

北半球中高緯度の温暖化ならびに
北極温暖化増幅に対する北極振動の影響

2013年1月

長 門 祐 太

北半球中高緯度の温暖化ならびに
北極温暖化増幅に対する北極振動の影響

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

長 門 祐 太

Contribution from Arctic Oscillation to Recent Subarctic Warming and Arctic Amplification

Yuta NAGATO

Abstract

Climate change associated with recent Northern Hemispheric warming is most prominent in the Arctic and subarctic. This Arctic warming is twice as large as global warming, and called Arctic amplification.

Arctic Oscillation (AO) is the most dominant atmospheric phenomenon in the Northern Hemisphere. Surface air temperature shows warmer (cooler) than normal over Siberia and Canada, and cooler (warmer) around Greenland when the AO index is positive (negative).

In this study, I estimate the contribution from the AO to subarctic warming and Arctic amplification in recent decades.

When surface air temperature is analyzed by EOF, the AO pattern appears in the EOF-1, and Arctic amplification pattern appears in the EOF-2. The score time series trend of the AO pattern (EOF-1) shows negative and spatial distribution of the AO pattern shows positive trend around Greenland, and negative trend in Siberia during 2000 - 2011. This warming trend by AO pattern explains the half of actual warming trend around Greenland. From this result, it is found that the AO contributes local warming in recent years. Moreover, it is thought that this warming causes melting snow on Greenland.

Meanwhile, the Arctic amplification pattern (EOF-2) is important for rapid warming over Arctic Ocean in recent years. The sea ice concentration regressed with score time series of EOF-2 resembles the spatial distribution of long term trend of sea ice concentration. Therefore, it is thought that the EOF-2 relate to sea ice concentration variability. However, rapid warming trend over Arctic Ocean is distributed from surface to lower stratosphere. The warming trend of EOF-2 influences surface warming, but does not influence higher atmosphere. The warming from higher troposphere to lower stratosphere is caused by negative AO index trend in recent 10 years.

In this study, it is not understood that the AO builds the mechanism of these temperature distributions. However, it is found that the AO is related to recent Arctic warming around Greenland and higher atmosphere.

Key Words: Arctic Oscillation, Arctic amplification, Arctic warming

目次

Abstract	i
目次	ii
図目次	iii
1 はじめに	1
2 目的	3
3 使用データ	4
3.1 再解析データ	4
3.2 観測データ	5
4 解析手法	6
4.1 EOF 解析	6
4.2 特異値分解解析	9
5 結果	11
5.1 冬季北半球の気温の変動	11
5.1.1 地上気温の EOF 解析	11
5.1.2 地上気温と AOI の変動	12
5.1.3 気温のトレンドパターン	13
5.2 地上気温の EOF-1, 2 の影響	15
5.2.1 EOF-1, 2 のローカルな影響について	15
5.2.2 スコアの時系列との回帰	16
5.3 気温の変動との回帰	20
5.4 SVD 解析	22
6 考察	23
6.1 地上気温の変動成分の分離	23
6.2 AOI と地上気温の変動	24
6.3 AO のローカルな影響	24
6.4 気温の鉛直構造	25
7 結論	26
8 謝辞	28
参考文献	29

目 次

1	AO の空間構造	31
2	AO に伴う地上気温偏差の空間分布図	31
3	各再解析データの冬季地上気温の EOF-1	32
4	各再解析データの冬季地上気温の EOF-2	33
5	各再解析データの冬季地上気温の EOF-3	34
6	北緯 20 度以北の冬季の地上気温の時系列	35
7	AOI の時系列	36
8	地上気温の線形トレンドの空間分布	37
9	帯状平均気温の線形トレンドの鉛直断面 (1949 ~ 1970 年)	38
10	帯状平均気温の線形トレンドの鉛直断面 (1970 ~ 2000 年)	39
11	帯状平均気温の線形トレンドの鉛直断面 (2000 ~ 2011 年)	40
12	帯状平均気温の線形トレンドの鉛直断面 (1949 ~ 2011 年)	41
13	帯状平均気温の線形トレンドの鉛直断面 (1990 ~ 2011 年)	42
14	地上気温の EOF-1, 2 の線形トレンドの空間分布 (1949 ~ 1970 年)	43
15	地上気温の EOF-1, 2 の線形トレンドの空間分布 (1970 ~ 2000 年)	44
16	地上気温の EOF-1, 2 の線形トレンドの空間分布 (2000 ~ 2011 年)	45
17	地上気温の EOF-1 に回帰した SLP	46
18	地上気温の EOF-1 に回帰した順圧高度場	47
19	地上気温の EOF-1 に回帰した geopotential 高度	48
20	地上気温の EOF-1 に回帰した地上風	49
21	地上気温の EOF-2 に回帰した地上風	50
22	地上気温の EOF-1, 2 に回帰した帯状平均気温の鉛直断面	51
23	地上気温の EOF-1, 2 に回帰した東経 90 度の気温の鉛直断面	52
24	地上気温の EOF-1, 2 に回帰した西経 45 度の気温の鉛直断面	53
25	地上気温の EOF-1, 2 に回帰した帯状平均東西風の鉛直断面	54
26	地上気温の EOF-1 に回帰した海氷密接度	55
27	地上気温の EOF-2 に回帰した海氷密接度	56
28	グリーンランドの 850 hPa の気温と SLP の回帰	57
29	グリーンランドの 850 hPa の気温と地上気温の回帰	58
30	北緯 20 度以北平均の地上気温と SLP の回帰	59
31	北緯 20 度以北平均の地上気温と地上気温の回帰	60
32	北緯 60 度以北平均の地上気温と SLP の回帰	61
33	北緯 60 度以北平均の地上気温と地上気温の回帰	62
34	地上気温と SLP の SVD-1	63
35	地上気温と SLP の SVD-2	64
36	地上気温と順圧高度場の SVD-1	65

1 はじめに

1970 年以降、温室効果ガスの増加などの人為的起源の要因により温暖化が起こっている。特に、この温暖化の影響が顕著に現れているのが秋季から冬季にかけての北極域であり、全球平均に比べて気温の上昇率が約 2 倍大きいと指摘されている (Serreze and Francis 2006)。この現象は北極温暖化増幅 (Arctic amplification) と呼ばれている。この北極温暖化増幅が海氷面積の減少を引き起こし、それが全球的な気候の変化に影響を及ぼすという研究もある。例えば、Hori et al. (2011) では、日本を含む東アジア域への寒気の流入とバレンツ海やカラ海上の大気の状態が関連していることを示唆している。このようなことから近年、北極域温暖化増幅がどのようなメカニズムで起こるのかを解明するための研究が盛んに行われている。

北極温暖化増幅は古くから気候モデルの CO_2 増加に対する感度実験の結果として得られており、Manabe and Wetherald (1975) や Manabe and Stouffer (1980) では、雪氷の融解によるフィードバックで北極温暖化増幅が起こることを示唆した。これは CO_2 の増加に伴って、地表面のアルベドが減少している緯度帯と気温の上昇が顕著に見られる緯度帯が一致していること、さらにこの気温上昇が地表面付近で最も大きくなることがモデルの結果により示されたからである。しかし、その後の研究では、雪氷の融解以外のフィードバックの重要性も指摘されている。Graversen and Wang (2009) では、気候モデルの CO_2 増加の感度実験において、地表面のアルベドの変動がない場合であっても北極温暖化増幅が起こり、雲のフィードバックや中緯度から北極域への熱や水蒸気の輸送が重要な役割を果たすことを示した。この結果は Alexeev et al. (2005) の水惑星実験とも一致している。Solomon (2006) では、この中緯度からの熱や水蒸気の輸送は温帯低気圧によってもたらされることを示した。また、Overland et al. (2008) では、北極海上の海面更正気圧 (Sea Level Pressure: SLP) のダイポール構造が中緯度から北極海上への熱輸送をもたらすとしている。さらに、秋季から冬季の海氷減少による海洋から大気への熱供給の増加も北極温暖化増幅のメカニズムのひとつであるとされている (Screen and Simmonds 2010a)。これは夏の海氷の融解が大きくなることにより、冬季に向けての海氷の回復が遅れることに起因している (Serreze et al. 2009, 2011; Screen and Simmonds 2010b)。Inoue and Hori (2011) では、北極海上の海氷の縁で発生した低気圧が海洋からの熱を取り込み、北極域内部へそれを輸送することで温暖化を強める可能性があることを示唆している。このように北極温暖化増幅には様々なメカニズムが作用していると考えられている。しかし、それぞれのメカニズムの相対的な貢献度は定量的に評価されていない (吉森ほか 2012)。

一方で、冬季の北半球の中高緯度の気候大循環を支配する要因として北極振動 (Arctic Oscillation: AO) がある。AO とは、Thompson and Wallace (1998) によって提唱された北緯 60 度を挟んで南北に SLP が逆相関を持つ現象であり、冬季の北緯 20 度以北の SLP を経験的直交関数 (Empirical Orthogonal Function: EOF) 展開したときの第一主成分として

定義される。AO の SLP 偏差の地理的な特徴は、北極域で低圧偏差があり、それを取り囲むように北太平洋と大西洋に極大を持つような高圧偏差が分布している (図 1)。これに伴う地上気温の偏差の分布は、シベリアからヨーロッパにかけてとカナダ北西部で高温偏差、グリーンランド周辺で低温偏差となる (図 2)。このような分布の時を AO 指数 (AO Index: AOI) が正であると言い、AOI が負になると偏差の分布が全て逆転する。

AO は、主要な大気変動として古くから知られている北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation: NAO) との関連についても議論されており、NAO が AO の主要部分であるという見方もある。これは AO の SLP の構造が太平洋を除けばアイスランド低気圧とアゾレス高気圧のシーソーパターンである NAO の構造とよく一致することや、NAO 指数と AOI が有意に高い相関を持つからである。

AOI の変動に関して大橋・田中 (2009) では、IPCC-AR4 のモデル群を用いて AOI の 10 年スケールでの変動が外部強制の応答によって生じるものではなく、カオス的に変動する大気・海洋システムの内部変動として説明できること示唆している。これは、Hirata et al. (2011) との結果とも一致している。そして、この AOI の 10 年スケールでの変動が北半球の地上気温の変動と高い相関を持つことが示されている (Thompson and Wallace 1998)。特に、20 世紀後半は北半球中高緯度で平均した地上気温の上昇と AOI の正のトレンドがよく一致している。また、このときの北半球中高緯度での地上気温のトレンドの空間分布は、シベリア周辺やカナダ北部で顕著な温暖化トレンドを示す一方で、グリーンランド周辺では寒冷化のトレンドが見られ (Chapman and Walsh 1993)、このパターンが AO 正の構造によく似ている。以上のことから、北半球中高緯度の地上気温の変動と AO には何らかの関係があると考えられるようになった。Ohashi and Tanaka (2010) では、1950 年以降 AOI が正負のトレンドを示した期間ごとに地上気温の線形トレンドを調べた。その結果、空間分布が図 2 の AO に伴う地上気温の分布に似たパターンとなることを示し、AO が数十年スケールでの地上気温の変動をある程度コントロールしていることを示唆した。また、Nagato and Tanaka (2012) は EOF 解析を用いて、北半球中高緯度の地上気温の変動において卓越するパターンを抽出した。その結果、図 2 のような AO に伴う地上気温の構造が北極海を中心とするような温暖化パターンよりも卓越することを示し、自然変動である AO の北半球中高緯度における地上気温の変動への影響の重要性を示唆した。しかし、AO の変動による地上気温の変動だけでは半球規模での地上気温の変動を説明できず、様々なフィードバックを介することが重要であるとしている。

このように自然変動である AO は北半球中高緯度の気温の変動に対して重要であると考えられている。しかし、近年の北極域の気候変動として注目される北極温暖化増幅と AO の関係について議論された研究はない。

2 目的

AO は北半球中高緯度の SLP や地上気温の第一主成分として現れることから、北半球中高緯度での気温の変動や北極温暖化増幅に何らかの影響を及ぼしていることが十分に考えられる。そこで本研究では、Nagato and Tanaka (2012) で得られた結果を基に、AO が北半球中高緯度の気温の変動や北極温暖化増幅に対してどの程度影響を与えているのか定量的に評価することを目的とする。また、地上気温の変化だけでなく様々な気象要素に対して AO が与える影響を調べ、AO が北半球中高緯度の気候にどのような影響を与えるか調べる。

3 使用データ

3.1 再解析データ

再解析データとは、同一の数値予報モデルとデータ同化手法を用いて過去数十年間にわたりデータ同化を行い、長期間にわたってできる限り均質になるように作成したデータセットのことである。このような均質な大気解析データセットは、極めて信頼度の高い基礎資料になりうる。特に気候変動の解明、大気大循環の解析と全球のエネルギー循環の研究の際には有用である。

本研究で用いた再解析データは、アメリカ環境予報センター (National Centers for Environmental Prediction: NCEP) / アメリカ大気研究センター (National Centers for Atmospheric Research: NCAR) 再解析データ (以下, NCEP/NCAR), ヨーロッパ中期気象予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts: ECMWF) 40 Year Re-analysis (以下, ERA-40) ならびに ERA-Interim である。これらのデータの概要及び本研究で使用した気象要素は以下の通りである。

- NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996)
 - 水平グリッド数: 144×73 ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$)
 - 鉛直層数: 17 層 (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa)
 - 気象要素: 月平均気温 (Surface ならびに Pressure level), 月平均 SLP
 - 期間: 1948/49 ~ 2011/12 年の冬季 (DJF)

- ERA-40 (Uppala et al. 2005)
 - 水平グリッド数: 144×73 ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$)
 - 鉛直層数: 23 層 (1000, 925, 850, 775, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1 hPa)
 - 気象要素: 月平均 2 m 気温
 - 期間: 1957/58 ~ 2001/02 年の冬季 (DJF)

- ERA-Interim (Simmons et al. 2007)
 - 水平グリッド数: 240×121 ($1.5^\circ \times 1.5^\circ$)
 - 鉛直層数: 37 層 (1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1 hPa)
 - 気象要素: 月平均 2 m 気温
 - 期間: 1979/80 ~ 2011/12 年の冬季 (DJF)

これらのデータの偏差を利用する場合に用いる気候値は各データごとの期間全体の平均値とする。

3.2 観測データ

英国気象局気象研究部ハドレーセンター (Met Office Hadley Centre) の観測データセットより, HadCRUT3, HadSLP2, HadISST, HadAT2 を用いる。それぞれのデータの概要は以下の通りである。

- HadCRUT3

地上気温の気候値からの偏差の月平均データを 1850 年 1 月より提供している。格子間隔は $5^\circ \times 5^\circ$ である。
- HadSLP2

SLP の気候値からの偏差の月平均データを 1850 年 1 月 ~ 2004 年 12 月まで提供している。格子間隔は $5^\circ \times 5^\circ$ である。尚, 2005 年以降は HadSLP2r にアップデートされているが, このデータは HadSLP2 とデータの質が違うために不連続が生じるとされているため本研究では用いていない。
- HadISST

海面水温ならびに海氷密接度の $1^\circ \times 1^\circ$ の月平均データを 1870 年より提供している。本研究では, 1948 ~ 2011 年の 9 ~ 12 月の海氷密接度のデータを使用した。
- HadAT2

1966 ~ 1995 年を気候値とするラジオゾンデによる気温の偏差の値を 1958 年より提供している。水平のグリッド間隔は経度 $10^\circ \times$ 緯度 5° , 鉛直層数は 9 層 (850, 700, 500, 300, 200, 150, 100, 50, 30 hPa) である。本研究では, 主にグリーンランドの観測点における気温のデータを使用した。

4 解析手法

4.1 EOF 解析

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る。本研究では、北半球の気温の変動パターンを見るために各再解析データの北半球冬季 (DJF) の地上気温にこれを施す。

各年ごとの冬季の地上気温の偏差を x_t 、水平グリッド数を $N = m \times n$ とする。よって、ある年の地上気温の偏差は、

$$\mathbf{x}_t = (x_t(1) \ x_t(2) \ \cdots \ x_t(N))^T$$

となる。これを各年 $t(t = 1, 2, \dots, T)$ ごとに考えるとデータ行列 \mathbf{X}

$$\mathbf{X} = (\mathbf{x}_1 \ \mathbf{x}_2 \ \cdots \ \mathbf{x}_T) = \begin{pmatrix} x_1(1) & x_2(1) & \cdots & x_T(1) \\ x_1(2) & x_2(2) & \cdots & x_T(2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_1(N) & x_2(N) & \cdots & x_T(N) \end{pmatrix}$$

となる。このデータ行列 \mathbf{X} に対して分散共分散行列 \mathbf{A} を考えると、

$$\begin{aligned} \mathbf{A} \equiv \frac{1}{T} \mathbf{X} \mathbf{X}^T &= \frac{1}{T} \begin{pmatrix} x_1(1) & x_2(1) & \cdots & x_T(1) \\ x_1(2) & x_2(2) & \cdots & x_T(2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_1(N) & x_2(N) & \cdots & x_T(N) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1(1) & x_1(2) & \cdots & x_1(N) \\ x_2(1) & x_2(2) & \cdots & x_2(N) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_T(1) & x_T(2) & \cdots & x_T(N) \end{pmatrix} \\ &= \begin{pmatrix} \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_t(1)x_t(1) & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_t(1)x_t(2) & \cdots & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_t(1)x_t(N) \\ \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_t(2)x_t(1) & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_t(2)x_t(2) & \cdots & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_t(2)x_t(N) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_t(N)x_t(1) & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_t(N)x_t(2) & \cdots & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_t(N)x_t(N) \end{pmatrix} \end{aligned}$$

となる。このとき、緯度による格子の面積の違いを考慮し、各データに対して緯度 θ の重みづけをするため、それぞれの格子点データに $\sqrt{\cos \theta}$ をかけている。この分散共分散行列 \mathbf{A} の固有値問題を解くことにより、固有値 $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_N$ と、それに対応する固有ベクトル $\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2, \dots, \mathbf{v}_N$ を得る。 \mathbf{A} は対称行列なので、全ての固有ベクトルを $|\mathbf{v}_i| = 1$ とすると、

固有ベクトルが正規直交系を成すようになる。よって、ある年 t における偏差 x_t を

$$\mathbf{x}_t = \begin{pmatrix} x_t(1) \\ x_t(2) \\ \vdots \\ x_t(N) \end{pmatrix} = s_1(t)\mathbf{v}_1 + s_2(t)\mathbf{v}_2 + \cdots + s_N(t)\mathbf{v}_N$$

のように正規直交展開することができる。この固有ベクトル \mathbf{v}_i のことをモードと呼び、ある \mathbf{v}_i に対する全ての年の展開係数 $s_i(t) (t = 1, 2, \dots, T)$ をモード i のスコア時系列と呼ぶ。固有ベクトル \mathbf{v}_i は正規化されているため $|\mathbf{v}_i|$ は等しいので、スコアの分散が最も大きな項が偏差場に最も影響し、この項の固有ベクトルが最も影響している空間パターンとなる。

さらに、分散共分散行列 A はその固有ベクトルを列ベクトルとする行列 $V = (\mathbf{v}_1 \ \mathbf{v}_2 \ \cdots \ \mathbf{v}_N)^T$ によって対角化することができる。

$$V^{-1}AV = \begin{pmatrix} \lambda_1 & & & 0 \\ & \lambda_2 & & \\ & & \ddots & \\ 0 & & & \lambda_N \end{pmatrix}$$

行列 V は直交行列であるので、 $V^{-1} = V^T$ が成り立ち、

$$V^TAV = \begin{pmatrix} \lambda_1 & & & 0 \\ & \lambda_2 & & \\ & & \ddots & \\ 0 & & & \lambda_N \end{pmatrix}$$

となる。ここで、 $A \equiv \frac{1}{T}XX^T$ であるので、

$$\frac{1}{T}V^TXX^TV = \frac{1}{T}(V^TX)(V^TX)^T = \begin{pmatrix} \lambda_1 & & & 0 \\ & \lambda_2 & & \\ & & \ddots & \\ 0 & & & \lambda_N \end{pmatrix}$$

となる。左辺の $V^T X$ は,

$$\begin{aligned} V^T X &= (v_1 \ v_2 \ \cdots \ v_N)^T (x_1 \ x_2 \ \cdots \ x_T) \\ &= \begin{pmatrix} v_1^T \\ v_2^T \\ \vdots \\ v_N^T \end{pmatrix} (x_1 \ x_2 \ \cdots \ x_T) = \begin{pmatrix} v_1^T x_1 & v_1^T x_2 & \cdots & v_1^T x_T \\ v_2^T x_1 & v_2^T x_2 & \cdots & v_2^T x_T \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ v_N^T x_1 & v_N^T x_2 & \cdots & v_N^T x_T \end{pmatrix} \end{aligned}$$

となり, $v_i^T x_t = v_i \cdot x_t = s_i(t)$ より,

$$V^T X = \begin{pmatrix} s_1(1) & s_1(2) & \cdots & s_1(T) \\ s_2(1) & s_2(2) & \cdots & s_2(T) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ s_N(1) & s_N(2) & \cdots & s_N(T) \end{pmatrix}$$

となる。よって,

$$\begin{aligned} \frac{1}{T} (V^T X) (V^T X)^T &= \frac{1}{T} \begin{pmatrix} s_1(1) & s_1(2) & \cdots & s_1(T) \\ s_2(1) & s_2(2) & \cdots & s_2(T) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ s_N(1) & s_N(2) & \cdots & s_N(T) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_1(1) & s_2(1) & \cdots & s_N(1) \\ s_1(2) & s_2(2) & \cdots & s_N(2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ s_1(T) & s_2(T) & \cdots & s_N(T) \end{pmatrix} \\ &= \begin{pmatrix} \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T s_1(t)s_1(t) & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T s_1(t)s_2(t) & \cdots & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T s_1(t)s_N(t) \\ \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T s_2(t)s_1(t) & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T s_2(t)s_2(t) & \cdots & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T s_2(t)s_N(t) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T s_N(t)s_1(t) & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T s_N(t)s_2(t) & \cdots & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T s_N(t)s_N(t) \end{pmatrix} \end{aligned}$$

となり, スコアの分散が固有値となることがわかる。つまり, 固有値 λ_i が最も大きいモードに対応する固有ベクトル v_i が EOF-1 となる。また, 固有値の大きい方から順に $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_i, \dots, \lambda_N$ とした時

$$\frac{\lambda_i}{\lambda_1 + \lambda_2 + \cdots + \lambda_i + \cdots + \lambda_N} \times 100(\%)$$

が EOF-i の寄与率となる。

4.2 特異値分解解析

特異値分解 (Singular Value Decomposition: SVD) 解析は、異なる二つの物理量の場を表す時系列群から相互関係の強いモードをそれぞれの変数について同時に抽出する解析手法である。あるデータ行列

$$\mathbf{A}(x, t) = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & \cdots & a_{1T} \\ a_{21} & a_{22} & \cdots & a_{2T} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{N1} & a_{N2} & \cdots & a_{NT} \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{B}(x, t) = \begin{pmatrix} b_{11} & b_{12} & \cdots & b_{1T} \\ b_{21} & b_{22} & \cdots & b_{2T} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ b_{M1} & b_{M2} & \cdots & b_{MT} \end{pmatrix}$$

を考える。どちらも時間平均を除去したアノマリである。本研究では、これらを SLP や地上気温などの再解析データから得られた気象要素として解析を行う。行列 \mathbf{A} は $N \times T$ 、 \mathbf{B} は $M \times T$ で、空間座標の次元は異なるが、時系列のデータ数 T は揃える必要がある。これらのデータ行列の共分散行列 \mathbf{C} を計算すると、

$$\mathbf{C} = \frac{1}{T} \mathbf{A} \mathbf{B}^T = \begin{pmatrix} \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T a_{1t} b_{1t} & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_{1t} x_{2t} & \cdots & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_{1t} x_{Mt} \\ \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T a_{2t} b_{1t} & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_{2t} x_{2t} & \cdots & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_{2t} x_{Mt} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T a_{Mt} b_{1t} & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_{Mt} x_{2t} & \cdots & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_{Mt} x_{Mt} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T a_{Nt} b_{1t} & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_{Nt} x_{2t} & \cdots & \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_{Nt} x_{Mt} \end{pmatrix}$$

であり、 \mathbf{C} は $N \times M$ (ここでは、 $N \geq M$ とする) の長方形列となる。任意の長方形列は SVD が可能であるので、

$$\mathbf{C} = \frac{1}{T} \mathbf{A} \mathbf{B}^T = \mathbf{U} \mathbf{\Sigma} \mathbf{V}^T$$

となる。ここで、右辺のそれぞれの行列は

$$\begin{aligned}
 U &= \begin{pmatrix} u_1(1) & u_2(1) & \cdots & u_N(1) \\ u_1(2) & u_2(2) & \cdots & u_N(2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ u_1(N) & u_2(N) & \cdots & u_N(N) \end{pmatrix} \\
 V &= \begin{pmatrix} v_1(1) & v_1(2) & \cdots & v_1(M) \\ v_2(1) & v_2(2) & \cdots & v_2(M) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ v_M(1) & v_M(2) & \cdots & v_M(M) \end{pmatrix} \\
 \Sigma &= \begin{pmatrix} \sigma_1 & & & \\ & \sigma_2 & & 0 \\ & & \ddots & \\ 0 & & & \sigma_M \\ & 0 & & \end{pmatrix}
 \end{aligned}$$

となっている。尚、簡単のために $\frac{1}{T}$ は省略している。 $U^{N \times N}$ と $V^{M \times M}$ は共に正規直交行列であり、 $\Sigma^{N \times M}$ は rank 数だけゼロではない特異値を成分とする対角行列である。データ行列 A, B はそれぞれ特異ベクトル U, V を用いて

$$A = UP, \quad B = VQ$$

のように直交展開できる。ここで、 $P^{N \times K}$ と $Q^{M \times K}$ は共に時系列データで、EOF 解析でのスコアのようなものを表している。本研究では、SVD 解析におけるこの値もスコアと呼ぶこととする。これらは、特異ベクトルの直交性により

$$P = U^T A, \quad Q = V^T B$$

のように求めることができる。EOF では固有値の和がデータ行列の分散の和を意味したが、SVD では共分散の 2 乗和を考える。つまり、展開係数の時系列 $p_i(t)$ と $q_i(t)$ の共分散の大きさが一番大きくなる成分が第 1 モード (SVD-1) となり、 $A(x, t)$ と $B(x, t)$ の変動の共分散を最もよく説明する成分となる。また、全モードにおける特異値の 2 乗和 (共分散の全 2 乗和) に対する第 i モードにおける特異値の 2 乗の割合を Squared Covariance Fraction (SCF) と呼ぶ。

5 結果

5.1 冬季北半球の気温の変動

5.1.1 地上気温の EOF 解析

本節では, Nagato and Tanaka (2012) で得られた冬季の地上気温の EOF の構造が他の再解析データでも見られるか確認し, 本研究で主に用いる NCEP/NCAR 再解析データがその他の再解析データと比べて大きく異なる点がないかを調べる. また, 半球規模での地上気温がどのようなパターンによって変動しているのかを調べる.

図 3 ~ 図 5 は, NCEP/NCAR, ERA-Interim, ERA-40 の各再解析データの北緯 20 度以北の DJF 平均地上気温に対して EOF 解析を行い抽出された第 1 モード (EOF-1) ~ 第 3 モード (EOF-3) の固有ベクトルの空間分布とスコアの時系列を表している. 固有ベクトルの空間分布とスコアの時系列はそれぞれ, 左上と実線が NCEP/NCAR, 右上と破線が ERA-Interim, 下と一点鎖線が ERA-40 である. 固有ベクトルの空間分布においてコンター間隔は全て 0.5 K で, 実線が正, 破線が負の偏差を表している.

