

北極低気圧と大気循環に伴う
海水変動の解析的研究

2011 年 1 月

高橋 真司

北極低気圧と大気循環に伴う
海水変動の解析的研究

筑波大学大学院
生命環境科学研究科
地球科学専攻
修士 (理学) 学位論文

高橋 真司

Data Analysis of Arctic Cyclones and Arctic Sea Ice Change with Atmospheric Circulation

Shinji TAKAHASHI

Abstract

In this study, we investigated the abnormal Arctic dipole anomaly (DA) pattern and Arctic cyclones in the summer of 2010. The DA index (DAI) was defined the second leading EOF mode of sea level pressure (SLP) north of 70degN. The Arctic DA pattern is an important driver of the Arctic sea ice transport to the northern Atlantic. In this summer, The DAI marked the abnormally positive ($+2.35 \sigma$) and this is the highest score after 1979. The SLP anomaly in this August showed a strong dipole structure. The structure of DA mode was consisted of Beaufort High and Arctic Cyclone. The Arctic cyclones in this summer were persistent in the Arctic, and some cyclones were long lived (over 3 weeks) and the directions of movement of the cyclones were uncertain. The strong and persistent Arctic cyclones and Beaufort High were coupled, which enhanced wind over the Arctic Sea. The strong southern wind amplified the sea ice loss. The sea ice extent (SIE) at this moment (8th August, 2010) is 4.9 million square kilometers, which is third minimum record. In September 2007, the SIE was recorded minimum and the summer DAI marked the abnormally positive ($+2.07 \sigma$). In this summer, we concern whether the SIE will decline or not.

目次

Abstract	i
目次	ii
表目次	iv
図目次	v
第 1 章 序論	1
第 2 章 解析手法	3
2.1 データ	3
2.2 低気圧のトラッキング	4
2.3 北極振動指数	5
2.4 北極ダイポールアノマリ	5
2.5 コンポジット解析	5
第 3 章 結果	6
3.1 経験直交関数 (EOF) 解析	6
3.2 2007 年と 2010 年の比較	9
3.3 コンポジット解析	10
第 4 章 考察	13
4.1 海氷面積と EOF 各モード	13
4.2 事例比較と気圧場に対する EOF 各モードの寄与	14
4.3 近年における EOF 各モードの傾向	15
第 5 章 結論	16
謝辞	17

参考文献	19
付録	20
EOF 解析とは	20
EOF 解析における固有ベクトルの計算方法	22
ラグランジュの未定乗数法	25

表目次

表 1	夏季における AOI, DAI と Climate State の一覧	26
表 2	夏季 EOF-1, EOF-2 と MinSIE との関係	27
表 3	各月の EOF-1, EOF-2 と MinSIE との関係	27
表 4	AO と DA の組み合わせによる 4 つの Climate State	27
表 5	コンボジット解析の各 Climate State 対象年一覧.	27

図目次

図 1	北極域の地図.	28
図 2	EASE polar grid projection	29
図 3	EASE polar grid の例.	29
図 4	北極海海氷面積の時系列変化.	30
図 5	夏季 (JJA 平均) EOF-1, EOF-2 のスコア時系列.	30
図 6	夏季 EOF-1 の空間分布.	31
図 7	夏季 EOF-2 の空間分布.	31
図 8	夏季 EOF-1 に回帰した SLP の空間分布.	32
図 9	夏季 EOF-2 に回帰した SLP の空間分布.	32
図 10	6 月 EOF-2 に回帰した SLP の空間分布.	33
図 11	7 月 EOF-2 に回帰した SLP の空間分布.	33
図 12	8 月 EOF-2 に回帰した SLP の空間分布.	34
図 13	各月における EOF-2 のスコア時系列.	34
図 14	2007 年 6, 7, 8 月の SLP アノマリ.	35
図 15	2010 年 6, 7, 8 月の SLP アノマリ.	36
図 16	夏季各月における海氷減少量の平均からの偏差と最小 SIE の時系列.	37
図 17	各 Climate State での SLP アノマリのコンポジット.	38
図 18	Climate State 1, 2 の概念図.	39
図 19	Climate State 3, 4 の概念図.	40
図 20	夏季 EOF-1, EOF-2 の散布図と SIE 最小値との関係.	41

第 1 章 序論

近年北極域は、劇的に温暖化している。北極域の地表気温を解析した結果、有意な温暖化傾向が示された (Rigor et al. 2000; Levinson and Lawrimore 2008)。さらに IPCC の第 4 次報告書でも、過去 100 年で北極域は全球平均の 2 倍の早さで急速に温暖化していることが報告されている。ここ十数年、北極海における海水の顕著な減少が観測され、2007 年 9 月には観測史上最小の海水面積を記録し (Stroeve et al. 2008)、多くの注目を集めている。この 2007 年夏の海水激減について様々な要因が考えられている。例えば、温室効果ガスによる温暖化や、雲量の減少による下向き短波放射の増加 (Kay et al. 2008)、多年氷の減少 (Nghiem et al. 2007)、さらに海水に覆われていない海洋面積の増加によるアイス-アルベドフィードバック効果によって海水面積減少が加速されたという見解もある (Zhang et al. 2008)。加えて、大西洋や太平洋から北極海への暖水の流入増加による海水減少が示唆されている (Holland et al. 2006; Woodgate et al. 2010)。特に Woodgate et al. (2010) は、2007 年のベーリング海峡から北極海への熱輸送量は、 $5\text{-}6 \times 10^{20}$ [J/yr] と 2001 年の 2 倍になるとした。これは 2007 年夏に減少した海水面積の 3 分の 1 を融かす事が可能な量であり、太平洋の暖水が海水減少に重要な役割を果たしていることを示した。また、Shimada et al. (2006) は海水面積の減少や氷厚が薄くなったことで、海水の流動性が上昇し海水を力学的に減少させたとし唆した。Ogi and Wallace (2007) では、夏季北極海で高気圧性循環 (ボーフォート高気圧) が異常に持続したことで、海水がグリーンランド方向へ輸送され海水面積が減少したとした。このように、海水減少について様々な視点からの研究が行われている。

北極域の気候において、北極低気圧は重要な要素の 1 つである。海水面積減少に関係するものとして、ボーフォート高気圧に焦点を置くものが多い一方で (Ogi and Wallace 2007; Wu et al. 2006)、ボーフォート高気圧と対となる低気圧である北極低気圧も近年注目されている。北極域の低気圧活動は、夏季は北極海上、冬季においてはアイスランド低気圧の進路に沿うような領域 (グリーンランド海やバレンツ海付近) で極大となっている。北極低気圧は、その多くが北極海上以外の起源であり、発生後北上し北極海上に集中している (Zhang et al. 2004; Serreze and Barrett 2008; Simmonds et al. 2008)。Simmonds and Keay (2009) は、9 月の北極低気圧の強さや半径といった要素が、海水面積の変化と有意な逆相関であるとし、ここ数年の海水面積激減の中心的な役割を北極低気圧が担っていると結論づ

けた。しかし北極低気圧については、気候学的な研究はあるものの、形成メカニズムなど解明されていない点が多い。

北極海海水面積を大気循環の変動パターンと関係付けた文献がいくつかある。Rigor et al. (2002) では、北極振動 (AO; Thompson and Wallace 1998) の海水への影響をブイデータを用いて示し、冬季における正の AO 指数 (AOI) が夏季の海水面積減少をもたらすとした。1990 年前半までは、AOI と北極域の温暖化は高い相関を示していたが (Thompson et al. 2000), ここ十数年において AOI の正トレンドは止まり (Overland and Wang 2005), AOI で海水面積減少や気温上昇を説明することは困難になった。L'Heureux et al. (2008) は、2007 年の海水面積激減を太平洋・北米 (PNA) パターンと関係づけた。それによると海水が激減した 2007 年の夏季 (JAS) の PNA 指数は、1950-2007 年の統計に対して $+3\sigma$ (σ : 標準偏差) と異常であり、非常に強い高気圧が海水面積激減をもたらした。Wu et al. (2006) は、北緯 70 度以北について冬季 (ONDJFM) の海面更正気圧 (SLP) を経験直交関数展開し、得られた第 2 モードのことをダイポールアノマリ (DA) とした (第 1 モードは AO)。DA 指数 (DAI) が正のとき、カラ海やラプテフ海に SLP 負偏差、カナディアン群島やグリーンランドに SLP 正偏差がみられ、これらの偏差場はボーフォート高気圧を強化する (Watanabe et al. 2006)。海水面積減少と AOI が一致しない 1990 年以降について、Wang et al. (2009) では夏季 (JJA)DA と海水面積減少の関係を示した。夏季 DAI が正の分布パターンは、カラ海やラプテフ海で SLP 負偏差、ボーフォート海において SLP 正偏差であり、冬季 DAI とは SLP 正偏差の位置がやや異なる。DAI を求めると、海水面積が最小を記録した年 (1995, 1999, 2002, 2005, 2007 年) は全て正の DAI であり、先の Wu et al. (2006) や Watanabe et al. (2006) の結果と矛盾しない。海水面積が最小を記録した 2007 年は、異常な正の DAI によってボーフォート高気圧が強化され、それに伴い強い南風や太平洋からの暖水流入などにより生じた現象であるとした。北極域の気候は、大気-海水-海洋間の複雑な相互作用によって形成されており、将来予測が非常に困難な地域である。ただ、将来の海水面積の動向を知る上で、DAI は有効な指標の一つであると考えられる。近年の北極海海水激減の理解において、新たな指標である DAI や、重要な役割を果たしていると考えられる夏季の北極低気圧の更なる解明が課題となっている。

第 2 章 解析手法

2.1 データ

本研究で主に用いた解析データは、気象庁気候データ同化システム (JCDAS: JMA Climate Data Assimilation System) データおよび JRA-25 (Japanese 25-year ReAnalysis) である。JCDAS データは JRA-25 と同じシステムで計算するデータ同化サイクルを現在まで延長したもので、対象期間は 2005 年 1 月以降となっている。本研究で使用した解析データは以下の通りである。

期間	: 1979 年 1 月～2010 年 10 月
内容	: 気圧面解析値
水平格子系	: 等緯度経度系
時間間隔	: 00Z, 06Z, 12Z, 18Z の 1 日 4 回 (6 時間間隔)
水平格子間隔	: 1.125° × 1.125° 間隔 (格子数 320 × 160) 1.25° × 1.25° 間隔 (格子数 288 × 145) 2.5° × 2.5° 間隔 (格子数 144 × 73)
鉛直格子	: 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 250 hPa, 200 hPa, 150 hPa, 100 hPa, 70 hPa, 50 hPa, 30 hPa, 20 hPa, 10 hPa, 7 hPa, 5 hPa, 3 hPa, 2 hPa, 1 hPa, 0.4 hPa (全 23 層)
データ形式	: GRIB 形式
気象要素	: ジオポテンシャル高度, 温度, 比湿, 東西風速, 南北風速, 海面更正気圧, 相対渦度, 鉛直 p 速度 など

低気圧のトラッキングの際、熱帯低気圧を除外するため、地域特別気象センター (The Regional Specialized Meteorological Center; RSMC) の熱帯低気圧データ (RSMC Best Track Data) を用いた。

さらに海水面積については、IARC-JAXA (国際北極圏研究センター - 独立行政法人宇宙航空研究開発機構) が提供している、海水面積数値データを本研究では使用している。この

海水面積数値データは、AMSR-E 標準プロダクトである海水密接度 (SIC) データをもとに面積を算出しています。AMSR-E 海水密接度アルゴリズムは、JAXA/NASA の協力関係のもと、米国航空宇宙局ゴダード宇宙飛行センター (NASA/GSFC) の Comiso 博士が開発したものを採用しています。本研究では、1979 年 1 月から 2010 年 12 月までの海水面積数値データを用いた、5 日ごとの海水面積データを抜き出し使用し、欠測値については線形補完を行った。解析対象期間中の海水面積 (SIE; Sea Ice Extent) は、図 4 で示す。

2.2 低気圧のトラッキング

本研究では、低気圧の検出およびトラッキングについて Adachi and Kimura (2007) と同じ手法を用いており、これは Serreze (1995) のアルゴリズムを修正して採用している。はじめに、JCDAS の地表面気圧を用いると地形の影響を受けてしまうため、低気圧の中心を検出するのに不適切である。そのため、6 時間ごとの地表面気圧からおのおのの 31 日移動平均の地表面気圧気候値を算出し、JCDAS の地表面気圧から気候値を除し、地表面気圧アノマリーデータを作成する。本研究の対象地域は北緯 50° 以北の北極域であるため、等緯度経度系である JCDAS データをそのまま用いると北極点に格子点が集中する問題が生じる。そのため、カリフォルニア州サンタバーバラにある国立地理情報分析センター (the National Center for Geographic Information and Analysis; NCGIA) の等間隔グリッド (Equal-Area Scalable Earth grid; EASE-grid) に線形内挿を行い採用することにする。この EASE-grid の投影法は図 2 で示したランベルト正積方位図法を用い、EASE-grid の例として図 3 を示す。

ある格子点について、ある格子点を中心とする空間格子 (3×3 , 5×5 , 7×7) を考える。ある格子点と周囲の格子点 (8, 16, 24) との差分をおのおの取る。もし 3 つの空間格子中 (3×3 , 5×5 , 7×7) 1 つでも、すべての格子点 (8, 16, 24) の気圧が、ある格子点よりも 1.1 hPa でも高ければ、そのある格子点は低気圧の中心の候補とする。この作業を全ての格子点について行っていく。もし隣り合う格子点が低気圧の中心の候補となった場合は、それらの格子点の平均の位置を低気圧の中心の候補とする。ここで、検出した低気圧が熱帯低気圧である可能性があるため、地域特別気象センターの熱帯低気圧データ (RSMC Best Track Data) を用いて熱帯低気圧を除外した。

