

菅平高原における積雪層構造の年々変動と 冬季天候パターンとの関係

浪間 洋介¹, 上野 健一^{2*}

要 旨

長野県菅平高原での15冬季分の積雪断面観測結果に基づき、天候パターンの年々変動が積雪構造に与える影響を明らかにした。2月中旬の積雪深は根雪開始以降の積算降水量と有意な相関を示した。積雪深に占めるざらめ雪層の割合や氷板形成には年々変動が大きく、根雪開始以降の平均気温や積雪上の降雨(ROS)の発生頻度と有意な相関が見られた。アメダスデータから主要な雪層の形成期日を推定すると、氷板やざらめ雪層の発生の多くがROSを伴う低気圧性の降水イベントであった。1991/92年以降の31冬季をサンプルに、12~3月の月単位の気温・降水量・最大積雪深と根雪開始・終了日を変数とし、天候・積雪季節内変化パターンを因子分析により5つ抽出した。3月の気温と根雪終了日の変動傾向を示すパターンは温暖・早期化する変化傾向を示し、1月が高温でROSが多発するパターンは10年程度の周期性を示した。さらに、SNOWPACK積雪モデルを利用して、15冬季の積雪プロファイルをシミュレーションしたうえで観測値と比較した。その結果、モデルはROSの発生日にざらめ雪層を形成し、断面観測によるざらめ率の年々変動も概ね再現する事を示した。

キーワード：積雪構造、天候パターン、年々変動、高原、SNOWPACK

Key words: snow cover structure, weather pattern, year-to-year variation, highland, SNOWPACK

1. はじめに

日本列島は世界でも有数の豪雪地帯であり、温暖化に伴う積雪期間の長さや河川流量の変化および極端な降雪の増加が指摘されている(井上ら, 2001; Hosaka *et al.*, 2005; Kawase *et al.*, 2020)。本州における積雪研究では、日本海側の冬季モンスーンによる暖地積雪域や南岸低気圧通過に伴い太平洋側で生じる大雪が注目されてきた(荒木・中井, 2019; Steenburgh and Nakai, 2020)。しかし、冬季モンスーンにより生じる天気界(須田・上野, 2014)より南でも積雪は広範囲で発生し、このよ

うな内陸の山岳域における積雪水量の年々変動は沿岸都市域に対する水資源・観光資源や中山間地域における人間活動に多様な影響を及ぼしている。例えば、2014年2月に発生した南岸低気圧に伴う大雪は内陸域でも記録的な積雪深増加と農林業被害・物流障害を引き起こした(荒木・中井, 2019)。また、2019/20年の暖冬は多くのスキー場が営業期間の短縮を余儀なくされるほどの少雪をもたらした。

Ikeda *et al.* (2009) は日本アルプスにおける積雪環境が北米のような大陸性気候と海洋性気候の両者の特徴を併せ持つ事を指摘している。Chen *et al.* (2015) や Ma *et al.* (2020) は積雪日数の変化や積雪面積の冬季内の遷移を“snow cover phenology (積雪フェノロジー)”という用語で表現しているが、内陸山岳域における積雪域は標高や地形により複雑に入り組み、積雪フェノロジーを点観測か

1 LINE ヤフー株式会社
〒102-8282 東京都千代田区紀尾井町 1-3
東京ガーデンテラス紀尾井町 紀尾井タワー

2 筑波大学生命環境系
〒305-8572 茨城県つくば市天王台 1-1-1

* 問合せ先: ueno.kenichi.fw@u.tsukuba.ac.jp

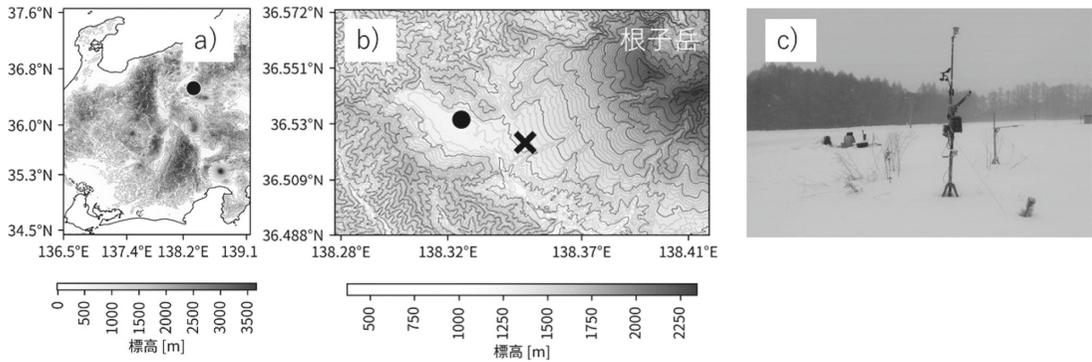


図 1 a) 本州中部と菅平高原 (黒丸), b) 高原内周辺の地形とアメダス (黒丸)・菅平実験所 (×印) の位置, c) ススキ草原における観測風景 (2023 年 2 月 13 日撮影)。

ら把握する事は難しい。そこで、客観解析による気象データと積雪数値モデルを組み合わせ、全国規模で積雪水量の時空間分布を推定する研究も進められている (Niwano *et al.*, 2022)。しかし、これらのシミュレーション結果を検証できる積雪水量やそれを司る積雪構造の内陸山岳域における観測値は少ない。そのため、雪氷化学的手法による山岳域での冬季降水量の算定も試みられている (鈴木, 2018)。また、Ueno (2023) は本州における数少ない高標高アメダス積雪深観測データを用いて、根雪期間の年々変動が初冬の降水環境や消雪期の気温変動に左右されることを指摘している。

長期に蓄積された点観測データは任意の地域における積雪環境の変化を把握するための有用な知見を提供してくれる。中井 (2015) は冬季最大積雪深に関する全国規模の発現傾向から多雪・少雪の年々変動を論じている。高所における積雪観測データも気象復元や数値モデルの検証にとって貴重である。富山県立山連峰の室堂平 (2450 m) では深層積雪断面観測が継続され、積雪層に含まれる化学成分の起源や雪層の標高依存性に影響を及ぼす気象条件などが明らかにされている (長田ら, 2000; Kawase *et al.*, 2018)。長野県乗鞍高原 (1590 m) でも雪面熱収支観測が長期に継続され、短波放射量の増減が積雪融解の年々変動に影響を及ぼしている事が指摘されている (西村ほか, 2019)。中央アルプスの標高 1300 m~2700 m 帯では若林ら (2007) が標高に応じた雪質の遷移や積雪水量が極端に多い (少ない) 年の特徴を明らかにしている。Harada *et al.* (2018) は中央アルプス・将

基頭山北東斜面に沿った積雪層を構成する雪質の標高依存性を明らかにしている。一般に、菅平高原を含む中部山岳域北域は、北海道西部と並んで厳冬季に積雪全層がほぼ 0℃ 以下の乾き雪地域であるとされてきた (石坂, 2008)。しかし、厳冬季に生じた積雪上の降雨 (Rain on Snow, 通称 ROS) が本州山間部で積雪底面流出を引き起こす事例も報告されている (Whitaker and Sugiyama, 2005)。温度勾配過程により形成されるしもごらめ雪層は弱層として雪崩発生の原因ともなり (北海道雪崩事故防止研究会, 2002)、その発現がどのような天候に影響を受けやすいかも関心事である。しかし、本州における山岳域の積雪構造を継続して観測している拠点は限られ、気候変化や天候の年々変動が雪面熱・水収支を介して積雪構造をどのように変化させるかに関する知見は乏しい。

長野県菅平高原は日本海沿岸から直線距離で約 70 km 内陸に位置する標高 1300 m 付近に広がる高原で (図 1a)、冬季は乾き雪が卓越するスキー場としてリクリエーションや高所スポーツトレーニングが盛んな地域である。菅平高原内には気象庁 AMeDAS 観測地点 (以後、菅平アメダス) が設置されており、積雪深を観測している AMeDAS 観測地点としては、奥日光 (標高 1292 m) に次いで本州で 2 番目の高標高地点 (標高 1253 m) である。菅平アメダスが記録する冬季 (12 月~2 月) の平均最深積雪深 (74 cm) は札幌と同程度で、平均気温 (-4.9℃) は札幌より 2.7℃ 低い。両地点の平均日最高気温はほぼ同じであるにも関わらず、平均日最低気温は 6℃ も菅平の方が低い事

から、小盆地内に位置する菅平アメダスでは特に夜間の冷気層形成 (鳥谷, 1985) が気温に影響を与えている事が伺える。菅平では冬季モンスーンによる降雪のみならず低気圧通過時にも降雪・降雨が生じ、例えば 2014 年 2 月 16 日の南岸低気圧通過時に生じた 152 cm の積雪が歴代最深記録として残されている。

菅平アメダスの 2.5 km 東南東の根子岳斜面に筑波大学山岳科学センター・菅平実験所 (以下、実験所、標高 1320 m) が立地し (図 1b)、冬季に卓越する積雪を利用した研究・実習が長期にわたって実施されてきた (上野・川瀬, 2020)。実験所で観測される積雪層位には観測日までの冬季天候変化の履歴が大局的に残されており、冬季間に寒冷地特有のこしもざらめ雪や乾き雪の再配分が卓越する事も報告されている (Yasunari and Ueno, 1987; Ueno *et al.*, 2007)。一方で、厳冬季にも低気圧通過時に ROS が頻発し、特異的な凹型の積雪深変動が発生する事も明らかになっている (佐藤ら, 2012; 上野ら, 2010)。しかし、積雪層構造の年による違いがどのような冬季天候パターンにより特徴付けられているのかを系統的に明らかにする研究は実施されてこなかった。ROS が春先の融雪出水を引き起こすことに関する研究は多いが (石井, 2012)、MacDonald and Hoffman (1995) が指摘する、初冬から厳冬季にかけて mid-winter-rain-on-snow の発現が、山岳域の積雪構造の年による違いにどの程度影響を及ぼしているかも不明な点が多い。

