

西太平洋台风每年平均有 35% 在我国登陆, 成为世界上受台风影响次数最多的国家。我国每年台风季也比其他国家长。另外, 我国有广阔的大陆架, 这很有利于风暴潮的充分发展。因此, 我国也是世界上频受风暴潮影响的国家之一。1956 年 8 月 2 日在象山登陆的大台风, 台风增水达 4.57 米, 大海潮冲击了杭州湾到长江口一带沿海。另两次引起大海潮的台风是 6903 号和 7413 号。6903 号台风于 1969 年 7 月 28 日登陆汕头地区的惠来县, 台风增水与天文潮叠加, 增水达 3.02 米, 浪高数层楼, 冲毁海堤, 涌进内陆, 五、六十吨位的船只被海潮抛进内陆几十里, 市内进水 1.5—2.0 米。7413 号台风是浙江解放以来受台风影响最严重的两次中的一次 (另一次即是 1956 年 8 月 2 日登陆象山的大台风)。7413 号台风于 1974 年 8 月 19 日午夜登陆浙江三门县南部, 台风增水正好与全球性天文潮的高潮叠加, 引起了从闽南沿海到山东半岛沿海的全线大海潮。这次风暴潮潮位之高为历史罕见, 钱塘江口到长江口部分站, 竟超过历史最高水位 0.5—1.0 米, 情势十分紧急。

当台风增水与天文高潮叠加, 并在一定海岸地形的条件下, 将产生海水倒灌, 影响同样十分严重。例如 1962 年 7 号台风曾在长江口产生了海水倒灌。6207 号台风于 8 月 1 日掠过东海西部时正好与天文高潮重合, 这时台风与长江口相距 200 公里左右, 台风北部的东风和东南风正好对准长江口, 于是引起长江口和黄浦江的海水倒灌。上海市内很多地区积水齐膝, 造成了脏水污染和仓库物资受淹。虽然这个台风并未在上海登陆, 降雨也不大, 但上海市受到的损失很严重。

在台风环流中, 还常常有中尺度天气系统产生。例如在台风前部可见到飚线和龙卷。我国福建渔民曾目睹台风前缘出现一排水龙卷, 在台风登陆之前袭击了沿海。台风中的中尺度系统经常造成极其猛烈的天气, 带来严重破坏。目前用雷达和卫星来追踪和监视这类中尺度系统, 这在防台抗台的警戒工作中有重要意义。

一次台风登陆, 虽然经常带来严重危害, 但也有一部分台风在登陆前后风力得到显著削减, 而它的强降雨在干旱地区可以解除旱象, 从而对农业生产和水力发电带来好处。

§ 14.2 影响台风降雨的物理因子

在台风中降雨甚强、范围大。它是一种强降雨系统。一次台风登陆, 雨量中心附近一天之中一般可下 100—250 毫米的大暴雨或特大暴雨, 少数可达 500—800 毫米, 甚至超过 1000 毫米。但也有台风登陆后, 雨量很小, 范围也不大。台风降雨的这种显著差别, 主要由下面几个降雨的基本因子决定。

(1) 水汽: 台风暴雨最基本的因子是台风环流系统内水汽含量要充沛, 湿层要深厚; 并要有水汽源源不断的输入到台风系统中去, 在那里集中。台风登陆后的流场分析和卫星云图特征表明, 下较大暴雨的登陆台风, 一般都存在一支或两支来自低纬度洋面的低空急流 (东南气流或西南气流), 在云图上有时表现为一条或几条积雨云带或云线, 从台风环流的东南侧卷入台风内部。这支低空急流和积雨云带, 目前认为是水汽、涡度的输送通道, 它向台风供应了下暴雨所需要的水汽和能量。陶诗言¹⁾在分析我国降雨天气系统时指

1) 陶诗言, 关于大雨和暴雨的预报问题。

出有三股气流对降雨形成非常重要。第一股气流就是来自偏南方向的暖湿气流,这股气流从近地面开始上升,向北输送过程中是上升着的。这股气流在台风暴雨中同样也起了重要作用。

我国登陆台风水汽来源于三种气团,一是来自西北太平洋的热带海洋气团。这类气团低层很潮湿,层结是对流不稳定的。它由太平洋高压西南方的东南气流向大陆输送。第二是来自南海的热带海洋气团或季风气团,它由一支偏南气流或西南气流输入大陆。第三是来自印度洋(或孟加拉湾)的赤道气团,这种气团更为潮湿,且对流不稳定层次更厚,它由一支西南气流向我国华南、长江流域甚至黄河流域。个例分析表明,登陆我国的台风,它的暴雨过程,上述三条水汽输送通道可以叠加或交替出现。

