

I 地 学

奥羽山系船形山西方の斜面形成と地すべり

山野井 徹*

1. はじめに

「地すべり」というと災害的な側面が強く、自然現象としての扱われ方は少ない。災害となる地すべりは防止しなければならないが、それが対症的にならないためには広い自然科学的視点が必要になる。それには、地すべりは侵食システムの表現の1つであるといった理解が基本となるのであろう。山形県内で防災の対象とされている地すべり地（地すべり防止区域及び地すべり危険箇所）は奥羽山系には少なく、出羽山地などに多い（山形県，1988）。しかし奥羽山系には地すべり地が無いわけではなく、後述するように、過去における地すべり地は数多く認められる。この地域の地すべりがなぜ発生し、そして今はどうして動かないかを理解することは上記の広い自然科学的な視点から一層地すべり現象の本質にせまることになる。

本報告では地すべり現象を侵食作用の一環としてとらえるために、侵食区という単位の使用を試みた。具体的には船形山の西側の乱川区を侵食区として設定し、その中の地すべり地形を空中写真で解析することから始めた。さらにその後、現地調査を行い、個々の地すべり地の観察を行った。そしてこれらを合わせて上記の観点で地すべり現象を考えてみた。その結果、本区域の地すべりは局所的な地質（岩質、地質構造）との関連はうすく、より大きな構造運動に起因するものであることが判明した。またこの区域では、乱川リッジを外縁とし、その前面に地すべり地、そしてその下流に各支流があって、さらにその前面に乱川扇状地が展開するといった一連の侵食によってできた地形の規則的な配列があることを重視した。その結果、こうした一連の侵食地形は相互に関連し、70～50万年前に始った村山変動の歴史的産物であることを見出すことができた。本区域の地すべりは、すでにその活動を停止しているものであるが、他地域の活動的な地すべり地を含む区域においても地すべり地を侵食作用の歴史的な産物といった観点でとらえるならば、より一層効果的な防止対策につながるはずである。また、ここでとり上げた区域内での地すべり地は、大規模な開発には適さない場所であることも最後に指摘しておいた。

* 山形大学教養部地学教室

本報告を行うに当たり、船形火山の地質について種々御教示をいただいた山形大学理学部の大場與志男教授、当区域の地すべりの現地検討を共にされた新栄開発（有）の本田康夫氏に対しお礼申し上げる次第である。

2. 地すべり地形

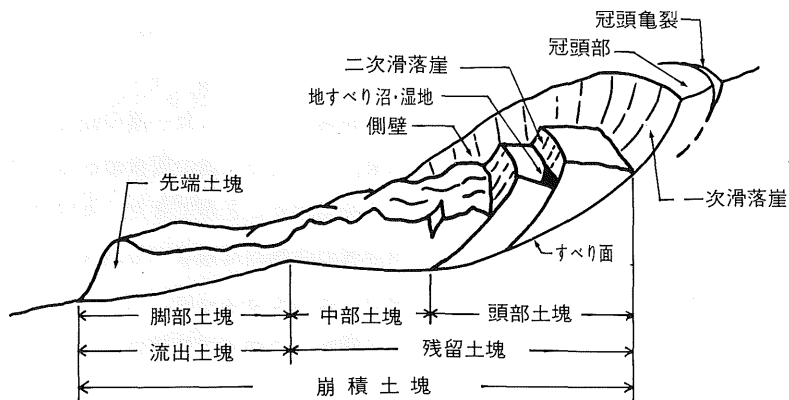
地すべり地形の判読は国土地理院の撮影したカラー空中写真を実体視して行った。ここでとり上げた地すべり地とは過去において地すべりが発生したと判定される区域である。ただし、地すべりとしての残留土塊が認められないものは他の形状が地すべり地形的であっても、それは地すべり地としての認定を保留した。

