

一次典型梅雨锋锋面结构分析*

柳俊杰

(南京气象学院, 南京, 210044)

一 | 汇

何金海

(国家气候中心, 北京, 100081)

(南京气象学院, 南京, 210044)

摘 要

1999 年梅雨期在长江中下游维持着一条典型的梅雨锋, 锋面和梅雨雨带呈东西走向, 从中国的四川省一直延伸到日本。锋面两侧的温度及湿度对比明显, 并且其上有数个中间尺度的低涡沿梅雨锋依次向东移动发展, 在长江中下游造成严重的梅雨暴雨和洪涝。

文中分析了 1999 年这次典型梅雨锋的锋面结构。结果表明, 从温度场看, 由于梅雨区对流和降水的显著发展, 梅雨锋的低层温度对比几近消失, 其中上部仍具有典型的上宽下窄的锋面结构, 锋面随高度向北倾斜。在低层经向温度场呈现复杂的暖-冷-暖的结构, 即北部华北平原为地面感热加热造成的相对较暖的变性极地大陆气团, 中间为冷空气南下和降水冷却造成的相对较冷的梅雨区, 南部是相对较暖的热带海洋气团。在这种温度场下, 由北部低层变性暖气团与梅雨区偏冷空气形成了明显的温度对比区, 文中定义这个区域为梅雨赤道锋。因而, 在低层东亚梅雨区的锋区结构由梅雨赤道锋和减弱的梅雨锋构成。在 600 hPa 以上前者消失, 只有单一的极锋型的梅雨锋结构。在此分析的基础上文中给出了东亚梅雨期锋面结构模型图。

另外还指出, 从假相当位温场分析, 主要表现出梅雨区的深厚对流。降雨引起了高 θ_{se} 带及其南北高 θ_{se} 梯度区, 其北侧高 θ_{se} 梯度区大致相当于梅雨锋, 而南侧高 θ_{se} 梯度区则不是典型意义下的梅雨锋锋面。

关键词: 梅雨锋, 梅雨赤道锋, 多重锋面, 梅雨锋概念模型。

1 引 言

梅雨是东亚著名的雨季, 平均每年发生在 6 月上中旬到 7 月中旬^[1], 主要雨区在中国江淮流域、日本和朝鲜半岛。虽然, 梅雨具有一定的区域差异^[2], 但它们都是东亚行星锋区和东亚季风相互作用的结果和表现^[3], 也是东亚大气环流季节过渡或突变的一个重要阶段^[4]。由于梅雨持续时间的长短和降雨量的多寡与中国江淮流域、日本和朝鲜半岛的旱涝灾害密切相关, 长期以来梅雨的研究与预报受到了这些地区学者的特别关注^[5]。近年来, 国际上也开始进一步重视这个问题^[6]。

梅雨时期的降水系统主要是梅雨锋及沿梅雨锋东移的中间尺度或中尺度低涡^[7~9]。长期以来, 很

多研究者对梅雨锋的问题作过详细讨论研究。早期, 主要从极锋学说或气团分析的方面分析讨论梅雨锋的性质与结构, 认为梅雨是由海洋性变性的极地大陆气团与变性的海洋热带气团的交汇作用所致。在这个过程中形成的锋面是一种具有极锋性质的准静止锋。后来由于高空资料的增多和特别观测试验的实施^[10], 开始研究梅雨锋的空间结构。程纯枢^[2]和谢义炳^[11]都指出, 由于梅雨区大量降水的存在, 使雨区温度降低, 从而减弱了地面与低层锋区的南北温度差异, 因而低层梅雨锋变得不清楚, 甚至近于消失, 出现了“无脚锋”的结构, 甚至部分出现南冷北暖的现象, 谢义炳称这种向南侧倾斜的梅雨锋为赤道锋。邱炳焕和丁一汇的梅雨锋分析也支持了这种观点^[12], 并且指出虽然梅雨锋低层温度梯度几近

* 初稿时间: 2002 年 12 月 12 日; 修改稿时间: 2003 年 3 月 20 日。

资助课题: 自然科学基金委重点基金 (40233037), “九五”攻关 B 计划: 南海季风试验。

① 陶诗言, 中国的梅雨。见: 中央气象局编. 气象论文集. 1958. 36pp

② 程纯枢, 1951 年梅雨。中国气象局技术总结 1952。

消失,但湿度对比明显增强,出现露点锋结构。如果用 θ_{se} 场进行分析,在锋前出现湿对流的漏斗型分布,这表明有大量的降水过程,尤其是对流性降水是破坏梅雨锋低层极锋结构的主要原因。最近十几年来,关于梅雨锋热力场的研究成果主要是指出低层温度场的“三明治”结构^[13],即梅雨锋的南北两侧气团的温度比锋区温度高,梅雨锋犹如一条冷舌位于南北暖气团之间。Kato^[13]和 Ding^[3]都指出北方的暖气团是浅薄的变性极地大陆气团受增强的地面感热加热的结果。

最近关于梅雨锋结构的研究又受到人们的重视。张小玲等^[14]指出梅雨锋主要表现为强烈的湿度对比,降水区在锋区的南面。周玉淑等^[15]则进一步指出梅雨锋系的概念,其中包括梅雨锋降水带南北两侧的 θ_{se} 密集边界区,并把北边界称为梅雨锋,南边界称为副热带锋。这些工作对过去关于梅雨锋的性质和结构提出了不同的新见解,因而目前对这一问题有进一步讨论和研究的必要。

1999年梅雨季(6月22日到7月3日),长江中下游地区出现了典型的梅雨锋,位置呈东西向,从四

川向东一直延伸到日本,并且十分稳定。其上有3个低涡生成发展东移,降水量很大(图1a),在长江中下游造成50a来最大的洪涝。另一方面,这一时期正值江淮流域能量和水循环试验期间(HUBEX/GAME),获得了大量的加密地面和高空观测资料,为分析梅雨锋提供了十分有利的条件一次极好的机会。通过比较1999年梅雨与气候平均梅雨季(1971~2000年)的降水、梅雨强度指数、平均湿度场及温度场(略),我们发现1999年梅雨很有代表性,因此对1999年的个例分析在一定程度上代表了一般性的情况。本文是整个1999年梅雨研究的一部分,主要旨在根据1999年梅雨锋的研究,重新评价和考察梅雨锋的结构,重点了解梅雨锋是否存在多重结构;如果存在,哪一部分是一般意义上的梅雨锋?在总结前人工作的基础上提出东亚梅雨区锋面结构概念模型图。

2 资料

分析所使用的格点资料是NCEP再分析资料,网格距:2.5°×2.5°,4次/日(00,06,12,18时;世界时,下同); ω 是NCEP再分析资料值;降水资料是

