

探空资料的应用 (二)

叶 笃 正

四、探空的时间剖面图

上面讲的是从某一天的探空资料探讨测站附近天气系统情况。如果我们把探空资料也绘制成时间剖面图,则更便于分析。现举例说明。图3是1963年12月20日00时到30日00时北京的时间剖面图。纵座标为气压,横座标为时间,填图位置:右上方为等压面高度,右下方为24小时变高,左上方为温度,左下方为24小时变温。为了简单,只用了500毫巴以下的资料,地面资料填到1000毫巴上,此层只有温度和变温,没有高度和变高。每日12时,只有500毫巴和地面资料。图上分析了24小时变温(虚线)和24小时变高(实线)。

这里不作详细分析,只讨论几次大变化。先看500毫巴,从20日12时到21日12时,温度都在增加,21日00时的24小时变温+8°C,同时24小时变高+4位势什米,表示槽已过了本站,有脊自西向本站移来。当时500毫巴的风是西北风,也表示在槽后风速很大,表示已移过北京的槽和未来的脊都不弱。但在700和850毫巴,21日00时的24小时变温虽都是正值,但24小时变高是负值,表示这次槽脊主要在500毫巴高度上。自21日12时到22日00时,500毫巴的变高和变温都不大,同时风已转西风,表示脊已临头。自22日00时,500毫巴的24小时变高开始为负值,温度也开始下降,降温和降高一直持续到24日00时,表示脊已过去,槽自西移到北京,风向由西转成西南,也表示在槽前。500毫巴24小时变高在23日的12时和24日的00时

分别为-20和-15位势什米,在24日00时500毫巴为524位势什米,接近了前面给出的1月份500毫巴日平均最低值(521什米),同时24日00时500毫巴温度也降到-35°C。24日00时700毫巴温度24小时降了16°C,达-26°C,850毫巴温度下降20°C,达-22°C,700和850毫巴的温度都接近了1月的日平均最低值(参看本刊11期《探空资料的应用》一文中的图1)。同时上下层的风也很强,500毫巴达36米/秒。凡此种种都表示此槽的强度很大,上下也一致。24日00时,500毫巴风已转为西稍偏北,指示此时槽刚过北京。

我们再看26—28日的情况,26日00时以后,850毫巴以上都在升压(即等压面高度增加)升温。27日00时,850、700和500毫巴高度分别上升3、10和19什米,温度分别升了9、10和5°C,同时风都是西北风,表示上下一致的脊已自西移向本站。从高度看,27日12时500毫巴高度为556什米,达这段时间的最高值,从风向看,28日00时转为西风,同时500、700和850毫巴温度分别升到-22、-7和-1°C,都远比这三层的冬季日平均温度(图1)高出10°C左右。这指出上下一致的强大暖脊已到了本站。在30日,北京高空又过了一次槽,对这次过程就不细说了。

五、再谈测站附近高空天气形势的绘制

在本刊第9、10期《高空风的应用》一文中,我们讨论了如何利用高空风绘制测站附近的高空天气形势。在那里我们绘制的仅是定性的形势,即仅是等压线或等高线和等温线的走向以及它们的梯度值,但是不能得出它们的绝对数值。从地转风关系

$$V_g = \frac{g}{f} \frac{\Delta h}{\Delta N}$$

可以看到,如果知道了 V_g ,即可算出两条等高线之间的距离 ΔN ,但这既不能确定这两条等高线是哪个等压面上的,也不能确定这两条等高线的具体数值,如有探空资料的话,我们就可以给出答案。例如500毫巴上的风,同时附近探空给出500毫巴

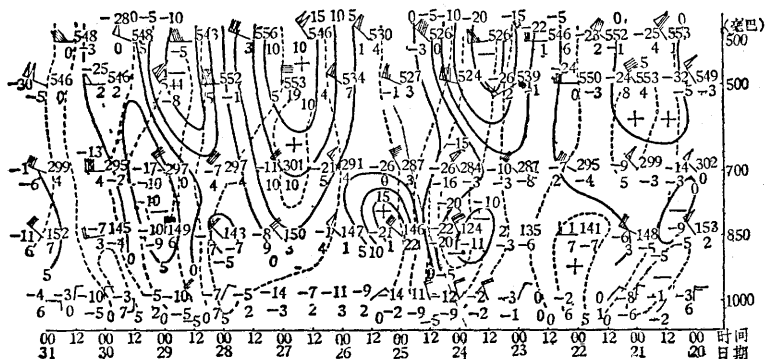


图3 图中上两行为500毫巴上00、12时的记录

高度为 562，则可定出当时在测站附近的 500 毫巴上有 560 和 564 两条等高线通过，它们之间距离为 $\Delta N = \frac{g}{f} \frac{\Delta h}{Vg}$ ，($\Delta h = 4$ 位势什米)，等高线方向与 Vg 平行，背风而立，564 线在右，560 线在左，这样就定量化了。

