

天气分析预报原理

张学敏 陆胜元 编著

解放军理工大学气象学院

二〇〇七年一月

P458
8

目 录

第一章 气团和锋

第一节 气团	(1)
第二节 锋的概念	(3)
第三节 锋面坡度	(5)
第四节 锋的结构	(12)
第五节 锋面天气	(19)
第六节 锋生和锋消	(27)
第七节 锋的移动	(30)
第八节 地面摩擦及地形对锋的影响	(32)
第九节 在卫星云图上锋的云系特征	(34)
第十节 影响我国的锋	(35)

第二章 温带气旋

第一节 概述	(49)
第二节 气旋的结构	(51)
第三节 气旋的天气	(59)
第四节 气旋的发生发展	(61)
第五节 影响我国的气旋	(71)

第三章 冷空气活动和冷高压

第一节 概述	(99)
第二节 冷高压	(103)
第三节 冷空气南下过程中的结构及其变化	(104)
第四节 寒潮天气过程	(108)

第四章 大气环流

第一节 大气环流的主要观测事实	(131)
第二节 大气环流的形成和维持	(141)
第三节 西风带高空大形扰动	(149)
第四节 副热带及低纬地区的环流概况	(162)
第五节 急流	(171)

第五章 江淮切变线

第一节 概述	(185)
--------	-------

第二节	江淮切变线的天气.....	(187)
第三节	江淮切变线的生消及移动.....	(189)

第六章 副热带高压

第一节	太平洋副热带高压.....	(201)
第二节	青藏高原高压.....	(213)
第三节	西太平洋高压与青藏高原的相互影响.....	(219)
第四节	南海高压.....	(222)
第五节	副热带高压对我国天气的影响.....	(225)

第七章 热带天气系统概述

第一节	热带辐合带.....	(228)
第二节	东风波.....	(236)
第三节	赤道反气旋.....	(241)
第四节	高空冷涡.....	(244)
第五节	热带云团.....	(246)

第八章 台风

第一节	概述.....	(249)
第二节	台风的结构和天气.....	(255)
第三节	台风的发生发展.....	(268)
第四节	台风的移动.....	(277)

第九章 中小尺度天气系统

第一节	概述.....	(288)
第二节	雷暴.....	(290)
第三节	强风暴.....	(297)
第四节	飚线.....	(304)
第五节	雷暴高压与下击暴流.....	(312)
第六节	龙卷.....	(319)

第一章 气团和锋

大气中的锋是中高纬度地区的重要天气系统之一。在它的附近，常可形成广阔而深厚的云层和大范围的降水区，有时还会出现大风、降温、恶劣能见度和雷暴等天气现象。锋对于其它的天气系统如气旋和反气旋的发生发展也有影响。因此，研究锋的活动规律及其天气特点，是天气学的重要内容之一。

由于气团和锋有着密切的联系，所以在讨论锋的同时，简略介绍有关气团的知识。

第一节 气团

通过天气分析实践，人们早已发现：尽管同一时间各地空气的物理属性（主要是指温度、湿度和稳定度）都有一些差异，但是在一定范围内，仍然存在着水平方向上物理属性相对均匀的大块空气，它的水平范围常可达几百到几千公里，垂直范围可达几公里到十几公里。这种在水平方向上的物理属性比较均匀的大块空气，称为气团。

一、气团的形成和变性

(一) 气团的形成

气团的形成必须具备两个条件：大范围比较均匀的下垫面和适合的环流条件。

由于空气的物理属性受到下垫面性质的很大影响，因而要形成气团，首先要有大范围性质比较一致的下垫面，比如辽阔的海洋，浩瀚的大沙漠，冰雪复盖的大陆，等等。除此之外，还必须要有适合的环流条件，使大范围的空气能够较长时间停留在这样的下垫面上，以便逐渐获得与下垫面相适应的比较均匀的物理属性。

有了上述条件以后，再通过一系列的物理过程，大范围空气就可以获得比较均匀的物理属性而成为气团了。这些物理过程主要有：

辐射——辐射是空气与下垫面、空气与空气之间交换热量的一种方式。它是使大范围空气获得比较均匀的温度和决定气团温度高低的因子之一。高纬度为冰雪复盖的地区，由于雪面放射长波辐射的能力很强，近地面气温低，气层稳定，乱流、对流不易发展，故辐射对于这一地区气团的形成具有重要的意义。

乱流和对流——乱流和对流可以把低层空气获得的热量和水气带到上空，从而使较厚气

层的属性都受到下垫面的影响。在低纬度地区，由于近地面气温高，气层不稳定，乱流和对流易于发展，因而它们在气团形成过程中所起的作用显得比较突出。

蒸发和凝结——蒸发和凝结是空气与下垫面、空气与空气交换水份和热量的方式之一。它们能使大范围空气普遍地获得或失去水份，从而直接影影响着气团的湿度；同时，通过蒸发吸热与凝结放热，又间接地影响了气团的温度和稳定度。

大范围的垂直运动——出现大范围下沉运动时，空气往往增暖变干，而且温度直减率减小，空气比较稳定；出现大范围上升运动时则相反，空气往往降温变湿，而且温度直减率加大，空气稳定度比较小。

