

# 垂直-倾斜对流一体化参数化方案的实现及数值试验<sup>\*</sup>

费建芳<sup>1,2</sup> 伍荣生<sup>1</sup> 黄小刚<sup>2</sup> 王元<sup>1</sup> 程小平<sup>2</sup>

FEI Jianfang<sup>1,2</sup> WU Rongsheng<sup>1</sup> HUANG Xiaogang<sup>2</sup> WANG Yuan<sup>1</sup> CHENG Xiaoping<sup>2</sup>

1. 南京大学大气科学学院, 南京, 210093

2. 解放军理工大学气象学院, 南京, 211101

1. *Institute of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China*

2. *Institute of Meteorology, PLA Univ. of Sci. & Tech., Nanjing 211101, China*

2009-02-04 收稿, 2009-07-30 改回.

**Fei Jianfang, Wu Rongsheng, Huang Xiaogang, Wang Yuan, Cheng Xiaoping. 2010. Development of an integrated vertical-slantwise convective parameterization scheme and its numerical experiments. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(2):162-172**

**Abstract** An integrated vertical-slantwise convective parameterization scheme, based on the vertical Kuo-Anthes and slantwise Nordeng convection parameterization schemes, is presented and introduced into the MM5 model. By employing MM5 model with the proposed scheme, some numerical simulations are conducted with the snowstorm event occurred over the southern China on 28–29 January 2008 as well as Typhoon Haitang (2005) process as the examples. The results indicate that the atmosphere was mainly convective-stable in the vertical direction in the simulation on the snowstorm event, but with a conditional symmetric instability occurred in the lower troposphere; and that when the area of conditional symmetric instability (CSI) developed toward the upper levels, the strong rising motion as the trigger mechanism released large amount of energy of CSI, producing more convective precipitation with the total precipitation much more closer to that of the observed. In the simulation, the developing and strengthening of CSI were corresponding to changes in the intensity of snowfall, the convergence, and the strong ascending motion of air, revealing CSI to be one of the important mechanisms responsible for the initiation and growth of the snowstorm. The results from a 72-h explicit simulation on Typhoon Haitang indicate that the CSI occurred mainly at the lower levels in the typhoon, with well-defined spiral structure; and that CSI tended to have a larger impact on the intensity of typhoon than on the track. The minimum pressures at the typhoon center for 72-hour runs with the integrated vertical-slantwise convective parameterization scheme used were 3 hPa on average with the maximum of 8 hPa, lower than those of the runs with only vertical cumulus parameterization scheme involved. The simulation results are encouraging as introducing the influence of CSI into the model can better improve the warm core structure at the middle and upper levels of the model typhoon, with the strong and persistent upward motion of air to cause much more convective precipitation and the latent heat released through convection in turn to make the typhoon develop further.

**Key words** Snowstorm, Typhoon, Conditional symmetric instability (CSI), The integrated vertical-slantwise convective parameterization scheme, Numerical simulation

**摘要** 在 Kuo-Anthes 垂直对流参数化方案和 Nordeng 倾斜对流参数化方案基础上, 提出了垂直-倾斜对流一体化参数化方案, 并引入 MM5 模式中。利用该方案对 2008 年 1 月 28—29 日发生在中国南方的一次暴雪过程和 2005 年“海棠”台风过程进行了数值模拟, 模拟结果表明, 此次暴雪过程在垂直方向主要表现对流稳定状态, 但在对流层低层始终存在条件性对称不稳定层, 并且当条件性对称不稳定区向高层发展时, 伴随着强上升运动作为触发机制, 引发条件性对称不稳定能量的释放, 产生更多的对流降水, 使模拟的总降水量与实况更加一致。条件性对称不稳定的发展加强与降雪强度、辐合辐散和上升运动变化一致, 条件性对称不稳定是造成暴雪发展加强的主要机制之一。通过对“海棠”台风 72 h 的模拟表明, 条件性对称不稳定主要

<sup>\*</sup> 资助课题: 国家自然科学基金重点项目(40830235)、国家重点基础研究发展规划项目(973)课题(2009CB421502)。

作者简介: 费建芳, 主要从事灾害性天气形成机理和预报研究。E-mail: feijf@sina.com

发生在台风的低层,且其水平分布呈螺旋状结构。条件性对称不稳定效应对台风路径影响较小,但对台风强度影响较大,在模式中考虑垂直-倾斜对流一体化参数化方案后,与仅考虑垂直积云对流参数化方案相比,72 h 模拟的平均台风中心最低气压降低了 3 hPa,最大达 8 hPa。在模式中考虑条件性对称不稳定的影响,可使模式台风中上层的暖心结构更加明显,上升运动和对流性降水增强,对流释放的更多凝结潜热使台风得到进一步加强。

**关键词** 暴雪, 台风, 条件性对称不稳定, 垂直-倾斜对流一体化参数化方案, 数值模拟

**中图法分类号** P435

## 1 引言

中尺度天气系统的发生发展往往与对流运动相联系,对流运动与大气的稳定性有关,如垂直方向的对流不稳定和水平方向的惯性不稳定,而当空气作垂直运动对流稳定、水平运动惯性稳定时,在重力(浮力)和惯性力的作用下,空气作倾斜上升运动时的一种大气不稳定现象,称为对称不稳定。对称不稳定也可表述为等相当位温面上的惯性不稳定,或等绝对地转动量面上的对流不稳定,因此,对称不稳定是对流不稳定和惯性不稳定的综合体现,是对流不稳定和惯性不稳定的连续过渡区。对称不稳定也可分为干对称不稳定、条件性对称不稳定和位势对称不稳定。在干大气中称之为干对称不稳定,在湿大气中,如大气处于饱和状态,则称之为条件性对称不稳定,如大气处于未饱和状态则称之为位势对称不稳定。条件性对称不稳定和位势对称不稳定统称为湿对称不稳定。

自从 Bennetts 等(1979)和 Emanuel(1979, 1983)揭示了条件性对称不稳定(CSI)在带状云和降水形成中的重要性后,CSI 已得到了深入研究和广泛应用,且已作为分析和预报冬季强降水的有效方法之一。Wiesmueller 等(1998)对两次暴雪过程的诊断分析表明,CSI 对暴雪的发展与加强具有很好的预示作用。Nicosia 等(1999)、Clark 等(2002)和 Market 等(2002)利用数值模式输出结果分别对美国北部、东部和南部的几次暴雪过程进行了分析,结果表明 CSI 的释放在带状暴雪的形成过程中起了重要作用。王建中等(1995)对一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性进行了研究,发现带状降雪带与低层的湿球位涡负值区走向大体平行。池再香等(2005)采用对称不稳定判据,对发生在 2003 年 1 月 5—6 日一次罕见的贵州暴雪天气过程进行了分析,发现暴雪产生在对称不稳定大气中,低空急流促使对流层暖湿气流辐合上升,触发对称不稳定能量释

