

暖切变型江淮梅雨锋结构 及其形成和维持机制*

胡伯威 彭 广

(武汉暴雨研究所, 武汉 430074)

摘 要 对在 1991 年 7 月上旬特别稳定的梅雨形势下持续 10 天的特大暴雨期作了合成和典型过程研究,并进一步探讨了暖切变型江淮梅雨锋天气系统模型。它在自由大气层表现为结构竖立的相当正压切变线和一种不同于经典地转动量近似的带状准二维运动场。边界层的浅层锋生倾斜环流以及偏于切变线轴以南的 Ekman 抽吸与自由大气层中基本上由积云对流加热驱动的竖直环流相互依存和耦合,造成持续的大暴雨。这种系统的初生和中断后复苏的机制可能是由斜压性极弱的副热带高空东移的短波扰动在低层“湿度锋”带紧南侧触发导致的一种带状 CISK。

关键词 梅雨锋 暖切变 结构 形成和维持

1 引言

一般都知道东亚的梅雨锋两侧湿度对比大, 温度对比小, 与中纬度锋面有很大差别^[1]。但这个特点表现的程度随着时间和地点又有所不同。一般说来, 梅雨早期温度梯度强些; 从长江口附近到日本的梅雨锋东段温度梯度强些, 因此它的温度场和风场结构还或多或少类似中纬度锋面^[2]。一般到梅雨晚期, 特别是位于大陆上长江流域的梅雨锋西段就基本上与斜压锋面不属同类天气系统模式了。作者曾经在中尺度资料不很完善的条件下, 尽可能仔细地分析了好几次在长江中, 下游造成大范围大暴雨的晚期梅雨锋例子^[3~5]。得到的深刻印象是除了在 850 hPa 以下有一条降水造成的冷带以外, 这类梅雨锋的切变线和暴雨带是远离高空锋区的。每次活跃切变线的产生方式并非斜压波里的锋生, 而是从青藏高原东侧暖性气旋区内向着暖湿的长江流域逐渐延伸出来的。暴雨下到哪里, 切变线伸到哪里。这时的梅雨锋实际上是联系着东亚夏季环流产生在暖大陆上的辐合带, 有些象南亚次大陆的季风槽。

1991年6月30日到7月11日长江流域出现持续不断的梅雨锋大暴雨(这个特大洪涝年的最后一段梅雨),其中除了7月5~6日直接联系着一次中纬度短波槽——冷锋过程外,其余10天都具有上述典型特征。这期间主要暴雨带南北摆动范围在100 km以内,轴向转动范围在 10° 以内,图1是这10天(不包括7月5~6日)的累计雨量图。降水集中在一条ENE-WSW向的狭长带中,反映了这次梅雨锋长时间准定常的特点。因此用这个时期(以下称为“91.7暴雨期”)的平均高空要素场及其导出的各种动

1994-09-05 收到, 1995-04-14 收到修收稿

* 本文由国家“八五”科技攻关 906 项目 08 课题支持

力学量比之用若干在位置和形态上差异较大的个例合成能更好地保留一些有意义的细节。本文在这个基础上结合一些关键的单时次地面、高空观测资料,降水资料,数字化卫星云图和武汉 10 cm 数字化雷达回波资料作综合分析,研究这种系统从自由大气到边界层的结构,次级环流的性质和结构,它的产生过程和机制,维持机制。

