

明治大学人文科学研究所紀要 第50冊 (2002) 163--175

## 越後山地の氷河作用に関する研究

小 疇 尚

## Study on glaciation of the Echigo mountains, central Japan.

KOAZE Takashi

The Echigo mountains are a part of the main divide between the Pacific ocean and the Japan sea sides of central Honshu. They stretch from northeast to southwest and stand against the northwestern winter monsoon which bring much snow. Consequently, the mountains have a heavy snowfall so that the valleys filled with deep snow brought by avalanches from surrounding ridges and slopes every winter. There is a number of perennial snow lay in the mountains, but not any glaciers at present.

The Tanigawa-dake range are situated in the south end of the Echigo mountains, and are one of the most snowy mountains in Japan, in spite of the highest peak has a height of only 1978 m. The eastern flank of the range is dessected by steep valleys which are surrounded by precipitous walls rise to a hight of a several hundred meteres. However, the valley bottoms between about 1000 to 1400 m a.s.l. are rather broad and concave rock floor shown in photo 1 and fig. 2. The appearances of them are similar to cirques carved by regenerated glacier, rather than avalanche chutes.

Terminal and lateral moraines, including huge striated subangular boulders up to 3~8 m in diameter are detected at and around the lower ends of the wide rock floors of each valley (photo. 2). Huge blocks, the volume of 1000 m<sup>3</sup> or more are scattered on the moraine in the Yunosawa valley, and the biggest one is more than 2000 m<sup>3</sup> or 5000 t. Those blocks should be fall from the valley wall onto glacier and carry to the moraine. There are some marginal meltwater channels along the lateral moraines, and valley trains join to the terminal moraines.

The termini of the late Pleistocene glaciers of the Tanigawa-dake are 850~1100 m a.s.l. judging from the distribution of moraines and related landforms (figs. 3 and 4). The age of the glaciation is considered to be the last glacial but no sufficient data are available.

## 《個人研究》

## 越後山地の氷河作用に関する研究

小 疇 尚

## はじめに

日本の氷河地形研究は、白馬岳や立山など日本海に近い飛驒山脈北部の多雪山地で始まった(山崎, 1902)。しかしその後、研究の中心はむしろ残雪の少ない飛驒山脈南部、木曾山脈、赤石山脈など中部山岳と北海道の日高山脈に移り、現在大量の降雪がある日本海側の多雪山地については、幾つかの山で氷河作用の可能性が指摘され、氷河地形や堆積物の存在が報告されているものの、あまり注目されてこなかった。

本州の日本海側山地と北海道の山地では最大平均積雪深が1 mを超え、雪蝕地形が広く分布している(下川, 1983)。そして最大積雪深が2 m以上の山地では夏にも大量の雪が融け残り、一部は越年して多年性残雪を形成している(新井・関根, 1973, 樋口, 1977)。なかでも飛驒山脈には235の雪渓が存在する(樋口ほか, 1976)が、それらはすべて氷河地形の分布域(五百沢, 1963, 66)内にある。しかも雪渓の総面積は氷河地形の分布から求めた氷河面積の1%にもみたく(小疇・澤口, 2000)、飛驒山脈について古くから氷河地形の分布が知られている、太平洋側の木曾山脈、赤石山脈、日高山脈には大きな多年性残雪は存在しない。

このように日本アルプスと日高山脈では、多年性残雪はすべて氷河地形のなかに分布しているが、越年性残雪の存在しない氷河地形も少なくない。同様の関係が他の山地でも成り立つならば、上記山地以外の多雪山地で越年する雪渓・雪田は、氷期には氷河を形成していた可能性が大きい。実際、最近2000 m前後のそれら山地で氷河地形や氷成堆積物の発見報告がふえてきた。しかし飛驒山脈に次いで残雪が多く、広範囲に雪崩地形が発達する豪雪の越後山脈では、しばしば氷河地形の可能性が指摘されていたものもあるが、確証がえられていなかった。本研究では越後山脈南部の谷川岳を中心に調査を行い、成果の概要は日本地理学会で発表した(小疇・高橋, 1999, 小疇・澤口, 2000)。

## 越後山脈の積雪と地形の概要

越後山脈は、新潟県と福島・群馬両県を分ける標高2000 m内外の山なみである。日本海から60 km 余り隔たっているが、その間の東頸城丘陵と魚沼丘陵の高度が数百 m と低いため、越後山脈が

冬の北西季節風に対する最初の障壁となり、我が国で最も積雪の多い山地になっている。山地を吹き越す風は山稜部で収斂して風速が強まるので、稜線付近の風上側斜面では雪が吹き飛ばされ、風速の弱まる風下側斜面上部や凹地などに吹き溜まる。この膨大な積雪が雪崩やグライドによって斜面を削り、また豊かな融雪水がそれを彫り込んで、特有の雪蝕地形を発達させている。

2000 m 級の山の集まっている利根川と只見川の源流域の山地で、雪蝕作用が最も活発な5月上旬の積雪状況をヘリコプターで上空から観察したところ、雪崩常襲斜面ではほとんど岩壁が露出し谷底には大きな雪崩のデブリが堆積していた。デブリの多くは岩屑で汚れ、冬季の表層雪崩にくわえて春季の底雪崩が広範囲に発生したことを示している。また、斜面の積雪はいたるところで断裂して割れ目が開き、地肌が露出してグライドの頻発していることが予想された。

このような多雪山地の特徴として、斜面形が直線的で、浅いU字形をした雪崩道（下川，1980）や筋状地形とよばれる細かい直線状のガリーに刻まれていることがあげられる（原田，1992）。雪崩地形がほぼ1500 m以上の比較的高い山に多いのに対して、筋状地形はそれより低い山に多い。高い山では頂稜の風下側に張り出した雪庇の崩落によって雪崩が頻発し、雪崩道の地形ができやすいのであろう。一方、低い山では雪庇の張り出しが小さく、雪崩よりもむしろ稜線直下に吹き溜まった積雪の融雪水と、積雪のグライドがより重要な役割を果たしているように思われる。

