

厄尔尼诺衰减年东亚夏季大气环流和降水 异常的耦合模式后报试验^{* 1}

智 海^{1,2} 俞永强² 严 厉² 张文君¹ 李志强³
ZHI Hai^{1,2} YU Yongqiang² YAN Li² ZHANG Wenjun¹ LI Zhiqiang³

- 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和大气科学学院,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,北京,100029
- 3. 中国海洋环境预报中心,北京,100081

- 1. Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education and College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China
- 2. The National Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China
- 3. National Marine Environment Forecast Center, Beijing 100081, China

2011-05-11 收稿,2011-12-06 改回.

Zhi Hai, Yu Yongqiang, Yan Li, Zhang Wenjun, Li Zhiqiang. 2012. Retrospective prediction in a coupled model over East Asia during El Nino decaying phase. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(4): 779-788.

Abstract The present work evaluates the simulations of rainfall responses over East Asia to the El Niño in a coupled model (FGOALS) and discusses the possible effect of El Niño on the East Asian rainfall during its decaying summer in terms of the seasonal forecast. The results show that the FGOALS model can reasonably simulate the El Niño-related climate anomalies during the decaying summer, such as the negative sea surface temperature anomalies (SSTA) in the western North Pacific (WNP), the anomalous anticyclone over the WNP, and increasing rainfall over the middle and lower reaches of the Yangtze River. For 1 to 3 leading season forecast simulation, the model can roughly simulate the evolution of climate anomalies. However, the longer the predicting time is, the weaker the SSTA and anomalous anticyclone over the WNP are, which tends to cause the decreased rainfall over East Asia. The simulations reveal that the SSTA associated with El Niño can remain for about three seasons. This provides a solid basis for the rainfall forecast over East Asia. In addition, it is suggested that the error of simulated East Asian rainfall may be related to the departure of ENSO simulation due to model bias.

Key words Coupled model, Climate prediction, East Asian summer rainfall, El Niño

摘 要 利用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)新一代耦合气候模式(FGOALS)进行了气候异常季节后报试验,通过对 1982—2005 年 7 个个例的分析,探讨了厄尔尼诺衰减年夏季东亚大气环流和降水异常发生的物理机制。分析结果表明:FGOALS 可以模拟出厄尔尼诺衰减年夏季相关气候场的异常态特征,表现为在西北太平洋为负海温异常,在热带印度洋为正海温异常,从而导致西北太平洋地区大气中低层异常反气旋环流的维持,其反气旋的西南部及西部的偏南及西南气流造成中国长江中下游地区降水的异常增多。在提前 3—9 个月的预测模拟中,模式可以模拟出气候场的异常演变,随着预测时间的延长,产生局地耦合的西北太平洋海表温度异常信号变弱,使得模拟出的西北

^{*} 资助课题:国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2010CB950502)、国家自然科学基金项目(40975065)、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)2011 年开放课题、江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)、国家公益性行业(气象)专项(GYHY201006020)。

作者简介:智海,主要从事耦合模式的评估。E-mail:zhikai@mail.iap.ac.cn

通讯作者:俞永强, E-mail:yyq@lasg.iap.ac.cn

太平洋反气旋异常偏弱、中心东移,从而导致影响东亚降水的气候场的异常变弱,降水异常区偏东。模拟结果也揭示出,西北太平洋海表温度负异常是厄尔尼诺异常信号的转换模态,并且,由于局地海-气相互作用,热带海温异常信号可以持续到第2年夏季,从而引起东亚大气环流和降水异常。对于东亚降水的季节预测出现误差可能是模式对 ENSO 的模拟偏差造成的,随着预测时间延长,模式模拟的厄尔尼诺信号偏弱,这将使得海表温度异常偏弱,同时相关物理场的异常响应也减弱。

关键词 耦合模式, 季节预测, 东亚夏季降水, 厄尔尼诺

中图法分类号 P456.7

1 引言

季节预测的目的是在提前数月到 1 a 的时间尺度上对“平均的天气”进行预测 (Van Oldenborgh, et al, 2005)。不同于天气预报取决于大气运动的非线性特性 (Lorenz, 1965), 气候的季节—年际预测取决于低频变化特征和边界强迫 (如海表温度、积雪、土壤温度和湿度等) (Branković, et al, 1994; Ebisuzaki, 1995), 使大气变量的预测时效延伸到季节以上。其中海温异常通常被认为是最重要的影响因素之一 (Shukla, 1981), 尤其是热带太平洋厄尔尼诺-南方涛动 (ENSO) 提供了最强的年际变化信号。在 ENSO 衰减年东亚夏季风环流异常明显, 二者存在显著的相关关系, 为季节到年际预测提供了坚实的物理基础 (Latif, et al, 1998)。ENSO 发生、发展和衰减包含着复杂的海-气相互作用过程, 虽然发生在热带太平洋地区, 但其影响波及到其他地区 (Pielke, et al, 2002; Hartmann, et al, 2002; Murnane, et al, 2002; Yu, et al, 2009), ENSO 循环的不同阶段对东亚季风有不同的影响, 若考虑到大气对海洋变化的滞后响应, ENSO 主要影响其冬季盛期之后的夏季气候异常 (符淙斌等, 1988; 李崇银, 1992; 黄荣辉等, 1994; 陈文, 2002; 陆日宇, 2005; 黄平等, 2010)。

当然影响东亚夏季风的因子非常多, 如青藏高原的作用、高纬度海冰、中纬度海-气相互作用等, ENSO 仅是其中的因子之一。ENSO 对全球大气环流的影响, 可以分为直接的强迫响应 (Wang, et al, 2000) 和间接的滞后响应 (Xie, et al, 2009)。ENSO 通过遥相关作用, 引起西北太平洋和印度洋的大气环流异常, 然后影响这个区域表层和次表层海温异常。在赤道中东太平洋海温异常逐渐减弱的同时, 上述两个区域由于局地海-气相互作用, 海温异常却逐渐加强, 一直维持到第 2 年的春季甚至夏季,

