

文章编号: 1000-2022(2005)01-0078-08

## 远距离台风暴雨过程的正斜压不稳定

张兴强<sup>1,2</sup>, 孙兴池<sup>3</sup>, 冶英<sup>1</sup>

(1 南京信息工程大学 大气科学系, 江苏 南京 210044

2 泰安市气象局, 山东 泰安 271000; 3 山东省气象中心, 山东 济南 250031)

**摘要:** 利用正/斜压联合不稳定计算方法, 分析了由 9711 号台风引起的远距离台风暴雨(实况及 MM4 模拟结果)过程中不同时段、不同位置的正/斜压项。结果表明: 台风暴雨初始时段的降水主要由台风系统本身正压不稳定扰动引起, 随着台风与西风带系统的结合, 其南北部出现了 2 个雨区, 均是正/斜压联合不稳定的产物; 北部雨区的斜压不稳定较明显, 且有随高空急流的非纬向性增强而增强的趋势。

**关键词:** 正/斜压联合不稳定; 远距离台风暴雨; 非纬向高空急流

**中图分类号:** P426.62 **文献标识码:** A

气象学中一般用斜压不稳定理论解释中纬度西风带天气系统的发生、发展。中高纬地区, 斜压不稳定是扰动发展的重要机制, 即强经向温度梯度造成了基本气流的有效位能向扰动发展动能转化。谢义炳<sup>[1]</sup>提出了“湿斜压性”天气动力学理论, 并指出“湿斜压不稳定”是导致大面积暴雨天气系统发生的一种机制。蔡义勇<sup>[2]</sup>指出台风暴雨位于网格尺度扭转项的大值区, 而网格尺度扭转反映了斜压作用, 表明台风暴雨过程具有很强的斜压性。唐章敏等<sup>[3]</sup>指出, 西风系统与台风共同作用的暴雨区内具有明显的斜压性, 而台风环流本身的暴雨一般不具备斜压性。陈联寿等<sup>[4]</sup>指出: 斜压能量是登陆热带气旋剩余低压在陆上维持不消的另一种能量。由台风和中纬度系统相互作用引起的远离台风的暴雨叫远距离台风暴雨, 远距离台风暴雨往往能给华北乃至东北造成大于 100 mm 的强降水, 造成较大危害。李江南等<sup>[5]</sup>指出, 高空急流的非纬向性在远距离台风暴雨中起着比较关键的作用。远距离台风暴雨过程中正斜压不稳定哪一项更为重要? 哪个天气系统对斜压不稳定起触发和维持作用? 本文将利用正斜压联合不稳定的计算方法及天气学分析、数值模拟方法, 定量分析一次典型远距离台风(9711)暴雨过程。

### 1 台风暴雨过程中的正斜压联合不稳定计算

首先简介正斜压联合不稳定的计算方法(详见文献[6], 1)。准地转位涡方程为<sup>[6]</sup>

收稿日期: 2003-12-12 改回日期: 2004-04-05

基金项目: 山东省气象局课题“泰安市中小尺度暴雨预报模式研究”

作者简介: 张兴强(1969-), 男, 山东泰安人, 高级工程师, 博士生, E-mail: shane12@126.com.

1) 丁一汇. 现代天气学中的诊断分析方法. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 1984: 171-175.

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_h \cdot \nabla \right) q = 0 \quad (1)$$

式中,  $\mathbf{V}_h$  为水平风矢,  $q$  为位涡。对于扰动不稳定 (增幅波)  $c_i > 0$ , 有

$$\int_{-p}^0 \int_{\sigma} \frac{|\Psi|^2 \frac{\partial q'}{\partial y}}{(u-c)^2} dy d\phi = 0 \quad (2)$$

式中,  $\Psi$  为流函数;  $u$  为基本气流, 仅是  $y, p$  的函数;  $c = c_r + ic_i$  [4]。在整个积分区域里, 由于  $\frac{|\Psi|^2}{[(u-c_r)^2 + c_i^2]} > 0$ , 这使得只有  $-d < y < d$  区域内  $\frac{\partial q'}{\partial y}$  至少变 1 次符号, 才能使 (2) 式成立。这样得到

$$\frac{\partial q'}{\partial y} = \left[ \beta - \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} - \frac{\partial}{\partial \phi} \left( \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \phi} \right) \right] \Big|_{y=y_k} = 0 \quad (3)$$

