

マス・ムーブメントの第四紀地質学的考察

青 木 滋*

Mass movement from the Viewpoint of Quaternary Geology

Shigeru Aoki

Abstract 1. Most of mass movement disasters such as slope failure and landslide in Japan show the fall down or movement of the surface deposits covering the bed rocks in the slope of mountains. These deposits comprise weathered soil, talus cone deposits and landslide debris etc. For the prediction of mass movements, I would like to emphasize the importance of Quaternary geologic studies on the surface deposits mentioned above.

2. In this paper, some examples concerning mass movement history during Quaternary era are presented.

3. Present active landslides in Japan have occurred within the paleo-landslide areas which are covered by the paleo-landslide debris. Therefore, Quaternary geologic map is very important as the basic data for making hazard map of landslide.

4. Many large scale slope failures have occurred from secondary fall of paleo-talus cone deposits. To know the distribution of such deposits is necessary for recognition of hazardous slope areas.

I. は じ め に

マス・ムーブメントは、重力による斜面物質の移動の総称で、わが国では、災害と結びつくものとして、地すべり、斜面崩壊（山崩れ、崖崩れ）、土石流などがこれに相当する。これらのうち、とくに地すべり、崩壊については、その素因が地質と関係が深いことから、第2次大戦後、多くの地質研究者によって調査研究されてきた。そしてその結果は、地すべり、崩壊の分布と基岩地質との関係（とくに岩相や地質構造との関係）を論じたものが多い。

筆者は、このような研究に対して、次のような疑問を提出したことがある（青木、1975）。

1) 現在生じている地すべりの大半は、地すべり崩壊土とよばれている一種の斜面堆積物の二次的すべりで、地すべり地内にも未風化の岩石より成る不動地が存在すること。

2) 地すべり崩壊土層の発生は、段丘等との関係から洪積世のある時期と考えられ、現在生成されているものではないこと。

3) 地すべり崩壊土層の層相が、その地域の基岩の風化生成物と必ずしも一致しないこと。

4) 崩壊地においても、崩落物質は、風化表土や崖錐堆積物のような斜面堆積物であることが多く、これらは各種の地質より成る丘陵地、山地の斜面に広く分布していること。

すなわち、地すべりや崩壊の素因として重要な斜面表層物質について、必ずしも十分に明らかにされていなかったことを指摘した。

ここでは、地すべり、崩壊の危険地帯の予測ということ念頭において、上記斜面表層物質の第四紀地質学的考察を述べる。

本文をまとめるにあたって、日頃表記の問題について討論していただいている新潟大学藤田至則氏に御礼を申し上げると共に、この小論を故西田彰一先生に捧げるものである。

II. マス・ムーブメントと表層地質

有名な小出 博（1955）による地すべりの分類は、縮尺50万の1の地質図におとした地すべり分布図を根拠としている*。従来の地表地質調査の産物である地質図の多くは、表層物質をはいだ基岩の地質分布図であることが多い。地すべりや斜面崩壊の危険地帯の予測という場合には、従来の地質図や地質調査では、ほとんど無視されている「表層物質の地質」（表層地質）が重要になっ

* 新潟大学積雪地域災害研究センター
Research Institute for Hazards in Snowy Areas, Niigata University, Ikarashi-Nincho, Niigata, 950-21 Japan

* 同氏談による。

てくる。以下地すべり、斜面崩壊と表層地質との関係について述べる。

2.1 地すべりと表層地質

地すべりとは、渡（1982）によれば、特定の深度（日本の平均で18.5m）に存在する強度の小さい面（すべり面）を境にして土層が移動する現象で、この面の生成は、ごく最近の地質時代における山体自体の変形にともなうクリープ破壊面と考えられる。したがって地すべりの素因としては、基岩の風化は関係がなく、すべり面の存在と位置が重要になってくる。

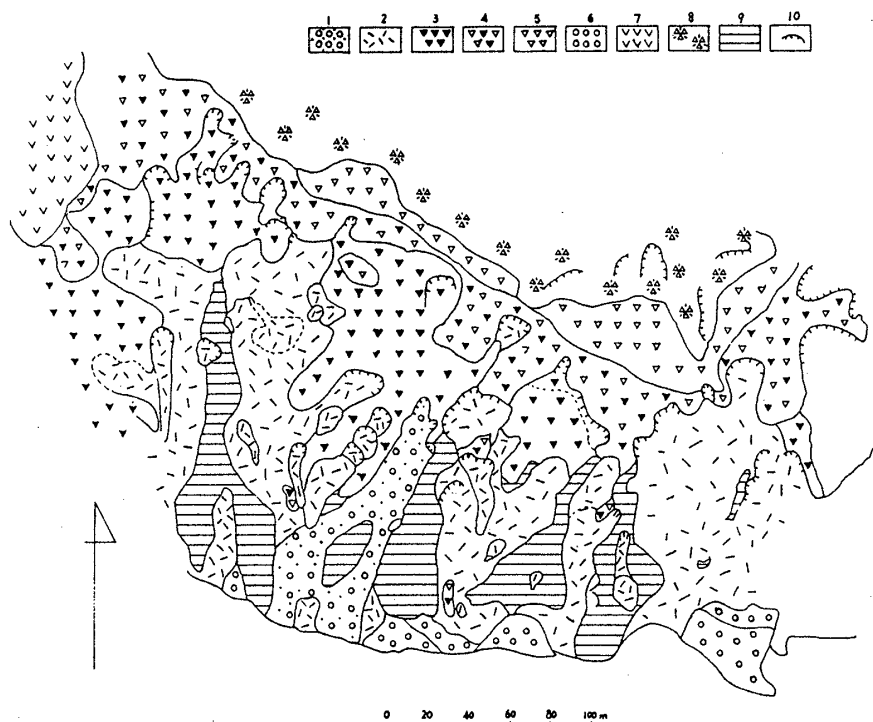
一般に地すべり地内では、いくつかの層状構造が知られており、表層から下位へ、崩積土層、風化岩盤帯、新鮮岩盤帯（基岩）などとよばれている（玉田，1980）。多くの場合、すべり面は、崩積土層内、あるいは崩積土層と風化岩盤帯との境付近に存在し、まれに風化岩盤帯内に位置することがある。

