

李忠燕, 罗德海. 2012. 北大西洋涛动位相转换的数值研究 [J]. 大气科学, 36 (2): 374–384, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11055.
Li Zhongyan, Luo Dehai. 2012. A numerical study of the phase transition of the North Atlantic Oscillation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 374–384.

北大西洋涛动位相转换的数值研究

李忠燕¹ 罗德海²

¹ 中国海洋大学海洋环境学院, 青岛 266100

² 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, 北京 100029

摘要 借助一个非线性准地转正压模型, 模拟了基本西风气流的强弱、不同空间分布的天气尺度扰动对北大西洋涛动 (NAO) 位相转换的作用, 以及大尺度双波地形对其的影响。通过一系列的对比试验发现, 适当弱的基本西风气流有利于下游系统西退使 NAO 由正 (负) 位相转换为负 (正) 位相; 振幅强、活动范围大的天气尺度扰动波是 NAO 由负位相转换为正位相的有利条件, 而加强并向北移的天气尺度扰动波是 NAO 由正位相转换为负位相的有利条件; 叠加上大尺度双波地形后, NAO 由正 (负) 位相转换为负 (正) 位相的个例数减少。

关键词 北大西洋涛动 (NAO) 位相转换 数值研究 天气尺度波 西风气流

文章编号 1006-9895 (2012) 02-0374-11

中图分类号 P434

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11055

A Numerical Study of the Phase Transition of the North Atlantic Oscillation

LI Zhongyan¹ and LUO Dehai²

¹ College of Physical and Environmental Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100

² Key Laboratory of Regional Climate -Environment for East Asia, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Using a nonlinear quasi-geostrophic barotropic model, the paper investigates numerically how the spatial pattern of synoptic scale waves and the westerly wind strength affect the phase transition of the North Atlantic Oscillation (NAO), and the role played by the large-scale topography. It is found that the weak basic westerly wind is favorable for the westward shift of the downstream large-scale system, favoring the transition of the NAO from positive (negative) phase into negative (positive) phase. It is noted that when the synoptic scale waves are stronger and concentrated in a wider region, the NAO event can transform more easily from the negative phase into positive phase; when the synoptic scale waves are stronger and shift northward, the NAO can transform more easily from the positive into negative phase. In the presence of a large scale topography, the number of the cases in which the NAO transforms from positive (negative) phase to negative (positive) phase is reduced.

Key words North Atlantic Oscillation (NAO), phase transition; numerical study, synoptic scale waves, westerly wind strength

1 引言

北大西洋涛动 (North Atlantic Oscillation, 简

称 NAO) 是指北大西洋上冰岛低压与亚速尔高压的气压变化之间存在一种南北向“跷跷板”的现象, 即当亚速尔地区气压偏高时, 冰岛地区的气压

收稿日期 2011-03-14, 2011-06-28 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 41075042, 中国科学院“百人计划”资助项目 y163011

作者简介 李忠燕, 女, 1986 年出生, 硕士, 主要从事北大西洋涛动研究。E-mail: lizhongyan@ouc.edu.cn

偏低, 反之当冰岛地区气压偏高时, 亚速尔地区的气压偏低。在全球气候系统中, NAO 占有重要的位置。它不仅直接影响北大西洋及附近地区的气候, 甚至对整个北半球的气候都有重要影响。沈学顺和木本昌秀 (2007) 研究发现春季欧亚大陆中高纬地表气温的年际变化与前期冬季大西洋涛动有着显著的正相关。Wu et al. (2009) 通过观测和数值试验指出春季异常 NAO 对东亚夏季风有重要影响, 且 NAO 对近 30 年东亚夏季风与 ENSO 之间的关系的加强有重要作用 (Wu et al., 2011)。通常当 NAO 强时, 格陵兰岛以西及南欧偏冷, 欧洲北部和美国东部偏暖, 欧洲降水偏多, 而地中海地区则降水偏少, 反之亦然 (Hurrell, 1995a)。

许多研究表明, 对于 NAO 不同位相, 天气尺度波的强迫是一个重要的驱动机制 (Hurrell, 1995b; Feldstein and Lee, 1998; Feldstein, 2003; Benedict et al., 2004; Vallis et al., 2004; Luo et al., 2007a, 2007b)。急流区是大气的强斜压区, 而在准定常急流下游稍北处存在千公里尺度天气尺度瞬变扰动涡 (Blackmon et al., 1984; Hoskins and Valdes, 1990), 将这种涡动的带通瞬变方差局地最大值区称为风暴轴。在北半球冬季涡动的振幅最大, 并且这种天气尺度的涡动带在东太平洋和北大西洋有两个峰值, 这两个峰值带即通常所说的太平洋和北大西洋风暴轴。Chang and Fu (2002) 利用 EOF 方法对 51 年的 300 hPa 经向风场进行诊断分析, 指出冬季北大西洋和北太平洋风暴轴在 20 世纪 80 年代中期存在由偏弱转为偏强的年代际位相转换。胡跃文和杨小怡 (2007) 研究表明, NAO 模态的北大西洋中心在 1975 年后表现出不同程度的东移。Luo et al. (2010b) 对不同时期 250 hPa 冬季 EKE (eddy kinetic energy) 空间形态进行诊断分析, 指出, 1979~1990 年和 1998~2007 年两个时间段的涡动动能相比 1958~1977 年具有年代际东移的特征。

不同位相的 NAO 与北大西洋急流和风暴路径的强度和位置以及经向和纬向上水汽和热量的输送等相联系, 最终导致温度和降水场的变化。Archambault et al. (2010) 研究表明, 当 NAO 由正位相转换为负位相时, 美国东北地区降水显著增加, 而当 NAO 由负位相转换为正位相时, 美国东北地区降水减少, 所以了解 NAO 位相转换机理, 对预

测灾害天气有重要的指导作用。目前, 有关 NAO 位相转换的理论问题还没有得到解决。基本西风气流、天气尺度扰动涡以及大尺度双波地形这些因素对 NAO 的流场结构造成怎样的影响? NAO 的位相转换是否与这些因素有关? 本文运用一个非线性准地转正压模式数值 (Luo et al., 2010a), 模拟了基本西风气流强弱、不同强度和不同分布的天气尺度扰动波、大尺度双波地形对 NAO 位相转换的影响。

