地すべり土層の水文地質学的検討と融雪水の動態 (I)

——新潟県北魚沼郡入広瀬村横根地すべりを例として——

Study on Hydrogeologic Characteristics of Landslide Ground and Behavior of Melting Snow (I): The Case Study of Yokone Landslide Area, Niigata Prefecture.

新 藤 静 夫* 田 中 芳 則**
Shizuo SHINDOU Yoshinori TANAKA

Abstract

This paper presents the results of detailed studies on the hydrogeologic characteristics and the behavior of melting snow in landslide ground. The investigated area, located in the Aburuma river basin, is well known as the concentrated zone of landslide.

The results of the investigation are summarized as follows.

Geology

1) Base Rocks—Tertiary—

Base Rocks concerned with the landslide phenomena of this area are Tertiary and are divided into two horizons. The lower one mainly consists of green rocks and the upper one consists of alternating perlite tuff and mudstone. These strata trend east northeast and dip 20 to 30° northwest.

2) Ejecta of Sumon-dake—Quaternary—

Ejecta of Sumon-dake are divided into two horizons. The lower one is composed of weathered tuff and debris with volcanic ash, sand and weathered andesite breccia. The upper one, Sumondake Lavas, constitutes Sumon volcano. This is not related directly to the landslide of this area.

3) Landslide ground

Field evidence and boring data shows that the landslide ground exists at several horizons and they are divided into two groups. One is old land failure deposits and the other is recent landslide ground. The former is recognized in the both area of Tertiary and Ejecta of Sumon-dake. The latter ranges in thickness from a few meters to 6 meters and its permeability is higher than the former.

Groundwater

Continuous observation of water level, temperature, flux and electric conductivity of groundwater are executed by using bore hole and collective well. The outline of the discussion about the behavior of the melting snow is as follows.

- i. Infiltration of melting snow is occurred within a period of May or April in natural condition.
- ii. Infiltration speed is accelerated by the artificial agent (collective well).
- iii. In early stage, groundwater is supplied from melting snow in the neighborhood area of landslide but in process of time and as a depth increases, the groundwater is changed place by the water which is supplied from distant area.

1. 序

積雪地域における地すべりの発生の誘因として、融雪水が大きな役割を演じていることはいまさら論ずるまでもない。一つの資料によれば地すべり発生件数の10~30% (多い年では50%) は融雪に起因するといわれている。しかしこの融雪水がどこから、どのように地すべり

地内に供給され、それが地すべりの発生にどのように関わっているのかといった点については調査研究された例は少ない。その機構を把握し、それに対する対策が立てられれば毎年のように発生する融雪期の地すべり災害の軽減をいくらかでも計ることができるものと考えられる。

ここで本論を展開するに際して地すべり地における地下水の水利特性についての従来の知見を整理しておく。

① 地下水の流動について

* 筑波大学地球科学系

** 東洋大学工学部土木工学科

いわゆる地層水のものは希で、ほとんどは裂か水的な流れであり、しかもその分布は一様ではない。また地すべり土層の透水性は一般にきわめて低い。

② 地すべり土層について

同一地すべり地内であっても異なる規模の地すべり土層が累重あるいは重合しているケースが多く、単一土層から成る地すべりはむしろ希である。最も普通にみられるケースは旧崩土層の表層部から逐次風化が進行し、地すべり土層が形成されるような場合である。

③ 融雪時の地すべりの発生について

融雪水の浸透と地すべり発生との間には時間的な遅れは少なくむしろ即応的ともいえるくらいである。

④ 地すべり地の地下水の水質特性について

普通の陸水にくらべて溶存成分は一般に多い。

なお本論に関して、いくつかの興味ある指摘もみられるのでそれをあげておく。

① 融雪量の多さが地すべりの発生につながらない例がある(藤田寿雄, 1979)。

② 融雪期の地すべり発生件数は小さくは5年、大きくは10年程度のサイクルを以って変化しているようである(同上)。

③ 大雨や融雪時末期に発生する地すべり、山崩れは脈状水の影響が大きい(竹内篤雄, 島通保, 1979)。

本論は上における諸事実を基本的事項として認め、地すべり地の水文地質学的特性と融雪水の動態の関係を明らかにしようとするものである。そこでまず地下水の器としての地すべり土層の水理特性を把握し、つぎにその中で水の動きを主として水質を鍵として検討することとした。