台风圆柱体内的水汽通量可用下式

$$Q = -\frac{1}{g} \oint_P^{P_0} q V_r dP dS \quad (14.1)$$

进行估算。式中 q 为比湿, V_r 为气流在台风周界上的径向分量,向外为正, S 为台风周界。根据实例的比湿和风,就可求得台风圆柱体内的水汽通量。

假如不考虑蒸发,并假定水汽的凝结量全部降落地面,则可用水汽通量来估算降雨量。估算可用水汽收支方程

$$\frac{1}{g} \int \frac{\partial q}{\partial t} dP + \frac{1}{g} \int (\nabla \cdot q \mathbf{V}) dP = -M \quad (14.1')$$

方程左端第一项是气柱中所含水汽量的变化,第二项是通过气柱侧边界水汽辐合通量的积分,此式假定通过台风气柱顶面的水汽通量很小可略。右端 M 为气柱中的凝结量,即降雨量。在暴雨区中空气维持饱和,气柱中的水汽量不会再有变化,(14.1')中第一项为0,降雨量与整层气柱水汽辐合通量相平衡。故可根据各层等压面上实测比湿和风速之积的散度来估计降雨量。另外,在暴雨区的外围区域中,由于出现台风的补偿下沉气流,空气变干,在该区 $\frac{\partial q}{\partial t} < 0$,且 $M = 0$,从(14.1')可知水汽通量是辐散的,其减少的水汽含量用于补充暴雨区中的水源。如要使台风暴雨得以维持,就要求台风外围区域有大尺度环流把水汽不断输入的条件,即使得该区出现水汽通量的辐合。据估算,这块外围辐合区的面积至少要比暴雨区大十倍,才能供应暴雨区水源之需。

(2) 上升运动:气流的上升运动,将输入台风内的水汽带到上空,通过凝结形成降雨。台风内部的水汽供应和上升运动是台风降雨两个最基本的必要条件。如果水汽源源输入,上升运动持续不断,这样才能把大量潮湿空气向上输送,产生台风的强降雨。

台风中的上升运动可分成4类,即台风尺度大范围散度场的动力作用所引起的上升运动、中尺度系统所引起的上升运动(如螺旋云带)、小尺度系统引起的上升运动和地形抬升作用引起的上升运动。一般上升气流速度与大气运动的尺度有关,运动尺度愈小,上升速度愈强。台风尺度大范围上升气流速度的量级为 $O(1$ 厘米/秒),中尺度上升气流速度量级为 $O(10$ 厘米/秒),小尺度为 $O(100$ 厘米/秒),小尺度上升运动最大曾观测到5000厘米/秒的上升速度。这对强降雨是非常有利的条件。当不同尺度系统叠加时,便可加强上升运动,使雨量加大。一次台风暴雨,经常是上述三种尺度运动的叠加,叠加处上升运动最强,台风中的一些暴雨中心经常出现在叠加的地方。

根据连续方程,在某一高度上垂直运动的强弱,由该高度以下气层中的水平散度场决

定。台风范围内的上升运动主要由台风低层大范围水平辐合产生。上升运动的维持和加强与低层大气辐合的存在和加强有关。台风的低空流场是流入层，一般有较强的辐合。尤其在台风登陆以后，摩擦产生的非地转风更加强了辐合，这使台风在登陆消散（因暖中心受到破坏）之前，经常下一场比较大的暴雨。另外，台风环流中的风速辐合、风向辐合、台风低层不同部位的切变线、流入层气旋性弯曲的流线以及很强的负变压中心都将产生和加强辐合条件，这对台风降雨十分有利。台风暴雨中的一些雨量中心，经常和上述低空流场特征相对应。

关于垂直运动的大小，可根据 ω 方程估算。常用的 ω 方程不考虑非绝热加热、摩擦和地形等因子的作用，其简化的形式为

$$\sigma \nabla^2 \omega + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial P^2} = f \frac{\partial}{\partial P} \mathbf{V} \cdot \nabla (\zeta + f) - \nabla^2 \left(\mathbf{V} \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial P} \right) \quad (14.2)$$

