

北大西洋涛动的特征及其对东亚地区气候的影响

汪迁迁^{1,2}

¹成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都

²象辑知源(武汉)科技有限公司, 湖北 武汉

Email: 1525434076@qq.com

收稿日期: 2020年6月25日; 录用日期: 2021年1月10日; 发布日期: 2021年3月10日

摘要

本文利用NCEP/NCAR近70年(1948~2020年)的海平面气压、气温、位势高度等再分析资料和GPCP近50年(1979~2020年)全球月平均降水资料, 讨论了北大西洋涛动及其正负相位转换过程的基本特征, 研究表明: NAO全年均存在但在冬季最强, 且NAO正负相位的转换对东亚大气环流形式有着显著影响。采用相关分析和合成分析方法, 对冬夏两季的NAO与东亚地区的环流形势、冬季气温和夏季降水进行研究, 发现北大西洋涛动与东亚地区的气候有着明显的相关性, 且因季节不同, 对冬夏两季东亚地区的气候影响也不同。当北大西洋涛动表现较强时, 东亚冬季风偏弱, 夏季风偏强, 东亚地区冬季气温整体偏高, 夏季东亚北部地区降水偏多, 南部及西南部降水偏少; 反之, 当北大西洋涛动较弱时, 东亚冬季风偏强, 夏季风偏弱, 东亚冬季气温偏低, 夏季东亚北部地区降水偏少, 南部偏多。

关键词

北大西洋涛动, 相位转换, NAO指数, 东亚地区气候

Characteristics of the North Atlantic Oscillation and Its Impact on East Asia

Qianqian Wang^{1,2}

¹School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan

²Xiangji Zhiyuan (Wuhan) Technology Co., Ltd., Wuhan Hubei

Email: 1525434076@qq.com

Received: Jun. 25th, 2020; accepted: Jan. 10th, 2021; published: Mar. 10th, 2021

Abstract

In order to further study the characteristics of the North Atlantic Oscillation (NAO) and its influence on East Asia, this paper discusses the basic features of the North Atlantic Oscillation and its positive and negative phases conversion process by using the monthly average reanalysis data of sea level pressure, temperature and potential height of NCEP/NCAR in the past 70 years (1948~2020) and the global monthly average precipitation data of GPCP in the past 50 years (1979~2020). Research shows that NAO exists all year round but performs best in winter, and the phase conversion of NAO has significant effects on the atmospheric circulation in East Asia. After that, we used correlation analysis and synthetic analysis methods to study the relationship between NAO and the circulation situation in East Asia, winter temperature and summer precipitation in the different seasons. The results show that there is a significant correlation between the North Atlantic Oscillation and the climate of East Asia, and its influence performed quite differently in winter and summer. When the North Atlantic Oscillation is strong, the East Asian winter monsoon is weak and the summer monsoon is strong. The overall winter temperature in East Asia is relatively high. In summer, there is more precipitation in the northern part of East Asia and less precipitation in the south and southwest; conversely, when the North Atlantic Oscillation is weak, the East Asian winter monsoon is strong, the summer monsoon is weak, the East Asian winter temperature is relatively low, and in summer the northern part of East Asia has less precipitation and the southern part is more.

Keywords

North Atlantic Oscillation, Phase Conversion, NAO Index, Climate in East Asia

Copyright © 2021 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

近年来, 越来越多的人开始关注 NAO 对各个国家及地区气候要素的影响, 特别是 2000 年以后, 北大西洋洋面和其东部邻近地区的温度上升趋势逐渐加强。北大西洋及其邻近的北美洲、欧洲以及北非的气温和降水规模也表现出了非常显著的年际和年代际变化特征。一般来讲, 当 NAO 表现得偏强时, 会使得格陵兰岛西部、北美洲东北部、北非和地中海地区的气温异常偏低, 欧洲北部和美国东部地区温度则相对常年平均来说略微偏高, 同时会使欧洲北部降水量偏多, 南部的降水偏少; 反之亦然。此外北极附近洋面的海冰分布也会受 NAO 的影响, 如波罗的海和格陵兰海洋上的海冰分布情况就会随着 NAO 的强度变化而改变。

NAO 作为三大涛动之一, 是大气与海洋相互作用的产物, 同时它也是北大西洋地域最显著的大气环流变化模态。它的局部影响效应能从北美东海岸扩展至西伯利亚, 从极地扩展至北大西洋副高一带。此外, 它还能通过大气行星尺度波的传播, 将其影响效应扩展到更远的地区去。NAO 的主要影响区域是北大西洋及其相邻地区, 如北美洲和西欧, 但也会对其它稍远一些的地区如亚洲的气候产生一定影响。

关于 NAO 对中国区域气候及气候变化的影响等方面的研究, 前人已经取得了丰富的研究成果。根据以往研究的大量成果发现, NAO 与我国冬季大气环流形势、气温、降水等有着密切的联系。Wu and Wang

