

出羽丘陵の崩壊災害*

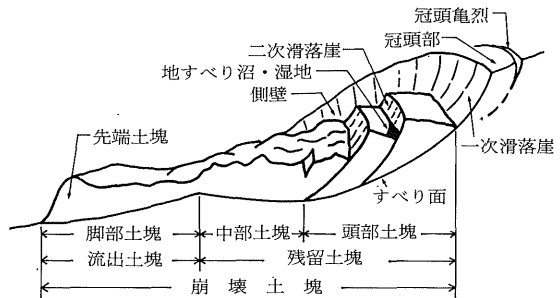
山野井 徹**

1 はじめに

出羽丘陵は奥羽山脈の西側にあつて、北は青森県から南は福島県に至るといわれている。しかし出羽丘陵の範囲は奥羽山脈ほど明瞭ではなく、山形県内に限ってみても、たとえば朝日山塊などは一線では画しがたい。出羽丘陵の範囲はこのように漠然としたものではあるが、仮にそれを決めてみたところでその全域をここで対象とすることは不可能である。したがって扱う地域を限定しなければならないが、それは出羽丘陵としての一般的な特徴をそなえた区域であることが好ましい。選定の結果として、第3図の範囲を扱うことにした。この区域は地質構造、岩質とも多様性があり、地形的にも月山、葉山といった山塊を含み、最上川、立谷沢川、鮭川、銅山川などの河川にぎまれ、さらに新庄盆地、庄内平野の縁辺部が含まれるなどにより、出羽丘陵の一般的、かつ代表的地質・地形条件をそなえている所といえよう。また、この区域内には黒淵、桂欠、藤田沢、豊牧といった地すべり地を含み、そして庄内と内陸を結ぶ地域として我々に身近な場所でもあることから、本地域は出羽丘陵を代表させるに最適の区域であると考えている。

次に崩壊災害についてであるが、これには多種多様なものがある。たとえば、地すべり、山崩れ、土石流……等々があるが、限られた紙面では、いずれかに的をしばった方が散漫にならないであろう。そこで、崩壊災害のうち、最も地質的条件を反映するといわれる地すべり災害を扱うことにした。ただしここで、災害といっても現在の人間に直接影響のないものも含め、すべての地すべり現象を扱うことになることを付記しておきたい。

