

东亚西风急流变化与热带对流加热 关系的研究^{*}

董 敏 余建锐

(国家气候中心, 北京 100081)

高守亭

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 应用 OLR 资料和高空格点资料, 研究了东亚地区西风急流及其附近的纬向西风与热带地区对流加热场的关系。结果表明西风急流中心的季节变化是和热带加热场的季节变化紧密的联系在一起的。东亚地区的纬向西风强度的年变化与热带加热场的同期及前期状况也密切相关, 这种关系可以作为预测我国江淮地区夏季梅雨的一个强信号。

关键词 东亚西风急流 变化 热带对流加热

1 引言

东亚西风急流是影响东亚及我国天气的重要系统。东亚大气环流的季节转换, 我国大部分地区雨季的开始和结束都与西风急流位置的南北移动以及强度变化有紧密的联系。叶笃正等^[1]指出了亚洲季节转变是与6月及10月大气环流的突变相联系的, 而这种突变的重要表现之一就是亚洲西风急流的北跃或南移过程。陶诗言等^[2]则指出东亚梅雨的开始和结束与6月及7月份亚洲上空南支西风急流的二次北跳过程密切相关。董敏等^[3]研究了北半球500 hPa纬向西风的年际变化, 指出东亚地区夏季西风指数与我国初夏梅雨的年际变化有密切的关系。图1给出我国长江流域10站(南京、上海、杭州、安庆、合肥、九江、汉口、南昌、岳阳、宜昌)的6月及7月份月降水量与500 hPa上空东亚地区地转西风强度(定义为各点南北各5个纬距间的高度差)之间的相关系数。从图1可以看出, 6~7月份, 即长江流域梅雨期该地的降水是与其上空500 hPa的西风强度呈正相关的, 而与更北地区(约40~45°N)的西风强度呈反相关, 相关系数均达到0.01信度。

从图1可以看出, 西风急流活动对中国降水的重要意义。它表明, 在6~7月份当西风急流的位置偏南时, 长江流域上空的西风偏强, 江淮地区的梅雨就多, 当西风急流的位置偏北时, 长江流域上空西风弱, 而东亚40~45°N地区的西风偏强, 即急流北跳较早并稳定在40°N以北地区时, 长江流域的梅雨就减少。因此研究西风急流的活动对预报我国夏季旱涝具有重要意义。

1997-04-11收到, 1997-10-09收到再改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 49675257

