最近 530 年冬季北大西洋涛动指数与中国东部 夏季旱涝指数之联系

符淙斌 曾昭美*

(中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室全球变化东亚区域研究中心, 北京 100029. 联系人, E-mail: zzm@tea.ac.cn)

摘要 用 Glueck 等人建立的 1429~1983 年冬季北大西洋涛动指数(简称为 NAOI)序列, 分析了它与中国东部 100 个站 1470~1999 年共 530 年夏季旱涝等级序列(简称旱涝指数)的联系. 发现 NAOI 与中国东部几个区域平均旱涝指数(缩写为 FDI)有很好的滞后相关. 北区及整个东部平均旱涝指数在滞后 NAOI 2~3 年时, 最大相关系数接近 0.001 的显著性水平. 中、南区负相关也达 0.05~0.01 的显著性水平. 最佳相关时段在 1636~1742 年(小冰期), 北区及整个东部地区两者相关系数显著性水平远超过 0.001; 其次是 1951~1999 年, 北区、中区平均 FDI 与 NAOI 的相关系数显著性水平均在 0.005~0.002 之间. 功率谱分析和 Morlet 小波变换发现, 北区及东部的区域平均 FDI 与 NAOI 有几乎完全相同的年际、年代际乃至世纪尺度的振荡周期, 即 4~5 年、准 10 年、20~30 年、50 年左右、80~100 年等. 用 Mann-Kendall Rank Statistic 方法检测发现, 在最近 530 年中, 北区及东部地区平均旱涝序列, 在不同时期存在非常显著的旱涝趋势变化及明显的年代际突变, 但 NAOI 在最近 400 余年中却没有达到显著性水平的上升和下降趋势变化, 其年际和年代际尺度的突变较我国 FDI 频繁得多. 这可能与 NAOI 重建序列极端值振幅较器测序列的振幅偏小有关.

关键词 北大西洋涛动指数(NAOI) 旱涝指数(FDI) 相关系数 功率谱 振荡周期

全球大气大尺度空间型式最主要的表现为四大涛动, 即北大西洋涛动(NAO), 北太平洋涛动(NPO), 南方涛动(SO)和南极涛动(AO). 上世纪 30 年代初, Walker^[1]等人就发现格陵兰岛地区的气压与北大西洋亚速尔群岛到欧洲西南部一带的气压呈反相变化趋势, 这就是著名的 NAO. 以往的研究认为, 由于 NAO 有很强的区域性, 它们对全球或半球天气、气候的影响较厄尔尼诺和南方涛动(简称 ENSO)小, 所以对它的研究较之 ENSO 要少. 但近年来, NAO 和 NPO 的变化以及它们对区域气候乃至全球气候变化的影响受到广泛重视. 如李崇银等人用自定义的 NAOI 和 NPOI 分析了它们的年际变化特征, 发现两者振幅在 20 世纪 60 年代发生了明显增大, 主要振荡周期也发生了变化. 由此认为, 60 年代的气候跃变与 NAO 和 NPO 的异常有密切的关系^[2]. Hurrell 和 Van Loon 指出, 最近北大西洋海面温度(SST)变冷及欧亚大陆增温, 几乎全可由 NAO 的变化解释; 北半球中高纬地区年平均气温的年际变率近 1/3, 也可由 NAO 的变化得到解释^[3,4]. Wallace 等人认为, IPCC 所评估的最近全球

加速增暖部分, 几乎全部是由 ENSO 和 NAO 的年代际变化分量所造成^[5,6]. 龚道溢指出, 上世纪 80 年代以来, NAO 和 NPO 都是正位相, 近几十年来欧亚地区的暖冬与 NAO 的增强有关; 并指出上世纪 50 - 60 年代 NAO 是持续负位相时期, 此时期北半球经向环流盛行, 欧亚大陆大部分地区经历了一个严寒的冬季时期¹⁾. 关于 NAO 对欧美地区气候异常影响的研究就更多了^[7~9], 这里不赘述. 降水受局地因素影响很大, 与大气环流的关系也颇为复杂, 所以 NAO 对区域、半球和全球降水的影响不像对温度那么显著. 但 Peng 和 Mysak^[10]指出, NAO 对降水的影响可能不仅局限于北大西洋区域, 因为北大西洋地区大气环流的改变可以影响气旋和反气旋强度、路径, 从而可能对欧洲中部, 西西伯利亚的降水产生影响. Jones 和 Conway^[11]的研究指出, 当 NAOI 为高值时, 如 1990 年 1 月是近百年最高的一年, 北欧(45° N 以北)冬季比正常年暖和、潮湿; 西风加强使英国西部、北部和挪威南部等地区降水较常年明显偏多.

