

王丽娟, 何金海, 司东, 等. 东北冷涡过程对江淮梅雨期降水的影响机制 [J]. 大气科学学报, 2010, 33 (1): 89-97.

Wang Li-juan, He Jin-hai, Si Dong, et al. Analysis of impacts of northeast cold vortex processes on Meiyu rainfall period over Yangtze-Huaihe River basin [J]. Trans Atmos Sci, 2010, 33 (1): 89-97.

东北冷涡过程对江淮梅雨期降水的影响机制

王丽娟^{1,2}, 何金海^{1,2}, 司东^{1,2,3}, 温敏⁴, 钟珊珊^{1,2}

(1. 南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 江苏 南京 210044;

2. 南京信息工程大学 大气科学学院, 江苏 南京 210044; 3. 中国气象局 国家气候中心, 北京 100081;

4. 中国气象局 中国气象科学研究院, 北京 100081)

摘要: 利用 1954—2003 年中国 740 站逐日降水资料以及 NCEP/NCAR 再分析资料, 对东北冷涡影响江淮梅雨的机制进行了研究。结果发现, 东北冷涡出现以后, 随着它的东移南压与西伸的副热带高压之间相互作用, 使我国江淮地区南侧对流层中上层的气压梯度力加强, 气压梯度力做功使得动能增大, 随后动能向下输送, 导致江淮以南地区的西南低空急流形成; 低空急流引导的北上暖湿气流与东北冷涡引导的南下干冷空气相互作用, 有利于梅雨锋的形成和维持, 激发江淮地区低层对流不稳定增加, 上升运动出现, 从而导致江淮梅雨期降水活跃。

关键词: 东北冷涡; 江淮梅雨; 西南低空急流

中图分类号: P426.6 **文献标识码:** A **文章编号:** 1674-7097 (2010) 01-0089-09

Analysis of Impacts of Northeast Cold Vortex Processes on Meiyu Rainfall Period over Yangtze-Huaihe River Basin

WANG Li-juan^{1,2}, HE Jin-hai^{1,2}, SIDong^{1,2,3}, WEN Min⁴, ZHONG Shan-shan^{1,2}

(1. Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, NU IST, Nanjing 210044, China;

2. School of Atmospheric Sciences, NU IST, Nanjing 210044, China;

3. National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China;

4. Chinese Academy of Meteorological Sciences, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China)

Abstract: Based on the daily precipitation at 740 stations in China and the NCEP/NCAR reanalysis data from 1954 to 2003, the possible mechanism for the influence of northeast cold vortex (NECV) on Meiyu in the Yangtze-Huaihe River basin is studied. The results show that when the NECV moves eastward and southward, and meanwhile the western Pacific subtropical high extends westward correspondingly in the middle troposphere. Interactions between the NECV and the western Pacific subtropical high lead to the enhancement of pressure gradient in the mid-upper troposphere over the southern part of Yangtze-Huaihe River basin, which results in the increase of kinetic energy. Subsequently, the downward transfer of the kinetic energy facilitates the formation of southwest low level jet (LLJ) in the low troposphere. The convergence between the warm and wet southwesterly flow induced by the LLJ and the southward dry and cold air from the NECV is favorable to the formation and maintenance of Meiyu front, and the strengthening of convective instability of low troposphere in the Yangtze and Huaihe River basin, which result in ascending motion and active Meiyu rainfall.

Key words: northeast cold vortex; meiyu; southwest low level jet

收稿日期: 2007-12-19; 改回日期: 2008-04-23

基金项目: 公益性行业 (气象) 科研专项 (GYHY200906017); 国家自然科学基金重点项目 (40633018); 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 (2004CB418303); 2006 年江苏省高校研究生科技创新计划项目 (E30000008098006)

作者简介: 王丽娟 (1983—), 女, 江苏如皋人, 硕士, 助理工程师, 研究方向为短期气候预测, wanglijuan_1983@nuist.edu.cn; 何金海 (通信作者), 男, 教授, 研究方向为气候预测与气候变化, hejhnew@jmail.com.cn

0 引言

东北冷涡是东亚大气环流的重要组成部分,也是我国东北地区特有的重要天气系统。东北冷涡一年四季都出现,但主要集中在夏季,尤以 6 月最多。东北冷涡的生命周期一般为 5~7 d,因此它是一个天气尺度的系统。孙力等^[1-4]从天气学的角度对东北冷涡的影响和某些天气学特征进行了研究,指出东北冷涡与东亚阻高、西太平洋副热带高压的发展变化均有关,且其持续性活动主要与东亚大气 10~20 d 振荡有密切联系。事实上,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^[5],而且可引导高纬的冷空气南下影响江淮地区^[6]和华南地区^[7-8]。频繁的东北冷涡活动,不仅影响到中短期天气,而且对短期气候有着较大的影响。最近何金海等^[6]提出东北冷涡的“气候效应”这一概念,认为尽管东北冷涡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有显著影响。研究发现东北冷涡与梅雨期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。

科学家们对江淮梅雨期降水特征^[9-11]及大气环流特征^[12-13]进行了大量研究。综观这些研究,对于热带低纬地区的影响因子考虑较多^[14-16]、对源自北半球中高纬地区的冷空气关注较多^[17-19],而对环流系统的详细研究却较少。已有的工作^[6]表明,东北冷涡对梅雨期降水有影响,但是关于东北冷涡影响江淮梅雨期降水的机制尚不清楚。本文利用合成分析的方法研究了东北冷涡影响江淮梅雨期降水的物理机制,希望能够为江淮梅雨的短期预报以及东亚地区中高纬天气系统影响中低纬天气的研究工作提供一些有参考价值的结果。

1 资料

本文所用观测资料为国家气象信息中心提供的 1954—2003 年中国 740 站逐日降水资料;NCEP/NCAR 提供的 1954—2003 年 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的月平均风场、温度场、高度场、比湿、气压场再分析资料。

