

辜旭赞,潘彭刚.2007 年 8 月登陆台风帕布、圣帕暴雨过程诊断分析[J].暴雨灾害,2010,29(2):129-134

2007 年 8 月登陆台风帕布、圣帕暴雨过程诊断分析

辜旭赞¹,潘彭刚²

(1.中国气象局武汉暴雨研究所,武汉 430074;2.民航中南空中交通管理局湖北分局气象台,武汉 430302)

摘要:采用 T213L31 模式大气分析资料,诊断计算天气学中的凝结函数降水、水汽通量散度降水,并理想设计与诊断计算气层对流不稳定降水和层结不稳定降水,用于对 2007 年 8 月间西太平洋登陆台风帕布和圣帕降水运动进行诊断计算与分析。结果表明:热带扰动中凝结函数降水场呈弱态,但有较强水汽通量散度降水场,且水汽辐合降水运动组织对流不稳定降水和层结不稳定降水。在热带扰动发展与台风形成时,其低层风场水汽辐合与积云对流相互作用的过程,同时是气层对流不稳定能量与气块(团)湿不稳定能量的积聚过程,前者可带来暴雨,后者可带来大暴雨。相关天气学分析表明:台风暴雨是大尺度风场及中尺度水汽辐合降水运动组织起中、小尺度气层、气块(团)对流降水运动,对流性降水是由风场支配故变化较大、较快。

关键词:天气学降水运动;凝结函数降水;水汽通量散度降水;对流不稳定降水;层结不稳定降水;台风暴雨;诊断计算
中图分类号:P458.1*21.1 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2010)02-0129-06

1 引言

在天气学上,可以实现“凝结函数(法)降水”和“水汽通量散度(法)降水”诊断计算^[1-2],还可以实现“对流不稳定”判据计算与“层结不稳定能量”^[2]诊断计算,但却难以给出对流不稳定降水和层结不稳定降水的诊断计算关系式,这在数值模式当中属于较为复杂的“积云对流参数化”^[2]或显式降水方案^[3]内容。辜旭赞等^[4-5]曾采用 T106/T213 数值分析预报模式大气,经天气学理想设计,诊断计算出模式大气中的气柱凝结函数降水和水汽通量散度降水,并设计诊断计算出气层对流不稳定降水与气块(团)层结不稳定降水,并且用于诊断计算与分析梅雨锋和高空锋区“波动”中的大尺度降水运动和中尺度强降水的天气动力背景。本文用于对 2007 年 8 月间登陆台风帕布、圣帕暴雨过程降水运动的诊断计算与分析。

2 模式大气资料与降水运动诊断计算

2.1 T213 模式大气资料

采用国家气象中心 T213L31 逐日 08、20 时(北京时间,以下同)0 h、6 h 分析预报模式大气的水平经纬度 1°×1°分辨率资料(将 6 h 预报资料当作“实况”,以增加时间分辨率),时间在 2007 年 8 月间,范围在 0°—60°N,70°—179°E,层次为 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200 hPa 共十层;另外在垂直分辨

率上取位温差 $\Delta\theta=1$ K,使得在等 θ 面上分析(即等熵分析)压(或位势高度)、温、湿、风及垂直速度,以及进行模式大气降水运动的诊断计算可以更精确。按照天气学方法与设计,理想诊断计算模式大气中所有垂直运动形式的降水运动,包括气柱“可降水量”、“水平风场穿过中- β 尺度距离(100 km)水汽权重平均时间”、气柱“凝结函数降水”、“水汽通量散度降水”、“对流不稳定降水”及“层结不稳定降水”。

2.2 凝结函数降水和水汽通量散度降水

按天气学^[1],可降水量(H)、凝结函数降水率(I_1)、水汽通量散度降水率(I_2)计算式分别为:

$$H = \int_{p_i}^{p_s} q \frac{dp}{g} \quad (1)$$

$$I_1 = - \int_{p_i}^{p_s} F\omega \frac{dp}{g} \quad (2)$$

$$I_2 = - \int_{p_i}^{p_s} \nabla \cdot (\vec{V}q_s) \frac{dp}{g} \quad (3)$$

上式中的 F 为“凝结函数”, ω 为 P 坐标垂直速度, $q(q_s)$ 为(饱和)比湿, \vec{V} 为风速, g 为重力常数, $p(p_s)$ 为(地面)气压,设积分上限 $p_i=200$ hPa。

