

重建千年东亚夏季风干湿分布型指数

钱维宏, 朱亚芬, 汤帅奇

北京大学大气-海洋科学系, 北京 100871

E-mail: qianwh@pku.edu.cn

2011-03-02 收稿, 2011-07-14 接受

国家自然科学基金(40890053, 90711003)和中国科学院战略性先导科技专项(XDA05090400)资助

摘要 利用中国气象局整编的中国 1951~2008 年 160 站月平均降水量和美国 NCEP 再分析月平均风和湿度资料, 建立了我国东部地区夏季干湿分布型与东亚夏季风向北推进的关系. 利用王绍武建立的公元 950 年以来的我国东部历史时期 6 种夏季干湿分布型, 重建了过去千年东亚夏季风干湿分布型指数序列. 高(低)指数指示东亚夏季风气流偏强(弱), 推进位置偏北(南), 对应北方(南方)降水偏多的分布型. 东亚季风干湿分布型指数具有 60~70 年的周期性年代际变化. 过去千年中, 我国北方出现过连续 10 年的区域湿润期和连续 10 年以上的区域干旱期. 当前东亚夏季风干湿分布型指数正处于年代际的低谷时期, 对应着我国南方降水偏多, 北方降水偏少的分布格局.

关键词

重建季风指数
千年序列
干湿分布
年代际变化
东亚

我国位于东亚季风区, 大部分年份的夏季都会在一些大的流域出现异常的洪涝, 而在相邻的其他地区出现异常的干旱. 利用 1951~2004 年我国台站观测资料, Ding 等人^[1]分析得出我国东部夏季降水存在着偶极模态(南涝-北旱与南旱-北涝)和三极模态(长江涝与华北和华南旱, 或相反的分布)等年代际变化, 其中突变点出现在 1978 和 1992 年. 同时, 他们又利用王绍武等人^[2]的 1800~2002 年我国东部 35 站降水资料分析得到夏季区域降水存在 80 a 左右和 12 及 30~40 a 的年代际振荡. Yang 等人^[3]利用 1951~1998 年中国东部夏季降水资料分析得到从突变点 1974~1975 年后, 长江流域降水偏多, 而华南和华北降水进入偏少时期. Chang 等人^[4]利用 1951~1996 年中国降水资料分析了长江流域夏季降水的年际和年代际变化, 发现长江流域的降水年代际突变出现在 1977~1978 年. 大多数研究利用 1951 年后的中国东部地区夏季降水资料揭示出长江流域的降水年代际转变发生在 20 世纪 70 年代末^[5].

中国东部的华北和华南夏季区域旱涝, 特别是长江中下游地区旱涝是很多研究者关注的课题. 然

而, 另外两个夏季降水分布型自 1951 年以来也是经常出现的. 一个分布型是整个东部地区的夏季偏旱, 如 1960 和 1972 年中国东部降水偏少. 另外一个分布型是整个东部地区的夏季偏涝, 如 1954 和 1998 年. 这两个分布型再加上偶极模态和三极模态^[1]总共有 6 种旱涝分布型.

长江流域是东亚著名的盛夏梅雨区, 季风的强弱决定了这一地区年降水量的多与少, 即旱涝. 很多形式的东亚季风指数较好地指示了长江流域的旱涝变化^[6~11]. 近年来, 有些研究试图建立反映夏季华北和华南的季风指数^[12,13]. 每年东亚夏季风强度或向北推进的位置有一个确定的值, 对应一种东亚区域旱涝分布型. 我们试图构建一个指数, 它既能反映整个东部地区的旱涝分布型, 又能反映东亚季风气流向北推进的程度. 此外, 要研究年代际东亚季风气候变化, 更长的千年季风指数序列也显得非常必要.

本文的目的是要把上述的东亚季风气候研究扩展到下面 3 方面. 一是从偶极模态和三极模态等 4 种旱涝分布型扩展到包括整个东部偏涝、整个东部偏旱的 6 种分布型. 二是认识这 6 种旱涝分布型与季风水

汽输送推进的关系. 三是利用近半世纪逐年的6种旱涝分布型与王绍武的历史记载分布型结合, 建立近千年的东亚夏季风干湿分布型指数序列, 以便认识历史上东亚夏季风推进的年代际变化.

1 夏季降水分型

中国有独特的地形, 特别西南部的青藏高原对副热带季风的强度和位置有强烈的影响. 西风气流绕过青藏高原, 分为北侧东行的干冷气流与南侧东行的暖湿气流, 并交汇于我国东部, 形成一条雨带. 随着西太平洋副热带高压在夏季的季节性北抬, 两股交汇的气流及其产生的降水带也随之北移. 雨带的多年逐日平均可以得到夏季降水的气候季节推进, 但每年的实际降水推进和流域降水多与少是不同的. 于是, 我们选用夏季降水量(或干湿等级)的相对指标进行区域间差异的比较. 利用中国气象局整编的1951~2008年160站观测降水资料, 我们根据某一测站的5~9月降水量计算了多年气候平均降水量和方差. 由某一年的5~9月实况降水量相对该站气候降水的偏差可以划定出该年该站所属的干湿5个等级(表1)^[14]. 等级数值小表示降水量多(湿), 等级数值大表示降水量少(干).

