

台风暴雨大气熵变场的诊断和对比分析

符长锋

(河南省气象科学研究所)

提 要

本文借助于熵平衡方程,对两个深入内陆的台风暴雨过程在负熵流作用下的减熵运动进行了诊断和对比分析,得到了以下结果:(1)台风大范围暴雨和强的负熵变相对应,因此可比较常规方法较好地分辨出暴雨落区;(2)负熵变的汇合能够清楚地反映出中、低纬度天气系统的相互作用,为特大暴雨和台风远距离影响的特大暴雨的出现提供先兆;(3)本文导出的熵密度变化方程可以阐明,雨区内系统的发生、发展是和降水导致熵减小的物理过程相联系的;(4)大气熵辐散,特别是中、高层的熵辐散,对暴雨发生和持续的作用,不仅和潜热加热同样重要,甚至更有决定性意义。

一、引 言

熵平衡方程是基于非平衡态热力学理论建立的。文献[1]对熵平衡方程作了有益的引述和讨论,但距实际应用较远。文献[2]和[3]把简化的熵平衡方程开始应用于天气变化的研究中。由于简化方程是在温度和压强场都是均匀的前提下得到的,和实际大气偏离较大,从而可能失去原方程本来具有的许多信息和功能。本文则把较全面的局域熵平衡方程用于台风暴雨过程的诊断分析中,通过熵变场的特征,揭示暴雨发展,可为气象台站的暴雨业务预报提供有益的信息。

二、熵平衡方程

比熵 s 是体系宏观状态各必要参量的一个确定函数,这些参量是比内能 u 、比容 v 和质量分数 c_k ,即

$$s = s(u, v, c_k)$$

式中 $c_k = \rho_k / \rho$ 。在局域平衡的假设下, s 的全微分由 Gibbs 关系给出:

$$T \frac{ds}{dt} = \frac{du}{dt} + p \frac{dv}{dt} - \sum_k \mu_k \frac{dc_k}{dt} \quad (1)$$

式中 $v = \rho^{-1}$, μ_k 为物质 k 的化学势。由质量守恒定律得到:

$$\rho \frac{dv}{dt} = \nabla \cdot \mathbf{V} \quad (2)$$

考虑降水引起的大气质量变化,则质量分数 c_k 的时间变化率可表示为

$$\frac{dc_k}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla \cdot \mathbf{J}_k + \begin{cases} \nabla \cdot q\mathbf{V} & (k \neq 1) \\ 0 & (k = 1) \end{cases} \quad (3)$$

\mathbf{J}_k 为物质 k 的扩散流。内能 u 的时间变化率^[4]可表示为

$$\frac{du}{dt} = \frac{1}{\rho} (-\nabla \cdot \mathbf{J}_q - p \nabla \cdot \mathbf{V} + \sum_k \mathbf{J}_k \cdot \mathbf{F}_k) \quad (4)$$

式中 \mathbf{F}_k 为外场施加于单位体积元 k 的作用力, \mathbf{J}_q 为热流。将(2)、(3)和(4)式代入(1)式,可得局域大气熵平衡方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial s_v}{\partial t} = & -\nabla \cdot s_v \mathbf{V} - \frac{1}{T} \nabla \cdot \mathbf{J}_q + \sum_k \frac{\mu_k}{T} \nabla \cdot \mathbf{J}_k \\ & - \frac{\mu_w}{T} \rho \nabla \cdot q\mathbf{V} + \frac{1}{T} \sum_k \mathbf{J}_k \cdot \mathbf{F}_k \end{aligned} \quad (5)$$