放,产生暴雪天气。

此外,观测和理论研究表明,热带气旋中也存在条件对称不稳定现象。Black 等(1994)通过对一个具有强上升运动飓风的研究认为,在台风眼壁,条件性对称不稳定是气块沿倾斜路径上升的可能机制。Zhang 等(2000)成功模拟了 Andrew 飓风,对台风眼壁的切向平均表明在垂直方向是位势稳定的,而在倾斜方向存在中性或弱的位势不稳定。陆汉城等(2001,2002)进一步诊断分析了 Andrew 飓风眼壁处的中尺度特征,指出飓风眼区的强上升气流与外围的螺旋雨带具有不同的发展机制,并进一步指出飓风眼壁区的上升运动发展可能是非线性对流对称不稳定的。费建芳等(1996)也指出,惯性重力内波不稳定和对称不稳定都可以作为台风、气旋一类圆形涡旋中扰动形成和发展的机制。

Moore 等(1993)和 Schultz(1999)应用成分分析法的研究结果表明,条件对称不稳定常作为一种大气中特定的不稳定能量,当大气含有充足的水汽或处于近似饱和状态,并配合有边界层辐合、锋面和高空急流等抬升强迫机制时,条件对称不稳定能量将释放,从而产生倾斜对流。而且,垂直对流和倾斜对流在带状云和降水的形成过程中又常常同时出现且相互作用。目前数值模式中应用的积云参数化方案主要包括以整层水汽辐合为基础的 Kuo 型方案(Kuo, 1965),以云模式为基础的 Ooyama 型方案(Ooyama, 1969)以及以湿对流调整为基础的 Kurihara 型方案(Kurihara, 1973)等。这些积云对流参数化方案均认为积云对流以垂直对流不稳定为主。那么如何将两种对流形式在数值模式中表现出来,对于提高降水的预报效果是非常有意义的。因此本文在 Kuo-Anthes(1977)垂直对流参数化方案和 Nordeng(1987)、Lindstrom 等(1992)的倾斜对流参数化方案基础上,提出了垂直-倾斜对流一体化参数化方案,并引入到中尺度数值天气预报模式(MM5)中。刘一鸣(1998)曾指出,检验改进的积云参数化

方案在中国的应用,必须针对中国的典型降水系统如台风、梅雨等进行研究。因此本文分别对2008年1月28—29日发生在中国南方的一次暴雪过程和2005年“海棠”台风进行了数值模拟,分析研究CSI对暴雪和台风等强降水系统发展演变的影响。

## 2 垂直-倾斜对流一体化参数化方案和数值试验设计

### 2.1 倾斜对流参数化方案

Hoskins(1977)、Bennett等(1979)和Moore等(1993)讨论了对称不稳定与位涡之间的关系,指出当大气在垂直方向为对流稳定、水平方向为惯性稳定时,对称不稳定的存在条件是位涡小于零。在 $p$ 坐标系中,湿位涡为

$$V_{MP} = -g \left( \eta \frac{\partial \theta_e}{\partial p} - \mathbf{k} \cdot \nabla \theta_e \times \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p} \right) \quad (1)$$

其中,  $\eta = f + \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$  为绝对涡度,  $\theta_e$  为相当位温,  $\nabla$  为二维算子。根据Schultz(1999)的研究,湿位涡表达式中需使用地转风和动量近似,因此湿位涡可写为  $V_{MPg}$ 。Nordeng(1987)和Lindstrom等(1992)提出的倾斜对流参数化方案的基本假设是:当模式大气为垂直对流稳定、倾斜对流不稳定时,使大气从负值位涡状态向零位涡状态调整,即把对称不稳定大气调整为对称中性状态。假定调整后的湿位涡为0,则调整后的相当位温(称为参照探空)的垂直分布便可由式(1)导出

$$\frac{\partial \theta_{ep}}{\partial p} = \eta^{-1} \mathbf{k} \cdot \nabla \theta_e \times \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p} \quad (2)$$

式(2)右边项可由实际格点周围的变量确定。根据沿绝对动量面湿位涡为零的假设(Emanuel, 1985),  $\theta_{ep}$  可由积分模式大气的对称不稳定层(从抬升凝结高度  $p_{lift}$  到对称不稳定层顶  $p_{top}$ ) 获得。

可见,在对称不稳定环境中,气块沿绝对动量面可逆抬升的温度和环境温度之差可由式(2)垂直积分获得的修正的云温度和环境温度之差得到。参照探空  $\theta_{ep}$  的温度( $T_c$ )和比湿( $q_c$ )可由相当位温的近似表达式  $\theta_e = (c_p T + Lq)/\pi$  得到,其中  $\pi$  为Exner函数,  $\pi = c_p(p/p_0)^{R/c_p}$ 。在凝结高度层以下

$$\theta_{ep} = \frac{c_p T + Lq_{lift}}{\pi} \quad q_c = q_{lift} \quad (3)$$

在抬升凝结高度以上,假定参照探空(云)是饱和的,即

$$\theta_{ep} = \frac{c_p T_c + Lq_{sat}(T_c)}{\pi} \quad (4)$$

对  $q_{sat}(T_c)$  作泰勒级数展开,且仅保留一阶项得

$$q_{sat} \approx q_{sat}(T) + \frac{\epsilon L q_{sat}(T)}{RT^2} (T_c - T) \quad (5)$$

所以

$$T_c = T + \frac{\pi(\theta_{ep} - \theta_{es})}{c_p + [\epsilon L^2 q_{sat}(T)]/RT^2} \quad (6)$$

$$q_c = q_{sat}(T_c)$$

其中,  $q_{sat}(T)$  是温度为  $T$  时的饱和比湿,  $\theta_{es}$  是环境饱和相当位温,且  $\theta_{es} = \theta + Lq_{sat}(T)/\pi$ 。云顶定义在浮力为零的高度 ( $T_c < T$ ), 这样就能得到云内温度和比湿的垂直分布。

为了确定降水和增湿的水汽辐合量,采用Geleyn(1985)方法确定水汽辐合量中用于增湿大气和凝结降水的分量大小。根据该方法,对流(conv)和辐合(cvg)的增湿项  $[(\frac{\partial q}{\partial t})_{conv} + (\frac{\partial q}{\partial t})_{cvg}]$  正比于

$(q_w - q)$ , 降水量项  $(\frac{\partial q}{\partial t})_{conv}$  正比于  $[T_c - T + \frac{L}{c_p}(q_c - q_w)]$ , 其中  $q_w$  为湿球比湿,由下式获得

$$\begin{cases} -L(q - q_w) = c_p(T - T_w) \\ q_w = [u(p) - u(p_0)]/f \end{cases} \quad (7)$$

因此可得

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{conv} = I \frac{(T_c - T) + \frac{L}{c_p}(q_c - q_w)}{\int_{p_t}^{p_b} [(q_c - q) + \frac{c_p}{L}(T_c - T)] dp} \quad (8)$$

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_{conv} = - \left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_{cvg} + I \frac{(q_w - q)}{\int_{p_t}^{p_b} [(q_c - q) + \frac{c_p}{L}(T_c - T)] dp} \quad (9)$$

其中  $p_t$ 、 $p_b$  分别为云顶和云底气压,且

$$I = \int_{p_t}^{p_b} \left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_{cvg} dp \quad (10)$$

倾斜对流参数化方案的基本实施步骤可概括如下:

(1) 若大气为垂直对流稳定,且满足倾斜对流不稳定条件,则计算参照探空  $\theta_{ep}$ ;

(2) 计算云内温度和比湿  $T_c$ 、 $q_c$ ;

(3) 计算倾斜对流造成的温度和比湿倾向

$(\frac{\partial T}{\partial t})_{conv}$ 、 $(\frac{\partial q}{\partial t})_{conv}$ ;

