

# 青藏高原东北部雹暴过程的中小分析

兰州中心气象台

目前雹洪预报中比较困难的是暴雨中心和强降雪区位置的预报，为了摸索这方面的预报办法，遵照毛主席的教导：“群众才是真正的英雄”，“一切实际工作者必须向下作调查”，我们在调查甘肃冰雹活动规律时，群众普遍反映“云接亲”（即几块积云、积雨云合并）的地区常降暴雨或冰雹，苏联中央高空气象台在摩尔达维亚的人工影响冰雹过程总结中指出，当人工影响过的回波区与未经影响的回波区汇合时，通常他们都剧烈发展。并认为，这是由于其中冰雹形成过程大大发展而引起的<sup>[1]</sup>。辛浦森等人1970年在美国佛罗里达州对群体积云进行动力催化的报告中也注意到了积云合并后猛烈发展的现象<sup>[2]</sup>，他们根据雷达资料比较了合并后的积云和单体积云在云顶高度、生命期和总雨量等方面的显著差别。因此，几块积云合并为一个大的积雨云系统时，可产生大的降雨和冰雹已被国内外大量观测事实所证明。故对流性暴雨、冰雹落点的预报，一般说来就是几块积云合并地点的预报。但以往的工作只是揭露了这一现象，并未解决几块积云合并的成因或条件，以及积云合并后猛烈发展的物理机制。

目前，国内外对于积云合并现象的研究已受到重视，并认为以积云和中尺度对流群为主要作用机制对全球大气环流的能量理论具有十分重要意义<sup>[5]</sup>，尤其在热带和青藏高原作用更为显著，因为这些地区全年均以积云活动为主。卫星云图表明，在热带和青藏高原地区直径1—10公里的积云常形成一组的的中尺度对流群（飑线），并进一步形成直径100—1,000公里的云团，从而在推动行星环流方面起着很大的作用，在这过程中，积云的合并及组织方式可能是必要的第一个步骤，因此研究积云的合并不仅对弄清冰雹形成机制建立我国的雹云模式，对改进雹洪预报预防工作具有重要意义，而且对进一步研究大、中、小不同尺度的天气系统的相互作用和大气环流理论具有十分重大的意义。

本文试图运用中分析的方法，通过对青藏高原东北部地区中系统的活动规律及其相互作用，探讨几块积云或积雨云团合并的天气学条件，并运用积云动力学理论定性的解说几块积云合并后猛烈发展的原因，为暴雨冰雹落点预报及人工降雨和防雹作业提供天气学依据，由于水平和资料的限制，本文只揭露了一些现象，并提出了初步的看法，许多问题有待今后进一步研究。

## 一、资料和分析方法

中分析所取范围是（101°—106°E、33°—38°N）包括青海省东部、甘肃省中部地区。我们选取1964至1972年6至8月上述地区出现强冰雹和暴雨过程共28例进行个例分析，对其中的10个例子（计1965.7.22；1968.8.5，8.6，8.8，8.19；1969.7.21；1971.8.7，8.24，8.25；1972.8.21）进行了比较仔细的分析，每小时分析一张天气图，分析中使用了上述地

区51个气象台站的气象资料和近二百个水文站的降水和冰雹资料，分析中使用的资料有：

1. 发报站的绘图和辅助绘图报，非发报站的三次定时观测记录及天气现象纪要。
2. 26个台站的航空报。
3. 43个台站的气象要素自记资料。
4. 甘肃兰州地区的测雨雷达资料。
5. 上述地区近二百个水文站的降水量、降水起止时间和降雹资料。

气象台站平均间隔 45 公里，最密的临夏自治州为 22 公里，自记资料是我们分析的主要依据之一。

由于我们所分析的地区处于青藏高原东北边缘，地形复杂，各台站海拔高差大，难以向同一高度订正，为了消除海拔和地形对压、温的影响，我们采用较简便的压温距平分析，将各站逐时的压温值减去该站相应月的多年平均值得出压温距平值，气压距平每隔 0.5mb 分析一条等值线，温度距平每隔 1°C 分析一条等值线，并参考水文站的降水和冰雹资料标注 1 小时内的雨区和降雹区，分析锋面、飑线、及其他不连续线，气压距平场的缺点如文献[3]所指出的那样，不能完全消除海拔落差的影响，实践表明，当温度距平大时，海拔落差大于 1000 米的地区，气压距平场的失真现象比较严重，使强的冷高和暖低出现在河谷中。我们在作飑线分析时还参考一小时变压场。根据气象站的天气现象纪要资料及水文站的降水起止时刻，每次过程我们还分析一张降水开始的等时线和雷暴路径图，以帮助确定积雨云的合并过程。

## 二、地形对中系统活动的影响

高原东北部产生雹暴过程的中系统主要是飑线和雷暴高压，它们的发生、发展和移动除受大尺度天气背景影响外，还受地形强烈影响。本区处于高原边缘，地形复杂，地表切割性大，多高山深谷。西北部有海拔 5254 米的冷龙岭，西南有 4539 米的西倾山，其中 4000 米以上的山峰很多，河谷地区海拔一般 1—2 千米。主要山脉呈东西走向，也有一些小的山脉呈南北走向。从卫星云图来看，高原地区多日变化明显的地形积云，我们所分析的地区，积云首先形成于祁连山区、甘南和黄南等自治州的山脊上，排列和组织与山脉走向基本一致，在一般情况下 11 时以前的云图上，河谷、湖泊地区无云，这说明西北高原地形的加热作用对积云的形成和发展影响是大的。因此，大多数飑线发生在主要山脊附近，在我们所分析的范围内冷龙岭至乌鞘岭一线和西倾山区是飑线生成最早、最多的地区，飑线的活动深深打上地形的烙印，主要表现如下几方面。

1. 阻隔作用：高原边缘的某些主要山



图1 1971年8月7日15<sup>00</sup>雷达回波

仰角8° 增益-30和-50db 距离每圈10公里 G为16时的雷暴高压中心，L为冷中心，粗点划线为飑线位置。阴影部分为增益-50db的强回波区，双线为庄浪河谷。

