

梅雨锋中大振幅重力波的活动 及其与环境场的关系

孙 淑 清

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文分析了梅雨锋暴雨过程中中- β 尺度大振幅惯性重力波的活动及其与环境场的关系. 突发性降水所构成的雨峰线能表征这类波的活动. 重力波平均波长为 200km, 振幅 2hPa. 周期 6—8h, 移速为 60—80km/h. 强降水全部位于中尺度气压波槽后和脊前的辐合区内. 波动的传播方向各异. 靠近低空急流的波动大体沿低层盛行风方向传播; 有的则受中尺度散度场移动、变化的影响; 或受冷锋前早期到达的冷涌性中尺度锋区的影响, 并与它一起移动. 这类短波活动对环境风场的影响是: 它破坏近地层的急流状结构和日变化, 却使对流层中、下层环境风增强. 急流轴上抬以至消失. 这类短波活动使大尺度风场获得能量.

关键词: 雨峰; 惯性重力波; 环境风场.

一、引 言

中国梅雨锋上的暴雨活动是锋上的一种不稳定现象, 它表现为一种中- α 尺度的扰动, 诸如从卫星云图上见到的 α 尺度的降水云团以及常规天气图上所能分析出来的低层辐合性涡旋流场. 这种扰动所构成的降水即为稳定的梅雨锋连续雨带中一次又一次的暴雨过程. 分析表明, 这类 α 尺度的暴雨团实际上由尺度更小的中尺度雨团所构成. 无论从雷达回波或是从雨量分析都可表明是中- β 尺度对流活动体的生消构成了暴雨团. 秋山孝子^[1]甚至给出了以降水和雷达回波为主体的梅雨锋上不同尺度系统的概念模式, 提出了一个天气尺度、中- α 尺度和中- β 尺度相互依存的图象. 但是这类研究至今多数仍是静态的. 人们还不大清楚在什么样的条件下各种尺度 (尤其是中尺度) 系统会发展起来并构成强降水. 这类 β 尺度雨团的活动是否与 α 尺度系统的生消完全一致. 理论工作者试图用不同的不稳定理论来解释它们的发生和维持^[2, 3]. 但是从目前的工作看, 首要的问题仍是需要化大力气去揭露这类中- β 尺度系统发生发展的过程和物理特征, 才能更好地了解它的本质. 因此利用极为有限的中尺度资料进行细致而深入的分析是十分必要的.

迄今为止, 多数的诊断分析是用加密的中尺度资料进行一般的物理量计算以了解系统的结构. 大多仍沿用对天气尺度系统分析熟知的概念. 本文是从中尺度系统物理量演

变和分布的特点出发来揭露中- β 尺度的波动系统,给出梅雨锋上大振幅重力波活动的一些特征及其与环境场的关系.所用的实例是长江中下游的一次暴雨过程.暴雨发生在 1981 年 6 月 24—28 日,范围遍及从鄂东至东部沿海的长江中下游地区.本文则重点分析 27 日发生在以安徽境内为主的强降水过程.

二、雨带的中尺度特征

本次长江中下游暴雨过程自 24 日持续至 28 日,大体维持着东西向两条平行雨带.一条在淮河以北附近 $33\text{--}34^\circ\text{N}$ 处,另一条则在长江地域 31°N .这种两条雨带结构在 27 日最为明显.不少学者已经指出了这一点^[3,4].从 27 日 01 时至 24 时总雨量分布看,南北两条相互分离的中尺度雨带十分清晰,若以日雨量大于 10mm 作为分界线,两条雨带之间相距约半个纬距.逐时的雨量图表明,这两条雨带各自虽然有南北方向的摆动,但它们之间始终隔着小雨或无雨带,并未发生合并和重叠的过程.作时间剖面图(图 1)来说明这一点.纵坐标为纬度,横坐标为时间,即 27 日的 24 个小时.图 1a 为雨量,其数值是 $115\text{--}119^\circ\text{E}$ 南北半个纬距带中所有气象站的雨量总和,用此来粗略地代表该纬带中降水强度.从逐时变化看,北雨带大体从 14 时开始,16—18 时最强,21 时后减弱并消失.在最强时段,雨带略有南移,但却没有越过无雨带而并入南雨带.

