

辜旭赞, 叶金桃, 陈郁琴. 2007 年 7 月淮河流域暴雨过程天气学诊断计算与分析[J]. 暴雨灾害, 2009, 28(2): 131-136.

# 2007 年 7 月淮河流域暴雨过程天气学诊断计算与分析

辜旭赞<sup>1</sup>, 叶金桃<sup>1</sup>, 陈郁琴<sup>2</sup>

(1. 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074; 2. 湖北省气象信息与技术保障中心, 武汉 430074)

**摘要:**采用 T213L31 模式大气资料, 在等熵坐标系上, 对天气学凝结函数降水、水汽通量散度降水做诊断计算; 又对对流不稳定降水和气块(团)不稳定降水做理想设计与诊断计算, 用以对 2007 年 7 月淮河流域暴雨过程的诊断计算。分析表明: 大尺度稳定性的凝结函数降水量级较小, 天气尺度波动的水汽通量辐合降水虽量级较大, 却都不足以形成暴雨, 但是它们可以组织起对流性降水运动, 被组织的对流不稳定降水则可以形成暴雨, 但仍不足以形成大暴雨, 只有参与层结不稳定降水, 才可以形成大暴雨。因淮河流域高空锋区上多有高空槽及冷空气活动, 且副热带高压偏强偏西, 使得东亚季风进程中的长时间水汽通量辐合与高温高湿气团维持在淮河流域上空, 并在地面静止锋上由凝结函数降水和水汽通量散度降水引发非等熵湿绝热运动的对流不稳定降水和层结不稳定降水, 是淮河流域暴雨天气学成因。

**关键词:**凝结函数降水; 水汽通量散度降水; 对流不稳定降水; 层结不稳定降水; 淮河流域(大)暴雨

中图分类号: P458.1\*21.1 文献标识码: A 文章编号: 1004-9045(2009)02-0131-06

## 1 引言

在天气学对数值预报产品的解释应用方面, 容易实现凝结函数降水和水汽通量散度降水诊断计算<sup>[1-4]</sup>, 及实现对流不稳定判据<sup>[1-2]</sup>计算与判断, 和层结不稳定能量<sup>[1-2]</sup>诊断计算, 但一般未能给出对流不稳定降水和层结不稳定降水诊断计算关系, 这在数值模式当中属于积云对流参数化<sup>[2]</sup>内容。本文采用 T213 模式大气分析与预报资料, 设计与诊断计算出了理想凝结函数降水、水汽通量散度降水、对流不稳定降水和层结不稳定降水等, 用以对 2007 年 7 月淮河流域暴雨过程作诊断计算与大尺度形势场分析。

在计算机图形学上<sup>[5-7]</sup>, 可以实现“三次样条”/“双三次曲面”拟合, 进而做上述天气学降水运动的三维动画与科学可视化<sup>[8]</sup>。实现有限区域模式大气降水运动各个物理曲面在水平方向的双三次曲面拟合, 使得经纬网格区域上的各种降水运动“双三次曲面”达到三次连续(其外观“二阶可导”)。随即开展大气科学可视化之降水运动可视化研究, 初步完成对于 T213 数值预报产品释用且已经在武汉区域中心气象台做业务化试验与应用的“有限区域大气科学可视化(降水运动)分析预报系统”<sup>[8-9]</sup>。

## 2 模式大气资料与等熵分析

用国家气象中心 T213L31 逐日 08、20 时(北京时,

以下同)的 00、06 h 分析预报模式大气(即每日 4 个时次)资料, 时间在 2007 年 6 月 29 日至 7 月 31 日, 计算范围在 10°—60°N, 70°—140°E, 做模式大气的等熵分析与各种降水运动诊断计算。

大气等熵面即是等位温( $\theta$ )面<sup>[2]</sup>。因绝热过程的等 $\theta$ 面是物质连续面, 适合做基本处于绝热情形的大尺度天气系统分析。本文等熵分析建立在模式大气各个层次(1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200 hPa 共 10 层次)和水平经纬度 1°×1°分辨率基础上, 在垂直分辨率上取位温差  $\Delta\theta=1$  K 做差分分层。因在各个等 $\theta$ 面上均计算与分析大气基本物理量场的气压(或位势高度)、温度、湿度、风等, 使得在这样的 $\theta$ 坐标系三维空间上做降水运动诊断计算较为精确<sup>[10]</sup>。