2 数值模式

2.1 模式方程

Luo et al. (2010a) 提出了一个非线性准地转正压模型, 它既能考虑基本西风气流对不同位相的 NAO 初始场的空间分布和传播的影响, 又能考虑天气尺度瞬变扰动以及大尺度双波地形对行星尺度流场的强迫作用。NAO 就其形态来讲通常表现为两种: 即 NAO 的正位相和 NAO 的负位相。本文运用这一正压模式研究在 NAO 不同位相的初始流场条件下, 基本西风气流、天气尺度瞬变扰动等因素对 NAO 位相转换的影响。为了探讨在 NAO 两种不同位相的初始流场条件下, 大尺度双波地形对 NAO 位相转换的强迫作用, 本文也进行了以下两种模拟: (1) 一个 NAO 正 (负) 初始场在不同强度的基本西风气流和不同空间分布的天气尺度扰动波的强迫下经历一个 NAO 由正 (负) 位相转换为 NAO 负 (正) 位相的演变过程; (2) 在上述的初始流场上叠加一个大尺度双波地形, 初始场在基本西风气流、天气尺度扰动波和地形的共同强迫下经历位相转换的演变过程。从而揭示大尺度双波地形对 NAO 位相转换的可能影响。

在 β 平面通道假设下, 考虑地形的受涡动强迫的无量纲的正压涡度方程为

$$\frac{\partial}{\partial t}(\nabla^2 \Psi - F\Psi) + J(\Psi, \nabla^2 h) + \beta \frac{\partial \Psi}{\partial x} = F_s, \quad (1)$$

其中, Ψ 是大气总的流函数, h 是大尺度地形, $F = (L/R_d)^2$, L 和 R_d 分别是水平长度的特征尺度和罗斯贝变形半径, $\beta = \beta_0 L^2/U_0$, 是纬度为 ϕ_0 的无量纲科里奥利参数的经向梯度, F_s 是扰动涡源。在经向方向满足以下南北边界条件:

$$\left. \frac{\partial^2 \Psi(y, t)}{\partial t \partial y} \right|_{y=0, y=L_y} = 0,$$

$$\left. \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right|_{y=0, y=L_y} = 0,$$

其中, $\bar{\Psi}(y, t)$ 是 Ψ 在 x 方向的平均值。

2.2 初始场

将初始流场分解为三个部分, 即基本流、行星尺度波流场和天气尺度波流场:

$$\begin{aligned} \Psi|_{t=0} = & \psi|_{t=0} + \psi'|_{t=0} = \\ & - \int_0^y U(y') dy' + 2B_0 \sqrt{\frac{2}{L_y}} \exp(ikx) \cdot \\ & \exp(-\gamma x^2) \sin(my) + \psi'|_{t=0}, \end{aligned} \quad (2)$$

其中, Ψ 是大气总的流函数; ψ 是由基本流和行星尺度波流场叠加而成的流场, 即扰动的背景流场; ψ' 是天气尺度波流场 (或瞬变涡度流场); $U(y) = u_0$ 是基本西风气流; $B_0 = 0.4$ 是初始流场行星尺度波的无量纲振幅; $k = 2k_0$ ($k_0 = 1/[6.371 \cos(\phi_0)]$), $m = \pm 2\pi/(L_y/2)$, m 为正 (负) 时代表 NAO 正 (负) 位相, L_y 分别为 β 平面通道的宽度; $\gamma = 0.5$; 初始天气尺度波流场 $\psi' = 0$ 。

2.3 扰动场 (强迫场)

在数值模式中扰动场由两个部分组成, 一是由位于背景流场上游的造波器产生的天气尺度波扰动场, 二是大尺度双波地形。其中, 天气尺度波扰动场是位于背景流场上游的造波器不断产生, 在基本流的作用下向下游移动, 形成一涡列, 用以模拟风暴轴。其控制表达式为:

$$F_s = 2b_0 [\cos(\tilde{k}_1 x - \tilde{\omega}_1 t) + \alpha \cos(\tilde{k}_2 x - \tilde{\omega}_2 t)] \cdot \sin(m_s y) \exp[-c_0(x + x_s)^2], \quad (3)$$

其中, b_0 是无量纲扰动源振幅; $\tilde{k}_1 = 9k_0$, $\tilde{k}_2 = 11k_0$; $\tilde{\omega}_i = u_0 \tilde{k}_i - (\beta + Fu_0) \tilde{k}_i / (\tilde{k}_i^2 + m_s^2 + F)$ ($i = 1, 2$) 是波数为 9 和 11 的天气尺度波的角频率; $m_s =$

$m/2$; c_0 是控制扰动涡活动范围的量, c_0 越小, 扰动涡活动范围越大; x_s 表示扰动涡源的中心位置, 即位于背景流上游的位置, x_s 越小, 扰动涡活动越偏东, 这里令 $x_s = 2$ (表示 2000 km); $\alpha = \pm 1$, 当 α 为负时代表 NAO 负位相。图 1 是不同振幅、不同活动范围的天气尺度波扰动源分布图。

加上大尺度双波地形后, NAO 不同位相的初始流场将在基本西风气流、天气尺度扰动波和地形的共同强迫下发生位相转换过程。本文所采用的大尺度双波地形如图 2 所示, 其控制表达式为:

$$h = 2h_0 \exp(ikx) \sin(m_s y), \quad (4)$$

其中, h_0 是无量纲地形的振幅, $k = 2k_0$ ($k_0 = 1/[6.371 \cos(\phi_0)]$), $m_s = m/2$, $m = \pm 2\pi/(L_y/2)$, k 和 m 分别表示 x 和 y 方向的波数。

差分计算中空间差分使用的是中央差分格式, 时间用蛙跳格式, 使用超松弛迭代法解泊松方程。在初始值和强迫源条件下积分, 得到 NAO 不同位相初始流场在强迫源的作用下发生位相转换的演变情况。

3 NAO 负位相转正位相的数值模拟

3.1 无地形条件下的数值模拟

设定 $h_0 = 0$, 即不考虑大尺度双波地形的影响。为了讨论在 NAO 负位相初始条件下, 来自上游的不同强度天气尺度扰动波和不同强度基本西风气流对 NAO 由负位相转为正位相的影响, 本文进行了多次数值模拟试验。按照如图 1 的五种天气尺度波分布, 再叠加不同强度的基本西风气流背景流进行数值模拟, 统计出 NAO 由负位相转换成正位相的