然后再通过大气的遥相关作用影响东亚大气环流。这种东亚气候变化和 ENSO 关系也是预测东亚夏季风异常的主要依据, 现有的预测系统在很大程度上依赖于模式中 ENSO 信号的预测 (曾庆存等, 2003)。

中外学者针对 ENSO 及东亚季风的季节预测已经做了许多工作 (Sperber, et al, 1996; Goswami, 1998; Wang, et al, 2008; Luo, et al, 2008)。研究表明, 在一定的条件下季节气候的变化具有潜在的可预报性 (Palmer, et al, 2000; Graham, et al, 2000)。中国是开展研究数值预测最早的国家之一, 中国科学院大气物理研究所利用大气环流模式做跨季度或更长时间尺度的降水距平预测试验并获得成功 (曾庆存等, 1990)。随后相继发展和完善了跨季度动力学数值气候预测系统 (曾庆存等, 2003; 袁重光等, 1996; 林朝晖等, 1998; 王会军等, 2003)。中国国家气候中心在一个海-气耦合模式的基础上构建了短期气候异常预测的业务系统 (丁一汇等, 2002), 该系统对热带太平洋海表温度异常和东亚大气环流异常具有一定的预报技巧。

目前气候预测的研究和应用还存在着一些问题。首先, 季节预测的准确率受到观测误差、海洋和大气的初始状态的误差限制; 其次, 模式的物理过程和尺度参数的不确定性限制了模式模拟的准确性 (Rowell, et al, 1995; Shukla, et al, 2000), 模式不能准确地描述季风的内在动力过程 (Sperber, et al, 2001), 导致模式的可预测性低纬度地区普遍大于高纬度地区, 海洋大于陆地; 而且, 可预报性存在季节性差异, 这种差异具有模式依赖性, 尤其对降水预测还存在很大的困难 (郎咸梅等, 2004)。关于季节预测的可预报性上限, 也存在着争议 (Barnston, et al, 1999; Chen, et al, 2004), 不同的耦合系统表现的预报长度为 6—12 个月, 同样也有着很强的模式依赖性 (Latif, et al, 1998)。Yan 等 (2010) 利用中国

科学院大气物理研究所发展的耦合模式 FGOALS (Flexible Global Ocean Atmosphere Land System) 进行了 1982—2005 年短期气候后报试验,结果表明,FGOALS 模式对 ENSO 事件具有相当的预报技巧,提前 12 月预报的 Nino3 指数与观测的距平相关系数可以达到 0.55,但是其工作仅仅评估了耦合模式对热带太平洋 ENSO 的预测能力。本研究将进一步评估 FGOALS 对东亚大气环流异常及降水的预测能力,特别是利用模拟结果分析东亚夏季风异常对前期厄尔尼诺事件响应的物理机制。

2 模式介绍和数值试验设计

本研究使用的耦合模式(FGOALS)为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)发展的一个灵活的全球海-气-陆系统模式,该模式是由 LASG 灵活的全球耦合气候系统(FGCM)发展起来的(Yu, et al, 2002, 2004; 俞永强等, 2007)。它包括了 4 个分量模式,分别为大气、海洋、陆面和海冰模式,并通过美国国家大气研究中心(NCAR)的通量耦合器耦合在一起(Kauffman, et al, 2002)。

后报试验分成两步,第一步是生成初值的试验,第二步是一系列积分长度为 1 a 的季节预测。初值的生成:通过在耦合模式中加入恢复项的同化方案生成初始场,恢复的时间尺度为 2 d,将每月 1 日的海洋和海冰初值分别和 1 日到 10 日的大气、陆面初值组合在一起,形成 10 组不同的初值。预测方案:在模式中去掉对海表温度的恢复项。每次试验的积分长度是 1 a,起始日期分别为 1 月 1 日,4 月 1 日,7 月 1 日,10 月 1 日,覆盖时段为 1982—2005 年共 24 a。因此,一共作了 960 次积分长度为 1 a 的季节预测。由于研究是对厄尔尼诺的衰减年夏季气候异常的季节预测分析,故选择起报时间为 4 月、1 月和 10 月的模拟结果,作为对夏季提前 3、6、9 个月的预测分析。有关上述后报试验的具体细节及其模式对 ENSO 事件的预测能力参见 Yan 等(2009,2010)。

