

强对流降水前大气层结因子的分析

钟 晓 平

(成都高原气象科学研究所, 成都 610072)

提 要

根据单站探空资料, 对有、无强对流降水两类个例进行了对比分析. 利用数理统计中的显著性检验方法筛选了 14 个在强对流降水前大气垂直层结中有明显指示作用的因子, 其中 K 指数、 γ 与 γ_0 . 在各层中差值的绝对最大值等 7 个因子的指示作用最明显. 这些因子表示了大气层结的对流不稳定、条件不稳定、水汽含量和整层大气的垂直均匀性, 可用于短时强对流降水的分析和预报.

关键词: 强对流降水; 探空资料; 预报因子; 显著性检验.

1 引 言

关于大气垂直结构的性质已有不少的理论 and 实用结果, 在天气分析和预报中较为重要的是不稳定理论和不稳定指数的运用. 本文拟运用数理统计中的显著性检验方法对表征大气垂直特性的因子作定量分析, 以区分出强降水发生之前大气垂直层结中有明显指示作用的因子, 从而进一步探索大气垂直层结特性与暴雨过程之间的联系, 也可以为短时暴雨预报提供有意义的预报因子.

2 资料和个例的选择

取两类个例进行分析. I 类为未来短期内出现强降水的个例, 选择 00GMT 前 3h 内没有降水, 而在其后的 5h 内至少出现一次每小时雨量 $\geq 10\text{mm}$, 且整个降水过程不超过 8h 的事件. II 类为无强降水个例, 选择在 00GMT 前后 24h 内累计雨量不超过 10mm (80% 以上不超过 5mm) 的事件. 未来 24h 或 12h 的强降水已有过许多分析, 此处以未来 6h 短时预报为主.

I 类个例共 18 个, 取自成都、重庆、宜宾和达县, 时段是 1984—1986 年的 6—8 月. II 类个例则包括了这四个站 1990 年 7 月和 8 月内满足条件的所有事件.

3 因子的选择

探空资料中包括大量因子,这里只考虑其中的 45 个,表 1 是它们的简单定义和为引用方便而设置的符号.其中大多数因子可按常规方法理解和计算,特殊之处解释如下.

对流抬升指数:将对流温度作为起始气块温度而得出的抬升指数.

修正抬升指数:用 600hPa 以下最高湿球位温处的空气质点,作为起始气团得到的抬升指数.

理查逊数:此处所用的 R_i 是 Weisman 和 Klemp 1982 年所定义的.

表 1 因子符号及其简单定义

符号	定 义	符号	定 义
R_1	对流温度	R_{24}	相邻层次间露点递减率变化值的极大值
R_2	2—8km 层内平均风风向	R_{25}	相邻层次间假相当位温递减率变化值的极大值
R_3	2—8km 层内平均风风速	R_{26}	抬升指数
R_4	0.5—6km 层内热成风风向	R_{27}	对流抬升指数
R_5	0.5—6km 层内热成风风速	R_{28}	修正抬升指数
R_6	湿球温度为 0 层的高度	R_{29}	沙瓦特指数
R_7	冻结层气压	R_{30}	K 指数
R_8	冻结层高度	R_{31}	强风暴指数
R_9	估计对流云顶高度	R_{32}	总指数
R_{10}	抬升凝结高度	R_{33}	理查逊数
R_{11}	抬升凝结高度处的温度	R_{34}	负不稳定能量
R_{12}	抬升凝结高度处的比湿	R_{35}	正不稳定能量
R_{13}	抬升凝结高度的假相当位温	R_{36}	可降水量
R_{14}	对流凝结高度	R_{37}	温度递减率与湿绝热递减率之差的极大值
R_{15}	对流凝结高度处的温度	R_{38}	温度露点差的平均值
R_{16}	对流凝结高度处的比湿	R_{39}	温度递减率的平均值
R_{17}	自由对流高度	R_{40}	露点递减率的平均值
R_{18}	自由对流高度处的温度	R_{41}	假相当位温递减率的平均值
R_{19}	平衡层高度	R_{42}	相邻层次温度递减率变化值的平方根平均
R_{20}	平衡层高度处的温度	R_{43}	相邻层次间露点递减率变化值的平方根平均
R_{21}	温度露点差的极大值	R_{44}	相邻层假相当位温递减率变化的平方根平均
R_{22}	风速极大值	R_{45}	温度递减率和湿绝热递减率差值的平方根平均
R_{23}	温度递减率变化值的极大值		

4 分析方法

区别来自 I、II 类个例的因子间是否有显著差异,是用数理方法^[2]实现的.