2 东北冷涡影响江淮梅雨期降水的可能机制

2.1 东北冷涡过程与梅雨期降水过程的分析

孙力等^[1]关于东北冷涡的定义为:(1)在 500 hPa 天气图上至少能分析出一条闭合等高线,并有冷中心或明显冷槽配合的低压环流系统;(2)低压环流中心出现在 $115^{\circ} \sim 145^{\circ} \text{E}$, $35^{\circ} \sim 60^{\circ} \text{N}$ 范围内;(3)低压环流中心在上述区域内的生命史至少为 3 d 或 3 d 以上。本文在上述定义的基础上规定:(1)发生在 6 月的东北冷涡的中心高度值要低于 5 580 gpm,7 月的东北冷涡的中心高度值要低于 5 660 gpm。(2)6 月东北冷涡的中心高度距平值要小于 -80 gpm,7 月东北冷涡的中心高度距平值要小于 -75 gpm。根据这一定量标准,从资料中选出 6 a 梅雨偏多年,并在其中选出 10 次比较强的东北冷涡过程进行合成分析(见表 1)。

表 1 10 次东北冷涡过程的基本信息

Table 1 Basic information of ten selected NECV processes

过程 编号	出现时间	中心位置	中心高度 值 / gpm
1	1954 年 6 月 13 日	(115 $^{\circ}$ E, 55 $^{\circ}$ N)	5 520
2	1983 年 7 月 3 日	(125 $^{\circ}$ E, 42 $^{\circ}$ N)	5 600
3	1983 年 7 月 20 日	(119 $^{\circ}$ E, 47 $^{\circ}$ N)	5 620
4	1991 年 6 月 30 日	(120 $^{\circ}$ E, 46 $^{\circ}$ N)	5 580
5	1998 年 6 月 7 日	(120 $^{\circ}$ E, 50 $^{\circ}$ N)	5 460
6	1998 年 7 月 19 日	(119 $^{\circ}$ E, 45 $^{\circ}$ N)	5 660
7	1996 年 6 月 30 日	(129 $^{\circ}$ E, 43 $^{\circ}$ N)	5 560
8	1996 年 6 月 3 日	(131 $^{\circ}$ E, 49 $^{\circ}$ N)	5 400
9	1996 年 6 月 23 日	(118 $^{\circ}$ E, 54 $^{\circ}$ N)	5 500
10	2003 年 7 月 6 日	(121 $^{\circ}$ E, 53 $^{\circ}$ N)	5 600

将表 1 中的 10 次冷涡过程以冷涡出现那一天记为第 0 天,冷涡出现前的时间为负,之后为正。图 1 给出了合成后的 -2~+4 d 500 hPa 高度场、温度场和 850 hPa 急流的演变情况。冷涡出现前 2 天(图 1a),在西太平洋上有一个东西向的副热带高压,西伸脊点位于 116°E 附近;在中高纬西风带中,贝加尔湖附近及其以北地区为一较强的高空槽所控制,在其附近同时有一温度槽存在,并且温度槽落后于高空槽,温度槽和高空槽的这种配置促使高空槽北段有暖平流切入,而在其南部有较强的冷平流。在冷暖平流的共同作用下,槽的南部不断加深,而槽

的北部却有加压的作用(第-1天,图略)。冷涡出现(即第0天,图1b),高空槽的南部形成了闭合环流,此时的西太平洋副热带高压有明显西伸,西伸脊点已经到达了109°E附近。值得注意的是,副高西北侧边缘靠近我国长江流域低空出现了西南低空急流。第+1天(图略),冷涡强度明显加强,并且向东南方向移动,低空急流强度开始增大。到了第+2天(图1c),冷涡中心已经到了(122°E,50°N)附近,同时长江以南的850 hPa低空急流也明显增强。第+3天(图略),冷涡减弱东移,低空急流仍然很强。第+4天(图1d),东北冷涡消失,低空急流也开始减弱,我国东北地区为一高压脊控制。

图2a为10次冷涡过程平均降水量分布。从图中可以看出,雨带呈东北—西南走向,平均降水量一般在100 mm以上。图2b为10次冷涡过程合成的江淮流域(115~120°E,28~34°N)42个代表站平均降水量随时间的演变。由图可见,江淮流域降水在冷涡出现后有一次迅速增加的过程。西南低空急

流出现后雨量开始增加(图1),急流在冷涡出现后的第2天至3天达到最强,对应的降雨量达到最大值(185 mm),急流减弱后雨量急剧减小。由此可见,梅雨期降水量的变化与西南低空急流的活动有关。

众所周知,降水特别是强降水的出现与低空急流的活动密切相关。暴雨天气过程所需要的水汽、热量和动量主要由低空急流输送,我国80%的暴雨与低空急流有关^[20]。

2.2 东北冷涡在西南低空急流形成中的作用

从图1中西南低空急流出现的位置可知,急流的最大风速区主要出现在115~120°E,27~29.5°N区域内,因此用这个区域内西南风的大小表示急流强度。图3给出了115~120°E,27~29.5°N范围内平均西南风速的时间—高度剖面。从图中可以看出,急流首先出现在对流层中高层,并且从第-2~-1天左右开始逐渐向低空延伸,第0天急流出现在对流层底层,并且一直维持到第+6天才消失。