（二）气团的变性

气团形成的地区，称为气团源地。气团在源地形成以后，如果环流条件发生变化，则会离源地移动到一个新的地区。随着下垫面性质的改变，通过上述的物理过程，气团的属性也将发生相应的变化。我们把气团属性的变化称为气团变性。

对于不同的气团来说，气团变性的快慢是不同的；即使是同一气团，其变性快慢还和它所经下垫面的性质与源地性质差异的大小有关。一般说来，冷气团移到暖的地区变暖较快，因为在这种情况下，冷气团趋于不稳定，乱流和对流容易发展，能很快地把下垫面热量传到上层去；相反，暖气团移到冷的地区则变冷较慢，因为它低层变冷后趋于稳定，乱流和对流不易发展，其冷却过程主要是通过缓慢的辐射作用进行的。从大陆移入海洋的气团容易因海面蒸发而变湿；可是，从海洋上移入大陆的气团变干就慢得多了。此外，当气团所经下垫面的性质与源地性质差异较大时，气团属性容易改变，变性也就快一些；反之就慢一些。

二、气团的分类

按照不同的着眼点，气团有不同的分类方法，主要的有地理分类和热力分类两种。

气团的地理分类是按气团属性的地域性特点而分的。气团既是在一定的地理环境中形成的，它的属性也必然会带有地域性特点。地理分类就是依据这些特点，把气团划分为冰洋气团（又称北极气团）、极地气团（又称中纬度气团）、热带气团和赤道气团四种。其中极地气团和热带气团又可区分为海洋性气团与大陆性气团；赤道气团因源地几乎全为海洋，所以没有再加以区分的必要。冰洋气团是否要区分，尚有争议。

热力分类是根据气团移动时与其所经下垫面之间的温度对比或气团之间的温度对比来分类。按照这种分类，气团可分为冷气团和暖气团两种类型。

如果气团是向着比它冷的下垫面移动，称为暖气团。这种气团使它所经之地变暖，而本身则逐渐冷却，气温直减率减小，气层趋于稳定，有时形成逆温或等温层，不利于对流的发展。如果暖气团中水气含量较多，常形成很低的层云、层积云、并下毛毛雨、小雨或小雪。有时，由于低层空气迅速冷却，还会形成雾（平流雾）。所以，暖气团中能能见度通常比较差。特别是冬季，从南方海洋移入中国大陆的暖气团，是具有这种天气的典型气团。如果暖气团中的水气含量比较少，天气就好一些，一般是少云或无云天气。

如果气团是向着比它暖的下垫面移动，称为冷气团。这种气团使它所经之地变冷，而本

身却逐渐增热。因此,这种气团由于低层迅速增温,气温直减率增大,气层往往趋于不稳定,有利于对流的发展。夏季,如果冷气团中水气含量较多时,常形成积云和积雨云,甚至出现阵性降水和雷雹天气。冬季,冷气团中水气含量通常很少,这时多为少云甚至碧空。冷气团中的天气一般都有明显的日变化:中午及午后地面增温,对流和乱流容易发展,风速也较大;夜间地面温度降低,气层趋于稳定,风速也减小。夏季,中午及午后还常出现不稳定性的云和降水;冬季,夜间及清晨,由于低层辐射冷却,还可能形成辐射雾。冷气团中由于乱流、对流活跃,所以能见度一般较好,但在早晨有雾出现或冷气团中夹带着大量沙尘时,能见度就比较坏。

冷暖气团还可以依据气团之间的温度对比来划分:温度高的气团称为暖气团,温度低的气团称为冷气团。一般来说,这种划分方法和前述的划分方法基本上是一致的。因为通常在北半球,自北向南移动的气团,不仅相对于地面、而且相对于南方的气团来说,都是冷气团;同样,自南向北移动的气团,不仅相对于地面而且相对于北方的气团来说,都是暖气团。

三、活动于我国的主要气团

在我国境内活动的气团,多为其他地区移来的变性气团,主要有极地大陆气团,热带海洋气团和热带大陆气团。活动于我国的极地大陆气团来源于西伯利亚和蒙古一带;热带海洋气团来源于热带太平洋和南海海面;热带大陆气团主要出现在我国西部青藏高原附近。

冬季,主要是极地大陆气团和热带海洋气团。此时,极地大陆气团在我国的活动范围很广,可以自北向南一直影响到我国华南沿海,它常给我国各地带来冷而干的天气,但当其锋从海上侵入我国时,则多层积云与层云,下毛毛雨或小雨;热带海洋气团主要影响华南地区,偶尔也可扩展到华东沿海一带。上述两类气团常在华南相遇,形成阴雨天气。

夏季,主要是热带海洋气团、极地大陆气团和热带大陆气团。其中,热带海洋气团影响范围极广,除西北地区和青藏高原以外的我国各地都可受到影响。极地大陆气团势力减弱,主要活动在我国长江以北。热带大陆气团主要活动在青藏高原附近地区,有时也影响到华北和华中,这种气团长时间控制一个地区,往往造成严重干旱。

春、秋季节,影响我国的主要为变性极地气团和热带海洋气团。春季,这两种气团分居南北,并相互推移,造成多变天气。秋季,极地气团不断加强,并向南扩展,而此时的热带海洋气团则向东南方海上退缩,两气团交绥之处,常造成秋雨天气。当极地大陆气团占优势时,天气晴朗。

