吕新刚，高超，鲁才学，等，2022. 对流温度的数值计算及热力对流云预报应用[J]. 气象，48(1)：14-27. Lyu X G，Gao C，Lu C X，et al，2022. Numerical computation of convective temperature and its application in the forecasting of convective clouds[J]. Meteor Mon，48(1)：14-27(in Chinese).

对流温度的数值计算及热力对流云预报应用

吕新刚[1] 高 超[1] 鲁才学[2] 王 健[1] 肖 涛[1]

1 中国人民解放军 94201 部队，济南 250002

2 中国人民解放军 93117 部队，南京 210018

提 要： 对流温度(T_c)可用于估计局地热对流发展的可能性，但在实际业务中囿于有限的探空时次和诸多前提假设，其实用性受到限制。针对此问题，首先给出 T_c 的一种数值计算方案，进而提出基于模式探空制作热力对流云预报的思路，即：利用数值预报输出的 2 m 露点温度、地表气压和等压面温度计算各预报时刻的 T_c，结合 2 m 高度气温(T_{2m})，构建热力对流指数 I_{cv}(即 T_{2m} 与 T_c 之差)；当 I_{cv} 满足阈值时，则预报出现对流云。利用该思路分析了 2020 年 4 月 27 日山东地区对流云漏报原因，并开展了准业务化对流云预报试验，试验表明上述方法对陆上热力对流云和冷季的海上冷流低云均表现出较好的预报能力。研究认为，预报热力对流云的关键是判断是否满足热力对流的条件，相比之下动力抬升和水汽条件一般不是主要因素。另外，讨论了两种存在逆温时的特殊大气廓线结构对 T_c 计算的影响，并给出了相应的处理方法。

关键词： 对流温度，数值计算，对流云，预报，数值预报产品，淡积云

中图分类号： P457，P435 **文献标志码：** A **DOI：** 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.093001

Numerical Computation of Convective Temperature and Its Application in the Forecasting of Convective Clouds

LYU Xingang[1] GAO Chao[1] LU Caixue[2] WANG Jian[1] XIAO Tao[1]

1 The 94201 Unit of PLA, Jinan 250002

2 The 93117 Unit of PLA, Nanjing 210018

Abstract: Convective temperature (T_c) can be utilized to estimate the likelihood of local thermal convection and convective cloud (CC). However, its application in operational cloud forecasting is restricted to some extent due to the limited sounding time and certain preconditions. Addressing this problem, we propose a numerical computation scheme of T_c, as well as an idea for CC forecast on the basis of model-forecasted sounding. Firstly, T_c at each forecasting time can be calculated by using dew point temperature at 2 m height, surface pressure, and temperature on pressure levels from numerical weather prediction (NWP) model. Then, an index of thermal convection (I_{cv}), which is defined as the difference between temperature at 2 m height (T_{2m}) and T_c, can be easily got as T_{2m} is usually provided by NWP operational models. If I_{cv} meets certain threshold value, CC will be predicted to occur. In this study, this idea is successfully used to explain the false negative prediction of CC in Shandong on 27 April 2020. Besides, I_{cv} has been quasi-operationally applied in the forecast of CC since May 2020, and it performs quite well in predicting both the thermal cumulus on the land and the wintertime cold airflow-induced low-level cloud over the sea. In order to forecast the occurrence of thermal convective cloud, we suggest that emphasis be paid on the condition

* 2020 年 10 月 14 日收稿； 2021 年 9 月 30 日收修定稿

第一作者：吕新刚，主要从事天气预报、气象保障业务及相关研究. E-mail：gary_lxg@foxmail.com

analysis of thermal convection, rather than that of dynamical lifting or water vapor. In addition, the influences of a couple of special atmospheric profile scenarios, both of which are characterized by the existence of temperature inversion, on the computing of T_c are discussed, and the corresponding solutions are given.

Key words: convective temperature, numerical computation, convective cloud, forecast, numerical weather prediction product, cumulus humilis

引　言

云对于航空器的飞行活动有重要影响。由于云中能见度差,云中目视飞行难度大,长时间云中飞行易使飞行员产生错觉,当飞行高度较低时可能造成撞山等事故;在有些云中飞行会造成飞机积冰;云底高很低的碎云对飞机起降有严重威胁。因此,云的预报是航空气象业务中的重要内容。根据云的生成条件,其预报一般着眼于两点:空中的水汽条件和上升冷却过程。目前,先进的数值天气预报模式对于大尺度天气形势的短期预报已达到较高水平。借助于先进数值产品,系统性、大范围中高云的预报准确率较高;相比之下,受复杂下垫面、低层湍流扰动、大气稳定度、辐射冷却等因素影响,低云特别是对流云的预报难度较大。

对流云一般指由大气对流运动所形成的低云,其典型特征是积状云,最常见的是淡积云和浓积云。对流云按其触发机制,可分为系统性动力抬升造成的对流云和热力作用产生的对流云。前者一般伴有槽线、切变线、辐合线等动力触发系统,容易发展成积雨云并造成雷雨、冰雹等强对流天气;由于其危害大,人们对其产生规律和预报方法的研究也较为深入(许健民,2021;郑永光等,2017;杨波等,2017)。而热力对流云一般以淡积云居多,多为局地发展。地面观测到的淡积云云量,多数情况下不超过 5 成(总云量为 10,下同),一般不造成严重天气,因此其预报研究受重视的程度不够。事实上,淡积云是夏季最常出现的对流云,在一定条件下对航空活动也有较大影响:一方面,当其云量较多时(云量有时也可达 6 成以上),可遮蔽地面目标,影响飞行员从空中对地标的目视效果;另一方面,当条件适合时,淡积云能进一步发展成浓积云和积雨云,甚至带来热雷雨,威胁飞行安全。青藏高原是我国对流云、雷暴等对流活动最旺盛的地区之一,该地对流云形成原因就与夏季高原作为巨大热源产生的热力作用密不可分(叶笃正和高由禧,1979;江吉喜和范梅珠,2002);在我国易受西太平洋副热带高压影响的华东、华北等地区,夏季也经常出现由热对流引发的雷雨甚至局地强降水(傅云飞等,2005;李昀英等,2008;尹承美等,2010;束宇等,2015)。

正因为热力对流云看似危害较小、受关注不多,新型的定量预报方法还不多见,预报员经常仅依据天气形势或者个人经验进行预报,导致空报、漏报时有发生,成为预报业务中的一个薄弱环节。例如,2020 年 4 月 27 日 11—17 时(北京时,下同),在大气整层较为干燥的条件下,山东发生了一次几乎覆盖全省的淡积云天气。该省气象部门在前一日制作的短期预报中未考虑低云,造成低云项被漏报(3.1 节)。因此有必要针对热力对流云研究有效的客观预报手段,提高其预报准确率。

传统的热力对流云预报思路,一般从天气形势、天气实况和探空记录的分析着手(北京大学地球物理系气象教研室,1976)。首先,从天气形势看,热力对流云常出现在弱气压场中。此形势下风速小,白天增温条件好,利于热力对流;若有低层湿度区配合,则更为有利。其次,从天气实况看,若邻近测站(特别是山区)已有少量对流云发展,则本站未来也可能出现对流云。第三,分析探空记录。重点是低层稳定度分析,并且要估计到白天增温的作用。一般利用 08 时探空数据求得对流温度(T_c),同时预报出当天下午的最高气温,如其能达到或超过 T_c,则预报对流能够发展。吴洪星等(2010)、李耀东等(2014)基于该思路开展北京夏季对流云的预报研究,结果表明,对流温度对局地对流云的预报具有一定指示意义。

上述利用探空分析预报热力对流云的思路,具有明确的物理意义,但有两点需要注意:首先,利用 08 时探空制作午后对流云的预报思路隐含了一个前提,即:从 08 时至午后,在考虑地面气温受辐射升高的同时,近似认为近地面露点温度(T_d)以及空中温度层结均不随时间改变或变化很小。该假定基于以下两方面考虑:在没有明显天气系统影响时,一方面,地面 T_d 相对于气温来讲,其变化幅度一般不

大;另一方面,自由大气温度日变化的幅度相对于近地面气温来讲通常也较小。另外,由于每日只有08时、20时两次探空,在这两个时次之间的空中温度如何变化,是很难精确获得的。吴洪星等(2010)为了求得北京站某日逐时的 T_c,在当日两个时次常规探空的基础上,忽略高空要素的日变化,将每个时次的探空最底层数据采用地面观测值进行替换,而以上各层次直接采用探空数据。事实上,上述假定尽管在一定程度上合理,但即使在没有明显天气系统影响时,午后的地面 T_d 与08时相比也会发生一定的日变化,不可避免带来计算误差。例如,束宇等(2015)用13时的地面 T_d 替代08时的地面 T_d 计算南京站的 T_c,发现修正后的 T_c 能更好地用于热对流降水预报。当有明显天气系统过境影响时,上述假定就不再成立。需要注意的第二点是,利用单站探空求取 T_c 通常在温度-对数压力图(T-ln$p$ 图)上用手工图解的方式完成,这已不适应现代预报自动化的要求;而且,预报员若想得到 T_c 的二维水平分布,进而从面上判断最有可能出现局地热对流的区域,就需要对多个站点进行图解计算,不但效率低,而且由于探空站分布稀疏(相对于数值模式格点而言),这样得到的 T_c 水平分布图可能会失去一些细节。