低気圧のトラッキングにおいては、最近傍法 (nearest-neighbour method) を採用する。最

近傍法で検索する領域の範囲は、東西南北に 500 km の正方形である。前 (6 時間前) の低気圧の位置からの領域内で最も近くに存在するものを次 (6 時間後) の同一の低気圧の位置とする。もし条件に合うものが見つからない場合、この低気圧は消滅したものとする。

2.3 北極振動指数

Thompson and Wallace (1998) は北極振動 (Arctic Oscillation: AO) について、北半球 (北緯 20 度以北) 冬季の月平均海面更正気圧の第一経験直交関数 (EOF-1) と定義した。しかし本研究では、北極域内での大気循環を見ることを目的としている。そのため先行研究である Wu et al. (2006) と同様の定義を用いた。北緯 70 度以北の季節平均海面更正気圧について経験直交関数 (EOF) 展開を行い、得られた第 1 モード (EOF-1) を AO とした。季節平均海面更正気圧というのは、JRA25/JCDAS データの月平均海面更正気圧を夏季 (JJA) について平均したものとする。

2.4 北極ダイポールアノマリ

北極ダイポールアノマリ (Arctic Dipole Anomaly: DA) は、北緯 70 度以北の月平均海面更正気圧について EOF 展開し、得られた第 2 モード (EOF-2) と定義する (Wu et al. 2006)。本研究では先行研究と同様の定義を用いた。北緯 70 度以北の季節平均海面更正気圧について経験直交関数 (EOF) 展開を行い、得られた第 2 モード (EOF-2) を AO とした。季節平均海面更正気圧というのは、JRA25/JCDAS データの月平均海面更正気圧を夏季 (JJA) について平均したものとする。

2.5 コンポジット解析

4 つの Climate State(気候パターン) を、大気循環パターンである AO と DA の組み合わせによって分類を行った。この Climate State を以下に示す。State 1) AO 正と DA 正, State 2) AO 正と DA 負, State 3) AO 負と DA 正, State 4) AO 負と DA 負 (表 4) とする。各 Climate State について、SLP アノマリや低気圧の中心数の分布などを比較し、各 Climate State の気圧の分布パターンなどの特徴について解析を行う。

第 3 章 結果

3.1 経験直交関数 (EOF) 解析

- 解析対象期間は 1979 年夏季 (JJA) から 2010 年夏季の 32 年間とした.
- 使用データは JRA25/JCDAS データの月平均海面更正気圧場. 解析には夏季の季節平均海面更正気圧場を用いた.
- 対象領域は北緯 70 度以北とした.

3.1.1 夏季 EOF-1 と EOF-2 の空間分布とスコア時系列

北緯 70 度以北の季節平均海面更正気圧について経験直交関数 (EOF) 展開を行い, 得られた第 1 モード (EOF-1) を AO, 第 2 モード (EOF-2) を DA とした. ここで季節平均海面更正気圧というのは, JRA25/JCDAS データの月平均海面更正気圧を夏季 (JJA) について平均したものとする. 夏季 EOF-1 の空間パターンを図 6, 夏季 EOF-2 の空間パターンを図 7 にて示す.

図 6 をみると, ボーフォート海を中心に北極海全域で低圧偏差となっており, 環状構造をしている. 一般的に北半球 (北緯 20 度以北) で定義される AO と構造が似ている. この空間分布は, AO が正の時の構造である. AO が負の場合は, 全域が高圧偏差となり図 6 と正反対の分布になる. また寄与率については, 北緯 20 度以北の AO が 20% 程度であるのに対し, 本研究での夏季 AO (北緯 70 度以北) の寄与率は 55.1% となっている. これは, 北半球で定義される AO よりも, 北極域で定義される AO の方が領域が狭く, より支配的であることを示している. 次に, 図 7 をみると, ボーフォート海で高圧偏差, ロシア沿岸部で低圧偏差となり, これはダイポール構造をしている. この空間分布は, DA が正の場合の構造である. DA が負の場合は, ボーフォート海で低圧偏差, ロシア沿岸部で高圧偏差となり図 7 と正反対の分布となる. 夏季 DA の寄与率は, 17.6% となっている.

夏季 AO と DA のスコア時系列については, 表 1 にて一覧を示す. 表 1 中の太字で表した指数は, 有意な値 ($+1.0\sigma$) 以上であることを示している. また, 図 5 は夏季 AO と DA のスコア時系を示す. 図 5 をみると, 顕著なトレンドはみられない. 最近 10 年間をみると, 2010 年は DAI が最大の $+2.351\sigma$ となっている. 一方で AOI はニュートラルな状態で

あった。海氷面積最小 (図 4) を記録した 2007 年は, AOI が -1.025σ , DAI が $+2.351 \sigma$ と AO・DA とともに顕著な状態であった。

3.1.2 夏季 EOF-1 と EOF-2 に回帰した SLP の空間分布

北緯 70 度以北の SLP で定義された EOF-1, EOF-2 に回帰した北緯 50 度以北の SLP 偏差場を示す。図 8 は AO に回帰した SLP 偏差場, 図 9 は DA に回帰した SLP 偏差場を示す。図 8 をみると, 北極海中央を中心に低圧偏差, 中緯度の北海付近とカナダ中部に高圧偏差が分布している。北緯 60 度を境に中緯度と高緯度で正負が反転する AO の構造となっている。もし AO が正であると, 北極域は低圧偏差となり北極低気圧を強化する。図 9 をみると, ロシア沿岸部で負偏差, ボーフォート海を中心に高圧偏差が向かい合うように分布しダイポール構造を形成している。低圧偏差と高圧偏差の境界線の角度は, 本初子午線から東におよそ 30 度傾いている。もし DA が正であると, このダイポール構造は強化される。つまり, ロシア沿岸部の北極低気圧とボーフォート高気圧が強化されることになる。

3.1.3 夏季 EOF-1, EOF-2 と SIE

夏季 EOF-1, 2 の一覧は, 表 1 で示した。夏季 EOF-1, 2 と SIE との関係を示す。各年の SIE 最小値と EOF-1, 2 との相関をとった。結果を表 2 に示す。表 2 中の R^2 は決定係数 (determination coefficient), R は相関係数 (correlation coefficient) を表す。相関をとる期間を 2 種類あり, 全期間 (1979 年-2010 年) と 1995 年以降がある。1995 年以降の結果を示したのは, 1995 年以降において, SIE は減少している一方で, AOI は負・中立トレンドであった。このように 1995 年以降, AOI で SIE 減少や北極域の温暖化を説明する事が困難になったためである (Overland and Wang 2005)。まず全期間の R^2 値についてみると, EOF-1 が 0.102 であるのに対し, EOF-2 は 0.240 と EOF-1 より良い相関を示した。 R 値をみると, EOF-1 と SIE 最小値は正の相関 (0.319) であり, これは EOF-1 が正であると, SIE 最小値は増加する事を表す。EOF-2 と SIE 最小値は負の相関 (-0.490) を示し, これは EOF-2 が正であると, SIE 最小値が減少することを意味する。相関をとる期間を 1995 年以降とすると, EOF-1, EOF-2 とともに R^2 値, R 値は上昇する。これは, 1995 年以降で見ると SIE 最小値と EOF-1, 2 の相関が強くなったことを表す。特に EOF-2 との相関は 0.389 と大きく, これは EOF-1 の倍近い値である。

3.1.4 夏季各月における DA

これまでは、夏季 (JJA) という期間で季節平均した海面更正気圧を用いて EOF 解析を行い、SIE 最小値と夏季 EOF 指数との相関をみてきた。ここでは、6, 7, 8 月のうちどの月が最も SIE 最小値と相関が良いのかを述べる。季節平均と同様に、各月の月平均海面更正気圧について EOF 展開を行った。得られた各月の EOF-2 に回帰した北緯 50 度以北の SLP 偏差場を示す (6 月: 図 10, 7 月: 図 11, 8 月: 図 12)。まず、6 月の EOF-2 に回帰した北緯 50 度以北の SLP 偏差場とスコア時系列 (図 10) をみる。低圧偏差はラプテフ海を中心にロシア沿岸部に位置している。高圧偏差は、カナダ群島やアイスランド、ロシア西部を中心に分布している。ダイポール構造がみられる。低圧偏差と高圧偏差の境界線の角度は、本初子午線から西におよそ 30 度傾いている。次に、7 月 (図 11) についてみていく。ラプテフ海沖の北極海、イギリス北部を中心に低圧偏差が分布している。高圧偏差は、グリーンランドやロシア西部、オホーツク海を中心に分布している。6 月よりもややダイポール構造は弱まっている。低圧偏差と高圧偏差の境界線の角度は、本初子午線から西におよそ 60 度傾いている。最後に、8 月 (図 12) についてみていく。ロシア沿岸部を中心に低圧偏差、ボーフート海沖に高圧偏差がみられる。ダイポール構造は、6, 7 月よりも強く明瞭である。8 月の SLP 偏差場が最も夏季 SLP 偏差場 (図 9) に似ている。低圧偏差と高圧偏差の境界線の角度は、本初子午線から東におよそ 30 度傾いている。

図 13 は各月 EOF-2 のスコア時系列である。各月の EOF-2 の時系列みると、同じ年でも EOF-2 の値はランダムになっている。各月の EOF-1, 2 と SIE 最小値の相関を調べた結果の一覧を表 3 で示す。まず全期間の R^2 値についてみると、8 月の EOF-2 以外は 0.1 以下と相関は弱い。8 月の EOF-2 と SIE 最小値の R^2 値は 0.266 と、夏季 (JJA) EOF-2 の 0.240 (表 1) と比べよい相関であった。1995 年以降についてみると、6 月の EOF-1 以外は R^2 値が向上し、より相関が良くなった。最も相関が強いのは、8 月の EOF-2 で R^2 値が 0.512 となった。これは今までの季節平均、各月 EOF 指数の中で、最も良い相関を示している。

3.2 2007 年と 2010 年の比較

2007 年 9 月, SIE は過去最低の 420.07 万 km^2 を記録した. 2007 年夏季は, AOI が -1.025σ , DAI が $+2.068 \sigma$ と両指数が有意な値を示した. その翌年の 2008 年は, AOI, DAI とともに有意な値を示さなかったものの, 2007 年の SIE 激減の影響で過去 2 番目の SIE (454.74 万 km^2 ; 前年度からやや回復) となった. 2010 年夏季は, AOI は $+0.153 \sigma$ であったものの, DAI は過去最大の $+2.351 \sigma$ と顕著な値を示した. 2010 年は過去 3 番目の SIE (487.82 万 km^2) となった. 2007 年夏季と 2010 年夏季を比較し, おおのこの年の違いを示す.

- 2007 年: AOI= -1.025σ , DAI= $+2.068 \sigma$, SIE 最小値=420.07 万 km^2
- 2010 年: AOI= $+0.153 \sigma$, DAI= $+2.351 \sigma$, SIE 最小値=487.82 万 km^2

● SLP アノマリ

まず 2007 年夏季の各月の SLP アノマリをみる (図 14). 2007 年 6 月の SLP アノマリ場 (図 14(a)) は, 北極海全域で高圧偏差となっている. 一方低圧偏差は, 西シベリア (オビ川周辺) にある. この 2 つの偏差を中心とするダイポール構造がみられる. 7 月の SLP アノマリ場 (図 14(b)) は, 高圧偏差がボーフォート海上に位置し, 低圧偏差はロシア沿岸部 (東シベリア海 バレンツ海 北海) に広く分布している. 6 月より高圧偏差領域は狭まり, 高圧偏差場を取り囲むように低圧偏差場が分布している. 8 月の SLP アノマリ場 (図 14(c)) は, 強い高圧偏差がボーフォート海上にあり, 低圧偏差場はラプテフ海などのロシア沿岸部を中心に位置している. 8 月の SLP アノマリは図 9 や図 12 に非常に似た構造をしており, 強いダイポール構造となっている.

次に 2010 年夏季の各月の SLP アノマリをみる (図 15). 2010 年 6 月の SLP アノマリ場 (図 15(a)) は, ボーフォート海上で強い高圧偏差, カラ海を中心に強い低圧偏差があり, 強いダイポール構造となっている. 7 月の SLP アノマリ場 (図 15(b)) は, 6 月の強いダイポール構造は崩れ, 北極海上で低圧偏差, 周辺部には高圧偏差がある. この構造は AO 正の構造に似ている. 8 月の SLP アノマリ場 (図 15(c)) は, 6 月のような強いダイポール構造が現れた. ボーフォート海上で強い高圧偏差, カラ海, ラプテフ海を中心に低圧偏差があり, 強いダイポール構造となっている.