上式中 ω 为垂直速度、 σ 为干空气稳定度参数； ζ 为相对涡度， $f = 2\Omega \sin \varphi$ 为地转参数， $\phi = gz$ 为位势高度。方程右端第一项和第二项分别为与涡度平流和厚度平流有关的项，根据观测结果可为已知。(14.2)式是椭圆方程，当等号右端为已知，并给出边界条件（通常设 $\omega_{P=0} = 0$ ， $\omega_{P=1000} = \omega_0 = 0$ ）和稳定度参数 σ 的分布时，则可解出垂直速度 ω 的分布。由于此式的推导引用了地转近似，故仅适用于大尺度运动的垂直运动。方程表明，涡度平流随高度增加和暖平流的最大区都将产生上升运动。这两点在台风系统（尤其对初期发展的台风）中一般也是满足的。对发展成熟的圆对称台风，这两项较小。

如果考虑较完整的 ω 方程¹⁾，可写成

$$\sigma \nabla^2 \omega + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial P^2} = F_1 + F_2 + F_3 + F_4 + F_5 + F_6 \quad (14.2')$$

方程右端强迫函数各项意义分别为：

F_1 ：地形与摩擦对垂直运动的作用，如果只考虑这一项解出的垂直速度称 ω_1 ，以下类推。

F_2 ： $f \frac{\partial}{\partial P} (\zeta \nabla^2 \chi)$ ，为散度的作用， ω_2 。

F_3 ： $f \frac{\partial}{\partial P} J(\phi, \zeta + f)$ ，绝对涡度平流随高度的变化， ω_3 。

F_4 ： $-2 \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{\partial P} J \left(\frac{\partial \phi}{\partial x}, \frac{\partial \phi}{\partial y} \right)$ ，为变形场的作用， ω_4 。

F_5 ： $\pi \nabla^2 J(\phi, \theta)$ ，温度平流的拉普拉斯， ω_5 。

F_6 ： $-\frac{R}{C_p P} \nabla^2 H_L$ ，潜热项的作用， ω_6 。

其中 $\sigma = -\frac{RT}{P\theta} \frac{\partial \theta}{\partial P}$ 为干空气的稳定度， θ 为位温， $\pi = \frac{RT}{P\theta}$ ， χ 为速度势， ϕ 为流函数，

J 为雅可比算子。上述方程可用于较低纬度的 ω 计算。根据对7503号台风的计算²⁾，潜热项对垂直运动的贡献(ω_6)最大， ω_6 可比前五项($\omega_1 + \omega_2 + \omega_3 + \omega_4 + \omega_5$)之和还大。

1) $\omega = \frac{dP}{dt}$ ，为P轴坐标系上的垂直速度，+为下沉运动，-为上升运动。

2) 北京大学地球物理系等，“758”河南特大暴雨动力学分析。

由此可知潜热释放的反馈作用是很显著的。

登陆台风由于受到山脉地形对气流的抬升作用,将产生上升运动。贴近山坡的上升气流速度可写成

$$\omega_{\text{地}} = -\rho g \frac{dz}{dt} = -\rho g \mathbf{V}_s \cdot \nabla H \quad (14.3)$$

这说明地形上升气流速度取决于气流水平速度(V_s)、气流与山脉的正交程度以及山脉的坡度(∇H)。如地面水平风和山脉坡度为已知,可用(14.3)式为边界条件,并令(14.2)式右端为0,将此边界条件代入,即可解出单纯由地形产生的上升运动($\omega_{\text{地}}$)的分布,这样求得的 $\omega_{\text{地}}$ 包括在(14.2')式 ω_1 中。从一些个例分析表明,在台风中与山脉成正交的气流,由于受地形抬升产生的上升运动与台风动力上升运动的叠加,使总的上升运动加强。因此,在向风坡上出现了比其他地区更强的台风降雨,台风暴雨中心常出现在这些地方。

至于由重力波产生的波状上升运动,在台风中主要出现在外区。这里存在着一条或数条螺旋雨带,它由一些发展着的对流性云组成。近年来不少人研究了螺旋雨(云)带的起因、运动和结构,认为这些螺旋带就是一种重力波,它受到潜热释放的影响。这种带状结构也是台风降雨显著特征之一(参看第二章)。

(3) 位势不稳定: 台风暴雨具有对流性质。因此,台风气柱的位势不稳定成为台风暴雨的重要条件之一。位势不稳定能量在释放以后,要能够重建,这样才能使台风气柱内对流运动继续维持,并得到旺盛发展,这对台风暴雨十分有利。

位势不稳定的加强、重建和破坏,与下面两个因素有关。一个是水汽输送,台风低空气层由于有水汽的输入和补充,形成一个非常潮湿的气层,与高空干空气形成明显对比。上下气层不同物理性质空气的差动平流,保证了位势不稳定能量在释放以后得以不断重建。另一个是冷空气,当中纬度冷空气流入到暖湿气层之上,将使位势不稳定加强,造成很不稳定的层结,有利于台风气柱内对流的发展。但当大量冷空气注入台风内部,将使台风暖心结构破坏,位势不稳定能量释放以后将不会重建。