(4) 将倾斜对流造成的温度和比湿倾向插值到

等绝对地转动量面上。

倾斜对流参数化方案的触发机制与 Kuo 型垂直对流参数化方案相似,即网格内有净的水汽输入,且云的厚度必须超过  $\Delta\sigma = 0.3$ 。此方案中云顶和云底的判断与 Kuo 型方案相同。倾斜对流参数化方案的作用是使条件对称不稳定能量释放,对大气增温增湿,最终产生的降水还是以对流降水的形式表示。

### 2.2 垂直-倾斜对流一体化参数化方案

在实际大气中,垂直对流不稳定和倾斜对流不稳定经常是同时出现的,因此,在数值模式中设计对流参数化方案时,不仅需要考虑垂直对流的影响,同时也需考虑倾斜对流的影响。为此,本文提出了垂直-倾斜对流一体化参数化方案,其基本思路(图 1)是:当大气为垂直对流不稳定时,则只调用垂直对流

参数化方案(本文为 Kuo-Anthes 方案);如垂直对流稳定,则计算倾斜对流有效位能(Slantwise Convective Available Potential Energy, SCAPE, 记为  $E_{SCAP}$ ),如  $E_{SCAP} > 0$ ,则调用上一节描述的倾斜对流参数化方案。其中,

$$E_{SCAP} = \frac{g}{\theta_{v0}} \int_0^{L_{NB}} (\theta_{vp} - \theta_{ve}) \Big|_{M_g} dz \quad (11)$$

$E_{SCAP}$  是沿绝对地转动量面  $M_g$  从初始位置(0)到中性浮力高度( $L_{NB}$ )的倾斜路径积分(Emanuel, 1983)。 $\theta_{vp}$ 、 $\theta_{ve}$  分别为气块和环境的虚位温, $\theta_{v0} = 273$  K。当  $E_{SCAP} > 0$  时,说明存在对称不稳定,且其值越大,对称不稳定越强。

为便于比较,以下把垂直-倾斜对流一体化参数化方案简称为 Kuo-CSI 方案。

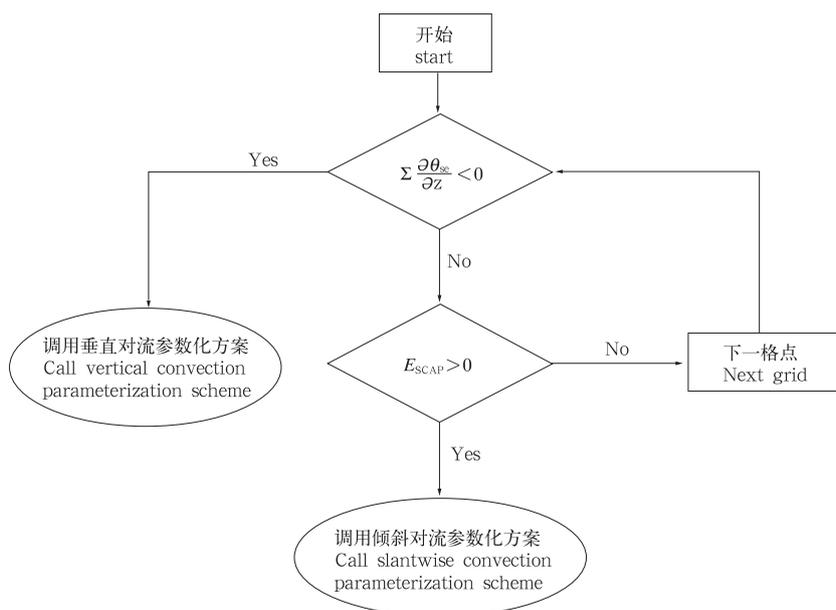


图 1 垂直-倾斜对流一体化参数化方案计算流程

Fig. 1 The computational flow chart of the integrated vertical-slantwise convection parameterization scheme

## 3 暴雪的数值模拟

### 3.1 数值试验设计

采用 MM5V3.7 模式,主要参数配置见表 1。

为分析研究 CSI 对暴雪发生发展的影响,在上述参数不变的前提下,进行了下列两组敏感性试验:

(1) Kuo 试验(控制试验),在 MM5 模式中仅考虑

Kuo-Anthes 垂直对流参数化方案;(2) Kuo-CSI 试验,采用上面介绍的垂直-倾斜对流一体化参数化方案,即当大气为垂直对流不稳定时,则只调用垂直对流参数化方案(本文为 Kuo-Anthes 方案);如大气为垂直对流稳定,但为条件性对称不稳定时,则调用倾斜对流参数化方案。即在 MM5 模式中既考虑了垂直对流参数化方案,又考虑了倾斜对流参数化方案。

表1 MM5V3.7 模式主要参数配置

Table 1 The main parameters configuration in the MM5V3.7 model as used for the simulation on the snowstorm event

模式参数	配置
初值	NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料、6 h 间隔的地面报文和 12 h 间隔的台站探空资料
水平分辨率	30 km
水平格点数	$91 \times 95$
垂直分辨率	$\sigma$ 坐标不等距 23 层
边界层方案	高分辨率的 Blackadar 方案
模拟时间	24 h:2008 年 1 月 28 日 00 时—29 日 00 时(世界时,下同)

本节附图除图 2 和图 7a 外,数据均来源于 Kuo-CSI 试验输出场。

### 3.2 天气形势分析

2008 年 1 月中下旬主要有 4 次影响范围较大的降雪过程,其中 1 月 28 日 00 时—29 日 00 时的降雪过程较强,从 24 h 累积降水量(图 2)可以看到,在中国  $30.0^\circ\text{N}$  以南,存在一条东北—西南走向的降雪(水)带,其范围覆盖了中国南方大部分地区,其中  $25^\circ$  以北区域属暴雪区,且存在有强降雪中心,最大降水量超过 35 mm。本文主要分析和研究此次暴雪过程。

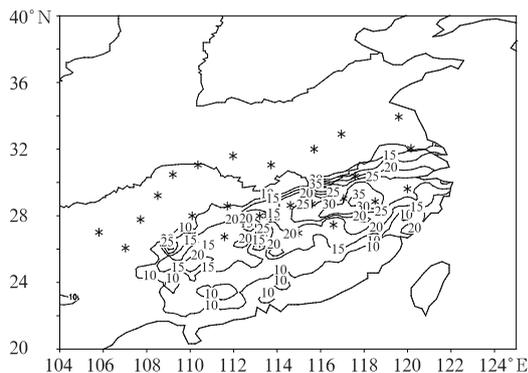


图2 2008 年 1 月 28 日 00 时—29 日 00 时累积降水量实况(等值线间隔:5 mm)

Fig. 2 The observational 24 h cumulative precipitation from 00:00 UTC 28 to 00:00 UTC 29 January 2008 (The contours are in the interval of 5 mm)

从 850 hPa 高空图(图略)上可以看到,长江中游地区存在一个江淮气旋,长江中上游地区存在一条大致呈东北—西南向的切变线,切变线南侧为强盛的西南暖湿气流,为降雪(雨)提供丰富的水汽条件;切变线北侧为南下的冷空气,这股强大的冷空气逐渐南压,使切变线向南移动,29 日 00 时,该切变线移动到两广和福建一带,雨带也逐渐南移,从而造成中国南方大范围的雨雪天气。