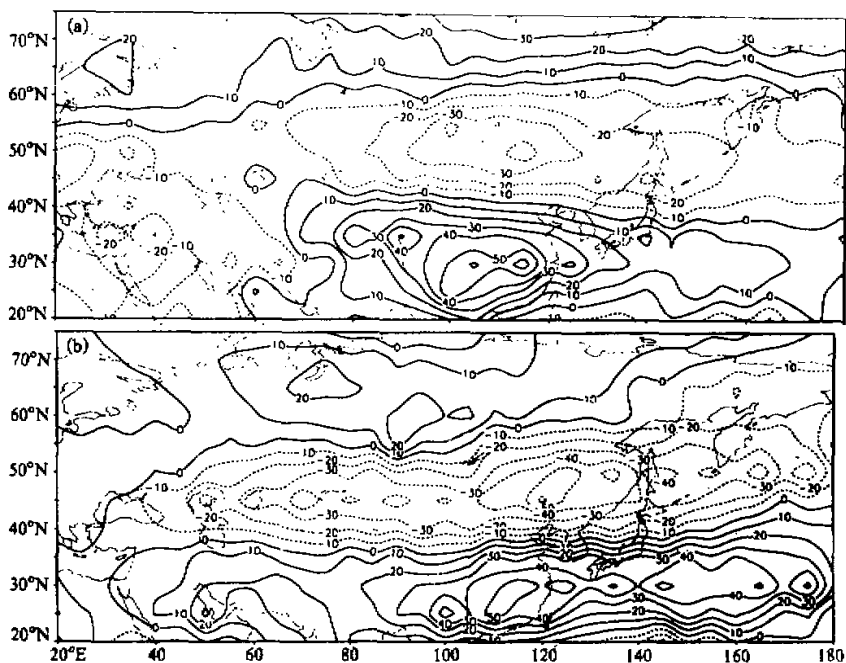


图1 长江流域10站降水与500 hPa地转西风的相关系数

(a) 6月; (b) 7月。等值线已乘了100, 资料年代为1951~1996。

信度0.05的相关系数临界值为0.29; 信度0.01的相关系数临界值为0.37

早期的一些工作认为, 西风急流的形成与海陆分布和地形有紧密的联系。例如 Held^[4]使用一个北半球正压模式和地形外强迫所作的研究表明, 在北半球主要地形特征的下游可以发现纬向风的极大中心。但是仅考虑地形的作用不能解释急流强度及风速中心位置存在着季节和年际变化的事实。因此很多科学家也提出了不均匀加热造成了平均流的扰动而产生急流。例如 Krishnamurti^[5]就曾指出在3个热带加热中心和冬季北半球的3个西风急流中心有明显的联系。Yang 和 Webster^[6]进一步指出, 夏季热带地区的对流加热可以跨赤道影响另一个半球冬季急流的位置和强度变化。实际上热带加热场对急流的影响不仅限于对冬半球急流的影响, 对夏半球急流也有重要影响。本文将要讨论与我国关系最密切的东亚地区西风急流的季节变化及年际变化与热带地区加热场的关系, 以及它在我国长期天气预报方面的意义。

2 资料

本文所用的资料有以下几种:

(1) 美国国家环境预报中心(NCEP)的重新分析的高空月平均资料, 其时间跨度

为 1982 年 1 月至 1994 年 12 月, 空间层次为 1000 hPa 到 10 hPa, 共 17 层, 水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬度网格^[7]。

(2) 应用 CCM2 模式, 在海温为气候值的条件下运行 20 年所得的各月平均的模式输出资料。该模式的水平空间分辨率为 T42 (约 2.8° 经纬距), 垂直分层为 18 层。

(3) 中央气象台分析的 500 hPa 高度场月平均资料, 北半球 $10^\circ \sim 85^\circ\text{N}$ 、交错 $5^\circ \times 10^\circ$ 格点, 1951 年 1 月到 1996 年 6 月。

(4) OLR 资料, $40^\circ\text{S} \sim 40^\circ\text{N}$, $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬度格点资料, 年代为 1974 年 6 月到 1994 年 2 月。

3 西风急流季节变化与热带对流加热场的关系

图 2a 为 200 hPa 1 月份纬向风分布图 (资料来源 NCEP)。可以看出在北半球中纬度地区有 3 个明显的西风极大值区。分别位于西亚、日本东南的海上及北美大陆东岸。

