

初夏热带西太平洋对流云团周期性 西北传播与梅雨带的变动^{*}

王亚非

山崎信雄

(中国气象科学研究院, 北京, 100081) (日本气象研究所, 茨城县, 305)

摘 要

为了了解来自低纬度的气象因素对梅雨带季节内变化的影响, 文中对 1985 年和 1986 年 6~7 月份的个例进行了细致诊断, 并针对有关问题用历史资料做了统计和合成。发现(1)梅雨雨带的向北位移与 $10\sim 15^{\circ}\text{N}/140^{\circ}\text{E}$ 附近的热带对流云团向西移动有连带关系, 当热带对流云团向西北移动时副热带高压也向西北扩张, 顺次由东向西影响梅雨带北抬。(2)低纬度向西北方向移动的对流云团具有准 8, 18 以及 30 d 周期。(3)中国江淮梅雨的入梅也与 6 月份第一次出现这种对流云团周期性(8, 18 以及 30 d)西北移动有密切关系。

关键词: 热带对流云团, 梅雨带, 低频振荡。

1 引 言

每年 6~7 月从中国江淮地区一直到日本存在一准静止锋, 即所谓的梅雨锋, 与其共存的梅雨带的活动不仅对江淮流域, 而且对朝鲜、日本等国家的天气影响关系重大。梅雨带在梅雨期内的变动包括南北方向小范围的摆动, 以及活跃与否等情况, 与周围系统的活动是密切相关的。陶诗言^[1]和 Yoshino^[2]都曾做了季风雨带北抬的气候平均情况, 在夏季随着副高的不断向北发展包括梅雨带在内的季风雨带有规律的向北移动, 6 月中旬~7 月上旬雨带的位置相对集中在长江中下游到日本中部, 这可近似视为梅雨带(锋)的气候平均位置。Yasunari^[3]曾发现从赤道向北推进的温度与风的准 40 d 振荡与季风的向北推进有紧密的关系, 陈隆勋等^[4]则进一步指出这种向北传播的周期振荡对中国季风雨带的两次跳跃有关。Nitta^[5]和 Kurihara^[6]等还阐明因菲律宾附近对流而激发出的来自热带罗斯贝波对副热带高压(以下简称副高)的加强北抬有重要贡献, 因为按 Hoskins 和 Karoly^[7]的观点: “沿大圆路径传播的罗斯贝波对沿途系统的高度场有正负距平的贡献”。渡部文雄等^[8]就曾利用此观点证明来自低纬的罗斯贝波的传播使得副高加强, 日本与江淮的降水减少, 但却没有具体涉及到对梅雨锋的影响。另一方面, 陶诗言^[1,9]和朱乾根等^[10]还曾指出中高纬的阻塞高压(以下简称阻高)对稳定梅雨锋有重要作用。

Wang^[11]则进一步指出中高纬的阻高与梅雨有正的相关, 并说明了从贝加尔湖上游

^{*} 初稿时间: 1998 年 1 月 19 日; 修改稿时间: 1999 年 10 月 18 日。
资助课题: 自然科学基金委重大项目: “能量与水分循环试验的研究项目资助(No. 49794030), 以及人事部非教育系统留学回国人员科技活动择优资助 A 类项目资助。

经鄂海到日本东部海面的罗斯贝波对鄂海阻高及梅雨锋的季节内变动都有很大影响。但我们还不清楚,在梅雨期内热带地区的准周期振荡与来自低纬的罗斯贝波对梅雨锋的短时季节内位移起到了什么样的作用?梅雨带向北的短时移动(非单纯季节性移动)与何有关?来自低纬的影响梅雨锋的因子主要是什么?弄清这些问题对研究梅雨锋季节内变化非常重要。这就是本文要研究的目的所在。考虑到要用不同的中纬度大尺度环流背景来表现这种高低纬的相互作用,我们选择了1985与1986年两个不同背景的个例来进行考察以揭示其特征。

2 资料

分析所用的高度数据为欧洲中期预报中心(ECMWF)的 2.5×2.5 网格距的客观分析资料,所用 1×1 网格距的TBB资料是由日本气象研究所提供。

3 1985年个例

3.1 大尺度环流场特征

图1是6月中旬~7月中旬10d平均500hPa的高度场(实线)以及波活动通量场(矢量线)。总的来说从1985年6月中旬到7月上旬,鄂霍茨克海以东为一低位势区,贝加尔湖附近为一高位势区,从日本伸向西南方向有一稳定的槽。中高纬度的这种类型的配置与Ninomiya和Muraki^[12]所描述的典型梅雨期形势类似。6月中旬主要的定常波活动通量在180°的日期变更线附近活动,在日本东部有较弱的指向东南方向的通量。6月下旬在东亚地区的35~40°N附近开始发展一支向东传播的波活动通量,伴随着波活动通量的加强,波活动通量的增强意味着中纬度长波槽、脊的大规模调整。7月上旬贝湖的脊及鄂海以东的低压发展到了最强;到7月中旬时,东亚地区的环流形势变得比较平直了,那里的波活动通量也变小了。

3.2 TBB场特征

图2给出了110.5~120.5°E(a),130.5~150.5°E(b)及110.5~150.5°E(c)的平均TBB纬度-时间变化,阴影部分表示低于260K的区域,大致对应于对流较旺盛的区域。

