

台风麦莎(Matsa)的波状降水特征研究

李英 王继志 陈联寿 杨元琴

(中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081; 中国气象科学研究院大气成分观测与服务中心, 北京 100081.
E-mail: liyong@cma.gov.cn)

摘要 采用地面加密观测资料、中国风云2号卫星黑体亮度温度(TBB)资料以及NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料, 分析2005年8月登陆中国的台风Matsa大范围暴雨带的结构特征, 研究台风激发的大气波动、大气三维结构及其与台风雨带的关系。采用观测事实、诊断分析与大气波动理论, 探讨这类台风引起的远距离暴雨带的形成机理。结果表明: () Matsa雨带具有显著的波状分布特征和远距离传播特征。() 雨带从台风中心向北绵延达2000 km, 波长约500~1000 km, 波动周期12~24 h。() Matsa雨带分布的波状结构与台风周围大气的三维结构特征, 包括扰动涡度散度场、垂直运动场和水汽通量散度场等相应的波动变化特征有密切关系。() 观测事实和理论分析结果表明, Matsa北向传播的大型雨带分布特征与大气惯性波与大气重力内波的混合波特征有关。() 只有在适当的大气层结与合适的重力波垂直波数条件下, 台风扰动才能激发此类远距离传播的波动, 并形成大范围的波状雨带。

关键词 Matsa 台风 波状雨带 惯性-重力内波

2005年, 大西洋飓风Katrina重创美国南部, 新奥尔良一夜间变为一座死亡之城, 造成美国历史上最为惨重的自然灾害。与此同时, 西太平洋台风麦莎(Matsa)在中国浙江登陆后长驱北上, 带来177亿元的直接经济损失。成为2005年西、东半球两大台风灾害事件。

台风的严重灾害之一由其暴雨引起^[1]。台风暴雨可分为台风中心附近暴雨、外围螺旋雨带暴雨和台风以北的远距离暴雨等^[2]。即台风暴雨灾害不仅出现在台风中心附近, 也会出现在离台风中心相当远的地区。如0012号台风Prapiroon尚在福建以东海面, 数百公里外的江苏便发生了特大暴雨^[3]; 9406号台风Tim在福建登陆不久, 1000 km外的河南、河北等地暴雨连发^[4]; 0509号台风Matsa的远距离暴雨更具代表性, 其雨带向北延伸达数千公里, 给中国东部10余省市带来突发性暴雨灾害^[5]。事实上, 台风暴雨预报难点主要是台风中心附近暴雨中尺度分布的不均匀性以及台风系统激发周边环境波动特征的不确定性。而后者经常把暴雨带组织和传播到很远距离。台风移动、登陆维持及其雨带的形成机理与预测等已引起广泛关注^[6-11]。

然而, 距台风中心约数千公里的台风波动影响区往往不为人们注意。因为这种远距离台风波动特

征在大气中难以直接观测, 但从海上的观测事实可以得到启发。如图1所示^[12], 离台风中心数千公里外的洋面上可以观测到由台风涡旋激发的波动, 称为“长浪”。“长浪”沿台风行进方向浪头最高, 台风后方最弱, 往往导致台风来临前海岸的突然增水。“长浪”现象表明台风在海洋上可以激发出流体块沿垂直方向强烈振动、波向水平方向远距离传播的波动。作为强大的扰动源, 台风应可在大气内部激发出类似的远距离传播波动。本文基于1 h一次加密观测的地面气象要素资料、风云2号卫星遥感TBB资料和NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料, 力图分析0509号台风Matsa北向远距离传播的波状雨带与此类大气波动的可能联系。

1 Matsa 雨带波状分布特征与北向传播的观测事实

然而, 大气的情况与海洋不同。大气中的波动往往比海洋更复杂, 空气在密度上和层结上比水体更具多变特征。大气斜压性等为嵌入其中台风激发的波动及其传播带来动力和热力强迫。如果环境大气层结是稳定的, 一个处于静止状态的气块受外力扰动而移到新的位置, 因其密度与四周不同, 会受到与位移方向相反的回弹力, 趋于回到原来的位置, 使气块在原地作上下运动, 其结果产生水平辐合、辐散。

如此连锁反应使四周不受扰动的区域产生与该区域相反的水平辐合、辐散并形成上下振动. 这样, 扰动影响向四周传播形成波动, 产生垂直运动及其相关降雨. 本节先分析 Matsa 雨带的分布和变化特征.

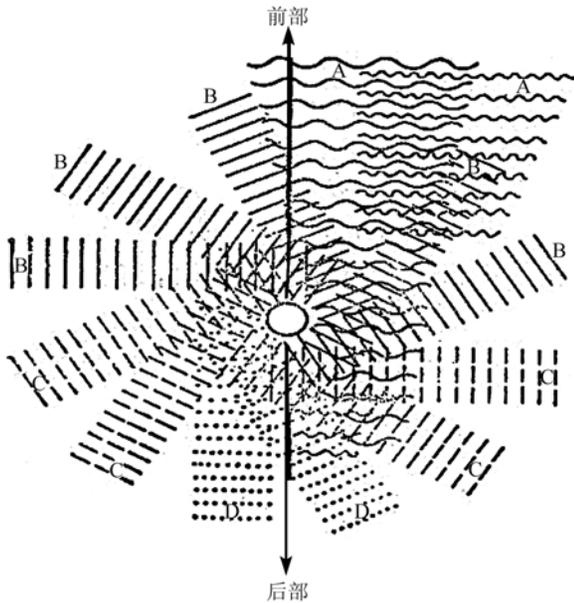


图 1 台风在海洋中激发的波浪示意图(引自Dunn^[12])

1.1 Matsa 的登陆活动

2005 年第 9 号台风 Matsa 于 7 月 31 日 12 时(世界时, 下同)在太平洋上生成, 之后朝西北方向移动, 8 月 2 日加强为台风, 5 日 19:40 在浙江玉环县登陆.

登陆时中心气压 950 hPa, 近中心最大风速 45 m/s. 登陆后朝西北方向移动, 7 日进入安徽, 8 日经山东半岛进入渤海. 图 2 显示 Matsa 3 h 一次的登陆路径和 6 h 强度变化. 可以看出, Matsa 登陆时强度强, 陆上路径长, 影响范围广.