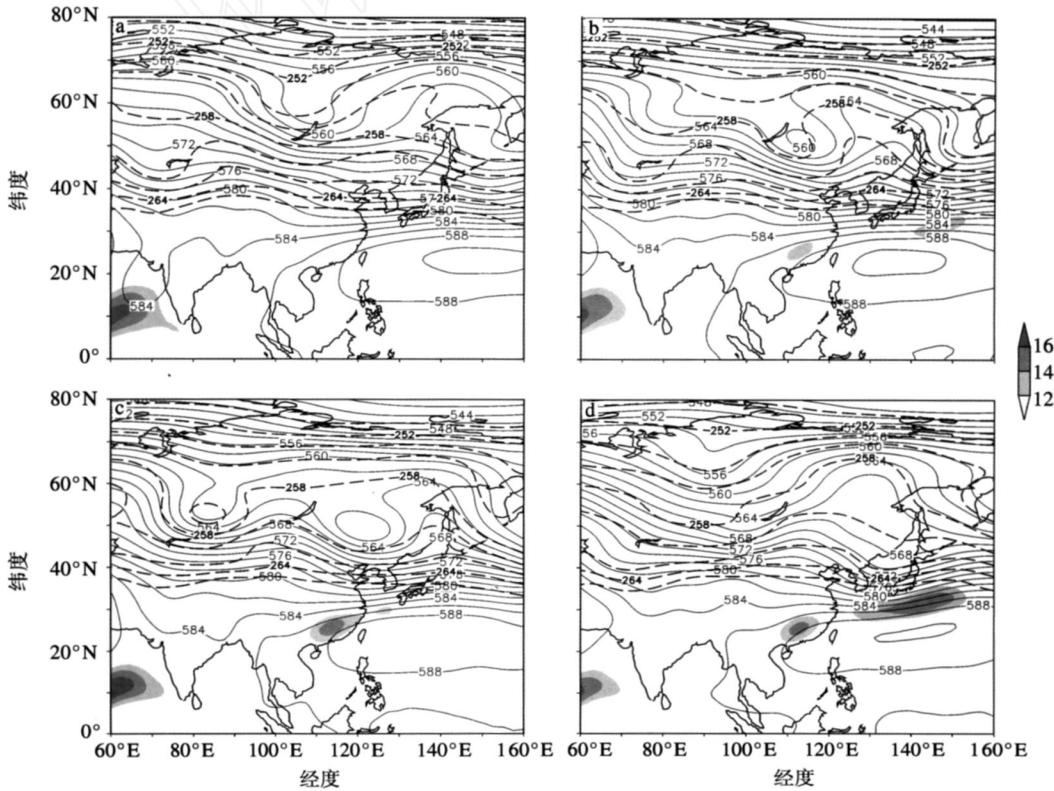


图 1 10次冷涡过程合成后的500 hPa高度场(实线,单位: dagpm)、温度场(虚线,单位: K)和850 hPa西南低空急流(阴影区,单位: m/s)随时间的演变 a 第-2天; b 第0天; c 第+2天; d 第+4天

Fig 1 Temporal evolution of the composite 500 hPa geopotential height(solid line; units: dagpm) and temperature(dashed line; units: K) overlaid with the 850 hPa southwest low level jet(shading; units: m/s) over ten selected NECV processes a day -2; b day 0; c day 2; d day 4

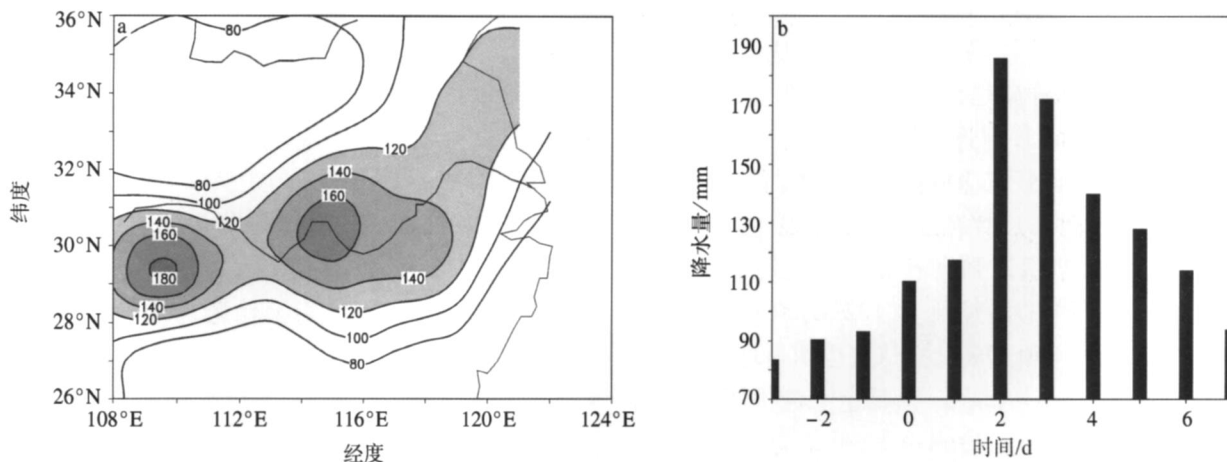


图 2 10 次东北冷涡过程期间的雨量分布 (单位: mm) a 平均降水量 (阴影区表示降水量大于 120 mm); b 合成的江淮流域平均逐日雨量演变

Fig 2 Precipitation distribution for ten selected NECV processes (units: mm) a mean precipitation (shadings denote the precipitation greater than 120 mm); b temporal evolution of composited daily precipitation averaged over the Yangtze-Huaihe River basin

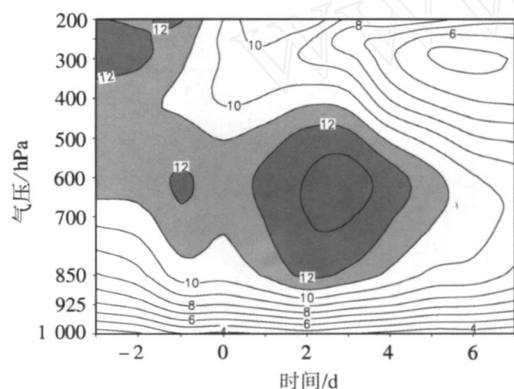


图 3 115 ~ 120 °E、27 ~ 29.5 °N 区域平均西南风速的时间—高度剖面 (单位: m/s, 阴影区表示风速大于 11 m/s)

Fig 3 Time-height section of mean southwest wind velocity (the wind velocity greater than 11 m/s are shaded; unit: m/s) over area 27—29.5 °N, 115—120 °E