3 结果分析

根据 NOAA 提供的 ENSO 指数,1982—2005 年,对于特殊的年份,如 1983、1998 年归到了衰减年

(Wu, et al, 2010),选取了 7 次厄尔尼诺过程,分别是 1982、1987、1991、1994、1997、2002 和 2004 年。针对 1982—2005 年的后报试验,定义厄尔尼诺发展年为(0)年,而接下来的一年为厄尔尼诺衰减年,定义为(1)年。然后对上述 7 个厄尔尼诺发展年及衰减年西北太平洋海洋和大气环流演变进行合成分析,分别给出西北太平洋(10° — 25° N, 130° — 170° E)海表温度(SST)异常、长江中下游(28° — 32° N, 105° — 120° E)850 hPa 经向风和降水异常在厄尔尼诺发展年和衰减年的演变特征。从图 1 可以看到,从厄尔尼诺发展年到厄尔尼诺衰减年,观测的海表温度异常在西北太平洋区域由正转为负,最大负异常出现在第 2 年夏季。Wang 等(2000)指出,在厄尔尼诺衰减年西北太平洋的海表温度负异常是厄尔尼诺强迫作用和局地海-气相互作用的结果,而且该区域的海温负异常还同时伴随着西北太平洋异常反气旋环流的维持,反气旋西侧存在异常偏南气流,有利于西北太平洋的水汽向长江中下游区域输送,从而导致该区域降水增加。模式提前 3—9 个月,都可以模拟出西北太平洋区域海表温度异常变化趋势。但是,随着预测时间的延长,模拟的该区域海表温度异常逐渐减弱,而且,正负转换的时间也发生了漂移,与观测相比误差变大,这可能与模式长期积分出现的气候漂移有关。同样,作为对厄尔尼诺的信号响应,模式模拟的长江中下游区域降水和 850 hPa 经向风异常,在厄尔尼诺的发展年和衰减年表现出了同观测类似的演变特征:在衰减年春季和夏季由负异常转变为正异常,并在夏季或秋季达到最大。模式在提前 3 和 6 个月基本上可以模拟出长江中下游区域的降水和环流异常特征。但是,对于提前 9 个月的预测,模式在该区域模拟出偏北风异常,从而降水出现了与观测相反的负异常。上述合成分析表明,与已有许多研究工作的结论一致,耦合模式在厄尔尼诺衰减年可以提前 6 个月左右重现西北太平洋海表温度及长江中下游区域环流和降水异常的时间演变特征。可以通过分析厄尔尼诺衰减年夏季海洋和大气环流异常的空间特征,进一步探讨东亚大气环流对厄尔尼诺响应的物理机制。

典型的厄尔尼诺事件发生于北半球春季,夏季在赤道中东太平洋完全建立,北半球冬季达到峰值

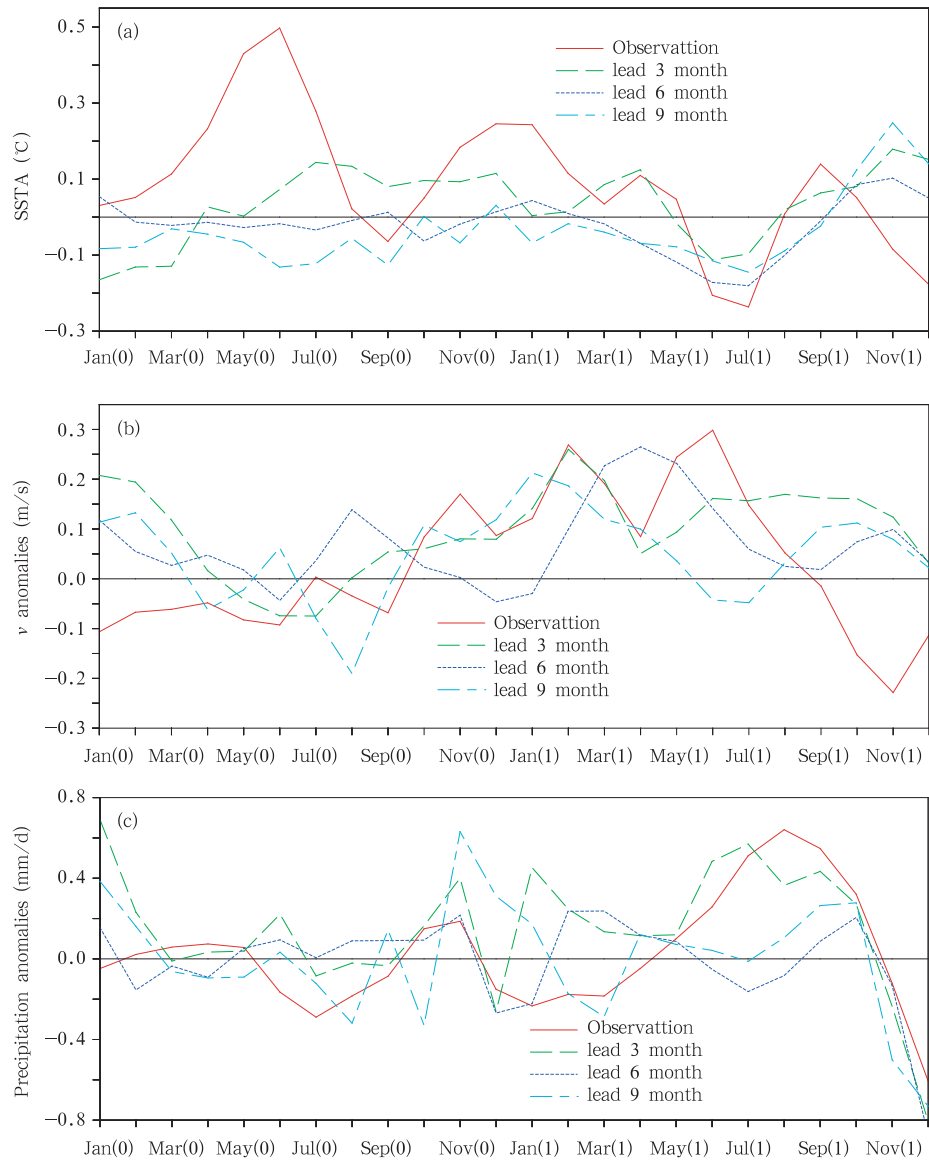


图 1 对应厄尔尼诺发展年(0)及衰减年(1)的物理场异常合成时间序列

- (a)海表温度异常(25°—40°N,140°—160°E)(°C),
(b)长江中下游区域(20°—30°N,100°—120°E)的 850 hPa 的 v 分量(m/s),
(c)长江中下游地区(25°—34°N,100°—120°E)降水(mm/d)

Fig. 1 Physical anomalies time series for the composite years corresponding to development (0) and decay (1) of El Niño

- (a) SSTA (25°—40°N, 140°—160°E) (°C),
(b) v of 850 hPa at the Yangtze River (20°—30°N, 100°—120°E) (m/s), and
(c) precipitation at the Yangtze River (25°—34°N, 100°—120°E) (mm/d)

