

自己組織化写像を応用した北海道における豪雪トレンドと気候変動応答  
Trends and Climate Change Projection of Heavy Snowfall in Hokkaido, Japan as an Application of  
Self-organizing Map.

稲津 将<sup>\*1</sup>, 川添 祥<sup>\*1</sup>, 森 正人<sup>\*2</sup>  
Masaru INATSU, Sho KAWAZOE, Masato MORI

This study showed the frequency of local-scale heavy winter snowfall in Hokkaido, Japan, its historical change, and its response to global warming using self-organizing maps (SOM) of synoptic-scale sea level pressure anomaly. Heavy snowfall days were here defined as days on which the snowfall exceeded 10 mm in water equivalent. It was shown that the SOMs can be grouped into three categories for heavy snowfall days: 1) a passage of extratropical cyclones to the south of Hokkaido, 2) a pressure pattern between the Siberian high and the Aleutian low, and 3) a low-pressure anomaly just to the east of Hokkaido. Groups 1 and 2 were associated with heavy snowfall in Hiroo (located in southeastern Hokkaido) and in Iwamizawa (western Hokkaido), respectively, and heavy snowfall in Sapporo (western Hokkaido) was related to group 3. The large-ensemble historical simulation reproduced the observed increasing trend in group 2, and future projections revealed that group 2 was related to a negative phase of the western Pacific pattern and that the frequency of this group would increase in the future. Heavy snowfall days associated with SOM group 2 would also increase as a result of the increase in water vapor and preferable weather patterns in a globally warming climate, in contrast to the decrease of heavy snowfall days at other sites associated with SOM group 1.

## 1. はじめに

北海道の冬は、多量の降雪に特徴づけられる(図 1a)。気象庁による 60 年間の観測によると、北海道内各地点における日降雪量の 90、95、および 99% タイルの値は、水換算でそれぞれ ~5、~10、および ~20 mm である。本研究では、積雪が水換算で 10 mm を超える日を豪雪日として定義する。豪雪日数の空間分布(図 1a)は、北海道周辺の総観的な気象パターン(図 1b)に強く依存する。南北温度勾配が大きいと、傾圧不安定性のために温帯低気圧が急速に発達する (Lindzen and Farrell 1980)。温帯低気圧の爆発的な発達 (Sanders and Gyakum 1980; Yoshida and Asuma 2004; Iwao et al. 2012)は、北海道南部・東部で大雪、吹雪、高潮、強風をもたらすことが

よくある。北海道の太平洋岸での大雪は、温帯低気圧の南岸の通過による。一方、シベリア高気圧(図 1b の中国北西部に位置する H)とアリューシャン低気圧(北太平洋西部の L)のいわゆる西高東低の気圧配置のとき、北海道では北西風が卓越する。この大陸起源の冷たい北西風は、暖かい日本海を越えるときに蒸発を促し、結果として筋状雲を形成する(Tsuboki et al. 1989)。これらの筋状雲は、北海道の日本海沿岸や内陸部に大雪をもたらす。ただし、どこで大雪となるかは、風向に非常に鋭敏である(Tachibana 1995)。風速もまた、内陸での降雪に重要な役割を果たす(Veals et al. 2019; Veals et al. 2020)。その他、ロシア沿岸の地形(Ohtake et al. 2009)や、北海道の地形に伴う収束(Fujiyoshi et al. 1992; Campbell et al. 2018)

---

\*1 北海道大学大学院理学研究院 inaz@sci.hokudai.ac.jp  
Faculty of Science, Hokkaido University

\*2 九州大学応用力学研究所  
Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University

