

北半球の自然変動が十年スケールの地上 気温変動に及ぼす影響についての研究

2016年1月

田村 美奈

北半球の自然変動が十年スケールの地上
気温変動に及ぼす影響についての研究

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

田村 美奈

A Study of Contribution from the Natural Variability of Atmosphere in the Northern Hemisphere to Decadal Variability of Surface Air Temperature

Mina TAMURA

Abstract

Arctic Oscillation (AO) is the most dominant atmospheric phenomenon in the Northern Hemisphere in winter that has opposite sea level pressure anomaly separated by northern latitude of 60 degrees. Surface air temperature shows cooler around Greenland and warmer in Siberia, Europe and Canada when the AO index (AOI) is positive.

The warming appeared mostly in the north polar region in fall and winter. The warming is twice as large as the global mean that is called Arctic Amplification (AA).

When surface air temperature is regressed with the linear trend of CO₂, the AA pattern appears showing warmer in the Northern Hemisphere centering around the north polar region. The residual subtracted AA pattern from surface air temperature is analyzed by Empirical Orthogonal Function (EOF). The EOF-1 is AO pattern and EOF-2 is Barents Sea Mode that has warmer in the Barents - Greenland sea and cooler in Eurasia, Northern Atlantic and North America. The AA pattern does not appear from this analysis. It is shown that the AO pattern and Barents Sea Mode are dominant atmospheric phenomenon of the natural variability, the AA pattern is not the natural variability but the anthropogenic. The regional mean of surface air temperature of AO pattern is nearly equal 0 K, Barents Sea Mode is -0.16 K that has the similar trend to surface air temperature variability in the Northern Hemisphere. It is found that Barents Sea Mode is important for surface air temperature in the Northern Hemisphere, and AO contributes to local area.

The variability of planetary albedo in the Northern Hemisphere and Siberia has a similar trend to Barents Sea Mode and AOI respectively. It is found that the variability of surface air temperature in the Northern Hemisphere is related to planetary albedo. It is considered to be important for this relation to contribute cloud-albedo feedback rather than ice-albedo.

Key Words: Arctic Oscillation, Arctic Amplification, Barents Sea Mode, Natural Variability, Planetary Albedo

目次

Abstract	i
目次	iii
図目次	v
1 はじめに	1
2 目的	4
3 使用データ	5
3.1 再解析データ	5
3.2 観測データ	6
4 解析手法	7
4.1 EOF 解析	7
4.2 変動に伴う気象要素の変動の定量化	10
4.3 地上気温の人為起源変動成分と自然変動成分の分離	11
5 結果	12
5.1 地上気温の EOF 解析	12
5.2 地上気温の変動成分の分離	12
5.2.1 地上気温の人為起源変動成分の抽出	13
5.2.2 地上気温の自然変動成分についての EOF 解析	13
5.3 北半球のプラネタリーアルベド変動に伴う各気象要素のパターン	14
5.3.1 北半球平均プラネタリーアルベド変動と各気象要素	14
5.3.2 AOI とプラネタリーアルベド	15
5.3.3 シベリア平均プラネタリーアルベド変動と各気象要素	15
5.3.4 再解析データ間の比較	16
6 考察	17
6.1 地上気温の変動成分の分離	17
6.2 北半球のプラネタリーアルベドと地上気温の関係	17
6.3 各再解析データの比較	19
7 結論	20

8 謝辞	22
参考文献	23

目 次

1	北極振動の空間構造	26
2	北極振動に伴う地上気温偏差の空間分布図	26
3	2-Box Energy Balance Model の概念図	27
4	北半球平均地上気温の長周期変動	28
5	JRA-55 の冬季地上気温の EOF-1	29
6	JRA-55 の冬季地上気温の EOF-1	30
7	JRA-55 の冬季地上気温の EOF-3	31
8	CO ₂ の線形トレンドに回帰した JRA-55 の冬季地上気温	32
9	JRA-55 の冬季地上気温の自然変動成分の EOF-1	33
10	JRA-55 の冬季地上気温の自然変動成分の EOF-2	34
11	JRA-55 の冬季地上気温の自然変動成分の EOF-3	35
12	JRA-55 の冬季の北半球平均プラネタリーアルベド変動の時系列	36
13	JRA-55 の冬季の北半球平均プラネタリーアルベド変動とプラネタリーアルベドの相関マップ	37
14	JRA-55 の冬季の北半球平均プラネタリーアルベド変動と地上気温の相関マップ	38
15	JRA-55 の冬季の北半球平均プラネタリーアルベド変動と積雪深の相関マップ	39
16	AOI と JRA-55 のプラネタリーアルベドの相関マップ	40
17	JRA-55 の冬季のシベリア平均プラネタリーアルベド変動の時系列	41
18	JRA-55 の冬季のシベリア平均プラネタリーアルベド変動とプラネタリーアルベドの相関マップ	42
19	JRA-55 の冬季のシベリア平均プラネタリーアルベド変動と地上気温の相関マップ	43
20	JRA-55 の冬季のシベリア平均プラネタリーアルベド変動と積雪深の相関マップ	44
21	各再解析データの北半球平均プラネタリーアルベド変動の時系列	45
22	AOI と各再解析データのプラネタリーアルベドの相関マップ	46
23	各再解析データのシベリア平均プラネタリーアルベド変動の時系列	47

1 はじめに

冬季の北半球における大気の最も卓越した変動として北極振動 (Arctic Oscillation: AO) がある。AO は北緯 60 度を挟んで南北に海面更正気圧 (Sea Level Pressure: SLP) が逆相関を示す現象で、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 (Thompson and Wallace 1998)。AO に伴う SLP 偏差パターンは、北極域に大きな負偏差、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正偏差となっている (図 1)(Wallace and Thompson 2002)。また AO に伴う地上気温 (Surface Air Temperature: SAT) の偏差パターンは、グリーンランド付近で負偏差、それを囲うようにシベリアからヨーロッパにかけてと北アメリカで正偏差となる (図 2)。このときを北極振動指数 (AO Index: AOI) が正であるといい、負のときは偏差の符号が全て逆になる。大橋・田中 (2009) は IPCC-AR4 の大気海洋結合モデル群を用いて、AO の数十年スケールの長期変動は外部強制応答によるものではなく、カオス的に変動する大気の内部変動であることを示した。また Ohashi and Tanaka (2010) は、1950 年以降の地上気温の線形トレンドを調べ、そのトレンドに伴う空間分布は AO の場合とよく似たパターンであることから、AO が 1989 年以前の北半球の地上気温の変動をコントロールしていることを示した。さらに Nagato and Tanaka (2012) は、北半球中高緯度の地上気温の変動に対応して AO に伴う気温分布パターンが卓越することを示した。しかし、AO に伴う北半球中高緯度における地上気温偏差は空間平均するとほぼ 0 になることから、AO は北半球平均の地上気温の変動に直接影響を及ぼすのではなく、雪氷・海氷変動や植生などを通じた気候メモリによるフィードバックの影響が重要であると述べている。

一方、近年温室効果ガスの増加など人為的起源による地球規模での温暖化が問題となっている (IPCC 2013)。それは特に秋季から冬季にかけての北極域で最も顕著に現れており、北極域における気温上昇率は全球平均と比較して約 2 倍大きくなっている (Serreze and Francis 2006)。この現象は北極温暖化増幅 (Arctic Amplification: AA) と呼ばれている。AA は古くから気候モデルにおける CO₂ 増加の感度実験の結果として得られており、主な要因は海氷や地表面の雪氷の融解によって引き起こされるアイス・アルベドフィードバック (Manabe and Wetherald 1975; Manabe and Stouffer 1980) であるとされているが、Graversen and Wang (2009) は、地表面アルベドの変動がない場合でも AA が起こり中緯度から北極域への熱や水蒸気の輸送や雲のフィードバックが重要な役割を果たしていることを、Screen and Simmonds (2010) は、海氷減少に伴う海洋から大気への熱供給が AA に貢献していることを示した。このようにアイス・アルベドフィードバック以外の要因も重要であると考えられている (吉森ほか 2012)。ま

た Yoshimori et al. (2014) はそれぞれの要因の相対的な貢献度を定量化した結果、アイス・アルベドフィードバックが最も重要であることを示した。

Ohashi and Tanaka (2010) では、IPCC-AR4 モデル群と NCEP/NCAR(現実大気)の冬季の気温場を EOF 解析したところ、IPCC モデル群では、第1モード(EOF-1)に北極を中心とした全球の温暖化パターンが、第2モード(EOF-2)としてAOパターンが抽出された。一方で現実大気では EOF-1 として AO パターンが、EOF-2 にはバレンツ海を中心とする温暖化モードが抽出され、IPCC モデル群のような全球の温暖化パターンは見られなかった。その後の Nagato and Tanaka (2012) は NCEP/NCAR, ERA-Interim, ERA-40 の各再解析データの冬季(DJF)平均地上気温に対して EOF 解析を行い、EOF-1 に AO パターン、また 2000 年以降のデータを含む再解析データでは EOF-2 に AA パターンが現れることを示した。AO パターンはその時系列から長周期の自然変動成分であることを示し、Ohashi and Tanaka (2010) の結果を支持した。また、AA パターンの時系列は一様に上昇トレンドであることから近年の温暖化に伴う人為起源の変動成分である可能性を示唆しているが、これを示すには至らなかった。

Alexeev and Jackson (2012) では、2-Box Energy Balance Model (Langen and Alexeev 2007) (図 3) を使用して AA に対する大気の熱輸送と高緯度における地表面アルベドの影響評価を行い、現在の気候下において、AA には地表面のアルベドフィードバックが大きく影響していることを示した。このモデルでは北半球を北緯 0~30 度(Box 1)と北緯 30~90 度(Box 2)に分けそれぞれの Box におけるバランス方程式を考えている。Box 1 の気温変化を ΔT_1 、Box 2 の気温変化を ΔT_2 とすると、AA は $\Delta T_2/\Delta T_1$ 、AO は $(\Delta T_1 - \Delta T_2)/2$ 、地球温暖化は $(\Delta T_1 + \Delta T_2)/2$ と表すことができる。

海野 (2014) は、2-Box Energy Balance Model を使用して AA に対する AO の影響評価を行い、AA に伴って AO 負がさらに増幅すること、AA は高緯度におけるアルベドの変動に依存することを示した。Nagato and Tanaka (2012) は、AO と AA は互いに直交するため海氷や植生などの気候メモリを通したフィードバックの重要性を示唆したが、それを示すには至らなかった。

また、この地球温暖化の理論式を用いて北半球平均地上気温の長周期変動を再現すると、図 4 のようになる。Tanaka and Tamura (2015) では、CO₂ の影響がない場合(図 4, 点線)でも地上気温は数十年スケールで変動していることから、北半球平均地上気温は地上気温の自然変動成分によって変動していることが示唆されている。さらに Tung and Zhou (2015) は、地上気温の長周期変動成分から大西洋数十年規模振動 (Atlantic Multidecadal Oscillation: AMO) のシグナルを除去すると線形トレンドになることから、約 70 年周期でみられるの地上気温変動は AMO に伴う自然変動であることを明らかにした。AMO は大西洋の海面温度偏差 (Sea Surface Temperature Anomaly: SSTa)

が約 70 年周期で暖候期と寒候期を繰り返す現象 (Kerr 2000) のことで、これは北極海の海氷変動に寄与していると考えられている (Miles et al. 2014) . このように地上気温の長周期変動には自然変動成分が大きく影響していることが先行研究より明らかになっている .

2-Box Energy Balance Model を用いて得られた地球温暖化と AO の理論式には AA の影響が含まれており、さらに AA の理論式においては大気上端の短波放射収支を考慮した高緯度のアルベドが変動成分となっていることから、大気上端の短波放射収支についてのアルベドが重要な役割を果たしている . このように 2-Box Energy Balance Model を用いた理論式では大気上端のアルベド (プラネタリーアルベド) が地上気温変動に影響していることは示されているが、実際の大气においてプラネタリーアルベドを考慮して解析を行った研究はほとんどない .

2 目的

本研究では、近年の地上気温変動を自然変動成分と人為起源変動成分に分離し、Nagato and Tanaka(2012) で述べられた AO と AA の分離の結果を再検証することを目的とする。また、Alexeev and Jackson (2012) は 2-Box Energy Balance Model を用いて北半球の地上気温変動にはプラネタリーアルベドが重要であることを示したが、実際はプラネタリーアルベドと地上気温変動はどのように関係しているのかを調べることを目的とする。

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、長期間に渡って出来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、気象庁 55 年長期再解析データ (Japan 55-year Reanalysis : JRA-55)、ヨーロッパ中期気象予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts : ECMWF) ERA-Interim、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) 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とおりである。

- JRA-55 (Kobayashi et al. 2015)
 - 水平グリッド数 : 288×145 ($1.25^\circ \times 1.25^\circ$)
 - 気象要素 : 月平均 2m 気温 (anl_surf125)
2次元物理量平均値 (fcst_phy2m125)
上向き短波放射フラックス, 下向き短波放射フラックス (大気上端)
 - 期間 : 1958/59 年 ~ 2011/12 年の冬季 (DJF)

JRA-55 の 2次元物理量平均値 (fcst_phy2m125) には、0 ~ 3 時間予報平均値 (00-03, 06-09, 12-15, 18-21 UTC) と 3 ~ 6 時間予報平均値 (03-06, 09-12, 15-18, 21-24 UTC) が出力されている。

- ERA-Interim (Dee et al. 2011)
 - 水平グリッド数 : 288×145 ($1.25^\circ \times 1.25^\circ$)
 - 気象要素 : 月平均積雪深
大気上端下向き太陽放射 (TOA incident solar radiation)
大気上端正味太陽放射 (Top net solar radiation)
 - 期間 : 1979/80 年 ~ 2011/12 年の冬季 (DJF)

ERA-Interim の大気上端下向き太陽放射と大気上端正味太陽放射は 12 時間予報平均値 (00-12 , 12-24 UTC) が出力されている . ERA-Interim データセット内には大気上端上向き太陽放射は存在しないため , 本研究では大気上端下向き太陽放射から大気上端正味太陽放射を引いた値を大気上端上向き太陽放射として使用した .

- NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996)

- 水平グリッド数 : 192×94 (88.542°N - 88.542°S , 0°E - 358.12°E)
- 気象要素 : 日平均大気上端上向き太陽放射フラックス
(Upward solar radiation flux (NTAT: Nominal top of atmosphere))
日平均大気上端下向き太陽放射フラックス
(Downward solar radiation flux (NTAT))
- 期間 : 1958/59 年 ~ 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 , データごとの期間全体の平均値とする .

また , 本研究では大気上端のアルベド (プラネタリーアルベド) は , 日平均大気上端上向き短波 (太陽) 放射と日平均大気上端下向き短波 (太陽) 放射の比と定義して解析に用いる .

