

马文彦,冯新,杨芙蓉. 地面资料在侦测暴雨天气过程中的应用[J]. 气象,2010,36(1):41-48.

地面资料在侦测暴雨天气过程中的应用^{*1}

马文彦¹ 冯 新² 杨芙蓉²

1 武汉中心气象台,武汉 430074

2 湖北省襄樊市气象局,襄樊 441021

提 要: 利用地面常规观测资料和自动站加密温度资料以及卫星云图资料,分析了 2005 年 7 月 6—7 日和 7 月 9—10 日发生在江淮流域及其附近的两次暴雨过程的地面要素分布特征,发现强降水带分布在非锋性斜压带和斜压槽附近。然后利用 NCEP 再分析资料,用第二类热成风螺旋度和非地转湿矢量诊断解释了非锋性斜压带和斜压槽产生强降水的动力机制,结果表明在地面非锋性斜压带和斜压槽处易发生锋生和斜压现象,从而诱发强降水。

关键词: 非锋性斜压带,斜压槽,第二类热成风螺旋度,非地转湿 Q 矢量

Application of Surface Automatic Meteorological Station Data to Detecting Rainstorm Processes

MA Wenyan¹ FENG Xin² YANG Furong²

1 Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074

2 Xiangfan Meteorological Bureau, Hubei Province, Xiangfan 441021

Abstract: The distribution of the surface elements of two rainstorm processes is analyzed during 6—7 and 9—10, July 2005 by using the surface automatic meteorological station data and satellite data. It shows that the strong rainfall belt lies near the non-frontal baroclinic zone and baroclinic troughs. Using the NECP data, the dynamic mechanism of the non-frontal baroclinic zone and baroclinic troughs causing strong precipitation are revealed by the thermal wind helicity of the second kind and the ageostrophic wet Q -vector, it indicates that frontogenesis and baroclinic zone easily occur in the surface non-frontal baroclinic zone and baroclinic troughs, and then they may induce the strong precipitation.

Key words: non-frontal baroclinic zone, baroclinic trough helicity, ageostrophic wet Q -vector

引 言

我国于 21 世纪初期,在全国范围内相继建成了中尺度监测系统,包括地面自动观测网(地面自动气象站、自动雨量站)、地基遥感探测(廓线仪、雷达、闪电定位)、卫星云图和遥感探测(GPS 应用)。如何充分利用中尺度监测系统获得的资料开展天气预报,成为广大气象工作者面临的新课题。

由于传统地面天气图绘图流程不考虑地面等温线的分析,面对地面自动观测网提供大量的气象信息,需更新传统天气图绘图流程,充分利用地面稠密的观测信息。例如地面温度信息,过去难以分析,并认为是“噪音”的地面温度团状分布和小尺度波动,现在已经能够流畅地进行等温线分析^[1]。Sanders^[1]利用美国较稠密的地面观测,尤其是地面温度观测,对地面温度分布进行了详细分析,并提出对较高空间分辨率下的地面温度分布分析有助于诊断地

* 湖北省气象局科技发展基金项目“地面资料在侦测暴雨天气过程中的应用研究”2008Y06 资助
2008 年 1 月 28 日收稿; 2009 年 10 月 10 日收修定稿
第一作者: 马文彦,主要从事天气预报工作. Email:598743136@qq.com

形和复杂下垫面强迫下的天气演变; Sanders 同时对传统地面锋分析进行了大胆的创新, 提出有别于地面锋的非锋性斜压带和斜压槽的概念模型。在我国地面观测网络日益稠密的情况下, Sanders 的工作是值得我们加以关注的。

利用 Sanders 方法分析地面常规观测资料和自动站温度资料来侦测暴雨天气过程, 揭示非锋性斜压带和斜压槽与降水分布关系, 并利用动力学的方法分析了非锋性斜压带和斜压槽的锋生效应和斜压性, 解释了非锋性斜压带和斜压槽产生强降水的物理机制, 以期提高对暴雨天气的预报能力。

