冬季北极海冰运动主模态的构成及其与 海平面气压变化的关系

武炳义

中国气象科学研究院,北京 100081

摘 要利用国际北极浮冰运动观测资料(IABP)(1979~1998)以及 NCEP/NCAR 月平均海平面气压再分析资料(1960~2002),通过求解海冰运动异常的复斜方差矩阵,研究了冬季北极海冰运动主模态构成及其与海平面气压变化的关系。冬季海冰运动主模态是由两个海冰运动优势模态的一个线性组合构成,与这两个运动优势模态 有直接关系的海平面气压变化主要发生在北极海盆及其边缘海区。尽管北极涛动(北大西洋涛动)通过影响海平 面气压进而影响北极海冰运动,但是,北极涛动(北大西洋涛动)并不是决定海冰运动主模态的关键性因素。 关键词 海冰运动 主模态 海平面气压异常 北极涛动 文章编号 1006-9895(2005) 05-0747-14 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

Forming of the Leading Mode of Winter Arctic Sea Ice Motion and Its Relation with Sea Level Pressure

WU Bing-Yi

Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract Using monthly mean SLP (sea level pressure) data obtained from the National Center for Environmental Prediction (NCEP) and the National Center for Atmospheric Research (NCAR) reanalysis datasets during the period of 1960 – 2002, and monthly sea ice motion data obtained from International Arctic Buoy Programme (IABP) dataset during the period 1979 – 1998, this paper investigates the forming of the leading mode of winter Arctic sea ice motion and its relationship with SLP variations in terms of resolving a complex covariance matrix of sea ice motion anomalies. Although this study cannot provide exactly the spatial distribution of the leading mode because of the complexity of two-dimensional sea ice motion, it reveals an important information that the leading mode of winter sea ice motion is a linear combination of two dominant modes occurring in sea ice motion, and SLP variations which is directly associated with the two dominant modes of sea ice motion occur in the Arctic Basin and its marginal seas. Although the winter Arctic Oscillation/North Atlantic Oscillation (AO/NAO) can affect Arctic sea ice motion.

Key words sea ice motion, leading mode, sea level pressure anomaly, Arctic Oscillation

1 引言

近年来,海冰作为气候系统的重要组成部分日

益受到人们的关注。海冰变化是气候系统变化的重要标志,如全球增暖和北极的放大作用,同时,观测和数值模拟研究^[1~7]指出,海冰变化对气候变化

基金项目 国家自然科学基金资助项目 40475030 和 40225012

收稿日期 2004-04-26, 2004-07-07 收修定稿

作者简介 武炳义, 男, 1964年出生, 博士, 研究员, 主要从事北极气候变化和东亚季风研究。E-mail: wby@cams. cma. gov. cn

有影响。与海冰变化有关的过程,包括海冰的增长 和融化(产生淡水),影响海水盐度通量和北极海冰 进入格陵兰海(Greenland Sea)和巴伦支海(Barents Sea)的流量。而海冰由北极输出,与北大西洋的相 互作用对北大西洋气候变化、深水形成^[8]以及温盐环 流变化有潜在的影响。有证据表明,发生在1968~ 1982年间的北大西洋大的盐度异常事件与北极海 冰输出有关系^[9,10]。最新的研究表明,大气环流可 以更快更有效地全球传播由于温盐环流变化所造成 的影响^[11]。海冰运动反映了大气风场强迫和海洋 环流共同作用的结果,另一方面,由于海冰运动的 辐散和辐合导致开阔水域面积变化强烈影响海一气 之间的热量交换,并进一步影响表面气温。在全球 变暖过程中,由于海冰减少导致的温度升高可能进 一步加速全球变暖。