本報告をするに当たり、日頃地すべり地を見せていただいている山形県の方々にお礼申し上げる。



図一 地すべり地形・土塊の模式図

2 出羽丘陵の地すべり

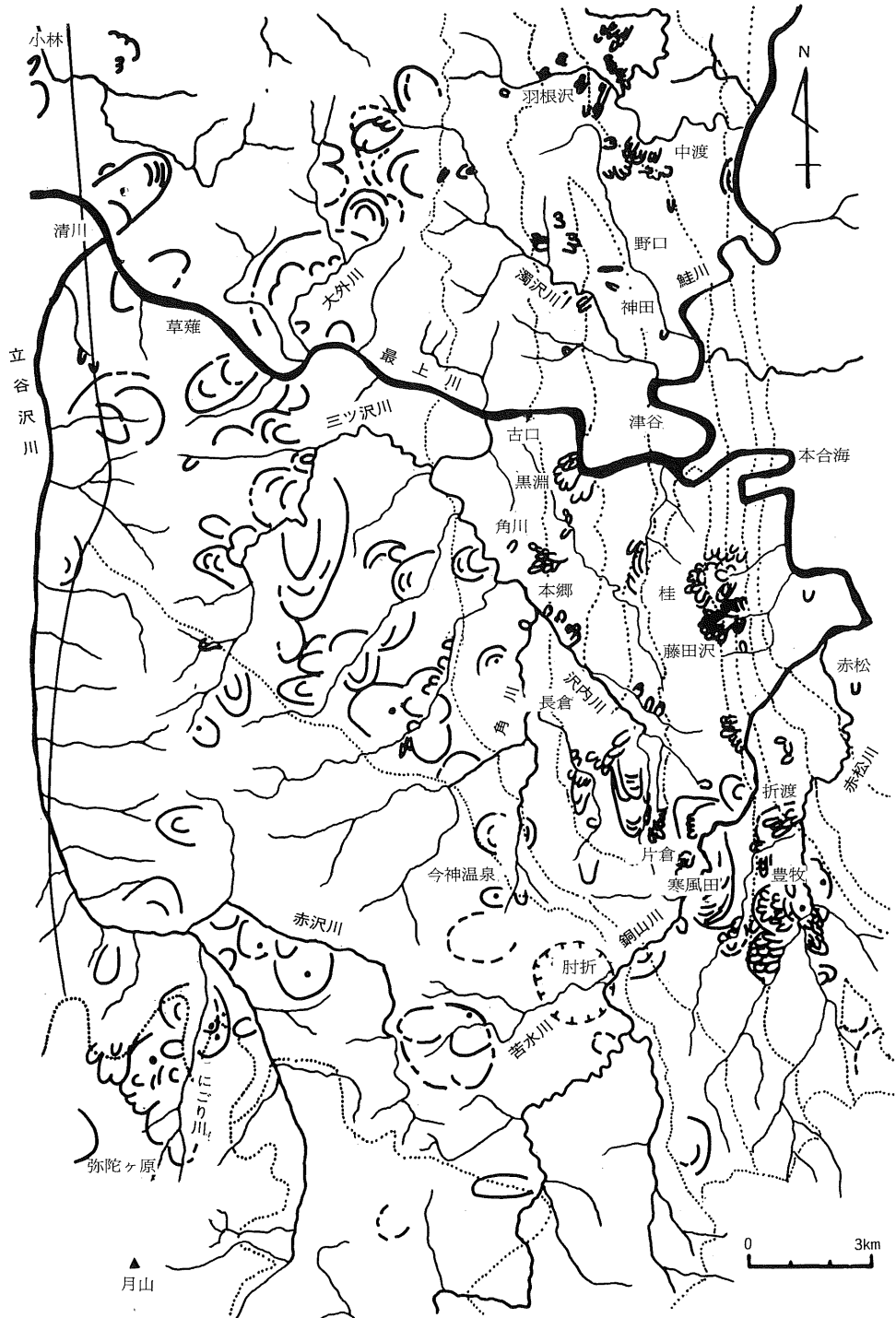
当地域の地すべりを扱うに当たっては、全域の地すべりを網羅できるよう空中写真の判読を主体とした。なお、ここで用いた空中写真は国土地理院撮影のカラー空中写真(新庄地区1/10万、及び月山地区1/1.5万)である。

空中写真の判読において、地すべり地形としての認定要件を述べておきたい。地すべり現象とは山野井(1983)が他の崩壊現象から区別したように、土石流のごとき多量の水を含まず、大規模な土塊の移動を行うことを特徴としている。また、地すべり地は一般に図一に模式化したような地形及び土塊を作っている。このような特徴をもつ地形を空中写真の実体視像から判定することになるが、より具体的には、曲線状ないしはU字形の滑落崖をもち、かつその内部や下方に残留土塊や流出土塊などの崩壊土塊をもつものを地すべり地形とした。こうして認定された地すべり地形は、その滑落崖(側壁も含む)を主体とした形状をもって1/5万地形図に書き入れ、それを図二にまとめた。

この図から明らかなように当区域では2つの型の地すべり地形が認められる。すなわちその1つは、馬蹄形の滑落崖をもち、その幅が1kmを超えるような大規模な地すべりと、他はU字形の滑落崖を有し、その幅が200m以下の小規模な地すべりである(以後

