

马晓华, 梁生俊. 2011年秦巴山区秋季区域性暴雨数值模拟及诊断分析 [J]. 陕西气象, 2014 (5): 14-20.

文章编号: 1006-4354 (2014) 05-0014-07

2011年秦巴山区秋季区域性暴雨数值模拟及诊断分析

马晓华, 梁生俊

(陕西省气象台, 西安 710014)

摘 要: 利用 WRF 对秦巴山区秋季一次区域性暴雨进行了数值模拟, 在模拟结果与实况相一致的情况下, 进行了秋季暴雨机理的研究, 结果表明: 秦巴山区暴雨落区位于 500 hPa 槽前、700 hPa 冷式切变的暖区、低空急流轴的左前侧; 低空急流携带的暖湿空气与西北路冷空气在陕南秦巴山区形成稳定维持的冷式切变是本次暴雨的主要原因; 700 hPa 西南低空急流与 850 hPa 偏东急流是本次过程的水汽和能量来源; K 指数大值中心的出现在秦巴山区秋季暴雨预报中应予以重视, 600~800 hPa 高对流有效位能维持为暴雨的发生提供了充足的能量。

关键词: 秦巴山区; 暴雨; 数值模拟

中图分类号: P458.121.1

文献标识码: A

2011年秋季, 中国华西秋雨较为典型, 影响范围偏大, 主要表现为降水异常偏多、持续时间长、阶段性突出等特点。期间共出现两个明显降水阶段。前期(9月2—20日)华西地区平均降水量为 98.5 mm, 为 1951 年以来同期最多, 受强降水影响, 陕西、四川、重庆等省遭受严重洪涝、滑坡、泥石流等灾害^[1]。由于秋季暴雨发生的热力条件与夏季相比较差, 在相似的天气形势下暴雨落区难以判断, 因此深入研究华西秋季暴雨的特征及异常成因可为今后华西秋季暴雨预报提供有利参考依据。

近 50 年来华西秋雨有南北两大极值中心, 强度和范围存在明显的年际变化, 进入 21 世纪, 其北部秋雨区位置偏北、范围增大、强度增强^[2]。林纾等^[3]指出, 西太平洋副热带高压偏北、西伸, 是西北地区产生强降水的大尺度背景之一。王毅荣^[4]指出黄土高原秋季降水异常与西太副高的夏季位置联系紧密。汤懋苍^[5]指出, 9

月以后随着青藏高原夏季风南撤, 雨区南退后形成“华西秋雨”。蔡芎宁^[6]对 2011 年 9 月华西秋雨进行了机理研究, 认为巴尔喀什湖以北的高压脊稳定维持, 脊前西北气流携带的冷空气与副高外围东南气流长时间交汇是造成华西秋雨的主要原因。韩洁^[7]认为 2011 年陕西强秋淋天气期间副高较常年同期强度偏强、位置偏西偏北, 印缅槽偏强, 陕西持续受冷暖空气交汇影响, 能量锋区与雨带对应较好。刘慧敏^[8]认为登陆台风北侧的东风气流可为陕西连阴雨期间发生暴雨提供有利的水汽和不稳定能量。方建刚等^[9]认为螺旋度强度变化对暴雨发生发展有一定指示意义。

学者们对华西秋雨特征和机理研究基本上是基于气候方面, 天气学方面研究甚少, 本文选取 2011 年华西秋季暴雨中秦巴山区暴雨天气, 利用 WRF 数值模拟产品, 结合常规观测资料对其进行诊断, 以期对秦巴山区秋季暴雨过程的预报提供参考。

收稿日期: 2014-04-11

作者简介: 马晓华 (1986—), 女, 陕西宝鸡人, 硕士, 工程师, 主要从事天气预报理论及方法研究。

基金项目: 陕西省气象局博士基金 (2012B-2)

1 过程简介

2011年9月4—7日陕西遭受了一次严重的秋淋天气, 西安、铜川、宝鸡、咸阳、商洛等5市12个县(区)遭受秋淋灾害, 4.8万人受灾, 因灾死亡5人, 紧急转移安置2 842人, 经济损失严重。2011-09-06T08—07T08 秦巴山区出现了区域性暴雨, 其中6站暴雨, 2站大暴雨, 汉中镇巴 114.3 mm、安康紫阳 127.2 mm。这次过程为华西秋季连阴雨中的暴雨天气, 过程特点为持续时间长、逐小时雨强均匀。

