

文章编号: 1006-4354 (2004) 01-0004-05

2002-07-04 子长特大暴雨中尺度分析

雷崇典¹, 邓小丽², 杨金海³

(1. 延安市气象局, 陕西延安 716000; 2. 西安市气象局, 陕西西安 710016;
3. 子长县气象局, 陕西子长 717300)

摘 要: 对陕北子长一次特大暴雨的中- β 尺度对流云团分析得出: 云顶亮温较一般暴雨云团偏低, 有 2 个单体在对流尺度内相互作用, 一侧单体潜伏变化为暴雨云团形成提供了有利抬升机制、水汽资源和能量, 为强对流单体形成暴雨云团提供了发展条件。另外, 大尺度环流长波槽后部弱上升气流是暴雨发生的大尺度背景场。对流中低层干空气的侵入是特大暴雨形成的重要特征之一。

关键词: 中- β 尺度; 云团; 深对流; T_{BB}

中图分类号: P458.2 **文献标识码:** B

2002-07-04T03: 00—08: 00, 延安北部的子长县出现局地特大暴雨天气过程, 总降水量 195.3 mm, 引起清涧河水暴涨, 形成百年不遇的特大洪涝, 直接经济损失 3 亿多元。此次过程中, 06—08 时 2 h 降水量达 130.0 mm, 1 h 最大降水量为 92.3 mm, 暴雨水平尺度大约 40 km 左右 (2 h 降水量 $R>100$ mm)。特大暴雨中心在子长县城。

1 中- β 尺度对流云团发展演变

此次降水是由中- β 尺度对流云团产生的。7 月 4 日的卫星红外云图上可以看出 (图 1), 01 时在子长县区的西侧附近有小块的积云生成并发展, 云顶亮温 T_{BB} 为 -43°C , 云顶高度达 12 km, 02 时在暴雨区西侧和西北侧有 2 块发展较快的积云, 内嵌 $T_{BB}<30^{\circ}\text{C}$ 面积膨胀, 发展成对流单体, 南侧的对流单体 (β_A) 移入暴雨区上空, 2: 40

收稿日期: 2003-07-10

作者简介: 雷崇典 (1963-), 男, 陕西合阳人, 高工, 从事天气预报、强对流天气分析和研究工作。

中用于人工冰核增长的比例、固相雨胚大小与分布等方面都存在着不确定性。这些对用量的估算会产生影响, 带来用量与播撒速率的不确定性。考虑到上述的不确定性, 对增雨作业而言, 为安全起见 (保持冰、水共存), 对表中的估算值适当缩小几倍到 1 个量级; 如果是消云减雨作业, 则可适当放大估算值, 更好地破坏云中的成雨条件。

参考文献:

[1] 王广河, 胡志晋, 陈万奎. 人工增雨农业减灾技术研究 [J]. 应用气象学报, 2001, 12 (增刊): 1-9.
[2] 胡志晋. 层状云人工增雨机制、条件和方法的探讨 [J]. 应用气象学报, 2001, 12 (增刊): 10-13.
[3] Gayet JF, Glraud V, Delannoy D, et al.

Description of a French cloud microphysical data band: application to globol change [J]. WMP Report, 1992, 19: 188-193.
[4] 陈万奎, 马培民. 四川春季一次层状云宏微观特征和降水机制 [J]. 气象科学技术集刊, 1985, 30-36.
[5] 陈万奎, 严采繁. 冰相雨胚转化水汽密度差的实验研究 [J]. 应用气象学报, 2001, 12 (增刊): 23-29.
[6] 余 兴, 樊鹏, 王晓玲, 等. 层状云中非垂直多条撒播线源催化剂扩散的数值模拟 [J]. 气象学报, 1998, 56 (6): 708-723.
[7] Yu Xing, Dai Jin, Jiang Weimei, et al. A three-dimensional model of transport and diffusion of seeding agents within stratus [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2000, 17: 617-635.