利用先进的数值预报产品进行"数值探空"分析,可以有效克服上述两个限制,提供时空较为连续的 T_c 等预报场。当前,数值预报已成为现代气象预报业务的核心手段,天气形势的短期预报准确率已达到较高水平。基于数值预报提供的温湿基本量,可以通过设计合理的数值算法计算各个预报时刻的对流温度、对流凝结高度(convective condensation level, CCL)等要素,只需将某预报时刻的 T_c 与2 m高度气温进行对比,即可定量估计热力对流的可能性。这样处理,前述传统探空分析的两个限制均能迎刃而解,预报误差的来源则由过去稀疏的探空数据和过多的假设,一并转化为数值预报模式的误差,而模式误差随着科技的发展势必越来越小。当然,预报效果也与 T_c 算法的可靠性有关。

本文实现了对流温度的数值计算,并结合2020年4月27日对流云漏报个例,对 T_c 的计算误差和影响因素进行了分析;同时与中国气象局"气象信息综合分析处理系统第四版"(MICAPS4.0)提供的探空站 T_c 结果进行了对比,以确保 T_c 算法的可靠性。构建了热力对流预报指数,从2020年5月起开展了对流云准业务化预报试验,取得较好效果。

1 对流温度的物理意义

据《气象学词典》(朱炳海等,1985),对流温度 T_c 是指地面加热到开始发展热对流时的一个临界温度。当白天空气因辐射加热而增温且达到该临界温度时,空气沿干绝热线上升达到饱和并凝结,此时的高度即对流凝结高度(CCL),而后沿着湿绝热线继续上升。

对流温度 T_c 的含义可结合图1予以说明。图中 T_0 和 T_d 分别为地面气温和露点温度(可理解为08时的探空数据)。此时,状态曲线为 T_0-抬升凝结高度(LCL)-θ_{se1}。可见,气块抬升过程中的温度始终低于环境气温,即对流有效位能(CAPE)为零,而低层的对流抑制能量很大。日出后,太阳辐射使近地层空气逐渐升温,在地面气温由 T_0 向 T_c 接近的过程中,近地层气温递减率 γ 也逐渐增大向干绝热递减率 γ_d 趋近,对流抑制能量也逐渐减少,正不稳定能量区逐渐增大;直至地面气温升至 T_c,此时再绘制状态曲线就会发现:底层对流抑制能量变为零,近地层气温递减率变为 γ_d,气块稍受扰动即可上升至CCL,该高度以上的CAPE为正,对流可以进一步发展。此时的CCL刚好也是此状态下的抬升凝结高度,同时兼具自由对流高度的性质。在上述过程中,正如引言部分所述,已假设地面 T_d 以及中高层大气的温度层结不变。

由以上分析可见,地面气温达到 T_c 可促发热力对流的物理本质在于,此时大气底层的气温直减率达到了干绝热状态(而 γ 通常是小于 γ_d 的),对流抑制彻底消失,因此上升过程不再有系统性阻碍,气块沿干绝热过程达到CCL产生凝结(形成对流云);而在CCL以上,对于水汽含量较大的湿对流过程来说,由于气块湿绝热递减率 γ_m 一般是小于环境层结温度递减率 γ 的(李耀东等,2014),故气块仍然受正浮力作用。因此,整个过程中热力对流可以"自由"发展。一般将CCL视为对流云底的高度。

对于图1,需要说明的是:在图1给出的情形下,由 T_d 和 T_0 起始绘制状态曲线,CAPE刚好为零。在有些情形下[如李耀东等(2014)图3],由 T_d 和 T_0 起始抬升得到的CAPE可以是正值,而由 T_d 和 T_c 起始抬升得到的CAPE则更大。当然实际大气中也可能存在另一种情况,即使地面气温升

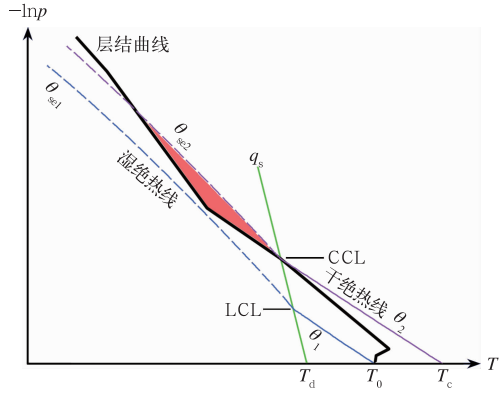


图 1　对流温度示意图

［黑色粗实线为层结曲线，细实线（θ_1 和 θ_2）为干绝热线，断线（θ_{se1} 和 θ_{se2}）为湿绝热线，绿色实线为等饱和比湿线，下同；T_d 和 T_0 分别为地面露点温度和气温，T_c 为对流温度，LCL 为抬升凝结高度，CCL 为对流凝结高度，θ 和 θ_{se} 分别代表位温和假相当位温，q_s 为饱和比湿；红色填充区代表假定地面 T_d 维持不变，当 T_0 至 T_c 时的正不稳定能量区］

Fig. 1　Schematic diagram of the convective temperature

［Thick black line is stratification curve, solid lines (θ_1, θ_2) and dashed lines (θ_{se1}, θ_{se2}) denote dry and moist adiabat curves, respectively, green solid line is iso-saturation specific humidity curve, the same below; T_d is surface dew point temperature, T_0 is surface temperature, and T_c is convective temperature; θ is potential temperature, θ_{se} is pseudo-equivalent potential temperature, and q_s denotes saturation specific humidity; LCL and CCL mean lifting condensation level and convective condensation level, respectively; the red-filled area shows positive unstable area when the surface temperature rises from T_0 to T_c, while T_d remains unchanged］

至 T_c 后，得到的 CAPE 也很小甚至为零：此时，CCL 之上中高层大气的 γ 接近或小于 γ_m，为中性或绝对稳定状态。

李耀东等（2014）对 T_c 的含义进行了深入讨论，指出了一些文献中所绘 T_c 示意图中的不合理表述，并剖析了其原因。在 T-ln$p$ 热力图解中，各种线条的斜率是不同的。其中，干绝热线斜率最小、湿绝热线斜率次之、等饱和比湿线斜率最大。把握住该规律，可避免绘制出的热力图解示意图违背大气物理规律。

2　对流温度的计算

2.1　资料和数据

本文基于数值模式数据计算对流温度，探索其在热力对流云预报中应用的可行性。除了业务数值预报外，研究中使用了以下数据：

（1）ERA5 再分析数据。基于该数据计算对流温度，并尝试分析 2020 年 4 月 27 日山东地区对流云的漏报原因。ERA5 是欧洲中期天气预报中心最先进的第五代再分析产品，数据同化方法为集合四维变分，采用 GRIB1 数据编码。数据水平分辨率为 31 km（即 0.28125°），时间分辨率为1 h，包括 37 个等压面层；本文使用时水平分辨率插值为 0.25°×0.25°。该数据集提供了包括 2 m 层温度、2 m 层湿度、地面气压，以及各等压面温度、位势高度、风场等要素在内的丰富的气象要素，可构建精细的“数值探空”，能够满足对流温度的计算需要。常用的美国 NCEP/NCAR 再分析数据为 6 h 间隔，相比之下，ERA5 的高时间分辨率有助于更精细地分析气象要素的时间演变情况。

（2）MICAPS4.0 提供国内探空站资料（2020 年 4 月 27 日 08 时）。基于该资料，通过 T-ln$p$ 图解法手动点绘计算对流温度，与数值计算结果进行对比。同时，MICAPS4 还直接提供了探空站点的对流温度，本文计算的 T_c 与之进行了对比。

（3）可见光卫星云图（中国 FY-4A、FY-2G 及日本 Himawari-8）。该云图用于判断对流云的生消和范围。

2.2　对流温度的计算方案

对流温度的数值计算，可通过模拟图解法点绘求算的过程来实现。在 T-ln$p$ 图上利用图解法求解 T_c 的步骤为：首先，通过地面 T_d 做等饱和比湿线，它与层结曲线相交于对流凝结高度；然后由该交点出发，沿干绝热线下降到地面，它所对应的温度即为对流温度 T_c。

2.2.1　对流温度的计算步骤

计算 T_c 需要用到等压面气温、地面气压以及地面露点温度。地面 T_d 可采用数值模式输出的 2 m 露点温度。常用的数值预报产品或再分析资料均可提供以上物理量。

