

# 第三章 气旋与反气旋

**章节概述** 本节讲授**涡度方程**、**位势倾向方程**、 **$\omega$ 方程**的物理意义及其在分析温带气旋与反气旋发展机制方面的定性应用；影响我国的温带气旋、反气旋的结构特征与活动规律；用位势涡度守恒原理解释天气系统在上山、下山时强度的变化；并用地转适应的观点解释气旋发展。

## 3.1 气旋、反气旋的特征和分类

**气旋** 气旋是占有三度空间的，在同一高度上中心气压**低于**四周的流场中的涡旋。涡旋中的空气在**北半球逆时针旋转，在南半球顺时针旋转。在北半球具有正的涡度，南半球具有负的涡度。**

**反气旋** 反气旋是占有三度空间的，在同一高度上中心气压**高于**四周的流场中的涡旋。涡旋中的空气在**北半球顺时针旋转，在南半球逆时针旋转。在北半球具有负的涡度，南半球具有正的涡度。**

### 3.1.1 气旋和反气旋的水平尺度

**尺度定义** 气旋、反气旋的水平尺度以**最外围的闭合等压线的直径**长度来表示，反气旋尺度大于气旋。

**气旋尺度** 平均而言，气旋：1000km – 3000km，东亚气旋比欧洲和北美的水平尺度小

**反气旋尺度** 大者面积可达亚洲大陆的3/4

### 3.1.2 气旋和反气旋的强度

**强度定义** 使用**中心气压值**表征。气旋中心气压值越低，气旋越强；反气旋中心气压值越高，反气旋越强。气旋可以表述为加强或加深发展(等高面低于周围)，但反气旋只能说加强。

**强度范围** 气旋：970 – 1010hPa 反气旋：1020 – 1030hPa  
平均而言，温带的气旋和反气旋冬季强于夏季，海上的气旋强于陆上的，陆上的反气旋强于海上的。

### 3.1.3 气旋和反气旋的分类

**气旋** **地理区域：**热带气旋和温带气旋

**热力性质：**锋面气旋(有温度对比)和无锋气旋(无温度对比，如台风、热低压)

**反气旋** **地理区域：**极地、温带和副热带反气旋(西太平洋副热带高压)

**热力性质：**冷性反气旋(西伯利亚冷高压)、暖性反气旋(西太平洋副热带高压)

气旋与反气旋会相互转化。无锋气旋可以转化为锋面气旋(台风北上)、冷高压也可以受热变为热高压

**温带气旋** **源地：**不是均匀分布在温带地区的。

**北半球气旋源地的特点：**① 1、7月北太平洋和北大西洋两个气旋最大频率中心(阿留申低压、冰岛低压)、② 源地分布基本与纬圈平行、③ 巨大山地背风一侧及其以东地区、④ 海湾以及内陆湖泊(非绝热加热影响：冬季温度高)

东亚无论冬夏，30~35N, 45~50N 生成频率最多。与锋生带有关

## 3.2 涡度和涡度方程

**引入** 使用气压的变化率误差较大，但发现大尺度大气运动具有涡旋和准地转平衡的特点，可以用涡度衡量。

### 3.2.1 涡度

**涡度** 度量空气块**旋转程度和旋转方向**的物理量 **单位：**1/s **量纲：** $\zeta \sim V/L$

**量级**  $\bar{\zeta} \sim 10^{-5}$  大尺度  $\bar{\zeta} \sim 10^{-4}$  中尺度  $\bar{\zeta} \sim 10^{-3}$  小尺度  $f \sim 10^{-4}$  中高纬度

$f = 2\Omega \sin \varphi$  称为地转参数，也称为**地转涡度**，对于大尺度运动，地转涡度要更大。

公式

$$\vec{\zeta} = \nabla \times \vec{V} = \begin{vmatrix} \vec{i} & \vec{j} & \vec{k} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ u & v & w \end{vmatrix} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}\right)\vec{i} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}\right)\vec{j} + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)\vec{k}$$

大尺度准水平，前两项不考虑

我们关注的是  $\zeta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$  P坐标系中相对涡度的垂直分量  $\zeta_p = \left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_p - \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_p$

方向

**涡度的方向是指旋转轴的方向**，不在气流旋转平面。

物理意义

涡度的物理意义：简化问题：设  $u = 0$   $\frac{\partial u}{\partial y} = 0$  只考虑  $\frac{\partial v}{\partial x} > 0$

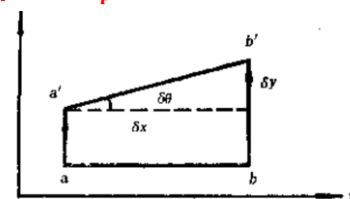
由于风速分布不均匀，原线段  $ab$  变化为  $a'b'$ ，平移外发生了转动。

转动角速度有：  $(v_b - v_a)\delta t = \delta x \delta \theta \Rightarrow \lim_{\delta t \rightarrow 0} \frac{\delta \theta}{\delta t} = \frac{v_b - v_a}{\delta x} \Rightarrow \frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial v}{\partial x}$

可得  $\partial v / \partial x$  表示与  $x$  轴平行的气块边界转动角速度，同理  $-\partial u / \partial y$  表示与  $y$  轴平行的气块边界角速度。

如果把气块换为刚体，则  $\frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{\partial u}{\partial y}$ ，于是  $\zeta_z = 2 \frac{d\theta}{dt}$ ，**涡度为刚体旋转角速度的两倍。**

风场在空间分布不均匀，导致质点在流场中发生旋转。



相对涡度  $\frac{\partial v}{\partial x}$  分量的物理意义

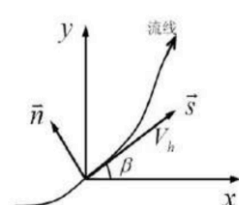
### 3.2.1.1 绝对涡度与相对涡度

绝对涡度

$\vec{V}_a$  表示绝对速度， $\vec{V}$  表示空气相对于地球的相对速度， $\vec{V}_e$  为牵连速度。

$$\vec{V}_a = \vec{V} + \vec{V}_e \Rightarrow \vec{\zeta}_a = \vec{\zeta} + \vec{\zeta}_e \quad \text{绝对涡度} = \text{相对涡度} + \text{地转涡度}$$

如果涡度没有矢量符号，则表示垂直分量



自然坐标系的转换

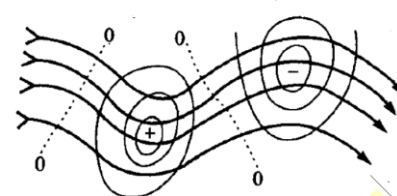
### 3.2.1.2 曲率涡度与切变涡度

自然坐标

令水平方向全风速为  $V_h$ ，则有：  $\vec{V}_h = V_h \vec{s} \Rightarrow \begin{cases} u = V_h \cdot \vec{i} = V_h \cos \beta \\ v = V_h \cdot \vec{j} = V_h \sin \beta \end{cases}$

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial V_h}{\partial x} \sin \beta + V_h \cos \beta \frac{\partial \beta}{\partial x} \quad \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial V_h}{\partial y} \cos \beta - V_h \sin \beta \frac{\partial \beta}{\partial y}$$

$$\zeta = V \frac{\partial \beta}{\partial s} - \frac{\partial V}{\partial n} = \underbrace{\frac{V}{R_s}}_{\text{曲率涡度}} - \underbrace{\frac{\partial V}{\partial n}}_{\text{切变涡度}} = \boxed{VK_s - \frac{\partial V}{\partial n}}$$



曲率涡度

表示**由于流线(或等高线)弯曲造成的涡度**，风速愈大，曲率愈大，涡度就愈大。

气旋性弯曲时，曲率涡度为正；反气旋性弯曲时，曲率涡度为负；等高线平直，曲率涡度为零。

切变涡度

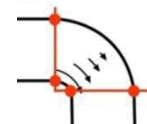
**速度在法线方向分布不均匀，也就是等高线沿着法线方向分布不均匀。急流附近切变涡度较为明显。**

急流轴的两侧：北侧具有正的切变涡度  $-\frac{\partial V}{\partial n} > 0$ ，南侧具有负的切变涡度  $-\frac{\partial V}{\partial n} < 0$ ，导致高空辐散

注意

弯曲流场的涡度可能等于零。只要流体微团的环流保持不变。

$$\oint_L \vec{V} \cdot d\vec{l} = 0 \quad \zeta = \frac{V}{R_s} - \frac{\partial V}{\partial n} = -\frac{a}{R^2} + \frac{a}{R^2} = 0$$



### 3.2.1.3 地转风涡度、热成风涡度与行星涡度

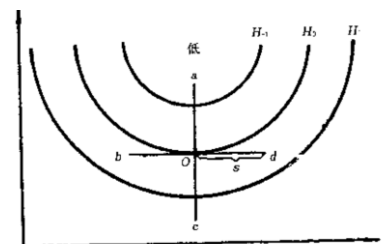
地转风涡度

以**地转风代替实际风**，得**地转风涡度**：

$$\zeta_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} = \frac{g}{f} \left( \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \right) \quad \text{拉普拉斯算子} = \frac{9.8}{f} \left( \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right)$$

说明**等高线的不同弯曲状态，决定了地转风涡度的正负和大小**

二阶导数反应**等高线曲率**，如右图  $\zeta_g \approx \frac{v_d - v_b}{\Delta x}$



地转风涡度的计算

槽线上曲率涡度最大

热成风涡度

以**热成风**： $u_T = -\frac{g}{f} \frac{\partial(z_2 - z_1)}{\partial y} = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial y}$   $v_T = \frac{g}{f} \frac{\partial(z_2 - z_1)}{\partial x} = \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x}$  代入

得到： $\zeta_T = \frac{\partial v_T}{\partial x} - \frac{\partial u_T}{\partial y} = \frac{g}{f} \left( \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) = \frac{g}{f} \nabla^2 h$  冷舌中有正的热成风涡度，暖舌中有负的热成风涡度

**行星涡度** 牵连速度代入  $\vec{V}_e = \vec{\Omega} \times \vec{R}$  取自然坐标有  $\vec{\zeta}_e = \frac{V_e}{R} + \frac{\partial V_e}{\partial R} = 2\Omega$  向量形式为  $\vec{\zeta}_e = 2\vec{\Omega}$

