白山・千蛇ヶ池雪渓の融雪過程をとらえる
－高頻度・高解像度衛星画像の活用－

石川県立大学生物資源環境学部　藤原洋一・長野峻介

１．はじめに

地球温暖化などのグローバルな気候変動に対して、高山域は脆弱な環境にあり、積雪量の減少や雪解け時期の早期化といった積雪環境の変化は、高山生態系に大きな影響をもたらすと考えられている（小熊ら、2019）。また、「天然の白いダム」と呼ばれる山岳地域の積雪は水資源として非常に重要であり（島村ら、2005；鈴木、2017；2019）、積雪量の減少は春先から初夏にかけての水資源の減少につながることになる。気候変動による高山域への影響を正確に理解するためには、高山域での気象観測や積雪観測が必要不可欠であるが、気象庁等による主要な気象観測は低標高域で行われており、高山域での直接的な観測データが得にくいのが現状である（佐藤ら、2012；鈴木、2017）。このような中で、日本の山岳高山域に存在する多年性雪渓は、気候変動を表す一つの指標ともいえ（梶川ら、1990）、気候変動の影響を知る上で重要な資料となる。

多年性雪渓は、冬季の涵養量（積雪量）が春から秋の消耗量（融雪量）を上回った時に残存する雪渓である。その規模（面積や体積）は毎年の気候条件に強く左右されるため、気候変動に対して敏感な指標であるといわれている（樋口、1971；Watson et al., 1994）。また、氷河に比べて規模が小さいことから、地球温暖化等のグローバルな環境変化の影響を直接的に受けやすく、近い将来、日本の多年性雪渓は消滅してしまう運命にあるとも指摘されている（山田・河島、2005）。このため、このような多年性雪渓の規模を長期間モニタリングし、その変動を明らかにすることは、水資源量の将来予測のみならず、高山生態系の保全という観点からも重要である。

石川県と岐阜県にまたがる白山には、これまで調査がおこなわれた他の多年性雪渓に比べて南に位置する「千蛇ヶ池雪渓」が存在する。白山にはいくつかの雪渓があるなかで（伊藤、2000）、千蛇ヶ池雪渓は白山における唯一の多年性雪渓とされている（松岡ら、1979）。わが国において雪渓の規模を長期間観測した事例は非常に少なく、特に、長期間の観測が現在も継続して行われている雪渓はほとんどない。さらに、白山は日本の中でも温暖な豪雪地帯に位置していることから、気候変動が今後進行することを考慮すると、将来の多雪山地における自然環境の変化を先取りしている環境にあるともいえ、この千蛇ヶ池雪渓の動態を調べる学術的意義は大きい。

とりわけ 2024 年には、千蛇ヶ池雪渓は融雪期末期の 10 月に、1961 年以降の現地測量記録の中で過去最小の規模まで縮小し、表面が砂礫に覆われた中にごく一部が残存するのみという、消失寸前の状態となった（小川・藤原、2025a；2025b）。長年にわたって越年を続けてきた本雪渓がこのような特異な縮小を示したことは、気候変動の影響が白山の高山域においてすでに顕在化しつつあることを示唆している。

筆者らはこれまで、千蛇ヶ池雪渓における現地測量を継続的に実施するとともに、過去の測量記録の復元もおこない、雪渓の面積・体積・雪面高に関する長期データセットを整備してきた（小川・藤原、2024a；2024b；2025a）。その解析から、雪渓の規模は融雪期の

気象条件よりも、前年 11 月～4 月（涵養期）の気温との相関が強いことを明らかにした（小川・藤原、2024b）。また、雪渓表面における 3 夏期間の熱収支観測から、融雪をもたらす熱的条件の特性を示してきた（小川ら、2023）。しかしながら、高山域での現地調査は多大な労力と時間、天候リスクを伴い、とくに積雪の残る春から初夏にかけては山頂部への到達自体が困難である。そのため、現地測量は融雪期中期（8 月）と末期（10 月）の年 2 回に限られ、融雪期を通じた雪渓の縮小過程は観測の空白となっていた。より高頻度かつ省力的に雪渓の変動を捉える新たな観測手法の確立が求められている。

これまで、広範な山岳域における積雪や雪渓の抽出には、人工衛星画像を用いたリモートセンシング技術が広く活用されてきた。一般的に、雪と雲や他の地表物を識別する手法としては、可視光と短波長赤外（SWIR）バンドの反射率の差を利用した正規化積雪指標（NDSI : Normalized Difference Snow Index）などが標準的に用いられている（Dozier, 1989）。しかし、Landsat や Sentinel-2 といった従来の中分解能観測衛星は、回帰日数が 5 日から 16 日程度と長く、天候の変化が激しい高山域においては、雲に阻まれて雪渓の急激な面積変化（消耗過程）を連続的に捉えることが困難であった。また、その空間分解能（10～30 m）は、面積が数千 m^2 程度にすぎない千蛇ヶ池雪渓の形状を捉えるには粗すぎるという問題もある。

近年では、毎日観測が可能な超小型衛星コンステレーション（PlanetScope など）が登場し、高頻度なモニタリングが可能となりつつある。しかし、高頻度観測を強みとする PlanetScope 等の超小型衛星群は、主に可視光から近赤外を中心としたバンド構成であり、NDSI の算出に必要な短波長赤外（SWIR）バンドを持たない。そのため、山頂部に広く分布する明るい砂礫地などの地表物質と雪渓とを、分光反射特性のみで高精度に区別することは困難であると予想される。SWIR バンドを持たない画像に対しては、SVM、ランダムフォレスト、深層学習などによる分類手法が検討されているが、小規模な雪渓を対象とした抽出手法は確立されていない。

そこで本研究では、高頻度観測が可能な光学衛星（PlanetScope）画像を用いて雪渓の自動抽出手法を構築し、融雪期を通じた雪渓面積の変化とその気象要因を明らかにすることを目的とする。具体的な課題は以下の 2 点である。

（1）4 バンドの光学衛星画像に、標高（DEM）・傾斜角・曲率のいずれかの地形情報を統合した 5 次元のデータセットを構築し、機械学習（SVM）による分類を行うことで、分光情報のみでは困難であった高精度な雪渓域の抽出手法を確立する。その精度は、UAV 測量によって得られた現地の実測面積との比較により検証する。

（2）本手法を 2017～2025 年の衛星画像に適用して融雪期を通じた雪渓面積の時系列データを作成し、2024 年の記録的な縮小をもたらした涵養・消耗過程を、積雪水量と積算気温から解析する。

以下、第 2 章では研究対象地と現地測量の概要を、第 3 章では雪渓の自動抽出手法の構築とその精度検証の結果を、第 4 章では雪渓の消耗過程とその変動要因の解析結果を述べ、第 5 章で本研究の成果をまとめる。

２．研究対象地域

２．１ 研究対象地

千蛇ヶ池雪渓（図 1（c)、図 2）は、白山最高峰の御前峰（2702 m）を中心とした山稜の西側に位置している（図 1（b))。古代から信仰登山が行われていた白山では、この雪渓の存在は古くからよく知られており、雪が消えることなく数千歳を経ることから「千歳谷（ちとせだに)」と呼ばれたと記されている（小川、2018)。

一帯は 3 万～4 万年前に噴出した新白山火山の溶岩および火砕流が堆積しており（東野、2014)、主として 10～20° の緩斜面（標高 2000 m 以上）が広がっている。また、数千年の間に繰り返されたとされる小噴火の痕跡として、十数個の爆裂火口が山頂部に密集している（守屋、1984)。千蛇ヶ池雪渓は、このような爆裂火口の一つ（凹地）を埋める形で多量の雪が堆積し、形成されたものである。雪渓表面の平均標高は約 2570 m である（図 1 (c))。