有关大气环流强迫北极海冰,研究更多地关注 于北大西洋涛动(简称 NAO)^[12~18]、北极涛动(简称 AO)^[5, 19~22]以及气旋/反气旋环流强迫北极海冰运 动^[23]。海冰密集度对北大西洋涛动(北极涛动)的 响应表现为在拉布拉多海(Labrador Sea)与格陵兰 -巴伦支海的反向变化关系^[4, 15, 24, 25]。Kwok^[17]利 用卫星资料和浮标观测资料(1978~1996年)研究 了冬季(12~3月)NAO不同位相条件下的北极海 冰运动特征。研究发现,当 NAO 为正位相(NAO >1.0)时,不能形成完整的波弗特涡旋(Beaufort Gyre)[指位于加拿大海盆(Canada Basin)的反气旋 性海冰环流],波弗特海海冰以顺时针方向流向楚 科奇海(Chukchi Sea)和东西伯利亚海(East Siberian Sea),因而,在东西伯利亚海没有形成平行于海 岸线的海冰运动。此时,穿越北极的海冰漂流急流 区(Transpolar Drift Stream)明显偏弱,并且其轴 线移向加拿大海盆,因而,输出到格陵兰海的海冰 增多。当 NAO 为负位相(NAO<-1.0)时,在北 冰洋形成一个强大而闭合的波弗特涡旋,穿越北极 的海冰漂流急流区输送来自西伯利亚北部和波弗特 海北部的海冰到弗拉姆海峡 (Fram Strait)。Rigor 等^[5]利用北极浮冰观测资料(IABP)(1979~1998 年)研究了北极海冰在年际和年代际时间尺度上对 AO 的响应,指出 AO 正位相导致东西伯利亚海和 拉普捷夫海 (Laptev Sea) 海冰离岸平流增多,并 且,海冰从西部北极向东部北极输送减少。日益增 多的证据表明,经过弗拉姆海峡输出到格陵兰海的

海冰量与北极涛动的关系并不简单,这种关系取决 于海冰通量资料^[13, 20]和特定的历史时段^[26]。

Proshutinsky 和 Johnson^[23]揭示了发生在北极海盆的海冰气旋和反气旋环流状态,每一种状态持续 5~7年。当大气反气旋盛行时期,流向弗拉姆海峡的海冰和海水将减少^[23, 27, 28]。因此,通过弗拉姆海峡的海冰净通量将偏少。但是,北极海冰对大气气旋和反气旋环流的响应与它对北极涛动极端状态的响应不同^[17],主要差别是在 NAO 处于正位相时,尽管波弗特涡旋明显减弱但海冰依然呈现出弱的反气旋性运动特征。

受北大西洋涛动的影响,北大西洋暖水流进巴 伦支海的流量强烈影响巴伦支海海冰范围[14,15]。 而与北冰洋海冰运动有密切联系的海冰输出也是决 定格陵兰海和巴伦支海海冰状况的重要因素。上述 这些研究清楚地表明,研究主要强调了大气环流优 势模态在强迫北极海冰中的作用,可是,很少研究 北极海冰运动的主模态及其与大气环流的关系。主 要原因,一方面是由于海冰运动资料的匮乏,另一 方面由于二维海冰运动的复杂性导致揭示海冰运动 的主要模态变得非常困难。本文的目的就是要探讨 这个问题,同时,通过这样一个研究进一步探讨北 极涛动在北极海冰运动中的作用。本文主要关注冬 季季节内尺度海冰运动,而不是年际和年代际变 化。此时,大气对海冰运动的强迫作用明显大于洋 流对海冰的影响。本研究另外一个动机是,北极海 冰通过弗拉姆海峡和巴伦支海的输出量与前期北冰 洋海冰运动状态有密切的关系,因此,研究北冰洋 海冰运动状态变化对于理解海冰输出是非常重要 的。本文与以往研究最大的不同是揭示冬季北极海 冰运动的主模态的构成及其与大气海平面气压变 化、AO的关系,而不是海冰运动对大气环流主要 模态的响应。

2 资料和方法

本文用到的资料是月平均 SLP(海平面气压, 1960~2002年),取自 NCEP/NCAR 再分析资料。 月平均海冰运动资料取自国际北极浮标观测资料 (IABP)(1979~1998年),其中,海冰运动的 *u* 分 量与格林尼治子午线平行,方向指向格陵兰海,而 海冰运动的 *v* 分量与 90°E 平行并指向亚洲大陆。 有关该资料的详细信息,请参照文献[5]。本研究 主要关注冬季(10月至次年3月)。

为了揭示冬季北极海冰运动的主要模态,本文 基于海冰运动速度异常(*u*,*v*)(观测值减去相应的 气候平均)构造了一个复矩阵:

$$oldsymbol{U} = egin{bmatrix} U_{j}(t) \end{bmatrix} = egin{bmatrix} U_{11} & U_{12} & \cdots & U_{1N} \ U_{21} & U_{22} & \cdots & U_{2N} \ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \ U_{P1} & U_{P2} & \cdots & U_{PN} \end{bmatrix},$$

 $U_{j}(t) = u_{j}(t) + iv_{j}(t), j = 1, \dots, P; t = 1, \dots, N, j$ 和 t 分别是空间位置和时间。