四种检验方法如下:

(1) 样本与总体间均值检验

$$T = (\bar{X} - \mu) / (S \cdot \sqrt{N}) \quad (1)$$

当 $|T| > t_{\alpha}(N-1)$ 时, 差异明显.

(2) 样本与总体间方差检验

$$\chi^2 = S^2 \cdot (N-1) / \sigma^2 \quad (2)$$

当 $\chi^2 > \chi_{\alpha/2}^2(N-1)$ 或 $\chi^2 < \chi_{1-\alpha/2}^2(N-1)$ 时 S^2 与 σ^2 差异明显; 当 $\chi^2 < \chi_{1-\alpha}^2(N-1)$ 时 S^2 明显小于 σ^2 .

(3) 总体与总体间方差检验

$$F = S_1^2 / S_2^2 \quad (3)$$

当 $F < F_{1-\alpha/2}(N_1-1, N_2-1)$ 或 $F > F_{\alpha/2}(N_1-1, N_2-1)$ 时, S_1^2 与 S_2^2 差异明显.

(4) 总体与总体间均值检验(仅能在认定 S_1^2 与 S_2^2 无明显差异后方能进行).

$$T = (\bar{X}_1 - \bar{X}_2) / \left(\sqrt{\frac{N_1 + N_2}{N_1 \cdot N_2} \cdot \frac{(N_1 - 1) \cdot S_1^2 + (N_2 - 1) \cdot S_2^2}{N_1 + N_2 - 2}} \right) \quad (4)$$

当 $|T| > t_{\alpha}(N_1 + N_2 - 2)$, 时 \bar{X}_1 与 \bar{X}_2 差别明显.

以上四式中, \bar{X} 和 μ 分别为样本均值和总体均值; S 和 σ 分别为样本和总体的均方差; N 为样本数; α 为信度. 当有下标时, 则表示总体的特征.

由于 I、II 类个例各自的特点, 无法将它们作为两个总体来加以比较, 只有将 I、II 类个例合在一起构成第 III 类个例, 并进而证明 I、II 类个例的总体统计性质无明显差异之后, 才能将 I 类个例视为样本, II 类个例视为总体进行显著性检验.

5 统计分析结果

基于上述理由, 首先检查 III 类个例和 II 类个例的统计性质. 用式(3)、式(4)分别计算各因子的 T 值和 F 值(表 2). 所有数值在信度 $\alpha = 0.05$ 时, 都处于明显接受原假设的范围, 即承认 I、II 类个例的统计性质无明显差异, 可以用 I 类代替 II 类. 因此, 可进一步用式(1)、式(2) 直接对 I、II 类进行显著性检验.

表 3 给出了 I、II 类间差异明显的因子共 14 个. 其它因子除 R_{33} 以外, 均未通过检验.

R_{33} 虽然通过了显著性检验, 但未列入表 3. 因为这种定义的理查逊数量值相差太大, 在 II 类的少数个例中可高达数万, 而在 I、II 类中的常见范围只是数百左右. 所以均值和方差受少数个例影响太大, 统计检验难以代表其真实情况, 故不予考虑.

在表 3 中可以发现, 这些因子的方差在 I 类个例中大多明显小于 II 类个例. 只有温度露点差的极大值(R_{21})勉强通过方差的显著性检验.

