

冷空气影响台风倒槽降水的个例分析

包澄澜 陆胜元

(南京大学气象系) (空军气象学校)

提 要

1974年8月中旬,在7412号台风倒槽与北方冷空气共同作用下,高层200 mb出现强烈的闭合反气旋,南北两个高层辐散中心首先合并增强,接着低层辐合中心合并增强,在苏皖鲁地区造成罕见的特大暴雨。

使用高低相对散度研究这次降水过程

$$R = \frac{p_0 \sigma_1}{g} (D_2 - D_1)$$

发现,相对散度分布可以指示台风中心的移动和降水的分布,计算雨量与实测雨量的分布和强度,都是极其相似的。

台风降水按其性质不同可分为两类:第一类是台风本身造成的降水^[1],包括台风外围对流性阵雨(即台风前飑线),台风螺旋状雨带降水(即台风外雨带),以及环状眼壁区降水(即台风内雨带)。第二类是台风与其它系统共同造成的降水,包括台风前部与冷空气共同作用产生的降水,台风后部与低层西南风急流相联系的大暴雨,以及地形影响加剧的地形雨。台风倒槽降水属于第二类中台风与冷空气共同作用产生的降水。

台风倒槽降水对华东地区北部(30°N以北)影响很大^[2]。当台风中心位置还在较远的南方,如浙南、福建或广东时,台风倒槽已经可以使距离较远的华东地区北部开始降水,如果同时有冷空气影响,还可以引起较大的集中暴雨。上海中心气象台统计1956—70年共15年中,夏秋季节造成的上海地区大暴雨共18次,其中由台风倒槽引起的就有11次,占61%。而且最大的两次台风暴雨都属于这一类。据分析,当台风中心进入20°—27°N, 113°—125°E范围内,台风带来的暖湿空气就可能到达上海地区附近。而700 mb上如有低槽出现在116°—126°E, 35°N以南,冷空气可到达江淮流域。冷暖空气就可能在上海地区附近交汇而产生大暴雨。

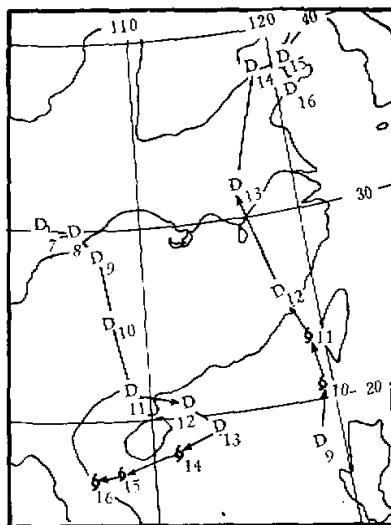
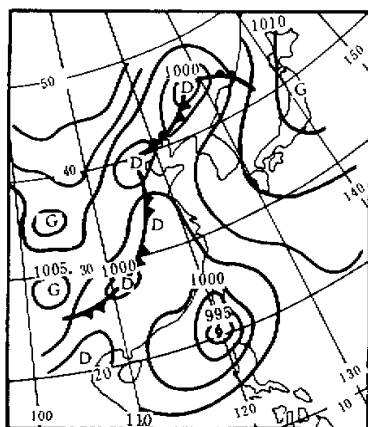


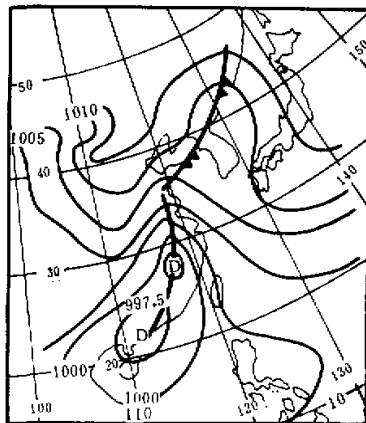
图1 7412号台风路径
(附8月14日台风路径)