* 第6回談話会で講演

** 山形大学教養部地学教室



図一 出羽丘陵（中部）における地すべり地形

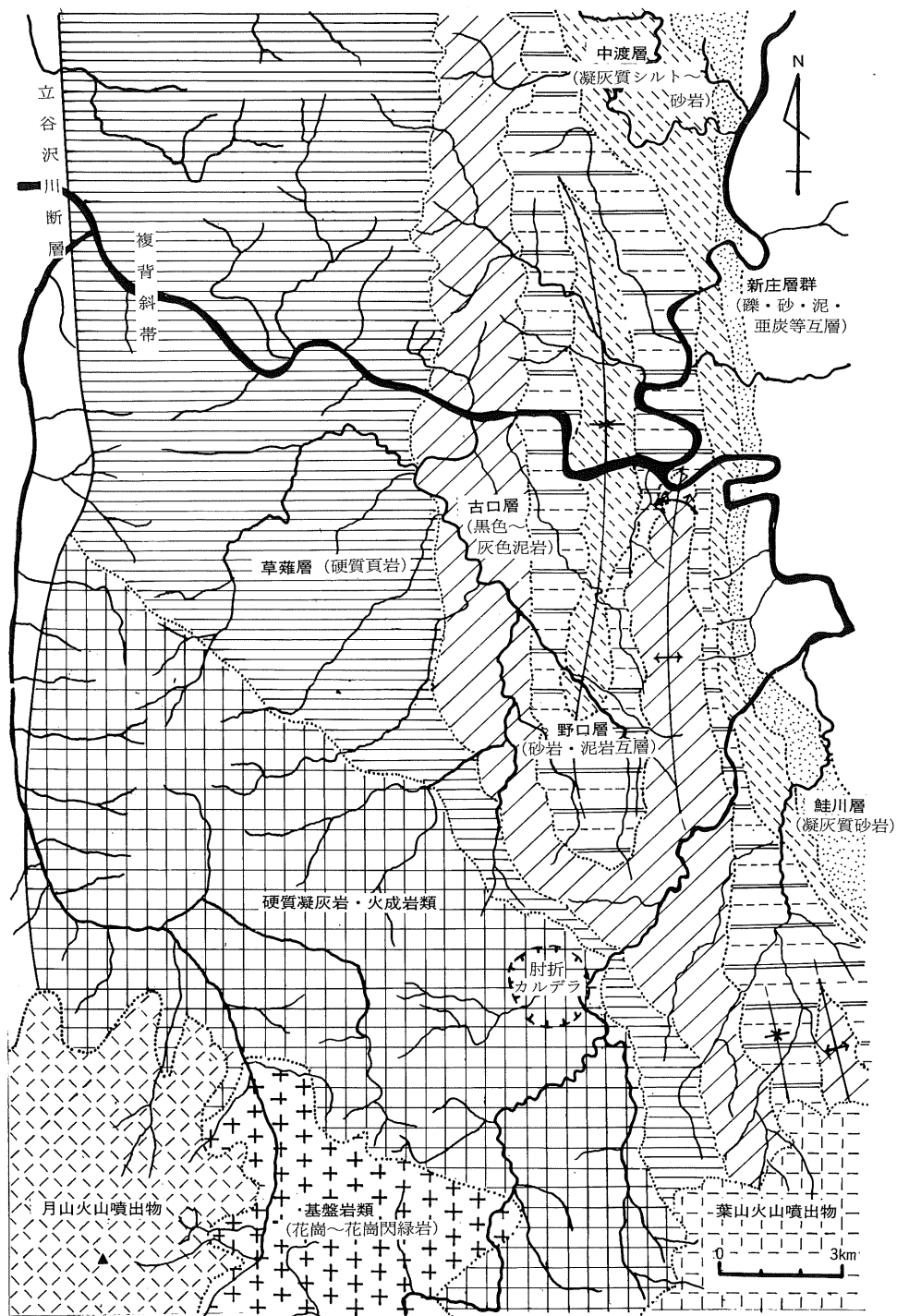


図-3 出羽丘陵(中部)の地質図

前者を大型地すべり、後者を小型地すべりと呼ぶ)。両者の分布は重なることが少なく、大型地すべりは西側の分水嶺の周辺に、小型地すべりは東側の盆地縁辺部にそれぞれ散在する傾向が認められる。こうした地すべりの型と分布の意味について次に考えてみたい。

