

# 第一章 西风带大型扰动

衔接《天气学原理 I》4.5 节

## 1.1 概述

### 1.1.1 中高纬对流层环流的特征

**研究意义** 寒潮是冷空气的活动，冷空气来自于中高纬度地区，而该地区主要受到西风控制，同时还有槽脊等波状活动。因此，我们需要先明白这些环流的性质。

**冬季 1 月** ① **中高纬度**：以极地低压为中心的绕纬圈的**较强西风环流**，**等高线密集**。  
② **中纬度**：西风并不完全平行于纬圈，存在槽脊波动：**三槽三脊**，平均槽脊**位于大陆东岸**（东亚大槽、欧洲东部、北美东部槽）（高原北部脊、西欧沿岸脊、阿拉斯加脊），**脊弱槽强**。

**夏季 7 月** ① 极涡中心合并为一个，中心位于零点，**环绕极涡的西风带明显北移**，**等高线变稀疏**。  
② 中高纬度出现**四个弱槽**（北美、东亚槽东移，强度变弱；陆地上的两个冬季的脊变为槽）

**西风带** 平均水平环流在对流层盛行西风，称为西风带  
**槽脊** 冬三夏四      **西风带波动** 西风带的波状流型      **西风带环流** 经向环流和纬向环流

### 1.1.2 特征及原因

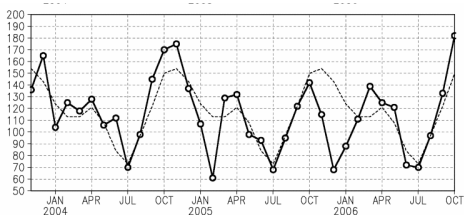
**西风带特征** 经向环流和纬向环流**交替出现**  
**形成原因** **纬向环流**（初始西风）→太阳辐射南北差异→**南北温差加大**，**斜压性加强**→有效位能加强→扰动→有效位能转化为动能→**经向环流**→热量南北交换→**南北温差减小**→动能减小→**纬向环流**

## 1.2 环流指数与指数循环

**西风指数 I** 1939 年罗斯贝把 **35°~55°之间的平均地转西风** 定义为**西风指数**，即考察西风强度，实际应用不方便。  
实际工作中把两个纬度带之间的**平均位势高度差**作为**西风指数**。  
为保持指数为正，有  $I = \bar{H}_{35} - \bar{H}_{55}$

**指数含义** 用于描述环流以哪种形式为主：  
**高指数**对应**纬向西风环流**；**低指数**对应**经向环流**。

**指数循环** 西风环流的中期变化主要表现为**高低指数交替循环**的变化过程，称为**指数循环**。当环流振幅较大时，能够影响大面积天气，其移动较为缓慢，有时甚至能形成驻波。



欧亚纬向环流指数，可见指数循环

## 1.3 西风带长波

### 1.3.1 西风带长波的分类

**实际大气** 实际情况下大气的波为**复合波**，研究较为困难，因此需要对波长分类来单独研究。  
**超长波** 波长在**一万公里以上**，绕地球可有 1~3 个波（三槽三脊），生命史 10 天以上（10 天一旬，5 天一候），属于中长期天气过程。  
**长波** 也称**罗斯贝波**，**行星波**。波长 3000~10000 公里，全纬圈约为 3~7 个波，**振幅 10~20 纬距**（南京至海南纬度差约为 10 个纬距，说明能够影响大半个中国），平均移速 10 个经距/日以下，有时很慢，呈准静止（驻波），甚至向西倒退（地转涡度平流），出现在**对流层中上层**，适用于中期预报。

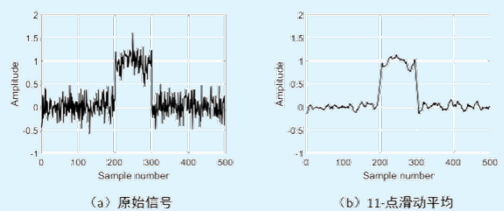
**短波** 波长和振幅均较小，移动快，平均移速为 10~20 经度/日。生命史很短，多数仅出现在对流层的中下部，往往迭加在长波之上，适用于短期预报。

### 1.3.2 长波辨认方法

**基本方法** ① 制作时间平均图 ② 制作空间平均图 ③ 绘制平均高度廓线图

#### 长波的辨认

长波的辨认通常采用滑动平均这一低通滤波方法进行处理。假设某物理量场中存在小幅高频波动，通过对该场滑动平均，能够有效滤除短尺度波动，从而突显曲线在最大尺度上的缓慢变化。滑动平均的本质是与一个矩形窗口函数进行卷积，其频域响应表现为抑制高频分量而保留低频信号。平均具有时间、空间、廓线平均三种方式。