根据1951~2008年58年5~9月份的降水量换算成降水距平百分率(或干湿等级)地理分布, 考察25个典型年干湿中心所在的地理位置与配置, 可归并得到表2. 对表2中每组指数年份的夏季干湿分布做合成得到图1中的6种降水异常(干湿)空间分布型. 在过去的58年中, 整个东部地区降水偏少, 长江降水偏多, 长江以南降水偏多和长江以南降水偏少的典型年份各为5年. 相反地, 长江降水偏少, 而华北和华南降水偏多的典型年份有3年. 在58年中, 长江降水偏多的年份要比降水偏少的年份多. 全国降水

表1 干湿5等级对应的降水量气候偏差^{a)}

干湿等级	关系式
1 (洪涝)	$R_i > (R + 1.17\sigma)$
2 (偏涝)	$(R + 0.33\sigma) < R_i \leq (R + 1.17\sigma)$
3 (正常)	$(R - 0.33\sigma) < R_i \leq (R + 0.33\sigma)$
4 (偏旱)	$(R - 0.33\sigma) < R_i \leq (R - 1.17\sigma)$
5 (干旱)	$R_i \leq (R - 1.17\sigma)$

a) R_i 是某站第 i 年观测的 5~9 月总降水量; R 和 σ 是 30 年 (1961~1990 年) 5~9 月总降水量的气候平均和标准差

表2 干湿指数和6组典型干湿年

指数	降水分布型	典型年份
1	全国东部降水偏少	1960, 1965, 1972, 1986, 2001
2	长江以南降水偏多, 长江以北降水偏少	1952, 1970, 1993, 1999, 2002
3	长江降水偏多, 华北和华南降水偏少	1980, 1983, 2000, 1969, 1979
4	全国东部降水偏多	1954, 1998
5	长江以南降水偏少, 长江以北降水偏多	1956, 1958, 1964, 1985, 2003
6	长江降水偏少, 华北和华南降水偏多	1959, 1961, 1973

偏多的典型年份只有1954和1998年. 典型年的旱涝发生特征说明, 全国性干旱频次和长江及其以南的洪涝频次相对较多. 这里的6种干湿分布型中包含了Ding等人^[1]的偶极模态和三极模态中的4种干湿分布型. 图1中的2型和5型对应降水距平分布的“偶极模态”, 3型和6型对应“三极模态”. 这里, 我们新增加了整个东部偏旱的1型和整个东部偏涝的4型干湿分布.

2 季风干湿指数

每年的干湿分布型是季风气流及其水汽输送直接作用的结果. 从每年的干湿分布型, 我们可以进一步认识其背后的大气环流特征. 我们用美国NCEP再分析数据中月平均的全球 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬度格点1000, 925, 850, 700, 600和500 hPa上的风速(u, v)和比湿 q 计算了500 hPa以下气压层平均的水汽输送量的分布^[15].

图2给出的是表2中每组年份的夏季500 hPa以下气压层平均的水汽输送量分布. 这组图逐一描述了: (1) 到达中国大陆的水汽偏少, 对应全国偏旱; (2) 到达华南沿海的水汽偏多, 对应江南降水偏多; (3) 水汽可到达长江, 对应长江降水偏多; (4) 较多的水汽到达东亚, 对应整个季风区降水偏多; (5) 水汽到达华北, 对应北方降水偏多; (6) 华南和华北的水汽输送相对比长江偏多时, 对应华北和华南降水偏多, 长江流域降水偏少. 这样, 图1与2的对应关系就清楚了, 来自低纬度的水汽输送决定了中国夏季干湿型的分布. 从图2中的气流分布看, 中国东部季风区的水汽主要来源于孟加拉湾和南海. 季风是海陆热力对比作用形成的. 图2中的水汽输送又告诉我们, 这些热力对比不仅仅与太平洋和亚洲大陆之间的温差有关^[4,8], 还决定于亚洲大陆与印度洋及与南海之

