

许彬,熊秋芬,张玉婷,2019. 一次热带风暴背景下南昌暴雨的水汽来源及输送特征[J]. 气象,45(10):1392-1401. Xu B, Xiong Q F, Zhang Y T, 2019. Analysis of moisture source and transport pathways of a rainstorm with tropical cyclone in Nanchang [J]. Meteor Mon, 45(10):1392-1401(in Chinese).

一次热带风暴背景下南昌暴雨的水汽来源 及输送特征*

许彬¹ 熊秋芬² 张玉婷³

1 江西省气候中心,南昌 330096

2 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

3 河北省衡水市气象局,衡水 053000

提 要: 利用常规高空、地面观测资料,分析了 2015 年 6 月 22 日南昌大暴雨过程的环流背景和主要影响系统;利用 HYSPLIT 模式和 6 h 一次的 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析场资料模拟了大暴雨过程 240 h 气块的后向轨迹,并对中低层的轨迹进行了聚类分析,讨论了不同层次气块在移动过程中水汽的变化。结论:(1)此次大暴雨过程发生在 500 hPa 低槽前与副热带高压外围的西南气流中、南海海域有 1508 号热带风暴鲸鱼的背景下,中低层有低涡、切变线及低空急流和地面冷锋,高空 200 hPa 存在风向分流辐散,且南昌上空有位势不稳定层结等对流性降水特征。(2)轨迹聚类分析表明暴雨过程中水汽路径总体上可以归纳为 6 条,源自西北太平洋西部、位于 1500 m 以上的层次,占 180 条轨迹的 46.7%;其次是从南海东部北上而来,位于 3000 m 以下的层次,占 24.4%;还有孟加拉湾东部、中南半岛南部和云南南部等西南方向的通道,占 11.7%;其他 3 条路径均不足 9%。(3)对不同层次气块水汽含量的定量分析发现,源自西北太平洋西部和南海东部近海面的气块水汽含量大,到达 1500、500 m 上空时比湿仍然较高,因而对暴雨的贡献大。南昌 3000 m 上空气块初始时来自西北太平洋中部相对干的空气,但到达南昌上空时水汽含量显著增大,对暴雨水汽输送贡献也较大。在副热带高压脊线稳定维持且南海有热带风暴存在的背景下,沿副热带高压底部偏东南或偏东气流导致的水汽输送对江南北部暴雨的发生非常重要。

关键词: 热带气旋,暴雨,水汽,轨迹,南昌

中图分类号: P458, P426

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.10.006

Analysis of Moisture Source and Transport Pathways of a Rainstorm with Tropical Cyclone in Nanchang

XU Bin¹ XIONG Qiufen² ZHANG Yuting³

1 Jiangxi Climate Centre, Nanchang 330096

2 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

3 Hengshui Weather Office of Hebei Province, Hengshui 053000

Abstract: Analysis of the rainstorm on 22 June 2015 in Nanchang was carried out using conventional observations. Backward trajectories up to 240 h were simulated and studied based on the HYSPLIT model and the NCEP 6 h $1^\circ \times 1^\circ$ reanalysis data. Cluster analysis of mid-low level trajectories was performed to analyze the change of moisture content of air parcels. The results showed that (1) the rainstorm developed

* 中国气象局气象预报业务关键技术发展专项(YBGJXM2018-02-12)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-096)和江西省气象局重点科研项目“江西省降水格点预报客观订正技术研究”共同资助

2018 年 7 月 2 日收稿; 2019 年 9 月 16 日收修定稿

第一作者:许彬,主要从事预报预测和决策气象服务工作. Email:1176325432@qq.com

通信作者:熊秋芬,主要从事天气预报分析教学及研究. Email:xiangqf@cma.gov.cn

ahead of the 500 hPa trough and the northwestern periphery of subtropical high. Tropical cyclone “Kujira” in the South China Sea also induced low-pressure systems, shear lines, low-level jets in the mid-low levels and divergence at 200 hPa. The rainstorm was located near a cold front with little potential instability and weak vertical wind shear. (2) In general, six major paths of moisture transport were found by clustering. Water vapor mainly came from the western part of Western North Pacific (46.7% of 180 backward trajectories) above 1500 m, followed by the eastern part of the South China Sea (24.4%) below 3000 m. 11.7% of the trajectories were originated from the east of the Bay of Bengal, the south of Indochina Peninsula and the south of Yunnan Province of China, and the remaining three clusters constituted less than 9%. (3) Air parcels from the two major clusters were observed to have higher moisture content as they were close to the surface over their maritime origins, which made the air parcels still have high specific humidity and relative humidity when they reached Nanchang, thus contributing greatly to the rainstorm. Air parcel that ended up in Nanchang over 3000 m and came from the Western North Pacific was originally dry in nature, but it became much more humid after it subsided and picked up moisture. With steady subtropical high and a tropical cyclone in the South China Sea just south of the subtropical high, moisture brought along by the easterlies or southeasterlies at the periphery of the high was an essential ingredient of rainstorms in the northern part of Jiangnan Region.

Key words: tropical cyclone, rainstorm, moisture, trajectory, Nanchang

引 言

暴雨是我国多发的灾害性天气之一,而热带风暴(台风)对暴雨过程会有直接或间接的影响(刘还珠,1998;陈联寿,2006;丛春华等,2011;2012;梁军等,2019)。陈联寿(2006)根据台风登陆后产生暴雨的不同特点,将其划分为由于台风环流本身造成的暴雨和台风的远距离暴雨;进一步地给出远距离台风降水的宏观定义:(1)降水发生在台风范围之外;(2)这块降雨与台风存在着内在的物理联系,从而清楚地将远距离台风暴雨与台风本体暴雨区分开(陈联寿,2007)。有关台风远距离暴雨的研究主要表现在暴雨机理的诊断分析(林毅等,2005;张少林等,2006;杨晓霞等,2008;杜惠良等,2011;郑婧等,2017)、中尺度特征分析(蒋尚城和林楠,1988;金秀兰,1995;李改琴等,2007)和数值模拟(Wu et al, 2009;朱洪岩等,2000)等方面。