④ 分析长波的结构和特性：**冷槽暖脊**（高度场与温度场的对应关系）

### 1.3.3 长波的移行

#### 1.3.3.1 波速公式的推导

**前提** 假定大气运动是**正压和水平无辐散的**，流型具有**正弦波形式**且宽度很大，南北无变异。

**原理** **绝对涡度守恒原理**（由于水平无辐散）

**方法** **小扰动方法**（微扰动方法），将非线性方程进行线性化，适用定性分析大气运动。

**基本思想** ① 把表征大气状态的任一场变量  $A$  看成是由已知的基本场变量  $\bar{A}$  和叠加在其上的扰动量  $A'$  组成。  
② 基本场变量  $\bar{A}$  表征大气的基本运动状态，满足基本方程和基本条件。  
③ 假设扰动量  $A'$  是充分小的，扰动量和其改变量都是小量，其二阶以上项为高阶小量可以略去。

**推导过程**  $\frac{d(f+\zeta)}{dt} = 0 \Rightarrow \frac{\partial}{\partial t}(f+\zeta) + u \frac{\partial}{\partial x}(f+\zeta) + v \frac{\partial}{\partial y}(f+\zeta) = 0 \Rightarrow \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = 0$

其中  $u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = -\vec{V} \cdot \nabla \zeta$ ,  $v \frac{\partial f}{\partial y} = \beta v$ . 令  $\begin{cases} \mathbf{u} = \bar{\mathbf{u}} + \mathbf{u}' \\ \mathbf{v} = \bar{\mathbf{v}} + \mathbf{v}' \end{cases}$ , 其中  $\bar{\mathbf{u}} = C$  为平均纬向风, 且  $\mathbf{u}' = 0$   
 $\bar{\mathbf{v}} = 0$  为平均经向风

故有  $\mathbf{u} = \bar{\mathbf{u}}$ ,  $\mathbf{v} = \mathbf{v}'$  回代原式:  $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v'}{\partial x}$

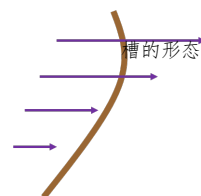
$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial v'}{\partial x} \right) + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial v'}{\partial x} \right) + v' \frac{\partial f}{\partial y} + v' \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial v'}{\partial x} \right) = 0 \Rightarrow \frac{\partial^2 v'}{\partial t \partial x} + \bar{u} \frac{\partial^2 v'}{\partial x^2} + v' \beta + v' \frac{\partial^2 v'}{\partial y \partial x} = 0$$

$\frac{\partial^2 v'}{\partial t \partial x} + \bar{u} \frac{\partial^2 v'}{\partial x^2} + v' \beta = 0$  假设波解  $v' = A_v \cos \frac{2\pi}{L}(x - Ct)$ , 则各项有:

$$\frac{\partial v'}{\partial x} = -A_v \sin \frac{2\pi}{L}(x - Ct) \cdot \frac{2\pi}{L} \Rightarrow \frac{\partial^2 v'}{\partial x^2} = -A_v \sin \frac{2\pi}{L}(x - Ct) \cdot \left( \frac{2\pi}{L} \right)^2 \frac{\partial v'}{\partial t \partial x} = A_v \cos \frac{2\pi}{L}(x - Ct) \cdot \left( \frac{2\pi}{L} \right)^2 \cdot C$$

**波速公式** 由此解得:  $C = \frac{-\beta + \bar{u} \frac{4\pi^2}{L^2}}{(2\pi/L)^2} = \bar{u} - \beta \left( \frac{L}{2\pi} \right)^2$  上式即为**长波波速公式**或称**槽线方程**、**罗斯贝波速公式**等。

**物理概念** ①  $\beta = \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{\partial 2\Omega \sin \varphi}{\partial y} = \frac{2\Omega \cos \varphi}{R}$  因此  $\beta$  随纬度增加而减小, 则**高纬移动速度快**。也可  
以通过槽线形态判断。槽的北部往往比南部偏东, 表明北部风速大。  
② **波长越长, 移动速度越小**, 西退效应越强。

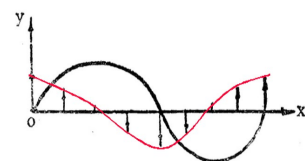


**流线** 在  $u = \bar{u}$ ,  $v = v'$ ,  $v' = A_v \cos \frac{2\pi}{L}(x - Ct)$  流场分布下, 流线方程为:  $\frac{dy}{dx} = \frac{A_v \cos \frac{2\pi}{L}(x - Ct)}{\bar{u}}$ ,

于是, 在  $t = 0$  时, 通过坐标原点 ( $x = 0, y = 0$ ) 的流线为:  $y = \frac{A_v}{\bar{u}} \frac{L}{2\pi} \sin \frac{2\pi}{L} x =$