斜方差矩阵 *C*=(1/N)*UU**,其中,*U**代表矩 阵*U*的复共轭转置矩阵。*C*是复 Hermite 矩阵,其 对应的复特征向量是

$$oldsymbol{X} = egin{bmatrix} X_1(j) \ X_2(j) \ ... \ X_P(j) \end{bmatrix}$$

其中, $X_i(j) = Z_{Ri}(j) + iZ_{Ii}(j)$, X 是复特征向量, i表示第i 个特征向量, $Z_R 和 Z_I 分别代表复特征向量$ 的实部和虚部。 $T = X'U = [T_1(t), T_2(t), \cdots, T_P(t)]$ 是复的主成分时间序列, 其中, $T_i(t) = T_{Ri}(t) + iT_{Ii}(t)$, $T_{Ri} \pi T_{1i}$ 分别是第i 个特征向量的实部和 虚部, 它们是独立于空间位置的时间序列。

$$R = X_{1}^{*}(j)T_{1}(t) = \left[Z_{R1}(j)T_{R1}(t) + Z_{I1}(j)T_{I1}(t)\right]$$

+ i[$Z_{Rl}(j)T_{Il}(t) - Z_{Il}(j)T_{Rl}(t)$] (1)

代表第一特征向量所对应的海冰运动异常的恢复场

时间序列。因此, T_{Rl} 和 T_{ll} 决定了海冰运动异常随时间演变。

749

3 结果分析

3.1 冬季北极海冰运动主模态的构成

通过解复 Hermit 矩阵,本文得到海冰运动复 矩阵的特征值、特征向量以及相应的复主成分。图 1给出第一特征向量的空间分布,该模态解释了冬 季海冰运动总方差的33%。可是,第一模态的空间 分布并不能提供更多的有关海冰运动的信息,原因 是它不随时间改变。因此,在第一特征向量所对应 的海冰异常运动的恢复场时间序列中,复主成分决 定了海冰运动异常随时间演变 [见公式(1)]。图 2 显示了冬季北极海冰运动第一模态的回归分析结 果,分别对 T_{R1} 和 T_{11} 进行回归。在图 2a 中,海冰 显示出一个气旋性运动异常覆盖了整个北冰洋,其 中心靠近巴伦支海北部。因此, 该海冰运动异常型 与冬季北极(北大西洋)涛动正位相产生的海冰运动 异常非常相似^[5, 22]。在图 2b 中, 也形成一个一致 的气旋性环流异常,该气旋性环流的中心位于拉普 捷夫海附近。

为揭示对应于海冰运动主模态的海冰运动的主要特征,本文分别基于 T_{R1} 和 T_{11} 的时间序列进行合成分析。合成分析的个例选择标准是其标准差大于等于1或者小于等于-1,所选取的个例分别见表1和表 2。



图 1 冬季北极海冰运动第一特征向量(无量纲)的空间分布 Fig. 1 Spatial distribution of the leading eigenvector (non-dimensional) of winter sea ice motion



图 2 冬季北极海冰运动的回归分析结果: (a)对复主成分的实部; (b)对复主成分的虚部 Fig. 2 Regression of winter sea ice motion: (a) The real part; (b) the imaginary part

对应于 $T_{\rm RI}$ 的正位相,最明显的特征是消失的 波弗特海涡旋,大部分来自拉普捷夫海的海冰流向 弗拉母海峡和北部巴伦支海(图 3a)。而 $T_{\rm RI}$ 的负位 相对应一个强大的波弗特海反气旋海冰运动,整个 北极海盆被一个反气旋海冰运动所覆盖(图 3b)。 正负位相之差与回归分析结果非常相似(图 3c、图 2a)。

关于 **T**₁₁的海冰运动合成显示出与图 3 有明显 的不同。当 **T**₁₁处于正位相时,波弗特海海冰反气 旋运动明显减弱(与图 3b 相比),同时,有更多来 自拉普捷夫海、东西伯利亚和波弗特海的海冰进入 北极海盆。更为重要的是,海冰漂流急流区与格林 尼治子午线相平行,这必然有利于更多的海冰输出 到格陵兰海和巴伦支海,进而影响这些海域的气候 变化(图 4a)。而 T_{11} 的负位相对应在整个北极海盆 形成一个不闭合的反气旋海冰运动,海冰由波弗特 海向楚科奇海和东西伯利亚海的输送明显增多(图 4b)。正、负位相平均海冰运动之差(图 4c)与回归 分析结果依然非常相似(图 2b)。以上分析表明, T_{R1} 和 T_{11} 分别对应两种截然不同的海冰运动状态, 而冬季北极海冰运动的主模态即为这两种运动模态 的线性组合[见公式(1)]。因此,研究这两种海冰 运动模态分别与大气环流的联系,即可了解海冰运 动主模态与大气环流变化之间的关系。为叙述方 便,下面把与 T_{R1} 和 T_{11} 有密切关系的海冰运动模态 分别称为海冰运动优势模态 1 和 2。