第二节 锋的概念

一、锋的定义

在大气中,性质不同的气团之间有一个过渡区域。在一定的运动条件下,这个过渡区会

变得十分狭窄。我们将大气中密度不同的两个气团之间的狭窄过渡带称为锋。在中高纬度，气团的密度差异主要与温度差异相联系，因此也可以说锋是冷暖气团之间的狭窄过渡带。

锋具有一定的宽度并在空间呈倾斜状态（见图1—1），其下方为冷气团，上方为暖气团

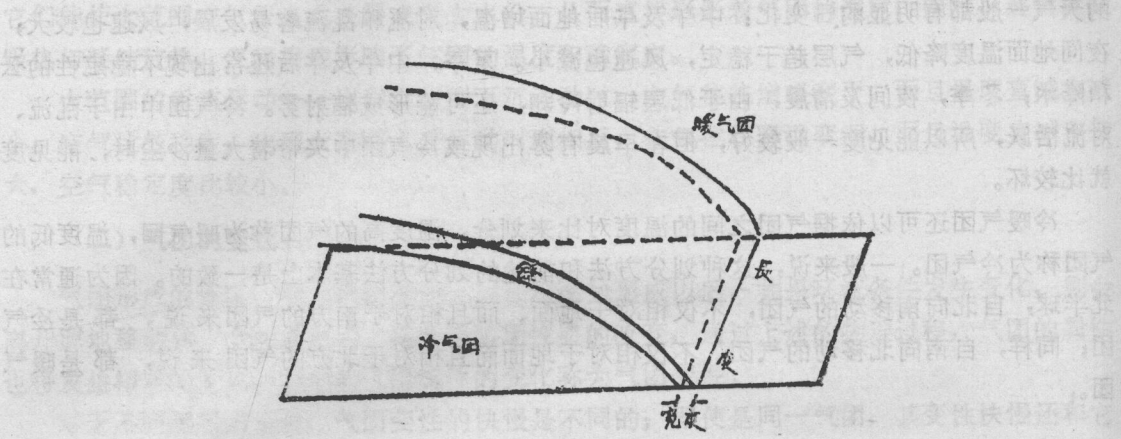


图1—1 锋的空间状态

团。靠近冷气团一侧的界面叫下界，靠近暖气团一侧的界面叫上界。锋的水平宽度在近地面层中约数十公里，在高层可达200—400公里，或者更宽一些。锋的长度可延伸数百公里至数千公里。将锋的宽度和长度相比，可以将锋看成是一个几何面，通常称为锋面。锋面和地面的交线，称为锋线，有时也简称为锋。锋和空中某一平面或某一垂直剖面相交的区域，称为锋区。

二、锋的分类

按照不同的需要，锋有不同的分类方法。

最经常使用的是按锋的移动情况来分类。向着冷气团方向移动的锋，称为暖锋；向着暖气团方向移动的锋，称为冷锋；很少移动的锋，称为准静止锋。此外，还有一种叫作锢囚锋，它是由于冷锋追上暖锋，或者由两条冷锋迎面相遇而形成的。也有同一条冷锋的两段迎面相遇而成的。锢囚锋又可以分为三种情况：如果锋后的冷气团比锋前的冷气团更冷，称为冷式锢囚锋（见图1—2(a)）；如果锋后的冷气团比锋前的冷气团暖，称为暖式锢囚锋（见图1—2(b)）；如果锋前后的冷气团无大差别，则称为中性锢囚锋（见图1—2(c)）。在剖面图上，原来两条锋面的交接点，称为锢囚点。

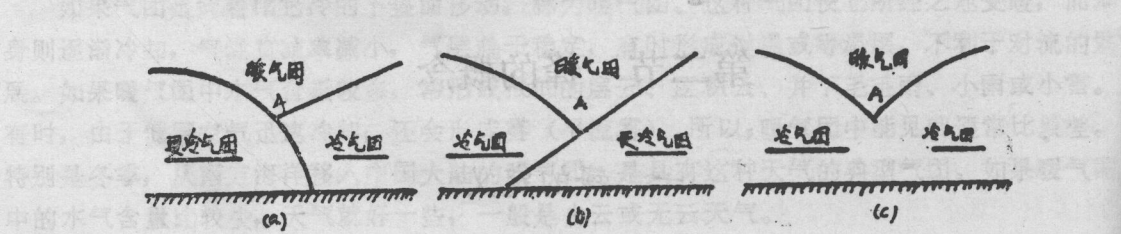


图1—2 锢囚锋的类型

根据锋所伸展的高度不同，又可以把锋分为对流层锋、地面锋和空中锋三种。从地面起伸展高度达对流层中层以上的锋，称为对流层锋；从地面起伸展高度不及1.5公里的锋，称为地面锋；只是出现在空中并不及地的锋，称为空中锋。在这三种锋中，对流层锋和空中锋存在的时间较长，地面锋则容易消散。

根据组成锋的气团地理类型的不同，还可以把锋分成冰洋锋（北极锋）和极锋（中纬度锋）。分隔冰洋气团和极地气团的锋，称为冰洋锋；分隔极地气团和热带气团的锋，称为极锋。至于热带气团和赤道气团之间，由于温差不明显，是否存在锋，尚有争议。这些主要气团之间的锋，统称为锋。在冰洋气团特别是极地气团的内部，由于其中各部分的变性程度不同，也会出现锋。为了区别于主锋，人们把这些锋称为副锋。