そこで、本研究では、2 月に実施されてきた 15 年分の積雪断面観測データを分析し、これらから特定される積雪層構造の年々変動が、菅平アメダスデータから推定される冬季中 (12 月~3 月) のどのような天候変化に依存していたかを明らかにした (3 章)。寒冷地の積雪構造は、根雪開始から観測日までの気象の季節内変化に伴う変態過程を残していると考えられる。そこで、より長期 (31 冬季) の根雪期間における季節内での天候の推移と積雪状態の変異のパターンを、因子分析を用いて特定し、断面観測結果との整合性を議論した (4 章)。さらに、数値モデルを用いて断面観測で得られたざらめ雪層の形成と ROS の影響を検証した (5 章)。

2. 研究手法

2.1 積雪断面観測

菅平実験所は根子岳南西斜面に位置し (図 1b、×印)、森林・果樹園・ススキ草原などが敷地内に混在している。積雪断面観測は 2007/08 年冬季から 6 ha の面積を有するススキ草原中央部で毎年実施されてきた (図 1c)。菅平高原における積雪は根子岳斜面に沿って北西から吹き込む冬季季節風により再分配され、実験所内でも樹木密度の影響を受けて積雪深が不均一に分布する (Ueno *et al.*, 2007)。ススキ草原は周辺が森林で囲まれ比較的地上風が弱く、その中でも森林周辺での吹き溜まりの影響を受けにくい箇所では積雪断面観測を実施している。断面観測日とその回数は年により様々であるが、2007/08 年~2021/22 年の 2 月中旬に定期的に実施した 15 年分のデータと、2012/13 年および 2021/22 年の冬季中に複数回実施したデータを解析に使用した。

積雪断面観測で測定した項目は、全層に関する積雪深、積算水量、層判定と、鉛直 5~10 cm 間隔の温度、密度、粒径、および雪質である。層構造は全層に対する目視 (色合い) および触感 (場合によっては着色) により判定しているが、観測者が必ずしも同一でないため、判定基準には多少のばらつきがある。雪質は日本雪氷学会 (1998) の定義に準拠して判別しており、同じ雪質でも層の境界が認められれば記録した。含水率は測定していないため、ざらめ雪が濡れているか乾いているかは判定していない。同じ年で複数回の観測を実施する場合、掘削地点はなるべく季節風に対して風上側に進行し、過去の掘削の影響がない場所を選定した。ススキ草原内の積雪は縁辺部を除いて同様の断面構造を示すことが確認されており (上野・川瀬, 2020)、積雪層位にみられる年々変化にはススキ草原内での観測地点の年による違いはほとんど含まれていないと考えた。

2.2 気象データと因子分析

積雪断面観測データと対比するための 2007 年 12 月~2022 年 3 月まで (15 冬季分) の気象データと、より長期間で冬季中の天候パターンを分析するための 1991 年 12 月~2022 年 3 月まで (31 冬季分) の気象データを準備した。1980 年台後半に生じているレジームシフトに伴う昇温 (伊

藤・上野, 2016) を考慮し, 1990 年以前は対象期間に含めなかった. 長期の気象データに関しては, 均一なデータが同一地点で観測されている菅平アメダスの時間データを使用した. 実験所の実験棟脇には通風式シェルターが設置されており, 気温観測 (時間値) が実施されている. 並行して, ススキ草原でも 2018/19 年以降に Onset 社の自動気象観測システム (Automatic Weather Station; AWS) および KIPP&ZONEN 社製の 4 成分放射計を設置し (図 1c), これらで取得したデータは 5 章のシミュレーション研究にて使用した.

菅平アメダスは小盆地底に位置し, 頻発する冷気湖の影響で実験所より夜間に低温となることが知られている (Kusunoki and Ueno, 2022). 実際, 冬季の最大積雪深が平年値に近い 2020/21 年冬季の実験所・通風式気温計の値はアメダスに比べて 0.5 度高かった. また, 冬季降水量も菅平アメダスより実験所の方が多く見積もられ, その要因として季節風に伴う雪雲が実験所より西に位置する盆地へ侵入しやすいことや, 地上風速が盆地内では弱い事による雨量計捕捉率の違いなどが想定されている (Ueno, 2023). 一方で, 相対的な冬季気温の年々変動は実験所と同様と考えられるため, 3 章における長期統計解析では積雪深データと同地点の菅平アメダスの気温を使用した.

積雪断面構造は, 積雪が堆積を開始した以降の天候の影響をうけて, 雪粒子が変態した結果を示している. また, 雪の再配分や融雪・昇華などによって積雪断面構造が消失する場合もあるが, 冬季の天候の履歴を大局的に読み取る事が可能と考えられる. そこで, 3 章における積雪構造に関わる気象解析では月単位ではなく根雪期間内における天候変化に注目し解析を進めた. 根雪期間を気象庁は長期積雪期間と称してその定義 (日最大積雪深から判定する 30 日以上積雪の継続, およびその前後での連続性に関する規定) を示している. Ueno (2023) はこの定義に準じて根雪期間を決定し, 月単位で平均した地上気温の年々変動が根雪期間の長短と有意な関係にあることから, 地上気温がアルベドフィードバックの影響を強く受けている事を指摘している. 本研究では, 菅平アメダスの時間単位の積雪深を使って同様の定義により根雪の開始・終了日を判定し, 解析に使用

している. 根雪の開始・終了日は 1 月 1 日を基準とした日数 (Day of year; DOY) で取り扱い, Ueno (2023) で使用した根雪開始・終了日と概ね一致する事を確認している.

2 月の積雪層構造は初冬 (12 月~1 月) の天候履歴を反映している. 従って, 各冬季を単純に暖冬・寒冬とひとくくりで定義すると積雪層構造の年による違いを説明する事ができない. そこで, 4 章の天候・積雪変化パターンの抽出では, 12 月~3 月にかけての季節内の天候変化と積雪状態の推移をまとめて指標化する統計的解析を試みた. 具体的には, 気象変数として同期間の各月における平均気温・積算降水量 (2 変数) を, 積雪変数として各月の平均最大積雪深 (4 変数) と根雪開始日・終了日 (2 変数) を採用し, 計 14 変数の 31 冬季分のサンプルで因子分析を行うことで, 共通因子を 5 つ抽出した. 因子分析は Python (バージョン 3.10.4) のライブラリ scikit-learn (バージョン 1.1.1) および factor_analyzer (バージョン 0.4.0) を用いた. 因子抽出には最小二乗法を採用し, 斜交回転であるプロマックス回転を適用した. 抽出する因子数の決定には Kaiser-Guttman 基準 (Kaiser, 1960; Guttman, 1954), スクリー基準 (Cattell, 1966) の積算寄与率を複合的に見て, 積算寄与率が 8 割を超える因子数 5 を採用した.

2.3 積雪シミュレーション

季節進行を考慮した天候・積雪状態のパターンを因子分析により抽出することは可能であるが, 一方で, 前節に示したように積雪断面の観測からは定性的な堆積履歴しか推定する事ができない. そこで, 積雪構造の季節内変化傾向を数値シミュレーションにより推定した. 使用したモデルは, スイス雪・雪崩研究所が開発した 1 次元積雪多層モデル・SNOWPACK (Ver. 3.60, Lehning *et al.*, 1999; Bartelt and Lehning, 2002) で, 入力値のプロセッサとして MeteorIO (Ver. 2.9) を搭載している. 日本でも SNOWPACK は雪崩予測や屋根雪おろしの警報など応用研究で利用されている (Nishimura *et al.*, 2005; Hirashima *et al.*, 2020). モデルは降水イベント毎に生じる任意の厚さを持つ積雪層毎に層厚を計算し, 積雪深はそれらの積算とすることで, 形成された積雪層の時間経過に伴う雪質変化を再現している. 球形度, 樹枝状度,

粒径、結合半径の4つのパラメータを計算することで、粒子形状を加味した雪質変化が計算できる特徴を持つ。本研究では、1時間間隔で出力される粒子形状コードをモデルによる積雪構造の代表データとして扱う。本研究で観測した積雪の雪質は日本雪氷学会(1998)の定義に準拠して判別しているが、SNOWPACKでは国際分類(Fierz *et al.*, 2009)に基づいて出力されるため、それぞれのシンボルが共通するものを同じ雪質粒子を指すものとして比較を行った。今回は積雪深の再現を目的としないため、菅平アメダスで測定された積雪深も入力し、モデル内にて積雪深が観測値と合うように調整が行われている。Hirashima *et al.* (2010)は湿雪の積雪構造変化を正確に予測するため、吸引作用と不飽和透水係数を取り入れた雪中の水分輸送モデルを開発しており、“NIED”というパラメータ設定で稼働するようにSNOWPACKに内蔵されている。本研究ではALBEDO_MODEL, HN_DENSITY_PARAMETERIZATION, METAMORPHISM_MODEL, STRENGTH_MODEL, WATERTRANSPORTMODEL_SNOWのスキームを“NIED”に設定し、計算時間間隔は15分とした。これらも含めた各種パラメータ設定を表1にまとめる。モデルは気温、相対湿度、風速、下向き短波放射、上向き短波放射、下向き長波放射、表面温度、降水量、地温を入力データとして必要とするが、その詳細は5章にて説明する。

3. 積雪断面構造の年々変動

3.1 積雪構造の比較

図2に実験所・ススキ草原で観測された15冬季分の積雪の雪質プロファイルを示す。各プロファイルの上端には観測日が付記されており、いずれも平年値で積雪深が最も多くなる2月中に観測されている。菅平アメダスの2月の積雪深平年値は80cmであるが、これらのプロファイルの平均値は67cmであった。Ueno (2023)は実験所の降水量が菅平アメダスでの値より少ない事を指摘しており、この結果は観測と整合するように見える。ところが、図2の全プロファイルの積雪水量を平均すると201mmとなり、各年で根雪開始日以降にアメダスで観測された積算降水量の平均値(154mm)に比べて3割ほど多く堆積してい