Table 1 Cases of the real part for composite analysis

$T_{ m Rl} \geqslant$ 1.0			$T_{ m Rl} \leqslant -1.0$		
年	月	标准偏差	年	月	标准偏差
Year	Month	Standard deviation	Year	Month	Standard deviation
1996	11	2.2198	1985	11	-1.0315
1993	11	2.2027	1996	3	-1.0441
1986	10	2.1432	1993	10	-1.0709
1988	12	2.0204	1996	12	-1.0779
1995	2	1.8718	1990	11	-1.1199
1994	10	1.7142	1994	1	-1.1514
1980	12	1.6896	1979	11	-1.1637
1994	3	1.5853	1991	10	-1.2674
1997	1	1.5186	1990	10	-1.2830
1983	1	1.5063	1988	1	-1.2861
1994	2	1.4426	1981	10	-1.2866
1994	12	1.2871	1997	11	-1.4709
1991	11	1.2315	1995	1	-1.4962
1981	2	1.2025	1995	10	-1.5214
1995	3	1.2019	1993	12	-1.6517
1985	10	1.1615	1992	10	-1.7143
1984	2	1.1135	1998	3	-2.0366
1988	10	1.1032	1980	11	-2.2101
			1981	12	-2.7190

表 2 合成分析的虚部个例

Table 2 Cases of the imaginary	part for composite analysis
--	-----------------------------

$T_{I1} \ge 1.0$			$T_{I1} \leqslant -1.0$		
年	月	标准偏差	年	月	标准偏差
Year	Month	Standard deviation	Year	Month	Standard deviation
1994	10	2.9038	1979	10	-1.1601
1991	10	2.6078	1984	2	-1.3709
1987	10	1.7084	1992	1	-1.3760
1988	12	1.6969	1979	11	-1.3941
1988	10	1.5320	1987	1	-1.4410
1980	10	1.4966	1980	11	-1.5184
1989	2	1.4033	1987	12	-1.5419
1981	1	1.3339	1986	12	-1.8399
1981	12	1.2882	1982	10	-1.9815
1991	12	1.2433	1990	1	-2.0123
1992	10	1.2271	1986	1	-2.0351
1982	1	1.1474	1993	12	-2.1415
1988	1	1.0467	1985	12	-2.3845
1989	1	1.0411	1982	11	-2.8486
1996	3	1.0360			
1995	12	1.0133			

3.2 与 SLP 变化的关系

海冰运动优势模态 1(图 2a)与海冰运动对北极 涛动(北大西洋涛动)的回归分析结果有很大的相似 性^[17, 22]。基于北极涛动指数^[29](见表 3,合成分析 的个例选择标准与海冰合成分析相同)的海冰运动

表 3 合成分析的北极涛动个例

 Table 3
 Cases of the AO for composite analysis

AO 正相位 Positive phase of the AO			AO负位相 Negative phase of the AO		
年	月	标准偏差	年	月	标准偏差
Year	Month	Standard deviation	Year	Month	Standard deviation
1993	1	2.9676	1981	12	-1.0452
1989	1	2.6197	1987	2	-1.0765
1989	2	2.5299	1979	10	-1.1150
1990	3	2.4071	1980	11	-1.1411
1990	2	2.3858	1985	11	-1.2074
1997	2	1.6907	1996	3	-1.2387
1986	3	1.6537	1980	3	-1.3232
1983	1	1.3897	1995	12	-1.3813
1991	12	1.3613	1981	3	-1.3993
1988	12	1.3286	1998	1	-1.4233
1994	3	1.2152	1996	12	-1.4273
1992	12	1.1792	1985	2	-1.4477
1994	11	1.1355	1981	10	-1.4602
1995	2	1.1145	1987	3	-1.4828
1992	2	1.0963	1980	1	-1.5485
1991	1	1.0748	1985	12	-1.6300
1979	12	1.0001	1984	3	-1.8771
			1986	2	-1.8797
			1985	1	-1.9384