崩積土層は、基岩礫より成る場合もあるが、基岩と全く異なる物質の場合もある。この層は、現在の風化生産物ではなく、過去に移動して形成された斜面物質で、今後地すべりによって再移動する可能性をもった土層でもある。風化岩盤帯は、軟質な基岩、破碎された基岩、短かい棒状の基岩のコアの部分をさしていることが多い。しかし、普通、真の基岩又は新鮮岩盤帯までボーリ

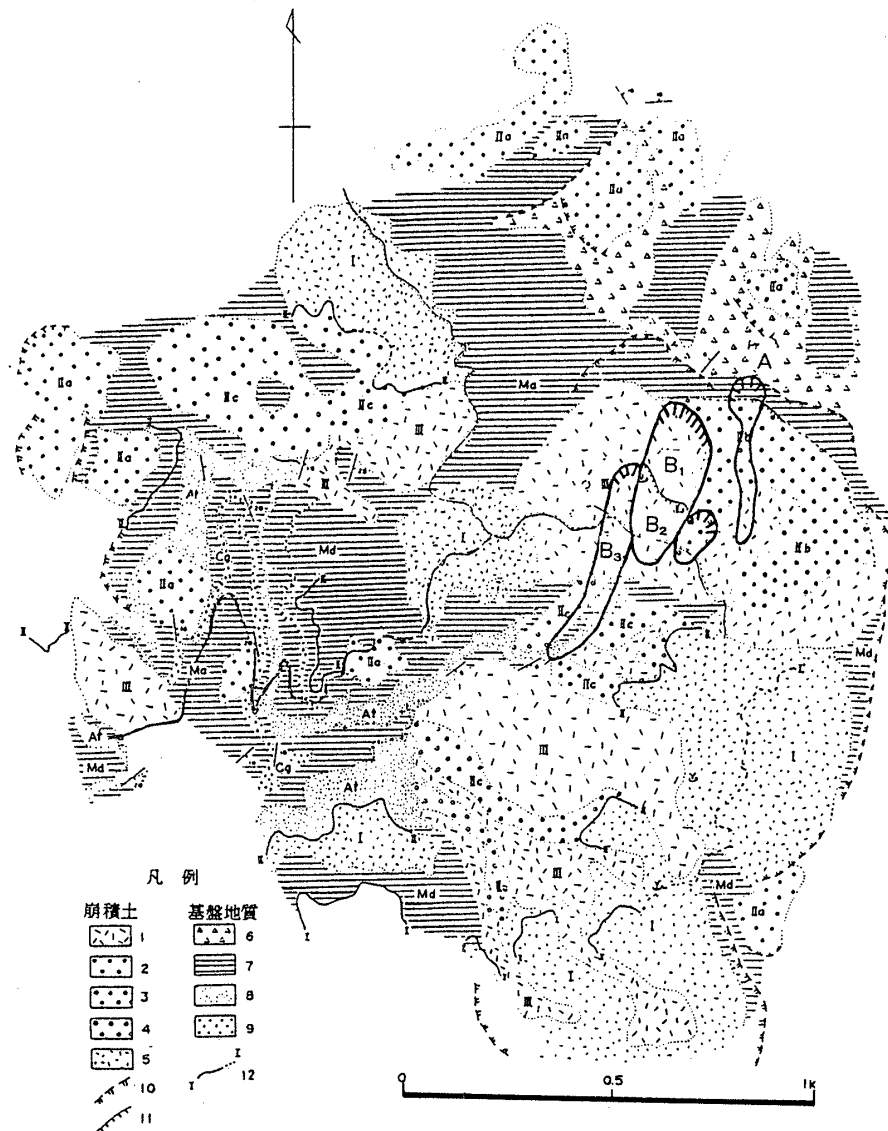
ングする場合がきわめて少ないので、基岩の風化帯とするには、きわめて疑問がある。新潟県下の地すべり地における深度600mと1000mのボーリングの場合、完全な基岩の棒状コアがとれたのは、いずれも、100m以深であった。このことから、この帯は、基岩の破碎部か、移動岩塊ブロックと考えられ、筆者は、“崩積岩帯”という名称を提唱したい。新鮮岩盤帯ないしは基岩内部にすべり面がある地すべりは、“岩盤すべり”となるが、この例は、きわめて少ないと考えられる。崩積土層、崩積岩帯は、ともに再移動する可能性をもち、これらの分布状況の把握が重要である。以下、2, 3の例を示す。

(1) 第1図に、新潟県越地すべり地の表層地質図を示す（青木ほか，1979）。この地域の斜面の大半は、崩積土層によって被われ、基岩は、凡例の7（石英安山岩）、8（安山岩質火山角礫岩）、9（シルト岩）で、いずれも不動地である。1976年の地すべり（凡例1）は、崩積土層分布地域内で発生し、すべり面は、崩積土層内にある。なお、崩積土層の区分は、微地形と過去の活動史によった。

(2) 新潟県能生町高倉地すべり地で1976年に作成した表層地質図を第2図に示す（高浜ほか，1978）。この地域の西側は、急斜面（旧滑落崖）によってとりかこまれた盆状地形を示し、下方に崩積土に被われる地すべり性の緩斜面が分布している。この斜面には、標高280～320m



第1図 新潟県越地すべり地地質図（表層地質）1.現世崩積土，2.新期崩積土，3.旧期崩積土II，4.旧期崩積土I，5.崖錐堆積物，6.段丘堆積物，（基岩地質）7.石英安山岩，8.安山岩質火山角礫岩，9.シルト岩，10.滑落崖。



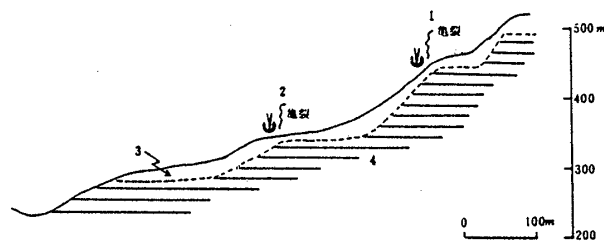
第2図 新潟県高倉地すべり地地質図 1.崩積土Ⅲ, 2.崩積土Ⅱ a, 3.崩積土Ⅱ b, 4.崩積土Ⅱ c, 5.崩積土Ⅰ, 6.旧土石流堆積物, 7.泥岩層, 8.泥岩・砂岩互層, 9.礫岩層, 10.旧期滑落崖, 11.新期滑落崖, 12.遷急線.