南雨带大体稳定在 $30.5\text{--}31.5^\circ\text{N}$ 之间.其间有三次较大的强暴雨活动,分别在 8—10 时、16 时前后及 20 时之后.它反映了该纬带内几次主要中尺度暴雨过程.如 20 时以后北雨带已趋消失,而南雨带中从金寨附近新发展的中尺度雨区又向东南移动,强度在 20mm/h 以上.此后西部山区又有新的降水团东移.这种生消过程一直持续至 28 日.

利用稠密的地面测站计算逐时实测风散度和涡度,以观测它们的变化与上述两条雨带的关系.图 1b 为散度的时间剖面图,图中数值为计算区纬向格点的平均值,计算格距为 55km.从纬向平均散度随时间的变化看,在 32.5°N 以北和 31°N 以南皆为辐合带,中间被一个宽阔而强大的辐散带所隔开.南北两个辐合带的形势自 5 时以后更为明显,一直持续到 20 时.这与雨带的变化是相应的.无论是南北雨带的起迄时间或是其强度变化都大体一致.最大辐合区的纬度较雨带位置略偏南约 0.5 个纬距,这是因为梅雨锋系统一般自下而上由南向北倾斜之故.强对流活动所对应的低层辐合带较高空的也略偏南.两条雨带的几次加强过程也对应着中尺度辐合的加强:北雨带最大降水发生在 16—18 时,北辐合带也

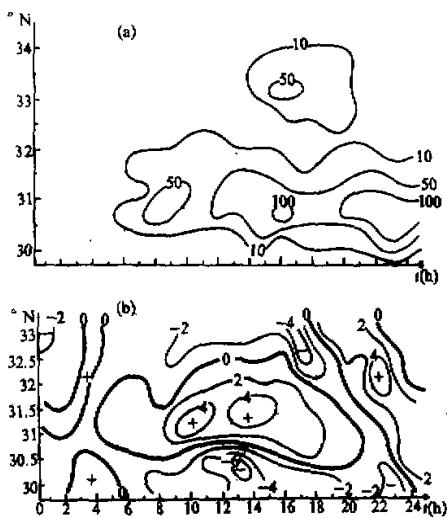


图 1 降水(a)与地面散度(b)时间剖面图
图中数值,雨量为 $115\text{--}119^\circ\text{E}$ 每 0.5 纬距中
常规站雨量和 (mm),散度值为该区域内纬向
格点平均值 ($\times 10^{-5}/\text{s}$).

发为 8.4mm/h ，到 20 时，这种突发过程传至其东南方之霍山站，每小时降水突增至

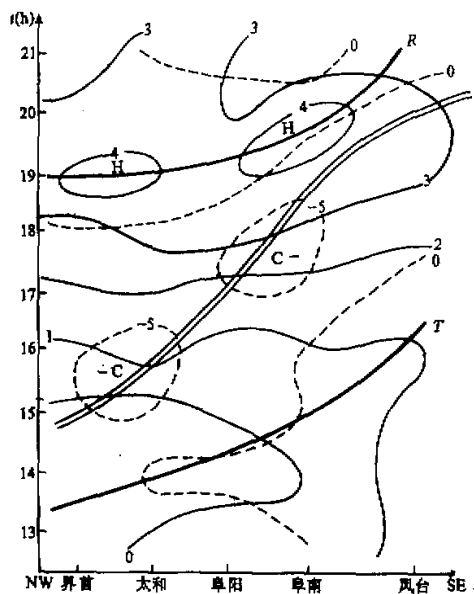


图 3 北雨带中重力波传播图。

图例同图 2。

25.6mm，雨峰所及的临近站有六安等，构成一条“雨峰线”向东南移，21 时舒城为 22.5mm，22 时突发强降水的站有桐城—庐江—无为，23 时为铜陵—繁昌，24 时峰线推至青阳—南陵，雨强皆达到 20mm/h 以上。雨峰线的向东南移动可以看成是一种波系的运动。对相应的中尺度气压场和物理量变化的研究表明：这种波动是一种较大振幅的重力波系。国外提取大振幅重力波系的办法是对各站的气压时间序列进行滤波^[8]，然后逐站比较它们的位相来判定移动方向。但是由于滤波本身有很大的任意性，且重力波系频谱较宽，可以从几分钟直至几个小时，过滤后的扰动场反映各种波长短的波系总集合，不一定代表我们所研究的单一的波。有时由于各种快波生消很快，人为地截断某个波长反而会湮没或模糊了某个主要波的特性。因而我们