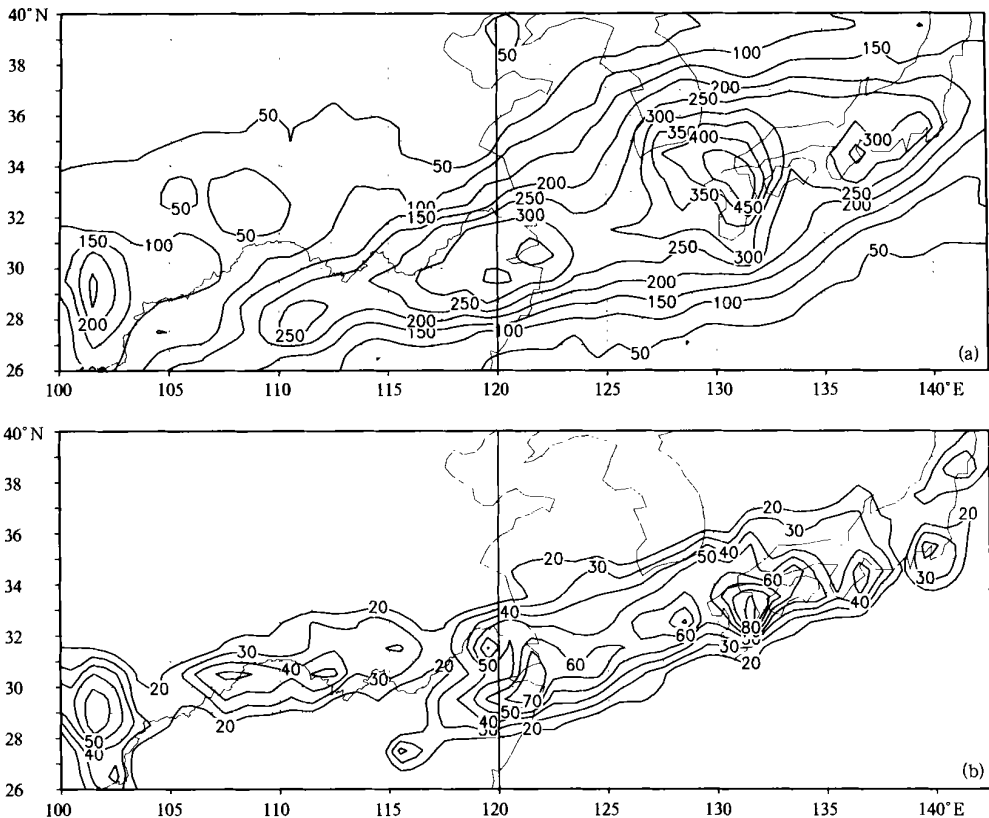


图1 6月22日到7月3日梅雨过程的降水量(a)和6月23与24日的降水量(b)

(GPCP资料,单位:mm,沿120°E的直线是剖面图所在位置)

有 HUBEX 加密观测资料, 24 次/每日以及 4 次/日; 也使用了 GPCP 降水资料, 1 次/每日; 相当黑体温度 TBB 资料, 8 次/日, 网格距: $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 。

3 梅雨锋的温度场特征

如前所述, 国内外不少研究者指出, 由于北方冷空气的变性, 使梅雨锋低层的温度场发生了明显的改变。Kato^[14]的研究认为, 在 5 月, 中国北部的对流层低层暖气团的形成是由于地面感热加热所致, 这明显改变了中国梅雨锋的热力场结构。张丙辰等^[8]提出了梅雨阶段温度场的“三明治”结构。但是他们都没有详细论述这种结构的演变及对中国东部锋面结构的影响。

文中以 6 月 23 日 18 时到 25 日 00 时这次长江流域来自东北的冷空气由弱到强再到弱的过程来考察这种“三明治”温度场结构是如何演变及其对中国锋面结构的影响。在这期间长江中下游至日本一带出现了明显的降水(图 1b)。6 月 23 日 18 时冷空气主体在朝鲜半岛北部(图 2a, 见彩页), 长江上游也存在一个冷空气中心, 形成从东北到西南的冷空气带。在中国东南部及日本南部存在暖空气, 42°N 附近是大陆暖气团, 这就形成了中间冷、两侧暖的东北-西南向的特殊“三明治”结构。冷暖不同性质的气团在日本及长江中下游相遇形成温度等值线密集带, 这就是经典意义上的梅雨锋, 但是长江中下游的温度梯度比日本岛附近的温度梯度小。另外, 在 48°N 附近还存在一个温度等值线密集带, 这就是极锋。在冷空气较弱时, 长江中下游梅雨锋温度梯度较小, 锋面结构较弱, 在东亚存在着梅雨锋和极锋组成的两重锋面结构。

24 日 00 时朝鲜半岛的冷空气向西南扩展(图 2b), 到达长江下游地区。长江中下游的冷空气加强, 梅雨锋的温度梯度加大, 强度增强。梅雨锋锋面上西南风速很大, 把暖湿的空气带到长江中下游及日本地区(图 1)。值得注意的是, 中心在 42°N , 107°E 附近的大陆暖气团与长江中游的冷空气在 36°N 附近形成很强的温度梯度, 它随着高度增高向南倾斜。根据传统锋面的定义, 锋面是温度梯度很大的区域, 因而可以把这一区域称为锋区, 但是它的坡度与中纬度经典锋区坡度是相反的。谢义炳^[11]曾用过赤道锋的概念来定义梅雨锋, 是指南冷北暖的两种气团的交界, 并且锋面随着高度增高向赤道倾斜的区域。因此, 我们可以把这个中纬度的随着

高度增高向南侧倾斜的锋面定义为梅雨赤道锋。 48°N 存在极锋。包括极锋在内, 在东亚就构成了三重锋面结构。因此, 如果来自于东北的冷空气及中国北方大陆暖性气团较强时, 在中国东部存在着三重锋面结构。

24 日 6 时(图 2c), 朝鲜半岛的冷空气向南推进, 同时继续向西南伸展, 长江中下游冷空气加强, 锋面的温度梯度加强。而与此同时, 北侧暖性大陆气团向东扩展加强, 大陆上的三重锋面结构也更加明显。

24 日 12 时(图 2d), 冷舌有向东北收缩的趋势, 北侧的大陆气团继续东移南压, 但是由于长江中游的冷空气继续维持, 长江中下游的梅雨锋面依然存在, 对流天气依然在长江中下游至日本一带。24 日 18 时(图 2e), 大陆的暖性气团盘踞在华北地区, 日本海的冷气团向东北方向移动, 梅雨锋的温度梯度在长江下游地区继续减弱, 在长江中游基本不变。低空急流把南海的水汽带到长江下游及日本, 在那里形成强的对流区。

