李纵横，宋洁，殷明，等. 2019. 冬季与北大西洋涛动相关Rossby波列传播特征及对下游气候的影响 [J]. 气候与环境研究, 24(3): 289–301.
Li Zongheng, Song Jie, Yin Ming, et al. 2019. Propagation characteristics of Rossby wave trains associated with the North Atlantic Oscillation in winter and their impacts on downstream climate [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 24(3): 289–301. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.17178

冬季与北大西洋涛动相关Rossby波列传播特征及对下游气候的影响

李纵横[1]　宋洁[2]　殷明[3]　尹锡帆[1]

1 国家海洋技术中心漳州基地筹建办公室，北京 100088
2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室，北京100029
3 解放军32021部队，北京100094

摘　要　利用再分析数据，以在北半球冬季与北大西洋涛动（North Atlantic Oscillation，NAO）相关的向下游传播的准定常波列在欧洲地区是否发生反射为标准，将1957/1958年至2001/2002年这45个冬季分为高纬型和低纬型两类冬季，分别简称为在H型和L型冬季。在H（L）型冬季，和NAO相联系的向下游传播的Rossby波列主要沿高纬度（低纬度）路径传播。对比了在两种类型冬季NAO与同期大气环流、近地面温度（Surface Air Temperature，SAT）、海表面温度（Sea Surface Tempertaure，SST）和降水的关系。结果表明：大气环流方面，在H型冬季，300 hPa位势高度异常在西—西伯利亚和中—西伯利亚西部与NAO呈现正相关，而在L型冬季300 hPa位势高度异常在亚洲东海岸（约40°N）和北太平洋呈现正相关，在H型冬季与NAO相关的经向风异常在中纬度形成波列，而在L型冬季与NAO相关的经向风异常在副热带形成波列；SAT方面，在H型冬季SAT异常在欧亚大陆腹地高纬度地区与NAO呈现正相关，而在L型冬季与NAO相关的SAT异常在欧亚大陆腹地的高纬度地区相对较弱，但NAO造成的SAT异常可以扩展到亚洲东北部；降水方面，H型冬季与L型冬季主要区别在中国南方，在H型冬季降水异常与NAO的关系相对较弱，而在L型冬季降水异常与NAO呈现正相关关系；SST方面，同期SST异常在北大西洋中纬度海域与NAO呈现正相关，而在L型冬季与NAO相关的SST异常在北大西洋中纬度地区相对较弱，在北大西洋北部和南部较强。总体而言，在H型和L型冬季，NAO具有不同下游影响。

关键词　NAO　下游影响　Rossby波列　波反射
文章编号　1006-9585(2019)03-0289-13　　**中图分类号**　P462　　**文献标识码**　A
doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.17178

Propagation Characteristics of Rossby Wave Trains Associated with the North Atlantic Oscillation in Winter and Their Impacts on Downstream Climate

LI Zongheng[1], SONG Jie[2], YIN Ming[3], and YIN Xinfan[1]

1 *Zhangzhou Base Construction Office of National Ocean Technology Center*, *Beijing* 100088
2 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmosphere Sciences and Geophysical Fluid–Dynamics*, *Institude of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029
3 *PLA* 32021 *Troops*, *Beijing* 100094

Abstract　Using reanalysis products, we can divide the 45 winters from 1957/1958 to 2001/2002 into two types, i.e.,

收稿日期　2017-12-23；**网络预出版日期**　2019-01-22
作者简介　李纵横，男，1989年出生，硕士，工程师，主要从事气候动力学的研究。E-mail: lizongheng1989@foxmail.com
资助项目　国家自然科学基金项目41790473
Funded by　National Natural Science Foundation of China (Grant 41790473)

high latitude (H) and low latitude (L), based on whether the quasi-stationary wave trains propagating downstream in the Northern Hemisphere in the winter are reflected in Europe. The wave reflection is related to the North Atlantic Oscillation (NAO). In the H (L) type winter, the Rossby wave trains associated with the NAO mainly propagate downstream along the high-latitude (low-latitude) path. We compared the relationships between the NAO and atmospheric circulation, surface air temperature (SAT), sea surface temperature (SST), and precipitation in the two types of winter. The results show that in the H-type winter, 300-hPa geopotential height anomalies are positively correlated with the NAO in western Siberia and western–central Siberia, while in L-type winter, 300-hPa geopotential height anomalies are positively correlated with the NAO in eastern coast of Asia (about 40°N) and North Pacific; meridional wind anomalies associated with the NAO in the H-type winter form wave trains in the mid-latitude, while in the L-type winter, meridional wind anomalies form wave trains in the subtropics; SAT anomalies in the H-type winter are positively correlated with the NAO in the high latitudes of inland Eurasia, while SAT anomalies in the L-type winter are relatively weak in the high latitudes of inland Eurasia, but the SAT anomalies caused by the NAO can extend to northeastern Asia. Main differences in precipitation between the H-type winter and L-type winter are found in China. In southern China, the relationship between the H-type winter precipitation anomalies and the NAO is relatively weak, while that between the L-type winter precipitation anomalies and NAO is positively correlated; SST anomalies are positively correlated with the NAO in the mid-latitude area of the North Atlantic during the same period, while the SST anomalies related to the NAO in the L-type winter are relatively weak in the mid-latitude area of the North Atlantic, and stronger in the northern and southern North Atlantic. Generally speaking, the NAO has different downstream effects in the H-type and L-type winters.

Keywords NAO, Downstream influence, Rossby wave train, Wave reflection

1 引言

北大西洋涛动（North Atlantic Oscillation，NAO）是北大西洋地区大气环流变化的主导模式（Barnston and Livezey，1987；Hurrell et al.，2003）。从对流层高层的位势高度场到海平面气压场（Sea Level Pressure，SLP），NAO表现为上下层符号一致的准正压的南北反号的偶极型模态。在纬向风场上，NAO表征了北大西洋中纬度急流的南北移动。NAO正（负）位相对应着北大西洋极区高纬地区出现位势高度以及SLP负（正）异常，在副热带地区出现位势高度以及SLP正（负）异常，并伴随北大西洋中纬度急流向北（南）偏移以及北大西洋风暴轴的增强（减弱）（Rivière and Orlanski，2007）。事实上，NAO反映了冰岛低压和亚速尔高压之间大气质量的一种跷跷板式的变化模态。

NAO对北大西洋和周边地区的温度、降水、风暴活动等均有重要影响（Hurrell，1995，1996；Hurrell and Van Loon，1997；Serreze et al，1997；Pekarova and Pekar，2007；Wettstein and Wallace，2010）。NAO在大尺度上调制了北美、北大西洋以及欧洲地区的与纬向和经向热湿输送（Hurrell，1995），从而常导致从美国东部延伸到西欧和中欧的温度和降水模式的变化（Walker and Bliss，1932；van Loon and Rogers，1978；Rogers and van Loon，1979）。除了对北美、北大西洋地区和欧洲地区的天气、气候产生重要影响外，NAO异常还可以影响欧亚大陆和东亚地区的天气和气候。NAO的正负位相不仅可以影响到北美大陆东部和欧洲中西部的温度变化，还存在一个明显的与NAO相关的地表温度异常，横跨欧亚大陆，从大西洋延伸到太平洋（Hurrell，1996）。一些研究也指出，NAO对我国的天气、气候也存在一定的影响。东亚冬季风的年际及年代际变率以及亚洲大陆北部气温异常变化与冬季NAO的活动有密切关系（武炳义和黄荣辉，1999；李崇银等，2002）。王永波和施能（2001）指出NAO的变化与我国冬、夏季天气和气候关系密切，在NAO正位相年冬季，我国呈现偏暖、多雨的气候特征。

