

梅雨锋动力锋生方程组及其应用*

周文吉

(北京市气象研究所, 北京 100081)

吴宝俊

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

提 要

利用湿静力温度 T_s 作为参数, 导出梅雨锋锋生的方程组, 并用该方程组计算了 1991 年江淮梅雨锋强降水的个例. 结果表明, 该方程组可分析梅雨锋的动力锋生; 在梅雨锋中存在近似垂直分布的对称的横向次级环流, 环流中干冷侧的横向穿锋环流可建立湿状态的稳定性; 非地转变形项对梅雨锋锋生(消)起主导作用, 同时次级环流的上升运动与锋生有正反馈关系. 另外, 梅雨锋中 T_s 水平锋生对未来 6 小时降水具有一定的指示意义.

关键词: 梅雨锋; 动力锋生; 诊断分析.

1 引 言

从 20 世纪初 V. Bjerkness 提出极锋理论以来, 锋面理论已经历了概念模式、运动学研究、动力学研究等几个阶段. 60 年代 Sawyer、Eliassen 等人提出的动力锋生概念推动了锋生理论的发展. 80 年代提出了较完善的动力学锋生方程组^[1](以下称干动力学锋生方程组). 梅雨锋的水平温度对比往往不明显, 而对流层中下层水平湿度对比很明显^[2]. 上述的干动力学锋生方程组就不适用于分析梅雨锋.

本文导出了适用于梅雨锋的动力学锋生方程组(以下称梅雨锋动力学锋生方程组), 并将它应用于 1991 年江淮特大暴雨发生发展动力机制的分析.

2 动力学锋生方程组

2.1 梅雨锋动力学锋生方程组

根据温湿特征量 T_s 的特性^[3], 我们将干动力学锋生方程组中的热力学量 θ 用 T_s 代替(忽略源项作用), 如果再考虑次网格尺度对温湿特征量 T_s 个别变化的影响, 则有:

$$\frac{d}{dt} \left(- \frac{\partial m}{\partial y} \right) = - J_{y\theta}(m, \omega) - \frac{\partial}{\partial y \partial p} (\overline{u'_s \omega'}) \quad (1)$$

$$\frac{d}{dt} \left(-\frac{\partial m}{\partial p} \right) = J_{yp}(u_g, v_g) + J_{yp}(m, v_a) - \frac{\partial}{\partial p^2} (\overline{u_g' \omega'}) \quad (2)$$

$$\frac{d}{dt} \left(-\frac{\partial T_\sigma}{\partial y} \right) = -J_{xy}(u_g, T_\sigma) - J_{yp}(T_\sigma, \omega) - \frac{\partial}{\partial y \partial p} (\overline{T_\sigma' \omega'}) \quad (3)$$

$$\frac{d}{dt} \left(-\frac{\partial T_\sigma}{\partial p} \right) = J_{yp}(T_\sigma, v_a) + r J_{xy}(T_\sigma, \theta) - \frac{\partial}{\partial p^2} (\overline{T_\sigma' \omega'}) \quad (4)$$

其中 $r = \frac{R}{f p_0} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{c_v/c_p}$, $J_{yp}(\alpha, \beta) = \frac{\partial \alpha}{\partial y} \frac{\partial \beta}{\partial p} - \frac{\partial \alpha}{\partial p} \frac{\partial \beta}{\partial y}$.