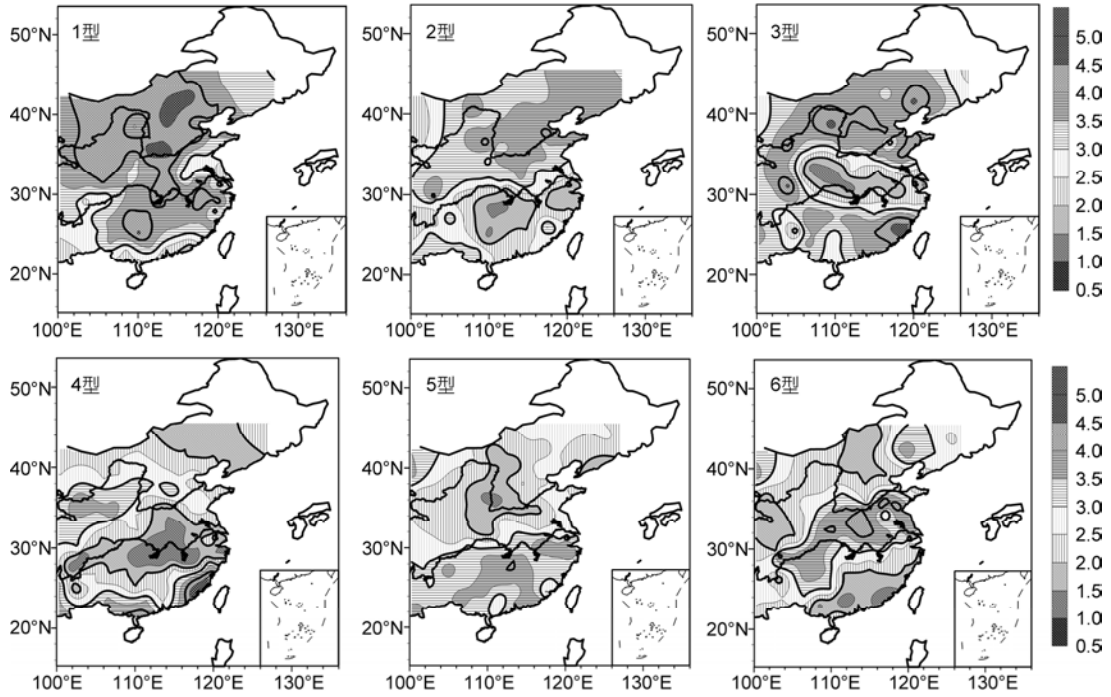


图1 表2典型干湿年合成的6组夏季(5-9月)平均干湿分布

干湿等级 1, 2, 3, 4 和 5 分别表示洪涝、偏涝、正常、偏旱和干旱。横条阴影表示干湿等级等于和大于 3, 等值线间隔为 0.5

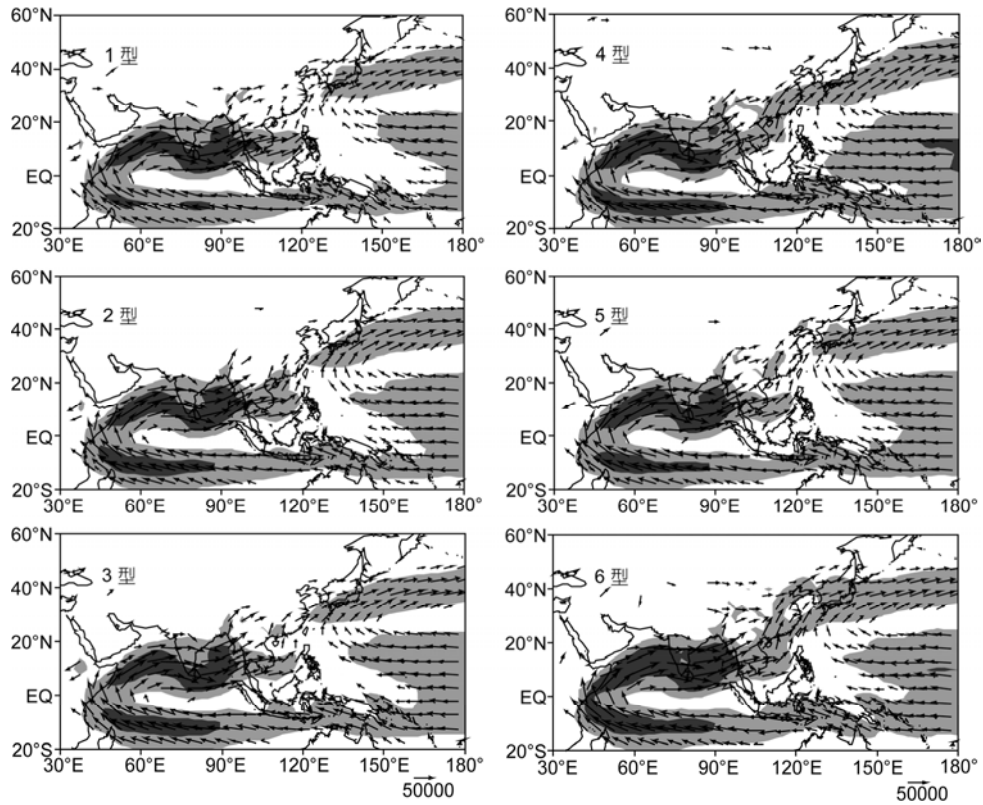


图2 6种干湿典型年(表2)的500 hPa以下对流层水汽通量合成

箭头指示水汽输送方向, 深色和浅色阴影表示水汽输送量值分别大于 60000 和 30000 $g\ m^{-1}\ s^{-1}$

间的热力对比^[16].