3.2 観測データ

アメリカ海洋大気庁 (National Oceanic and Atmospheric Administration : NOAA) の Mauna Loa CO₂ monthly mean data を用いる . これはハワイのマウナロア山の標高 3400 m 地点における CO₂ の観測値で , 1958 年 3 月より提供されている . 本研究では , 1958/59 年 ~ 2011/12 年の冬季 (DJF) 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に用いる統計手法である。本研究では、北半球の気温の変動パターンを見るために JRA-55 の北半球冬季 (DJF) の地上気温にこれを施した。

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。

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

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} は

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

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、

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

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 の重み付けをするため、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。A は対称行列なので、全ての固有ベクトル \mathbf{v}_i に対して $|\mathbf{v}_i| = 1$ と規格化すると、固有ベクトルが正規直交系をなすようになる。これにより、ある年 t における偏差 x_t は、以下のように正規直交展開することができる。

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

この固有ベクトル \mathbf{v}_i のことをモードと呼び、ある固有ベクトル \mathbf{v}_i に対する全て年の展開係数 $s_i(t)$ ($t = 1, 2, \dots, T$) 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 $\mathbf{V} = (\mathbf{v}_1 \mathbf{v}_2 \dots \mathbf{v}_N)^\top$ によって対角化することができる。

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

行列 \mathbf{V} は直交行列であり、 $\mathbf{V}^{-1} = \mathbf{V}^\top$ という関係式が成り立つので、

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

と変形することができる。そして $\mathbf{A} \equiv \frac{1}{T} \mathbf{X} \mathbf{X}^\top$ であるので、

$$\frac{1}{T} \mathbf{V}^\top \mathbf{X} \mathbf{X}^\top \mathbf{V} = \begin{pmatrix} \lambda_1 & & 0 \\ & \lambda_2 & \\ & & \ddots \\ 0 & & & \lambda_N \end{pmatrix} \iff \frac{1}{T} (\mathbf{V}^\top \mathbf{X}) (\mathbf{V}^\top \mathbf{X})^\top = \begin{pmatrix} \lambda_1 & & 0 \\ & \lambda_2 & \\ & & \ddots \\ 0 & & & \lambda_N \end{pmatrix}$$

となる．左辺の $\mathbf{V}^\top \mathbf{X}$ は

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

となり， $\mathbf{v}_i^\top \mathbf{x}_i = \mathbf{v}_i \cdot \mathbf{x}_i = s_i(t)$ より，

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

となる．よって，

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

のようになり，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 \mathbf{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，

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

が EOF- i の寄与率となる。

4.2 変動に伴う気象要素の変動の定量化

本研究では CO₂ の線形トレンドに伴う地上気温パターンを解析するために、地上気温と CO₂ の線形トレンドの回帰を行った。地上気温を CO₂ の線形トレンドに回帰することによって、CO₂ の線形トレンドに対応する地上気温の空間構造を得ることができる。また、異なる 2 つの気象要素間の類似性を調べるために相関係数を求めた。相関係数と回帰係数は以下のように算出した。

ある時系列 x とある変数 y に対する相関係数 Corr と回帰係数 Reg を求めるとき、偏差 x を規格化した値を x_{score} とすると、

$$x_{\text{score}} = \frac{x_i}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum x_i^2}}$$

となり、無次元化される。ある変数 y の気候値 y_{clim} からの偏差を y_{anom} とすると、

$$y_{\text{anom}} = y - y_{\text{clim}}$$

となる。 x_{score} と y_{anom} それぞれについて平均、分散、標準偏差を求める。これを用いて、相関係数 Corr は

$$\text{Corr} = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum (y_i - \bar{y})^2}}$$

と算出できる。ここで Corr は -1 ~ 1 の値をとる。

回帰係数 Reg は

$$\text{Reg} = \text{Corr} \times \frac{\sqrt{\sum (y_i - \bar{y})^2}}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2}} = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2}$$

と算出できる。 x_{score} は無次元化されているので、Reg は y の次元を持つ。

4.3 地上気温の人為起源変動成分と自然変動成分の分離

本研究では地上気温の人為起源の変動を CO_2 の線形トレンドと仮定し、 CO_2 の線形トレンドと、地上気温を CO_2 の線形トレンドに回帰して得た空間分布とを掛けあわせたものを地上気温の人為起源変動成分として扱った。このようにして得られた地上気温の人為起源変動成分を全成分を含む地上気温偏差から引き、その残差を地上気温の自然変動成分とした。

5 結果

5.1 地上気温の EOF 解析

先行研究の Nagato and Tanaka(2012) は NCEP/NCAR 再解析データの地上気温に対して EOF 解析を行い, EOF-1 には AO パターン, EOF-2 には 2000 年以降のデータを含むと AA パターンが出現することを示したが, 本研究では JRA-55 を用いて同様の解析を行った.

図 5~図 7 は, 1958/59 年~2011/12 年 (DJF) の北緯 20 度以北の地上気温に対して 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時系列を表している. スコアは正規化されたものとなっている.

EOF-1(図 5) はグリーンランド付近で負偏差, シベリアと北米で正偏差を示す AO パターンが抽出され, 寄与率は 24.7 %となっている. 固有ベクトルの空間分布を北緯 20 度以北で領域平均すると 0.17 K となった. 時系列は 1970 年以前が負トレンド, 1970 年~1989 年が正トレンド, 1989 年以降が負トレンドとなっており, AOI とほぼ同じ時系列となっている. AOI の特徴である 2010 年の大きな負の値も現れている.

EOF-2(図 6) は北極海を中心とした温暖化パターンである AA パターンが抽出され, 寄与率は 15.5 %となっている. 空間分布の領域平均値は 0.22 K となった. 時系列は期間を通して上昇トレンドとなっている.

EOF-3(図 7) はバレンツ海とグリーンランド海に正偏差, ユーラシア大陸と北米大陸で負偏差を示すバレンツ海モードが抽出され, 寄与率は 11.8 %となっている. 空間分布の領域平均値は-0.13 K となった. 時系列は 1970 年以前が正トレンド, 1970 年~2000 年頃が負トレンド, 2000 年以降は正トレンドとなっている.

5.2 地上気温の変動成分の分離

先行研究の Nagato and Tanaka(2012) で述べられた AO と AA の分離の結果を再検証した. 本研究では地上気温の人為起源による変動は CO_2 の変動のみと仮定した. さらに, CO_2 は指数関数的に増加しているが放射強制力はその対数で変化するので気温への影響は線形になる (Tung and Zhou 2015) ことから, CO_2 の線形トレンドとそれに伴う地上気温パターンを地上気温の人為起源変動成分と仮定した. また, 全変動成分を含む地上気温偏差から人為起源変動成分を差し引いた残差を自然変動成分として扱い解析を行った.

5.2.1 地上気温の人為起源変動成分の抽出

1958/59年～2011/12年(DJF)のCO₂の線形トレンドに同期間の地上気温を回帰し、地上気温の人為起源変動成分を抽出した。

図8は、CO₂の線形トレンド(下)と、線形トレンドに回帰した地上気温の空間分布(上)を表している。空間分布図において、コンターは回帰係数を表しており、単位はKである。空間分布はバレンツ海とグリーンランド海を中心とした北半球全体の温暖化パターンとなっており、CO₂の線形トレンドは正を示している。AAパターンである地上気温のEOF-2(図6)の結果と比較すると両者よく似たパターンとなっている。

5.2.2 地上気温の自然変動成分についての EOF 解析

図9～図11は、北緯20度以北のDJF平均地上気温の自然変動成分に対してEOF解析を行い、抽出されたEOF-1～EOF-3の固有ベクトルの空間分布とスコア時系列を表している。

自然変動成分のEOF-1(図9)はグリーンランド付近で負偏差、シベリアと北米で正偏差を示すAOパターンが抽出された。寄与率は26.3%で、空間分布の領域平均値は、 7.60×10^{-2} Kとなった。スコア時系列をみると、1970年以前が負トレンド、1970年～1989年が正トレンド、1989年以降は負トレンドとなっている。これを全変動成分を含む地上気温のEOF-1(図5)と比較すると、空間分布と時系列ともによく似ている。

自然変動成分のEOF-2(図10)はバレンツ海を中心に正偏差、ユーラシア大陸と北米大陸で負偏差を示すバレンツ海モードが抽出された。この寄与率は13.5%で、空間分布の領域平均値は-0.16 Kとなっている。ここで、EOF-2のスコア時系列が正トレンドとなる場合はバレンツ海モードが励起されるので、この領域平均値は負の方向に大きくなり寒冷化が進むということになる。負トレンドの場合も同様に温暖化が進むことになるので、この点について十分注意されたい。EOF-2の時系列に着目すると、1970年以前は約-0.4 K/12年となるような正トレンド、1970年～2000年は約0.64 K/30年となるような負トレンド、2000年以降は約-0.36 K/12年となるような正トレンドを示している。トレンドと気温変化ともに地球温暖化の長周期変動(図4)とよく一致している。

自然変動成分のEOF-3(図11)はバレンツ海とカナダ西部を中心に正偏差、東シベリアから東にベーリング海にかけて負偏差を示すパターンが抽出された。寄与率は10.8%で、空間分布の領域平均値は 7.31×10^{-2} Kとなった。EOF-3は、Nagato and Tanaka (2012)のEOF-2のトレンド以外の変動を抽出していると考えられる。

地上気温の全変動成分の EOF-2 として得られた AA パターンは、自然変動成分の EOF 解析の結果としてはどのモードにも現れなかった。

5.3 北半球のプラネタリーアルベド変動に伴う各気象要素のパターン

Alexeev and Jackson (2012) は 2-Box Energy Balance Model を用いて北半球の地上気温変動にはプラネタリーアルベドが重要な変動成分であることを示した。実際の大気においては北半球のプラネタリーアルベド変動と AOI や各気象要素との間にはどのような関係が見られるのかを調べるために、JRA-55 のデータを用いてプラネタリーアルベド変動と AOI や各気象要素との相関マップを作成した。また JRA-55 特有の結果であるのかを調べるために ERA-Interim、NCEP/NCAR のプラネタリーアルベドについても同様の解析を行い、相互に比較を行った。

5.3.1 北半球平均プラネタリーアルベド変動と各気象要素

1958/59 年～2011/2012 年 (DJF) の期間における北半球平均プラネタリーアルベド変動を求め、プラネタリーアルベド、地上気温、積雪深との相関マップを作成した。図 12 は北半球平均プラネタリーアルベド変動の時系列、図 13～図 15 は北半球平均したプラネタリーアルベド変動とプラネタリーアルベド、地上気温、積雪深との相関マップを示している。

北半球平均プラネタリーアルベド変動の時系列 (図 12) をみると、1970 年以前は正トレンド、1970 年～2000 年は負トレンド、2000 年以降は正トレンドを示しており、北半球平均地上気温の長周期変動 (図 4) とよく似た時系列となっている。

北半球平均プラネタリーアルベド変動とプラネタリーアルベドの相関マップ (図 13 上) をみると、日本付近から中央ユーラシア、ヨーロッパ、北米などの多くの領域で正相関を示しているが、シベリアやアラスカでは負相関が顕著に現れているのが特徴的である。

北半球平均プラネタリーアルベド変動と地上気温の相関マップ (図 14 上) をみると、相関マップは、バレンツ海で正相関、ユーラシア大陸、北大西洋、北米大陸で大きな負相関を示しており、地上気温の自然変動成分の EOF-2 であるバレンツ海モード (図 10) とよく似たパターンとなっている。

北半球平均プラネタリーアルベド変動と積雪深の相関マップ (図 15 上) をみると、相関マップはシベリアで負相関、ヨーロッパとアメリカ付近で正相関となっている。

5.3.2 AOIとプラネタリーアルベド

AOとプラネタリーアルベドがどのように関係しているのかを調べるために、AOIとプラネタリーアルベドとの相関をとり、相関マップを作成した。

図16は、AOIとプラネタリーアルベドとの相関マップとAOIを表している。ここでは、AOIとしてJRA-55の1958/59年～2011/12年(DJF)の北緯20度以北の地上気温のEOF-1のスコア時系列(図5下)を用いた。空間分布をみると、シベリアから北大西洋にかけてとアラスカで大きな正相関を、中央ユーラシアからヨーロッパ、さらにその東へかけて負相関を示しており、北極域とその周囲の領域で逆相関となっていることが特徴的である。シベリアの正相関が特に顕著であることから、AOとシベリアのプラネタリーアルベドは関係していると考えられる。

5.3.3 シベリア平均プラネタリーアルベド変動と各気象要素

AOIとプラネタリーアルベドとの相関が特に大きいシベリアに着目し、シベリア平均したプラネタリーアルベド変動と各気象要素がどのように関係しているのかを調べるために解析を行った。北半球高緯度は冬季に極夜となり下向き短波放射が入射しなくなるため、シベリアを極夜以南の北緯55度～北緯67度、東経30度～東経120度と設定した。1958/59年～2011/2012年(DJF)の期間におけるシベリア平均プラネタリーアルベド変動を求め、プラネタリーアルベド、地上気温、積雪深との相関マップを作成した。図17はシベリア平均プラネタリーアルベド変動の時系列、図18～図20はシベリア平均プラネタリーアルベド変動とプラネタリーアルベド、地上気温、積雪深との相関マップを示している。

シベリア平均プラネタリーアルベド変動の時系列(図17)をみると、1970年以前は負トレンド、1970～1990年は正トレンド、1990年以降は負トレンドとなっており、2010年は大きな負を示している。これはAOI(図5下)とよく似た時系列となっている。

シベリア平均プラネタリーアルベド変動とプラネタリーアルベドの相関マップ(図18上)をみると、シベリアで正相関、正相関の南の領域と日本付近で負相関を示しており、AOIとプラネタリーアルベドの相関マップ(図16)とよく似た結果が得られた。

シベリア平均プラネタリーアルベド変動と地上気温の相関マップ(図19上)をみると、グリーンランド付近で負相関、それを囲うようにシベリアから大西洋、北米東部にかけて正相関を示しており、AOの気温パターン(図2)とよく似た結果が得られた。

シベリア平均プラネタリーアルベド変動と積雪深の相関マップ(図20上)をみると、ヨーロッパと北米東部で大きな負相関を示しているが、北半球全体で見ると分布は散在している。

5.3.4 再解析データ間の比較

本研究では主に JRA-55 のプラネタリーアルベドを使用しているが、得られた結果が JRA-55 特有のものであるかどうかを他の再解析データを用いて調査した。ERA-Interim と NCEP/NCAR 再解析データについても北半球半球及びシベリア平均プラネタリーアルベド変動の時系列を求め、JRA-55 の結果との比較を行った。

図 21 は JRA-55, ERA-Interim, NCEP/NCAR の北半球平均プラネタリーアルベド変動の時系列を示している。時系列は実線が JRA-55, 破線が ERA-Interim, 点線が NCEP/NCAR となっている。これをみると、ERA-Interim は 1980 年～1993 年は負トレンド, 1993 年以降は正トレンドを示している。この結果と JRA-55 の結果を比較すると、両者よく似たトレンドを示していることがわかる。一方、NCEP/NCAR は 1985 年以前のトレンドはほぼ横這いとなっており、1985 年～2000 年は負トレンド, 2000 年以降のトレンドは再び横這いとなっている。NCEP/NCAR の結果は JRA-55 や ERA-Interim で得られた結果とは異なるものとなった。

図 22 は、AOI と各再解析データのプラネタリーアルベドとの相関マップと AOI を表している。ここでは、JRA-55 の 1958/59 年～2011/12 年 (DJF) の北緯 20 度以北の地上気温の EOF-1 のスコア時系列を AOI として用いた。相関マップは左上が JRA-55, 右上が ERA-Interim, 下が NCEP/NCAR となっている。ERA-Interim は JRA-55 と似たパターン, NCEP/NCAR はそれらとは異なるパターンが現れた。JRA-55 と ERA-Interim ではシベリアから北大西洋にかけて正相関, ヨーロッパからその東へかけて負相関を示しており、北極域とその周囲の領域で逆相関となっていることが特徴である。一方、NCEP/NCAR では北大西洋で正相関, ヨーロッパで負相関を示し逆相関となっているが、JRA-55 や ERA-Interim の結果でみられたようなシベリアの大きな正相関は現れなかった。

図 23 は JRA-55, ERA-Interim, NCEP/NCAR のシベリア平均プラネタリーアルベド変動の時系列を示している。時系列は実線が JRA-55, 破線が ERA-Interim, 点線が NCEP/NCAR となっている。これをみると、ERA-Interim は JRA-55 とよく似たトレンドを示しており、また NCEP/NCAR はトレンドは JRA-55 と似てはいるものの個々の値が JRA-55 と比べると大きく異なっている。

以上のように、各再解析データのプラネタリーアルベドを比較すると、JRA-55 と ERA-Interim は概ね似た変動をしており、NCEP/NCAR はそれらとは異なる変動であることがわかった。

6 考察

6.1 地上気温の変動成分の分離

地上気温の人為起源変動成分 (CO_2 の線形トレンドに伴う地上気温パターン) を抽出すると図 8 のようになり, 地上気温の EOF-2 である AA パターン (図 6) とよく似た空間分布となっている. また地上気温の自然変動成分のみで EOF 解析を行うと, EOF-1 には元の地上気温の EOF-1 と同じ AO パターン, EOF-2 には元の地上気温の EOF-3 として得られるバレンツ海モードが現れ, AA パターンはどのモードにも現れなかった. これより地上気温の EOF-1 の AO パターンは自然変動成分であり, EOF-2 の AA パターンは人為起源変動成分であるということが示され, この結果は Nagato and Tanaka (2012) の主張と矛盾しない. さらに元の地上気温の EOF-3 であるバレンツ海モードが自然変動成分の EOF-2 として現れたことから, バレンツ海モードも北半球の地上気温の自然変動成分として重要なパターンであることが示された.

