

束宇,姜有山,张志刚. 2015. 对流温度在局地热对流降水预报中的应用. 气象, 41(1):52-58.

对流温度在局地热对流降水预报中的应用^{*}

束宇 姜有山 张志刚

南京市气象局, 南京 210019

提 要: 热对流降水是副热带高压控制下常见的一种天气现象, 突发性强且时空尺度小, 是目前天气预报业务中的难点。本文尝试使用对流温度(T_c)预报热对流降水。首先改进了 MICAPS3 中 T_c 的算法。然后使用 2004—2013 年 7—8 月南京站的探空和地面观测资料, 探讨了在副热带高压控制下时使用 T_c 预报热对流降水的可行性。结果表明, 南京站热对流降水发生的气候平均概率约为 1/6; 热对流降水的发生概率随日最高温度(T_{\max})与 T_c 的差值先增大后减小; 当 T_{\max} 比 T_c 低 0.5℃ 以上时, 发生概率低于平均概率; 当 T_{\max} 比 T_c 高 0.5~1.5℃ 时, 热对流降水的发生概率最大, 达到了 40%。 $T_{\max} > 30^\circ\text{C}$ 、 $T_{\max} - T_c > -3.5^\circ\text{C}$ 是副热带高压控制下的热对流降水发生的两个必要条件。另外, 对 34 个热对流降水的统计表明, 热对流降水主要出现在每日 13—18 时, 平均持续时间为 50 min, 平均降水量为 7.8 mm。

关键词: 对流温度, 副热带高压, 热对流降水, 地面露点

中图分类号: P456

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.01.006

Application of Convective Temperature in Local Thermal Convective Precipitation Forecasting

SHU Yu JIANG Youshan ZHANG Zhigang

Nanjing Meteorological Bureau, Nanjing 210019

Abstract: Thermal convective precipitation (TCP) is a usual weather phenomenon under subtropical high. TCP always occurs suddenly with small temporal and spacial scales, and it is a difficult point in the current weather forecasting operations. In this article, the convective temperature (T_c) is used to forecast TCP. First, the algorithm of T_c in MICAPS 3 is improved, and then the sounding and surface observation data from Nanjing Station in July and August during 2004—2013 are used to discuss the feasibility of forecasting TCP depending on T_c under the control of subtropical high. The results show that, the average probability of TCP occurrence at Nanjing Station is 1/6. The probability of TCP occurrence increases and then decreases with the change of temperature difference between the day high temperature T_{\max} and T_c . When $T_{\max} - T_c$ is smaller than -0.5°C , the probability of occurrence is lower than average probability. When $T_{\max} - T_c$ is 0.5 to 1.5°C , the probability of TCP occurrence is the highest, reaching 40%. The two requirements for TCP occurrence under the control of subtropical high are $T_{\max} > 30^\circ\text{C}$ and $T_{\max} - T_c > -3.5^\circ\text{C}$. In addition, statistics of 34 TCP cases show that TCP mainly occurs from 13:00—18:00 BT every day and its duration is 50 min averagely with the mean precipitation being 7.8 mm.

Key words: convective temperature, subtropical high, thermal convective precipitation, surface dew point

^{*} 国家自然科学基金项目(41305051)、江苏省气象局预报员专项项目(201208)和国家科技支撑计划项目(2011BAK21B04)共同资助
2014 年 6 月 10 日收稿; 2014 年 11 月 3 日收修定稿
第一作者:束宇,主要从事中小尺度强对流天气形成机理研究. Email:njushuyu@sina.com

引言

西太平洋副热带高压(以下简称副高)是影响长江中下游地区的主要天气系统之一。一般而言,副高西北边缘的冷暖空气交汇处容易产生降水,而副高控制下的地区盛行下沉气流,以晴热高温天气为主。每年的梅雨期过后,长江中下游地区处于副高控制之下,理应不会出现降水;而许多观测事实却表明(段旭等,2004;傅云飞等,2005;许爱华等,2006;李昀英等,2008;赵晓川等,2011),副高控制区域常出现由热对流引发的热对流降水。与常发生在长江中下游地区的梅雨锋降水、西南涡降水及台风降水等系统性降水天气(Gao et al, 2002; Chen et al, 2004; 周玉淑等,2005; 李江南等,2005; 曹治强等,2005; 任丽等,2013; 崔春光等,2013; 陈贵川等,2013; 周福等,2014; 沈杭锋等,2014)不同,这种局地热对流的突发性强、持续时间短(几十分钟)、空间尺度小,却常常有较强的短时雨量。傅云飞等(2005)的研究表明,热对流降水云团的水平尺度多为 30~40 km,平均垂直尺度超过 10 km,最大近地面雨强超过 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。关于热对流降水的成因,李昀英等(2008)的研究认为,非均匀的地表感热加热导致低层热空气块突破环境下沉气流而上升,周围空气补充形成辐合运动,这起到了触发对流的作用。

