黄荣辉，顾雷，陈际龙，等．东亚季风系统的时空变化及其对我国气候异常影响的最近研究进展，大气科学，2008，**32**（4）：691～719
Huang Ronghui, Gu Lei, Chen Jilong, et al. Recent progresses in studies of the temporal-spatial variations of the east asian monsoon system and their impacts on climate anomalies in China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, **32** (4): 691～719

东亚季风系统的时空变化及其对我国气候异常影响的最近研究进展

黄荣辉　顾雷　陈际龙　黄刚

中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心，北京　100080

摘　要　本文回顾了关于东亚季风系统的时空变化及其对我国气候异常影响的最近研究进展。许多研究说明，东亚季风系统无论风场的垂直结构、年循环或是水汽输送和降水特征都明显不同于南亚和北澳季风系统，它是亚澳季风系统中一个相对独立的季风系统。并且，研究结果表明了东亚季风系统有明显的时空变化：其中夏季风系统在年际时间尺度上存在着一个准两年周期振荡和具有极向三极子异常的空间分布特征，并从 20 世纪 70 年代中后期起至今发生了明显变弱的年代际变化，这个变化在华北尤其显著；而东亚冬季风在年际时间尺度上存在一个准四年周期振荡，从 20 世纪 80 年代中后期起也发生了明显变弱的年代际变化，它引起了我国的持续暖冬。进一步的研究还揭示了东亚季风系统的变异是与海-陆-气耦合系统变异及其相互作用密切相关，因而，东亚季风系统可以看成是一个大气-海洋-陆地的耦合气候系统，即称之为东亚季风气候系统。此外，本文还从上述东亚季风气候系统的年际和年代际变异提出了长江流域严重洪涝灾害发生的气候学概念模型和华北持续干旱的气候背景。

关键词　东亚季风系统　时空变化　东亚季风气候系统　气候异常

文章编号　1006－9895（2008）04－0691－29　　**中图分类号**　P461　　**文献标识码**　A

Recent Progresses in Studies of the Temporal-Spatial Variations of the East Asian Monsoon System and Their Impacts on Climate Anomalies in China

HUANG Ronghui, GU Lei, CHEN Jilong, and HUANG Gang

Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080

Abstract　Recent progresses in studies of the temporal-spatial variations of the East Asian monsoon (EAM) system and their impacts on severe climate anomalies in China are reviewed in this paper. Many studies have explained that the EAM system is significantly different from the South Asian monsoon (SAM) and North Australian monsoon (NAM) systems either in the vertical structure and the annual cycle of wind field or in the characteristics of water vapor transports and rainfall, thus, this system is a relatively independent subsystem of the Asian-Australian monsoon system. Moreover, the study results have shown that there are obvious temporal-spatial variations in the system. In this system, there exists a significant quasi-biennial oscillation with a characteristic of meridional tripole pattern distribution in the interannual variations of East Asian summer monsoon (EASM) system, and there is a significant weakening trend in the interdecadal variations of the system from the late 1970s, which is particularly obvious

收稿日期　2008－01－28，2008－03－17 收修定稿

资助项目　国家自然科学基金资助项目 40730952、40575026，中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-YW-220

作者简介　黄荣辉，男，1942 年出生，中国科学院院士，中国气象学会副理事长，主要从事行星波动力学、大气环流和气候动力学的研究。E-mail：hrh@lasg.iap.ac

in North China. And this is an oscillation with the period of quasi-four years in the interannual variations of East Asian winter monsoon (EAWM) system, and there also exists significant weakening trend in its interdecadal variability of the system, which has caused continuous warm winters from the late 1980s. Further studies have revealed that the variabilities and anomalies of the EAM system are closely associated with the variations of an air-sea-land coupled system and interactions among them. This shows that the EAM system may be viewed as an atmosphere-ocean-land coupled system, referred to the EAM climate system. Besides, a climatological conceptive model of the occurrence of severe floods in the Yangtze River and the Huaihe River valleys and climate background of prolonged droughts in North China are proposed from the above-mentioned interannual and interdecadal variations of the EAM climate system.

Key words East Asian monsoon system, temporal-spatial variations, East Asian monsoon climate system, climate disasters

1 引言

我国地处东亚季风区，由于东亚季风的年际和年代际变化很大，因此，我国旱涝等重大气候灾害发生频繁且严重，造成了巨大经济损失和重大人员伤亡。从 20 世纪 70 年代后半期以来，东亚季风异常所引起的大范围旱涝等重大气候灾害和天气灾害已给我国带来每年约 2000 亿元的经济损失和 200×10^8kg 的粮食损失，在 1990 年代约占我国 GDP 的 3%～6%[1]。特别是 1976 年之后华北地区发生持续干旱；而 1998 年夏季长江流域、松花江和嫩江流域发生特大洪涝[2]；2006 年夏季重庆地区遭受百年不遇的酷暑和干旱；2003 年和 2007 年夏季淮河流域发生严重洪涝。这些严重气候灾害都是由于东亚季风系统的异常所造成[3]。

鉴于季风变异对我国气候异常的重要影响，早在 70 多年前，我国著名气候学家竺可桢[4]首先提出东亚夏季风对中国降水的影响，之后，涂长望和黄仕松[5]研究了东亚夏季风的进退对中国雨带的季节内变化的影响。这些研究开辟了关于东亚夏季风变化及其对东亚气候影响的研究之路。继他们之后，陶诗言等[6, 7]、陈隆勋等[8]和丁一汇[9]关于东亚夏季风环流的结构和特征做了系统的研究。近年来，由于旱涝等气候灾害所造成损失的严重性，“国家重点基础研究发展规划”把“我国重大气候灾害的形成机理与预测理论研究”作为首批启动项目之一（1998～2003 年）；并且，国家自然科学基金委员会地球科学部实施了重点基金项目“关于季风与 ENSO 循环相互作用的研究（1997 年 1 月～2000 年 12 月）”以及“全球变化背景下华北持续干旱的成因与预测理论研究”（2003 年 1 月～2006 年 12 月）；此外，中国科学院也实施了知识创新工程重要方向项目“南水北调背景下华北水资源最优调配的理论研究”（2002 年～2005 年）。在上述诸项目的资助下，我们系统地研究了东亚季风系统的变异及其对我国旱涝等重大气候灾害发生的影响[10～12]，并取得不少的研究结果。为此，本文主要回顾和综述最近几年我国学者（特别是我们研究组）在上述诸项目的资助下关于东亚季风系统的气候平均特征及其时空变异、海-陆-气耦合系统对东亚季风系统变异的影响以及对我国旱涝气候灾害的影响等方面的研究进展。

2 东亚季风系统的气候特征

季风应是能带来不同降水型的盛行风向随季节的变化[13]。然而，对季风的认识随着研究的扩展而变得多样性，有学者强调季风主要表现在降水的变化[14]，而有的学者强调季风主要表现在风场的变化[15, 16]。的确，季风在不同地区有不同表现，有的地区更多表现在降水的季节变化，而有的地区更明显表现在盛行风向随季节的变化。东亚季风系统不仅表现在盛行风向随季节的变化，而且也表现在降水随季节的变化。东亚地区夏季盛行偏南风，由于偏南风从海洋带来大量水汽，故在东亚地区引起大量降水，而冬季盛行偏北风，由于偏北风从高纬度带来即干燥又冷的冷空气，故降水很少，因此东亚地区的气候是典型的季风气候。

随着国际上关于季风研究的发展，由于东亚季风、南亚季风、北澳季风之间有一定关联，因此，有学者把这三个季风系统统一视为一个季风系统，即亚澳季风系统[17]。亚澳季风系统是全球气候系统中一个重要的环流系统，许多研究[7, 9, 17～19]已表

明亚澳季风系统在全球气候变异中起着重要作用，然而应该看到，这些季风系统之间也有较大差别。

2.1　东亚季风风场结构特征

东亚夏季风环流由于受到西太平洋副热带高压和中纬度扰动的影响，因此，它不仅具有热带季风的性质，也具有副热带环流的性质，而南亚和北澳夏季风却只是热带季风。陶诗言等[6]从东亚夏季风系统的主要水平环流系统的组成指出东亚夏季风是一个与南亚季风系统既有联系又有区别相对独立的季风系统。最近，陈际龙等[20]和黄荣辉等[21]分析东亚季风系统风场的垂直结构和年循环特征及其与南亚、北澳季风系统的差别，指出东亚季风系统风场的垂直结构与南亚、北澳季风系统的结构有较大差别。东亚夏季风区的纬向风的垂直结构很复杂：在 25°N 以南，下层为西风，上层为东风，垂直方向呈东风切变，而在 25°N 以北下层为西风，上层为强西风，垂直方向呈西风切变（图 1a）。而其他两个季风系统夏季风的纬向风垂直结构均是下层为西风、上层为东风（图 2a），垂直方向为东风切变；并且，东亚季风区的夏季风经向风场的垂直结构也明显不同于南亚和北澳季风系统的风场结构，如图 1b 所示，东亚夏季风在对流层上层为偏北风，而在对流层下层为较强的偏南风，而冬季风风场的垂直结构正好与夏季风相反，对流层下层为偏北风，而对流层上层为强的偏南风，高低层经向风的垂直差别明显大于南亚和北澳季风系统（图 2b）。因此，

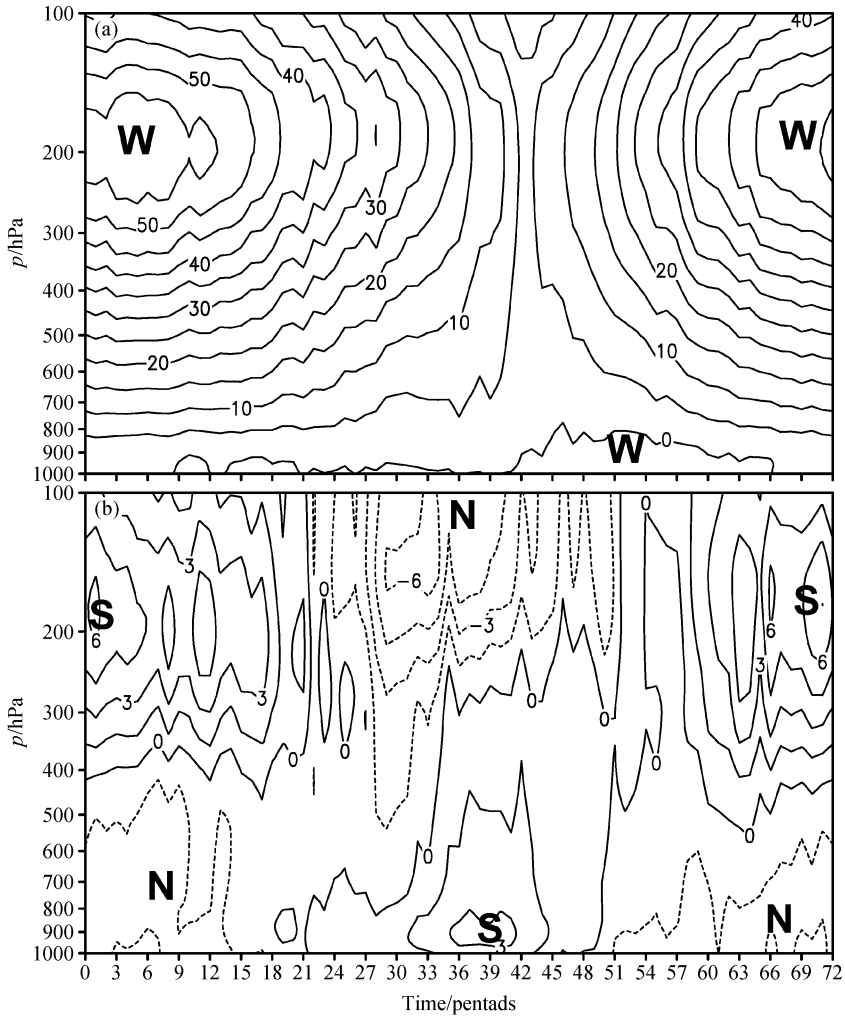

图 1　东亚地区（20°N～45°N，100°E～140°E）1979～2003 年(a)平均纬向风和(b)平均经向风的高度-时间剖面图（单位：m/s）。实线：(a) 西风、(b) 南风；虚线：(a) 东风、(b) 北风。资料取自 NCEP/NCAR 再分析资料[21]

Fig. 1　Altitude-time cross sections of (a) zonal and (b) meridional components of wind field (m/s) averaged over East Asia (20°N－45°N, 100°E－140°E) for 1979－2003. The solid (dashed) lines indicate westerly (easterly) in (a), the solid (dashed) lines indicate southerly (northerly) in (b). Data are from the NCEP/NCAR reanalysis data[21]

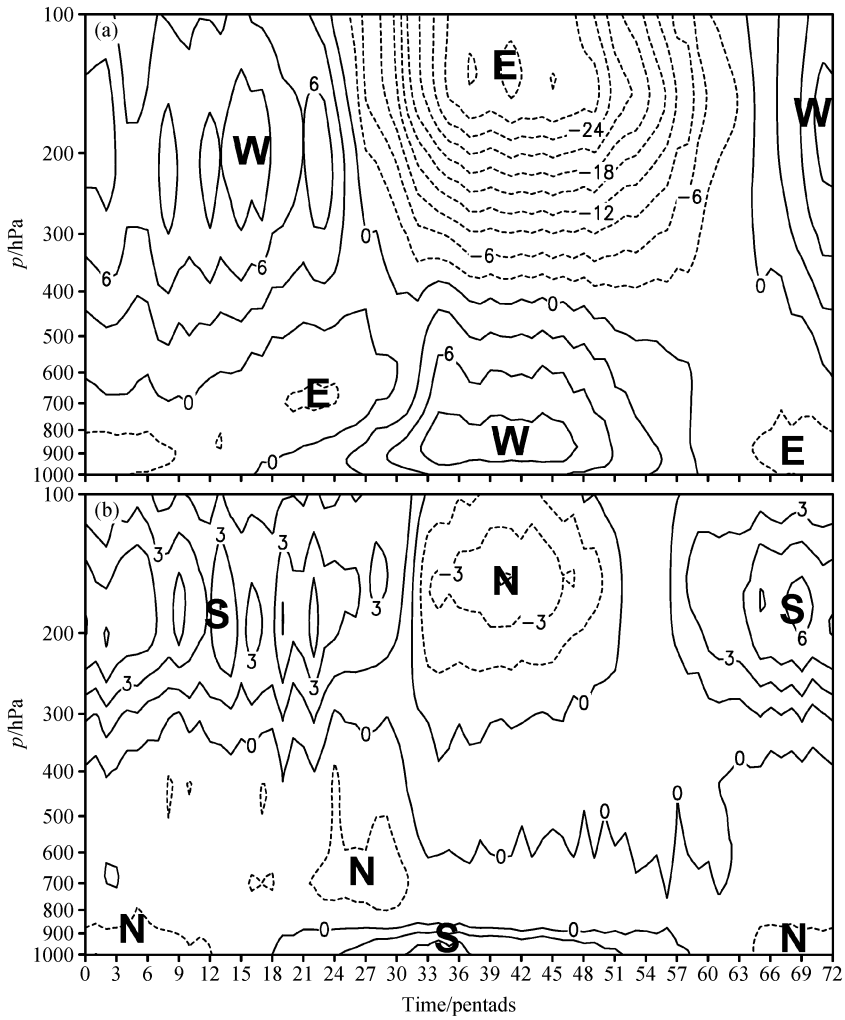

图 2 同图 1，但为南亚地区（0°～25°N，60°E～100°E）

Fig. 2 As in Fig. 1 except for South Asia (0°–25°N, 60°E–100°E)

东亚季风系统风场的垂直结构不同于其他两个季风系统。

2.2 东亚季风系统风场的年循环特征

许多气象学家从降水、对流层下层的环流和对流层的温度的季节变化特征指出南亚季风和北澳季风系统中冬、夏季风的年循环主要表现在纬向风分量的变化[23～26]。虽然这种冬、夏季风的年循环在东亚季风系统表现更加明显，但东亚季风系统中冬、夏季风年循环的特征却不同于南亚和北澳季风的年循环。

东亚季风系统的冬、夏季风年循环首先表现在初夏对流层下层偏南风的经向北进与 8 月中、下旬的南撤上[19]。陶诗言等[7]首先指出亚洲季风最早在南海地区爆发。Huang 等[27]利用再分析资料的统计结果指出南海夏季风一般在 5 月中旬爆发，即大约在 5 月第 4 候爆发。陶诗言等[7]和黄荣辉等[28]还指出在东亚夏季风在南海爆发之后，它将经过二次阶段性北进和三次停滞，最后于 7 月中、下旬偏南季风到达华北和东北地区、朝鲜半岛半部。但是，东亚夏季偏南风的南撤是非常迅速的，这是东亚季风系统年循环的特征。一般从 8 月中旬以后，偏南季风迅速从华北、东北一带南撤，在不到 2 周内南撤到华南，之后到达南海上空，并在那里停滞到 10 月中旬；在 10 月中旬之后，偏北冬季风沿东亚经东海向南吹到南海，后再折向西南吹到中印半岛和东南亚地区，这种冬季风可以维持到第二年的 4 月，这将引起东南亚地区的强对流和强降水[29]。

Huang 等[30]的研究表明东亚季风系统的冬、夏季风年循环更清楚表现在雨带的季节变化上。如

图 3 所示，在春季的 4、5 月，季风雨带位于南海地区，到了 5 月下旬～6 月初，雨带北移到华南到江南地区；之后，此雨带会向北突跳到江淮流域、日本和韩国，这就意味着我国江淮流域的梅雨、日本的 Baiu 和韩国 Changma 季节的开始；之后在 7 月初或中旬，此季风雨带会再一次向北移到华北、东北和朝鲜，这表明江淮地区梅雨的结束，而华北、东北地区雨季的开始；到了 8 月中旬以后，夏季风雨带很快撤退到华南地区。东亚季风雨带的北进和南撤是与东亚季风系统的冬、夏季风的年循环相一致。