而在关于台风远距离暴雨过程的水汽输送问题研究中,一方面是从欧拉观点出发,着眼于某一时刻、空间的某些确定点,即在固定点上观察流体的运动,如计算某一时刻比湿、水汽通量、水汽通量的辐合辐散、可降水量等变量(张雅斌等,2014;凌婷等,2016;郑婧等,2017),以此分析水汽输送特征。另一方面基于拉格朗日方法,它可以通过计算空气块运

行的拉格朗日轨迹,其优势在于能够模拟气块在一定时间内的三维运动轨迹,定量统计出各源地的水汽输送贡献,以克服欧拉方法的不足。美国国家海洋和大气管理局(NOAA)开发的拉格朗日轨迹模式 HYSPLIT (Draxler and Hess,1998)被用于追踪暴雨和暴雪过程的水汽来源(Stohl et al, 1998; James et al, 2004; Brimelow and Reuter, 2005; Perry et al, 2007; Sodemann and Stohl, 2009; Gustafsson et al,2010;Drumond et al, 2011),近年来被学者逐步应用到我国暴雨和暴雪过程水汽输送的研究中(江志红等,2011,2013;单磊等,2014;王佳津等,2015;马梁臣等,2017;姚俊强等,2018;熊秋芬等,2018)。鉴于 HYSPLIT 模式能追踪气块轨迹和定量统计水汽等优点,本文将该模式引入南昌大暴雨过程水汽源地和输送特征的研究中。

2015年6月22日南昌发生了大暴雨天气过程,造成了严重的城市内涝。过程发生前及发生期间,南海海域有1508号热带风暴鲸鱼存在。本文利用常规高空、地面观测资料,先分析了南昌大暴雨过程的环流背景和主要影响系统;再基于 HYSPLIT 模式和6h一次的NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析场对南昌站及其周围区域对流层中低层500、1500、3000及5000m四个高度上240h气块的后向轨迹分别做了聚类分析,以探讨暴雨的水汽输送情况;同时用 HYSPLIT 模式模拟了南昌单站上空不同层次

240 h 气块的后向轨迹,向后的时间步长为 1 h,逐小时输出一次轨迹点的位置及相应位置上气块的物理属性(位温、气压、相对湿度、比湿等),以揭示在热带气旋背景下,南昌大暴雨过程中不同层次气块的路径及高低空配置,定量分析了对流层中低层水汽变化特征,以期提高对该类暴雨过程中水汽来源的认识以及对单站暴雨天气的预报能力。

1 轨迹模式及计算方法

1.1 轨迹模式简介

本文借鉴美国 HYSPLIT 模式(Draxler and Hess, 1998)模拟分析气流路径的思路,假设空气中的粒子随风飘动,那么它的移动轨迹就是其在时间和空间上位置矢量的积分。最终的位置由初始位置(P)和第一猜测位置(P')的平均速率(V)计算得到:

气块的第一猜测位置

$$P'(t + \Delta t) = P(t) + V(P, t)\Delta t \quad (1)$$

气块的最终位置

$$P(t + \Delta t) = P(t) + 0.5 \times [V(P, t) + V(P', t + \Delta t)]\Delta t \quad (2)$$

式中 Δt 为时间步长,本文选取为 1 h。

由于 HYSPLIT 模式采用的是地形坐标,因此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,而在水平方向则保持其原来格式。

$$\sigma = \frac{Z_{\text{top}} - Z_{\text{mst}}}{Z_{\text{top}} - Z_{\text{gl}}} \quad (3)$$

式中, Z_{top} 为轨迹模式坐标系统的顶部, Z_{gl} 为地形高度, Z_{mst} 为坐标下边界高度。

1.2 轨迹模拟方案及资料

方案一:由于大气中高层水汽含量很少,绝大部分集中于对流层中低层(朱乾根等,2007),因此选取 500、1500、3000 和 5000 m 四个层次分别作为模拟的初始高度,以南昌站点(28.6°N、115.92°E)为中心,将该点的初始位置分别在纬向、经向上偏移 0.5 个格距;采用 HYSPLIT 模式分别模拟 2015 年 6 月 21 日 20 时(北京时,下同)、22 日 02、08、14、20 时 5 个时次 240 h 后向(即前 10 d)轨迹,时间步长为 1 h,这样对于每个高度层次而言,形成了空间起始点 9 个、时间起始点 5 个的 45 条轨迹,四层共 180 条轨迹。

方案二:为了进一步定量考察南昌单站上空水汽来源与水汽含量大小,以南昌站点的地理位置为基础,用 HYSPLIT 模式模拟 6 月 22 日 02 时南昌单站不同层次(500、1500、3000、5000、7000 和 9000 m)上空气块的 240 h 后向轨迹,向后的时间步长也为 1 h,逐小时输出一次轨迹点的位置,并插值得到相应位置上的物理属性(如温度、高度、气压、相对湿度)。

本文模拟过程中输入 HYSPLIT 模式的资料均为 NCEP 每 6 h 一次的 $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析场。

1.3 聚类方法

由于方案一模拟出每层有 45 条、四层共 180 条轨迹,数量较大,为了能够更直观地看出轨迹的分布,本文引入簇分析的方法对轨迹进行聚类,其基本思想是按照轨迹路径最接近的原则进行多条轨迹合并分组。即假设有 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。研究表明,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,在 TSV 迅速增大之前分出的各个簇即为所得到的最终簇,再计算可得到这几个簇的平均轨迹。

2 南昌大暴雨过程概况及天气背景

2.1 大暴雨过程实况

2015 年 6 月 21—22 日强降水发生在江西北部,南昌是大暴雨中心(图略),全市平均降水量达 81.3 mm。从南昌站(58606)逐小时的雨量来看(图 1),21 日白天仅出现了弱降水,21 日夜间至 22 日凌晨开始加强,强降水主要集中在 22 日 04—06 时,其中 04—05 时降水量为 48.7 mm,之后降水有所减弱,09—10 时再次加强,降水量为 19.1 mm。

