

# 地すべりの発生と侵食作用

— 奥羽山系を例として —

山野井 徹\*

## はじめに

「地すべり」というと、一般には災害の一種で、防災の対象として扱われることが多い。しかし、山地の形成史といった長い時間の中では、地すべりは侵食現象の1つとして重要な役割を演じていたのではなかろうか。また、地史的な時間の中で生じた地すべりは、その多くが現在ではほとんど動きを停止している。こうした地すべりは、それがなぜ発生し、そしてどうして止ったかを知ることができれば、現在動いている地すべりの止め方に何らかの指針を与えてくれるはずである。

小論は奥羽山系の山地に残された地すべり地形を解析し、斜面の形成と地すべりの発生との関係を史的に解釈しようと試みたものである。すなわち、まず奥羽山系の西側の斜面(乱川流域)に残されている地すべり地形を空中写真の判読により求め、さらに現地調査による観察を加えるといった調査を行った。それらを整理し、考察を加えた結果、乱川流域の侵食は、約50万年前に始った「村山変動」と称する激しい構造運動と共に生じ、その後の侵食の最盛期には、地すべりなどの急激な侵食作用が主体となっていたであろうことが推定できた。そして、現在見られる地すべり地形は、侵食の最盛期の末期に形成されたもので、それが侵食の衰退期を経て、今日に至るも、削り残されているものであることなどを指摘することができた。

## 地すべりと地質

地すべりは、侵食現象の1つで、その発生は通常のおだやかな侵食作用の進行とも密接に関連している。したがって地すべり現象は侵食現象の進行の中でとらえるといった視点が必要になろう。侵食作用は、結果として一定の広がりをもった区域を単位と

しているの、ある川河の流域(群)を1つの侵食区域の単位として扱うことが適当であろう。こうした観点で奥羽山系の西側の斜面から1つの侵食単位として、山形盆地に最も顕著な扇状地を造っている乱川扇状地の流域を選んでみた。そして、この区域の地形を空中写真により実体視し、地すべり地形を判読することから始めてみた。ここで取り上げた地すべり地形とは、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、それは地すべり地形と断定することを保留した。こうして得られた地すべり地形は、図-1にまとめた。この図にあげた主な地すべり地に関しては、山野井(1989)が解説をしているので、小論では主な地すべり地形やそれに関連した現象を末尾に写真で紹介するにとどめたい。

図-2には、図-1の地すべり地形図と同じ範囲の地質図(天野, 1980)を、地すべりと地質との関係を見るために掲げた。両図を対照すると、地すべり地形は特定の岩質の所に集中しているとは認めがたい。また、地すべり地形が、背斜、向斜部あるいは断層といった地質構造と、特にかかわって発生したという関係もこの区域では認められない。このように、地すべり地形は地質との関係はうすく、むしろ地形との関連において特定される場所に集中している傾向が認められている。すなわち、地すべり地形は乱川扇状地の集水域(以後、侵食の単位として「乱川区」呼ぶ)では、分水嶺の陵線部(以後「乱川リッジ」と呼ぶ)の前面に集中している。乱川リッジは、乱川扇状地の背後をとり囲むように、U字形のシャープな陵線を作っているが、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質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、乱川リッジの成因もまた局所的な岩質の違いや地質構造との関係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作用の結果とみるべきで