こうして得られた地すべり地形は第2図にまとめた。以下に主な地すべり地について述べるが、地すべりの地形には特有の用語があるので、第1図にそれらを図解しておいた。

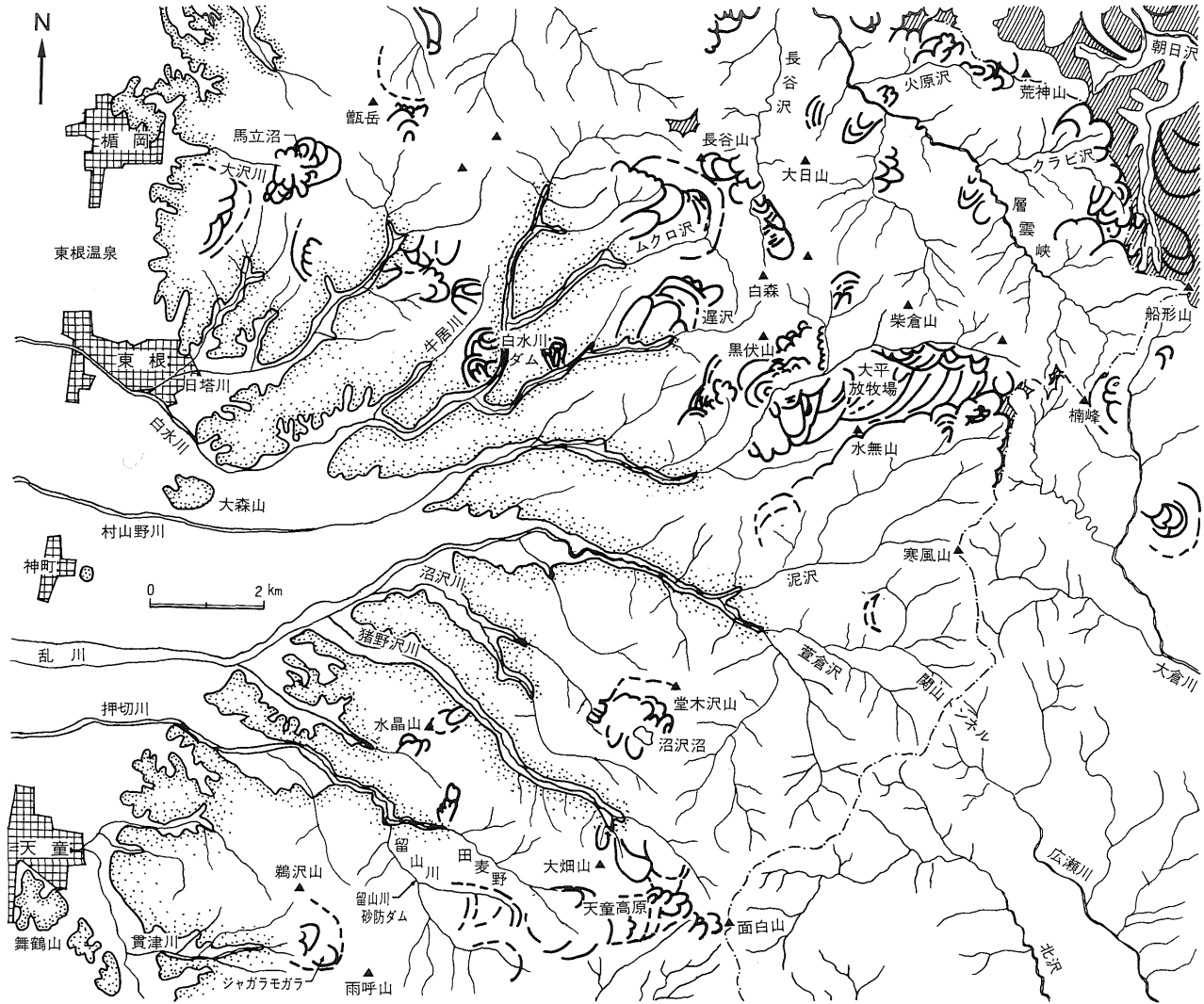
1) 層雲峡周辺

丹生川最上流部の右岸は宮城県側の平坦な地形とは対比的に侵食が進み、各支流の頂部は馬蹄形の滑落崖のような形をみせている。こうした谷部は、その内部の崩壊土塊が侵食されてしまったために残されていないが、かつての地すべりによって形成されたものと考えられる。

そのほか、丹生川各支流の地すべり地形としては、クラビ沢の最上部とその左支流、あるいは火原沢、長谷沢の最上部にそれぞれ明瞭なものを認めることができる。



第1図 地すべり地形の各部の名称



第2図
船形山西方の
地すべり地形

2) 楯岡東方

楯岡の背後の小扇状地を造った大沢川の最上流部一帯にはいくつかの地すべり地形が集合している。このうち主なものは甕岳の南方の陵線に頂部をもち、楯岡側に最大約800mの幅をもって崩落し



第3図 楯岡東方の馬立沼
甕岳南西の斜面の崩壊によってできた地すべり沼である

ているものである。この地すべり地は安定化する過程でさらにその内側にいくつかの地すべりを発生させている。大沢川から甕岳への登山路の近くで見られる馬立沼は、こうした主地すべりの内部に生じた地すべりによってできた地すべり沼である(第3図)。