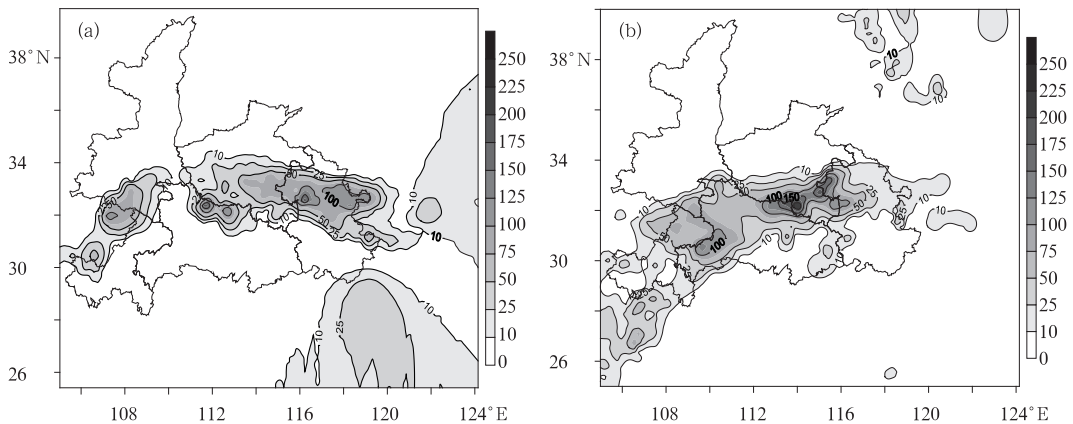


图1 2005年7月6日08时至7日08时(a)和2005年7月9日08时至10日08时(b)降水量(mm)分布图

Fig. 1 The observation rainfall (mm) from 08:00 BT (Beijing Time) 6 July to 08:00 BT 7 July, 2005 (a) and from 08:00 BT 9 July to 08:00 BT 10 July 2005 (b)

枣阳7月7至9日, 降水量达425.8 mm, 占历年平均降雨量的51%, 是1952年有资料整编以来从没出现过的。

2 地面资料分析

为了分析地面资料在侦测暴雨天气过程中的作用, 利用 Sanders^[1]方法, 将传统地面锋分为三类概念模型: (1) 非锋性斜压带; (2) 斜压槽; (3) 传统冷暖锋。

(1) 非锋性斜压带: 在某区域地面温度梯度220 km(2个纬距)达8℃以上, 称该区域为非锋性斜压带, 弱在某区域地面温度梯度110 km(1个纬距)达8℃以上, 则为强非锋性斜压带, 介于两者之间的称为中等非锋性斜压带。在非锋性斜压带之中, 温度梯度加强与热成风不平衡而产生的非地转环流圈形成了一种正反馈, 导致温度向不连续方向崩溃, 从而

1 天气过程概况

2005年7月7—10日, 在江淮流域发生了连续大范围的暴雨天气过程。其中7月6日08时至7日08时(图1a)和7月9日08时至10日08时(图1b)两次暴雨过程范围较广, 致使局地洪涝灾害严重, 城市发生内涝, 淮河流域水位骤升。多个台站气象要素纪录被打破, 例如7月7日凌晨湖北老河口特大暴雨过程降雨量达239.6 mm, 是本站是1951年有资料整编以来的过程降水量最大的一次; 湖北

利于锋生, 给该区域带来天气变化, 此种现象可用准地转理论解释。

(2) 斜压槽: 在气压槽中有风场变化, 同时伴随着温度对比不明显, 风场变化线具有锋的一些特征, 横跨风场变化线, 天气发生改变, 在风场变化线的前面常常伴随阴雨天气, 在后面常常伴随着晴好天气。如果沿风场变化线伴随着温度梯度, 在风场变化线的前面有暖平流, 后面有冷平流, 意味着在其前面有上升运动, 后部有下沉运动。早期气象学家把沿着风场改变线仅仅描述为阵雨天气现象线。同样, 此种天气现象可以用准地转和地转适应理论解释。

2.1 地面常规资料分析

2.1.1 2005年7月6日至7日暴雨天气过程

在6日14时地面图上(图略), 从重庆西部至长江沿江一线形成一条与纬圈平行的斜压槽, 14时以

后在斜压槽的北侧不断有中尺度对流系统发展并向东移动(图略)。另外从 14 时地面温度分布场(图 2a)上可以看出,在陕西西部—河南北部—安徽北部、重庆北部至湖北的西部、湖北的东北部—安徽南部—浙江北部有三条非锋性斜压带,其中在重庆北部至湖北的西部、河南东南部至湖北东北部、安徽的南部有三条强的非锋性斜压带;20 时以后在这三个非锋性斜压带处不断有新的中尺度对流云团生成发展并沿其边缘东移。在 7 日 02 时地面图上(图略),在淮河流域、湖北南部、蒙古国有三条斜压槽,其中在淮河流域至湖北南部两条斜压槽之间对流发展旺

盛,此时(图略)中尺度对流云团给上述地区造成了强降水;从 7 日 02 时地面温度分布场(图 2b)可知,由于长江以南大部地区夜间辐射降温,导致地面气温梯度减小,6 日 14 时位于长江沿线的三条强的非锋性斜压带消失,只是在湖北东部及华北两处维持中等强度非锋性斜压带,在其附近为大片云区。图 2 与其对应的地面降水对比分析可知,非锋性斜压带与地面斜压槽位置相对应,位于江淮流域及上游的暴雨天气过程主要发生在 6 日晚上至 7 日凌晨。综上所述,暴雨区位于地面斜压槽和非锋性斜压带之间,且位于斜压槽的前面。