总之, 近年来对 NAO 的年际和年代际变化的研

1) 龚道溢. 20 世纪全球大气涛动变率的研究. 北京大学博士学位论文, 1997. 0.1360/04td0284

究有很大进展,但受NAO资料长度的限制,对NAO更长尺度的变率,如年代际和世纪尺度的变化的研究还有待深入.关于NAO长期变化与中国夏季旱涝的关系方面的研究所见甚少,考虑到与NAO相联系的大气环流系统地处我国上游,NAO变化引起的空间环流场的改变很有可能会对我国天气和气候变化产生重要影响,了解NAO与我国夏季旱涝的关系,对我国夏季降水的超长期预测是有意义的.本文利用1429~1983年共500个冬季NAOI的重建资料^[12]来分析NAO的长期变化及其与中国东部100个台站1470~1999年(530年)夏季旱涝之间的某些联系.

1 资料

我国东部(指100°E以东)100个站1470~1999年夏季旱涝等级序列(文中简称FDI),由北京大学朱亚芬提供^[13].旱涝等级划分:3为正常,4,5是偏旱和干旱;2,1是偏涝和洪涝.本文采用的NAOI是Glueck和Stockton重建1429~1983年冬季(指12,1,2月平均)的时间序列,它是以Lisbon-Stykkisholmur (LISJHI) 1863~1983 器测NAOI为背景校准的^[12].此重建序列与多个时间相对较短的重建NAOI序列和器测序列作过比较,发现此重建序列与器测NAOI序列的相关最高;并与LISJHI NAOI序列进行了多种统计比较,发现,尽管重建序列极端值的振幅较器测序列略小,但两者位相相同;而且重建序列能抓住器测NAOI的低频变化,重建序列与LISJHI器测记录的变率也是类似的^[12].为与我国的FDI资料时段完全一致,本文

截取了NAOI资料的1470~1983这一段.1984~1999年这段资料是用Jones等人^[14]1821~1999年器测NAOI序列,采用最小二乘方法拟合而来.对拟合所得资料,经过了平均值显著性检验^[15].拟合结果均能满足信度为5%的 T 分布,即拟合值与原序列没有显著差异.方差比是检验两序列变率差异显著性的,这里分别对1984~1999与1821~1983及1984~1999与1470~1983两组样本进行了方差比检验(即 F 检验),结果表明拟合这段资料的变率与1821~1983或1470~1983这两段重建资料的变率差异明显.我们认为,最近20多年来NAO本身变率与20世纪80年代以前就存在比较明显的差异,无论是Jones或龚道溢资料,1984~1999年与前期资料变率差异也是明显的.所以,拟合这段资料与重建序列变率差异显著是符合近年来NAO本身实际变化的.图1可看出,拟合的这段资料的变化趋势与Jones、龚道溢等序列是基本一致的.为此,我们认为对重建资料的延长段基本合理可用.

2 分析结果

2.1 冬季NAOI与我国东部夏季FDI的相关关系

本文把我国35°N以北,100°E以东的东北、内蒙、华北及陕甘宁青等省区共计40个台站平均值代表北区,也是本文主要分析重点;25°N~35°N之间的长江、淮河流域及东部沿海50个站平均值代表中区;华南沿海共10个站平均值代表南区;中国东部则为全部

图1 1821~1999年Glueck, Jones和龚道溢等人NAOI时间序列

表 1 1470~1999 年我国东部及各区平均 FDI 滞后 NAOI 1~3 年的相关系数^{a)}

区域	未滑动序列			十年滑动平均序列			二十年滑动平均序列		
	-1	-2	-3	-1	-2	-3	-1	-2	-3
北区	0.062	0.134	0.072	0.139	0.152	0.153	0.204	0.208	0.203
中区	-0.050	0.033	0.080	-0.026	-0.008	0.004	-0.118	-0.107	-0.097
南区	-0.031	0.018	0.046	-0.061	-0.039	-0.018	-0.115	-0.108	-0.104
中国东部	0.008	<i>0.106</i>	<i>0.097</i>	0.061	0.084	<i>0.095</i>	0.029	0.040	0.043

