

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.

2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨过程 的水汽输送特征^{*}

王婧羽¹ 崔春光² 王晓芳² 崔文君³

1 中国地质大学(武汉)环境学院, 武汉 430074

2 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074

3 南京信息工程大学滨江学院, 南京 210044

提 要: 利用 NCEP 再分析资料, 根据水汽收支方程计算 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨时期华北东北部暴雨区域的水汽收支情况并分析水汽输送特征。得到以下结论: 经向水汽输送在此次暴雨过程中起主要作用, 暴雨区内水汽主要来源于中、低层(500 hPa 以下)的南边界。暴雨区内水汽的辐合与暴雨发生的时间和空间具有较好一致性, 在低层水汽的辐合起主要作用, 中高层水汽垂直输送作用更为显著。HYSPLIT 后向轨迹模拟得到的结果显示根据水汽源地划分影响此次暴雨过程水汽输送路径主要有: 从孟加拉湾、南海地区处于中低层直接北上的西南路径, 以及中层以下从我国东部海域(黄海、东海为主)进入内陆之后北折向东北偏北方向运动的 L 形高湿路径; 同时高层沿着西风带西北路径的干空气输送也对此次强降水有重要影响。三者中从东部海域到达暴雨区的水汽贡献率最大, 而孟加拉湾、南海的水汽输送对于此次强降水起到了明显的增强作用。

关键词: 721 暴雨, 水汽收支, 水汽输送通道, 水汽贡献

中图分类号: P456

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.02.001

Analysis on Water Vapor Transport and Budget of the Severe Torrential Rain over Beijing Region on 21 July 2012

WANG Jingyu¹ CUI Chunguang² WANG Xiaofang² CUI Wenjun³

1 School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074

2 Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074

3 Bingjiang College, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract: By using the NCEP reanalysis data, the vapor budget of the area covered by the severe torrential rain over the northeast of North China on 21 July, 2012 is calculated according to the vapor budget equation. The results show that meridional water vapor transportation is dominant while the extremely heavy rain hits Beijing Region, where most moist vapor comes from the southern boundary below 500 hPa. The low-level regional moisture convergence is consistent with the time and space when the torrential rain breaks out and develops. Above the middle level the vertical vapor transport is more prominent. Then the variation features of the vapor transport corridors and their moisture contributions are got through the HYSPLIT mode. The backward trajectory analyses illustrate two major vapor transport corridors. The moistest vapor derived from Yellow Sea and East China Sea along the low level make the main moisture contribution during the heavy precipitation. Moisture from the South China Sea and the Bay of Bengal

* 国家自然科学基金项目(40930951, 41375057)共同资助

2013 年 7 月 1 日收稿; 2013 年 9 月 11 日收修定稿

第一作者: 王婧羽, 主要从事中尺度天气分析和机理研究. Email: amywang060@163.com

通信作者: 崔春光, 主要从事暴雨的机理研究和数值预报. Email: Cgcui@whihr.com.cn

strengthens the water vapor in the region when the heavy rain starts and develops. Also the drier vapor corridor along the high level from the northwest of China plays an important role in this case.

Key words: extremely heavy rain on 21 July 2012, water vapor budget, water vapor transport corridors and contribution to water vapor

引言

2012年7月21日08时(北京时,以下若非特殊说明均指北京时)至22日08时24h内北京地区发生致灾严重的大暴雨,导致79人遇难,116.4亿元直接经济损失,是有气象记录的61年来北京地区最强的一次。孙继松等(2012)、俞小鼎(2012)和方翀等(2012)指出在此次降水过程中大尺度环流十分有利;锋前暖区的中尺度对流系统(MSC)和冷锋是造成此次强降水的直接影响系统;同时北京地区特殊复杂的地形对此次降水有明显增幅作用。充沛的水汽输送和水汽辐合是在短小时内产生如此规模降水的必要条件(湛芸等,2012;孙军等,2012)。丁一汇等(2003a;2003b)针对1991年淮河地区和1998年长江流域局地的水汽收支研究中都证明了区域内对持续性降水影响最显著的是水平风场造成的水汽质量辐合,同时水汽的局地变化在水汽收支中的作用也不可忽略。

马京津等(2006;2008)、梁萍等(2007)等在对近50年来华北地区夏季的水汽输送通量的研究表明,华北夏季的水汽来源主要从西南方输送而来;西太平洋、高纬西风带和孟加拉湾的水汽是影响我国华北夏季强降水的主要水汽源地。江志红等(2011)利用了NOAA的HYSPLIT模式对2007年淮河流域强降水的水汽输送特征进行了深入的研究和探讨,不仅明确了影响此次持续性强降水的3条水汽输送通道:(1)索马里急流附近的越赤道气流经阿拉伯海、孟加拉湾北部跨越中南半岛和南海北部向北和东北方向输送至淮河流域;(2)孟加拉湾东南部和南海南部的越赤道气流北上输送至淮河流域;(3)西太平洋副热带高压西南边缘的气流自南或者东南方向进入淮河流域;还得到了不同水汽输送贡献的定量描述。Malin等(2010),Julian等(2005)也利用上述方法明确了在瑞典南部,Mackenzie流域产生强降水的水汽来源和具体输送状况;Malin等(2010)指出对于瑞典南部的极端降水事件,局地的水汽变化和特殊的水汽输送路径起很重要的作用。

由于水汽条件作为暴雨发生的必要先决条件,故对于暴雨个例中局地的水汽收支情况和具体水汽输送路径的定量探讨都能加深对大暴雨的水汽输送特征的了解和认识。于是本文在了解了此次特大暴雨各尺度基本特征的基础上对影响此次强降水过程的主要水汽输送特征进行了定性分析,以期加深对此次特大暴雨的认知。

1 方法和资料

1.1 资料

本文主要利用NCEP的6h一次,水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的再分析资料、常规及地面自动观测站资料、雷达资料和GDAS等资料。其中GDAS资料是指利用全球资料同化系统(Global Data Assimilation System, GDAS)将NCEP资料进行同化计算得到的结果,包括6h一次的再分析资料以及3h一次的预报资料,在垂直方向的21层上有位势高度、温度、经向风、纬向风、比湿以及垂直速度。NOAA的ARL(Air Resource Laboratory)将其处理为HYSPLIT模式可用格式作为模式主要输入资料。

1.2 方法

用于诊断水汽收支计算公式如下:

$$\mathbf{Q} = -\frac{1}{g} \times \int_{p_b}^{p_t} q \mathbf{V} dp \quad (1)$$

式中, \mathbf{Q} 为单位边长整层大气水汽输送通量矢, q 为比湿(单位: $g \cdot kg^{-1}$), \mathbf{V} 为水平风速矢(单位: $m \cdot s^{-1}$), p_b 为层底气压, p_t 为层顶气压。

水汽收支方程如下:

$$\frac{1}{g} \int_{p_b}^{p_t} \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q \mathbf{V} + \frac{\partial q \omega}{\partial p} \right) dp = \int_{p_b}^{p_t} (-m) dp \quad (2)$$

式中, ω 为垂直速度(单位: $Pa \cdot s^{-1}$), m 为水汽凝结量,在此次持续1d的暴雨过程中只考虑方程左边各项的作用。

利用HYSPLIT(基于拉格朗日方法的后向追

踪轨迹模式)对此次降水过程中的气团进行后向轨迹模拟跟踪 120 h 以期对此次暴雨的水汽输送路径进行更准确的定性描述分析。NOAA 开发的气流轨迹模式 HYSPLIT_4(Draxler et al, 1988)假设空气中气团随风运动,那么它的移动轨迹相当于其在时间和空间上位置矢量的积分。对于模拟轨迹的计算原理如下:

$$\begin{aligned} \mathbf{P}'(t + \Delta t) &= \mathbf{P}(t) + \mathbf{V}(\mathbf{P}, t)\Delta t \\ \mathbf{P}(t + \Delta t) &= \mathbf{P}(t) + 0.5[\mathbf{V}(\mathbf{P}, t) + \mathbf{V}(\mathbf{P}', t + \Delta t)]\Delta t \end{aligned} \quad (3)$$