## 3 模式大气降水运动诊断计算

按天气学方法设计并诊断计算模式大气中所有的(垂直运动形式)降水运动: 凝结函数降水、水汽通量散度降水、对流不稳定降水和层结不稳定降水。

### 3.1 凝结函数降水和水汽通量散度降水

天气学有气柱水汽含量(所谓“可降水量”<sup>[11]</sup>,  $E_q$ )计算, 凝结函数降水<sup>[1, 3-4]</sup>( $E_1$ )与水汽通量散度降水<sup>[1, 3-4]</sup>( $E_2$ )计算(参见图 1-3):

$$E_q = \int_{p_i}^{p_s} q \frac{dp}{g} \quad (1)$$

$$E_1 = \int_{p_i}^{p_s} F\omega \frac{dp}{g} \quad (2)$$

收稿日期: 2008-08-05; 定稿日期: 2009-01-12

基金项目: 国家自然科学基金项目(40575053)资助

作者简介: 辜旭赞, 男, 1956 年生, 硕士, 研究员, 主要从事天气预报技术研究。Email: guxz@whhr.com.cn

$$E_2 = \int_{p_i}^{p_s} \nabla \cdot (\mathbf{V}q_s) \frac{dp}{g} \quad (3)$$

上面(1)、(2)、(3)式中的  $q$ 、 $q_s$  分别为比湿与饱和比湿,  $F$  为凝结函数( $F$  由气压、气温决定),  $\omega$  为  $P$  坐标“垂直速度”, 在  $\theta$  坐标系中,  $\omega \equiv \frac{dp}{dt} = \left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{\theta} + u \left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_{\theta} + v \left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)_{\theta} + \theta \frac{\partial p}{\partial \theta}$ ,  $\vec{V}$  为全风速,  $g$  为重力常数,  $p$  为气压, 而积分下限  $p_s$  是地面气压, 又设定积分上限  $p_i$  为等熵模式大气上界  $\theta=500$  K 的气压(即  $p_i \geq 200$  hPa, 且  $p_i$  接近于 200 hPa)。故  $E_1$  由凝结函数  $F$  与  $P$  坐标“垂直速度” $\omega$  决定, 即由饱和气层的压温状态与等熵绝热运动造成的“减压”(上升运动为减压)决定; 而  $E_2$  由饱和气层等  $\theta$  面上水平风场散度决定。实际计算  $E_1$ 、 $E_2$  时, 是在模式大气各等  $\theta$  层上, 只对相对湿度大于等于 0.8 的(近)饱和气层做计算。另外, 在诊断计算大尺度天气系统在等  $\theta$  面上的垂直运动时, 未考虑该  $\theta$  面(至下一时次模式大气)运动情况(即未考虑  $\omega$  中的  $\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{\theta}$  项), 故计算  $E_1$  会有一定次量级误差。这里当  $\omega < 0$  时为“上升运动”, 即  $E_1$  为负时表示有凝结函数降水发生, 同时保留  $\omega \geq 0$  时“下沉运动” $E_1$  为正的,  $E_1$  为正的物理意义是“饱和气层离饱和度渐行渐远”(可称为“反”降水)。同样, 这里当有水汽通量辐合时, 也即  $E_2$  为负时表示有水汽通量散度降水发生, 同时保留有水汽通量辐散时  $E_2$  为正的,  $E_2$  为正的天气学意义即是“饱和气层辐散”(也可称为“反”降水)。但当低层饱和空气经上升运动与凝结之后进入高层, 其水汽含量已甚微, 则高层饱和气层辐散对于  $E_2$  的(正)贡献很小。

### 3.2 对流不稳定降水和层结不稳定降水

大气中还存在整层空气被抬升后可发生的对流不稳定降水<sup>[1-2]</sup>。考虑到大气中水汽主要存在于对流层的中低层, 这里仅取整(湿)层为  $p_s-625$  hPa 气层, 且将其垂直平均分为五层:  $p_s-925-850-775-700-625$  hPa, 以作对流不稳定层判断及理想降水诊断计算。当各个饱和气层被湿绝热抬升, 因对流不稳定判据中的假相当位温  $\theta_{se}$ <sup>[2]</sup> 保守, 当取不同的抬升高度时, 不改变其对流不稳定性, 但略有不同的对流不稳定能量及降水量。故这里取一个经验抬升高度, 认为在有组织对流单体斜升气流<sup>[1]</sup>之中, 借助对流不稳定能量, 气层可以被抬升 75 hPa 气压“高度”, 从而可定量求得各层的对流不稳定降水, 并求得各层(五层)对流不稳定降水之和( $f_1$ ):

$$f_1 \approx \int_{625}^{p_s} \Delta q_s \frac{dp}{g} \quad (4)$$

上式中  $\Delta q_s = q_s - q'_s$ ,  $q'_s$  是气块所处层被抬升 75 hPa 气压“高度”、经判断为对流不稳定层、并经调整为对流稳定层之后的气层比湿,  $q_s$  是其初值。(4)式是当该层对流不稳定能量为正(该层  $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \geq 0$ ,  $\theta_{se}$  为假相当位温)时, 有  $\Delta q_s > 0$  和对于对流不稳定降水  $f_1$  有正贡献, 否则取为零贡献。

