

西太平洋暖池区热带波动的天气效应*

常美桂 王衍明

(青岛海洋大学海洋环境学院, 青岛 266003)

提要 为了探讨西太平洋暖池区热带波动的天气效应, 利用 1980 年 2—9 月 140°E 日本静止卫星纬度时间剖面卫星云图, 分析了 5 d 和 14 d 左右周期热带波动云的演变特征, 并综合分析了 14 d 周期的云系演变型式与流场的关系, 为预报热带中期天气变化规律提供了依据; 热带波动中 30—60 d 大气低频振荡的云量变化最显著, 北半球夏半年热带波动的天气区主要在 10°N — 0° , 冬半年在 10°N — 10°S , 超过这个区域热带云量的谱分布型式就有明显的变化。

关键词 西太平洋暖池区 纬度时间剖面卫星云图 谱分析 诊断分析 热带波动 天气效应

西太平洋暖池区 (WPWP) 是全球大洋表面水温 (SST) 最高的区域, 其中心大致在 10°N — 10°S , 140°E — 180° 。它是全球大气最大的热源, 与暖池高水温区对应的是大气深对流区, 即常有 SCC (supper cloud cluster) 在暖池区生成和加强, 这种具有低频振荡特征的 SCC 与西风爆发有不可分割的联系, 而且 SCC、西风爆发对 ENSO 事件的发生有触发作用 (Sui et al, 1989; Lau et al, 1989), 所以, 了解暖池区的热带波动及其天气演变有重要的理论和现实意义。

热带波动在云和降水等天气现象上都应具有相应的反映, 自从有卫星云图以来, Chang (1970) 首先使用经度时间剖面卫星云图追踪弱的气旋性扰动 (东风波), 以后虽有许多人作过类似的工作, 但由于云图范围 (东西向常小于 100 经距) 的限制, 在这种图上要显示波长上万公里的热带波动 (如 Kelvin 波) 所造成的云量变化显然是不可能的。本文使用纬度时间剖面卫星云图能够显示不同周期的热带波动造成的云系变化情况。

近年来, 从云量或 OLR 的变化上研究热带扰动已有很多有成效的工作 (左中道, 1986; 蒋尚城, 1994; 喻世华, 1990), 但是除东风波外, 对比流场等综合分析 (例如对 Kelvin 波结合卫星云图诊断分析) 还是很少见的。本文使用卫星云图, 诊断分析和谱分析等方法考察太平洋暖池区天气变化的规律具有实际的预报意义。

1 西太平洋暖池区云系和流场的变化特征

为了了解西太平洋暖池区几天至十几天的天气变化规律, 使用了纬度时间剖面卫星云图和单站高空风 u 分量的谱分析, 结果表明流场和云系演变都具有明显的 5 d 和 14 d 左

* 国家自然科学基金资助项目, 49276250 号。常美桂, 女, 出生于 1936 年 11 月, 副教授。

收稿日期: 1994 年 7 月 8 日, 接收日期: 1995 年 1 月 4 日。

右的周期变化。

1.1 纬度时间剖面卫星云图上云的变化规律 纬度时间剖面卫星云图(图版 I)是将 Chang (1970) 的经度时间剖面卫星云图改造而成的, 制作方法是将 140°E 的日本静止卫星逐日 00 Z 的云图, 依所取经度割成宽约 5 个经距的经向窄条(宽度考虑到云的位移), 按日期自左向右依次排列拼接而成, 用以分析所取经度上云和晴空区的逐日变化, 图中纬度间隔标记为 10° 。这种图上云量和云区南北向变化表明了赤道地区(例如 $10^{\circ} \text{N} - 10^{\circ} \text{S}$ 之间)总云量的变化和任一纬度上云和晴空区的时间演变。对于东西向传播的各种热带波动, 不论其波长如何都能很好地显示出云的演变周期, 特别适用于几天、十几天周期的波动。虽不能象经度时间剖面卫星云图那样由一张图的云带倾斜方向和云团的间隔距离去确定东西向波动的移向和波长, 但只要使用同时, 且适当经度差的两张纬度时间剖面卫星云图, 就能决定波向和波长。特别适用于分析上万公里波长的扰动, 这在经度时间剖面卫星云图上是做不到的。