再由热成风公式

$$L = k \frac{\Delta Z}{\Delta V},$$

计算两条等温线距离，同样遇到上述问题。这里 ΔZ (两个高度差)*和 ΔV 是观测到的， k 是 T 的函数， T 需由探空得到才行。有了 T 则可绘出是哪两条等温线通过了本站，其方向如何，高低温度如何配置就可定量了。

平流引起温度的变化也同样有这个问题，可同样解决之。(参看《高空风应用》文中(6)式)。

平流引起的气压变化公式

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \bar{\rho} f \sum_{i=1}^m c_i \Delta n_i$$

上式 $\bar{\rho}$ 为平均密度，在《高空风应用》文中说可用平均密度，但它是随时随地随高度变化的。由气体公式 $\rho = P/RT$ ， R 为常数，可知有了探空资料，即气压 (P) 和温度 (T)，就可以算出 ρ 的分布。

六、探空资料的进一步应用——对流指标

夏季经常有对流云，有时并带有阵雨或发展成雷暴现象，这些现象表示空气很不稳定。在不稳定的大气里，由于某种原因，空气质点受到上升扰动，它将自由地上升，发展成对流云、阵雨或甚至雷暴，利用探空资料可以寻找一种对流发展的有利条件。

我们知道，干绝热运动就是空气未饱和前，每上升 100 米温度下降约 1°C ，干绝热线就是以这种温度变化率，在温度对数压力图中绘制出来的线，因此空气未饱和前，是沿干绝热线上升。空气饱和之后，再向上升，则空气将保持饱和并要凝结放出凝结热，于是每上升 100 米，温度下降不到 1°C ，这时温度下降率称为湿绝热下降率。以湿绝热下降率在温度对数压力图上绘出的线称湿绝热线。因为湿绝热下降率是随温度和气压改变的，因此图中的湿绝热线不是直线。空气饱和之后继续上升，则沿湿绝热线移动。

设某地上空探空的温度分布为每上升 100

米下降 1°C 以上，则这种温度层结是绝对不稳定的，因为这时如有空气质点由于某种原因被抬升，这个质点的温度每上升 100 米下降 1°C ，因此这个上升的空气质点温度将高于四周空气温度，于是此后它将自动地上升，发生对流。一般大气的温度分布极少能达到干绝热率，只有在夏季白天在近地面一层薄薄的大气中，可以出现干绝热或超干绝热温度分布。此外，大气没有绝对不稳定的。

然而对于湿空气，有了饱和现象，情况就不同了。此时探空温度向上递减率虽然小于干绝热，但大于湿绝热，则上升的空气质点温度将仍然高于四周空气，仍然要发生对流，此时大气称为湿绝热不稳定。如果探空温度向上递减率小于湿绝热，则上空的空气质点虽有凝结，它的温度仍将低于四周空气，所以它不能自动上升，不能发生对流。要使这种空气上升，大气里一定要有抬升作用，如过山强迫上升，或有外来冷空气入侵，迫使当地的空气大规模地抬升，这时才能成云成雨。

一般情况下，大气的温度递减率小于干绝热，但常可以大于湿绝热，图 4 是 1962 年 7 月 10 日 00 时上海的日平均探空曲线，同日上海上空的露点温度也绘在图上。从露点曲线 (BB') 与图上等比湿线的交点，就可以读出各层空气的比湿，如地面露点为 24°C ，该点正在 18 克/千克等比湿线上，所以这天上海地面空气

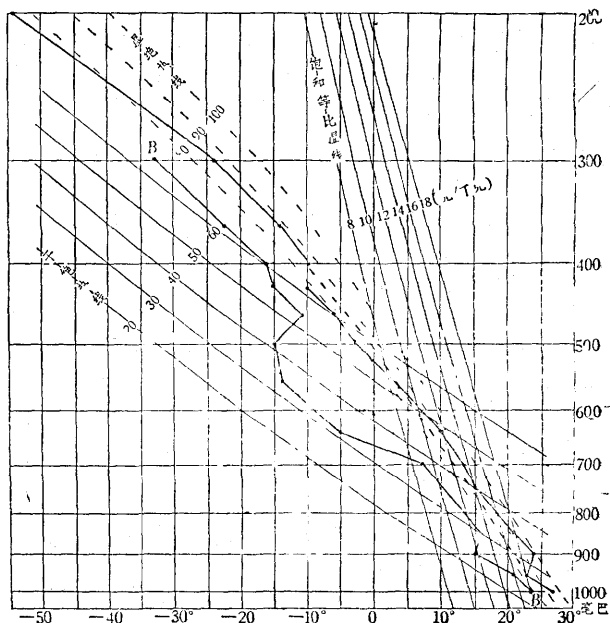


图 4

* 如给出两等压面，则要根据探空资料中两个等压面高度算出 ΔZ ，否则常数 k 要做相应的改变。

比湿为 18 克/千克。再如 850 毫巴上的露点为 16°C ，该点在 14 克/千克与 12 克/千克两根等比湿线之间，可读出这天上海 850 毫巴的比湿为 13.2 克/千克。各层空气的比湿都可以如此读出，这里不赘述了。