表1 SNOWPACKのパラメータに関する設定値。

パラメータ	設定値
CALCULATION_STEP_LENGTH	15.0
ROUGHNESS_LENGTH	0.002
HEIGHT_OF_METEO_VALUES	1.3
HEIGHT_OF_WIND_VALUE	3.0
ENFORCE_MEASURED_SNOW_HEIGHTS	true
INFLATE_ALLOW	false
SW_MODE	BOTH
ATMOSPHERIC_STABILITY	MO_HOLTSLAG
CANOPY	false
MEAS_TSS	false
SNP_SOIL	false
RESEARCH	true
SNOW_EROSION	false
METAMORPHISM_MODEL	NIED
ALBEDO_MODEL	NIED
HN_DENSITY_PARAMETERIZATION	NIED
STRENGTH_MODEL	NIED
WATERTRANSPORTMODEL_SNOW	NIED
VISCOSITY_MODEL	DEFAULT
WATERTRANSPORTMODEL_SOIL	DEFAULT

る事になる。積雪深計で積雪深の増加が見られるにも関わらず、降水量が0.5mm未満で雨量計では降水を観測できていない時間については、降水量に対する捕捉率を用いて補正することができない。Ueno (2023)は気温と風速を使った簡易的な計算により、菅平アメダス雨量計の捕捉損失率は2割程度と試算している。新雪の密度を 100kgm^{-3} と仮定して計算すると、雨量計に記録されない水量が積算降水量の1割程度を占める事を示している。これらの降水量観測に内在する過小評価により積算降水量より全層積雪水量が多くなり、全層積雪水量の方が厳冬季にかけた菅平高原における実際の総降水量を反映していると考えられる。ただし、積雪深が40cm以下であった2009,2020年は積雪水量の方が積算降水量の7~8割と少なく、両年は初冬から融雪に伴う積雪からの排水が生じていたことが想定される。これは、冬季前半で融雪出水が進んだ特異年には、春先の積雪水量も平年に比べて大幅に減少している可能性を示唆している。

次に積雪構造を見ると、概ね上部に新雪・しまり雪、下部にざらめ雪となる傾向がある。しかし、構造そのものは年により大きくばらついており、ざらめ雪層の割合に増加や減少の傾向は見られない。積雪深が少なかった2009年はしまり雪や新雪が

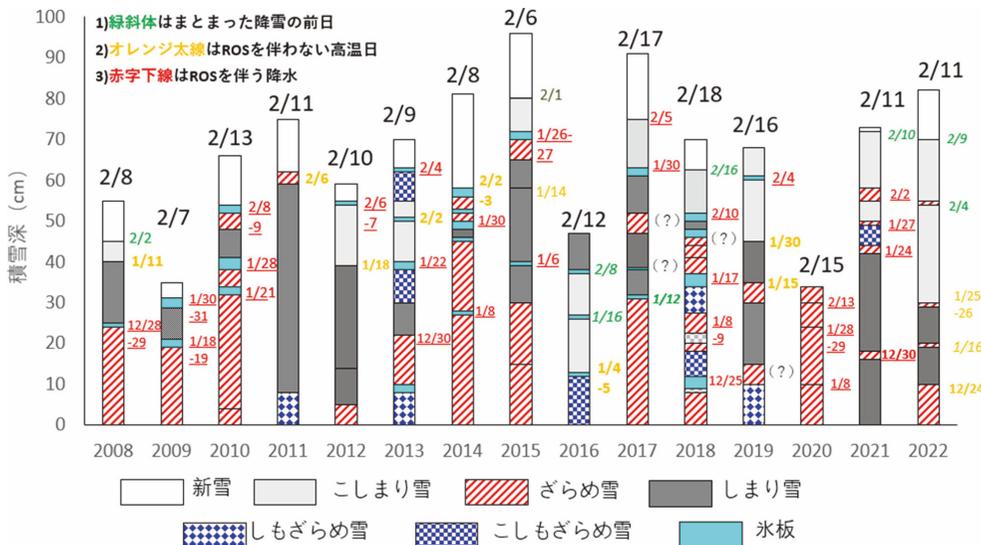


図 2 ススキ草原での積雪断面観測から得られた 2 月中旬の雪質プロファイル。プロファイル横の月/日は凡例 1)~3) に相当する期日。

混在し、4 月上旬まで積雪が残り、根雪期間が極端に短い年では無かった。一方、同様に積雪深が少なかった 2020 年は記録的な暖冬で (Kuramochi *et al.*, 2021), 2 月中旬で既に全層がざらめ雪化し、3 月中旬には根雪が終了した唯一の年となる。積雪深が 80 cm 以上となった年は 2015, 2017, 2022 年であるが、これらの年はざらめ雪層の割合が小さい年であるとは言えない。つまり、2 月の積雪深の多少からは積雪内部の融解変態を推定する事ができない。積雪中の強い温度勾配により形成されるこしもざらめ雪・しもざらめ雪層は地面付近および氷板の直下で出現しやすい傾向が見られ、毎年出現するわけではなかった。ただし、地表近傍の層に関しては微地形や植生の影響を受けてざらめ雪層と混在している場合も多く、観測点周辺の微地形も考えると年による有無の要因は特定できない。

3.2 冬季中の天候と積雪構造の関係

2 月に観測された積雪構造に対する冬季の天候の影響をより定量的に分析するために、アメダスデータにより算定された根雪開始・終了 DOY, 根雪開始日から断面観測日までの平均気温・積算降水量・ROS 発生回数, 断面観測により特定された積雪深・層数・ざらめ率の相関関係を調べた。ここで、層数とは図 2 中のプロファイルで横線で

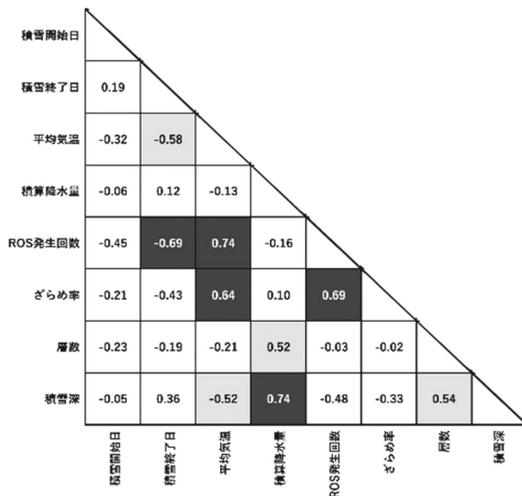


図 3 気象・積雪パラメータ間の相関係数。黒(灰色)の着色は t 検定で 1% (5%) で有意である事を示す。

区分された層の数を示し、氷板も 1 つの層として扱っている。ざらめ率は河島ら (1987) が日本海側平地部の積雪環境を表す重要なパラメータとして提唱しており、今回は積雪深に占める氷板とざらめ雪層を加算した厚さの割合とした。

図 3 に上記パラメータ間の相関係数を示す (t 検定で有意な関係は着色している)。この図から、

まず平均気温が高いほどざらめ率が増加し、同時に ROS の発生頻度とも強い相関がみられた。河島ら (1987) は日本海沿岸で 2 月中旬のざらめ率と 1 月の平均気温に有意な相関関係があることを示しているが、菅平高原でも同様の関係が存在する事が示唆された。一方で、積雪深は積算降水量と有意な相関があり、それまでの降水量の多少に依存する事がわかる。層数は積算降水量と 5% で有意相関があるが、ROS の発生数とは有意な相関がない。菅平における ROS の発生は低気圧通過時に生じやすく、この時には湿潤な暖気移流に伴う融雪も加速する (上野ら, 2010)。従って、降雨も含んだ融雪水が層の境界を跨いで均一的にざらめ雪化させる一方で、ROS 以前での積雪層内での寒気の蓄積や ROS 以降の寒気流入の度合によっては融雪水が氷板を形成する可能性もある事を示唆している。

3.3 層境界の形成日の特定

次に、断面図に生じた層境界やざらめ雪層がいつどのような天候で生じたかを調べ、ROS が氷板やざらめ雪層形成にどの程度作用したかを分析した。主要な層や氷板の記録を残す条件として、1) 数日の無降水期間中の焼結の進行または日射による表面融解後のまとまった降雪、2) ROS を伴わない暖気移流による表面融解と再凍結、3) ROS による変態、を考えた。これらが生じた可能性のある日を、アメダスの日最高・最低気温および日降水量・積雪深データを用いて断面観測日から遡って推定した。具体的には、上端から観測された層毎の積雪水量を算出し、これらに見合う降水量が生じた降水イベントの期日を日単位で探し、そのイベント中に気温 0℃ より高温で生じた降水量イベントを含む日があれば 3)、降水が観測されず 2℃ 以上の気温が 6 時間以上継続した日があれば 2)、これらのいずれでもなく、その日以前に数日無降水期間がありその後まとまった降雪イベントが生じていれば 1) と判定した (厳密には 0℃ 付近を境界として雨雪境界気温の確率は幅を持つが、今回は日単位で ROS の発生の有無を判定するために簡易的にこの閾値を採用した)。雨量計が降雪量を十分捕捉していない可能性があるため、降水量を積算しても積雪水量と見合わない場合は、降水イベントの特定を一週間程

度前後させて、条件に当てはまりそうな日を探した。

図 2 の層の横に判定できた期日を付記する。下層や同じ雪質が連続する層境界の期日判定は難しいが、多くの氷板や薄いざらめ雪層が形成されたと考えられる期日 (または期間) は特定された。これは、菅平高原のような 1m に満たない積雪深であっても、高所寒冷な気候のため、2 月までの天候履歴を保持している事を意味している。1) による層は中層から上層で特定されやすく、観測日直前の降水に伴う新雪下層の層境界や、上野ら (2010) が特定した凹型の積雪深変動に伴う層境界を含む。下層ではざらめ雪化の進行により 1) による層境界の記録が消失している。厚い氷板の多くは 3) による ROS の発生を伴い、多くの年でそれ以下がざらめ雪化している。2) による層はこしまり・しまり雪との境界を形成している事が多い。以上から、年によっては氷板の直下でこしもざらめ雪・しもざらめ雪層の発達が見られること、および菅平高原で厳冬季に観測される氷板やざらめ雪層形成の多くが ROS を伴う低気圧活動に起因することが示唆された。