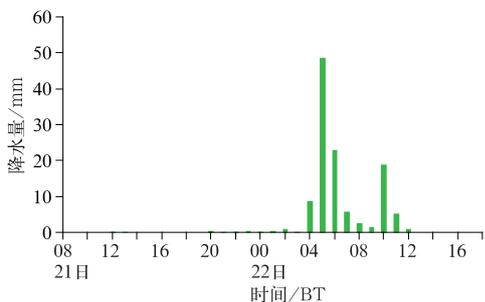


图 1 2015 年 6 月 21 日 08 时至 22 日 18 时南昌站逐小时降水量

Fig. 1 Hourly rainfall in Nanchang Station from 08:00 BT 21 to 18:00 BT 22 June 2015

2.2 500 hPa 环流形势和主要影响系统

图 2 是 6 月 21 日 20 时南昌强降水发生前 500 hPa 环流形势,图中表明东亚中高纬度为“两槽一脊”型,中、低纬度分别在河南中部到湖南西北部、贵州西部到广西南部有低槽,副热带高压 120°E 脊线在 22°N 附近,588 dagpm 控制着江南南部到华南,南昌处于低槽前与副热带高压外围的西南气流之中;副热带高压西脊点南侧的南海中部海面上有 1508 号热带风暴鲸鱼(见图 2 中 6),该风暴于 21 日 11 时刚刚生成,而南昌降水在 22 日 04—06 时加强,即热带风暴生成后不到 24 h 南昌降水明显增加。图 3 显示在 500 hPa 河南中部到湖南西北部、贵州西部到广西南部的低槽前,200 hPa 上有偏西风和偏北风的风向分流辐散区,而 700 hPa 冷式切变线位于湖北东部到湖南西北部,850 hPa 在湖南北部有低涡,其暖式切变线向东伸展到江西北部,切变线南侧有 12~16 m·s⁻¹的低空急流,南昌处于暖湿舌的顶端。地面冷锋已达到江西西北部,南昌探空图(图 4a)显示 21 日 20 时 925 hPa 以下有锋面逆温,表明冷锋已开始影响该地。另外图 4a 还表明南昌湿层较厚、有弱的垂直风切变,0℃层高度在 5067 m,从逆温层上进行探空订正后得到的对流有效位能为 314 J·kg⁻¹;图 4b 中显示在逆温层顶 925 hPa 以上存在 $\partial\theta_{se}/\partial z < 0$ 和 $\partial\theta_{se}^*/\partial z < 0$,表明大气处于位势不稳定层结状态。此时红外云图上南昌已有弱的对流云团覆盖(图略),降水强度也不强(图 1)。至 22 日 08 时(图略),500 hPa 低槽偏北移过江西北部,850 hPa 江西、浙江上空西南暖湿气流

有所增强,南昌由 12 m·s⁻¹增大到 18 m·s⁻¹、衢州由 8 m·s⁻¹增大到 12 m·s⁻¹,南昌温度在 12 h 内由 19℃升高至 23℃,导致 $T_{850-500}$ 由 23℃升至 26℃,有利于不稳定能量的补充和重建,加剧了大气位势不稳定层结,也导致了江西北部及南昌降水的显著加强。

从上面的分析可知,南昌大暴雨过程发生在 500 hPa 中低纬槽前及副热带高压外围的暖湿气流

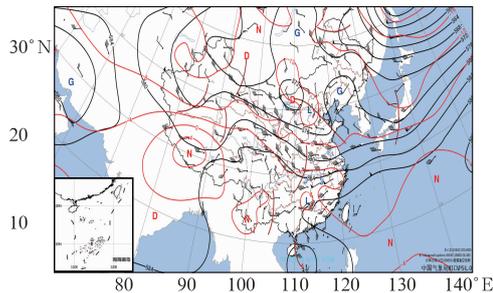


图 2 2015 年 6 月 21 日 20 时 500 hPa 环流形势(黑线,高度场,单位:dagpm;红线,温度场,

单位:℃;棕线:槽线;6:“鲸鱼”位置)

Fig. 2 Distribution of 500 hPa geopotential height (black line, unit: dagpm), temperature (red line, unit: °C), wind, and trough (brown line) at 20:00 BT 21 June 2015

(6 is the position of “Kujira”)

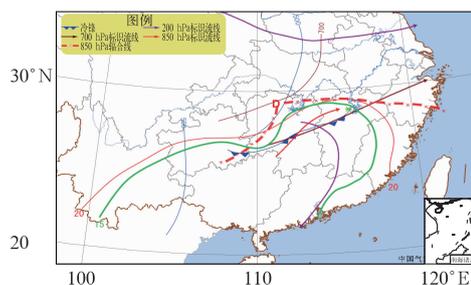


图 3 2015 年 6 月 21 日 20 时高低空综合配置图(带数字的蓝色和棕色实线分别为 500、

700 hPa 槽线,红色实线为 850 hPa 的 20℃等温线,绿色实线为 850 hPa 的 15 g·kg⁻¹等比湿线;★为南昌站,下同)

Fig. 3 Positions of upper-and lower-level systems at 20 BT, 21 Jun 2015

(The blue and brown lines labeled with “500” “700” are the 500, 700 hPa troughs respectively. red solid line: 20℃ isotherm at 850 hPa; green solid line: 15 g·kg⁻¹ isohume at 850 hPa. The location of Nanchang Station is marked with ★, the same below)

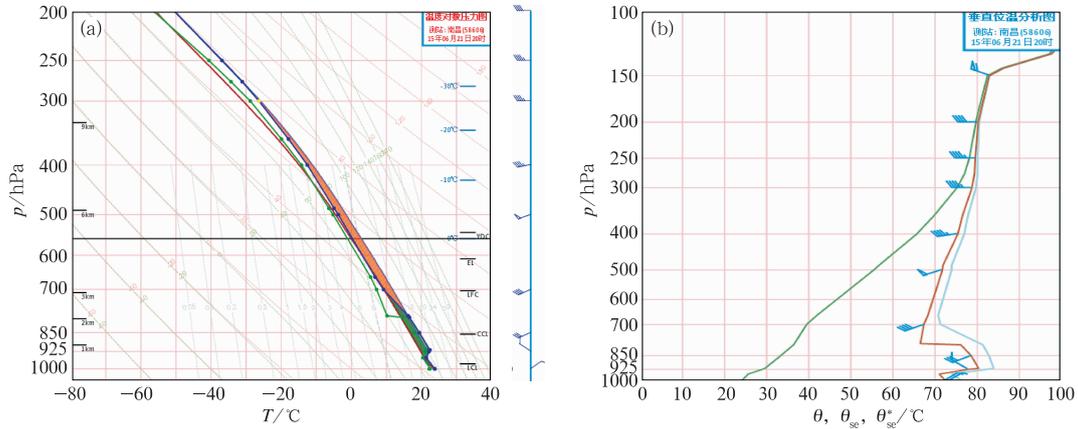


图 4 2015 年 6 月 21 日 20 时(订正后)南昌站探空图(a)和位温(单位: $^{\circ}\text{C}$) 垂直分布图(b)