气团的最终位置 $\mathbf{P}(t + \Delta t)$ 是由气团的初始三维速度失 $\mathbf{V}(t)$ 和气团在第一猜想位置 $\mathbf{P}'(t + \Delta t)$ 时速度失 $\mathbf{V}(\mathbf{P}', t + \Delta t)$ 的平均,针对时间积分所得到的。其中积分步长 Δt 在模拟中可以变化,但是要求时间步长内的最大距离($U_{\max} \times \Delta t$)不得超过数据格点的 0.75 倍。

估算不同水汽输送通道对暴雨区的水汽贡献率(江志红等,2011),定义如下:

$$Q_s = \left(\frac{\sum_1^m q_{\text{last}}}{\sum_1^n q_{\text{last}}} \right) \times 100\% \quad (4)$$

式中, Q_s 表示各个通道的水汽贡献率, q_{last} 表示气团在目的区域的比湿, m 表示该通道所包含的轨迹条数, n 表示轨迹总条数。

2 降水分布和天气形势分析

2012 年 7 月 21 日 08 时至 22 日 08 时 24 h 降水量分布如图 1。北京地区普遍出现暴雨和大暴雨,北京站 24 h 累积降水量达 160 mm。而特大暴雨雨带则呈现东北西南走向与地形梯度大值区分布相近,坐落于山前地形梯度大值区的门头沟和顺义的雨量分别达到了 408、302 mm(图 1a)。两者 24 h 内的逐小时累积降水量(图 1b)呈现出明显的双峰结构,分别在午后和傍晚出现了 1 h 累积降水量的极大值。而地处地形较平坦的北京站的降水虽然也在午后出现,但未表现出强烈波动,只是在 20 时达到极大值显现出单峰结构。门头沟以及顺义地区的逐小时降水量分布不仅在结构上与北京站有明显差别,其极值也明显大于北京站,明显反映出地形对降水的增幅作用。

根据在暴雨发生过程中影响系统的差异,方翀

等(2012)、孙继松等(2012)等都将此次暴雨过程分为两个阶段:21 日 20 时之前的锋前暖区对流性降水(21 日 14 时 850 hPa 的相当位温线和 24 h 变温显示北京地区处于冷锋锋前暖区与向东北延伸的暖性西南涡的交叠处)和此后冷锋过境所引起对流性降水[到 21 日 20 时冷锋锋面已到达北京地区,同时由于西南涡进一步伸展而使北京地区锋面加强、相当位温线更加密集(图略)]。故这次大强度,强局地性、造成严重灾害的复杂降水过程,是在典型的华北暴雨基础上不同尺度影响系统相互作用叠加而生成的。

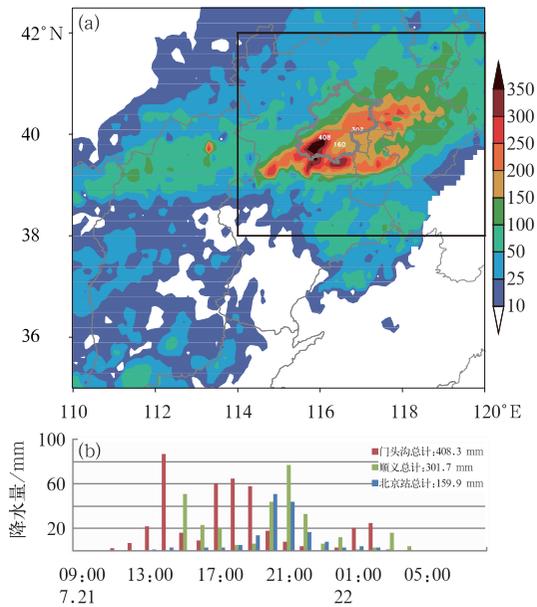


图 1 2012 年 7 月 21 日 08 时至 22 日 08 时
(a) 华北地区累积降水量(单位: mm),
(b) 门头沟、顺义、北京站逐小时
累积降水量(单位: mm)

Fig. 1 The accumulated rainfall (unit: mm)
(a) from 08:00 BT 21 to 08:00 BT 22
July 2012, (b) hourly precipitation (unit: mm)
at Mentougou, Shunyi, Beijing Station

在此次暴雨过程中,位于北京地区上空的中尺度对流云团从 21 日 08 时开始持续到 22 日 08 时。结合图 1 和逐小时雨团、MCS 的空间分布情况,发现华北东北部处于持续强降水影响中,于是在此后的水汽条件研究中在水平方向上将 $38^{\circ} \sim 42^{\circ}N$ 、 $114^{\circ} \sim 120^{\circ}E$ 所包含范围选取为目的区域(图 1a)。

此次暴雨发生在稳定的经向环流背景下(孙建华等,2012;孙继松等,2012;周宁芳,2012):高纬地

区是稳定的两槽一脊的环流形势,中低纬地区有一热带低压活动(图略)。我国华北、东北地区都处于贝加尔湖低涡斜压槽前;北京地区位于高空急流右后方、低空急流左侧,950~200 hPa 深厚的垂直上升运动层中以及低层向东北方向延伸的西南涡中的暖湿区;降水发生期低层有明显切变线(图略)。在此有利于降水的环流形势下探讨此次强降水过程的水汽特征。

3 水汽输送特征

3.1 整层大气水汽通量流函数和势函数分析

丁一汇等(2003a)针对1998年中国大洪水时期长江流域水汽收支的研究中明确指出,水汽输送是一个大尺度甚至全球性的问题。根据速度矢流函数和势函数的定义对整层大气(1000~200 hPa)水汽通量 Q 进行流函数和势函数的分解,其中可用势函数来表示水汽的辐合辐散情况,用流函数表示水汽的输送情况。如此可反映出全球性水汽分布对此次强降水过程的贡献(图2)。

从19—22日期间对我国影响较大的分别是阿拉伯海、孟加拉湾和太平洋地区的流函数大值区。其一:在热带地区从南半球而来向西的水汽在东非索马里转向向东越过印度半岛和中南半岛,在到达菲律宾群岛之后,由于热带低压压而向北转向到达我国东部海域;其次在北太平洋上的副热带高压西缘也有向北输送到达我国东部海域甚至东部地区的水汽。

太平洋上的水汽流函数极大值($1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)中心随着时间向西移动,自20日20时至23日02时一直盘踞于西北太平洋;而阿拉伯海和孟加拉湾的流函数极大值($400 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)中心也随着时间向东北伸展,最东缘到达菲律宾群岛,使得从孟加拉湾沿西南路径直接北上到达我国东北地区的水汽输送增强。而两者的相互靠近也令上述到达我国东部海域的水汽输送在这期间存在显著增强。

虽然水汽通量的流函数明显大于势函数,但其只能较明确反映大尺度上的水汽输送情况,而势函数则能表征区域的水汽辐合情况。降水发生前3日至降水结束期间从水汽势函数的全球分布显示整个东半球东部是水汽汇区,我国大部分区域和西北太平洋处于水汽辐合的极小值区域。水汽汇区的辐合作用随着时间增强,到21日08时(图2b)达到 $-500 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 且维持至暴雨结束(22日08时),而同时极小值区域范围也逐渐缩小到我国东部地区、东部海域至菲律宾海域范围内。此过程中华北地区一直处于水汽最大汇区的北部,辐散流场显示在降水过程发生同时不仅有非辐散流场所提供的经向水汽输送,而且存在较明显的纬向水汽辐合。