a) 表中“-1, -2, -3”表示 FDI 滞后 NAOI 的年数

100 个站的平均值. 表 1 列出了各区域平均 FDI 与 NAOI 未滑动及经过 10, 20 年滑动平均后 FDI 滞后 NAOI 1~3 年的相关系数. 可以看出, NAOI 与北区及中国东部 FDI 有正相关关系. 对未滑动序列, NAOI 超前北区 FDI 两年时两者正相关系数达 0.134, 超过 5% 的信度水平¹⁾. NAOI 超前东部地区 FDI 2~3 年时, 两者的相关达到 5% 的信度水平(表中斜体数字). 当序列经 10、20 年滑动平均后, NAOI 与北区 FDI 的相关系数几乎全部达到 1% 以上信度水平. 20 年滑动平均后, 中区、南区在 FDI 滞后 NAOI 一年时负相关也达到了 5%~1% 的信度水平. 若序列经 30 或 50 年滑动平均后(表中未列出), 南区夏季旱涝滞后 NAOI 1~3 年的最高相关系数可达-0.25 左右, 远超过 1% 信度水平. 但中国东部和北区经长时间滑动后, 与 NAOI 的相关相对较差. 这说明中区、南区夏季旱涝在较长的年代际变化中与 NAOI 也有密切关系. 而北区和我国东部平均旱涝状况在年际和较短时间尺度的年代际变化上与 NAOI 的关系更紧密.

上述结果表明, 当某年冬季 NAOI 为正(负)高值时, 次年及第二、第三年夏季我国东部地区总体平均, 特别是北区将可能出现偏旱(偏涝). 考察最近几十年我国夏季降水资料, 发现当冬季 NAOI 为正高值或负高值时, 其后 1~3 年的夏季北部或东部大多地区基本上都发生了偏旱或偏涝的情况. 如 1994/1995 年冬季 NAOI 为大的正高值(见图 1), 1997 年夏季我国东部, 特别是北区, 不仅气温普遍偏高, 而且严重干旱; 1995/1996 年冬季 NAOI 是近几十年来的最低值^[4], 1998 年夏季东北、内蒙及长江流域等地都出现了历史上罕见的洪涝灾害; 1998/99 年及 1999/2000 年冬季 NAOI 均为正高值, 自 1998 年以后, 北部地区大多干旱少雨, 特别是 1999 年^[46]. 对 20 世纪 60~80 年代冬季 NAOI 极高和极低值检查发现, 大多能较好地与北区夏季旱、涝相吻合. 我国北区自 20 世纪 80 年代以来降水减少^[47], 特别是华北地区, 从 20 世纪 70

年代中期之后, 干旱强度有所增加^[48]; 马柱国等人的研究指出, 80 年代以来, 东北、华北地区处于一个极端干旱的高频率时期, 特别是近十年, 极端干旱频率显著增加^[49], 这可能与 NAOI 从上世纪 70 年代以来频繁出现正高位相¹⁾, 尤其是近十年常维持在正高位相不无关系(见图 1). 而中、南区近几十年来降水的确比较偏多, 这说明冬季 NAOI 变化与我国东部地区夏季旱涝确实存在着某种联系.

FDI 和 NAOI 十年滑动平均曲线的变化(见图 7), 大致可以分成 1470~1635; 1636~1742; 1743~1860; 1861~1950 和 1951~1999 等一些时段. 发现, 这些时段两者的 5 年滑动平均相关, 以 1743~1860 时段最差, 未达 5% 信度水平. 相关最佳时期是 1636~1742 年(大约小冰期期间), 除南区外, 其他地区相关显著性水平几乎都达到 0.001(见表 2). 图 2(a)给出该时段北区 FDI 与 NAOI 的变化趋势. 最近 50 年中区 FDI 与 NAOI 的负相关最好, 当 FDI 滞后 NAOI 1~3 年时, 两者相关均在 5%~2% 的信度水平间(见图 2(b)).

2.2 冬季 NAOI 和我国东部、北区平均 FDI 的功率谱分析

图 3 是 1470~1999 年 NAOI 和中国东部、北区平均 FDI 的离散功率谱 F 检验值^[45]. 当分母自由度大于 500 时, 显著水平 $\alpha = 0.05$ 的置信限 $F = 3.01$, 图中当 $F > 3.01$ 时, 表示该波动(这里已将波数化为周期, 以年示之)是显著的. 表 3 详细列出了 NAOI、我国东部、北区 FDI 的显著波数和对应周期. 从图 3 和表 3 看出, NAOI 与中国东部、北区的平均 FDI 几乎有完全相同的年际、年代际振荡周期, 如 4~5 年、6~8 年、准 10 年、20~30 年、48 和 88 年左右等的周期振荡. 对 FDI 分析结果与朱亚芬, 朱锦红等人的分析基本相同^[13,20~23]. NAOI 与我国东部广大地区, 特别是北区夏季旱涝变化周期的一致性, 是两者存有密切关系的另一个证据.