2 数值模式及模拟试验方案

利用中尺度数值模式 WRFV3, 采用双向二重嵌套网格, 模式区域以 34°N、109°E 为中心, 垂直方向为 31 层, 水平分辨率为 27 km 和 9 km, 粗网格格点数 149×134, 细网格格点数为 288×255, 使用空间分辨率为 1°×1°, 时间间隔为 6 h 的 NCEP 资料做为模式初始场, 模式网格初始时间为 2011-09-05T18, 积分 30 h (本文所用时间均为北京时)。粗细网格微物理过程均采用 WSM 6 类冰雹方案, RRTM 长波辐射方案, Dudhia 短波辐射方案, 采用 Monin-Obukhov 地

面层方案, Noah 路面过程, YSU 边界层方案, 粗网格不采用积云参数化方案, 细网格采用浅对流 Kain-Fritsch (new Eta) 方案。

3 模拟结果检验

3.1 环流场特征

5日20:00(图略)500 hPa 贝加尔湖冷槽加深, 副热带高压迅速东退, 主体仍位于大陆, 脊线西伸至 28°N, 700 hPa 南风气流发展。6日20:00(图 1a) 500 hPa 陕西位于短波槽前西南气流中, 副热带高压脊线东退到 24°N, 主体位于华南地区。7日08:00(图 1c), 500 hPa 陕西位于西南气流中, 副热带高压 5 880 gpm 在华南地区减弱消失。与相对应时刻实况结果对比, 6日20时数值模拟图(图 1b)上, 500 hPa 东亚维持“两槽一脊”形势, 高空冷涡、脊区及副热带高压 5 880 gpm 位置及强度与实况完全一致, 20时至7日02时副热带高压在华南地区范围减小、强度减弱, 7日03时后副高 5 880 gpm 线从华南消失, 7日08时(图 1d)模拟结果与实况仍完全吻合。

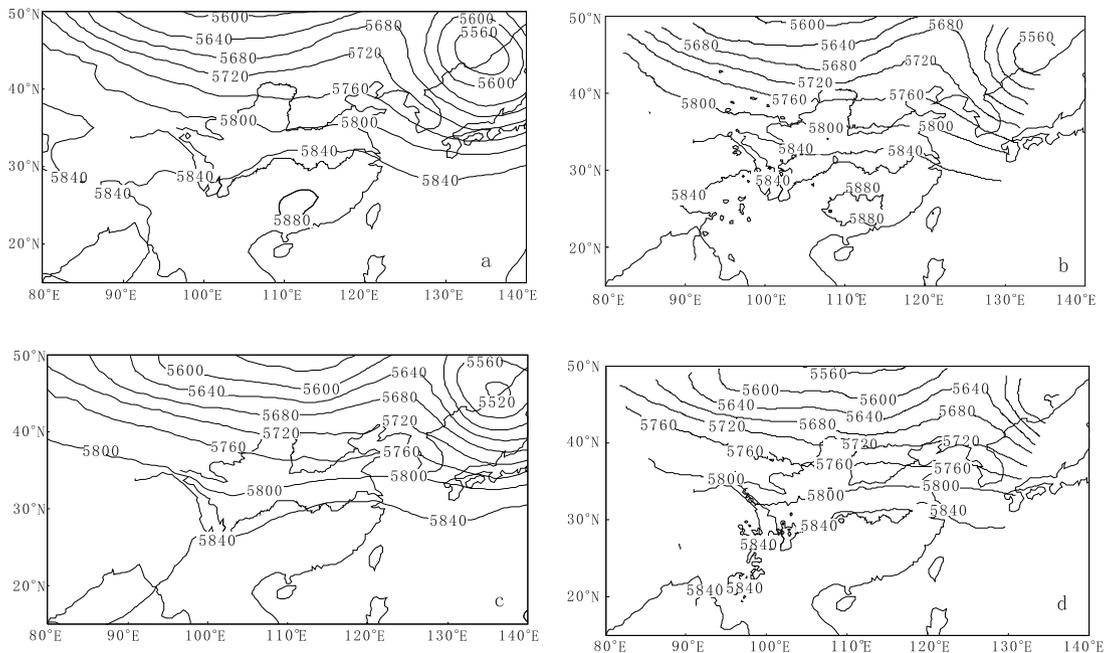


图 1 500 hPa 高度场实况及模拟 (单位为 gpm;

a、c 为实况; b、d 为模拟; a、b 为 2011-09-06-T20; c、d 为 2011-09-07-T08)

