

一次热带云团引起 的浙东特大暴雨过程分析*

卢家麟 滕卫平 斯公望
(浙江省气象科学研究所) (杭州大学)

提 要

本文分析 1988 年 7 月 29—30 日浙东一次特大暴雨过程。暴雨区最大雨量达 533mm(18 小时)。产生暴雨的系统是一个从海上西移的热带中尺度对流云团。该云团发生在副高南侧深厚的热带东风带中,通过低空南、北两个东风扰动和高高空东风扰动相互作用而发展。然后,以离散传播方式传播到陆上。受地面辐合线的触发陆上对流发展,对流降水造成空气的冷却,冷空气与热带东风带的相互作用使云团得以维持。

一、引 言

1988 年 7 月 29 日傍晚到 30 日上午,浙东宁波、绍兴、台州地区出现了罕见的突发性

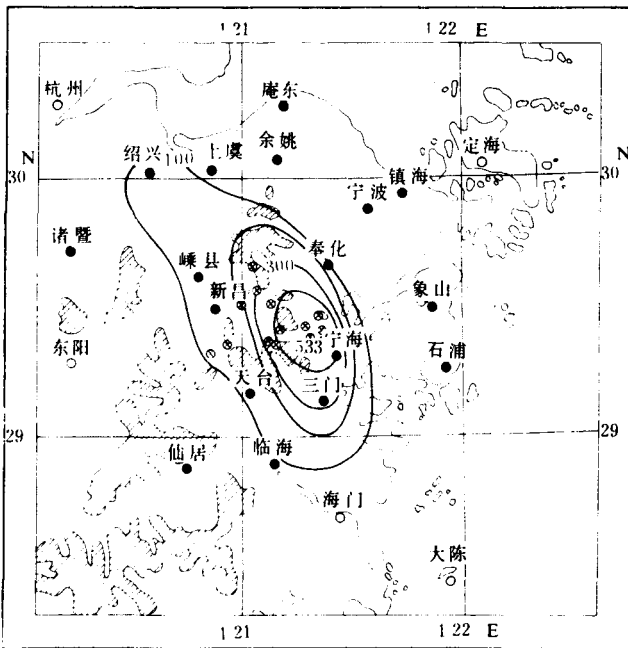


图 1 1988 年 7 月 29 日 17 时到 30 日 11 时雨量图
(斜线区海拔高度在 500m 以上,●表示气象站,⊗为水文雨量站。)

本文 1990 年 3 月 16 日收到,10 月 15 日收到修改稿。

* 本文为“浙江中北部地区短时灾害性天气监测、预报和警报系统研究”课题资助。

大暴雨。图1是29日17日到30日11时的雨量图,过程雨量100mm以上的区域面积约为10000km²(包括宁波地区西部、绍兴地区东部和台州地区北部);300mm以上的区域约为2400km²(在三门县北部、宁海、奉化两县西部和嵊县、新昌两县东部);最大雨量533mm,出现在宁海县的马岙水文站。宁海、三门、嵊县、新昌四县气象站的日雨量为有历史记录以来的最高值。宁海县的里加坑水文站12小时最大雨量477mm,超过省内12小时雨量的水文站实测最大值。1小时最大雨量为91.8mm,出现在宁海县的榧坑水文站。宁海、三门、嵊县气象站的1小时最大雨量也都在70mm以上;10分钟最大雨量达18—20mm。这次特大暴雨过程给上述地区造成严重灾害。

关于这次特大暴雨过程已有过一些分析^[1-3]。本文就云团发生发展的大尺度环境热力和动力条件、云团内中尺度暴雨区的发生进行分析讨论。

二、暴雨云团发展的大尺度环境

图2为1988年7月29日08时200hPa和850hPa的环流形势。在200hPa图上华南有一个冷涡,它于24日在日本海形成后一直向西南方移动。与此同时,华北高压中心东移与从鄂霍次克海西岸南下的高压中心在朝鲜北部合并加强成为一个稳定的高压中心,使对流层高层在长江下游有一支明显的东南风急流。在850hPa图上,日本海维持一个冷高压,ITCE在25°N以南有一个热带低压在20°N、140°E附近缓慢地向东北方向移动,在东亚及西太平洋为一条南北宽达15个纬距的宽阔的东风带,在这东风带中有南、北两个东风扰动。东风带内南、北两个低层东风扰动及高空、低空两支偏东气流的相互作用给云团的发生、发展提供了动力与热力环境。