东亚季风系统不仅表现在雨带的南北移动上，更明显表现在风场的垂直结构的变化。然而，与南亚、北澳季风系统不同，东亚季风系统风场的年循环特征在纬向风不太明显，更明显表现在经向风的循环[20, 21]。如图 1b 所示，从初夏开始，在东亚上空对流层下层盛行偏南风，而对流层上层盛行偏北风，到了 9 月中旬，东亚上空这种经向环流发生逆转，对流层下层盛行偏北风，而上层盛行偏南风。但是，在南亚、北澳季风系统冬、夏季风的年循环却与东亚季风系统不同，在这两季风系统中冬、夏季风年循环更明显表现在纬向风的循环。如图 2a 所示，南亚 6 月初 500hPa 以下对流层下层盛行较强的西风，而 500 hPa 以上的对流层中、上层盛行东风，这正是南亚的夏季风盛行时期；而从 10 月初，这种纬向环流发生逆转，对流层下层为东风，

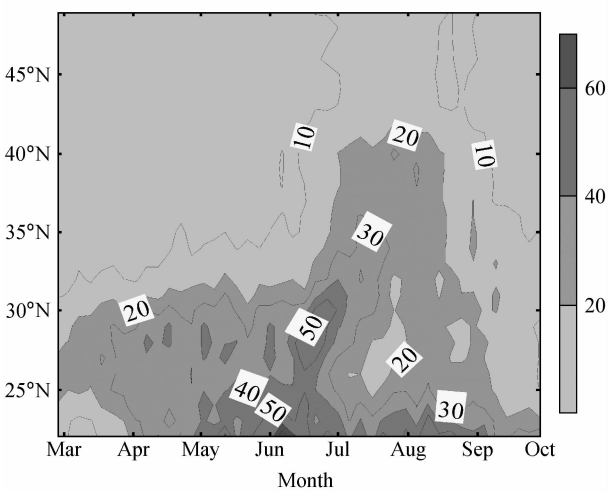

图 3　东亚地区 1961～2000 年平均的沿 115°E（100°E～120°E 平均）5 天降水量的纬度-时间剖面图（单位：mm）

Fig. 3　Latitude－time cross section of 5-day precipitation (mm) along 115°E (100°E－120°E mean) averaged for the period of 1961－2000

而中、上层为西风，这正是南亚地区冬季风的开始，它将持续到第 2 年的 4 月底。同样现象也发生在北澳季风区（图略），不过，在此季风区，纬向风的逆转发生在 12 月初，这时正是南半球的夏季。

从上面的分析可以看到：东亚季风系统中冬、夏季风的年循环更明显表现在经向方向上，而且主要出现经向风的变化，这不同于南亚和北澳季风系统。后二个季风系统的冬、夏季风循环主要表现在纬向方向上，而且纬向风变化更明显。

2.3　东亚季风系统中水汽输送特征

黄荣辉等[31]的研究表明了东亚季风系统中水汽输送特征明显不同于南亚和北澳季风系统。在东亚季风系统中夏季从南到北的经向水汽输送很大，且与纬向水汽输送相当，而后两个季风系统的水汽输送却主要是纬向水汽输送；并且，它们之间的差别更明显地表现与降水有关的水汽输送的散度上。在东亚季风系统中季风气流由湿度高的区域向低的区域吹，故水汽输送的辐散、辐合不仅依赖于风场的辐散、辐合，而且还依赖于水汽平流。但在南亚季风区，由于纬向空气湿度差别不大，因此水汽输送的辐散、辐合主要依赖于风场的辐散、辐合，而水汽平流的贡献较小。最近，陈际龙和黄荣辉[32]利用 1979～2002 年 ERA-40 再分析资料再次详细分析和比较了这三个季风区域风场的辐散、辐合和水汽平流对水汽输送的辐散、辐合贡献。如图 4 所示，利用新资料所分析的结果基本上与黄荣辉等[31]在 1998 年的分析结果相同；并且，他们的分析结果还表明了北澳季风系统的水汽输送特征基本上与南亚季风区系统相同，而明显不同于东亚季风系统的水汽输送特征。

最近我们研究表明：正是由于东亚季风系统风场的垂直结构不同于南亚和北澳季风系统，造成了东亚夏季风降水云系不同于南亚和北澳季风系统。东亚夏季风系统低层是西风、高层也为强西风，纬向风垂直切变为西风切变，而南亚和北澳季风系统低层是西风，高层为东风，纬向风垂直切变为东风切变，根据切变基流上对流活动的演变，后者更利于强对流单体的组织化和发展[34]；并且，东亚季风系统中由风场的辐合、辐散对水汽输送散度的贡献远不如南亚和北澳季风系统大，因此，在南亚和北澳季风系统，降水主要以积云降水为主，而东亚季风系统的降水却是积云和层云的混合（图 5）。

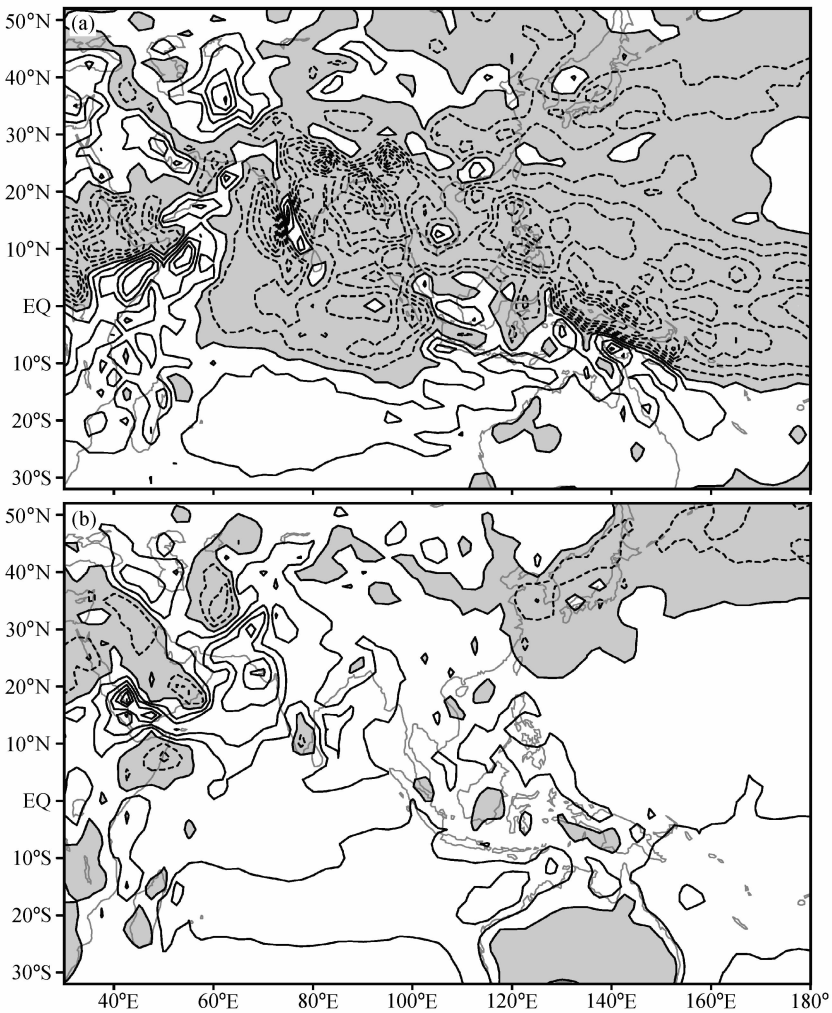

图 4 北半球夏季亚澳季风系统中由 (a) 风场辐散、辐合和 (b) 水汽平流所导致的水汽输送的散度 (单位：mm/d)。实、虚线表示正 (辐散)、负 (辐合)，阴影表示辐合区。所用资料为 ERA-40 再分析资料[33]

Fig. 4 Distributions of the divergence of water vapor transport (mm/d) due to (a) the divergence of wind field and (b) the moisture advection in the Asian－Australian monsoon system during boreal summer. The solid and dashed lines indicate divergence and convergence, respectively, and areas of convergence are shaded. The data are the ERA-40 reanalysis data[33]

上述分析结果可以说明，虽然东亚夏季风系统受南亚季风系统的影响，并且东亚冬季风也严重影响南亚冬季风和北澳夏季风，但是，东亚季风系统中风场结构、冬、夏季风年循环和水汽输送特征都明显不同于南亚和北澳季风系统。因此，从东亚季风系统的气候特征来看，东亚季风系统是亚澳季风大系统中一个相对独立的季风系统。

3 东亚夏季风系统的时空变异特征

东亚季风系统中的夏季风 (EASM) 和冬季风 (EAWM) 不仅受到全球大气环流的影响，而且还受到海洋、陆地、冰雪和青藏高原的影响，因此，它有很大的年际和年代际变化并给东亚和我国带来严重的旱涝气候灾害。为此，本节首先分析 EASM 系统的时空变异特征。

3.1 夏季风指数

为了描述东亚夏季风的年际和年代际变化，许多科学家定义了季风指数，以便衡量季风的强度。至今，基本有两种定义：一种用降水或 OLR 等热力学因子来定义季风指数[7, 14]；另一种则用高低层的纬向风速差或纬向风距平的时间变化等动力因子来定义季风指数[15, 16]。但前者易受局地热力条件的影响，而后者只适合于高低层风切变较明显的南亚和北澳季风系统，这两种指数均不是很适合于东

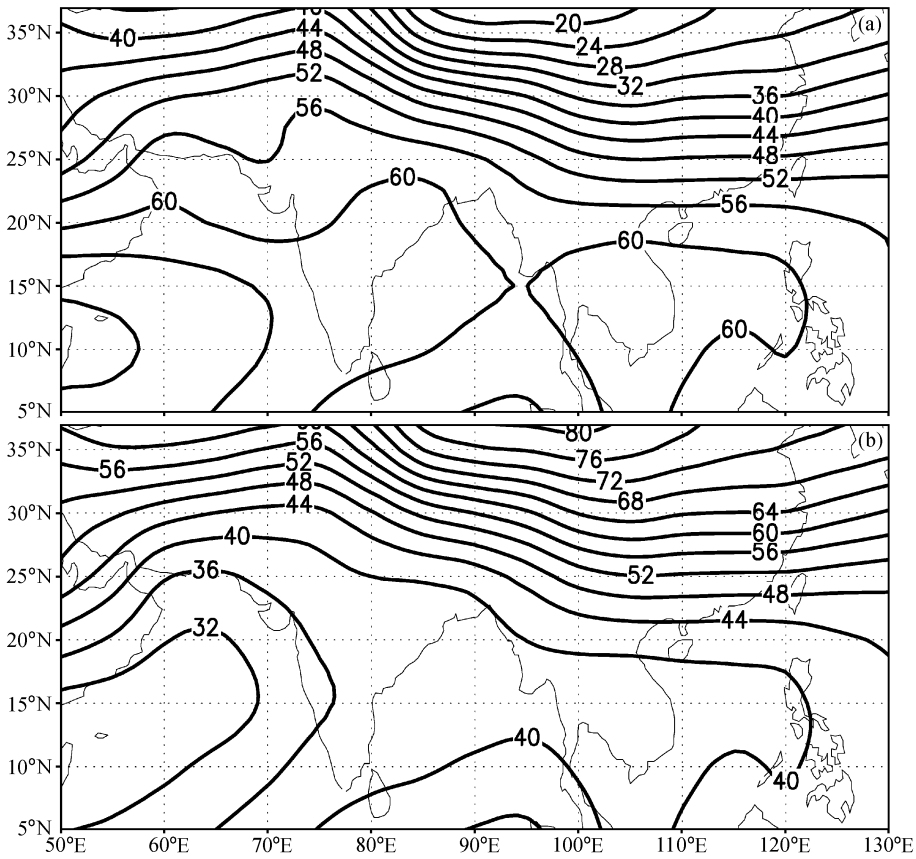

图 5　从 1998～2007 年 TRMM 卫星资料[35]平均所得的夏季 (a) 积云和 (b) 层云降水占总降水百分率的分布图

Fig. 5　Distributions of the average summer rainfall percentage for 1998－2007 due to (a) cumulus and (b) stratus, analyzed from TRMM data[35]

亚季风系统，因为在东亚季风系统中高低层纬向风之差不太明显。为此，黄刚[36]利用 Nitta[37]和黄荣辉[38, 39]所提出的北半球大气环流异常的 P-J 振荡或东亚/太平洋型遥相关（即 EAP 型遥相关），特别是利用东亚季风系统 500hPa 位势高度场异常的空间分布特征定义一个能够很好地描述东亚夏季风变化的东亚季风指数，即 EAP 指数，并且利用此指数研究 EASM 的年际变化特征。如图 6 所示，这个指数比利用高低层纬向风的风速差所定义的 WY 指数[15]以及利用欧亚大陆和太平洋海平面气压之差所定义的 SM 指数[40]所描述的 EASM 降水要好得多。

3.2　夏季风爆发和向北推进过程的年际变异特征

东亚地区夏季降水不仅受 EASM 强度的影响，而且受 EASM 爆发及向北推进过程的影响。由于对亚洲季风爆发的定义不同，因此，由不同定义所反映的亚洲季风最早爆发地区和日期也有所不同[42]。如 Tao 和 Chen[7]提出亚洲夏季风最早在南海爆发，故又把此时的季风称为南海季风。何金海等[43]提出亚洲夏季风最早在中印半岛爆发，Ding 和 He[44]又提出亚洲夏季风最早在热带东印度洋爆发。最近，我们分析并比较了众多关于亚洲夏季风爆发的定义，表明了梁建茵和吴尚森[45]所提出的亚洲夏季风的爆发定义似乎更合理，因而黄荣辉等[27,28]采用了梁建茵和吴尚森[45]的定义研究了南海夏季风的爆发，其结果表明南海夏季风一般于 5 月第 4 候爆发，但它有很大的年际变化，最早可在 4 月下旬爆发，而最晚到了 6 月初才爆发。这种爆发的早晚依赖于热带西太平洋的热力状态（将在下一节再综述）。黄荣辉等[28]的研究表明亚洲夏季风在南海爆发以后将向北推进，并在向北推进过程中给中国东部、日本和朝鲜半岛带来盛行偏南季风和丰沛的降水。早在 20 世纪 50 年代，叶笃正等[46]首先指出东亚地区大气行星尺度环流在 6 月上、中旬会发生季节突变，这次突变将导致 EASM 在江淮流域爆发。到了 1980 年代，Krishnamurti 等[47]和 McBride[48]

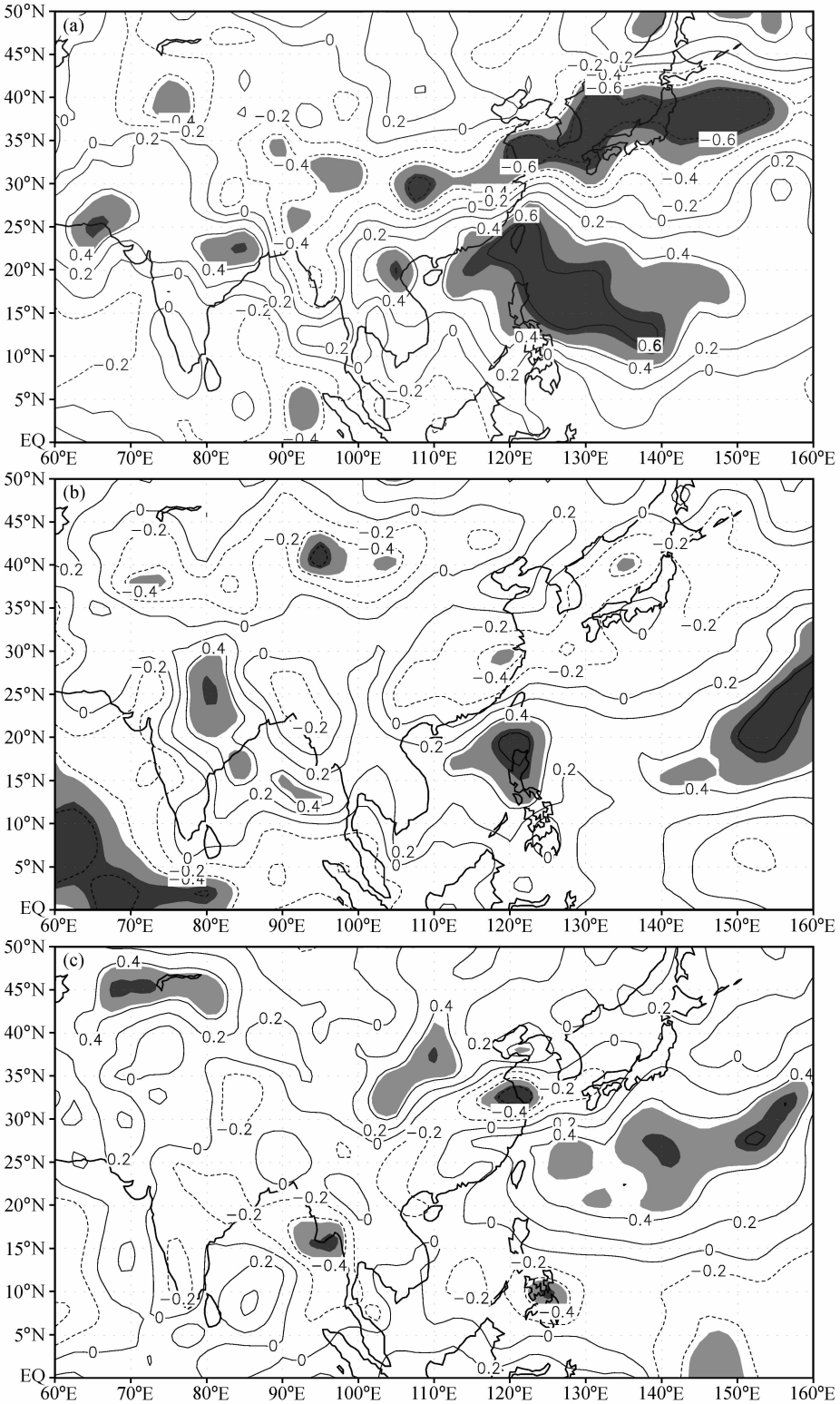

图 6 东亚夏季降水异常与 (a) EAP 指数、(b) WY 指数[15]以及与 (c) SM 指数[40]相关系数的分布。实、虚线分别表示正值与负值；阴影表示超过 95%信度区域。资料取自 Xie-Arkin 降水资料[41]

