54.8% 。标准差为 0.9% , 可见透明层较不透明层形成在较低的层次中。

7 月 23 日透明与不透明层差别不显著, 透明层平均氧值为 -71.9% , 而不透明层平均氧值为 -71.7% 。标准差皆为 3.2% 。这可能说明云的中上部位含水量起伏大, 在透明层形成中, 有多余液水渗到不透明层中去, 大气泡增多, 结构显得松散。

5 轨迹的讨论

雹块氧值对应的温度标尺已注在图 4 中, 无需形象画出雹块各层位置图, 已可清楚看到雹块在云中上下位移状况。下面将进一步通过上升气流速度的计算讨论雹块的轨迹。

在计算上升气流速度 U 时, 我们先按一维积云模式进行了求值^[12]。云半径取 1 km, 步长 0.4 km, 考虑到雹块作最后一次上升运动增长时, 雹块的末速最大不应超过该高度的上升气

流速度，因此，分析 7 月 23 日的两个雹块和 8 月 6 日的 3 个雹块分别假定了云底的初始上升速度为 $6.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 结果是 7 月 23 日最大上升速度为 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 对应高度 9.9 km; 8 月 6 日的最大上升速度也是 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 对应高度 8.2km。各雹块生长层对应的上升气流速度列于表 2。

如果上升气流计算结果是接近实际的，则对应同位素分析的各生长层高度和相应平均末速度 \bar{V} 可以作出轨迹的下列推测：7 月 23 日 1) 两个雹块都是在最大上升气流层下部增长而成。2) 雹块 H280 长到半径 0.5cm 大小的胚胎后，在 $U > V$ 的上升气流中一直往上运动，长成第二、第三层，雹块未离开上升气流轴。当 $R = 0.68\text{cm}$ 后，雹块向下运动。由于这时 $\bar{U} > \bar{V}$ ，因而可以推测雹块或离开了气流轴或脉动、湍流作用而使雹块下落，因为雹块向下位移很短，仅二百多米，所以湍流作用可能性大。3) 雹块 H281 一直在 $\bar{U} > \bar{V}$ 的上升气流中作连续上升增长。4) 两个雹块皆在高层 -20°C 附近增长，并且基本上都是属于一次性上升形成，似未脱离上升气流轴。透明层和不透明层的形成可能主要归结于含水量（湍流）的起伏。

8 月 6 日 1) 雹块 P278 是在大幅度循环过程中增长成的。雹块胚胎在云的中层形成后，在 $U > V$ 的情况下，下降了 2km，因此可以推测雹块的第二层是被上升气流抛出轴外下降，在较高温度下形成了透明层。当雹块降到云底层时，又被卷入上升气流轴重新上升，作了约 3km 更长距离的上升运动，在较低的温度下形成第三层不透明层。以后在上升气流支持不住时落出云外。2) P284 和 P288 多数层是在最大上升气流面上部增长，上下运动范围小。除 P284 的第二层上升的距离超过 1km 外，其余上升下降的位移皆小于 0.4km。可能雹块的这种增长未脱离上升气流轴，而是由于湍流影响的结果。所不同的是 P284 胚胎形成于高温，透明层同温度的关系是反相的，看来雹径和含水量的作用大于温度作用，雹块的流体动力特性的差异也可能对晶体结构产生影响。P288 胚胎是在上层形成，可能透明与不透明层是由于温度因子和含水量（湍流）起伏造成。

综上所述，在模式计算气流速度接近实际的假定下，不难看出：1) 雹块生长可在最大上升气流面之上增长，也可在其下增长。2) 同一云中可能同时存在脱离上升气流轴的循环增长和不脱离上升气流轴的增长。3) 透明层与不透明层的形成可能存在温度因子作用和含水量大于温度作用两种机制。4) 胚胎可能会在云的中或中上部位形成。

下面我们将利用另外一种方法计算上升速度，讨论雹块的轨迹。

均匀球状雹块的生长方程可以写为

$$\frac{dR}{dz} = \frac{E_q V}{4\rho_i(U - V)} \quad (6)$$

末速度为

$$V = \left(\frac{8R\rho_i g}{3C_D \cdot \rho_a} \right)^{1/2} \approx 61.6(R/\rho_a)^{1/2} \quad (7)$$

这里 q 为云中液水含量， E 是雹块对云滴的捕获效率（设作 $E = 1$ ）， ρ_i 雹块冰的密度， g 重力加速度， C_D 阻力系数（取 0.55）， ρ_a 空气密度。因此，各层对应的上升气流速度 U 可以利用轨迹图 4 推出的 dR/dz 求出。

$$U = \left(\frac{8R\rho_i g}{3C_D \cdot \rho_a} \right)^{1/2} \left(1 + \frac{E_q}{4\rho_i} \cdot \frac{dz}{dR} \right) \quad (8)$$

计算时，我们假定了 q 为绝热液水含量（ $\sim 3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ）（见图 3），因为雹块没有离开上升气流轴，云中部很少有空气混合。计算结果亦列于表 2 中。从表中可以看出：1) 8 月 6 日的最大

上升气流值接近 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,高度在 8.6 km ,这与模式计算的云中最大上升气流位置基本一致,但模式速度偏小。而 7月 23 日计算的最大速度值也与模式计算的最大值对应,为 $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,但不是云中的最大上升速度。2)实际计算的上升气流速度起伏较明显,总的趋势是随高度而增大,出现极大值后再减小。3)雹块上升时 $U > V$,下降时满足 $\bar{U} < \bar{V}$ 因而所有雹块的上升、下降增长和方程假定是一致的,雹块不脱离上升气流轴。因此分析的结论,除雹块不脱离上升气流轴外,其它推测基本一致。

6 结 语

同位素分析方法研究雹块生长轨迹比起冰晶分析法,显得更为稳定和精确。造成的误差主要决定于模式和起始标尺的确定。

在分析中,有的雹块层间氘值差很小,这有可能隐藏着雹块内部液水流动的事实,造成层间氘值接近,也可能有雹块保存的原因,因而这是一个待研究的问题。为了准确反映各层生长条件,仍应沿半径连续取冰样,并及时密封在毛细管中保存更好。

冰晶方法分析生长温度,确定各冰层的干、湿增长是很重要的,仅从冰层透明与否定性判断可能带有较大主观性,需进一步配合气泡的观测来确定。

分析雹块轨迹表明,雹块生长过程是复杂的,可能存在多种增长形式。因此在推断时除了根据生长温度,尚应根据云中上升气流、湍流、含水量并结合定量计算等来确定。如能配合云的结构分析,可给出更为满意的结果。

参考文献

- 1 Facy L, Merlivat, L. Nief, G. and Roth, E. The study of the formation of a hailstone by means of isotopic analysis. J. Geophys. Res., 1963, 68, (13) 3841~3848
- 2 Jouzel L Merlivat, L. and Roth, E. Isotopic study of hail, J. Geophys. Res., 1975, 80, (36): 5015
- 3 Macklin W C, Merlivat, L. and Stevenson, C M. The analysis of a hailstone, Quart, J. Roy. Met. Soc. 1970, 96, 472
- 4 中国科学院地球化学研究所等编印, 稳定同位素地球化学讲义, 1982
- 5 Knight C A et al. Deuterium contents of storm inflow and hailstone growth layers, J. Atm. Sci. 1981 38, (11), 2485
- 6 Gokhale N R. 雹暴和雹块生长, 北京: 科学出版社, 113, 1981
- 7 Federer B and Bricchet N. Stable isotopes in hailstones, part I: The isotopic cloud model, J. Atm. Sci. 1982 39, (6), 1323
- 8 赵仕雄 杨颂禧 王其善. 半导体致冷冰雹切片机. 气象, 1982, (3)期. 33
- 9 Ashworth E et al. Cylindrical ice accretions as simulations of hail growth; II. Analysis techniques and application to trajectory determination, J. Atm. Sci. 1980 37, (4)852
- 10 Prodi F, Aevi, L. et al, Crystal size and orientation in ice grown by droplet accretion in wet and spongy regimes, J. Atm. Sci., 1982 39, (10)2307
- 11 Roos D V D, et al. The deuterium of hailstone on 29 November 1972, Quart. J. Roy. Met. Soc. 1977 103; 755
- 12 北京大学地球物理系, 云物理学基础. 北京: 农业出版社, 172, 1981

THE ISOTOPIC STUDY OF 5 HAILSTONES ON THE PLATEAU

Zhao Shixiong (赵仕雄)

(Meteorological Research Institute of Qinghai Province, Xining 810001)

Abstract

The deuterium crystal structures of 5 hailstones from two severe storms have been examined. Hailstones fell in Qinghai area, on 23 July 1983 and 6 August 1983. Placing an absolute temperature scale against the deuterium values were discussed. The deuterium concentration on 23 July had values ranging from $-65.8\text{‰} \sim -76.6\text{‰}$ and on 6 August had $-6.1\text{‰} \sim -58.6\text{‰}$, these corresponded to the hailstones at ambient temperatures about $-18 \sim -23^{\circ}\text{C}$ (altitude $7.7 \sim 8.6\text{km}$), and $-1.3 \sim -27^{\circ}\text{C}$ ($5.4 \sim 9.0\text{km}$). The type of embryos in the hailstones was conical graupel. The deuterium values indicated that the graupel embryos were formed at temperature $-16.8 \sim 19.6^{\circ}\text{C}$ (on 23 July) and $-11.8 \sim 20^{\circ}\text{C}$ (on 6 August). It is found that hailstones grew at middle or upper part of the cloud, the hailstones grew continually in the updraft on 23 July and the hailstones were in up and down motions on 6 August. In this paper, the updraft was calculated by the two methods and hailstone trajectories were discussed.

Key Words: Plateau, Hailstone, Isotopic

两江源区冰雹气候特点及人工防雹条件分析

黄彦彬 武青云

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文分析了两江源区的玉树、昂欠、称多 3 个县农耕区冰雹形成的天气条件,并根据冰雹气候特点分析了开展人工防雹的条件。

关键词 冰雹 气候 人工防雹

1 引 言

两江源区是指长江(通天河)、澜沧江上游源头地区,系强烈上升的现代冰川和极高山貌类型,北依通天河、扎曲河,海拔 3890m 以下,属玉树藏族自治州管辖。在狭长状缓降河谷地带的台地和河滩地上有一定的农耕资源,主要分布在海拔 3620~3890m 之间 地势高亢 大部分位于河谷台地和滩地,属典型的半农半牧业区,约有 22 万亩宜农耕地,主要种植青稞、油菜等耐寒农作物,由于这里冰雹灾害较为频繁,每年都给农作物带来严重的损失,极大地困扰了这里农牧民的生活和生产。仅据 1998 年的统计,两江源区所属玉树、称多、昂欠 3 个县就有约 14 个乡镇、56 个村、150 个社的 86123.1 亩农田先后遭到 14 次冰雹袭击,受灾面积占当年全州总播种面积的 39.3%。受灾面积中,粮食作物为 70397.3 亩,油料作物面积为 5552.6 亩 饲料作物为 10263 亩。成灾面积达 58367.3 亩。其中损失程度在 80% 以上的绝产面积为 25468.3 亩 损失在 80% 的重灾面积为 17209.4 亩;损失在 50% 以上的重灾面积为 15689.7 亩,分别占成灾面积的 46.3%、29.5%、26.9%。全州减产粮食 329.6 万 kg 减产油料 11.5 万 kg。强烈的冰雹不但造成了对农业生产的巨大灾害,还砸死幼畜 688 头(只)砸坏帐篷 38 顶。30 余棵胸径在 18~44.6cm 的杨树被连根拔起或拦腰吹断。不少在山上放牧来不及躲避的牧人被砸伤。

2 两江源区冰雹形成的天气条件

两江源区地处青藏高原腹地,西接羌塘高原,东临川西山地,北依昆仑山脉,南望横断山脉,境内最低处位于东南青、川、藏交界处的金沙江水面海拔 3335m,最高处为位于与新疆交界处的布喀达板峰 6861m 平均海拔 4000m 以上。夏秋季节,印度洋西南暖湿气流溯江而上,在高原上空与西南冷气流相遇,加之雪山和湿地蒸发,为冰雹的形成提供了充足的水汽条件。冷暖气流交汇形成强大的上升气旋,在高原本身及高山峡谷的阻挡、抬升等作用下,上升气流进一步加强,在热力对流和动力辐合的强大作用下,特别容易形成冰雹云,因此两江源区是青海省冰雹频度最高的地区之一,雹日数是青海省东部农区的 2~3 倍^[1]。

3 两江源区半农半牧业区的主要雹路

由于降雹受地形影响较大，而地形特征是恒定的，因此对于一个固定地区，雹云经常从同一方向移来并向同一方向移动，称之为冰雹路径，掌握了一个地区的冰雹路径，了解冰雹活动规律，做到有的放矢，是提高人工防雹效果的关键因素，两江源区 3 个县冰雹路径主要由 5 条组成：

(1) 在巴颜喀拉山诺夫日窝钦山南侧形成的雹云，沿通天河南下，危害通天河两岸称多县尕多乡、赛河乡、拉布乡、称文乡、歇武乡及玉树县安冲乡、仲达乡及结古镇、巴塘乡一部分；

(2) 在格机宗可和扎日南九大山形成的雹云向东南方向移动，危害玉树县结古镇、巴塘乡及称多县歇武乡部分地区；

(3) 在昂欠县着晓乡班多、茶哈地区形成的雹云向东南方向移动，危害昂欠县香达乡、白扎乡等地；

(4) 在唐古拉山北麓形成的雹云沿吉曲河东南偏移，在东坝等地加强后危害昂欠县吉尼赛乡、吉曲乡一线；

(5) 在杂多县境内形成的雹云沿扎曲河南下，危害昂欠县觉拉乡、毛庄乡、娘拉乡一线。

4 降雹特点

两江源区由于海拔较高、温度低、生长季节短，因此这一地区只能种植青稞、油菜等耐寒、生长期短的农作物，农作物的生长期一般在每年的 6~9 月，表 1 为两江源区 3 个县的降雹日数多年平均分布，从表 1 可以看出，一年中 3 个县降雹主要集中在每年的 6~9 月，这期间雹日占全年的 80% 左右，由此可见雹灾对当地的农业生产造成的影响非常严重。同时 3 个县年平均降雹日数为 12.7~23.9 天，说明在农作物生长季节的 6~9 月约 10%~19.9% 的日子时刻都有受到冰雹灾害的威胁。根据统计，两江源区 3 个县的降雹日数年平均分布也不均匀，在极端最多年份，昂欠县降雹日数达 65 天，清水河高达 85 天。占农作物生长期的 50% 以上，可见冰雹灾害是限制两江源区 3 个县农业发展的一个关键因素。

表 1 两江源区 3 个县冰雹日数 (单位：天)

| 月份 | 4 月 | 5 月 | 6 月 | 7 月 | 8 月 | 9 月 | 10 月 | 合计 |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|
| 昂欠 | 0.1 | 1.9 | 3.2 | 2.2 | 1.1 | 3.3 | 0.8 | 12.7 |
| 玉树 | 0.1 | 2.5 | 3.5 | 2.3 | 1.8 | 2.8 | 0.9 | 13.9 |
| 称多 | 0.1 | 1.1 | 5.6 | 6.2 | 5.9 | 4.7 | 0.3 | 23.9 |

4.1 降雹时间分布特征

4.1.1 冰雹日变化

通过统计发现，两江源区 3 个县一日 24 小时中 12~20 时为降雹的主要时段，降雹机率为 87%，而 14~18 时降雹机率为 52%，降雹机率集中，表明高原地区强热对流和动力抬升是成雹的重要因素。

4.1.2 降雹持续时间

由于受地形影响，两江源区每次降雹持续时间一般不长，一般约在 10 分钟。

4.1.3 日降雹频次

根据统计，两江源区 3 个县不仅雹日数较多，而且一日常常多次降雹，雹次是雹日数的 3~4 倍，这就更说明了这一地区的多雹性质。

4.2 降雹尺度分布

降雹酿成农作物受灾的因素除了与农作物本身品种、发育期有关外，还与单位面积降雹浓度、雹径大小有密切的关系，而雹块大小是造成雹灾程度的关键因素，根据统计两江源区 3 个县冰雹直径多在 4~7 mm 左右 直径大于 10 mm 的冰雹的机率不足 10% 赵仕雄等人^[1]通过研究发现，在农作物成熟阶段，5~9mm 直径的雹块使作物成灾率达 45%，10~14 mm 的达 64%，而 15mm 以上的雹块，对任何品种农作物在任何发育期都可以造成不同程度的灾害，因此两江源区 3 个县降雹多为小雹，而目前人工防雹技术对小雹的催化效果较为明显。

4.3 风对冰雹灾害的作用

由于两江源区农作物通常位于海拔相对较低的河谷地区，受地形影响，这一地区每次降雹常常都伴随着大风，风雹交加加强了冰雹灾害的破坏力。

5 两江源区 3 个县人工防雹可行性分析

两江源区 3 个县由于海拔高，因此 0 层较低，使形成冰雹的条件十分有利，同时由于地形复杂 动力、热力差异大 强迫对流、热对流十分频繁 故降雹频繁 雹日数、雹次较多 但由于对流强度弱，水汽含量少，因此形成的雹云强度、高度与其他地区相比较低，形成大雹的机率较小，持续时间较短，这为人工防雹提供了有利条件，因为对特强冰雹云，从云雾物理学角度出发，静力催化效果往往较差，同时这一地区远离飞机航线，受空中限制较少，所以，在这一地区进行人工防雹，作业效果可能比较理想。

6 小 结

(1)两江源区平均海拔 3000m 以上，地形复杂，动力、热力差异大，强迫对流、热对流比较频繁。因此，造成这一地区冰雹频繁发生，是青海高原冰雹频度最高的地区之一，年平均降雹日数达 13~24 天，同时由于地形影响，风对降雹的危害程度影响较大；

(2)由于受诸多因素的制约，两江源区降雹频度大，尺度较小，降雹持续时间短，这对人工防雹提高了有利条件，因为从催化原理上讲，对特强冰雹过程进行催化，效果往往低于一般雹云的催化；

(3)由于青海高原冰雹受地形影响，引导气流一般很少变化，冰雹过程的长波形势相对较为稳定，降雹高频区少变，在“雹走老路”的情况下，在两江流域的“冰雹路径上”合理设置高炮，人工防雹成功的可能性较大。

参考文献

1 赵仕雄，李正贵等。青海高原冰雹的研究，北京：气象出版社，1991

青海冰雹灾害与防雷效果

党积明

(青海省气象局人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘要

本文对青海高原的降雹分布, 雹径对农作物的影响及雹日时间变化进行了分析, 对青海省人工防雷作了简要回顾, 并简要阐述了青海省防雷的基本原理及人工防雷存在的技术问题。最后对人工防雷效果进行评价, 人工防雷取得了明显的经济效益, 收入与支出比为 7:1。

关键词: 人工防雷 技术问题 效果评估

1 引言

冰雹是青海省农业生产的主要气象灾害, 据统计, 青海省每年农业受灾面积平均为 88 万亩, 损失产量 6500 万 kg, 重灾年份超过 127 万亩, 损失产量 9500 万 kg。因此, 从 1960 年代初开始, 各级政府投入大量的人力、物力进行防雷作业, 广大气象工作者开展了冰雹问题的科学研究工作。现对青海省冰雹规律及预防从气象角度进行探讨。