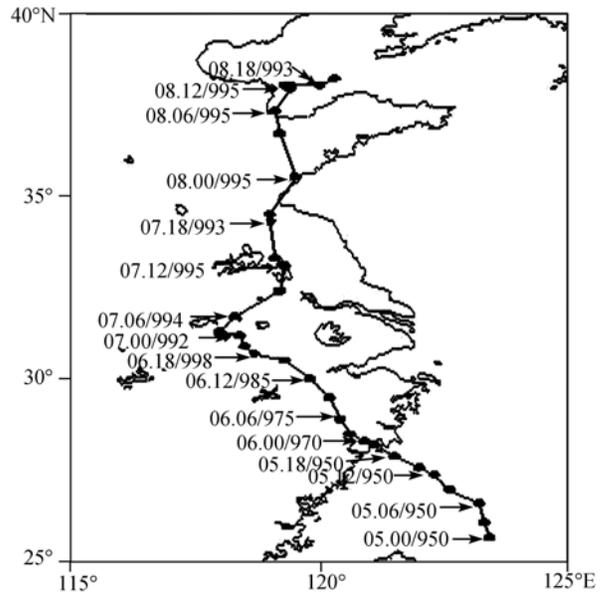


图 2 Matsa 3 h 一次的移动路径以及中心最低海平面气压 (日.时/hPa)

1.2 Matsa 雨带的波状分布特征

图 3 分别给出 2005 年 8 月 6 日和 7 日 00 时 24 h

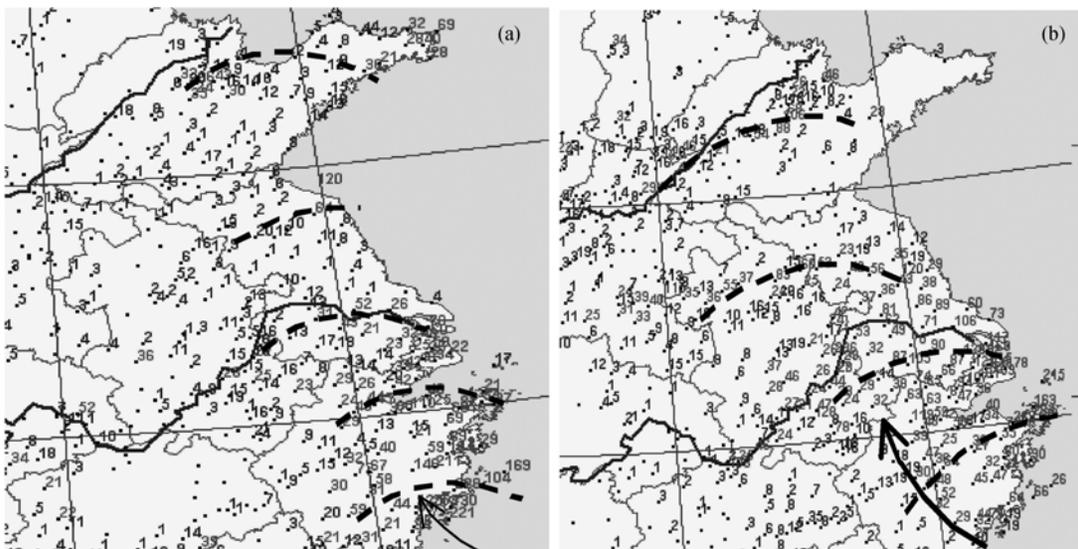


图 3 中国东部地区 24 h 累计降水分布

单位为 mm, 箭头指示降水期间台风路径, 弧形断线示意强降水带. (a) 2005 年 8 月 05 日 00 时至 06 日 00 时累计降水量; (b) 2005 年 8 月 06 日 00 时至 07 日 00 时累计降水量