表 2 各因子 F 值和 T 值

因子	F	T	因子	F	T	因子	F	T	因子	F	T
R_1	1.055	0.488	R_{13}	0.968	0.000	R_{25}	0.969	0.000	R_{37}	1.053	0.550
R_2	1.056	-0.388	R_{14}	0.996	0.226	R_{26}	1.000	-0.352	R_{38}	1.000	1.017
R_3	0.932	-0.321	R_{15}	0.907	0.000	R_{27}	1.073	-0.321	R_{39}	1.066	0.291
R_4	1.030	-0.242	R_{16}	1.000	0.572	R_{28}	1.082	0.000	R_{40}	1.000	0.704
R_5	1.000	-0.572	R_{17}	1.043	0.591	R_{29}	1.073	0.321	R_{41}	0.906	-0.453
R_6	1.052	0.599	R_{18}	1.032	-0.577	R_{30}	1.000	-0.880	R_{42}	1.025	0.569
R_7	1.027	0.041	R_{19}	0.998	0.007	R_{31}	1.033	-0.316	R_{43}	1.061	0.474
R_8	1.020	0.021	R_{20}	1.010	0.000	R_{32}	1.040	-0.181	R_{44}	1.000	0.145
R_9	1.012	0.157	R_{21}	0.959	0.770	R_{33}	1.114	0.187	R_{45}	1.035	0.637
R_{10}	0.972	0.006	R_{22}	0.937	-0.450	R_{34}	1.054	-0.537			
R_{11}	1.000	0.000	R_{23}	1.049	0.607	R_{35}	1.041	0.271			
R_{12}	1.000	0.000	R_{24}	1.067	0.447	R_{36}	1.000	-0.538			

表 3 I、II 类间差异显著因子的 t 值和 χ^2 值

因子	t	χ^2	因子	t	χ^2	因子	t	χ^2
R_{30}	9.0387	3.3258	R_{36}	6.3640	0.9412	R_{34}	5.4163	3.4246
R_{45}	-7.9069	2.4459	R_{23}	-6.2225	3.3881	R_{40}	4.9497	6.4379
R_{37}	-6.8825	2.4723	R_{21}	-5.6569	8.3807	R_{43}	-4.8179	3.1529
R_{06}	-6.7236	2.7416	R_{17}	-5.6099	4.0124	R_{18}	4.4851	5.0842
R_{38}	-6.4887	6.7394	R_{42}	-5.5481	3.9410			

$$t_{0.05}(17) = 2.110 \quad \chi^2_{1-0.05}(17) = 8.672$$

6 因子物理解释

从统计学观点出发,可以认为表 3 中的 14 个因子代表了强对流降水和无强对流降水时大气垂直特性的差异,能为天气分析及预报所用.不过这里没有对这些因子作相关分析,可能会有相互不独立的情况,使用时应根据其物理意义和当时当地情况加以筛选.各因子的均值和方差见表 4.其中几个因子的物理解释如下.

(1) 湿球温度为 0 层的高度(R_6)

通常,湿球温度 T_w 由下式确定^[3]:

$$T_w = T - [L \cdot Q_w(T_w - Q)]/C_{pd} \quad (5)$$

T_w 是温度 T 和比湿 Q 的函数.在常规观测中用观测到的 T_w 来求湿度参量(如 Q 等).统计检验表明, R_6 为两类个例间差异明显程度极大的因子之一(居第四位).在 I 类个例中, $T_w = 0$ 的平均高度是 3500m 左右,而在 II 类中则为 4000m 左右.强降水之前的高度低于无强降水时的情况,或者说气压较高.

注意到比湿、饱和水汽压、温度、气压间的关系后,可以发现当 $T_w = 0$ 时,必有

$$T + L \cdot Q/C_{pd} = 0.622L \cdot E_0/C_{pd} \cdot p \quad (6)$$

由此可见 I 类个例中, $T_w = 0$ 层的温度或比湿低于 II 类个例.当然,也就比 II 类个例中同一高度上的温度或湿度小得多.这说明在强对流降水开始前,较低气层处(3500m 或

650hPa左右)会出现较为明显的干暖平流,这是有利于对流发展的一种层结形式^[4],即高空干冷.该因子具有不稳定性和水汽含量两方面的指示作用,实际上代表一种对流性不稳定的判别方法.

(2) 温度递减率 γ 与湿绝热递减率 γ_m 之差的平方根均值(R_{45})

按照气块法理论,当 $\gamma_d < \gamma < \gamma_m$ 时,气层为条件性不稳定,这是大气层结中的常见状态.一般来讲,这只适用于较薄气层.为了反映整层大气中的类似性质,我们将各个层次中的 γ 与 γ_m 之差求平方和后再平均得到 R_{45} .结果表明在I类个例中,这种差异明显小于II类个例,也就是在强降水即将发生之前,各层上的 γ 与相应的 γ_m 更为接近(图1).