2 青海高原的降雹分布

青海地处青藏高原东北部, 位于 (89°35'~104°04'E, 30°39'~39°19'N) 是夏季副热带急流徘徊的纬区 (35°~40°N), 加之境内地形错综复杂, 地表性质差异很大, 这一切使青海省成为国内降雹日数最多、雹灾最广的地区。我们统计了全国各省的年降雹日数 (年平均降雹日数 = 全省各台站平均雹日之和 / 全省台站数), 青海省平均降雹日数为 9.9 天/站, 仅次于西藏 (11.1 天/站), 远大于其它省区。

根据分析, 青海省降雹分布有两个突出的特点。第一个特点是: 多雹地区主要在大山脉地区, 并按山脉的走向呈带状分布, 从图 1 可以看出, 全省大致有两个雹云活动正距平区: 即青南高原正距平区和祁连山正距平区, 年降雹日数最多, 范围最大的是青南高原正距平区, 如清水河气象站, 年降雹日数最多达 41 天, 平均为 24.7 天。其次是祁连山正距平区, 如刚察年降雹日达 10~20 天, 而这一正距平区是危害青海农业生长的主要源地。

另一个特点是: 山阳的雹日多于山阴, 青海高原山系呈西北—东南走向, 山南为阳坡, 山北为阴坡, 由于山阳接受太阳总辐射比山阴大, 易形成超绝热不稳定层结, 积雨云发展较山阴频繁而且旺盛, 所以山阳的雹日多于山阴。

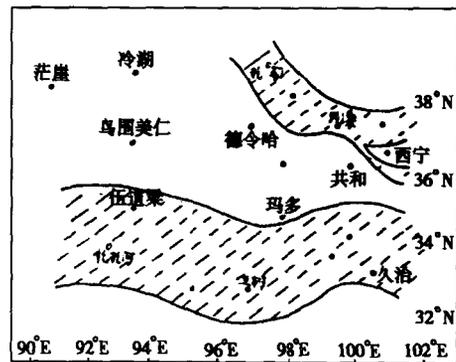


图 1 青海省雹日距平分布图

如清水河和玛多为巴颜喀拉山所隔，前者位于阳坡，并有长江暖湿空气人流，霪日比玛多多 14 天。唐古拉山山南为安多气象站，北为托托河气象站，安多霪日要比托托河多 15 天。

2.2 霪径对农作物的影响及霪日时间变化

青海省海拔高、温度低，全年农业生产只有一季，农作物的生长季节主要在 6~9 月，而这期间霪日占全年霪日的 82.8%，并且大霪几乎都发生在这几个月。从历史统计来看，受灾的年度变化很大，从图 2 可以看出，最多年份（1979 年）受灾 127 万亩、最少年份 1989 年受灾 30 万亩，前者是后者的 4 倍多。

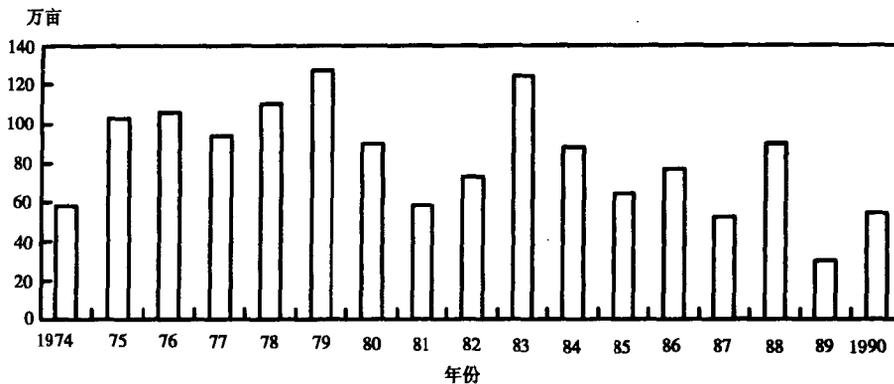


图 2 青海省农业区 1974~1990 霪灾面积变化特征

对 1973~1980 年互助县 124 次降霪统计发现，青海省冰霪虽多，但以小冰霪为主，直径 $L \leq 1 \text{ cm}$ 的冰霪占 72.5%， $1.1 \text{ cm} \leq L \leq 2.0 \text{ cm}$ 的冰霪占 23.3%， $2.1 \text{ cm} \leq L \leq 8.0 \text{ cm}$ 的冰霪仅占 4%。

降霪酿成农作物成灾的因素很多，除与作物品种、地面积霪的深度有关外，霪径大小是影响霪灾轻重程度的关键因素。对互助霪块直径与同时期农作物受灾情况的对比分析（表 1）发现，直径 1~4 mm 的冰霪对农作物没有灾害，4~9 mm 直径的冰霪使农作物受灾率为 30%，受灾很轻，主要在农作物成熟阶段。10~14 mm 直径的霪块成灾率达 74%，20 mm 以上的霪块，对任何农作物在任何发育阶段都会造成灾害，成灾率达 100%。

表 1 1973~1980 年冰霪直径与受灾次数表

| 冰霪直径(mm) | 1~4 | 5~9 | 10~14 | 15~19 | ≥ 20 |
|----------|-----|-----|-------|-------|-----------|
| 总次数 | 41 | 47 | 19 | 7 | 9 |
| 受灾次数 | 0 | 14 | 14 | 6 | 9 |
| 不受灾次数 | 41 | 33 | 5 | 1 | 0 |
| 受灾(%) | 0 | 30 | 74 | 86 | 100 |

如 1976 年 7 月 8 日互助南门峡地区一次降霪，冰霪直径达 80 mm 受灾面积达 6.5 万亩，并造成房倒、树断、人畜伤亡，损失相当惨重。

又如 1979 年 7 月 31 日一次降霪，互助的五峰、西山、双树、沙塘川 4 个乡降 40 mm 直径的冰霪，使 7.7 万亩农田受灾，估计损失粮食达 570 万 kg。

由于冰霪云单体尺度、强弱、移速的差异，青海省各次降霪持续时间差别也是很大，最短不

到 1 分钟 最长超过 1h。如 1975 年 7 月 26 日唐古拉山的托托河气象站,降雹从 14 时 05 分开始,一直持续到 16 时 32 分,长达 87 分钟,这比号称世界降雹持续时间最长的美国堪萨斯一次降雹 85 分钟,还要多 2 分钟,实属罕见。

由于地形的影响,青海地区在一天内会出现几次降雹。例如唐古拉山的托托河气象站 1978 年 9 月 1 日 12~20 时降了 5 次冰雹,12 时 42~45 分第一次降雹后,间隔 19 分钟于 13 时 14~19 分出现第二次降雹,第三次降雹在 16 时 30~32 分,相距第二次降雹为 196 分钟 第四次降雹在 17 时 05~24 分 距第三次 35 分钟 第五次降雹在 20 时 34~42 分,与第四次相差 196 分钟。可以看出,5 次降雹并不是一次过程的间歇性降雹,而是由独立的天气过程产生的降雹,这在国内外也是罕见的。

3 青海防雹试验情况

3.1 青海省人工防雹的简要回顾

青海省的防雹早在 1950 年代就开始了,并在短期内迅速扩大。到 1973 年,东部农业区的 8 个县和海北的门源都开展了防雹工作,共设防雹点 603 处,拥有各种防雹土炮 685 门,土火箭发射架 1723 个,人工防雹的队伍达 2600 人。这年共发射土火箭 30000 支,空炸弹 2000 发,炸药包 1100 个 用去土火药 2500kg。

表 2 1973 年以来高炮门数和年耗弹量

| 年份 \ 项目 | 1973 | 1974 | 1975 | 1976 | 1977 | 1978 | 1979 | 1980 | 1981 | 1982 | 1983 |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 高炮 (门数) | 7 | 42 | 54 | 64 | 64 | 64 | 67 | 67 | 59 | 59 | 59 |
| 耗弹量 (万发) | 0.2 | 1.2 | 3.5 | 4.5 | 4.5 | 4.5 | 4.6 | 4.5 | 3.5 | 4.5 | 4.5 |
| 年份 \ 项目 | 1984 | 1985 | 1986 | 1987 | 1988 | 1989 | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 |
| 高炮 (门数) | 61 | 63 | 63 | 65 | 67 | 68 | 68 | 94 | 102 | 107 | 111 |
| 耗弹量 (万发) | 5.3 | 7.0 | 5.0 | 4.5 | 4.5 | 5.0 | 4.5 | 6.5 | 5.0 | 5.0 | 5.0 |

这种大规模群众防雹带来许多问题,各种火器技术性能差,打不到云的有效部位,作业工具庞杂,无法进行统一管理,伤亡事故时有发生。通过多年实践,简易的空射火器射高和安全性均不如“三七”高炮 从 1973 年以后,在各级地方政府的支持下,青海省东部农业区逐步形成以“三七”高炮为主体的作业系统。

从表 2 可以看出,从 1973 年开始,我省高炮逐年增加,防雹保护区迅速扩大。到 1979 年全省高炮增加到 67 门 年耗弹量 4.6 万发,防雹保护区扩大到 250 万亩。随之也使存在已久的问题更加突出。对冰雹云的预报、识别没有跟上,许多炮点盲目作业,形成见云就打的局面。针对作业规模日益扩大与科学技术措施不相适应这一局面,1981 年和 1987 年青海省气象局两次对防雹工作进行调整,压缩了作业规模,强调加强科学研究,改善防雹工作本身的技术装备,为青海省今后人工防雹工作的发展开创了一个新的局面。

3.2 青海省人工防雷的技术进展

目前人工催化的原理是考虑到国外流行的引晶增加雹胚作用的同时，结合传统的防雷方法——爆炸。

3.2.1 人工增加能与自然产生的大冰雹竞争水分的雹胚

在对流云中上升气流从云底向上增大，在云的中上部达到最大值，气流再上升就逐渐减少到零。这种气流分布特征使降水粒子在云的上部累积起来，冰雹就在云顶附近的雹胚上生成，回到液态水累积区长大，在不太长的时间里累积区含水量几乎不变。于是高炮向累积区发射携带碘化银的炮弹，大量增加冰雹胚胎争食有限水量，从而限制冰雹生长，达到防雷的目的。

随着对雹云类型和结构的进一步研究，青海省逐渐放弃以前那种缺乏针对性的作业方法，而对不同类型的雹云采取不同的作业方法。我们把青海雹云分为一般单体、多单体和超级单体三种。对一般单体，防雷催化着眼于防止新发展的雹云单体中冰雹的形成。对多单体不仅着眼于防止新生单体中冰雹的形成，而且要抑制成熟单体中的成雹过程。对超级单体主要催化 $-8\sim-12^{\circ}\text{C}$ 及其以上 1km 的强回波区，同时对弱回波区、悬挂回波其下方的 $-2\sim-6^{\circ}\text{C}$ 区催化争食水分减少冰雹直径，在悬挂回波区内提早形成降水下落。

3.2.2 爆炸影响降低冰雹生长轨迹

青海省在早期防雷作业中使用爆炸法，爆炸工具用土炮、空炸炮，现在用“三七”高炮炮弹在某高度上爆炸，短时间内有一条狭长的柱内上升气流停止，在气流恢复前，在爆炸处上方柱内的质点很快处于动力不稳定平衡状态，而且开始下降，云中积聚的大量雹胚（冰雹）开始崩落，达到防雷的目的。

3.3 青海省人工防雷的技术问题

青海省防雷的科学方法大致归纳为引晶和爆炸两种，但冰雹云无论在动力学结构上还是在微物理过程上都异常复杂，其结构在时间和空间上具有很大变异性，目前还很难做到对冰雹云结构进行直接测量，因此，有关冰雹形成的物理过程在认识上带有相当程度的猜测性。在这样的认识基础上，很难提出一个从物理学角度上能被广泛接受的防雷科学基础，也就很难提出一个符合各类雹云的最佳作业方法，所以，现在我们对有些雹云还不能完全防御，某些过程催化效果不太明显。

4 人工防雷效果评价

人工防雷的关键之一，就是它的效果统计与评价。从1973年以来，许多省市用目测、统计、物理等不同方法对防雷效果进行探讨。黄美元等（1978年）利用几次全国人工防雷会议提供的材料，对若干地方的降雹日和受灾面积进行的统计检验表明，我国不少地方人工防雷是取得了一定效果（对于以县为单位来说，防雷后受灾面积减少50%左右），但统计检验存在的问题是由于使用的历史资料年代不长，而变异系数又较大，因而灵敏度和可信度受到限制。

1984年我们用前苏联的统计方法，把高炮射程内都定为高炮控制区，未在射程内的定为非控制区，对10个县控制区和非控制区的灾情面积进行统计。从表3可以看出各县在高炮控制区耕地均要比非高炮区耕地受灾轻，平安县的高炮控制区内未受灾，而非控制区的灾情达1.2万亩。

表 3 各县控制区和非控制区灾情表

| 县名 | 总耕地面积 (亩) | 高炮控制面积 (亩) | 高炮控制区受灾 面积(亩) | 百分比 (%) | 非高炮控制 面积(亩) | 非高炮控制受灾 面积(亩) | 百分比 (%) |
|----|--------------|---------------|------------------|------------|----------------|------------------|------------|
| 互助 | 1060466 | 468750 | 1500 | 3.2% | 591716 | 100000 | 16.9% |
| 平安 | 199614 | 76887 | 0 | 0 | 122727 | 12980 | 10.6% |
| 湟中 | 973000 | 562967 | 12500 | 2% | 410033 | 39400 | 9.6% |
| 门源 | 606860 | 160580 | 39021 | 24.3% | 446460 | 134958 | 30.2% |
| 化隆 | 439720 | 260000 | 7000 | 2.6% | 179720 | 25700 | 14.3% |
| 乐都 | 555776 | 209083 | 25858 | 12.3% | 346740 | 105391 | 30.4% |
| 大通 | 792924 | 346000 | 46364 | 13.4% | 446924 | 70614 | 15.8% |
| 湟源 | 297598 | 111558 | 14105 | 12.6% | 185845 | 43627 | 23.5% |
| 循化 | 140522 | 54282 | 0 | 0 | 86240 | 0 | 0 |
| 民和 | 691434 | 227241 | 86782 | 38.1% | 464193 | 103604 | 22.3% |
| 合计 | 5757914 | 2477348 | 246630 | 9.9% | 3280598 | 636274 | 19.4% |

互助县高炮控制区内的受灾面积比非控制区受灾面积减少 13.7% 共计减少灾情面积 64219 亩, 则收入与支出之比为 7 : 1。通过上述的数字有力地说明防雷的效益相当可观。

我们对湟源、湟中、大通、化隆、乐都气象站观测的霪日数进行统计分析, 在历史期年降霪日数全部服从正态分布的前提下, 分别对 5 县防雷后(1974~1985)12 年霪日数均值的变化进行单边 t -检验, 检验结果大通减少 18.6%, 乐都减少 41.7%, 化隆减少 24.6%, 湟源减少 63.8%, 湟中减少 39.6%。

参考文献(略)

应用 SD 型闪电计数器识别雷雨云和冰雹云

黄彦彬

杨占魁

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001) (青海省互助县农业局 互助 810500)

何生存

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文利用 SD 型闪电计数器在西宁和互助观测的资料,分析了雷雨云和冰雹云闪电频次统计特征,并提出了在青海省人工防雷多山、地形复杂的情况下,使用 SD 型闪电计数器识别雷雨云和冰雹云是一种简单方便、经济实用的手段,特别适用于离雷达较远的地区进行防雷指挥作业。

关键词: 闪电 频次 识别 雹云 雷雨云

1 引 言

青海省是冰雹灾害较多的省份之一,为了减少冰雹灾害,青海省利用“37”高炮进行人工防雷,取得了一定的成效。目前,青海省在人工防雷作业区布设雷达 1 部,用于探测雷雨云和冰雹云,对人工防雷作业进行指挥,但由于青海省地处青藏高原,属多山地区,且山大沟深、地形复杂,同时也由于雷达探测距离的限制,使近 2/3 的炮点只依靠目测云体发展情况,凭经验进行防雷作业。

多年来,结合防雷开展了雷雨云、冰雹云探测研究,已取得的研究结果表明,雷雨云和冰雹云的形成,发展过程十分复杂。由雷雨云演变成冰雹云降雹的时间很短,一般可在 5~25min 出现降雹。

因此,如果能够做到早期识别雷雨云和冰雹云,提前预测雷雨云将向冰雹云过渡,抓紧时间及时作业,就可以人工影响云中雹粒子的形成。这样即可预防雹灾,又能取得较好的经济效益。SD 型闪电计数器是识别雷雨云和冰雹云的专用仪器,其有效探测距离为 40km 操作简单 每隔 5min 自动显示这一时段闪电频次,使用干电池作为电源,不受时间和地点的限制,由此可根据云体的闪电频次判别人工防雷区内出现的是雷雨云或是冰雹云,如果是雷雨云闪电频次可不必进行防雷作业,如果是接近冰雹云的闪电频次,即可及时进行人工防雷作业。

2 雷雨云、冰雹云中的闪电频次

雷雨云和冰雹云中的云滴、过冷云滴、冻滴、霰、冰雪晶和雹粒均带有正或负电荷。这些粒子伴随着强烈上升、下沉气流运动,并产生强烈的电场和光电现象,称之为闪电。

国内外科技工作者,多年来应用闪电计数的仪器观测闪电频次的结果表明,当雷雨云放电和冰雹云降雹时段,两者的闪电频次有较大的差异,前者闪电频次较少,而后者较多。所以,应用闪电计数器观测云中的闪电频次,作为识别雷雨云和冰雹云的指标之一,对于人工防雷作业具有实际应用价值。

青海省于 1997 年引进了一台闪电计数仪用于人工防雷指挥试验,1997 年布设在青海省人工影响天气办公室指挥室,对临近西宁市的湟中、大通、平安的 10 余个炮点进行人工防雷指挥试验,1998 年改在冰雹出现次数相对较多的互助县南门峡乡继续进行防雷指挥试验,取得了大量有效资料。通过结合人工防雷作业进行闪电频次的观测,并根据闪电频次的多少,识别雷雨云和冰雹云,指挥防雷炮点是否需要作业,取得了较好的效果。

根据对雷雨云、冰雹云的闪电频次观测结果进行综合分析,将雷雨云和冰雹云分别划分为弱雷雨云、强雷雨云和弱冰雹云、强冰雹云。

2.1 弱雷雨云识别指标

弱雷雨云是发展不很强烈的雷雨云,云中常出现闪电,但次数不多,一般多降小雨。通过对多次观测到的弱雷雨云闪电频次观测资料进行分析可以看出,弱雷雨云一般闪电频次不超过 $20 \text{次} \cdot (5\text{min})^{-1}$ 图 1 为 1997 年 7 月 10 日西宁西北部山区发生的弱雷雨云过程闪电频次随时间的变化,这次过程降零星小雨。