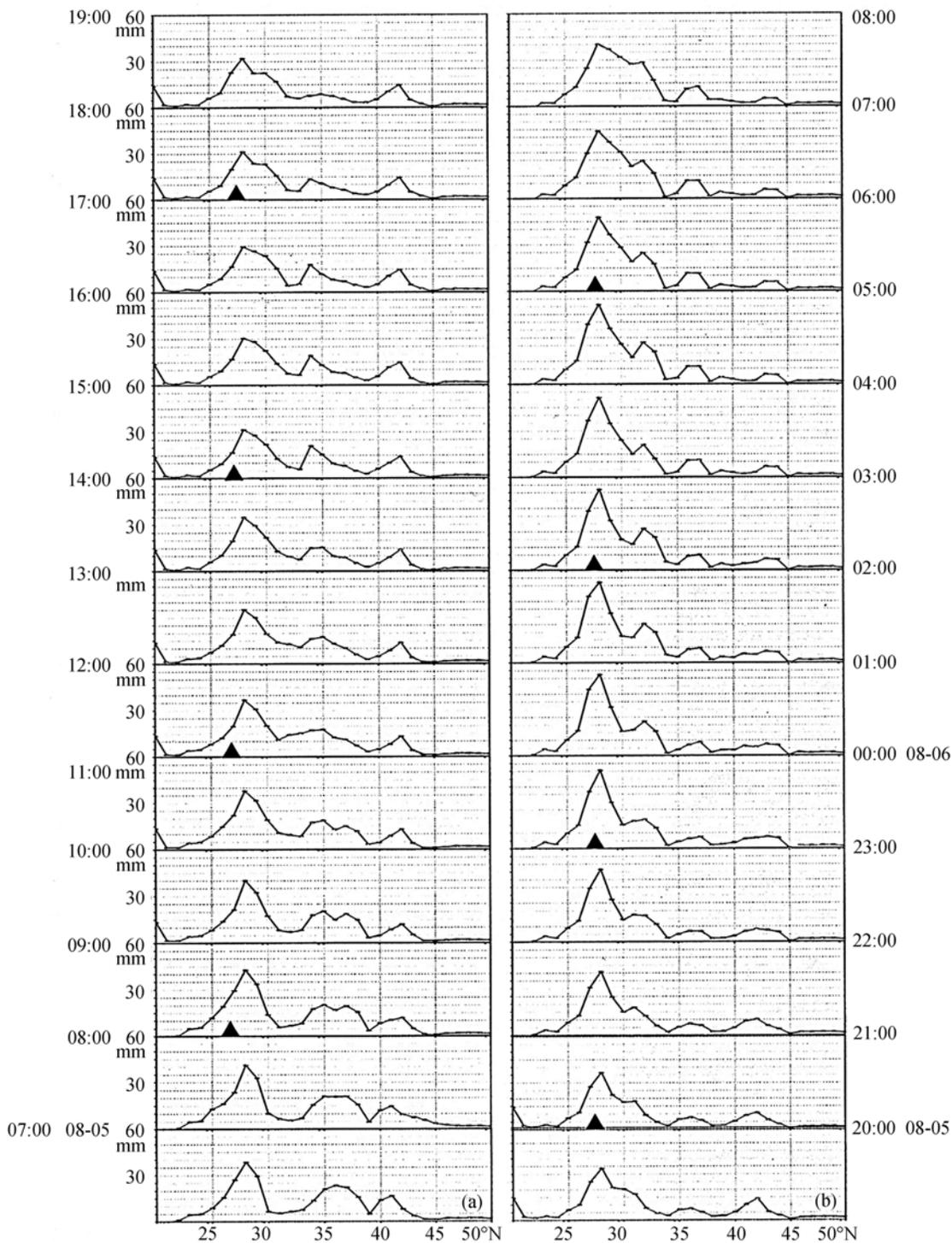


图4 沿 118°~122°E 平均逐时滑动的 12 h 累计降水量的经向剖面

单位为mm, (a) 从下至上时间依次为 2005 年 08 月 05 日 07 时至 19 时; (b) 从下到上时间为 2005 年 08 月 05 日 20 时至 06 日 08 时, 横坐标为纬度, 三角形指示台风中心位置

累计降水量分布. 弧形断线示意降水相对大值带(大暴雨), 箭头标示降水期间台风中心的移动路径. 图 3 中显示, 台风降水分布很不均匀, 沿台风移动方向(北向), 24 h 降水量呈大值、小值相间的波动状分布. 图 3 中台风北侧 34°N, 37°N 和 42°N 附近为 3 个显著的东西向弧状大-暴雨带, 其间为小雨或无雨带. 尤其是 35°N 附近为几乎无雨的狭长地带. 从卫星观测的红外云图来看(图略), 雨带包括台风本身螺旋云带降水和台风以北远距离降水.

用逐时加密观测的 12 h 累计雨量对降水分布作进一步分析. 图 4 给出沿台风东西向雨带(118°~122°E)平均的逐时滑动的 12 h 累计雨量的经向剖面. 横坐标为纬度, 自南向北, 纵坐标为雨量(mm). 图 4(a)从下至上时间依次为 2005 年 08 月 05 日 07 时至 19 时, 为 Matsa 登陆前 13 个时次, 图 4(b)从下到上时间为 2005 年 08 月 05 日 20 时至 06 日 08 时, 为 Matsa 登陆后 13 个时次. 可以看出, 此间 12 h 累计雨量的经向分布具有明显的波动特征. 图 4(a)中雨带主要波峰位于 28°N, 34°N 和 42°N 附近, 从台风中心向北绵延达 2000 km. 2 个相邻的峰值相距约为 500~1000 km, 滑动 12 h, 波峰所在位置基本不变. 约 13 h 后(图 4(b)), 除台风中心(28°N)附近仍为降水峰值区外, 相应左图中的波峰区开始转为波谷区, 波谷区则转为波峰区, 雨带波峰主要位于 32°N, 37°N 和 43°N 附近.

图 5 为其中 2005 年 08 月 05 日 12 时和 06 日 06 时沿 118°~122°E 平均 12 h 累计雨量的经向剖面. 可以清楚看出, 台风降水波动分布具有显著的北向传播特征. 05 日 12 时, 台风尚未登陆, 其雨量曲线(实线)有 3 个波峰, 分别位于 28°N, 34°N 和 42°N, 波长为 6~8 个纬距, 为台风外围降水. 18 h 以后(06 日 06 时, 虚线), 台风已登陆, 其降水分布具有 3 个位移后的波峰. 28°N 附近的峰值是台风中心附近降水. 新的波峰分别位于 32°N, 37°N 和 44°N 处. 对比图 4(a)和 (b)以及图 5 均可看到, 08 月 05 日至 08 月 06 日 24 h 内, 32°~34°N, 36°~37°N 和 42°~45°N 附近是雨量从低谷转为峰值最为显著的地区, 反应了波状雨带的移动特征.

由上述分析可见, Matsa 雨带具有显著波状分布和时间变化特征. 表明 Matsa 雨带与大气中的某种波动相关, 或者说大气中的某种波动引起了 Matsa 降水的波动特征.

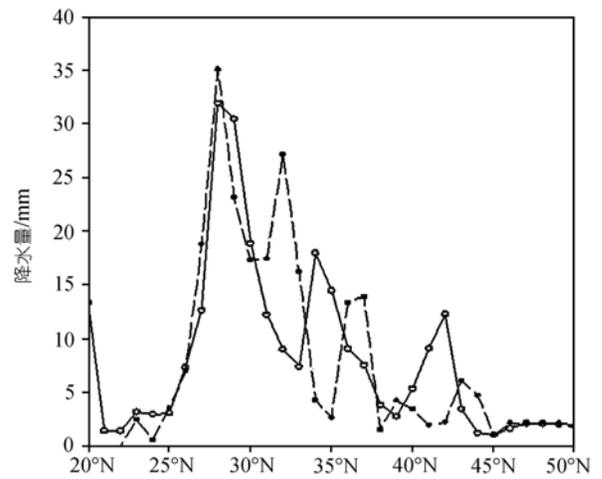


图 5 2005 年 08 月 05 日 12 时(实线)和 06 日 06 时(虚线)沿 118°~122°E 平均 12 h 累计降水量的经向剖面

1.3 Matsa 雨带的卫星遥感 TBB 时间演变特征

图 4, 5 分析发现, 34°N 附近是一个雨带由波峰转到波谷的显著地带之一. 为进一步分析该处降水变化特征, 采用 3 h 一次的风云 2 号卫星遥感黑体亮度温度(TBB)数字信息, 制作 2005 年 08 月 04 日 00 时至 08 日 12 时沿 34°N 的 TBB 时间演变(图 6, 仅给出负值低温区). 纵坐标为时间, 从下至上为 2005 年 08 月 04 日 00 时至 08 月 08 日 12 时, 横坐标为经度. 从中看出, 在台风扰动的影响下, 通过 34°N 的暴雨云团在时间上亦具有显著波动形式. 台风中心大致于