现在我们让地面空气质点上升（上升的动力暂不说），因为地面空气没有饱和，上升时温度将沿干绝热线变化。因为没有凝结现象，上升时，每千克空气原有多少克的水分，仍将保持多少水分；也就是在未饱和前，上升时，空气的比湿不改变。然而上升时，空气的温度下降，它含水分的能力也下降，所以越上升，空气的饱和比湿也越下降，即湿度越接近饱和。空气上升，温度下降，直到它的饱和比湿下降到它的实际比湿时，空气饱和，这个高度称为凝结高度。不同温度、不同压力下空气的饱和比湿可以由图中等比湿线直接读出。对我们这个具体例子，地面空气实际比湿为 18 克/千克，它的饱和比湿为 22 克/千克，空气没有饱和。它将干绝热地上升，也就是沿 27° 干绝热线上升。但上海这天 958 毫巴以下的探空曲线也就是图中的 27° 干绝热线。地面空气沿 27° 干绝热线上升到 958 毫巴，与 18 克/千克饱和等比湿线相遇，在此由地面向上升的空气的实际比湿（18 克/千克）与它的饱和比湿相等，空气达饱和。由此空气将沿通过这点的湿绝热线上升，这条线（图中的虚线）与探空线相交于 560 毫巴，再向上又与探空曲线相交于 405 毫巴。可以看出，由地面向上升的空气，在 958 毫巴以下，它的温度与四周大气相同，在 958—560 毫巴，它的温度低于四周空气（即探空温度）；560 毫巴以上，它的温度又高于四周空气；到 405 毫巴，又与四周大气温度相等。

由以上可知，如果 1962 年 7 月 10 日上海地面空气由于某种动力原因，受到扰动上升，在 958 毫巴以下，它可以自由浮动。在 958—560 毫巴之间，外界给予这个空气团以能量，它才能上升，如使这个空气团上升到 560 毫巴，所需的能量可以由 560 毫巴以下的探空曲线和上升空气团所走的路径曲线在温度对数压力图上所包围的面积算出，图中每平方厘米的面积等于

74.5 焦耳/千克的功，即每千克上升的空气需要 74.5 焦耳。因为对于上升空气团来说，外界要做功，这个面积称为负的。如果这团空气冲过了 560 毫巴，它就可以自动地上升了，直到 405 毫巴为止（因为这段路程上它的温度高于四周大气的温度）。这时在它上升过程中，它将放出能量，放出的能量也等于由探空曲线与上升空气团所走的路径曲线在图上所包围的面积，其值仍然是每平方厘米 74.5 焦耳/千克。因为在这段路程上，上升空气团放出能量给予外界，这个面积称为正的。地面空气团由地面向上升，冲过了负面积，经过了正面积，它净给予四周大气的能量等于正负面积的代数和，称之为 E ，如 E 为正，则上升空气团给予了四周大气能量；如 E 为负，则上升空气团从四周大气取得了能量。

E 值对于大气能否发生对流现象是一个重要指标，只有 $E > 0$ 时，空气受到扰动之后，才能发生对流。 $E < 0$ 时，很难发生对流。夏季预报对流天气，如雷暴现象， E 是常用的一个指标。雷暴常发生于下午以后，故要用上午 08 时探空资料才能有预报意义。另外，用这个方法预报对流天气时，要注意地面空气性质的代表性。一般是用近地面 1 公里以下的平均大气较好些，如 1962 年 7 月 10 日（图 4）上海 900 毫巴以下的空气平均温度可以定为 24°C ，平均露点可以为 20°C ，可以认为这个平均可代表 950 毫巴情况，故空气路径曲线从 950 毫巴起上升。

这种计算面积的办法比较麻烦，一种比较简单的办法，是以在 500 毫巴层上上升空气团与四周大气温度之差为预报对流天气的指标。在图 4 的具体例子中，这个温度差为正 2°C ，这个温度差的正值越大，越容易发生对流。正值到多大才能有对流天气，才能有雷暴，则因地而异，各地要自作统计研究才行。

总结以上讨论，我们可以看出，探空记录不但可以给我们当地上空温度、湿度、等压面高度的讯息，并可以由它推测出测站附近天气形势的情况，如果和高空测风同时应用，则可以推测可用于预报的讯息。