(2002)分析了NAO和西伯利亚高压地区的季节变化之间的作用机制,发现冬季西伯利亚高压之所以能够维持是因为对流层中存在的下沉气流,而这种下沉气流是由北大西洋海域上空传送过来的,从而能将西伯利亚高压与北大西洋涛动联系起来。当冬季NAO处于正相位时,气流的下沉运动受到抑制,从而冬季西伯利亚高压也会受到影响。武炳义和黄荣辉[1]研究了冬季NAO指数与西伯利亚高压之间的反向变化关系,发现在NAO指数异常偏高的年份,对应的亚洲大陆中部为一显著的负变压区,从而使得西伯利亚高压减弱,东亚冬季风也将随之相应减弱[2][3],最终导致亚洲北部冬季气温明显偏高。Li[4]发现冬季NAO能够影响我国高原东侧区域的纬向风强弱,使得该区域的总云量发生改变,从而能够通过云辐射的强迫作用对我国西南地区的地表气温产生影响,所以NAO也是影响我国西部地区冬季降水的关键性要素[5]。

就NAO对于东亚地区气候变化的影响而言,此前国内外学者的研究也得出了—些结论。在冬半年,NAO与北半球大部分地区的气温有着密切联系,北极、非洲、欧亚大陆以及大西洋等地区的地表气温和海表温度都与NAO变率显著相关。梅笑冬[6][7]在研究北大西洋海温异常对大气环流形势的影响中提到,自20世纪80年代早期到2000年间,NAO主要表现为中高纬度低压偏低、副热带区域高压加强,与之相对应的欧亚大部分地区气温比往年平均气温高 $1^{\circ}\text{C}\sim 2^{\circ}\text{C}$,而北半球的海表温度则普遍偏低[8][9][10]。而在夏半年,Dugam等[11][12][13]研究了NAO和印度地区夏季风雨之间的关系,他发现大西洋上西风带的强弱变化能够通过高、低环流指数的交替变化来表现,NAO通过影响亚洲阻塞高压的强度和位置,从而影响印度夏季风强弱最终对我国夏季降水产生影响。

综上,目前各国对于NAO的特征的研究方向主要集中在通过其指数变化趋势来研究其年际变化和年代际变化关系上,前人还未结合其正负相位转变一起讨论,也没有人对相位转换过程中大气环流形式加以研究。而就研究范围上来看,对于NAO对东亚地区的影响在空间上主要集中在中国这一地区,此外主要讨论的是冬夏季的极端天气异常与NAO的关系。本文将首先分析NAO指数变化特征、正负相位转换过程中大气环流形式变化特征,其次将对对比分析冬夏季NAO的特征及其对东亚地区气候的影响。最后结合前人从NAO的季节和年际变化率出发得出的结果,从而能对NAO影响全球气候变化有一个更系统的概念,且有助于认识东亚地区气候变化的形成机制。综上,本文的主要内容是利用海平面气压、气温、降水等再分析资料,结合NAO时间和空间两方面来研究北大西洋涛动的特征及其对东亚地区的影响[14][15][16]。

2. 数据与方法

本文所使用的主要资料为:1)美国国家环境预报中心(NCEP)和美国国家大气科学研究中心(NCAR)联合开发提供的NCEP/NCAR逐日的再分析资料和1948-2020年全球的月平均海平面气压场资料、海平面月平均风场资料、17层月平均位势高度场、月平均气温和降水等资料,分辨率 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 。2)美国气候预报中心(CPC)提供的1950年1月1日至2019年12月31日的逐日NAO指数数据。3)GPCP(Global Precipitation Climatology Project)提供的1979年1月至2020年3月的月平均降水资料。4)季风数据来自于施能定义的冬季风指数和李建平教授提供的东亚夏季风指数(<http://ljp.gcess.cn/dct/page/65591>)。

使用相关分析和合成分析法都对数据进行处理:运用Pearson相关分析法求得NAO与冬夏季风相关系数并进行双尾检验($t=0.05$)。计算公式如下:

$$r = \frac{N \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{\sqrt{N \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2} \sqrt{N \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2}} \quad (1)$$

(公式(1)出自于武炳义和黄荣辉(1999),其中 r 为各相应季节的NAO指数和季风指数的相关系数, N

为选取各季节 NAO 指数和季风指数的总数量, x_i 为各年相应季节的 NAO 指数, y_i 为各年相应季节的季风指数)

运用合成分析法处理数据, 并进行 t 统计量检验, 公式为:

$$t = \frac{\bar{x} - \mu}{\frac{\sigma_x}{\sqrt{n}}} \quad (2)$$

(公式(2)出自于梅笑冬(2015), 式中 t 为统计检验值, x 为选取的各 5 个强 NAO 和弱 NAO 年的 NAO 指数均值, μ 为强 NAO 年和弱 NAO 年的 NAO 指数总体平均值, σ_x 为选取的各年 NAO 指数的标准差, n 为选取的 NAO 指数的总数量)

本文在研究过程中, 能对结果产生影响的主要因素有以下几种:

1) NAO 与东亚地区距离较远, 存在干扰因素: 北大西洋涛动现象发生在大西洋上 35~65°N, 20~35°W 之间的洋面上空, 在对流层上层表现得最为显著。而东亚地区(4°N ~53°N, 73°E~150°E)主要包括东北亚和东南亚地区, 东北亚地区位于亚洲东部, 太平洋西侧, 主要包括中国, 蒙古, 朝鲜, 韩国, 日本这 5 个国家。两者之间的距离较远, 在行星尺度传播过程中容易受到其他因素的干扰, 所以 NAO 对东亚地区的影响存在一定的滞后效应, 且在研究过程中得考虑传播途中的其他影响因素, 将其排除。