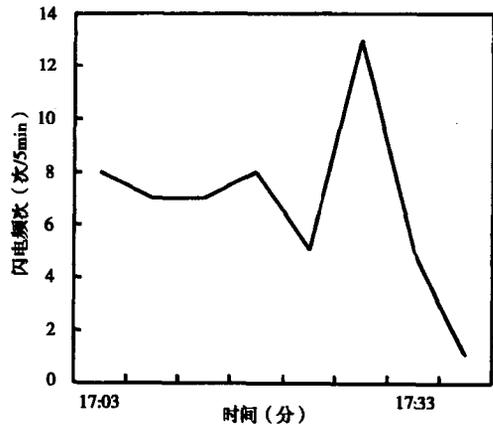


图 1 1997 年 7 月 10 日西宁西北部山区弱雷雨云闪电频次随时间的变化

2.2 强雷雨云识别指标

强雷雨云是发展很旺盛的雷雨云,闪电频次较多,多降雨或大雨,持续时间较长。强雷雨云闪电频次一般均在 $20 \sim 50 \text{次} \cdot (5\text{min})^{-1}$ 也有个别强雷雨云闪电频次多于 $50 \text{次} \cdot (5\text{min})^{-1}$ 但一般不超过 $60 \text{次} \cdot (5\text{min})^{-1}$ 闪电持续时间长达 60min 以上,并有突生、陡降现象。

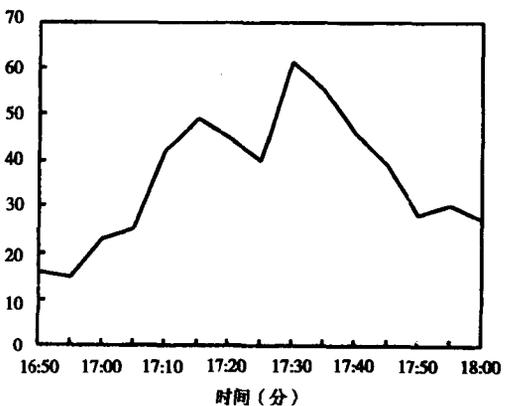


图 2 1997 年 7 月 9 日西宁向平安方向发展的强雷雨云闪电频次随时间的变化

此时易出现雷阵雨,降雨过程中局部夹带小冰粒,这种情况在防雷过程中出现次数较多。图 2 为 1997 年 7 月 9 日观测到的由西宁向平安县方向发展的一次强雷雨过程。

2.3 弱冰雹云识别指标

弱冰雹云即强雷雨云在降雨过程中夹带小冰雹,是在较强的不稳定的天气系统下形成的,降雹范围较小,对农作物造成的危害较小,闪电频次一般在 $40 \sim 70 \text{次} \cdot (5\text{min})^{-1}$,通常只降少量冰雹,每立方米只有几个,降雹时间很短,一般为 1~2min 图 3 是 1998 年 8 月 3 日互助县观测的一次弱冰雹云过程。

闪电频次一般在 $40 \sim 70 \text{次} \cdot (5\text{min})^{-1}$,通常只降少量冰雹,每立方米只有几个,降雹时间很短,一般为 1~2min 图 3 是 1998 年 8 月 3 日互助县观测的一次弱冰雹云过程。

2.4 强冰雹云的识别指标

强冰雹云是在强对流天气系统移动过程中不断发展或加强而形成的,降雹直径一般较大,密度也大,常常造成严重雹灾,强冰雹云闪电频次较多,峰值很高,多为跃升和陡降的特征。

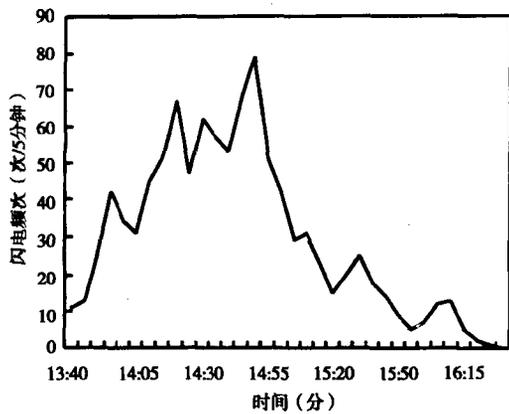


图 3 1998 年 8 月 3 日互助南门峡弱冰雹云闪电频次随时间的变化

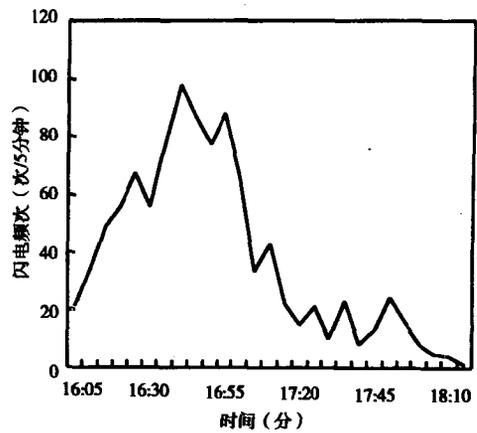


图 4 1998 年 6 月 21 日互助南门峡强冰雹云闪电频次随时间的变化

3 应用闪电频次预测识别云型

通过对 1997 年和 1998 年人工防雷季节观测的资料进行分析，计算了雷雨云和冰雹云的闪电频数的平均峰值、峰前平均升度、峰后陡降平均陡度、最大峰值、闪电平均时间等参量见表 1。

表 1 雷雨云和冰雹云闪电频次的观测值

| 项目 | 弱雷雨云 | 强雷雨云 | 弱冰雹云 | 强冰雹云 |
|----------------|------|------|------|------|
| 观测次数(次) | 8 | 14 | 5 | 2 |
| 平均峰值(次/5min) | 20 | 50 | 60 | 80 |
| 峰前平均升度(次/5min) | 4 | 9 | 11 | 20 |
| 峰后平均陡度(次/5min) | 3 | 9 | 8 | 12 |
| 最大峰值(次/5min) | 23 | 61 | 81 | 98 |
| 闪电平均持续时间(min) | 43 | 89 | 125 | 87 |

3.1 平均峰值

强雷雨云的闪电频数的平均峰值高于弱雷雨云，是其的 2 倍；强冰雹云的闪电频数的平均峰值高于弱冰雹云，比弱冰雹云高 $20 \text{ 次} \cdot (5\text{min})^{-1}$ 。

3.2 峰前平均升度

强雷雨云是弱雷雨云的 2.1 倍；强冰雹云是弱冰雹云的 1.9 倍。

3.3 峰后平均陡度

强雷雨云是弱雷雨云的 3 倍；强冰雹云比弱冰雹云高 $17 \text{ 次} \cdot (5\text{min})^{-1}$ 。

3.4 最大峰值

均出现在强雷雨云和强冰雹云中，弱雷雨云最小。

3.5 闪电平均持续时间

弱冰雹云时间最长；强冰雹云次之；弱雷雨云与强雷雨云闪电持续时间差别不大。

4 闪电频数在人工防雷作业中的应用

由于青海省各炮点所处地形的差异，其观测的闪电频数随时间变化的特征也有所不同，互助南门峡由于位于大通东峡山区的下游，雷雨云由山区向南门峡发展时，由于地形的抬升作用，雹云强度大，闪电频次高，是青海省冰雹灾害最多的地区之一。而临近西宁的平安县西部炮点以及湟中县东南部炮点，由于没有上述特点，往往冰雹强度较小，降小冰雹的机率较多。因此利用 SD 型闪电计数器识别雷雨云和冰雹云，必须注意云的演变规律和未来发展的变化趋势，及时做出未来云体可能发展强度的预测，根据 2 年的观测资料，总结出不同地形识别雷雨云和冰雹云闪电频次的参照指标如表 2 所示。

表 2 不同地形闪电识别雷雨云和冰雹云参考指标（单位：次/5min）

| 云型 | 山区向平地移动(互助) | 平地向山区移动(西宁、湟中、平安) |
|------|-------------|-------------------|
| 弱雷雨云 | 5~20 | 0~15 |
| 强雷雨云 | 20~50 | 10~40 |
| 弱冰雹云 | 40~70 | 20~60 |
| 强冰雹云 | >60 | >50 |

5 结 语

综上所述，可得出如下结论：

(1) SD 型闪电计数器可以识别雷雨云和冰雹云，对弱雷雨云：闪电频数一般 < 20 次 $\cdot (5\text{min})^{-1}$ ；强雷雨云：闪电频数为 $10 \sim 50$ 次 $\cdot (5\text{min})^{-1}$ ；弱冰雹云：闪电频数 $30 \sim 70$ 次 $\cdot (5\text{min})^{-1}$ 强冰雹云 闪电频数为 > 50 次 $\cdot (5\text{min})^{-1}$ ，这些指标可作为识别和预测雷雨云和冰雹云的参考，同时必须根据不同地形、不同条件对云系区别对待。

(2) 雷雨云和弱冰雹云闪电频数峰前突升、峰后陡降成对称，但陡度小于升度，而强冰雹云峰前升度和峰后陡度都比较大，在陡度最大时往往是冰雹从云中降落之后，这是因为固态粒子荷电急剧减少所形成的现象。

(3) 局地生成的弱雷雨云，降水时间较短，闪电持续时间较短。

(4) 预测雷雨云和冰雹云时，需要与天气形势结合起来，不同的天气系统形成的云也不相同，天气现象和强度也不相同。

(5) 应用 SD 型闪电计数器观测闪电频数随时间的变化，用来识别和预测雷雨云、冰雹云，其成本只相当 1 次作业所需炮弹（30 发）的费用，且操作简单、容易维护，是一种简单易行、经济实用的手段。在青海省远离雷达的山区炮点和雷达因故不能开机时，可根据 SD 型闪电计数器辅助识别雷雨云和冰雹云，准确进行人工防雷作业，减少作业盲目性，提高作业效果。

青海湖 80718 雹暴结构及降雹分布

党积明 赵仕雄

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文根据 1980 年 7 月 18 日设在青海湖地区 711 雷达观测资料和雹暴前期和后期的探空资料,对云顶温度和强回波顶温度,上升气流和回波穹窿、降雹范围与雷达回波的关系、湖面对雹云的影响进行分析。分析得出,80718 雹暴测得云顶最大高度为 5800 m,云顶对应温度为 -27°C 。根据辛卜生—维积云数值模式对云前探空进行计算,当日云前最大上升气流速度为 $17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 液态含水量为 $4.6\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$,从雷达回波与地面降雹实况来看,降雹范围大致与 15dB 回波廓线相对立。

关键词:雹暴结构 降雹分布 雷达回波 探空资料

1 引 言

自从 Browning 和 Ludlam 20 世纪 60 年代初提出沃肯汉风暴雷达研究结果以来,人们对强风暴有了进一步的认识。一般认为强烈冰雹云都具有前悬回波、回波穹窿(或弱回波区)和回波墙。这类云是由两支对峙相切的上升气流和下沉气流组成。入流在高层随高空风移动方向流出,形成了巨大的云砧;下沉气流是由云后中层流入云体,与上升气流对峙。

1980 年 7 月 18 日,青海刚察地区降了一场冰雹,设在青海湖地区的 711 雷达自 16 时 44 分~17 时 49 分进行了连续跟踪观测,并且在雷达站施放了一个探空球;与此同时,距离 711 雷达 24 km 的 701 雷达站也施放了一个探空球。711 雷达站探空球放在雹云的前部,701 雷达站探空球放在雹云的后部。从初步分析来看,较好地反映了云前上升气流和云后下沉气流的对峙以及地面降雹分布与雷达回波的对应情况。

2 云前云后的温度

从观测实况来看,两站探空分析的云顶与云底高度基本一致,云底(对流凝结高度)平均在 1200 m 左右,云顶平均在海拔 9600 m 左右,比雷达观测高度 9000 m(海拔)略偏高。其最大不稳定层都在 400hPa 层(7500 m)。云前沙氏指数为 5°C 左右,云后约 6.5°C 。云前的温度递减率从云底到云顶比较均匀,平均为 $0.64^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。云后部从云底到 400hPa 温度递减率为 $0.75^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 而 400 hPa 至云顶为 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。说明云后部比云前部降温快,云后部中下层温度又比云上部降温快。

分析表明,在云中:云后温度低于云前温度,最大温差 2°C 左右,这可能是云前低层有暖湿气流辐合,而云后则是较冷的下沉气流之故。

3 回波特征和降雹

08 时 500hPa 高空图上,海西有一冷锋,反映在雷达平面显示图上:16 时 44 分过测站有

一条西北—东南向的带状回波，长度达 60 km，宽度约十几公里。

中频衰减后，仍可看到带上有几个强回波核，说明回波是一个多单体（图略）。回波移动方向的右测，单体加强，移动速度快达 $15 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ ，而左侧单体弱，移动速度慢仅 $(5 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1})$ ，并逐渐消亡。而左侧恰恰靠近青海湖面。

雹云的移向和 500 hPa 风基本一致，云前 500hPa 风向为 15° ，云后 500hPa 风向为 11° ，雹云的移动方向为 10° 。

弱回波区伸展范围，可充分代表风暴前上升气流伸展（图略）。RHI 剖面位置为 144° ，前悬回波向左前伸展 15 km。在垂直气流作用下，云砧在下风方向向低层倾斜，在 20 km 处，前悬回波倾斜到地面。在 30 km 处有一小块单体，可以说明 30 km 处气流就开始向主云体辐合。

80718 雹暴是一次较弱的雹云，14 时 44 分回波最大强度为 40 dB，高度显示器上 0 dB 回波顶高 4.8 km 对应云顶温度为 -27°C ，20 dB 回波顶高为 3 km 对应温度为 -10°C 。

为了分析回波的三维结构，我们作了一张透视草图，将 PPI 扫描面与 PHI 剖面结合在一起，成为一张直观的立体图（图 1 列举了 17 时 38 分到 17 时 44 分 6min PPI 和 RHI 回波资料图）。从图 1 看出，中心最大 $Z_e = 10^{4.0} \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ ，回波有两个主轴，第一个主轴离地高 4 km，第二个主轴离地高 4.7 km。推测，云前有一股上升气流，但云后的下沉气流占主导，回波趋于发展的后期。

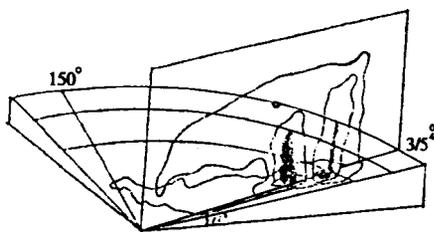


图 1 1980 年 7 月 18 日 17 时 38 分～17 时 44 分回波立体

根据 17 时 08 分～17 时 47 分雹谱观测，最大直径

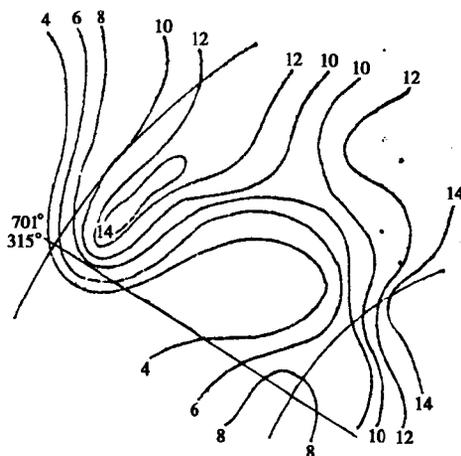


图 2 1980 年 7 月 18 日冰雹直径分布图

为 16，雹径分布如马鞍形，两头大中间小，回波主体的移动和地面降雹相对应。

根据三维结构图和地面冰雹对应来看，降雹区略偏于主回波单体的左侧，这是由于回波观测与降雹时间上有差异的缘故。两个回波轴所对应的地面区域里，强回波区降的冰雹大，主回波四周降的冰雹小。

4 云前和云后的气流场

利用云前与云后探空资料，我们计算了云中的上升气流速度。空气相对于地面的垂直运动速度：

$$W = W_a - W_0$$

其中 W 是气流对地“绝对”运动的垂直分量， W_0 是气流由于浮力而相对于空气运动的垂直运动分量。

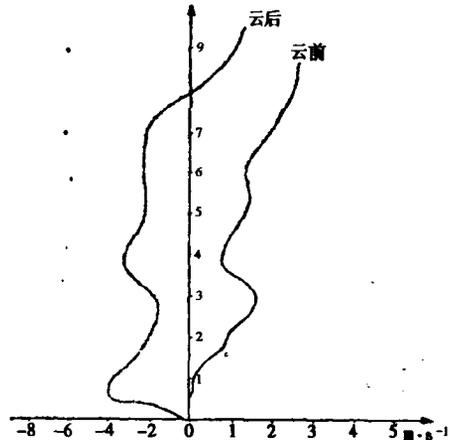
4.1 雹云的前部

云底为弱的上升气流控制，3.2 km处上升气流最大为 $1.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

地面降雹时，近地浅层为南风（图5中风向逆时针转了 90° ），风速为 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ；雹云的移向为 10° ，浅层风向与雹云的移向是 170° 的夹角。气流轨迹水平投影表明，从地面到 1.5 km 风向随高度呈反气旋式旋转。到 1.5 km 处 风向近于南风 风速减小为 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，从 1.5 km 到 2.7 km，风向转为北东北，风向随高度呈气旋式旋转，风速稍有增大。云中下层气流呈反气旋式旋转，反映了云前上升气流将部分雹粒带到主体回波的右侧，这股气流上升到云顶附近后，在环境风的作用下从雹云左前侧流出。

4.2 雹云的后部

图3云后曲线反映了雹云后部垂直云气流情况。雹云的后部为下沉气流控制，云的下部和中部下沉气流最为明显，云下最大下沉气流速度为 $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，云中 4km 处为 $5.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。云的下部从地面到 1km 处呈气旋式旋转，1.3km 处风速减小，1.5km 风向突然从南风转为北东北风，呈反气旋式旋转，风速随高度变化很小。可以推测，有系统的强烈下沉气流出现在强回波区的下部，气流从中部流入雹云，并从云底流出，由于云后下层气流呈气旋式旋转，流出的冷空气应在雹云移向的左测流出。



4.3 雹云前后的垂直切变

云前大范围的低层人流为云层带来了大量暖湿气流，成为云体的重要水汽源；而云后气流流向环境大气，对云体起通风换气的作用。

图4云前的风速切变小，地面到 1.5 km 以下切变是 $3.1 \times 10^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$ ，而云后到 1.5 km 处 风速切变较大 达 $5.3 \times 10^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。由此可见，该剖面 1.5 km 以下均为人流区，在这里风向和云的移向相对而行，地面到 0.5 km 高度人流较强，最大风速达 $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。云后 1.5 km 以下均为出流区，地面到 0.5 km 高度出流最强，最大风速达 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见，风暴的上升气流与对峙的下沉气流间存在着突变的飊锋。

5 几个问题的讨论

根据青海湖 80718 风暴的分析，其结果与布朗宁右旋风暴（即所谓 SR 风暴）模式内的气流特征基本一致。但不同的是：

5.1 云顶温度和强回波顶高度

80718 风暴测得云顶最大高度为 5800 m。云顶对应温度为 -27°C ，30 dB 高度为 4000 m，对应温度为 -16°C 。一般而言，云体结构与环境温度场的配置， -20°C 层是云中自然成冰的最大概率层，强回波区愈伸入此层，则愈有利于大而强烈的冰雹形成，而 80718 强回波区对应温度只有 -16°C 地面降了最大直径 1.6cm 的冰雹，属于强冰雹云所降冰雹的范畴。

