

GPS水汽反演方法的改善及其在台风暴雨中的应用*

邹海波^{1,2}, 单九生¹, 吴珊珊³, 刘熙明¹

- (1. 江西省气象科学研究所, 江西 南昌 330046;
2. 中山大学大气科学系//季风与环境研究中心, 广东 广州 510275;
3. 江西省气候中心, 江西 南昌 330046)

摘要: 利用南昌和赣州的 GPS/MET 资料和探空资料, 对 Saastamoinen、Hopfield 和 Black 三种天顶静力延迟 (ZHD) 模型进行了改善, 改善后的模型不仅减小模型偏差还提升了计算精度。对比分析采用改善前后的 ZHD 模型解算的 PW (GPS PW) 与探空 PW 发现, 改善后的 ZHD 模型解算的 GPS PW 减小了与探空 PW 的偏差和标准差, 提升了 GPS PW 的反演精度。运用改善后的 Hopfield 模型解算的 GPS PW (与探空 PW 的偏差最小), 对 2012 年 8 月 7-11 日台风“海葵”影响江西期间作了分析, 发现降水开始于 GPS PW 超过 60 mm 后 2 h; 强降水出现在 GPS PW 的高值段; GPS PW 降至 60 mm 以下后降水随之结束。用水汽收支方程对 GPS PW 诊断分析发现: 在台风影响初期, 比湿平流是 GPS PW 增加的主要原因; 台风影响中期, 比湿平流减小, 水平风的辐合成为 GPS PW 增加的主要原因; 台风影响后期, 水平风辐合的减弱、降水过程消耗水汽是 GPS PW 减小的主要原因。

关键词: GPS; PW; ZHD; 暴雨; 海葵

中图分类号: P412.4; P434+.5 **文献标志码:** A **文章编号:** 0529-6579 (2013) 06-0017-09

Improvement of GPS Moisture Solving Method and the Application to Typhoon Induced Heavy Rainfall

ZOU Haibo^{1,2}, SHAN Jiusheng¹, WU Shanshan³, LIU Ximing¹

- (1. Meteorological Sciences Institute of Jiangxi Province, Nanchang 330046, China;
2. Centre for Monsoon and Regional Environment//Department of Atmospheric Science, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China;
3. Jiangxi Climate Center, Nanchang 330046, China)

Abstract: Three zenith hydrostatic delay (ZHD) models of Saastamoinen, Hopfield and Black are adjusted by using sounding data and GPS/MET observations from Nanchang and Ganzhou in 2010. These adjusted ZHD models not only reduce the model bias, but also improve the accuracy of ZHD. Compared with old ZHD models, the improved ZHD models are much closer to the sounding observations because they yield smaller bias and standard deviation from sounding data. Based on the GPS PW from Hopfield ZHD model (which has minimum bias), the typhoon “Haikui” was analyzed during 7-11 August 2012 when it influenced northeast of Jiangxi. Results showed that the precipitation occurred two hours after GPS PW exceeding 60 mm, became much heavy when GPS PW was high and finally came to the end when the GPS PW was less than 60 mm. In this paper, the variation of GPS PW in Jingdezhen located northeast of Jiangxi was diagnosed using water-vapor budget equation. Results showed that in the early

* 收稿日期: 2013-01-15

基金项目: 公益性行业(气象)科研专项基金(GYHY201106003), 国家自然科学基金(41265003, 41265003), 江西省科技厅基金(20111BBG70031-1)联合资助项目

作者简介: 邹海波(1983年生), 男, 研究方向: GPS水汽反演与模拟; 通讯作者: 吴珊珊; E-mail: pilgrim_@163.com

stage of typhoon's influence on Jiangxi, the specific humidity advection was the main cause for the increase of GPS PW. In the middle stage, the specific humidity advection weakened and the convergence of horizontal wind became the main cause for the increase and maintenance of GPS PW. In the late stage, the convergence of horizontal wind reduced rapidly and the water vapor consumed by rainfall was the main reason for the decrease of GPS PW.

Key words: GPS; Precipitable water (PW); zenith hydrostatic delay (ZHD) heavy rainfall; Haikui

GPS 卫星发出的信号穿越大气时, 受大气成分折射的影响, 卫星信号会发生延迟现象, 根据这种延迟信号来测定大气中的温度和水汽含量、监测气候变化等叫做 GPS 气象学 (GPS/Meteorology, 简称为 GPS/MET)。20 世纪 90 年代以来, 随着 GPS/MET 的不断发展, GPS 水汽反演技术已经被广泛地应用至大气水汽监测业务应用和研究中^[1-8], 上海、北京、湖北、四川、广东和江西等地先后利用 GAMIT 软件和本地地基 GPS 观测网建立了 GPS 大气可降水量监测业务应用平台。文献[3-4, 9]等先后发现华东、河北和江西等地区降水产生前, GPS 大气可降水量 (PW) 都有一个急升的过程。

GPS 卫星信号穿越大气时的延迟 (总延迟) 信号可分为天顶静力延迟 (ZHD) (即天顶干延迟) 和天顶湿延迟 (ZWD)^[10-11]。ZWD 近似正比于沿信号传播路径上的 PW, 根据这一特点, Bevis 等^[10]还推导出了 PW 与 ZWD 的函数关系, 在已知 ZWD 后可通过这一关系反算出 PW, 而 ZWD 可通过天顶总延迟 (ZTD) 减 ZHD 获得, 其中 ZTD 可由 GAMIT 软件直接计算得到, ZHD 则要通过 Saastamoinen 模型^[12]、Hopfield 模型^[13]或 Black 模型^[14]和地面气压计算得到, 而这些模型中的系数也会随地理位置的变化而变化。徐桂荣等^[15]先后利用宜昌、武汉、恩施等探空站资料建立了适合湖北地区的天顶静力延迟模型, 有效地提升了湖北地区 GPS 水汽的反演精度。为了提升江西省 GPS 水汽的反演精度, 有必要对天顶静力延迟模型进行改进, 为提升短时临近预报水平和改善数值模式初始场服务。