日本海で多量の水分を吸収した北西季節風によって、冬季の白山は大量の降雪と強風に見舞われるため、山頂部の室堂平では積雪深が 6 m を超える観測例もある（伊藤、1970)。千蛇ヶ池雪渓は山稜の西側に位置するものの、爆裂火口の凹地内にあり、かつ雪渓の東側から南側にかけては長い急斜面となっている。このため、冬季には北西季節風が局所的に吹き込みやすく、雪が多量に堆積しやすい環境にある。

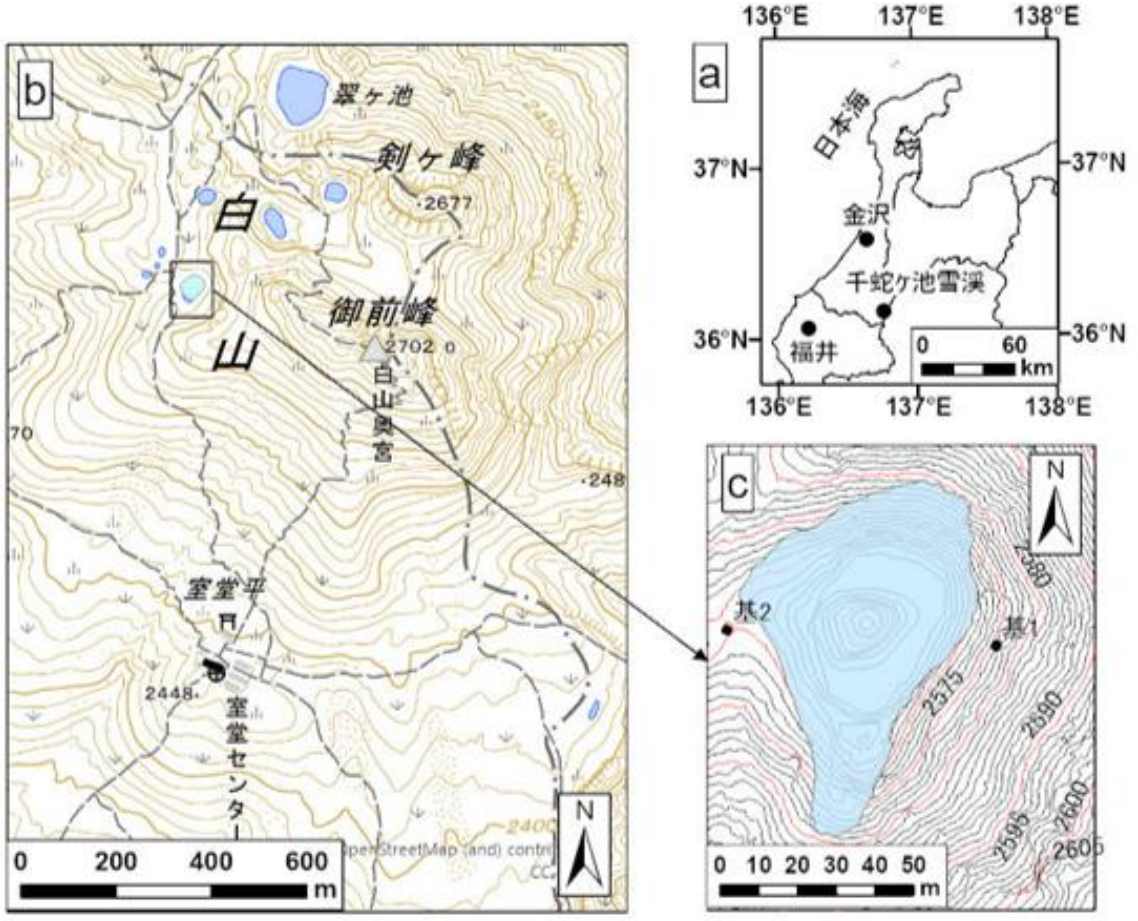


図 1　千蛇ヶ池雪渓の位置

千蛇ヶ池雪渓は、成因分類では「吹きだまり型」（山田・河島、2005）に属する。しかし、一般的な吹きだまり型雪渓が稜線の風下側（東側）の凹型斜面に形成されることが多いのに対し、本雪渓は稜線の風上側（西側）の火口凹地に位置する。このように、千蛇ヶ池雪渓の涵養と消耗は、凹地や急斜面といった周囲の微地形に強く規定されている。また、夏季の雪渓表面にはスプーンカットが発達して表面の凹凸が明瞭となるほか、周辺は風衝植生からなるものの裸地化した部分が多いといった景観的特徴がみられる（小川ら、2023）。この裸地（砂礫地）は明るい色調であり、衛星画像上で雪渓と誤分類されやすい（3.2 節）。

２．２ 現地測量

雪渓の現地測量は、UAV（Unmanned Aerial Vehicle）を用いたデジタル写真測量によりおこなった。雪渓を囲むように 5～6 点の測量基準点を GCP（Ground Control Point）として設定し、UAV（DJI 社製 Mavic Air 2）を用いて高度 50 m 程度で空撮を実施した。1 回の測量で取得する写真は 50～100 枚程度である。測量時期は、梅雨明け後で天候が安定する融雪期中期の 8 月 10 日前後、および雪渓が最小となり、かつ降雪前にあたる融雪期末期の 10 月 10 日前後の 2 時期を原則としている。

撮影データから Metashape（Agisoft 社製）を用いてオルソ画像および 3 次元地形データ（DEM）を作成し、GIS（ESRI 社製 ArcGIS Pro）上でオルソ画像から雪渓の輪郭を目視でトレースして、水平面積（以下、面積）を求めた。さらに、得られた DEM から体積および雪面高を算出した。体積および雪面高の算出には雪渓底面のデータが必要となるが、これについては従来の調査において作成済みである（小川・藤原、2024b）。体積・雪面高の具体的な算出方法についても、同文献（小川・藤原、2024b）に従った。この UAV 測量による面積は、第 3 章において衛星画像から抽出した雪渓面積の精度を検証するための真値として用いる。ただし、水面下に沈んだ雪渓は衛星画像では原理的に検知できないため、精度検証には、UAV のオルソ画像から地上に露出した部分のみをトレースした面積を用いることとした。

融雪期中期における過去 3 年の現地測量結果を図 3 および表 1 に示す。表 1 には、後述する解析において特異な縮小を示した 2024 年を含む、2024～2026 年の雪渓の規模（面積、



