

东北冷涡的“气候效应”及其对梅雨的影响

何金海^① 吴志伟^{②*} 江志红^① 苗春生^① 韩桂荣^{①③}

(^① 南京信息工程大学气象灾害重点实验室, 南京 210044; ^② 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG), 北京 100029; ^③ 江苏省气象台, 南京 210009. * 联系人, E-mail: wzw@lasg.iap.ac.cn)

摘要 东北冷涡是东亚中高纬地区重要的天气系统. 尽管其时间尺度为天气尺度, 但是频繁的东北冷涡活动具有显著的“气候效应”. 这种“气候效应”不仅会影响东北地区对流层低层的月平均气温, 而且对东亚地区梅雨期降水也具有影响作用. 利用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的 ERA-40 再分析资料, 对东北冷涡的“气候效应”及其与东亚梅雨的关系进行研究, 发现: 梅雨期东北冷涡和降水量存在显著的相关关系, 东北冷涡越强, 梅雨量很可能偏多, 东北冷涡越弱, 梅雨量很可能偏少; 东北冷涡强年, 东北冷涡引导北方“干冷”空气南侵, 与低层强盛西南暖湿气流在梅雨区北缘交汇, 形成“上干下湿”的不稳定层结, 在上升运动的触发下, 最终导致梅雨量偏多, 东北冷涡弱年情况正好相反; 前期北太平洋海温的异常可能是导致梅雨期东北冷涡异常的因素之一, 夏季的海陆热力对比对东北冷涡起着促进作用, 而冬季的热力对比对东北冷涡起着抑制作用. 所有这些为东北冷涡和梅雨的短期气候预测提供了具有参考意义的结果.

关键词 东北冷涡 气候效应 梅雨

梅雨(在韩国被称为 Changma, 在日本被称为 Baiu)是东亚夏季风推进的产物^[1,2], 它发生于北半球夏季 6~7 月份, 梅雨区范围从我国长江中下游地区向东延伸直达朝鲜半岛和日本. 梅雨长期以来一直是我国乃至世界短期气候预测的重要内容. 许多国家和地区的科学家们对其进行了大量研究^[3~9]. 综观这些研究, 对于热带低纬地区的影响因子考虑较多, 而对源自北半球中高纬地区的环流系统关注较多, 详细研究较少. 事实上, 中高纬大气环流对包括梅雨在内的东亚夏季风降水同样有着重要的影响^[10~12]. 众所周知, 东北冷涡是亚洲中高纬大气环流系统中的重要组成部分, 一次东北冷涡活动的生命周期一般为 5~7 天, 因此它是一个天气尺度的系统. 然而, 从空间上看东北冷涡不仅对东北地区的天气气候有着很大影响, 而且可引导高纬的冷空气南下影响中低纬度地区^[13]; 从时间上看频繁的东北冷涡活动所产生的“气候效应”, 不仅影响到中短期天气, 而且对长期天气同样有着重大影响. 所有这些也是本文的研究出发点. 开展这些研究, 不仅可以了解亚洲中高纬环流系统对梅雨的作用, 而且可以为梅雨区的短期气候预测提供具有参考意义的结果.

1 资料和方法

本文所用再分析资料取自欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的 ERA-40 资料集^[14](水平分辨率为 2.5°

× 2.5°), 海温资料取自美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的扩展重建海温(ERSST)^[15](水平分辨率为 2.0° × 2.0°).

孙力^[16]统计分析表明, 东北冷涡对夏季天气影响最为显著的特征是影响地区出现持续低温连阴雨, 尤以持续低温特征更为显著. 东北冷涡活动越频繁, 强度越强, 低温事件也越频发, 累积低温时间也越长, 进而导致东北冷涡影响区域季节平均气温偏低, 反之当东北冷涡活动较少, 强度较弱时, 东北冷涡影响区域季节平均气温则偏高. 基于此, 我们将因东北冷涡活动异常所引起的季节平均气温和降水异常, 称为东北冷涡活动的“气候效应”. 为定量描述东北冷涡活动的“气候效应”对东亚梅雨的影响, 这里定义了一个梅雨期(6~7 月份)东北冷涡强度指数 NECVI (Northeast Cold Vortex Index), 具体做法如下: 对东亚地区(100°E~145°E, 20°N~160°N)1000 hPa 梅雨期平均气温进行旋转 EOF 分解^[17], 初始旋转的主分量取 EOF 分解的前 6 个主分量, 旋转后第一模态的方差贡献占总方差的 22.9%(图 1 所示), 可以看到在(127°E~145°E, 37°N~45°N)区域为负值中心所覆盖(图 1 中的阴影区), 该地区正是东北冷涡活跃的区域之一^[16]. 我们将图 1 中阴影区范围内的 6~7 月份 1000 hPa 平均气温的相反数, 定义为梅雨期东北冷涡强度指数 NECVI(表 1). 这里取相反数的目的是为了使用指数更符合通常的使用习惯, 即指数越高, 东北冷涡越