(3) 式即为正 斜压联合不稳定的必要条件。其中  $\left[ \beta - \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right]$  与基本气流水平分布不均匀引起的正压不稳定有关, 若  $\left[ \beta - \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] \Big|_{y=y_k} = 0$ , 则满足正压不稳定的条件。简单地说, 如果在某处 (经度固定, 纬度变化) 该项有正负值的变化即正负符号的变换, 表明存在正压不稳定。而  $\left[ -\frac{\partial}{\partial \phi} \left( \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \phi} \right) \right]$  是与基本气流垂直分布不均匀引起的斜压不稳定有关, 若  $\left[ -\frac{\partial}{\partial \phi} \left( \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \phi} \right) \right] \Big|_{y=y_k} = 0$  则满足斜压不稳定的条件。同样的道理, 如果该项有正负值的变化即正负符号的变换, 表明存在斜压不稳定。

利用正 斜压项的不稳定判据可以有效地区分扰动的正 斜压性质。本文利用 9711 号台风暴雨 19 日 00 时—20 日 00 时客观分析资料以及模式输出结果, 计算了过暴雨中心 120°E 的正 斜压联合不稳定的必要条件。

## 2 9711 号台风大尺度环流背景和天气形势

9711 号台风于 8 月 18 日 13 30Z (UTC) 在浙江温岭登陆, 登陆时最大风速达  $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上。随着台风中心经浙西北进入安徽减弱为热带风暴, 其东北象限生成的台风倒槽亦随之向北移动, 20 日 00 时, 台风中心填塞, 伸向山东中部的倒槽内有诱生低压生成发展, 并取代原风暴中心北上。9711 号台风过程发生在西太平洋副热带高压经向发展稳定、欧亚环流由低指数向高指数转换的背景下。西太平洋副高脊线 8 月 16 日位于  $35^\circ\text{N}$  附近, 588 dagpm 等值线分为 3 环, 南北跨度只有 4~5 个纬距, 其南侧赤道辐合带活跃, 辐合线在  $20 \sim 25^\circ\text{N}$  之间。8 月 17 日低压槽稳定在蒙古西部到太行山附近, 位于下游的高压脊由槽前暖脊发展, 导致鄂霍次克海附近形成阻塞高压。9711 号台风生成后迅速发展, 并沿副高南侧向西北移动, 17 日副高开始合并西伸并迅速加强, 18—19 日已成为有 592 hPa 闭合中心的强大高压, 588 dagpm 等值线南北跨度达 24 个纬距, 脊线北抬至  $37 \sim 38^\circ\text{N}$ , 西伸脊点始终稳定在  $122^\circ\text{E}$  附近。此时, 西风带低压槽因鄂海阻高和海上副高阻挡分为南北两段, 北段减弱北收, 南段减弱消失, 环流经向度减小, 形成有利于台风北上的形势。19 日 00 时 500 hPa 上, 由于海上副高加强西伸, 588 dagpm 等值线已抵达山东半岛, 东海上空由于副高与台风之间气压梯度加大, 东南急流迅速加强。这不仅有利于台风登陆后沿副高边缘北上, 也有利于台风倒槽的生成与发展。此时

台风中心移到浙江昌化附近,在台风东侧的华东沿海 850 hPa 上空形成一支风速高达  $36 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的东南偏南急流,从台湾东部洋面直达苏北沿海,19 日 12 时,北伸至山东半岛,青岛、成山头东南风增至  $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在 200 hPa 上,从陕南到东北一直有一支强西南急流,最强风速达  $76 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,中心位于  $(122^\circ\text{E}, 44^\circ\text{N})$ ,高空急流非纬向性随时间有所增强。这种高低空急流的配置,十分有利于低空急流前方和高空急流右后方形成大范围强上升运动。同时副高也有所加强(图 1)。19 日 18 时,倒槽到达山东威海、胶州、台儿庄一线。在流场上表现为一条东南风与东北风之间的切变线,温度场上有较强锋区配合,6 h 雨量达 100 mm 以上的 3 个暴雨中心呈 NE-SW 向,正好位于倒槽前部。在倒槽向西北推进的过程中,3 h 变压场最大负压中心不像通常情况那样出现在北上台风中心正前方,而是出现在远离台风中心的鲁中山区北侧。