と220~280 m 間に2段の遷急線がみつめられ, その他の地形上の特徴を考慮して, 崩積土Ⅰ, Ⅱ (a, b, c), Ⅲに区分した. 崩積土Ⅰ, Ⅱは, 旧滑落崖の発生に関係したもので, Ⅲは, 河床の侵食低下にともなうⅠ, Ⅱの再すべり崩積土と考えられ, このⅢの分布域に新しい地すべりの発生する可能性が大きいと考えた.

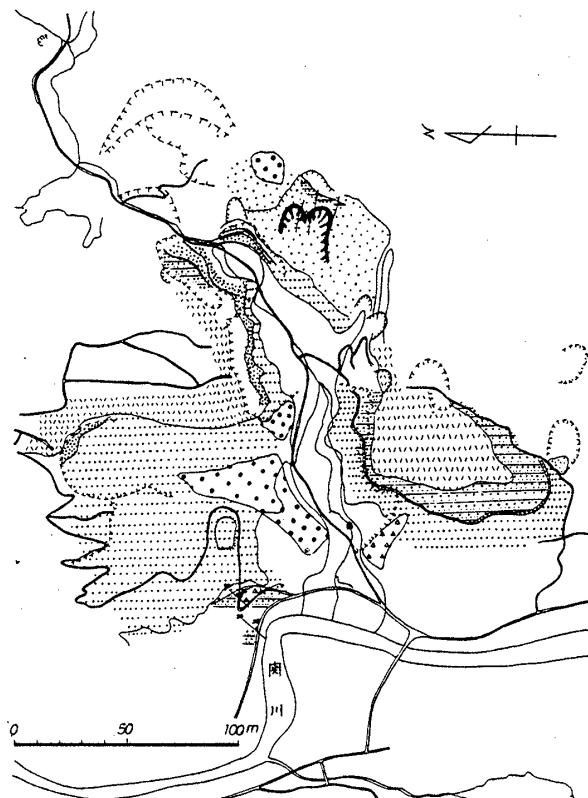
調査後4年目の1980年4月に地すべりが発生した. はじめ, 旧滑落崖の頂部急斜面(第2図のA箇所)で, 大音響と共に表層土の崩壊が発生し, ついで3時間後に, 第2図のB箇所(幅250 m, 長さ400 m)にわたって地すべりが発生した. 地すべり土塊は, 主ブロック(B₁), サ

ブロック(B₂)及び土砂流発生箇所(B₃)に大別され, いずれも冠頭部に滑落崖が生じている. B箇所の地すべりは, 上記の崩積土Ⅲの分布域内に発生したもので, すべり面は, 基岩の砂岩・泥岩互層と上位の崩積土層との境界部である. 地すべり発生前の調査でみつめられた斜面の遷急線の位置には, 亀裂と湧水がみられ, 発生後の調査では, この斜面の地形は, 基岩と崩積土層との境界面の地形を反映していることがわかった(第3図)(青木ほか, 1981).

(3) 急性地すべりの例として, 新潟市新井市濁川山砂利採取現場の災害について述べる(西田ほか, 1975). こ

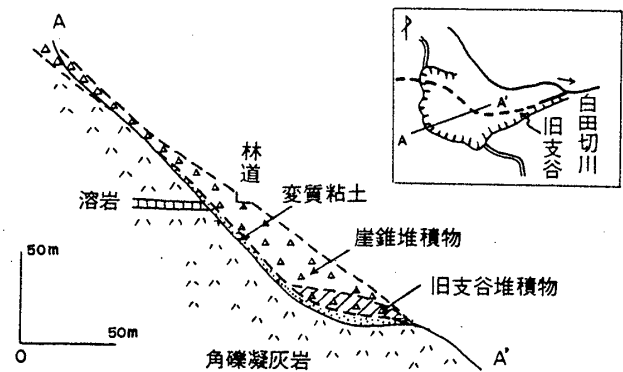


第3図 地形・地質断面図（地すべり発生前）1.2. 亀裂，遷急線と湧水，3.崩積土，4.基岩

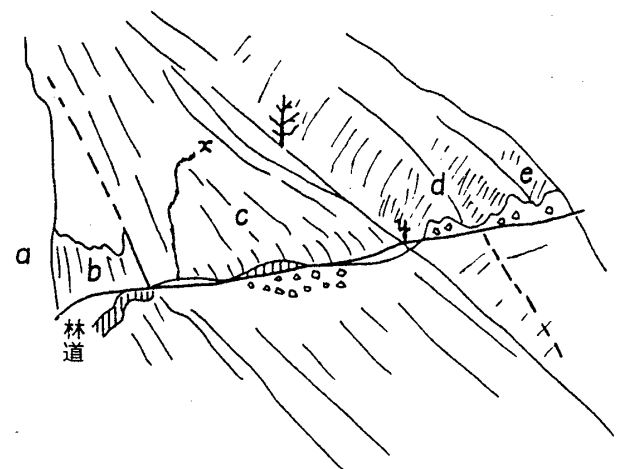


第4図 新潟県濁川地すべり地地質図（魚沼層群）
1.砂泥礫互層，2.砂礫層，3.巨礫層，4.砂層（表層地質）5.ローム層，6.旧期崩積土，7.新期崩積土，8.人工崖堆積物，9.流出土砂，10.旧滑落崖，11.地すべり発生箇所。

の災害は、1973年1月関川支流沿いの斜面で地すべりが1月と2月の2回発生し、崩落土塊が土砂流として支流を流下し、2名死亡、2名重傷という犠牲者を出したものである。この付近では沢沿いに山砂利の採取が盛んに行なわれ、支沢の谷は人工的にひろげられ、両側の斜面は、急傾斜の露頭を形成している。この付近の地質は、第4図に示したとおりで、基岩の地質は第四系魚沼層群の砂礫層より成り、表層をローム層によって被われている。表層土としては、粘土まじり砂礫より成る旧地すべ