第三节 锋面坡度

锋是冷暖气团之间的狭窄过渡带。这个过渡带的宽度与整个锋的范围相比，是很小的；在比例尺小的天气图上，它显得极为狭窄。而在这狭窄过渡带的两侧，气象要素却有很大的差异，因此锋可以看成是不连续面。

一、不连续面的一般性质

通过不连续面时，气象要素的连续性遭到破坏，因而不能对之求微商，即大气动力学的微分方程对不连续面不适用。但质量守恒定律和动量变化定律本身还是适用的，只是需要应用另外的形式来表达它们。下面我们导出这些基本定律，并应用它们来讨论不连续面的一般性质。

取一个圆筒，其截面积为 ds ，母线方向 $\vec{n}$ 与不连续面垂直（见图1—3）。开始时，不连续面位于 AA' ，经 dt 时间后，移到了 DD' 。如以 N 表示不连续面的移动风速，则

$$AD = Ndt \tag{1-1}$$

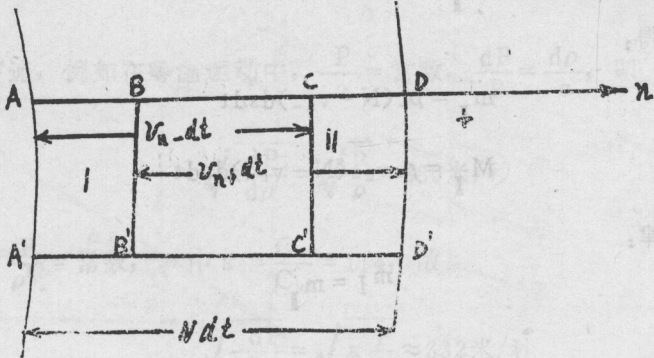


图1—3 不连续面的一般性质

我们把位于不连续面左边的区域称为“负”，右边的区域称为“正”。为考虑普遍情况，取不连续面的移动速度与空气质点的移动速度不一样，即不连续面在不同的时间中并不是由同样的空气质点组成的。我们不妨设不连续面比空气质点移动快，这样，开始组成不连续面的质点，经过 dt 时间后，它们只移动到了 CC' ，即位于不连续面的左边。同时，在终结时，组成 DD' 不连续面的空气质点来自 BB' ，即来自在开始时位于不连续面右边的区域。

如以 v_{n-} 和 v_{n+} 分别表示“负”区和“正”区垂直于不连续面的分速，则：

$$AC = v_{n-} dt \quad (1-2)$$

$$BD = v_{n+} dt \quad (1-3)$$

从式(1-1) (1-2)和(1-3)得：

$$AB = AD - BD = (N - v_{n+}) dt$$

$$CD = AD - AC = (N - v_{n-}) dt \quad (1-4)$$

现在我们研究开始时在体积 I 中的空气质点。如设沿不连续面方向上空气的分速为零，则在 dt 时间以后，它们显然在体积 II 中。我们写出对于这些容积的质量守恒定律和动量变化定律。因为开始时体积 I 中的空气质点位于“正”区内，故它们的质量及动量在母线方向 $\vec{n}$ 上的分量分别为：

$$m_I = \rho_+ ds AB$$

$$M_I = \rho_+ v_{n+} ds AB$$

将式(1-4)代入，得：

$$m_I = \rho_+ (N - v_{n+}) ds dt$$

$$M_I = \rho_+ v_{n+} (N - v_{n+}) ds dt \quad (1-5)$$

对于在终结时位于“负”区内的容积 II 来说，同样可以得出：

$$m_{II} = \rho_- ds CD$$

$$M_{II} = \rho_- v_{n-} ds CD$$

将式(1-4)代入得：

$$m_{II} = \rho_- (N - v_{n-}) ds dt$$

$$M_{II} = \rho_- v_{n-} (N - v_{n-}) ds dt \quad (1-6)$$

根据质量守恒定律：

$$m_I = m_{II}$$

故

$$\rho_+ (N - v_{n+}) = \rho_- (N - v_{n-}) \quad (1-7)$$

为了得出动量变化定律，必须分析在 dt 时间内作用于所讨论的容积上的外力冲量。因为随着容积的减小，质量力和表面力的比值也随之减小，故取容积为无限小，则只需考虑表面力。如不计粘滞力，剩下的就只有压力。因为左边的截面，在整个 dt 时间内位于“负”区，所以作用在它上面的力为 P_-ds ，指向 n 的正方向。同样，在右边的截面，整个 dt 时间内均位于“正”区，故所受的力为 P_+ds ，指向 n 的负方向。这些力的合力等于 $(P_- - P_+)ds$ ，因而在 dt 时间内，冲量为

$$(P_- - P_+)dsdt$$

根据动量变化定律，它等于元量容积内的动量变化，即

$$(P_- - P_+)dsdt = M_I - M_{I-1}$$

将式(1-5)和(1-6)代入，得：

$$\rho_- v_{n-} (N - v_{n-}) - \rho_+ v_{n+} (N - v_{n+}) = P_- - P_+$$

由式(1-7)，上式还可以写成：

$$\rho_+ (N - v_{n+}) (v_{n+} - v_{n-}) = P_+ - P_- \quad (1-8)$$

另外从式(1-7)可解出：

$$v_{n+} - v_{n-} = \frac{\rho_+ - \rho_-}{\rho_-} (N - v_{n+})$$

代入上式得：

$$(N - v_{n+})^2 = \frac{\rho_-}{\rho_+} \frac{P_+ - P_-}{\rho_+ - \rho_-} \quad (1-9)$$