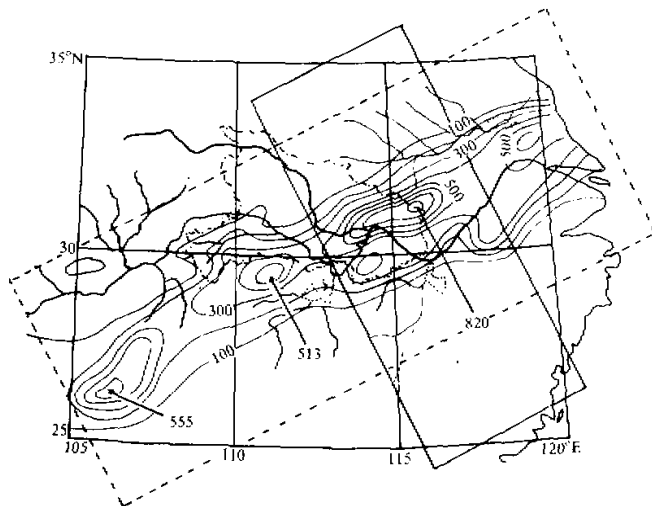


图1 1991年6月30日08时~7月6日08时和8日08时~12日08时
(共10天)累积雨量图

图中实线矩形为铅直剖面计算区,虚线矩形为图4的范围

2 结构和运动场特点

为了便于用地面资料辅助分析边界层较细的结构,我们作了7月9日08时单时次通过武汉附近的一张铅直剖面图(图2)。这时刻正值长江中游最强的一次持续暴雨过程的高峰。温度场用沿剖面一线等压面上的温度距平表示;风场用 u 表示(本文令 X 轴和 Y 轴分别平行和正交于切变线轴,铅直剖面均沿 Y 方向,以下同)。图2表明除了在850 hPa以下暴雨带附近有一个冷带(剖面上的冷丘。其轴心偏北于暴雨带),因而在它南侧有一个最大温差达10 K的边界层“锋区”以外,自由大气层暴雨带上空主要是一个近于铅直的暖轴,其两侧的温度梯度不强,400 hPa以上的高空锋区远在北方,距暴雨带约800 km。暴雨带及其南侧850 hPa以下有很强的风场铅直切变。自由大气层内铅直切变很弱。10天平均的涡度铅直剖面图(图3,本文平均剖面图除时间上取10天平均以外,还在 X 方向取500 km范围的平均,见图1中NNW-SSE向矩形区)上,暴雨带上空400 hPa以下是倾斜度极小的正涡度区,它与北方高空急流附近倾斜涡度场呈鲜明对比。400 hPa以上叠置着一个负涡度区。低层正涡度中心略偏于暴雨带以北;高层负涡度中心偏于暴雨带以南,这是大尺度环境风场叠加进来的结果。以上所有

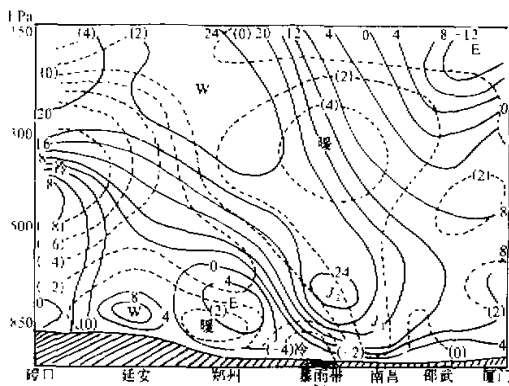


图2 1991年7月9日08时风速 u 分量
(实线, 单位: m/s) 和温度距平
($T' = T - \bar{T}$, $\bar{T}$ 为相应等压面上
当时平均值, 单位: K)

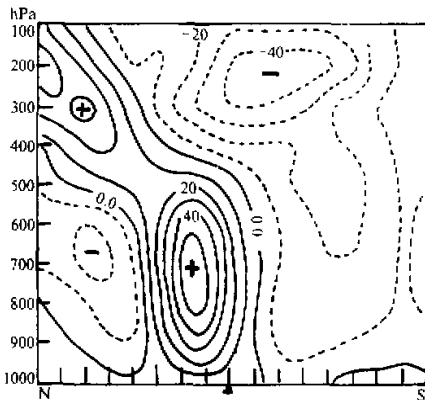


图3 10天平均涡度铅直剖面图
单位: 10^{-6} s^{-1} , 图中 Δ 符号为暴雨中心位置,
横坐标为100 km 间格距, 以下均同

事实说明, 这类梅雨锋——切变线系统在边界层为浅薄的斜压结构; 在自由大气层为相当正压结构。

图4给出850 hPa 10天平均风速分量的四个一阶导数场, 进一步揭示了风场的性质。它具有明显的准二维特点。其中 $\partial u / \partial y$ 和 $\partial v / \partial y$ 分别占了涡度和散度的绝大部分, 并呈完好的带状分布, 最大 $-\partial u / \partial y$ 值(注意, 由于资料分辨率粗于300 km, 实际上计算的极值可以代表切变线主要部分的平均值。而且10天平均还削弱了实际的极大值)超过 $6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 与 $f_0 = 2\omega \sin 30^\circ$ (约 $7 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) 非常接近, 即在切变线内相对涡度与地转牵连涡度同量级, 而散度 $\partial v / \partial y$ 比涡度小半个量级 ($10^{-1/2}$)。作者最近的研究^[6]表明, 散度场的这个强度是带状准二维系统中能够维持准平衡运动的最大限度, 而且只可能出现在非绝热加热率比温度平流大一个量级的相当正压切变线中。另一个涡度分量 $\partial v / \partial x$ 与 $\partial u / \partial y$ 相比完全可以忽略。但另一个散度分量 $\partial u / \partial x$ 显示了基本

