

宋丰飞, 周天军. 2012. 20CR 再分析资料在东亚夏季风区的质量评估 [J]. 大气科学, 36 (6): 1207–1222, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12005. Song Fengfei, Zhou Tianjun. 2012. Reliability of the 20CR reanalysis data in measuring the East Asian summer monsoon variability [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (6): 1207–1222.

## 20CR 再分析资料在东亚夏季风区的质量评估

宋丰飞<sup>1,2</sup> 周天军<sup>1,3</sup>

1 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

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

**摘 要** 本文利用 NCEP1 和 ERA40 再分析资料, 并结合观测资料, 对最新公布的一套再分析资料——20CR 再分析资料在东亚夏季风区的质量进行了综合评估。本文主要是从气候态、年际变率、年代际变化三个方面, 来评估 20CR 再分析资料在东亚夏季风区的质量。结果表明, 在气候平均态上, 20CR 再分析资料基本合理再现了东亚夏季风区的高低层环流场 (包括南亚高压、副热带西风急流、近地层风场) 以及经向环流圈特征。但相较于 NCEP1 和 ERA40, 20CR 所刻画的南亚高压偏强, 西风急流偏北, 对流层中上层温度系统性偏高。在年际变率方面, 除了 NCEP1 在 1967 年之前存在偏差, 使其结果和 ERA40、20CR 不同之外, 三套再分析资料刻画的东亚夏季风变率在其它时段高度一致。三套资料在以纬向风为基础的东亚夏季风指数上的一致性, 高于以经向风为基础的东亚夏季风指数, 其中以低层纬向风为基础的东亚夏季风指数的一致性最高。20CR 再分析资料可以较好地再现与东亚夏季风相联系的地表气温和降水年际变化特征, 其刻画的地表气温正相关中心位置偏西、强度最强, 且在河套平原地区有一个弱的负相关中心, 而其描述的降水在孟加拉湾和长江流域较之另外两套再分析资料更接近观测结果, 在热带地区和海上却反之。在年代际变化方面, 20CR 再分析资料未能合理再现东亚夏季风年代际减弱的现象, 这也体现在不能合理再现青藏高原下游年代际变冷和“南涝北旱”降水型上, 这主要是因为 20CR 再分析资料所刻画的东亚地区对流层中上层年代际变冷信号偏弱所致。而在百年时间尺度上, 20CR 再分析资料所刻画的东亚夏季风变化与观测较为一致; 20CR 再分析资料可以合理再现出东亚夏季风区 1920 年代前的显著冷期和 1990 年代之后的迅速增暖期, 但对 1920~1950 年代相对暖期和 1950~1980 年代相对冷期的再现能力较差。

**关键词** 20CR 再分析资料 东亚夏季风 气候态 年际变率 年代际变化

**文章编号** 1006-9895(2012)06-1207-16

**中图分类号** P468

**文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12005

## Reliability of the 20CR Reanalysis Data in Measuring the East Asian Summer Monsoon Variability

SONG Fengfei<sup>1,2</sup> and ZHOU Tianjun<sup>1,3</sup>

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

**Abstract** This study evaluates the performance of the recently released 20th Century Reanalysis (20CR) data in describing East Asian summer monsoon (EASM) variability by contrasting the results with NCEP1 and ERA40 reanalysis

**收稿日期** 2012-01-13, 2012-06-19 收修定稿

**资助项目** 全球变化国家重大科学研究计划项目 2010CB951904, 国家自然科学基金重大项目 40890054, 先导科技专项 XDA05110300

**作者简介** 宋丰飞, 男, 1987 年出生, 博士研究生, 主要从事东亚夏季风研究。E-mail: songfengfei@mail.iap.ac.cn

and instrumental datasets. This analysis focuses on the climatology, interannual variability, and decadal change of the EASM. The results show that the 20CR reanalysis data reasonably depicts the high- and low-level circulation fields, including the South Asian high, subtropical jet, and near surface wind, and the meridional monsoon circulation cell. However, in comparison with NCEP1 and ERA40, 20CR data shows a stronger South Asian high, more northward displacement of the subtropical jet, and systematically warmer air temperature in the mid- and high-troposphere. The three reanalysis datasets are highly consistent in measuring EASM variability with the exception of the period before 1967, during which interannual variability results differ due to biases in NCEP1. The monsoon indices based on zonal wind shows better consistency than those based on meridional wind, and the monsoon index based on low-level zonal wind shows the best consistency among the three datasets. 20CR reasonably reproduces interannual variability of the surface air temperature and precipitation related to the EASM, which has a westward and strongest positive correlation center and a weak negative correlation center near Hetao Plain. In addition, precipitation in the Bay of Bengal and along the Yangtze River valley is represented more accurately in the 20CR dataset than that in the other two reanalysis datasets; however, results are opposite in the tropical regions and the oceans. At the interdecadal time scale, however, the 20CR reanalysis data failed to reproduce decadal weakening of the EASM circulation, which is also reflected in its failure to reproduce the observed southern China flood and northern China draught rainfall pattern and surface cooling trend downstream of the Tibetan Plateau. These results are mainly attributed to the deficiency of 20CR reanalysis data in measuring the upper tropospheric cooling tendency over East Asia. During the past 100 years, 20CR has shown consistency in EASM changes with that of observation; this dataset has reasonably depicted the notable cold period before the 1920s and the rapid warming period after the 1990s but has shown weaker skills in presenting the relatively warm period during the 1920s–1950s and the relative cold period during the 1950s–1980s in the EASM region.

**Key words** 20CR reanalysis data, East Asian summer monsoon, climatology, interannual variability, decadal change

## 1 引言

独特的地理位置和青藏高原大地形的存在,使得东亚季风成为全球最为活跃的季风系统之一。我国东部夏季风区的年降水总量主要来自夏季风降水,在长江流域,夏季风的降水可占年平均降水的40%,而华北地区可超过60%(Lei et al., 2011)。东亚夏季风的异常将造成旱涝变化,从而对社会、经济造成重要影响。因此,东亚夏季风的变化一直是气候学界关注的重要课题(Tao and Chen, 1987; Webster et al., 1998; Ding et al., 2008; Zhou et al., 2009)。

开展东亚夏季风的研究需要大量的、各种类型与来源的数据。近年来,美国 and 欧洲等国家的相关部门和组织相继建立了一系列全球大气再分析资料。目前使用最为广泛的两套再分析资料包括:美国国家环境预测中心(NCEP)和国家大气研究中心(NCAR)联合完成的全球大气再分析资料(NCEP1)(Kalnay et al., 1996);欧洲中期数值预报中心(ECMWF)完成的45年(1957~2002年)再分析资料(ERA40)(Uppala et al., 2005)。这两套再分析资料为理解东亚夏季风的机理提供了重要的数据支持。但是这两套再分析资料都存在着一一定的问题,例如 NCEP1 同化分析系统对观测数据

解码出现错误,导致其海平面气压产品在东亚地区1967年之前出现了系统性偏低的现象(Yang et al., 2002; Wu et al., 2005; 赵天保和符淙斌, 2009)。而 ERA40 的热带温度场则在 1980 年后存在偏差,原因是用于再分析的卫星资料受到了火山的污染(Trenberth et al., 2001; Zhou and Zhang, 2011)。

观测系统的不断更新和变化也会使得再分析资料引入虚假的变化趋势(Bengtsson et al., 2004a, 2004b),如不同卫星观测资料的引入,使得 NCEP1 和 ERA40 再分析资料所描述的热带地区对流层上层气温(Sturaro, 2003)、对流层低层全球平均气温、全球积分的水汽以及全球动能等在 1970 年代前后的变化都存在一定的不连续现象(Bengtsson et al., 2004b)。诸多研究表明,观测系统的变更及其所携带的误差是再分析资料产品主要的误差来源(Marshall, 2002, 2003; Hodges et al., 2003; Bromwich and Fogt, 2004)。

NCEP1 和 ERA40 再分析资料都是从 20 世纪后半叶开始的;其他一些使用较为广泛的再分析资料,如 ERA-Interim(Simmons et al., 2006)和 JRA25(Onogi et al., 2007),覆盖的时间范围更短,而理解近 50 年的东亚夏季风年代际变化需要更长时间的资料(徐影等, 2001)。最近,美国能源部(DOE)和国家大气海洋局(NOAA)联合发布了 20CR 再

分析资料 (20th Century Reanalysis Version 2), 其时间长度从 1871 年延续至今。该资料的特点, 一是时间跨度长, 二是为了避免观测系统变更和资料内部不协调所带来的误差, 它仅同化了 100 多年的全球地面和海平面气压资料。那么这套全新的再分析资料在东亚夏季风区的质量如何? 能否再现东亚夏季风不同时间尺度上的变化特征? 这是本文拟回答的问题。

本文其余章节安排如下: 第 2 部分是数据介绍及方法; 第 3 部分主要是从气候态、年际变率、年代际变化以及 20 世纪东亚夏季气候变化四个方面来探讨 20CR 再分析资料在东亚夏季风区的表现; 第 4 部分是总结和讨论。

## 2 数据介绍及方法

20CR 再分析资料是最新的一套综合性全球大气环流的数据集, 时间覆盖范围是从 1871 年到现在, 时间分辨率有 6 小时、日平均、月平均可选, 本文选取的均为月平均数据; 水平南北覆盖范围是  $90^{\circ}\text{N}\sim 90^{\circ}\text{S}$ , 东西覆盖范围是  $0^{\circ}\sim 358^{\circ}\text{E}$ , 水平分辨率为  $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ ; 垂直方向上为 24 层 (单位: hPa): 1000, 950, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10。它仅同化地面和海平面的气压数据, 并用观测的月平均海表面温度和海冰作为下边界驱动条件 (Compo et al., 2011)。

本文还利用 NCEP1 (Kalnay et al., 1996) 和 ERA40 (Uppala et al., 2005) 再分析资料, 通过与 20CR 再分析资料的比较, 来检验 20CR 再分析资料在东亚夏季风区的质量。所用的 NCEP1 和 ERA40 再分析资料的水平分辨率都是  $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$  的月平均资料。在比较前, 首先将 20CR 再分析资料对应变量水平方向上用双线性插值到  $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ , 然后比较三套再分析资料与它们集合平均的差异。

为检验地表气温、降水和海平面气压, 本文还用到如下观测资料: (1) GISTEMP 的地表气温逐月距平资料, 水平分辨率是  $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ , 本文所用时间段为 1880~2008 年 (Hansen et al., 2010); (2) PREC 逐月降水距平资料, 水平分辨率是  $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ , 本文所用时间段为 1958~2001 年 (Chen et al., 2002); (3) HadSLP2 的全球海平面气压月平均数据, 水平分辨率是  $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ , 本文所用时间段为 1871~2004 年 (Allan and Ansell, 2006)。

