

# 关于业务上应用条件对称不稳定相关问题的讨论<sup>\*</sup>

章丽娜 周小刚 夏扬  
ZHANG Lina ZHOU Xiaogang XIA Yang

中国气象局气象干部培训学院,北京,100081

*China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081, China*

2017-09-13 收稿,2018-04-08 改回.

章丽娜,周小刚,夏扬. 2018. 关于业务上应用条件对称不稳定相关问题的讨论. 气象学报, 76(5):824-832

**Zhang Lina, Zhou Xiaogang, Xia Yang. 2018. A discussion on conditional symmetric instability in operational application. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(5):824-832**

**Abstract** Conditional symmetric instability (CSI) is considered to be one of the mechanisms for the development of slantwise convection, and it is often used to explain mesoscale precipitation bands associated with fronts or rainbands observed on weather radar image. Many instability criteria can be used to diagnose conditional symmetric instability, such as the CSI slope criterion, the slantwise Convective Available Potential Energy (SCAPE), the moist symmetric instability (MSI), and the equivalent potential vorticity (EPV). However, forecasters are not sure whether these criteria are consistent and how to use them in operation. Aiming at the confusions mentioned above, the similarities between two criteria of conditional symmetric instability and two criteria of conditional instability are illustrated first in this paper because weather forecasters are more familiar with conditional instability. In operational application, the slope criterion is used more often, i. e. the slope of geostrophic momentum surface is steeper than the isentropic surface but more gradual than the surface of constant wet-bulb pseudo potential temperature. Since the environment that is conducive to slantwise convection is nearly saturated in a deep layer, the instability criterion of CSI is equivalent to MSI. Derivation and case study all indicate that the criteria of EPV and MSI are consistent and the two dimensional EPV is another expression of MSI. Comparing to subjective judgment of the slopes between constant geostrophic momentum surface and constant equivalent potential temperature surface, the EPV criterion solely based on its sign is more objective. It is important to note that the criteria of EPV and MSI are only consistent when they are under the same two-dimensional coordinate. It is wrong when using EPV as the criterion of MSI in three-dimensional coordinate.

**Key words** CSI slope criterion, Slantwise Convective Available Potential Energy (SCAPE), Moist symmetric instability (MSI), Equivalent potential vorticity (EPV)

**摘 要** 条件对称不稳定(CSI)理论常常被用来作为倾斜对流的发展机制之一,在业务上常用来解释与锋面相联系的一条或多条中尺度雨带、雷达图像上观测到的带状雨带的成因等。条件对称不稳定的诊断包括 CSI 斜率判据、斜升对流有效位能(SCAPE)、湿对称不稳定(MSI)、相当位涡(EPV)等判据。业务预报人员存疑较多的问题是这些方法是否具有 consistency 并在业务上如何使用。针对上述问题,首先通过与业务预报人员较熟悉的条件不稳定类型作类比,来说明条件对称不稳定两种判据与条件不稳定两种判据的相似性。但在业务使用上,判别条件对称不稳定时多使用 CSI 斜率判据,即等动量面的坡度大于等位温面坡度而小于等湿球位温面坡度。由于条件对称不稳定通常出现在大气处于几乎饱和的情况下,此时的 CSI 斜率判据则演变为湿对称不稳定判据,即等动量面坡度小于等湿球位温面坡度。为判别相当位涡与湿对称不稳定判据是否具有 consistency,文中的推导和实例分析均表明,二维相当位涡实际上是湿对称不稳定判据的另一种表现形式,但是湿对称不稳定判据

<sup>\*</sup> 资助课题:国家自然科学基金项目(41475042、41705031)、国家科技支撑计划项目(2015BAC03B06)。

作者简介:章丽娜,主要从事中尺度气象学研究。E-mail: zhangln@cma.cn

通讯作者:周小刚,主要从事大气动力学和雷达气象学的教学和研究。E-mail: zhouxgang@sina.com

需主观去比较等相当位温面与等动量面斜率大小,而二维相当位涡则可通过其是否小于 0 进行客观判断。需注意的是,在与推导条件对称不稳定斜率判据相同的二维坐标下,相当位涡与湿对称不稳定判据才具有一致性,将相当位涡扩展到常规坐标下使用三维相当位涡作为湿对称不稳定判据是不可取的。

**关键词** 条件对称不稳定斜率判据,斜升对流有效位能,湿对称不稳定,相当位涡

**中图法分类号** P445

## 1 引言

业务上经常可以观测到与锋面相联系的一条或多条接近平行的中尺度雨带存在,对雨带形成的理论解释包括锋生、边界层不稳定、重力波、开尔文-亥姆霍兹不稳定及条件对称不稳定(CSI)释放引起的倾斜对流等。Bennetts 等(1979)、Sanders 等(1985)及 Emanuel(1983a,1983b,1985,1988)等学者对条件对称不稳定进行了理论讨论,并给出了观测事实。随后,CSI 斜率判据诊断在国际气象研究机构及高校中盛行(Schultz, et al,1999)。在此期间,除 Bennetts 等(1979)、Emanuel(1983a,1983b)外,其他学者(Shields, et al,1991;Martin, et al,1992;Moore, et al,1993)也提出 CSI 斜率判据可以用相当位涡(EPV)来进行计算,但并没有给出 CSI 斜率判据与相当位涡是否具有一致性的证明。20 世纪 90 年代后,中国气象学者也开始使用条件对称不稳定理论来分析锋面附近雨带、雷暴、暴雪形成和发展的机制(寿绍文等,1993;李英,1999;王建中等,1995;胡中明等,2005;张芳华等,2014),这其中包括直接用 CSI 斜率判据诊断,也包括相当位涡诊断。