2.2 锋生方程组的物理意义

方程组(1—4)适用于湿锋的分析,它们表明锋生强迫过程不仅取决于地转气流造成的地转变形项 $J_{yp}(u_g, v_g)$,而且取决于非地转气流引起的变形,即 $J_{yp}(m, \omega)$ 、 $J_{yp}(T_\sigma, \omega)$ 、 $J_{yp}(T_\sigma, v_a)$ 项,当不考虑次网格尺度作用时,方程(3)可改写为:

$$\frac{d}{dt} \left(-\frac{\partial T_\sigma}{\partial y} \right) = \frac{\partial T_\sigma}{\partial x} \frac{\partial u_g}{\partial y} - \frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial T_\sigma}{\partial y} + \frac{\partial T_\sigma}{\partial y} \frac{\partial v_a}{\partial y} + \frac{\partial T_\sigma}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} \quad (5)$$

由上式可见: $(\partial T_\sigma / \partial y)$ 的个别变化,可由地转变形项 $J_{xy}(u_g, T_\sigma)$ 和水平散度 $(\partial v_a / \partial y)$ 引起,而水平散度又可强迫垂直速度 ω ,故 $(\partial v_a / \partial y)$ 在 y 方向的不同分布就引起 ω 在 y 方向的不同分布.地转变形项可分为两部分:即式(5)中的 $\frac{\partial T_\sigma}{\partial x} \frac{\partial u_g}{\partial y}$ 项是地转切变变形项,它反映与锋正交方向上通过风切变 $(\partial u_g / \partial y)$ 的作用把与锋平行方向的 T_σ 梯度 $(\partial T_\sigma / \partial x)$ 转化为锋的 $(\partial T_\sigma / \partial y)$ 变化所起的效应.而 $\partial u_g / \partial x \cdot \partial T_\sigma / \partial y$ 项是地转伸缩变形项,它的效应是由风场的汇合或离散 $(\partial u_g / \partial x < 0$ 或 $> 0)$ 引起锋面加强或减弱.

3 梅雨锋动力锋生方程组的应用

3.1 梅雨锋的温湿特征

利用上述锋生方程组取 1991 年 7 月 6 日—9 日 4 天平均资料计算,以了解江淮流域

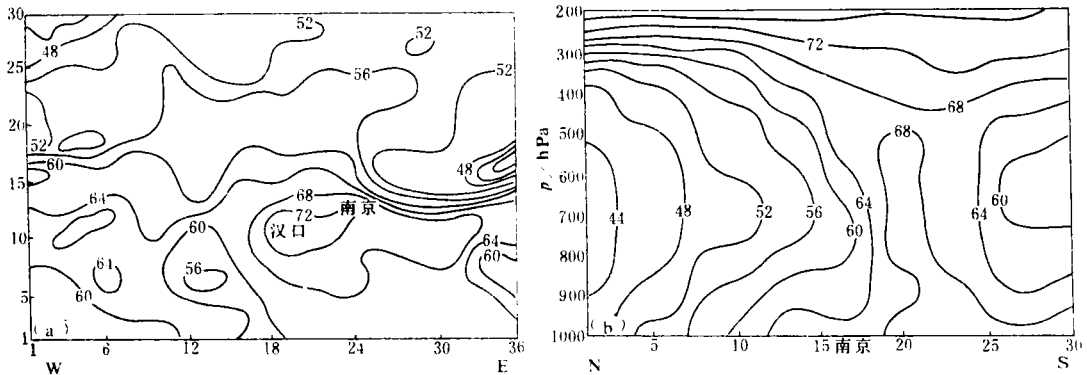


图 1 1991 年 7 月 6 日—9 日 08 时平均的 (a) 700hPa T_σ 分布图 (b) 过南京南北向 T_σ 垂直剖面图 (单位: C)

梅雨锋的特征. 图 1 中水平网格采用 Lambert 投影, 基础点取在汉口, 水平网格 36×30 , 格距 75km, 垂直 19 层, 垂直间距为 50hPa.

梅雨锋的温湿特征由图 1a 可见, 在南京附近存在一条近似东西向的等 T_e 线密集带, 为 700hPa 能量锋区. 另由 700hPa 风场(图略)可知, 锋区西南侧 T_e 高值区对应着低空急流带. 因此低空急流向锋区输送能量. 另外, 在锋区中 $\Delta(\frac{L}{c_p}q)/\Delta T_e$ 的值均近似为 1(图略), 这表明 ΔT_e 的最大值主要是 $\Delta(\frac{L}{c_p}q)$ 的贡献, 即湿度在对流层

中低层梅雨锋中起主要作用. 由图 1b 表明, 锋前有高能舌向上伸展, 能量锋区近似呈垂直分布. 图 2 给出了南昌站的 T_D, T_e, T_e^* 的探空廓线. 由图 2 表明, 500hPa 以下梅雨锋暖区一侧有较深厚的对流性不稳定.