本文对 20CR 再分析资料进行质量检验的时间段除特殊说明外, 均取为三套再分析资料所共有的 1958 年到 2001 年的 6~8 月 (JJA)。在讨论年际变率时, 所用数据都利用 Lanczos 滤波器 (Duchon, 1979) 进行了 9 年以下的高通滤波处理。

为描述东亚夏季风的变化, 本文使用了以下四个通用的东亚夏季风指数:

郭其蕴指数 (简称郭指数): 取  $10^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$  范围内,  $110^{\circ}\text{E}$  与  $160^{\circ}\text{E}$  之间的气压差值小于等于  $-5\text{ hPa}$  的所有数值之和, 再把各年的值与气候平均态求比值 (郭其蕴, 1983)。

Wang 指数: 在 ( $20^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}\sim 125^{\circ}\text{E}$ ) 范围内, 区域平均的 850 hPa 经向风异常 (Wang, 2002)。

Wang-Fan 指数: ( $5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$ ,  $90^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ ) 与 ( $22.5^{\circ}\text{N}\sim 32.5^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$ ) 区域平均的 850 hPa 纬向风异常之差 (Wang and Fan, 1999)。

Lau 指数: ( $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ ) 与 ( $25^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ ) 区域平均的 200 hPa 纬向风异常之差 (Lau et al., 2000)。

## 3 结果分析

本文从气候态、年际变率、年代际变化三个方面, 来评估 20CR 再分析资料在东亚夏季风区的可靠性。在气候态方面, 首先重点考察东亚夏季风的几个重要环流系统, 包括南亚高压、副热带西风急流、近地层风场、东亚季风经圈环流和大尺度海陆热力对比, 然后给出了与东亚夏季风有关的若干物理量的空间相关系数和标准化的均方根误差。在年际变率方面, 本文重点比较了四种常用东亚夏季风指数的异同以及对应的温度和降水距平。在年代际变化方面, 本文重点比较 20CR 再分析资料对“南涝北旱”现象的再现能力, 并就 20CR 在刻画东亚夏季风百年变化方面进行了扼要分析。

### 3.1 气候态

南亚高压是东亚夏季风重要的高空环流系统, 对我国夏季大范围旱涝分布以及亚洲天气都有重要影响。如图 1d 所示, 三套再分析资料能一致地刻画出东亚夏季风高空环流特征: 南亚高压从北非向东一直延伸到西太平洋, 基本上成纬向带状分布, 而南北从  $20^{\circ}\text{N}$  到  $40^{\circ}\text{N}$ , 大致跨过 20 个纬度, 其中心大致位于伊朗高原上, 纬度和经度大致为  $30^{\circ}\text{N}$  和  $70^{\circ}\text{E}$ 。但从三套资料与集合平均的差异场

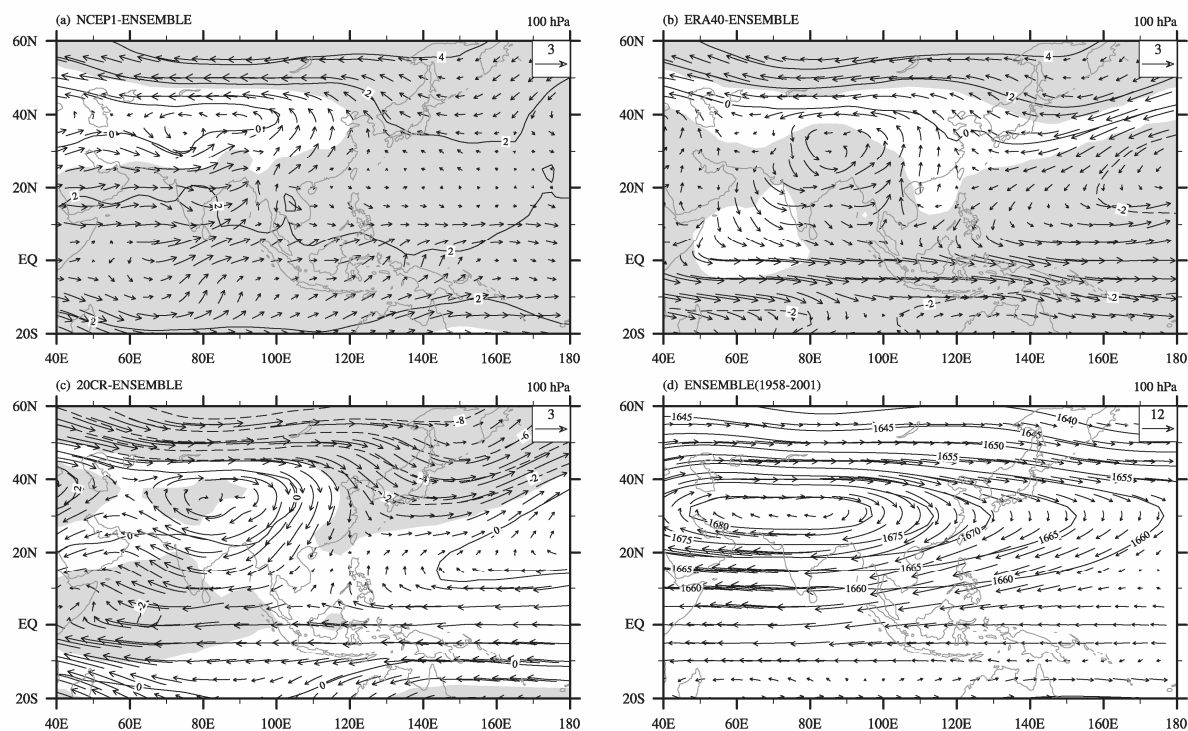


图1 基于 (a) NCEP1、(b) ERA40、(c) 20CR 再分析资料得到的 1958~2001 年夏季 (6~8 月) 平均的 100 hPa 位势高度场 (等值线, 单位: dagpm) 和风场 (箭头, 单位: m/s) 与三套资料平均的差值场, (d) 三套资料平均的结果。(a)、(b)、(c) 中的阴影区为位势高度场差异通过了 5% 显著性检验的区域

Fig. 1 Differences of geopotential height (contour, units: dagpm) and wind (arrow, units: m/s) at 100 hPa during boreal summer (JJA) averaged from 1958 to 2001 between (a) NCEP1, (b) ERA40, (c) 20CR and ensemble mean from three reanalysis data, (d) ensemble mean results. Areas that geopotential height differences are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's  $t$  test are shaded in (a), (b), and (c)

(图 1 a-c) 可以看出: 在南亚高压地区, 三套资料的位势高度均无明显差异, 但 NCEP1 和 ERA40 表现为气旋性环流异常, 而 20CR 表现为反气旋性环流异常, 这说明 20CR 所刻画的南亚高压的强度高于另外两套资料; 而与此一致, 在南亚高压以北 (南), NCEP1 和 ERA40 为东 (西) 风异常和正 (负) 的位势高度异常, 而 20CR 与此相反。这说明了 20CR 再分析资料的高层位势高度在中高纬度和热带低于另外两套再分析资料, 而在副热带地区与之相当, 与此相应, 20CR 再分析资料的风场强度在中高纬度和热带高于另外两套再分析资料。

图 2 给出三套资料的 200 hPa 纬向风与 850 hPa 风场集合平均和差异的空间分布。如图 2d 所示, 东亚副热带西风急流是一条大致沿着  $42^{\circ}\text{N}$  的风速极大值带, 在大陆和海洋上各有一个中心, 在东亚地区临海的地方出现了急流带的断裂。大陆上的急流中心大致位于  $90^{\circ}\text{E}$ , 强度约为  $30\text{ m/s}$ 。三套资料描写的急流略有差别 (图 2 a-c), NCEP1 和 ERA40 在  $42^{\circ}\text{N}$  以北的欧亚大陆上为东风异常, 以南为西

风异常, 而 20CR 在  $42^{\circ}\text{N}$  以北为西风异常, 以南为东风异常, 这说明了 20CR 的西风急流较另外两套资料偏北, 这与 100 hPa 上南亚高压偏强是一致的。在低层的 850 hPa 风场上 (图 2d), 印度半岛受强劲的西风气流控制, 中国东部地区呈现一致的西南风气流, 在东部的海上为西太平洋副热带高压气流所控制。三套资料刻画的副热带高压差别不大, 在中国东部地区, NCEP1 和 20CR 均表现为南风异常, 而 ERA40 为北风异常, 这说明了 ERA40 刻画的低层西南风气流强度较 NCEP1 和 20CR 偏弱。

东亚夏季风是一个三维的环流系统。在夏季, 由于陆地暖于海洋, 再加上青藏高原的加热作用, 使得副热带的东亚地区为上升气流, 而在赤道地区为下沉气流, 形成一个反 Hadley 环流圈, 或者称为季风环流圈 (陈秋士等, 1964; 叶笃正等, 1979), 它已经成为检验气候模式在东亚地区模拟性能的重要标准 (Zhou and Li, 2002; Chen et al., 2010)。如图 3d 所示, 整个北半球都伴随着上升运动,  $35^{\circ}\text{N}$  以南的副热带地区有很强的上升运动, 在  $20^{\circ}\text{S} \sim$



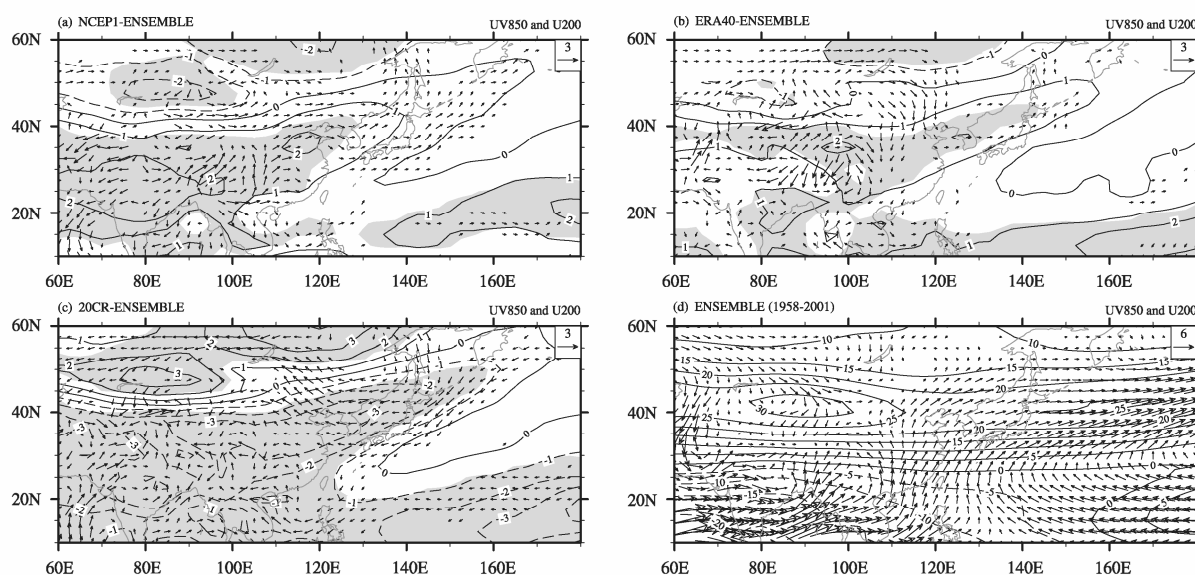


图2 基于 (a) NCEP1、(b) ERA40、(c) 20CR 再分析资料得到的 1958~2001 年夏季 (6~8 月) 平均的 850 hPa 风场 (箭头, 单位: m/s) 和 200 hPa 纬向风 (等值线, 单位: m/s) 与三套资料平均的差值场, (d) 三套资料平均的结果。(a)、(b)、(c) 中的阴影区为 200 hPa 纬向风场差异通过了 5% 显著性检验的区域; (a)、(b)、(c) 中, 850 hPa 风场差异小于 0.03 m/s 的已经略去