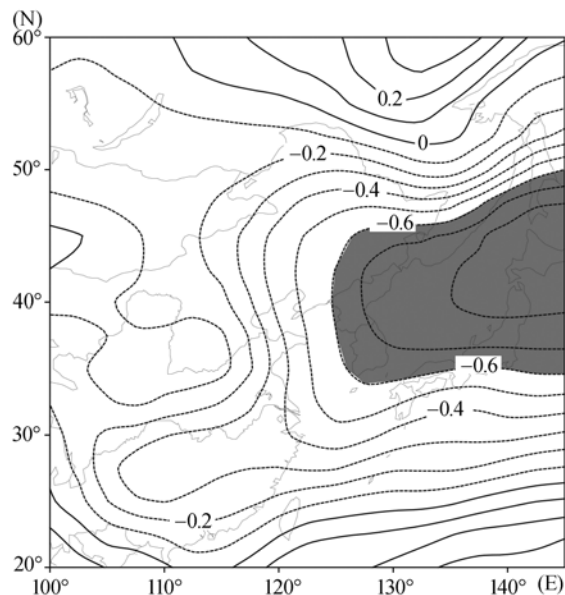


图1 东亚地区 1000 hPa 温度场 REOF 分析的第一模态
阴影区的绝对值超过 0.6

强, 指数越低, 东北冷涡越弱. 本文将标准化 NECVI 值大于 1 和小于-1 的分别定义为梅雨期高、低 NECVI 指数年.

2 梅雨期东北冷涡和降水量的关系

图 2 给出了梅雨期NECVI与降水量的相关系数. 从长江中下游地区经东海至朝鲜半岛和日本, 为大范围显著正相关区, 表明当NECVI值越高(即东北冷涡越强)时, 上述区域的降水很可能偏多, 当NECVI 值越低(即东北冷涡越弱时), 上述区域的降水很可能偏少. 图 2 中显著正相关区基本与东亚梅雨区重合^[18], 因此梅雨期东北冷涡偏强年, 梅雨量很可能偏多, 而东北冷涡偏弱年, 梅雨量很可能偏少. 由于梅雨降水分布是一种偏态分布, 并非正态分布, 所以在许多降水分析中, 用Z指数^[18]来描述降水量的变化. 为进一

步验证东北冷涡与梅雨的相关关系, 本文引用文献^[18]所定义的梅雨Z指数, 具体的做法就是根据文献^[18]所划定的梅雨区范围, 先求出梅雨量 γ 分布概率, 再计算其正态分布的逆累积分布函数, 并对其进行标准化即得到Z指数值. Z指数值越大, 则表示梅雨降水越偏多, Z指数值越小, 则表示梅雨降水越偏少. 图 3 给出了 1958~2002 年东北冷涡NECVI指数

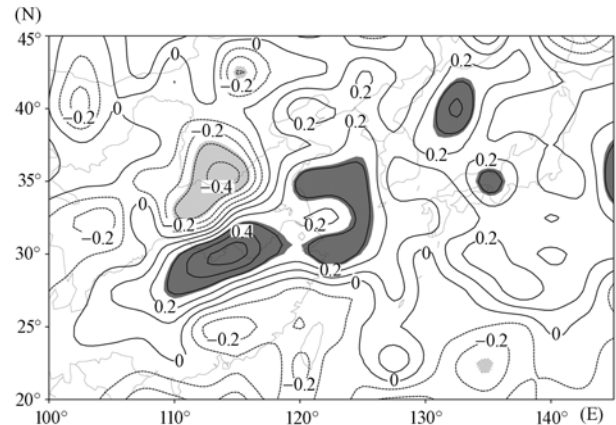


图2 1958~2002 年梅雨期 NECVI 与东亚地区降水量的
相关系数

阴影区置信度检验达 95%, 深色为显著正相关区, 浅色为显著负相关区

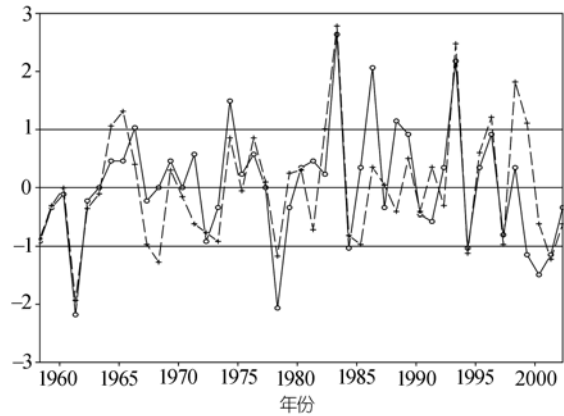


图3 1958~2002 年梅雨期 NECVI 指数(实线)和 Z 指数
(虚线)时间序列

表 1 1958~2002 年梅雨期标准化东北冷涡强度指数(NECVI)

