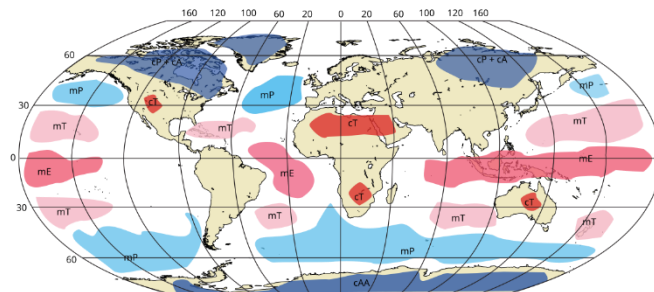


## 第二章 气团与锋

**章节概述** 本章主要教授锋或锋面附近的气象要素场的特征、锋生公式的物理意义及定性分析应用、气压倾向方程、地面锋线与高空锋区、高空等压面的上高度场三度空间的配置、用密度一级不连续面模拟锋时，锋的坡度公式推导及讨论和锋生锋消的动力学特点。



全球气团分布情况

## 2.1 气团

### 2.1.1 基本概念与性质

#### 2.1.1.1 基本内容

**概念** **Air mass** 从地表广大区域来看，存在着水平方向上**物理性质(温度、湿度、稳定度等)比较均匀**(各种要素梯度很小)的大块空气，这种性质比较均匀的大块空气叫做气团。

**性质**

- ① 水平范围常可达**几百到几千公里**
- ② 垂直范围可达**几公里到十几公里**(限制在对流层)
- ③ 水平温度差异小，**一百公里范围内的温度差为1℃**，最多不超过2℃
- ④ 垂直方向上温度随高度递减，与对流层一致。

#### 2.1.1.2 气团形成与变性

**形成条件** **性质均匀**(海洋\陆地)的**广阔**的地球表面**下沉辐散，稳定的环流**。(地表上方的空气要获得地表面的物理属性，需要时间较长，可以保证气团在该区域稳定存在) 与基本属性对应

**方式** 各种尺度的**湍流、系统性垂直运动、蒸发、凝结和辐射等物理过程**

**气团变性** 气团的**物理属性逐渐发生变化** 例如冷高压南下受到下垫面影响变暖

不同气团变性的快慢是不同的，变性快慢和它所经下垫面性质与气团性质差异的大小有关。

- ① **冷气团移到暖的地区变性较快**。因为冷气团低层变暖，**趋于不稳定，乱流对流**容易发展，能很快地将低层的热量传到上层大气。
- ② **暖气团移到冷的地区则变冷较慢**。因为低层变冷**趋于稳定**，乱流和对流不易发展，其冷却过程主要靠**辐射作用**进行。
- ③ **大陆移入海洋的气团容易取得蒸发的水汽而变湿**(常见于山东半岛，有暴雪)，而从海洋移到大陆的气团，则要通过**凝结及降水过程**才能变干，所以气团的变干过程比较缓慢。

### 2.1.2 气团分类

#### 2.1.2.1 地理分类

**北极气团Ac/Am Arctic** 即冰洋气团，分布于极圈内 70°-90°。有大陆性或海洋性两类，性质为**气温低、水汽少、气层非常稳定**，冬季入侵大陆时会带来暴风雪天气 南极为大陆气团，北极为冰洋气团

**极地气团 Polar** 分布于**中高纬度西风带 40°N- 70°N**

**大陆性Pc continental** 低温干燥，天气晴朗，气团低层有**逆温层**，气层稳定，冬季多霜、雾

**海洋性Pm maritime** 夏季同 Pc 相近、**冬季比 Pc 气温高，湿度大**，可能出现云和降水

**热带气团 Tropical** 分布于**副热带地区，20°N- 40°N**

**大陆性Tc continental** 高温干燥、晴朗少云，低层**不稳定**

**海洋性Tm maritime** 低层温暖、潮湿，且**不稳定**，中层常有逆温层

**赤道气团E Equatorial** 分布于赤道 20°N 以南，**湿热不稳定**，天气闷热，多雷暴

### 2.1.2.2 热力分类

**冷气团** 当气团**向着比它暖的下垫面**移动时称为冷气团

**暖气团** 当气团**向着比它冷的下垫面**移动时称为暖气团

从高纬陆地来一般都是冷气团，称干冷气团

从低纬海洋来的称为暖湿气团

### 2.1.3 我国境内的气团活动与天气

**概述** 我国境内的气团多为**变性气团**

**冬半年** 主要影响：**极地大陆气团**、**热带海洋气团**(太平洋、南海)、**北极气团**。

① **大陆西伯利亚气团** (干冷天气下的反气旋) 与**热带海洋气团**相遇时在气团交界处**形成阴雨天气**，如冬季**华南地区的阴雨**。**热带海洋气团**可影响到华南、华东和云南等地，形成**温热、湿润**的天气。

② **北极气团 Ac** 南下侵入我国可造成**气温剧烈下降的强寒潮天气**。

**夏半年** 主要影响：**西伯利亚气团**、**热带海洋气团**(太平洋、南海)、**热带大陆气团**(干暖中亚)、**赤道气团**

① **西伯利亚气团**与南方海洋气团在我国大陆相遇并由**南向北推进**，造成我国**雨带的推移**。如右图，梅雨、秋雨

西伯利亚气团在长城以北和西北活动，与热带海洋气团一起造成我国**盛夏南北方降水**

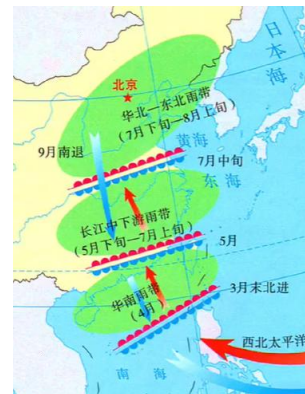
② 来自印度洋的**赤道气团(季风气团)**可造成**长江流域以南地区大量降水**，而**热带大陆气团**也可影响我国西部地区，出现严重的干旱和酷暑。

**春季** 主要影响：**西伯利亚气团**、**热带海洋气团** **春如四季**

此时西伯利亚气团和热带海洋气团两者势力相当，**互有进退**，是**锋系及气旋活动最盛的时期**。

**秋季** 主要影响：**变性西伯利亚气团**主导、**热带海洋气团**

变性的西伯利亚气团占主要地位，热带海洋气团退居东南海上，我国东部地区在单一气团控制下，出现全年最宜人的**秋高气爽**的天气。



## 2.2 锋的概念与锋面的坡度

**概述** **锋面和气旋**是中纬度最典型的两类天气系统，中纬度许多天气现象与锋面和气旋有关。

### 2.2.1 锋的概念

**锋区** 密度不同的两个气团之间的过渡区，在天气图上表现为**温度水平梯度大而窄的区域**，**随高度向冷区倾斜**，是一个**等温线的密集带**。即冷暖气团相遇时的**狭窄倾斜过渡带**。

**上界**：锋区与暖气团的交界面 **下界**：锋区与冷气团之间的交界面

**锋区宽度** 上界和下界的水平距离称为锋的宽度。在近地面层中锋面**宽约数公里**，在**高层可达 200-400 公里**。可见其宽度与其水平长度数百~数千公里相比是很小的，所以人们常把锋区近似地看成一个面，即锋面。

**锋面** **Weather front** **热力学场和风场具有显著变化的狭窄倾斜带**定义为锋面。其具有较大的**水平温度梯度**、**静力稳定度**、**绝对涡度**、**垂直风切变**等特征。

天气图上比例尺很小，锋面的宽度无法表示，从而把它看作空间的一个面。

**锋线** 锋面与地面的交线。习惯上把锋面和锋线统称为**锋**。

**空间结构** 锋区的**水平尺度**为**几十公里到几百公里**，一般上宽下窄，在天气图上只是一条线。

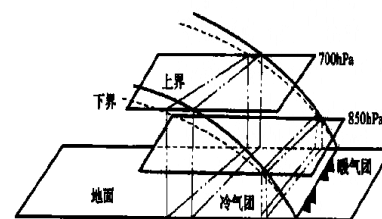
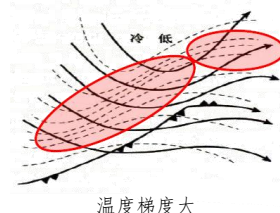
**沿锋面的尺度**一般为**1000~2000 公里** (锋面长度)

锋面实际上并不像示意图一样具有规则的几何形态。

**沿锋面一维**，属于中- $\alpha$ 尺度 (200~2000 公里)

**沿跨锋面一维**，属于中- $\beta$ 尺度 (20~200 公里)

锋面在垂直方向上厚度属于中- $\gamma$ 尺度 (1~2 公里，浅层系统)



