



高空风的应用(一)

叶 鸟 正

我们在《空间问题与时间序列问题》一文中曾谈到，县气象站制作天气预报。基本上是利用气象要素的时间序列规律，而缺乏气象要素的空间分布情况，这是个缺陷。如何根据单站气象要素来推断天气形势，以弥补这个缺陷，这是个值得研究的问题。下面我们将从单站高空风、探空纪录等方面来介绍并讨论这个问题。

现在，我国已有不少探空站，高空风测站更多一些，且在东部地区的分布也比较均匀，有些省市气象台还广播当地的高空观测资料，这些都为县站利用气象要素的空间分布作预报提供了可能。本文先讨论如何从单站高空风中尽可能多地推断大气中的气象情况，以利天气预报。

一、等压线走向和等压线之间的距离与风的关系

气压分布形势是天气图预报方法的一个主要根据，县站如何由测风推断测站附近的气压形势呢？由气象中常用的地转风关系可知

$$V_g = \frac{g}{2\omega \sin \varphi} \frac{\Delta h}{\Delta N} \quad (1)$$

其中 V_g 是地转风速， h 为等压面上高度， Δh 为两条等高线之间的高度差， ΔN 为两条线之间的最小距离， ω 为地球自转角速度， φ 为纬度， g 为重力加速度，背风而立，在北（南）半球，左（右）边为低压，右（左）边为高压，等压线是与风向平行的。从（1）式可以看出，由测风资料就可以推断在本站附近等压线的走向和它们之间的距离。应用（1）式时要注意两点：①在近地面层，风一般不是地转风。由于摩擦关系，风向与等压线有交角，在陆地上，交角大小为 15—35°，海上为 15—20°，风向指向低压（在北半球）。摩擦层高度一般距地面可达 1 公里。这个高度以上的风就可以假定为地转风了。②上式不能用于低纬度。在冬季风力较强，一般可用于纬度 20° 以北（北半球）；夏季可用于 30° 以北。风向一般还可以在较低的纬度代表等压线方向。③利用（1）式，由风速计算

等高线距离，或反之，式中变数所用的单位要相同。如以米和秒为单位，则所有变数都以米和秒为单位。

二、等温线方向和等温线之间距离与风的关系

温度分布形势是天气图预报方法要使用的，这节我们讨论如何由测风推断测站附近温度场形势。这就是热成风关系，公式如下：

$$\frac{\Delta u}{\Delta z} = - \frac{g}{fT} \frac{\Delta T}{\Delta y}, \quad \frac{\Delta v}{\Delta z} = \frac{g}{fT} \frac{\Delta T}{\Delta x} \quad (2)$$

式中的 u 、 v 为西风和南风分量， T 为温度， y 指向北， x 指向东。 z 指向上， $f = 2\omega \sin \varphi$ ， $\Delta u/\Delta z$ 、 $\Delta v/\Delta z$ 分别表示在垂直方向 Δz 距离内 u 和 v 的变化（南风为正，北风为负；西风为正，东风为负）。 $\Delta T/\Delta y$ 、 $\Delta T/\Delta x$ 分别表示自南向北 Δy 距离和自西向东 Δx 距离内温度变化值。从（2）式可以看出，当温度自南向北降低时，西风分量向上增加；当温度自西向东升高时，南风分量向上增加，增强率可由（2）式计算。如果纯粹为西风，同时温度纯粹向北降低，如图 1 (a) AB 表示 z 高度上的风，AC 表示 $z + \Delta z$ 高度上的风；BC 表示 Δz 距离内西风风速的变化，BC 即 Δz 内的热成风。同样也可以绘出南风热成风与东西方向上温度变化关系，如图 1 (b)。由此可见，任意一层大气中热成风的方向是与该层等平均温度线平行的。在北半球，背风而立，高温在右，低温在左；南半球反之。

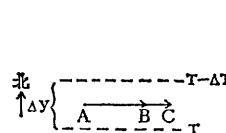


图 1 (a)

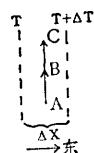


图 1 (b)

上述原理的物理解释是：设 z 高度上的等压线是纯粹东西平行的，自南向北降低；而等温线南北平行，自西向东增加，如图 2 (a)，因为低温区域空气密度大，气压向上减低很快；在高温区空气密度小，气压向上减低的慢。所以愈向东气压向上减低的愈慢；本来在 z 高度上的气压是自南向北减小的（如图 2 (a)