### 3.3 大气不稳定条件分析

大气的的不稳定性可用来判断对流系统发生发展的可能及强度,是强降水研究和预报的主要方法之一。持续性降水总是在一定的天气尺度背景下发生的,而中尺度系统往往是强烈天气系统和强降水事件的制造者。在分析中尺度系统时,大气稳定性条件是必须考虑的重点。很多强对流天气都是发生在对流不稳定的情况下,但是分析此次暴雪发生过程的假相当位温及层结稳定度(图 3、4b)发现,在降雪(雨)区上空( $111^\circ$ — $118^\circ\text{E}$ ),大气主要表现为垂直对流稳定状态,只有在( $118^\circ$ — $124^\circ\text{E}$ )上空 700—600 hPa 存在垂直对流不稳定,但是不稳定度很弱,接近于中性层结。从降水中心( $27.5^\circ\text{N}$ ,  $117.5^\circ\text{E}$ )上空的垂直对流稳定度的高度时间剖面(图 4b)来看,28 日 00—09 时,700—650 hPa 存在弱的垂直对流不稳定,但此时的上升运动很弱(图 4a),不能促使对流不稳定能量的释放,结合每小时降水量的时间演变(图 4c)来看,此时段内降水量较小,暴雪还没有发展起来。28 日 17—21 时暴雪再次发展加强阶段,虽然此时上升运动加强,最大垂直速度达到了 2 m/s,但此时降水中心上空大气弱的对流不稳定转换为对流稳定,而且这种稳定状态一直维持到 29 日 00 时,可见从大气垂直对流不稳定角度不足以解释此次暴雪形成的原因。

由于垂直对流不稳定不足以解释此次暴雪的成因,下面主要从大气的条件性对称不稳定条件进行分析。由于两种试验方案对位于( $27.5^\circ\text{N}$ ,  $117.5^\circ\text{E}$ )附近降雪的中心模拟结果差别比较大,下面主要以此降水中心为研究对象,分析大气是否存在条件性对称不稳定现象。

Schultz(1999)指出,判断大气中的 CSI,需要满足以下条件:大气中的饱和湿地转位涡  $V_{\text{MPg}}^*$  必须为负值,  $-\partial\theta_{\text{sc}}/\partial p > 0$ , 且大气为惯性稳定的(即绝对涡度  $\zeta_a > 0$ )。通过降水中心位置( $27.5^\circ\text{N}$ ,  $117.5^\circ\text{E}$ )绘制出的  $V_{\text{MPg}}^*$ 、 $-\partial\theta_{\text{sc}}/\partial p$  和  $\zeta_a$  的高度时间变化(图 4)可以看出,在降水中心位置( $27.5^\circ\text{N}$ ,  $117.5^\circ\text{E}$ )上空的 850—700 hPa 层中,从 28 日 00 时至 29 日 00 时的整个模拟时段内,始终存在条件性对称不稳定层(即  $V_{\text{MPg}}^* < 0$ 、 $-\partial\theta_{\text{sc}}/\partial p > 0$  和  $\zeta_a > 0$  三者重合的区域,即图 4b 中长虚线包围区域)。28 日 18 时,条件性对称不稳定逐渐向高层伸展,到 28 日 19 时,条件性对称不稳定区域已经发展

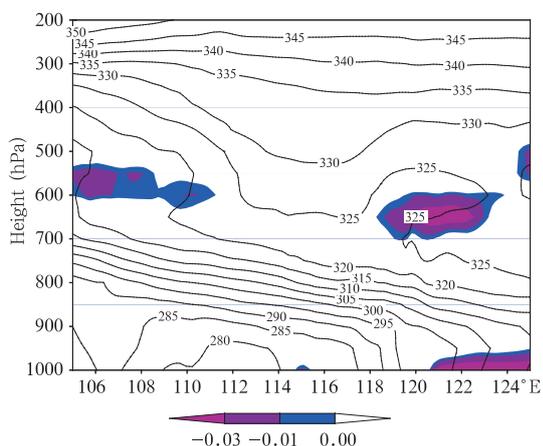


图3 2008年1月28日12时假相当位温和对流层结稳定度 ( $-\partial\theta_{se}/\partial p$ )沿  $27.5^\circ\text{N}$  的经度-高度剖面 (等值线为假相当位温,间隔 5 K, 阴影为  $-\partial\theta_{se}/\partial p < 0$  区域,单位:  $\text{K}/\text{hPa}$ )

Fig. 3 Longitude-height cross section of the pseudo-equivalent potential temperature (solid line, in the interval of 5 K) and convective stratification stability ( $\text{K}/\text{hPa}$ ) at 12:00 UTC 28 January 2008 along  $27.5^\circ\text{N}$  (The shaded areas are for  $-\partial\theta_{se}/\partial p < 0$ )

到400 hPa。与每小时降水量的高度时间图对比可知(图5),条件性对称不稳定向高层发展的同时,降水量也逐渐增大,两者之间具有较好的对应关系。

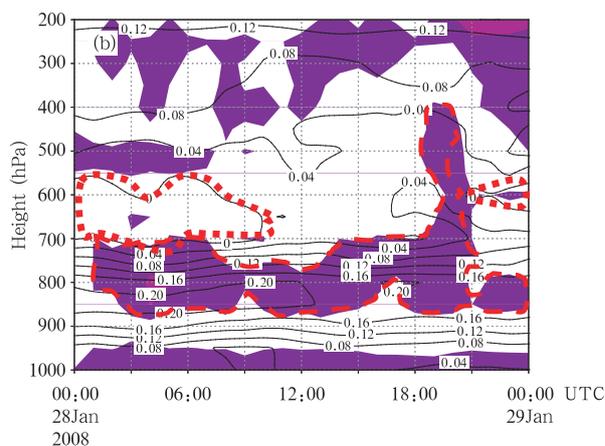
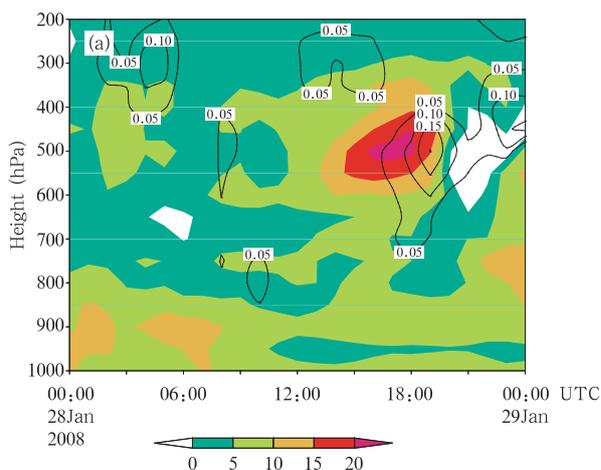


图4 暴雪中心 ( $27.5^\circ\text{N}, 117.5^\circ\text{E}$ ) 上空各稳定度的高度时间变化

(a. 惯性稳定度(绝对涡度,阴影区,单位:  $10^{-5} \text{s}^{-1}$ )和垂直速度(实线,单位:  $\text{m}/\text{s}$ ); b.  $V_{MPg}^*$ 和  $-\partial\theta_{se}/\partial p$ ,阴影表示  $V_{MPg}^* < 0$ ,单位 PVU;等值线表示  $-\partial\theta_{se}/\partial p$ ,点虚线所围区域为  $-\partial\theta_{se}/\partial p < 0$ ,即条件性不稳定区;长虚线表示  $V_{MPg}^* < 0$ ,即 CSI 区)