1) 样本数为 500 时, 1% 信度水平的临界相关系数为 0.146; 1% 为 0.115; 5% 为 0.088

表 2 不同时期各区平均 FDI 与 NAOI 的 5 年滑动平均相关系数^{a)}

区域	1636~1742 年			1951~1999 年		
	-1	-2	-3	-1	-2	-3
北区	0.449	0.410	0.351	0.444	0.264	0.023
中区	0.309	0.400	0.461	-0.433	-0.425	-0.371
南区	-0.050	0.045	0.080	0.207	0.151	0.131
中国东部	0.427	0.448	0.437	0.119	-0.001	-0.124

a) 表中黑体数字下有横线者, 信度达 1%以上; 黑斜体数字的信度在 5%~2%之间

图 2 1636~1742 年北区(a)和 1951~1999 年中区(b)平均 FDI 与 NAOI 的 10 年滑动平均(黑线为 NAOI; 灰线为 FDI)

表 3 NAOI、中国东部、北区平均 FDI 显著波数及其对应周期(年)

NAOI	波数	5	6	11	16,18,19,22,25	45,48,49	65,74	80,83,92	219
	周期	106	88	48	20~30	10~11	7~8	5~6	准 2 年
FDI-东部	波数	3	6	11,12	17,20,21,23,24,27	33	41,51	65	95,104,131
	周期	176	88	44~48	20~30	16	10~12	8	4~5
FDI-北区	波数	-	-	11	20,21,22,23,24	40	51,53	60,65,71,78	104,105
	周期	-	-	48	22~25	13	10	6~8	4~5

2.3 冬季 NAOI 和中国东部、北区 FDI 的 Morlet 小波变换

小波变换较之功率谱分析的优点在于, 它不仅可以看出序列的主要振荡周期, 还可比较清楚地看到不同时间尺度的振荡周期随时间的演变^[24]. 图 4 看到, 在整个 530 年中, NAOI 80~100 年、50 年左右及

20~30 年振荡周期很明显; 从振荡的能量分布看, 17 世纪中叶前和 19 世纪后半叶, 80~100 年左右振荡周期最强, 在这两段时期之间, 此周期振荡稍弱. 20~30 年振荡周期最强表现在 15 世纪, 其次是 17 世纪中叶、18 世纪前半叶和 20 世纪后半叶. 17 世纪中叶~19 世纪中叶, 50 年左右振荡周期也很明显, 信号能量也

图3 1470~1999年NAOI(a)、中国北区(b)及中国东部(c)FDI的离散功率谱检验值

较强;其他时段50年振荡周期不清晰.准10年振荡几乎贯穿了整个时期,但信号能量不是很强.上述结果不仅与功率谱分析基本一致,而且与周天军用IAP/LASG GOALS耦合系统模拟积分200年得到的NAO的50年、28年和10年左右的振荡周期¹⁾相同.说明10年、20~30年、50年等周期是NAO比较固定的振荡周期.小波变换分析看出,NAO的振荡周期阶段性变化很强,不同阶段主要振荡周期是不同的.

图5中,北区夏季旱涝指数FDI也存在明显的80~100年左右的振荡周期,这结果与文献[13,20]的结果基本一致.但此振荡周期随时间演变是逐渐减弱的,18世纪中叶前后,该信号较强,此后减弱,到20世纪中叶又有增强的趋势.但在功率谱分析中,这一振荡周期并未达到5%的信度水平.在图5(a),30年左右的振荡周期随时间缩短至20~25年左右,功率谱分析的显著周期表现是22~25年.能量分布图上

1) 周天军. 大洋温盐环流与气候变率的模拟研究. 北京大学博士学位论文, 1999
<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/04td0284>

图 4 1470~1999 年 NAOI 的小波变化实部(a)和能量分布(b)

图 5 1470~1999 年北区平均 FDI 小波变换实部(a)和能量分布(b)

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/04td0284>

(图 5(b)), 20~30 年振荡周期从 16 世纪中叶~18 世纪中叶和 19 世纪~20 世纪中反映最强, 这与 NAOI 很相似. 此外, 50 年左右振荡与 NAOI 也类似, 主要在 18 世纪中叶之前, 其后这一振荡周期变得模糊, 能量分布图上信号不清楚. 准 10 年振荡虽存在于整个时期, 但两头弱中间强, 如 1550 年之前及 20 世纪后信号的能量都很弱. 功率谱分析结果还有 6~8 年、4~5 年等年际振荡, 但小波变换图上较难分辨.