许多研究都试图解释NAO对远距离下游地区天气、气候影响的机制。例如，Thompson and Wallace（2000）研究表明与NAO有关的暖平流可以引起大气低层温度异常变化。此外，一些研究（Branstator，2002；Watanabe，2004）提出了一种被称为亚洲急流波导所截限的波列（Asian jet waveguide-trapped wave train）的机制，认为亚洲急流可以作为波导（Hoskins and Ambrizzi，1993），

通过捕获向下游传播的Rossby波列，将NAO的影响扩展到东亚地区。然而，亚洲急流波导所截限的Rossby波列主要位于副热带地区。还有一些研究已经表明，在欧亚大陆北部，存在一支高纬度波列，沿着北半球太平洋风暴轴上游北分支传播，与NAO影响近地面温度有关（Chang and Yu，1999；Lee，2000）。此外，Li et al.（2008）发现一个沿欧亚大陆高纬度地区从北大西洋延伸至东亚的遥相关型，不过这个遥相关只存在于3月。Song et al.（2014）发现在北半球冬季与NAO有关的下游传播的准地转Rossby波列通常在暖（冷）厄尔尼诺—南方涛动（ENSO）冬季沿着高（低）纬度途径传播，代表两种截然不同的NAO对下游影响的类型。Song et al.（2014）认为与NAO相关的向下游传播的Rossby波是否发生反射是导致NAO下游影响不同的关键因素，如果发生了非线性波反射，则与NAO相关的下游波列主要沿高纬度途径传播。基于Rossby波有无发生反射的观点来看，强（弱）的位势涡度（Potential Vorticity，PV）经向梯度往往不利于（有利于）波反射的发生（Abatzoglou and Magnusdottir，2004，2006）。因此，位于NAO下游的亚热带非洲地区PV的梯度变化在一定程度上可以调节NAO激发的Rossby波列的传播方向，从而导致不同的NAO下游影响类型。

基于上述讨论和之前的研究结果，本文进一步研究与NAO相关的Rossby波的传播特征及其气候影响。本文的剩余内容安排如下：在第二节介绍本文使用的资料、分析方法和区分两种传播类型的方法，根据关键区域波活动通量（Plumb，1985）的方向，我们将北半球冬季分为高纬度型（H类型）和低纬度型（L类型），H（L）类型表示在该冬季和NAO相联系的向下游传播的波列沿着高（低）纬度路径传播；在第三节通过将大气环流、波活动通量、温度和降水异常与对应类型冬季NAO月指数进行回归分析，分析在H和L型冬季NAO对下游地区不同的影响；在第四节是本文的结论和对结论的进一步讨论。

2 资料和方法

2.1 资料

本研究中使用的数据集是欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts，ECMWF）ERA-40再分析数据（Uppala et al.，2005），涵盖了1957年9月至2002年8月时段。在本研究中我们使用海平面气压（Sea Surface Pressure，SLP）、近地表空气温度（Surface Air Temeprature，SAT，0.995σ层，$\sigma=P/P_s$，P、P_s分别表示大气压和地面气压）、纬向风u、经向风v、和300 hPa层位势高度。数据的水平分辨率为2.5°（纬度）×2.5°（经度）。降水资料是日本APHRODITE（Asian Precipitation-Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources）（Yatagai et al.，2009）研究计划建立的一套高分辨率的逐日亚洲陆地降水数据集（简称APHRO），时间从1951年到2007年，空间分辨率为0.25°（纬度）×0.25°（经度）。海温数据是由隶属于英国气象局（Met Office）的Hadley中心制作发布的全球平均海温、海冰数据组成的数据集HadISST（Hadley Center Sea Ice and Sea Surface Temprature），该数据水平分辨率为1°（纬度）×1°（经度），时间覆盖1970年至今，获取来源为MetOffice官方网站http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/data/download.html[2018-07-04]。

2.2 方法

本研究中，我们使用线性回归和合成分析。月（日）NAO指数定义为北半球冬季（12月、1月和2月，DJF）在大西洋地区（20°N～85°N，90°W～50°E）月（日）SLP距平的经验正交函数（Empirical Orthogonal Function，EOF）的第一主成分（the first Principal Component，PC1）。某一变量的某月（日）距平是该变量该月（日）值与该变量当月（日）多年平均值的偏差。在进行EOF分析前，考虑到向极地方向逐渐减少的网格面积在EOF分析中的作用，我们将每一网格点上的数据乘以该网格点纬度余弦值的平方根作为面积加权。在本文中，回归分析和合成分析使用双边t检验。

2.3 高纬度型和低纬度型冬季

本文根据与NAO相关的向下游传播的波列的传播路径将北半球冬季进行分类。具体做法如下：（1）计算12月至2月逐日NAO指数和逐日水平风场的回归结果；（2）使用回归的风场计算准定常波活动通量（Plumb，1985）；（3）计算欧洲区域（40°N～60°N，0°～60°E）的波活动通量经向分量的平均值。如果欧洲区域的波活动通量的平均经向分量大于（小于）0，则认为平均而言该冬季和

NAO相联系的向下游传播的Rossby波列发生了（没发生）反射，且传播方向以极向（赤道向）传播为主，该冬季被定义为H（L）型冬季。

经过计算，在1957/1958年至2001/2002年这45个冬季中，共有10个H型冬季和35个L型冬季。由于挑选出的H型和L型冬季的样本数差别较大，为了更为公平地凸显两者的差别，我们对挑选出的L型冬季进行了进一步的筛选。我们计算了35个L型冬季副热带欧亚大陆地区（20°N～40°N，40°E～120°E）平均的定常波波活动通量纬向分量作为和NAO相联系的Rossby波欧亚大陆传播指数，并做均一化处理。如果该指数小于0.5，该冬季被称为弱L型冬季；若该指数大于0.5，则被称为强L型冬季。在弱（强）L型冬季，和NAO相联系的Rossby波列在欧亚大陆副热带地区的传播特征并不（较为）显著。因此，在本文后续的分析中，我们将强L型冬季用来代表L型冬季。表1给出了我们挑选出的H型和强L型冬季的具体年份，两者的样本数均为10，恰好相等。表1的结果还表明H型冬季多出现在NAO负位相的年份而强L型冬季多出现在NAO正位相的年份。这表明，和NAO相联系的Rossby波向下游的传播方向与NAO的位相有一定联系。

表1 从1957/1958年到2001/2002年的H型冬季和强L型冬季

Table 1 H-type (high latitude type) winters and strong L-type (low latitude type) winters from 1957/1958 to 2001/2002

类型	样本数	年份
H型冬季	10	1965/1966年、1967/1968年、1968/1969年、1971/1972年、1976/1977年、1979/1980年、1983/1984年、1985/1986年、1993/1994年、1995/1996年
强L型冬季	10	1966/1967年、1972/1973年、1973/1974年、1974/1975年、1982/1983年、1988/1989年、1992/1993年、1994/1995年、1996/1997年、1998/1999年