第4図 小松沢観音南方の大地すべり地の滑落土塊の冠頭部

楯岡と東根の間の平野部を縁どる山地は大規模な地すべり地形であ

る。ただし古い地形であるために原形はだいぶ失われているが、ここは約1kmの幅で平野側に崩落したものである。小松沢観音付近から、東根市堂の前沼のわきを結ぶ山道はこの地すべり地内を通過している。この道路の法面は、新鮮な岩質がほとんど見られず、著しく破壊もしくは風化の進んだ状態となっている。またこの山道は、その最高位部付近で畑地として利用されている平坦部を通過するが、この部分は、大地すべりの滑落崖下の移動土塊の冠頭部に当たる(第4図)。

3) 白水川上流

白水川支流のムクロ沢上流一帯は大規模な地すべり地形を呈している。この地すべり地内を通るムクロ沢林道は、地すべり地の頂部の滑落崖部に達し、さらに陵線を超えて長谷沢水系の上流にま

で至っている。ムクロ沢の地すべりの一次滑落崖は侵食されているものの明瞭に認められ、その最大幅は約2kmにも達している。この地すべりの2次地すべりの際に生じた南東側土塊の大亀裂は現在では湿地と化している。ここにはキンコウカなどのユリ科やワタスゲなどのスゲ科を主体とした湿地特有の植物群落がみられる(第5図)。3次地すべり以降の地すべり地形は、ムクロ沢やその



第5図 ムクロ沢地すべりの滑落土塊の冠頭亀裂を埋める湿地堆積物

北の支流からの侵食が進み、残留土塊はそのほとんどが侵食されてしまっている。

白水川ダムのすぐ下流部の右岸の斜面には地すべり地形群が認められる。この地すべりの1次すべりの最大幅は約700mであり、その滑落崖下は凹地となって山頂付近に残っている。1次地すべりの内部には2次以降の地すべり地形が残り、最新のものは4次地すべりである。この4次地すべり地内では安山岩が骨材として採取されているがその岩塊の破碎は著しい。

遅沢の最上流部一帯は大崩壊地形を呈している。1次滑落崖はとくに明瞭で、その最大幅は800m程度であるが、落差が70~80mと巨大である。いくつかの2次地すべり土塊の冠頭部には、いずれも凹地が形成されている。遅沢林道は3次地すべり地内を通過するが、その法面には岩片化した石英安山岩の崩積が見られる。この土塊は、岩片間の空隙が多く、ガラガラとした状態で、夏期にはこの空隙から冷気の吹き出しが感じられる。

4) 村山野川上流

村山野川の最上流部の左岸一帯はその右岸の黒伏山、柴倉山といった急峻な山様とは対比的に、なだらかな斜面となっている。この広大な緩斜面は多くの地すべり地が複合してできたものである。近年、柳沢林道が開設され、地すべり地内はその斜面の特性を生かして、放牧地(大平放牧場)や造林地として利用されている(第6図)。この地すべり地は地形的に3つの部分に大別される。すなわち県境の分水嶺から大平牧場までの斜面(A群)、大平牧場から下流域(B群)。それにA群の斜面内において、とくに野川左岸に面する一帯(C群)である。このうちA群は最も古く規模が大きい。またA群はかなり侵食が進んではいるが土塊の大移動によってできた不規則な凹凸や馬蹄形



第6図 巨大な地すべりによってできた緩斜面の1部は大平牧場として利用されている

の冠頭亀裂，それに地すべり沼などが残っている，A群内を通過する林道の法面では，安山岩質の角礫や亜角礫の岩片を含む土壌化した崩積土が見られる。これらA群の地すべりの方向は野川に平行かそれに近い。B群は古期のもの程規模が大きく，最大幅は約1.5kmであるが，すべりの方向はいずれも野川に直交している。B群の崩積土は林道の切り取り面で見られるが，地すべりの履歴を何回かもつ土塊部の崩積土ほどそこに含まれる岩片は細片化されている傾向がある。B群の頭部をなす陵線部付近の林道の切り取り面では，安山岩の巨礫を含む崩積土が分布している（第7図）。こうした崩積土は現在の滑落崖の地形の外にも分布している。このことはすでにB群の地形が形成される前に大地すべりのあったことを物語り，それはA群や水無山の緩斜面と関連した大地すべりであったと推定される。C群は規模が他群と比べて小さく，A群の再移動であり，いずれも現在の野川に向かって滑動したものである。