(图 4b 中绿色曲线为位温线 θ 、黄色曲线为假相当位温线 θ_{sc} 、蓝色曲线为饱和假相当位温线 θ_{sc}^*)

Fig. 4 Nanchang sounding (a) and (b) potential temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$) at 20:00 BT 21 June 2015

(In Fig. 4b, green line is θ , brown line is θ_{sc} and blue line is θ_{sc}^*)

中,中低层有低涡、切变线、低空急流及地面冷锋等天气系统,高空 200 hPa 有急流的风向分流辐散;且南昌上空有小的对流有效位能和弱的垂直风切变。而暴雨发生时 1508 号热带风暴鲸鱼已北上到海南岛东南部海面,与暴雨区的距离约为 1350 km;此时 850 hPa 江西东北部到浙江有明显的急流脉动和增温,而从 FY-2G 卫星云图动画来看,南昌强降水发生时段内其外围云系没有跟西风槽云系结合(图略),主要还是西风槽云系东移的影响,因此低空急流的增强可能是热带风暴对水汽的输送有间接的作用(丛春华等,2011;郑婧等,2017)。

3 水汽输送通道的聚类分析

在上节中提到了这次暴雨发生时伴有低空急流加强,有利于输送水汽和位势不稳定的增强,但仅限于暴雨发生临近时刻的水汽分析,并不能代表暴雨过程发生前真实水汽的来源和输送特征。因此按照 1.2 节的轨迹模拟方案一和 1.3 节聚类方法,分别给出了 500、1500、3000 和 5000 m 四个层次水汽的平均输送路径及对应路径上的轨迹百分比(图 5)。

500 m 水汽输送的平均轨迹有 4 条(图 5a),39% 的轨迹是从南海东部而来;34% 的轨迹紧邻暴雨区西部 500 km 左右、气块向北移动后又向南折回暴雨区;18% 的轨迹从渤海东部经过黄海而来;只有 9% 的轨迹来自印度北部,翻越青藏高原到达暴雨区。

1500 m 水汽输送的平均轨迹也有 4 条(图 5b),47% 的轨迹从南海东部而来,与 500 m 中 39% 的轨迹类似;31% 的轨迹从西北太平洋西部经过菲律宾后北上而来;13% 的轨迹来自云南南部,气块先向东北方向移动到暴雨区的北部,然后转向东北部、东部,最后由东南部折向暴雨区;仅 9% 的轨迹从黄海北部南下而来。

图 5c 表明尽管 3000 m 的平均轨迹有 5 条,但均来自暴雨区的南侧或东侧,最后汇合到暴雨区的西南侧后移向暴雨区。其中仅一条从南海东部而来(11%),其他 4 条均从西北太平洋西部经过菲律宾到达暴雨区上空。

5000 m 的平均轨迹有 6 条(图 5d),其中 4 条来自西北太平洋西部,占 67%;而 20% 从孟加拉湾东部而来;另外 13% 从中南半岛南部北上而来。

通过对 500、1500、3000 和 5000 m 四个层次、180 条轨迹的聚类分析,可以得到南昌暴雨区上空的水汽路径总体上可以归纳为 6 条,主要源自西北太平洋西部、位于 1500 m 以上的层次,占 180 条轨迹的 46.7%;其次为南海东部,位于 3000 m 以下的层次,占 24.4%;还有孟加拉湾东部、中南半岛南部和云南南部等西南方向的通道,占 11.7%;然后是暴雨区西部 500 km 左右的水汽输送,占 8.3%;也有来自北方的渤海东部或黄海北部通道,占 6.7%;仅有少量来自印度北部向东的水汽通道,处于 500 m 层次,占 2.2%;即不同层次的轨迹从东南西北四个方向暴雨区集中,其中以西北太平洋西部水

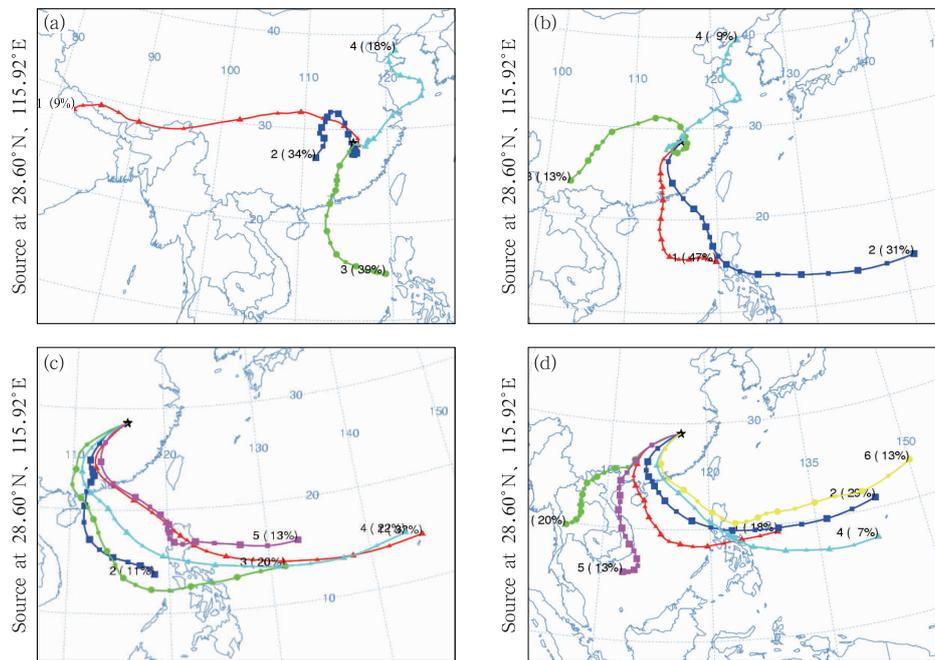


图 5 500 m(a)、1500 m(b)、3000 m(c)和 5000 m(d)的平均轨迹及对应的
轨道数量百分比

(红色、蓝色、绿色、天蓝色、紫色和黄色线条分别代表第 1~6 条聚类后平均轨迹)