目前,热对流降水的预报是日常天气预报业务中的难点之一。由于热对流降水的时空尺度较小,数值预报对其预报能力很差。日常业务中主要依赖短时临近监测,可以提前做出预报的时间短,往往不能满足实际气象服务工作的需要。例如,2013 年 8 月 16 日下午 16—17 时,即第二届亚洲青年运动会开幕式当天,在开幕式的主场馆附近突发了局地热对流天气,20 min 内的雨量就超过了 20 mm,对开幕式的举行带来了一定影响。

单站探空分析是夏季预报热对流天气最常用的手段,用于探空分析的热力学图解内容非常丰富。其中,对流温度(T_c)是一个有代表性的物理量(吴陈,1980;吴洪星等,2010;李耀东等,2013;2014)。《气象学词典》(朱炳海等,1985)把对流温度(T_c)定义为地面加热到刚能开始发展热对流时的一个临界温度。运用 T_c 预报局地热对流的常用做法是,根据 08 时的探空求得 T_c ,然后与当天下午可能出现的最高温度(T_{\max})做比较,如果 T_{\max} 大于 T_c ,则预

报会产生局地热对流。实际上,在运用上述预报方法时,有一个隐含条件,就是假设 T_c 没有日变化。吴洪星(2011)的研究发现,事实也基本如此,这也使得 T_c 在局地热对流的预报中具有实际意义。

然而,利用对流温度预报局地热对流降水的准确率能达到多少?能否改进这种预报方法?另外,中国气象局业务部门使用的现代化人机交互气象信息处理和天气预报制作系统(MICAPS 3)中的站点探空(T - $\ln p$)图中的对流温度的计算也存在一些缺陷,如在边界层出现逆温的情况下对流凝结高度的选取不当。以上几个问题都将是本文的研究内容。

1 研究对象、资料与方法

1.1 研究对象、资料及相关说明

本文以长江中下游地区副高控制下的局地热对流天气为研究对象,拟探索对流温度在这种局地热对流降水预报中应用的可行性。本文选取了南京站(58238)为代表站点。另外,由于长江中下游地区 7 和 8 月时常处于副高控制之下,因而选取了 7 和 8 月为代表月份。

本文所用的资料包括:MICAPS 各等压面的高空观测资料,南京站的探空观测资料,南京站地面观测的气温、露点温度(T_d)和降水。资料的时间范围是 2004—2013 年的每年的 7 和 8 月。其中,MI-CAPS 各等压面的高空观测资料的时间为每日 08 和 20 时(北京时,下同)。南京站的探空观测资料为每日 08 时。地面观测资料的时间间隔为 10 min。

1.2 方法

1.2.1 对流温度的含义及计算方法

图 1 给出了对流温度的含义。其中,黑色曲线 NA_0 是早晨的层结曲线, ELA_0 是早晨的过程曲线, T_{d0} 为露点温度,绿色直线是相应于 T_{d0} 的等饱和比湿线,黄色直线 A_0L 是干绝热线,蓝色点线 LFE 是湿绝热线。点 L 是抬升凝结高度(Lifting Condensation Level, LCL),点 F 是自由对流高度(Level of Free Convection, LFC)。可见,早晨低空为负的不稳定能量, F 点以上为正不稳定能量。日出后,太阳辐射使近地层空气逐渐增温(由 T_0 增至 T_1 、 T_2 ... T_c),并使近地层气温递减率趋于干绝热递减率 γ_a ,被增温的气层也逐渐增厚,底层的负不稳定能量逐

渐减少,近地层的层结曲线逐渐变为 T_1J 、 T_2K ... T_cC 。如果地面露点温度和中高层的温度层结不变,则午后当地面气温增至 T_c 时,层结曲线 T_cC 就是干绝热过程曲线,底层的负不稳定能量变为零。此时,底层空气稍受扰动就能沿干绝热线上升到 C 点,在 C 点以上正不稳定能量的作用下热对流又可以得到加强发展。 C 点即是对流凝结高度(Convective Condensation Level, CCL),它兼具 LCL 和 LFC 的性质,对应的地面气温 T_c 即是对流温度。