采用余志豪^[5]的办法，只在气压序列中滤去日变化所造成的影响，即去掉日变化波，这对研究生命史在一天以内的短波来说是完全可行的。沿着雨峰推进的方向作时间剖面（图 2），细实线为等压线，可以清楚地看到高低压相间的气压扰动由金寨向青阳传播。在图上有两条脊线，一条是 21 时起从金寨移向青阳，它与雨带对应；另一条则从 18 时起从庐江向东南方向传播，两条脊线之间隔有低压槽线。雨峰（粗实线）发生在低压后部略靠近脊区的位置。两条脊线的前部都有雨峰相随。剖面图上还给出地面风散度，它同样具有波动的特点。在整个过程中它也呈现了正负相间的自西北向东南移动的波动特征，且其负区位于扰动槽的后部，高压之前部，辐散区则位于槽前。无论是霍山或是铜陵站，从 18 时至 24 时皆有正负相间的散度变化。辐合与强雨峰相合，图上两列波系都具备这种结构。这正符合理论工作^[11]所指出的重力波的典型结构特征。本列波的振幅约为 1.5hPa ，其传播速度平均为 69km/h 。

另一个重力波发生在北雨带中，它的移动方向如图 6 中雨峰等时线所示，从 13 时至 21 时由西北的界首附近向寿县—蚌埠移动，历时七个小时以上。最强雨峰发生在 15—17 时，21 时后与别的中尺度系统合并。气压扰动波动特点也十分清楚。图 3 为沿传播方向的 P' 、地面散度和降水的时间剖面。可见，气压槽和脊线分列于雨峰线之两侧，散度场也是正负相间由界首向风台移动，槽的前部为辐散，最强辐合区位于槽后脊前而与强降雨峰（粗实线）一致。所给出的图象与图 2 完全一致。波的振幅为 2.5hPa ，移动速度约为 45km/h 。上一节已经指出，北雨带是从 14 时开始，21 时消亡的。本次重力波活动和传播成为 27 日北雨带的主要中尺度过程。

第三个波列源于大别山区英山、罗田一带(图 5a 所示), 27 日 06 时开始出现, 雨强为 11.1 mm/h , 7 时雨峰东移至岳西两侧, 8 时桐城突发降水达 13.8 mm/h , 以后继续东传, 至芜湖才与另一雨团合并, 全过程约 7 小时, 雨峰线平均移速为 60 km/h . 与上两次过程相类似, 气压波动与散度波也一起与雨峰移动, 降水位于高压前部的辐合区内(图略).

下面给出几个个别站的气压波 P' 与降水的关系, 图 4 为英山(日雨量达 214 mm ——27 日 01—24 时)、黄冈和霍山三站的气压和降水时间序列. 可以看出: 去掉日变化以后的地面气压在 24 小时中有三次明显的波动. 英山站(图 4a)的气压脊分别为 08 时、15 时和 22 时. 气压波的平均周期为 8 小时以上. 降水序列也有类似的波动. 英山的三次突发暴雨发生在 6—8 时、11—12 时和 21—22 时, 正好位于高压脊前或高压脊上. 黄冈站降水分别集中在 6—7 时、11—13 时和 19 时. 同样它们与气压波有较好的配置. 其中第二个波动最为清楚; 波谷在 9 时, 波峰在 14 时, 所对应的降水也最强. 霍山(图 4c)的降水虽不如前两站, 但三次过程中 P' 与降水的对应关系仍是十分清晰的.