根据每年夏季降水空间距平百分率分布与6种典型年干湿分布的相似性,我们由此得到1951~2008年逐年东亚夏季风干湿分布型指数(简称为季风干湿指数,MDWI)序列及其标准化距平后的7点滑动平均指数序列(图3).在1951~2008年的58年中,模态1~6的年数分别是10,12,17,2,12和5年.模态年数出现

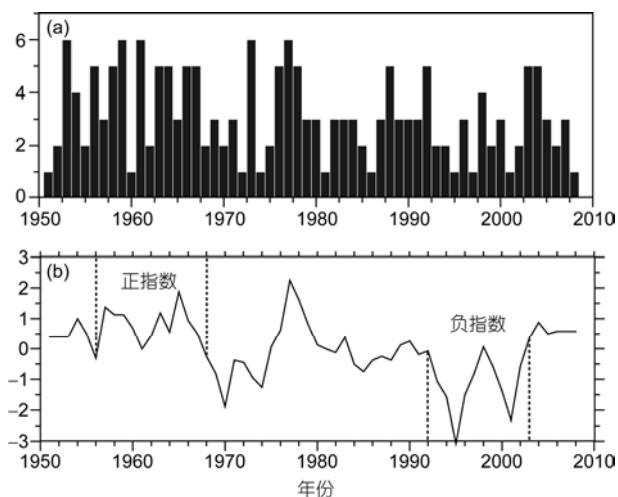


图3 东亚夏季风干湿指数

(a) 1951~2008年东亚夏季风干湿分布型指数序列;(b) 标准化距平后的7点滑动平均夏季风干湿分布型指数序列和“正指数”与“负指数”两个时段

的多少正好说明了长江、华南和华北是容易出现降水偏多的地区,又以长江流域最易出现大降水.这一序列的7点滑动平均可以反映东亚季风强弱与干湿分布型的年代际变化.

根据图3(b),我们选择了两个11a的时段,分别是1956~1966年和1992~2002年.前一时段指数数值偏大对应华北(或北方)降水偏多,后一时段指数数值偏小对应华南(或南方)降水偏多.这两个时段合成的平均干湿分布给出在图4中.1956~1966年,西南至华北和东北降水偏多,长江以南的江南地区和西北地区降水偏少,华南沿海降水偏多.1992~2002年,长江以南降水偏多,其他地区降水正常或偏少.图4反映了东亚季风区降水具有不同年代分布的特征.

我们计算了1956~1966年和1992~2002年两个时段的水汽输送场和水汽输送距平场的分布(图略).前一个时段,来自印度洋并经过南海的水汽可以大量输送到华北地区,对应中国东部和东亚地区为西南异常气流水汽输送.后一个时段,来自印度洋的水汽输送较多的到达亚洲南部边缘海上,对应中国东部和东亚地区为异常的东北气流控制.完全相反的两个11年环流异常反映了东亚年代际季风环流和季风降水分布具有内在的变化联系.这一年代际水汽输送变化与Ding等人^[1]用地面至300 hPa计算的年代际水汽输送异常分布是一致的.