3.2 降水特征

2011-09-06T08—07T08 降水量实况 (图 2a), 秦巴山区 24 h 最大降水量位于 32.5°N 、 108°E 处, 达 100 mm 以上。细网格第二重嵌套模拟降水落区及其强度与实况基本吻合 (图

2b)。模拟实验中降水在陕南秦巴山区有一个强降水中心, 呈东西向带状分布。

本次数值模拟环流形势、雨带分布、降水中心位置及强度与实况接近, 因此, 模拟结果基本可信, 可用于对暴雨机理的进一步分析。

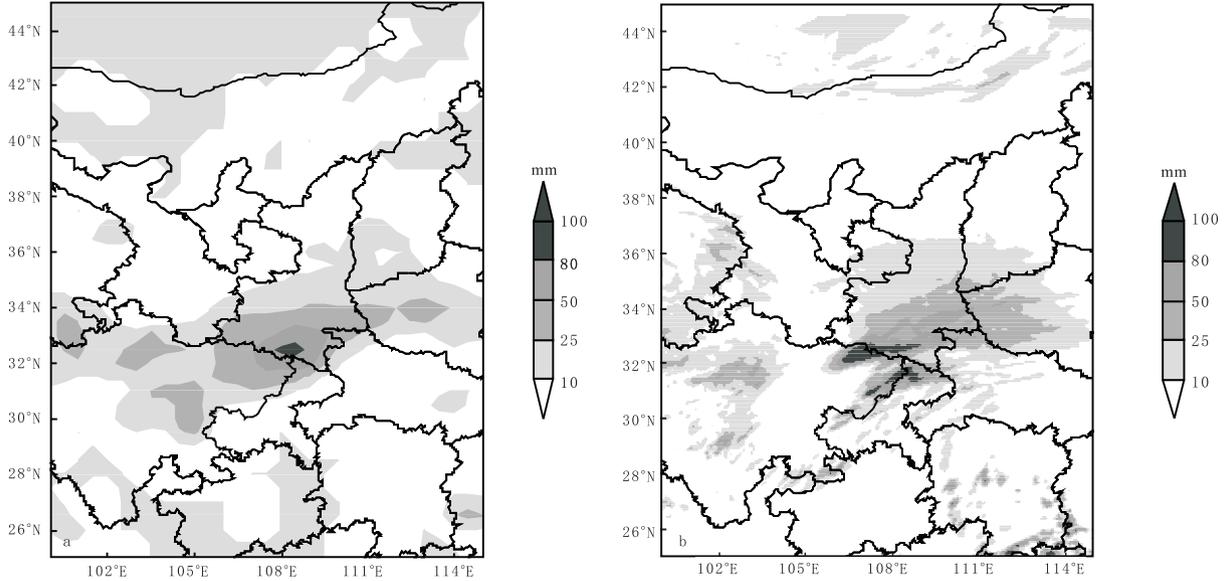


图 2 2011-09-06T08—07T08 降水量 (a 实况; b 模拟)

4 水汽特征分析

4.1 低空急流对暴雨的作用

水汽输送是持续性暴雨维持的必要条件, 本次过程 700 hPa 低空急流的维持为暴雨提供了能量和水汽条件。

6日02时低空急流已经建立, 6日08时(图略)来自孟加拉湾的西南气流携带水汽到达陕西地区, 汉中地区出现风速中心大于 16 m/s 的急流核, 整个低空急流轴位于四川东部到陕南地区, 此时西北路冷空气势力较弱, 还未进入陕西。6日12时(图3a), 低空急流核风速仍维持 16 m/s , 西北气流与西南暖湿气流在陕西南部形成了明显的切变, 16:00(图3b)冷空气势力增强, 低空急流核风速增强到 18 m/s , 20时(图3c)安康和高洛地区维持西南低空急流, 陕西省其余地区处于西北气流控制下, 汉中和安康地区之间有一明显的切变线, 7日00时(图3d)低空急流主体东移, 急流轴位于陕南东部到河南