表 1 无地形强迫条件下不同强度的基本西风气流和天气尺度波条件下 NAO 由负位相转为正位相的个数

Table 1 Without topographic forcing, the number of the cases in which the NAO transforms from negative phase to positive phase under the conditions of different intensity of basic westerly flow and synoptic-scale waves

基本流	NAO 由负位相转为正位相的个数	位相转换时 b_0 、 c_0 的值
$u_0 = 0.4$	5 (4)	* $b_0 = 0.65, c_0 = 0.5$; * $b_0 = 0.8, c_0 = 0.5$; * $b_0 = 0.5, c_0 = 0.5$; $b_0 = 0.65, c_0 = 0.25$; * $b_0 = 0.65, c_0 = 1.0$
$u_0 = 0.5$	4 (3)	* $b_0 = 0.65, c_0 = 0.5$; * $b_0 = 0.8, c_0 = 0.5$; $b_0 = 0.5, c_0 = 0.5$; * $b_0 = 0.65, c_0 = 0.25$
$u_0 = 0.6$	3 (2)	$b_0 = 0.65, c_0 = 0.5$; * $b_0 = 0.8, c_0 = 0.5$; * $b_0 = 0.65, c_0 = 0.25$
$u_0 = 0.7$	0	/
$u_0 = 0.8$	0	/
$u_0 = 0.9$	1	$b_0 = 0.8, c_0 = 0.5$

注: 括号中的数字表示下游系统西退使位相转换个数; * 表示下游系统西退使位相转换的情况。

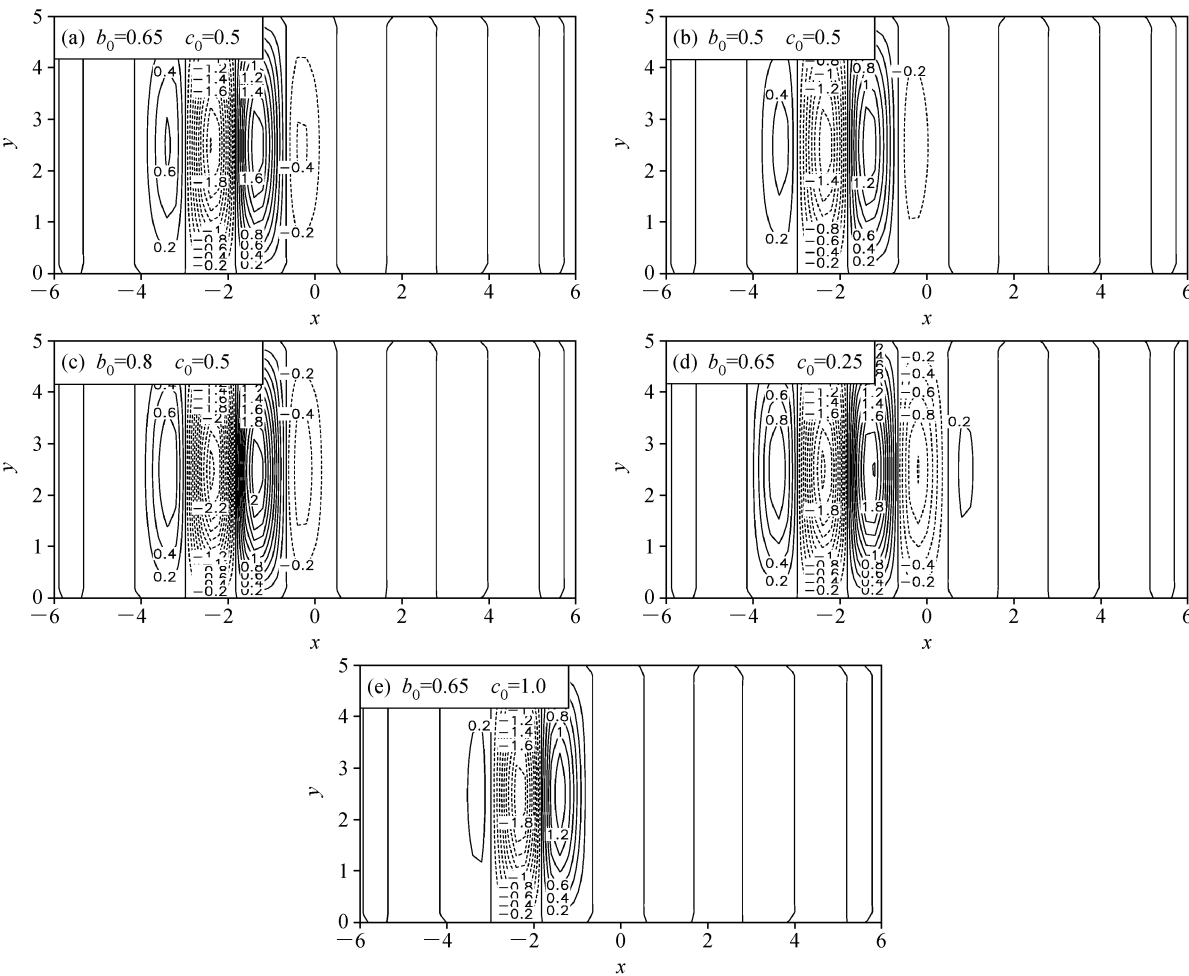


图 1 天气尺度波扰动源水平分布图。横坐标（向东）： x 方向的无量纲长度，纵坐标（向北）： y 方向的无量纲长度；等值线：无量纲流函数（等值线间距 0.2），实线：异常反气旋；虚线：异常气旋

Fig. 1 Horizontal distributions of the wavemaker F_w . x coordinate and y coordinate represent nondimensional length; the contour represents stream function with contour interval (CI) of 0.2; the solid (dashed) contour denotes abnormal anticyclone (cyclone)

个例数，统计结果如表 1 所示。其中括号内的数和符号“*”表示位于下游的系统西退至大西洋使 NAO 的位相转换的情况，其余的表示从上游或局地发展使位相发生转换的个例数。从表 1 可以看出，弱基本西风、强（振幅大，活动范围广）的天气尺度扰动波是 NAO 由负位相转换为正位相的有利条件。

图 3 给出的是其中一例下游系统西退使 NAO 由负位相转换为正位相总流场的演变过程，从图中可以看出，初始时刻（第 0 天）为 NAO 负位相的初始场，在第 1 天时，上游的强迫源不断激发出天气尺度扰动波，与行星尺度波相互作用，第 4 天流函数的振幅出现闭合高压中心，到第 8 天环流增强至最大，出现多涡结构，到第 12 天位于下游的弱