4. 天候に依存した積雪変化

4.1 因子分析

本章では冬季期間中の天候の推移と積雪フェノロジーの関係をより長期の気象・積雪データを用いて定量的に把握する。具体的には、2.2 節で説明したように、気象と積雪に関する 14 変数を用いた 31 冬季分の因子分析を行った。積算寄与率が 8 割となるまでの 5 因子に関する因子負荷量の分布を図 4 に示す。±0.3 の範囲を超える因子負荷量 (図中、黒色) を示した変数に関して、その意味付けを行った。負荷量の符が正の場合を見ると、因子 1 は根雪開始が遅く 12 月に気温が高く積雪深が少ない傾向を示している。因子 2 は根雪終了が遅く 3 月の積雪深が多く気温が低い傾向を示している。因子 3 は 1 月の積雪深と降水量が増加する傾向を示している。因子 4 は 1 月に気温が高く小雪で同時に 3 月の降水量も多くなる傾向を示している。この時、1 月~2 月の降水量は必ずしも少なくないため、1 月に ROS が多発する事を示唆している。因子 5 は 2 月と 12 月に積

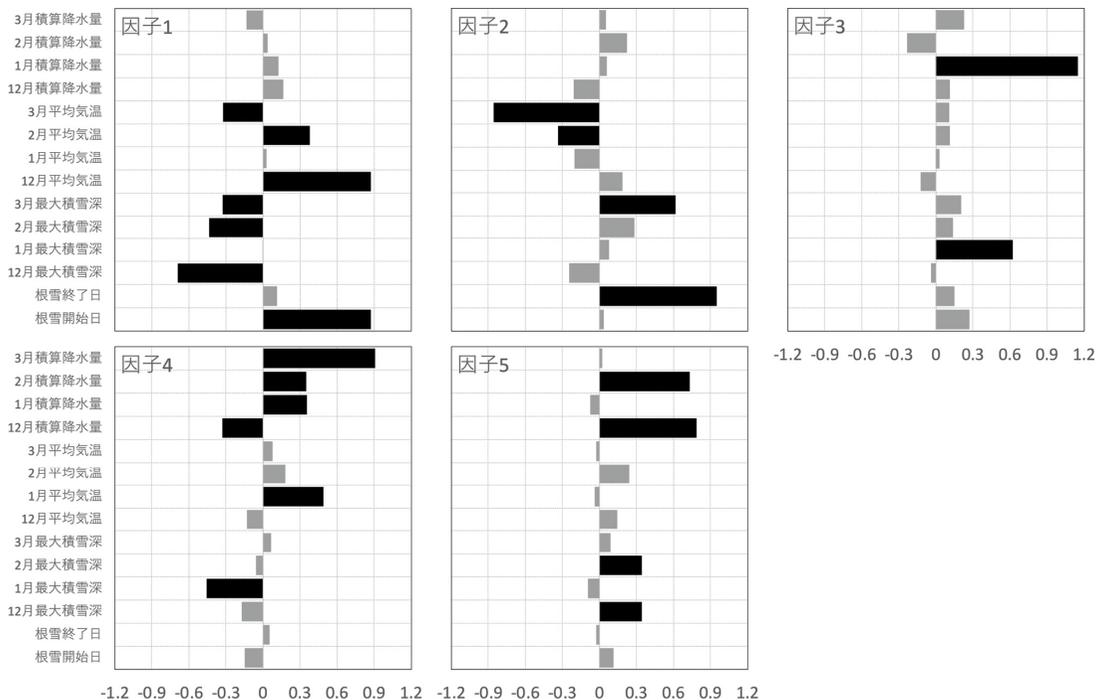


図 4 因子分析で使われた変数と因子負荷量の分布。
 因子負荷量が±0.3を超えないものを灰色、超えるものを黒色で示す。

表 2 5つの共通因子の意味付けと積雪断面観測が行われた期間の特異年。
 意味付けは因子得点の符合が正の場合、符合が負の特異年は (-)。

共通因子	意味付け	特異年
因子 1	1 2 月に温暖で根雪開始が遅い傾向	2015/16, 2019/20
因子 2	3 月が寒冷で消雪が遅い傾向	2019/20 (-)
因子 3	1 月に降雪が集中するか、	2014/15, 2016/17
因子 5	12 月・2 月に分散するか	2014/15, 2021/22
因子 4	積雪量を左右する 1 月の ROS の発生しやすさ	2008/09, 2019/20, 2021/22 (-)

雪が多くなる傾向を示している。いずれの因子も、因子負荷量の符合が負となる場合は各傾向の逆の特徴が生じる事になる。つまり、因子 1 は 12 月の寒暖を伴う根雪開始の変動、因子 2 は 3 月の寒暖に伴う消雪時期の変動、因子 3 と 5 は積雪深の増加が例年に比べて厳冬季に集中するか初旬また

は後半に生じるか、因子 4 は 1 月ころに ROS は発生しやすいか、を示す指標と解釈できる (表 2)。

4.2 因子得点の年々変動

5 因子の得点の年々変動を図 5 に示す。いずれの時系列も、一回帰検定を行なって 1%水準で有意と認められるトレンドは検出されていない。

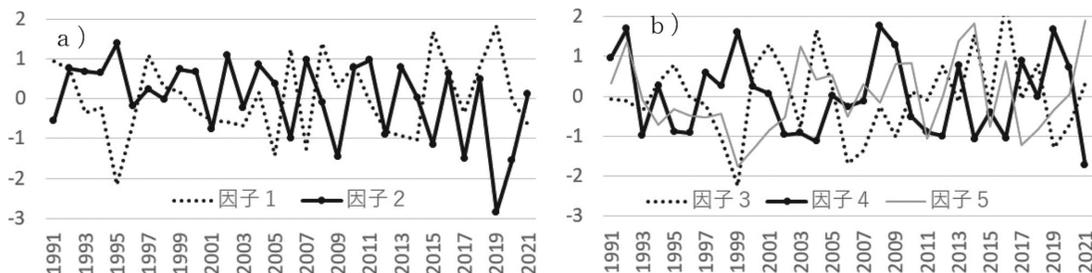


図 5 因子 1・2 (a) と因子 3~5 (b) の得点の年々変動。
年は 12 月が入る冬季を示す。

しかし、長期傾向を見ると、因子 2 に関しては徐々に負の得点が増加する（3 月に温暖で消雪が早まる）傾向が見られ、一回帰検定を行うと 5%水準で有意であった（図 5a）。また、因子 4 は 10 年程度の周期で高得点となる振動がみられ（図 5b）、1 月の ROS 発生に周期性がある可能性を示唆している。半球規模のテレコネクションパターンの中でも西太平洋（WP）パターンは、日本周辺で卓越する冬季モンスーンや低気圧活動に伴う降水量変動と密接な関係がある（Ueno, 1993; Takaya and Nakamura, 2013）。また、エルニーニョ・南方振動（ENSO）は冬季の天候の年々変動と密接に関係している（Ohba and Sugimoto, 2022）。そこで、各因子得点と月別の WP パターン得点（van den Dool *et al.*, 2000）および ENSO1+2 領域での海面水温変動偏差（Trenberth and Stepaniak, 2001）との相関関係を分析した。すると、因子 1 と 12 月の WP 得点および ENSO 指標とは正の有意相関、因子 2 と 3 月の WP 得点とは負の有意相関がみられた（ちなみに、PNP, AO パターンとはいずれの月でも相関関係は見られなかった）。つまり、平年に比べて 12 月が高温で根雪の開始が遅い、あるいは 3 月が低温で消雪が遅くなる、といった傾向は北半球規模の気候変動に影響を受けていると考えられる。一方で、1 月の ROS 頻度の指標となる因子 4 と 1 月の WP 得点および ENSO 指数とは無相関であり、太平洋 10 年規模振動（PDO, Mantua *et al.*, 1997）の年々変動時系列とも明瞭な関係性は見られなかった。これは、菅平の厳冬季における積雪構造に影響を及ぼす ROS の発生のしやすさが、広域気候変動では一義的に決まらない事を意味する。

4.3 積雪構造と因子の関係

次に積雪断面観測が実施された 2007/08 年～2021/22 年の期間において、図 5 に示した各因子の得点の絶対値が特に大きかった冬季を特異年として任意に抽出し、表 2 に付記した。因子 1 の得点が高い 2015/16 年、2019/20 年はいずれも積雪深が少ないが両者の構造は異なり、2 月に全層ざらめ雪で 3 月には消雪した 2019/20 年は因子 2 の得点が小さく因子 4 の得点が高い事（1 月に ROS が多く 3 月も引き続いて高温であったこと）と整合する。一方、因子 3 の得点が高い 2014/15 年、2016/17 年は積雪深が大きく、積雪深が最大値を示した 2014/15 年は因子 3・5 の得点も大きい事（12-1 月に継続した多降雪が寄与している事）と整合する。また、こしまり・しまり雪が占める割合が大きい 2021/22 年は、因子 4 の得点が小さく因子 5（1 月の ROS が低頻度で 2 月に多降水）の得点が高かった。このように、図 2 に示された 2 月の積雪断面構造の年による違いは、因子分析で特定された共通因子の発現傾向と整合している。

5. 積雪モデルによるざらめ雪層形成の診断

5.1 入力データ

断面観測ではざらめ雪層の占める割合が年により変動し、その形成に ROS の影響が示唆された。そこで、1 次元積雪モデル SNOWPACK を利用して、図 2 で示された 15 冬季分の積雪層位がどの程度再現されるかを、特にざらめ雪層の形成に着目して分析した。

モデルが必要とする入力データに関しては、2018/19 冬季以降は積雪断面観測が実施されたス

スキ草原にて AWS および 4 成分放射計により取得した気温, 相対湿度, 風速, 下向き短波放射, 上向き短波放射, 下向き長波放射, 表面温度 (または上向き長波放射), 菅平アメダスによる降水量と積雪深, 実験所で取得されている地下 5 cm の地温を利用した。表面温度は観測していないため, 代替として上向き長波放射量をモデルに入力している。入力データは 1 時間間隔で与えた。