之间, 冷空气主体进入陕西, 汉中、安康之间的冷式切变仍维持, 7日04时(图3e)低空急流主体移出陕南, 冷空气大规模进入陕西境内, 降水趋于结束; 7日08时(图3e)冷空气强度加强, 暖湿空气移出陕西, 降水结束。

从低空急流的演变过程可以看出低空急流强度经历了“弱—强—弱”的变化过程, 它为暴雨区提供了充足的水汽。在 700 hPa 比湿图(图略)上, 低空急流轴左侧的湿度条件要好于右侧。整个降水过程中, 急流轴左侧比湿场维持在 12 g/kg , 其右侧比湿在 11 g/kg 以下, 随着低空急流轴的东移, 12 g/kg 的湿区也在逐渐东移。由于低空急流的超地转作用, 急流轴左侧易形成超地转风, 并在流场上形成辐合。分析 700 hPa 水汽通量散度和垂直速度, 6日12:00, 水汽辐合达到了 $-0.6 \times 10^{-7}\text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$, 上升速度为 1 m/s , 水汽辐合和垂直上升运动的维持是降水持续到7日凌晨的重要原因。

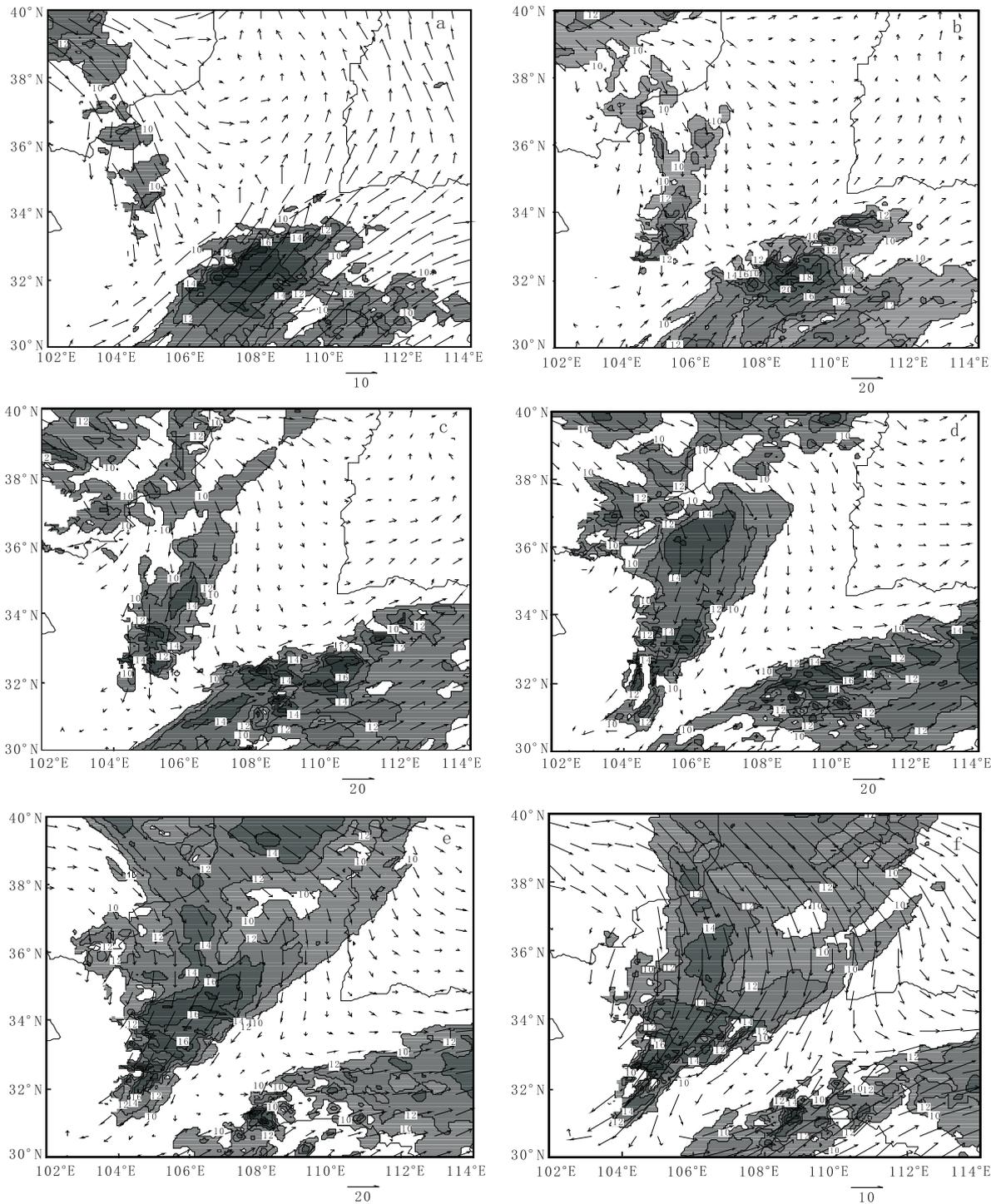


图3 700 hPa 模拟风场(单位为 m/s; 阴影区风速 >10 m/s; a 2011-09-06T12; b 2011-09-06T16; c 2011-09-06T20; d 2011-09-07T00; e 2011-09-07T04; f 2011-09-07T08)