从纬度时间剖面卫星云图(图版 I)上看, 西太平洋暖池区云系演变具有一定的演变型式和明显的周期性, 两种主要周期的云系演变型式如下。

从图版 I:1 看出热带辐合带(ITCZ)云带随时间的变化基本上呈“纺锤状”型, 即以赤道为中心随时间的推移, 云带同时向南北加宽(表明赤道地区总平均云量多), 或同时向赤道收缩变窄, 云量减少, 云带呈周期性变化。从 2 月 3 日至 3 月 23 日有 4 个波动周期, 即 2 月 3, 17, 28 日和 3 月 13, 23 日为相对少云期(云带最窄), 而 2 月 9, 22 日和 3 月 5, 18 日为相对多云期(云带最宽), 云带变化周期为 10—14 d, 平均演变周期为 12.5d, 虽然 ITCZ 云带并不都是这样, 但在西太平洋热带地区(特别是在北半球冬半年)是一种主要变化型式(王衍明, 1988), 说明云的准双周(14 d 周期)变化是普遍存在的。

图版 I:2 表明云的另一演变周期的型式, 在 8 月 24, 31 日和 9 月 5, 9, 15, 20 日都为相对少云期, 其间为稠密云期, 云只位于赤道以北, 云的演变周期为 4—7 d, 平均为 5.2 d。

图版 I:1, I:2 说明了热带天气演变具有明显的 5 d 和 14 d 左右的变化规律, 它们的云系演变型式都能从纬度时间剖面卫星云图上直观地显示出来。

1.2 太平洋暖池区流场的扰动特征 以雅浦岛 ($9.5^{\circ} \text{N}, 138^{\circ} \text{E}$) 为例, 对该站各高度上的纬向风速 u 施行波谱分析(u 取西风为正), 谱分析的主要数据见表 1。

表 1 u 分量的谱分析表

Tab. 1 Results of spectral analysis

$S(L)$	高 度 (h Pa)								
	850	700	500	400	300	250	200	150	100
$A(1) = 15\text{d}$	0.1800	0.2739	0.2937	0.3401	0.3802	0.4259	0.4444	0.4644	0.3922
$A(2) = 7.5\text{d}$	0.3273	0.3346	0.2311	0.2200	0.1992	0.1241	0.0774	0.0563	0.1236
$A(3) = 5\text{d}$	0.2657	0.1521	0.1456	0.0822	0.0987	0.0605	0.0098	0.0058	0.0422

注: $S(L)$ 为方差线谱, 即每个谐波对平均功率的贡献

谱分析表明 500 hPa 以上各层 15 d 左右的波动是主要的,越向高层 15 d 波动对总方差的贡献越大,至 150 hPa (对流顶附近)达极大值。另一方面,在对流层中,高度越低,较短周期的波动所占比重越大,700 hPa 和 850 hPa 高度上以 7.5 和 5 d 周期的波动对总方差的贡献最大,这说明暖池区高空流场的波动是显著的,而其波动周期与云系演变是一致的。15 d 周期波动的能量源在对流层附近,5 d 左右的波动主要存在于对流层下层。

由于 5 d 左右周期的波动可能是东风波也可能是混合罗斯贝重力波,考虑到混合罗斯贝重力波的流场是相对于赤道的一个对称涡旋,其赤道南北两侧云系演变应具有相似的分佈型式,但图版 I:2 中云系只存在于北半球,且在流场中 5 d 周期的波动主要存在于对流层下层,因而可以认为 5 d 周期云系的演变应是经度时间剖面卫星云图中的东风波云系。

2 准双周波动的诊断分析

利用纬度时间剖面卫星云图,配合高空流场对一个 14 d 周期波动的过程实施分析和判断,结果如下。

2.1 准双周波动的传播方向和波长 图版 I:3 和图版 I:4 分别是 140°E 和 170°E 每 6 小时一条窄条拼接而成的纬度时间剖面卫星云图,云的演变型式清楚连贯,为一“纺锤状”型, 140°E (图版 I:3) 云带最窄处约在 4 月 7 日 00Z 和 20 日 00Z,波动周期约为 13 d。云区南北最宽和最稠密处约在 14 日 12Z, 170°E (图版 I:4) 上云带的最宽处约在 16 日 12Z,这表明:云图位置东向相差 30 经距,云带形式位相迟后两天,即 13 d 周期的波动以 15 经距/d 的速度自西向东传播,由此算出扰动波长为 195 经距,约合 21 600km,显然这是 Kelvin 波的特征。