1 数据与方法

1.1 数据来源

江西省气象局与江西省测绘局已经合作建成了 62 个布设在气象台站的地基 GPS 观测站, 这些观测站自 2009 年 6 月开始正常观测。南昌和赣州两地不仅有 GPS 观测站, 还有探空观测站, 这不仅有利于建立适合江西的 ZHD 模型, 还有利于分析 GPS PW 的反演精度。因此, 本文选用南昌和赣州

2 个 GPS 观测站的数据和探空站数据作分析样本, 探空数据 (每天 2 次) 和 GPS/MET 数据的时间长度均为 2010 年 1 月 1 日至 12 月 31 日。此外, 为了提高 GAMIT 软件的解算精度, 本文还加入了上海、昆明、武汉和台北 4 个长基线 GPS 观测站数据, 安福、德安、崇仁、德兴、奉新、高安、吉安、南城、景德镇和萍乡等 10 个本地 GPS 观测站的数据。用于分析台风的路径和中心气压资料来源于日本气象厅提供的最佳路径资料 (Best Track Data)。用于水汽收支诊断分析的大尺度分析资料来源 NASA 提供的 MERRA MA3CPASM 资料, 其水平分辨率 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$, 时间分辨率为每次 3 h。

1.2 处理方法

当 GPS 卫星发出信号穿越大气时, 受大气折射的影响而产生延迟, 其中大气折射数 N 与大气温湿的关系可表示为:

$$N = k_1 R_d \rho + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \quad (1)$$

其中, T 为绝对温度 (单位 K), R_d 为干空气气体常数, ρ 为大气总密度 (单位 g/m^3), e 为水汽压 (单位 hPa), k_1 、 k_2 、 k_3 为常数。Thayer^[16]在 1974 年给出了 $k_1 = 77.604$, $k_2 = 64.79$, $k_3 = 3.776 \times 10^5 \text{ K}/\text{hPa}$ 。2002 年 Rueger^[17]认为 (1) 式中的 3 个常数应采用可 $k_1 = 77.689 0$, $k_2 = 71.295 2$, $k_3 = 375 463 \text{ K}/\text{hPa}$ 。2009 年徐桂荣^[15]在改善湖北地区天顶静力延迟模型时便采用了 Rueger 给出的常数, 并得到了理想的结果。因此, 对于公式 (1) 中的 3 个常数本文也选用 2002 年 Rueger 给出的数值。

公式 (1) 中右边第一项称为干项 $N_d = k_1 R_d \rho$, 对干项从地面积分至大气层顶便可得 ZHD。

$$\text{ZHD} = \int_H^\infty N_d dz = \int_H^\infty k_1 R_d \rho dz \quad (2)$$

其中, H 为测站海拔高度, z 为测站上空的垂直高度 (m)。(1) 式中右边第二、三项合称为干项湿项 $N_w = k_2 e/T + k_3 e/T^2$, 对湿项从地面积分至大气层顶便可得 ZWD, 即:

$$\text{ZWD} = \int_H^\infty N_w dz = \int_H^\infty k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} dz \quad (3)$$

其中,水汽压 e (即露点温度的饱和水汽压) 通过 1966 年世界气象组织建议采用的饱和水汽压计算计算公式计算获得, 即:

$$\lg e = 10.79574(1 - T_1/T_d) - 5.02800 \lg(T_d/T_1) + 1.50475 \times 10^{-4}(1 - 10^{-8.2969(T_d/T_1-1)}) + 4.2873 \times 10^{-4}(10^{4.76955(1-T_1/T_d)} - 1) + 0.78614 \quad (4)$$

其中, $T_1 = 273.16$ K 为水的三相温度, T_d 是绝对露点温度 (K), 即露点温度的绝对温度。

ZHD 可以通过 (2) 式积分直接得到, 但在平流层及其以上仍有空气存在, 即空气密度 ρ 不等于 0 g/m^3 , 而目前常用的气象探空资料的最大高度通常为 100 hPa (约 16 km), 微波辐射计的探测高度约为 10 km 。因此, 根据 (2) 式用常规气象探空资料和微波辐射计资料积分不能准确地求得 ZHD。(3) 式中的水汽压 e 是由大气中的水汽含量决定, 大气中的水汽主要集中于对流层中低层, 随着高度的增加水汽迅速减小, 到了对流层中上层 (300 hPa , 约 9.2 km), 大气中的水汽可以忽略不计, 故利用常规探空资料或微波辐射计资料运用 (3) 式积分可获得准确的 ZWD。徐桂荣^[15] 利用宜昌站的加密探空资料分别对 (2) 和 (3) 式进行了积分, 其结果也表明从地面往上至 30 km , ZHD 随高度变化一直较大, 而 ZWD 在 7 km 以下随高度变化较大, 但在 7 km 以上随高度变化非常小。因此, 通过 GAMIT 软件计算出 ZTD, 减去由 (3) 式计算的 ZWD 并可以获得可靠的 ZHD, 本文将把这个 ZHD 作为“观测值”用以检验天顶静力延迟模型的精度。