由以上分析可知,长江以南低空急流的出现是高空动量下传的结果,这与前人的研究结果是一致的。陈受钧^[21]在研究梅雨锋南侧的西南风急流时指出,对流层高层动量的下传是梅雨锋南侧低空急流得以形成和维持的主要原因。利用动能收支方程对西南低空急流的形成进一步分析。动能收支方程如下所示:

$$\frac{\partial k}{\partial t} = -V \cdot \nabla k - \omega \frac{\partial k}{\partial p} - V \cdot \nabla \phi.$$

其中: k 是动能; t 是时间; V 是水平方向全风速; ω 是垂直速度; ϕ 是位势; p 为气压; 方程右端第 1 项

为水平平流项、第 2 项为垂直输送项、第 3 项为气压梯度力项。由于急流中心附近 ∇k 很小,所以 $V \cdot \nabla k$ 也很小,水平平流项为小项,因此本文只分析垂直输送项和气压梯度力项对动能收支的影响。从垂直输送项的变化情况 (图 4a, c, e) 来看,随着西南低空急流的出现 (第 0 天), 500 hPa 上垂直输送项一直为负,即使得动能减少;而在 700 hPa 和 850 hPa 上垂直输送项一直为正,并且在低空急流增强的过程中,垂直输送项一直是增加的,而在 500 hPa 上,在低空急流增强期间,垂直输送项一直是减小的,说明低空急流区的动能是由高空向低空传输的,这与前文的研究结果一致。

从气压梯度力项的变化情况 (图 4b, d, f) 来看,气压梯度力项在各个层次均为正值,都使得动能增加,并且在西南低空急流增强的过程中高层 (500 hPa) 的值一直高于低层 (700 hPa, 850 hPa),与上文分析的急流首先出现在高层是一致的。同时发现各个层次气压梯度力都随着冷涡的增强而升高,随着冷涡的减弱而下降。

而从急流区中 (120 °E, 30 °N)、(117.5 °E, 25 °N) 两点间气压梯度差的时间演变 (图 5) 也可以得出类似的结果。在整个冷涡活动过程中,从高层到低层 (500 hPa, 700 hPa, 850 hPa), 两点间的气压梯度差随着冷涡的发展均有一次增加的过程,并且中高层 (500 hPa, 700 hPa) 的气压梯度差先于低层 (850 hPa) 达到极大值,进一步说明西南低空急流的形成是高层动能下传的结果。

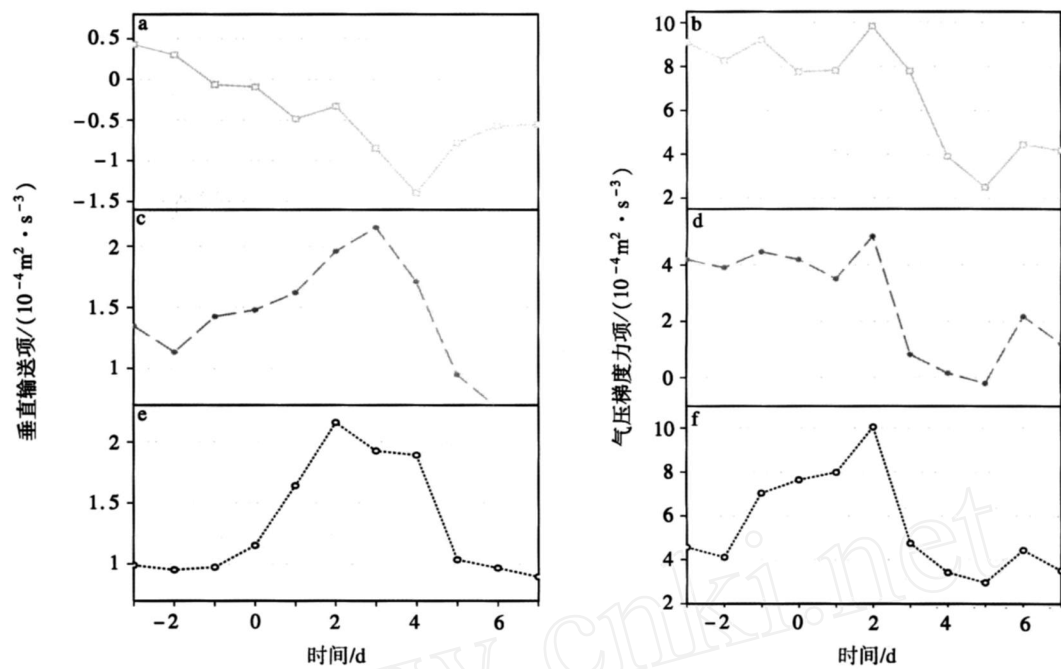


图 4 西南低空急流区域动能收支方程中垂直输送项 (a, c, e; $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$)和气压梯度力项 (b, d, f, 单位: $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$)在不同层次随时间的变化 a, b 500 hPa; c, d 700 hPa; e, f 850 hPa

Fig 4 Temporal evolution of the vertical transfer tem (a, c, e) and the pressure gradient force tem (b, d, f) at different levels over the area of the southwest low level jet (units: $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$) a, b 500 hPa; c, d 700 hPa; e, f 850 hPa

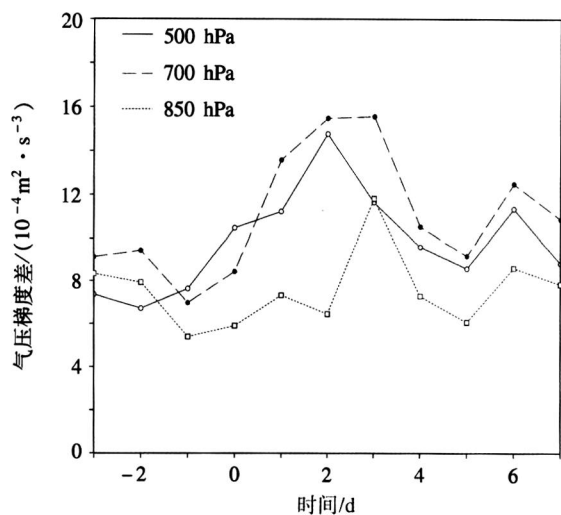


图 5 点 (120°E, 30°N)与点 (117.5°E, 25°N)之间的气压梯度差的时间演变 (单位: $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$)