2.2 准双周波动的流场及其与云区的关系 利用接近 140°E 和 170°E 靠近赤道的两个测站, 91413 站 (9.5°N , 138°E) 和 91366 站 (9.2°N , 168°E), 选取了与图版 I:3 和图版 I:4 云系演变的相同时段, 计算了 1980 年 3 月 20 日至 4 月 30 日 200 hPa 的 u 分量,使用带通滤波,即先对 u 的逐日变化实施 15 点平滑,然后用 u 的实测值减去平滑后的平均值,以滤掉 30 d 以上的大气低频振荡,后施行 5 点平滑滤去较小尺度的扰动,以便得到十几天左右的扰动量,根据带通滤波后的 u 值绘制了图 1。

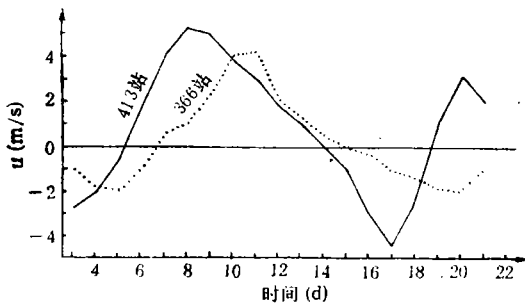


图 1 纬向风的逐日变化图

Fig. 1 Time series of zonal u component

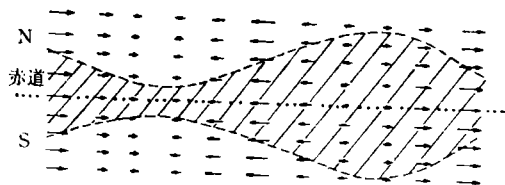


图 2 云区与纬向风的关系图

Fig. 2 Relationship between the cloud field and zonal u component

由图 1 可见 413 站自 4 月 5—6 日至 4 月 18—19 日为 u 分量的一个波动周期 (约计 13 d), 与图版 1:3 中的波动周期是一致的, 而 366 站 u 的波动比 413 站迟后 1—2 d, 这表明 u 的扰动也是自西向东传播的。在 413 站 (138°E) 由西风转为东风的时间为 4 月 14 日, 与图版 1:3 (140°E) 的云带最宽最稠密处相对应, 而 366 站 (168°E) 的转换时间接近 4 月 16 日, 这与图版 1:4 (170°E) 的云带最宽处一致, 于是纬向风 u 与云带型式的关系可用图 2 表示。考虑到波动由西向东, 在西风转为东风处, 正对应 200 hPa 流场的辐散区, 因此必然与多云区相对应, 即多云区东边为相对最大西风区, 西边为相对最大东风区, 这就由实际资料揭示了高空流场的演变与纬度时间剖面卫星云图上云区演变型式的对应关系。由此可见, 虽然热带云团的个体一般都是自东向西移动的, 但是 ITCZ 云带宽度和云量都与向东传播的 13 d 周期的波动相对应, 它反映了西太平洋暖池区 Kelvin 波所形成的热带天气的变化规律。

3 暖池区云量的中长期变化规律

云是气流分布和水汽分布的一种表现形式, 云的变化是天气变化的主要表现, 无论是 Kelvin 波还是超长周期的大气低频振荡 (LFO) 在云的变化上总能显示出来, 从气压场的分析知道 40—50 d 周期的 LFO 在太平洋和印度洋的广大地区普遍存在着, 正常的 LFO 在热带地区是纬向波数为 1 和 2 的超长波 (Murakami 1986), 前者向东传播, 后者为一驻波。为了揭示西太平洋暖池区这些波动的天气变化情况, 这里使用了 156°E 和 180° 逐候总云量剖面图¹⁾ 应用上述功率谱分析不同季节不同纬度上云量的变化规律, 现