\* 山形大学教養部地学教室



地すべりの発生と侵食作用

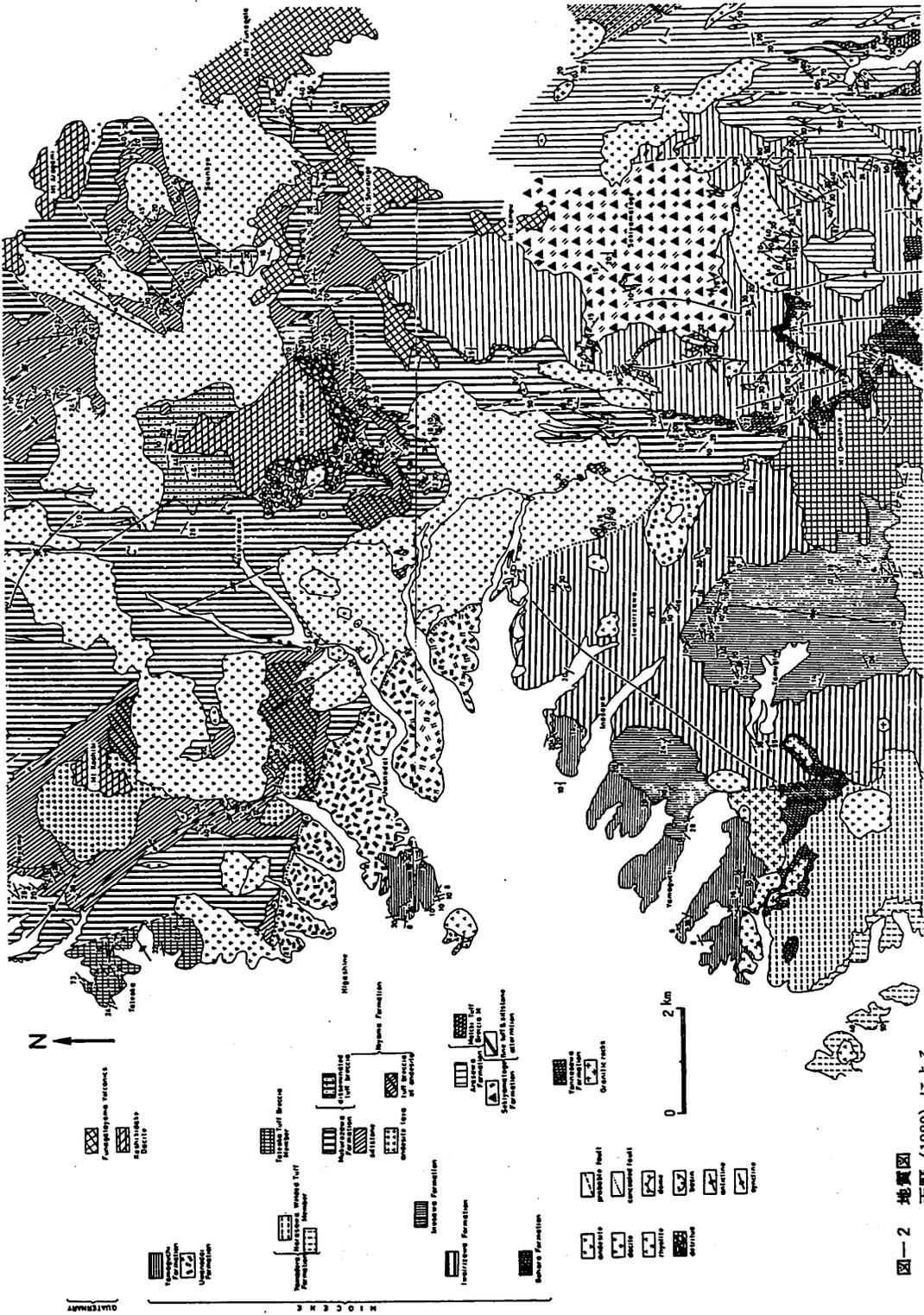


図-2 地質図  
天野 (1980) による

あろう。侵食は地殻の運動によって蓄積されたポテンシャルエネルギーの開放であり、それは地表水(浅層の地下水も含める)の流下によって著しく助長されている。したがって侵食のあり方は、構造運動と岩質、それに地表水の流れ方によってほぼ決定されるとみなされる。この3者の時空間的な組合せによって結果として前述の侵食区といった単位の地形が形成されるものと考えられる。図-3は乱川区の地形的特徴と地すべり地形との関係を模式的に表わしたものである。この図で整理されているように、乱川区の地形はU字形の「乱川リッジ」で画され、その前面に地すべり地形の分布域があり、その下方に各支流が刻まれ、そして乱川扇状地が広がるといった地形の配列が認められる。こうした地形の配列の中に地すべり地形の分布域が組込まれているからには、この区域の地すべり地形の成因を理解するには、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、乱川区の侵食がどのようにかかわってきたかを歴史的にみていく必要がある。幸いにも内陸盆地には奥羽山系から侵食された物質が堆積保存されている。こうした盆地下の地層の発達も考慮しながら、奥羽山系の侵食を地史的な経過としてとらえた場合、地すべり現象がどう位置付けられるかについて考察を進めてみたい。

