王佳津,王春学,陈朝平,等. 2015. 基于 HYSPLIT4 的一次四川盆地夏季暴雨水汽路径和源地分析. 气象,41(11):1315-1327.

基于 HYSPLIT4 的一次四川盆地夏季暴雨水汽路径和源地分析*

王佳津[1,2] 王春学[3] 陈朝平[2] 任 伟[4]

1 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室,成都 610072

2 四川省气象台,成都 610072

3 四川省气候中心,成都 610072

4 山东空管分局气象台,济南 250100

提 要:利用四川省 156 站气象资料、全球同化系统(GDAS)资料,引入拉格朗日混合单粒子轨道模型(HYSPLIT4),定量分析了 2013 年 7 月 7—11 日四川盆地西部暴雨的水汽输送情况。结果表明:此次暴雨过程的水汽主要来自 950 和 850 hPa,并且两者的水汽路径和来源有着显著差别。后向追踪 1 天,950 和 850 hPa 的水汽来源大值区都出现在四川盆地区;追踪 3 天,950 hPa 的水汽来源大值区仍然在四川盆地附近,但是 850 hPa 上则追踪到孟加拉湾东部;追踪到 9 天时,950 hPa 的水汽主要来源出现在阿拉伯海到我国南海地区,850 hPa 上则追踪到索马里半岛东部。总体上 950 hPa 的水汽输送路径有五条,其中两条是北方路径,另外三条为南方路径。850 hPa 的水汽输送路径有两条,一条是北方路径,另一条是南方路径。定量分析指出,950 hPa 的水汽源地主要有四个,其中阿拉伯海—孟加拉湾地区的水汽输送贡献率最大(44.1%),中南半岛—南海地区的水汽贡献率次之(33.1%),巴尔喀什湖地区(15.7%)和贝加尔湖地区(7.1%)的水汽贡献率相对较弱。850 hPa 上的水汽源地也有四个,其中从阿拉伯海地区,沿南亚夏季风爆发路径而来的暖湿空气最重要(89.4%),其次从西北部巴尔喀什湖—贝加尔湖地区而来的干冷空气相对较弱(6.3%),而来自孟加拉湾(3%)和局地(1.3%)的水汽则非常少。

关键词:拉格朗日轨迹,水汽路径,水汽源地

中图分类号:P434,P426 **文献标志码**:A **doi**:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.11.002

Analysis of a Summer Rainstorm Water Vapor Paths and Sources in Sichuan Basin Based on HYSPLIT4 Model

WANG Jiajin[1,2] WANG Chunxue[3] CHEN Chaoping[2] REN Wei[4]

1 Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610072

2 Sichuan Meteorological Observatory, Chengdu 610072

3 Sichuan Climate Centre, Chengdu 610072

4 Meteorological Center of Jinan Air Traffic Management Bureau, Jinan 250100

Abstract: By using the data from 156 meteorological stations in Sichuan Province, the GDAS (Global Data Assimilation System) data and the HYSPLIT4 model, the water vapor transportation of the rainstorm occurring in western Sichuan Basin in 7—11 July 2013 are analyzed quantitatively. The results show that the water vapor mainly comes from the level of 950 hPa and 850 hPa, and the paths and the sources are significantly different. Backtracking one day, the big-value zones of water vapor sources at 950 hPa and 850 hPa both are found in the Sichuan Basin area. Backtracking three days, that of water vapor source at 950 hPa is seen still in the vicinity of the Sichuan Basin, but at the level of 850 hPa, the source is tracked to the east

* 中国气象局气象关键技术集成与应用项目(CMAGJ2014M48)和四川省气象局青年基金项目(川气课题-2013-青年-2)共同资助
2014 年 10 月 8 日收稿; 2015 年 6 月 14 日收修定稿

第一作者:王佳津,主要从事气象灾害研究工作. Email:wangjiajin.1@gmail.com

of the Bay of Bengal. The main water vapor sources at 950 hPa appear in the Arabian Sea and the South China Sea region, but in the east of Somalia Peninsula at 850 hPa by backtracking nine days. In general, there are five moisture transport paths at the level of 950 hPa, including two in the north and another three in south. There are two paths at the level of 850 hPa in the north and south. Four water vapor sources have been found at 950 hPa. Water vapor coming from the region of Arabian Sea to Bay of Bengal has the maximum contribution rate (44.1%), followed by the Indo-China Peninsula to South China Sea region (33.1%). The Balkhash Lake (15.7%) and the Baikal region (7.1%) contribute less relatively. There are four water vapor sources at the level of 850 hPa, of which the water vapor from the Arabian Sea region (89.4%) along the path of Indian summer monsoon is the most important. The contribution rate of the dry and cold air from the Balkhash Lake to Baikal Region is 6.3%, and water vapor contribution rates from the Bay of Bengal (3%) and local area (1.3%) are the least.

Key words: Lagrangian trajectory, water vapor path, water vapor source

引 言

暴雨洪涝是四川省发生频率最高、危害最重的气象灾害之一。每年都会对农业、工业以及人民的生命财产造成较大损失。四川省暴雨分布有着明显的区域特点,主要暴雨区集中在四川盆地。1984 年郁淑华(1984)将四川盆地夏季暴雨分为三种类型,即盆西型、盆东型和全盆移动型,蒋兴文等(2008)指出近 20 年四川盆地夏季暴雨仍然表现为这三种类型。

暴雨的发生都必须满足以下三个条件:充分的水汽供应、强烈的上升运动和较长的持续时间。其中充分的水汽供应是发生暴雨的先决条件,所以在对暴雨过程的分析中,无论是关注气候尺度的统计特征,还是着眼于天气尺度的个例诊断,都会涉及水汽输送特征的分析(蒋兴文等,2008;陈静等,2002;于波等,2008;杨康权等,2013;白莹莹等,2014)。前人已经对四川盆地夏季暴雨水汽输送特征进行了较多研究,由于目的和方法的差异,研究结论虽各有不同,但总体差异不大。在气候统计方面,周长艳等(2005)利用 1980—1997 年垂直积分的整层水汽输送通量资料,分析了青藏高原东部及其邻近地区水汽输送特征,指出夏季水汽主要来源于孟加拉湾和南海地区。蒋兴文等(2007)的研究表明,四川盆地的夏季水汽主要来源于青藏高原、孟加拉湾及南海地区。当西太平洋副热带高压(以下简称副高)偏北偏西时,其外侧东南风可以把南海水汽带到盆地西部,孟加拉湾及青藏高原水汽受到阻挡被迫停留在盆地西部,形成了盆地西部异常的水汽辐合,东部异常的水汽辐散,由此导致四川盆地西涝东旱。李永华等(2010)则认为西南地区东部水汽来源主要有两条,第一条主要来自青藏高原转向孟加拉湾经缅甸和云南进入西南地区东部;第二条水汽经由孟加拉湾南部强大的水汽输送带,继续向东输送至中南半岛及南海,与南海越赤道气流所携带的水汽汇合后转向至西南地区东部,而由副高西侧转向的偏南水汽对向西南地区东部水汽输送也有影响。与西南地区东部夏季降水相联系的水汽通道中,印度洋水汽通道强度最强,太平洋水汽通道强度最弱。在个例分析方面,陈栋等(2007)的研究表明,2005 年 7·8 盆东大暴雨的水汽来源有三支,分别是孟加拉湾、中印半岛—南海和西风带。顾清源等(2009)在分析 2008 年 9·22 盆西暴雨过程中指出,暴雨的水汽源地为南海,在对流层中低层的副高和台风外围,一支强劲的东南风将水汽从南海输送到四川盆地。陈鹏等(2014)的研究表明,2009 年 6·26 盆地中部暴雨过程的水汽主要来自孟加拉湾,而同年 7·30 盆地中东部暴雨过程的水汽则是从孟加拉湾经中南半岛到达南海,与南海偏南气流汇合加强后输送到盆地中东部地区。肖递祥等(2013)指出 2010 年 7·22 盆地西部暴雨过程中,对流层中低层从华南到四川盆地一直维持的台风和副高偏南气流,有利于南海上空的暖湿空气不断向四川盆地上空输送,为暴雨的产生提供充足的水汽和不稳定能量。肖递祥等(2012)分析了 2011 年两次盆西暴雨过程,指出7·3 暴雨过程的水汽主要来自于孟加拉湾和南海,而 7·23 暴雨过程的水汽则主要来自于南海。康岚等(2013)统计了 2000—2010 年台风与四川暴雨的关系,指出台风可以作为载体向四川输送暖湿空气。