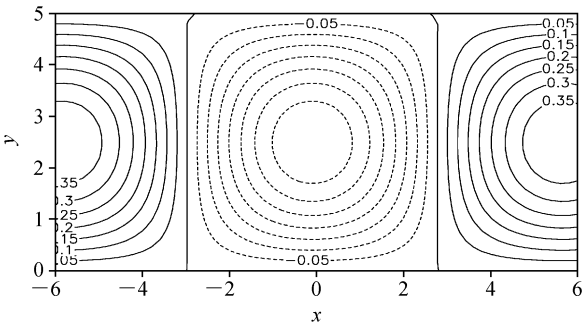


图 2 大尺度双波地形水平分布图（等值线间距为 0.05，实线为地形脊，虚线为地形槽）

Fig. 2 Horizontal distribution of the topography. CI=0.05; the solid (dashed) contour denotes the topographic ridge (trough)

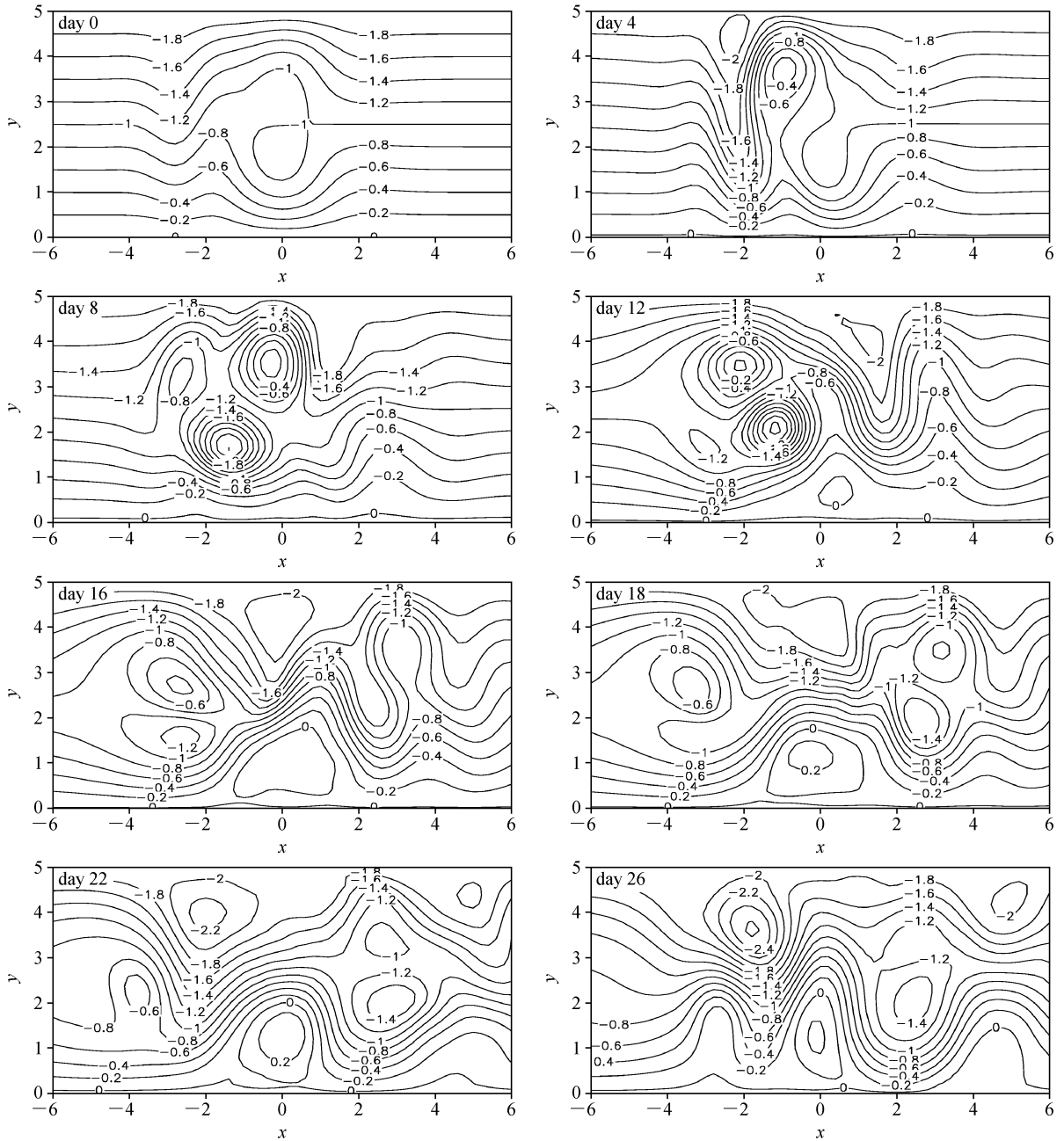


图3 模拟的一次NAO由负位相转换为正位相的演变过程(无量纲总流场)。等值线间距: 0.2

Fig. 3 Simulated NAO transition process from negative phase to positive phase (total stream function field). CI=0.2

NAO 正位相事件开始逐渐西退, 到第 16 天时已经西退至大西洋使原中心的 NAO 负位相发生转换, 接着转换的 NAO 正位相发展再逐渐消亡。

图 4 给出的是对应时间的行星尺度波流场的演变过程, 从中也可以明显地看出下游的大尺度北负南正的距平中心西退至大西洋使 NAO 由负位相转为正位相的演变过程。

3.2 大尺度双波地形条件下的数值模拟

设定 $h_0=0.2$, 即考虑大尺度双波地形的影响。大尺度双波地形提供了两槽两脊的形势。在地形的强迫下, 类似第一部分, 通过调整基本西风气流大小, 天气尺度扰动波的振幅、活动范围进行数值模拟, 统计出 NAO 由负位相转为正位相的个例数, 统计结果如表 2 所示。括号内的数和符号“*”表