本次降水落区位于低空急流轴的左前侧, 低空急流携带的暖湿气流与西北气流在陕南秦巴山区形成稳定维持的冷式切变是本次过程的主要原因, 低空急流为本次暴雨的发生发展提供了充足的水

汽和能量, 并为暴雨的发生提供了动力作用。

4.2 偏东气流对暴雨的作用

本次过程中偏东气流为暴雨的发生发展提供了充沛的水汽。6日08时, 850 hPa 华北地区维

持一明显的反气旋环流,环流中心位于河北和山东交界处,反气旋环流底部的偏东气流在经过渤海湾时将海上的暖湿气流输送到陆地上,偏东风在陕西南部风速达到低空急流量级,12时反气旋环流底部偏东气流明显加强(图4a),陕南达到14 m/s,偏东低空急流一直维持到夜间,7日00时,偏东气流逐渐减弱,04时反气旋环流迅速东移,底部偏东气流东退到河南、江苏一带(图4b),08时,反气旋环流东移入海,对陕西

的影响也逐渐结束。从850 hPa过33°N暴雨中心纬向风的纬向剖面可以看出(图4c),整个降水期间850 hPa均维持偏东气流,6日白天,低空偏东气流最强达到14 m/s,20时之后偏东气流逐渐减弱,暴雨结束时,偏东气流减弱到4 m/s。可见850 hPa反气旋性环流底部的偏东气流将渤海湾的水汽输送到暴雨区,为暴雨的发生发展提供了充足的水汽。