3 结果分析

3.1 H型和L型冬季的气候背景

根据表1的H型和L型冬季的年份，我们首先分析了两类冬季各自的气候背景。图1给出了H型和L型冬季在欧亚大陆地区（0°～90°N，160°W～160°E）合成的300 hPa位势高度场距平分布以及两类冬季的差值。在H型冬季时，格陵兰岛、北欧北部地区为位势高度正距平，欧洲西部、北美东部和欧亚大陆中纬度地区为位势高度负距平。表明在H型冬季，北美大槽和欧洲浅槽加强，冰岛低压减弱，整体环流异常模态在一定程度上类似于NAO负位相（图1a）。而在L型冬季，格陵兰岛、北欧北部地区为位势高度负距平，欧洲西部、北美东部、欧亚大陆和东亚为正距平。这说明在L型冬季时，北美大槽和欧洲浅槽减弱，冰岛低压加强，整体环流异常模态类似于NAO正位相。这与我们在表1中发现的H型冬季多出现在NAO负位相的年份而强L型冬季多出现在NAO正位相的年份的结果相一致。值得注意的是，在H型冬季，欧洲西侧的位势高度负异常和其东北侧的位势高度正异常形成一个向极地方向传播的定常波列结构。而在L型冬季，格陵兰岛的位势高度负异常和欧洲西部的位势高度正异常构成一个向赤道方向传播的定常波结构。这一结论也被利用H型和L型冬季合成的环流异常场计算的准定常波活动通量的结果所证明（图略）。因此，图1的结果在一定程度上解释了为什么H型冬季多出现在NAO负位相的年份而强L型冬季多出现在NAO正位相的年份。

除了大气环流背景场外，我们也给出了在H型和L型冬季全球大洋海表面温度距平合成分布以及两者的差值（图2）。从图2a可以看到，在H型冬季，中纬度北大西洋海表面温度偏低，太平洋中东部地区温度偏高，黑潮及黑潮延伸体温度偏低，与位势高度距平分布结果相对应。从图2b可以看到，在L型冬季时，中纬度北大西洋海表面温度偏高，太平洋中东部地区温度偏低，黑潮及黑潮延伸体温度偏高，也与位势高度距平分布结果相对应。从图2c可以看出，两种类型的位势高度异常主要区别在中纬度北大西洋、黑潮及黑潮延伸体和太平洋中东部地区海表面温度。图2c表示H（L）型NAO对应着北大西洋中纬度海温偏高（低），北大西洋海温异常呈现三极子型。前人的研究表明，该型海温变化与NAO位相之间存在正反馈关系，且以大气对海洋的强迫为主（Czaja and Frankignoul，2002；Peng et al.，2003；Pan，2005）。图2c还表示H型和L型冬季可能与类厄尔尼诺—南方涛动（ENSO）型太平洋海温异常存在一定的关系，H（L）型冬季对应着类ENSO正（负）位相型海温异常，即太平洋中东部地区海温偏高（低）。许多观

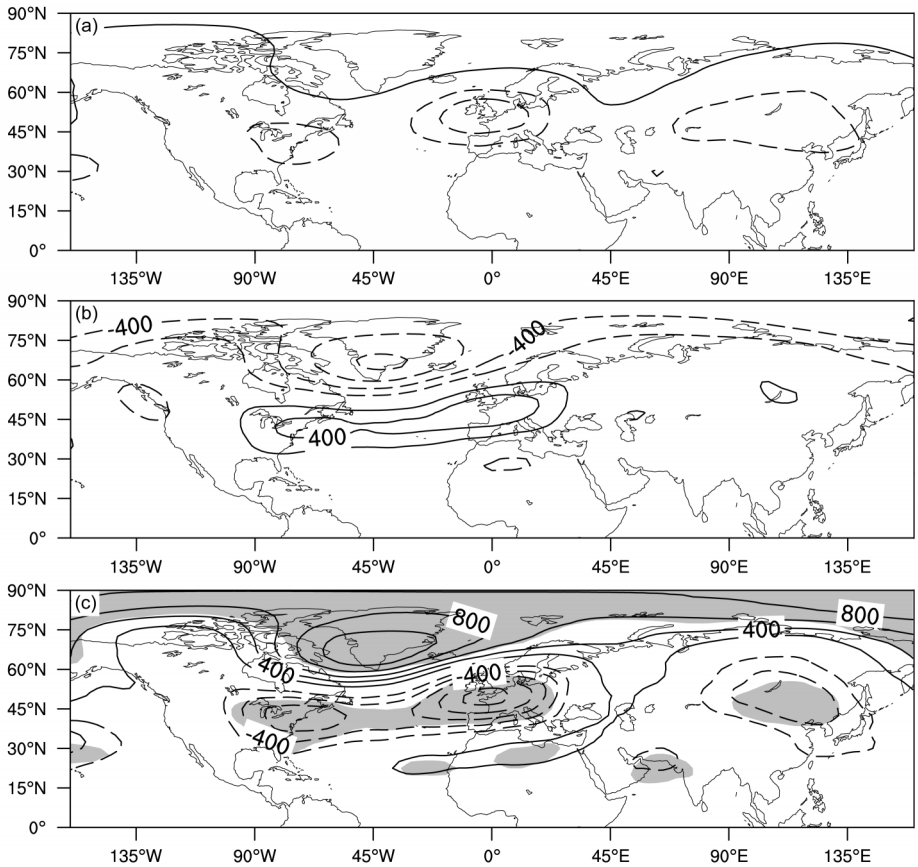

图1 （a）H型冬季和（b）L型冬季300 hPa位势高度距平（单位：gpm）及其（c）差值（阴影地区代表达到95%信度水平）。实线代表正值，虚线代表负值，等值线间隔200 gpm，零值线省略

Fig. 1 300-hPa geopotential height anomalies (gpm) in (a) H-type winters and (b) L-type winters and (c) their difference (the regions above 95% confidence level are shaded). Solid (dashed) contours represent positive (negative) values and the zero contours are omitted, contour intervals are 200 gpm

测和模式研究指出晚冬在ENSO正（负）位相期间NAO负（正）位相发生增多（Gouirand et al.，2007；Li and Lau, 2012）。同时，Song et al.（2014）发现北半球冬季在暖（冷）ENSO期间与NAO有关的向下游传播的准定常Rossby波列通常沿着高（低）纬度途径传播。可见，不论是北大西洋还是太平洋赤道地区海温都不只与NAO的位相有关，同时也影响与NAO相关的准定常Rossby波下游传播的类型。

为进一步比较揭示在两种类型冬季时，NAO对气候的不同影响，我们将冬季NAO月指数与北半球欧亚大陆及周边地区高空与近表面气候信号进行线性回归。图3～7分别显示了在不同类型年份位势高度、经向风、近地面温度、降水和海温与NAO的回归结果。

3.2 H型和L型冬季NAO对下游的不同影响

在此小节中，利用回归分析的结果，我们将探讨在H型和L型冬季，NAO对下游地区环流、SAT以及降水不同的影响。图3给出了在H型和L型冬季，逐月NAO指数和逐月300、500、850 hPa位势高度异常的回归结果。在北大西洋地区，从低层到高层，回归的位势高度异常为具有准正压特点的南北偶极子，表征了经典的NAO模态。但显然，相比于对流层低层，对流层高层对NAO的变化的响应更加明显。因此，我们重点关注NAO下游地区的300 hPa位势高度异常（以下简称Z300）在H型和L型冬季与NAO的不同联系。在H型冬季，回归的结果表明NAO和位于亚洲大陆高纬度的贝加尔湖地区上空的位势高度正异常存在一定的联系（图3a）。这一位势高度正异常在500 hPa和850 hPa的回归场上均可见，但强度从高到低逐渐减弱（图