可见行星涡度的方向与地球自转方向一致，大小是自转角速度的两倍。

绝对涡度垂直分量：  $(\vec{\zeta}_a)_z = (\vec{\zeta})_z + 2\Omega \sin \phi$   $(\vec{\zeta}_a)_p = (\vec{\zeta})_p + 2\Omega \sin \phi$

其中  $f = 2\Omega \sin \phi$  为行星涡度的垂直分量，又称地转参数。北半球  $f > 0$ ，南半球  $f < 0$

### 3.2.2 涡度方程 (p坐标)

#### 3.2.2.1 涡度方程的推导与公式

**引入** 我们想通过旋转程度来分析气旋或反气旋的增强情况，需要推导涡度与时间的关系。

**推导** 对运动方程  $\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + fv$  ①  $\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - fu$  ②

要凑出涡度的表达式  $\zeta_p = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ ，可以对②求x偏导数，对①求y偏导数，并相减：

$$\textcircled{1}: \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right) + u \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial y} + v \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right) = -g \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} + v \frac{\partial f}{\partial y} + f \frac{\partial v}{\partial y}$$

$$\textcircled{2}: \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial v}{\partial x} \right) + u \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{\partial v}{\partial x} \right) = -g \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} - u \frac{\partial f}{\partial x} - f \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$\textcircled{2} - \textcircled{1}: \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \left( \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} = -u \frac{\partial f}{\partial x} - v \frac{\partial f}{\partial y} - f \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$$\left[ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} \right] = \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - (f + \zeta) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

**涡度方程**  $\frac{d(f+\zeta)}{dt} = \left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) - (f + \zeta) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$  绝对涡度个别变化=涡度倾侧-绝对涡度水平散度项

**局地变化**  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left( u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) - \left( u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} \right) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) - (f + \zeta) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$

涡度局地变化= -相对涡度平流-地转涡度平流-涡度垂直输送+涡度倾侧项-绝对涡度水平散度项

或记忆为：  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \zeta - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \beta v + \left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) - (f + \zeta) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$

$\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$  表示气旋性涡度增加，反气旋性涡度减小  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} < 0$  表示反气旋性涡度增加，气旋性涡度减小

#### 3.2.2.2 涡度方程的物理意义

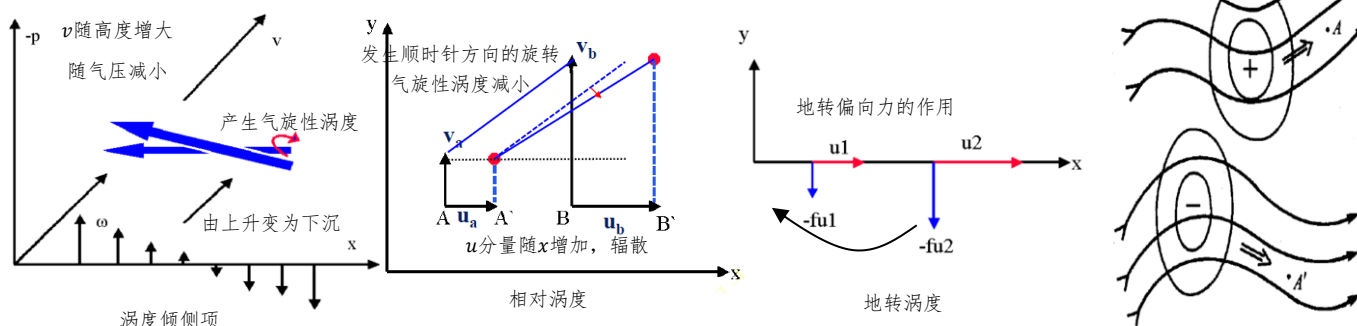
**涡度倾侧项**  $\left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right)$  由于垂直速度在水平方向分布不均匀，使涡度水平分量转化为铅直分量

**相对涡度** 相对涡度与水平散度  $-\zeta \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$   $\zeta > 0$ 时(具有气旋性涡度时)，水平辐散使气旋性涡度减小

$\zeta < 0$ 时(具有反气旋性涡度时)，水平辐散使反气旋性涡度减弱 辐散使得旋转系统减弱

**地转涡度** 地转涡度与水平散度  $-f \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$  辐散使反气旋性涡度增加，气旋性涡度减小；辐合使气旋性涡度

增加，反气旋性涡度减小 水平辐散时，  $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} > 0$  有  $-f \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) < 0$



## 槽脊情况

槽线上相对涡度最大，槽前有正的相对涡度平流，槽后有负的相对涡度平流

- ① 槽前脊后，沿着气流方向相对涡度减小，有正涡度平流，局地涡度增加  $\Delta\zeta > 0$  附加气旋性环流
- ② 槽后脊前，沿着气流方向相对涡度增加，有负涡度平流，局地涡度减小  $\Delta\zeta < 0$  附加反气旋环流
- ③ 槽前脊后同时有高空辐散，低层辐合上升，冷却，导致  $-\Delta H$ ；槽后脊前同时有高空辐合， $+\Delta H$
- ④ 槽脊线为涡度平流零线，正圆形的高低压系统涡度平流为零

短波槽( $L \leq 3000\text{km}$ )以相对涡度平流为主，长波槽以地转涡度平流为主，稳定西退

## 相对平流

$$-\left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) \quad \text{空气作水平运动时产生的涡度局地变化}$$

相对涡度分布不均匀和大气水平运动所引起的局地涡度变化

## 地转平流

$$-\left(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}\right) = -\beta v_y \text{ 方向速度, 空气块南北运动} \quad \frac{\partial f}{\partial x} = 0 \quad \frac{\partial f}{\partial y} = \beta$$

北半球,  $f > 0, \beta > 0$  当吹南风时( $v > 0$ ), 气块  $f$  增大, 为保持绝对涡度守恒, 气块  $\zeta$  必须减小, 使得局地相对涡度减小。

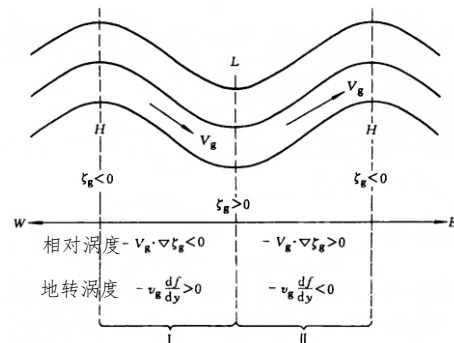
## 垂直输送

$$-\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} \quad \text{涡度垂直输送, 取决于相对涡度随高度的变化}$$

$\frac{\partial \zeta}{\partial p} > 0$  相对涡度随高度减小,  $\omega < 0$  上升运动局地涡度增加,  $\omega > 0$  下沉运动局地涡度减小

$\frac{\partial \zeta}{\partial p} < 0$  相对涡度随高度增加,  $\omega < 0$  局地涡度减小,  $\omega > 0$  局地涡度增加

高空槽前下方有气旋, 槽前正涡度平流随高度增强, 低层辐合上升加强, 触发气旋发展。



## 3.2.3 涡度方程的简化

### 尺度分析

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) - v \frac{\partial f}{\partial y} - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p}\right) - (f + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$$

$$\frac{V^2}{L^2} \quad \frac{V^2}{L^2} \quad V \cdot 10^{-13} \quad \frac{WV}{LH} \quad \frac{WV}{LH} \quad f_0 \cdot 10^{-6}$$

$$10^{-10} \quad 10^{-10} \quad 10^{-10} \quad 10^{-11} \quad 10^{-11} \quad 10^{-10}$$

### 零级简化

$$\frac{d(f+\zeta)}{dt} = -(f+\zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$$

运动方程中速度的时间导数项比气压梯度力小一个数量级；气压局地变化项为小项

### 物理解释

相对涡度的局地变化主要由涡度的平流变化，空气微团的南北运动以及水平辐合辐散造成。

又因为  $f \gg \zeta$  有  $\frac{d(f+\zeta)}{dt} = -f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$  当大气准水平无辐散时, 有  $\frac{d(f+\zeta)}{dt} = 0$

即水平无辐散大气中绝对涡度守恒，由此导致了罗斯贝波的生成。

## 3.2.4 位涡(位势涡度)及位涡守恒

### 垂直位涡度

$$\frac{f+\zeta}{H} \text{ 或 } \frac{f+\zeta}{\Delta p} \quad \text{绝对涡度与气柱厚度的比值}$$

称为正压大气的垂直位涡度。

### 位涡守恒

$$\frac{d}{dt} \left( \frac{f+\zeta}{H} \right) = 0 \quad \text{位涡是一个常数}$$

### 位涡

位涡是一个综合描述大气运动状态和热力状态的物理量。

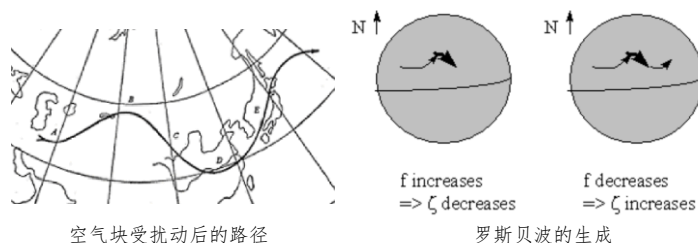
位涡守恒定律揭示了大气热力结构对涡度变化的约束效应。

### 位涡度方程

由涡度方程、连续方程、热力学能量方程以及状态方程，通过变换，可以得到 Ertel 位涡度方程

$$\frac{d}{dt} \left( \frac{\bar{\zeta}_a \cdot \nabla s}{\rho} \right) = \frac{1}{\rho} \nabla s_{\text{熵}} \cdot \nabla \times \vec{F}_{\text{摩擦}} + \frac{1}{\rho} \bar{\zeta}_a \cdot \nabla \left( \frac{Q_{\text{非绝热加热}}}{T} \right) \quad \text{其中 } \frac{\bar{\zeta}_a \cdot \nabla s}{\rho} \text{ 称为位涡度}$$

在绝热无摩擦条件下, 则位涡度方程变为  $\frac{d}{dt} \left( \frac{\bar{\zeta}_a \cdot \nabla s}{\rho} \right) = 0$  称为位涡守恒定律。