Fig. 4 Height-time changes in the stability over the heavy snow center ( $27.5^\circ\text{N}, 117.5^\circ\text{E}$ )

(a. The inertial instability with the absolute vorticity shaded in unit:  $10^{-5} \text{s}^{-1}$  and the vertical velocity by solid lines, in  $\text{m}/\text{s}$ ; b.  $V_{MPg}^*$  and  $-\partial\theta_{se}/\partial p$ , with the shaded area for  $V_{MPg}^* < 0$  in unit: PVU, and the contours for  $-\partial\theta_{se}/\partial p$  among which the areas circled by the dotted lines are for  $-\partial\theta_{se}/\partial p < 0$  and those by the long dashed lines are for CSI)

虽然负湿位涡和降水量之间有很好的对应关系,但不能确定条件性对称不稳定是此次暴雪形成的必然原因,因为条件性对称不稳定是大气的一种不稳定现象,必须需要有触发机制使不稳定能量得到释放,才能引起强对流的发生。同时从图4b中还可以看到,在模拟的前9小时和后3小时,在700—600 hPa附近存在有条件性不稳定区(图中点虚线所围区域)。

### 3.4 水汽条件和抬升机制

从强暴雪中心区域(图7c中黑实线方框所围区域,即  $25^\circ\text{—}29^\circ\text{N}, 116^\circ\text{—}120^\circ\text{E}$ )垂直速度、相对湿度和降水量区域平均随时间的演变情况(图6)可见,在暴雪(雨)区域上空650 hPa以下,大气的平均相对湿度均在80%以上(图6a),并且从28日15时开始,这种高湿区向高层发展,19—22时达400 hPa左右,大气的这种高湿状态,为降雪提供了丰富的水汽条件。从垂直速度区域平均的高度时间变化(图6a)还可看出,随着时间的推移,暴雪上空的上升运动逐渐增大,28日19时上升运动达到最大(由于垂直速度是区域平均值,所以其绝对值并不太大),垂直速度最大值出现在500 hPa高度附近。结合降水量的区域平均(图6b)来看,随着上升运动的增强,

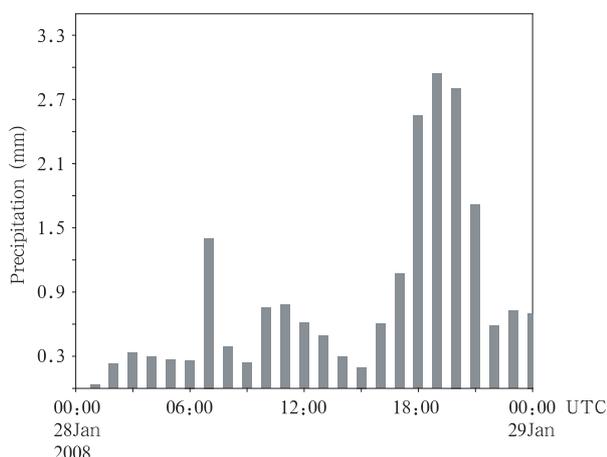


图5 每1 h模拟降水量的时间变化  
(27.5°N, 117.5°E)

Fig. 5 Temporal changes in the simulated precipitation at (27.5°N, 117.5°E) in the time interval of 1 h

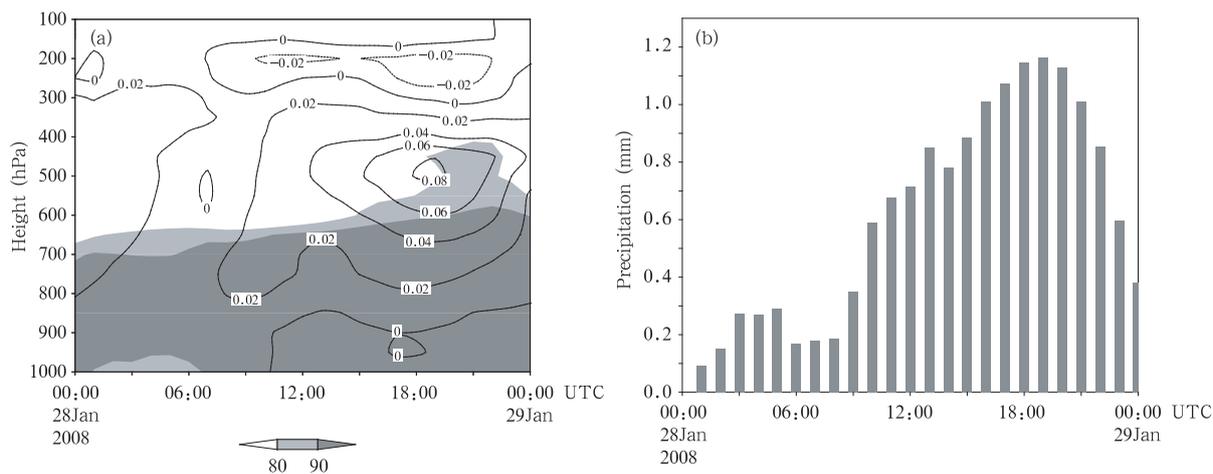


图6 区域平均(25°—29°N, 116°—120°E)的(a)垂直速度(实线, m/s)和相对湿度(阴影, %)以及(b)降水量的时间演变

Fig. 6 Temporal changes in (a) the vertical velocity (solid line, unit: m/s) and relative humidity (shaded, unit: %), and (b) the averaged precipitation over the area (25°—29°N, 116°—120°E)

和 27.3 mm(图 7b), 降水以对流降水为主, 24 h 对流降水中心与总降水中心(大尺度降水+对流降水)几乎重合。考虑了倾斜对流参数化方案对降水量的影响是通过对流降水表现出来, 可见倾斜对流参数化方案在减小大尺度降水量的同时, 增大了对流降水, 这与以对流性降水为主的实况更加接近。对于降水中心(26.0°N, 114.0°E), 两组试验也可得到相似的结论。

“成分法”(Schultz 1999)分析明确认为条件性对称不稳定是一种不稳定, 而不是一种强迫机制。

模拟的每 1 h 降水量也逐渐增大, 出现最大降水量的时刻与最大垂直速度出现的时刻一致, 都为 28 日 19 时。另外从散度垂直剖面(图略)可以看出, 在暴雪发展过程中, 400 和 600 hPa 上空始终存在着强的辐散和辐合场, 这为暴雪的发展提供了有利的动力学条件。

### 3.5 降水量模拟结果分析

从两组试验模拟的 24 h 累积大尺度降水和对流性降水以及两者之和(图 7)可以看出, 对于降水中心(27.5°N, 117.5°E), Kuo 试验模拟的大尺度降水和对流降水分别约为 20 mm 和 10 mm(图 7a), 大尺度降水占到了总降水量的 2/3 左右, 24 h 对流降水中心位置偏南, 最大值为 16.2 mm。Kuo-CSI 试验模拟的大尺度降水和对流降水分别为 15 mm