总结前人研究可知,无论是盆地西部暴雨过程还是盆地东部暴雨过程,水汽来源都有一定差异,这与暴雨发生时的大气环流背景密切相关,但是总体来看,四川盆地夏季暴雨的水汽来源主要有两个,分别是孟加拉湾和南海。

以上有关四川盆地暴雨水汽输送特征的分析大都采用了欧拉方法,而在欧拉方法中,大气风场是具有瞬时变化特征的,所以其给出的水汽通量随时间变化往往也具有瞬变特征,最终只能给出简单的水汽输送路径(James et al,2004),无法定量区分各水汽来源对降水的贡献。特别是在暴雨个例的水汽分析中,欧拉流场与气团的真实运动轨迹存在一定的差异(江志红等,2011)。而拉格朗日方法着眼于流体微元,设法描述每一个流体质点自始至终的运动轨迹,可以计算气团的轨迹和来源,近年来已经在气象领域得到广泛应用(Perry et al,2007;封国林等,2012;杨小银等,2013)。Draxler 等(1998)利用拉格朗日方法开发了 HYSPLIT4 模式,为大气运动轨迹研究提供了有效的研究手段。Brimelow 等(2005)使用 HYSPLIT4 模式的研究发现,墨西哥湾是马更些河流域极端降水的重要水汽源地。马京津等(2006)分析了华北地区夏季的平均水汽输送通量和轨迹,指出华北夏季水汽轨迹有明显的年代际变化特征。Malin 等(2010)的研究表明,局地水汽贡献和异常的水汽通道对瑞典南部的极端降水有重要作用。江志红等(2013)在分析江淮梅雨水汽输送特征时指出,在气候态下江淮梅雨的水汽主要来自印度洋、孟加拉湾—中国南海、太平洋和欧亚大陆四个区域,其对江淮梅雨的水汽输送贡献分别为 35%、19%、22%和 19%。王婧羽等(2014)对 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的分析表明,从孟加拉湾、南海地区中低层直接北上的西南路径、中层以下从我国东部海域进入内陆之后北折向东北偏北方向运动的 L 形高湿路径,以及高层沿着西风带西北路径的干空气输送对此次强降水有重要影响。

四川盆地四面环山,地形特殊,特别是西面的青藏高原,西南的横断山脉,海拔都在千米以上,以往对四川盆地暴雨水汽来源的认识都是根据等压面上的流线得到的,无法克服水汽不可能越过山脉进入盆地的疑问。在这种复杂地形下,水汽如何进入四川盆地成为研究暴雨水汽特征不可避免的重大科学问题。总结前文可知,拉格朗日方法可以定量分析水汽的轨迹特征,一方面可以找到暴雨过程的水汽路径及源地,另一方面对暴雨预报思路的建立有重要的参考价值。2013 年 7 月 7—11 日,受高原短波槽、低涡切变线和低空急流的共同影响,四川盆地西部出现罕见特大暴雨天气过程,其中都江堰站过程累积雨量达 746.4 mm;强降雨区主要位于盆地西部的汶川、芦山地震灾区,暴雨造成 350 万人受灾,直接经济损失 203 亿元;本次暴雨过程持续时间长、降水强度大,灾情损失重(林玉成等,2013)。本文将引入拉格朗日轨迹模式 HYSPLIT4,定量分析这次暴雨过程的水汽输送路径及来源状况,以加深对其的科学认识。

1　资料方法

1.1　资料

本文使用的资料包括 2013 年 7 月四川省 156 站逐日降水量资料;2013 年 6—7 月的全球资料同化系统(global data assimilation system,GDAS)6 h 一次的分析资料,水平分辨率 1°×1°,垂直方向有 21 层,包括位势高度、温度、风和比湿等要素。

1.2　轨迹模式简介

使用 NOAA 空气资源实验室开发的供质点轨迹、扩散及沉降分析用的综合模式系统 HYSPLIT v4(Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model),其平流和扩散计算采用拉格朗日方法。HYSPLIT v4 分析气流轨迹的思路是假设气块随风飘动,以气块一个时间步长的运动为例,气块的最终位置由其初始位置和第一猜测位置之间的平均速度计算得到。HYSPLIT v4 模式采用的是地形坐标,输入的气象数据在垂直方向上需要内插到地形追随坐标系统上。更详细的模式信息请参考相关文献(Draxler et al,1998)或网站(http://www.cdc.noaa.gov/climate diagnostics center)。

1.3　聚类方法

设有 N 条轨迹,定义每个簇的空间方差为簇内每条轨迹与簇平均轨迹对应点的距离平方和,每条轨迹在起始时刻分别定义空间方差为零,且各自为独立的一个簇,算出所有可能组合的两个簇的空间方差,任选两个簇合并为一个新簇,以使得合并后所有簇的空间方差之和(total spatial variance,TSV)

比合并前增加最小，一直进行到所有轨迹合并成为一个簇。最初几步 TSV 迅速增加，然后 TSV 增加缓慢，但当分成一定数量的簇后，再进一步合并时，则 TSV 又迅速增大，说明此时将要合并的两个簇已经很不相似，把 TSV 再次迅速增大的点作为分簇过程的结束点，最后计算得到平均轨迹。

1.4 气块追踪分析法

江志红等(2013)提出了轨迹分析的客观定量研究方法，首先确定后向追踪的空气块到达目标区域前某一时刻所处位置，然后统计并绘制出该时刻空气块个数及其物理属性的空间分布图，最后可以得到不同区域空气块物理属性及其携带水汽的输送贡献率。

水汽输送贡献率：

$$Q_s = \left(\sum_1^m q_{\text{last}} \Big/ \sum_1^n q_{\text{last}}\right) \times 100\%$$

式中，q_{last} 表示空气块到达最终位置的比湿，m 表示该源地所包含的空气块数，n 表示所有源地空气块总数。

2 暴雨实况分析

2013 年 7 月 7—11 日四川省出现连续性强降水过程，从过程雨量分布(图 1)上可以发现，四川盆地西部过程雨量基本都在 50 mm 以上，其中都江堰出现特大暴雨(过程雨量 746.4 mm)；川西高原和川西南山地局部地区超过50 mm，即本次暴雨过程属于盆西型暴雨。

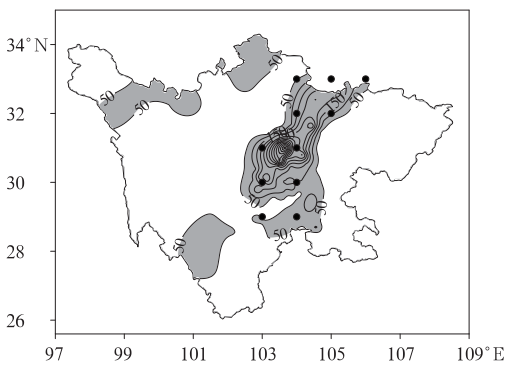

图 1 2013 年 7 月 7—11 日四川省降水量空间分布(单位：mm)
(黑色实心点为轨迹模拟初始点)

Fig. 1 Spatial distribution of precipitation in Sichuan during 7—11 July 2013 (unit: mm)
(Black solid points are initial points of trajectory simulation)

选取四川盆地西部过程雨量大于 50 mm 范围内的 55 个气象台站，计算了区域平均降水量的逐日变化(图 2)，7 月 6 日盆西开始出现较弱降水(不足 1 mm)，7—8 日降水量迅速增多(8 日达 53.7 mm)，随后降水量逐渐减少，12 日减少到 10 mm 以下。中低层的湿度对降水的贡献最为重要，本文对比分析了同期 950、850 和 700 hPa 的比湿变化(图 2)，发现这三个高度的比湿与实际降水有很好的对应关系。在最大降水(8 日)发生前，三者都有一个迅速增加的过程，随后 700 hPa 比湿逐渐减小，但是 950 和850 hPa 比湿则是先减少后略增加，即 950 和 850 hPa 比湿变化非常一致，但和 700 hPa 比湿变化有一定差异。图 3 给出了暴雨过程中盆西地区比湿的高度廓线图，对比 7 月 6 和 8 日比湿廓线，可知暴雨发生前整层(1000～300 hPa)空气的比湿都有明显的增加，其中700 hPa增加幅度最大，950 hPa次之，