2025 年 10 月 10 日　　2026 年 8 月 10 日

図 2　千蛇ヶ池雪渓

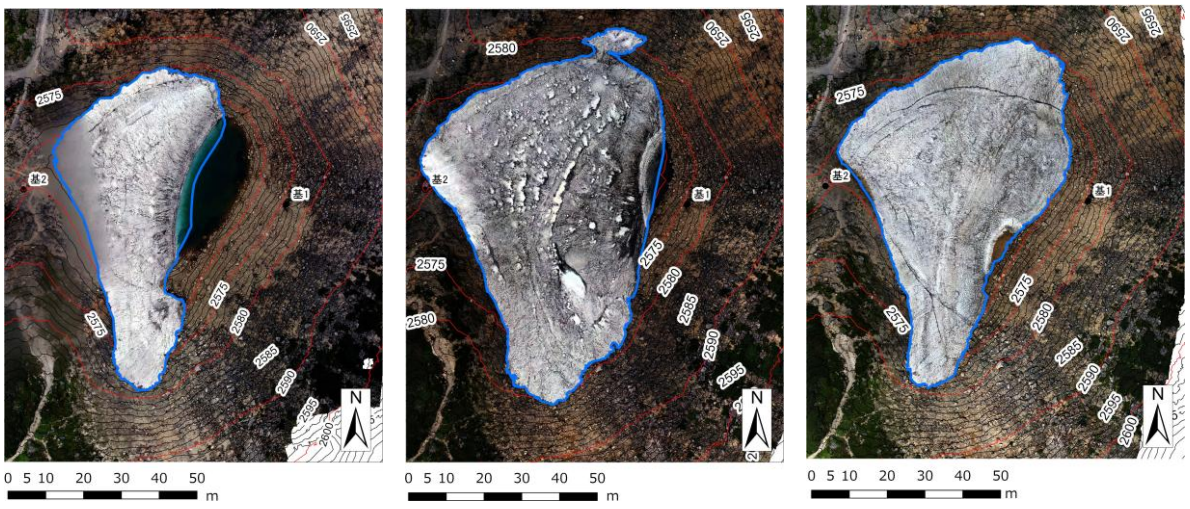
体積および雪面高）を示した。結果は以下の通りである（カッコ内は、1969 年以降に観測データのある 48 年分の中での、小さい方からの順位を示す）。2024 年 8 月 9 日は面積 2141 m^2（2 位）、体積 7951 m^3（3 位）、雪面高 11.5 m（5 位）であった。なお、2024 年は雪渓の一部が千蛇ヶ池の水面下に沈んでおり、この面積は、UAV 画像に加えて現地観測によって把握した水面下の部分も含めた値である。続く 2025 年 8 月 9 日は面積 3920 m^2（10 位）、体積 22781 m^3（20 位）、雪面高 14.5 m（20 位）であり、直近の 2026 年 8 月 10 日は面積 3161 m^2（5 位）、体積 13834 m^3（7 位）、雪面高 12.7 m（8 位）であった。

このように、2025 年は体積・雪面高が平均に近い規模まで回復したものの、2024 年と 2026 年はいずれも観測史上で下位 5 位以内の面積となった。直近の数年は、雪渓の規模が小さい年が頻発しているといえる。一方で、こうした年ごとの大きな変動の背景にある融雪期を通じた縮小過程は、年 2 回の現地測量だけでは把握することができない。そこで次章では、衛星画像を用いて融雪期の雪渓面積を高頻度に捉える手法の構築を試みる。

表 1　2024～2026 年の 8 月における千蛇ヶ池雪渓の面積、体積および雪面高

時期	観測日	雪渓水平面積 m^2	順位	雪渓体積 m^3	順位	雪面高 m	順位
2024年	8月9日	2141	2	7951	3	11.5	5
2025年	8月9日	3920	10	22781	20	14.5	20
2026年	8月10日	3161	5	13834	7	12.7	8

注：表中の順位は、1969 年以降に観測データのある 48 年分の中での、小さい方からの順位である。2024 年の雪渓面積は、水面下に沈んだ部分も含めた面積である。



2024 年 8 月 9 日　　2025 年 8 月 9 日　　2026 年 8 月 10 日

図 3　現地測量

３．雪渓の自動抽出手法の構築

３．１ 方法

３．１．１ 使用衛星画像

現在、広く利用可能な光学衛星画像は複数存在するが（表2）、本研究ではPlanet Labs社が運用する超小型衛星コンステレーションによるPlanetScope画像（青、緑、赤、近赤外の4バンド）を用いた。一般に、LandsatやSentinel-2などの地球観測衛星は、同一地点の観測頻度（回帰日数）が5日～16日程度であり、天候の変わりやすい山岳域においては、雲に遮られて有効なデータが得られない期間が長期化する課題があった。これに対し、本衛星は地上分解能約3.7 mという高解像度の画像であり、かつ回帰日数が1日と短いため、雲の影響を受けやすい山岳域の積雪動態を対象とする場合でも、有効なデータを高頻度で取得できるという利点がある。千蛇ヶ池雪渓の面積は融雪期末期には数千m^2程度となるが、本衛星の分解能であれば、この規模の雪渓でも数百画素で表現することができる。

対象期間は2017年から2025年にかけての9年間とし、融雪期初期から末期にあたる4月上旬から11月下旬の画像を取得した。このうち、対象領域に雲の懸かりや雲の影がなく、かつ大気中のエアロゾルによる光の散乱等の影響が補正された表面反射率（Surface Reflectance）データを、Planet Labs社ウェブサイトより選定・取得した。最終的に時系列解析に使用した衛星画像は281シーンであり、1年あたり平均で約30シーン、すなわち融雪期を通じて1週間に1シーン程度の頻度で雪渓の状態を捉えることができる。

表 2　代表的な人工衛星と PlanetScope との比較

	回帰	Band 数（個）	解像度（m）
Landsat-8	16日	9	15~30
Sentinel-2	10日	12	10~60
Planet Scope	**1日**	**4**	**3.7**

３．１．２ 地形情報の統合

前項の4バンド光学画像に対し、対象地の地形情報を結合させた5次元の特徴量を持つデータセットを構築し、雪渓域の抽出に適用した。これは、機械学習による画像分類において、地表面の分光反射特性だけでなく、雪渓の堆積環境にかかわる「地形的特徴」を特徴量(Feature)として加味することが重要であると考えたためである。2.1節で述べたように、千蛇ヶ池雪渓は白山火山の爆裂火口跡の凹地に雪が吹きだまって形成された多年性雪渓であり、堆積域の傾斜や微細な地形の凹凸が、冬季の積雪分布および夏季の融雪速度に強く影響する。本研究では地形情報として、DEM、傾斜角、曲率の3項目をそれぞれ独立して採用し比較した。データの取得および諸元は以下の通りである。

○ DEM（Digital Elevation Model：数値標高モデル）

国土地理院基盤地図情報数値標高モデル5 mメッシュ（DEM5A）を使用した。GIS上にて座標変換（座標系統一）をおこなった後、PlanetScope画像の画素サイズ（3 m）に適合させるため、3 mメッシュにリサンプリングし、NoData領域の内挿（補完）処理を行った。解析範囲（250 m×400 m）内における最低標高は2528 m、最高標高は2685 m、平均標高は2599 mである。なお、2.2節で述べたUAV測量による3次元地形データは、雪渓表面を含み、測量時期ごとに形状が変化する。このため、画像分類に用いる地形情報としては、年や季節によらず不変で、かつ解析範囲全体を覆う国土地理院のDEMを採用した。

○ 傾斜角（Slope）

上記のDEMからGISの傾斜角ツールを用いて作成した。傾斜角は、積雪の物理的な定着のしやすさや、日射量（熱エネルギー）を左右する重要な指標となる。解析範囲内の最小値は0度、最大値は67.0度、平均傾斜角は22.9度である。

○ 曲率（Curvature）

上記のDEMからGISの曲率ツールを用いて作成した。曲率は地表面の凸型（尾根）と凹型（谷・火口）を定量化するものであり、雪が風で吹き払われるか、吹きだまるかという風成作用と対応する。曲率は正の値が凸型の地形を、負の値が凹型の地形を表し、千蛇ヶ池雪渓が位置する爆裂火口の凹地は、負の値を示す領域にあたる。