3 地すべり地と地質

本区域の地質図は、山形県発行の1/5万「清川」(1983, 吉田ほか作成)と同「月山」(1974, 今田作成)がある。両図幅では地質区分の基準に違いがあるため、特に両図幅の境界付近での地層や岩塊の分布単元の食い違いが目立つ。これらを調整するために、地質区分をより大まかな単位に直すなどして編集した地質図が図-3である。なお清川図幅内の草薙層中の褶曲軸はその位置が正確とは判断し難いので図-3では省いてあるが、ここの草薙層は、分水嶺付近に頂部のある複背斜構造をなしていることを付記しておきたい。以下に簡単に地層区分ごとの岩質を、現地調査の結果も加えてふれておきたい。

基盤岩類：月山東側の立谷沢川及び銅山川の上流地域に露出する閃緑岩～花崗閃緑岩である。

硬質凝灰岩・火成岩類：基盤岩類をおおう新第三系の最下部で、この上位層である草薙層までの種々の地層・岩塊を一括してある。岩質は下位の安山岩熔岩、火砕岩及び同質の角礫凝灰岩を主体とする部分と、上位の玄武岩熔岩及び同質集塊岩(北西部)及び硬質な酸性凝灰岩(南東部)を主とする部分からなる。またこれらに砂岩層や泥岩層をはさむ部分もある。ここで一括された岩質はいずれも硬質である。

草薙層：全般に硬質な灰色～暗灰色の頁岩を主体とするが、凝灰質な部分もある。下位層ほど硬質で、上位層ではやや軟質な泥岩をはさんでくることが多くなる。

古口層：最下位は草薙層と漸移し、かなり硬質で層理の明瞭な頁岩～泥岩であるが、上位へは無層理で塊状の黒色～暗灰色泥岩へと移行する。

野口層：灰色～青灰色の泥岩と砂岩(凝灰質)との互層を主体とする。硬度は全般に軟かくなり、ハンマーのピック部で容易に突きくずせる程度になる。

中渡層：全般に凝灰質で青灰色のシルト～砂岩か

らなり、かなり軟質である。また砂岩や礫岩が卓越する部分もあるなど、層相の変化も大きい。

鮭川層：凝灰質な砂岩を主体としているが、凝灰質な割合が低いものは青灰色を呈し、やや硬いが、高いものは灰白色となりかなりもろい。

新庄層群：本図幅の範囲内での八向層、本合海層を一括したもので、礫・砂・泥岩等の多様な岩質の地層の互層であり亜炭層や凝灰岩層の介在も多い。岩質は一般に固結度は低く、とくに石英粒子を多く含む凝灰岩もしくは同質砂岩はほとんど固結していない。

葉山火山噴出物：中新世後期～鮮新世の安山岩熔岩を主体とするが、いくつかの流出ユニットは一括してある。岩質は塊状で硬質な部分が多い。

月山火山噴出物：安山岩熔岩を主体とし、それらの間に火山屑砕物層をはさんでいる。山頂付近の表層部には泥流堆積物もあるがこれらは全部一括した。なお肘折温泉付近には約1万年前(宇井ほか, 1973)に肘折カルデラの形成の際に噴出した浮石質火山灰が部分的に地表をおおうが、図-3ではこれを省略してある。

地すべり地形図(図-2)と地質図(図-3)を対照させると次の諸点が明らかになる。すなわち大型地すべりは、とくに草薙層に集中するほか硬質凝灰岩・火成岩類及び月山火山噴出物中に認められる。これに対し、小型地すべりは野口、中渡両層に多く見られる。草薙層と野口層の間の古口層では両タイプの地すべりの存在がある。

地すべりの型と地質の関係については、すでに山野井(1977)が新潟県の地すべりを扱うなかで「泥質系地すべり」と「硬質系地すべり」の存在を明らかにした。これに関してはすでに本誌の第3号で詳しく紹介した(山野井, 1983)が、再度両型の地すべりの要点を述べておきたい。泥質系の地すべりは、新潟県の頸城地方の黒色泥岩の分布地域に集中して見られ、慢性的にある期間地すべりをくり返し、地すべり地を拡大していくという属性をもつものである。これに対し、礫質系地すべりは、礫や砂の卓越する地層の分布する魚沼丘陵や中越地域で多く見られ、分布が散在し、馬蹄形の大型を呈する。この型の地すべりは一度発生すると拡大せず、その地すべり地内で規模を縮小する方向に地すべりをくり返し、やがて安定化に向うタイプである。こうした新潟県での両タイプの地すべりを本区域の2つの型の