年份	NECVI	年份	NECVI	年份	NECVI	年份	NECVI	年份	NECVI
1958	-0.92	1967	-0.23	1976	0.57	1985	0.34	1994	-1.03
1959	-0.34	1968	0.00	1977	0.00	1986	2.06	1995	0.34
1960	-0.11	1969	0.46	1978	-2.06	1987	-0.34	1996	0.92
1961	-2.18	1970	0.00	1979	-0.34	1988	1.15	1997	-0.80
1962	-0.23	1971	0.57	1980	0.34	1989	0.92	1998	0.34
1963	0.00	1972	-0.92	1981	0.46	1990	-0.46	1999	-1.15
1964	0.46	1973	-0.34	1982	0.23	1991	-0.57	2000	-1.49
1965	0.46	1974	1.49	1983	2.64	1992	0.34	2001	-1.15
1966	1.03	1975	0.23	1984	-1.03	1993	2.18	2002	-0.34

时间序列和梅雨 Z 指数时间序列, 可以看到 Z 指数时间序列和 NECVI 时间序列具有相似的变化趋势, 计算两者的相关系数达到了 0.44, 超过了 99% 的置信度检验, 表明 NECVI 值越大, 则 Z 指数值很可能也偏大, NECVI 值越小, 则 Z 指数值很可能也偏小.

综上所述, 梅雨期东北冷涡和梅雨存在显著的相关关系, 东北冷涡越强, 梅雨量很可能偏多, 东北冷涡越弱, 梅雨量很可能偏少.

3 东北冷涡影响梅雨的可能机制分析

已有研究^[16]表明东北冷涡在 500 hPa 天气图上表现为冷性的低压中心. 为验证本文所定义的东北冷涡强度指数(NECVI)是否能定量描述东北冷涡的物理图像, 刻画其结构特征, 我们计算了前汛期东北冷涡异常强(高NECVI)年与异常弱(低NECVI)年的 500 hPa 合成位势高度和温度差值场(如图 3 所示). 从高度场来看(图 4(a)), 从我国华北、东北经朝鲜半岛至日本为大范围的显著差值低压中心, 说明高NECVI 年上述地区有低压中心发展, 而低指数年上述地区为低压填塞或高压发展; 从温度场来看(图 4(b)), 上述地区为显著差值低温中心所覆盖, 范围比高度场的略小, 表明高NECVI 年该地区有冷中心发展, 而低 NECVI 年则正好相反. 从上述分析可以看到本文定义的东北冷涡强度指数(NECVI)值基本反映了东北低涡的主要特征, 因此可以用它来定量描述东北冷

涡的强度.

图 5 给出了梅雨期 NECVI 分别与 850, 100 hPa 相对涡度场的相关系数分布. 从东北冷涡活动区域高、低空相对涡度场配置来看, 低层从内蒙古的东部直至日本以东洋面基本为显著正相关区所覆盖(图 5(a)), 高层该地区同样为显著的带状正相关区控制(图 5(b)), 表明东北冷涡活跃地区高、低空相对涡度场基本上具有相同的变化趋势, 由此可以看出东北冷涡是一个深厚的系统, 具有相当正压结构特征. 在高 NECVI 年, 上述地区正涡度发展, 低 NECVI 年则有负涡度发展. 我们还注意到, 低层长江中下游地区存在一显著正相关区, 黄河中下游以南为一显著负相关区(图 5(a)), 高层情况正好相反(图 5(b)), 表明这些地区高、低空相对涡度场变化趋势相反, 斜压性加大, 不难发现这些地区正好位于东北冷涡影响区域的底部, 也是梅雨带活跃的地区. 此外, 我们知道正(负)涡度往往伴随着上升(下沉)运动发展. 因此, 东北冷涡强年, 长江中下游地区往往对应着正涡度和上升运动的发展, 而黄河中下游以南地区则对应着负涡度和下沉运动发展. 东北冷涡弱年则情况相反.

水汽输送的强弱对梅雨量的多少有着重要影响^[8]. 下面我们分析东北冷涡异常年梅雨期对流层低层的水汽输送情况. 图 6 为梅雨期东北冷涡异常年 850 hPa 合成水汽输送差值场, 从长江中下游一朝鲜