第5図 崩壊前の崩壊斜面の地質断面図 右上は崩壊箇所の平面図。



第6図 崩壊約1年前の斜面状況（黒田一武氏の写真より）a 赤倉熔岩類（熔岩），b 赤倉熔岩類（火山礫凝灰岩），c 崖錐堆積物，d 旧支谷堆積物，e 南地獄谷熔岩類（変質角礫凝灰岩），x 亀裂

り崩積土、人工崖錐堆積物と沢底の今回の流出土砂がみとめられる。この時発生した地すべりは、砂礫層を被い標高 250~300 m の斜面に分布する旧地すべり崩積土（第4図の6）の再すべりであった。

2.2 斜面崩壊と表層地質

斜面崩壊とは、渡（1982）によれば、いわゆる風化現象によって、地表面が劣化して崩壊する現象で、移動層の厚さは、2~3 m の場合が多い。過去の災害例でも風化層の崩落が多いが、斜面にへばりついた崖錐堆積物の崩落も多い（たとえば、1978年妙高災害、1983年山陰災害の島根県浜田市中場の崩壊など）。以下妙高災害の例について述べる（青木ほか、1979）。

1978年5月18日、新潟県妙高火山（標高2,445.9 m）の白田切川上流右岸側の斜面崩壊に起因する土石流が発生し、下流域に大きな被害をもたらした。斜面崩壊は2回発生し、崩壊量は、合計 20万 m³ と推定される。崩壊

斜面の地質は、基岩（南地獄谷熔岩類の角礫凝灰岩）とそれを被う表層堆積物より成る。表層堆積物は、1次崩壊面上に分布している崖錐堆積物と、2次崩壊面に分布する旧支谷堆積物に分けられる（第5図）。主要な斜面崩壊である1次崩壊は、基岩との境から、上記の表層堆積物が急激に崩落したもので、約1年前にとられた写真をみると、崩落面に相当する位置に、すでに亀裂が走っていることがたしかめられた（第6図）。このことは斜面の表層堆積物が過去に若干動いたことを示している。

III. 斜面発達史とマス・ムーブメント史

上記したように、山地・丘陵地の斜面には、さまざまな表層物質が存在する。斜面は、山地・丘陵地が形成されることによって形成される。現在の山地・丘陵地の隆起は、新第三紀鮮新世末から洪積世にかけてはじまったといわれている（藤田至則，1982）。したがって、斜面は、第四紀を通じて形成され、斜面の表層物質は、第四紀層である。そこで、従来のマス・ムーブメント論、とくにマス・ムーブメント素因論は、第四紀地形発達史あるいは第四紀地史の観点から見直すことが必要である（青木・中村，1983）。たとえば、羽田野ほか（1970）は、北松地すべりを例にとり、過去の大規模地すべりの発達史との比較において、最近の地すべりを捕えることが必要と考え、過去の大規模地すべり地形の分布図を作成した。そして過去に形成された地すべりの滑動期について、(1) 地すべり地形の押出・開析部と段丘面の位置関係、(2) 主地すべり末端延長部と段丘面の位置関係、(3)

地すべり地形の侵食開析、従順化の程度などを手がかりに、ほぼ4つの時期に区分した。それによると、この地域の大規模地すべりの主滑動期は少なくとも洪積世末期以前にさかのぼるものが大半であり、過去1～2万年前以降に滑動したものは、比較的少数であると判断している。

このような地形発達史的研究は、主に地形研究者によって進められており、崩壊についての研究も少なくない。

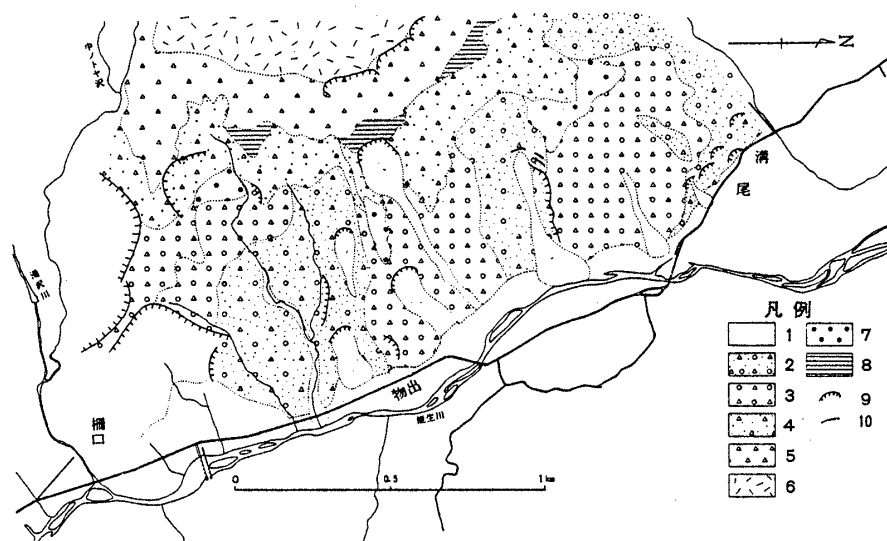
以下、筆者と共同研究者による事例を、2, 3 述べる。

3.1 事例

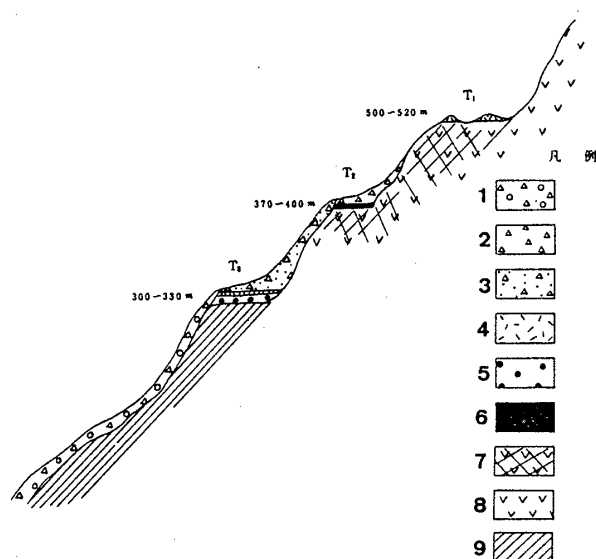
(1) 新潟県能生町物出地すべり地（青木・高浜，1976）

この地区は、典型的な第三紀層地すべりあるいは黒色泥岩地すべり地帯といわれてきた能生谷左岸側の斜面である。この地区の基岩は、黒色泥岩層（能生谷層）とそれに貫入した石英閃緑ひん岩より成る。表層地質は、段丘堆積物と地すべり崩積土に分けられる（第7, 8図）。