水汽通量流函数和势函数的全球分布表明,在大尺度范围内水汽的输送和辐合对我国华北地区的降水十分有利,再次证明大尺度水汽输送和辐合是产生强降水的必要条件。根据水汽通量势函数的大小和水汽的辐散流场推断出在全球区域范围内西北太平洋地区的整层大气对于此次强降水的水汽贡献最明显。

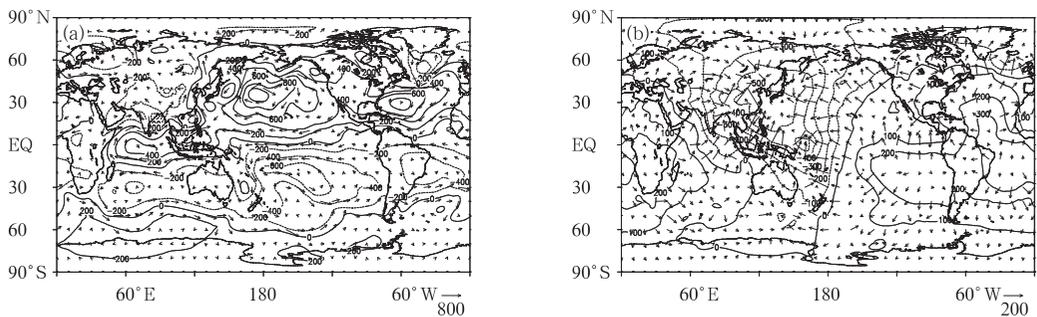


图2 2012年7月21日08时全球整层大气水汽通量(a)流函数(等值线,单位: $10^6 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$),非辐散分量(矢量,单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$);(b)势函数(等值线,单位: $10^6 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$),辐散分量(矢量,单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 2 The global distribution of integrated (a) stream function (isoline, unit: $10^6 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$) and nondivergent component (vector, unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) potential function (isoline, unit: $10^6 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergent component (vector, unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

of the water vapor transport at 08:00 BT 21 July 2012

3.2 强降水期水汽收支分析

利用水汽收支方程可估算出此次强降水过程中目的区域的水汽收支情况。表1给出了降水当日及其前一天到达目的区域内的平均水汽贡献。暴雨当日可明显看出:该区域的主要水汽来源于500 hPa高度层以下风场所造成的水汽质量辐合;其次是局地变化,且在850~500 hPa高度的中低层作用显著;最后的则是在中、高层的垂直输送作用,虽然其大小较前两者较小但对比暴雨±1 d,500 hPa以上强烈的垂直运动将低层大量的水汽输送至中、高层,不仅增加该处的水汽也为积云的发展和潜热释放提供十分有利的条件(蒙伟光等,2005)。对于暴雨后

一天虽然在目的区域内的水汽通量较大(表略),但是整个区域被强烈的下沉运动控制,不利于降水的发生发展。

在暴雨前一天,整层大气的水汽辐合不明显,局地变化和垂直输送作用显著,而暴雨当日水汽辐合较局地变化和垂直输送作用明显增加一个量级对降水起主要作用。在暴雨前一天东、西边界水汽的纬向输出与南、北边界的经向输入相当;而在暴雨日当天,自上而下整层水汽以经向输送为主,且区域内大部分水汽输入来自于南边界,少部分来自西边界。在不同高度上可明显看出500 hPa以下是主要的水汽辐合区,正贡献主要是中层以下(地面至500 hPa)南边界和中低层(850~500 hPa)西边界的水汽输入。

表1 区域水汽收支情况(单位:10⁷ kg·s⁻¹)

Table 1 The regional water vapor budgets (unit: 10⁷ kg·s⁻¹)

时间/UTC	层次/hPa	东边界	西边界	北边界	南边界	合计	局地变化	垂直输送
7月20日	500~100	-1.821	2.252	-0.143	-0.093	0.195	0.194	0.086
	850~500	-2.980	3.345	-1.929	1.316	-0.248	2.183	-0.024
	地面~850	-3.152	-0.156	-1.241	4.846	0.297	0.485	-1.277
	地面~100	-7.953	5.197	-2.980	6.070	0.334	2.862	-1.214
7月21日 暴雨日	500~100	-3.182	3.930	-3.760	1.964	-1.048	0.628	-3.517
	850~500	-5.716	8.231	-11.778	14.665	5.402	3.156	-2.523
	地面~850	1.383	0.334	-1.090	13.771	14.398	0.739	4.553
	地面~100	-7.514	12.556	-17.036	30.400	18.406	4.522	-1.487

表1定量地分析了不同时间、不同层次局地区域内水汽的来向和不同作用对到达该区域水汽量的贡献,而水汽收支方程式(2)中的各项能更直观地反映出和降水相关的水汽收支状况。对水汽收支方程中的三项进行区域平均可得到在暴雨日该区域水汽变化的垂直分布状况(图3)。很明显在暴雨发生的整个过程中局地变化项对降水的作用没有水汽通量散度项和垂直输送项显著,只显示出在降水发生时在中低层有水汽聚集。水汽通量的散度显示21日14时(图3b)只在500 hPa以下出现了较明显的水汽辐合,而到了暴雨强烈的21日20时和22日02时850 hPa以下有强烈水汽辐合与之相对应,同样从北京区域上空各个高度水汽通量散度的空间分布也看出:700 hPa以下也处于水汽通量的强辐合区(图4);故对于暴雨区,水平方向上水汽通量的辐合作用在水汽收支的三者中贡献最大。同时对比 $(1/g)(\partial\omega/\partial p)$ (垂直输送作用)的变化曲线(负值代表向上输送)可看出在低层(700 hPa以下)由于降水产生的下沉作用抵消了一部分水汽的辐合作用,但在700~200 hPa上存在深厚的水汽向上输送层,且在此高度层内相对于其他两项来说在三者中起较

主要作用。综合上述,暴雨发生时期低层产生强烈的水汽辐合同时伴随强烈的上升运动,两者为降水的发生发展提供了有利的水汽和动力条件。

以上对于暴雨区的局地水汽收支进行了探讨,明显外界源源不断的水汽输送为这次强降水提供了充沛的水汽条件,故而针对到达该区域水汽的具体输送路径的研究也是不可少的。通过不同高度、不同时间上水汽通量的空间分布发现,南海和孟加拉湾地区在整个过程中是水汽通量大值区(图略),在近地面层沿着海岸线向北输送可到达我国华北地区,而在700 hPa的中低层则主要通过孟加拉湾直接进入中国大陆沿着地形北上。由此推断影响这次降水的水汽可能主要来源于孟加拉湾和南海地区。

以上对局地水汽收支情况进行了定量的描述(陶诗言,1980;刘盎然等,1979;丁一汇等,2003a;2003b;何立富等,2009),但是无法得到明确的水汽输送路径,不同路径对目的区域水汽贡献的多少也无从得知,而这些则可通过计算携带有水汽气团的运行轨迹来得以明确(江志红等,2011;Malin et al, 2010; Julian et al, 2005; 张瑜等,2009;江虹,2007;张广兴等,2008)。