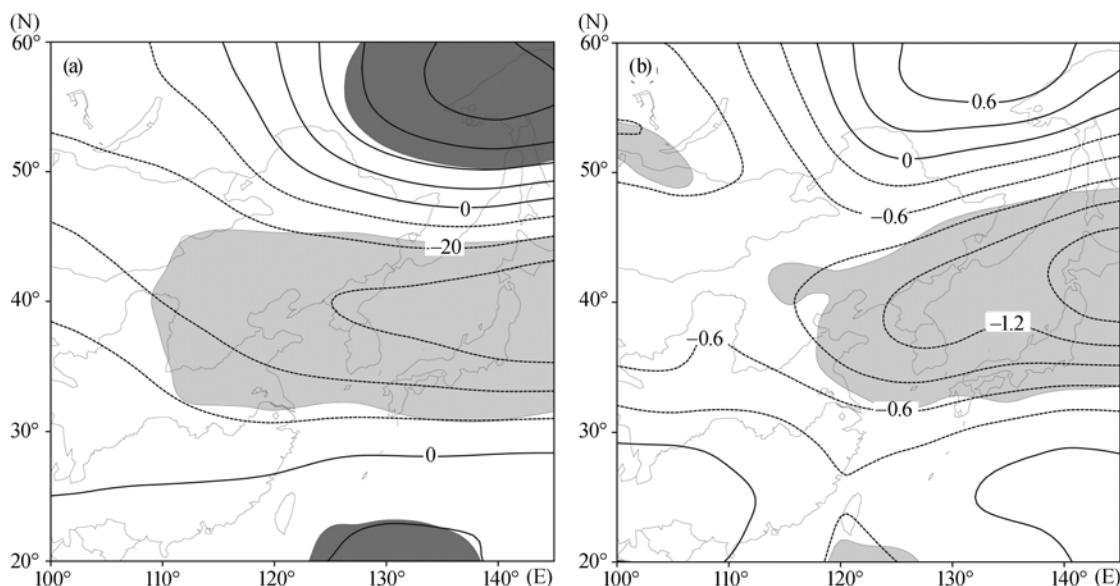


图 4 梅雨期东北冷涡异常年 500 hPa 合成位势高度和温度差值场

高 NECVI 年减低 NECVI 年; 阴影区置信度检验达 95%, 浅色为显著负值区, 深色为显著正值区; (a) 位势高度 (单位: gpm); (b) 温度 (单位: 0.1°C)

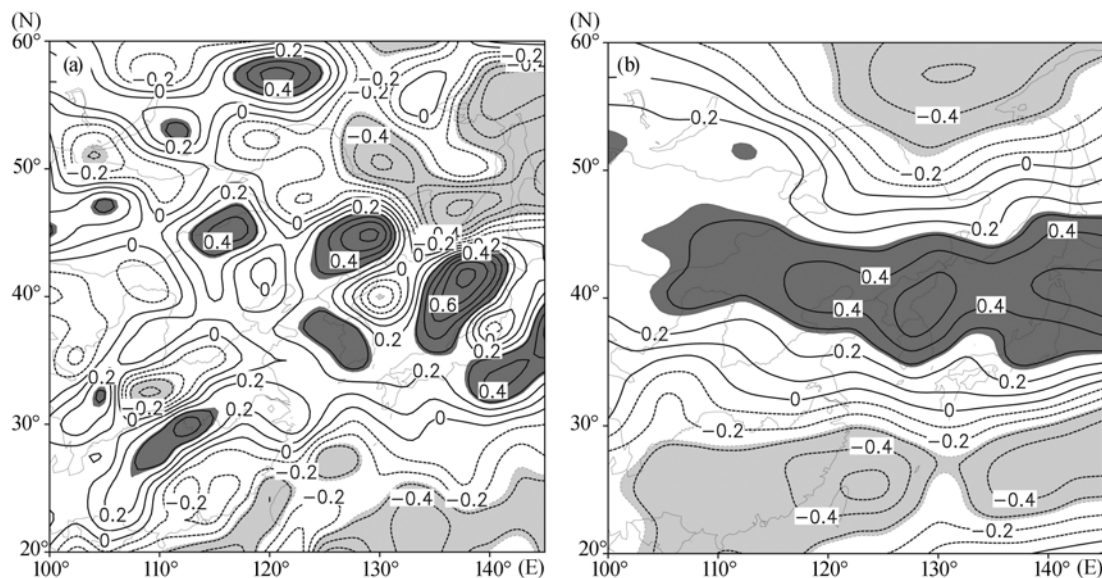


图5 梅雨期 NECVI 与相对涡度场的相关系数

阴影区置信度检验达 95%，浅色为显著负相关区，深色为显著正相关区；(a) 850 hPa；(b) 100 hPa

半岛—日本以东洋面为水汽输送差值辐合线(图中黑粗线), 辐合线以南为显著的西—西南水汽输送差值区所覆盖, 以北为显著的偏北水汽输送差值区所控制. 东北冷涡偏强年, 辐合线以南的西—西南水汽输送差值和以北的偏北水汽输送差值均增大, 使得该区域低层水汽输送和辐合均增强, 为梅雨量的增多提供了有利的水汽条件; 东北冷涡偏弱年情况正好相反. 究其原因, 在东北冷涡偏强年, 由于对流层低层长江以北直至东北的大部分地区有正涡度发展(图 5(a)), 有利于该地区气旋性环流发展, 长江以北地区正好位于气旋性环流异常的底部, 因而形成了异常的西—西北风水汽输送(图 6), 而在副热带西太平洋(图 5(a))东北冷涡强年往往伴随着异常的负涡度发展, 有利于该地区反气旋性环流增强, 进而导致西太平洋副热带高压的增强, 梅雨区正好位于西太平洋副热带高压的西北侧边缘, 因而该地区的南侧形成了异常的西—西南风水汽输送(图 6). 从上面分析不难发现, 东北冷涡和西太平洋副热带高压的共同作用可能是导致东亚梅雨区水汽辐合增强的原因.