从图中还可看到中国江淮流域、日本梅雨带以及主要梅雨锋的变化情况,3张图的中纬度地区(30~40°N)及低纬度地区(5~20°N)分别存在两条TBB的低值带,南面的一条大致对应于热带副高南端的对流云的活动区,北边的一条主要对应中纬度对流云带主要反映了各经度段的梅雨锋活动情况。1985年长江中下游的实际梅雨期为6月下旬到7月上旬(国家气候中心),而日本的梅雨期为6月上旬到7月中旬,图2a中6月中旬以前的北支云带比较零乱,南支云带在22°N以南,长江流域梅雨期间,开始对流云带向南移动,7月上旬强度增加的对流云带又向北移动,这似乎对应于稍前一些时候南支云带的向北发展。图2b中可见,6月中旬到月底南支对流云带比较旺盛,从6月16~22日对流云带竟然向北发展了5个经距。北支云带比较完整地分布在6月上旬到7月中旬的日本梅雨期内,当南支云带向北发展后1~2d北支云带也相应向北推移3~4个经度。图2c为包括图2a、b的综合分布图,这张图更能体现出南边云带向北移动时,带动了北面云带也向北移动的倾向。图2a的南北两条云带较图2b的距离近,这是由于江淮梅雨锋处于副高的

西北西部, 而日本的处于副高的西北部, 这样梅雨锋的西段就更容易直接受到从副高南部扰动的影 响, 例如在 7 月中旬两个对流云带几乎就接在了一起。

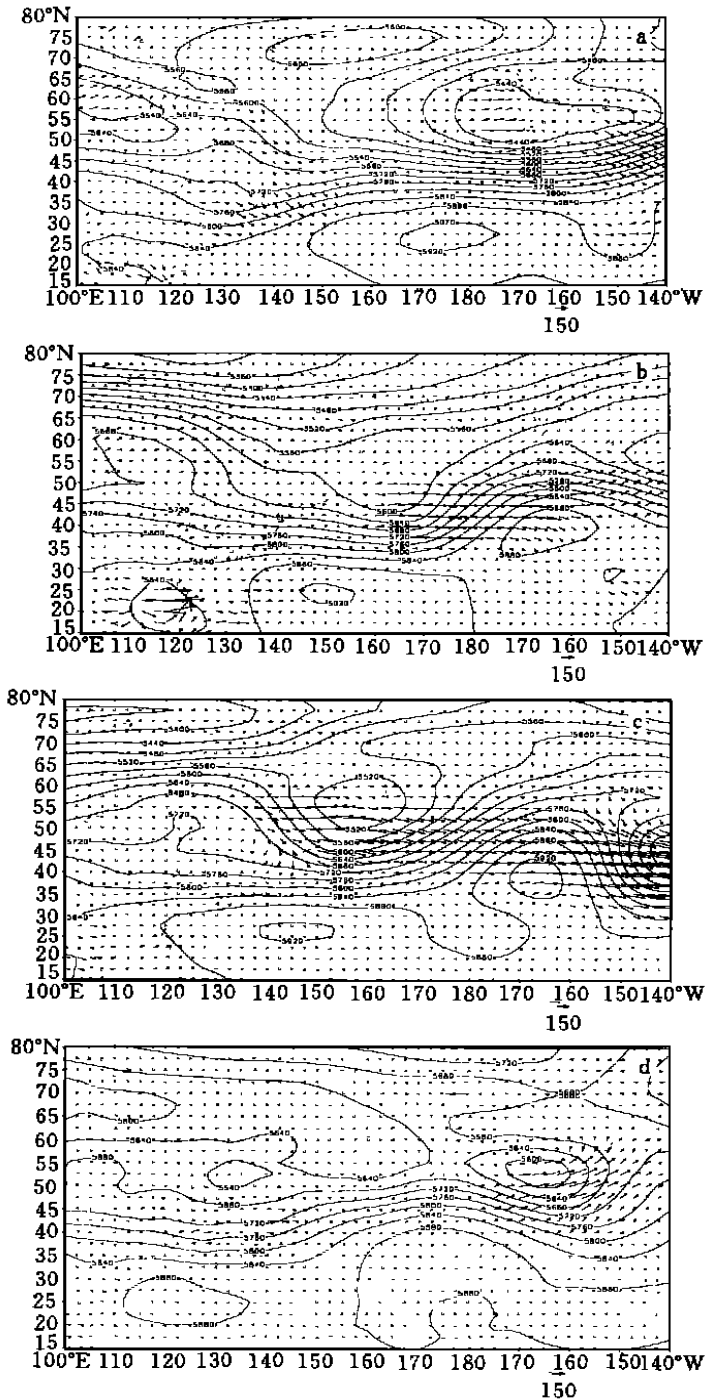


图 1 1985 年 6 月中旬 ~ 7 月中旬旬平均 500 hPa 的高度场 (实线) 以及波活动通量场 (矢量线)
(a. 6 月中旬; b. 6 月下旬; c. 7 月上旬; d. 7 月中旬)

