

飯豊・朝日山地の地形

—東北地方の「多雪の極」の自然特性—

下川 和夫

はじめに

東北地方には脊梁の奥羽山脈と、その東側に北上～阿武隈山地、西側には出羽丘陵～越後山脈の3列の山地が南北方向に並走している。これらの山地列の走向は、冬季の季節風に対して直交しているため、各山地列間で積雪深の差が著しい^{*1}。残雪や斜面積雪の移動は地形形成作用として働き、寡雪地帯とは異なった地形を形成する。したがって東北地方の地形を東西方向でみた場合、積雪の多寡という環境傾度を反映し、際立った違いがみられる(下川、1988)。

本稿では東北地方の「多雪の極」ともいえる越後山脈北部、飯豊・朝日山地の地形について、過去の研究を整理し、わが国の代表的な多雪山地の地形特性を明らかにする。とくに最終氷期から後氷期にかけての気候変動によって生じた地形形成作用の変化と、その結果形成された新旧の地形が交錯する山地地形の成り立ちを明らかにするとともに、今後の地形研究の展望を述べることにする。

I 地質と地形の概要

志賀重昂は『日本風景論』(明治27年)のなかで、朝日山地と大鳥池について「越後三面川の上流に峭立す、嶽の北麓なる大鳥池は蓋し舊火口なり」と述べ、大鳥池を火口湖となした。大鳥池の成因については、その後氷河湖、断層運動による陥没湖など諸説が出されたが、地滑りによる堰止湖説に落ち着いたようだ(安斎、1928)。また飯豊山について重昂は「山頂は花崗岩なるも麓は大半火山岩なりとす」と記し、火山活動を示唆している。たしかに飯豊山麓には火



写真1：蔵王山からみた朝日山地

98年5月5日撮影

手前の最上川の谷(長井盆地)から葉山断層によって1000mも隆起した長大な山脈である。隆起準平原面と考えられる約1600mの定高性をもった山稜から大朝日岳や以東岳が抜きん出ている。標高1000m(残雪の下限に近い高度)以上の稜線の南北延長は47kmに達する。

山岩が分布するが、いずれも第三紀の古い火山噴出物であり、火山地形は残されていない。そのほかにも魚沼駒ヶ岳や御神楽岳など越後山脈の非火山を火山として記載している。重昂は地理学者ではあったが、山地のフィールドワークはほとんど行なっていない(志賀ほか、1977)。重昂自身が「名山とは火山の別称なり」と言い切っているように、彼の「火山びいき、や、火山の密集する東北地方に両山地が位置していることからくる先入観が作用したのかもしれない。山地の情報に乏しかった時代背景を斟酌すると無理もないのであるが、重昂の予見に反し、両山地は東北地方内帯では最も高く広大な非火山性山地である。

両山地の山地上部は、中生代末期の白亜紀に進入した花崗岩類に広く占められ、一部が古生層(低山部は中生層)で構成されている。古生界と中生界からなる先第三系が山地の高い高度帯、つまり山地



の核心部を形成する一方、グリーンタフ(緑色凝灰岩)に属する新第三系がそれを取り巻くように山麓地帯に分布する。両者間には明瞭な高度差があるので、大観すれば「第三系の海に浮かぶ先第三系の島」のように見える。

飯豊・朝日山地には、ともに北西－南東、北東－南西方向の地性線が卓越している。朝日山地では以東岳から朝日岳、御影森山にいたる主稜線や、八久和川、大鳥川などの主要な谷は北西－南東方向である。支稜線は主稜線に直交するように肋骨状に派生しており、北東－南西方向が卓越する。飯豊山地では三国岳～飯豊本山、御西岳～杖差岳の主稜線が北西－南東に走り、飯豊川、実川上流などのような主要な水系は、それと直交するように北東－南西方向の流路をとっている。両山地の主稜線や主水系を支配する方向性は、東北

地方の先第三系に卓越する北西—北北西方向の構造(勘米良ほか編、1980)と調和的である。

両山地は第四紀になって急激な隆起運動をこうむってきた(第四紀地殻変動研究グループ、1968)。山地の隆起にともなって加速する河川の激しい侵食作用を受け、とくに谷の上流部では下刻が急速に進んできた。その結果、急峻な山腹斜面は谷底まで削ぎ落とされ、典型的なV字谷が各所に掘り込まれている。深く険悪な峡谷のなかには、飯豊山地の加治川や胎内川、朝日山地の三面川、大鳥川などの上流部などのように、遡行が困難な溪流も多い。険しい谷壁斜面や深い谷地形とは対照的に、斜面上部や稜線部には開析の進んでいない小起伏面や平坦面^{*2}が残されており、丸みを帯びた重量感あふれる山容は、飯豊・朝日山地の個性のひとつとなっている。

このように地質だけでなく地形的にも類似性が多いので、飯豊と朝日山地は兄弟にたとえられる。両山地を比較すると、最高峰は朝日山地で大朝日岳の1870.3mにたいし、飯豊山地では大日岳の2128mである。偽高山帯^{*3}の広がりも、朝日山地の約15km²にたいし、飯豊山地ではその3.5倍の約52km²とはるかに広大である。しかし標高1000mをこえる稜線の延長は、朝日山地で南北方向に47kmに達するが、飯豊山地では西北西—東南東方向に33kmと朝日山地の7割でしかない(写真1)。つまり標高や偽高山帯の広がりでは飯豊山地の方が数段勝っているが、山地の連続性では朝日山地が飯豊山地を凌いでいる。したがって両山地の関係は「顔つきは似ているが体型の異なる兄弟」というところであろう。

II 積雪環境と地形

大正11年に朝日山地を初めて縦走した安齋徹は、その著書『樹氷』(安齋、1941)のなかで、「・・・朝日の地形が雪に関して特色を深めて行く事実を認め得るなら、この山への登高などは実に意義あるものになるであろう」と述べ、非対称山稜や雪窪の例をあげながら朝日山地の地形の成因が積雪と密接に関係していることを強調した。