脉成为中系统活动的分界线，如高原东北缘的太子山、殷家山直至北秦岭是一条重要的分界线。来自黄南、甘南自治州的飚线均在此线以南活动，至武都地区南部减弱，飚线一般在11—14时形成于西倾山区，向东南移动，西北方的飚线难以越过此山，即使越过，强度也大为减弱。高原北缘的冷龙岭、乌鞘岭、毛毛山是又一条重要的分界线，山北飚线活动较少，往往沿河西走廊东移，一般不越过此山脊。而影响湟水、黄河河谷地区的飚线大多数生成于山脉南坡或山脊上。飚线生成时间为本区最早，一般10—13时就可形成，甚至半夜都有强飚线活动。如1969年7月21日零时在乌鞘岭、松山生成飚线后向东南移动，造成兰州市和定西地区北部的夜雷雨。其次拉脊山也有这种作用，但不如上述两条山脉明显。

2. 约束作用：由于飚线后的雷暴高压是积雨云降水时在近地面层形成的冷空气堆，其密度大，故有避开山脊选择谷地前进的趋向，从而将谷地暖空气抬举上升，形成新的对流单体以维持飚线向前传播。故当飚线移向与河谷走向一致时，在河谷地区往往强度大移速快，在其两侧的山区移速慢，强度弱。如图1。飚线在庄浪河谷移速较两侧山区为快，雷暴高压和强回波区均在庄浪河谷中。在飚线移向与山脊正交的地区移速最慢甚至准静止，致使飚线发生变形。图3a上飚线在大通山北麓移速最慢尚阻于山北，而东段沿庄浪河谷南下较快，已过兰州，此时沿宝库河谷有南北向的小飚线东移，促使飚线西端沿北川河谷迅速南下到西宁，最后才引导中段飚线越过大通山进入湟水河谷，(如图3b)这是飚线翻越大通山常见的型式。飚线到达西宁兰州一线后，西段受拉脊山阻挡南下较慢，东段沿宛川河谷迅速向东南推进(如图3c)，直到华家岭、涇源一线后才受山脊阻挡移速减慢，此时飚线西段仍停滞于拉脊山北坡(图3d)，使飚线发生明显变形。然而地形的约束作用还与中系统有关，一般当中尺度暖低压位于河谷中时才比较明显。而当河谷中为冷高压控制，山区维持暖低压时，则地形约束作用不明显。因为这时地形积云在山区少动或沿山脊移动，强回波一般位于山脊上(如图8)，飚线在庄浪河谷中移速略慢于两侧山区。

3. 热力作用：本区中尺度暖低、冷高绝大多数受地形影响而生成，故呈准静止状态，本区雷雨天气多数是在一次冷空气活动过后，地面一般为冷高控制，由于冷空气重易积储于谷地，故谷地为中高压，山脊为中低压，当冷空气强时，这种气压梯度可一直维持到山脊高度，因而加强了午后谷风向山区的辐合作用，使山区产生切变飚线，由于此类飚线后无雷暴高压，即使有雷暴高压也不易克服由川区指向山区的气压梯度，故飚线向川区推进时强度锐减。致使山区雷雨冰雹比川区强，如1971年8月24—25日的例子(图7a、b)。此类飚线成熟阶段

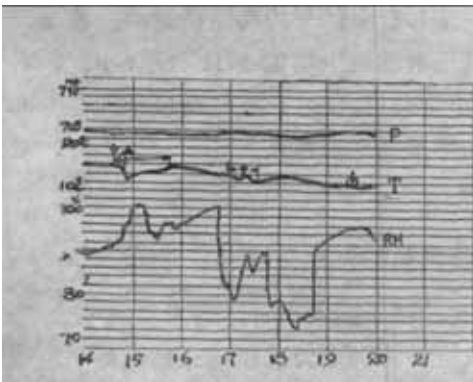


图 2a 1968年8月19日乌鞘岭日记曲线

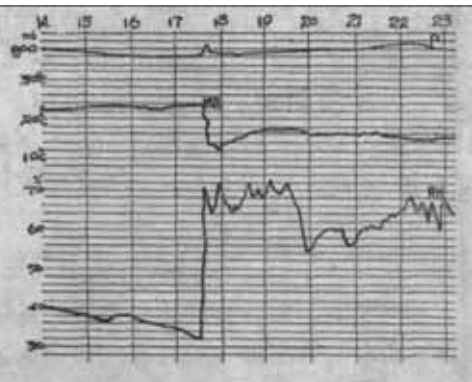


图 2b 1968年8月19日马家坪日记曲线

雷达回波也不成带状，块状回波分散排列在飑线附近，强中心在山脊上（图 8 a、b）。反之，当近地面层为暖低压控制时谷地为中低压，山脊为中高压，这种气压梯度可维持到 700mb 以上，因而加强了山风向川区的辐合，山区易产生雷暴高压飑线，这种气压梯度加强了飑线附近的气压差，促使飑线迅速向川区移动，故川区雷雨往往比山区强，如果山脊很长，当地形积云猛烈发展连接成带状后，往往形成长度达 300 公里左右的雷暴高压群飑线，它是由几个雷暴高压移到同一条线上后，其前缘的伪冷锋连接而成的，在我们所分析的地区内，这种飑线常形成于海北至乌鞘岭一线，这类飑线形成后，黄河、湟水河谷地区一般将受其影响而降雷雨或冰雹（如图 3），这种飑线强回波常在川区与雷暴高压相对应，在两个雷暴高压之间回波较弱，如图 1 衰减 50db 后的强回波区位于坪城、中堡至将军岭一带，主要的四块强中心均在庄浪河谷附近，与雷暴高压中心和冷中心位置相吻合，将军岭以西至金沙飑线附近回波很弱，它正位于两个雷暴高压之间。