由上述对梅雨锋的特征诊断表明: T_e 是梅雨锋分析中极为有效的特征量.

3.2 1991 年江淮暴雨的锋生特征

3.2.1 锋面横向环流

图 3 是 1991 年 7 月 6—9 日 08 时平均的南北向二维环流图, 由图可见, 在锋面附近, 呈现出明显的对称的锋面次级环流, 且环流有较宽的垂直上升区. 向锋面的非地转风的最大值在低空急流附近. 显然, 急流的动量是由非地转加速度提供的^[4].

3.2.2 T_e 水平锋生

图 4 给出了 1991 年 7 月 6—9 日 08 时平均的水平锋生函数垂直剖面及南京的 $J_{xy}(u_g, T_e)$ 和 $J_{yp}(T_e, \omega)$ 项垂直廓线图. 由图 4(a) 可见, 湿锋锋生 $\frac{d}{dt}(\frac{\partial T_e}{\partial y}) < 0$ 区最大值与图 3 中上升区一致. 梅雨锋水平锋生(消)是地转变形项 $J_{xy}(u_g, T_e)$ 与倾斜项 $J_{yp}(T_e, \omega)$ 叠加作用的结果. 由图 4(b) 可知, 倾斜项比变形项大一个量级, 因此可认为它在梅雨锋锋生(消)中起主导作用. 同时, 次级环流的上升运动与梅雨锋锋生有正反馈关系.