位相,第 2 年春季之后,强度逐渐衰减,到第 2 年夏季赤道中东太平洋海表温度正距平几乎完全消失,甚至出现反相(Rasmusson, et al, 1982)。图 2a 为厄尔尼诺衰减年夏季观测海表温度异常的空间分布,Nino3.4 区出现了海表温度负异常,赤道中东太

平洋海表温度正异常基本消失,海表温度正异常占据了西北太平洋、赤道西太平洋,印度洋出现了正的一致模态,海表温度负异常位于北太平洋,异常变化振幅最大在 1℃左右。

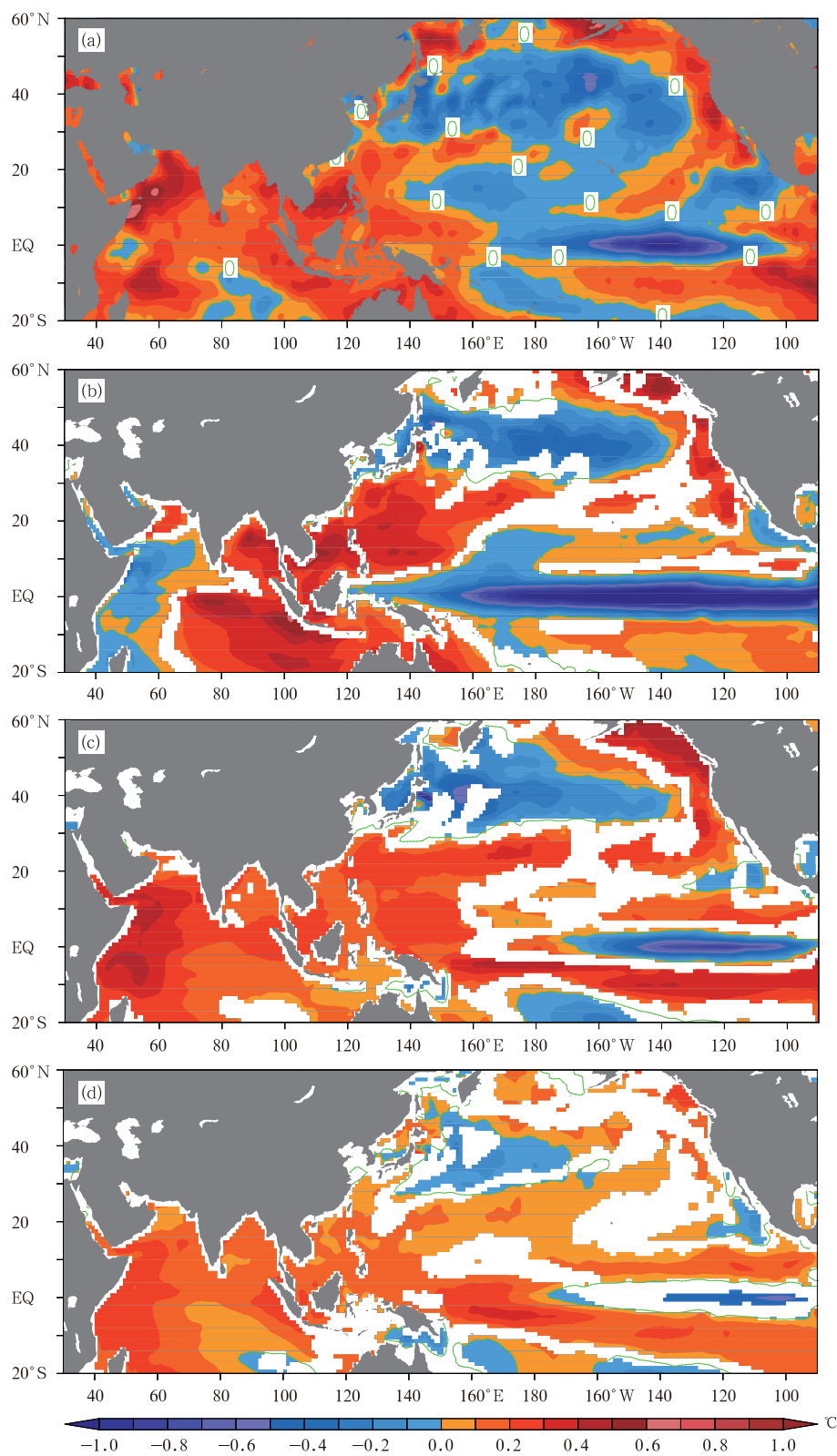


图2 厄尔尼诺衰减年夏季(JJA)海表温度异常合成分布(a. 观测,b. 提前3个月模式模拟, c. 提前6个月模式模拟,d. 提前9个月模式模拟;彩色的部分为通过90%的信度检验)
Fig. 2 Composite distribution of the SSTA in the summer of El Niño decay (a) reanalysis data, (b) lead 3 month, (c) lead 6 month, and (d) lead 9 month (The color area is significant at the 90% confidence level)

对于耦合模式提前 3、6、9 个月的模拟结果,基本表现出了海表温度在厄尔尼诺夏季衰减期的分布模态(图 2b、c、d),但总体异常的幅度小于观测结果,尤其是印度洋及西北太平洋海表温度正异常小于观测。对于提前 3 个月的预测结果,相对观测,在赤道太平洋存在的海表温度负异常的幅度和区域明显偏大,贯穿于东西赤道太平洋,并向赤道两侧扩张,对于北太平洋沿岸、西北太平洋和印度洋的海表温度正异常区域位置相同,数值小于观测,而这些海表温度异常正是影响东亚气候变化的关键区,模式提前 3 个月,及随后提到的延长提前时间的试验中都体现出了这一太平洋海表温度异常分布模态。对于提前 6 个月时,也即起报时间为冬季厄尔尼诺的强盛期,初始场把这一明显的异常信号直接带到了