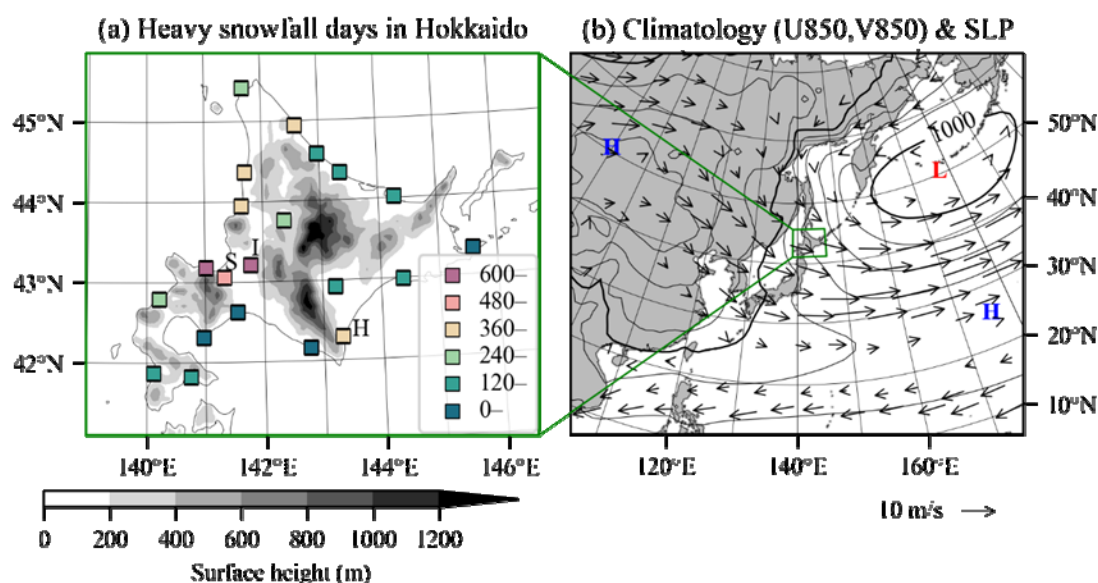


図 1 : (a) 1961 年から 2020 年までの北海道における冬季の豪雪日（降雪量が水換算で 10 mm を超える日）。陰影は海面高度(m)を示す。広尾、岩見沢、札幌は、それぞれ H、I、S の文字で示した。(b) 1960 年から 2019 年までの JRA-55 再解析データに基づく、1 月 15 日の 850 hPa での(等高線)海面気圧の気候値および(ベクトル)水平風。等値線間隔は 4 hPa であり、風速 3 m/s 未満は描いていない。記号 L および H は、それぞれ低気圧及び高気圧中心を示す。(a)の領域は(b)において緑で囲んだ。

なども豪雪の位置を決めるのに重要とされる。Kohonen (1995) によって提案された自己組織化写像を効果的に適用して、Kawazoe et al. (2020) は、札幌 (図 1a の S) の大雪と関連する典型的な天気図を分類しました。彼らは、d4PDF (Mizuta et al. 2017) からの 5 km 力学的ダウンスケーリング(Hoshino et al. 2020)の結果を利用し、大雪イベントを生じる天気図として、北海道の東から北東における低気圧偏差、日本中部における低気圧偏差、またはシベリア大陸における高気圧偏差の 3 つに注目した。

自己組織化写像では、状態空間内の格子点を確率密度関数に適合するように再配置します。従って、自己組織化写像のノードを力学系におけるアトラクタと見なすことができる。豪雪のような大規模場からは解像されない現象が、解像された状態に関連付けられている場合、解像された状態に対する自己組織化写像により豪雪の可能性を診断できる。また、Palmer (1999) は、地球温暖化応答を、状態空間内の確率密度関数のドリフトとして解釈した。将来気候の確率密度関数を、現在気候の自己組織化写像に射影することで、将来気候における典型的な天気図パターンの出現確率の変化を表現できる(Ohba 2019; Ohba and Sugimoto

2016)。本研究では、現在気候と将来気候のデータを混ぜて自己組織化写像を計算する方法 (Cassano et al. 2007; Schuenemann and Cassano 2010; Ohba and Sugimoto 2020; Kawazoe et al. 2020)を採用しない。

本研究の目的は、Kawazoe et al. (2020)を拡張して、北海道内の豪雪に影響する天気図パターンを自己組織化写像により同定し、直近 60 年のトレンドと、将来気候における変化を明らかにすることである。

## 2. 解析手法

### 2-1. データ

本研究では、1960 年から 2019 年までの 11 月 1 日から 150 日分の JRA-55 再解析データ (Kobayashi et al. 2015)の海面気圧偏差を使用した。同期間に対し 6 時間ごとの気候値を計算し、元のデータからの差として偏差を定義した。合成図解析では、850 hPa の東西風、南北風、及び気温、並びに 500 hPa のジオポテンシャル高度を使用した。また、天気図パターンと北海道における降雪を関連づけるため、北海道内のアメダス観測を使用した(図 1a)。日降雪量は、降水量から Matsuo et al. (1981)の雨雪判別に基づいた算出