地すべりと対応させると、大型地すべりは礫質系地すべりに、小型地すべりは泥質系地すべりにそれぞれ形態上の対比ができる。このうち小型地すべりと泥質系地すべりはいずれも泥岩地域の地すべりで、両者の属性も一致するので、これらは同一タイプの地すべりとみなせる。他方、大型地すべりと礫質系地すべりと類似性はその形状のみならず、運動形態やその属性にも認められる。ただ違う点は、大型地すべりの岩質が、硬質な頁岩や硬質な凝灰岩、火成岩類を主体とするのに対し、礫質系の地すべりは砂へ礫質の地層である点である。このことは、地すべり地の岩質が上記両者のいずれであっても、これらの岩質の場所では同一タイプの大型地すべりが発生することを意味する。

ところで、肘折の北東方向にある片倉北方や寒風田^{さむかた}といった地すべり地は、古口層、野口層という泥質岩の分布域の地すべりでありながら、大型地すべりの形態を示している。こうした地すべりの見られる区域の地質は、前述のとおり地質図では省略したが、肘折カルデラの噴出物である浮石質凝灰岩（いわゆるシラス）がおおう区域である。この区域の地すべりのすべり面の主体は、寒風田地すべり（図一4）で見られるように、シラスの中ではなく基盤の泥岩の上面にある。しかしここで発現している地



図一4 寒風田地すべりの末端部

崖の下方の古口層の上面を境に、その上のシラスが崩落し、背後のシラス土塊が大規模な地すべりを起こしている（1981年5月、山形県林業課提供）。

すべりの型は大型地すべりであり、泥岩地帯特有の小型地すべりではない。このことは、地すべりの型を決定する要因は地すべり面の岩質ではなく、その上位の岩体の岩質によることを示すものである。これをさらに裏付ける現象が寒風田地すべりの東方の折渡、豊牧地すべりに見られる。すなわち、これらの地すべり地では泥岩岩塊の小型地すべりとしての

活動が認められる。しかし小型地すべり群の後方には大型地すべりの滑落崖が残っている（図一5）。そ



図一5 折渡地すべり

後方の大滑落崖はその上面をシラスがおおう台地へと連なる（山形県林業課提供）。

の滑落崖の一部は寒風田地すべりと同一のシラス台地に連なるものであることから、かつては折渡、豊牧の地すべり地もシラスでおおわれていたと考えられる。そして寒風田のごとき大地すべりが発生し、その後シラスは侵食されてしまい、基盤の泥岩が露出するに至ったと考えられる。以後当地域は小型地すべりが発生する地すべり地へと移行したものと推定される。すなわち、折渡、豊牧の両地すべり地は地すべり土塊の変化が地すべりの型を変遷させた例といえよう。

以上のように地すべり地の地質（岩質）は地すべりの型を決める重要な要因であることが理解できる。それでは、岩質が異なるとなぜ違った型の地すべりが発生するかについてであるが、地すべりの型（地すべりの運動形式）は斜面物質の位置エネルギーの解放のしかたによって決まるものである。位置エネルギーは根源的には地殻の隆起運動（上下運動）によって蓄積される。蓄積されたこのエネルギーは解放されて安定化する。位置エネルギーの解放には、おだやかに、ほぼ継続的に進行するものと、急激に、大規模におこなうものの2つの様式があると便宜上考えてよい。具体的には、おだやかな解放とは地表で通常進行している侵食作用であり、急激な解放は突発的に生ずる地すべりや山崩れなどといった崩壊現象を主体とするものである。地殻の隆起量が通常の侵食によって十分解消される程度に進行するならば、過大な位置エネルギーの蓄積はおこらないはずである。しかしながら隆起量が通常の侵食量を上まわるほど速く進行するならば位置エネルギーは徐々に蓄積され、やがてはその突発的な解放に至るであろう。このとき解放されたエネルギーの量に応じた規模の地すべりが発生するであろう。したがって本地域で見られる大型地すべりを発生させて