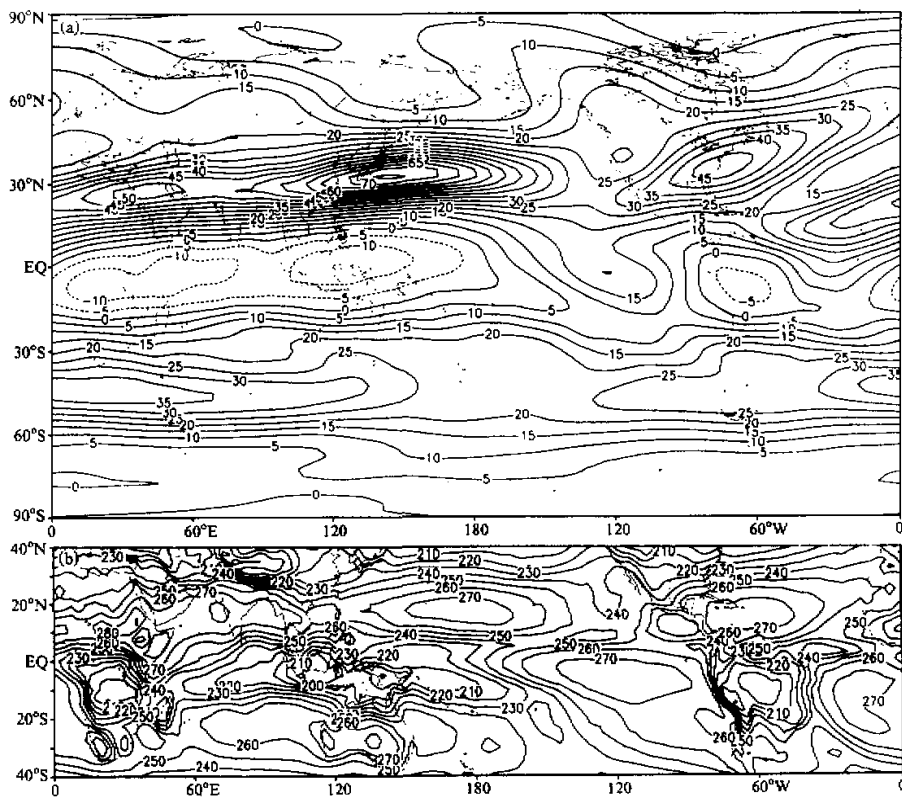


图 2 200 hPa 纬向风及向外长波辐射 (OLR) 的分布
(a) 1 月 200 hPa 纬向风分布; (b) 1 月 OLR 分布

日本东南海上的西风中心达 75 m/s 、是全年最强的西风。与这 3 个西风急流相对应, 在热带地区分别存在着强对流中心, 如图 2b 所示, 与日本南部的西风急流中心相对应, 从马来半岛到新几内亚存在着一个 OLR 的低中心, 强度为 200 W/m^2 以下, 表示那里有强烈的对流加热。这一强烈的加热区必然造成该地区高层有强烈的辐散运动, 而低层则有辐合运动。图 3 给出 200 hPa 1 月份多年平均的势函数分布图。在 $5^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{S}$, $150^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{E}$ 为一势函数负值中心, 由此中心有气流向外辐散, 这种非地转的辐散风场正好加强其两侧的西风, 促使在北半球日本附近形成最大西风急流中心。

考察逐月的 200 hPa 纬向风的分布图可以发现, 从冬 (1 月) 到夏, 位于日本东南的西风急流逐渐减弱, 且中心位置逐渐向西偏北方向移动。到 5 月份急流中心位于中国沿海到日本的上空, 中心约在 $35^\circ \sim 40^\circ\text{N}$, 135°E 附近, 强度减为 40 m/s 左右。6 月份东亚地区的西风急流分裂为两个中心, 其西边的中心已经移到中国的华北到西北地区, 中心位于 $(40^\circ\text{N}, 105^\circ\text{E})$ 附近, 强度为 35 m/s 。到 7 月份, 西风急流中心强度则只有 30 m/s , 位于 $(40^\circ\text{N}, 90^\circ\text{E})$ 的地方 (图 2c)。与急流的向西偏北移动相对应, 热