根据式(1-9)，不难估计出 $N - v_{n+}$ 的值。因此值 $\frac{\rho_-}{\rho_+}$ 与1差别很小，可以略去。而有限差比值 $\frac{P_+ - P_-}{\rho_+ - \rho_-}$ 的大小，可以近似地根据 $\rho = \tilde{\rho}$ 时的微商 $\frac{dP}{d\rho}$ 来估计，其中 $\tilde{\rho}$ 为 ρ_+ 与 ρ_- 之间的某一个密度值。即：

$$N - v_{n+} \approx \sqrt{\frac{dP}{d\rho}} \Big|_{\rho = \tilde{\rho}}$$

但 $\sqrt{\frac{dP}{d\rho}}$ 是声速，例如在等温运动中， $\frac{P}{\rho} = \text{常数}$ ， $\frac{dP}{P} = \frac{d\rho}{\rho}$ ，即

$$\sqrt{\frac{dP}{d\rho}} = \sqrt{\frac{P}{\rho}} \approx 280 \text{ 米/秒}$$

而在绝热运动中， $\frac{P}{\rho^\kappa} = \text{常数}$ ，其中 $\kappa = \frac{C_p}{C_v} = 1.4$ ，故

$$\sqrt{\frac{dP}{d\rho}} = \sqrt{\kappa \frac{P}{\rho}} \approx 332 \text{ 米/秒}$$

因此不连续面移动速度的量级约为300米/秒。据实际观测，大气中象锋这样的不连续面，其移动速度远小于声速。所以只有取(1—9)式的特解，即取

$$N - v_{n+} = 0$$

由此

$$P_+ - P_- = 0$$

即锋这样的不连续面有如下的性质：

$$P_+ = P_-$$

$$v_{n+} = v_{n-} = N$$

因此通过锋时，气压并没有间断，仍是连续的；而且垂直于锋的空气运动的分速也是连续的，并且等于不连续面的移动速度。这就是说，锋面是一个物质面，始终由同样的空气质点所组成。

二、锋面坡度公式

为表示不连续的程度，气象要素的不连续可以分成不同的级。如果要素本身不连续，就称为零级不连续。如果要素本身直至它的 $n-1$ 阶的导数均连续，而 n 阶导数不连续，则称为 n 级不连续。例如，把锋看成是一个面的时候，则如图1—4所示，温度可作为零级不连续。如把锋看成是有一定宽度的过渡区，则温度是连续的，但在锋区内外，温度梯度的差别很显著，可以认为温度是一级不连续的。下面我们分别导出这两种情况下的锋面坡度公式。

(一) 温度为0级不连续时的锋面坡度公式

在近地面层，由于摩擦辐合，锋的过渡区是很狭窄的，可以把锋当作温度0级不连续来处理。

取 y 轴垂直于锋线指向冷空气， x 轴平行于锋线， z 轴垂直向上。取矩形 $a b c d$ （见图1—5）。令 Q 为通过锋时为连续的任一属性，以“1”表示冷空气中的值，“2”表示暖空气中的值。

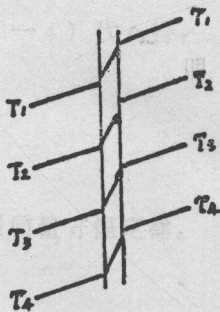


图1—4 锋附近气温不连续情况

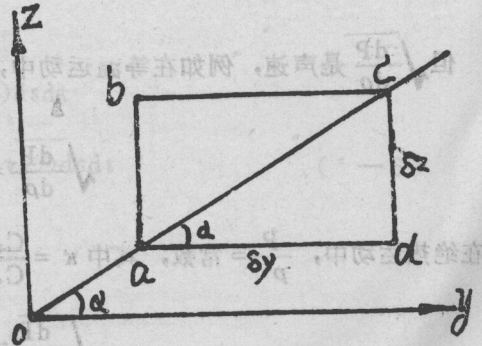


图1—5 锋面坡度

由于Q通过锋时是连续的, 故

$$Q_{c1} = Q_{c2} \quad Q_{a1} = Q_{a2}$$

由此得出

$$(Q_{c2} - Q_{b2}) + (Q_{b2} - Q_{a2})$$

$$= (Q_{c1} - Q_{d1}) + (Q_{d1} - Q_{a1})$$

$$Q_{c2} - Q_{b2} = \left(\frac{\partial Q}{\partial y} \right)_2 \delta y$$

$$Q_{d1} - Q_{a1} = \left(\frac{\partial Q}{\partial y} \right)_1 \delta y$$

$$Q_{b2} - Q_{a2} = \left(\frac{\partial Q}{\partial z} \right)_2 \delta z$$

$$Q_{c1} - Q_{d1} = \left(\frac{\partial Q}{\partial z} \right)_1 \delta z$$

代入得:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\delta z}{\delta y} = - \frac{\left(\frac{\partial Q}{\partial y} \right)_1 - \left(\frac{\partial Q}{\partial y} \right)_2}{\left(\frac{\partial Q}{\partial z} \right)_1 - \left(\frac{\partial Q}{\partial z} \right)_2} \quad (1-10)$$