的实线), 到某高度 $z + \Delta z$ 上, 气压变为自东南向西北减小(图2(a)的点划线)。按地转风关系, 在 z 高度上的风为西风, 在 $z + \Delta z$ 高度上的风, 则变为西南风, 两个高度上的风为 Δv , Δv 的方向是与等温线平行的(如图2(b))。

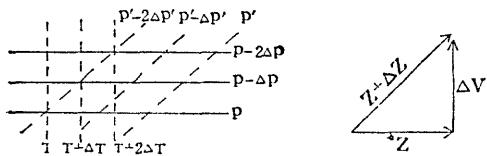


图2 (a)

图2 (b)

由此可以看出, 如已知风的向上分布, 则测站附近各高度上温度分布情形可由(2)式推算出, 如每 5° 绘一条等温线, 则其距离可用下式求之:

$$L = k \frac{\Delta z}{\Delta v} \quad (3)$$

其中 L 为等温线距离, 以纬度为单位; Δz 为两个高度的距离, 以千米为单位; Δv 为两个高度上的向量差, 以米/秒为单位; k 为温度和纬度的函数。背热成风(Δv)而立, 高温在右, 低温在左。

三、垂直稳定度的分布

所谓大气的垂直稳定度就是大气温度层结, 气温一般是向上减小的, 设两地A和B的气温向上分布曲线(即探空温度)分别为OA和OB, 如图3。我们知道, 如果没有凝结降水现象, 空气质点每抬升100米, 因膨胀作功而使温度下降约 1°C 。空气质点在抬升过程中, 它的温度曲线为图3中的OC, 由图3可以看出, 在B地的空气质点被抬升之后, 它的温度(在 z_1 高度上为 T_3)将低于四周没被抬升的空气温度(在 z_1 高度上为 T_2), 即 $T_2 > T_3$; 而在A地, 被抬升的空气温度将高于没被抬升的四周空气的温度, 即 $T_3 > T_1$ 。在同一压力下, 温度低, 密度大; 温度高, 密度小。因此, 由某种原因A地的空气被抬升后, 它将自动继续上升(浮力), 是不稳定的。比较A和B两地测温曲线, 可知 $|\Delta T|/\Delta z|_A > |\Delta T|/\Delta z|_B$ 。由此可见, 温度向上递减率愈大, 愈不稳定, 空气容易上升, 成云成雨。温度向上递减率愈小, 愈稳定, 空气愈不容易上升, 不易成云成雨。有时气温不向上减小, 反而增加, 这层称逆温层, 是非常稳定的。可见温度层结与天气现象有密切关系。

切关系。现在问, 在没有探空但有高空测风的地方, 如何推断当地四周大气空气稳定性分布情况?

设有某地1公里、2公里和3公里高度上的测风纪录如图4(a), 图中虚线为风的向量, 实线为1—2公里和2—3公里的热成风。由图可以看出1—2公里空气层内的等温线走向由西北到东南, 东北方温度低, 西南方温度高。而2—3公里空气层平均等温线走向自西南向东北, 西北方温度低于东南方。在图4(b)中两层的热成风向量将一平面划为四个区域, 第I区在两个向量之左, 故上下皆为较冷的空气; 第III区在2—3公里热成风向量之左, 而在1—2公里热成风向量之右, 故上层为较冷而下层为较暖空气。同理在II区内, 上下两层皆为较暖空气; 在IV区, 则上层较暖, 下层较冷。由此, 相对来说, 在IV区温度垂直递减率最小, 也就是温度层结最稳定; I、II区次之; III区最不稳定。如将上述方法用于数层大气, 则可求得稳定性向上分布。

上面的讨论只是定性的, 不是定量的。由(2)式或(3)式可以看出, 要定量的标出各层平均温度分布, 需要知道当地各层大气的温度, 这就要借助于温度探空资料。在既有高空风又有探空的测站, 读者可自行定量地求出各层稳定性分布。

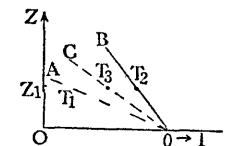


图3

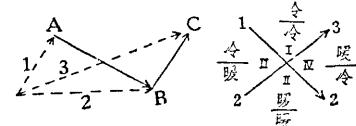


图4 (a)

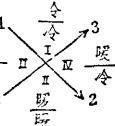


图4 (b)

在应用上述方法时, 应注意风的代表性。近地面层风, 因有地面摩擦影响, 不能代表地转风, 所以要避免用1公里以下的风。另外, 由于某种原因, 某高度上的风变化较乱, 无代表性, 也应避免用。

四、冷暖空气的平流

所谓某个高度上有冷平流, 就是在这个高度上将有较冷的空气流向本站; 暖平流就是有较暖空气流向本站。冷暖平流的资料将有助于天气预报。因为热成风与平均等温线平行, 故某层内的平均风向量有垂直

