

青藏高原云和降水 人工影响天气研究

德力格尔 主编

气象出版社

青藏高原云和降水 人工影响天气研究

德力格尔 主编

气象出版社

内容简介

本书收集了青藏高原云和降水、人工影响天气研究的46篇论文,内容涉及青海省的云水资源、大气物理和冰雹灾害的分析研究。较系统地介绍了开展人工降水,防雹取得的成果,并据此提出了解决青海省水资源问题的建议和一系列技术方法。此书对于开展西北地区气候资源调查,进行人工影响天气工作有重要的参考价值,适合气象、农业和大气环境工作者及政府有关部门参考。

图书在版编目(CIP)数据

青藏高原云和降水人工影响天气研究/德力格尔主编

北京:气象出版社,2000.8

ISBN7-5029-2990-8

I. 青… I. 德… II. ①云-青藏高原-文集②降水-青藏高原文集③人工影响天气-青藏高原-文集
IV. P468.27-53

中国版本图书馆CIP数据核字(2000)第43851号

青藏高原云和降水 人工影响天气研究

德力格尔 主编

责任编辑:李太宇 王祥国 终审:纪乃晋

封面设计:沈辉 责任技编:吴庭芳 责任校对:王祥国

气象出版社出版

(北京海淀区白石桥路46号 邮政编码:100081)

北京金瀑印刷厂印刷

新华书店总店北京发行所发行 全国各地新华书店经销

开本:787mm×1092mm 1/16 印张:17.625 字数:452千字

2000年9月第一版 2000年9月第一次印刷

印数:1~800 定价:30.00元

ISBN 7-5029-2990-8/P·1038

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3000 m,61%的面积海拔高度超过4000 m。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群众服务。

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

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

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

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_{Ba} 是波长为 λ 的辐射亮度温度。

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

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 空温度 (°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,雨弱小,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;④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]。

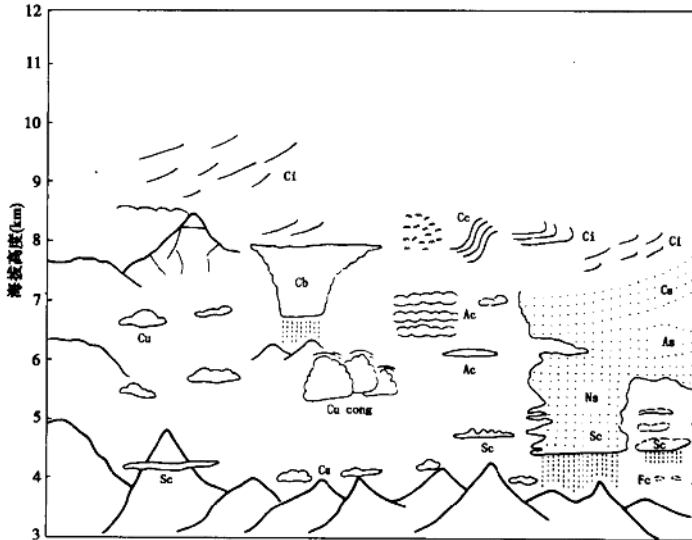


图 1 青藏高原云在各高度分布示意图

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°C 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 $3\sim 4\text{ km}$,长度 $5\sim 6\text{ km}$,云顶达到 $6\sim 7\text{ km}$ (相对地面高度),云厚 $3\sim 5\text{ km}$ 。

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 $5\sim 10\text{ km}$,长 $8\sim 20\text{ km}$ 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 两层云中的积雨云

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。我们曾用闪电计数仪进行过观测,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。

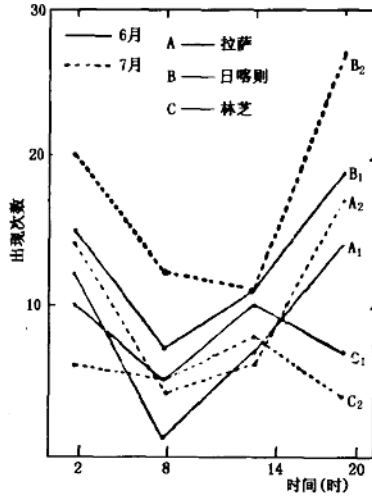


图2 1981年6~7月拉萨、日喀则、林芝三站
积雨云的日变化

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4700m,温度 -7°C 。7600m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1000m,云顶高度约6000m。