由于通过锋时气压是连续的, 故取P作为Q, 即:

$$\operatorname{tg} \alpha = - \frac{\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_1 - \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_2}{\left(\frac{\partial P}{\partial z} \right)_1 - \left(\frac{\partial P}{\partial z} \right)_2} \quad (1-11)$$

在大尺度运动中, 可以认为是准地转和准静力平衡的, 把静力方程和地转风方程代入, 即得出Margules平衡坡度公式

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{f}{g} \frac{(\rho_2 u_2 - \rho_1 u_1)}{\rho_1 - \rho_2}$$

式中 ρ_1 、 ρ_2 分别为冷暖空气的密度, u_1 、 u_2 为冷暖空气平行于锋线的风的分量。

把状态方程代入, 并取

$$\Delta T = T_2 - T_1 \quad \Delta u = u_2 - u_1$$

$$T_m = \frac{T_1 + T_2}{2} \quad u_m = \frac{u_1 + u_2}{2}$$

则上式还可以写成

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{f}{g} T_m \frac{\Delta u}{\Delta T} - \frac{f}{g} u_m$$

式中第二项为冷暖空气中的等压面平均坡度。如取锋相对于等压面的坡度，则为：

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{f}{g} T_m \frac{\Delta u}{\Delta T} \quad (1-12)$$

上式表明，只要 $\Delta u > 0$ ，锋即在空间呈倾斜状态，有一个不等于零的平衡坡度。我们仍用图 1—5 来说明。由于锋两侧有温差，构成了温压力管。它引起的环流加速度，方向是从温度升度沿小于 180° 的方向转向气压梯度。这样的环流加速度使暖空气上升、冷空气下沉，下层从冷区流向暖区，上层从暖区流向冷区，因而使锋面坡度减小，趋于水平。但当 $\Delta u > 0$ ，即 $u_2 > u_1$ 时，面积 $a b c d$ 上的空气还受到偏向力的力矩。例如，当 $u_2 > 0$ 、 $u_1 < 0$ 时， $a d$ 上所受的偏向力指向 y 方向， $b c$ 上所受的偏向力与 y 方向相反。这样偏向力引起的环流加速度的方向与力管引起的正好相反。当风等于地转风时，力管造成的环流加速度与偏向力造成的环流加速度大小相等、方向相反，锋面坡度就处于平衡状态。

式 (1—12) 还表明，影响锋面坡度的因素有：

① 坡度与地转参数 f 成正比。因 f 是随纬度升高而增大的，故在其它条件相同的情况下，锋所在的纬度越高，坡度越大；反之，坡度就小。

② 锋两侧的温差越小，平行于锋的风速差越大，则锋面坡度越大；反之，则小。一般说来，这两个因素是互相联系的，当温度差大时，平行于锋线的风速差往往也大，因而有相互抵消的作用。此外，平均温度越高，锋面坡度也越大，但它的影响很小。

(二) 温度为一级不连续时锋面坡度公式

在空中，锋是具有一定宽度的过渡区，因而可以把它当作温度一级不连续来处理。过渡区还有两个边界：上边界和下边界，我们分别求出它们的坡度公式。

由于通过锋的边界时，温度是连续的，因此可用它作为 Q 。如以 “'” 表示锋区中的要素值，则根据式 (1—10)，上边界的坡度为：

$$\operatorname{tg} \alpha_2 = - \frac{\left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)' - \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_2}{\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)' - \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_2}$$

用热成风关系

$$\frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y}$$

代入，得：

$$\operatorname{tg} \alpha_2 = \frac{fT}{g} \frac{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)' - \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_2}{\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)' - \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_2} \quad (1-13a)$$

同理，下边界的坡度

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \frac{fT \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)' - \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_1}{g \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)' - \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_1} \quad (1-13b)$$

由于在温度为 0 级连续的情况下，与锋线平行的风的分速 u 也是连续，故也可以用 u 作为 Q 代入式 (1-10)，则上边界坡度

$$\operatorname{tg} \alpha_2 = - \frac{\left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)' - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)' - \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_2}$$

将热成风公式代入得：

$$\operatorname{tg} \alpha_2 = \frac{fT \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)' - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_2}{g \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)' - \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_2} \quad (1-14a)$$

同理下边界的坡度

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \frac{fT \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)' - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_1}{g \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)' - \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_1} \quad (1-14b)$$

这些坡度公式给出了在温度为一级不连续时，锋区坡度存在的条件。例如，锋区内外，温度梯度是不连续的， $\left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)' \neq \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_i$ ($i = 1, 2$ 以下同)。并且由于 y 指向冷区， $\frac{\partial T}{\partial y}$ 恒为负，而锋区中的温度梯度总是大于周围的温度梯度，因此 $\left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)' < \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_i$ 。这样，只有在 u 为一级不连续且 $\left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)' < \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_i$ 的情况下，锋才有坡度存在。另外，这些坡度公式对于讨论锋的结构很有用，这在后面加以叙述。