进一步分析发现, 我国东部广大地区平均 FDI 也有准十年、20~30 年、50 年左右几个显著周期. 大约从 18 世纪前后开始, 80~100 年左右振荡周期比较明显, 不过振荡信号能量并不很强. 在功率谱分析中, 东部地区平均 FDI 还存在大约 180 年左右的长周期振荡, 小波变换中也清晰可见(图 6(a)), 大约为 150~200 年左右, 这一尺度的振荡周期的信号能量随时间减弱(图 6(b)). 这些结果与朱亚芬用 REOF 和子波变换方法对中国 530 年 FDI 分析得出的结果也很一致^[13].

纵观图 4~6 可以发现, NAOI 与我国东部及北区平均 FDI 的 Morlet 小波变换后的实部的正、负分布位相非常相似, 尤其是与北区 80~100 年振荡周期的正、负中心位置的分布都很接近. 如: 1550, 1750, 1950 年等都是负值中心; 大约 1450, 1650, 1850 年等

正值中心的分布也大致相同. 这可能表明, NAOI 与我国东部 FDI, 特别是与北区夏季旱涝 80~100 年振荡周期变换位相相同. 就是说, 当 NAOI 为正位相时, 我国东部大部地区, 特别是北部地区夏季是干旱高频率出现期, 反之是洪涝多发期. 20 世纪 70 年代后, NAOI 处于正高位相时期, 我国北区大多从 80 年代以后降水减少, 干旱日趋严重, 且极端干旱出现频率增加^[19]. 这进一步说明, NAOI 与我国北区夏季旱涝之间可能存有某种遥相关关系. 但 NAOI 对 FDI 影响的滞后机制则需进一步研究.

2.4 冬季 NAOI 和我国东部及北区平均 FDI 序列的趋势变化及突变时间

功率谱分析和小波变换发现, 三者均有准十年振荡周期, 十年滑动平均滤去年际变化, 能更清楚的看到年代际变化特点. 图 7 中大致可看出, 大约在 1650 年以前, FDI 和 NAOI 序列处于正值时间较多, 正、负振幅变化也较大, 表明这段时间里, 我国东部旱和偏旱频率较高; 尔后的几百年里, 三者为零线附近振荡, 且负值稍多, 正、负变化的振幅较前要小, 说明这个时期我国东部降水正常略偏多. 表 4 是 530 年和最近 100 年 NAOI 和东部各区平均 FDI 的线性趋势和总趋势值. 可以看出, 除南区外, 其他区和

图 6 1470~1999 年中国东部平均 FDI 小波变换实部(a)和能量分布(b)

图 7 1470~1999 年北区(a)、我国东部(b)FDI 及 NAOI(c)时间序列及 10 年滑动平均

表 4 1470~1999 年、1900~1999 年 NAOI、中国东部及东部各区的线性趋势

	NAOI	北区	中区	南区	中国东部
1470~1999 年趋势	-0.0001	-0.0003	-0.0002	0.0003	-0.0002
530 年总趋势	-0.0713	-0.1403	-0.1062	0.1779	-0.0973
1900~1999 年趋势	0.0017	0.0020	0.0028	-0.0005	0.0022
近 100 年总趋势	0.1669	0.1965	0.2758	-0.0519	0.2223

NAOI 无论是近 530 年或近百年趋势变化符号都是相同的. 在整个 530 年间均为很小的负趋势, 表明近 530 年来, 我国大多数地区降水基本上正常. 但最近 100 年除南区外, 又都是正的趋势, 说明我国大部地区近百年来在向偏旱方向变化. 图 7 中还可看到, 不同时期的趋势显然是不同的. 我们采用 Mann- Kendall Rank Statistic(缩写为 MKT)方法^[25], 检验 FDI 和 NAOI 在不同时期的趋势变化是否达到显著性水平, 并考察它们的突变时间是否一致. 图 8 为北区、东部平均 FDI 及 NAOI 时间序列的 MKT 曲线. 可见, 北区