2) 东亚地区地形、气候复杂多变: 东亚地区地形西高东低, 有典型的季风气候, 夏季高温多雨, 冬季寒冷干燥。东亚大陆边缘, 地质条件复杂, 多火山、地震, 夏秋季常受台风侵袭。西部远离海洋, 降水较少, 地形多为高原、山地, 所以为温带大陆性气候和高原气候, 冬季严寒, 夏季炎热, 气温年较差大, 降水受地形影响, 多大风、雷暴和冰雹等天气。东亚地区气候复杂多变, 所以研究过程中得考虑东亚地区的地形以及各季节的气候因素。

3) 选取的数据质量: 由于本次研究过程选取的数据为近 70 年的各类气象数据, 其年代跨度较大, 样本数量也多, 所以可能存在有个别数据缺测的现象。在研究之前要对选取的数据进行检查和标准化, 然后对得到的结果进行检验, 从而提高准确性可可靠性。

3. NAO 正负相位转换过程对大气环流形式的影响

北大西洋涛动与北半球环流异常和东亚地区的气候变化之间存在密切联系, NAO 正负相位转换过程是使大气环流形式产生异常的主要系统。因为 NAO 的周期约为两周左右(Feldstein, 2003), 所以我们要想研究 NAO 转相过程对大气环流形式的影响, 还是得使用相应的逐日数据进行个例分析。我们将选取典型个例进行环流形势特征分析, 虽然 NAO 指数是针对 500 hPa 进行 REOF 分析得到的, 但是因为 NAO 近似为正压结构, 且在对流层上层表现最为明显, 故我们分别选取 1996 年 1 月 1 日至 2 月 6 日和 2003 年 1 月 1 日至 21 日的 300 hPa 位势高度分布图来研究 NAO 相位转换对东亚地区的高空形式和大气环流场的作用及其对东亚地区天气现象的影响[17] [18] [19]。

从图 1 可以看出, 在 NAO+到 NAO-相位转换事件之前, 极涡中心位置偏北, 位于新地岛附近, 东亚地区大陆上空存在一明显的浅槽区, 亚洲地区盛行西风环流。而此时在欧洲西部上空存在有一较强的天气尺度高压脊, 并在不断向上游大西洋北部地区伸展(1 月 4 日), 在加拿大北部还存在一个大尺度的低压槽, 整个系统都在不断东移。随着低压槽的东移和发展, 北大西洋上冰岛地区气压降低, 南部受副高影响, 气压升高, 南北气压梯度增大, 于是 NAO+相位就出现了。1 月 9 日, 极涡中心南移至欧洲北部, 东亚大槽在我国东部沿海建立起来, 其低压中心与泰米尔半岛的低压中心两向对立。到 1 月 14 日, 极涡中心东南移至北美大陆, 欧洲北部低压减弱, 东亚大槽东移至太平洋洋面上稳定。随着中高纬度长波系统的东移, 低压槽对下游乌山高脊产生挤压作用, 使得高脊成为闭合高压中心东移至西西伯利亚稳定,

且阻塞环流出现严重变形(1月14~19日)。1996年1月19日之后,NAO+相位事件开始减弱,下游的阻高西退并与北大西洋上的高脊合并,阻塞环流范围扩大,北大西洋和欧洲大部分地区都处在高压脊控制之下(1月22日至1月30日)。正是由于下游阻高的西退,大西洋上高脊建立起来,冷暖空气南北分流,导致大西洋上南北之间位势梯度减小,从而NAO-相位就出现了,此后负相位将继续加强。NAO+到NAO-的相位转换已完成。转相结束以后,亚欧地区主要受从西伯利亚南伸至青藏高原上的高压脊和我国东北地区上空的低压槽控制,中低纬度还存在着多个小波动。综上,这一转相发生的直接原因是阻高西退并与大西洋上的高脊合并,NAO+相位事件发生衰退,而阻塞环流形势增强并西退,北大西洋上就会有NAO-相位事件发生,所以NAO+相位事件就转变为了NAO-相位事件,这个转换过程的时间尺度约为30天。