第7図 大平牧場西部の陵線部に残る安山岩巨礫を含む崩積土



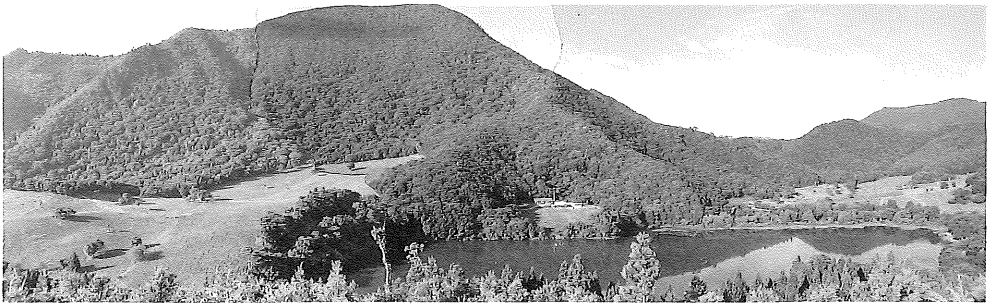
第8図 黒伏山とその南方の地すべり斜面
崩壊土塊は野川の下刻によって再崩壊している

以上の大平放牧場側の斜面の対岸は黒伏山の南斜面であるが，この斜面は，地質・地形上3分で

きる。すなわち、まず山頂下の急崖部は石英安山の岩体からなり、ロック・クライミング用の岩場として使用されることもある。中復部は緩斜面で凹地なども点在する崩壊土塊である。山脚部は野川右岸に面する急崖で、中腹部の崩積土が野川の下刻に伴い再崩壊している斜面である（第8図）。

5) 乱川流域

この区域で最も顕著な地すべり地形は沼沢沼川上流の堂木沢の南斜面とその対岸である。沼沢沼はこれらの地すべりによる崩壊土塊によってせき止められた最長幅約400mの湖である（第9図）。



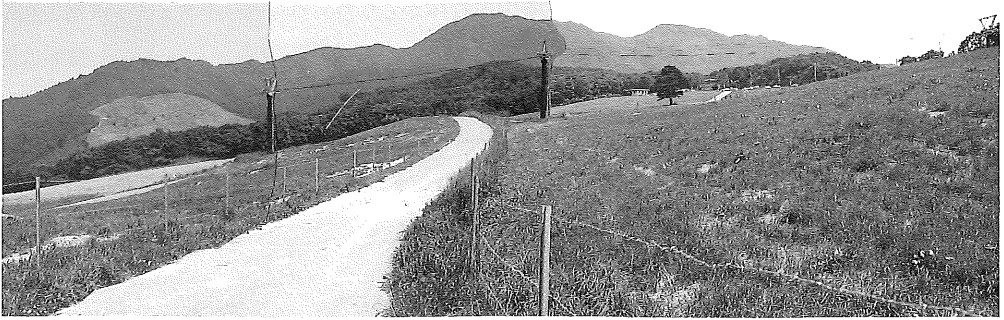
第9図 堂木沢山の地すべり斜面とその土塊のせき止めによって生じた沼沢沼

湖を出現させた崩壊土塊は、その土量及び地形の状態から判断して堂木沢山側から供給されたものである。この堂木沢山側の崩壊土塊の上は県の畜産試験場の放牧地となっている。

猪野沢川の上流部にも地すべり地形が認められる。とくに大畑山の東側で造林地となっている沢は、顕著な地すべり地形となっている。なおこの地すべり地の1次地すべりの側壁部の外縁をなす陵線の部分では、安山岩岩片を含む崩積土の堆積が見られる。このことは現在、1次地すべりとして地形上判断される地すべり以前にも、形は失われているが、大地すべりがあったことが推定される。この沢の東側及び西側の沢も残留する土塊や滑落崖の形状から古い地すべり地である。

6) 天童市東方

押切川の最上流部には広い緩斜面がある。斜面一帯は天童高原と呼ばれ、冬はスキー場、夏は放牧場などに利用されている（第10図）。ここの斜面は上部の面白山の陵線に連り、西傾斜をなす部分と、下部の北傾斜をなすスキー場（野田平牧場）がある部分に大別できる。上部斜面では、地すべり地としての輪郭は頭部の1次滑落崖が認められるのみで側壁部は失われている。左側壁があったと思われる尾根部では、天童・山形の両市境のある分水界を越えて山形市側に開設された林道の切取面に、安山岩を交える崩積土が認められる。このことから崩落時の側壁部は山形市（紅葉川）側にあったと考えられる。下部斜面は上部斜面以上にその輪郭は不明瞭であるが、内部に残る土塊の形状や沼の点在する方向から、ここでもまた1次滑落崖は現在の分水界（市界）を越えて紅葉川側