及我国东部大约从 1470 年~16 世纪中叶, MKT 线呈急剧上升态势(黑线), U 值最高达 2.5(北区)和 4.5 左右(东部), 表明这时期干旱化的趋势已达到 0.001 的显著性水平¹⁾. 我国东部平均 FDI 在这个时期达到 3.3, 由图 7 看出, 这时期 FDI 多为正值, 旱和偏旱的发生频率较多. 大约从 1560 年(北区)或 1550 年(东部)年开始至 18 世纪中叶, FDI 的 MKT 曲线呈振荡式变化, 变化周期约为 50~100 年左右, 各阶段趋势变化大都达到 0.05~0.01 的显著性水平. 大约从 1770 年(北区)或 1760 年(东部)前后开始, MKT 曲线几乎呈线

1) 1% 信度水平 MKT 的临界值 $u = 2.56$; 5% 信度水平的 $u = 1.96$ www.com/doi/10.1360/04td0284

图8 1470~1999年北区(a)、我国东部FDI(b)及NAOI(c)MKT的U(黑线)、V(灰)曲线

性下降势态;到20世纪初,下降到530年来的最低点, MKT 值分别接近-4(图 8(a))和-3(图 8(b)),绝对变化值超过 5,下降趋势的显著度远超过 1%的信度水平.说明从 18 世纪后半叶至 20 世纪初的 150 多年里,我国东部及北部地区夏季降水偏多,此时期平均旱涝指数也小于 3.在图 7(a), (b)上也能看出,此时期偏涝和洪涝发生频率较多.大约从 1920 年开始, MKT 曲线又呈上升态势.1921~1970 年,北部平均旱涝指数略大于 3,而 1971~1999 年,平均 FDI 为 3.2,仅次于 1470~1560 年,表明 20 世纪后半叶我国北部地区已处于偏旱时期了.图 7(a), 20 世纪 70 年代后,干旱年份出现频繁;在图 8(a), MKT 值变化的绝对值已接近 2,我国北部向干旱化变化的趋势已经接近 0.05 的显著性水平了.

从图 8 中U、V曲线的相交可以看出,北区旱涝

变化大约有 5~6 次大的突变变化,主要有 1560, 1650, 1700 和 1870 年几次,与严中伟等人用移动T检验法检测近 510 年海河流域和关中地区旱涝的几十年尺度跃变时间大致相同^[26].两次突变之间的时间长度也都是年代际或世纪时间尺度的.我国东部FDI的突变次数较北部地区略多,主要的有 1535, 1575, 1620, 1655, 1690, 1820 和 1855 年等几次比较清晰.可以看出,在 530 年中,北部及整个东部旱涝的趋势变化曲线本身也具有明显的趋势变化,特别是从 18 世纪初到 20 世纪 20 年代, MKT 曲线下下降趋势明显,表明这时期我国处于湿润阶段,图 7(a)也看到降水偏多的频率较偏旱的高.

在 1580 年前, NAOI 上升或下降趋势十分显著,达到或超过了 0.01 的显著性水平.1580 年之后, NAOI 的趋势变化虽也有 50~80 年左右的上升或下降

振荡,但绝对值都未超过 2,表明在近 400 余年间,NAOI没有能达到 0.05 显著性水平的上升或下降的趋势变化(这可能是因重建序列极端值振幅普遍偏小^[12]的缘故,有待进一步考察),这与我国FDI的趋势变化是不尽相同的。从 1470~1999 年NAOI的U、V曲线看,两者交点颇多,说明NAOI正负位相转换频繁,特别是 16 世纪末~17 世纪 80 年代这段,突变次数相当多,大约 5~10 年就出现一次位相转变,其他时期大约 50~80 年左右才出现一次。比较明显的有 1520, 1590, 1645, 1670, 1770, 1855, 1870, 1925 和 1970 年,其中与我国北区或东部旱涝突变时间相同或接近的有 1530, 1580, 1650, 1855, 1870 等几次,但从现有资料来看,我国FDI的趋势变化比NAOI的正、负位相的趋势变化要强烈得多。