段丘は、上位よりⅠ, Ⅱ, Ⅲと区分され、段丘Ⅰには、厚さ1.5mの褐色ローム層が分布する。段丘Ⅱには、マサ化した石英閃緑ひん岩上に炭質物を含む砂礫層（層厚1～2m）が分布し、段丘Ⅲには、赤色土をはさむローム層と砂礫層が分布する。斜面堆積物は、段丘との位置関係から、旧期崩積土Ⅰ, Ⅱ, 新期崩積土Ⅰ, Ⅱ, Ⅲに区分される。旧期崩積土Ⅰは、上記段丘ⅠとⅡの間の斜面に分布し、斜面上部にかなり大規模な旧滑落崖をとめない、火山灰質褐色ロームをマトリックスにもつ大小の角礫より成る崖錐性堆積物である。旧期崩積土Ⅱは、段



第7図 新潟県物出地すべり地地質図 1.新期崩積土Ⅲ, 2.新期崩積土Ⅱ, 3.新期崩積土Ⅰ, 4.旧期崩積土Ⅱ, 5.旧期崩積土Ⅰ, 6.段丘Ⅰ, 7.段丘Ⅲ, 8.段丘Ⅱ, 9.滑落崖, 10.亀裂。



第8図 模式断面図 1.新期崩積土, 2.旧期崩積土 I, 3.旧期崩積土 II, 4.ローム, 5.段丘礫層, 6.段丘堆積物, 7.風化石英閃緑ひん岩, 8.石英閃緑ひん岩, 9.黒色泥岩

丘ⅡとⅢの間の斜面に分布し、下端は、段丘Ⅲの堆積物を被う。層相は、旧期崩積土Ⅰと類似している。新期崩積土は、段丘Ⅲと河床までの間に分布し、段丘Ⅲより由来した円礫と角礫を混在した褐色ローム質土より成る。新期崩積土は、斜面の凸部（支尾根）でうすく、沢沿いに厚い。前者を新期崩積土Ⅰとよび、後者を新期崩積土Ⅱとよぶ。新期崩積土Ⅰは、不動地的様相を呈するのに対して、新期崩積土Ⅱは、地すべり性の地形を示す。崩積土Ⅲは、記録に残っている地すべりの崩積土である。

以上の地形・地質状況から、この地域の斜面について次のような斜面形成史と地すべり発達史が考えられる。

- ① 段丘Ⅰ面の形成
- ② 段丘Ⅰ～Ⅱ面間の斜面形成
- ③ 段丘Ⅱ面の形成 河谷斜面②の初生すべり又は崩壊の発生（旧滑落崖と旧期崩積土Ⅰの形成）
- ④ 段丘Ⅱ～Ⅲ面の斜面形成
- ⑤ 段丘Ⅲ面の形成と、河谷斜面④の二次的すべり又

は崩壊の発生（旧期崩積土Ⅱの形成）

- ⑥ 段丘Ⅲ～現河床面間の斜面形成

- ⑦ 旧期崩積土の再すべり（新期崩積土Ⅰ～Ⅲの形成）

すなわち、基準面の低下による河谷斜面の形成にともなう、初生すべり又は崩壊が発生し、さらに河床の段階的低下にともなう旧崩壊物の二次的、三次的すべりが発生した経過がよみとれる。いずれの場合も、移動物質は、ローム質崩積土で、基岩ではない。

上記の段丘Ⅲは、第1表の大平寺Ⅰ面に相当し、段丘Ⅰを高位面に対比すると、この地域では、高位段丘形成後に初生すべりが発生したものと考えられる。

- (2) 新潟県長岡市大田川流域の地すべり（川崎, 1986）

この地域は、長岡市東南部、信濃川支流の大田川上流地域にあたり、旧地すべり地形が密集して分布し、最近濁沢地すべり（1981年1月）、蓬平地すべり（1984年5月）の災害が発生している。

この地域の基岩地質は、主に新第三系より成り、下位より寺泊層下部（頁岩）、上部（石英安山岩質火山角礫岩）、椎谷層（塊状泥岩）、西山層（砂岩・泥岩互層）に分けられる。また、北北東—南南西方向にのびる断層と褶曲構造がみられるが、地形との対応関係はみとめられない。