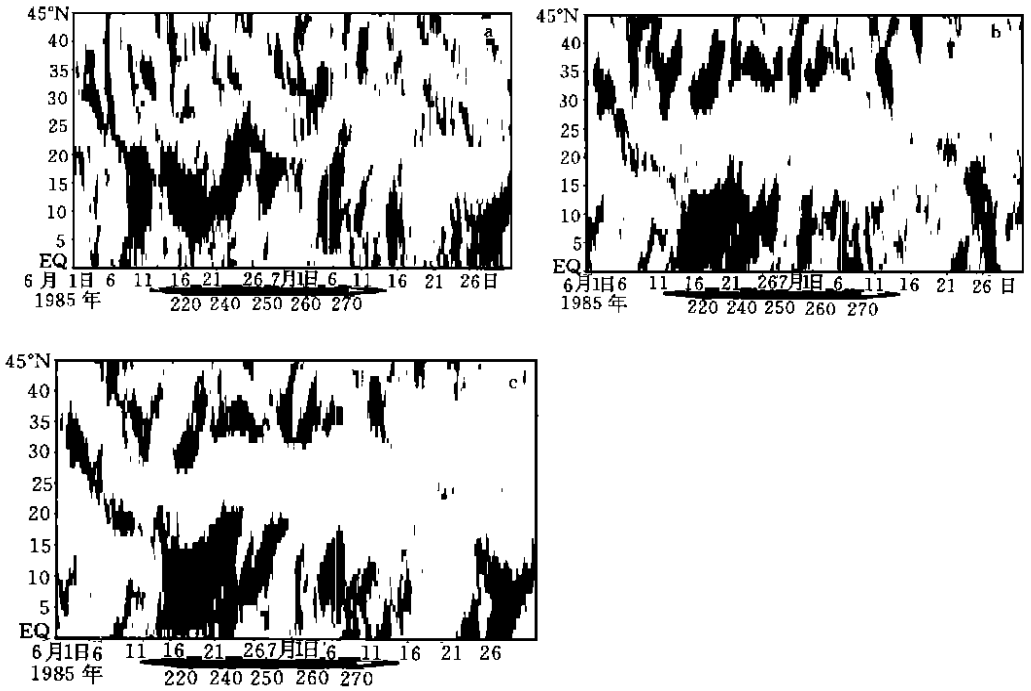


图2 1985年6~7月的TBB 经向平均值纬度-时间变化
(a. 110.5°~120.5°E. b. 130.5°~150.5°E. c. 110.5°~150.5°E)

3.3 对流云团活动与环流场的相互作用

图3为1985年热带(10.5~15.5°N)平均TBB的时间空间剖面图, 110°E以西基本为对流活跃区, 110~170°E附近的带状低TBB区域明显是由东向西传播。6月13日~6月底菲律宾及其以东洋面(160°E附近)对流活跃带逐渐随时间西移, 6月20日前后移到140°E附近, 对应图2b可见其同时也向北移动。7月初到7月15日这里基本为一对流不活跃期, 而7月16日菲律宾以东洋面又开始变得活跃了。值得注意的是这一振荡周期大约是30d左右。图4为1985年第34候减去第31和37候的平均500hPa高度场, 这是因

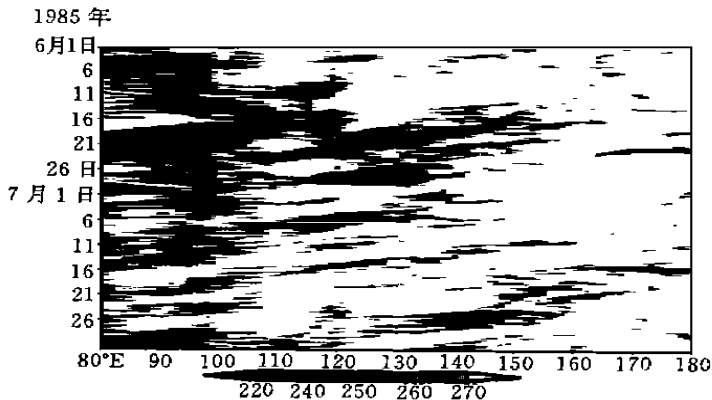


图3 1985年6~7月热带10.5~15.5°N平均TBB的时间空间剖面图

为从图 2 和图 3 中可判断出第 34 候热带对流云正移至 140 E 附近并继续向西北方向挺进, 如果这种振荡是 30 d 左右的话, 其前后 3 候应为 140 E 热带云团的不活跃阶段, 因此, 图 4 即表示了对流云团活跃期与非活跃期的高度场的对比。由图 4 见到, 贝湖以东与阿留申群岛附近为一负值中心, 日本东北部为高值中心。很显然这种配置至少表示当西太平洋热带云团活跃时, 副热带高压也随之向西北加强。

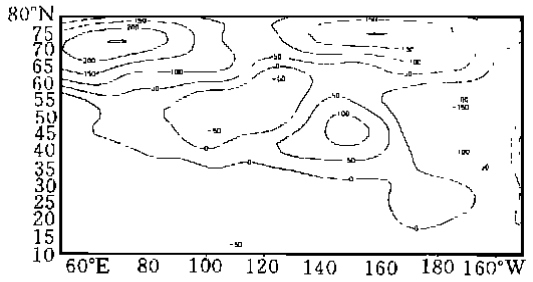


图 4 1985 年第 34 候减去第 31 和 37 候的平均 500 hPa 高度场

1985 年梅雨期内中高纬的环流形势比较稳定, 长波槽脊的移动性很小, 基本没有从 高纬向低纬传播的波活动通量, 因此似乎可以说没有明显的来自中高纬的能量来强迫梅雨带向南的摆动, 而低纬度不断从菲律宾以东的马绍尔群岛(160 E)向西或西北挺进的对流活跃云团促使副高向西北扩张从而使得梅雨带北抬, 可以认为是梅雨带向北发展的主要因素。在 1985 年梅雨带的这种变动主要是受低纬度的 30 d 左右的热带对流云团周期振荡的影响, 当热带对流云团移至 140 E 时副高和梅雨带差不多同时北抬, 在继续西移时梅雨带有向南移的趋势, 副高东缩。注意此时也没有发生 Nitta^[5]所述的从低纬向高纬传播的定常波。