オリジナルの衛星画像に対し、GISのバンド合成（Composite Bands）ツールを用いてレイヤースタック処理をおこない、これら3種の地形情報をそれぞれ個別に結合させた、3パターンの5次元データセットを構築した。

３．１．３ 画像の分類手法

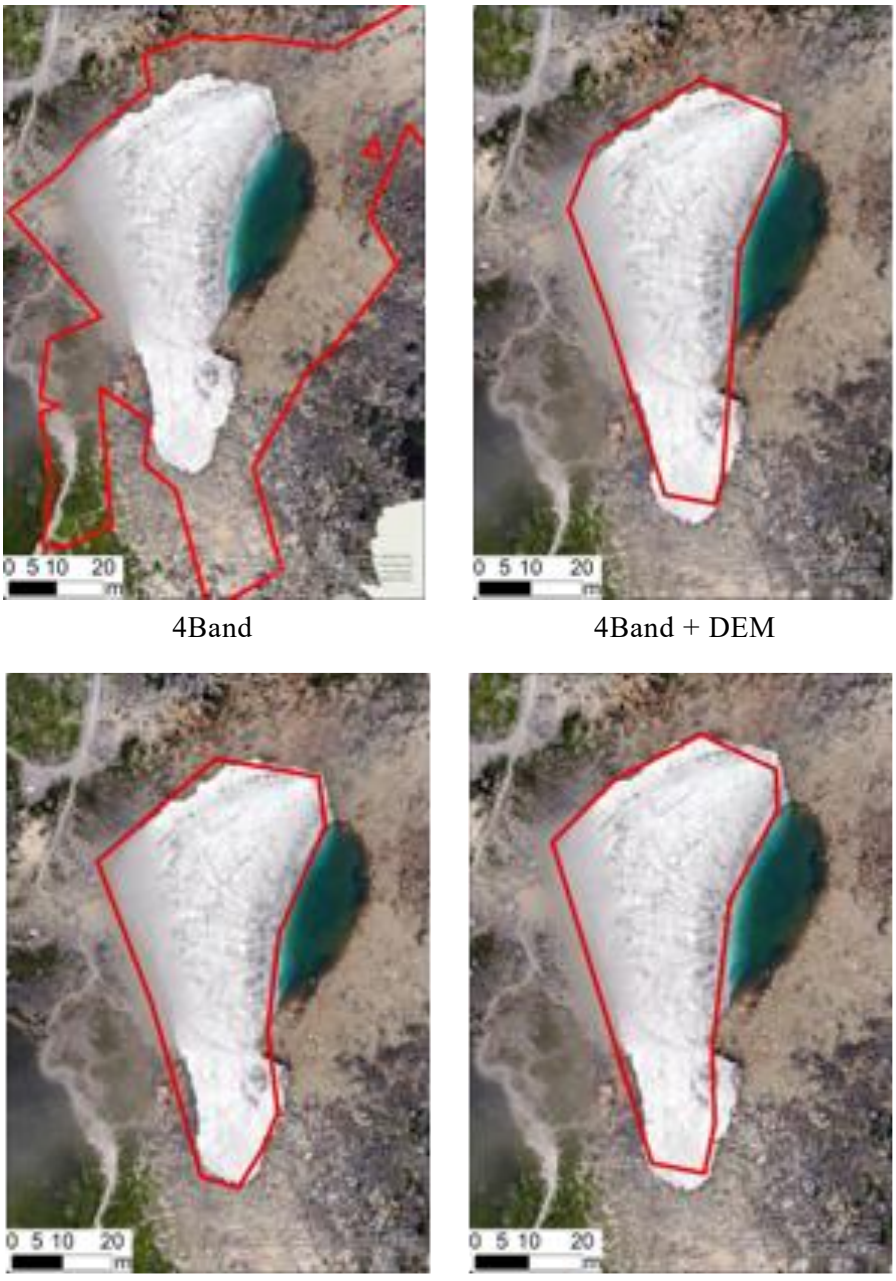
画像分類には、機械学習手法であるサポートベクターマシン（SVM: Support Vector Machine）を用いた。SVMは、多次元の特徴空間においてクラス間の境界（マージン）を最大化する最適な超平面を学習し、未知のデータを分類する非パラメトリックな教師あり分類手法である。リモートセンシング分野において、SVMは限られた少数のトレーニングサンプルであっても高い分類精度と汎化性能を示すことが広く報告されており（Mountrakis et al., 2011）、急峻な地形で広範な教師データの取得が困難な本対象地域における画像分類アルゴリズムとして妥当であると判断した。

本解析では地表面の分類クラスを「雪渓」、「砂礫地」、「植生」の3クラスに設定することとした。2024年の高解像度画像を視読し、各クラスを代表する純粋なピクセルを抽出してトレーニングデータを作成したうえで、前項で構築した地形情報統合データセットに対してSVMによる分類を実行し、雪渓に分類されたピクセルの面積を合計して雪渓面積を算出した。

３．２ 結果

本研究で構築した、4バンドの光学衛星画像にDEM、傾斜角、曲率をそれぞれ結合させた3種類の5次元データセットについて、SVMを用いた画像分類による雪渓域抽出の精度検証を行った。具体的には、現地測量の実施日と衛星画像の取得日が重なる2024年8月9日のデータを用い、各データセットから抽出された雪渓域とその面積を比較した。比較対象として、地形情報を結合しないオリジナルの4バンド衛星画像による抽出結果も加えた。

図4に2024年8月9日の画像分類結果を示す。4バンドのみの衛星画像では誤分類が非常に



4Band　　4Band + DEM

4Band + 傾斜角　　4Band + 曲率

図 4　UAV 画像との比較（2024 年 8 月 9 日）

背景：UAV で撮影した雪渓の画像、赤線：画像分類によって抽出した雪渓域

目立ち、主に周辺の砂礫地を雪渓として抽出していた。これに対して、地形情報（DEM、傾斜角、曲率）を結合したデータセットを用いた場合はいずれも、雪渓の実形状をほぼ正確に抽出することができた。

精度検証の真値には、同日のUAVオルソ画像から地上に露出した雪渓の輪郭をトレースして得た面積（2003 m^2）を用いた。2.2節で述べたように、この日の雪渓は一部が水面下に沈んでおり、表1の面積（2141 m^2）はその部分を含む値である。しかし、水面下の雪渓は光学衛星では原理的に検知できないため、衛星画像との比較には地上部のみの面積を用いた。この真値と、各手法による雪渓の推定面積を比較・検証した結果を図5に示す。

4バンドのオリジナル画像で算出された面積は6724 m^2となり、相対誤差は+235.7%と過大評価された。これは、4バンドの分光情報のみでは、雪渓と周辺の明るい砂礫地を十分に識別できなかったためと考えられる。通常、雪と雲や明るい岩石を区別するには短波長赤外（SWIR）バンドを用いた指標（NDSI等）が有効であるが、PlanetScopeは可視光から近赤外域までの4バンドしかない。そのため、雪面と同様に全波長域で高い反射率を示す山頂部の白っぽい砂礫地などの地表物質を、分光反射特性だけで区別することができない。

これに対し、地形情報を結合させた場合の抽出面積は、DEM結合で1986 m^2（相対誤差−0.8%）、傾斜角結合で2181 m^2（+8.9%）、曲率結合で1907 m^2（−4.8%）となり、いずれも高い精度で抽出できた。4バンドのみの場合と比べると、相対誤差の絶対値はいずれも25分の1以下にまで縮小したことになる。地形情報を加えたことで、分光特性が似た砂礫地と雪渓を、標高・傾斜・凹凸の違いによって区別できたと考えられる。