1974 年 8 月中旬,7412 号台风倒槽与冷空气共同作用,在江淮流域造成了特大暴雨。图 1 为 7412 号台风路径图。8 月 9 日,7412 号台风在南海东北部生成。10—12 日,台风与一个西南涡发生相互旋转作用,台风北上,于 11 日 20 时在闽南登陆(西南涡则南下到南海北部海面,并于 8 月 14 日变性发展成台风)。7412 号台风于 12 日 08 时就已迅速减弱成热带低压,13 日到达安徽,由于冷空气已进入台风内部,而逐渐变性为温带气旋。14—16 日到达山东半岛后停滞少动。

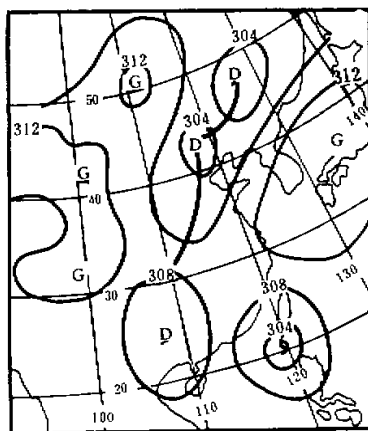
图 2—3 为这次台风倒槽暴雨过程的天气形势和卫星云图。8 月 10 日 08 时,7412 号台风位于台湾省西南方海上,北方有冷空气南下,冷锋自东北经华北直达贵州省,以后由于台风环流北上阻挡,冷锋移速将减慢。低层 700 mb 上,台风与北方低槽间为一相对高压区,黔桂有一西南涡正在南下。卫星云图上冷锋与台风云系间有一大片宽约 6° — 8° 纬距的无云区。而冷锋云系 F 则与西南涡云系 D 相连接。8 月 12 日,冷锋进入减弱了的台