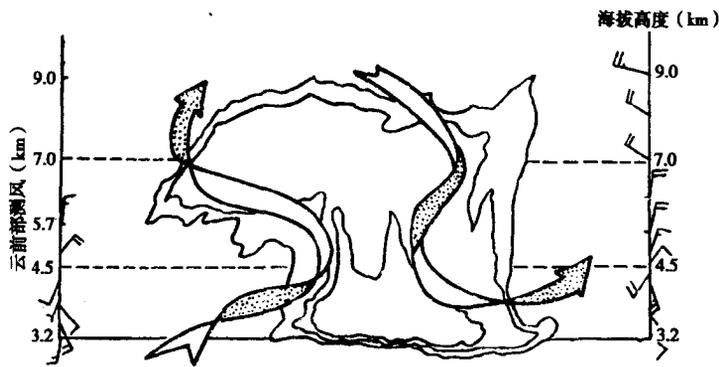


图 4 80718 雹云气流结构二维图

根据一维积云数值模式对云前探空进行的计算(见图 5)，计算出当日云前最大上升气流速度为 $17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 液态含水量为 $4.6\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ 。最大上升气流和最大液态含水量所对应的高度为 5000 m，温度为 -21°C ，比实际强回波顶高的温度低约 5°C ，这是否反映雹云中冰雹的形成并不存在水分累积区？由图 4 可见，高空风切变位置与最大上升速度高度一致，在风速切变不强，并且上升速度不大等条件下，可能这种切变配置影响雹暴和冰雹的生长。这种配置可能反映高原雹暴的一种特征。

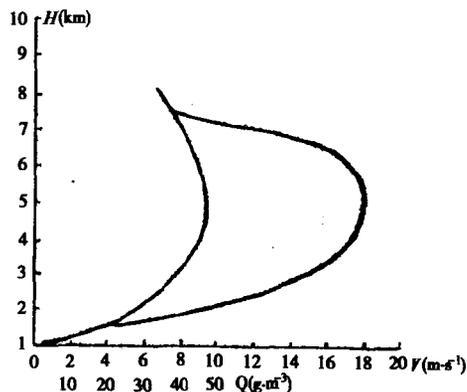


图 5 辛卜生模式含水量和上升气流随高度的分布

5.2 上升气流和穹窿

分析表明，回波的穹窿可能比回波高度更重要。80718 风暴观测到回波高度只有 5.8 km 但穹窿大有 15 km 的无回波区，它反映云体上升气流的强度和尺度。多年来，在雷达识别中，许多地区把冰雹云的观测指标定在 6 km，而忽视了回波的形态，我们认为应把穹窿和高度结合起来，会更准确地识别冰雹云。

5.3 降雹范围与雷达回波的关系

从雷达回波与地面降雹实况来看，降雹范围大致与 15dB 回波廓线相对应。一般强回波区所降的冰雹直径大，弱回波区降的冰雹小。

5.4 湖面对雹云的影响

1980 年 711 雷达就设在青海湖边，通过 9 次观测分析，云体很少进入青海湖上空。云体在北边山地形成，迅速向青海湖移来，在青海湖边上移速减慢，最后消散。

参考文献

- 1 黄美元,王昂生等.人工防雷导论.北京:科学出版社
- 2 甄长忠.78810冰雹过程的分析.大气科学,1981,5(4):456~460
- 3 廖远程,李生柏.冰雹云气流和温度结构分析.大气科学,1982,6(1):103~108
- 4 杨颂禧,刘棠福,龚乃虎等.一场冰雹回波和雹块微结构分析,大气科学,1981,5(2):157~165
- 5 刘锦丽,郭裕福.降雹回波单体的特征分析.雷达气象文集,北京:气象出版社,1981

1984~1985 年互助地区雹云雷达回波的识别与路径

党积明

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

根据 1984~1985 年 6~9 月在互助观测到的大量 3 cm 波长雷达回波资料,对冰雹云的形成和回波演变,用雷达回波参数识别冰雹云及雷暴云强回波出现频率,回波的移动路径进行分析。分析表明,互助县雹云雷达回波演变方式有 3 种;一是由单个小单体快速发展为大块回波;二是几个相邻的小单体各自发展,以致合并加强;三是一块回波在移动过程中兼并小回波,使回波尺度增大。降雹前,回波表现出一种“突发式”增长的特征等,本文的研究成果对用雷达指挥防雹作业有指导作用。

关键词:冰雹云 雷达回波 识别 路径

1 引 言

1984~1985 年,我们与互助县政府签定了指挥互助县防雹作业的技术合同,合同要求在冰雹预报,冰雹云识别,作业指挥方面进行服务。

在咨询服务中,不仅要求我们能及时、准确地识别哪几块云是雹云单体,还要判断出降雹的具体部位、时间、强度及移动方向。为此,1984~1985 年 6~9 月,我们在互助县咨询服务中,用 3cm 雷达进行了大量细致的观测,结果如下。

2 雷达观测中冰雹云的形成和回波演变

在互助县雷达观测中,初始阶段在 PPI 图上出现几块相隔很近的小单体。一般情况下,小单体很快长大,回波顶急剧增高,其演变方式有三种:一是由单个小单体回波快速扩展为大块回波;二是几个相邻的小单体回波各自发展,合并加强;三是回波在移动过程中,通过对其周围较小回波的兼并,使得回波尺度不断增长。

1985 年 7 月 12 日 14 时 41 分,在互助县北部有一块回波 A(图略)回波 A 快速发展,到 14 时 49 分在 A 回波的西北边又出现一块新生单体 B,A、B 两单体辐合运动到 15 时 13 分发展成一块强单体 A+B 单体最大强度 45 dB 云高为 7300m 合并 14 分钟后老虎沟降雹。

在 1984~1985 年互助县雷达观测中,发现冰雹云有两种,即:传播雹云和多单体雹云。

传播雹云的每个单体都先后依次经历了初生、发展、成熟和消散几个阶段,同一时刻几个单体分别处于不同阶段,并逐渐递进,新单体不断在风暴移动前侧出现,而老单体却不断在左后侧消散,风暴整体则传播式

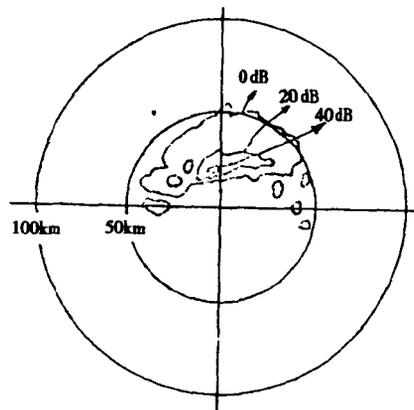


图 1 1984 年 7 月 21 日互助雹云 PPI 素描图(时间,16 时 33 分~36 分仰角 6°)

地前进。回波在移动过程中，通过对前面较小回波的兼并，使得回波尺度不断增长，而后雹云则“跳跃式”降雹和消散。例如 1984 年 7 月 21 日(图 1)，在主体回波移动的前方有几块较小的回波，它们以很快的速度向主体回波辐合运动，15 分钟后小回波完全并入主回波内。

7 月 21 日 16 时 15 分，回波最大强度发展到 45dB，回波顶高度 8900m，南门峡降雹。降雹后回波趋于减弱，最大强度从 45dB 降到 35dB，回波顶高从 8900m 降到 6400m，但回波在移动过程中新生单体继续补充，到 17 时 29 分，最大强度又发展到 50dB，回波高度为 7500m，丹麻、五十地区降大雹。这次过程在长达 4 小时的时间内，新生单体的补充不停地进行着。

另一种是多单体雹云，在雷达荧光屏上，同时发现两块以上的云体回波，各个单体独立地发展，降雹区零散而不集中，每个单体都不特别庞大或突出，降雹也较弱，例如 1985 年 7 月 12 日(图略)，北边和东边回波演变是各自进行，两块云体始终没有合并，但都降了小冰雹。

3 冰雹回波参数的识别

冰雹回波在降雹前，回波高度(回波顶高 H)都有一个明显的增长。有时这种增长进行得很迅速，只需要几分钟到十几分钟，表现一种“突发”式的特征，地面就开始降雹，这可能是云中形成大量冰雹而释放冻结潜热的结果。

例如：1984 年 7 月 25 日 雹云从 13 时 53 分开始增长，云体的各种参量也突然上升，14 时观测到地面降雹时，云体的各种参量都下降，降雹过后，参量又增强。在冰雹云移动路径上，这种过程是反复进行的。根据互助 10 次雹云的过程统计，在降雹前，都观测到参数的这种增大，并发现云顶的增长到降雹时的时间间隔最短为 5 分钟，最长为 25 分钟。

前苏联在高加索地区观测提出，为了保证产生冰雹胚胎，云中的过冷水滴应低于 $-20 \sim -24^{\circ}\text{C}$ ，相应云外环境云顶为 $-27 \sim -30^{\circ}\text{C}$ ，为了胚胎能迅速长大，必须保证含水量累积区(雷达强回波区)里的负温区(可供冰雹生长区)厚度不低于 1km，相应强回波顶的云中温度约 -7°C 。由于云中上升气流较强，所以对应云外温度 $T_{\text{强}}$ 为 $-14 \sim -15^{\circ}\text{C}$ 。

1984~1985 年 6~9 月共跟踪观测了 39 块积雨云，其中有 19 块雹云，20 块雷雨云，由表 1 可见，两类云体物理参量具有统计性差别，例如： 0dB 回波顶温度低于 -35°C 的冰雹云约占 19 次中的 63%，而 20 次雷雨云中仅有 10% 达到这个指标。强回波顶温度低于 -20 的冰雹云占 19 次中的 95%，而 20 次雷雨云达到这个指标的只有 20%，由此可见，冰雹云和雷雨云的物理参量有一定的差别。

我们还利用 $T_{\text{强}} - T_{\text{顶}}$ 点聚，以获得分辨冰雹云和雷雨云的临界值(图 2)，冰雹云和雷雨云强中心高度所对应的临界温度为 -20.5°C ，最大云顶高度所对应的临界高度处为 -24.5°C 。用这种方法预报冰雹，漏报率为 0，虚警率为 15%，表明选用这两个物理量预报准确率较高。

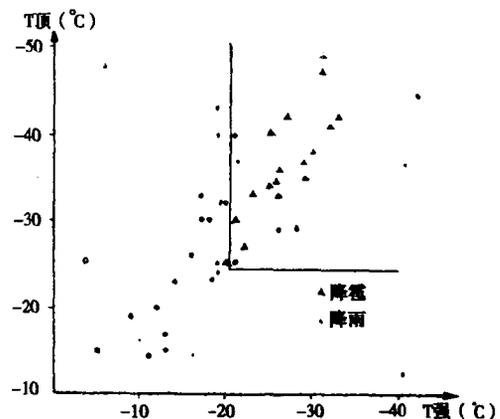


图 1 雷达回波上界温度 ($T_{\text{顶}}$) 和强回波上界温度 ($T_{\text{强}}$) 点聚图 (三角为降雹云指标，圆点为雷雨之指数)

表 1 1984~1985 互助县冰雹云与雷雨云物理参数统计表

| 云型 | 总数 | 顶部温度 | | | |
|-----|----|-------|--------|-------|--------|
| | | 0dB | | 强回波 | |
| | | <-35℃ | 百分比(%) | <-20℃ | 百分比(%) |
| 冰雹云 | 19 | 12 | 6 | 18 | 95 |
| 雷雨云 | 20 | 2 | 10 | 4 | 20 |

4 雷暴云强回波出现频率及回波移动路径

4.1 雹云的分布

为了了解互助地区强雷暴云的分布，我们对 1984~1985 年强回波（指 PPI），5°仰角 $Z_e \geq 40\text{dBZ}$ 的回波出现频率进行统计作图（图略），方法是以雷达站为圆心，在半径 10~40 km 的范围内，划出角度 10° 距离为 5 km 的若干小扇圆，据雷达观测资料，把 $Z_e \geq 40\text{dBZ}$ 强回波登记在相应位置，统计出扇格内的点数，画出强频数图。

从上述统计可见，互助县由于山地的影响，有 3 个强中心加强带：

北边大坂山来的云，在平顶山加强，影响南门峡七塔尔地区。

从大通童家山来的云，在衙门庄加强，影响老虎沟。

从大通娘娘山来的云，影响五峰。

由于山地地形的影响，其主要加强带都在高山地带，根据互助县观测经验，要特别注意这几个加强带，对加强观测带稍有不慎，就会延误作业时机。

4.2 雹云的移动

为了了解雹云移动，我们对水平尺度 10~50 km 内的强雷暴进行连续跟踪观测，选择 $Z_e \geq 30\text{dB}$ 的强回波，进行强中心连线，1984~1985 年共跟踪观测 17 块选择有代表性的 10 次，绘制了互助地区雹云路径图（图略）。分析得出，北大坂山起的云，从北向南移动，占总次数的 50.5%，大通童家山起的云，从西北向东南移动，占雹云总次数的 34.5%，由娘娘山起的云从西北西向东南移动，占雹云总次数的 14.9%。

从上述分析得出两点：

雹云在山区曲折摆动，移速较慢，有时它长时间停滞在其所在地区，并保持旺盛的发展。根据分析，这个特点的出现应归于主体回波的西侧始终维持着一个新生单体发生源。例如：1985 年 7 月 12 日（图略），这个源位于大坂山南麓的迎风坡上 A，A 回波是三块回波合并而成，而在 14 时 49 分，西部又出现一个新生单体 B。从 14 时 41 分~15 时 13 分半个多小时内，雹云移动不到 10 km，但雷达先后观测到 8 块云并入这块单体，最大回波强度从 14 时 36 分的 30dB 增大到 40 dB 强中心高度从 4700 m 增到 5700 m。这说明地形对雹云的形成是一个值得关注的问题。

由于地形的影响，雹云的移动与回波高度内的环境平均风有偏差，影响了雹云的速度。

根据表 2 可以看出，如果雹云的移动与 500 hPa 高空风引导气流偏角大，则移动速度慢，如果偏角小，则移动速度快。

表 2 1984 年 8 月 17 日回波移速

| 时段 | 14 ⁰⁷ ~14 ³² | 14 ³² ~15 ³² | 15 ⁵² ~16 ⁰³ | 16 ⁰⁹ ~16 ²⁰ | 16 ²⁰ ~16 ²⁴ | 16 ³⁴ ~16 ³⁰ | 16 ³⁰ ~16 ⁵¹ |
|---------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| 平均移速(km·h ⁻¹) | 5 | 6 | 43 | 35 | 26 | 65 | 60 |
| 雹云移向与高空风夹角 | 120° | 74° | 100° | 150° | 98° | 7° | 15° |
| 500hPa 风向 | | | | 320° | | | |

当雹云发展成熟阶段，往往是强盛时期，回波移向与高空风的夹角较大，所以，回波移速较慢，另外，互助县雹云的发展都在山区，雹云由于地形的影响，沿山而走，如果山脉走向与 500hPa 风有较大偏差，其回波的移动速度也会减慢。8 月 17 日 16 时 34 分~16 时 51 分雹云从山区移向平川，平川的走向与 320° 风向一致，回波移动速度较快。

5 结 论

根据 1984~1985 年雷达回波分析得出以下结论：

(1) 回波演变方式有三种：一是由单个小单体快速扩展为大块回波；二是几个相邻的小单体各自发展，以致合并加强；三是一块回波在移动过程中，通过对其周围较小回波的兼并，使得回波尺度不断增长。

(2) 降雹前，回波表现出一种“突发式”增长的特征，利用 $T_{顶} \sim T_{雹}$ 点聚，获得雷雨云和冰雹云的临界温度是：强中心高度所对应的临界温度为 -20.5°C ，最大云顶高度所对应的临界温度为 -24.5°C 。

(3) 互助县雹云有三个强中心加强带，有三条雹云路径；一是大坂山来的云，占互助雹云总次数的 50.5%。童家山来的云，占雹云总次数的 34.5%。娘娘山来的云，占雹云总次数的 14.9%。

参考文献

- 1 黄美元,王昂生.人工防雹导论.北京:科学出版社,1980.
- 2 龚乃虎,瞿章,蔡启铭等.平凉地区雹云回波移动特征.气象学报,1980,38(3)
- 3 杨培才,张琦娟.北京地区对流性暴雨雷达回波特征分析.大气科学,1987,2(2)
- 4 刘锦丽,郭裕福.降雹回波单体的特征分析.雷达气象文集,北京:气象出版社,1981

应用 XDD03A 型雷电探测仪分析 对流天气的闪电特征

何生存 郭三刚

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文介绍了利用 1999 年夏季 XDD03A 型雷电定位仪系统所取得的时实资料与当日探空资料和同一时段的雷达回波资料进行的对比分析。并选取了 1999 年 8 月 3 日至 10 日两次连续天气过程为背景的层结稳定度指标与该时段的日闪电次数,进行了对比分析,结果发现日闪电次数的变化能反映对流天气的发生和发展。通过分析降雹及暴雨前 30 分钟的闪电频次,也发现降雹及暴雨前闪电的不同特征。

关键词: 闪电频次 对流天气 闪电特征

1 引 言

在对流云发展演变的过程中,常伴有大量的闪电发生。近年来,随着雷电探测技术的发展,闪电定位系统在对流天气观测中越来越得到重视。发展有效的探测手段并加以完善是十分必要的。XDD03A 型雷电探测仪是一种新型雷电探测专用仪器,弥补了雷达在距离及障碍物阻挡等方面的某些不足,作为雷达观测的辅助设备起到了取长补短,相辅相成的作用。为了更好地了解冰雹云发展的趋势及其冰雹云在发展演变过程中闪电的规律,同时也为了检验 XDD03A 型雷电探测仪探测效果(探测仪 1999 年 7 月引进),本文利用当日 07 时 30 分的(二十里铺)探空资料、雷达回波资料、XDD03A 型雷电探测资料对我省东部农业区 1999 年夏季对流天气过程的闪电特征作了初步的分析,并对两次连续对流天气过程为背景的闪电次数与层结稳定度进行了对比分析。

2 XDD03A 型雷电探测仪观测对流天气的闪电特征

2.1 对流天气闪电的日变化特征

青藏高原对流天气发生、发展除了地形影响外,高原上地面加热作用也很容易造成层结不稳定,这就是高原尤其晴天后多对流天气的主要原因。根据青海省各地出现的对流天气分时段统计结果表明,对流云主要发生在 12~20 时^[1]。

雷电是由于“温差起电”以及其它起电作用造成的。一般来说,云中放电强度及放电频次与雷暴云的高度、强度有关,云顶愈高,闪电、雷鸣便愈益频繁。因此,雷电现象可以用来判断雷暴强度。

图 1 是 1999 年夏季闪电次数日平均变化曲线,从中可以看出,闪电次数主要集中在 14~23 时 而 15~21 时最为集中。这与高原出现对流的时段基本吻合。说明 XDD03A 型雷电探测仪能够反映对流天气的闪电特征。

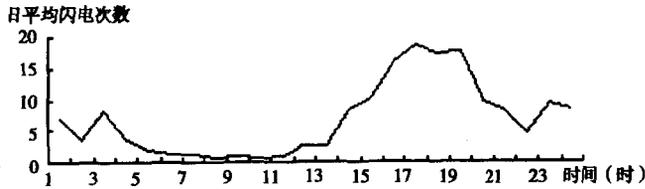


图 1 闪电次数日平均变化曲线

2.2 对流天气的不同降水性质闪电频次变化特征

图 2 是两次大雨和一次降雹过程的闪电频次变化曲线，从图中可以看出对流天气无论降雨还是降雹都会出现明显的闪电活动峰值，但降雨和降雹前 30 分钟左右的闪电频次变化却明显不同。降雹前 30 分钟闪电次数出现猛增和猛减，闪电次数最大超过 180 次/10 分，峰值曲线陡峭，一旦开始降雹，闪电次数明显减少。而降雨前闪电频次变化曲线虽然有明显的峰值，但峰值曲线平缓，峰值区持续时间长，并且降雨开始前后无明显变化，而且闪电次数不超过 70 次/10 分。