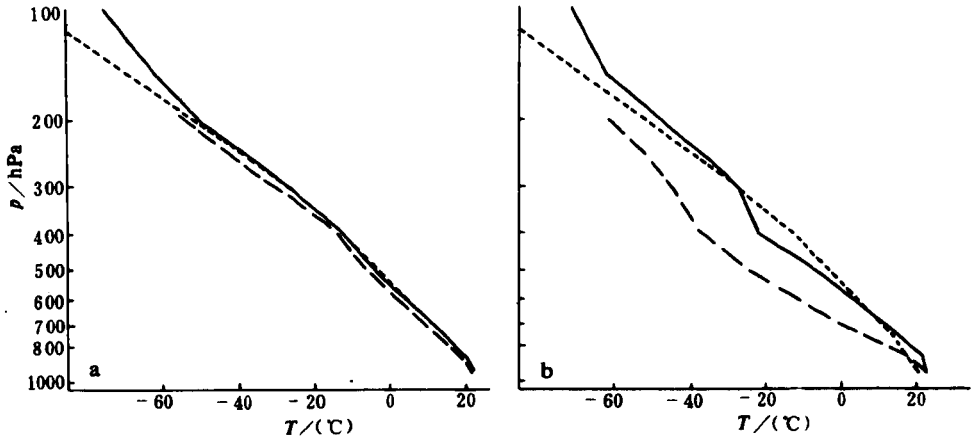


图1 成都站1984-8-27有暴雨(a)和1990-8-5无暴雨(b)探空曲线
(实线:温度层结,长虚线:露点层结,短虚线:地面气块抬升轨迹)

这种差异不仅反映在平均值上, R_{37} 也可导致类似结论.I类个例中 R_{37} 最大为23.7,而在II类中高达85.9.这两个因子实际上都是暴雨要求850hPa和500hPa的气层有微弱的位势不稳定或近于中性^[5]的定量判据,也是一种条件不稳定判别方法,它和 R_6 所代表的对流不稳定相结合构成了暴雨所需要的位势不稳定条件^[6].

(3) 相邻层次间温度递减率变化的绝对极大值(R_{23})

该因子在I类个例中均值为15.9,而在II类中为26.9,后者明显大于前者.根据其定义,这种差别实际上表示两类个例中温度层结的曲折程度,因子值越大,层结弯曲得越厉害,也就是垂直方向上的不均匀程度越大,相邻层次间的递减率变化太大不利于强降水产生(图1).考虑到有利于对流降水的温度递减率应与湿绝热递减率相差不大,可以认为上升运动造成的卷挟作用在这种层结内所起作用较为显著,会削弱上升运动的强度,破坏有利于降水的水汽条件,使强降水难以产生.这和卷挟作用使得云体发展所需的温度递减率变大^[7]在本质上是一致的.

表征湿度条件的露点层结也有类似结果,但不如温度层结明显.

(4) 自由对流高度(R_{17})

R_{17} 在I类个例中的均值为2500m左右,而在II类中为3300m左右,其差异明显程度远甚于对流凝结高度和抬升凝结高度.值得注意的是它的离散程度较大,因而不一定

好用。

(5) 负不稳定能量(R_{34})和正不稳定能量(R_{35})

R_{34} 的数值在 I、II 类个例中有明显不同。I 类中的均值和极大值分别为 52 和 199, 而在 II 类中却分别为 121 和 688。负不稳定能量较小时容易产生强对流降水。然而 R_{35} 却没有类似差异存在,它在 I 类中的极大值和均值分别是 1558 和 468,在 II 类中分别为 2532 和 642。产生强对流降水时的 R_{35} 反而略低于不产生强降水的 R_{35} 。进一步的分析可发现, I 类个例中没有正不稳定能量的个例所占比率还略大于具有高正不稳定能量的个例所占比率。I 类共 18 个个例,有 4 个无正不稳定能量,占 22.2%;有 3 个的 R_{35} 在 700—1600 之间,占 16.7%。II 类个例中有 67 个(占 42.1%)的 R_{35} 在 700 以上,其中有 58 个的负不稳定能量小于 200,甚至小于 100 的也有 33 个。

上述情况表明在强对流降水产生前的 0—5h 内,正不稳定能量可能并不是一个较好的判断对流能否发展的指标,不过负不稳定能量则能起较好的指示作用。

在统计分析中还发现所有均值差异明显的因子的方差,在 I 类个例中均小于 II 类个例(见表 3)。表明这些因子的离散程度在有强对流降水时要小于无强降水时的情况。这对于分析和预报比较有利。然而 I 类个例中大部分因子的取值范围又在 II 类个例取值范围的中间(表 4),这又为分析预报造成了不利。因此在对天气状况进行分析和预报时,必须认识到大气中的强降水是不同物理过程共同作用的结果,必须综合考虑表征不同性质的因子。