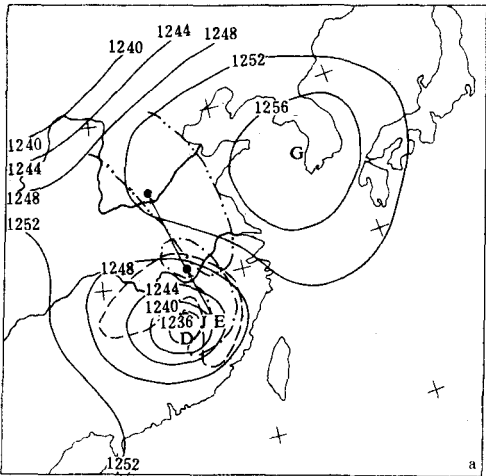


图2(a) 1988年7月29日08时200hPa图
(J_B为东南风急流中心,虚线表示急流范围;锁线及双点锁线分别表示29日20时及30日08时的急流区,●为相应的急流中心)

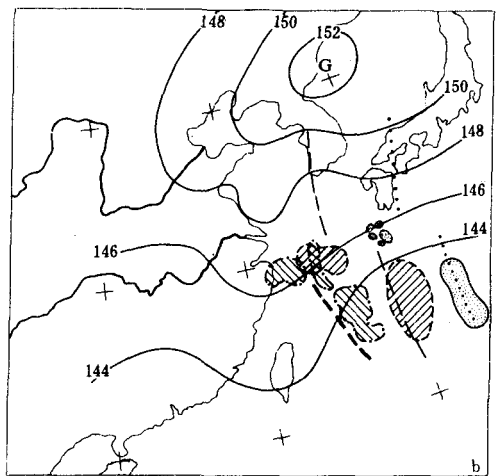


图2(b) 1988年7月29日08时850hPa图
(虚线为东风波槽线;点线及双虚线分别为28日20时及29日20时的东风波槽线;阴影区为相应的云团)

1. 低层东风扰动与云团的发生、发展

由地面、850hPa 天气图和卫星云图可分析出在西太平洋上的东风带中,30°N 以北和以南各有一个东风波西移(图略)。云团初生于日本九州西南方 30°N 附近洋面上空,恰好位于 30°N 以北的东风波的南端偏西方。云团的西移与这个东风波同步。在上述云团西移的同时,30°N 以南的东风波及其对应的云团则向西偏北方向移动,其速度快于前者。到了 29 日 20 时,当北面的东风波对应的云团移近浙东沿海时,南面东风波对应的云团开始并入北方的云团中,两个云团的合并使云团得到发展。因此,南、北两个东风波的联结是暴雨云团在浙东发展的原因之一。

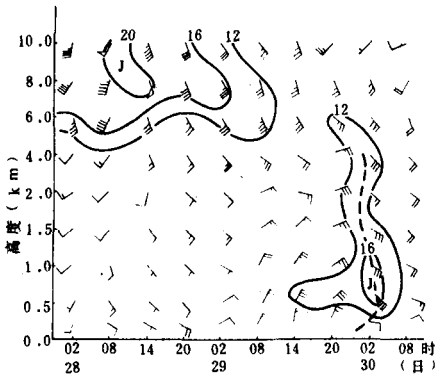


图 3 是大陈岛的测风时间剖面图。由图可见,30°N 南侧的东风波槽线于 29 日 20 时到 30 日 02 时之间过境,在 300—600m 之间有一支边界层低空急流,最大风速达 16m/s。受其影响,低层辐合明显加强。

图 3 1988 年 7 月 28 日 02 时至 30 日 08 时大陈岛测风时间剖面图
(实线为 12m/s 以上的等风速线,虚线为东风波槽线)

图 4 是用逐步订正的客观分析方法得到的暴雨区平均散度和垂直速度廓线。计算范围为 27°—34°N, 114. 0°—122. 5°E, 格距为 0.5 经纬度。应用曲面拟合法及有限元内插法适当加密“测站”。垂直速度由连续性方程修正方案计算。暴雨区散度和垂直速度的平均值由 29°—30°N, 120. 5°—121. 5°E 范围内 9 个格点的平均值表示。由图可见,29 日 08