层结状况是梅雨降水的另一重要影响因素^[19]. 我们计算了梅雨期 NECVI 分别与 1000, 100 hPa 相对湿度场的相关系数分布(图 7). 在东北冷涡偏强年, 低层梅雨区(长江中下游—朝鲜半岛—日本以东洋面)基本为正相关所覆盖(图 7(a)), 显著正相关中心分别位于长江中下游及以南地区、东北至朝鲜半岛和

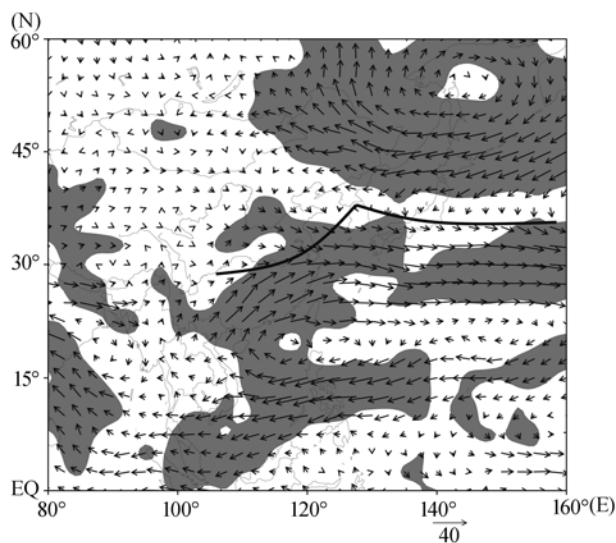


图6 梅雨期东北冷涡异常年 850 hPa 合成水汽输送差值场
高 NECVI 年减低 NECVI 年, 单位: $\text{g}/\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$; 阴影区置信度检验达 95%; 黑粗线为水汽输送差值辐合线

日本东南部洋面上, 表明这些地区低层相对湿度增大, 在高层(图 7(b)), $30^{\circ}\text{N} \sim 150^{\circ}\text{N}$ 为显著的带状负相关区, 表明该地区相对湿度减小, 这就形成了“上干下湿”的高低空配置, 加剧了梅雨区的不稳定层结, 有利于梅雨量增多. 东北冷涡偏弱年情况相反.

除此之外, 上升运动也是影响梅雨降水的一个主要因子^[19]. 这里给出了东北冷涡异常年经向(沿 120°E)和纬向(沿 27.5°N)的垂直剖面差值流场(图 8).