EOF-1(図 3) の固有ベクトルの空間分布を見ると, 全ての再解析データに共通してユーラシア大陸の北部と北アメリカ大陸上で正, グリーンランド周辺とベーリング海上で負の偏差を示しており, 図 2 のような気温の AO パターンとなっている. ユーラシア大陸北部の正の偏差のピークは東シベリアにあり, その値は NCEP/NCAR と ERA-Interim で約 2.5 K で, ERA-40 ではそれより少し大きい約 3.5 K となっている. 一方で, グリーンランド周辺の負の偏差のピークはラブラドル海上にあり, NCEP/NCAR で約 3 K であるのに対して, ERA-Interim と ERA-40 では 2 ~ 2.5 K となっている. これらのことから, 各データ間の固有ベクトルの正負の分布は一致しているものの, その値はデータ間で多少の差があることがわかる. スコアの時系列は各再解析データ間に解析期間の差があるものの 3 つのデータに共通する期間 (1980 ~ 2002 年) では, 時系列の変動がほぼ一致している. 各再解析データの EOF-1 の寄与率は NCEP/NCAR が 21.2%, ERA-Interim が 24.7%, ERA-40 が 25.4% となっている. つまり, 再解析データ間にわずかな違いはあるものの, 北緯 20 度以北の冬季地上気温の変動のおよそ 1/5 ~ 1/4 はこの気温の AO パターンによって説明できることになる.

次に EOF-2(図 4) では, NCEP/NCAR と ERA-Interim には似たようなパターンが現れたものの, ERA-40 のみ異なるパターンが現れる結果となった. NCEP/NCAR と ERA-Interim の固有ベクトルの空間分布は北極海全体を正の偏差が覆っているパターンが見られる. 特にバレンツ海上での正の偏差が大きいことが特徴である. その一方で, 東シベリア周辺が弱い負の偏差に覆われていることも注目すべき特徴である. また, スコアの時系列を見ると, NCEP/NCAR と ERA-Interim は正のトレンドを持っており, これらの EOF-2 のパターンが北極海を中心とするような温暖化パターンを示していることがわかる. 特に

2000年以降、スコアの正のトレンドが大きくなる。これは北極温暖化増幅を表していると考えられる。一方で、ERA-40では北極海上の正の偏差は見られず、北アメリカ大陸北部を正の偏差が覆うようなパターンとなっており、その東側にあたるラブラドル海上に正偏差のピークが見られる。このラブラドル海上の正の偏差のピークはNCEP/NCARにも見られている。スコアの時系列はトレンドは持っておらず、ニュートラルに年々変動している。EOF-2にはデータの違いによる固有ベクトルの空間構造やスコアの時系列の違いが見られた。Ohashi and Tanaka (2010) と Nagato and Tanaka (2012) の結果の比較から、これらの違いはデータの質の違いと言うよりも解析期間の違いによるものであると考えられる。NCEP/NCAR や ERA-Interim に見られる北極温暖化パターンが現れるためには2000年以降のデータが含まれることが重要であると考えられる。それぞれのデータのEOF-2の寄与率は、NCEP/NCAR が15.1%、ERA-Interim が16.2%、ERA-40 が11.4%となっている。

最後に、EOF-3(図5)を見ると、固有ベクトルの空間分布はユーラシア大陸中央を正の偏差が覆い、バレンツ海上で負の偏差となるようなパターンが3つの再解析データに共通している。一方で、NCEP/NCAR と ERA-Interim では北アメリカ大陸上で正の偏差が分布しているのに対して、ERA-40では負の偏差が分布しているという違いがある。NCEP/NCAR ならびに ERA-Interim の EOF-3 の固有ベクトルの構造は ERA-40 の EOF-2 の構造に似ているようにも見える。スコアの時系列は3つの再解析データ間で似た変動をしている。寄与率はNCEP/NCAR で10.3%、ERA-Interim が10.9%、ERA-40 が9.6%となっている。また図には示していないが、EOF-4以降になるとデータごとに固有ベクトルの空間分布やスコアの時系列の特徴的なパターンが少しずつ異なっている。

5.1.2 地上気温とAOIの変動

図6は、HadCRUT3の北緯20度以北平均した冬季地上気温の気候値からの偏差の時系列である。点線が年々変動、太実線が11年移動平均、細実線がトレンドを表している。また、図7はThompson and Wallace (1998)の定義に従って求めたAOIである。点線がHadSLPを用いて求めたAOIであり、それを11年移動平均したものが太実線である。HadSLPはデータの期間が2004年までであるため、それを補うために細実線でNCEP/NCARを用いて計算したAOIを描いている。図6を見ると年々変動は大きいものの全体として100年で約+1 Kとなるような正のトレンドがあり、その上に約50年周期の長周期の変動が重なっていることがわかる。トレンドを除いて考えると、1920~1950年と1970~2000年の各期間で負フェーズから正のフェーズへと変化する正のトレンド、1950~1970年の間で正のフェーズから負のフェーズへと変化する負のトレンドが見られる。また、1920年以前と2000年以降は負のトレンドを持っているように見え、1950~1970年と同様に正のフェーズから負のフェーズへの移行期間であると考えられる。約50年の1周期の内、上昇トレンドを示す期間が約30年で、下降トレンドを示すのが約20年となっており、上昇トレンドを

示す期間の方が長いという特徴が見られる。同様に、AOIの変動(図7)を見ると、地上気温の時系列のように長期間の明瞭なトレンドは持っておらず、年々変動が非常に大きいことがわかる。しかし11年移動平均の時系列を見ると、地上気温の時系列と比べて顕著ではないものの正負のフェーズが確認できる。1930~1960年で負のトレンドを示し、1960~1990年で正のトレンドを示している。その後はAOIが -3σ を記録した2009/10年に向かって負のトレンドを示している。Ohashi and Tanaka (2010) や Nagato and Tanaka (2012) では、AOIの長周期の変動はおよそ40年であると考えられていたが、より長期間のデータを見てみると60年ほどの周期が見えてきた。この周期は北緯20度以北で平均した地上気温の変動よりも10年ほど長いことは注目すべき点である。

5.1.3 気温のトレンドパターン

本節では、図6の北緯20度以北平均の地上気温の変動において正負のトレンドが見られた期間ごとに、NCEP/NCARを用いて気温のトレンドの空間分布や鉛直断面を調べた。同様の解析はOhashi and Tanaka (2010) や Nagato and Tanaka (2012) でも行われているが、5.1.2章ではこれらの研究で見られた結果よりもさらに長い期間でのトレンドが見られたため、トレンドを取る期間を変えて解析を行った。

図8は地上気温のトレンドの空間分布を示している。期間は北緯20度以北平均の地上気温のトレンドが負を示していた1949~1970年(左上)と2000~2011年(左下)、正のトレンドを示していた1970~2000年(右上)、そして期間全体である1949~2011年(右下)である。実線が正のトレンド、破線が負のトレンドを表している。コンター間隔は左上と右上が0.5 K/decade、左下が1 K/decade、右下が0.2 K/decadeとなっている。

まず期間全体の長期トレンド(図8右下)を見ると、北極海上全体を正のトレンドが覆い、それを中心として全体的に正のトレンドが分布している。長期の温暖化トレンドは北極海を中心としており、これは先行研究の結果とも一致している。

次に各期間ごとのトレンドの空間分布を見ていく。北緯20度以北平均では負のトレンドが見られた1949~1970年(図8左上)では、全体的に負のトレンドが支配的である。特に、ユーラシア大陸や北アメリカ大陸上に大きな負のトレンドが分布している。また、バレンツ海からグリーンランド海にかけての領域も負のトレンドに覆われている。一方で、ラブラドル海上やグリーンランド周辺を中心として北極海上は正のトレンドが支配的である。この正のトレンドの分布はアラスカまで広がっている。この期間はAOIが負のフェーズであり、小さいながら負のトレンドを持っている。そのため図2とは正負が逆転したAO負に伴う地上気温のパターンに似た構造がトレンドに現れていると考えられる。続く1970~2000年(図8右上)は北緯20度以北平均の地上気温の変動では正のトレンドが見られた期間である。1970年以降は温室効果ガスの排出等による人為的な温暖化が顕著に現れるようになった期間であるが、それに一致するように全球的に正のトレンドが分布している。

特徴的なのは、1949～1970年(図8左上)とは反対にユーラシア大陸や北アメリカ大陸上で顕著な正のトレンドが分布していることである。これは図2に見られるようなAO正に伴う地上気温の分布と一致しており、この期間はAOIが正のトレンドを持っていることからこのような分布になると考えられる。しかし、グリーンランド周辺ではグリーンランド海上の正のトレンドの他には特徴的な分布は見られず、この点では図2と異なる。Ohashi and Tanaka (2010)では、1969～1989年のトレンドの空間分布を見ており、この期間ではグリーンランド上に負のトレンドが見られている。2000～2011年(図8左下)は、1970年以降の北緯20度以北平均の地上気温の正のトレンドが止まり、弱い負のトレンドを示し始めている期間である。空間分布の特徴は1949～1970年(図8左上)と非常によく似ており、大陸上で負のトレンド、グリーンランド周辺で正のトレンドとなっている。北極海上は海陸の境目で負のトレンドが分布しているが、全体としては正のトレンドに覆われている。

図9から図13は、図8と同様の期間と北極温暖化増幅が見られるようになった1990年以降(1990～2010年)における帯状平均気温の緯度高度断面である。実線が正のトレンド、破線が負のトレンドを表している。コンター間隔は図12のみ0.1 K/decadeで、その他は0.2 K/decadeである。図9は1949～1970年のトレンドである。分布を見ると、下層では北緯70度以北で正のトレンド、それより南では負のトレンドが分布し、北緯60～70度の地表面付近で気温の勾配が大きくなっている。また、上層では一部正のトレンドが見られるものの全体的に負のトレンドとなっており、北緯60度付近の200 hPaにピークがある。図10は、1970～2000年のトレンドである。この期間も1949～1970年(図9)と同様に、上層では全体的に負のトレンドとなっている。しかし、ピークの位置は高緯度側に移っている。また、地表面付近は一樣に正のトレンドに覆われている。北極域の800 hPa付近には負のトレンドも分布している。図11は2000～2011年のトレンドを示しているが、前の二つの期間と違い北緯70度以北は上層から下層まで一樣に正のトレンドとなっている。ピークは200 hPaと地表面付近にある。一方で、北緯40～65度の地表面付近は負のトレンドが分布し、上層では正のトレンドとなっている。これは図8(左下)で見られた大陸上での寒冷化トレンドを反映していると考えられる。1949～2011年の長期の気温のトレンド(図12)は、下層は一樣に正のトレンドを示し、高緯度の上層は負のトレンドとなっている。北極域の地表面付近に正のトレンドのピークがあり、海氷の減少等による地表面付近の強い温暖化が顕著に現れていることがわかる。また、北極域での温暖化増幅が見られるようになったとされる1990年以降に着目すると図13のようになる。尚、この期間はAOIが顕著な負のトレンドを示した期間と一致している。北緯60度以北の北極域を見ると、地表面付近から成層圏下層まで一樣に温暖化トレンドが広がっている。また、そのピークは地表面付近と100 hPa付近の二つに分かれていることがわかる。

5.2 地上気温の EOF-1, 2 の影響

Nagato and Tanaka (2012) では、北緯 20 度以北平均の地上気温の変動に図 3(左上)の AO に伴う地上気温の構造は影響を及ぼさないことを示した。そこで本章では、NCEP/NCAR の地上気温の EOF 解析によって得られた第一成分、第二成分がローカルにはどの程度影響を及ぼしているのかを調べる。また、これらの成分の変動に対してその他の気象要素がどのように変動するか回帰分析を用いて調べる。

5.2.1 EOF-1, 2 のローカルな影響について

図 14 から図 16 は、地上気温の EOF-1(左上)、EOF-2(右上)とこれら二つの成分を足した EOF-1+2(下)の三成分の各期間ごとのトレンドの空間分布を表している。実線が正のトレンド、破線が負のトレンドを表している。図 14 が 1949~1970 年、図 15 が 1970~2000 年、図 16 が 2000~2011 年のトレンドとなっている。これらの成分のローカルな影響を調べるために、特に AO の影響が大きく現れると考えられるグリーンランド周辺(北緯 60~87.5 度、西経 30~60 度)の領域において、実際のトレンド(図 8)に対してどの程度の寄与率を各成分が持っているのかを調べた。

北緯 20 度以北平均の地上気温が負のトレンドを示した期間である 1949~1970 年において、グリーンランド周辺の領域には正のトレンドが分布しており、領域での平均値は 1.8 K/decade である。この期間は EOF-1 のスコアの時系列が負のトレンドを示しており、EOF-1 のトレンド(図 14 左上)のグリーンランド周辺でも正のトレンドが分布している。また、EOF-2 のトレンドの空間分布(図 14 右上)もグリーンランド周辺では正となっているが、EOF-1 に比べると値は小さい。それぞれの領域平均でのトレンドは EOF-1 が 0.98 K/decade で全体の約 50% を占め、EOF-2 が 0.79 K/decade で全体の約 40% を占めている。つまり、この期間のグリーンランド周辺領域での昇温は EOF-1+2 で 90% 以上(1.77 K/decade)を説明できることになる。

続いて、北緯 20 度以北平均の地上気温が顕著な正のトレンドを示した 1970~2000 年は、グリーンランド周辺領域に顕著なトレンドが見られなかった期間であり(図 8 右上)、領域平均値は 0.12 K/decade と小さい。この期間の EOF-1(図 15 左上)のグリーンランド周辺領域でのトレンドの分布は負となっており、領域平均値は -0.43 K/decade である。一方で、EOF-2(図 15 右上)は 1949~1970 年と同様に正のトレンドを示しており、その領域平均値は 0.34 K/decade である。よって、これら二つの要素の正負が相殺することで EOF-1+2(図 15 下)のグリーンランド周辺領域の平均はほぼ 0 K/decade となってしまう。

2000 年以降は北緯 20 度以北平均の地上気温の正のトレンドが止まり、小さいながら負のトレンドを持つ期間である。これに対して、グリーンランド周辺には顕著な正のトレンドが分布し、領域平均が 2.52 K/decade となる。この値は 1949~1970 年と比べて非常に大

きくなっている。この期間の EOF-1 のスコアの時系列は 1949 ~ 1970 年と同様に負のトレンドを示しており、グリーンランド周辺は正のトレンドが分布するパターンとなっている (図 16 左上)。領域平均値は 1.5 K/decade であり、全体のトレンドの 60% 近くを説明している。EOF-2 (図 16 右上) のトレンドはグリーンランド周辺領域の平均で 0.49 K/decade であり、これと EOF-1 を合わせると 1.9 K/decade となる (図 16 下)。

5.2.2 スコアの時系列との回帰

5.1.1 章の地上気温の EOF 解析で得られたスコアの時系列に様々な要素を線形回帰することで、地上気温の変動に対してそれらの要素がどのような変動を示すのかを調べる。線形回帰には、図 3 と図 4 の NCEP/NCAR によって得られた EOF-1, 2 のスコアの時系列を用いる。空間構造の図は全て $+1\sigma$ のときの構造を表しており、スコアがマイナスになると正負が逆転する。

図 17 は EOF-1 のスコアに NCEP/NCAR の SLP を回帰した結果である。左上が 12 月、右上が 1 月、左下が 2 月、右下が DJF 平均を表している。コンター間隔は 0.5 hPa で、実線が正、破線が負の偏差となっている。4 つの図の全てに共通しているのは、北大西洋上に南北で逆相関を持つような NAO の構造が顕著に見られるということである。そして、北極海上は全体的に負の偏差で覆われている。一方で、太平洋側は月によって偏差の正負が異なり、12 月と 2 月は北太平洋からベーリング海上を負の偏差が覆っているのに対して、1 月は北太平洋全体を正の偏差が覆っている。また、12 月には北東太平洋上に正の偏差が見られる。これらの構造を平均した DJF の構造は NAO の構造が顕著に見られるが、太平洋上には小さな正の偏差が見られる程度であり、明瞭な AO の構造は見られない。これは AO が順圧構造であるのに対して SLP には傾圧の要素が入り込むために、NAO の構造が顕著に現れたと考えられる。

そこで、EOF-1 のスコアの時系列に順圧高度場を回帰したのが図 18 である。左上が 12 月、右上が 1 月、左下が 2 月、右下が DJF 平均を表している。コンター間隔は 5 m で、実線が正、破線が負の偏差である。順圧高度場でも図 17 と同様に、北大西洋上での南北の逆相関パターンが顕著に見られる。一方で、2 月を除くと極域の負の偏差を囲むように正の偏差が分布し、そのピークが太平洋上にもある AO の構造が見られる。特に 1 月 (右上) は図 1 に見られる SLP で定義される AO の構造によく一致している。2 月の順圧高度場との回帰には太平洋上の正の偏差が見られず、これによって DJF 平均では太平洋上の正の偏差が弱くなってしまっている。

図 19 は、EOF-1 のスコアに NCEP/NCAR の DJF 平均の geopotential 高度の偏差を回帰した結果である。左上が 500 hPa、右上が 300 hPa、左下が 100 hPa、右下が 50 hPa となっている。コンター間隔は 10 m で、実線が正の偏差、破線が負の偏差を表している。500 hPa と 300 hPa はグリーンランド上にピークを持つように北極域全体を負の偏差の偏差が

覆い、北大西洋上と東シベリア上に正の偏差を持つような構造を示している。北極域を覆う負の偏差はベーリング海上へと張り出している。一方で、100 hPa と 50 hPa は、北極域全体を負の偏差が覆い、その周りを正の偏差が覆うような構造となっている。正の偏差は北大西洋上と北アメリカ大陸上にピークを持っている。この構造は極渦の強弱に伴う高度場の変化を示していると考えられる。

図 20 と図 21 はそれぞれ EOF-1, 2 のスコアに NCEP/NCAR の DJF 平均の地上風の u, v 成分の偏差を回帰し、ベクトル表記した図である。1 m/s のベクトルの大きさを図の右下に示している。尚、0.1 m/s 以下のベクトルは図中に示していない。EOF-1 との回帰 (図 20) を見ると、北大西洋上からユーラシア大陸の西部へと向かって強い西風の偏差が卓越していることがわかる。これは SLP が NAO のような構造 (図 17) を持つことで、SLP の勾配がこの領域で大きくなっているからである。また、ユーラシア大陸の中央部では弱いながらも南風の成分があり、それが北極海まで到達している。また、グリーンランド東岸では北風の偏差が見られる。EOF-2 との回帰 (図 21) は、EOF-1 との回帰のように大きな偏差が見られる領域はなく、最も大きい偏差が太平洋上に見られる約 1.5 m/s の偏差である。その他の特徴的な分布としては、北極海からベーリング海への北風の偏差が見られる。また、弱いながらもノルウェー海から大西洋への北風の偏差も見られる。

図 22 から図 24 は、それぞれ EOF-1, 2 のスコアに NCEP/NCAR の DJF 平均の気温を回帰したときの鉛直断面図である。図 22 が帯状平均、図 23 が東経 90 度、図 24 が西経 45 度の気温の断面図であり、上が EOF-1 との回帰、下が EOF-2 との回帰を表している。横軸が緯度、縦軸が気圧座標系での高度であり、実線が正の偏差、破線が負の偏差を表している。

帯状平均気温の EOF-1 との回帰 (図 22 上) を見ると、およそ 700 hPa より下層では一様に弱い正の偏差が広がっており、北緯 60 度と北緯 90 度付近で正の値が最大となっている。一方で、500 hPa より上層では、北緯 50 度付近までは正の偏差であるが、北緯 60 度以北では負の偏差が分布している。この負の偏差は極側ほど、また上層ほど値が大きくなり、北緯 90 度の 100 hPa 付近で極大となっている。最近 20 年間はスコアが負のトレンドを示しているので、分布が逆転して上層が温暖化するパターンとなっている。EOF-2 との回帰 (図 22 下) は、地表面付近は一様に正の偏差が分布している。この正の偏差は北極側に行くほど大きくなり、北緯 70 度以北で急激に勾配が大きくなって北緯 80 度付近に極大を持っている。極大付近の値は 1.5 K 以上となっている。また、北緯 70 度以北では高度方向にも一様に正の偏差が分布している。北緯 50 ~ 70 度の 200 ~ 100 hPa の位置には弱い負の偏差の領域も分布している。

ユーラシア大陸中央部を縦断する東経 90 度での気温の鉛直断面 (図 23) を見ると、EOF-1 (図 23 上) との回帰では、約 300 hPa の高度を境にして下層に正の偏差、上層に負の偏差が分布しており、下層から上層への気温の勾配が大きくなっている。下層の正の偏差は北緯 60 ~ 70 度の地表付近に極大を持っており、地表付近では水平方向の気温の勾配も大き

い. 一方で, 上層の負の偏差は極付近に極大を持っている. 上層の水平気温勾配は下層の地表付近に比べて大きくない. 図 23(下) の EOF-2 に回帰した構造は, 図 22(下) の帯状平均気温の分布とよく似ており, 北緯 70 度以北で上層まで一様に正の偏差となり, 中緯度の上層で負の偏差となっている. しかし, 図 22(下) と異なり, 中緯度の地表面付近では負の偏差が分布している.

グリーンランドを縦断する西経 45 度線に沿った気温の鉛直断面は, ユーラシア大陸中央部の断面図である図 23 とは分布が異なっている. EOF-1 との回帰 (図 24 上) は, 帯状平均気温 (図 22 上) にも見られた上層の北極付近の負の偏差に加え, 中層から下層の中高緯度にも一様に負の偏差が見られる. 特にグリーンランドの周辺は地表面を極大とするような負の偏差に覆われている. 一方で, 北極海上の海面近くは正の偏差となっている. また, 北緯 60 度付近の 200 hPa 面付近から北緯 40 度の下層にかけては正の偏差が分布している. 一方で, EOF-2 との回帰 (図 24 下) は, 帯状平均気温 (図 22 下) と正負の分布はよく似ている. 東経 90 度の断面図 (図 23 下) で見られた北緯 60 度付近の地表面付近での負の偏差は見らず, グリーンランド周辺は一様に正の偏差に覆われている.

図 25 は, EOF-1, 2 のスコアに NCEP/NCAR の DJF 平均の帯状平均東西風を回帰したときの鉛直断面図である. 上が EOF-1 との回帰, 下が EOF-2 との回帰を表している. 軸は図 22 と同様であり, コンター間隔は 0.5 m/s となっている. EOF-1 との回帰 (図 25 上) を見ると, 北緯 30 度の対流圏界面付近に負の偏差が分布しており, 北緯 50 度以北では地表面から上層まで一様に正の偏差が分布している. この正の偏差の極大は 30 hPa 付近にある. このような分布は AOI に回帰した帯状平均東西風の分布とよく一致しており, 亜熱帯ジェットや極夜ジェットの強弱を表している. 一方で, EOF-2 との回帰 (図 25 下) は EOF-1 との回帰の分布の正負を逆転させたような構造となっている. ただし, 北緯 70 度付近の偏差の極大の高度が EOF-1 との回帰と比べると高くなっている. このような分布になるのは, 極域が暖まることによって中緯度との温度勾配が小さくなるためであると考えられる.

最後に, 図 26 と図 27 は, それぞれ EOF-1, 2 のスコアに秋季から冬季の HadISST の海氷密接度を回帰した結果である. 分布は負の偏差のみを表している. 左上が 9 月, 右上が 10 月, 左下が 11 月, 右下が 12 月を表している. コンター間隔は 5% であり, シェードがかかっている領域が減少域を表している. EOF-1 との回帰 (図 26) を見ると, 月による偏差の分布の違いはほとんどなく, 全ての月でバレンツ海からグリーンランド海へと負の偏差が伸びている. つまり, AO が正のフェーズのときにこの領域で海氷が減少していることになる. 図 20 の EOF-1 に回帰した地上風の偏差でグリーンランド東岸で北極海から大西洋へ吹く風の偏差が見られることから, この風の摩擦による海氷の流出効果が働いているためにこのような分布が現れると考えられる. しかし, 海氷密接度の偏差は小さくなく, 秋季から冬季にかけての海氷の変動に対する AO の影響は小さいと考えられる. 一方で, EOF-2 との回帰 (図 27) は, 9 月と 10 月に北極海沿岸全体に顕著な負の偏差が分布してい

る。この分布は、長期の海氷密接度の減少トレンドの分布と非常によく似ており、EOF-2の温暖化パターンが海氷の減少と関連していることが考えられる。また、帯状平均気温との回帰(図 22 下)において地表面付近に大きな正の偏差が見られたことから同様のことが考えられる。11月と12月は海氷の再凍結によって北極海全体が海氷に覆われている期間であるために海氷密接度の変動が小さく、偏差の値が小さくなっていると考えられる。

5.3 気温の変動との回帰

5.2.2 章では、地上気温の EOF 解析で得られたスコアの時系列と様々な要素の回帰を行い、それぞれのモードと回帰された要素の変動の関係を調べた。本節では、実際の気温の変動を正規化して得られた指標と北緯 20 度以北の SLP や地上気温を回帰することで、これらの要素が気温の変動に対してそのような空間分布を示すのかを調べる。

図 28 は、HadAT2 より得られたグリーンランドの観測点 6 か所の 850 hPa 気温を正規化したもの(図 28 下)に北緯 20 度以北の NCEP/NCAR の SLP を回帰した結果である。グリーンランドの気温は長期トレンドを差し引いてある。空間分布のコンター間隔は 0.5 hPa であり、実線が正の偏差、破線が負の偏差を表している。期間は 1958/59 ~ 2009/10 年冬季となっている。正規化されたグリーンランドの 850 hPa 気温の変動は、図 3(下, 実線)に示された地上気温の EOF-1 のスコアの時系列の変動の正負が逆転したときと非常によく似ていおり、相関係数は-0.71 となっている。空間分布を見ると、北極海全体を正の偏差が覆い、その周りを負の偏差が覆うような AO 負の構造が見られる。特に北大西洋の負の偏差と北極海の正の偏差が顕著に現れており、太平洋の負の偏差はそれに比べると小さくなっている。同様に図 28(下) 時系列に北緯 20 度以北の NCEP/NCAR の地上気温を回帰したときの空間分布が図 29(上) である。空間分布は、グリーンランド周辺に正の偏差、ユーラシア大陸北部に負の偏差が分布するような構造となっており、こちらも AO 負のときに伴う地上気温のパターンによく似ている。ただし、AO 負に伴う地上気温のパターンでは北アメリカ大陸上に負の偏差の領域が見られるが、図 29(上) には見られない。

図 30 から図 33 は、正規化された NCEP/NCAR の北緯 20 度、60 度以北平均の地上気温の時系列に SLP、地上気温を回帰したときの空間分布を示している。地上気温の時系列は全て線形トレンドを差し引いている。コンター間隔はそれぞれ 0.5 hPa, 0.5 K であり、実線が正の偏差、破線が負の偏差を表す。期間は 1948/49 ~ 2011/12 年の DJF である。これらの時系列と図 3(下) の地上気温の EOF-1 のスコアの時系列との相関係数は北緯 20 度以北平均の時系列で 0.37、北緯 60 度以北平均の時系列で 0.29 であり、共に正の相関がみられるもののその値は小さい。図 30 は、北緯 20 度以北平均の地上気温の時系列(下)に SLP を回帰したときの空間分布(上) である。SLP の空間分布は、ユーラシア大陸中央部に正の偏差、北西部に負の偏差、大西洋の東側に正の偏差があるような構造をしている。また、北太平洋上には小さいながら負の偏差が広がっている。同様の時系列に地上気温を回帰したのが図 31(上) である。全体的に正の偏差に覆われており、特にユーラシア大陸や北アメリカ大陸上で顕著な正の偏差が見られる。この空間構造は図 5(左上)に見られる地上気温の EOF-3 の構造に似ているが、バレンツ海上に負の偏差が見られないという違いがある。EOF-3 のスコアの時系列(図 5 下) との時系列の相関は 0.42 となっている。図 32 は、北緯 60 度以北平均の地上気温の時系列(下)に SLP を回帰したときの空間分布(上) である。SLP の空間分布を見ると太平洋上に負の偏差、ユーラシア大陸北東部で正の偏差、北極海上で負の偏

差, 大西洋で正の偏差と正負の偏差が交互に現れるようなパターンとなっており, 図 30 の構造と似ているようにも見える. また, 北大西洋だけに着目すると南北で SLP が逆相関を持っており, NAO のような構造にも見えるが, 明瞭ではない. また, AO の構造は現れなかった. 同様の時系列に地上気温を回帰したのが図 33(上) であり, 空間分布は北緯 45 度以北全体を正の偏差が覆うような構造となっている. ユーラシア大陸と北極海の境界やグリーンランドの東岸に極大の領域が見られる.