时地面到 850hPa 均是辐散,到 29 日 20 时都已转为辐合。

由上述分析得出,低层东风扰动合并使低空辐合加强,引起了强烈的上升运动,有利于暴雨云团的发展。

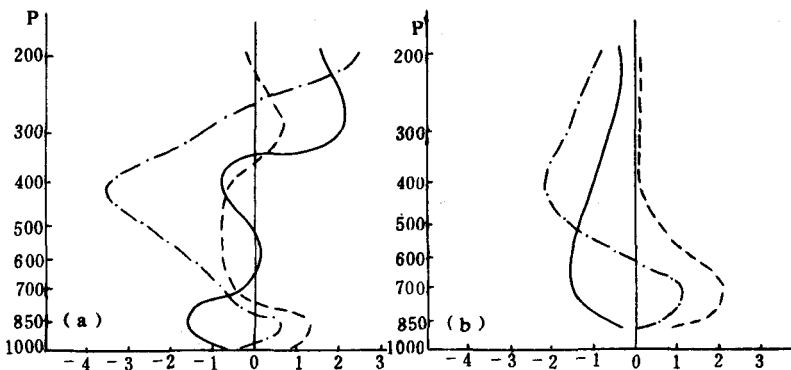


图 4 暴雨区平均散度(a)($\times 10^{-5} s^{-1}$)和垂直速度廓线(b)($\times 10^{-3} hPa s^{-1}$)
(虚线、实线、锁线分别表示 29 日 08 时、20 时和 30 日 08 时)

2. 高层东风对云团发展的作用

从图 2(a)可见,在 200hPa 上从 29 日 08 时到 30 日 08 时,有一个高空东风急流中心围绕切断低压自南向北传播。29 日 20 时,浙东地区由原来处于急流中心出口区右侧转变为入口区的右侧造成高空散度条件的改变。这一改变在散度场和垂直速度场上也有反映,在 29 日 08 时到 29 日 20 时,高层(200—300hPa)辐散平均增大 $1.5 \times 10^{-5}/s$,而低层(850hPa)辐合量加强 $2.9 \times 10^{-5}/s$,垂直运动由整层下沉转变为整层上升,700hPa 上升速度增大 $3.6 \times 10^{-3}hPa/s$ (图 4)。暴雨云团也就在当天 20 时以后开始发展。

3. 环境风切变与云团发展

环境风垂直切变是中尺度对流性天气系统发展的重要环境条件之一。环境风垂直切变与降水效率(系统的降水量与向上输送的水汽通量之比)有密切关系⁽⁴⁾。本次过程云团发生在边界层有低空急流但整个对流层内风的垂直切变较弱的环境中。边界层急流保证大量水汽向暴雨区的输送和大气不稳定层结的形成与维持,强的低空辐合提供了潜在不稳定释放的触发机制。整个对流层内较弱的风的垂直切变则使云团保持较高的降水效率。

表 1 是大陈岛东南风分量垂直切变的演变。29 日这一天,在 1.5—12km 层,风的垂直切变在 $0.6 \times 10^{-3}/s$ 以下,说明边界层顶到对流层上部风速的垂直切变很小;在边界层内,即在 1.5km 以下,风的垂直切变则明显加强。29 日 20 时,地面到 500m 风的垂直切变值高达 $16.4 \times 10^{-3}/s$,"75.8"河南信阳大暴雨发生时最强的垂直风切变也只有 $2.8 \times 10^{-3}/s$,上海 1977 年 8 月 21 日的一场大暴雨,最强风切变是 $5.0 \times 10^{-3}/s$ 。本次过程边界层强烈的垂直风切变有利于动力不稳定的发展和触发。

表 1 大陈岛东南风分量的垂直切变 (单位: $10^{-3}/s$)

站名 层 次	大陈岛 1988年7月							上海 1977年8月	南阳 1975年8月
	28日08时	28日14时	28日20时	29日02时	29日08时	29日14时	29日20时	21日20时	5日20时
1.5—12 (km)	1.1	1.4	1.0	0.5	0.6	0.4	-0.3	-2.2	-0.5
地面—1.5 (km)	-0.3	1.6	-1.1	0.1	1.1	4.5	5.5	3.7	5.5
地面—1.0 (km)	-0.7	0.2	-2.6	0.2	-0.7	2.3	9.0	5.0	6.6
地面—0.5 (km)	4.8	7.2	5.8	2.4	-1.4	-3.6	16.4	2.8	5.0