以上のことから、高頻度観測が可能な光学衛星画像と地形情報を統合して5次元の特徴量データセットを構築し、画像分類を行うことは、分光反射特性のみに基づく従来の手法では困難であった高精度な雪渓域の時系列抽出に有効であることが分かった。

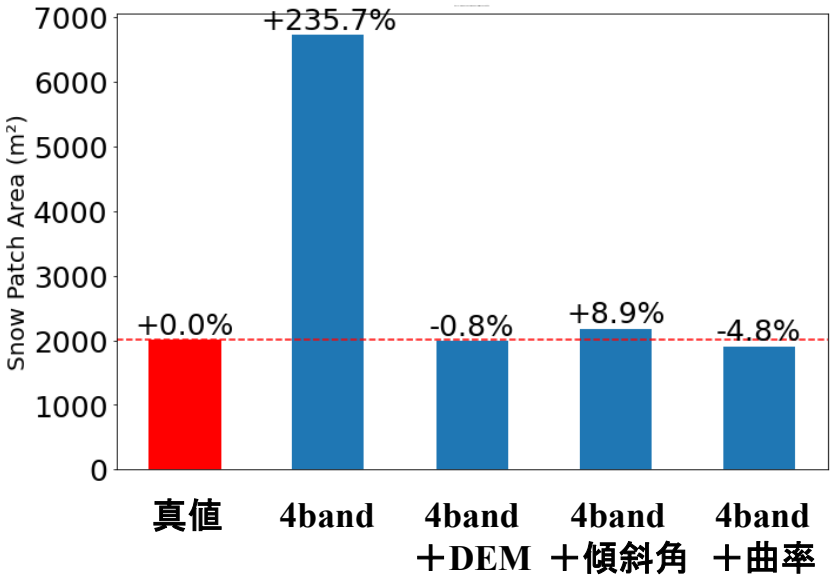


図 5　雪渓抽出域の画像分類精度の比較
棒グラフ上の数値は相対誤差を示す

３．３ 時系列解析に用いるデータセットの選定

3種類の地形情報のうち、2024年8月9日の検証において最も誤差が小さかったのはDEM結合（−0.8%）であった。ただし、3種類とも誤差は±10%以内に収まっており、精度の差は大きくない。時系列解析への適用にあたっては、融雪期を通じて雪渓の規模が大きく変化する中でも安定して雪渓を抽出できるかどうかが重要となる。

標高は、雪渓が存在する位置そのものを特徴量として学習しやすい。このため、トレーニングデータを作成した時期と雪渓の広がりが大きく異なる融雪期初期などには、分類結果が学習時の雪渓位置に引きずられるおそれがある。これに対して曲率は、雪が吹きだまる凹型の地形という、雪渓が形成される物理的な条件を直接表す指標である。雪渓の規模によらず、その堆積環境を一貫して反映できると考えられる。また、現地踏査においても、千蛇ヶ池雪渓の分布は爆裂火口の微細な凹地形と強く対応していることが確認されている。

以上を踏まえ、次章では、対象地の吹きだまり環境を最も的確に反映する「曲率」を結合させたデータセットを採用して各年の雪渓域を時系列で抽出し、雪渓の消耗過程とその変動要因について詳細な解析をおこなう。なお、本章の精度検証は2024年8月9日の1時期のみに基づくものである。現地測量と衛星画像の取得日が一致する他の時期についても検証を重ね、手法の信頼性をさらに高めることは今後の課題とする。

４．雪渓の消耗過程の変動要因

４．１ 雪渓の消耗過程

3.3節で述べた通り、本章では4バンドの光学衛星画像に「曲率」を結合させた5次元の特徴量データセットを各年の衛星画像ごとに構築し、SVM分類を適用して雪渓域を抽出する。そして、得られた雪渓面積の融雪期における変化を時系列で明らかにし、これを気象要素と関連付けることで、雪渓の消耗過程における時間的変化とその変動要因を解析する。

まず、2017〜2025年の各年の4月から11月にかけての雪渓面積の変化を図6に示す。従来、高山域の雪渓の規模は、多大な労力を伴う限られた時期の現地測量でしか把握することができなかった。これに対し本手法を適用することで、融雪期を通じて約1週間間隔で面積変化を得られた。図6の縦軸は、雪渓面積の平方根で示している。融雪期初期の4月から中期にあたる8月にかけては融雪による面積の減少幅が大きく、9月以降の融雪期末期になると面積自体が縮小して減少幅が小さくなる。このような非線形な減少過程を同じ図で比較しやすくするため、縦軸を平方根とした。

図6の推移を見ると、2024年は融雪期初期（4月）の面積こそ他年と比べて特段小さいわけではないが、以後の消耗過程では一貫して他年よりも小さく推移していることがわかる。特に10月中旬以降は、衛星画像から抽出された雪渓面積が0となっている。しかし、実際に同時期に現地で確認をおこなったところ、雪渓は完全に消失したわけではなく、表面が砂礫に覆われた中にごく一部が残存していた（小川・藤原、2025a；2025b）。砂礫に完全に覆われていたことで光学センサーの分光反射特性では識別できず、衛星画像では抽出されなかったと考えられる。このように、表面が砂礫に覆われた雪渓（いわゆる被覆雪渓）や、2.2節で述べた水面下に沈んだ雪渓は、光学衛星画像では原理的に捉えることができない。

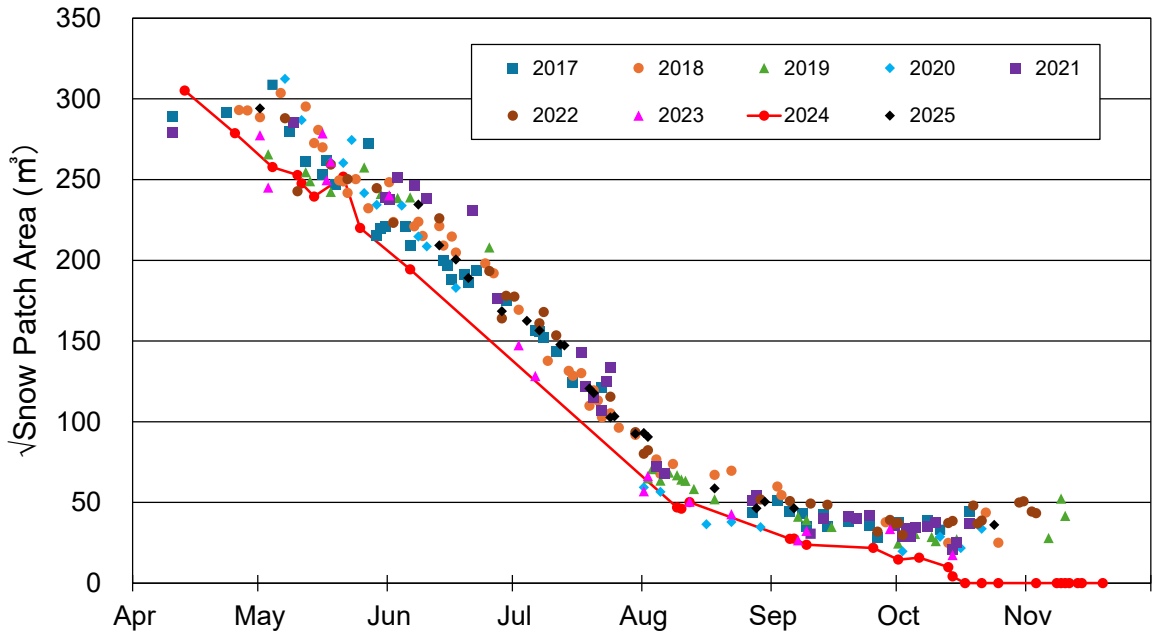


図 6　融雪期における雪渓の消耗過程（2017 年～2025 年）

融雪期末期の規模が極端に小さい年については、この点に留意して衛星画像の結果を解釈する必要がある。

2024年の千蛇ヶ池雪渓の大きさは、1961年以降55年分の現地測量データの中でも過去最小の規模であった（小川・藤原、2025a；2025b）。これまで長年の観測において完全な消失が確認されていない本雪渓において、2024年は特異な縮小を示した年であったといえる。そこで次節以降では、2024年の消耗過程について、冬季の涵養量と春～秋季の気温条件から検討する。