自然変動成分の AO パターンの時系列 (図 9 下) をみると, 1970 年以前で負トレンド, 1970 年~1990 年で正トレンド, 1990 年以降は負トレンドといった数十年スケールの変動を示している. 北半球において最も分散が大きい EOF-1 として現れたことから北半球の地上気温変動に貢献していると考えられるが, AO パターンの固有ベクトルの空間分布 (図 9 上) を領域平均するとほぼ 0 に等しい値となった. このことから AO パターンはローカルな地上気温変動には重要であるが, 北半球地上気温の長周期変動への直接的な影響は小さいということが考えられる. バレンツ海モードの空間分布 (図 10 上) の領域平均値は -0.16 K となっている. ここで, バレンツ海モードが正トレンドとなる場合はこの領域平均値は負の方向に大きくなり寒冷化が進み, 負トレンドの場合も同様に温暖化が進むということになる. 以上を踏まえると, このスコア時系列 (図 10 下) は, 1970 年以前は約 $-0.4 \text{ K}/11$ 年の正トレンド, 1970 年~2000 年は約 $0.64 \text{ K}/30$ 年の負トレンド, 2000 年以降は約 $-0.32 \text{ K}/12$ 年の正トレンドを示している. この結果は北半球平均地上気温の長周期変動 (図 4) とよく一致していることから, バレンツ海モードが北半球の地上気温変動に大きく影響していることが考えられる.

6.2 北半球のプラネタリーアルベドと地上気温の関係

北半球平均プラネタリーアルベド変動の時系列 (図 12) は 1970 年以前が正トレンド, 1970 年~2000 年が負トレンド, 2000 年以降が正トレンドを示しており, その変動幅は約 1 % である. 一般的な下向き短波放射量は約 $240 \text{ W}/\text{m}^2$ であることを考慮するとプラネタリーアルベドに伴う変化は約 $2 \text{ W}/\text{m}^2$ となり, これは地上気温などの気象要

素に影響を及ぼすのに十分な大きさであると考えられる。さらに北半球平均プラネタリーアルベド変動と地上気温との相関マップ(図 14)は、ユーラシア大陸と大西洋、北米に負相関が広がる地上気温のバレンツ海モード(図 6)とよく似たパターンとなった。この空間分布にはバレンツ海モードで見られたようなバレンツ海とグリーンランド海の大きな正相関は現れていないが、これはこの領域が北半球冬季に極夜となって太陽放射が入射しなくなるためであると考えられる。バレンツ海モードと北半球平均プラネタリーアルベド変動の間には関係があると考えられ、したがって北半球地上気温の数十年スケールの変動と北半球平均のプラネタリーアルベド変動とバレンツ海モードは関係していると考えられる。

また、シベリア平均プラネタリーアルベド変動の時系列(図 17)は1970年以前が負トレンド、1970年~1990年が正トレンド、1990年以降が負トレンドとなっており、2010年は大きな負の値を示している。この時系列はAOIとよく似たトレンドとなっており、シベリア平均プラネタリーアルベド変動と地上気温の相関マップ(図 19)は地上気温のAOパターン(図 2)によく似たパターンとなっている。AOIとプラネタリーアルベドの相関マップ(図 16)とシベリア平均プラネタリーアルベド変動とプラネタリーアルベドの相関マップ(図 18)を比較してもよく似た結果が得られることから、AOとシベリアのプラネタリーアルベド変動とは関係していると考えられる。

北半球平均のプラネタリーアルベド変動とプラネタリーアルベドの相関マップ(図 13)ではシベリアとアラスカに負相関が現れたのに対して、シベリア平均のプラネタリーアルベド変動とプラネタリーアルベドの相関マップ(図 18)ではその領域は正相関となっている。このことから、北半球平均のプラネタリーアルベド変動はバレンツ海モードがコントロールしているものの、その中でもシベリア平均のプラネタリーアルベド変動をコントロールしているのはAOであるということが考えられる。地上気温が積雪によるアルベドフィードバックによって変動していると仮定すると、地上気温が正(負)のとき、積雪は負(正)でプラネタリーアルベドは負(正)となるような関係が考えられる。しかし、北半球平均及びシベリア平均プラネタリーアルベド変動と各気象要素の相関マップをみると局所的には成り立っているものの、全ての領域でこの関係が成り立つわけではない。したがって、プラネタリーアルベドと地上気温変動の関係には積雪だけではなく雲のフィードバックなど他の要因も重要であることが考えられる。

約70年周期の地上気温変動はAMOに伴う自然変動である(Tung and Zhou 2015)ということ considering 本研究で得られた結果をまとめ、考察する。例えばAMO指数が正の値のとき、北極域の海氷が減少する(Miles et al. 2014)。海氷の減少に伴い海洋から大気への熱輸送が増加することによって海氷減少が顕著(Zhang et al. 2013)であ

るバレンツ海・カラ海の気温が上昇し、バレンツ海モードが励起される。バレンツ海モードによって北半球中緯度の中央ユーラシアが寒冷化 (Mori et al. 2014) し、雪や雲などのフィードバックの効果でプラネタリーアルベドが変動し、これが北半球の地上気温変動に影響を及ぼすということが考えられる。1990年から現在にかけてはAMO指数は正の値にあり、近年の北半球で起こっている現象と整合的である。

本研究では地上気温の自然変動とプラネタリーアルベド変動の相互関係について積雪の他に雲のフィードバックが寄与している可能性を示唆したが、雲のフィードバックとプラネタリーアルベド変動との関係を調べるには様々な気象要素についての解析が必要であると考えられる。そのうちの1つとして上空の風が挙げられる。例えば、グリーンランドとアイスランド付近の上空の西風が強まりシアーが大きくなると Lee Cyclone が発生してヨーロッパからシベリアにかけて雲が発生することが知られている。このように雲の発生に起因する低気圧などを考慮して解析を行うことによって、雲のフィードバックとプラネタリーアルベド変動の関係を示すことができると考えられる。

6.3 各再解析データの比較

各再解析データのプラネタリーアルベドについて相互に比較すると、JRA-55とERA-Interim は北半球平均したプラネタリーアルベド変動の時系列 (図 21)、AOI と各再解析データのプラネタリーアルベドとの相関マップ (図 22)、シベリア平均したプラネタリーアルベド変動の時系列 (図 23) において両者よく似たトレンドとなっている。一方、NCEP/NCAR はそれらとは異なる結果となり、北半球平均したプラネタリーアルベド変動の時系列 (図 21) においては1985年以前や2000年以降はNCEP/NCAR だけトレンドが横這いになっていることも特徴的である。NCEP/NCAR は異なるがJRA-55とERA-Interim のプラネタリーアルベドは概ね同じ結果を示していることから、本研究で得られた結果がJRA-55特有のものではないことがわかった。

7 結論

北半球の地上気温の変動成分及び他の気象要素との関係について再解析データを用いて解析を行った。

CO₂ の線形トレンドに伴う地上気温パターンは北極域を中心とした北半球全体の温暖化パターンとなっており，地上気温の EOF-2 として得られた AA パターンとよく似た結果となった．この気温パターンを地上気温の人為起源変動成分とし，地上気温から人為起源変動成分を引いた残差を自然変動成分とした．地上気温の自然変動成分について EOF 解析を行うと，EOF-1 に AO パターン，EOF-2 にバレンツ海モードが現れ，AA パターンは見られなかった．このことから地上気温の EOF-1 の AO パターンは自然変動成分，EOF-2 として得られる AA のパターンは人為起源変動成分であることが確かめられ，Nagato and Tanaka (2012) の主張を裏付けることができた．

また，自然変動成分の主要なパターンとして抽出された AO パターンとバレンツ海モードについて解析を行った．固有ベクトルの空間分布の領域平均を求めると，AO パターンはほぼ 0 に等しい値となったことから，AO パターンは北半球で最も卓越する気温パターンでありローカルな気温変動には影響を及ぼすが，北半球平均地上気温の長周期変動への影響は小さいと考えられる．バレンツ海モードのスコア時系列は北半球平均地上気温の長周期変動とよく似ており，また領域平均は -0.16 K であることがわかった．これよりバレンツ海モードは北半球規模の地上気温変動に大きく貢献していると考えられ，北半球の地上気温の自然変動成分として重要なパターンであるといえる．また，2000 年以降のバレンツ海モードのトレンドは正となっていることから，近年の地球温暖化のハイエイタスやユーラシアの寒冷化などに寄与している可能性がある．しかし，これを決定づける結果は得られていないため，今後さらに研究を進めていく必要がある．

北半球平均地上気温の長周期変動にはプラネタリーアルベドが寄与している可能性があることから，北半球のプラネタリーアルベド変動について解析を行った．北半球平均したプラネタリーアルベド変動の時系列は北半球平均地上気温の長周期変動とよく似ていることがわかった．また，そのプラネタリーアルベド変動と地上気温の相関を求めるとユーラシア大陸や北大西洋，北米に大きな負相関が現れ，バレンツ海モードとよく似た空間分布となった．これより北半球平均プラネタリーアルベド変動とバレンツ海モードが関係していることが考えられる．AOI とプラネタリーアルベドとの相関を求めると，その空間分布にはシベリアとそこを囲むような領域で顕著な逆相関が現れた．気温の AO パターンにもシベリアに大きな正偏差が現れることから，AO パターンによる影響が大きいと考えられるシベリアについて解析を行った．シベリア平

均したプラネタリーアルベド変動の時系列は AOI とよく似ており、AOI にみられるように 2010 年に大きな負の値を示していることも特徴的であった。さらにこの領域のプラネタリーアルベド変動とプラネタリーアルベドの相関をとるとその空間分布は AOI とプラネタリーアルベドの相関マップとよく似た構造となったこと、またプラネタリーアルベド変動と地上気温の相関マップは地上気温の AO パターンとよく似ていることから、AO とシベリアのプラネタリーアルベド変動は関係していると考えられる。このことから AO はローカルな地上気温変動に影響を及ぼしていると考えられる。以上より、北半球において卓越する地上気温の自然変動と北半球のプラネタリーアルベドは密接に関係しており、バレンツ海モードは北半球平均のプラネタリーアルベド変動を通して北半球地上気温の長周期変動に影響していると考えられる。AO も同様にプラネタリーアルベド変動を通して地上気温変動に寄与するが、その影響は非常にローカルであると考えられる。地上気温の自然変動とプラネタリーアルベドの相互作用について、必ずしも積雪によるフィードバックが関係しているわけではないことから雲のフィードバックなど他の要素によるフィードバックの重要性があげられる。これを明らかにするには、低気圧の発生などを考慮し様々な気象要素について解析を行う必要があると考えられる。

JRA-55, ERA-Interim, NCEP/NCAR の各再解析データのプラネタリーアルベドを比較すると、NCEP/NCAR は異なっていたが JRA-55 と ERA-Interim のプラネタリーアルベド変動はよく似た変動を示していることから、本研究で得られたプラネタリーアルベド変動に関する結果は JRA-55 特有のものではないことがわかった。

本研究では北半球の地上気温変動にはバレンツ海モードが寄与していることを明らかにし、北半球のプラネタリーアルベド変動と地上気温変動が関係している可能性を示唆したが、これら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。詳細なメカニズムを解明するためには衛星による観測データなど再解析以外のデータを用いた解析や、モデルを用いた感度実験などを行う必要があると考えられる。

8 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の田中博教授には，本研究の動機となる論文の紹介，研究手法の提案，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．心より感謝申し上げます．

筑波大学計算科学研究センターの松枝未遠助教授には，参考となる論文の紹介，データの取得や解析方法などについて丁寧な御指導，御助言を賜りました．心より感謝申し上げます．

筑波大学生命環境科学研究科の植田宏昭教授，上野健一准教授，日下博幸准教授，若月泰孝助教授，釜江陽一助教授には，大気分野ゼミ，集中ゼミ，研究発表会などの発表の場を通じ，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石井正好准教授には副指導教員を引き受けて頂きました．さらに，筑波大学生命環境科学研究科卒業生の長門祐太氏，海野友美氏には，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．心より感謝申し上げます．

最後になりますが，研究に関することについてはもちろん様々な場面で意見を交換し交流を深めてきた大気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出来ました．心より感謝申し上げます．

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

参考文献

- Alexeev, V. A., and C. H. Jackson, 2012: Polar amplification: is atmospheric heat transport important? *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-012-1601-z.
- Dee D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Belijaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. H ólm, L. Isaksen, P. K állberg, M. K öhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J. -J. Morcrette, B. -K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tvolato, J. -N. Th épaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J. R. Meteorol.Soc.* **137**, 553-597.
- Graversen, R. G., and M. Wang, 2009: Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Clim. Dyn.*, **33**, 629-643.
- IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., D. Qin, G. -K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kalney, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 473-471.
- Kerr, R. A., 2000: A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, **288**, 1984-1985.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamabori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48, doi: 10.2151/jmsj.2015-001.
- Langen, P. L., and V. A. Alexeev, 2007: Polar amplification as a preferred response in an idealized aquaplanet GCM. *Clim. Dyn.*, **29**, 305-317.

- Manabe, S., and R. J. Stouffer, 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **85**, 5529-5554.
- Manabe, S., and R. T. Wetherald, 1975: The effect doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 3-15.
- Miles, M. W., D. V. Divine, T. Furevik, E. Jansen, M. Moros, and A. E. J. Ogilvie, 2014: A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 463-469.
- Mori, M., M. Watanabe, H. Shiogama, J. Inoue, and M. Kimoto, 2014: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nature Geoscience*, doi: 10.1038/ngeo2277.
- Nagato, Y., and H. L. Tanaka, 2012: Global warming trend without the contributions from decadal variability of the Arctic Oscillation. *Polar Sci*, **6**, 15-22.
- Ohashi, M., and H. L. Tanaka, 2010: Data analysis of recent warming pattern in the Arctic. *SOLA*, **6A**, 1-4.
- 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.
- Screen, J. A., and I. Simmonds, 2010: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, **464** 1334-1337.
- Serreze, M. C., and J. A. Francis, 2006: The Arctic amplification debate. *Clim. Change*, **76**, 241-264.
- Tanaka L. H., and M. Tamura, 2015: Relationship between the Arctic Oscillation and surface air temperature in multi-decadal time-scale.(Submitted to *Polar Science*)
- 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.
- Tung, K. K., and J. Zhou, 2015: Evidence for a recurrent multi-decadal oscillation in global temperature and possible impacts on 21th century climate projections. *Climate Change: Multidecadal and Beyond*: pp. 183-201.

- 海野友美, 2014: エネルギーバランスモデルを用いた北極温暖化増幅と北極振動の理論的研究. 筑波大学大学院 生命環境科学研究科 修士学位論文. 40 pp.
- Wallace, J. M., and D. W. J. Thompson, 2002: Annular modes and climate prediction. *Phys. Today*, **55**, 28-33.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991: Free software helps map and display data. *EOS Trans. AGU.*, **72**, 441.
- Yoshimori, M., A. Abe-Ouchi, M. Watanabe, A. Oka, and T. Ogura, 2014: Robust seasonality of Arctic warming processes in two different versions of MIROC GCM. *J. Clim.*, **27**, 6358-6375.
- 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.
- Zhang, J., R. Lindsay, A. Schweiger, and M. Steele, 2013: The impact of an intense summer cyclone on 2012 Arctic sea-ice retreat. *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1002/grl.50190.