5.4 SVD 解析

図 34, 35 は, NCEP/NCAR の冬季の地上気温と SLP に対して SVD 解析を施した結果である。上が各要素の特異ベクトルの空間分布, 下が変動の時系列を表しており, 空間分布の左と時系列の実線が地上気温, 右と点線が SLP となっている。括弧内は SCF の値である。コンター間隔はそれぞれ 0.5 K と 0.5 hPa で, 実線が正, 破線が負の偏差を表している。

SVD-1(図 34) の地上気温の特異ベクトルの空間分布は図 3 と非常によく似ており, ユーラシア大陸の北部と北アメリカで正, グリーンランド周辺とベーリング海上で負の偏差を示すような AO のパターンが現れている。時系列の変動も図 3 とよく一致しており, 同一のパターンを抽出していると考えられる。SLP の特異ベクトルの空間分布は極周辺で負となり, その周りで正となるような AO の構造にも見えるが, 北太平洋上の正の偏差が小さい。一方で, 北大西洋上でのシーソーパターンが顕著に見られ, NAO のパターンが現れている。時系列の変動は Thompson and Wallace (1998) で定義された AOI の変動とよく一致しているが, 2009/10 年冬季など年々を詳細に見ると AOI よりも値が小さくなったり, 大きくなったりする年があり, 完全に変動は一致しない。SCF は 32.6% となり, 共分散の大きさは全てのモードの中でも非常に大きくなっている。

SVD-2(図 35) は, ユーラシア大陸上に明瞭なシグナルが見られるパターンとなった。SLP では, シベリア高気圧の強弱を表すような特異ベクトルの構造になっている。これに伴い地上気温の特異ベクトルの構造は, ユーラシア大陸上に負の偏差が広がるパターンとなっているが, SLP と地上気温の分布を比べると地上気温の方がやや南に分布している。この地上気温の負の偏差の東端は, 日本にまで達している。また, 地上気温の特異ベクトルの分布には, バレンツ海上に大きな正の偏差が現れていることも特徴的である。このパターンは Hori et al. (2011) で示唆された, 近年のバレンツ海での海氷の減少と東アジア域への寒気の流入パターンであると考えられる。時系列を見ると 2000 年以降にそれまでと比べて正の値となる年が多く, 特に地上気温の値は 2005/06 年に $+3\sigma$ に近い値となっている。この年は日本の日本海側が豪雪に見舞われた年と一致している。SCF は 13.3% で SVD-1 に比べると共分散の大きさは 1/3 程度となっている。

図 36 は, DJF 平均の地上気温と順圧高度場の偏差に対して SVD 解析を行った結果である。それぞれの特異ベクトルの空間分布とスコアの時系列は左と実線が地上気温, 右と破線が順圧高度場となっている。地上気温の特異ベクトルの空間分布は図 34(左) と同様に AO のパターンとなっている。また順圧高度場を見ると, 北極域は負の偏差に覆われ, その周りを正の偏差が覆うような構造となっている。正の偏差のピークは北大西洋上と太平洋上にあり, 図 34(右) と比べるとより AO の構造 (図 1) に近くなっていることがわかる。

6 考察

6.1 地上気温の変動成分の分離

地上気温の EOF 解析を行うと NCEP/NCAR と ERA-Interim では, EOF-1 に気温の AO パターン, EOF-2 に北極海を中心とする温暖化パターン, EOF-3 に大陸上の気温の変動を表すパターンが現れる (図 3~5). 一方で, ERA-40 には温暖化パターンが現れず, EOF-2 にはその他二つの再解析データで EOF-3 に見られる大陸の気温変動パターンが現れる. これは ERA-40 に 2000 年以降のデータが含まれないためであると考えられ, Ohashi and Tanaka(2010) と Nagato and Tanaka (2012) の結果の比較とも矛盾しない. これらの結果から, Nagato and Tanaka (2012) で得られた地上気温の EOF 解析の結果が NCEP/NCAR 特有の成分ではないことがわかった.

NCEP/NCAR の EOF 解析で得られた EOF-1~3 の三成分の寄与率を合計すると約 50% となることから, 北緯 20 度以北の地上気温の変動はこの三成分でおよそ半分を説明できると考えられる. また, AO パターンが温暖化パターンの寄与率を上回り, 第一主成分として現れることが共通しており, 気温の変動において自然変動である AO が重要な役割を果たしていることが十分に考えられる. しかし, AO に海氷密接度の偏差を回帰しても特徴的なパターンが見られないことから, AO に伴う気温の変動は陸面過程が重要であると考えられる.

EOF-2 に見られる温暖化パターンを秋季の海氷密接度に回帰すると図 27 のように北極海の沿岸部で海氷の減少が顕著に現れる. この減少の空間分布は海氷減少の長期トレンドとよく似ており, EOF-2 の温暖化パターンは海氷の減少によるものであると考えられる. また, 帯状平均気温の鉛直断面 (図 22 下) では, 偏差のピークが北極海上の最下層にあることから海氷の影響が大きいことが推測できる.

また, EOF-3(図 5 左上) は大陸上に強い正の偏差が見られ, この正の偏差の位置が EOF-1(図 3 左上) とよく似ていることから Nagato and Tanaka (2012) で示唆された AO の気候メモリを通じたフィードバックを反映した成分を表している可能性がある. 1970~2000 年では EOF-3 のスコアの時系列は AO パターンのスコアの時系列と同様に正のトレンドを持っており, 図 8(右上) に見られるような大陸上の温暖化に貢献していると考えられることからこのことが推測される. ただし, EOF-1 と EOF-3 のスコアの時系列の変動の相関は非常に小さい. また, EOF-3 はバレンツ海に負の偏差が分布しており, AO パターンのグリーンランド上の負の偏差とはピークの位置が異なる.

6.2 AOI と地上気温の変動

6.1 章では, EOF 解析を行い地上気温の変動に対して AO が重要であることが示唆された. そこで, 図 6 と図 7 では, Ohashi and Tanaka (2010) や Nagato and Tanaka (2012) で用いられた NCEP/NCAR のデータよりも長期間のデータを有するハドレーセンターのデータセットを用いることで, 冬季の地上気温や AOI の数十年周期での変動をより明確に捉えることができた. その結果, 冬季の北緯 20 度以北平均の地上気温の変動には約 50 年の周期, AOI には約 60 年の周期があると考えられ, この二つの時系列の変動の周期は完全に同期しているわけではないことがわかった. しかし, 最近数十年間は北緯 20 度以北平均の気温の 50 年周期の変動と AOI の 60 年周期の変動が重なり合うフェーズになっていると考えられる. そのため, 図 8 のように地上気温のトレンドの空間分布に AO パターンに似た構造が現れると考えられる. よって, 北緯 20 度以北平均の地上気温の下降トレンドや上昇トレンドの上に AO の変動のトレンドが重なるような形で気温の上昇や下降を増幅させるような影響があると考えられる.

6.3 AO のローカルな影響

Ohashi and Tanaka (2010) や本研究の図 8 に見られるように, 実際の地上気温のトレンドに AO パターンが現れている. しかし, Nagato and Tanaka (2012) で示されたように半球規模での気温の変動に AO は影響を及ぼさない. 一方で, AO に伴う気温の偏差の変動が大きいグリーンランドなどの地域ではその影響があると考えられる. そこで, 図 14 ~ 16 では, AO パターンがグリーンランド付近の気温のトレンドにどの程度影響を及ぼしているか定量的に評価した. その結果, グリーンランド周辺が顕著な温暖化トレンドを示した期間においては, その温暖化の約 50% が AO 負に伴う昇温の影響であると見積もられた. しかし, トレンドを取る期間を変えると寄与する割合が小さくなる場合もあることに注意する必要がある. よって, この AO による昇温が雪氷の融解などを引き起こしている可能性が考えられる. また, このグリーンランド周辺域の顕著な温暖化に寄与することで, 近年の北極温暖化増幅に AO が貢献していると考えられる.

また, グリーンランドで観測された気温に北緯 20 度以北の SLP や地上気温を回帰すると, AO のパターンが現れる (図 28, 図 29) ことからグリーンランドの気温の変動に対する AO の重要性が示唆される. 一方で, 北緯 20 度以北や北緯 60 度以北で平均した地上気温の変動にこれらの要素を回帰しても AO の構造は現れない (図 30 ~ 33) ことから, やはり AO はローカルな地上気温の変動に影響しているものと考えられる.

また, 最近数十年間ではユーラシア大陸上で寒冷化のトレンドが見られている (図 8 左下). AO による影響を考えると, 近年の AOI の負のトレンドのに伴い, グリーンランド周辺域は温暖化トレンドを示す一方で, シベリア付近では寒冷化することになる (図 2 の正

負を逆転). つまり, 近年の中緯度に見られる寒冷化トレンドに対して AO が影響を及ぼしていることは十分に考えられる.

6.4 気温の鉛直構造

AO パターンに回帰した帯状平均気温の鉛直構造は図 22(上) であるが, 地表面付近は帯状平均することで正負の偏差が相殺してしまうために大きな偏差が現れないと考えられる. 一方で, 極域の 100 hPa 付近に負の極大が見らる. これは AO パターンに回帰したジオポテンシャル高度 (図 19) と併せて考えると, AO の変動に伴う極渦の強弱によるものであると考えられる.

この AO パターンに回帰した帯状平均気温構造がトレンドの鉛直断面に現れている期間がある. 特に顕著に現れているのが AOI が正のトレンドを示していた 1970 ~ 2000 年 (図 10 上) であり, 図 22(上) とよく一致している. また, AOI が負のトレンドを示している 2000 ~ 2011 年や北極温暖化増幅が見られるようになった 1990 ~ 2010 年のトレンドには上層に顕著な正のトレンドが見られる. これは図 22(上) を逆転したときのパターンであると考えられる. 一方で, 地表面付近では EOF-2 の温暖化パターンに回帰した帯状平均気温のパターン (図 22 下) によって温暖化トレンドが現れていると考えられる. よって, 近年のトレンドに見られる高緯度の地表面付近から上層への一様な正のトレンドは, 上層の AO 負のトレンドによる温暖化 (EOF-1) と下層の海氷減少による北極温暖化パターン (EOF-2) によって形成されてると考えられる. また, 中緯度の下層では寒冷化のトレンドが見られるが, これは Jeong et al. (2011) や Cohen et al. (2012) で示唆されている北極海上の温暖化に伴う寒冷化であると考えられる.

7 結論

Nagato and Tanaka (2012) に引き続き、近年の地上気温の変動と AO の関係について再解析データを用いて解析を行った。

地上気温の EOF 解析を 3 つの再解析データで行い、データ間の主成分の違いを比較した。その結果、どの再解析データにおいても EOF-1 に AO パターンが現れ、AO の地上気温の変動に与える重要性が確かめられた。また、EOF-2 には 2000 年以降のデータが含まれる場合は北極海を中心とする温暖化パターン、含まれない場合は大陸上での気温の変動パターンが現れる。温暖化パターンは人為起源の地球温暖化を反映していると考えられる。また、大陸上での気温の変動パターンは、2000 年以降のデータが含まれる場合は EOF-3 に似たパターンが現れる。これによって、Nagato and Tanaka (2012) で示された結果が NCEP/NCAR 特有のものではないことが示された。つまり、北緯 20 度以北の地上気温の変動において AO は人為起源の温暖化トレンドを上回る変動であるということが確かめられた。しかし、北半球中高緯度で平均した地上気温の変動に AO の影響が現れるためには何らかのフィードバックを介する必要がある。そのフィードバックを反映しているパターンが EOF-3 の大陸上の気温の変動パターンである可能性がある。しかし、これを決定づける結果はなく今後さらに解析していく必要があると考えられる。

EOF 解析により AO の地上気温への影響の重要性が確かめられたので、NCEP/NCAR より長期間の地上気温や SLP のデータが存在するハドレーセンターのデータセットを用いて、北半球中高緯度での地上気温の変動と AOI の数十年規模での変動がどの程度の周期を持ち、それらが一致しているかを調べた。その結果、北緯 20 度以北での地上気温の変動は約 50 年の周期を持つのに対して、AOI は約 60 年の周期を持ち、この二つの変動が完全に同期しないことがわかった。しかし、最近 50 年ほどはこの二つの周期の変動トレンドが重なる期間であると考えられ、それによって地上気温のトレンドの空間分布に AO の構造が現れることが推測される。

特に、AO パターンによる影響が大きいと考えられるグリーンランド周辺領域について詳細に解析を行った。その結果、AO は最近数十年ほどのグリーンランドの温暖化トレンドにおいて、トレンドを取る期間によっては統計的にその約半分を説明できることがわかった。また、グリーンランドの気温の変動に SLP を回帰すると AO の構造が現れることからその重要性が考えられる。よって、この AO によるグリーンランド周辺域での昇温が雪氷の融解を促進している可能性があり、これによって北極温暖化増幅に AO が寄与している可能性が示唆された。また、近年の中緯度 (特にシベリア付近) での寒冷化トレンドにおいても AO の寄与があると考えられる。

一方で、北極海上での顕著な温暖化については、特に地表面付近で顕著である。これには海氷減少に伴う温暖化パターンである EOF-2 が重要であると考えられる。しかし、最近数十年の北極域の温暖化は下層から上層まで一様に温暖化しており、このうち上層の温暖

化はAOが負のトレンドを示すことに伴う上層の気温の上昇で説明できると考えられる。

以上のことにより、AOは北半球中高緯度の地上気温の変動において、特にグリーンランドやユーラシア大陸上でローカルにはその寄与が非常に大きいことがわかった。特にその影響は陸面上で大きい。一方で、近年の北極海上の下層での顕著な温暖化は海氷減少に伴うものであると考えられる。しかし、上層の温暖化にはAOIの負のトレンドの寄与が大きく、これにより北極海上の下層から上層までの温暖化トレンドが形成されいていると考えられる。

また、近年北極域での急激な温暖化(北極温暖化増幅)が起こることにより、AOIが負のフェーズに移行しこれに伴って中緯度が寒冷化している可能性があると考えられることができる。

本研究では、北半球中高緯度の気温の変動にAOが寄与していることを解明することはできたが、それがどのようなメカニズムで起こっているのかを解明するには至らなかった。より詳細なメカニズムの解明を行うには観測データや再解析データが不足しており、モデルを用いた感度実験等による解析でのメカニズムの解明が重要であると考えられる。

8 謝辞

本研究を進めるにあたり、筑波大学生命環境科学研究科地球科学専攻 専攻長ならびに計算科学研究センターの田中博教授には、筆者の質問や結果に対する考察などへの丁寧な御指導、御助言を賜りました。心より感謝いたします。

同専攻の植田宏昭教授、上野健一准教授、日下博幸准教授、若月泰孝助教ならびに国立極地研究所の寺崎康児研究員には、発表の場などを通じて研究内容や手法、課題に関して様々な御助言を頂きました。また、気象庁気象研究所の鬼頭昭雄教授には副指導教員を引き受けて頂きました。心より感謝いたします。さらに、筑波大学生命環境科学研究科卒業生の大橋正宏様には、本研究を行うにあたり参考となる数多くの資料を提供して頂きました。

最後に、共に研究を進めてきた大循環研究室の皆様や、共に机を並べ修士研究を進めてきた同期の皆様をはじめ、これまで支えてくださった全ての皆様の御協力により本論文を完成させることができました。心より感謝いたします。

参考文献

- Alexeev, V. A., P. L. Langen, and J. R. Bates, 2005: Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in “ghost forcing” experiments without sea ice feedbacks. *Clim. Dyn.*, **24**, 655-666.
- Chapman, W. L. and J. E. Walsh, 1993: Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 33-47.
- Cohen, J. L., J. C. Furtado, M. A. Barlow, V. A. Alexeev, and J. E. Cherry, 2012: Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling. *Environ. Res. Lett.*, **7**, 014007.
- Graversen, R. G., and M. Wang, 2009: Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Clim. Dyn.*, **33**, 629-643.
- Hirata, Y., Y. Shimo, H. L. Tanaka, and K. Aihara, 2011: Chaotic properties of the Arctic Oscillation index. *SOLA*, **7**, 33-36.
- Hori, M. E., J. Inoue, T. Kikuchi, M. Honda, and Y. Tachibana, 2011: Recurrence of intraseasonal cold air outbreak during the 2009/2010 winter in Japan and its ties to the atmospheric condition over the Barents-Kara Sea. *SOLA*, **7**, 25-28.
- Inoue, J., and M. E. Hori, 2011: Arctic cyclogenesis at the marginal ice zone: A contributory mechanism for the temperature amplification? *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L12502, doi:10.1029/2011GL047696.
- Jeong, J.-H., T. Ou, H. W. Linderholm, B.-M. Kim, S.-J. Kim, J.-S. Kug, and D. Chen, 2011: Recent recovery of the Siberian High intensity. *J. Geophys. Res.*, **116**, D23102.
- Kalney, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 473-471.
- Manabe, S., and R. J. Stouffer, 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **85**, 5529-5554.
- Manabe, S., and R. T. Wetherald, 1975: The effect of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 3-15.
- Nagato, Y., and H. L. Tanaka, 2012: Global warming trend without the contributions from decadal variability of the Arctic Oscillation. *Polar Science*, **6**, 15-22.
- 大橋正宏, 田中博, 2009: 地球温暖化予測モデルに見られる北極振動の解析的研究. *天気*, **56**, 743-753.

- Ohashi, M., and H. L. Tanaka, 2010: Data analysis of recent warming pattern in the Arctic. *SOLA*, **6A**, 1-4.
- Overland, J. E., M. Wang, and S. Salo, 2008: The recent Arctic period. *Tellus*, **60A**, 589-597.
- Screen, J. A., and I. Simmonds, 2010a: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, **464**, 1334-1337.
- Screen, J. A., and I. Simmonds, 2010b: Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L16707, doi:10.1029/2010GL044136.
- Serreze, M. C., and J. A. Francis, 2006: The Arctic amplification debate. *Clim. Change*, **76**, 241-264.
- Serreze, M. C., A. P. Barrett, J. C. Stroeve, D. N. Kindig, and M. M. Holland, 2009: The emergence of surface-based Arctic amplification. *Cryosphere*, **3**, 11-19.
- Serreze, M. C., A. P. Barrett, and J. J. Cassano, 2011: Circulation and surface controls on the lower tropospheric air temperature field of the Arctic. *J. Geophys. Res.*, **116**, D07104, doi:10.1029/2010JD015127.
- Simmons, A., S. Uppala, D. P. Dee, and S. Kobayashi, 2007: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1980 onwards. *ECMWF Newsletter*, No. 110, ECMWF, Reading, United Kingdom, 25-35.
- Solomon, A., 2006: Impact of latent heat release on polar climate. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L07716, doi:10.1029/2005GL025607.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Uppala, S. M., and Coauthors, 2005: The ERA-40 Re-Analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961-3012.
- Wallace, J. M., and D. W. J. Thompson, 2002: Annular modes and climate prediction. *Phys. Today*, **55**, 28-33.
- 吉森正和, 横畠徳太, 小倉和夫, 大石龍太, 河宮未知生, 塩竈秀夫, 對馬洋子, 小玉和央, 野田 暁, 千喜良稔, 竹村俊彦, 佐藤正樹, 阿部彩子, 渡部雅浩, 木本昌秀, 2012: 気候感度 Part 1: 気候フィードバックの概念と理解の現状. *天気*, **59**, 5-22.

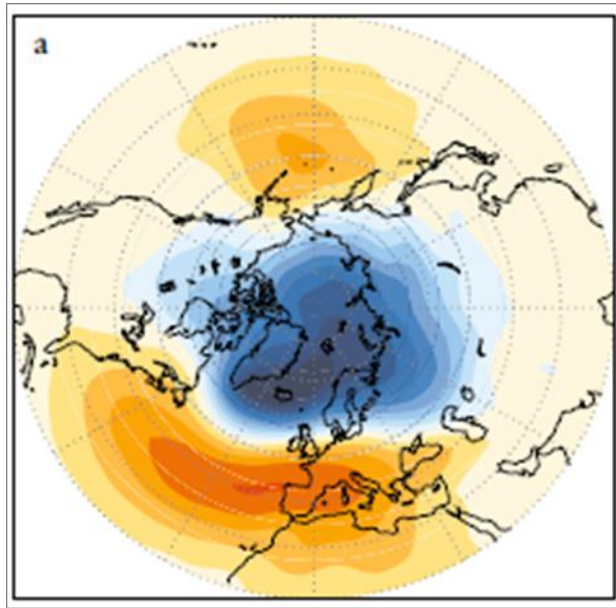


図 1: AO の SLP 偏差の分布図 (Wallace and Thompson 2002 より引用).

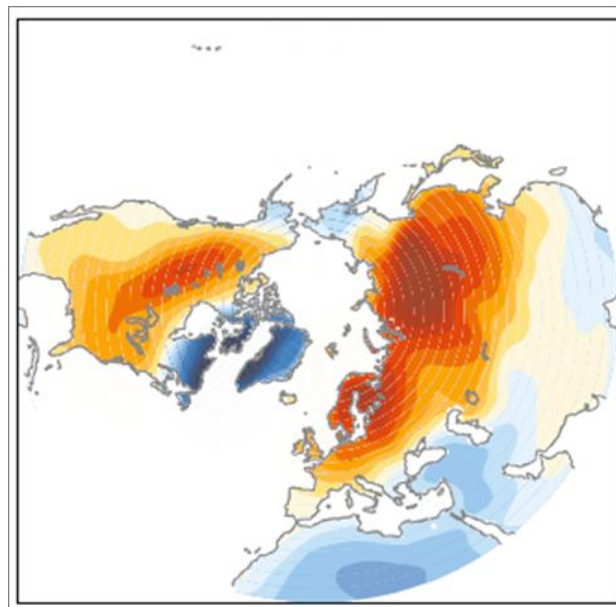


図 2: AO に伴う地上気温偏差の分布図 (Wallace and Thompson 2002 より引用).

EOF analysis SAT (EOF-1)

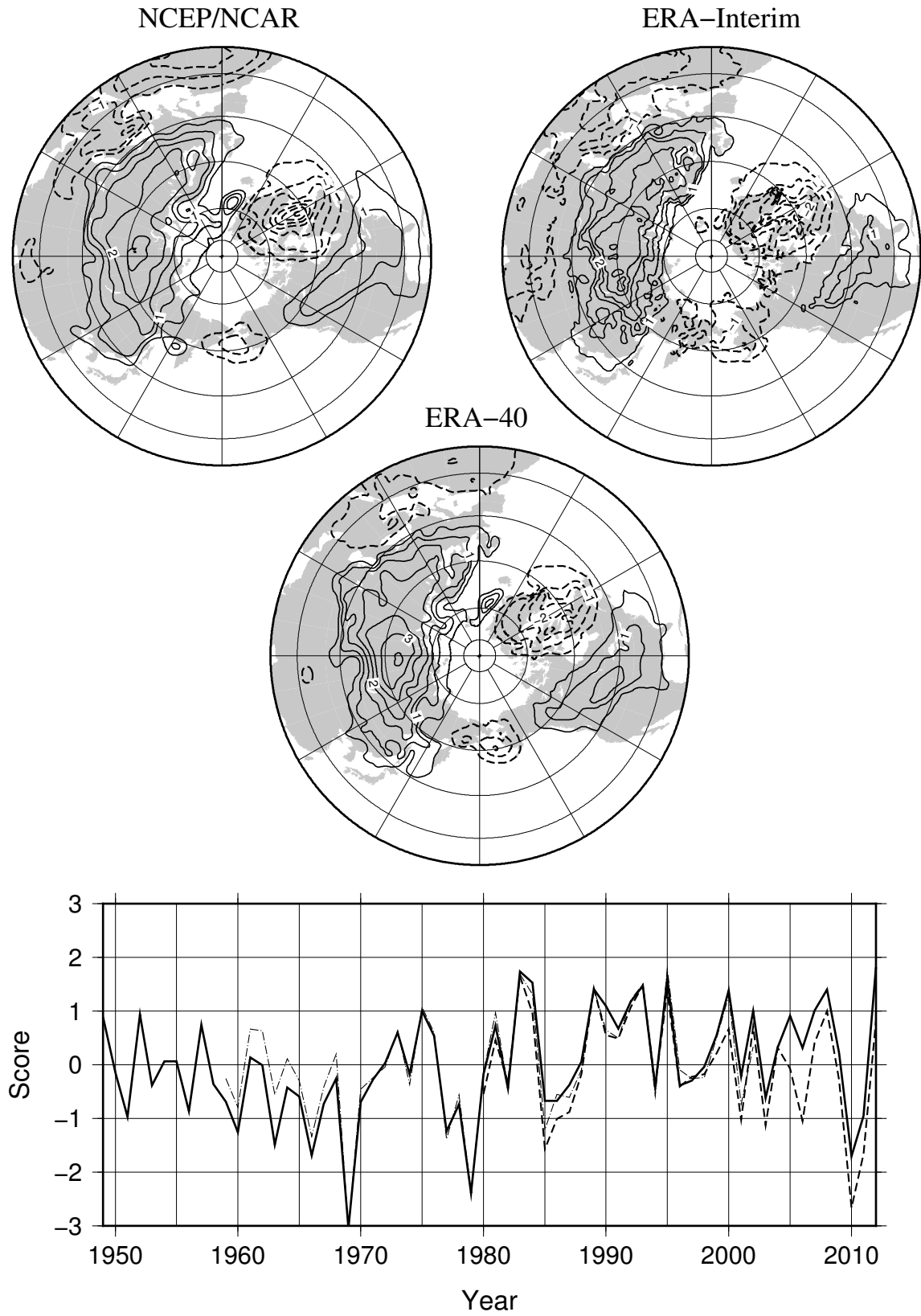
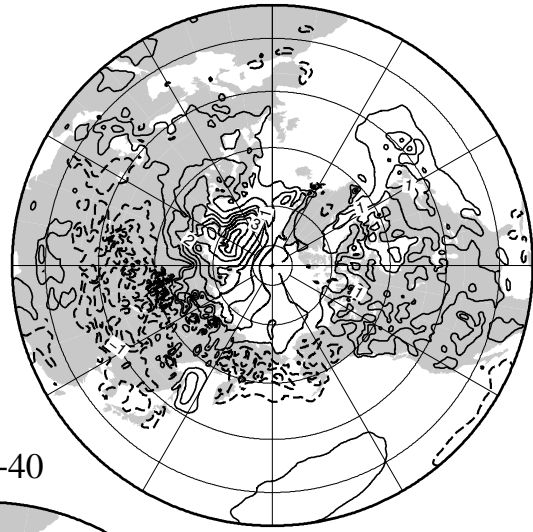
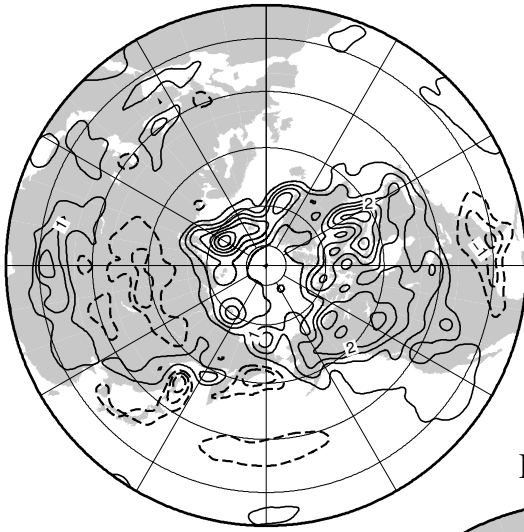


図 3: 各再解析データでの DJF 平均の北緯 20 度以北における地上気温の EOF-1 の固有ベクトルの空間分布とスコアの時系列. 左上と実線が NCEP/NCAR, 右上と破線が ERA-Interim, 下と一点鎖線が ERA-40 を表している. 期間はそれぞれ NCEP/NCAR が 1948/49 ~ 2011/12 年, ERA-Interim が 1979/80 ~ 2011/12 年, ERA-40 が 1958/59 ~ 2001/02 年である. コンター間隔は 0.5 K となっている.