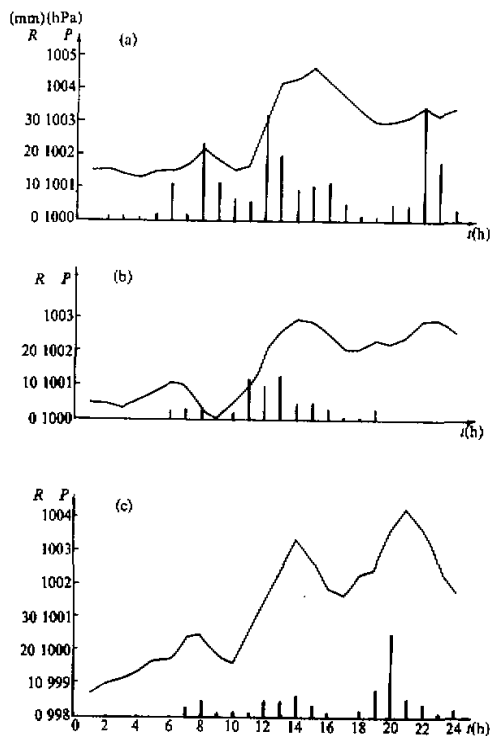


图 4 英山(a)、黄冈(b)和霍山(c)的气压(P')、降水时间变化图

折线为去掉日变化后之气压(P' , hPa), 直线为降水(mm).

四、重力波活动与环境场的相互关系

1. 大振幅重力波传播有特定的方向

Eom^[7]和 Stobie^[8]等人认为它们是沿着高空风方向传播的. 即高空槽前气流作为它们的引导气流. 孙淑清^[12, 13]和杨国祥^[14]等在低空急流系统中发现沿急流轴传播的重力波系统. 因此一般认为这类中尺度波是受引导气流所控制. 但是本文所分析的三次过程却展示了更为复杂的情况.

图 5a 是自 6 时至 12 时从鄂皖交界处东传的波动路径, 它是与该时段中边界层附近风的方向平行的. 07, 10 和 13 三个时次, 900m 和 1500m 高度上盛行西南偏西气流, 且有明显的急流轴. 两层急流轴走向和位置大体相同. 图中标的为 1500m 急流轴. 可以看出重力波移动方向与急流轴大体平行. 而该时段中 3000m 高度的风都为西风或北风, 急流

结构不显著.因此本次波动似受边界层风所引导.

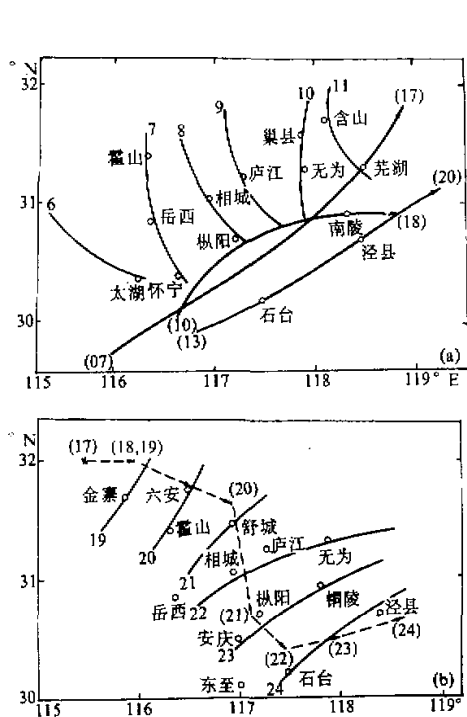


图 5 波动路径图

细实线为逐时雨峰线,数字为时间.(a)粗实线为 07、10、13 时 1500m 急流轴线,箭头上数字为最大风速 (m/s). (b)虚线为地面辐合中心移动轨迹,括号中值为所对应之时间.

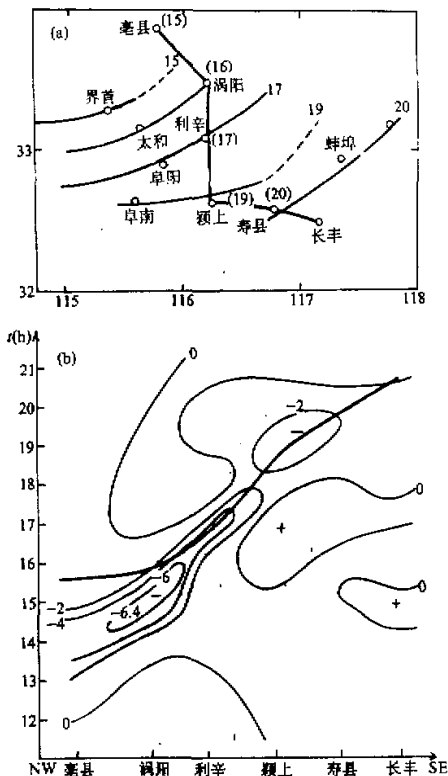


图 6

(a) 北雨带中重力波路径粗实线为 b 图剖面走向. (b) 地面每时变温演变细实线为每时变温 ($^{\circ}C$), 粗实线为突变降水带.