3 问题讨论

冬季北大西洋涛动通过什么机制影响中国东部大陆夏季降水?NAO本身与北大西洋永久、半永久大气活动中心变化密切相联。NAO变化引起的北大西洋环流系统改变,有可能影响西风带槽脊系统发生变化,从而对地处下游的我国气候产生一定影响,但这一过程应比较快。因此,用来解释上面发现的我国北部和整个东部地区夏季旱、涝与NAO的 1~3 年的滞后关系,存在困难。不过有人发现北大西洋温盐环流(THC)与NAO的变化有密切联系,在年代际变率尺度上,两者基本是同步的,而且两者有显著的负相关关系¹⁾。Gray^[27]认为,北大西洋强劲的经向THC与赤道中、东太平洋SST变化有密切联系,他推测THC的变化与区域乃至全球气候异常,特别是与ENSO之间存在某种联系。他还推测有两种可能的机制,一是ENSO通过大气遥相关作用与NAO产生联系,进而与THC变化联系起来,这为快过程;二是THC影响东半球海水上翻,造成印度洋、西太平洋暖池区能量堆积变化,引起El Niño活动发生改变,此为慢过程。西太平洋暖池能量变化,可能引起北太平洋副热带高压位置发生变化,从而使东亚夏季季风强度改变,致使我国整个东部季风区降水增多或减少。而El Niño对我国夏季降水的影响^[28~31]是国人皆知的。尽管这种物理过程还有待进一步探讨,但至少可以引起人们注意,NAO和THC的变化影响不仅仅局限于北大西

洋及其周边地区,它可能与我国和全球气候变化都有一定的联系。黄刚等人^[31]最近的研究指出,青藏高原西侧绕流风系有明显的年际和年代际变化,这与东亚夏季风及华北地区夏季降水的年际和年代际变化有很密切的关系,并发现自 1965 年特别是 1977 年后,高原西侧偏北风系减弱,使得东亚夏季风减弱,从而使输向华北的水汽大大减弱,引起华北夏季降水减少,干旱变得严重。青藏高原西侧绕流风系的变化是否与NAO的变化有关联?NAO也是自 20 世纪 70 年代至今一直处于正高位相。NAO变化引起高空环流场特别是北大西洋上空流场的某些变化,有没有可能促使青藏高原西侧绕流风系发生改变?这种短期信号与NAO、THC的快慢过程信号叠加,是否有可能加强或削弱东亚、南亚夏季风对我国东部季风区降水的影响?当然,这是我们的推测。NAO对我国东部地区夏季降水有超前关系,这对我国夏季降水的超长期预报有重要参考价值,是值得作进一步探讨的。

冬季NAO与我国夏季旱涝相关程度具有明显的阶段性。其中,1636~1742 年处于小冰期内,相关最好;其次为 1951~1999 年,这是一个增暖期,为什么?这是又一个很有意义的问题,需要进一步研究。

4 结论

通过上述分析发现,中国东部特别是北部地区平均 FDI 在落后 NAOI 1 至 3 年的情况下,两者有很好的正相关关系。对未滑动序列,相关系数分别为 0.106、0.097 和 0.134,接近 0.01~0.001 的显著性水平。10、20 年滑动平均相关,北区的相关系数信度水平几乎都达到 1%以上;中区、南区负相关也在 0.01 或 0.05 以上显著性水平,表明 NAOI 与我国东部 FDI 存在某种遥相关关系。FDI 与 NAOI 的最佳相关时段在 1636~1742 年(小冰期期间),两者 5 年滑动平均相关系数在 0.4 以上,其显著性水平远超过 0.001;其次是 1951~1999 年。功率谱分析和 Morlet 小波变换发现,我国北区及东部平均旱涝指数与 NAOI 几乎有完全相同的年际、年代际乃至世纪尺度的振荡周期,即 4~5 年、准 10 年、20~30 年、50 年左右及 80~100 年左右的振荡周期。Mann-Kendall Rank Statistic 方法检测北区及东部平均旱涝序列的趋势变化发现,在最

1) 见 1516 页脚注

近530年中,不同时期存在非常显著的旱、涝趋势变化及明显的年代际和世纪尺度的突变变化。但NAOI重建序列在最近400年间,没有达到显著性水平的上升或下降的趋势变化,年际和年代际尺度的突变现象较我国FDI要频繁得多。