(2)式中凝结函数降水是由饱和气层压、温状态(F)与大尺度上升运动(ω)决定;(3)式水汽通量散度降水是由饱和气层风场散度决定。这里做垂直(气压差)积分诊断计算 I_1 、 I_2 时,理想假定“饱和气层”为相对湿度大于等于 80%。(2)式中当 $\omega < 0$ 时(I_1 为正)为上升运

收稿日期:2010-01-29;定稿日期:2010-04-25

基金项目:国家自然科学基金项目(40575053)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906010)共同资助

作者简介:辜旭赞,男,1956 年生,研究员,主要从事天气预报技术研究。E-mail:guxuzan@163.com

动,有降水发生,同时保留 $\omega \geq 0$ 时 (I_1 为负) 的下沉运动“反降水”诊断计算;(3)式中当有水汽辐合时 (I_2 为正),有降水发生,同时保留当有水汽辐散 (I_2 为负) 时的“反降水”诊断计算。

2.3 对流不稳定降水和层结不稳定降水

大气中还存在整层空气被抬升及可能发生对流不稳定降水^[1-2]。因大气中水汽及对流不稳定气层主要存在于对流层的中低层,故这里仅取气压“厚度”为 $p_s \sim 625$ hPa,以作气层(实际取位温差 $\Delta\theta=1$ K 分层)对流不稳定判断与理想对流不稳定降水 (S_1) 诊断计算:

$$S_1 = \int_{625}^{p_s} \Delta q_s \frac{dp}{g} \quad (4)$$

上式中的 $\Delta q_s = q_s - q_s'$, q_s' 是经判断为对流不稳定层、调整为对流稳定层之后的比湿, q_s 是其初值,且当对流不稳定能量为正时,有 $\Delta q_s > 0$ 。

大气中还存在所谓“条件不稳定气块”^[1-2], 可因气块的不稳定能量释放造成气块上升运动及降水 (S_2):

$$S_2 = \int_{p_r}^{p_s} (q_{s0} - q_s) \frac{dp}{g} \quad (5)$$

上式中的 q_s 为不稳定气块做湿绝热上升运动状态曲线^[1-2]上的饱和比湿, q_{s0} 是其初值。(5)式是在层结不稳定能量为正时,有 $q_{s0} - q_s > 0$ 。

因(4)式、(5)式对流不稳定降水和层结不稳定降水在理论上都是与时间无关量,而实际降水应伴随一个水汽输送过程。本文定义为“气柱中的饱和气块水平穿过一段距离 (Δx) 的水汽权重平均时间” (L):

$$L = \int_{p_r}^{p_s} \frac{\Delta x}{V} qP \frac{dp}{g} / \int_{p_r}^{p_s} qP \frac{dp}{g} \quad (6)$$

上式中 V 为气块全风速,并取 $\Delta x=100$ km,则(6)式是重建 (100 km 尺度) 湿度场的水汽权重平均时间。因水汽主要存在于大气低层,故其主要反映了低空气流穿越 100 km 所需平均时间。计算表明,在饱和区里,若其小于 3 h,可判为“湿急流”。

那么,上述的对流不稳定降水与层结不稳定降水,在理论上就可定义在 L 之内完成。

上述的凝结函数降水是气块在(等位温面上)做大尺度缓慢爬升运动,故它是稳定性降水与“云水”形成的物理机制,同时可以是对流不稳定降水的启动机制:不稳定湿气层在做“爬升运动”时,达到了对流不稳定能量释放高度并产生降水。上述的水汽通量散度降水既是水汽在等 θ 面上作辐合运动降水,同时也可以是不稳定降水的引导物理机制:因连续性方程^[2],湿不稳定气层可在辐合上升运动中达到层结不稳定能量释放高度,并产生层结不稳定降水。上述的对流不稳定降水场也可以是造成层结不稳定降水的天气