飯豊・朝日山地の地形

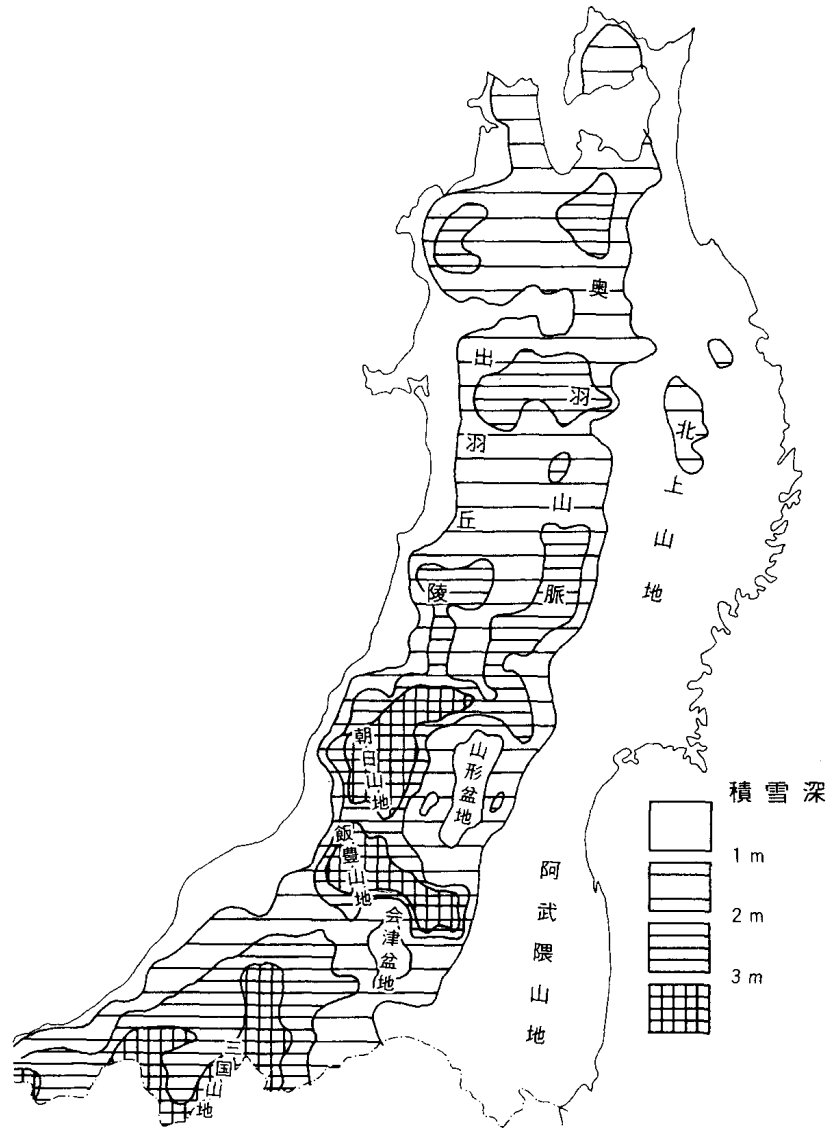


図1 東北地方の最大積雪深の分布

東北地方の積雪分布は、日本海からの距離と山地高度の2つの地理的因子との関係が深い。とくに脊梁をなす奥羽山脈は、冬季の気候区界となっており、この線を境に積雪深の差が大きい。

小島(1975)、下川(1982)を合成・編集した。

1970年代以降、おもに飯豊山地において野外実験をともなった地形学的研究が実施されるようになると、両山地の地形的特徴が積雪の作用を抜きには語れないことがはっきりしてきた。

秋田県の出羽丘陵から新潟県の越後山脈にいたる日本海側山地列のうち、越後山脈は2000m前後の標高をもった東北有数の高山地帯であり、東北地方の最深積雪地帯となっている。本稿で対象とする越後山地北部の飯豊・朝日山地は、冬季間の降水量が800mm以上に達し、最大積雪深3mをこえるわが国の代表的多雪地域の一角を占めている(図1)。

多雪な環境にくわえ、世界一といわれる強風地帯(小泉、1984)であるため、冬季の季節風による吹き払い、吹き溜め効果によって生じる積雪の不均等な分布は、稜線の両側斜面における地形形成作用の違いを生み出す。吹き溜まり雪が形成される風下側の稜線直下には、残雪が盛夏以降まで残され、残雪の直接・間接的削剝作用が卓越して雪窪(残雪凹地)が形成されている。それに対し、積雪が吹き払われる風上側では冬季でも積雪が浅く、春先でも地表があらわれている。そこではフロスト・クリープ(frost creep)やジェリフラクション(gelifluction)^{*5}などの周氷河作用が働いて周氷河性平滑斜面(後述)が広がっている。そのため両山地の稜線部は、非対称山稜となっている部分が多い。

一方、侵食の進んだ急峻な谷壁斜面では雪崩が頻発する。全層雪崩は森林を破壊するだけでなく、表層物質を剥ぎ取り、堅牢な岩盤をも削剝する。雪崩の侵食作用が強く働く谷壁斜面には、アバランチ・シュートや筋状地形などの雪崩地形^{*6}が形成されている。

このように積雪の地形形成作用－雪食作用^{*7}の多様性と普遍性が、両山地の地形を特徴づける大きな要素となっており、雪食地形の発達がよいという点で、両山地は日本を代表する山地といえる。

1 雪窪

東北地方では月山、鳥海山、八甲田山などの火山で雪窪の発達が

顕著である。これらの火山は、いずれも火山体の形成時期が新しいため緩傾斜な火山原面が残されており、それが多量の雪を捉える器として機能するため、雪窪の形成には恰好の地形となっている。飯豊・朝日山地は非火山性山地にもかかわらず、多くの雪窪が分布している点で、東北唯一の山地である。雪窪の発達が良いのは、第一に東北地方でもっとも多雪であること、第二に両山地の主稜線を中心として侵食小起伏面や、それが周氷河作用でさらに平滑化された周氷河性平滑斜面が広がっており、火山原面と同じく、そこが雪を蓄積する器として機能しているからである。

風上側の凹凸の少ない平滑斜面では、強風による雪の吹き払いが起りやすく、積雪の再移動が容易である。また風下側の小起伏な緩斜面には、強風によって吹送された雪が吹き溜まりを形成しやすい。さらに緩傾斜面では、雪崩やグライド(glide：底面滑り)^{*8}など、積雪の崩落や移動が起りにくいので、積雪が長期にわたり滞留しやすい。このような地形的特性が雪窪形成に好条件を提供している。

飯豊・朝日山地に発達する雪窪の大半は、稜線の南東側を中心に南から東側から形成されていて(図2、3)、方位分布に大きな偏りがある。雪窪分布の方位的な偏りは、次節で述べる非対称山稜形成の主因となっている。

典型的な雪窪が連続して発達する場所のひとつが、飯豊山地の飯豊山から御西岳にいたる稜線の南側斜面である。山中(1979、1980、1983)は、これらの雪窪の形態を記載し、残雪分布と植生や土壌の分布との相互関係を検討し、さらに雪窪内に働く地形形成作用を明らかにしている。その結果によれば、雪窪に働く地形形成作用には、残雪のグライドによる基盤岩の破碎と運搬や、雨水や融雪水の洗浄やガリー侵食などの侵食・運搬作用、フロスト・クリープやジェリフラクション、小規模な崩壊や土石流などのマス・ムーブメント(mass movement)など、多種の削剝作用が認められている。しかし、多くの雪窪内部には泥炭層や土壌層が形成されていることから、現在は雪窪に働く削剝作用は微弱であるとみられる。また雪窪のいく