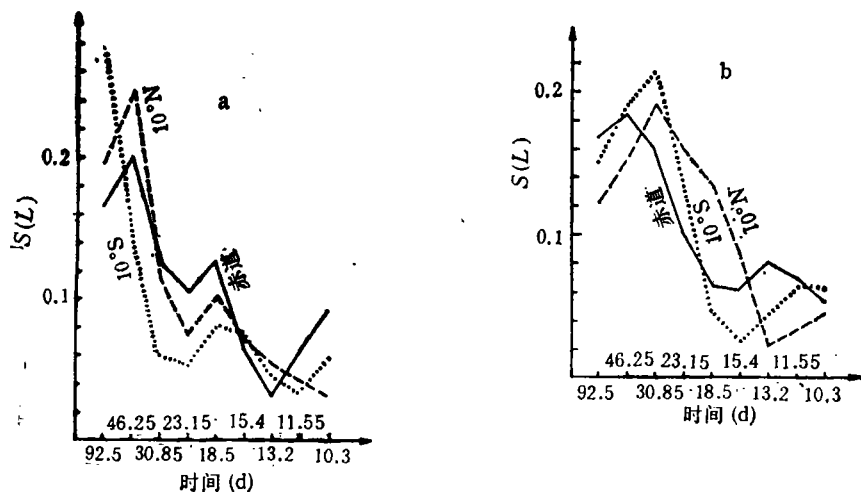


图 3 云量能谱图

Fig. 3 Power spectrum

a. 1979 年 4 月 1 日—9 月 31 日; b. 1979 年 10 月 1 日—1980 年 3 月 31 日,

——赤道; ---- 10°N ; 10°S .

1) 热带气象, 1985, 1986, 1987 年各期。

将暖池区 156°E 上 16°N , 10°N , 0° , 10°S , 16°S 5 个地点的北半球冬半年和夏半年谱分析结果列于表 2 中。

表 2 156°E 功率谱Tab. 2 156°E Power spectrum

a. 夏半年 (1979.4.1—1979.9.31)

纬	度	16°N	10°N	0°	10°S	16°S
$A(1) = 18.5$	$S(1) =$	0.3015	0.1994	0.1663	0.2784	0.1486
$A(2) = 9.25$	$S(2) =$	0.1557	0.2532	0.2022	0.1438	0.1144
$A(3) = 6.17$	$S(3) =$	0.0766	0.1195	0.1267	0.0608	0.1074
$A(4) = 4.63$	$S(4) =$	0.0614	0.0771	0.1037	0.0552	0.0753
$A(5) = 3.7$	$S(5) =$	0.0826	0.1016	0.1208	0.0818	0.0882
$A(6) = 3.08$	$S(6) =$	0.0632	0.0747	0.0690	0.0795	0.1051
$A(7) = 2.64$	$S(7) =$	0.0231	0.0559	0.0310	0.0437	0.0837
$A(8) = 2.31$	$S(8) =$	0.0165	0.0467	0.0614	0.0396	0.0884
$A(9) = 2.06$	$S(9) =$	0.0283	0.0370	0.0909	0.0595	0.1016

b. 冬半年 (1979.10.1—1980.3.31)

纬	度	16°N	10°N	0°	10°S	16°S
$A(1) = 18.5$	$S(1) =$	0.2208	0.1240	0.1656	0.1546	0.2516
$A(2) = 9.25$	$S(2) =$	0.2298	0.1521	0.1831	0.1813	0.1181
$A(3) = 6.17$	$S(3) =$	0.1552	0.1917	0.1617	0.2183	0.1300
$A(4) = 4.63$	$S(4) =$	0.1522	0.1623	0.1007	0.1379	0.0879
$A(5) = 3.7$	$S(5) =$	0.0953	0.1358	0.0622	0.0485	0.0240
$A(6) = 3.08$	$S(6) =$	0.0356	0.0844	0.0616	0.0259	0.0369
$A(7) = 2.64$	$S(7) =$	0.0185	0.0246	0.0810	0.0476	0.0701
$A(8) = 2.31$	$S(8) =$	0.0147	0.0325	0.0750	0.0642	0.0622
$A(9) = 2.06$	$S(9) =$	0.0201	0.0478	0.0588	0.0620	0.0487

注: $A(L)$ 为周期(候); $S(L)$ 为方差线谱。

从表 2 a 看出北半球夏半年 10°N 和 0° 两地 $A(2)$ (46.25d) 都存在明显的极大值, $A(5)$ (18.5d) 也有稍小的极大值, 它们的谱分布型式很相似, 而 16°N 、 10°S 和 16°S 三地点, 基本上都是随周期增大方差线谱也增大, 4.63 候 (23.15d) 周期以上方差线谱无极大值, 这三个地点的功率谱分布型式极相似。这可解释为: 北半球夏半年热带波动造成的云量变化主要位于 16°N — 10°S 的范围之内。表 2 b 同样可以判定 16°N 和 16°S 云量的谱分布型式相似, 而 10°N , 0° , 10°S 基本相同, 可以认为冬半年热带波动在 16°N — 16°S 之间。即是说夏半年热带波动造成的云量变化在 10°N — 0° 之间最明显, 而冬半年在 10°N — 10°S 之间最显著。超过这个区域热带波动的谱分布型式就要发生重大变化。这个结论为确定代表热带波动的天气区域提供了依据, 北半球冬半年热带波动的活动范围要大于夏半年。显然热带波动的天气区比天文赤道带或动力赤道带的宽度(在 $\pm 5^{\circ}$) 要大一倍左右, 但不超过过渡带(每个半球的 5° — 15°) (Добрышман, 1980)。