● 各月の SIE 減少量の平均からの偏差

図 16 は、各月 (6 月 (白), 7 月 (灰), 8 月 (黒)) の平均海氷減少量からの偏差を棒グラフで、各年の SIE 最小値を点線で示す。棒グラフが正偏差だと、平均よりも SIE 減少量が多い事を、負偏差は平均よりも SIE 減少量が少ないことを示す。各月の SIE 減少量の平均値はそれぞれ、6 月は 138.46 万 km², 7 月は 209.53 万 km², 8 月は 110.04 万 km² であった。2007 年をみると、平均値よりも各月の SIE 減少量は多く、2007 年夏季は海氷減少が長期間持続していたことがわかる。一方の 2010 年を見ると、7 月に海氷減少が平均値よりも少なく抑えられたことがわかる。全期間についてみると、1990 年代頃から SIE 減少量の平均からの偏差が正偏差になる月が増加している。これは、1990 年代頃から SIE 減少が加速されたことを示している。また、6 月の偏差が 1990 年後半から正偏差になっている。

3.3 コンポジット解析

大気循環パターンである AO と DA の組み合わせによって、対象年 (1979-2010) を 4 つの Climate State (気候パターン; 以降 State とする) に分類した。組み合わせの表は表 4 にて示す。対象年を 4 つの State に分類したのち、閾値を ($\pm 1.0 \sigma$) として、対象年度の選定を行いコンポジット解析を行った。選定年度を表 5 にて示す。各 State について、SLP アノマリや SIE 最小値などを比較し、各 State の特徴や差異について示す。

3.3.1 SLP アノマリ

図 17 は各 State での、SLP アノマリのコンポジット図である。まず、左上の図 17(a) は State 1 (AO+, DA+) の SLP アノマリのコンポジット図になる。図 17(a) をみると、カラ海を中心としてロシア沿岸部に低圧偏差、ボーフォート海上やイギリス付近に弱い高圧偏差がある。高圧部が弱いながらもダイポール構造はみられる。次に、右上の図 17(b) は State 2 (AO+, DA-) の SLP アノマリのコンポジット図になる。図 17(b) をみると、ボーフォート海上にやや強い低圧偏差、ロシア沿岸部やイギリス付近に高圧偏差がある。ダイポール構造がみられるが、State 1 と比べると高圧偏差と低圧偏差の位置が逆転している。左下の図 17(c) は State 3 (AO-, DA+) の SLP アノマリのコンポジット図になる。図 17(c) をみると、State 1, 2 とは異なり、ボーフォート海上に非常に強い高圧偏差がみられる。一方東シベリア海付近に弱い低圧偏差とイギリス付近に低圧偏差がみられる。State 3 では、北極域では

高圧偏差が支配的で、低圧偏差は非常に弱い。最後に右下の図 17(d) は State 4 ($AO-$, $DA-$) の SLP アノマリのコンポジット図になる。図 17(d) をみると、State 3 ほどは高圧偏差が強くないものの北極域全域で高圧偏差となっている。低圧偏差はスカンディナヴィア半島付近にある。

3.3.2 各 Climate State の概念図

大気循環パターンである AO と DA による大気場への影響を、各 State での概念図を示す (図 18, 図 19)。左図が AO に対応する気圧偏差や気温偏差、風の偏差を示し、右図が DA に対応する気圧偏差や気温偏差、風の偏差を示す。H や L は気圧偏差、COLD や WARM は気温偏差、破線矢印が風の偏差を表す。図 18(a) は State 1, 図 18(b) は State 2, 図 19(a) は State 3, 図 19(b) は State 4 の概念図になる。まず EOF-1 である AO(左図) をみる。AO+ だと、北極域で低圧偏差で低温偏差、また風ベクトルの偏差は反時計回り (低気圧性循環) となる。一方 AO- では北極域で高圧偏差で高温偏差、また風ベクトルの偏差は時計回り (高気圧性循環) となる。次に EOF-2 である DA (右図) をみる。DA+ だと、ロシア沿岸部 (ユーラシア大陸側) で低圧偏差、ボーフート海上で高圧偏差、東シベリアからフラム海峡に向かう南よりの風ベクトルになる。一方、DA- であると、ロシア沿岸部 (ユーラシア大陸側) で高圧偏差、ボーフート海上で低圧偏差、フラム海峡から東シベリアに向かう北よりの風ベクトルになる。各 State は上述の $AO\pm$, $DA\pm$ を組み合わせればよい。

3.3.3 SIE 最小値と EOF-Indices

夏季 EOF-1, EOF-2 の散布図と SIE 変化との関係。横軸に EOF-1, 縦軸を EOF-2 をとり対象年の散布図を示す (図 20)。図中のプロットの大きさは SIE 最小値に比例し、その年の SIE 最小値が平均 SIE 最小値を下回るほど大きな黒点で示す (つまり SIE が平均値より減少するほど大きな黒点になる)。白抜きの点は、その年が平均 SIE 最小値よりも SIE 最小値が大きかったことを示す。破線は閾値 ($\pm 1.0 \sigma$) を表し、この破線領域の外側を大気循環パターンが有意だった年としてコンポジット解析の対象とした。まず、横軸 (AOI) に着目する。AOI が有意な正 ($+1.0 \sigma$ 以上) の年は全て、SIE 最小値が平均値よりも大きく、SIE はあまり減少しなかった。SIE 最小値が平均値よりも小さな年と全て $+1.0 \sigma$ 未満の領域にあり、特に $+0.5 \sigma$ 未満の領域では大きなプロットがみられる。次に、縦軸 (DAI) に着目する。SIE 最小値の偏差が -100 万 km^2 以上の年 (2007, 2008, 2009, 2010 年)、つまり SIE 最小

値が非常に小さかった年は、全て DAI が正の領域に分布している。また、SIE 最小値が平均以下であった年もおおむね DAI が正の傾向を示している。以上をまとめると、SIE 最小値が平均値を下回った年は、AOI が中立または負で、DAI は正であると言える。

第 4 章 考察

4.1 海氷面積と EOF 各モード

地上気温や海氷など北極域の気候と良く対応してきた AO だが, ここ十数年の AOI は温暖化とともに始まった正トレンドが止まり, 中立または負のトレンドとなっている (Overland and Wang 2005). これを“北極域の気候のパラドックス”という. こうした背景で, AO よりも北極域の気候を表す指数として, DA が提唱された (Wu et al. 2006; Watanabe et al. 2006; Wang et al. 2009). 本研究は先行研究に倣い, 北緯 70 度以北の SLP を EOF 展開し得られた EOF-2 を DA と定義した. この DA と SIE 最小値との相関 (R^2 値; 決定係数) をとった (表 2). すると, 夏季 DA (JJA; 季節平均した SLP 場で定義) と SIE 最小値との相関は **0.240** となった. AO と SIE 最小値との相関が 0.102 であったことより, SIE 最小値は DA の方がよりよい相関をとっていることがわかる. さらに対象期間を前半と後半に分けてみる. 1979 年から 1994 年の DA と SIE 最小値との相関は 0.078 と低い一方で, 1995 年から 2010 年とすると相関は **0.389** と高くなった. これより, 近年は DA との相関がより良くなっていることを示している.

次に, 夏季 (JJA) の各月の中で最も SIE 最小値と良い相関なのはいつなのかを調べた表 3. 対象を全期間 (1979-2010 年) とすると, DA は 6 月 (0.040; R^2 値) < 7 月 (0.062) < 8 月 (**0.266**) となった. このことより, SIE 最小値決定には 8 月の DA が最も影響を与えていると考えることができる. 海氷は一般的に 4 月から 9 月中旬まで融け続ける. 8 月となると, 海氷の厚さは減少しており, 大気場の影響を受けやすくなるため, 最も 8 月が SIE 減少に影響を与えると考えることができる. さらに近年は, 多年氷の減少が加速しており, 融氷直前の海氷の厚さも薄い傾向にある (Nghiem et al. 2007). また海氷密度も減少しており, 風の影響で劇的に SIE 減少が生じることもある.

ここでは AOI と DAI の関係を考える (図 20). 図 20 をみると, SIE が平均よりも多く減少した年の多くは DAI が正である. さらに AOI についてみると, SIE が平均よりも多く減少した多くの年は, AOI が中立または負である. これより, AOI が中立または負, かつ DA 正で SIE は平均よりも減少し, AOI よりも DAI のほうが SIE 減少には重要であると考えることができる.

4.2 事例比較と気圧場に対する EOF 各モードの寄与

2007 年と 2010 年の夏季は、ともに DA が有意な正であった (表 2). 特に 2010 年夏季は $+2.351 \sigma$ と過去最大を記録した. 一方史上最小の SIE を記録した 2007 年は、DA が $+2.068 \sigma$, AO が DA が -1.025σ とともに有意なスコアを記録した. DA のスコアだけで判断すると、2010 年は 2007 年よりも SIE が減少すると考えられた. しかし実際には、歴代 3 位の SIE 最小値となった. なぜ 2010 年は SIE があまり減少しなかったのでしょうか. 考えられるのは、一つは 2007 年は有意な AO 負 (-1.025σ) で北極域が高圧・高温偏差傾向にあった一方で、2010 年は AO 中立 (0.153σ) であったからと考えられる. 二つめは、2010 年のダイポール構造が期間中ずっと持続しなかったことが考えられる. 2007 年は夏季の間はダイポール構造は持続していたが、一方の 2010 年の 7 月は北極海上で低圧偏差となり、ダイポール構造がみられなかった (AO 正のような構造). 図 16 をみると、2010 年 7 月の SIE 減少量が平年よりも少ないことがわかる. 以上が、2010 年が歴代最小の SIE を記録しなかった理由として考える点である.

AO と DA の寄与率は、それぞれ 55.1% と 17.6% である. これは、AO の方が DA よりも北極域の大気循環場でより支配的であることを表している. 図 17 をみると、State 1, 2 (AO 正) のときは弱いながらもダイポール構造がみられる. その一方で、State 3, 4 (AO 負) の場合には、AO 負のパターンが支配的で、全域が高圧偏差であり、ダイポール構造はみられない. このことから北極域の平均気圧場においては、AO が支配的であり、AO 負の場合はそれがより顕著であると考えられる ($DA < AO$). しかし、コンポジット図は複数事例の平均をとっているため低圧偏差場の位置がばらばらであったり、非常に高圧偏差場が強いときには現れづらい. 2007 年は State 3 (AO-, DA+) であるが、高圧偏差は目立つものの、ダイポール構造も顕在している図 14. 気圧場には AO の影響が DA よりも大きいものの、SIE 減少に着目すると DA 正による影響も大きい. DA 正により南よりの風が促進、海洋表層流の一種である Transpolar Drift Stream (TDS) が強化される. 強化された TDS によって、北極海海水はシベリア沖からフラム海峡に向って流出が促進されるのである. 気圧場にとっては、AO が支配的であるものの、SIE 減少という側面では DA がより大切であると考え.

4.3 近年における EOF 各モードの傾向

表 2 や図 5 から, 近年の EOF 各モードの傾向について考える. 図 5 をみると, 非常にランダムに変化しており, はっきりとした傾向はつかむことができない. そこで 1995 年を境界として考えてみる. AO についてみると, 1995 年以降 AO が中立または負の傾向を示しており, これは Overland and Wang (2005) と一致する. 次に DA について, 1995 年で前後を分けて見てみると, 前半には有意な正を示さず, 負または中立であった. しかし 1995 年以降をみると, DA 負の年もあるものの, 度々有意な DA 正を示すようになった. 1995 年以降, DA 正のパターンが現れやすくなったと考えることができる. 表 2 をみると, 1979-1994 年までの 16 年間で DA 正の年は 6 回 (そのうち有意な年は 0 回) であった. 1995-2010 年の後半 16 年間では, DA 正の年が 11 回 (そのうち有意な年は 5 回) であった. これより近年は, DA 正の傾向がみられることがわかった. この変化は, 海氷の面積や分布, 気温上昇など様々な要因が考えられるが, DA 正が海氷減少などの環境変化の結果として現れたものなのか, 環境変化の原因なのかはわからない. しかし今の DA 正のトレンドが今後も続くとするならば, SIE 減少は加速していくと考えられる.

第 5 章 結論

● EOF の各モードと海氷減少について

地上気温や海氷など北極域の気候と良く対応してきた AO だが, ここ十数年の AOI は温暖化とともに始まった正トレンドが止まり, 中立または負のトレンドとなっている (Overland and Wang 2005). これを“北極域の気候のパラドックス”という. こうした背景で, AO よりも北極域の気候を表す指数として, DA が提唱された (Wu et al. 2006; Watanabe et al. 2006; Wang et al. 2009). 夏季 DA と SIE 最小値との相関は **0.240** となり (夏季 AO は 0.102), $AO < DA$ が示された. さらに対象期間を最近 16 年にするとより相関は向上した (**0.389**). 夏季 (JJA) の各月の中で最も SIE 最小値と良い相関なのは, 6 月 (0.040; R^2 値) $<$ 7 月 (0.062) $<$ 8 月 (**0.266**) と 8 月が最も良い相関を示した. AO と DA の組み合わせについて考える. SIE 減少を記録した年の多くは, AOI が中立または負, かつ DA 正であった. このことより, AOI よりも DAI のほうが SIE 減少には重要であると考えることができる.

● 2007 年と 2010 年の比較と AO・DA の気圧場に対するインパクト

2007 年と 2010 年の夏季は, ともに DA が有意な正であった. 2007 年に歴代最小の SIE を記録したのは, 有意な AO 負 (-1.025σ) を示し北極域が高圧・高温偏差傾向にあったこと, さらにダイポール構造も持続したことによる. 2010 年の場合は, AO 中立 (0.153σ) であったこと, さらにダイポール構造が期間中持続しなかったことが考えられる. AO と DA の寄与率は, それぞれ 55.1% と 17.6% であり, AO が DA よりも北極域の大気循環場でより支配的であることを示している.