系统背景场:即在发生对流不稳定降水的同时,还发生(混和)层结不稳定降水,则二者诊断计算可能重叠实际降水量。

总之,降水发生的垂直运动形式是唯一的,凝结函数降水场和(或)水汽通量散度降水场,可以是造成对流性降水的天气系统背景场,且在对流不稳定降水发生的同时,也可以混合有层结不稳定降水发生。诊断计算四种天气学降水形式,在实际大气中应是混合而非“单一”发生。因将降水分解成为层云降水和对流性降水,是目前数值模式引入“积云对流参数化”与降水方案的通行方法^[1-2],但如何将四种天气学降水形式,综合成为高时空分辨率数值模式中的“显式降水方案”(一般认为水平分辨率达到 1 km 左右,才应该摒弃积云对流参数化方案),尚在研究之中。而诊断计算 T213/T639 模式大气降水运动四种天气学降水形式,对于降水天气预报有参考意义。

3 台风降水运动诊断计算与分析

2007 年 8 月 500 hPa 平均环流^[6]:极涡偏向欧亚大陆,亚洲中高纬度环流平直,副热带高压脊线位于 32°N 附近、较常年 (28°N) 偏北且偏强,而副高脊较常年 (120°E) 偏东 1° ,从而有利于赤道辐合带(赤道槽)及台风与副高相互作用。这期间有西太平洋和南海台风活动,造成登陆台风帕布、圣帕暴雨过程^[7-8],还包括一次西风带(高空槽)暴雨过程,但这次中纬西风带高空槽降水与西太平洋副热带高压和台风活动有关^[6]。下面对 2007 年 8 月发生的几次台风暴雨做诊断计算和分析。

(1)8 月 6—8 日,受 0706 号热带风暴及其低压气流直接作用和热带风暴“帕布”外围气流间接影响,海南、广东和广西发生强降水。

8 月上旬前期,副热带高压主体位于日本以东洋面,在我国南方维持一个高压脊。0706 号未登陆热带气旋在南海生成,4 日 02 时其中心位于 13.6°N 、 112.8°E ,沿偏西方向移动,最大风力 8 级,6 日上午减弱为热带低压并折向西北方向,而后在北部湾减弱消失。另外 0707 号登陆热带气旋帕布于 5 日 14 时在菲律宾以东的西北太平洋上生成,气旋中心位于 19.6°N 、 135.5°E ,最大风力 8 级,向西偏北方向移动。6 日副高西伸与伊朗高压打通,到下旬后期,从青藏高原到西南、江南、华南、一直延伸到东海及日本东、南洋面,维持一个东西向分布高压带。之后因热带辐合带加强北抬和北面冷空气侵入,致使副高断裂、东退。6 日“帕布”加强为强热带风暴,因受副高阻挡,路径偏西,最大风力增强至 11 级。8 日凌晨 1 时“帕布”登陆于台湾恒春半岛,

之后进入台湾海峡,并于 16 时在南海东北部减弱为热带风暴,而于 23 时减弱为热带低压。

理想诊断计算与分析表明,0706 号热带风暴给海南与两广地区带来充沛水汽,6 日 20 时当地气柱水汽含量在 $5.5\sim 6.5\text{ g/cm}^2$ (即 $55\sim 65\text{ mm}$ 可降水量)之间。之前,凝结函数降水场呈弱态降水、或“反降水”变化,至 8 日 0706 号热带低压气流接近时,天气尺度上升运动仅造成 $0.1\sim 0.2\text{ mm/h}$ 凝结函数降水场。而水汽通量散度降水场呈现较大变化,到 8 日达到 $0.3\sim 2.0\text{ mm/h}$ 的水汽辐合降水。同时,重建中- β 尺度湿层(平均时间小于 3 h)“低空湿急流”,它随 0706 号热带风暴北上而直达两广地区,并造成热带风暴北面两广地区出现 $2\sim 4\text{ mm/h}$ 、其东南海域出现 $5\sim 7\text{ mm/h}$ 的对流不稳定降水区,对应层结不稳定降水区分别达到 $5\sim 10\text{ mm/h}$ 和 $10\sim 20\text{ mm/h}$ (以上图略)。

(2)8 月 8—10 日,受热带风暴“帕布”及低压气流影响,台湾以及华南沿海发生强降水。

有 0708 号未登陆热带气旋“蝴蝶”于 8 日 08 时在菲律宾东北方的西北太平洋上生成,中心位于 20.0°N 、 125.2°E ,向西北方向移动,最大风力 8 级。9 日 09 时“蝴蝶”在台湾花莲与台东交界登陆,此时最大风力仍有 8 级,下午在台湾海峡南部海面减弱为热带低压,最大风力 7 级,及至广东西部近海继续减弱,到晚上 8