实际锋的坡度，是根据观测资料求出的。如图 1-6 所示，B 点为冷气团中的某探空站，AB 是该站到地面锋线之间的垂直距离，BC 为该站探空记录中的锋面逆温的上界高度，则锋的坡度

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{BC}{AB}$$

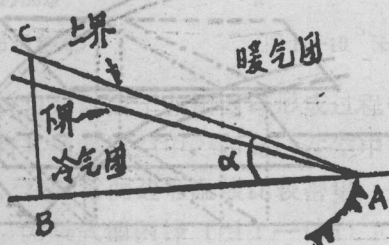


图 1-6 锋面坡度的求法

据统计，在实际大气中，锋的坡度是很小的。冷锋的坡度约为 $\frac{1}{50} \sim \frac{1}{100}$ ，暖锋的坡度约为 $\frac{1}{100} \sim \frac{1}{200}$ ，准静止锋的坡度更小，约为 $\frac{1}{150} \sim \frac{1}{300}$ 。一般说，在北方，由于 f 大，锋的坡度大一些，到了南方，锋坡度往往更小。

第四节 锋 的 结 构

锋既是密度不同的气团之间的狭窄过渡区，在它的附近，自然有不同于气团的特殊的结构。锋的结构对于天气有很大的影响，也是我们分析和认识锋的基础。

一、锋附近的温度场

锋是两个热力性质不同的气团之间的狭窄过渡带。在气团内部，水平温度梯度较小，一般只有 $1 \sim 2^\circ\text{C}/100$ 公里，而在锋区内，温度梯度可高达 $10^\circ\text{C}/100$ 公里。因此，锋是一个强斜压区，储有大量的有效位能。由于锋区内水平方向温度梯度大，因而在任一等压面上，锋区内的等温线非常密集，而且和锋面近似平行（如图 1—7）这个等温线密集带称为锋

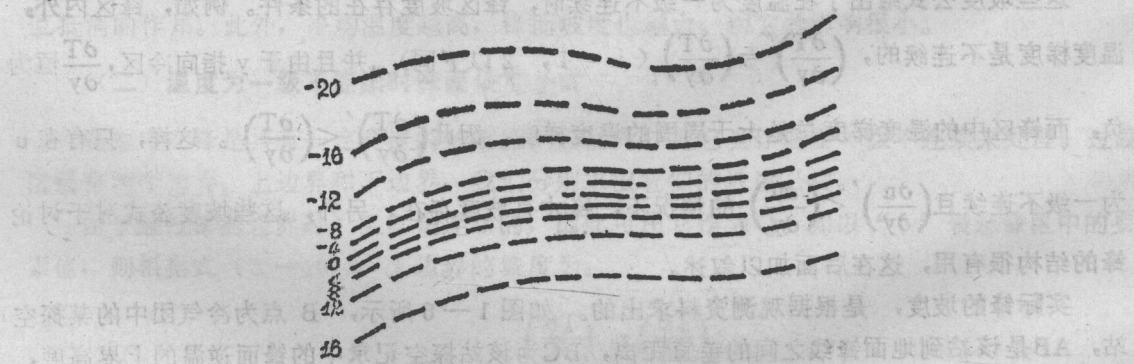
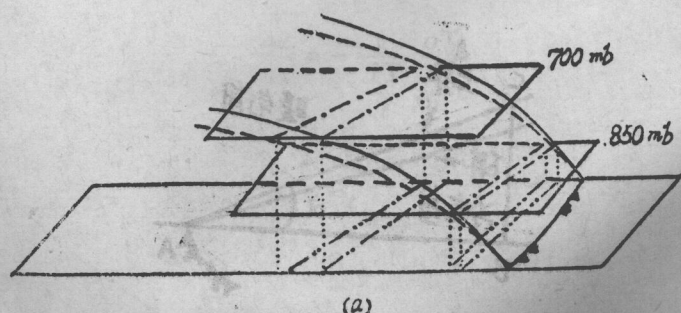


图 1—7 空中等压面上的锋区

区。由于锋是向冷气团方向倾斜的，所以锋区随高度向冷空气一侧偏移（如图 1—8）。



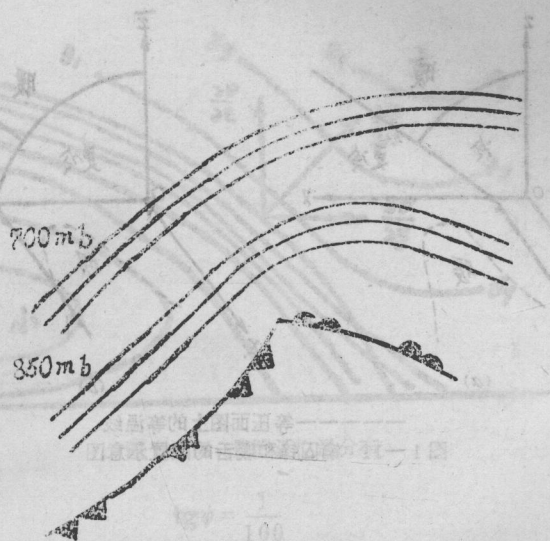


图 1—8 空中等压面图上的锋区与地面锋线的相对位置

在垂直剖面图上(图 1—9)，在冷、暖气团内部，等温线分布基本上是水平的，温度随高度递减，气温垂直递减率大体相似。但因暖气团温度高，冷气团温度低，所以同值等温线在暖区，位置都比冷区高，等温线通过锋时有较大的弯折。