## 形式推导

因大气的水平运动远大于垂直运动，且物理量的垂直变化远大于水平变化，近似有

$$\frac{\zeta_a \cdot \nabla s}{\rho} \xrightarrow{\text{简化为垂直方向}} \frac{(f+\zeta)}{\rho} \cdot \frac{\partial s}{\partial z} \xrightarrow{\text{熵的表达形式}} \frac{c_p}{\rho} (f+\zeta) \frac{\partial \ln \theta}{\partial z} \quad s = c_p \ln \theta$$

$$\frac{d}{dt} \left[ \frac{f+\zeta}{\rho} \frac{\partial \ln \theta}{\partial z} \right] = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \ln \theta}{\partial z} \frac{d}{dt} (f+\zeta) - \left( \frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y} \right) + \frac{f+\zeta}{\rho c_p} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{Q}{T} \right) \quad \frac{d}{dt} \left[ (f+\zeta) \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \right] = \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \left( \frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y} \right) + \frac{f+\zeta}{c_p} \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{Q}{T} \right)$$

若绝热无摩擦  $\frac{d}{dt} \left[ (f+\zeta) \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \right] = 0$  进一步的，在干绝热过程中，空气微团始终在等位温面或等熵面上运动，在两个等熵面之间的空气柱尽管在运动过程中有所伸缩，但始终被禁锢在两个等熵面(位温面)间。介于两个等位温面间的气柱，设其气压差为  $\Delta p$ ，因绝热过程中空气微团的位温保持守恒，则：

$$(f+\zeta) \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} = (f+\zeta) \frac{\ln \theta_2 - \ln \theta_1}{\Delta p} = \frac{(f+\zeta)}{\Delta p} \ln \frac{\theta_2}{\theta_1} \Rightarrow \frac{d}{dt} \left( \frac{f+\zeta}{\Delta p} \right) = 0$$

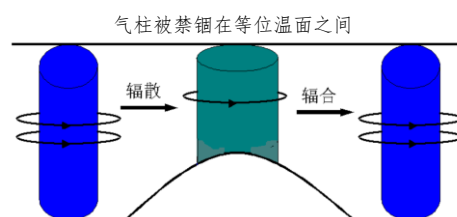
若假定气层厚度为  $H$ ，且空气不可压，则有  $AH = \text{const}$ ， $A$  为气柱底面积， $H$  为厚度

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{1}{A} \frac{dA}{dt} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{H} \frac{dH}{dt} \quad \frac{d(f+\zeta)}{dt} = -(f+\zeta) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad \frac{d(f+\zeta)}{dt} = (f+\zeta) \frac{1}{H} \frac{dH}{dt}$$

$$\frac{d}{dt} \left( \frac{f+\zeta}{H} \right) = 0 \quad H \text{ 增大, 为辐合} \quad H \text{ 减小, 为辐散}$$

## 应用

① 气柱上山， $H$  减小，辐散， $f$  不变，则气旋性涡度减小，反气旋性涡度增大。上山一侧有利于反气旋生成发展，背风坡一侧有利于气旋的生成。



② 正压绝热过程下的位涡守恒:  $\frac{d}{dt} \left( \frac{f+\zeta}{\Delta p} \right) = 0$

## 具体解释

如下方左图，均匀广阔西风气流，遇到南北向无限宽的山脉地形

① 上山前，均匀西风气流，因此相对涡度为0

② 上山，厚度  $H$  减小， $f$  不变，因此相对涡度  $\zeta$  减小；此时  $\zeta < 0$ ，是反气旋性涡度，导致空气块向南运动，进一步导致  $f$  减小

③ 越过山顶后，因为  $\beta$  效应，即绝对涡度守恒， $f$  减小，则相对涡度增加。同时下山中， $H$  增加，位涡守恒要求相对涡度增加。

④ 因此气块运动将按照气旋式环流轨迹，使得在山后形成第一个槽：背风槽（下方右图）。此后按照绝对涡度守恒，向下游形成一些列的槽。真实情况下，有地形的摩擦作用、绕流作用。

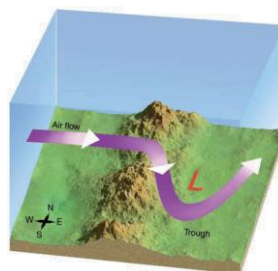
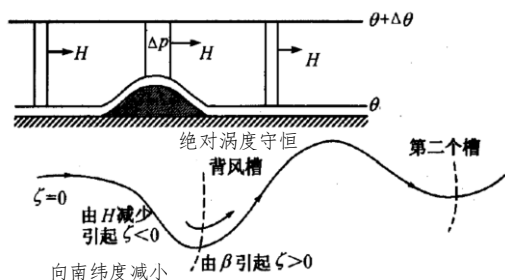
## 问题

为何使用涡度方程可以预测天气变化？

因为大尺度天气过程中，大气基本上是做涡旋运动的，且满足准地转关系，知道了涡度变化也就大致

知道了气压变化，因而可以利用涡度变化做大尺度天气预报。  $\zeta_g = \frac{1}{f} \nabla^2 \phi \propto -\phi$

$\sin()$  函数求两次导变为负号 所以  $\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} \propto -\frac{\partial \phi}{\partial t}$  由此引入涡度方程



### 3.3 位势倾向方程与 $\omega$ 方程

**引入** 涡度方程不能直接用于判断形势发展(右端水平辐散项不能直接从天气图上的位势高度判断), 为此需  
要将涡度方程变化为位势倾向方程。同时为了理解气旋发展的物理实质, 常引入 $\omega$ 方程。

**倾向** 某地物理量随时间的变化, 也就是通常所说的物理量的局地变化, 表示为 $\partial/\partial t$

#### 3.3.1 位势倾向方程

##### 3.3.1.1 方程形式与推导

**推导** 1. 将连续方程  $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial \omega}{\partial p}$  代入涡度方程:  $\frac{d(f+\zeta)}{dt} = -f\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$ , 并展开个别变化为局地变化和

平流变化之和, 得到  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta) = f \frac{\partial \omega}{\partial p}$  准地转关系则为:  $\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} + \vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g) = f \frac{\partial \omega}{\partial p}$  ①

2. 假设准地转关系, 以地转风  $\begin{cases} u_g = -\frac{1}{g} \frac{\partial \phi}{\partial y} \\ v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x} \end{cases} \Rightarrow \zeta_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} = \frac{1}{f} \nabla^2 \phi$  代入得到:

$$\nabla^2 \frac{\partial \phi}{\partial t} + f \vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g) = f^2 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (2) \quad \text{其中有两个变量 } \phi, \omega, \phi \text{ 是未知数保留, 我们希望消去 } \omega$$

注意: 第一项 $\phi$ 是连续的, 可以偏导交换; 中间一项表示涡度平流项, 是已知项, 可以通过等高线分析判断得到。平流补充:  $-\vec{V} \cdot \nabla(\zeta)$  其依赖于风速、物理要素梯度和两者的夹角。

3. 从位温出发:  $\theta = T \left(\frac{1000}{p}\right)^{\frac{AR}{c_p}} \Rightarrow \ln \theta = \ln T + \frac{AR}{c_p} (\ln 1000 - \ln p)$  取微分:  $\frac{1}{\theta} d\theta = \frac{1}{T} dT - \frac{AR}{c_p p} dp$

乘以系数凑整: 原式  $\times T c_p \Rightarrow \frac{T c_p}{\theta} d\theta = c_p dT - \frac{ART}{p} dp$  利用热力学第一定律:  $dQ = c_p dT - \frac{ART}{p} dp$

(系统内能变化等于加入系统的热量与系统对环境做功的差)。则  $\frac{T c_p}{\theta} d\theta = dQ \Rightarrow \frac{dQ}{c_p T} = \frac{d\theta}{\theta}$

对单位时间而言(求 $dt$ ):  $\frac{1}{c_p T} \frac{dQ}{dt} = \frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt}$  位温的个别变化 展开:  $\frac{1}{\theta} \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) = \frac{1}{c_p T} \frac{dQ}{dt}$  ③

4. 对位温公式取对数后在等压面上( $p = \text{const}$ ), 两端求 $\frac{\partial}{\partial t}$ :  $\frac{\partial}{\partial t} \ln \theta = \frac{\partial}{\partial t} \ln T \Rightarrow \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial t}$

引入气体状态方程  $p = \rho R T, T = \frac{p}{\rho R}, \alpha = \frac{1}{\rho}$  得到:  $\frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\rho R}{p} \cdot \frac{p}{R} \cdot \frac{\partial (1/\rho)}{\partial t} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial t}$

所以  $\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial t}$  两端求  $\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}$ :  $\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial x}$  和  $\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial y} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial y}$  由此可得位温和比容的关系:  $\frac{1}{\theta} \nabla \theta = \frac{1}{\alpha} \nabla \alpha$

5. 代入③式, 取地转近似, 得到  $\frac{1}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial t} + \frac{1}{\alpha} \vec{V}_g \cdot \nabla \alpha + \frac{1}{\theta} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} = \frac{\rho R}{c_p p} \frac{dQ}{dt}$  两端同乘 $\alpha$ 并移项, 得到:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \vec{V}_g \cdot \nabla \alpha = \frac{R}{c_p p} \frac{dQ}{dt} - \frac{\alpha}{\theta} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad \text{令稳定度: } \sigma = -\frac{\alpha}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \text{ 得到: } \frac{\partial \alpha}{\partial t} + \vec{V}_g \cdot \nabla \alpha = \frac{R}{c_p p} \frac{dQ}{dt} + \sigma \omega$$

该式同时也为 $\omega$ 方程推导的中间过程 注意稳定大气中  $\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0 \Rightarrow \sigma > 0$

6. 由于比容  $\alpha = \frac{1}{\rho} = -\frac{\partial \phi}{\partial p}$  ( $\partial p = -\rho g dz = -\rho \partial \phi$ ) 应用到上式:  $\frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{\partial \phi}{\partial t} \right) + \vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} = -\frac{R}{c_p p} \frac{dQ}{dt} - \sigma \omega$

7. 上式两端求  $\frac{\partial}{\partial p} \times \frac{f^2}{\sigma}$ , 得到  $\frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \left( \frac{\partial \phi}{\partial t} \right) + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left( \vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) = -\frac{f^2 R}{\sigma c_p p} \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{dQ}{dt} \right) - f^2 \frac{\partial \omega}{\partial p}$  ④

与②式比较, 发现可以消去 $\omega$ : ②式+④式, 得到最终方程。 此处近似 $\sigma$ 与高度无关

**方程**

$$\left( \nabla^2 + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \frac{\partial \phi}{\partial t} = -f \vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g) + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left( -\vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) - \frac{f^2 R}{c_p p \sigma} \frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt}$$