另外, 有趣的是江淮梅雨的发生是在 6 月中旬伴随着低纬度对流云团向西移动过程中产生的。

4 1986 年个例

4.1 大尺度环流场特征

为简洁起见省略了 1986 年 6~7 月波活动通量与 500 hPa 环流场的分布图。6 月上旬贝湖东部有一强高压脊, 阿留申群岛为一低压, 强副高中心位于 30 N, 170 E 附近。较强的波活动通量从贝加尔湖上游经鄂海、日本指向副热带地区。6 月中旬到下旬从贝加尔湖到鄂霍茨克海附近稳定徘徊一阻塞高压, 这种形式与 Wang^[11]所定义的 Type C 的梅雨期形势相同。从日本北海道伸向西南方向维持一较深的槽。在阿拉斯加

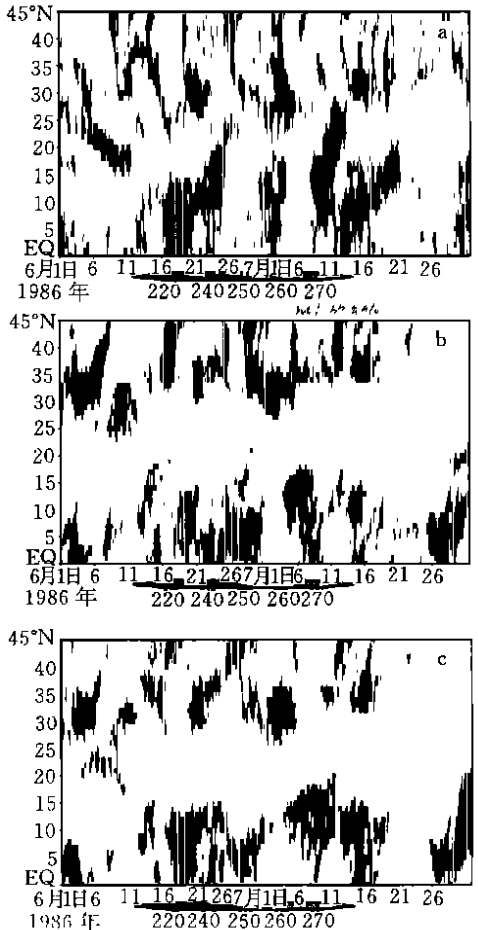


图 5 1986 年 6~7 月 110.5~120.5 E(a), 130.5~150.5 E(b) 及 110.5~150.5 E(c) 的平均 TBB 纬度-时间变化

附近的低涡在此期间原地减弱。副热带高压的主要中心随向东移动但西端的势力却逐渐加强。在此期间波活动通量强度逐渐减弱,到了6月下旬波活动通量的活动范围移向西太平洋以东。

4.2 TBB 场特征

图5与图2类似,但为1986年的TBB分布情况,与1985年相比6月份的热带对流云团被压制在 15°N 以南(图5c)。梅雨带主体(图5c的6月上旬~7月中旬北部云带)南北位移不大并显得不如1985年的完整。各段梅雨带活动情况为:图5a南支云带呈3段对流活跃区即6月16~21日,6月30日~7月3日及7月8~22日,北面的云带主要集中在6月20日~7月7日(江淮梅雨期),图5b中南边云带主要集中在6月17~30日,7月3~9日,其中在6月19日及7月6日时此两云团推进到最北端,后者的大致向北推进了5个经距。北面云带显然比图5a的时间要长得多,集中在6月14日~7月27日(日本梅雨期),在6月上中旬和7月上中旬均有先向南后向北的摆动。

4.3 对流云团活动与环流场的相互作用

图6是1986年6~7月平均TBB时间-经度剖面图,类似于1985年,热带活跃的对流云团周期性的向西传播,6月10~28日低TBB值区从 160°E 向西推进到 110°E ,另外两次时6月20日~7月2日和6月28日~7月12日,周期大约在8~10d以上。图7与图4一样,但属于1986年的Z500合成图。在1986年西太平洋热带云团也恰巧在第34候有较强烈的向西北传播的现象,为此我们选33和35候的500 hPa高度来与34候做比较,也就是说,由于此例周期只有10d左右,对于 140°E 附近对流云团活跃的第34候来说,第33和第35候应该对应此处对流不活跃阶段,此图为由第34候减去第33和35候的平均值。由图7可见,欧亚大陆 55°N 以北地区为大范围的正值区所覆盖,在 50°N , 170°E 附近为一负值中心。与1985年个例相比高度差的分布虽有些差异,属同一类型。中高纬度的两个正偏差中心比1985年向东偏移了一些,尽管强度很弱,日本北部以东洋面的正值区依然存在。这说明当 140°E 的热带对流云团活跃并向西北挺进时,副高也向西北扩张,与1985年相比由于热带云团强度较小,副高向北扩张的幅度也较小。