Fig. 2 Differences of wind (arrow, units: m/s) at 850 hPa and zonal wind (contour, units: m/s) at 200 hPa during boreal summer (JJA) averaged from 1958 to 2001 between (a) NCEP1, (b) ERA40, (c) 20CR and ensemble mean from three reanalysis data, (d) ensemble mean results. Areas that zonal wind differences at 200 hPa are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's  $t$  test are shaded in (a), (b), and (c); the wind difference at 850 hPa with magnitude less than 0.03 m/s is omitted in (a), (b), and (c)

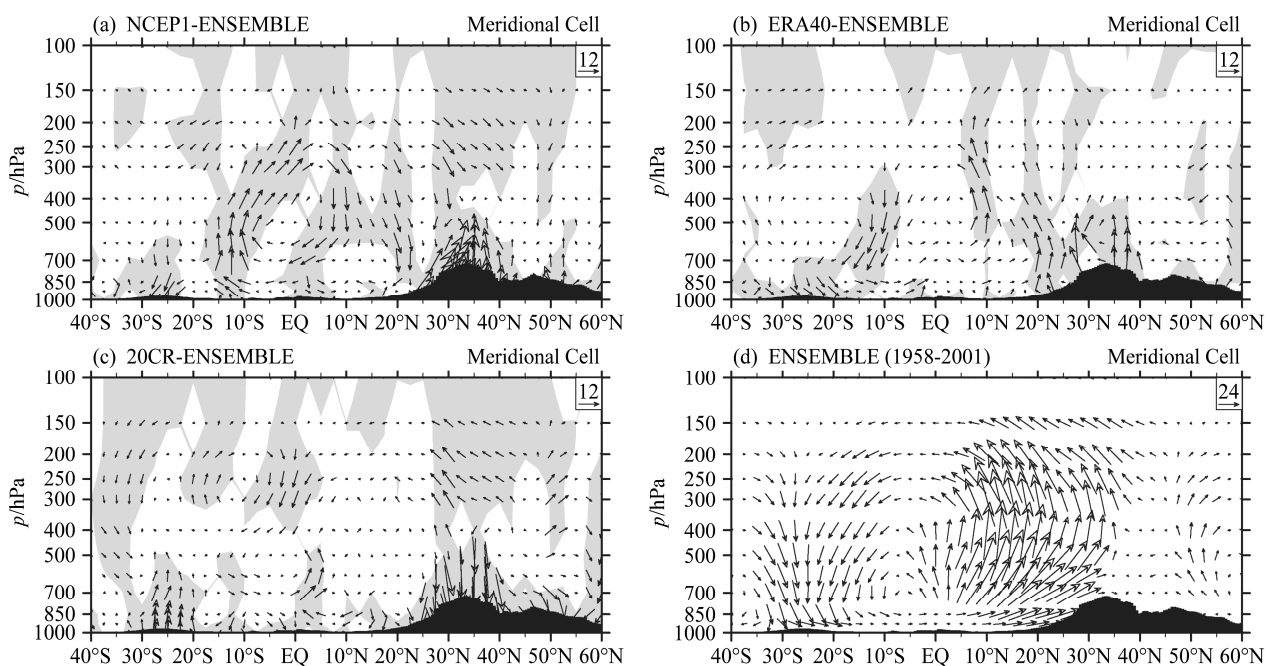


图3 基于 (a) NCEP1、(b) ERA40、(c) 20CR 再分析资料得到的 1958~2001 年夏季 (6~8 月) 平均的沿 90°E~130°E 平均的经圈环流 (垂直和经向速度单位分别  $-10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$  和  $\text{m s}^{-1}$ ) 与三套资料平均的差值场, (d) 三套资料平均的结果。(a)、(b)、(c) 中的阴影区为垂直速度场差异通过了 5% 显著性检验的区域

Fig. 3 Differences of meridional cell (the units of the vertical and meridional speed are  $-10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$  and  $\text{m s}^{-1}$ , respectively) averaged along 90°E~130°E during boreal summer (JJA) averaged from 1958 to 2001 between (a) NCEP1, (b) ERA40, (c) 20CR and ensemble mean from three reanalysis data, (d) ensemble mean results. Areas that vertical speed differences are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's  $t$  test are shaded in (a), (b), and (c)

30°S 之间有强烈的下沉运动。三套资料的差别(图 3a-c) 主要出现在强上升和下沉运动区。在强上升运动区的低层, NCEP1 和 ERA40 为上升运动异常, 20CR 为下沉运动异常, 而在高层则反之; 在强下沉运动区, NCEP1 表现为高低层一致的下沉运动异常, 20CR 为一致的上升运动异常, 而在其北边的 10°S 左右, NCEP1 表现为异常的上升运动, ERA40 和 20CR 均为下沉运动异常。

东亚夏季风主要是由海陆热力差异所驱动的, 为检查三套再分析资料所描述的海陆热力差异, 图 4 给出了三套资料对流层中上层平均温度的集合平均和差异的空间分布。从集合平均分布(图 4d) 上可以看出, 陆地温度高于海洋, 在青藏高原上有一个很强的暖中心, 体现了夏季的青藏高原是一个巨大的热源。从差异场(图 4 a-c) 上可以看出, NCEP1 和 ERA40 全场均为冷偏差, 而 20CR 全场均为暖偏差, 说明 20CR 要暖于 NCEP1 和 ERA40, 但也可以看出, 它们差异的分布型基本一致, 说明 20CR 是系统性地暖于 NCEP1 和 ERA40。

为定量比较资料间的异同点, 表 1 给出三套资料和集合平均的若干物理量的空间相关系数和标准化的均方根误差。从空间相关系数上看, 三套资料高度一致, 除垂直速度外, 其他变量的空间相关

系数都在 0.9 以上, 体现了 20CR 与另外两套资料在气候态上的一致性。从标准化的均方根误差上来看, 三套资料之间的差别非常小, 除了垂直速度和对流层中上层平均温度外, 其他变量的标准化均方根误差都在 0.1 以下, 说明了 20CR 与另外两套资料在气候态上的差异很小。

通过对三套资料在东亚夏季风区气候态场上的考察, 我们发现, 20CR 与另外两套再分析资料高度一致, 都可以合理刻画出东亚夏季风的高低层环流特征(包括高层的南亚高压和西风急流、中低层的西南风气流和副热带高压)、经圈环流以及热源分布。但三套资料在东亚夏季风区还存在一些差异, 相较于 NCEP1 和 ERA40, 20CR 对流层高层的位势高度在热带和中高纬度偏低, 而在副热带地区差别不大, 与此一致, 在热带和中高纬度, 20CR 的风场强度偏强, 所以 20CR 的南亚高压偏强, 西风急流偏北。在经圈环流的强上升和下沉运动区, 三套资料也存在一些差别。20CR 所刻画的对流层中上层温度要系统性地暖于 NCEP1 和 ERA40。

### 3.2 年际变率

图 5 给出四种东亚夏季风指数的时间序列。夏季, 陆地气温高于海洋, 使得陆地上为低压系统, 海洋上为高压系统, 郭指数(郭其蕴, 1983)就是

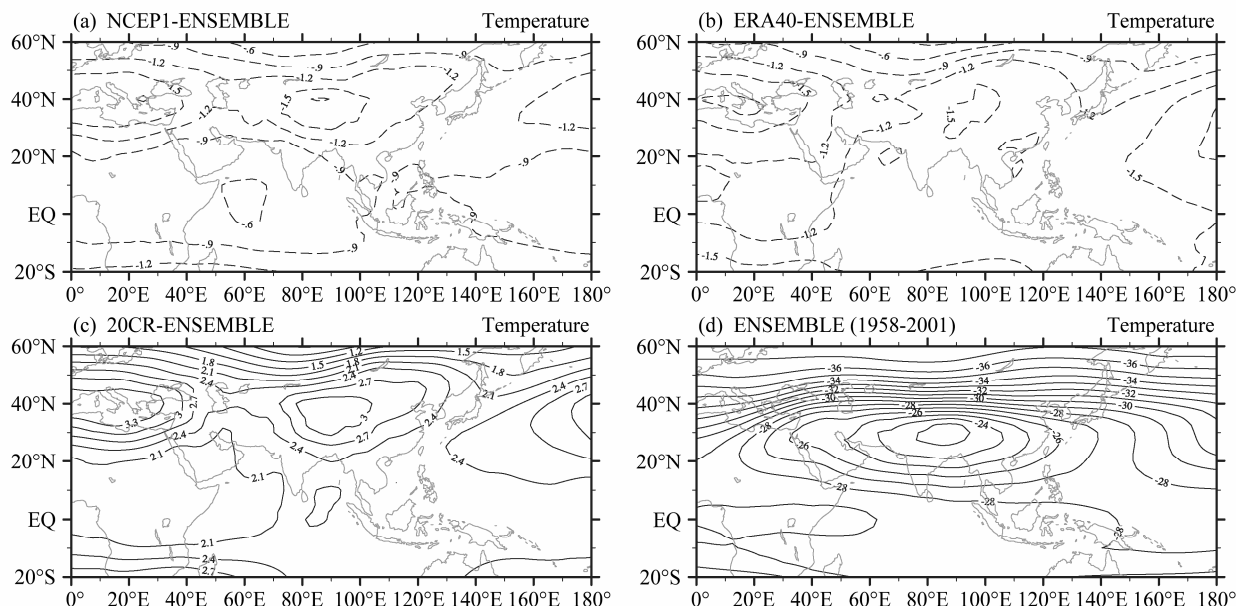


图 4 基于 (a) NCEP1、(b) ERA40、(c) 20CR 再分析资料得到的 1958~2001 年夏季 (6~8 月) 平均的 500 hPa 到 200 hPa 平均的温度 (单位: °C) 与三套资料平均的差值场, (d) 三套资料平均的结果。(a)、(b)、(c) 全场都通过了 5% 的显著性检验