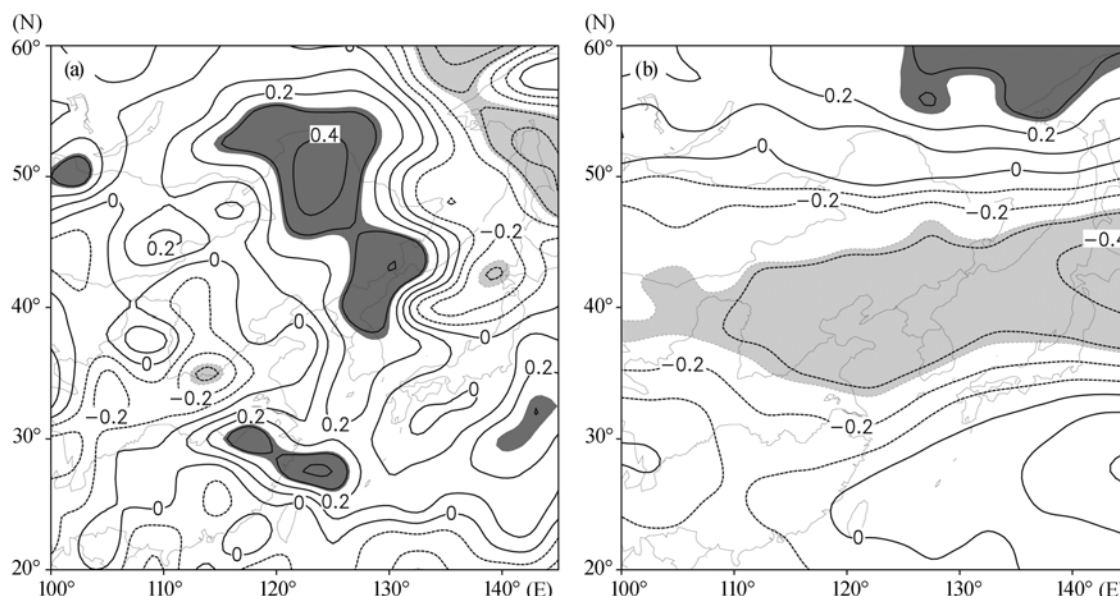


图 7 梅雨期 NECVI 与相对湿度场的相关系数

阴影区置信度检验达 95%; 浅色为显著负相关区, 深色为显著正相关区; (a) 1000 hPa; (b) 100 hPa

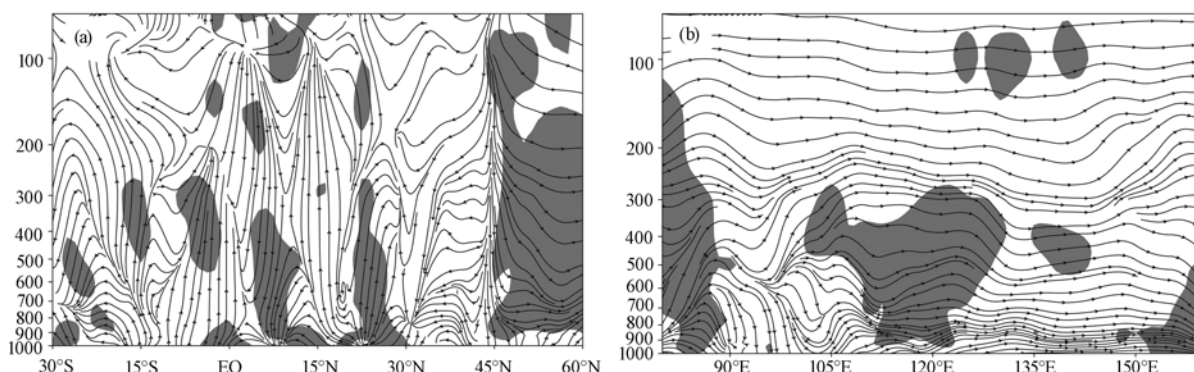


图 8 梅雨期东北冷涡异常年合成垂直剖面差值流场

高 NECVI 年减低 NECVI 年; (a) 沿 120°E 的经向剖面(阴影区置信度检验达 95%); (b) 沿 27.5°N 的纬向剖面图(阴影区置信度检验达 99%)

从经向剖面来看(图 8(a)), 在 25°N~30°N 东亚地区的对流层主要为显著的差值上升气流所控制, 而在 30°N~35°N 之间对流层基本上为显著的差值下沉气流所控制. 从纬向剖面来看(图 8(b)), 105°E~135°E 低层(850 hPa 以下)为显著的差值上升气流所控制, 高层(100 hPa 附近)为显著的差值下沉气流所控制. 所有这些表明, 在东北冷涡强年, (25°N~30°N, 105°E~135°E)区域内对流层上升运动发展, (30°N~35°N, 105°E~135°E)区域内下沉运动发展. 东北冷涡弱年, 情况正好相反.

通过上述分析, 可以得到东北冷涡影响梅雨的可能机制: 东北冷涡强年, 东北冷涡引导北方“干冷”空气南侵, 与低层强盛西南暖湿气流在梅雨区北缘

交汇, 形成“上干下湿”的不稳定层结, 在上升运动的触发下, 最终导致梅雨量偏多; 东北冷涡弱年情况正好相反.

4 北太平洋海温与东北冷涡异常之间的联系

鉴于大气环流异常与海温异常之间的紧密联系, 我们计算了梅雨期 NECVI 与全球海温在前期 6 个月(从前一年 12 月份到当年 5 月份)和同期(当年 6~7 月份)中的相关, 发现与北太平洋的海温相关最为显著(如图 9 所示). 前一年 12 月份(图 9(a))北太平洋中部出现了小范围的负相关区, 其后范围逐月扩大并向西北方向扩展(图 9(b)~(g)), 至当年 7 月份(图 9(h))