Fig. 5 Average trajectories and the corresponding percentage at (a) 500, (b) 1500,
(c) 3000, (d) 5000 m for Nanchang Station

(Red line, blue line, green line, sky-blue line, purple line and yellow line are the 1st, 2nd,
3rd, 4th, 5th and 6th average trajectories by cluster, respectively)

汽输送贡献最大(东路)、其次南海东部。另外对暴雨发生前 9 d 和发生当天、即 12 日 08 时至 22 日 08 时副热带高压 120°E 脊线(图略)分析发现,这 10 d 内 120°E 脊线均在 19°~24°N 摆动,同时副热带高压南侧的热带对流云团也很活跃(图略),这种形势下有利于西北太平洋西部的水汽稳定地沿着副热带高压底部的偏东气流或东南气流向陆地输送,与上述轨迹聚类中主要的水汽通道一致。

4 暴雨区气块的轨迹与水汽的演变

上节通过聚类分析得到了水汽平均输送通道,但不能直观地反映气块在上升和下沉运动中水汽含量的变化,因此按照 1.2 节中的模拟方案二,模拟了 6 月 22 日 02 时强降水临近时南昌站上空不同层次气块 240 h 运行的拉格朗日轨迹及其高低配置,结果见图 6;再输出不同气块在运动过程中的温、湿等属性,重点讨论 5000 m 以下各层气块湿度等的变化(图 7),以此来定量分析水汽的来源及输送特征。

图 6 为南昌站不同高度气块的 240 h 的后向轨迹。6 月 12 日 02 时来自南海东部近海面(红色轨迹)的气块,具有较高的比湿(15 g · kg⁻¹)和 78% 的相对湿度(图 7);该气块贴近海面缓慢向西北方向移到南海北部,比湿和相对湿度分呈现出缓慢增加的趋势;17 日以后先经过海南岛东部,再进入大陆且快速上升到 2100 m,翻越南岭山脉后下沉到南昌 500 m 上空,虽然期间比湿和相对湿度起伏较大,但 22 日 02 时仍具有 16 g · kg⁻¹ 的比湿和 87% 的相对湿度。

图 6 中蓝色轨迹中代表 12 日 02 时来自西北太平洋西部近海面的气块,具有 16 g · kg⁻¹ 的比湿和 80% 的相对湿度(图 7);12—15 日在近海面快速向西移到菲律宾北部时,比湿和相对湿度略有增加;16 日转向并缓慢向西北移动时伴有上升运动,比湿明显下降至 5 g · kg⁻¹,相对湿度先下降到 65% 后再上升到 90%;17 日以后比湿逐渐上升,至 20 日 14 时从南海北部进入大陆时比湿为 13 g · kg⁻¹,而相对湿度先维持在 55%~70%,而后增加到 88%;气

块继续向北时比湿和相对湿度虽有小幅波动,但仍有增加的趋势;22日02时达到南昌1500 m上空时比湿为 $13.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,相对湿度83%。

绿色轨迹(图6)代表12日02时来自西北太平洋西部5000 m上空的气块,该气块的移动路径虽然与蓝色轨迹类似,但由于其来自西北太平洋西部的对流层中层,因此气块的比湿($4.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)和相对湿度(69%)都不大(图7),气块向西移动并从5000 m下沉到3000 m的过程中,比湿和相对湿度分别维持在 $4 \sim 6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $55\% \sim 75\%$;20—21日从南海北部进入大陆后比湿和相对湿度先略有下降、后迅速增加至 $10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和80%以上。

天蓝色轨迹(图6)表明有12日02时来自中南半岛南部泰国湾近海面的气块,其具有极高的水汽含量($18 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)和87%的相对湿度(图7);该气块在缓慢向东北方向移动跨过中南半岛的过程中比湿和相对湿度有明显的日变化,且变化幅度也很大,即比湿白天大夜间小,而相对湿度则是夜间大白天小;17日进入中南半岛中部时比湿显著减少;18日继续向东北移动时伴有明显的上升运动,比湿继续减少而相对湿度增加到80%以上,表明有水汽凝结发生;到达南昌5000 m上空时比湿仅为 $6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,相对湿度达92%。

玫瑰红色轨迹(图6)表明12日02时有来自孟加拉湾东南部安德曼海1000 m左右的气块,该气块比湿为 $13 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、相对湿度72%(图略);其沿孟加拉湾东部缓慢向北移动并伴有上升运动,到孟

加拉湾东北部时转向东北方向移动,期间比湿呈下降趋势而相对湿度维持在80%以上;18日气块从云南西部进入我国境内,且一直伴有弱的上升和下沉运动,但上升和下沉过程均在3000 m以上,且比湿先略有加大后又迅速减小到 $4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下、但相对湿度增加到90%以上,表明有水汽的凝结发生;22日02时到达南昌时快速上升到了7000 m,比湿在 $3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下、相对湿度为96%。

黄色轨迹(图6)表明12日02时来自伊朗高原

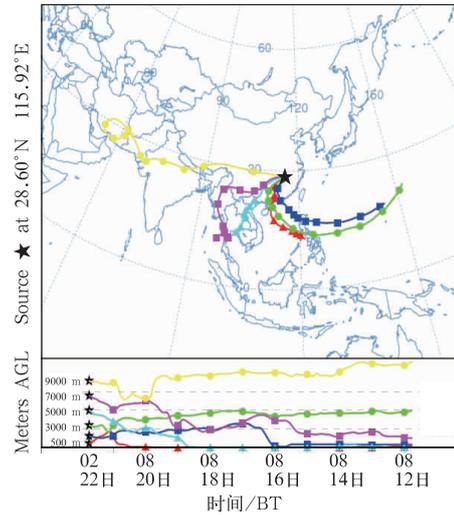


图6 2015年6月22日02时南昌站不同层次240 h后向轨迹
Fig. 6 240 h backward trajectories ending for Nanchang Station of different levels at 02:00 BT 22 June 2015