Fig 5 Time series of the pressure gradient difference between grid point (30°N, 120°E) and grid point (25°N, 117.5°E) (units: $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$)

从图 1中可以看出,在整个冷涡活动过程中,副热带高压在南北方向变动很小,副高脊线基本稳定在 20°N 附近,而在东西方向上,冷涡出现之前副高西伸明显,但在冷涡出现以后 (第 0~4 天),副高略

有东撤 (图 6a)。从冷涡的活动情况来看 (图 6b),自从闭合的冷涡单体出现 (第 0 天)以后,一直是加强南压的,直到第 +3 天冷涡才开始减弱,这在图 1 中也反映得很清楚。冷涡的加强南压和副高的西伸,造成了两个系统之间气压梯度力的增加,为急流的形成提供了能量,同时能量的下传也有助于西南低空急流形成。赵平等^[22]指出,南海低空急流的形成是由于我国华南西部低压扰动与副高相互作用使得南海上空气压梯度增加的结果。与本文认为的气压梯度增加的原因是相似的,不同的是,本文中的低压扰动出现在我国的东北地区。

2.3 东北冷涡影响江淮流域梅雨期降水过程的可能机制

以上分析指出,东北冷涡加强南压和西伸的副热带高压相互作用使得我国江淮地区南侧对流层中高层气压梯度力加大,动能增大,随后动能下传致使江淮以南地区西南低空急流形成。低空急流形成以后,将大量的暖湿气流输送到我国江淮地区。从沿 115~120°E 纬向平均的整层水汽输送的演变情况 (图 7a)来看,25~30°N 之间有一条明显的水汽输送大值带,随着急流的形成 (第 0 天),水汽输送有一个明显增强的过程。梅雨的出现与中高纬干冷空

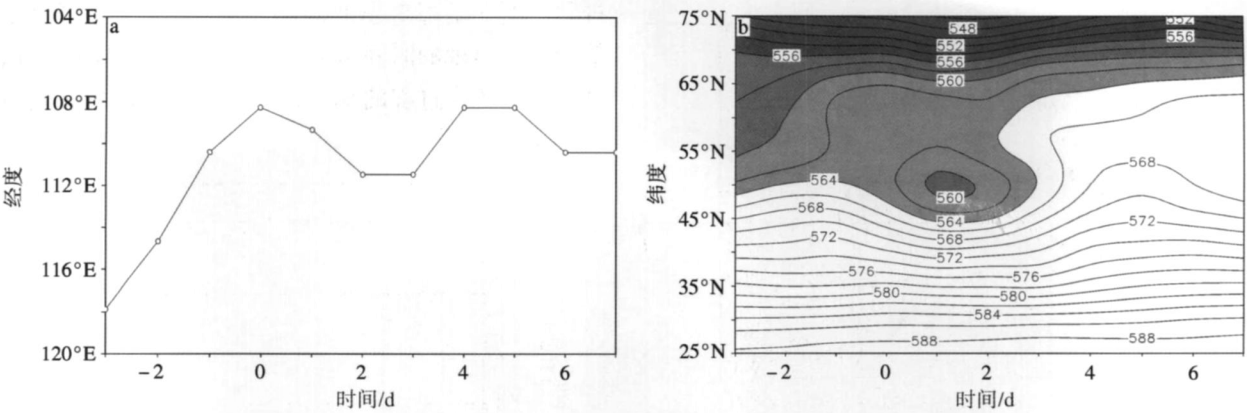


图 6 副高西伸脊点位置的演变 (a)及沿 115 ~ 120 °E 纬向平均的 500 hPa 位势高度随时间变化 (b, 单位: dagpm, 阴影区表示大于 564 dagpm)

Fig 6 (a) Temporal evolution of the location of the western ridge point of the western Pacific subtropical high and (b) time-latitude cross section of averaged geopotential height at 500 hPa over 115—120 °E (geopotential heights greater than 564 dagpm are shaded; units: dagpm)

气的活动也密切相关,干冷空气的入侵对梅雨的产生发展起着重要的动力作用和热力效应。从图 7b 可以看出,随着冷涡的出现,冷空气开始大量向南侵袭,在第 0 天到达了 35 °N 附近,并且一直持续了 4 d 左右。图 7b 中 30 ~ 35 °N 区域是假相当位温 (θ_{se}) 等值线的密集带,对应着梅雨锋所在的地区。

图 8 是冷涡发展时期沿 110 ~ 120 °E 纬向平均的假相当位温和垂直环流经向剖面。从图中可以看出 28 °N 附近,600 hPa 以上等 θ_{se} 线向下凹陷,600 hPa 以下等 θ_{se} 线向上凸出,呈“沙漏状”。在 33 °N 附近有一条贯穿整个对流层的 θ_{se} 线密集带,

这是梅雨锋所在的地区。梅雨锋北侧的空气相对较冷较干,而其南侧的空气相对较暖较湿,表明江淮以北干冷空气和以南的暖湿空气是梅雨锋形成和维持的重要原因。从图 8 中可以看出,在对流层高层 (300 hPa、550 hPa) 为对流稳定层结,在中层 (550 hPa、650 hPa) 为中性层结,而在低层 (650 hPa、1 000 hPa) 为对流不稳定层结,特别是在梅雨锋南侧,等 θ_{se} 线非常密集,是对流不稳定能量大量聚集的地区。

