

雹云的判别方法与短时预报 统计模式

戴铁丕 郑传烈* 郑克刚*

(南京气象学院)

提 要

本文利用江苏省强对流天气的雷达回波资料、天气与灾情实况和探空资料,讨论了降雹概率与回波顶高的关系。用独立参数降雹条件概率公式判别雹云,并对条状和带状回波移向与高空风向间的偏角进行了统计分析。所建立的统计模式,具有一定实用价值。

一、前 言

天气雷达是识别、预报强对流天气的有效工具,有关这方面的论著很多〔1〕-〔5〕。文献〔1〕中统计得到了国外某些地区用回波高度与降雹概率之间的关系来识别雹云,文献〔2〕、〔3〕利用独立参数降雹条件概率公式判别雹云。但使用的是国外资料,而且仅用了4个参数,某些参数还不能直接从雷达探测中得到,预报精度也没有分析,因此限制了使用。

本文改善了上述两种识别雹云的方法。首先统计得到了回波顶温度(T_w)、强回波区顶温度(T_s)与降雹概率的关系,作为粗略的判别雹云的依据。进一步用6参数降雹条件概率法识别雹云。考虑到6参数识别雹云使用不便,因此又用雷达探测直接可得到的3参数降雹条件概率法识别雹云。最后建立了条状、带状回波的移动统计模式,找出强雹云和弱雹云移动方式上的异同点。

二、资料及其处理

雷达回波资料: (1) 6参数降雹条件概

率判别公式,选用了江苏1979—1984年4—6月的雷达回波资料共74个样本,其中42个为冰雹(龙卷)天气,32个为雷雨大风和阵雨天气。(2) 3参数的降雹条件概率判别公式和 T_w 、 T_s 与降雹概率的关系,选用了江苏1979—1986年4—6月的雷达回波资料共112个样本,其中63个为冰雹(龙卷)天气,49个为雷雨大风和阵雨天气。(3) 冰雹移动路径统计模式,选用了江苏1979—1984年4—6月的雷达回波资料共40个降雹样本,并规定:雹块直径在1.5cm以下,雷达反射率因子 $Z < 52.9$ dBz、回波顶高度 $H_w < 13.4$ km。强回波区顶高度 $H_s < 6.3$ km的为弱降雹;反之,为强降雹,龙卷归属在强降雹中。据此有26次为强降雹,14次为弱降雹。江苏省所使用不同型号、波长的雷达技术参数均经过标定,不同月份求得的 H_w 和 H_s 高度差异按文献〔6〕的方法经过校准。又据文献〔7〕用 H_s 识别雹云时, Z 值标准定得愈高,保守性愈好。因此,本文中 H_s 是指衰减30dBz时的回波顶高度。

探空资料: 取与以上雷达回波资料相应的当天08时(或20时)的探空资料求得500

* 郑传烈现在广州民航工作, 郑克刚现在甘肃庆阳地区气象局工作

hPa和850hPa两等压面之间假相当位温之差 $\Delta\theta_{se}$ 、零度层高度 H_0 、负正温区比值 K 、 T_w 和 T_s 值，并以700hPa的高空风作为引导气流。

天气和灾情实况资料均由江苏省各雷达站提供。

三、判别因子的选取和计算公式

1. 判别因子的选取

本文除了选取文献[8][9]中 H_w 、 H_s 、 Z 、 $\Delta\theta_{se}$ 、 H_0 5个参数外，考虑到冰雹等强对流的发生还与云物理过程有关，例如， T_w 、 T_s 愈低，降雹概率愈大，而且它们大体上不受月份的影响。另外负温区厚度 ΔH_-

愈厚，愈有利于冰雹增长。但负温区厚度 ΔH_- 与降雹的关系却受月份制约，相比之下，负正温区比值 $K = \frac{\Delta H_-}{\Delta H_+}$ 一般不受月份