北雨带中的重力波是向东南方向移动的.但此时 3000m 以下各层皆不盛行西北风,且风力弱.在对流层高层,此地正处于青藏高原东侧分流处的西南气流之中,也与波动移向不符.因此“引导”一说在此不再适用.但分析温度场发现,本次波动与背景场中冷锋的推进有密切关系.分析可知:27 日 08 时前后大尺度冷锋维持在 $35^{\circ}N$ 附近,12 时后开始缓慢南推,其西侧 $110^{\circ}E$ 处略有锋消,但在冷锋到达之前,地面出现中尺度的强变温.绘制逐时地面变温图发现,在所分析区域内有一个很强的变温带,自 14 时起,从豫皖边界向东南方向移动.在前沿形成局地强锋带.强降温区呈极窄的带状,变温为 $-2^{\circ}C$ 的范围宽约 20—30km,长 200km.强锋区最大温度梯度可达 $4^{\circ}C/10km$,最大变温率为 $-9^{\circ}C/h$.显然,这种中尺度的强降温区还不是冷锋所联系的冷空气的主体.它的移动路径与图 6a 所给出的降水峰线的轨迹完全一致.以最大变温率路径为横轴作时间剖面图 (图 6b),可以看出狭窄的变温带自西北向东南延伸,20 时以后在长丰以南消失.在此带周围变温幅度只有 $\pm 0.5^{\circ}C/h$ 左右,因此这显然不是日变化所致.同样它也不是由降水所引起的局部降

温、雨峰(图中之粗实线)过后弱降水仍在持续,而变温都转为小的正值。从雨峰与变温的相对位置看,后者略超前,而其前沿的强锋带则可超前 2 小时左右。可见,这次重力波活动更直接的是与冷锋前先期到达的中尺度冷空气所构成的中尺度强锋区有密切关系,它在这种强锋区的激发下与其一起移动。关于这一点下节还要进行探讨。

图 5b 给出波列移动的另一种情况。波系自 19 时很清晰地由西北向东南移动,它不受高低空气流的引导(几乎与低空急流轴垂直),也没有强温度梯度带的诱发和引导。但地面散度场分布的逐时变化表明:有一对正负相间的散度中心自豫南山区向东南移动,强度为 $5 \times 10^{-5} / \text{s}$ 。图 5b 中之虚线联结了辐合中心逐时的位置。可见它与波列的移向、移速是一致的。只不过地面辐合中心最大值超前于降水 1—2 个小时。本次重力波过程所对应的散度场空间尺度较大,强度也强。从空间分布看,从大别山区至苏皖交界地区也有正负相间的散度中心的排列且逐渐东移。大别山区则不断有新的散度中心产生。重力波传播前方散度场的激烈变化触发了波动的不断向前传播。

总之,从这三次重力波传播方向分析,我们可以看出,短波移动方向有时受环境风场的“引导”,尤其是在靠近急流轴的情况下。有的则不然,它们并不沿盛行风方向移动,甚至与它相垂直。而这时近地面层中冷锋前沿小股冷空气所构成的中尺度强变温带或是强的散度场的变化区都可以“诱导”重力波向着它们行进的方向移动。值得注意的是:这类强不连续面本身就能激发重力波,它们也是重力波得以维持的很好的环境条件。