随着新一代多普勒天气雷达 WSR-98D 的布网,中国业务预报人员也迫切希望从理论上诊断和解释雷达图像上观测到的带状雨带的成因。因此,条件对称不稳定理论被列入近年的预报员轮训教学内容之一。针对业务预报人员对条件不稳定理论理解和应用的一些问题,如业务上究竟使用何种条件对称不稳定判据比较方便? CSI 斜率判据为什么会等同于湿对称不稳定(MSI)判据? 相当位涡与 MSI 判据是否具有一致性? 常规坐标下使用三维相当位涡作为 MSI 判据是否可行等。针对上述问题,文中通过与气块法条件不稳定判据的类比,给出条件对称不稳定的两种判据,并说明 CSI 斜率判据为什么会演变为 MSI 判据;从而证明相当位涡与 MSI 判据的一致性,并由实际个例诊断来说明 MSI 判据与相当位涡判据在业务中的应用及其优劣。

## 2 条件对称不稳定的两种判据

Bennetts 等(1979)通过抬升气层到饱和,并在饱和环境中经历微小位移的方式来描述条件对称不稳定;Emanuel(1983a,1983b)假定环境大气不受扰动气块位移的影响,利用气块法来描述条件对称不稳定。因此,Snook(1992)认为,Bennetts 等(1979)的方法可称为“层”方法,Emanuel(1983a,1983b)的方法则称为“局地”法则。这两种描述方式的类别类似于讨论湿对流时的“对流不稳定”与“条件不稳定”的区别。

由于业务预报人员对用气块法估计“条件不稳定”较为熟悉,且相关教科书上多使用 Emanuel(1983a,1983b)讨论“局地”CSI 判据的气块法(朱乾根等,2007;Markowski, et al,2010)。故这里先简要回顾气块法给出的条件不稳定的两种判据,与此类比即可获得对条件对称不稳定两种判据的更好理解。

### 2.1 条件不稳定的两种判据

条件不稳定有两种判据(Sherwood, 2000;Schultz, et al,1999)。第 1 种判据是比较绝热图解上温度层结曲线与干绝热线及湿绝热线的斜率关系,当环境温度直减率介于干绝热和湿绝热递减率之间(即  $\gamma_m < \gamma < \gamma_d$ )时,称为条件不稳定(称之为斜率判据)。大气中绝对不稳定( $\gamma > \gamma_d$ )的层结非常罕见,绝对稳定( $\gamma < \gamma_m$ )也只出现在某些层次,因此大多数情况属于条件不稳定。注意使用第 1 种判据时,考虑的是气块在较薄气层中的垂直位移,并不涉及到气块本身的相态变化。这里所谓的“条件”是指对未饱和空气为稳定,对饱和空气为不稳定。该判据只能得到定性的结果。

为考虑气块在较厚气层中上升时自身的变化(由未饱和到饱和),引入了不稳定能量的概念,得到了业务上常用的对流有效位能(CAPE)判据,即条件不稳定的第 2 种判据(称之为 CAPE 判据)。有关对流有效位能的定义和讨论可以参看相关文献(雷雨顺,1986;许绍祖,1993;Emanuel,1988;章丽

娜等,2016,2017),这里不再赘述。相比斜率判据,CAPE判据考虑了较厚气层对由底部上升的气块可能产生的总影响,可以得到定量结果。CAPE判据常被用于暴雨、强对流天气的分析和预报(王在文等,2010;戴建华等,2012;孙继松等,2015)。

## 2.2 条件对称不稳定的两种判据

### 2.2.1 斜率判据

类似于条件不稳定的第1种判据,对称不稳定的第1种判据为:基本气流的等绝对动量( $M$ )面坡度(存在单调斜率等动量面的前提是三维风场符合热成风假定,即温度水平梯度决定风随高度的变化。具体而言就是西风风速随高度单调递增)小于等位温( $\theta$ )面坡度;而条件对称不稳定的第1种判据为:基本气流的等绝对动量( $M$ )面坡度大于等位温( $\theta$ )面坡度,但小于等湿球位温 $\theta_w$ (也可以是等相当位温 $\theta_e$ 或者等假相当位温 $\theta_{se}$ )面剖面度(张玉玲,1999)。而实际大气中很难满足对称不稳定条件(张玉玲,1999;Schultz, et al, 1999),但在某些条件下能够满足条件对称不稳定条件。为便于理解,这里用气块法推导此判据。

由于条件对称不稳定多用于解释与锋面相联系的一条或多条中尺度雨带。而在锋面附近,可以认为沿锋面的风满足地转风,垂直于锋面方向不满足地转风(伍荣生,2002;周小刚等,2014)。为研究方便,可在给定点取 $x$ 轴沿等温线(等厚度线,即锋面)方向, $y$ 轴指向冷空气一侧。

在此坐标中,对于绝热无摩擦的未饱和湿空气,在非静力平衡、布西内斯克近似下的运动方程组为

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + fv \\ \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \\ \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} + g \frac{\theta}{\theta_0} \end{cases} \quad (1)$$

式中, $\rho_0, \theta_0 = \bar{\theta}(y_0, z_0)$ 是描述大气基本状态的参数,其他为气象常用参数。设基本状态是静力平衡的,基本气流 $\bar{u}$ 和气压满足地转风关系。设扰动与 $x$ 无关(即沿 $x$ 方向没有气压梯度力,相当于扰动是由大量 $x$ 方向气块构成的物质管,而不是单独气块。如果扰动一个单独气块将会产生 $x$ 方向的气压梯度力),且扰动对周围的气压影响很小,则式(1)可以写为

$$\begin{cases} \frac{dM}{dt} = 0 \\ \frac{dv}{dt} = f(\bar{M} - M) \\ \frac{d\theta}{dt} = \frac{g(\theta - \bar{\theta})}{\theta} \end{cases} \quad (2)$$