2 ZHD 本地化建模

利用 2010 年 1 月 1 日至 2010 年 12 月 31 日南昌和赣州两个探空站的温度和露点温度廓线资料 (1 日 2 次, 08 时与 20 时), 先运用 (4) 计算出这两站的湿度廓线数据, 再运用 (3) 式积分得到这两站的 ZWD。然后, 运用 GAMIT 软件解算出 2010 年 1 月 1 日至 12 月 31 日的逐时 ZTD, 用这个 ZTD 减去 (3) 式积分得到的 ZWD 作为 ZHD 的观测值 (即探空 ZHD)。Saastamoinen^[12]、Hopfield^[13] 和 Black^[14] 分别指出 ZHD 模型为:

$$\text{ZHD}_S = 0.227 \frac{P_s}{1 - 0.0026 \cos(2\varphi) - 0.00028H} \quad (5)$$

$$\text{ZHD}_H = 1.522(40.082 + 0.14898 \cdot (T_s - 273.16) - H) \frac{P_s}{T_s} \quad (6)$$

$$\text{ZHD}_B = 0.2343(T_s - 4.12) \frac{P_s}{T_s} \quad (7)$$

其中, ZHD_S 代表 Saastamoinen 模型, ZHD_H 代表 Hopfield 模型, ZHD_B 代表 Black 模型, P_s 为地面气压 (单位 hPa), H 为海拔高度 (单位 km), T_s 为地面绝对温度 (单位 K), φ 为纬度。ZHD 模型 (5) - (7) 是采用文献[18]给出的折射率公式并在理想大气和静力平衡假定条件下推导出来的, 不仅折射率公式本身存在偏差, 而且大气也不完全满足静力平衡, 这给 (5) - (7) 的系数带来了不确定性, 因而 ZHD 模型 (5) - (7) 会有模型偏差。

图 1 为探空 ZHD 与运用 (5) - (7) 式计算得到的 ZHD 之差 ΔZHD (探空 ZHD 减天顶静力延迟模型计算的 ZHD) 分布图。图 1a 和图 1b 显示整个 2010 年绝大多数 ΔZHD 都大于 0 mm (空心圆点多位于 0 mm 线以上), 且最大差值接近 150 mm , 这表明 ZHD_S 和 ZHD_H 明显较探空 ZHD 值偏小。从图 1c 可以看出, 探空 ZHD 与 ZHD_B 的差 ΔZHD 明显较前两个模型 (图 1a 和图 1b) 小, 其中最大差值接近 100 mm , 但在 1 - 3 月和 11 - 12 月 ZHD_B 明显较探空 ZHD 值偏大 (空心圆点多位于 0 mm 线以下)。为了进一步分析 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型的模型误差, 我们将探空 ZHD 与各模型计算的 ZHD 值作了偏差 (平均值之差) 和标准差分析 (见表 1)。从表 1 可以看出探空 ZHD 与 ZHD_S 的偏差最大, 为 30.0 mm , 按照 $\text{PW} = 0.15 \times \text{ZWD}$ 的公式^[15] 折算得 $\text{PW} = 4.7 \text{ mm}$, 与 ZHD_H 的偏差次之, 为 29.1 mm , 折算成 PW 为 4.4 mm , 与 ZHD_B 的偏差最小, 为 -5.6 mm , 折算成 PW 为 -0.9 mm 。从表 1 还可以看出探空 ZHD 与 ZHD_S 、 ZHD_H 和 ZHD_B 的标准差的差异不大, 约为 27.8 mm , 折算成 PW 为 4.2 mm 。

以上分析证明了天顶静力延迟模型 (5) - (7) 在江西地区有着明显的模型偏差, 为了减小 (5) - (7) 式的模型偏差, 使其能更好地应用至江西地区, 本文将对 (5) - (7) 式进行改进, 使 (5) - (7) 的模型偏差降到最小。首先将天顶静力延迟模型 (5) - (7) 式中的系数改为待定系数:

$$\text{ZHD}_S = r_{s0} + r_{s1} \times \frac{P_s}{1 - 0.0026 \cos(2\varphi) - 0.00028H} \quad (8)$$

$$\text{ZHD}_H = r_{h0} + r_{h1}(40.082 + 0.14898(T_s - 273.16) - H) \frac{P_s}{T_s} \quad (9)$$

$$\text{ZHD}_B = r_{b0} + r_{b1}(T_s - 4.12) \frac{P_s}{T_s} \quad (10)$$

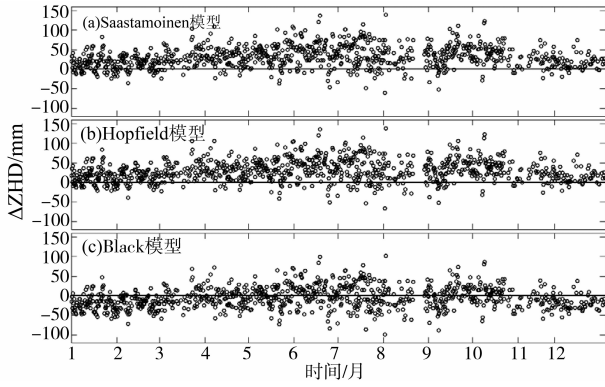


图 1 2010 年江西探空 ZHD 与 ZHD 模型模拟的 ZHD 之差

Fig. 1 The ZHD difference between sounding ZHD and simulated ZHD in Jiangxi in 2010