Fig. 4 Differences of air temperature (units: °C) averaged between 500 and 200 hPa during boreal summer (JJA) averaged from 1958 to 2001 between (a) NCEP1, (b) ERA40, (c) 20CR and ensemble mean from three reanalysis data, (d) ensemble mean results. Temperature differences in (a), (b), and (c) is all statistically significant at the 5% significance level according to the Student's  $t$  test

表 1 NCEP1、ERA40 和 20CR 与三套资料集合平均的若干变量在东亚夏季风区 (20°N~60°N, 90°E~150°E) 的空间相关系数 (PCC) 及标准化的均方根误差 (NRMSE)。  
Table 1 The pattern correlation coefficient (PCC) and normalized root mean square error (NRMSE) of some variables between the NCEP1, ERA40, 20CR and the ensemble mean from the three reanalysis data in the East Asian summer monsoon (EASM) region (20°N~60°N, 90°E~150°E).

|       | 资料    | U100  | V100  | Z100  | U850  | V850  | Z500  | W500  | T500—200 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|
| PCC   | NCEP1 | 0.970 | 0.976 | 0.997 | 0.970 | 0.976 | 1.000 | 0.917 | 1.000    |
|       | ERA40 | 0.964 | 0.957 | 0.998 | 0.965 | 0.957 | 1.000 | 0.915 | 1.000    |
|       | 20CR  | 0.917 | 0.968 | 0.991 | 0.917 | 0.968 | 1.000 | 0.873 | 1.000    |
| NRMSE | NCEP1 | 0.068 | 0.062 | 0.025 | 0.068 | 0.062 | 0.036 | 0.074 | 0.075    |
|       | ERA40 | 0.052 | 0.072 | 0.022 | 0.052 | 0.072 | 0.027 | 0.086 | 0.082    |
|       | 20CR  | 0.077 | 0.066 | 0.046 | 0.077 | 0.066 | 0.063 | 0.118 | 0.157    |

注: U 代表纬向速度, V 代表经向速度, Z 代表位势高度, W 代表垂直速度, T 代表气温, 100、200、500、850 分别代表 100 hPa、200 hPa、500 hPa、850 hPa, U100 代表 100 hPa 的纬向速度, T500-200 代表 500 到 200 hPa 平均的气温, 其余标记与此类似 (U: zonal wind, V: meridional wind, Z: geopotential height, T: air temperature, U100: zonal wind at 100 hPa, T500-200: air temperature averaged between 500 hPa and 200 hPa, other symbols are similar to the above)

反映纬向海陆热力差异的东亚夏季风指数。如图 5a 所示, 在三套资料中, 郭指数均显示出较强的年际变化特征, ERA40 与 NCEP1 的年际变化特征比较一致, 相关系数达到了 0.911, 通过了 5% 的显著性检验。而 20CR 与这两套资料也比较相似, 其与 NCEP1 及 ERA40 的相关系数分别达到 0.759 与 0.742, 通过了 5% 的显著性检验。但是未做 9 年以下的高通滤波处理时, NCEP1 与 ERA40 的相关系数只有 0.595, 而 20CR 与 NCEP1 及 ERA40 的相关系数分别只有 0.109 (未能通过 5% 的显著性检验) 和 0.540。这说明 NCEP1 在 1967 年之前存在的海平面气压质量问题 (Yang et al., 2002; Wu et al., 2005), 影响了 NCEP1 在年代际时间尺度上的质量, 从而使其描述的郭指数年代际减弱现象较另外两套资料偏强。

郭指数所反映的纬向海陆热力差异在风场上表现为经向风的变化, 所以人们常利用经向风来定义东亚夏季风指数, Wang 指数 (Wang, 2002) 即为

其中一种。如图 5b 所示, 三套资料所反映的 Wang 指数在 1967 年之后相关性比较好, 在 1967 年之前三套资料的年际变化特征很不一致。在整段时间内, NCEP1 与 ERA40 的相关系数为 0.789, 而 20CR 与 NCEP1 及 ERA40 的相关系数分别为 0.497 和 0.742, 均通过了 5% 的显著性检验。但若只考虑 1967 年之后, 则三套资料之间的相关系数会显著提高, NCEP1 与 ERA40 的相关系数可以达到 0.963, 而 20CR 与 NCEP1 及 ERA40 的相关系数都可以达到 0.860。这意味着 NCEP1 在 1967 年之前存在的海平面气压质量问题 (Yang et al., 2002; Wu et al., 2005), 对东亚夏季风 Wang 指数年际变化特征可能也有一定的影响。

总的来说, 利用纬向海陆热力差异或者经向风来定义的东亚夏季风指数, 在年际变化尺度上, 三套资料比较一致, 但也存在一定的不确定性。这主要是由于作为对比的 NCEP1 和 ERA40 二者本身存在差异, 特别是在 1967 年之前的 Wang 指数上。

下面检查经向海陆热力差异或者纬向风定义的东亚夏季风指数, 这里分别选取定义在低层的 Wang-Fan 指数 (Wang and Fan, 1999) 和定义在高层的 Lau 指数 (Lau et al., 2000), 如图 5c 和 5d 所示。可见, 无论 Wang-Fan 指数还是 Lau 指数, NCEP1 和 ERA40 都非常相似, 相关系数分别达到了 0.997 和 0.998。而 20CR 与两套资料的一致性也很高, 其与 ERA40 及 NCEP1 在 Wang-Fan 指数上的相关系数分别为 0.972 和 0.973; 而对于 Lau 指数, 相关系数略低, 但依然分别达到 0.816 和 0.832。三套资料在 Wang-Fan 指数和 Lau 指数上的相关性均高于郭指数和 Wang 指数, 而 Wang-Fan 指数又高于 Lau 指数, 说明了三套资料在以纬向风为基础的东亚夏季风指数上的一致性高于以经向风为基础的东亚夏季风指数, 并且以低层的纬向风为基础的东亚夏季风指数的一致性最高。

地表气温和降水是两个与东亚夏季风紧密联系的物理量。由于三套再分析资料描述的 Wang-Fan 指数高度一致, 图 6 给出了地表气温和降水距平与 20CR 中 Wang-Fan 指数的回归系数。可以看出, 当东亚夏季风偏强时, 在观测中, 整个中国东部地区及朝鲜半岛、日本均偏暖, 朝鲜半岛及日本海为偏暖中心; 而欧亚大陆中高纬、西亚以及热带海洋上都偏冷。三套再分析资料都可以合理再现偏暖 and 偏

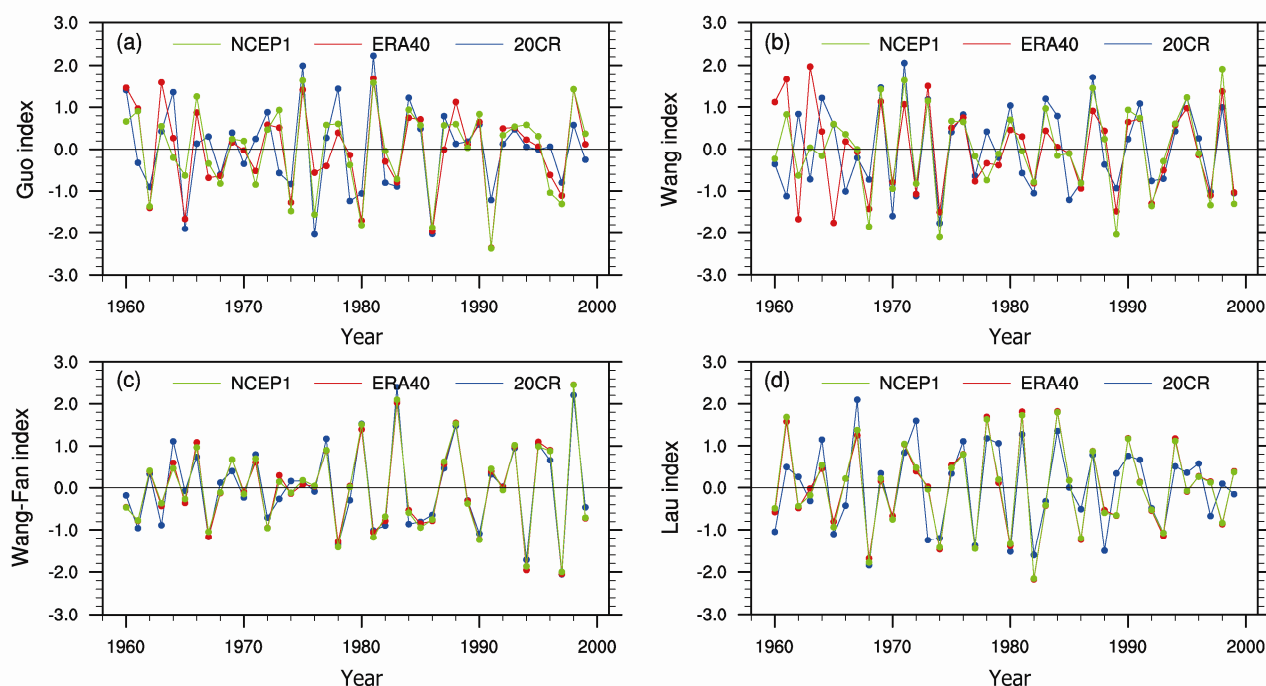


图5 东亚夏季风指数的时间序列(数据都经过了9年以下的高通滤波): (a) 郭指数; (b) Wang 指数; (c) Wang-Fan 指数; (d) Lau 指数

Fig. 5 The time series of the East Asian summer monsoon indices (all the datasets have been through nine-year high-pass filter): (a) Guo index; (b) Wang index; (c) Wang-Fan index; (d) Lau index

冷中心, 但强度和范围均较观测偏强。20CR 的偏暖中心较其他三套资料偏西, 强度最强, 且在中国河套平原地区有一个弱偏冷中心, 这是其他三套资料中所没有的现象。

从降水上看(图6右列), 当东亚夏季风偏强时, 在观测中, 从长江流域一直延伸到日本海上的整个梅雨带降水都减少, 而华北和华南及热带海洋上降水增多, 与地表气温的空间分布几乎相反, 三套再分析资料都可以基本合理刻画出这一特征。在中国东部地区, NCEP1 和 ERA40 较观测资料强度偏弱, 这与前人的研究结论一致(赵天保和符淙斌, 2006)。在孟加拉湾和长江流域, 20CR 较另外两套再分析资料更接近观测, 但在热带地区及海洋上, 另外两套再分析资料比 20CR 更接近观测, 尤其是在日本以南的洋面上。