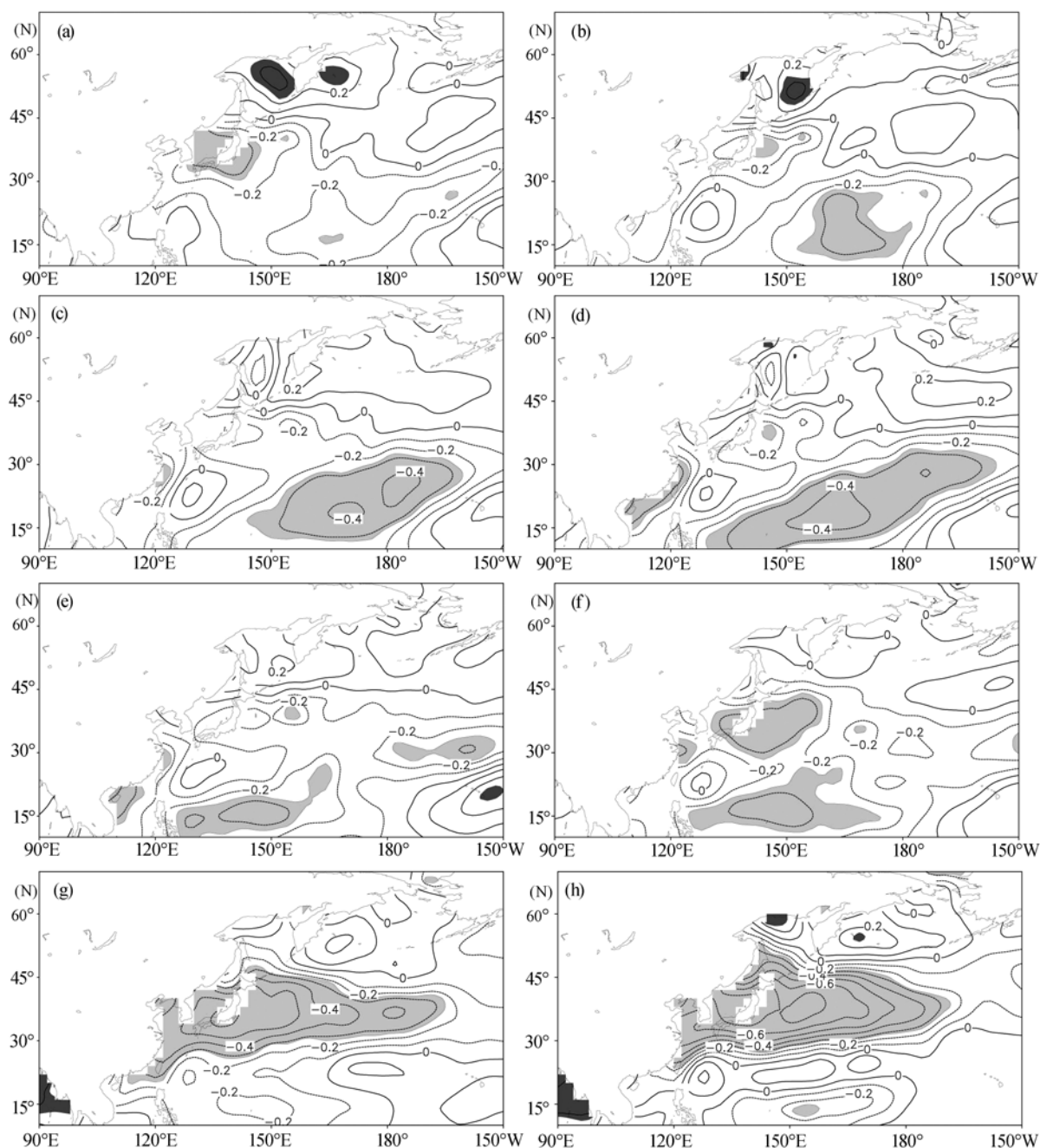


图9 梅雨期 NECVI 与北太平洋海温的相关

阴影区置信度检验达 95%，浅色为显著负相关区，深色为显著正相关区；(a) 前一年 12 月份；(b) 当年 1 月份；(c) 2 月份；(d) 3 月份；(e) 4 月份；(f) 5 月份；(g) 6 月份；(h) 7 月份

整个西北太平洋为大范围负相关区所覆盖，中心大致位于 $40^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 之间，表明当梅雨期东北冷涡偏强的前期或同期时，上述海区海温往往显著偏低，这有利于上述海区异常的下沉运动发展。与此同时，随着东亚大陆的热力性质发生由冬到夏的转变(冬季东亚大陆为冷源，风由大陆吹向海洋，夏季东亚大陆转

变为热源，风由海洋吹向大陆)，由于东北冷涡偏强年夏季西北太平洋海温往往偏低，西北太平洋和东亚大陆之间主要为东西向的海陆热力差异，因而低层东亚大陆和西北太平洋之间会产生东风异常。同时西北太平洋的海温偏低，使得该地区与东亚中低纬地区的热力差异加大，造成高层西风急流增强。在

东北冷涡出现时,东亚中高纬地区原本就存在上升运动,这样就在东亚中高纬和西北太平洋之间就形成了一个异常气流的闭合环流,有利于东北冷涡的进一步活跃和加强.反之,则东北冷涡偏弱.因此,前期北太平洋海温的异常可能是导致梅雨期东北冷涡异常的因素之一.