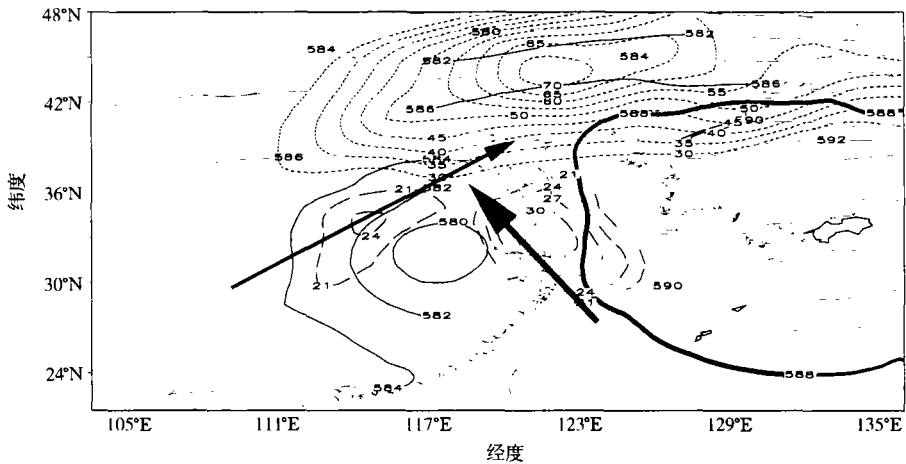


图 1 1997 年 8 月 19 日 12 时高空形势与高、低空急流配置

(实线为 500 hPa 位势高度,粗实线为 588 dagpm;短虚线为 200 hPa 大于  $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的等风速线;长虚线为 850 hPa 大于  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的等风速线;细箭矢线为高空急流轴,粗箭矢线为低空急流轴)

Fig 1 Geopotential heights (solid lines units dagpm; the thick solid line is 588 dagpm) at 500 hPa isanem ones (short dashed lines wind speed  $> 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 200 hPa isanemones (long dashed lines wind speed  $> 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

at 850 hPa and the coupling of the high-lw level jets at 1200Z 19th August 1997

(The thin arrow line is the high-level jet axis and the thick one the low-level jet axis)

### 3 正斜压项不稳定诊断分析

#### 3.1 数值模拟与实况的对比分析

由图 2 可知,500 hPa 环流形势的模拟结果与实况基本一致,但模拟的台风系统移速偏慢、中心气压偏低,副高强度、588 dagpm 等值线位置、倒槽伸展方向与实况大体一致。此外,台风与副高间的低空东南急流以及 200 hPa 西南高空急流也得到了较好的模拟(图略)。

由图 3 可见,模拟的降水区域、降水强度变化与实况基本一致,模式模拟出了南北两个雨区。但模拟的南部降水较实况位置偏南、强度偏小。

总之,数值试验模拟出了台风减弱消失过程中的地面(图略)和高空(图 2)系统移动的大致走向,以及高低空急流、锋区和系统的强弱变化,特别是模拟出了台风暴雨的落区——南北两个雨区(图 3),北部雨区(远距离降水)的模拟结果与实况较吻合。