4. 云团发展的热力学条件

大陈岛的探空资料表明(图略),29 日 08 时(暴雨云团发展前)在 765hPa 有一个强的逆温层。这是副高脊内下沉运动引起的压缩逆温,它使不稳定能量积聚在低层。29 日 20 时,从 700hPa 到地面各层的 θ . 12 小时内分别增加 13—16K,位势不稳定层结伸展到 500hPa 以上(图 5)。深厚的位势不稳定层的形成为云团发展提供了热力条件。

表2 各层(hPa)比湿(q)、相对湿度(RH)和 θ_e 的比较

要素	层名	站				
		大陈	南阳	上海	大陈*	合成值**
q (g/kg)	500	5.2	6.3	4.9	5.6	4.8
	700	11.5	11.5	10.3	9.9	9.6
	850	16.0	17.2	15.3	13.7	14.9
	地	20.2	20.0	18.8	16.6	18.3
RH (%)	500	88	89	80	97	
	700	83	92	87	93	
	850	87	90	94	96	
	地	98	92	94	98	
θ_e (°C)	500	73	80	72	74	
	700	80	78	73	70	
	850	83	84	78	71	
	地	84	84	79	69	

** : 为10次西风带大暴雨过程的合成值,该过程指影响浙中北地区。

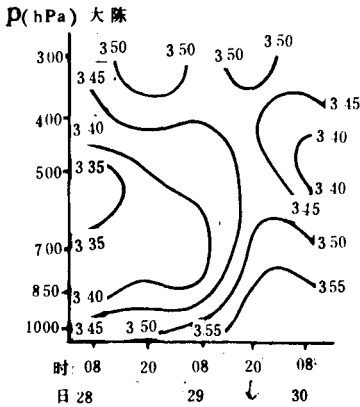


图5 1988年7月28—30日大陈岛的 θ_e (k)时间剖面图

暴雨云团发展时,大陈岛上空各层湿度明显增加。例如,29日20时850hPa和700hPa的比湿12小时内分别增加4.5和3.8(g/kg),850—700hPa的平均相对湿度增加22%。这一现象表明云团是在对流层下部潮湿且湿层深厚的环境中发展起来的。

表2是本次暴雨过程与历史上几次特大暴雨过程气象要素的比较。表中大陈的资料为1988年7月29日,南阳1975年8月5日,上海1977年8月21日,大陈*1981年9月22日,可以看出本次过程的热力条件和我国华中、华东几次特大暴雨的热力条件相似。

三、暴雨云团和暴雨的中尺度分析

图6为29日16时到30日02时GMS卫星云图所示云团的演变。图上涂黑区为活跃对流区,它是由多个雷暴尺度的系统组成的,我们称之为对流群。云团由数个分布无规则的对流群组成,其中有一个是最大的,也是主要的对流群。它与Maddox⁽⁵⁾所定义的中纬度MCC在组织上有明显的不同,而与Houze等⁽⁶⁾所指出的非飑线热带云团组织相似。云团的演变过程可概述如下:在29日18—19时,大陆上开始出现活跃的对流群,而海上原来的对流群逐渐消失。由29.4°N的云顶温度时间演变的剖面图可以很清楚地看到<-75°C的区域在20时前后为跳跃式变化(图略)。对流群以前生后消的方式造成云团往前移动。云团的这种传播方式与Ninomiya等⁽⁷⁾发现的梅雨锋上发展的云团移动相类似。

主要对流群从29日20时开始在浙东发展后,它的强度不断增强,位置少动。这与该区域暴雨开始和持续时间相对应。所以,云团停滞是造成特大暴雨的直接原因。

对流群又是由更小的对流系统——雷暴尺度的对流团组成的。新生的对流团发展,老的对流团发展、成熟、逐渐消亡。对流群内这种对流团的交替使对流群维持,这种交替在降水上也有清楚的表现。由宁海、三门、新昌三站的十分钟雨量变化图(图7)可见,有三次明显的雨峰分别出现在29日18—24时、30日0—4时和4—8时,每次持续4—6小时,它们