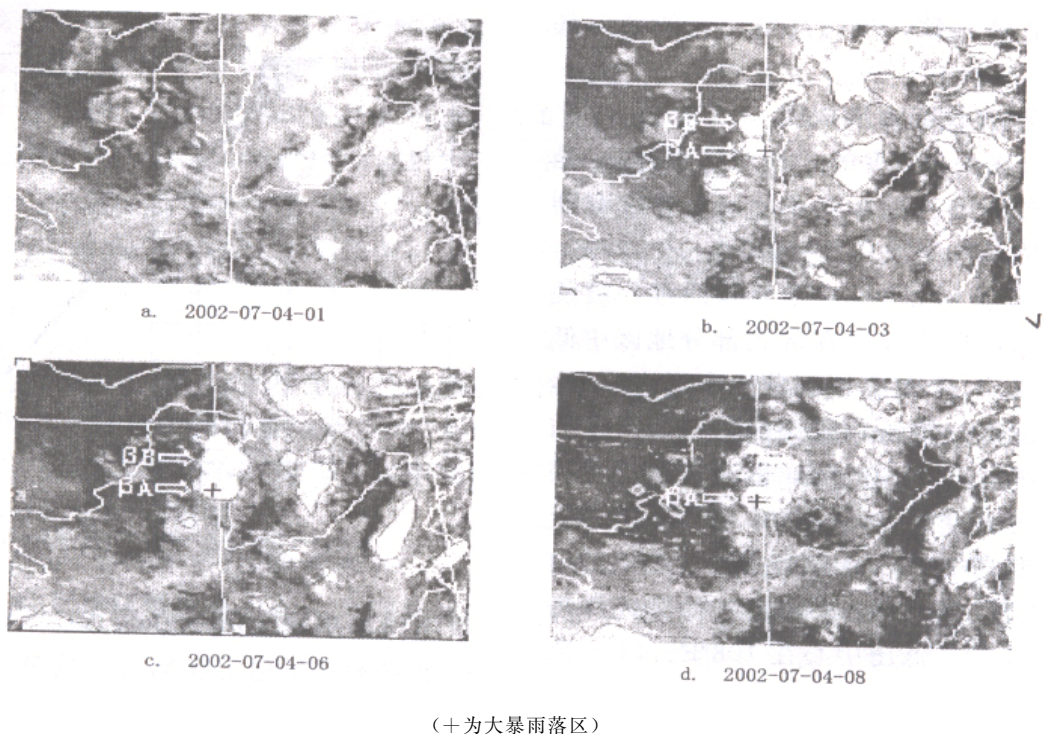


图 1 2002-07-04T 01: 00-08: 00 时红外卫星云图

子长出现雷暴。03 时 β_A 水平尺度扩大, 雨强明显增大, 北侧相同尺度对流云团 (单体 β_B) 呈椭圆形, 边界层次清晰。内嵌 $T_{BB} < 40^\circ\text{C}$ 面积明显增大, 03: 05 榆林出现强雷暴及小雷阵雨。04 时以后, β_B 内嵌 $T_{BB} < 30^\circ\text{C}$ 面积迅速膨胀, 外围 $T_{BB} < 20^\circ\text{C}$ 对流区向东北方向扩散, 云顶亮温上升, 云顶高度下降, 云团边界变得模糊, 雨强开始增大。 β_A 移动特征表现不明显, 只是内嵌 $T_{BB} < 40^\circ\text{C}$ 强对流区面积呈圆形缓慢膨胀, 地面雨强明显大于 β_B 。06 时 β_A 云顶亮温下降为 -46°C , 云顶高度上升到 12 km。 β_A 处于旺盛发展期。此时, 子长开始出现强雷暴和大风 (云底高度大约 600 m), 06: 10 前后降雹约 2 min, 超级对流单体发展进入旺盛阶段, 06—08 时单体 β_A 雨强明显增大, 子长出现局地暴雨, 08 时开始, 对流云区破碎并逐渐消散, 降水结束。强降水过程持续 2 h。从红外云图可以看出, 暴雨对流云团 (β_A) 生命史大约 8 h。