时停止编号。“帕布”与“蝴蝶”仅相差 36 h (相距约 900 km)先后登陆台湾岛和掠过台湾海峡,故“帕布”与“蝴蝶”之间有着相互作用^[1]:双台风(逆时针)互旋和先行(登陆)台风将可获得较多水汽而增强。“帕布”于 9 日上午再次加强成为热带风暴,10 时其中心位于 21.9°N 、 113.4°E ,最大风力 8 级,沿着海陆边界向西南方向移动,20 时前后在广东西部近海又减弱为热带低压。10 日“帕布”低压中心折向东北方向,下午在珠江口外海面再次加强为热带风暴,16 时前后风暴中心在香港新界沿海登陆。11 日 08 时“帕布”在广东中山减弱为热带低压,至 23 时停止编号。

理想诊断计算与分析表明,“帕布”继 0706 号热带风暴为华南沿海地区带来更多水汽,在 9 日 08 时当地上空可降水量在 $60\sim 70\text{ mm}$ 之间(图 1a);这时凝结函数降水率仍在 $0\sim 0.2\text{ mm/h}$ 之间(图 2a);而这时水汽通量散度降水率却在 $0.6\sim 4.0\text{ mm/h}$ 之间(图 3a)。同时,重建中- β 尺度湿层(平均时间在 $2\sim 3\text{ h}$)“低空湿急流”自东向西传播(图 4a);造成当地上空有强度在 $3\sim 5\text{ mm/h}$ 对流不稳定降水区(图 5a),与对应强度为 $5\sim 15\text{ mm/h}$ 的层结不稳定降水区(图 6a)。

(3)8 月 9—16 日,因前期 0706 号热带气旋在南海活动、同时还有一热带气旋(我国未予编号)在孟加拉湾活动,两者活动区域逐渐演变成为一个宽广季风

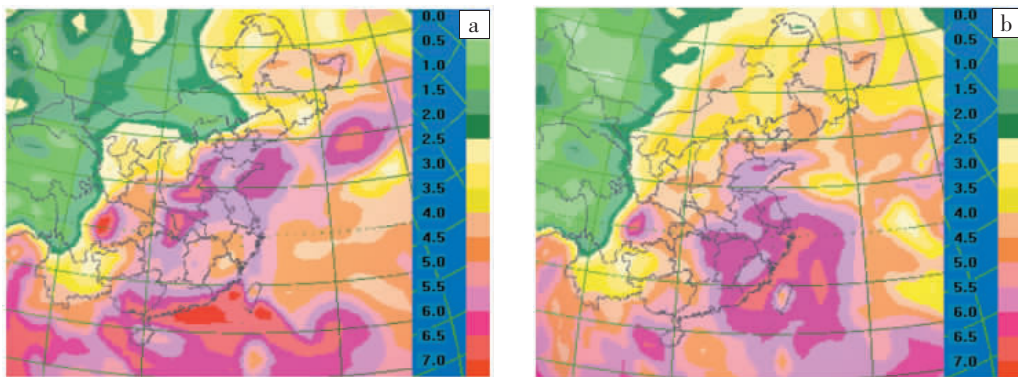


图 1 2007 年 8 月 9 日 08 时(a)和 8 月 19 日 20 时(b) 可降水量场(单位: g/cm^2)