从物理意义来看,对流温度 T_c 可以看成是发展热对流的一个地面临界温度。当地面气温达到对流温度后,则热对流有可能发展。值得注意的是,由于探空观测的时间是早晨 08 时,如果利用 08 时的 T_c 预报午后热对流,需要两个条件。一是地面露点温度日变化较小,二是中高层大气的温度层结日变化较小。观测事实证明,中高层大气的温度层结日变化确实比较小(吴洪星等,2011),但地面露点温度还是有一定的日变化存在的。究竟利用 T_c 预报午后热对流的效果如何,下文中将给出结果。

本文中计算对流温度时是使用计算机自动完成的,具体过程包括以下五个步骤。第一,读取探空观测资料的数据文件,取出各高度层的气压、温度及地面露点温度。第二,在计算机中模拟绘制出温度层结曲线。第三,利用地面露点温度和气压计算出地面的饱和比湿,并利用比湿、气压、水汽压三者关系模拟绘制出等饱和比湿线。第四,计算出通过地面露点温度的等饱和比湿线和温度层结曲线的交点中高度最高的一个交点,即 CCL。第五,利用干绝热方程、CCL 高度处的温度、气压及地面气压,计算出对应的地面温度,即对流温度 T_c 。

需要注意的是,在真实大气环境下,通过地面露点温度的等饱和比湿线和温度层结曲线的交点往往不止一个(图 2),因而在步骤四中,一定要选取高度最高的那个交点(详见 1.2.2 节)。而如今 MICAPS 3 的 $T-\ln p$ 图中自带的对流温度的算法,则选的是高度最低的那个交点,因而计算出的对流温度并不准确,需要进行修正。

1.2.2 MICAPS 3 中对流温度计算的修正

图 2 给出了对流温度修正的示意图。由图 2 可见,层结曲线 NA_0 和过地面露点的等饱和比湿线 AC_1C_2 共有 3 个交点, C_1 为最低层的交点, C_2 为最高层的交点。出现这种多个交点的原因,就是对流层中低层出现了逆温,如图 2 中的 G 点以上部分。

在计算 CCL 和 T_c 的时候,如果取 C_1 为 CCL,可以发现在 G 点以下都是正的不稳定能量,地面的气块在有扰动的作用下可以自由地沿干绝热线上升到 G 点。但在 G 点以上却有负能量区(GC_2F)的存在,气块无法突破 G 点,也无法获得 F 点以上的正不稳定能量,因而热对流也难以发展, C_1 点相对应的地面温度 T_{c1} 也就失去了作为对流温度的意义。同理,取 NA_0 和 AC_1C_2 的中间交点为 CCL 也是一样。相反的,如果取 C_2 点为 CCL,则 C_2 以下都是正的不稳定能量,地面气块可以顺利的上升到 C_2 ,并突破 C_2 点获得 C_2 以上的正不稳定能量,热对流可以顺利发展。因此,取层结曲线和过地面露点的等饱和比湿线的最上层的交点为 CCL 才是正确的选择,其相应的地面温度才是有物理意义的对流温度。

在 MICAPS 3 的 $T-\ln p$ 图中,自带了一些物理量的诊断值,其中大气温湿类的第二个量即为对流温度。在对其计算时,选取的是过地面露点的等饱和比湿线和层结曲线的最低层的交点为对流凝结高度,然后沿干绝热线下降,相应的地面温度为对流温度。图 3 为 2013 年 8 月 16 日 08 时南京站(58238)利用 MICAPS 3 绘制的 $T-\ln p$ 图。由图 3 可见,由于低层逆温的存在,过地面露点的等饱和比湿线(黑色直线)和层结曲线(蓝色曲线)有多个交点,MI-CAPS 取较低的点为 CCL,自带的指数显示出来的对流温度是 29.4°C 。而正确的做法应该是取最上面的交点为 CCL,相应的对流温度应该是 34.6°C 。可见,两者相差了 5.2°C ,这对用 T_c 来预报热对流的准确性影响是很大的。真实大气情况下,对流层中低层的逆温是经常出现的,有时候甚至会出现多段逆温,因而层结曲线和等饱和比湿线的交点常常不止 1 个。由此可见,MICAPS 3 中 CCL 和 T_c 的计算必需加以修正。