地形と表層地質は、次の通りである（第9図）。

- ① 山頂小起伏面：地域東部の萱峠～猿倉岳～風口峠に至る高度550～700mの稜線に分布し、厚さ20m前後の赤色土が分布している。

- ② 旧滑落崖：円弧状または馬蹄形の急斜面より成り、規模は、高位のものほど大きく、低位になるほど小さい。

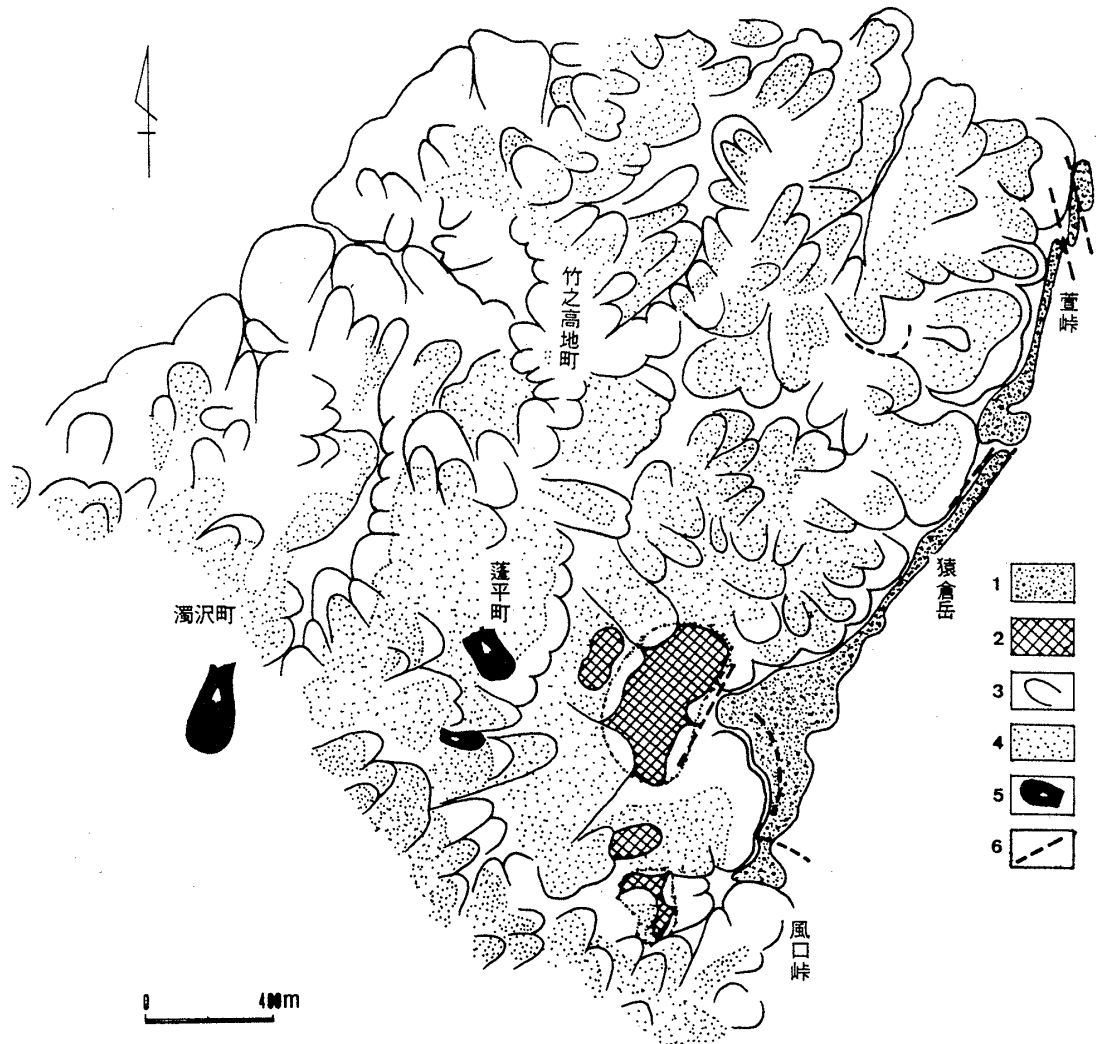
- ③ 旧崩積土：②の形成に関連して形成された旧地すべりの崩積土で、基岩を被い、旧滑落崖下方のゆるやかな斜面に広く分布している。

- ④ 旧亀裂地形：上記①の山頂小起伏面に、二重山稜、線状凹地などの旧亀裂地形が分布する。

- ⑤ 離れ山ブロック：地域東南部の西斜面に4ヶ所み

第1表 西頸城地方の段丘（能生地すべり団研, 1974）

地形面	地域	名 立	能 生	西 海
沖積段丘		大管橋面・名南中面	寺 山 面	丸 一 面
洪積段丘	低 位 面	坪山Ⅲ面	能生水面・大平寺Ⅲ面	厚 田 Ⅲ 面
	中 位 面	坪山Ⅱ面・山海荘面 坪山Ⅰ面	大平寺Ⅱ面 大平寺Ⅰ面	厚 田 Ⅱ 面 厚 田 Ⅰ 面
	高 位 面		高見崎面	厚田高位面



第9図 新潟県長岡市大田川流域地質図 1.山頂小起伏面 (赤色土), 2.離れ山ブロック, 3.旧滑落崖を含む旧地すべりブロック, 4.旧地すべり崩積土, 5.最近の地すべり, 6.旧亀裂地形

とめられる。旧地すべりの時に、下方に滑落せずに大きな基岩のブロックとして残っているものと、旧滑落崖から離れて残丘状に存在しているものがある。

⑥ 遷急線：高度 350 m 前後, 480 m 前後, 600 m 前後にみとめられる。それぞれ、遷急線直下に旧地すべり地形が分布し、旧滑落崖頂部がほぼ遷急線に一致している。

この地域には、明瞭な段丘が発達していないが、羽田野 (1974) の遷急線形成の考えや、上記3段の遷急線がほぼ同一高度で比較的連続することなどから、旧期地すべり群を、次のように分けることができる。

a. 旧地すべりⅠ群：480 m 前後の遷急線より上位に存在するもの

b. 旧地すべりⅡ群：350 m 前後～480 m 前後の遷急

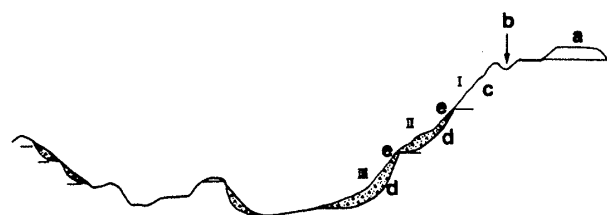
線の間に存在するもの

c. 旧地すべりⅢ群：350 m 前後の遷急線より下位に存在するもの

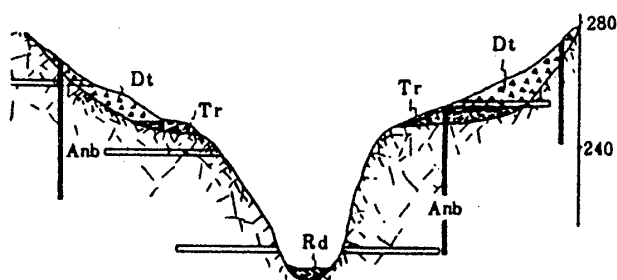
上記のうち、旧地すべりⅠ群には、旧亀裂地形や離れ山ブロックがみられ、初生すべりの状況を残している。また、前述したように、旧地すべり地の大きさは、Ⅰ群→Ⅱ群→Ⅲ群と小さくなっており、最近の地すべりは、いずれもⅢ群で発生している。

