

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

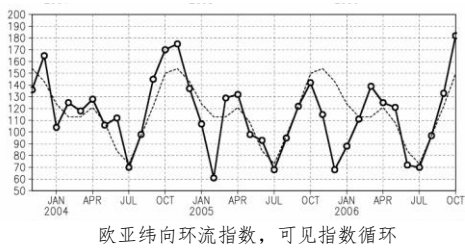
西风带特征 经向环流和纬向环流**交替出现**
形成原因 **纬向环流**（初始西风）→太阳辐射南北差异→**南北温差加大**，**斜压性加强**→有效位能加强→扰动→有效位能转化为动能→**经向环流**→热量南北交换→**南北温差减小**→动能减小→**纬向环流**

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。

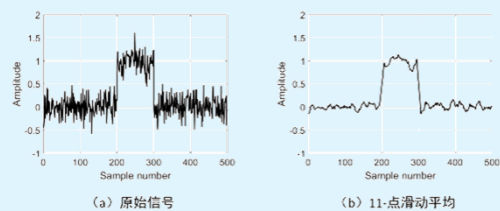
短波 波长和振幅均较小，移动快，平均移速为 10~20 经度/日。生命史很短，多数仅出现在对流层的中下部，往往迭加在长波之上，适用于短期预报。

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 $\frac{d(f+\zeta)}{dt} = 0 \xrightarrow{\text{展开}} \frac{\partial}{\partial t}(f+\zeta) + u \frac{\partial}{\partial x}(f+\zeta) + v \frac{\partial}{\partial y}(f+\zeta) = 0 \xrightarrow{\text{化简}} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = 0$

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 $\begin{cases} u = \bar{u} + u' \\ v = \bar{v} + v' \end{cases}$ ，其中 $\bar{u} = C$ 为平均纬向风，且 $u' = 0$ ， $\bar{v} = 0$ 为平均经向风。

故有 $u = \bar{u}$, $v = v'$ 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：

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

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 β 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。