25 日 00 时(图 2f), 虽然从日本海到长江中下游依旧是温度冷舌, 但是来自东北的冷空气主体已经从长江中下游消失, 这样梅雨锋强度减弱。而由于大陆暖性气团的增强, 北侧的两个锋面的温度梯度加强。这样就完成了一次冷空气从东北向西南推进, 又撤退的过程。考察 6 月 22 日 00 时到 7 月 1 日 00 时的 850 hPa 的温度场, 我们发现在整个梅雨过程有 3 次来自朝鲜半岛的冷空气向长江中下游侵入又撤退的过程, 这使得长江中下游一直维持着东西向稳定的梅雨锋。

5 月份蒙古高原由于感热加热产生的大陆暖气团只存在于低层, 那么 6 月份在北半球温度成季节性升高的情况下, 中国北部大陆暖气团伸展的高度如何? 在不同层次的不同温度场下, 锋面结构如何? 这里以 24 日 06 时为例具体分析各个层次温度场及锋面的特征。

在 925 hPa(图 3a), 长江中游梅雨锋温度梯度很小, 冷舌向西南延伸的距离较 850 hPa 远, 长江下游温度梯度较大, 梅雨锋锋面在 850 hPa 梅雨锋的南侧, 中国东部存在“三明治”温度场结构。700 hPa 梅雨锋区温度场梯度加大, 范围扩大, 锋区在 850 hPa 锋区的北侧。大陆暖性气团减弱, 梅雨锋北侧的两个锋面的温度梯度也随之减小, 但是依然是中间冷、两侧暖的温度场结构。在 600 hPa(图 3c), 梅

雨锋锋面继续向北移动,梯度及范围也加大。而同时,大陆暖性气团已基本消失,北侧的两个锋面也消失,这样在 600 hPa 径向温度场就是冷暖气团共存的温度场结构,在对流层低层温度场的冷舌位置上,对应 600 hPa 是暖区,这与 Kato (1985) 的研究结果

一致。在 500 hPa 图上这种温度场的结构更加明显。因此,大陆的暖性气团只是浅薄的,特殊的“三明治”温度场结构只存在于 600 hPa 以下,三重锋面结构也只存在于对流层低层。梅雨锋锋面随高度向北侧倾斜,范围扩大,强度增强。

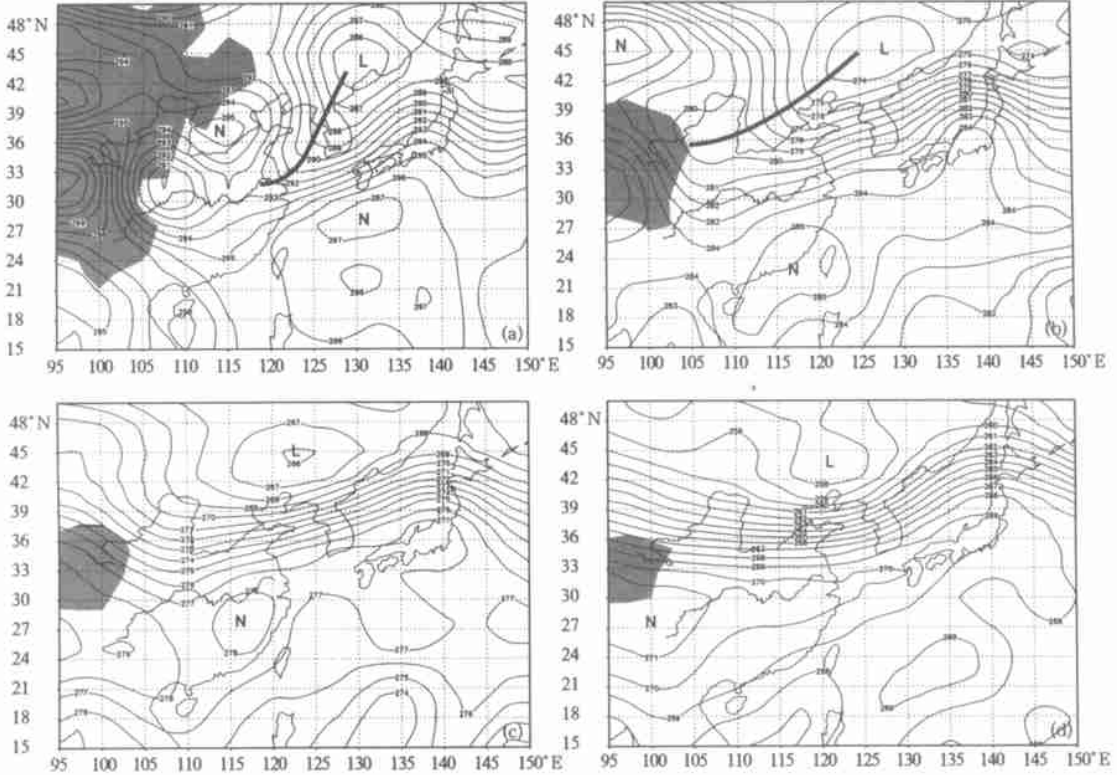


图 3 6月24日06时各个层次的温度场及流场

(a. 925 hPa, b. 700 hPa, c. 600 hPa, d. 500 hPa; 黑影区是地形高度, 925 hPa 的高度大于 600 m,

700 hPa 的高度大于 2400 m, 600 hPa 的高度大于 3200 m, 500 hPa 的高度大于 4000 m; L 代表冷区, N 代表暖区)

有很多论述认为梅雨锋是湿度锋或露点锋,用湿度能更好地确定锋面位置,但是通过以上的分析可见,根据传统的用温度梯度确定锋面的方法可以更清楚地确定梅雨锋面,并且梅雨锋面的位置与降水区的位置较为一致(图 1b)。它的冷空气主要来自于东北方向,在对流层低层, 40°N 存在大陆暖性气团,在亚洲东部形成中间冷、两侧暖的“三明治”温度结构,同时当大陆暖性气团和冷空气较强时,就形成了三重锋面结构。但在对流层中高层,则是南暖北冷的单一温度场结构,三重锋面结构已不存在。

4 梅雨锋的垂直结构特征

选取通过 120°E 的剖面对梅雨锋的垂直结构作进一步的分析。这个经度经过了 23 日到 24 日长江中下游降水最大的区域,同时也通过了中国东部的

三重锋面结构区域(图 2)。张丙辰等^[8]指出在梅雨暴雨期,低层不存在传统意义上的梅雨锋,那么 1999 年是不是如此呢?三重锋面结构在垂直剖面上是否存在?