位势倾向整个空间的 Laplace

地转风的绝对涡度平流

温(厚)度平流随高度的变化

非绝热加热随高度的变化

### 3.3.1.2 方程的物理意义

**左端第一项**  $\left(\nabla^2 + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \frac{\partial \phi}{\partial t}$  **位势倾向整个空间的 Laplace** 前面有一串系数,

假设  $\frac{\partial \phi}{\partial t}$  的分布是正负相间出现的正弦波动: 则  $\frac{\partial \phi}{\partial t} = \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_{A \text{振幅}} \sin kx \sin ly \sin mp$   $k, l, m$  为波数

求水平方向的拉普拉斯:  $\frac{\partial^2}{\partial x^2} \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right) = -k^2 \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right)_A \sin kx \sin ly \sin mp$  则**拉普拉斯对应负有负号**

则: 在稳定大气中 ( $\sigma > 0$ )  $\left(\nabla^2 + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \frac{\partial \phi}{\partial t} = -\left(k^2 + l^2 + \frac{(fm)^2}{\sigma}\right) \frac{\partial \phi}{\partial t} \propto -\frac{\partial \phi}{\partial t}$  忽略系数, 有正比关系

则稳定大气位势倾向方程可以简化为:  $-\frac{\partial \phi}{\partial t} \propto -f \vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g) + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(-\vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}\right) - \frac{f^2 R}{c_p p \sigma} \frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt}$

**右端第一项**  $-f \vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g)$  **地转风绝对涡度平流** 其可拆分:  $-\vec{V}_g \cdot \nabla f - \vec{V}_g \cdot \nabla \zeta_g$  **地转涡度平流+相对涡度平流**

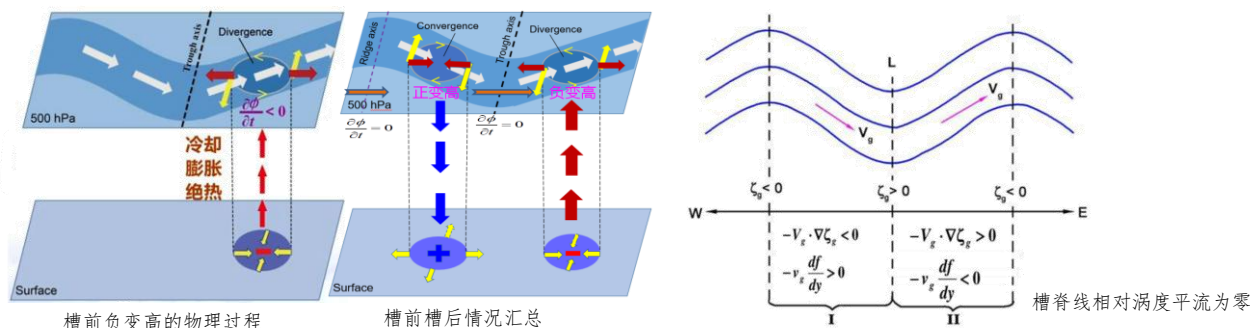
对于一般**波长 <3000km 的短波**(八个以上的槽脊), 上式**右端第二项**较大, 因此**地转风绝对涡度平流**的强弱主要取决于**地转风相对涡度平流**。波长越长, 相对平流的贡献变小。

**槽前脊后: 正的地转风相对涡度平流**  $-\vec{V}_g \cdot \nabla \zeta_g > 0$   $-\frac{\partial \phi}{\partial t} > 0 \Rightarrow \frac{\partial \phi}{\partial t} < 0$  **负变高**

**物理意义:** 西南风→正相对涡度平流输送→**气旋性涡度增加**→水平地转偏向力→高层辐散→**地面减压**(整层气柱质量)→气压梯度力→地面辐合→大气运动的连续性→**上升运动**→**绝热情况下膨胀冷却**(非绝热由第三项单独考虑)→气柱收缩→等压面高度降低→**负变高** 【流场→气压场】

**槽后脊前: 负的地转风相对涡度平流**  $-\vec{V}_g \cdot \nabla \zeta_g < 0$   $-\frac{\partial \phi}{\partial t} < 0 \Rightarrow \frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$  **正变高**

**物理意义:** 西北风→负相对涡度平流→**反气旋性涡度增加**→水平地转偏向力→高层辐合→**地面加压**→气压梯度力→地面辐散→**下沉运动**→**绝热情况下压缩增温**→气柱膨胀→等压面高度升高→**正变高**  
在**对称槽、脊线上**: 涡度平流为0, 变高为零, 因而槽脊不会发展, 而是**向前移动**(变高的梯度方向)



**长波地转涡度平流的作用:**  $-\vec{V}_g \cdot \nabla f = -\left(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}\right) = -v_g \beta$  在北半球  $\frac{\partial f}{\partial y} > 0 \Rightarrow \beta > 0$

**槽前:** 西南风  $v_g > 0, -\vec{V}_g \cdot \nabla f < 0, \frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$  **正变高** (**负的涡度平流**)

**槽后:** 西北风  $v_g < 0, -\vec{V}_g \cdot \nabla f > 0, \frac{\partial \phi}{\partial t} < 0$  **负变高** (**正的涡度平流**)

**作用:** 对于长波, 其占据主导作用, 导致后退。 不改变槽脊强度。

**右端第二项**  $\frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(-\vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}\right)$  **温(厚)度平流随高度的变化** 将  $\frac{\partial \phi}{\partial p} = \frac{g \partial z}{-\rho g \partial z} = -\frac{1}{\rho} = -\frac{RT}{p}$  代入原式可得:

$-\vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} = -\vec{V}_g \cdot \nabla \left(-\frac{RT}{p}\right) = \frac{R}{p} \vec{V}_g \cdot \nabla T \propto \vec{V}_g \cdot \nabla T$  所以  $-\frac{\partial \phi}{\partial t} \propto \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} (\vec{V}_g \cdot \nabla T)$

当  $-\vec{V}_g \cdot \nabla T > 0$ , 为暖平流 当  $-\vec{V}_g \cdot \nabla T < 0$ , 为冷平流

**一般事实:** 在对流层自由大气中, 一般来说**温度平流总是随高度减弱的**。

① 若冷平流随高度减弱(暖随高度增加)  $\frac{\partial}{\partial z}(-\vec{V}_g \cdot \nabla T) > 0$   $-\frac{\partial \phi}{\partial t} > 0 \Rightarrow \frac{\partial \phi}{\partial t} < 0$  负变高

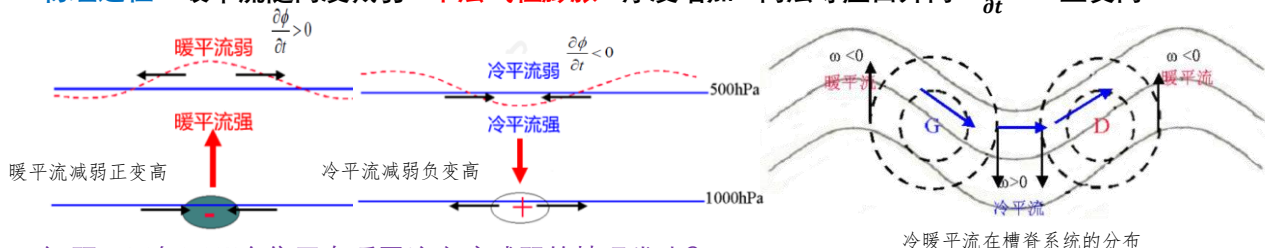
850 冷平流较强(-5), 500 冷平流较弱(+2), 则  $\frac{\partial}{\partial z}(-\vec{V}_g \cdot \nabla T) \approx \frac{(-\vec{V}_g \cdot \nabla T)_{z_2} - (-\vec{V}_g \cdot \nabla T)_{z_1}}{z_2 - z_1} > 0 \Rightarrow \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right) < 0$

物理意义: 冷平流随高度减弱→下层气柱收缩→厚度减小→高层等压面降低→ $\frac{\partial \phi}{\partial t} < 0$  负变高

② 若暖平流随高度减弱(冷随高度增加)  $\frac{\partial}{\partial z}(-\vec{V}_g \cdot \nabla T) < 0$   $-\frac{\partial \phi}{\partial t} < 0 \Rightarrow \frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$  正变高

850 冷平流较强(5), 500 冷平流较弱(2), 则  $\frac{\partial}{\partial z}(-\vec{V}_g \cdot \nabla T) \approx \frac{(-\vec{V}_g \cdot \nabla T)_{z_2} - (-\vec{V}_g \cdot \nabla T)_{z_1}}{z_2 - z_1} < 0 \Rightarrow \left(\frac{\partial \phi}{\partial t}\right) > 0$

物理过程: 暖平流随高度减弱→下层气柱膨胀→厚度增加→高层等压面升高→ $\frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$  正变高



问题: 天气图哪个位置有暖平流高度减弱的情况发生?

低压后部与高压前部的槽线, 地转风随高度逆转, 冷平流

低压前部与高压后部的脊线, 地转风随高度顺转, 暖平流, 进一步地, 气柱增温膨胀, 500hPa 等压面脊线处位势高度增加,  $\partial \phi / \partial t > 0$ , 即脊加强。

作用: 改变槽、脊的强度, 并让两者增强。理想状态不改变地面高低压强度。

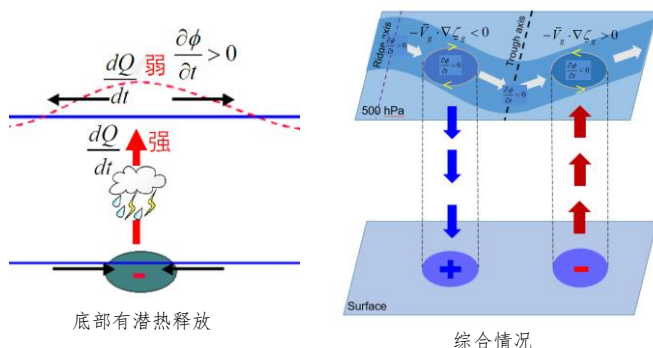
右端第三项  $-\frac{f^2 R}{c_p p \sigma} \frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt}$  非绝热加热随高度的变化 潜热、湍流、相变等

$-\frac{\partial \phi}{\partial t} \propto -\frac{f^2 R}{c_p p \sigma} \frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt}$  已知正数  $\frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt} \rightarrow -\frac{\partial}{\partial p} \frac{dQ}{dt} \Rightarrow -\frac{\partial \phi}{\partial t} \propto \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{dQ}{dt} \right)$  即正比于非绝热加热随高度的变化