2007/08 年~2017/18 年冬季に関してはススキ草原で気象・放射観測を実施していない。そこで, 風速データは, 菅平アメダスで取得される時間値を代用した。気温データは, 実験所の圃場で通風式シェルターを用いて観測されている時間値を代用した (2010/11 年, 2011/12 年は通風装置故障のためアメダスデータで代用した)。放射および湿度データは, 欧州中期予報センターが提供する再解析データ (Hersbach *et al.*, 2020)・バージョン 5 (ERA5) を利用した。同データで実験所の最近傍格子点となる北緯 36.5°, 東経 138.25° における地上データの時間値をスキ草原における観測値と比較し, 以下の方法で修正・加工した。2021/22 年の 12 月~4 月において 4 成分放射量の時間値を比較したところ, 下向き短波・長波放射量および上向き長波放射は RMSE がそれぞれ 63.5 Wm⁻², 23.2 Wm⁻², 22.3 Wm⁻² で相関係数が 0.8 以上の有意な一次相関を示した (図省略)。下向き短波放射の RMSE が大きい要因は ERA5 データが冬季モンスーンに伴う局所的な下層雲を再現していないためだと考えられる。

一次回帰式の切片から, 下向き短波放射は 15.5 Wm⁻², 下向き長波放射は 44.2 Wm⁻², 上向き長波放射は 35.0 Wm⁻² ほど ERA5 データの方が大きいバイアスが見られた。長波放射に関しては両者のバイアスが相殺する形で正味放射に対する影響は少なくなる。一方, 上向き短波放射は RMSE が 21.3 Wm⁻² で相関係数が 0.88 の有意な相関を示したが, 観測値に対する ERA5 データの回帰直線の傾きが 0.23 で, ERA5 データが大幅な過小評価を示した。両者の差を月別に平均したところ, 特に菅平で積雪が卓越する 1 月~3 月に大きな差が生じており, 積雪の存在によるアルベドの増加を ERA5 データは考慮できていないと推定された。上向き短波放射の過小評価は正味放射に影響を及

ぼす。そこで, 1 月~3 月の上向き短波放射に関して観測値との一次直線回帰を行い, 上限値を 800 Wm⁻² として ERA5 データを補正した。

相対湿度に関しては, ERA5 データには地上データに相対湿度が含まれていないため, ERA5 データの気温, 露点温度, 気圧と Sprung (1888) が提示する乾湿計係数を用いて計算した。ERA5 データを用いた推定値と観測値を比較したところ, 有意な相関関係は見られたが, 推定値は概ね乾燥傾向を示し, 相対湿度 70% 以下の時間帯を再現していなかった。そこで, 推定値と観測値を結びつける重回帰式を作成し, 下限を 20% と設定して相対湿度を推定した。ERA5 の推定値を用いたシミュレーションと用いないシミュレーションで雪質変化の違いを 2021/22 年で比較したところ, 大きな差は見られなかった。

5.2 シミュレーションと観測結果の比較

最初に, 2 月中旬の断面観測日時における 15 冬季分の積雪深・積雪水量を観測値とモデル出力結果で比較した。両者を散布図で比較したところ, 有意な相関 (それぞれ $p < 0.01$ で $R = 0.87, 0.95$) がみられ, 図 2 で観測された年による積雪の多少を再現していた (図省略)。次に, 層構造の対比を図 6 に示す。細かい層構造は必ずしも一致していないが, ざらめ雪層の位置が一致する年 (2008, 2009, 2014, 2020 年) や, ほとんどざらめ雪層が形成されない年 (2011, 2016 年) が再現された。2011, 2018, 2019 年はしもざらめ雪層がこしもざらめ雪層として再現されている。また, 観測では層境界が氷板となっているがモデルでは乾きざらめ雪層として再現している年 (例えば 2009, 2017, 2018) も見られた。次に, ざらめ率の対比を図 7 に示す。ここで, モデルでは乾き・濡れざらめ雪の両者を合わせてざらめ率を計算している。白丸で示した 4 年分 (2012, 2013, 2019, 2021 年) を除いて両者には非常によい相関関係が見られた ($R = 0.95$)。相関が高い年は図 6 で層位が一致した年を含んでいる。

次に, シミュレーションされた 15 年分の雪質断面の季節内変化を図 8 に示す。SNOWPACK では雪質を主雪質, 副雪質に加えて, 発達の履歴を判別するマーカーの 3 つで出力する (Lehning *et al.*, 2002)。今回は, 主雪質で判別し, 副雪質お

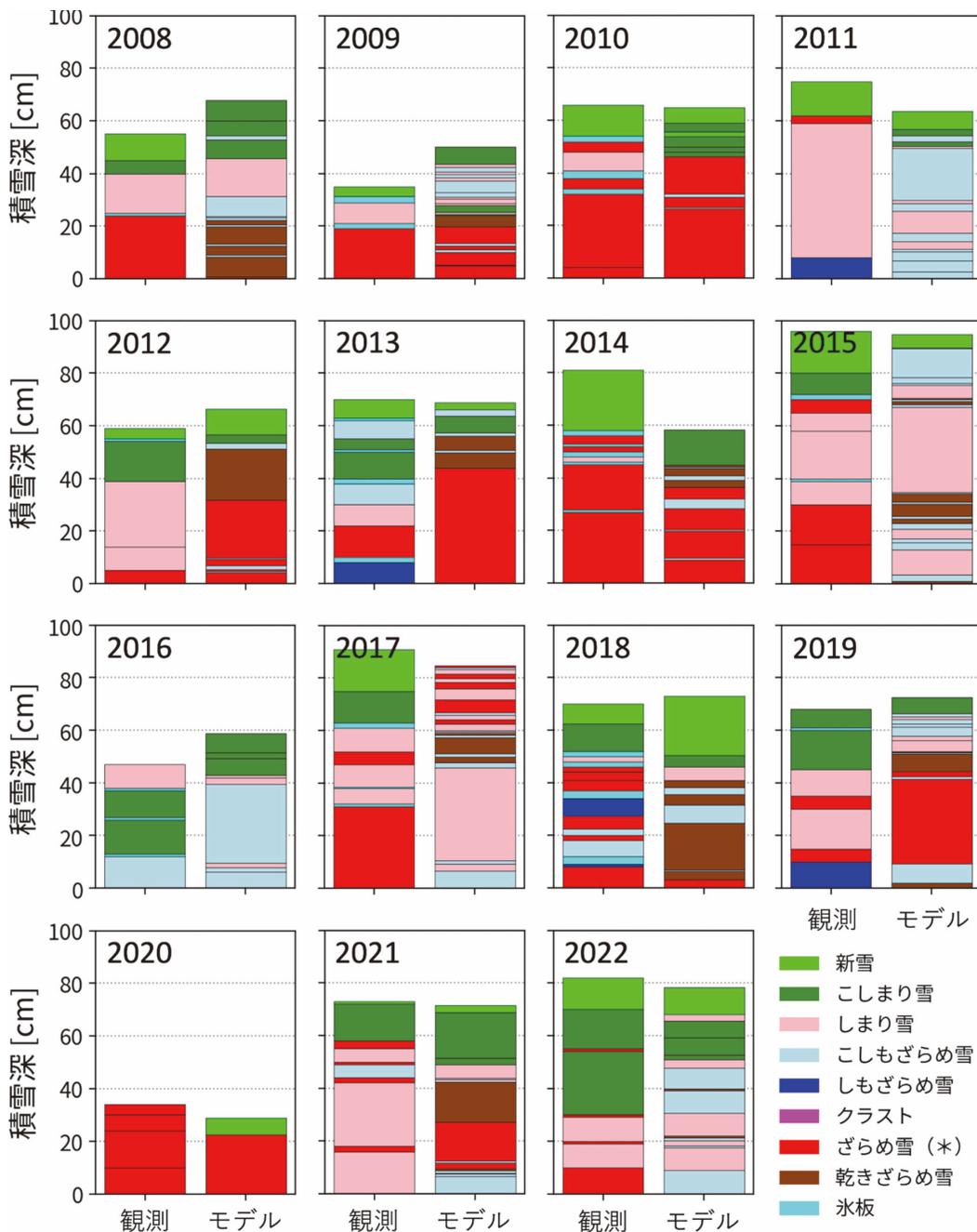


図 6 15 冬季に関する 2 月中旬の積雪層位の観測結果とシミュレーション結果 (モデル) の比較。シミュレーション結果におけるざらめ雪 (*) は濡れざらめ雪を示す。

よびマーカーまで一致する連続した層は同一層であるとみなして表示している。ただし、ざらめ雪に関しては、一度濡れた後再凍結したかどうかの履歴が履歴マーカーとして保存されている。再凍

結を経た層は乾いていると考え、履歴マーカーが 2 であるものを乾きざらめ雪、それ以外を濡れざらめ雪であると分けて判読した。図 2 でアメダスデータから推定された ROS を伴う氷板や層境界

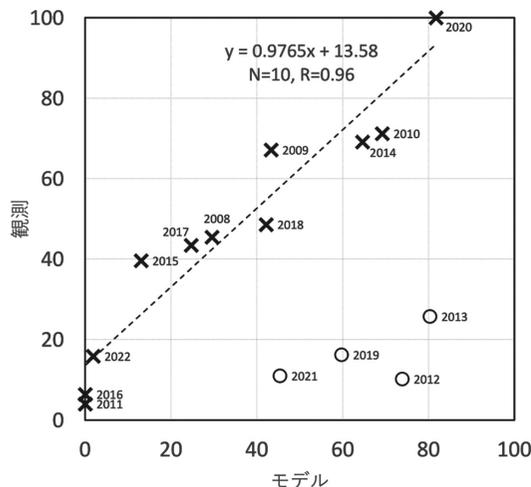


図 7 図 6 の断面図におけるモデルと観測のざらめ率の比較。
図中の破線および統計値は白丸（対象年が付随）で示した 4 年分を除いた一次回帰の結果（N は標本数，R は相関係数）。