4. 海拔影响：如前所述飑线往往生成于山区，但同一飑线经过山区和川区时气象要素自记曲线上的反映一般山区弱川区强，尤其气压扰动量海拔高处更弱，海拔 2750 米以上的永登县防雹点的微压计资料表明，本站降雹时 10 分钟气压最大扰动量平均为 0.6mb，最大 1mb。本站降冰粒或强雷雨气压扰动量更小平均 0.2mb/10 分钟。海拔 3045 米的乌鞘岭降雹时扰动量更小，有时甚至飑线过境时降温与降压相伴。另外海拔高的台站飑线后部冷堆尺度小，周期短，午后可有几个冷堆过境。这表明海拔高处积雨云尺度小活动频繁，飑线尚处于形成阶段。到达川区后多块积雨云已合并成一个中尺度对流群，飑线进入成熟阶段，气象要素突变明显，扰动量大。图 2a 是 1968 年 8 月 19 日飑线经过乌鞘岭时的自记记录，乌鞘岭降雹时气温下降比较清楚，但气压没有上升。图 2b 是这条飑线经过永登县马家坪（海拔 1962 米）时的自记，马家坪也降了冰雹，但扰动量比乌鞘岭大得多，10 分钟气温急降 9.5°C，相对湿度上升 41%，虽无微压计，但雷暴高压仍较明显，17 分钟气压涌升 1.5mb，这与乌鞘岭飑线过境时的情况有显著差别。

飑线的移动除受地形影响外，还受引导气流影响。对 30 条飑线的统计表明，飑线后的雷暴高压基本上沿 3 至 10 公里的平均风向移动，偏于“平均风向”右侧约 25 度，飑线强时右偏更明显（如表 1），6 次雷暴高压群飑线平均右偏 43 度，其中 1965 年 7 月 22 日右偏 63 度，值得指出的是左偏的情况也有，但偏角不大于 8 度，左偏主要发生在高原主体部分的黄南、甘南自治州，这可能由于该区测站稀疏，分析不正确所造成，但也可能与高原雷暴的特殊性有关，有待今后进一步研究。飑线移速略小于 3 至 10 公里的平均高空风速，当雷暴尺度大、强度强、高空风切变强时，偏小更多些，如雷暴高压群飑线平均偏小 11 公里/小时，其中 1965 年 7 月 22 日偏小 20 余公里/小时，而平均仅偏小 7 公里/小时。雷暴高压移向与 500mb 风向关系不好，平均移速接近 500mb 风速。高原东北部飑线平均移速为 34 公里/小时，最大 70 公里/小时，最小为零。

### 三、中系统的相互作用与雷雨云的合并

观测表明，雹云发展比较迅猛，从 Cb 形成到降雹往往不到半小时，这表明雹云的形成是动能和水汽迅速集中的过程。如前所述当几块积云合并为一个大的积雨云系时可产生动能和水汽的迅速和强烈集中，因而往往产生暴雨和冰雹。为了预报这种现象的发生，我们试图

表1 雷暴移动与高空风的关系

日期	雷暴活动地区	编号	平均		最大	最小	3至10公里		500毫巴		与平均风的偏差		与500mb风的偏差	
			移向	移速	移速	移速	风向	风速	风向	风速	方向	速度	方向	速度
1965年 7月22日	青海东部甘肃中部	I*	332	37	60	14	269	58	311	43	右63	-21	右21	-6
	兰州定西	II	326	35	70	22	269	58	311	43	右57	-23	右25	-8
	甘南	III	296	36	70	12	273	61	330	47	右23	-25	左34	-11
1968年 8月5日	青海东部甘肃中部	I*	324	37	58	11	268	50	290	22	右56	-13	右34	+15
1968年 8月6日	青海东部甘肃中部	I*	335	32	60	10	292	32	279	29	右43	0	右56	+3
	甘南北部	II	290	28	36	16	279	25	274	22	右11	+3	右16	+6
	武都北部	III	330	50			279	35	275	30	右51	+15	右55	20
1968年 8月8日	青海东部甘肃中部	I*	310	34	55	15	289	43	272	22	右21	-9	右38	+12
	青海东部临夏	II	330	30	60	0	288	40	270	32	右42	-10	右60	-2
	甘南天水北部	III	295	43	70	20	280	47	275	22	右15	-4	右15	+21
	甘南武都南部	IV	270	32	40	10	278	47	295	43	左8	-15	左25	-11
1968年 8月19日	青海东部甘肃中部	I*	323	31	52	18	278	47	296	43	右45	-16	右27	-12
	甘南临夏	II	270	37	60	14	278	47	317	47	左8	-10	左47	-10
1969年 7月21日	兰州靖远	I	330	26			301	28	315	43	右29	-2	右15	-17
	兰州定西北部	II	330	28	50	14	301	28	315	43	右29	0	右15	-15
	甘南岷县	III	311	46	70	26	302	43	315	40	右9	+3	左4	+6
	甘南岷县	IV	295	45			302	43	315	40	左7	+2	左20	+5
1971年 8月7日	青海东部甘肃中部	I*	320	30	50	16	292	36	355	18	右28	-6	左35	+12
1971年 8月24日	兰州定西	I	332	36	54	20	302	39	323	36	右30	-3	右9	0
	武威兰州	II	330	46	66	36	302	42	323	40	右28	-4	右7	+6
	青海海	III	300	35	50	18	302	39	310	40	左2	-4	左10	-5
	兰州定西	IV	320	30	40	10	302	39	323	36	右18	-9	左3	-6
	甘南南部	V	280	36			273	36	339	36	右7	0	左59	0
	临夏	VI	300	28	42	18	273	36	339	36	右27	-8	左39	-8
1971年 8月25日	兰州定西	I	300	25			290	43	304	29	左4	-18	左4	-4
	兰州定西	II	308	35	40	20	290	43	304	29	右4	-8	右4	+6
		III	318	55					330	40			左12	+15
		IV	300	20					330	40			左30	-20
1972年 8月21日	甘肃天祝	I	20	9	26	0	305	22	290	22	右80	-13	右90	-13
	青海化隆	II	30	8	16	0	305	22	290	22	右90	-14	右100	-14
雷暴高压群		6次	324	34	60	10	281	45			右43	-11		
其他		24次	314	33	70	0	291	39			右23	-6		
总平均		30次	316	34	70	0	291	41	307	35	右25	-7	右9	-1