● 近年における DA のトレンド

近年の EOF 各モードの傾向をみると, AO は 1995 年以降 AO が中立または負の傾向を示しており, これは Overland and Wang (2005) と一致する. DA をみると, 1994 年以前には DA 正が 6 回 (有意 0 回) であったのが 1995 年以降は DA 正が 11 回 (有意 5 回) と, 近年 DA 正のトレンドにあることがわかる. この DA の変化は, 海氷の面積や分布, 気温上昇など様々な要因が考えられるが, DA 正が海氷減少などの環境変化の結果として現れたものなのか, 環境変化の原因なのかはわからない. しかし今の DA 正のトレンドが今後も続くとするならば, SIE 減少は加速していくと考えられ, 今後も DA を注視していく必要がある.

謝辞

本研究を進めるにあたり、指導教員である筑波大学計算科学研究センター田中博教授には、本研究の動機となる論文の紹介、解析手法の提案、また筆者の質問等において終始丁寧な御指導、御鞭撻を賜わり、心より感謝しております。

気象研究所/地球科学技術総合推進機構の松枝未遠研究員には、研究を進めるにあたり数多くの貴重なアドバイス・コメント・議論をして頂き、誠に有難うございました。

また、筑波大学研究員の井上知栄氏、寺崎康児氏、足立幸穂氏、同大学生命環境科学研究科の釜江陽一氏、栗林正俊氏には、セミナーおよび様々な場において多数の御助言、御意見を頂きました。

さらに同大学生命環境科学研究科の木村富士男教授、林陽生教授、上野健一准教授、植田宏昭准教授および同大学計算科学研究センターの日下博幸講師や、大学院生の皆様には、大気分野ゼミ、集中ゼミ、中間発表および最終発表の場、学会などで御助言を頂き誠に有難うございました。

共に修士論文作業を進めた同大学大気分野の修士2年生の皆様、共に机を並べて学んだ修士1年生の皆様および同大学地球科学専攻気候・気象学分野の4年生の皆様には時折よき相談相手となって頂きました。

最後に筆者を大学院まで進学させて頂いた家族に深く感謝の意を表します。

本論文は以上の皆様の御協力により完成させることができました。心より感謝いたします。

尚、本研究で用いた主な図は、The Generic Mapping Tools System (Wessel and Smith 1991) にて作成しました。

参考文献

- Holland, M. M., J. Finnis, and M. C. Serreze, 2006: Simulated Arctic Ocean freshwater budgets in the twentieth and twenty-first centuries. *J. Climate*, **19**, 6221-6242.
- Kay, J. E., T. L'Ecuyer, A. Gettelman, G. Stephens, and C. O'Dell, 2008: The contribution of cloud and radiation anomalies to the 2007 Arctic sea ice extent minimum, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L08503, doi:10.1029/2008GL033451.
- Levinson, D. H., and J. H. Lawrimore, 2008: State of the climate in 2007, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, S1-S179.
- L'Heureux, M. L., A. Kumar, G. D. Bell, M. S. Halpert, and R. W. Higgins, 2008: Role of the Pacific-North American (PNA) pattern in the 2007 Arctic sea ice decline, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20701, doi:10.1029/2008GL035205.
- Nghiem, S. V., I. G. Rigor, D. K. Perovich, P. Clemente-Colón, J. W. Weatherly, and G. Neumann, 2007: Rapid reduction of Arctic perennial sea ice, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L19504, doi:10.1029/2007GL031138.
- Ogi, M., and J. M. Wallace, 2007: Summer minimum Arctic sea ice extent and the associated summer atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L12705, doi:10.1029/2007GL029897.
- Overland, J. E., and M. Wang, 2005: The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06701, doi:10.1029/2004GL21752.
- Rigor, I. G., R. L. Colony, and S. Martin, 2000: Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979-97. *J. Climate*, **13**, 896-914.
- Rigor, I. G., J. M. Wallace, and R. L. Colony, 2002: Response of sea ice to the Arctic Oscillation, *J. Climate*, **15**, 2648-2668.
- Serreze, M. C. and A. P. Barrett, 2008: The summer cyclone maximum over the Central Arctic Ocean, *J. Climate*, **21**(5), 1048-1065.
- Shimada, K., T. Kamoshida, M. Itoh, S. Nishino, E. Carmack, F. McLaughlin, S. Zimmermann, and A. Proshutinsky, 2006: Pacific Ocean inflow : Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L08605, doi:10.1029/2005GL025624.
- Simmonds, I., C. Burke and K. Keay, 2008: Arctic climate change as manifest in cyclone behavior, *J. Climate*, **21**, 5777-5796.
- Simmonds, I., and K. Keay, 2009: Extraordinary September Arctic sea ice reductions and their relationships with storm behavior over 1979-2008, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L19715,

doi:10.1029/2009GL039810.

- Stroeve, J., M. Serreze, S. Drobot, S. Gearheard, M. Holland, J. Maslanik, W. Meier, and T. Scambos, 2008: Arctic sea ice extent plummets in 2007. *Eos Trans. AGU*, **89**, 13-14.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the winter-time geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation Part II: Trends. *J. Climate*, **13**, 1018-1036.
- Wang, J., J. Zhang, E. Watanabe, M. Ikeda, K. Mizobata, J. E. Walsh, X. Bai, and B. Wu, 2009: Is the Dipole anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent?, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L05706, doi:10.1029/2008GL036706.
- Watanabe, E., J. Wang, A. Sumi, and H. Hasumi, 2006: Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23703, doi:10.1029/2006GL028112.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991: Free software helps map and display data. *EOS Trans. AGU*, **72**, 445-446.
- Woodgate, R. A., T. Weingartner, and R. Lindsay, 2010: The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L01602, doi:10.1029/2009GL041621.
- Wu, B., J. Wang, and J. E. Walsh, 2006: Dipole Anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with Arctic sea ice motion, *J. Climate*, **19**, 210-225, doi:10.1175/JCLI3619.1.
- Zhang, J., R. Lindsay, M. Steele, and A. Schweiger, 2008: What drove the dramatic retreat of arctic sea ice during summer 2007?, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L11505, doi:10.1029/2008GL034005.
- Zhang, X., J.E. Walsh, J. Zhang, U.S. Bhatt, and M. Ikeda, 2004: Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity, 1948-2002, *J. Climate*, **17**, 2300-2317.

付録

ここでは、大気科学の中でよく使われる解析手法である EOF 解析について解説する。

EOF 解析とは

AO は北半球における SLP を EOF 解析 (主成分解析) したものの第一主成分により定義される。

EOF 解析は、いくつかの地点における時系列データの主要な変動パターンを抽出して変動の特徴を把握するための統計的手法であり、北半球における大気の変動パターンを見るためにこれを行う。

一般に何らかの相関関係がある p 個の地点でのデータ $x_1, x_2, \dots, x_p (p \geq 2)$ で、時系列方向に N 個のデータ $x_{1\lambda}, x_{2\lambda}, \dots, x_{p\lambda} (\lambda = 1, 2, \dots, N)$ が得られたとする。これらの N 個の時系列データは、それぞれ p 個の地点での気象要素が相互に関連のある変動を示しているとみなせるので、この変動を説明する関数として、 p 個の変量の一次結合で表すことができ、これを

$$z = l_1 x_1 + l_2 x_2 + \dots + l_p x_p \quad (1)$$

と仮定し、 l_1, l_2, \dots, l_p を変化させ、

$$\sum_{i=1}^p l_i^2 = 1 \quad (2)$$

の条件の下で、 z の分散が最大になるときの z を第一主成分という。このときの係数を $l_{1i} (i = 1, 2, \dots, p)$ で表すと、

$$z_1 = l_{11} x_1 + l_{12} x_2 + \dots + l_{1p} x_p \quad (3)$$

となる。

次に z_1 とは無相関な z のうちで、式 (3) を満たす最大の分散を持つ z_2 が決定できる。この z_2 を第二主成分という。この時の係数を $l_{2i} (i = 1, 2, \dots, p)$ とすると z_2 は、

$$z_2 = l_{21} x_1 + l_{22} x_2 + \dots + l_{2p} x_p \quad (4)$$

と表すことができる. 以下同様にして第 m 成分 z_m までで全変動の大部分が説明できればこれ以上を求める必要はない. ここで, z_m を,

$$z_m = l_{m1}x_1 + l_{m2}x_2 + \cdots + l_{mp}x_p \quad (5)$$

と書く. 従って各係数は,

$$l_{\alpha 1}^2 + l_{\alpha 2}^2 + \cdots + l_{\alpha p}^2 = \sum_{k=1}^p l_{\alpha k}^2 = 1 \quad (6)$$

を満たし 各主成分は 以下の条件を満たすように定まる.

$$\begin{cases} \text{第一主成分 } z_1 \text{ の分散が最大である.} \\ \text{第 } i \text{ 主成分と第 } j \text{ 主成分 } (i \neq j) \text{ は直交する (無相関である).} \end{cases}$$

各主成分の計算は, $p \times p$ の分散共分散行列の固有値問題に帰着する. これについては次小節に記すこととする.

全球再解析データに対して EOF 解析をする際には注意が必要である. なぜなら, 全球再解析データはどの緯度帯でも, 経度方向には同じ数のグリッドが存在するからである. 地球は球形であるので, 全球再解析データのままでは, 高緯度になるほど各グリッドあたりの面積が小さくなる. そのため, 面積荷重を考慮せずに EOF 解析を行ってしまうと, 低緯度と比較して高緯度の変動が相対的に大きく見積もられてしまい, 実際に変動を特徴付けるパターンとは異なるパターンが現れる恐れがある. このグリッドの偏りを修正するために, 緯度方向に面積荷重 $\sqrt{\cos \theta}$ をデータにかけて偏りを解消する.

EOF 解析における固有ベクトルの計算方法

一般に, p 変量データ, すなわち N 個の各標本について, p 種類の変量 x_1, x_2, \dots, x_p が測定されたとし, そのデータに基づき, 主成分 $z_1, z_2, \dots, z_m (m \leq p)$ を求める方法について以下で述べる.

まず, 得られたデータより各変量の分散共分散 σ_{ij} を求め, それを

$$\mathbf{S} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \cdots & \sigma_{1p} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \cdots & \sigma_{2p} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \sigma_{p1} & \sigma_{p2} & \cdots & \sigma_{pp} \end{pmatrix} \quad (7)$$

と表す. ここでの σ_{ij} は各変量の分散共分散の不偏推定値であり,

$$\sigma_{ij} = \frac{1}{N-1} \left\{ \sum_{\lambda=1}^n (x_{i\lambda} - \bar{x}_i)(x_{j\lambda} - \bar{x}_j) \right\} \quad (8)$$

$$\bar{x}_i = \frac{1}{N} \sum_{\lambda=1}^N x_{i\lambda} \quad (9)$$

とし, さらに相関行列を求め, それを

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} r_{11} & r_{12} & \cdots & r_{1p} \\ r_{21} & r_{22} & \cdots & r_{2p} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{p1} & r_{p2} & \cdots & r_{pp} \end{pmatrix} \quad (10)$$

$$(r_{ii} = 1; i = 1, 2, \dots, p)$$

と表す.

ここで, p 個の変量 x_1, x_2, \dots, x_p からなるベクトル変量を

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_p \end{pmatrix} \quad (11)$$

とする. ここで, \mathbf{X} のとりうる量は,

$$\begin{pmatrix} x_{11} \\ x_{21} \\ \vdots \\ x_{p1} \end{pmatrix}, \begin{pmatrix} x_{12} \\ x_{22} \\ \vdots \\ x_{p2} \end{pmatrix}, \dots, \begin{pmatrix} x_{1N} \\ x_{2N} \\ \vdots \\ x_{pN} \end{pmatrix}$$

また, 各主成分を式 (1) の形で求めるために各主成分の変量 x_i の係数をそれぞれベクトル

$$\mathbf{l}_1 = \begin{pmatrix} l_{11} \\ l_{21} \\ \vdots \\ l_{p1} \end{pmatrix}, \mathbf{l}_2 = \begin{pmatrix} l_{12} \\ l_{22} \\ \vdots \\ l_{p2} \end{pmatrix}, \dots, \mathbf{l}_m = \begin{pmatrix} l_{1m} \\ l_{2m} \\ \vdots \\ l_{pm} \end{pmatrix}$$

で表し, l_α の転置行列を \mathbf{l}_α^T で表すと主成分は

$$\begin{pmatrix} z_1 \\ z_2 \\ \vdots \\ z_m \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{l}_1^T \\ \mathbf{l}_2^T \\ \vdots \\ \mathbf{l}_m^T \end{pmatrix} \mathbf{X} \quad (12)$$

と書くことができる. ただし, 各 \mathbf{l}_α^T は単位ベクトル ($\mathbf{l}_\alpha^T \cdot \mathbf{l}_\alpha = 1$) とする.