表 1 2010 年江西地区探空 ZHD 与天顶静力延迟模型计算的 ZHD 偏差和标准差对比

Table 1 The bias and standard deviation of sounding ZHD and simulation ZHD in Jiangxi in 2010 mm

模型	模型	偏差		标准差	
		偏差	折算成 PW	标准差	折算成 PW
原模型	Saastamoinen	30.0	4.7	27.8	4.2
	Hopfield	29.1	4.4	27.9	4.2
	Black	-5.6	-0.9	27.6	4.1
改善后	Saastamoinen	0	0	26.3	3.9
	Hopfield	0	0	26.4	4.0
	Black	0	0	26.3	3.9

r_{s0} 、 r_{s1} 、 r_{h0} 、 r_{h1} 、 r_{b0} 和 r_{b1} 为各模型中的系数, 然后可利用探空 ZHD, 运用最小二乘法对 (8) - (10) 式进行回归建模, 便可求得待定系数 r_{s0} 、 r_{s1} 、 r_{h0} 、 r_{h1} 、 r_{b0} 和 r_{b1} , 将这些待定系数引入 (8) - (10) 便可以得到适合江西地区的天顶静力延迟模型。徐桂荣等^[15]用该方法研究发现适合湖北地区的天顶静力延迟模型中的系数为 $r_{s0} = 0.5576$, $r_{s1} = 0.0017$, $r_{h0} = 40.082$, $r_{h1} = 0.141898$, $r_{b0} = 0.5576$ 和 $r_{b1} = 0.0017$, 认为改善后的 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型明显提升了 ZHD 的计算精度。本文利用 2010 年南昌和赣州两探空站资料计算的 ZHD 对 (8) - (10) 式进行了回归建模, 并得到了适合江西地区的天顶静力模型 (改善后的天顶静力延迟模型) 为:

$$\text{ZHD}_S = 96.9573 + 0.1337 \times \frac{P_s}{1 - 0.0026 \cos(2\varphi) - 0.00028H} \quad (11)$$

$$\text{ZHD}_H = 100.21 + 0.89(40.082 + 0.14898(T_s - 273.16) - H) \frac{P_s}{T_s} \quad (12)$$

$$\text{ZHD}_B = 92.2716 + 0.1406(T_s - 4.12) \frac{P_s}{T_s} \quad (13)$$

图 2 为 2010 年探空 ZHD 与运用改善后的天顶静力延迟模型 (11) - (13) 式模拟 ZHD 之差 ΔZHD 的分布图。与图 1 中 ΔZHD 的分布明显不同, 图 2 中的 ΔZHD 在整个 2010 年都均匀地分布在 0 mm 线的两侧, 相比图 1 (改善前), ΔZHD 的值也明显减小 (特别是图 2a 和图 2b), ΔZHD 的最大值约为 100 mm (图 1a 和图 1b 中约为 150 mm)。这表明改善后的天顶静力延迟模型 (11) - (13) 有效地提升了 ZHD 的计算精度。另外, 从表 1 可以看出, 探空 ZHD 与 ZHD_S 、 ZHD_H 和 ZHD_B 的偏差均为 0 mm, 标准差约为 26.3 mm, 折算成对 PW 的影响为约为 3.9 mm。可见, 改善后的天顶静力延迟模型 (11) - (13) 可以很好地拟合探空 ZHD, 减小了原模型 (5) - (7) 的系统偏差, 并有效地提升了天顶静力延迟模型的精度。

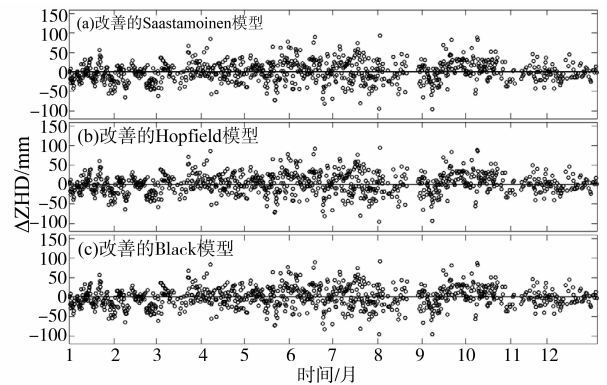


图 2 探空 ZHD 与改善后的 ZHD 模型模拟的 ZHD 之差

Fig. 2 The ZHD difference between sounding ZHD and simulated ZHD by improved ZHD models

3 GPS 反演 PW 的精度分析

以上研究表明, 运用改善后的天顶静力延迟模型 (11) - (13) 计算的 ZHD, 明显较改善前计算的 ZHD 的精度高, 那么将改善后的天顶静力延迟模型 (11) - (13) 引入 GAMIT 软件中能否解算出精度更高的 PW? 为了验证这一问题, 分别将改善前后的天顶静力延迟模型 (5) - (7) 式与 (11) - (13) 式引入 GAMIT 软件中, 对 2010 年南昌和赣州两站的 PW 进行解算 (共 6 组试验), 获得了逐时 GPS PW 值, 并与探空 PW 进行对比分析, 以确定采用改善后的天顶静力延迟模型 (11) - (13) 能否有效提升 GPS PW 的反演精度。