合成分析进一步证实这种推断(见图5)。图3与图 5 所显示的海冰运动非常相似。尽管 **T**_{RI} 与北极涛 动指数的相关系数超过了 0.01 统计显著性水平, 但是相关系数(0.34)并不是很高(图 6)。这表明, 海冰运动优势模态1与北极涛动有关系,但是,这 种关系并不是非常密切。为进一步说明它们之间的 关系,特进行如下分析:在 T_{R} 时间序列中,选取 $T_{RI} \ge 1$,北极涛动指数小于 0 和 $T_{RI} \le -1$ 而北极涛 动指数大于0两种情况分别进行海冰运动的合成分 析。这样合成的目的是对比分析北极涛动在影响海 冰运动中的作用。图7显示的是用于海冰运动合成 分析的个例。合成的海冰运动(图 8)与图 3、图 5 依 然非常相似,这说明北极涛动不是决定海冰运动优 势模态1的关键因素。但是,以往诸多研究都揭示 了北极海冰运动与北极涛动(北大西洋涛动)有密切 的关系^[5,17,21,22],这与本文分析结果是否有矛盾?

本文主要关注 SLP 变化,因为海冰运动与地转风有密切的关系,Thorndike 和 Colony^[30]研究发现,地转风可以解释超过 70%的海冰运动的逐日变化。图 9 显示的是 SLP 的回归分析结果,分别对 *T*_{R1}和 T₁₁进行回归分析。图 9a 显示,几乎整个北 冰洋和部分北大西洋 SLP 异常是负的,最大负异



图 3 冬季北极海冰运动合成分析: (a)复主成分实部的正位相合成; (b)复主成分实部的负位相合成; (c)复主成分实部的正、负位相之差 Fig. 3 Composite analysis of winter sea ice motion: (a)The positive phase of T_{R1} ; (b) the negative phase of T_{R1} ; (c) the difference between the positive and negative phases of T_{R1}



图 4 冬季北极海冰运动合成分析: (a)复主成分虚部的正位相合成; (b)复主成分虚部的负位相合成; (c)复主成分虚部正、负位相之差 Fig. 4 Composite analysis of winter sea ice motion: (a) The positive phase of T_{Π} ; (b) the negative phase of T_{Π} ; (c) the difference between the positive and negative phases of T_{Π}



图 5 冬季北极海冰运动合成分析: (a) 北极涛动的正位相合成; (b) 北极涛动的负位相合成; (c) 北极涛动的正、负位相之差 Fig. 5 Composite analysis of winter sea ice motion: (a) The positive phase of the AO; (b) the negative phase of the AO; (c) the difference between the positeve and negative phases of the AO



图 6 复主成分实部与北极涛动指数(实线)变化 (所有数据均经过标准化处理) Fig. 6 Variations of *T*_{R1} and the AO index (solid line) (all the data have been normalized)



图 7 用于北极海冰运动合成的个例。灰色柱表示复主成分的实部,黑色点表示对应的北极涛动指数 Fig. 7 Cases for composite of Arctic sea ice motion. The grey column stands for T_{Rl} , and the black dot is the AO index

常出现在北极海盆(-3.5 hPa)。正异常出现在亚 洲大陆东北部以及阿拉斯加和欧洲北部。负的 SLP 异常区域与北极涛动的正位相所对应的 SLP 距平分布相似,但其外围的 SLP 正异常,特别是位 于亚洲大陆东北以及北美洲的正异常又表明与北极 涛动正位相对应的 SLP 距平分布有明显的差异。 显然,海冰运动与 SLP 之间的联系是"局地"现象。 回归图 9b 显示,海冰运动与 SLP 变化的关系更具 局地特征:几乎整个北冰洋和巴伦支海海域 SLP 都是负的,负值中心位于拉普捷夫海附近,最大负 距平为-5 hPa。与图 9a 相比,图 9b 中的 SLP 异 常的等值线显示出强的经向性。此外,图 9a 中最 大负距平是-3.5 hPa,而图 9b 中的最大负距平为 -5 hPa,表明海冰运动优势模态 2 可能与 SLP 变



图 8 北极海冰运动的合成分析(所选择的合成个例如图 7 所示):(a)T_{R1}正位相和 AO 负位相合成;(b)T_{R1}负位相和 AO 正位相合成; (c)(a)-(b)