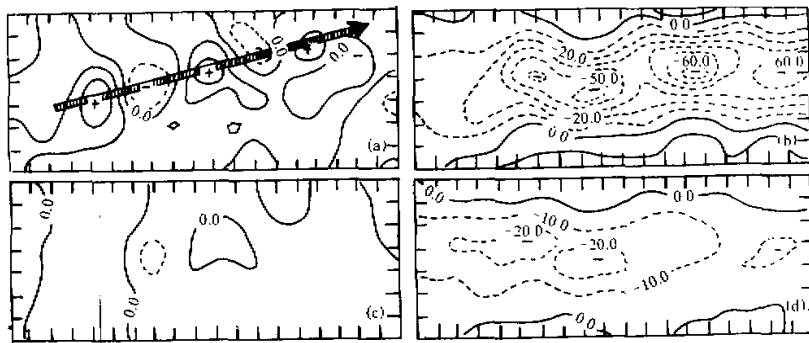


图4 850 hPa 各风速导数分量

取 X 轴与暴雨带轴平行, u, v 定义在新坐标系上, 见图1虚线矩形, 坐标的格距为100 km
图中(a) $\partial u / \partial x$, (b) $\partial u / \partial y$, (c) $\partial v / \partial x$, (d) $\partial v / \partial y$, 单位: 10^{-6} s^{-1} , (a)中粗矢线为700 hPa 气流

沿 700 hPa 气流方向排列的中尺度波动。出现在 10 天平均图上,说明它不是反映移动性的中尺度扰动,而是一种准定常驻波。这支低层气流恰好经云贵高原而来,暗示这种驻波有可能与地形作用有关。具体的成因不清楚。值得注意的是其中两个辐合 ($\partial u / \partial x < 0$) 区恰好分别对应湘、鄂边境和大别山两个著名的气候暴雨中心。同样在“91.7”暴雨期也是如此(见图 1)。

3 次级环流及其驱动和耦合机制

由于探空、测风密度和精度的限制,很难可靠地将非地转风分离出来,只能根据 $v = v_g + v_a$ 作出铅直环流剖面图(图 5a、b)。也是由于测站密度的限制,这个图无法具体刻划环流的中尺度结构,所以其中实际上叠加着地转风 v_g 的铅直切变,并掩盖了一些细节。但仍可以对次级环流的一些主要特点作出判断。其中可以看到:在 850 hPa 以下配合边界层锋区有随高度向北倾斜的正环流。由于前述原因,图 5 只表现出一支倾斜向北的上升气流,看不到环流的下沉支。但 9 日 08 时武汉单站高空 v 分量廓线图上(参看后面图 8c) 1500 m 以下 v 切变更清楚地反映了这一“正环流”,并看到其下部的偏北风。在 850 hPa 以上逐渐转为竖直的上升气流。如果扣去地转风切变,可以想象其两侧为基本对称的次级环流圈。图 5b 表明梅雨期环流的主体部分与北方对流层中、上部配合高空急流——锋的一个正环流圈是相互脱离和独立的。

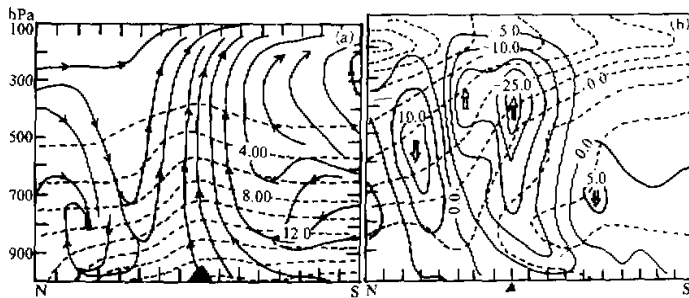


图 5 平均铅直环流剖面

(a) 二维流线和比湿(虚线),单位: g/kg ; (b) $\omega-v$ 剖面,
实线为 ω ,单位: $10^{-6} hPa \cdot s^{-1}$,虚线为 v ,单位: $m \cdot s^{-1}$