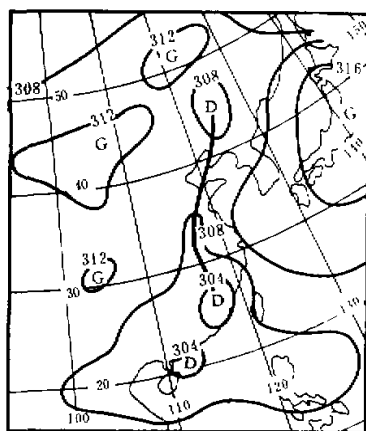
a. 1974 年 8 月 10 日 08 时地面图



b. 1974 年 8 月 12 日 08 时地面图



c. 1974 年 8 月 10 日 08 时 700 mb 图



d. 1974 年 8 月 12 日 08 时 700 mb 图

图 2 7412 号台风过程的天气形势

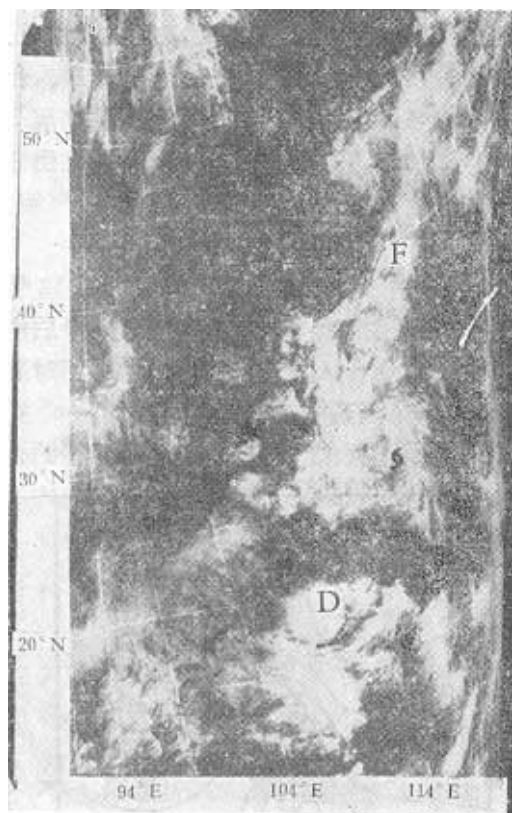


图 3 7412 号台风 8 月 12 日卫星云图

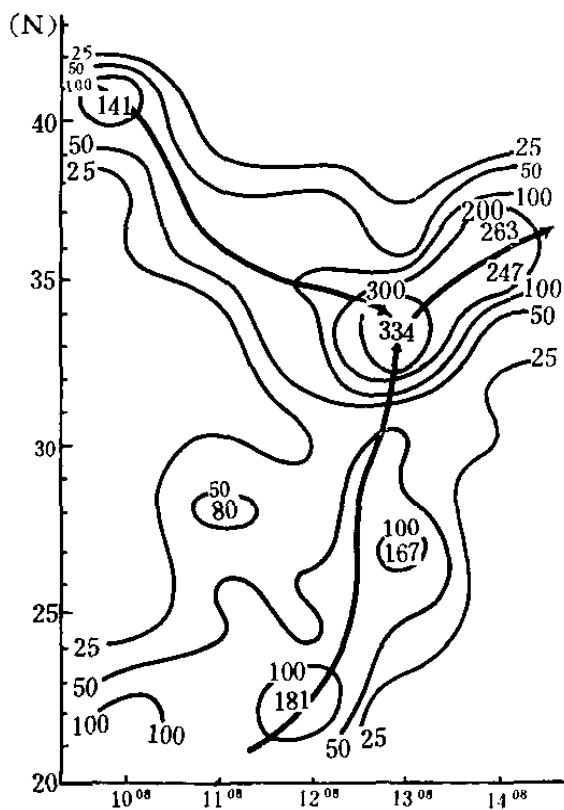


图 5 116°—121°E 间最大雨量的经向分布

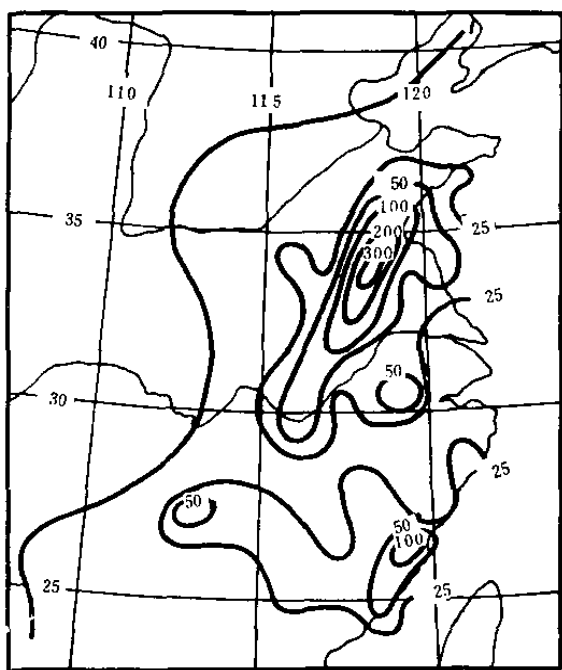


图 4 1974 年 8 月 13 日 08 时的 24 小时雨量图
(单位: 毫米)