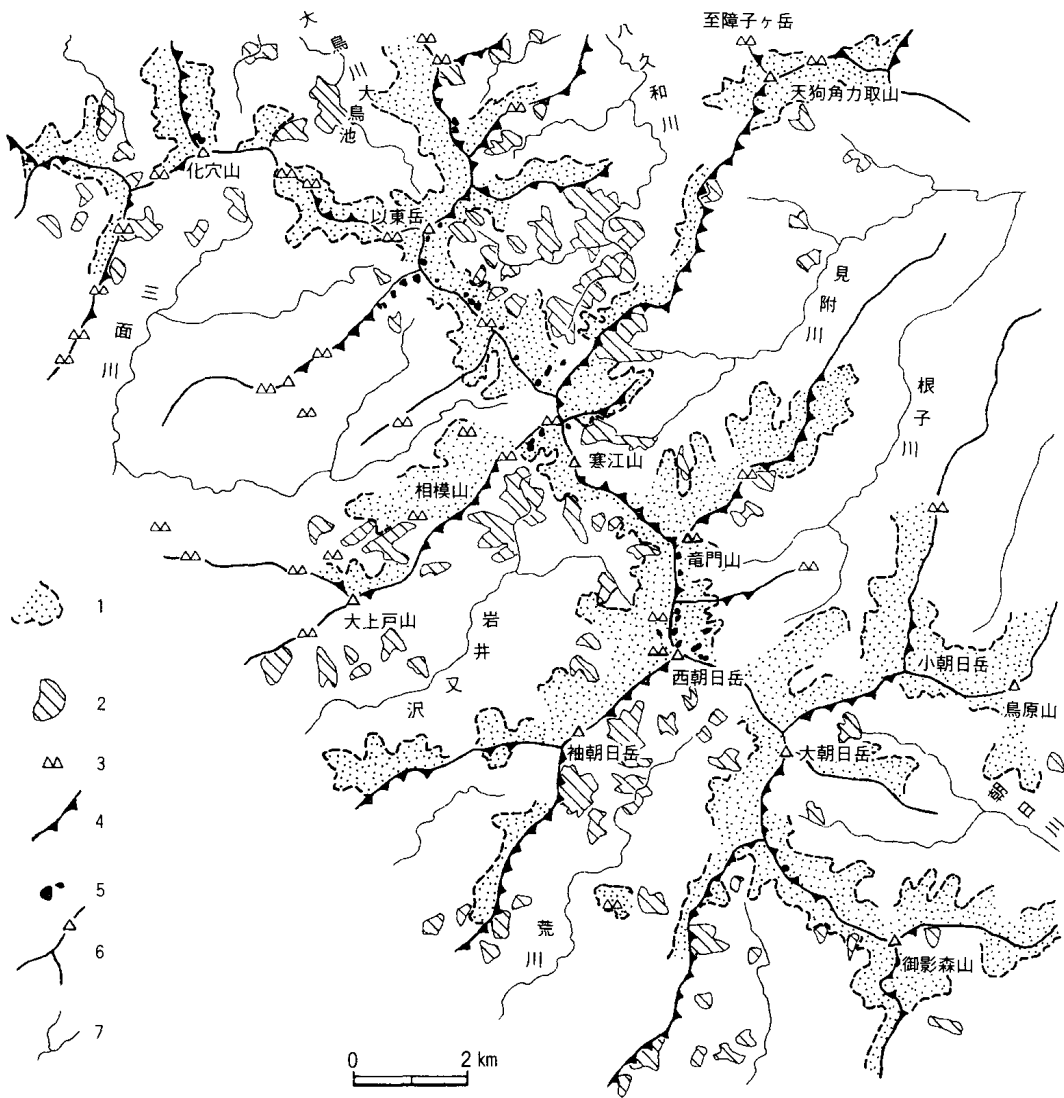


図2 朝日山地の地形分布図

2万分の1空中写真の判読による。

- | | | |
|------------------|----------|--------------|
| 1 : 周氷河性平滑斜面(推定) | 2 : 雪崩地形 | 3 : 二重山稜 |
| 4 : 非対称山稜 | 5 : 雪窪 | 6 : おもな山頂と稜線 |
| | | 7 : おもな水系 |

つかは、下方から延びるガリーに開析されているので、むしろ破壊に向かいつつある化石地形と考えられる。化石化した雪窪は、平標山(小林、1966、小泉ほか、1984など)、白馬岳(高山地形研究グループ、1978)など、他の山地でも多数例が報告されており、それらは現在とは異なる地形形成環境下で形成されたものとみられている。

雪窪の形成とその破壊の過程は、雪窪内部や周縁部に堆積した泥炭層、黒泥層をもとに論議されてきた。中山(1979)は、飯豊山地の

飯豊・朝日山地の地形

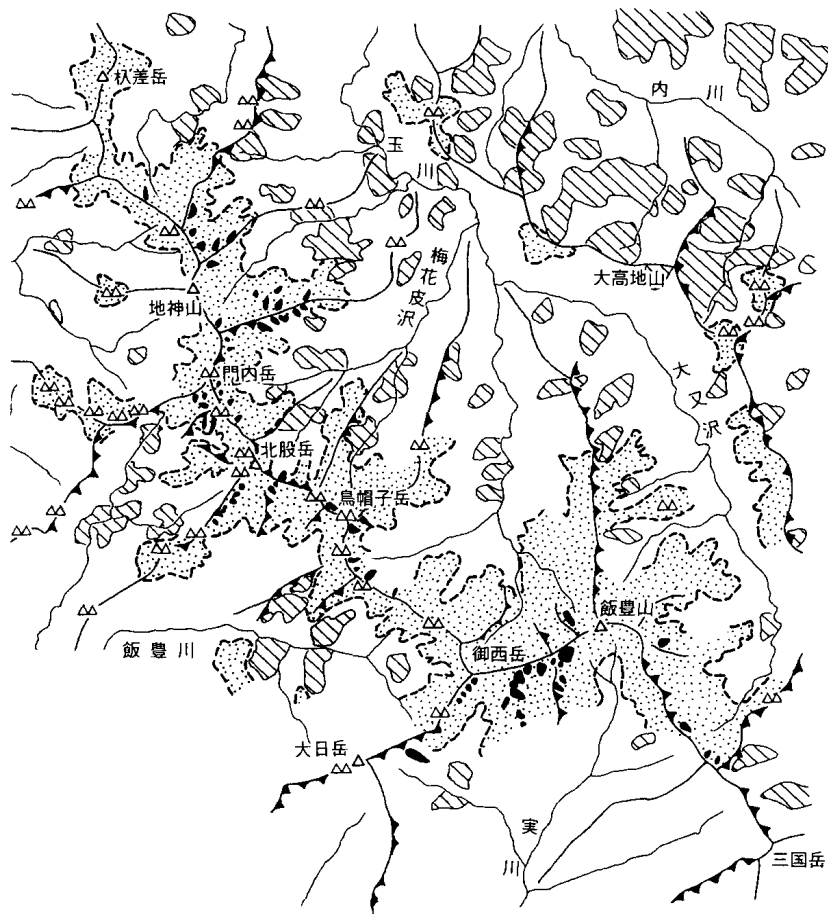


図3 飯豊山地の地形分布図

二重山稜、雪窪、非対称山稜は桧垣(1977)による。また雪崩地形と周氷河性平滑斜面の分布は、2万分の1空中写真の判読によった。縮尺、凡例は図2に同じ。

雪窪の形成年代を後氷期の前半以前と推定したが、その形成時期と当時の地形形成環境についての確証は与えられていない。小泉(1982)の観察にあるように、日本各地の遺物化した雪窪のなかには、それを一段と深くえぐるように新たに形成された深い凹地形がみられることがある。そのような二重構造をもつ雪窪の存在は、地形形成環境の変化や雪窪形成の履歴を知るうえで示唆に富むものである。