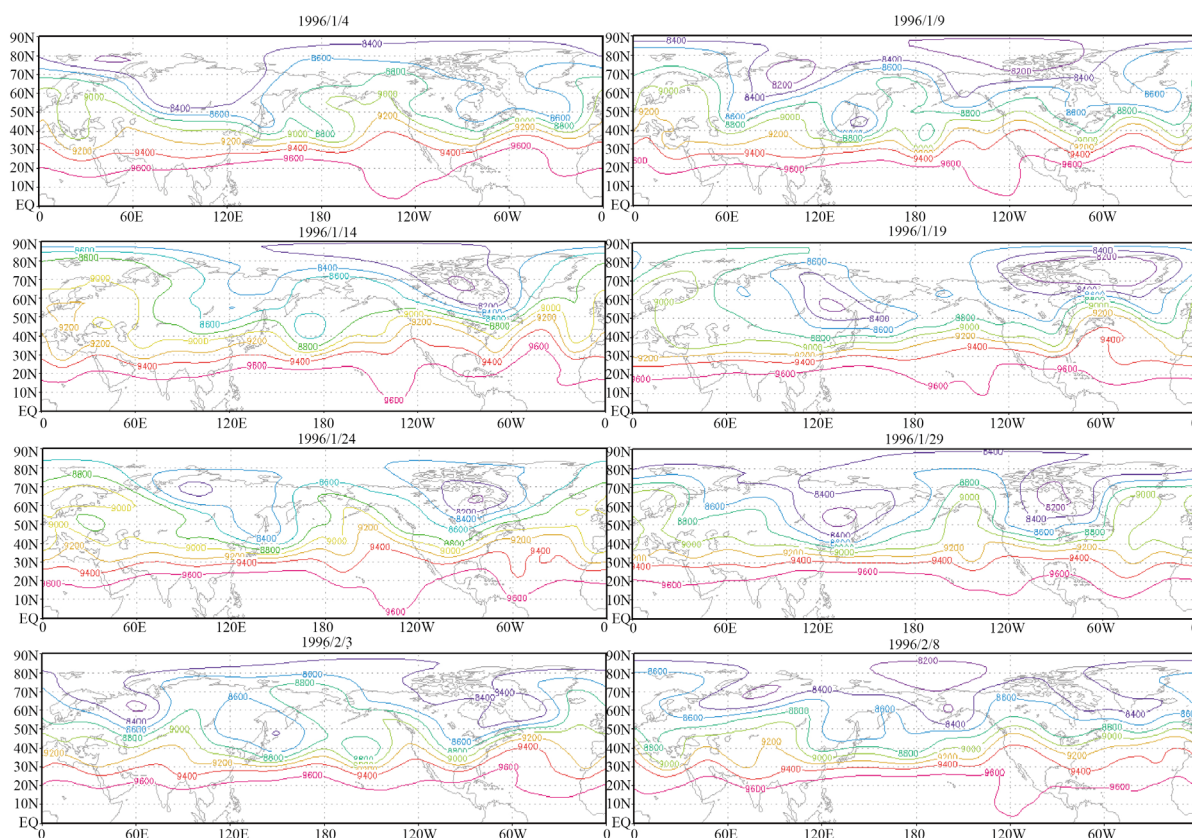


Figure 1. 300 hPa geopotential height map of NAO+ to NAO- transition event (unit: gpm)

图 1. NAO+到NAO-转换事件的300 hPa位势高度图(单位: gpm)

图2给出了2002年冬季的NAO-转NAO+转换个例的相应流场。在2003年1月1日的图上,极涡中心偏向于北美洲,乌拉尔山以西有一低压中心,西伯利亚高压脊位于中西伯利亚上空,且尺度较大,东亚大槽稳定于太平洋洋面上。大西洋东部有一弱高脊存在,随后这个高压脊缓慢地向东移动并且不断增强。1月5日,极涡中心偏向亚欧大陆东北部,西西伯利亚上空存在一低压中心,青藏高原上有一浅脊存在,东亚大槽在我国东北地区重建。同时由于大西洋上的高压脊的发展东移,大西洋上空出现了暖空气向北流动、冷空气向南流动现象。这个过程就导致了北大西洋地区流场呈现出类似阻塞的形式,NAO-相位事件就此发生。此外我们也发现随着阻塞流场的发展,欧洲大陆西部有西伸并增强的大尺度低压槽建立起来。阻塞流场在2003年1月5日之后开始衰退,这时位于下游的低压槽或低压中心已经移到西欧上空了,我们可以将下游低压槽的西退当做是NAO-相位事件开始衰退的征兆(1月5~9日)。此后

随着 NAO-相位的衰退, 青藏高原高压脊也开始减弱, 东亚大槽在我国东部沿海建立起来, 中低纬度的环流形势逐渐演变为纬向型运动, 相应的东亚地区西风环流增强, 这样也就完成了 NAO-向 NAO+相位事件的转换(2003 年 1 月 1~13 日)。而转换后的 NAO+相位则在 2003 年 1 月 17 日达到了它的最大振幅。此后欧洲西部的浅脊也移到了青藏高原之上, 东亚大槽稳定于鄂霍次克海上。综上, NAO-到 NAO+相位事件转换完成了, 时间尺度约为 21 天。