第10図 天童高原の緩斜面と面白山
付近一帯は紅葉川水系にも及んでいた地すべり地であるが、古い地形であるため原形は消失している

にあったと推定される。

天童高原の下流側の田麦野地域の平坦部は両斜面からの流出土塊の堆積地と考えられる。この流出土塊の先端部は支流の留山川をせき止めるように堆積している。この地点より留山川の上流約300mの左支流（花崗岩体の北側の境界部にきざまれた沢）の左岸には、砂礫やシルトからなる水中堆積物が15m以上の厚さで観察できる。この堆積物は押切川との合流部が田麦野方面からの流出土塊によってせき止められた当時、上流一帯の留山川が湖となっていたことを物語っている。

上記留山川の上流部にも湿地や不規則な起伏をもつ平坦面を残す地すべり地形がいくつか認められる。このうち留山川砂防ダムの上流、右支流の地すべり地は、その滑落崖が前記の天童高原の下部斜面と背中合わせで接している。この地すべりの左側壁は他の沢からの侵食によって失われている。また、地すべり地内には林道が開設され、至る所に崩積土の断面が見られる（第11図）。崩積土



第11図 留山川砂防ダム上流の地すべり地内の崩壊土塊
硬質な凝灰岩の礫を交えている

塊の中の礫は凝灰岩で安山岩を含まないことから、隣接する天童高原側の崩落とは別系統である。留山川砂防ダム左岸一帯の平坦地はこの地すべり地からの流出土塊の堆積したものである。

貫津川の上流域にもいくつかの凹地や緩斜面をもつ古い地すべり地がある。最上流部に残る馬蹄形の陵線の存在は、かつてはさらに外側に滑

落崖があったことを推定させる。この地すべり地内の凹地の1つに「ジャガラムガラ」と呼ばれる地表から冷たい空気が出ている場所がある。こうした現象が起るのは、当地すべり地の崩壊土塊が石英安山岩や流紋岩といった火成岩体の岩片のみからなり、岩片間の間隙が泥質なものに充填され

くいために、崩壊土塊の斜面に空気の循環が生じているからであろう。地すべり地内を通る林道の切り取り面では、こうしたガラガラの状態の崩積土を見ることができ（第12図）。冷気の湧出は前述の遅滞の地すべり地でも見られたが、当地の吹き出し箇所が凹地であるため、そこに冷気がよどみ凹地内の気温の上昇が妨げられている。このためここは氷期の植物が現在でも生き残っているものと解釈できる。

7) 船形山東北部

船形山の東北部の斜面には広い範囲にわたって崩壊地形が分布していることは西村・宮城（1976）によって指摘されているが、この区域の斜面の地表部は、ほとんど崩積土によっておおわれている。また、斜面が全般に緩傾斜であることも加って特異な侵食地形を作っている。

この斜面の地すべりは巨大であるために現地で地すべりの全体像を観察するのは困難である。ただし、この東北部斜面には、滑落崖下や流出土塊の凹地に形成された湖沼が多数散在している。たとえば、前船形山近くの鐘ヶ池や、さらに下方の白沼、長沼、桑沼といった沼は代表的なものである。なお、この地すべりに関しては本文で扱う範囲外になるので詳しくは別途報告したい。