EOF analysis SAT (EOF-2)

NCEP/NCAR

ERA-Interim



ERA-40

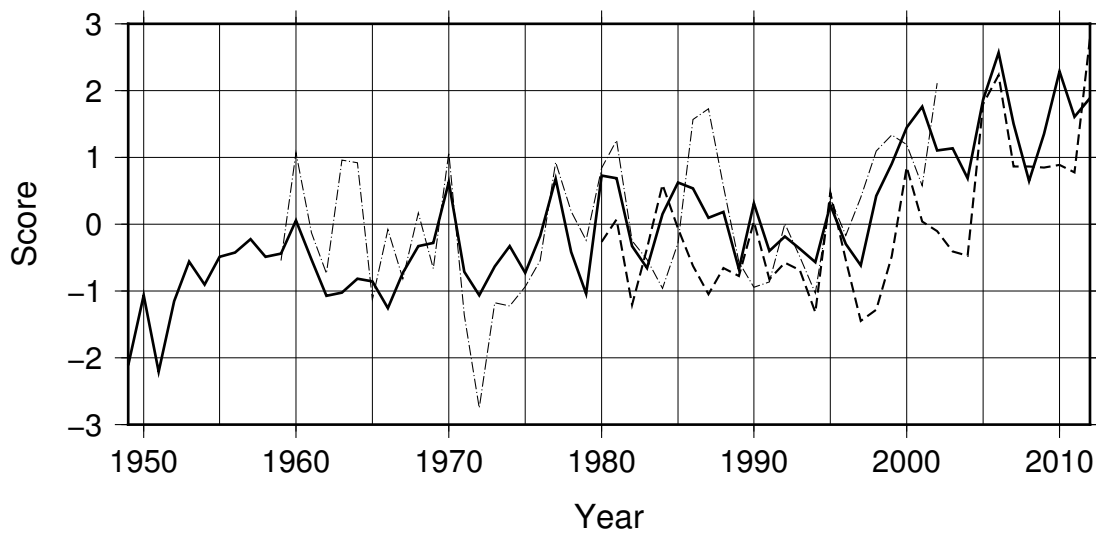
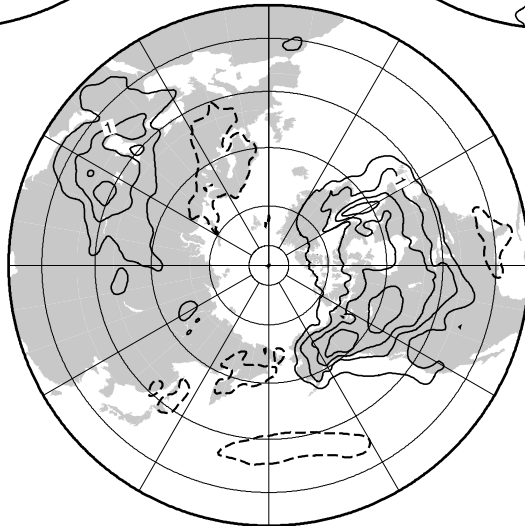
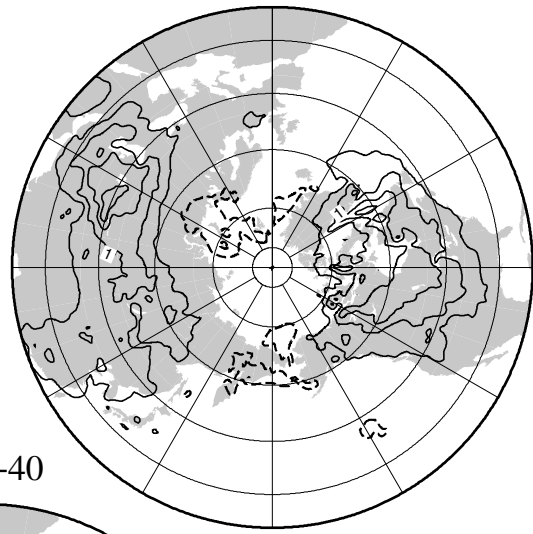
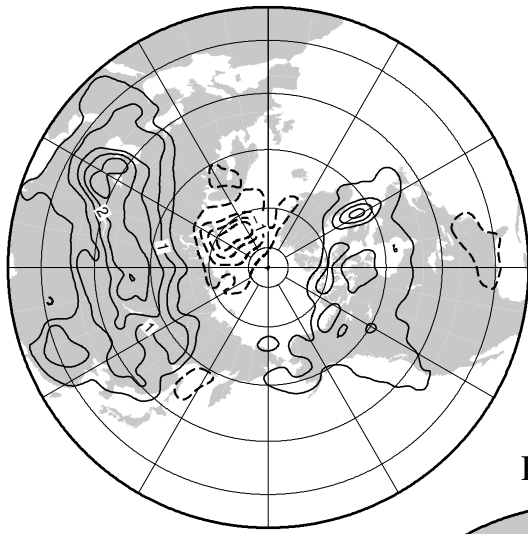


図 4: 図 3 と同様. ただし EOF-2 を表している.

EOF analysis SAT (EOF-3)

NCEP/NCAR

ERA-Interim



ERA-40

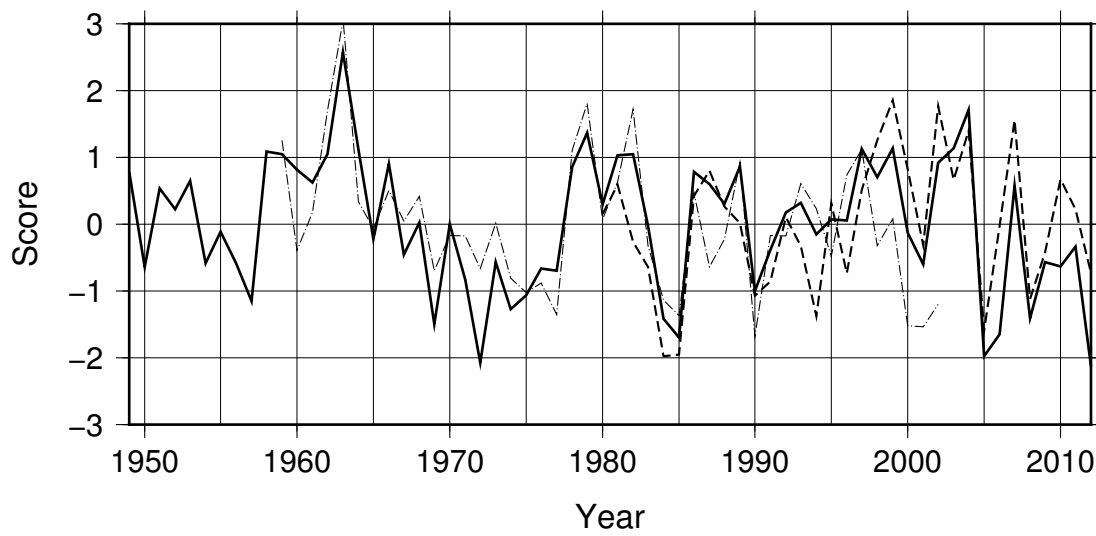
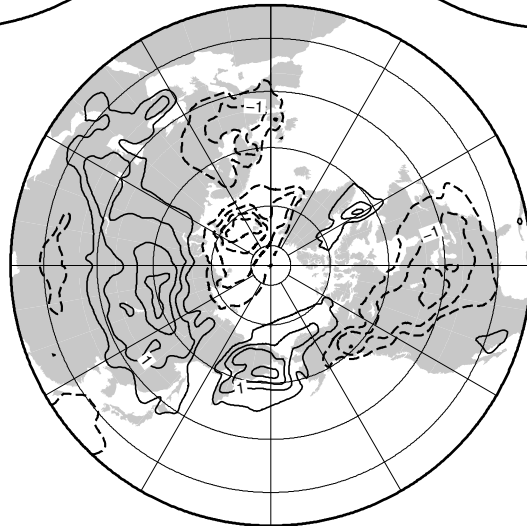


図 5: 図 3 と同様. ただし EOF-3 を表している.

SAT (DJF, 20–90°N mean) HadCRUT3

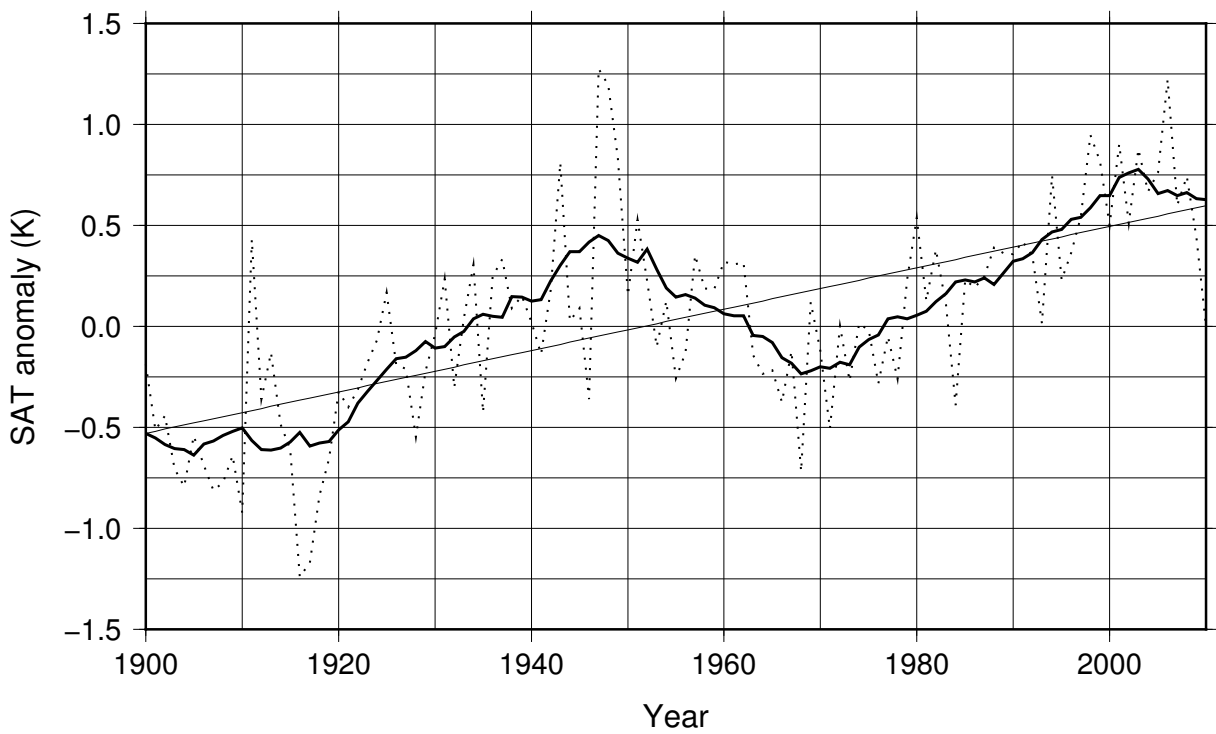


図 6: HadCRUT3 を用いた北緯 20 度以北の DJF 平均の地上気温の偏差の時系列. 気候値は 1961 ~ 1990 年である. 点線が年々の変動, 太実線が 11 年移動平均, 細実線がトレンドを表している.

Arctic Oscillation Index (DJF) HadSLP2 & NCEP/NCAR

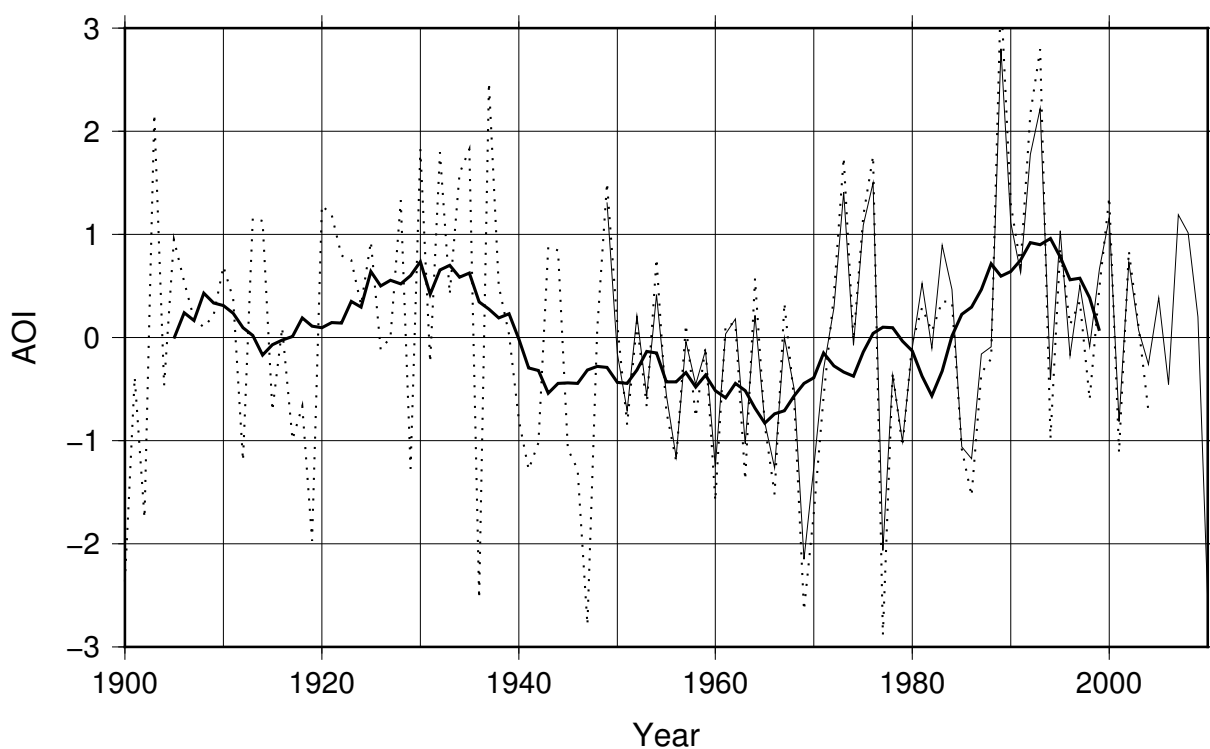


図 7: 北緯 20 度以北の SLP を EOF 解析して得られた AOI. 点線が HadSLP2 を用いた AOI で, これを 11 年移動平均したのが太実線である. また, 細実線は NCEP/NCAR を用いて計算した AOI である.

SAT linear trend NCEPNCAR reanalysis

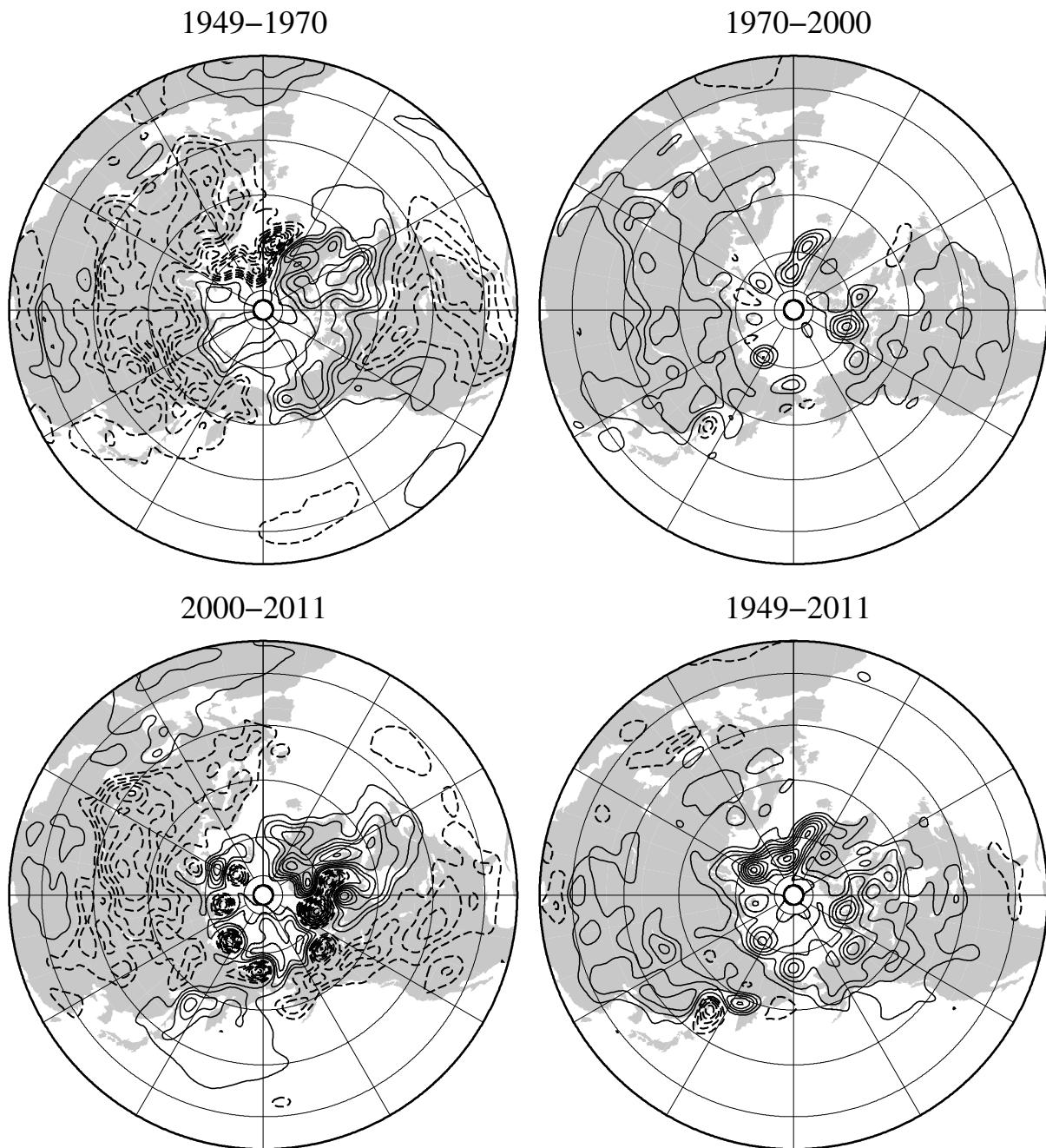


図 8: NCEP/NCAR の DJF 平均の地上気温の線形トレンドの空間分布. 期間は左上が 1949 ~ 1970 年, 右上が 1970 ~ 2000 年, 左下が 2000 ~ 2011 年, 右下が 1949 ~ 2011 年である. 実線が正のトレンド, 破線が負のトレンドを表しており, コンター間隔は左上と右上が 0.5 K, 左下が 1 K, 右下が 0.2 K となっている.

Air Temperature linear trend NCEP/NCAR (1949 – 1970)

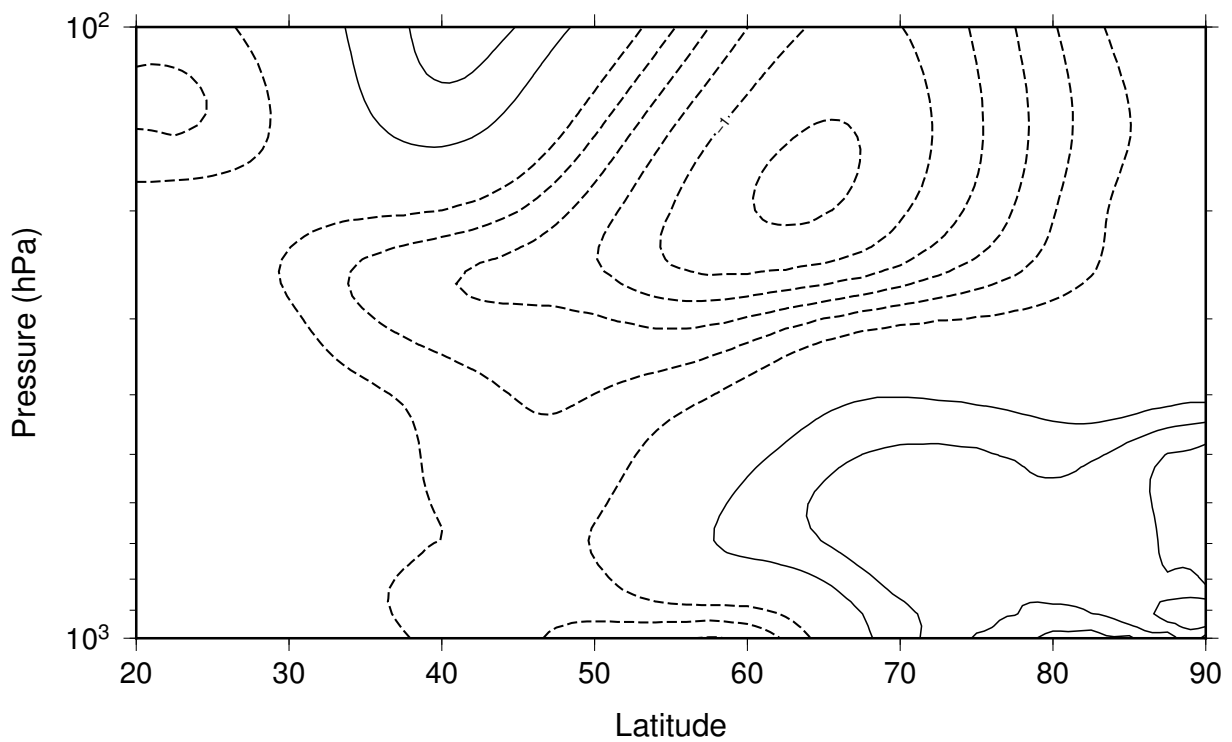


図 9: NCEP/NCAR の DJF 平均の帯状平均気温の線形トレンドの鉛直断面. 期間は 1949 ~ 1970 年である. 実線が正のトレンド, 破線が負のトレンドを表し, コンター間隔は 0.2 K である.

Air Temperature linear trend NCEP/NCAR (1970 – 2000)

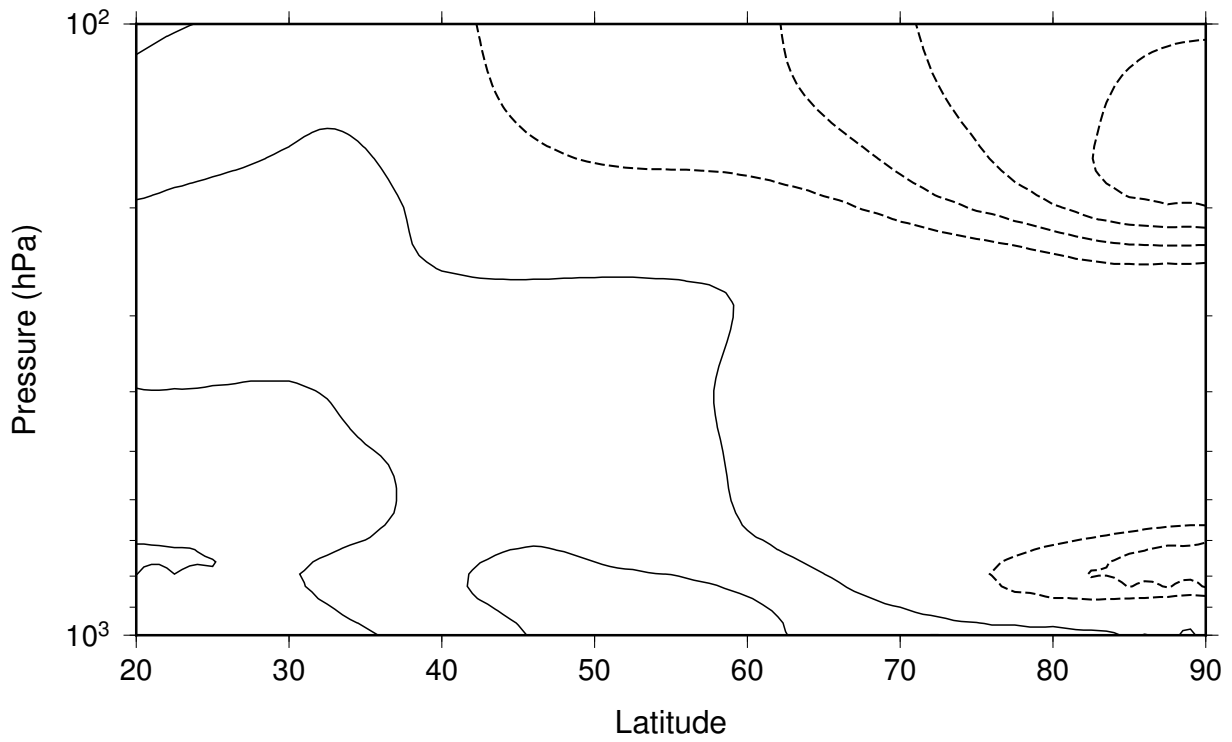


図 10: 図 9 と同様. ただし, 期間は 1970 ~ 2000 年を表している.

Air Temperature linear trend NCEP/NCAR (2000 – 2011)

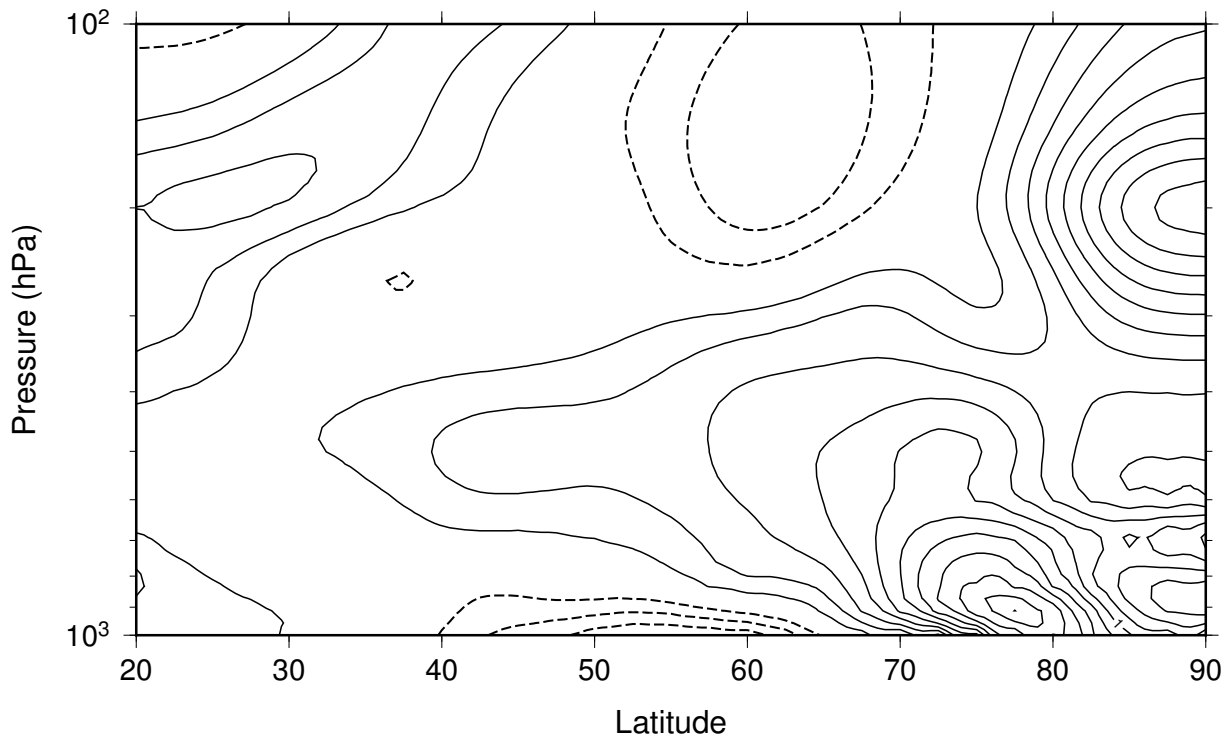


図 11: 図 9 と同様. ただし, 期間は 2000 ~ 2011 年を表している.