2 周氷河性平滑斜面

周氷河性平滑斜面は、寒冷な環境下で進行する凍結破碎作用による礫の生産と、凍結融解の繰り返しで生じる物質移動(フロスト・クリープやジェリフラクション)によって形成される。このような周氷河作用をうけると、突出した部分では強い風化作用が働いて地形的に低下し、凹部では風化物質による埋積がおこる。つまり周氷河環境における面的削剝作用は、斜面の凹凸をならすように進行するので、斜面は起伏が小さくなる方向に地形変化する。このような成因をもつ周氷河性平滑斜面は、水平方向に凹凸が乏しく、縦断方向に凸型の斜面となる。丸みを帯びた山稜部分と、滑らかな上部山腹斜面からなる女性的な山容は、飯豊・朝日山地の山地上部の際立った地形的特徴である(図2、3)。

周氷河性平滑斜面は、木曾山脈(小泉・柳町、1982)、秩父山地(清水、1983)、三国山脈(高田、1986)などから相次いで報告されており、最終氷期の周氷河作用が西南日本をのぞく山地の各所で活発に働いていたことが知られるようになった。

飯豊山地における現成の周氷河現象は、飯豊本山から種蒔山間や地神北峰で条線砂礫(縞状土)が、北股岳東方尾根などには環状砂礫(円形土、多角形土)が、また大石山付近などで砂礫階段(階状土)などが知られている(米地ほか、1970)。しかし、それらは吹き払いの起こりやすい稜線部や風上側斜面上部で、山頂現象的に現われているにすぎない。朝日山地でも条線砂礫、環状砂礫、砂礫階段などの周氷河現象が報告されている(米地、1964)が、飯豊山地と同様に分布は局所的である。

ササやハイマツなど密な植生におおわれた平滑斜面は、その表層部分がマトリックスに乏しい角礫層で構成されており、長軸を最大傾斜方向に向けた礫のオリエンテーションから、それらが周氷河作用によって形成されたことがわかる。現在の気候環境下では周氷河作用は不活発か停止していることから、それらは最終氷期の寒冷・寡雪な環境下で形成された周氷河性平滑斜面の遺物、つまり化石周

飯豊・朝日山地の地形

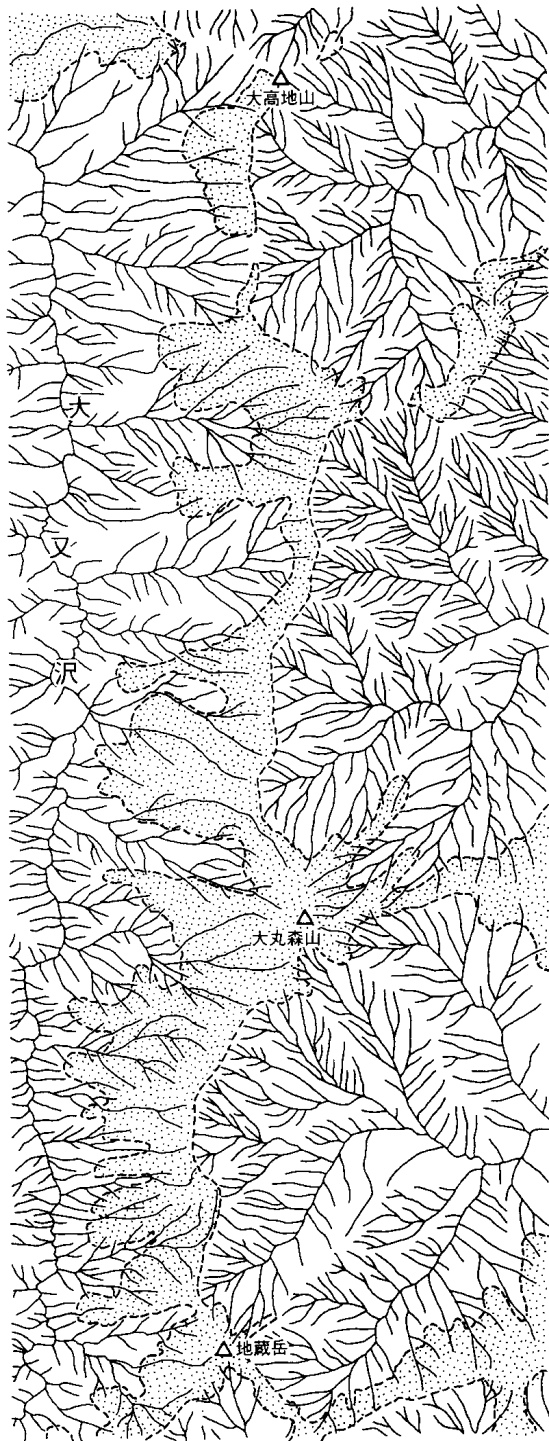


図4 大又沢右岸、大高地山付近の
水系図

2.5万分の1地形図「飯豊山」「岩倉」の等高線から読み取ることができるすべての谷をトレースした。

稜線の風上側にあたる西側斜面には、水系の発達しない平滑な化石周氷河斜面が残されている。一方、風下側に相当する東側斜面では、水系が稜線近くまで谷頭をのぼして凹型斜面を形成しており、稜線をはさんだ谷密度の差は大きい。方位によって化石周氷河斜面の形成と、その後の開析の程度に違いが認められる。

氷河斜面と考えられる(檜垣、1977)。西城・小松原(1988)は、朝日山地では化石周氷河斜面を構成する礫層の直上から5千数百年前に降下した吾妻火山灰(Az)を見いだしている。これは最終氷期に活発だった周氷河平滑斜面の形成が、少なくとも後氷期の5～6千年前には終了していたことを示している。

化石周氷河斜面では、礫層が透水性をもつため表流水が生じにくく、流水による開析が進みにくい。とくに風上側斜面では、現在の多雪な気候環境下でも積雪が浅く、融雪水の侵食作用は微弱で平滑斜面の保存はよい。それに対し風下側の稜線直下では、吹き溜まり雪が生じやすいため、残雪が供給する豊富な融雪水によるガリー侵食が盛んで、平滑斜面の地形変化が進んでいる。また風上、風下斜面を問わず、平滑斜面の下部は後氷期に旺盛になった河谷の谷頭侵食によって下方からガリー侵食をうけたり、山崩れや地滑りなどの崩壊によって蚕食されてつつあり、侵食前線が傾斜変換線や斜面形の変換線として空中写真で追跡できる場合が多い。