锋面空间结构示意图

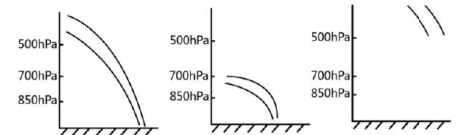
## 2.2.2 锋的分类

### 2.2.2.1 按伸展高度分类

**对流层锋** 地面-对流层顶的所有锋

**地面锋** 低层锋-700hPa 以下 主要指锋面垂直方向的伸展位置主要位于**大气低层**。地面锋一般认为是在水平面气压图上的一个强的**水平温度梯度带**。它经常与**降水相关联**，可造成局地的强烈天气，同时可以为更小尺度的天气系统的不稳定发展提供一个背景场。

**高空锋** 500hPa 以上，不接触地面 主要指位于对流层上层的锋面，它与**急流和急流轴**相伴随。它对从中纬度气旋到对流尺度的天气系统中的**强迫垂直运动**起着十分重要的动力作用。另外，对流层与平流层之间的**物质和能量等垂直输送**起着重要作用。

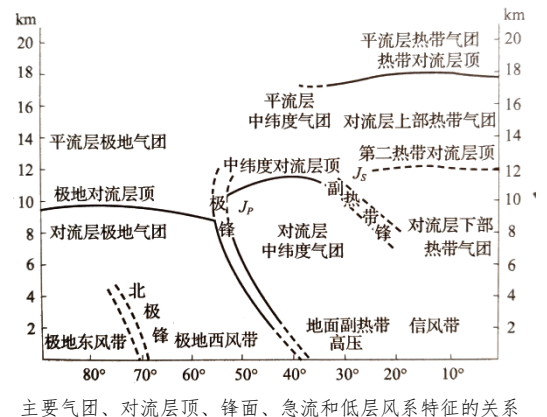


### 2.2.2.2 按地理类型分类

**冰洋锋** 冰洋气团和极地气团之间的界面，处于高纬地区，**势力较弱，位置变化不大**。

**极锋** 极地气团和热带气团之间的界面，**冷暖交换强烈，位置变化大，对中纬地区影响很大**

**副热带锋** 赤道气流和信风气流之间的界面，由于两种气流之间的温差小，以**气流辐合为主**，可称为**辐合线**。有位置的季节变化，夏季移至北半球，冬季移至南半球。多出现在海上，**是热带风暴的源地**



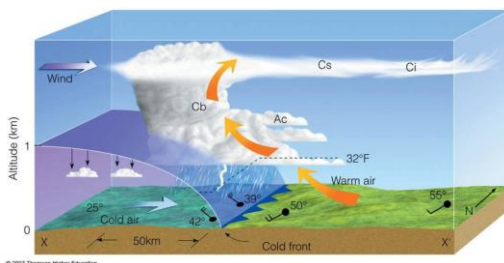
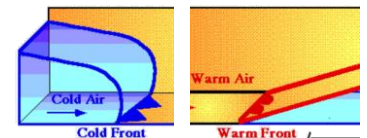
主要气团、对流层顶、锋面、急流和低层风系特征的关系

虚线表示气团和锋的位置随季节摆动

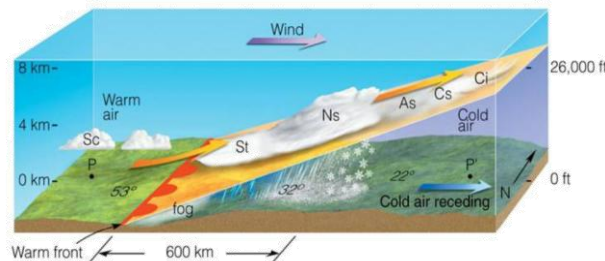
### 2.2.2.3 按锋移动的主次地位分类

**冷锋** 锋面在移动过程中，**冷气团起主导作用**，推动锋面向暖气团一侧运动。暖气团被迫抬升，**锋面坡度较大，天气在冷锋后**

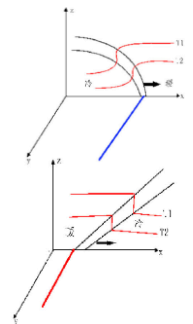
**暖锋** 锋面在移动过程中，**暖气团起主导作用**，推动锋面向冷气团一侧运动。暖气团沿冷气团向上滑升，**锋面坡度较小，天气在暖锋前**



冷锋及其云系



暖锋及其云系



**准静止锋** 冷暖气团势力相当，锋面很少移动的锋 (**6 小时移动小于 1 个纬度**，24 小时移动在 2 个纬度之内)

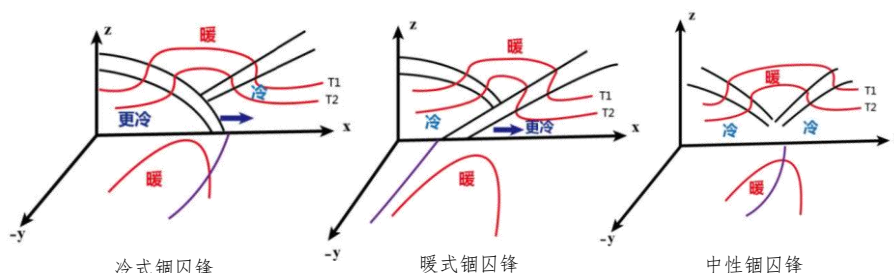
**锢囚锋** 由**冷锋赶上暖锋**或是**两条冷锋相遇叠并**形成的锋，把**暖空气抬到高空**而形成的新锋面。

即**两个冷气团之间形成的锋面**。其形成原因有：锋面受山脉阻挡形成的**地形锢囚**、**两条冷锋迎面相遇形成的锢囚**、**冷锋追上暖锋形成的锢囚**。在我国东北、华北地区活动频繁，以春季最多。

**冷式锢囚锋**：冷锋后的冷空气团比暖锋前的冷空气团**冷**，**暖舌位于地面锢囚锋后方**。

**暖式锢囚锋**：冷锋后的冷空气团比暖锋前的冷空气团**暖**，**暖舌位于地面锢囚锋前方**。

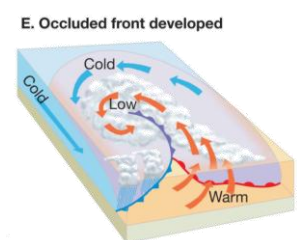
**中性锢囚锋**：冷锋后的冷空气团与暖锋前的冷空气团的温差较小，**暖舌各高度上位置不变**。



冷式锢囚锋

暖式锢囚锋

中性锢囚锋



锢囚锋的形成



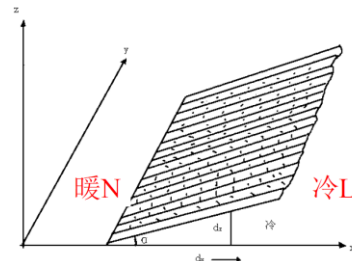
## 2.2.3 马古列斯锋面坡度公式

### 2.2.3.1 锋面近似为物质面

- 物质面** 由**相同的空气质点**组成的不连续面，组成锋面的空气质点不随位置变化，其中物质不能脱离锋面。
- 内容**
- ① 锋面两侧**贴近处的气压相等**，锋面两侧气压必须连续  $P_L = P_N$ ，否则锋面附近气压梯度会无穷大
  - ② 锋面是**密度的零级不连续面**， $\rho_L \neq \rho_N$
  - ③  $u_L = u_N = c$  平行于x轴方向的风速等于**锋面的移动速度**  $v_L \neq v_N$  与**锋线相平行的风**

### 2.2.3.2 锋面坡度公式

**问题重述** 如右图，x轴垂直于地面锋线，由暖指向冷  
y轴平行于地面锋线，需要求锋面倾角 $\alpha$



**锋面坡度** 我们称  $\text{tg}\alpha = \frac{dz}{dx}$  为锋面坡度。

**动力学边界** 锋线两侧**冷暖气团中气压相同**： $P_L = P_N$  则变化量  $dP_L = dP_N$  也相等

$$\text{展开得: } dP_L = \frac{\partial P_L}{\partial x} dx + \frac{\partial P_L}{\partial y} dy + \frac{\partial P_L}{\partial z} dz \quad dP_N = \frac{\partial P_N}{\partial x} dx + \frac{\partial P_N}{\partial y} dy + \frac{\partial P_N}{\partial z} dz$$

$$\text{两式相减得: } dP_L - dP_N = \left(\frac{\partial P_L}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right) dx + \left(\frac{\partial P_L}{\partial y} - \frac{\partial P_N}{\partial y}\right) dy + \left(\frac{\partial P_L}{\partial z} - \frac{\partial P_N}{\partial z}\right) dz = 0$$