图 3 为 2010 年江西地区探空 PW 与采用改善前后的 Saastamoinen 天顶静力延迟模型解算的 GPS PW 之差 ΔPW (探空 PW - GPS PW) 的分布图。从图 3a 可以看出, 采用改善前的 Saastamoinen 模型所解算的 GPS PW 明显较探空 PW 大 (ΔPW 值多小于 0 mm), 这主要是在总的 ZTD 不变的情况下, 采用 ZHD_s 偏小 (图 1a), $ZWD = ZTD - ZHD$ 将偏大, 最终使得 PW 偏大。与图 3a 明显不同, 图 3b 中 ΔPW 比较均匀地分布在 0 mm 线的两侧, 这表明采用了改善后的 Saastamoinen 模型所解算的 GPS PW 更接近观测值 (即探空 PW)。与 Saastamoinen 模型类似, 采用改善前的 Hopfield 模型所解算的 GPS PW 明显较探空 PW 大 (图 4a), 这主要是由于改善前的 ZHD_H 偏小所致, 而采用改善后的 Hopfield 模型解算的 GPS PW 也更接近探空 PW (图 4b)。与改善前的 Saastamoinen 模型和 Hopfield 模型不同, 采用改善前的 Black 模型所解算的 GPS PW 明显较探空 PW 小 (ΔPW 值多大于 0 mm), 这主要是由于改善前的 ZHD_B 偏大所致, 而采用改善后的 Black 模型所解算的 GPS PW 也更接近于探空 PW (图 5b)。综上所述, 采用改善后的 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型所解算的 GPS PW 都较改善前更接近观测值。

表 2 给出了 2010 年江西地区探空 PW 与采用不同天顶静力延迟模型解算的 GPS PW 的偏差、标准差和相关系数。从表 2 可以看出, 采用改善前后的天顶静力延迟模型解算得到的 GPS PW 与探空 PW 都具有很好的相关性, 其相关系数都为 0.97; 相对改善前的天顶静力延迟模型, 采用改善后的天顶静力延迟模型解算的 GPS PW 明显减小了与探空 PW 的偏差, 改善前 Hopfield 模型和 Saastamoinen

模型的偏差均为负值, 分别为 -3.97 和 -2.89 mm, Black 模型的偏差为正值, 其值为 1.73 mm, 这与图 3a、图 4a 和图 5a 中 ΔPW 的分布情况吻合。改善后 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型的偏差均小于等于 0.80 mm, 其中偏差最小的为改善后的 Hopfield 模型, 其值为 0.37 mm, 相比改善前的 -3.97 mm 有显著的较小; 采用改善前后

表 2 2010 年江西探空 PW 与采用不同天顶静力延迟模型解算的 GPS PW 的偏差、标准差和相关系数
Table 2 The bias, standard deviation and correlation coefficient of sounding PW and calculated PW using different ZHD model

	模型	偏差/mm	标准差/mm	相关系数
原模型	Saastamoinen	-2.89	4.36	0.97
	Hopfield	-3.97	4.42	0.97
	Black	1.73	4.35	0.97
改善后	Saastamoinen	0.73	4.31	0.97
	Hopfield	0.37	4.33	0.97
	Black	0.80	4.32	0.97

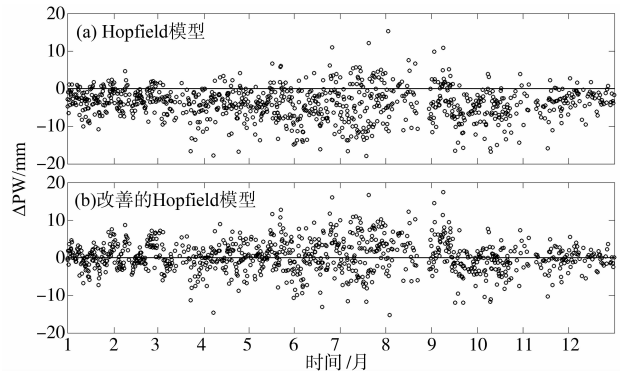


图 4 2010 年江西探空 PW 与采用 Hopfield 模型解算的 GPS PW 之差
Fig. 4 The PW difference between sounding PW and calculated PW using Hopfield model

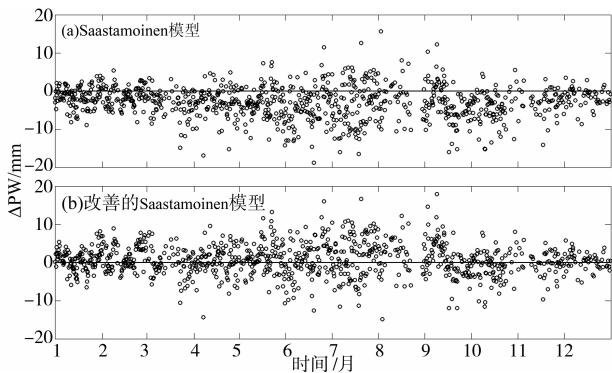


图 3 2010 年江西探空 PW 与采用 Saastamoinen 模型解算的 GPS PW 之差
Fig. 3 The PW difference between sounding PW and calculated PW using Saastamoinen model

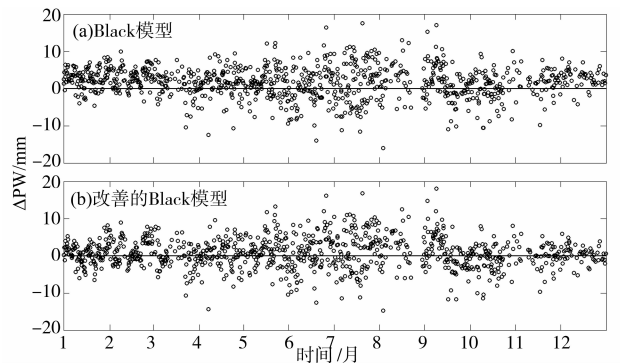


图 5 2010 年江西探空 PW 与采用 Black 模型解算的 GPS PW 之差
Fig. 5 The PW difference between sounding PW and calculated PW using Black model