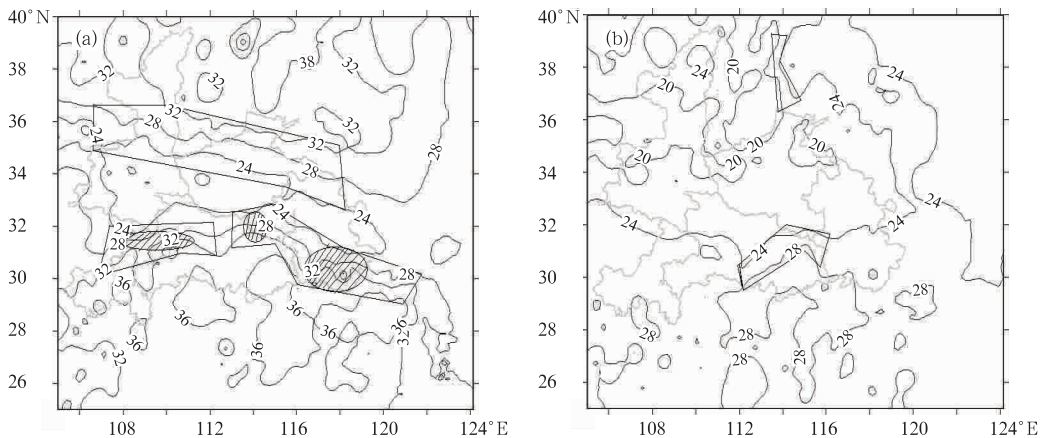


图 2 2005 年 7 月 6 日至 7 日暴雨天气过程地面温度分析图

(利用 Sander 方法分析非锋性斜压带,等温线间隔 4 °C,框表示中等非锋性斜压带即 2 个纬度在 8 °C 以上温度梯度的区域,椭圆形阴影部分表示强非锋性斜压带即 1 个纬度 8 °C 以上温度梯度的区域)

(a) 7 月 6 日 14 时; (b) 7 月 7 日 02 时

Fig. 2 Surface temperature analysis from July 6 to July 7, 2005

(isotherm intervals at 4 °C, rectangle denotes as moderate non-frontal baroclinic zone when a difference of 8 °C is over a distance of no more than 2° of latitude, ellipse shaded denotes as strong moderate when a difference of 8 °C is over a distance of no more than 1° of latitude)

(a) at 14:00, July 6, 2005, (b) at 02:00, July 7, 2005

2.1.2 2005 年 7 月 9 日至 10 日暴雨天气过程

在 9 日 14 时地面图(图略)上可以分析出河北、河南、陕西南部至四川盆地低压有一条冷锋,同时也可以分析出三条斜压槽,一条位于东北,一条位于陕西至青海,一条位于江淮之间。此时在以上三条斜压槽处均有中尺度对流云团(图略),就位于江淮之间的斜压槽而言,在斜压槽的东西两端靠近锋面的一侧不断有中尺度对流系统生成、发展、消亡。从 14 时地面温度分布场(图 3)上可以看出,在湖北的西南部,湖北东部至安徽的南部、浙江沿海、湖南中部、山西东北部、陕西西部有 6 条非锋性斜压带。就湖北的西南部、湖北东北部两处非锋性斜压带而言,在 9 日 22 时以后,在这两处中尺度系统发展加强,

给该处造成强降水,这不仅与地面冷锋东移南压有关,还与此处白天近地层形成强的温度梯度,有利于不稳定能量释放有关。图 3 与其对应的地面降水对比分析可知:非锋性斜压带与地面锋面位置相对应,位于江淮流域及上游的暴雨天气过程主要发生在 9 日晚上至 10 日凌晨,暴雨区位于地面斜压槽前方,地面锋前面和非锋性斜压带附近。

综上所述,通过分析地面常规资料,可以有效地分析出地面锋及地面斜压槽,可以准确有效地分析出有别于常规的冷暖锋天气过程和侦测暴雨落区及中尺度天气系统,给提高预报准确率提供了一个客观方法。

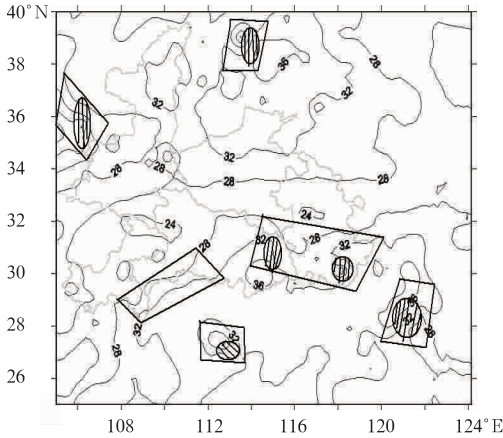


图 3 2005 年 7 月 9 日至 10 日暴雨天气过程中 7 月 9 日 14 时地面温度分析图
(图中说明见图 2)