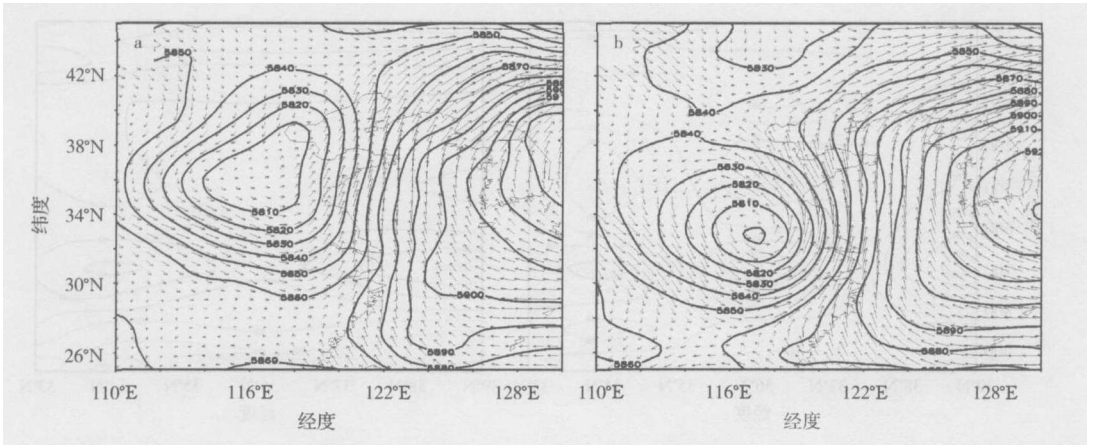


图 2 1997 年 8 月 19 日 12 时 500 hPa 高度场 (单位: gpm) 和 风矢量场  
a 实况; b 模拟结果

Fig 2 Geopotential heights (units gpm) and wind vector fields at 500 hPa at 1200Z 19th August 1997  
a observed rainfall b simulated rainfall

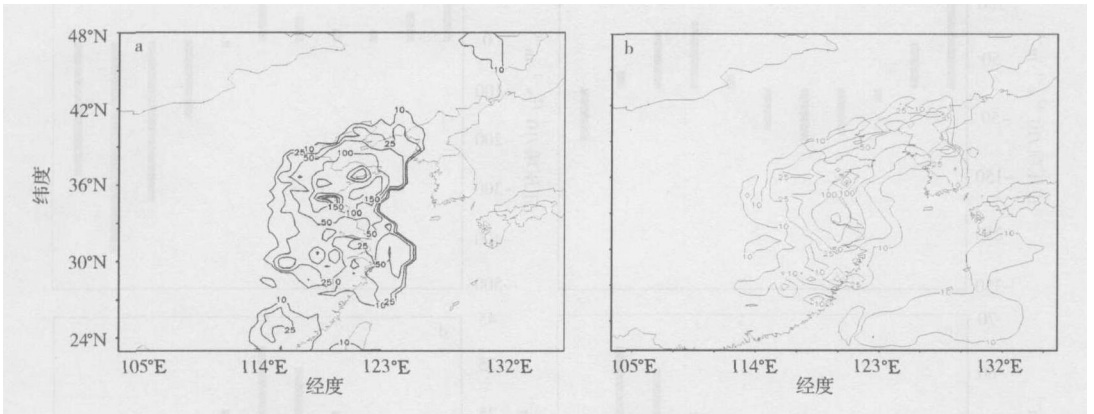


图 3 1997 年 8 月 19 日 00 时—20 日 00 时的 24 h 降水量 (单位: mm)  
a 实况; b 模拟结果

Fig 3 24-hr rainfall from 0000Z 19th to 0000Z 20th August 1997 (units mm)  
a observed rainfall b simulated rainfall

### 3.2 正 斜压项的实况诊断结果

图 4 是 19 日 12 时过暴雨中心 120°E 的正 斜压项的剖面。在 19 日 00 时的图 (图略) 中, 正压项 0 线位于 35°N 左右, 且向上延伸至 300 hPa 此时正压不稳定较强。但到了 19 日 12 时, 正压项 0 线北推, 正压项、斜压项在雨区附近 (35~37°N) 均有符号的变化, 说明满足正 斜压联合不稳定的必要条件。同时可以看出, 斜压项也有明显增强。需指出的是, 平均来说, 斜压项要小于正压项。由图 4 看, 正压项、斜压项的不稳定层次主要在 500~700 hPa 因此这里分析不同时次 500 hPa 上的正压项、斜压项, 以说明雨带与正 斜压联合不稳定引起的中尺度扰动有关及正压项、斜压项所占的比重。

图 5 为 500 hPa 上的正 斜压项的直方图。由图 5 可见, 19 日 00 时在雨区附近 (35.5~38.0°N) 有正压项符号的 2 次变化, 存在正压不稳定, 斜压项均为正值, 不满足斜压不稳定的必要条件。19 日 12 时, 北雨区附近正压项符号变化不明显, 但斜压项符号的变化比较明显,