$A \sin \frac{2\pi}{L} x$ . 其中  $A$  为流线波动的振幅, 从扰动与流线的关系看来, 扰动波形的移

速和波长与流线波形的移速和波长是一致的, 只是位相差  $\pi/2$ 。



红色为扰动, 黑色为波的流线

### 1.3.3.2 波速公式的物理意义

**相对涡度**  $-\vec{V} \cdot \nabla \zeta$  槽前正涡度平流,  $-\vec{V} \cdot \nabla \zeta > 0$ ,  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$ ,  $\frac{\partial H}{\partial t} < 0$ , 使得槽前负变高, **使槽东移**

**地转涡度**  $-\beta v$  槽前  $-\beta v < 0$ ,  $\frac{\partial \zeta}{\partial t} < 0$ ,  $\frac{\partial H}{\partial t} > 0$ , 使得槽前正变高, **使槽西退**

波东进还是西退取决于上述两者的相对重要性比值。

### 1.3.3.3 波速公式的讨论

**波速公式**  $C = \bar{u} - \beta \left( \frac{L}{2\pi} \right)^2$

**一般讨论** ①  $C < \bar{u}$ : 波长较短时, 其传播速度  $C$  稍小于  $\bar{u}$ ; 若波长较长, 则  $C$  与  $\bar{u}$  之差较大。  
② 波速取决于  $\bar{u}$ ,  $L$ 。西风强时, 波动移动较快; 反之移动较慢; 波长短时, 移动较快, 反之较慢。

③ 当  $\bar{u} = \bar{u}_c = \beta \left( \frac{L}{2\pi} \right)^2$  时,  $C = 0 \Rightarrow$  波静止,  $\bar{u}_c$  即为**临界纬向风速**。

当波速  $\bar{u}$  大于临界纬向风速  $\bar{u}_c$  时, 波前进, 反之后退。

同一纬度, 波长越长, 临界风速越大; 同一波长, 纬度越低, 临界风速越大。

④  $L = L_s = \sqrt{\frac{4\pi^2 \bar{u}}{\beta}} = 2\pi \sqrt{\frac{\bar{u}}{\beta}}$  时,  $C = 0 \Rightarrow$  波静止;  $L_s$  为**临界波长**。  $L > L_s$  时, 波后退, 反之前进。

同一纬度, 风速越大, 临界波长越长; 同一风速, 纬度越高, 临界波长越大。

**其他因子** 应用于无辐散层, 公式实际应用于 600hPa 左右, 实际工作中应用于 500hPa。

**地形影响** 例如高原南北部风速不同, 波长不同, 波各部分移速不同, 如果断裂, 会形成**阶梯槽**。

#### 定性经验

- ① 预报**上游槽**的移动时, 要看它下游一个波长和两个波长处的两个槽的情况: 如下游槽变慢, 上游槽也将变慢; 下游槽发展, 上游槽也要变慢。
- ② 长波数目不变且比较稳定时, 如上游长波槽突然移动, 则下游长波槽也将依次移动
- ③ 当长波槽位于平均槽位置时 (如冬半年我国东海岸上空), 尽管上游槽移来, 下游槽也将不动, 只有当形势有大变动 (长波调整) 时, 它才明显变化。

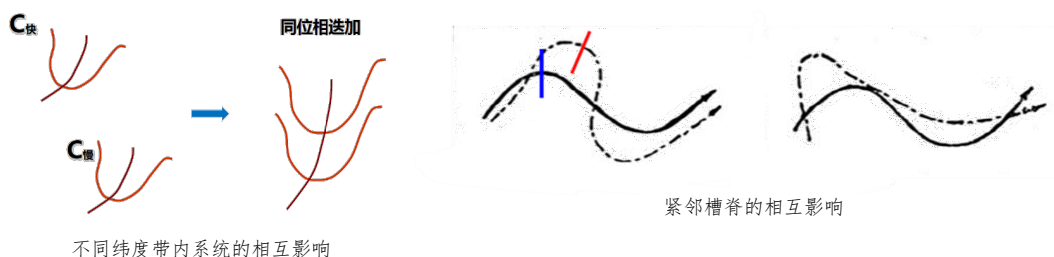
### 1.3.4 长波调整

**引入** 长波较为稳定, 可维持一个星期左右。但稳定是相对的, 当长波数量或位置改变时, 长波就要调整。  
**含义** 广义而言, 指**长波位置**、**长波波数**的改变。 例如东亚大槽的更迭 (原槽消失, 上游形成新东亚大槽)  
狭义而言, 指长波波数、**长波的更替** (原槽减弱, 上游槽快速移动到原槽位置)