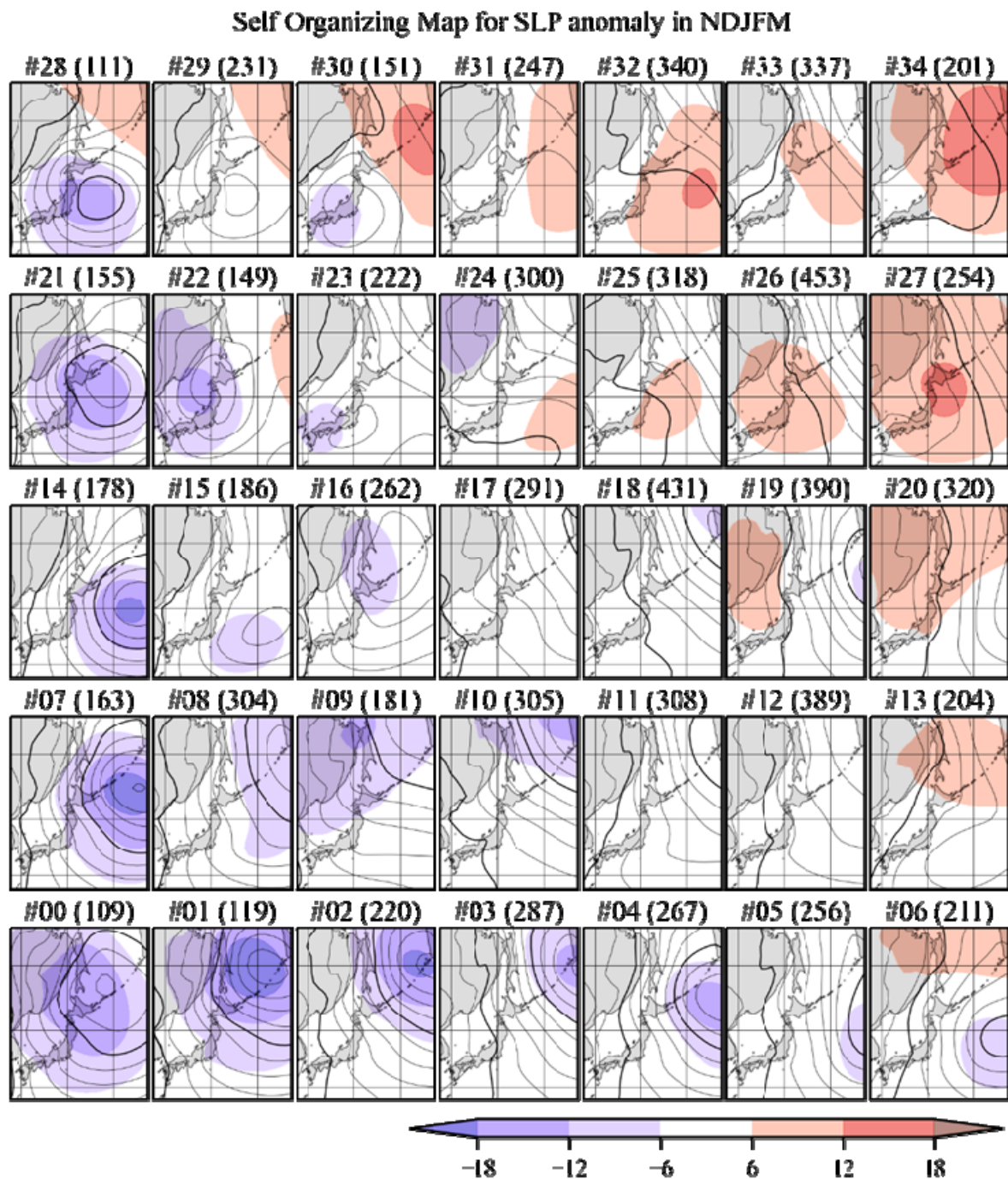


図 2 : 1960/61 年から 2019/20 年の冬季の 6 時間ごとのデータに基づく自己組織化写像。色影は海面気圧偏差を示す。等値線は 1 月 15 日の気候値である。各図上部のカッコ内の数値はノードに分類された日数である。

した。

本研究では、d4PDF の現在気候実験と 4K 上昇実験を使用した。d4PDF 現在気候実験は、気象研究所の大気大循環モデル(水平分解能 60 km)に、1951 年から 2010 年までの観測された温室効果気体、海面水温、海氷密接度を与えて計算された。初期値を少しずつ変えた 100 個のメンバーから構成される(Hirahara et al. 2014)。4K 上昇実験は、海面水温分布を CMIP5 の 6 つのモデルで得られ

た温暖化パターンに、観測からトレンドを除去した海面水温を加算したものを与えた。4K 上昇実験における温室効果気体は、CMIP5 における RCP 8.5 の 2090 年の値に、スケーリング係数を掛けて全球平均の地表気温が 4 K 上昇となるように与えた。Kawazoe et al. (2020)では、CMIP5 の 6 つのモデルにおける海面水温分布の影響は北海道の豪雪には見られなかった。そこで、4 K 上昇実験の都合 90 個のメンバーは一括して取り扱

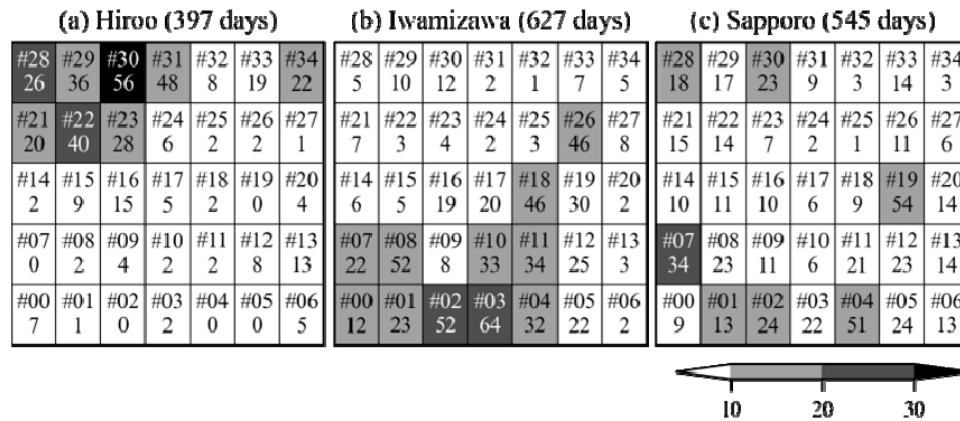


図 3：1961/62 年から 2019/20 年までの 150 冬日における (a) 広尾、(b) 岩見沢、(c) 札幌の自己組織化写像に投影された豪雪日数。陰影は各ノードの豪雪率(%)を示す。