2. 重力波活动对环境风场的影响

重力波的移动受环境风场的制约,但这类短波的频繁活动又影响环境场。曾庆

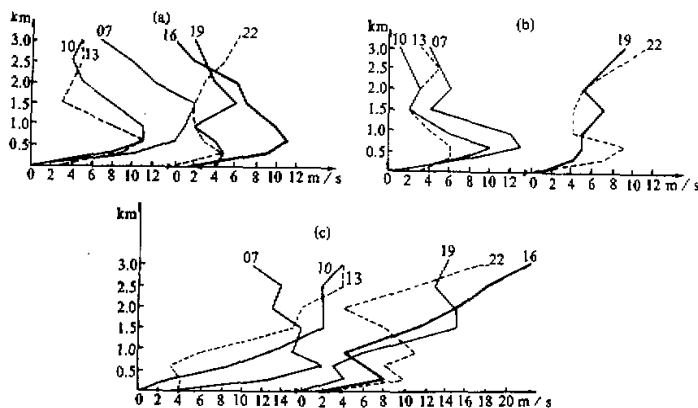


图 7 6 月 27 日蚌埠(a)蒙城(b)和铜陵(c)三站的各时次风廓线图

数值为时间。

存^[15]曾从理论上研究了快波传播与环境风场结构的关系,指出不同方向的快波在不同的切变风场中,波动的消长情况是不同的。用分析方法来研究这个问题目前尚嫌资料不足。但我们发现,在重力波过境前后,环境风场的结构有很大的变化。在我们所研究的时段内(27—28 日),低空急流位于所研究区域的南侧,其位置和强度大体如图 5a 所示。同样在梅雨锋北侧的偏北气流中也有急流大风轴与锋平行。图 7 给出几个站低层风的垂直廓线。其

中蚌埠(a)和蒙城(b)代表北雨带中的情形,铜陵(c)代表南雨带.遗憾的是在雨强大的地区内没有加密观测资料.如前所述,6月27日北雨带持续时间较短,雨带中 β 尺度的系统活动比较清楚,主要是以13—20时向东移动的重力波为代表.蚌埠降水突发于20时(21.7mm/h),以后迅速减弱至21时的2.8mm/h和22时的0.1mm/h.强气压槽线在17—18时移至本站.从19时以前的风廓线看,1000—1500m处有明显的急流结构(鼻状结构),最大风速由07时的16m/s开始减小,以后略有增大,这是低空急流日变化的反映.但19时以后风的廓线却大不一样:边界层风明显减小,由原来的10m/s以上减至6m/s以下.风廓线表明低层不再出现清晰的急流状结构,22时500m以上风速向上增大,与19时前的趋势是相反的.蒙城(b)也与蚌埠一样,该地重力波槽过境为27日14时,最强雨峰在16—17时.07,10和13时的廓线形状十分相似,有明显的急流状结构,并有日变化.它们是重力波过境前的情形.但19时1500m以下风急剧减小,边界层中风呈向上递增之趋势.急流状结构消失.至22时,波动已过境,这时上层风虽无大变化,而下层600m处由19时的5m/s增至9m/s,又开始出现急流的结构.图7c为铜陵站(在南雨带中)情况.15时以后该站有两次明显的气压波过境.最大降水分别发生在14—16时和23时.从廓线看,07与10时的廓线大体类似,它们都有明显的急流结构,边界层风速18m/s.13时以后廓线都变成另一种类型,从地面至1500m'向上递增,以13,16和19时最明显.22时贴地层风略增大,使边界层内风变得均匀.

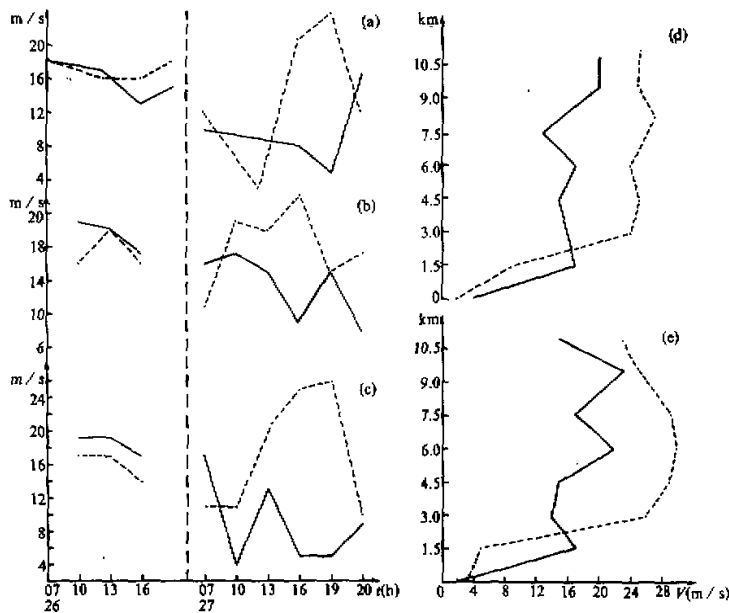


图8 各层风的变化

(a), (b), (c)分别代表南京、铜陵和芜湖站的3000m(虚线)和1500m(实线)风演变;(d), (e)为铜陵和芜湖的风廓线,实线为26日短波活动前,虚线为27日短波活动期.