2 中- β 尺度对流系统特征

2.1 在红外云图上, 初期积云型称颗粒状, 出现在系统云带上风方边缘, 即形成在 500 hPa 槽后高低空冷暖空气交汇处。单体移速 30 km/h, 由弱

垂直切变向强切变处移动。在靠近 500 hPa 槽处对流云团发展迅速, 其后部西侧下沉运动增强, 层状云随即消散。发展期边界光滑, 当北侧单体 β_B 发展到成熟期, 云顶卷云向四周伸展, 边界变得模糊, 接着云团迅速消亡。此时, 单体 β_B 剧烈发展, 形成暴雨云团。

2.2 中- β 尺度对流云团形成与发展过程中, 北侧雷暴单体移动特征比暴雨单体明显, 为准东西走向, 对流区面积膨胀率也远大于暴雨单体且呈现出破碎特征。

2.3 通过 2 块对流单体雨强变化分析发现, 2 块对流单体内嵌 $T_{BB} < 40^\circ\text{C}$ 强对流区面积膨胀率与相对应的地面雨强变化成正比。当单体 β_B 雨强最大时 (单体成熟期) 单体 β_A 雨强有短时减弱期, 表明单体 β_A 处于垂直上升气流迅速增强阶段, 06: 10 子长出现强雷暴、大风, 并伴有 2 min 降雹。

2.4 中- β 尺度对流单体形成与发展过程中, 其云顶亮温偏高, 最低为 -46°C , 远高于一般强雷暴单体云顶亮温 ($T_{BB} < -70^\circ\text{C}$)。当对流云团发展旺盛后, 云顶亮温的变化滞后于雨强的变化。

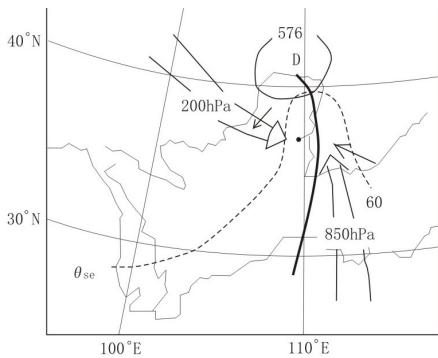
2.5 对流单体传播移动路径与 700~500 hPa 层

平均气流方向大体一致,也与高空急流的轴向基本相同。

3 中- β 尺度对流云团发展成因

分析可知,中- β 尺度的超级对流单体 β_A 是本次特大暴雨过程的直接影响系统。它是在有利的天气尺度环境条件下发展起来的。

3日08时500 hPa上,7号台风西移,迫使副热带高压北抬,造成我国东部大部分地区中低层盛行偏东风气流,青藏高原到蒙古有弱脊发展,河套上空有低值系统维持,暴雨区处于短波槽前弱西南气流之中。前期500 hPa上河套西侧有明显的负变高转为正变高,850~500 hPa暴雨区上空有明显的负变高中心,河套上空有明显的低值系统形成并加强。当日20时河套上空形成深厚闭合冷低压(图2),低压中心在108°E、43°N附近,暴雨区位于槽后部。



点线为08时500 hPa θ_{se} ;单箭头为850 hPa风场;
双箭头为200 hPa急流和850 hPa水汽输送

图2 2002-07-03-20中- β 尺度对流云团形成的环境条件示意图

3.1 大气层结不稳定

图3是距特大暴雨区南侧50 km延安探空站3日20时温度对数压力图。从3日08时、20时的 $T-\ln p$ 图比较分析可以看出,过程前期大气层结处于较弱的层结条件不稳定,临近期对流凝结高度降低,在700~500 hPa正面积有所增大,静力不稳定度(正区域)小于阻挡层强度(负区域),不利于强对流生成。露点曲线在近地面850 hPa和对流中层500 hPa靠近层结曲线,大气层结接近饱和状态,850 hPa和500 hPa上表现出两