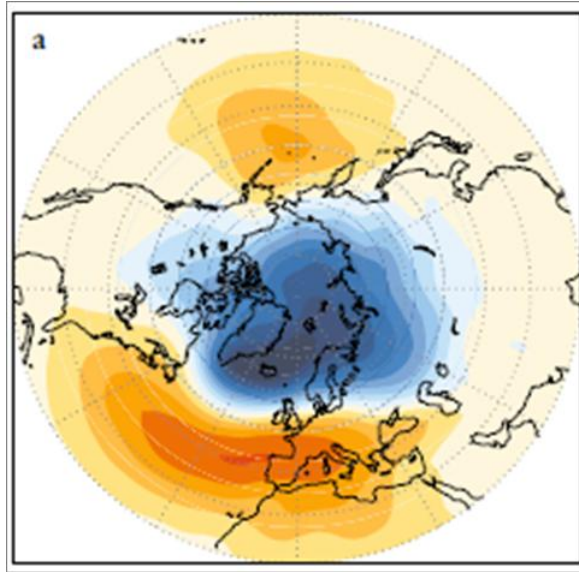


図 1: 北極振動の SLP 偏差の分布図 (Wallace and Thompson (2002) より引用)

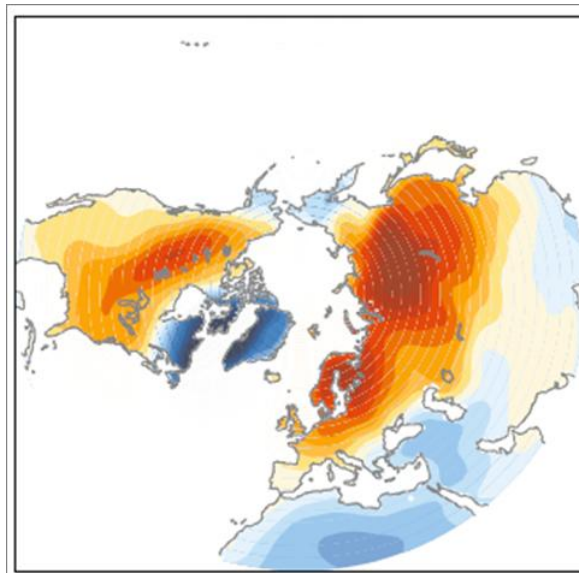


図 2: 北極振動の地上気温偏差の空間分布図 (Wallace and Thompson (2002) より引用)

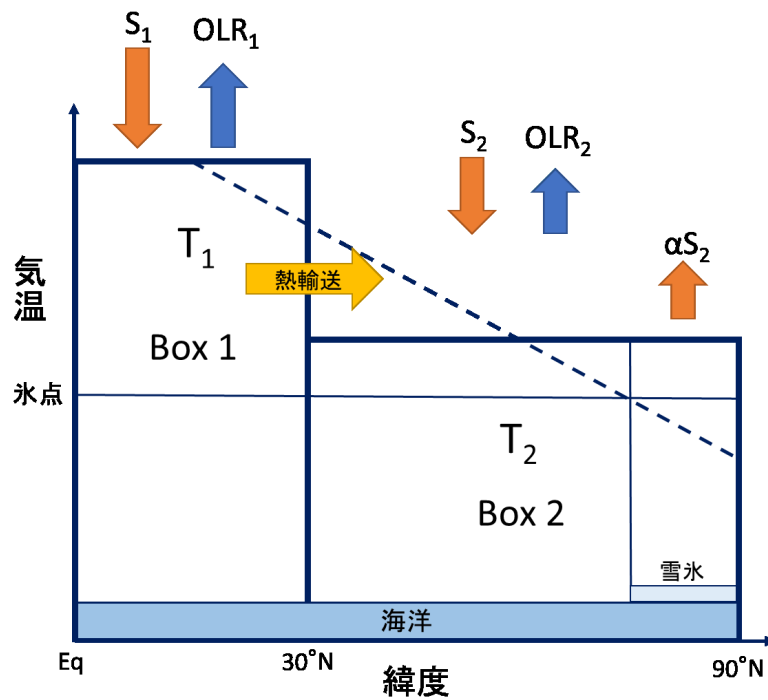


図 3: Langen and Alexeev (2007) で示された 2-Box Energy Balance Model の概念図 . T_1 と T_2 はそれぞれ Box1 と Box2 の気温変化 , S_1 と S_2 はそれぞれ Box1 と Box2 の大気上端の下向き短波放射 , OLR_1 と OLR_2 はそれぞれ Box1 と Box2 の大気上端の上向き長波放射 , α は高緯度のアルベドを表している . (海野 (2014) より引用)

N. H. Mean Temperature with Linear Trend Two Box Energy Balance Model

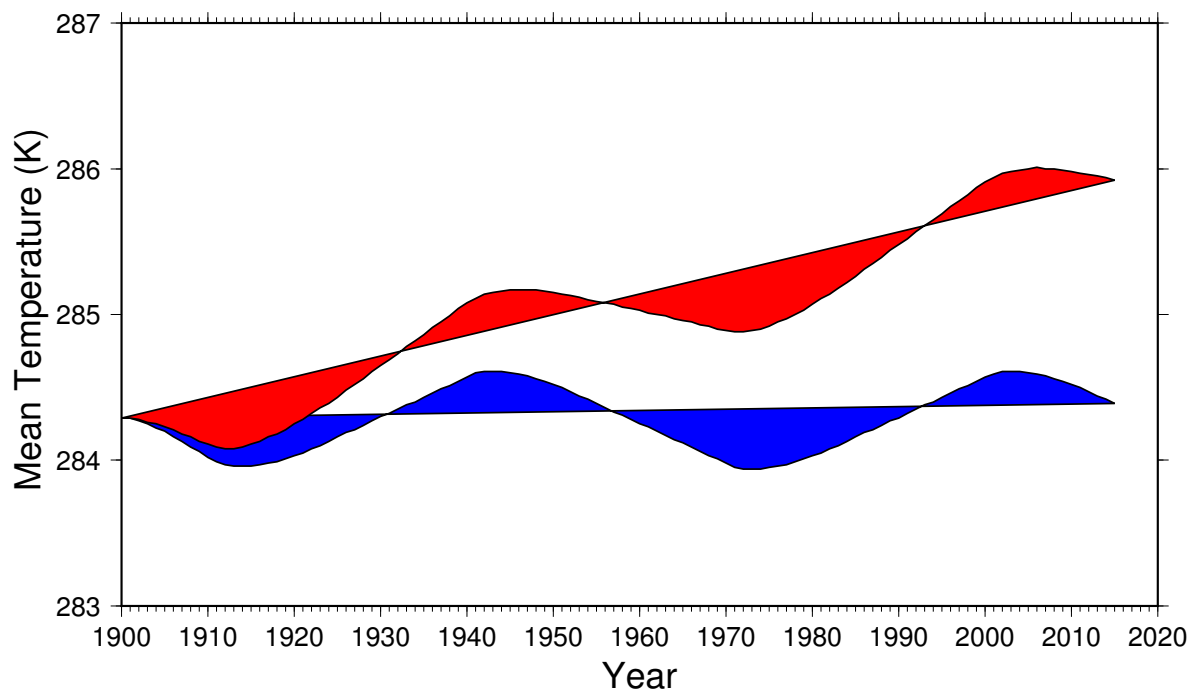


図 4: 2-Box Energy Balance Model(Langen and Alexeev 2007) を用いて再現された北半球平均地上気温の長周期変動 (Tanaka and Tamura 2015) . 赤色は CO₂ を考慮した場合の変動, 青色は CO₂ を考慮しない場合の変動を示しており, 直線はそれぞれの線形トレンドを表している .

JRA-55 SAT EOF-1 1958/59 – 2011/12 (DJF)

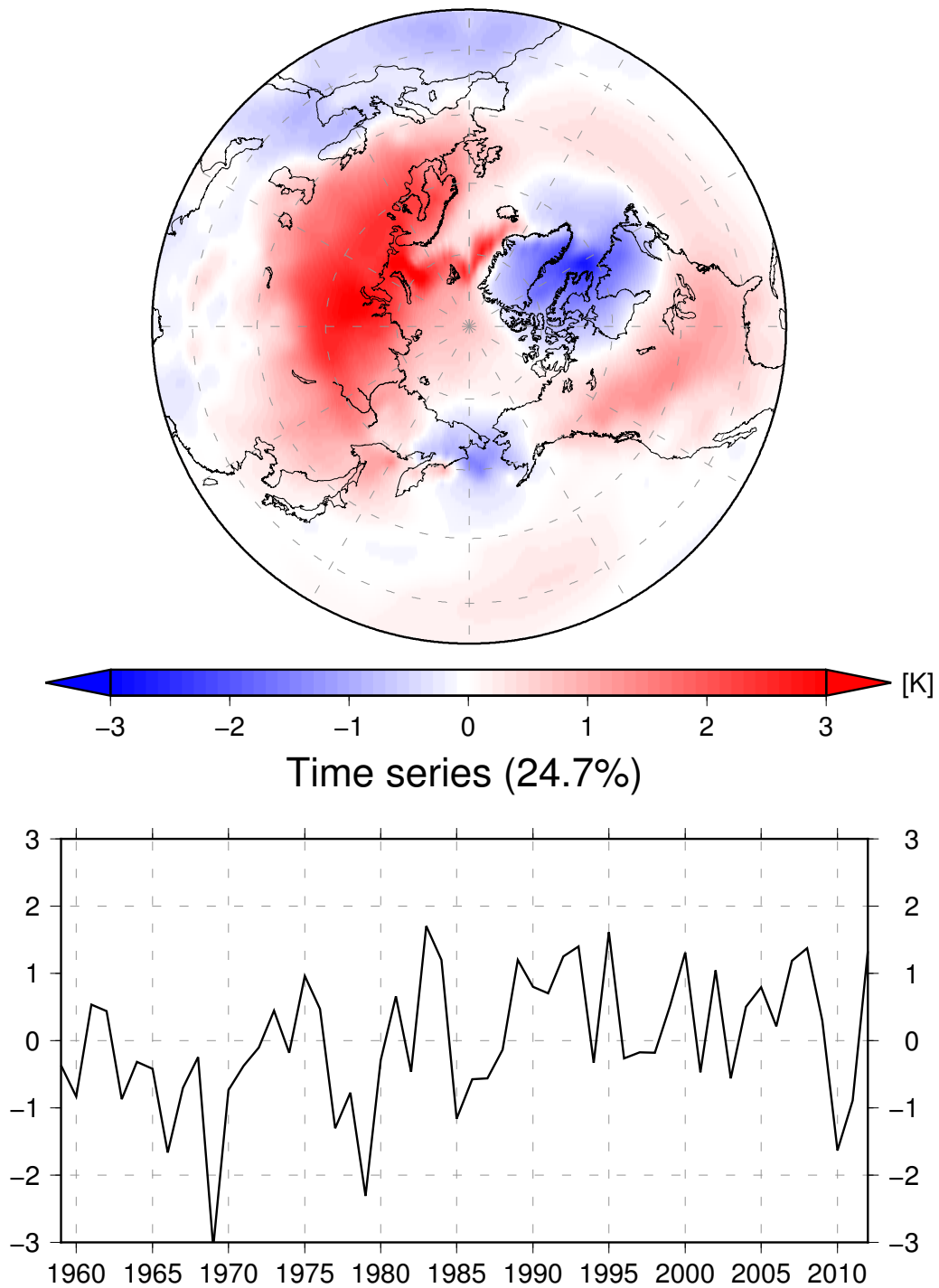


図 5: JRA-55 の 1958/59 年 ~ 2011/12 年冬季 (DJF) の北緯 20 度以北における地上気温の EOF-1 の固有ベクトルの空間分布 (上) と正規化されたスコア時系列 (下) . 時系列は横軸が年 , 縦軸がスコアを表している .

JRA-55 SAT EOF-2 1958/59 – 2011/12 (DJF)

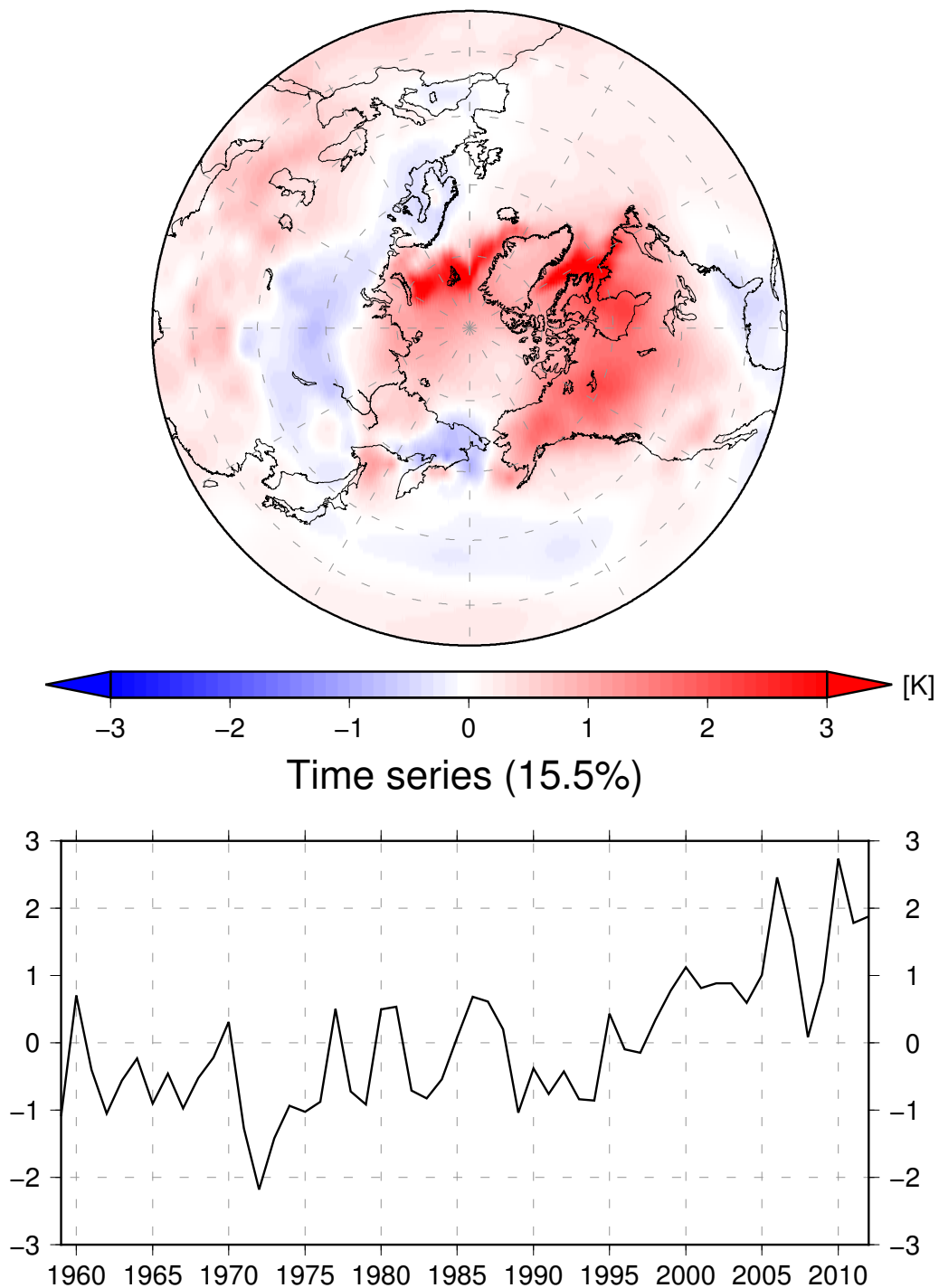


図 6: 図 5 と同様 . ただし EOF-2 を表している .