模式中,使得对于赤道太平洋海表温度异常模拟偏差得以改善,相比提前 3 个月的模拟结果,海表温度负异常区域减弱东退,与观测相同。可以正确地模拟赤道太平洋海表温度的异常信号,这与初始场的信号强度有关。随着提前时间的延长,对于提前 9 个月,虽然海表温度正负异常的分布模态没有明显的改变,但出现了海表温度异常的强度逐渐减弱的现象。随着预报提前的时间延长,模式模拟结果逐渐出现了漂移,主要表现为海表温度异常区域的位移和异常幅度增减。

很多研究指出(赵亮等, 2006;陈烈庭, 1977;王绍武等, 1984),在厄尔尼诺衰减年东亚降水异常具体表现为从长江中下游延伸到日本南部的梅雨锋降水偏多。图 3 为厄尔尼诺衰减年东亚夏季对应的

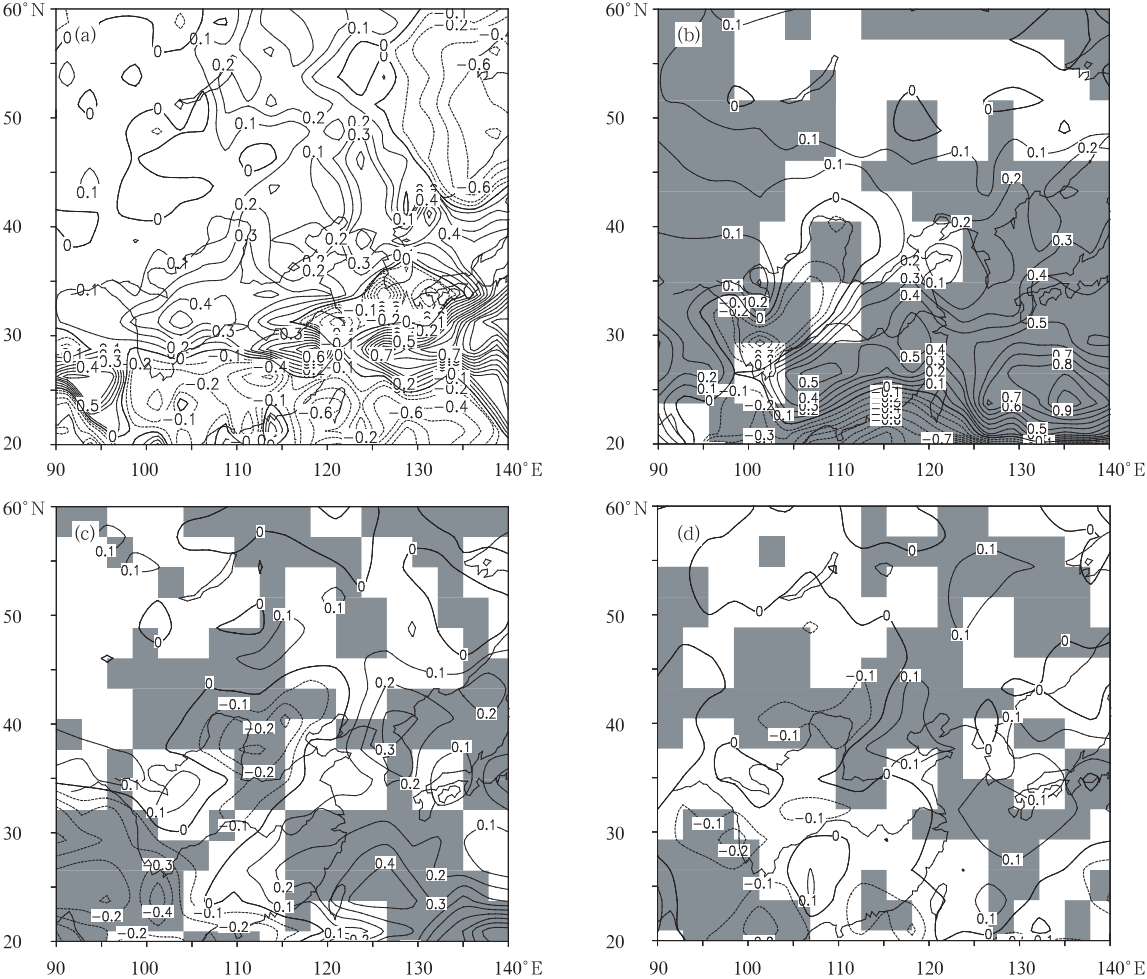


图 3 厄尔尼诺衰减年夏季(JJA)东亚降水异常合成分析
(a. 观测, b. 提前 3 个月模式模拟, c. 提前 6 个月模式模拟, d. 提前 9 个月模式模拟,
单位: mm/d, 阴影区域为通过 90% 的信度检验)
Fig. 3 Composite distribution of the precipitation in the summer of El Niño decay
(a) reanalysis data, (b) lead 3 month, (c) lead 6 month, and (d) lead 9 month
(The shaded area is significant at the 90% confidence level, unit: mm/d)

降水,观测的降水异常(图 3a)表现为:中国华南地区、华东一部分地区为负异常,而东亚大部分地区表现为降水的正异常,异常中心分别位于中国长江中下游、四川盆地和东北地区,日本北部地区也表现出降水偏多。对比提前不同时间的季节预测实验(图 3b、c、d),提前 3—9 个月的模拟结果,基本上能模拟出长江中下游的降水偏多区及华南地区的降水偏少区,而提前 9 个月,预测的降水区域逐渐发生了偏移,正异常区域东退,异常减弱。从降水模拟可以看到,对于提前 3—9 个月,模式结果可以较好地模拟出降水的异常,基本上也是随着预测时间的延长,由于模拟出的海表温度异常信号逐渐变弱,相应模拟降水异常相应也变弱。