如果不等，则有气压差，导致极大的气压梯度力，违背了物质面的假设。

$$\text{由于所取坐标y轴与地面锋线平行，故 } \frac{\partial P_L}{\partial y} - \frac{\partial P_N}{\partial y} = 0, \text{ 则 } \left(\frac{\partial P_L}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right) dx + \left(\frac{\partial P_L}{\partial z} - \frac{\partial P_N}{\partial z}\right) dz = 0$$

$$\text{可得锋面坡度为: } \text{tg}\alpha = \frac{dz}{dx} = - \left(\frac{\partial P_L}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right) / \left(\frac{\partial P_L}{\partial z} - \frac{\partial P_N}{\partial z}\right) \quad \text{最原始的表达式}$$

**进步推导** 由**地转风平衡关系**得到  $f u_g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad f v_g = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$

**坡度公式**  $\text{tg}\alpha = \frac{f(\rho_L v_{gL} - \rho_N v_{gN})}{g(\rho_L - \rho_N)}$  **马古列斯锋面坡度公式** 其中 $v_{gL}$ 和 $v_{gN}$ 是垂直于锋线的地转风分量

**进步简化** 由于密度不是观测量，所以代入**状态方程**  $\rho = \frac{p}{RT}$  可以进一步得到:  $\text{tg}\alpha = \frac{-f(T_N v_{gL} - T_L v_{gN})}{g(T_N - T_L)}$

$$\text{引入: 平均温度: } T_m = \frac{T_N + T_L}{2} \quad \text{平均地转风风速: } v_m = \frac{v_{gN} + v_{gL}}{2} \quad \text{地转风风速差: } \Delta v_g = v_{gL} - v_{gN}$$

$$\text{温度差: } \Delta T = T_N - T_L \quad \text{代入上式可得: } \text{tg}\alpha = \frac{f}{g} \left( T_m \frac{\Delta v_g}{\Delta T} + V_{gm} \text{可忽略} \right)$$

**公式**  $\text{tg}\alpha \cong \frac{f}{g} T_m \frac{\Delta v_g}{\Delta T}$  依赖于**气温**和两个气团的**风速差异**

- 讨论**
- ① 其他条件不变，**锋面坡度随纬度增高而增大**
  - ② 锋两侧**温差越大坡度越小**，温差为零则不会有锋面
  - ③ 锋两侧风速差为零时，锋面不存在；锋存在时则两侧**平行于它的地转风分速应具有气旋式切变**  
 $\Delta v_g$ 是冷暖气团中平行于锋线的分量之差，由于 $\text{tg}\alpha > 0$ ，则 $v_{gL} > v_{gN}$  风速应当具有**气旋式切变**  
气旋式切变包括：风向上的转变，即相反或风速上的转变，即风向相同，但风速减小
  - ④ **平均温度越高，则坡度越大**（表征季节变化）
  - ⑤ 锋附近气流曲率很大时应用梯度风公式，即气旋曲率越大的气流中锋面平衡坡度越大

**气压场特征** ① 锋线附近气压连续

②  $\frac{\partial P_L}{\partial y} \neq \frac{\partial P_N}{\partial y}$  锋线附近气压梯度不连续，即等压线穿过锋线时有弯折

③  $\text{tg}\alpha = \frac{\frac{\partial P_L}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}}{g(\rho_L - \rho_N)}$  为保证 $\text{tg}\alpha > 0$ ，又有 $\rho_L > \rho_N$ ，则  $\frac{\partial P_L}{\partial x} > \frac{\partial P_N}{\partial x}$  故折角指向高压，即锋线落在低压槽中

### 2.2.3.3 另一种推导方式

**推导** 根据热成风关系:  $\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y}$  将连续微分转化为锋面两侧的差分:  $\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{u_2 - u_1}{\Delta z} = \frac{u_N - u_L}{\Delta z}$

和  $\frac{\partial T}{\partial y} = \frac{T_2 - T_1}{\Delta y} = \frac{T_L - T_N}{\Delta y}$  则可得:  $\frac{\Delta z}{\Delta y} = -\frac{fT}{g} \left( \frac{u_N - u_L}{T_L - T_N} \right)$  其中  $\frac{u_N - u_L}{T_L - T_N} \approx \frac{\frac{\partial u}{\partial y}}{\frac{\partial T}{\partial y}}$

引入涡度  $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$  在锋面附近, 通常  $\frac{\partial v}{\partial x} \approx 0$ , 近似为:  $\zeta \approx -\frac{\partial u}{\partial y}$   $\zeta > 0$  表示气旋式环流

**公式**  $\frac{\Delta z}{\Delta y} \approx \frac{fT}{g} \left( \frac{-\frac{\partial u}{\partial y}}{-\frac{\partial T}{\partial y}} \right) = \frac{fT}{g} \left( \frac{\zeta}{-\frac{\partial T}{\partial y}} \right)$  该小节推导y方向为垂直锋线方向

**性质**

- ① 锋面坡度与温度梯度的大小成反比 (锋面越强, 坡度越小)
- ② 锋面附近相对涡度为正, 锋面两侧的风具有气旋式切变

## 2.3 锋面附近气象要素场的特征

**概述** 气象要素包括温度、气压、风、变压、湿度、天气情况等, 它们在锋面附近有明显的变化。

### 2.3.1 基本要素场特征

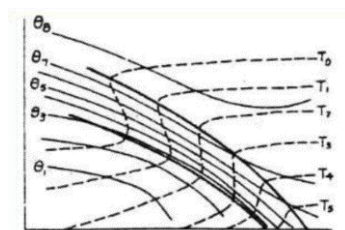
#### 2.3.1.1 温度场特征

**水平方向** 锋区内温度水平梯度大, 表现为等温线密集带, 两侧气团中温度则水平分布均匀。  
锢囚锋在高空图上有暖舌, 暖舌两侧等温线密集。锋附近区域内, 在水平方向上的温度差异非常明显, 100 公里的水平距离内可相差近 10°C, 比气团内部的温度差异大 5-10 倍。

**应用** 根据锋区内等温线密集度确定锋区强度、地面锋线位置, 等压面上冷暖平流确定锋的类型。  
根据高空锋区(等温线密集处)来确定地面锋线位置,

**垂直方向**

- ① 锋区内温度垂直梯度小, 可能出现锋面逆温、等温或递减率小, 两侧气团内温度则随高度递减。
- ② 冷暖气团温差越大, 锋面逆温越强或过渡区越窄, 通过锋区时等温线弯折越厉害。
- ③ 位温随高度增大的快, 锋区等位温线密集。等位温面随高度向冷区倾斜, 与锋面倾斜方向一致。锋面是物质面, 组成锋面的质点不会外溢。



锋面附近等温线与等位温线

#### 2.3.1.2 湿度场特征

**总述** 干冷暖湿。一般暖空气湿度大, 露点高; 冷空气湿度小, 露点低。由此, 在地面图上定锋时, 需要参考露点温度的大小。注意: 水汽保守性较好, 若无降水发生, 则露点代表性非常好。

### 2.3.2 零级不连续模拟

**总述** 以密度的零级不连续模拟锋面时, 锋面附近风场、气压场和变压场的特征  $\operatorname{tg} \alpha = \frac{dz}{dx} = \frac{\frac{\partial P_L}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}}{g(\rho_L - \rho_N)}$

#### 2.3.2.1 气压场特征

**特征** 锋面两侧气压连续, 密度不连续, 则气压梯度不连续: 冷气团中气压梯度大于暖气团中气压梯度

当锋区宽度  $\delta n \rightarrow 0$  时,  $\rho_L \neq \rho_N$ , 那么  $\frac{\partial P_L}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x} \neq 0$ , 则气压梯度也不连续。

**应用** 等压线过锋面有气旋性弯曲, 锋面处等压线有折角, 指向高压

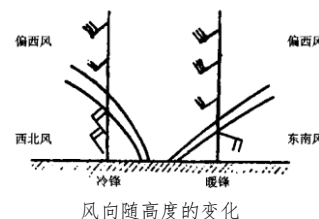


锋面附近的气压场和风场的分布

### 2.3.2.2 风场特征

**水平方向** 锋线附近风场具有气旋性切变，地面摩擦使这种气旋式切变更加明显，并导致**锋线附近强的风场辐合**。锋面附近的风场气旋性切变包括**风速切变和风向切变**。有些情况下，风速切变比风向切变明显，有时风向切变比风速切变明显，有些情况下两者都非常明显。

**垂直方向** **暖锋附近风向随高度顺转、冷锋附近风向随高度逆转**



### 2.3.2.3 变压场特征

**特征** 变压是指某一点的气压随时间变化的大小  $\frac{\partial p}{\partial t}$ 。天气图填写 3h/24h 变压。

冷锋、暖锋均是**锋前变压代数值小于锋后变压代数值**（包含日变化）

① **暖锋前地面减压，冷锋后地面加压** ② 冷锋前暖锋后，静止锋附近：**变压不明显**

**推导** 固定坐标系： $\left(\frac{d}{dt}\right)_{\text{固}} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla$  建立在锋面上的移动坐标系： $\left(\frac{d}{dt}\right)_{\text{移}} = \frac{\partial}{\partial t} + (\vec{V} - \vec{C}) \cdot \nabla$