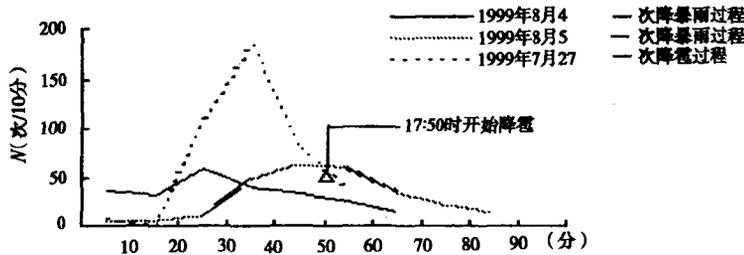


图 2 闪电频次随时间演变特征

3 闪电频次与雷达回波的对比分析

据统计表明，青海雷达回波出现 35dB 以上强度的回波，降雹的概率可达 82%^[2]。

图 3 和图 4 是分别是 1999 年 8 月 4 日一次较为明显的雷雹过程雷达回波和与其对应的闪电区域和次数分布图，对比分析发现，随着雷达回波的演变，主要闪电区域和次数也在发生变化。在图 3a、3b 中，云系由分散的弱对流单体逐渐合并、发展，而对应的闪电次数也在增加，范围增大。图 3a 中回波面积较小、回波强度在 35dB 以下，对应闪电次数少，经过十几分钟的发展演变，图 3b 中已经出现了 35dB 回波强度，35dB 强度的回波面积约占整个回波面积的 1/3 之多，并缓慢向东移，在东南方向，又有一对流云团生成，其中心回波强度 35dB 以上，并向北移动。此时闪电次数和区域为最大，图 3c 中上述两块云团已合并为一强对流单体，回波强度增加，35dB 回波强度面积相对最大，发展最旺盛阶段。对应的闪电区域集中，但次数减少，此时化隆、平安、互助三县经过“三七”高炮联防作业后，三县相继出现了中到大雨，局地降了软雹和小雹，与闪电区域基本一致。图 3d 中虽然回波面积较大，但 35dB 强度的回波面积明显减少，闪电次数也进一步减少。可以看出在云系的发展阶段闪电出现最多，为峰值。以后逐渐减少，降水出现在闪电次数减少的过程中。

从图 3、图 4 中看出，图 3a、3d 与图 4a、4d 对应基本一致，回波强度小，闪电次数也小。而图 3b、3c 与图 4b、4c 对应刚好相反，即回波面积小（相对而言），闪电次数和区域大，回波面积大，闪电次数和区域却小，这说明降雹前闪电次数有“大起大落”的特征，与 2.2 节分析的结果一

致。闪电区域由于 XDD03A 型雷电探测仪仅有一副站，加之距离分辨等原因，在距离上定位不准，出现了一定误差。

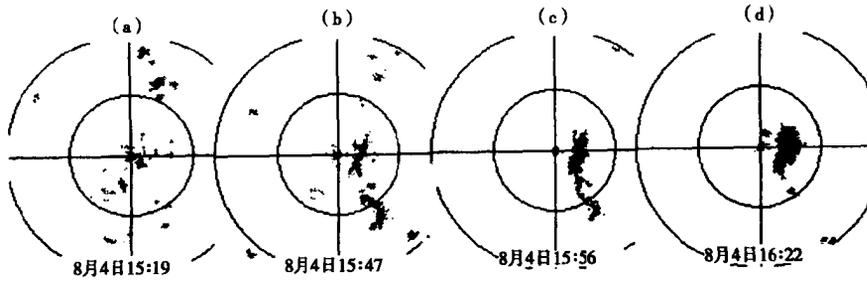


图 3 8 月 4 日各时段对流云发展的雷达回波图

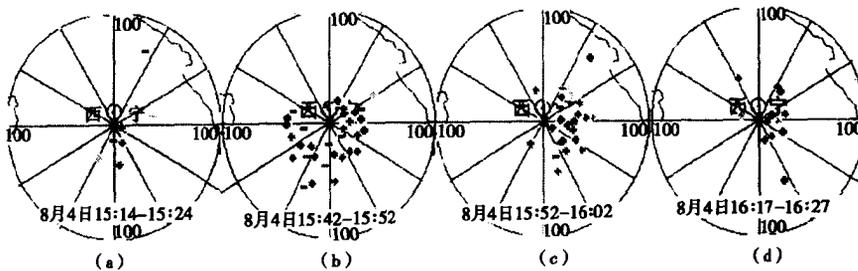


图 4 8 月 4 日各时段对流云发展的闪电区域及次数

4 闪电频次与层结稳定度的关系

4.1 天气背景

高空 500 hPa 08 时天气图上 8 月 3 日我省上空主要受高压控制，大部分地区天气晴好，8 月 4 日 08 时随着高压的东移，我省上空大部分地区受高压后部的西南气流控制，在天山至南疆盆地有一低槽缓慢东移，配合此形势 4 日 08 时地面图上祁连山至阿尔金山有一条冷锋，到 4 日 20 时冷锋分裂为两段并快速东移南压侵入我省。由于受冷锋的影响我省东北部地区 23 时左右出现了大范围的对流天气，局地出现大暴雨。8 月 5 日 20 时我省的东部地区出现了连续性降水天气。8 月 8 日 08 时的地面图上又有一冷锋在天山附近活动，并快速东移。8 月 9 日 08 时该冷锋迅速入侵我省的东北部地区，我省的东部农业区出现大范围的对流天气和阵性降水。10 日冷锋移出我省，此次天气过程结束。

4.2 与层结稳定度的关系

图 5 是 8 月 4 日到 8 月 10 日每日闪电总数与每日 07 时 30 分层结稳定度的时间变化序列 其中 实线为 8 月 3 日到 8 月 10 日的闪电总数，虚线为 5000 hPa 的 $\Delta\theta_{se(500\sim700)}$ ，即层结稳定度指标。从中可以看出在这 8 天的时间内，闪电在 8 月 4 日与 8 月 9 日出现了两个日闪电总数极大值，分别为 575 次 和 589 次，而在 8 月 6 日出现了极小值，其值为 6 次。而 07 时 00 分层结稳定度指标 $\Delta\theta_{se(500\sim700)}$ 分别在 8 月 4 日、8 月 7 日、8 月 9 日出现了极小值，其值分别为 -12.3、-4.4、-10.2 在 8 月 6 日与 8 月 8 日出现了极大值，其值分别为 6.3、0.4。

众所周知 $\Delta\theta_{se}$ 是表征大气层结（不）稳定的参量指标， $\Delta\theta_{se} < 0$ 时表示大气层结不稳定，其值越小表示大气层结越不稳定。从图 1 中看出，以两次天气过程为背景的 8 天时间内，日闪电

总数变化曲线波峰对应着 07 时 00 分 $\Delta\theta_{se(500\sim700)}$ 变化曲线波谷，反之亦然。闪电次数与 07 时 00 分 $\Delta\theta_{se(500\sim700)}$ 有着较好的对应关系。说明闪电次数的日变化能够作为反映大气层结稳定与否的一种要素。

由以上分析可知，在 8 月 4 日到 8 月 10 日 8 天的时间中，日闪电总数的两个极大值（8 月 4 日、8 月 9 日）与两次冷锋天气过程有很好的对应关系。这就说明由于冷锋的入侵，触发大气层结不稳定机制，从而使得冷锋经过的地区盛行对流天气，对流性起电机理加强，导致大量闪电的发生。

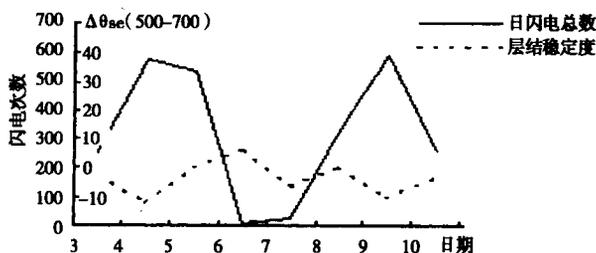


图 5 8 月 4 日~10 日闪电总数
与每日 07:30 层结度时间变化序列

5 结语

通过 XDD03A 型雷电探测定位仪所测得对流天气闪电次数与雷达、高空资料分析，得到如下的初步结果：

(1) 对流云降雨和降雹的前 30 分钟的闪电频次变化有所不同，降雹前 30 分钟的闪电频次有“大起大落”的特征 并且在 180(次)/10 分钟以上，预示着后 10 分钟左右可能出现降雹。而降雨前的闪电频次较为平缓，最大闪电频次不超过 70(次)/10 分钟。

(2) 集中闪电区域及次数的变化与雷达回波的变化基本一致，也就是说集中闪电区域及次数变化能够反映对流发展及移动（XDD03A 型雷电探测仪仅有一副站，所以远距离的闪电与雷达回波比较误差较大）。

(3) XDD03A 型雷电探测定位仪所测得对流天气闪电次数能够较好地反映对流天气层结稳定状态。闪电频次越大，表示大气层结越不稳定。

(4) 由于青海“山大沟深”，雷达雷测对流天气的范围受到限制，XDD03A 型雷电探测定位仪作为雷达的辅助设备，可以探测到方圆 200km 范围的对流天气发展演变的闪电特征，弥补了雷达回波死角等方面的不足。

参考文献

- 1 党积明. 人工增雨和人工防雹青海人民出版社, 1995
- 2 赵仕雄. 青海高原冰雹的研究. 气象出版社 1991

第五部分 人工影响天气技术研究

青海省人工影响天气综合指挥系统

德力格尔

(青海省气象局 西宁 810001)

摘 要

应用气象常规资料和卫星云图、雷达等多种现代观测技术建立人工增雨、防雹作业微机决策系统。在作业的有利天气系统、云系条件、作业时机、作业高度选择等方面对各种要素进行优化处理，实现了作业指挥定量化、客观化。该文主要介绍了该系统建立的思路、结构及各子系统的特点和功能。

关键词 人工影响天气 软件 指挥系统

1 引 言

开展人工增雨防雹作业在青海省已有 30 多年，已成为农业防灾减灾的一项重要手段。青海省人工影响天气管理部门把人工影响天气工作的现代化建设列入到人工影响天气工作的总体规划中。1992 年开始建设“青海省人工影响天气综合指挥系统”，目前该系统基本建成。1995 年 12 月，青海省气象局组织青海省政府办公厅、省水利厅、省气象局等部门的专家，对课题进行验收，受到专家们好评。1995 年防雹作业和 1996 年春季增雨中该系统发挥良好作用。

2 系统框架及结构

根据人工增雨、防雹的特点和技术要求，本系统由气象实时资料处理分析、人工增雨实时指挥、人工防雹实时指挥和人工影响天气作业数据库 4 个子系统组成（见图 1、2）。

实时资料微机分析处理系统与青海省气象局实时数据 NOVELL 网联接，可以调用每天 08、20 时实况数据，经处理后可以绘制欧亚地区地面和各等压面高度场形势以及各种物理量场，各形势场可相互叠加。

人工增雨实时指挥系统和人工防雹实时指挥系统是两个在微机上分析作业天气、云层条件、决策作业时机、作业高度、作业区域、作业部位并给出量化参数的综合决策系统。

增雨、防雹数据库是输入、输出、储存、统计有关作业信息的数据管理软件。它主要管理作业时间、作业区域、飞行高度、催化剂量、降水量、耗弹量、作业效果、受灾面积、主要天气系统等。

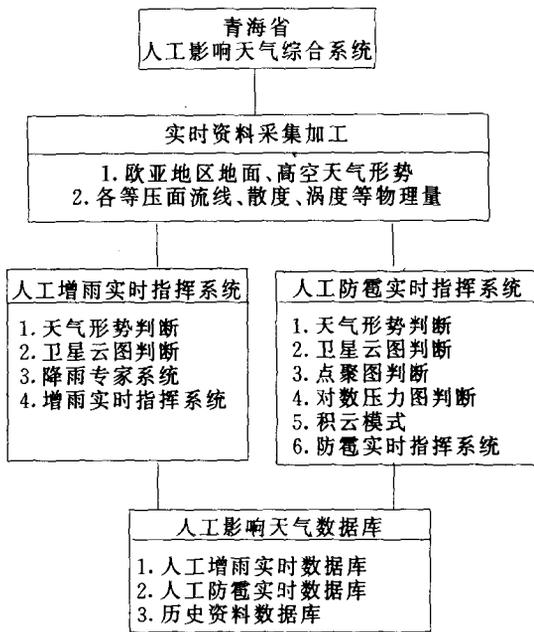


图1 系统框架

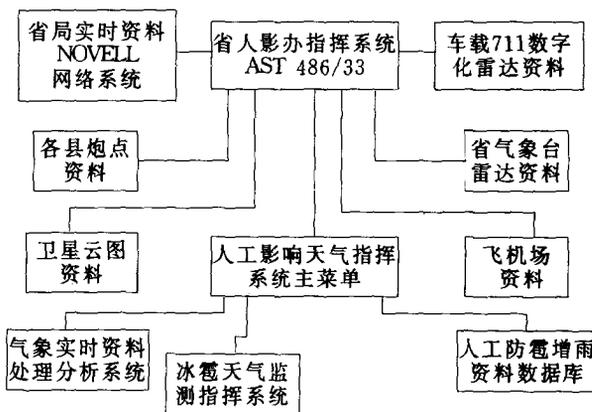


图2 系统软硬件配制

3 输出产品及功能

3.1 实时资料处理分析系统

(1) 可输出每日 08、20 时欧亚东部和中国内陆局部地区（专用于青海省人工增雨防雹而设置的自选区）地面、700 hPa、500 hPa、300 hPa 温度，高度场形势。

(2) 可输出各种物理量场形势。如流场、温度露点差、散度、涡度、垂直速度、假相当位温、水汽通量散度、总温度等项目。

(3) 应用实时数据可以计算处理作业区各高空站 $T - \ln P$ 图、冰雹预报点聚图、一维积云模式、增雨专家系统等多种专用软件。

用实时资料输出的产品主要用来跟踪和监视降水天气过程和冰雹天气系统。

3.2 卫星云图

一台 GMS 卫星云图接收机，每隔 1 小时接收作业区红外、可见光云图和水汽通道图像，用鼠标器可以确定云顶温度、某一个地区范围内云系所占比例、直观分析云状、分布、移动方向等。应用经验可以判断出造成青海高原冰雹灾害的积云单体、积云线、积云变稠密区等一系列灾害性冰雹云特征。

人工增雨防雹作业中，卫星云图能直观、准确、及时提供云系信息，是人工增雨防雹中重要的探测工具。

3.3 数字化雷达

为了定量确定雷达资料，对 711 测雨雷达进行数字化改造，使雷达参数更加准确，具有了计算、储存、重复显示等功能。雷达所观测和进一步推测可得到的参数有云顶高度 H 、回波强度 Z 、云层厚度 HM 、云顶温度 T 等。用数字化雷达资料可以定量确定降水和冰雹云强度，是实时作业指挥的主要依据。

3.4 专家系统

用预报员经验建立的青海省东部地区 4~5 月 6 小时、12 小时作业区降水预报的专家系统，预报降水出现的时间、强度和落区。

3.5 一维积云模式

经高原边界层订正后的预报冰雹云发展模式，可以做冰雹预报，模拟高原冰雹云形成过程。输入催化剂量参数后，可以进行作业效果分析。

3.6 对数压力图 ($T - \ln P$)

计算作业区各高空站温湿随高度变化和稳定度，确定云顶高度， 0°C 层高度， -20°C 层所在高度以及最大上升速度等，这些参数对确定“播撒窗”，飞行高度、催化高度及高炮作业高度等均有很好参考意义。

3.7 作业区地面气象站和炮点资料

在作业区和天气上游地区及雹云主要活动地区选择部分气象站和炮点拍发地面实况报告。主要报告云量、云状、风向风速、降水量、飞行危险天气以及冰雹云的强度、云的位置等。选择出的这些气象站为增雨防雹作业的地面指标站。

3.8 防雹实时指挥系统

防雹实时指挥系统是一个临近作业决策系统。它从天气图形势、卫星云图、雷达、实况资料中挑选若干个经验判别因子，应用离散变量频数统计方法对各因子进行评分（由于样本资料有限，有些评分由经验给出）得出综合实时防雹判据，是下达作业指令的重要依据，它们是：

3.8.1 冰雹预报综合方法。

指青海省气象台形势预报、点聚图预报、积云模式预报。无冰雹为 0；②有阵雨或雷阵雨为 1；有小冰雹或软雹为 2；有冰雹为 3。设 K_1 为冰雹预报危险性指标。

3.8.2 炮点目测云等级

对炮点作业人员观测到的对流云强度报告分为甲、乙、丙、丁 4 级，进行评分，代码分别为 10、20、28、32，另外云与炮点距离划分为 3 级，评分代码为 10、5、0；设 K_2 为炮点目测云综合危险性指标，为以上两部评分之和，详见表 1。

表 1 炮点目测评分表

| 炮点目测云的主要特征 | 强度分级 | 评分 |
|--|------|----|
| 云开始发展或出现在视野内，并有向炮点移入趋势 | 甲 | 10 |
| 云较弱，云顶高约 5000m，云顶出现菜花状，底较平，发黑，云底离地面 200m 左右，云发展缓慢，云宽范围 10km 内。前沿正向炮点移来 | 乙 | 20 |
| 云强，云顶高 6000m 以上，云顶出现羊毛丝络，（云底在 200m 以下）云底黑红，翻滚，出现闪电、打雷，速度在 $10\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右。云区覆盖天空 5 成左右，在射程内 | 丙 | 28 |
| 云特强，云顶高在 9000m 以上，云底接近地面，云体高大、宽广厚实、颜色黑黄，翻滚异常，出现风、雷、电、感觉云中水汽含量大。云迅速布满天空 | 丁 | 32 |

3.8.3 卫星云图主要特征

将卫星云图的形状、云顶温度划分 4 种类型分别评分 10、20、28、32 另外造成青海省不同强度冰雹的积云分为：积云单体 5 分、积云团 5 分、积云线 10 分、积云变稠密区 10 分。设 K_3 为卫星云图降雹综合危险性指标，为以上两部分评分之和，见表 2。

表 2 卫星云图评分表

| 卫星云图主要特征 | 分级 | 评分 |
|--|-----|----|
| 出现豆状雹云细胞，云顶温度 -22C 以下，云白色，不粘稠，云不强 | I | 10 |
| 云继续发展，云色开始变红，云顶温度 -30 以下 | II | 20 |
| 云为红色，云顶温度 -39C 以下，云的上部出现云砧 | III | 28 |
| 云为红色，云顶温度 -48C 以下，云块较大，很多小块云，开始合并 | IV | 32 |

3.8.4 雷达回波特征

把雷达的回波强度、云顶高度、强中心高度各划分 4 个级，分别评分 12、20、27、30 同时对雹云的指状、钩状、带状、“人”字形、“穹窿”等特殊形状给 10 分。设 K_4 为雷达降雹综合危险性指标，它是以上 5 级的评分之和，见表 3。