不难看出夏季的海陆热力对比对东北冷涡起着促进作用,而冬季的则对东北冷涡起着抑制作用.这是因为,在冬季西北太平洋是热源,而东亚大陆是冷源,因而在低层风由东亚大陆吹向西北太平洋,即为偏西风,其方向与高层一致,不利于东亚中高纬地区上升运动的发展,这可能也是东北冷涡在夏季的发生频率远远多于其他季节的原因.

5 结论

东北冷涡在东亚中高纬地区夏季时有发生,长期以来从天气学角度出发对其开展了一些研究,但对频繁东北冷涡活动产生的“气候效应”研究不多.本文重点分析了东北冷涡的“气候效应”对梅雨的影响,提出了可能的物理机制,从海气相互作用的角度分析了导致梅雨期东北冷涡异常的原因.根据以上的分析,我们可以得出以下一些结论:

(i) 梅雨期东北冷涡和降水量存在显著的相关关系,东北冷涡越强,梅雨量很可能偏多,东北冷涡越弱,梅雨量很可能偏少.

(ii) 东北冷涡强年,东北冷涡引导北方“干冷”空气南侵,与低层强盛西南暖湿气流在梅雨区北缘交汇,形成“上干下湿”的不稳定层结,在上升运动的触发下,最终导致梅雨量偏多;东北冷涡弱年情况正好相反.

(iii) 前期北太平洋海温的异常可能是导致梅雨期东北冷涡异常的因素之一.夏季的海陆热力对比对东北冷涡起着促进作用,而冬季的对东北冷涡起着抑制作用.

致谢 感谢欧洲中心(ECMWF)和中国气象局国家气象信息中心提供相关气象资料.本工作受国家重点基础研究发展计划项目(批准号:2004CB418303)、国家自然科学基金(批准号:40605022)及上海市气象局“副热带季风研究及预报技术开发项目”联合资助.

参 考 文 献

- 竺可桢. 东南季风与中国之雨量. 地理学报, 1934, 1(1): 1—27
- 涂长望, 黄士松. 中国夏季风之进退. 气象学报, 1944, 18: 1—20
- Tao S Y, Chen L X. A Review of Recent Research on the East Asian Summer monsoon in China. In: C P Chang, T N Krishnamurti, eds. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 1987. 60—92
- 符淙斌, 腾星林. ENSO 与中国夏季气候的关系. 大气科学, 1988, 特刊: 133—141
- 吴国雄, 刘还珠. 降水对热带海表温度异常的邻域响应 I. 数值试验. 大气科学, 1995, 19(4): 422—434
- Zhang R H. Relations of water vapor transport from Indian Monsoon with that over East Asia and the summer rainfall in China. Adv Atmos Sci, 2001, 18(5): 1005—1017
- Zhang Q, Wu G X, Qian Y F. The bimodality of the 100 hPa South Asia High and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer. J Meteor Soc Japan, 2002, 80(4): 733—744[DOI]
- 徐祥德, 陶诗言, 王继志, 等. 青藏高原—季风水汽输送“大三角扇型”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系. 气象学报, 2002, 60(3): 257—267
- 黄荣辉, 顾雷, 徐予红, 等. 东亚夏季风爆发和北进的年际变化特征及其与热带西太平洋暖池热状态的关系. 大气科学, 2005, 29(1): 20—36
- 张庆云, 陶诗言. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响. 气象学报, 1998, 56(2): 199—211
- Li J P, Wang J. A modified zonal index and its physical sense. Geophys Res Lett, 2003, 30(12): 1632, doi: 10.1029/2003GL017441
- Ju J H, Lu J M, Cao J, et al. Possible impacts of the Arctic Oscillation on the interdecadal variation of summer monsoon rainfall in East Asia. Adv Atmos Sci, 2005, 22(1): 39—48
- 苗春生, 吴志伟, 何金海. 近 50 年东北冷涡异常特征及其与前汛期华南降水的关系分析. 大气科学, 2006, 30(6): 1249—1256
- Uppala S M, Kallberg P W, Simmons A J, et al. The ERA-40 re-analysis. Q J R Meteorol Soc, 2005, 131: 2961—3012. doi: 10.1256/qj.04.176
- Smith T M, Reynolds R W. Improved extended reconstruction of SST (1854–1997). J Clim, 2004, 17(12): 2466—2477[DOI]
- 孙力. 东北冷涡持续活动的分析研究. 大气科学, 1997, 21(3): 297—307
- Horel J D. A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500 mb height field. Mon Wea Rev, 1981, 109(10): 2080—2092[DOI]
- 吴志伟, 江志红, 何金海. 近 50 年华南前汛期降水、江淮梅雨和华北雨季旱涝特征对比分析. 大气科学, 2006, 30(3): 391—401
- 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 中国的梅雨. 见: 王明星, 编. 东亚季风和暴雨—庆祝陶诗言院士八十华诞文集. 北京: 气象出版社, 1998. 3—46

(2006-07-17 收稿, 2006-11-13 接受)