った。d4PDF の 20 km への力学的ダウンスケーリングを使用して、将来気候と現在気候の間の豪雪の違いを診断した。

## 2-2. 自己組織化写像

本研究では、丹治ら(2021)によって概説された方法に従って自己組織化写像を計算した。同アルゴリズムの入力値は、北緯 27.5 度から 55 度、東経 127.5 度から 157.5 度の領域における 6 時間ごとの海面気圧偏差であり、潜在空間は 7×5 ノードとした。Best Matching Unit の探索には潜在空間内のユークリッド距離を使用した。計算量削減のため、全分散の 98.67% を説明する 20 個の主成分を入力値とした。結果得られた 20 個の主成分から海面気圧偏差を再構築し、自己組織化写像を得た(図 2)。JRA55 解析に基づいて作成された自己組織化写像を基準とし、d4PDF データをこれに射影した。

## 3. 結果

### 3-1. 自己組織化写像と大雪

本研究で計算された自己組織化写像(図 2)は、Kawazoe et al. (2020)と非常によく似ていた。天気図パターンには、北海道の東または南東での低気圧偏差 (マップの左上)、オホーツク海での強い高気圧偏差 (右上)、北海道とオホーツク海での強い低気圧偏差 (下) が含まれていた。冬季アジアモンスーンの風向とそれに伴う降雪は、北海道付近の低気圧偏差の位置に依存していた。北海道の南を通過する温帯低気圧が南東風をもたらし、広尾を含む道南に大雪をもたらした。また、北海道東部の低気圧が北西風をもたらし、北海道西部に

大雪をもたらした。後者を、風向が西から北西の場合と、北西から北の場合の 2 つのパターンに分けることができる。西風から北西風の場合は岩見沢(図 1a の I)で降雪が多く、北風の場合は札幌(図 1a の S)で降雪が多い傾向にあった。以降、これら 3 つの観測地点に注目して、豪雪をもたらす天気図パターンを調査する (図 3)。

広尾に大雪をもたらす気象パターンは、自己組織化写像図の左上にある 7 つのノードに見られる (図 3a)。例えば、ノード#30 において冬季 30% 以上の日で、積雪が 10 cm を超えた。ノード#30 の合成図は、本州を通過する温帯低気圧を示した (図 2)。自己組織化写像のノード間遷移(図略)を調べると、この温帯低気圧は東へ移動する傾向があった。温帯低気圧の前面では、南北温度勾配を横切って、南風が南から暖かく湿った空気を運んだ (図 4a)。広尾が温帯低気圧からの南東風の日には、広尾の西側にそびえる日高山脈のため、地形性降水が引き起こされた可能性がある(図 1a)。このように、広尾の大雪は温帯低気圧の通過に大きく依存していた。広尾の豪雪日数が少ないことは、降雪がこのような一時的な低気圧通過によって引き起こされることと関連する。

対照的に、岩見沢での大雪は、ノード#02、#03、#08、#10、#11、#18、及び#26 で見られる(図 3b)。ノード#10、#18、および #26 は、気候値に近く (図 1b)、北海道上空の北西風は比較的穏やかである。一方、ノード#02、#03、#08 は、カムチャッカ半島近くのオホーツク海に位置する低気圧偏差によって特徴付けられ、北海道西部で強い西風または北西風が観測された(図 2)。どちらのパターンも、北西からの寒気移流に対応していた (図

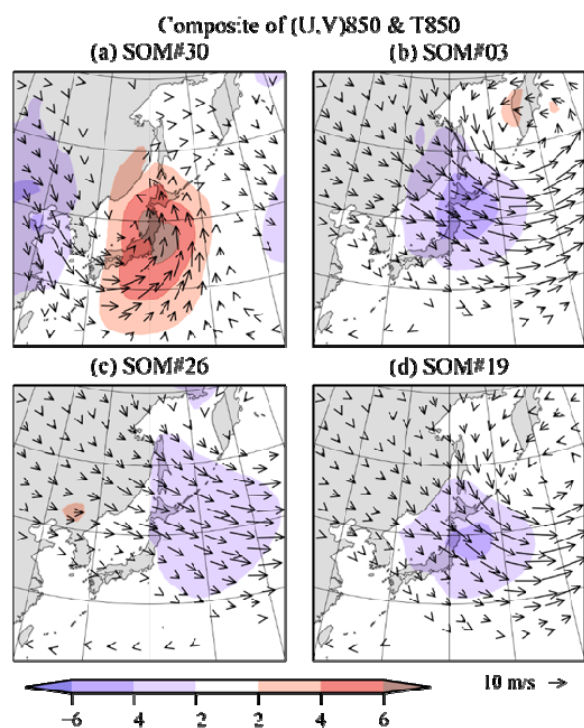


図 4: 自己組織化写像図の(a) ノード#30、(b) ノード#03、(c) ノード#26、および (d) ノード#19 における(色影)気温偏差(K)及び(ベクトル)850 hPa での水平風ベクトルの合成図。0.5 m/s 未満の風速は削除した。

5b,c)。ノード#02 及び#03 に該当する日の 2 割以上は、岩見沢で積雪が 10 cm を超えた日だった。ノード#03 と#26 の合成図は、シベリア高気圧とアリューシャン低気圧の間に挟まれた典型的な西高東低のパターンを示し、1 週間程度の持続性があった。広尾に比べて大雪が降る日が多いのは、この持続的な気象パターンに関連していた。