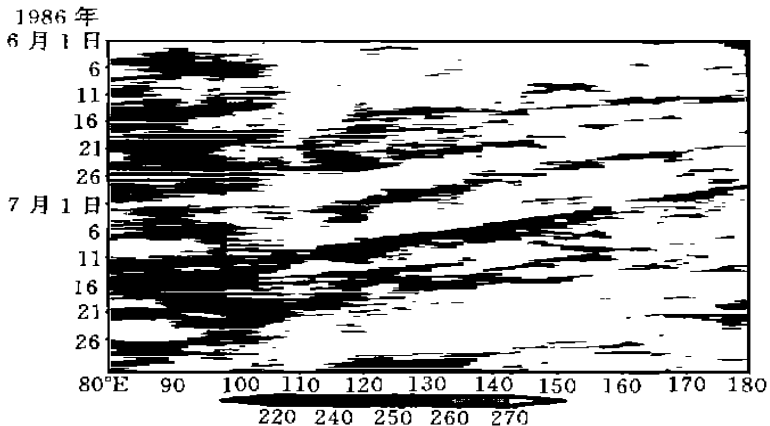


图6 1986年6~7月热带 $10.5 \sim 1.5^{\circ}\text{N}$ 平均TBB的时间空间剖面图

不同于 1985 年, 1986 年的梅雨带的短时变动显然受到了来自中高纬度及来自热带地区两方面因子的强烈干扰。6 月上中旬有很强的波活动通量从中高纬度向热带传播, 使得热带地区热对流受到一定程度的抑制, 如 Wang^[11] 所述, 梅雨带东段的位置偏南。另一方面, 类似于 1985 年, 来自低纬度的对流云团以大约 8~10 d 以上的周期从菲律宾以东向西移动, 当热带对流云团移到 140°E 并有北抬趋势时, 日本附近的梅雨带也有向北移动的趋势。只不过, 在中高纬有能量向南传播的情况下这种北抬的趋势不如 1985 年那么明显。与 1985 年类似, 江淮梅雨的入梅也是在第一次低纬度对流云团西移时发生的。1986 年的个例也体现了在中高纬度系统与低纬度系统相互作用下梅雨带受影响的一个典型例证。

5 周期性低频振荡

Madden 和 Julian^[13], Yasunari^[3] 等曾指出热带地区存在风、气压和温度等的准 40 d 周期振荡, 朱乾根等^[10] 还曾指出副热带季风有约 20 d 周期的振荡特性, 从图 3 和图 7 都由于 140°E 地区的热带云团的类似低频振荡的西北传播与中纬度梅雨带的变动的有关系, 有必要进一步确定一下它们的变动规律, 在 1985 与 1986 年个例中热带西太平洋附近的 TBB 在向西北动中似乎有 10~30 d 周期, 我们用最大熵谱分析来对梅雨区域和 140°E 热带区域详细考察, 图 8 为 1985 年和 1986 年热带西太平洋 140°E (5.5~15.5°N, 135.5~155.5°E) 区域的 TBB 的情况, 资料为 1985 和 1986 年 5~8 月份 TBB 日平均, 横轴的单位为 1/d, 由图可见 1985 及 1986 年都为双峰周期, 有共同的约 30 d (0.034/d) 左右的主要周期, 1985 年和 1986 年的另一个周期分别是 18 和 8, Wang^[11] 曾指出中国和日本梅雨峰有相当大的区别, 所以有必要对各梅雨云带分别讨论。无论是 1985 还是 1986 年中国梅雨云带都具有 14 d 左右的周期而日本附近云带却具有 5~8 d 的周期(见图 9), 由此看来上述 3 个区域的主要振荡周期都不一样。值得注意的是 1986 年日本附近的 TBB 周期(8 d) 与 140°E 热带地区的一个周期峰值相吻合(图 9)。

图 10 为 1985 年热带西太平洋 140°E 区域的 TBB 距平值及经 20~30 d 滤波后的数值。所用滤波器为 Murakami^[14] 所提供。我们尽可能的选择了较长的时间序列(5~7 月)。

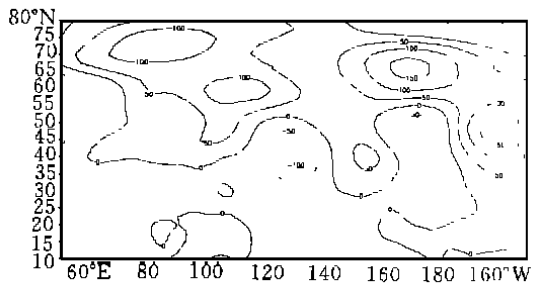


图 7 1985 年第 34 候减去第 33 和 35 候的平均 500 hPa 高度场

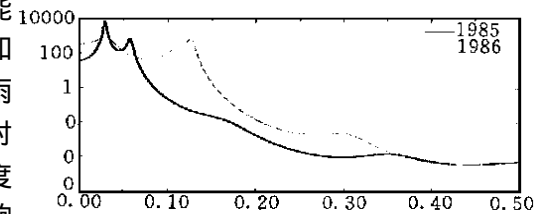


图 8 1985 年和 1986 年 5~9 月热带西太平洋 TBB 最大熵谱分析

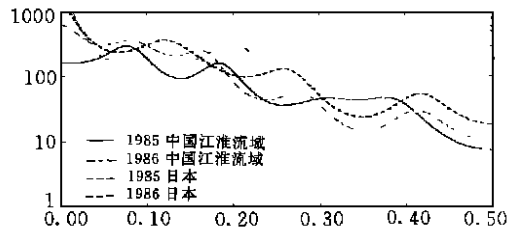


图 9 1985 年和 1986 年 5~9 月江淮流域和日本附近 TBB 最大熵谱分析

从图 10 中可见,在 3 个月中,滤波后的数值大约有 4 个周期波动(4 个波峰 5 个波谷),其波谷分别在 5 月中旬,6 月上旬末,6 月下旬,7 月中旬及 7 月下旬。其中 6~7 月的变化都与图 3 中热带地区低 TBB 向西北移动的日期相吻合。这也进一步证实了在此地区有 20~30 d 周期低频振荡的现象。除此之外,1986 年也同时存在 10 d 左右及 30 d 左右周期的波峰及波谷(图略)。