大气中还存在所谓“条件不稳定气块”<sup>[1-2]</sup>, 即湿不稳定气块绝热上升时将受到净浮力作用及动能增加, 同时可因层结不稳定能量释放并造成气块上升运动及降水( $f_2$ ):

$$f_2 = \int_{p_i}^{p_s} (q_{s0} - q_s) \frac{dp}{g} \geq 0 \quad (5)$$

上式中  $q_s$  为不稳定气块做湿绝热上升运动时的状态曲线<sup>[1-2]</sup>饱和比湿,  $q_{s0}$  为其初值。(5)式是在层结不稳定能量为正, 并因  $q_{s0} - q_s > 0$  而对于层结不稳定降水  $f_2$  有正贡献, 否则也取为零贡献。

因上述的对流不稳定能量和层结不稳定能量按定义都是与时间无关的“瞬间”能量, 则上面(4)、(5)式中的理想对流不稳定降水和层结不稳定降水在理论上也都是“瞬间”降水, 而实际降雨应有一个重建不稳定湿层时间过程。Fritsch 在提出一个有效位能释放型积云对流参数化方案时, 设定的对流有效位能释放时间过程是: 云质点水平穿过一个等网格距云体平均时间<sup>[11]</sup>。这里认为还需考虑水汽权重, 则定义: 云质点水平穿过一个中- $\beta$  尺度距离气柱水汽权重平均时间( $F_h$ ):

$$F_h = \int_{p_i}^{p_s} \frac{\Delta x}{V} q p \frac{dp}{g} - l \int_{p_r}^{p_s} q p \frac{dp}{g} \quad (6)$$

上式中  $V$  为气块全风速(率), 并取中- $\beta$  尺度距离  $\Delta x = 100$  km。则可以认为  $F_h$  是重建中- $\beta$  尺度湿层(湿度权重)平均时间。计算表明, 因水汽主要存在于对流层的中低层, 则  $F_h$  主要反映低空气流穿越 100 km 所需时间。这里不妨先行定义: 当  $F_h < 3$  h 可判为“低空湿急流”(参见图 4)。

那么, 上述(4)、(5)式中的  $f_1$  和  $f_2$ , 都可以定义在  $F_h$  时间内完成的理想中- $\beta$  尺度降水运动( $F_1$  和  $F_2$ , 参见图 5、6):

$$F_1 = f_1 / F_h \quad (4)$$

$$F_2 = f_2 / F_h \quad (5)$$

### 3.3 各种天气学降水运动关系

上述的凝结函数降水( $E_1$ )是气块在等  $\theta$  面上做等熵绝热缓慢上升运动, 则  $E_1$  可以是对流不稳定降水( $F_1$ )的启动机制: 即不稳定湿气层在等  $\theta$  面上做“爬升运动”时, 达到对流不稳定能量释放高度, 并产生降水  $F_1$ 。这里因等熵“等  $\theta$  面是大气绝热运动物质连续面”

与非等熵“湿空气凝结时其位温  $\theta$  向假相当位温  $\theta_{se}$  方向变化(增大)”相矛盾,故  $E_1$  既是大尺度天气系统在等  $\theta$  面上的“爬升运动”(降水量级较小),同时湿气层应不断在做“跳  $\theta$  层运动”(即  $\omega$  中的  $\theta \frac{\partial p}{\partial \theta}$  项,降水量级较大),后者正是对流性降水物理机制。而上述水汽通量散度降水( $E_2$ )既是在等  $\theta$  面上的水汽辐合运动降水,同时也是所谓“湿不稳定降水”引导物理机制:因连续方程<sup>[1-2]</sup>,如若湿气层在辐合上升运动中达到层结不稳定能量释放高度,则可以产生层结不稳定降水( $F_2$ )。故凝结函数降水场( $E_1$ )和水汽通量散度降水场( $E_2$ )都可以是造成对流不稳定降水( $F_1$ )的大尺度环境场,且  $F_1$  还可以是造成层结不稳定降水( $F_2$ )的天气系统背景场。即在对流不稳定降水发生同时,还混有层结不稳定降水发生,则二者诊断计算可能重叠了降水量。总之,大气环流与降水天气系统各异,大气中降水运动的(不变)垂直运动形式却是唯一。以上计算了四种天气学降水物理机制及其表现形式,在实际大气中应是“混合”而非“单一”发生。