致谢 感谢叶笃正院士与作者的多次有益的讨论,并对本文提出了许多宝贵意见。本工作受国家重点基础研究发展规划项目(批准号:G199904340)资助。

参 考 文 献

- Walker G T, Bliss E W. 'World Weather V'. Mem Roy Meteorol Soc, 1932, 4: 53~84
- 李崇银, 李桂龙. 北大西洋涛动和北太平洋涛动的演变与20世纪60年代的气候突变. 科学通报, 1999, 44(16): 1765~1769
- Hurrell J W, Van Loon H. Decadal changes in the circulation of the Northern Hemisphere: Relation to surface temperature. Proceedings of the 20th annual climate diagnostics workshop. Seattle Washington USA, 1995, 292~295
- Hurrell J W. Influence of variation in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere. Geophys Res Lett, 1996, 23(6): 665~668[DOI]
- Wallace J M, Zhang Y, Renwick J A. Dynamical contribution to hemispheric temperature trends. Science, 1995, 270: 80~783
- Wallace J M, Zhang Y, Bajuk L. Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature. J Climate, 1996, 16: 49~259[DOI]
- Moses T, Kiladis G N, Diaz H F, et al. Characteristics and frequency of reversals in mean sea level pressure in the North Atlantic sector and their relationship to long term temperature trends. J Climate, 1987, 7: 13~30
- Barnston A G, He Y. Impacts of the NAO on U.S. and Canadian surface climate, implications for seasonal prediction. Proceedings of the 21st annual climate diagnostics and prediction workshop. Alabama USA, 1996. 34~37
- Viles H A, Goudie A S. Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. Earth-Science Reviews, 2003, 61(1): 105~131[DOI]
- Peng S L, Mysak L A. A teleconnection study of interannual sea surface temperature fluctuation in the Northern Atlantic and precipitation and runoff over western Siberia. J Climate, 1993, 13: 876~885[DOI]
- Jones P D, Conway D. Precipitation in the British Isles: An analysis of area-average data update to 1995. Int J, Climatology, 1997, 17: 427~438[DOI]
- Glueck M F, Stockton C W. Reconstruction of the North Atlantic Oscillation, 1429~1983. Int J Climatology, 2001, 21(12): 1453~1465[DOI]
- 朱亚芬. 530年来中国东部旱涝分区及北方旱涝演变. 地理学报, 2003, 58(增刊): 100~107
- Jones P D, Tonsson T, Wheeler D. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. Int J Climatology, 1997, 17: 1433~1450[DOI]
- 黄嘉佑编著. 气象统计分析与预报方法. 北京: 气象出版社, 1990. 19~31, 304~313
- 王志伟, 翟盘茂. 中国北方近50年干旱变化特征. 地理学报, 2003, 58(增刊): 61~68
- 钱维宏, 刘大庆. 中国北方百年四季降水趋势与海平面气压形势. 地理学报, 2003, 58(增刊): 49~60
- 卫捷, 陶诗言, 张庆云. Palmer干旱指数在华北干旱分析中的应用. 地理学报, 2003, 58(增刊): 91~99
- 马柱国, 华丽娟, 任小波. 中国近代北方极端干旱事件的演变规律. 地理学报, 2003, 58(增刊): 69~74
- Zhu J H, Wang S W. 80a-Oscillation of Summer Rainfall over the East part of China and East-Asian Summer Monsoon. Advances in Atmospheric Sciences, 2001, 18(5): 1043~1051
- 叶青超主编. 黄河流域环境演变与水流运行规律研究. 济南: 山东科学出版社, 1992. 35~36
- 叶笃正, 黄荣辉, 等著. 长江黄河流域旱涝规律和成因研究. 济南: 山东科学技术出版社, 1996. 11~66
- 周日华, 高贤来. 1470~2000湖北省旱涝变换分析. 气象, 2002, 29(12): 18~21
- Torrence C, Compo G P. A practical guide wavelet analysis. Bull Amer Meteor Soc, 1998, 79(1): 61~78[DOI]
- Sneyers R. On the statistical analysis of series of observations. WMO Technical Note No. 143, Secretariate of the World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1990
- 严中伟, 李兆元, 王小春. 历史上10~100年尺度气候跃变的分析. 大气科学, 1993, 17(6): 663~672
- Gray W M. The Atlantic Ocean thermohaline circulation as a driver for multi-decadal variations in EL Nino intensity and frequency. Proceedings of the Twenty-Third Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop, 1998, 54~57
- 龚道溢, 王绍武. 近百年 ENSO 对全球陆地及中国降水的影响. 科学通报, 1999, 44(3): 315~320
- Zhang R H, Akimasa S, Masahide K. A Diagnostic Study of the Impact of El Niño on the Precipitation in China. Advances in Atmospheric Sciences, 1999, 16(2): 229~241
- 张人禾. El Niño 盛期印度夏季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(4): 553~567
- 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(1): 316~331