锋面上的质点相对于固定坐标系为  $V$ ，则移动坐标系中的相对速度为  $V - C$

由于个别变化相同  $\left(\frac{d}{dt}\right)_{\text{固}} = \left(\frac{d}{dt}\right)_{\text{移}}$  则  $\frac{\delta(\square)}{\delta t} = \frac{\partial(\square)}{\partial t} + \vec{C} \cdot \nabla(\square)$  表示运动坐标系中的局地变化

考虑紧贴着锋面两侧的冷暖气压差为零： $\frac{\partial}{\partial t}(P_L - P_N) = 0$  则  $\frac{\partial}{\partial t}(P_L - P_N) = -C_x \left( \frac{\partial P_L}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x} \right)$

暖锋情况下  $C_x > 0$  而  $\frac{\partial P_L}{\partial x} > \frac{\partial P_N}{\partial x}$  因此有整体  $\frac{\partial P_L}{\partial t} < \frac{\partial P_N}{\partial t}$  即**暖锋前变压代数值小于暖锋后变压代数值**；同理有**冷锋前变压代数值小于冷锋后变压代数值**。

### 2.3.2.4 气压倾向方程

**引入** 上方推导只能判断暖气团、冷气团变压之间的相互关系，但无法判断其**增减情况**，为此引入方程。

**方程**  $\frac{\partial p_{z_0}}{\partial t} = - \int_0^\infty g \left( u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) \delta z - \int_0^\infty g \rho \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \delta z$

地面以上整个气柱中**密度平流（热力因子）**：冷平流地面气压上升，暖平流地面气压下降

地面以上整个气柱中**速度水平散度总和（动力因子）**：散度净值辐散，则气柱内质量较少，地面气压下降；若散度总和为负值，则气柱内质量增加，地面气压上升。

**解释** 在平坦的地面上垂直速度为零时，地面气压变化由**热力因子**和**动力因子**造成：

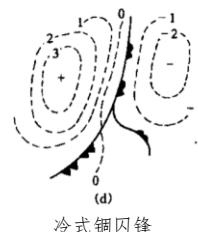
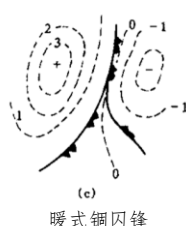
**热力因子**：**暖锋前地面减压(-)，冷锋后地面加压(+)**。冷锋前暖锋后，**静止锋附近：变压不明显**

**动力因子**：**散度总和辐散**（此时为低压情况，一般高空略大，低空略小，散度大于零，维持上升抽吸运动）则**地面气压下降**；**散度总和辐合**则**地面气压上升**

**推导** 从最原始的气压定义出发： $p_{z_0} = \int_0^\infty g \rho \delta z$  对气压求局地变化： $\frac{\partial p_{z_0}}{\partial t} = g \int_0^\infty \frac{\partial \rho}{\partial t} \delta z$

代入连续方程： $\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{V}) = \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z}$  小项忽略 = 0

$\frac{\partial p_{z_0}}{\partial t} = \int_0^\infty -g \left( \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} \right) \delta z = - \int_0^\infty g \left( u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) \delta z - \int_0^\infty g \rho \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \delta z$



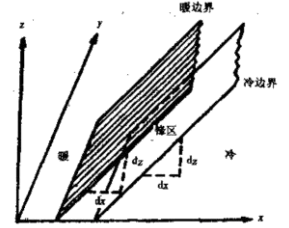
## 2.3.3 密度的一级不连续模拟

**概述** 以密度一级不连续模拟锋面，锋面坡度与其附近的气压场、风场和变压场特征

### 2.3.3.1 一级不连续模拟

**模型设置** 动力边界条件要求：**密度、气压连续，从而温度也连续**（此时锋为条带状）  
温度梯度是不连续的，气压梯度的一阶导数连续。下方小标F代表锋区。

$$\rho_{FN} = \rho_N, \quad \rho_{FL} = \rho_L, \quad P_L = P_{FL}, \quad P_{FN} = P_N \quad \frac{\partial P_L}{\partial x} = \frac{\partial P_{FL}}{\partial x}, \quad \frac{\partial P_N}{\partial x} = \frac{\partial P_{FN}}{\partial x}$$



**推导** 出现两个界面，其中暖界面： $\tan \alpha_N = \frac{dz}{dx} = -\frac{\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}}{\frac{\partial P_{FN}}{\partial z} - \frac{\partial P_N}{\partial z}} = \frac{\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}}{g(\rho_{FN} - \rho_N)}$  当  $\rho_{FN} = \rho_N$  时，有  $\tan \alpha_N \rightarrow \infty$   
这很不合理。因此要求  $\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x} = 0$ ，同理  $\frac{\partial P_{FL}}{\partial x} = \frac{\partial P_L}{\partial x}$  即**锋面附近气压连续，气压梯度也连续**  
由此不能使用原有的锋面坡度公式推导。此时两个界面具有不同的坡度。

**锋面坡度** 暖边界： $\tan \alpha_N = \frac{1}{g} \frac{\frac{\partial^2 P_{FN}}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 P_N}{\partial x^2}}{\frac{\partial \rho_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial \rho_N}{\partial x}}$  冷边界： $\tan \alpha_L = \frac{1}{g} \frac{\frac{\partial^2 P_L}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 P_{FL}}{\partial x^2}}{\frac{\partial \rho_L}{\partial x} - \frac{\partial \rho_{FL}}{\partial x}}$

**推导** 由先前  $d\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right) = 0$  展开： $\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right)dx + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right)dy + \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right)dz = 0$   
在所取坐标系中有： $\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right) = 0$  故有  $\tan \alpha_N = \frac{dz}{dx} = -\frac{\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right)}{\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right)} = \frac{1}{g} \frac{\frac{\partial^2 P_{FN}}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 P_N}{\partial x^2}}{\frac{\partial \rho_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial \rho_N}{\partial x}}$   
同理可以推导得到冷边界的情况。

### 2.3.3.2 气压场和风场特征

**总结** 由上式可见：**锋区附近密度一级不连续（锋区内等温线高度密集），气压二级不连续（代表曲率情况）**

**推导** 等压线气压恒定  $P(x, y) = \text{const}$   $\frac{\partial P}{\partial x}dx + \frac{\partial P}{\partial y}dy = 0$   $\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial P}{\partial y} \frac{dy}{dx} = 0$

再微分，得到： $\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + 2 \frac{dy}{dx} \frac{\partial^2 P}{\partial x \partial y} + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2 \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} + \frac{\partial P}{\partial y} \frac{d^2 y}{dx^2} = 0$

槽脊线上  $\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial P}{\partial y} \frac{d^2 y}{dx^2} = 0$  曲率  $k = \frac{1}{r} = \frac{\frac{d^2 y}{dx^2}}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{3/2}}$  故  $\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} = -\frac{\partial P}{\partial y} k$

即**气压的二阶导数与其曲率呈正比**

**气压场** **锋区内等压线气旋式曲率比锋区外大得多，反气旋式曲率比锋区外小得多**

**风场** 锋区中风的气旋式切变比锋区外大的多，**温度水平梯度大于两侧，锋区中热成风比锋区外大得多**

**应用** **风随高度顺转，暖平流最强且热成风最大高度为高空暖锋区；风随高度逆转，冷平流最强且热成风最大高度为高空冷锋区；热成风很大而无明显平流，可能是静止锋**

### 2.3.3.3 变压场特征

**变压场特征** ① 暖(冷)锋锋区变压梯度不连续，变压风也不连续。

② 地面**锋区中，等变压线密集**，锋区外，等变压线稀疏，变压值比较小。

**变压风** 由变高梯度表示的地转偏差。地面图上，**负变压中心区有变压风辐合；正变压中心区有变压风辐散。**

由  $\frac{\delta}{\delta t}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right) = 0$  可得  $\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right) + C_x \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right) = 0$

即  $\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right) = -C_x \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial x} - \frac{\partial P_N}{\partial x}\right)$  考虑锋区中  $\frac{\partial^2 P_{FN}}{\partial x^2} \gg \frac{\partial^2 P_N}{\partial x^2}$  对于暖锋： $C_x > 0$

则  $\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial t}\right) - \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_N}{\partial t}\right) < 0$  故  $-\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_{FN}}{\partial t}\right) > -\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_N}{\partial t}\right)$  锋区内变压梯度大于锋区外