Kawazoe et al. (2020)で指摘されたように、札幌の豪雪は、北海道の真東に位置する低気圧偏差と関連している。自己組織化写像図ではノード#04 やノード#19 が該当する。ノード#19 の合成図(図 4d)はノード#03 の合成図(図 4b)と似ているものの、低気圧の作用中心はわずかに南にシフトしていた。このように低気圧中心の位置はわずかにしか異ならないのだが、北海道周辺の風向は顕著に異なっていた。ノード#19 では北西から北風だったのに対し、ノード#03 では西から北西の風であった。

対象とする領域の自己組織化写像図の一部は、テレコネクション・パターンの一つ WP パターン(図 5b)と密接に関連していた。インデックスは次のように定義されました。自己組織化写像の各ノ

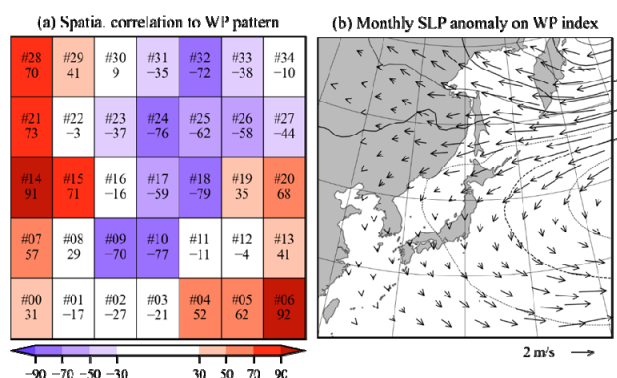


図 5: (a) 各ノードの海面気圧偏差と WP インデックスに回帰した海面気圧偏差との間の空間相関。月平均データに基づいて計算した WP インデックスに回帰した(b; 等値線) 海面気圧及び(ベクトル) 850 hPa の水平風。等圧線の間隔は 1 hPa である。また、風速 0.5 m/s 未満は削除した。

ードと WP パターンの間の空間相関は、右上から左下への負の値と、左上と右下への正の値という特徴を示した(図 5a)。これは、WP パターンが、天気図パターンに関連する卓越風向を介して北海道の大雪の地理分布を制御していることを示唆している。例えば、負の WP パターンは、北海道内に西風を誘発した(図 5b)。

以上をまとめると、自己組織化写像図(図 2)における左上、右下、中央左下のグループが、広尾、札幌、岩見沢の典型的な大雪に関連する天気図パターンであると言える。そこで以降、グループ 1 をノード#21、#22、#23、#28、#29、#30、及び#31に、グループ 2 をノード#02、#03、#08、#10、#11、#18、及び#26 に、並びにグループ 3 をノード#04、#05、#06、#12、#13、#19、及び#20 と定義する。これらの各グループと、近年の線形トレンドや気候変動影響との関係を調査する。

### 3-2. 線形トレンド

各ノードに分類された日数の線形傾向には、統計的に有意なシグナルを検出できなかった(図略)なお、以降、統計的検定は有意水準 5%で行うものとする。ノード#18、#25、#26、及び#32 だけが、約 5 日/100 年の正のトレンドを示した。これらのノードに分類される季節平均日数は 5~7 日であったため(図 2)、過去 60 年間で 45~90%増加した。前述のグループ化を施してもトレンドのシグナルは不明瞭である。グループ 1、2、及び 3 の線形トレンドは、それぞれ-0.7 日/100 年、8.5