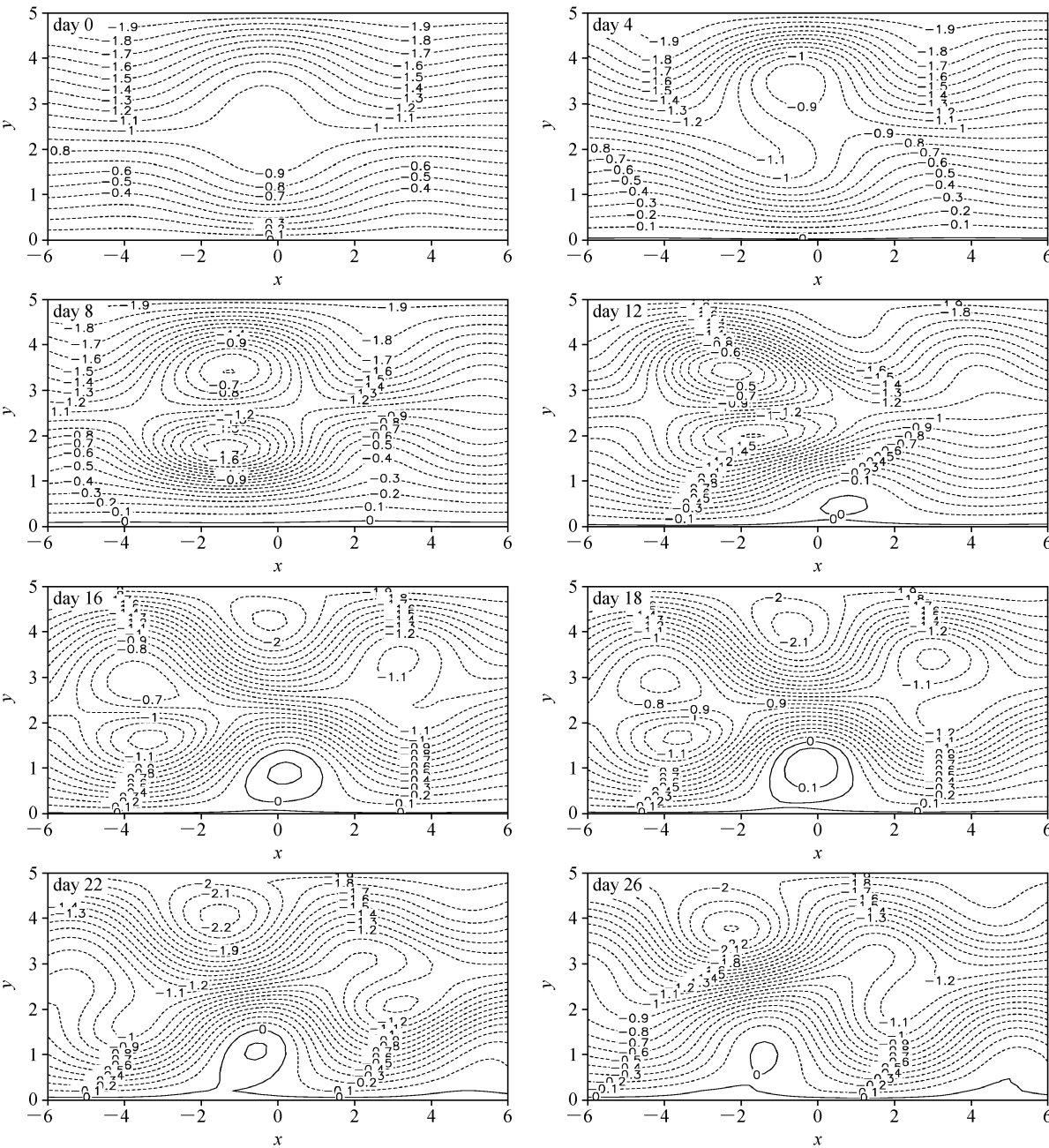


图 4 模拟的一次 NAO 由负位相转换为正位相的演变过程（无量纲行星尺度流场）（等值线间距：0.1）
Fig. 4 Simulated NAO transition process from negative phase to positive phase (planetary-scale stream function field, CI=0.1)

示位于下游的系统西退至大西洋使 NAO 的位相转换的情况，其余的表示从上游东移或局地发展使位相发生转换的个例数。从表 2 可以看出，叠加大尺度双波地形强迫后，弱基本西风、强（振幅大，活动范围广）的天气尺度扰动波仍是 NAO 由负位相转为正位相的有利条件，但相比于无地形强迫条件下的数值模拟，发现大尺度双波地形的存在使位相转换的个例数减少了，并且大尺度双波地形的存在

造成流场的南北不对称形势，高压得到加强，低压被弱化，这也使得闭合型流场的时间提前，闭合高压的强度略微增强，并且地形的存在破坏了天气尺度波的南北结构，虽也分裂成 2 支，但在阻塞区域北支明显强于南支，行星尺度波虽出现弱偶极子结构，由于高压强度明显强于低压、活动范围大于低压区，以致弱偶极子减弱形成 Ω 结构。刁一娜等 (2004) 通过动力学研究得出地形强迫下会产生

表 2 同表 1, 但为地形强迫条件下
Table 2 As in Table 1, but with topographic forcing

基本流	NAO 由负位相转为正位相的个例数	位相转换时 b_0 、 c_0 的值
$u_0=0.4$	5 (5)	* $b_0=0.65, c_0=0.5$; * $b_0=0.8, c_0=0.5$; * $b_0=0.5, c_0=0.5$; * $b_0=0.65, c_0=0.25$; * $b_0=0.65, c_0=1.0$
$u_0=0.5$	3 (3)	* $b_0=0.65, c_0=0.5$; * $b_0=0.8, c_0=0.5$; * $b_0=0.65, c_0=0.25$
$u_0=0.6$	1	$b_0=0.65, c_0=0.25$
$u_0=0.7$	0	/
$u_0=0.8$	0	/
$u_0=0.9$	0	/

表 3 无地形强迫条件下不同强度的基本西风气流和天气尺度波条件下 NAO 由正位相转换为负位相的个例数
Table 3 Without topographic forcing, the number of the cases in which the NAO transforms from positive phase to negative phase under the conditions of different intensity of basic westerly flow and synoptic-scale waves

基本流 u_0	NAO 由正位相转为负位相的个例数	u_0 一定, 出现位相转换的 b_0 、 b_1 、 α 的值
$u_0=0.5$	6	$b_0=0.15, b_1=0.45$ 时, $\alpha=1, \alpha=2, \alpha=3$ $b_0=0.25, b_1=0.55$ 时, $\alpha=1, \alpha=2, \alpha=3$ (西退)
$u_0=0.6$	3	$b_0=0.25, b_1=0.55$ 时, $\alpha=1, \alpha=2, \alpha=3$ (西退)
$u_0=0.7$	1	$b_0=0.25, b_1=0.55$ 时, $\alpha=2$ (局地)
$u_0=0.8$	1	$b_0=0.15, b_1=0.45$ 时, $\alpha=1$ (局地)
$u_0=0.9$	1	$b_0=0.25, b_1=0.55$ 时, $\alpha=2$ (东移)