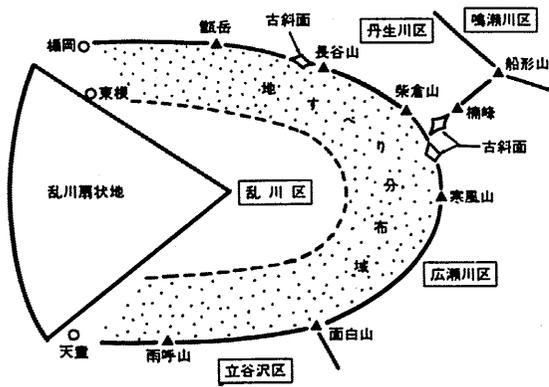


図-3 乱川区の地形配列模式図

侵食作用と地すべり

山形盆地及びその周辺の地域が第四紀をとおしてどんな状況にあったかを編年図としてまとめたものが図-4である。まず構造運動については、約50万年以前の堆積盆地の移動と消滅といったいわゆるグリーンタフ変動末期のゆるやかな運動と、約50万年

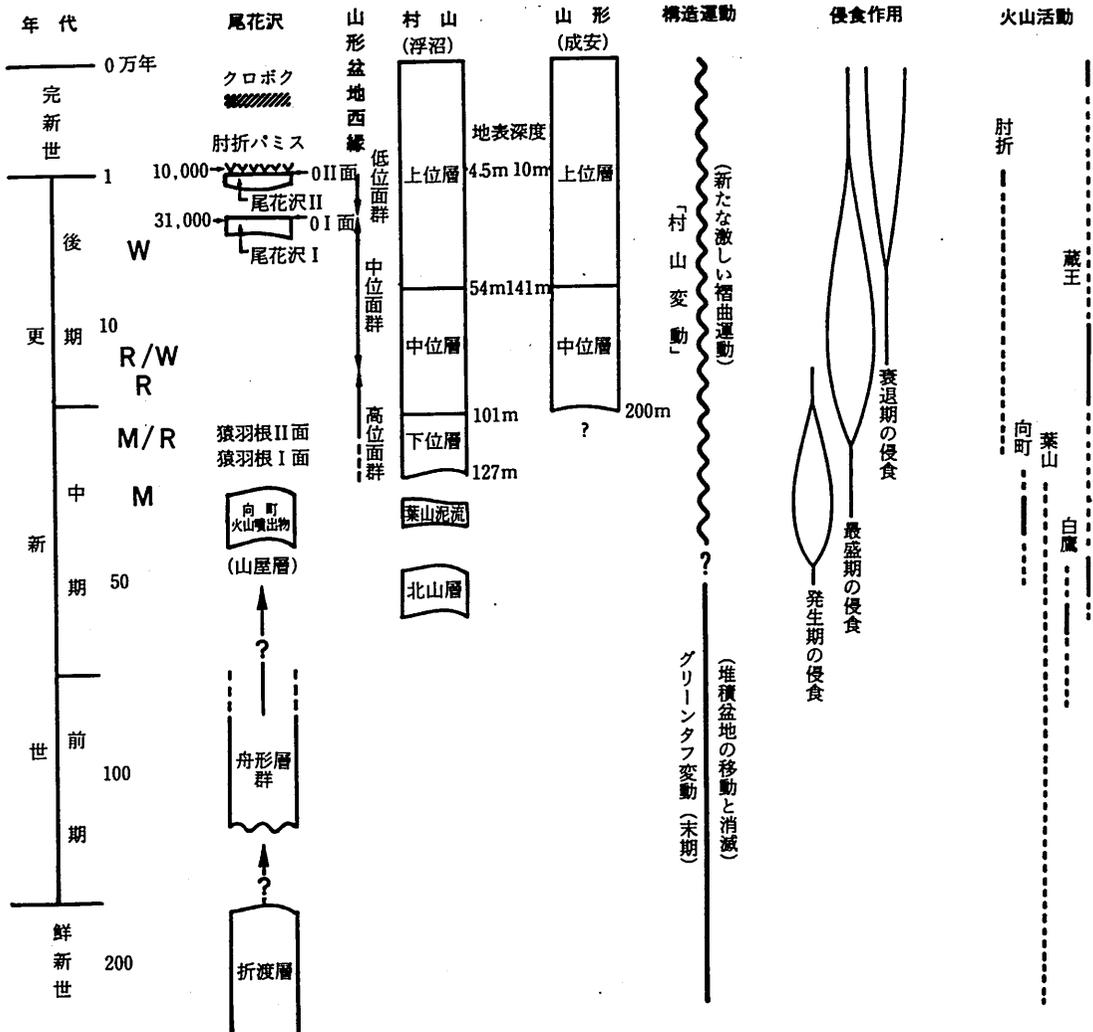
以降の激しい褶曲や断層運動を伴うような「村山変動」(仮称)とが区別されている(山野井ほか, 1986)。前者のゆるやかな構造運動が続いた時代は、山形盆地の周辺では、その東側で奥羽山地のゆっくりとした上昇運動がつづき、内陸盆地にあった湖は南方から徐々に陸化していった。こうした運動の速度は、天童付近にあった湖岸が尾花沢あたりまで移動するのに数百万年もかかるといった非常にゆっくりとしたものであった。したがってこの当時の奥羽山地は削り尽され、のっぺりとした準平原になっていたに違いない。こうした起伏の少ない斜面を「古斜面」と呼んでおきたい。