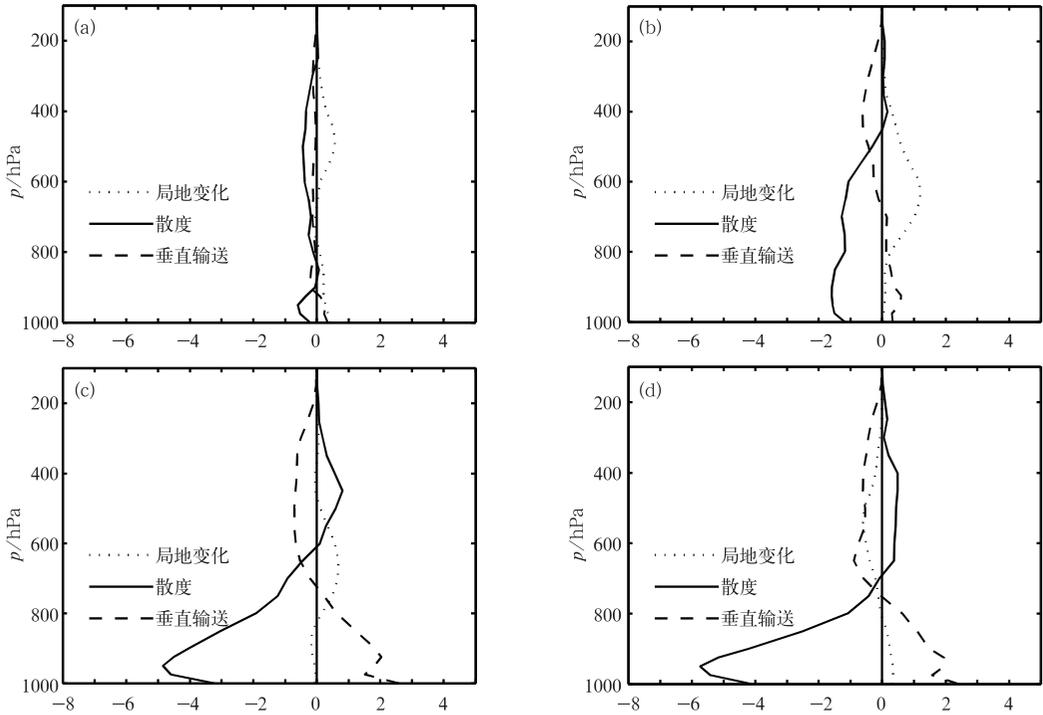


图3 2012年7月21—22日不同时刻区域平均的水汽收支垂直廓线
(单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) 21日08时, (b) 21日14时, (c) 21日20时, (d) 22日02时
(实线:水汽通量散度, 点线:比湿局地变化, 长虚线:水汽垂直输送)

Fig. 3 The spatial averaged water vapor budgets at vertical levels at different times during 21—22 July 2012 (unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) 08:00 BT 21, (b) 14:00 BT 21, (c) 20:00 BT 21, (d) 02:00 BT 22
(Solid lines are the water vapor flux divergence, dotted lines are local change of water vapor, long dash lines are water vapor vertical transportation)

4 水汽输送路径

4.1 暴雨区气团后向轨迹模拟方案的设计

在垂直方向上间隔 500 m 从 500~10000 m 高度层选取 20 层作为后向轨迹模拟的初始高度,而在每一层目的区域内水平方向上间隔 1° 选取为一个起始点。利用 HYSPLIT 轨迹模式中 Matrix 方法分别计算出在 21 日 08、14、20、22 日 02 和 08 时,5 个时次到达目的区域自下而上气柱内气团的 120 h 后向追踪轨迹。同时插值得到轨迹相应位置所对应物理属性(气压、温度和比湿等)。可利用轨迹上气团的比湿大小来表征水汽输送情况,这是因为在不发生相变的情况下,气团内的比湿不随环境温度和气压的变化而变化(Malin et al, 2010)。

4.2 气团轨迹分析

由于暴雨发生前,暴雨区内已存在明显的上升运动,故根据气团轨迹在 $-12 \sim -120 \text{ h}$ 内所处高度,可对上述所得到的 3500 条轨迹进行统计分类得到表 2。

结合不同轨迹上的比湿分布发现在暴雨过程中,到达目的区域的气团有 43% 是来自中高层西风带的干冷空气(平均比湿约为 $2.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$),21 日 20 时之后中高层干冷空气不仅仅来自西风带,还存在由东移加强的极涡西部从高纬地区带来的向南干冷空气;以上可说明高层干冷空气在此次强降水过程中具有重要作用。

表 2 中显示虽然通过中低层通道的轨迹总条数多于低层的,但是通过低层通道的轨迹条数随着时间显著增多,到 20 时与中低层的数量相当;同时通

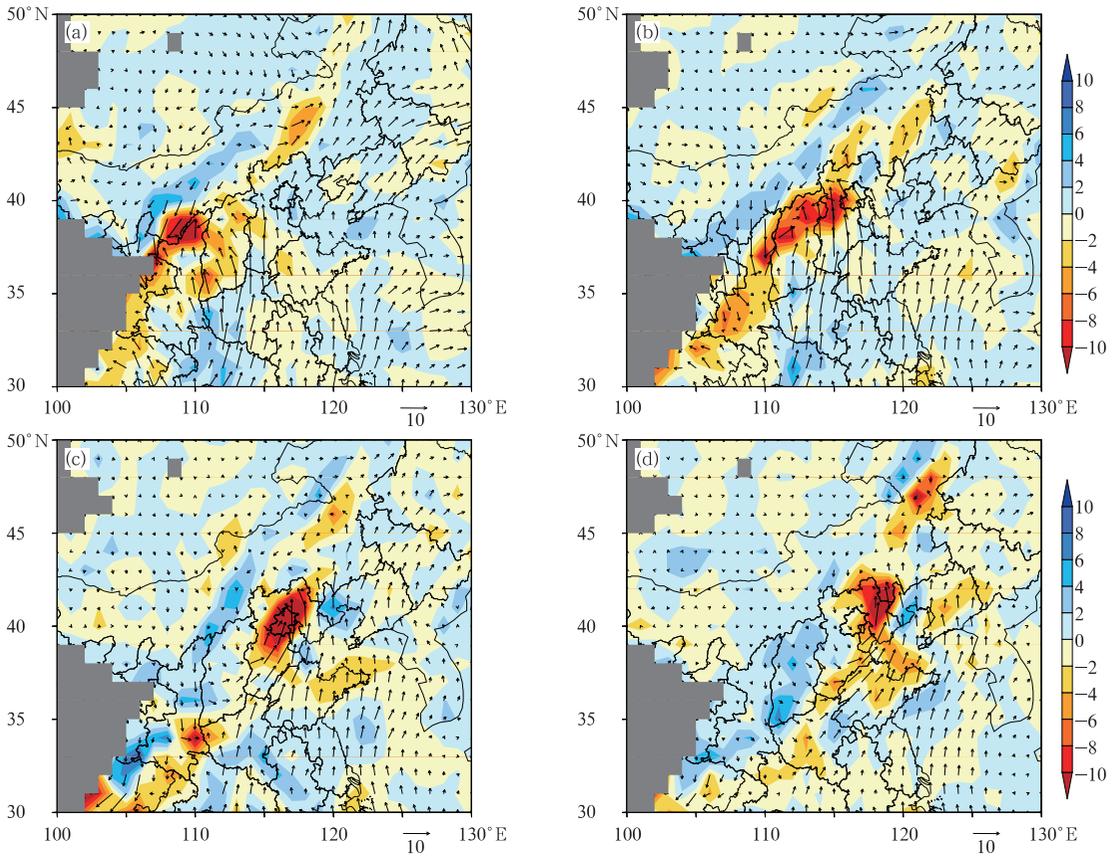


图 4 2012 年 7 月 21—22 日 850 hPa 高度不同时刻水汽通量(矢量,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和水汽通量散度(阴影,单位: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)的空间分布
(a) 21 日 08 时, (b) 21 日 14 时, (c) 21 日 20 时, (d) 22 日 02 时
(灰色阴影代表地形)

Fig. 4 The spatial distribution of vapor flux (vector, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and the divergence of vapor flux (shaded, unit: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa during 21—22 July 2012
(a) 08:00 BT 21, (b) 14:00 BT 21, (c) 20:00 BT 21, (d) 02:00 BT 22
(Gray shade represents the terrain)

表 2 气团输送的轨迹分布情况

Table 2 The distribution of the backward trajectories at different vertical levels