第一步，求地面比湿。通过地面 T_d 的等饱和比湿线数值所对应的即为地面比湿。已知 T_d（单位：K）和气压（p，单位：hPa），可利用式（1）和式（2）分别求得水汽压（E，单位：hPa）和比湿（q，单位：g·kg^{-1}）：

$$\ln E = 53.67957 - 6743.769/T_d - 4.8451\ln T_d \tag{1}$$

$$q = 0.622\left(\frac{E}{p - 0.378E}\right) \tag{2}$$

计算水汽压还有其他公式，可参见刘健文等(2005)。

第二步，求各等压面上的饱和比湿(q_s)。只需要将式(1)中的 T_d 用气温代替，即得饱和水汽压(E_s)；然后将式(2)中的 E 用 E_s 代替，就得到饱和比湿。

第三步，求对流凝结高度以及该高度上的位温。对流凝结高度即地面比湿值所对应的等饱和比湿线与层结曲线的交点所在高度。对于某固定地点(或任一网格点)而言，第二步得到的各等压面饱和比湿构成垂向一维数组，只需要找出地面比湿值在该一维数组中的位置即可。很容易得到该数值处于哪两个等压面之间，然后通过插值得到它所处高度的气压，即 CCL 处的气压(p_{CCL})，以及该高度上的气温(T_{CCL})。然后由式(3)可求得对应的位温(θ_{CCL})。

$$\theta_{CCL} = T_{CCL}(1000/p_{CCL})^{R_d/c_{pd}} \tag{3}$$

第四步，得到 CCL 处的位温后，由于地面气压为已知，直接利用位温公式可反求 T_c。

$$T_c = \theta_{CCL}(p_s/1000)^{R_d/c_{pd}} \tag{4}$$

式中：p_s(单位：hPa)代表地面气压，R_d 为干空气比气体常数，c_{pd} 为干空气定压比热，$R_d/c_{pd} \approx 2/7$。

2.2.2 两种特殊情形

以上给出 T_c 数值计算的一般过程。此外，还有两种特殊情况需要注意，这两种情况均与空中逆温层有关。

第一种情况是经过地面 T_d 的等饱和比湿线穿过逆温层，与层结曲线形成三个交点(图 2a)。此时，若以最下面的交点 A_b 所在高度作为 CCL，则对应的对流温度为 T'_c，当气块达到该点后沿湿绝热线 θ_{se2} 向上抬升，仍有大片的对流抑制能量，仅有较小的 CAPE(图中 θ_{se2} 与层结曲线之间的填色部分)，显然不可取。同样，若以中间的交点 A_m 所在高度作为 CCL 也会得到类似的结果。如前述，确定 T_c 的原则是要求气层中间的负面积消失。因此，应以

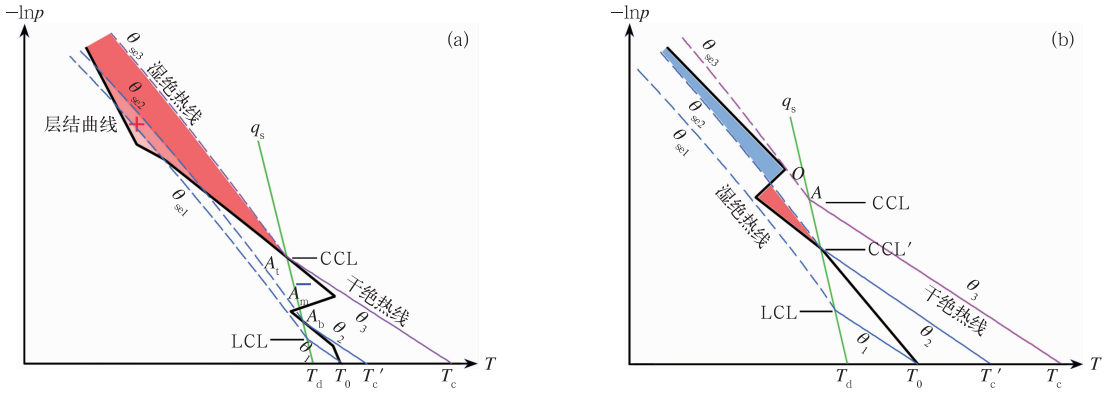


图 2 两种存在逆温时的对流温度示意图

(a)经过地面露点温度的等饱和比湿线穿过逆温层的情形，(b)经过地面露点温度的等饱和比湿线与逆温层不相交且 CCL′位于逆温层之下的情形

(图 2a 中，由浅到深的 3 种红色填充，分别代表当地面气温为 T_0、T'_c 和 T_c 时，各自所对应的正不稳定能量区，深色面积包括了浅色面积在内；图 2b 中，红、蓝色填充区分别代表当地面气温升至 T_c′时所对应的正、负不稳定能量区；地面气温由 T_0 升至 T'_c 和 T_c 的过程中假定地面 T_d 维持不变)

Fig. 2 Schematic diagrams of T_c in two special scenarios characterized by the existence of temperature inversion

(a) the situation with the iso-saturation specific humidity curve corresponding to surface dew point temperature crossing a temperature inversion zone, (b) another situation with the iso-saturation specific humidity curve corresponding to surface dew point temperature not crossing the temperature inversion zone above CCL′

(In Fig. 2a, the light, medium and dark red-filled areas denote the positive unstable energy area with the surface temperature at T_0, T'_c, T_c, respectively; and the lighter color area is included in its darker one; in Fig. 2b, the blue and red areas denote the negative and positive unstable energy area, respectively, when the surface temperature rises to T'_c; the surface temperature rises from T_0 to T'_c and T_c, while T_d remains unchanged)

最上方的交点 A_t 所在高度作为 CCL,此时对应的对流温度为 T_c,气块沿干绝热线到达 A_t 点后沿湿绝热线 θ_{se3} 继续抬升,对流抑制能量消失,CAPE 增大,对流得以自由发展。

第二种情况是经过地面 T_d 的等饱和比湿线与逆温层不相交且逆温层位于 CCL′的上方(图 2b)。观察图 2b 可知,此情况下当气块沿干绝热线到达 CCL′后,可继续沿湿绝热线 θ_{se2} 自由抬升,但在穿过逆温层后再次受到对流抑制(图 2b 蓝色填充区),因此可能产生淡积云,但难以形成积雨云,从而发展为更深厚的对流。依照对流温度的确定原则,若要使对流抑制完全消失,更严格意义上对流温度的求法是:在图 2b 中,找出经过逆温层顶 O 点的湿绝热线(图中 θ_{se3} 线)与通过地面 T_d 的等饱和比湿线的交点 A,再通过该点做干绝热线(图中 θ_3 线)使之与地面相交,交点对应的温度即为更严格意义上的对流温度;而 A 点所在高度即为更严格意义上的 CCL。图 2b 中,由 T_d 和 T_c 出发得到的状态曲线完全在层结曲线之右侧,不再存在对流抑制。

2.3　计算检验

以 2020 年 4 月 27 日 08 时为例,检验上述 T_c 算法的有效性,同时分析不同数据对 T_c 计算的影响。

2.3.1　检验方案

对流温度计算是否准确,既依赖于算法的合理性,也与数据资料的质量直接相关。

为了考察数据资料对 T_c 计算的影响,采取了四种数据方案:一是探空数据。探空站点为我国29°～45°N、107°E 以东范围内的全部探空站,共计 39 个(站点位置见 3.1 节)。站点海拔高度从3 m (江苏射阳站)到 1 463 m(内蒙古东胜站)不等。二是 ERA5 再分析数据。三是在 ERA5 的基础上,进一步融合逐小时的国家站地面露点温度和地面气压观测数据(MICAPS 第三类数据),目的是尽量减小地面数据误差。具体做法是,将地面观测数据用 Kriging 方法插值到 ERA5 数据格点上,并在陆地范围内替换掉原数据。四是业务数值预报数据。将后三种方案得到的格点结果,采用双线性插值方法插值到探空站点上,以方便与第一种方案结果做对比。

为了评估 T_c 算法的精确度,选取 ERA5 融合观测数据,分别采用数值计算和 T-ln$p$ 图手工点绘两种方式计算 T_c,并加以对比。另外,针对探空数据,还用点绘法进行了对流温度计算,将其结果与 MICAPS4.0 提供的探空站 T_c 进行对比。

具体地,设计了以下五种计算试验方案(表 1),进行对比检验。

方案 Mh:用 T-ln$p$ 图手工点绘方式,基于 2020 年 4 月 27 日 08 时探空数据求算 T_c。图解点绘法是传统方法,认为该方案的结果是可靠的,在误差分析时将其视为真值。

方案 Eh:用 T-ln$p$ 图手工点绘方式,基于插值到探空站点上的 ERA5 融合观测数据求算 T_c。

方案 E5*:用数值计算的方式,基于 ERA5 融合观测数据计算 T_c。由于与方案 Eh 采用了同样的数据,通过二者间对比(将 Eh 视为真值),可检验算法是否合理。

方案 E5:用数值计算的方式,基于 ERA5 再分析数据计算 T_c。与方案 E5* 的区别在于未融合观测数据。

方案 NP:用数值计算的方式,基于前一日 20 时起报的数值预报结果计算 T_c。

另外,还使用了 MICAPS4.0 直接提供的 T_c(表 1 中方案 M4),用于与方案 Mh 做对比。

表 1　对流温度的计算试验方案

Table 1　Computational schemes of convective temperature

方式	探空	ERA5 融合观测	ERA5 再分析	数值预报
点绘求算	Mh	Eh	/	/
数值计算	M4	E5*	E5	NP

注:M4 代表由 MICAPS4.0 提供的结果。

Note: Scheme M4 means the results provided by MICAPS version 4.