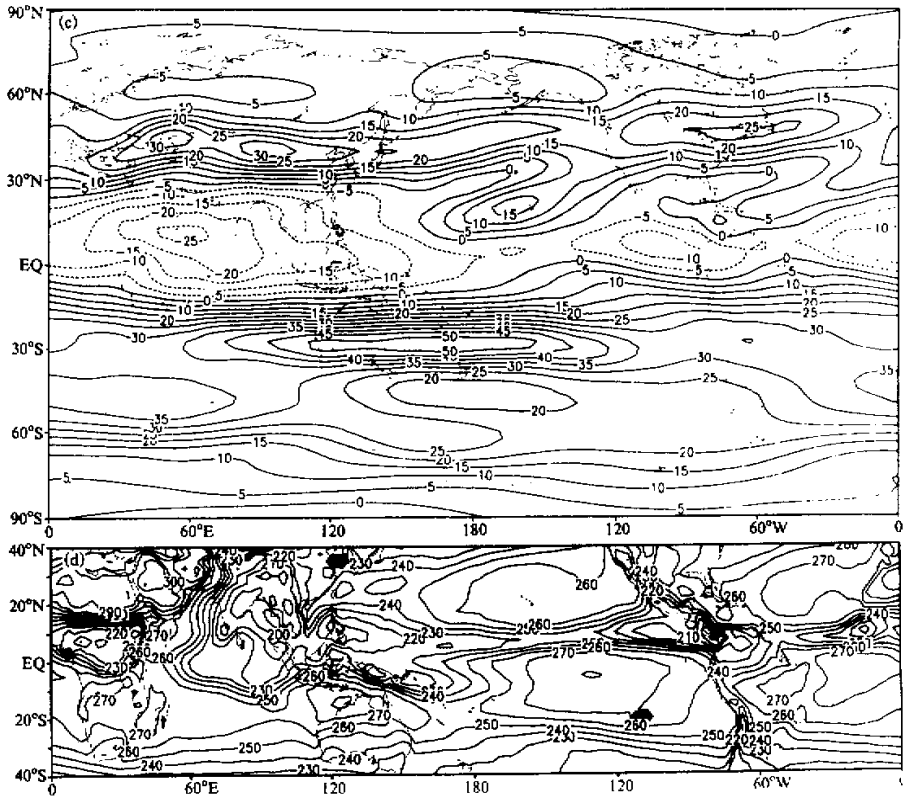


图 2 (续) 200 hPa 纬向风及向外长波辐射 (OLR) 的分布
(c) 7 月 200 hPa 纬向风分布; (d) 7 月 OLR 分布

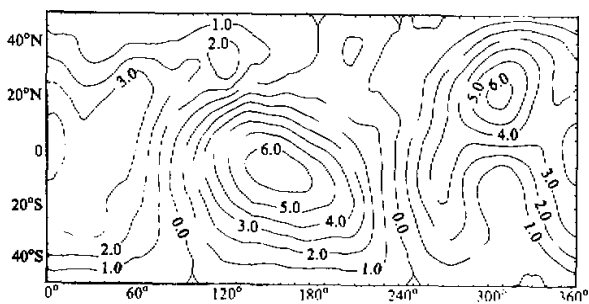


图3 1月200 hPa势函数的分布
单位: $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$

190 W/m^2 以下 (图2d)。在其北侧的 40°N 附近正好是急流中心所在的地方。由上面的分析可以看出热带 OLR 场和 200 hPa 的西风急流中心是有着非常紧密的联系。在热带地区, OLR 的大小反映了对流云发展的程度。OLR 值越低, 对流云发展越旺盛, 对流活动对大气的加热也就越强烈。因此, 上述西风急流中心活动与热带 OLR 场的密切关系意味着它与热带对流加热作用有密切的关系。从夏到冬, 西风急流及热带 OLR 场都经历一个与上述相反的过程, 即由西北向东南的移动过程。上述由观测得到的规律也可以进一步通过数值模拟来得到验证。在给定气候海温作为下边界条件的状况下运行 CCM2 模式 20 年, 从模式中输出有关的各月风场及模式顶的向外长波辐射 (OLR)。逐月考察西风急流中心的位置和强度变化及 OLR 的位置和强度变化, 可以发现模拟的 OLR 场和西风急流有上述同样的关系。图 4a 给出了模拟的 1 月份第 7 个模式层 (约 190~200 hPa 附近) 的纬向风分布图, 图 4b 则为模式计算的大气顶的 OLR。可以看出, 图 4a、b 分别与图 2a、b 是一致的。其他月份也有类似的结果 (图略)。

4 西风急流与热带加热场年际变化的关系

热带加热场对中纬度西风急流形成的作用和贡献, 不仅表现在一年之内的季节变化上, 而且在年际变化的尺度上两者之间也存在着较好的对应关系。研究年际变化需要有较长年代的资料, 为此, 取我国中央气象台自 50 年代起就有的 500 hPa 高度场资料, 用 $100^\circ\sim 150^\circ\text{E}$ 经度范围内, 25°N 与 35°N 的高度差 (即地转风) 作为这一地区的西风强度的一个指标, 来计算西风与全球 $40^\circ\sim 40^\circ\text{S}$ 各网格点上 OLR 的相关。图 5 给出 1 月份和 7 月份的情况。在 1 月份, 西风急流与热带 $0^\circ\sim 10^\circ\text{N}$ 的西太平洋上的 OLR 有明显的负相关。主要的负相关中心有二个, 一个位于南海, 最强相关为 -0.56 以上, 达 0.01 信度, 另一中心位于新几内亚东北方的海上, 中心值在 -0.45 以上, 信度为 0.05 , 这表明 1 月份东亚地区的西风急流附近的西风强度与热带地区的对流加热活动有明显的联系。在 1 月份气候平均 OLR 分布图上, 最强的负中心位于新几内亚、印尼到加里曼丹一带 (图略), 其纬度在 5°S 左右。图 5a 中的负相关区比这个平均位置偏北, 这说明当 1 月份热带辐合带位置偏北时, 东亚西风急流及其附近的副热带西风就强。图 5a 中

带 OLR 场也经历了类似的季节变化, 随着日射从冬到夏向北移动, 原在印度尼西亚及新几内亚附近的强对流活动区也向西向北移动。3、4 月份主要的 OLR 低中心移到赤道附近的马来半岛和印度尼西亚, 5 月份则在马来半岛的西侧, 6 月份则进入 15°N 附近的孟加拉湾地区, 7~8 月份一直稳定在这一地区, 其强度则低于