	轨迹条数					合计
	21 日 08 时	21 日 14 时	21 日 20 时	22 日 02 时	22 日 08 时	
中高层通道(500~200 hPa)	337	227	180	210	313	1267
中低层通道(850~500 hPa)	206	258	209	182	140	995
低层通道(地面~850 hPa)	63	115	187	180	135	680
合计	606	600	576	572	588	2942

过低层通道的气团比湿(平均为 $10.5 \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)明显大于中低层(平均为 $6.3 \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)。显然从低层通道到达目的区域的水汽对此次强降水过程的影响更大。不同时刻轨迹的空间分布显示低层水汽通道主要是来自我国东部海域,在 21 日 08 时之前由于热带风暴卡努在我国东部海域(周宁芳,2012)并且

持续北上致使水汽通道主要从黄海进入大陆并向西南输送。此后 21 日 08 时西南低空急流的建立致使所有气团折向向北运动到达目的区域。而在 21 日 20 时(图 5)的轨迹空间分布显示此时低层通道出现了新的分量:从南海进入大陆直接北上到达目的区域的水汽通道和少量从南海出发沿着大陆海岸线直

接到达目的区域的轨迹。结合前文的天气形势分析发现从 17—21 日 20 时副热带高压的西伸和南海地区热带风暴韦森特的发生发展为这两种水汽通道提供了十分有利的大尺度环流,证明了不同纬度多系统的相互作用对于此次降水的水汽输送有明显加强作用(孙建华等,2005)。

虽然通过中低层通道的轨迹比湿较小,但其空间分布在暴雨发生发展过程中的变化明显,这能够反映出它对此次暴雨过程的水汽输送有重要的强化作用。具体如下:在 21 日 08 时到达目的区域的中低层通道(图略)主要是由从我国西北部沿着西风带向东输送的干空气通道和从东部海域或者江淮流域向西或西南输送至长江中上游地区后折向东北输送的较湿通道组成。这之后在 21 日 14 时(图 6)至 20 时(图 7),中低层通道发生明显变化,一是西风带和西北通道明显减弱;其次还出现了从我国南部沿海地区沿着地形直接向东北偏北达到目的区域的水汽输送通道,主要由三种气团汇聚组成:从孟加拉湾向东穿越中南半岛后未到达南海而从陆地直接北上进入中国大陆的气团、从孟加拉湾向东穿过中南半岛到达我国南海地区后再北折向东北方向运动的气团以及从南海北部湾直接北上的气团,同时随着降水

增强沿此路径的轨迹条数也明显增多。此后 22 日 02 时(图略)除去上述通道还出现了少部分从高纬地区南下的干冷空气,直至 22 日 08 时(图略),通过中低层通道到达目的区域的通道转换为来自高纬地区的南下干冷空气和从孟加拉湾、南海在大陆沿着地形北上的暖湿空气,显示出此时该区域锋面两侧的空气来源。

在暴雨当日,以上明确指出若按照不同的源地划分,影响暴雨区的水汽通道主要有两支:一支是在 500 hPa 以下来自我国东部海域先向西或西南进入大陆之后折向北上的 L 形较湿水汽通道,另一支是主要在中低层通过孟加拉湾或者南海直接进入大陆北上的水汽输送;同时还存在一支在中高层沿着西风带西北路径的干空气输送。这两支水汽输送通道能够明确揭示出上述局地水汽主要来源于南边界的原因。利用公式(4)可分别计算出这三条路径在不同时间次到达目的区域的水汽贡献率(表 3)。

表 3 显示在整个降水过程中东部海域(黄海、东海为主)都是最主要的水汽来源地;南海和孟加拉湾次之,但是孟加拉湾和南海地区在降水增强的过程中水汽贡献的增长却很显著,突显了低纬地区的活动,虽然没有带来大量水汽到达目的区域但对于此

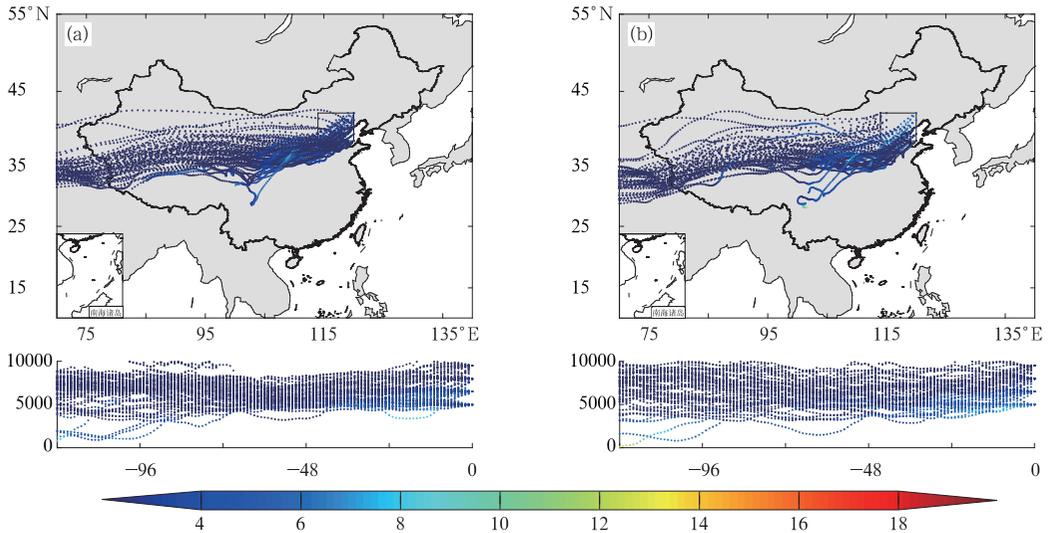


图 5 HYSPLIT 后向模拟 120 h 通过中高层(500~200 hPa)通道在 2012 年 7 月 21 日 14 时(a)和 20 时(b)到达目的区域的所有轨迹的三维空间分布 (彩色轨迹表示气团比湿,单位: $g \cdot kg^{-1}$)

Fig. 5 The backward trajectories all throughout the layer from 500 hPa to 200 hPa for 120 h of water vapor by HYSPLIT mode (a) 14:00 BT 21 July 2012, (b) 20:00 BT 21 July 2012 (Color trajectories indicate the special humidity of air mass, unit: $g \cdot kg^{-1}$)