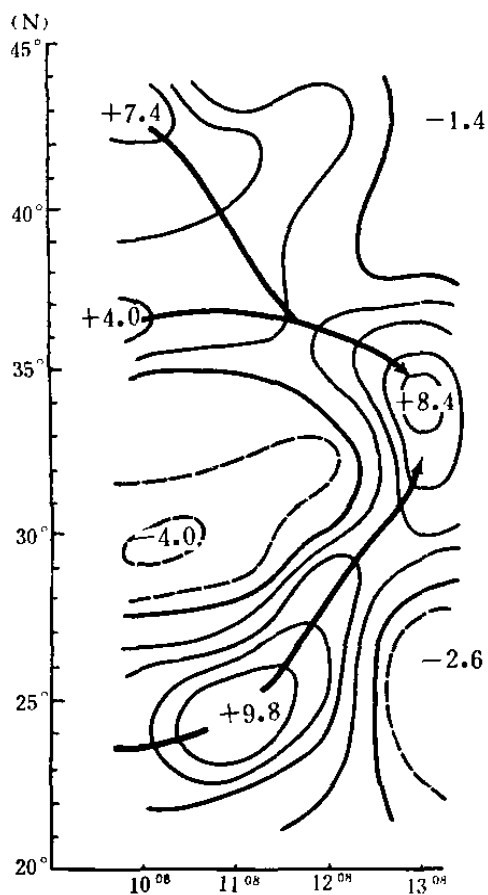


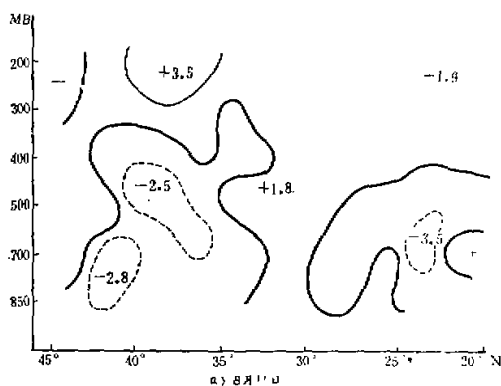
图 6 117.5°—120°E 间的 700 mb 涡度分布

风之中,地面倒槽指向山东省。700 mb 上台风倒槽与北方低槽也已联成一线。卫星云图上,台风云系大为减弱,而与冷锋云系开始结合成为一个系统,西南涡云系则已移到它的西南方,强度增强(两天以后就在海上发展成台风)。8月13日,台风倒槽与冷空气结合,逐渐变性成温带气旋。在卫星云图上,则已形成—个范围为 23° — 40° N, 108° — 122° E的大面积云团。

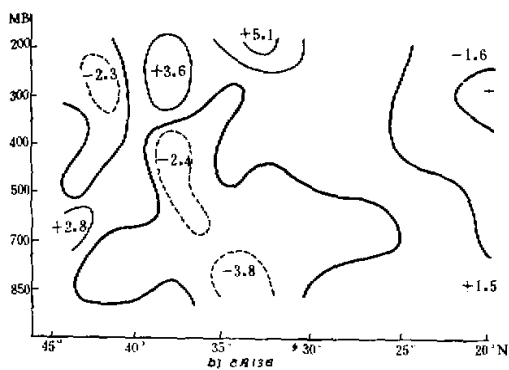
在冷空气共同作用下,这次台风倒槽造成了大范围降水,8月12日起雨量突然增大,江淮流域12—13日的24小时降雨量在100 mm以上(图4),合肥183 mm,新沂199 mm,泗洪316 mm,宿迁334 mm,形成罕见的特大暴雨。次日,特大暴雨移到山东省沂蒙地区,14日08时的24小时降雨量,临沂167 mm,临沭168 mm,郯城162 mm,沂南160 mm,莒南和沂水247 mm,莒县263 mm,潍坊222 mm。暴雨使沂蒙山区山洪爆发,影响极大。

从 116° — 121° E之间最大雨量的经向分布及其变化(图5),可以明显看出这次台风倒槽降水的演变特征。8月11日以前,台风还在海上,台湾省和华南陆地暴雨的强度和范围都较小。北方 40° N处另一冷锋降水中心逐渐南移,强度减小。12日以后,随着台风倒槽的往北伸展和冷空气的南下,南方台风暴雨中心急速北上,与北方南下的冷锋暴雨中心合并,并大大增强。13日08时,在 33° — 34° N处出现300 mm以上的特大暴雨中心。次日,这一暴雨中心北上到 35° — 37° N,略有减弱,最大中心雨量仍在200 mm以上。这种合并现象在700 mb 涡度场的变化上(图6)也有所反映。11日台风的—最大正涡度中心在 24° — 25° N的华南沿海,逐渐北上,并略有减弱。北方 40° N以北低槽区的正涡度中心也在南下并迅速减弱。这两者之间的江淮流域为大片负涡度区所控制。到8月13日,两个正涡度中心在江淮流域合并,强度再次大大增强。这正与江淮流域的特大暴雨相对应。

再沿 117.5° E取散度值的经向剖面(图7)。可以看到,11日以前,在低层南北各有一个闭合的辐合中心(中间为一辐散中心所隔开),对应于台风和北方低槽冷空气,其上空则各有一相应的高层辐散中心。到12日(图略),低层两个辐合中心已相互接近,但仍为一辐散区所隔开。更值得注意的是,高层两个辐



a. 8月11日



b. 8月13日

图7 沿 117.5° — 120° E的散度值铅直剖面

散中心已经先行合并并增强, 形成一个大范围强烈的高层辐散区。次日(13)日, 低层两个辐合中心紧接着就合并增强, 从而在 8 月 13 日 08 时, 35°N 附近出现了低层强烈辐合迭加着高层强烈辐散的现象。这与 12—13 日江淮流域特大暴雨的形成是直接有关的。