①  $\frac{\partial}{\partial z} \frac{dQ}{dt} > 0 \Rightarrow \frac{\partial \phi}{\partial t} < 0$  上层热源负变高 如果有非绝热加热随高度增加, 则等压面高度变低

②  $\frac{\partial}{\partial z} \frac{dQ}{dt} < 0 \Rightarrow \frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$  下层热源正变高 如果有非绝热加热随高度减小, 则等压面高度升高

物理过程:  $dQ/dt$  随高度减弱→下层气柱受热膨胀→厚度增加→高层等压面升高→ $\partial \phi / \partial t > 0$  正变高→气压梯度力→水平辐散→地面减压 (如果低压伴随强烈降水, 释放大量凝结潜热, 将使得对流层中上层维持较强的辐散, 低层减压增强, 低压得以更快地发展) 【正反馈】



结论

位势  $\left[ \begin{matrix} \text{下降} \\ \text{上升} \end{matrix} \right] \sim \left[ \begin{matrix} + \\ - \end{matrix} \right] \text{相对涡度平流} + \left[ \begin{matrix} \text{冷} \\ \text{暖} \end{matrix} \right] \text{平流随高度减小} + \text{非绝热加热随高度} \left[ \begin{matrix} \text{增大} \\ \text{减小} \end{matrix} \right]$

如果后三项都有利于位势下降, 这种情况有爆发性气旋, 非绝热加热的作用很大。

注意

① 本节讨论的都是理想化的, 对称化的系统, 更贴近实际的情况将在第五章描述。

② 本方程各项都容易计算, 且和气旋紧密联系, 故可以帮助理解中纬度气旋反气旋发展的物理机制。



### 3.3.2 $\omega$ 方程

#### 3.3.2.1 方程形式与推导

**引入**  $\omega$  方程与位势倾向方程描述的是同一个过程，但是从不同的角度推导。该方程用于分析哪些因素影响上升或下沉的运动，为了更好的理解气旋发展的过程。

**推导** 由位势倾向方程的②式出发： $\nabla^2 \frac{\partial \phi}{\partial t} + f \vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g) = f^2 \frac{\partial \omega}{\partial p}$  总体思路是凑出  $(\nabla^2 + \frac{\partial^2}{\partial p^2}) \omega \propto -\omega$

对上式求  $\frac{\partial}{\partial p}$ :  $\nabla^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + f \frac{\partial}{\partial p} (\vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g)) = f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2}$  用静力平衡方程、密度比容关系代入:

$$-\nabla^2 \frac{\partial \alpha}{\partial t} + f \frac{\partial}{\partial p} (\vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g)) = f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} \quad \text{①} \quad \text{且} \quad \frac{\partial \alpha}{\partial t} + \vec{V}_g \cdot \nabla \alpha = \frac{R}{c_p p} \frac{dQ}{dt} + \sigma \omega \quad \text{热流量方程已知}$$

进行  $\nabla^2$ , 得  $\nabla^2 \frac{\partial \alpha}{\partial t} + \nabla^2 \vec{V}_g \cdot \nabla \alpha = \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt} + \sigma \nabla^2 \omega$  ② ①+② 直接得到:

$$\nabla^2 \frac{\partial \alpha}{\partial t} + \nabla^2 \vec{V}_g \cdot \nabla \alpha - \nabla^2 \frac{\partial \alpha}{\partial t} + f \frac{\partial}{\partial p} (\vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g)) = \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt} + \sigma \nabla^2 \omega + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2}$$

**方程**

$$\left( \sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = f \frac{\partial}{\partial p} [\vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g)] - \nabla^2 [\vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}] - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt}$$

温度平流随高度的变化

温度平流的 Laplace

非绝热加热的 Laplace

该方程没有时间的导数，所以可以基于某一时刻的天气图  $\phi$  场判断  $\omega$  的方向

#### 3.3.2.2 方程的物理意义

**左端** 为了便于定性讨论:  $-\omega \propto f \frac{\partial}{\partial p} [\vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g)] - \nabla^2 [\vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}] - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt}$

**右端第一项**  $f \frac{\partial}{\partial p} [\vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g)]$  绝对涡度平流随高度的变化

在北半球,  $f > 0$  有  $-\omega \propto f \frac{\partial}{\partial p} [\vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g)] \Rightarrow \omega \propto f \frac{\partial}{\partial p} [-\vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g)]_{\text{涡度平流}}$

一般事实: 中纬度地区, 系统中心涡度平流 (无论正负) 总是随着高度增加。

① 当正涡度平流随高度增加 (负涡度平流随高度减小): 则  $\omega < 0$  上升运动 【低压, 槽前】

有  $-\vec{V}_g \cdot \nabla(f + \zeta_g) > 0$ , 且  $\frac{\partial}{\partial p} (\text{涡度平流}) < 0$ , 故  $\omega < 0$  表示地面低压中心有上升运动

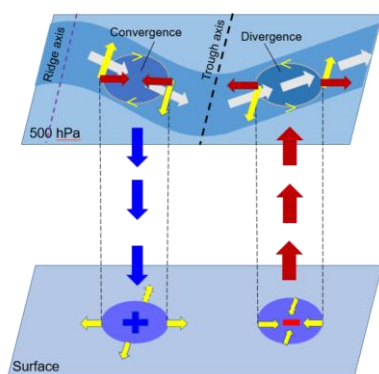
物理过程: 正涡度平流随高度增加  $\rightarrow$  气旋性涡度增加  $\rightarrow$  水平地转偏向力  $\rightarrow$  辐散  $\rightarrow$  地面减压  $\rightarrow$  气压梯度力 (变压风)  $\rightarrow$  辐合  $\rightarrow$  上升运动

② 当负涡度平流随高度增加 (正涡度平流随高度减小): 则  $\omega > 0$  下沉运动 【高压, 槽后】

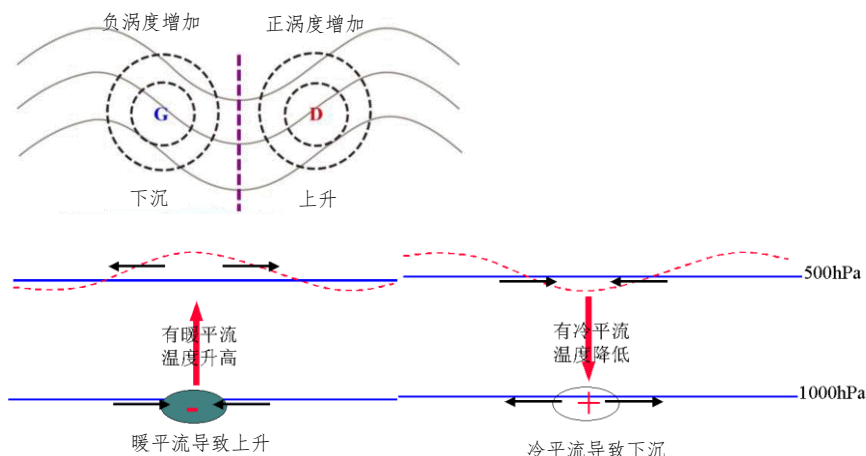
物理过程: 负涡度平流随高度增加  $\rightarrow$  反气旋性涡度增加  $\rightarrow$  水平地转偏向力  $\rightarrow$  辐合  $\rightarrow$  地面加压  $\rightarrow$  气压梯度力 (变压风)  $\rightarrow$  辐散  $\rightarrow$  下沉运动

随高度变化的本质在于涡度平流上下层的差异, 位势倾向方程中隐藏了低层涡度平流很弱的条件

③ 槽脊线上: 不存在上下差异, 对槽脊处的垂直运动作用很小。



涡度平流随高度变化



右端第二项  $-\nabla^2 [\vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}]$  温度平流的拉普拉斯  $-\nabla^2 [\vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}] \propto \vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} = -\frac{R}{p} \vec{V}_g \cdot \nabla T \Rightarrow -\omega \propto -\vec{V}_g \cdot \nabla T$

① 当有暖平流时,  $-\vec{V}_g \cdot \nabla T > 0 \Rightarrow \omega < 0$  上升运动

物理过程: 暖平流→气柱膨胀→厚度增加→高层等压面升高→正变高→气压梯度力→高层辐散→地面减压→气压梯度力→低层辐合→上升运动

② 当有冷平流时,  $-\vec{V}_g \cdot \nabla T < 0 \Rightarrow \omega > 0$  下沉运动

物理过程: 冷平流→气柱收缩→厚度减小→高层等压面降低→负变高→气压梯度力→高层辐合→地面加压→气压梯度力→低层辐散→下沉运动

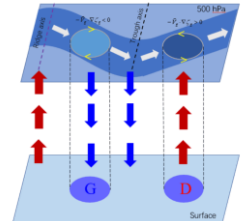
显著位置: 低压中心后部下沉运动最明显, 低压中心前部上升运动最明显。

对比分析

相对涡度平流导致的垂直运动: 高、低压中心附近

温度平流导致的垂直运动: 槽区和脊区 (低压后部高压前部、低压前部高压后部)

阻塞高压: 由于暖平流很强, 导致不断加深, 最终闭合, 南北向大, 维持时间长



右端第三项  $-\frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt}$  非绝热加热的 Laplace 同理,  $-\nabla^2 \frac{dQ}{dt} \propto \frac{dQ}{dt} \Rightarrow -\omega \propto \frac{dQ}{dt}$

① 非绝热加热区,  $\frac{dQ}{dt} > 0$ ,  $\omega < 0$  上升运动

物理过程: 加热→气柱膨胀→厚度增加→高层等压面升高→正变高→气压梯度力→高层辐散→地面减压→气压梯度力→低层辐合→上升运动 【正反馈】 (等水汽消耗完毕后, 该项作用即消失)

如果低压伴随强烈降水, 释放大量凝结潜热, 将使得对流中上层维持较强的辐散, 低层减压增强, 上升运动加强。(爆发性气旋)