４．２　雪渓の涵養量

雪渓の面積縮小の要因を探るため、まず各年の雪渓の「涵養量」について検討した。ここでの涵養量とは、冬季の直接の降雪や、強い北西季節風などによる吹きだまり（二次堆積）によって雪渓にもたらされる雪の総供給量を指す。本研究ではこの涵養量を評価するため、気象要素を用いた簡易な積雪水量モデルによって雪渓位置における積雪水量（SWE: Snow Water Equivalent）の推移を推定し、その最大値を涵養量の指標として用いた。積雪水量は、厚さや密度の異なる雪をすべて融かした際の水深（水当量）に換算したものである。

積雪水量の推定には、日降水量と日平均気温の気象要素を用いた。降水量は、千蛇ヶ池雪渓の最寄り観測点であるアメダス白峰の観測値をそのまま適用した。一方、気温についてはアメダス勝山のデータを用い、勝山と千蛇ヶ池雪渓との標高差（2374 m）および標準的な気温減率（0.55 ℃/100 m）に基づく標高補正をおこなって、対象雪渓における推定日平均気温を算出した。

計算期間は、各年の前年11月1日～当年10月31日までとした。日々の計算において、推定した雪渓の日平均気温が0 ℃未満の日の降水量をすべて「降雪」とみなし、積雪水量に涵養分として加算した。一方、気温が0 ℃以上の日は、積雪水量から融雪分（当日の日平均気温×融雪係数4.0 mm/℃/day）を減算し、日々の質量収支を算出した（デグリーデイ法）。融雪係数（Degree-day factor）については、日本海側山岳域の係数としては相対的に小さい4.0 mm/℃/dayを採用した（新井・関根、1973 ; 朝岡ら、2007）。これは、千蛇ヶ池雪渓が爆裂火口の凹型地形に位置しており、尾根などの開放斜面に比べて地形的な陰影による日射遮蔽効果が働きやすく、融雪が遅延しやすいためである。

なお、本推定は山麓の観測点の降水量をそのまま用いているため、山頂部の降水量や、吹きだまりによる局所的な雪の集積は反映されていない。したがって、推定される積雪水量は雪渓上の実際の積雪水量の絶対値を示すものではない。あくまで、同じ条件で計算した各年の値を相互に比較するための相対的な指標である。

このようにして2017年から2025年にかけて推定した積雪水量の推移を図7に示す。4.1節の図6に示した通り、2024年は雪渓面積が非常に小さい年であったが、積雪水量の推移をみると、2024年の冬季の蓄積量が他年と比較して特に少ない（雪不足であった）わけではなかった。実際、対象期間（9年間）における2024年の最大積雪水量は3番目に高い値を示しており、十分な雪の蓄えがあったことがわかる。したがって、2024年の縮小の主因は涵養量の不足ではない。

４．３ 積算気温から見た消耗過程

前節で確認された通り、2024年の雪渓面積の記録的な縮小は、冬季の涵養量不足によるものとはいえなかった。したがって、他年と比較して春から秋にかけての消耗過程におい

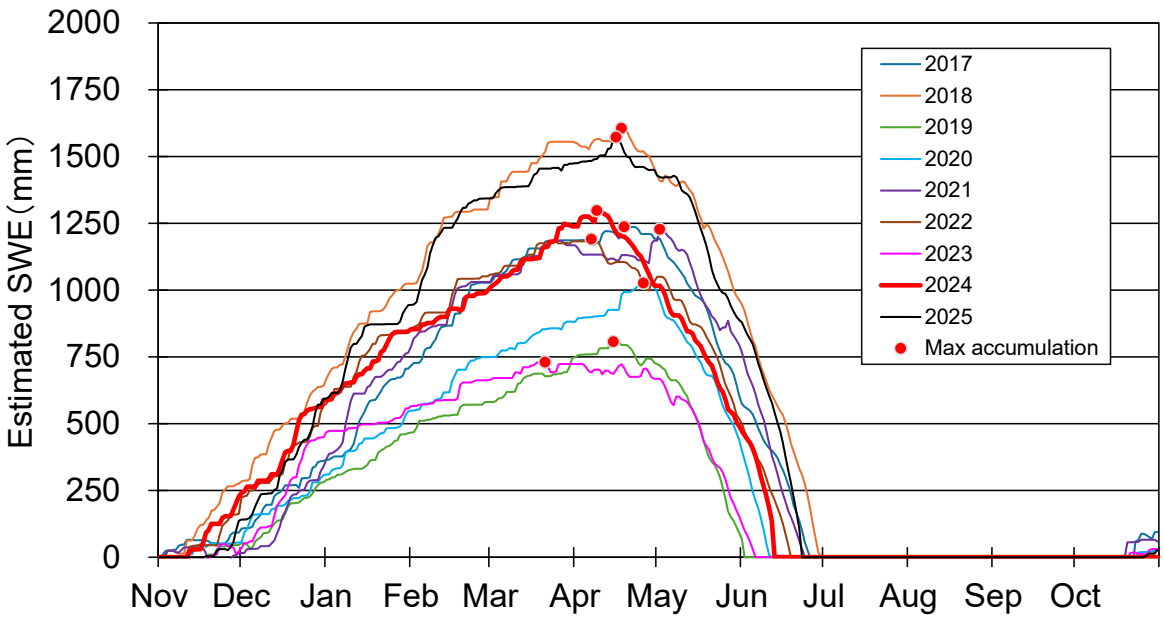


図 7　積雪水量の変化（2017 年～2025 年）
図中の赤丸は最大積雪水量の日を示す

て融雪が大きく進行したことが、最大の要因であると推察される。そこで本節では、融雪を促す熱的条件の指標として積算気温（PDD: Positive Degree-Days）を算出し、その時系列推移を解析した。積算気温は、融雪の主要な熱源である顕熱や長波放射の大きさを、気温によって近似的に表す指標である。解析期間は積雪水量と同様に各年の前年11月1日から当年10月31日までとし、前節で求めた千蛇ヶ池雪渓の推定日平均気温のうち、0 ℃を上回る日の気温を日々積算した。

2017年から2025年にかけての積算気温の推移を図8に示す。2024年の推移を見ると、融雪期初期にあたる4月中旬から6月にかけて、積算気温の上昇ペースが例年よりも急激であることがわかる。さらに、通常であれば気温が低下して融雪が止まり、積算気温のグラフが横ばいとなる融雪期末期（10月）においても、2024年は値が上昇し続けている状況が見て取れる。