これらの雪蝕地形とは別に越後山脈のほぼ1700 m以上の山では、雪の吹き溜まる風下側の沢の源頭部に小型の圏谷（カール）状地形が分布していることが多く、その出口直下の標高約1000～1500 mの高さに滝が並んでいる。また、そのような小圏谷状地形のみられる山域では、急峻な岩壁の下部で沢が斜面に斜交する小規模な無従谷が形成され、平行状あるいは三叉のフォーク状の水系パターンを示すところが、上空からの観察で何箇所も見出された。なかにはその周辺に堆積物の高まりが分布し、さらにそれが下流の段丘に続くのが認められた。これらの地形は谷川岳や只見川、利根川源流域の山でとくに見事に発達している。

## 谷川岳の地形概観

越後山脈南部の群馬・新潟県境に位置する谷川岳は、標高こそ2000 mにみえないが、南北に延びる主山稜の東斜面には急峻な岩壁が連なって、大起伏の高山景観を呈している。西斜面は急斜しているものの比較的平滑な等斉斜面をなして、東西両斜面の地形が著しいコントラストをみせている。東面の岩壁の上部には、蛇紋岩、頁岩・ホルンフェルスなどが分布し（新井，1959，赤松ほか，1967）、節理や層理などの組織を反映して襲の多い急斜面をなしている。そして中腹以下には石英閃緑岩が広く露出し、滑らかな凹型の急崖とその基部につづく浅いU字状の谷底斜面をつくっている（写真1）。

冬季には、北西季節風によって頂稜の東側に最大20 mにもたっする雪庇が張り出し、それが崩落しては東斜面を刻む湯檜曾川支谷の幽ノ沢、一ノ倉沢、マチガ沢に大量の雪がもたらされ、それが夏まで残って一部は越年する（小岩，1979）。とくに一ノ倉沢では海拔1200 m付近の滝沢合流点下部

## 越後山地の氷河作用に関する研究

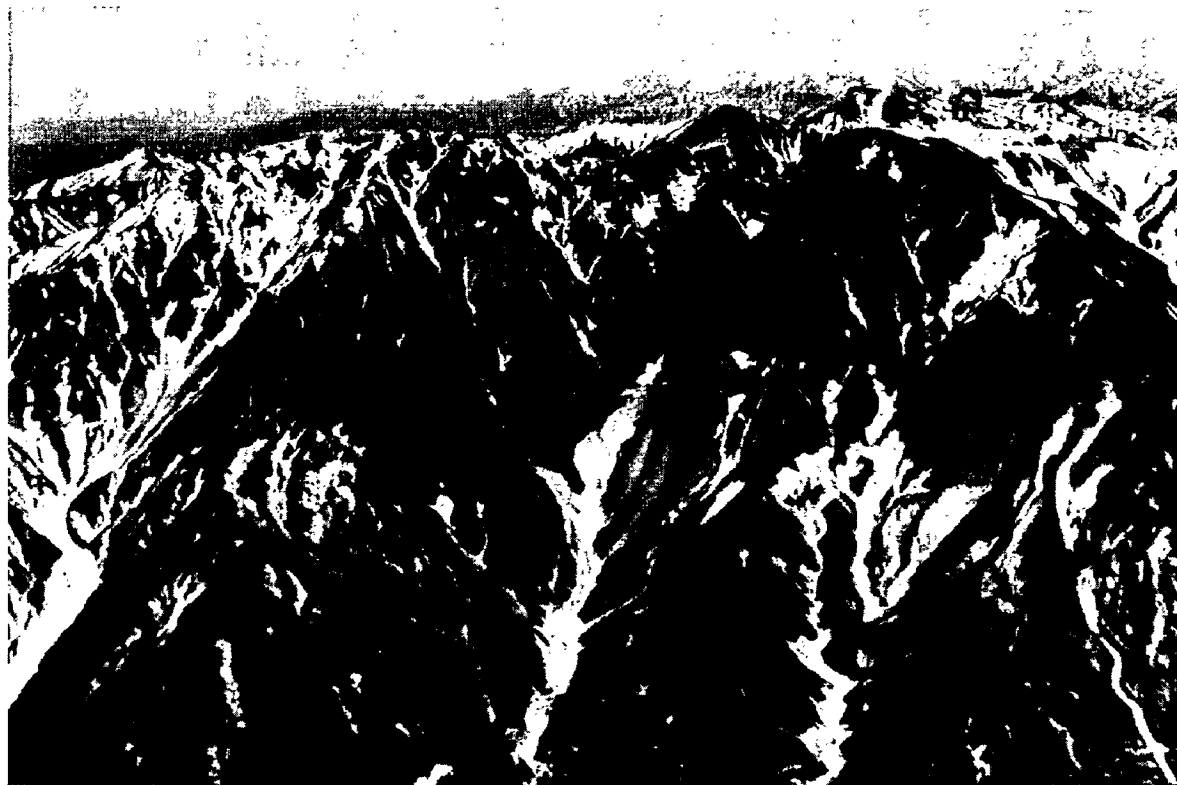


写真1 谷川岳東面の地形と5月初旬の残雪

左からマチガ沢、一ノ倉沢、幽ノ沢の岩壁。岩壁の下端部から下流の同高度に堆石堤が分布している。

で、初夏の残雪の厚さが最大60 mにもおよぶことが知られている。幽ノ沢、マチガ沢でも、残雪の厚さは20-30 m程度とみられる。厚い残雪は圧密と重みで岩盤上をグライドし、残雪中にふくまれた岩片で石英閃緑岩の岩盤を削る。急崖下の谷底斜面の岩盤にはそれによって無数の擦痕がついており、残雪と岩盤の間にできた隙間に入ると、下底が氷化した積雪の中に取り込まれた岩屑が岩盤に擦痕をつけているのが観察できる。このように谷川岳東斜面の岩壁は雪崩、それにつづく平滑な谷底斜面は横滑りのグライドで削られていて、現在の主要な地形形成作用が雪蝕作用であることがわかる。