#### 4 2007 年 7 月淮河流域暴雨过程诊断计算与分析

淮河流域自 6 月 19 日进入主汛期,6 月 29 日至

7 月 26 日出现持续性降雨天气,其平均降雨量达到 465.6 mm,为流域 1953 年以来历史同期第二洪水年(仅次于 1954 年的 565.1 mm)。

2007 年 7 月天气形势<sup>[12]</sup>,亚洲中纬带高空锋区浅槽不断分裂冷空气,冷空气走东北回流路径,与西南暖湿气流汇合于我国中东部地区,西太平洋副热带高压面积向南扩大,强度偏强,西脊点偏西,有利于东亚季风水汽沿着副高西北侧气流输送到淮河流域。主要降水过程有:6 月 30 日至 7 月 10 日淮河流域持续性暴雨过程;此外有:7 月 16—18 日川渝大暴雨过程;7 月 16—17 日新疆大到暴雨过程和 7 月 18 日山东济南短时特大暴雨过程。

6 月 29 日 20 时至 7 月 10 日 02 时(11 d)的 20、02 时共 22 个时次平均(以下简称“平均图”,已略 08、14 时 22 个时次“平均图”)可降水量场  $E_q$ (图 1a)表明,淮河流域上空平均维持气柱水汽含量达 6~6.5 g/cm<sup>2</sup>(60~65 mm 可降水量)的高温高湿气团,如 7 月 3 日 08 时淮河流域上空  $E_q$  达到 6.5 g/cm<sup>2</sup> 范围更大些(图 1b)。凝结函数降水场  $E_1$ “平均图”上(图 2a),淮河流域上空维持  $E_1$  平均强度在 0.1~0.3 mm/h 左右的因天气尺度上升运动造成的降水,如 7 月 3 日 08 时有  $E_1$  中心强度为 0.5 mm/h 的稳定性层流运动与降水(图 2b)。

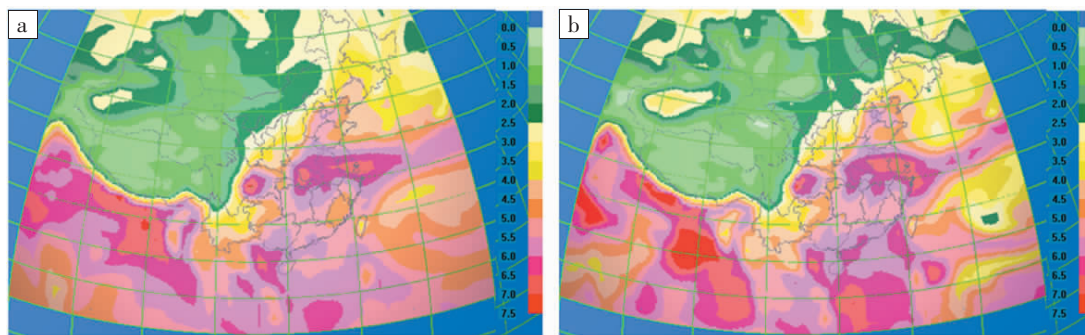


图 1 2007 年 6 月 29 日 20 时至 7 月 10 日 02 时 20、02 时共 22 个时次平均(a)以及 7 月 3 日 08 时(b)可降水量场  $E_q$ (单位:g/cm<sup>2</sup>)