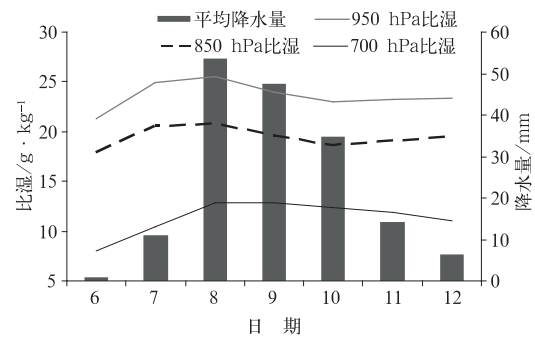

图 2 2013 年 7 月 6—12 日四川盆地西部平均降水量，950、850 和 700 hPa 比湿随时间的变化

Fig. 2 Changes of average precipitation, 950 hPa, 850 hPa and 700 hPa specific humidity in western Sichuan Basin during 6—12 July 2013

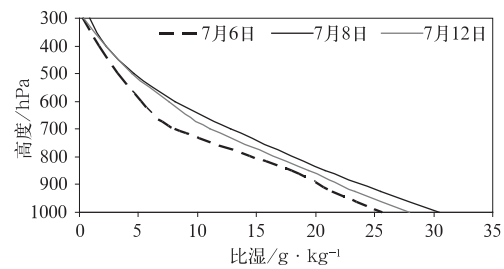

图 3 2013 年 7 月 6、8 和 12 日四川盆地西部平均比湿随高度的变化

Fig. 3 Changes of the average specific humidity with height on 6, 8 and 12 July 2013 in western Sichuan Basin

850 hPa 相对较小;对比 7 月 8 和 12 日的比湿廓线,可知暴雨过后对流层中低层(1000～600 hPa)的比湿都减少了,其中 700 hPa 减少幅度仍然大于 850 hPa,但小于 950 hPa。即从前面的分析可知,950、850 和 700 hPa 的比湿变化有相似性,但同时也存在差异,蒋兴文等(2007)也曾指出四川盆地在不同高度层次水汽输送有很大的差别,所以本文在后面的模拟中将针对这三个高度分别进行研究。

3　暴雨过程水汽轨迹特征

分析水汽轨迹特征的主要目的,是为了研究水汽如何越过四川盆地周围的高大地形到达暴雨区,以及持续水汽供应的源地。考虑到驱动模式的资料是 1°×1°的 GDAS 资料,较之本文中暴雨发生区域来说分辨率还是略低,并且研究区域涉及到青藏高原及其附近地区,地形十分复杂,所以有必要对分辨率误差进行分析,从而确定模拟方案。

3.1　误差分析及模拟方案

3.1.1　误差分析

分辨率误差可以通过初始点的水平和垂直方向上偏移所模拟出的轨迹进行估计(江志红等,2011)。这里选取模拟区域中心附近点(32° N、105° E,1500 m),将该点的初始位置分别在纬向(x)、经向(y)上偏移 0.5 个格距,垂直方向(z)上偏向 0.01σ,初始时间选取暴雨过程中间点(7 月 9 日),进行 240 h 的后向轨迹模拟。通过上述偏移后可以得到 27 条轨迹样本,分别计算这 27 条样本在各个时刻 x、y 和 z 方向的平均值和标准差。通过标准差与平均值的比值(即变差系数)可以评估模式的分辨率误差(江志红等,2013)。

图 4 给出了变差系数随时间的变化,各个方向上变差系数都随模拟时间的延长呈增大趋势,其中 z 方向的变化最小(在 0.02 以内);y 方向上后向模拟 1～6 d 的变差系数都在 0.02 以下,之后增加速度明显加快,到第 10 天已经超过 0.1;x 方向上的变差系数变化最大,后向模拟 1 d 的变差系数在 0.02 以内,7～9 d 在 0.1 d 右,从第 10 天开始迅速增大,达到 0.67。

通过上述分析可知,HYSPLIT4 模式在使用 1°×1°的 GDAS 资料时,在 z 方向上的分辨率误差最小,y 方向上次之,x 方向上最大。在后向模拟 1～9 d 时,x 方向分辨率误差虽然相对 y 方向和 z 方向都较大,但是其变差系数值还都在 0.15 以内,从第 10 天开始 x 方向分辨率误差迅速增大(达到 0.67),考虑到最终模拟结果的可信度,确定对本次暴雨进行后向追踪 9 d(216 h)的轨迹模拟。

3.1.2　模拟方案

根据 2013 年 7 月 7—11 日四川省降水量分布图,选择盆地西部降水大值区的 11 个点作为模拟轨迹初始点(图 1)。模拟时间也选取为 2013 年 7 月 7—11 日,模拟高度选择对流层中下层的 950、850 和 700 hPa,模拟空气块后向追踪 9 d 的三维运动轨迹,并插值得到相应位置上空气块的物理属性,具体设置及说明如下:

空间起始点 33 个:水平位置 11 个点,垂直方向 3 层;时间起始点:20 个(7 月 7—11 日 5 d 每天 4 个时次,00、06、12 和 18 UTC);共计 660 个起始点:950、850 和 700 hPa 各 220 个;后退时间步长 1 h,每 6 h 输出一次计算结果,对每个层次计算出的 220 条轨迹进行聚类。

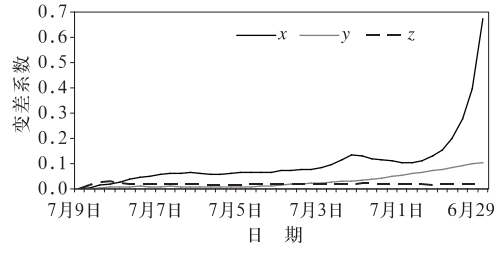

图 4　纬向(x)、经向(y)和垂直方向(z)的变差系数随模拟时间长度的变化

Fig. 4　The relation between variation coefficient and simulation time in zonal (x), meridional (y) and vertical (z) directions

3.2　水汽输送轨迹分类

针对单条水汽输送轨迹,HYSPLIT4 模式可以方便地给出其轨迹路径,从而进行直观研究。但是在多点多时次的情况下,模式将给出大量轨迹,不易进行定量直观分析,所以聚类方法的使用就显得尤为重要。本文使用模式自带的簇分析方法,通过分析 TSV 的变化对轨迹进行聚类。

按照第 3.1 节的模拟方案,在 950、850 和 700 hPa 分别得到 220 条轨迹,图 5 给出了聚类分析中各自的 TSV 变化,其中 950 hPa 的 TSV 在聚

类到 5 条轨迹后出现第二次迅速增加，即 950 hPa 的 220 条轨迹最终聚类为 5 条。850 hPa 的 TSV 在聚类到 2 条轨迹后出现第二次迅速增加，即 850 hPa 的 220 条轨迹最终聚类为 2 条。700 hPa 的 TSV 则是在聚类到 3 条轨迹后出现第二次迅速增加，即 700 hPa 的 220 条轨迹最终聚类为 3 条。

分析表明，950 hPa 上的水汽路径主要有 5 条（图 6），其中北方路径有两条，32%的轨迹是从巴尔喀什湖北部而来，11%的轨迹是从贝加尔湖南部而来，两条路径上的水汽在甘陕交界处汇合南下到达四川盆地西部。南方路径有三条，其中有 30%的轨迹是从孟加拉湾先向东再向北，经中南半岛和南海西北部，最后到达四川盆地；18%的轨迹是从南海绕过雷州半岛后，再向西北到达四川盆地；另外还有 9%的轨迹是首先从阿拉伯海东部到孟加拉湾北部，然后向北通过横断山脉达到盆地西部。