Fig. 3 As in Fig. 2 except at 14:00 BT July 9, 2005

2.2 地面自动站温度与降水分布特征分析

利用地面自动气象站逐小时温度资料,对比两次暴雨发生前后气温的变化,从而找出暴雨落区与气温分布特征和规律。

2.1.1 2005 年 7 月 6 日至 7 日暴雨天气过程

从自动气象站逐小时温度资料(图略)可知:6 日 08 时,在陕西南部至河南西部有一冷池,同时在安徽东部至淮河下游有一条冷带,两侧气温相对较高;此时降水分布在陕西南部至淮河中下游一带,且降水较大区分布在以上两处温度低值区。09—12 时,在上述冷池和冷带的南侧温度迅速增加,温度梯度加大。13 时,陕西南部的冷池东扩至河南中东部,且安徽东部冷带北抬至河南东部至安徽合肥一带,该处被高温区所控制,降水带也随之东扩北抬。17 时,原在河南东部至安徽合肥的温度相对高值区消失,两个冷带合并,且陕西南部冷带的南侧梯度减小,该处降水减弱,强降水位于河南中部宝丰至安徽合肥一带。20 时,冷带南扩至江汉平原,随之降水带南扩。23 时,在南扩的冷带中,鄂西北老河口出现了一个相对低值的冷池中心,其东侧为弱的温度脊,此时,鄂西北降水急剧加强。7 日 00 时,冷带进一步南扩,在河南西南部至鄂西北形成 $4^{\circ}\text{C}/1$ 纬度的温度梯度,对应鄂西北降水加强,且强降水出现在冷带的边缘。03 时,温度梯度最大值位于河南桐柏山一带,此时冷中心一侧(河南正阳)降水加强。05 时以后,温度分布出现北冷南暖,东暖西冷,降水分

布在鄂西北、河南东南部、安徽中北部一带。

2.1.2 2005 年 7 月 9 日至 10 日暴雨天气过程

从自动气象站逐小时温度资料(图略)可知:9 日 08 时,气温整体上呈现出东南高西北低的分布,其中在湖北省内利川县和神农架出现两个冷池中心,对应在利川县有降水大值区,而神农架的冷池中心是因为其海拔高度较高、气温相对较低造成的。11 时,冷池中心消失,在重庆北部—鄂西北—河南南部—安徽中北部形成了一条东北西南向的冷带,鄂东南的高温区北抬到鄂东北至河南桐柏山一带,温度梯度高值区分布在鄂西南、河南东南部、安徽北部,强降水分布在重庆北部、鄂西南、河南东南部、安徽北部三个温度梯度大值区中。14 时,鄂西北老河口市气温升高到 28°C ,将上述冷带分为二个冷池,强降水分别位于安徽中北部、重庆北部至鄂西南一带的冷中心处。16 时,鄂东北高温带迅速北抬至河南驻马店市一带,安徽中部冷池迅速向西南方渗透,在安徽岳西县、湖北蕲春县出现两个冷池生成。20 时,北方冷空气迅速扩散南下,在鄂西南、河南南部桐柏山、安徽岳西县一带形成温度梯度高值带,三处对应强降水带,随后,温度梯度高值带稳定少动。10 日 05 时以后,位于鄂东南高温区迅速北抬至河南桐柏山一带,位于安徽岳西县的冷池中心仍然存在,该处强降水维持。

从以上分析可知:降水分布与温度分布有一定的对应关系,降水与冷池或冷带相对应,强降水中心与冷带(池)中心相对应,且靠近冷带(池)的一侧。同时,温度梯度大值区(即非锋性斜压带)与降水落区有很好的对应关系。

3 气温与降水关系的动力学分析

为了解释气温分布对降水的影响机制,这里利用第二类热成风螺旋度和非地转湿 Q 矢量理论分析两次暴雨过程。第二类热成风螺旋度主要反映的是由于温度场水平不均匀分布而产生的环境风场垂直切变和天气系统风之间相互作用;非地转湿 Q 矢量使得流场和温度场的热成风关系发生变化,因而总是起到破坏热成风平衡的作用,必然激发次级环流,使得大尺度大气环流进行调整,重新达到新的热成风平衡。

3.1 第二类热成风螺旋度

第二类热成风螺旋度 H_2 表达式为^[2-3]

$$H_2 = \mathbf{V}_h^s \cdot \boldsymbol{\omega}_h^e = \frac{g}{fT} \mathbf{V}_h^s \cdot \nabla_h T \quad (1)$$