三、熵平衡方程的处理

为便于实际应用,需要对(5)式进行适当处理和变换。

热流 \mathbf{J}_q 在熵平衡方程的推导过程中未确切定义。该方程允许根据具体条件,以不同方式给热流作出定义。自然,热流概念的任何一种特定选择,相应的熵变场就有一种特定的形式,这通常视为理论在具体应用中的技巧问题。大气的热流包括分子热运动的热传导和行星边界层的湍流。分子输送要比湍流输送小得多,可以忽略不计,因而大气热流主要是边界层内的湍流输送。下垫面作为大气热量和水汽的主要源地和动量的主要汇区,通过边界层的湍流垂直输送和自由大气发生相互作用,影响大气熵变。所以在我们讨论的问题中,主要考虑湍流垂直输送的作用。输送过程的物理机制十分复杂,为了现实地计算其中一些重要项,这里引用 K 理论的参数化方法^[5]计算边界层感热通量 F_1 和潜热通量 F_2 。热量和水汽的湍流扩散系数取自文献^[6]。假定辐射处于准平衡状态,对辐射通量不作考虑。

如果令非绝热加热的热流通量为

$$\mathbf{J}_q = (F_1 + F_2) \mathbf{k} = T s_q \mathbf{k} \quad (6)$$

式中 \mathbf{k} 为坐标 z 轴上的正向单位矢量。这里定义了热流熵通量 s_q 。注意到上面对 s_q 的计算是在 z 坐标下进行的,而通常数据是在等压面上取值,故计算结果需要转换到 p 坐标上去;且因主要考虑热流在垂直方向上的输送,于是(5)式第 2 项可作如下变换:

$$\begin{aligned} -\frac{1}{T} \nabla \cdot \mathbf{J}_q &= -\left[\nabla \cdot \frac{\mathbf{J}_q}{T} - \mathbf{J}_q \cdot \nabla \left(\frac{1}{T} \right) \right] \\ &= \rho g \left(\frac{\partial}{\partial p} s_q + \frac{s_q}{T} \frac{\partial T}{\partial p} \right) \end{aligned} \quad (7)$$

显然有

$$\mathbf{J}_q \cdot \nabla \left(\frac{1}{T} \right) = \rho g \frac{s_q}{T} \frac{\partial T}{\partial p} \geq 0$$

表示系统内不可逆热流引起的熵产生。

(5)式右端第3项是物质*k*相对于质心运动的质量扩散流散度造成的熵变。第5项为保守力与质量扩散流相互作用对熵变的贡献。因这两项的数量级均在 10^{-7} 以下,故可忽略不计。

云中水的比熵可表示为

$$s_w = s_e - \frac{L}{T} \simeq -\mu_w/T$$

式中 s_e 为水汽的比熵, μ_w 为水的化学势。于是(5)式右端第4项,即降水对大气熵变的贡献项可改写为

$$-\frac{\mu_w}{T} \rho \nabla \cdot qV = \rho \cdot s_w \cdot \nabla \cdot qV + \rho s_w \cdot \frac{\partial}{\partial p}(q\omega) \quad (8)$$

作诊断分析时,仅在导致凝结并出现降水的条件满足后才进行(8)式的计算。

综合上述,可将大气熵平衡方程改写为便于气象业务应用的形式:

$$\begin{aligned} \frac{\partial s_e}{\partial t} = & -\nabla \cdot s_e V_r + \rho s_w \nabla \cdot qV_r - \frac{\partial}{\partial p}(s_e \omega) \\ & + \rho s_w \frac{\partial}{\partial p}(q\omega) + \rho g \left(\frac{\partial}{\partial p} s_q + \frac{s_q}{T} \frac{\partial T}{\partial p} \right) \end{aligned} \quad (9)$$

因此单位面积大气柱的总熵变为

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^0 \frac{\partial s_e}{\partial t} \frac{dp}{\rho} \quad (10)$$

四、两个台风暴雨过程的大气熵变场诊断

考虑到对流层1000—400 hPa是云和降水发生的主要层次,资料也较多,为便于基层站应用,改变(10)式的积分上限,并将(9)式代入后得:

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} = & \frac{1}{g} \left[\int_{400}^{1000} -\nabla \cdot (s_e V_r) \frac{dp}{\rho} + \int_{400}^{1000} s_w \nabla \cdot (qV_r) dp \right] \\ & - \frac{1}{g} (s_e \omega) \Big|_{400}^{1000} + \overline{s_w}(q\omega) \Big|_{400}^{1000} + g s_q \Big|_{400}^{1000} + g \overline{s_q} \ln T \Big|_{400}^{1000} \end{aligned} \quad (11)$$

(11)式为提供实际应用的大气熵变化方程。方程右端共六项,其数量级除第三和第四项为 10^{-1} 外,其余四项为 10^0 。本文仅以8209和8407号台风为例,按(11)式作具体计算,以便讨论大气熵变场对台风暴雨过程的表征和预告能力。这两个台风都给河南带来了大暴雨,然而一个就地消失,一个迅速北移,变成温带气旋,代表了两种主要类型。

1. 台风登陆日的熵变场特征

8209号台风于7月30日00时前后在福建省莆田县二次登陆,当日08时位于 26.4°N 、 117.5°E 。8407号台风于8月8日02时前后在福建省罗源湾附近登陆,当日08时位于 27.2°N 、 118.1°E ,和前者位置相差不到一个纬距。图1给出相应于两者登陆日的熵变场,容易看出它们存在着共同特征。台风中心都处在熵变值小于 -6 (单位为 $4.1868 \text{J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{m}^{-2}$,下同,略)的区域里,在该负熵变区内,紧临台风中心之北,即 31°N 、 117°E 附近,都有较强的负熵变中心,这是和台风倒槽相联系的,我们简称其为南负熵区。在该区的西

北,即 34.5°N 、 112°E 附近,又均有一负熵变中心,可简称其为中负熵区,它与副高西侧的南北向切变线相联系。再由中负熵区向北,是北负熵区。北负熵区有两个,一个在 $39-41^{\circ}\text{N}$ 、 $118-120^{\circ}\text{E}$ 一带,简称东北负熵区,它和原东移减弱的短波槽有关,另一个在中负熵区正北,即 41°N 、 112.5°E 附近,简称西北负熵区,它和正在东移的西风槽相联系。南、中、北三块负熵区分别与热带、副热带和西风带里的三种不同的系统相关联。

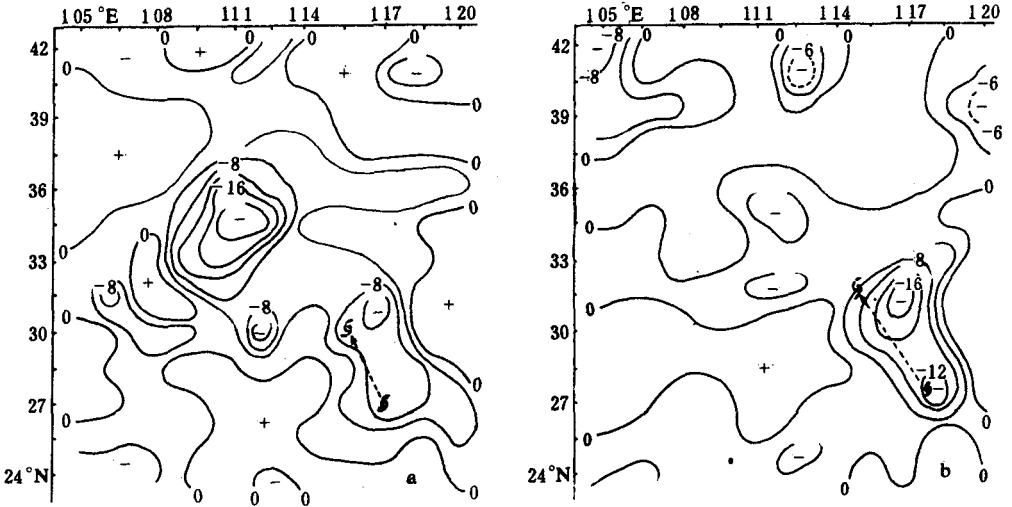


图 1 台风登陆日的熵变场特征(单位 $4.1868\text{J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$)