的天顶静力延迟模型解算得到的 GPS PW 与探空 PW 的均方差变化不大, 其值在 4.31 ~ 4.42 mm 之间, 但相比改善前的均方差, 改善后的均方差均有所减小, 减小范围为 0.3 ~ 0.9 mm, 与偏差一样减小最明显的是 Hopfield 模型, 改善后较改善前减小了 0.9 mm。

以上分析表明, 相比采用改善前的 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型解算的 GPS PW, 采用改善后的 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型和 Black 模型解算的 GPS PW 更接近探空 PW (图 3b、图 4b 和图 5b), 且与探空 PW 相比, 偏差都明显减小, 标准差也有所较小, 相关系数不变。其中, 采用改善后的 Hopfield 模型所解算的 GPS PW 与探空 PW 的偏差最小, 为 0.37 mm, 这明显优于湖北地区^[16]天顶静力延迟模型改善后的效果, 其改善后的最小偏差为 1.2 mm。

4 GPS PW 在台风暴雨中的应用分析

大气中的水汽不仅是台风产生降水的源泉, 还是台风维持系统所需能量源的主要成分, 因此对高时空分辨率的 GPS PW 资料的分析, 有利于提升对台风降水的预报。Lion^[19]和丁金才^[20]研究都发现了在台风影响期间, GPS PW 的变化与降水有较好的对应关系, 即台风降水产生前 GPS PW 都有一个急升过程, GPS PW 剧降后降水即将结束。本节将利用改善的 Hopfield 模型解算的 GPS PW 资料, 对 2012 年 8 月台风“海葵”(HAIKUI) 影响江西期

间进行分析, 以期在今后台风降水预报中使用 GPS PW 资料提供参考。

4.1 台风“海葵”的概况

利用日本气象厅提供的最佳台风路径资料, 我们制作了台风“海葵”的路径图(图 6)。从图 6 可以看出, 2012 年第 11 号台风“海葵”于 8 月 1 日 20 时在日本冲绳县东偏南方约 1 850 km 的西北太平洋洋面发展为热带低压, 中心气压为 1004 hPa, 随后逐渐加强西移, 3 日 08 时在冲绳县东偏南方约 1 360 km 的洋上加强为热带风暴(中心气压为 992 hPa), 并转向西偏北方向移动, 5 日 17 时进入我国东海东部海面(中心气压为 980 hPa), 5 日 20 时加强为强热带风暴, 中心气压为 975 hPa。此后“海葵”继续加强并先西移再往西北方向移动, 7 日 20 时在距离浙江象山东南面大约 180 km 的东海洋面上加强为台风, 中心气压降至 965 hPa, 此时“海葵”的外围螺旋环流开始影响江西东北地区(图略), 8 日 03 时在浙江象山登陆, 登陆后“海葵”快速减弱并继续向西北方向移动, 8 日 14 时在浙江杭州附近减弱为热带风暴, 中心气压升至 980 hPa, 此后“海葵”缓慢减弱并转向西偏北方向移动, 9 日 08 时, 移至安徽黄山市(中心气压为 992 hPa), 此后一直稳定维持在安徽西南部至赣皖边界一带, 其强度减弱缓慢, 9 日 20 时减弱为热带低压(中心气压为 994 hPa), 11 日 08 时“海葵”的中心气压升至 1 000 hPa, 11 日 14 时后在赣皖边界中部附近消亡。