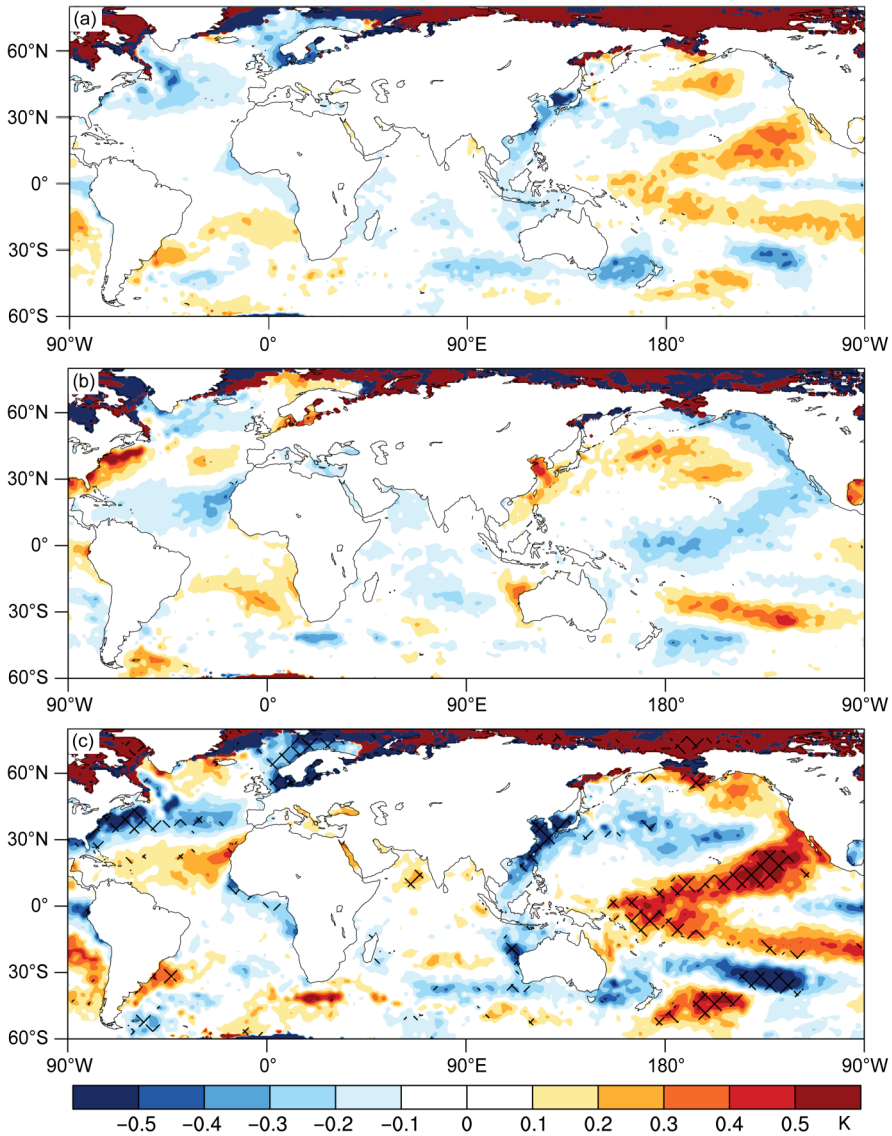

图2 （a）H型冬季和（b）L型冬季海表面温度距平及其（c）差值（网格线阴影地区代表达到90%信度水平）

Fig. 2 Sea surface temperature anomalies in (a) H-type winters and (b) L-type winters and (c) their difference (the regions above 90% confidence level are shaded with grid lines)

3c、3e）。这反映了在H型冬季，NAO的影响可以深入欧亚大陆高纬腹地。在L型冬季，与H型冬季不同，在欧亚大陆腹地，贝加尔湖以西地区，和NAO有关的环流异常为位势高度负异常（图3b、3d、3f）。同时，在东亚东海岸以及日本地区，NAO和一具有准整压结构的位势高度正异常存在联系。

图3的结果表明，在H型和L型冬季，NAO对其下游欧亚大陆的影响有很明显的不同。由于H型和L型冬季是根据和NAO相联系的Rossby波列向下游不同的传播而挑选出来的，因此，NAO对欧亚大陆的不同影响与Rossby波列向下游传播的不同方向有关。为了更加直观地显示在H型和L型冬季和NAO相联系的Rossby波列的不同传播特征，图4给出了在H型和L型冬季，利用逐日NAO指数回归得到的环流场计算得到的准定常波活动通量分布，以及逐月NAO指数与300 hPa经向风异常（以下简称V300）的回归结果。在H型冬季（图4a），回归的V300和波活动通量表明，NAO引起了一支从格陵兰岛出发经过北大西洋向西南欧/非洲传播的波列，并在欧亚大陆中高纬度地区形成一支向下游延伸的纬向波列结构。值得注意的是，这支波列在欧洲地区其经向传播方向发生改变，由向赤道传播变为向极地传播。这表明，这支波列在欧洲地区