倾斜对流的产生需依靠不稳定、抬升和水汽 3 个因子, 缺少任何一个也不能断定倾斜对流的产生。从 3.3 节、3.4 节分析知道在降雪(水)区上空一直处于高湿度状态, 对流层高层的强辐散和对流层低层中尺度切变线附近的辐合上升运动, 使暴雪区上空存在的倾斜上升运动可作为条件性对称不稳定的抬升机制, 促使条件性对称不稳定能量的释放, 造成了暴雪的发生。并且通过设计的垂直-倾斜对流参数化方案可以考虑到条件性对称不稳定能量的释放, 从而提高降水预报准确率。

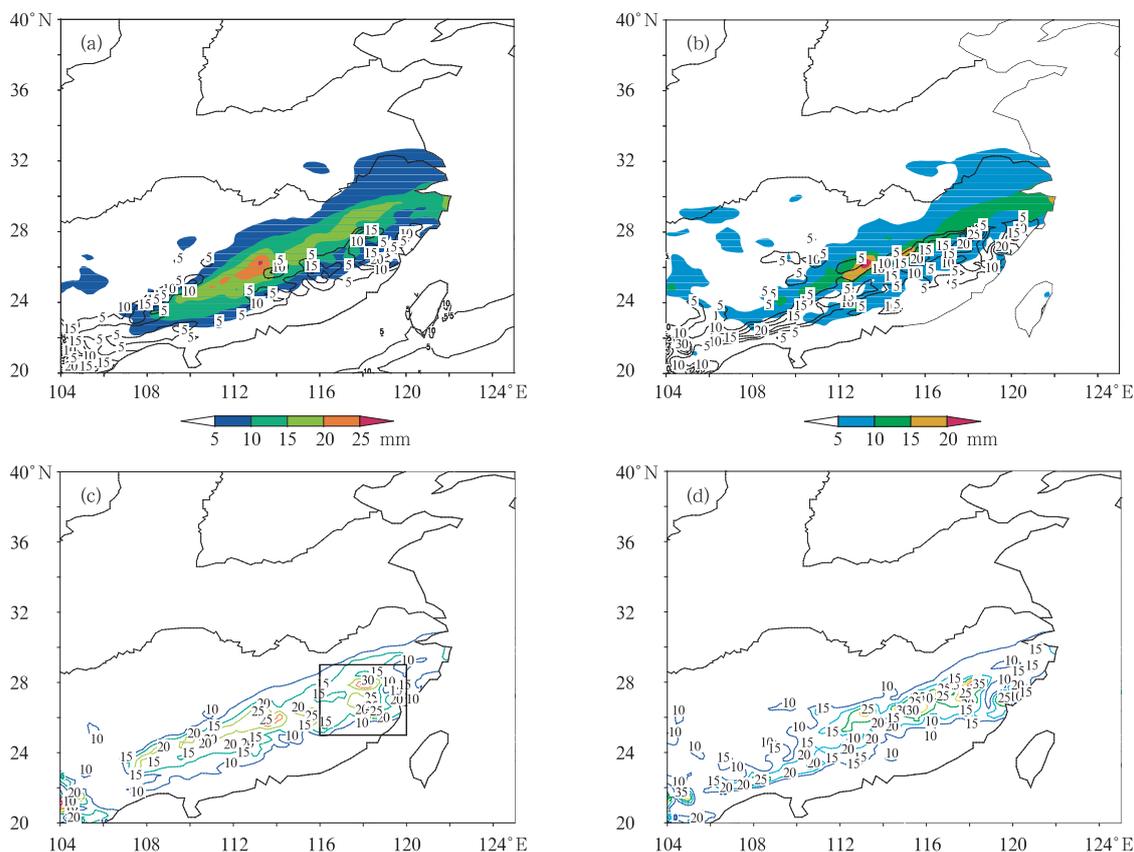


图7 2008年1月28日00时—29日00时24 h模拟累积(a,b)可分辨率降水(阴影)和对流性降水量(实线)以及(c,d)总降水量(等值线间隔5 mm)(a,c. Kuo试验, b,d. Kuo-CSI试验)  
 Fig. 7 The 24 h simulated cumulative resolvable scale precipitation, convective precipitation and total precipitation (the contours are in the interval of 5 mm) from 00:00 UTC 28 to 00:00 UTC 29 January 2008  
 (The shaded areas are for the resolvable scale and the solid line is for the convective precipitation in Figs. (a) - (b), the solid line is for the total precipitation in Figs. (c) - (d);  
 (a), (c) are from the Kuo experiment, (b), (d) from the Kuo-CSI experiment)

## 4 0505号台风“海棠”过程模拟

### 4.1 台风过程概述及试验方案

0505号台风“海棠”于2005年7月12日生成于关岛东北的远洋海域,生成后稳步发展加强。本

表2 MM5V3.7模式主要参数配置

Table 2 The main parameters configuration in MM5V3.7 model as used for the simulation on Haitang

模式参数	配置
初值	NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料与Bogus涡旋
水平分辨率	两重嵌套:30 km / 10 km
水平格点数	$111 \times 161 / 163 \times 262$
垂直分辨率	$\sigma$ 坐标不等距23层
边界层方案	高分辨率Blackadar方案
模拟时间	72 h:2005年7月15日00时—18日00时

文模拟时段取登陆台湾前的2005年7月15日00时(世界时,下同)至2005年7月18日00时,在这时段台风以西北路径为主,下垫面均为海面,台风强度由960 hPa迅速加强至920 hPa,然后减弱至950 hPa,强度变化复杂,因此,选取此时段可考察模式对强度变化的模拟能力。设计的两组敏感性试验方案与暴雪过程模拟相同。

### 4.2 数值试验结果分析

根据台风路径的模拟结果(图8),在模式中考虑垂直-倾斜对流一体化参数化方案后,对台风路径的影响较小,模拟72 h的平均误差Kuo-CSI试验比Kuo试验仅减小了14.8 km,最大为48 km(积分第48小时)。而从强度模拟结果看(表3),两种试验结果有较大区别,72 h强度模拟的平均预报精度,

Kuo-CSI 试验比 Kuo 试验提高了 3 hPa,特别是在台风的突然加强、维持和突然减弱阶段,模拟强度均有较大程度的提高,即积分第 30 小时至 54 小时,台风中心气压平均降低了 5.4 hPa,最大达 8 hPa(积分第 48 小时)。在模拟的前 24 h,两组试验的结果并无显著差异。在台风的突然加强、维持和突然减弱阶段,虽 Kuo-CSI 试验与实际观测值仍有较大差别,但比 Kuo 试验能较好地反映“海棠”台风的加强和维持过程。可见,CSI 虽对台风路径影响较小,但对其强度有一定影响,CSI 可能是台风发展加强的机制之一。

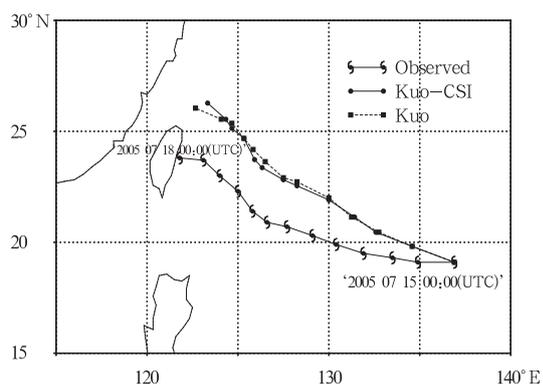


图 8 2005 年 7 月 15—18 日“海棠”(0505)台风的观测和模拟路径(间隔 6 h)