3.2.3 垂直 T_e 锋生

图 5 给出了 1991 年 7 月 6—9 日 08 时平均的垂直锋生函数南北向的垂直剖面及南京的

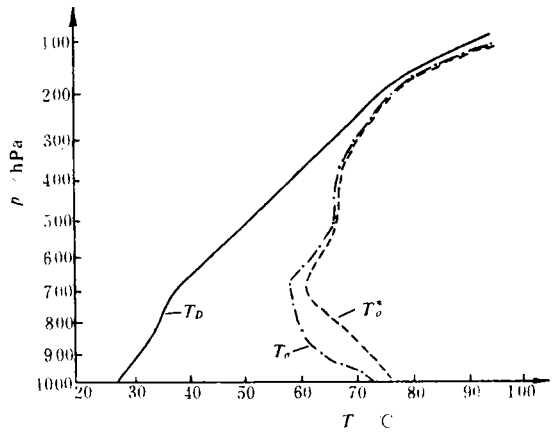


图 2 南昌 T_D, T_e, T_e^* 探空廓线

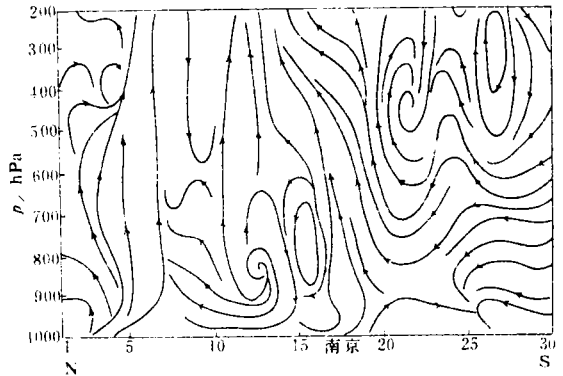


图 3 1991 年 7 月 6—9 日平均的南北向二维环流图

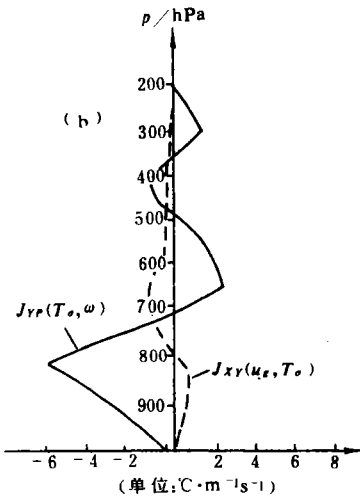
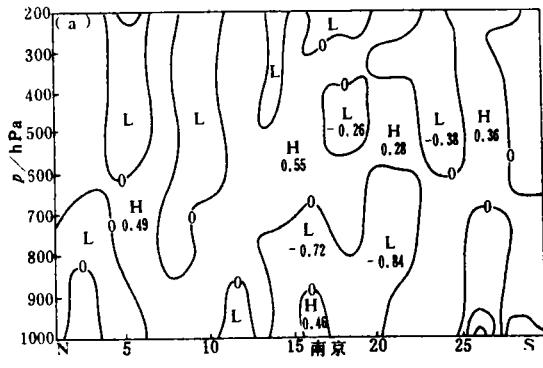


图4 1991年7月6—9日08时平均
(a) $\frac{d}{dt}(\frac{\partial T_e}{\partial y})$ 垂直剖面图(b) 南京
 $J_{yp}(T_e, \omega)$ 与 $J_{xy}(u_g, T_e)$ 垂直廓线分布。

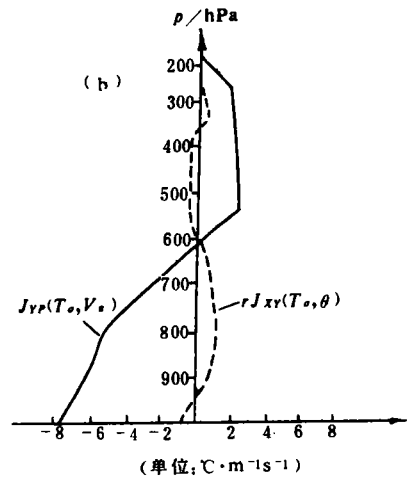
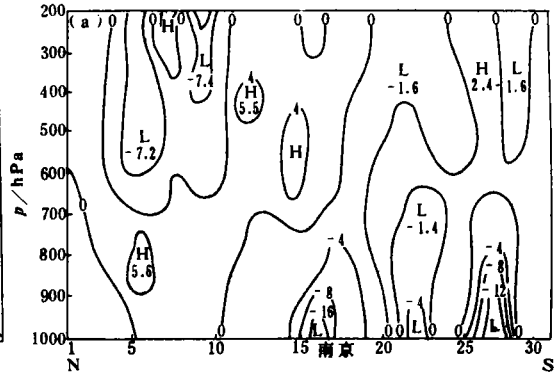


图5 1991年7月6—9日08时平均的
(a) $\frac{d}{dt}(\frac{\partial T_e}{\partial p})$ 垂直剖面图(b) 南京
 $J_{yp}(T_e, v_e)$ 与 $rJ_{xy}(T_e, \theta)$ 垂直廓线分布

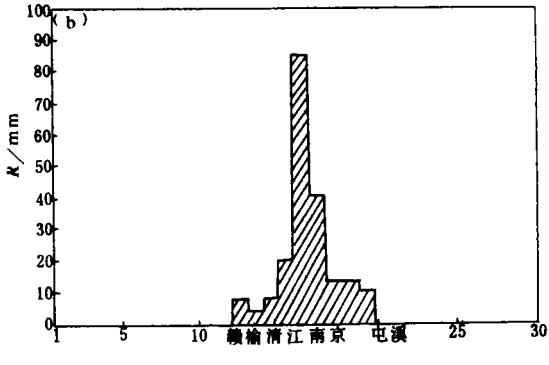
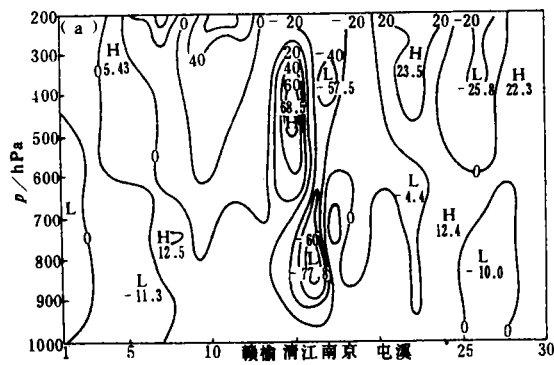