Fig. 6 Distributions of correlation coefficients between summer rainfall anomalies in East Asia with (a) the EAP index, (b) the WY index[15], and (c) the SM index[40]. The solid and dashed lines indicate positive and negative, respectively, and the areas of confidence level over 95% are shaded. Rainfall data are from the Xie-Arkin precipitation data for 1979－1998[41]

也分别指出南亚和北澳季风季节转换的突变性。然而，Huang 和 Sun[49] 的研究表明：EASM 环流的季节转换是否带有突变性，这依赖于热带西太平洋的热力状态及其上空的对流活动。正如图 7 所示，当热带西太平洋处于暖状态，菲律宾周围对流活动强，这种情况下，东亚地区大气环流在 6 月上、中旬会产生突变式的季节转换；相反，当热带西太平洋处于冷状态，菲律宾周围对流活动弱，这种情况下，东亚地区大气环流在 6 月上、中旬不会产生突变式的季节转换，而是渐变式的季节转换。最近，黄荣辉等[28] 的研究表明：在热带西太平洋处于偏暖状态下，菲律宾对流活动偏强，在这种情况下，夏季风于 6 月上、中旬很快向北推进到江淮流域，并于 7 月初季风又很快从江淮流域向北推进到黄河流域、华北和东北地区，使江淮流域梅雨结束，而华北、东北地区雨季开始，因此，在这种年份，长江流域或江淮流域夏季风降水偏弱，并往往发生干旱；相反，在热带西太平洋处于偏冷状态，菲律宾对流活动偏弱，EASM 并不经历二次阶段性北进和三次停滞过程，而是渐近式的北进，并长时间维持在长江流域和江淮流域，只是到了 7 月中旬，弱季风才渐渐北进到华北，东北地区。因此，在这种年份，在长江流域或江淮流域夏季风降水偏强，往往发生严重洪涝，而华北降水偏少，易发生干旱。

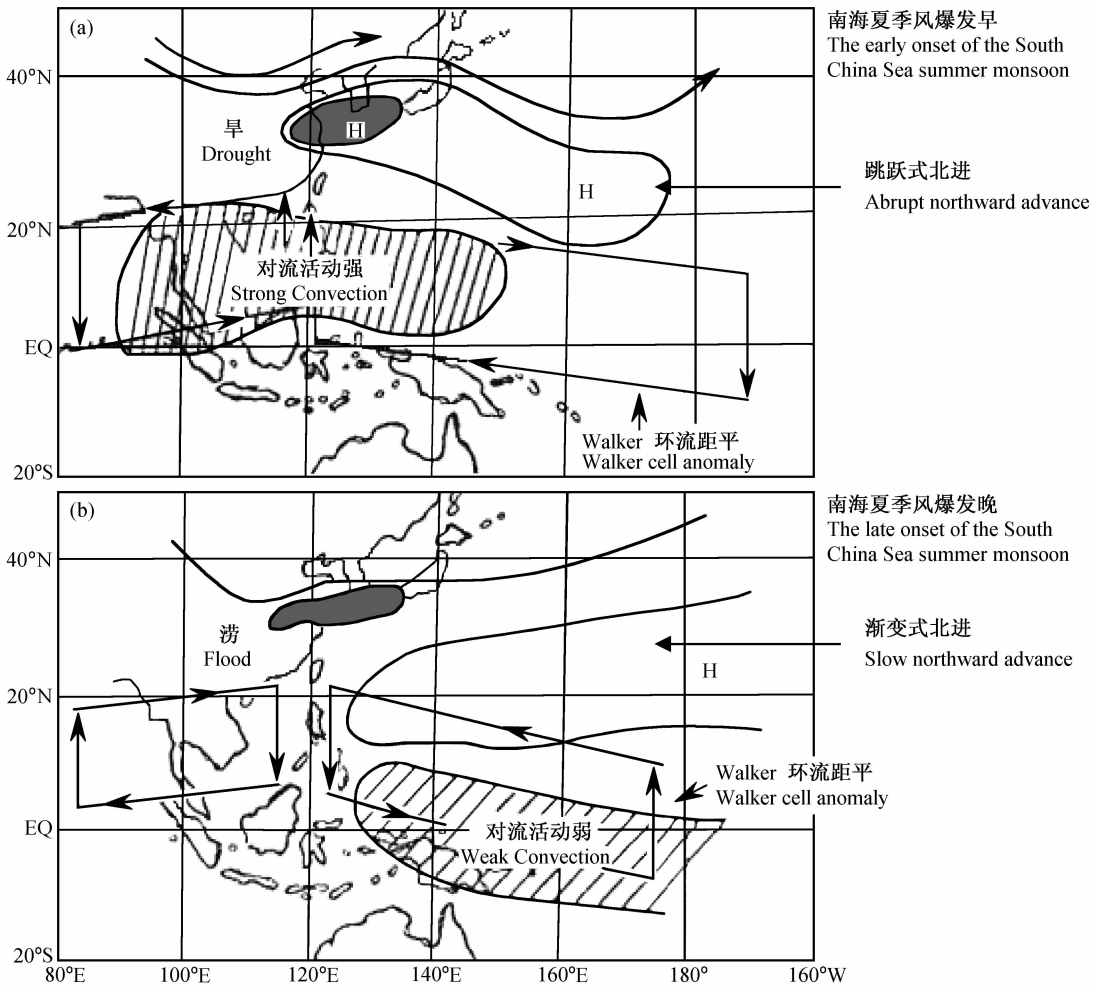

图 7　热带西太平洋（暖池）的热力状态、菲律宾对流活动、南海季风爆发早晚、西太平洋副热带高压及北进形式与江淮流域旱涝分布之间的关系示意图：(a) 暖池处于暖状态；(b)暖池处于冷状态

Fig. 7　Schematic map of the relationships among the thermal state of the tropical western Pacific (TWP), the convective activities around the Philippines, the position northward advance of the western Pacific subtropical high, the onset date of the South China Sea summer monsoon, and the summer rainfall in the Yangtze River and the Huaihe River valleys: (a) In the warming state of the TWP; (b) in the cooling state of the TWP

3.3 夏季风系统年际变异的准两年周期振荡与经向三极子分布

许多研究表明：热带对流层环流的年际变化明显存在准两年周期振荡，即 TBO，这也是南亚和北澳季风区海-气耦合系统年际变化的基本特征[50, 51]。并且，缪锦海等[52]和殷宝玉等[53]从 EASM 降水的年际变化规律也发现 EASM 系统存在准两年周期振荡。最近，Chang 等[54]和黄荣辉等[55]用更多的降水资料以及再分析资料，并利用 EOF 分析方法分析东亚夏季风降水及水汽输送的年际变化规律，其结果表明 EASM 系统降水的准两年周期变化（图 8）是与图 9 所示的东亚夏季风水汽输送准两年周期的振荡密切相关。

黄荣辉等[30,57]从 EOF 分析和实际降水异常空间分布的观测事实分析，还指出了东亚和西太平洋地区降水、对流活动、水汽输送和对流层低层环流异常的年际变化不仅在时间上存在着准两年周期振荡，即 TBO，而且在空间分布上存在着明显的“－＋－”或“＋－＋”的经向三极子分布特征（见图 8、9），即三极子模态。并且，他们还指出 EASM 系统这种年际变化的三极子分布特征将很好地反映在我国旱涝气候灾害在经向的三极子分布上。图 10 给出几个在江淮流域典型洪涝和干旱年份的夏季东亚夏季风降水距平百分率的分布，这些年份夏

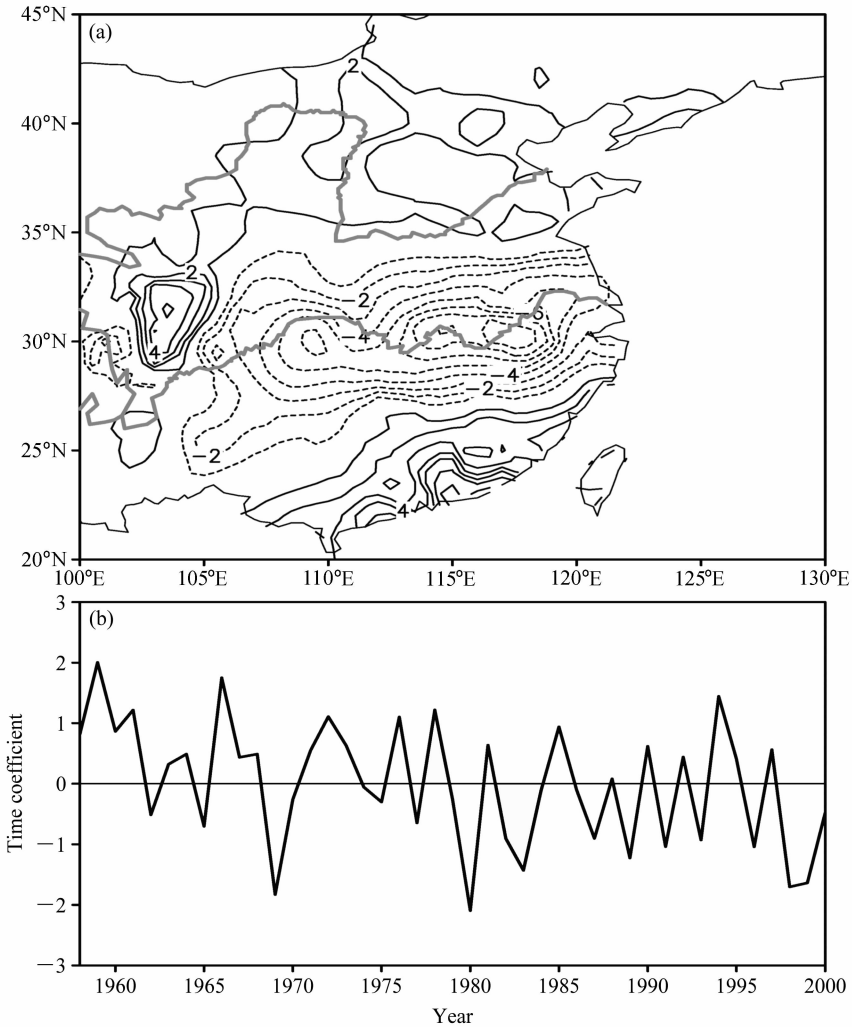

图 8 中国夏季降水的 EOF 分析第 1 主分量（EOF1）的空间分布（a）和相应的时间系数（b）。（a）实、虚线表示正、负信号；EOF1 能够说明总方差的 15.6%

Fig. 8 (a) Spatial distribution and (b) corresponding time coefficient series of the first component of EOF analysis (EOF1) of summer (JJA) rainfall in China from 1958 to 2000. EOF1 explains 15.6% of the variance. The solid and dashed lines in (a) indicate positive and negative signals, respectively

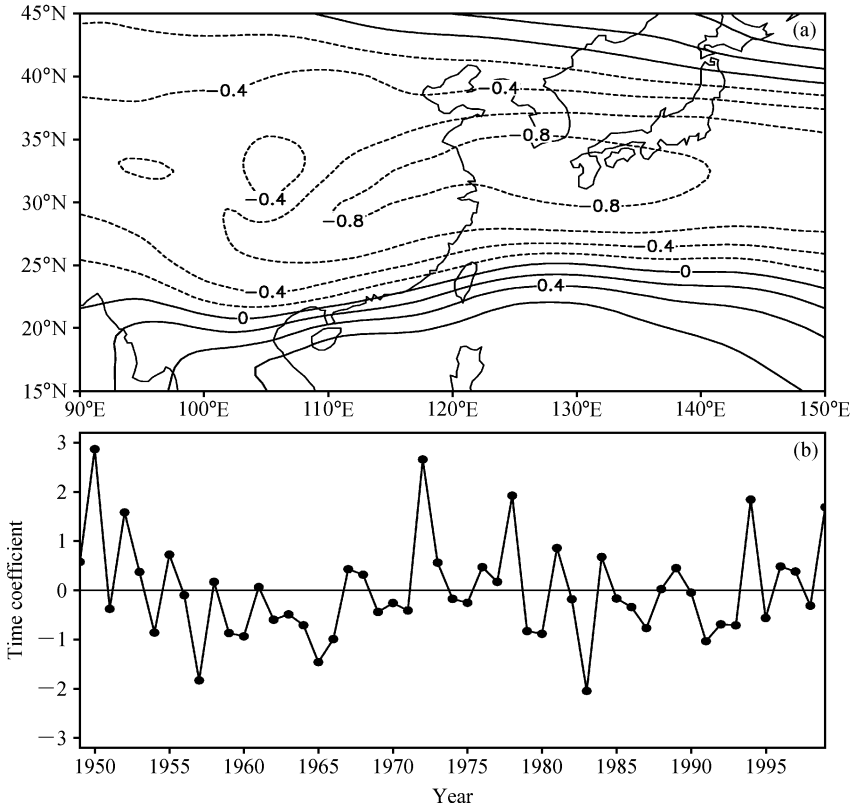

图 9　同图 8，但为东亚和西太平洋夏季纬向水汽输送通量的 EOF1。EOF1 能够说明方差 27.0%；资料取自 NCEP/NCAR 再分析资料[22]

Fig. 9　Same as Fig. 8, except for EOF1 of zonal water vapor transports over East Asia and the western Pacific in summer. EOF1 explains 27.0% of the variance; data are from the NCEP/NCAR reanalysis data[22]

季我国降水异常明显呈经向三极子分布。如图 10a～d 所示，在 1980、1983、1987、1998 年夏季，我国江淮流域夏季风降水偏多，发生洪涝，而华南地区降水偏少，不同程度发生干旱，华北地区在这些年份降水明显偏少，发生干旱；相反，如图 10e、f 所示，1976、1994 年夏季我国江淮流域夏季的季风降水偏少，发生干旱，而华南地区降水偏多且发生洪涝，华北地区降水偏多，发生洪涝。类似上述经向三极子分布还有很多年的夏季，相比之下，我国发生全国性的洪涝或干旱灾害的年份不多。

3.4　夏季风系统的年代际变异

EASM 系统不仅有明显的年际变化，而且有很大的年代际变化。黄荣辉等[56,57,58]从观测事实和再分析资料的分析结果提出，EASM 系统在 1976 年前后发生一次明显变弱的年代际变化，这个变化在我国华北地区尤其明显。并且这些研究还表明东亚夏季风在从 1950 年代至今经历了三个变化阶段：如图 11a 所示，1951～1965 年 EASM 相对强，故到达华北地区的偏南风较强，这使得我国华北地区季风降水偏多（图 11b），故我们把此时期称为华北的偏湿期；并且从图 11a 可以看到，1965～1976 年 EASM 开始减弱，到达华北地区的南风处于振荡，这导致这时期我国华北地区季风降水开始减少，干旱开始，故此时期又称为过渡期；此外从图 11a 可以看到，从 1977 到现在 EASM 明显减弱，到达华北的偏南季风明显比气候平均值弱，这导致华北地区从 1977 年起夏季降水明显减少（图 11b），发生持续干旱。

黄荣辉等[58]的研究表明导致到达华北的偏南季风减弱的一个重要原因可能是从华北地区从 1977 年之后受一个反气旋性距平环流的控制。在 1976 年之前在蒙古高原上空受一个反气旋距平环流控制，而从 1977 年之后，原先位于蒙古高原的反气旋南移到华北上空，这使得东亚地区上空季风环流由偏南风距平变成偏北风距平。这个反气旋距平环流就导致了在图 11b 中所示的华北地区夏季风