表 4 差异显著因子的均值、方差与极值

因子	均 值		方 差		因子	均 值		方 差	
	I 类	II 类	I 类	II 类		I 类	II 类	I 类	II 类
R_{30}	39.5	34.6	2.3	5.2	R_{21}	7.5	11.9	3.3	4.7
R_{45}	8.5	12.6	2.2	5.8	R_{17}	2513	3326	615	1266
R_{37}	14.6	21.9	4.5	11.8	R_{42}	9.4	14.5	3.9	8.1
R_6	3570	3955	243	605	R_{34}	-52	-120	53.5	119
R_{38}	4.3	6.9	1.7	2.7	R_{40}	-46	-49	2.4	3.9
R_{36}	6.0	5.4	0.4	1.7	R_{43}	14.3	21.0	5.9	13.7
R_{23}	15.9	26.9	7.5	16.8	R_{18}	14.8	11.1	3.5	6.4
因子	极 大		极 小		因子	极 大		极 小	
	I 类	II 类	I 类	II 类		I 类	II 类	I 类	II 类
R_{30}	43.0	45.0	34.0	12.0	R_{21}	14.0	25.0	2.6	2.4
R_{45}	11.7	44.1	4.5	4.8	R_{17}	3992	7997	1724	1053
R_{37}	23.7	85.9	7.0	8.0	R_{42}	17.7	64.3	4.6	4.2
R_6	4000	9575	3168	2814	R_{34}	0.0	0.0	-199	-688
R_{38}	7.5	13.5	2.0	1.7	R_{40}	-40	-40	-50	-76
R_{36}	6.5	7.2	5.0	3.7	R_{43}	26.0	92.9	5.9	3.9
R_{23}	35.1	103	7.1	6.7	R_{18}	18.5	21.3	6.9	-14

7. 总结与讨论

根据统计检验的原理,讨论了从单站探空资料中导出的45个因子.其中14个因子对未来短期内(5h)的强对流降水有明显指示作用,并对其中部分因子作了进一步的物理含义分析.它们当中最为明显的7个因子依次为, K 指数(R_{30}), γ 与 γ_m 在各层中差值的绝对最大值(R_{45}), γ 与 γ_m 的差值在整个气层中的平方根均值(R_{37}),湿球温度为0的高度(R_6),温度露点差在整层的平均值(R_{38}),气柱可降水量(R_{36})和 γ 在相邻气层间的变化(R_{23}).上述因子代表了大气层结中四种不同的性质:对流不稳定,条件不稳定,水汽含量和整层大气的垂直均匀性.

其中较为突出的是用湿球温度为0的高度来判断对流不稳定性,用 γ 在相邻层次间的拐角来判定垂直均匀性.

参 考 文 献

- 1 丁一汇. 天气动力学中的诊断分析方法. 北京: 科学出版社, 1989. p47.
- 2 耿素云, 张立昂. 概率统计. 北京: 北京大学出版社, 1987. 286-301.
- 3 陈世训, 陈创买. 气象学. 北京: 农业出版社, 1981. p174.
- 4 梁必琪等. 天气学. 中央气象局科教处, 1980. p123.
- 5 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 29-31.
- 6 E. 帕尔门, C. W. 牛顿. 大气环境系统. 北京: 科学出版社, 1978.
- 7 杨国祥. 中小尺度气象学. 北京: 气象出版社, 1983. p21.

AN ANALYSIS OF ATMOSPHERIC STRATIFICATION FACTORS BEFORE SEVERE CONVECTIVE PRECIPITATION

Zhong Xiaoping

(Chengdu Institute for Plateau Meteorology, Chengdu 610072)

Abstract

After analysing of cases with and without severe convective precipitation, fourteen factors, which have special indication in a short time before precipitation, have been screened out by using the significance test method from sounding data at a single station. More remarkable instructive seven factors denoting the convective instability, conditional instability, contents of moisture, and homogeneity of atmosphere vertical stratification for torrential rains are given. These factors can apply to the short-range forecast for the severe precipitation.

Key words: Severe convective precipitation; Sounding data; Forecasting factor; Significance test.