## 山稜と谷の非対称

谷川岳の東西両斜面にみられる上記の非対称性は、谷川岳と一ノ倉岳をむすぶ南北に走る主稜線から東西に張り出す尾根と、谷の投射断面図(図1)によく表れている。この図で、西側斜面は斜面の傾斜が一樣な等斉斜面ないしやや上に凸で、谷の彫りこみが浅く稜線直下から中腹までその深さが変わらないのがわかる。これに対し、東側斜面は幽ノ沢、一ノ倉沢、マチガ沢の谷に深く刻まれて、それらを分ける支尾根の一ノ倉尾根と東尾根は、標高1100 mから1800 mの部分が大きく凹んで急峻なバットレス状になっている(写真1)。しかし、断面図で尾根上部の傾斜をそのまま下方にのばすと尾根下部につづき、その勾配は西斜面と同じになる(図1)。このことは、谷川岳の山腹斜面はかつ

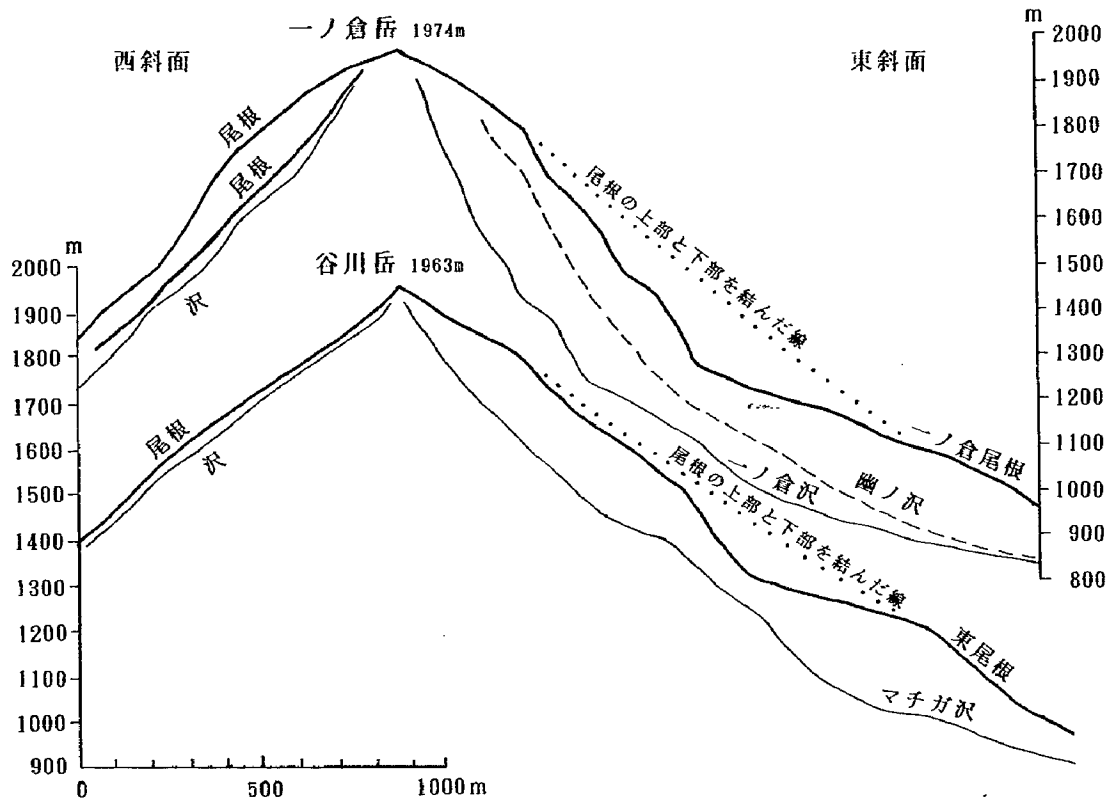


図1 谷川岳と一ノ倉岳の間の尾根と谷の断面

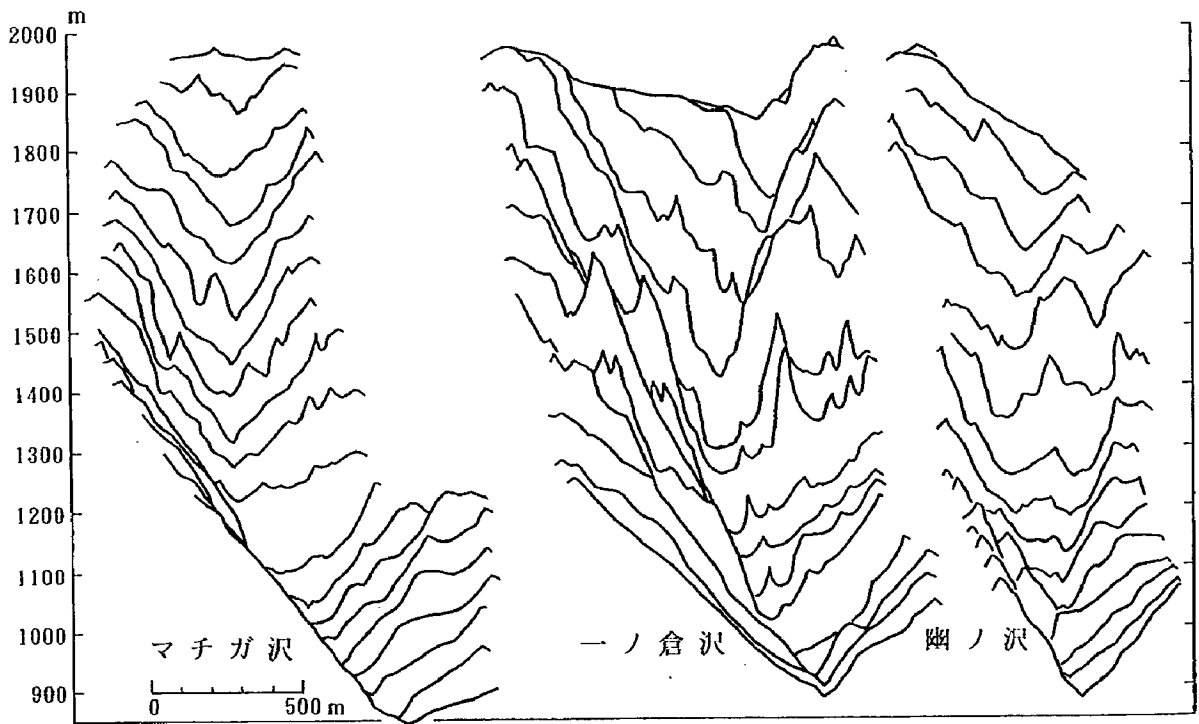


図2 谷川岳東面, マチガ沢, 一ノ倉沢, 幽ノ沢の断面

### 越後山地の氷河作用に関する研究

て東西両側とも同じ勾配であったが、後に東斜面の中腹部が削り取られるような地形変化が生じたことを示すと考えられる。

また、東斜面の谷は尾根との比高が200~400 mに達し、谷の縦断面にはいくつかの傾斜変換点が認められ、どの谷も標高1100 m付近から上流で急になり、上部ほど勾配が大きくなっている。また、東斜面の幽ノ沢、一ノ倉沢、マチガ沢はいずれも深さの割りに幅が広く、横断面図(図2)で明らかのように、標高1000 m付近から上部でそれより下流の狭いV字谷が急に幅を広げる。ことに中腹の標高1400 m付近から下の石英閃緑岩の部分では、急峻な岩壁が谷底の滑らかな岩盤をとりかこみ、小規模ながらU字谷の特徴を表している。谷幅が広がる高度帯で支尾根の稜線が窪んだ形になることから、尾根の勾配が急変する部分は、断層ではなく谷壁の切りあいによって生じたことが明らかである。現在これらの岩壁や岩盤は雪崩と雪のグライドによって削られてるが、雪蝕作用のみでそれが形成されたと考えるに規模が大きすぎる。