Air Temperature linear trend NCEP/NCAR (1949 – 2011)

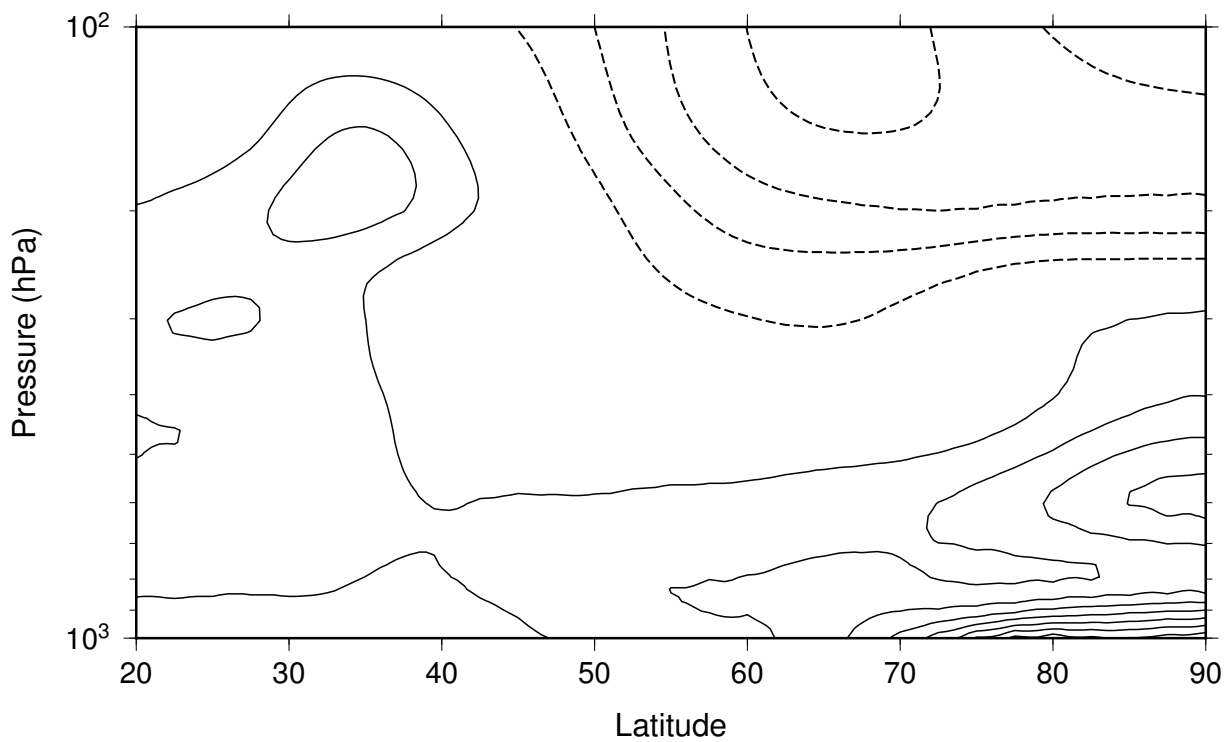


図 12: 図 9 と同様. ただし, 期間は 1970 ~ 2000 年を表しており, コンター間隔は 0.1 K である.

Air Temperature linear trend NCEP/NCAR (1990 – 2010)

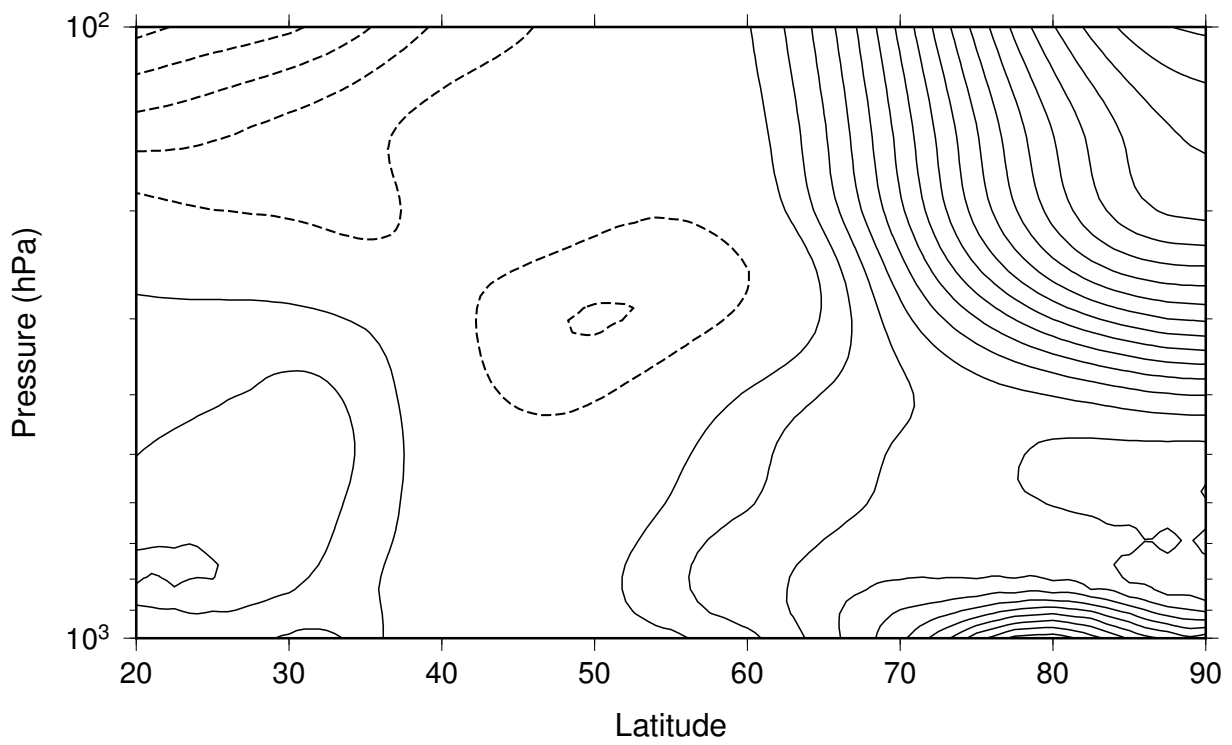


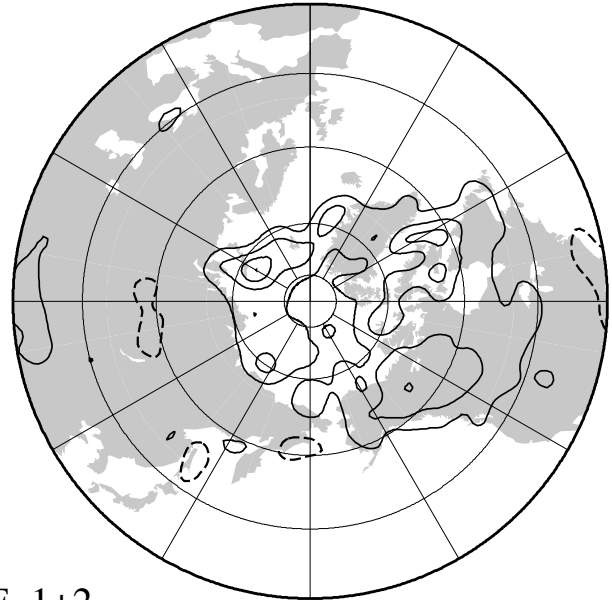
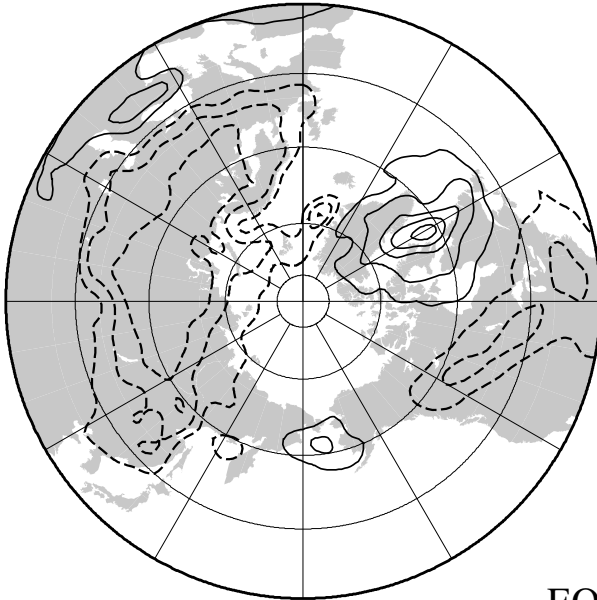
図 13: 図 9 と同様. ただし, 期間は 1990 ~ 2011 年を表している.

linear trend of SAT

1949–1970

EOF-1

EOF-2



EOF-1+2

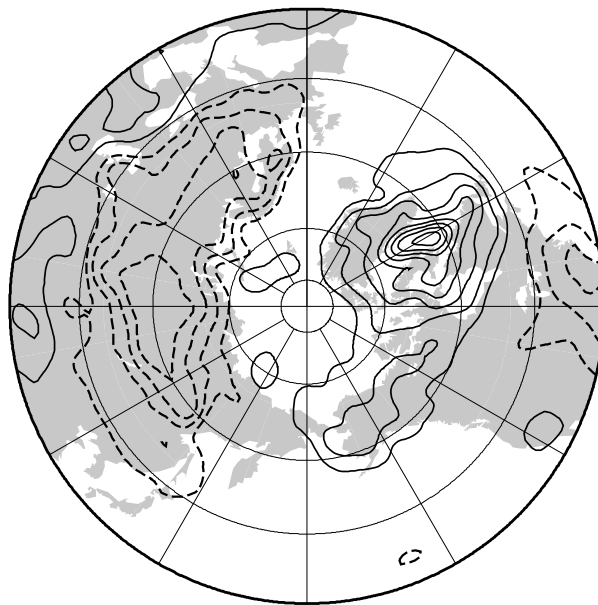


図 14: NCEP/NCAR の地上気温の EOF-1(左上), EOF-2(右上), EOF-1+2(下) の各成分の線形トレンドの空間分布図. 期間は 1949~1970 年である. コンター間隔は全て 0.5 K/decade であり, 実線が正のトレンド, 破線が負のトレンドを表している.

linear trend of SAT 1970-2000

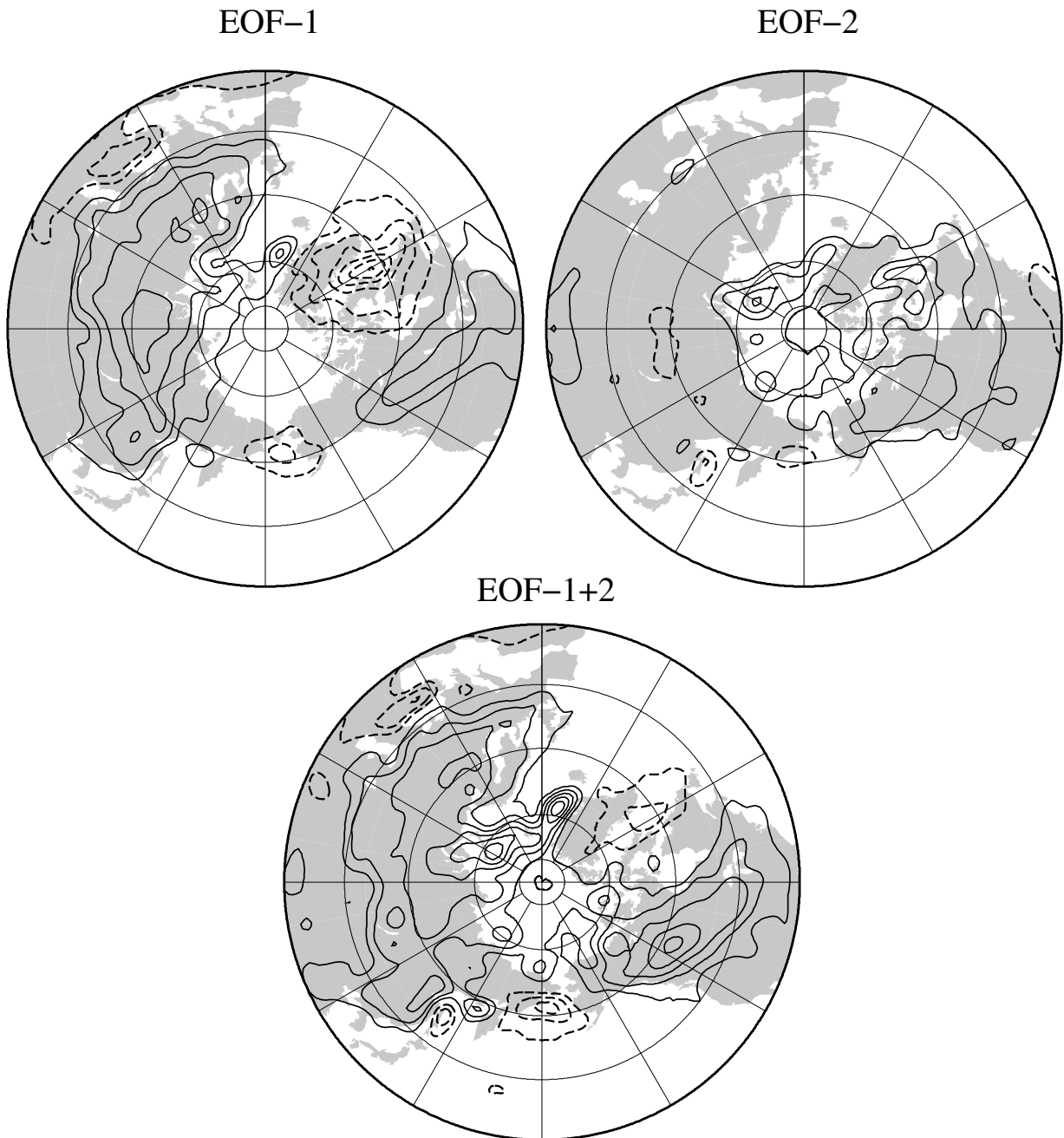


図 15: 図 14 と同様. ただし, 期間は 1970 ~ 2000 年であり, コンター間隔は 0.2 K/decade となっている.

linear trend of SAT 2000-2011

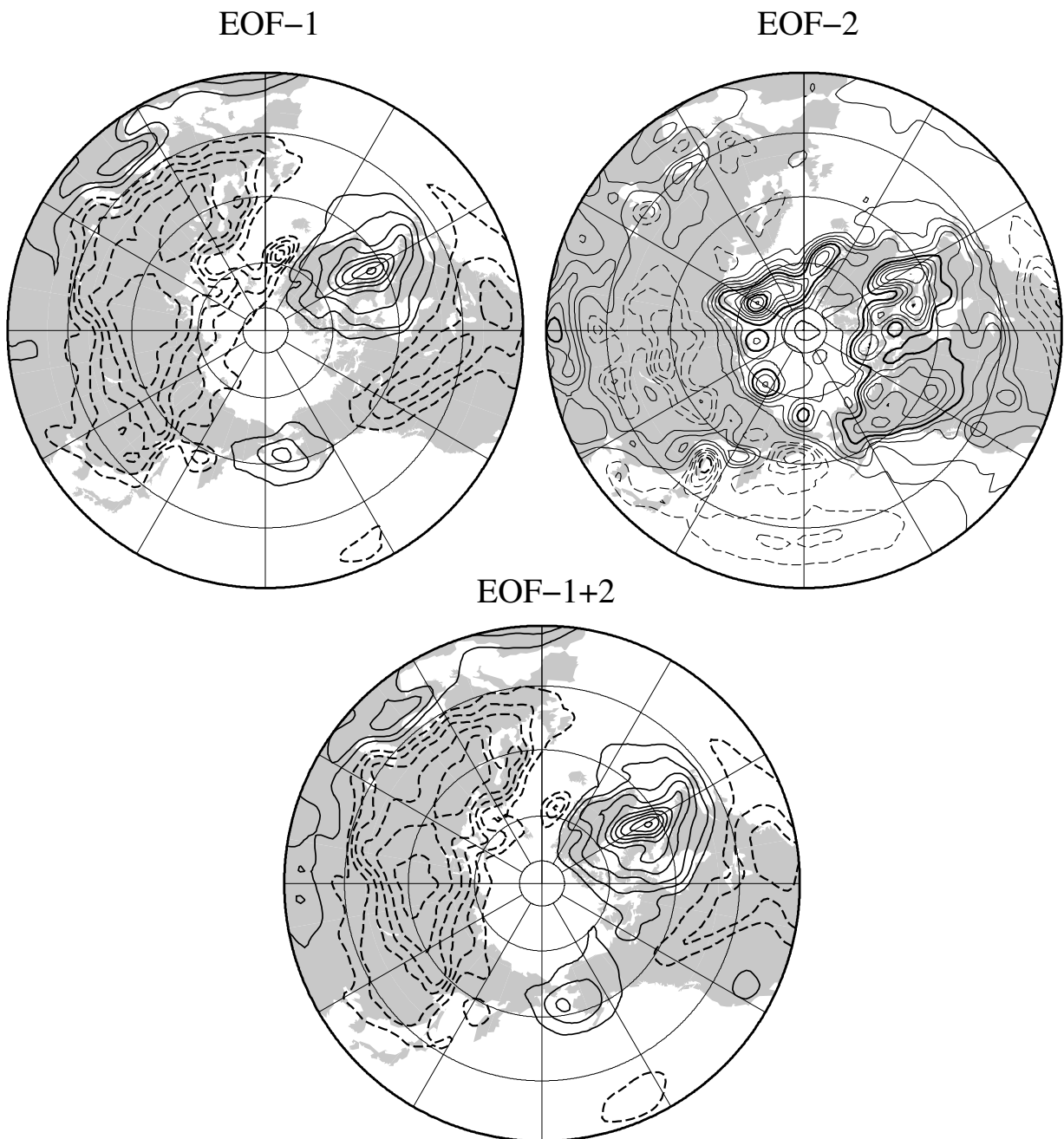
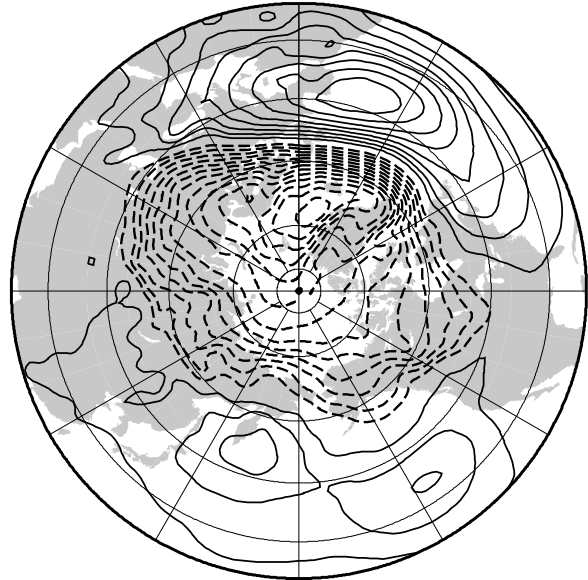
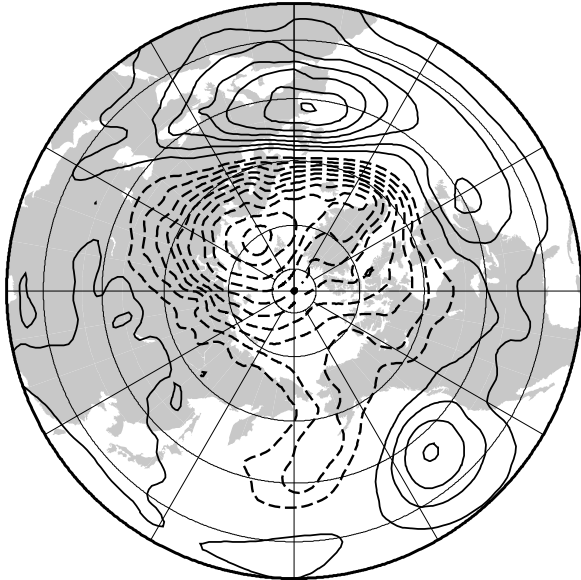


図 16: 図 14 と同様. ただし, 期間は 2000 ~ 2011 年である. また, EOF-2(右上) のみコン
ター間隔が 0.1 K/decade であり, 0.5 K/decade ごとに太線となっている.

SLP
in winter

December

January



February

DJF

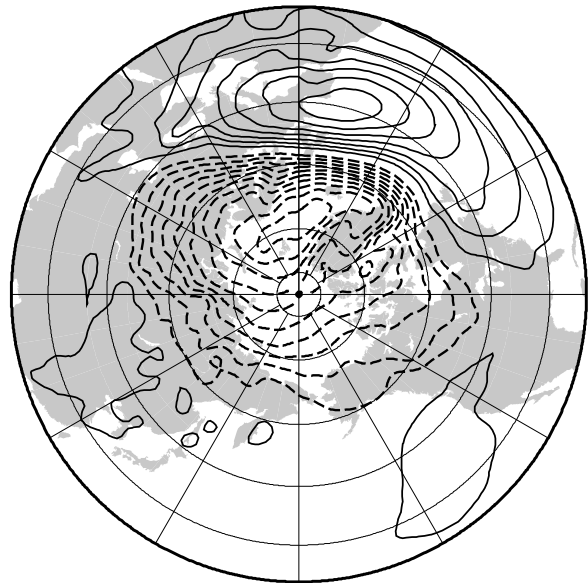
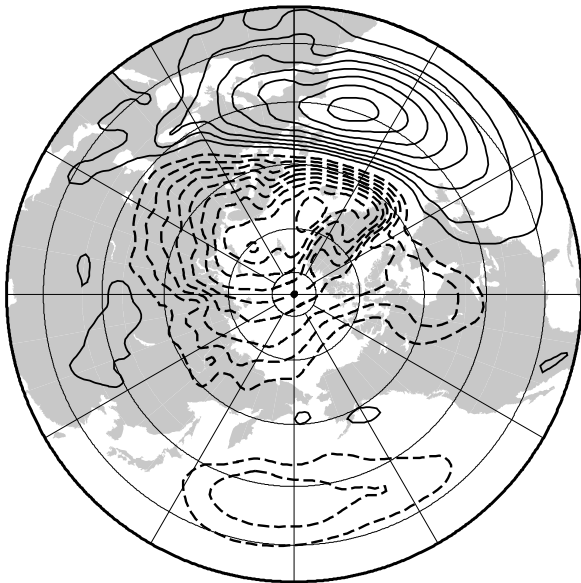


図 17: NCEP/NCAR の地上気温の EOF-1 のスコアの時系列 (図 3 の実線) に線形回帰した SLP の構造. 左上が 12 月, 右上が 1 月, 左下が 2 月, 右下が DJF 平均である. コンター間隔は 0.5 hPa で実線が正の偏差, 破線が負の偏差である. スコアが $+1\sigma$ のときの構造を表している.

Barotropic Height in winter

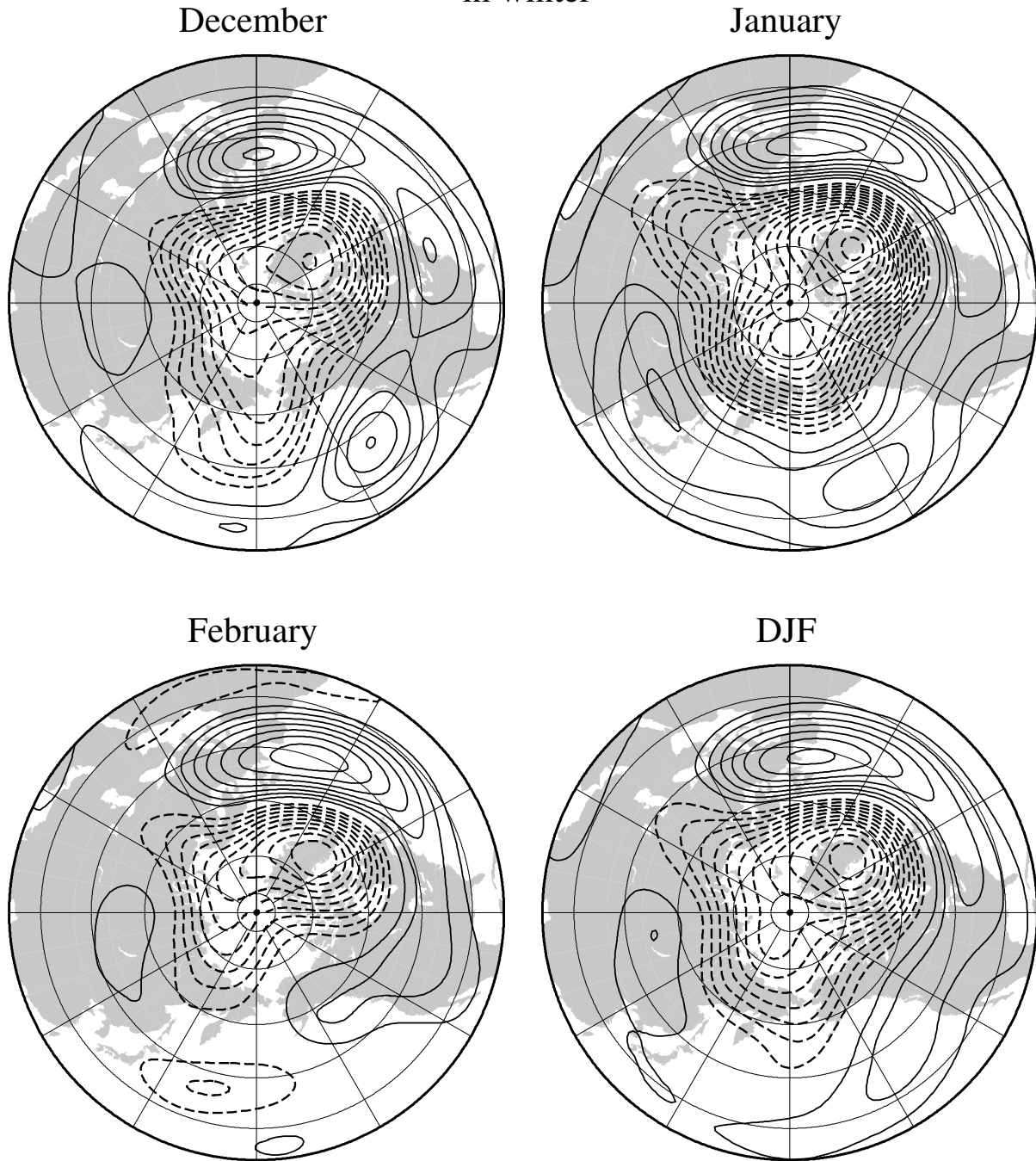


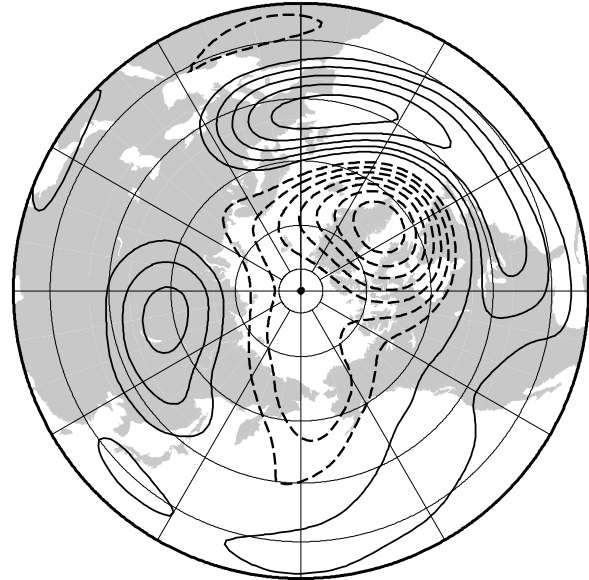
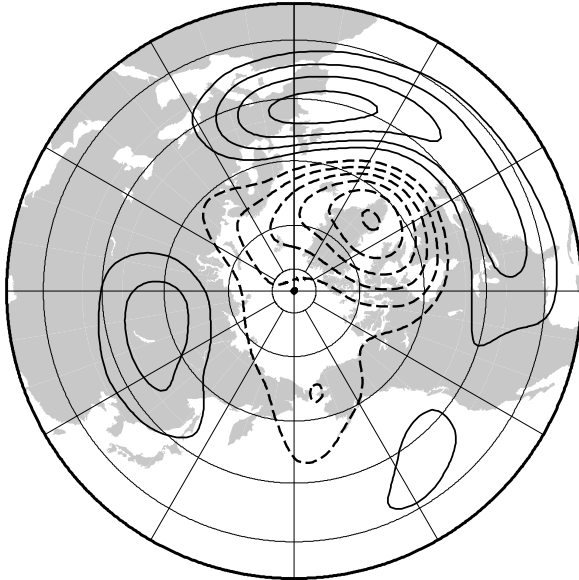
図 18: NCEP/NCAR の地上気温の EOF-1 のスコアの時系列 (図 3 の実線) に線形回帰した順圧高度場の偏差の空間分布. 左上が 12 月, 右上が 1 月, 左下が 2 月, 右下が DJF 平均である. コンター間隔は 5 m で実線が正の偏差, 破線が負の偏差である. スコアが $+1\sigma$ のときの構造を表している.