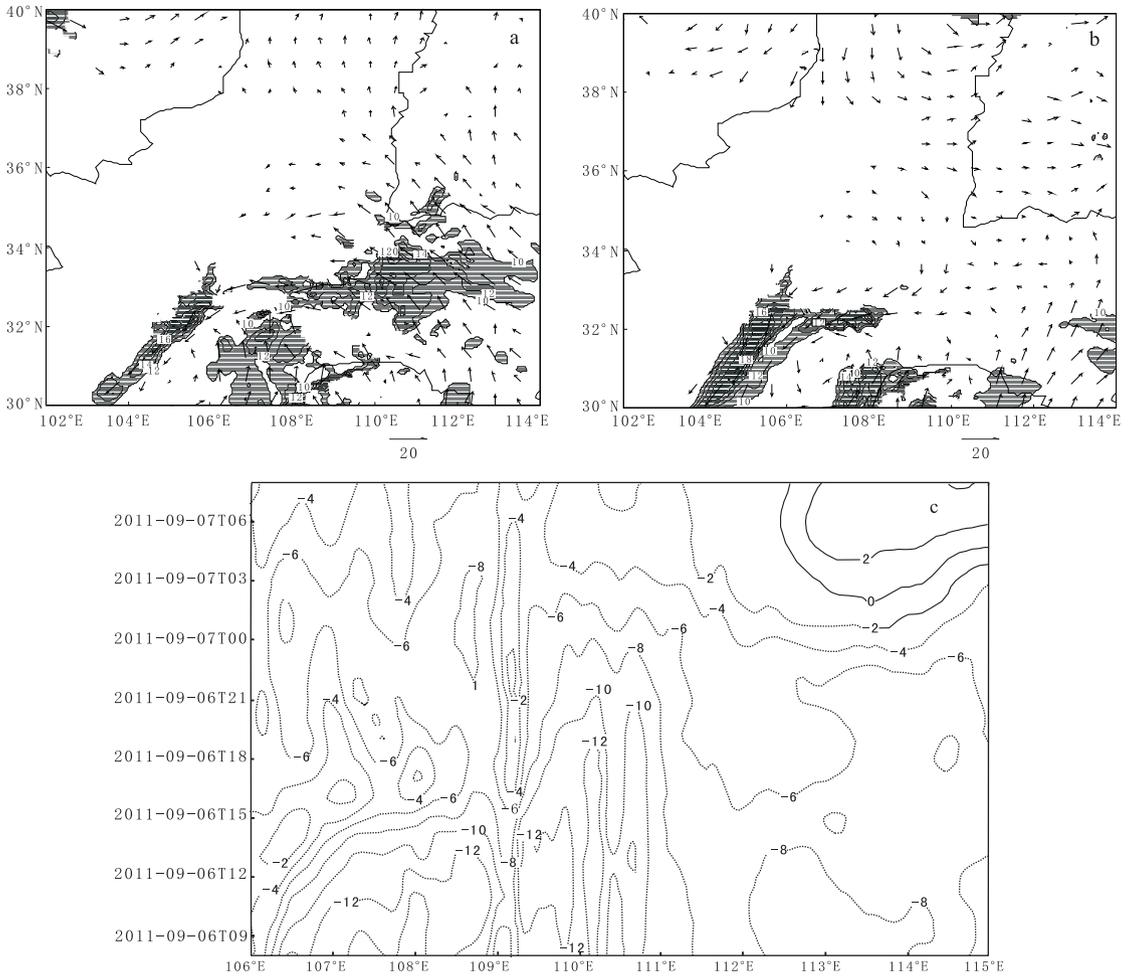


图4 850 hPa模拟风场(阴影区为风速 >10 m/s; a 2011-09-06T12:00; b 2011-09-07T04:00; c 850 hPa沿33°N纬向风纬向剖面随时间变化)

4.3 水汽通量散度

暴雨发生时暴雨区上空出现明显的水汽辐合。6日08时(图略),在800 hPa 32.4°N和32.9°N上空分别有中心值为 -0.7×10^{-7} kg/($\text{m}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}$)和 -0.4×10^{-7} kg/($\text{m}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}$)水汽辐合中心,

整个水汽辐合区主要集中在700 hPa以下;11时水汽辐合场伸展到400 hPa以下;14时(图5)暴雨区上空水汽通量辐合中心值迅速增加到 -0.8×10^{-7} kg/($\text{m}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}$),300 hPa以下均为辐合区;20时之前(图略),31°N~33.5°N低层均出现水汽

辐合, 7 日 01 时, 低层水汽辐合减弱, 降水也逐渐减弱。

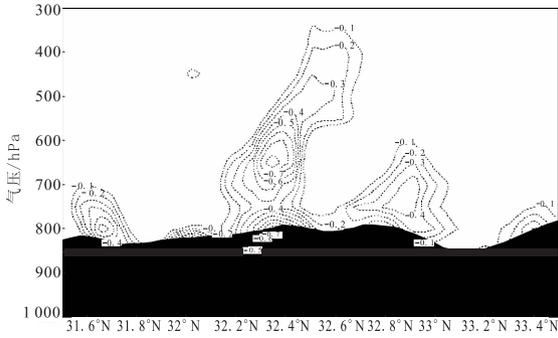


图 5 2011-09-06T14108°E 水汽通量散度径向剖面图 (单位为 $10^{-7} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$)