“Ω”型阻塞。

4 NAO 正位相转负位相的数值模拟

4.1 无地形条件的数值模拟

设定 $h_0=0$, 即不考虑大尺度双波地形的影响。需要指出的是, 当初始流场为 NAO 正位相时, 在原有模式中调节基本西风气流或扰动源的强度, NAO 正位相很难转化为 NAO 负位相。根据历年观测资料分析发现, 风暴轴瞬变扰动涡列在上世纪末前后有变动, 其活动中心东移并略向北移, 强度增强 (Chang and Fu, 2002, Luo et al. 2010b), 根据这个观测结果, 我们调节扰动源的分布, 即在模式中将扰动源公式变为:

$$F'_s = b_0 \{ \exp[i(k_1 x - \omega_1 t)] + \alpha \exp[i(k_2 x - \omega_2 t)] \} \sin(my/2) + b_1 \exp[i(k_m x - \omega_m t)] \sin(my) + cc, \quad (5)$$

其中, 令 $k_m=8$, 调节 b_0 、 b_1 、 α 的大小, 得到不同强度的天气尺度波空间分布图 (如图 5 所示)。

根据图 5 中扰动源的分布调节模式中 b_0 、 b_1 、 α 的大小, 并同时调节基本流 u_0 的大小, 使其从 0.5 递增到 0.9, 统计出下游阻塞西退至大西洋, 使 NAO 由正位相转换为 NAO 负位相的情况, 根据西退、局地发展、东移三种不同情况进行统计, 结果如表 3 所示。

从表 3 可以看出, 适当弱的基本西风气流有利于欧洲大陆上的阻塞西退至大西洋, 使 NAO 由正位相转换为负位相; 而当基本西风急流强时, 会出现局地发展或从上游东移而来的阻塞使 NAO 由正位相转换为负位相; 强度加强, 活动中心东移且北移的天气尺度扰动波是 NAO 由正位相转换为负位相的有利条件。

图 6 给出的是其中一例下游阻塞西退至大西洋使 NAO 由正位相转换为负位相总流场的演变过程, 从图中可以看出, 在第 27 天中心流函数的振幅最大, 到第 29 天位于下游的阻塞开始逐渐西退, 到第 33 天位于下游的阻塞已经西退至大西洋, 然后开始不断发展, 到 35 天达到最强, 随后又不断

减弱，到第 41 天，又出现西退使位相发生转换。

4.2 大尺度双波地形条件下的数值模拟

设定 $h_0 = 0.2$ ，考虑大尺度双波地形的影响。类似上一部分，通过调整基本西风气流大小以及天气尺度扰动波的振幅，根据西退、局地发展、东移三种不同情况统计出 NAO 由正位相转为负位相的个例数，计结果如表 4 所示。从表 4 中可以得到类

似的结论，适当弱的基本西风气流有利于欧洲大陆上的阻塞西退至大西洋，使 NAO 由正位相转换为负位相；而当基本西风急流强时，会出现局地发展的阻塞或从上游东移而来的阻塞使中心的 NAO 由正位相转换为负位相；强度加强，活动中心东移且北移的天气尺度扰动波是 NAO 由正位相转换为负位相的有利条件；但相比于无地形强迫条件下的数

表 4 同表 3，但为地形强迫条件下
Table 4 As in Table 3, but with topographic forcing

基本流 u_0	NAO 由正位相转为负位相的个例数	u_0 一定，出现位相转换的 b_0 、 b_1 、 α 的值
$u_0=0.5$	3	$b_0=0.15, b_1=0.45$ 时, $\alpha=3$ $b_0=0.25, b_1=0.55$ 时, $\alpha=1, \alpha=3$ (西退) $b_0=0.25, b_1=0.55$ 时, $\alpha=3$ (西退)
$u_0=0.6$	1	$b_0=0.25, b_1=0.55$ 时, $\alpha=3$ (西退)
$u_0=0.7$	2	$b_0=0.25, b_1=0.55$ 时, $\alpha=1, \alpha=2$ (局地)
$u_0=0.8$	1	$b_0=0.15, b_1=0.45$ 时, $\alpha=1$ (东移)
$u_0=0.9$	1	$b_0=0.15, b_1=0.45$ 时, $\alpha=3$ (局地)