これより, 各成分 z_α が条件 (6) を満たすように係数を求めればよい. したがって,

$$V\{z_1\} = v\{\mathbf{l}_1^T \mathbf{X}\} = \mathbf{l}_1^T V\{\mathbf{X}\} \mathbf{l}_1 = \mathbf{l}_1^T \mathbf{S} \mathbf{l}_1 \quad (13)$$

z_1 の分散 $V\{z_1\}$ が最大になるような \mathbf{l}_1 を求めるために, ラグランジュの未定乗数法を用いる (次小節参照). ここで, ラグランジュ未定乗数を λ として,

$$v = \mathbf{l}_1^T \mathbf{S} \mathbf{l}_1 - \lambda(\mathbf{l}_1^T \mathbf{l}_1 - 1) \quad (14)$$

の両辺を \mathbf{l}_1^T で微分すると, 微分方程式

$$\frac{\partial v}{\partial \mathbf{l}_1^T} = (\mathbf{S} - \lambda \mathbf{I}) \mathbf{l}_1 \quad (15)$$

\mathbf{I} : p 次の単位行列

が得られ, ラグランジュの未定乗数法よりこの微分方程式が 0 になるときに z_1 の分散 $V\{z_1\}$ は最大になる. すなわち, 以下の連立方程式

$$(\mathbf{S} - \lambda \mathbf{I}) \mathbf{l}_1 = 0 \quad (16)$$

を解けばよい. ここで, 式 (12) のベクトル \mathbf{l}_1 の要素がすべて 0 以外の解を持つためには λ が固有方程式

$$|\mathbf{S} - \lambda \mathbf{I}| = 0 \quad (17)$$

の解 (固有値) でなければならない. また, z_1 の分散 $V\{z_1\}$ を最大にするものが存在するとすれば, 式 (15) より

$$V\{z_1\} = \lambda \quad (18)$$

であり, 式 (17) の固有値に等しくなるので, z_1 における係数ベクトル \mathbf{l}_1 としては, 式 (17) の最大の固有値 λ_1 に対応する単位固有ベクトルとして第一主成分 z_1 を決定することができる. 一方, 式 (17) の固有値を展開すると λ についての p 次方程式になるので, p 個の固有値 (重複するものを含めて数えると) が存在し, しかも \mathbf{S} は非負の対称行列であるから固有値はすべて非負の実数である. その中の最大のものを λ_1 として \mathbf{l}_1 を求める. さらに大きさの順に $\lambda_2, \lambda_3, \dots, \lambda_m$ を抽出し, $\lambda_k (1 \leq k \leq m)$ に対応する単位固有ベクトルを第 k 主成分 z_k における係数ベクトル \mathbf{l}_k として, 全部で m 個の主成分を求めるとこれらは条件を満たす.

ラグランジュの未定乗数法

関数 $y = f(x_1, x_2, \dots, x_p)$ について, 条件 $h(x_1, x_2, \dots, x_p) = 0$ のもとで, その極大, もしくは極小を求めるために, 以下の関数を導入する.

$$z = f(x_1, x_2, \dots, x_p) + \lambda h(x_1, x_2, \dots, x_p) \quad (19)$$

この仮定した関数において, z を最大にすることは, y を $h = 0$ のもとで極大, もしくは極小にすることと同値である. したがって,

$$\frac{\partial z}{\partial x_1} = \frac{\partial z}{\partial x_2} = \dots = \frac{\partial z}{\partial x_p} = h(x_1, x_2, \dots, x_p) = 0 \quad (20)$$

を解いて, x_1, x_2, \dots, x_p を求めると, この x_1, x_2, \dots, x_p に対する y の値が極大, もしくは極小となる. さらに条件が次のように二個以上あるときにおいても,

$$h_1(x_1, x_2, \dots, x_p) = 0, h_2(x_1, x_2, \dots, x_p) = 0, \dots, h_p(x_1, x_2, \dots, x_p) = 0 \quad (21)$$

上記の場合と同じように, 次の関数について,

$$z = f(x_1, x_2, \dots, x_p) + \lambda_1 h_1(x_1, x_2, \dots, x_p) + \lambda_2 h_2(x_1, x_2, \dots, x_p) + \dots + \lambda_p h_p(x_1, x_2, \dots, x_p) \quad (22)$$

上記の場合と同じように式 (20) を解くことにより y を極大, もしくは極小にすることができる.

表 1 夏季における AOI, DAI と Climate State の一覧

Year	AO Index	DA Index	Climate State	Year	AO Index	DA Index	Climate State
1979	-0.308	-1.217	4	1995	0.401	1.766	1
1980	-0.168	0.209	3	1996	1.015	-1.094	2
1981	0.317	-1.547	2	1997	-0.215	0.469	3
1982	-0.617	0.419	3	1998	-1.069	-1.464	4
1983	1.570	0.401	1	1999	0.103	1.567	1
1984	0.298	-1.288	2	2000	-0.067	0.197	3
1985	-1.346	-0.532	4	2001	0.111	-0.282	2
1986	0.185	-0.939	2	2002	0.815	0.044	1
1987	-1.668	0.721	3	2003	0.169	-1.020	2
1988	0.277	-0.549	2	2004	-0.668	-0.808	4
1989	2.095	0.403	1	2005	-0.457	0.705	3
1990	-0.618	-0.825	4	2006	0.875	0.117	1
1991	0.865	-0.356	2	2007	-1.025	2.068	3
1992	0.839	0.453	1	2008	-0.684	0.610	3
1993	-1.520	-1.016	4	2009	-2.007	0.505	3
1994	2.348	-0.071	2	2010	0.153	2.351	1

有意な値 (+1.0 σ) 以上を**太字**で示す.

表 2 夏季 EOF-1, EOF-2 と MinSIE との関係

	Mode	1979-2010 Min SIE	1979-1994 Min SIE R^2 (R)	1995-2010 Min SIE
JJA	EOF-1	0.102 (0.319)	0.038 (0.194)	0.193 (0.440)
	EOF-2	0.240 (−0.490)	0.078 (0.279)	0.389 (−0.624)

表 3 各月の EOF-1, EOF-2 と MinSIE との関係

MONTH	Mode	1979-2010 Min SIE	1979-1994 Min SIE R^2 (R)	1995-2010 Min SIE
JUNE	EOF-1	0.079 (0.281)	0.047 (0.217)	0.057 (0.238)
	EOF-2	0.040 (−0.201)	0.127 (0.357)	0.085 (−0.292)
JULY	EOF-1	0.027 (0.164)	0.000 (0.005)	0.074 (0.271)
	EOF-2	0.062 (−0.250)	0.105 (−0.324)	0.066 (−0.258)
AUGUST	EOF-1	0.013 (0.112)	0.019 (0.138)	0.019 (0.139)
	EOF-2	0.266 (−0.516)	0.013 (−0.113)	0.512 (−0.716)

表 4 AO と DA の組み合わせによる 4 つの Climate State

Climate State	Positive DA	Negative DA
Positive AO	1	2
Negative AO	3	4

表 5 コンボジット解析の各 Climate State 対象年一覧.

Climate State	Year
1	1983, 1989, 1995, 1999, 2010
2	1981, 1984, 1994, 1996, 2003
3	1987, 2007, 2009
4	1979, 1985, 1993, 1998

The Map of the Arctic Region



図 1 北極域の地図.

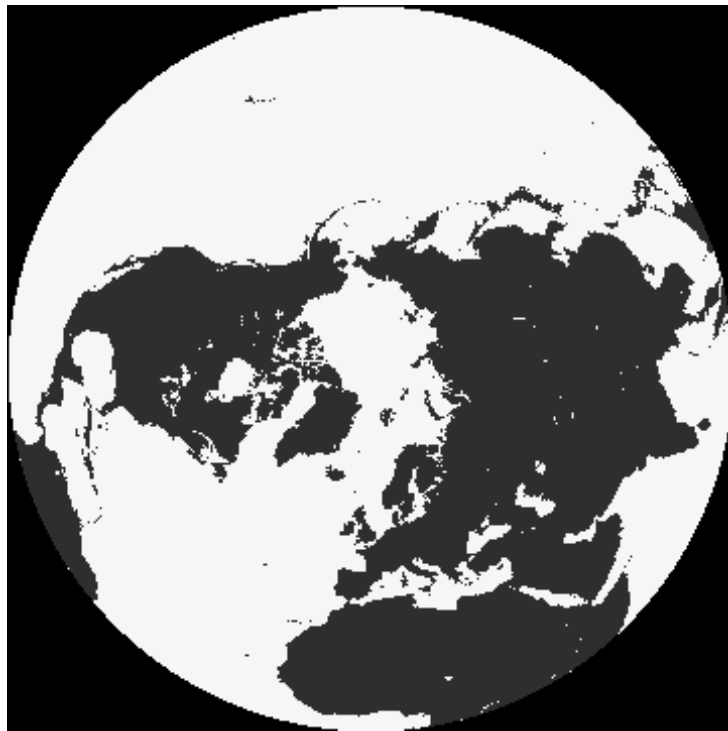


図2 EASE polar grid projection (Lambert's Azimuthal equal-area).

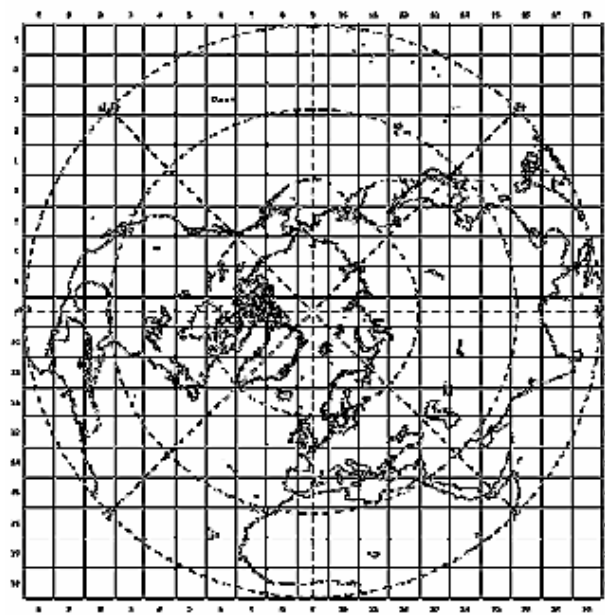


図3 EASE polar grid の例.

1979-2010, AMSR-E Sea Ice Concentration

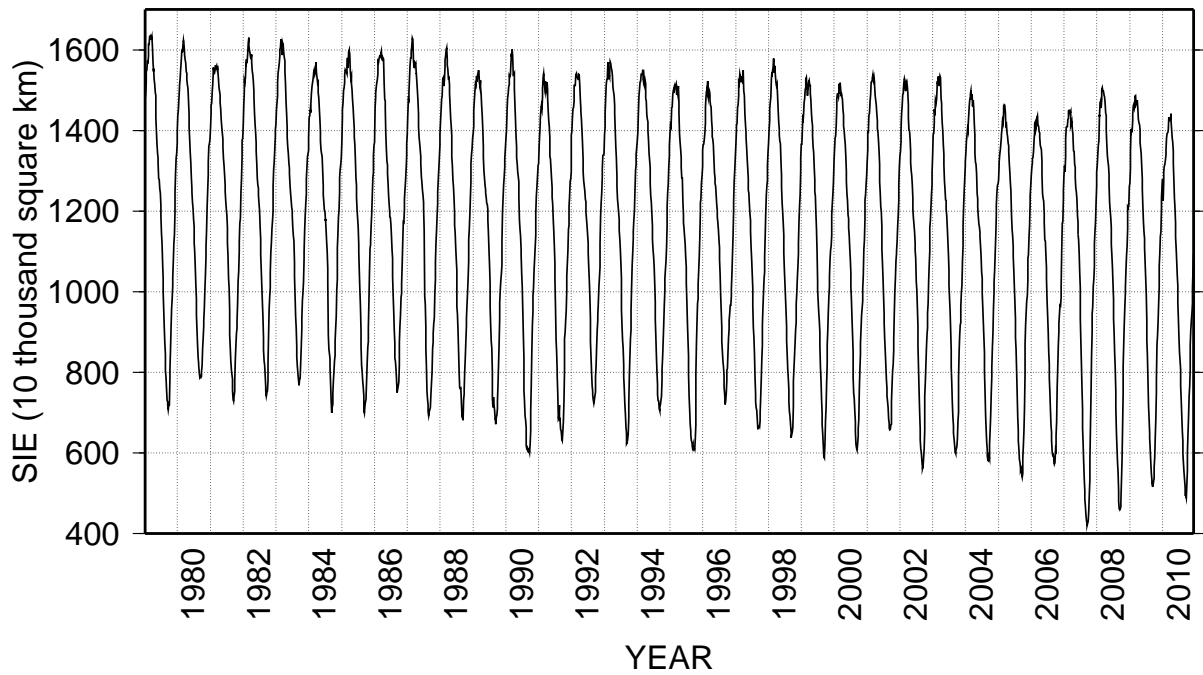


図4 北極海海水面積の時系列変化.

Time series of score (EOF1, EOF2) JJA 1979-2010, JCDAS

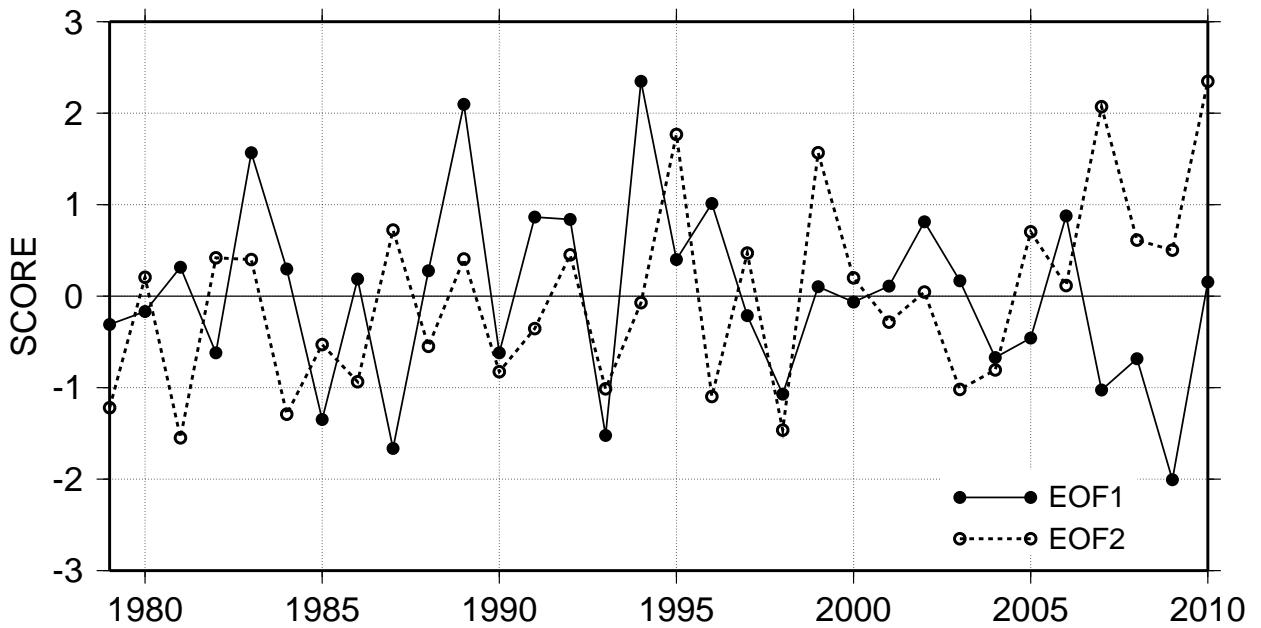


図5 夏季 (JJA 平均) EOF-1, EOF-2 のスコア時系列.