5 动力条件

沿暴雨区 108°E 的垂直速度剖面图可以明显看出, 从 6 日 08 时 (图略) 开始在低层 600 hPa

以下沿着山地走势已有缓慢的上升运动发展, 且上升运动的垂直分量随时间逐渐加强, 13 时 (图略) 32.5°N~33°N 的区域有强烈的上升运动, 冷空气沿着河西走廊南下强迫抬升来自南方的西南暖湿气流, 在秦巴山区形成显著的上升气流, 上升气流发展的比较深厚, 到达对流层顶部, 强上升运动为暴雨的形成提供了良好的动力条件。14 时 (图 6a) 32°N 附近的径向下沉气流补充了其北部上升运动的发展, 在 32.2°N 附近形成了一个径向环流圈, 其上升支为暴雨的发生发展提供了良好的动力抬升作用。对应此时刻的散度剖面 (图 6b) 在 32.4°N 上空 700 hPa 有 $-0.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合中心, 400 hPa 和 150 hPa 附近分别有 $0.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和 $1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐散中心, 这种高层辐散低层辐合的配置对上升运动的发展和维持非常有利。

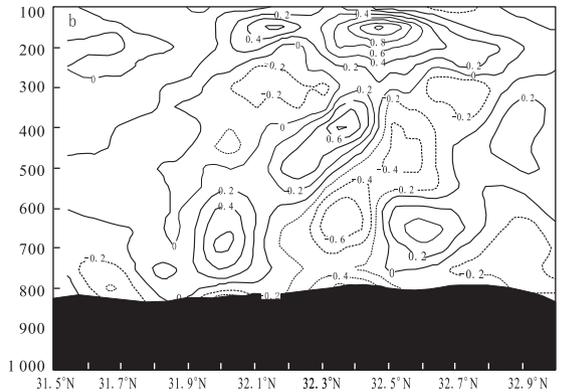
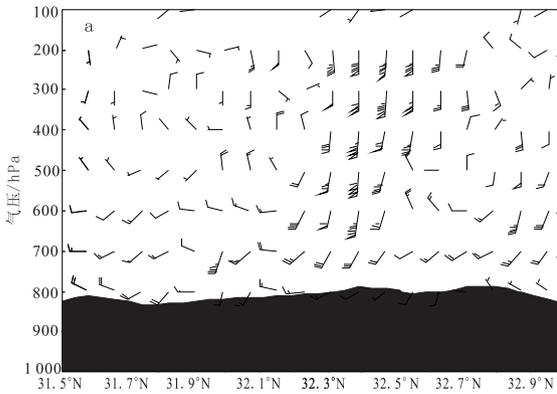


图 6 2011-09-06T14 沿 108°E 径向风垂直环流 (a) 和散度径向剖面 (b) (单位: 10^{-5} s^{-1})

6 热力条件

计算整层大气的 K 指数分布, 可以看出, 整个降水过程中暴雨区 K 指数值维持在 26~30 °C (图略), 绘制过暴雨中心镇巴、紫阳单站 K 指数分布图 (图 7a), 6 日 08 时至 7 日 08 时镇巴和紫阳两个强降水中心的 K 指数值维持在 26 °C 左右, 与夏季相比明显数值偏低, 从图也可看出两个站的 K 指数变化趋势较为一致, 但存在 3~4 h 的时间差, 镇巴 K 指数最大值出现在 6 日 08 时, 而紫阳 K 指数最大值出现在 6 日 12 时, 查看单站降水量分布, 镇巴和紫阳

两个站的暴雨时段分布基本在 6 日白天, 镇巴 08 时降水量最大为 23.5 mm, 紫阳 12 时降水量最大为 24.4 mm, 最大降水量出现时段也相差 4 h, 可见在秋季虽然 K 指数数值比夏季偏低很多, 但大值出现对大降水的发生仍有一定的指示意义。

从镇巴和紫阳两个站 CAPE 值随时间的变化 (图 7b) 来看, 700 hPa 附近 CAPE 值从暴雨发生直到晚上 23 时一直维持在 200 J/kg, 23 时后 CAPE 迅速减小到 20 J/kg, CAPE 的大小与此时段降水的强弱相对应, 强降水主要集中在 6