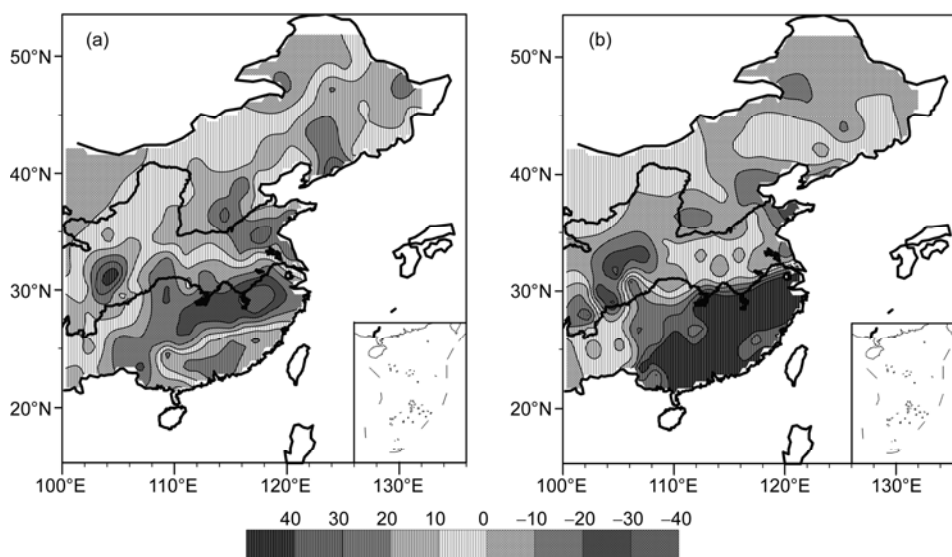


图4 合成的平均降水距平百分率分布

(a) 时段为1956~1966年,(b) 时段为1992~2002年.竖条阴影表示降水距平百分率大于0,等值线间隔为10%

3 不同季风指数间的比较

建立东亚季风指数的目的是定量地反映这个地区的气候变化. 我们罗列了 7 个季风指数. 郭其蕴^[6]的季风指数定义为 10°~50°N 范围内每 10 个纬度在 110°~160°E 之间的海平面气压差 ≤ -5 hPa 的所有数值之和, 表征为东亚夏季风强度(简称 SMI). 施能等人^[7]取用 20°~50°N 范围内每 5 个纬度在 110°~160°E 上的标准化海平面气压差之和, 构成东亚季风指数(简称 MI). Zhao 等人^[8]的亚洲-太平洋振荡指数 $APO = T'_{60^{\circ}\sim 120^{\circ}E, 15^{\circ}\sim 50^{\circ}N} - T'_{180^{\circ}\sim 120^{\circ}W, 15^{\circ}\sim 50^{\circ}N}$, 是用去纬圈平均后的区域大气温差构成的区域温差指标(简称 APO). 祝从文等人^[9]将 0°~10°N 和 100°~130°E 区域的 850 与 200 hPa 的纬向风切变($U_{850} - U_{200}$)及 10°~50°N 内各纬度上月平均 160°E 海平面气压减去 110°E 海平面气压差分别作归一化处理, 然后将二者相加, 称为东亚季风指数(简称 EAMI). 张庆云等人^[10]将东亚热带季风槽区(10°~20°N, 100°~150°E)与梅雨锋活动区(25°~35°N, 100°~150°E) 6~8 月平均的 850 hPa 纬向风距平

差, 定义为东亚夏季风指数(简称 EASMI). 何敏等人^[11]取用与南海季风和 Walker 环流有关联的热带高、低层纬向风切变, 定义了一个东南亚区域的热带环流指数(简称 TCIX). Webster 和 Yang^[17]用南亚热带(5°~20°N, 40°~110°E)范围内 850~200 hPa 之间的平均纬向风垂直切变值定义了南亚季风指数(简称 SAMI).

我们用包括本文在内的 8 个季风指数与中国夏季(5~9 月)降水计算相关, 其中 MDWI 是本文的东亚夏季风干湿指数(图 5). 本文指数对应的相关分布表现为以长江为界, 南北相反的特征, 季风指数越大(小), 大降水越偏北(南). 最不具有相关分布区域特征的是南亚季风指数(SAMI), 原因在于它没有包含太平洋与亚洲大陆之间的大气变量信息. 其他的 6 个季风指数很好地反映出了长江流域的干湿特征. 这 6 个季风指数的构造中已经体现了太平洋与亚洲大陆之间的温度差、气压差和环流差的信息. 从图 2 能够看出, 本文建立的季风干湿指数同时反映了亚洲大陆与印度洋和太平洋之间的季风环流和热力对比的信息.