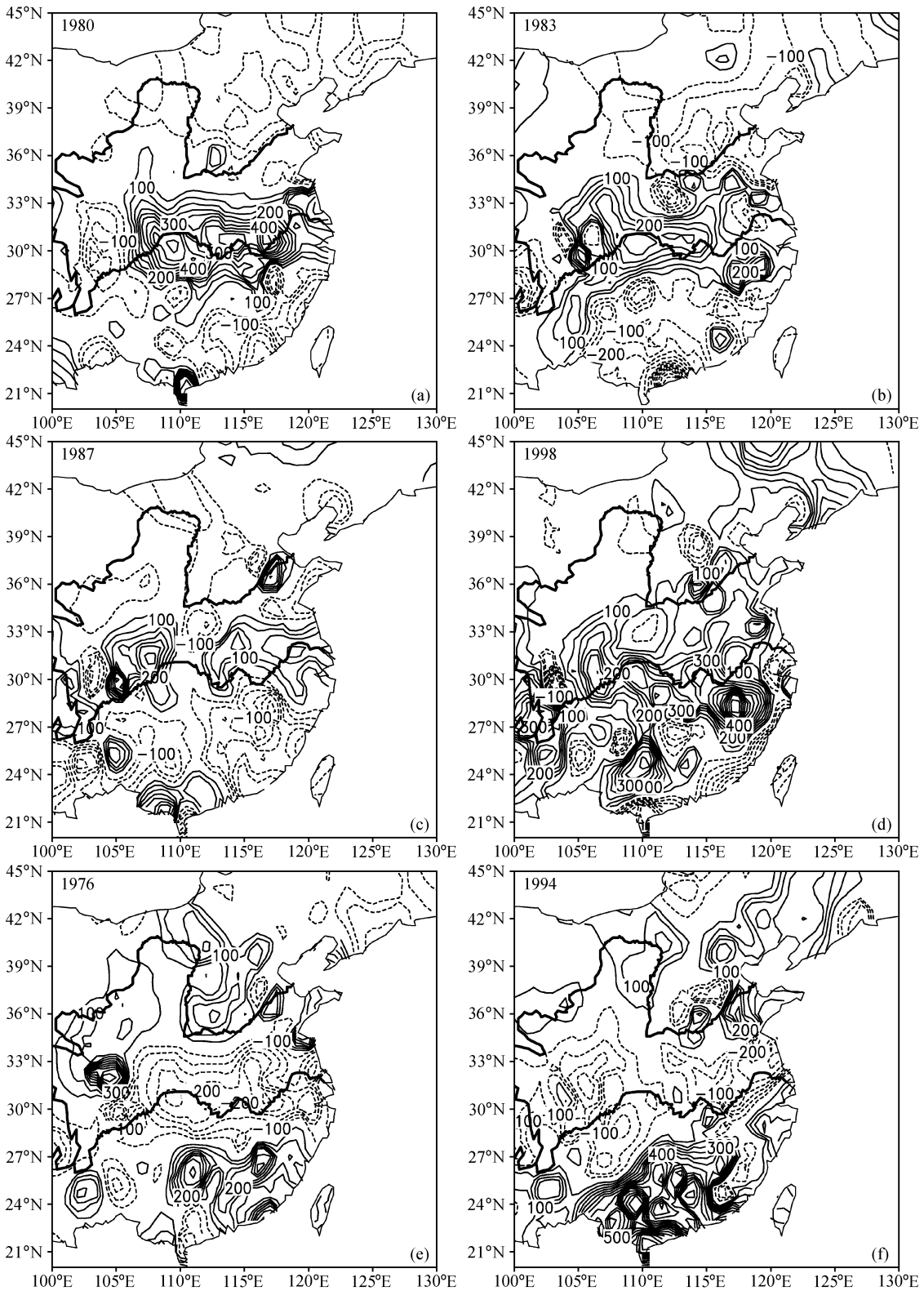

图 10 在江淮流域 (a～d) 典型涝年和 (e、f) 典型旱年的夏季我国东部季风降水距平百分率分布。实、虚线表示降水正、负距平

Fig. 10 Distributions of monsoon rainfall anomaly percentage in the summers with (a－d) typical flood and (e, f) typical drought in the Yangtze River and the Huaihe River valley (Jianghuai valley). The solid and dashed contours indicate positive and negative anomalies, respectively

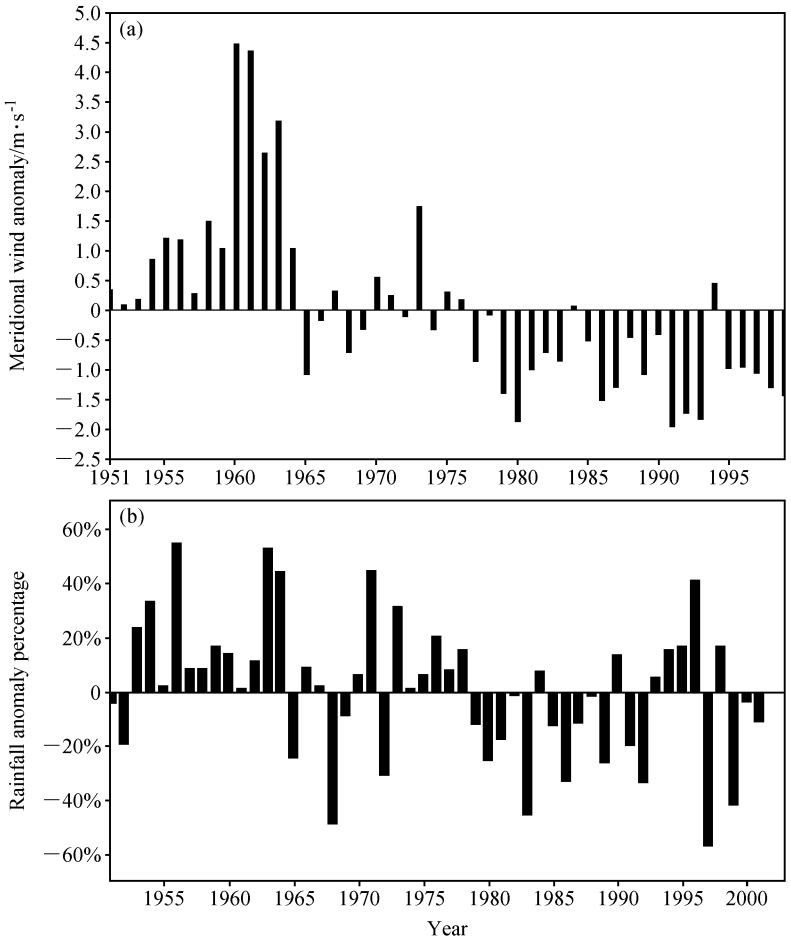

图 11　夏季(6～8 月)我国华北地区平均的 700 hPa 南风距平(a，单位：m/s) 和降水距平百分率 (b) 的年际变化。取 1961～1990 年夏季各月气候平均值为正常值；风场资料取自 NCEP/NCAR 再分析资料[22]

Fig. 11　Interannual variations of summertime (Jun－Aug) (a) southerly wind anomaly at 700 hPa and (b) monsoon rainfall anomaly percentage averaged for North China. The climatological means of monthly meridional component of wind field at 700 hPa and rainfall for 1961－1990 are taken as the normals, respectively, and data of the wind field are from the NCEP/NCAR reanalysis data[22]

降水从 1977 之后明显减少，发生了持续性干旱，而长江、淮河流域季风降水明显增多。并且，黄荣辉等[58]和任保华等[59]的研究还表明 EASM 系统所发生的年代际变化与北非季风系统的年代际变化有密切关联。此外，李建平和曾庆存[60]分析了东亚夏季风的年代际变化之原因，指出东亚夏季风指数与西太平洋暖池、南海以及热带印度洋地区的海温有大范围显著负相关。这表明了东亚夏季风的年代际变化与大暖池的海温异常有密切关系。

为了更好地看到 EASM 的年代际变化对我国各地区夏季季风降水的影响，黄荣辉等[58]分析了 1976 年前后我国夏季降水之差。图 12 是我国 1977～2000 年期间与 1967～1976 年期间平均的夏季降水距平百分率之差。从图 12 可以看到从 20 世纪 70 年代中后期以来，我国华北地区和东北南部季风降水处于年代际减少时期，而长江和淮河流域夏季季风降水却处于年代际增加时期。从中国暴雨发生频次时空变化的分析结果也表明在此时期华北和东北南部夏季暴雨发生的频次也大大减少了[61]。

4　东亚冬季风系统的时空变化特征

东亚地区不仅是一个强夏季风区域，它同样也是一个强冬季风区域。EAWM 的特征是冬季在蒙古高原、中国的东北和华北地区以及朝鲜半岛有强的西北风，而在东海、南海和东南沿海地区有强的东北风。它在低层受西伯利亚高压和阿留申低压的控制，在高空受东亚大槽的控制。强冬季风不仅给蒙古高原、中国的西北、华北、东北地区、朝鲜半

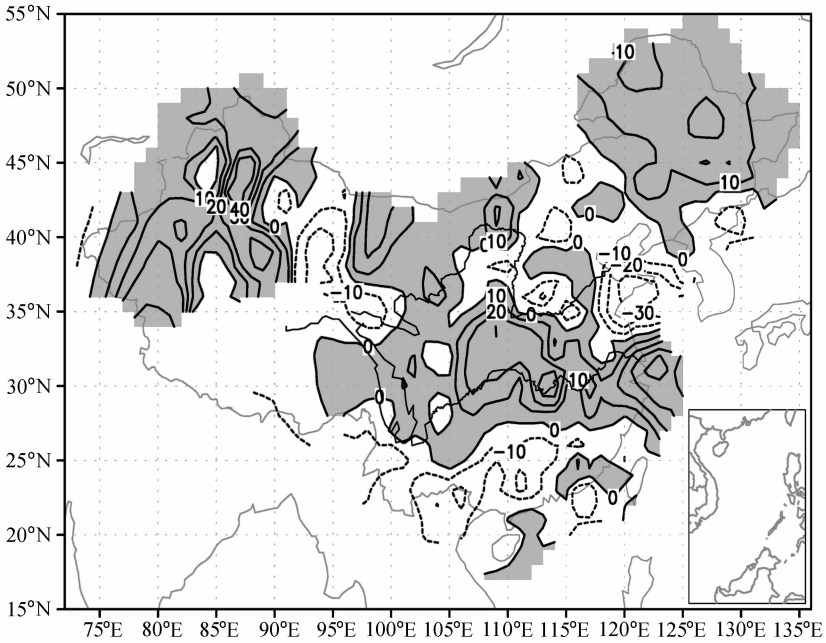

图 12 我国 1977～2000 年期间与 1967～1976 年期间平均的夏季降水距平百分率之差。取 1961～1990 年各月降水的气候平均值为正常值；阴影表示正距平

Fig. 12 Differences between the summer (Jun－Aug) rainfall anomaly percentages averaged for 1977－2000 and those for 1967－1976. The climatological mean of monthly rainfall for 1961－1990 is taken as the normal, and areas of positive anomalies are shaded

岛和日本带来寒潮、雪灾和冻害[62]，而且还给上述地区带来春季沙尘暴或扬沙天气；并且 EAWM 还会给东南亚带来强对流活动和暴雨[29,63]。关于 EAWM 特征，特别是冬季东亚寒潮活动及其有关的东亚大气环流变化过程，陶诗言[64,65]和丁一汇[66]已做出系统性研究，特别是王遵娅和丁一汇[67]对东亚寒潮的变化特征及其与西伯利亚高压的关系做了深入的研究。

4.1 冬季风的年际变化特征及其对夏季风的影响

鉴于东亚冬季风给我国东部、北部、日本和朝鲜半岛带来寒潮和雪灾等灾害，因此，最近，许多学者对东亚冬季风的年际变化及其机理做了系统的研究。Chen 等[68,69]利用东亚沿岸的风场，即中国东海（25°N～40°N，120°E～140°E）和南海（10°N～25°N，110°E～130°E）区域上空 10 m 高的风场，定义了一个东亚冬季风指数，即 EAWM 指数。他们的研究结果表明这个指数可以很好地表述 EAWM 强度的年际变化，并指出 EAWM 有很大的年际变化。EAWM 的年际变化将带来东亚地区的暖冬或冷冬，而在冷冬时，东亚地区频繁寒潮和暴雪的灾害。最近，黄荣辉等[70]利用 Wu 和 Wang[71]所定义的 EAWM 指数，即沿 20°N～70°N 的 110°E 与 160°E 海平面气压差之和，研究了 EAWM 的年际变化。如图 13a 所示，EAWM 有很大的年际变化。正如图 13b 所示，这个年际变化呈现出准四年周期振荡特征，可能与 ENSO 循环对东亚冬季风有很大影响有关[72]。特别是 2005 年与 2006 年冬季 EAWM 指数截然相反[70]，这反映这两年 EAWM 有很大变化。2005 年冬季欧亚大陆中、高纬度地区气温偏低，EAWM 偏强，我国西北、东北和山东半岛出现强降雪，发生了严重雪灾；而 2006 年冬季欧亚大陆中、高纬度地区气温偏高，出现暖冬，我国北方降雪偏少。

EAWM 的强度能够影响之后的 EASM 强度。Chen 等[69]的研究结果表明在强 EAWM 之后的夏季，我国长江、淮河流域夏季风降水偏少，可能发生干旱；相反，在弱的 EAWM 之后的夏季，我国长江、淮河流域夏季风降水偏多，可能发生洪涝，如在 1997 年冬季，EAWM 偏弱，1998 年夏季长江流域发生特大洪涝灾害；在 2006 冬季，EAWM 偏弱，2007 年夏季淮河流域出现强季风降水，发生了仅次于 1954 年夏季的严重洪涝灾害。

4.2 冬季风系统的年代际变化

EAWM 系统不仅有明显的年际变化，同样它

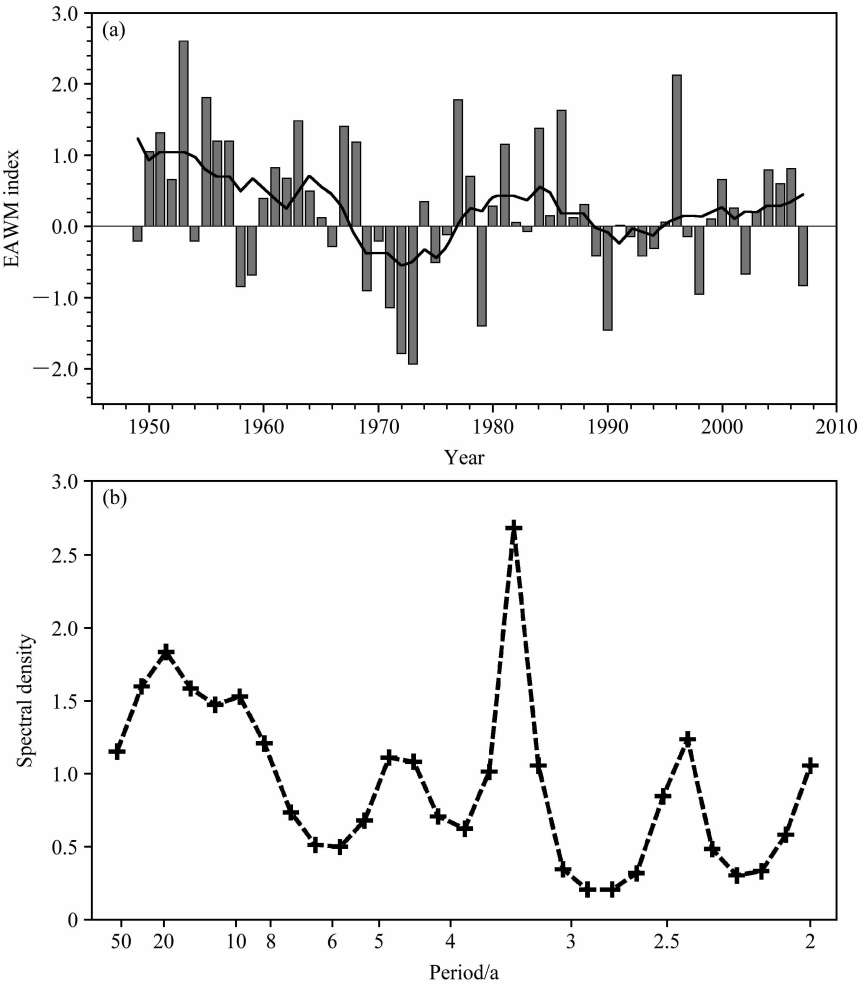

图 13　根据文献[71]所定义的 EAWM 指数计算 EAWM 指数的年际变化（a）及其由熵谱分析所得的主要周期（b）。资料来之 NCEP/NCAR 再分析资料[22]

Fig. 13　(a) Interannual variations of EAWM index based upon the definition of EAWM index in reference [71] and (b) the dominant period analyzed by using the analyzing method of entrophy spectrum. Data are from the NCEP/NCAR reanalysis data[22]

也有很显著的年代际变化[73]。正如图 13 所示，EAWM 从 20 世纪 50～60 年代偏强，而从 60 年代中期到 70 年代中期偏弱；并且，从 70 年代中后期到 80 年代中后期，EAWM 又偏强，但从 80 年代中后期之后严重偏弱，这给东亚带来连续多年的暖冬。正如图 14 所示，东亚强寒潮爆发频次在 1987～2000 年比起以前有很大减少。

陈文等[69,74]和黄荣辉等[70]的研究表明 EAWM 的年际和年代际变化是与西伯利亚高压、阿留申低压的变化密切相关，并且指出北半球准定常行星波在三维球面大气的传播波导的年际、年代际振荡严重影响 EAWM 的年代际变化。由于北极涛动（AO）与 EAWM 密切相关[75,76]，而 AO 与北半球环状模（NAM）[77,78]有很好的关系，根据波-流相互作用原理，北半球环状模的振荡是直接与北半球准定常行星波传播波导的振荡密切相关。因此，北半球球面大气准定常行星波传播波导的振荡导致 EAWM 的年际和年代际变化。正如图 15 所示，由于在 1987～2001 年北半球准定常行星波向低纬对流层上层传播增强，从而导致 35°N 附近上空对流层上层准定常行星波 E-P 通量的辐合，根据波-流相互作用，这使得 35°N 附近上空对流层上层纬向风的减速，从而使得 AO 增强和 EAWM 的减弱。

5　海-陆-气相互作用对东亚季风系统变异的影响与东亚季风气候系统

正如 Webster 等[17]所指出，季风系统不仅仅只是一个大气环流系统，而是一个海-陆-气相互作

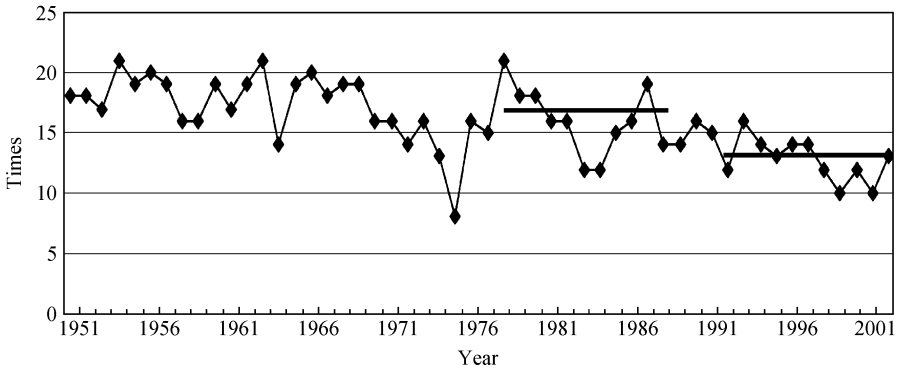

图 14 我国冬季强寒潮发生次数的年际和年代际变化

Fig. 14 Interannual and interdecadal variations of occurring times of cold surge in China