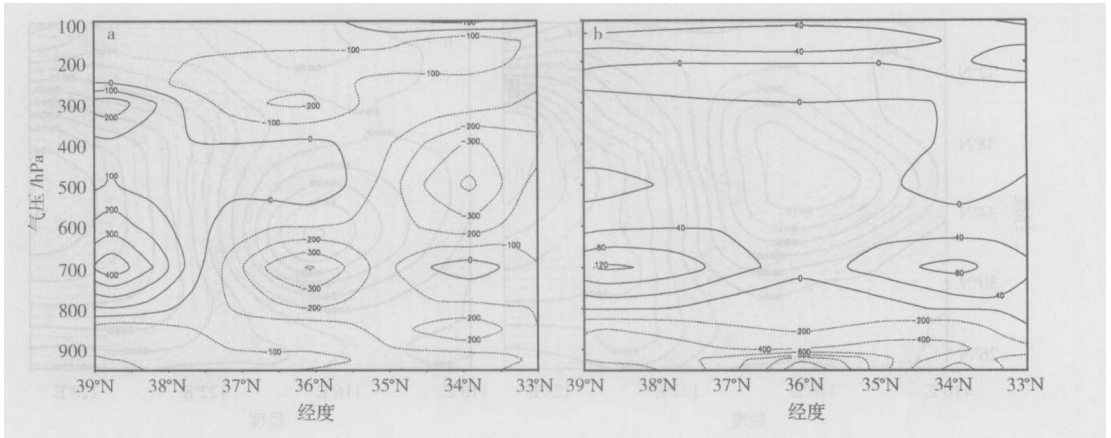


图 4 19日 12时过暴雨中心 120.5°E的正压项 (a)和斜压项 (b)的剖面图(单位:  $10^{-12} s^{-1} \cdot m^{-1}$ )  
 Fig 4 Cross-section of barotropic (a) and baroclinic (b) items (units  $10^{-12} s^{-1} \cdot m^{-1}$ )  
 across the center of storm rainfall (along 120.5°E) at 1200Z 19th