(a)1982年7月30日08时(8209号台风) (b)1984年8月8日08时(8407号台风)

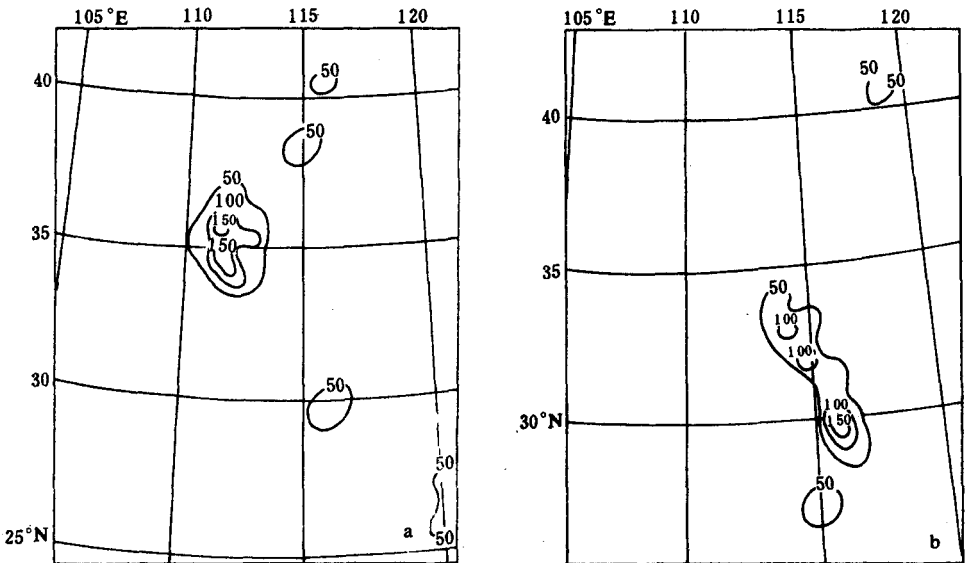


图 2 台风登陆后 24 小时雨量(单位: mm)

(a)1982年7月30—31日08时(8209号台风) (b)1984年8月8—9日08时(8407号台风)

当然,两个台风的差异也是十分明显的。8209号台风较强,登陆日中心气压比8407号低7hPa。不过熵变场表明,8407号台风有更强的负熵流,其南负熵中心值达-18.1,这也许和8407号台风减弱得较慢有关,且该负熵区下的局地暴雨也偏大些(图2)。图3为8209号台风登陆日08时700hPa形势图,相应于中负熵区的系统为308位势十米的小低压,但相应于南负熵区的台风,深厚且强大,用常规方法不易报出前者会比后者有更强的暴雨发生。然而熵变场表明,该过程的中负熵区发展得十分强烈,中心值达-23,24小时后,该负熵控制下的黄河三花间地区出现大暴雨,这是一次酿成黄河自1958年以来的最大洪峰的首场大面积暴雨(图2a)。8407号台风的中负熵值小得多,以致没有暴雨与之对应。此外,8407号台风的北负熵较明显,两个负熵区的熵变值均在-6以下;8209号台风的北负熵相当弱,熵变值 ≥ -5 。这一特点和北负熵区未来的演变及其暴雨的发展存在一定联系。