式中, $M = u - fy$ 为物质管的绝对动量, $\bar{M} = \bar{u} - fy$ 为基本气流的绝对动量。

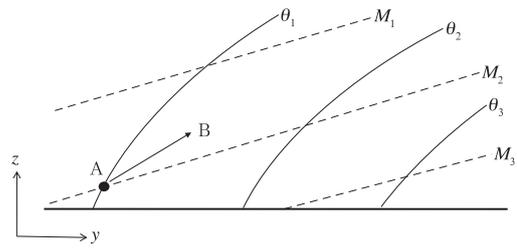


图1 干对称不稳定图解

(虚线表示等地转绝对动量( $M$ )面,实线表示等位温( $\theta$ )面,其中 $\theta_1 > \theta_2 > \theta_3, M_1 > M_2 > M_3$ , $y$ 轴指向冷空气一侧;假设物质管从A点向B点作斜升运动)

Fig. 1 Schematic meridional cross-section of isentropic (solid lines) and geostrophic momentum surfaces (dashed lines) ( $\theta_1 > \theta_2 > \theta_3, M_1 > M_2 > M_3$ ; the  $y$ -axis points to the cold air side; a tube of parcels is displaced from position A to position B)

如图1所示,先考虑干对称不稳定情况。假设物质管初始在A点与环境处于地转平衡状态, $u_A = u_g = u_0$ 。

当物质管移到B点后,在B点的速度为 $u_B = u_0 + f\delta y$

B点的环境气流速度为

$$\bar{u}_B = u_0 + \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \delta y + \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \delta z$$

由 $M$ 与 $\bar{M}$ 的定义,在B点,方程组(2)中的第2式又可以写为

$$\frac{dv}{dt} = f \left( \frac{\partial \bar{M}}{\partial y} \delta y + \frac{\partial \bar{M}}{\partial z} \delta z \right) \quad (3)$$

由于这里考虑的是未饱和湿空气,假设物质管初始在A点, $\theta_A = \bar{\theta}_A = \theta_0$ 。在干绝热过程中, $\theta = \theta_0 = \text{常数}$ 。B点的环境位温为

$$\bar{\theta}_B = \theta_0 + \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \delta y + \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \delta z$$

因此在B点,方程组(2)中的第3式可以写为

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{g}{\theta} \left( \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \delta y + \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \delta z \right) \quad (4)$$

通常认为对称不稳定是大气中垂直方向上的静力稳定性和水平方向上的惯性稳定性相结合而产生的一种大气在倾斜方向运动的稳定性判据。单独的静力稳定性或惯性稳定性仅考虑一个方向的加速度  $\frac{dw}{dt}$ 、 $\frac{dv}{dt}$  是否大于 0 即可得出其判据。而如图 1 中由 A 点到 B 点是倾斜上升,则可以从能量角度来考虑扰动的发展(杨大升等,1983),即当气块经过一微小扰动位移  $\delta y\mathbf{j} + \delta z\mathbf{k}$  后,如果其动能是增加的,则称为干对称不稳定。此时可由  $v \frac{dv}{dt} + w \frac{dw}{dt} = \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2}v^2 + \frac{1}{2}w^2 \right) > 0$  所满足的条件来得到干对称不稳定的判据。

结合式(3)和(4),则需要

$$v \frac{dv}{dt} + w \frac{dw}{dt} = v f \left( \frac{\partial \bar{M}}{\partial y} \delta y + \frac{\partial \bar{M}}{\partial z} \delta z \right) - \frac{g}{\theta} w \left( \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \delta y + \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \delta z \right) > 0 \quad (5)$$

由等  $\bar{M}$  面上的  $\Delta \bar{M} = 0 = \frac{\partial \bar{M}}{\partial y} \delta y + \frac{\partial \bar{M}}{\partial z} \delta z$ , 得到  $\bar{M}$  面斜率为

$$\left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_M = - \frac{\frac{\partial \bar{M}}{\partial y}}{\frac{\partial \bar{M}}{\partial z}} \quad (6)$$

由等  $\bar{\theta}$  面上的  $\Delta \bar{\theta} = 0 = \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \delta y + \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \delta z$ , 得到  $\bar{\theta}$  面斜率为

$$\left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_\theta = - \frac{\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y}}{\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}} \quad (7)$$

式(5)可写为

$$\frac{(\delta y)^2}{\delta t} f \frac{\partial \bar{M}}{\partial z} \left[ - \left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_M + \frac{\delta z}{\delta y} \right] + \frac{g}{\theta} \frac{(\delta z)^2}{\delta t} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \left[ \left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_\theta - \frac{\delta z}{\delta y} \right] > 0 \quad (8)$$

由于  $\frac{\partial \bar{M}}{\partial z}$ 、 $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$  皆大于 0, 当  $\bar{\theta}$  面斜率大于  $\bar{M}$  的斜率, 此时大气是静力稳定且惯性稳定的, 如果气块斜升路径的斜率介于它们两者之间, 则可以保证式(8)中第 1 和第 2 项都大于 0, 即干对称不稳定的判据为

$$\left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_M < \frac{\delta z}{\delta y} < \left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_\theta \quad (9)$$

注: 当  $\frac{\delta z}{\delta y} > \left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_\theta$  时, 扰动物质管为惯性不稳定, 当  $\frac{\delta z}{\delta y} < \left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_M$  时, 扰动物质管为静力不稳定。

同理, 对饱和湿空气, 由于湿球位温  $\theta_w$  守恒, 则湿对称不稳定判据为

$$\left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_M < \frac{\delta z}{\delta y} < \left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_{\theta_w} \quad (10)$$

类似条件不稳定, 则将

$$\left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_\theta < \left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_M < \left( \frac{\delta z}{\delta y} \right)_{\theta_w} \quad (11)$$