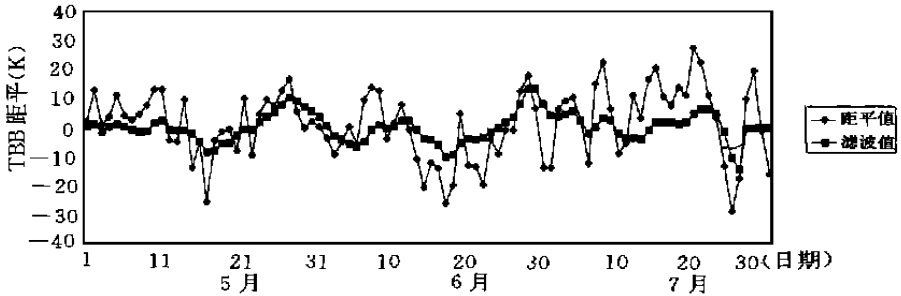


图 10 1985 年热带西太平洋 140°E 附近区域的 TBB 距平值及经 20~30 d 滤波后的数值

6 合成分析

以上两例类似的现象为,热带西太平洋云团向西北方向强力拱动过程中对梅雨带施加影响使其北抬,在 6 月份(6 月中旬)的这种拱动正好对应中国长江中下游的入梅。我们粗略的统计了一下 1980~1994 年(其中 1985 年缺测)6 月份在太平洋上热带云团(140°E)第一次向西北传播与长江中下游入梅的关系,发现 78.5% 的个例在这次西北拱动以后的 5 d 以内入梅(见表 1)。图 11 是 1980~1997 年 6 月份第一次出现这种现象的 TBB 合成图,具体为选取 140°E 附近低 TBB 开始向西北移动为中心日期,前后顺延 15 d 再进行合成,对合成还作了一天(8 次)的滑动平均以突出对流云团活动的低频特征。

表 1 入梅时间以及热带云团 6 月第一次西北移致 140°E 附的时间

年份	云团入域日期	入梅日期	相差天数
1980	6/9	6/9	0
1981	6/25	6/25	0
1982	6/7	7/9	-2
1983	6/16	6/19	-3
1984	缺测	6/7	
1985	6/20	6/22	-2
1986	6/15	6/20	-5
1987	6/9	7/1	-23
1988	6/5	6/10	-5
1989	6/4	6/14	0
1990	6/15	6/19	-4
1991	6/10	6/2	8
1992	6/19	6/20	-1
1993	6/21	6/12	9
1994	6/7	6/7	0

在图 11 的中心日期附近中纬度与低纬度分别存在对流旺盛显著区域,随着低纬度对

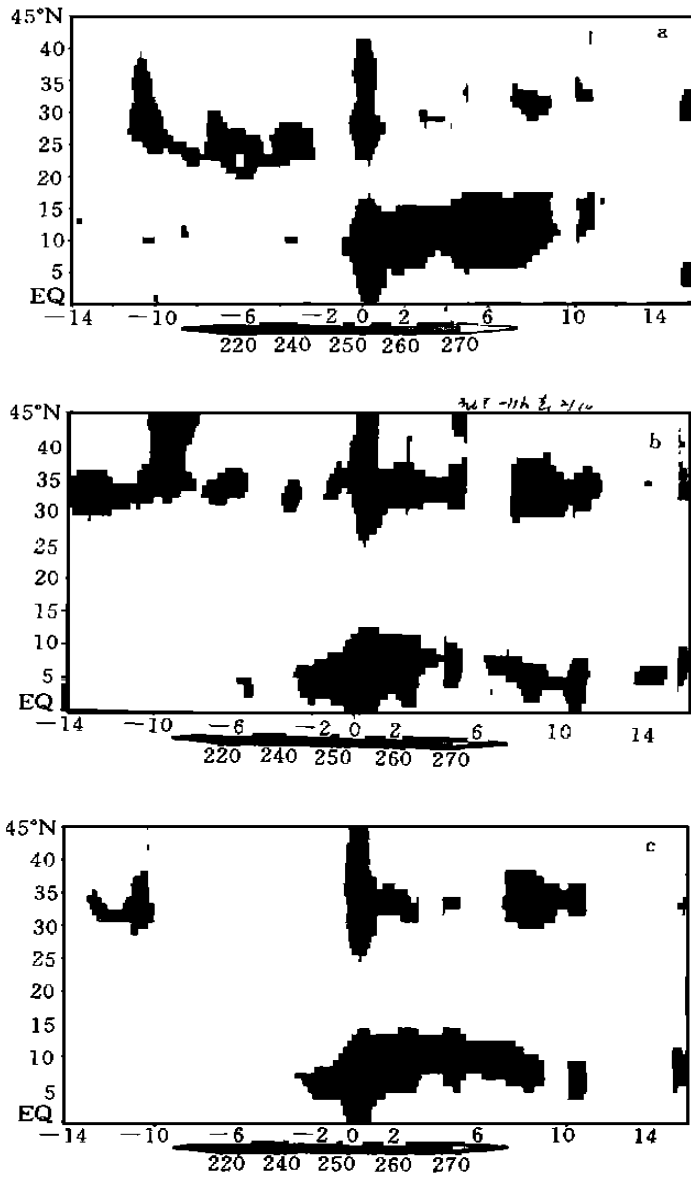


图 11 1980~1997 年 6 月份热带西太平洋第一次出现对流云团西北移动时平均 TBB 纬度-时间变化合成

(a. 110.5~120.5 E; b. 130.5~150.5 E; c. 110.5~150.5 E)