表 3 雷达参数评分表

| 回波强度 Z (dB) | 云顶高度 H (km) | 强中心高度 H_m (km) | 分级 | 评分 |
|------------------|--------------------|----------------------|-----|----|
| $30 < Z \leq 35$ | $5.5 < H \leq 6.0$ | $3.5 < H_m \leq 4.0$ | I | 12 |
| $35 < Z \leq 40$ | $6.0 < H \leq 6.5$ | $4.0 < H_m \leq 4.5$ | II | 20 |
| $40 < Z \leq 45$ | $6.5 < H \leq 7.0$ | $4.5 < H_m \leq 5.0$ | III | 27 |
| $Z > 45$ | $H > 7.0$ | $H_m > 5.0$ | IV | 30 |

在实际作业指挥中，当 $K_1 \geq 2, K_2 \geq 30, K_3 \geq 25$ 或 $K_4 > 52$ 中有三项满足，可下达“一号”指令（“一号”指令的含意是控制区雹云满足作业条件，可以开炮作业），有二项满足，可以下达二号指令（二号指令含意是控制区云正在发展，但未满足作业条件，要求作业人员密切注意发展情况，做好作业准备）。

3.9 人工增雨实时指挥系统

它是综合天气形势、卫星云图、雷达、天气预报、地面实况资料决策增雨作业，选择作业时的一种评分方法，统计方法与防雹实时指挥系统相同。

3.9.1 天气系统指标

从 500hPa 天气图上选择造成青海省东部降水的主要 3 类天气系统（西风槽、南槽、南北槽）按强度、路径、性质条件加分。当温度槽与系统很好配合，有维持或加强趋势时 $K_0=10$ ；地面有冷空气活动，天气明显并有冷锋配合（锋后 $\Delta P_{24} \geq 6\text{hPa}$ $K_0=20$ ）；③700 或 500hPa 流场有明显的辐合带，且位置指向作业区，每满足一条件增加 10 分。设 K_0 为天气系统位置、强度值综合之和。

3.9.2 云图特征指标

将造成青海省东部降水的卫星云图云系特征，按云状、路径分 4 类评分。上游出现 > 10 万 km^2 块状云区域在青藏高原南部有系统，且有向作业区移动趋势， $K_1 = 10$ ；以青海湖为中心的 33 万 km^2 矩形框内云区 $> 90\%$ ，云顶最低温度 $\leq -39^\circ\text{C}$ ，平均 $\leq -18^\circ\text{C}$ ， $K_1 = 15$ ；云区 100% 云顶最低温度 $\leq -51^\circ\text{C}$ 云顶温度平均 $-18^\circ\text{C} \leq T \leq -25^\circ\text{C}$ 时， $K_1 = 20$ ；南部、北部云有合并趋势时， K_1 增加 5 分。 K_1 为云图特点的量化评分。

3.9.3 地面指标站降水实况

挑选作业区内 8 个地面指标站，按降水量大小和出现降水站数、分布分别评分 1、10、15，并设 K_2 为地面降水实况量化评分。

3.9.4 雷达指标

K_3 为雷达各项指标量化评分之和。雷达指标量化见表 4。

在实际作业决策时，当 $K_0 \geq 20, K_1 > 15, K_2 > 10, K_3 \geq 24$ 时增雨条件满足，可以进行作业。

表 4 K_3 雷达指标及量化情况表

| 回波强度 $Z(\text{dB})$ | | 云顶高度 $H(\text{km})$ | | 云厚度 $H_m(\text{km})$ | | 云顶温度 $T(^{\circ}\text{C})$ | | 回波趋势 | |
|---------------------|-----|---------------------|-----|----------------------|-----|----------------------------|-----|------|-----|
| 范围 | 评分值 | 范围 | 评分值 | 范围 | 评分值 | 范围 | 评分值 | 趋势 | 评分值 |
| $Z < 10$ | 1 | $H < 3.0$ | 1 | $H_m < 2.0$ | 1 | $T < -24$ 或 $T > -10$ | 1 | 增强 | 12 |
| $10 \leq Z < 15$ | 4 | $3.0 \leq H < 6.0$ | 6 | $2.5 \leq H_m < 3.0$ | 8 | $-24 \leq T < -18$ | 12 | 稳定 | 6 |
| $Z \geq 15$ | 6 | $H \geq 6.0$ | 12 | $H_m \geq 3.0$ | 18 | $T \geq -10$ $T < -18$ | 6 | 减弱 | 1 |

4 系统特点

4.1 可靠性和实用性较好

系统中使用的结论和各种判据、指标来自实际经验，有较好的代表性和针对性，历史拟合率较高。对指标、判据进行量化处理后实用性增强。

4.2 系统的设备、功能

系统应用了卫星云图、数字化雷达、计算机、高速通信等设备，具有快速读数计算差别、显示叠加、放大、移动、存储、检索、打印等多种功能。

5 使用效果

尽管青海省开展人工影响天气工作 30 多年，但长期处于科技含量低、现代化水平不高，盲目作业严重，效果低等状况下。本系统的投入运行，标志着青海省人工影响天气作业向科学化、现代化方向迈上了新台阶，对提高人工影响天气的作业效果和提高人工影响天气工作整体科技水平有重要意义。

1994 年开始应用该系统指挥防雹作业，作业的及时率、准确率大大提高，作业效果明显。本系统主要使用县——湟源县连续 2 年基本无雹灾。同时通过本系统的使用克服了盲目作业，耗弹量大大减少，近 2 年由每年耗弹 4 万多发下降到 3 万多发，节约了炮弹费用。

由于本系统的研制时间短，经验不足，经费投入少，总体水平不是很高，有待进一步提高完善。

The Decision System of Weather Modification in Qinghai Province

DeliGeer (德力格尔)

(Qinghai Meteorological Bureau, Xining 810001)

Abstract

The computer decision system about artificial precipitation stimulation and hail suppression was developed by use of the routine meteorological data, satellite image and radar data. The system, can give the optimization about variety of factors, such as the weather system in favor of seeding operation, the target cloud system, the operation time and height selection and so on. The system programming structure and the features of the subsystems were described.

Key Words: Weather modification Software decision System.

青海省人工增雨时机专家系统简介

陈景耀

(青海省气象台 西宁 810001)

摘 要

1992年3月20日至5月31日在青海省海东、海南北部、黄南北部、海北东部地区进行人工增雨作业,取得了比较明显的效果。作者通过参与这一时期适合人工增雨降水预报服务以及时机选择工作,结合十几年预报经验,从天气形势、天气实况、卫星云图、雷达资料方面着手把握人工增雨时机选择,取得了满意的效果。本文在总结这次工作的基础上,将人工智能引入人工增雨时机选择,为人工智能的应用开辟了新的领域。

关键词:人工增雨 时机 专家系统

1 人工增雨区域的划分

本系统主要用于青海省东部地区的人工增雨作业。由于这块区域较大,包括了海东、海北东部、海西的天峻、茶卡地区、黄南北部、海南北部。根据这一地区降水出现的时间、性质,飞机飞行距离和时间以及携带催化剂的数量(一次携带液氮 300 L,可使用 2.5 小时)将这块地区分成环湖地区和东部地区进行飞机作业较为适宜。

今年人工增雨中,飞机主要在事先划定的东部 5 万 km^2 区域内进行作业,5月下旬根据环湖地区的旱情,于5月27日在刚察以西,天峻、茶卡以东,江西沟这一地区进行了 2.5h 的作业,作业区内普降小一中雨,使这一地区旱情得以明显缓解。

2 降水出现时间、性质与飞行作业时间分析

青海省东部地区 3、4 月份以层状云连续性降水为主,5 月份对流云阵性降水以及阵雨转连续性降水增多,尤其是对流云给飞行带来一定难度。况且青海省东部夜雨较多,而这次增雨规定飞机在 23~05 时不能进行作业。这样降水出现时间、性质与飞行作业时间之间经常出现矛盾。所以在对流发展旺盛,阵性天气明显时,不适合飞机作业,就应改为高炮作业。1992 年 5 月 3 日傍晚两块强对流云团在东部地区结合,雷达探测回波强度达 45 dB 决定进行高炮作业,取得了明显增雨效果。

3 系统的知识库

人工增雨时机选择中首先必须确定作业对象,即所预报的降水过程降水量在多大时才实施人工增雨作业,本系统将 $\geq 3 \text{ mm}$ 降水过程作为作业对象,然后再根据云系变化特征确定采用那种增雨方式。如果确定飞机增雨,则利用指标站资料确定开始作业时间。

3.1 确定作业对象

为了确定对象,本系统选用了 17 个因子,主要有高低空地面实时资料, GMS 云图资料,组

成 12 条规则。

3.1.1 因子库

A_1 : 500hPa 56029、56004、56046、55591、55299、52836、52818 站中至少有 5 个站风向在 $180^\circ \sim 255^\circ$ 之间, 风速 $\geq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

A_2 : 500hPa 56029、56004、56046、52836、55591、55299 站中至少有 4 个站 $(T - T_d) \leq 5 \text{ C}$ 。

A_3 : 500hPa 52818、52602、51777、52886 站中至少有 3 个站 $(T - T_d) \geq 5 \text{ C}$ 。

A_4 : 500hPa 52533、52652、52418、52602 站中至少有 3 个站 $(T - T_d) \leq 5 \text{ C}$ 。

A_5 : 700hPa 56080、56096、56294、56492、56691 站至少有 4 个站风向在 $160^\circ \sim 220^\circ$ 之间, 风速 $\geq 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

A_6 : 700hPa 52866、52889 站风向在 $85^\circ \sim 150^\circ$ 之间, 风速 $\geq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

A_7 : 52836、52737、52425、56033 站中至少有 3 个站已出现降水。

A_8 : 52633、52657、52645 站中至少有 2 个站已出现降水。

A_9 : 52754 站已出现降水, 风向在 $270^\circ \sim 360^\circ$ 之间, 风速 $\geq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

A_{10} : 52856、52854、52943、52033、52957 站中至少有 3 个站已经出现降水。

A_{11} : 52754 站地面风向在 $30^\circ \sim 180^\circ$ 之间, 风速 $> 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

A_{12} : 52787 站地面风向在 $350^\circ \sim 10^\circ$ 之间, 风速 $\geq 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

A_{13} : 56033 站地面风向在 $135^\circ \sim 250^\circ$ 之间, 风速 $\geq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

A_{14} : 52842 站地面风向在 $270^\circ \sim 290^\circ$ 之间, 风速 $\geq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

A_{15} : GMS 云图上作业区上游或作业区内的云带中云顶温度 $< -54 \text{ C}$ 的区域 $< 4000 \text{ km}^2$, 并趋于减弱。

A_{16} : GMS 云图上刚察一带云顶温度 $< -54 \text{ C}$ 。

A_{17} : GMS 云图上作业区上游及作业区内云带云顶温度 $< -54 \text{ C}$ 。

3.1.2 规则库

规则 1: $A_1 \wedge (A_2 \vee A_3) \wedge A_7 \wedge A_{11}$

结论: 1~6 小时内环湖地区有降水过程。

规则 2: $A_1 \wedge (A_2 \vee A_3) \wedge A_7 \wedge A_{11} \wedge A_{14}$

结论: 1~6 小时内环湖地区有降水过程。

规则 3: $A_1 \wedge A_5 \wedge A_6 \wedge A_7 \wedge A_{16}$

结论: 12 小时内东部地区有降水过程。

规则 4: $A_2 \wedge A_3 \wedge A_7 \wedge A_{10} \wedge A_{12}$

结论: 12 小时内东部地区有降水过程。

规则 5: $A_1 \wedge A_7 \wedge A_{10} \wedge A_5 \wedge A_{12}$

结论: 12 小时内东部地区有降水过程。

规则 6: $A_1 \wedge (A_{15} \vee A_{17}) \wedge A_{12} \wedge A_{10}$

结论: 12 小时内东部地区有降水过程。

规则 7: $A_1 \wedge A_3 \wedge A_7 \wedge A_{16} \wedge A_9$

结论: 12 小时内东部地区有降水过程。

规则 8: $A_7 \wedge A_8 \wedge A_{12} \wedge A_5 \wedge A_6$

结论: 12 小时内东部地区有降水过程。

规则 9: $A_1 \wedge A_{13} \wedge (A_{15} \vee A_{17}) \wedge A_{12}$

结论 :12 小时内东部地区有降水过程。

规则 10: $A_1 \wedge A_5 \wedge A_6 \wedge A_7 \wedge A_{12}$

结论 :12 小时内东部地区有降水过程。

规则 11: $A_1 \wedge (A_2 \vee A_3) \wedge A_4 \wedge A_8 \wedge A_{12}$

结论 :12 小时内东部地区有降水过程。

规则 12: $(A_3 \vee A_4) \wedge (A_7 \vee A_3) \wedge A_5 \wedge A_6 \wedge A_{12}$

结论 :12 小时内东部地区有降水过程。

3.2 确定作业方式

当本系统预报环湖地区将出现 ≥ 3 mm 降水过程时,就可确定进行飞行作业。而预报东部地区将出现 ≥ 3 mm 降水过程就进入密切监视阶段,并随时根据云系变化特征确定采用哪种作业方式,为此建立了三个不适宜飞行作业的条件。

B1:GMS 云图上在作业区上游或作业区内的云带中有一块以上面积 $\geq 4000\text{km}^2$,云顶温度 $< -54^\circ\text{C}$ 的区域。

B2 海南、西宁 711 雷达探测作业区降水回波 $> 25\text{dB}$ 云顶高 3500m 以上。

B3 作业区上游或作业区内 80%的地面站云状为 Cb,云量 > 7 成。

若上述三个条件同时存在,不适宜飞机作业,可进行高炮作业,若三个条件不存在,就可以进行飞机作业。

3.3 起飞时间的确定

当确定飞机作业后就可利用指标站资料决定起飞时间。环湖地区的飞机增雨起飞指标站是乌兰气象站,东部地区是海晏气象站。例如已确定飞机在东部地区作业,当海晏出现降水时,飞机可以立即起飞作业。

4 小结

(1)本系统用 BASIC 语言在 386 微机上建立,知识库中的因子、规则可以修改、增加、删除。

(2)本系统建立的目的是力求人工增雨时机选择客观化,以便在人工增雨决策中发挥参谋作用。

(3)将人工智能引入人工增雨时机选择的决策中也是一种尝试。该方法需要在今后的使用中加以完善。

青海省飞机人工增雨作业决策方法

黄彦彬 赵仕雄

(青海省气象局人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

青海省飞机人工增雨作业决策主要应用青海省人工影响天气指挥系统,通过对天气系统的判断、作业区各指标站天气实况的反馈、卫星云图指标进行综合分析,及时下达各种作业指令。本文主要对上述决策过程的思路和方法加以介绍。

1 引 言

青海省人工增雨主要在每年的 3 月中旬到 5 月底进行,这个时期出现较大降水的机率不多,但却是高原农作物播种和出苗以及牧草返青的关键时期,此间 3 mm 以上的降水对于大多数依靠自然降水的青海农牧业将是非常宝贵的资源,所以实施增雨作业的关键就是如何做好 3 mm 以上降水作业时机的正确决策。为此,青海省人工影响天气办公室从 1993 年开始着手开发和研制“青海省人工影响天气指挥系统”^[1],并应用此系统进行飞机人工增雨作业时机的决策判断,取得了较好的效果,其准确率达到 80% 以上。

2 人工增雨区域

青海省飞机人工增雨的区域为 10 万 km² 根据需要划分为 5 个作业区(图略),1 区和 4 区是青海省主要的农业区,为飞机人工增雨的重点作业区;2、3 区为牧业区,根据牧草生长的实际需要进行作业,这 4 个区作业时间为每年的 3 月 15 日到 5 月 31 日;5 区是针对 1997 年黄河上游严重缺水的实际应青海省电力局的要求设立,每年 4 月 15 日到 5 月 31 日实施作业之后改为地面作业系统作业。

3 青海省飞机人工增雨决策方法

根据需要从青海省气象局 NOVELL 网随时解出 TA、TB、地面报文,应用微机快速绘制各种天气图表,判断适合增雨作业的有利天气形势,通过卫星云图和作业区天气指标站的实况资料并与青海省气象台及增雨作业区各有关气象台会商后,及时进行人工增雨作业时机的选择和判断。

3.1 适合飞机增雨作业的高空形势

从大气环流的形势来分,对于 ≥ 3 mm 的层状云降水过程,在高空形势上,可分为 3 种类型,即西风槽型、南北槽结合型和高原低涡型。

3.1.1 西风槽型

从蒙古高原到新疆上空为一较深厚的低槽,当东移南压或分裂小槽影响时,与该槽配合,

有较强冷空气活动，卫星云图上有锋面云系或槽线云系，在这种形势下，青海省东部可出现冷锋云系造成的连续性降水或对流云造成的阵性降水，由于没有南支槽配合，这种形势造成的降水一般不是很大。

3.1.2 南北槽结合型

除北方有低槽和冷空气活动外，高原南部也有南支槽活动，槽前有较强的西南气流向青海省东部发展，南北两槽在青海省东部结合，形成较强的辐合。在卫星云图上，青海省东部有大片云系与该槽配合，由于有南支槽将孟加拉湾的水汽输送到高原，形成大片云区，造成较大降水。

3.1.3 高原低涡

这是青海省出现较大降水过程的主要影响系统，高原低涡可以是高原槽加深后形成的，也可以是高原以外形成后移上高原的，由于低涡多为新生成移动性系统，而且低涡中心附近为较强的辐合区，低涡中心经过的地区降水强度较大。

高原低涡和南北槽结合型降水量比西风槽型大，范围也广，这说明高原低涡和南支槽对青海东部的水汽输送作用是很重要的。另外，700hPa 高空图上，作业区维持偏南风，高原东侧的东南气流对青海省东部的水汽输送也是形成较大降水的重要条件。

3.2 地面形势

当高空图上出现上述有利天气形势时，在地面图上还要满足以下条件：青海省东部和南部为 24 小时负变压控制，一般强度较大，冷空气活动较强。河西走廊到新疆一带和柴达木盆地为 24 小时正变压区，与之相对应，祁连山北侧和柴达木盆地分别有冷锋活动，锋前后有大片蔽光高层云或高积云，有时还伴有 Cb 云，并不断加厚，作业区上游地面站先后出现降水。

3.3 探空资料

5 个作业区分布着西宁、都兰、达日 3 个探空气象站，利用这 3 个探空站的资料，用微机快速绘制 $T - \ln P$ 图，计算云的厚度、 0°C 和 -20°C 层高度等资料，当满足以下条件时，可以作为是否作业的判据。

3.3.1 地面到 300 hPa 整层上 $T - T_d \leq 5^{\circ}\text{C}$ 的准饱和厚度 $\geq 6400 \text{ m}$ 。

3.3.2 云层厚 $\geq 2500 \text{ m}$ 。

3.3.3 作业区内多数站地面较长时间（一般 $> 24\text{h}$ ）维持 SE 风。

3.4 卫星云图特征

当出现了适宜作业的天气条件后，进一步密切监视卫星云图上云的演变情况，青海省增雨作业使用 GMS 数字化云图接收处理系统，选取作业区及其上游云区作为统计区域，当出现以下统计特征时，可以进一步作为是否作业的判据之一。

(1) 作业区云的最低温度 $< -40^{\circ}\text{C}$ 。

(2) 云平均温度为 $-15^{\circ}\text{C} \sim -24^{\circ}\text{C}$ 。

(3) 作业区无云区面积 $< 5\%$ 。

(4) 作业区 10 km 厚云区 $> 5\%$ 。

(5) 作业区南部和北部云区有合并的可能，云强中心移向作业区，云发展逐步增强。

3.5 作业区指标站天气实况

为了及时了解各作业区的实况资料，每个作业区选取 5 个气象站共 25 个气象站作为天气指标站，根据需要向青海省增雨指挥中心拍发人工增雨天气联防报，报文的主要内容为：云量、低云状、中云状、低云高、Cb 云量及方位和它的发展趋势、降水起止时间、降水量、风向风速等。根据天气形势、卫星云图判断出作业区为有利增雨天气形势后，飞机增雨指挥中心立即向有关