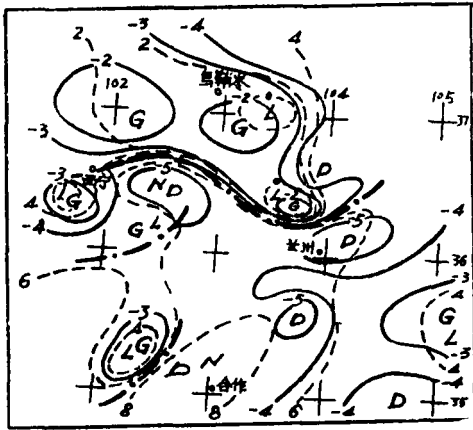
说明：编号右上角有\*者为雷暴高压群

通过中系统相互作用为雷雨云合并提供天气学条件。根据我们的初步分析有利于雷雨云合并的中系统相互作用方式大致有以下几种：

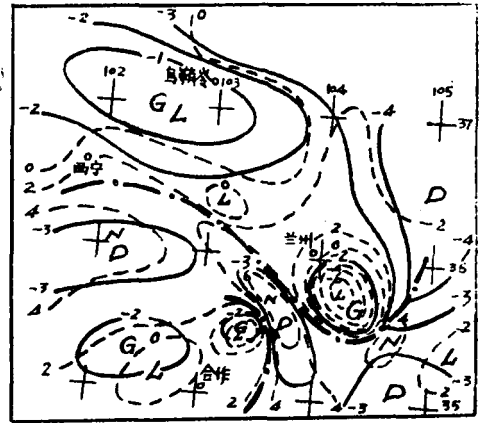
1. 锢囚作用：两条飢线相向而行，或一条飢线处于雷暴冷堆后部移动缓慢，另一条飢线迎面移来，两个雷暴冷堆相遇将其间暖空气猛烈抬升，促使对流加强，因而在锢囚点上产生暴雨和强冰雹。两条飢线相向而遇我们称为迎面锢囚，这时两块积雨云前部的上升气流区合

在一起而得到加强，如1969年7月21日的例子（图略），宕昌县阿坞公社降26mm的大雨和强冰雹，是由于从东北方的岷县二郎地区有一块雹云向西南移动与西北方经岷县城关向东南移动的另一块雹云在此相遇而成。定西县宁远镇降49mm的暴雨和强冰雹，同样由于沿会宁县党颯经过渭县华家岭山脊，自东北向西南移动的一块雹云和从定西县岷口公社沿关川河谷向东南移动的一块雷雨云在此相遇。这二个例子中系统的活动方式都属于迎面锢囚。

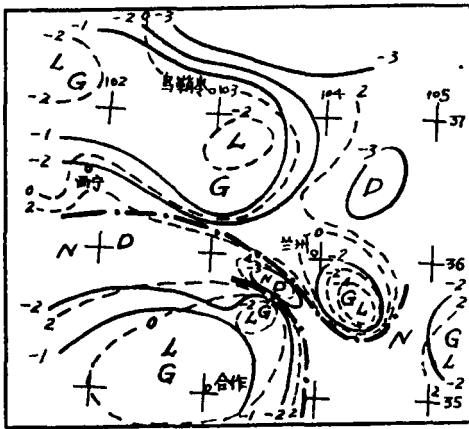
1968年8月19日临洮县北部的暴雨是由一条东西走向的雷暴高压群颯线，向东南移动到马街山区后受阻，呈准静止状态，另一条颯线经临夏自治州向东北偏东方向移动与其相遇，我们称为侧面锢囚。这时一块积雨云后部的下沉气流与另一块积雨云前部的上升气流相遇，将暖空气抬升，而使上升气流得到加强。图3a是1968年8月19日19时的小天气图，北部的雷暴高压群颯线已南移到皋兰、西宁一线。在化隆和夏河县分别有两条小颯线向东移动，20时北部的颯线移到兰州后，由于前方有新的Cb单体在榆中县形成，使这条颯线沿马街山



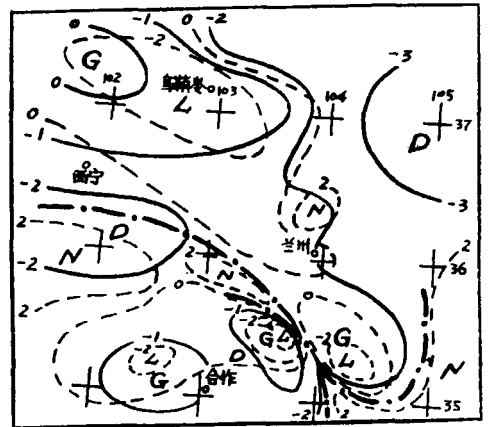
a. 1968年8月19日19时



b. 1968年8月19日21时



c. 1968年8月19日22时



d. 1968年8月19日23时

图3 侧面锢囚过程小天气图

——气压等距平线    - - - - 温度等距平线    - - · - 颯线

北麓快速向东南推进，21时（图3b）此飑线越过定西后受阻于华家岭以西，冷堆开始越过马衙山脊缓慢向西南方扩张，此时化隆和夏河的两条飑线已连接成一条较长的飑线移到和政、合作一线。由于太子山的作用在和政有新的雷雨云单体形成，沿广通河谷向东北偏东方向移到广河后迅速加强。22时（图3c）此飑线移到三甲集、临洮一线，两条飑线更加靠近，其间的暖低压范围缩小并移向西北方。23时（图3d）两条飑线在临洮县太石公社至峡口公社一线相会，降雨中心在太石公社为74.5mm，自太石至峡口一线雨量均在20mm以上，图3e是19日8时至20日8时的雨量图，可看出最大的雨量中心在镗囚点附近，榆中县城关至高崖、内官营一带的大雨和冰雹是由于北方强飑线主力经马衙山迎风坡抬升加强所造成。根据