流旺盛区向北移动中纬度的对流显著区域也向北抬,图 12 为 TBB 的 10.5~15.5 N 的平均经度-时间剖面合成分布,与图 11 一样施加了一天(8 次)的滑动平均,在中心日期附近存在一条类似于图 3 和图 6 的由东向西传播的显著对流区域,这条云带开始于 160 E 对流较弱范围较小,在向西移动的过程中,强度和范围都不断加大,主要云带从 160 E 传播到 110 E 附近大约需要 4 d 左右的时间。比较图 11a 和 11b 也可见到,在图 10a 的热带云带发展的要比图 11b 的早 2 d 左右。图 13 为与图 12 相对应的 500 hPa 高度合成,即

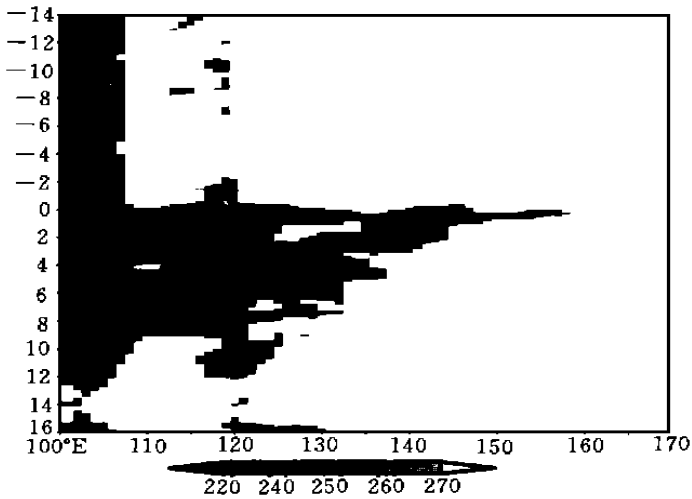


图 12 1980 ~ 1997 年 6 月份热带西太平洋第一次出现对流云团西北移动时 10.5 ~ 15.5 N 的平均 TBB 纬度-时间变化合成

140 E 附近热带云团西北移动开始时期所在候的 13 a (1980 ~ 1993 年, 1984 年缺测) 高度的平均分布以及其前 3 候与后 3 候的高度平均分布之差, 这是考虑因为这种低频振荡具有 30 d 左右的周期, 对应中心日期的低 TBB 峰值的前后 15 d 与其高值期相近, 所以, 用前后 3 候合成分布近似表示其相差 $\pi/2$ 位相的状况。从图 13 中可以看到欧亚地区基本为正值区覆盖, 特别从极地到俄罗斯中东部以及在日本以东海域为高值中心, 太平洋中部为非常显著的负值中心。中低纬包括

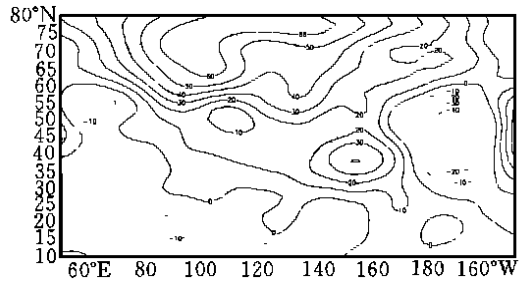


图 13 140 E 附近热带云团西北移动开始时期所在候的 13 a 高度的平均分布以及其前 3 候与后 3 候的高度平均分布之差

江淮流域为低值区。这些说明了当西太平洋热带云团向西北挺进时副高也随之向西北挺进并且在日本以东海域加强, 中国江淮流域维持一相对稳定的低值区。

7 讨论与总结

综上所述, 梅雨带的短期变动可以解释为高低纬环流系统相互作用的结果, 当没有来自中高纬的罗斯贝定常波的传播时, 在中纬度正如 Ninomiya^[12] 阐述梅雨锋时所定义的典型大尺度的环流配置即从鄂海伸向华北为一槽, 贝湖为一脊的形势, 于是从低纬度向西北推进对流振荡对于影响梅雨带的南北摆动起主导作用, 此时当低纬度对流云团由 160 E 向西北推进到 140 E 时, 副高向西北扩张, 梅雨带整体有明显的向北摆动的特征, 而此对流云团再向西移致副高西端时梅雨带又有向南游移的迹象。而当中高纬的环流配置转为 Wang^[11] 定义的形势时, 即鄂海为一阻高从贝湖向南为一宽广的槽, 有罗斯贝波向低纬

传播, 此时梅雨带特别是其东段的位置偏南, 江淮梅雨带(梅雨带西段)较稳定, 而低纬菲律宾附近的对流相对较弱, 当从东边移向菲律宾的对流云加强北抬时, 副高廓线也北抬, 梅雨带东段也明显向北移动。虽然还需要大量的个例分析才能确定, 至少这两个不同环流配置的个例说明: 低纬度的 8~10 或 30 d 周期的对流振荡, 在初夏对梅雨带向北的短时推移起了关键的作用, 它是影响梅雨带季节内变动的来自低纬度方面经常的主要因子, 这种影响是通过先施加于副高而实现的, 另一方面, 我们进一步证实了从东西伯利亚经鄂海向东南传播的定长波活动通量是来自高纬度方面对梅雨锋向南位移影响的主要因子(并非每年都有)。当两种因子同时存在时它们有互相抵消的倾向。河原干雄^[5]也注意到了 1986 年 6~7 月份热带地区存在对流云团的准 20 d 振荡与 1985 年的 30~60 d 振荡的区别, 但无法加以说明, 我们注意到 1986 年 6~7 月有较强从中高纬向南传播的定常波能量而 1985 年 6~7 月却没有, 这也是一个很大的区别。至于中高纬的能量传播是否干扰或改变了低纬度对流云团的固有振动周期还需要进一步的研究来加以证实。