化石周氷河斜面の垂直的な広がり、過去の周氷河帯を示している。空中写真の判読で得られた化石周氷河斜面の分布(図2、3)から、その下限高度は飯豊山地で1300～1400m、朝日山地で1100～1200m前後であったと推定される。飯豊山地では、局所的には標高1000m前後まで低下していたらしい。たとえば玉川上流、大又沢右岸の大高地山(1217.9m)の南方稜線の標高1000m付近では、風上側にあたる西側斜面が、ブナ林に覆われた開析の進んでいない平滑な斜面となっており、その地形の特徴から化石周氷河斜面とみられる(図4)。

3 非対称山稜

わが国で最初に非対称山稜の成因が議論された飛驒山脈の後立山連峰では、雪食作用を重視する立場(小林、1956)と組織地形とする見方(金子、1956)があった。おそらく断層地形や地質構造を素因とし、それに両側斜面に働く地形形成作用の差異という気候地形的条

件が非対称を強調したもので、両作用が複合して形成された、と考えるのが妥当であろう。地質構造や構造運動、あるいは稜線をはさんだ両側の谷の下方侵食の程度の差などを要因として生じたとみられる非対称山稜は、朝日山地の西朝日岳～袖朝日岳、大朝日岳～小朝日岳や障子ヶ岳付近などに発達するが、むしろ稜線を境にした地形形成作用の相違によって生じた斜面形の違いが非対称山稜をつくりだしている場合が多い。

米地ほか(1970)は、非対称山稜を雪田侵食型と崩雪(雪崩)侵食型にわけ、その成因を雪食作用に帰している。しかし急斜面は雪崩発生の原因ではあっても雪崩侵食の結果とは考えられないので、崩雪(雪崩)侵食は非対称山稜の成因にはなりえない。両山地の非対称山稜の多くは、米地ほか(1970)に従えば雪田侵食型であり、稜線をはさんだ積雪の不均等な分布で生じた地形形成作用の違いを成因とした地形である。つまり稜線をはさんで風背側の多雪斜面には残雪の作用が卓越して雪窪やグライド斜面が、風衝側の寡雪斜面には周氷河作用が働いて周氷河性平滑斜面が形成される。その結果、風下側にあたる東～南東側が相対的に急傾斜な凹型斜面、風上側にあたる西側と北西側では緩やかな凸型斜面となり、傾斜と縦断面形が異なる斜面が対峙した非対称山稜が形成される。

飯豊山地では門内岳付近や北股岳～烏帽子岳間(図3)、朝日山地では以東岳～北寒河江山や竜門山～西朝日岳にその典型が見られる(図2)。非対称山稜は、風上側のハイマツやササの群落にたいし風下側の雪田植生という植生景観の非対称性に強調され、稜線付近の景観の非対称性を際立たせる地形要素となっている。

4 雪崩地形

山頂部に小起伏緩斜面が発達し、さらに稜線から山腹斜面上部にかけて化石周氷河性斜面の発達する飯豊・朝日山地では、一部の非対称山稜の風下側をのぞいて、山稜部から雪崩が発生する例は多くない。したがって主稜線部における雪崩地形の発達はよくない。一

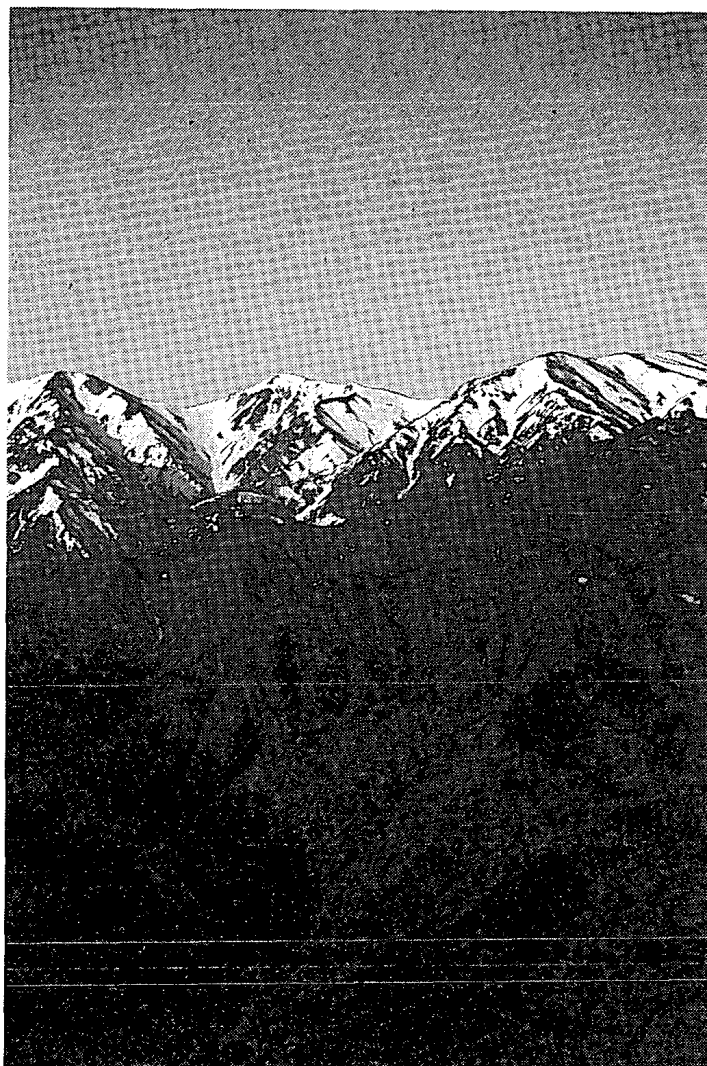


写真2：北東山麓、樽口峠からのぞむ飯豊山地

98年5月5日撮影

前景は新第三紀中新世の小玉川層（凝灰角礫岩、砂質凝灰岩）とそれを貫く流紋岩で構成された1000m前後の山地で、雪崩地形が発達する。鋭く尖った稜線と直線的な山腹斜面で構成される地形は、稜線沿いに並ぶ針葉樹に縁取られ、特異な景観を見せている。