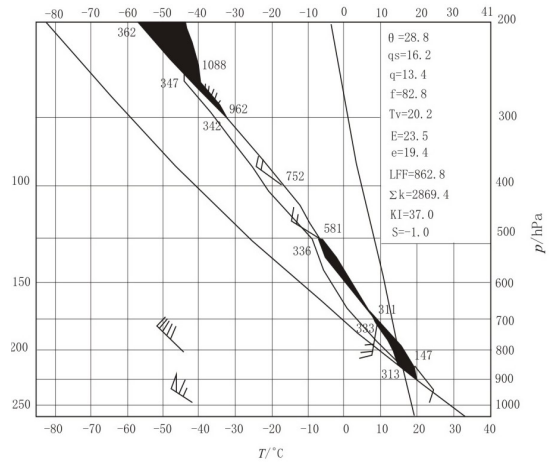


图3 2002-07-03-20延安站 $T-\ln p$ 图

层增温增湿场(08—20时 $\Delta\theta_{se} > 6^\circ\text{C}$),导致暴雨区上空潜在不稳定度加大,这种上下两层潜在不稳定层结的配置,使得槽后宽广降雨带抑制,根据Gilmore与Wicker改变垂直风切变实验显示,上下两层较大的垂直风切变起着稀释下沉气流和减少其强度的作用。

3.2 深对流发展条件诊断分析

深对流定义:指伸展高度达到均质大气高度 H_0 以上的对流系统,常以400 hPa为参照面。Nitta和Sekino 1994年指出用 T_{BB} 表示深对流指数(DCI_{NS})的定义式:

$$DCI_{NS} = 250 - T_{BB} \quad T_{BB} < 250 \text{ K 时,}$$

$$DCI_{NS} = 250 - T_{BB} = 0 \quad T_{BB} \geq 250 \text{ K 时,}$$

其中 T_{BB} 表示云顶的红外相当黑体温度,以开氏温标度量。

诊断分析: β_A 与 β_B 在红外云图上的伸展高度均等于或大于均质大气高度($H_0 = 8 \text{ km}$),介于500~300 hPa高度之间。而01—08时云团的云顶高度和云顶温度均接近200 hPa高度。诊断指数: $DCI_{NS} = 250 - T_{BB} = 250 - 233 = 17$ 。说明此对流云团为深对流云团。

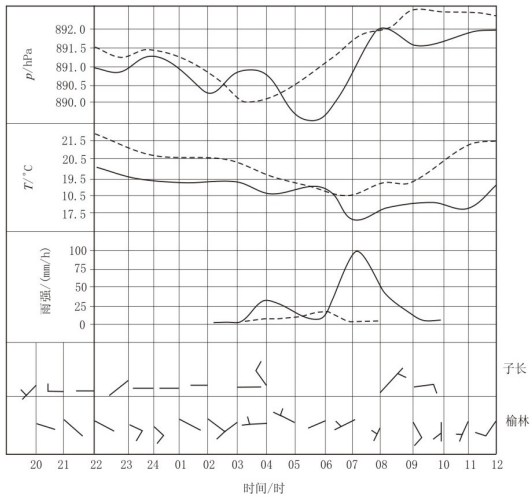
3.3 对流层内的湿层

对暴雨前期3日20时各层的温度场和 θ_{se} 场分析得出,由于700 hPa层面上干空气的侵入,虽然前期中低层湿层不深厚,但500 hPa和850 hPa上有较强的湿层。暴雨区上空500 hPa到边界层