在厄尔尼诺衰减年夏季,东亚降水异常与西北太平洋异常反气旋环流(Western-Northern Pacific Anticyclone: WNPAC)有关,也是联系 ENSO 事件和东亚季风及中国汛期降水的重要环节(Zhang, et al, 1996; Wang, et al, 2000; Lau, et al, 2001)。上述研究认为,出现在北半球冬季的厄尔尼诺并不

能直接影响东亚季风,实际上厄尔尼诺首先通过大气遥相关强迫作用引起西北太平洋和印度洋海温异常,然后局地海-气相互作用导致异常加强并维持到第 2 年夏季,进而影响夏季西太平洋副热带高压和东亚气候(Xie, et al, 2009; Yang, et al, 2007; Li, 2008)。西北太平洋异常反气旋环流的存在使得西北太平洋异常反气旋环流西侧西南风异常将更多水汽向北输送到长江流域;同时,西伸的副热带高压使锋面降水停滞在长江流域。1998 年夏季长江流域的洪灾是厄尔尼诺在其衰减位相影响东亚气候的典型事件(陶诗言等, 1989)。

耦合模式的后报试验可以在一定程度上重现西北太平洋异常反气旋环流的特征(图 4)。再分析资料表明,500 hPa 高度场正异常范围一直从太平洋向西伸到中国东部和中部,西北太平洋被西北太平洋异常反气旋环流控制,反气旋南侧的东风异常向东延伸到 155°E,西伸至 135°E。对应的 850 hPa 流场异常场上的太平洋气旋环流西端在中国这一区域造成了明显的偏南风异常(图 4a)。可以看到 500 hPa

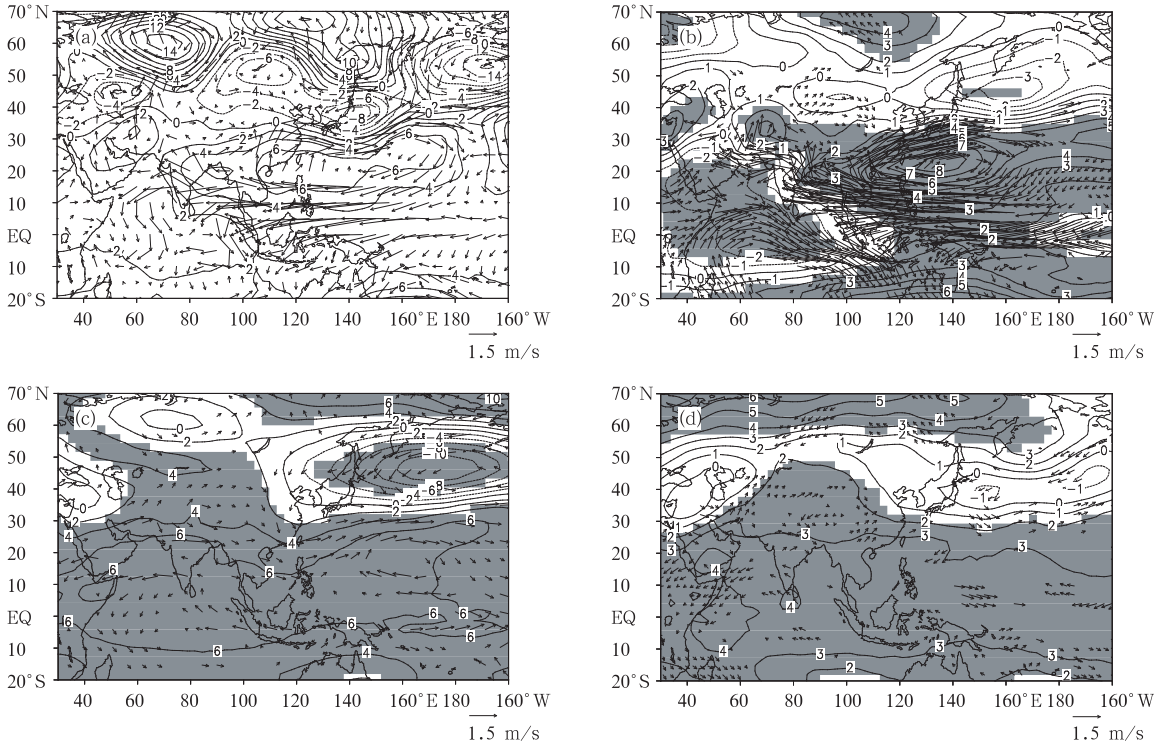


图 4 厄尔尼诺减弱年夏季(JJA)东亚 850 hPa 风场及 500 hPa 高度场异常(单位:dagpm)合成分析

(a. 观测, b. 提前 3 个月模式模拟, c. 提前 6 个月模式模拟, d. 提前 9 个月模式模拟;

阴影区域为通过 90% 的信度检验的 500 hPa 高度场,图上显示风场已通过 90% 的信度检验)

Fig. 4 As in Fig. 3 but for the wind at 850 hPa and the height at 500 hPa (unit: dagpm)

高度场的正异常西伸到中国东部地区,对应的正异常西端在西太平洋存在着一个反气旋环流,相应在中国中部和东部维持着西南气流,存在着较强的偏南气流,提前3个月的模拟中(图4b),与观测相比位置和强度较吻合,强盛的西南气流为长江中游地区降水提供了暖湿的空气,模拟出了造成东亚降水异常的基本条件。随着预测时间的延长,中国东部的西南气流和高度正异常模拟的位置偏东,异常偏弱。对于提前6个月的模拟,反气旋开始东移,西侧的西南气流移到了海上,导致影响中国东部异常的水汽输送减弱,对应的高度场异常也出现了偏弱的现象。到时间提前到9个月时,模拟出的太平洋中低纬度反气旋比观测的位置更加偏东和偏弱,中国东部为弱的偏西及偏北气流控制,流场的异常也减小了1个量级,模拟的西北太平洋高度场异常已经不明显,在中国大陆东部基本是偏西气流控制。随着提前时间的延长,导致影响东亚地区的大气环流对 ENSO 的响应越来越弱。