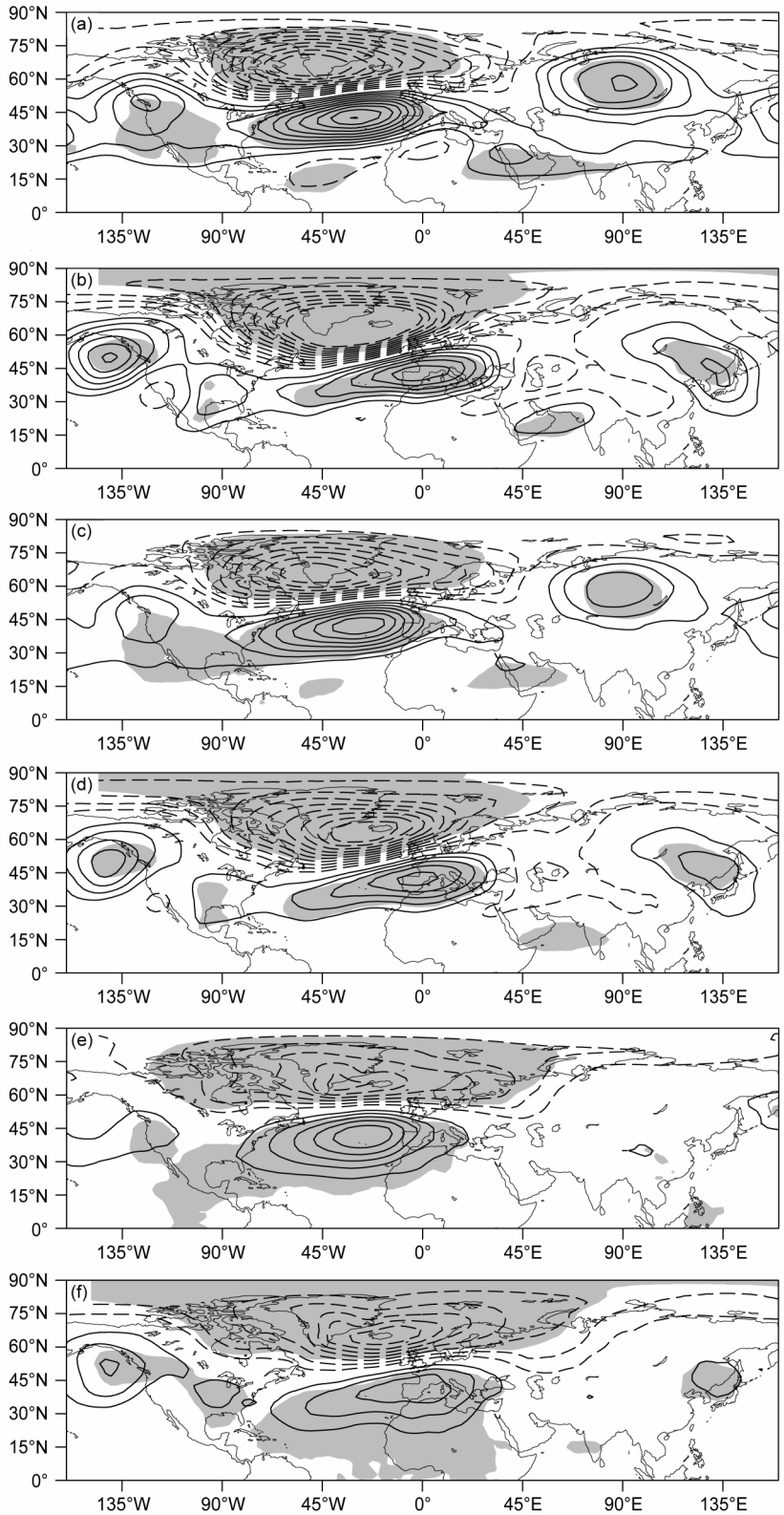

图3 NAO月指数回归的（a、c、e）H型冬季和（b、d、f）L型冬季（a、b）300 hPa、（c、d）500 hPa、（e、f）850 hPa位势高度异常（等值线，单位：gpm）。实线代表正值，虚线代表负值，零值线省略，等值线间隔100 gpm，阴影地区代表达到95%信度水平

Fig. 3 Regressed monthly anomalous geopotential height (contour, units: gpm) at (a, b) 300 hPa, (c, d) 500 hPa, and (e,f) 850 hPa onto the monthly NAO index in (a, c, e) H-type winters and (b, d, f) L-type winters. Solid (dashed) contours represent positive (negative) values and the zero contours are omitted, contour intervals are 100 gpm. The regressed results at the 95% confidence level are shaded

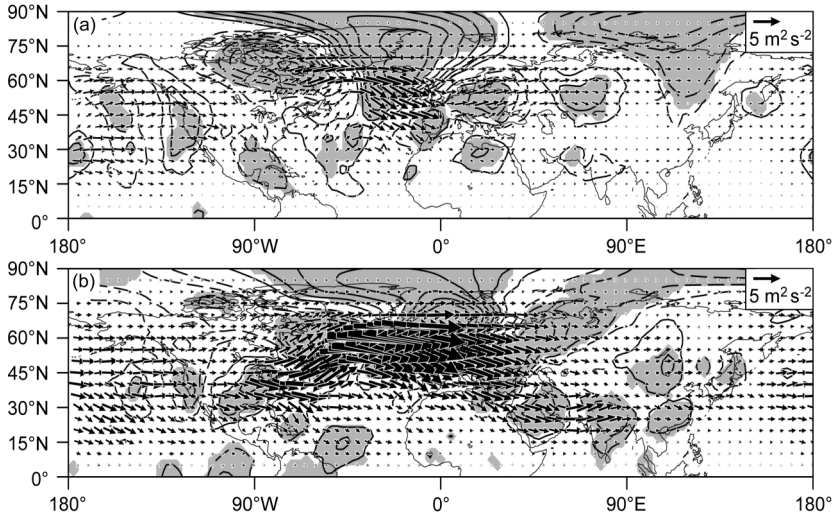

图4 NAO月指数回归的（a）H型冬季和（b）L型冬季300 hPa经向风异常（等值线，单位：m/s，实线代表正值，虚线代表负值，零值线省略，等值线间隔1 m/s；阴影区表示达到95%信度水平）和相应的波活动通量（矢量，单位：$m^2 s^{-2}$）

Fig. 4 Regressed monthly anomalous meridional wind at 300 hPa (contour, units: m/s, solid /dashed contours represent positive/negative values and the zero contours are omitted, contour intervals are 1 m/s; the regressed results above the 95% confidence level are shaded) onto the monthly NAO index and the corresponding stationary wave activity fluxes (vector, units: $m^2 s^{-2}$) during (a) the H-type winters and (b) L-type winters

发生了“反射”。而在L类型冬季（图4b），NAO引起的从格陵兰岛出发经过北大西洋向西南欧/非洲传播的波列在欧洲地区没有发生反射，在欧亚大陆的中高纬度波列结构消失，其扰动从欧洲/非洲北部经过阿拉伯半岛，印度次大陆一路扩展到东亚地区。显而易见，在H型冬季，NAO的扰动主要以中高纬路径向下游传播，而在L型冬季，NAO的扰动主要以副热带中低纬路径向下游传播。这支NAO引起的沿副热带中低纬路径向下游传播的波列，非常类似于Watanabe（2004）讨论过的“亚洲急流波导所截限的波列”。图4的结果可以很好地解释在图3中展示的在H型和L型冬季NAO和其下游地区环流的不同联系。当NAO的扰动沿着欧亚大陆中高纬路径传播时，NAO的影响可以深入欧亚大陆腹地（H型冬季）；而当NAO的扰动沿着副热带中低纬路径向下游传播时，在欧亚大陆副热带急流波导效应的帮助下，NAO的影响可以一路扩展到东亚地区，而NAO对欧亚大陆腹地的影响则相应减弱。

由于在H型和L型冬季，NAO和下游地区环流的联系不同。因此，NAO对下游地区地表气温的影响在两类冬季也出现了明显的差异。在H型和L型冬季，逐月NAO指数回归得到的北半球SAT异常的空间分布分别如图5a和5b所示。总体而言，在H型和L型冬季，NAO正（负）位相均可在欧亚大陆中部和高纬度地区以及北美西北部地区引起正（负）SAT异常，而在格陵兰岛、加拿大东部和非洲大陆北部地区造成负（正）SAT异常。但在NAO所引起的SAT异常的空间细节上，两种类型冬季存在较为明显的不同。在H型冬季，与NAO相关的SAT异常在北美西部和格陵兰岛东部比较明显；同时，NAO在欧亚大陆中高纬度地区引起的SAT异常也较强，最大值中心位于新地岛/喀拉海东南侧。而在L型冬季，与NAO相关的SAT异常在北美西部和格陵兰岛东部变的较弱；NAO在欧亚大陆的引起的SAT异常呈现一个双极子模态：一个极值中心位于欧洲东侧，而另一个极值中心位于贝加尔湖北部地区；NAO对西伯利亚西部影响变弱。总体而言，NAO对欧亚大陆高纬度地区的影响在H型冬季比L型冬季更强。对于东亚地区而言，相比于H型冬季，NAO在L型冬季对我国东北、韩国以及日本的SAT有更为明显的影响。

一般认为，当NAO为正位相时，北大西洋急流加强偏北，急流将北大西洋上湿暖的空间通过平流作用造成欧亚大陆出现SAT正异常。当NAO为负位相时，结果正好相反。除了平流机制外，位势涡度（Potential Vorticity，PV）理论指出（Hoskins et al.，1985），对流层高层的PV负