根据吴国雄等^[23]湿位涡守恒的原理,湿位涡可

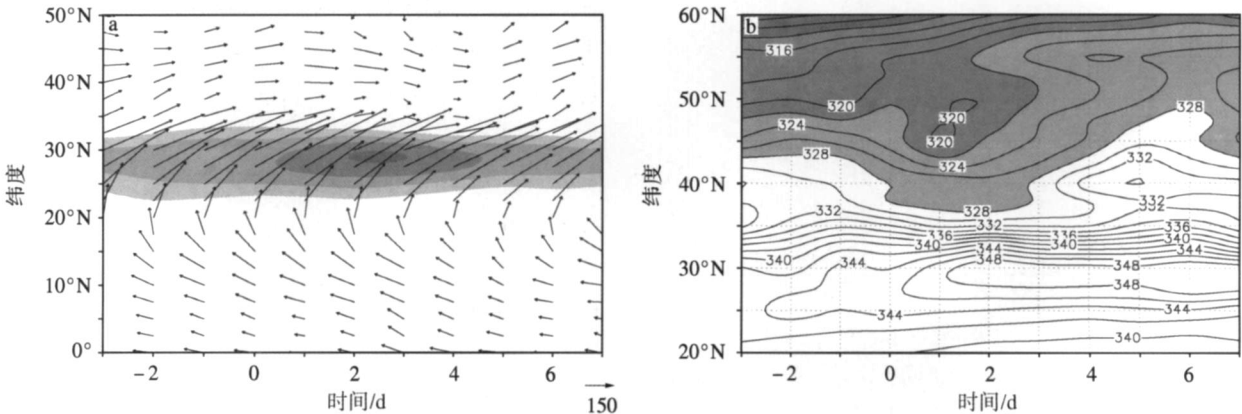


图 7 沿 115 ~ 122.5 °E 纬向平均的整层积分的水汽通量 (a, 箭头, 单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; 阴影区表示水汽通量大于 $300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 和 850 hPa 假相当位温 (b, 单位: K; 阴影区表示大于 328 K) 随时间的变化

Fig 7 Time-latitude cross sections (a) for the vertically integrated vapor flux (shadings denote the moisture flux greater than $300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; units: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) averaged over 115—122.5 °E and (b) the averaged equivalent potential temperature over 115—122.5 °E at 850 hPa (shadings denote the equivalent potential temperature greater than 328 K; units: K)

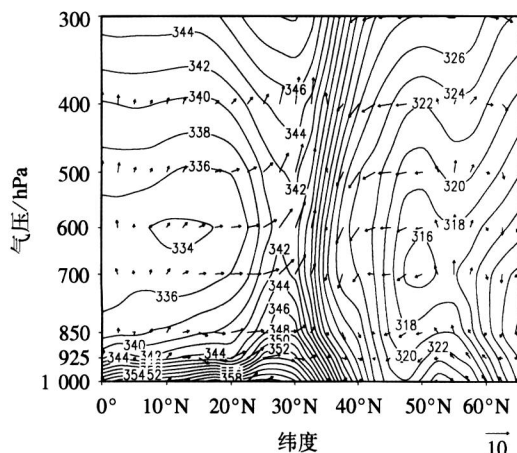


图 8 第 +1 天沿 110 ~ 120 °E 纬向平均的假相当位温 (实线, 单位: K) 和垂直环流 (箭头, 单位 m/s) 经向剖面

Fig 8 Latitude-height cross section of the equivalent potential temperature (solid line; units: K) and vertical circulation (shaft; units: m/s) averaged over 110—120 °E on day 1

以表示为 $\zeta_{MPV} = g\zeta_0 \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} = \text{const}$, 其中, 对流稳定度

$N_m = -\frac{\rho g^2}{\theta_0} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}$, ζ_{MPV} 是湿位涡, g 是引力常数, ζ_0 是涡度, θ_{se} 是假相当位温, θ_0 是初始状态条件下的位温, ρ 是气体密度。因此, 如果 N_m 减小, 要保持 ζ_{MPV} 不变, 必须有绝对涡度增长。即当气块从对流稳定性较高的环境向对流稳定性较低的环境移动时, 其绝对涡度增加。

如图 8 所示, 在梅雨锋南侧的对流层低层是对流非常不稳定的区域 (等 θ_{se} 线密集, $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} > 0$), 也是水汽输送最强的区域, 梅雨锋南侧西南低空急流将暖湿空气从南向北输送时, 将激发正涡度增长。而在梅雨锋北侧 50°N 附近是东北冷涡活动的区域, 冷涡的发生发展将使得大量的干冷空气南达到江淮地区, 经过稳定性逐渐减弱的环流气团 (N_m 减小), 对流不稳定能量将释放, 将导致气旋性涡度增长, 有利于江淮地区对流的发展。因此无论是南下的冷空气还是北上的暖湿气流都可以触发梅雨锋附近对流不稳定, 激发气旋性涡度发展以及上升运动产生, 从而导致梅雨期降水的活跃。

为了验证东北冷涡对江淮梅雨期降水的影响, 依次分析了这 10 次东北冷涡过程期间江淮地区逐日的降水量距平演变情况 (图略), 发现每次降水随着冷涡的出现、发展、消亡均有一个先增加后减小的

过程。图 9 是每次东北冷涡过程中, 江淮流域降水量最大值出现的时间分布。从图 9 可以看出, 10 次过程中有 7 次过程的降水最大值出现在冷涡出现后的 1 候 (5 d) 之内。

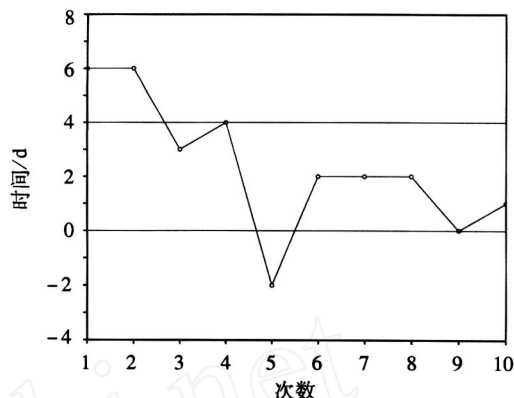


图 9 10 次东北冷涡过程期间江淮地区最大降水量出现的时间

Fig 9 The occurrence time of maximum precipitation over the Yangtze-Huaihe River basin for ten selected NCEP processes