ところが、50万年前頃から、新たな激しい構造運動が始った。これは前述のとおり、村山変動と仮称されたが、この変動は単に東北地方にとどまらず、日本列島全般に及んだ大きな変動である。この激しい変動によって、奥羽山系や羽羽山地は全般に隆起し、山間盆地部は沈降するといった大地の変動が起きた。このような急激な傾動運動により、斜面はより強調され、古斜面上では新たな河道による侵食が始った。このときの河道に残された堆積物が現在の山腹に局部的に残るいわゆる「山砂利」であり、盆地の最下部を埋める「下位層」と考えられる。この時期には、とくに現在の平野と山地の境界部付近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。こうした部分は他の斜面よりも一層強い侵食作用が働く部位となり、崩壊や地すべりの発生の萌芽となっていたであろう(図-5, A)。このように村山変動の開始によって盆地と山地の対照が生じ、新たな侵食が始り、「山砂利」や「下位層」が形成されたときの山地の侵食作用を「発生の侵食」と一括しておきたい。

さらに山地の隆起、盆地の沈降といった運動がつづくにつれ、前述の萌芽となった部分は、この周辺がいわば「崩壊前線」となって、これに先行して形成されていた細く深い河道や支谷をさらに広げていったであろう。この時期の侵食は激しく、崩壊前線付近を主体に多くの山崩れや地すべりが発生したに違いない(図-5, B)。

しかし、古斜面を激しく侵食しながら進んだ崩壊前線は、他方向から進んできた崩壊前線とぶつかる、そこで古斜面は削り尽され、前線の前進は互いに止ったであろう。こうして、主に崩壊前線が激しく古斜面を削りつづけたタイプの侵食を「最盛期の

地すべりの発生と侵食作用



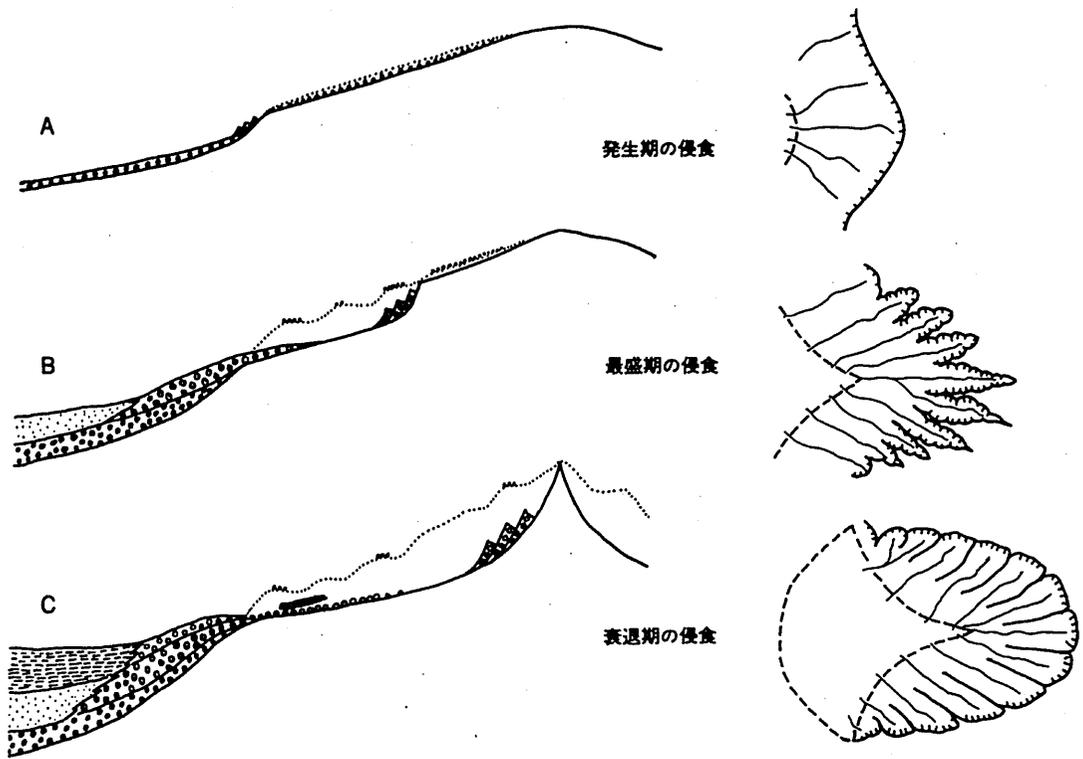
図一四 山形盆地及びその周辺の第四紀の事象に関する編年図 (山野井ほか, 1968に加筆)