从上述海温异常、东亚夏季大气环流和降水异常的模拟结果来看,东亚地区夏季随着预测时间的延长,模式模拟的海表温度异常信号强度逐渐变弱,影响到导致耦合模式中传递到其大气中的异常信号的强弱,使得东亚地区的气候场对异常的年际变化信号响应变弱。主要原因可能有两方面:(1)初值方案问题,因为初值集合无法纠正由模式中物理过程(这里可能主要是大气模式中的云-辐射机制和海-气相互作用)的不合理造成的气候漂移;(2)模式模拟误差的来源为耦合模式 FGOALS 模拟误差的来源,是模式在 ENSO 的转换位相出现了春季预报障碍(张雅乐等,2012)。另外,模式对降水的可预报性不高的原因之一可能是耦合系统中大气分量模式的水平分辨率较低和物理过程不够完善。

4 结 论

基于一个耦合气候系统模式的季节后报试验,分析了厄尔尼诺衰减年东亚夏季大气环流和降水异常的对应时空变化,并对耦合气候模式 FGOALS 的季节预测能力进行了评估,主要结论如下:

(1)从时间演变的角度分析东亚气候异常对 ENSO 响应,发现在厄尔尼诺的发展期和衰减期包括西北太平洋海表温度、850 hPa 经向风和长江中下游的降水在内的相关物理量场表现出了不同的对

应特征,由于西北太平洋的海表温度异常存在,实现了对厄尔尼诺异常信号的延续,在衰减期持续影响着东亚气候。

(2)FGOALS 可以模拟出观测中的厄尔尼诺在其衰减年海表温度异常转换模态,即厄尔尼诺在赤道东太平洋的海表温度正异常减弱或转变成海表温度负异常,变成赤道东太平洋及西北太平洋的海表温度异常正相位,使得大气环流场出现了异常的响应,低层的西北太平洋出现反气旋,在中国的长江中下游及附近地区出现了偏南气流,这一系列异常的维持导致长江中游地区降水异常偏多。

(3)随着预测时间的延长,首先海表温度的异常减弱,与观测的偏差逐渐加大;大气相应减弱,导致模拟的长江中下游降水正异常区减弱、东移。这说明在 FGOALS 模式中,作为最重要的年际变化信号——海表温度异常,由于其预测时间的延长,在耦合模式中年际异常信号发生飘移,导致模式预测效果下降。

致谢:感谢中国科学院大气物理研究所信息和计算中心以及美国国家大气研究中心(NCAR)为本研究工作提供了大量计算资源。

参考文献

- 陈烈庭. 1977. 东太平洋赤道地区海水温度异常对热带大气环流及我国汛期降水的影响. 大气科学, (1): 1-12
- 陈文. 2002. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响. 大气科学, 26(5): 595-610
- 丁一汇, 刘一鸣, 宋永加等. 2002. 我国短期气候动力预测模式系统的研究及试验. 气候与环境研究, 7(2): 236-246
- 符宗斌, 滕星林. 1988. 我国夏季的气候异常与厄尔尼诺/南方涛动现象的关系. 大气科学, 12(S1): 133-141
- 黄平, 黄荣辉. 2010. El Niño 事件对其衰减阶段夏季中国降水季节内演变的影响及其机理. 大气科学学报, 33(5): 513-519
- 黄荣辉, 孙凤英. 1994. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. 大气科学, 18(2): 141-151
- 郎咸梅, 王会军, 姜大膀. 2004. 应用九层全球大气格点模式进行跨季度短期气候预测系统性试验. 地球物理学报, 47(1): 19-24
- 李崇银. 1992. 华北地区汛期降水的一个分析研究. 气象学报, 50(1): 41-49
- 林朝晖, 李旭, 赵彦等. 1998. 中国科学院大气物理研究所短期气候预测系统的改进及其对 1998 年全国汛期旱涝形势的预测. 气候与环境研究, 3(4): 339-348
- 陆日宇. 2005. 华北汛期降水量年际变化与赤道东太平洋海温. 科学通报, 50(11): 1131-1135