JRA-55 SAT EOF-3
1958/59 – 2011/12 (DJF)

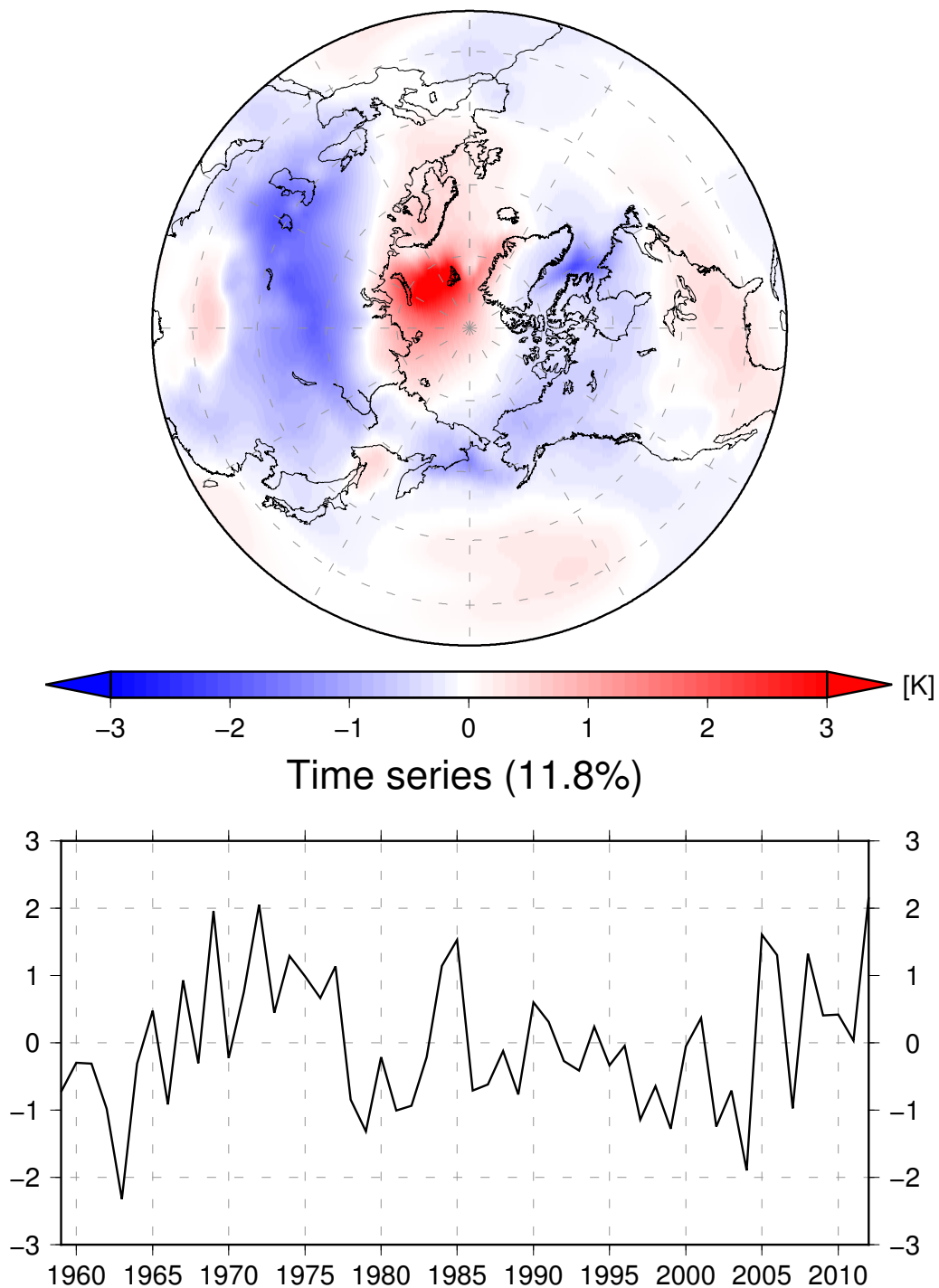


図 7: 図 5 と同様 . ただし EOF-3 を表している .

SAT regressed with CO2 1958/59 – 2011/12 (DJF)

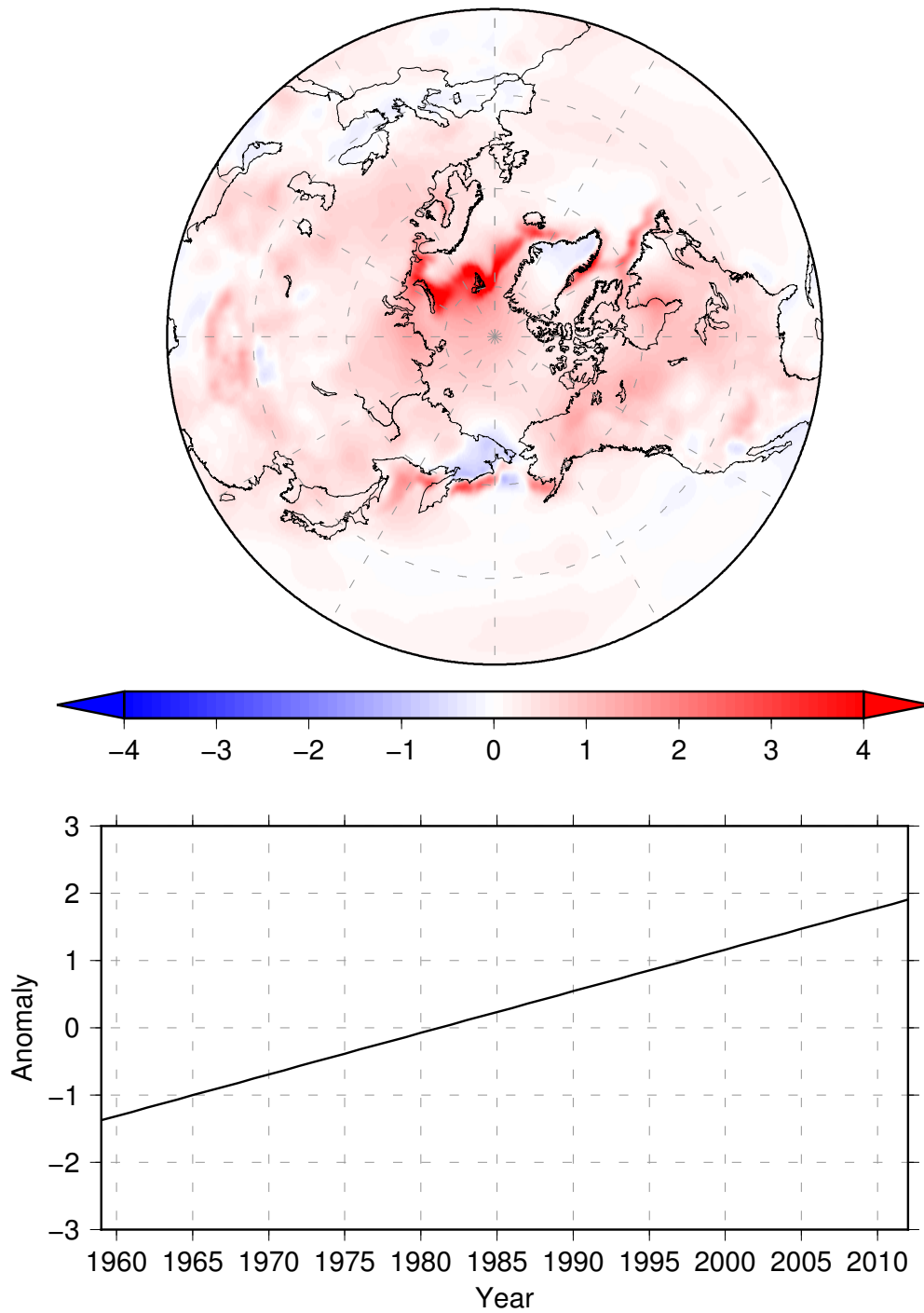


図 8: CO₂ の線形トレンド (下) と、それに回帰した JRA-55 の 1958/59 年～2011/12 年冬季 (DJF) の地上気温の空間分布 (上)。トレンドの時系列は横軸が年、縦軸がスコアを表している。

JRA-55 SAT(res) EOF-1
1958/59 – 2011/12 (DJF)

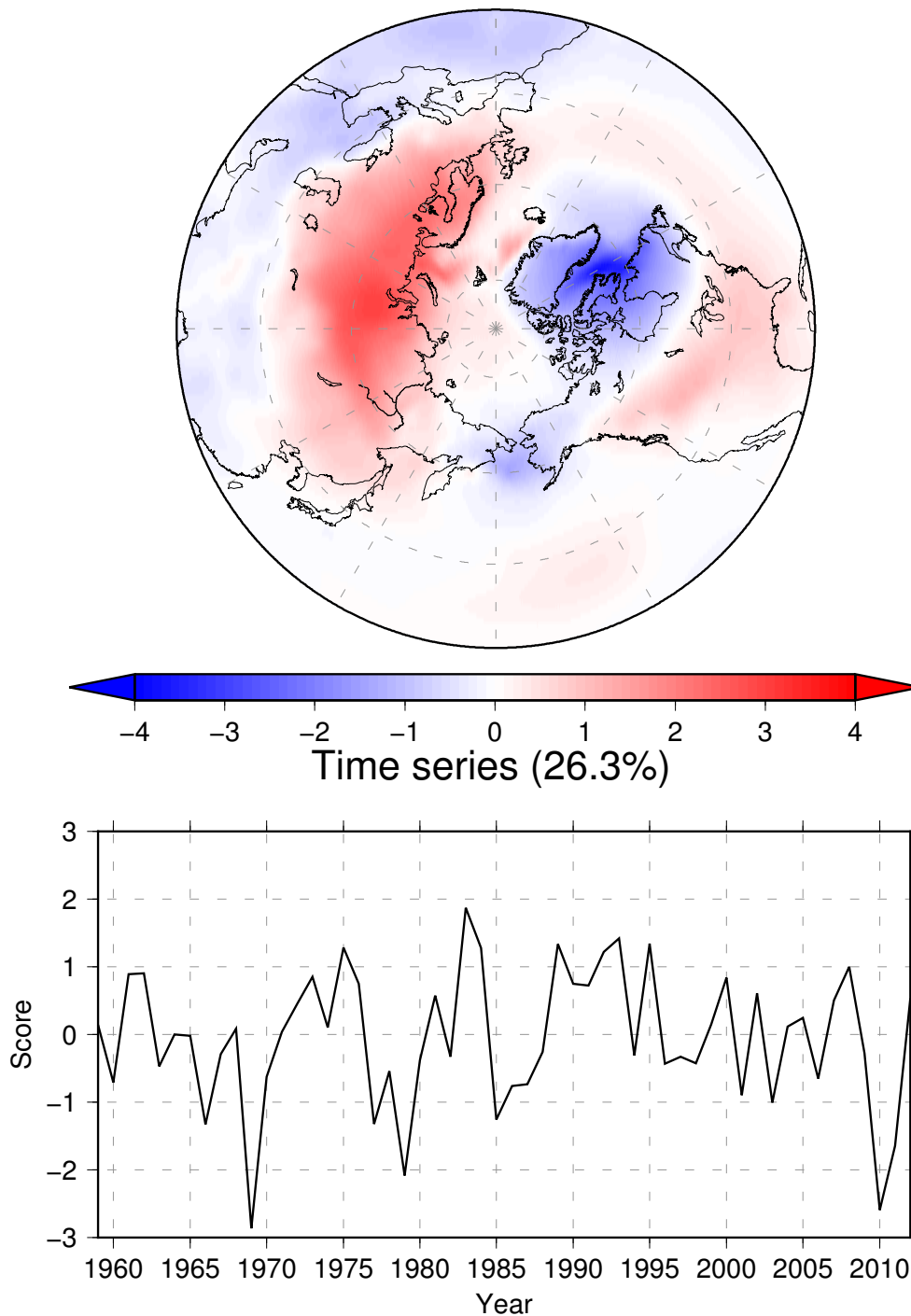


図 9: JRA-55 の 1958/59 年 ~ 2011/12 年冬季 (DJF) の北緯 20 度以北における地上気温の自然変動成分の EOF-1 の固有ベクトルの空間分布 (上) と正規化されたスコア時系列 (下) . 時系列は横軸が年 , 縦軸がスコアを表している .

JRA-55 SAT(res) EOF-2
1958/59 – 2011/12 (DJF)

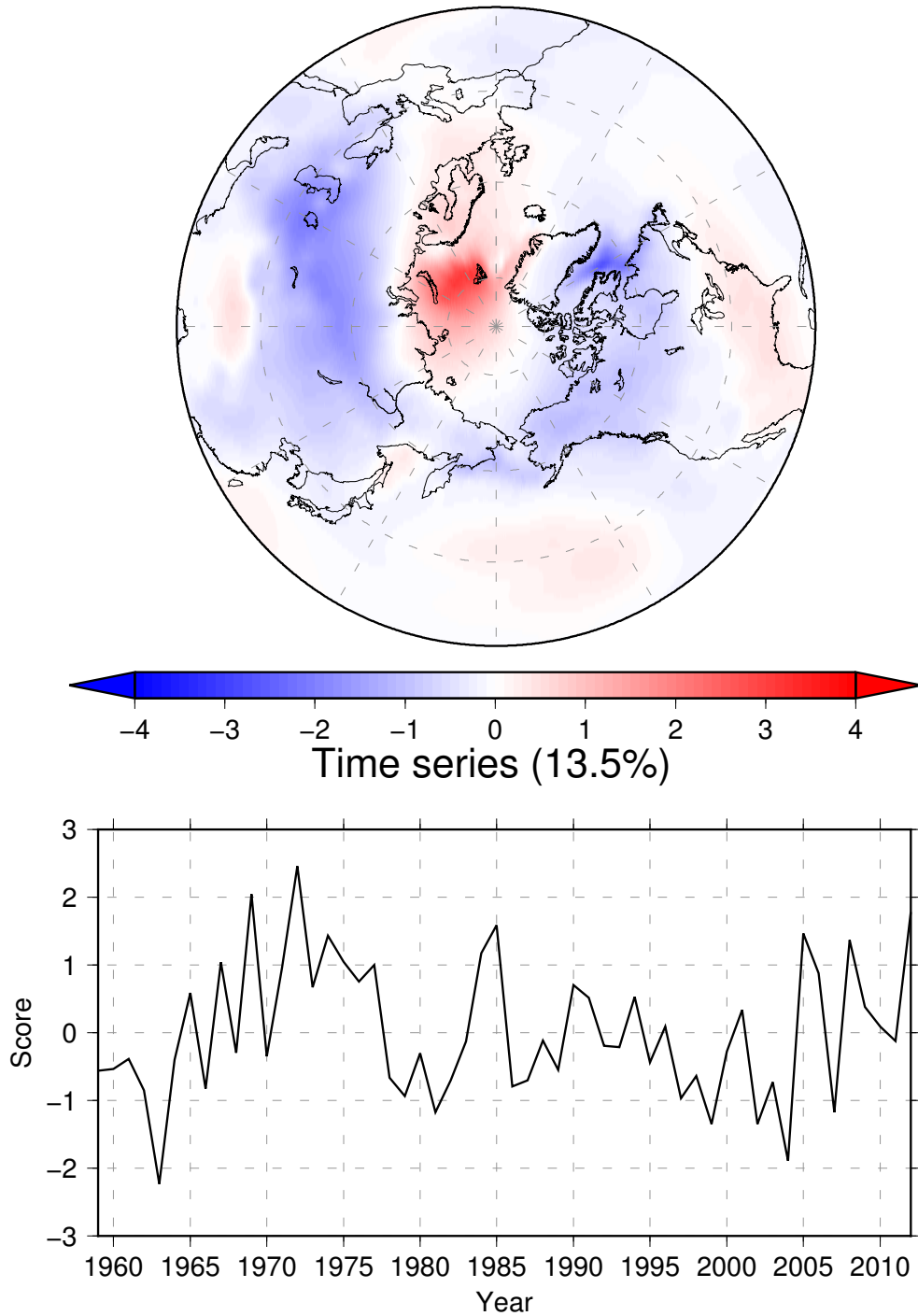


図 10: 図 9 と同様 . ただし EOF-2 を表している .