### 3.3 年代际变化

对于东亚夏季风的年代际变化, 前人已经做了大量研究, 发现东亚夏季风在过去 50 年有显著的年代际变化, 主要特征是夏季雨带在 1970 年代末期向南移动, 同时伴随着东亚夏季风环流的减弱(Guo et al., 2003; Yu et al., 2004; Yu and Zhou, 2007; Zhou et al., 2009; Zhao et al., 2010; 韩振宇和周天

军, 2012), 东亚夏季风的减弱与对流层中上层的变冷紧密相连(Yu et al., 2004; 宇如聪等, 2008)。如图 7a 所示, 在 NCEP1 中, 在中国北方以及蒙古地区的对流层中上层出现了超过了  $-1.6^{\circ}\text{C}$  的年代际变冷, 变冷中心通过了 5% 的显著性检验。这导致了对流层中上层的气压降低, 使得在变冷区域南部的向极气压梯度力增大, 进而通过地转平衡关系使 200 hPa 副热带急流增强。所以最大的西风增强中心在  $35^{\circ}\text{N}$  附近, 最大的西风减弱中心在  $47^{\circ}\text{N}$  附近, 这使得东亚地区的 200 hPa 急流南移。对流层变冷导致的空气质量变化使得对流层中低层的气压增加, 进而在上层变冷中心下部触发了一个异常的反气旋, 在异常反气旋的东部伴随着异常的偏北风, 这意味着东亚夏季风的减弱。

ERA40(图 7b) 的特征与 NCEP1 相似, 只是变冷中心较弱, 中心只有  $-1.0^{\circ}\text{C}$  左右, 也通过了 5% 的显著性检验。变冷中心以南西风增强, 以北西风减弱, 即对应着西风急流的南移, 但在细节上与 NCEP1 略有差异。弱的变冷中心对应中低层的反气旋也较弱, 中国东部地区的北风异常偏弱, 继而东亚夏季风减弱的强度也偏弱。ERA40 与 NCEP1 结果的一致性, 也表明结果的可靠性。由于东亚夏季

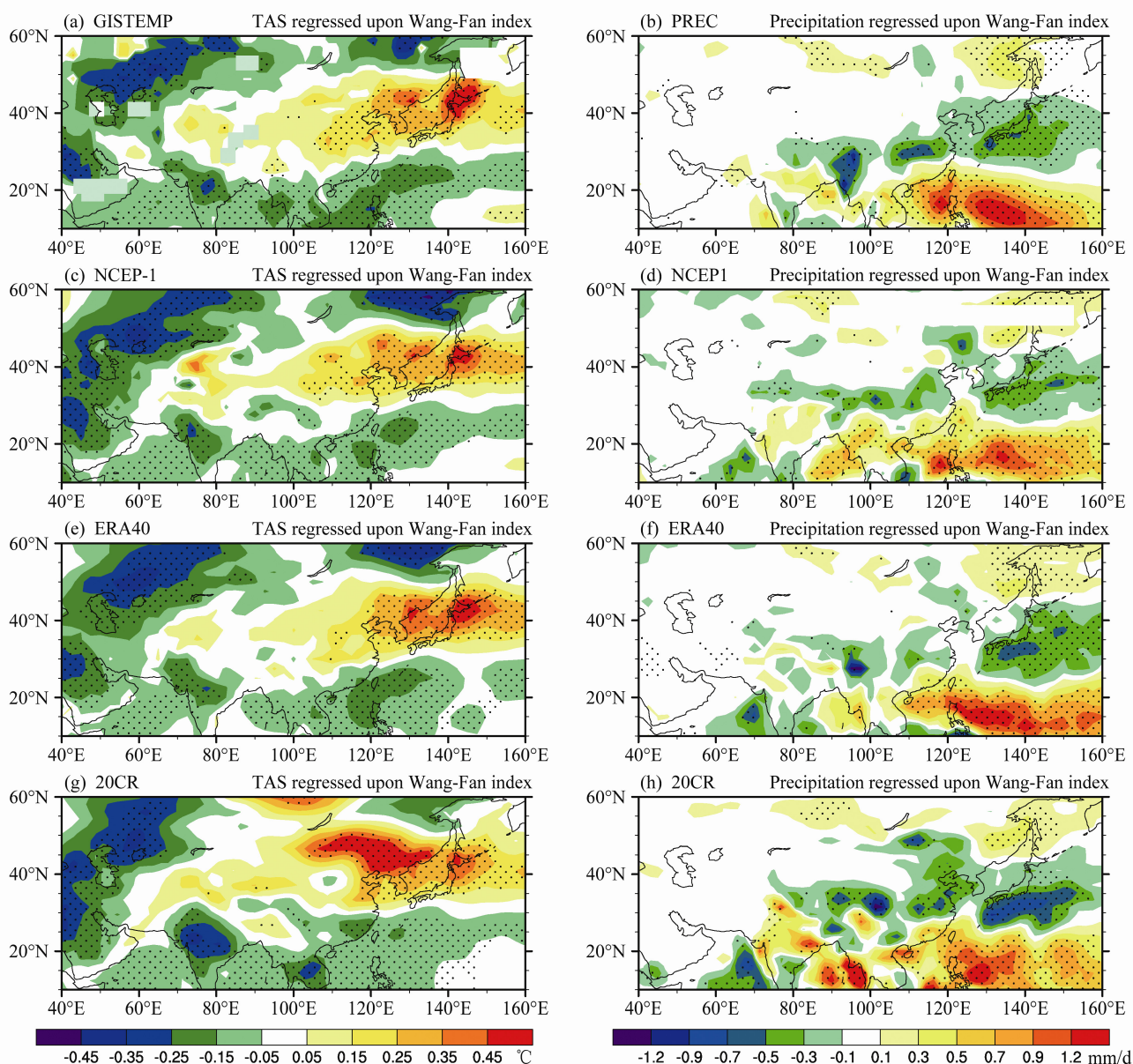


图6 1958~2001年夏季(6~8月)地表气温(左列,单位:℃)与降水(右列,单位:mm/d)对20CR中东亚夏季风Wang-Fan指数的回归系数(数据都经过了9年以下的高通滤波):(a) GISTEMP; (b) PREC; (c、d) NCEP1; (e、f) ERA40; (g、h) 20CR。圆点区域为通过了5%显著性检验的区域

Fig. 6 The surface air temperature (left panel) and precipitation (right panel) during boreal summer (JJA) from 1958 to 2001 from (a) GISTEMP, (b) PREC, (c, d) NCEP1, (e, f) ERA40, (g, h) 20CR regressed upon Wang-Fan East Asian summer monsoon index in the 20CR (all the datasets have been through 9-year high-pass filter). The dotted regions are statistically significant at the 5% significance level

风的减弱主要发生在1980年代初以后,NCEP1资料在1960年代的质量问题,对揭示季风减弱现象没有本质的影响。

如图7c所示,20CR的年代际变冷信号最弱,中心强度只有 $-0.4^{\circ}\text{C}$ ,未能通过5%的显著性检验,而且范围较窄,位置偏西。冷中心以南西风增强,冷中心以北西风减弱的特征依然存在,但是风场差异明显,长江以南地区风场变化不明显,长江以北

是南风异常,即东亚夏季风偏强,这是与另外两套资料最大的不同。由于对应夏季风减弱的“南涝北旱”型降水异常已经被大量质量可靠的器测资料所证实,20CR的环流场不能合理解释这一降水距平型,意味着该资料在反映东亚大气环流的年代际变化方面性能较差。

为进一步揭示东亚对流层温度变化的垂直结构,图8给出了年代际温度变化的垂直—经度剖



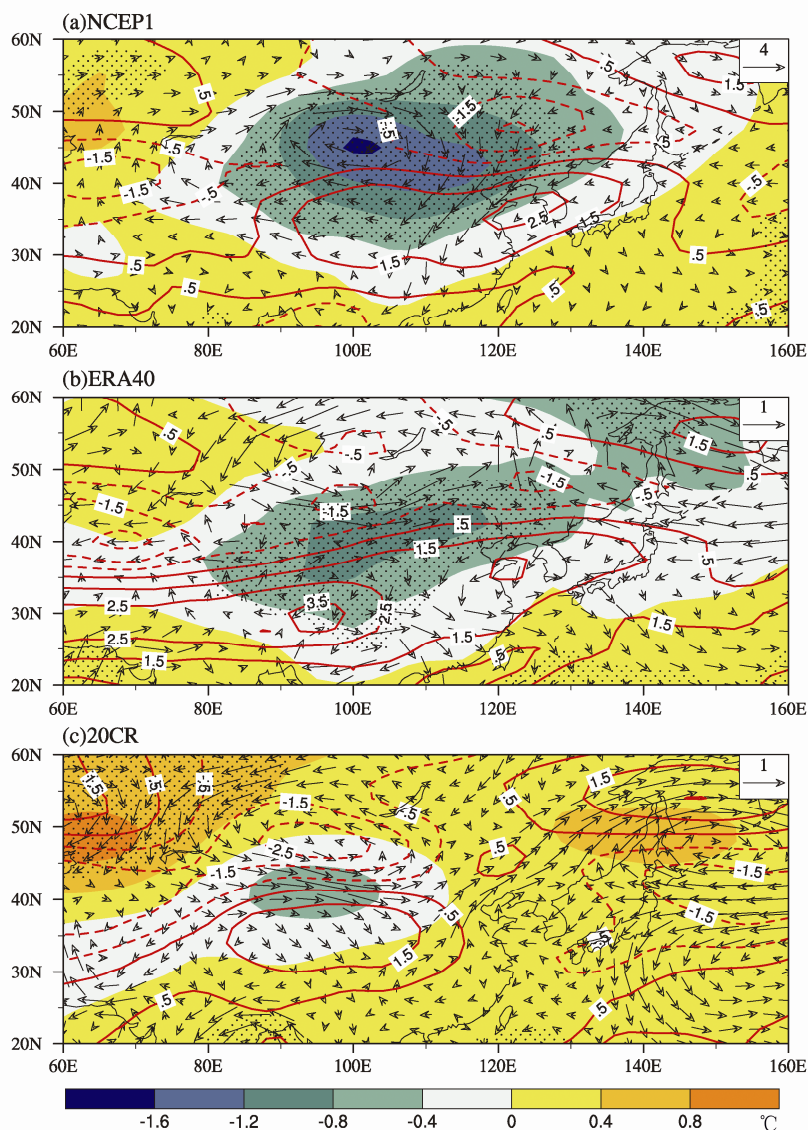


图7 夏季(6~8月)850~500 hPa平均风场(矢量,单位:m/s)、500~200 hPa平均温度(填色,单位:°C)和200 hPa的纬向风(等值线,单位:m/s)的年代际变化(均为1977~2001年平均减去1958~1976年平均): (a) NCEP1; (b) ERA40; (c) 20CR。圆点区域为平均温度通过5%显著性检验的区域