Fig. 8 The observed and simulated tracks of Typhoon Haitang during 15-18 July 2005

表 3 “海棠”(0505)台风中心气压模拟与观测值(单位:hPa)

Table 3 The simulated and observed center pressure of Typhoon Haitang (Unit: hPa)

Time (h)	Kuo 试验模拟	Kuo-CSI 试验模拟	观测值
0	970	970	960
6	955	954	955
12	946	945	955
18	940	940	950
24	941	941	940
30	941	937	935
36	944	940	920
42	945	940	920
48	950	942	920
54	948	942	935
60	949	944	935
66	945	944	935
72	949	950	950

图 9 给出了 12—72 小时间隔 12 h 过台风中心的南北向垂直剖面图,阴影表示地转湿位涡小于 0 的区域,等值线为  $-\partial\theta_{se}/\partial p < 0$  的区域,当  $-\partial\theta_{se}/$

$\partial p < 0$  与  $V_{MPg}^* < 0$  同时满足时(模拟时间几乎均满足  $\zeta_a > 0$ ),则为条件性对称不稳定区域,在图中表现为等值线与阴影区的重合部分。因此可以看出,所给出的不同时刻中,在 700 hPa 以下距台风中心约 400 km 的范围内均存在条件性对称不稳定区域,同时台风中心及附近上空也存在明显的条件性对称不稳定区域,最高可达 300 hPa 的高度。当计算过程中整层不满足垂直对流不稳定条件时,存在条件不稳定区域在水汽和抬升条件同时满足的情况下,倾斜对流不稳定能量将得到释放,从而弥补了原方案未考虑条件对称不稳定造成的倾斜对流的缺陷,提高了模式对物理过程的描述能力。

为考虑该区域内积云降水的总体效应,统计了以台风眼为中心,半径为 200 km 范围内的对流性降水、非对流性降水以及总降水量的分布,统计结果表明非对流性降水只占总降水量的 5% 左右,因此非对流性降水对结果不会造成明显的影响。从两组试验在以台风眼为中心,半径为 200 km 范围内的平均对流性降水随时间的分布情况(图 10)以及台风强度模拟结果可见,除积分第 12、72 小时外, Kuo-CSI 试验模拟的对流性降水强度,均大于 Kuo 试验。因此可以认为,台风积云对流降水与台风强度存在正的相关,降水量差异的最大值也对应强度模拟差异最大的时刻(第 48 小时)。

这是由于在模式中考考虑垂直-倾斜对流一体化参数化方案后,首先加大了低层的增温增湿,使上升运动增强,更多的水汽被抬升到空中形成对流性降水,同时释放大量的凝结潜热,台风获得了发展的能量,导致台风暖心结构更加明显,台风强度也得到进一步增强。从 300 hPa 垂直运动水平分布和过台风中心的南北向温度距平垂直剖面图分析可见(图略),台风中的垂直运动 Kuo-CSI 试验明显强于 Kuo 试验,在积分 24、36、48 小时, Kuo-CSI 试验比 Kuo 试验的台风暖心结构更加明显,暖中心的温度距平平均要高 1 K 以上,并且径向梯度明显增大。

## 5 结论与讨论

本文利用中尺度模式 MM5V3.7 并引入垂直-倾斜对流一体化参数化方案,对 2008 年 1 月 28—29 日发生在中国南方的一次暴雪过程和 2005 年“海棠”台风进行了数值模拟,分析研究倾斜对流不稳定对暴雪、台风等过程发展演变的影响,同时与 Kuo-Anthes 垂直积云对流参数化方案进行了对比

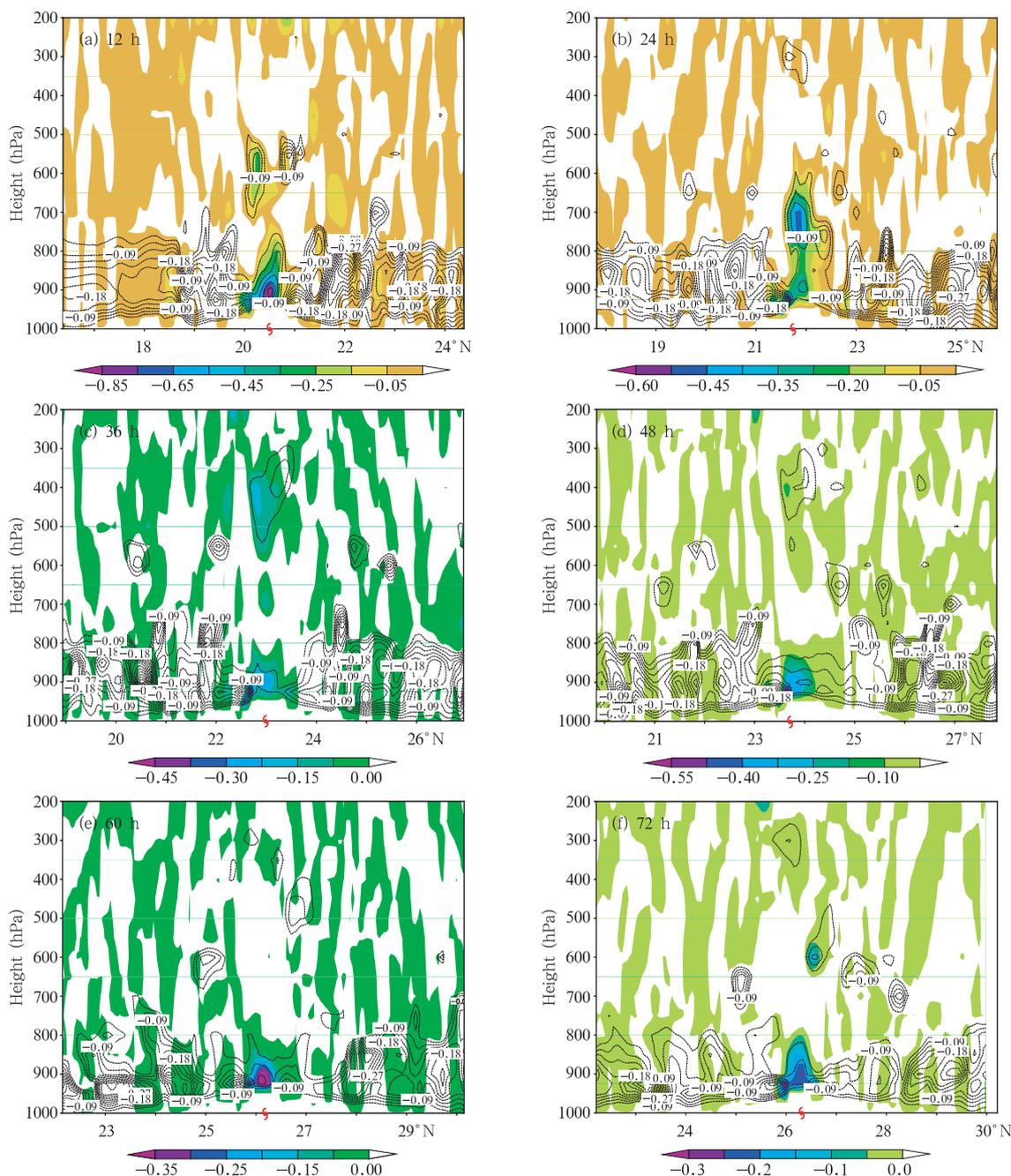


图9 不同时刻过台风中心的南北向垂直剖面

(虚线为  $-\partial\theta_{se}/\partial p$ , 单位: K/Pa, 等值线间隔 0.01; 阴影为地转湿位涡, 单位: PVU)