在锋区,等位温线与等温度线正交,锋区基本沿着等位温线的方向,是一种斜压结构,因此我们可以结合位温场及温度场来确定锋区的位置。综合考察这几个时刻沿 120°E 的剖面图,可见在 500 hPa 以下,锋区随高度向北侧倾斜,范围增大(图 4),与上面的分析结果相同。23 日 18 时,对流较弱(图 2a),梅雨锋几乎到了地面,在梅雨锋北侧并不存在锋面结构。450 hPa 出现了对流层顶断裂区,由于梅雨锋北侧对流层中高层是变性的极地冷气团,因此对流层顶断裂区较低,在南侧是暖空气,断裂区较高。在对流层顶存在高空急流中心,在对流层中低层梅

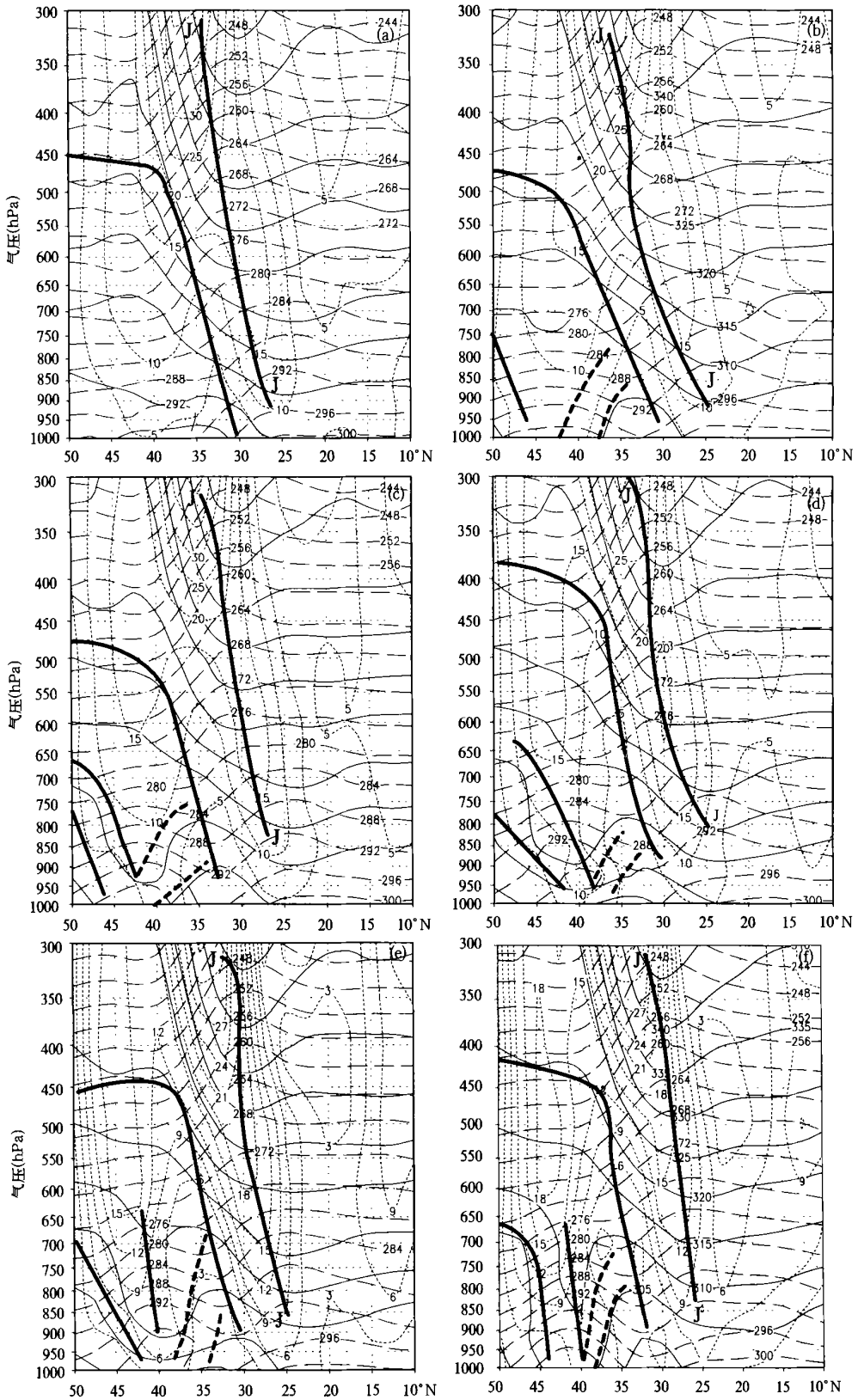


图 4 沿 120°E 的位温(实线,单位: K)、温度(长虚线,单位: K)和等风速线(点线,J 代表急流)
 (a, b, c, d, e, f 代表时刻同图 2; 南侧的加粗实线是梅雨锋的剖面图,
 粗虚线所包括的区域是梅雨赤道锋, 北侧实线所包括的区域是极锋)

雨锋南侧存在低空急流中心, 锋面恰好位于高低空急流之间。24 日 00 时, 对流发展, 正如邱炳焕等所指出, 对流性降水破坏了低层梅雨锋的结构, 在低层梅雨锋消失, 梅雨锋锋面向上收缩到 950 hPa 附近, 高低空急流的配置如上个时刻。不同的是, 北侧的两个锋面即梅雨赤道锋和极锋已经出现, 只是都存在于 750 hPa 以下, 是浅薄的系统。24 日 06 时, 梅雨锋仍存在于 950 hPa 以上。从 24 日 12 时到 25 日 00 时, 梅雨锋在边界层消失, 只存在于 900 hPa 以上, 北侧的两个锋面一直存在, 梅雨赤道锋在剖面图上也表现出向赤道倾斜的特征, 但都在 700 hPa 以下, 高低空急流相对位置基本不变, 但是高空急流中心强度从 24 日 06 时到 12 时减弱。梅雨锋的这种演变趋势与程纯枢和张丙辰的观点相同, 在暴雨期, 对流层低层不存在经典意义上的梅雨锋区。从温度场看梅雨锋成了“无脚锋”, 甚至向南倾斜, 变成一种赤道锋。

梅雨锋是温度梯度很大的地区, 也是湿度对比强烈的地区, 有很多人根据湿度对比定义梅雨锋面的位置, 因此我们有必要考察锋面湿度场的结构特征来对比用湿度场定义梅雨锋与用温度场定义梅雨

锋的差异。

5 梅雨锋的湿度场特征

假相当位温 θ_{se} 在对流层中低层主要反映了大气的湿度场特征。因此我们可以通过考察假相当位温场及比湿场来了解湿度场的特征。在长江中下游各个层次上存在一个假相当位温密集带, 并且随着高度增高向北倾斜(图 5), 它的位置与梅雨锋温度场密集带的位置基本一致(图 3)。在 600 hPa 以下, 水汽输送大值带与高假相当位温舌基本对应, 因此假相当位温密集带主要反映了湿度对比, 而在 500 hPa, 水汽输送很少, θ_{se} 主要反映了温度对比。在另外两个锋系的位置并不存在密集带, 说明梅雨赤道锋及极锋是干锋, 降水很少(图 1b)。另外, 在中国东南沿海也存在一个相对的假相当位温密集带, 周玉淑等(2002) 定义它为副热带锋, 是梅雨锋系的一部分, 但是在温度场上并不能看出锋面结构, 因此这不是传统意义上的锋面。在水汽输送场上(图 5), 长江中下游到日本有一个西南-东北向的湿舌, 而在中国东南沿海此时恰被副热带高压控制, 因此会在东南沿海形成湿度梯度大值带, 这就是相对湿度大