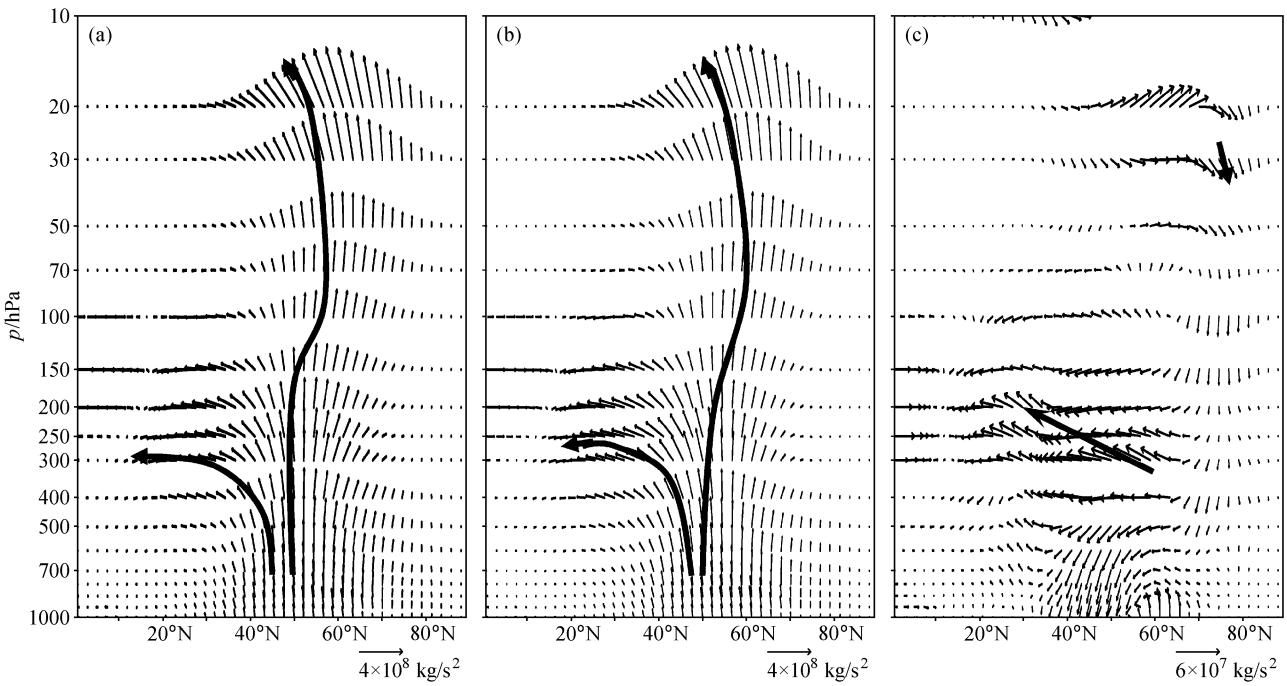

图 15 (a) 1976～1987 年和 (b) 1987～2001 年平均的北半球冬季 1～3 波合成的准定常行星波 E-P 通量 ($\times\rho^{-1}$) 及 (c) 它们之差。资料取自 ERA-40 再分析资料[33]

Fig. 15 Composite distributions of the E-P fluxes ($\times\rho^{-1}$) for the quasi-stationary planetary waves 1－3 averaged for the Northern Hemisphere winters of (a) 1976－1987 and (b) 1988－2001, and (c) difference between them. Data are from the ERA-40 reanalysis data[33]

用的耦合系统。同样，东亚季风系统也不仅仅只是一个东亚上空随季节有明显变化的环流系统，它也是受海洋、陆面、冰雪和高原影响的一个区域气候系统[3, 21]。正如图 16 所示，这个系统包括以下几个成员：(1) 在大气圈中有亚洲季风环流系统（包括冬、夏季风）、西太平洋副热带高压和中纬度扰动等；(2) 在海洋圈中有热带西太平洋暖池和印度洋对季风的热力作用、热带太平洋 ENSO 循环等；(3) 在岩石圈中有青藏高原对季风的动力、热力作用、欧亚积雪（特别是青藏高原积雪）、干旱和半干旱区的地-气温差以及极冰等。

因此，东亚季风系统变化是直接与上述海-陆-气耦合系统的变化密切相关，它们是互相作用的，是一个整体。我们把这个影响东亚季风系统变化的海-陆-气耦合系统又称东亚季风气候系统[21]。

关于上述海-陆-气对东亚季风系统的作用已在文献[21]中详细综述，不再重复，本文只强调热带西太平洋与 ENSO 循环对东亚季风系统的作用。

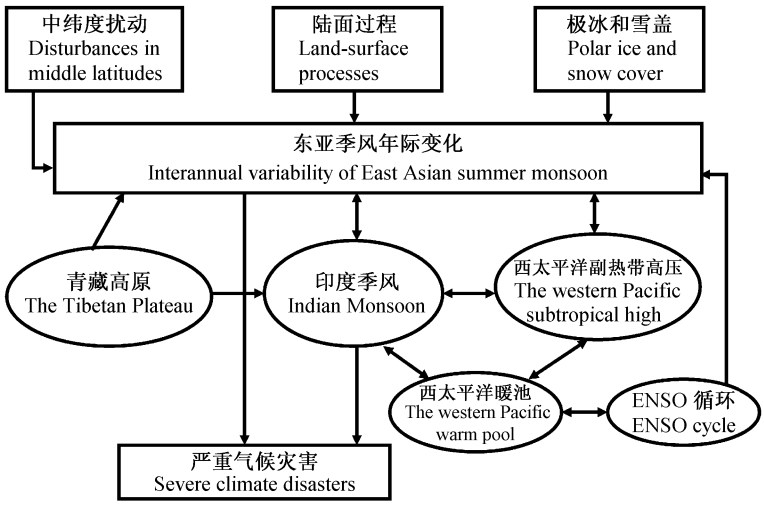

图 16　东亚季风气候系统的示意图

Fig. 16　Schematic map of the East Asian monsoon climate system

5.1　热带西太平洋热力状态和菲律宾周围对流活动对东亚季风系统变异的热力作用

5.1.1　热带西太平洋热力状态对南海季风爆发和东亚季风向北推进过程的影响

正如上节所述，南海季风爆发早晚对于我国长江、淮河流域的夏季风降水有重要影响。最近几年，黄荣辉等[26, 27, 29]基于文献[37～39]在 20 世纪 80 年代所提出的东亚/太平洋型（EAP 型）遥相关理论，利用再分析资料以及热带西太平洋有关海温资料系统地分析亚洲夏季风在南海地区的爆发（即南海季风）以及东亚夏季风向北推进年际变化的机理，提出了热带西太平洋热力状态及其上空对流活动对于南海季风的爆发及向北推进有重要影响。

上述的研究结果表明：如图 7 所示，当上述的春季热带西太平洋处于暖状态，菲律宾周围对流活动强，在这种情况下，西太平洋副热带高压偏东，南海上空对流层下层存在着气旋性距平环流，在 4 月下旬或 5 月上旬在热带印度洋和苏门答腊以西海域就出现气旋对。这使得此海域盛行西风加强，从而使得南海夏季风爆发早；并且，在这种暖状态下的夏季，西太平洋副热带高压北进时，在 6 月中旬和 7 月初存在着明显的二次北跳，从而使得东亚夏季风雨带在 6 月中旬明显由华南北跳到江淮流域，并于 7 月初由江淮流域北跳到黄河流域、华北和东北地区，从而引起江淮流域夏季风降水偏少，往往发生干旱，而黄河流域、华北和东北地区夏季降水正常或偏多。相反，当春季热带西太平洋处于冷状态，菲律宾周围对流活动弱，在这种情况下，西太平洋副热带高压偏南、偏西，致使南海上空和中印半岛对流层下层存在着反气旋性距平环流。在这种大尺度环流背景下，在 5 月上、中旬热带印度洋和苏门答腊以西海域没有气旋对，相反，出现反气旋距平对，只是到了 5 月下旬或 6 月初，西太平洋副热带高压东撤，在孟加拉湾和热带东印度洋才出现气旋对，这才使得西南风加强，从而使得南海季风爆发晚；并且，在这种冷状态下的夏季，西太平洋副热带高压北进时，在 6 月中旬或 7 月初向北突跳不明显，而是以渐近式向北移动，从而使得东亚夏季风雨带一直维持在长江流域和淮河流域，引起长江、淮河流域夏季风降水偏多，经常发生洪涝。

5.1.2　热带西太平洋热力状态和菲律宾周围对流活动对东亚季风系统年际变异的热力影响

早在 20 世纪 80 年代，Nitta[37]、黄荣辉等[38, 39]以及 Kurihara[79]就指出热带西太平洋热力和菲律宾周围的对流活动对东亚季风系统的年际变化起着重要作用。特别是 Huang 和 Sun[49]的研究表明了热带西太平洋的热力和菲律宾周围的对流活动的变化严重影响西太平洋副热带高压位置的南北振荡。正如图 7 所示，当热带西太平洋处于暖状态，菲律宾周围对流活动强，这种情况下西太平洋副热带高压位置偏北；相反，当热带西太平洋处于冷状态，菲律宾对流活动弱，这种情况下，西太平洋副热带高压位置就偏南。最近，Lu 等[80, 81]从再分析资料的分析和数值模拟的研究结果也表明了热带西太平洋上空的对流活动对于西太平洋副热带高压的东西

振荡也有重要影响。当西太平洋暖池偏暖，菲律宾周围对流活动就偏强，则西太平洋副热带高压偏东；相反，当西太平洋暖池偏冷，菲律宾周围的对流活动偏弱，则西太平洋副热带高压偏西。

5.1.3 热带西太平洋热力状态对东亚季风系统准两年周期振荡的影响

黄荣辉等[30, 55]从热带西太平洋海表面温度和次表层海温的距平年际变化的分析指出，热带西太平洋热力的年际变化具有准两年周期；并且从合成分析和相关分析揭示了由于海-气相互作用，热带西太平洋热力变化的准两年周期振荡通过东亚/太平洋型遥相关对东亚季风系统的准两年周期振荡起着重要作用，特别是对于东亚和西北太平洋的水汽输送和降水的准两年周期有重要影响。

黄荣辉等[55]从观测事实和理论上的分析结果初步提出东亚季风系统的准两年周期振荡的物理过程。正如图 17 所示，当某一年冬季春季热带西太平洋海温上升，也就是热带西太平洋处于偏暖状态，这就会使得第二年春、夏季菲律宾周围对流活动偏强，由于 EAP 型遥相关波列的影响，将会使得东亚和北半球上空夏季出现如图 7a 所示的西太平洋副热带高压偏北，这将导致我国长江、淮河流域、日本和韩国的夏季降水偏少；另一方面，从海洋方面看，由于第二年夏季热带西太平洋附近上空强对流活动所产生的强辐合将会造成热带西太平洋的海水上翻（upwelling）加强（这在另文详细讨论），从而导致秋冬季此海域海温开始下降，并使此海域的冬季及以后海表和次表层海温偏低。这样，由于第三年春夏季热带西太平洋海温处于冷状态，这就会使得春季菲律宾周围对流活动就减弱，夏季出现与图 7b 所示西太平洋副热带高压偏南，从而引起我国长江、淮河流域、日本和韩国的夏季降水偏多；另一方面，从海洋方面看，由于第三年春夏季热带西太平洋上空对流活动弱，西太平洋副热带高压偏南，这样造成热带西太平洋海表上空对流层下层气流辐合很弱，并出现反气旋距平环流分

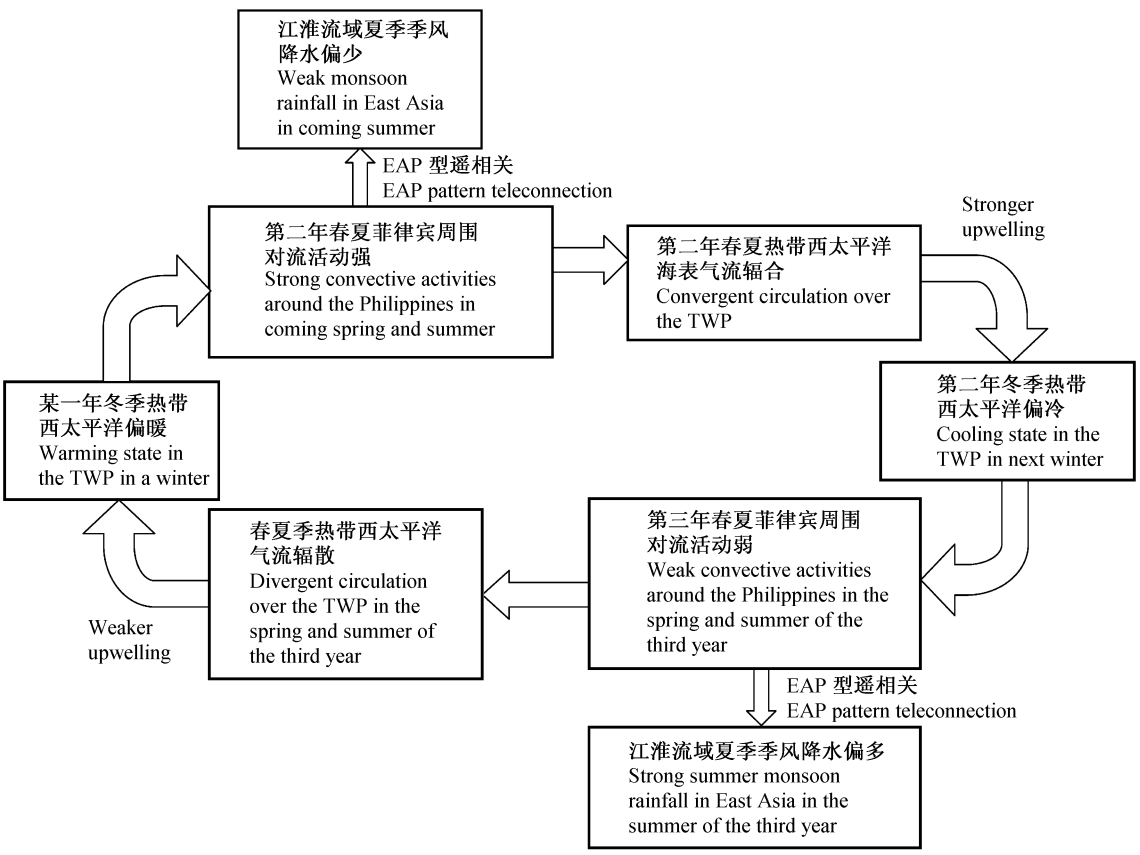

图 17 东亚夏季风准两年周期振荡(TBO)与热带西太平洋海-气耦合系统关联的概念图

Fig. 17 Conceptive diagram of the quasi-biennial oscillation of East Asian summer monsoon related to the air－sea coupling system over the tropical western Pacific

布，从而引起热带西太平洋的海水上翻减弱，这就导致秋冬季此海域海温开始上升，并使第三年春夏季此海域的海表和次表层海温又变成偏高。这样，热带西太平洋海-气耦合系统的变化经历了一个循环，这个循环周期大约为 2 年左右。

5.2　热带太平洋 ENSO 循环对东亚季风系统变化的影响

5.2.1　ENSO 循环的不同阶段对夏季风和东亚气候异常的不同影响

热带太平洋的 ENSO 不仅是全球气候系统的一个重要成员，而且也是影响东亚季风系统年际变化的一个重要系统。为此，早在 20 世纪 80 年代，Huang 等[82] 研究了 ENSO 循环的不同阶段对 EASM 和我国夏季季风降水有不同影响。之后，Zhang 等[83, 84]、陈文[85] 和黄荣辉等[19,30,86] 利用更详细的资料系统地研究了 ENSO 循环的不同阶段对 EASM 环流和夏季东亚季风降水的不同影响。他们的结果都表明：当 El Niño 事件处于发展阶段，我国江淮流域夏季季风降水偏多，而华北地区降水往往偏少（图 18a）；相反，当 El Niño 事件处于衰减阶段，我国江淮流域夏季季风降水偏少，而鄱阳湖、洞庭湖流域和湘江、资水、沅江、澧水流域以及东北松花江、嫩江流域夏季季风降水偏多，并往往引起严重洪涝（图 18b）。并且，Zhang 等[84] 和张人禾[87] 的研究表明：由于在 El Niño 到了成熟期，热带西太平洋上空盛行反气旋环流异常，此反气旋环流西北部会加强西南气流的水汽输送，故当 El Niño 事件达到成熟期之后，华南和江南一带降水将增加，华北的河套地区夏季降水也往往增加。

5.2.2　“假” El Niño 事件对夏季风系统的影响

上述分析结果表明 ENSO 循环的不同阶段中国夏季降水异常的分布是明显不同的。然而应该看到，上述的合成分析是对于 1951～2000 年比较典型的 El Niño 事件的不同阶段中国夏季降水异常而做的。最近，Ashok 等[88] 指出热带太平洋还出现一类“假” El Niño 现象（El Niño Modoki），这类 El Niño 现象的增温主要表现在赤道中太平洋，而在 Niño 3 或 Niño 3.4 区的 SST 距平并不大，且持续时间也短，故我们以前称弱 El Niño 事件。Weng 等[89] 的研究表明这类 El Niño 现象对太平洋周边气候异常的影响不同于典型的 El Niño 事件的影响。最近，张志华[90] 的研究表明：这类 El Niño 事件从热带太平洋的海温传播看，它是驻波型，由于来自热带西太平洋的西风应力异常到达赤道中太平洋未能得到加强，所激发的 Kelvin 较弱，使得在赤道东太平洋增温不显著，因而导致这类 El Niño 事件增温主要位于赤道中太平洋。在 2002 年和 2006