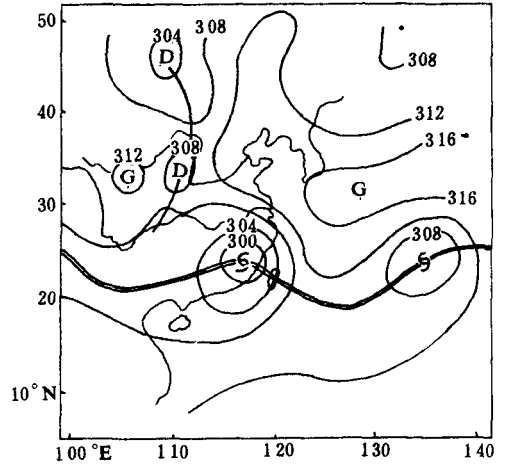


图3 1982年7月30日08时700hPa形势图

2. 负熵变汇合日的熵变场特征

图4给出台风登陆第二天的熵变场。随着台风北上,南负熵区北上;因中负熵区稳定少动,两个负熵变中心汇合于豫中一带。此形势两例都很明显。与此同时,西北负熵区沿西风带迅速东传,与副高边缘的东北负熵区汇合并增强。于是南、中、北负熵变区相互靠

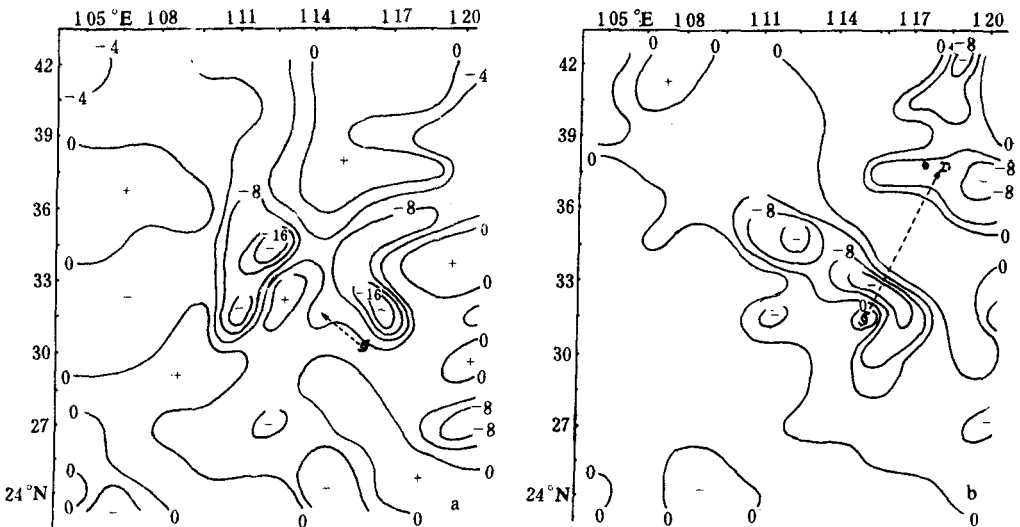


图4 负熵变汇合日的熵变场(单位同图1)

(a)1982年7月31日08时(8209号台风) (b)1984年8月9日08时(8407号台风)