处于相对湿度高值区，平均相对湿度大于 80%。20 时 500 hPa 相对湿度有 2 个高值区伸向暴雨区，一支来自青藏高原，与西南涡相配置；一支由东南指向西北并伸向暴雨区，与台风西北侧的偏东气流相配置，为暴雨区输送大量的水汽。在 850 hPa 上，有一支南北向的相对湿度高值区伸向河套东侧，与 08 时的 θ_{se} 低值区相配置，其西侧形成强的相对湿度锋区，暴雨出现在锋区的高值区一侧。可以看出，暴雨区前 12 h 中低层升温增湿较快，在暴雨区上空形成较强的对流不稳定，自由对流高度降低，并抬高潜在不稳定上方的平衡高度，有利于深对流单体的形成。

3.4 对流尺度内的相互作用与 β_A 抬升机制

实况分析表明北侧对流单体 (β_B) 为雷暴单体，生命史短，而南侧单体 (β_A) 易发展成暴雨云团。图 4 为 2002-07-03T20:00—07-04T12:00



实线代表子长，虚线代表榆林

图 4 2002-07-03—04 子长、榆林地面要素的变化

雨强最大的榆林和子长站地面要素变化，03—07 时 2 个单体处于旺盛发展和成熟期，地面气压、温度、雨强在一段时间内变化曲线呈反相特征， β_B 的发展超前于 β_A 1 h 左右。04 时榆林站气压达最小值，由于单体 β_B 上层空气的辐散大于地面的辐合以及凝结过程释放的潜热使云内空气膨胀。05—06 时发展成熟的 β_B 雨强加大，下沉运动增强。由于下沉气流中水滴的蒸发，下沉气流几乎保持饱和状态在其下方形成近乎饱和的冷空气

堆，并在地面层附近向外扩散 (20~30 km)。此时对于 β_A 作用有 3 个：一是对 β_A 低层暖湿空气的抬升作用。 β_A 单体内上升运动加剧，06:10 子长出现短时降雹，对流发展旺盛产生剧烈的天气。二是给 β_A 单体提供饱和水汽，在短时间内加厚 β_A 的湿层。 β_A 单体垂直运动的发展，反过来促使 β_B 单体的迅速消亡，生命史缩短，降水随即结束。三是 β_B 单体下沉气流由上至下，按湿绝热增温在雨滴下降过程中潜热释放，补充 β_A 单体的能量。

在中尺度对流系统 MCS 发展过程中，2 块对流单体 (β_A 、 β_B) 同时发展相互作用是子长暴雨形成的主要机制。MCS 发展过程中，在移动方向上分布的单体生消大多是以传播形式发展的，而南北平行排列的雷暴单体多以独立少动的形式发展的。当相邻的 2 个雷暴单体同时发展时它们所处的环境场有差异，靠北侧的单体的冷空气的侵入要强于南侧，而水汽条件却弱于南侧，即单体 β_A 在对流层的湿层要深厚得多。

4 讨论

4.1 这次降雨过程中，中- β 尺度对流单体发展高度较低，单体中心 T_{BB} 值 (-46°C) 远高于一般雷暴单体中心 T_{BB} 值 (-70°C)。

4.2 暴雨发生在前期大气层结状况为潜在不稳定区域中。近地面层与 500 hPa 以上 2 个潜在不稳定层结上下配置，是有利的强对流雷暴天气形成条件。500 hPa 和 850 hPa 上有较强的湿层，有利于对流发展成有组织的深对流。

4.3 在对流尺度内暴雨单体与相邻的中尺度对流单体的相互作用是分不开的。“长寿”单体是在对流单体间相互作用的形势下形成的。当相邻单体处于消弱时，深对流单体处于发展期，容易形成“长寿”单体。

4.4 相邻的“短命”雷暴单体为形成暴雨的强对流单体提供了有利抬升机制、水汽资源和能量，为强对流单体发展成暴雨云团提供了发展条件。

参考文献：

[1] 刘健文，彭治班，时少英，等. 深对流的诊断和预报 [A]. 国外强对流天气的应用研究 [C]. 北京：气象出版社，2001.