假设环境风场为 (u^e, v^e, ω^e) , 环境风场形成的涡度为 $\boldsymbol{\omega}^e$, 天气系统的风场为 $\mathbf{V}^s = (u^s, v^s, \omega^s)$, 式中 g 为地球重力加速度, T 为温度, f 为科氏参数。式 (1) 也表明, 当某天气系统的水平风方向和温度水平梯度方向呈正交时, H_2 为零; 当系统的水平风方向和温度水平梯度方向呈平行且方向一致时, H_2 为正且最大; 而当系统的水平风方向和温度水平梯度方向呈平行且方向相反时, H_2 为负且最小。

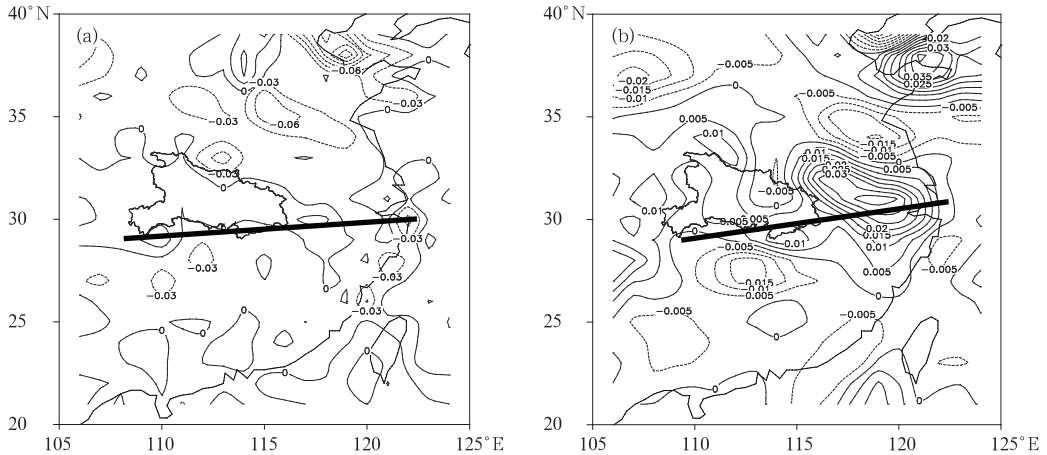


图 4 2005 年 7 月 6—7 日暴雨天气过程各层第二类热成风螺旋度分布图

(图中粗实线表示 6 日 14 时地面沿长江流域斜压槽所在的位置)

(a) 6 日 14 时近地面层; (b) 6 日 14 时 700hPa 层

Fig. 4 The thermal wind helicity of the second kind from July 6 to July 7, 2005

(Solid lines denote surface baroclinic troughs along the Yangtze River)

(a) Boundary layer at 14:00 BT July 6, 2005, (b) 700 hPa at 14:00 BT July 6, 2005

热成风螺旋度分布图上在湖北境内正的螺旋度大值区对应地面斜压槽区, 有利于该处锋生和上升运动发展; 暴雨区对应螺旋度锋区, 且靠近正的螺旋度区。

3.1.2 2005 年 7 月 9 至 10 日暴雨天气过程的第二类热成风螺旋度分析

从 7 月 9 日 14 时地面 H_2 分布图上, 在安徽大部、河南东南部、湖北大部分为正的螺旋度大值区, 在 500 hPa 上, 正的螺旋度达到最大, 强度为 $0.04 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ (图 5a)。9 日 20 时, 随着地面冷锋的逼近, 近地层螺旋度范围变窄 (图略), 但 500 hPa 上在湖北东北部和河南东南部仍维持正的螺旋度大值区

3.1.1 2005 年 7 月 6 日至 7 日暴雨天气过程的第二类热成风螺旋度 (H_2) 分析

从 7 月 6 日 14 时地面 H_2 分布图上, 在湖北大部为正的螺旋度大值区, 在安徽北部、河南大部为负的螺旋度, 参照天气学温度场锋面的概念, 把螺旋度梯度大值区称为螺旋度锋区, 由图 4a 可知在河南西南部至湖北西北部有一条螺旋度锋区存在, 在 950 hPa H_2 分布图上, 此条锋区仍较明显。在 850 hPa H_2 分布图上, 长江沿线为正的螺旋度大值区, 强度为 $0.03 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$, 锋区北抬。至 700 hPa H_2 分布图上 (图 4b), 在河南的东南部至湖北西北部有一负的螺旋度, 在安徽南部至江苏西部有一条正的螺旋度带, 其北侧螺旋度锋区较为明显。从地面到 700hPa

(图略)。10 日 02 时, 700 hPa 在河南桐柏山区维持 $0.035 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ 正的螺旋度中心, 在西部为螺旋度锋区 (图 5b), 综合分析卫星云图可见, 在螺旋度锋区不断有对流云团生成、发展, 在地面风的作用下向下游移动。从地面到 500 hPa 热成风螺旋度分布图上在湖北境内正的螺旋度大值区对应地面斜压槽区, 有利于该处锋生和上升运动发展; 暴雨区中心对应正的螺旋度区中心。