Fig. 8 Composite analysis of sea ice motion (the selected cases for composite shown in Fig. 7): (a) The positive phase of T_{R1} and the negative phase of the AO; (b) the negative phase of T_{R1} and the positive phase of the AO; (c) (a)–(b)



图 9 SLP 回归分析结果(30°N~90°N, 单位: hPa): (a) 对复主成分实部; (b) 对复主成分虚部 Fig. 9 Regression of SLP (30°N-90°N, units: hPa): (a) *T*_{R1}; (b) *T*_{L1}



图 10 基于复主成分实部的 SLP 合成分析结果(30°N ~90°N, 单位: hPa): (a) 复主成分之正位相; (b) 复主成分之负位相。 灰色(深灰 色)区域表示平均 SLP 之差(a-b)超过 0.05(0.01)统计显著性水平

Fig. 10 Composite of SLP $(30^{\circ}N-90^{\circ}N, units; hPa)$; (a) The positive phase of T_{R1} ; (b) the negative phase of T_{R1} . The grey (dark grey) areas denote that differences of mean SLP between the positive and negative phases of T_{R1} exceed 0.05 (0.01) confidence level.

化更为密切。

基于海冰运动优势模态 1 的 SLP 合成分析表 明(合成的个例见表 1),负距平完全被限制在北冰 洋、格陵兰和格陵兰-冰岛-挪威海以及巴伦支海, 最大负距平为-4 hPa(图 10a)。而优势模态 1 的负 位相 SLP 在上述区域为正异常(图 10b)。正、负位 相平均 SLP 差的统计显著性检验表明,北冰洋大 部分海域、格陵兰海、部分巴伦支海 SLP 差超过了 0.01 统计显著性水平。很明显,影响海冰运动优势模态1的 SLP 变化主要发生在北极海盆、格陵 兰、部分巴伦支海以及格陵兰-冰岛-挪威海。这与 由北极涛动引起的 SLP 变化有显著的差异(图 11)。 图 11 显示,不论是范围还是强度,北极涛动对 SLP 的影响都超出了图 10 中所显示的变化。北极 涛动是北半球冬季大气环流变化的主模态,但它不 可能完全反映发生在北极海盆的 SLP"局地"变化。



图 11 基于北极涛动指数的 SLP 合成分析(30°N~90°N,单位: hPa): (a) 北极涛动正位相; (b)北极涛动负位相。阴影同图 10 Fig. 11 Composite of SLP (30°N-90°N; units: hPa): (a) The positive phase of the AO; (b) the negative phase of the AO. The meaning for shading areas is the same as that in Fig. 10



图 12 基于复主成分虚部的 SLP 合成分析($30^{\circ}N \sim 90^{\circ}N$), 其余同图 10 Fig. 12 The same as Fig. 10, except for T_{11}

尽管北极涛动可以显著地影响海冰运动优势模态1 (它们同位相变化),但是,它不是决定海冰运动的 关键性因素。

与海冰运动优势模态 2 所对应的 SLP 合成分 析如图 12 所示。尽管整个北冰洋 SLP 是负距平, 但是与图 10a 相比有明显的差别:负距平中心明显 偏向北极东部,其中心移近拉普捷夫海(中心为-9 hPa),同时,在加拿大北部、格陵兰和北大西洋东 北部是正距平区域(图 12a)。以往的研究也证明, 这种 SLP 异常分布与北极海冰异常变化有密切的 联系: Maslanik 等^[31]研究发现,9月波弗特海海冰 偏少对应前期冬季(上一年 11月到次年 4月)北美 洲 SLP 偏高以及楚科奇海和西伯利亚 SLP 偏低; 此外,Holland^[22]通过耦合模式的数值模拟揭示了 该 SLP 异常分布与冬季海冰输出北极有密切的联 系(见该文中图 14)。与图 10a 相比,在北极海盆中 部气压梯度明显增大。而负位相时的气压异常分布 则相反(图 12b),最大正气压异常中心依然位于拉 普捷夫海附近,强度达 7 hPa。因此,SLP 异常中 心的气压变化幅度明显比模态 1 的大。正、负位相 的气压差超过信度水平的区域主要在北冰洋。