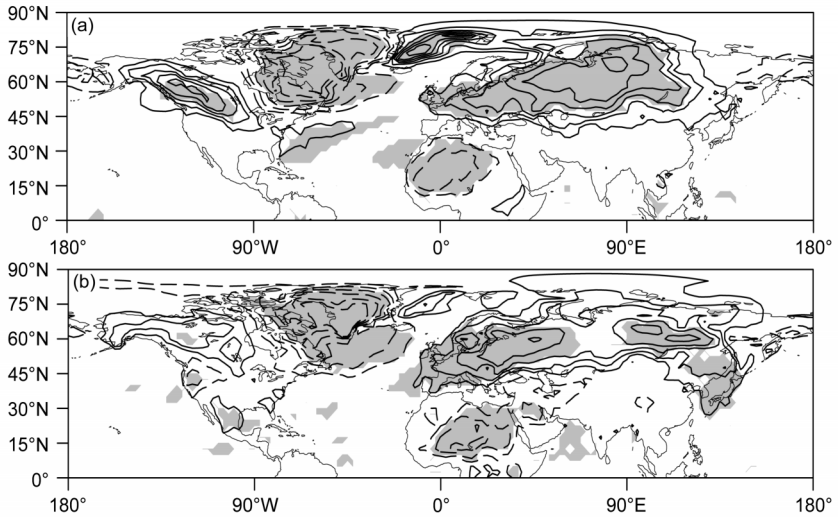

图5 NAO月指数回归的（a）H型冬季和（b）L型冬季近地面空气温度（等值线，单位：K）。实线代表正值，虚线代表负值，零值线省略，等值线间隔0.5 K，阴影区表示达到95%信度水平

Fig. 5 Regressed monthly anomalous surface air temperature (contour, units: K) onto the monthly NAO index during (a) the H-type winters and (b) L-type winters. Solid (dashed) contours represent positive (negative) values and the zero contours are omitted, contour intervals are 0.5 K. The regressed results at the 95% confidence level are shaded

（正）异常可以造成对流层低层的等熵面下降（上升），从而使得SAT出现正（负）异常。同时，PV负（正）异常环流通过艾克曼抽吸效应，造成局地的下沉（上升）气流，晴朗（多云）天气增多，地面受到的太阳辐射增强（减弱），从而有利于SAT出现正（负）异常。我们注意到在H型冬季，NAO正位相在欧亚大陆腹地造成异常位势高度正异常，即PV负异常；而在L型冬季，NAO正位相在欧亚大陆腹地造成异常位势高度负异常，即PV正异常，同时在东亚东海岸/日本地区引起PV负异常。根据PV理论，这样的环流异常形式很好地解释了在H型冬季NAO正位相在欧亚大陆腹地引起了最强的正SAT异常，而在L型冬季，NAO正位相在欧亚大陆腹地引起的正SAT异常减弱，而在我国东北、韩国以及日本引起SAT正异常。

图6展示了在H型和L型冬季降水异常和NAO之间的关系。与位势高度和近地面温度相比，NAO与降水的关系更加复杂。在H型冬季，如图6a所示，在地中海北岸和美国西海岸，NAO与降水呈正相关，而在欧洲北部和东部格陵兰岛与降水负相关。在L型冬季，如图6b所示，在地中海北岸，美国东海岸和格陵兰岛南部，NAO与降水呈正相关，而在北欧、美国南部和中国西南方与降水负相关。然而，在低纬度地区，NAO与降水的相关关系在L型冬季比H型冬季强。此外，在北美东海岸约50°N和格陵兰岛南部。降水和NAO之间的联系在不同类型冬季是相反的。徐寒列等（2012）指出冬季北大西洋涛动与中国西南地区降水存在不对称关系。从图6也可以看出，在L型冬季，NAO指数与中国西南地区降水异常的关系更加显著。在L型与H型冬季，在中国南部地区，NAO指数与降水呈现正相关。尽管在从大气环流来看，中国南部地区与位势高度的关系并不显著，但是与经向风的关系显著。在L型冬季，当NAO为正位相时，中国南部出现偏南风异常，从海洋带来更多的水汽，从而有利于降水的形成，造成降水增多。

图7表示两种类型冬季的NAO逐月指数与北大西洋海表面温度异常的回归系数分布图。从图7可见，海表面温度异常和近地面温度异常与NAO的关系具有一致性。在H型冬季（图7a），北大西洋地区（30°N～45°N）海表面温度与NAO具有显著的正相关，当NAO为正位相时，海表面上空位势高度偏高，出现正涡度异常，海表面温度偏高；NAO负位相时，海表面上空位势高度偏低，出现负涡度异常，海表面温度偏低。然而在L型冬季（图6b）没有这种相关性。这种差别主要是因为位势高度与NAO正相关区域位置不同造成的。

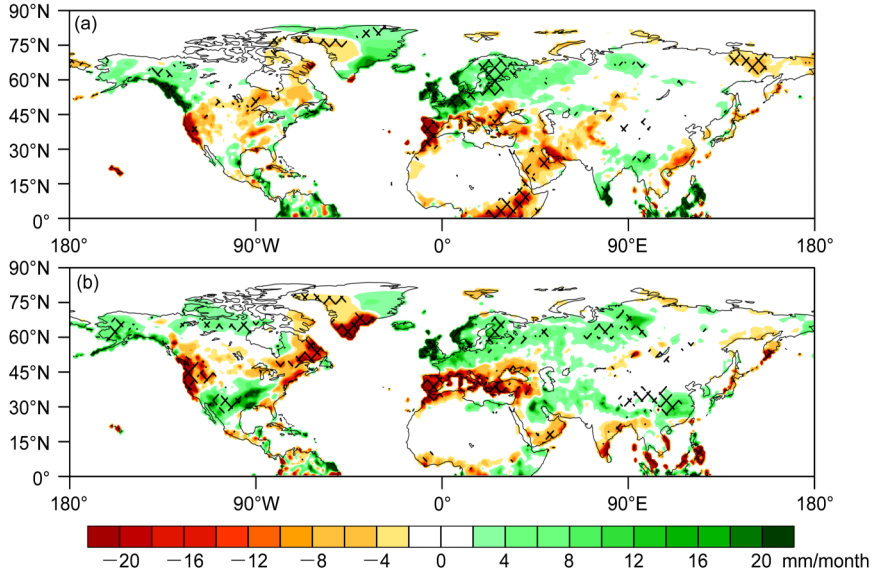

图6 NAO月指数回归的（a）H型冬季和（b）L型冬季降水量（单位：mm/month）。网格线阴影区表示达到95%信度水平

Fig. 6 Regressed monthly anomalous precipitation (mm/month) onto the monthly NAO index during (a) the H-type winters and (b) L-type winters. The regressed results above the 95% confidence level are shaded with grid lines