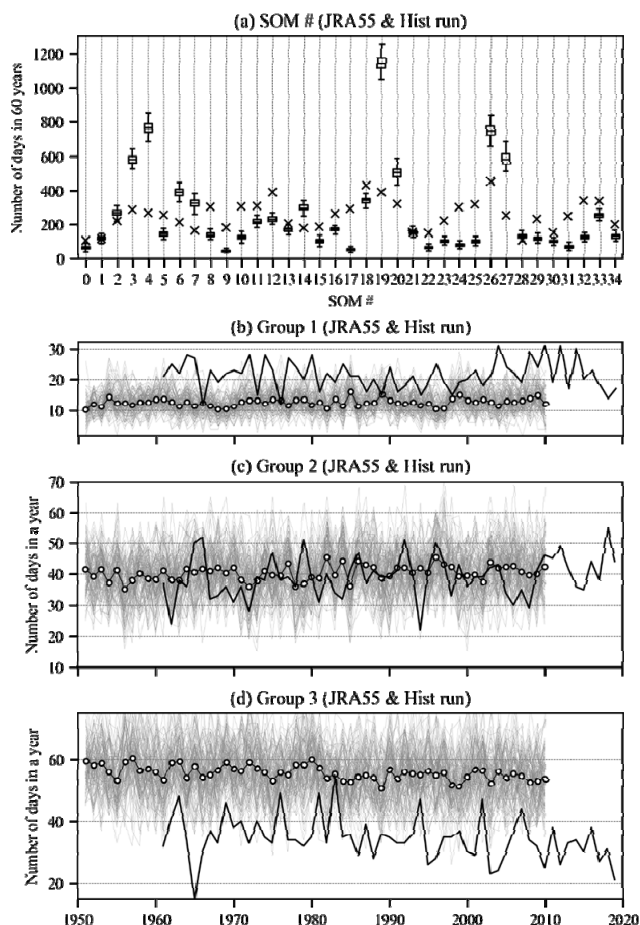


図 6 : (a) (x 印) JRA55 再解析および(箱ひげ)d4PDF 現在気候実験における各ノードに分類された 60 年あたりの日数。(b-d) (b)グループ 1、(c)グループ 2、及び(d)グループ 3 の日数で、(実線) 1960/61 年から 2018/19 年までの JRA55 再解析データ及び(灰色線) 1950/51 年から 2009/10 年までの d4PDF 現在気候実験の各アンサンブルの結果。丸印の付いた線は、d4PDF 現在気候実験のアンサンブル平均を示す。

日/100 年、および $-11.8$  日/100 年である(図 6b、c、d)である。グループ 3 のみが統計的に有意であった。また、豪雪日の線形トレンドも、寿都、留萌、北見枝幸のみ統計的に有意であった。グループ 1、2、または 3 に分類された日数の時系列には、大きな年々変動成分が含まれており、このため統計的に有意な線形トレンドを検出しにくい。

d4PDF の現在気候実験は 100 メンバーがあり、そのアンサンブル平均を取ることで、年々変動成分を大幅に減らすことができる(図 6b,c,d)。この実験結果から、グループ 1、2、及び 3 に分類される日数の線形トレンドは、それぞれ 1.7 日/100 年、4.1 日/100 年、及び $-6.8$  日/100 年であった(図

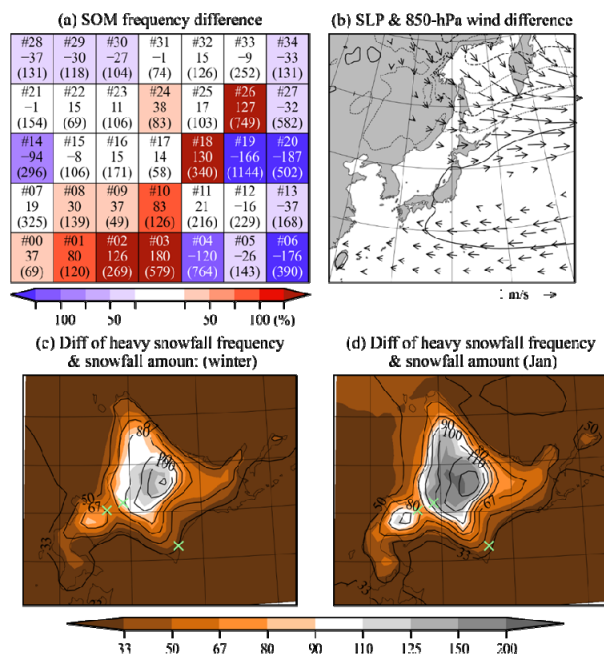


図 7 : (a) 各ノードに分類される日数の 4K 実験と現在気候実験との差。括弧内の数値は、現在気候実験における日数を示す。(b) 4K 実験と現在気候実験における(等値線) 海面気圧 (hPa)と(ベクトル) 850 hPa 水平風の差。(c) (等高線) 4K 上昇実験と現在気候実験における総降雪量の比と(陰影)豪雪日の頻度の比。薄緑色は札幌、岩見沢、広尾を示す。(d) (c)と同じ図を 1 月に限定したもの。

6b,c,d)。現在気候実験におけるノード出現頻度は、#03、#04、#19、#26、及び#27 で過大評価され、ノード#17、#24、及び#25 で過小評価されていたものの(図 6a)、線形トレンドはグループ 2 と 3 は統計的に有意だった。グループ 3 の減少傾向は、d4PDF 現在気候実験と JRA55 再解析データの分析で共通していた。

### 3-3. 気候変動応答

近年の線形トレンドのシグナルは大規模アンサンブル実験によりかろうじて確認できる程度のものであった。一方、将来実験における地球温暖化応答は、それに比べてはるかに明確である。d4PDF の 4K 上昇実験と現在気候実験との差は、ノード#21 と#31 を除くすべてのノードで統計的に有意であった。グループ 2 の日数は増加したが、グループ 3 の日数は減少した(図 7a)。これは、線形トレンド分析(図 6b-d)の結果と一致した。これらノード頻度の増加は、岩見沢での大雪の発生頻度の増加に対応する(図 3b)。ノード頻度の減