Geopotential Height

in winter

500 hPa

300 hPa



100 hPa

50 hPa

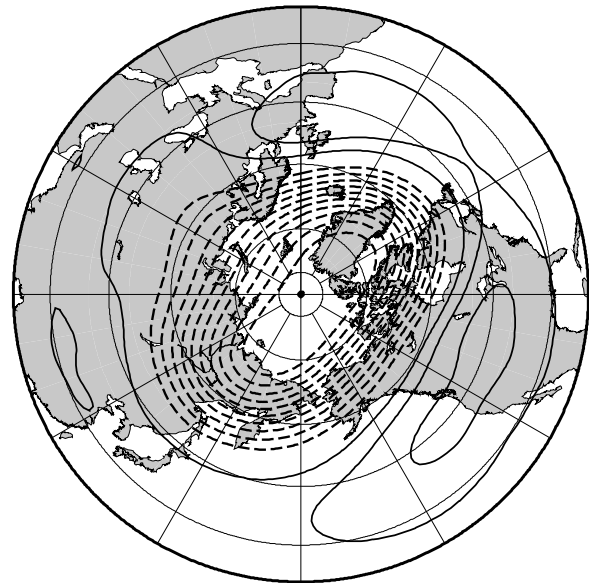
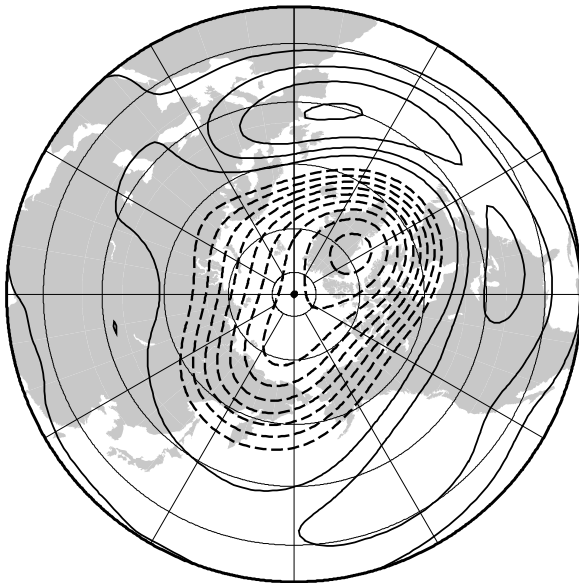


図 19: NCEP/NCAR の地上気温の EOF-1 のスコアの時系列 (図 3 の実線) に線形回帰した DJF 平均の geopotential 高度の偏差. 左上が 500 hPa, 右上が 300 hPa, 左下が 100 hPa, 右下が 50 hPa である. コンター間隔は 10 m で実線が正の偏差, 破線が負の偏差である. スコアが $+1\sigma$ のときの構造を表している.

Wind vector reg. EOF-1 in winter (DJF)

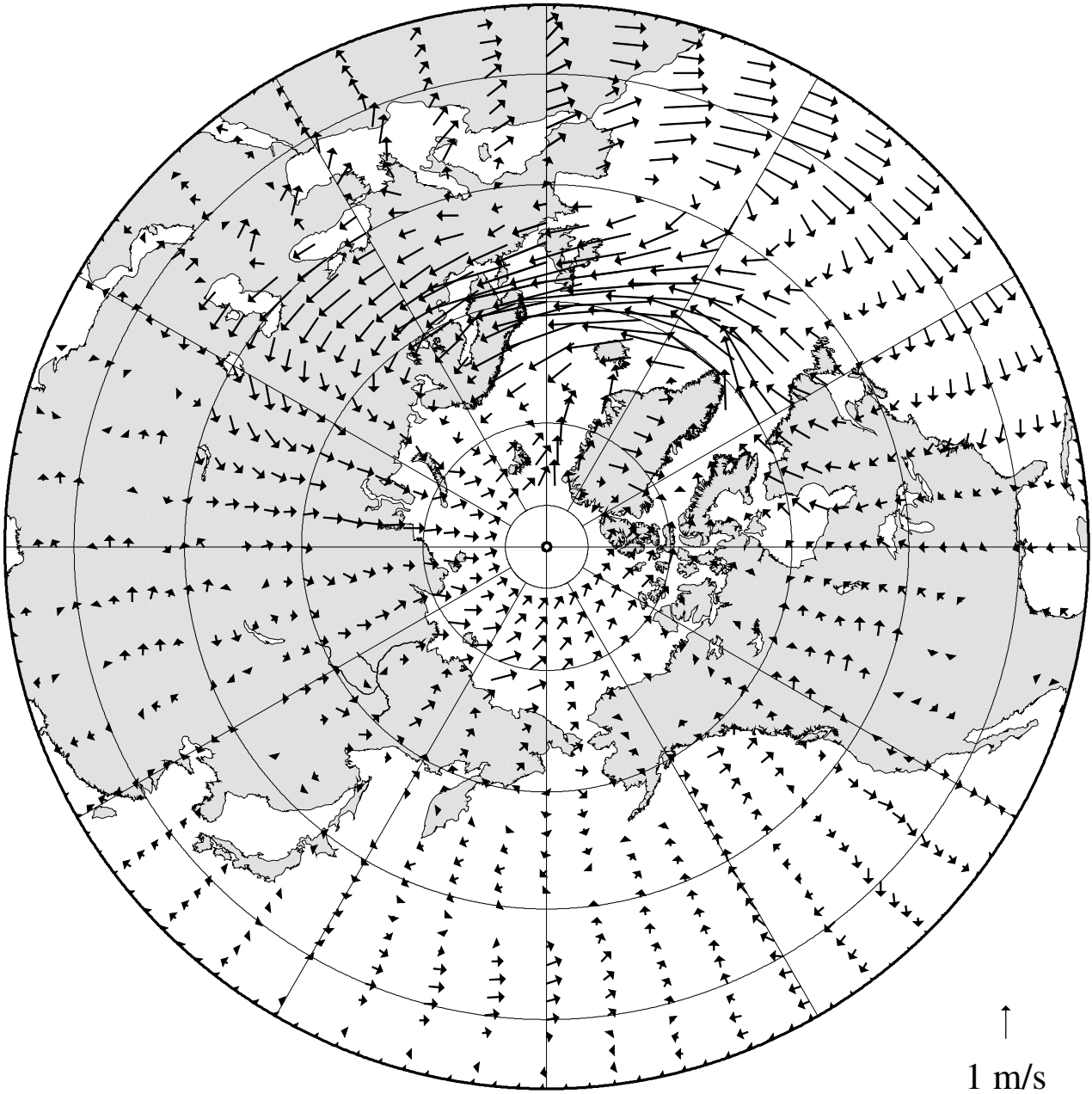


図 20: NCEP/NCAR の地上気温の EOF-1 のスコアの時系列 (図 3 の実線) に線形回帰した u, v 偏差の構造をベクトル表記した. 構造は DJF 平均を表しており, 1 m/s のときのベクトルの大きさは図の右下に示している. スコアが $+1\sigma$ のときの構造を表している.

Wind vector reg. EOF-2
in winter (DJF)

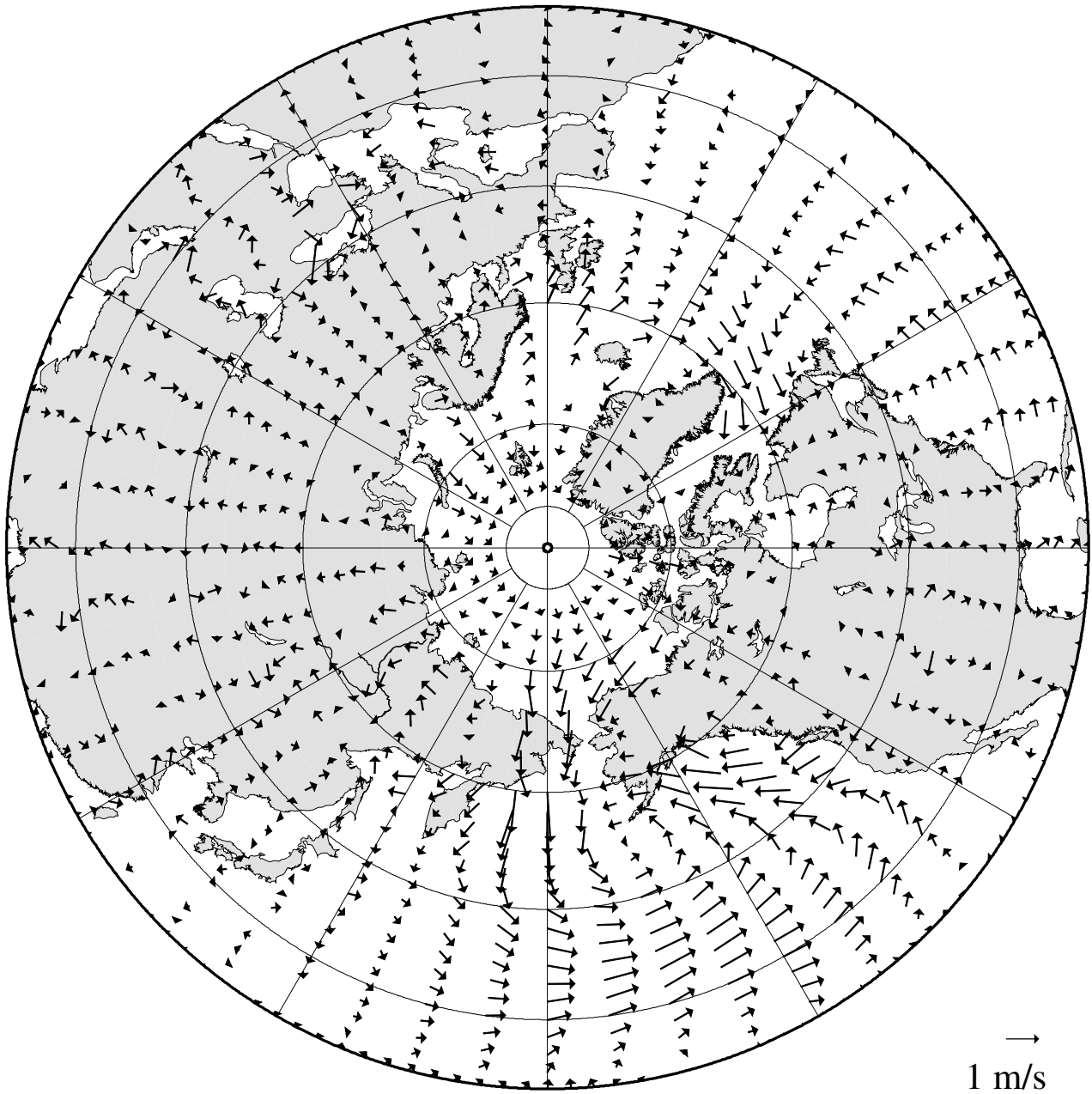
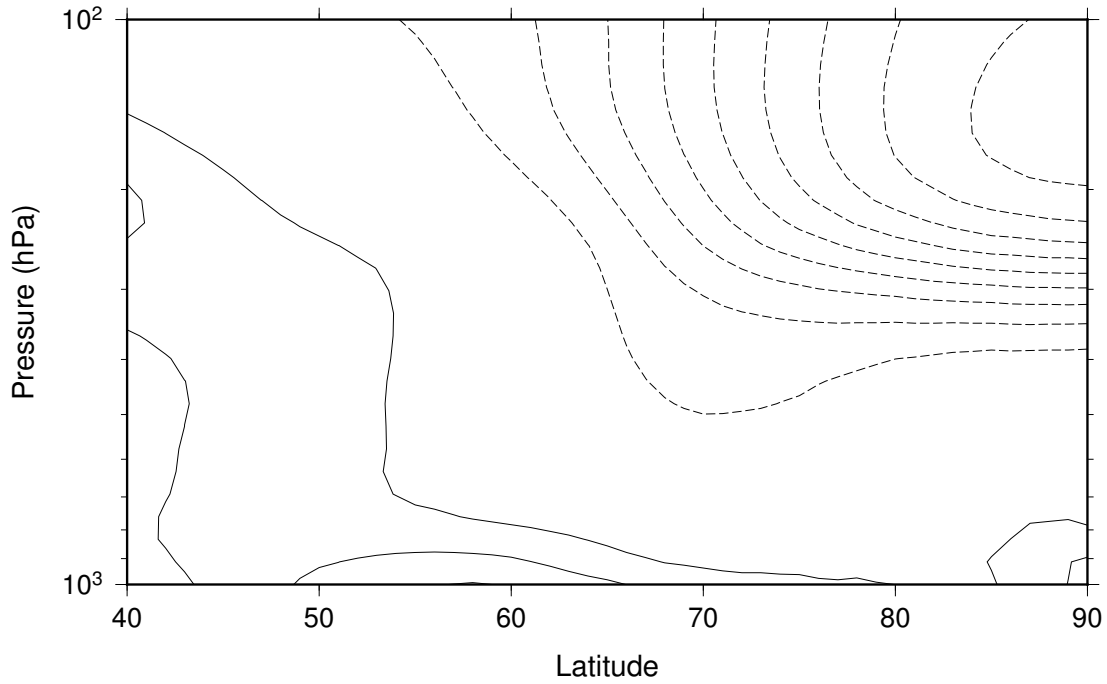


図 21: 図 20 と同様. ただし, EOF-2(図 4 の実線) との回帰を表している.

Temperature (DJF)
reg. with EOF-1
zonal mean



Temperature (DJF)
reg. with EOF-2
zonal mean

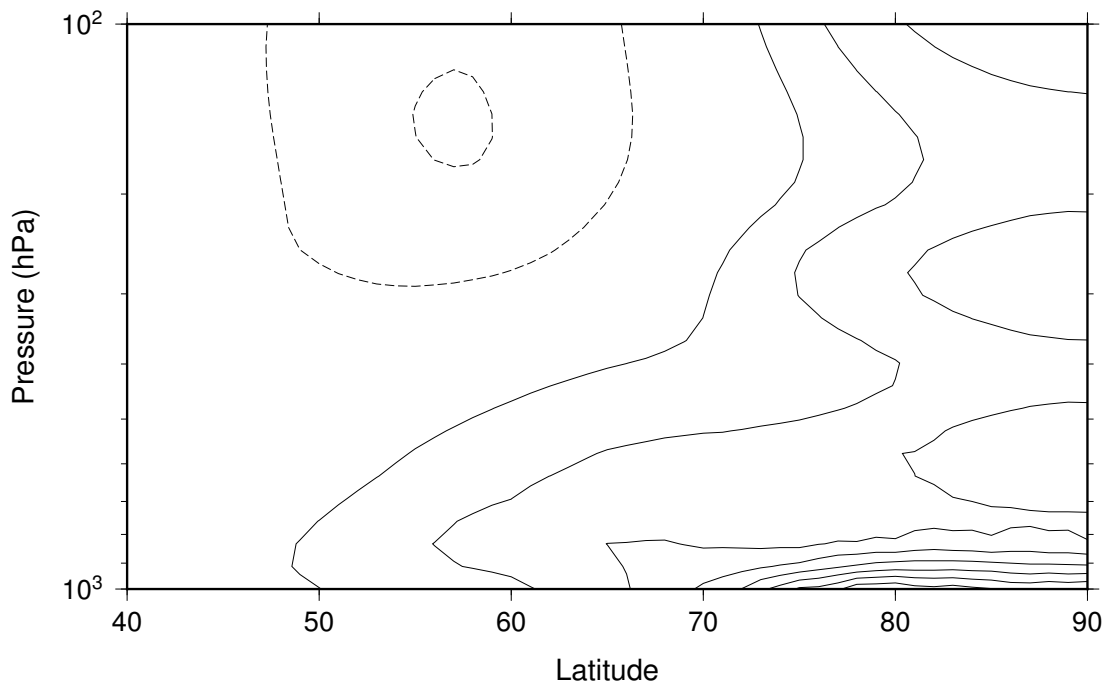
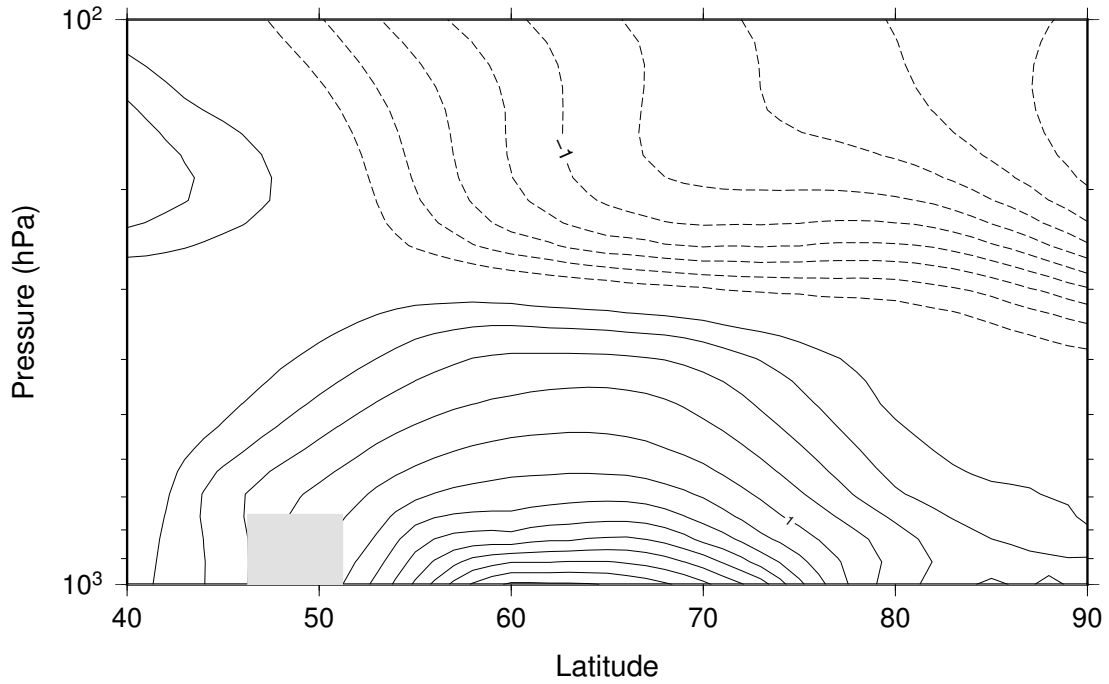


図 22: NCEP/NCAR の地上気温の EOF 解析のスコアの時系列に線形回帰した DJF 平均の帯状平均気温の鉛直断面図. 上が EOF-1(図 3 の実線), 下が EOF-2(図 4 の実線) との回帰を表す. 横軸は緯度, 縦軸は気圧座標系での高度を表している. ただし縦軸は対数座標となっている. コンター間隔は 0.2 K で実線が正の偏差, 破線が負の偏差である. スコアが $+1\sigma$ のときの構造を表している.

Temperature (DJF)
reg. with EOF-1
longitude 90°E



Temperature (DJF)
reg. with EOF-2
longitude 90°E

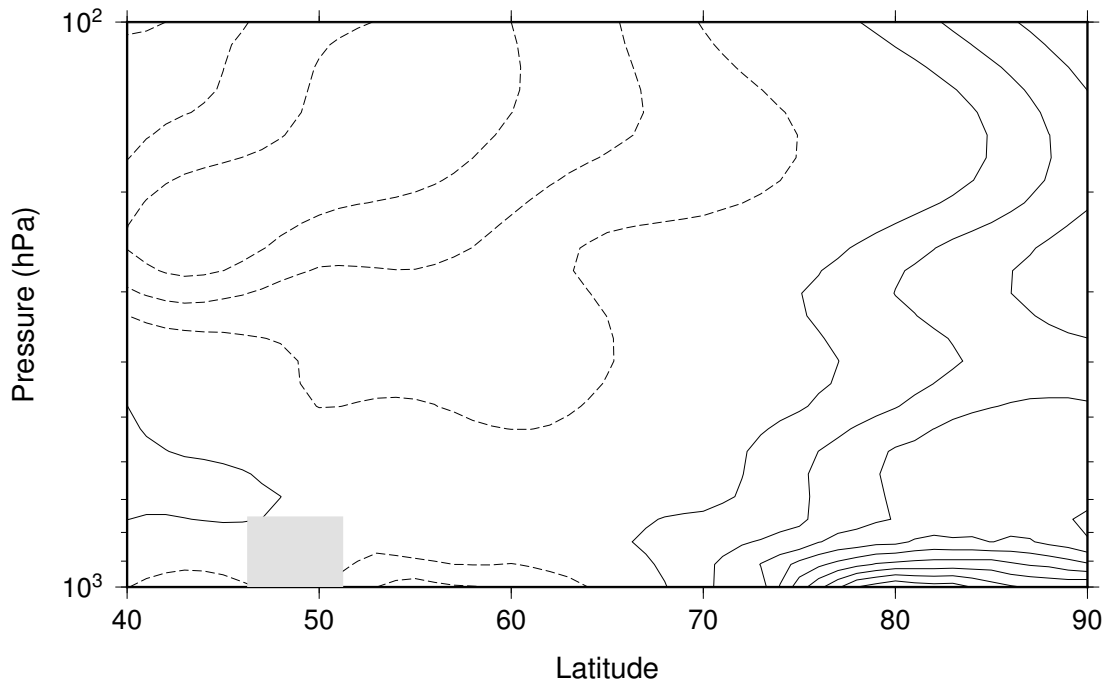
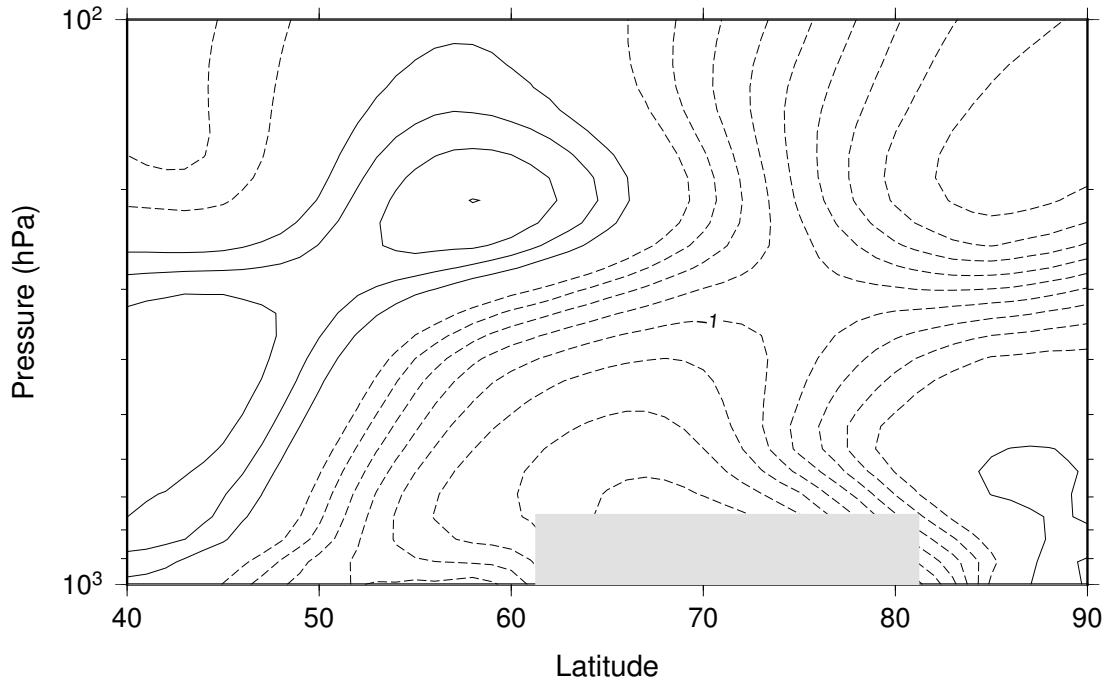


図 23: 図 22 と同様. ただし, 東経 90 度の気温の鉛直断面を表している. また, 地形が存在するところには灰色のマスクを施した.