3.2 非地转湿 Q 矢量

根据等定义非地转湿 Q 矢量表达式^[2,4-10]为

$$Q_x = \frac{1}{2} \left(f^2 \frac{\partial u_a}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial x} \right)$$

$$Q_y = \frac{1}{2} \left(f^2 \frac{\partial v_a}{\partial p} - \sigma \frac{\partial \omega}{\partial y} \right) \quad (2)$$

由此可知,纬向、经向的垂直环流分别由非地转湿 Q 矢量的纬向和经向分量决定, Q_x 和 Q_y 总指向气流上升区,而背向气流下沉区。

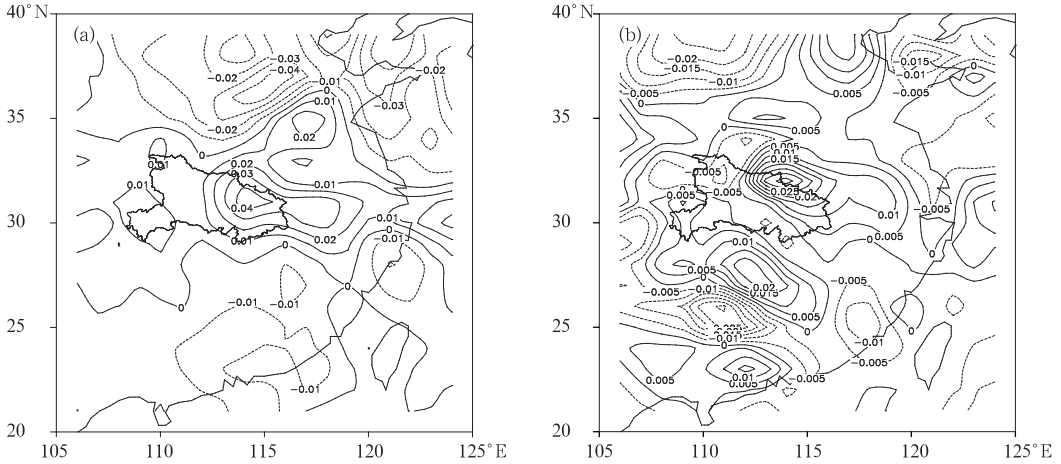


图 5 2005 年 7 月 9 至 10 日暴雨天气过程各层第二类热成风螺旋度分布图

(a) 9 日 14 时 500 hPa; (b) 10 日 02 时 700 hPa

Fig. 5 As in Fig. 4 except (a) 500 hPa at 14:00 BT July 9, 2005, (b) 700 hPa at 02:00 BT July 10, 2005

3.2.1 2005 年 7 月 6 日至 7 日暴雨天气过程的非地转湿 Q 矢量分析

非地转湿 Q 矢量流场图可以客观地反映出非地转湿 Q 矢量锋区,通过其指向判断锋生、锋消。

从 6 日 14 时非地转湿 Q 矢量流场图(图略)可以看出:700 hPa 在 $35^{\circ} \sim 36^{\circ}N, 108^{\circ} \sim 125^{\circ}E$ 和 $30^{\circ} \sim 36^{\circ}N, 108^{\circ}E$ 有两条非地转湿 Q 矢量辐合线,此处

在地面气温分布图(图 2a)上对应着陕西西部—河南北部—安徽北部一线的非锋性斜压带;900 hPa 在 $31^{\circ} \sim 33^{\circ}N, 107^{\circ} \sim 110^{\circ}E$ 和 $31^{\circ} \sim 32^{\circ}N, 112^{\circ} \sim 119^{\circ}E$ 有两条非地转湿 Q 矢量辐合线,此处在地面气温分布图(图 2a)上表现为重庆北部至湖北的西部、湖北的东北部—安徽南部—浙江北部这两条非锋性斜压带,说明在以上地区对应锋区存在,诱发