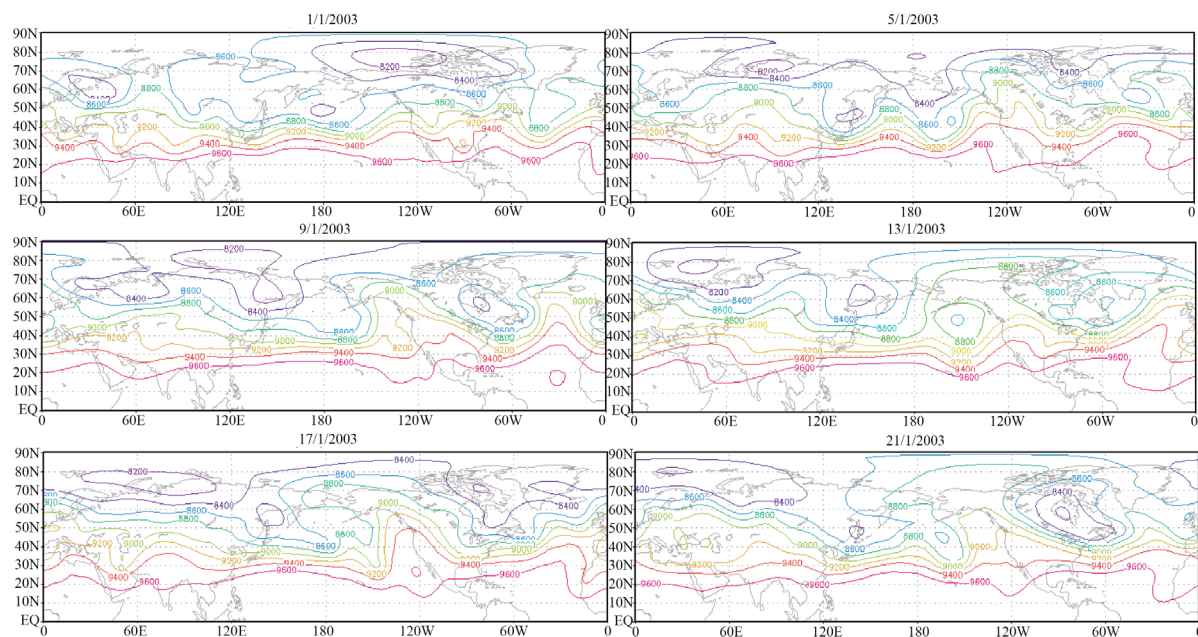


Figure 2. 300 hPa geopotential height distribution map of NAO- to NAO+ transition event (unit: gpm)

图 2. NAO-到 NAO+转换事件的 300 hPa 位势高度分布图(单位: gpm)

4. NAO 对东亚地区夏季季风的影响

因为北大西洋涛动在冬季最强, 夏季次之, 在春秋季都比较表现得比较弱。所以我们接下来要分别讨论冬季和夏季的 NAO 强度变化对东亚地区气候的影响。冬季 NAO 是通过东亚冬季风来影响东亚地区气候的, 冬季风控制下, 东亚地区的降水量很少, 且各年的变化不大, 而东亚地区的气温的变化比较明显, 再结合前人对 NAO 与我国气候的研究结果(王晓腾等, 2010), 我们发现, 冬季 NAOI 与冬季气温的相关性要远大于与降水的相关性, 所以在冬季我们只研究 NAO 对东亚地区气温的影响。而在夏季, 东亚地区基本温度都比较高, 受夏季风影响, 东亚地区的降水量比较多且分布范围较广。结合王永波和施能(2001)的研究结果发现, 夏季 NAO 对夏季亚洲地区降水量显著相关, 所以在这里我们不考虑夏季气温, 只讨论夏季 NAO 对东亚地区夏季降水的影响。最后综合对两季东亚地区环流形势, 东亚季风强弱, 冬季气温和夏季降水等的研究结果得出最终结论。

东亚冬季风是北半球表现最为活跃的环流系统之一, 对东亚地区的天气、气候有着显著影响, 东亚冬季风是起源于西伯利亚高压, 当高压离开源地向南爆发时, 在其东侧和南侧的强北风和东北风, 前人已对东亚冬季风进行了多方面的研究分析, 在此我们主要讨论冬季 NAO 与东亚冬季风指数的相关关系(图 3)。

从以上两者的变化曲线可以看出, 当 NAO 指数增大时, 冬季风指数减弱; 当 NAO 指数减小时, 冬季风指数就会增大; 且两者的波峰波谷之间是互相对应的, 它们之间呈现出明显的反向变化趋势。此外就两者的最大最小值来看, 冬季风指数的变化幅度明显大于 NAO 指数的变化幅度, 表明东亚冬季风对所

受影响表现得非常显著, 容易产生波动。结合冬季 NAO 指数与东亚冬季风指数的相关系数可以看出, 冬季 NAO 指数与东亚冬季风指数呈现出弱的负相关关系, 两者的相关系数达到 -0.268 , 且通过了置信检验。说明当 NAO 指数偏高(低)时, 冬季西伯利亚高压偏弱(强), 所以东亚冬季风也偏弱(强)。