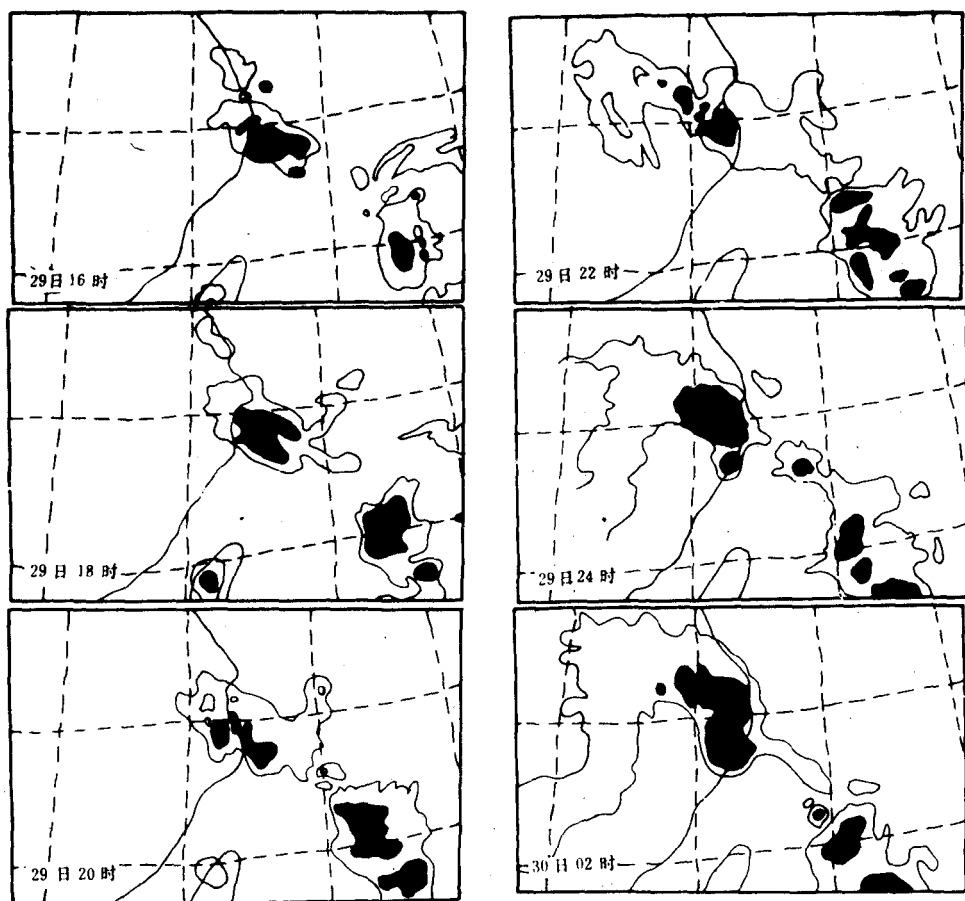
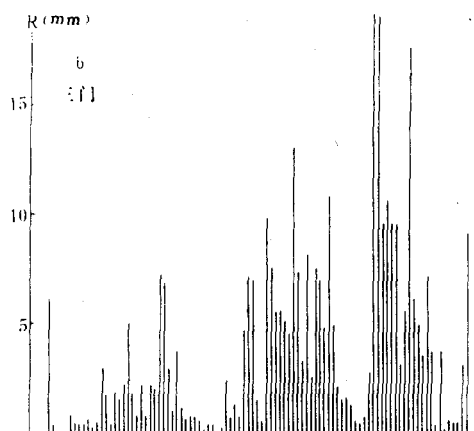
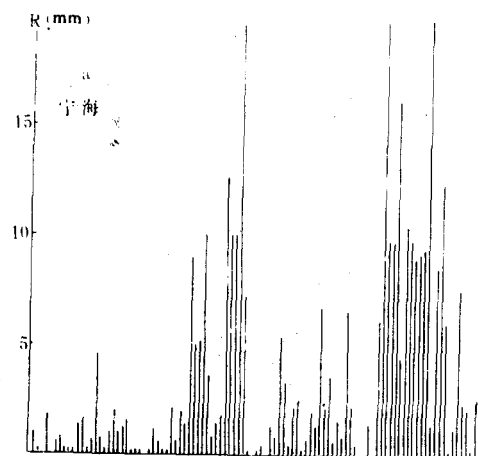