調査地域として設定した場所は新潟県北魚沼郡入広瀬村の横根地区の地すべり(以下横根地すべりと称する)であって、筆者等は昭和49年より4年間にわたって調査を続けて来た。この地区は新潟県でも有数の豪雪地帯にあたり、毎年4mを越す積雪に見舞われ、融雪時の地すべり活動の脅威にさらされている。

本研究ではまず調査地区の代表性を検討する目的からつぎに述べる破間川(あぶるまがわ)右岸地域の地すべり地一帯の概査を行ない、その地すべりの特徴を把握し、また地すべり地とその周辺の地下水、地表水の水質分析を行なった。ついでそれらの結果を踏えて精査地域を上記横根地区に設定し、研究課題の解明に必要な諸調査、即ち地表地質調査、電気探査、サウンディング、ボーリング、水質分析、電気伝導度、地温及び水温測定、地下水水位観測等を行なった。

2. 調査地域ならびにその周辺地域の概要

上越線沿線の六日町、小出町及び小出町から入広瀬村にいたる地域には魚野川、破間川が作った氾濫平野が北

図-1 調査地域

北東—南南西方向にはほぼ直線状に分布しているが、この地域は魚野川—破間川構造線(あるいは六日町—村上構造線)と呼ばれる地質構造線にあたっている。この線より東側は主として古生界またはこれを貫く火成岩体が分布し、西側には第三系あるいは第四系が分布している。後者の地域は地殻変動による変位と変質をかなり強力に受けており、各所に地すべりがみられる。

第三系が分布する山地地域にはかなりの高所に平坦面の発達しているのが指摘される。とりわけ顕著なのは、小出町付近に分布するもので、標高は250~300mに達している。その分布状態や構成層の構造から、いわゆる隆起河岸段丘と考えるのが妥当である。

これと同一様と考えられる平坦面は本調査地域を含む守門村、入広瀬村地域にも分布している。現在のところフィールドでの追跡を欠いているので、上記の平坦面がすべて同一時期のものとするわけにはいかないが、少なくとも崩壊あるいは地すべり現象に上述の平坦面を作った隆起運動が直接あるいは間接的にかなり大きく影響している可能性はある。

さて、調査の対象とした横根地すべりは南南東—北北西にその流路をとっていた破間川が南南西に急転するあたりの右岸一帯に分布する地すべり群の一つにあたる。ここには横根地すべりの他に西名(にしみょう)地すべり、東野名(ひがしのみょう)地すべり、田小屋地すべり、芋鞆新田地すべりと称されている地すべりがほぼ連続的に分布している(図-2)。

これらの地すべり地の頭部には明らかに滑落崖と思われる急斜面や地溝状の裂け目、あるいは湿地等が存在し、地すべり活動の古さ、あるいは規模の大きさといったものが類推される。

当地域の北東には標高1538mの守門岳(第四紀火山)があり、その噴出物は付近一帯の基盤を構成する第三系を広く被っている。地すべりはこの火山堆積物の旧崩土

図-2 地形図（建設省国土地理院 1/50,000「守門岳」より）

層、第三系の泥岩あるいは凝灰岩層のいずれにも発生している。

図-3は5万分の1地形図を用い、これに一边1kmの方眼をかけて画いた切峯面図である。これによると明らかに破間川方向に凹部が認められ、全体として北北東—南南西方向の地形のパターンが認められる。これがいわゆる魚野川—破間川構造線の方

向を指し示すものとすれば、その位置は本研究の対象地域としている横根部落を貫いて、北にのびているものと推定される。

つぎに注目されるのは、350mあるいは400mのコンターが入広瀬村を中心として環状にとりまいていることで、この地域の地形が陥没によって形成された可能性のあることを示している。