#### 谷川岳東斜面の谷の地形

谷川岳東面の一ノ倉沢、幽ノ沢の岩壁は、上部、中部、下部に大きく区分できる。上部は頂稜の直下から海拔約1800 mまでの主に蛇紋岩と砂岩・礫岩の露出する部分で、底の狭まった漏斗状の窪みと狭いガリー、それらを分ける鋸歯状の凹凸の激しい短い支稜が並ぶ急斜面である。雪底が形成されるのはその最上部で、ガリーには夏まで雪が残る。中部はそれより下方海拔約1300 mまでの垂直にちかい大岩壁で、上半部のホルンフェルスや黒い硬質頁岩の急崖部分には細かいガリーが入っているが、下半部の灰色の石英閃緑岩部分は丸みをおびた滑らかな岩壁で、隣り合う岩壁の間には幅の狭い直線的な支稜が平行に並んでいる(写真1)。下部は、上の石英閃緑岩の急峻な岩壁の基部から海拔1000 m付近までつづくやや緩傾斜の部分で、岩壁というより幅の広い凹型の滑らかな岩盤で、登山者の間ではスラブとよばれ図4では平滑谷底としている。中部の岩壁に並ぶ支稜は下部の岩盤に延び、幅が広がって谷底で終わっている(写真1)。マチガ沢は蛇紋岩の部分が広く、一ノ倉沢、幽ノ沢に比較して岩壁の傾斜が比較的緩いが、地形の構成は基本的にそれらと同様である。

これらの谷は、いずれも中腹の切り立った岩壁から下部の岩盤にかけての部分で谷幅が広がり、横断面形がU字形を示している。その部分は前述の一ノ倉尾根、東支尾根の縦断面が大きく窪んだ部分にあっている(図1, 図2)。

#### 谷川岳東面の堆積地形

谷川岳東面の谷には、断面形がU字形からV字形に変わる付近から下流側の谷中に、上流側の傾斜が急で下流側のゆるやかな、堆積物の高まりが分布する。堆積物は砂・シルトをマトリックスとする巨礫をふくむ無淘汰の角礫、亜角礫で構成され、部分的に層理の認められることがある。この堆積物の高まりは、流域面積の大きな一ノ倉沢で他よりもやや低くなるが、どの沢ともほぼ同じ高度帯に