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]。

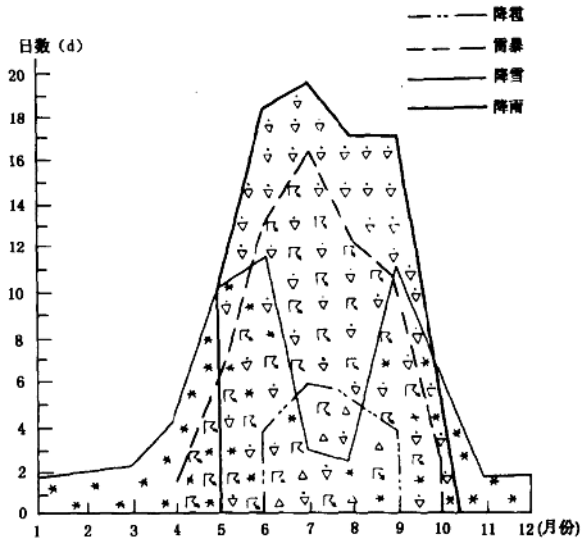


图3 沱沱河积雨云降水年变化

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。

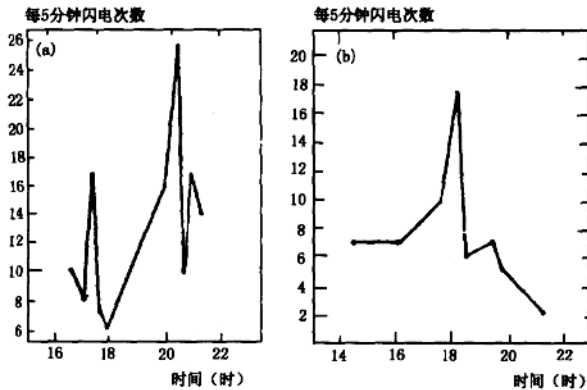


图4 雷雨云闪电次数

(a)1981年7月5日拉萨

(b)1981年7月20日贡戈

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^[1])。

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。

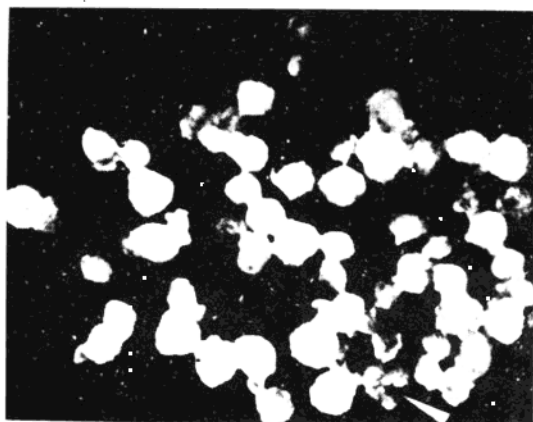


图5 在嘉错拉山东北侧观测到的冰雹(包括多核心冰雹)

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

观测地点	形状	圆球形	椭球形	锥形	不规则形
	个数				
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。

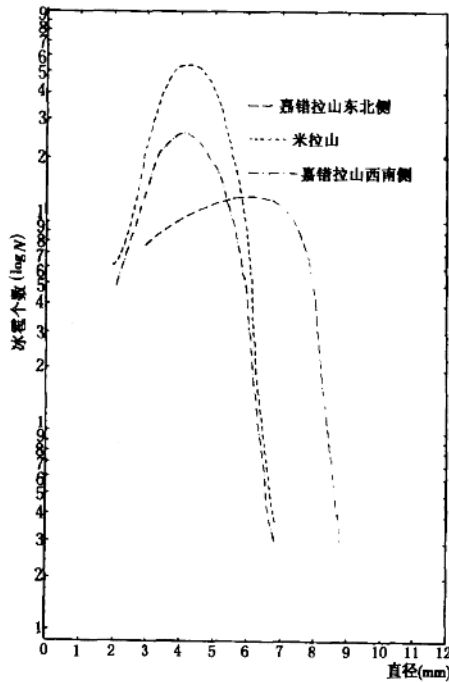


图6 冰雹谱

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。

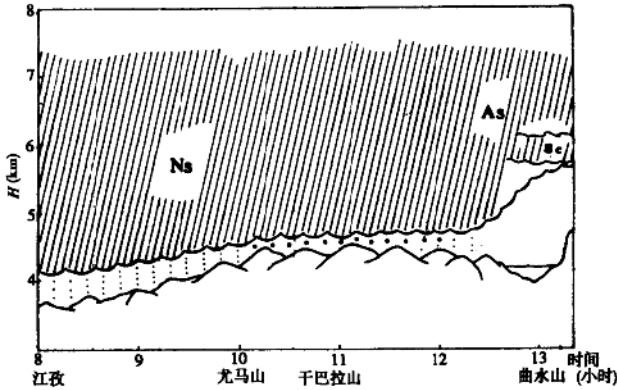


图7 雨层云降水示意图

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时开始降阵雨(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4000 m高度山上仍在降雨。当到达4500 m千巴拉山时,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。

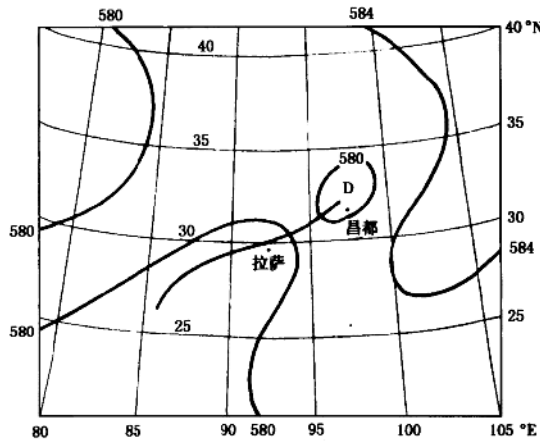


图8 1981年7月13日20时5000hPa天气图

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500 hPa(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