根据 1954—2003 年标准化的 6、7 月东北冷涡指数, 规定标准差大于 0.5 的年份为冷涡偏强年, 小于 -0.5 的年份为冷涡偏弱年, 在 ± 0.5 之间的为冷涡正常年, 分别画出了 14 a 冷涡偏强年 (1954、1957、1966、1971、1974、1976、1983、1986、1988、1989、1993、1996、1998 和 2003 年) 和 14 a 冷涡偏弱年 (1955、1958、1961、1972、1978、1984、1987、1990、1991、1994、1997、1999、2000 和 2001 年) 平均的梅雨期累积降水量距平的分布 (图 10a、b)。从图 10a 中可以看出, 冷涡偏强年, 江淮地区有一条明显的降水正距平带, 且正距平最大值中心位于江淮地区; 而冷涡偏弱年 (图 10b), 江淮地区有一条明显的降水负距平带, 说明东北冷涡的活动有利于江淮梅雨的出现。东北冷涡偏强年, 江淮地区降水量偏多, 而东北冷涡偏弱年, 江淮地区降水量偏少。

3 小结

东北冷涡一年四季都出现, 但主要出现在春末夏初 (5、6 和 7 月), 这与江淮流域的梅雨季节几乎是同步的, 其中以 6 月为最多, 7 月和 5 月次之。长期以来对东北冷涡的研究大多集中在其对东北地区天气的影响上, 而关于其对中低纬特别是江淮流域天气系统的影响的研究却很少。尽管东北冷涡的时间尺度很短, 但是频繁的东北冷涡活动可以影响到

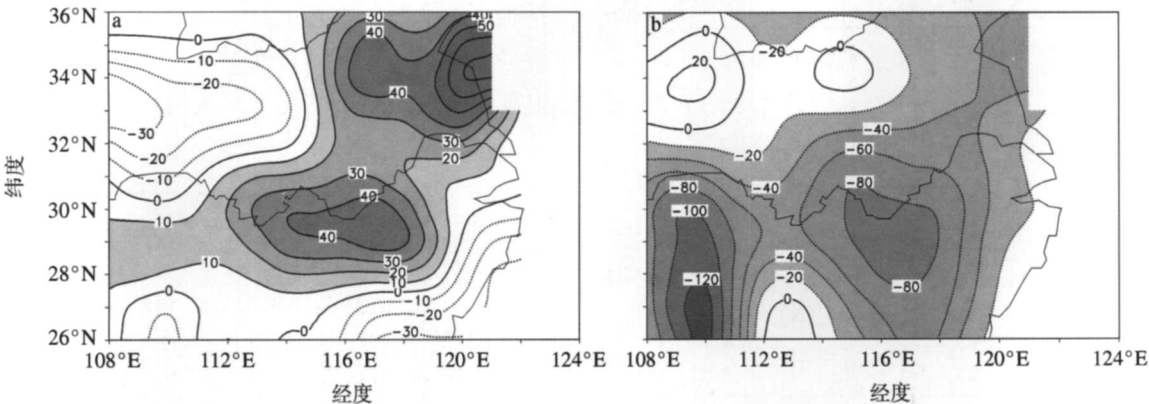


图 10 梅雨期平均降水量合成距平分布 a 东北冷涡偏强年 (阴影区表示多于 10 mm); b 东北冷涡偏弱年 (阴影区表示少于 - 20 mm)

Fig 10 Compositd precipitation departure distribution over the Mei yu period a strong NECV years (the shaded area is for precipitation departures greater than 10 mm); b weak NECV years (the shaded area is for precipitation departures less than - 20 mm)