作业区指标站预约报文。

3.6 作业时机的判断

3.6.1 作业条件判别

进行增雨作业，除适宜的天气条件外，危险天气对飞行影响很大。青海省 3、4 月份以层状云连续性降水为主，对流性降水出现较少且对流发展较弱，常与高层云混合出现。进入 5 月份后，对流性降水和对流转为连续性降水的情况增多，发现强烈的对流云对飞行作业影响很大，因此，每个作业区若 Cb 云云量 ≥ 4 成且高度 $\geq 6000\text{m}$ 主要飞行路线上有 1~2 个气象站出现，则放弃飞机作业。

3.6.2 作业时机判断

在增雨作业中，对作业云层一般应选择在锋后槽前较适宜。这时作业，催化效果较好，作业后降水时间较长。相反，若作业时云已处于消散阶段，则催化效果不好，有时还可能起到加速云消散的作用。因此作业时机的判断是影响人工增雨效果的关键因素，青海省增雨作业时机的判断主要依据以下几个方面：

(1) 青海省省气象台 711 雷达降水云层回波顶高度应在 3.0~6.0km 之间，云厚不小于 2.5 km, 100 km 档 PPI 扫描范围内，衰减 20dB 回波面积 $\geq 100 \text{ km}^2$ 且回波厚度增长较快 以催化后引进的冰晶能增长到足够大，可以经受云底下的蒸发到达地面；

(2) 由于青海省降水系统多是自西北向东南方向移动，所以上游各站的降水情况十分重要。为此，选取每个作业区的上游 2 个气象站作为指标站，若某个作业区有 2 个以上的指标站开始出现降水，则飞机可以放飞；

(3) 高原上水汽输送主要集中在对流层下部，尤其是近地面边界层内水汽的输送，因而低云的发展，有利大滴的快速增长，也是关系增雨能否成功的主要因子，即作业区必须有 Sc、Ns、Fn 等低云的发展，或云底高度 $\leq 1.5 \text{ km}$ ；

(4) 为了有显著降水量到达地面，云区要有充足的时间覆盖充分大的区域。在盛行风下，云区能进入目标区。一般降水云区至少覆盖 2 个县以上区域。

3.7 作业指令

根据天气形势、卫星云图、作业区指标站天气实况进行分析后，按“分级预报”办法向机场增雨作业组通报，增雨作业组按预报内容做好增雨准备工作。

“五级”：24 小时内作业区无天气过程，无作业条件。

“四级”：24 小时内作业区有天气过程，但是 12 小时内无天气过程，云层进一步发展，作业组人员待命。

“三级”：12 小时内作业区有天气过程，主要云状为层状云和弱对流云组成的混合云，作业条件较好，但有待进一步提高，作业组人员待命，检查完善增雨设备。

“二级”：6 小时内作业区有天气过程，主要云状为层状云和弱对流云组成的混合云，作业条件更有利。作业组全体人员在机场待命，做好作业起飞前的一切准备工作。

“一级”：3 小时内作业区有天气过程，云量增大至 9 成以上，云层加厚，上游出现降水。立即通报民航调度及航管部门，申报作业时间和区域，做好立即起飞作业的准备。

4 小 结

(1) 青海省东部飞机增雨作业的有利天气形势是：蒙古高原到新疆上空有低槽东移，青藏

高原上有较强偏南气流发展，700hPa 高原东侧有东南气流向青海省东部输送水汽（辐合明显），地面冷锋北段和西段分别过乌稍岭和德令哈、都兰，锋面前后有大片蔽光高层云和高积云相伴，同时，作业区上游海西东部和海北西部有降水出现。

(2) 增雨作业以层状云为主，探空资料上 $T - T_d \leq 5^\circ\text{C}$ 的准饱和厚度应在 6400 m 以上，云底高度不能太高而且地面湿度不能太小。

(3) 飞行高度可在 5400~5800 m。

(4) 选作业区上游 2 个以上气象站作为指标站，当 2 个指标站开始出现降水时，飞机可以起飞作业。

(5) 飞机作业应选在云层发展、成熟阶段进行。

(6) 按不同预报要求（1~5 级发布预报），机场作业组做好相应准备。

(7) 作业区较长时间地面维持 SE 风。

参考文献

- 1 德力格尔,青海人工影响天气综合指挥系统.气象,1997.1,32~35

冰雹云雷达回波自动识别系统

段 勇 谈曙青 陈富强

(青海省气象局 西宁 810001)

摘 要

本文全面系统地介绍了青海省气象台冰雹云雷达回波的自动识别系统,阐述了建立冰雹云雷达回波自动识别系统的意义、方法及结果检验情况,对使用此系统进行业务运行和进一步二次开发改进有很大帮助。

关键词:冰雹云 雷达回波 自动识别

1 引 言

青海省地处青藏高原东部,汛期强对流天气占有相当大的比例。冰雹尤其对东部地区工业、农牧业生产造成了严重的危害。雹云生消变化快,生命期较短,但降雹强度大且猛烈,给工农业生产及人民财产、人类及牲畜生命安全带来极大威胁。随着天气雷达技术的发展和计算机在雷达操作控制系统的应用,利用青海省气象台天气雷达系统,基于强对流天气自动识别、跟踪、预报系统之上,进行雹云的自动识别预报已成为可能。对雹云准确识别,可及时通知有关部门采取措施;积极配合人工影响部门天气进行有效的防雹工作,减少工农业生产的损失。雹云的识别一直是强对流天气跟踪监测的重点,并受到有关部门的高度重视。随着数字化雷达资料的丰富及使用经验的积累,加之区域网络的开通,过去依靠单纯的 PPI 和 PHI 进行经验式的判别已不能满足气象现代化发展的需要。目前青海省气象台 711B1 型天气雷达提供的 CAPPI、ETPPI 采样方式,使我们能够在三维空间内进行强对流云的各项内部参数定量计算,为操作人员提供更多的信息。雹云的跟踪观测一般是在强风暴体的识别、跟踪基础上进行,雹云的自动识别系统是对“强对流天气自动识别、跟踪、预报系统”(该课题于 1999 年 3 月已验收,已投入省台业务试运行)的内容的扩充与丰富。

强对流天气雷达回波及雹云的识别、跟踪技术,国际上早在 20 世纪 60、70 年代已进行了大量研究工作。ECCTES^[1]对双波长雷达进行冰雹探测,提出了一种新的方法。BARGE^[2]使用单部雷达进行了雹云的识别。上述工作主要是提出较为理想的冰雹云的综合识别因子。国内虽起步较晚,但发展很快。李子华、宫福久^[3]等将回波外形、回波顶高、强中心高度、负温区厚度、等效雷达反射率因子做为判别指标。戴铁丕、王振会等^[4]选择了回波顶高、强回波高度、回波强度、高空风切变等做为判别因子。龚乃虎、蔡启铭^[5]等人还讨论了雹云低仰角 PPI 强回波区面积与成雹的关系。综合分析上述工作结果表明:由于冰雹云受当地气候条件和地形影响较大,因此,在各地选择的识别因子地区性较强,而并不适合其它台站和地区使用。因此,在识别因子的选取上,应结合本地具体情况,分析历史资料确定阈值。筛选适合本地雹云特征的识别因子。

结合青海省气候条件及雷达回波特征,本系统以 WSR-88D 的冰雹算法为基础,建立在风暴识别基础之上,筛选出 7 个雹云指标。每个雹云指标阈值由历史资料统计得到。建立本地雹

云判别方程。并将方程算法实现于 WINDOWS 98 操作平台上的系统中。本系统的完成不仅可为用户提供友好的用户界面，而且使雹云的识别完全自动化，提高了预报的准确性和预报服务的实时性，可有力地协助人工影响天气部门做好防雷工作、减少防雷作业中的盲目性。系统完成后将投入青海省气象台天气雷达科业务试进行，填补了青海省冰雹云自动识别分析的空白。

2 系统建立思路及框架

识别系统建立在 windows 98 操作平台上，使用 Visual C++ 语言编程。识别算法建立在“强对流天气雷达回波自动识别、跟踪、预报系统”之中，作为整个自动预报系统的一个子系统内容。从业务实用性考虑，系统采用了多文档模式，进入系统后可同时打开多个文件进行运算显示，充分发挥了 windows 多重任务功能的优势，同时也大大方便了用户操作。算法采用了冰雹云自动识别单独进行运算的方法，其优势在于用户可随意进行操作，而不需要先进行风暴识别。整个算法可分为资料预处理、风暴识别、回波特征量计算、冰雹云识别、图像输出五大模块：（见图 1）

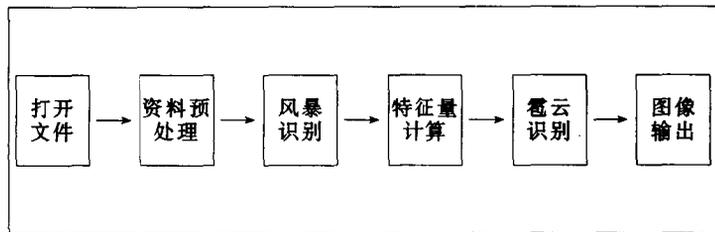


图 1 系统结构框架图

直接打开文件对话框中的 CAPPI 扫描资料文件。自动识别功能需打开一个 CAPPI 资料。每一个操作按键执行后均有对话框提示有关信息。

（一）资料预处理

包括滤波和资料分离。

滤波：采取中值滤波方式，即操作窗口取 3×3 计 9 个点 中心点值以 9 个点中的中间值代替，可以平滑图像，去除奇异点，补缺测点，消除由于涨落现象而导致的回波模糊不清。

（二）风暴体识别

对有效探测范围内的雷达回波，按照风暴识别算法和有关阈值进行风暴识别。雹云识别建立在风暴识别结果之上。

（三）特征量计算

在对风暴体的搜索过程中，对回波顶高、强中心高度、反射率权重中心、面积等重要的雷达参数进行计算，为雹云识别做准备。

（四）冰雹云识别

本模块为系统的主运算模块。

（五）图像输出

图像显示窗口大小为： 600×600 个像素点，显示半径可调，由对话框控制。另外，在系统中加入了单独显示和与某一高度 PPI 重叠显示功能，均由对话框进行控制。放大功能可任意移动窗口，放大局部图像。

风暴结构参数以列表对话框形式输出。

3 研究内容及计算方法

3.1 风暴的识别

该部分具体内容已在“强对流天气雷达回波自动识别、跟踪、预报系统”项目技术报告中详细论述 此处仅做简要说明

方法中的冰雹云识别方法是建立在风暴识别基础上的,即首先确定是否有风暴体存在,然后再确定识别到的风暴体是否为雹云。

3.1.1 风暴的定义

风暴定义为某一连续三维区域中,体积大于阈值 T_v , 雷达反射率因子大于阈值 T_z 的单体。风暴由 CAPPI(等高面位置显示器扫描资料中各高度层 PPI 中的二维风暴分量构成,而每个风暴分量则又由各方位上连续的风暴段构成。本系统选取强度阈值一般下限为 30dB (个别取 25 dB 即风暴体包括大于 30dB 的区域及个别大于 25dB 的区域)所选择的体积阈值为 $T_v = 50 \text{ km}^2$ ^[9,13]。

3.1.2 资料处理

风暴识别算法所用资料,须将本站原 CAPPI 资料的直角坐标格式,转换为极坐标格式。每层方位角取 360° 径向取 214 个像素点。

3.1.3 风暴识别方法

识别算法的实现分为三个部分:

- 1) 径向风暴段的搜索;
- 2) 各高度 PPI 上风暴分量的搜索;
- 3) CAPPI 扫描资料中立体风暴的搜索。

即在 $0 \sim 360^\circ$ 范围内,先搜索每一个径向上满足条件的风暴段并记录下来;其次,搜索连续相邻方位上有效风暴段所组成的风暴分量并记录;最后,搜索相邻等高面上有效风暴分量所组成的立体风暴。每一个有效立体风暴中计算以下特征量:

1) 风暴的反射率权重中心 $(\bar{X}_z, \bar{Y}_z, \bar{Z}_z)$

设一个风暴体中包含 n 个风暴分量 第 i 个风暴分量的反射率权重中心为 (x_{zi}, y_{zi}, z_{zi}) 则风暴体的权重中心为

$$\bar{X}_z = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{zi}; \quad \bar{Y}_z = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_{zi}; \quad \bar{Z}_z = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n z_{zi} \quad (1)$$

2) 风暴的几何中心 $(\bar{X}, \bar{Y}, \bar{Z})$

设一个风暴体中包含 n 个风暴分量,第 i 个风暴分量的几何中心为 (x_i, y_i, z_i) 则风暴体的几何中心为:

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i; \quad \bar{Y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i; \quad \bar{Z} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n z_i \quad (2)$$

3) 风暴的顶高和底高

风暴的底高和顶高是指一个风暴体的强回波区域中最高和最低的几何中心高度,即风暴体所包含的风暴分量中,最大和最小仰角 PPI 根据测高分式计算的值。

4) 风暴的反射率权重体积 V_z

$$V_z = \sum_{i=1}^{M-1} \frac{h}{3} (A_{zi+1} Z_{zi+1} + A_{zi} Z_{zi+1} \sqrt{A_{zi+1} + Z_{i+1} \cdot A_{zi} Z_i}) \quad (3)$$

式中 M 为一个风暴体所包含的风暴分量的个数, A_i 和 Z_i 分别为第 i 个风暴分量的反射率权重面积和权重中心高度。

5) 风暴的几何体积 V

$$V = \sum_{i=1}^{M-1} \frac{h}{3} \cdot (A_{i+1} + A_i + \sqrt{A_{i+1} \cdot A_i}) \quad (4)$$

式中 A_i, Z_i 分别指第 i 个风暴分量面积和几何中心高度。

6) 风暴的平均矩不变量

$$\psi_v = \frac{1}{n} \sum \psi_a$$

式中 ψ_v 为风暴的平均矩不变量, ψ_a 为风暴所包含的每一风暴分量的矩不变量, n 为一个风暴体所包含的风暴分量个数。

若一个 CAPPI 资料内的风暴个数大于 20, 则把它们按反射率权重体积排序, 保留反射率权重体积最大的 20 个, 其余的滤去。

3.2 风暴结构参数

风暴结构参数不仅能够为预报员提供风暴的内部定量化的信息, 而且我们可利用这些参数, 在一定的条件下, 对其进行筛选, 确定合理合适的雹云识别参数, 建立识别方程。这些参数由识别程序计算得来 (见附录), 包括:

- 1) 风暴的反射率权重中心 ($\bar{X}_z, \bar{Y}_z, \bar{Z}_z$)。
- 2) 风暴的顶高和底高。
- 3) 风暴的几何体积。
- 4) 风暴的最大反射率及所在高度。
- 5) 风暴的倾斜。

倾斜是指低仰角风暴分量的权重中心与中上层风暴分量的权重中心之间的连线与垂直轴之间的夹角, 如图 2 所示:

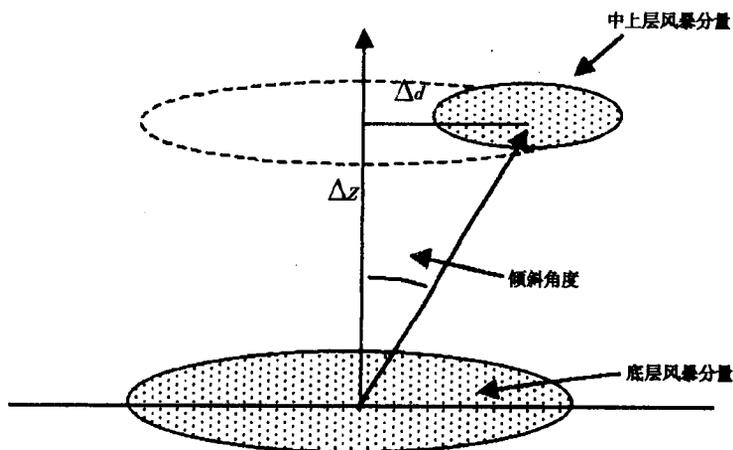


图 2 风暴倾斜示意图

设 (x_b, y_b, z_b) 和 (x_t, y_t, z_t) 分别为底层和中上某层的反射率权重中心坐标, 令:

$$\begin{cases} \Delta x = x_t - x_b \\ \Delta y = y_t - y_b \\ \Delta z = z_t - z_b \end{cases}$$

则风暴底层中心与其上某层中心的水平距离为:

$$\Delta d = [\Delta x^2 + \Delta y^2]^{\frac{1}{2}}$$

那么风暴的垂直倾斜度为: $\delta = \tan^{-1}\left(\frac{\Delta d}{\Delta z}\right)$ (6)

6) 风暴的悬挂

风暴的悬挂是风暴的中上层的风暴分量的边缘超出最底层的风暴分量的边缘一定的距离。如图 3 所示。

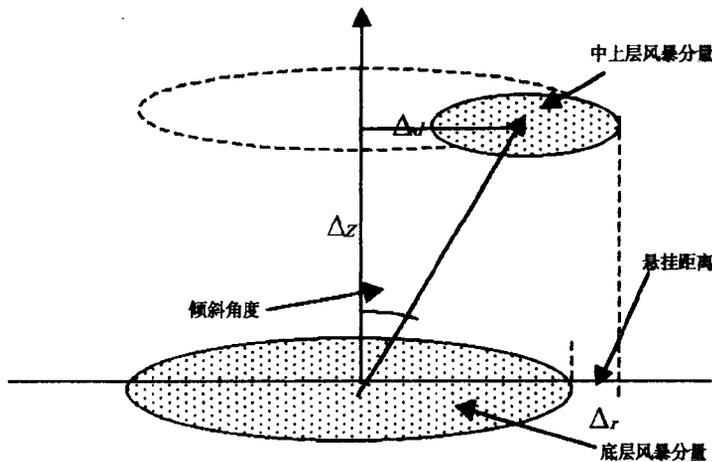


图 3 风暴悬挂示意图

7) 风暴投影面积的形状

在 XY 平面上, 风暴投影面积的形状可以用椭圆来近似^[15]。如图 4。椭圆的中心坐标为 (X_c, Y_c) 长轴和短轴分别为 r_{major}, r_{minor} 长轴与 X 轴的夹角为 θ_0 。根据 Richards^[21] 给出的椭圆参数计算分式可求出椭圆各参数的值。

设一个风暴包含 n 个风暴分量, 它们的几何中心坐标为 (x_i, y_i) , 则整个风暴的平均几何中心 (\bar{X}, \bar{Y}) 为:

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n x_i \quad (7)$$

$$\bar{Y} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n y_i$$

风暴的平均几何面积为:

$$\bar{A} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n A_i \quad (8)$$

风暴几何中心 (x_i, y_i) 的协方差矩阵为:

$$COV_{xy} = \begin{bmatrix} d & e \\ e & f \end{bmatrix} \quad (9)$$

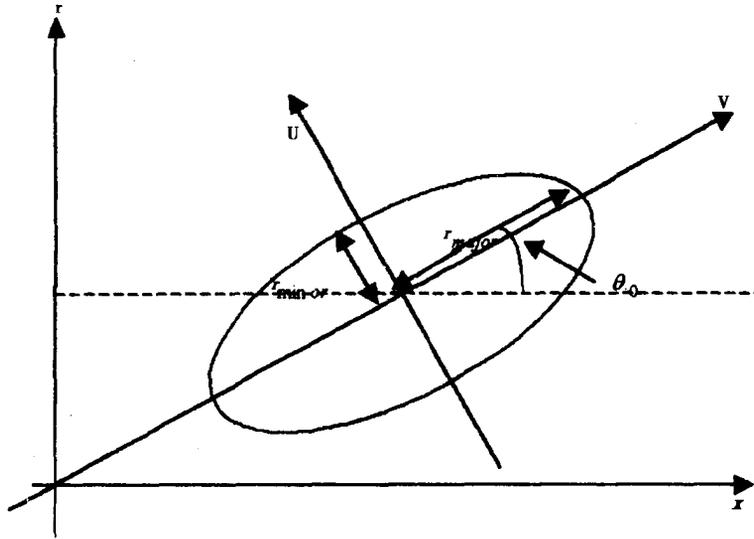


图 4 椭圆参数示意图

其中 x_i 的方差为：
$$d = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

x_i, y_i 的协方差为：
$$e = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (10)$$

y_i 的方差为：
$$f = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2$$

那么，协方差矩的特征值为：

$$\lambda_1, \lambda_2 = \frac{(d+f) \pm [(d+f)^2 - 4(df-e^2)]^{1/2}}{2} \quad (11)$$

其中 $\lambda_1 > \lambda_2$, λ_1 代表 n 个 (x_i, y_i) 在 OUV 坐标系中 U 轴上的投影 $U_i(x_i, y_i)$ 的方差, λ_2 代表 V 轴上的投影 $V_i(x_i, y_i)$ 的方差 n 个 (x_i, y_i) 在 U, V 方向的标准偏差分别为：

$$\begin{aligned} \sigma_{\text{major}} &= \lambda_1^{1/2} \\ \sigma_{\text{minor}} &= \lambda_2^{1/2} \end{aligned} \quad (12)$$

在 OUV 坐标系中，标准化的特征向量 (μ, ν) 为

$$\begin{cases} \nu = \left[\frac{1}{(1+g^2)} \right]^{1/2} \\ \mu = -g\nu \end{cases} \quad (13)$$

其中 $g = \frac{f+e-\lambda_1}{d+e-\lambda_1}$

因此，椭圆各参数可计算如下：

- 1) 椭圆的中心坐标 $(\bar{x}_e, \bar{y}_e) = (\bar{x}, \bar{y})$
- 2) 椭圆的长轴与 X 轴的夹角 $\theta_0 = \tan^{-1}\left(\frac{\nu}{\mu}\right)$
- 3) 椭圆的长、短轴

$$\begin{cases} r_{\text{major}} = \sigma_{\text{major}} \left[\frac{\bar{A}}{\pi \sigma_{\text{major}} \sigma_{\text{minor}}} \right]^{1/2} \\ r_{\text{minor}} = \sigma_{\text{minor}} \left[\frac{\bar{A}}{\pi \sigma_{\text{major}} \sigma_{\text{minor}}} \right]^{1/2} \end{cases} \quad (14)$$

3.3 冰雹云的识别

冰雹是一种猛烈的灾害性天气，严重地威胁着工农业生产尤其是农业生产，也是各地天气雷达探测和预报的重点。

3.3.1 多因子雹云判别方程的建立

方程可写为：

$$Y = \frac{1}{n} (P_1 X_1 + P_2 X_2 + \dots + P_n X_n) \quad (15)$$

式中 n 为判别因子个数： X_1 为判别是冰雹云的第一个指标，符合时令它为 1 不符合时令它为 0； P_1 是满足指标 X_1 时降雹的条件概率。

即 $P_1 =$ 其中实际雹云数 / 满足指标 X 的雹云数

余可类推。

要求判别因子 X_1, X_2, \dots, X_n 相互独立且与雹云的相关性好，而且选用 5 个以上因子为佳。权重系数 P_1, P_2, \dots, P_n 可以从历史资料的统计分析中得出。

Y 的阈值 \bar{Y} 可根据实际历史资料计算若干个雹云单体和雷雨云单体来确定。若 Y 小于阈值判断为非雹云回波，若大于阈值判断为可能有雹或雹云回波。

3.3.2 指标的筛选

我们使用近 10 年的数字化雷达资料，对强对流天气过程的每块回波单体的顶高、强中心顶高、回波厚度、强度、外形结构特征等因子进行了分析和统计。再结合 WSR-88D 的冰雹算法，建立在风暴结构基础之上，确定了具备相对独立，与雹云回波相关性好的 7 个冰雹指标 (ID) 用来识别风暴是否会产生冰雹，每一冰雹指数都有一个权重指数 (HW) 分别是：

ID1 风暴顶高大于 8 km [HW1=17]。

ID2：风暴最大有效反射率大于 55 dBZ [HW2=15]。

ID3：最底层的风暴分量的中心在其上任何风暴分量中心的北侧 [HW3=7]。

ID4：风暴的倾斜方向在风暴的移动方向的右侧 45°~180°之间 [HW4=8]。

ID5：中层的风暴的最大反射率大于 50dBz [HW5=20]。

ID6：中层悬挂距离大于 4km [HW6=15]。

ID7：最高的风暴分量位于中层悬挂之上 [HW7=18]。

冰雹探测的结果由权重指数之和 (COF=HW1+HW2+...+HW7) 分以下三种情况：

(1) COF < 50 无雹。

(2) 50 ≤ COF < 60 且最大反射率大于 60dBZ 可能有雹。

(3) COF ≥ 60 有雹。

4 效果检验

根据前述算法，编制成一套软件，程序框图见附录。该软件使用本站 CAPPI 资料完成微机对冰雹云的自动识别。分析运算结果不仅有直观的屏幕图像显示，而且还对风暴位置、结构参数有量化的数字、文字说明，为用户提供了方便。

本系统效果检验资料取自青海省气象台 711B1 型雷达 1998 年汛期期间收集到的 CAPPI 资料 共收集 13 次过程, 35 幅图像。结果表明: 系统对冰雹云识别精度达 85% 已达到业务使用指标(见表 1)。

表 1 1998 年汛期冰雹云识别准确率统计表

| 时 间 | 识别结果(距离方位) | 实测结果(距离、方位) | 结果 |
|----------|-------------|-------------|-----|
| 5 月 28 日 | — | — | |
| 5 月 30 日 | 11 km, 315° | 10 km, 268° | 正确 |
| 6 月 07 日 | — | — | |
| 6 月 09 日 | 47 km, 152° | — | |
| 7 月 27 日 | 23 km, 347° | 24 km, 338° | 正确 |
| 7 月 29 日 | 19 km, 45° | — | 不正确 |
| 7 月 31 日 | 30 km, 30° | 35 km, 16° | 正确 |
| 8 月 01 日 | 5 km, 0° | 15 km, 344° | 正确 |
| 8 月 02 日 | 37 km, 153° | — | |
| 8 月 04 日 | 16 km, 45° | 15 km, 42° | 正确 |
| 8 月 05 日 | — | — | |
| 8 月 14 日 | — | — | |
| 8 月 16 日 | 22 km, 330° | 13 km, 286° | 正确 |

造成误差的主要原因是系统发展过快, 半小时的时间间隔内原来的回波消亡殆尽, 而新生回波已经迅速发展成熟, 使系统无法正确识别。另外, 在确定其识别、跟踪、预报正确与否时, 仍然缺少定量化的指标和阈值。

5 结 语

本项目引进了一套关于风暴自动识别、跟踪、结构分析与预报的算法, 并用实测资料进行了检验, 结果令人满意, 说明该系统投入业务使用是可行的、可靠的。算法中的各类阈值是通过对本地区气候条件和历史资料分析得出, 较符合本地的实际情况。由于资料有限, 无法使用不变量法对混合性回波进行检验。

强对流天气雷达回波识别、跟踪、预报的自动化可提高预报准确性, 减少人为经验因素的影响, 使分析定量化, 为今后全面建立强对流天气短时预报警戒自动化系统奠定了基础。

参考文献

- 1 Eccles P J and Atlas D. A new method of hail detection by dual-wavelength radar, Proc, 14th Radar Meteor. Conf. 1—6, 1970
- 2 Barge B L. Radar signal depolarization by hydrometeors in Alberta hailstorms, Proc, 15th Radar Meteor. Conf. 1—6, 1972
- 3 李子华, 宫福久. 雷达识别冰雹云的综合指标方法. 大气科学 1972, 3(4), 385~387
- 4 戴铁丕, 王振会等. 利用天气雷达回波资料识别雹云的统计学方法. 南京气象学院学报, 1988(2): 252~259,
- 5 龚乃虎, 蔡启铭. 雹云的特征及其雷达识别. 高原气象, 1(2): 43~51
- 6 刘锦丽. 变频单波段雷达方法识别冰雹云. 大气科学, 12(4): 412~419
- 7 Dixon M. and wiener G. Thunderstorm identification, tracking, analysis and nowcasting a radar based meteorology Atmos. Techo., 1993. 3, 785—797
- 8 Witt A and Johnson J T. An enhanced storm cell identification and tracking algorithm, Preprints, 26th Int. conf, Radar Meteorology, Norman, Oklahoma, 1993
- 9 张培昌, 汤达章等. 雷达气象学. 北京: 气象出版社
- 10 谈曙青, 段勇等. 强对流天气雷达回波自动识别、跟踪、预报方法技术报告, 1998

机载碘化银播撒器空中及地面故障排除

颜海前

(青海省人工影响天气办公室 西宁 810001)

摘 要

本文针对机载碘化银播撒器空中及地面使用过程中常出现的 4 种直接影响增雨效果的故障。分析了故障出现的原因,找出故障排除方法。总结出正确使用碘化银播撒器的步骤,确保了增雨作业效果。

关键词:碘化银播撒器 故障 排除

1 引 言

人工增雨的主要途径是向某些缺乏一定降水条件或降水效率不高的云中播撒一定数量的核,通过这些核来改变云粒子相态或谱的分布,促使云体向胶性不稳定发展,影响云的微物理过程变化。机载碘化银播撒器就是负责将这些核,播撒到云中,从而达到增加降水的目的。在整个增雨过程中碘化银播撒器扮演着举足轻重的角色,所以碘化银播撒器工作正常与否,直接影响到增雨的效果。为了使碘化银播撒器能更好地正常工作,在实际工作中总结出碘化银播撒器容易出现如下故障指示灯和探头的故障、高压点火线圈不点火、电磁阀故障、感温探头故障等。分析故障出现的原因,找出故障的排除方法,对出现的故障做到及时排除,确保增雨作业的效果。

2 常见故障及排除

碘化银播撒器是由两个碘化银燃烧炉和一个 LY-Ⅲ型自动控制仪组成。燃烧炉安装在机身两侧固定的架上,自动控制仪安装在机舱内,由五芯电缆与燃烧炉连接。将自动控制仪按正负极接通(红色线为正极)燃烧炉两端为锥形不锈钢圆桶,由储液罐和燃烧室两部分组成,圆桶中心为进风道,在飞机飞行时,气流进入风道经螺旋板产生高速旋转气流。将碘化银溶液在燃烧室中喷成雾状,由电火花引燃后即可产生含碘化银冰核气溶胶,燃烧后冰核随气流播撒到云中,由监测探头监测燃烧室的燃烧状况,然后将信息反馈机舱内的自动控制仪,通过控制仪即可知道燃烧炉的工作情况。播撒器是在高温、低湿与振动的恶劣条件下工作,因此会常常出现一些故障。为了不延误增雨时机,保证增雨效果,对一些故障应及时发现并排除。

故障一:播撒器使用的是 24~28 V 直流电源,电流 6A,可以直接使用飞机上的 28 伏直流电源。在打开控制器电源时,燃烧指示灯应不亮,如果燃烧指示灯是亮的,那就说明线路或探头有故障,这时应将控制器上的转换开关拨至测量档,当测量到高电压时,说明信号线已开路,需要检查绿线、黑线。绿线和黑线是连接探头的输入端(不能反接)。如在测量完线路后,发现线路完好,这就说明探头经过长期使用,已烧断,要更换探头。

故障二:按下手动开关,查看燃烧室的点火针是否有电火花连续打火,呈兰、白色,如看不

见点火针点火，那就检查高压线是否按牢，打开高压线圈，测量高压线圈是否通畅，点火针是否清洁、点火针距离是否在 6mm 左右，再将开关拨到自动点火位置，查看点火针是否按设计间隔时间点火。如不正常，打开控制仪检查自动点火控制线路板，查看线路板是否损坏。发现上述问题应逐步排除。

故障三：电磁阀是控制溶液喷出的开关，电磁阀的好与坏、正常与否，是直接影响播撒器正常与否的主要部件。催化溶液中有强腐蚀性丙酮溶液，溶液流过电磁阀，时间长开关会失灵。电磁阀失灵时，会出现两种情况：①当飞机起飞时进入需催化的云后，打开电磁阀开关，发现溶液不喷出，也就无法对云层进行催化。当飞机起飞后发现溶液泄漏，等到达云层后，溶液也所剩无几。这样不仅错过增雨时机，同时也是一种浪费，所以首先应检查控制电磁阀的电源线是否接牢，同时线路是否被腐蚀，如发现线路被腐蚀要立即更换，以免短路烧毁控制仪。接着打开电磁阀查看电磁芯是否生锈，电磁芯的橡胶是否发胀，并对电磁芯进行清洗。

故障四：感温探头是检测燃烧是否正常的装置，当燃烧室熄灭后，感温探头将信息反馈给控制仪，控制仪会立即恢复点火，从而保持燃烧正常。如果感温探头出现故障后，先检查探头是否完好，线路是否通畅，同时检查探头是否与外壳绝缘，如探头变形或检查工作中碰弯探头，要及时调整，以免工作时 + 28V 电压由探头输入，会烧坏线路板。以上是一些故障的现象和排除方法，平时维护也是很重要的，可以将故障消灭在初始状态。

3 催化作业操作步骤

当飞机进入需催化的云层，应按下列步骤操作：

- 1) 接通控制仪电源，打开电源开关，电压表指示直流电压。
- 2) 打开电磁阀开关，绿色指示灯亮，丙酮溶液即从喷嘴喷出。
- 3) 按下手动点火键数秒 (5~10s) 燃烧指示灯亮，表明燃烧炉已点燃。
- 4) 将点火开关拨到自动点火位置，在作业过程中出现熄火现象，自动监探头监测到，它会自动点燃，直至作业结束。
- 5) 催化作业完成，关闭电磁阀，关闭电源，将点火开关拨到手动火位置。

序

青海省东部农业区是我国农业春旱频发地区之一，青海也是我国多冰雹灾害地区之一。因此，青海省是我国开展人工降水、防雹工作最早的省份之一。由于地处高寒，农业生长期短，时有霜冻灾害发生；因而，青海省也曾开展防霜冻的实验研究。青海省的人工影响天气工作持续多年，70年代初就在互助县建立防雹试验区，开展冰雹云物理和冰雹微物理结构的研究，以及人工防雹的科学试验，取得了系列成果。该省早在60年代就曾配备飞机云物理结构的观测仪器，开展青海省东部地区春季降水云微结构的观测，分析了人工降水的资源条件，在取得减灾效益的同时，也取得了在科学认识上的进展。青海省地处青藏高原东北部，85%的面积海拔高度超过3000m，61%的面积海拔高度超过4000m。通过多年的科学实践，获得了有关青藏高原上空一些云物理过程特点的珍贵资料和分析结果。这些结果大多是在艰苦条件下，开发利用常规气象仪器设备或自己研究制造的专用设备观测、分析得到的。这些研究成果丰富了对我国云物理过程的认识，对我国云物理学和人工影响天气的科学进展做出了重要贡献。他们的实干精神令人敬佩。

青海省人工影响天气办公室收集了几十年来青海省气象工作者在增雨、防雹工作中的试验研究成果，进行整理、集中发表是非常有意义的工作，这将有利于人工影响天气工作的继承、发展和水平的不断提高。本文集收集了研究论文和技术报告46篇；内容包括：青海省大气中的气溶胶粒子浓度和冰核浓度的观测分析，大气中的液水和水汽含量的微波遥感观测及人工增雨的潜力分析，云水含量和冰晶浓度的飞机观测分析等人工增雨资源条件的研究结果；人工增雨的作业方案的设计方法和作业技术设备的维护；人工增雨作业指挥系统和作业判据的制定；利用雷达回波分析、历史回归统计方法检验人工增雨的效果；青海冰雹云的气候特征分析；冰雹和雹胚物理结构特征研究；冰雹云的雷达、闪电识别方法研究，以及利用对流云模式预报冰雹过程、地形影响对流云发展的模拟试验和强对流云与云中电现象相互作用的数值模拟结果；揭示出一些不同因子综合作用下的物理过程图像。上述内容从不同途径揭示出青海省云与降水物理过程的一些重要特征，其中一些高原上的云物理过程特点很值得深入研究和进一步提炼有关的云物理概念，用以不断改进人工影响天气作业的方案与技术方法，提高减灾效益，以期更好地为青海省的发展和青海省的各族人民服务。

1997年青海省电力系统为缓解龙羊峡水库的水量不足导致发电量下降的状况，经论证后，决定在龙羊峡水库上游开展人工增雨的试验。黄河上游降水的产流量约占黄河总量的三分之一，其意义涉及到提高龙羊峡以下多个梯级电站的产值和增加下游黄河的供水等多方面的效益；引起了社会上的广泛关注。实施这样一项新的人工影响天气计划，也需要结合当地降水物理过程、人工增雨的资源条件，进行实施方案的设计。因此，不断整理、编辑出版有关当地云物理过程和人工影响天气的研究成果也是为开展人工影响天气新项目所做的重要技术储备。

在此预祝青海省的人工影响天气研究不断取得新成果，人工影响天气的效益不断提高，为青海省的持续发展做出新贡献。

中国气象科学研究院研究员 游来光

2000年7月

前 言

青海省位于青藏高原，地域辽阔，地形复杂，各种气象灾害频繁，是制约青海经济社会发展的因素之一。解放以后，党和政府十分重视青海的气象工作，经过 50 年的努力，已经初步建成了比较完整的气象现代化体系，为青海的国民经济建设做出了应有的贡献。人工影响天气工作是一项有益于人民，有益于社会主义现代化建设，造福于子孙后代的崇高事业，同时也已经成为政府防灾减灾的一项重要科技措施。我省广大气象工作者和从事人工影响天气工作的科研人员，多年来以理论联系实际和精益求精的科学态度，不断探索高原大气物理科学的奥秘，总结出了大量具有科学价值和实用价值的理论和技术方法，走出了一条具有高原特色的人工影响天气之路。

此书收集了我省气象科技工作者多年来研究和总结高原人工影响天气工作的技术论文共 40 余篇，在一定程度上代表了目前青海高原人工影响天气工作的进展和水平。我们整理出版这本文集的目的，是通过系统总结多年来人工影响天气的科研成果，以有利于今后更好地开展人工影响天气工作。同时想把这本文集献给滚滚而来的西部开发新潮，展现青海气象人投入西部大开发的崭新姿态。

青海省气象局长 王江山

2000 年 7 月 20 日