暖锋	$C_x > 0$	暖界面	$-\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_F}{\partial t}\right) > -\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_N}{\partial t}\right)$	冷锋	$C_x < 0$	暖界面	$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_F}{\partial t}\right) > \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial P_N}{\partial t}\right)$

## 2.3.4 锋面天气

**锋面天气** 指锋附近的**云和降水**（降水要求**垂直运动条件+水汽条件**）。每日地面天气图上，地面锋的位置具有重要的气象意义，它的位置和移动与天气现象（降水、强对流天气和风向变化）紧密联系。

### 2.3.4.1 锋附近引起垂直运动的因子

**主要因子**

- ① **地面摩擦**辐合上升（地转偏差）
- ② 锋移动过程中的**抬升、滑升**（强迫暖气团抬升）
- ③ **高空槽前系统性上升，槽后系统性下沉**
- ④ **冷平流引起的下沉，暖平流引起的上升**

不同的锋面，不同的位置，起作用的具体因子是不同的。

### 2.3.4.2 暖锋附近垂直运动情况

**运动因子** ① 暖锋附近地面处在**气旋**中，**风向辐合上升**

② 暖锋附近**暖湿气流沿暖界面滑升运动**

③ 暖锋对应处在**槽前脊后系统性上升**

④ 暖锋上空对应**暖平流上升运动强** **四因子均有利于上升**

**天气模型** ① **坡度**：暖锋的**坡度很小**，约为1/150

② **云系**：暖空气一般含有比较多的水汽，主动上升前进，在冷气团之上慢慢地**向上滑升可以达到很高的高度**。暖空气在上升过程中绝热冷却，达到 LCL 后，在锋面上便产生云系。当暖空气滑升的高度足够高，水汽又比较充沛时，暖锋上常常出现**广阔的、较厚的、系统的层状云系**。云系序列为：**卷云(Ci)**，**卷层云(Cs)**，**高层云(As)**，**雨层云(Ns)**。云层厚度可达**对流层顶**，愈接近地面锋线云层愈厚。

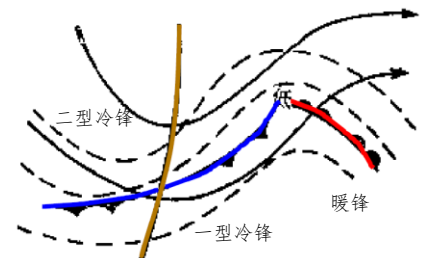
③ **降水**：暖锋降水主要发生在**雨层云**内，是**连续性降水**，降水宽度随锋面坡度大小而有变化，一般约300-400公里。暖锋云系有时因为空气湿度和垂直速度分布不均匀而造成不连续，可能出现几十公里，甚至几百公里的无云空隙

④ **天气现象**：暖锋下的冷气团中，空气比较潮湿，在气流辐合作用和湍流作用下，常产生**层积云和积云**。如果从锋上暖空气中降下的雨滴在冷气团内发生蒸发，使冷气团中水汽含量增多，达到饱和时，会产生**碎积云和碎层云**。如果这种饱和凝结现象出现在锋线附近的地面层时，将形成**锋面雾**。

**总结** 以上是暖锋天气的一般情况，但是在**夏季暖空气不稳定时**，也可能出现**积雨云、雷雨等阵性降水**。在**春季暖气团中水汽含量很少时**，则仅仅出现一些高云，很少有降水。

**我国分布** 明显的暖锋在我国出现得较少，大多伴随着气旋出现。

春秋季一般出现在江淮流域和东北地区，夏季多出现在黄河流域。



### 2.3.4.3 一型冷锋附近垂直运动情况

**一型冷锋** 即**槽前对应冷锋**，也称为**缓行冷锋**（移动速度较慢）

**运动因子** ① 冷锋附近地面处在**气旋**中，风向**辐合上升**

② 冷锋附近暖界面上的**暖湿气流被迫抬升**

③ 冷锋对应处在**高空槽前系统性上升**

④ 冷锋上空对应**弱冷平流引起下沉运动降水落在冷锋后到冷空气边界，稳定**

**我国分布** 一年四季在我国都有，冬半年更为常见。夏季，在我国西北、华北等地，以及冬季在我国南方地区出现的冷锋天气多属这一类型。

**冷锋模型** ① **坡度**：高空槽前，**多稳定性天气**。移动缓慢，锋面**坡度不大**，约1/100。

② **云系**：锋后冷空气迫使暖空气沿锋面平稳地上升，当暖空气比较稳定，水汽比较充沛时，会形成与暖锋相似范围比较广阔的层状云系，只是云系出现在**锋线后面**，而且云系的分布次序与暖锋云系相反。云系序列为：**雨层云(Ns)**，**高层云(As)**，**卷层云(Cs)**，**卷云(Ci)**

③ **降水**：降水性质与暖锋相似，在锋线附近降水区内还常有层积云、碎雨云形成。降水区出现在锋后，多为稳定性降水。如果锋前暖空气不稳定时，在地面锋线附近也常出现积雨云和雷阵雨天气。

④ **天气现象**：等压线过冷锋有一折角，风向发生变化，降水和雷暴天气也发生在冷锋附近。当冷锋过



境时, 风向转变或增大, 冷空气代替暖空气, 气温下降。时常过 1~2 日又发生风和气温变化, 在天气图上看到的是, 在冷空气移动过程中, 由于冷空气变性, 在原冷空气一侧又可形成一条新的冷锋, 称为**副冷锋**。

#### 2.3.4.4 二型冷锋附近垂直运动情况

##### 二型冷锋 槽后对应冷锋

##### 天气因子

- ① 近地面**摩擦辐合**                      ② **暖湿气流被迫抬升**  
③ 高空**槽后有系统性下沉**              ④ **强冷平流**引起下沉运动**降水区处于锋前到锋线**, 且**不稳定**  
暖气团之上叠加了干冷的平流, 导致不稳定层结, 进一步产生强对流。

##### 冷锋模型

- ① **坡度**: 锋面在高空槽后或槽线附近, **移动快、坡度大**(1/40 - 1/80)的冷锋。  
② **云系**: 锋后冷空气移动速度远较暖气团快, 它**冲击暖气团并迫使产生强烈上升**。而在高层, 因暖气团移速大于冷空气, 出现暖空气沿锋面下滑现象, 更加强了锋线附近的上升运动和高空锋区上的下沉运动。夏季, 地面锋线附近, 一般会产生**强烈发展的积雨云**, 出现**雷暴、甚至冰雹、飑线等对流性不稳定天气**。高层锋面上, 往往没有云形成。第二型冷锋云系呈现出**沿着锋线排列的狭长的积状云带**, 好似一道宽度约有十公里, 高达十多公里的云堤。在地面锋线前方也常常出现**高层云、高积云、积云**。  
③ **天气现象**: 冷锋过境时, 往往乌云翻滚, 狂风大作, 电闪雷鸣, 大雨倾盆, 气象要素发生剧变。这种天气历时短暂, 锋线过后, 天空豁然晴朗。  
在冬季, 由于**暖气团湿度较小**, 气温不可能发展成强烈不稳定天气, 只在**锋线前方出现卷云、卷层云、高层云、雨层云等云系**。当**水汽充足时**, 地面锋线附近可能有很厚、很低的云层和宽度不大的连续性降水。地面锋过境后, 云层很快消失, 风速增大, 并常出现大风。在干旱的季节, 空气湿度小, 地面干燥、裸露, 还会有沙暴天气。这种冷锋天气多出现在我国北方的冬、春季。

##### 两种区别

- 位置**: 一型在槽前, 二型在槽后                      **降水区不同**: 一型在**锋后**, 二型在**锋前**  
**高层冷平流强弱不同**: 一型弱, 二型强              **降水稳定性不同**: 一型**稳定**, 二型**不稳定**

#### 2.3.4.5 准静止锋与连阴雨

##### 准静止锋

很少**移动或移动缓慢**的锋叫准静止锋。(连续两张图 6h 锋面移动很小)