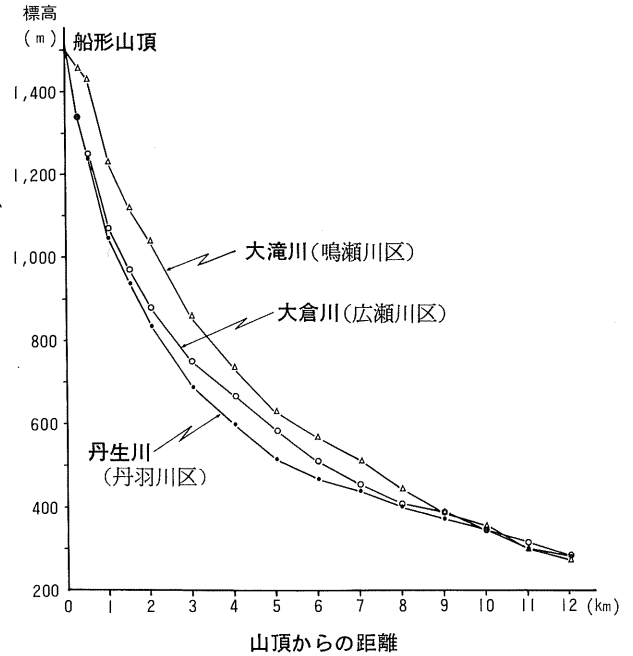


第12図 ジャガラモガラのある地すべり地内の崩壊土塊の状態
岩片の間隙が多く空気の循環がある

3. 侵食作用の進行と地すべり

地すべり現象は侵食作用の表現の1つであることは前にも述べた。今回扱う地すべりは船形山西側の斜面のものであるが、この地すべりを理解するためには、他の斜面との比較によって、この斜面の侵食の特徴を見出しておく必要がある。侵食は、ほとんど水によってなされるので、比較すべき斜面の単位は侵食水系ごとに行うのが望ましいと判断されるので次のように区分しておいた。まず、侵食水系上は、現在では船形山と直接に接してはいないが、その西側を構成する斜面として広い範囲を占め、本調査で扱う「乱川区」、そして乱川区の南に位置する「立谷沢区」が区分できる。さらに船形山を構成する斜面として、北西部に層雲峡として深い谷をきざむ「丹生川区」、東南部の大倉川などの侵食する「広瀬川区」、それに東北部の鳴瀬川、大滝川、保野川などが流下する「鳴瀬川区」である。以上5つの侵食単位区域は、それぞれの侵食の程度が異なり、特に船形山を共通の山頂とする3つの区域で地形の発達に著しい違いが認められる。侵食の進行状況は、谷部の侵食状態で比較するのも1つの方法である。ことに同一の山体の異った斜面の侵食状況の比較は、各沢

の河床侵食の差で行うのも有効であろう。そこで船形山の3つの区域を代表する河川の侵食による河床縦断線を求めてみた(第13図)。この図で表わされるように、船形山頂から約10kmより遠い地点ではいずれの区域の川もほぼ同様な高度とゆるい勾配をとるに至るが、それまでの区間では侵食の進行に差が認められる。すなわち、下方侵食が進んでいる順に丹生川、大倉川、大滝川となる。このような同一山体での下方侵食の差違は、それぞれの区域の侵食作用の進行の尺度となり得ると考えられる。こうした侵食作用の進行の差違が地すべりの地形のあり方とどう関係するかであるが、まず最も侵食作用の進行が遅い鳴瀬川区の斜面

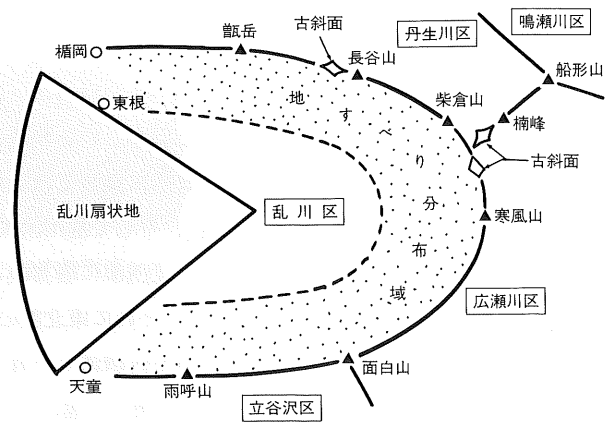


第13図 船形山体を侵食する代表的河川の川床縦断線

面は巨大な地すべり地形の集合した斜面であり、この地すべりのうちのいくつかは現在でも小規模な移動が認められている。また、この斜面をきざむ河川は、その川床が不安定で、いわゆる荒れた状態であり、堰堤工や谷止工が数多く施工されている。これに対し侵食が最も進んだ丹生川区では、かつての地すべり地形が、谷の頂部に馬蹄形に残されてはいるが、その崩壊土塊はすでに侵食されて無い。谷や稜線は細くシャープで、両者の対照が顕著である。広瀬川区では大倉川の最上流部に明らかな地すべり地形があるほか、さらに下流にも古い地すべり地形が何か所か見られる。

以上のように、船形山を頂点とする同一の山体の斜面であっても侵食作用の進行に差があり、しかもその差が地すべり地形のあり方に関係しているらしいことが明らかになった。

次に侵食作用の進行といった観点で、船形山の西側の斜面の地すべり地形について考察を進めたい。まず、この丹生川区の地形を概観すると、甕岳、白森、楠峰、面白山、それに雨呼山などの頂を結んだU字形