制约，故选取 K 值判别雹云更合适。式中 $\Delta H_- = H_w + H_c - H_0$ 、 $\Delta H_+ = H_0 - H_c$ 、 H_c 为凝结高度，由 $H_c = 123(T - T_d)$ 求得， $T - T_d$ 为地面温度露点差。 H_0 为零度层高度。综上所述，本文又选取 T_w 、 T_s 、 K 3个物理量来识别雹云等强对流天气。

2. 计算公式

根据文献[2]介绍的计算降雹条件概率公式及前述选定的参数，6参数和3参数降雹条件概率公式分别为：

$$P_n = \left[1 + \frac{\rho_N(\Delta\theta_{se}) \cdot \rho_N(H_0) \cdot \rho_N(Z) \cdot \rho_N(T_w) \cdot \rho_N(T_s) \cdot \rho_N(K)}{\rho_S(\Delta\theta_{se}) \cdot \rho_S(H_0) \cdot \rho_S(Z) \cdot \rho_S(T_w) \cdot \rho_S(T_s) \cdot \rho_S(K)} \right]^{-1} \quad (1)$$

$$P_n = \left[1 + \frac{\rho_N(Z) \cdot \rho_N(H_w) \cdot \rho_N(H_s)}{\rho_S(Z) \cdot \rho_S(H_w) \cdot \rho_S(H_s)} \right]^{-1} \quad (2)$$

式中， ρ_N 、 ρ_S 分别为对应某参数非降雹、降雹时的条件概率分布密度。

四、单因子与降雹概率的关系

在以前单因子法识别雹云中，都是划定某一阈值作为区分指标，只能反映降雹的概率。本文的单因子判别法则是通过统计确定各个参数与降雹概率的关系。

图1给出了降雹概率和 H_w 、 H_s 、 T_w 、 T_s 的关系。可见， H_w 愈高或 T_w 愈低，则降雹概率愈大。如 H_w 在12km，降雹概率只有47%，当 H_w 达到18km，降雹概率已达100%，对 T_w 、 H_s 、 T_s 和降雹概率的关系也可作类似讨论。

五、利用独立参数降雹条件概率法判别雹云

冰雹的生成和增长由多种因素决定，因此综合使用多参数来识别雹云，可提高判别准确率。

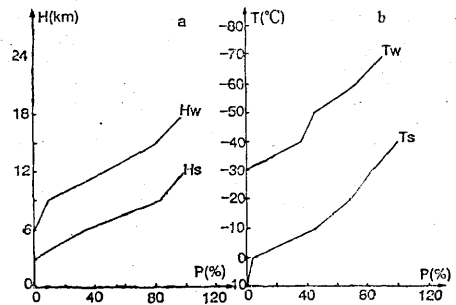


图1 降雹概率与 H_w 、 H_s 的关系(a)，与 T_w 、 T_s 的关系(b)

1. 6参数判别法

首先，根据前面选定的6个参数，对资料进行统计分析，分别作出 $\Delta\theta_{se}$ 、 H_0 、 Z 、 T_w 、 T_s 和 K 的降雹和非降雹的条件概率分布密度曲线图(图2)。然后，再据 $\Delta\theta_{se}$ 等6个参数的实测值从图上分别读出 $\rho_N(X_i)$ 和 $\rho_S(X_i)$ 的值，代入(1)式即可求出降雹条件概率 P_n 值。为了找出降雹和非降雹的判别指标，通过42个降雹样本和32个非降