Temperature (DJF)
reg. with EOF-1
longitude 90°E



Temperature (DJF)
reg. with EOF-2
longitude 90°E

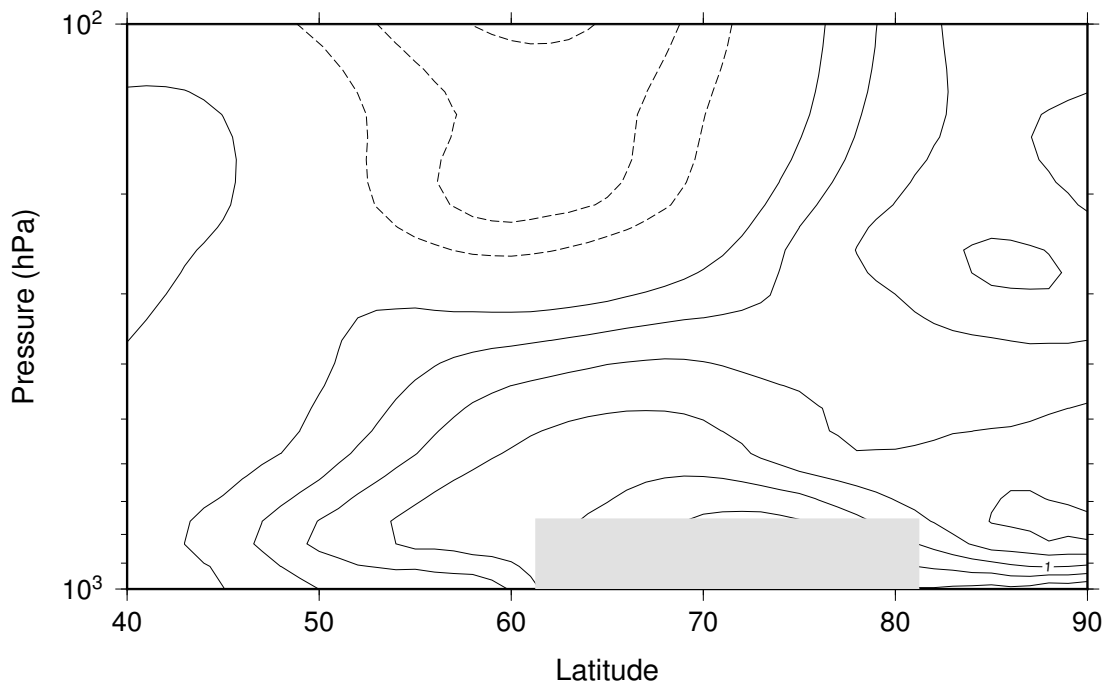
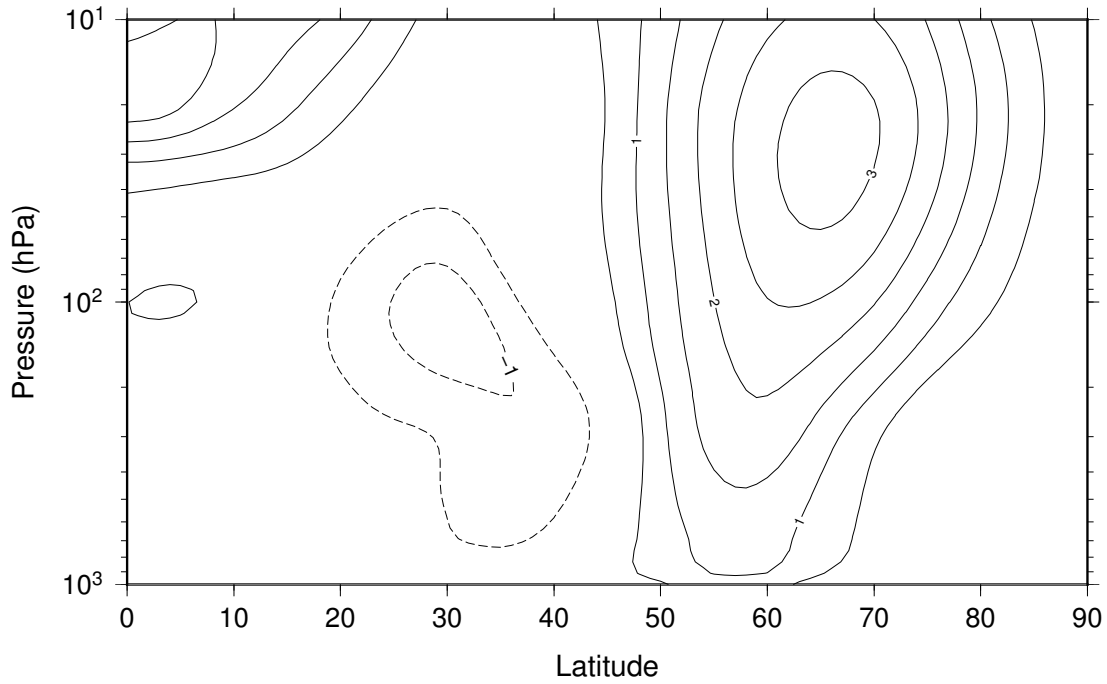


図 24: 図 22 と同様. ただし, 西経 45 度の気温の鉛直断面を表している. また, 地形が存在するところには灰色のマスキングを施した.

U wind (DJF)
reg. with EOF-1
zonal mean



U wind (DJF)
reg. with EOF-2
zonal mean

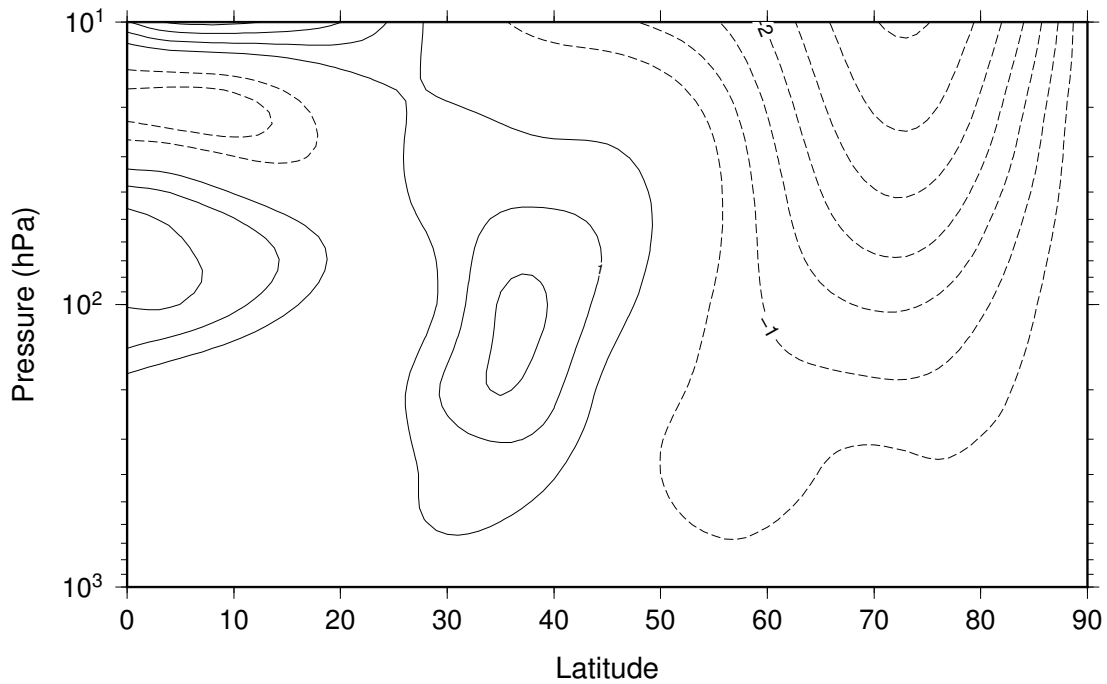


図 25: NCEP/NCAR の地上気温の EOF 解析のスコアの時系列に線形回帰した DJF 平均の帯状平均東西風の鉛直断面図。上が EOF-1(図 3 の実線), 下が EOF-2(図 4 の実線) との回帰を表す。横軸は緯度, 縦軸は気圧座標系での高度を表している。ただし縦軸は対数座標となっている。コンター間隔は 0.5 m/s で実線が正の偏差, 破線が負の偏差である。スコアが $+1\sigma$ のときの構造を表している。

Sea Ice Concentration reg. with EOF-1

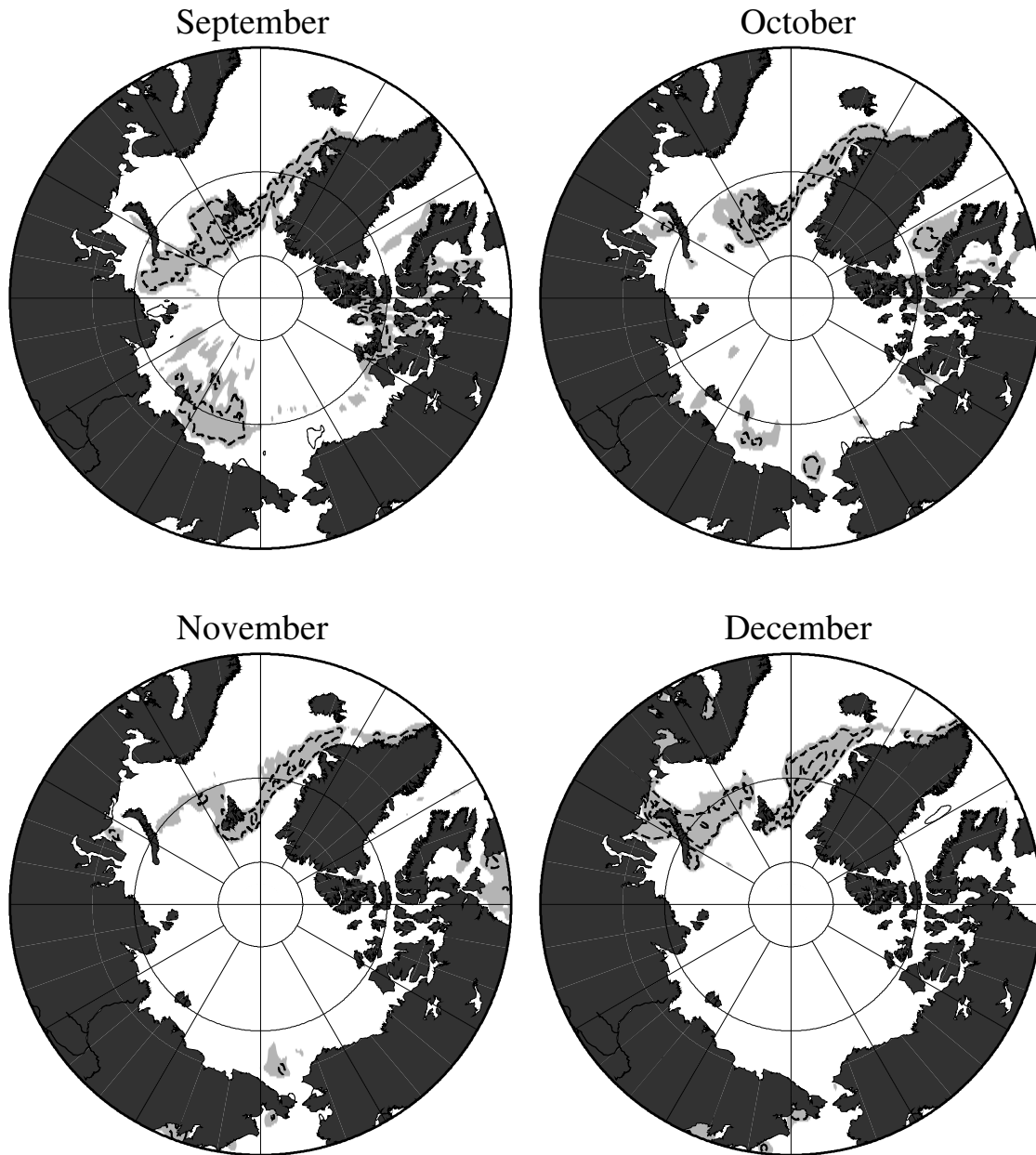


図 26: NCEP/NCAR の地上気温の EOF-1 のスコアの時系列 (図 3 の実線) に線形回帰した秋季から冬季にかけての海水氷接度の負の偏差の分布. 左上が 9 月, 右上が 10 月, 左下が 11 月, 右下が 12 月である. コンター間隔は 5 % であり, 灰色のシェードがかかっている領域が海氷の減少域である. スコアが $+1\sigma$ のときの構造を表している.

Sea Ice Concentration
reg. with EOF-2

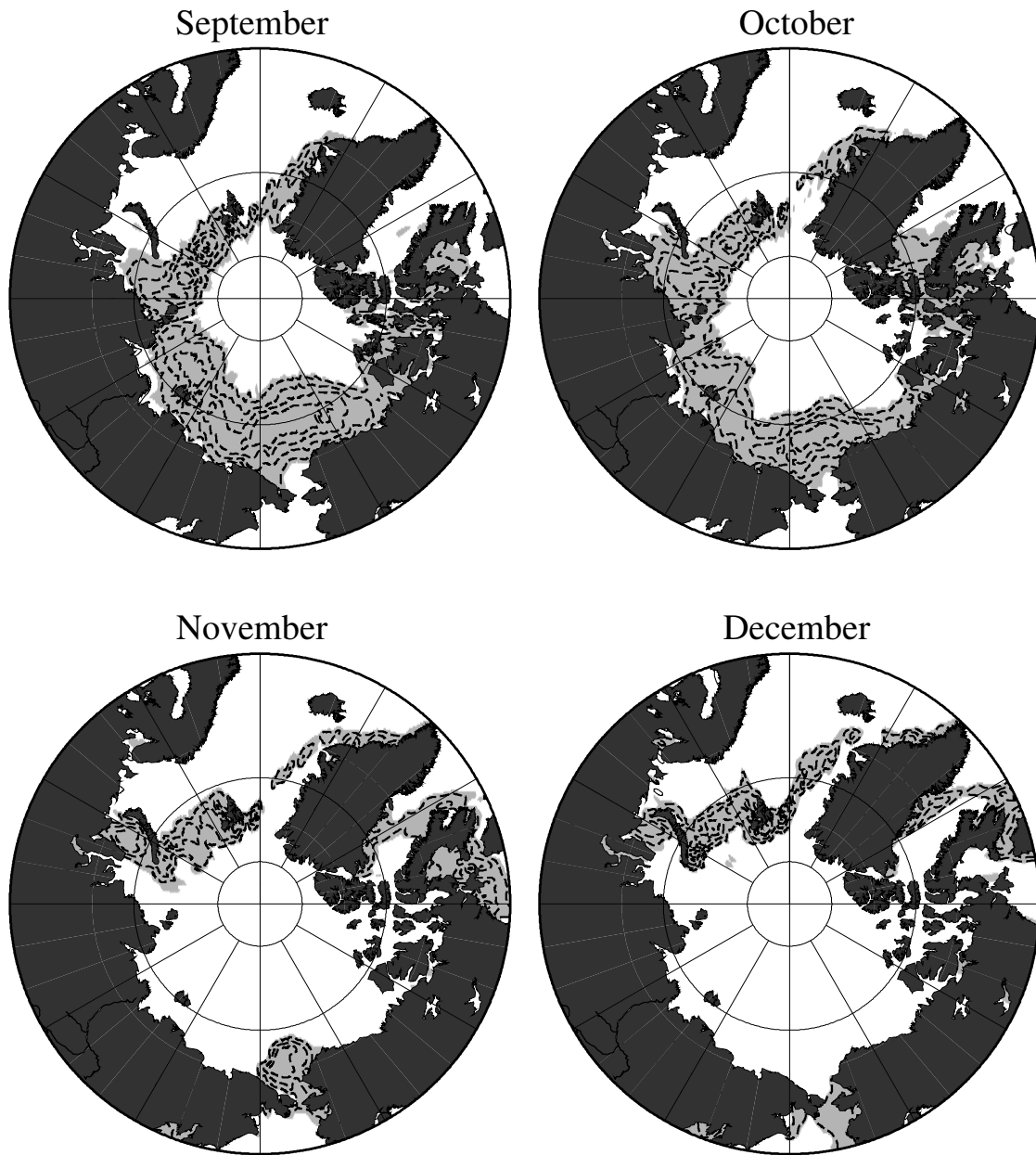


図 27: 図 26 と同様. ただし, EOF-2(図 4 の実線) との回帰を表している.

SLP

reg. with Greenland Temperature

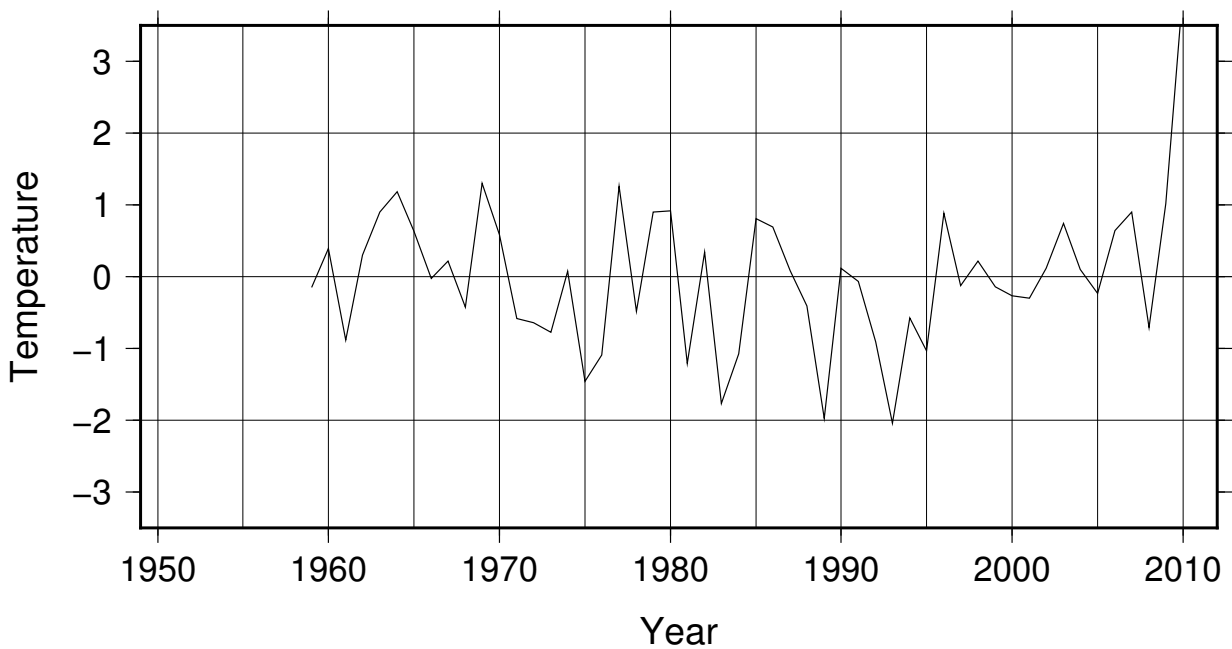
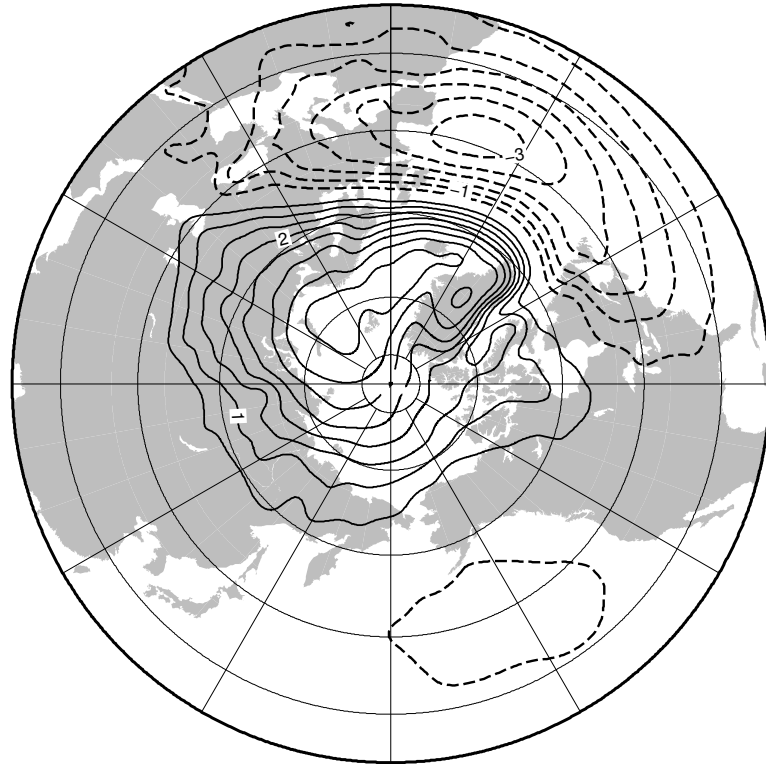


図 28: 正規化した HadAT2 のグリーンランドの観測点 6 か所の 850 hPa 平均気温の時系列 (下) と北緯 20 度以北の SLP を回帰したときの空間分布 (上). 空間分布は実線が正の偏差, 破線が負の偏差を表しており, コンター間隔は 0.5 hPa となっている. 正規化された気温の期間は 1958/59 ~ 2009/10 年の DJF となっている.

SAT reg. with Greenland Temperature

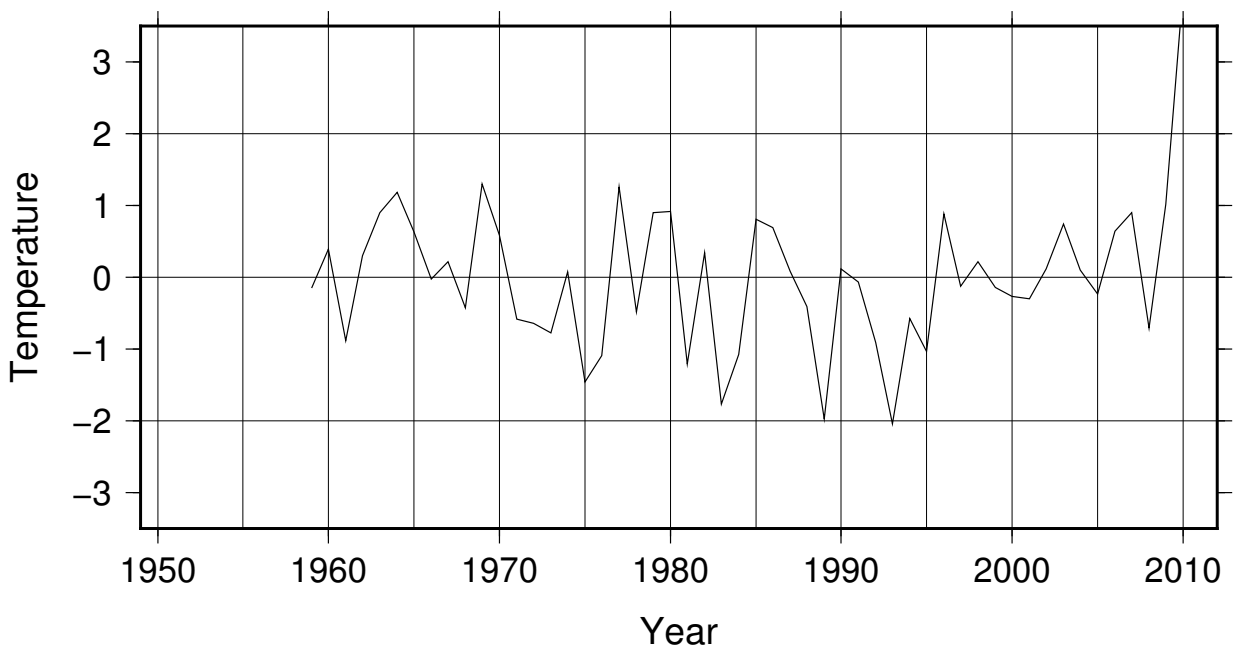
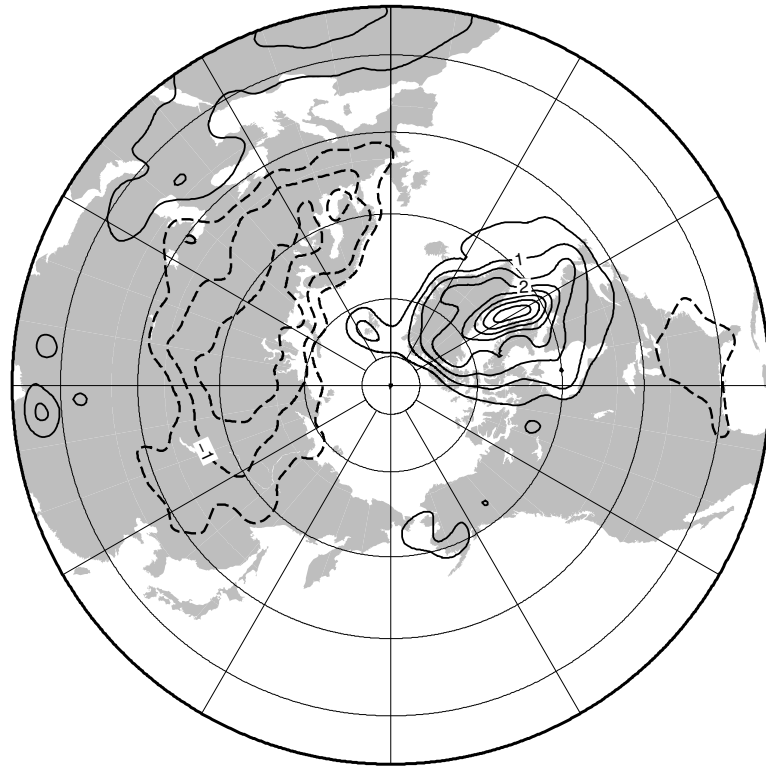


図 29: 図 28 と同様. ただし, グリーンランドの 850 hPa 気温の時系列 (下) と北緯 20 度以北の地上気温との回帰を表している.

SLP

reg. with Northern Hemisphere Temperature

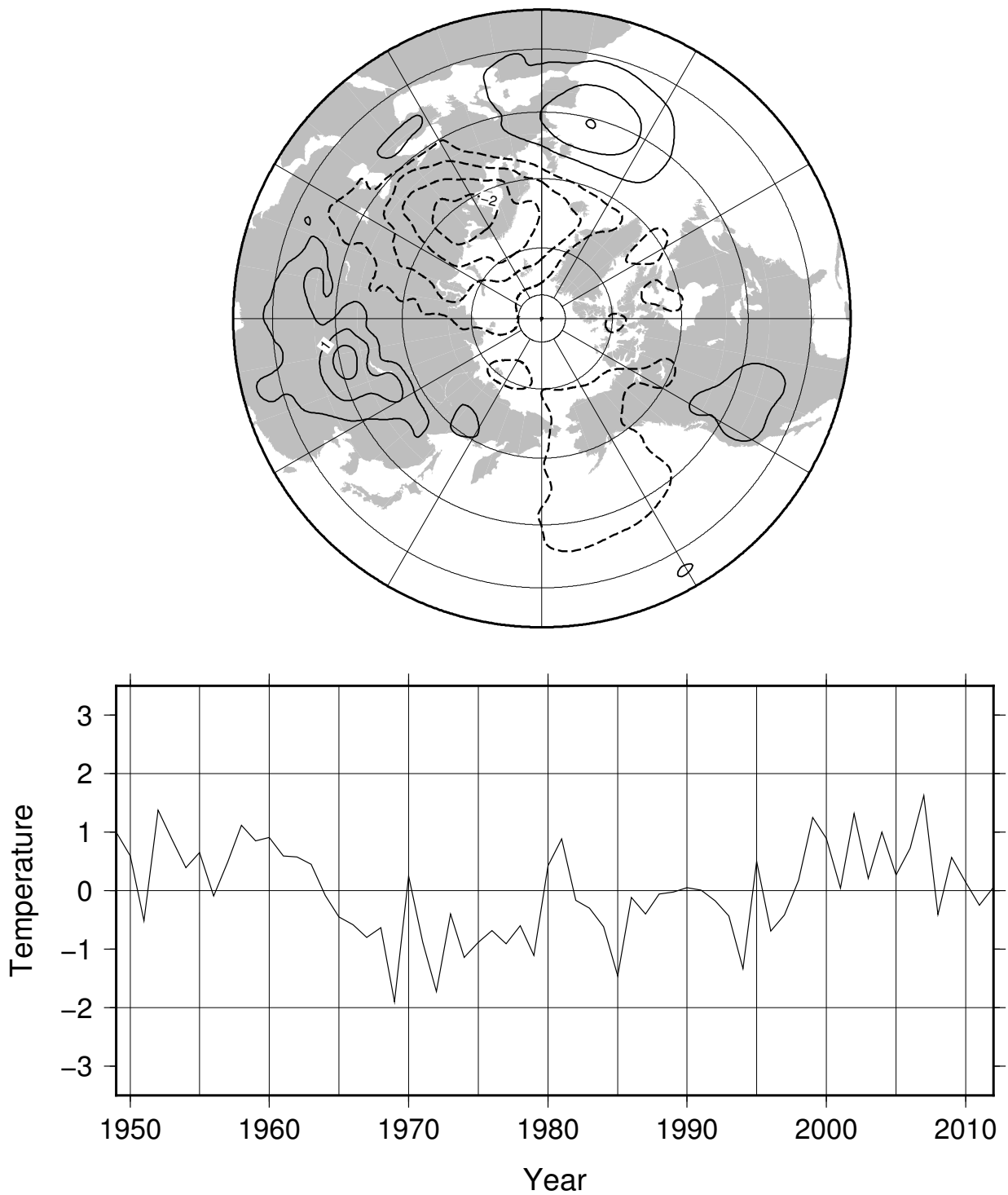


図 30: 正規化された NCEP/NCAR の北緯 20 度以北平均地上気温の時系列 (下) と北緯 20 度以北の SLP を回帰したときの空間分布 (上). コンター間隔は 0.5 K で, 実線が正の偏差, 破線が負の偏差を表している. 期間は 1948/49 ~ 2011/12 年の DJF である.