なお北西—南東方向にも一つの凹地部がのびているようにみえるが、やはり構造線の伏在を示すものと思われる（南東方向は黒又川方向をとり、北西方向は栃尾市来馬、栃堀付近の地すべり多発地域につづいている）。

3. 調査地域の地形、地質及び地すべり土層の特徴

3.1 地形

図-4は航空写真の判読と現地調査によって得た横根地すべり、及びその周辺の地形の特徴である。図で白ぬきにした部分は現在も含めて過去に動いた形跡の認められる地域を示し、その他の部分（段丘地域を除いて）は

図-3 切峯面図

山地または一応不動地と判断される地域を示している¹⁾。

その他滑落崖、あるいは崩落崖と考えられる部分、また地すべり地内にあっては傾斜急変部にあたる部分も判読して示した。

以上の地形のほかに、かなり明瞭に断層と推定される部分がいくつか認められる。そのもっとも顕著なのは地区の北縁を東西に走るものである。ここには明らかに直線状の急崖やケルンコル、ケルンパットまた凹地(湿地)などの断層に特有な地形が発達している。その南側に上記と並行して走るリニアメントは断層というより、過去

1) ただし地質時代スケールでの活動は考えていない。

図-4 地形区分図

における大崩落崖のあとといった印象をうける。

地区の西側に認められる数条のリニアメントは他のレポートでも注目されており、断層の可能性が大きい。なかでも西川に沿う方向には比較的大規模なものが推定されるが確認はしていない。同様に地区東部のものも地形上から推定したものである。

これらの特徴の外に注目されるのは周辺地域にあって、かなり明瞭にみとめられる平坦面の存在である。その高度は北および東にあるものは530m前後のところであり、南ないし西にあるものは250~280mである。また五輪峠や横根部落の北にあるものは420~430mとなっている。これら全部についての確認は行っていないが、五輪峠にはローム質層をマトリックスとし、径5~10cm(ときにはそれ以上)のチャート礫で特徴づけられる礫層が分布しており、また西名付近のものも同じような報告がなされている。高度から考えて先にのべた小出町付近のものと同様に隆起河岸段丘として誤りはないと思われる。

3.2 基盤地質

当地域全域をカバーするかたちでまとめたものとしては新潟県(1972)の行なった「破間川流域黒鉱々床調査」におけるものがあり、横根地区を中心としたものでは新潟大学(1974)の「新潟県入浜瀬村横根地回り調査報告」がある。

また局地的な報告書としては本文末に掲げたものがある。ここではこれら既往の資料に筆者等の行なった調査の結果を加えて、この地域の地質をとりまとめる。

① 第三紀層

当地域の地すべりに直接関係する基盤の地層は第三紀中新世に属する地層で、いわゆる緑色凝灰岩で代表される下位の層と、真珠岩質凝灰岩と泥岩の互層を主とする上位の層から成る。

下位の層は穴沢層と呼ばれ、おもに地区の南東部に分布している。また上位層は西名層と呼ばれ、下位層と整合の関係にあって本地域の地下に広く分布している。横根地区では上述の真珠岩質凝灰岩はおもに上部にあり、下位は厚い泥岩を主としている(泥岩層中には石膏を多量に含むところがある)。また部分的に玄武岩質熔岩が挟在している。なおこれらの地層はほぼ東北東-西西南の走向を有し、 20° ないし 30° で北へ傾斜している。

以上の地層を貫いて流紋岩が分布している。その一部は入浜瀬村平野又新田付近に比較的大きな岩体として存在するほかは横根部落に小岩体として存在する。

② 守門岳噴出物

第四紀のものとされている守門火山の噴出物は新田2つの噴出物に大別されている。下位のものは二分火砕岩と呼ばれ、当地域の北部あるいは東部に広く分布している。主として風化の進んだ安山岩塊を火山灰、砂が膠結したものから成り、泥流堆積物と考えられる。

横根地区東部には周辺の水田地帯より一段と高く、小丘状をなす部分が数箇所あるが、その構成物は淡紫色~淡灰色の風化の進んだ凝灰岩から成っている。上述の泥流堆積物の下位にあるものと考えられるが詳細は不明である。