850 hPa 上的水汽输送路径主要有两条（图 6），一条是北方路径，14%的轨迹是首先从内蒙古西部向西到河套地区，在河套徘徊后再向西南方向越过秦岭到达四川盆地西部。另一条是南方路径，86%的轨迹则是首先从索马里半岛东侧向东，经阿拉伯海、印度半岛到达孟加拉湾地区，最后经横断山脉向东北方向到四川盆地西部。

700 hPa 上的水汽输送路径有三条（图 6），分别为青藏高原北侧路径，青藏高原路径和青藏高原南侧路径。其中有 58%的轨迹为青藏高原南侧路径，首先从印度半岛北部向东，然后沿青藏高原东南侧边缘向东北，最后到达四川盆地西部；有 29%的轨迹为青藏高原北侧路径，水汽从新疆南部向东，沿青藏高原东北边缘向南一直到四川盆地西部；另外还有 13%的轨迹为青藏高原路径，这条路径比较平直，基本上是从伊朗高原开始，一直向东越过青藏高原到达四川盆地西部。

第二节的研究中指出四川盆地西部 950、850 和 700 hPa 的水汽变化存在差异，本节使用 HYSPLIT4 模拟得到了各层的水汽输送路径，进一步证明了在本次暴雨过程中，对流层中低层的水汽来源是不同的。950 hPa 上的路径最偏东，大都绕过了高大地形，也是唯一出现南海水汽路径的层次。850 hPa 上的南方路径基本与南亚季风爆发路径重合，而北方路径则与西北向冷空气路径类似，即水汽路径主要受大气环流场支配；700 hPa 上的三条路径基本上是围绕青藏高原北侧、南侧和上空的三个边界，即水汽路径主要受青藏高原的大地形控制。

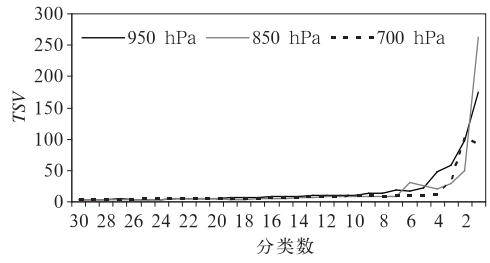

图 5 950、850 和 700 hPa 轨迹聚类 *TSV* 增长率

Fig. 5 Increase rate in *TSV* as cluster combined at 950 hPa, 850 hPa and 700 hPa

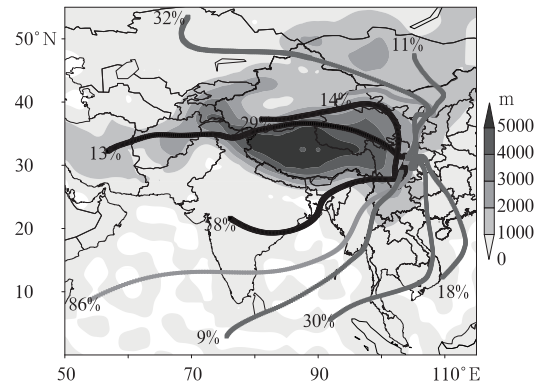

图 6 950 hPa（深灰色）、850 hPa（浅灰色）和 700 hPa（黑色）的平均轨迹及对应的轨迹数量百分比

（阴影为地形高度，单位：m）

Fig. 6 The average trajectory and the corresponding percentage at 950 hPa (dark gray), 850 hPa (light gray) and 700 hPa (black)

(Shaded area is the terrain height, unit: m)

3.3 气块追踪分析

3.2 节通过气流轨迹聚类的方法，给出了这次暴雨过程 950、850 和 700 hPa 的水汽输送路径以及对应路径上的轨迹数量百分比，但是轨迹数量的多少并不能完全代表水汽的多寡，这还与轨迹上空气的比湿密切相关。江志红等（2013）在分析江淮梅雨水汽输送特征的研究中，提出了气块追踪分析方法，可以客观定量地分析不同区域的水汽输送贡献率。鉴于该方法在水汽输送分析中的优越性，本文也引入气块追踪分析法。

根据气块追踪分析法，分别给出了暴雨期（7 月 9—11 日）1、3 和 9 d 前的水汽输送贡献率空间分布以及相应的物理属性。

3.3.1 950 hPa 水汽输送分析

由图 7a 可见，1 d 前研究区域 950 hPa 的水汽

大都来自我国境内,向南可以追踪到南海西北部海面的暖空气(图 8a 和图 9a,高度在 900～1000 hPa,温度＞20℃)和云南西南部的低层暖空气(图 8a 和图 9a,高度在 700～800 hPa,温度在 14～21℃),向北追踪到宁夏北部地区低层的冷空气(图 8a 和图 9a,高度在 700～800 hPa,温度在 7～14℃),其中四川盆地是一个大值区,有 35%～60%的水汽来源此。

3 d 前(图 7b)水汽来源的大值区仍然是四川盆地及其附近地区的低层暖空气(图 8b 和图 9b,高度在 800～900 hPa,温度在 20℃以上),向南追踪到南海西部海面的暖空气(图 8b 和图 9b,高度在 900～1000 hPa,温度在 20℃以上)和中南半岛西北部的低层暖空气(图 8b 和图 9b,高度在 700～800 hPa,温度在 14～21℃),向北追踪到新疆东北部和内蒙古中部的低层冷空气(图 8b 和图 9b,高度在 700～800 hPa,温度在 7～14℃)。

9 d 前(图 7c)主要水汽来源出现在阿拉伯海东部到我国南海中部的大范围海洋及半岛地区的低层暖空气(图 8c 和图 9c,高度在 900～1000 hPa,温度在 20℃以上),另外两个小范围水汽源地是贝加尔湖南部和巴尔喀什湖西北部的冷空气(图 8c 和图 9c,温度在 10℃以下)。

通过气块轨迹后向追踪分析,发现这次四川盆地西部暴雨 950 hPa 上的水汽源地主要有四个,分别是阿拉伯海—孟加拉湾地区、中南半岛—南海地区、贝加尔湖南部和巴尔喀什湖西北部(图 10)。3.2节分析指出 950 hPa 上有 5 条水汽路径,通过本

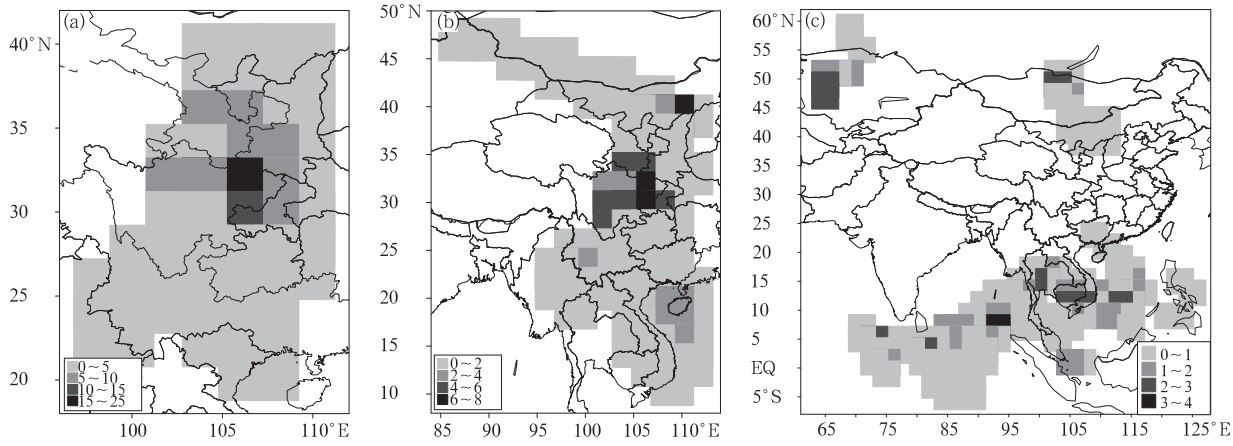

图 7　950 hPa 水汽后向追踪 1 d(a)、3 d(b)和 9 d(c)的水汽输送贡献率空间分布(单位:%)

Fig. 7　Spatial distribution of water vapor transport percentage of 1 d (a), 3 d (b) and 9 d (c) backtracking at 950 hPa (unit: %)