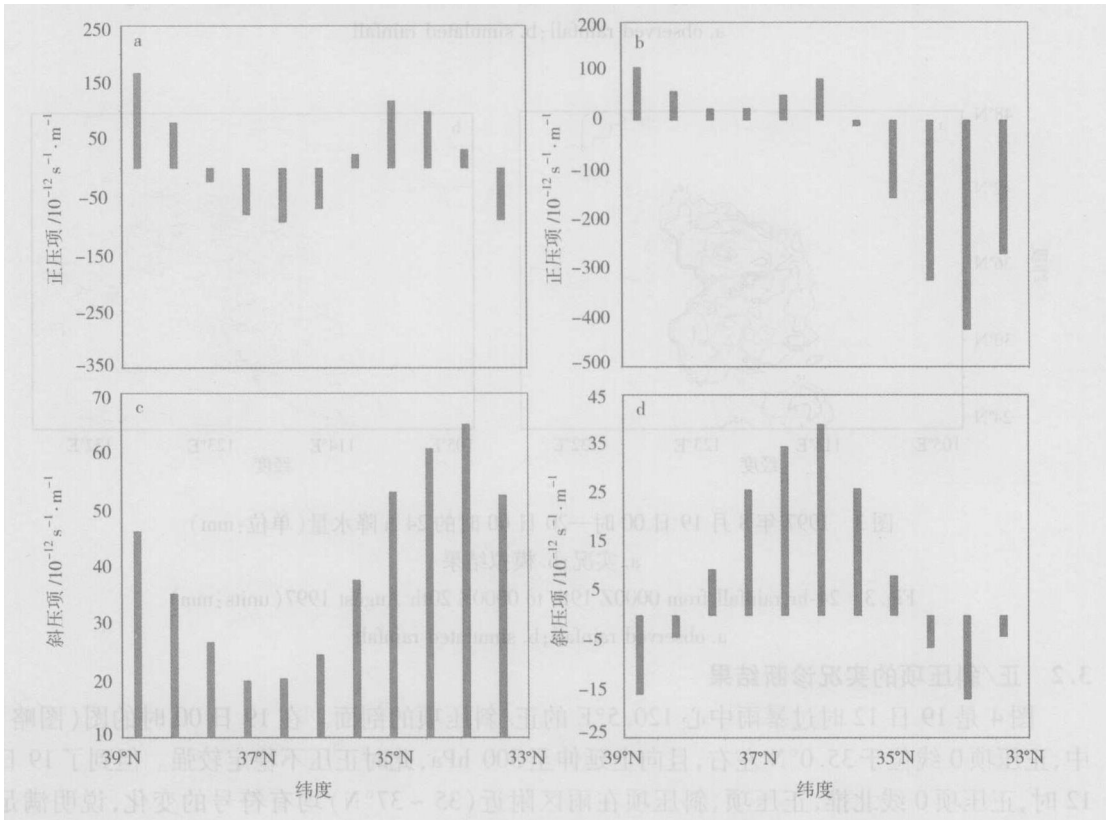


图 5 19日 00时和 19日 12时 500 hPa上过暴雨中心 120.5°E的正、斜压项直方图  
 a 19日 00时正压项; b 19日 12时正压项; c 19日 00时斜压项; d 19日 12时斜压项  
 Fig 5 The histogram of 500 hPa barotropic and baroclinic items on 19th across the center of storm rainfall (along 120.5°E)  
 a barotropic item at 0000Z; b barotropic item at 1200Z;  
 c baroclinic item at 0000Z; d baroclinic item at 1200Z

即出现了较强的斜压不稳定。因此可知, 12 时之前, 降水主要由正压不稳定扰动引起, 12 时之后为正 斜压联合不稳定引起的降水, 且北部雨区降水斜压不稳定性较明显。

### 3.3 正 斜压项的模式诊断结果

从模式积分的结果也可看出斜压不稳定具有加强的趋势。图 6 是 500 hPa 正压项积分不同时次的直方图。由图 6 可见, 19 日 00—06 时, 正压不稳定主要位于 35°N 以南地区。09 时, 正压不稳定推至 37.5°N, 且一直维持到 20 日 00 时。图 7 是 500 hPa 斜压项积分不同时次的直方图。由图 7 可见, 19 日 00 时, 不存在斜压不稳定项(斜压项均大于 0), 03 时开始, 在 37.5°N 附近出现了斜压不稳定, 即出现了斜压项符号的变化, 但此时斜压项比较弱。到了 06 时, 斜压不稳定项南推至 36°N, 并有所增强; 12 时, 在 37.0°N 和 34.5°N 出现了 2 个斜压项的正负换号区, 并且强度稳定; 15 时, 南北 2 个斜压不稳定区汇合在 36.0°N 附近; 一直到 20 日 00 时, 斜压不稳定维持在 36~38°N 间, 但强度减弱。

总之, 积分结果表明, 06 时之前为正压不稳定的南部降水; 09 时开始, 出现南北 2 个雨区, 属于正 斜压联合不稳定降水, 北部雨区的斜压不稳定较明显, 由前面图 1 可知, 高空急流的非纬向性随时间(19 日 00 时—19 日 12 时)有增强的趋势, 因此, 可以认为北部雨区的斜压不稳定有一个随高空急流的非纬向性增强而增强的趋势。