**长波稳定** 与长波调整概念对立, 指长波**长期稳定在一个区域**, 此时大尺度环流很少变动, 该区域**天气发生反常现象**, 例如江淮梅雨长期持续。

**注意** 基于上述, 预报长波调整应注意的几个方面:

- ① 长波本身的**温压场结构特征**及**地形影响**: 温压场结构配置实际情况十分复杂, 可能出现同一槽脊不同位置冷暖平流不一致的情况, 需要具体分析。
- ② **不同纬度带内系统的相互影响**: 例如高纬度后方有槽 A, 较低纬度前方有槽 B, A 波速较快, B 波速较慢, 两槽必然相遇并发生同位相叠加, 强度增强, 短波可能发展为长波。
- ③ **紧邻槽脊的相互影响**: **上游槽脊线转向引起紧接着下游槽脊强度变化**。实线表示初始时刻等高线, 存在一槽一脊, 且为正南北向; 虚线表示下一时刻槽脊状态, 上游脊发生转向 ( $\rightarrow$  东北-西南走向), **北风分量增强, 即冷平流增强, 下游槽区输送冷平流能力增强**, 导致下游槽振幅明显加大。





### 1.3.5 上下游效应和波群速

#### 1.3.5.1 上下游效应

**定义** 大范围上下游系统环流变化的联系，称为上下游效应。（不一定是相邻的上游或下游）

**上游效应** 上游某地区长波系统发生某种显著变化后，接着就以**相当快**的速度影响下游系统也发生变化。

例如上游政策导致变化，直接导致下游市场反应。

**下游效应** 当下游某地区长波发生显著变化后**也会影响**上游环流系统发生变化，影响程度较弱。

#### 1.3.5.2 波群速

**波群速** 综合波振幅最大值的移动速度

##### 波速推导

红色波移动速度较快，蓝色波移动速度较慢，综合波最大波谷位置明显快于组成它的任何一个单波，即波的能量传播速度要远大于任何一个单波能量传播的速度。所以上游效应相当快的速度影响下游。

假定实际波是由两个频散波( $\frac{dC}{dL} \neq 0$ )波长彼此相差很小的正弦波组成：一个波长为 $L_1$ ，以速度 $C_1$ 移动；另一个波的波长为 $L_2 = L_1 + dL$ ，

其传播速度为： $C_2 = C_1 + \frac{dC}{dL} dL$ 。设此两波的流线方程分别为： $y_1 = A \sin \frac{2\pi}{L_1}(x - C_1 t)$ ， $y_2 = A \sin \frac{2\pi}{L_2}(x - C_2 t)$

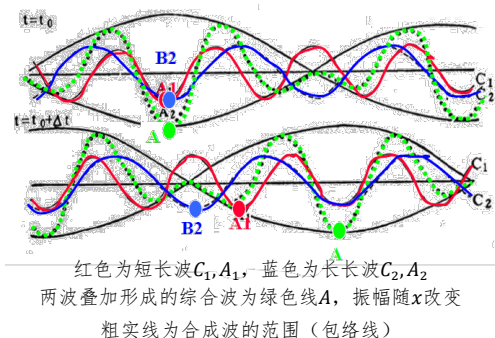
综合波的流线方程可写为： $y = A \left[ \sin \frac{2\pi}{L_1}(x - C_1 t) + \sin \frac{2\pi}{L_2}(x - C_2 t) \right]$  利用三角公式，上式可写成：

$$y = 2A \sin 2\pi \left( \frac{L_2 + L_1}{2L_2 L_1} x - \frac{L_2 C_1 + L_1 C_2}{2L_2 L_1} t \right) \cos 2\pi \left( \frac{L_2 - L_1}{2L_2 L_1} x - \frac{L_2 C_1 - L_1 C_2}{2L_2 L_1} t \right)$$
$$= 2A \cos 2\pi \left( \frac{L_2 - L_1}{2L_2 L_1} x - \frac{L_2 C_1 - L_1 C_2}{2L_2 L_1} t \right) \sin 2\pi \left( \frac{L_2 + L_1}{2L_2 L_1} x - \frac{L_2 C_1 + L_1 C_2}{2L_2 L_1} t \right)$$
 综合波振幅是随 $x$ 、 $t$ 变化的余弦波形式

$$\text{综合波的振幅为 } 2A \cos 2\pi \left( \frac{L_2 - L_1}{2L_2 L_1} x - \frac{L_2 C_1 - L_1 C_2}{2L_2 L_1} t \right) = 2A \cos 2\pi \frac{L_2 - L_1}{2L_2 L_1} \left( x - \frac{L_2 C_1 - L_1 C_2}{L_2 - L_1} t \right)$$

$$\text{此波的振幅为 } 2A, \text{ 波长为 } \frac{2L_2 L_1}{L_2 - L_1}, \text{ 波群速为 } C_g = \frac{L_2 C_1 - L_1 C_2}{L_2 - L_1} = \frac{(L_2 - L_1) C_1 - L_1 (C_2 - C_1)}{L_2 - L_1} = C_1 - L_1 \frac{\Delta C}{\Delta L}$$

$$\text{取极限得到: } C_g = C - L \frac{\partial C}{\partial L} \quad \text{这是波群速的一般形式。}$$