これらの旧地すべり群は、地質時代的には、それぞれ同一時期に発生したと考え、上記のことも考慮して旧地すべり地形成の新旧は、Ⅰ群→Ⅱ群→Ⅲ群と下方の地すべり群ほど新しいと推定される (第10図)。

これらのことから、この地域の地形発達史、地すべり発達史をまとめると次のとおりである。



第10図 模式断面図 a山頂小起伏面(赤色土), b旧亀裂, c離れ山ブロック, d旧崩積土, e遷急線, I.旧地すべりI群, II.旧地すべりII群, III.旧地すべりIII群



第11図 刈谷田ダムサイト断面図(新潟県資料)
Dt 旧崖錐堆積物, Tr 段丘礫層, Rd 河床堆積物, Anb 安山岩類。

- ① 小起伏面の形成, 赤色土の形成。
- ② 小起伏面の隆起, 浸食による斜面の形成。
- ③ 重力性クリープ破壊面の形成(旧亀裂地形の形成)。
- ④ 初生すべりの発生(旧地すべりI群の形成)。
- ⑤ 河床低下にともなう再すべりの発生(旧地すべりII群, III群の形成)。

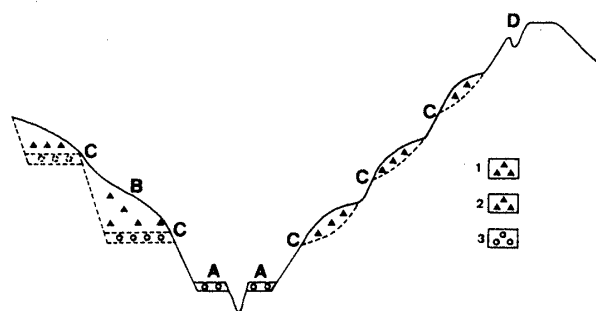
岡崎(1967)によれば, 日本各地に分布する小起伏面を, 第三紀末~第四紀初頭にかけて形成された準平原の遺物であるとしている。また, 赤色土については, 大政ほか(1955, 1957)が新潟県下の赤色土を, 鮮新世末から洪積世初期の温暖期に生成した古赤色土の残存物であるとしている。

以上のことから本地域の地すべり群は, 第四紀を通じて何回ものすべりによって形成されたものであるといえる。

(3) その他の例

斜面崩壊に関係の深い崖錐堆積物は, 落石等によって現在も形成されているが, 新潟県刈谷田ダムの例(第11図)のように, 段丘面を埋積した旧崖錐堆積物も存在する。この場合, 段丘面の位置が遷急線に相当している。

又, 関東山地南部の多摩川上流域の山地においても, 斜面に旧崖錐堆積物や旧崩積土が広く分布しており, 小



第12図 東京都西多摩地区多摩川上流域模式断面図
1.旧崩積土, 2.旧崖錐堆積物, 3.段丘礫層, A段丘面, B山腹緩斜面, C遷急線, D旧亀裂。

林(1986)によると, 遷急線(埋積段丘面)によっていくつかの群に分けられている(第12図)。この旧崖錐堆積物や旧崩積土は, 二重山陵の存在などから, 山地の隆起にともなう“中位段丘形成期”以降の斜面崩壊にともなって形成されたものと考えられる*。

3.2 マス・ムーブメント発生の要因と断続性

初期の地すべり・崩壊の発生が洪積世にまでさかのぼることは, すでに多くの研究者によって指摘されてきた(たとえば, 柴崎, 1966; 磯崎, 1977; 斉藤ほか, 1978; 高浜・青木, 1979; 古谷, 1980; 藤田崇, 1982; 高浜, 1983; 藤田至則, 1984)。

初生すべりの主要因は, 前記(2)の事例からもわかるように, 隆起運動にあると考えられる。藤田至則(1984)は, “断続的, かつ加速的な島弧変動期の隆起によって, 山地や丘陵部などの浅部地殻に歪が蓄積したのち, 歪が解放され, それは陥没や撓曲の形式をとって新しい地形差をもたらし, そこに初生マス・ムーブメントが発生する”と述べている。そして現実にかつした古いマス・ムーブメントをもたらした歪の解放が, 野外でどんな形で現われたかを追求する必要性を強調している。このことは, 現実には, 尾根付近を含めた地すべり冠頭部の古亀裂地形等に注目することであろう。

つぎに, 大西・寺川(1983)は, 崩積土中の炭質物のC¹⁴年代測定値から, (1) 19,640~25,500 Y. B. P. 前後, (2) 8,430~12,150 Y. B. P. 前後, (3) 5,260~6,140 年前後の地すべり多発期を推定している。このように, 初生すべり発生後のマス・ムーブメントは, 上記の事例でもみたとおり, 断続的に発生した可能性が高い。この点について, 隆起運動の断続性, 気候条件の変化, 地形営力の変化等の側面から検討する必要がある, 崩積土等の表

* 詳細は別に報告する。

層堆積物のより精細な調査が必要である。

いずれにしても、尾根から現河床までの斜面全域の調査が必要であろう。

IV. マス・ムーブメント災害危険地帯の予測

わが国の最近のマス・ムーブメントによる災害（土砂災害）をみると、死傷者の増加が目立っている。このことは、危険地帯の予測の重要性を示している（青木，1986）。

(1) 地すべり

最近の地すべりの大半（又はすべて）は、旧地すべり地内で発生しており、旧地すべりの再活動である。したがって地すべり危険地帯の予測には、旧地すべり地の分布を明らかにすることが必要である。そのためには、第9図のような地形と表層地質によるハザード・マップの基礎資料が必要となる。つぎに、旧地すべり地群の中における危険度の判定には、事例で述べたように、地すべり地群の新旧によるもののほか、新・旧の亀裂地形によるものがある（藤田・青木，1982）。旧地すべり地内や、その冠頭部の旧亀裂（地溝、凹地、段差等）内に新しい亀裂が発生していれば、地すべり発生の危険度はより高くなる。この場合、調査は、人家、集落に近接している斜面が優先することはいうまでもない。新潟県では、地すべり危険地域において、地すべり監視員によって定期的な監視が行なわれている。