SAT reg. with Northern Hemisphere Temperature

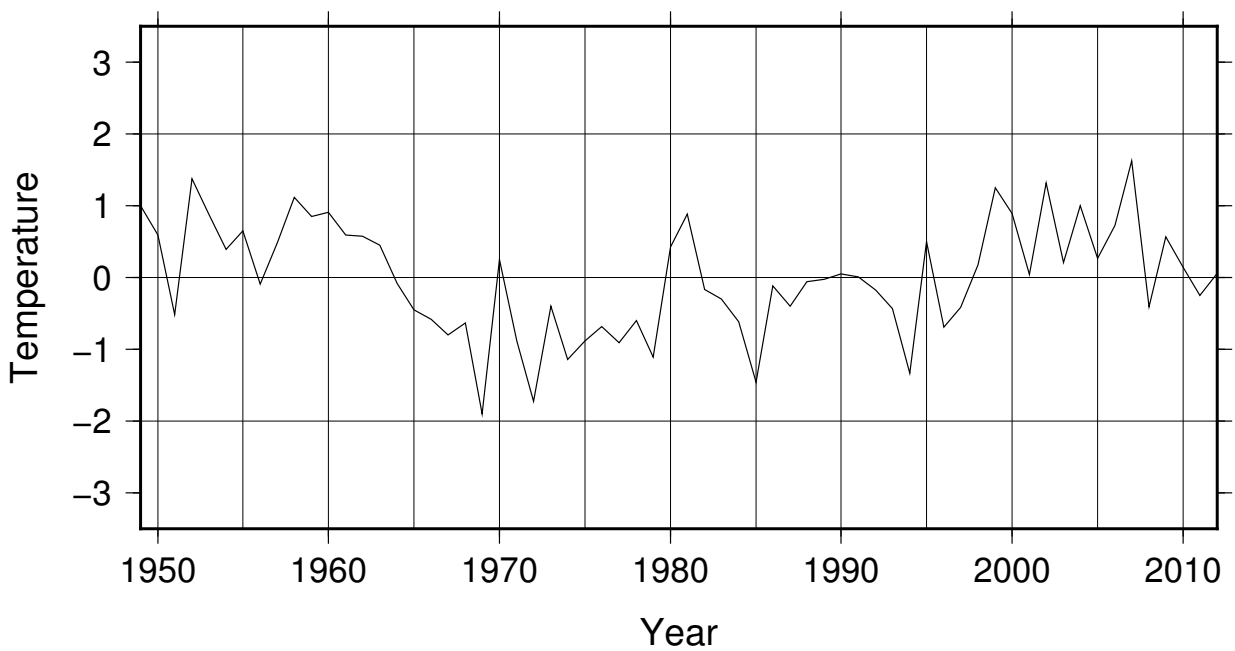
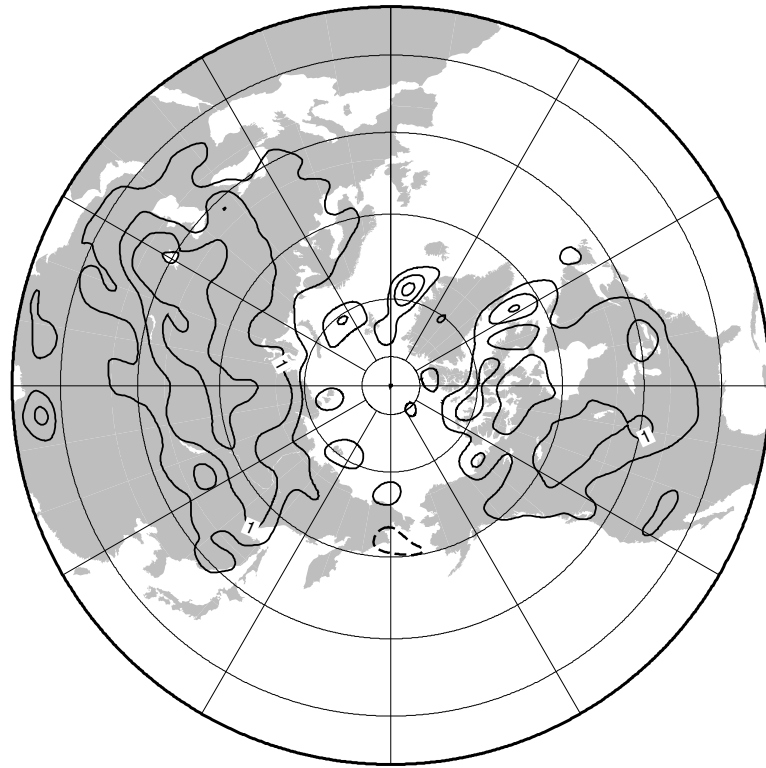


図 31: 図 30 と同様. ただし, 正規化された NCEP/NCAR の北緯 20 度以北平均地上気温の時系列 (下) と北緯 20 度以北の地上気温との回帰を表している.

SLP

reg. with Northern Hemisphere Temperature

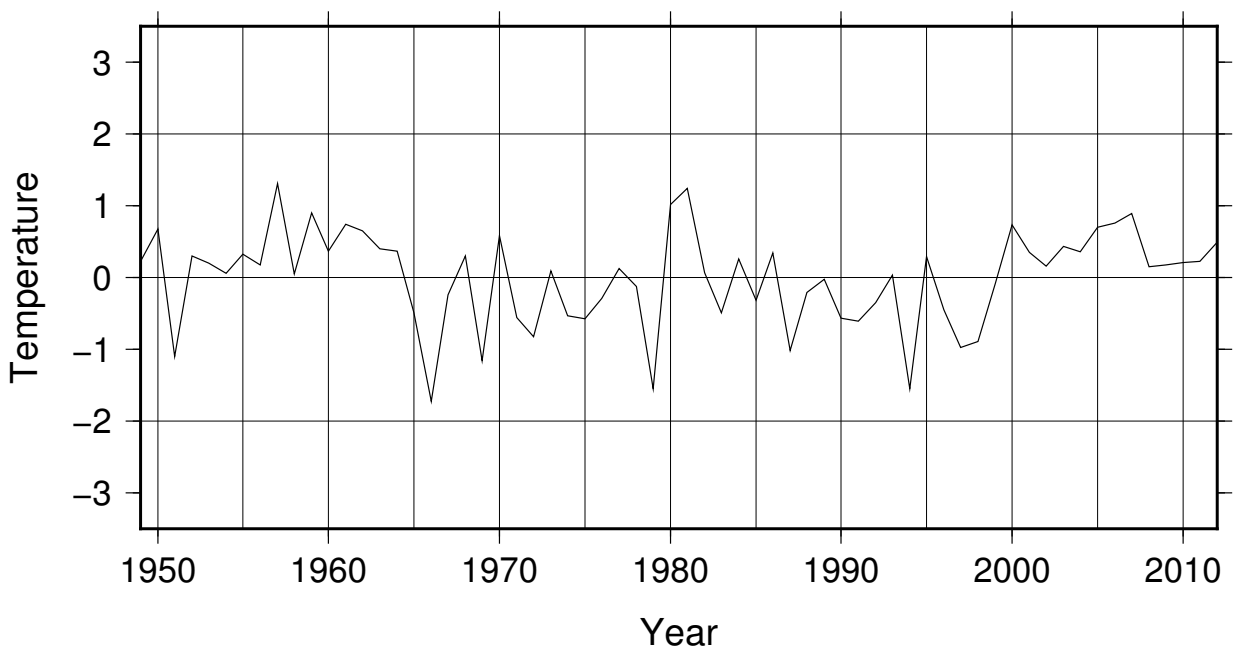
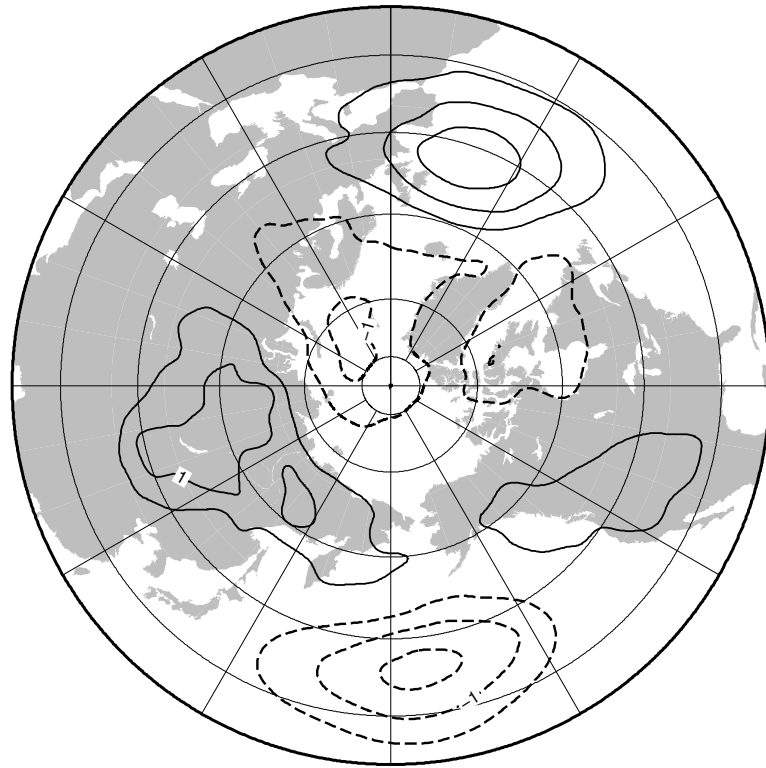


図 32: 図 30 と同様. ただし, 正規化された NCEP/NCAR の北緯 60 度以北平均地上気温の時系列 (下) と北緯 20 度以北の SLP との回帰を表している.

SAT reg. with Northern Hemisphere Temperature

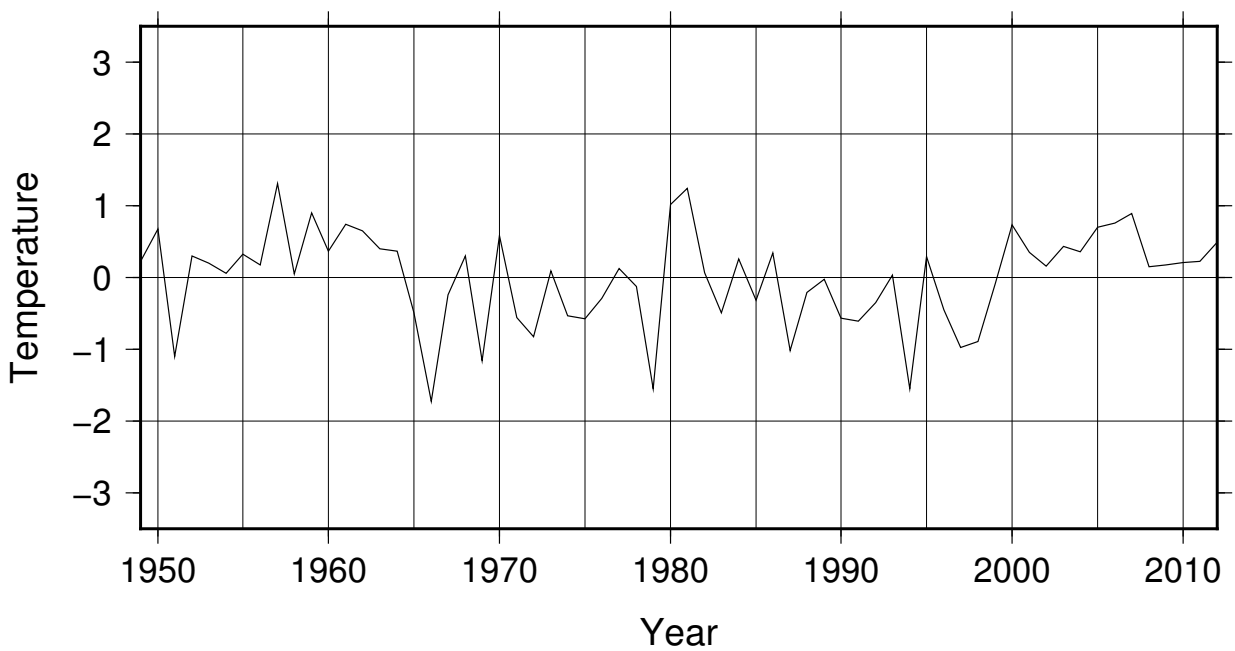
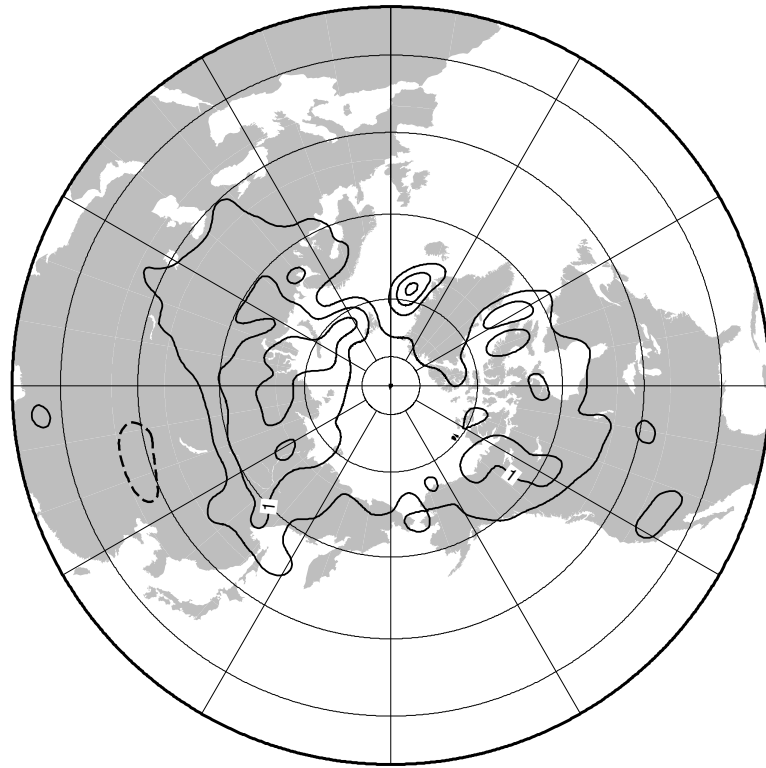


図 33: 図 30 と同様. ただし, 正規化された NCEP/NCAR の北緯 60 度以北平均地上気温の時系列 (下) と北緯 20 度以北の地上気温との回帰を表している.

SVD analysis

SVD- 1(32.6%)

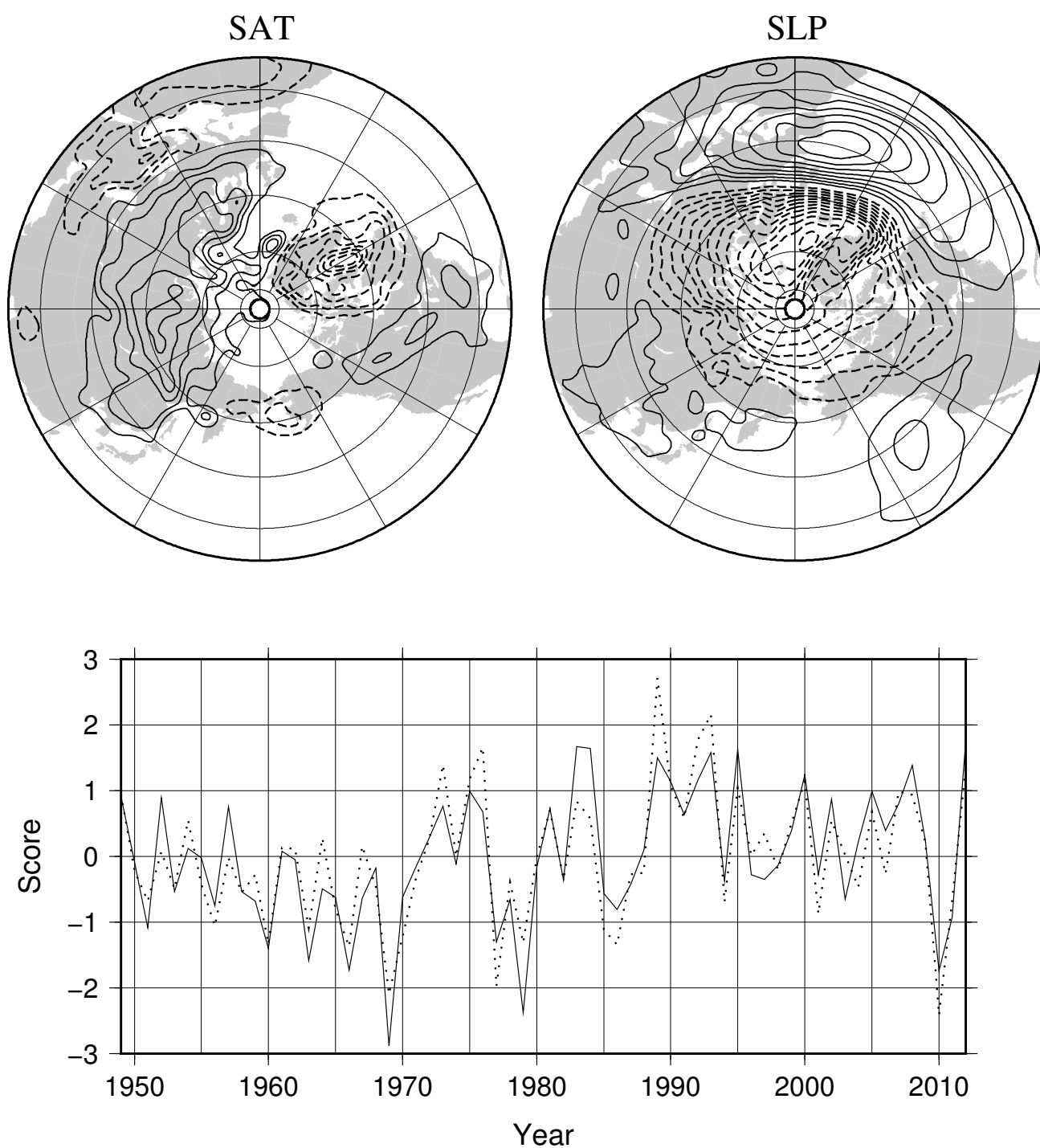


図 34: 北緯 20 度以上の地上気温と SLP の SVD-1 の特異ベクトルの空間分布とスコアの
時系列. 左上が地上気温, 右上が SLP の特異ベクトルの空間分布を表し, 下の時系列は実
線が地上気温, 点線が SLP のスコアの時系列を表す. 括弧内の数字は SCF の値である. コ
ンター間隔は 0.5 K と 0.5 hPa であり, 実線が正の偏差, 破線が負の偏差を表している.

SVD analysis
SVD- 2(13.3%)

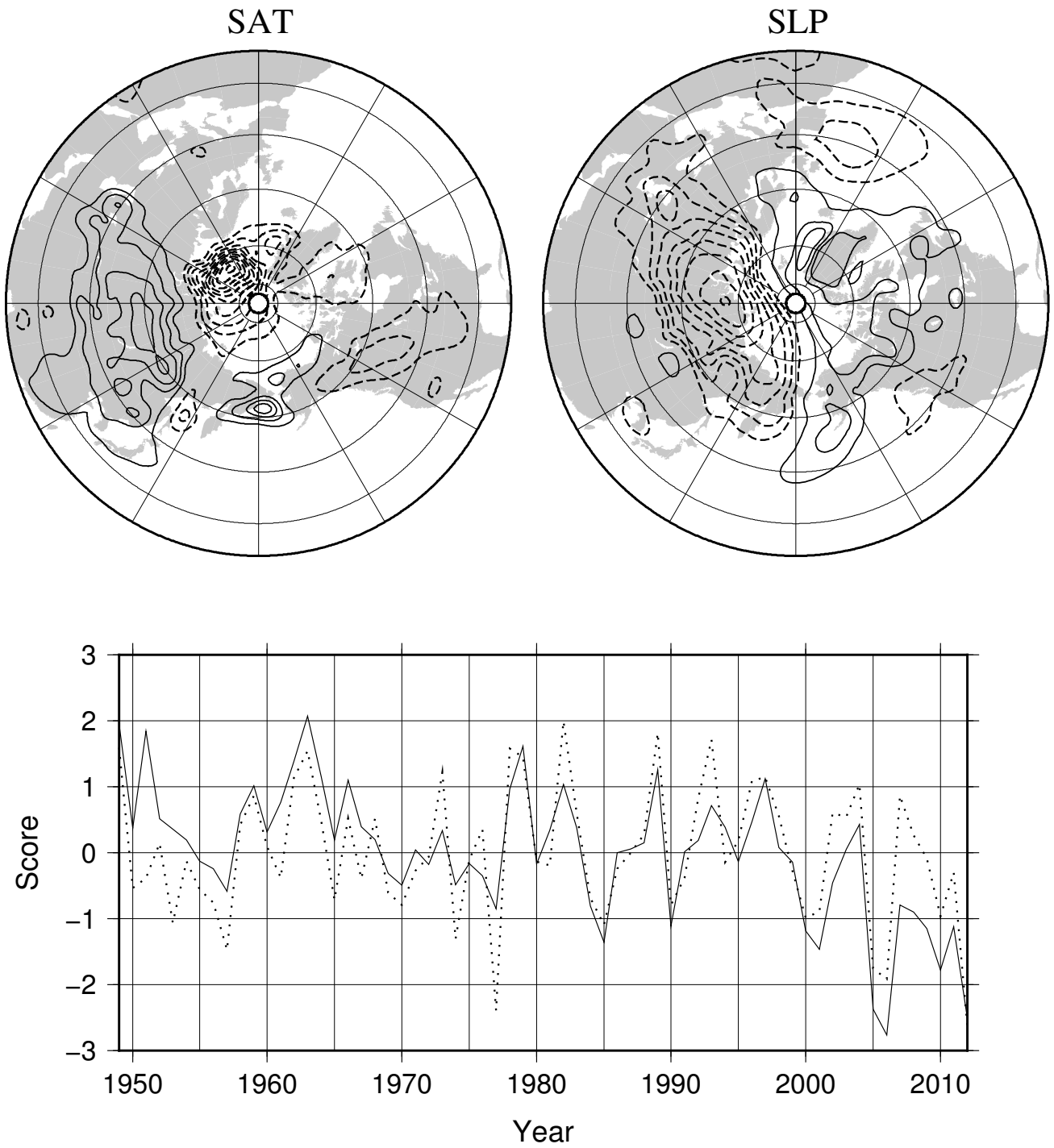


図 35: 図 34 と同様. ただし SVD-2 を表している.

SVD analysis

SVD- 1(32.7%)

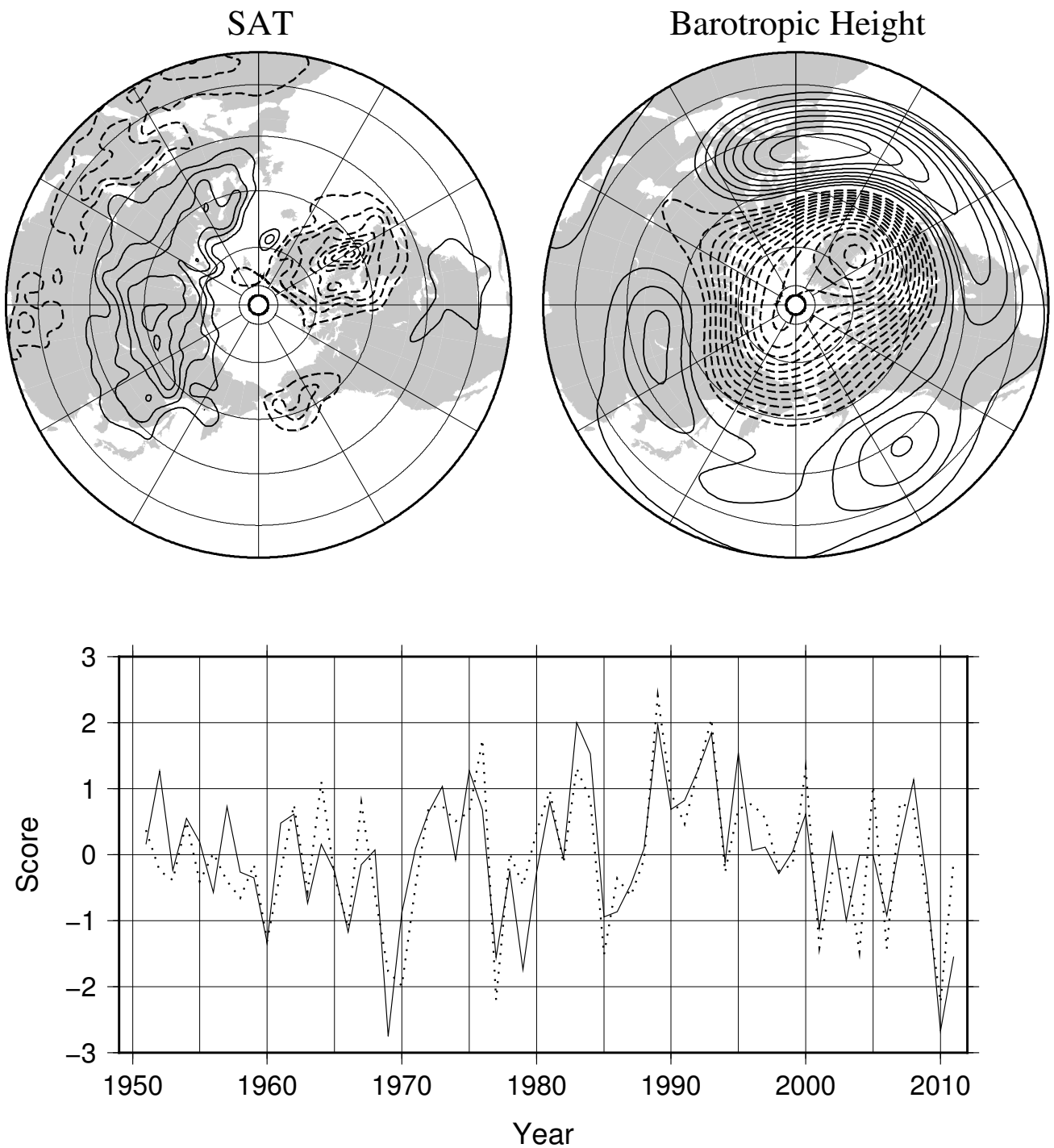


図 36: 北緯 20 度以上の地上気温と順圧高度場の SVD-1 の特異ベクトルの空間分布とスコアの時系列. 左上が地上気温, 右上が順圧高度場の特異ベクトルの空間分布を表し, 下の時系列は実線が地上気温, 点線が順圧高度場のスコアの時系列を表す. 括弧内の数字は SCF の値である. コンター間隔は 0.5 K と 0.5 m であり, 実線が正の偏差, 破線が負の偏差を表している.