文章编号: 1006-4354 (2004) 01-0008-03

秦岭山地暴雨与地形关系分析研究

殷志有, 王 俊, 孙军鹏

(商洛市气象局, 陕西商州 726000)

摘 要: 利用商洛市 1954—2002 年共 49 a 各县(区)降水资料, 对本区域内历年 5—10 月暴雨与秦岭山地地形分析, 得出暴雨一般产生在南北向河谷和海拔较高山脉迎风坡的喇叭口地域内, 高频区在 1.8 km 以下的山区, 在 0.6~1.8 km 的山地之间暴雨频次有随高度增加的趋势, 1.0 km 以下低山丘陵地带, 暴雨出现的机率较小。特殊的地形会产生正涡源, 是小范围中小尺度辐合系统生成和维持的动力原因。地形梯度与暴雨关系密切, 暴雨的高频区与梯度大值区相对应, 是山区局地暴雨形成、发生和发展的动力因素之一。对于商洛山区强对流性天气降水及暴雨的落区、落点预报有一定参考价值。

关键词: 山地暴雨; 特征; 地形梯度

中图分类号: P463.1

文献标识码: B

强对流性局地暴雨由于骤发性强, 落区与落点离散, 多出现在山地, 迄今为止仍是天气预报难点之一。暴雨天气的出现, 除与大的天气尺度系统有关外, 还具有明显的地方性特点。目前很多强对流天气预报工作大多数是从天气因素观测和分析上进行了大量的研究, 而对不同的地域、不同的地形探讨较少。本文针对商洛市独特的山地特点, 利用 1954—2002 年共 49 a 有关气象、水文雨量观测记录, 分析了本区域内历年 5—10 月 24 h 降水量大于 50 mm 的强降水特征, 以及地形梯度与暴雨的关系。

1 暴雨分布特征

1.1 地貌特征

商洛市位于陕西省的东南部, 地处秦岭南麓。秦岭支脉在商洛市内, 形如手掌(图 1), 其东北有蟒岭盘垣; 中部有流岭、鹞岭自西北向东南绵

延; 西有黄花岭、南梁由西北向南曲伸; 南有鄢西大梁、新开岭由西向东南婉转环绕, 地形错综复杂。地形总体走势为, 西北高, 东南低, 最高的是牛背梁与最低的梳洗楼, 相对高差为 2.6 km。

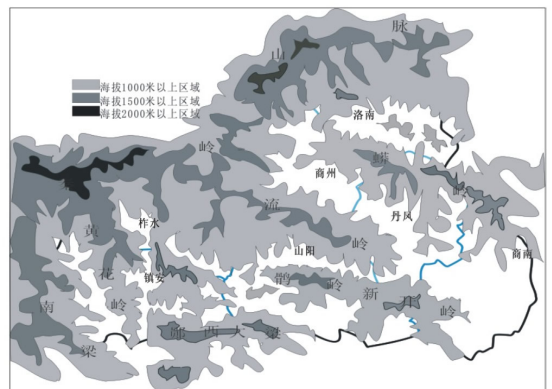


图 1 商洛市地形图

收稿日期: 2002-05-09

作者简介: 殷志有 (1955-), 男, 陕西洛南人, 工程师, 主要从事天气预报工作。

- [2] Gilmore M S and L J Wicker. The Influence of Midtropospheric Dryness on Supercell Morphology and Evolution [J]. Mon Wea rev, 1998, 126: 943-958.
- [3] 赵秀英, 段 旭, 孟遂珍, 等. 中层干燥度对超级

- 单体雷暴形态和演变的影响 [A]. 国外强对流天气的应用研究 [C]. 北京: 气象出版社, 2001.
- [4] 彭治班, 李辉东, 沈建国, 等. Misumi 等对长寿对流单体形成过程的模拟结果 [A]. 国外强对流天气的应用研究 [C]. 北京: 气象出版社, 2001.