Eigenvector (SLP EOF1; 55.1%)
JJA 1979-2010 (70 degN)

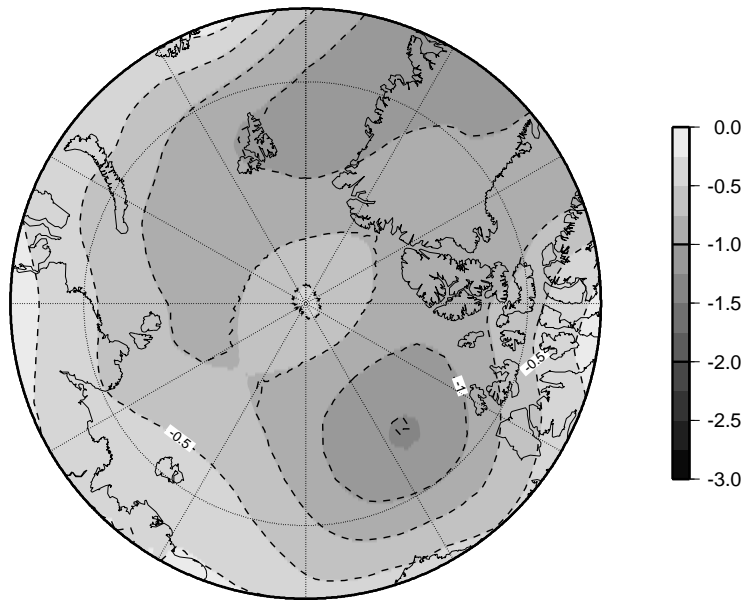


図6 夏季 EOF-1 の空間分布.

Eigenvector (SLP EOF2; 17.6%)
JJA 1979-2010 (70 degN)

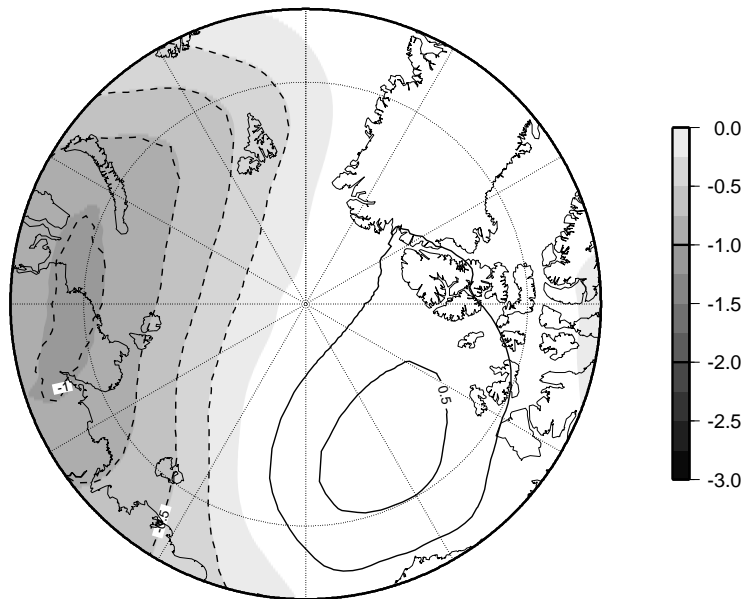


図7 夏季 EOF-2 の空間分布.

Regression map
EOF1 (70degN) to the Summer SLP 1979-2010

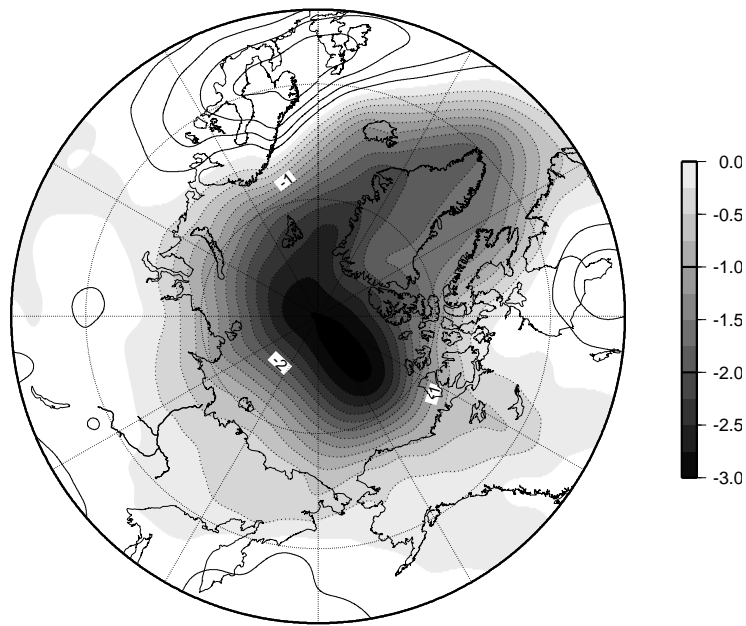


図8 夏季 EOF-1 に回帰した SLP の空間分布.

Regression map
EOF2 (70degN) to the Summer SLP 1979-2010

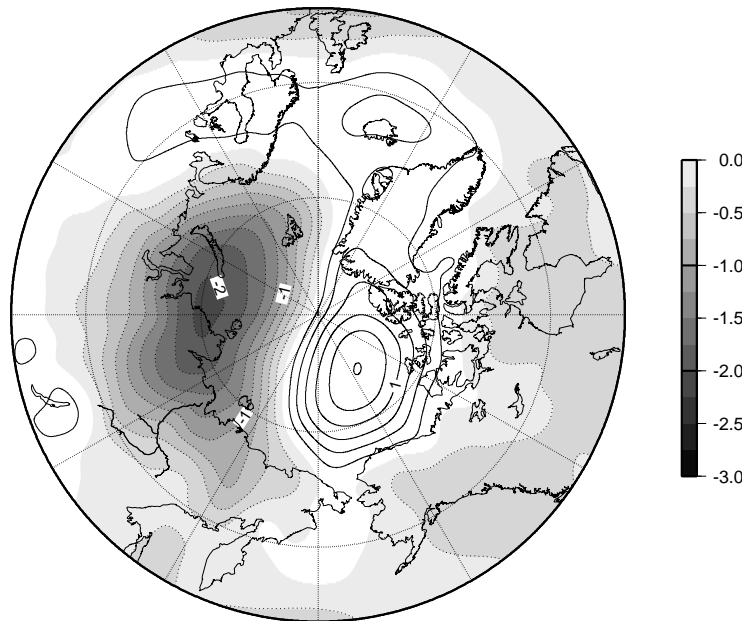


図9 夏季 EOF-2 に回帰した SLP の空間分布.

Regression map
EOF2 to the JUN SLP 1979-2010

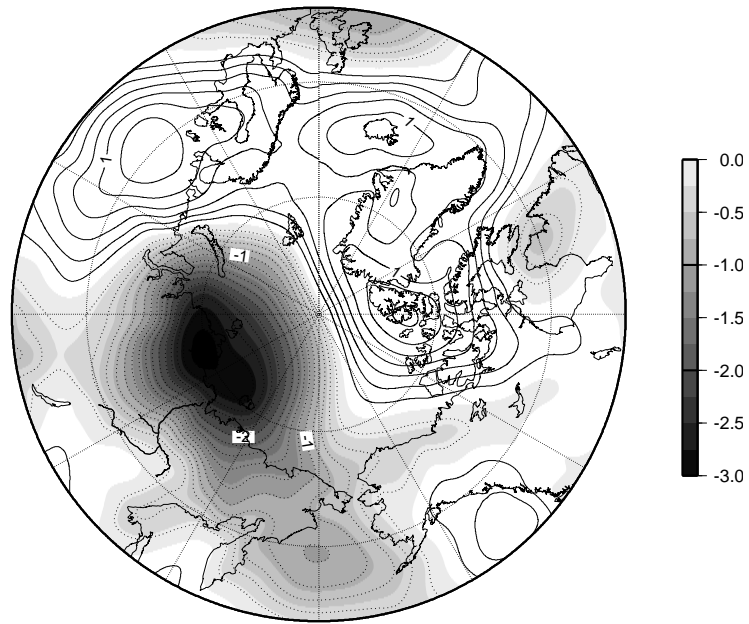


図 10 6月 EOF-2 に回帰した SLP の空間分布.

Regression map
EOF2 to the JUL SLP 1979-2010

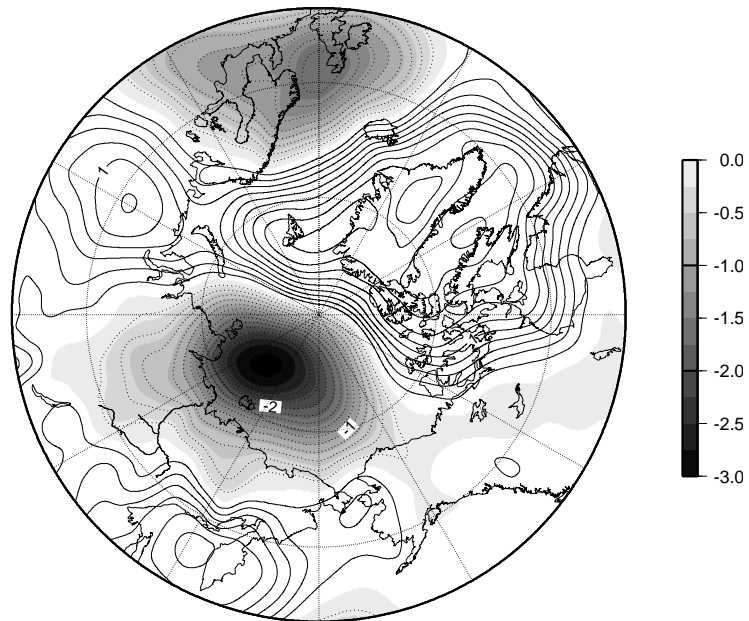


図 11 7月 EOF-2 に回帰した SLP の空間分布.

Regression map
EOF2 to the AUG SLP 1979-2010

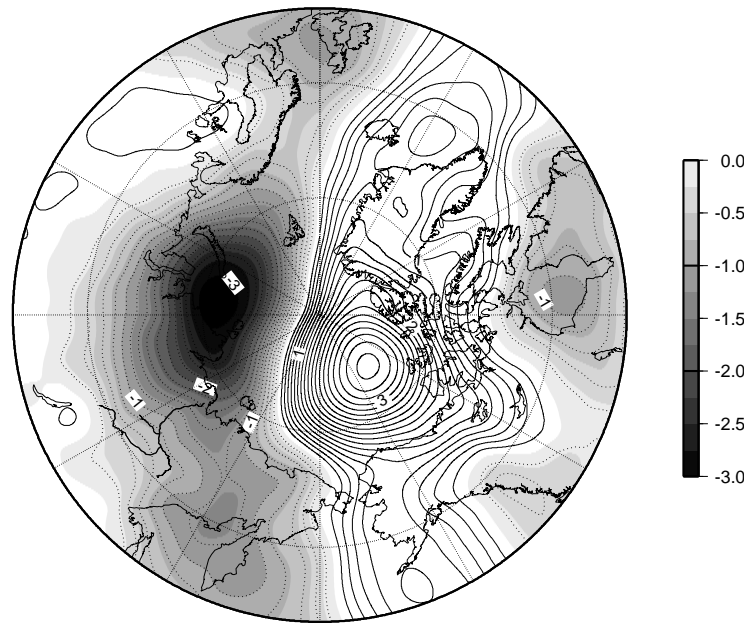


図 12 8 月 EOF-2 に回帰した SLP の空間分布.