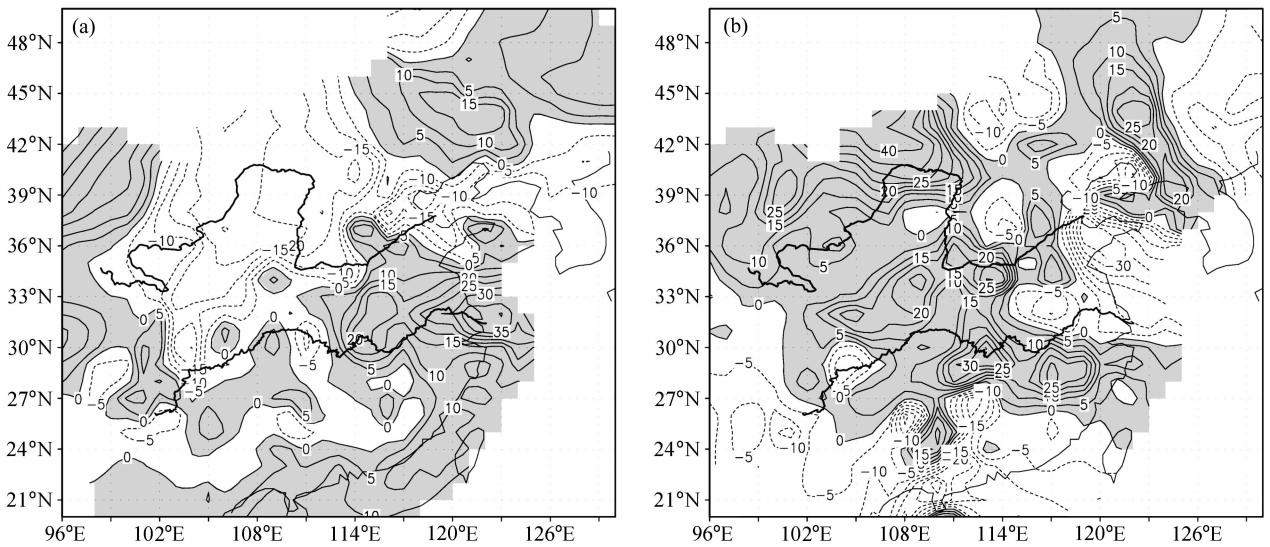

图 18　1951～2000 年在 El Niño 事件处于 (a) 发展阶段和 (b) 衰减阶段夏季中国降水距平百分率的合成分布。实、虚线表示正、负降水距平；阴影表示正距平

Fig. 18　Composite distributions of summer (Jun－Aug) rainfall anomalies percentage in China for the summers in (a) the developing stage and (b) the decaying stage of El Niño events during the period from 1951 to 2000. Solid and dashed contours indicate positive and negative anomalies, respectively, and areas of positive values are shaded

年所发生的 El Niño 事件都应是“假”El Niño 事件，其实 1994 年发生的 El Niño 事件也是“假”El Niño 事件（当时我们称之为弱 El Niño 事件）。这类 El Niño 事件不同阶段对我国夏季季风降水的影响是与典型 El Niño 事件对我国降水异常的影响有较大的不同。图 19 是 1994、2002、2006 年和 1995、2003、2007 年夏季我国降水距平的合成分布，从图中可以看到：在这类“假”El Niño 事件（或小 El Niño 事件）的发展期和衰减期，我国夏季降水距平分布与图 18 所示的截然不同。在这类 El Niño 事件发展阶段的夏季，我国淮河流域少雨；而在衰减阶段，淮河流域降水却偏多，并往往发生洪涝，2003 年和 2007 年淮河流域发生了严重洪涝，特别是 2007 年淮河流域发生了仅次于 1954 年的特大洪涝。鲍名等[91, 92]分析了 2002/2003 年和 2006/2007 年热带中太平洋发生的 El Niño 事件对次年夏季我国气候异常的影响，表明了这类 El Niño 事件所引起的 2003 年和 2007 年夏季热带西太平洋上空的对流活动不同于一般典型的 El Niño 事件衰减期夏季热带西太平洋上空的对流活动，故它造成了我国淮河流域涝，而江南旱的气候异常。

5.2.3 热带太平洋年代际 ENSO 循环对东亚季风系统的影响

Zhang 等[93]和 Chao 等[94]分析 20 世纪初到 90 年代初热带太平洋海表温度的变化，指出热带太平洋海表温度有很大的年代际变化。Chang 等[54]和黄荣辉等[56~60]指出热带中、东太平洋海表温度存在“类似于 ENSO 循环”的年代际变化现象并对东亚季风系统和气候异常有很大影响。图 20 是热带太平洋 1977～2000 年期间与 1967～1976 年期间夏季平均的海表温度（SST)距平之差，从图中可以看到，热带中、东太平洋从 1976 年以后 SST 明显增暖，出现明显的“类似 El Niño 型”的 SST 距平年代际分布，即发生了“年代际 El Niño 事件”。这种海温距平分布不仅减弱了东亚夏季风，而且对热带 Walker 环流也有重要影响。

赤道东太平洋所发生的“年代际 El Niño 现象”是导致我国华北地区持续严重干旱的重要成因，它不仅可以直接通过热带西太平洋上空环流直接影响东亚季风环流，而且可以通过影响非洲季风进而影响东亚夏季风环流。由于赤道东太平洋海温升高，出现了如图 20 所示的年代际的“类似 El Niño 型”的 SST 距平分布，从而引起热带东太平洋上升气流的增强和非洲萨赫勒地区下沉气流的增强，此下沉气流的增强导致了非洲萨赫勒地区反气旋环流增强；并且，黄荣辉等[58]通过相关分析结果指出，在年代际时间尺度上，从非洲萨赫勒及以东地区经阿拉伯半岛、伊朗南部和阿拉伯海上空以及印度半岛到我国华南地区的亚非季风带上的季风环流系统异常似乎还存在一个遥相关波列的分布。因此，非洲萨赫勒地区上空的反气旋环流异常通过从非洲萨赫勒地区经阿拉伯海、印度半岛到我国华南地区上

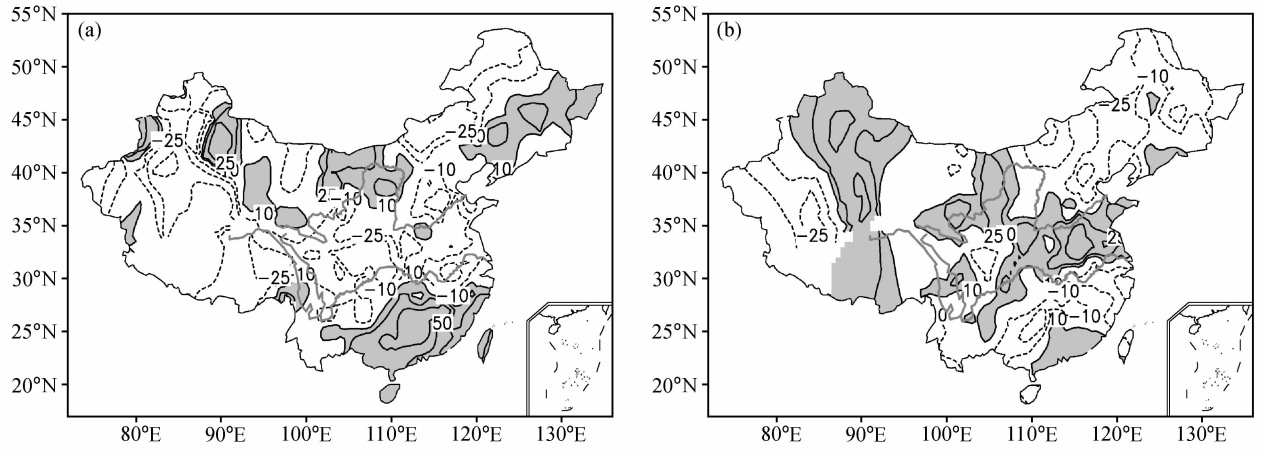

图 19 (a) 1994、2002、2006 年和 (b) 1995、2003、2007 年 中国夏季降水距平百分率的合成分布。实、虚线表示正、负降水距平；阴影表示正距平

Fig. 19 Composite distributions of rainfall anomaly percentage in China (a) for the summers of 1994, 2002 and 2006 and (b) for the summers of 1995, 2003 and 2007. Solid and dashed contours indicate positive and negative anomalies, respectively, and areas of positive values are shaded

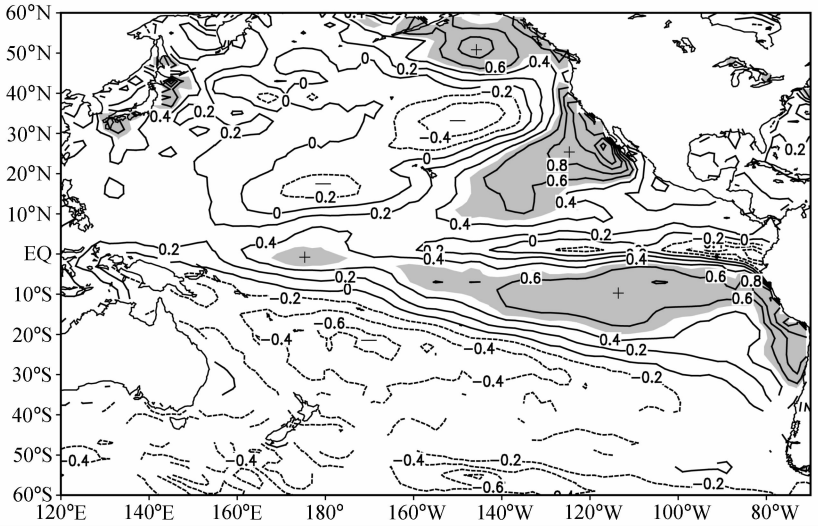

图 20　热带太平洋 1977～2000 年期间与 1967～1976 年期间夏季平均的海表温度（SST）距平之差（单位：℃）。实、虚线表示正、负海温距平；阴影表示正距平区大于 0.5℃区域

Fig. 20　Difference between the summer (Jun－Aug) SST anomalies in the tropical Pacific averaged for 1977－2000 and those for 1967－1976. Units: ℃. The solid and dashed lines indicate the positive and negative anomalies, respectively, and areas with the positive anomalies over 0.5℃ are shaded

空对流层下层所存在的季风环流异常遥相关波列会引起我国华南和东部上空环流的异常，从而影响到华北地区上空的环流。这表明热带 Walker 环流的变化所引起非洲季风的变化似乎也可以通过波列的传播来影响东亚季风的变化。

从上可以看到：热带太平洋在 20 世纪 70 年代中后期所发生的年代际增暖现象可以通过两个途径来影响我国夏季气候的年代际变化：一是通过热带西太平洋海-气相互作用影响西太平洋副热带高压的变化，进而影响东亚季风环流和水汽输送；二是通过 Walker 环流影响非洲季风环流，再通过行星波列的传播，进而影响我国华南和东部地区上空夏季风环流的年代际变化。

5.3　我国西部干旱、半干旱地区和青藏高原热力变化对东亚季风系统的影响

由于季风是海陆热力差异所形成，不仅热带太平洋的热力变化对东亚季风系统的变化有严重影响，而且我国西北干旱、半干旱和青藏高原热力变化对东亚季风系统的变化也有重要影响。

5.3.1　我国西部干旱、半干旱区地-气温差的变化及其对东亚季风系统变化的影响

周连童和黄荣辉[95, 96]选取西北干旱、半干旱区 55 个站的地表温度及地表附近气温的观测资料，分析了我国西北干旱、半干旱区春、夏季地-气温差变化及其对东亚夏季季风降水的影响，指出我国西北干旱、半干旱区春季地-气温差与我国江淮流域降水存在正相关，而与我国华北地区夏季降水有负相关。并且，他们的分析结果还表明：我国西北干旱、半干旱区的地-气温差存在着明显的年代际变化，从 1976 年之后我国西北干旱、半干旱区的地-气温差距平值从负值跃变为正值，并一直持续到现在，这表明此地区春季地-气温差从 20 世纪 70 年代中后期迄今明显增强。这个地区的地-气温差的增强，使得位于我国西北干旱区的上升流增强，从而使得华北地区上空下沉气流也随之增强，导致黄河流域和华北地区夏季降水减少，且发生了年代际的持续干旱现象。

5.3.2　青藏高原雪盖的变化及其对东亚季风系统的影响

青藏高原陆面热状况对东亚季风系统有着重要影响，叶笃正和高由禧[97]首先指出了青藏高原对亚洲季风的热力作用。Wu 和 Zhang[98]的研究表明了青藏高原的热力对于亚洲夏季风的爆发起到似如“抽气汞”的触发作用。然而，由于青藏高原的热力作用受到高原积雪的影响，因此，高原积雪对于亚洲季风的变化起到重要作用，特别是青藏高原的积雪面积大、深度深，对东亚夏季风系统的变化有着重要作用。韦志刚等[99]和 Huang 等[30]从观测资

料的分析结果指出青藏高原冬、春雪盖与我国长江流域南部的汛期降水有明显的正相关，而与华北地区夏季降水有负相关。这表明：若青藏高原冬、春积雪天数多、深度大，则夏季洞庭湖、鄱阳湖和江南地区的梅雨强，而华北地区夏季降水弱。

韦志刚等[100]以及 Huang 等[30]分析了青藏高原冬、春季积雪天数和深度的年代际变化情况，指出青藏高原冬、春季无论积雪天数或积雪深度都有很大的年代际变化。相对于 1976 年以前，从 1976 年迄今，青藏高原冬、春季无论积雪天数或积雪深度都增加了。青藏高原冬、春季积雪的这种年代际变化使得华北地区夏季降水减少和长江和淮河流域降水增加。

6 东亚季风气候系统变化对我国旱涝气候灾害的影响

发生在我国的严重气候灾害是直接与上述东亚季风气候系统各成员的年际、年代际变化密切相关。为此，我们系统分析了上一节所述的东亚季风气候系统各成员的年际和年代际变化及其对我国旱涝气候灾害的影响，从而提出了长江流域严重洪涝灾害发生的气候学模型及华北地区持续干旱灾害的气候背景。

6.1 长江流域严重洪涝灾害发生的气候学模型

黄荣辉等[1~3, 30]分析了 1980 年以来我国长江流域所发生的洪涝灾害，特别是 1998 年夏季长江流域发生的特大严重洪涝灾害发生成因以及东亚季风气候系统各成员的异常情况，提出了夏季长江流域严重洪涝灾害发生的气候学模型。如图 21 所示，(1) 长江流域严重洪涝一般发生在热带太平洋 El Niño 事件的衰减期或 La Niña 事件的发展期，如 1954 年、1998 年和 1991 年夏季长江流域发生严重洪涝都是 El Niño 事件的衰减期或 La Niña 事件的发展期，1997/1998 年 El Niño 事件对 1998 年夏季长江流域特大洪涝有直接影响，热带太平洋 1997 年 5 月所发生的 El Niño 事件从 1998 年初夏就开始衰减，因此，1998 年夏季汛期正处于 El Niño 事件的衰减期。按照图 18b 所示，长江流域，特别是

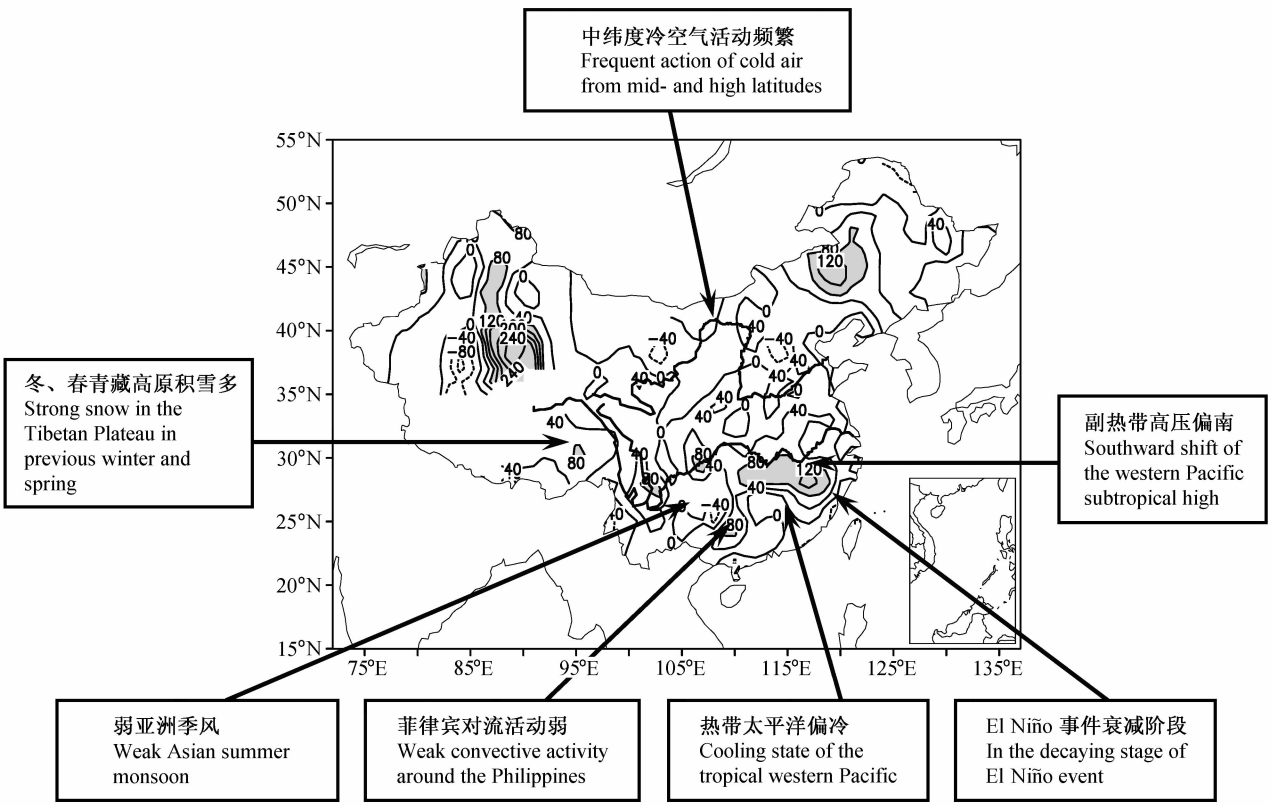

图 21 引起长江流域严重洪涝灾害发生的东亚季风气候系统各子系统异常示意图

Fig. 21 Schematic map of various component anomalies of the East Asian monsoon climate system causing severe flood disasters in the Yangtze River valley