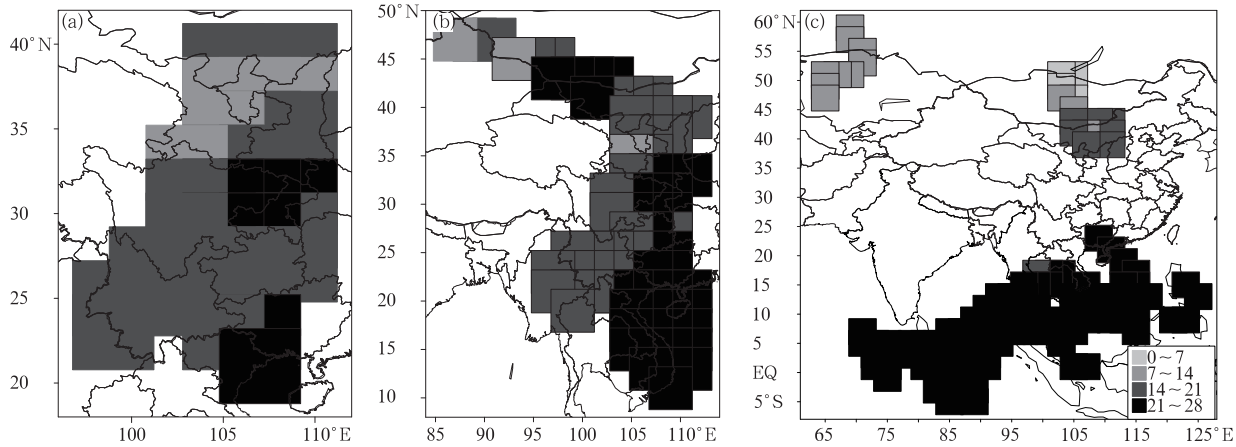

图 8　同图 7,但为水汽源地温度空间分布(单位:℃)

Fig. 8　Same as Fig. 7, but for spatial distribution of water vapor source temperature (unit: ℃)

节分析可知，两条北方路径的水汽分别是来自贝加尔湖南部和巴尔喀什湖西北部的冷空气，水汽贡献率相对较低；三条南方路径的水汽是来自阿拉伯海东部到我国南海中部一线的低层暖空气是暴雨水汽的主要来源。

3.3.2 850 hPa 水汽输送分析

由图 11—13 可见，1 d 前（图 11a、图 12a 和图 13a）研究区域 850 hPa 的绝大多数（超过 50%）水汽来源于四川盆地西部和南部上空，高度在 700～800 hPa，温度大多在 10～20℃；外围地区的水汽贡献较小且分散，南部和东部在 700～800 hPa，温度＞10℃，西部和北部在 600～700 hPa，温度＜10℃。3 d 前（图 11b、图 12b 和图 13b）主要的水汽源地出现在孟加拉湾东北部到云南西北部（超过 50%），向北延伸的水汽追踪到内蒙古中部地区，向南追踪到孟加拉湾东部；基本上所有的水汽源地气温都在 10～20℃，北部高度多在 700～800 hPa，南部在 800～850 hPa。9 d 前（图 11c、图 12c 和图 13c）主要水汽来源出现在索马里半岛东侧的印度洋面上空（超过 50%），向南追踪到南印度洋，向北追踪到贝加尔湖和巴尔喀什湖之间；南部水汽多来自对流层低层

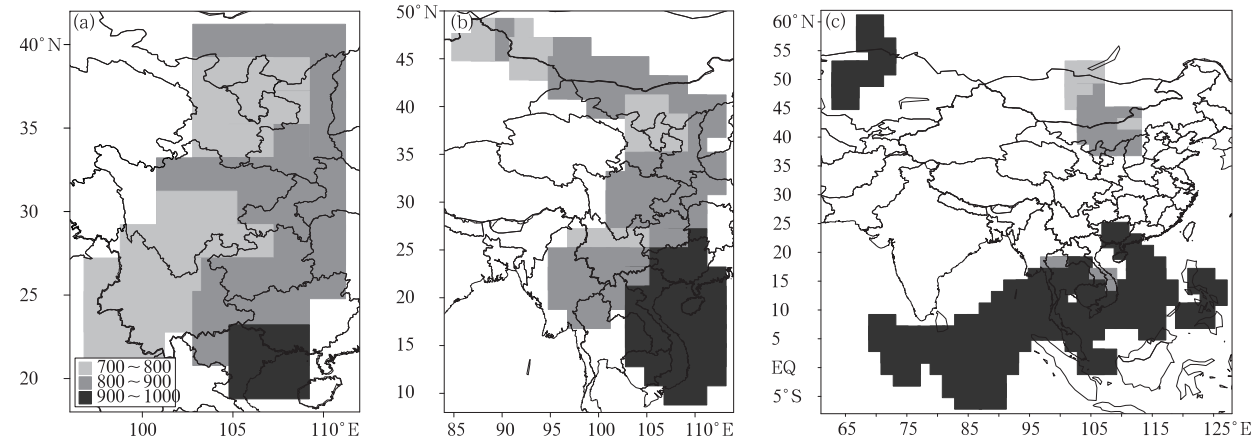

图 9 同图 7，但为水汽高度空间分布（单位：hPa）

Fig. 9 Same as Fig. 7, but for spatial distribution of water vapor height (unit: hPa)

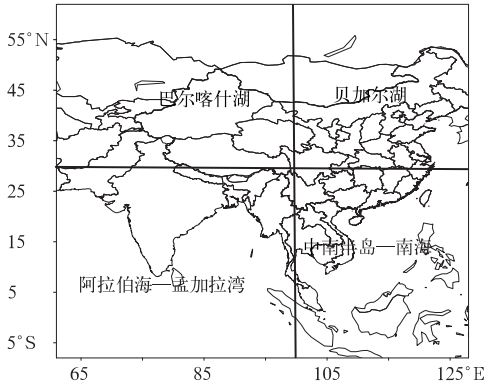

图 10 950 hPa 水汽源地分布

Fig. 10 Regional distribution of water vapor source at 950 hPa

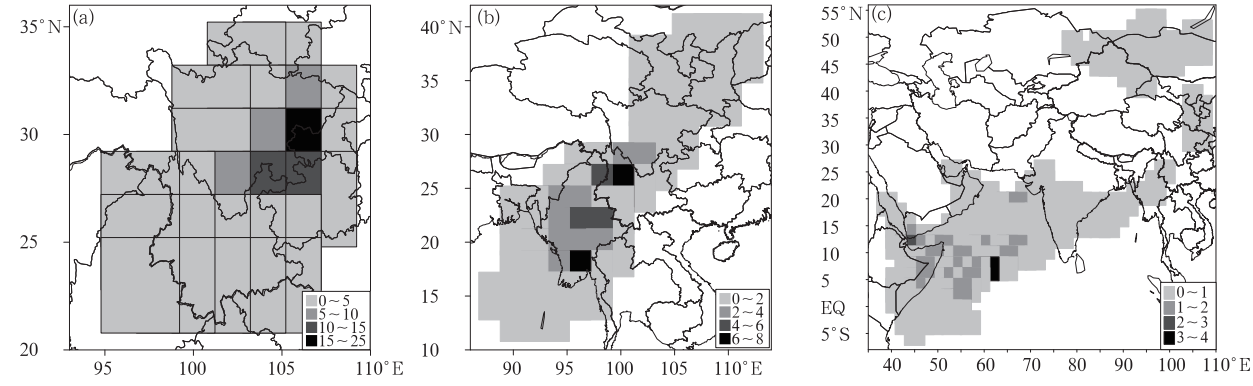

图 11 850 hPa 水汽后向追踪 1 d(a)、3 d(b)和 9 d(c)的水汽输送贡献率空间分布（单位：%）

Fig. 11 Spatial distribution of water vapor transport percentage of 1 d (a), 3 d (b) and 9 d (c) backtracking at 850 hPa (unit: %)