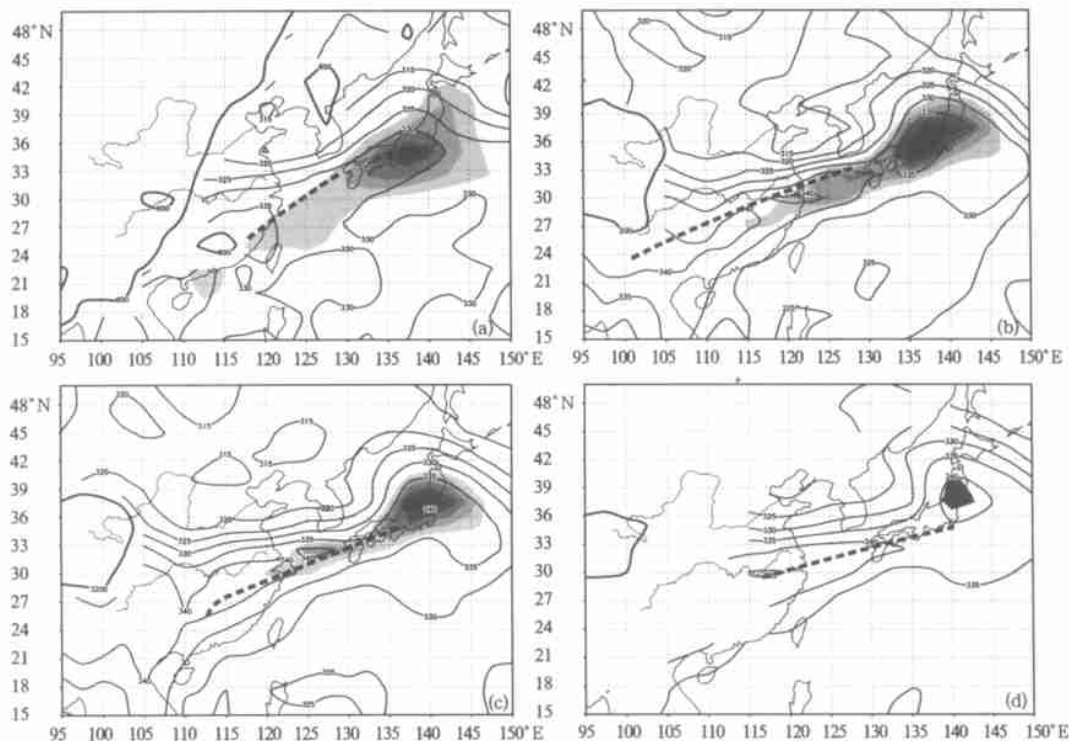


图 5 6 月 24 日 06 时各个层次的假相当位温及水汽输送大值带的平面分布
(a, b, c, d 代表的层次同图 3, 实线是假相当位温, 阴影区是水汽输送大值带,
粗实线内所包围的范围代表高度同图 3, 虚线是假相当位温大值带)

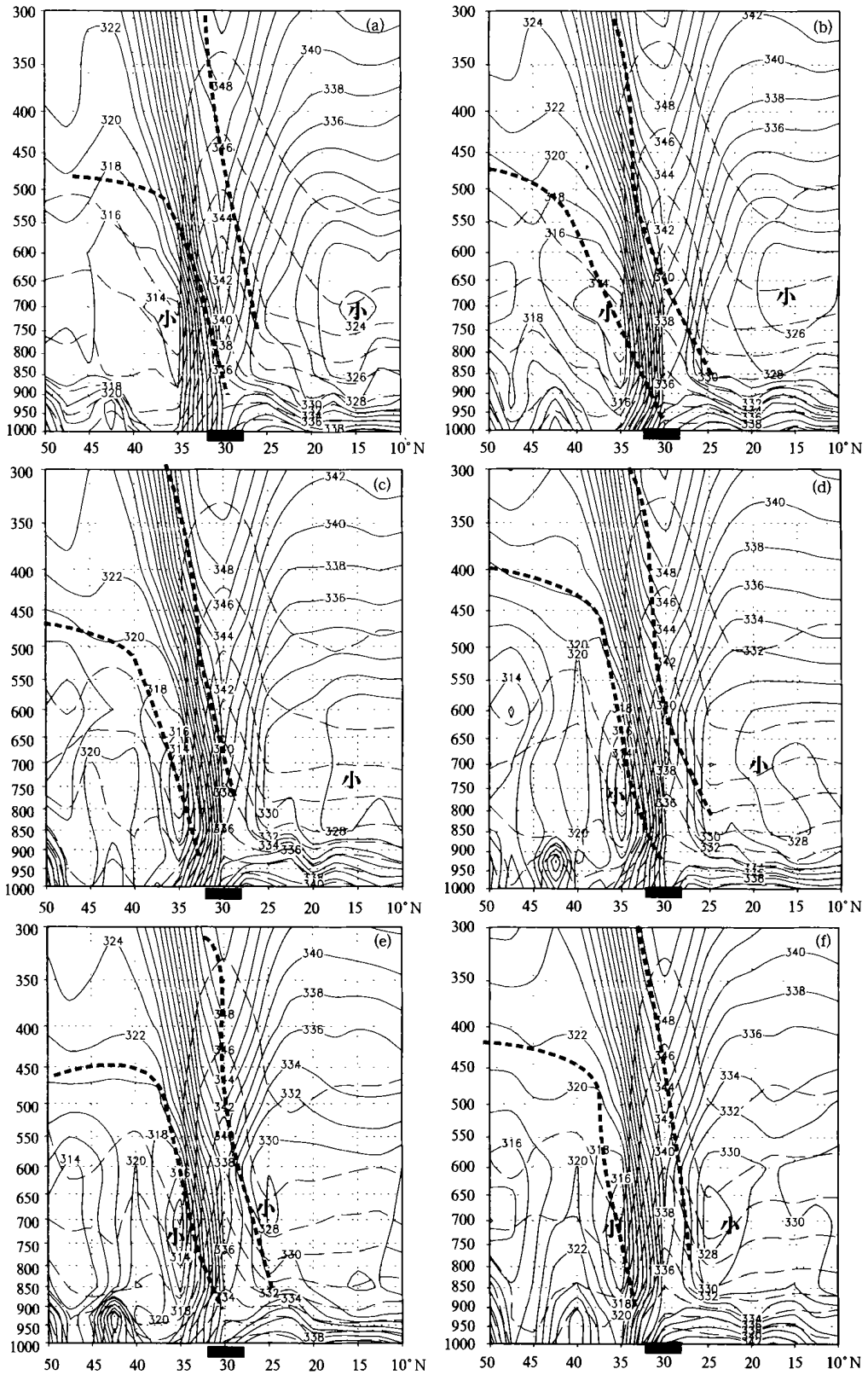


图 6 各个时刻沿 120°E 的假相当位温(实线, 单位: K)、比湿(虚线, 单位: kg/kg)
 (a, b, c, d, e, f 代表的时刻同图 2, 横坐标中的黑色阴影区是沿 120°E 的 6 h 降水累计
 大值区(HUBERX24 次/日降水资料), 黑色虚线是图 2 中各时刻的梅雨锋区的位置)