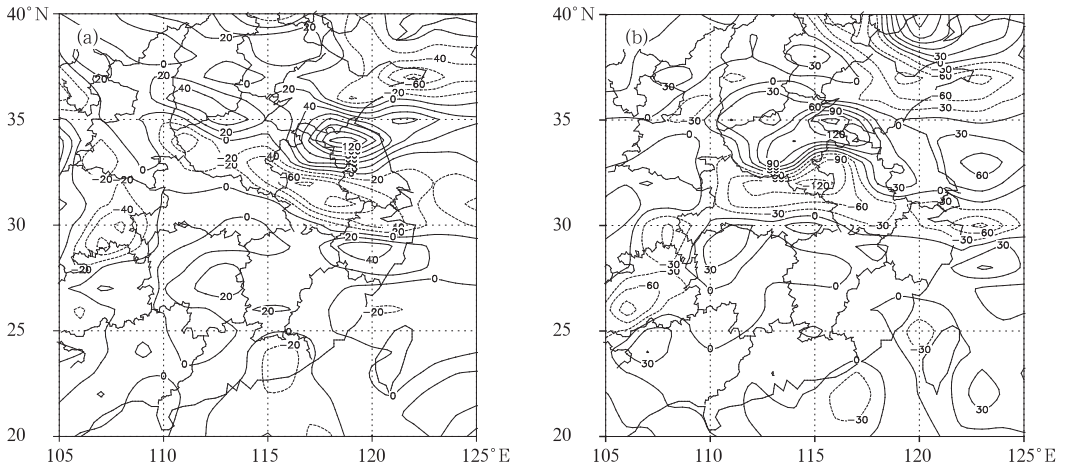


图 6 2005 年 7 月 6 至 7 日暴雨天气过程非地转湿 Q 矢量散度分布图

(a) 6 日 14 时 700 hPa 层; (b) 6 日 20 时 800 hPa 层

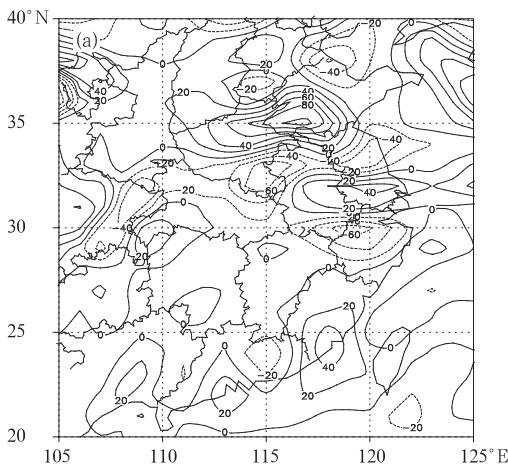
Fig. 6 The ageostrophic wet Q -vector divergence (unit: $10^{-17} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$) from July 6 to July 7, 2005

(a) 700 hPa at 14:00 BT July 6, 2005, (b) 800 hPa at 20:00 BT July 6, 2005

锋生,同时,在冷中心的两侧温度梯度大值区,北侧锋生表现在700 hPa中层,而南侧锋生表现在低层,这与中低层气流分布有关。

中低层非地转湿 Q 矢量散度辐合区通常是上升运动激发区,非地转湿 Q 矢量散度表示产生垂直运动的强迫机制的强弱, $\nabla \cdot Q < 0$ 的区域,非地转上升运动将在一定时间内得以维持。为此我们分析700 hPa和800 hPa非地转湿 Q 矢量散度场发现,6日14时(图6)淮河流域及河南西南部为湿 Q 矢量散度负值区,中心辐合强度达 $-80 \times 10^{-17} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$,随后湿 Q 矢量散度负值区向西移动,中心辐合强度达 $-120 \times 10^{-17} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$,在鄂西北强降水中心形成较强的湿 Q 矢量散度梯度,强降水区位于湿 Q 矢量散度负值区的一侧,说明在此附近的低层上升气流和下沉气流间的扰动有利于不稳定能量的释放,从而形成强降水。通过对比降水分布场(图1a)可知,湿 Q 矢量散度场负值区与降水区相对应。

3.2.2 2005年7月9日至10日暴雨天气过程的非地转湿 Q 矢量分析



从2005年7月9日14时非地转湿 Q 矢量流场图(图略)可以看出:700 hPa在 $31^\circ \sim 34^\circ \text{N}$ 、 $108^\circ \sim 111^\circ \text{E}$ 和 $31^\circ \sim 32^\circ \text{N}$ 、 $114^\circ \sim 124^\circ \text{E}$ 有两条非地转湿 Q 矢量辐合线,在地面图上对应着位于陕西至青海和江淮之间两条斜压槽,说明在以上地区对应锋区存在,诱发锋生。

同理分析600 hPa和800 hPa非地转湿 Q 矢量散度场(图7)发现,9日14时在河南东南部经湖北西北部至重庆北部为非地转湿 Q 矢量散度负值区,中心辐合强度达 $-60 \times 10^{-17} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$,在重庆北部有一个强度为 $-40 \times 10^{-17} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ 的次中心,9日20时湿 Q 矢量散度负值区向东南移动,且位于重庆北部的次中心加强向湖北西南部移动,在河南东南部至湖北西南部形成非地转湿 Q 矢量散度负值带,中心辐合强度达 $-90 \times 10^{-17} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$,两侧为正散度中心,中心辐合强度达 $90 \times 10^{-17} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$,说明在此附近的中低层上升气流和下沉气流间可能存在次级环流的扰动,有利于不稳定能量的释放。通过对比降水分布场(图1b)可知,强降水区位于非地转湿 Q 矢量散度负值区。