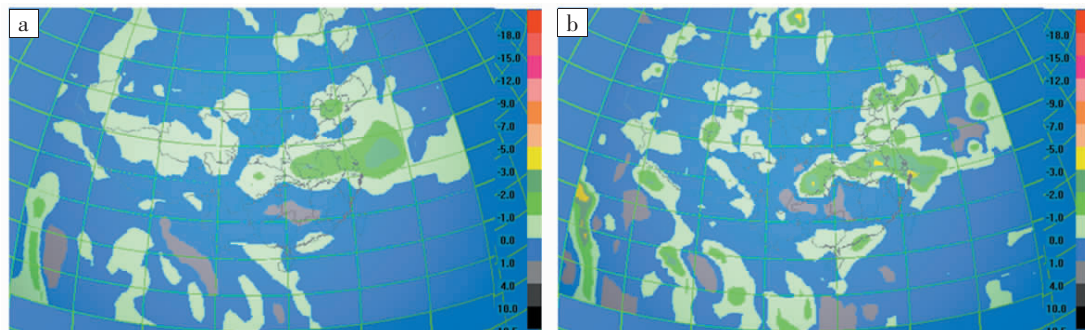


图 2 2007 年 6 月 29 日 20 时至 7 月 10 日 02 时 20、02 时共 22 个时次平均(a)以及 7 月 3 日 08 时(b)凝结函数降水场  $E_1$ (10<sup>-1</sup>mm/h)

水汽通量散度降水场  $E_2$ “平均图”(图 3a)上,淮河流域上空有  $E_2$  平均强度在 0.1~1 mm/h 之间的因

天气尺度风场辐合造成的降水,7 月 3 日 08 时  $E_2$  强度中心达 4 mm/h(图 3b,图 3b 中在四川盆地还有  $E_2$  达 5

mm/h 的最大强度中心)。从图 2、图 3 还可看出,与副高西北侧流出与进入淮河流域的辐合上升气流造成的降水运动相反,西南季风从对流层低层流入到副高外围的近饱和气层,其为  $E_1$  下沉运动与  $E_2$  水汽通量辐散之“反降水”。以上分析表明,高空槽前、或地面静止锋上、且与副高配合,可以造成大尺度上升运动降水( $E_1$  较大)和水汽通量辐合降水( $E_2$  和  $E_q$  较大),但是,暴雨不会是大尺度降水运动  $E_1$  和  $E_2$  直接造成。

由重建中- $\beta$  尺度湿层平均时间  $F_h$ “平均图”图 4a

可见,淮河流域处在“低空湿急流”区的左侧,具体 7 月 3 日 08 时“低空湿急流”区的范围更大些(参见图 4b),而当天的暴雨就发生在高温高湿气团中,且处在“低空湿急流”左侧  $F_h$  为 3~12 h 的最大梯度辐合区里。分析表明,低纬带(如南海季风)暖湿气流,通过季风环流大系统输送到中纬带,而发生强降水所必须的重建湿层效率与“低空湿急流”,成为淮河流域暴雨的关键。当然,若是强降水发生时还伴有所谓“次级环流圈”与超地转低空急流<sup>[1]</sup>, $F_h$  还可以时间更短。

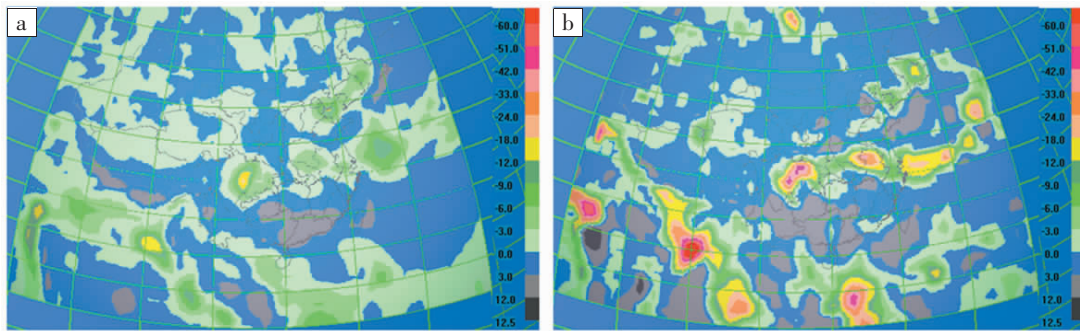


图 3 2007 年 6 月 29 日 20 时至 7 月 10 日 02 时 20、02 时共 22 个时次平均(a)以及 7 月 3 日 08 时(b)水汽通量散度降水场  $E_2(10^{-1}$ mm/h)