值带形成的原因。从平面上看,在梅雨锋区湿度场的特征与温度场的特征类似,我们来看看用湿度与温度定义的锋区在垂直方向上有什么差异。

图6是沿 120°E 的假相当位温及比湿的剖面图,为了更好地比较利用 θ_{se} 场与利用温度场确定梅雨锋区的异同,图6中还绘出了图4中梅雨锋区的位置。可以看到,在梅雨降水区对应于高 θ_{se} 带, θ_{se} 等值线在 30°N 附近成漏斗形向下伸展,其南北两侧在中层是 θ_{se} 小值区,因而其南北各存在一个 θ_{se} 密集带,由于北侧密集带与降水区一致,所以其密集程度远大于南侧密集带梯度,也是通常用 θ_{se} 场所定义的梅雨锋区的位置,用 θ_{se} 场确定的梅雨锋区在对流层低层也存在,但是在对流层低层 θ_{se} 密集带向南倾斜,南侧是暖气团,也就是等 θ_{se} 随高度升高向暖区倾斜,这不符合梅雨锋面向冷空气一侧倾斜的定义,并不是通常所说的梅雨锋区。在这个密集区的南边界500 hPa以上,用温度场确定的梅雨锋区边界与 θ_{se} 密集带的南边界较为一致,这也说明了我们前边所述的观点,在500 hPa以上 θ_{se} 主要反映了温度场的特征。对于后者其梯度在边界层随高度升高也向暖区倾斜,是一种虚假的锋区,这实际上是锋区暖湿空气与其南侧的西南暖湿空气(湿度比降水区略低)形成的一种边界区。 30°N 附近存在很强的湿

舌,在湿舌的南侧,对流层中低层是相对干区,而在边界层是湿区,上干下湿形成强的位势不稳定层结,由于这里是锋区逆环流的下沉支(图6),因此不稳定能量不能释放,不稳定能量及水汽被低空急流(图2)带到梅雨锋南侧,在那里形成湿区,这也许就是在 30°N 形成很强的湿舌和降水带(图1)的原因,这与张小玲^[15]论述的结果一致。在梅雨锋北侧 42°N 附近也存在一个湿舌,在24日06时到25日00时尤其明显,虽然存在湿舌,但是由于这里是锋面环流的下沉支(图6),因此这里是对流稳定区,降水很少(图1b)。从湿度场上看,中国东部并不存在三重锋面结构,如果单从湿度场分析在对流层低层会有虚假的“锋区”,则需要同时用温度场及湿度场来考察锋区的位置。

6 梅雨锋的垂直环流特征与东亚梅雨期多重锋面结构模型

文中选了一个时刻作为这几个时刻的代表来研究锋区附近的垂直环流特征。图7是6月24日06时沿 120°E 的 $v-w$ 合成图,为了更清楚地说明垂直环流相对于梅雨锋区的位置,图中也给出了这一时刻梅雨锋区的位置。我们可以看出,在锋区附近存在正逆两个环流圈。 20°N 附近对流层低层的西南

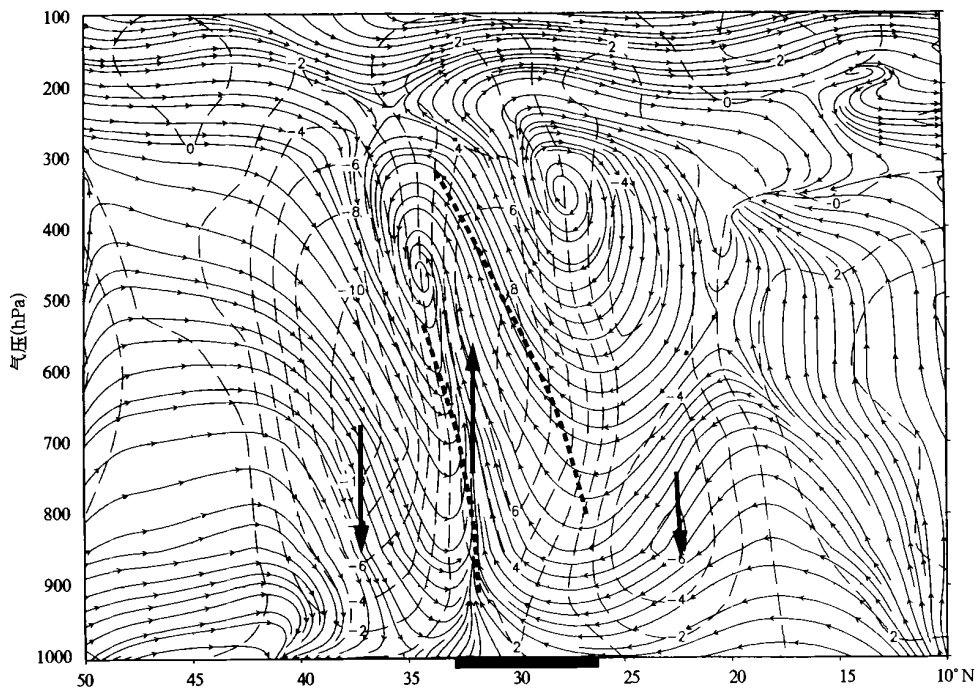


图7 6月24日06时沿 120°E 的 $v-w$ 合成图(流线)

(ω 扩大100倍,单位: $-\text{hPa/s}$,横坐标中的黑色阴影区是24日06时的累积6h的降水区域,

粗虚线是梅雨锋区的位置,虚线是 ω ,箭头代表上升及下沉区(HU BEX 114站24次/日降水资料))