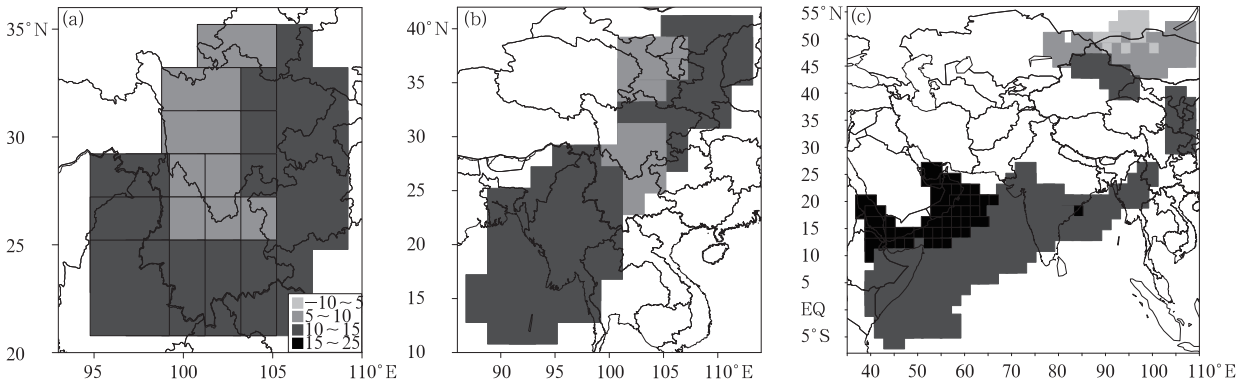

图 12　同图 11,但为水汽源地温度空间分布(单位:℃)

Fig. 12　Same as Fig. 11, but for spatial distribution of water vapor source temperature (unit: ℃)

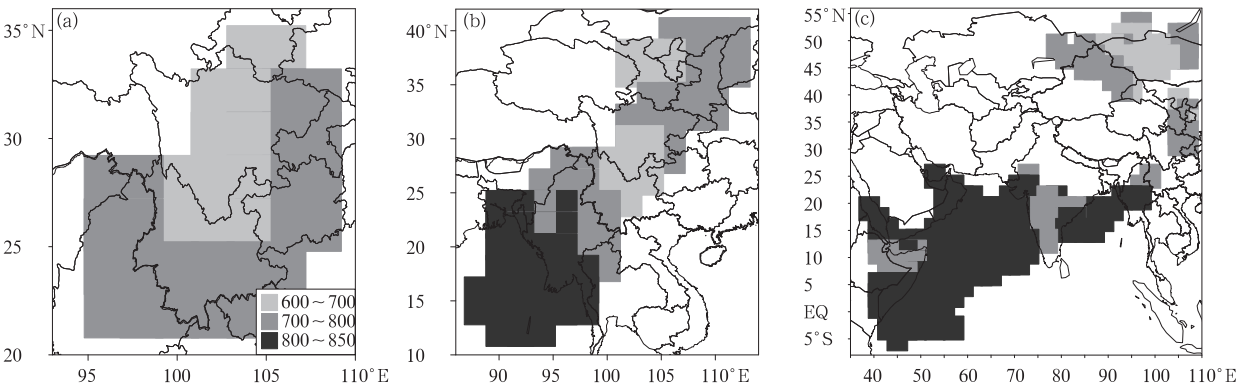

图 13　同图 11,但为水汽高度空间分布(单位:hPa)

Fig. 13　Same as Fig. 11, but for spatial distribution of vapor height (unit: hPa)

(800 hPa 以下),气温 10～30℃;来自北部大陆的水汽较高(700 hPa 左右),气温也较低(−10～10℃)。

通过气块轨迹后向追踪分析,发现这次四川盆地西部暴雨 850 hPa 上的水汽源地主要有四个,分别是阿拉伯海地区、孟加拉湾地区、局地和贝加尔湖—巴尔喀什湖地区(图 14)。3.2 节分析指出 850 hPa 上有两条水汽路径(北方路径和南方路径),通过本节分析可知,北方路径上的水汽主要来自贝加尔湖—巴尔喀什湖地区的大气中层冷空气,水汽贡献率较低;而南方路径上有两个主要来源,其中来自于阿拉伯海地区的低层暖空气的水汽贡献率最大,来自于孟加拉湾地区的低层暖空气次之。

3.3.3　700 hPa 水汽输送分析

1 d 前(图 15a、图 16b 和图 17a)研究区域 700 hPa 的绝大多数(超过 60%)水汽来源于四川盆地西部、中部和南部上空,高度在 500～700 hPa,温度大多在 0～10℃;外围地区的水汽贡献较小且分散,东南部在 500～700 hPa,温度＞0℃,西北部在 300～500 hPa 之间,温度最低达−20℃。3 d 前(图 15b、图 16b 和图 17b)印缅交界地区(600～700 hPa)是一个主要的水汽源地(超过 30%),气温在 10～15℃;向西追踪到阿富汗地区(600～700 hPa),气温在0℃左右;向北追踪到内蒙古西部

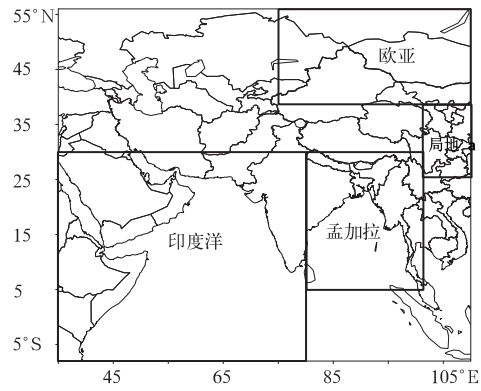

图 14　850 hPa 水汽源地分布

Fig. 14　Regional distribution of water vapor source at 850 hPa

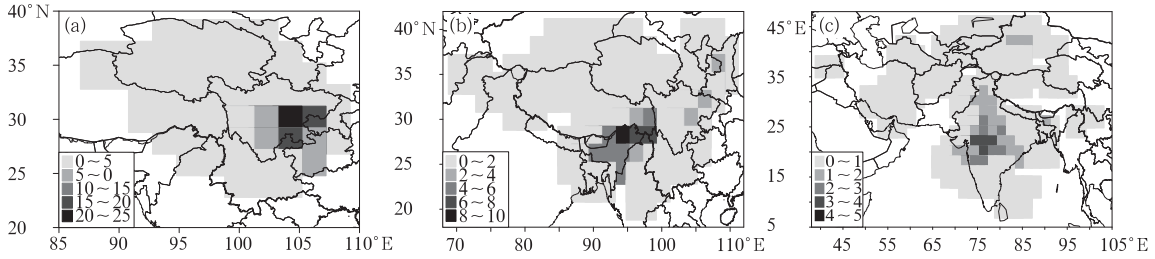

图 15 700 hPa 水汽后向追踪 1 d(a)、3 d(b)和 9 d(c)的
水汽输送贡献率空间分布(单位：%)

Fig. 15 Spatial distribution of water vapor transport percentage of 1 d (a), 3 d (b) and 9 d (c) backtracking at 700 hPa (unit: %)

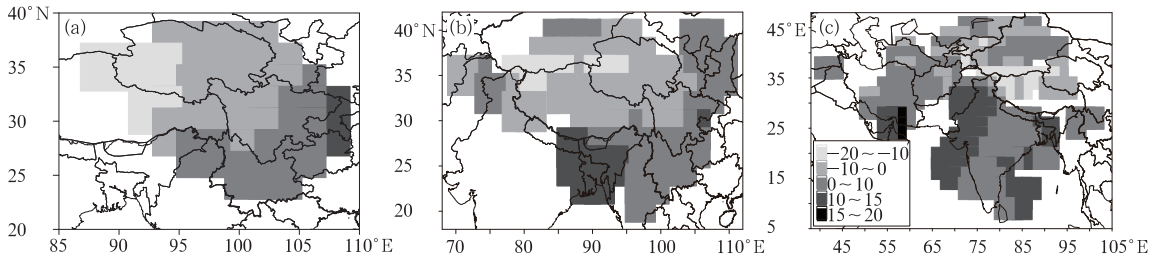

图 16 同图 15,但为水汽源地温度空间分布(单位：℃)

Fig. 16 Same as Fig. 15, but for spatial distribution of water vapor source temperature (unit: ℃)