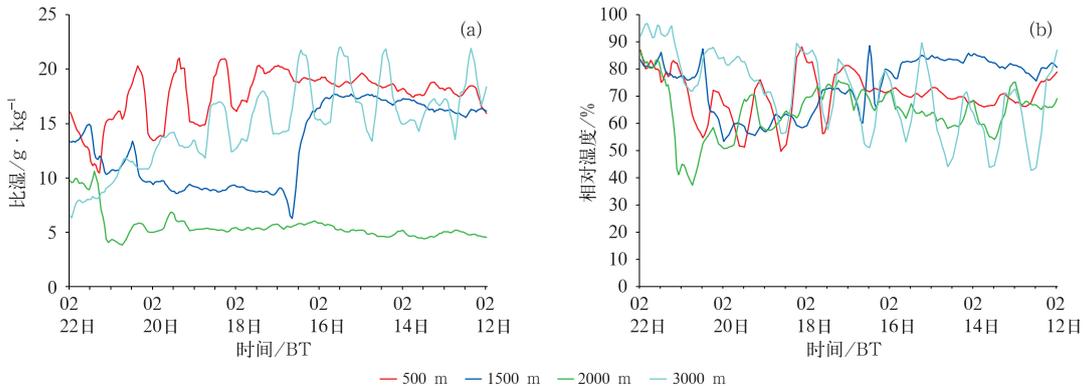


图7 2015年6月22日02时南昌站500、1500、3000、5000 m上空240 h后向轨迹中气块比湿(a)和相对湿度(b)演变
Fig. 7 Distribution of specific humidity (a) and relative humidity (b) for 240 h backward trajectories ending over 500, 1500, 3000, 5000 m for Nanchang Station at 02:00 BT 22 June 2015

对流层高层 9000 m 的气块,其比湿在 $0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下、相对湿度为 6%(图略),极其干燥。该气块先在伊朗上空缓慢移动,出现了螺旋式路径,期间比湿几乎没有变化、相对湿度增加到 20%;再向东移动经过印度半岛北部从青藏高原南部进入我国,下沉至 6000 m 左右,期间比湿略有增加($1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)而相对湿度继续加大到 78%;20 日开始从青藏高原南部快速向东移动,22 日 02 时到南昌上空又上升到 9000 m,比湿为 $1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、相对湿度为 80%。

由上面的分析可知,6 条轨迹中有 4 条源自对流层低层 2000 m 以下的湿气块,其中的 2 条上升到了 5000 和 7000 m,由于水汽凝结而变干;1 条源自对流层中层 5000 m 左右的干气块,但下降到了 3000 m 且由干变湿;另外 1 条来自对流层高层干气块,且上升和下沉运动均在对流层中高层,水汽含量一直很低。从气块的源地分布来看,有 1 条来自伊朗高原、其他 5 条来自不同的洋面,即从 1 条从孟加拉湾东南部、1 条从中南半岛南部、1 条从南海东部、2 条从西北太平洋西部地区而来,表明气块从东、南、西等方向移到南昌上空,基本上与图 5 中聚类分析的一致,仅没有出现图 5 中从北方来的气块。这些来自北方的气块未出现的原因是由于 HYSPLIT 模式对初始条件和初始释放的位置等很敏感。通过对图 5a,5b 中来自暴雨区北部 12 条轨迹的分析发现,因为轨迹聚类的需要,对模拟的时间和空间进行了扩展,这些轨迹对应的点都在南昌站 (28.6°N 、 115.92°E) 的东部或北部、时间上也不都在 22 日 02 时,因此图 5 和图 6 的结果略有差异。

综上,初始时源于南海东部和西北太平洋西部近海面、具有较高水汽含量的气块,达到南昌 500、1500 m 上空时水汽含量都在 $13 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,相对湿度在 80% 以上,因而这 2 条轨迹对应的气块对暴雨的贡献大;而南昌 3000 m 上空的气块初始时和移动过程相对湿度和比湿都不大,但到达南昌上空时增湿到 $13 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、相对湿度 80% 以上,对暴雨的贡献也较大;南昌 5000 m 上空的气块虽然初始水汽含量极高,但到达南昌时已经变干,水汽含量仅为 $6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,对暴雨的贡献较小;7000 m 上空的气块初始水汽含量高,同样,到达南昌时变干,水汽含量仅为 $3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,对暴雨的贡献更小。因此南昌暴雨过程主要来自对流层中低层、特别是 3000 m 及以下气块对应的轨迹输送的水汽,再次证实了西北太平洋西部、南海东部等是水汽的主要源地。

5 结论和讨论

通过对天气形势、主要影响系统的诊断分析及 240 h 后向轨迹模拟结果的聚类分析,得到以下结论。

(1) 南昌大暴雨过程发生在 500 hPa 中低纬槽前及副热带高压外围的暖湿气流中、南海海域有热带气旋的背景下,中低层有低涡、切变线、低空急流及地面冷锋等系统辐合上升、高空 200 hPa 存在辐散、且南昌上空为位势不稳定层结和弱的垂直风切变。

(2) 轨迹聚类分析表明暴雨过程的水汽路径总体上可以归纳为 6 条。源自西北太平洋西部、位于 1500 m 以上的层次,占 180 条轨迹的 46.7%;其次是从南海东部北上而来,位于 3000 m 以下的层次,占 24.4%;自孟加拉湾东部、中南半岛南部和云南南部等西南方向的通道,占 11.7%;其他 3 条路径均不足 9%。因此有从西北太平洋西部、南海东部和孟加拉湾东部、中南半岛南部等不同方向向暴雨区输送的水汽。上述水汽通道的分布特征与副热带高压脊线的稳定、热带系统活跃有关。