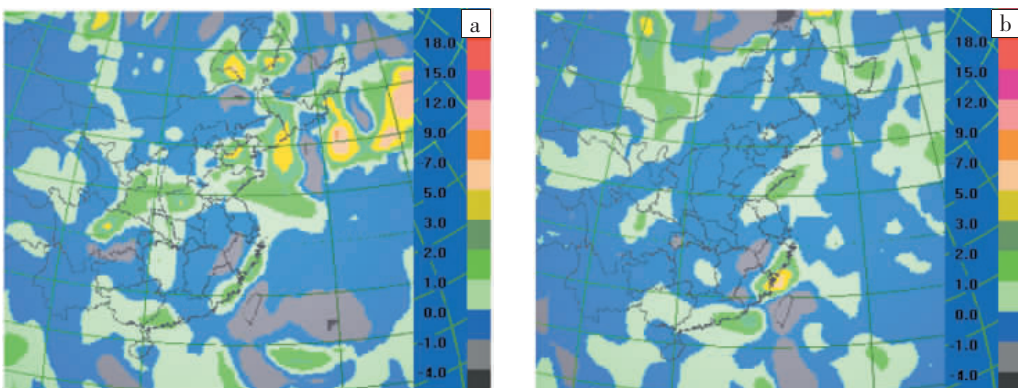


图 2 2007 年 8 月 9 日 08 时(a)和 8 月 19 日 02 时(b) 凝结函数降水场(单位: 10^{-1}mm/h)

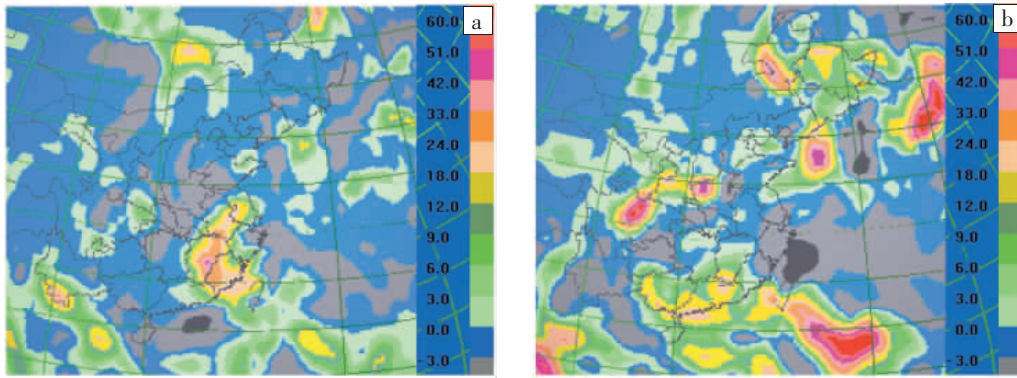


图 3 2007 年 8 月 9 日 08 时(a)和 8 月 19 日 14 时(b)水汽通量散度降水场(单位: 10^{-1} mm/h)

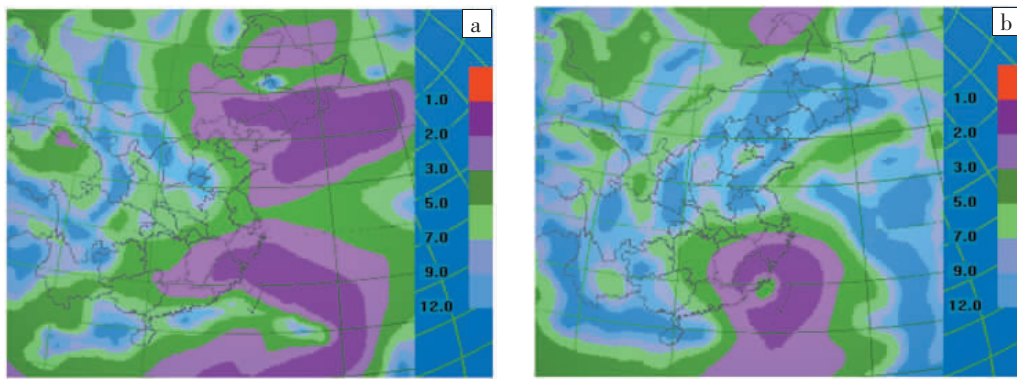


图 4 2007 年 8 月 9 日 08 时(a)和(b)8 月 19 日 02 时(b)重建湿层平均时间场(单位:h)

