

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]。

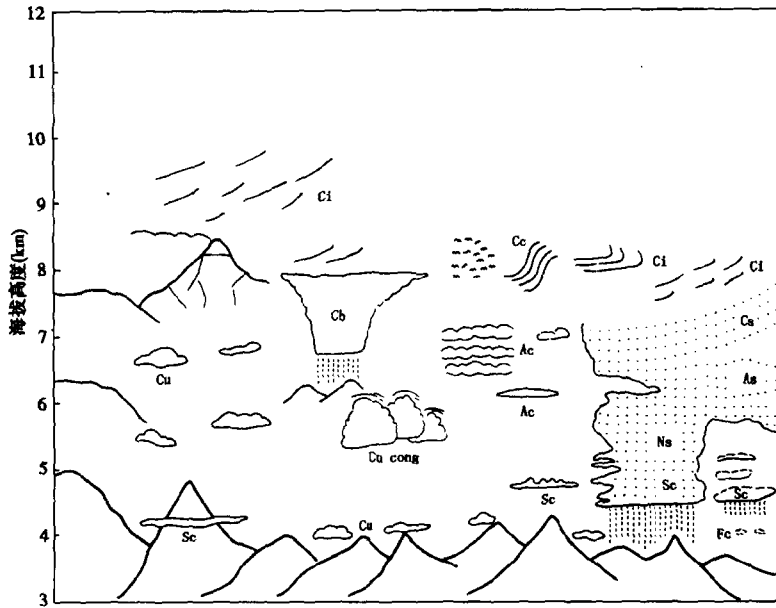


图 1 青藏高原云在各高度分布示意图

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。

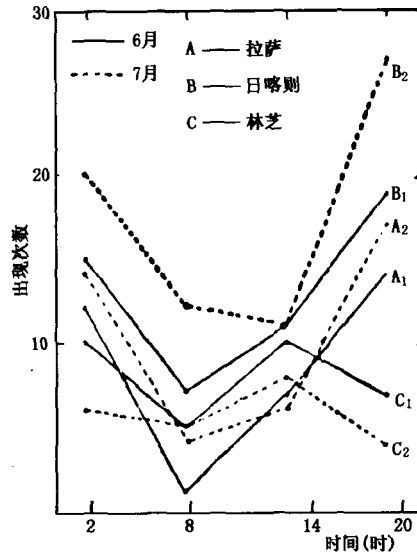


图 2 1981 年 6~7 月拉萨、日喀则、林芝三站
积雨云的日变化

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]。

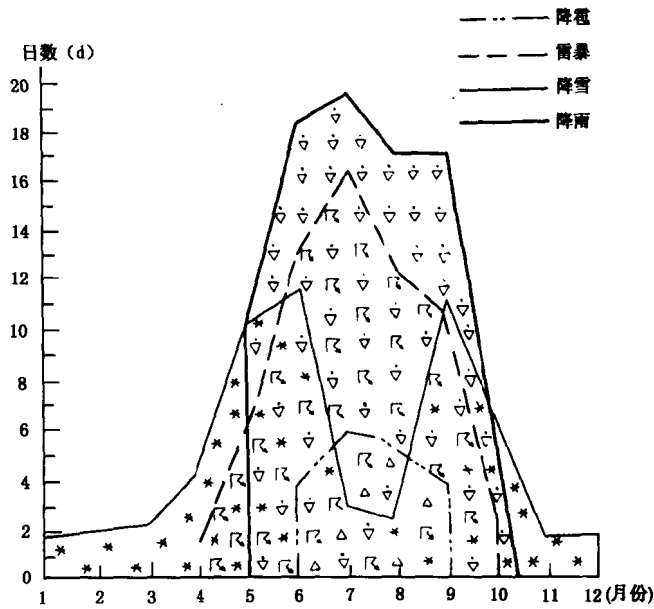


图3 沱沱河积雨云降水年变化

积雨云降阵雨多出现在5~10月,而6月降阵雨日数较多。

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。

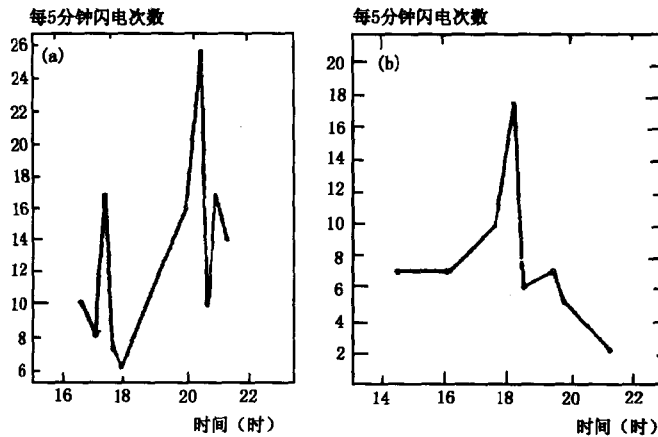


图4 雷雨云闪次数

(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。

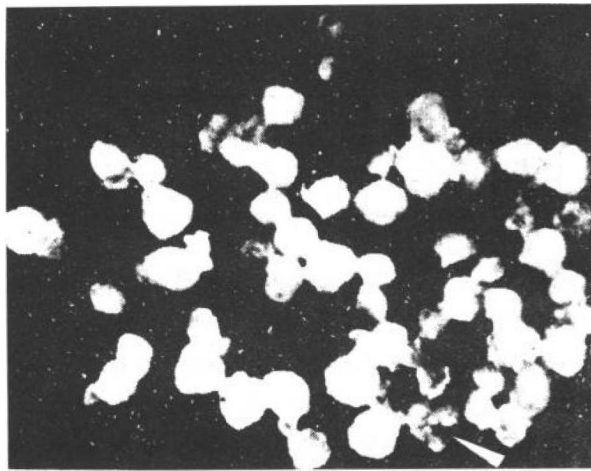