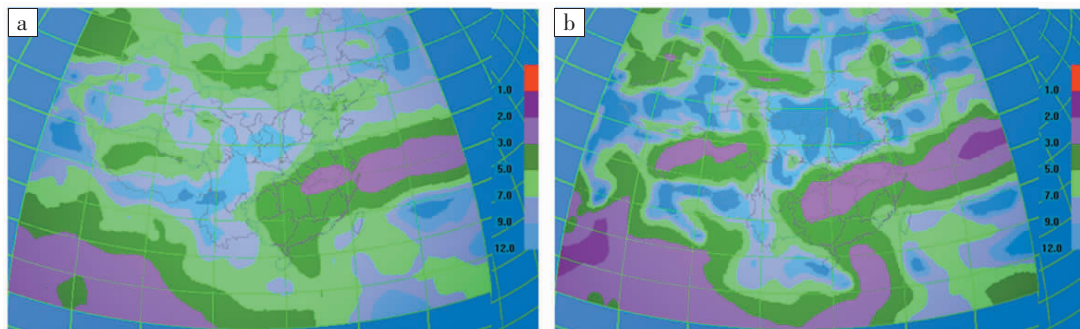


图 4 2007 年 6 月 29 日 20 时至 7 月 10 日 02 时 20、02 时共 22 个时次平均(a)以及 7 月 3 日 08 时(b)重建湿层平均时间场  $E_h$ (h)

计算还表明,强降水区普遍存在对流不稳定层结与湿不稳定层结,及与其相应的降水运动。在考虑引入上述重建中- $\beta$  尺度湿层平均时间之后,从对流不稳定降水  $F_1$ “平均图”(图 5a)上可见,淮河流域上空  $F_1$  维持平均强度为 2~5 mm/h 左右的对流不稳定降水运动,而 7 月 3 日 08 时淮河流域上空  $F_1$  强度中心达到 6 mm/h(图 5b),从而表明淮河流域强降雨出现在对流不稳定气层中。如前所述,在有与强降水过程相伴随的超地转低空急流出现时,因  $F_h$  缩短, $F_1$  降水再增加,从而  $F_1$  可以是造成中- $\beta$  尺度暴雨的天气学成因。又从层结不稳定降水  $F_2$ “平均图”(图 6a)上可见,淮河流域上空  $F_2$  维持平均强度为 10~16 mm/h(江苏上空的  $F_2$  中心值达 16.79 mm/h)、因层结不稳定能量释放而造成的降水,如 7 月 3 日 08 时有一片  $F_2$  强度大于 15 mm/h(中心最大值达 19.91 mm/h)的短时暴雨区(图 6b),从而表明  $F_2$  配合  $F_1$  不但可以造成淮河流域暴

雨,当有超地转低空急流伴随暴雨, $F_2$  降水再成倍增加时, $F_2$  还可以是造成中- $\gamma$  尺度大暴雨的天气学成因。

另外,7 月 4 日 08—20 时,四川东部暴雨区的对流不稳定降水  $F_1$  约为 2~4 mm/h,而层结不稳定降水  $F_2$  约为 5~15 mm/h;7 月 16 日 08 时至 17 日 08 时,新疆大到暴雨区的对流不稳定降水  $F_1$  在 0.1~5 mm/h,而层结不稳定降水  $F_2$  在 1~10 mm/h 之间;7 月 18 日 08—20 时,山东暴雨区附近的对流不稳定降水  $F_1$  在 5~6 mm/h,层结不稳定降水  $F_2$  则在 12~24 mm/h(最大值 24.18 mm/h),而当日济南市区的实际 1 h 最大降水量为 151 mm。

一般认为,强雷暴是中- $\gamma$  尺度(20 km)降水运动<sup>[1]</sup>。强雷暴发生时一般都伴有超地转中- $\gamma$  尺度“二级环流”风暴,可以使得  $F_h$  时间缩短(5 倍), $F_1$ 、 $F_2$  降水则可成倍(5 倍)增加,这已可以在天气学上解释发生

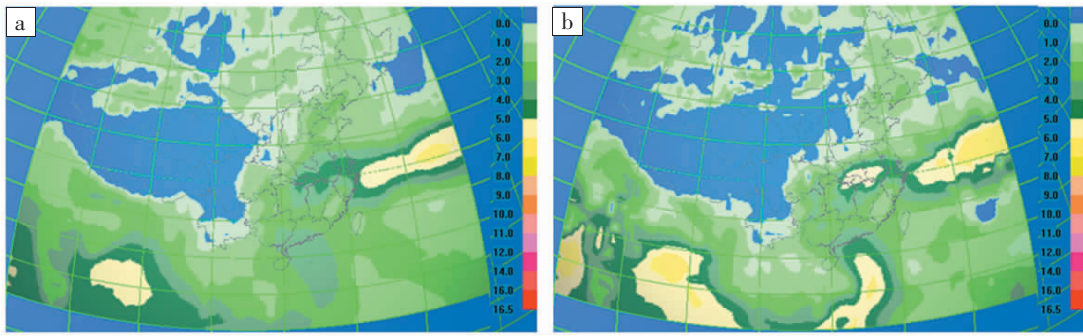


图 5 2007 年 6 月 29 日 20 时至 7 月 10 日 02 时 20、02 时共 22 个时次平均(a)以及 7 月 3 日 08 时(b)对流不稳定降水场  $F_1$  (mm/h)