(2) 崩壊

崩壊は、表層の風化土や崖錐堆積物の崩落なので、これらの分布地域がすべて崩壊の危険地帯になる。これらの表層物質が崩落したところは、危険地帯からのぞかれる。これが崩壊の“免疫性”とよばれるものである（小出，1955）。

過去の災害例で、崖錐堆積物の崩落は、比較的規模の大きい崩壊となる場合が多いので、新旧の崖錐堆積物の分布を明らかにすることは重要である。この堆積物の存在は、地形や植生（杉林等）で判別できることが多く、“かまぼこ型”の支尾根も対象となる。

V. おわりに

ここでは、主としてマス・ムーブメントの素因の問題を述べたが、災害の予測という点からみた時、表層地質のほかに、表層堆積物中の地下水の挙動も重要である。この点については、別に報告したい。

又、とくに予測については、誘因として降雨、融雪を念頭においていることをお断りしておく。

いずれにしても、防災問題における地質学の役割りとして、ここで述べたような表層地質図を各地において早急に作成する必要性を強調したい。

文 献

- 青木 滋，1975：地すべり地の第四紀地質学的考察。文部省自然災害特研，no. A-50-6，57-59
- 青木 滋，高浜信行，1976：地すべり地の履歴に関する研究（その1）。新潟大地盤災害研年報，2号，11-18。
- 青木 滋・藤田至則・霜島重雄・島津光夫・吉村尚久・高浜信行・早川嘉一・北野 康・鈴木幸治，1979：1978年5月18日妙高災害（1）—斜面崩壊について。新潟大災害研年報，1号，1-21。
- 青木 滋・藤田至則・高浜信行・小林巖雄・鈴木幸治，1979：新潟県西頸城郡能生町越地すべり地の地質，同上1号，69-74。
- 青木 滋・佐藤 修・鈴木幸治，1981：高倉地すべりについて，同上，3号，23-30。
- 青木 滋・中村三郎，1983：地すべり地の判定。土と基礎，31(4)，71-78。
- 青木 滋，1986：最近の土砂災害について，安全工学，25(1)，27-33。
- 藤田 崇，1982：第四紀変動とマス・ムーブメントの発生。地団研専報，24，「島弧変動」，309-319。
- 藤田至則，1982：島弧変動について，同上，1-32。
- 藤田至則・青木 滋，1982：地すべり予測に関する基礎的研究。新潟大災害研年報，4号，51-64。
- 藤田至則，1984：Mass-movementの起源。同上6号，39-51。
- 古谷尊彦，1980：地すべりと地形。武居有恒監修「地すべり，崩壊・土石流」，192-230，鹿島出版会。
- 羽田野誠一・岡部文武・渡辺征子・古川俊太郎，1970：北松地域において過去に形成された大規模地すべり地形一覧表。防災科学技術総合研究報告（国立防災科学技術センター）32，7-23。
- 羽田野誠一，1974：崩壊地形（その1，その2）。土と基礎，22(3)，77-84，同，22(11)，85-93。
- 磯崎義正，1977：新潟・北陸地方における地質と mass-wasting の分布図。新潟大地盤災害研年報，3号，79-94。
- 川崎量史，1986：新潟県長岡市太田川流域の地すべりについて—特に地形および地質からの地すべり危険箇所の予測について，新潟大理地鉱教室卒論，手記。
- 小林正樹，1986：東京都西多摩地区奥多摩湖周辺の斜面崩壊について。同上，手記。
- 小出 博，1955：日本の地すべり—その予知と対策—，256p. 東洋経済新報社。
- 西田彰一・青木 滋・津田禾粒・小林巖雄・霜島重雄・歌代 勤，1975：昭和48年1月に発生した新潟県新井市濁川山砂利採取現場の地すべり災害について，新潟大地盤災害研年報，1号，105-111。
- 能生地すべり団体研究グループ，1974：新潟県西頸城地方の段丘について，その1。新潟県地学教育研究会

- 誌, 9号, 57-64.
- 岡崎セツ子, 1967: 日本各地の山地に認められる浸食平坦面の性質とその成因に対する考察. お茶の水女子大学人文科学紀要, 20号, 193-204.
- 大政正隆・黒島 忠・木立正嗣, 1955: 赤色土壌の研究 I, 新潟県に分布する赤色土壌. 日本林学会誌, 37, 140-142.
- 大政正隆・黒島 忠・木立正嗣, 1957: 新潟県に分布する赤色の森林土壌の分布, 形態的性質および生成について. 森林土壌調査報告, no. 8, 1-23
- 大西吉一・寺川俊造, 1983: ^{14}C 測定値からの地すべり多発期. 災害シンポジウム資料集, 地団研, 37-40.
- 斎藤 豊・川上 浩・阿部広史, 1978: 長野県信州新町奈良尾地すべりの滑動状況と原因, 地すべり, 55号.
- 柴崎達雄, 1966: 第四紀地質学の生産にはたす役割. 地球科学, 20(4・5), 19-24.
- 高浜信行・青木 滋・小林厳雄・鈴木幸治, 1978: 新潟県西頸城郡能生町高倉地すべり地の地質. 新潟大地盤災害研年報, 4号, 47-52.
- 高浜信行・青木 滋, 1979: 新潟県における最古の化石マス・ムーブメント堆積物について, 新潟大災害研年報, 1号, 57-67.
- 高浜信行, 1983: 初生的古期大規模地すべりについて. 同上, 5号, 43-52.
- 玉田文吾, 1980: 第三紀層地すべりの素因と地質学的背景. 新砂防, 33(1), 26-30.
- 渡正 亮, 1982: 地すべりの考え方について. 土と基礎, 30(7), 1-4.