称为条件对称不稳定判据(张玉玲, 1999), 这里称其为 CSI 斜率判据。

由于干对称不稳定条件在锋面附近很难满足(张玉玲, 1999; Schultz, et al, 1999), 即等  $M$  面坡度通常大于等  $\theta$  面坡度, 而条件对称不稳定通常出现在大气处于几乎饱和的情况下, 故 CSI 斜率判据演变为只需等  $M$  面坡度小于等  $\theta_w$  面(或者等  $\theta_e$  面)坡度, CSI 斜率判据成为 MSI 判据。

### 2.2.2 斜升对流有效位能判据

在考虑物质管自身由未饱和到饱和变化时, 类似于条件不稳定的第 2 种判据(CAPE 判据), Emanuel(1983b, 1988) 提出条件对称不稳定的第 2 种判据为斜升气块获得正能量, 即斜升对流有效位能(SCAPE)的概念。具体公式为

$$\text{SCAPE} = \int_M \frac{g}{\theta_{v0}} (\theta_{vt} - \theta_{vg}) dz$$

对应于对流有效位能严格意义上的虚温概念, Emanuel 使用的是虚位温概念, 其中  $\theta_v$  为虚位温, 下标 t 表示物质管, 下标 g 表示环境大气。斜升对流有效位能大于 0 说明具有条件对称不稳定, 而且值越大, 说明不稳定越强。

斜升对流有效位能可以通过图 2 来理解。一般情况下, 物质管一开始并不饱和, 等 S 面就是等位温面, 与初始位置时物质管的位温相等; 当物质管上升到一定高度, 水汽饱和后, 等 S 面就是等相当虚位温面, 与物质管饱和后的相当虚位温相等。当物质管上升到 A 点, 将回到初始位置; 当物质管上升到 B 点, 将加速上升。

由于斜升对流有效位能需在定常  $M$  面上进行积分。计算斜升对流有效位能最直接的方法是通过外场试验, 由飞机观测获得  $M$  面上的温度和湿度资料进行计算。如果只有常规探空资料, 则可在垂直

于热成风的截面内利用多个探空资料进行内插,得到  $M$  面上的温度和湿度进行计算。此外,还可以基于单站探空近似估计斜升对流有效位能(Emanuel, 1983b)。由于从常规观测资料计算斜升对流有效位能相对复杂且有不稳定性,以及在倾斜对流活动区域斜升对流有效位能相对较小等原因,导致斜升对流有效位能在理论上研究较多(Emanuel, 1983b; Sherwood, 2000),而在业务上并不推荐使用斜升对流有效位能作为诊断工具(Schultz, et al, 1999)。

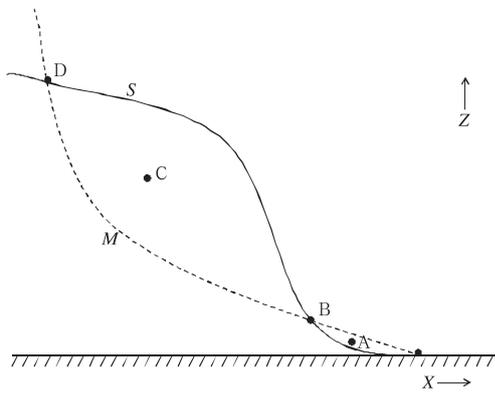


图2 斜升对流有效位能示意  
(虚线表示的是等动量面(等  $M$  面), 和物质管在初始位置时的  $M$  相同;  $S$  是另一个界面, 若物质管沿着这个界面被抬升, 物质管的虚位温和环境的虚位温相等;  
引自 Emanuel, 1983b)

Fig. 2 Hypothetical configuration of SCAPE  
(constant  $M$  surface (dashed) is equal to the  $M$  of the air tube;  $S$  (solid) is another surface; When lifted along  $S$  surface, the tube has the same virtual potential temperature as its environment;  
adapted from Emanuel, 1983b)

综上, 无论是条件不稳定还是条件对称不稳定, 这里“条件”指的是对未饱和湿空气为稳定, 对饱和湿空气为不稳定。条件不稳定与条件对称不稳定的第1种判据都称为斜率判据。条件不稳定斜率判据为环境温度直减率介于干绝热和湿绝热递减率之间; 条件对称不稳定斜率判据为基本气流的等  $M$  面坡度介于等  $\theta$  面和等  $\theta_w$  (或者  $\theta_e$ ) 面之间。条件不稳定与条件对称不稳定的第2种判据分别称为 CAPE 和 SCAPE 判据, 考虑了上升气块或物质管在上升过程中自身由未饱和到饱和的变化, 可以考虑较厚气层对由底部上升的气块(物质管)的总影响。

在业务使用上, 对垂直对流多使用条件不稳定

的第2种判据, 倾斜对流多使用条件对称不稳定的第1种判据。由于通常在锋面附近满足干对称稳定, 故实际使用较多的是湿对称不稳定判据。

### 3 相当位涡与 MSI 判据的关系

#### 3.1 EPV 与 MSI 判据的联系

MSI 判据通过斜率的比较可以得到定性正确的结果。Snook(1992)提出了使用相当位涡来估算湿对称不稳定的方法。由于缺少对 MSI 判据与相当位涡关系的理解, 出现了使用剖面上的相当位涡估计湿对称不稳定与静力不稳定共存, 以及直接用三维相当位涡估计湿对称不稳定的不恰当做法(Moore, et al, 1993)。这里首先对相当位涡与 MSI 判据的一致性进行简单分析。

在锋面附近, MSI 判据为

$$\left(\frac{\delta z}{\delta y}\right)_M < \left(\frac{\delta z}{\delta y}\right)_{\theta_e} \quad (12)$$

将式(6)和(7)代入式(12), 可得

$$-\frac{\frac{\partial \bar{M}}{\partial y}}{\frac{\partial \bar{M}}{\partial z}} < -\frac{\frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial y}}{\frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial z}} \quad (13)$$