JRA-55 SAT(res) EOF-3
1958/59 – 2011/12 (DJF)

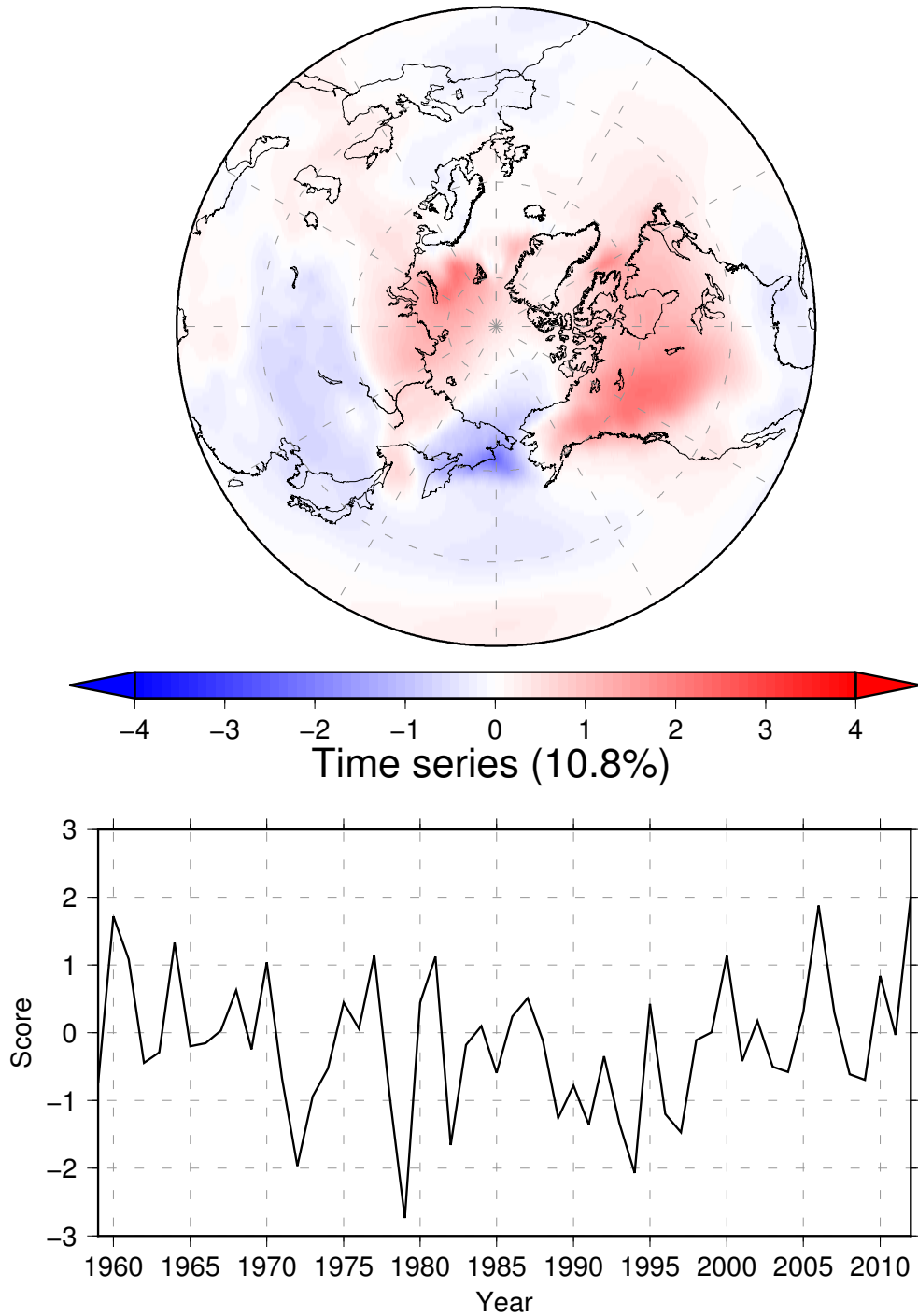


図 11: 図 9 と同様 . ただし EOF-3 を表している .

Planetary Albedo Anomaly
Northern Hemisphere Average
JRA-55 1958/59–2011/12 (DJF)

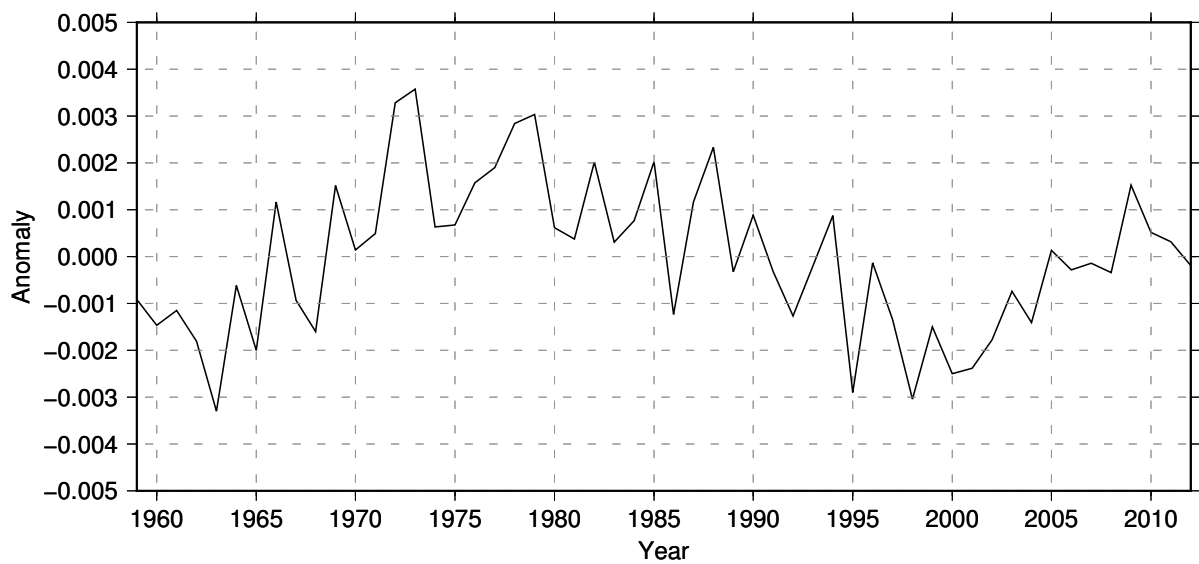


図 12: JRA-55 の 1958/59 年～2011/12 年冬季 (DJF) の北半球平均プラネタリーアルベド変動の時系列．横軸が年，縦軸が気候値からの偏差を表している．

Correlation map for Albedo and Albedo
Northern Hemisphere (0 N – 90N, 0E – 360E)
1958/59 – 2011/12 (DJF)

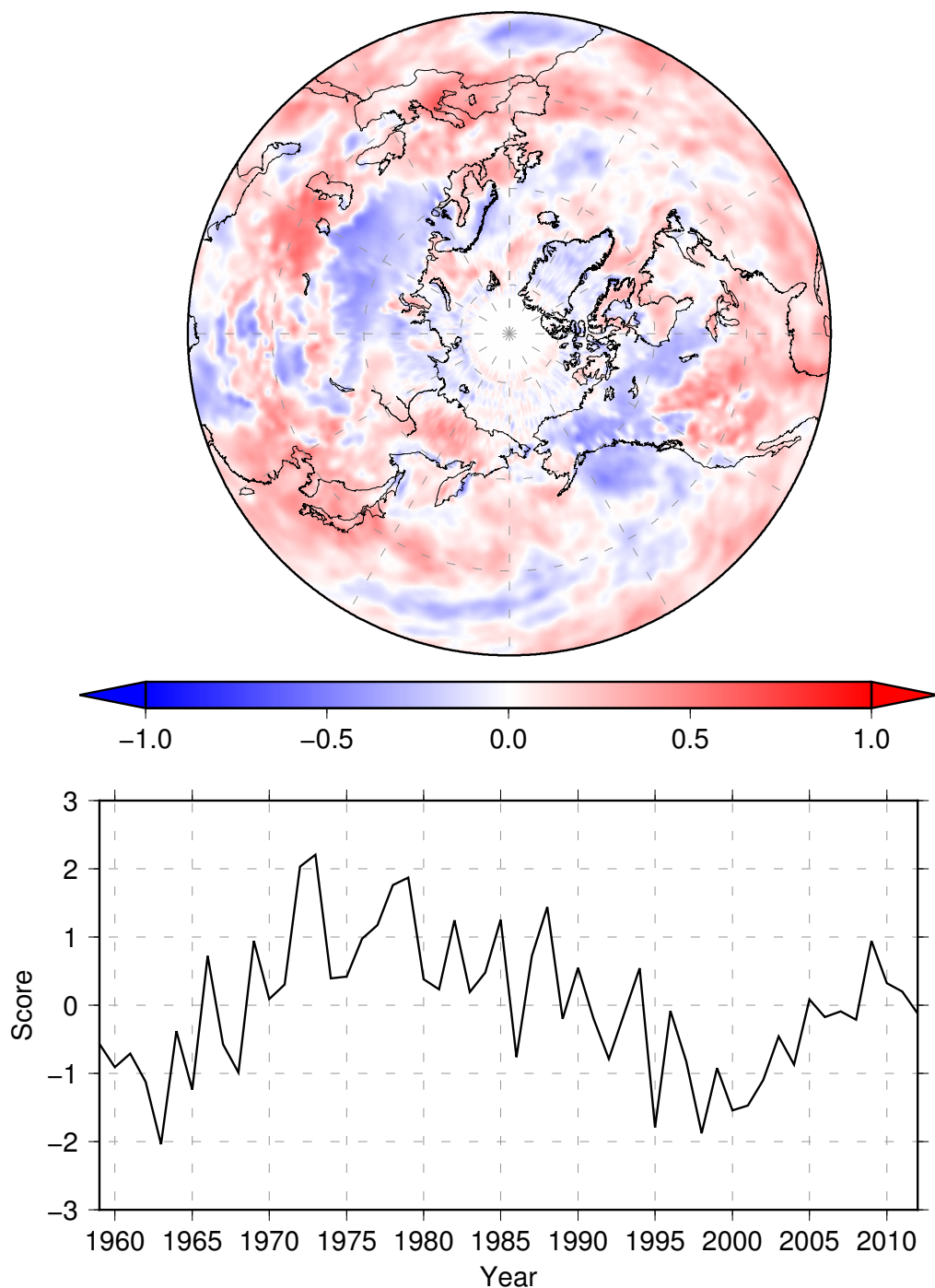


図 13: JRA-55 の 1958/59 年 ~ 2011/12 年冬季 (DJF) の北半球平均プラネタリーアルベドの時系列 (下) と、それとプラネタリーアルベドの相関係数の空間分布 (上) . 時系列の横軸が年、縦軸がスコアを表している .

Correlation map for SAT and Albedo
Northern Hemisphere (0 N – 90N, 0E – 360E)
1958/59 – 2011/12 (DJF)

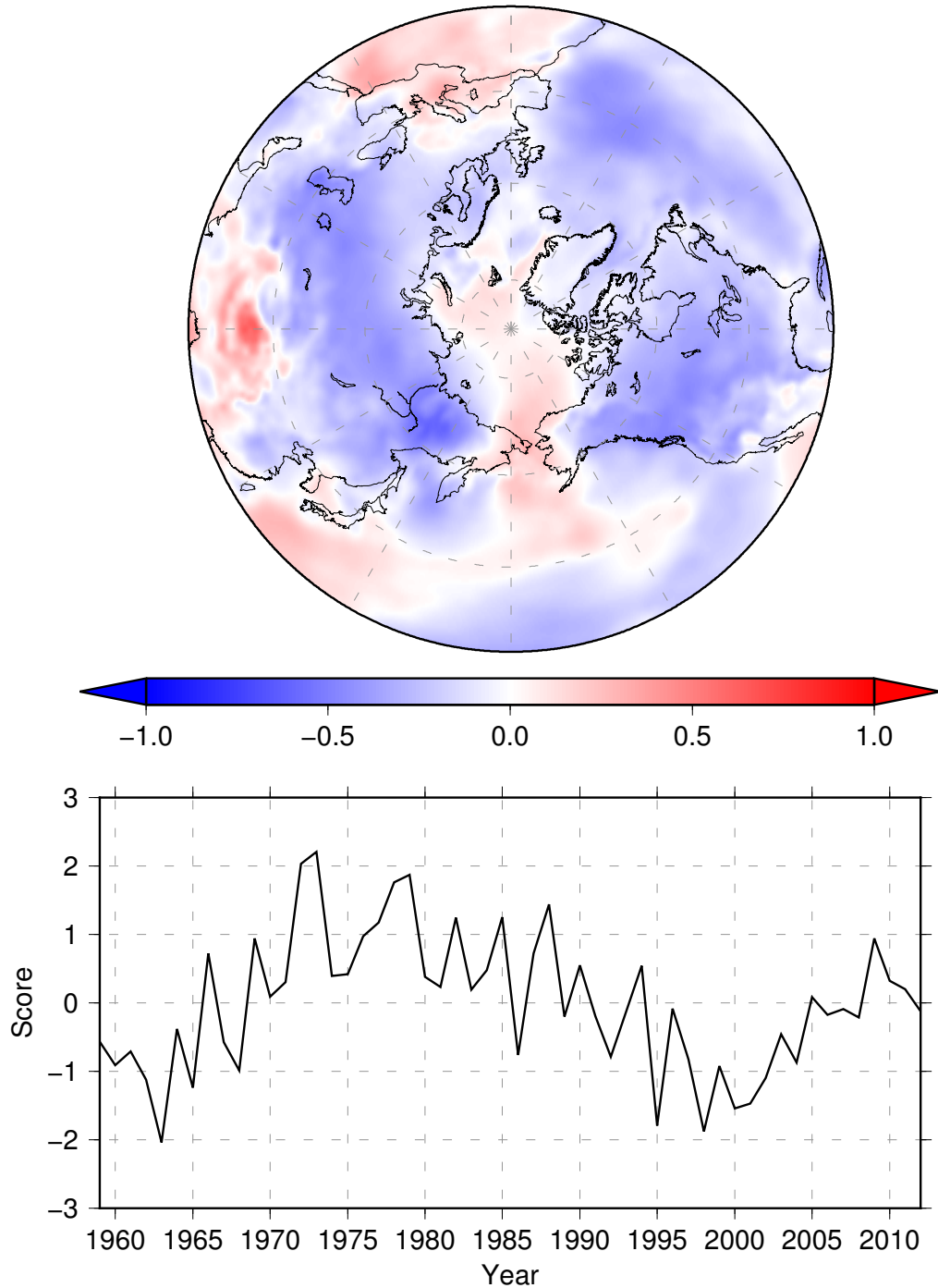


図 14: 図 13 と同様 . ただし , 地上気温との相関係数の空間分布である .