2 对流温度在热对流预报中的可行性

以南京站(58238)为例,探讨对流温度在副高控制下的局地热对流降水天气预报中的作用。时间范围是 2004—2013 年的每年 7 和 8 月,使用的资料包括 MICAPS 的 500 hPa 等压面的观测资料、南京站的局地探空资料、南京站地面观测的降水和气温资料。资料处理过程主要有以下三个步骤:第一,根据每日 08 和 20 时 500 hPa 的天气形势图,选出南京

站处于副高控制之下(588 线范围内,南京站位势高度 ≥ 588 dagpm)的天数,共计 180 d;第二,根据 08 时南京站的局地探空资料,计算 180 d 的对流温度;第三,根据南京站地面观测气温资料,查询 180 d 的最高气温;第四,根据南京站地面观测降水资料,统计 180 d 每日降水情况,再结合天气形势分析剔除掉台风外围降水等系统性降水,结果共得到 28 d

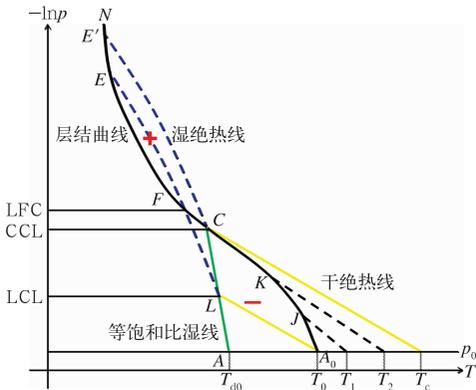


图 1 对流温度示意图

(横轴表示温度,纵轴表示高度,平行于横轴的直线 p_0 表示地面层;L,C,F 分别表示抬升凝结高度、对流凝结高度、自由对流高度; T_{d0} 表示地面露点温度, T_0, T_1 和 T_2 为地面气温; T_c 为对流温度)

Fig. 1 Schematic diagram of T_c .

(The abscissa axis is temperature, the vertical axis is altitude, the line p_0 denotes the surface, the points L, C, and F refer to LCL, CCL, LFC respectively, T_{d0} is surface dew point, T_c is convective temperature)

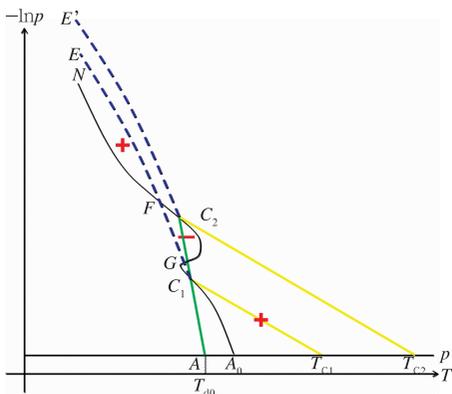


图 2 MICAPS 3 中对流温度修正示意图

(C_1 和 C_2 分别是过地面露点的等饱和比湿线和层结曲线的两个交点,其余图例同图 1)

Fig. 2 Schematic diagram of modified T_c .

(C_1 and C_2 are the two intersection points between the stratification curve and the saturation specific humidity line which goes through T_{d0} , the other captions are same as Fig. 1)

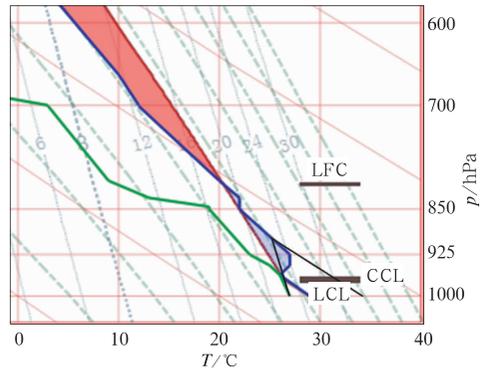


图 3 2013 年 8 月 16 日 08 时南京站 T - $\ln p$ 图

(蓝色曲线为层结曲线;绿色粗实线曲线为露点;红色粗实线为干绝热线,绿色短划线为湿绝热线,棕色实线为过地面气温气块的过程曲线;淡蓝色点线为等饱和比湿线;黑色直线为手动计算 T_c 时绘制的等饱和比湿线和干绝热线)

Fig. 3 T - $\ln p$ diagram from Nanjing sounding at 08:00 BT 16 August 2013

(The blue curve is the stratification curve, the green curve is the line of dew point, the red line is dry adiabat, the green dashed line is moist adiabat, the brown curve is the process curve across the surface temperature, the light blue dotted line is the saturated specific humidity line and dry adiabat line when calculating T_c)