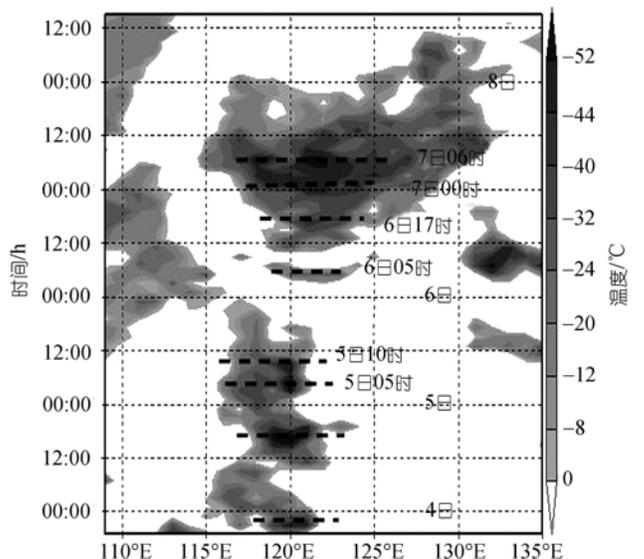


图 6 2005 年 08 月 04 日 00 时至 08 日 12 时过 34°N 的风云 2 号卫星遥感 TBB(温度, 0)时间演变

07日18时经过(34°N, 120°E), 而图6显示这一时刻之前该地就有暴雨云团活动, TBB值可达-52以上. 表明反应台风远距离降水的TBB波动早已“波及”到该地区. 其中05日05时、10时、06日05时、17时、07日00时和06时东西向TBB雨带的波动变化十分显著. 可见暴雨云团的活动也具有周期12~24h不等的波动特征, 从而影响降水分布.

2 影响 Matsa 雨带的大气波动特征

2.1 Matsa 地面散度场的波动特征

降雨云团在一定的动力、热力条件下形成. Matsa 波状雨带的形成在大气物理要素场上应有相应的反映.

图7(a), (b)分别为 Matsa 登陆前(2005年08月05日18时)和登陆后(2005年08月06日06时)用地面观测经向风和纬向风计算的散度场. 可见台风及外围的风场很不均匀, 散度场呈多个正、负值(阴影)相间的东西向带状分布. 这些水平辐合、辐散带在台风行进前方相间排列形成波状. 图中以长箭头表示主要波列的走向, 这恰与台风波状雨带的走向相吻合. 说明对应台风降水的波状特征, 地面风场反映出与台风扰动相关的波列结构.

2.2 Matsa 高空扰动的波动特征

台风在一定环流背景下活动, 其波动特征亦受到环流背景的制约. 从2005年08月06日00时500hPa高度场和风矢量场看(图略). Matsa 登陆后, 受西太平洋副热带高压外围气流的引导, 先西北行之后转而北上. 其间北方中高纬度地区有西风槽东移. 台风

的波状雨带从台风区域向北到中高纬度斜压区, 走向与台风未来移向一致.

为了揭示与时间尺度12~24h, 空间尺度500~1000km的台风雨带相关的波动特征, 采用9点滤波公式:

$$\bar{F} = F_{i,j} + \frac{s}{2}(1-s)(F_{i,j+1} + F_{i+1,j} + F_{i-1,j} + F_{i,j-1} - 4F_{i,j}) + \frac{s^2}{2}(F_{i-1,j-1} + F_{i-1,j+1} + F_{i+1,j-1} + F_{i+1,j+1} - 4F_{i,j}), \quad (1)$$

提取过滤掉大尺度场的扰动场 $F'_{i,j} = F_{i,j} - \bar{F}$, 并求扰动场的12h变化 $\Delta F'$. 其中 s 为平滑系数(取 $s = 0.5$). 以此来考察高空波动情况.

从2005年08月06日00时500hPa扰动高度场的12h变化看(图略), 由台风涡旋向北扰动高度场的12h变化呈正负相间的东西向带状分布, 与台风北侧远距离波状雨带的分布相一致. 扰动高度场的变化说明局地空气密度亦发生变化, 反映了波动影响下大气的一个变化特征.

2.3 Matsa 上空水汽分布的波动特征

辐合、辐散相间排列的风场波动特征必然引起水汽源、汇在一定空间结构上分布异常, 进而对降水分布产生影响. 图8给出2005年08月5日18时(a)和06日12时(b)925hPa水汽通量散度的12h变化. 可以看出, 沿台风移动方向, 水汽分布有辐合、辐散区域相间排列的波状特征, 其波长和走向与前述所揭示的波动特征相似. 这说明台风环境湿度场的变化与台风扰动引起的动力结构变化密切相关. 在台风波动作用下, 水汽的分布也具有水汽汇合区(负值)和流出

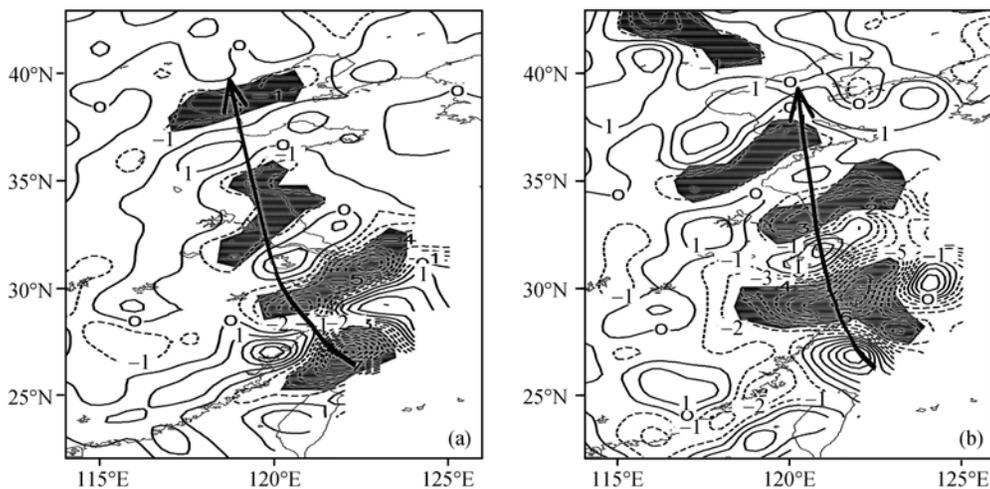


图7 2005年08月05日18时(a)和06日06时(b)地面加密观测的散度场($10^{-5}/s$)