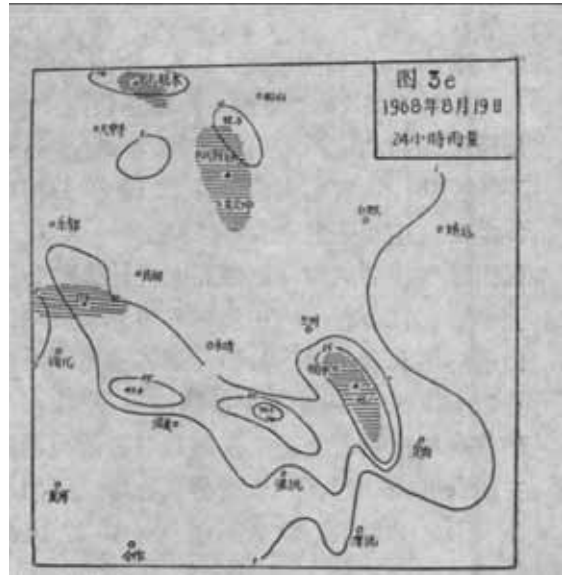


图 3e 1968年8月19日24小时雨量  
图中阴影区为降雹地区，闭合雨量线中的数字为最大降水量。

雷达回波及各层高空风可推出飑线镗囚时气流的三维模式（如图4），当两条飑线同时逼近暖低压时，近地面层的东南气流形成一个三角形地区流入低压中心，随着暖区缩小，这股气流被迫强烈上升，气流迎面进入雹暴，在镗囚点附近上升气流达最高，然后离开雹暴，镗囚点附近云顶最高，在飑线后部高空和地面都盛行西北气流，为下沉气流区，暴雨和冰雹就落在镗囚点附近、飑线后面不远处。

两条飑线相遇产生镗囚虽有多种形式，但前期先有一个中尺度暖低压或辐合线静止于该地，当两条飑线同时向低压中心移动时，镗囚点一般在低压中心或辐合线上，这就为短期预报提供了可能性。

2.波动作用：雷暴高压群飑线或冷锋从西北方侵入中尺度暖低压时，飑线或锋面往往产生波动，在波动顶点易形成暴雨，这和大尺度的气旋波相似。1969年7月21日北方冷锋侵入

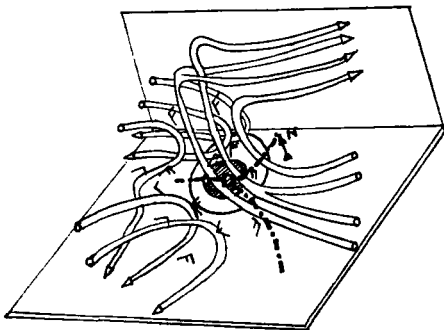


图 4 两条飑线镗囚时气流的三维模式  
地面上的暴雨和冰雹区用阴影表示，管状矢线为流线，点划线为地面飑线。

35°N、104°E附近的中尺度暖低压时，造成广河和漳县等地的大雨。（如图5）此时兰州的雷达观测到“人”字形回波，（如图6）在低压北缘波动顶点的回波是混合型的，还能看到涡旋状的结构，伸出来的两条回波带上则有雷阵雨和降雹，对照图5，西段一条与冷锋对应，东段的一条与定西、华家岭附近的锋前飑线对应。

3.叠加作用：两条近于平行的飑线，前面一条飑线移速缓慢甚至准静止，后面一条飑线快速移近两者叠加，使前面一条飑线加强并向下游传播，如1971年8月24日14时（图7a）在大通县到永登县石门砚有一条切变飑线（图

7a上颳线Ⅳ)移动缓慢,从古浪南下的强雷暴高压颳线(图7a上颳线Ⅱ)移速快,15时两条颳线叠加,使原来的切变颳线加强并迅速南下(图7b)。从雷达回波来看14时26分两条颳线的回波还相距较远,图8a上A、B、C三块强回波与前面的切变颳线相对应,比较分散,强中心都在山脊上,庄浪河谷中无回波,此时山区降霰和软雹。回波D与第二条颳线对应,14时45分(图8b)回波D南移较快,两条颳线的回波逐渐靠近,回波D与B的西部边缘开始合并,15时02分永登县黑林降较强的冰雹似与D、B两块回波合并有关,15时35分四块回波A、B、C、D及附近的一些零星回波完全合并成一块大的回波,长轴呈东北西南走向达91公里。此时位于庄浪河谷西岸的火家台雷达点开始降雷雨,8分钟后降冰雹。由此可见回波的合并及降霰可能是由于两条颳线叠加所造成。

4. 雷暴高压与中低压的相互作用。这种作用虽不直接造成对流云的合并,但由于中低压的位置和强度往往与雷雨云合并有关,因此必须正确预报中低压的位置。雷暴高压是活跃的中系统,移动发展均很迅速,中低压则是不活跃的中系统,移动发展均较缓慢,但其周围雷暴高压的活动往往促使中低压的突然移动和发展。因而当雷暴高压在中低压附近形成后,用外推法估计其未来的位置和强度容易失败。必须考虑雷暴高压对它的作用。1969年7月21日14时在岷县东部的暖低压随着甘岷雷暴高压的侵入而分裂,一部分南退减弱,另一部分北移到陇西(图略),随着北方冷锋南下,华家岭和临夏两地有雷暴高压出现,此低压向西北移到渭源西边,与从康乐南撤的另一中低压合并(图5),此时中低压四周为雷暴冷高压所包围,使低压附近的暖中心相对增强,促使低压迅速发展,故当冷锋从西北方侵入此低压时造成漳

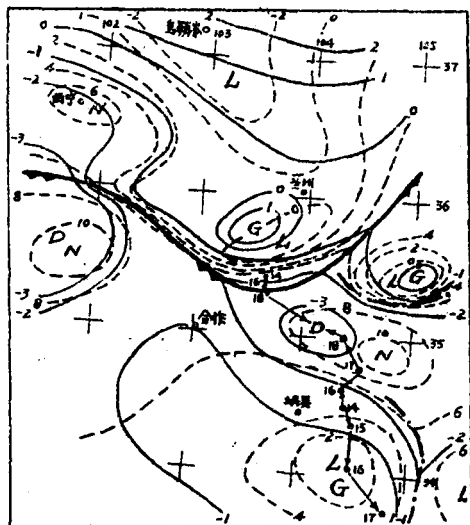


图5 1969年7月21日19时小天气图  
图中·—·→为中低压14至19时的移动  
路径其他符号同图3

县至武山一带的暴雨。1965年7月22日14至15时中低压由临潭迅速北跃到临洮并猛烈发展与上例相似,当时合作有一雷暴高压移向临潭、岷县,同时定西、华家岭附近有雷暴高压形成,使临洮暖中心加强,因而15时出现有三条闭合等气压距平线的中低压,当北方颳线侵入此低压时造成临洮县太石公社至城关的大雨和强冰雹。