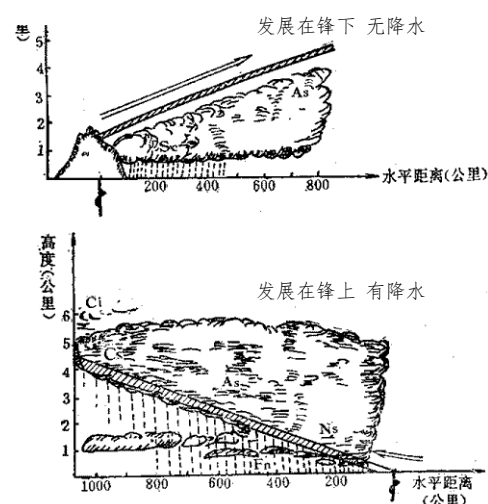
##### 锋面模型

- ① **坡度**: 准静止锋的坡度**比暖锋还小**  
② **云系**: 它的两侧冷暖气团往往形成“对峙”状态, 暖气团前进, 为冷气团所阻, 暖气团被迫沿锋面上滑, 情况与暖锋类似, 出现的云系与暖锋云系大致相同。  
③ **降水**: 由于准静止锋的坡度比暖锋还小, 沿锋面上滑的暖空气可以伸展到距离锋线很远的地方, 所以云区和降水区比暖锋更为宽广。但是降水强度小, 持续时间长, 可能造成“**霏雨霏霏、连日不开**”的连阴雨天气。  
④ **天气现象**: 准静止锋天气一般分为两类。  
一类是**云系发展在锋上**, 有明显的降水。例如**华南准静止锋**, 大多是由于**冷锋减弱演变而成**, **天气和第一型冷锋相似**, 锋面坡度更小, 云区、降水区更为宽广, 其降水区并不限于锋线地区, 可延伸到锋面后很大的范围内, 降水强度比较小, **为连续性降水**。由于准静止锋移动缓慢, 并常常来回摆动, 使阴雨天气持续时间长达 10 天至半个月, 甚至一个月以上, “清明时节雨纷纷”就是江南地区这种天气的写照。直至该准静止锋转为冷锋或暖锋移出该地区或锋消失以后, 天气才能转晴。初夏时, 如果暖气团湿度增大, 低层升温, 气层可能呈现不稳定状态, 锋上也可能形成积雨云和雷阵雨天气。

另一类是主要**云系发展在锋下**, 并无明显降水的准静止锋, 例如**昆明准静止锋**, 它是南下冷空气为**山所阻**而呈静止状态, 锋上暖空气干燥而且滑升缓慢, **产生不了大规模云系和降水**, 而锋下的冷空气沿山坡滑升和湍流混合作用, 在锋下可形成不太厚的雨层云, 并常伴有连续性降水。

##### 我国分布

我国准静止锋主要出现在华南、西南和天山北侧, 出现时间多在冬半年, 对这些地区及其附近天气的影响很大。

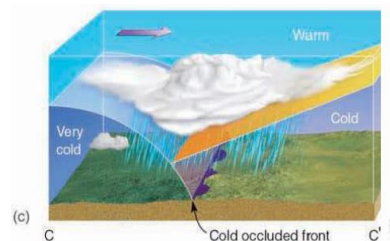


### 2.3.4.6 锢囚锋

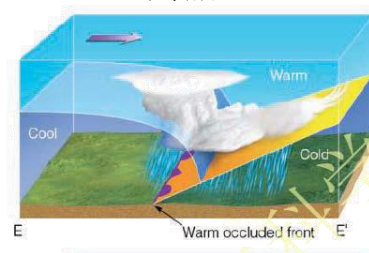
**形成** 冷锋追上暖锋把暖空气抬到高空形成的锋面。

#### 锋面模型

- ① **锢囚点**：该位置天气最为恶劣
- ② **云系**：由两条锋面云系合并而成，多维高层云、复高积云和层积云等，外围多卷云、卷层云。
- ③ **降水**：降水区位于锢囚锋附近，宽度从地面锋线至700hPa槽线。



冷式锢囚



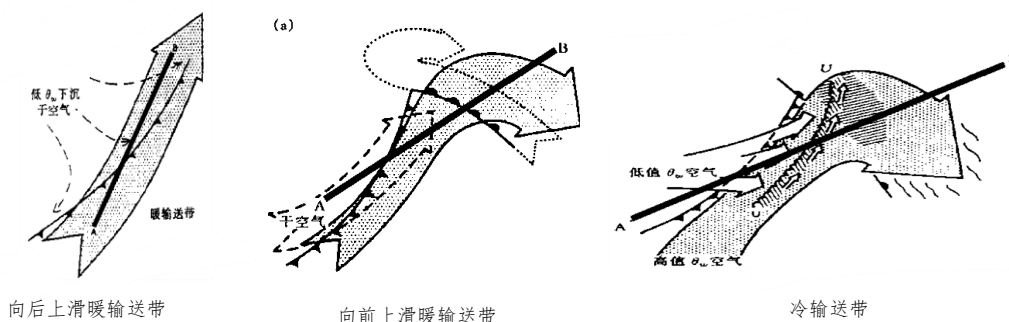
暖式锢囚

### 2.3.5 锋面天气的输送带模式

#### 输送带

输送带是指**以天气系统为坐标系的相对气流**，它们是系统内产生云和雨区的主要气流。比如以锋面为坐标系，气流相对锋面的运动。

**分类** **冷输送带**和**暖输送带**（**向后上滑暖输送带**、**向前上滑暖输送带**）



## 2.4 锋面分析

本节详细内容参见天气学分析基础。

### 2.4.1 分析基本方法

#### 遵循原则

- ① **历史连续性原则** 锋面不会无故地出现和消失，注意结合地形条件、系统强度、锋面的移动速度。
- ② **结合高空锋区**：是否有高空锋区，是否有锋消或锋生的可能。原因在于锋随高度向冷区倾斜，地面锋线位于高空等压面上等温线相对密集区的偏暖一侧，据冷暖平流确定锋的性质。（平原地区分析 850hPa、700hPa 等压面，高原地区分析 500hPa 等压面）
- ③ 需要结合地面天气图上各气象要素以确定锋的位置；应用卫星云图；应用其他资料

#### 关系

**锋面、高空槽、锋区三者关系**

- ① 锋面与高空槽有关系，但**不是一一对应关系**，而**与锋面有一一对应关系的是高空锋区**。
- ② **近地面的锋区总是处于地面低压槽中**，但到了高空则不一定，锋面可以在低压槽的前方、低压槽中或槽后，甚至锋面上空没有槽配合。
- ③ 地面上的锋面只是一条线，完整的锋面应该包括地面锋面和高空锋面。而且地面锋面一定在高空锋面靠暖空气一侧。

#### 性质确定

高空锋区有冷平流对应地面冷锋，高空锋区有暖平流对应地面暖锋

高空锋区冷暖平流不明显时，则对应地面准静止锋

如果冷锋赶上暖锋，高空有暖舌，则对应地面锢囚锋

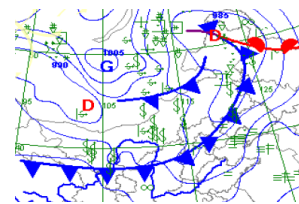
#### 锋面确定

需要根据地面天气，例如温度、气压、变压、湿度、风场和天气现象来进一步确定。

理论上气象要素在锋面附近的分布如先前分析所示。然而**实际影响锋面要素分布的情况与理论有不同**（例如大的地形阻挡、夏天冷暖辐射条件不同导致温差接近、黄土高原/华北平原之间的定常温差带），使得锋面分析成为一个重点和难点。

例如：影响温差不明显的因子有：锋面两侧辐射条件不同：冬半年早上或后半夜、夏半年白天、锋面两侧蒸发凝结条件不同：冷锋前有降水、锋面两侧垂直运动条件不同、冷膜影响、夏季大陆比海面温度高（冷锋自大陆移到海上）、非锋面的定常温差带：海岸线附近，温度和风的差异以及高原与平原接壤处。

**副冷锋** 副冷锋是**变性冷气团和冷气团之间的界面**，它往往是在一条冷锋之后，由于有**新的冷空气**下来而形成的。它一般是地面锋，比较浅薄，**没有明显的高空锋区配合**。  
其要素特点是：锋前鋒后风向切变不甚明显，**仅有风速差异**，冷锋后常有明显的正三小时变压，锋两侧温差不明显，副冷锋移速快。



副冷锋

## 2.4.2 高空测风资料的应用（单站测风）

**基本描述** ① **热成风方向大致代表锋的走向**

② 根据**风向随高度的转变确定锋的性质**

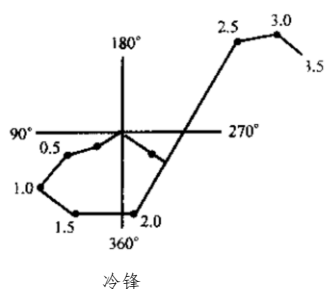
③ 原点与代表锋面的热成风的**垂线代表锋的移向和速度**

**冷锋情况** **逆转：冷平流**。冷锋位于高度为2.0 ~ 2.5km气层内(热成风最大)。**冷锋走向东北-西南向**。

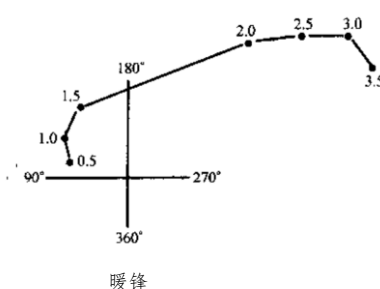
冷锋指向东南方向移动，垂线代表移动速度。

**暖锋情况** **顺转：暖平流**。暖锋位于1.5km ~ 2.0km气层内，**暖锋近于东-西向**，向北移动。

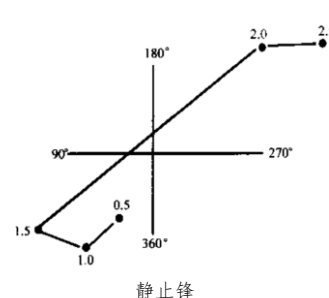
**静止锋情况** **风向顺转：接近 180° (热成风很大，无明显平流)**。锋区位于高度为1.5 ~ 2.0km之间，在1.5km以下吹东北风，2km以上吹西南风，风向转变 180°，风速亦随之增加，静止锋则为东北-西南向。