这种高层首先出现强烈辐散的现象, 在 200 mb 图上显示得非常清楚(图 8)。8 月 10 日(图略), 长江以南还是一个低压区, 高压远在南海上空。11 日起, 从南海东北部直到长江中下游, 有一个南北向的闭合高层反气旋生成并北上, 强度不断增强, 闭合等高线从 1248(11 日), 1252(12 日), 一直增强到 1256 位势什米(13 日)。它与低层合并加强的低压相配合, 就造成了江淮流域的特大暴雨。因此, 就我们分析的 7412 号台风倒槽暴雨来说, 首先出现高层反气旋流出的加强, 然后低层气旋涡度和低层辐合增强, 导致了特大暴雨的产生, 这说明了高层流场的重要性。

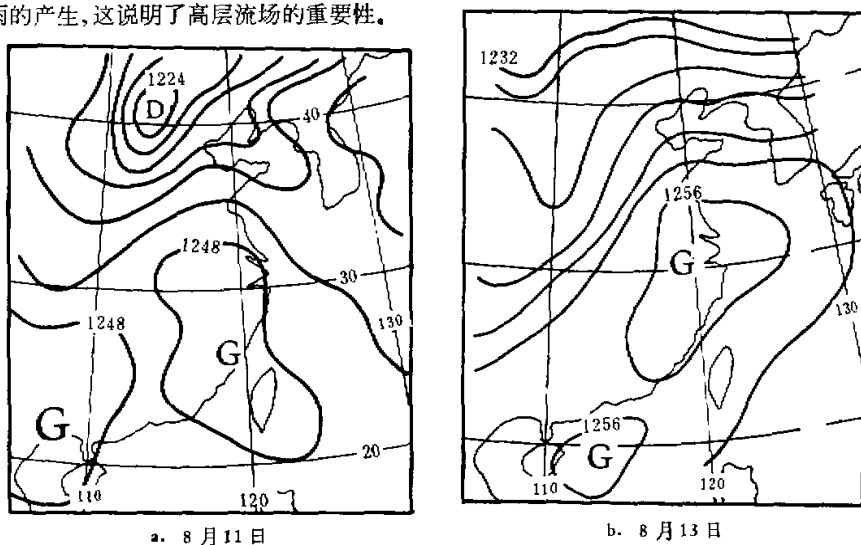


图 8 7412 号台风过程的 200 mb 形势

以下进一步分析形成降水量的因子^[3]。假定进入单位面积气柱中的水汽量, 一部分使该气柱中的水汽含量增加, 另一部分凝结成云和降水。取水汽连续方程为

$$-R = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{\infty} \rho \sigma dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_0^{\infty} \rho \sigma u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_0^{\infty} \rho \sigma v dz + \int_0^{\infty} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \sigma w) dz \quad (1)$$

其中, ρ 为空气密度, σ 为混合比, R 为单位面积单位时间的降雨量。(1)可改写为

$$-R = \frac{1}{g} \left[\frac{\partial}{\partial t} \int_0^{p_0} \sigma dp + \frac{\partial}{\partial x} \int_0^{p_0} \sigma u dp + \frac{\partial}{\partial y} \int_0^{p_0} \sigma v dp \right] \quad (2)$$

其中, 铅直输送项 $\int_0^{\infty} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \sigma w) dz = \rho_0 \sigma_0 w_0$, 只有在山区 $w_0 \approx 0$, 故在计算平原地区雨量时可略去。