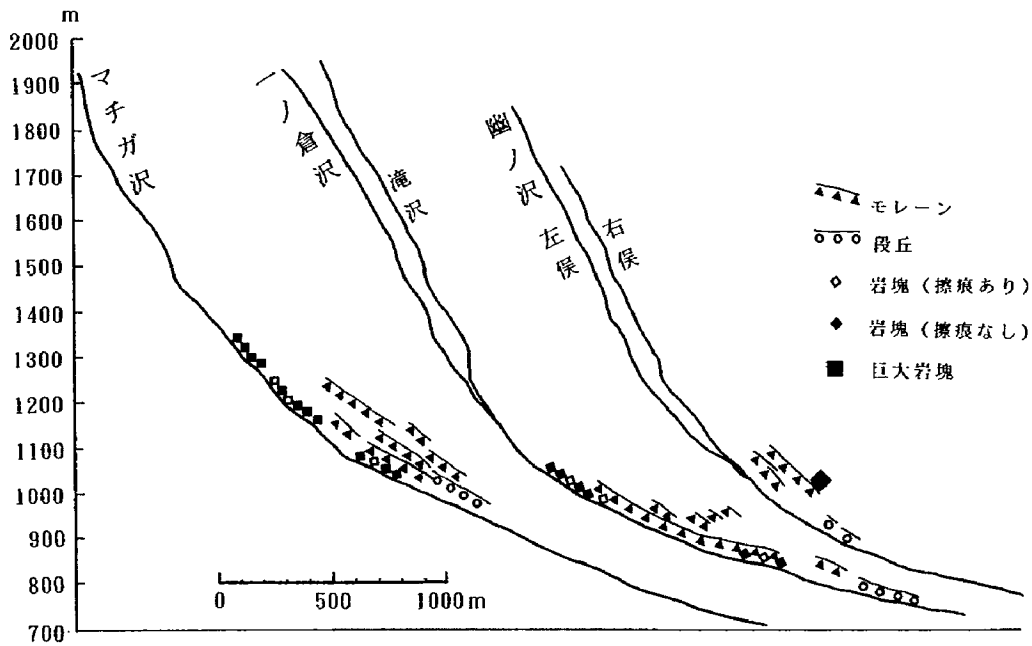


図3 谷川岳東面、マチガ沢、一ノ倉沢、幽ノ沢の縦断面と堆積物の分布

谷を塞ぐような形で分布し、その下流側には砂礫段丘が存在する(図3, 4)。この堆積物の高まりが存在する区間では、川が基盤岩を深く下刻し滝が連続する。また堆積物の高まりの周辺には、その縁にそう小さな谷や谷壁の最大傾斜に斜交する短い無従谷が形成されて、平行状あるいは三叉の鉾状の水系パターンが形成されている。これらの地形は谷によって分布高度や形態などに若干の差異があるものの、その配列は共通している。

#### (1) 一ノ倉沢の堆積地形

一ノ倉沢では堆積物の高まりが、海拔1050 m から850 m 付近までの左右両谷壁下部から谷底にかけて、下流側に突き出すような形で分布している。右岸側のものは長さ約400 m、幅約150 m、高さ20 mの楔形の高まりで、支谷の出口を塞いでいる。上流側の支流・一ノ沢はこれを分断しているが、下流側の支流はこれによって流向が曲げられ、その上流側が埋積されている(写真2)。これに対して左岸側では、堆積物は侵蝕によってほとんど失われているが、岩壁の下部に短い無従谷がならんで右岸側と対称的な水系模様が形成されている(写真1)。一ノ沢との合流点付近には堆積物中に、径1~3 mの擦痕のついた角の丸い岩塊がふくまれている。同様の岩塊はその周辺の河床と、国道出合い下流の堆積物の高まりの分布する海拔850 m 付近の河床の2か所に集中しており、その産状からみて堆積物中から土砂が流亡して洗い出されたものと判断される。

これら一連の無層理、無淘汰の堆積物からなる高まりの下流には、それに接続して円磨された砂礫層からなる河岸段丘が分布しており、それぞれ別の営力によって同時期に堆積したと考えられる。その時代は段丘礫層をおおうテフラの年代から、11,000年前よりも古い最終氷期の後期であることが明