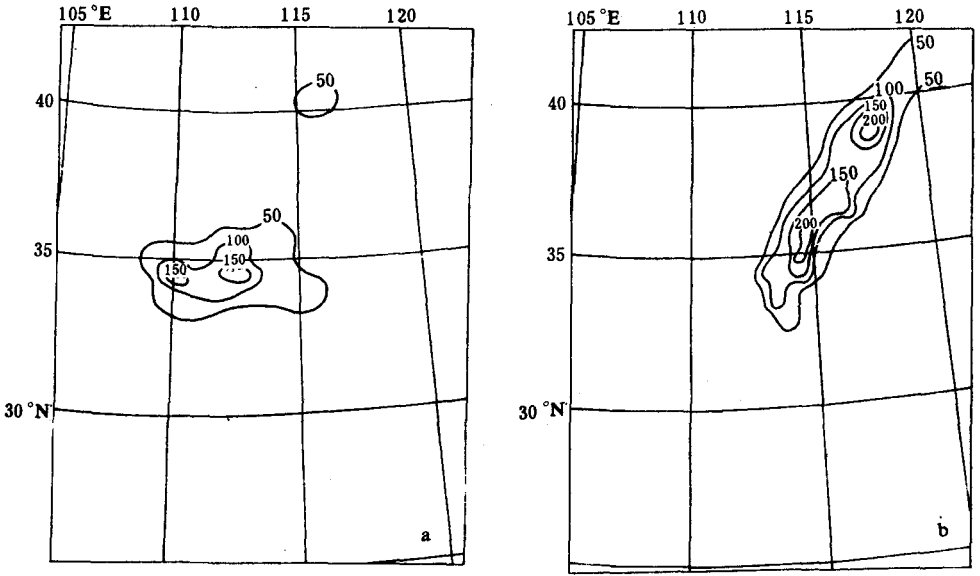


图 5 负熵变汇合后 24 小时雨量图(单位同图 2)

(a)1982 年 7 月 31 日—8 月 1 日 08 时(8209 号台风) (b)1984 年 8 月 9 日—8 月 10 日 08 时(8407 号台风)

近。其后 24 小时的雨量图(图 5)表明,暴雨在南、中负熵汇合区以及明显增长的东北负熵和中负熵的汇合区发展并加强,从而都形成了各次过程的主雨日,反映了中、低纬度系统间的相互作用。故就此两例而言,熵变场不仅具体地给出热带、副热带和西风带三种系统相互作用时发展的相对强弱状况,而且负熵变汇合,看来既能表现出暴雨落区的分布,又能比暴雨落时超前出现 12—24 小时。

图 6 为 8407 号台风强暴雨出现前 700hPa 形势图。台风中心位于豫鄂两省交界处,华北处于副高西伸脊的控制下,用常规方法不易报出这一带即将有大暴雨发生。文献[7]认为,距 8407 号台风低压数百公里的华北一带出现强暴雨,符合远距离影响特大暴雨过程模式。这类暴雨通常先兆性不明显。然而本文所给出的有关显著的北负熵区的汇合并发展,可以为强暴雨发生提供预报线索。北负熵区反映了冷空气的活动。8407 号台风低压中,因 9 日 08 时开始有冷空气并入,使其具有温带气旋的某些特点,以后沿着副热带急流南侧,加速向东北方向移去。8209 号台风,由于没有明显的北负熵东移,从而未出现远距离影响特大暴雨的情况。

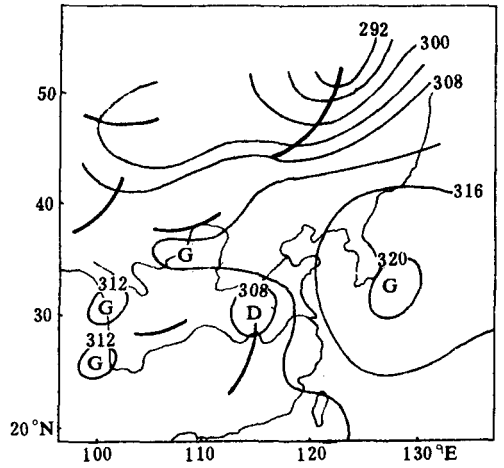


图 6 1984 年 8 月 9 日 08 时 700hPa 形势图

然而本文所给出的有关显著的北负熵区的汇合并发展,可以为强暴雨发生提供预报线索。北负熵区反映了冷空气的活动。8407 号台风低压中,因 9 日 08 时开始有冷空气并入,使其具有温带气旋的某些特点,以后沿着副热带急流南侧,加速向东北方向移去。8209 号台风,由于没有明显的北负熵东移,从而未出现远距离影响特大暴雨的情况。