侵食」と呼んで区別しておきたい。

他方向から進んできた崩壊前線が、互いに接した後は、もはや激しい侵食は起らず、陵線部は近接する支谷と共に、おだやかな侵食によって、より一層鋭利な分水嶺と化していったのであろう。こうして古斜面を削り終えた後の侵食は「衰退期の侵食」と呼ぶことにする。現在の奥羽山系の侵食は、ほとんどこの時期の侵食である (図一五, C)。

以上のように、乱川区の侵食過程を約50万年前から始った村山変動と関連させ、しかもとくに崩壊前線の前進というタイプの侵食の進行で考えてみた。

こうした侵食の進行を段階的に、河床の縦断曲線で模式化すれば、図一六のA型のように表わされる(各段階の曲線は、最終的な隆起に一致させてある)。しかし、他方で、図一六のB型のような曲線の経過も考えられる。すなわち、河床の縦断曲線は、斜面全般にわたって徐々にその曲率を大きくしていったといったタイプの侵食である。いずれのタイプであったかの真相の決め手は、現実に見れる古斜面の侵食状況にある。乱川区の古斜面としては、長谷山の北西部、楠峰から寒風山に至る県境部にわずかに残るのみである (図一六の斜線部)。これらは、あまりにも小域

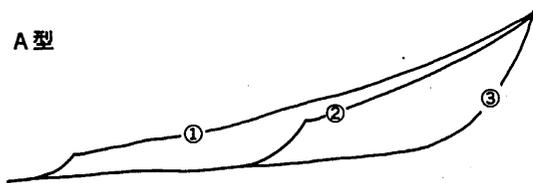


図一五 奥羽山系西斜面の乱川区における侵食過程の変遷模式図

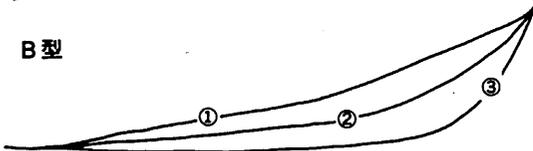
であり侵食のタイプを判断するような事象に乏しい。しかし宮城県側の鳴瀬川区の船形山の北部には広い比較的平坦な斜面が残されている（図一1参照）。この平坦面は船形火山の周辺にあるため新期の火山

噴出物によるものという考えもある。しかし船形火山の活動は、今田ほか（1989）の調査と絶対年代の測定によれば、約60万年前よりも古い火山であるという。そうなること村山変動が始った頃は船形火山の終末期であり、侵食の過程で火山噴出物が追加されたとは考えられない。したがって船形山北方にある広い平坦面は古斜面が残されているものとする。

A型

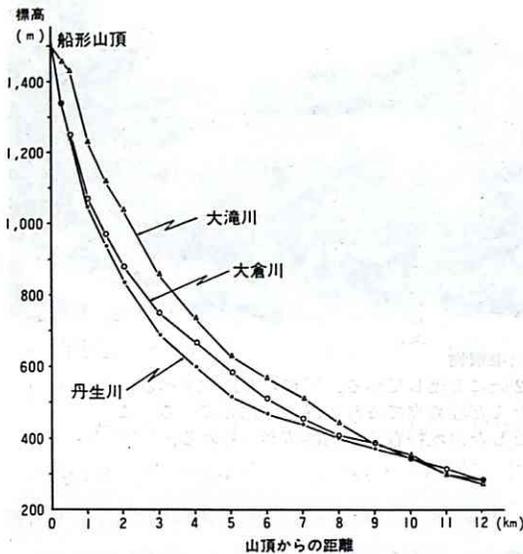


B型



図一六 侵食の進行の2つの様式 ①～③は順に各段階を表わす。隆起量は③段階のものに合わせた  
A型：崩壊前線といった激しい侵食が伴って進行  
B型：斜面全般にわたり徐々に侵食が進行