の形成期日を，図 8 に▼▽で示す（マークは観測日以前の期間に限られている事に注意）。これらの殆どが，モデル内で積雪中にざらめ雪層を形成しだす期日と一致しており，ROS を伴う降水イベントが層境界の形成およびざらめ雪化を促す事を指摘した 3 章の結果を裏付けている。一方で，図 2 で特定した高温日やまとまった降水に起因する層境界の発生日は，図 8 の断面図上で特定する事が難しい。

図 8 に▼と▽で示した 28 事例の ROS を伴う降水イベントに注目すると，モデル内でざらめ雪層の発達の中上層に留まった事例（A）が 11，下層までざらめ雪層の発達を促した事例（B）が 17 ある。両者に関して，菅平アメダス時間降水量・気温および気象庁地上天気図から推定される ROS 発生時の天候場の違いを分析した。両者で，低気圧の通過経路や気圧配置に著しい違いは見られず，降水イベント前後での気温変動も前者は平均的に数度低温となる傾向が見られたが，再凍結過程を議論するにはデータが不十分であった。一方，気温が 0°C 以上で 0.5 mm h^{-1} 以上の降水が発生している時間帯を ROS と考えた場合，一つの降水イベント（特定した期日内の生じたまとまった降水期間）中に ROS と降雪が混在した事例が

A では 7 割以上を占め，混在しなかった事例の積算降水量は 2.5 mm 以下であった。B では ROS と降雪が混在する事例は 3 割で，その半数は積算 15 mm 以上の多降水事例であった。つまり，降水強度が弱くて降雪と混在して発生した ROS は，モデル内が上層でのざらめ雪層形成に留まる傾向を示したと言える。このことから，モデルでざらめ雪層の形成深度を正確に再現するためには，時間単位の ROS 発生形態（降雪との混在や降水強度）を入力する事が重要であると考えられた。

図 6 および図 8 から，12 月～1 月中にざらめ雪化が顕著に進行した 3 年（2009/10，2017/18，2019/20 年）と，ざらめ雪化が顕著でなかった 3 年（2010/11，2015/16，2021/22 年）を選出し，それぞれで因子分析により抽出した 5 つの共通因子（表 2）の得点の挙動を調べた（図は省略）。後者の，ざらめ雪化が顕著でなかった 3 年に関しては各年に共通した特徴は見られなかったが，ざらめ雪化が初冬から顕著であった 3 年に関しては，因子 2 が負で因子 4 が正の得点となる特徴が明瞭であった。すなわち，初冬からざらめ雪化が卓越する年は，1 月に積雪量は少なく ROS が卓越し，3 月が温暖で消雪が早い傾向であったことが明らかで，前章の結果と整合する。しかしながら，12 月が低温で降雪量が多い年はざらめ雪化を引き起こさないとは必ずしも言えない。

ざらめ雪層がモデルで過大に推定された年（図 7，白丸）に関して ROS が発生した期日とその時の降水量をアメダスデータから分析すると，2012 年は 2 月 7 日（ 23.5 mm ），2013 年と 2019 年は 2 月 4 日（ 4 mm ， 6.5 mm ）の ROS がシミュレーションではほぼ全層でざらめ雪化を引き起こしていた（図 8，▽）。しかし，積雪断面観測（図 2）によると，この時の ROS は氷板を形成し，それ以下ではしまり雪が保持されている。2021 年の場合も 2 月 2 日（ 15.5 mm ）の ROS がシミュレーションでは中層に厚いざらめ雪層を形成しているが，2 月 11 日の観測によると下層まで連続するざらめ雪層は形成していない。これらのうちアメダス地点にて 10 mm 以上の ROS が発生した 2012 年 2 月 2 日と 7 日以降の気温データを見ると，日中の最高気温が 0°C 以下で夜間の最低気温が -10°C を下回る寒冷日が 3 日以上継続している。このよ

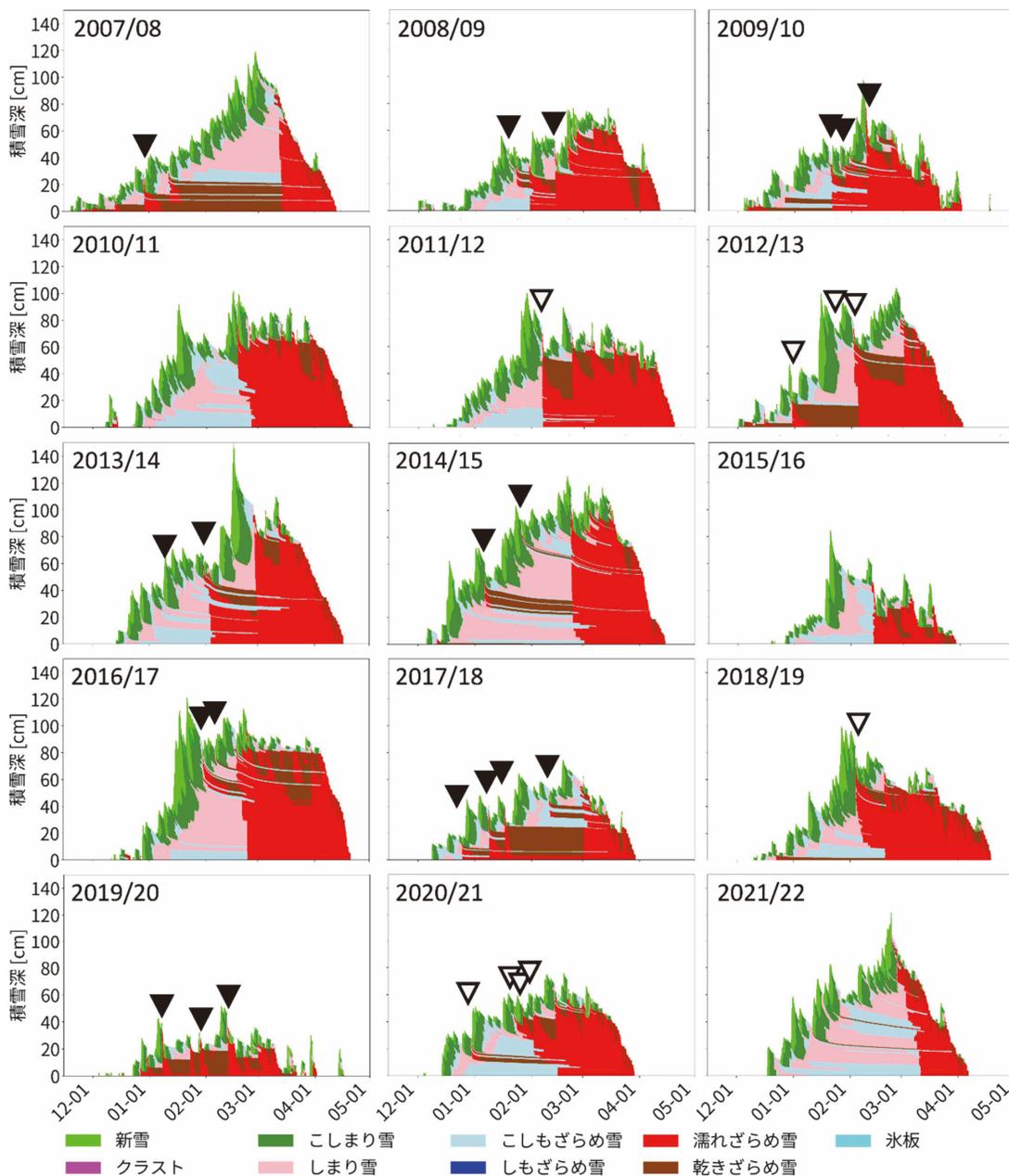


図 8 SNOWPACK により再現された雪質変化。
▼は図 2 の ROS が発生した期日 (図 7 で示した例外年は▽で示した)。

うな ROS 発生後の寒気団に伴う積雪中の再凍結と氷板の形成過程をシミュレーションでは正確に再現できず、その結果、融雪水が下層に浸透してざらめ雪層を過大に表現した可能性がある。

図 7 において、ざらめ雪層の割合が比較的一致

した 2021/22 年と、シミュレーションが過大評価した 2012/13 年には、冬季中に複数回の断面観測が実施されている。そこで、断面観測とシミュレーションの結果を図 9 で比較した。まず、2021/22 年の季節進行 (上段) を見ると、両者とも 2 月下旬

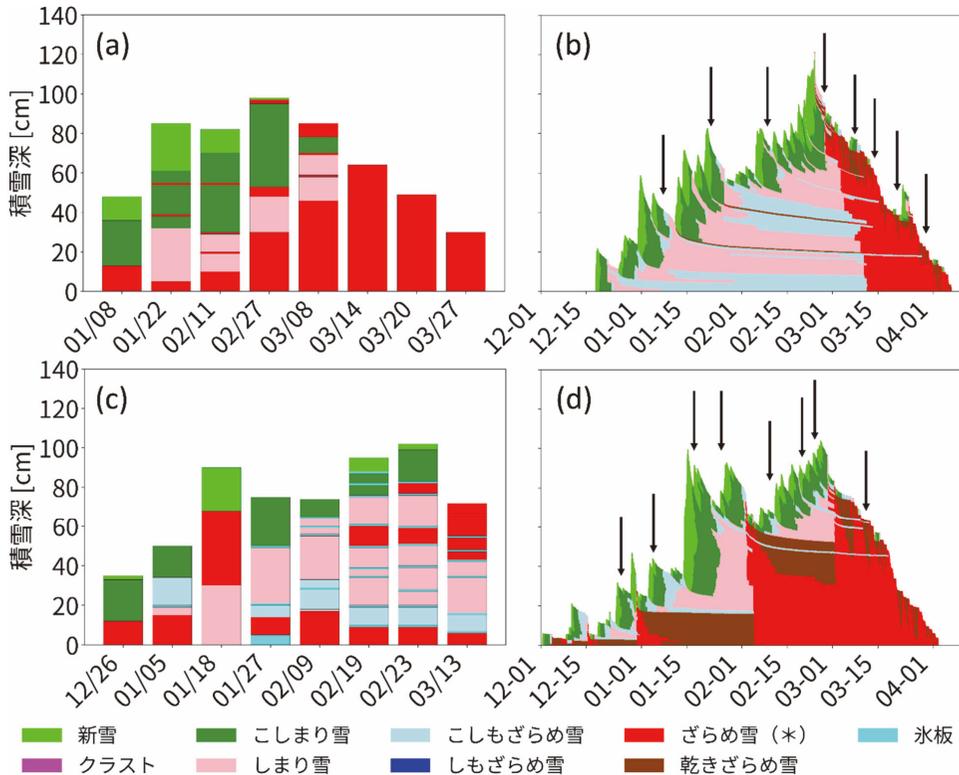


図 9 2021/22 年 (上段) と 2012/13 年 (下段) における断面観測 (左) と積雪シミュレーション (右) で得られた雪質の季節内変化の比較。