已经看到无论在风场、温度场结构和次级环流结构方面,自由大气层和边界层有很大不同。下面我们由观测事实分别讨论两个不同大气层中产生次级环流的动力学机制及其相互关系。

3.1 边界层环流机制

实际上这里是指大约 850 hPa 以下的大气低层(略高于边界层)。在平均温度平流剖面图(图 6)上可以看到,恰好在图 2 边界层温度锋暖侧有一个范围狭窄的强暖平流区。其北侧的温度平流梯度与锋区重合,说明有一个平流锋生强迫机制。这是持续存在的梅雨大尺度环境变形风场(有时还加上扰动的变形风场——“91.7”暴雨期反复出

现, 作者在文献[7]中揭示的伴随中 α 尺度扰动的变形风场) 作用于强降水产生的边界层温度锋区的结果。这里对边界层平流锋生强迫次级环流的可能性作一个粗略的分析。暴雨带低层相对湿度在 90% 以上, 甚至局部达 100% (图略)。在 800 hPa 以下为湿静力稳定层结。结合明显的水平温度梯度和 u 的铅直切变 (参看图 2), 以 7 月 9 日 08 时为例, 用武汉的单站探空测风资料以及附近的相对涡度计算的^[8]修正的湿 Richardson 数 (图 7)

$$Ri^* = \frac{\eta}{fu_z^2} \cdot \frac{\Gamma_m}{\Gamma_d} \cdot \frac{g}{\theta_{sc}} \cdot \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial z},$$
 其值恰

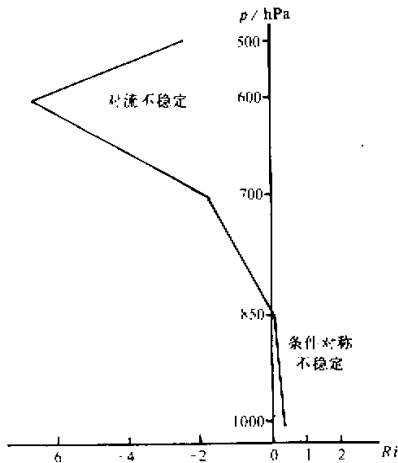


图 7 汉口探空站 1991 年 7 月 9 日 08 时修正的湿 Richardson 数廓线

度梯度很小, 但却有很强的铅直切变。南昌风矢量端踪图 (图 8a) 表明这里 1000 m 以下是一条很好的 Ekman 螺线, 即在急流下面为超热成风摩擦切变, 而贴近暴雨的那一部分急流上面不存在 u 切变 (相应于温度场水平均匀的特点), 下面有与边界层温度锋区配合的强热成风切变, 其厚度大于南部的切变层。武汉的风矢量端踪图 (图 8b) 表明这里边界层的斜压性质导致与 Ekman 螺线完全不同的风场结构。因此图 8c 表明边界层辐合出现在这两部分之间。即不是重合于暴雨带, 而是偏于暴雨带南侧, 恰好配合加强了上述边界层锋生环流的上升支。它将暴雨带南侧高湿区丰富的水汽斜升涌注于暴雨带对流云层中。我们将比湿铅直剖面图重叠在铅直环流图 (图 5) 上, 可以看到环流上升支携带一个倾斜上突的高湿舌进入暴雨带对流云层。

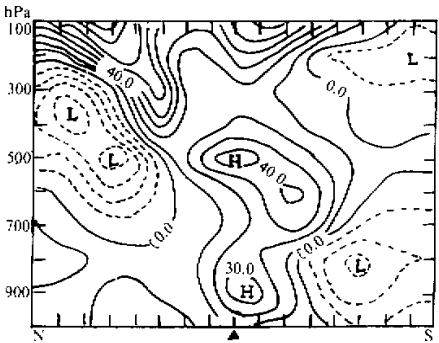


图 6 平均温度平流剖面图
单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$

好在 0~1 之间, 为条件对称不稳定区。但由于这个倾斜环流南部湿度未达到饱和, 以及考虑到边界层的粘性因素, 实际上不能实现条件对称不稳定。许秦^[9]定义边界层的对称稳定度时包括了粘性因素, 如果把局部的不饱和也定性考虑进去, 则实际上在这个例子中暴雨带附近边界层大气可能是弱对称稳定的。Emanuel^[10]在理论上指出, 大尺度变形场作用于接近中性的弱条件对称稳定大气, 可以导致具有中尺度上升运动带的倾斜环流。此外, 边界层摩擦辐合即 Ekman 抽吸作用对低层这个环流也有重要贡献。在图 2 中已看到, 低空急流的范围比较宽, 其南部和北部结构不同, 在暴雨带南侧 150 km 以外, 急流上面为南冷北暖的弱温度梯度, u 随高度缓减, 呈热成风配置; 急流下面温