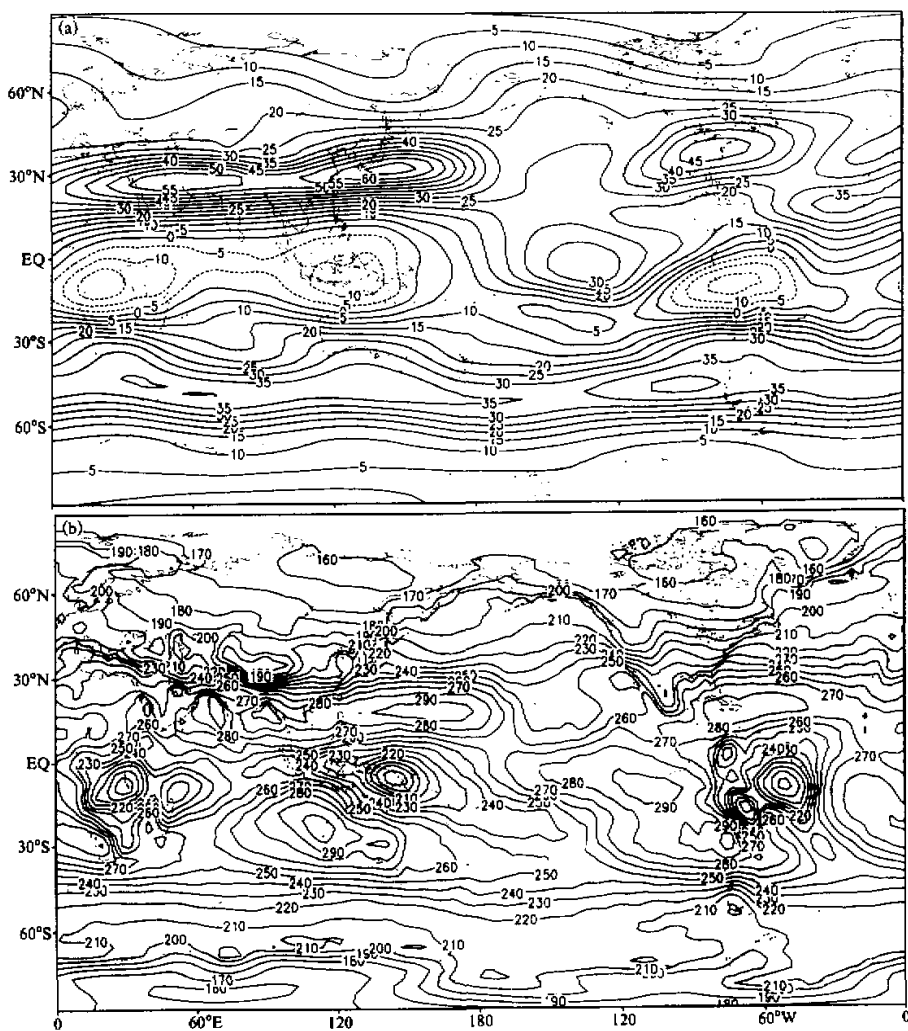


图4 CCM2模拟的20年平均的1月纬向风场和OLR场

(a) 风场; (b) OLR

在 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$ 一带还有一个中心为 0.56 以上的正相关区, 它正好位于前面提到的负相关区的东偏北方向。这里正好是海上副热带高压所在的位置。当副高强时, 对流活动受到抑制, OLR 值增大。同时, 副高强时其西北侧的西风也强。因此, 东亚西风与这里的 OLR 有明显的正相关。图 5b 则是 7 月份的情况。可以看出, 在 $100^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 范围内, 从印尼群岛向北存在着正、负、正相关中心。赤道以南为正相关, $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 为负相关, 20°N 附近又是正相关。其他月份情况也展示类似的关系, 只是相关