## 越後山地の氷河作用に関する研究

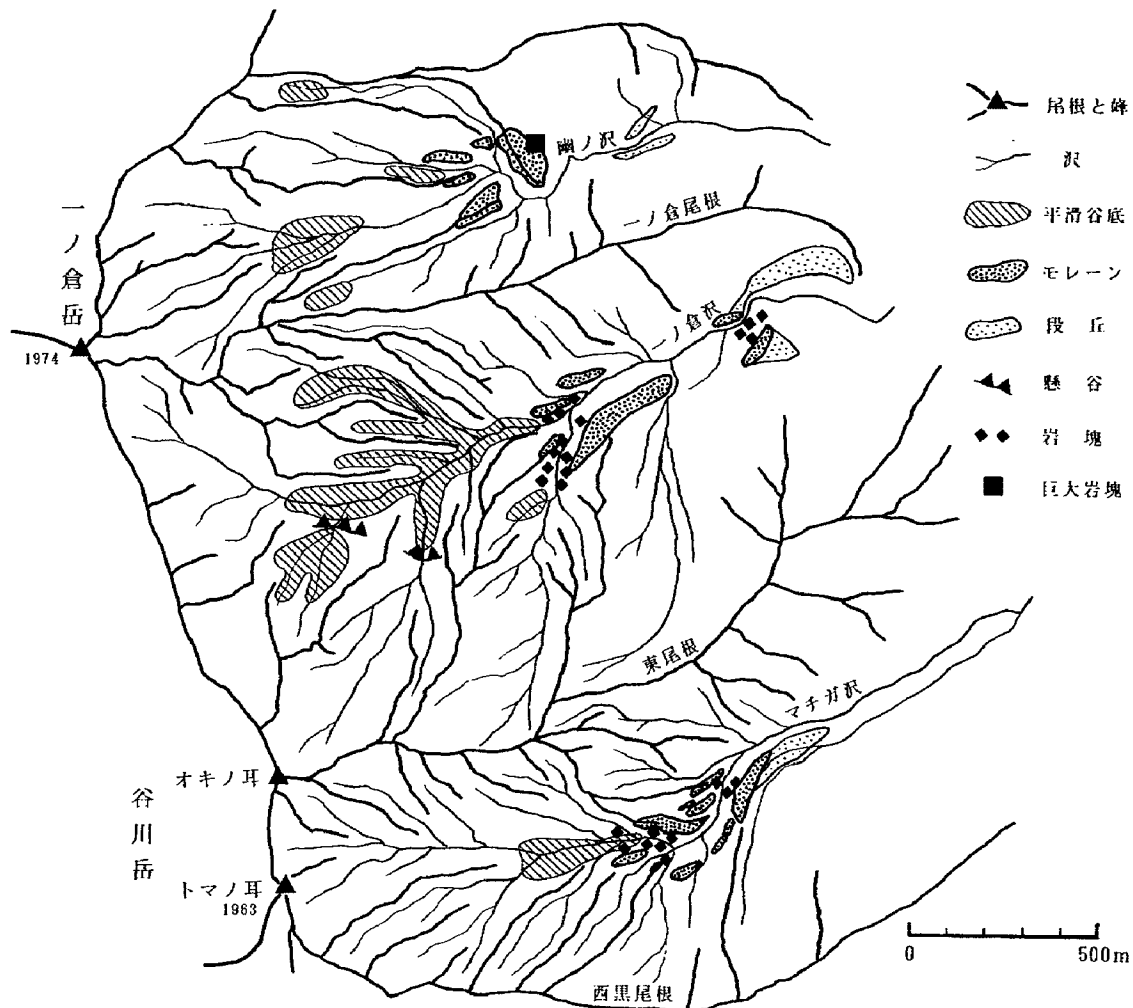


図4 谷川岳東面の氷河地形の分布

らかにされている (小泉, 1998)。

## (2) 幽ノ沢の堆積地形

幽ノ沢では、岩壁下部の初夏まで雪の残る広いスラブの下端、標高980 mの地点に、左岸側から谷を塞ぐような形で張り出す長さ約200 m、比高数十 mの山脚状の堆積物の高まりがある (写真1, 2)。幽ノ沢はこの高まりにはばまれて直角に曲がり、その右岸側の末端部分で堆積物とその下の閃緑岩の基盤を下刻して、幅50 m深さ100 mほどのS字状に湾曲した峡谷を穿っている。この峡谷から上流右岸側には、高さ20 m以上、長さ200 m以上の堆積物の高まりが2列存在し、その右岸外側にはより規模の大きな、堆積物からなるとみられる尾根状の高まりがある。谷を塞ぐ高まりはこれと一連の堆積物で、その堆積中に両者の接続部分から流れ出た川が、そのまま流路を下刻して基盤岩を彫り込み、谷側積載を生じて峡谷を形成したものと考えられる。

峡谷部分には滝が連続していて遡行が不可能になり、残雪期には堆積物の上部3 m程度が雪から

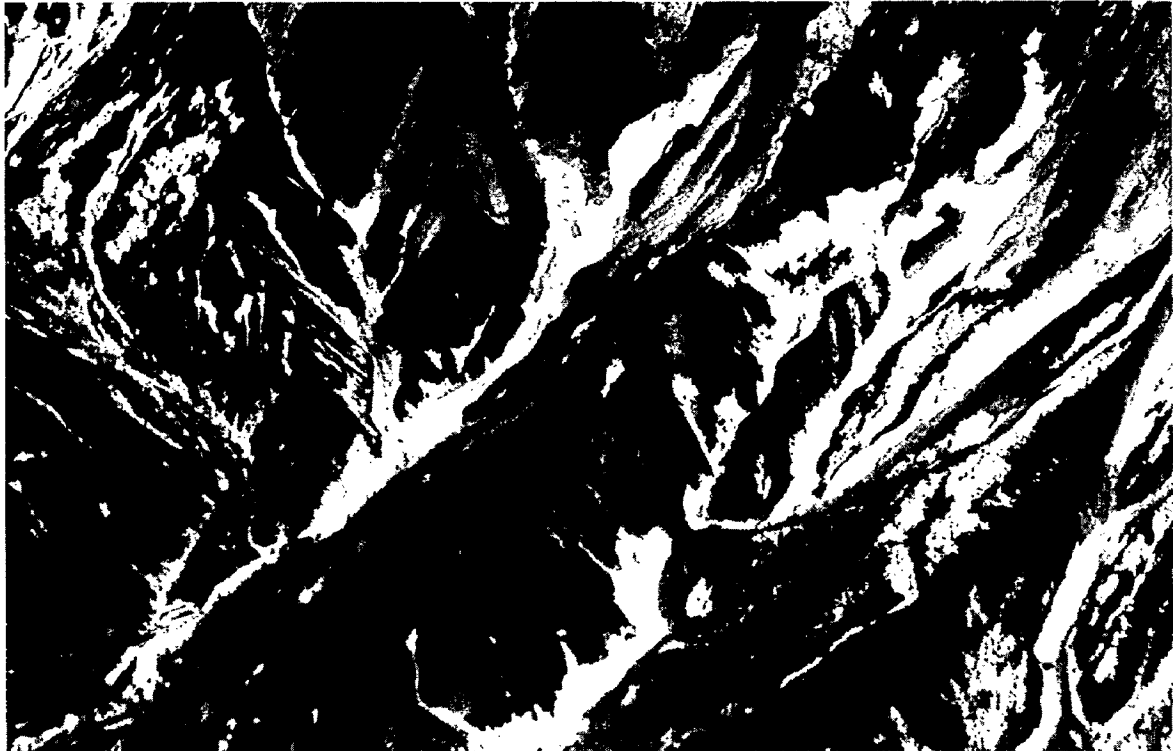


写真2 谷川岳一ノ倉沢(左)と幽ノ沢(右)の堆石堤  
岩壁の下部につづくスラブの下部を縁取り、谷を塞ぐように伸びている高まりが堆石堤。

出ているのみで、正確な厚さは不明であるが20 m以上はあると思われる。雪上に現れている部分でみるかぎり、堆積物は褐色のシルトをマトリックスとし、径数～数十 cm の石英閃緑岩と蛇紋岩の角・亜角礫を含む、無層理・無淘汰のコンパクトな礫層である。幽ノ沢のこの堆積物の下流側中腹上には、長さ20 m、高さ11 m、幅12 m 余、体積2000 m<sup>3</sup>、5000 t 余りの巨大な頁岩の岩塊をはじめ、1000 t を超えると推定される大きな岩塊が点在している。これらの岩塊はいずれも中腹の岩壁上部を構成している黒色の硬質頁岩で、岩壁下部が削られて不安定になり崩落したものと考えられる。