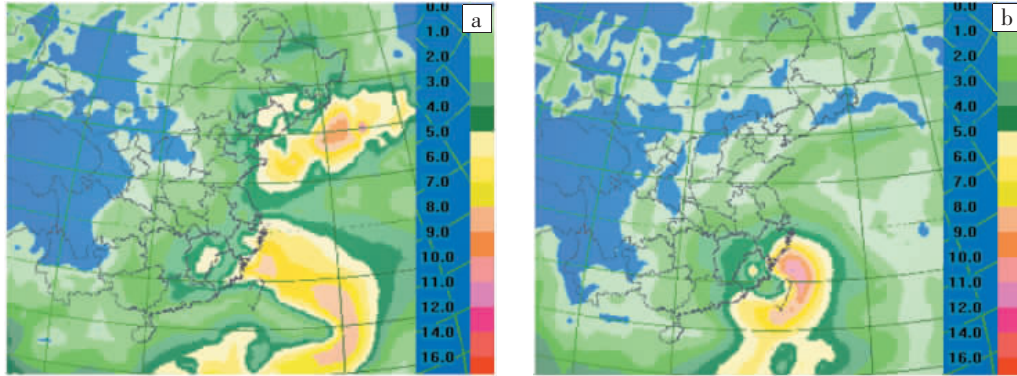


图 5 2007 年 8 月 9 日 08 时(a)和 2 8 月 19 日 02 时(b)对流不稳定降水场(单位:mm/h)

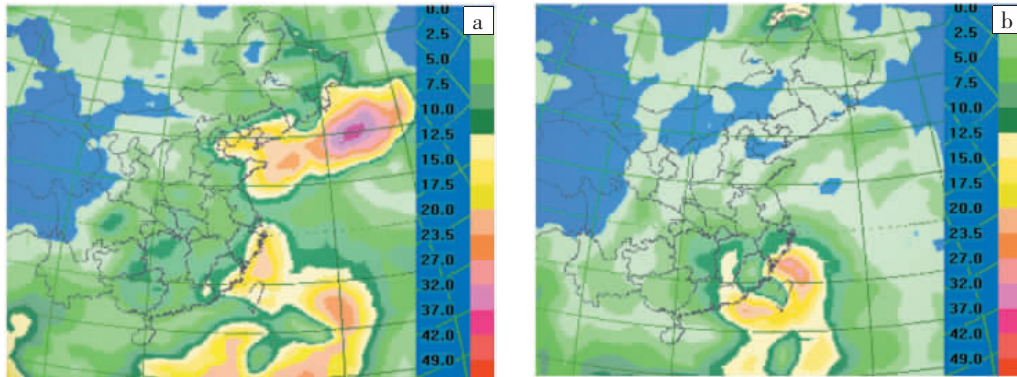


图 6 2007 年 8 月 9 日 08 时(a)和 8 月 19 日 02 时(b)层结不稳定降水场(单位:mm/h)

槽。故台风帕布登陆与季风槽一起向北输送水汽,致使华南、江南、江淮、黄淮、直至东北等地发生强降水。其中 10—13 日,因新地岛冷空气南下,乌拉尔山低槽

发展并切断出低涡(东北冷涡),槽前暖平流输送使中西伯利亚脊发展,亚洲中高纬呈两槽一脊形势,同时副高东退、北抬、且增强,呈西北—东南向,当副高东

退时,西南急流转为偏南急流,水汽输送更强,而当亚洲东部西风带波动增强(高空槽加深),水汽越过副高脊并顺槽北上,使得山东、江苏、东北地区先后出现暴雨和大暴雨。

理想诊断计算与分析表明,12日08时山东、江苏上空可降水量在50~60 mm之间,且有可降水量达55~65 mm高温高湿气团移至东北;此时,山东、江苏为弱态凝结函数降水或“反降水”场,但东北有大尺度上升运动造成强度在0.2~1.5 mm/h凝结函数降水场,且凝结函数降水场随高空引导气流(高空槽)向东北方向移动;又山东、江苏处于强度在0.3~1.8 mm/h水汽辐合降水场中,东北更有5 mm/h水汽辐合降水中心,且水汽辐合降水场也随高空槽移动,但是,水汽辐合降水中心一般不与凝结函数降水中心重合。同时,山东、江苏还处在“低空湿急流”左侧最大梯度辐合区,而东北暴雨始终位于向东北方向传播的“低空湿急流”左前方,这时“低空湿急流”区往往就有对流不稳定降水中心、或层结不稳定降水中心,而直接进入东北暴雨区的对流不稳定降水最大值为5 mm/h,但层结不稳定降水最大值为25 mm/h(以上图略)。从而表明,西风带高空槽降水与台风降水不同,前者可以是大尺度、长时间凝结函数降水与水汽辐合降水,后者更多是对流性降水。