**波群速**  $C_g = C - L \frac{\partial C}{\partial L}$  如果以长波波速公式代入上式中，得长波的群速为： $C_g = \bar{u} + \beta \left( \frac{L}{2\pi} \right)^2$

**能量频散** 范围线以群速度向下游传播，这个速度大于纬向风速。波群速也就等于沿下游方向各个槽脊增大的速率。因此这种波动最大振幅的传播，也就是波动能量的传播，亦称为能量频散。

**特征** ① 对于正压水平无辐散大气长波，其**群速度为恒为正值**，即自西向东传播。即上游影响下游

②  $C_g > \bar{u} > C$ ，即合成波最大振幅传播速度快，大于**基本气流和组成它的任何一个单波相速**。

③ **低纬群速度大于高纬群速度**。

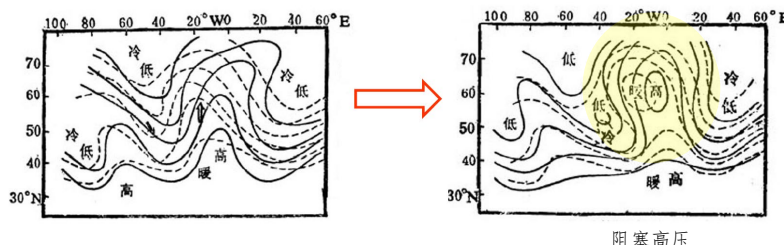
## 1.4 阻塞高压

### 1.4.1 基本概念

**引入** 环流纬向→经向发展到极致时，形成**阻塞高压**或**切断低压**。

**阻塞高压** 在西风带长波槽脊的发展演变过程中，在脊不断北伸时，其南部与南方暖空气的联系会被冷空气所切断，在脊的北边出现**闭合环流**，形成**暖高压中心**，叫做**阻塞高压**。

**阻塞形势** 阻塞高压出现后的大范围环流形势称为**阻塞形势**。基本特征是有阻塞高压存在并且**形势稳定**，它是一个富有特征的**经向环流**，它的建立、崩溃、后退常常伴随着一次大范围（甚至是整个半球范围）的环流形势的强烈转变（长波调整过程）。它的长久维持（长波稳定）会使大范围地区的**天气反常**。



## 1.4.2 阻高概述

### 判断条件

- ① **中高纬度 (50°N 以北)** 高空有**闭合暖高压中心**存在, 表明南来的强盛暖空气被孤立于北方高空。
- ② 暖高至少要**维持三天以上**, 维持时期内一般呈准静止状态, 有时可以向西倒退, 偶尔即使向东移动时, 其速度也不超过 7~8 经度/天。
- ③ 在阻塞高压区域内, **西风急流主流显著减弱**(可以视为刚体/大地形), 同时急流自高压西侧分为南北两支, 绕过高压后再会合起来, 其分支点与会合点间的范围一般大于 40~50 个经度。

### 结构

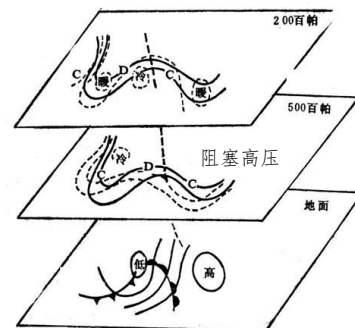
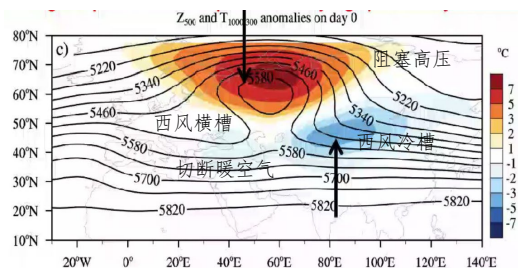
- ① 它出现在**对流层中上层**, 是深厚的暖性高压系统, 在它的东西两侧盛行南北气流, 其南侧有明显的偏东风。
- ② 暖高凌驾于**地面变性冷高**之上, 地面图上高压的东西两侧都有气旋活动, 常以西侧更为活跃。
- ③ 暖高压对应着**冷的对流层顶**, 200hPa 图上**高压中心附近为冷中心**。高压轴线自下向上向暖的西北倾斜, 高层轴线近于垂直。**这种配置利于阻塞高压发展。**

### 出现地区

阻高最常出现在**大西洋、欧洲及北美西部阿拉斯加地区**, 而且在大西洋上空比太平洋上空出现得更多些。在亚洲地区, 阻塞高压经常出现在**乌拉尔山及鄂霍次克海地区**。