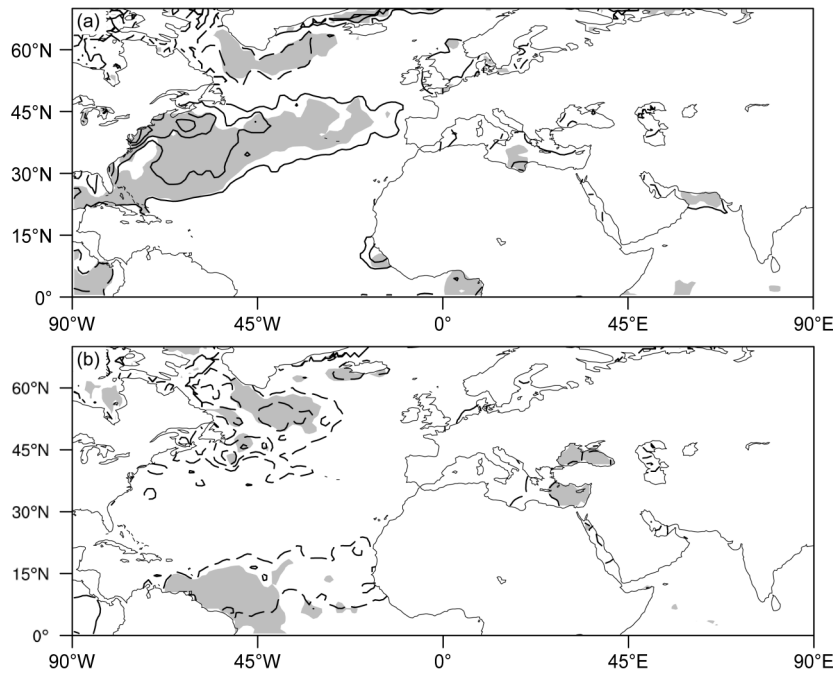

图7 NAO月指数回归的（a）H型冬季和（b）L型冬季海表面温度（等值线，单位：K）。实线代表正值，虚线代表负值，零值线省略，等值线间隔0.1 K，阴影区表示达到90%信度水平

Fig. 7 Regressed monthly anomalous sea surface temperature (SST, contour, contour intervals are 0.1 K) onto the monthly NAO index during (a) H-type winters and (b) L-type winters. Solid (dashed) contours represent positive (negative) values and the zero contours are omitted, contour intervals are 0.1 K. The regressed results above the 90% confidence level are shaded

4 小结与讨论

本文研究主要指出了北半球冬季和NAO相关的Rossby波传播路径具有两种不同类型，并有不同的气候影响。我们认为与NAO相关的Rossby波列在传播过程中是否发生非线性反射是区别H型和

L型波列传播特征的关键因素，并利用ECMWF再分析资料，将欧洲地区行星波通量经向分量平均值作为判断Rossby波列是否发生反射的判据。在45个冬季中，H型所代表的在年际尺度上发生Rossby波反射的冬季为10个，约占22.2%。这说明NAO激发的Rossby波主要是沿副热带急流纬向传播，只在少数年份，主要沿高纬度路径传播。进一步根据行星波通量纬向分量平均值，挑选出沿副热带地区传播比较明显的L型，进而，研究在H和L型冬季NAO对下游大气环流、近地面温度和降水等气候要素的影响，分析结果表明在不同类型的冬季和NAO相关的Rossby波列的传播方向和下游影响有明显的区别，具体如下：

（1）冬季北半球位势高度场和全球大洋海表面温度距平合成分析结果显示了H（L）不同的气候背景场。在H型时冰岛低压减弱、北美东部和欧洲西部地区出现位势高度负异常，呈现类似NAO负位相的偶极子型，欧洲中北部位涡梯度变强，非洲北部位涡梯度变弱，从而导致副热带急流的波导效应减弱，不利于Rossby波能量沿副热带急流向下游传播，进而更容易在非洲北部地区发生非线性波反射，之后沿高纬度路径传播；在L型时冰岛低压加强、北美东部和欧洲西部地区出现位势高度正异常，呈现类似NAO正位相的偶极子型，欧洲中北部位涡梯度变弱，非洲北部位涡梯度变强，从而导致副热带急流的波导效应加强，有利于Rossby波能量沿副热带急流向下游传播，之后沿低纬度路径传播。H（L）型NAO对应着北大西洋中纬度海温偏高（低），北大西洋海温异常呈现三极子型，同时对应着ENSO正（负）位相，即太平洋中东部地区海温偏高（低）。北大西洋和太平洋赤道地区海温和NAO的位相的关系与位势高度场表现得一致。

（2）在H型冬季，NAO偶极子型的南部活动中心位于北大西洋中纬度地区，与NAO指数正相关的SST异常在北大西洋中纬度地区相对明显，在欧洲区域波活动通量经向分量方向指向极地，造成和NAO相关的Rossby波列主要沿高纬度地区途径向下游传播，导致与NAO相关的300 hPa位势高度异常在西伯利亚东部相对明显，与NAO相关的SAT异常在高纬度地区（如北美西部、格陵兰岛和欧亚大陆高纬度地区的东部）相对较强，而与NAO相关的降水异常在亚洲的低纬度地区相对较弱。

（3）在L型冬季，NAO偶极子型的南部活动中心位于欧洲大陆西部地区，与NAO相关的SST异常在北大西洋中纬度地区没有出现显著的正相关，而在低纬度地区出现了负相关，在欧洲区域波活动通量经向分量方向指向赤道，和NAO相关的Rossby波列主要沿着亚热带急流波导的低纬度路径下游传播，与NAO相关的Z300异常出现在阿拉伯海，亚洲东海岸（约40°N）和北太平洋，与NAO相关的SAT异常在亚洲的高纬度地区相对较弱，但在亚洲东北部大约在40°N和中东地区相对较强。与NAO相关的降水异常在欧洲北部，美国南部和中国南方相对较强，在格陵兰岛南部和中国东南部，NAO和降水之间的关系与H型冬季是相反的。

总的来看，H型与L型最主要的区别是NAO偶极子异常中心的位置不同，从而导致NAO与北大西洋—欧洲地区大气环流和海表面温度的关系发生相应的变化，NAO激发的准定常Rossby波列在向下游传播过程中，由于非洲北部位势涡度经向梯度的变化，传播方向受到非线性波反射的影响，非线性反射波一般沿高纬度传播，而非反射波由于亚洲急流的波导作用通常沿亚热带急流传播，急流的作用使NAO的影响可以向下游远距离传播，可以到达亚州东部地区，沿亚洲急流传播的波列在亚洲中纬度地区激发出经向风异常和位势高度异常，环流异常影响了大气辐射和水汽输送，进而影响了近地面气候。本文为理解NAO与远距离地区气候变化的关系提供了一个新的角度。许多先前的研究一般将NAO当作一种整体的不再细分的现象（Wallace，2000）。因此，人们常常通常使用一种或多种NAO指数作线性相关或回归分析来研究NAO对冬季北半球气候变化的影响（Hurrell et al.，2003）。本文的研究将NAO的气候影响分成两类，并对NAO下游影响存在不同类型的物理机制做了初步解释，可能成为提高NAO因子对预测气候准确性的一种途径。但是，本文的研究也具有一定的局限性，没有深入研究两种类型与NAO正负位相，以及海温之间的关系，以及导致波活动通量传播方向变化的原因。下一步打算通过数值模式对两种不同类型的NAO下游影响进行模拟，进一步解释影响与NAO相关的Rossby波列下游传播路径的物理机制。

参考文献（References）

Abatzoglou J T, Magnusdottir G. 2004. Nonlinear planetary wave reflection in the troposphere [J]. Geophys. Res. Lett., 31(9): L09101. doi:10.1029/2004GL019495.

Abatzoglou J T, Magnusdottir G. 2006. Opposing effects of reflective and nonreflective planetary wave breaking on the NAO [J]. J. Climate, 63(12): 3448−3457. doi:10.1175/JAS3809.1.