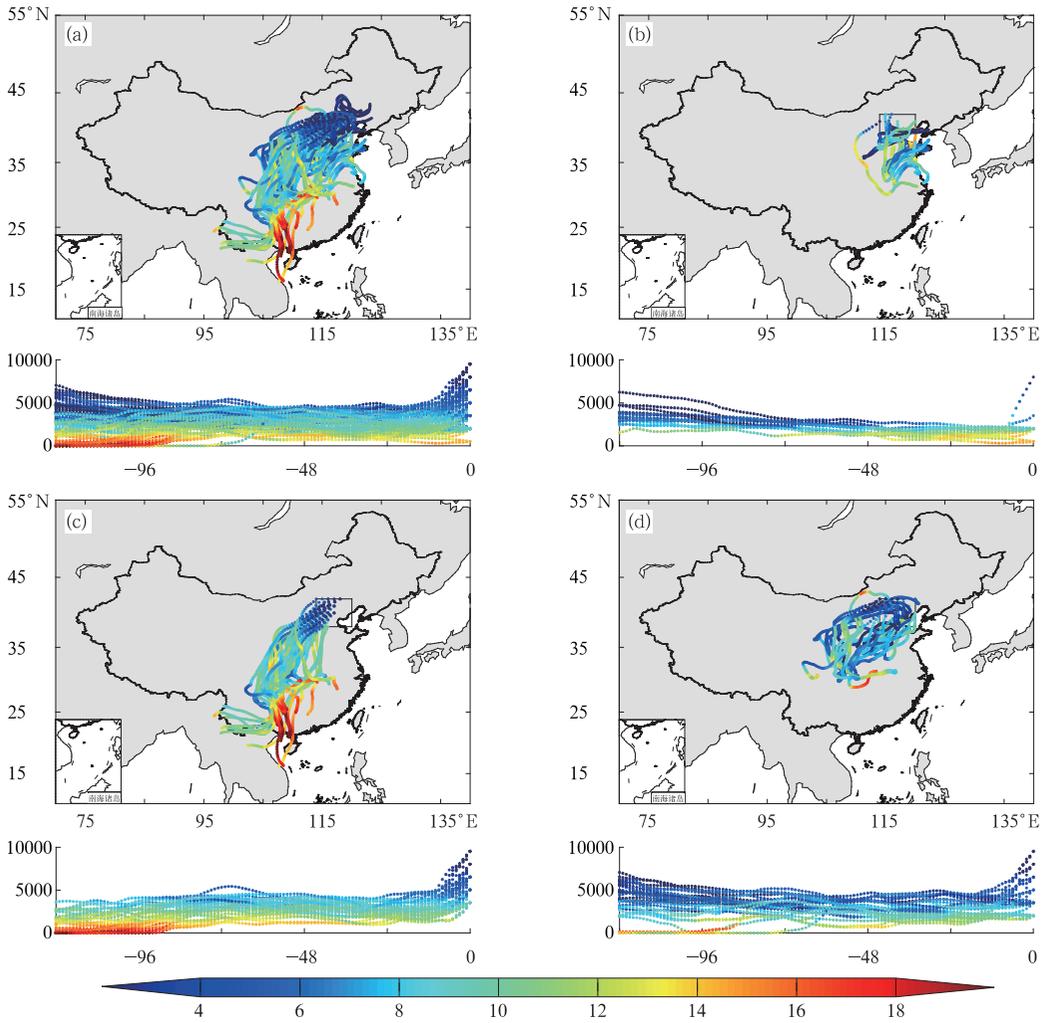


图 6 HYSPLIT 后向模拟 120 h 通过中低层(850~500 hPa)通道在 21 日 14 时到达目的区域气团轨迹的三维空间分布

(a) 通过中低层通道到达目的区域的所有轨迹, (b, c, d) 不同源地的轨迹分布
(彩色轨迹表示气团比湿, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 6 The backward trajectories throughout the layer form 850 hPa to 500 hPa for 120 h of water vapor by HYSPLIT mode at 14:00 BT 21 July 2012

(a) all the trajectories throughout this layer, (b, c, d) the trajectories throughout this layer with different positions of endpoint
(Color trajectories indicate the special humidity of air mass, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

表 3 各个水汽输送通道的水汽贡献率 (单位: %)

Table 3 The water vapor contribution of different water vapor transport corridors (unit: %)

	21 日 08 时	21 日 14 时	21 日 20 时	22 日 02 时	22 日 08 时
东部海域	68.0	68.0	66.2	58.1	50.3
南海和孟加拉湾	2.3	12.9	20.1	25.5	22.7
西风带和西北路径	29.7	19.2	13.8	16.4	27.0

次降水的水汽贡献有很重要的增强作用。这说明东部海域是此次强降水的主要水汽源地, 低纬地区的水汽贡献明显小于东部海域, 但低纬地区系统的频

繁活动为此次降水带来了越来越多的水汽贡献, 且随着降水的增强其贡献增加, 故可视其有显著的加强作用。

综合图 1b、降水过程中中尺度对流系统的空间分布(图略)以及不同时刻气团轨迹的空间分布,看出在 21 日 14 时北京地区大暴雨开始的同时水汽输送路径较 21 日 08 时也出现明显变化。于是可根据在 21 日 14 时(图 5a、图 6 和图 8)和 20 时(图 5b、图 7 和图 9)说明在强降水发生时有大量的水汽是沿着中层(500 hPa)以下输送至此,但中高层干空气的热力和动力影响也十分显著。

根据表 2,在 21 日 14 时通过中低层高度达到

目的区域的轨迹条数最多,中高层次之,但中高层通道(图 5a)气团比湿却很小故在暴雨中水汽贡献不明显。而在 21 日 20 时中高层通道中轨迹数量减少,低层轨迹明显增多,且比湿也随着时间增大(图 9)说明在强降水发生时有大量的水汽是沿着中层(500 hPa)以下输送至此,但中高层干空气的热力和动力影响也十分显著。

根据轨迹终点的不同位置可将其进行统计聚类得到不同的水汽输送路径(图 6~9)。影响目的区

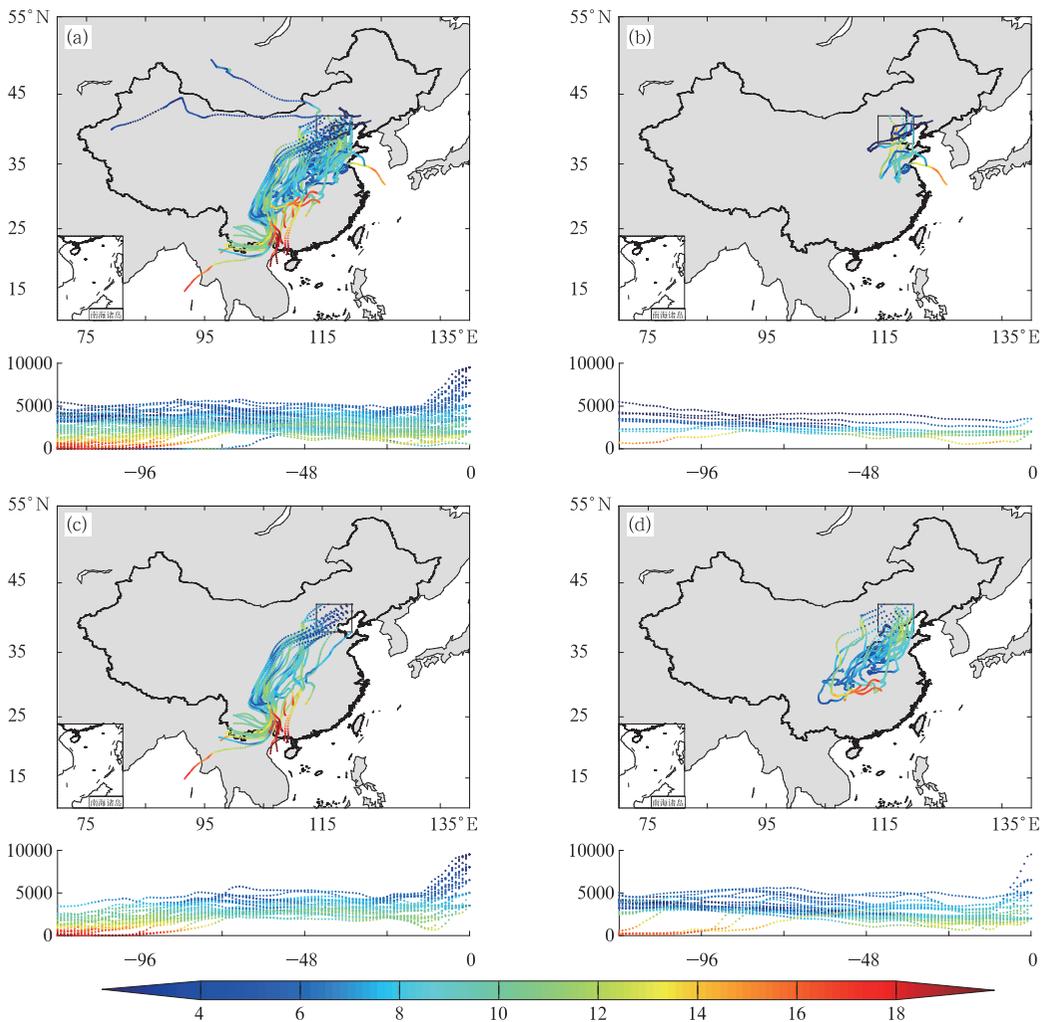


图 7 HYSPLIT 后向模拟 120 h 通过中低层(850~500 hPa)通道在 21 日 20 时到达目的区域气团轨迹的三维空间分布

(a) 通过中低层通道到达目的区域的所有轨迹, (b, c, d) 不同源地的轨迹分布
(彩色轨迹表示气团比湿,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 7 The backward trajectories throughout the layer from 850 hPa to 500 hPa for 120 h of water vapor by HYSPLIT mode at 20:00 BT 21 July 2012