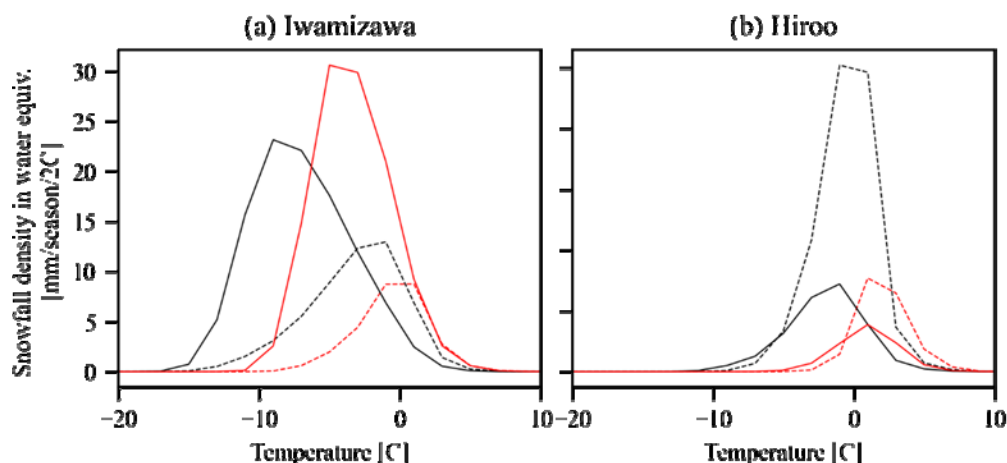


図 8 : (a) 岩見沢及び(b) 広尾の(破線)グループ 1 と(実線)グループ 2 に該当する日の水換算降雪密度(mm/シーズン/2°C)。地上気温のビン幅は2°Cであり、黒と赤の線はそれぞれ現在気候実験と 4K 上昇実験の結果を示す。

少は、北風によって札幌に大雪をもたらした グループ 3 の天気図パターンに対応していた(図 3c,4d)。また、あまり明確ではないが、温帯低気圧の通過に関連するグループ 1 の頻度が減少していた(図 7a)。

地球温暖化応答は、東経 145 度の東側で北に低気圧偏差、南に高気圧偏差という双極子パターンを示した(図 7b)。地球温暖化応答とは WP パターン(図 5b)との空間相関は-0.90 であった。上部対流圏の WP パターンの作用中心は、海面気圧に比べ南西に位置しており、これは海陸温度差に関連している可能性が高い(Tanaka et al. 2016)。おそらく、海陸温度差は地球温暖化により小さくなるため、地球温暖化応答として WP パターンの負のフェーズが出現する確率が高まるものと推測される。

d4PDF の力学的ダウンスケーリングの結果によると、北海道中央部の山岳地帯を除いて総降雪量が大幅に減少した(図 7c)。北海道の沿岸部では約 50%減少し、とくに道南で減少率が大きかった。しかし、豪雪日は、岩見沢を含む道央部でほとんど変わらないか、あるいは増加した。これは、4K 上昇実験で 70%減少した広尾とは対照的であった。真冬には、岩見沢では豪雪日が約 50%増加したが、広尾では約 70% 減少した(図 7d)。

3 つのグループの降雪量の合成図(図略)によると、北海道西側の大雪はグループ 2 に強く関連し、北海道南側と東側の大雪はグループ 1 に関連している。グループ 3 は、グループ 1 とグループ 2 の中間の特徴を示した。4K 上昇実験と現在気候実験の違いは、グループ 1 と 2 の間の対比と

して解釈できる。グループ 1 の合成図では、北海道の降雪量や豪雪日の減少が見られた。地球温暖化により、地上温度が氷点を上回り降雪日数が減少した。また、グループ 1 の出現頻度は、4K 上昇実験で 16 %減少した。

ここで、グループ 1 に分類された日に対し、地上気温ごとに降雪量を計算した。広尾の降雪は、グループ 1 に分類された天気図パターンの下で、-5 °C から 5 °C の範囲で生じていた(図 8b)。このため気温が 5 K 上昇すると降雪が起こりやすくなることがわかる。広尾での豪雪日の減少は、温暖な環境下での融雪と、大雪をもたらす循環パターンのわずかな減少の複合効果によって説明できる。

グループ 2 の合成図では、北海道中央部の岩見沢で降雪日または豪雪日が増加した(図 8a)。これは、グループ 2 の降雪が、冬季アジアモンスーンによる寒気移流の環境下で発生したことに関係していた。グループ 2 では、降雪が-15 °Cから 0 °C の範囲で生じていた。このため、地球温暖化した場合においても、同地域では降雪が生じる低温条件が維持されていた。4K 上昇実験では、日本海の海面水温が 2~3 K 増加するので、蒸発量は 15~20% 増加する可能性がある(Sato et al. 2022)。岩見沢での豪雪日の増加は、寒冷な環境下での水蒸気量の増大と、豪雪をもたらす循環パターンの増加の複合効果によって説明できる。

#### 4. まとめ

本研究では、北海道周辺の冬季の海面気圧偏差に基づいて作成された天気図パターンの自己組織

化写像図投影された、局地的な大雪の頻度、その長期的な傾向、および地球温暖化応答を調査した。自己組織化写像は、状態を表す次元を縮小し、相空間上のアトラクタを捉えるように潜在空間を定めるため、天気図スケールの現象と関連がある局所現象の解釈に有効と考える。本研究は、降雪量と降雪域が天気図パターンと強く結びついている北海道を対象領域とした。自己組織化写像図には、北海道南部の温帯低気圧の通過、西高東低の気圧配置、および北海道の真東に位置する低気圧偏差パターンの 3 つのカテゴリに分類できた。グループ 1 と 2 はそれぞれ広尾と岩見沢の大雪に関連し、グループ 3 は札幌の大雪に関連していた。近年のトレンドと地球温暖化の分析により、WP パターンに関連するグループ 2 が将来増加することが明らかになった。グループ 1 に関連する降雪は温暖化のため降雪となることが難しくなる一方、岩見沢での豪雪頻度は水蒸気の増加と天気図パターンの増加のため、真冬で増加する可能性があることが示された。