Barnston A G, Livezey R E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns [J]. Mon. Wea. Rev., 115(6): 1083−1126. doi: 10.1175 / 1520-0493(1987) 115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2.

Branstator G. 2002. Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation [J]. J. Climate, 15(14): 1893−1910. doi: 10.1175 / 1520-0442(2002)015<1893: CTTJSW>2.0.CO;2.

Chang E K M, Yu D B. 1999. Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part I: Northern hemisphere winter [J]. J. Atmos. Sci., 56(11): 1708−1728. doi: 10.1175 / 1520-0469(1999)056<1708: COWPIT>2.0.CO;2.

Czaja A, Frankignoul C. 2002. Observed impact of atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation [J]. J. Climate, 15(6): 606−623. doi: 10.1175 / 1520-0442(2002)015<0606: OIOASA>2.0.CO;2.

Gouirand I , Moron V , Zorita E. 2007. Teleconnections between ENSO and North Atlantic in an ECHO-G simulation of the 1000-1900 period [J]. Geophysical Research Letters, 34(6): L06705

Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. on the use and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111(470): 877−946. doi:10.1002/qj.49711147002.

Hoskins B J, Ambrizzi T. 1993. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow [J]. J. Atmos. Sci., 50(12): 1661−1671. doi:10.1175/1520-0469(1993)050<1661:RWPOAR>2.0.CO;2.

Hurrell J W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation [J]. Science, 269(5224): 676−679. doi:10.1126/science.269.5224.676.

Hurrell J W. 1996. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature [J]. Geophys. Res. Lett., 23(6): 665−668. doi:10.1029/96GL00459.

Hurrell J W, Kushnir Y, Ottersen G, et al. 2003. The North Atlantic Oscillation: Climatic Signifi-Cance and Environmental Impact [M]. Washington, DC: American Geophysical Union, 73.

Hurrell J W, van Loon H. 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation [J]. Climatic Change, 36(3−4): 301−326. doi:10.1023/A:1005314315270.

Lee S. 2000. Barotropic effects on atmospheric storm tracks [J]. J. Atmos. Sci., 57(9): 1420−1435. doi: 10.1175 / 1520-0469(2000)057< 1420:BEOAST>2.0.CO;2.

李崇银, 朱锦红, 孙照渤. 2002. 年代际气候变化研究 [J]. 气候与环境研究, 7(2): 209−219. Li Chongyin, Zhu Jinhong, Sun Zhaobo. 2002. The study interdecadel climate variation [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 7(2): 209−219. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2002.02.08.

Li J, Yu R C, Zhou T J. 2008. Teleconnection between NAO and climate downstream of the Tibetan Plateau [J]. J. Climate, 21(18): 4680−4690. doi:10.1175/2008JCLI2053.1.

Li Y, Lau N C. 2012. Impact of ENSO on the atmospheric variability over the North Atlantic in late winter—role of transient eddies [J]. J. Climate, 25(25): 320−342. doi:10.1175/JCLI-D-11-00037.1.

Pan L L. 2005. Observed positive feedback between the NAO and the North Atlantic SSTA tripole [J]. Geophys. Res. Lett., 32(6): L06707. doi:10.1029/2005GL022427.

Pekarova P, Pekar J. 2007. Teleconnections of inter-annual streamflow fluctuation in Slovakia with Arctic Oscillation, North Atlantic Oscillation, Southern Oscillation, and Quasi-Biennial Oscillation phenomena [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 24(4): 655−663. doi:10.1007/s00376-007-0655-z.

Peng S L, Robinson W A, Li S L. 2003. Mechanisms for the NAO responses to the North Atlantic SST tripole [J]. J. Climate, 16(12): 1987−2004. doi: 10.1175 / 1520-0442(2003)016<1987: MFTNRT>2.0.CO;2.

Plumb R A. 1985. On the three-dimensional propagation of stationary waves [J]. J. Atmos. Sci., 42(3): 217−229. doi: 10.1175 / 1520-0469 (1985)042<0217:OTTDPO>2.0.CO;2.

Rivière G, Orlanski I. 2007. Characteristics of the atlantic storm-track eddy activity and its relation with the North Atlantic Oscillation [J]. J. Atmos. Sci., 64(2): 241−266. doi:10.1175/JAS3850.1.

Rogers J C, Loon H V. 1979 The seesaw in winter temperatures between greenland and northern Europe, Part Ⅱ: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes [J]. Monthly Weather Review, 107(5): 296-310. doi： 10.1175 / 1520-0493(1979) 1072.0.CO;2

Serreze M C, Carse F, Barry R G, et al. 1997. Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation [J]. J. Climate, 10(3): 453−464. doi: 10.1175 / 1520-0442 (1997)010<0453:ILCACF>2.0.CO;2.

Song J, Li C Y, Zhou W. 2014. High and low latitude types of the downstream influences of the North Atlantic Oscillation [J]. Climate Dynamics, 42. 10. 1007/s00382-013-1844-3.

Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability [J]. J. Climate, 13(5): 1000−1016. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1000: AMITEC>2.0.CO;2.

Uppala S M, Kallberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131(612): 2961−3012. doi: 10.1256/qj.04.176.

Van Loon H, Rogers J C. 1978. The seesaw in winter temperatures between general and northern Europe. Part Ⅰ: General description. monthly weather review [J]. Monthly Weather Review, 106(9). doi: 10. 1175/1520-0493(1978).106<0296:TSIWTB>2.0.c0;2.

王永波, 施能. 2001. 近45 a冬季北大西洋涛动异常与我国气候的关

系 [J]. 大气科学学报, 24(3): 315−322. Wang Yongbo, Shi Neng. 2001. Relation of North Atlantic Oscillation anomaly to China climate during 1951 − 1995 [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 24(3): 315−322. doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2001.03.003.

Wallace J M. 2000. North Atlantic Oscillation / Annular Mode: Two paradigms-one phenomenon [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126: 791-805.

Walker G T, Bliss E W. 1932: World weather V [J]. Mem. Roy. Meteor. Soc., 4: 53-84.

Watanabe M. 2004. Asian jet waveguide and a downstream extension of the North Atlantic Oscillation [J]. J. Climate, 17(24): 4674−4691. doi:10.1175/JCLI-3228.1.

Wettstein J J, Wallace J M. 2010. Observed patterns of month-to-month storm-track variability and their relationship to the background flow [J]. J. Atmos. Sci., 67(5): 1420−1437. doi: 10.1175 / 2009JAS3194.1.

武炳义, 黄荣辉. 1999. 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, 23(6): 641−651. Wu Bingyi, Huang Ronghui. 1999. Effects of the extremes in the North Atlantic Oscillation on East Asia winter monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23(6): 641−651. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1999.06.01.

徐寒列, 李建平, 冯娟, 等. 2012. 冬季北大西洋涛动与中国西南地区降水的不对称关系 [J]. 气象学报, 70(6): 1276−1291. Xu Hanlie, Li Jianping, Feng Juan, et al. The asymmetric relationship between the winter NAO and the precipitation in Southwest China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70(6): 1276−1291. doi:10.11676/qxxb2012.107.

Yatagai A I, Yasutomi N, Hamada A, et al. 2009. A 47-year daily gridded precipitation dataset for Asia Based on a dense network of rain gauges - APHRODITE project - [J]. SOLA − Scientific Online Letters on the Atmosphere, 2009, 5(1): 137−140. doi: 10.2151 / sola. 2009-035.