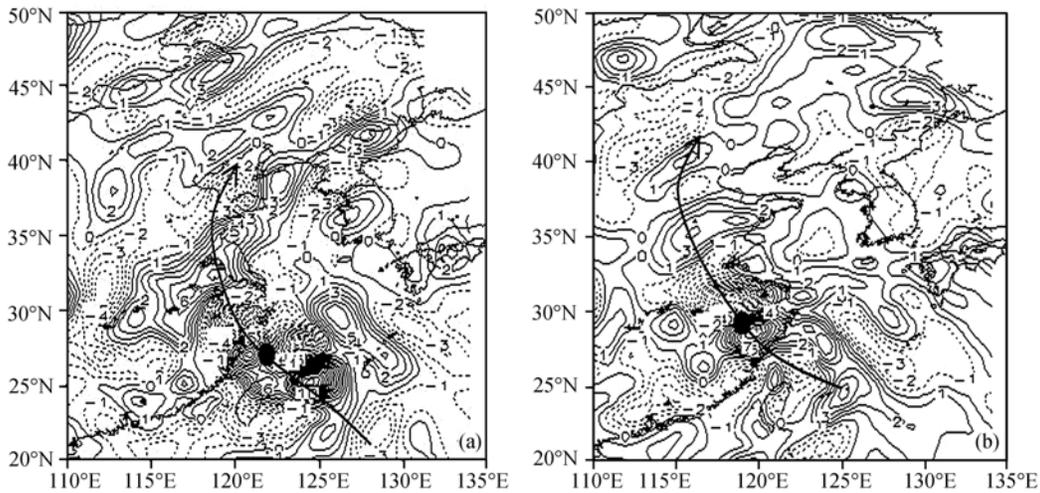


图 8 2005 年 08 月 05 日 18 时(a)和 06 日 12 时(b)925 hPa水汽通量散度($10^{-7}g/(s \cdot hPa \cdot cm^2)$)的 12 h 变化
圆点指示台风中心位置

区(正值)相间排列的波状特征. 表明台风波动的影响使水汽源、汇发生相应改变, 从而影响降水分布.

2.4 Matsa 垂直结构的波动特征

为考察 Matsa 周围大气垂直结构的变化特征, 制作沿主要雨带所在 $118^{\circ}\sim 122^{\circ}E$ 平均的扰动涡度和扰动散度的经向铅直剖面. 图 9(a), (b)显示, 扰动涡度在台风上空也表现出与台风扰动相关的正、负值相间的经向波动特征(三角形标示台风中心的纬度). 台风中心以北的 3 个强负扰动涡度(阴影)中心分别在 $32^{\circ}\sim 34^{\circ}N$, $38^{\circ}N$ 以及 $45^{\circ}N$ 以北, 相间区域为正扰动涡度带. 正、负扰动在经向上相间形成波动, 在 $400\sim 300$ hPa 高度尤为明显. 观察负扰动涡度带的垂直结构, 其值有强弱相间的中尺度变化, 可以看到 3~4 个强中心, 表现出垂直方向上的波动特征.

相应时次的扰动散度场(图 9(c), (d))显示, 垂直方向上亦有多多个扰动中心. 如在 $34^{\circ}\sim 35^{\circ}N$ 附近上空, 散度中心正负值相间. 在垂直方向上呈现 6~7 个经向扰动波动, 其中 400 hPa 以上高层波动较为明显. 图中显示, 在垂直方向上, 台风中心以北扰动散度的正(负)值带随高度增加向北倾斜约 3~7 个纬度. 说明大气具有较强斜压性. 大气斜压性造成上下层经向波动的位相差异, 有助于垂直方向形成波动. 大气斜压性越强, 垂直方向上的波数越多.

2.5 Matsa 垂直运动场与降水分布的波动特征

在台风移动路径附近取一块主要强降水区域来考察其垂直运动与降水的时间变化. 图 10 为 Matsa 登陆过程中强降雨带区域之一($119^{\circ}\sim 121^{\circ}E$, $33^{\circ}\sim 35^{\circ}N$) 平均的垂直速度和逐时 12 h 累计降水量的时间演变. 图 10(a)显示, Matsa 登陆过程中, 该区域上空垂直速度负、正值相间排列. 说明该区域受波动影响, 局地有上升和下沉气流交替出现. 上升和下沉运动各持续约 12 h, 表明支持上述雨带的垂直运动具有 12~24 h 的波动周期. 波动振幅在 Matsa 经过时(08 月 07 日)最大, 即上升运动最强烈.

图 10(b)可见, 局地降水的变化特征与波的活动有较好对应. 不同强度的降水量峰值区对应不同强度的上升运动区, 降水低谷区则对应下沉区. 表明台风雨强和分布与台风激发的波动有关. 图 10(b)中表明, 08 月 05 日 11 时, Matsa 尚未登陆, 该区域(与台风中心相距约 800 km)便出现较强降水. 这种远距离降水与前期台风激发波动的传播有一定关系.

由此可见, 地面加密观测的和高空观测的气象要素均反映出与台风波状降水相关的波动特征. 说明台风降水的分布与大气中某类波列的活动密切相关.

3 影响 Matsa 雨带的大气波动分析

台风雨带形成机理研究涉及其暴雨灾害的预测, 一直为人们所关注. Senn 等¹⁾研究认为, 雨带在热带

1) Senn H V, Hiser H W, Bourret R C. Studies of hurricanes spiral bands as observed on radar. Final report to U S Weather Bureau, Miami University, 1957. 1—21