雪崩地形の発達する山麓部に対し、遠景の主稜線部分はどっしりとした重量感のある山容をみせる。その境界は高度1400m付近である。

中央やや左が梅花皮沢、その右は北股岳(2024.9m)。

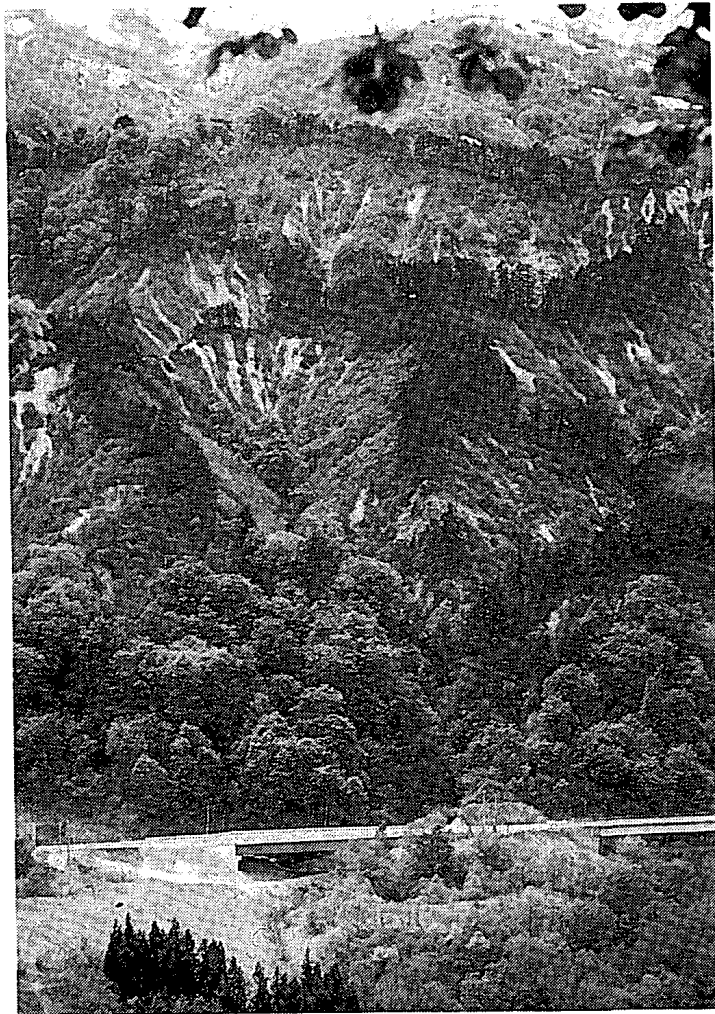
方、山腹以下では河川の下方侵食が進んでV字谷が発達しており、その谷壁斜面では雪崩の発生が頻繁である。したがって山腹から山麓部の低標高部分に雪崩地形が発達する傾向にある(図2、3)。このように地形条件が雪崩地形の高度分布を規定しているが、それをさらに際立たせている要因が地質である。

飯豊山地では、山地を取り囲むように低山帯に第三紀層が分布しており、この部分で雪崩地形の分布が密である。とくに雪崩地形の発達が顕著な場所として、東側山麓を北流する玉川の右岸地域があげられる。この一帯は新第三紀の凝灰岩と流紋岩で構成される(神保ほか、1970)標高1000m前後の山地である(写真2)。ここでは40度よりも緩やかな斜面に限ってブナの高木林が発達し、ミヤマナラ

写真3 朝日山地北縁、寒河江川沿いに発達する雪崩斜面

98年5月5日撮影

低標高の山地では単位斜面が短かいため破壊的な雪崩は発生しないが、小規模な全層雪崩やグライドの侵食と流水のガリー侵食が競合し、筋状地形が形成される。



を中心とする低木林は、逆に30度より急な斜面を覆っている(小島ほか、1997)。35度より急な斜面では岩盤が剝出しになっている場合も多い。傾斜によって変わる植生分布は、雪崩の破壊力やグライドで生じる雪圧の強弱を反映したもので、越後山脈の各所で見られる森林景観である(下川、1983)。

基盤岩の露出した斜面や低木斜面にはアバランチ・シュートや筋状地形^{*9}が発達しており、^{かん}鉋をかけたような平滑な斜面や、^{のみ}丸鑿を当てたような窪みの走り下る直線的な斜面が稜線を両側から切り合い、鋭い稜線をつくり出している。痩せた尾根筋にはブナやキタゴヨウなどが列状、帯状に並んでおり、斜面はバリカンで刈り上げたように低・かん木だけしかみられない特異な植生分布となってい

る。直線的な斜面、尖鋭な尾根、尾根筋の高木で構成された景観は、雪国独特のものである(写真3)。

飯豊・朝日山地のように、わが国では雪崩地形の卓越する高度帯が高山ではなく中～低山である場合が多い(下川、1980a)が、これは山地を構成する地質の新旧と関係するらしい。つまり中～低山は、一般的に新しい時代の地質に構成されることが多いが、新しい地質は固結度が低く、風化や侵食に対する抵抗性が小さいので、地形変化が急速に進みやすい。また雪崩には常習性があるため雪崩の物理的破壊作用は植生の回復を阻止し、地形変化を継続させる効果をもっている。地質の違いが雪崩地形の形成を左右している事実は、只見川上流域、森吉山東麓、天塩山地など各地の山地で認められている(下川、1980a、1988、1998)。

Ⅲ その他の地形

1 線状凹地

線状凹地は重力による物質移動や侵食できる地形とは異なり、小崖地形が山稜方向を向く特殊な地形であるため目立つ存在である。線状凹地は、その凹みに注目すると「舟窪」とか「線的凹地」(相馬、1974)、高まりに注目して「二重山稜」(小林、1955)、崖を基準に「小崖地形」(清水ほか、1980)などと、さまざまな呼称が与えられ成因が議論されてきた。形成される場所が稜線上に限らず、山腹を横切る場合や斜面上方に小崖を向ける凹地もあるため、最近では線状凹地と呼ばれることが多い。

飯豊山地の門内の池、亮平の池など、稜線部に散在する池の多くは線状凹地に位置し、恰好のキャンプ地を提供している。朝日山地では、主稜線上の竜門山～西朝日岳間、寒江山～北寒江山間、以東岳～狐穴間などに線状凹地が発達する。支稜線の障子岳～天狗角力取山間の障子池や北寒江山～相模山間の善六池などは、線状凹地のなかに形成された池である。

飯豊山地の46カ所の線状凹地を調べた檜垣(1977)は、それらの延

びる方向が稜線の走向に一致するものの、断層や地質構造との関係は明瞭でないことから、寒冷気候下における凍結破碎礫の生産が重要な成因と予想した。この考え方は小林(1956)の周氷河作用との関連を重視する説を踏襲するものである。米地(1964)や米地ほか(1970)も飯豊山地の線状凹地の成因を残雪の作用と考え、朝日山地では残雪や破碎帯、前輪廻の谷地形などとの関連を想定している。しかし凍結破碎作用や雪食作用で凹地が変形を受けることは確かであるが、もとの凹地形が残雪の作用や周氷河作用でできるとは考えられない。

なお飯豊・朝日山地の線状凹地は植生におおわれたり、泥炭の形成、砂層の堆積が進んでいる場合が多い。また凹地から排水される水流によって、V字に掘り込まれている線状凹地も知られている。しかしこのような線状凹地は、凹地形を強調する方向に地形変化が進んでいることは確かではあるものの、働いている作用そのものは凹地を形成した作用とは別物である。多くの線状凹地が、現在の環境下ではその形成が停止しており、埋積過程か破壊の段階にある。