図-5 表層地質図 (□内は横根地域。図-1 参照。)

図-6 ボーリング柱状図例 (B-49-12...図-8の No. 12地点)

上位の火山噴出物は守門熔岩と呼ばれ、守門火山の主体を構成するもので、標高 600m 以上に分布している。本層は地形図上、斜面勾配急変部として明らかにその輪郭を追うことができる。

3.3 地すべり土層

図-5は横根地区、東野名地区の表層地質図であるが、従来のものと特に異なる点は地すべり末端部にあって突出している小山がすべて守門岳噴出物(上述の二分火砕岩に相当する)から成っていることを明らかにしたことである。図にはさらにボーリングで確認された基盤の岩層が示されている。この基盤にのる地すべり土層の状況は図-6のようで、おもに先にのべた地変に関連して形成されたと考えられる崩土層²⁾と、その上部を被う軟弱な土層から成る。前者は既往の報告書等で崩土層あるいは崩積土(中には古期地礫りと称しているものもある)と呼ばれているもので、一般に風化が進んで変質軟化した角礫を含む火山砂、泥層から成るが場所によっては基盤の第三系岩層の碎屑物を混える部分などもある。地すべり地において、一見不動地のごとき地貌を呈する小丘

の中には本層から成るものが多いように思われる。また道路等の切り取り斜面などで観察されるいちじるしく風化した角礫を含む火山砂、泥層もこの旧期の崩土層に属すると判断される。

本層はボーリング等で容易に判断されるが、その厚さは厚いところでは 20m 以上に達するところがある³⁾。

後者は上記の崩土層(場所によっては基盤の地層)の風化部に起源を有するもので、現在盛んに地すべりを起しているのはおもにこの地層である⁴⁾。本地域で水田となっているところはほとんど本層におおわれているとみて良い。これは厚いところでも 5~8m である。

以上を要約して本地域の地すべり現象の発生因をのべれば、つぎのようである。

- i 本地域には、魚野川一破間川構造線が縦貫する外、これにほぼ直交するかたちには北西—南東方向の構造線の伏在が推定される。
- ii 上記構造線の交点にあたる本地域は、守門火山噴出物の堆積後のある時期に陥没するとともに周辺部が隆起した。
- iii このような地変を契機として、周辺山地から大量の崩土が供給された。
- iv これらの崩土層は長年の間に表層部から深部へ徐々に風化が進行し、現在の地すべり土層の供給源となった。

4. 地すべり土層の区分と性質

4.1 地すべり土層の区分

図-6に示したボーリング柱状図から類推されるようにこの地域の地すべり土層は比較的急激に移動する軟弱な表層部数mと、これらをのせて緩慢に移動する深層部の土層など数層準に考えられる。また水平的にも活動経過の異なる多数の地すべりが重合していると考えられる。前者のスケールの地すべり土層はその表面がしばしば波状の起伏を示すことからおよそその輪郭をおさえることができる。

図-7は図-5に図示した、梓内地区の表層部の地すべり群と、それらを包含する規模の地すべり土層区分を示したものである。前者は地形上明瞭に指摘される小滑落崖と、それに対応する移動土塊から成り、後者はボーリング資料、サウンディング資料などから、図-7のA~Hの8地区に区分され、表-1のように特徴が示される。なお表-1においてA, B, C及びE地区は基盤の第三紀層起源の地すべり土層が優勢であるのに対して、D, G地区はブロック状の火山噴出物、F, H地区は火山噴出物起