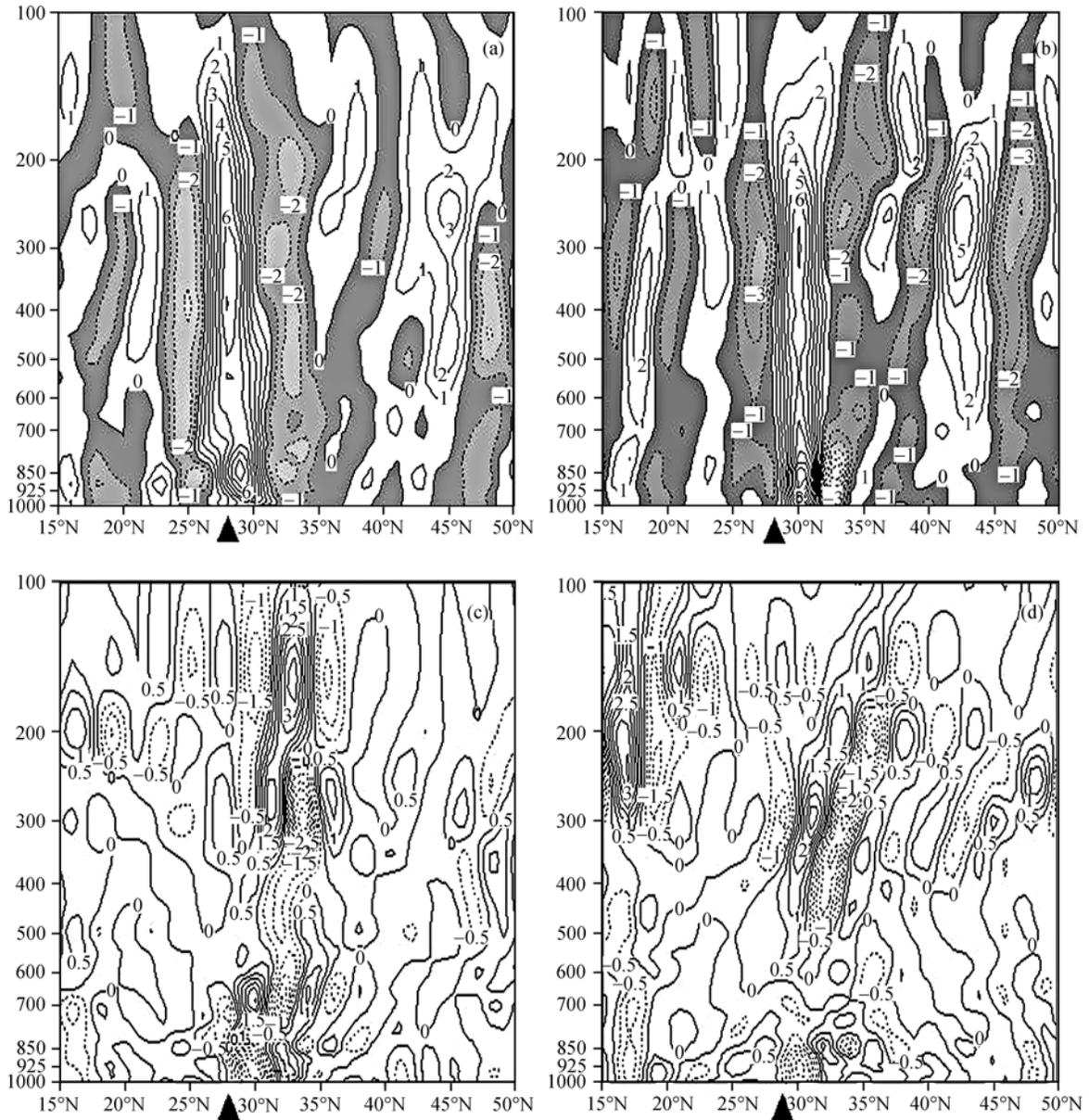


图9 2005年08月06日00时(a)和12时(b)118°~122°E平均扰动涡度($10^{-5}/s$)的经向垂直剖面图, (c)和(d)为相应时次的平均扰动散度场($10^{-5}/s$)

气旋眼区附近生成, 并沿经向向外传播. Tepper指出¹⁾, 热带气旋在眼壁附近产生重力波, 并向外传播成为螺旋雨带. Abdullah认为^[13], 热带气旋中心附近产生螺旋云带, 并以 83 m/s左右的速度向外传播, 这比大气中实测速度快得多. Kurihara^[14]研究了螺旋扰动的增长过程, 指出在热带气旋中存在一种向外传

播的扰动, 它从基本气流和水平切变(即斜压性)中取得能量. Diercks和Anthes指出^[15], 旋转作用能把稳定的扰动组合成带状的波形, 并通过数值实验认为, 上升气流中的潜热加热, 可导致螺旋雨带之间距离增大, 进而把雨带推向离中心更远的区域. 廖洞贤等^[16]研究指出, 台风中的潜热释放、地形抬升作用及大

1) Tepper M. A theoretical model for hurricane radar bands. In: American Meteorology Society, eds. Preceeding of Seventh Weather Radar Conference. Miami: Amer Meteor Soc, 1958. 56—65

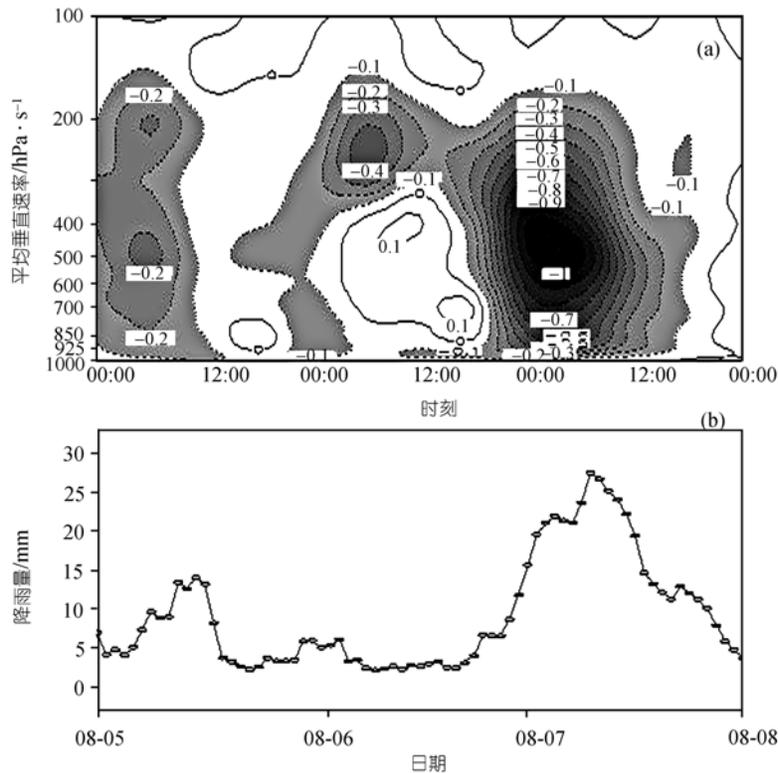


图 10

(a) (119°~121°E, 33°~35°N)区域平均垂直速度; (b)逐时 12 h 累计降水量的时间演变

气层结的变化可以激发重力波。钮学新^[17]采用重力惯性波解释台风螺旋雨带的形成。Elsberry^[18]认为热带气旋螺旋雨带形成的可能原因主要包括Rossby波和重力惯性波。但重力惯性波的相速理论值为 10 m/s, 比实测螺旋云雨带移速几乎大一个量级。目前人们倾向于用涡旋Rossby波解释台风螺旋雨带结构。余志豪^[19]对涡旋Rossby波的成波机理做了动力学的分析, 认为涡旋Rossby波由热带气旋环境涡度变化造成。罗哲贤等^[20]研究指出, 中尺度地形扰动可对涡旋Rossby波产生影响。徐祥德等^[21]研究了台风螺旋波及其波列传播的动力学特征。高守亭等^[22]和岳显昌等^[23]讨论了重力波的传播问题。可见多年来的研究一直认为台风雨带与大气波动有关, 并试图寻找这种波动的本质。但研究主要针对台风本身螺旋雨带问题, 涉及台风远距离雨带的不多。