取 $\sigma, \sigma u, \sigma v$ 对整层气柱 ($p = 0 \rightarrow p_0$) 的平均值 $\bar{\sigma}, \bar{\sigma u}, \bar{\sigma v}$, 则(2)式可写为

$$-R = \frac{1}{g} \left(\frac{\partial p_0 \bar{\sigma}}{\partial t} + \frac{\partial p_0 \bar{\sigma u}}{\partial x} + \frac{\partial p_0 \bar{\sigma v}}{\partial y} \right)$$

$$R = -\frac{1}{g} \left[p_0 \left(\frac{\partial \bar{\sigma}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{\sigma u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\sigma v}}{\partial y} \right) + \left(\bar{\sigma} \frac{\partial p_0}{\partial t} + \bar{\sigma u} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \bar{\sigma v} \frac{\partial p_0}{\partial y} \right) \right] \quad (3)$$

由于对整层平均值 $\bar{\sigma}$, $\bar{\sigma u}$, $\bar{\sigma v}$ 的计算较繁琐,常取相当于这一平均值的某一高度上的值 σ_1 , $\sigma_1 u_1$, $\sigma_1 v_1$. 这一相当高度出现频数最多的一般为 850—700 mb 位面. 故得:

$$R = -\frac{1}{g} \left\{ p_0 \left(\frac{\partial \sigma_1}{\partial t} + \frac{\partial \sigma_1 u_1}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_1 v_1}{\partial y} \right) + \sigma_1 \frac{\partial p_0}{\partial t} + \sigma_1 u_1 \frac{\partial p_0}{\partial x} + \sigma_1 v_1 \frac{\partial p_0}{\partial y} \right\} \quad (4)$$

另外,密度连续方程为

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (5)$$

积分之,得

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_0^\infty \rho dz + \frac{\partial}{\partial x} \int_0^\infty \rho u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_0^\infty \rho v dz + \frac{\partial}{\partial z} \int_0^\infty \rho w dz = 0 \quad (6)$$

同样可得出

$$\frac{\partial \bar{p}_0}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u} \bar{p}_0}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v} \bar{p}_0}{\partial y} = 0 \quad (7)$$

其中, $\bar{u}$, $\bar{v}$ 为 u , v 对整层的平均值,也可用某一高度的值 u_1 , v_1 代替,通常以 500 mb 上的值最适当. 以 (7) 式代入 (4) 式

$$R = -\frac{1}{g} \left[p_0 \left(\frac{\partial \sigma_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial \sigma_1}{\partial x} + v_1 \frac{\partial \sigma_1}{\partial y} \right) + p_0 \sigma_1 (D_1 - D_2) \right] - \frac{1}{g} \left[\sigma_1 (u_1 - u_2) \frac{\partial p_0}{\partial x} + \sigma_1 (v_1 - v_2) \frac{\partial p_0}{\partial y} \right] \quad (8)$$

其中,散度值 $D_1 = \frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y}$, $D_2 = \frac{\partial u_2}{\partial x} + \frac{\partial v_2}{\partial y}$. 计算各项量级后发现, (8) 式右方第二项一般要比第一项小 1—2 个量级,可略去不计. 最后得

$$R = -\frac{p_0}{g} \frac{d\sigma_1}{dt} + \frac{p_0 \sigma_1}{g} (D_2 - D_1) \quad (9)$$

因此,降雨量的大小是与低层某一相当位面 (例如 700 mb) 混合比的个别变化项,以及高低层的散度差 (相对散度) 呈一定的正比例关系. 据这次台风倒槽降水计算表明,这两项的量级相差也很大,

$$\begin{cases} -\frac{p_0}{g} \frac{d\sigma_1}{dt} \approx (1-2) \times 10^{-4} \text{ mm/sec} \\ \frac{p_0 \sigma_1}{g} (D_2 - D_1) \approx (10-100) \times 10^{-4} \text{ mm/sec} \end{cases} \quad (10)$$

因此,我们只着重分析相对散度与降水量的关系.

要计算相对散度,首先必须确定高低两层相当高度位面. 在西风带中,相当于整层平均值 $\bar{\sigma}$, $\bar{\sigma u}$, $\bar{\sigma v}$ 的位面一般较低,常为 850—700 mb,取作为一层. 而相当于整层平均值 $\bar{u}$, $\bar{v}$ 的位面一般较高,常为 500 mb,取作第二层. 日本有些人^[4]就采用这两个位面计算相对散度. 计算时从简化涡度方程将 (9) 式中的相对散度换算成

$$D_2 - D_1 = \frac{1}{f} \left[\frac{\partial}{\partial t} \delta \zeta + V_{700} \nabla \delta \zeta + \delta V \nabla \zeta_{700} \right] \quad (11)$$

其中,符号“ ζ ”代表 500 mb 减去 850 mb 上的 V , ζ 值之差,下标“700”代表 700 mb 上的 V , ζ 值. 在分析计算梅两期的暴雨过程时,计算雨量与实测雨量分布很相似.