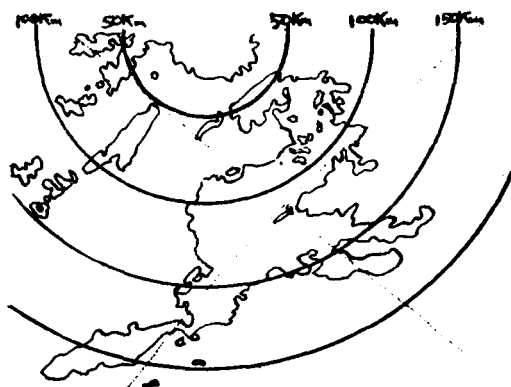
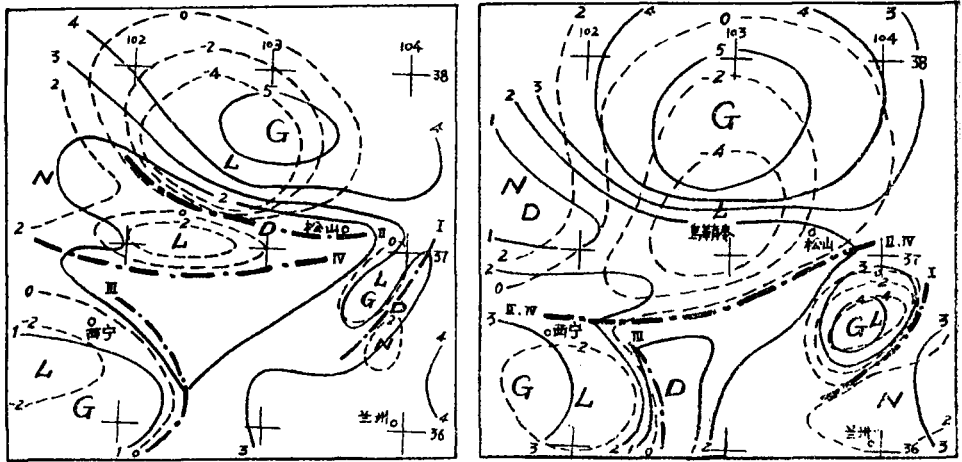


图6 兰州1969年7月21日19时15分雷达回波  
仰角10度 距离每圈50公里

#### 四、小尺度系统及积云的合并

积云的尺度一般比中系统尺度小一个量级,故上述几种中系统相互作用主要影



a. 1971年8月24日14时

b. 1971年8月24日15时

图7 叠加过程的小天气图 (说明同图3)

响积云团和较大的积雨云系的合并。而山区地形积云的合并与中系统相互作用关系较小，而山区发展旺盛的地形积云相互合并成一个大的积雨云系是常见的，根据甘肃永登县防雹点1971年的雷达资料，冰雹云整个回波有3—4个以上的回波区组成，其原因一部分是由于积雨云内含水量分布不均匀，但观测表明更主要的是由于几块积云合并的结果，因而雹云回波水平尺度一般大于30公里，而雷雨云回波水平尺度较小，回波区在三个以下〔4〕。因此，我们认为决定山区地形积云合并的天气学条件除了中系统相互作用外，还与小尺度（也称局地尺度或对流尺度）系统有关。B. J. Mason 的报告中指出〔5〕，小尺度系统的空间尺度1—20公里，生命期几分钟到一小时，在中纬度主要是积雨云、阵雨、龙卷等，研究这种系统须要站网密度为1,000呎到5哩，我们目前没有组织这样稠密的站网，故对这种系统不好分析，但从单站微压计资料来看，永登防雹点好多次降雹前均有小低压过境（如图9）。1971年8月7日是防雹点上较强的一次降雹，冰雹最大直径2厘米。飑线前低压过境历时50分，根据回波移速0.43公里/分，估计此低压直径约为21公里，气压扰动量0.9mb，71年8月24日黑林降雹直径最大0.5厘米，低压过境历时30分，根据回波移速估计低压直径为8公里，气压扰动量0.5mb，故这种低压属于小尺度系统。与降雹相联系的这种小低压形成在飑线前缘，低压愈强，积雨云团中强回波中心个数较多，降雹也强。如1971年8月7日15时39分雷达观测到雹云中中有7块较大的强中心，位于飑线后边，呈东北西南走向排列。我们认为这种小低压促使近地面层的辐合加强，加速积云之间的夹卷作用，从而使飑线上的积雨云和前部的地形积云合并，这种合并在某种情况下，可看作大的积雨云对其周围小的积云的一种卷夹。

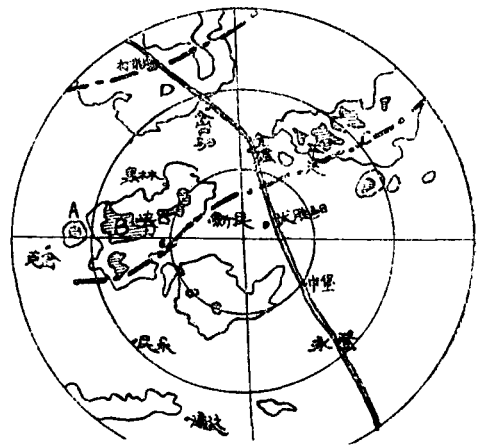


图8a 1971年8月24日14<sup>26</sup>增益-10和-50db  
距离每圈10公里 仰角14°

积云的合并大致有两种，一种是垂直相接，即在一块积雨云砧顶下方有积云发展，这块积云顶与母云的砧顶相接，1971年8月24日14时26分，天祝县克岔附近的回波A和永登县峡口子西边山脊上的回波B反映两块积云发展，衰减50db后，这两块回波仍能看到（图8a），14时30分沿275°方位通过这两块回波的REI垂直剖面可看出，西边一块积云（回波A）前部的砧顶向东伸展与东边一块积云（回波B）的顶部相接，地面降雹位于回波B强中心的下方（图10），这与魏克曼1962年所提出的降雹机制相似，他认为母云砧顶中的冰粒落入前边一块积云中的过冷却大水滴区，这些冰粒起雹胚作用与过冷水滴碰并长大成雹。故砧顶下的积云降雹，而后面的母云降雷雨〔6〕。