五、结 语

1. 本文导出大气熵变化方程,旨在为天气或次天气尺度的不可逆过程作某种定量描述,对研究诸如台风、温带气旋的暴雨等天气过程,可提供一些新的信息和线索。

2. 表征大气降水贡献的(8)式可改写为

$$-\frac{\mu_w}{T}\rho\nabla\cdot qV = \rho s_e(\nabla\cdot qV, + \frac{\partial}{\partial p}q\omega) - \rho\frac{L}{T}(\nabla\cdot qV, + \frac{\partial}{\partial p}q\omega)$$

上式右端第一项表明,降水给系统带来负熵,对系统发展有直接影响,可称为大气降水正反馈,是大气系统中的一种机制。这正是为什么常常见到一些新生系统在雨区中发展起来的重要原因之一。上式右端第2项是凝结潜热对系统熵的贡献。显然,和降水相伴随的潜热加热是系统内部不可逆过程的熵产生,使系统无序度增加。这是否和 CISK 机制矛盾了呢?其实并不矛盾。如果大气是孤立系统,巨大的凝结潜热输入大气后,在重力作用下,必将趋向正压平衡大气,稳定层结很快抑制上升运动,系统的序度就会下降。可是大气是个开放系统,凝结潜热随上升气流输向较高层次,高层增热,由热成风和连续性原理,反气旋辐散可能发生,通过 $-\nabla\cdot s_eV$,项形成负熵流。自然,环境场的其它动力、热力变化也可导致负熵流的形成。当系统的负熵流超过潜热加热及其它不可逆过程的熵产生时,系统的有序度增长,这是潜热加热正反馈和特定的环境场作用的结果。由此看来,热带系统的发展,与其说是潜热加热的作用,勿宁说是高层熵辐散或负熵流的作用更确切、更有决定性意义。

3. 通过天气学的对比分析,初步表明,台风大气熵变场的较大起伏和暴雨的发生和增强有联系。尤其在中、低纬系统相互作用时,来自热带、副热带和西风带的三种负熵变的汇合并加强,可能是暴雨增强的先兆现象。不过这些均有待于更多的实例分析予以证实。

致谢:彭永清、严绍瑾两位同志给本文初稿提过十分宝贵的意见,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] 章国材,大气中的耗散结构,大气科学,10,1,107—112,1986。
- [2] 林杏奇,质量变化与暴雨形成和演化,数学物理学报,5,4,425—431,1985。
- [3] 柳崇健,大气耗散结构理论,83—86,气象出版社,1988年。
- [4] 李如生,非平衡态热力学和耗散结构,50—160,清华大学出版社,1986年。
- [5] 张玉玲等,数值天气预报,281—323,科学出版社,1987年。
- [6] 廖洞贤等,数值天气预报原理及其应用,310—322,气象出版社,1986年。
- [7] 游景炎,8407号台风暴雨预报总结,气象,8,16—18,1985。

DIAGNOSTIC AND COMPARATIVE ANALYSIS OF THE ATMOSPHERIC ENTROPY CHANGING FIELDS OF TYPHOON HEAVY RAIN PROCESS

Fu Changfeng

(*Meteorological Research Institute of Henan Province*)

Abstract

With the aid of the atmospheric entropy balance equation, the diagnostic and comparative analyses of the entropy reduction motion under the action of the negative entropy flow during the typhoon heavy rain have been conducted. The results are as follows:

(1) The large-scale heavy rain caused by typhoon corresponds with the intense and negative entropy change. So it is better than the conventional synoptic method to resolve the heavy rain areas.

(2) The interaction between synoptic systems of the mid and low-latitude belts can be clearly represented in the confluence of negative entropy changes which provide a sign of the intense and hard rain processes or hardstorm rainfall affected by the typhoon far from the rain area.

(3) It can be explained by the equation of entropy density variation that the genesis and development of synoptic system in the rain area are associated with the physical process of the atmospheric entropy reduction resulted from precipitation.

(4) The effect of atmospheric entropy divergence, especially in mid-and upper-levels, on the occurrence and maintenance of heavy rain is as important as latent heating, even more important.