对某测站来说，如果上空有锋，由于锋下是冷气团，锋上是暖气团，探空曲线将出现逆温、等温或温度递减率大大减小等三种情况(如图 1—10)，这种现象称为锋面逆温。逆温层顶相当于锋的上界，逆温层底对应为锋的下界，逆温层厚度约为数百米。

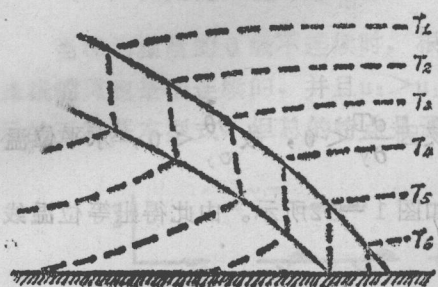


图 1—9 剖面图上锋区附近等温线分布示意图

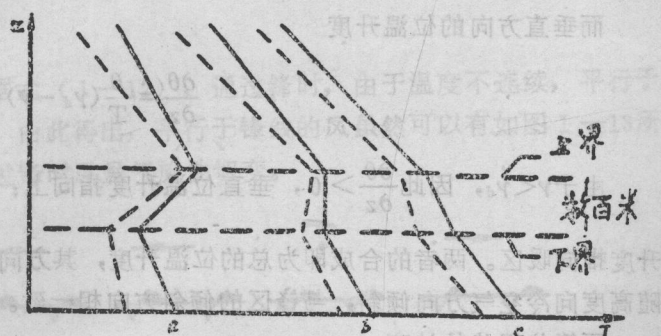
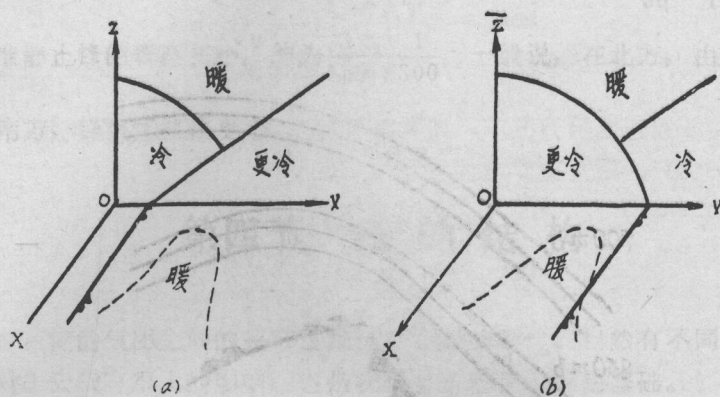


图 1—10 锋面逆温形式

锢囚锋附近的温度分布比较复杂。由于在锢囚锋形成过程中，冷空气逐渐包围了暖空气，使暖空气范围变得很狭窄，并将其抬举至空中，因此，在空中等压面图上，温度场的特征主要表现为暖舌(如图 1—11)。在暖舌两边等温线比较密集，是空中冷、暖锋的锋区所在。当暖舌位于地面锢囚锋的前方，为暖式锢囚锋(图 1—11a)；当暖舌位于地面锢囚锋的后方，为冷式锢囚锋(图 1—11b)。



-----等压面上的等温线
图 1—11 锢囚锋和暖舌的配置示意图

(二) 位温特征

锋区中位温的典型分布如图 1—12 所示。其主要特征是：等位温线密集，近似与锋区平行。这个特点主要与锋区中的温度结构有关。

等位温线的分布与位温升度相联系，我们从位温升度入手，来讨论锋区中的位温特征。

设水平方向上等温线与锋平行，取 y 轴指向冷空气，则水平面上的位温升度

$$\frac{\partial \theta}{\partial y} = \frac{\theta}{T} \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{R}{C_p} \frac{\theta}{P} \frac{\partial P}{\partial y}$$

在对流层范围内，第二项比第一项小得多，故有

$$\frac{\partial \theta}{\partial y} = \frac{\theta}{T} \frac{\partial T}{\partial y}$$

而垂直方向的位温升度

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} (\gamma_d - \gamma)$$

由于 $\gamma < \gamma_d$ ，因此 $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ ，垂直位温升度指向上；又因 $\frac{\partial T}{\partial y} < 0$ ，故 $\frac{\partial \theta}{\partial y} < 0$ ，水平位温

升度指向暖区。两者的合成即为总的位温升度，其方向如图 1—12 所示。由此得出等位温线随高度向冷空气方向倾斜，与锋区的倾斜方向相一致。

而等位温线的坡度

$$\tan \psi = - \frac{\frac{\partial \theta}{\partial y}}{\frac{\partial \theta}{\partial z}} = - \frac{\frac{\partial T}{\partial y}}{\gamma_d - \gamma}$$

根据锋区温度梯度的量级，如取 $\gamma = 0$ ， $\frac{\partial T}{\partial y} = -10^\circ \text{C}/100 \text{公里}$ ，则