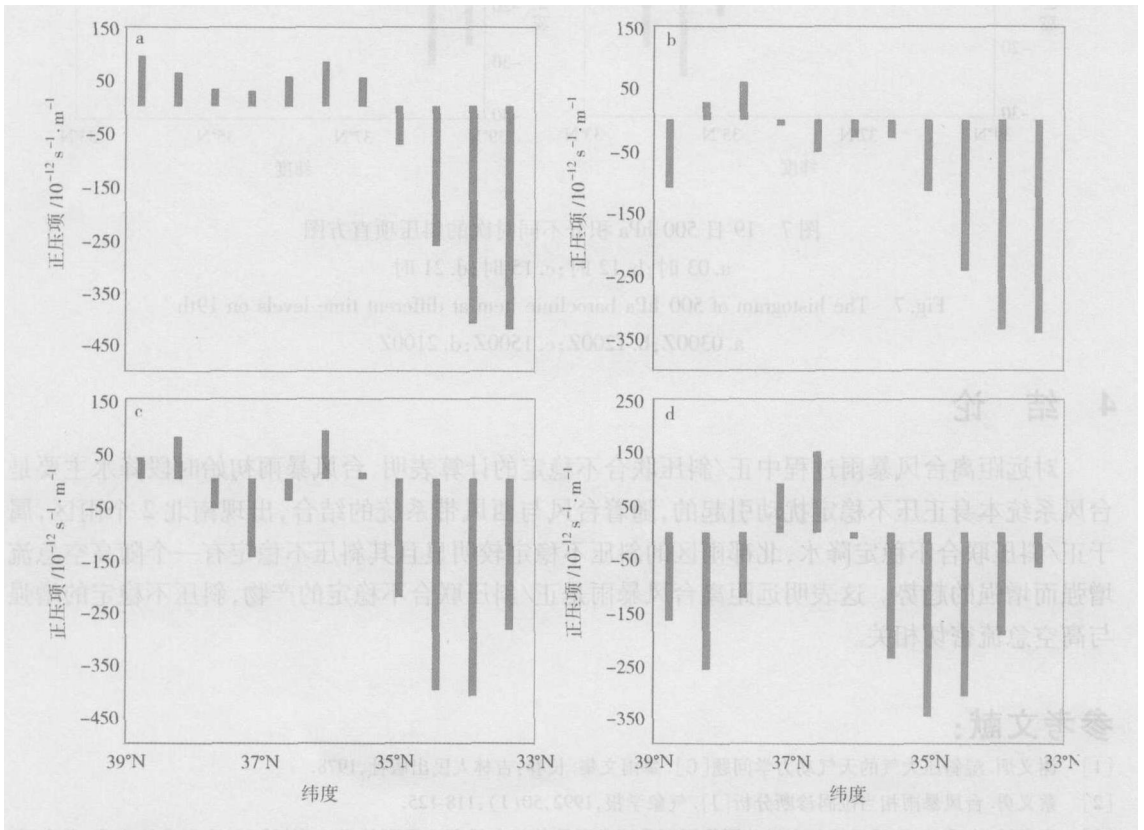


图 6 19 日 500 hPa 积分不同时次的正压项直方图

a 03 时; h 12 时; c 15 时; d 21 时

Fig 6 The histogram of 500 hPa barotropic items at different time levels on 19 th