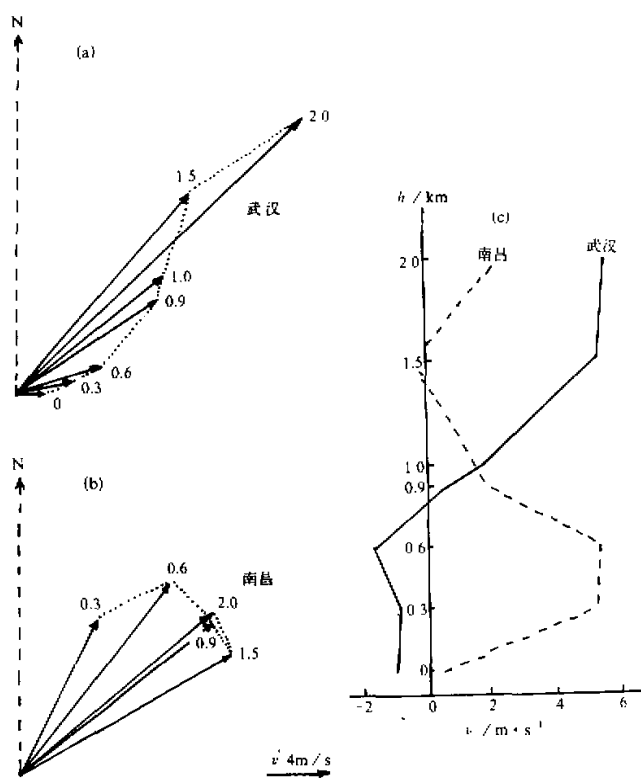


图 8 1991 年 7 月 9 日 08 时梅雨锋及南侧低层风铅直切变图

(a) 南昌风矢端踪图, (b) 汉口风矢端踪图, (c) v 廓线, 实线为武汉, 虚线为南昌

3.2 自由大气层环流机制

作了 7 月 8 日 20 时~9 日 08 时鄂东-皖中 (参看图 1 铅直剖面计算矩形区与暴雨带交叠部分) 的热收支计算, 结果见图 9。在 800 hPa 以上, 显热源和位温铅直平流两条廓线近乎重合, 表现为基本相抵的两个大项。水平平流小一个量级, 局地变化项更小。我们曾对另一次性质类似的梅雨锋暴雨过程做过计算^[11], 得到同样的结果。上述两大项的重合和相抵已经比较清楚地暗示暴雨带自由大气层的铅直运动基本上是对积云对流加热的响应。最近作者^[6]指出, 在相当正压切变线运动系统中能够容纳比温度平流大一个量级的非绝热率而保持准平衡的演变和过滤掉重力-惯性波的次级环流。这时环流方程中不仅温度平流项, 而且所有关于温度和动量平流的强迫项都比非绝热项小一个量级以上 (当然局地时间导数项也被证明可略去才得到环流诊断方程)。方程最后可简化到在离开模式边界 (地面和对流层顶) 较远的地方得出一个简单的关系式 $-\sigma\omega \sim RQ/c_p$, 和图 9 的观测计算事实完全一致。说明这类梅雨锋的自由大气层次级环流主要是由积云对流加热驱动的 (只有经这个动力学论证, 才能把图 9 的收支计算

结果变为 ω 诊断的结论)。

3.3 两层环流的相互依存和耦合

前面已提到边界层环流上升支将暖湿空气倾斜地灌注入暴雨带上空。图7表明那里 $Ri_m < 0$, 是对流不稳定层。因此这种水汽输送维持着暴雨带上空的积云对流加热场从而驱动自由大气层的竖直次级环流。积云对流降水导致云底以下的非绝热降温使边界层冷带和冷带南侧的平流锋生机制继续维持。自由大气的加热又维持着边界层顶的气旋性切变涡度和 Ekman 抽吸, 即自由大气层的过程也反过来维持了边界层环流。如此相互依赖和耦合成一个完整、稳定的次级环流系统。