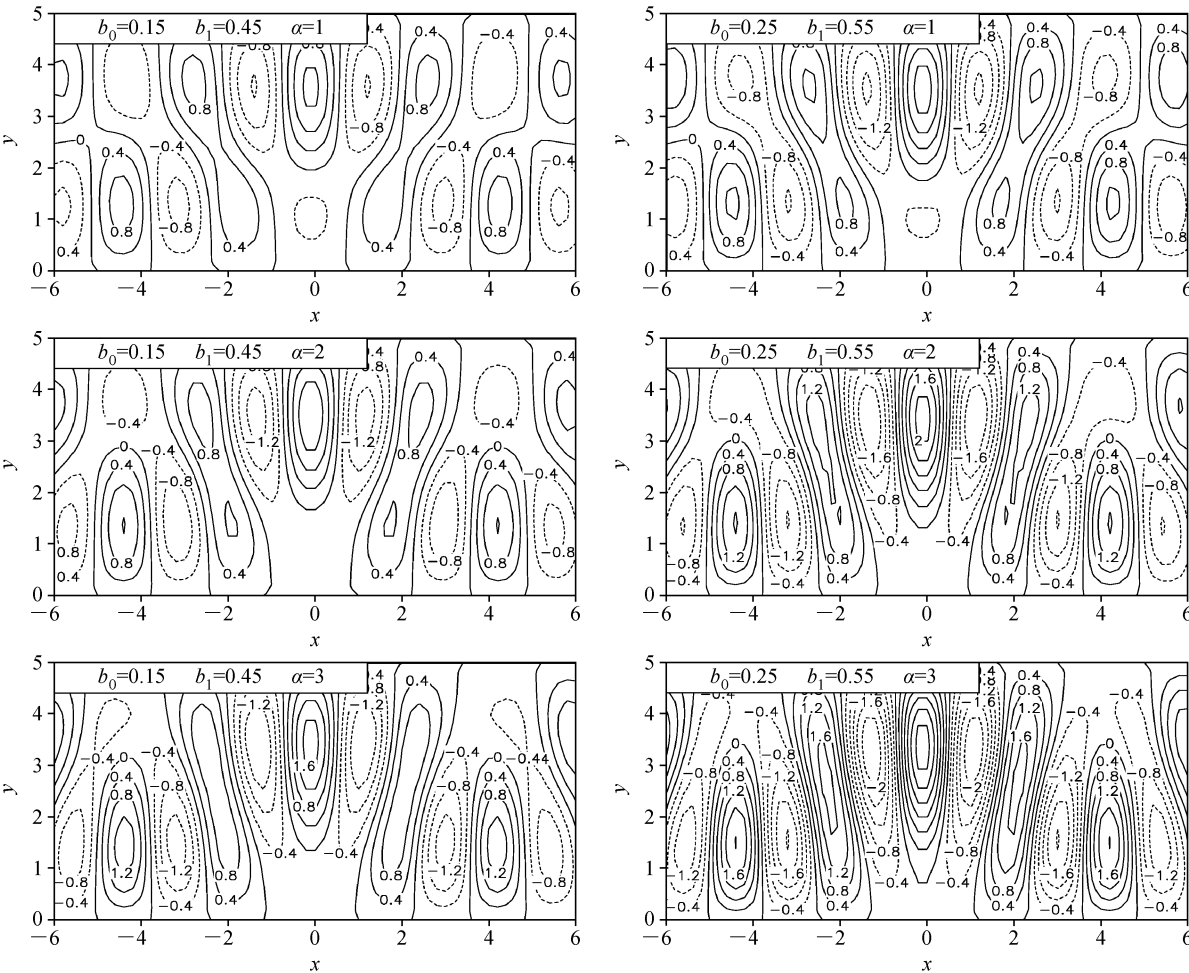


图 5 不同强度的天气尺度波扰动分布图 (等值线间距: 0.4, 实线表示异常反气旋, 虚线表示异常气旋)
Fig. 5 Horizontal distributions of the wave maker . CI=0.4; the solid (dashed) contours denote anticyclones (cyclones)

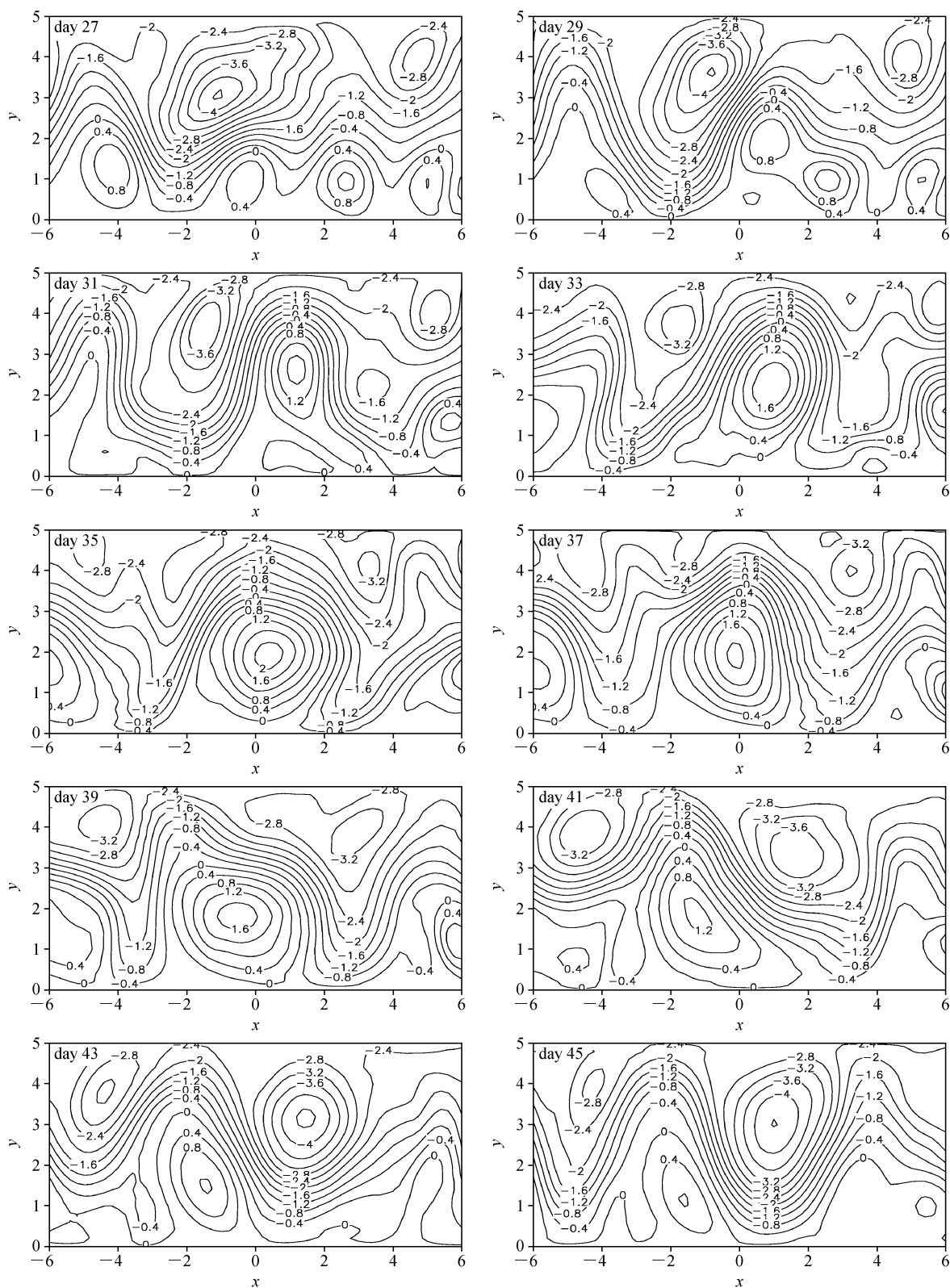


图6 模拟的一次NAO由正位相转换为负位相的演变过程(无量纲总流场)(等值线间距:0.4)

Fig. 6 Simulated NAO transition process from positive phase to negative phase (total stream function field, CI=0.4)