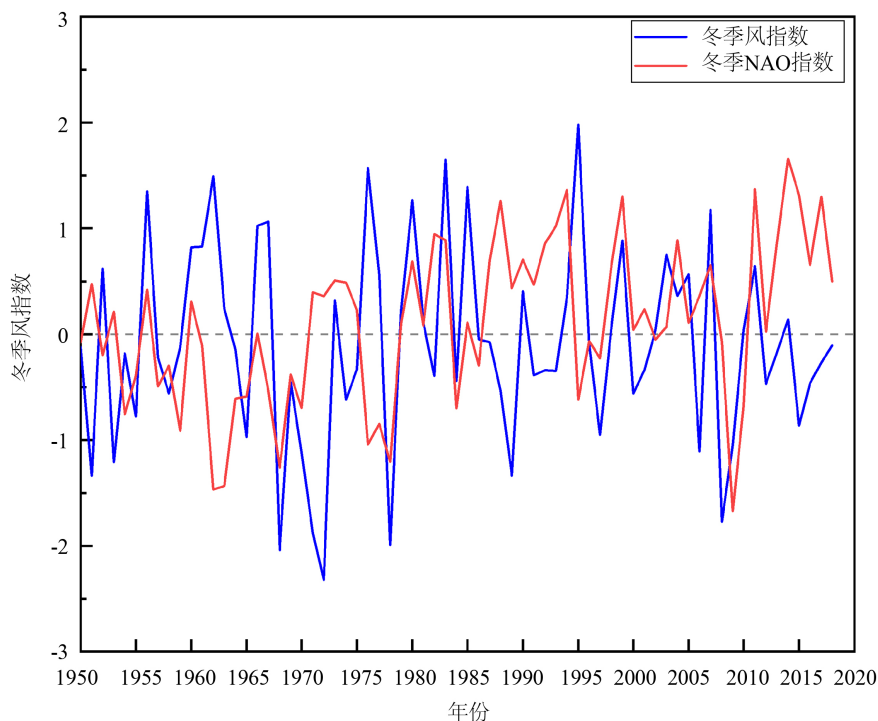


Figure 3. The change curve of the summer NAO index and the East Asian East Monsoon intensity index from 1950 to 2018

图 3. 1950~2018 年夏季 NAO 指数与东亚东季风强度指数的变化曲线

为了更清楚地展示夏季 NAO 和东亚夏季风气候的影响, 我们将对强 NAO 指数年和弱 NAO 指数年的夏季进行分别讨论, 选取出 5 个 NAO 指数异常偏大的夏季和 5 个指数偏小的夏季, 选取的 5 个大值的年份为 1983, 1953, 1961, 1973, 1972; 5 个小值得年份为 1987, 1958, 1995, 1957, 1963; 根据选出的几年夏季, 对其海平面气压进行合成分析并进行 t 检验, 以此来讨论夏季 NAO 对东亚环流形势的影响。

根据图 4 左可以看出, 在 NAOI 偏强的夏季, 北半球亚欧北部高纬地区为正变压区, 而美洲北部则相反, 为负变压区。在北半球中高纬度, 有两个最大负距平中心, 一个位于亚欧大陆上的蒙古 - 西伯利亚地区, 另一个位于格陵兰岛 - 冰岛一带。最大正距平中心位于大西洋的亚速尔群岛附近。此外, 鄂霍次克海 - 贝加尔湖 - 青藏高原 - 印度地区为显著的负距平区域, t 检验结果为负值, 北太平洋 160°E 以东则为正距平区, t 检验值普遍为较大的正值。亚洲大陆上的热低压减弱, 太平洋副高加强, 两者之间的气压梯度增大了, 说明此时的夏季风偏强。

从图 4 右分析发现, 夏季 NAO 指数偏小的几年, 其北半球夏季海平面气压的累计距平分布则与图 4 左相反。北极附近高纬地区为正距平区, 在 30°N 以北的中高纬地区, 除格陵兰 - 冰岛地区和巴尔科什湖北部这两地区以外, 全为负距平区域, 最大负距平中心依旧位于亚洲高压区。大西洋 160° 以东全为负距平区, 说明此处副高减弱, 它与亚洲大陆之间的气压梯度减小, 相应的夏季风就会减弱。

综合以上分析, 得出结论: 夏季 NAOI 的强度变化对北半球的海平面气压有着显著影响, 且夏季 NAO

能通过对大陆热低压和太平洋副高产生影响从而来影响夏季风的强弱：当夏季 NAOI 偏强时，大陆热低压加深，太平洋副高北伸北抬，北太平洋气压升高，海陆气压差增大，相应的夏季风就会偏强；反之，当夏季 NAOI 较弱时，夏季风也会偏弱。

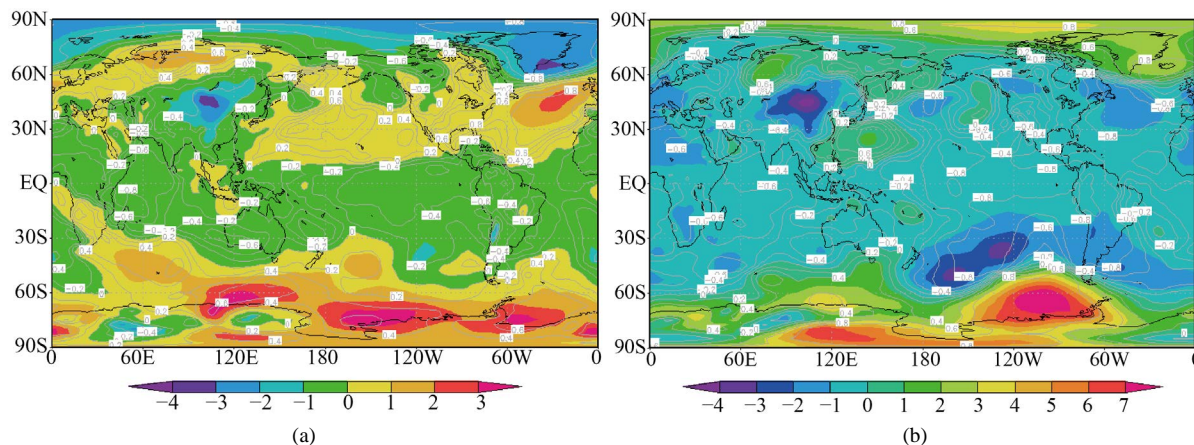


Figure 4. (a) The cumulative anomaly distribution of sea level air pressure in summer with strong NAO years and the t-test results; (b) The cumulative distribution of precipitation anomalies and t-test results in weak NAO years (unit: gpm)