于热成风的风速（可称为平流分速），则此层内将有暖平流或冷平流向测站侵袭，暖平流或冷平流则视平流分速由暖到冷，或由冷到暖而定。如图4（a）中1—2公里的平均风向为西南风，而这时的平均等温线为西北—东南向（热成风方向），较冷的空气在测站的东北方，较暖的空气在测站的西南方，所以该站在1—2公里层内有暖平流。

设某站附近等温线为东西向，自南向北减小率为 $\Delta T/\Delta y$ ，风为 \bar{v} ，如图5。 \bar{v} 可分解为西风 u 和南风 v 。显然， u 平行于等温线，不能使本站温度发生变化。而南风分量垂直于等温线，它将把较高温度的空气吹向本站，使温度升高，在 Δt 时间内增加的温度将为

$$\Delta \bar{T} = -\frac{\Delta T}{\Delta y} v \Delta t \quad (4)$$

式中的 $v \Delta t$ 为空气质点在 Δt 时间内行走的距离， $\Delta T/\Delta y$ 为温度梯度，两者的乘积就是平流引起的温度变化。一般情况，等温线不是东西向的，则由平流而引起的变温为：

$$\Delta \bar{T} = -\frac{\Delta T}{\Delta N} C_n \Delta t \quad (5)$$

这里 ΔT 为两条等温线之温差， ΔN 为距离， C_n 为垂直于等温线的分风速，由高温吹向低温为正。因为水平温度梯度可以由热成风计算，将热成风公式代入（5）式，则得

$$\Delta \bar{T} = -\frac{fT}{g} C_n \frac{\Delta v}{\Delta z} \Delta t \quad (6)$$

上式的 Δv 为 Δz 层内的热成风。由此可知，由测风就可以计算由平流而引起的温度变化。

如某地上层有冷平流，下层有暖平流，则空气的稳定性将下降；反之，上层有暖平流，下层有冷平流，则稳定性将上升，这些都可由高空测风求得。

利用上式作计算时，要注意风的代表性，避免用近地面层的风。另外由上式计算的温度变化仅是空气水平运动引起的。垂直运动以及凝结加热等引起的变化均不在内。所以平流变温只能定性地使用。（待续）

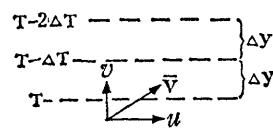
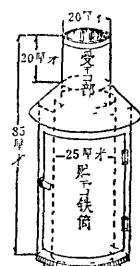


图5

雪量器

气候温暖降雪很少的地区，可以用普通雨量器观测降雪的水量。只要

将雨量器中的雪溶化成水，或称重换算成水量，就可以得到降水量。但在降雪量大的地方，雨量器的漏斗会妨碍贮雪量。为此，国外采用的是一种雪量器（如图）。这种雪量器受雪口与普通雨量器一样，只是没有漏斗，受雪部的下边有个贮雪铁筒。



（裕国）

（上接第19页）

干燥，因此，有必要进行综合订正后，定出火险级。

3. 火险级的综合和预报

为了解决在使用过程中着火危险级和蔓延危险级不一致的情况，我们的办法是用晴雨指标来补充订正。晴雨指标中考虑了有无降水、降水量多少及无降水连续日数的长短，指标数是根据经验定出的，见表1（当天有降水量按左边指标，无降水量按右边指标）。

表1 火险级晴雨指标

当 天 降 水 量	指 标	无 降 水 日 数	指 标
>25毫米	-50	1 天	5
10—25	-30	2 天	10
5—10	-20	3—5 天	20
1—5	-10	6—8 天	40
0.1—1.0	0	8 天以上	50

将着火、蔓延、晴雨三项指标加起来即为补充订正后的综合指标。按表2就可查出火险级。

表2 综合指标

火 险 级	指 标	火 险 情 况
一	<50	无火险，不燃烧
二	50—70	低级火险，难以燃烧
三	71—90	中级火险，可以燃烧
四	91—110	高级火险，容易燃烧
五	>110	特级火险，不易扑灭

举例：1976年5月21日白天的火险级预报。

已知当天08时和前1—4天的平均相对湿度，预告当日最小湿度15%左右，最高气温16—18℃，最大风速5—6米/秒，白天无降水量，但08时前已有0.8毫米雨量。根据上述计算法算出实效湿度55，着火指标70，蔓延指标30，查晴雨指标应为0，综合指标是（着火、蔓延、晴雨指标相加总数）100，因此预报5月21日白天有四级（高级）火险。