观测表明, 小到云雾尺度, 大到行星尺度的天气过程都显示出多波动叠加现象^[24]。大气中的实际波型应当是基本波组成的所谓混和波型。如考虑大气层结和地球自转作用, 大气重力内波(指在大气内部的不连续面上或稳定层结中, 空气扰动后偏离平衡

位置在重力作用下产生的波动)和大气惯性波(指静止状态的空气扰动以后偏离平衡位置在科氏力的作用下形成的波动)经常以混合波的形式出现^[16]。对于北上登陆台风, 其涡旋环流与中纬度环流相互作用, 受大气层结、斜压特征或中国东部地形影响, 有可能激发出某种混合波动。

采用 P 坐标系, 运用微扰动法处理大气运动方程组, 取固定上、下边界条件, 可推出了包含大气惯性波、重力内波、大气长波混合波型的一般形式^[25]。垂直气压坐标 $P_1 = P/P_0$ 以无量纲形式给出, P 为气压, P_0 为标准气压。以对数形式表示 P_1 , 令 $\xi = -\ln P_1$, 即 $P_1 = e^{-\xi}$, 一个典型的波动方程可写为

$$\begin{cases} \frac{d^2 \Omega}{d\xi^2} + (q - 1/4)\Omega = 0, \\ \Omega|_{\xi=0} = 0, \\ \Omega|_{\xi \rightarrow \infty} < +\infty, \end{cases} \quad (2)$$

其中 $q = \frac{[k^2(c - \bar{u}) + \beta]c_\alpha^2}{(c - \bar{u})[k^2(c - \bar{u}) + \beta] - f^2(c - \bar{u})}$, (3)

k 为水平波数, \bar{u} 为波动传播路径上的平均风速, f 为

科氏参数, $\beta = \partial f / \partial y$ 为 Rossby 参数. $c_a^2 = R^2 \bar{T} / g(\gamma_d - \gamma) = R \bar{T} \alpha$ 为稳定度参数, 其中 $\gamma = -\partial T / \partial z$ 为温度直减率, γ_d 为干绝热温度直减率, 约为 $1 / 100 \text{ m}$, $\alpha = R / g(\gamma_d - \gamma)$ 表示未饱和大气层结的稳定度. \bar{T} 取 273 K .

(2) 式中方程要能满足边界条件, 必须而且只有 $q - 1/4 > 0$, 令

$$m^2 = q - 1/4, \quad (4)$$

则方程(2)通解为

$$\Omega(\xi) = A \cos m\xi + B \sin m\xi, \quad (5)$$

A, B 为二任意常数, 由其上边界和下边界条件, 得知 $A=0$. 故

$$\Omega(\xi) = B \sin m\xi, \quad (6)$$

上式表明垂直方向也呈波动, m 相当于垂直波数. 可以判断, 这种情形下的混合波型, 属于大气长波、惯性波及重力内波的混合波. 由(3)式, 注意(4)式, 得到波速方程

$$(m^2 + 1/4)k^2(c - \bar{u})^3 + \beta(m^2 + 1/4)(c - \bar{u})^2 - [(m^2 + 1/4)f^2 + k^2c_a^2](c - \bar{u}) - \beta c_a^2 = 0 \quad (7)$$

对于快波, $c - \bar{u} \gg \frac{\beta}{k^2}$, 此时(7)式中左端含 β 的第二、四项可以忽略, 则求得

$$c = \bar{u} \pm \sqrt{\left(\frac{f}{k}\right)^2 + \frac{c_a^2}{(m^2 + \frac{1}{4})}} = \bar{u} \pm c^*. \quad (8)$$

这显然是大气惯性波与重力内波混合波的传播速度, c^* 是本征相速度. 当 $\left(\frac{f}{k}\right)^2 \ll c_a^2 / m^2 + \frac{1}{4}$ 时, 混合波中重力内波起主要作用, 反之, 重力内波作用较小, 主要是惯性波起作用.

上述分析发现, 台风雨带与周期 $12 \sim 24 \text{ h}$, 波长 $500 \sim 1000 \text{ km}$ 左右的波动特征相关. 若取平均波长 750 km , 平均周期 18 h 估算, 此类波动的局地相速约为 11.6 m/s , 与重力惯性波的理论相速值相当. 再取波动活动地区 200 和 925 hPa 区域 ($30^\circ \sim 45^\circ \text{ N}$, $115^\circ \sim 125^\circ \text{ E}$) 平均的温度估算大气温度直减率, 然后对 08 月 05 日 00 时至 07 日 00 时求过程平均, 可得 γ 约为 $0.6^\circ / \text{百米}$. 则 $\alpha > 0$, 这种稳定的大气层结有利于重力内波的形成和传播. 以区域和过程平均 500 hPa 经向风代表波动传播路径上的平均风速, \bar{u} 约为 3.6 m/s . 再取 29° N 处的 β 值, 约为 $2 \times 10^{-11} / (\text{m} \cdot \text{s})$,

可估算 $\beta / k^2 \approx 0.1$, 满足条件 $c - \bar{u} \gg \beta / k^2$. 另外, 观测分析表明, 与台风波状雨带相关的大气波动在垂直方向也呈波动形式, 符合重力内波在垂直方向有色散性的特点. 可以推断, 惯性波与重力内波的混合波对台风波状雨带的形成起作用.

γ 分别取 $0.3^\circ, 0.6^\circ$ 和 $0.9^\circ / 100 \text{ m}$, 对应 α 值分别为 $0.2, 0.1$ 和 0.02 . 可得到不同大气层结条件下本征相速 c^* 与垂直波数 m 的关系.

图 11 给出不同大气层结下混合波本征相速度 c^* 与垂直波数 m 变化的关系. 当 m 较小时, 重力内波的作用比较明显, 此时混合波的移速较快但在不同大气层结中差别明显. 大气层结越稳定 (α 越大), 混合波的本征相速度越大. 当 m 值增大时, 重力内波的作用减小, 惯性波作用明显. Matsa 登陆过程中下游地区的 γ 值约为 $0.6^\circ / \text{百米}$ 左右, α 约为 0.1 . 当 $m > 4$ 时, 混合波相速度 $c = 3.6 \pm (10 \sim 20)$, 在实际观测值的范围内. m 值大, 说明大气的斜压性强, 斜压环境可使重力内波的移速减慢. 事实上, Matsa 登陆过程中北方中高纬度地区的西风槽活动造成了台风波动环境的强斜压性. 因此 m 值可能较大, 当 $m < 10$, 重力内波对本征相速度的贡献是惯性波的两倍以上. 以上分析表明, Matsa 激发的远距离波动是在稳定层结条件下的重力内波和惯性波共同作用下的一种混合波.