#### 謝 辞

本研究は環境再生保全機構・環境研究総合推進費 2-1905、および寄附分野北海道気象予測技術分野（北海道気象技術センター）の資金援助を受けています。

#### 参 考 文 献

- Campbell, L. S., W. J. Steenburgh, Y. Yamada, M. Kawashima, and Y. Fujiyoshi, 2018: Influences of orography and coastal geometry on a transverse-mode sea-effect snowstorm over Hokkaido Island, Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **146**, 2201–2220.
- Cassano, J. J., P. Uotila, A. H. Lynch, and E. N. Cassano, 2007: Predicted changes in synoptic forcing of net precipitation in large Arctic river basins during the 21st century. *J. Geophys. Res.*, **112**, G04S49.
- Fujiyoshi, Y., K. Tsuboki, S. Satoh, and G. Wakahama, 1992: Three-dimensional radar echo structure of a snow band formed on the lee side of a mountain. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 11–24.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, **27**, 57–75.
- Hoshino, T., T. J. Yamada, and H. Kawase, 2020: Evaluation for characteristics of tropical cyclone induced heavy rainfall over the sub-basins in the central Hokkaido, northern Japan by 5-km large ensemble experiments. *Atmosphere*, **11**, 435.
- Iwao, K., M. Inatsu, and M. Kimoto, 2012: Recent changes in explosively developing extratropical cyclones over the winter Northwestern Pacific. *J. Climate*, **25**, 7282–7296.
- Katsuyama, Y., M. Inatsu, and T. Shirakawa, 2020: Response of snowpack to +2°C global warming in Hokkaido, Japan. *J. Glaciol.*, **66**, 83–96.
- Kawazoe, S., M. Inatsu, T. J. Yamada, and T. Hoshino, 2020: Climate change impacts on heavy snowfall in Sapporo using 5-km mesh large ensemble simulations. *SOLA*, **16**, 233–239.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, 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.
- Kohonen, T., 1995: Self-organizing maps. In Springer Series in Information Sciences (Vol. 30). Berlin, Heidelberg, New York: Springer.
- Lindzen, R. S. and B. Farrell, 1980: A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1648–1654.
- Matsuo, T., Y. Sasyo, and Y. Sato, 1981: Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 462–476.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki, and A. Kitoh, 2012: Climate simulations using MRI AGCM3.2 with 20-km grid. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 233–258.
- Ohba, M., 2019: The impact of global warming on wind energy resources and ramp events in Japan. *Atmosphere*, **10**, 265.
- Ohba, M., and S. Sugimoto, 2020: Impacts of climate change on heavy wet snowfall in Japan. *Clim. Dyn.*, **54**, 3151–3164.
- Ohtake, H., M. Kawashima, and Y. Fujiyoshi, 2009:

- The formation mechanism of a thick cloud band over the northern part of the Sea of Japan during cold air outbreaks. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 298–306.
- Palmer, T. N., 1999: A nonlinear dynamical perspective on climate prediction. *J. Climate*, **12**, 575–591.
- Sanders, F., and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic–dynamic climatology of the “bomb.” *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589–1606.
- Sato K., T. Kameda and T. Shirakawa, 2022: Heavy snowfall at Iwamizawa influenced by the Tsushima Warm Current. *J. Meteor. Soc. Japan*, **100**, in press.
- Schuenemann, K. C., and J. J. Cassano, 2010: Changes in synoptic weather patterns and Greenland precipitation in the 20th and 21st centuries: 2. Analysis of 21st century atmospheric changes using self-organizing maps. *J. Geophys. Res.*, **115**, D05108.
- Tachibana, Y., 1995: A statistical study of the snowfall distribution on the Japan Sea side of Hokkaido and its relation to synoptic-scale and meso-scale environments. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 697–715.
- Tanaka, S., K. Nishii, and H. Nakamura, 2016: Vertical structure and energetics of the Western Pacific teleconnection pattern. *J. Climate*, **29**, 6597–6616.
- Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi, and G. Wakahama, 1989: Doppler radar observation of convergence band cloud formed on the west coast of Hokkaido Island (2); cold front type. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 985–999.
- Veals, P. G., W. J. Steenburgh, S. Nakai, and S. Yamaguchi, 2019: Factors affecting the inland and orographic enhancement of sea-effect precipitation in the Hokuriku Region of Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 3121–3143.
- Veals, P. G., W. J. Steenburgh, S. Nakai, and S. Yamaguchi, 2020: Intrastorm variability of the inland and orographic enhancement of a sea-effect snowstorm in the Hokuriku Region of Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **148**, 2527–2548.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812.
- Yoshida, A., and Y. Asuma, 2004: Structure and environment of explosively developing extratropical cyclones in the northwestern Pacific region. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1121–1142.
- 丹治星河, 稲津將, 川添祥, 佐藤陽祐, 2021: 2017/2018 年冬季における北海道の吹雪発生マップの作成. *雪氷*, **83**, 275–284.