图 4. (a) 夏季强 NAO 年的海平面气压累计距平分布及 t 检验结果; (b) 弱 NAO 年的降水累计距平分布及 t 检验结果 (单位: gpm)

本文使用的降水数据是来源于 GPCP 提供的全球月平均降水资料，记录的是 1979 年 1 月至 2020 年 3 月的全球降水数据，所以要对 NAO 指数重新选择年份进行分析，在 1979~2019 年夏季中选取的 5 个 NAO 指数偏大的夏季年份为 1979, 1994, 1996, 1983, 2018; 5 个夏季 NAO 指数偏小的年份为 2008, 2011, 2012, 2015, 2016。根据选出的几年夏季，对全球夏季降水量进行合成分析，并做 t 检验。

从图 5 左可以看出，在 30°N 以北的中高纬地区存在有 4 个最大正距平中心，分别位于格陵兰岛、东欧平原、日本以东洋面以及我国的黄土高原 - 华北平原一带，最大负距平中心位于欧洲西部、西西伯利亚、太平洋中部等地。而在北半球 30°N 以南地区，最大正距平中心位于太平洋海面，最大负距平中心位于大西洋南部。此外在印度半岛西北部以及我国的华南地区到中南半岛一带也存在明显的正距平，但在青藏高原区有一负距平区存在。但就东亚地区而言，韩国、朝鲜及日本南部降水都表现为负距平，中国和蒙古主要表现为正距平。

从图 5 右可以看出， 30°N 以北的中高纬地区以正距平为主，最大正距平中心位于新地岛附近，但地中海至乌拉尔山、西伯利亚的中东部、鄂霍茨克海以及加拿大等地都是负距平区。而在北半球 30°N 以南地区，存在大片正距平区，最大正距平中心位于东海、南海以及东海以东的太平洋海面上，印度半岛北部也存在一正距平区，但在日本、朝鲜半岛以及我国的黄河流域至中南半岛一带为负距平区。

从以上结果分析，由于降水量南多北少，所以降水量场的距平在 35°N 以南地区及东部沿海比较大；在西部及西北部距平较小。夏季 NAOI 的强弱变化会对东亚地区的夏季降水产生明显影响。当夏季 NAOI 指数处于高值时，西伯利亚中东部、印度半岛西北部以及我国黄河流域和华南地区的降水较常年均值会偏大；当夏季 NAOI 处于低值时，这些地区的降水量也会比常年有所偏小。当夏季 NAOI 处于高值时，在孟加拉国、中南半岛、朝鲜半岛、日本中部以及我国的新疆至青藏高原西部、淮河流域附近地区，这些地区的降水量会比常年有所偏少；相反的，当夏季 NAOI 处于偏低值时，这些地区的降水量也会比常年有所偏多。

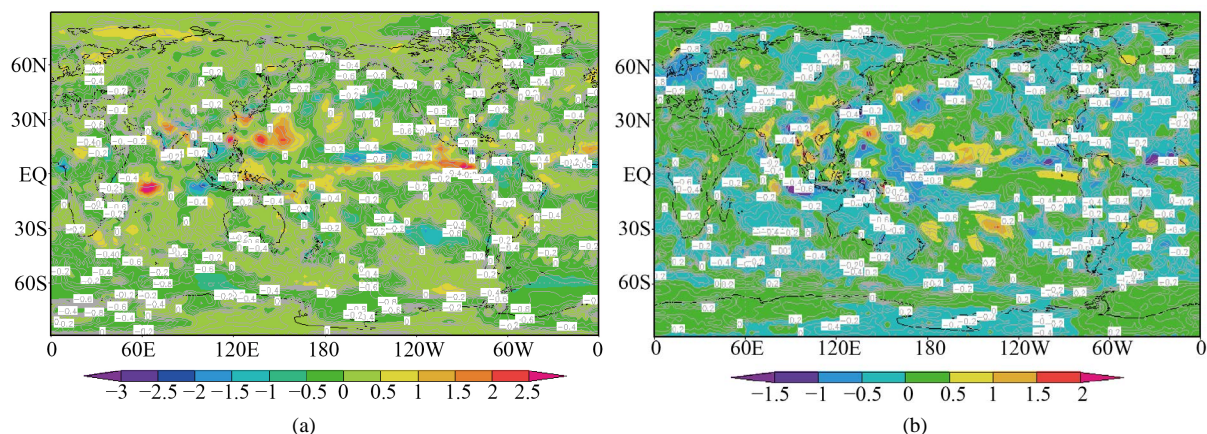


Figure 5. (a) The cumulative anomaly distribution of sea level air pressure in summer with strong NAO years and the t-test results; (b) The cumulative distribution of precipitation anomalies and t-test results in weak NAO years (unit: gpm)

图 5. (a) 夏季强 NAO 年的海平面气压累计距平分布及 t 检验结果; (b) 弱 NAO 年的降水累计距平分布及 t 检验结果 (单位: gpm)

5. 结论

本文利用 NCEP/NCAR 提供的月平均海平面气压、位势高度和气温等再分析资料, 结合 CPC 提供的 NAO 指数和 GPCP 提供的全球月降水量数据, 采用了合成分析方法, 对北大西洋涛动的特征及其对东亚地区的影响进行分析, 得出以下结论:

NAO 相位转换的时间都控制在月季时间尺度内。但 NAO 正负相位及其转换过程的分布情况在 1985 年后发生了改变, 在 1985 年之前, 大西洋上主要发生的是 NAO+ 转 NAO- 过程, 但在 1985 年之后, 则是以 NAO- 转 NAO+ 过程为主。从而就导致了 NAO 指数在 1985 年之前呈下降趋势, 之后呈现为上升趋势。

NAO 相位转换过程对东亚地区的环流形式存在较大影响, 可以将欧亚大陆上的一些活动中心的西退作为 NAO 相位开始转换的征兆。

夏季 NAO 对东亚大气环流形式及夏季气候有着显著影响, 夏季 NAO 与东亚夏季风强弱成正比, 当夏季 NAO 指数较大时, 东亚夏季风偏强, 西伯利亚中东部、印度半岛西北部以及我国黄河流域和华南地区的降水量偏多, 而在孟加拉国、中南半岛、朝鲜半岛、日本中部以及我国的新疆至青藏高原西部、淮河流域附近地区, 这些地区的降水量会比常年有所偏少; 当夏季 NAO 指数偏小时, 东亚夏季风偏弱, 相应的东亚地区降水量分布则与 NAO 偏强时相反。

基金项目

成都信息工程大学本科教学工程项目(BKJX2019007, BKJX2019013, BKJX2019042, BKJX2019056, BKJX2019062, BKJX2019081, BKJX2019089, BKJX2019120 和 JY2018012)支持。

参考文献

- [1] 武炳义, 黄荣辉. 冬季北大西洋涛动极端异常变化与东亚冬季风[J]. 大气科学, 1999, 23(6): 641-651.
- [2] 王晓腾, 胡长雷, 任晓峰. 冬季北大西洋涛动与我国天气气候的关系[J]. 安徽农业科学, 2010, 38(1): 259-263+346.
- [3] 王永波, 施能. 夏季北大西洋涛动与我国天气气候的关系[J]. 气象科学, 2001, 21(3): 271-278.
- [4] 龚道溢, 周天军, 王绍武. 北大西洋涛动变率研究进展[J]. 地球科学进展, 2001, 16(3): 413-420.

- [5] 龚道溢, 王绍武. 北大西洋涛动指数的比较及其年代际变率[J]. 大气科学, 2000, 24(2): 187-192.
- [6] 梅笑冬. 北大西洋海温对 NAO 型大气环流异常的影响研究[D]: [博士学位论文]. 青岛: 中国海洋大学, 2015.
- [7] 李忠燕, 罗德海. 北大西洋涛动相位转换的数值研究[J]. 大气科学, 2012, 36(2): 374-384.
- [8] 时晓曦, 孙即霖, 孙雅文, 毕玮, 周旋, 衣立. 北大西洋秋季“三极子”海温结构对冬季大气环流场的影响[J]. 海洋学报, 2015, 37(7): 33-40.
- [9] 王永波, 施能. 近 45a 冬季北大西洋涛动异常与我国气候的关系[J]. 南京气象学院学报, 2001, 24(3): 315-322.
- [10] 尚华明, 马雷凯. 夏季北大西洋涛动的过去、现在和未来[J]. 沙漠与绿洲气象, 2009, 3(6): 58-60.
- [11] 韩方红, 陈海山, 马鹤翟. 冬季北大西洋涛动与中国北方极端低温相关性的年代际变化[J]. 大气科学, 2018, 42(2): 239-250.
- [12] 姚遥, 罗德海. 北大西洋涛动——欧洲阻塞及其对极端暴雪影响的研究进展[J]. 地球科学进展, 2016, 31(6): 581-594.
- [13] 朱智慧. 北大西洋涛动与极涡的变化研究[D]: [硕士学位论文]. 青岛: 中国海洋大学, 2009.
- [14] 柴晶晶, 刁一娜. 北大西洋涛动指数变化与北半球冬季阻塞活动[J]. 大气科学, 2011, 35(2): 326-338.
- [15] Wu, Z.W., Wang, B., Li, J.P., *et al.* (2009) An Empirical Seasonal Prediction Model of the East Asian Summer Monsoon Using ENSO and NAO. *Journal of Geophysical Research*, **114**, D18120. <https://doi.org/10.1029/2009JD011733>
- [16] Montgomery, R.B. (1940) Report on the Work of G. T. Walker. *Monthly Weather Review*, Supp. No. 39, 1-22.
- [17] Hurrell, J.W. and van Loon, H. (1997) Decadal Variations in Climate Associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, **36**, 301-326. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8905-5_4
- [18] Dugam, S.S., Kakade, S.B. and Verma, R.K. (1997) Interannual and Long-Term Variability in the North Atlantic Oscillation and Indian Summer Monsoon Rainfall. *Theoretical and Applied Climatology*, **58**, 21-29. <https://doi.org/10.1007/BF00867429>
- [19] Namias, J. (1950) The Index Cycle and Its Role in the General Circulation. *Journal of Meteorology*, **7**, 130-139. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1950\)007<0130:TICAIR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1950)007<0130:TICAIR>2.0.CO;2)