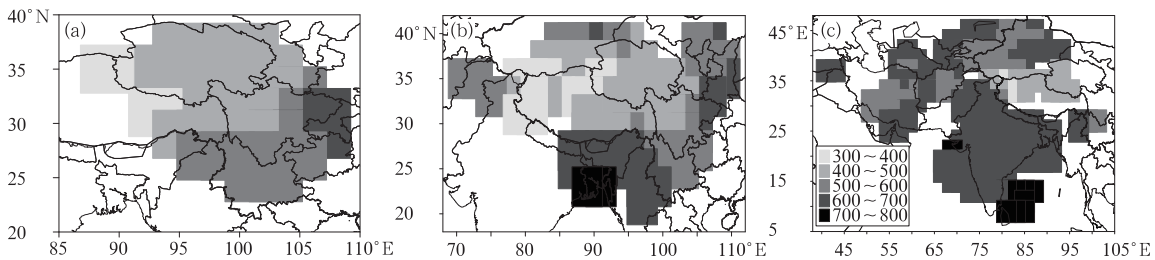

图 17 同图 15,但为水汽高度空间分布(单位：hPa)

Fig. 17 Same as Fig. 15, but for spatial distribution of water vapor height (unit: hPa)

和新疆东部地区(500～700 hPa)气温也在 0℃左右。9 d 前(图 15c、图 16c 和图 17c)主要的水汽源地出现在印度半岛中部(超过 30%),高度在 600～700 hPa,气温较高(0～15℃);向西追踪到伊朗高原和波斯湾附近,空气温度更高(0～25℃);向北追踪到巴尔喀什湖地区(600～700 hPa),气温较低(−10～0℃)。

通过气块轨迹后向追踪分析,发现这次四川盆地西部暴雨 700 hPa 上的水汽源地主要有三个,分别是印度半岛、伊朗高原和巴尔喀什湖地区。3.2 节分析指出 700 hPa 上有三条水汽路径(青藏高原北侧路径、青藏高原路径和青藏高原南侧路径),结合本节分析可知,水汽源于印度半岛的青藏高原南侧路径的水汽贡献率明显大于另外两条路径。

3.4 水汽源地贡献率

3.3 节具体分析了 950、850 和 700 hPa 的水汽输送情况及相应的水汽输送贡献率,并分别找到了不同高度上的水汽源地,但是这只能代表水汽的输送,而降水则取决于水汽的辐合。所以有必要结合欧拉方法分析水汽的散度情况。图 18 给出了 2013 年 7 月 7—11 日地面到 700 hPa 平均水汽输送通量散度场,同时给出了水汽输送通量矢量场。欧拉方法的水汽输送通量显示,水汽主要来自西南孟加拉湾、中南半岛和南海西部,另外从西北部、北部也有一定的水汽输送,但相对较弱,这与前面水汽输送贡

献率的分析基本一致。散度场显示四川盆地西部有显著的水汽通量辐合,并且从盆地向东南延伸到南海北部有一条水汽输送通量的辐合带,从盆地向北延伸到内蒙古及新疆东北部也存在一条水汽输送通量的辐合带,这与拉格朗日方法中 950 和 850 hPa 上的水汽轨迹路线基本吻合,而 700 hPa 上水汽轨迹并没有出现对应的辐合区,可以说 700 hPa 的水汽输送可能多为路过的水汽,对暴雨过程起作用的水汽主要来自 950 和 850 hPa。

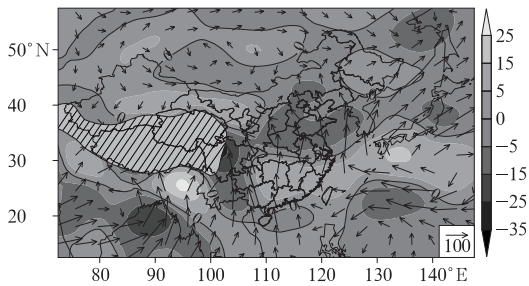

图 18　2013 年 7 月 7—11 日地面到 700 hPa 平均水汽输送通量(矢量,单位: kg·m^{-1}·s^{-1})及其散度(阴影,单位: 10^{-5} kg·m^{-2}·s^{-1})(斜条阴影为青藏高原)

Fig. 18　Average water vapor transport flux (vector, unit: kg·m^{-1}·s^{-1}) and the corresponding divergence (shaded, unit: 10^{-5} kg·m^{-2}·s^{-1}) from surface to 700 hPa during 7−11 July 2013 (Stripe shadow is Tibetan Plateau)

3.3.1 和 3.3.2 节具体分析了 950 和 850 hPa 的水汽输送情况,分别找到了不同高度上的水汽源地,为进一步定量区分不同源地的水汽贡献率,分别计算了 950 hPa 上四个源地(图 10)和 850 hPa 上三个源地(图 14)的水汽输送贡献率。

图 19a 给出了 950 hPa 上四个源地的水汽输送贡献率,其中阿拉伯海—孟加拉湾地区的水汽输送贡献率最大,为 44.1%,中南半岛—南海地区的水汽贡献率次之,为 33.1%,巴尔喀什湖和贝加尔湖地区的水汽贡献率相对较弱,分别为 15.7% 和 7.1%。结合 3.2 节水汽轨迹分析结果可知,950 hPa 的水汽供应主要有三部分,其中来自孟加拉湾绕过中南半岛从南海北部而来的暖湿空气最为重要,从南海西部直接北上到达四川盆地的水汽次之,而从巴尔喀什湖经西北路径而来的干冷空气较弱。

图 19b 给出了 850 hPa 上四个源地的水汽输送贡献率,其中阿拉伯海地区的水汽输送贡献率最大,达到 89.4%,其次为巴尔喀什湖—贝加尔湖地区,为 6.3%,而来自孟加拉湾和局地的水汽则非常少。850 hPa 的水汽供应主要有两部分,最主要的水汽供应是从阿拉伯海地区,沿南亚夏季风爆发路径而来的暖湿空气,另外一部分是从西北部巴尔喀什湖—贝加尔湖地区而来的干冷空气。3.3.2 节分析中指出,850 hPa 水汽后向追踪 3 d 的水汽主要来自于孟加拉湾地区,而通过水汽贡献率的计算可知,这里的水汽大多是由阿拉伯海源地而来的过境水汽。

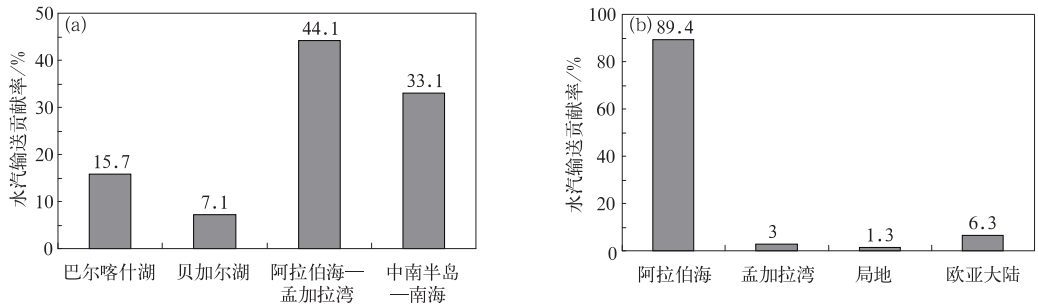

图 19　950 hPa(a)和 850 hPa(b)各水汽源地的水汽输送贡献率

Fig. 19　Contribution percentage of water vapor transport from sources at 950 hPa (a) and 850 hPa (b)

4　结论与讨论

本文引入 HYSPLIT4 模式,研究了 2013 年 7 月 7—11 日发生在四川盆地西部的暴雨水汽输送特征,得到以下几点结论:

(1) 本次暴雨过程的水汽主要来自 950 和 850 hPa,700 hPa 上多为过路水汽,对暴雨的产生作用不大。其中 950 hPa 上的水汽路径主要有 5 条,其中北方路径有两条,分别从贝加尔湖南部和从

巴尔喀什湖北部而来，两条路径上的水汽在甘陕交界处汇合南下到达四川盆地西部。南方路径有三条，其中最西侧一条上的水汽首先从阿拉伯海东部到孟加拉湾北部，然后向北通过横断山脉达到盆地西部；中间一条的水汽则是从孟加拉湾先向东再向北，经中南半岛和南海西北部，最后到达四川盆地；最东侧路径的水汽从南海绕过雷州半岛后，再向西北到达四川盆地。