シミュレーション結果におけるざらめ雪 (*) は濡れざらめ雪を、積雪深上の矢印は断面観測日を示す。

旬までは積雪上部が新雪とこしまり雪で形成され、中層でしまり雪が発達している。最下層は観測ではざらめ雪と判定されているがシミュレーションではこしもざらめ雪が形成されている。積雪断面観測を実施したススキ草原では、秋口にススキを刈り取った草地の上に雪が堆積するため、最下層の積雪密度が小さい要因が植物の混在による可能性もある。一方で、積雪深が深くないため雪温の勾配が下層で生じる事も確認されており、実際にしもざらめ雪が形成されている年 (例えば 2013, 2019 年) もあり、最下層の雪質形成に関しては検証観測をより注意深く進めていく必要がある。3 月に入ると観測では 3 月 8 日は最上部のみざらめ雪層であるが 3 月 14 日以降は全層でざらめ雪となっており、シミュレーションでも同様に上部からざらめ雪層が形成され 15 日には下層までざらめ雪が到達している。実験所の気温を見ると 2 月

28 日～3 月 5 日までは最高気温が 0°C を上回ったが、3 月 13 日以降は最低気温も 0 度を上回る昇温が発生しており、高温な天候が全層ざらめ雪化の引き金となったと判断した。次に 2012/13 年の季節進行 (下段) を見ると 1 月の ROS 発生に伴い中層でざらめ雪層が形成され、それが最下層にざらめ雪層として 3 月まで記録されている傾向は観測とシミュレーションで一致する。一方、2013 年 2 月 18 日にアメダスで日降水量 14mm を記録した ROS は 2 月 19・23 日の観測では中層でしまり雪の上にざらめ雪層を形成しているが、シミュレーションでは最下層まで濡れざらめ雪層を形成し、食い違いを生じている。実験所の気象データの推移をみると、2 月 19 日以降は最高気温が氷点下の日が続き、特に 22 日には最低気温が -15.5 度を記録している。また、この期間中積雪深はほとんど増加していない。したがって、降雪

を伴わない寒波の到来しており、積雪 60 cm 程度の積雪内部では再凍結が卓越し、これをシミュレーションでは再現できなかったと推定した。

6. まとめ

長野県菅平高原における厳冬季の積雪構造にみられる年々変動がどのような天候に左右されるかを、15 年間継続された積雪断面の観測結果から明らかにした。菅平アメダスで観測された降水量・気温・積雪深変動を遡ることで、主要な氷板やざらめ雪層の形成期日を推定した。積雪深にみられる年々変動は根雪開始後の積算降水量に依存する一方で、積雪構造（雪質の割合や層数）はそれまでの気温変動や ROS の発生に大きく依存している事が明らかとなった。両者は本州付近を通過する低気圧活動の影響を強く受けるため、2 月の山岳域での積雪構造は初冬の低気圧活動の影響を強く受けている事が示唆される。

興味深い結果として、積雪の終了日も積雪断面観測以前の根雪期間中における ROS 発生回数と有意な相関関係にある点が挙げられる（図 3）。Ueno (2023) は終了日が春先（3 月）の平均気温と有意な関係にあることを示しているが、ROS によるざらめ雪化は積雪中の熱伝導率を増加させる効果もあるため、融雪時期を間接的に早める可能性もある。積雪シミュレーションによる感度実験で明らかにすべき課題と考える。

山岳域での雪崩の引き金として、しもざらめ雪の発達指摘されている。和泉・秋田谷 (1986) は 1・2 月の平均気温と 2 月の積雪深を変数とした実験式を使い、しもざらめ雪の本州における発生地域を推定している。この実験式を菅平に当てはめると、積雪深が大きいために平均ラム硬度は大きくなり、しもざらめ雪域に該当しない。この実験式の観測による検証に、和泉・秋田谷 (1986) は下層で形成されるしもざらめ雪層を使用しているが、菅平では ROS に伴い形成された氷板の直下で発達するしもざらめ雪層が観測されており、実験式の適用範囲を再考する必要があるかもしれない。

冬季の積雪期間・量は初冬から晩冬にかけて天候変化で特徴付けられる。このような季節内変化を考慮した天候と積雪フェノロジーを一体化して

指標化するために、月単位での気象・積雪指数および根雪開始・終了日を変数とした因子分析を行い、31 冬季分の天候積雪変動を明らかにした。12 月・3 月の寒暖・積雪量の多少と、1 月（12・2 月）の積雪量の多少および ROS の発生のしやすさを指標とする 5 つの共通因子を抽出し、15 冬季分の断面構造が整合的に説明できることが明らかとなった。低気圧活動の指標となる WP テレコネクションパターンは 12・3 月に卓越する共通因子と有意な相関があり、1 月に ROS が発生しやすい共通因子には 10 年程度の周期性が見られた。積雪量が少なく早期に消失した 2019/20 年は、1 月に ROS が多く 3 月も引き続いて高温であった特異年であった。本研究で試みた気象データと積雪データの両者を変数とする因子分析により、積雪フェノロジーに関する季節内変動を全国規模で把握する事ができると期待される。

積雪断面観測が実施された 15 冬季の雪質の季節内変化を再現するために、SNOWPACK モデルを利用したシミュレーションを行った。モデルには菅平アメダスの降水量・積雪深を時間値として与え、それ以外のパラメータは 2018/19 年以降はススキ草原で実測された値を、それ以前は ERA5 データを修正して使用した（気温データは実験所の観測値を使用した）。モデルが再現したプロファイルと観測プロファイルを比較したところ、観測断面から特定された ROS による層・氷板の形成日はシミュレーションでも一致した。また、ざらめ雪層の割合の年々変動に強い相関を持つ年が多数みられた。ざらめ雪層の割合が観測とシミュレーションで大きく食い違った 4 冬季に関しては、観測日の直前に発生した ROS に伴い、シミュレーションが下層に及ぶざらめ雪化を過大評価したことが原因と考えられた。このように、積雪内部のざらめ雪層の形成がモデルで十分に再現できなかった年が生じた 1 要因として、今回のシミュレーション実験では SNOWPACK における水みちの取り扱いが十分精査されていなかった事も考えられる。例えば、Wever *et al.* (2016) は SNOWPACK における水の優先的な流下の計算方法を提案しており、Quéno *et al.* (2020) は水みちの考慮により SNOWPACK が山岳積雪中の氷板の再現性を向上する事を示している。これらも踏

まえて今後はパラメータと設定値を再検討し、解析を進めていく必要がある。同時に、ROS に伴う山岳域（高所）での再凍結過程に関する観測研究も推進していく事が重要と考える。

謝 辞

本研究では、欧州中期予報センター・再解析データ、気象庁・アメダスデータ、また積雪モデルとして Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research の SNOWPACK を使用した。平島寛行氏（防災科学技術研究所雪氷防災研究センター）には SNOWPACK の運用に関するアドバイスをいただいた。金井隆治氏（筑波大学山岳科学センター・菅平実験所）には、積雪観測の実施に関してご協力いただいた。2012/13 年の断面観測結果は、望月耀氏（筑波大学・環境科学専攻卒業）の修士研究データを使用した。長期に積雪観測が継続できたのは多くの皆さんの協力のおかげである。以上の方々へ心より感謝申し上げる。

文 献

- 荒木健太郎, 中井専人 (2019): 南岸低気圧による大雪。I: 概観。気象研究ノート, **239**, 103 pp.
- Bartelt, P. and Lehning, M. (2002): A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part I: numerical model. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **35**, 123-145.
- Cattell, R. B. (1966): The scree test for the number of factors. *Multivariate Behavioral Research*, **1**, 245-276.
- Chen, X., Liang, S., Cao, Y., He, T. and Wang, D. (2015): Observed contrast changes in snow cover phenology in northern middle and high latitudes from 2001-2014. *Sci. Rep.*, **5**, 16820.
- Fierz, C., Armstrong, R. L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D. M., Nishimura, K., Satyawali, P. K. and Sokratov S. A. (2009): The international classification for seasonal snow on the ground. *IHP-VII Technical Documents in Hydrology*, 83, IACS Contribution, 1, *UNESCHO-IHP, Paris*, 80 pp.
- Guttman, L. (1954): Some necessary conditions for common-factor analysis. *Psychometrika*, **19**, 149-161.
- Harada, Y., Wakabayashi, R. and Inoue, Y. (2018): Elevation-dependent behavior of hoar-prominent snowpack on forest slopes in the Japanese Central Alps based on a decade of observations. *Annals of Glaciology*, **59**, 77-86.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., Chiara, G. D., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., deRosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S. and Thépaut, J. N. (2020): The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **146**, 1999-2049.
- Hirashima, H., Yamaguchi, S., Sato, A. and Lehning, M. (2010): Numerical modeling of liquid water movement through layered snow based on new measurements of the water retention curve. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **64**, 94-103.
- Hirashima, H., Iyobe, T., Kawashima, K. and Sano, H. (2020): Development of a snow load alert system, "YukioroSignal" for aiding roof snow removal decisions in snowy areas in Japan. *J. Disaster Res.*, **15**, 688-697.
- 北海道雪崩事故防止研究会 (2002): 決定版雪崩学。山と溪谷社, 394 pp.
- Hosaka, M., Nohara, D. and Kitoh, A. (2005): Changes in snow cover and snow water equivalent due to global warming simulated by a 20 km-mesh global atmospheric model. *SOLA*, **1**, 93-96.
- Ikeda, S., Wakabayashi, R., Izumi, K. and Kawashima, K. (2009): Study of snow climate in the Japanese Alps: Comparison to snow climate in North America. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **59**, 119-125.
- 井上 聡, 横山宏太郎, 大野宏之, 川島茂人 (2001): 地球環境変化時における降積雪の変動予測 (続報)。雪氷, **63**, 489-499.
- 石井吉之 (2012): 降雨と融雪が重なって生じる融雪出水。日本水文科学会誌, **42**, 101-107.
- 和泉 薫, 秋田谷英次 (1986): 本州におけるしもざらめ雪の分布。雪氷, **48**, 199-206.
- 石坂雅昭 (2008): 「しもざらめ雪地域」の気候条件の再検討による日本の積雪地域の質的特徴を表す新しい気候図。雪氷, **70**, 3-13.
- 伊藤陽見, 上野健一 (2016): 気圧配置型別に見た 1980 年代後半の全国的な冬季昇温および暖冬寒冬に伴う降水量分布の変化。地学雑誌, **125**, 185-199.
- Kaiser, H. F. (1960): The application of electronic computers to factor analysis. *Educational and Psychological Measurement*, **20**, 141-151.
- Kawase, H., Yamazaki, A., Iida, H., Aoki, K., Shimada, W., Sasaki, H., Murata, A. and Nosaka, M. (2018): Simulation of extremely small amounts of snow observed at high elevations over the Japanese Northern Alps in the 2015/16 winter. *SOLA*, **14**, 39-45.
- Kawase, H., Yamazaki, T., Sugimoto, S., Sasai, T., Ito, R.,

