

热对流和强迫对流可能性的判定

金兴章 李相臣

(空军39085部队气象室)

一、热对流可能性的判定

大气中经常存在着条件性不稳定 ($\gamma_d > \gamma > \gamma_m$)，日常工作中常利用温度对数压力图采用气块法分析条件性不稳定，以判定热力对流的可能性。由于大气层结状况是不断变化的，08时的探空记录仅表征探测时刻的大气层结状况，欲进行午后热对流可能的判定，应该将08时的探空记录订正到午后热对流发生前的大气层结状况。这种订正实际上是在午后热对流发生前的大气层结预报，即作午后15时前后的大气层结预报。

引起大气层结发生变化的因素有：(1) 空气的水平输送，即平流影响，这是影响850hPa以上大气层结发生变化的主要因子；(2) 垂直运动所引起的绝热变化，对流发生前系统性的垂直运动所引起气温绝热变化，在短期内是不大的，可以忽略不计；(3) 近地面层空气的热量与水汽的乱流交换，这是低层的温度层结曲线趋于 γ_d 线，湿度曲线则趋于上、下一致。

热对流可能性判定的大气层结曲线的制作方法和判定步骤为：

1. 摩擦层以上大气层结曲线的平流订正

2. 模式对江淮流域梅雨期暴雨预报能力较强。24小时暴雨落区、落时预报基本接近实况。

3. 模式对与暴雨密切相关的中尺度天气系统具有一定预报能力，12小时预报系统

利用08时850、700和500hPa图进行平流计算：逆流线轨迹，在上游方向找出在预定时间内（若热对流最旺盛时为16时，则 $\Delta t = 16 - 8 = 8$ 小时）应该到达本站空气质量点的出发点，查看这些点现在的温度和湿度值，将这些数值填写在温度对数压力图上各相应的高度上，然后把这些点联接起来，就得出了考虑平流影响订正后的850hPa以上的温度和湿度的层结曲线。若低层增温，上层降温，则有利于对流的发展；相反，则不利于对流的发展。

2. 确定参与对流气层的上限

当层结曲线呈向右边弯曲时（图1），

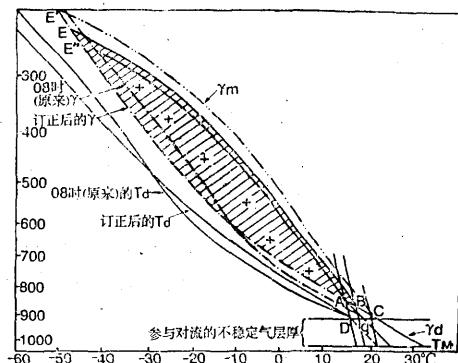


图 1

位置与强度基本与实况一致。

参考文献

- (1)胡伯威, 匡本贺, 汛期暴雨数值预报试验, 气象, 第12卷, 第1期, 1986。
- (2)匡本贺, 冯光柳, 模式的水平分辨率对暴雨预报的影响, 大气科学, 待刊出。

通过预报的地面最高气温 T_M 沿绝热线上升与层结曲线相交于A点，沿过A点的饱和等比湿线下降与露点曲线相交于D点，则D点所在的等压面高度即为参与对流的不稳定气层的上限。

当温度层结曲线向左弯曲时（图2），

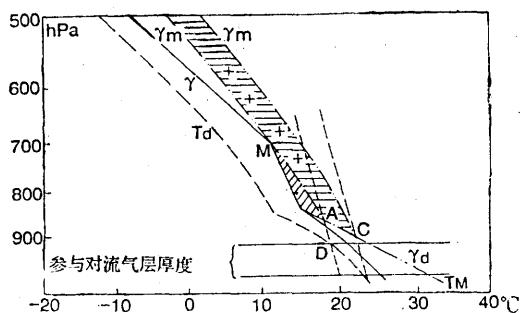


图 2

可以从C层（对流凝结高度）空气元量的状态曲线向左找出等湿绝热线首先与层结曲线在对流层下部相交的M点，通过M点的湿绝热线同通过 T_M 点的干绝热线 γ_d 相交于A点，再过A点沿饱和等比湿线下降交 T_d 线于D点，则D点以下的空气元量都可以参与对流。D层以下至地面之间的气层厚度即为参与对流的气层厚度。

3. 求出参与对流的不稳定气层的平均比湿q

当D点以下的 T_d 线是直线时，则取中值就是气层的平均湿度；若D层以下的湿度分布不是一条直线时，如图3所示，由三条不

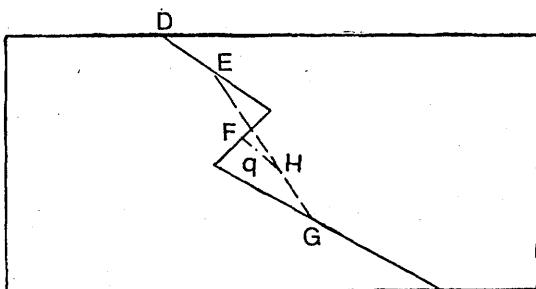


图 3

同斜率的线段组成，则可采取等面积法，依次取每条线段的中点E、F、G三点，然后联结E、G，再取EG线段的中点H，联接FH，再取FH线段的中点q。q即为D点所在等压面以下参与对流的气层平均湿度值。