1999年6月、一ノ倉沢では海拔約1800 m の岩壁から15～20 m 四方の岩塊が崩落し、数十 cm 以下の岩屑に粉砕されてその大部分は滝沢合流点付近の岩盤上に堆積した。したがってこれだけの岩塊が岩盤上に落下すれば、多数のブロックに割れて散らばるに違いない。しかもそれが現谷底より数十 m 高い堆積物の上に乗っているのであるから、この大岩塊は厚い積雪の上に落下したため破碎をまぬがれ、他の岩屑とともにそのまま運搬されたと考えられる。

幽ノ沢では、この堆積物の高まりの下流が狭窄部になっていて、約200 m 下流の谷中に狭い段丘が分布しているが、上流の堆積地形とは連続していない。

### (3) マチガ沢の堆積地形

マチガ沢では、上記の谷と同様の堆積物からなる比高10～20 m の高まりが、標高1000～1250 m

### 越後山地の氷河作用に関する研究

の間に、左右兩岸に沿う形で分布している。その区間はマチガ沢の本流がゆるやかなS字を描いて曲がる通称「S字状」の部分（写真1の左端中央）で、その上端近くに落差約10mの「大滝」が存在し、幽ノ沢と同じく堆積物の分布に流路が規定されたとみられる。堆積物の高まりは、左右兩岸とも支流の沢やガリーによって幾つかに分断されているが、本来約1100mより下方とそれより上方の形成時期が異なる2群に分かれていたとみられる。そして下方のもの下流側には、それについて950m付近まで段丘が分布している。

また、マチガ沢の「大滝」の周辺とS字状下方部の標高1050～1150mの谷底には、礫径平均3m、最大8mの擦痕のついた角の丸くなった大きな岩塊が多数集っている。その位置からみてこれらの岩塊は、一ノ倉沢のものと同じく、上記堆積物に含まれていたものが流水によって洗い出されたものと考えられる。

### 谷の地形の成因

谷川岳東面の各谷は、前述のように上部が岩壁に囲まれ、その下方に平滑な岩盤の露出するスラブがつづいて断面形がU字状を呈している。その岩盤の下端には堆積物の高まりが谷を塞ぐように分布し、谷幅が狭まって大きな滝が存在して断面形がV字状になる（図2、写真1）。そのため谷を遡行すると下流の狭窄部を過ぎたところで谷幅が急に広がって、正面に垂直の岩壁が立ちはだかる。

このような東面の急斜面の成因については、氷蝕（新井、1959、小泉ほか、1976）、断層、雪崩などの諸説が提唱されてきたが、いずれも詳しく論じたものはない。石英閃緑岩で構成される岩壁の下方に滑らかな曲線を描いて移行するスラブには、前述のように断層が認められないので断層起源とは考えられない。また、雪崩道は上端から下端まで傾斜が約35度から50度で一定している（下川、1983）が、谷川岳東面の岩壁はそれより急峻で、下方のスラブとの間で傾斜が変わるなどの違いがある。垂直に近い岩壁はむしろその基部がえぐられるように削り取られる結果、不安定になった上部が崩壊して形成・維持されているのであって、雪崩で削られてはいてもそれが急崖の成因であるとはいえない。むしろスラブのほうが雪崩道の地形に類似している。また、雪崩の堆積地形は規模が小さく、大岩塊を含み谷を塞ぐような大きな高まりは知られていない。このように東面の岩壁は雪崩で形成されたとも考え難い。

谷川岳の谷を埋める残雪は下底が氷化しているが、そのほとんどは越年することなく秋までには融け去る。しかし氷期には気温の低下によって融解がおさえられるので、雪崩で谷底にもたらされた積雪はかなりの量が融け残って、氷河を形成していたと考えてよいであろう。各谷はいずれも典型的な圏谷あるいは氷蝕谷の地形を呈していないが、中腹の岩壁は氷蝕谷壁の、平滑な谷底は氷蝕谷底の特徴を示している。このような地形の構成は、規模に大きな差があるもののパタゴニアのパイネ、カラコルム・ウルタル山群のレディフィンガーなど、花崗岩の氷蝕尖峰の斜面に類似している。

上記のような地形の特徴から、谷川岳東面の地形は急斜面を雪崩落ちた雪による雪崩涵養型氷河、すなわち再生氷河によって形作られたと考えられる。東面に張り出す尾根は先に述べたように中腹部

分で急低下して、バットレス状になっている(図1。写真1)。この部分は図2, 写真1からわかるように谷が広がって断面形がU字形を示す部分にあたり, 雪崩が集中して再生氷河の幅と厚さが最も大きな部分に相当している。このことから尾根の低下は, 再生氷河が谷壁斜面を侵蝕して後退させ, 尾根の両側斜面が切りあった結果生じたもので, アレートや吊り尾根と成因的に同じものと考えらる。

### 谷中の堆積物と堆積地形の成因

谷川岳東面の各谷の平滑な広い谷底の下端付近から下流側に分布する堆積物は, 前記のような層相, 地形, 分布位置から, 流水や雪崩によるものでないことは明らかである。堆積物は, 谷の縦断面に投影すると谷床の勾配が緩やかになるところ(図2), 横断面でいえば広い氷蝕谷の下端(図3), 分布図(図4)では平滑谷底としたスラブの出口に分布しており, 背後の岩壁と岩盤を削った氷河によってもたらされた堆石堤(モレーン)と判断される。堆石堤の谷を横断する部分が端堆石堤, 両谷壁にそって帯状に伸びているのが側堆石堤である。幽ノ沢の大岩塊は, 氷河に侵蝕されて切り立った岩壁から氷河上に崩落し, そのまま氷河に運搬されて端堆石堤にもたらされたものである。