850 hPa 主要的水汽输送路径有两条，一条是北方路径，水汽首先从内蒙古西部向西输送到河套地区，在河套徘徊后再向西南方向越过秦岭到达四川盆地西部。另一条是南方路径，水汽首先从索马里半岛东侧向东输送，经阿拉伯海、印度半岛到达孟加拉湾地区，最后经横断山脉向东北方向输送到四川盆地西部。

(2) 在 950 hPa 上，1 d 前的水汽来源大值区在四川盆地；3 d 前的水汽来源范围向周围扩展，但是大值区仍然在四川盆地及其附近地区；9 d 前的水汽主要来自阿拉伯海东部到我国南海中部的大范围海洋及半岛地区。在 850 hPa 上，1 d 前的水汽主要来自四川盆地西部和南部；3 d 前的水汽主要来源追踪到孟加拉湾东部到云南西北部；9 d 前的水汽来源大值区出现在索马里半岛东侧的印度洋面。

(3) 950 hPa 上的水汽源地主要有四个，其中阿拉伯海—孟加拉湾地区的水汽输送贡献率最大，为 44.1%，中南半岛—南海地区的水汽贡献率次之，为 33.1%，巴尔喀什湖和贝加尔湖地区的水汽贡献率相对较弱，分别为 15.7%和 7.1%。850 hPa 上的水汽源地也有四个，其中阿拉伯海地区的水汽输送贡献率最大，达到 89.4%，其次为巴尔喀什湖—贝加尔湖地区，为 6.3%，而来自孟加拉湾和局地的水汽则非常少。

(4) 前人的研究(蒋兴文等，2007；周长艳等，2005)指出四川盆地夏季暴雨的主要水汽来源是孟加拉湾和南海，其中孟加拉湾更为重要；而本文使用 HYSPLIT4 模式的研究表明，阿拉伯海也是一个非常重要的水汽源地，而且该源地的水汽大都要经过孟加拉湾地区而输送到盆地西部。即从本次暴雨过程来看，孟加拉湾不但是暴雨的一个水汽源地，而且是一个水汽的中转站。需要指出的是本文只分析了一次典型四川盆地西部暴雨过程，是否具有代表性还有待进一步验证，显然使用该方法分析四川盆地暴雨气候平均的水汽输送特征将更具说服力，这方面还有待深入研究。

(5) 本文研究结论中，950 和 850 hPa 的水汽来源均有少部分来自巴尔喀什湖和贝加尔湖地区，并经内蒙古、新疆和甘肃等地区到达四川盆地。然而上述地区的水汽含量都是远小于四川盆地的，严格讲不应成为盆地暴雨的水汽来源，这可能与轨迹模式的局限性有关，即轨迹主要反映的是水汽的移动而非实际的降水。一些研究(马学款等，2012；郑婧等，2014；杨晓霞等，2008)也指出冷空气入侵可以导致不稳定能量的释放，从而产生强烈的上升运动，带来暴雨等强降水，即北方冷空气在暴雨的水汽供应方面作用不大，但是在暴雨发生的动力、热力过程中还是起到一定作用的。另外四川盆地地形复杂，水汽进入盆地必须越过四周的高大地形，地形强迫抬升使湿空气容易达到饱和产生降水，空气越过地形后的下沉增温又会使空气变的干燥，从而损失大量水汽，那么地形对水汽输送路径的影响以及对水汽损失的作用有多大，并没有细致的讨论，这方面还值得进一步研究。

参考文献

白莹莹，张炎，李强，等. 2014. 四川盆地夏季降水区域差异及其与季风的联系初探. 气象，40(4)：440-449.

陈栋，李跃青，黄荣辉. 2007. 在“鞍”型大尺度环流配置下西南低涡发展的物理过程及其对川东暴雨发生的作用. 大气科学，31(2)：185-201.

陈静，李川，谌贵珣. 2002. 低空急流在四川“9.18”大暴雨中的触发作用. 气象，28(8)：24-29.

陈鹏，刘德，李强，等. 2014. 2009 年夏季四川盆地两次暴雨过程对比分析. 暴雨灾害，33(2)：112-120.

封国林，杨涵洧，张世轩，等. 2012. 2011 年春末夏初长江中下游地区旱涝急转成因初探. 大气科学，36(5)：1009-1026.

顾清源，肖递祥，黄楚惠，等. 2009. 低空急流在副高西北侧连续性暴雨中的触发作用. 气象，35(4)：59-67.

蒋兴文，李跃清，李春，等. 2007. 四川盆地夏季水汽输送特征及其对旱涝的影响. 高原气象，26(3)：476-484.

蒋兴文，王鑫，李跃清，等. 2008. 近 20 年四川盆地大暴雨发生的大尺度环流背景. 长江流域资源与环境，17(s1)：132-137.

江志红，梁卓然，刘征宇，等. 2011. 2007 年淮河流域强降水过程的水汽输送特征分析. 大气科学，35(2)：361-372.

江志红，任伟，刘征宇，等. 2013. 基于拉格朗日方法的江淮梅雨水汽输送特征分析. 气象学报，71(2)：295-304.

康岚，牛俊丽，徐琳娜，等. 2013. 台风对四川暴雨影响的环境场对比分析. 气象，39(4)：427-435.

李永华，徐海明，高阳华，等. 2010. 西南地区东部夏季旱涝的水汽输送特征. 气象学报，68(6)：932-943.

林玉成，徐珺，张芳华. 2013. 2013 年 7 月大气环流和天气分析. 气

象,39(10):1379-1384.

马京津,高晓清. 2006. 华北地区夏季平均水汽输送通量和轨迹的分析. 高原气象,25(5):893-899.

马学款,符娇兰,曹殿斌. 2012. 海南 2008 年秋季持续性暴雨过程的物理机制分析. 气象,38(7):795-803.

王婧羽,崔春光,王晓芳,等. 2014. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨过程的水汽输送特征. 气象,40(2):133-145.

肖递祥,肖丹,周长春,等. 2013. 低层偏南气流对一次暴雨过程的动力作用分析和数值模拟. 气象,39(3):281-290.

肖递祥,杨康权,祁生秀. 2012. 2011 年 7 月四川盆地两次突发性暴雨过程的对比分析. 气象,38(12):1482-1491.

杨康权,张琳,肖递祥,等. 2013. 四川盆地西部一次大暴雨过程的中尺度特征分析高原气象,32(2):357-367.

杨晓霞,王建国,杨学斌,等. 2008. 2007 年 7 月 18—19 日山东省大暴雨天气分析. 气象,34(4):61-70.

杨小银,宋广宁,付培健. 2013. "5.10"岷县暴雨灾害天气过程的数值模拟和诊断分析. 高原气象,32(3):798-805.

于波,林永辉. 2008. 引发川东暴雨的西南低涡演变特征个例分析. 大气科学,32(1):141-154.

郁淑华. 1984. 四川盆地大范围强暴雨过程的合成分析. 高原气象,3(1):58-67.

周长艳,李跃清,李薇,等. 2005. 青藏高原东部及邻近地区水汽输送的气候特征. 高原气象,24(6):880-888.

郑婧,孙素琴,吴静,等. 2014. 梅雨锋短时大暴雨的多尺度环境场分析. 气象,40(5):570-579.

Draxler R R, Hess G D. 1998. An overview of HYSPLIT_4 modeling system for trajectories dispersion and deposition. Aust Meteor Mag, 47:295-308.

Perry L B, Konrad C E, Schmidlin T, et al. 2007. Antecedent upstream air trajectories associated with northwest flow snowfall in the southern Appalachians. Wea Forecasting, 22(2): 334-351.

Malin G, David R, Chen D L. 2010. Extreme rainfall events in southern Sweden: Where does the moisture come from? Tellus, 62A: 605-616.

James P, Stohl A, Spichtinger N, et al. 2004. Climatological aspects of the extreme European rainfall of August 2002 and a trajectory method for estimating the associated evaporative source regions. Nat Hazard Ear Sys Sci, 4(5/6):733-746.

Brimelow C J, Reuter W G. 2005. Transport of atmospheric moisture during three extreme rainfall events over the Mackenzie river basin. J Hydrometeor, 6:423-440.