(3) 对不同层次气块水汽含量的定量分析发现,源自西北太平洋西部和南海东部近海面的气块水汽含量大,到达 1500、500 m 上空时比湿仍然较高,因而对暴雨的贡献大。南昌 3000 m 上空的气块初始时来自西北太平洋西部相对干的空气、但到达南昌上空时水汽含量显著增大,因此对暴雨的贡献较大。而中高层的气块虽然初始时来自海洋,水汽含量大,但到达南昌时由于凝结而变干,对暴雨的贡献相对较小。

另外,还可以得到的预报启示是:在副热带高压脊线稳定维持、夏季风爆发且有热带风暴存在的背景下,则主要关注低空急流的加强以及沿副热带高压底部偏东南或偏东气流输送的海上水汽,输送的层次也比较深厚,5000 m 以下均有水汽的贡献。

尽管本文对南昌大暴雨过程的水汽来源及输送特征进行了分析,但仍存在不少需进一步探讨和研究之处:

(1) 这次南昌大暴雨过程中,出现了中高层 5000 m 水汽含量少的气块在下沉到 3000 m 的过程中比湿增加的现象,可能与气块沿副热带高压底部经过热带对流区域、从对流区域中获得水汽有关,其

原因值得进一步探讨。

(2) 单磊等(2014)对一次台风远距离暴雨过程中空气质点运动轨迹、比湿变化的研究表明:副高和台风像一对“齿轮”,把东侧的空气“卷入”台风和副高之间的“夹缝”;随着台风的移动,台风与副高之间的风速逐渐加强,最终把在海面上吸收的有充沛水汽的空气输送到降水区域上空。而这次大暴雨过程发生前一天,1508 号热带风暴鲸鱼在南海中南部生成,该热带风暴北上时低空急流也有所加强,但热带风暴对气块轨迹、暴雨强度等方面的影响及其机理尚需进一步讨论,作者将另文从水平风场、垂直环流以及与气块湿度的关系等方面进行研究。

参考文献

- 陈联寿,2006. 热带气旋研究和业务预报技术的发展[J]. 应用气象学报,17(6):672-681. Chen L S,2006. The evolution on research and operational forecasting techniques of tropical cyclones[J]. J Appl Meteor Sci,17(6):672-681(in Chinese).
- 陈联寿,2007. 登陆热带气旋暴雨的研究和预报[C]//第十四届全国热带气旋科学讨论会论文集. 上海:中国气象学会:3-7. Chen L S,2007. An evolution on landfalling tropical cyclone rainfall research and operational forecasting[C]//The Fourteenth Workshop on Tropical Cyclone in China. Shanghai:Chinese Meteorological Society:3-7(in Chinese).
- 丛春华,陈联寿,雷小途,等,2011. 台风远距离暴雨的研究进展[J]. 热带气象学报,27(2):264-270. Cong C H,Chen L S,Lei X T,et al,2011. An overview on the study of tropical cyclone remote rainfall[J]. J Trop Meteor,27(2):264-270(in Chinese).
- 丛春华,陈联寿,雷小途,等,2012. 热带气旋远距离暴雨的研究[J]. 气象学报,70(4):717-727. Cong C H,Chen L S,Lei X T,et al,2012. A study on the mechanism of the tropical cyclone remote precipitation[J]. Acta Meteor Sin,70(4):717-727(in Chinese).
- 杜惠良,黄新晴,冯晓伟,等,2011. 弱冷空气与台风残留低压相互作用对一次大暴雨过程的影响[J]. 气象,37(7):847-856. Du H L, Huang X Q, Feng X W, et al,2011. The effect of the interaction between weak cold flow and typhoon depression on a rainstorm [J]. Meteor Mon,37(7):847-856(in Chinese).
- 蒋尚城,林楠,1988. 85 年 9 号台风与辽宁特大暴雨的卫星云图分析 [J]. 北京大学学报(自然科学版),24(3):351-362. Jiang S C, Lin N,1988. The analysis of the processes of the hard rainstorm in Liaoning effected by the 8509 Typhoon[J]. Acta Sci Nat Univ Pekinesis,24(3):351-362(in Chinese).
- 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[J]. 大气科学,35(2):361-372. Jiang Z H, Liang Z R, Liu Z Y, et al,2011. A diagnostic study of water vapor transport and budget during heavy precipitation over the Huaihe River Basin in 2007[J]. Chin J Atmos Sci,35(2):361-372(in Chinese).
- 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[J]. 气象学报,71(2):295-304. Jiang Z H, Ren W, Liu Z Y, et al,2013. Analysis of water vapor transport characteristics during the Meiyu over the Yangtze-Huaihe River Valley using the Lagrangian method[J]. Acta Meteor Sin,71(2):295-304(in Chinese).
- 金秀兰,1995. 暴雨云团发展和低层风场的关系[J]. 气象,21(1):14-18. Jin X L,1995. The relationship between the development of cloud cluster of heavy rain and the low-level wind field[J]. Meteor Mon,21(1):14-18(in Chinese).
- 李改琴,梁海河,王树文,等,2007. 台风海棠远距离暴雨中尺度系统特征[J]. 气象,33(8):17-22. Li G Q, Liang H H, Wang S W, et al,2007. The mesoscale system character analysis of far distance Typhoon Haitang rainstorm[J]. Meteor Mon,33(8):17-22(in Chinese).
- 梁军,张胜军,冯呈呈,等,2019. 台风 Polly(9216)和 Matmo(1410)对辽东半岛降水影响的对比分析[J]. 气象,45(6):766-776. Liang J, Zhang S J, Feng C C, et al,2019. Comparison of synoptic circulations of heavy rain associated with typhoons Polly and Matmo over Liaodong Peninsula[J]. Meteor Mon,45(6):766-776(in Chinese).
- 林毅,刘铭,蔡义勇,2005. 福建中南部台风远距离突发性暴雨成因分析[J]. 气象,31(10):68-71. Lin Y, Liu M, Cai Y Y,2005. Formation analysis of sudden heavy rain far from typhoon[J]. Meteor Mon,31(10):68-71(in Chinese).
- 凌婷,谌芸,肖天贵,2016. 台风“天鹅”远距离暴雨的水汽条件分析 [J]. 成都信息工程大学学报,31(5):519-522. Ling T, Chen Y, Xiao T G,2016. Analysis on water vapor of far distance Typhoon ‘Goni’[J]. J Chengdu Univ Inf Technol,31(5):519-522(in Chinese).
- 刘还珠,1998. 台风暴雨天气预报的现状和展望[J]. 气象,24(7):5-9. Liu H Z,1998. The current state and prospect of the operational weather forecast for tropical cyclone and torrential rain [J]. Meteor Mon,24(7):5-9(in Chinese).
- 马梁臣,孙力,王宁,2017. 东北地区典型暴雨两个例的水汽输送特征分析[J]. 高原气象,36(4):960-970. Ma L C, Sun L, Wang N,2017. Analysis of water vapor transport characteristics of typical rainstorm cases in Northeast China[J]. Plateau Meteor,36(4):960-970(in Chinese).
- 单磊,谭桂容,姚叶青,等,2014. 一次台风远距离暴雨水汽条件及输送过程研究[J]. 热带气象学报,30(2):353-360. Shan L, Tan G R, Yao Y Q, et al,2014. On the water vapor condition and moisture transport for a rain caused by a remote tropical cyclone[J]. J Trop Meteor,30(2):353-360(in Chinese).
- 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[J]. 气象,41(11):1315-1327. Wang J J, Wang C X, Chen C P, et al,2015. Analysis of a summer rainstorm water vapor paths and sources in Sichuan Basin based on HYSPLIT4 Model[J]. Meteor Mon,41(11):1315-1327(in Chinese).
- 熊秋芬,张玉婷,姜晓飞,等,2018. 锢囚气旋钩状云区暴雪过程的水