整理后即得

$$\frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial y} \frac{\partial \bar{M}}{\partial z} - \frac{\partial \bar{M}}{\partial y} \frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial z} < 0 \quad (14)$$

假设环境空气满足静力平衡关系, 则式(14)又可写为

$$g \left[ \frac{\partial \bar{M}}{\partial y} \frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial p} - \frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial y} \frac{\partial \bar{M}}{\partial p} \right] < 0 \quad (15)$$

相当位涡的定义为

$$EPV = -\eta \cdot \nabla \theta_e$$

将上式写到与式(1)一致的二维坐标中, 略去带  $\omega(p)$  坐标下的垂直运动)的项及随  $x$  变化的项, 再乘上  $g$ , 其结果与式(15)是相同的。由此可以发现使用相当位涡判断湿对称不稳定的一些误区, 比如逐一解释式(15)中的各项来说明湿对称不稳定与静力不稳定共存(Moore, et al, 1993)。而实际上由于在推导 MSI 判据时已假设了静力稳定、惯性稳定的前提, 因此没有必要再讨论如  $\frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial p} > 0$  (对流不稳定)等情形。此外, 将三维相当位涡写到与推导 MSI 判据一致的二维坐标时, 可以略去随  $x$  变化的项, 这与推导判据时的物质管假设是一致的, 即相当于扰动由大量  $x$  方向气块构成的物质管。如果不在此

二维坐标中使用相当位涡,则问题会非常复杂,得不到与 MSI 判据一致的关系。因此,不建议在常规坐标下使用三维相当位涡作为不稳定判据。

### 3.2 实际业务中条件对称不稳定的判别

#### 3.2.1 可能存在条件对称不稳定的估计方法

当下列指标满足时,表明大气具有条件对称不稳定的可能性:(1)风随高度增大并且顺时针旋转(说明是斜压大气);(2)热力学图解上较厚层接近饱和(环境大气的温度廓线接近湿绝热线)。当上述两个条件满足时,平行于热成风的云带和雨带很有可能形成。

使用上述定性估计方法时要注意:(1)除了条件对称不稳定,在别的动力过程影响下(比如锋生强迫、重力波、边界层不稳定、对流不稳定等)也会形成带状的云和降水,而且常常多个强迫因子共同影响,

这也加大了判别条件对称不稳定的难度;(2)当有多条平行于热成风的云和降水带被观测到时,条件对称不稳定或对流不稳定很有可能是主要因子。

#### 3.2.2 相当位涡与 MSI 判据的使用

下面利用实况资料和 NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,通过实际个例诊断来说明 MSI 判据与相当位涡判据在业务使用中是否具有 consistency,并进行比较。

选取 2013 年 11 月 24—26 日(北京时,下同)发生在东北的一次大—暴雪天气过程。这次暴雪过程是在 500 hPa 高空槽发展东移、中低层低涡切变及地面锋面气旋北上发展加强的有利系统配合下产生的。25 日 08 时,气旋中心已经入海,并处于锢囚阶段。锢囚锋呈现西南—东北走向,与 700—300 hPa 等厚度线表示的热成风方向一致(图 3a)。黑龙江位于锢囚锋(热成风)的西北侧。25 日 13—14 时,

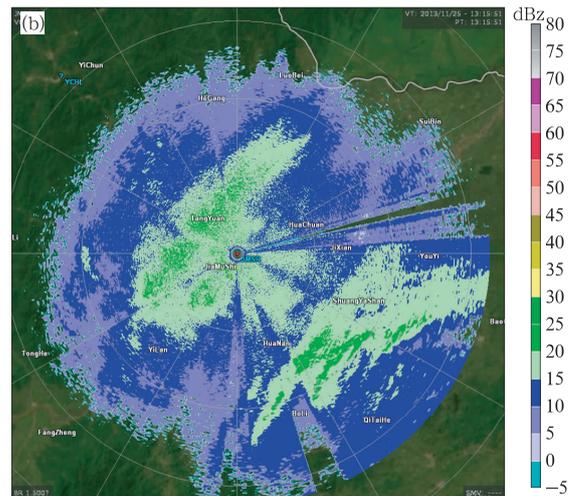
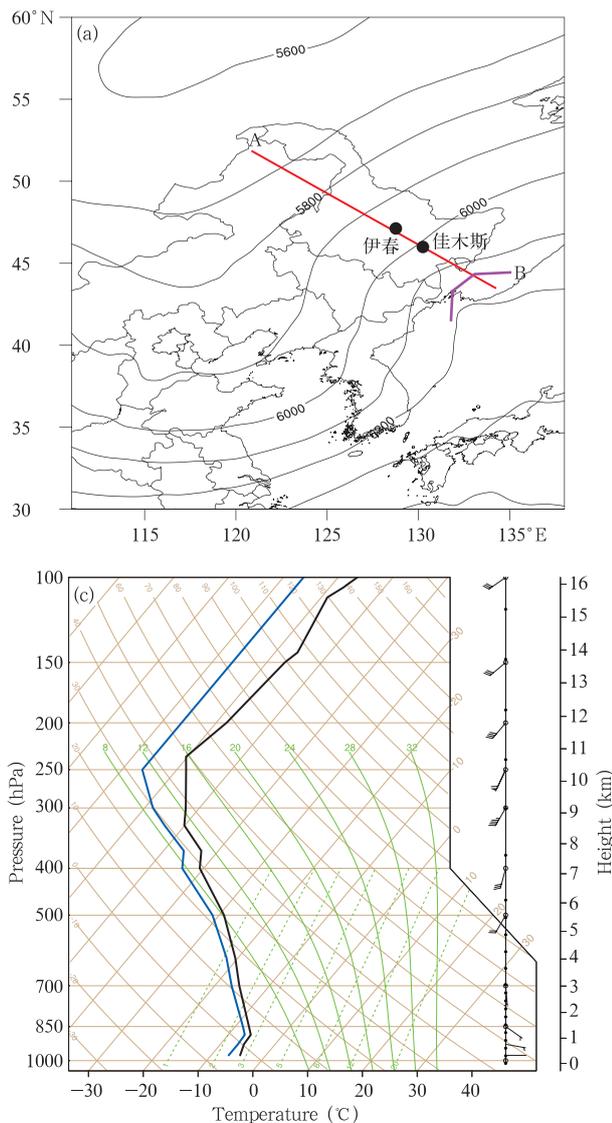