堆石堤の外縁には谷壁斜面との間に短い無従谷が存在し, 一ノ倉沢左岸では岩盤の露出する斜面に斜交する短い流路が並んでいる(写真1)。これは堆石堤に沿って流れる融氷水と斜面を流下する水が流れた氷縁流路(marginal meltwater channel)と考えられる。これによって谷氷河の末端部には, 中央の本流に平行する支流が同地点で合流する, 三叉のフォーク状の水系模様が出現する。急峻な山地では谷中の堆石堤は崩壊や侵蝕によって失われたり, 密な植生におおわれていたり接近不可能で堆積物を確認できないことが少なくないが, この特徴的な水系模様によって過去の氷舌端の位置を推定することができる(Sawagaki and Koaze, 1996)。また, 堆石堤の下流側に分布する砂礫段丘は, 融氷水流によって堆積した段丘・ヴァレートレイン(valley train)と考えられる。

これらの地形と堆積物の分布から, 氷期には氷河の下端が一ノ倉沢で標高850 m, 幽ノ沢とマチガ沢ではほぼ1000 mに達していたとみられる。その時代は段丘の堆積時期から1万数千年前の最終氷期後半と考えられるが, ここでは同位炭素年代を測定できる資料はいまのところえられていない。

なお, 谷川岳の東斜面にみられるものと同様の氷河地形や氷河堆積物は, 谷川連峰よりも降雪量が多く残雪の豊富な只見川上流域, 魚沼川右岸側支流のいくつかの山塊や谷でも分布が確認されている。なかでも荒沢岳, 魚沼駒ヶ岳, 八海山では, 谷川岳東面に匹敵する規模, あるいはそれよりも低位置に同様の地形や堆積物の分布が確認されており, 現在調査を続行中である。

### まとめ

新潟県と福島・群馬両県を分ける越後山脈は, 我が国で最も積雪の多い山地で, 1000 m前後の谷中には雪崩落ちた大量の雪が夏まで残り, その一部は越年する。そのため雪崩や残雪の滑動による雪蝕地形が広く分布しているが, なかには雪蝕地形とするには規模が大きすぎ, 雪崩によるとは考えに

## 越後山地の氷河作用に関する研究

くい堆積物や堆積地形が存在する。そのような地形の典型が谷川岳，とくにその東斜面である。

谷川岳東斜面の地形構成は，上部がガリーに刻まれた襲の細かい急斜面，中腹が急峻で滑らかな岩壁，その下部が平滑で広い岩盤の露出した谷底となっている。その下端から下流側の谷中に，谷壁に沿って伸び先端が谷を塞ぐような形で終わる堆積物の高まりが分布し，さらにその前面に砂礫段丘がつづく。このような地形の特徴から，谷川岳の東面の谷は，雪崩に涵養された再生氷河によって侵蝕された氷蝕谷，その下流側に分布する堆積物の高まりは堆石堤（モレーン），それにつづく段丘は融氷水流によって堆積したヴァレートレインであり，最終氷期の氷河作用によって形成されたものであることが明らかになった。氷河は一ノ倉沢で標高850 m，幽ノ沢とマチガ沢で約1000 mまで流下していたが，その年代を決定できる資料はえられていない。なお，同様の地形は越後山脈の他の山域にも存在し，調査を継続中である。

調査に際しては，高橋和弘（千葉英和高校講師），澤口晋一（新潟国際情報大学助教授），長谷川裕彦（明治大学非常勤講師），渡辺 賢（明治大学大学院生）の諸氏に協力いただいた。また，八木浩司・山形大学教授にはヘリコプターに同乗する機会を提供していただいた。厚く御礼申し上げます。

## 文献

- 赤松 陽・河内洋佑・松村敏雄・島津光夫・田村 貞（1967）：谷川連峰の地質（概報）。地球科学，21，1-6。
- 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，46，569-582。
- 新井房夫（1949）：谷川岳総合調査より，地形と地質。山と溪谷，243，90-99。
- 五百沢智也（1963）：写真判読による日本アルプスの氷河地形。地理学評論，36，743。
- 五百沢智也（1966）：日本アルプスの氷河地形。地理，11-3，24-30。
- 小崎 尚・高橋和弘（1999）：谷川岳東斜面の氷河地形。日本地理学会予稿集，56，92-93。
- 小崎 尚・澤口晋一（2000）：日本海側多雪山地の氷河地形。日本地理学会予稿集，57，124-125。
- 小泉武栄・小野有五・相馬秀広（1976）：地形地質に関する調査。関越トンネル周辺地域の自然環境に関する調査報告。73-117。
- 小泉武栄（1998）：山の自然学。岩波新書，232p。
- 小岩清水（1979）：谷川岳東面の一の倉沢雪溪の調査。雪氷，41，161-166。
- Sawagaki, T. and Koaze, T., (1996): Landslides and relict ice margin landforms in Adventdalen, central Spitsbergen, Svalbard. Polar Research, 15-2, 139-152.
- 下川和夫（1980）：只見川上流域の雪崩地形。地理学評論，53，171-188。
- 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，78，23-35。
- 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。
- 樋口敬二・小玉秀男・藤井理行・五百沢智也（1976）：北アルプスにおける雪溪の分布と特性。加藤泰安・中尾佐助・梅棹忠夫編，山岳 森林 生態学，141-182。中央公論社，473p。
- 樋口敬二（1977）：日本の雪溪—世界の氷河の中での位置。科学，47，429-436。
- 山崎直方（1902）：氷河果たして本邦に存在せざりしか。地質学雑誌，9，361-369，390-398。

（こあぜ・たかし 文学部教授）