冷锋



暖锋



静止锋

## 2.5 锋生与锋消

### 2.5.1 锋生、锋消概念

**锋生** 指**密度不连续性形成**的一种过程或指已经有的一条锋面，其**温度或位温水平梯度加大的过程**。

**锋消** 指作用相反的过程，指促使**锋面消失或减弱**的机制和过程。

**影响因素** 锋的主要特征表现为水平温度的差异，因而锋的生、消影响气温水平梯度增大或减小的因素有：

- ① **水平气流辐合辐散**      ② **空气的垂直运动**      ③ **空气的热量交换**      ④ **凝结潜热释放**

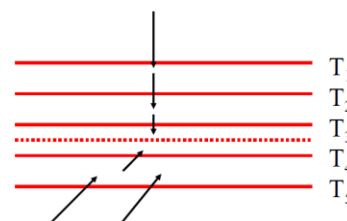
### 2.5.2 锋生、锋消的运动学特点

#### 2.5.2.1 个别锋生函数

**锋生过程** 在等压面图上，某一带有一组等温线，其**水平升度**为 $T_n = \frac{\partial T}{\partial n} > 0$ ，假如大气运动使 $T_n$ 沿这一带（线）

**比其他部分增大得更迅速**，则这个带称为**锋生带**，这种使 $T_n$ 增大的过程称为**锋生过程**。**锋生线必须是物质线**。

如右图，在 $T_3, T_4$ 之间为锋生带，**虚线为锋生线**，在锋生带有锋生成，还必须满足：锋生带里，必须有一狭窄区域，其锋生作用最强烈；锋生线必须是物质线。锋生线以北，气流速度减小；锋生线出风南北对吹。



**锋生函数**  $F = \frac{d}{dt}(T_n)$   $F > 0$ 表示有**锋生作用**，温度水平梯度加大， $F < 0$ 表示有**锋消作用**，温度水平梯度减小

锋面生成条件： $F > 0$ ,  $\frac{\partial F}{\partial n} = 0$ ,  $\frac{\partial^2 F}{\partial n^2} < 0$  意味着在锋生带中有极大值

锋面消失条件： $F < 0$ ,  $\frac{\partial F}{\partial n} = 0$ ,  $\frac{\partial^2 F}{\partial n^2} > 0$

以温度为锋生参数： $F = \frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{dQ}{dt} \right) - T_n \frac{\partial V_n}{\partial n} - (\gamma_d - \gamma) \frac{\partial w}{\partial n}$  个别锋生函数

## 物理含义

①  $\frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{dQ}{dt} \right)$ : **非绝热加热项** 非绝热加热（如潜热释放）的水平梯度差异导致锋生。

②  $-T_n \frac{\partial V_n}{\partial n}$ : **水平运动项** 水平速度梯度（辐合/辐散）对温度梯度的拉伸或压缩作用。

③  $-(\gamma_d - \gamma) \frac{\partial w}{\partial n}$ : **垂直运动项** 垂直运动对锋生的作用。

## 推导

**锋生函数全导数展开**  $F = \frac{d}{dt} \left( \frac{\partial T}{\partial n} \right) = \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial T}{\partial n} \right) + V_n \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial T}{\partial n} + w \frac{\partial}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial n} = \frac{\partial^2 T}{\partial t \partial n} + V_n \frac{\partial^2 T}{\partial n^2} + w \frac{\partial^2 T}{\partial z \partial n}$   
 $= \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{\partial T}{\partial t} + V_n \frac{\partial T}{\partial n} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{\partial V_n}{\partial n} \frac{\partial T}{\partial n} - \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial n} = \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{dT}{dt} \right) - T_n \frac{\partial V_n}{\partial n} - \frac{\partial T}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial n}$  引入热力学能量方程

$$\frac{dQ}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} \quad \text{展开} \quad \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} + w \frac{\partial p}{\partial z} \quad \frac{dQ}{dt} \approx c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} w \frac{\partial p}{\partial z} = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} w \left( -\frac{pg}{RT} \right)$$

$$= c_p \frac{dT}{dt} + gw \quad \text{对垂直运动项简化} \quad \frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} - \frac{g}{c_p} w = \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} - \gamma_d w \quad \text{将温度个别变化代入原式:}$$

$$F = \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} - \gamma_d w \right) - T_n \frac{\partial V_n}{\partial n} - \frac{\partial T}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial n} = \frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{dQ}{dt} \right) - \gamma_d \frac{\partial w}{\partial n} - T_n \frac{\partial V_n}{\partial n} - \frac{\partial T}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial n}$$

$$= \frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{dQ}{dt} \right) - \gamma_d \frac{\partial w}{\partial n} - T_n \frac{\partial V_n}{\partial n} + \gamma \frac{\partial w}{\partial n} = \frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{dQ}{dt} \right) - T_n \frac{\partial V_n}{\partial n} - (\gamma_d - \gamma) \frac{\partial w}{\partial n} \quad \text{即最终表达式}$$

## 2.5.2.2 水平运动的作用

### 公式

水平运动作用  $F_1 = -T_n \frac{\partial V_n}{\partial n}$  表示水平气流的辐合或辐散对温度梯度的影响。

### 水平辐合

若  $\frac{\partial V_n}{\partial n} < 0$ , 即沿温度升度方向水平气流辐合, 而  $T_n > 0$ ,  $F_1 > 0$ , 有**锋生作用**

水平气流辐合辐散: 相向或同向的速度不同气流的辐合, 可促使冷暖气团接近, 过渡区缩小, 水平梯度增大, 利于锋生。

### 水平辐散

若  $\frac{\partial V_n}{\partial n} > 0$ , 即沿温度升度方向水平气流辐散, 而  $T_n < 0$ ,  $F_1 < 0$ , 有**锋消作用**

水平气流辐散则促使冷暖气团远离, 过渡区增大, 水平温度梯度减小, 利于锋消。

### 总体情况

当**气流与等温线不相垂直**而有交角或有**变形场(一对高压和一对低压相间分布(鞍形场))**时, 气流辐合使等温线加密, 利于锋生; 气流辐散使等温线变疏, 利于锋消。

### 横槽内锋生

横槽前偏西风, 槽后偏北风。沿  $\vec{n}$  方向,  $\vec{V}_n$  越来越小, 冷空气在槽内堆积, 槽线处锋生。

### 倒槽锋生

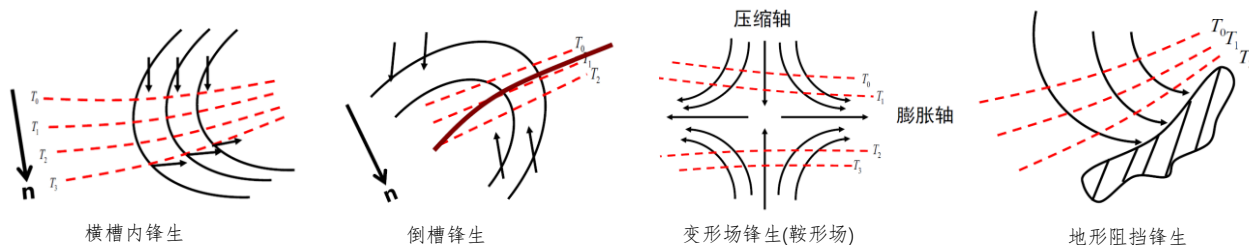
右侧强偏南风, 强暖平流; 左侧强偏北风, 强冷平流; 槽线附近  $\frac{\partial V_n}{\partial n} < 0$ , 锋生。

### 变形场锋生

压缩轴与等温线交角很大, 膨胀轴附近等温线越来越密集, 出现锋生, 这是**锋生最有利的形势**。

### 地形阻挡

地形阻挡造成空气辐合, 锋生。



## 2.5.2.3 垂直运动的作用

### 公式

垂直运动作用:  $F_2 = -(\gamma_d - \gamma) \frac{\partial w}{\partial n}$  表征垂直运动与大气稳定度的相互作用对温度梯度的影响