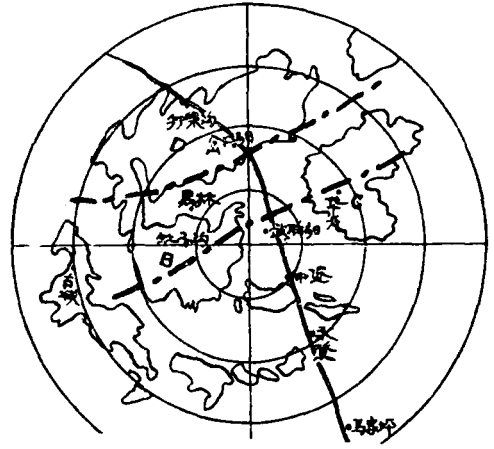


图8b 1971年8月24日14<sup>46</sup> 增益-10db  
距离每圈10公里 仰角14°

另一种是水平相接，即两块积云相向而行或一块移速块而追上另一块，或两块积云云体

发展而融合成一块大的积雨云系。1971年8月24日14时自古浪越过乌鞘岭沿庄浪河谷向东南移动的回波D，14时26分移到打柴汤、岔口驿上空一度减弱，衰减50db后已看不到，这可能与下坡作用有关（图8a）。14时45分回波边缘已合并（图8b），此时尚未见云顶迅猛增长，至15时34分回波D与回波C的强中心部分开始合并，使这块回波迅速加强，衰减50db后的强中心有18公里长（图8c）。15时36分通过强中心的合并点（方位57°）的REI垂直剖面（图11）表明，回波顶最高点达9.5公里，正好位于两块强回波相接处，强中心在最高云顶下方，衰减60db后还能看到回波，而强中心尚未完全相接的地区回波相对较弱，冰雹落在强中心下方，降水区宽8—9公里，降雹区宽3公里。回波D、C未合并时，14时39分通过回波C的垂直剖面表明，最强一块回波顶高仅6公里，故两块云的强中心合并处回波顶上升3.5公里。因此，在两块积雨云水平相接点上有上升运动发展，当云的强中心合并时云内上升运动达最

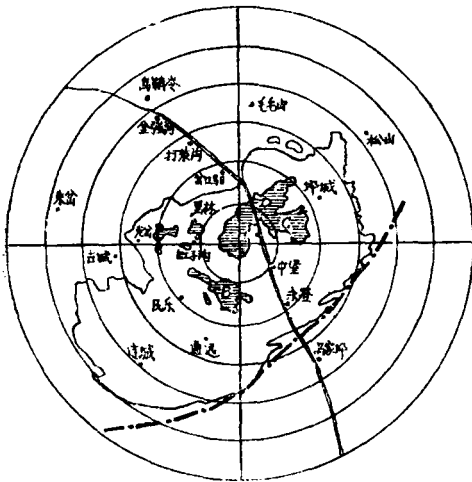


图8c 1971年8月24日15<sup>44-45</sup>

增益-10和50db 距离每圈10公里 仰角10°  
增益衰减等值线中阴影部分为-50db，粗点划线为相应时刻的雹线位置。双线为庄浪河谷。

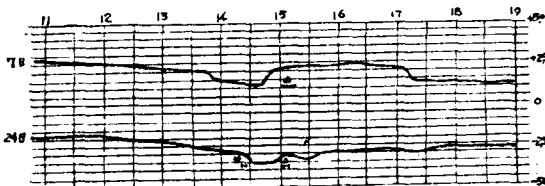


图9 1971年8月甘肃省永登县黑林防雹点  
气压自记曲线

强，从而使回波强度增大并使回波顶迅速升高。因而冰雹落在两块云的强中心合并处附近是合乎云的物理特征的。

### 五、云合并促使云体迅猛发展的机制

如前所述云的合并对形成强烈降水和冰雹具有重要作用，云合并后云体猛烈发展，回波强度增大并使回波顶迅速升高。前面的分析仅提供了云合并的天气学条件，然而人们会提出，为什么云合并后会使云体猛烈发展，在强中心合并处上升气流最强，降水量猛增并常常伴有降雹现象呢？

我们初步认为可能有以下几个原因：首先云合并后使云体在短期内迅速加大如1971年8月24日的例子，14时26分未合并时单个云体的直径（取长轴）为2—20公里，15时35分完全合并后云体直径达91公里，几乎增大10倍，根据泡状对流理论，云的发展动力主要来自云体本身凝结潜热的释放所产生的浮力，同时随着云的发展产生了阻力，阻力主要有二个，一是吸引力即云外干燥空气通过夹卷作用进入云体促使云内湿度减小，云滴蒸发；二是空气阻力，由于云泡内的上升气流与周境补偿下沉气

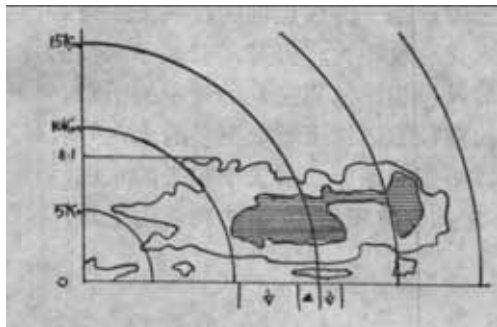


图10 1971年8月24日14<sup>31</sup> 增益-10和-50db 方位角275° 距离每圈5公里  
增益衰减等值线中阴影部分为-50db的回波区