② 非绝热冷却区,  $\frac{dQ}{dt} < 0$ ,  $\omega > 0$  下沉运动

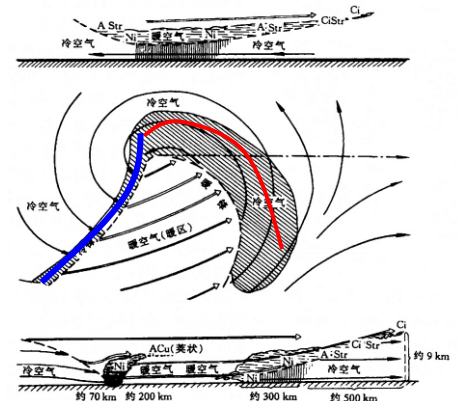
结论

$\left[ \begin{matrix} \text{上升} \\ \text{下沉} \end{matrix} \right]$  运动  $\sim \left[ \begin{matrix} + \\ - \end{matrix} \right]$  涡度平流随高度增加 +  $\left[ \begin{matrix} \text{暖} \\ \text{冷} \end{matrix} \right]$  平流 + 非绝热  $\left[ \begin{matrix} \text{加热} \\ \text{冷却} \end{matrix} \right]$

## 3.4 温带气旋与反气旋

皮耶克尼斯 挪威气象学家, 提出气旋的生命史模式: 气团与锋面学说、锋面理论与气旋波动理论 (右图: 其提出的气旋基本模式)

气旋模型 温带气旋形成于一条锋面上, 这里有强温度对比, 形成一条狭窄的过渡区(锋区), 是一条温度或密度的不连续线, 有强的温度梯度和风气旋式切变。逗点云系



### 3.4.1 温带气旋发展的动力因子及热力因子

问题引入 温带气旋的发展有不同的研究角度:

① 波动角度: 斜压波动不稳定造成的 ② 气压变化: 大气柱质量辐合辐散与气旋发展的关系

③ 涡度变化: 流场中的涡度生成说明气旋发展 综上, 气旋发展是一个三度空间的现象, 气压变化与涡度变化应当是统一的。我们从这个观点出发研究气旋发展的物理过程。

#### 3.4.1.1 温压场初始结构

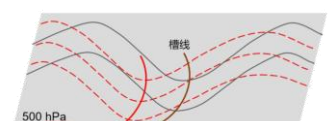
基本情况

温带气旋主要是在锋区上发展起来, 有很大斜压性, 温度场位相落后于高度, 且高空槽前地面为气旋, 槽后地面为反气旋。从这种基本情况出发, 我们先来研究斜压系统发展的理想模式。

初始条件

气压是准地转的, 流场与气压场是地转适应的。

我们从流场: 涡度平流开始推导随后的演化。(风带着质点运动)



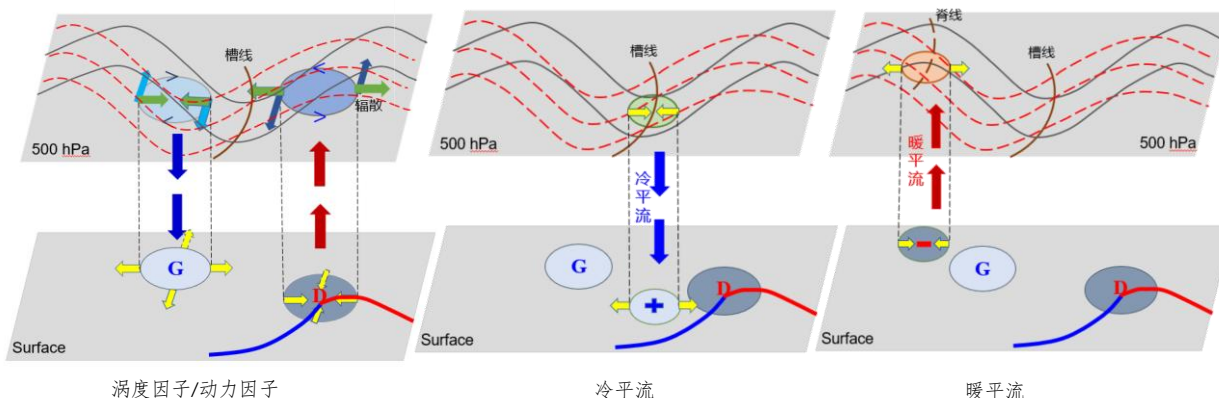
温压场初始结构

### 3.4.1.2 槽前涡度因子

演变情况	① 槽前上空有正的涡度平流→ <b>气旋性涡度增加</b> →导致高空流场与气压场的不匹配。 ② 高空地转偏向力→高层辐散→ <b>地面减压</b> →导致地面流场与气压场不匹配。
平衡情况	地面气压梯度力→低层辐合→ <b>质量守恒：上升运动</b> 在此过程中，流场与气压场将达到新的平衡。
高空情况	① <b>高空辐散</b> 导致 <b>负涡度</b> 的产生，使得 <b>高空气旋性涡度增加不致太快</b> $\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla(\zeta + f) = -f \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$ ② <b>上升运动</b> 使大气绝热膨胀 <b>冷却</b> ，空气柱厚度减小，高空等压面下降，气压场改变，以适应改变了的流场，达到新的地转平衡。
地面情况	① <b>低层辐合</b> 补偿了高层辐散，使得 <b>地面减压不致太快</b> 。 ② <b>辐合</b> 导致 <b>气旋性涡度</b> 生成，流场适应地面减压了的气压场。
总结	气压场与风场一定是相互适应的。 <b>高空槽前的正涡度平流(上下层涡度平流的差异)促进了地面气旋的发展。</b> 温带斜压系统发展本质原因我们称其为 <b>气压变化的动力因子/涡度因子</b> 。此外， <b>气旋的发展必然对应应有上升运动的发展</b> ，并通过 <b>上升运动</b> (及其高层的辐散和低层的辐合)使流场和气压场达到新的地转平衡。

### 3.4.1.3 槽后涡度因子

演变情况	① 槽后上空有负的涡度平流→ <b>反气旋性涡度增加</b> →导致高空流场与气压场的不匹配。 ② 高空地转偏向力→高层辐合→ <b>地面加压</b> →导致地面流场与气压场不匹配。
平衡情况	地面气压梯度力→低层辐散→ <b>质量守恒：下沉运动</b> 在此过程中，流场与气压场将达到新的平衡。
高空情况	① <b>高空辐合</b> 导致 <b>正涡度</b> 的产生，使得 <b>高空反气旋性涡度增加不致太快</b> ② <b>下沉运动</b> 使大气绝热压缩 <b>增温</b> ，空气柱厚度增加，高空等压面上升，气压场改变，适变化的流场。
地面情况	① <b>低层辐散</b> 补偿了高层辐合，使得 <b>地面加压不致太快</b> 。 ② <b>辐散</b> 导致 <b>反气旋性涡度</b> 生成，流场适应地面加压了的气压场。
总结	<b>高空槽后的负涡度平流(上下层涡度平流的差异)促进了地面反气旋的发展。</b> 此外， <b>反气旋的发展必然对应应有下沉运动的发展</b> ，并通过 <b>下沉运动</b> 使流场和气压场达到新的地转平衡。 <b>对称系统中，涡度因子导致槽脊向前移动，使得地面气旋、反气旋加强发展。</b> 寒潮冷高压即属于该类
槽区脊区	该位置上下层涡度平流差异很小， <b>涡度因子影响不大，使槽脊向东移动</b> ，主要由热力因子影响。



### 3.4.1.4 槽区热力因子

演变情况	① 槽区下部为冷平流区→气柱冷却→高空等压面下降→ <b>槽加深</b> →导致气压场和流场不匹配。 ② 高空气压梯度力→高层辐合→ <b>地面加压</b> →导致地面气压场和流场不匹配。
平衡情况	地面气压梯度力→低层辐散→ <b>质量守恒：下沉运动</b> 在此过程中，流场与气压场将达到新的平衡。
高空情况	① <b>高空辐合</b> 导致 <b>正涡度</b> 的产生，下沉运动 <b>绝热增温</b> 部分抵消冷平流，使得 <b>高空减压不致太快</b>
地面情况	① <b>低层辐散</b> 补偿了高层辐合，下沉运动 <b>绝热增温</b> 部分抵消冷平流，使得 <b>地面加压不致太快</b> 。 ② <b>低层辐散</b> 导致 <b>反气旋性涡度</b> 生成，使得 <b>地面加压不致太快</b> ，适应地面加压了的气压场。
注意	有利于发展的因子(冷平流)在地面高压发展中逐渐减弱(由于地面南北风速减小，热成风逐渐减小)，导致地面槽后的小高压无法进步发展。
总结	<b>高空槽的冷平流使槽加深，同时使地面气旋后部加压</b> ，下沉运动是此过程中必然出现的现象。 $\omega$ 方程中冷平流造成下沉运动的物理实质也在于此，称这种产生气压变化的温度平流为 <b>热力因子</b> 。

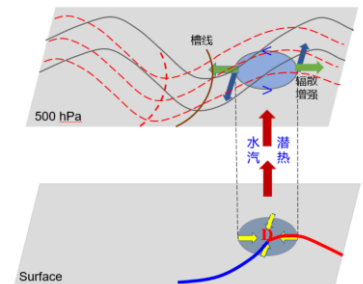


### 3.4.1.5 脊区热力因子

- 演变情况** ① 脊区下部为暖平流区→气柱增温→高空等压面上升→**脊加强**→导致气压场和流场不匹配。  
② 高空气压梯度力→高层辐散→**地面减压**→导致地面气压场和流场不匹配。
- 平衡情况** 地面气压梯度力→低层辐合→**质量守恒：上升运动** 在此过程中，流场与气压场将达到新的平衡。
- 高空情况** ① **高空辐散**导致**负涡度**的产生，上升运动**绝热减温**部分抵消暖平流，使得**高空加压不致太快**
- 地面情况** ① **低层辐合**补偿了高层辐散，上升运动**绝热减温**部分抵消暖平流，使得**地面减压不致太快**。  
② **低层辐合**导致**气旋性涡度**生成，使得**地面减压不致太快**，适应地面加压了的气压场。
- 总结** **高空脊的暖平流使脊加强，同时使地面反气旋后部减压，上升运动是此过程中必然出现的现象。**  
**对称系统中，热力因子使得高空槽脊加深加强，地面温带气旋、反气旋移动。**
- 气旋中心** 在气旋和反气旋中心**温度平流很弱**，热力因子几乎不起作用。  
热力因子导致高空等温线改变后，进一步改变了高空的涡度平流，**间接影响**了气旋反气旋的强度。