Correlation map for Snow and Albedo
Northern Hemisphere (0 N – 90N, 0E – 360E)
1979/80 – 2011/12 (DJF)

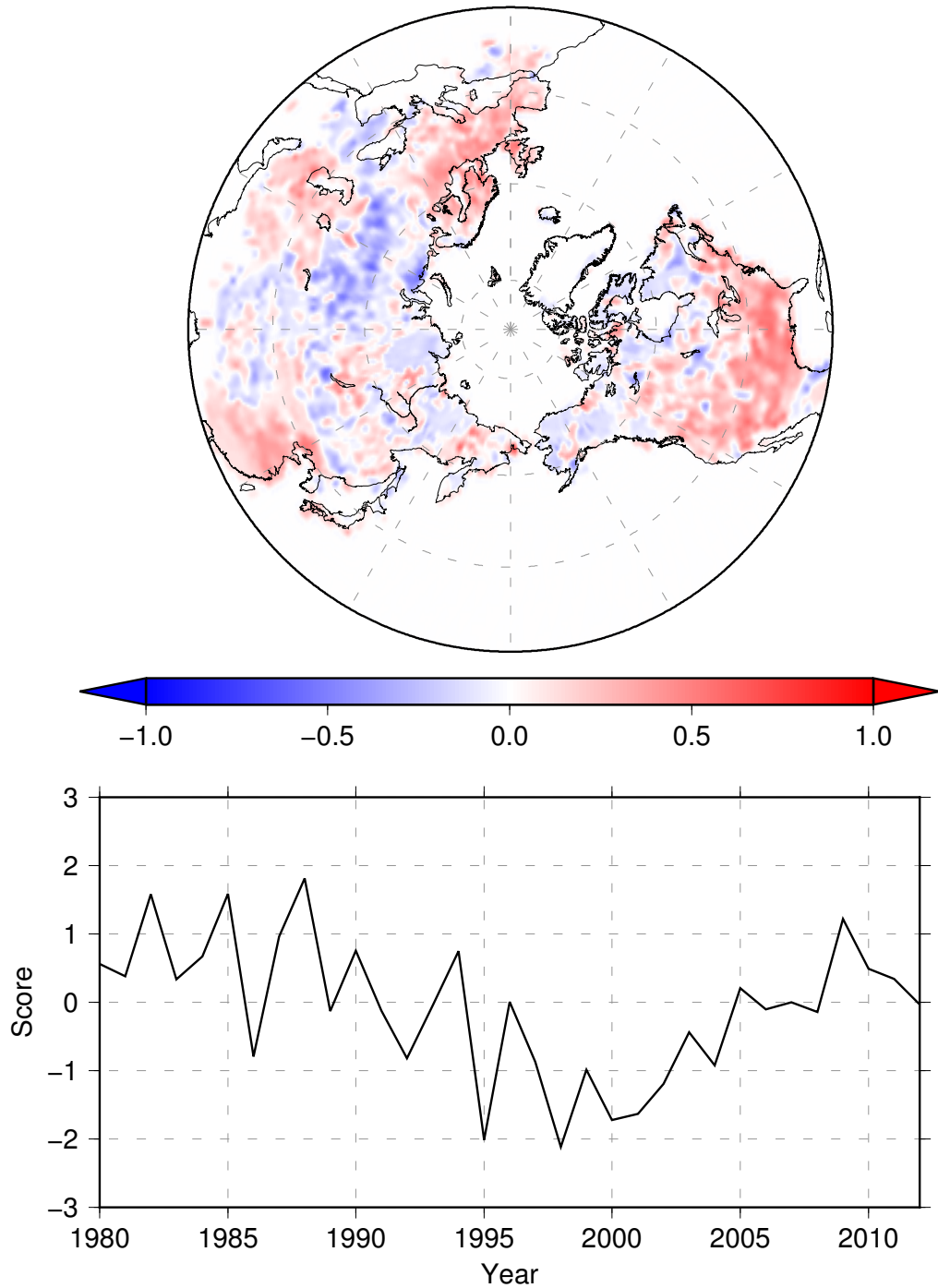


図 15: 図 13 と同様 . ただし , ERA-Interim の積雪深との相関係数の空間分布で , 期間は 1979/80 年 ~ 2011/12 年 (DJF) となっている .

Correlation map for Albedo and AOI

1958/59 – 2011/12 (DJF)

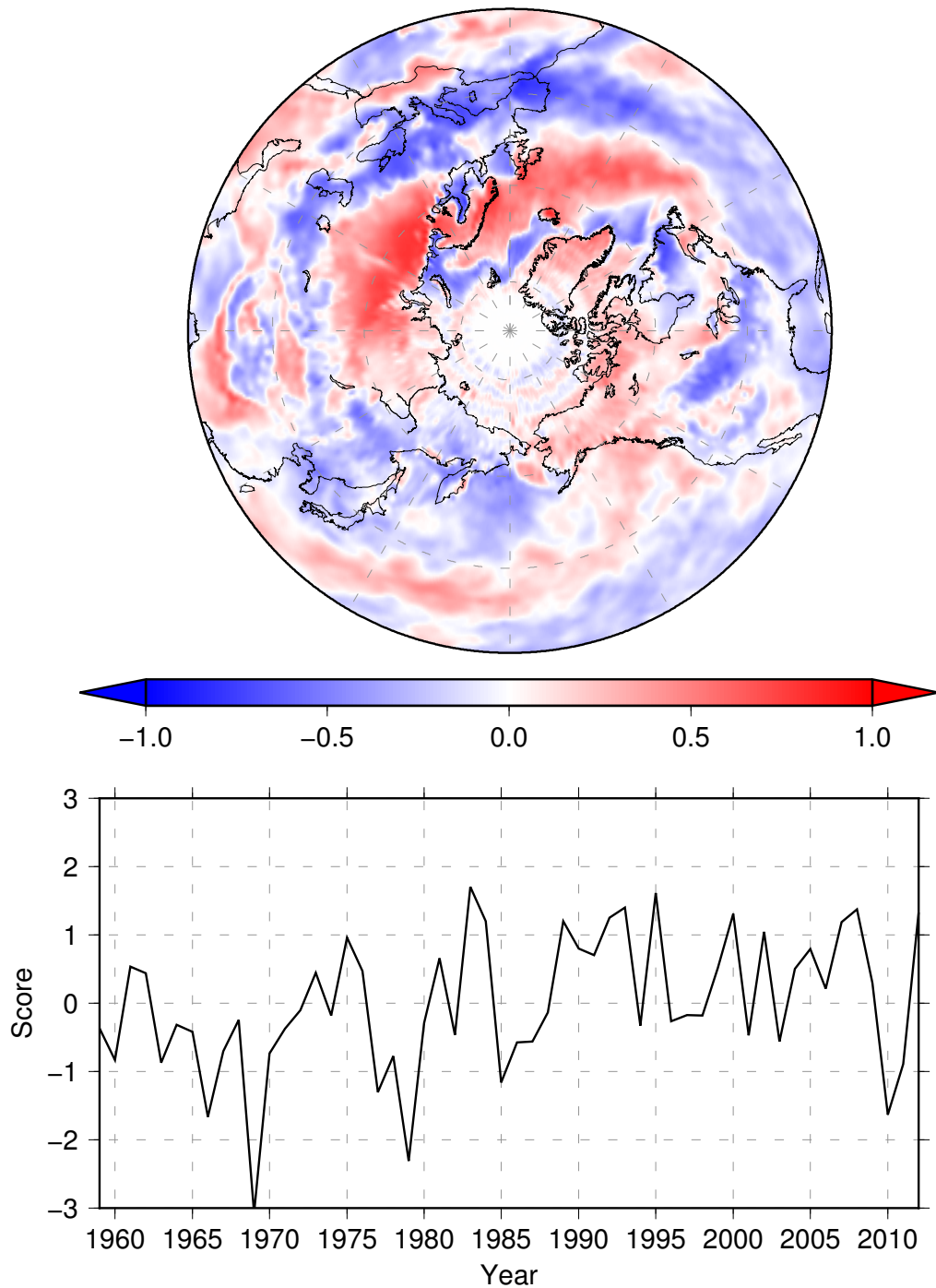


図 16: JRA-55 の 1958/59 年 ~ 2011/12 年冬季 (DJF) の AOI(下) と、それと planetary albedo の相関係数の空間分布 (上) . AOI は JRA-55 の 1958/59 年 ~ 2011/12 年冬季 (DJF) の EOF-1 のスコアを用いており、横軸が年、縦軸がスコアを表している .

Planetary Albedo Anomaly
Siberia Average
JRA-55 1958/59–2011/12 (DJF)

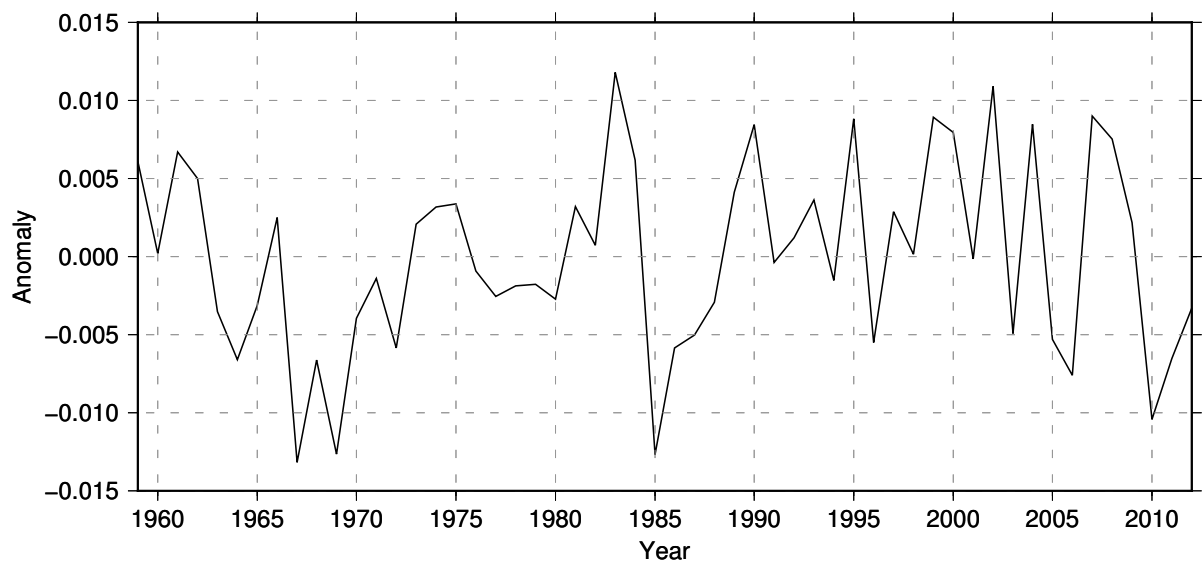


図 17: JRA-55 の 1958/59 年～2011/12 年冬季 (DJF) のシベリア平均プラネタリーアルベド変動の時系列．横軸が年，縦軸が気候値からの偏差を表している．

Correlation map for Albedo and Albedo
Siberia (55 N – 67N, 30E – 120E)
1958/59 – 2011/12 (DJF)

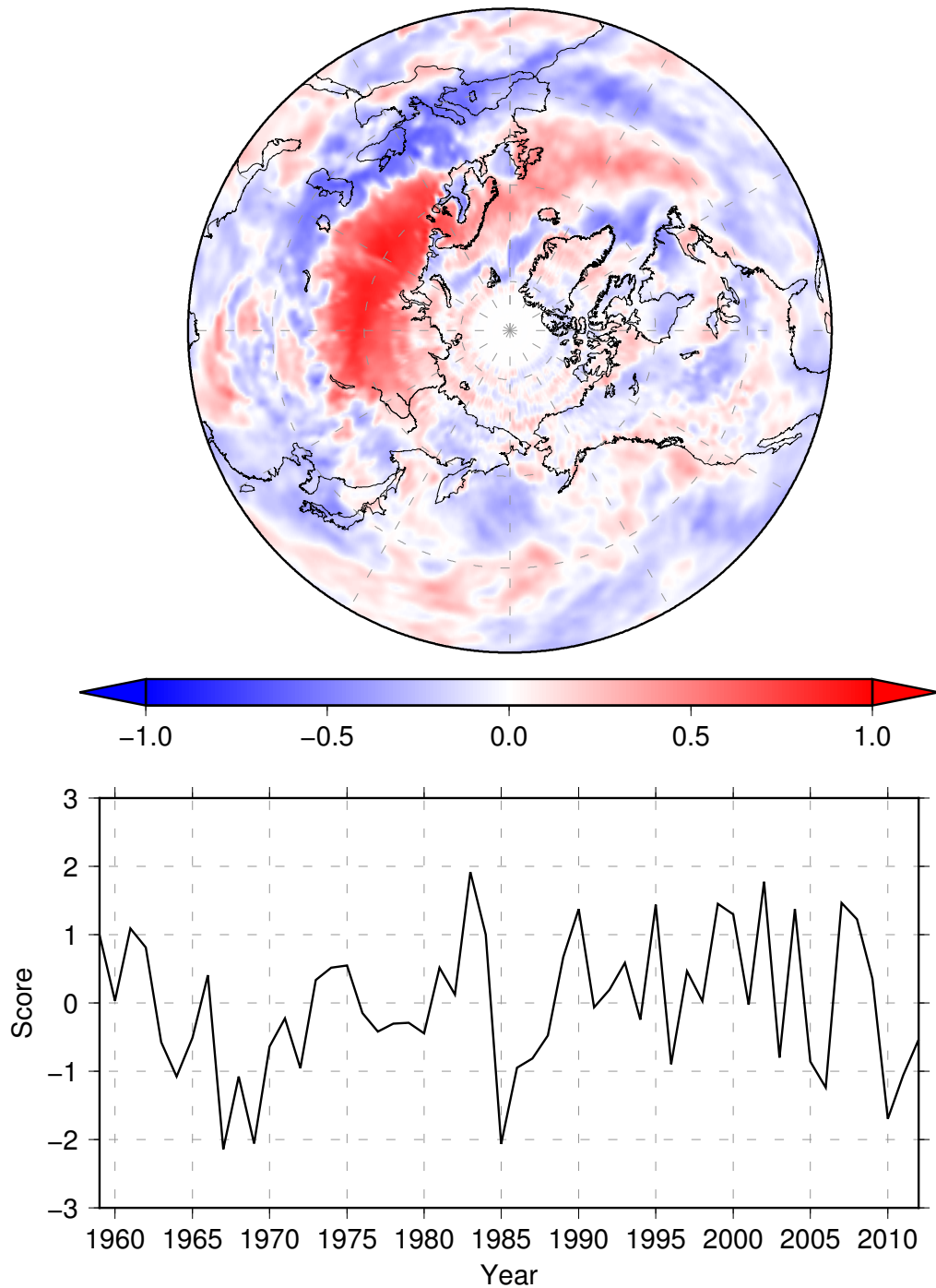


図 18: JRA-55 の 1958/59 年 ~ 2011/12 年冬季 (DJF) のシベリア平均プラネタリーアルベドの時系列 (下) と、それとプラネタリーアルベドの相関係数の空間分布 (上) . 時系列は横軸が年、縦軸がスコアを表している .