(4)8月17—25日,受台风圣帕及其低压云系影响,台湾、以及华南、江南、西南等地都出现大范围暴雨、大暴雨和特大暴雨。

0709号台风圣帕于13日02时在菲律宾以东的西北太平洋上生成热带风暴,中心位于16.9°N、135.3°E,最大风力8级,于14日08时增强为台风,15日05时增强为强台风,15日17时又增强为超强台风。15日开始,副高西伸,西脊点达到100°E,从经向块状向纬向带状转变。超强台风圣帕沿副高底部一直向西北方向移动,同时,副高北收,直到下旬前期,副高曾控制亚洲中纬度一带。强台风圣帕于18日06时在台湾花莲沿海登陆,登陆时最大风力15级。之后“圣帕”向西北偏西方向移动,进入台湾海峡,且于15时减弱为台风。台风“圣帕”于19日02时在福建惠安沿海登陆,登陆时最大风力12级。登陆“圣帕”向西北行,于03时减弱为强热带风暴,08时减弱为热带风暴,20时在福建永安减弱为热带低压,且于20日03时低压中心进入江西黎川,直至08时停止“圣帕”编号。“圣帕”低压云系携带水汽,在之后5天仍对华南和西南造成大范围降水。

理想诊断计算与分析表明,台风“圣帕”周围(除台风眼区外)可组织起1 000 km尺度范围的55~75 mm

可降水量区(图1b),且登陆后仍可给降水区上空带来55~65 mm可降水量;登陆台风倒槽东移时,槽后可有0.1~0.5 mm/h凝结函数降水场,但槽前为凝结函数“反降水”场(图2b);而台风倒槽中(后)的水汽辐合度降水可达1~5 mm/h(图3b)。同时,“圣帕”周围可围绕1 000 km尺度范围的“低空湿急流”(图4b),且“低空湿急流”随着台风移动与登陆,带来3~5 mm/h的对流不稳定降水场(图5b)和5~20 mm/h的层结不稳定降水场(图6b)。

综上所述,2007年8月西太平洋上空一般气柱水汽含量都在40~60 mm可降水量之间,在赤道辐合带扰动中可组织60~70 mm可降水量区、而台风中可组织75 mm降水量的螺旋云带中心,这里也表明台风趋暖性(沿暖海域移动)是台风沿水汽丰富区移动。台风凝结函数降水场呈弱态,只在台风倒槽后有系统性上升运动及较强凝结函数降水,这与热带大气基本为正压大气相一致。台风呈现为大尺度风场及水汽辐合之降水运动,且水汽辐合随风场有多时空尺度的变化,只在台风倒槽中(后)的水汽辐合降水运动一直较为明显。又因台风在低层有较大风速及加速度,且低纬的地转偏向力较小,故台风总有“低空湿急流”相伴。引入重建中- β 尺度湿层平均时间后,台风可诊断为大尺度“低空湿急流”与水汽辐合降水运动,组织起小尺度、变化大而快的对流性降水运动。并且对流不稳定降水可带来中- β 尺度大到暴雨,而层结不稳定降水则带来中- γ 尺度(前面(6)式若取 $\Delta x=20$ km,则对流不稳定降水率和层结不稳定降水率都扩大5倍)大到特大暴雨。

显然,以上分析佐证了台风CISK机制^[2]:积云对流释放凝结潜热使对流层中、上部增暖,高层气压不断升高而产生辐散,而高层辐散又促使底层扰动中心气压不断降低而产生辐合,低层辐合运动再供给水汽以发展积云对流,从而导致扰动持续发展与台风形成。但文中描述的大尺度降水运动,只是中、小尺度扰动降水(包括台风内部结构降水)的背景场,后者的准确描述将依赖于数值模式与模拟(包括其时空分辨率)的进步、以及“显示云降水方案”的精细化。