出现了 0.1 mm 以上的热对流降水。在介绍 T_c 预报效果之前,先简单介绍热对流降水的一些统计特征。

2.1 热对流降水的统计特征

统计结果表明,夏季当处于副高控制之下时,南京站出现热对流降水的概率约为 1/6(28/180),即平均每 6 d 就会有 1 d 出现热对流降水。在 28 d 出现热对流降水的日期中,其中有 6 d 出现了 2 次热对流降水过程,其余 22 d 只出现了 1 次。因此共计有 34 次热对流降水过程。图 4 给出了用这些过程绘制的热对流降水的开始时间、持续时间和降水量的分布图。其中,由于 2004 年的地面降水观测资料是小时间间隔的,不是 10 min 间隔资料,因此在统计开始和持续时间时没有包含 2004 年的 3 个过程,而统计降水量分布时用了全部 34 个过程。

由图 4a 可见,绝大多数的热对流降水发生在当地时间的 13—21 时,也就是午后到刚入夜的时候。最集中的形成时间是 13—18 时,也就是一天当中来自地面的感热加热最强的时候。在 13 时以前开始

的热对流降水只有4例(占12.9%),21时以后则没有热对流发生。最早一例发生在09:10,最晚一例发生在20:50。而从持续时间来看(图4b),大部分热对流降水的持续时间在10~60 min,平均持续时间约为50 min。其中持续时间只有10 min的个例是最多的。持续时间超过70 min的个例只有6次,其中5次持续时间<2 h。持续时间最长的一次发生在2012年8月19日19时,持续了4小时20分钟。从降水量来看(图4c),超过50%的个例的降水量<3 mm,个例发生次数随降水量的增加而减

小,平均降水量约为7.6 mm。热对流降水的降水量较小,与系统发生时大气低层较高的气温有关,许多较小的雨滴在落地之前都蒸发了。降水量超过12 mm的个例只有6次,其中雨量最大的一次是44.2 mm,发生在2010年的8月24日16—18时。另外,从热对流降水日的日最高气温的统计来看(图略),平均的日最高气温约为34.5℃,最低的日最高气温为29.9℃,也就是说最高气温至少要达到30℃左右才有可能出现热对流降水,这也可以看作为判别热对流降水能否发生的一个必要条件。