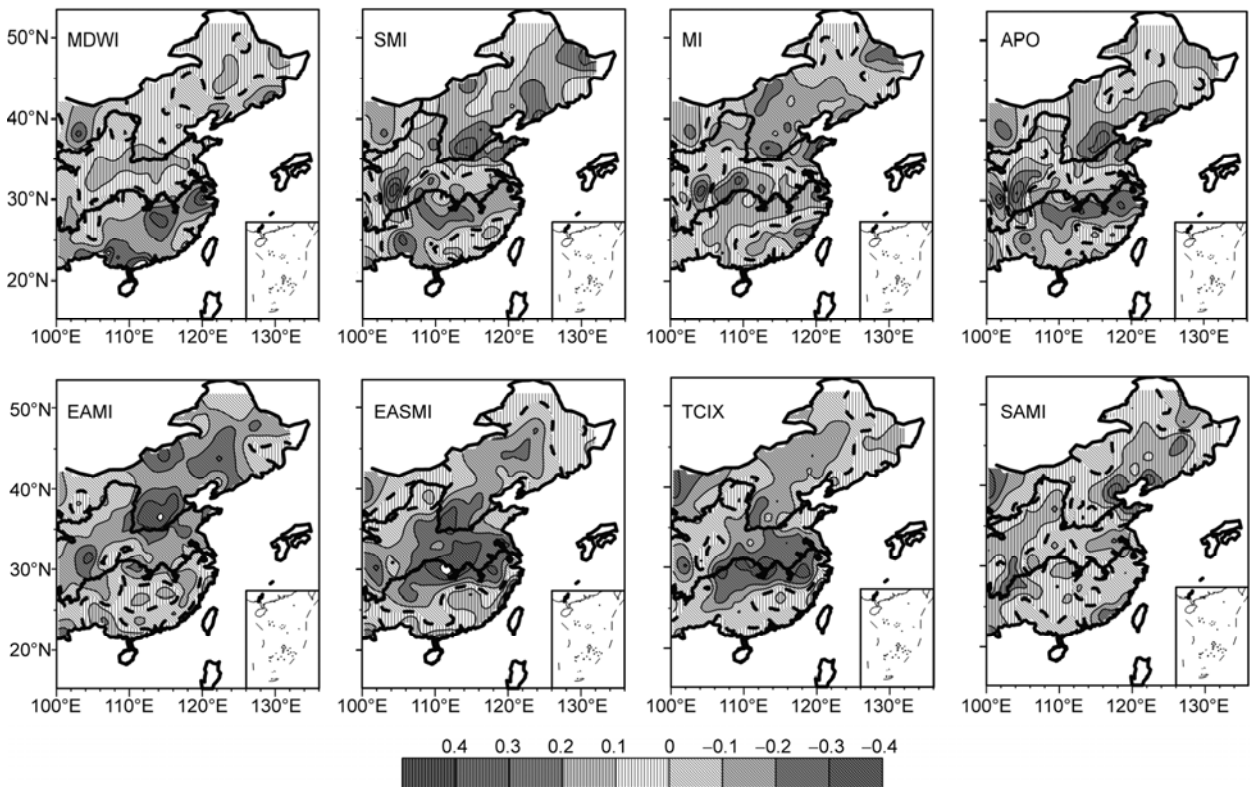


图 5 8 个夏季季风指数序列在 1951~2008 年期间与中国东部夏季(5~9 月)降水相关系数分布
虚线和竖条阴影表示相关系数等于和大于 0, 等值线间隔为 0.1

表3给出了东亚季风干湿指数(MDWI)与其他夏季风指数之间的相关程度. 与本文指数相关最为紧密的是海陆热力对比和气压差异类季风指数(SMI, MI, APO), 它们的相关系数分别超过了0.01, 0.01和0.05的显著性水平. 低相关系数的是那些环流类季风指数, 如EASMI, TCIX和SAMI的相关系数分别为-0.14, 0.12和-0.03. 因为EAMI定义中既包含了海陆热力差异, 又包含了环流(风场)差异, 所以它与本文指数之间的相关系数为-0.21, 接近0.10显著性水平.

4 千年季风干湿指数序列

通过近几十年台站观测降水与中国历史500年逐年旱涝等级的经验正交函数展开(EOF)比较, Wang^[18]确认它们在空间分布上的一致性, 于是有可能进行从仪器观测降水到干湿强度等级的转换. 在考察了资料的一致性后, Wang等人^[19]进一步利用早期的文献记录, 把历史降水记录向前推到了公元950年. 他给出的过去千年中每年的干湿分布, 类似图1中的6种分布型. 由此, Qian等人^[20]把Wang等人^[19]的950~1980年逐年干湿分布型延长到了1999年并提取了华北、长江和华南三区域的干湿5等级(涝、湿、正常、干、旱)数字化, 形成了千年序列. 3个地区的干湿序列可以很方便地进行数学分析, 如认识一个流域的干湿周期性变化, 但不容易分辨东部季风区流域间整体的干湿演变. 本文把Wang等人^[19]的干湿逐年分布转换成图1的分布型序列并结合图3(a)的序列延长到了2008年. 图6(a)给出了公元950~2008年的东亚夏季风干湿指数时间序列. 这条千年序列有6

表3 东亚夏季风干湿分布型指数(MDWI)与其他7种季风指数之间的线性相关系数^{a)}

相关系数	SMI	MI	AP0	EAMI	EASMI	TCIX	SAMI
MDWI	0.39	-0.35	0.29	-0.21	-0.14	0.12	-0.03
SMI	1	-0.8	0.75	-0.63	-0.24	0.23	0.23
MI		1	-0.64	0.57	0.15	0.18	-0.12
AP0			1	-0.37	0.001	0.34	0.34
EAMI				1	0.70	0.58	0.18
EASMI					1	0.67	0.13
TCIX						1	0.50

a) 0.01, 0.05, 0.10和0.15的显著性水平相关系数数值分别为0.335, 0.258, 0.218和0.194

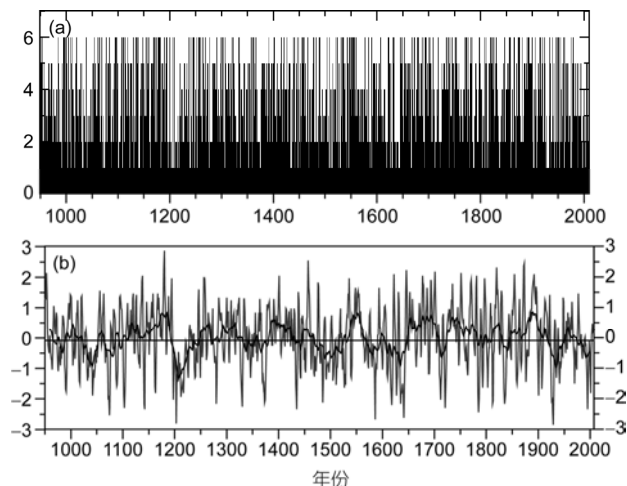


图6 千年东亚季风干湿分布型指数序列

(a) 公元950~2008年原始东亚夏季风干湿分布型指数时间序列; (b) 标准化后的7点滑动平均和21点滑动平均的东亚季风干湿分布型指数时间序列

种分型, 指示的意义同图3(a). 与图3(b)的处理方法相同, 图6(b)是标准化后的东亚夏季风干湿指数7点滑动平均的时间序列和21点滑动平均的时间序列.