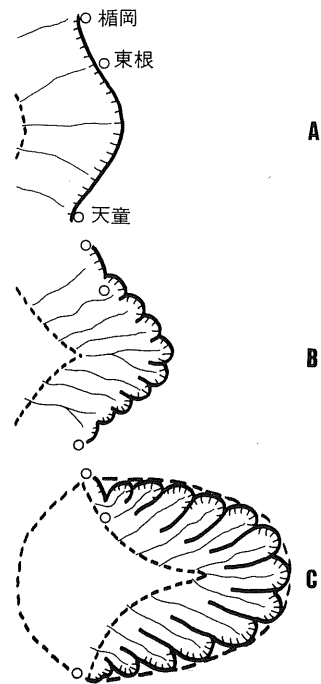


第14図 乱川区の模式地形と地すべり分布域

の陵線（以後「乱川リッジ」と呼ぶ）を外縁とし、その前方に乱川扇状地が広がっており、地すべり地形は、区域内の特定の位置に集中していることがわかる。それは第14図に示すとおり、各支流の沢の最上流部（乱川リッジの前面の急斜面付近）である。このことは、乱川区の地すべりが、乱川リッジのあり方と深い関係にあることを示している。それでは、このリッジが地質学的に特別な場所であるかを天野（1980）の地質調査結果と対照させてみると、確かに県境をなす脊陵線（楠峰～面白山）方面には複背斜軸が通るし、より硬質な火成岩体の分布も多い。しかしながら、別の複背斜軸はリッジの内部の水晶山と甑岳を結ぶあたりにも存在するであろうとされているし、硬質な火成岩はリッジの内部にも広く分布している。したがって、乱川リッジは、シャープな陵線を作っているとしても、その成因はケスタや断層崖のごとき単純なものではなく、侵食作用の進行に多くの地学的要因がかかわって形成された歴史的な産物であると考えられる。すなわち、この区域のリッジや地すべり地の存在は、局所的な岩質の違いや地質構造といったものを超えたより大きな地質・地形上の要因によって進行した侵食の結果とみるべきであろう。したがってこの地域のリッジや地すべり地の形成を理解するためには、奥羽山脈や内陸盆地の形成といった大きなスケールの運動と当区域の侵食がどうかかわっていったかを歴史的にみていく必要がある。以下に順を追って侵食の経過をたどることにした。

まず約300万年前にさかのぼると、この時期はグリーンタフ変動の末期で、ゆるやかな構造運動が続いていた時代であった。山形盆地の周辺では奥羽山系のゆっくりとした上昇運動がつづき、内陸盆地にできた湖は南方から徐々に干上り陸化していた。こうした運動は、天童付近にあった湖岸が尾花沢付近まで移動するのに数百万年もかかるという非常にゆっくりとした速度であった。したがって、当時の奥羽山地は削り尽され、100万年前頃までには、のっぺりとした準平原になっていたに違いない。

ところが、50～70万年前、新たな激しい構造運動の時代が始った。山野井ほか（1986）はこの運動を



第15図 乱川区の侵食地形の変遷
村山変動の開始による急斜面の出現は（A）、その後侵食前線となって激しい侵食を行いつつ分化、前進し（B）、他地区の前線と接した所でその活動を停止した（C）

仮に「村山変動」と呼んだが、この変動は単に東北地方のみならず、日本列島全般に及んだ大きな変動であろうことを指摘した。この運動は奥羽山系や出羽山地は全般に上昇、平野部は沈降するといった性格のものであったため、とくに平野と山地の境界部では断層や高角度の褶曲によって、急傾斜面が出現したであろう（第15図，A）。こうした急傾斜面には激しい侵食作用があったはずであるし、地すべりや土石流といった侵食もあったに違いない。このような急傾斜面は激しい侵食が起る場所として、いわば「侵食前線」の芽となって準平原部を、かなりの速さで侵食していったであろう。この侵食前線で生じた局所的な滑落崖はその後の河川の分化を促し、各支流ごとに侵食前線が別れてさらに準平原を削って行った（第15図，B）。そして、侵食前線がさらに進んだとき、別の水系から進んできた侵食前線とぶつかりここで準平原の侵食が終了した（第15図，C）。その後は通常の侵食が主体となって乱川リッジや各支流の陵線に「磨き」をかけ、今日見られるごときシャープな陵線が形成されるに至った。この侵食前線の最後の活動のなごりが、現在のリッジの前面に分布している地すべり地形であると考えられる。

ところで、本地域のいわば侵食の中心ともいうべき乱川の最上流部（関山峠付近）に地すべり地形が見られないのはなぜであろうか。これは侵食前線が最も早く広瀬川区のそれと接してしまったため、その当時は形成されていたであろう地すべり地形がその後の通常侵食のため、失われてしまったと考えることができる。この付近の地質は、地層の傾斜もゆるく、大きな断層の存在も認められていない（天野，1980）。それにもかかわらず岩塊の破碎が著しいことが関山トンネル近くの山形側の沢（萱倉沢）の左岸などにおいて観察できる。このことはかつてこの付近で地すべりが発生し、そのなごりが基岩の「傷」として残されているものとみたい。大規模な地すべり地形が通常の侵食によって容易に失われるものであることは現在のムクロ沢地すべり地の北西部、遅沢地すべり地の西部の地すべり地などが、それぞれ通常の侵食によって姿を消しつつある例を見れば明らかである。したがって、現在乱川リッジの前面に見られる地すべり地形は、やがては丹羽川区の上流のように、姿を消してしまうであろう。現在はそうなる前の侵食作用の経過の一コマを見ているものと理解される。