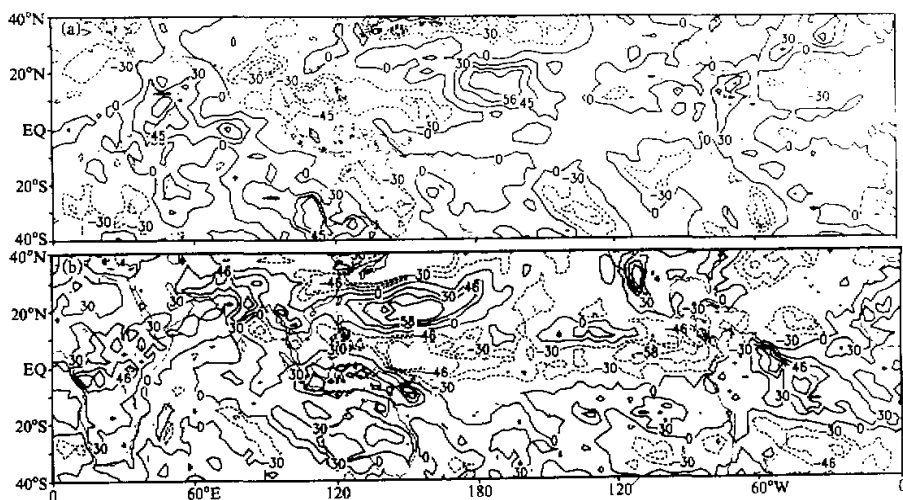


图 5 100~150°E, 25~35°N 纬向西风强度和 OLR 场的相关
资料年代为 1974~1994。信度 0.05 的相关系数临界值为 0.45; 信度 0.01 的
相关系数临界值为 0.56。(a) 1 月; (b) 7 月

系数最大中心的强度与位置略有差别(图略)。但总的看来,东亚副热带地区的西风强度与热带的对流活动有明显的相关,这说明热带的对流加热带作用是维持东亚西风急流及其强度位置变化的一个重要因子。

5 东亚西风急流异常的前期信号及其在预报上的意义

由前面所提到的东亚副热带西风与我国长江流域降水的明显关系,自然地,我们会想到要寻找西风急流异常的前期讯号,并将这种关系应用于实际预报。计算各月 OLR 与后期东亚纬向西风指数的相关,表明前期热带对流加热和后期西风急流以及与之相连的亚洲副热带西风有明显的关系。计算 7 月份 25~35°N, 100~150°E 地区的西风指数与 1 至 6 月份的 OLR 的相关系数表明,除 3~4 月份之外,各月均存在着明显的相关区。6 月份主要相关区在赤道太平洋和菲律宾附近,5 月份则主要在赤道太平洋,2 月份的主要相关区在中印半岛及热带印度洋上,1 月份则在赤道附近的中、东太平洋,3~4 月份存在着明显的预报障碍。图 6 则给出 2 月和 5 月的相关图,其他月份的图从略。类似地,如果以 6 月份的东亚地区 25~35°N, 100~150°E 的西风指数为对象寻找它与前期各月 OLR 的关系,我们发现也存在着与上面相似的关系(图略)。例如 6 月份东亚副热带西风与以菲律宾为中心的南海及西太平洋区域的 OLR 有明显的正相关,而与赤道太平洋区域的 OLR 为反相关,最强的负相关中心在东太平洋数值达到 -0.59 以上。又如,6 月份的东亚副热带西风指数与 2 月份印度洋到印度及中印半岛一带的 OLR 有正相关(最大达 0.56 以上),而与赤道中东太平洋的 OLR 有反相关关系。令人