位势不稳定区与低空辐合区相重合的地方要特别注意,台风中的强暴雨常常出现于此。但也有不少分析表明,许多台风暴雨是发生在稳定或近于中性层结。

(4) 对流层上部的辐散: 对流层上部的水平辐散可以使对流层中下层的上升运动持续不断,这对产生较大暴雨是一个重要条件。低空辐合引起的上升运动,将水汽输送到上空冷却饱和,凝结成水滴下落,中下层上升气流在高空通过水平辐散向四周散开,在台风云系的外围下沉,构成径向垂直环流圈。这种径向垂直环流机制不仅在台风尺度的大范围降雨中存在,中小尺度系统对流性降雨中也同样存在(如螺旋云带与其邻近的晴空区间)。高空辐散强,则可使垂直环流圈加强,另外高空辐散气流还可把风暴上空多余的热量带走,不致于使层结很快趋近中性,这是有利于位势不稳定维持的。

按照第二类条件不稳定理论,台风暖心结构可以使高空形成辐散流场。因此,海洋上的成熟台风,一般都具备高空辐散条件。台风登陆以后情况较复杂,登陆台风如果暖中心不受破坏,持续不消,这对高空辐散的维持有利。另外,登陆台风如果移到大陆对流层上部反气旋之下(图 14.2a),或移到对流层上部急流南侧的负涡度区附近(图 14.2b),都将增强台风径向垂直的质量环流,这也是台风连下暴雨的有利背景。如果出现相反的情况,即当台风移到对流层上部辐合环流系统或正涡度中心之下,将抑制台风气柱的上升气流。

例如 7315 号台风在福建登陆前一直是一个强台风,但 10 月 10 日登陆时,移到 200 毫巴一个倒槽辐合区之下,以后出现急剧衰减,在陆地上维持不到 8 个小时便填塞了。

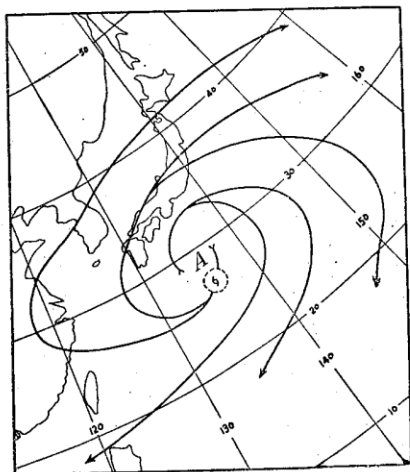


图 14.2a 台风移入对流层上层反气旋之下的形势

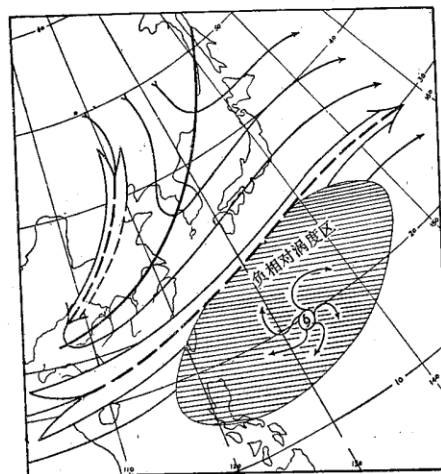


图 14.2b 对流层上层急流南侧的辐散作用
粗虚线为急流轴

(5) 中小尺度系统的作用: 一次台风暴雨一般有 4 种尺度的降雨系统组成,最大的是天气尺度雨区,它的范围和台风同量级,直径 >1000 公里,生命期在一天以上。天气尺度雨区由大尺度辐合产生的上升气流形成,雨量强度小,一般为小一中雨。在天气尺度雨区内有几条中尺度雨带,每条雨带的尺度为 50—200 公里,生命期为几小时到十几小时。而每条雨带又由一些中小尺度的雨团组成,雨团尺度为几十公里,生命期几个小时。位势不稳定在天气尺度或中尺度条件触发下释放,可形成一些有组织的强对流区(积雨云群),这与雨团的形成有关,而一些强对流区又演变成螺旋带,形成雨带。雨团由几个降雨细胞组成,细胞尺度仅为几公里到一二十公里,生命期为几十分钟。降雨细胞是一种局地天气,它们是在中尺度条件下触发形成的。另外,它的形成还与一些微观过程有关。台风中的强暴雨主要由中尺度雨带和雨团造成。中尺度雨带和雨团中潮湿空气的上升速度和降雨率要比天气尺度雨区大 1—2 个量级,台风中的大暴雨和特大暴雨一般都是由几个雨带或雨团连续通过造成或由一些长期停滞的雨团造成。因此,台风中不同尺度降雨系统的相互作用和中小尺度系统的降雨机制在台风暴雨中占重要地位。