图6 1988年7月29日16时至30日02时的GMS卫星云团素描图



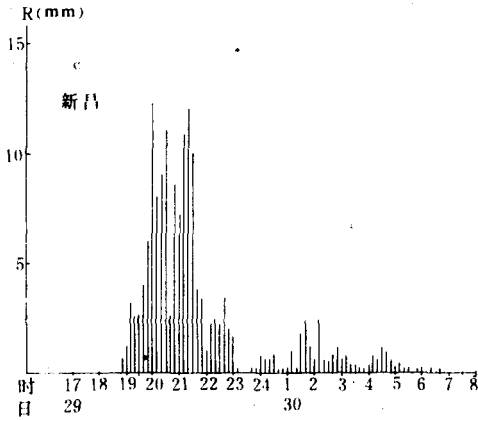


图 7 1988 年 7 月 29 日 17 时至 30 日 08 时宁海(a)三门(b)新昌(c)10 分钟雨量

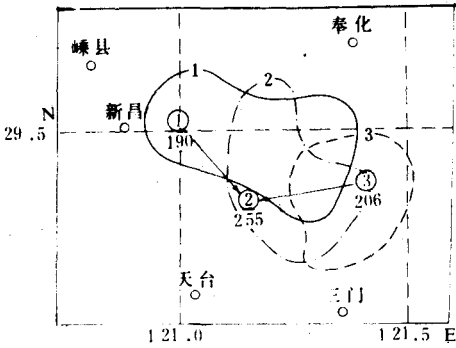


图 8 29 日 18—24 时(1)、30 日 0—4 时(2)、30 日 4—8 时(3)暴雨区的演变
(实线、锁线和虚线分别表示三个时段 150mm 等雨量线；
圆圈为雨量中心，其下数字为最大雨量)

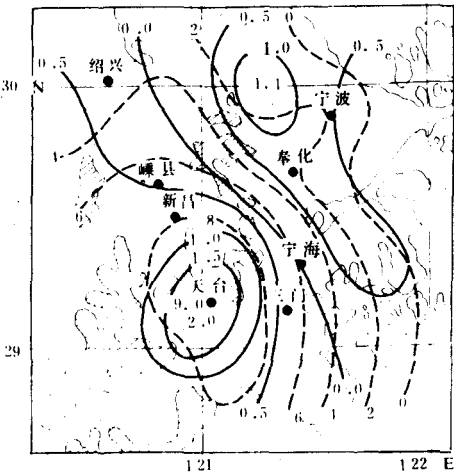


图 10 1988 年 7 月 29 日 15 时到 19 时的变压场
(实线)和变温场(虚线)

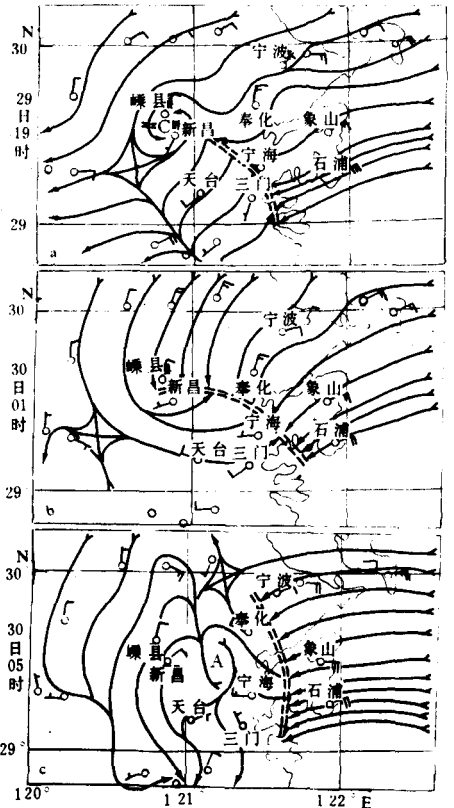


图 9 地面流场(双虚线为辐合线)
(a)29 日 19 时(b)30 日 01 时(c)30 日 05 时

正好对应于云团内雷暴尺度或中- β 尺度系统的活动。这种主对流群内接连出现新的对流团的触发是造成云团停滞的主要原因。

图8为上述三个时段内的雨量中心及150mm以上雨区的演变。一个非常明显的现象是这三次雨量中心及暴雨区一次比一次偏东。这反映了云团内老的对流团衰亡,另有一个新的对流团在老的对流团的后部(东边)发展起来的结果。