另外,可能是T213模式大气资料质量原因,造成对于“帕布”、“蝴蝶”、“圣帕”在洋面上形成初期各种降水运动诊断计算及分析都不甚清晰。

4 结论

(1)对2007年8月西太平洋和南海台风做天气学降水运动诊断计算与分析表明,因热带大气基本为正压大气,热带扰动中凝结函数降水场呈弱态,但有较

强水汽通量散度降水场,由水汽辐合降水运动组织起对流不稳定降水和层结不稳定降水运动。

(2)因第二类条件不稳定 CISK 机制,热带扰动发展与台风形成时的低层风场及水汽辐合与积云对流相互作用过程,同时是“低空湿急流”和高可降水量区建立过程,也是气层对流不稳定能量及降水和气块(团)湿不稳定能量及降水积聚过程,在天气学降水物理机制上,对流不稳定降水带来中- β 尺度暴雨,层结不稳定降水则带来中- γ 尺度大暴雨。

(3)对登陆台风帕布、圣帕暴雨过程作诊断计算与分析表明,台风具有巨大“惯性”:携带水汽、动量(“低空湿急流”与水汽辐合运动)和有效能量(气层对流不稳定能量和层结湿不稳定能量)。

(4)西风带天气系统(如高空槽)降水与台风降水不同,前者有稳定的大尺度凝结函数降水场和水汽通量散度降水场,后者表现为变化较大、较快的中尺度水汽通量辐合降水运动,并组织起中、小尺度对流性降水运动。

(5)热带气旋进入赤道辐合带的南海与孟加拉湾

活动,通过凝结潜热释放热驱动,增强季风(南支低压)槽。

(6)台风趋暖性表现为台风沿暖海域移动,实际是台风沿水汽丰富区移动。

参考文献:

- [1] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理和方法(第三版)[M].北京:气象出版社.2000:319-460.
- [2] 杨大升,刘余滨,刘式适.动力气象学(修订本)[M].北京:气象出版社.1983:39-55,117-119,296-300.
- [3] 陈德辉,薛纪善.数值天气预报业务模式现状与展望[J].气象学报,2004,62(5):623-633
- [4] 辜旭赞.梅雨锋降水运动诊断分析与(大)暴雨形成[J].气象科技,2006,34(2):170-174.
- [5] 辜旭赞,叶金桃,陈郁琴.2007年7月淮河流域暴雨过程天气学诊断计算与分析[J].暴雨灾害,2009,28(2):131-136.
- [6] 张增海.华南黄淮暴雨成灾(每月天气——2007年8月)[J].气象,2007,33(11):118-123.
- [7] 张长安,郑秀专,潘娅亭.台风圣帕的空心现象分析[J].气象,2008,34(4):48-52.
- [8] 潘志祥,叶成志,刘志雄.“圣帕”、“碧利斯”影响湖南的对比分析[J].气象,2008,34(7):41-50.

Diagnostic Analysis of Typhoon Heavy Rain of Pabuk and Sepat during August 2007

GU Xu-zan¹, PAN Peng-gang²

(1. Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074;

2. Hubei Branch Meteorological Station, Air Traffic Management Bureau of Central South, Wuhan 430302)

Abstract: In this paper, four synoptic perpendicular motion precipitations including condensation-function precipitation, moisture flux divergence precipitation, wet-labile air layer convection precipitation and wet-labile air-parcel precipitation are designed and diagnostic calculated with the re-analysis and forecast data of T213L31's model atmosphere. The landing typhoons Pabuk and Sepat taking place in the west Pacific are analyzed as well as their heavy rain during August 2007. Diagnostic calculations of the four synoptic precipitation movements show that there is a weak precipitation field of condensation-function, but a strong moisture flux divergence in a lot of tropical disturbances. It could be the moisture flux divergence precipitation motion that can organize the air layer convection precipitation motion and the wet-labile air-parcel precipitation motion. The former may bring storm rainfall, but the latter come to rain gust. In the developing course from tropical disturbance to typhoon, that is the CISK accounting mechanism, in which large-scale moisture convergence motion in the low troposphere layer interacts with cumulus convection. The air layer convection instability energy and unstable wet-labile air-parcel energy could being developed and severe precipitations take place. The synoptic cause of heavy rain in typhoon is that the macro-scale wind field as well as meso-scale moisture convergence motion organize meso-scale and micro-scale cumulusconvection precipitation movement, which is changing more intensely and quickly with the wind divergence.

Key words: Synoptic precipitation movement; Condensation-function precipitation; Moisture flux divergence precipitation; Air layer wet-instability convection precipitation; Unstable air-parcel precipitation; Typhoon rain; Diagnostic calculation