(a) all the trajectories throughout this layer with different positions of endpoint

(Color trajectories indicate the special humidity of air mass, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

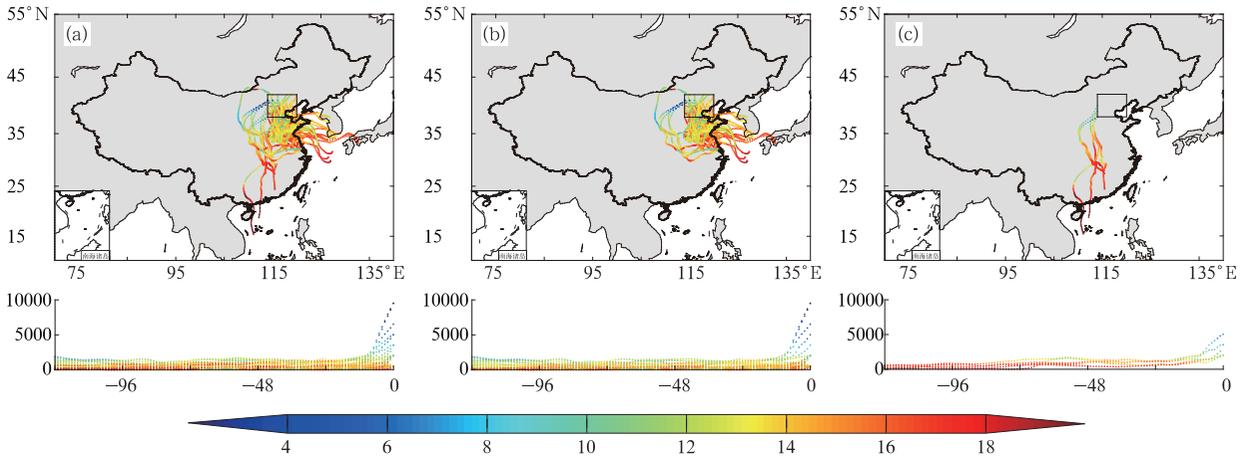


图 8 HYSPLIT 后向模拟 120 h 通过低层(地面~850 hPa)通道在 21 日 14 时到达目的区域气团轨迹的三维空间分布

(a) 通过低层通道到达目的区域的所有轨迹, (b, c) 不同源地的轨迹分布
(彩色轨迹表示气团比湿, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 8 The backward trajectories throughout the layer from surface to 850 hPa for 120 h of water vapor by HYSPLIT mode at 14:00 BT 21 July 2012

(a) all the trajectories throughout this layer, (b, c) the trajectories throughout this layer with different positions of endpoint
(Color trajectories indicate the special humidity of air mass, units: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

域的干冷空气主要在 500 hPa 以上沿着西风带到达目的区域的中高层(图 5), 而中层以下的输送通道为此次强降水过程带来充沛水汽, 它们分别直接或者间接来自我国东部海域(图 6b、6d, 图 7b、7d, 图 8b, 图 9b、9d)和孟加拉湾、南海地区(图 6c~图 9c), 可知且前者主要作用于 500 hPa 以下而后者主要在中低层。除去上述主要水汽源地, 在中低层通道中(图 6a, 图 7a), 可看出有少量干空气从东北平原自东边界进入目的区域的中层, 这解释了表 1 中暴雨日东边界的少量水汽流入的具体来源。

再结合轨迹上的比湿情况可明显看出来自东部海域的高湿空气对到达目的区域的湿空气贡献最大。在低层通道中只有少部分轨迹来自南海、孟加拉湾(图 8c, 图 9c), 其余均直接来自东部海域或者间接从东部海域携带大量水汽已到达江淮地区后折向向北输送(图 8b, 图 9b、9d), 且整个过程中气团比湿稳定较大; 即使在中低层通道中也有约一半的轨迹是直接或间接从东部海域输送过来的, 而且其在输送过程中水汽耗损也不如从南海、孟加拉湾地区北上的气团明显, 尤其是到达目的区域低层的轨迹。南海、孟加拉湾水汽主要是通过中低层输送通

道到目的区域(图 6c 和图 7c), 占了所有中低层通道另外一半, 但是在进入大陆之后有明显的上升和水汽损耗, 甚至部分气团在到达目的区域 12 h 之前再次出现了迅速上升并伴随比湿迅速减小的情况。综合在暴雨发生发展时其具体水汽输送通道特征相似, 但与暴雨未发生时有明显区别, 能具体反映出这次暴雨过程中水汽输送的特殊性。

通过上述可得到以下结论, 对于暴雨发生时, 东部海域的水汽以 L 形路径从中层以下的南边界输送至目的区域, 低层的比湿较中低层更大, 且此路径水汽的输送作用随着时间明显增强, 为暴雨提供了主要的水汽来源; 而南海、孟加拉湾的高湿水汽对于此次强降水过程中的输送作用明显不如东部海域, 但随时间该路径的水汽输送愈加明显, 有利于降水的增强发展。