中尺度降雨系统的特点,主要是尺度小、生命史短、上升速度大而降雨量强。中尺度环流一般并不满足地转平衡和静力平衡。目前大尺度的天气分析对此并不完全适用。尤其在现有站网密度尚不满足中小尺度天气分析的情况下,中小尺度系统的分析仍不能构成完整体系,对中小尺度降雨机制的认识还十分肤浅。大气层结要有强的位势不稳定或对流不稳定,这只是中小尺度降雨系统形成的一个基本背景,但这个条件并不能使对流运动发生。要使中尺度对流发生必须有触发机制。一般有两种作用可以成为触发机制:一个是环流触发,包括极锋和冷空气堆的抬升作用和低空辐合流场,尤其是存在于台风流场中的中尺度切变线,有明显触发作用。另外对流层高层的辐散也有重要作用。台风流入层和流出层的强辐合和辐散流场,是产生和发展中小尺度降雨系统的环流背景,它为发展

强对流提供了非常有利的触发条件。另一个是地形抬升,台风环流向风坡形成一条固定的辐合抬升区,这里经常是强对流和强降雨的发展区。

对中尺度降雨系统的分析,目前主要用每小时雨量图、逐时地面气压图、流线和地面散度场来揭露。对于测站稀少区,可利用时-空转换关系,将时间剖面图转化成空间剖面图。假定短间隔内空气的某种属性(如温度)的个别变化等于零,便可得下面转换关系

$$\frac{\partial}{\partial x} = -\frac{1}{C} \frac{\partial}{\partial t} \quad (14.4)$$

C 为系统移速,可由连续位置确定, $\frac{\partial}{\partial t}$ 可从单站要素变化确定,这样根据单站的时间变化来推论出属性的空间分布。雷达是发现和追踪雨团的比较理想的工具。目前已经总结出不少用雷达分析中尺度系统的方法。

影响台风暴雨的物理因子很复杂,一次台风暴雨过程,是好几个因子的综合产物,也是各种原因上升运动叠加的结果。在做台风降水预报时要着重分析以下两类相互作用,即台风环流与四周环流的相互作用以及在台风内部不同尺度系统的相互作用。目前我们对于台风内部不同尺度的作用认识很少,但对于前者已有了一些认识。发现台风四周的环境流场对台风降雨分布、持续时间和雨强都有着明显的关系,在下一节我们要着重讨论这个问题。另外还必需指出,当以上条件不能满足时,例如水汽供应被切断、环境流场对辐合产生了抑制,台风的降雨就很小,这种台风,预报员一般称为“干台风”。

§ 14.3 环境流场对台风降雨的影响

上面阐述了影响台风暴雨的强度和分布的五个基本因子,这五个因子的产生、维持和势力强弱又与以下三个条件有关:即台风本身的动力条件和结构、地形作用以及台风四周的环境流场。对第一个条件目前还不很清楚,但根据卫星云图、雷达回波和飞机穿眼报告可以推断台风暴雨在台风范围内的强度和分布。对第二个条件作过不少的研究,这是一个比较固定的因素。最值得注意的一个因素就是第三个条件——环境流场。个例分析表明¹⁾,台风登陆后遇到不同流场环境,显著地影响着台风暴雨的强度、范围、持续时间和雨区分布的不对称性。经验表明,台风登陆后,中低空的流场环境及其对暴雨的影响可以概括为下面 6 个模式。

(1) 中纬度槽:当台风北侧存在中纬度槽,并与台风环流相互结合时,则台风降雨将产生不对称分布。即台风中心以北有大范围降雨区发展,中心以南雨区范围很小,仅局限在台风的南半圆。台风暴雨一般有两个中心,一个中心在台风环流内部,台风中心的附近地区,另一个中心在中纬冷槽的槽前和槽区上,它在台风中心的北方,并与台风中心相距较远(图 14.3)。值得注意的是北方暴雨中心,它的成因主要是台风东部或北部的环流与副热带高压之间一支东南气流将低纬海洋潮湿空气输入到中纬度低槽的动力辐合区所致。台风是使中纬度槽区获得充沛水汽的输送机构,另外偏东风与西风槽带来的偏北风

1) 中央气象台,1970—1971 年台风技术总结。