未饱和空气稳定度取决于  $\gamma_d - \gamma$

饱和空气的稳定度取决于  $\gamma - \gamma_s$

稳定状态下  $\gamma_d - \gamma > 0$ ,  $\gamma_s - \gamma > 0$ , 有  $\frac{\partial w}{\partial n} < 0$ , **锋生**;  $\frac{\partial w}{\partial n} > 0$ , **锋消**



**稳定大气** 物理情况:  $\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0, \gamma_d$  或  $\gamma_s > \gamma$

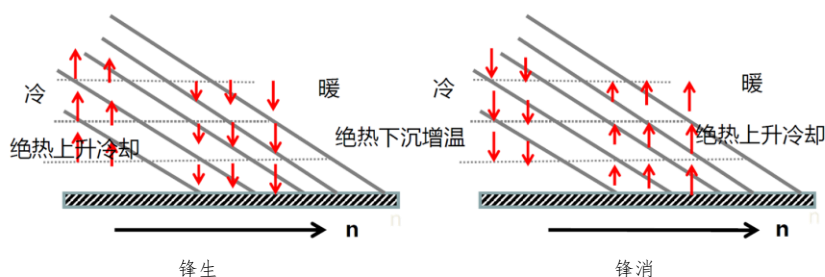
**冷锋上山**: 暖侧有上升运动, 上升绝热膨胀冷却, 导致**暖侧降温**, 而冷侧上升运动弱, 温度变化小, 导致等温线密集带变稀疏, 锋减弱或消失, **锋消**。

**冷锋下山**: 暖侧下沉运动弱, 温度无明显变化; 冷侧下沉运动很强, 温度升高, 等温线变稀疏, **锋消**。实际大气中, 特别是对流层中层的垂直运动, 都是暖空气上升, 冷空气下沉; 因而在**无凝结现象发生的情况下, 一般是不利于锋生而利于锋消的**。

**不稳定大气** 物理情况:  $\frac{\partial \theta}{\partial p} > 0, \gamma_d$  或  $\gamma_s < \gamma$

**冷锋上山**, 气块的上升冷却速率小于环境大气, 相对环境大气来说气块增温。暖空气中的相对增温比冷空气中更甚, 锋面两侧**温度梯度增大**, 产生**锋生**。此外, 靠暖的一侧, 大量水蒸气凝结释放潜热, 温度升高; 而靠近其冷的一侧上升运动很弱或无上升运动, 温度变化不大。这样温度密度集带变密。所以**锋生**。

**冷锋下山**, 相对环境大气来说气块降温。冷空气中的相对降温比暖空气中更甚, 锋面两侧温度梯度增大, **产生锋生**。



#### 2.5.2.4 非绝热加热项的作用

**公式** 非绝热加热项  $F_3 = \frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{dQ}{dt} \right)$  表征非绝热过程(辐射、湍流、潜热)的水平差异对温度梯度的影响

**气团变性** ① 冷空气南下,  $\left( \frac{dQ}{dt} \right)_L > 0$  **锋消** ② 暖空气北上,  $\left( \frac{dQ}{dt} \right)_L < 0$  **锋消**

锋两侧的冷、暖气团同下垫面间时刻进行着**热量交换**, 影响着锋两侧**温度水平梯度**的变化。

在大多数情况是锋两侧的气团都移行到性质大致相似的地表面上, 不论地表温度是低于冷气团或暖于暖气团, 或者介于两者之间, 气团同下垫面间热量交换的结果, 不是暖气团失热更多, 就是冷气团得热更多, **都会使冷、暖气团间的温度梯度减小, 利于锋消**。

#### 2.5.2.5 章节总结

**近地面** 辐射过程和边界层的**热传递**是主要的。

**对流层低层** **水平运动**是锋生的主要因子, 垂直运动较小。

**对流层中层** **水平汇合和垂直运动项**同等重要。

**对流层高层** **水平汇合**是重要因子。**对流层顶**也适用。

**自由大气** 饱和**凝结潜热**释放, 对锋生有重大作用。潜热释放主要集中在锋区暖空气一侧, 有利于锋生, 这种过程可以抵消暖空气绝热上升冷却而造成不利于锋生的作用。

#### 2.5.3 锋生、锋消的动力学特点

**引入** 上述分析基于运动学条件, 仅考虑空气运动对等温线分布的影响。但是温度场和流场之间存在相互作用, 当温度场分布改变后, 原有的地转平衡和热成风关系就需要重新平衡, 导致空气运动发生变化。这种变化又会进一步影响锋生。

**分析** 本节以变形流场作用使得等温线发生密集作为动力过程开始(下页左图)北侧冷平流, 南侧暖平流

① **运动学锋生**导致**温度水平梯度加大**(热成风加大), 为了维持热成风平衡, **风垂直切变加大**; **等压面间厚度南侧加大北侧减小**(等压面梯度上层加大低层减小)

② 热成风平衡破坏, **高层西风加速, 低层西风减速**

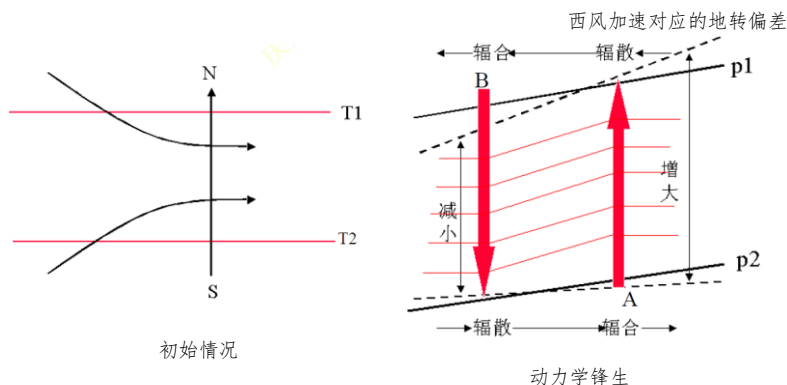
③ 根据地转偏差与加速度的关系, **低层西风减速**有向东的加速度, 产生**向北地转偏差**, **高层西风加**

速，产生向南地转偏差。

④ 由于锋区内地转偏差大于锋区外，低层锋区暖边界地转偏差辐合，上升运动；锋区冷边界地转偏差辐散，下沉运动，导致有垂直于锋面的环流：即锋生次级环流产生。

⑤ 次级环流又对锋生发生作用：高层辐合发生在B点（冷边界），低层辐合发生在A点（暖边界），使得锋区发生倾斜，使这两处温度梯度加大，**高层低层锋区加强**。

⑥ **中层 500hPa 暖空气绝热冷却，冷空气绝热增温，中层趋于锋消。**



## 2.5.4 我国锋生、锋消的概括

### 2.5.4.1 我国的锋生区

**总述** 我国有**南方北方两个锋生带**，各自与**南北两支高空锋区相对应**。

**北方锋生带** 河西走廊、东北， $40 \sim 50^\circ N$ ，**与极锋锋区对应**，配合有北方气旋(蒙古气旋)

**南方锋生带** 华南、长江流域， $20 \sim 30^\circ N$ ，**与副热带锋区对应**，配合有南方气旋(江淮气旋)

南北锋生带随季节发生位移，夏季偏北，冬季偏南

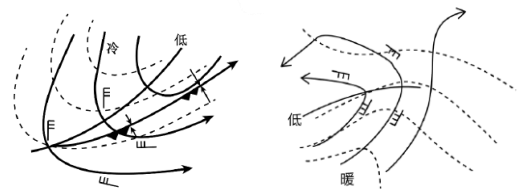
### 2.5.4.2 有利于锋生的天气形势

**冷锋** 高空：**冷槽在高空槽后**，槽后有较强冷平流（发展槽）

地面：**冷锋产生在低槽内(辐合)或冷高压前部(隐槽形式)**

**暖锋** 高空：850、700hPa 为**暖式风切变**，强的暖平流

地面：西南的**暖倒槽**（开口向南）



### 2.5.4.3 我国的锋消区

**区域** **青藏高原以东 $30 \sim 40^\circ N$** ；6-9月锋消多，7-8月为最多

① 高原东侧，下坡下沉气流作用强，利于锋消 垂直运动项

② 冬季处于东亚大槽后部，有下沉气流（槽后西北风）

③ 夏季副热带高压控制东部，暖空气强 非绝热加热项

### 2.5.4.4 我国的锋面活动

**冷锋** 最多，全国全年都可产生

**暖锋** 不单独产生，与冷锋一起组成锋面气旋

**准静止锋** **华南准静止锋**：武夷山、南岭以北

**昆明准静止锋**：在贵阳一带为阴冷，而在昆明则晴朗

**锢囚锋** **河套锢囚锋**：黄土高原及华北倒回的冷空气汇合于太行山

**大巴山锢囚锋**、**武夷山锢囚锋**、**南疆锢囚锋**

**东北锢囚锋**：锋面气旋发展到后期