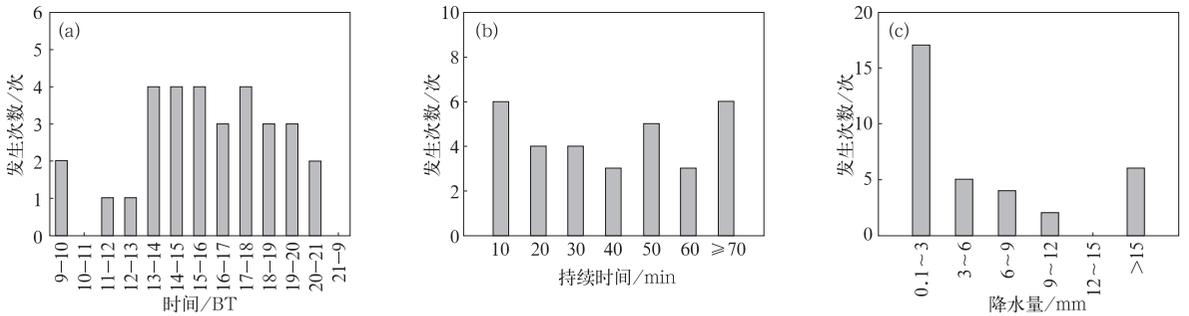


图4 2004—2013年南京站热对流降水的统计特征

(a)开始时间,(b)持续时间,(c)降水量

Fig. 4 Stastic characteristics of TCP in Nanjing during 2004—2013

(a) starting time, (b) lasting time, (c) precipitation

2.2 使用 T_c 预报热对流降水的效果检验

研究选取了近10年南京站处于副高控制之下的180 d,其中28 d出现了热对流降水。根据08时南京站的探空资料及1.2.1节中所述的方法,计算180 d的 T_c ,并和当天观测的 T_{max} 做比较,绘制了热对流降水发生概率随 T_{max} 和 T_c 温度差的分布图(图5)。图中横坐标 $T_{max} - T_c$ 表示最高温度和对流温度之差,柱形表示 $T_{max} - T_c$ 取某一值时的个例总天数和有热对流降水发生的天数,点划线表示副高控制下热对流降水的平均发生概率,折线表示 $T_{max} - T_c$ 取某一值时热对流降水的发生概率。可见, $T_{max} - T_c$ 处于 $0.5 \sim 1.5^\circ\text{C}$ 的个例数目是最多的,达到了38 d。 $T_{max} - T_c > 1.5^\circ\text{C}$ 或者 $< -3.5^\circ\text{C}$ 的个例数目相对少一些。热对流降水天数最多即 $T_{max} - T_c$ 属于 $0.5 \sim 1.5^\circ\text{C}$ 的时候,达到了9 d。从发生概率来看, $T_{max} - T_c < -0.5^\circ\text{C}$ 时,热对流的发生概率要明显低于平均概率;当 $T_{max} - T_c$ 处于 $-0.5 \sim 0.5^\circ\text{C}$ 时,热对流的发生概率接近于平均概率;而当 $T_{max} - T_c > 0.5^\circ\text{C}$ 时,发生概率则明显高于平均概

率。当 $T_{max} - T_c \leq -3.5^\circ\text{C}$ 时,热对流的发生概率为0。由此可见, $T_{max} - T_c > -3.5^\circ\text{C}$ 是热对流降水发生的一个必要条件。另外,可以发现一个基本的趋势,即 $T_{max} - T_c$ 的值越大,热对流降水的发生概率就越大。当最高温度比对流温度高 $1.5 \sim 2.5^\circ\text{C}$

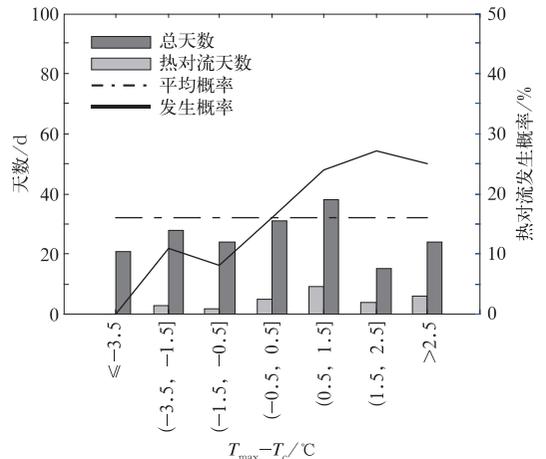


图5 热对流降水发生概率随 $T_{max} - T_c$ 的分布

Fig. 5 Distribution of TCP probability on different $T_{max} - T_c$

时,热对流降水的发生概率达到了 27%。

由此可见,利用对流温度预报热对流降水有一定可行性的。预报员得到 08 时探空图,再结合最高温度的预报,如果发现最高温度比对流温度低了 3.5°C 以上,则基本可以断定当天不会发生热对流降水天气;而如果发现最高温度比对流温度要高了几度,则当天发生热对流降水的概率就比较大。但是,如 1.2.1 节所述,利用对流温度预报热对流时有一个前提条件,就是 T_d 的日变化要小,如果 T_d 变化较大,则午后热对流降水发生时的真实 T_c 和 08 时的 T_c 相差就比较大了。实际情况下, T_d 存在一定的日变化,因而使用 08 时的 T_c 来预报热对流则不够科学和精确。从图 4 中可以看到,绝大多数的热对流降水都发生在 13 时以后,如果使用 13 时的 T_d 温度替代 08 时的 T_d ,这样计算出来的 T_c 应该更接近真实情况,预期用修正后的 T_c 能够更准确地预报热对流降水。

图 6 给出了用 13 时的地面露点温度替代了 08 时探空观测中的 T_d 而计算出来的热对流降水发生概率分布。由图可见, T_c 修正过以后,个例的总天数随 $T_{\max} - T_c$ 的增大而减小,而热对流降水出现最多的是在 $T_{\max} - T_c$ 处于 $0.5 \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 。从修正过后