Correlation map for SAT and Albedo
Siberia (55 N – 67N, 30E – 120E)
1958/59 – 2011/12 (DJF)

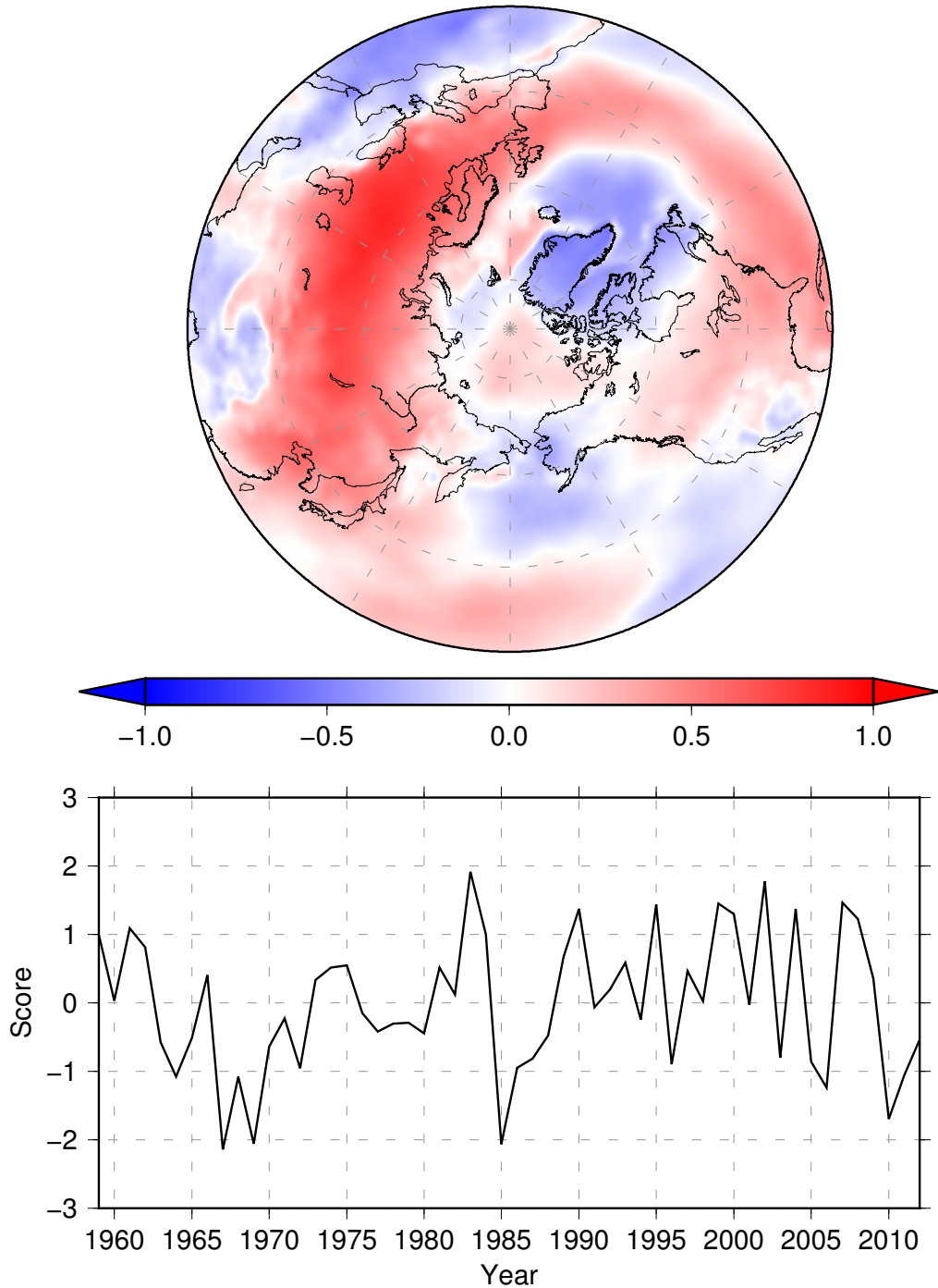


図 19: 図 18 と同様 . ただし , 地上気温との相関係数の空間分布となっている .

Correlation map for Snow and Albedo
Siberia (55 N – 67N, 30E – 120E)
1979/80 – 2011/12 (DJF)

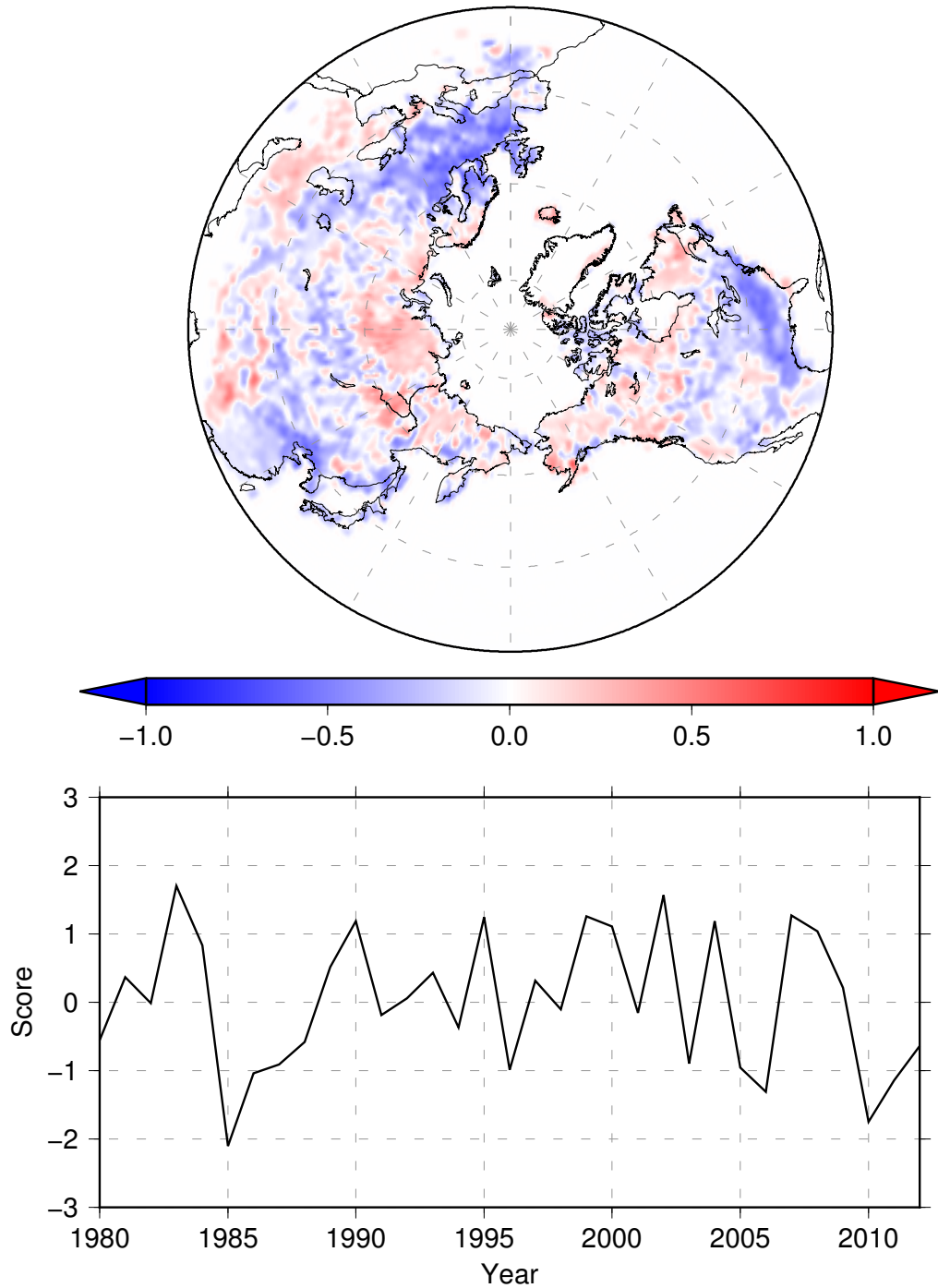


図 20: 図 18 と同様 . ただし , ERA-Interim の積雪深との相関係数の空間分布で , 期間は 1979/80 年 ~ 2011/12 年 (DJF) となっている .

Planetary Albedo Anomaly
Northern Hemisphere Average
1958/59–2011/12 (DJF)

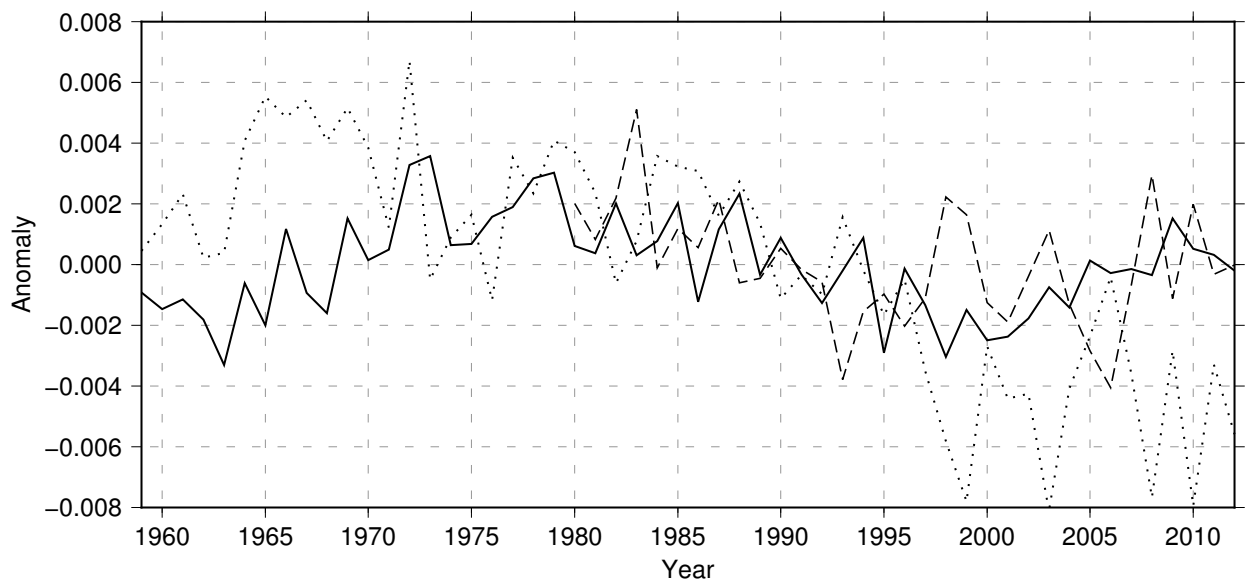


図 21: 各再解析データの 1958/59 年～2011/12 年冬季 (DJF) の北半球平均プラネタリーアルベドの時系列。横軸が年, 縦軸が気候値からの偏差を表している。実線が JRA-55, 破線が ERA-Interim, 点線が NCEP/NCAR となっている。

Correlation map for Albedo and AOI

1958/59 – 2011/12 (DJF)

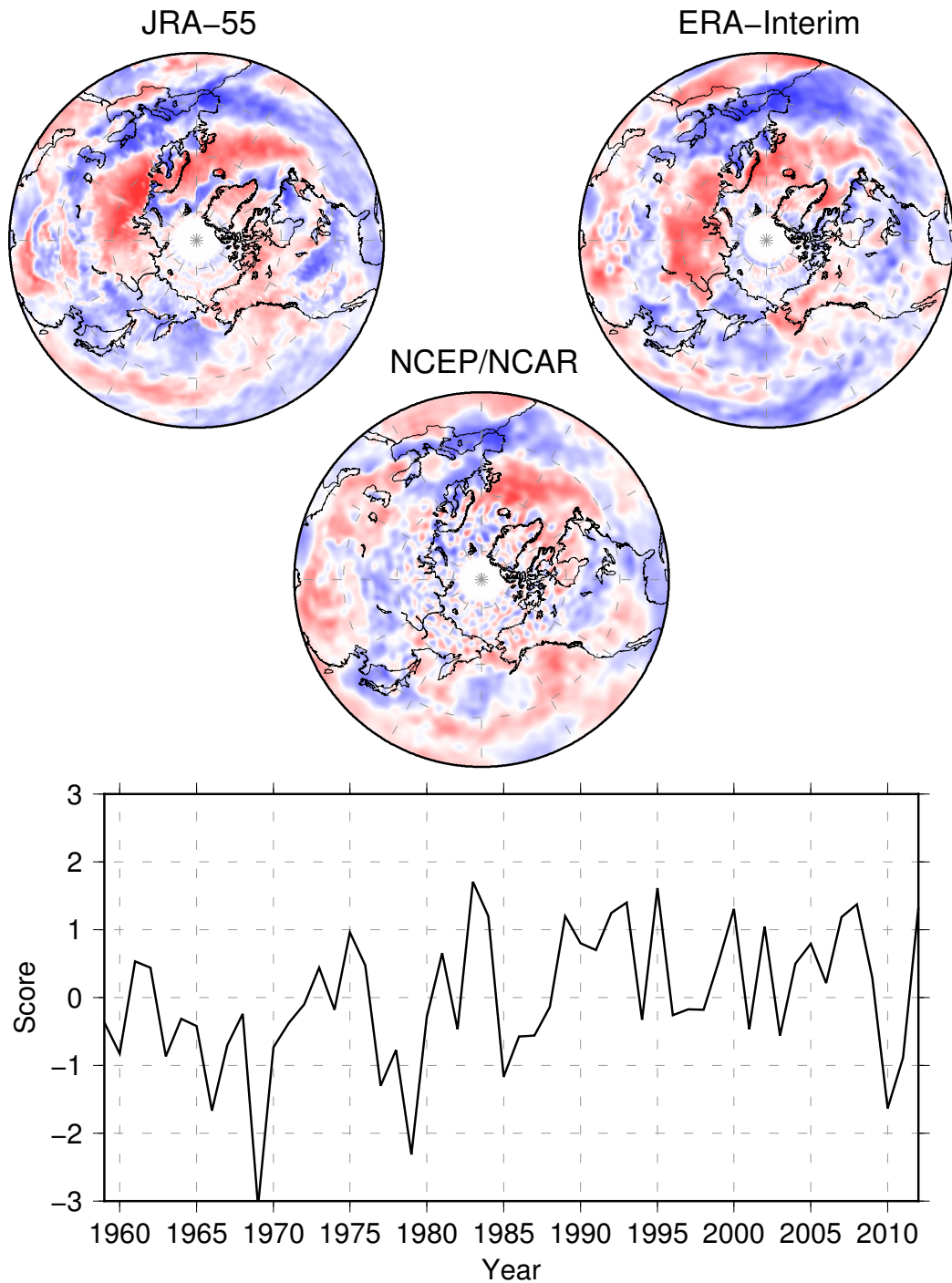


図 22: 1958/59 年 ~ 2011/12 年冬季 (DJF) の AOI(下) と、各再解析データのプラネタリーアルベドの相関マップ(上)。相関マップは左上が JRA-55, 右上が ERA-Interim, 下が NCEP/NCAR である。AOI は全て JRA-55 の地上気温の EOF-1 のスコアを用いており、横軸が年、縦軸がスコアを表している。

Planetary Albedo Anomaly
Siberia Average
1958/59–2011/12 (DJF)

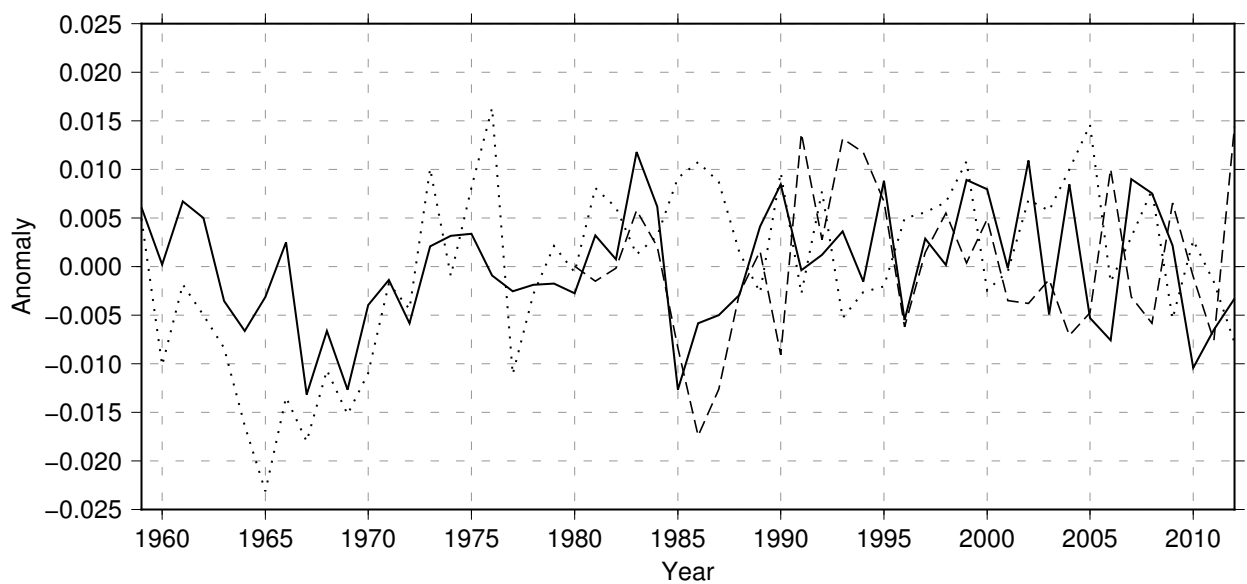


図 23: 各再解析データの 1958/59 年～2011/12 年冬季 (DJF) のシベリア平均プラネタリーアルベドの時系列．横軸が年，縦軸が気候値からの偏差を表している．実線が JRA-55，破線が ERA-Interim，点線が NCEP/NCAR となっている．