3) 本層中に埋木等の混入することが報告されている。

4) 基盤の泥岩の風化帯部で動いているものも勿論存在する。東野名や西名にはこのタイプのものが存在する。

2) 一部には山地から流送された岩屑堆積物が混在していると考えられる。

表-1 地すべり土層の特徴

特徴 地区	地すべり土層	厚 さ m	基 盤 岩	透 水 性*	
				地すべり土層 l/min	基 盤 岩 l/min
A	凝灰質シルト～砂 安山岩礫混り	1 ～ 6.5	凝灰岩を主とする	大	凝灰岩 0.02～0.11 (0.05) 凝灰角礫岩 1.5+
B	凝灰質シルト～砂 安山岩礫混り	7 ～17.5	凝灰岩	大	0.11～0.68 (0.31)
C	粘土 泥岩礫混り	3.5～9	泥 岩	0.00～0.88(0.25)	0.00～0.01 (0.00)
D	凝灰質火山砂 及び凝灰角礫岩 安山岩礫混り	9 ～12+	石こう	0.15～3.88(0.94)	0.03～0.13 (0.06)
E	粘土 安山岩礫混り	3 ～ 7	泥岩を主とする	0.07～0.55(0.29)	0.02～0.22 (0.15)
F	凝灰質シルト～砂 一部粘土 安山岩礫多し	13 ～20	泥岩を主とする	0.03～0.58(0.22)	0.02～0.09 (0.04)
G	凝灰質シルト 及び砂質粘土 安山岩礫混り	10 ～24±	泥 岩	0.02～0.25(0.09) 一部では逸水	0.01～0.07 (0.02)
H	砂質粘土 安山岩礫混り	3 ～10	泥 岩 凝灰角礫岩	0.01～0.43(0.13)	泥岩 0.00～0.08 (0.04) 凝灰角礫岩0.01～0.92(0.08)

* () 内は平均値

図-7 地すべり地の区分

源の地すべり土層が優勢と考えられる。

このような地すべり土層の構造は地下水の浸透と流動に関して、きわめて重要なかわりあいを持っていると考えられる。即ち表層部の地すべりでは図-7に示したような小滑落崖における亀裂等を通して浸透した地下水が地すべりの発生に関係し、より深部の地すべりは表層土層と以深の土層の境界部あるいは異なる地すべりブロックの境界部や基盤岩と崩土層の境界部などを流動する地下水の挙動と関係しているものと思われる。

4.2 地すべり土層の水理特性

ボーリング時の揚水記録によって、この地域の基盤岩及び地すべり土層の透水性を検討することができる。即ち、ボーリング孔を深さ方向に3m区間に区分し、各区

間において、水位を区間上端より1m高く維持しつつ揚水した時の揚水量によって各層準の透水性を相対的に比較しようとするものである。

これによれば、基盤岩では泥岩及び凝灰岩は0.05l/min以下でかなり不透水性であるのに対し、凝灰角礫岩はおおむね0.1l/min程度であり、場所によってはそれ以上を示す。泥岩及び凝灰岩でも地表に近い風化部では新鮮な場合にくらべて数倍～10数倍程大きくなる。

地すべり土層の透水性はまた地区毎に特徴がある。

粘土質または一部に粘土を含むC、E、F、G、H地区の地すべり土層は0.1～0.3l/minの揚水量であるのに対し、A、B地区の凝灰質シルト～砂層は時に自噴するケースもみられ、透水性も比較的大きい。

以上から当地区の地下水の流動状況を推定してみると、つぎのようである。A、B両地区においては、地すべり土層内の流動の他、基盤岩内の脈状流動を示す地下水の供給があるものと考えられる。C、E、F、G地区では地すべり土層の透水性は小さいが基盤岩の透水性がさらに小さく、不透水的であるので、地下水の流動及び浸透は地すべり土層及び基盤岩の風化帯を通して行なわれるものと考えられる。H地区も同様な性格を持つ。基盤が凝灰角礫岩から成る部分では基盤内の地下水流動もあり得る。D地区ではブロック内の浸透流動が見込まれる。

表-2は図-8に示した位置におけるボーリング孔を利用した上記試験によって得た深さ方向の透水係数であるが、これらの値は一般には難透水層と呼ばれている範疇に入るものである。この表で注目すべき点は表層部6mまでがそれより以深にくらべて高い透水係数を示していることである。これは先にのべた表層部の小ブロックの地すべりによって、その土層が攪乱されているためと考

表-2 透水係数 (cm/sec)