5 结 论

在对此次大暴雨的降水分布特征、大尺度环流背景、中尺度分布特征有了基础认知的前提下对目的区域的水汽收支, 以及到达该区域的水汽输送特

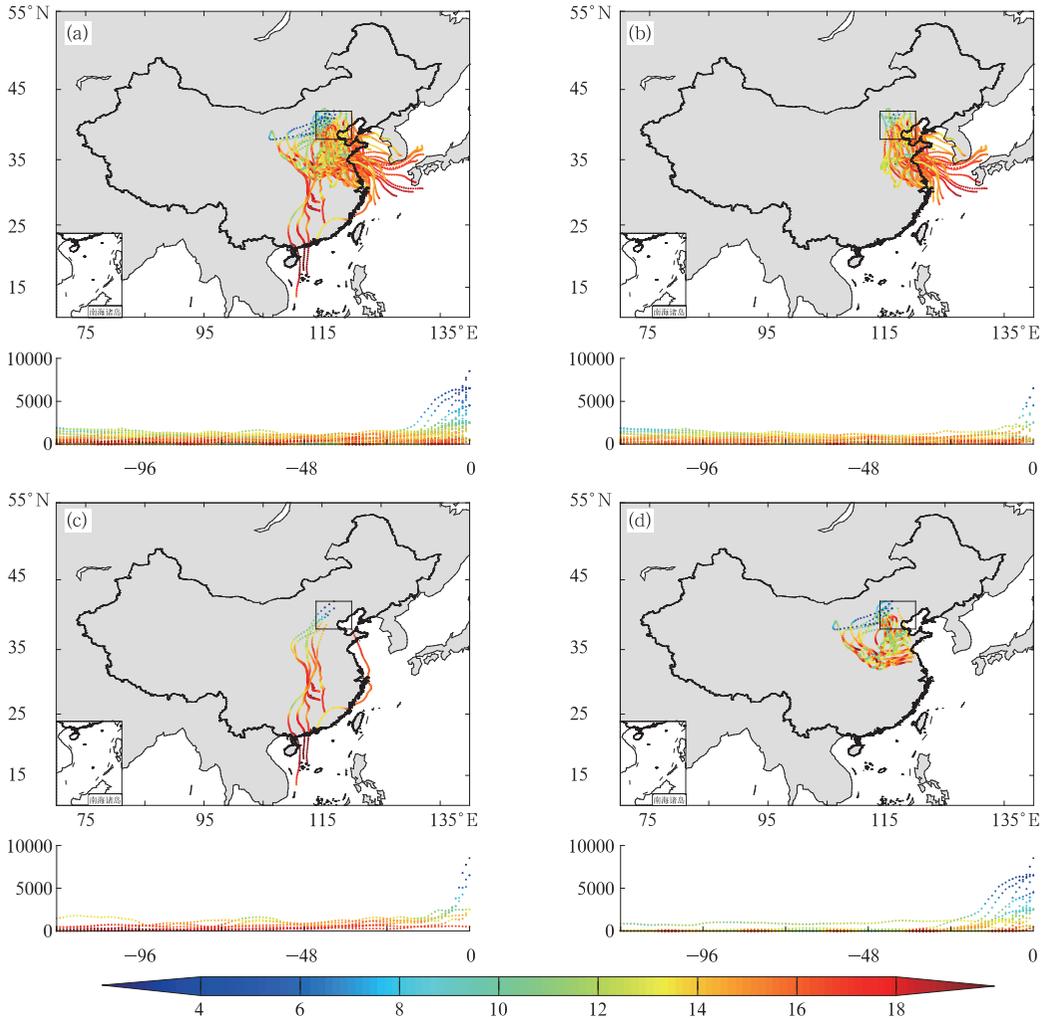


图 9 HYSPLIT 后向模拟 120 h 通过低层(地面~850 hPa)通道在 21 日 20 时到达目的区域气团轨迹的三维空间分布

(a) 通过低层通道到达目的区域的所有轨迹, (b, c, d) 不同源地的轨迹分布
(彩色轨迹表示气团比湿, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

Fig. 9 The backward trajectories throughout the layer from surface to 850 hPa for 120 h of water vapor by HYSPLIT mode at 20:00 BT 21 July 2012

(a) all the trajectories throughout this layer, (b, c, d) the trajectories throughout this layer with different positions of endpoint

(Color trajectories indicate the special humidity of air mass, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

征通过定量的探讨研究得到以下结论:

(1) 此次降水发生时, 大尺度水汽特征表明: 从西太平洋和孟加拉湾、印度洋都有流向我国东部海域继而能到达我国华北地区的水汽输送; 同时我国东部地区和东部海域是显著的水汽汇区, 我国华北地区一直位于水汽势函数最大范围的北部。在大尺度范围华北地区水汽条件十分有利于降水生成。

(2) 对于华北东北部的整个暴雨区域, 区域水汽收支的计算表明低层水汽辐合与暴雨在时间上有

显著一致性, 其作用较局地变化和垂直输送在低层更明显; 而在 700 hPa 以上的高层, 则是垂直输送起主要作用。水汽的局地变化虽然较大但对降水的贡献不如另外两项。经向输送在此次暴雨过程中起主要作用, 暴雨区内水汽主要来源于中、低层 (500 hPa 以下) 的南边界。

(3) 利用 HYSPLIT 模式, 发现在这次降水过程中输送至目的区域的水汽最主要来源于我国东部海域 (以黄海、东海为主)。具体呈现出 L 形路径:

即先向西或西南进入我国江淮地区,此后折向沿着偏南路径北上到达暴雨区,低层较中低层输送了更多的水汽至暴雨区。而孟加拉湾和南海地区的高湿水汽直接北上的输送作用虽然没有前者强烈,但暴雨发生发展时其中低层的显著增加明显揭示了它对此次暴雨水汽输送的加强作用。

利用 HYSPLIT 模式对水汽输送轨迹进行模拟时建立在初始风场的基础上,而文中所利用的 GDAS 资料虽然能够有较明显地显示在 21 日下午低层(850 hPa 高度)的确存在较强低空急流(最大风速 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)的发生和发展,与实际观测中北京站雷达 VAD 风场(最大风速 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)存在一些差异,这在一定程度上会低估低空急流在发展过程中的强度,从而也可能低估了东海和黄海的水汽输送(朱乾根等,1985)。本文计算结果显示来自东海和黄海的水汽是最主要的,虽由于资料限制,在量级上存在一定误差,但定性地反映这个结论。在后期工作中会收集时空分辨率高的雷达、地面加密观测等资料,利用中尺度数值模拟,继续针对“721”暴雨过程中水汽条件进行分析,以期能够对产生此次强降水的对流系统中的水汽特征有更为精准的分析。

参考文献

- 谌芸,孙军,徐珺,等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考. 气象,38(10):1255-1266.
- 丁一汇,胡国权. 2003a. 1998 年中国大洪水时期的水汽收支研究. 气象学报,61(2):129-145.
- 丁一汇,胡国权. 2003b. 1991 年江淮暴雨时期的能量和水汽循环研究. 气象学报,61(2):146-163.
- 方翀,毛冬艳,张小雯,等. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京地区特大暴雨中尺度对流条件和特征初步分析. 气象,38(10):1278-1287.
- 何立富,周庆亮,陈涛. 2009. “05.6”华南特大暴雨过程大尺度水汽输送特征. 气象与减灾研究,32(1):10-16.
- 江虹. 2007. 2003 年淮河暴雨期大气水汽输送特征及成因分析. 暴雨灾害,26(2):118-124.
- 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.
- 梁萍,何金海,陈隆勋,等. 2007. 华北夏季强降水的水汽来源. 高原气象,26(3):461-465.
- 刘盎然,郭大敏,辛宝恒,等. 1979. 关于“75.7”华北暴雨的水汽问题. 气象学报,37(2):79-82.
- 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.
- 马京津,于波,高晓清,等. 2008. 大尺度环流变化对华北地区夏季水汽输送的影响. 高原气象,27(3):517-523.
- 蒙伟光,李江南,王安宇,等. 2005. 凝结加热和地表通量对华南中尺度对流系统(MCS)发生发展的影响. 热带气象学报,21(4):368-376.
- 孙建华,张小玲,卫捷,等. 2005. 20 世纪 90 年代华北大暴雨过程特征的分析研究. 气候与环境研究,10(3):492-506.
- 孙继松,何娜,王国荣,等. 2012. “7.21”北京大暴雨系统的结构演变特征及成因初探. 暴雨灾害,31(3):218-225.
- 孙军,谌芸,杨舒楠,等. 2012. 北京“7.21”特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初级探及思考. 气象,38(10):1267-1277.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京:科学出版社,58-73;88-91.
- 俞小鼎. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象,38(11):1313-1329.
- 张广兴,崔彩霞,赵元茂,等. 2008. 阿克达拉大气本底站气流轨迹模拟研究. 中国沙漠,28(1):154-160.
- 张瑜,汤燕冰. 2009. 江淮流域持续性暴雨过程水汽输送状况初析. 浙江大学学报(理学版),36(4):470-476.
- 周宁芳. 2012. 2012 年 7 月大气环流和天气分析. 气象,38(10):1307-1312.
- 朱乾根,洪水庭,周军. 1985. 大尺度低空急流附近的水汽输送与暴雨. 南京气象学报,2:131-139.
- Draxler R R, Hess G D. 1998. An overview of the HYSPLIT_4 Modeling system for trajectories, dispersion, and deposition. Australian Meteorological Magazine, 47:295-308.
- Julian C B, Reuter G W. 2005. Transport of atmospheric moisture during three extreme rainfall events over the Mackenzie River Basin. J Hydrometeorol,6(4):423-440.
- Malin G, David R, Chen D L. 2010. Extreme rainfall events in southern Sweden: where does the moisture come from? Tellus, 62A:605-616.