图 3 2013 年 11 月 25 日(a)08 时 700—300 hPa 厚度 (单位:gpm;线段 AB 表示图 4 中剖面的位置,紫色实线表示锢囚锋),(b)13 时 15 分佳木斯多普勒雷达 1.5°仰角的反射率因子(佳木斯位置在图 3a 中标注)和(c)伊春探空站的  $T-\ln p$  图(伊春位置在图 3a 中标注)

Fig. 3 (a) 700 - 300 hPa thickness (unit: gpm) at 08:00 BT 25 Nov 2013 (Line AB depicts the position of the cross section shown in Fig. 4, and the purple solid line shows the position of the occluded front); (b) Reflectivity at 1.5° elevation from the Jiamusi radar at 13:15 BT 25 Nov 2013 (the location of Jiamusi is shown in Fig. 3a); (c)  $T-\ln p$  at Yichun station (the location of Yichun station is shown in Fig. 3a) at 08:00 BT 25 Nov 2013

黑龙江佳木斯站雷达回波图的东南象限出现了与锢囚锋平行的西南—东北向的多条强降雪带,回波强度在 20—25 dBz(图 3b)。结合地面观测,雷达图上的强雪带对应地面 20 mm 的 6 h 降雪(25 日 08—14 时,图略),达到了暴雪量级。

图 3c 为 25 日 08 时佳木斯附近的伊春探空,从各层抬升气块得到的对流有效位能均为 0,表明大气层结是静力稳定的。同时伊春探空表明整层非常湿,400 hPa 以下相对湿度超过 80%,大气几乎饱和。这里选取垂直于热成风且又经过佳木斯的一条剖面,具体位置已在图 3a 中用线段 AB 标注。从图 4 可以看到,25 日 08 时,在剖面图上大部分区域的相对湿度大于 80%,因此直接用 MSI 判据即可,计算时可以用相当位温来替代饱和相当位温。基于剖面,图 4 绘制了垂直于热成风的等相当位温面、等绝对地转动量面的等值线。可以看到,等相当位温面和等动量面都是自左下方向右上方倾斜,且大部分区域等相当位温的坡度小于等动量面的坡度。通

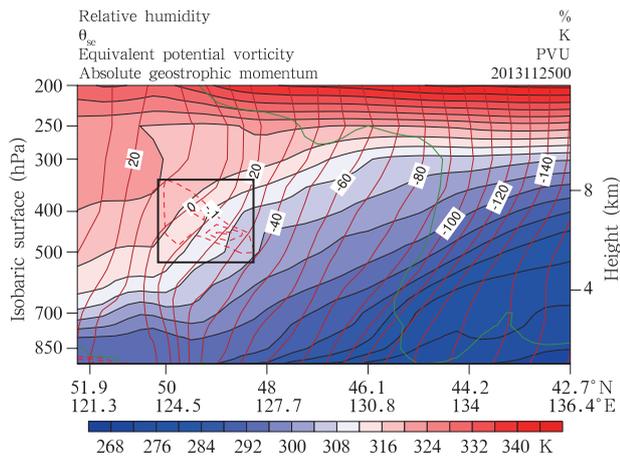


图 4 2013 年 11 月 25 日 08 时沿 A—B 线(见图 3a)的绝对地转动量( $M$ , 棕色粗实线)、假相当位温(阴影和黑实线)、相对湿度(绿色实线为 80% 等值线,其左下方区域的相对湿度均大于 80%)和相当位涡(红色虚线表示相当位涡  $< 0$  区域,间隔为 0.1 PVU,其中 1 PVU =  $1 \times 10^{-6}$  K/( $m^2 \cdot s \cdot kg$ ))

Fig. 4 Vertical cross section of absolute geostrophic momentum( $M$ , brown solid lines), equivalent potential temperature (shaded and black solid lines), relative humidity (the green line means relative humidity equals to 80% and greater than 80% on its right side) and EPV (red dashed lines mean EPV  $< 0$ , the intervals are 0.1 PVU, and 1 PVU =  $1 \times 10^{-6}$  K/( $m^2 \cdot s \cdot kg$ ))

过仔细比较等相当位温面和等动量面的坡度,发现在图中黑色方框所示范围内,等动量面的坡度相对平缓,而等相当位温面的坡度更为陡立,也就是出现了等相当位温面的坡度大于等动量面坡度。根据式(14)的 MSI 判据,表明这个区域存在湿对称不稳定。进一步计算相当位涡的大小,在图 4 中几乎相同的位置(黑框内),计算的相当位涡小于 0,同样也说明这个区域具有湿对称不稳定。

上面的分析表明,用 MSI 判据和用二维相当位涡可以找到一致的湿对称不稳定区域。但是 MSI 判据需要主观去判断等相当位温面是否大于等动量面的坡度,而二维相当位涡只需要通过相当位温是否小于 0 来进行判别,可见相当位涡是一个估计湿对称不稳定更为简便客观的方法。