由表 2 选取 10°N , 0° , 10°S 三个纬度的资料绘出能谱图(图 3), 在赤道上: 夏半年

(图 3 a) 的功率峰值为 46.25 d, 18.5d 和 10.3 d; 冬半年(图 3 b) 主要为 46.25 d 和 13.2 d, 可见在赤道上超长波的周期全年都是相同的。由图 3 b 知, 冬半年在 10°N 和 10°S 的超长波峰值周期为 30.85 d, 比赤道上(46.25d) 都要短, 这表明超长波周期随纬度增大是变短的, 且有明显的纬向对称的特点, 对称中心就在赤道附近。夏半年(图 3a) 超长波的波动峰值只在 0° 和 10°N 上出现, 且周期相同, 不能表达其随纬度的变化, 也许象流场分析那样其对称中心在 3°N , 这也是可能的。

另外, 对于 10—20 d 周期的波动, 冬半年(图 3 b) 随着纬度的增大周期也有变短的趋势, 而夏半年则分析不出来。

4 小结

分析表明, 赤道太平洋暖池区, 不同周期的热带大气波动在云的变化上都有明显反映: 4—7 d 周期的东风波动在纬度时间剖面卫星云图(图版 1:2)或经度时间剖面卫星云图上都能直观地显示出来; 10—20d 周期的 Kelvin 波在对流顶附近最显著, 它所代表的云区变化是热带纬度时间剖面卫星云图上的重要演变型式; 30—60 d 周期的超长波(LFO) 所代表的云的变化在暖池区最显著。由云量的谱分析还表明: 北半球冬季长周期的热带波动天气区主要在 10°N — 10°S , 而夏季则主要位于 10°N — 0° 区间, 超过这个区域, 大气波动的频谱分布都有明显的变化。

参 考 文 献

- 王衍明, 1987, 纬度-时间剖面卫星云图分析, 卫星气象文集, 气象出版社(北京), 169—170。
 左中道, 1986, 热带东风中经向扰动与纬向扰动的相互作用, 海洋学报, 7(6): 706—711。
 李崇银, 1991, 30—60 天大气振荡的全球特征, 大气科学, 15(3): 359—368。
 蒋尚城, 1994, 我国 OLR 应用研究的进展, 气象科技, 137(1): 1—9。
 喻世华、刘忠辉, 1990, 南亚夏季风影响 OLR 的准 40 天振荡和准双周振荡, 热带气象, 6(2): 149—157
 Дюрышман Е. М. (吕克利、蒋全荣译, 1987), 1980, 赤道大气动力学, 气象出版社(北京), 21—34。
 Chang C. P., 1970, Westward Propagation cloud pattern in the tropical Pacific as seen from time-composite satellite photographs, *J. Atmos. Sci.*, 27: 133—138。
 Lau K. M., 1989, Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts 30—60 day oscillations and ENSO an unified view, *J. Meteor. Soc. Japan*, 67(2): 205—219。
 Murakami T., Chen, L. X., Xie, A. 1986, Eastward Propagating of 30—60day Perturbations as Revealed from Outgoing Longwave Radiation Data, *J. Atmos. Sci.*, 43: 961—971。
 Sui C. H. and Lau, K. M., 1989, Multi-scale processes in the equatorial western Pacific, Proceedings of Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA-COARE. Moumea, New Caledonia May 24—30, 747—755。