边界层以上的风场变化却不同,考察为数不多的加密高空资料发现:在对流层低层,风场都明显增强.图8给出几个测站的风变化.这些站皆位于27日低空急流轴上.曲线的

前半段为 26 日整个区域基本无雨的情况, 这时 1500m 与 3000m 的风速大体接近, 变化不大, 而 3000m 风略小于低层, 说明边界层顶附近风廓线有急流状结构。而 27 日 06 时后, 重力波向东南方向频繁传播, 这时 3000m 风速明显加大。芜湖站从 07 时的 11m/s 增至 13 时以后的 20m/s 以上, 铜陵和南京也同样的强烈增速。直至 22 时以后, 冷锋南压急流迅速南撤, 这种趋势才停止。1500m 正处在边界层顶, 它的风速略呈减小趋势。边界层上下风变化的结果使对流层风廓线发生很大的改变。图 8d, e 是短波活动前后两种廓线的对比。可以看出 26 日无雨时, 边界层急流明显, 而 27 日的廓线代表短波活动后期, 3000m 以上风的增加和低层的减弱使廓线大大变陡。低空急流轴的高度有所升高(图 8e)甚至消失, 而对流层中层的大风或急流却变得突出。就整个对流层而言, 风的平均垂直切变大大增加。如前所述, 这段时期中短波主要移向是西北-东南向或偏东方向, 它与环境风场或低空急流轴的走向是同向并成一锐角, 向着风速增加一侧移动。这相当于曾庆存^[15]所指出的第四种情况: 即快波由北至南向环境风场增加的方向传播。按理论分析, 这时能量将被环境风场所吸收, 环境风场的风得到加强。图 8 中所给出的各站风速的变化正有力地说明了这一点。

上述这些讨论表明: 在重力波活动频繁的时段内, 尤其是在它带有较强的降水过程时, 边界层内近地面层的风减弱, 边界层中风廓线的鼻状结构消失, 原来明显的早、晚强, 中午弱的日变化受到破坏。而边界层以上大尺度环境风场的风却因短波的传播而大大增强。它使对流层中、下层平均垂直切变加大, 急流高度升高。这种情况与对流混合理论^[16]不同, 后者是指降水的对流活动使中、上层风趋于均一化而垂直切变减小, 突出了边界层的急流结构; 而这里所讨论的则是由波相互作用所引起风速的加大。从所揭发的事实表明, 所谓对流混合所带来的均一化效果在实际过程中并不明显。

五、小结与讨论

(1) 本文从分析大振幅重力波入手, 发现有些突发性的降水往往与这类重力波有联系。它们的振幅可达 2hPa 左右, 波长 200km 以上, 周期为 $6-8$ 小时, 移动速度为 $60-80\text{km/h}$ 。这与国外学者所分析的与强天气过程有关的重力波系是一致的。本文分析表明, 从降水的中尺度特征出发, 配合以扰动气压场的波动性质, 有助于克服资料困难而分离出中尺度重力波系。

(2) 中- β 尺度重力波系统与其低层风场的散度有密切关系。这不仅从第一节中地面散变场与中尺度雨带的关系中看到, 而从重力波结构中我们也看到槽后辐合区和槽前辐散区的配置, 位相落后于 P' 波 $\pi/2$, 强降水区全部位于波槽后脊前的辐合区内, 三次过程全部如此。

(3) 大振幅重力波的传播方向不完全受低层或高层盛行风的引导。有的大体与 850hPa 上的急流风平行, 自西南向东北传播; 有的则几乎与急流方向垂直, 它的移动可受中尺度散变场的变化所影响, 低层正负相间的中尺度散度波及其迅速变化可诱发重力波沿它移动方向而移动; 还有的情况是: 高空冷锋前部先期到达之小股冷空气所构成的局地中尺度锋面也可激发并引导重力波的运动, 它常常先于重力波到达。近年来学者们在研究温带气旋的中尺度雨带时, 曾多次讨论过锋前冷涌的现象(如 Houze^[17]), 即在冷锋前由它所激发的重力波所造成的中尺度波状云系和降水。本个例的重力波降水明显地与即将