Fig. 7 Interdecadal changes (1977–2001 minus 1958–1976) of lower troposphere (850–500 hPa) averaged wind (arrows, units: m/s), upper troposphere (500–200 hPa) averaged temperature (shaded), and 200-hPa zonal wind (contours, units: m/s) in boreal summer (JJA) based on (a) NCEP1, (b) ERA40, (c) 20CR. The dotted regions are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's  $t$  test

面。NCEP1 和 ERA40 的年代际变冷都贯穿整个对流层, NCEP1 偏东一些, 最大变冷中心都在 300 hPa 左右, NCEP1 变冷强度也略大于 ERA40。在两套资料中, 中国东部地区都是一致变冷且经向温度梯度明显, 这样的温度梯度会导致北风异常, 这是这两套再分析资料可以再现东亚夏季风减弱的主要原因。而对于 20CR, 年代际变冷信号较弱, 范围很窄, 而且变冷中心偏低。与另外两套资料不同, 20CR 在中国东部地区是变暖信号且温度梯度不明

显。因此 20CR 再分析资料不能再现东亚夏季风的减弱, 主要是由于不能合理再现东亚地区对流层气温年代际变冷的信号所致。

东亚夏季风的年代际变化, 在温度和降水场上亦有显著体现。如图 9 所示, 观测中, 中国东部青藏高原下游地区是微弱的变冷, 而 NCEP1 与 ERA40 在中国东部青藏高原下游地区也都有微弱的变冷信号, 虽然与观测中的位置和强度略有不同。从降水的变化来看, 在观测中, 华南地区降水减少, 长

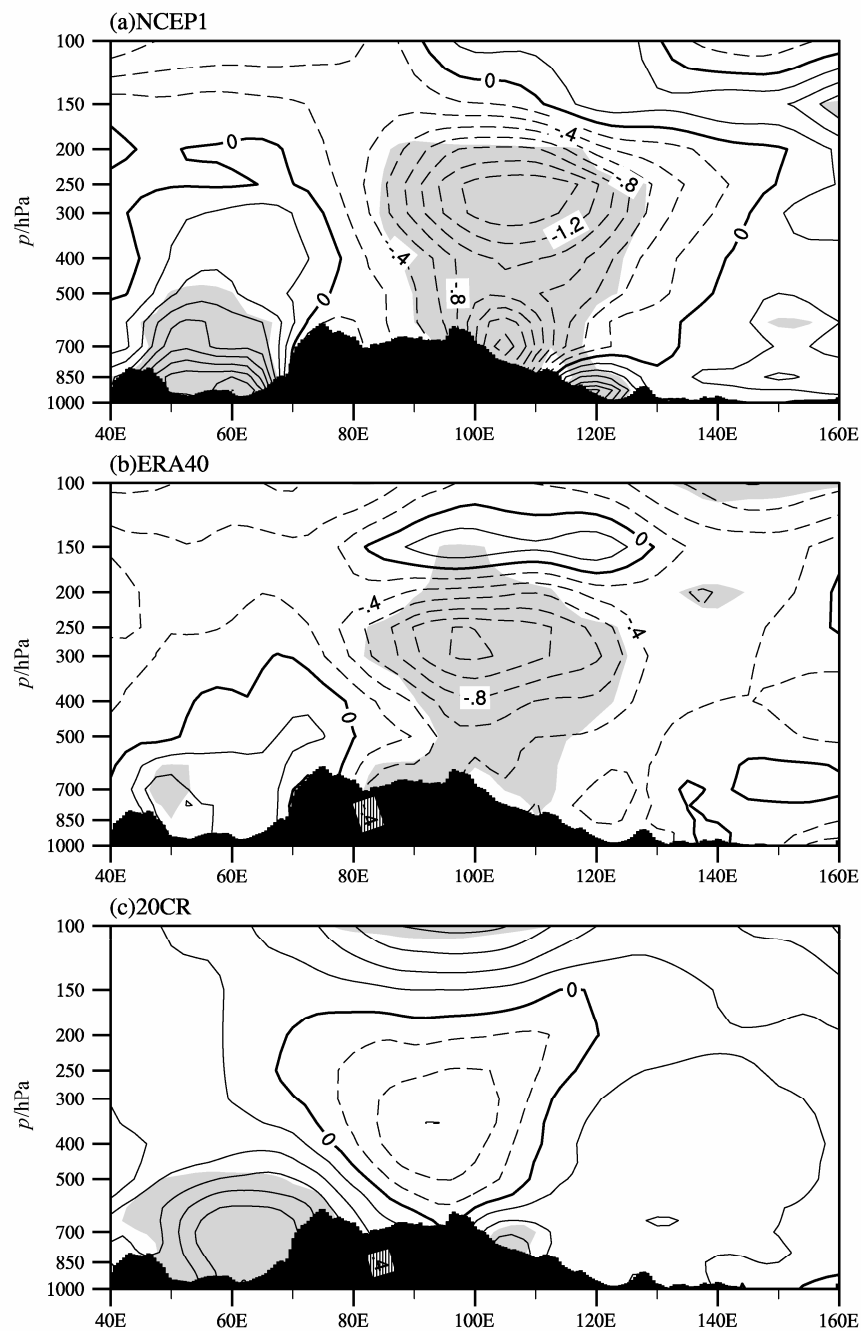


图8 沿着35°N~45°N平均的夏季(6~8月)温度(单位: °C)年代际差异(1977~2001年平均减去1958~1976年平均)的纬向—高度剖面: (a) NCEP1; (b) ERA40; (c) 20CR, 阴影区为通过了5%显著性检验的区域

Fig.8 Longitude-height cross sections of interdecadal changes (1977-2001 minus 1958-1976) of temperature (units: °C) averaged along 35°N-45°N in boreal summer (JJA) based on (a) NCEP1, (b) ERA40, (c) 20CR. The shaded regions are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's *t* test

江流域降水增多, 华北地区降水增多, 呈现出“三明治”或“南涝北旱”型结构(即长江流域降水偏多、而华北地区降水则偏少)。NCEP1 与 ERA40 可以合理再现出这一年代际变化特征, 而上述特征在 20CR 中并不显著。这一结果, 与图 7c 的环流分析是一致的。

### 3.4 20 世纪东亚夏季气候变化

20CR 较 NCEP1 和 ERA40 的一个突出特点是持续时间长, 所以有必要检查 20CR 再分析资料在百年时间尺度上的表现。图 10 将图 5 中 20CR 给出的四种东亚夏季风指数时间序列延伸到了 1871 到 2004 年, 并增加了 HadSLP2 的郭指数来进行比较。

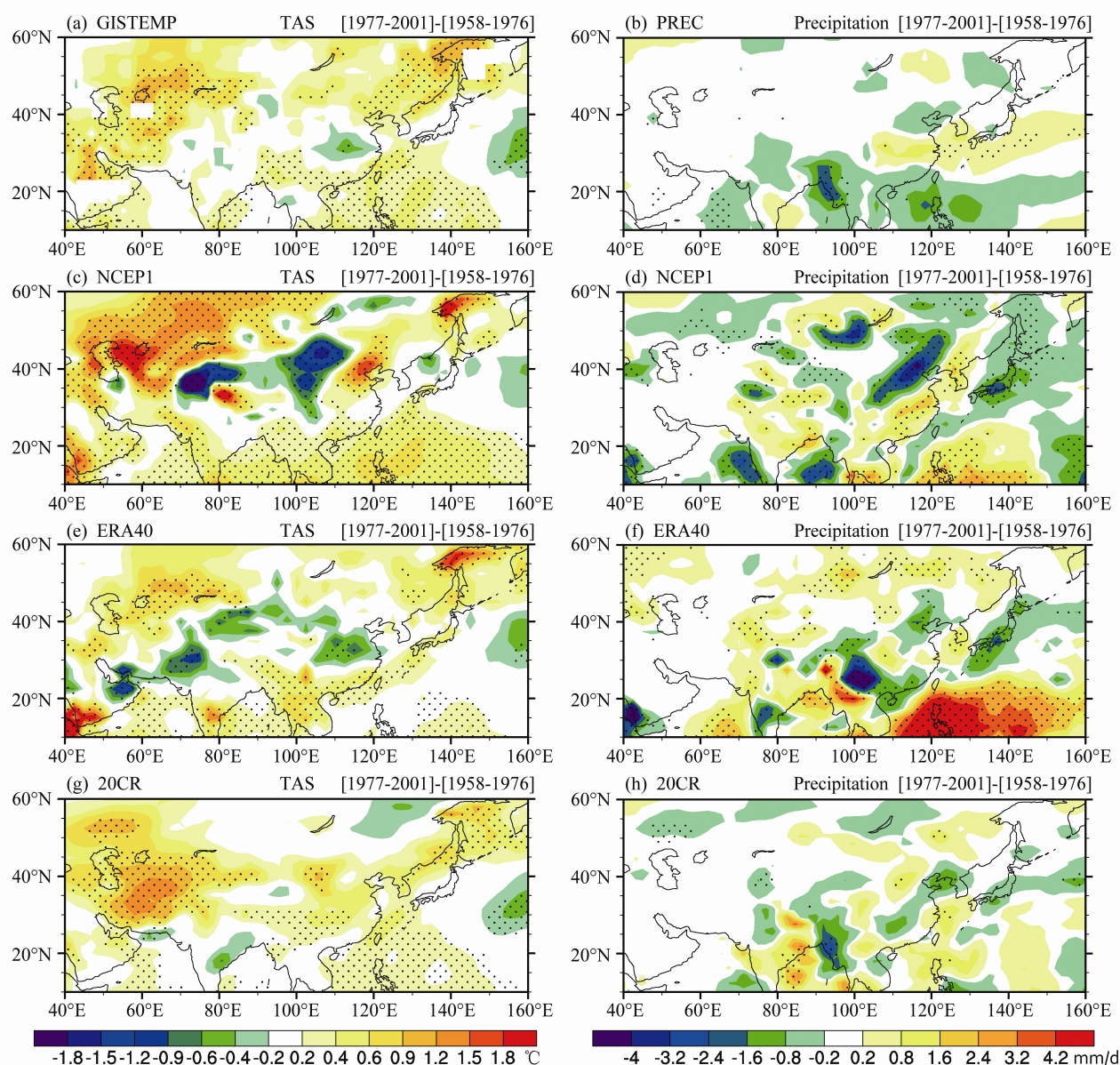


图9 夏季(6~8月)地表气温(左列,单位:°C)与降水(右列,单位:mm/d)的年代际变化(1977~2001年平均减去1958~1976年平均):(a) GISTEMP;(b) PREC;(c、d) NCEP1;(e、f) ERA40;(g、h) 20CR。圆点区域为通过了5%显著性检验的区域