图6 1991年7月6日过南京(a)08时 $\frac{d}{dt}(\frac{\partial T_e}{\partial y})$ 南北向垂直剖面图
(单位: $C/m \cdot s$) (b) 08—14时6小时雨量图(单位: mm)

$J_{y_p}(T_o, v_a)$ 和 $rJ_{xy}(T_o, \theta)$ 项垂直廓线. 如图 5 所示, 除近地面层外, 地面锋区上空 700hPa 以下为位势不稳定区. 又由图 5b 知, $J_{y_p}(T_o, v_a)$ 是 $\frac{d}{dt}(\frac{\partial T_o}{\partial p})$ 的主要贡献项. 再与图 3 比较可见, 近地面层有冷区向暖区的穿锋环流. 对称的锋面次级环流中干冷(湿暖)侧的穿锋环流可建立湿状态的稳定性(不稳定性), 从而引起对流层低层梅雨锋锋消(生).

3. 2. 4 梅雨锋锋生对降水的指示意义

由于降水取决于垂直运动, 因此与锋面次级环流密切相关的梅雨锋动力锋生应与降水密切相关. 由图 6 可见, T_o 水平锋生区在清江与南京之间, 从近地面至 200hPa 为一深厚锋生带. 且其与 08—14 时 6 小时雨量的最大值区相对应. 我们又计算了其它个例, 得到与此一致的结果. 由此可见, 锋面系统对天气的影响不仅表现在与上升或下沉气流的直接关系, 而且表现在锋面次级环流引起的锋生(消)对天气变化的影响. 因此表明: 梅雨锋锋生对降水具有一定的指示意义.

参 考 文 献

- 1 Keyser D. and Shapiro M. A. A review of the structure and dynamics of upper level frontal zones, *Mon. Wea. Rev.*, 1986, **114**:452—499.
- 2 斯公望. 暴雨和强对流环流系统. 北京: 气象出版社, 1991. 290—293.
- 3 雷雨顺. 能量天气学. 北京: 气象出版社, 1986.
- 4 Chou L. C. A numerical simulation of the mei-yu front and the associated low-level jet. ph. D. thesis naval postgraduated school. 1986.

DYNAMIC FRONTOGENETICAL EQUATIONS OF MEIYU FRONT AND ITS APPLICATION

Zhou Wenji

(Beijing Institute of Meteorology, Beijing 100081)

Wu Baojun

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract

Using T_o as frontogenetical parameter, the frontogenetical equations which can be used in meiyu front are derived. Because horizontal temperature gradient is very weak, and the moist gradient is very strong in meiyu front, classical dynamical frontogenetical equations can not be used for diagnosis.

Some cases of strong precipitation from meiyu front over Jiang-Huai valley in 1991 are calculated. The results indicate that meiyu front dynamical frontogenetic equations can be applied in these cases. There exist cross front secondary circulations in meiyu front, and the circulations is nearly vertical. The cross front circulation from dry and cold regime can establish moist static stability. The frontogenetical (frontolytical) is caused mostly from ageostrophic metamorphosis term, and it has a positive feedback relation with ascending motion of frontogenesis. The horizontal frontogenesis of T_o in meiyu front has well indicating action for future six hours precipitation.

Key words: Meiyu front; Dynamic frontogenesis; Diagnostic analysis.