### 3.4.1.6 非绝热加热因子

- 位置** **气旋发展的上升运动区**
- 平衡情况** 足够的水汽凝结释放潜热，**抵消**了部分绝热**膨胀冷却**的作用，使得**气柱降温不致太快**。
- 高层情况** 高层**减压变慢**→维持较强的辐散
- 地面情况** 低层**减压增强**→气旋加快发展→上升运动增强



### 3.4.1.7 斜压地转发展与地转适应理论

- 理论说明** 大尺度大气一方面在**作准地转运动**(地转演变缓慢，以天为单位)  
另一方面风场与气压场又在**作适应变化**(很快的过程，迅速适应)  
这种变化为我们对大尺度天气预报提供了**有利的条件**。天气图看不到非地转，因为是快速变化，一旦出现很快又变成地转。这种条件不是全球尺度而是局地的。

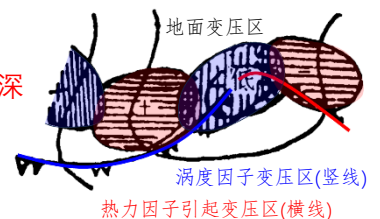
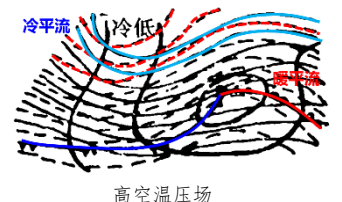
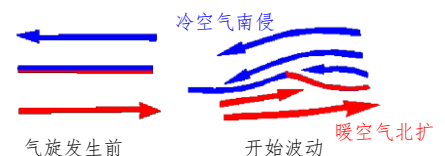
## 3.4.2 温带气旋的生命史及发展

### 总述 波动阶段、成熟阶段、锢囚阶段、消亡阶段

这几个阶段都需要持续一段时间，每个阶段都有阶段早期和阶段晚期，持续时间可能也不相同。

#### 3.4.2.1 波动阶段

- 发生前背景** 高纬为东风，低纬为西风。高纬冷，低纬暖，**中间有一条锋面**。  
**第一根闭合的等压线形成即气旋形成**。波动后期出现**冷暖锋面**及**锋面降水**。地面图上出现**低压中心**（可能只较周围低2~3百帕）  
有时只有一根闭合等压线，低压沿着**暖气流的方向自西向东**移动，24小时可以移动十几个经距。  
新生气旋能量较强，可以移动>1000km
- 形势分析** **有利**：和**典型模态基本一致**：**涡度平流、温度平流**都有利于气旋发展。  
**不利**：存在有**摩擦效应**和**上升冷却**两个不利因子，但其处于次要地位。
- 温压场特征** ① **温度场落后于高度场**，地面气旋位于高空槽前，**高空未出现闭合等高线**动力因子输送还很强盛  
② **温度平流零线穿过气旋中心**，气旋前部为暖平流，后部为冷平流
- 变压场特征** ① 动力因子：槽前为正涡度平流区，**动力因子使地面减压气旋发展**  
② **热力因子使地面气旋前部减压，后部加压，地面气旋移动，高空槽加深**  
③ 此时**地面摩擦影响较小**(风速较小)。  
④ 低压中心被**负变压控制**。
- 天气** ① 气旋强度不大，**坏天气区域小**  
② 暖锋前：雨层云，**连续性降水**，较差的能见度  
③ 冷锋后：多为**第二型冷锋**，移动速度快，坡度大  
④ 暖区：层云、层积云雾，毛毛雨或较薄的云层





### 3.4.2.2 成熟阶段（青年气旋阶段）

#### 形势分析

**波动振幅增加**，冷暖锋进一步发展，锋面降水继续增强，雨区扩大  
地面图上**闭合等压线增多**，中心气压可比外围低 10-20 百帕左右，  
低压一般仍沿暖气气流方向移动，**速度比波动阶段略减**，24 小时约移动 10 个经距。

**有利**：此时温压场形势仍有利于气旋发展，同时**上升运动潜热释放**利于发展。

**不利**：存在有**摩擦效应和上升冷却**两个不利因子，但其处于次要地位。

此阶段不利因子作用强于初生阶段，综合作用使其继续发展。

#### 温压场特征

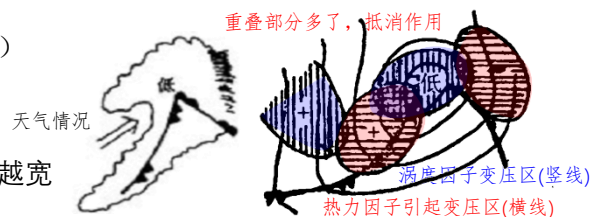
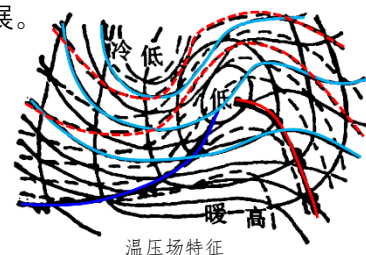
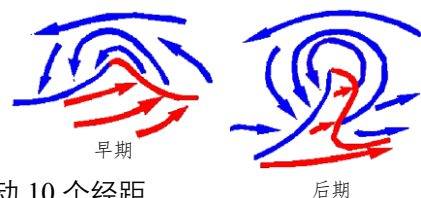
- ① 温度场仍落后于高度场，但**低中心和冷中心比前一阶段接近**
- ② 高空图上等高线曲率加大
- ③ **地面闭合等压线增多**，气旋前部为暖平流，后部为冷平流

#### 变压场特征

- ① 动力因子使地面气旋发展，高空系统移动
- ② 热力因子使地面气旋移动，高空槽加深（正常理想情况）
- ③ 地面**摩擦影响增大**，但还不占主导地位

#### 天气

- ① 气旋强度加大，风速加大
- ② 暖锋前：暖锋云系，向前伸展很远，离中心越近，云区越宽
- ③ 冷锋后：视高空槽与地面锋位置而定一型或二型冷锋  
(若高空槽在地面锋线后面，地面上垂直于锋的速度小，属于一型)



### 3.4.2.3 锢囚阶段

#### 形势分析

**冷暖锋相遇，锋面抬升增强**。形成锢囚锋，高空出现暖舌。

气旋发展**达到最盛时期**，地面高空均出现**圆形闭合中心**。

冷锋逐渐追上暖锋，将地面的暖空气向上抬，气旋开始锢囚。

由于地面逐渐被冷空气所占据，成为冷性涡旋，**气旋开始减弱**。

冷涡旋的厚度越来越大，地面低压中心较四周低 20hPa 以上，移速大大减慢（摩擦与强度）

**有利**：涡度平流、温度平流、非绝热凝结潜热 **不利**：摩擦效应、上升冷却

锢囚初期，锢囚点附近仍然有负变压，但涡度、温度平流对气压变化的作用减弱，**不利因子作用逐渐占主导地位**，综合作用**使温带气旋逐渐填塞**。

#### 温压场特征

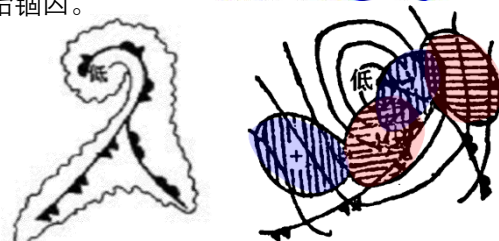
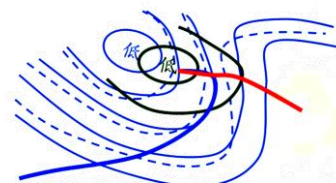
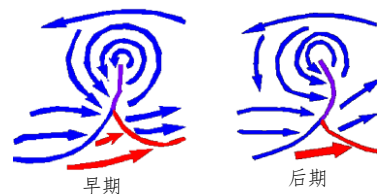
- ① 温度场仍然落后于高度场，**低中心和冷中心更加接近**，高空图出现**闭合中心**，涡度平流减弱。
- ② **高空出现暖舌**，等高线和等温线夹角减小，温度平流减小。
- ③ 地面气旋中心发展到最强阶段，闭合等压线增多，气旋开始锢囚。

#### 变压场特征

- ① 动力因子作用减弱
- ② 热力因子作用也减小
- ③ **摩擦影响增大，相对成为主要因子**。

#### 天气

云雨范围**最大**，强度加强，风力增大，**天气变化最剧烈**。



### 3.4.2.4 消亡阶段

#### 形势分析

气旋逐渐**与锋面脱离成为冷涡旋**，**上升运动已消失**，受地面摩擦作用气旋减弱慢慢填塞消亡。

**有利**：动力、热力因子作用都非常小了 **不利**：摩擦作用占主导。

#### 温压场特征

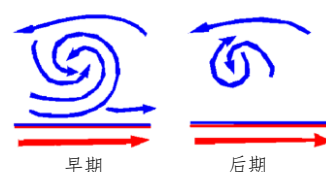
- ① **高空温压场趋于重合，深厚的冷性涡旋**
- ② 地面气旋变成**一个冷低压**，锋面移动气旋的外侧。

#### 变压场特征

- ① 动力和热力因子迅速减弱
- ② 摩擦作用使气旋填塞消亡

#### 总体概述

完成这四个阶段**一般需要五天**。欧洲锢囚阶段较长，寿命可远超 5 天；东亚波动与成熟阶段较短，1~2 天即可达到锢囚，寿命在 5 天以下，**常在 3 天左右**。需要注意：**上述模型是理想情况**，有的气旋没有发展即消亡，有的锢囚后仍能存在，有的四个阶段的情况与上述分析不同。**必须具体情况具体分析**(空气中水汽含量、垂直上升运动、抬升空气稳定度等)。



### 3.4.3 温带反气旋的发展

主要阶段	初生阶段、发展阶段、消亡阶段。通常从冷锋后部微弱的地面高压脊中发展起来的。
初生阶段	温度场落后于高度场，地面高压脊上空为负涡度平流，高压脊前为冷平流，热力和涡度因子共同促进高压脊发展和移动。此外，下垫面辐射冷却作用进一步加强反气旋发展。
发展阶段	反气旋发展最盛时期。温度脊与反气旋中心逐渐接近，转变为温度比较对称的深厚暖性反气旋，涡度和热力因子作用减小，地面反气旋中心无正变压出现，反气旋停止发展。
消亡阶段	① 转化为暖性反气旋，随后减弱并消亡 ② 减弱、消失并入到副热带高压中。