流之间在云泡边缘产生“形状阻力”。故对流泡的浮力加速因夹卷和空气阻力而大为减小，显然云体越小，其内部促使云发展的动力越小，很容易因夹卷和空气阻力使云体发展缓慢，甚至蒸发消散。反之云体越大，云内部发展动力较充足，易于抵制这些不利因素。根据云顶升高模式的动力学方程：〔7〕

垂直加速度 = 浮力 - 阻力

$$\text{浮力} = gB = \frac{g [\Delta T - \Delta T(LWC)]}{T}$$

上式  $\Delta T$  为云内外温差

$\Delta T(LWC)$  云内悬浮水的重量而引起的减量

$$\text{阻力} = \text{吸引力} + \text{空气阻力} = \frac{9}{32} \frac{K_2}{R} + \frac{3}{8} \frac{C_D}{R}$$

上式  $R$  为云体半径

$K_2$  表示云泡同环境物质交换率

$C_D$  为空气动力阻力系数

$$\frac{dw}{dt} = \frac{d}{dz} \left( \frac{W^2}{2} \right) = gB - \frac{3}{8} \left( \frac{3}{4} K_2 + C_D \right) \frac{W^2}{R}$$

上式表明，当云体增大时，阻力项的影响减小，以1971年8月24日为例云合并后，平均阻力减小约9倍，因而云顶迅速升高。

另外根据上面的分析云合并处往往位于低气压内，气流辐合较强，加之在近地面层往往有随降水一起下降到地面的冷空气的动力抬举（锢囚过程中更明显），致使相当厚的气层中空

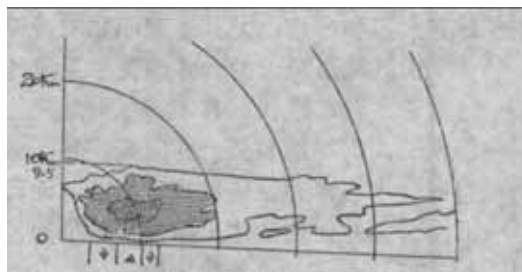


图11 1971年8月24日15<sup>35</sup> 增益-10、-50、-60db 方位角57° 距离每圈10公里  
增益衰减等值线中阴影部分为-50db以上回波区

气辐合加强，这也进一步促使云内空气上升速度加大。

至于云的中心合并点上为什么云顶最高呢？我们认为此区处于上升气流核心部分，根据探测〔7, 8〕仅仅只有大对流柱的周边才会受到周围气流的侵蚀和削弱，最里面的上升气流核心中的空气是在接近假绝热气块理论的条件上升的，阻力项近于零，因而成为整个风暴中的最高云塔，有时能到达平流层。

为了解说云合并后降雨加大这一现象，必须从云的水份收支平衡来看，在一定的降水强度下，由云中所支出的水份总量是同云的面积，亦即同云的直径平方成比例的，积云未合并时，直径较小，故降水强度不大往往无降水，即支出的水份总量不大。但是，云截夺水汽的效率是云体直径和云的相对速度（即和潮湿的云下层中的风速相比的速度）的乘积的函数。因此，同较小的云相比，一个较大的云体必然会按照它的直径的比例而吸取更多的水汽〔8〕，从这点出发，几块小积云一旦合并成一个大的积雨云系后必然能截夺几倍于小积云的水汽，使云合并的瞬时云内水份收入远大于支出，造成云内液体水的大量积累，为了达到新的平衡，必然产生大降水。

## 六、总 结

高原东北部产生雹暴过程的中系统主要是飑线和雷暴高压，它们的活动除受大尺度天气背景影响外，还受地形的强烈影响，大多数飑线生成在主要山脊附近，其活动深深打上地形的烙印，地形主要是约束作用和热力作用，阻隔作用实质上是更强的约束作用。

雹云的形成是由于动能和水汽的迅猛集中，几块积云的合并在短时间内可完成能量的强烈集中。因此，几块积云合并成一个大的积雨云系统时，往往产生暴雨和冰雹。两个中系统的汇合可造成积雨云团和积雨云单体的合并。中系统汇合有三种方式即锢囚、波动和叠加作用，但前期征兆都有一个中尺度暖低压或辐合线，这类系统早已存在，多数呈准静止状态。因而当气团不稳定又有适合的大尺度环流背景时，在清晨天气图上中低压或辐合线附近可预报午后有大雨和冰雹，尤其当有明显的冷锋或飑线向东南推进，进入此类中低压时可能性更大。

山区地形积云的合并除受中系统作用外，更主要的还受小尺度系统影响。从我们所分析的例子来看，飑线前容易产生局地尺度的小低压，它能促使飑线上的积雨云吸卷其附近的地形积云，而加速积云合并，两块积云合并的地区，云体猛烈发展，有强烈的上升运动，产生强回波中心，并使回波顶升高，从而降水量增大并伴有冰雹。

云合并促使云体迅猛发展的原因，我们认为主要是云合并能使云体在短期内迅速增大几倍甚至几十倍，成为较大的云体。从而使云发展的阻力减小，浮力相对加大，同时能截夺更多的水汽，而大大提高降水效率。

## 参 考 文 献

- 〔1〕 Г. С. Воронов, И. И. Гайворонский, Ю. А. Серечи, Труды VII всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. 379—390
- 〔2〕 J. Simbson and W. L. Woodley, Science 1971. Vol. 172. No. 3979. 117—126
- 〔3〕 试绘青藏高原东部地区地面压、温、湿距平图小结。甘肃气象简讯1972年第十二期
- 〔4〕 甘肃永登防雹点1971年技术总结（未发表）
- 〔5〕 B. J. Mason, Quart. J. Roy Met. Soc. 96. No. 409, 354. pp.
- 〔6〕 Weikmann H. Nubila, Anno, 1962.
- 〔7〕 C. M. Newton "Adv. in Geo." 12(1967)257—308
- 〔8〕 J. C. Fankhauser. "Monthly Weather Review" vol. 99 No. 3 1971. 185—187