### 出现时间

**欧洲:** 维持到 20 天左右, 至少也在 5 天以上      **亚洲:** 平均则为 8 天, 最短为 3-5 天。



各等压面配合图

高空 C 为辐合, D 为辐散, 粗虚线为高压脊线

### 运动会常常下雨

秋季冷空气逐渐占据主导, 暖空气逐渐消退, 该阶段冷暖气流交会。影响要一周天气的主要是长波, 而长波维持时间在三天以上, 而 11 月 (运动会) 持续时间在三天左右, 很有可能碰到建立或消退的时间。

### 发展形势

利用原理: 位势倾向方程和高空形势预报方程。

- ① **温度平流:**  $-\vec{V} \cdot \nabla T < 0 \Rightarrow \frac{\partial \phi}{\partial t} < 0$ ,  $-\vec{V} \cdot \nabla T > 0 \Rightarrow \frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$  一个气柱, 中层冷平流, 则上层等压面下降, 下层等压面凸出, 不利于阻塞高压发展(等压面上拱), 而暖平流入侵导致等压面上升。
- ② **热成风涡度平流:**  $-\vec{V}_T \cdot \nabla \zeta_T > 0 \Rightarrow \frac{\partial H}{\partial t} < 0$ ,  $-\vec{V}_T \cdot \nabla \zeta_T < 0 \Rightarrow \frac{\partial H}{\partial t} > 0$

## 1.4.3 阻高建立

### 1.4.3.1 第一型

#### 开始阶段

冷舌落后于高空槽, **冷平流、正热成风涡度平流**很强, 槽强烈发展

#### 第二阶段

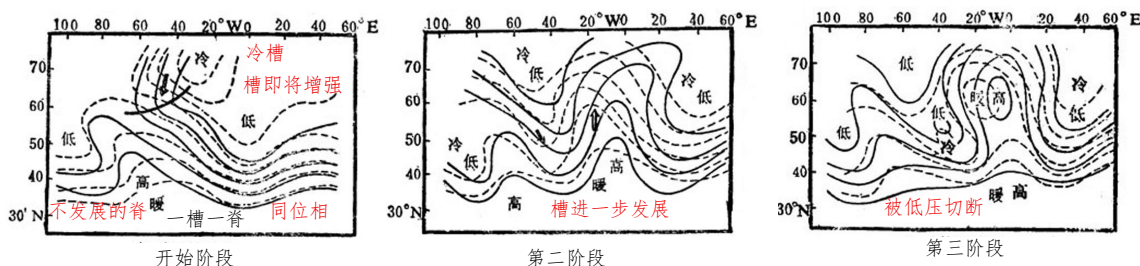
- ① **暖平流、负热成风涡度平流**很强, 出现**温度暖脊**, 脊强烈发展
- ② 槽转为西北北-东南南走向并且加深, 冷舌落后于高空槽, 温度场振幅大于高度场, **冷平流、正热成风涡度平流**很强, 槽强烈发展。

#### 第三阶段

环流经向度加大, **切断低压和阻塞高压建立**。

#### 特点

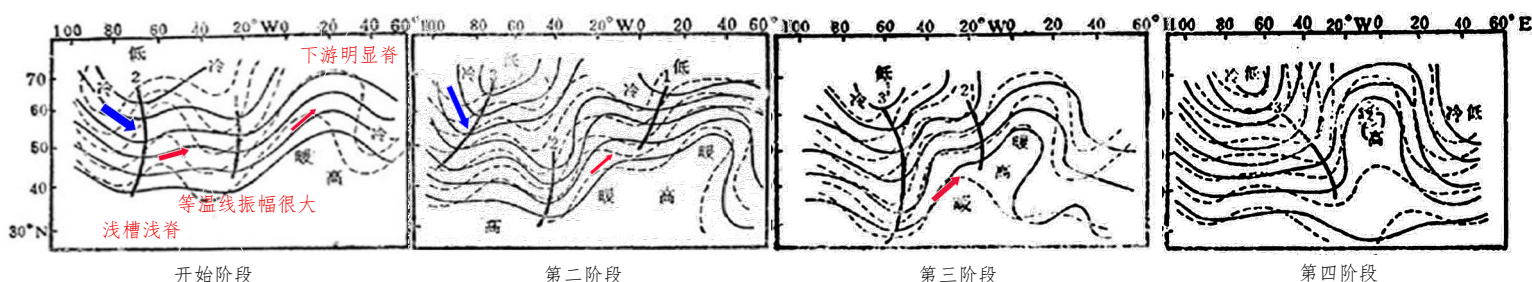
**大槽大脊**, 高纬度冷槽发展导致下游脊的发展。





### 1.4.3.2 第二型

- 开始阶段** 温度场落后于高度场，振幅大于高度场，高度槽前有明显温度槽，槽前暖平流强，导致长波脊增强。
- 第二阶段** 温度场振幅大于高度场，槽前暖平流强，移动性脊并入长波脊中。
- 第三阶段** 温度场振幅大于高度场，暖平流比较强，此移动性脊并入长波脊。
- 第四阶段** 长波脊发展成阻塞高压。