Fig. 9 Interdecadal changes (1977–2001 minus 1958–1976) of surface air temperature (left panel, units: °C) and precipitation (right panel, units: mm/d) in boreal summer (JJA) based on (a) GISTEMP, (b) PREC, (c, d) NCEP1, (e, f) ERA40, (g, h) 20CR. The dotted regions are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's *t* test

在百年的时间尺度上,不同的东亚夏季风指数均体现出显著的年代际变化特征,但变化的一致性有所不同。20CR与HadSLP2的郭指数有着较高的一致性,11年低通滤波前后的相关系数分别为0.44和0.34,均通过了5%的显著性检验,说明20CR中的郭指数在百年时间尺度上与观测资料一致性较高。2007年发表的政府间气候变化委员会(IPCC)第四次评估报告(AR4)指出,尽管东亚夏季风在1920年代之后有一个减弱的趋势,但是延伸到1850年

代的时候,这种减弱趋势并不存在。在1940年代之前,东亚夏季风表现出明显的年代际振荡(IPCC, 2007)。本文的结论与其基本一致。

20CR的东亚夏季风指数之间,有的具有较高的一致性,比如郭指数和Lau指数以及Wang指数在11年低通滤波后的相关系数分别可以达到0.33和0.36,但有的指数之间的相关系数很低甚至负相关,比如同是用纬向风定义的Wang-Fan指数和Lau指数在11年低通滤波后的相关系数只有0.03,远低



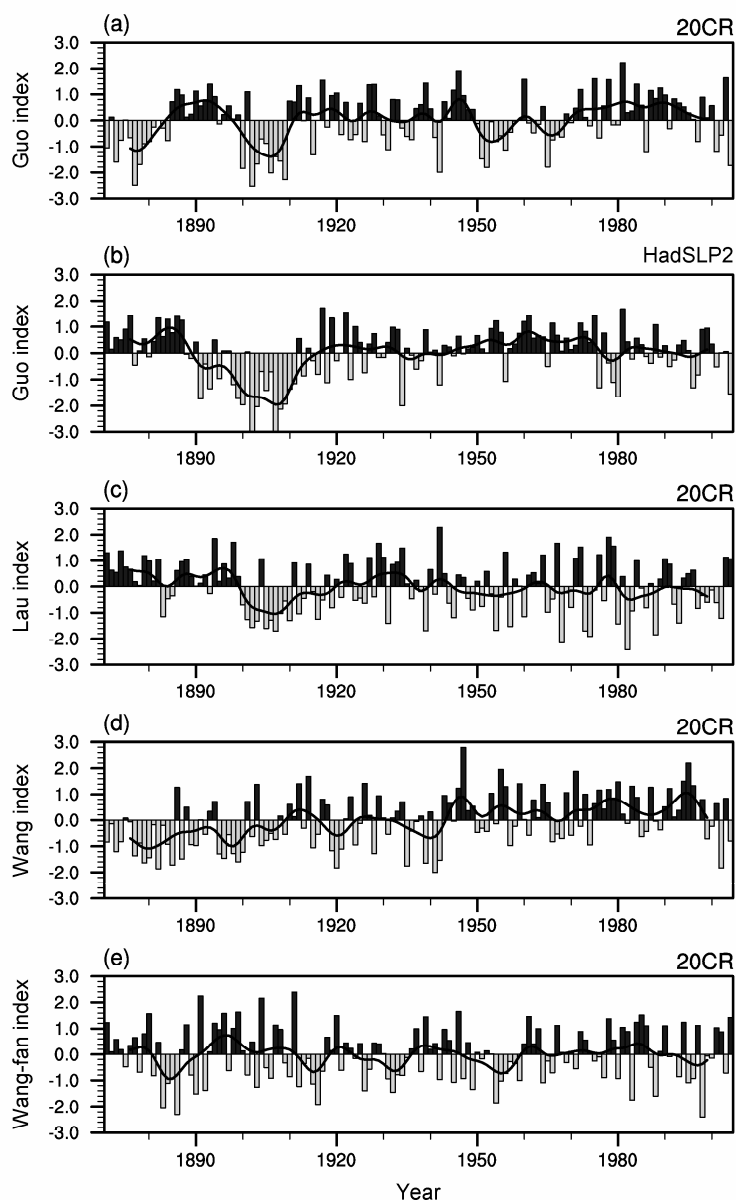


图 10 东亚夏季风指数的时间序列(时间为 1871~2004 年,粗实线为 11 年低通滤波后的结果): (a) 郭指数; (b) 同图(a), 但为 HadSLP2 的结果; (c) Wang 指数; (d) Wang-Fan 指数; (e) Lau 指数。除了(b), 均为 20CR 的结果

Fig. 10 The time series of the East Asian summer monsoon indices from 20CR with the exception of (b): (a) Guo index; (b) same as (a) but from HadSLP2; (c) Wang index; (d) Wang-Fan index; (e) Lau index. Time span is 1871–2004; the thick line denotes that the datasets have been through 11-year low-pass filter

于滤波前的 0.29。这说明了不同的东亚夏季风指数所反映的东亚夏季风的年代际变化存在差异, 这里面的原因还需要进一步深入研究。

图 11 给出了 1880~2008 年东亚夏季风区的地表气温的时间序列。20CR 与 GISTEMP 的地表气温在 11 年低通滤波前后的相关系数分别为 0.53 和 0.64, 都通过了 5% 的显著性检验。在观测中, 东亚夏季风区的地表气温呈现明显的年代际变化特征: 1920 年代之前为显著冷期, 1920~1950 年代为相

对暖期, 1950~1980 年代中期为相对冷期, 在 1990 年代之后为迅速增暖期。20CR 可以合理刻画出 1920 年代之前的显著冷期和 1990 年代之后的迅速增暖期, 但对 1920~1950 年代和 1950~1980 年代的地表气温变化的再现能力较差。Zhou 和 Yu (2006) 指出, 1920~1950 年代的增暖期比较可信, 但具体机制尚不清楚; 耦合气候模式很难再现中国地区 1920~1950 年代的增暖期, 原因值得进一步研究。

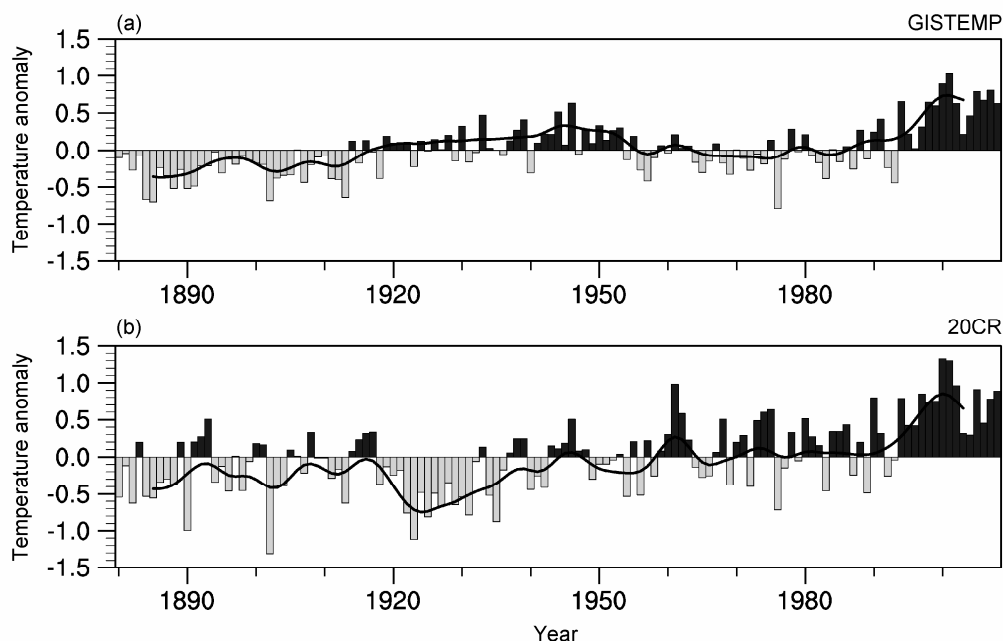


图 11 1880~2008 年夏季 (6~8 月) 东亚夏季风区 ( $20^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$ ) 地表气温异常的时间序列: (a) GISTEMP; (b) 20CR。参考时间段为 1951~1980 年, 粗实线为 11 年低通滤波后的结果

Fig. 11 The time series of boreal summer (JJA) surface air temperature anomaly averaged in the East Asian summer monsoon region ( $20^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$ ) during 1880–2008 from (a) GISTEMP, (b) 20CR. The reference period is 1951–1980; the thick line denotes that the datasets have been through 11-year low-pass filter

## 4 总结和讨论

### 4.1 总结

本文通过对 20CR 再分析资料与另外两套独立的再分析资料以及观测资料进行比较, 并从气候态、年际变率、年代际变化以及 20 世纪东亚夏季气候变化四个角度, 综合考察了 20CR 再分析资料在东亚夏季风区的质量, 指出了该资料的优缺点。主要结论如下:

(1) 在气候态上, 20CR 再分析资料合理再现了东亚夏季风的基本特征, 在高低空环流系统 (包括南亚高压、副热带西风急流、近地层风场) 及季风经圈环流方面, 20CR 与 NCEP1、ERA40 均比较接近。但三套资料在东亚夏季风区还存在一些差异, 相较于 NCEP1 和 ERA40, 20CR 对流层高层的位势高度在热带和中高纬度偏低, 而在副热带地区差别不大, 与此相应, 在热带和中高纬度, 20CR 的风场强度偏强, 所以 20CR 的南亚高压偏强, 西风急流偏北。在经圈环流的强上升和下沉运动区, 三套资料也存在一些差别。20CR 所刻画的对流层中上层温度要系统性地高于 NCEP1 和 ERA40。

(2) 在年际变率上, 三套资料在东亚夏季风区

呈现出高度的一致性, 说明 20CR 再分析资料在东亚夏季风年际变率的再现上具有较高能力。但是, NCEP1 在 1967 年之前存在的海平面气压质量问题, 不仅使得基于该资料的季风指数与 ERA40 和 20CR 在该时段一致性较差, 而且使得 NCEP1 所描述的郭指数年代际减弱现象偏强。三套资料在以纬向风为基础的东亚夏季风指数上的一致性, 高于以经向风为基础的东亚夏季风指数, 并且以低层的纬向风为基础的东亚夏季风指数的一致性最高。