a 0300Z; h 1200Z; c 1500Z; d 2100Z

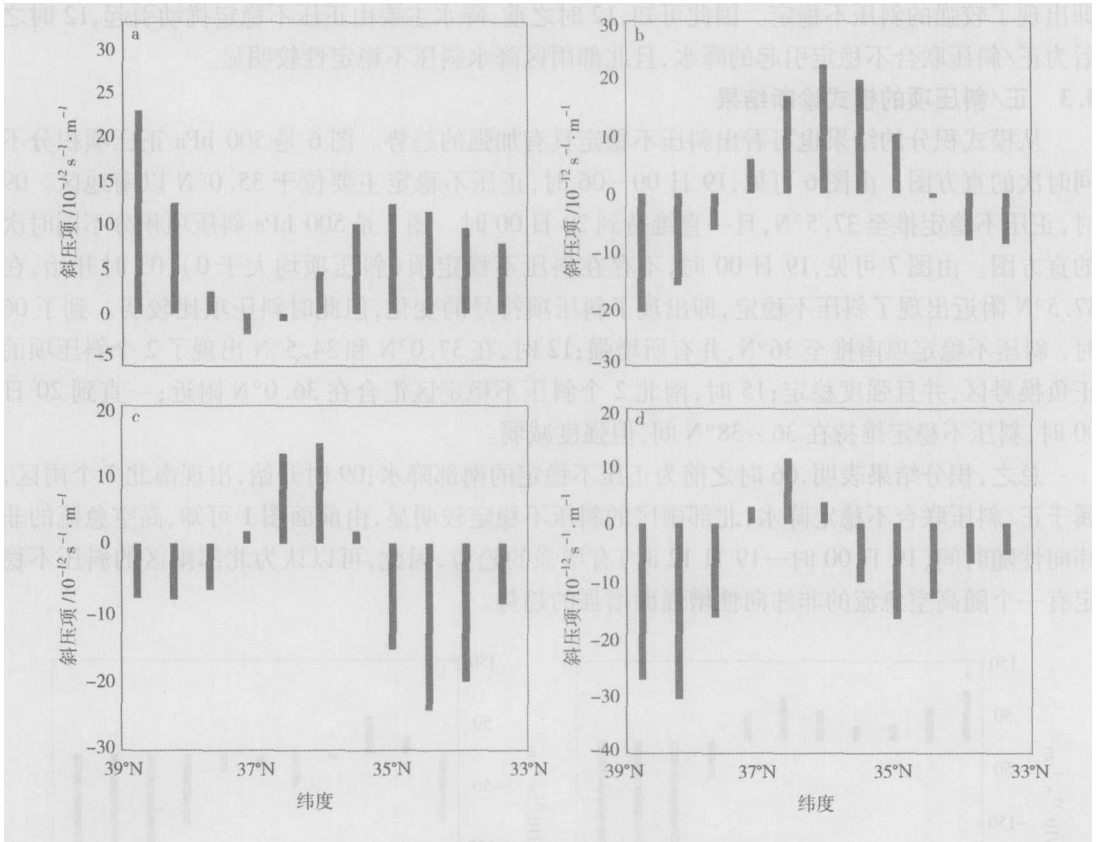


图 7 19日 500 hPa积分不同时间的斜压项直方图

a 03时; b 12时; c 15时; d 21时

Fig 7 The histogram of 500 hPa baroclinicity term at different time levels on 19th

a 0300Z; b 1200Z; c 1500Z; d 2100Z

## 4 结 论

对远距离台风暴雨过程中正斜压联合不稳定的计算表明,台风暴雨初始时段降水主要是台风系统本身正压不稳定扰动引起的,随着台风与西风带系统的结合,出现南北2个雨区,属于正斜压联合不稳定降水,北部雨区的斜压不稳定较明显且其斜压不稳定有一个随高空急流增强而增强的趋势。这表明远距离台风暴雨是正斜压联合不稳定的产物,斜压不稳定的增强与高空急流密切相关。

## 参考文献:

- [1] 谢义炳. 湿斜压大气的天气动力学问题 [C]. 暴雨文集. 长春: 吉林人民出版社, 1978
- [2] 蔡义勇. 台风暴雨相当位涡诊断分析 [J]. 气象学报, 1992, 50(1): 118-125.
- [3] 唐章敏, 金秀兰. 西风系统与台风共同作用下暴雨成因及其与台风环流暴雨的对比分析 [C]. 台风会议文集. 北京: 气象出版社, 1985: 91.
- [4] 陈联寿, 罗哲贤, 李英. 登陆热带气旋研究的进展 [J]. 气象学报, 2004, 62(5): 541-549.
- [5] 李江南, 龚志鹏, 王安宇, 等. 近十年来台风暴雨研究的若干进展与讨论 [J]. 热带地理, 2004, 24(2): 113-117
- [6] 郑良杰. 中尺度天气系统的诊断分析和数值模拟 [M]. 北京: 气象出版社, 1989: 126-130.

# Barotropic/Baroclinic Joint Instability in the Storm Rainfall Far from a Typhoon

ZHANG Xing-qiang<sup>1, 2</sup>, SUN Xing-chi<sup>3</sup>, DING Zhi-ying<sup>1</sup>

(1. Department of Atmospheric Sciences, NUST, Nanjing 210044, China)

2. Taian Meteorological Bureau, Taian 271000, China

3. Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031, China)

**Abstract** Application of the analysis and calculation of the barotropic/baroclinic joint instability in the storm rainfall far from a typhoon are introduced. Based on simulations and observations, analyses and calculations of barotropic and baroclinic items were carried out at different time levels and positions in the storm rainfall induced by 9711 typhoon. Results show that precipitation at the initial stage was basically caused by barotropic disturbances, and two rainfall areas caused by the barotropic/baroclinic joint instability occurred to the south and north of the typhoon circulation along with the coupling of the typhoon and the westerly trough. Especially, the baroclinic instability was more obvious in the north rain area, and had a strengthening trend with the non-zonal enhancement of the high-level jet. So we can conclude that the storm rainfall far from the typhoon is the offspring of the barotropic/baroclinic joint instability, and the strengthening of the baroclinic instability is closely associated with the non-zonal high-level jet.

**Key words** barotropic/baroclinic joint instability; storm rainfall far from typhoon; non-zonal high-level jet