2.3.2　检验结果

首先,通过图解点绘法(方案 Eh)与数值计算(方案 E5*)之间的对比,考察 T_c 数值计算方案的可靠性。两种方案均采用了 ERA5 再分析融合地面观测数据。从图 3a 中第一个箱须图可见,两种结果之间差别甚小,误差的中值为 0.2℃;经计算,绝对平均误差(以下简称绝均差)也只有 0.3℃;上下四分位数分别为 0.35℃和 0.06℃,其内四分位距(interquartile range,IQR)仅为 0.29,说明差值大多集中在一个很小的范围。39 个探空站中只有 1 个站的误差超过 1.0℃(赤峰站,1.4℃)。可见,本文 T_c 数值计算的精度是可以接受的。

另外,方案 Mh 和 M4 均基于 08 时探空数据,

前者用点绘法求算，后者由 MICAPS 直接提供。观察图 3a 第二个箱须图可知，二者之差的分布特点与上述 Eh 和 E5* 方案之差基本类似，中值为 0.2℃，IQR 为 0.5℃，绝均差为 0.6℃，但出现了一个 −11.8℃ 的奇点。经检查，该奇点发生在杭州站。问题发生的原因即 2.2.2 节所述的第一种特殊情况。该站探空在低层存在一个明显的逆温层(参考图 2a)，而经过地面 T_d 的等饱和比湿线恰好穿过该逆温层，与层结曲线形成三个交点。此情况下，应取最上面的交点所在高度为 CCL，此时得到的 T_c 为 28.5℃；而 MICAPS4 取了最低的点作为 CCL，得到的对流温度只有 16.7℃(08 时该站地面气温为 16.5℃)。若不考虑该奇点，则绝均差也是 0.3℃，可见 MICAPS4.0 提供的 T_c 一般来说也是很精确的，但应改进一下存在逆温层时的处理方式。束宇等(2015)的研究中也曾指出 MICAPS3.0 中存在同样的问题。

由以上对比检验可见，本文 T_c 计算值与图解点绘法得到的结果差别甚小，与 MICAPS4.0 自带的数值也很接近，由此可判断算法是可靠的。下面进一步分析数值资料对 T_c 计算的影响。

图 3a 中的后四幅箱须图分别给出了方案 Eh、E5*、E5、NP 与方案 Mh 之间差值的分布情况(将 Mh 视为真值)。方案 Eh 和 E5* 的误差分布情况类似，误差的离散程度也都比较小。与方案 E5* 相比，方案 E5 的下四分位数达 −1.8℃，误差离散程度增大较明显，同时绝对误差平均值也由 0.7℃增大到 1.5℃(表 2)，说明融合地面 T_d 和气压的观测数据对 T_c 的计算精度有明显提高。受行星边界层、复杂下垫面性质、地面摩擦等非线性因素的影响，T_d 和气压等地面要素的数值结果不可避免会存在较为可观的误差。不难想象，基于预报的方案会比方案 E5 的计算误差更大些；图 3a 中方案 NP 出现了 3 个较大的界外值，该方案的绝均差在 5 个方案中最大，为 1.7℃(表 2)。

表 2 不同方案得到的对流温度的绝对误差(单位：℃)

Table 2 Absolute errors of T_c in five computational schemes (unit: ℃)

误差	方案 M4 (探空数据)	方案 Eh (再分析融合观测)	方案 E5* (再分析融合观测)	方案 E5 (ERA5 再分析)	方案 NP (数值预报)
绝均差	0.6	0.7	0.7	1.5	1.7
绝对误差中值	0.2	0.6	0.5	0.9	1.3
最大绝对误差	11.8	3.5	3.2	4.5	7.9

注：计算误差时，将方案 Mh 的结果视为真值。

Note: The results of Scheme Mh are taken as the true values in the calculation of errors.

就本算例而言，T_c 的计算值整体上偏低(图 3a)。无论偏低还是偏高，都会降低 T_c 对热力对流云的预报意义：偏低容易空报，偏高易导致漏报。进一步分析绝对误差的分布情况(图 3b 和表 2)，方案 E5*、E5 和 NP 的绝对误差与数据质量密切相关，从中位数看：方案 E5* 采用 ERA5 再分析融合观测数据，T_c 绝对误差中值为 0.5℃；未融合观测数据时为0.9℃ (方案 E5)；单纯基于预报数据时为 1.3℃(方案 NP)。同时，绝对误差的离散程度也有明显变化。方案 E5* 的上四分位数仅为 0.9℃，IQR 仅为 0.6℃；方案 E5 和 NP 的上四分位数分别达 2.2℃和 2.8℃，IQR 也逐渐增大。

2.3.3 误差来源分析

由对流温度的计算过程可推测，影响其计算精度的要素为 2 m 层 T_d(或绝对湿度)、地面气压以及温度层结(即等压面气温)。孟宪贵等(2018)分析了再分析资料 ERA5 在山东地区的适用性，发现 2 m 相对湿度与实况资料的相关性要逊于 2 m 层气温。

方案 E5* 融合了地面观测数据，误差小于方案 NP 和 E5(图 3a)。方案 NP 有 6 个站的绝对误差大于 3℃；而方案 E5* 只有 1 个站绝对误差大于 3℃，大于 1.5℃的也只有 4 个站。可见，地面 T_d 和气压的预报误差对 T_c 预报精度有重要影响。

进一步分析了几个误差较大的站点数据，发现产生 T_c 计算误差的途径至少有以下四种：(1)地面 T_d 和地面气压同时存在较大误差，该情况易造成 T_c 误差的极大值。(2)地面 T_d 和地面气压二者之一存在较大预报误差。地面 T_d 直接影响对流凝结高度；地面气压则直接影响对流温度。绝热大气的压高公式写为

$$z = \frac{T_s}{\gamma_d}\left[1-\left(\frac{p}{p_s}\right)^{R_d/c_{pd}}\right] \tag{5}$$

式中：z 为气压 p 所对应的高度，T_s 和 p_s 分别为地面气温和气压，γ_d 为干绝热递减率。按照干绝热增温规律，每下降100 m增温约0.977℃. 由式(5)可

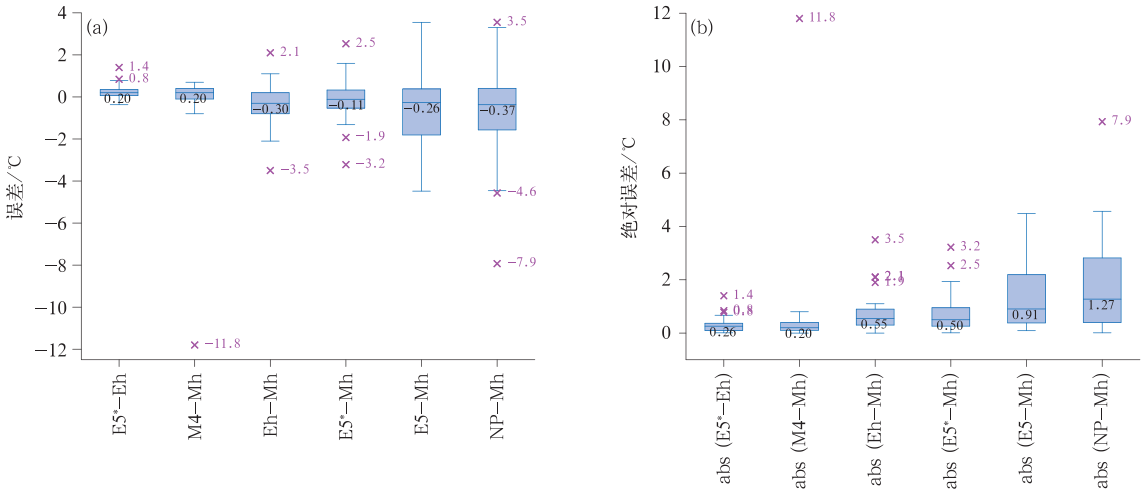


图 3　不同方案得到的 T_c 之间的差值分布

(a)误差，(b)绝对误差

(X 轴表示两种计算方案的差值；黑色数字为中位数，紫色数字为界外值)

Fig. 3　Box plot of computational errors of T_c

(a) error, (b) absolute error

(The horizontal axis denotes the difference between two computational schemes; black and purple numbers are the median and outlier values, respectively)