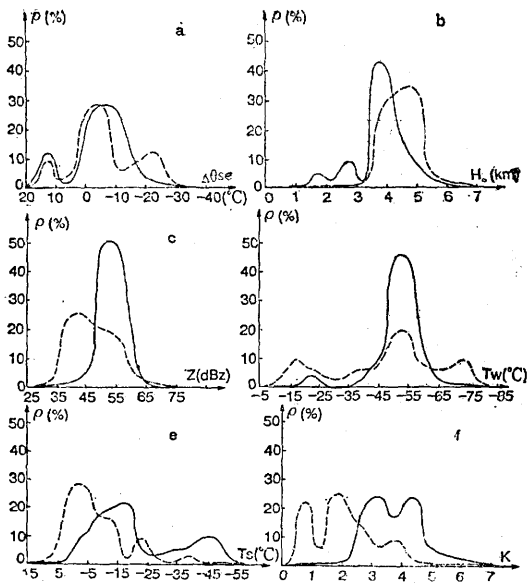


图2 6参数降雪和非降雪的条件概率分布密度曲线
实线: 降雪, 虚线: 非降雪

雹样本进行计算, 其结果如表1所示。由表1可见, 绝大多数降雪样本的降雪条件概率

表1 6参数降雪条件概率公式计算结果

样本 个数 类别	P_n	P_n						
		<0.1	0.1	0.2	0.6	0.7	0.8	≥0.9
冰 雹		1		1		1	3	36
阵 雨		23	4	1	2		2	

P_n 集中在0.8以上, 而绝大多数非降雪样本的降雪条件概率 P_n 都小于0.2。若以 $P_n > 0.8$ 和 $P_n < 0.2$ 分别作为识别降雪和非降雪指标, 则降雪的历史准确率等指标如表2所示。而当 $0.2 < P_n < 0.8$ 和 $P_n < 0.2$ 时, 则分别为一般雷雨和阵雨天气。

为了检验本方法判别雹云等强对流天气的效果, 我们又和文献[9]中提到的综合概率法比较。由表2可见, 本文所采用的降雪条件概率法判别冰雹等强对流天气, 其拟合率和S值等指标均比综合概率法稍好。这说

表2 降雪条件概率法与综合概率法比较

判别方法	综合法	条件法
判别指标	$P_c \geq 0.5 \quad y=1$ $P_c < 0.5 \quad y=1$	$P_n > 0.8$ 降雪 $P_n < 0.2$ 降雨
样本数	103	74
拟合率(%)	87.9	89.2
历史准确率(%)	84.6	95.1
空报率(%)	14.8	6.3
漏报率(%)	10.2	7.1
E	51.18	35.3
S	0.75	0.79

明降雪条件概率法判别冰雹等强对流天气确实是有效的。

2.3 参数判别法

6参数降雪条件概率法效果较理想, 但必须要有探空资料配合, 对于缺乏探空资料的雷达站无法应用。因此, 本文又提出了直接用雷达回波资料, 选取Z、 H_w 和 H_s 3个参数, 利用(2)式来判别雹云的方法, 并通过63个降雪样本和49个非降雪样本进行统计分析, 最后得到Z、 H_w 、 H_s 的降雪和非降雪的条件概率分布密度曲线图3和计算结果表3。由表可见, 降雪条件概率 $P_n \geq 0.7$ 的占降雪样本的93.7%, 降雨的条件概率 $P_n < 0.3$ 的占降雨样本的83.7%。若以 $P_n \geq 0.7$ 和 $P_n < 0.3$ 分别作为识别降雪和非降雪指标, 则其历史准确率、空报率、漏报率、拟合率、S值分别为98.3%、2.0%、6.3%、89.3%、0.80。可见判别效果比6参数判别法稍差, 但从整体上分析, 该法仍是有效的。而且使用简单、方便, 也便于直接应用雷达资料在微机上迅速实现判别雹云。

六、雹云移动路径统计模式

前文介绍了识别雹云等强对流天气的几种方法, 但要对雹云移动作出预报, 还要对回波移动特征有所了解。研究表明, 回波移动不但与高空风有关, 同时还与回波自身

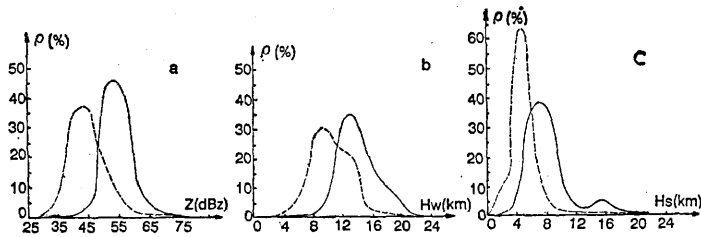


图3 3参数降雹和非降雹条件概率分布密度曲线
实线: 降雹; 虚线: 非降雹

表3 3参数降雹条件概率计算结果

类别	样本数	P _n	P _n								
			<0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	≥0.8
冰雹							2	1	1	10	49
阵雨			33	5	3		3	2	2	1	