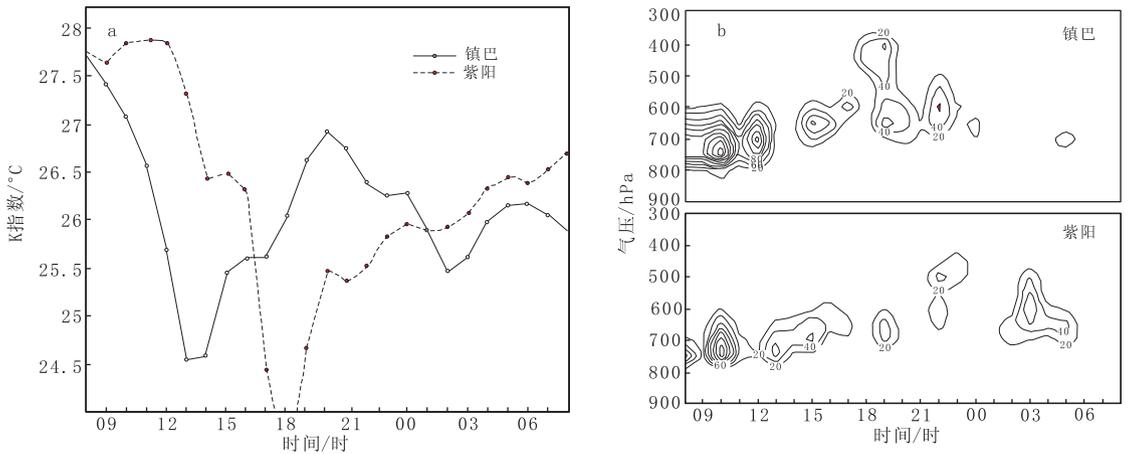


图7 2011-09-06T08—07T08 K指数时间演变(a)和CAPE值时间演变(b)(单位为J/kg)

日上半天, 6日20时以后降水量维持在1~2 mm/h。

7 小结

(1) WRF成功模拟了秦巴山区秋季暴雨落区及强度, 模拟过程所采用的参数方案值得进一步试验。

(2) 500 hPa短波槽后的冷空气东移与850 hPa偏东、700 hPa西南暖湿气流在秦巴山区长时间对峙造成了本次暴雨的发生, 降水落区位于700 hPa冷式切变的暖区、低空急流轴的左前侧, 低空急流携带的暖湿空气与西北路冷空气在秦巴山区形成的冷式切变是本次过程的主要影响系统, 这可作为秋季暴雨预报的模型之一。

(3) 在整层大气趋于对流稳定的形势下, 700 hPa低空偏南急流与850 hPa偏东急流为本次过程的发生发展提供了水汽和能量供应; 由于秦巴山区特殊的地形地貌, 水汽辐合主要发生在700~800 hPa之间, 强降水发生时, 水汽辐合沿着山脉伸展到高层, 在秋季暴雨的预报中应予以重视。

(4) 比湿大于12 g/kg及K指数强中心的形成, 在秦巴山区秋季暴雨预报中应予以重视, 600~800 hPa之间高对流有效位能也为暴雨的

发生提供了有利的环境场。

参考文献:

- [1] 柳艳菊, 孙冷, 孙丞虎, 等. 2011年秋季华西秋雨异常及成因分析[J]. 气象, 2012, 38(4): 456-463.
- [2] 罗霄, 李栋梁, 王慧, 等. 华西秋雨演变的新特征及其对大气环流的响应[J]. 高原气象, 2013, 32(4): 1019-1031.
- [3] 林纾, 赵建华, 瞿汶. 2003年夏秋季大气环流异常对西北地区降水的影响[J]. 灾害学, 2004, 19(3): 62-67.
- [4] 王毅荣. 黄土高原秋季气候对全球增暖的暖干化区域响应[J]. 高原气象, 2008, 27(1): 104-112.
- [5] 汤懋苍. 高原季风研究的若干进展[J]. 高原气象, 1993, 12(1): 95-101.
- [6] 蔡芎宁, 康志明, 牛若芸, 等. 2011年华西秋雨特征及成因分析[J]. 气象, 2012, 38(7): 828-833.
- [7] 韩洁, 李建芳. 2011年陕西省强秋淋天气分析[J]. 陕西气象, 2012, 283(6): 5-9.
- [8] 刘慧敏, 魏娜, 万宏卫. 陕北一次秋季连阴雨过程的天气动力学分析[J]. 陕西气象, 2010(1): 10-13.
- [9] 方建刚, 侯建忠, 陶建玲, 等. 秦岭近郊地区秋季暴雨的天气动力学分析[J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 2007, 43(4): 31-36.