- 汽源地及输送分析[J]. 气象, 44(10):1267-1274. Xiong Q F, Zhang Y T, Jiang X F, et al, 2018. Analysis of moisture source and transport of snowstorm in hooked cloud area of an occluded cyclone[J]. Meteor Mon, 44(10):1267-1274(in Chinese).
- 杨晓霞, 陈联寿, 刘诗军, 等, 2008. 山东省远距离热带气旋暴雨研究[J]. 气象学报, 66(2):236-250. Yang X X, Chen L S, Liu S J, et al, 2008. A study of the far distance tropical cyclone torrential rainfalls in Shandong Province[J]. Acta Meteor Sin, 66(2):236-250(in Chinese).
- 姚俊强, 杨青, 毛炜峰, 等, 2018. 基于 HYSPLIT4 的一次新疆天山夏季特大暴雨水汽路径分析[J]. 高原气象, 37(1):68-77. Yao J Q, Yang Q, Mao W Y, et al, 2018. Analysis of a summer rainstorm water vapor paths in Tianshan Mountains (Xinjiang) based on HYSPLIT4 model[J]. Plateau Meteor, 37(1):68-77(in Chinese).
- 张少林, 龚佃利, 陈晓红, 等, 2006. 热带气旋远距离暴雨过程的诊断分析[J]. 气象, 32(4):29-33. Zhang S L, Gong D L, Chen X H, et al, 2006. Diagnostic analysis of heavy rainfall to distant onland tropical cyclone[J]. Meteor Mon, 32(4):29-33(in Chinese).
- 张雅斌, 伍麦风, 侯建忠, 等, 2014. 陕西 4 次台风远距离暴雨过程的水汽条件对比[J]. 干旱气象, 32(5):788-797. Zhang Y B, Wu M F, Hou J Z, et al, 2014. Moisture comparative analysis on typhoon remote rainstorm processes in the eastern region of Northwest China[J]. J. Arid Meteor, 32(5):788-797(in Chinese).
- 郑婧, 许彬, 许爱华, 2017. 远距离台风“康森”与高空西北气流共同作用对大暴雨的影响[J]. 暴雨灾害, 36(4):329-338. Zheng J, Xu B, Xu A H, 2017. The effect of remote Typhoon “Conson” and NW flow on a rainstorm event in Jiangxi[J]. Torr Rain Dis, 36(4):329-338(in Chinese).
- 朱洪岩, 陈联寿, 徐祥德, 2000. 中低纬度环流系统的相互作用及其暴雨特征的模拟研究[J]. 大气科学, 24(5):669-675. Zhu H Y, Chen L S, Xu X D, 2000. A numerical study of the interactions between typhoon and mid-latitude circulation and its rainfall characteristics[J]. Chin J Atmos Sci, 24(5):669-675(in Chinese).
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等, 2007. 天气学原理和方法:第 4 版[M]. 北京:气象出版社:329-331. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al, 2007. Principles and Methods of Synoptic[M]. 4th ed. Beijing: China Meteorological Press:329-331(in Chinese).
- Brimelow J C, Reuter G W, 2005. Transport of atmospheric moisture during three extreme rainfall events over the Mackenzie River basin[J]. J Hydrometeorol, 6(4):423-440.
- Draxler R R, Hess G D, 1998. An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories, dispersion, and deposition[J]. Aust Meteor Mag, 47:295-308.
- Drumond A, Nieto R, Gimeno L, 2011. On the contribution of the tropical western hemisphere warm pool source of moisture to the Northern Hemisphere precipitation through a Lagrangian approach[J]. J Geophys Res, 16(D21):D00Q04, DOI:10.1029/2010JD015397.
- Gustafsson M, Rayner D, Chen D L, 2010. Extreme rainfall events in southern Sweden: where does the moisture come from? [J]. Tellus, 62(5):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 [J]. Nat Hazards Earth Syst Sci, 4(5-6):733-746.
- Perry L B, Konrad C E, Schmidlin T W, 2007. Antecedent upstream air trajectories associated with northwest flow snowfall in the southern Appalachians[J]. Wea Forecasting, 22(2):334-352.
- Sodemann H, Stohl A, 2009. Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation[J]. Geophys Res Lett, 36(22):L22803, DOI:10.1029/2009GL040242.
- Stohl A, Hittenberger M, Wotawa G, 1998. Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large-scale tracer experiment data[J]. Atmos Environ, 32(24):4245-4264.
- Wu C C, Cheung K K W, Lo Y Y, 2009. Numerical study of the rainfall event due to the interaction of typhoon Babs (1998) and the northeasterly monsoon[J]. Mon Wea Rev, 137(7):2049-2064.