图5 在嘉错拉山东北侧观测到的冰雹（包括多核心冰雹）

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。

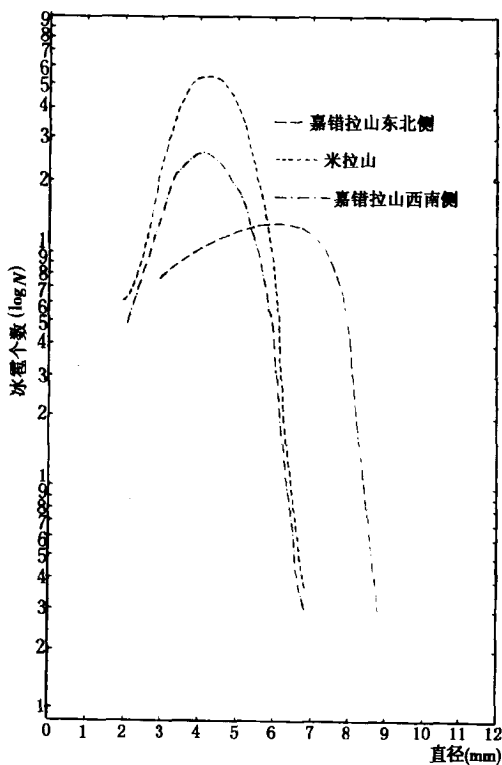


图 6 冰雹谱

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。

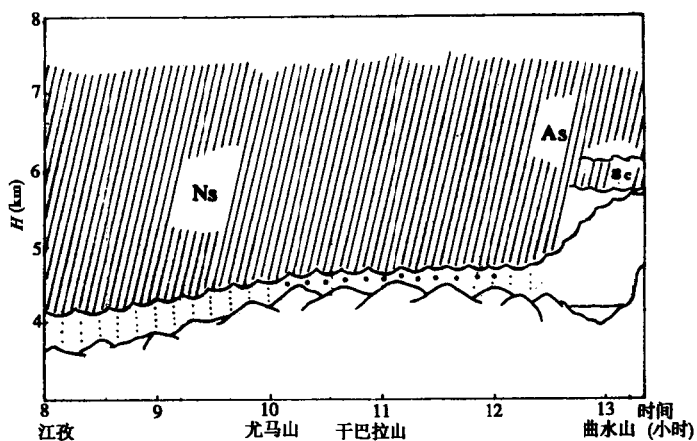


图 7 雨层云降水示意图

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。

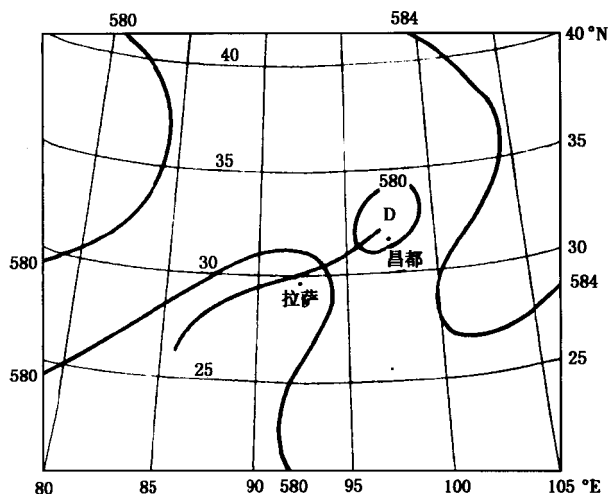


图 8 1981年7月13日20时5000hPa天气图

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。

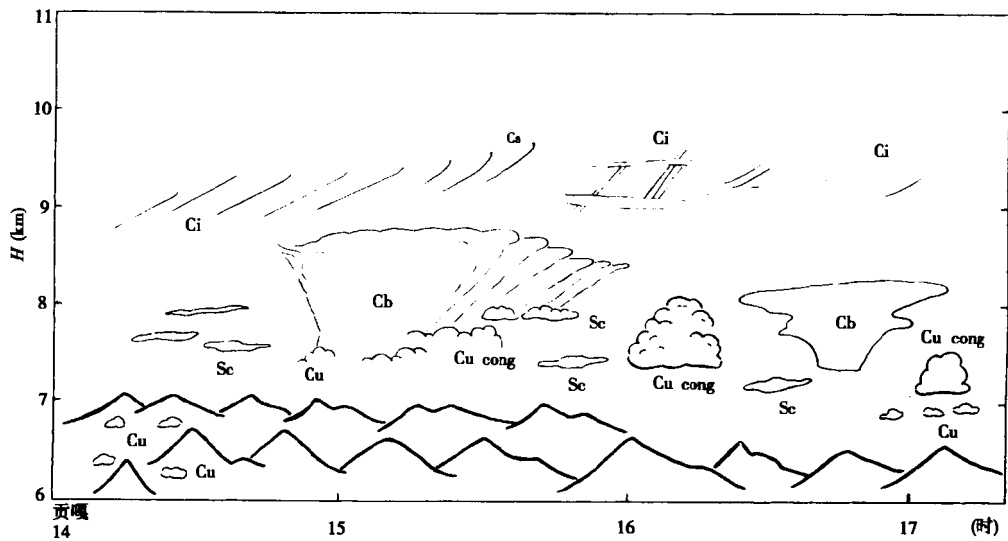


图9 横断山脉航线上云的分布示意图

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。

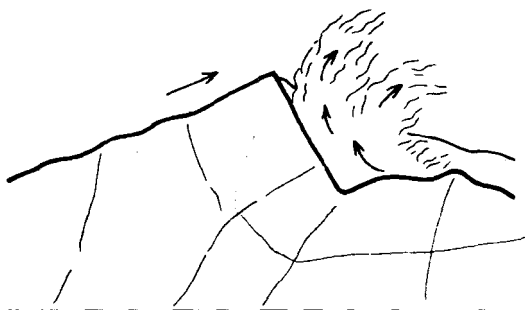


图 10 珠峰南侧碎积云生成示意图