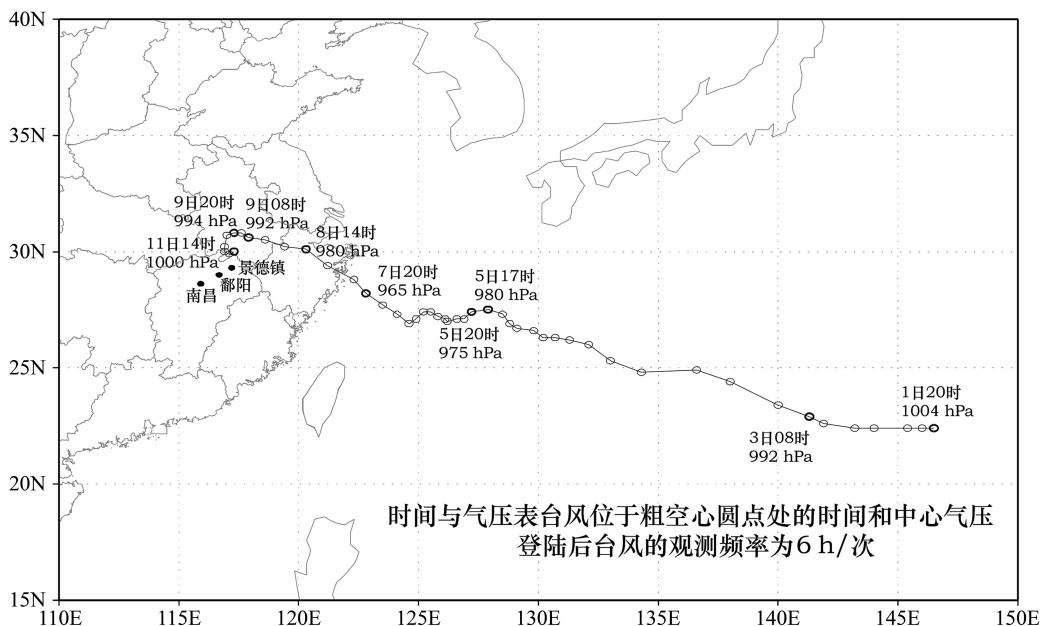


图 6 2012 年 8 月 11 号台风“海葵”的移动路径

Fig. 6 The moving path of typhoon HAIKUI

受台风“海葵”的影响, 8月9-10日江西东北部出现了大暴雨过程, 先后有19个县(市)出现大暴雨, 4个县(市)出现特大暴雨, 其中日降水量最大出现在8月9日景德镇的浮梁, 为397.2 mm。台风“海葵”带来的暴雨致使昌江、乐安河水位一度全线超警戒, 江西东北部地区出现洪涝、内涝和山洪等灾害, 这对农业、水利、交通等造成了严重的影响。这次台风过程是江西历史上致灾最严重的台风之一。据统计, 台风“海葵”致使景德镇、九江、上饶、鹰潭、抚州和南昌6市192.9万人受灾, 紧急转移安置26.6万人, 农作物受灾面积12.7万hm², 江西直接经济损失达32.9亿元, 其中景德镇的灾害最为严重。

4.2 GPS PW 与降水的关系

图7给出了台风“海葵”影响江西期间, 江西西北部景德镇、鄱阳和南昌三站GPS PW与逐时降水量的演变过程。从图7可以看出, 在台风影响前(8月7日18时前)景德镇、鄱阳和南昌的GPS PW均小于45 mm, 无降水出现; 8月7日18时后, 随着台风“海葵”从浙江东面洋面不断往西偏北方向移动(图6), “海葵”开始自东向西影响江西地区, GPS PW也随之自东向西开始明显增加, 位置偏东的景德镇于7日19时开始明显增加, 鄱阳在7日21时开始明显增加, 而位置偏西的南昌则在7日22时才开始明显增加, 8日13时景德镇的GPS PW率先超过60 mm, 并在随后2 h出现明显降水(1小时降水量超过1 mm), 8日18时鄱阳的GPS PW超过60 mm, 在随后2 h也出现明显降水, 而南昌的GPS PW则在9日2时才超过60 mm, 但同样在随后2 h出现了明显降水; 随着

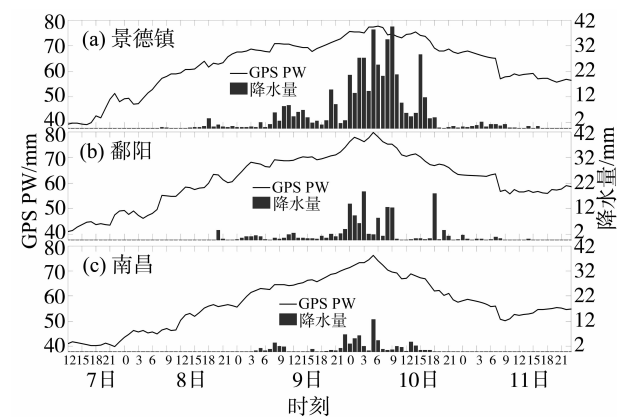


图7 2012年8月7日12时至11日23时 GPS PW 和逐时降水量的演变过程

Fig. 7 The evolutions of GPS PW and rainfall during 1200 BTC 7 to 2300 BTC, August 11th, 2012

“海葵”向安徽南部至赣皖边界附近的移动, 景德镇、鄱阳和南昌三站离台风中心的距离持续减小, GPS PW 继续增加, 到10日05时这三站的GPS PW 都到达了最大值, 其中景德镇为77.6 mm, 鄱阳为79.7 mm, 南昌为76.2 mm, 与之对应景德镇在10日5时前后出现了超过32 mm/h的强降水(图7a), 鄱阳湖和南昌也出现了超过12 mm/h的强降水(图7b和图7c); 此后, 虽然“海葵”的中心位置维持在赣皖边界附近, 但其强度持续减弱, GPS PW 也随之持续减小, 10日22时距离台风中心最远的南昌站的GPS PW 率先降至60 mm以下, 且降水早在GPS PW 降至62 mm时(10日18时)就结束了, 11日08时随着“海葵”的中心气压升至1000 hPa, 景德镇、鄱阳和南昌三站GPS PW 都有一个剧降过程, 景德镇和鄱阳的GPS PW 也在这次剧降过程中降至60 mm以下, 降水也在随后结束。从图7还可以看出, 在台风“海葵”影响江西期间, 虽然景德镇的降水明显较鄱阳的降水强, 但鄱阳的最大GPS PW 却比景德镇的大, 造成这一现象的主要原因有两个, 一是在台风南侧偏西气流下, 景德镇位于怀玉山脉的迎风坡, 迎风坡的辐合抬升有利于降水的发生, 二是景德镇的海拔较鄱阳高, PW 是大气的整层含水量, 在相同环流场下高海拔地区的PW 不如低海拔地区高。

4.3 PW 的诊断分析

以上分析表明, 在台风“海葵”影响江西期间, PW 的变化与降水密切相关, 那么PW 变化又是由于什么原因造成的? PW 是大气的整层含水量, 即 $PW = \int_{P_{top}}^{P_{fc}} q dp / g$, Trenberth and Guillemot^[21] 等利用水汽方程推导得:

$$\frac{\partial PW}{\partial t} = -\frac{1}{g} \int_{P_{top}}^{P_{fc}} \nabla \cdot (q v_h) dp - P + E \quad (14)$$