的发生概率来看,热对流降水的发生概率随 $T_{\max} - T_c$ 基本呈一个单峰型的分布,当 $T_{\max} - T_c$ 为 $0.5 \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 的时候发生概率最大,达到了 40%。当 $T_{\max} - T_c < 1.5^{\circ}\text{C}$ 时,发生概率随 $T_{\max} - T_c$ 的增大而增大,因为热对流降水的起因就是低层非均匀的感热加热,直接要求就是具备较高的地面温度。当 $T_{\max} - T_c > -0.5^{\circ}\text{C}$ 时,热对流降水的发生概率就超过了平均发生概率。值得注意的是,当 $T_{\max} - T_c > 1.5^{\circ}\text{C}$ 时,发生概率反而呈现一个下降的趋势。造成这一现象的原因,一方面可能与样本偏少有些关系;另一方面,热对流降水一般雨量都不大,大气中低层气温如果太高易导致降水在空中蒸发而无法达到地面。

另外,和没修正过的 T_c 相比(折线),当 $T_{\max} - T_c < -1.5^{\circ}\text{C}$ 或者 $> 1.5^{\circ}\text{C}$ 时,发生概率都降低了;当 $T_{\max} - T_c > -1.5^{\circ}\text{C}$ 并 $< 1.5^{\circ}\text{C}$ 时,发生概率明显提高了。这说明用修正的 T_c 能更准确地预报热对流降水是否会出现,预报员的信心也会得到增强。例如,某天的 T_{\max} 比修正过的 T_c 高 1°C ,预报员预报当天下午会出现热对流降水,正确率预期在 40% 左右;而如果是比没修正过的 T_c 高 1°C ,预报会出现热对流降水的正确率只有 24%。最后需要注意的是,无论 T_c 是否修正,都可以发现 $T_{\max} - T_c > -3.5^{\circ}\text{C}$ 是热对流降水发生的必要条件,即当最高气温比对流温度低 3.5°C 以上时是不会出现热对流降水的。

3 结论和讨论

本文中分析了对流温度的含义,指出了其在局地热对流预报中的作用。 T_c 可以看成是热对流能否发生的一个地面临界温度。现行的 MICAPS 3 中对 T_c 的计算存在一定的缺陷,当逆温存在时,其将对流凝结高度定义为过 T_d 的等饱和比湿线和层结曲线的高度最低的交点,这是不符合对流温度的物理意义的。本文改进了 T_c 的计算方法,将对流凝结高度定义为过 T_d 的等饱和比湿线和层结曲线的高度最高的交点。

文中统计了南京站 2004—2013 年每年 7—8 月副高控制下的热对流降水的一些基本特征。当副高控制时,南京站出现热对流降水的概率约为 $1/6$ 。热对流降水主要出现在每日 13—18 时,平均持续时间约为 50 min,平均降水量约为 7.8 mm。当出现

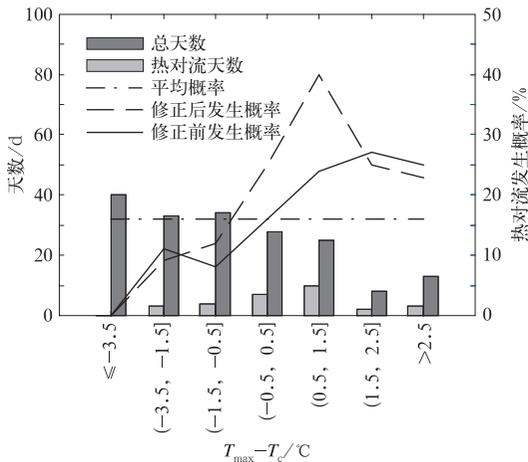


图 6 修正的热对流降水发生概率分布 (虚折线为利用 13 时 T_d 修正的 T_c 所表示的热对流发生概率;折线为仅使用 08 时探空资料计算而得的 T_c 所表示的热对流发生概率)

Fig. 6 Distribution of TCP probability on different modified $T_{\max} - T_c$

(The dashed line denotes the probability of TCP occurrence modified by 13:00 dew point, the black line denotes the probability of TCP occurrence calculated by 08:00 sounding)

热对流降水时,平均的日最高气温为 34.5°C ,最低的日最高气温为 29.9°C 。

文中用南京站近 10 年的探空资料和地面观测资料,检验了对流温度在热对流降水预报中的效果。发现热对流降水的发生概率基本随 $T_{\max} - T_c$ 的增大而增大,但当 $T_{\max} - T_c > 1.5^{\circ}\text{C}$ 时发生概率又有所减小。当 $T_{\max} - T_c$ 为 $0.5 \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 时,热对流降水的发生概率最大,达到了 40%。当 $T_{\max} - T_c < -0.5^{\circ}\text{C}$ 时,热对流降水的发生概率低于平均概率。副高控制下时, $T_{\max} - T_c > -3.5^{\circ}\text{C}$ 是热对流降水出现的一个必要条件,日最高气温高于 30°C 是热对流降水出现的另一必要条件。用 13 时的 T_d 代替 08 时的 T_d 的实验表明,修正后的 T_c 能更准确地预报热对流降水是否会出现。