估算：在地面气温和气压分别为 30℃和 1 000 hPa 的条件下，每 10 hPa 的 p_s 误差相当于约 89.0 m 的高度误差，会使 T_c 产生约 0.87℃的误差。海拔高度越高、地面气温越高，误差数值越大。(3)当模式垂向分层较为稀疏时(如只有标准等压面数据)，对温度层结的刻画不够精细而损失了细节。有时较小的空中温度预报误差可能与其他因素共振造成 T_c 的较大误差。比如，郑州站 4 月 27 日 08 时预报的地面 T_d 准确，地面气压误差为 5 hPa，空中 850 hPa 和 700 hPa 的温度预报误差分别为 1.3℃和－1.2℃，最终导致 CCL 误差为－25 hPa，最后 T_c 误差达2.4℃。(4)当某气层的温度直减率较小(层结曲线陡峭)，或者数值产品的该气层温压曲线比实际更陡峭时，倘若地面比湿所对应的等饱和比湿线恰与该气层相交，则即使小的地面 T_d 误差也可带来较大的 CCL 误差，从而影响 T_c 的计算结果。

2.4　热力对流指数

根据对流温度的物理意义，将某时刻地面气温与对流温度之差定义为该时刻的“热力对流指数”，即：

$$I_{cv} = T_{2\,m} - T_c \tag{6}$$

式中：$T_{2\,m}$为模式输出的 2 m 高度层气温，代表地面气温。

从理论上讲，当地面气温达到或超过 T_c 时(即 $I_{cv} \geqslant 0$℃)，对流云可发展。但考虑到数值模式误差、计算误差等因素，可将阈值适当放宽以避免漏报。由 2.3.2 节分析(图 3 和表 2)，方案 NP 的 T_c 绝对误差的中值在 1.3℃，采用 ERA5 数据的绝对误差中值在 0.9℃；参考以上误差数值，不妨将 I_{cv}的阈值暂取为－1℃，即当 $I_{cv} \geqslant -1$℃时，预报出现热力对流云；且 I_{cv}数值越大，出现对流云的可能性越大。该阈值与李耀东等(2014)的研究恰相吻合。该研究统计分析了北京地区 50 个夏季对流云个例，建议将最高气温不低于对流温度 1℃作为北京局地对流云的预报判据。需注意的是，基于模式结果得到的阈值可能具有模式依赖性，在业务使用过程中可根据实际情况做调整。

3　对流温度在热力对流云预报中的应用

3.1　2020 年 4 月 27 日对流云漏报分析

2020 年 4 月 27 日中午到下午，山东大部出现淡积云。对这次大范围对流云，我们在前一日的短期预报中未考虑到，造成低云项的漏报。

3.1.1　天气形势

2020 年 4 月下旬，在东亚地区 500 hPa 图上，“一槽一脊”的形势连续维持多日：贝加尔湖与巴尔

喀什湖之间为高压脊，鄂霍次克海地区维持庞大而深厚的低涡，我国华北、内蒙古一直为处于二者之间的西北气流所控制，期间山东地区晴好天气居多。从 4 月 25 日起，贝加尔湖西侧的高压脊发展加强，逐渐形成阻塞形势；26 日起，贝加尔湖—我国东北—内蒙古附近的 500 hPa 已由西北风转为北-东北风，“阻高-横槽”形势建立。26 日夜间，大横槽南压影响华北地区并逐渐转竖；阻塞高压随后崩溃，华北 500 hPa 空中的东北风也逐渐转为西北风。

27 日上午，山东已处于槽后，昼间整层为干燥的偏北气流所控制（图 4）。据 ERA5 再分析资料，仅 700 hPa 附近的等压面上有浅薄的水汽，850 hPa 以下的相对湿度在 30％以下。根据这样的简单天气形势，很自然会做出 27 日昼间“晴天为主，伴少量高层云”的预报。从水汽条件和上升冷却的角度考虑，不会预报系统性低云的发生。事实上，4 月 26 日前面连续 3 天，山东大部也均为晴好天气，在形势变化不大的情况下，也容易产生预报的“惯性”。

卫星云图显示（图 5），27 日从上午 10 时起，鲁中和山东半岛地区开始有淡积云发生，中午以后迅速发展，到 13 时左右淡积云的范围遍及除鲁西南外的全省大部地区。从台站人工观测结果看，鲁西北、鲁中和半岛的多个台站也观测到了 5 成以上的淡积云。该过程为 2020 年山东地区首次出现的大范围对流云天气。

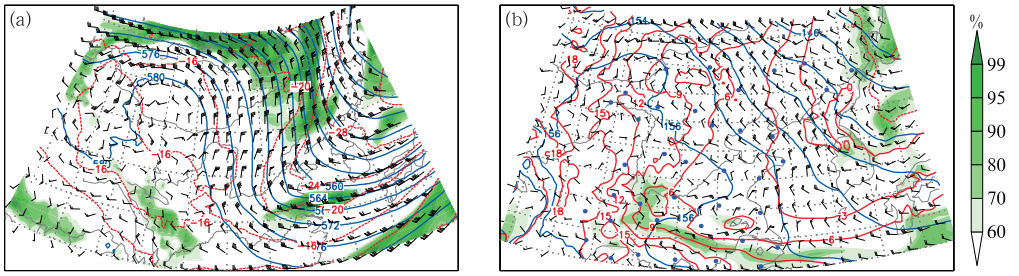


图 4　2020 年 4 月 27 日 11 时的(a)500 hPa 和(b)850 hPa 空中天气形势(ERA5 资料)

[蓝、红等值线分别为等高线(单位：dagpm)和等温线(单位：℃)，绿色填充代表相对湿度；图 4b 中蓝色圆点代表探空站位置]

Fig. 4　ERA5-derived synoptic charts at (a) 500 hPa and (b) 850 hPa isobaric level at 11:00 BT 27 April 2020

[Blue and red contours show geopotential height (unit: dagpm) and temperature (unit: ℃), respectively; green-filled area denotes relative humidity; blue dots in Fig. 4b show the sounding stations which are used to verify the computational precision of T_c]

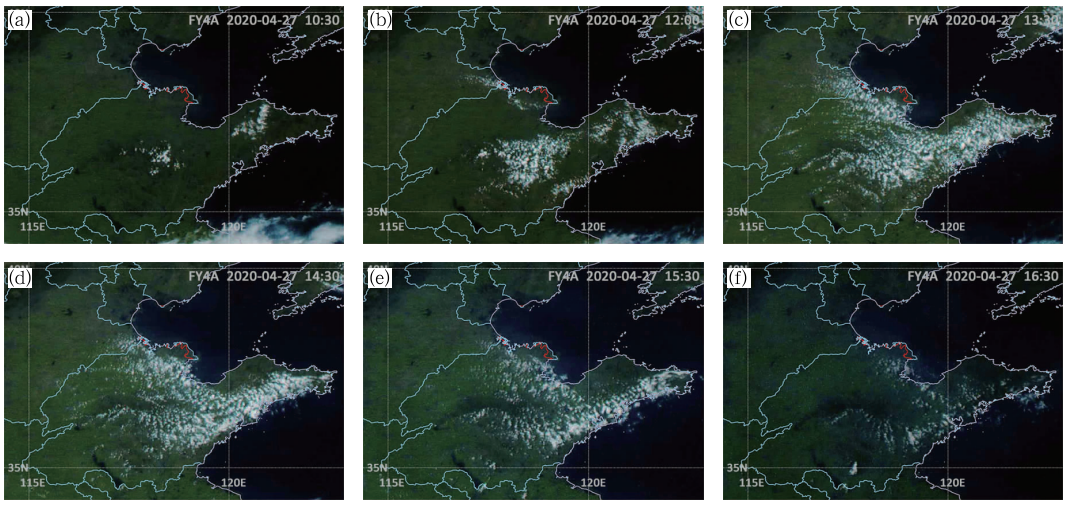


图 5　2020 年 4 月 27 日 FY-4A 彩色卫星云图

(a)10:30，(b)12:00，(c)13:30，(d)14:30，(e)15:30，(f)16:30

Fig. 5　FY-4A color images on 27 April 2020

(a) 10:30 BT, (b) 12:00 BT, (c) 13:30 BT, (d) 14:30 BT, (e) 15:30 BT, (f) 16:30 BT

3.1.2　对流条件分析

利用 ERA5 再分析资料，计算了 2020 年 4 月 26—28 日逐时的对流温度。2.3 节已利用 27 日 08 时的计算结果检验了算法的可靠性，下面分析 I_{cv} 指数对这次对流云过程的预报指示效果。