值模拟, 发现大尺度双波地形的存在使下游阻塞西退到大西洋使 NAO 位相转换的个例数略有减少。

5 结论与讨论

本文借助一个 β 通道正压数值模型来模拟了基本西风气流和天气尺度涡对 NAO 位相转换的影响, 并讨论了大尺度双波地形对其的影响。得到了主要结论如下:

(1) 弱的基本西风气流有利于下游系统西退至大西洋, 使 NAO 由负 (正) 位相转换为 NAO 正 (负) 位相。对这一结论的理解, 可采用有限振幅的罗斯贝波相速度公式 (Luo, 2000; Luo et al., 2011):

$$C_p = u_0 - \frac{\beta + Fu_0}{k^2 + m^2 + F} - \frac{\delta M_0^2}{2k}, \quad (6)$$

其中, C_p 代表波动相速度, u_0 代表基本西风基本流, k, m 分别为纬向和经向波数, M_0 代表波动振幅大小。取 $\delta > 0$ 以及 $F \approx 1$ (Luo, 2000)。从式 (6) 中可以得到, u_0 越小, 导致 C_p 越容易出现负值, 即下游系统越容易西退至中心, 而原中心的模态将不断减弱, 最终使中心的位相发生位相转换。

(2) 振幅强、活动范围大的天气尺度扰动波是 NAO 由负位相转换为正位相的有利条件; 而天气尺度扰动波的加强并北移时有利于 NAO 由正位相转换为负位相。这是因为, 当天气尺度波越强, 就会产生较大振幅的波动, 即式 (6) 中 M_0 的值越大, 就会导致 C_p 越容易出现负值; 且当天气尺度扰动波加强北移时, 有利于北欧高纬度地区 1 波加强西退, 最终使中心的位相发生位相转换。

(3) 大尺度双波地形的存在使 NAO 由正 (负) 位相转换为负 (正) 个例数略有减少。这是因为大尺度双波地形的存在使中高纬度的基本西风气流增强 (Luo et al., 2007a), 从而使得式 (6) 中 C_p 越容易出现正值, 不利于下游系统西退。

需要指出的是, 除了基本流、天气尺度涡以及地形会对 NAO 位相转换的有影响, 在大气中海温、急流以及大气斜压性等多种要素对 NAO 位相转换也有着重要的影响。因此, 综合其它因素对 NAO 位相转换又有着怎样的影响, 这些仍需要进一步的研究。

致谢 两位审稿人对本文的修改提出了许多宝贵的意见, 使作者受益匪浅。在此, 作者对两位审稿人表示由衷的感谢。

参考文献 (References)

- Archambault H M, Keyser D, Bosart L F. 2010. Relationships between large-scale regime transitions and major cool-season precipitation events in the Northeastern United States [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138: 3454–3473.
- Benedict J J, Lee S, Feldstein S B. 2004. Synoptic view of the North Atlantic Oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61: 121–144.
- Blackmon M L, Lee Y H, Wallace J M. 1984. Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales [J]. *J. Atmos. Sci.*, 41: 961–979.
- Chang E K M, Fu Y F. 2002. Interdecadal variations in Northern Hemisphere winter storm track intensity [J]. *J. Climate*, 15: 642–658.
- 刁一娜, 李建平, 罗德海. 2004. 阻塞流场与瞬变涡动相互作用的动力学研究 [J]. *大气科学*, 28: 901–923.
- Diao Yina, Li Jianping, Luo Dehai. 2004. A dynamic study of the interaction between transient eddies and blocking [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28: 901–923.
- Feldstein S B. 2003. The dynamics of NAO teleconnection pattern growth and decay [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129: 901–924.
- Feldstein S B, Lee S. 1998. Is the atmospheric zonal index driven by an eddy feedback? [J]. *J. Atmos. Sci.*, 55: 3077–3086.
- Hoskins B J, Valdes P J. 1990. On the existence of storm-tracks [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47: 1854–1864.
- 胡跃文, 杨小怡. 2007. 北极涛动与北大西洋涛动的低频变化特征 [J]. *气象科学*, 27 (3): 216–322.
- Hu Yuewen, Yang Xiaoyi. 2007. Low-frequency variability of AO and NAO [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 27 (3): 216–322.
- Hurrell J W. 1995a. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation [J]. *Science*, 269: 676–679.
- Hurrell J W. 1995b. Transient eddy forcing of the rotational flow during northern winter [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52: 2286–2301.
- Luo D H. 2000. Planetary-scale baroclinic envelope Rossby solitons in a two-layer model and their interaction with synoptic-scale eddies [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 32: 27–74.
- Luo D H, Diao Y N, Feldstein S B. 2011. The variability of the Atlantic storm track and the North Atlantic Oscillation: A link between intraseasonal and interannual variability [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68: 577–601.
- Luo D, Gong T, Diao Y. 2007a. Dynamics of eddy-driven low-frequency dipole modes. Part III: Meridional displacement of westerly jet anomalies during two phases of NAO [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64: 3232–3248.
- Luo D H, Lupo A R, Wan H. 2007b. Dynamics of eddy-driven low-frequency dipole modes. Part I: A simple model of North Atlantic Oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64: 3–38.

- Luo D H, Zhong L H, Ren R C, et al. 2010a. Spatial pattern and zonal shift of the North Atlantic Oscillation. Part II: Numerical experiments [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67: 2827–2853.
- Luo D H, Zhu Z H, Ren R C, et al. 2010b. Spatial pattern and zonal shift of the North Atlantic Oscillation. Part I: A dynamical interpretation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67: 2805–2826.
- 沈学顺, 木本昌秀. 2007. 春季欧亚大陆地表气温变化特征的气候意义 [J]. *大气科学*, 31 (1): 19–27. Shen Xueshun, Kimoto M. 2007. Studies of the interannual variability of springtime Eurasian surface air temperature [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (1): 19–27.
- Vallis G K, Gerber E P, Kushner P J, et al. 2004. A mechanism and simple dynamical model of the North Atlantic Oscillation and annular modes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61: 264–280.
- Wu Z W, Li J P, Jiang Z H, et al. 2011. Possible effects of the North Atlantic Oscillation on the strengthening relationship between the East Asian summer monsoon and ENSO [J]. *International Journal of Climatology*, 31.
- 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 [J]. *J. Geophys. Res.*, 114: D18120, doi: 10. 1029/2009JD011733.