4 梅雨锋切变产生背景和过程

图10是10天平均的850 hPa 风场变形值和 θ_{se} 场。在西太平洋副高脊、黄河流域反气旋带、“梅雨槽”和西南暖低压两高两低之间存在一条稳定持续的长约3000 km 的风场变形带, 但变形风场并没有造成明显的温度锋区, 而是造成一条 θ_{se} “锋区”, 它实际上主要是湿度梯度的反映, 对照图1可见到暴雨带恰好落在 θ_{se} 锋带紧南侧。边界层的浅窄温度锋区是每次下暴雨之后才出现的^[5], 说明暴雨和切变线发展的触发机制不是斜压系统中那种平流锋生, 但梅雨锋毕竟

还是在干暖-湿暖两种气团界面上产生的降水系统。其机制是什么? 一次梅雨锋切变线和云雨带的初生或者原有的一条梅雨锋明显减弱以至基本消失以后的复苏¹⁾往往与移动性的短波扰动有关^[12, 13]。但作者^[3~5]指出梅雨期(特别是梅雨晚期)的这种天气学过程与西风带控制长江流域季节那种斜压波天气过程本质上不同。有一些短波扰动看起来是北方西风带小槽的尾部, 但毕竟直接影响的这一段(35°N 以南)远离高空急流——锋, 处于斜压性非常弱的区域。还有不少情况下短波扰动只出现在35°N 以南, 原是暖性的青藏高原低层(500 hPa)辐合带中产生的与中 α 尺度对流云团相联系的正涡度系统^[4, 5], 它们移到高原东侧四川盆地时, 常表现为弱槽的形式。这时低层(850~700

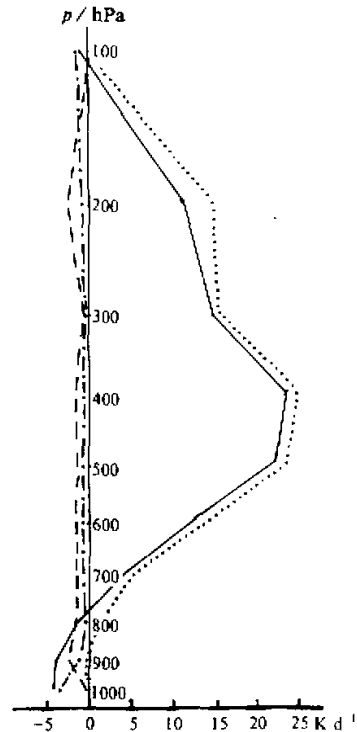


图9 1991年7月8日20时~9月11日08时
梅雨锋暴雨带长江中游段热量收支廓线图
计算范围为图1中实线和虚线两个矩形中

变量部分

——显热源(Q_1), --- 水平平流,
..... 铅直(位温)平流, - · - · 局地变率,
单位: $K \cdot d^{-1}$

1) 很难找到比“复苏”更贴切的字眼来描述在实际天气分析中给人以深刻印象的那种梅雨消失而重现的特殊变化方式。1992年杨金锡(7月全国暴雨学术研讨会报告)和我们(4月强风暴实验室交流会报告)几乎同时使用这个字眼。

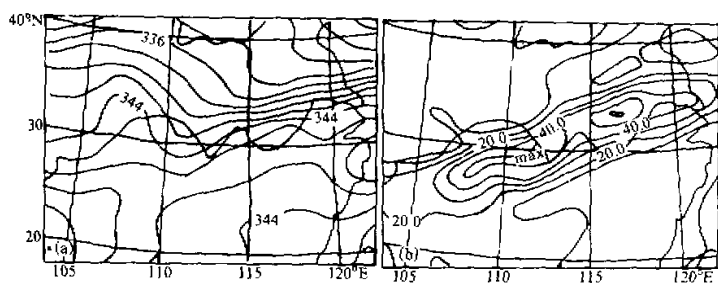


图 10 850 hPa 10 天平均相当位温 (θ_e) (a, 单位: K) 和
10 天平均风场变形值 (b, 单位: 10^{-6} s^{-1})