图 6 给出了几个典型时刻 I_{cv} 指数的水平分布，其对对流云的指示意义可谓一目了然。海上区域均小于－1℃，陆地上三个正值区均与云图吻合良好。卫星观测表明（图 5a），10 时左右，对流云在鲁中和山东半岛两处开始出现，而 I_{cv} 指数刚好在这两处形成局部正值中心（图 6a），位置对应较好。这两个区域为鲁中山区和半岛丘陵，说明山区地形的确有利于对流云的形成。13 时的 I_{cv} 指数正值区覆盖山东大部（图 6b），与图 5c 对应良好。有两个细节值得关注。一是山东鲁西南地区始终没有对流云发展，这一点在 I_{cv} 指数的分布上有清晰的体现：图 6b 上鲁西南地区（菏泽一带）是指数的负值区，而且还形成了一个小于－6℃的负值中心。二是除了山东大部以外，整个朝鲜半岛和东北地区南部（含辽东半岛大部）均为 I_{cv} 正值区且数值高于山东地区，预示着热力对流很强；另外在太原以南也有一个 I_{cv} 的正值区。对比卫星观测（图 6d），上述区域果然都有对流云出现，特别是我国东北至朝鲜半岛地区对流发展比山东地区更加旺盛，与高的 I_{cv} 指数吻合良好。

进一步选取了菏泽、济南、韩国首尔三个站点（地理位置见图 6），绘制了从 26 日 08 时起 60 h 的 I_{cv} 时间演变曲线（图 7），分别代表无对流、有对流和较强对流三种不同强度的热力对流。从图 7 可以直观地看出三条曲线的区别。菏泽地处鲁西南，此次过程无对流云产生，I_{cv} 指数也始终在－2℃以下；济南靠近鲁中山区，云图显示 27 日的对流云持续时间约在 10—15 时（图 5），与图 7 的曲线基本吻合；韩国首尔的对流云比济南旺盛，持续时间多 2 h（云图略），这一点也在曲线演变上得到合理体现；图 7 表明，首尔 I_{cv} 指数的正值区不仅持续时间更久，且数值也明显超过山东地区。另外，图 7 还揭示了一个细节，即首尔在前一天（26 日）也出现了 $I_{cv}\geqslant 0$℃的时段（10—17 时），这与云图（图略）基本吻合。ERA5 再分析资料时间分辨率高达 1 h，能够在时间演变分析中显示出更多细节。

以上分析启示我们，热力对流云的产生机制与一般的稳定性低云（如层云）及整层动力抬升造成的低云（如大范围锋面层积云等）不同，因此尽管都是低云，但预报方法不可一概而论。后者一般有明显的低空湿度区对应，根据数值预报的相对湿度分布可做出大致的判断；而预报热力对流云时，应重点分析是否满足热力对流的条件，热力对流云的生成对湿度的要求很低。比如这次 4 月 27 日大范围淡积云过程，不但山东地区低层湿度很小，我国东北至朝鲜半岛在 925 hPa 和 850 hPa 也没有明显的湿度区

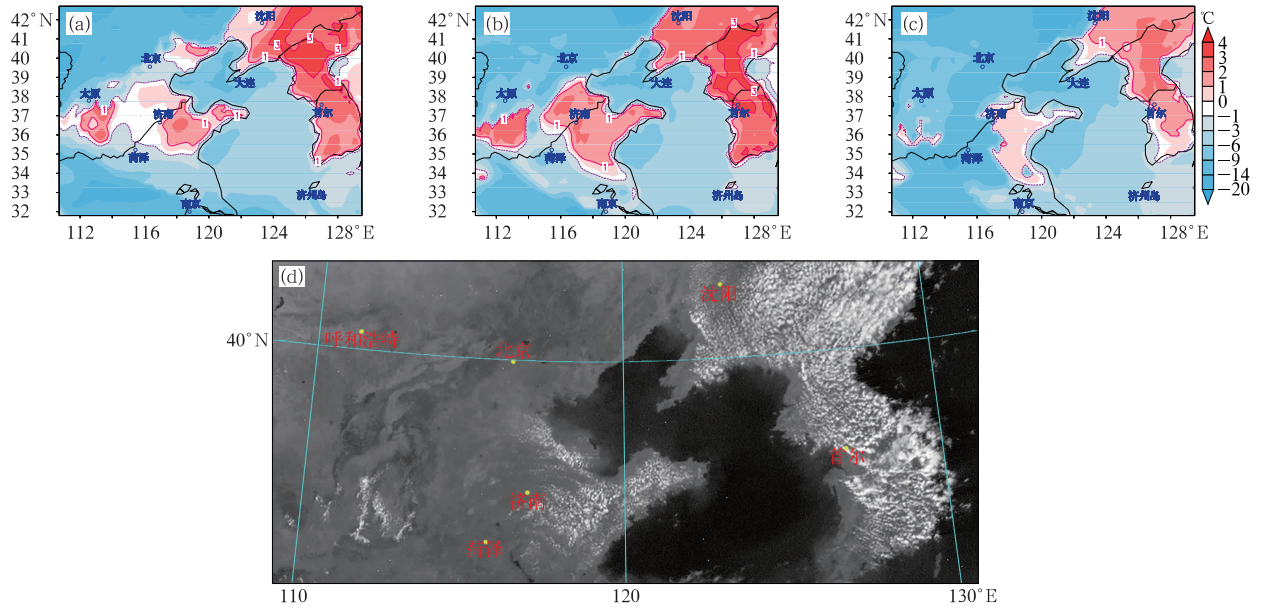


图 6　2020 年 4 月 27 日(a)10 时，(b)13 时，(c)16 时热力对流指数的水平分布及(d)13 时 FY-2G 可见光卫星云图

Fig. 6　The horizontal distributions of I_{cv} at (a) 10:00 BT, (b) 13:00 BT, (c) 16:00 BT and (d) FY-2G visble cloud image at 13:00 BT on 27 April 2020

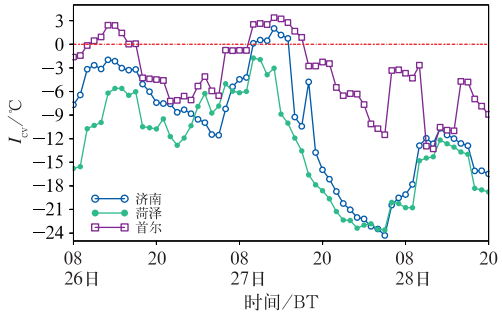


图 7 2020 年 4 月 26 日 08 时至 28 日 20 时
三个单站热力对流指数的时间演变曲线
Fig. 7 Time-evolution curves of I_{cv} at three sites from 08:00 BT 26 to 20:00 BT 28 April 2020

配合(图略)。这次淡积云过程漏报的根本原因在于只片面关注了水汽条件,忽视了对热力对流条件的量化分析。

3.2 热力对流云预报试验

3.2.1 预报试验概况

从 2020 年 5 月至今,我们尝试开展了准业务化对流云预报试验。跟随业务数值预报的输出场,每日分别由 08 时和 20 时起报,每 3 h 输出一次对流温度和 I_{cv},目前实现了一键自动出图。试用表明,该方法对热力对流云的发生具有良好的预报效果和指示意义。

从 I_{cv}的总体表现看,08 时陆上很少预报出现对流云;在对流云日,I_{cv}的指示性通常在 11 时开始显现(由于每 3 h 输出,故观察不到 10 时的情况);14 时 I_{cv}的强度维持或少变,17 时迅速减弱。上述预报规律与实际情况总体上一致。14 时 I_{cv}有时会低于 11 时,其原因可能在于,晴空的午后湍流增强,造成近地面水汽向上扩散,致使地面绝对湿度下降、露点温度降低,对流温度升高;而同时近地面气温的增温幅度又不够高,综合效应表现为指数 I_{cv}的降低。

3.2.2 陆上对流案例

图 8 列出了 2020 年 5—10 月 5 个典型对流云日的预报结果以及当时的可见光云图。由天气形势可以判断,在这些对流云日山东附近没有冷锋、空中槽等明显的动力系统,对流云的出现多为热力原因。

出现淡积云时多为晴好天气(午后升温较快),淡积云之上一般没有中高云系遮盖,因而云的发展演变在高分辨率可见光云图上很容易辨别。在高分可见光云图上,陆地上的淡积云通常表现为密集分布的细小颗粒状,当大面积发生时,经常形成随风向或地形山脊分布的“积云线”;当发展为浓积云时,细小颗粒会聚成小的团状。上述特征在图 8c 上表现很清楚。当盛夏季节华北、华东地区被西太平洋副热带高压控制时,副热带高压区低层大气湿度经常较大,午后对流条件具备时(如 2020 年 8 月 18 日,图略),常出现大片积云并随低层气流排列,呈现反气旋弯曲的积云线。海上的对流云在云图上一般表现为积云线以及开口或闭口的细胞状云。由于淡积云云顶高度低,故在红外云图上一般不明显,除非发展为浓积云。

对比 I_{cv}预报图与云图可发现,多数情况下对流云出现的范围和时间可以通过 I_{cv}来预报。如:5 月 26 日,山东半岛和鲁中地区的指数较高(图 8a_1 和 8b_1),云图与之对应较好;云图同时显示,在山西大部、河北北部(北京以北)等地区有大片积云区,与华北平原晴空区之间构成鲜明的界限,该特征在 I_{cv}上也有准确的体现。9 月 30 日预报的热力对流区与无对流区之间也有清晰的界限,山东大部(除鲁西南)、苏北、黄海大部皆为预报的无对流区(图 8a_5 和 8b_5),同样与云图吻合非常好(图 8c_5)。图 8c_5 上的积云区表现为密集细小的颗粒状,为典型的淡积云;在江苏—安徽地区为随着低空风向分布的积云线。仔细观察,能发现鲁西南的微山湖区由于水面温度低没有对流发展,形成了清晰的黑色无云区。