洞庭湖、鄱阳湖以及湘江、资水、沅江、澧水流域降水应偏多，因此，在上述地区汛期降水比常年降水增加了近 100%，发生了特大洪涝。(2) 长江流域严重洪涝一般发生在热带西太平洋偏冷时。由于在 1998 年夏，热带东太平洋 El Niño 事件正处于衰减期，此时热带西太平洋次表层海温还没有开始增加，而热带中、东太平洋的次表层海温已变冷，这就使得 1998 年夏季整个热带西太平洋暖池海域的次表层海温处于偏低状态，故菲律宾周围的对流活动很弱，西太平洋副热带高压位置一直偏南、偏西，且稳定在热带西太平洋和华南上空，从而造成夏季风雨带稳定在长江流域，使得长江流域发生特大洪涝。(3) 长江流域严重洪涝灾害一般发生在亚洲季风偏弱时，1998 年亚洲夏季风偏弱，亚洲季风从孟加拉湾、南海和热带西太平洋携带大量水汽在长江流域辐合，这有利于夏季长江流域多雨，使此流域发生严重洪涝。(4) 长江流域严重洪涝发生必须有频繁的北方弱冷空活动。陶诗言等[101]的研究表明长江流域梅雨锋的形成与维持必须有北方冷空气不断南下到达长江流域，以便维持梅雨锋的弱斜压性，使夏季风从孟加拉湾、南海和热带西太平洋带来的水汽在长江流域抬升，从而维持梅雨锋上中尺度系统不断发展，引发长江流域的持续性暴雨，从而使长江流域出现严重洪涝灾害。(5) 长江流域严重洪涝灾害发生时往往有强的 30～60 天低频振荡从孟加拉湾和中印半岛传播到长流流域。陶诗言等[102]的研究表明，在 1998 年夏季由于印度西南季风随着三次强的低频振荡把大量水汽从孟加拉湾输送到长江流域，从而随着每次低频振荡的增强，长江流域就发生了持续性暴雨。(6) 长江流域严重洪涝的前冬春青藏高原有严重积雪。1997 年冬和 1998 年春青藏高原降了历史上罕见的大雪，这有利于夏季洞庭湖和鄱阳湖降水偏多，发生洪涝。因此，1998 年夏季由于处于 ENSO 事件的衰减期，且西太平洋暖池海温处于冷状态，亚洲夏季风偏弱，再加上 1997 年冬至 1998 年春高原出现异常严重降雪，这些因子的叠加致使长江流域汛期降水异常偏多，发生了特大洪涝灾害，给我国造成了严重的经济损失和重大人员伤亡。因此，引起 1998 年夏季长江流域特大洪涝的物理因子是多方面的 (图 21)。

6.2　华北持续干旱的气候背景

正如第 4 节所述，从 1976 年以后，由于华北地区夏季降水明显减少，导致华北地区发生了持续严重干旱灾害。由于从 1970 年代后期开始迄今我国旱涝灾害的加剧，特别是华北地区发生了持续严重干旱，造成此地区水资源严重缺乏，从而带来严重的经济损失。

黄荣辉等[58]从东亚季风气候系统各成员的年代际变化及其它们的互相作用系统地分析华北地区从 20 世纪 70 年代后期迄今所发生的持续干旱的机理。分析结果表明：正如图 22 所示，华北持续干旱发生的气候背景：(1) 从 20 世纪 70 年代中后期迄今，热带中、东太平洋海温上升，并出现“类似于 El Niño 型”分布的年代际海温距平。热带太平洋海温的这种年代际变化引起了东亚和西太平洋上空 EAP 型环流异常遥相关的年代际变化，从而导致东亚夏季风变弱、西太平洋副热带高压偏南、偏西，这使得亚洲季风减弱，季风所携带的大量水汽在长流流域辐合，故到达华北地区的水汽减少，这引起了华北地区夏季降水减弱。(2) 热带太平洋所发生的“类似于 El Niño 型”的海温年代际变化还引起热带 Walker 环流的变化。由于热带 Walker 环流从 20 世纪 70 年代中后期的变化引起北非下沉气流的加强，使得北非萨赫勒及以东地区上空反气旋环流异常的增强，并由于遥相关波列的传播，导致我国华南和西南地区上空反气旋环流距平的增强。(3) 在中高纬度地区所存在的欧亚型 (EU 型) 遥相关波列[103]发生了年代际变化，这对于我国华北和东亚上空夏季大气环流的年代际异常也有重要影响。由于此遥相关型与从热带西太平洋传播而来 EAP 型波列的年代际相互作用，使得从 20 世纪 70 年代中后期开始至今华北上空出现了反气旋环流距平，这引起到达华北的偏南季风气流减弱，从而导致此区域夏季降水严重减少。(4) 相对于 20 世纪 60～70 年代，在 20 世纪 80～90 年代青藏高原冬、春积雪天数增多、深度加深；并且，我国西北干旱、半干旱区地-气温差增大，特别春季感热增强。这些有利于长江和淮河流域夏季降水增多，而不利于华北地区夏季的降水。此外，从青藏高原西侧经伊朗、印度次大陆、云贵高原到高原东侧的绕流从 20 世纪 70 年代中后期也大大减弱[104]，这也削弱了夏季东亚地区的偏南季风，从而影响到华北地区的夏季降水。

从上分析结果可以看到，由于东亚季风气候系统的年代际变化，使得华北地区从 20 世纪 70 年代

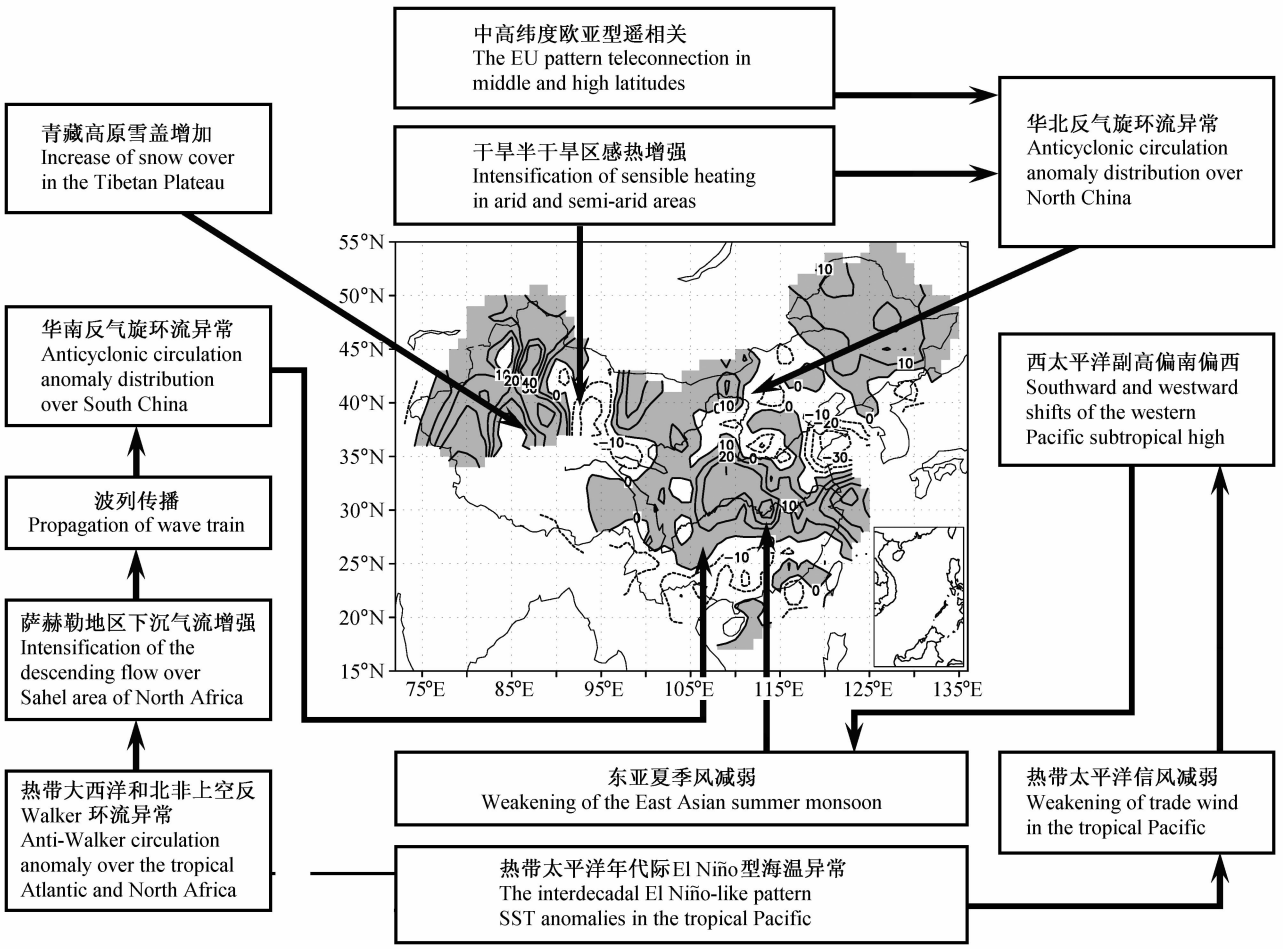

图 22 引起我国华北持续干旱发生的东亚气候系统的年代际变化示意图

Fig. 22 Schematic diagram of the interdecadal variations of East Asian climate system causing the persistent drought in North China

中后期开始迄今发生了持续严重干旱，而长江、淮河流域从 70 年代中后期开始迄今夏季降水增多并经常出现洪涝灾害。这些严重气候灾害严重影响我国工农业生产和经济的可持续发展。

7 总结和讨论

从上面对最近几年关于东亚季风系统的时空变异及其对我国旱涝气候灾害影响研究的回顾和综述可以看到，我国最近几年对于东亚季风系统的时空变化特征及其对我国旱涝气候灾害发生的影响研究取得很大进展。这些进展可以大致概括如下：

（1）东亚季风系统无论从纬向和经向风场垂直结构、冬、夏季风循环、水汽输送和降水特征明显不同于南亚、北澳季风系统，它是亚澳季风大系统中一个相对独立的季风系统。

（2）EASM 系统有明显的时空变化特征。EASM 在年际时间尺度上存在着准两年周期振荡，这个振荡在空间上具有明显的经向三极子分布特征，这引起我国旱涝灾害的分布也有明显的经向三极子特征；并且，EASM 从 1976 年后至今发生一次明显变弱的年代际变化，这个变化在我国华北地区表现尤其明显。

（3）EAWM 系统也有明显的时空变化特征。在年际时间尺度上，它受到 ENSO 循环的影响，故一般有准四年振荡特征；并且，从 1987 年起至今也发生了一次明显变弱的年代际变化，这使我国发生连续性暖冬。并且，从动力理论分析的结果表明无论年际或年代际时间尺度，EAWM 系统的变化严重受北半球准定常行星波活动的影响。

（4）东亚季风系统不仅是一个大气环流系统，而且它的变化是与亚太地区的海-陆-气耦合系统的变化密切相关，因此，可把这个耦合系统称之为东

亚季风气候系统。

（5）我国旱涝气候灾害的发生与东亚季风气候系统的各成员变异密切相关，因而，从东亚季风气候系统各成员的年际和年代际变化提出我国长江流域严重洪涝发生的气候学概念模型和华北地区持续干旱发生的气候背景，这可以为我国旱涝气候灾害的预测提供某些科学依据。

尽管关于东亚季风系统的时空变异及其对我国气候灾害影响的研究取得很大进展，但是我们应该看到：关于东亚季风系统时空变异的特征、过程及其机理仍有许多重要问题不清楚，特别是对季风内动力学、旱涝气候灾害发生机理还是一知半解；并且，对东亚夏季风雨带分布的数值模拟及旱涝气候灾害的数值预测的研究进展至今还很缓慢。因此，我们有必要从观测资料、动力理论和数值模拟等方面进一步分析和研究影响东亚季风系统的海-陆-气耦合的外强迫和季风环流系统的内动力过程，特别是它内部不同时间尺度和不同空间尺度变化的相互作用过程和机理，进一步揭示东亚季风系统时空变异及其对我国旱涝气候灾害的影响机理，从而提高对东亚季风系统变异和我国旱涝气候灾害的水平。

参考文献（References）

[1] 黄荣辉，张庆云，阮水根，等. 我国气象灾害的预测预警与科学防灾减灾对策. 北京：气象出版社，2004. 148pp
Huang Ronghui, Zhang Qingyun, Ruan Shuigen, et al. *Prediction and Warning of Meteorological Disasters in China and Scientific Decision for the Prevention and Mitigation of These Disasters* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004. 148pp

[2] 黄荣辉，周连童. 我国重大气候灾害特征、形成机理和预测研究. 自然灾害学报，2002，**11**：1～9
Huang Ronghui, Zhou Liantong. Research on the characteristics, formation mechanism and prediction of severe climatic disasters in China. *Journal of Natural Disasters* (in Chinese), 2002, **11**: 1～9

[3] 黄荣辉，陈际龙，周连童，等. 关于中国重大气候灾害与东亚气候系统之间关系的研究. 大气科学，2003，**27**：770～787
Huang Ronghui, Chen Jilong, Zhou Liantong, et al. Studies on the relationship between the severe climatic disasters in China and the East Asia climate system. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2003, **27**: 770～787

[4] 竺可桢. 东南季风与中国之雨量. 地理学报，1934，**1**：1～27
Zhu Kezhen. Southeast monsoon and rainfall in China. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 1934, **1**: 1～27

[5] 涂长望，黄仕松. 夏季风进退. 气象杂志，1944，**18**：1～20
Tu Changwang, Huang Shisong. The advance and retreat of the summer monsoon. *Meteorological Magazine* (in Chinese), 1944, **18**: 1～20

[6] Tao Shiyan, Chen Longxun. The East Asian summer monsoon. Proceedings of International Conference on Monsoon in the Far East, Tokyo, 5－8 Nov. 1985. 1～11

[7] Tao Shiyan, Chen Longxun. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*. Chang C P and Krishnamurti T N, Eds. Oxford University Press, 1987

[8] 陈隆勋，朱乾根，罗会邦，等. 东亚季风. 北京：气象出版社，1991. 362pp
Chen Longxun, Zhu Qian'gen, Luo Huibang, et al. *East Asian Monsoon* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1991. 362pp

[9] Ding Yihui. *Monsoon over China*. Kluwer Academy Publisher, 1994. 420pp

[10] 黄荣辉，李崇银，王绍武. 我国旱涝重大气候灾害及其形成机理研究. 北京：气象出版社，2003. 483pp
Huang Ronghui, Li Chongyin, Wang Shaowu. *Research on Severe Climatic Disasters of Droughts and Floods and Formation Mechanism of These Disasters* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2003. 483pp

[11] Huang Ronghui, Zhou Liantong, Chen Wen. The progresses of recent studies on the varibilities of the East Asian monsoon and their causes. *Adv. Atmos. Sci.*, 2003, **20**: 55～69

[12] 黄荣辉. 我国重大气候灾害的形成机理和预测理论研究. 地球科学进展，2006，**21**：564～575
Huang Ronghui. Progresses in research on the formation mechanism and prediction theory of severe climatic disasters in China. *Adv. Earth Sci.* (in Chinese), 2006, **21**: 564～575

[13] Ramage C. Monsoon Meteorology. *International Geophysics Series*, San Diego, Calif.: Academic Press, 1971. **15**: 296pp

[14] Murakami T, Matsumoto J. Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1994, **72**: 719～745

[15] Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1992, **118**: 877～926

[16] Li J P, Zeng Q C. A unified monsoon index. *Geohpys. Res. Lett.*, 2002, **29**, 1274, doi: 10.1029/2001GL013874

[17] Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, et al. Monsoon: Processes predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**: 14451～14510

[18] Trenberth K E, Hurrell J W, Stepaniak D P. The Asian monsoon: Global perspectives. *The Asian Monsoon*, Wang B, Ed, Springer, 2006. 67～87

[19] 黄荣辉，陈文，丁一汇，等. 关于季风动力学以及季风与

ENSO 循环相互作用的研究. 大气科学, 2003, **27**: 484～502
Huang Ronghui, Chen Wen, Ding Yihui, et al. Studies on the monsoon dynamics and the interaction between monsoon and ENSO cycle. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2003, **27**: 484～502

[20] 陈际龙, 黄荣辉. 亚澳季风各子系统气候学特征的异同研究 I. 夏季风流场结构. 大气科学, 2006, **30**: 1091～1902
Chen Jilong, Huang Ronghui. The comparison of climatological characteristics among Asian and Australian monsoon subsystem. Part I: The wind structure of summer monsoon. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2006, **30**: 1091～1102

[21] Huang Ronghui, Chen Jilong, Huang Gang. Characteristics and variations of the East Asian monsoon system and its impacts on climate disasters in China. *Adv. Atmos. Sci.*, 2007, **24**: 993～1023

[22] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, **77**: 437～471

[23] Yasunari T. The monsoon year——A new concept of the climatic year in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1991, **72**: 133～138