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雹，冰雹尺度一般较小。

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

(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）。

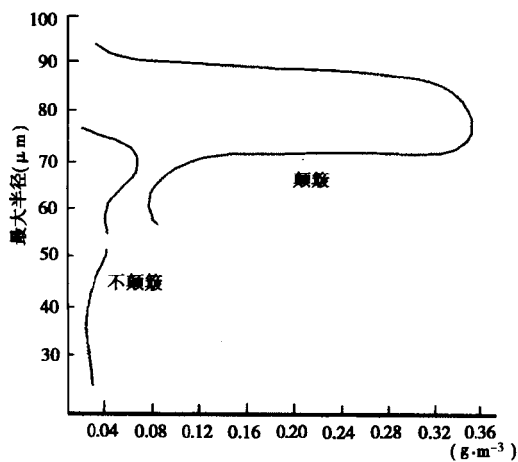


图 1 颠簸和不颠簸时含水量与云滴最大半径分布图

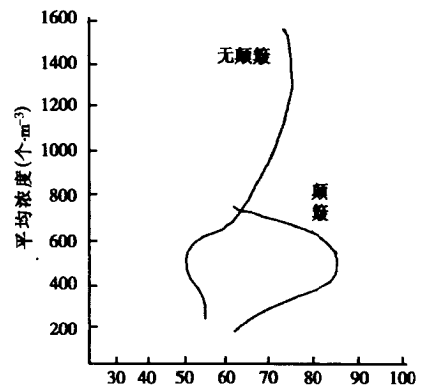


图 2 颠簸和不颠簸云滴与平均浓度最大半径分布图

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 、 $\frac{\partial u}{\partial Z}$ 、 $\frac{\partial v}{\partial Z}$ 、 T 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。

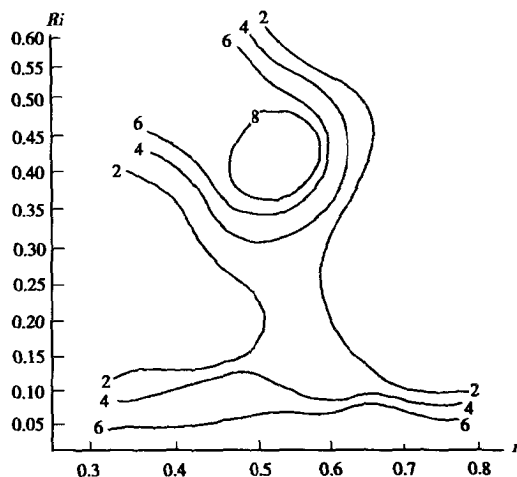


图 3 里查逊数与层结递减与层结递减率的降水量散布图

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