Fig. 9 Vertical cross sections at the south-north direction through the typhoon center

(dot line is for  $-\partial\theta_{se}/\partial p$ , unit: K/Pa; the areas with the geostrophic moist potential vorticity  $< 0$  are shaded, unit: PVU)

分析,得到主要结论:

(1) 在模式中引入垂直-倾斜对流一体化参数化方案后,可使模式大气释放条件性对称不稳定能量,产生更多的对流降水,使模拟的暴雪过程总降水量与实况更加相符,由于更多凝结潜热的释放,使模式台风中上层的暖心结构更加明显,台风强度得到

加强。

(2) 暴雪发展过程中,大气在垂直方向主要表现为对流稳定状态,在对流层低层始终存在条件性对称不稳定层,并且当条件性对称不稳定区向高层发展时,伴随着强上升运动作为触发机制,引发条件性对称不稳定能量的释放。条件性对称不稳定的发

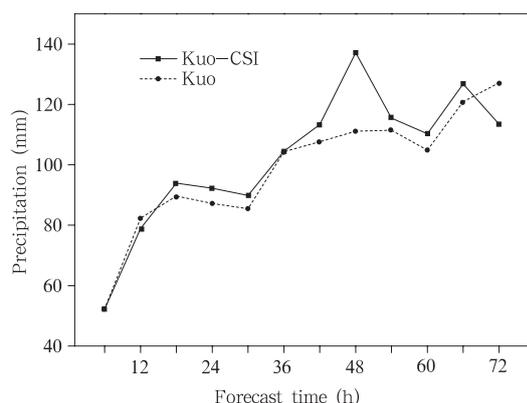


图 10 台风中心至 200 km 区域内 Kuo-CSI 方案与 Kuo 方案平均对流性降水量随时间的变化  
Fig. 10 Temporal changes in the mean convective precipitation over the region from the typhoon center to 200 km with the respective Kuo-CSI scheme and Kuo scheme used

展加强与降雪强度、辐合辐散和上升运动变化一致。条件性对称不稳定是造成暴雪发展加强的主要机制之一。

(3) 条件性对称不稳定主要发生在台风的低层,且呈螺旋状结构。条件性对称不稳定效应对台风路径影响较小,但对台风强度影响较大。

本文的结论仅建立在少量个例研究的基础上,且只和 Kuo-Anthes 参数化方案进行了比较,在以后的工作中将通过更多个例的模拟以及多种参数化方案之间的比较,进一步检验垂直-倾斜对流一体化参数化方案对暴雪、台风等过程发生发展预报的影响。

## 参考文献

- 池再香,胡跃文,白慧. 2005. “2003.1”黔东南暴雪天气过程的对称不稳定分析. 高原气象, 24(5):792-797
- 费建芳,陆汉城. 1996. 圆形涡旋中的惯性重力内波不稳定和对称不稳定. 大气科学, 20(1): 54-62
- 黄小刚,陆汉城,费建芳等. 2004. 投影网格中的坐标确定及在台风数值试验中的应用. 热带气象学报, 20(5): 605-608
- 陆汉城,钟科,张大林等. 2001. 1992 年 Andrew 台风的中尺度特征. 大气科学, 25(6): 827-836
- 陆汉城,钟科,张大林. 2002. 1992 年 Andrew 台风眼壁区倾斜上升运动发展的可能机制—非线性对流对称不稳定. 大气科学, 26(1): 83-90
- 刘一鸣. 1998. 中国关于积云参数化方案的应用. 气象学报, 56(2): 247-256
- 王建中,丁一汇. 1995. 一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性研究. 气象学报, 53(4):451-460
- Anthes R A. 1977. A cumulus parameteration scheme utilizing a one-dimensional cloud model. Mon Wea Rev, 105: 207-286
- Bennetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetric instabili-

- ty—a possible explanation for frontal rainbands. Quart J Roy Meteor Soc, 105(446): 945-962
- Black R A, Bluestein H B, Black M L. 1994. Unusually strong vertical motions in a Caribbean hurricane. Mon Wea Rev, 122(12): 2722-2739
- Clark J H E, James R P. 2002. A reexamination of the mechanisms responsible for banded precipitation. Mon Wea Rev, 130: 3074-3086
- Emanuel K A. 1979. Inertial instability and mesoscale convective systems. Part I: Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids. J Atmos Sci, 36(12): 2425-2449
- Emanuel K A. 1983. The Lagrangian parcel dynamics of moist symmetric instability. J Atmos Sci, 40(10):2368-2376
- Emanuel K A. 1985. Frontal circulations in the presence of small moist symmetric stability. J Atmos Sci, 42: 1062-1071
- Geleyn J. 1985. On a simple parameter-free partition between moistening and precipitation in the Kuo scheme. Mon Wea Rev, 113(3): 405-407
- Gray W M, Shea D J. 1973. The hurricane inner core region, II: Thermal stability and dynamic characteristics. J Atmos Sci, 30(8): 1565-1576
- Hoskins B J, Draghici L. 1977. The forcing of ageostrophic motion according to the semigeostrophic equations in an isentropic coordinate model. J Atmos Sci, 34(12): 1859-1867
- Kuo H L. 1965. On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. J Atmos Sci, 22(1): 40-63
- Kurihara Y. 1973. A scheme for moist convective adjustment. Mon Wea Rev, 101(7): 547-553
- Lindstrom S S, Nordeng T E. 1992. Parameterized slantwise convection in a model. Mon Wea Rev, 120(5): 742-756
- Market P S, Cissell D. 2002. Formation of a sharp snow gradient in a midwestern heavy snow event. Wea Forecasting, 17: 723-738
- Moore J T, Lambert T E. 1993. The use of equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability. Wea Forecasting, 8: 301-308
- Nicosia D J, Grumm R H. 1999. Mesoscale band formation in three major northeastern United States snowstorms. Wea Forecasting, 14:346-368
- Nordeng T E. 1987. The effect of vertical and slantwise convection on the simulation polar lows. Tellus, 39A: 354-375
- Ooyama K V. 1969. Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. J Atmos Sci, 26(1): 3-40
- Schultz D M, Schumacher P N. 1999. The use and misuse of conditional symmetric instability. Mon Wea Rev, 127(12): 2709-2732
- Wiesmueller J L, Zubrick S M. 1998. Evaluation and application of conditional symmetric instability, equivalent potential vorticity, and frontogenetical forcing in an operational forecasting environment. Wea Forecasting, 13: 84-101
- Zhang D L, Liu Y, Yau M K. 2000. A Multiscale numerical study of Hurricane Andrew(1992). Part I: Dynamically induced vertical motion. Mon Wea Rev, 128(11): 3772-3788