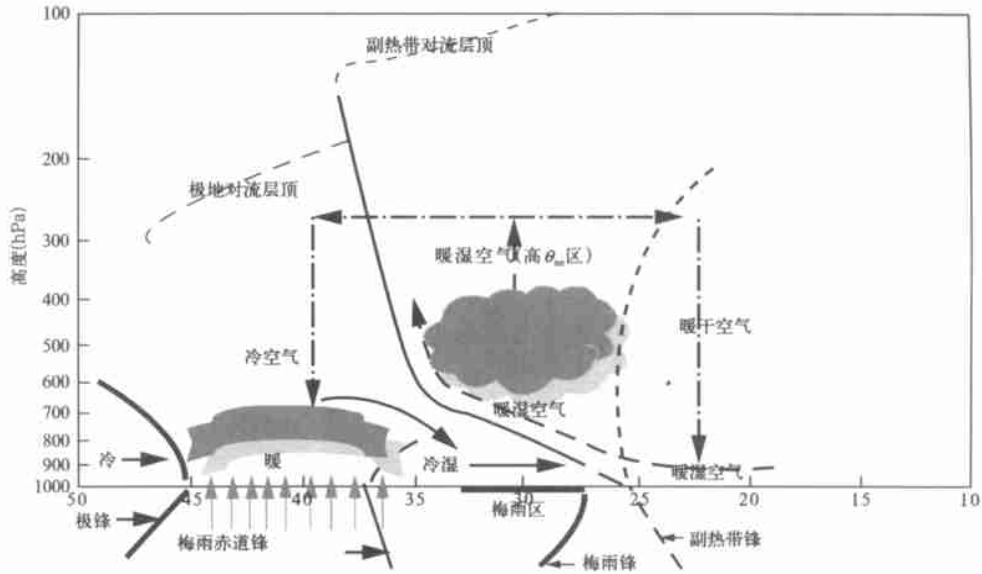


图8 中国东部锋面结构示意图

(梅雨锋底层的点虚线是减弱的梅雨锋, 断线是锋区附近的垂直环流结构, 其他如图中所标记)

气流与来自北侧的冷气流在 30°N 的雨区位置垂直上升, 上升高度达 200 hPa, 上升支冷却使西南气流带来的水汽凝结产生降水, 降水区恰在上升运动区, 对应于梅雨锋区的下方, 降水释放了从低纬带来的湿位势不稳定能量。这支来自低纬的西南上升气流沿锋面上升, 在 200 hPa 辐散向南流, 形成锋区南侧的逆环流圈, 这支逆环流圈的存在, 使低层的西南气流得以维持, 同时也为锋区提供源源不断的水汽及能量。由于锋区的上升支在 200 hPa 辐散, 在梅雨锋北侧有一下沉支, 因此就形成锋区北侧的正环流圈, 这个环流圈有利于北方冷空气南下, 冷暖空气的相遇形成了锋面, 因此两个环流圈对维持梅雨锋及降水是非常重要的。

我们用锋面结构示意图说明东亚锋区的结构及环流特征。在中低纬对流层底层, 经向温度场存在暖-冷-暖的结构, 北侧的大陆暖性气团是由于地面感热加热产生的, 较浅薄; 经向有三重锋面, 分别是梅雨锋、梅雨赤道锋及极锋。而梅雨锋南侧的副热带锋是虚假的锋面结构, 梅雨锋在对流层底层并不存在, 梅雨锋成了“无脚锋”。在对流层中上层是冷-暖单一温度场结构, 也只有极锋式的梅雨锋单一锋面结构。中上层的冷空气与梅雨锋区的冷空气连在一起, 通过北侧的垂直环流给梅雨锋提供源源不断的冷空气供应。梅雨锋区的降水在梅雨锋区的下方。在梅雨锋区有正逆两个环流圈存在。

7 结论及讨论

1999 年 6 月 22 日到 7 月 3 日由于梅雨锋的稳定维持及数个中间尺度的低涡沿梅雨锋产生、移动发展, 在长江中下游至日本一带造成严重的梅雨暴雨及洪涝。而与此同时, 也为我们提供了研究梅雨锋的一个很好的机会。通过讨论分析, 我们得出以下结论:

(1) 梅雨锋在低层的温度对比几乎消失, 梅雨锋只存在于对流层中上层, 是“无脚锋”。在对流层中上层具有典型的上宽下窄的梅雨锋结构。

(2) 在梅雨锋区冷空气及北侧变性大陆暖气团发展较强烈时, 经向的温度场成复杂的“三明治”结构。同时在梅雨锋区冷空气及变性大陆暖气团之间形成很强的温度梯度, 由于其向南侧倾斜的特性, 我们根据谢义炳定义赤道锋的概念定义这个温度密集带为梅雨赤道锋。由于大陆暖气团是浅薄的, 梅雨赤道锋也是浅薄的。因此在 600 hPa 以下, 东亚地区的经向锋区从南到北依次是梅雨锋、梅雨赤道锋和极锋。而在 600 hPa 以上, 只是极锋型的梅雨锋的单一结构。

(3) 假相当位温场主要体现的是梅雨区的深厚对流, 因此单从假相当位温场分析锋面结构, 会有虚假的锋区, 而用传统的温度场定义锋面的方法则不会产生这种情况。只有在 500 hPa 以上, 确定的梅雨锋区与用温度场确定的梅雨锋区才较为一致。

(4) 梅雨锋区两侧存在正逆两个环流圈,对维持梅雨锋及梅雨锋降水有重要作用。

梅雨锋区的降水与梅雨锋上的中尺度低涡有很大联系^[16]。通过数值试验证明,低层风场在中尺度

低压发生发展过程中起重要作用^[9]。在 1999 年,梅雨锋上有数个中间尺度的低涡产生,我们可以通过诊断 1999 年低涡的发生发展过程来确定哪些因子重要。这一部分将在以后的文章中给予讨论分析。

参考文献

- 1 Ninomiya K, Muraki T. The early summer rainy season(Baiu) over Japan. In: Chapter 4. New York: Oxford University Press, 1987. 93~ 121
- 2 Kim K S. Encyclopedia of Meteorology. Seoul, Korea Hwangmunsa, 735pp
- 3 Ding Yihui. Summer Monsoon Rainfall in China. J Meteor Soc Japan, 1992, 70(1): 373~ 396
- 4 丁一汇,村上胜人.东亚季风.北京:气象出版社,1994. 1~ 362
- 5 陶诗言.季风研究中有待解决的问题.见:国家自然科学基金委员会等编.现代大气科学前沿和展望.北京:气象出版社,1996. 35~ 36
- 6 Wei-Chyung Wang, Wei Gong, Wei Helin. A regional model simulation of the 1991 severe precipitation event over the Yangtze-Huai River Valley. Part I: Precipitation and circulation statics. J Climate, 1999, 13: 74~ 92
- 7 Ninomiya K, Akiyama T. Band structure of meso-scale echo cluster associated with low-level jet stream. J Meteor Soc Japan, 1974, 52: 300~ 313
- 8 张丙辰.长江中下游梅雨锋暴雨的研究.北京:气象出版社,1990. 1~ 269
- 9 赵思雄,周晓平,张可苏等.中尺度低压系统形成和维持的数值试验.大气科学,1982, 6: 109~ 117
- 10 Ding Yihui, Zhang Yan, Ma Qiang, et al. Analysis of the Large-Scale circulation features and synoptic systems in East Asia during the Intensive observation period of GAME/HUBEX. 2001, 79: 277~ 300
- 11 谢义炳等.中国下半年几种降水天气系统地分析研究.气象学报,1956, 27(1): 1~ 23
- 12 邱炳焕,丁一汇.1973年梅雨期间的大气环流结构特征.见:中国科学院大气物理研究所.中国科学院大气物理研究所集刊(7).北京:科学出版社,1979. 56~ 83
- 13 Kato K. Air mass transformation over the semiarid region around North China and about change in the structure of the Baiu front in early summer. J Meteor Soc Japan, 1987, 65: 737~ 750
- 14 张小玲.长江流域梅雨锋暴雨灾害的研究.中国科学院大气物理研究所[博士论文],北京,2002. 1~ 239
- 15 周玉淑.梅雨锋系的空间结构特征,形成机理及湿位涡异常的研究.中国科学院大气物理研究所[博士论文],北京,2002. 1~ 189
- 16 丁一汇.1991年江淮持续性大暴雨的研究.北京:气象出版社,1993. 47~ 130