### 1.4.3.3 阻塞高压形成的共同点

- 共同点**
- ① 阻塞高压形成的上游地区，有**较强的冷空气向南爆发**，冷平流使低槽加深，槽前出现**较强的暖平流与明显的暖舌向脊区输送**。于是暖平流与负的热成风涡度平流输入前面的高脊，使高脊不断发展。
  - ② 高脊西侧有槽向东南伸展，成为西北-东南走向的槽，高脊东侧的槽向西南伸展，成为东北-西南走向的槽，使得高压脊断开，成为阻塞中心。这种槽的斜伸，常与冷平流造成的负变高相联系。
  - ③ 在平流层下部(高层)200hPa 的脊线上和脊线以西，为冷平流。而在 500hPa(低层)的脊线上和脊线以西为暖平流，这种冷暖平流随高度的分布，有利于高压脊的发展。

#### 推导

根据位势倾向方程： $-\vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \propto \vec{V} \cdot \nabla T$ ，高层有冷平流 $-\vec{V} \cdot \nabla T < 0$ ，低层有暖平流 $-\vec{V} \cdot \nabla T > 0$ ，

则  $\frac{\partial}{\partial p}(-\vec{V} \cdot \nabla T) > 0$ ，则  $\frac{\partial}{\partial p}(-\vec{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}) < 0$ ，最终导致  $\frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$ ，有利于脊的发展。

## 1.4.4 阻高重建与后退

### 1.4.4.1 阻高重建

**高压重建** 阻高在某地建立相当长时间又趋于消失后**另一个阻高**又相继建立起来，这个新阻高若是在旧阻高的原**地建立**，称为阻高重建。

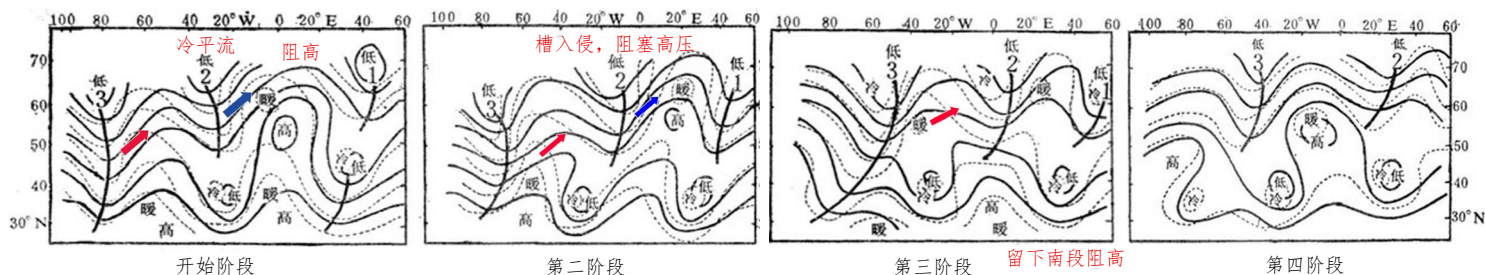
**开始阶段** 温度场超前于高度场，振幅大于高度场，槽前有冷平流侵入阻高后部，削弱长波脊。

**第二阶段** 阻高减弱，北段在 2 号槽的作用下被剥离。

**第三阶段** 温度场落后于高度场，振幅大于高度场，槽前有暖平流强，北段变为西风脊。

**第四阶段** 下段在新的暖平流作用下，阻高重新建立。

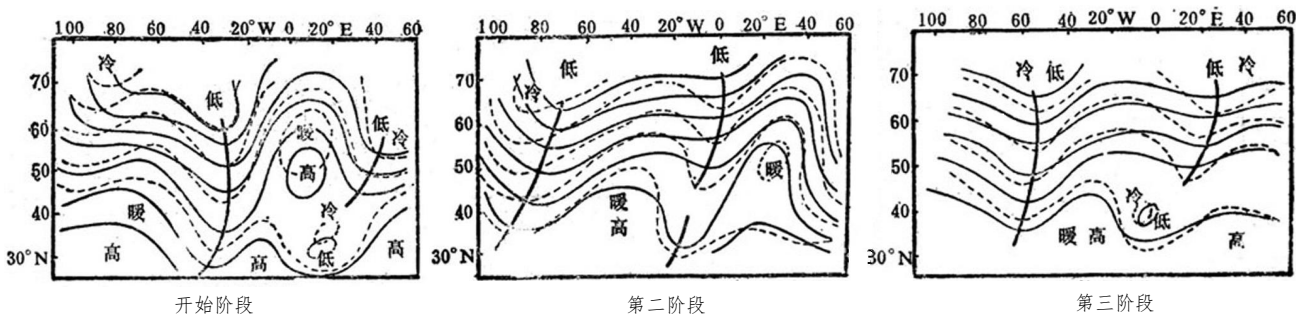
从阻高重建过程可以看出：阻塞高压后部有冷槽侵入，**较强的冷平流使原来的阻塞高压崩溃**；借南北两支基本气流中波动的南北同相叠加，和冷暖平流及正负热成风涡度平流的减、加压作用，导致高空槽（第三个槽）与高压脊的强烈发展，并被切断成阻塞高压。这样看来，除了冷暖平流及热成风涡度平流以外，**南北两支波动的同相叠加**也很重要，它可以导致阻高的生成。