hPa) 准定常的不活跃气旋性环流变成活跃的低涡。大多数情况下, 这种扰动移到长江中游时, 常规的 500 hPa 图上 30°N 附近已辨不清移出来的槽形; 低层也没有明显的涡。倒是遗留在四川盆地附近的准定常气旋性环流更清楚, 似乎扰动并没有移出来。但是连续分析涡度场 (虽然资料间隔 12 小时), 确实还能追踪到一个逐次东移的正涡度区。在每小时一次的卫星云图上可以更清楚地看到一个连续东移的正涡度平流云系 (后界光滑的卷云盾)。在“91.7”暴雨期, 除了前面提到的 7 月 5~6 日一次伴随西风短波槽的明显低涡过程¹⁾外, 其余 4 次持续暴雨过程的开始都与上述这种副热带性质的短波扰动有密切关系。

图 11 显示了 7 月 8 日下午从四川盆地移出的一个盾状云系。在 500 hPa 和 300 hPa 都有对应的正涡度平流区 (图 12)。叠绘在云图上的等相当位温线表明有一条湿静力能量锋拦腰穿过云系。云的性质在“锋”的两侧形成鲜明对比。南侧发展起一串对流云团, 而北侧纯为卷云盾。作者^[14]曾在其它例子中分析过类似现象, 实际上这是很普遍的。本例低层湿度锋带南侧对流云雨迅速发展, 酿成这个特大洪涝年份长江中游最强的



图 11 1991 年 7 月 8 日 20 时卫星云图
加绘 850 hPa 长江中、下游等 θ_e 线

1) 7 月 5~6 日这次过程在淮河和长江下游带来了特别大的暴雨, 已吸引了许多人的兴趣。但它恰好与本文讨论的这类模型有别。所以, 如果有人对“91.7”暴雨的印象与本文谈的那些特点并不相同, 这不会使我们感到奇怪。

一场暴雨。同时伴以低层正涡度带的发展。8日20时~9日08时对流层中、上部显热源(θ_1)水平分布的高值带与同时段850 hPa 12小时正变涡度带近于重合(与文献[5]中图5c的情况相同,本文图略)。此外我们已经看到(图8)边界层 Ekman 辐合随着低层正涡度带(切变线)的发展而显著加强。在8日白天,即这次梅雨锋“复苏”之前,长江中、下游整个对流层(包括边界层)都不存在温度锋区。上述一系列现象说明,这种高空副热带短波扰动前部极弱的斜压动力强迫(中、高层正涡度平流)仅仅是触发因素。它只是在热力条件特别有利的地带,通过触发对流云雨发展及其平均加热作用导致切变风场发展和 Ekman 辐合加强。这暗示第二类条件不稳定(CISK)可能是这种切变线产生的机制。作者在文献[6]中讨论了切变线产生前在弱风场和特殊的带状分布热力条件下方程组的准二维线性化;在所关心的参数范围内其描述的发展无尺度选择性以及因而由水平尺度较大的初始扰动(触发条件)与尺度较小的积云对流加热参数场耦合决定发展的水平结构(位置、尺度以至形状)等问题。指出在高空弱槽掠过低层 θ_{se} “锋区”时,可能在此“锋区”紧南侧 $-\partial^2\theta_{se}/\partial y^2$ 最大轴附近导致带状的 CISK(不一定是单纯的 Ekman-CISK)发展。在边界层以上产生一条相当正压(暖性、铅直结构基本竖直)的切变线。同时也正是由于这类 CISK 发生在低层干-湿气团界面紧南侧,因而伴随强降水的非绝热过程还在边界层造成一条低浅狭窄的温度锋^[3]。

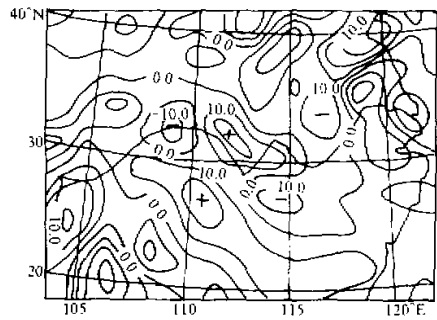


图12 1991年7月8日20时
500 hPa 涡度平流
单位: 10^{-10} s^{-2}

5 主要结论

(1) 暖切变型江淮梅雨锋截然不同中纬度锋面, 它已远离东亚高空急流——锋带, 在自由大气层呈带状相当正压结构。其准二维风场不同于经典的地转动量近似风场。在边界层则有浅窄而明显的斜压结构, 这种特殊的天气学模式包含着一些特殊的动力学问题。