我们在分析计算 7412 号台风倒槽暴雨过程时,考虑到热带天气分析与中高纬分析的

不同点, 计算相对散度时取不同的高低两层位面作试验。低层第一层取 850, 和 700 mb, 高层第二层取 500, 300, 200 mb。结果发现以 200 和 300 mb 减去 850 mb 值作为相对散度, 效果较好。这与热带天气分析中经常取 850 mb 代表低层流场, 200 mb 代表高层流场是完全一致的。而高层取 500 mb 的效果稍差, 这是与中高纬度天气很不一致之处。

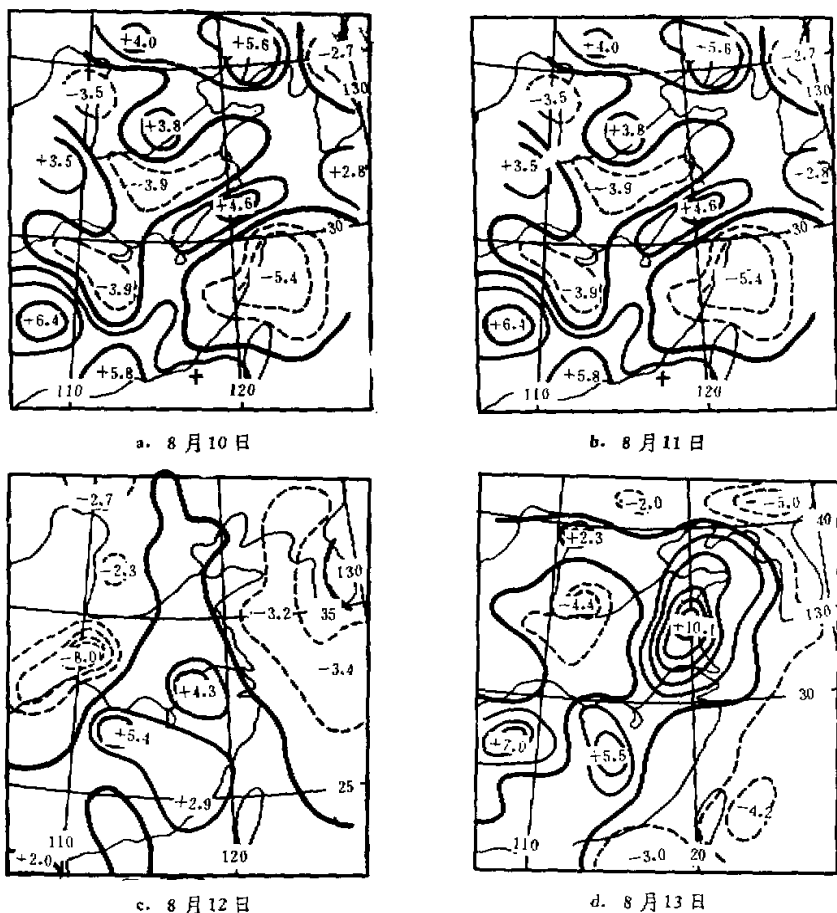
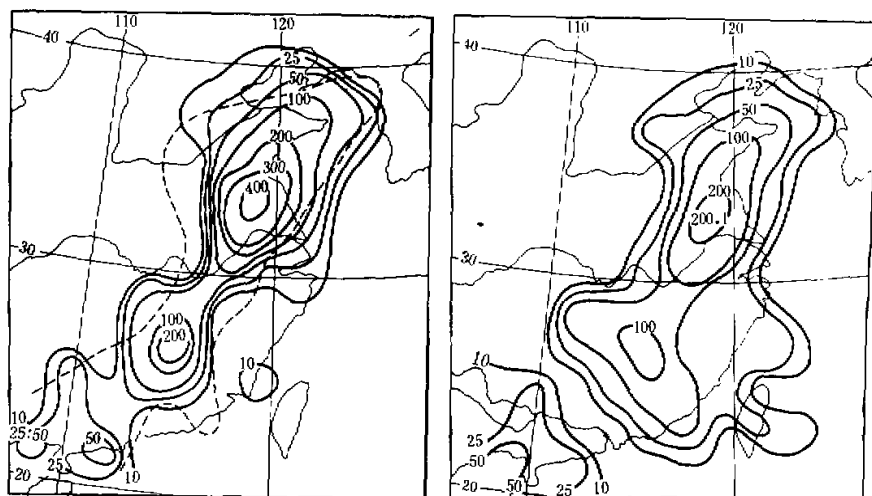