近年、北アルプスにおける調査から、その成因は地滑りや重力性断層(清水ほか、1980)、ないし広域的な応力場に支配されて生じたテクトニックな活断層(相馬、1974、上本、1978など)と考えられるようになってきている。しかし飯豊・朝日山地では新期のテクトニックな運動に関係するような事実は知られていない。両山地の線状凹地の走向の多くは、山麓部に発達する断層地形、大局的には東北地方に卓越する構造線方向と調和的である。線状凹地が単一の成因をもつとは限らないが、飯豊・朝日山地でも気候地形的な考え方を離れた成因論を展開する必要がある。

2 氷河地形の可能性

1930年代の「氷河論争期」に小檜山(1933)は、飯豊山地の三国山でカール状の地形や岩盤上の擦痕を報告し氷河作用を示唆して以来、飯豊山地の氷河地形の存否は多くの関心を集めてきたが、未解

決のままである。

飯豊山地の御西岳南面の多くの雪窪を抱く凹地は、その規模の大きさから圏谷(カール)の可能性がある。しかし現段階では氷河堆積物は認められておらず、氷河地形とする積極的な証拠はない(中山、1979)。また五百沢(1974)が指摘した飯豊本山北東方の「秋田ノゾミの平」の地形は、氷食以外の成因では説明できにくい。また御西岳北面も、その地形から氷食を受けた可能性がきわめて高い。梅花皮沢では切断山脚をもつ谷地形や擦痕礫、羊群岩状地形など(米地、1970)やテイルらしき堆積物が観察されているが、今のところ決定的な証拠は見つかっていない。

両山地は氷期にも雪線高度には達しなかったと推定されているが、わが国の最多雪地帯であることにくわえ世界有数の強風地帯であり、膨大な吹き溜まり雪が形成される条件下にあることを考えれば圏谷氷河が、また急峻な斜面と深い谷が発達する地形条件からは、雪崩涵養型の氷河が形成されたのは確実ではないかと考えられる。今後の調査が待たれる。

IV 研究の展望

飯豊・朝日山地の地形を特徴づける雪窪、周氷河性平滑斜面、非対称山稜は、すべて過去の異なった地形形成環境下で形成され、現在はその地形が破壊に向かいつつある地形である点で、共通の性格をもっている。また二重山稜の多くは埋積されつつあり、破壊過程にある場合が多い。

このような地形の地形形成環境を知り、地形形成期について時間軸を挿入するためには、山中(1979)や西城・小松原(1988)の報告した吾妻火山灰(Az)や喜界アカホヤ火山灰(K-Ah)テフラが鍵となろう。飯豊山地の雪窪で山中(1979)が報告した細粒白色ガラス質火山灰は、その後、西城・小松原(1988)によって吾妻火山灰(5千数百年前)と同定され、同時に吾妻火山灰の直下に喜界アカホヤ火山灰も見いだされている。飯豊山地は喜界アカホヤ火山灰分布の北限

にあたっており、条件のよいところでしか見いだせないが、吾妻火山灰は飯豊・朝日山地の稜線上に広く分布していることが知られており、両山地における晩氷期から完新世にかけての環境変遷や、地形形成を知るうえで重要な指標テフラになるものと期待される。とくに後氷期の環境変遷、とりわけ多雪化にともなう地形形成環境の変化と雪窪や平滑斜面、非対称山稜の形成時期、破壊過程など、地形形成に関する時間情報を得られる鍵層として注目される。

注

- * 1 : 東北地方の積雪分布は、その地点から日本海までの距離と海拔高度の2つの地理的因子に大きく規定されている。海拔高度と積雪深は比例関係にあり、東北地方では高度による積雪増加率は30~50cm/100mである(小島、1975)。また降水をもたらす冬の季節風の風向が北西であるため、一般に西側山地で積雪は多く、東側に向かって減少する傾向が顕著である。
- * 2 : 米地(1964)や米地ら(1970)によれば、飯豊・朝日山地には何段かの高位平坦面が分布する。飯豊山地では夜蚊取屋山面(900~1100m)、二王子山面(1200~1600m)、飯豊山面(1800~2100m)の3面が知られる。朝日山地では標高1600m前後の高位平坦面が存在し、大朝日岳など1800m以上の高峰は、高位平坦面から突出したモナドノック(残丘)と推定されている。そのほか天狗角力取場から北の稜線や鳥原山付近には1200~1400m面、葉山付近には1200m面が認められる。それらは前輪廻の準平原遺物であり、断層運動や差別侵食によって高度差が生じたものと解釈されている。
- * 3 : 温度条件だけからみれば針葉樹林となるべき亜高山帯が、多雪型の落葉低木やササに置き替わっている植生帯のこと。一見すると高山帯の景観に類似することから偽高山帯とよばれる。飯豊・朝日山地の偽高山帯は、おおよそ1500m以上高である。多雪によって生じる雪圧害が針葉樹の欠如する原因(四手井、1956)とされてきたが、最近では後氷期の温暖期におこった植生帯の垂直的変動を原因とする見方(Sugita, 1992)が有力である。

- * 4 : 雪窪の形成にかかわる地形形成作用。最初にこの用語を使った Matthes (1900) は、残雪の周辺で卓越する凍結破碎作用と融雪水の運搬作用の 2 つの複合した削剝作用にたいしてニベーション (nivation) とよんだ。その後、雪窪形成には様々な地形形成作用がからんでいることが知られるようになり、ニベーションという用語を使う意味合いは稀薄になっている。
- * 5 : フロスト・クリープとジェリフラクションは、風化物質の凍結融解にともなう重力による下方への移動現象で、両者ともに周氷河帯に卓越するマス・ムーブメントの一種である。フロスト・クリープは霜柱による礫の持ち上げと融解時の沈下にともなって礫が下方へ変位する現象。ジェリフラクションは、凍土の融解水に飽和された表層部分が重力によって下方へ流動する現象。両者は周氷河環境下における主要な地形形成作用である。
- * 6 : 雪崩の作用によって形成される地形の総称。アバランチ・シュート (Matthes, 1938、下川、1980a) や筋状地形 (関口、1994) などの侵食地形と、雪崩礫舌 (avalanche boulder tongue; Rapp, 1959) やアバランチ・コーン (avalanche cone; Tricart, 1960) などの堆積地形をさす。
- * 7 : 積雪の直接的、間接的削剝作用。雪窪の形成に関与すると考えられる作用の総称であるニベーションや、斜面積雪の緩慢な移動 (グライド: glide 注 8 参照)、雪崩の侵食作用などをさす。その結果形成される雪窪やアバランチ・シュートなどの地形を雪食地形という。雪食作用全般に関しては下川 (1980b) の総説がある。
- * 8 : 積雪の緩慢な底面滑り。クリープが積雪層の内部変形であるのにたいし、グライドは積雪全層が地表面を緩徐的に滑る滑動現象である。グライドは土壌ごと植被を引き抜いたり、風化物質を研磨剤として岩盤を削ることがあるので、地形形成作用の一種である。
- * 9 : 筋状地形という用語は、小規模なガリーに刻まれた雪崩斜面に対し、杉山ほか (1987) が初めて使用した。ガリーの成因を雪崩侵食によると考える説 (関口、1994) と、融雪水による洗掘とする説 (原田、1992) がある。