其中 P 为降水量, E 为蒸发量(雨天近似为0.0 mm), q 为比湿, v_h 为水平风, t 为时间, 重力加速度 $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ 。利用分部积分法, (14) 式可写为:

$$\frac{\partial PW}{\partial t} = -\frac{1}{g} \int_{P_{top}}^{P_{fc}} q \nabla \cdot v_h dp - \frac{1}{g} \int_{P_{top}}^{P_{fc}} v_h \nabla \cdot q dp - P + E \quad (15)$$

(15) 式中右边第一项由水平风的散度造成, 称为散度项, 第二项由比湿的平流造成, 称为平流项。根据(15)式, 利用时间分辨率为3 h 每次、高空间分辨率为 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ 经纬网格的MERRA MAI3CPASM 分析资料, 对“海葵”影响江西期间

10 日 05 时景德镇、鄱阳和南昌的 GPS PW 都达到了最大值(均超过了 76 mm), 与之对应强降水都出现在 10 日 05 时前后, 即 GPS PW 的高值段; 随着“海葵”的减弱消亡, 景德镇、鄱阳和南昌的 GPS PW 逐渐减弱, 当 GPS PW 降至 60 mm 以下时, 降水随之结束。

本文还利用 Trenberth 推导的水汽收支方程和 MERRA MAI3CPASM 分析资料, 对 2012 年 8 月 7 日至 11 日台风“海葵”影响景德镇期间 GPS PW 的变化作了诊断分析, 其结果表明: 在台风“海葵”影响景德镇初期, 比湿平流过程是景德镇 GPS PW 增加的主要原因; 随着“海葵”的靠近, 比湿平流的作用逐渐减小, 而水平风辐合则转变为 GPS PW 增加的主要原因; 在台风“海葵”影响后期, 景德镇 GPS PW 的减小主要是由 10 日 17 时后水平风辐合的快速减弱和降水过程消耗大气中的水汽所造成。

参考文献:

- [1] 俞炳, 周媛, 闻春华. 江西省 GPS/MET 水汽监测系统设计[J]. 气象与减灾研究, 2010, 33(2): 60-63.
- [2] 邹海波, 单九生, 吴珊珊, 等. 利用 GAMIT 对江西省 GPS 可降水量的反演应用[J]. 气象与减灾研究, 2010, 33(3): 56-60.
- [3] 丁金才, 黄炎, 叶其欣, 等. 2002 年台风 Ramasun 影响华东沿海期间可降水量的 GPS 观测和分析[J]. 大气科学, 2004, 28(4): 613-624.
- [4] 陈小雷, 景华, 全美然, 等. 地基 GPS 遥测大气可降水量在天气分析诊断中的应用[J]. 气象, 2007, 33(6): 19-24.
- [5] 姚建群, 丁金才, 王坚捍, 等. 用 GPS 可降水量资料对一次大暴雨过程的分析[J]. 气象, 2005, 31(4): 48-52.
- [6] 楚艳丽, 郭英华, 张朝林, 等. 地基 GPS 水汽资料在北京“7·10”暴雨过程研究中的应用[J], 气象, 2007, 33(12): 16-22.
- [7] 李国翠, 李国平, 连志鸾, 等. 不同云系降水过程中 GPS 可降水量的特征——华北地区典型个例分析[J], 高原气象, 2008, 27(5): 1066-1073.
- [8] 张志全, 王文旭, 黄立人, 等. 天津市 GPS 连续运行参

考站网系统[J]. 城市勘测, 2007, (6): 51-55.

- [9] 廖敏, 邹海波, 单九生, 等. 地基 GPS 水汽资料在江西一次大暴雨过程的应用分析[J]. 气象与减灾研究, 2012, 35(3): 33-38
- [10] BEVIS M, BUSINGER S, HERRING T, et al. GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system [J]. J Geophys Res, 1992, 97(D14): 15787-15801.
- [11] DAVIS J L, HERRING T A, SHAPIRO I I, et al. Geodesy of radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length[J]. Radio Sci, 1985, 20(6): 1593-1607.
- [12] SAASTAMOINEN J. Contributions to the theory of atmospheric refraction[J]. Bull Geod, 1973, 107(1): 13-34.
- [13] HOPFIELD H S. Tropospheric effect on electromagnetically measured range: Prediction from surface weather data [J]. Radio Sci, 1971, 6(3): 357-367.
- [14] BLACK H D. An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction[J]. J Geophys Res, 1978, 83(B4): 1825-1828.
- [15] 徐桂荣, 万蓉, 李武阶, 等. 地基 GPS 反演大气可降水量方法的改进[J]. 暴雨灾害, 2009, 28(3): 203-209.
- [16] THAYER G D. An improved equation for the radio refractive index of air[J]. Radio Sci, 1974, 9(10): 803-807.
- [17] RUEGER J M. Refractive index formulae for radio wave [C]//FIG XXII International Congress. Washington D C, USA, 2002.
- [18] SMITH E K, WEINTRAUB S. The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies[J]. Proc IRE, 1953, 41(8): 1035-1037.
- [19] LIOU YI A I, HUANG C Y. GPS observation of PW during the passage of a typhoon [J]. Earth Planet Space, 2000, 52(10): 709-712.
- [20] 丁金才, 黄炎, 叶其欣, 等. 2002 年台风 Ramasun 影响华东沿海期间可降水量的 GPS 观测和分析[J]. 大气科学, 2004, 28(4): 613-624
- [21] TRENBERTH K E, UILLEMOT C J. Evaluation of the global atmospheric moisture budget as seen from analyses [J]. J Climate, 1995, 8(9): 2255-2272.