同样是 2013 年 11 月,东北地区在 17—18 日还出现了一次暴雪天气。最强降雪时段发生在 17 日 20 时—18 日 02 时,黑龙江东南部、吉林东北部的牡丹江等多站 6 h 降雪量超过 10 mm,其中哈尔滨市东南的尚志站降雪量为 16 mm。17 日 23 时 17 分牡丹江雷达回波图的东南部出现了带状回波(图略),与暴雪带对应。这次暴雪过程发生的环流背景与前述个例类似,也是处于 500 hPa 高空槽前,中低层伴有低涡切变,锋面气旋中心位于日本海。暴雪发生在地面气旋暖锋西北侧。在 11 月 17 日 20 时哈尔滨站的  $T-\ln p$  上(图略),整层处于饱和状态,925—850 hPa 存在锋面逆温。不管从哪一层抬升气块,都无法得到对流有效位能,这表明在垂直方向上是满足静力稳定的。由于 17 日 20 时 700—300 hPa 等厚度线(热成风)的走向与图 3a 类似,因此在这个个例中也选择垂直于热成风的西北—东南走向作剖面(图略),但是无法找到等相当位温坡度大于等动量面坡度以及相当位涡  $< 0$  的区域。

两个带状暴雪个例均发生在东北地区,并且环流背景相似,但第 2 个个例并没有找到条件不稳定区域。这说明条件对称不稳定并不是造成带状降雪的唯一因子,还可能受别的不稳定机制或动力过程影响。

## 4 结论和讨论

(1)通过与条件不稳定两种判据作类比说明了条件对称不稳定的两种判据。条件不稳定的第 1 种判据是  $\gamma_m < \gamma < \gamma_d$ 。第 2 种是业务上常使用的对流

有效位能判据,它可以表示上升气块由未饱和到饱和和上升的累积效应。类似,条件对称不稳定的第1种判据为 $\left(\frac{\delta z}{\delta y}\right)_{\theta} < \left(\frac{\delta z}{\delta y}\right)_{M} < \left(\frac{\delta z}{\delta y}\right)_{\theta_w}$ ,第2种是斜升对流有效位能判据,表示上升物质管沿着等M面斜升、由未饱和到饱和时受到浮力的累积效应。

(2)在实际业务使用中,条件不稳定通常使用对流有效位能判据。而条件对称不稳定则常使用第1种判据,即等动量面的坡度大于等位温面的坡度而小于等湿球位温(或相当位温)面的坡度。由于条件对称不稳定通常出现在大气处于几乎饱和的情况下,此时的CSI斜率判据等同于MSI判据。

(3)理论推导表明,相当位涡实际上是MSI判据的另一种表现形式,如果将其扩展到三维去讨论,实际是忽略了静力稳定、惯性稳定、略去随x变化等前提,因此在常规坐标下使用三维相当位涡作为不稳定判据是不可取的。

(4)使用MSI判据和计算二维相当位涡可以找到相同的湿对称不稳定区域,但是MSI判据需要用主观去判断等相当位温面与等动量面的斜率并进行比较,而二维相当位涡仅需通过相当位涡是否小于零进行客观判别。由东北地区的两个带状暴雪个例对比表明,条件对称不稳定并不是造成带状降雪的唯一因子。

## 参考文献

戴建华,陶岚,丁杨等. 2012. 一次罕见飑前强降雨超级单体风暴特征分析. 气象学报, 70(4): 609-627. Dai J H, Tao L, Ding Y, et al. 2012. Case analysis of a large hail-producing severe supercell ahead of a squall line. Acta Meteor Sinica, 70(4): 609-627 (in Chinese)

胡中明,周伟灿. 2005. 我国东北地区暴雪形成机理的个例研究. 南京气象学院学报, 28(5): 679-684. Hu Z M, Zhou W C. 2005. Case study on the genesis of a snowstorm over the north-east region in China. J Nanjing Inst Meteor, 28(5): 679-684 (in Chinese)

雷雨顺. 1986. 能量天气学. 北京: 气象出版社, 159pp. Lei Y S. 1986. Energy Synoptic Meteorology. Beijing: China Meteorological Press, 159pp (in Chinese)

李英. 1999. 条件性对称不稳定与昆明准静止锋风雹. 热带气象学报, 15(3): 273-279. Li Y. 1999. Conditional symmetric instability and high-wind and hail accompanying with Kunming quasi-stationary front. J Trop Meteor, 15(3): 273-279 (in Chinese)

寿绍文,励申申,彭广等. 1993. 条件性对称不稳定与梅雨锋暴雨.

南京气象学院学报, 16(3): 364-367. Shou S W, Li S S, Peng G, et al. 1993. Conditionally symmetric instability and Meiyu-Front rain gush. J Nanjing Inst Meteor, 16(3): 364-367 (in Chinese)

孙继松,雷蕾,于波等. 2015. 近10年北京地区极端暴雨事件的基本特征. 气象学报, 73(4): 609-623. Sun J S, Lei L, Yu B, et al. 2015. The fundamental features of the extreme severe rain events in the recent 10 years in the Beijing area. Acta Meteor Sinica, 73(4): 609-623 (in Chinese)

王建中,丁一汇. 1995. 一次华北强降雨过程的湿对称不稳定性研究. 气象学报, 53(4): 451-460. Wang J Z, Ding Y H. 1995. Research of moist symmetric instability in a strong snowfall in North China. Acta Meteor Sinica, 53(4): 451-460 (in Chinese)

王在文,郑永光,刘还珠等. 2010. 蒙古冷涡影响下的北京降雹天气特征分析. 高原气象, 29(3): 763-777. Wang Z W, Zheng Y G, Liu H Z, et al. 2010. Analyses on weather characters of hail event in Beijing with Mongolia cold vortex. Plateau Meteor, 29(3): 763-777 (in Chinese)

伍荣生. 2002. 大气动力学. 北京: 高等教育出版社, 314pp. Wu R S. 2002. Atmospheric Dynamics. Beijing: Higher Education Press, 314pp (in Chinese)