THE STRUCTURE ANALYSIS OF A TYPICAL MEIYU FRONT

Liu Junjie

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Ding Yihui

He Jinhai

(*National Climate Center, Beijing 100081*) (*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Abstract

There existed a typical Meiyu front along the mid-lower Yangtze Basins during Meiyu period in 1999. The Meiyu front and rain belt extended eastward from Sichuan Province to Japan. Along the Meiyu front, there was a sharp contrast of temperature and humidity. What's more, a few mesoscale vortices moved to the east along the Meiyu front, which produced severe rainstorms and floods in mid-lower Yangtze Basins.

The results reveal that there is almost no temperature contrast in the lower level of Meiyu front because of the highly development of convection and rain. But it owns the typical Meiyu front structure at the upper level. In the lower level, the structure of meridional temperature likes "sandwich", for the relative low temperature in the Meiyu rain realm, and the relative high temperature along the other two sides. Under this condition, there forms a sharp temperature contrast belt between the cold air mass of Meiyu region and the relative warm air mass of the north land. Following the definition of Equatorial Front defined by Xie Yibing, we define this belt as Meiyu Equatorial Front. So the East-Asia Meiyu front system includes Meiyu Equatorial Front and Meiyu front under 600 hPa, but there is only Meiyu front above 600 hPa. To illustrate this structure more clearly, we provide an East-Asia front structure model.

Furthermore, we point out that pseudo-equivalent potential temperature θ_{se} mainly represents the deep convection, high humidity belt and the high gradient belt of θ_{se} caused by rain. The north side of high gradient belt nearly equals Meiyu front, but the south side is not the typical Meiyu front.

Key words: Meiyu front, Meiyu equatorial front, Multilayer fronts, Conceptual model of Meiyu front.

柳俊杰等：一次典型梅雨锋锋面结构分析

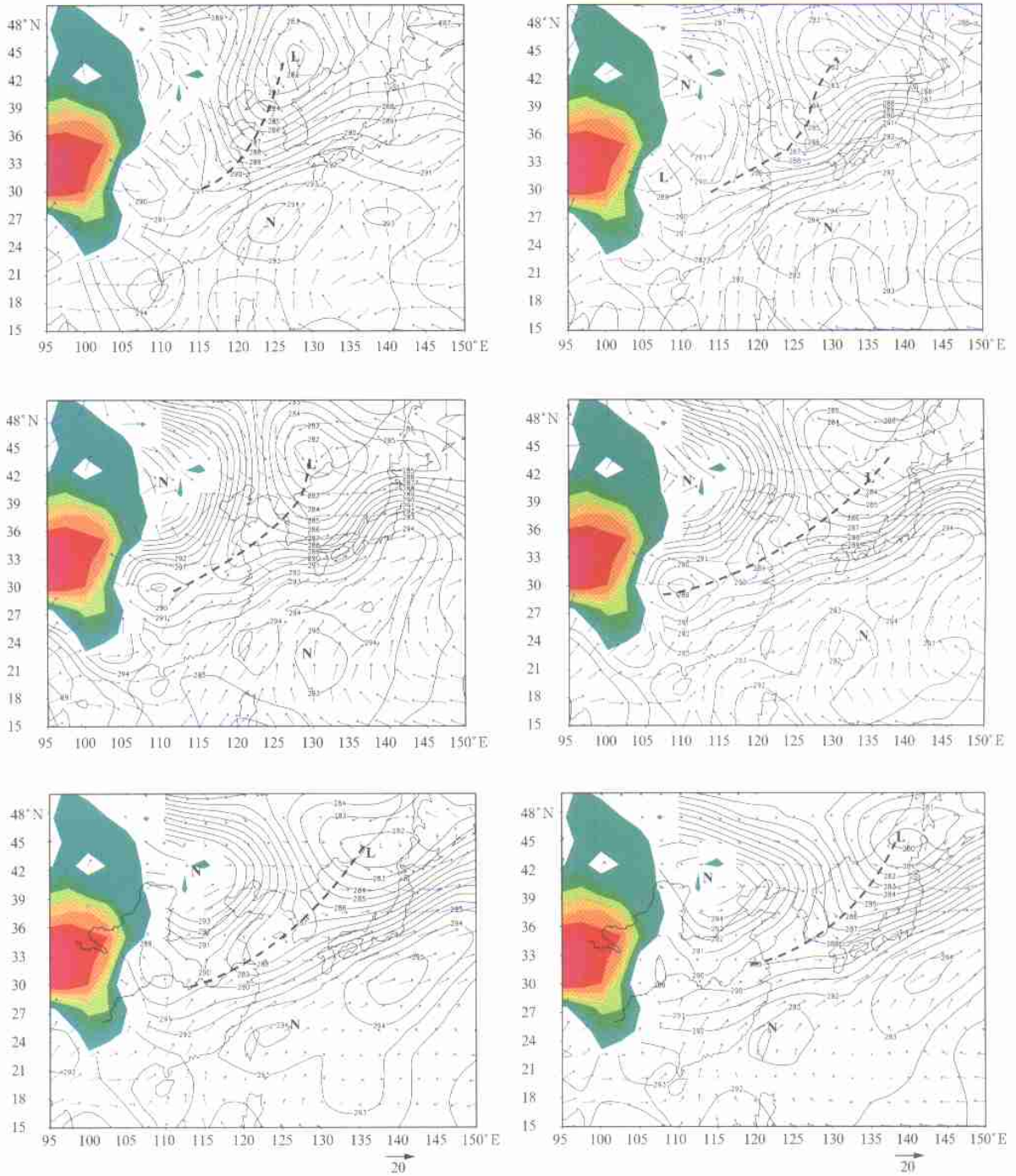


图2 850 hPa的温度场, 流场与TBB场

(a. 6月23日18时, b. 6月24日00时, c. 6月24日06时, d. 6月24日12时, e. 6月24日18时, f. 6月25日00时, 等值线是等温线, 间隔1°C, 浅色阴影区代表TBB值小于-30°C 黑色阴影区是地形高度达于500m的地区, 虚点线是以下做剖面图的位置, 粗曲线冷温槽延伸方向, L代表冷区, N代表暖区)