暴雨的最初发展是在29日19—20时,这与地面图上一条西北—东南走向的中尺度辐合线形成时间一致(图9)。这条中尺度辐合线的形成过程如下:29日下午,浙东地区受一致的偏东气流影响。在四明山、天台山以东的宁波、奉化等地已有云层覆盖,地面相对湿度在90%以上。而在四明山、天台山西侧的新昌、嵊县、天台等地,并无云层覆盖,强烈的日照使气温升得较高,出现了干热天气,地面相对湿度只有50%。到了傍晚,位于四明山、天台山东、西两侧的云层覆盖区与晴空区出现了明显的温度和气压日变化差异。从15时到19时的4小时内,在山的西侧各站,日变化明显,降温幅度达7—9℃,气压上升,变压值在0.3—2.0hPa;而在山的东侧各站,日变化不明显,降温幅度在2℃以内,并且由于东风波的临近,气压略有下降,变压值为-0.3~-1.1hPa。这样就造成了山脉的东、西两侧存在明显的变温梯度和变压梯度(图10),如新昌和奉化这两站之间,4小时的变温梯度及变压梯度分别达到-1.1℃和2.5hPa每百公里。由上述变压场可以产生偏西成分的变压风,因此山的西侧各站的风向由下午的偏东风转为傍晚偏西风,结果在四明山、天台山附近形成一条地面辐合线。比较图9(a)与图10,这条辐合线与零变压线基本吻合。这种由于云层覆盖区与晴空区的日变化差异引起的中尺度环流导致对流发展,便是第一次暴雨发展的中尺度触发机制。Purdom^[8]曾指出在大尺度强迫较弱情况下早晨的云区在午后雷暴发展中的效应,表现为第一次雷暴降水形成在早晨云区附近的晴空区域上,这是由于白天太阳加热不均匀所致。而本例中则是由于受云层影响日变化降温差异所致。两者的原因有共同之处。

随着第一次暴雨的发展,暴雨造成的地面发散气流(西北—西气流)与东面来自海上的东风气流又形成一条辐合线(我们注意到热带空气湿静力大,因而没有明显的雷暴高压出现),由此触发了第二次暴雨的发展。图9(b)为第二次暴雨开始发展时的流场,地面辐合线形成在图9(a)上辐合线的东面,其结果第二次暴雨产生在第一次暴雨的东边。类似地,第三次暴雨又产生在第二次暴雨的东边(图9(c))。到了30日08时,海上东风气流减弱,暴雨也就结束了。

由上可见,暴雨云团由海上移入陆地是通过陆地上对流群新生发展而海上对流群减弱消亡的方式传播的。陆地上对流群初生的触发机制是四明山、天台山附近的地面辐合线。而对流群的维持是通过前一次暴雨产生的地面发散气流与热带东风气流的辐合作用。

参 考 文 献

- [1] 卢家麟等, 一次热带对流云团暴雨过程初析, 浙江气象科技, 10, 2, 1989.
- [2] 杜立群, 7·29 暴雨的天气、能量特征及地形作用, 浙江气象科技, 10, 3, 1989.
- [3] 陈秀凤等, 局部强暴雨频繁——1988 年汛期暴雨分析, 气象, 15, 8, 1989.
- [4] 斯公望, 暴雨和强对流环流系统, 气象出版社, P145, 1988 年.
- [5] Maddox, R. A., Mesoscale convective complexes, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 61, 1374—1387, 1980.
- [6] Houze, R. A., and P. V. Hobbs, Organization and structure of precipitating cloud systems, *Advances in Geophysics*, 24, 225—314, 1982.
- [7] Ninomiya, K., T. Akiyama, M. Ikawa, Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in bain frontal zone. Part I. Evolution and meso- β -scale characteristics, *J. Meteor. soc., Japan*, 66, 331—350, 1988.
- [8] Purdom, J. F. W., Subjective interpretation of geostationary satellite data for nowcasting, "Nowcasting" (edited by K. A. Browning), Academic Press, 149—166, 1982.

AN ANALYSIS OF EXTREMELY STRONG RAINSTORM OCCURRED BY THE TROPICAL CLOUD CLUSTER IN EASTERN ZHEJIANG

Lu Jialin Teng Weiping

(*Zhejiang Institute of Meteorology*)

Si Gongwang

(*Hangzhou University*)

Abstract

In this paper an extremely strong rainstorm process on 29—30 July 1988 in eastern Zhejiang is analysed. The maximum precipitation is 533mm. It was occurred by the mesoscale convection cloud cluster, which was developed by the interactions between the easterly disturbances in the two sides of subtropical high in the lower troposphere, and between the easterly disturbances in the lower and higher troposphere. The cloud cluster was maintained by the interaction between the cold air caused by the convection precipitation and the tropical easterly system.