许绍祖. 1993. 大气物理学基础. 北京: 气象出版社, 661pp. Xu S Z. 1993. Fundamentals of Atmospheric Physics. Beijing: China Meteorological Press, 661pp (in Chinese)

杨大升. 1983. 动力气象学. 北京: 气象出版社, 424pp. Yang D S. 1983. Dynamic Meteorology. Beijing: China Meteorological Press, 424pp (in Chinese)

张芳华,陈涛,杨舒楠等. 2014. 一次冬季暴雨过程中的锋生和条件对称不稳定分析. 气象, 40(9): 1048-1057. Zhang F H, Chen T, Yang S N, et al. 2014. Diagnosis of the frontogenesis and CSI features during a torrential rainfall event in winter. Meteor Mon, 40(9): 1048-1057 (in Chinese)

章丽娜,朱禾,周小刚. 2016. 关于虚温订正CAPE求算方法的讨论. 气象, 42(8): 1007-1012. Zhang L N, Zhu H, Zhou X G. 2016. Discussion about the method of CAPE calculation with virtual temperature correction. Meteor Mon, 42(8): 1007-1012 (in Chinese)

章丽娜,周小刚,徐丽娅. 2017. 从不稳定能量角度对条件不稳定相关问题的讨论. 气象学报, 75(3): 517-526. Zhang L N, Zhou X G, Xu L Y. 2017. A discussion about the conditional instability from the perspective of unstable energy. Acta Meteor Sinica, 75(3): 517-526 (in Chinese)

张玉玲. 1999. 中尺度大气动力学引论. 北京: 气象出版社, 313pp. Zhang Y L. 1999. An Introduction to Mesoscale Atmospheric Dynamics. Beijing: China Meteorological Press, 313pp (in Chinese)

周小刚,朱禾,王秀明. 2014. 地转动量近似下的Q矢量及其在天气图上的应用. 物理学报, 63(6): 069201. Zhou X G, Zhu H, Wang X M. 2014. Geostrophic momentum approximation Q-vector and its application in synoptic charts. Acta Phys Sinica,

- 63(6): 069201 (in Chinese)
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文等. 2007. 天气学原理和方法. 4 版. 北京: 气象出版社, 649pp. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al. 2007. Synoptic Principles and Methods. 4th ed. Beijing: China Meteorological Press, 649pp (in Chinese)
- Bennetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetric instability: A possible explanation for frontal rainbands. *Quart J Roy Meteor Soc*, 105(446): 945-962
- Emanuel K A. 1983a. The lagrangian parcel dynamics of moist symmetric instability. *J Atmos Sci*, 40(10): 2368-2376
- Emanuel K A. 1983b. On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric soundings. *Mon Wea Rev*, 111(10): 2016-2033
- Emanuel K A. 1985. Frontal circulations in the presence of small moist symmetric stability. *J Atmos Sci*, 42(10): 1062-1071
- Emanuel K A. 1988. Observational evidence of slantwise convective adjustment. *Mon Wea Rev*, 116(9): 1805-1816
- Markowski P, Richardson Y. 2010. Mesoscale Meteorology in Mid-latitudes. Chichester: Wiley-Blackwell
- Martin J E, Locatelli J D, Hobbs P V. 1992. Organization and structure of clouds and precipitation on the Mid-Atlantic coast of the United States. Part V: The role of an upper-level front in the generation of a rainband. *J Atmos Sci*, 49(15): 1293-1303
- Moore J T, Lambert T E. 1993. The use of equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability. *Wea Forecasting*, 8(3): 301-308
- Sanders F, Bosart L F. 1985. Mesoscale structure in the megalopolitan snowstorm of 11 - 12 February 1983. Part I: Frontogenetical forcing and symmetric instability. *J Atmos Sci*, 42(10): 1050-1061
- Schultz D M, Schumacher P N. 1999. The use and misuse of conditional symmetric instability. *Mon Wea Rev*, 127(12): 2709-2732
- Sherwood S C. 2000. On moist instability. *Mon Wea Rev*, 128(12), 4139-4142
- Shields M T, Rauber R M, Ramamurthy M K. 1991. Dynamical forcing and mesoscale organization of precipitation bands in a Midwest winter cyclonic storm. *Mon Wea Rev*, 119(4): 936-964
- Snook J S. 1992. Current techniques for real-time evaluation of conditional symmetric instability. *Wea Forecasting*, 7(3): 430-439

## 附 录

为便于读者理解, 下面给出方程组(2)中第 2 式转化为式(3)的推导过程。

方程组(2)的第 2 式为

$$\frac{dv}{dt} = f(\bar{M} - M)$$

由于  $M = u - fy$ ,  $\bar{M} = \bar{u} - fy$ , 因此可以将第 2 式写为

$$\frac{dv}{dt} = f(\bar{u} - u) \quad (A1)$$

图 1 中, 物质管从 A 点移到 B 点后, 在 B 点的速度为  $u_B = u_0 + f\delta y$ , 而 B 点的环境气流速度为  $\bar{u}_B = u_0 + \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\delta y + \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\delta z$ , 因此在 B 点

$$\frac{dv}{dt} = f(\bar{u}_B - u_B) = f\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\delta y + \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\delta z - f\delta y\right) = f\left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - f\right)\delta y + \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\delta z\right] \quad (A2)$$

假设科里奥利参数  $f$  是常数, 则

$$\frac{\partial \bar{M}}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y}(\bar{u} - fy) = \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - f \quad (A3)$$

$$\frac{\partial \bar{M}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}(\bar{u} - fy) = \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (A4)$$

将式(A3)和式(A4)代入式(A2), 就得到了文中的式(3)

$$\frac{dv}{dt} = f\left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - f\right)\delta y + \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\delta z\right] = f\left(\frac{\partial \bar{M}}{\partial y}\delta y + \frac{\partial \bar{M}}{\partial z}\delta z\right)$$