### 3.4.3 气旋再生与气旋族

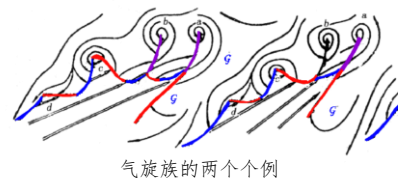
#### 3.4.3.1 气旋再生

概念	趋于消亡的气旋在一定条件下又重新发展起来的过程。
三种情况	① 副冷锋加入后的再生（带来新的冷空气） ② 气旋入海后加强（秋冬季节：入海后水面摩擦减小、由冷到暖下垫面，非绝热作用减压） ③ 两个锢囚气旋合并加强（后面的气旋给要消亡的气旋注入活力）



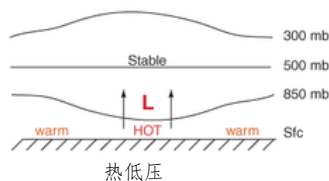
#### 3.4.3.2 气旋族

概念	在同一锋系上同时出现几个不同发展阶段的气旋序列，称为气旋族。即同一条锋系上出现一连串气旋，最先一个已锢囚，紧跟的一个成熟，再后面的一个波动，呈一系列的气旋。
生命史	天气持续时间变长，平均为 5~6 天，但也有长达 10 天或更长的。
活动规律	① 在我国境内除江淮地区的梅雨季节外，气旋族较少产生；在欧洲气旋族最为常见。 ② 一个气旋族的气旋个数多少不等，多者可达五个，少者只有两个。据统计大西洋上平均每族有四个气旋，太平洋上和我国沿海多是 2~3 个。



### 3.4.4 热低压

定义	一种无锋面气旋，由于近地面加热，一般只出现在近地面层(700hPa 以下)，3~4km 就不明显的暖性低压系统，浅薄少移动。通常可分为地方性热低压和锋前热低压。
形成	① 局地加热：地方性热低压的强度有明显的日变化。夜间和早晨，地面温度较低，热低压较弱，有时甚至消失；白天随着地面温度的增高，热低压逐渐增强，到午后达到最强，傍晚又随着地面温度的下降而减弱。 $\frac{\partial T}{\partial t} > 0 \Rightarrow \frac{\partial H}{\partial t} > 0 \Rightarrow \frac{\partial \bar{p}}{\partial t} > 0 \Rightarrow \nabla_h \cdot V_h > 0 \Rightarrow \frac{\partial p_0}{\partial t} < 0 \Rightarrow \nabla_h \cdot V_{h_0} < 0 \Rightarrow \frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0 \Rightarrow$ 热低压 ② 锋前热低压：这种热低压出现在冷锋前的暖区里。其成因主要是冷锋前的暖区上空有暖平流，引起地面降压（还有局地受热不均的影响）。当冷锋进入后，其可能转化为锋面气旋。
活动规律	① 一般很少移动。地方性热低压多在原地消失，但锋前热低压可随锋面一起移动，但移速较慢，往往小于冷锋移速。当锋面进入热低压，随即填塞、消失或转为锋面气旋。 ② 四季均可出现。尤其在夏季为最多，初秋次之，冬季最少。在我国多出现在西北、西南地区，地方性热低压最易出现在沙漠地区及盆地，如塔里木盆地和柴达木盆地等。 ③ 热低压所产生的天气因其出现的地方、时间和水汽条件的不同而不同。



## 3.5 东亚气旋与反气旋

### 3.5.1 东亚气旋概述

**源地** 东亚地区(70°-140°E, 20°-55°N)有**两个气旋发生频率最大地带** (统计得到的~30°南方或~50°北方)

#### 3.5.1.1 北方气旋

**范围** **45°-55°N**, 70°-140°E 以黑龙江、吉林与内蒙的交界地区产生最多; **伴随大风和降温; 降水量相对小。**

**种类** **蒙古气旋、东北气旋、黄河气旋、黄海气旋**

**蒙古气旋** 多生成在蒙古**中部和东部**。

**东北气旋** 又称东北低压, 多系蒙古气旋或河套、华北以及渤海等地气旋**移到东北地区**而改称。

**黄河气旋** 生成于河套及黄河**下游地区**。

**黄海气旋** 生成于**黄海**和由**内陆移来**的气旋。

#### 3.5.1.2 南方气旋

**范围** **25°-35°N**, 70°-140°E 多生成于我国的**江淮流域、东海和日本南部海面**的广大地区。

天气**以降水为主**, 降雨量大, 有时出现**雷阵雨**。

**种类** **江淮气旋、东海气旋**

**江淮气旋** 发生地主要在**长江中下游**、淮河流域和湘(湖南)赣(江西)地区。

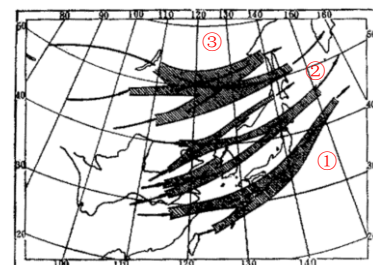
**东海气旋** 活动于东海地区, 在东海地区生成或江淮气旋东移入海后而改称。

#### 3.5.1.3 东亚气旋的路径

**路径** ① 日本以东或东南方洋面 ② 我国东北地区

③ 朝鲜、日本北部地带 总体往东北方向(引导气流)

**移速** 每小时 30~40km。夏季慢, **春季快**(气流调整时期)。一般在**初生阶段快**(系统的移动速度与强度成反比)。锋面气旋的移动方向一般**沿对流层(500 或 700hPa)气流的方向(引导气流)**移动



东亚气旋移动路径

### 3.5.2 东亚反气旋的活动地区和路径

**活动地区** 蒙古西部到我国河套地区, 呈西北-东南向。冬夏呈现显著差异。

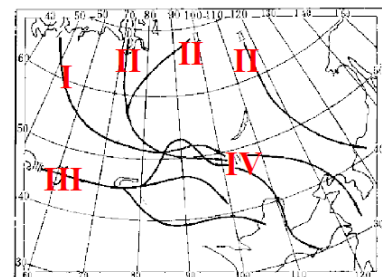
**路径** ① 亚洲大陆西北-西伯利亚-蒙古-我国 (**冬半年**)

② 亚洲大陆北方自北向南或自东北向西南, 转向东南-西伯利亚-蒙古-我国 (**冬半年**)

③ 大陆西方**由西向东直接进入我国**或**折向东北由蒙古进入**(**夏半年**)

④ 蒙古-我国 (**冬半年**)

**寒潮关键区** 95%的冷空气都要经过**西伯利亚中部地区**并在那里积累加强。



东亚反气旋移动路径

### 3.5.3 蒙古气旋和江淮气旋的生成

#### 3.5.3.1 蒙古气旋的生成过程

**生成总述** 北方气旋以**蒙古气旋**为代表。蒙古气旋**一年四季均可出现**, 以**春秋两季为最多**。

**形成过程** 分三类: **暖区新生**, **冷锋进入倒槽**, **蒙古副气旋** (后两类参见天气学分析基础)

**暖区新生类** **出现次数最多**。西西伯利亚发展**很深的气旋**向东北或向东移动时, 受到**蒙古西部的萨彦岭、阿尔泰山**等山脉的影响, 往往**减弱填塞**, 但一旦越过山脉, 中东部下坡**地形有利于气旋形成加强**。

**新生条件** **迎风坡**: 高空槽上山减弱变平, 冷空气堆积温度槽加深 **背风坡**: 高空槽下山加深

**疏散的高度槽, 正涡度平流加深**。春季高原下垫面的**非绝热加热作用**使温度脊更为强烈; 蒙古中部地面先出现热低压或倒槽或相对暖低压区; **疏散槽**(动力因子正涡度平流叠加, 暖低压获得动力性的发展) 温度场落后于高度场, 冷暖平流均强烈, 促进冷暖锋锋生。

#### 3.5.3.2 江淮气旋的生成过程

**形成过程** 两类: **静止锋波动型**, **倒槽锋生型**

**静止锋波动** 与**典型气旋生成类似**, 高空短波槽移动到江淮静止锋上空。在槽前脊后, **动力因子作用**(正相对涡度



平流使得地面减压)使得静止锋上生成低压中心,偏北气流南压,偏南气流北抬,形成冷暖锋。

### 倒槽锋生

① 开始时,由于高空**南支锋区**上**西南气流**将暖空气向北输送,**地面减压形成倒槽并东伸**。

② 这时在**北支锋区**上有一小槽从西北移来,在地面上配合有**一条冷锋和锋后冷高压**。

南支槽前暖平流增强,暖锋锋生,高空槽东移,地面冷锋逐渐接近倒槽。

③ **南北两支锋区在江淮叠加,冷锋进入倒槽与暖锋相接**,在**槽前正涡度平流(动力因子加入)**下方,江淮气旋形成。



## 3.5.4 爆发性气旋

### 含义

**Explosive cyclogenesis** 一般来说,中高纬地区气旋发展速度达到**24h降低24hPa或12h降低12hPa**,就称之为爆发性气旋,也称为“气象炸弹”。由于气旋快速发展,往往会导致天气剧变,引发**狂风与强降水、暴雪**。一般在东亚地区,只有2%的低压气旋能实现爆发式增长,常出现于**冬季**。其本质是冷暖气团交汇,在锋面上形成,是一种特殊的温带气旋、锋面气旋。

### 形成位置

东亚地区多形成于日本以东的西北太平洋上,以冬春季节最多。

### 形成因素

① **绝大多数爆发性气旋形成于高空西风急流出口区左侧,少数形成于入口区右侧。**

与急流有关:这两个区域有强烈的辐散,低层上升运动,利于气旋发展。

与高原地形有关:冬春季节急流偏南,易被青藏高原分支,南支槽较浅,移动缓慢;北支槽移动速度较快,发展较深。当**北支槽与南支脊在日本附近上空处于同一经度**,构成了典型的东亚急流。且极锋急流和副热带急流在日本上方可能汇合,进一步加强了急流的强度。

② 急流中心位于日本福井上空,位于急流出口区左侧,强烈辐散;北支槽前为强的**正涡度平流区**,涡度因子有利于低层气旋和上升运动的强烈发展。

③ **温度平流和非绝热加热**:暖湿洋面和**黑潮日本暖流**的供应充分;气旋西北侧有强的冷空气入侵,也供应充分;冷暖气流强烈交汇,产生上升运动,积云**凝结潜热释放**,利于气压下降和气旋发展。

### 综合因素

温度平流、温度平流、非绝热加热、海气交换、急流有关的非地转加速。