1.4.4.2 阻高后退

**阻高后退** 如果一个阻高的**西侧为正变高，东侧为负变高**，那么阻高将西退，这种后退是连续的，称为**连续后退**。如果一个阻高**趋于消失**，而在消失的阻高西侧一段距离的地方又**新生**一阻高，看起来好像阻高也在后退，其实是一个生成，另一个消失。阻塞高压位置**作幅度较大后退**，称为**不连续后退**。

**开始阶段** 温度场振幅大于高度场，位相相同。**槽前有冷平流和正涡度平流**侵入阻高后部。从阻高的崩溃过程可以看出：阻塞高压上游各个系统的**经向度逐渐减弱**并变成移动系统，紧邻的上游槽向阻塞高压侵袭，不断地向阻塞高压区域输送正涡度和冷平流。



1.5 切断低压

**含义** 在**槽不断向南加深**时，高空冷槽与北方冷空气的联系会被**暖空气切断**，在槽的南边形成一个**孤立的闭合冷性低压中心**，叫切断低压。

**结构** ① 它出现在对流层中上层，在 300hPa 上表现最清楚。  
② 地面图上有一冷性高压与它对应。我国最常见的切断低压是**东北冷涡**。它一年四季都可能出现，而以**春末、夏初活动最频繁**，它的天气特点是造成低温和不稳定性的**雷阵雨天气**。

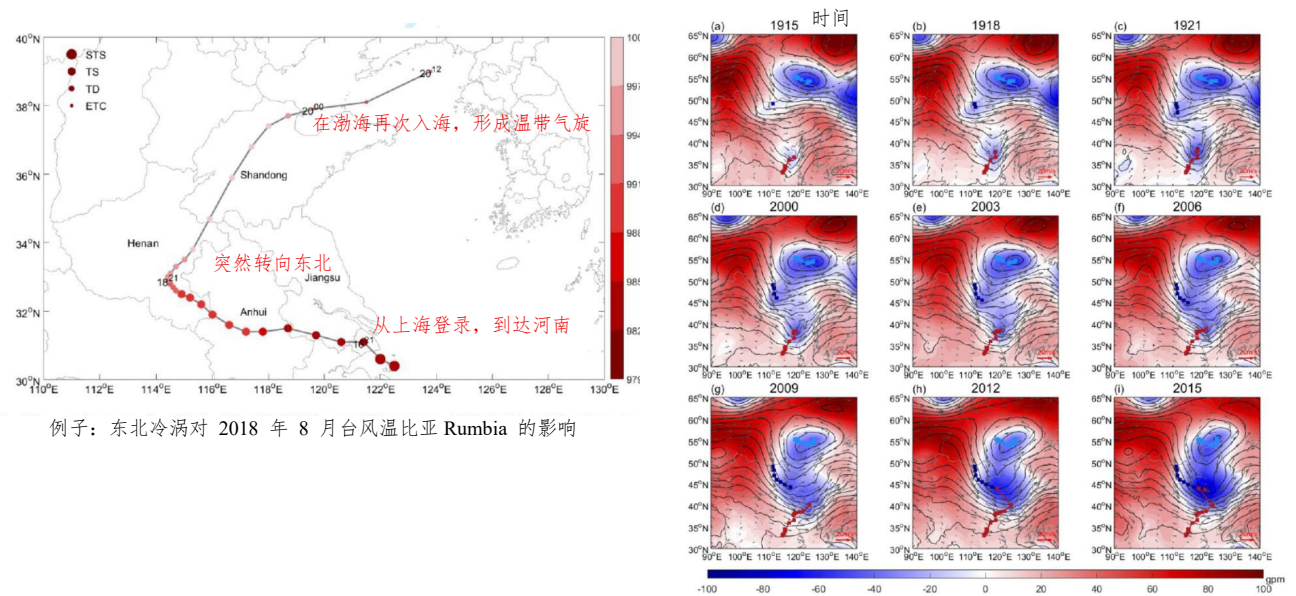


Figure 2. Three-hour evolution of  $Z_{300}$  (contours; unit: gpm),  $Z_{300}$  anomaly (shading; unit: gpm) and horizontal wind at 500hPa (vectors; unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) from UTC1915 to UTC2015. Red dots, blue dots and wathet dots represent the tracks of TC<sub>500</sub>, CVA and NCCV.

蓝色表示东北冷涡，台风为红色点