(3) 20CR 再分析资料可以较好地再现与东亚夏季风年际变率相联系的地表气温和降水的变化特征, 即当东亚夏季风增强时, 东亚大部分地区都增暖, 且在朝鲜半岛和日本海地区存在一个增暖中心, 而与之对应, 孟加拉湾、长江流域及日本地区降水均减少, 而我国华北和华南地区降水增加。但是 20CR 揭示的地表气温增暖中心位置偏西且强度最强, 且在河套平原地区存在一个弱偏冷中心; 而在降水场上, 在孟加拉湾和长江流域, 20CR 较之另外两套再分析资料更接近观测结果, 在热带地区和海上反之。

(4) 在年代际变化上, 20CR 未能再现 1970 年代末期东亚夏季风年代际减弱的信号, 其三维环流

变化难以解释器测资料所揭示的“南涝北旱”型降水异常。分析发现,这主要是由于 20CR 不能合理再现中国地区对流层中上层的年代际变冷信号所致。NCEP1 与 ERA40 基本上可以再现青藏高原下游年代际变冷现象和“南涝北旱”的降水类型,但 20CR 不能再现这一变化,这与 20CR 不能再现东亚夏季风年代际减弱是一致的。

(5) 在百年时间尺度上,20CR 所刻画的郭指数与 HadSLP2 有较高的一致性;20CR 可以合理再现出东亚夏季风区 1920 年代之前的显著冷期和 1990 年代之后的迅速增暖期,但对 1920~1950 年代和 1950~1980 年代的地表气温变化的再现能力较差。

## 4.2 讨论

20CR 再分析资料,作为第一套涵盖整个 20 世纪的再分析资料,人们期望它能够在东亚大气环流长期变化研究方面发挥重要作用。本文结果表明,在气候态和年际变率方面,该资料结果具有较高的可信度,亦与此前公布的其他再分析资料结果接近。但是在年代际变化方面,20CR 再分析资料不能合理再现东亚夏季风环流的年代际变化特征,亦不能合理解释基于器测资料的降水年代际变化,这意味着其在年代际尺度上的可靠性较低。但在百年时间尺度上,20CR 所描述的东亚夏季风郭指数和观测资料较为接近,其刻画的东亚夏季风区的地表气温的年代际变化与观测资料也比较接近,可以合理再现出东亚夏季风区 1920 年代之前的显著冷期和 1990 年代之后的迅速增暖期。所以 20CR 再分析资料在描述东亚地区百年气候变化方面具有一定的使用价值。

本文重点关注的是东亚夏季气候。我们还分析了 20CR 再分析资料对东亚冬季气候的刻画能力。经过比较高低层环流场的差异,我们发现(图未给出),在高层,20CR 与另外两套资料的差别与夏季类似,表现为 20CR 在热带和中高纬度的风场强度强于 NCEP1 和 ERA40,在副热带地区几乎相当,20CR 所刻画的急流偏北,东亚大槽偏弱;但是在低层,20CR 所刻画的冬季风较 NCEP1 和 ERA40 偏弱,这与夏季的情况有所不同。

## 参考文献 (References)

Allan R, Ansell T. 2006. A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2): 1850–2004 [J]. *J. Climate*, 19: 5816–5842.

- Bengtsson L, Hodges K I, Hagemann S. 2004a. Sensitivity of the ERA40 reanalysis to the observing system: Determination of the global atmospheric circulation from reduced observations [J]. *Tellus*, 56A: 456–471.
- Bengtsson L, Hagemann S, Hodges K I. 2004b. Can climate trends be calculated from reanalysis data? [J]. *J. Geophys. Res.*, 109: D1111.
- Bromwich D H, Fogt R L. 2004. Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses in the high and midlatitudes of the southern hemisphere, 1958–2001 [J]. *J. Climate*, 17: 4603–4619.
- Chen H M, Zhou T J, Neale R B, et al. 2010. Performance of the new NCAR CAM3. 5 in East Asian summer monsoon simulations: Sensitivity to modifications of the convection scheme [J]. *J. Climate*, 23: 3657–3675.
- Chen M Y, Xie P P, Janowiak J E, et al. 2002. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 3 (3): 249–266.
- 陈秋士, 缪锦海, 李维亮. 1964. 1958 年 7 月亚洲东南部西南季风区和太平洋信风区平均流场和平均经圈环流 [J]. *气象学报*, 34: 51–61.
- Chen Chiushih, Miao Jinhai, Li Weiliang. 1964. A comparison of mean wind field and mean meridional circulation between south-west monsoon area in South-East Asia and Pacific trade wind area in July, 1958 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 34: 51–61.
- Compo G P, Whitaker J S, Sardeshmukh P D, et al. 2011. The twentieth century reanalysis project [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137 (654): 1–28.
- Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences [J]. *International Journal of Climatology*, 28 (9): 1139–1161.
- Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions [J]. *J. Appl. Meteor.*, 18: 1016–1022.
- 郭其蕴. 1983. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析 [J]. *地理学报*, 38 (3): 207–217.
- Guo Qiyun. 1983. The summer monsoon intensity index in East Asia and its variation [J]. *Acta Geographica Sinica (in Chinese)*, 38 (3): 207–217.
- Guo Q Y, Cai J N, Shao X M, et al. 2003. Interdecadal variability of East-Asian summer monsoon and its impact on the climate of China [J]. *Acta Geographica Sinica*, 58 (4): 569–576.
- 韩振宇, 周天军. 2012. APHRODITE 高分辨率逐日降水资料在中国大陆地区的适用性 [J]. *大气科学*, 36 (2): 361–373.
- Han Zhenyu, Zhou Tianjun. 2012. Assessing the quality of APHRODITE high-resolution daily precipitation dataset over contiguous China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36 (2): 361–373.
- Hansen J, Ruedy R, Sato M, et al. 2010. Global surface temperature change [J]. *Rev. Geophys.*, 48: RG4004.
- Hodges K I, Hoskins B J, Boyle J, et al. 2003. A comparison of recent reanalysis datasets using objective feature tracking: Storm track and tropical easterly waves [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 131: 2012–2037.
- IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis [C]// Solomon S, Qin M, Manning Z, et al. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 940.

- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471.
- Lau K M, Kim K M, Yang S. 2000. Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 13 (14): 2461–2482.
- Lei Y H, Hoskins B, Slingo J. 2011. Exploring the interplay between natural decadal variability and anthropogenic climate change in summer rainfall over china. Part I: observational evidence [J]. *J. Climate*, 24: 4584–4599.
- Marshall G J. 2002. Trends in Antarctic geopotential height and temperature: A comparison between radiosonde and NCEP/NCAR reanalysis data [J]. *J. Climate*, 15: 659–674.
- Marshall G J. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses [J]. *J. Climate*, 16: 4134–4143.
- Onogi K, Tsutsui J, Koide H, et al. 2007. The JRA25 reanalysis [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85 (3): 369–432.
- Simmons A, Uppala S, Dee D. 2006. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards [J]. *ECMWF Newsletter*, 110: 26–35.
- Sturaro G. 2003. A closer look at the climatological discontinuities present in the NCEP/NCAR reanalysis temperature due to the introduction of satellite data [J]. *Climate Dyn.*, 21: 309–316.
- Tao S, Chen L. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [C]// Chang C P, Krishnamurti T N. *Review of Monsoon Meteorology*. Oxford, UK: Oxford University Press, 353.
- Trenberth K E, Stepaniak D P, Hurrell J W, et al. 2001. Quality of reanalyses in the tropics [J]. *J. Climate*, 14: 1499–1510.
- Uppala S M, K  llberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 reanalysis [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131: 2961–3012.
- Wang B, Fan Z. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80: 629–638.
- Wang H J. 2002. The instability of the East Asian summer monsoon–ENSO relations [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 19: 1–11.
- Webster P J, Maga  a V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7): 14451–14510.
- Wu R G, Kinter J L III, Kirtman B P. 2005. Discrepancy of interdecadal changes in the Asian region among the NCEP–NCAR reanalysis, objective analyses, and observations [J]. *J. Climate*, 15: 3048–3067.
- Yang S, Lau K M, Kim K M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and Asian–Pacific–American winter climate anomalies [J]. *J. Climate*, 15: 306–325.
- 徐影, 丁一汇, 赵宗慈. 2001. 美国 NCEP/NCAR 近 50 年全球再分析资料在我国气候变化研究中可信度的初步分析 [J]. *应用气象学报*, 12 (3): 337–347. Xu Ying, Ding Yihui, Zhao Zongci. 2001. Confidence analysis of NCEP/NCAR 50-year global reanalyzed data in climate change research in China [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 12 (3): 337–347.
- 叶笃正, 杨广基, 王兴东. 1979. 东亚和太平洋上空平均垂直环流(一)夏季 [J]. *大气科学*, 3 (1): 1–11. Yeh Tucheng, Yang Guangji, Wang Xingdong. 1979. The average vertical circulations over the East-Asia and the Pacific area, (I) in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 3 (1): 1–11.
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L22212.
- Yu R C, Zhou T J. 2007. Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in the East Asian monsoon [J]. *J. Climate*, 20: 5344–5355.
- 宇如聪, 周天军, 李建, 等. 2008. 中国东部气候年代际变化三维特征的研究进展 [J]. *大气科学*, 32 (4): 893–905. Yu Ruchong, Zhou Tianjun, Li Jian, et al. 2008. Progress in the studies of three-dimensional structure of interdecadal climate change over eastern China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 32 (4): 893–905.
- Zhao P, Yang S, Yu R C. 2010. Long-term changes in rainfall over eastern China and large-scale atmospheric circulation associated with recent global warming [J]. *J. Climate*, 23: 1544–1562.
- 赵天保, 符淙斌. 2006. 中国区域 ERA-40、NCEP-2 再分析资料与观测资料的初步比较与分析 [J]. *气候与环境研究*, 11 (1): 14–32. Zhao Tianbao, Fu Congbin. 2006. Preliminary comparison and analysis between ERA-40, NCEP-2 reanalysis and observations over China [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 11 (1): 14–32.
- 赵天保, 符淙斌. 2009. 应用探空观测资料评估几类再分析资料在中国区域的适用性 [J]. *大气科学*, 33 (3): 634–648. Zhao Tianbao, Fu Congbin. 2009. Applicability evaluation for several reanalysis datasets using the upper-air observations over China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33 (3): 634–648.
- Zhou T J, Li Z X. 2002. Simulation of the east Asian summer monsoon using a variable resolution atmospheric GCM [J]. *Climate Dyn.*, 19: 167–180.
- Zhou T J, Yu R C. 2006. Twentieth-century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models [J]. *J. Climate*, 19 (22): 5843–5858.
- Zhou T J, Zhang J. 2011. The vertical structures of atmospheric temperature anomalies associated with two flavors of El Niño simulated by AMIP II models [J]. *J. Climate*, 24: 1053–1070.
- Zhou T J, Gong D Y, Li J, et al. 2009. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian summer monsoon—Recent progress and state of affairs [J]. *Meteor. Z.*, 18 (4): 455–467.