的传播有关,即雹云回波移动矢量,等于环境风引导作用引起的雹云位移矢量与雹云单体生消引起的传播矢量之和。因此,雹云的移动方向与引导气流之间必定存在一定的偏角。故本文又统计分析了雹云回波移向与700hPa引导气流间的偏角。由于回波单体移向与回波系统的移向不能等同,所以又分条状单体回波和带状回波讨论。

1. 条状单体回波

通常,回波愈强,其移向与引导气流间的偏角愈大。因此,按本文前面规定,将条状单体回波分为强条状和弱条状回波两种情况。表4为强、弱条状回波统计结果。由表可见,强条状回波移向分右偏和左偏于高空风两种情况,其中右偏占样本数的80.8%。据实测资料,它主要处于高空西南气流暖区中,若不对此平均偏角订正作移向预报,则在100km处造成的切向误差平均值约21km,最大偏差约40km,如图4a所示。据以上统计数据,在预报时加以订正,可较准确预报雹云移动路径。移向左偏于高空风的约占样本的19.2%,天气背景为处于高空槽后,其平均偏角为-30°,若不对这个角度订正作移

向预报,在100km处会造成16.5km的切向平均误差,最大偏差25km,如图4(b)所示。

对于弱条状回波,无论是右偏或左偏,都有与强条状回波相似的结果,所不同的是,弱条状回波比强条状回波的平均偏移角度小,如图4c、d所示。比较图4a、b和c、d还可看出,发生强降雹和弱降雹的条状回波,在移动方式上既有相似,又有差别。相似之处表现为它们的移向与回波长轴的取向均接近于垂直,这是条状回波的一种维持机制,即这种移动方式使回波可以在较大范围

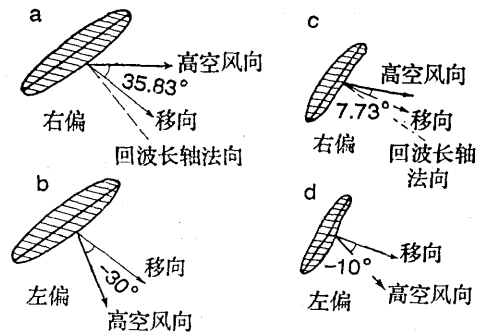


图4 强条状回波(a、b)及弱条状回波(c、d)移动特征

表 4

强、弱条状回波统计结果*

移向与引导气流的关系	样本数	偏角平均值	标准差	最大偏差	最小偏差	极端值	变异系数	100km处的切向平均误差 (km)	百分率
移向右偏于高空风	21 (11)	35.83° (7.73°)	12.08° (4°)	24.17° (7.27°)	15.83° (4.73°)	40° (12°)	0.34 (0.52)	20.9 (7.0)	80.8% (78.6%)
移向左偏于高空风	5 (3)	-30° (-10°)	9.49° (4.08°)	15° (5°)	10° (5°)	25° (10°)	0.32 (0.41)	16.5 (7.1)	19.2% (21.4%)

* 括号内的数据为弱条状回波数据。

内截获低层的水汽,以供给回波发展所需要的不稳定能量。它们不同之处在于强降雪回波有着更大的水平尺度,其移向与环境高空风相比,有更大的右(左)偏角。

2. 带状回波

带状回波的移动比较复杂,它往往是各种尺度天气系统综合作用的结果。本文通过

对资料的统计,得到一些统计数据,同样分为强带状回波和弱带状回波两种情况。

表5为强、弱带状回波统计结果。由表可见,强带状回波移向仍然是右偏为主,但由于移动受多种因子的影响,比较复杂,所以对其移动路径作预报误差较大。据实测资料,其整体移向多半向东南偏东方向移动。