4. 确定积雨云的底高

通过q作饱和等比湿线，与通过 T_M 的 γ_d 线相交于B，则B点的高度即为平均对流凝结高度，即积雨云的底高（A点为积雨云的最高可能底高，C点为最低可能底高，见图1）。

5. 确定积雨云的上限

过B点，沿 γ_m 线上升，与层结曲线在对流层上部交于E点（图1），此曲线即为地面气温达到最高值 T_M 时的状态曲线。E点为平均对流上限，为积雨云的云顶所在高度（ E' 为积雨云的最高可能上限， E'' 为最低可能上限）。层结曲线与形态曲线所围成的正面积愈大，愈有利于对流发展。

我们用此热对流可能性判定方法在武汉地区进行了试验。

当武汉地区天气形势为低压控制时，则参与对流的气层厚度和湿度值愈大，愈有利于积雨云的形成，也就愈有利于雷暴、阵雨天气的产生，如附表所示。热雷暴首先从温度最高、湿度值最大或有弱的风向切变地区开始发生。

热对流可能性的判定一定要结合天气形势进行，当受高压，尤其的盛夏副高稳定控制时，此方法失去作用。

二、强迫对流可能性的判定

当气层中 θ_{se} 随高度减小 $(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial Z} < 0)$ ，

即气层处于对流不稳定时，若外力使气层有规则的上升，待整个气层达到饱和后，就有可能使湿绝热对流发展起来，这种对流称为强迫对流。强迫对流通常发生在系统性天气过程中产生较强上升运动的区域里。如锋面上、高空槽前接近槽线的部位，气旋区域以

附表 1971—1985年5—8月验证使用统计表(共379次)

参与对流的不稳定的 定气层厚度(hPa)	出现 次数	出现的天气现象(云量≥5/10)											
		Cu		Cu cong		Cb		阵雨		雷暴		雷雨	
		出现 次数	频率	出现 次数	频率	出现 次数	频率	出现 次数	频率	出现 次数	频率	出现 次数	频率
≤40	132	38	28.8	5	3.8	1	0.8						
41—60	83	31	37.3	7	8.4	3	3.6						
61—80	67	37	55.2	23	34.3	12	18.0	5	7.5	2	3.0	1	1.5
81—100	53	53	100.0	35	63.6	23	41.8	7	12.7	4	7.3	2	3.6
>100	42	42	100.0	42	100.0	42	100.0	5	11.9	7	16.7	30	71.4

注: 频率均为百分比。

及山脉的迎风坡上。

产生湿对流的状态曲线的绘制方法(图4)：

1. 绘制饱和气层的层结曲线

从500hPa以下各层中选取T-Td值最大的一层(即干层)作为起始高度(图4中

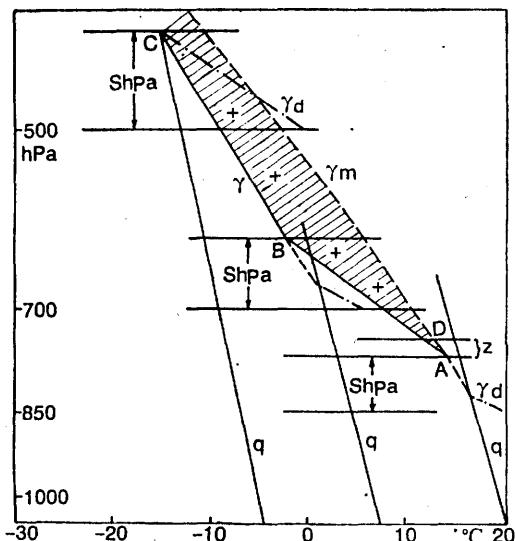


图 4

这个层次为500hPa, 因为T-Td值最大的一层达到饱和时, 其它层次必然达到饱和), 沿 γ_d 线上升至与通过该高度上的T_d饱和等比湿线相交(即干层达到饱和)于C。从500hPa高度至通过C点的高度之间的距离为ShPa。然后, 以同样的方法将各层均抬升:

ShPa。作法是: 先沿 γ_d 上升, 达到饱和后再沿 γ_m 线上升, 一直上升到从距起始高度为ShPa时为止。这样分别得到A、B两点, 联接抬升后的三点(选取的层次多, 则联接抬升后的点也多), 得出饱和气层的层结曲线ABC。

2. 分析强迫抬升后的饱和层结曲线ABC

首先找出层结曲线中垂直递减率大于 γ_m 的线段(图4中为AB), 该层即为湿绝热不稳定气层。其中以该层以下1/4层次为参与对流最活跃的层次, 它首先参与对流。为了表征该层对流的平均情况, 将AB段的1/4部分的中值处D点作为起点, 然后过该点沿 γ_m 线上升, 与抬升后形成的新的层结曲线相交于E点(图4中E点未标出), 该曲线即为湿绝热对流状态曲线。该曲线与强迫抬升后的饱和层结曲线所包围的区域即为正不稳定能区。

对流云(Cb云)的云底高度为D, 对流云的云顶高度为E。同样, 在作强迫对流模式时, 也要将大气层结订正到被抬升时的情况, 而且所选取的抬升层次一定要满足下湿、上干的原则。

当抬升后的饱和气层中的不稳定层厚度(图4中的 $\gamma > \gamma_m$ 的AB线段层的厚度) ≥ 150 hPa时, 则可预报有雷暴产生, 其历史概括率为91.3%; 否则为一般性的连续性降水。