图 9 200 mb 减 850 mb 相对散度分布

图 9 为这次台风倒槽暴雨过程的 200 mb 减 850 mb 相对散度 $\Delta D_{200-850}$ 分布。在 8 月 10 日 08 时, 台风远在海上, 相对散度正中心在南海。从东北—华北又有一片正中心, 与北方西风倒槽和降水区相对应。25°—35°N 之间以负中心为主。11 日 08 时, 台风即将登陆, ΔD 正中心在广东东部, 正位于台风路径前方, 对台风未来路径有一定的指示意义。北方正中心南下到山东省。这两者之间的负中心区已大大缩小并减弱。到 8 月 12 日 08 时, 115°E 以东的我国东半部, 已形成一个大范围相对散度正值区, 中心在长江中下游。这时台风中心登陆不久, 还在福建南部, 以后台风中心即沿此 ΔD 最大值的轴线北上。正值中心区大致指示了未来特大暴雨出现的地区。到 8 月 13 日 08 时, 相对散

度中心大大加强,并北上达苏皖鲁地区,这里正是出现和即将出现特大暴雨的地区。

图 10 为相对散度的计算雨量分布。 σ_1 取 700mb 混合比(单位: 10^{-3}gm/gm), $\Delta D_{200-850}$ 约 $(10-100) \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ (计算尺度 400 公里, 网格点距 200 公里)。求得的雨量强度约 $(10-100) \times 10^{-4} \text{mm/sec}$, 假定这种雨量强度持续 10 小时, 作为日雨量(毫米/日), 即得计算雨量。图 10 a 为 8 月 13 日 08 时的计算雨量, 图中虚线为 700mb $T - T_d = 3^\circ\text{C}$ 线, 代表饱和区(云雨区)。图 10 b 为 12 日 08 时和 13 日 08 时计算雨量的平均值。以此与实测雨量(图 1)相比较, 可以看到, 计算雨量与实测雨量的分布, 以及雨量中心数值的大小量级, 都是极其相似的。考虑到饱和区的范围, 效果可能更好。



a. 8 月 13 日 08 时计算值

b. 8 月 12 日 08 时和 13 日 08 时的平均值

图 10 计算雨量分布

因此, 可以得出结论, 对于热带天气系统来说, 以 200—300 mb 代表高层流场, 以 850 mb 代表低层流场进行分析是适宜的, 而且还有一定的预报价值。整层对流层的相对散度分布, 高层流场的演变, 不仅对于台风登陆后的移动方向, 强度变化, 而且对于台风倒槽与冷空气共同影响引起的特大暴雨的位置和强度, 都有一定的指示意义。当然, 这些结论还有待于更多个例分析的验证和理论上的进一步探讨。

参 考 资 料

- [1] 福建省气象局 652 站, 雷达在台风短期预报中的初步应用, 台风会议文集, 1972, P. 81—87.
- [2] 上海中心气象台, 上海地区夏、秋季节台风倒槽暴雨预报条件, 台风会议文集, 1972, p. 114—119.
- [3] 朝仓正, 雨量预报(台风ともなう雨第二报)气象杂志, 1953, p. 306—312.
- [4] 川本敏夫, 相对发散分布と降雨分布について——降水量の予想——, 研究时报, 1957, p. 349—355.