Time series of score (Each Month EOF2)
1979-2010, JCDAS

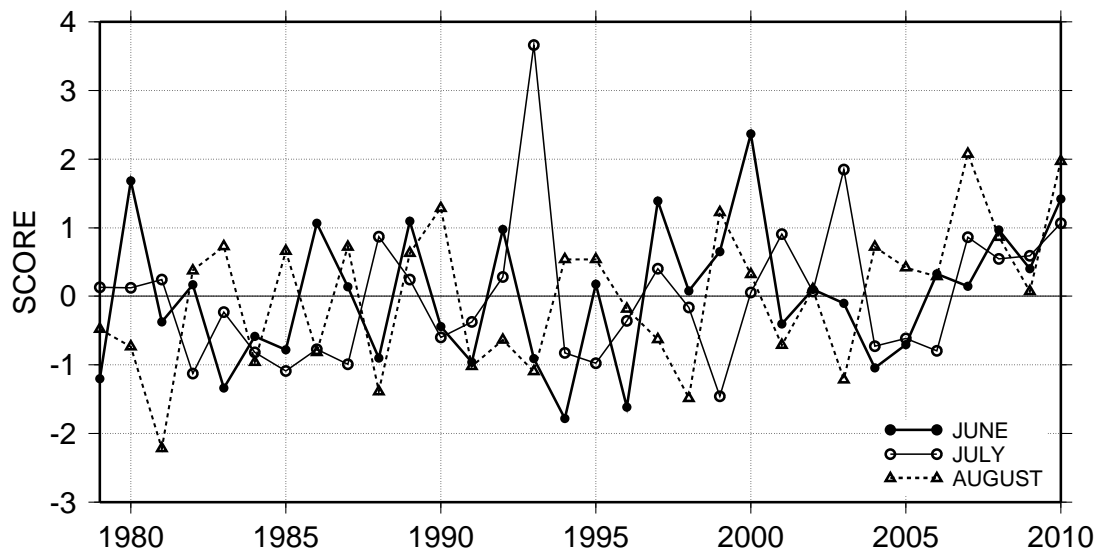
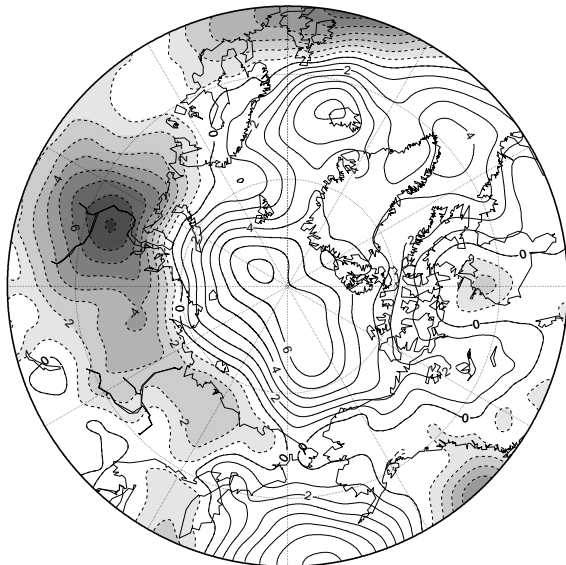


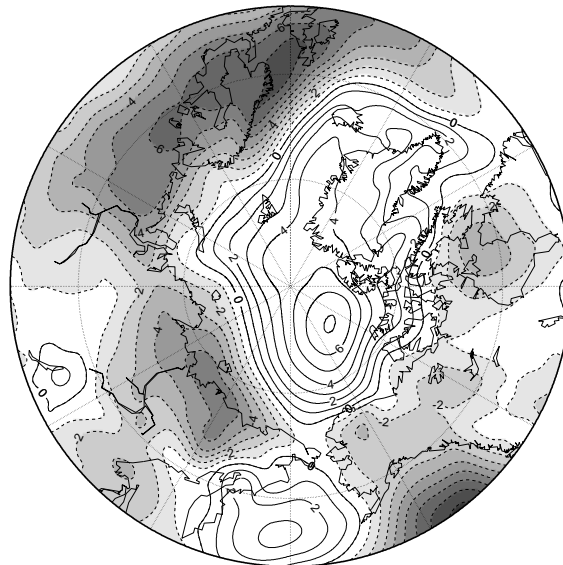
図 13 各月における EOF-2 のスコア時系列.

SLP Anomalies
JUN 2007 JCDAS



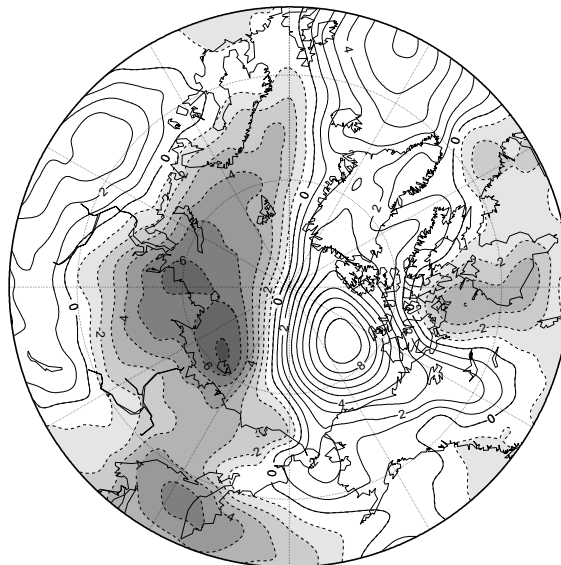
(a) 2007 年 6 月の SLP アノマリ.

SLP Anomalies
JUL 2007 JCDAS



(b) 2007 年 7 月の SLP アノマリ.

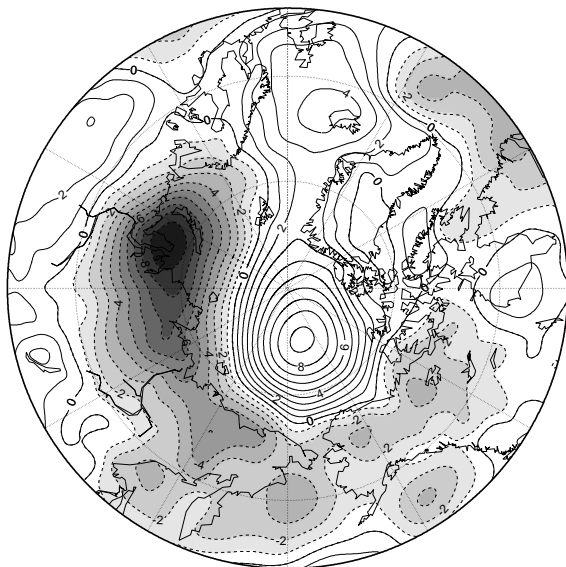
SLP Anomalies
AUG 2007 JCDAS



(c) 2007 年 8 月の SLP アノマリ.

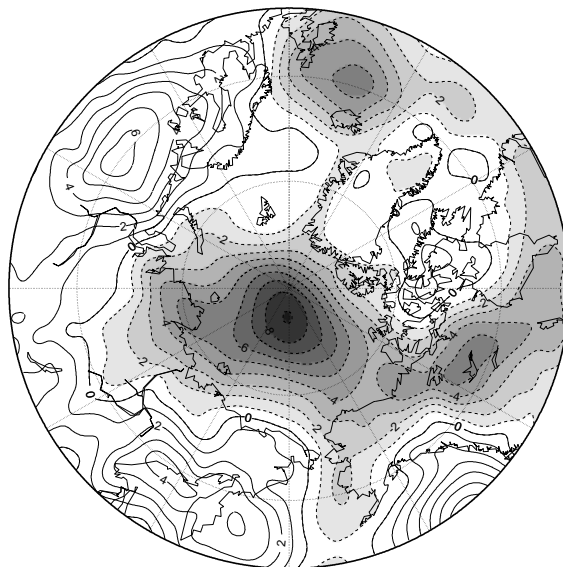
図 14 2007 年 6, 7, 8 月の SLP アノマリ.

SLP Anomalies
JUN 2010 JCDAS



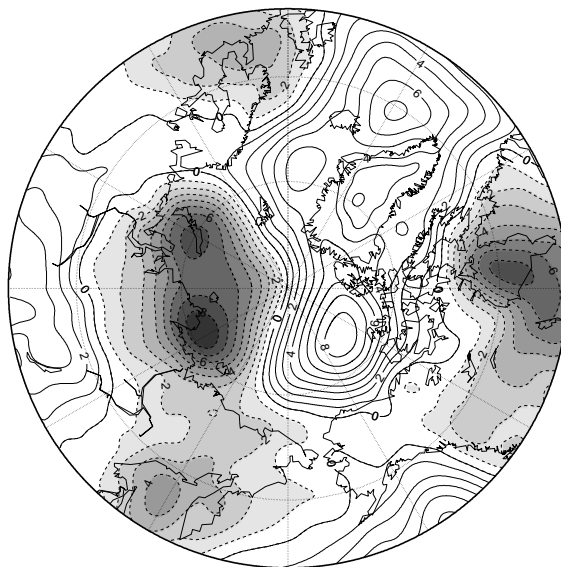
(a) 2010 年 6 月の SLP アノマリ.

SLP Anomalies
JUL 2010 JCDAS



(b) 2010 年 7 月の SLP アノマリ.

SLP Anomalies
AUG 2010 JCDAS



(c) 2010 年 8 月の SLP アノマリ.

図 15 2010 年 6, 7, 8 月の SLP アノマリ.

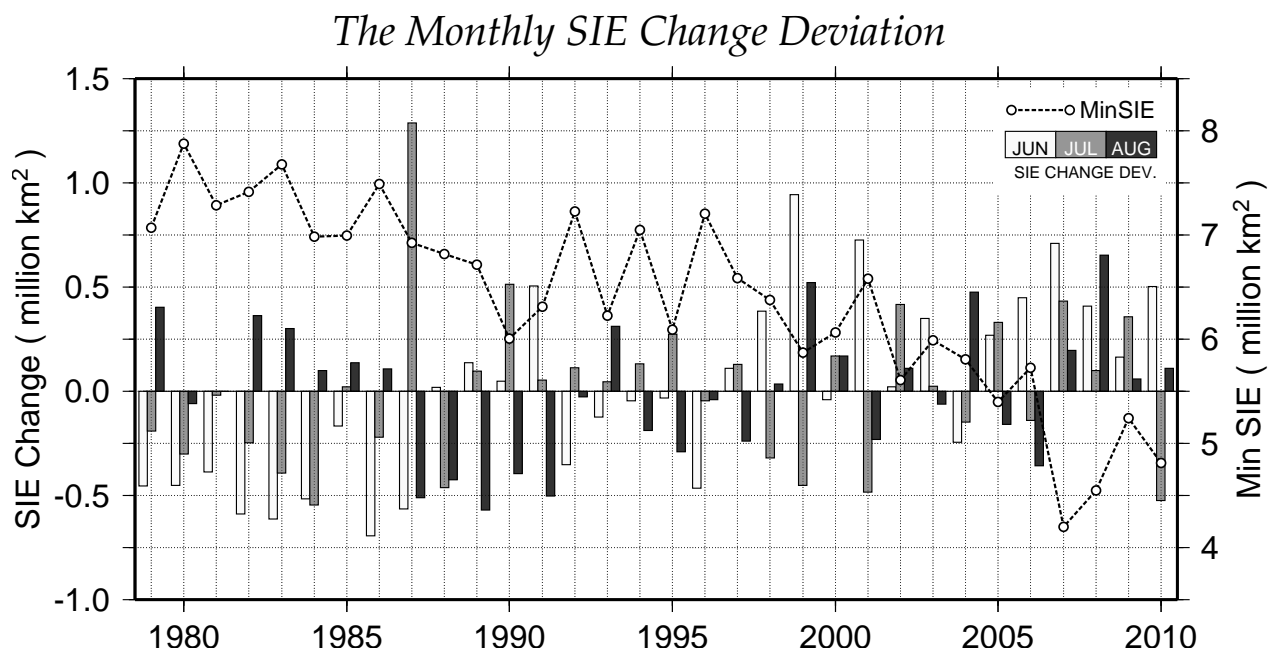
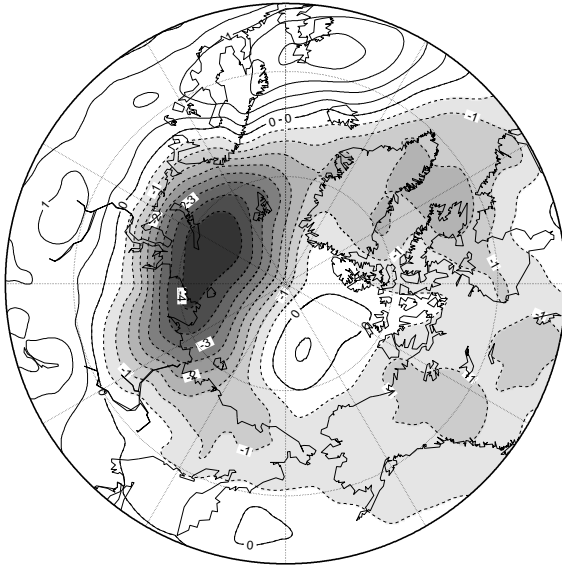


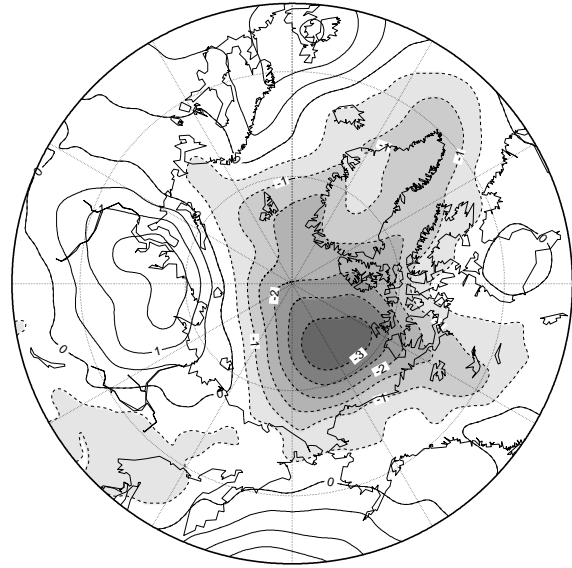
図 16 夏季各月における海氷減少量の平均からの偏差 (左軸) と SIE 最小値 (右軸) の時系列. 棒グラフが, 各月 (6, 7, 8 月) の平均海氷減少量からの偏差を示す. 6 月は白色, 7 月は灰色, 8 月は黒色の棒である. 棒グラフが正偏差だと, 平均値よりも SIE 減少量が多い事を, 負偏差は平均値よりも SIE 減少量が少ないことを示す. 点線は各年の SIE 最小値を示す.