[24] Li C, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, 1996, **9**: 358～375

[25] Tomas R, Webster P J. On the location of the intertropical convergence zone and near equatorial convection: The role of inertial instability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1997, **123**: 1445～1482

[26] Goswami B N, Wu G X, Yasunari T. The annual cycle, intraseasonal oscillations, and roadblock to seasonal predictability of the Asian summer monsoon. *J. Climate*, 2006, **19**: 5078～5099

[27] Huang Ronghui, Gu Lei, Zhou Liantong, et al. Impact of the thermal state of the tropical western Pacific on onset date and process of the South China Sea summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, 2006, **23**: 909～924

[28] 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热力状态的关系. 大气科学, 2005, **29**: 20～36
Huang Ronghui, Gu Lei, Xu Yuhong, et al. Characteristics of the interannual variations of onset and advance of the East Asian summer monsoon and their associations with thermal states of the tropical western Pacific. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2005, **29**: 20～36

[29] Chang C P, Erickson J E, Lau K M. Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during 1974. Part I: Synoptic aspects. *Mon. Wea. Rev.*, 1979, **107**: 812～829

[30] Huang Ronghui, Huang Gang, Wei Zhigang. Climate variations of the summer monsoon over China. *East Asian Monsoon*, Chang C P, Ed., World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 2004. 213～270

[31] 黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别. 大气科学, 1998, **22**: 460～469
Huang Ronghui, Zhang Zhenzhou, Huang Gang, et al. Characteristics of the water vapor transport in East Asian monsoon region and its difference from that in South Asian monsoon region in summer. *Chinese J. Atmos. Sci.* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1998, **22**: 460～469

[32] 陈际龙, 黄荣辉. 亚澳季风各子系统气候学特征的异同研究 II. 夏季风水汽输送. 大气科学, 2007, **31**: 766～778
Chen Jilong, Huang Ronghui. The comparison of climatological characteristics among Asian and Australian monsoon subsystems. Part II: Water vapor transport by summer monsoon. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2007, **31**: 766～778

[33] Uppala S M, Coauthors. The ERA-40 reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2005, **131**: 2961～3012

[34] Chisholm A J, Renick J H. The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. *Alberta Hail Studies*, Research Council of Alberta Hail Studies, Rep. 72-2, Edmonton, Canada, 1972, 24～31

[35] Iguchi T, Kozu T, Meneghini R, et al. Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. *J. Appl. Meteor.*, 2000, **39**: 2038～2052

[36] Huang Gang. An index measuring the interannual variation of the East Asian summer monsoon—The EAP index. *Adv. Atmos. Sci.*, 2004, **21**: 41～52

[37] Nitta Ts. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, **64**: 373～390

[38] Huang Ronghui, Li Weijing. Influence of the heat source anomaly over the tropical western Pacific on the subtropical high over East Asia. Proceedings of International Conference on the General Circulation of East Asia. Chengdu, 10 – 15 April 1987, 40～51

[39] 黄荣辉, 李维京. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制. 大气科学, 1988, **12** (特刊): 107～116
Huang Ronghui, Li Weijing. Influence of heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia and its physical mechanism. *Chinese J. Atmos. Sci.* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1988, **12** (Special Issue): 107～116

[40] 郭其蕴. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析. 地理学报, 1983, **38**: 297～217
Guo Qiyun. The summer monsoon intensity index in East Asia and its variation. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 1983, **38**: 297～217

[41] Xie P, Arkin P A. Analyses of global monthly precipitation

using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J. Climate*, 1997, **9**: 804～858

[42] Wang B, Lin H, Zhang Y S, et al. Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon. *J. Climate*, 2004, **17**: 699～710

[43] 何金海，罗京佳. 南海夏季风爆发和亚洲夏季风推进特征及其形成机制的探讨. 见：何金海等编. 亚洲季风研究的新进展. 北京：气象出版社，1999. 74～81
He Jinhai, Luo Jingjia. Features of South China Sea monsoon onset and Asian summer monsoon establishment sequence along with its individual mechanism. *The Recent Advances in Asian Monsoon Research* (in Chinese). He Jinhai, et al., Eds., Beijing: China Meteorological Press, 1999. 74～81

[44] Ding Yihui, He Chun. The summer monsoon onset over the tropical eastern Indian Ocean: The earliest onset process of the Asian summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, 2006, **23**: 940～950

[45] 梁建茵，吴尚森. 南海西南季风爆发日期及其影响因子. 大气科学，2002，**26**：829～844
Liang Jianyin, Wu Shangsen. A study of southwest monsoon onset date over the South China Sea and its impact factors. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2002, **26**: 829～844

[46] 叶笃正，陶诗言，李麦村. 在六月和十月大气环流的突变现象. 气象学报，1958，**29**：249～263
Yeh Tucheng, Dao Shihyen, Li Meitsiun. The abrupt change of circulation over Northern Hemisphere during June and October. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1958, **29**: 249～263

[47] Krishnamurti T N, Ramanathan Y. Sensitivity of the monsoon onset to differential heating. *J. Atmos. Sci.*, 1982, **39**: 1290～1306

[48] McBride J J. The Australian summer monsoon. *Monsoon Meteorology*, Chang C P, Krishnamurti T N, Eds. Oxford University Press, 1987. 203～232

[49] Huang Ronghui, Sun Fengying. Impact of the heat source anomaly over the tropical western Pacific on East Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **70**: 243～256

[50] Mooley D A, Parthasarathy B. Fluctuations in all-India summer monsoon rainfall during 1871－1987. *Climate Change*, 1984, **6**: 287～301

[51] Yasunari T, Suppiah R. Some problems on the interannual variability of Indonesian monsoon rainfall. *Tropical Rainfall Measurements*, Theon J S and Fugono N, Eds., Deepak Hampton, 1988, 113～132

[52] 缪锦海，刘家铭. 东亚季风降水的年际变化. 应用气象学报，1990，**1**：377～382
Miao Jinhai, Lau K M. Interannual variations of summer monsoon rainfall over East Asia. *J. Applied Meteor.* (in Chinese), 1990, **1**: 377～382

[53] 殷宝玉，王莲英，黄荣辉. 东亚夏季风降水的准两年振荡及其可能的物理机制. 见：黄荣辉等编. “灾害性气候的气候的预测及其对农业年景和水资源调配的影响”项目论文Ⅱ：灾害性气候的过程及诊断. 北京：气象出版社，1996. 196～205
Yin Baoyu, Wang Lianying, Huang Ronghui. Quasi-biennial oscillation of summer monsoon rainfall in East Asia and its physical mechanism. *Collected Papers of the Project “Disastrous Climate Prediction and Its Impact on Agriculture and Water Resources”*, Ⅱ: *Processes and Diagnoses of Disastrous Climate* (in Chinese). Huang Ronghui et al., Eds., Beijing: China Meteorological Press, 1996. 196～205

[54] Chang C P, Zhang Y S, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. I, II. *J. Climate*, 2000, **13**: 4310～4340

[55] 黄荣辉，陈际龙，黄刚，等. 中国东部夏季降水的准两年周期振荡及其成因. 大气科学，2006，**30**：545～560
Huang Ronghui, Chen Jilong, Huang Gang, et al. The quasi-biennial oscillation of summer monsoon rainfall in China and its cause. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2006, **30**: 545～560

[56] 黄荣辉，徐予红，周连童. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势. 高原气象，1999，**18**：465～476
Huang Ronghui, Xu Yuhong, Zhou Liantong. Interdecadal variations of summer precipitation in China and drought trend in North China. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 1999, **18**: 465～476

[57] Huang Ronghui. Decadal variability of the summer monsoon rainfall in East Asia and its association with the SST anomalies in the tropical Pacific. *CLIVAR Exchange*, 2001, **2**: 7～8

[58] 黄荣辉，蔡榕硕，陈际龙，等. 我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系. 大气科学，2006，**30**：730～743
Huang Ronghui, Cai Rongshuo, Chen Jilong, et al. Interdecadal variations of drought and flooding disasters in China and their association with the East Asian climate system. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2006, **30**: 730～743

[59] Ren Baoahua, Lu Riyu, Xiao Ziniu. A possible linkage in the interdecadal variability of rainfall over North China and the Sahel. *Adv. Atmos. Sci.*, 2004, **21**: 699～707

[60] 李建平，曾庆存. 一个新的季风指数及其年际变化和与雨量的关系. 气候与环境研究，2005，**10**：351～365
Li J P, Zeng Q C. A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2005, **10**: 351～365

[61] 鲍名，黄荣辉. 近 40 年中国暴雨年代际的变化特征. 大气科学，2006，**30**：1057～1067
Bao Ming, Huang Ronghui. Characteristics of the interdecadal variations of heavy rain over China in the last 40 years. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2006, **30**: 1057～1067

[62] 康丽华，陈文，魏科. 我国冬季气温年代际变化及其与大气环流异常变化的关系. 气候与环境研究，2006，**11**：330～339

Kang Lihua, Chen Wen, Wei Ke. The interdecadal variation of winter temperature in China and its relation to the anomalies in atmospheric general circulation. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2006, **11**: 330～339

[63] Lau K M, Chang C P. Planetary scale aspects of the winter monsoon and atmospheric teleconnections. *Monsoon Meteorolgoy*, Chang C P, Krishnamurti T W, Eds. Oxford University Press, 1987. 161～201

[64] 陶诗言. 阻塞形势破坏时期的一次东亚寒潮过程. 气象学报, 1957, **28**: 63～74
Tao Shiyan. A synoptic and aerological study on a cold wave in the Far East during the period of the break down of the blocking situation over Euroasia and Atlantic. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1957, **28**: 63～74

[65] 陶诗言. 十年来我国对东亚寒潮的研究. 气象学报, 1959, **30**: 226～230
Tao Shiyan. Study on East Asian cold waves in China during recent 10 year (1949－1959). *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1959, **30**: 226～230

[66] 丁一汇. 东亚冬季风的统计研究. 热带气象, 1990, **6**: 119～128
Ding Yihui. A statistical study of winter monsoons in East Asia. *J. Tropical Meteor.* (in Chinese), 1990, **6**: 119～128

[67] 王遵娅, 丁一汇. 近 53 年中国寒潮的变化特征及其可能成因. 大气科学, 2006, **30**: 1068～1076
Wang Zunya, Ding Yihui. Climate change of the cold wave frequency of China in the last 53 years and the possible reasons. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2006, **30**: 1068～1076

[68] Chen Wen, Graf Hans-F. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relationship to global circulation. *Max-Planck-Institute fur Meteorologie*, Report No. 250, 1998, 1～35

[69] Chen Wen, Graf Hans-F. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relationship to the summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, 2000, **17**: 48～60

[70] 黄荣辉, 魏科, 陈际龙, 等. 东亚 2005 年和 2006 年冬季风异常及其与准定常行星波活动关系的分析研究. 大气科学, 2007, **31**: 1033～1048
Huang Ronghui, Wei Ke, Chen Jilong, et al. The East Asian winter monsoon anomalies in the winters of 2005 and 2006 and their relations to the quasi-stationary planetary wave activity in the Northern Hemisphere. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2007, **31**: 1033～1048

[71] Wu Bingyi, Wang Jia. Winter Arctic Oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, **29**: doi: 10.1029/2002GL015373

[72] Chen Wen, Takahashi M, Graf H-F. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108** (D24): doi: 10.1029/2003 JD003834

[73] Huang Ronghui, Wang Lin. Interdecadal variations of Asian winter monsoon and its association with the planetary wave activity. *Proc. Symposium on Asian Monsoon*, Kuala Lumpur, Malaysia, 4－7 April 2006, 126

[74] 陈文, 黄荣辉. 北半球冬季准定常行星波的三维传播及其年际变化. 大气科学, 2005, **29**: 137～146
Chen Wen, Huang Ronghui. The three-dimensional propagation of quasi-stationary planetary waves in the Northern Hemisphere winter and its intrannual variations. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2005, **29**: 137～146

[75] Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**: 2073～2076

[76] Gong D Y, Ho C. Arctic oscillation signals in the East Asian summer monsoon. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**: 4066, doi: 10.1029/2003JD002193

[77] Thomperson D W J, Wallace J M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25**: 1297～1300

[78] Thomperson D W J, Wallace J M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 2000, **13**: 1000～1016

[79] Kurihara K. A climatological study on the relationship between the Japanese summer weather and the subtropical high in the western northern Pacific. *Geophys. Mag.*, 1989, **43**: 45～104

[80] Lu Riyu. Interannual variability of the summertime North Pacific subtropical high and its relation to atmospheric convection over the warm pool. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2001, **79**: 771～783

[81] Lu Riyu, Dong Buwen. Westward extension of North Pacific subtropical high in summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2001, **79**: 1229～1241

[82] Huang Ronghui, Wu Yifang. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. *Adv. Atmos. Sci.*, 1989, **6**: 21～32

[83] Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the 86/87 and 91/92 events. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1996, **74**: 49～62

[84] Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. A diagnostic study of the impact of El Niño on precipitation in China. *Adv. Atmos. Sci.*, 1999, **16**: 229～241

[85] 陈文. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响. 大气科学, 2002, **26**: 595～610
Chen Wen. Impact of El Niño and La Niña on the cycle of the East Asian winter and summer monsoon. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2002, **26**: 595～610

[86] 黄荣辉, 陈文. 关于亚洲季风与 ENSO 循环相互作用研究最近的进展. 气候与环境研究, 2002, **7**: 146～159
Huang Ronghui, Chen Wen. Recent progresses in the research on the interation between Asian monsoon and ENSO

cycle. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2002, **7**: 146～159

[87] 张人禾. El Niño 盛期印度夏季风水汽输送在我国华北地区夏季降水异常中的作用. 高原气象, 1999, **18**: 567～574
Zhang Renhe. The role of Indian summer monsoon water vapor transportation on the summer rainfall anomalies in the Northern part of China during the El Niño mature phase. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1999, **18**: 567～574

[88] Ashok K, Behera S, Rao S A, et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, 2007, **112**: C11007, doi: 10.1029/2006 JC003798

[89] Weng H Y, Ashok K, Behera S K, et al. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate Dynamics*, 2007, **29**: 113～129, doi: 10.1007/s00382-007-0234-0

[90] 张志华. 不同类型的 El Niño 事件及其形成机制的研究. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2007. 135pp
Zhang Zhihua. Research on different pattern El Niño events and their formation mechanism. Ph. D. dissertation (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 2007. 135pp

[91] Bao Ming. Relationship between persistent heavy rain events in the Huaihe River valley and distribution pattern of convective activities in the tropical western Pacific warm pool. *Adv. Atmos. Sci.*, 2008, **25** (to be published)

[92] Bao Ming, Han Rongqing. Delayed impact of the El Niño episodes in the central equatorial Pacific and their decaying evolution on the summertime climate anomalies of the eastern China in 2003 and 2007. *Adv. Atmos. Sci.*, 2008 (submitted)

[93] Zhang Y, Wallace J M, Battisti D S. ENSO like interdecadal variability: 1900－1993. *J. Climate*, 1997, **10**: 1004～1020

[94] Chao Y, Ghil M, McWilliams J C. Pacific interdecadal variability in the century's sea surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, **27**: 2261～2264

[95] 周连童, 黄荣辉. 关于我国夏季气候年代际变化特征及其可能成因的研究. 气候与环境研究, 2003, **8**: 274～290
Zhou Liantong, Huang Ronghui. Research on the characteristics of interdecadal variability of summer climate in China and its possible cause. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2003, **8**: 274～290

[96] 周连童, 黄荣辉. 中国西北干旱、半干旱区春季地气温差的年代际变化特征及其对华北夏季降水年代际变化的影响. 气候与环境研究, 2006, **11**: 1～13
Zhou Liantong, Huang Ronghui. Characteristics of the interdecadal variability of the difference between surface temperature and surface air temperature in spring in arid and semi-arid region of Northwest China and its impact on summer precipitation in North China. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2006, **11**: 1～13

[97] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 279pp
Ye Duzheng, Gao Youxi. *Tibetan Plateau Meteorology* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1979. 279pp

[98] Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**: 913～927

[99] 韦志刚, 罗四维. 中国西部积雪对我国汛期降水的影响. 见: 黄荣辉等编. "灾害性气候的预测及其对农业年景和水资源调配的影响"项目论文集 II, 灾害性气候的过程及诊断. 北京: 气象出版社, 1996. 137～140
Wei Zhigang, Luo Siwei. Impact of the snow cover in western China on the precipitation in China during the rainy season. *Collected Papers of the Project "Disastrous Climate Prediction and Its Impact on Agriculture and Water Resources"* II: *Processes and Diagnosis of Disastrous Climate* (in Chinese). Huang Ronghui et al., Eds, Beijing: China Meteorological Press, 1996. 137～140

[100] 韦志刚, 黄荣辉, 陈文, 等. 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征. 大气科学, 2002, **26**: 496～508
Wei Zhigang, Huang Ronghui, Chen Wen, et al. Spetial distributions and interdecadal variations of the snow at the Tibetan Plateau. *Chinese. J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2002, **26**: 496～508

[101] 陶诗言, 等. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225pp
Tao Shiyan, et al. *Heavy Rainfall in China* (in Chinese). Beijing: Science Press. 1980. 225pp

[102] 陶诗言, 张庆云, 张顺利. 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, 1998, **3**: 290～299
Tao Shiyan, Zhang Qingyun, Zhang Shunli. The great floods in the Changjiang River valley in 1998. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 1998, **3**: 290～299

[103] Wallace J M, Gutzler D S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 1981, **109**: 784～812

[104] 黄刚, 周连童. 青藏高原西侧绕流风系的变化及其与东亚夏季风和我国华北地区夏季降水的关系. 气候与环境研究, 2004, **9**: 316～330
Huang Gang, Zhou Liantong. The variability of the wind system circulating round the west side of the Tibetan Plateau and its relation to the East Asian summer monsoon and summer rainfall in North China. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2004, **9**: 316～330