表 5

强、弱带状回波统计结果*

移向与引导气流的关系	样本数	偏角平均值	标准差	最大偏差	最小偏差	极端值	变异系数	100km处的切向平均误差	百分率
移向右偏于高空风	20 (11)	37.6° (18.6°)	17.3° (8.7°)	27.4° (16.4°)	27.6° (13.6°)	55° (30°)	0.46 (0.47)	29.7km (15.1km)	76.9% (91.7%)
移向左偏于高空风	6 (1)	-32.5° (-15°)	14.1°	27.5°	12.5°	40°	0.43	24.4km	23.1% (8.3%)

* 括号内数据为弱带状回波数据。

弱带状回波基本上都是右偏于高空风,据实测资料,它基本上都是向东北偏东移动的,主要在槽前暖区的西南气流控制之下。其偏角小于强带状回波。若以此平均偏角订正后作移向预报,效果较好。

七、小结和讨论

1. 在单因子识别雹云中,利用回波顶温度和强回波区顶温度与降雪概率的关系来判别雹云的方法比单因子阈值法好,它可以比较具体地估计降雪出现的概率。

2. 独立参数降雪条件概率法判别雹云,综合考虑了多个因子的作用,其选取的都是定量因子,因而应用时客观性强。其判别雹云的效果比综合概率法稍好。因此,用

独立参数条件概率法判别雹云是有效的。

3. 无论是条状单体回波还是带状回波,其移向右偏于引导气流的占大多数,且愈强右偏愈厉害,相应移速减慢。移向左偏于引导气流的占少数,但也不能忽略。因为研究表明,左偏雹云也可以发展得很强烈,相应移速加快。

4. 本文建立的判别、跟踪雹云移动的一些统计模式,客观性强,可以在预警强对流天气发生、移动短时预报系统中实现对雹云识别和跟踪,提高预报时效。

5. 本文建立的一些统计模式,样本还不够大,而且取的是江苏有限年份资料,对其它省份和其它时间适用效果如何,尚需在实践中进一步考察。

参 考 文 献

- (1) 中国科学院大气物理研究所雷达组编, 雷达探测冰雹云, 科学出版社, 1980年。
- (2) 苏B.Д.斯捷帕年科著, 雷达在气象中的应用, 科学出版社, 1979年。
- (3) 运用雷达作强对流天气短时预报研究课题组, 运用雷达作强对流天气短时预报研究文集, 气象出版社, 1990年。
- (4) 张培昌、戴铁丕、杜秉玉、汤达章编著, 雷达气象学, 气象出版社, 1988年。
- (5) P.J. Angus adnrm so on, Short-terpred-iction of thunderstorm probability and intensity by screening observational derived predictors, 23th radar meteor conf, 368—371.
- (6) 戴铁丕、王振会、赵玲玲, 利用天气雷达回波资料识别雹云统计学方法, 南京气象学院学报, 1988年第2期254—261。
- (7) 葛润生, 雷达测量雹云回波顶高的误差讨论, 雷达气象文集, 气象出版社99—105, 1981。
- (8) 戴铁丕, 楼文珠, 综合概率法判别冰雹云, 气象, 1987年第7期, 33—35。
- (9) 戴铁丕、张秀华, 综合概率法判别冰雹云及效果检验, 气象, 1989年第7期45—48。

Recognition method of hail cloud and statistical nowcasting model

Dai Tiepi Zheng Chuanlie Zheng Kegang

(Nanjing Institute of Meteorology)

Abstract

With radar observations of echo intensity, along with the information on weather conditions and hazards, as well as radiosonde data, the paper discusses the relationship between the top height of radar echoes and the hail probability associated with severe convection in Jiangsu Province. The single-parameter formula incorporating with conditional probability of hail is used to identify hail cloud. The data of the angle between the moving direction of band and strip-trpe echoes and the direction of upper airbwind are statistical analyzed