他方、2方向からの侵食前線が接した後、時間の経過が少なかったり、通常侵食の作用が弱い場合は、その周辺では準平原の削り残された部分はまだあるはずである。第2図の長谷山の北西部、楠峰と寒風山の間仙合カゴ、粟畑、白髪山の山頂付近など、斜線で示した緩斜面は上記のようにして削り残された古斜面であると考えられる。

しかしながら船形山の東北部の緩斜面は上記の古斜面と同様に考えて良いであろうか。すなわち鳴瀬川区の緩斜面は侵食の過程で火山噴出物が供給され続けたために侵食が遅れているのであろうかといった疑問が残る。今田ほか（1989）の調査によれば、船形火山の岩石の絶対年代は、後期のもので約60万年であるという。そうすると村山変動が始った頃は船形火山の終末期であり、船形山の侵食に伴って火山噴出物が供給されつつあったとは考えられない。すなわち、鳴瀬川区の侵食は、

その基本にかかわる隆起のあり方が山形県側のように山間盆地と奥羽山系のごとき沈降と隆起の対照が明瞭でなく、太平洋側の海岸部からゆるく傾動するといった運動によってなされたと考えられる。こうした傾動運動であったことは、この区域の地質構造（北村ほか、1985）からも読みとることができる。この傾動運動によって鳴瀬川区では、全般に船形火山起源の軟弱な土塊が大崩壊をくり返しながら、全体としてゆるい斜面が形成されるに至ったと考えられる。

このように船形山の西側の乱川区と東側の鳴瀬川区では、それぞれの斜面の構造運動の違いが侵食のメカニズムや速度を違え、互いに異った地形を發展させるに至っていると解せよう。他の区域もまたそれぞれ固有の侵食の歴史をもって現在の地形を造っていると考えられる。

以上のように本文で重点的に扱った船形山の西側の斜面（乱川区）は地形的には乱川リッジの存在、その前面に地すべり地形の残存、そしてその下に各支流の沢の発達があって、さらにその下流に乱川扇状地が広がるといった一連の地形の配列が認められた。こうした地形は局所的な岩質や地質構造に支配されたものではなく、より高次の構造運動の産物であることを導くことができた。こうした構造運動は地球規模で展開されるプレート運動に起因しているであろうことを付記しておきたい。

このように長い歴史の中で生じた本区域の地すべりについて、人間とのかかわり合いに関して最後にふれておきたい。当区域の地すべり地（第2図）は第三紀の岩石からなるにせよ、それが地すべりを起した第四紀という新しい時期に著しい破砕作用を受けていることに留意すべきである。すなわち、地すべり地内の土塊は第四紀の軟弱地盤と同様に強度は低く、地下水を通し易い物質なのである。しかも強度的には対照をなす硬質な第三系の上に傾斜をもって留まっている土塊でもある。こうした土塊は、自然の状態では多少の崩壊は伴うにせよ、これまでもそうであったように、これからは長い安定を保つはずである。しかしながらこのような微妙な安定下にある斜面は、人の手で「傷」がつけられるならば、それは大規模な崩壊へと連鎖していく危険性がある。仮にそれが、かつてあったような巨大地すべりの再発に至るならば、下流に与える被害は甚大であるし、それを予防する技術は無に等しい。したがって、こうした地すべり地の利用は、当然のことながら土塊をなるべくいじらない方法で行われるべきであるし、多くの土塊の移動を伴う大規模な開発などは論外であることを指摘しておきたい。

文 献

- 天野一男（1980）：奥羽脊梁山脈宮城・山形県境地域の地質学的研究。東北大理地質学古生物学教室邦文報告，第81号，1－56。
- 北村 信ほか（1986）：島弧横断ルートNo.22，新生代東北本州弧地質資料集。
- 今田 正・大場与志男（1989）：船形火山の火山地質。「御所山」，山形県総合学術調査会，15－32。
- 西村嘉助・宮城豊彦（1976）：県立自然公園船形連峰の地形及び地質。宮城県，2－24。
- 山野井 徹・阿子島 功・鈴木雅宏（1986）：山形・尾花沢盆地の第四系。日本地質学会第93年学術大会見学旅行案内書，57－84。
- 山 形 県（1988）：山形県の地すべり。山形県土木部砂防課，p.363。