3.3 讨论

在北冰洋由于海平面气压梯度产生的地转风直 接影响海冰运动。但这只是问题的一个方面,另一 方面,由于存在海冰运动穿越等压线的现象,所以 海平面气压变化并不能完全解释北极海冰运动。这 表明海洋环流也是影响海冰运动的重要因素。同 时,由于北冰洋是一个半封闭的海洋,大陆架也是 影响海冰环流的因素之一。当北极海盆 SLP 为负 异常时(图 10a), 大气反气旋环流减弱, 在科里奥 利力作用下海冰向北极海盆中心的运动减弱,波弗 特涡旋减弱(图 3a),有利于更多的海冰和淡水从北 冰洋进入格陵兰海。而 SLP 为正异常时(图 10b), 强大的波弗特涡旋聚积了海冰和淡水,因此,输出 到格陵兰海的海冰将减少。上述分析表明,北极海 冰运动是复杂的,其变化只与局地的海平面气压变 化有关,而与大气环流中的主模态并不是强耦合关 系。

4 结论

通过对北极海冰运动速度以及 SLP 资料的分 析,本文揭示了冬季北极海冰运动主模态的构成及 其与 SLP 变化的关系。由于海冰运动的复杂性, 本文还不能给出海冰运动主模态的空间结构,但通 过解由海冰运动异常构成的复斜方差矩阵,揭示了 冬季北极海冰运动的主模态是由两个海冰优势模态 的线性组合构成的,这两个海冰运动优势模态均与 北极局地 SLP 变化有密切的关系。北冰洋及其周 边海区范围内的海平面气压异常以及相应的风场异 常是形成季节内时间尺度海冰运动主模态的关键因 素。

当海冰优势模态1处于正位相时期,海冰运动 的主要特征是消失的波弗特涡旋和有利于更多的海 冰从拉普捷夫海输出到北冰洋。相应的在 SLP 场 上,负距平占据了整个北冰洋、格陵兰、格陵兰-冰 岛-挪威海以及巴伦支海,而在亚洲大陆东北部以 及白令海、楚科奇海则是强的正距平。当该模态为 负位相时期,在整个北极洋及其周边海域形成一个 闭合的反气旋性海冰运动环流,波弗特涡旋明显加 强。相应在 SLP 场上,正距平占据了整个北冰洋 以及格陵兰-冰岛-挪威海和巴伦支海。研究表明, 影响海冰运动的显著的 SLP 变化主要出现在北极 海盆、格陵兰-冰岛-挪威海和巴伦支海,具有强的 区域性。

显然,该海冰运动的正、负位相分别对应于北极涛动的正、负位相,但是,由于直接影响海冰运动的 SLP 变化具有强的"局地性",因此,北极涛动对于该模态的产生并不是决定性因素。

当海冰运动的第二优势模态为正位相时,海冰 由拉普捷夫海、东西伯利亚海、楚科奇海以及波弗特 海向北极海盆输送增多,波弗特涡旋减弱,同时, 由于海冰漂流急流区与格林尼治子午线近乎于平 行,致使更多的海冰进入格陵兰海和巴伦支海。在 SLP场上,整个北冰洋和北极边缘海区都是负距 平,其负距平中心接近拉普捷夫海,而格陵兰、北 美洲北部是正距平。很明显,在北极海盆,SLP异 常的经向性增强,有利于海冰输出到格陵兰海和巴 伦支海。当海冰运动第二优势模态为负位相时,海 冰在整个北极海盆表现为一个不闭合的反气旋性运 动环流,导致从波弗特海向楚科奇海和东西伯利亚 海输送的海冰增多。相应在 SLP 距平场上, 正距 平占据大部分北极海盆以及东部北极边缘海区,其 中心靠近拉普捷夫海,在格陵兰、加拿大北部、阿拉 斯加及其以北海区为负距平。与海冰优势模态1所 对应的 SLP 变化相比, 模态 2 所对应的 SLP 变化 更具有"局地"特征。

参考文献 (References)

- [1] Walsh J E. Role of sea ice in climate variability: Theories and evidence. Atmos. -Ocean, 1983, 21: 229~242
- [2] Kahl J D. Characteristics of the low-level temperature inversion along the Alaskan Arctic coast. International Journal of Climatology, 1990, 10: 537~548
- [3] Mysak L A, Manak D K, Marsden R F. Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901 1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle. *Climate Dynamics*, 1990, 5(2): 111~133
- [4] Deser C, Walsh J E, Timlin M S. Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. J. Climate, 2000, 13: 617∼633
- [5] Rigor I G, Wallace J M, Colony R L. Response of sea ice to the Arctic Oscillation. J. Climate, 2002, 15: 2648~2663
- [6] Wu B Y, Huang R H, Gao D Y. Numerical simulations on effects of variation of sea ice thickness and extent on atmos-