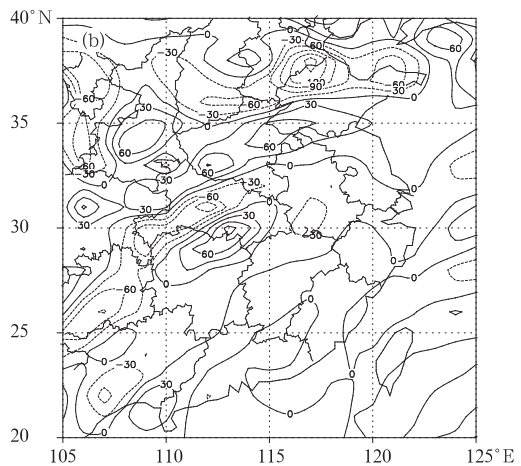


图7 2005年7月9日至10日暴雨天气过程非地转湿 Q 矢量散度分布图

(a) 9日14时600 hPa层;(b) 9日20时800 hPa层

Fig. 7 As in Fig. 6 except (a) 600 hPa at 14:00 BT July 9, 2005, (b) 800 hPa at 20:00 BT July 9, 2005

综合分析两次过程并与地面图对比可知:负的非地转湿 Q 矢量散度区对应地面非锋性斜压带和斜压槽区,并与暴雨区相对应。

4 结论

通过利用地面常规资料和自动站加密资料等对

两次暴雨天气过程进行分析,得出地面资料在侦测暴雨天气过程中的警示作用,结果如下:

(1) 7月6—7日暴雨天气过程表现为两条非锋性斜压带,强降水出现在 $31^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$ 附近的一条非锋性斜压带的边缘;而7月9—10日暴雨天气过程表现为斜压槽,地面准静止锋的前面,强降水带分布在斜压槽附近。

(2) 用第二类热成风螺旋度和非地转湿 Q 矢量通过对两次暴雨过程的诊断分析可知:在非锋性斜压带和斜压槽处易发生锋生和斜压现象发生,使得流场和温度场的热成风关系发生变化,起到破坏热成风平衡的作用,激发出次级环流,使得大尺度大气环流进行调整,重新达到新的热成风平衡。

(3) 用非地转湿 Q 矢量对这两次暴雨天气过程诊断时发现:对于7月6—7日暴雨天气过程,非锋性斜压带处伴有非地转湿矢量辐合,有锋生现象发生,降水出现在非锋性斜压带的附近。对于7月9—10日暴雨天气过程,在斜压槽处伴有非地转湿 Q 矢量辐合,有锋生现象发生。

(4) 正的螺旋度大值区和非地转湿 Q 矢量散度负值区与地面斜压槽区相对应,且暴雨区分布在螺旋度锋区或负的非地转湿 Q 矢量散度区,且靠近正的螺旋度区。

(5) 利用地面常规资料和自动站加密资料分析

出有别于传统冷暖锋的非锋性斜压带和斜压槽,对于预报暴雨天气过程具有一定的侦测作用。

参考文献

- [1] Sanders F. 1999. A proposed of surface map analysis[J]. Mon Wea Rev, 127: 946-955.
- [2] 冯新. 盛夏梅雨锋降雨带不同地域的暴雨对比分析及地面资料在侦测暴雨天气过程中应用[D]. 南京大学硕士论文, 2006
- [3] 喻自凤. 登陆热带气旋暴雨理论研究与数值模拟[D]. 南京大学硕士论文, 2005
- [4] 姚秀萍, 于玉斌. 非地转湿 Q 矢量及其在华北特大暴雨中的应用[J]. 气象学报, 2000, 58(4): 436-443.
- [5] 姚秀萍, 于玉斌. 完全 Q 矢量的引入及其诊断分析[J]. 高原气象, 2001, 20(2): 209-213.
- [6] 张兴旺. 湿 Q 矢量表达式及其应用[J]. 气象, 1998, 24(8): 3-7.
- [7] 孙欣, 蔡芎宁, 黄阁. 一次辽宁秋季暴雨天气的诊断分析[J]. 气象, 2007, 33(9): 83-93.
- [8] 刘运成. 青藏高原东侧一次连续大暴雨过程湿 Q 矢量分析[J]. 气象, 2006, 32(12): 43-49.
- [9] 李英, 段旭, 潘里娜. 昆明准静止锋的准地转矢分析[J]. 气象, 1999, 25(8): 6-10.
- [10] 杨小燕, 曹希孝. 准地转矢诊断与暴雨关系的分析[J]. 气象, 1995, 21(11): 17-21.
- [11] 赵桂香, 程麟生, 李新生. Q 矢量和湿矢量在暴雨诊断中的应用比较[J]. 气象, 2006, 32(6): 25-30.