热力淡积云有时会发展成浓积云,甚至有雷阵雨或短时强降水出现。8 月 23 日和 9 月 11 日的预报图有大片的热力对流区,云图也显示山东地区积云发展旺盛(图 8c_3 和 8c_4)。8 月 23 日鲁西地区午后出现局地性热雷雨,多站小时雨量在 10 mm 以上。9 月 11 日上午,鲁西北及河北地区为淡积云,云图上表现为单体小颗粒状,鲁中地区云团较大;下午鲁中东部和山东半岛地区有浓积云发展,莱山、莱阳、潍坊等地出现雷阵雨。

3.2.3 海上对流案例

本文讨论的对流云是由于热力作用形成的,而低层大气被加热通常有两种情况:一种是太阳辐射对地表的加热,在局地造成大气层结不稳定,这在夏季陆地上最明显,日变化很明显;另一种是较强冷空气平流到暖的下垫面上被加热,当对流条件具备时形成积状云,常发生在冷季强冷空气侵袭的海洋上。后者由于与太阳辐射关系不大,故日变化不明显。秋冬季节,当强冷空气爆发侵袭时,渤、黄、东海的海面上经常有大片冷流低云生成,并常在山东半岛地区造成阵雪。

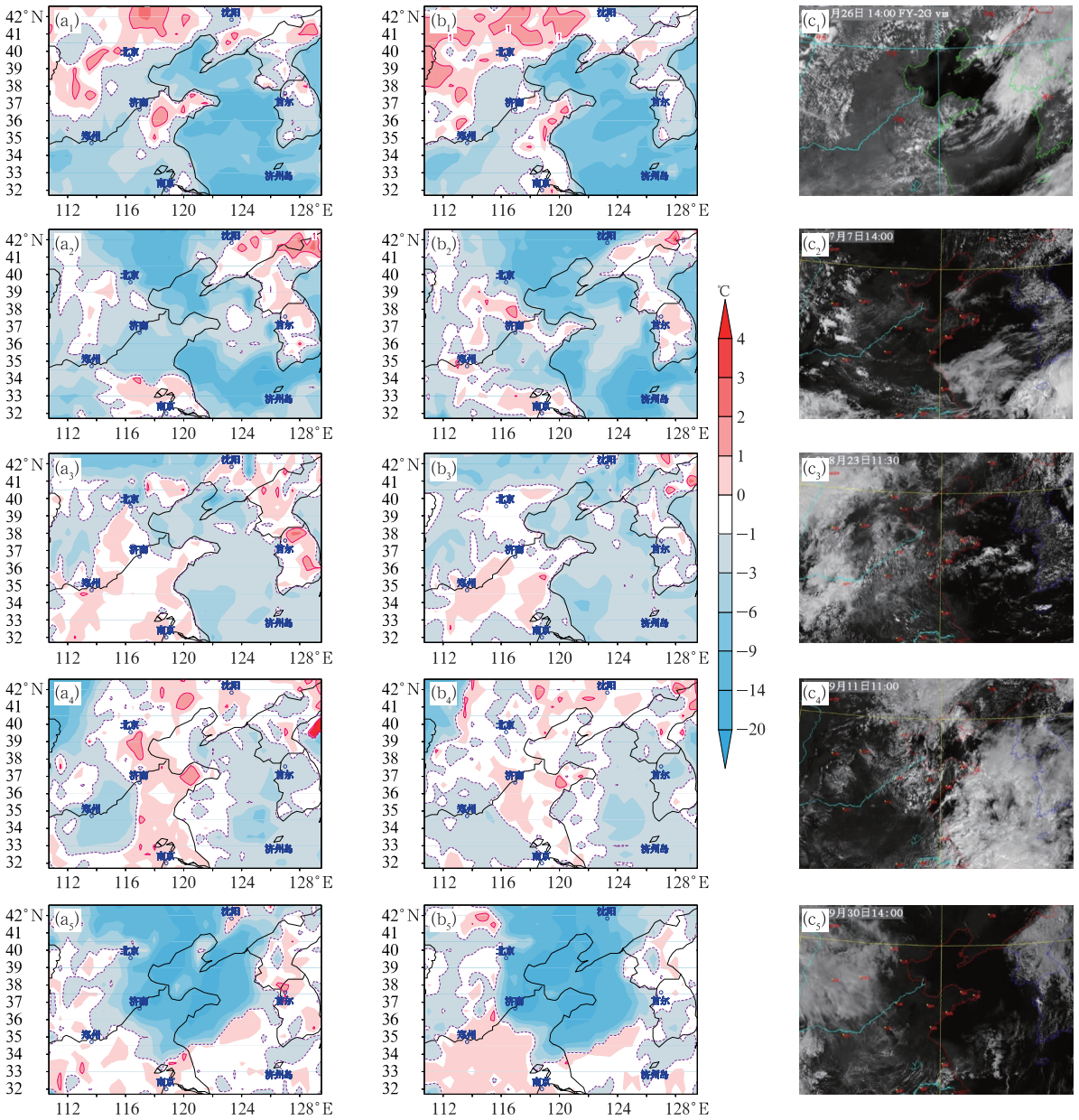


图 8　2020 年(a_1,b_1,c_1)5 月 26 日,(a_2,b_2,c_2)7 月 7 日,(a_3,b_3,c_3)8 月 23 日,(a_4,b_4,c_4)9 月 11 日和(a_5,b_5,c_5)9 月 30 日(a,b)热力对流指数的水平分布预报图与(c)可见光卫星云图

(起报时刻均为前一日 20 时;预报时刻:a_1～a_5 为 11 时,b_1～b_5 为 14 时;c_1 为 FY-2G,c_2～c_5 均为 Himawari-8)

Fig. 8　(a, b) The forecasted horizontal distribution of I_{cv} and (c) satellite visible cloud images (a_1－c_1) 26 May, (a_2－c_2) 7 July, (a_3－c_3) 23 August, (a_4－c_4) 11 September, (a_5－c_5) 30 September, 2020

(a_1－a_5: 11:00 BT, b_1－b_5: 14:00 BT, c_1: FY-2G, c_2－c_5: Himawari-8; model initial time is 20:00 BT the day before the date mentioned above)

指数 I_{cv} 对海上出现的冷流低云也表现出较好的预报意义。2020 年 10 月 5 日,较强冷空气影响华北并南下影响我国中东部地区,黄海北部出现冷流低云。6 日冷空气继续南下影响到东海大部,黄、东海上仍然维持较强的偏北风,冷流低云的范围扩展到东海。尽管这次冷流低云不如冬季强盛,其发展情况在 I_{cv} 的预报图上仍得到较好的体现。图 9 给出的指数分布与冷流低云实际出现的范围基本吻

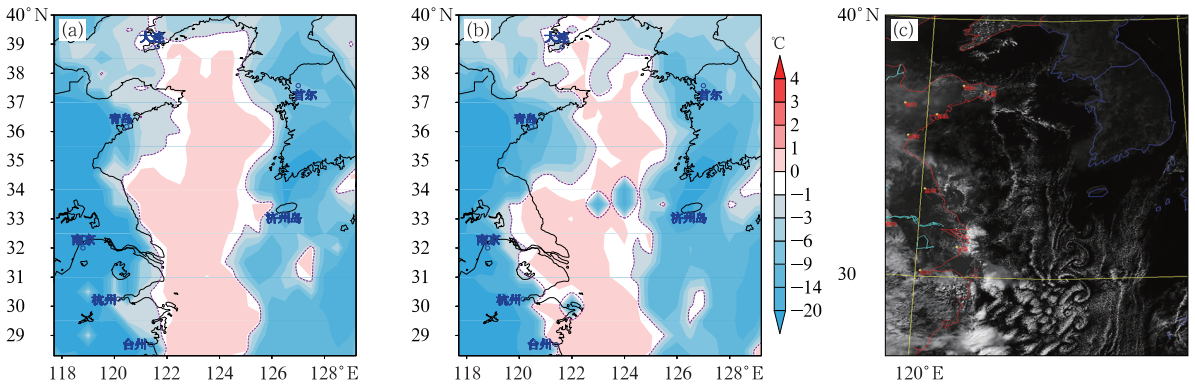


图 9 2020 年 10 月 6 日冷流低云的(a,b)I_{cv}指数预报图与(c)11 时 Himawari-8 可见云图

(图 9a,9b 预报时刻分别为 08 时和 11 时,起报时刻均为前一日 20 时;图 9c 中济州岛以南可见卡门涡街云系)

Fig. 9 (a, b) The forecasted horizontal distribution of I_{cv} at (a) 08:00 BT, (b) 11:00 BT 6 October and (c) Himawari-8 visible cloud image at 11:00 BT 6 October 2020