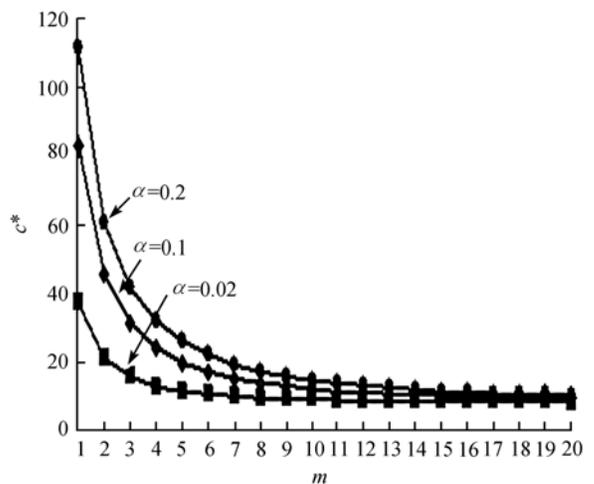


图 11 不同大气层结下混合波的本征相速度 c^* 随垂直波数 m 的变化

4 总结与讨论

Matsa 是 2005 年登陆中国影响最为严重的台风

之一, 由于它长驱北上, 其降水分布十分令人关注. 本文基于地面加密观测、卫星遥感等资料, 发现台风移动方向上具有强降雨带波状分布和传播特征. 这种“波动”具有 12~24 h 左右的时间周期, 500~1000 km 左右的波长. 环境场的进一步分析表明, 台风低空风场、垂直速度场及扰动涡度、散度场等均具有相应的波动变化特征, 这使水汽源、汇分布以及对流云团的活动发生相应变化. 因而 Matsa 雨带的波状分布特征应与大气中的某种波动活动有关. 观测事实和理论分析结果表明, Matsa 北向传播的大型波状雨带分布特征与大气重力内波与大气惯性波的混合波特征有关. 只有在一定大气层结、适合的垂直波数条件下, 才可产生此类远距离北向传播的波动, 形成大范围波状雨带. 类似 Matsa 引发的远距离大范围波状雨带的台风个例很少被注意, 但所谓“南台北雨”、“台风远距离暴雨”在中国沿海发生十分频繁. 因此, 台风激发波动的动力学机制及其对台风雨带的影响值得深入研究.

值得注意的是, 这种在大气中尚难于观测的混合波动虽然与海面上易于观测到的“长浪”同样是由台风激发的一种垂直振动在水平方向上远距离传播的波动, 但两者具有本质区别. 前者与大气重力内波有关, 造成强降水带分布不均匀, 而后者与海表重力外波有关, 形成浪高增幅.

参 考 文 献

- 1 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 1—225
- 2 陈联寿. 热带气旋研究和业务技术的发展. 应用气象学报, 2006, 17(6): 672—681
- 3 魏建芬, 赵永玲, 周曾奎, 等. “0012”台风引发“8.30”特大暴雨过程的分析. 气象科学, 2003, 23(1): 192—199
- 4 孟智勇, 徐祥德, 陈联寿. 9406 号台风与中纬度系统相互作用的中尺度特征. 气象学报, 2002, 60(1): 31—39
- 5 王继志, 杨元琴, 陈联寿. 0509 号台风“麦莎”暴雨带波动北向传播特征的分析. 见: 中国气象学会, 编. 中国气象学会 2005 年年会文集, 北京: 气象出版社, 2005. 175
- 6 王继志, Neumann C J. 一个预报西北太平洋台风移动的 Markov 型相似模型. 中国科学 B 辑, 1984, (5): 467—475
- 7 刘式达, 辛国君, 刘式适, 等. 大气中尺度涡旋的三维螺旋结构理论. 气象学报, 2000, 58(2): 151—158
- 8 李英, 陈联寿, 王继志. 热带气旋登陆维持和迅速消亡的诊断研究. 大气科学, 2005, 29(3): 482—490
- 9 张华, 丑纪范, 邱崇践. 西北太平洋威马逊台风结构的卫星观测同化分析. 科学通报, 2004, 49(5): 493—498
- 10 朱佩君, 郑永光, 王洪庆, 等. 台风螺旋雨带的数值模拟研究. 科学通报, 2005, 50(5): 486—494
- 11 杨元琴, 王继志. 热带气旋路径预报的遗传算法客观综合决策研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(6): 573—581
- 12 Dunn G E. Tropical Cyclones. In: Malone T F, ed. Compendium of Meteorology. New York: John Wiley, 1951. 887—901
- 13 Abdullah A J. The apiral bands of a hurricane: A possible dynamic explanation. J Atmos Sci, 1966, 23(4): 367—375
- 14 Kurihara Y. On the development of spiral bands in a tropical cyclone. J Atmos Sci, 1976, 33(6): 940—958
- 15 Diercks J W, Anthes R A. A study of spiral bands in a linear model of a tyclonic vortex. J Atmos Sci, 1976, 33(9): 1714—1729
- 16 廖洞贤, 王两铭. 数值天气预报原理及其应用. 北京: 气象出版社, 1986. 43—54
- 17 钮学新. 热带气旋动力学. 北京: 气象出版社, 1992. 53—59
- 18 Elsberry R L, 主编. 陈联寿, 译. 热带气旋全球观. 北京: 气象出版社, 1994. 72—75
- 19 余志豪. 台风螺旋雨带——涡旋 Rossby 波. 气象学报, 2002, 60(4): 502—507
- 20 罗哲贤, 陈联寿. 地形对涡旋 Rossby 波影响研究. 自然科学进展, 2003, 13(4): 372—377
- 21 徐祥德, 张胜军, 陈联寿, 等. 台风涡旋螺旋波及其波列传播动力学特征: 诊断分析. 地球物理学报, 2004, 47(1): 33—41
- 22 高守亭, 冉令坤. 重力波上传破碎对中层纬向平均流拖曳的参数化方案. 科学通报, 2003, 48(7): 726—729
- 23 岳岳昌, 易帆, 刘迎杰, 等. 小振幅大气重力波传播的数值研究. 科学通报, 2005, 50(16): 1779—1783
- 24 张光智, 卞林根, 王继志, 等. 北京周边地区雾形成的边界层特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2005, 35(增刊): 73—83
- 25 杨大升, 刘玉滨, 刘式适, 编著. 动力气象学. 北京: 气象出版社, 1980. 1—423