EFFECT OF WEATHER ON THE TROPICAL WAVE IN THE WESTERN PACIFIC WARM POOL

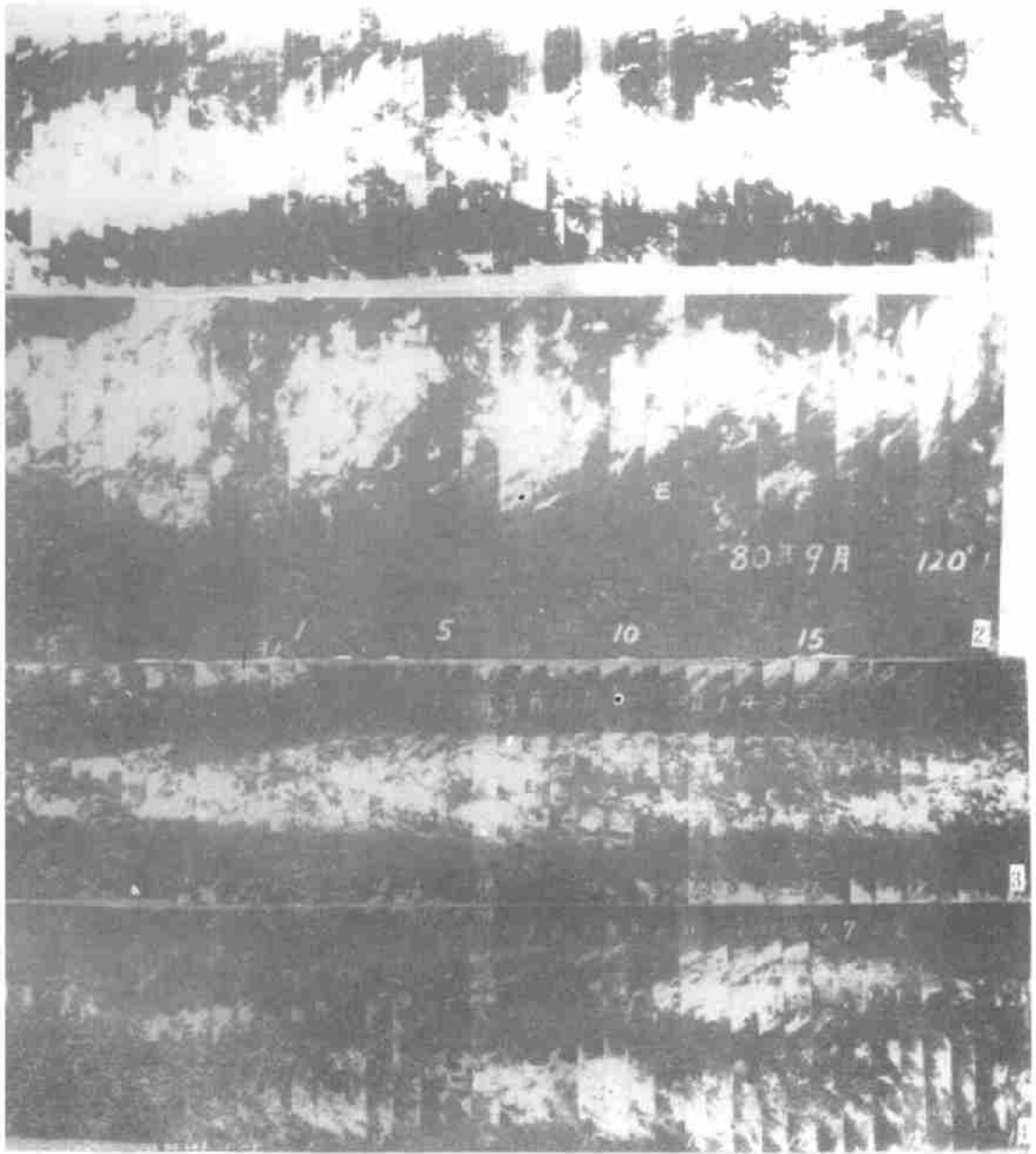
Chang Meigui, Wang Yanming

(*Department of Marine Meteorology, Ocean University of Qingdao, Qingdao 266003*)

ABSTRACT

Using the time-latitude section of satellite photograph, it is display the variational features of the tropical wave on the western Pacific warm pool. The tropical wave of 14d period is integrated analyzed, it is basis for the medium-range weather forcast on the tropics. The atmospheric low frequency oscillation (30—50 day mode) of cloud amount variation is remarkable. The tropical wave locate in 10°N — 0° , in the half year of summer and in 10°N — 10°S in the half year of winter. The great changs have taken place in the spectrum pattern exceed above these region.

Key words Western Pacific warm pool Time-latitude section of satellite photographs Spectrum analysis Diagnosis Tropical wave Weather effect



图版 I 纬度时间剖面卫星云图

Plate I Time-latitude section of satellite photographs

1. 140°E, 1980年2月3日—3月26日;
2. 120°E, 1980年8月24日—9月20日;
3. 140°E, 1980年4月9日 00Z—19日 00Z;
4. 170°E, 1980年4月9日 00Z—19日 00Z。