いる岩質は、位置エネルギーを蓄積しやすく、かつそれを一度に放出させるし、小型地すべりを発生させる泥岩は、位置エネルギーを小出しに頻ばんに放出している岩石であるといえよう。こうした両タイプの地すべりの定性的な理解をさらに深めるためには、位置エネルギーの加わり方（応力）と岩質の力学的な性質との関連において、定量的な解析が必要である。このことに関しては別の機会に扱いたい。

4 地すべりを起こすエネルギー

地すべりを発生させる一義的な要因は位置エネルギーの蓄積にあることは上述のとおりである。出羽丘陵の位置エネルギーの蓄積は地殻運動によるものと考えてよい。出羽丘陵の地殻変動は、中川ほか（1971）によれば、新庄盆地の新庄層群の上位にある泉川層（一部海成層）の堆積後に470m以上の比高を生ずる転移が行われており、こうした構造運動の主体は更新世初期（段丘形成期前）の間にほぼ完成しているとされている。こうした解釈で重要になるのは泉川層のさらに上位の山屋層であろう。すなわち山屋層が出羽丘陵を形成する構造運動にどの程度参加し、その時代はいつかといった問題である。山屋層の実態に関しては不明な部分を残すが、新庄～尾花沢盆地の西縁部では下位層とほぼ調和する傾斜を示している（山野井ほか、1986）。すなわち山屋層は新庄層群以下の地層の構造運動の主要な開始時期とほぼ同時期かやや遅れてその堆積を始めていることになる。山屋層の年代を知る直接的なデータはないが、山形盆地の北縁で構造運動に参加している葉山泥流や北山層とほぼ同年代と考えられ、50～60万年前の堆積物と推定されている（山野井ほか、1986）。この年代は中川ほか（1971）が扱う山屋層の下位の花粉化石の組成が寒冷な要素を主体とするものであることと矛盾しない。山野井ほか（1986）は山形・尾花沢・新庄の各盆地を作った構造運動の主体を山屋層堆積時以降の新たな激しい褶曲運動とし

てとらえ、これを「村山変動」と呼び、それ以前の第三紀末期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末期のゆるやかな運動と区別した。この「村山変動」は単にこの地域の構造運動にとどまらず、広く東北日本の変動と連動するものであろう。したがってこのような構造運動の一環として出羽丘陵が複背斜構造をとりながら褶曲山脈として成長し始めたのは50～60万年前のことと考えられる。したがって出羽丘陵における地すべりの発生は50～60年以降のことと結論される。なおこの時期は、西南日本においても、マスマーブメントの変動帯の形成期（藤田、1982）であることから、この時期以降の激しい変動は、単に東北日本のみならず、広く日本列島に共通する現象として理解される。最近この時期は、プレート運動やその境界の配置が大きく変わった可能性があることが、多くのプレートテクトニクスの研究者によって指摘され始めた（瀬野、1986など）。こうしたプレートテクトニクスの視点で出羽丘陵の構造運動をとらえるならば、プレートの移動あるいは衝突によるエネルギーが構造運動を発生させたものと考えられる。すなわち、地すべりを発生させる本質的な要因はプレート運動から供給されるエネルギーの蓄積にあることを導くことができる。

参 考 文 献

- 藤田 崇（1982），地団研専報，（24），309—319。
 今田 正（1974），山形県発行月山地質図・同説明書。
 中川久夫ほか（1971），東北大理地古研報，（71）。
 瀬野徹三（1986），月刊地球（90），708—715。
 宇井忠英ほか（1973），火山，18（2），171—172。
 山野井徹（1977），新潟県地質図説明書，211—221。
 山野井徹（1983），山形応用地質，（3），1—8。
 山野井徹ほか（1986），地質学会第93年見学旅行案内書，57—84。
 吉田三郎ほか（1983），山形県発行清川地質図。