この面積減少の要因をさらに詳細に把握するため、特異な気温上昇傾向がみられた融雪期初期（4月15日～5月15日）および融雪期末期（10月1日～10月31日）に期間を絞り、各年の平均気温と積算気温を算出した（図9、図10）。その結果、融雪期初期における2024年の平均気温は3.5 ℃、積算気温は110 ℃・日を超え、ともに対象期間の9か年で最も高かった。この時期の高温により、融雪が例年より早く進んだと考えられる。また、融雪期末期においても、2024年は平均気温・積算気温ともに対象期間中の最大値を記録した。例年であれば融雪が止まる10月にも融雪が続いたことが、雪渓面積が過去最小となった一因と考えられる。

以上の結果から、2024年の極端な面積縮小は、冬季の涵養量は十分であったにもかかわらず、春季（4月中旬～6月）および秋季（10月）の高温により、融雪が早く始まり、遅くまで続いたためと考えられる。この結果は、千蛇ヶ池雪渓の長期変動を解析した小川・藤

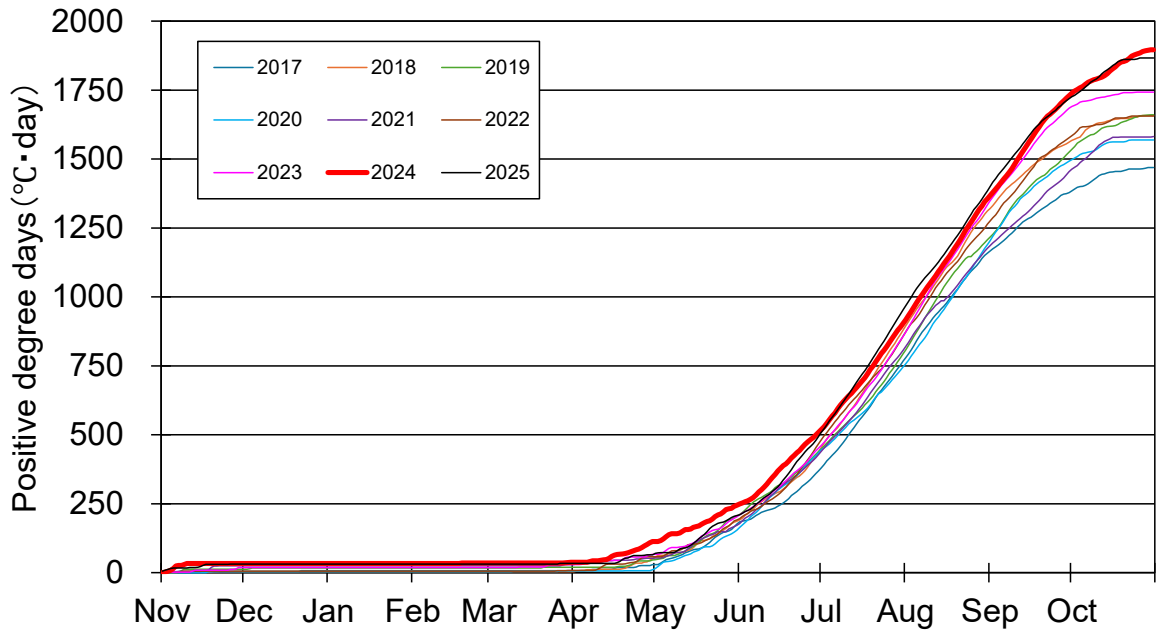


図 8　0℃以上の積算気温の推移（2017 年～2025 年）

原（2024b）が、近年の雪渓規模の減少傾向は涵養量の減少よりも消耗量の増加に起因している可能性を指摘したことと整合的である。本研究では、高頻度の衛星画像で融雪期を通じた面積変化を捉えたことで、2024年の消耗量の増加が春と秋に生じたことを示した。

近年、日本では気温の上昇に伴って真夏日・猛暑日が増加しており（文部科学省・気象庁、2025）、夏のような高温が春や秋にまで及ぶことで、実質的に春と秋の期間が短縮する、いわゆる「二季化」の傾向も指摘されつつある。2024年における千蛇ヶ池雪渓の激しい消耗過程は、こうした広域的な気候変化の傾向が、山岳地の脆弱な雪渓動態に直接的に現れた一例と考えられる。

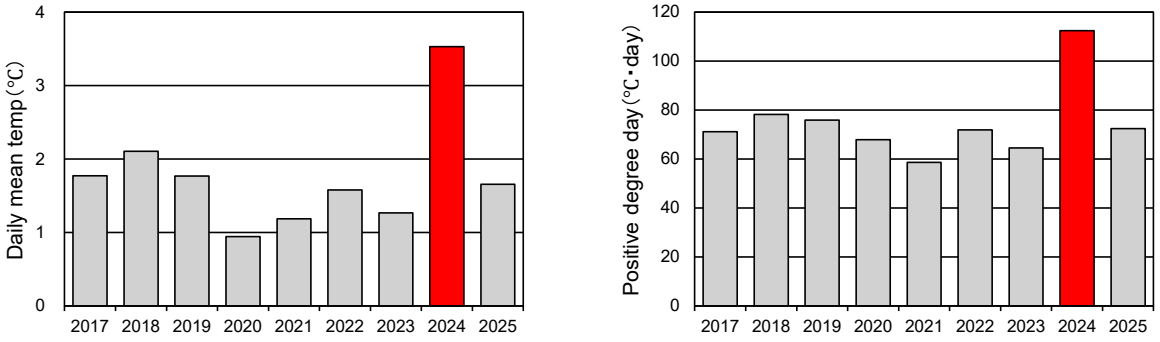


図 9　融雪期初期（4 月 15 日～5 月 15 日）の千蛇ヶ池雪渓における推定日平均気温（左）、0℃以上の積算気温（右）

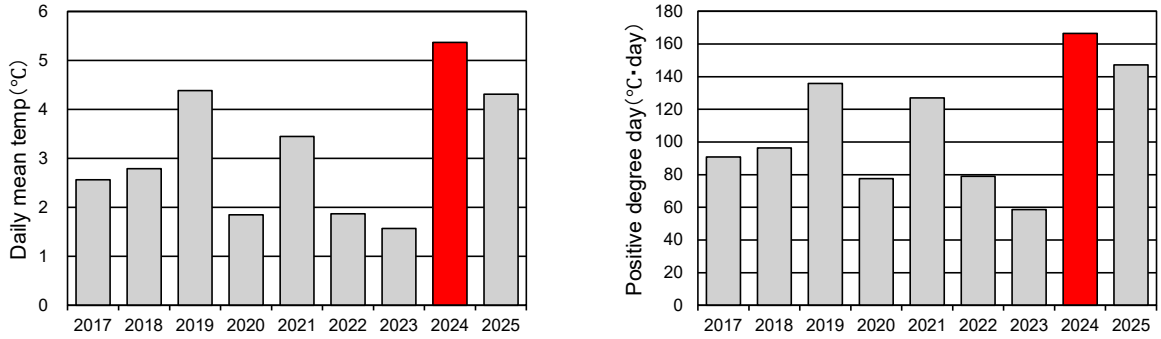


図 10　融雪期末期（10 月 1 日～10 月 31 日）の千蛇ヶ池雪渓における推定日平均気温（左）、0℃以上の積算気温（右）

５．まとめ

地球温暖化などのグローバルな気候変動に対し、高山域の積雪環境は脆弱であり、その動態の把握は水資源予測や生態系保全の観点から重要である。本研究では、日本における温暖・豪雪山地の気候変動を先取りする指標として重要な白山・千蛇ヶ池雪渓を対象に、高頻度観測が可能な光学衛星画像（PlanetScope）と対象地の地形情報を統合した新たな雪