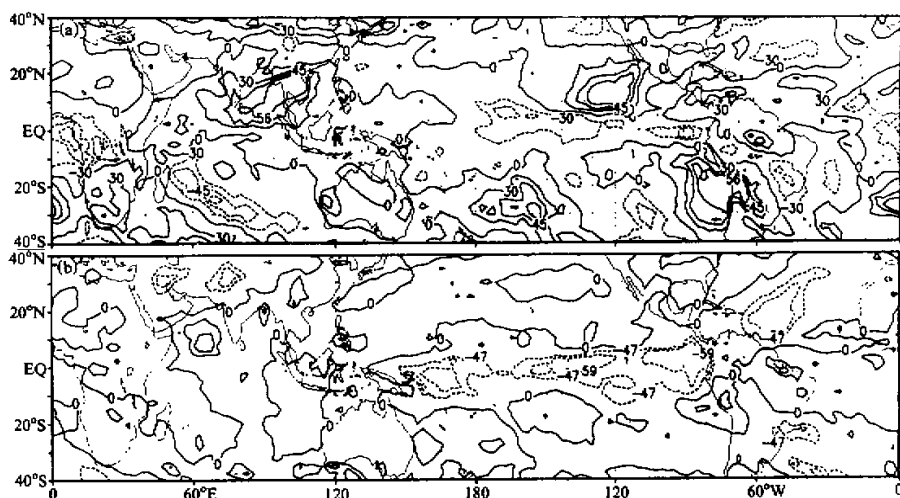


图 6 100~150°E, 25~35°N 7 月纬向西风强度和前期 OLR 场的相关
(a) OLR 为 2 月份; (b) OLR 为 5 月份

感兴趣的是, 这种 6 月份东亚副热带西风指数与前期热带对流加热场的关系在 3 月和 4 月也存在着中断现象。3~4 月份上述相关只有 0.1~0.2, 达不到相关显著性检验所要求的 0.05 信度的水平。很显然, 根据上面的关系可以由前期的 OLR 推测出后期的东亚西风强度, 进而预报我国夏季的降水趋势。

6 总结与讨论

东亚地区西风急流的形成、维持及强度和位置的变化与热带地区的对流活动所产生的加热作用有密切的关系。这主要表现在:

(1) 西风急流的季节变化与热带地区的对流加热活动有明显的联系。200 hPa 西风急流中心的位置随着热带对流加热场的季节变化由冬到夏呈自东南向西北方向移动, 而由冬到夏二者则又有一致的反向移动过程。

(2) 西风急流及与它相联系的东亚副热带的西风强度的年际变化也与急流南侧热带地区的对流加热活动的强弱有紧密的联系。

(3) 东亚地区副热带西风的强度与其前期的热带地区对流活动有一定相关关系。夏季的东亚副热带西风强度与其前期冬季 (1~2 月) 及春末夏初 (5~6 月) 的热带地区的对流加热活动有显著的相关。而春季 (3~4 月) 这种关系不清楚, 这一现象可能与人们发现的春季存在预报障碍有关。

(4) 东亚副热带地区的纬向西风指数与我国长江流域 6~7 月份的梅雨有很好的关系。而纬向西风及西风急流的活动又受热带地区对流活动所产生的加热作用的影响, 这种影响不仅表现出同期的关系, 而且有前后期的关系, 因此这为预测我国长江流域夏季

的梅雨提供了很好的信号。

(5) 热带地区的对流加热活动是影响西风急流活动的一个重要因子但不是唯一的因子。从图 2 可知, 虽然东亚西风急流的中心位置在一年之中随着热带对流活动中心的移动而移动。但西风急流的中心强度却是冬季强夏季弱。这说明急流的强度与北方的冷空气活动也有关系。应进一步加强这方面的研究。

参 考 文 献

- 1 叶笃正, 陶诗言, 李麦村, 1958, 在六月和十月大气环流的突变现象, 气象学报, 29(4), 249~263.
- 2 陶诗言等, 1958, 东亚的梅雨与亚洲上空大气环流季节变化的关系, 气象学报, 29(2), 119~134.
- 3 董敏, 朱文妹, 魏凤英, 1987, 欧亚地区 500 hPa 上纬向风特征及其与中国天气的关系, 气象科学研究院院刊, 2(2), 166~173.
- 4 Held, I. M., 1983, Stationary and quasi-stationary eddies in the extratropical troposphere: theory, in: *Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere*, edited by B. J. Hoskins and P. R. Pearce, 127~167.
- 5 Krishnamurti, T. N., 1979, Compendium of Meteorology, Vol. 2, Part 4: Tropical Meteorology, Rep. 364, World Meteorological Organization, Geneva, 1979.
- 6 Yang, S. and P. J. Webster, 1990, The effect of summer tropical heating on the location and intensity of the extratropical westerly jet streams, *J. Geophys. Res.*, 95, No. D11, 18705~18721.
- 7 Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler et al., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437~471.

A Study on the Variations of the Westerly Jet over East Asia and Its Relation with the Tropical Convective Heating

Dong Min and Yu Jianrui

(National Climate Center, Beijing 100081)

Gao Shouting

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The annual cycle and interannual variation of the the westerly jet over East Asia and its relation with the tropical convective heating is studied by using the OLR data and gridded up-air data. It is found that the annual cycle of the jet core is closely linked with the tropical convective heating. The interannual variation of the westerly jet and the intensity of the subtropical westerly wind is closely related with the tropical convective heating. It is also found the intensity of the subtropical westerly wind over East Asia in summer is closely correlated with the tropical convective heating in the previous months. This relation can be used as a signal to predict the summer monsoon rainfall in the areas between the Changjiang and the Huaihe River basin.

Key words westerly jet variation tropical convective heating