(2) 这类梅雨锋的准二维次级环流也由两部分耦合而成。在边界层, 变形风场作用于粘性弱条件对称大气, 加上因特殊风场结构而偏于切变线轴南侧的 Ekman 抽吸, 造成浅层的向北倾斜的强迫环流。其上升支将暖湿空气注入暴雨带上空的对流不稳定层, 维持着带状强对流云系。在自由大气层则是基本上由积云对流加热驱动的竖直环流。其中产生的强降水在边界层干、湿气团界面上通过非绝热过程维持着边界层锋区和锋生环流, 而且自由大气的加热维持低层正涡度并因而维持 Ekman 抽吸。如此两层环流相互依存。

(3) 一条新的暖切变型江淮梅雨锋的产生或原有梅雨锋减弱消失后的复苏, 其机制不是斜压锋生, 而可能是斜压性极弱的副热带高空短波扰动掠过低层暖干和暖湿气团界

面(“湿度锋”)时,触发导致的一种位于湿度锋带紧南侧 θ_{su} 二阶导数负值最大轴附近的带状 CISK。

致谢:王崇洲、易兵同志协助完成了部分资料、图表工作,特此致谢!

参 考 文 献

- 1 谢义炳、曾庆存, 1956, 中国夏半年几种降水系统的分析研究, 中央气象局论文集(1), 中央气象局刊印。
- 2 Ninomiya, K., 1984, Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer Northern Hemisphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 880~894.
- 3 胡伯威, 1976, 1974年7月7~15日江淮切变线的分析, 南方暴雨和冰雹预报经验交流会选编, 北京:气象出版社。
- 4 胡伯威, 1986, 对我国梅雨天气尺度系统的一些认识, 气象科技, 第2期, 21~29.
- 5 胡伯威、彭广, 1994, 长江流域梅雨锋产生和发展的个例研究, 气象学报, **53**, 613~621.
- 6 胡伯威, 夏季副热带相当正压切变线的动力学性质, 大气科学, **20**(3), 326~336.
- 7 胡伯威、潘鄂分、顾宗华, 1992, 梅雨锋上云团活动的个例分析, 应用气象学报, **3**, 41~50.
- 8 Seltzer, M.A., R.E. Passarelli and K. A. Emanuel, 1985, The role of symmetric instability in the formation of precipitation bands, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2207~2219.
- 9 Xu, Qin, 1992, Formation and evolution of frontal rainbands and geostrophic potential vorticity anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 629~648.
- 10 Emanuel, K.A., 1985, Frontal circulation in the presence of small moist symmetric stability, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1062~1071.
- 11 胡伯威、彭广, 1992, 梅雨锋的准定常状态和持续对流暴雨, 国家气象局强风暴实验室论文集(1990~1991), 1~14, 强风暴实验室刊印。
- 12 王作述, 1963, 一次江淮切变线过程的研究, 气象学报, **33**, 189~205.
- 13 斯公望, 1988, 暴雨和强对流环流系统, 北京:气象出版社, 293~394.
- 14 胡伯威、王灵艳, 1980, 梅雨锋上中间尺度扰动的发生, 长江流域暴雨文集, 北京:气象出版社, 1~10.

The Structure of the Warm Shear-Line Type Jianghuai Meiyu Front and the Mechanism of Its Formation and Maintenance

Hu Bowei and Peng Guang

(Wuhan Heavy Rain Institute, Wuhan 430074)

Abstract A ten-day continued extremely heavy rain process with the especially steady Meiyu circulation patterns in early July 1991 is studied by both compositive analysis and representative daily case study. The synoptic model of warm shear-line type Meiyu front is further discussed. An equivalent barotropic shear line of upright structure and a banded quasitwo-dimensional motion field, which is different from the geostrophic momentum approximation one in free atmosphere are found. A shallow slant-wise frontogenetic circulation and the Ekman pumping to the south of the shear line in the boundary layer are coupled with and interacting with the cumulus convective heating-driven upright circulation in the free atmosphere and result in the continuous heavy rain. The mechanism of genesis and recovery after the break of such a system is probably a kind of banded CISK, which is triggered to the south of the low-level "moisture front" by the upper east travelling short-wave disturbance of very weak baroclinity in subtropics.

Key words Meiyu front warm shear line structure formation and maintenance