过去的千年中, 公元1200年前后夏季风最弱, 东亚气候干燥, 与宋-元朝代变更在时间上一致. 20世纪20年代后期我国黄河中上游地区持续多年干旱, 引起蝗虫泛滥, 庄稼无收, 持续饥荒^[15]. 过去500多年中到达我国西北季风边缘地区的季风气流具有年际和年代际的变化, 也对应着西北地区的旱涝变化^[21]. 在20世纪的最后10年, 东亚夏季风再次减弱, 北方持续偏干导致了黄河出现了长时间的低流量^[15]. 19世纪后期东亚夏季风向北推进是近200多年来最强的. 子波变换分析得到, 东亚季风的强弱推进有23.2, 67和100 a尺度的阶段性周期, 10.1 a的周期达到0.05显著性水平(图略). 在中国东部季风区, 区域性的干湿变化大约有70 a的振荡^[14,20]. 最近的季风减弱主要受这一年代际周期的影响, 也反映了东亚夏季大尺度海陆温差的年代变化趋势. 这一结果也与重构APO百年至千年东亚夏季风指数序列分析中的结论一致, 即亚洲季风区热力差异以年代际振荡为主, 也伴随着我国东部降水的年代际振荡^[22,23].

区域连续多年的干旱和洪涝对生态系统可构成威胁. 根据3个流域干湿型的配置, 图7给出了公元950~2008年每10年出现的区域干或湿的年数. 它们对应为 (a) 华北湿、(b) 华北干、(c) 长江湿、(d) 华

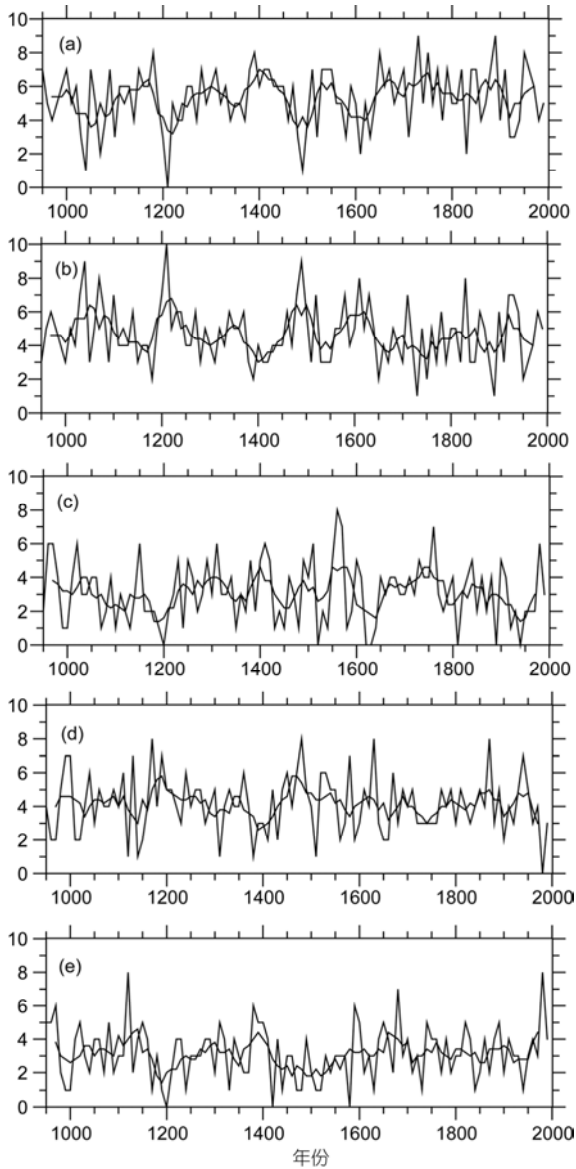


图7 公元950~2008年间每10年(年代)出现的东亚季风干湿分布型年数
 (a) 4~6型(华北湿), (b) 1~3型(华北干), (c) 华南干型(长江湿), (d) 2+6型(华南湿), (e) 3+5型

南湿和(e) 华南干的年数. 华北在 18 世纪 30 年代和 19 世纪 90 年代出现了 9 年湿, 1724~1737 年及 1883~1898 年分别出现了 14 和 16 a 的连续偏湿. 长

江流域在 16 世纪 60 年代出现了 8 年湿, 16 世纪 70 年代和 18 世纪 60 年代出现了 7 年湿. 华南在 12 世纪 70 年代、15 世纪 80 年代、17 世纪 30 年代和 19 世纪 70 年代出现了 8 年湿. 最突出的是华北在 13 世纪 10 年代出现过连续 10 年干, 而在 11 世纪 40 年代和 15 世纪 90 年代出现 9 年干. 华南在 12 世纪 20 年代和 20 世纪 80 年代也出现过 8 年干. 华南的干旱明显比华北少. 这些分析表明, 华北地区历史上出现过持续 10 年以上的湿年, 也出现过连续 10 年的干旱.

5 结语

东亚季风推进和季风雨带的长期变化是人们长期关注的问题. 本文利用现代观测降水和中国历史时期的干湿分布重建了过去千年的东亚夏季风干湿分布型指数序列. 这一序列反映了下列基本的特征.