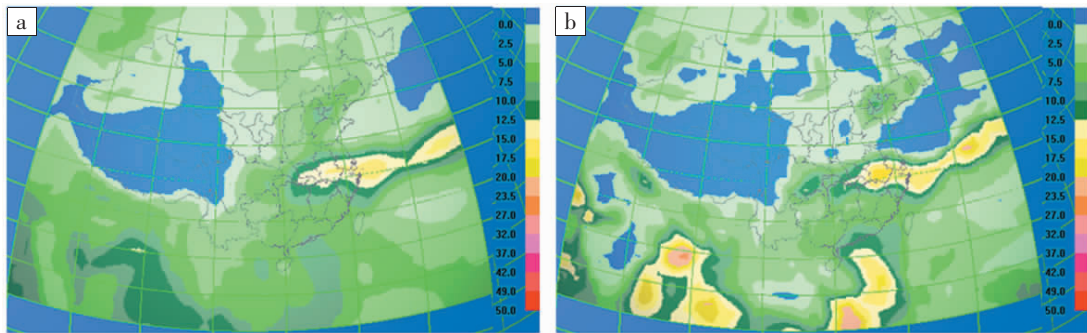


图 6 2007 年 6 月 29 日 20 时至 7 月 10 日 02 时 20、02 时共 22 个时次平均(a)以及 7 月 3 日 08 时(b)层结不稳定降水场  $F_2$ (mm/h)

100 mm/h 以上的特大暴雨极端天气事件。这里,强对流风暴被描述成为以中- $\gamma$  尺度层结不稳定降水  $F_1$  为主、以中- $\beta$  尺度对流不稳定降水  $F_2$  为辅,而以中- $\alpha$  尺度天气系统的水汽通量散度降水  $E_2$  为启动机制,或以凝结函数降水  $E_1$  为大尺度上升运动背景场,特大暴雨正是以上三、四种天气学降水运动相结合之产物。

总之,2007 年 7 月淮河流域暴雨是发生在高温、高湿气团中,既存在高空锋区下的低槽活动与地面静止锋等天气尺度降水系统,使发生大尺度凝结函数降水和水汽通量散度降水,且它们引导中、小尺度强降水运动,不断地组织起对流不稳定降水和层结不稳定降水运动。大尺度天气系统并不具备暴雨应有的强上升运动,而湿空气本身可以作非等熵湿绝热、和穿越等  $\theta$  面的强上升运动。即如中- $\beta$  尺度整层对流不稳定能量释放,可以造成对流性降水运动之暴雨;而中- $\gamma$  尺度气团湿不稳定能量释放,可以造成强斜升气流降水运动之大暴雨。这里再次表明,强上升运动中的自组织、正反馈的水汽凝结潜热做功“热机”,才是(大)暴雨形成的天气学降水物理机制。但以上的分析不排除各种降水运动当中具有一定的优势选择性(地形选择性与概率可能性):即是在最有利条件的地方出现暴雨之时(之后),在其它临近的有利条件地方未必同时(再)出现暴雨。

## 5 结论

(1)实现在 T213L31 数值模式大气中对天气学所有垂直运动形式降水运动做等熵分析与诊断计算,并用于对 2007 年 7 月间淮河流域暴雨过程作诊断分析。

(2)用天气学方法设计与诊断计算模式大气中的理想凝结函数降水和水汽通量散度降水。前者代表大尺度稳定性降水运动,降水量级较小;后者代表天气尺度波动中的水汽随风场运动,降水量级较大,但都不足以造成暴雨。但是,它们引导对流不稳定降水与层结湿不稳定降水。又设计与诊断计算模式大气中的理想对流不稳定降水和层结不稳定降水。为此定义了重建(中- $\beta$  尺度)湿层水汽权重平均时间,认为是在该时间内发生的理想对流不稳定降水和层结不稳定降水,用以对准淮河流域暴雨过程作诊断计算,结果表明,对流不稳定降水可以造成暴雨,但不足以造成大暴雨,只有参与层结不稳定降水,才是大暴雨的可能天气学降水物理机制。