到达的大尺度冷锋有密切关系,且与锋前强烈的中- β 尺度温度梯度带直接相关,应具有冷涌的性质,这对我们进一步研究中尺度降水的不同属性具有重要的意义。

(4) 短波活动与环境条件有关,反过来它又影响环境场,它可以破坏近地层的急流状结构,改变原来的日变化规律。在对流层中风速却大大增强,急流轴上抬。这与日本学者提出的对流动量混合理论显然不同,它是短波与环境场之间的一种能量转换关系。

致谢:曾庆存教授、王作述教授对本文提出了宝贵的意见。王作述教授还无私地提供了有关的资料,作者对他们表示衷心的感谢。

本文系中国科学院大气物理所和南京空军气象学院中尺度中心联合研究的成果之一。

参 考 文 献

- [1] Akiyama, T., 1987, Conceptual Models of BAIU Front and BAIU Frontal Disturbances in Multi-scale characteristics, Mesoscale Analysis & Forecasting, Proceedings of an International Symposium, Vancouver, Canada, 17-19, August, 1987, 195-200.
- [2] Emanuel, K.A., 1980, Forced and Free Mesoscale Motion in the Atmosphere, Collections of Lectures Notes on Dynamics of Meso Meteorological Disturbances, Proceedings of CIMMS Symposium.
- [3] Yang Guoxiong (杨国祥) et al., 1987, A Meso-Scale Study of Meiyu Front Heavy-Rain—Part II: The Dynamical Analysis of Rain-Band Distribution, *Advance in Atmospheric Sciences*, 4, 485-495.
- [4] 王敬五、张 新, 1985, 梅雨锋暴雨的结构分析, 华东中尺度试验论文集, 第二集, 138-147.
- [5] 余志豪、陆汉城、范献忠, 1987, 梅雨锋移动性中- β 尺度暴雨雨峰团的观测研究, 空军气象学院学报, 第一期, 1-13.
- [6] Bosart, L. F., J. P. Cussen, Jr., 1973, Gravity Wave Phenomena Accompanying East Coast Cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, 101, 446-454.
- [7] Eom, J. K., 1975, Analysis of the Internal Gravity Wave Occurrence of April 19, 1970 in the Midwest, *Mon. Wea. Rev.*, 103, 217-226.
- [8] Stobie, J. G., et al., 1983, A Case Study of Gravity Waves—Convective Storms Interaction: 9 May 1979, *J. Atmos. Sci.*, 40, 2804-2830.
- [9] Koch, S. E., 1987, Toward Operational Forecasting and Detection of Weather-Producing Gravity Waves, Mesoscale Analysis & Forecasting, Proceedings of An International Symposium, Vancouver, Canada, 17-19, August 1987, 387-392.
- [10] 王作述、梁慧平、丁太胜, 1987, 暴雨过程降水资料的中尺度分析对比试验, 热带气象, Vol. 3, 150-156.
- [11] 李麦村, 1978, 重力波对特大暴雨的触发作用, 大气科学, 第2卷, 201-209.
- [12] 孙淑清、翟国庆, 1980, 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用, 大气科学, 第4卷, 328-337.
- [13] 孙淑清, 1979, 关于低空急流对暴雨触发作用的一种机制, 气象, 第四期, 8-10.
- [14] 杨国祥、陈丽珍, 1984, 低空急流中的中尺度重力惯性波活动及其对天气的影响, 华东中尺度天气试验论文集, 第一集, 89-94.
- [15] 曾庆存, 1979, 数值天气预报的数学物理基础, 第一卷, 第十一章, 科学出版社.
- [16] Matsumoto, S. et al., 1967, Cumulus Activities in Relation to the Mesoscale Convergence Field, *J. Met. Soc. of Japan*, 45, 292-305.
- [17] Houze, R. A., et al., 1976, Mesoscale Rainbands in Extratropical Cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 868-878 (a).