[Model initial time is 20:00 BT 5 October 2020, in Figs. 9a, 9b; the cloud image shows cold airflow-induced low-level cloud, which formed Karman vortex street to the south of Jeju Island in East China Sea in Fig. 9c]

合。高分辨率可见光云图(图 9c)显示,黄、东海大部均有冷流低云出现,在济州岛西南方向的洋面上还形成了“卡门涡街”形态。

在 10 月 5—6 日的冷平流维持期间,指数 I_{cv}一直大于 0℃,无明显日变化(图略);其正值的范围随冷平流的减弱而缩小,符合冷流低云的生消规律。在 6 日 08 时(图 9a),已经预报出大片对流云,而陆上热力对流在 08 时一般不会出现。

4 结论与讨论

对流温度 T_c 是一个物理含义丰富、实用性较强的物理量,结合地面气温可以估计当日热对流发展的可能性。由于业务探空次数有限,传统做法一般是利用 08 时探空预报午后的热对流,该过程中忽略了地面绝对湿度和温度层结的日变化,实用性受到一定限制。本文首先给出了 T_c 的数值计算方案,并结合实例分析了计算误差;进而,基于数值预报产品(可理解为数值探空)计算 T_c,并结合预报时刻的 T_{2m}构建热力对流指数 I_{cv}(即 $T_{2m}-T_c$),将其用于对流云的预报。2020 年 5 月以来,开展了指数产品的准业务化预报试验,在对流云的预报业务中取得较好效果。主要结论如下。

(1)T_c 的数值算法。计算 T_c 需要用到物理量为等压面气温、地面气压、地面绝对湿度(可采用数值模式输出的 2 m 层 T_d)。计算分四步进行。首先,求地面比湿;其次,求各个等压面上的饱和比湿;第三步,求 CCL 以及该高度上的位温;第四步,利用 CCL 处的位温和地面气压,通过位温公式反求 T_c。在本文的算例中,T_c 的计算值与 T-ln$p$ 图解点绘法得到的结果之间的差别不大,39 个样本的绝均差为 0.3℃,中值为 0.2℃。

(2)计算 T_c 时,应注意两种特殊情形。第一种情况,地面比湿所对应的等饱和比湿线穿过逆温层,与层结曲线形成三个交点。此时,应以最上方的交点所在高度作为 CCL 求取 T_c。第二种情况,地面比湿所对应的等饱和比湿线与逆温层不相交,且逆温层位于该等饱和比湿线与层结曲线交点的上方。此时,应找出经过逆温层顶的湿绝热线与通过地面 T_d 的等饱和比湿线的交点,再通过该点做干绝热线使之与地面相交,交点对应的温度即 T_c。这样得到的 T_c 符合其物理意义。

(3)对流温度的计算误差分析。设计了多种数据方案,分析了 T_c 的计算误差,发现地面露点温度和地面气压的预报误差对 T_c 计算影响较大。

(4)将 T_{2m}与 T_c 之差定义为热力对流指数 I_{cv}。理论上讲,当 $I_{cv}\geqslant 0$℃时,热对流可发展,可预报出现对流云;且 I_{cv}数值越大,出现对流云的可能性也越大。考虑到数值模式误差等因素,为避免漏报,建议将阈值暂取为−1℃,该阈值可根据经验和具体的数值模式做适当调整。业务应用表明,I_{cv}在热力对流云(包括陆地对流云和海上的冷流低云)的预报中表现出良好的指示意义。当预报有对流云时的 I_{cv}多为 0~2℃,超过 3℃的个例不多,这其中包含了数

值预报的系统误差效应。

(5)热力对流云的产生机制与一般的稳定性低云(如层云)及大范围动力抬升造成的低云(如锋面层积云系等)不同，因此应采取不同的预报策略。前者预报时应重点分析是否满足热力对流(而非动力抬升)的条件。陆上热力对流云最常表现为淡积云，其云体浅薄，对水汽条件的要求低；因此，若一味从水汽和动力抬升的角度做预报，很可能会造成对流云预报失败。

热力对流作用不仅经常产生淡积云，在适合条件下也可造成局地雷雨甚至短时强降水。本文仅初步探讨了对流云生成的预报，今后可利用热力对流指数 I_{cv} 并结合其他分析手段，在热雷雨的预报方面开展进一步研究。

致谢：感谢山东省气象局高级工程师刘畅、韩琇、郭庆利在数据资料上给予的大力帮助。部分插图使用了湖北省鄂州市气象局高级工程师鲁建军提供的矢量汉字显示字库，特此致谢！

参考文献

北京大学地球物理系气象教研室，1976. 天气分析和预报[M]. 北京：科学出版社：570. Teaching and Research Division of Meteorology, Department of Geophysics, Peking University, 1976. Weather Analysis and Forecasting[M]. Beijing: Science Press: 570(in Chinese).

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[J]. 气象学报，63(5)：750-761. Fu Y F, Feng J Y, Zhu H F, et al, 2005. Structures of a thermal convective precipitation system happened in controlling of the western subtropical Pacific high[J]. Acta Meteor Sin, 63(5): 750-761(in Chinese).

江吉喜，范梅珠，2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统[J]. 大气科学，26(2)：263-270. Jiang J X, Fan M Z, 2002. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer[J]. Chin J Atmos Sci, 26(2): 263-270(in Chinese).

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[J]. 气象学报，72(3)：628-637. Li Y D, Liu J W, Wu H X, et al, 2014. Analysis of the implicit mistakes in the several schematic diagrams for the implication of convective temperature with its application to forecasting[J]. Acta Meteor Sin, 72(3): 628-637(in Chinese).

李昀英，宇如聪，傅云飞，等，2008. 一次热对流降水成因的分析和模拟[J]. 气象学报，66(2)：190-202. Li Y Y, Yu R C, Fu Y F, et al, 2008. A case study on triggering of thermal convective precipitation[J]. Acta Meteor Sin, 66(2): 190-202(in Chinese).

刘健文，郭虎，李耀东，等，2005. 天气分析预报物理量计算基础[M]. 北京：气象出版社：253. Liu J W, Guo H, Li Y D, et al, 2005. The Basis of Physical Parameter Calculations for Weather Analysis and Forecasting[M]. Beijing: China Meteorological Press: 253(in Chinese).

孟宪贵，郭俊建，韩永清，2018. ERA5 再分析数据适用性初步评估[J]. 海洋气象学报，38(1)：91-99. Meng X G, Guo J J, Han Y Q, 2018. Preliminarily assessment of ERA5 reanalysis data[J]. J Mar Meteor, 38(1): 91-99(in Chinese).

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[J]. 气象，41(1)：52-58. Shu Y, Jiang Y S, Zhang Z G, 2015. Application of convective temperature in local thermal convective precipitation forecasting[J]. Meteor Mon, 41(1): 52-58(in Chinese).

吴洪星，王慧娟，刘伟超. 2010. 对流温度在局地热力对流云分析中的应用研究[J]. 气象水文海洋仪器，27(4)：18-22. Wu H X, Wang H J, Liu W C, 2010. Application of convective temperature in regional thermodynamic convective clouds[J]. Meteor Hydrol Mar Instrum, 27(4): 18-22(in Chinese).

许健民，2021. 用对流-辐射平衡理论理解对流云的外观表现[J]. 气象，47(1)：1-10. Xu J M, 2021. Appearance of convective clouds explained by radiative-convective equilibrium[J]. Meteor Mon, 47(1): 1-10(in Chinese).

杨波，郑永光，蓝渝，等，2017. 国家级强对流天气综合业务支撑体系建设[J]. 气象，43(7)：845-855. Yang B, Zheng Y G, Lan Y, et al, 2017. Development and construction of the supporting platform for national severe convective weather forecasting and service[J]. Meteor Mon, 43(7): 845-855(in Chinese).

叶笃正，高由禧，1979. 青藏高原气象学[M]. 北京：科学出版社. Yeh T C, Gao Y X, 1979. Meteorology of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau [M]. Beijing: Science Press(in Chinese).

尹承美，梁永礼，冉桂平，等，2010. 济南市区短时强降水特征分析[J]. 气象科学，30(2)：262-267. Yin C M, Liang Y L, Ran G P, et al, 2010. Feature analysis of severe short-range precipitation in Jinan Urban Area [J]. J Meteor Sci, 30(2): 262-267(in Chinese).

郑永光，陶祖钰，俞小鼎，2017. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. 气象，43(6)：641-652. Zheng Y G, Tao Z Y, Yu X D, 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting[J]. Meteor Mon, 43(6): 641-652(in Chinese).

朱炳海，王鹏飞，束家鑫，1985. 气象学词典[M]. 上海：上海辞书出版社：318-320. Zhu B H, Wang P F, Shu J X, 1985. The Dictionary of Meteorology [M]. Shanghai: Shanghai Lexicographic Publishing House: 318-320(in Chinese).

(本文责编：王婷波　戴洋)