参考文献

- 安斎徹(1928) 大鳥池の成因に就て. 地理学評論、4、388～403.
- 安斎徹(1941) 『樹氷』 岡倉書房、277p.
- 第四紀地殻変動研究グループ(1968) 第四紀地殻変動図. 第四紀研究、7、182～187.
- 原田暁之(1992) 中部日本北部における筋状地形の方位分布. 日本地理学会予稿集、41、4～5.
- 檜垣大助(1977) 飯豊山地山稜部の地形について. 東北地理、29、212～220.
- 檜垣大助・田口登志江(1992) 飯豊・朝日連峰. 小泉武栄・清水長正編『山の自然学入門』、古今書院、52～53.
- 五百沢智也(1974) 空からの氷河地形調査. 地理、19-2、38～50.
- 神保恵・本田康夫・田宮良一(1970) 飯豊山東辺の新第三紀層. 山形県学術総合調査会、『飯豊連峰』、14～25.
- 金子史朗(1956) 後立山連峯北部の非対称山稜. 地理学評論、29、470～484.
- 勘米良亀齡・橋本光男・松田時彦編(1980) 『地球科学15 日本の地質』 岩波書店、387p.
- 小泉武栄(1982) 化石周氷河斜面、雪食凹地ならびに山地貧養泥炭地の形成からみた晩氷期以降の多雪化について. 第四紀研究、21、245～253.
- 小泉武栄(1984) 日本の高山帯の自然地理学的特性. 福田正巳・小疇尚・野上道男編『寒冷地域の自然環境』北海道大学図書刊行会、161～181.
- 小泉武栄・柳町治(1982) 木曾山脈主稜部における周氷河性岩屑生産. 第四紀研究、20、281～287.
- 小泉武栄・山川信之・原篤・坂本里美(1984) 上越平標山の埋没泥炭層からみた完新世後期の気候変化. 地理学評論、57、739～748.
- 小檜山農夫雄(1933) U字形の溪谷と其の基底盤上の擦痕に就いて. 斎藤報恩会博物館時報、20、1～2.
- 小林国夫(1955) 『日本アルプスの自然』 築地書館、258p.
- 小林国夫(1956) 日本アルプスの非対称山稜. 地理学評論、29、482～492.

- 小林詢(1966) 上越平標山頂付近における残雪の分布と凹地形との関係. 地理学評論、39、75～83.
- 高山地形研究グループ(1978) 白馬岳高山帯の地形と植生. 164p.
- 小島圭二・田村俊和・菊池多賀夫・境田清隆編(1997) 『日本の自然地域編 2 東北』岩波書店、205p.
- 小島忠三郎(1975) 林業を対象とした東北地方の気候図. 林業試験場研究報告、276.
- Matthes,F.E.(1900) Glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming. *U. S. Geol Surv. 21st A.Rep.*, 167-90.
- Matthes, F.E. (1938) Avalanche sculpture in the Sierra Nevada of California. *Bull. Int. Ass. Scient. Hydrol.*, 23, 631-637.
- Rapp, A. (1959) Avalanche boulder tongues in Lappland. *Geogr. Ann.*, 41, 34-48.
- 西城潔・小松原琢(1988) 飯豊・朝日稜線部にみられる完新世中期のテフラとその山地斜面編年上の意義について. 地学雑誌、97、611～618.
- 関口辰夫(1994) 全層雪崩発生斜面における筋状地形の特徴. 雪氷、56、145～157.
- 志賀重昂(1895) 『日本風景論』 政教社、219 p.
- 志賀富士男・山崎安治・猪瀬直樹(1977) 『日本風景論解題』 飯塚書房、144p.
- 四手井綱英(1956) 裏日本の亜高山帯の一部に針葉樹林帯の欠如する原因についての一つの考え方. 日本林学会誌、38、356～358.
- 清水文健・東郷正美・松田時彦(1980) 日本アルプス・野口五郎岳付近における小崖地形の成因. 地理学評論、53、531～541.
- 清水長正(1983) 秩父山地の化石周氷河斜面. 地理学評論、56、521～534.
- 下川和夫(1980a) 只見川上流域の雪崩地形. 地理学評論、53、171～188.
- 下川和夫(1980b) 積雪の作用に関する諸研究. 駿台史学、50、296～318.
- 下川和夫(1982) 雪害. 『新潟県土地保全基本調査』、国土庁、58～71.
- 下川和夫(1983) 日本の多雪山地の環境－雪食地形と植生の特徴－.

山岳78年、23～35.

- 下川和夫(1988) 多雪景観からみた東北日本の自然領域区分. 札幌大学女子短期大学部紀要、12、61～82.
- 下川和夫(1998) 天塩山地の雪食地形と地質. 比較文化論叢、1、59～78.
- Sugita, H. (1992) Ecological geography of the range of the *Abies mariesii* forest in northern Honshu, Japan, with special reference to the physiographic conditions. *Ecological Research* 7, 119-132.
- 杉山正憲・関口辰夫・保谷忠男(1987) 地形要素と雪崩発生度の解明に関する研究. 国土地理院昭和62年度地理調査部研究報告、50～59.
- 相馬秀廣(1974) 白馬岳北部におけるいわゆる“二重山稜”. 日本地理学会予稿集、6、104～105.
- 高田将志(1986) 三国山脈主稜線周辺の化石周氷河性平滑斜面・化石雪食凹地. 地理学評論、59、729～749.
- Tricart, J. (1960) Quelques données au sujet du rôle de la neige dans la crue du Guil en Juin 1957. *Rev. Geogr. Alpine*. 48, 333-344.
- 上本進二(1978) 白馬岳北方鉢岳西斜面の新期断層地形. 第四紀研究、17、171～175.
- 山中英二(1979) 飯豊山地御西岳付近の雪窪. 東北地理、31-1、36～45.
- 山中英二(1980) 残雪砂礫地の表面礫の移動—飯豊山地における1977～1979年の測定. 東北地理、32-2、81～85.
- 山中英二(1983) 飯豊山地の高山湿草地土のC¹⁴年代とそれに関する二・三の問題. 第四紀研究、21、315～321.
- 米地文夫(1964) 朝日山地の地形. 山形県総合学術調査会、『朝日連峰』、284～299.
- 米地文夫・木村喜代志・菊地寛治(1970) 飯豊連峰の地形. 山形県総合学術調査会、『飯豊連峰』、34～48.