Composite SLP Anomalies
STATE 1



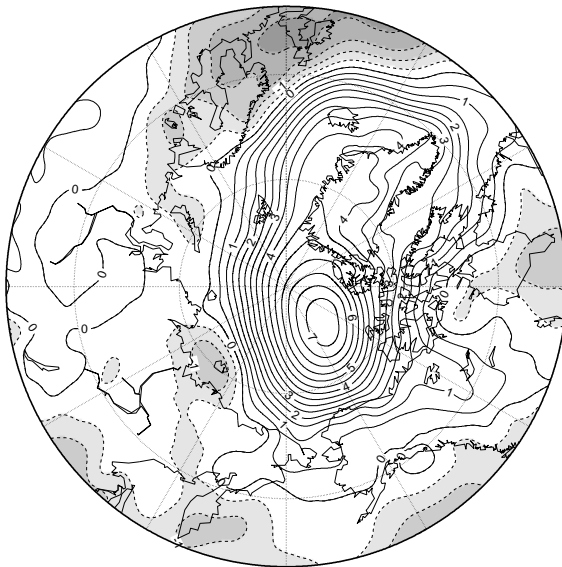
(a) State 1 の SLP アノマリのコンポジット.

Composite SLP Anomalies
STATE 2



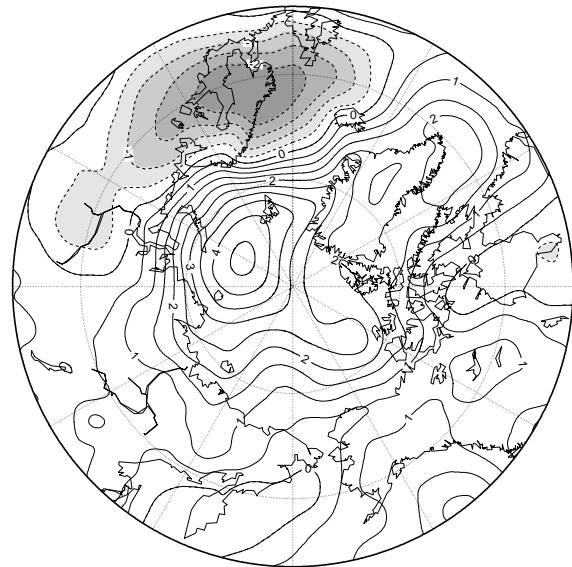
(b) State 2 の SLP アノマリのコンポジット.

Composite SLP Anomalies
STATE 3



(c) State 3 の SLP アノマリのコンポジット.

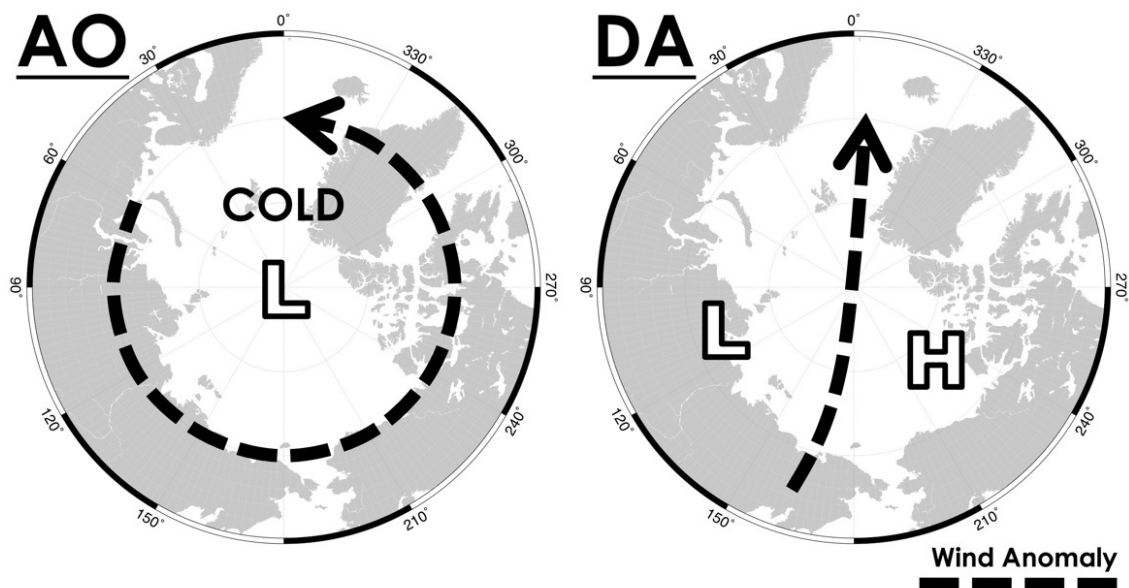
Composite SLP Anomalies
STATE 4



(d) State 4 の SLP アノマリのコンポジット.

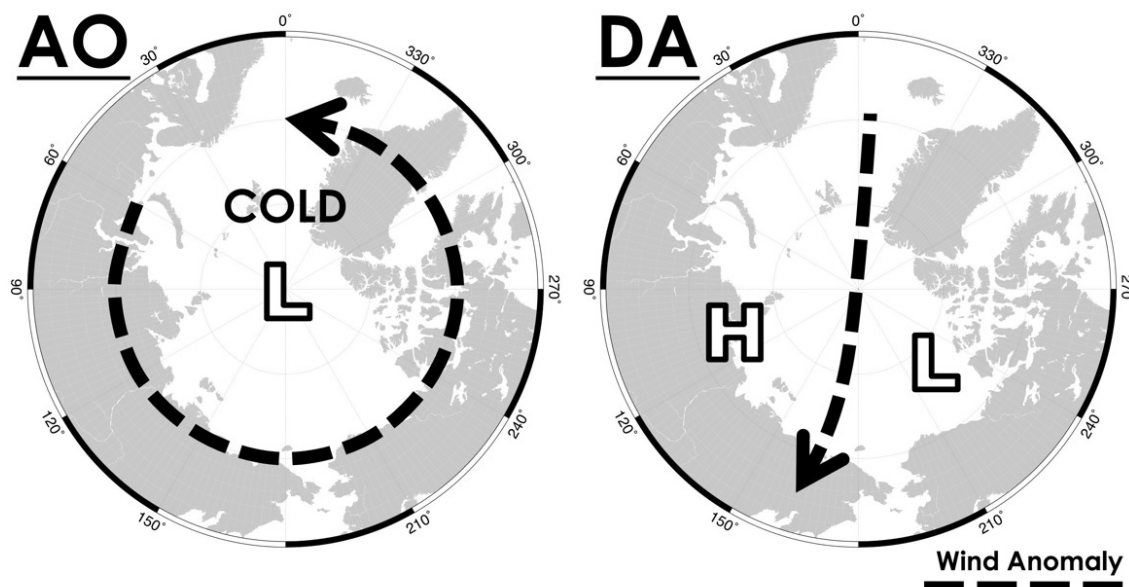
図 17 各 Climate State での SLP アノマリのコンポジット.

State.1 (positive AO / positive DA)



(a) Climate State 1 の概念図.

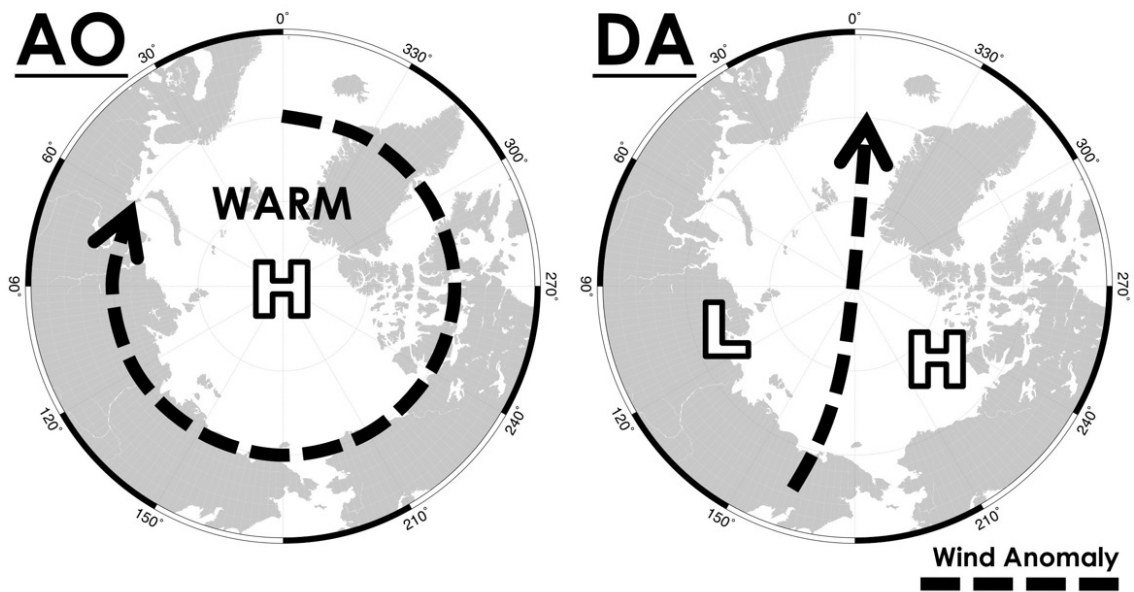
State.2 (positive AO / negative DA)



(b) Climate State 2 の概念図.

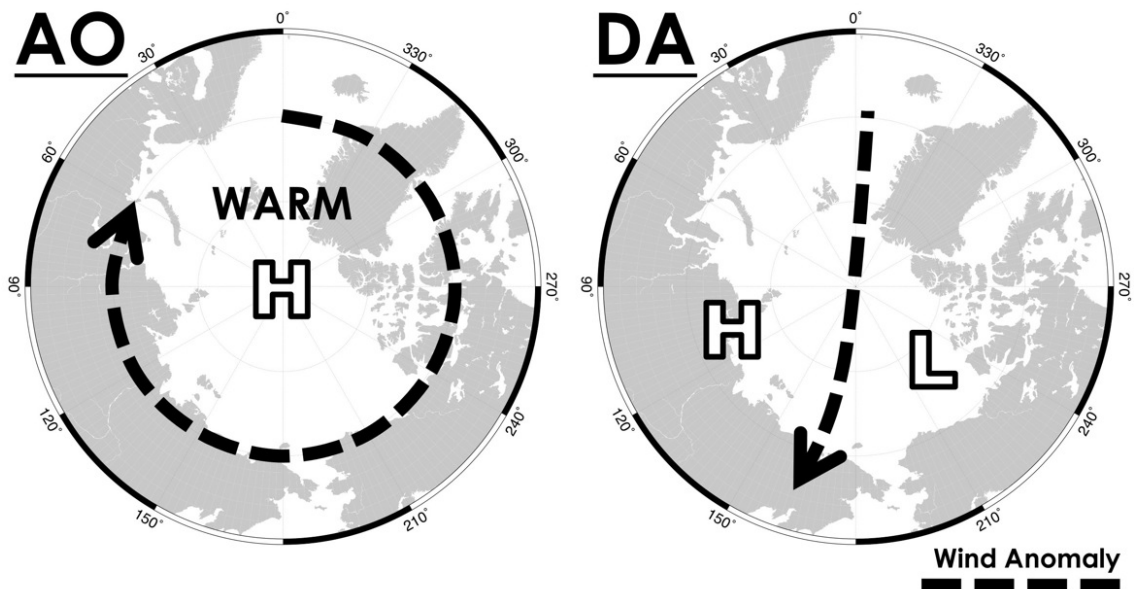
図 18 Climate State 1, 2 の概念図. 左列が AO に対応する気圧偏差や気温偏差, 風の偏差を示す. 右列が DA に対応する気圧偏差や気温偏差, 風の偏差を示す. H や L は気圧偏差, COLD や WARM は気温偏差, 破線矢印が風の偏差を表す.

State.3 (negative AO / positive DA)



(a) Climate State 3 の概念図.

State.4 (negative AO / negative DA)



(b) Climate State 4 の概念図.

図 19 Climate State 3, 4 の概念図. 左列が AO に対応する気圧偏差や気温偏差, 風の偏差を示す. 右列が DA に対応する気圧偏差や気温偏差, 風の偏差を示す. H や L は気圧偏差, COLD や WARM は気温偏差, 破線矢印が風の偏差を表す.

DAI (EOF2)



図 20 夏季 EOF-1, EOF-2 の散布図と SIE 変化との関係. 横軸に EOF-1, 縦軸を EOF-2 をとり対象年の散布図を描いた. プロットの大きさは SIE 最小値に比例し, その年の SIE 最小値が平均 SIE 最小値を上回るほど大きな黒点で示す. 白抜きの点は, その年が平均 SIE 最小値よりも SIE 最小値が多かったことを示す. 破線は閾値 ($\pm 1.0 \sigma$) を表し, この破線領域の外側を有意な年として解析対象とした.