- 陶诗言, 张庆云, 张顺利. 1998. 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件. *气候与环境研究*, 3(4): 290-299
- 王会军, 郎咸梅, 周广庆等. 2003. 我国今冬和明春气候异常与沙尘气候形势的模式预测初步报告. *大气科学*, 27(1): 136-144
- 王绍武, 赵宗慈. 1984. 厄·尼诺、南方涛动与瓦克环流. *气象科技*, (2): 20-28
- 俞永强, 郑伟鹏, 张学洪等. 2007. LASG 耦合气候系统模式 FGCM-1.0. *地球物理学报*, 50(6): 1677-1687
- 袁重光, 李旭, 曾庆存. 1996. 跨季度气候距平数值预测研究小结. *气候与环境研究*, 1(2): 150-159
- 曾庆存, 袁重光, 王万秋等. 1990. 跨季度气候距平数值预测试验. *大气科学*, 14(1): 10-25
- 曾庆存, 林朝晖, 周广庆. 2003. 跨季度动力气候预测系统 IAP DCP-II. *大气科学*, 27(3): 289-303
- 张雅乐, 俞永强, 段晚锁. 2012. 四个耦合模式 ENSO 后报试验的“春季预报障碍”. *气象学报*, 70(3): 506-519.
- 赵亮, 邹力, 王成林等. 2006. ENSO 年东亚夏季风异常对中国江淮流域夏季降水的影响. *热带气象学报*, 22(4): 360-366
- Barnston A G, He Y X, Glantz M H. 1999. Predictive skill of statistical and dynamical climate models in SST forecasts during the 1997-98 El Niño episode and the 1998 La Niña onset. *Bull Amer Meteor Soc*, 80(2): 217-243
- Branković Ć, Palmer T N, Feranti L. 1994. Predictability of seasonal atmospheric variations. *J Climate*, 7(2): 217-237
- Chen D K, Cane M A, Kaplan A, et al. 2004. Predictability of El Niño over the past 148 years. *Nature*, 428(6984): 733-736
- Ebisuzaki W. 1995. The potential predictability in a 14-year GCM simulation. *J Climate*, 8(11): 2749-2761
- Goswami B N. 1998. Interannual variations of Indian summer monsoon in a GCM: External conditions versus internal feedbacks. *J Climate*, 11(4): 501-522
- Graham R J, Evans A D L, Mylne K R, et al. 2000. An assessment of seasonal predictability using atmospheric general circulation models. *Quart J Roy Meteor Soc*, 126(567): 2211-2240
- Hartmann H C, Pagano T C, Sorooshian S, et al. 2002. Confidence builders: Evaluating seasonal climate forecasts from user perspectives. *Bull Amer Meteor Soc*, 83(5): 683-698
- Kauffman B G, Large W G. 2002. The CCSM coupler version 5.01: Combined user's guide, source code reference and scientific description. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, pp46
- Latif M, Anderson D, Barnett T, et al. 1998. A review of the predictability and prediction of ENSO. *J Geophys Res*, 103(C7): 14375-14393
- Lau K M, Wu H T. 2001. Principal modes of rainfall-SST variability of the Asian summer monsoon: A reassessment of the monsoon-ENSO relationship. *J Climate*, 14(13): 2880-2895
- Li S L, Lu J, Huang G, et al. 2008. Tropical Indian Ocean basin warming and East Asian summer monsoon: A multiple AGCM study. *J Climate*, 21(22): 6080-6088
- Lorenz E N. 1965. A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, 17(3): 321-333
- Luo J J, Masson S, Behera S K, et al. 2008. Extended ENSO predictions using a fully coupled Ocean-Atmosphere model. *J Climate*, 21(1): 84-93
- Murnane R J, Crowe M, Eustis A, et al. 2002. The weather risk management industry's climate forecast and data needs: A workshop report. *Bull Amer Meteor Soc*, 83(8): 1193-1198
- Palmer T N, Branković Ć, Richardson D S. 2000. A probability and decision-model analysis of PROVOST seasonal multi-model ensemble integrations. *Quart J Roy Meteor Soc*, 126(567): 2013-2033
- Pielke R Jr, Carbone R E. 2002. Weather impacts, forecasts, and policy: An integrated perspective. *Bull Amer Meteor Soc*, 83(3): 393-403
- Rasmusson E M, Carpenter T H. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon Wea Rev*, 110(5): 354-384
- Rowell D P, Folland C K, Maskell K, et al. 1995. Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906-92): Observations and modelling. *Quart J Roy Meteor Soc*, 121(523): 669-704
- Shukla J. 1981. Dynamical predictability of monthly means. *J Atmos Sci*, 38(12): 2547-2572
- Shukla J, Anderson J, Baumhefner D, et al. 2000. Dynamical seasonal prediction. *Bull Amer Meteor Soc*, 81(11): 2593-2606
- Sperber K R, Branković C, Déqué M, et al. 2001. Dynamical seasonal predictability of the Asian summer monsoon. *Mon Wea Rev*, 129(9): 2226-2248
- Sperber K R, Palmer T N. 1996. Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the Atmospheric Model Intercomparison Project. *J Climate*, 9(11): 2727-2750
- Van Oldenborgh G J, Balmaseda M A, Ferranti L, et al. 2005. Evaluation of atmospheric fields from the ECMWF seasonal forecasts over a 15-year period. *J Climate*, 18(16): 3250-3269
- Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J Climate*, 13(9): 1517-1536
- Wang B, Lee J Y, Kang I S, et al. 2008. How accurately do coupled climate models predict the leading modes of Asian-Australian monsoon interannual variability? *Climate Dyn*, 30(6): 605-619
- Wu Bo, Li Tim, Zhou Tianjun. 2010. Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the Western North Pacific anomalous anticyclone during the El Niño decaying summer. *J Climate*, 23(11): 2974-2986
- Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño. *J Climate*, 22(3): 730-747

- Yan L, Yu Y Q, Wang B, et al. 2009. ENSO hindcast experiments using a coupled GCM. *Atmos Ocean Sci Lett*, 2(1): 7-13
- Yan L, Wang P X, Yu Y Q, et al. 2010. Potential predictability of sea surface temperature in a coupled Ocean-Atmosphere GCM. *Adv Atmos Sci*, 27(4): 921-936
- Yang J L, Liu Q Y, Xie S P, et al. 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 34(2): L02708, doi: 10.1029/2006GL028571
- Yu Y Q, Yu R C, Zhang X H, et al. 2002. A flexible coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Adv Atmos Sci*, 19(1): 169-190
- Yu Y Q, Zhang X H, Guo Y F. 2004. Global coupled ocean-atmosphere general circulation models in LASG/IAP. *Adv Atmos Sci*, 21(3): 444-455
- Yu Y, Sun D Z. 2009. Response of ENSO and the mean state of the tropical Pacific to extratropical cooling and warming: A study using the IAP coupled model. *J Climate*, 22(22): 5902-5917
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events. *J Meteor Soc Japan*, 74(1): 49-62