夏季风干湿分布型指数序列的数值大小反映了东亚地区干湿(或降水多少)的地理分布, 也反映了东亚夏季风强弱和推进到达位置的变化. 指数的高值期指示东亚季风气流可以将较多的水汽输送到北方地区并使北方出现偏多的降水. 反之, 指数的低值期指示东亚季风气流偏弱对应南方降水偏多, 北方降水偏少.

夏季风干湿分布型指数能够反映东亚季风区夏季整体的气候变化, 是对长江等流域季风指数的一个发展. 夏季风干湿分布型指数把东亚季风区的大气环流异常与干湿(旱涝)分布异常联系起来. 环流异常的区域分布反映出热力异常来自印度洋和太平洋与亚洲大陆之间的热力对比.

千年东亚夏季风干湿分布型指数中不但存在年际变化, 还包含了准 10 年、23 年、67 年和百年尺度的振荡. 在百年尺度上, 20 世纪东亚夏季风干湿指数经历了长期减弱的趋势. 在年代际尺度上, 公元 1200 年前后经历了历史上最长的干旱. 20 世纪 20 年代末的西北干旱也给我们留下了深重的灾难.

我国北方有过持续 10 多年湿润和持续 10 多年干旱的记录. 当前东亚夏季风干湿指数正处于年代际的低谷时期, 对应着我国南方降水偏多, 北方降水偏少的分布格局. 未来的季风指数会向高值方向转变.

参考文献

1 Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *Int J Climatol*, 2008, 28: 1139-1161

- 2 王绍武, 龚道溢, 叶瑾琳, 等. 1880年以来中国东部四季降水量序列及其变率. 地理学报, 2000, 55: 281–293
- 3 Yang F L, Lau K M. Trend and variability of China precipitation in spring and summer: Linkage to sea-surface temperatures. *Int J Climatol*, 2004, 24: 1625–1644
- 4 Chang C P, Zhang Y S, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge. *J Clim*, 2000, 13: 4310–4325
- 5 Gong D Y, Ho C H. Shift in the summer rainfall over Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophys Res Lett*, 2002, 29, doi: 10.1029/2001GL014523
- 6 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: 207–216
- 7 施能, 朱乾根. 1873~1995年东亚冬、夏季风强度指数. 气象科技, 2000, 28: 14–18
- 8 Zhao P, Zhu Y N, Zhang R H. An Asian-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. *Clim Dyn*, 2007, 29: 293–303
- 9 祝从文, 何金海, 吴国雄. 东亚季风指数及其与大尺度热力环流年际变化关系. 气象学报, 2000, 58: 391–401
- 10 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. 气象学报, 2003, 61: 559–568
- 11 何敏, 许力, 宋文玲. 南海夏季风爆发日期和强度的短期气候预测方法研究. 气象, 2002, 28: 9–13
- 12 胡豪然, 钱维宏. 东亚夏季风北边缘的确认. 自然科学进展, 2007, 17: 57–65
- 13 姚才, 钱维宏, 林振敏, 等. 华南季风降水对应的环流指数. 应用气象学报, 2011, 22: 302–311
- 14 Qian W H, Chen D, Zhu Y F, et al. Temporal and spatial variability of dryness/wetness in China during the last 530 years. *Theor Appl Climatol*, 2003, 76: 13–29
- 15 Qian W H, Lin X, Zhu Y F, et al. Climatic regime shift and decadal anomalous events in China. *Clim Change*, 2007, doi: 10.1007/s10584-006-9234-z
- 16 Qian W H, Tang S Q. Identifying global monsoon troughs and global atmospheric centers of action on a pentad scale. *Atmos Ocean Sci Lett*, 2010, 3: 1–6
- 17 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1992, 118: 877–926
- 18 Wang S W. Wetness variation in China over the last 500 years. In: Zhang J, ed. *The Reconstruction of Climate in China for Historical Times*. Beijing: Science Press, 1988. 66–78
- 19 Wang S W, Zhao Z C, Chen Z H, et al. Drought/flood variations for the last two thousand years in China and comparison with global climatic change. In: Ye D Z, Fu C B, Chao J P, et al., eds. *The Climate of China and Global Climate*. Beijing: China Ocean Press, 1987. 20–29
- 20 Qian W H, Hu Q, Zhu Y F, et al. Centennial-scale dry-wet variations in East Asia. *Clim Dyn*, 2003, 21: 77–89
- 21 Qian W H, Shan X L, Chen D L, et al. Droughts near the northern fringe of the East Asian summer monsoon in China during 1470–2003. *Clim Change*, 2011, doi: 10.1007/s10584-011-0096-7
- 22 Liu G, Zhao P, Chen J M. A 150-year reconstructed summer Asian-Pacific Oscillation index and its association with precipitation over eastern China. *Theor Appl Climatol*, 2010, doi: 10.1007/s00704-010-0294-7
- 23 周秀骥, 赵平, 刘舸. 近千年亚洲-太平洋涛动指数与东亚夏季风变化. 科学通报, 2009, 54: 3144–3146