- Hamada, T., Kuribayashi, M., Fujita, M., Murata, A., Nosaka, M. and Sasaki, H. (2020): Changes in extremely heavy and light snow-cover winters due to global warming over high mountainous areas in central Japan. *Prog. Earth Planet Sci.*, **7**, 10.
- 河島克久, 山田知充, 若浜五郎 (1987): 日本海沿岸積雪地域の堆積環境区分とその積雪特性. 低温科学. 物理編, **46**, 1-13.
- Kuramochi, M., Ueda, H., Kobayashi, C., Kamae, Y. and Takaya, K. (2021): Anomalous warm winter 2019/2020 over East Asia associated with trans-basin Indo-Pacific connections. *SOLA*, **17B**, 9-13.
- Kusunoki, K. and Ueno, K. (2022): Development of a nocturnal temperature inversion in a small basin associated with leaf area ratio changes on the mountain slopes in central Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **100**, 913-926.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Russi, T., Stöckli, U. and Zimmerli, M. (1999): SNOWPACK model calculations for avalanche warning based upon a network of weather and snow stations. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **30**, 145-157.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C. and Satyawali, P. (2002): A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **35**, 147-167.
- Ma, N., Yu, K., Zhang, Y., Zhai, J., Zhang, Y. and Zhang, H. (2020): Ground observed climatology and trend in snow cover phenology across China with consideration of snow-free breaks. *Clim. Dyn.*, **55**, 2867-2887.
- MacDonald, L. H. and Hoffman J. A. (1995): Causes of peak flows in northwestern Montana and northeastern Idaho. *J. American Water Resources Association*, **31**, 79-95.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M. and Francis R. C. (1997): A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1080.
- 中井専入 (2015): “多雪指数”を用いた全国が多雪・少雪の年々変動と分布. 天気, **62**, 187-199.
- 長田和雄, 木戸瑞佳, 飯田 肇, 矢吹裕伯, 幸島司郎, 川田邦夫, 中尾正義 (2000): 立山・室堂平の春季積雪に含まれる化学成分の深度分布. 雪氷, **62**, 3-14.
- Nishimura, K., Baba, E., Hirashima, H. and Lehning, M. (2005): Application of the snow cover model SNOWPACK to snow avalanche warning in Niseko, Japan. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **43**, 62-70.
- 西村基志, 佐々木明彦, 鈴木啓助 (2019): 乗鞍高原における積雪融解プロセスの経年変動および再現と将来予測. 地学雑誌, **128**, 61-75.
- 日本雪氷学会 (1998): 日本雪氷学会積雪分類. 雪氷, **60**, 419-436.
- Niwano, M., Suyu, M., Nagaya, K., Yamaguchi, S., Matoba, S., Harada, I. and Ohkawara, N. (2022): Estimation of seasonal snow mass balance all over Japan using a high-resolution atmosphere-snow model chain. *SOLA*, **18**, 193-198.
- Ohba, M. and Sugimoto, S. (2022): Dynamic and thermodynamic contributions of ENSO to winter precipitation in Japan: frequency and precipitation of synoptic weather patterns. *Clim. Dyn.*, **59**, 1489-1504.
- Quéno, L., Fierz, C., van Herwijnen, A., Longridge, D. and Wever, N. (2020): Deep ice layer formation in an alpine snowpack: monitoring and modeling. *The Cryosphere*, **14**, 3449-3464.
- 佐藤香枝, 上野健一, 南光一樹, 清水 悟 (2012): 長野県菅平高原における冬季降雨の発生傾向. 水文水資源学会誌, **25**, 217-289.
- Sprung, A. (1888): Über die Bestimmung der Luftfeuchtigkeit mit Hilfe des Assmannschen Aspirationmeters, *Z. angew. Met. Das Wetter*, **5**, 105-108.
- Steenburgh, W. J. and Nakai, S. (2020): Perspectives on sea- and lake-effect precipitation from Japan's “Gosetsu Chitai”. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, E58-E72.
- 須田耕樹, 上野健一 (2014): アメダス (気域気象観測システム) データを用いた冬季天気界の抽出. 地学雑誌, **123**, 35-47.
- 鈴木啓助 (2018): 山の気象水文観測の現状と課題. 山の科学, **1**, 1-11.
- Takaya, K. and Nakamura, H. (2013): Interannual variability of the East Asian winter monsoon and related modulations of the planetary waves. *J. Clim.*, **26**, 9445-9461.
- 鳥谷 均 (1985): 長野県菅平盆地における冷気湖の形成と冷気流. 地理学評論, **58**, 67-79.
- Trenberth, K. E. and Stepaniak, D. P. (2001): Indices of El Niño evolution. *J. Clim.*, **14**, 1697-1701.
- Ueno, K. (1993): Inter-annual variability of surface cyclone tracks, atmospheric circulation patterns, and precipitation patterns, in winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 655-671.
- Ueno, K. (2023): Assessments of long-term precipitation and temperature variations during snow cover periods using high-elevation AMeDAS data in central Japan. *Bull. Glaciol. Res.*, **41**, 1-14.
- 上野健一, 川瀬宏明 (2020): 菅平高原での冬季実習を通じたフィールド教育. 雪氷, **82**, 85-99.
- Ueno, K., Watarai, Y., Kusada, A., Hirose, N. and Shimizu, S. (2007): Spatial heterogeneity of snow covers in Sugadaira, central Japan. *Tsukuba Geoenvironmental Sciences*, **3**, 33-39.
- 上野健一, 大門亮太, 足立幸穂, 清水 悟 (2010): 菅平高原で観測された低気圧活動に伴う凹型積雪深変動. 雪氷, **72**, 237-253.
- van den Dool, H. M., Saha, S. and Johansson, Å. (2000):

- Empirical orthogonal teleconnections. *J. Climate*, **13**, 1421–1435.
- 若林隆三, 伊藤義景, 原田裕介, 北村 淳, 杉山元康, 明石浩司, 前原 徹, 戸田直人, 土屋勇満, 加藤久智, 池田慎二, Ryan, D. M. (2007): 山岳積雪の高度依存性. 信州大学農学部 AFC 報告, **5**, 107–131.
- Wever, N., Würzer, S., Fierz, C. and Lehning, M. (2016): Simulating ice layer formation under the presence of preferential flow in layered snowpacks. *The Cryosphere*, **10**, 2731–2744.
- Whitaker, A. C. and Sugiyama, H. (2005): Seasonal snowpack dynamics and runoff in a cool temperate forest: lysimeter experiment in Niigata, Japan. *Hydrol. Process.*, **19**, 4179–4200.
- Yasunari T. and Ueno, K. (1987): The snow cover environment in Sugadaira, central Japan. *Annual Report of the Institute of Geoscience, The University of Tsukuba*, **13**, 58–64.

Relations between the year-to-year variation of snow cover structures and winter weather pattern in the Sugadaira Highland

Yosuke NAMIMA¹ and Kenichi UENO^{2*}

¹*LY Corporation, Kioi Tower, 1-3 Kioicho, Chiyoda-ku, Tokyo, 102-8282, Japan*

²*Institute of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Tennoudai 1-1-1, Tsukuba-shi, Ibaraki, 305-8572, Japan*

**Corresponding author: ueno.kenichi.fw@u.tsukuba.ac.jp*

Abstract: Based on 15 years of snow pit observation data in Sugadaira Highland, the year-to-year variations of weather patterns influencing the snowpack properties were examined. A significant relation between the snow depth in mid-February and the total precipitation after persistent snow cover was found. The ratio of the total thickness of melt forms in the snow cover depth and the tendency of ice layer formation showed large year-to-year variations with significant correlations with the mean surface air temperature and frequency of rain on snow (ROS). The dating of the major layer's formations, estimated by AMeDAS data, was mostly associated with ROS events from extratropical cyclones. Five patterns representing the intraseasonal variation of weather and snow cover conditions were statistically identified by factor analysis using the monthly base temperature, precipitation, maximum snow depth, and starting (ending) snow cover periods from December to March for 31 winters since 1991–92. The pattern indicating air temperature variabilities with ending date of the snow cover period showed a warmer/earlier tendency, and the pattern indicating a warmer January with frequent ROS events showed decadal scale periodicity. Snow cover profiles for 15 winters were simulated using the physical SNOWPACK model. In the model, ROS event days initiated the melt form layers, and the year-to-year variation of melt forms thickness ratio by the full snow-pit observations was almost reproduced.

(2023 年 4 月 25 日受付, 2024 年 1 月 29 日受理, 討論期限 2024 年 9 月 15 日)