(3)对 2007 年 7 月淮河流域多次暴雨过程诊断计算与分析表明,淮河流域存在高空槽与地面静止锋活动,以及大尺度稳定性上升运动及凝结函数降水和天气尺度风场辐合及水汽通量辐合降水。长时间较强水汽通量辐合与高温高湿气团维持在淮河流域上空,使

得在静止锋上发生非等熵对流不稳定层降水与层结湿不稳定降水,是造成淮河流域(大)暴雨过程的天气学成因。

(4)东亚季风环流在对流层低层流入副热带高压外围时,为大尺度下沉运动之凝结函数“反降水”与水汽通量辐散之“反降水”,而流出副热带高压时反之。

(5)2007年7月18日济南市特大暴雨在天气学上可能是中- $\alpha$ 尺度水汽通量辐合降水、中- $\beta$ 尺度对流不稳定降水、与中- $\gamma$ 尺度层结不稳定降水相结合之产物。

#### 参考文献:

- [1] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理和方法(第三版)[M].北京:气象出版社,2000:319-460.
- [2] 杨大升,刘余滨,刘式适.动力气象学(修订本)[M].北京:气象出版社,1983:39-55;117-119;296-300.
- [3] 辜旭赞,陶祖钰,方慈安.大气中的降水与反降水—'98梅雨锋暴雨天气学成因分析[J].热带气象学报,2000,16(4):336-344.
- [4] 辜旭赞.梅雨锋降水运动诊断分析与(大)暴雨形成[J].气象科技,2006,34(2):170-174.
- [5] 孙家广.计算机图形学(第三版)[M].北京:清华大学出版社,1998:286-357.
- [6] 李建平.计算机图形学原理教程[M].成都:电子科技大学出版社,1988:61-130.
- [7] 奚梅成.数值分析方法[M].合肥:中国科学技术大学出版社,1995:1-48.
- [8] 辜旭赞.球面坐标系上双三次曲面拟合与大气科学应用[J].暴雨灾害,2003(1):16-21.
- [9] 叶金桃,辜旭赞.数值模式大气科学可视化分析预报系统设计实现[J].暴雨灾害,2005(1):87-94.
- [10] 辜旭赞.一模式大气参考状态的计算与特征[J].高原气象,2003,22(6):608-612.
- [11] Fritsch J M, Chappell C F. Numerical Prediction of Convectively Driven Meso-scale Pressure System. Part I: Convective Parameterization[J]. J Atmos Sci,1980(37):1722-1733.
- [12] 宗志平.淮河流域出现流域性大洪水(每月天气——2007年7月)[J].气象,2007,33(10):118-123.

## Synoptic Diagnostic Calculation and Analysis of Heavy Rain in the Huaihe River Basin during July 2007

GU Xu-zan<sup>1</sup>, YE Jin-tao<sup>1</sup>, CHEN Yu-qin<sup>2</sup>

(1.Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074;

2.Meteorological Information and Technology Support Center of Hubei Province, Wuhan 430074)

**Abstract:** On the isentropic coordinates system, condensation-function precipitation, moisture flux divergence precipitation, wet-labile air layer convection precipitation and wet-labile air-parcel precipitation are diagnostic calculated with the re-analysis and forecast data of T213L31's model for the heavy rain in Huaihe River basin in July 2007. The condensation function precipitation movements and the moisture flux divergence precipitation movements are on the synoptic scale. The latter order of precipitation magnitude is larger than the former, but both are too smaller to form heavy rain. The wet-labile air layer convection motion may form heavy rain but not the rain gust, as more as the wet-labile air-parcel precipitation motion could be the only strong ascending mechanism of rain gust of its self-organization and positive feedback. Diagnostic calculation of synoptic precipitation shows that, because of the Western Pacific subtropical high slanting strong as well as declining to the west, there are condensation-function and moisture flux divergence precipitations under the trough activities in upper frontal zone, and the high temperature and the high moist air masses over the stationary front on the Huaihe River basin. Then, the high precipitable water air mass maintains for a long time and vapor is transported rapidly in progress of the East Asian monsoon, which leading to the non-isentropic saturation-adiabatic processes and coming into the moist air layer convection, and the moist air mass instability precipitations, can be the synoptic causes of the heavy rain as well as the rain gust on the Huaihe River basin in July 2007.

**Key words:** Condensation-function precipitation; Moisture flux divergence precipitation; Wet-labile air layer convection precipitation; Wet-labile air-parcel precipitation; Heavy rain on the Huaihe River basin