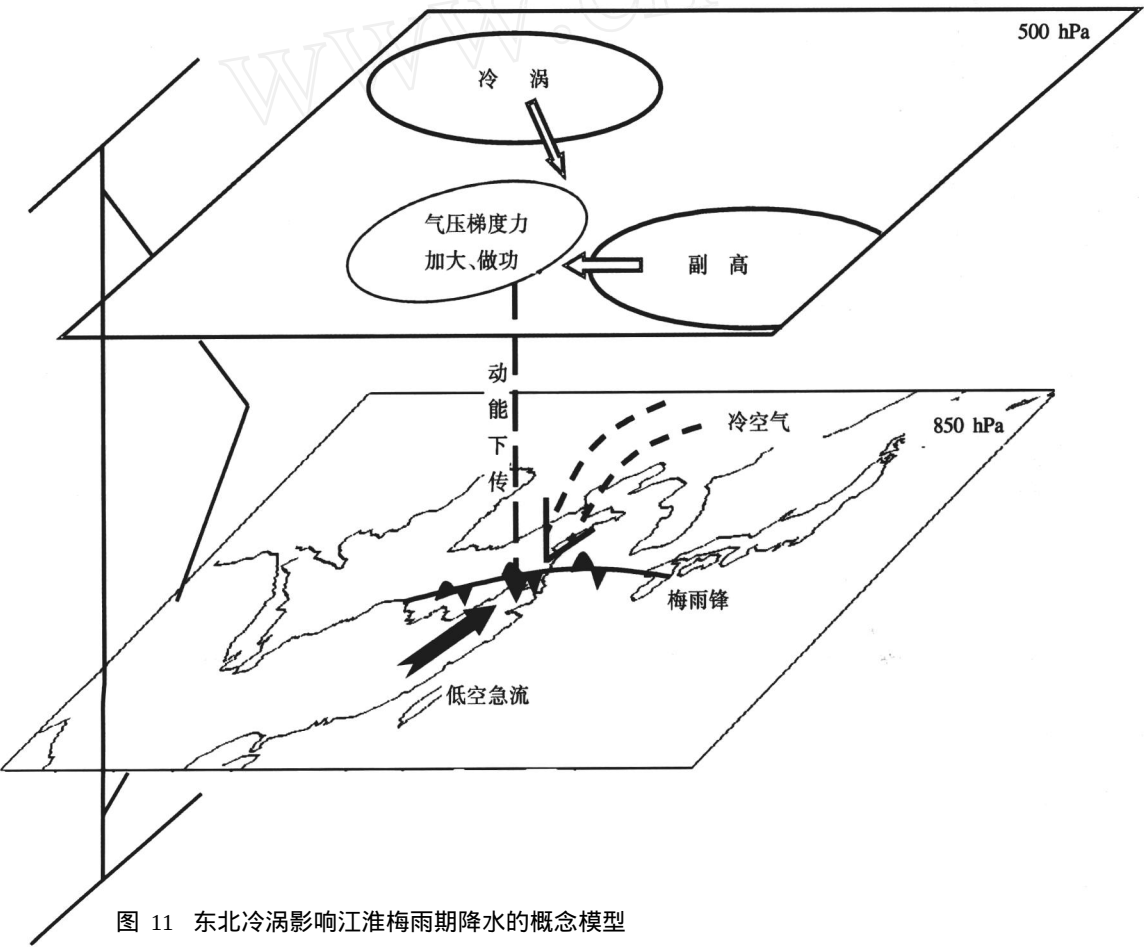


图 11 东北冷涡影响江淮梅雨期降水的概念模型

Fig 11 Concept model of how a NECV impacts the precipitation during the Mei yu period over the Yangtze-Huaihe River basin

我国江淮流域,对江淮梅雨期降水有重要影响。

本文通过合成分析的方法研究了东北冷涡对江淮梅雨期降水的影响,概括出东北冷涡影响江淮梅

雨期降水的可能机制(图 11):东北冷涡出现以后,随着它的加强南压与西伸的副热带高压之间相互作用,将使我国江淮地区南侧对流层中上层气压梯度

力加大,气压梯度力加大使得动能增大,而动能由高层向低层传输,最终导致江淮地区南侧的西南低空急流形成。低空急流形成以后,将大量的暖湿气流输送到我国江淮地区。同时东北冷涡的发生发展也使得大量的中高纬度干冷空气南下到达江淮地区。冷暖空气在江淮地区交汇,有利于梅雨锋的形成和维持,激发江淮地区低层对流不稳定增加,上升运动强烈发展,从而导致江淮梅雨期降水的活跃。

参考文献:

- [1] 孙力,郑秀雅,王琪. 东北冷涡的时空分布特征及其与东亚大型环流系统之间的关系 [J]. 应用气象学报, 1994, 5 (3): 297-303.
- [2] 孙力,安刚,廉毅,等. 夏季东北冷涡持续性活动及其大气环流异常特征的分析 [J]. 气象学报, 2000, 58 (6): 704-714.
- [3] 孙力. 东北冷涡持续活动的分析研究 [J]. 大气科学, 1997, 21 (3): 297-307.
- [4] 孙力,安刚. 1998年松嫩流域东北冷涡大暴雨过程的诊断分析 [J]. 大气科学, 2001, 25 (3): 342-354.
- [5] 何金海,吴志伟,祁莉,等. 北半球环状模和东北冷涡与我国东北夏季降水关系分析 [J]. 气象与环境学报, 2006, 22 (1): 1-5.
- [6] 何金海,吴志伟,江志红,等. 东北冷涡的“气候效应”及其对梅雨的影响 [J]. 科学通报, 2006, 51 (23): 2803-2809.
- [7] 苗春生,吴志伟,何金海,等. 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 [J]. 大气科学, 2006, 30 (6): 1249-1256.
- [8] 苗春生,吴志伟,何金海. 北半球环状模 (NAM)、东北冷涡与前汛期华南旱涝 [J]. 热带气象学报, 2006, 22 (6): 593-599.
- [9] 刘明丽,王谦谦. 江淮梅雨期极端降水的气候特征 [J]. 南京气象学院学报, 2006, 29 (5): 676-681.
- [10] 马开玉,高国栋. 长江流域典型旱涝夏季大气中的水汽输送 [J]. 气象科学, 1992, 12 (1): 48-56.
- [11] 卓东奇,郑益群,李炜,等. 江淮流域夏季典型旱涝年大气中的水汽输送和收支 [J]. 气象科学, 2006, 26 (3): 244-251.
- [12] 林建,何金海,张依英. 夏季东亚大气遥相关型变化特征及其与长江中下游旱涝的关系 [J]. 南京气象学院学报, 1999, 22 (3): 312-320.
- [13] 谭言科,何金海. 准四年周期的北半球夏季遥相关与东亚夏季风环流的相互关系 [J]. 南京气象学院学报, 1998, 21 (1): 70-79.
- [14] 程寿权. 近三十年来我国东部地区夏季风活动及其与降水的关系 [J]. 气象科学, 1986, 6 (1): 62-73.
- [15] Ding Yihui, Chan J C L. The East Asian summer monsoon: An overview [J]. Meteorol Atmos Phys, 2005, 89: 117-142.
- [16] Nitta T. Convective activities in the western tropical Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation [J]. J Meteor Soc Japan, 1987, 64: 373-390.
- [17] Browning K A, Golding B W. Mesoscale aspects of a dry intrusion within a vigorous cyclone [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1995, 121 (523): 465-493.
- [18] Browning K A, Roberts N M. Variation of frontal and precipitation structure along a cold front [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1996, 122 (536): 1845-1872.
- [19] Browning K A. The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development [J]. Meteor Appl, 1997, 4 (4): 317-324.
- [20] 陶诗言. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1980: 52-53.
- [21] 陈受钧. 梅雨末期暴雨过程中高低空环流的耦合—数值试验 [J]. 气象学报, 1989, 47 (1): 8-15.
- [22] 赵平,孙健,周秀骥. 1998年春夏南海低空急流形成机制研究 [J]. 科学通报, 2003, 48 (6): 623-627.
- [23] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展 [J]. 气象学报, 1995, 53 (4): 387-405.

(责任编辑:刘菲)