pheric circulation. Acta Meteorologica Sinica, 2002, 16(2): 150~164

- [7] Wu B Y, Wang J, Walsh J. Possible feedback of winter sea ice in the Greenland and Barents Seas on the local atmosphere. Mon. Wea. Rev., 2004, 132: 1868~1876
- [8] Aagaard K, Carmack E C. The role of sea ice and other freshwater in the Arctic circulation. J. Geophys. Res., 1989, 94: 305~311
- Dickson R R, Meincke J, Malmberg S A, et al. The "great salinity anomaly" in the northern North Atlantic 1968 1982.
 Progress in Oceanography, 1988, 20: 103~151
- [10] Häkkinen S. An Arctic source for the great salinity anomaly: A simulation of the Arctic ice ocean system for 1955 - 1975.
 J. Geophys. Res., 1993, 98: 16397~16410
- [11] Dong B W, Sutton R T. Adjustment of the coupled ocean-atmosphere system to a sudden change in the thermohaline circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, **29** (15), 10. 1029/ 2002GL015229
- [12] Wang J, Mysak L A, Ingram R G. Interannual variability of sea-ice cover in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador Sea. Atmos. Ocean, 1994, 32(2): 421~447
- [13] Kwok R, Rothrock D A. Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic Oscillation. J. Geophys. Res., 1999, 104: 5177~5189
- [14] Dickson R R, Osborn T J, Hurrel J W, et al. The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. J. Climate, 2000, 13(15): 2671~2696
- [15] 武炳义,黄荣辉,高登义.与北大西洋接壤的北极海冰与年际气候变化.科学通报,2000,45(18):1993~1997
 Wu B Y, Huang R H, Gao D Y. Arctic sea ice bordering on the North Atlantic and interannual climate variations. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2000, 45(18): 1993~1997
- [16] Zhang J L, Rothrock D, Steele M. Recent changes in Arctic sea ice: The interplay between ice dynamics and thermodynamics. J. Climate, 2000, 13: 3099~3114
- [17] Kwok R. Recent changes in Arctic Ocean sea ice motion associated with the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, 27: 775~778
- [18] Jung T, Hilmer M. The link between the North Atlantic Os-

cillation and Arctic sea ice export through Fram Strait. J. Climate, 2001, 14: 3932~3943

- [19] Wang J, Ikeda M. Arctic oscillation and arctic sea-ice oscillation. Geophys. Res. Lett., 2000, 27: 1287~1290
- [20] Vinje T. Fram Strait ice fluxes and atmospheric circulation: 1950-2000. J. Climate, 2001, 14: 3508~3517
- [21] Zhang X, Ikeda M, Walsh J E. Arctic sea ice and freshwater changes driven by the atmospheric leading mode in a coupled sea ice-ocean model. J. Climate, 2003, 16: 2159~2177
- [22] Holland M M. The North Atlantic Oscillation-Arctic Oscillation in the CCSM2 and its influence on Arctic climate variability. J. Climate, 2003, 16: 2767~2781
- [23] Proshutinsky A Y, Johnson M A. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. J. Geophys. Res., 1997, 102 (C6): 12493~12514
- [24] Walsh J E, Johnson C M. Interannual atmospheric variability and associated fluctuations in Arctic sea ice extent. J. Geophys. Res., 1979, 84: 6915~6928
- [25] Slonosky V C, Mysak L A, Derome J. Linking arctic sea-ice and atmospheric circulation anomalies on interannual and decadal timescales. *Atmos. -Ocean*, 1997, **35**: 333~366
- [26] Hilmer M, Jung T. Evidence for a recent change in the like between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, 26: 989~992
- [27] Tremblay L B, Mysak L A. On the origin and evolution of sea-ice anomalies in the Beaufort-Chukchi Sea. *Climate* Dyn., 1998, 14: 451~460
- [28] Proshutinsky A, Bourke R H, Mclaughlin F A. The role of the Beaufort Gyre in Arctic climate variability. Seasonal to decadal climate scales. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, **29**(23), 2100, doi: 10.1029/2002GL015847
- [29] Thompson D W J, Wallace J M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, 25: 1297~1300
- [30] Thorndike A S, Colony R. Sea ice motion in response to geostrophic winds. J. Geophys. Res., 1982, 87: 5845~5852
- [31] Maslanik J A, Serreze M C, Agnew T. On the record reduction in western Arctic sea-ice cover in 1998, *Geophys. Res. Lett.*, 1999, 26: 1905~1908