值得注意的是 1985, 1986 年两个例中的梅雨期内菲律宾附近的强对流非但没有激发出 Nitta^[5]所述的向东北方向传播的罗斯贝波, 整个夏季也并不多见, 只有 1985 年 8 月上, 中旬勉强观测到了这种传播(图略), 此时菲律宾附近的强对流北抬到 27°N 附近, 副高的脊线已到达 30°N, 显然在梅雨期内是不可能具备这样的条件, 至少在对流层中上层以上没有观测到这种传播。另一方面, 1986 年初夏东亚阻高比较活跃, 从高纬向低纬传播的定常罗斯贝波也十分明显, 而 1985 年就不是如此了, 高压脊的活动区域比较偏西, 波活动通量也过于平直。也就是说当中高纬度的波活动通量传播活跃时, 低纬度菲律宾附近的对流并不太活跃(或者说受到抑制), 更难形成 Nitta^[5]所述的罗斯贝波了。来自低纬度的定常罗斯贝波对梅雨带是否有影响还需要作进一步的研究。

通过对 1985, 1986 年个例的分析我们发现: (1) 梅雨带的向北位移与 10~15°N, 140°E 附近的热带对流云团的向西移动有连带关系, 当热带对流云团向西北移动时副热带高压也向西北扩张, 顺次由东向西影响梅雨带北抬。(2) 低纬度向西北方向移动的对流云团具有准 8, 18 或 30 d 周期。(3) 中国江淮梅雨的入梅也与 6 月份第一次出现这种对流云团周期性(8, 18 或 30 d)西北移动有密切关系。

致谢: 本文得到气候中心丁一汇教授的鼓励与支持, 特此感谢。

参考文献

- 1 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225pp
- 2 Yoshino M M. Four stages of the rainy season in early summer over East Asia (Part II). Meteor J Soc Japan, 1966, 44, 209-217
- 3 Yasunari T. A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. J Meteor Soc Japan, 1980, 58, 225-229
- 4 陈隆勋等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 362pp
- 5 Nitta T. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. Meteor J Soc Japan, 1987 65, 373-390
- 6 Kurihara K, Tsuyuki T. Development of the barotropic high around Japan and its association with Rossby wave-like propagations over the North Pacific: an observational study of August 1984. Meteor J Soc Japan, 1987, 65: 237~246
- 7 Hoskins B J, Karoly D J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing.

Atmos J Sci, 1981, 38: 1179 ~ 1196

- 8 渡部文雄. 热带の対流活動の季節変動と日本附近の循環場(その2). 气象研究ト-ス, 1990, 168, 73 ~ 98
- 9 陶诗言等. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系. 气象学报, 1958, 29: 119 ~ 134
- 10 朱乾根等. 天气学原理和方法. 北京: 气象出版社, 1980. 226 ~ 271
- 11 Wang Y. Effects of blocking anticyclones in Eurasia in the rainy season (Meiyu/Baiu season). Meteor J Soc Japan, 1992 70: 929 ~ 951
- 12 Ninomiya K, Muraki H. Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979. Meteor J Soc Japan, 1986, 64: 409 ~ 429
- 13 Madden R A, Julian P R. Description of a 40 ~ 50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. Atmos J Sci, 1971, 28: 702 ~ 708
- 14 Murakami M. Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE data. Mon Wea Rev, 1979, 107: 994 ~ 1013
- 15 河原干雄. 大规模对流活動の年年変動と季節内変動. 气象研究ト-ス, 1990, 168, 5 ~ 42

THE RELATIONSHIP BETWEEN THE MOVEMENT OF THE MEIYU/BAIU RAIN BELT AND THE PERIODIC NORTH- WESTWARD PROPAGATION OF THE CONVECTIVE ACTIVITY FROM WESTERN PACIFIC OVER TROPICAL REGION

Wang Yafei

Nobuo Yamazaki

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081) (Meteorological Research Institute, 305, Japan)

Abstract

In order to investigate the effect by the meteorological factors from lower latitudes on Meiyu/Baiu front, a diagnostic analysis for the two cases during June to July of 1985 and 1986 was examined. We found that (1) when the tropical convective activity westward moving near 10–17°N, 140°E from east side (10–17°N, 160°E), the northward shift of the Meiyu/Baiu rain belt occur. (2) the onsets of Meiyu in China of both cases took place just when the convective activity around lower latitudes moved westward through ~140°E with the 20–30 days oscillation period at the first time in June. (3) the main factor which results in the northward and southward shift of Meiyu/Baiu rain belt is thought as the 20–30 day oscillation of the tropical convective activity around West Pacific. (4) the Rossby wave propagation which is excited by the convective activity around Philippine occurred only in late summer and did not give any impact to the intraseasonal variation of the Meiyu/Baiu rain belt in the both cases.

Key words: Tropical convective activity, Meiyu / Baiu rain belt, Low-frequency oscillation.