通过研究,可以发现用 T_c 来预报热对流有一定的可行性。但由于探空站有限,预报员每天早晨上班时只能获得有限站点的 T_c ,而无法从面上预报哪些地方可能会出现局地热对流。因而建议各种中尺度数值预报模式在后处理时能够输出二维的对流温度分布图,方便预报员使用。另外,尽管 T_c 在预报局地热对流时有一定的作用,但准确率还是偏低。主要原因是,很多情况下当地面温度满足了热对流的启动条件时,由于不稳定能量较小或者水汽条件不充分,对流发展不旺盛、形成的降水无法达到地面,因而只有对流云却没形成热对流降水。今后拟尝试配合使用其他物理量来预报热对流。例如散度,毕竟每个热对流发生前都有一个地面辐合过程。总之,局地热对流的预报是一个困难的科学问题,希望今后的工作能让局地热对流的预报更加贴近实况。

参考文献

曹治强,李万彪. 2005. 两个中尺度对流系统的降水结构和闪电特征. 气象学报,63(2):243-249.

- 陈贵川,谌芸,张勇,等. 2013. “12.7.21”西南涡极端强降雨的成因分析. 气象,39(12):1529-1541.
- 崔春光,王晓芳,付志康. 2013. 多源探测资料在一次非线性 MCS 分析中的综合应用. 气象,39(5):556-566.
- 段旭,张秀年,许美玲. 2004. 云南及其周边地区中尺度对流系统时空分布特征. 气象学报,62(2):243-251.
- 傅云飞,冯静夷,朱红芳,等. 2005. 西太平洋副热带高压下热对流降水结构特征的个例分析. 气象学报,63(5):750-761.
- 李江南,蒙伟光,闫敬华,等. 2005. 热带风暴 Fitow(0114)暴雨的中尺度特征及成因分析. 热带气象学报,21(1):24-32.
- 李耀东,刘健文,吴洪星,等. 2014. 对流温度含义阐释及部分示意图隐含悖论成因分析与预报应用. 气象学报,72(3):628-637.
- 李耀东,吴洪星,史小康,等. 2013. 对流温度示意图修正及其含义阐释与预报应用. 第 30 届中国气象学会年会,1-12.
- 李昉英,宇如聪,傅云飞,等. 2008. 一次热对流降水成因的分析和模拟. 气象学报,66(2):190-202.
- 任丽,王承伟,张桂华,等. 2013. 台风布拉万(1215)深入内陆所致的大暴雨成因分析. 气象,39(12):1561-1569.
- 沈杭锋,高天赤,周春雨,等. 2014. 台风海葵引发浙西山区大暴雨的成因. 气象,40(6):733-743.
- 吴陈. 1980. 关于用对流温度预报局地热雷雨问题. 气象,6(2):39-40.
- 吴洪星. 2011. 北京地区夏季对流参数日变化的研究. 南京:解放军理工大学.
- 吴洪星,李耀东,王慧娟,等. 2010. 对流温度在北京夏季局地热力对流云分析中的应用. 气象与环境科学,33(4):11-15.
- 许爱华,詹丰兴,刘晓辉,等. 2006. 强垂直温度梯度条件下强对流天气分析与潜势预报. 气象科技,34(4):376-380.
- 赵晓川,何晓东. 2011. 一次局地热对流降水天气分析. 安徽农业科学,39(8):4675-4677.
- 周福,钱燕珍,朱宪春,等. 2014. “菲特”减弱时浙江大暴雨过程成因分析. 气象,40(8):930-939.
- 周玉淑,高守亭,邓国. 2005. 江淮流域 2003 年强梅雨期的水汽输送特征分析. 大气科学,29(2):195-204.
- 朱炳海,王鹏飞,束家鑫. 1985. 气象学词典. 上海:上海辞书出版社,318-320.
- Chen Lianshou, Luo Zhexian. 2004. Interaction of typhoon and mesoscale vortex. Adv Atmos Sci,21(4):515-528.
- Gao Shouting, Zhou Yushu, Lei Ting. 2002. The structure features of the Meiyu front system. Acta Meteor Sin,16(2):195-204.