渓抽出手法を構築した。さらに、得られた時系列面積データを用いて、近年の極端な面積縮小をもたらした変動要因を定量的に解析した。本研究によって得られた主な成果と結論は、以下の通りである。

（1）光学センサーの波長制限を補完する、高精度な雪渓自動抽出手法を構築した。毎日観測が可能な衛星は、積雪の連続モニタリングに有効である反面、短波長赤外（SWIR）バンドを持たないため、分光反射特性のみでは雪渓周辺の明るい砂礫地などを雪と誤認するという課題がある。4バンドのみの分類では、砂礫地を雪渓と誤分類し、面積を+235.7%過大に推定した。これに対し本研究では、DEMやDEMから導出した傾斜角・曲率といった、雪渓の堆積環境を反映する地形情報を組み合わせた5次元の特徴量データセットを構築し、機械学習（SVM）を適用した。その結果、周辺の地表物質との誤分類を大幅に低減し、いずれの地形情報を用いた場合も相対誤差±10%以内という、高精度な抽出を行うことができた。これにより、高山域の雪渓の動態を連続的にモニタリングできる衛星解析手法が示された。

（2）本手法を用いて2017年から2025年の雪渓面積の時系列変化を解析し、観測史上最小となった2024年の特異な消耗過程とその要因を明らかにした。気象要素から推定した積雪水量（涵養量の指標）と、消耗を促す熱的条件である積算気温の推移を比較・検証した結果、2024年の記録的な縮小は、冬季の降雪（涵養量）不足によるものではないことが判明した。融雪期初期（4月中旬～5月中旬）と末期（10月）の気温が9か年で最も高く、融雪が早く始まり10月まで続いたことが主な要因と考えられる。この結果は、雪渓の長期的な減少傾向が消耗量の増加に起因する可能性を示した既往の解析（小川・藤原、2024b）とも整合しており、その消耗量の増加が生じる時期を具体的に示したものである。

一方で、本研究にはいくつかの課題も残されている。抽出精度の検証は2024年8月9日の1時期のみに基づいており、他の時期や雪渓規模の異なる年についても検証を重ねる必要がある。また、砂礫に覆われた雪渓や水面下に沈んだ雪渓は光学衛星画像では捉えられないため、融雪期末期の規模が極端に小さい年には、現地観測による補完が不可欠である。さらに、積雪水量の推定は山麓の観測点の気象データに基づく相対的な指標であり、山頂部での気象観測データとの比較によって、涵養量の推定精度を高めることが望まれる。

本手法は、観測データの得にくい他の山岳域の雪渓にも適用できる可能性がある。今後は現地測量と衛星画像による観測を併用し、千蛇ヶ池雪渓のモニタリングを継続する予定である。

謝辞

本研究は、公益財団法人国土地理協会2025年度学術研究助成を受けて実施した。また、雪渓の現地調査やデータの取りまとめには小川弘司氏、野中良馬氏、田中秀亮氏に協力いただいた。さらに、白山観光協会には現地での調査の便宜を図っていただいた。ここに記して、感謝の意を表する。

参考文献

新井　正，関根　清（1973）：日本の山地の残雪の形成に関する研究，地理学評論，46（9），569-592，DOI: 10.4157/grj.46.569.

朝岡良浩，小南裕志，竹内由香里，大丸裕武，田中信行（2007）：衛星観測に基づく積雪水量の広域推定と融雪係数の地域特性，水文・水資源学会誌，20（6），519-529，DOI: 10.3178/jjshwr.20.519.

Dozier, J. (1989): Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper, Remote Sensing of Environment, 28, 9-22, DOI: 10.1016/0034-4257(89)90101-6.

東野外志男（2014）: 新編白山火山，白山の自然誌 34，石川県白山自然保護センター，21p.

樋口敬二（1971）：雪渓の消長に関係ある気候因子の変動，天気，18，469-470.

伊藤文雄（2000）: 白山の雪渓ーとくに千蛇ヶ池雪渓について（前編），はくさん，28（2），2-4.

伊藤仁夫（1970）: 白山の四季 伊藤仁夫遺作写真集，木耳社，127p.

梶川正弘，井岡利夫，大谷直樹，小野鉱二，鎌田武美，軽部和夫，後藤　博，斎藤　巧，佐々木　厚，佐々木忠治，佐藤正史，鈴木　弘，高橋直文，高橋洋二，武田英文（1990）：鳥海山北東斜面における雪渓規模の変動，雪氷，52（4），275-281，DOI: 10.5331/seppyo.52.275.

松岡春樹，伊藤文雄，杉森正義（1979）：白山千蛇ヶ池雪渓の位置・形態・質量収支・融雪過程について，雪氷，41（3），171-180，DOI: 10.5331/seppyo.41.171.

文部科学省，気象庁（2025）: 日本の気候変動 2025―大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書―，86p.

守屋以智雄（1984）: 白山の火山地形，金沢大学文学部地理学報告，1，130-138.

Mountrakis, G., Im, J. and Ogole, C. (2011): Support vector machines in remote sensing: A review, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 66(3), 247-259, DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2010.11.001.

小川弘司（2018）: 歴史史料から見た白山千蛇ヶ池雪渓，石川県白山自然保護センター研究報告，44，11-15.

小川弘司，藤原洋一（2024a）: 白山・千蛇ヶ池雪渓の長期変動，2023 年度手取川環境総合調査，北國新聞社，9-20.

小川弘司，藤原洋一（2024b）: 白山・千蛇ヶ池雪渓の長期変動解析，水文・水資源学会誌，37（2），125-141.

小川弘司，藤原洋一（2025a）: 白山・千蛇ヶ池雪渓の長期変動 その 2，2024 年度手取川環境総合調査，北國新聞社，21-29.

小川弘司，藤原洋一（2025b）: 過去最少となった白山・千蛇ヶ池雪渓，雪氷北信越，45，37.

小川弘司，岩佐海杜，藤原洋一（2023）: 白山・千蛇ヶ池雪渓における 3 夏期間の雪面熱収支特性，雪氷，85（2），115-131.

小熊宏之，井手玲子，雨谷教弘，浜田　崇（2019）: 定点カメラ観測ネットワークによる高山帯の消雪と植生フェノロジーのモニタリング，地学雑誌，128，93-104，DOI: 10.5026/jgeography.128.93.

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（5），271-289，DOI: 10.3178/jjshwr.25.271.

島村雄一，泉　岳樹，松山　洋（2005）: スノーサーベイとリモートセンシングに基づく山

地積雪水資源量の推定, 水文・水資源学会誌, 18(4), 411-423, DOI: 10.3178/jjshwr.18.411.
鈴木啓助（2017）: 山岳渓流における近年の流出高変動，日本水文科学会誌，47（2），87-96，DOI: 10.4145/jahs.47.87.
鈴木啓助（2019）: わが国の山岳地域における最近の水文学研究，地下水学会誌，61，207-215，DOI: 10.5917/jagh.61.207.
Watson, A., Davison, R. W. and French, D. D. (1994): Summer snow patches and climate in Northeast Scotland, U.K., Arctic and Alpine Research, 26(2), 141-151, DOI: 10.1080/00040851.1994.12003050.
山田知充，河島克久（2005）: 山地積雪，日本雪氷学会監修 : 雪と氷の事典，朝倉書店，122-129.