さて、上記の比較的広い古斜面と、ここを通過する大滝川（鳴瀬川区）の縦断線を求めてみると図一7のようになる。この図では比較のため、船形山を共通の山頂とする丹生川（丹生川区）と大倉川（広瀬川区）のものを記入しておいた。この図で明らかのように、大滝川が古斜面を通過する部分（図一1では朝日川の上流とほぼ同じ状況）は河床勾配はなだらかで、崩壊前線に先行する幼年期的な谷となっていることがわかる。さらにこのなだらかな河床の下流部の急勾配に転ずる付近から下流域では、いくつかの新しい地すべり地が密集している。このことは、かつて西側の山形県側の斜面にも崩壊前線があ



図一七 船形山体を侵食する代表的河川の縦断線

り、A型の浸食が行われたことを裏付けるものである。

おわりに

以上述べてきたように、乱川区の侵食は村山変動の開始とともに「山砂利」の形成されるような「発生期の侵食」が起った。やがて激しい侵食が崩壊前線付近を主体に生じ、古斜面を急激に侵食する「最盛期の侵食」が進行した。そして現在は古斜面が侵食され尽された後の「衰退期の侵食」が進行している時期に至っていると解釈することができる。

このように進行してきた侵食作用の中で、乱川区に残されている地すべり地形はいつ頃に生じたものであろうか。まず、乱川区の地すべり地形は、それが分水界の前面に分布しているといった特徴があることから、崩壊前線の最後の活動のなごりと考えたい。その時期は、最盛期の侵食から衰退期の侵食に移行する時期であったと考えられる。そうした時期は各支谷ごとに必ずしも同時期ではなく、時代的には、かなり幅があったものと推定される。このことは盆地に近い天童のジャガラモガラや楯岡・東根間の大崩壊地が原形をほとんど失った古いものであることから理解される。要するに現在残る地すべり地形は、各沢の侵食の最盛期の末期に生じたものであり、その後の侵食の衰退期を経て現在に至るもま

だ削り尽されずに残っている地形であると考えられることができる。また、このような性格をもつ地すべり地形は、今後、おだやかな侵食の進行によって徐々に削られていくことが予測される。したがって、人為的な地形の改変が加わらない限り、もはや再発するような性質の地すべりではないことを指摘しておきたい。

最後に、他の地域の地すべりも、ここで扱った侵食区といった概念を導入し、その侵食の進行を歴史的にみていくならば、そこにある地すべりが今どのような段階にあり、そして今後どうなっていくかといった地すべりの進展の予測が可能になるであろう。こうした解析こそが真に有効な地すべり対策の基本になると信ずる。

引用文献

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。東北大地質古生物研報, 81, 1-56.  
 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.  
 山野井 徹 (1989) 奥羽山系船形山西方の斜面形成と地すべり。同上, 1-14.  
 山野井 徹・阿子島 功・鈴木雅宏 (1986) 山形・尾花沢盆地の第四系。日本地質学第93年学術大会見学旅行案内書, 日本地質学会, 57-84.



写真一 留山川砂防ダム上流地すべり地内でみられる崩積土塊。凝灰質な砂岩が角礫状に破壊されている。こうした岩質の土塊は地すべり地形の周辺では普通にみられる。



写真一 2 ムクロ沢地すべり滑落土塊の冠頭部を埋める湿地堆積物

ムクロ沢地すべりの1次滑落崖は、最大幅が約2kmにも達している。写真は2次地すべりの際に生じた南東側土塊の大亀裂で、現在ではほとんど埋め立てられて湿地と化している。ここにはキンコウカなどのユリ科やスゲ科を主体とした湿地特有の植物群落が見られる。



写真一 3 堂木沢山の地すべり斜面と、そのせき止めによって生じた沼沢沼

沼沢沼は、最長幅が約400mの湖である。写真左側の堂木沢山の崩壊した斜面は、現在、県の畜産試験場の放牧地となっている。放牧場の入口は先端土塊部であるため急傾斜となり、その道路の切り割り部では、大きく破碎された崩積土塊の断面を見ることができる。



写真一 4 天童高原の古い地すべりによる緩斜面と面白山

この付近一帯は紅葉川水系にも及んでいない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。緩斜面の下には、安山岩の角礫を主体とした崩積土が厚く堆積している。この斜面の上部は面白山の陵線部にまで連なる広大なものである。