ボーリング 深度	No. 9	No. 10	No. 11
0～3m	2.5×10^{-4}	1.6×10^{-4}	9.4×10^{-5}
3～6	2.7×10^{-4}	4.7×10^{-5}	1.1×10^{-4}
6～9	7.9×10^{-5}	1.9×10^{-5}	6.5×10^{-5}
9～12	2.6×10^{-5}	3.4×10^{-5}	1.4×10^{-5}
12～15	2.1×10^{-5}	1.3×10^{-4}	1.4×10^{-4}
15～18	7.6×10^{-5}	2.3×10^{-5}	9.8×10^{-5}
18～21	1.1×10^{-4}	3.4×10^{-5}	8.5×10^{-5}
21～24	4.3×10^{-5}	2.9×10^{-5}	1.0×10^{-4}
24～27		3.7×10^{-5}	
27～30		5.6×10^{-5}

図-8 サウンディング位置図

えられる。下層部にあってもところどころに高い値を示す部分がみられる。即ち上記の表層部の土層に接する部分や15~24m付近にこれが認められる。後者は基盤岩との境界部に相当する⁵⁾。

4.3 表層部地すべり土層の構造

表層部の地すべり土層は、すべり面を深所に有する、より規模の大きい地すべりの発生の引き金となり得る。即ち表層に浸透した水分（起源は雨水でも融雪水でも良い）は地すべり土層の重量を増加させるとともに下位層との間の摩擦抵抗を減少させ、ついには地すべりの発生にいたるが、この時のインパクトの強度によっては、下位の地すべり土層あるいは旧崩土層をも一緒にまき込むことが考えられる。そのため表層部地すべり土層の性質を把握しておくことは重要な意味がある。ここではサウンディング法によってこの点を検討してみた。

用いた方法はスウェーデン式サウンディングであるが本地域のような粘性土を主とする浅い地すべりではこれはきわめて有効な方法であることがたしかめられた。

即ちサウンディング結果において W_{SW} （荷重）、 N_{SW} （半回転数）の深度方向の分布は各地点共相互にかなり似通ったパターンを示した。このパターンを模式的に示

図-9 スウェーデン式サウンディング結果のモデルパターン

したのが図-9であって、各部分の特徴に基づいて深度方向にa~fの6つの層に分けることができる。

a層：静荷重貫入層

b層：静荷重貫入層部分と $N_{SW}=25$ 土を示す部分との互層

c層： $N_{SW}=25$ 土で均一な層

d層： $N_{SW}=100$ 土で深度方向の変化が不規則な層

e層：深度方向に N_{SW} の増加する層

f層： $N_{SW}>250$ の層

サウンディングに基づく上記の各層が地すべり土層の如何なる状態に対応するかについて

は、既存のボーリング地点付近で行なったサウンディングの結果と当該ボーリング柱状図とを対比することにより判断できる。図-10は両者の対比を行なった実際例を示す。ボーリング柱状図に見られる地すべり土層の構成とサウンディング結果とは明らかによい対応性を示しており、つぎのように考えられる。

a層は表土、腐植土、粘土であって礫を混えることがある。b層は礫混り粘土やルーズな礫混り凝灰質砂である。c層はやや締った礫混り粘土、硬質粘土、礫混り凝灰質砂またはローム等である。d層はサウンディング作業時に摩擦音、レキ音を伴うことより礫層と考えられる。e層は強風化泥岩、強風化凝灰岩に相当する。f層は風化泥岩、風化凝灰岩などであって、基盤岩に該当する⁶⁾。ボーリング地点で判明した以上のようなa~f層の内容が調査地域内の他の地点でのサウンディング結果

5) この点に関しては例えば新潟県土木部砂防課（1975）の報告でも指摘されている。

6) 新潟県が地すべり地上部のボーリング孔（B49-11）で行なった傾斜観測によれば、地すべり面の深さは6.5m付近にあり、この深さをサウンディング結果と対比するとe層とf層の境界に相当する。さらにB48-2孔では深さ6m付近でケーシングパイプが変形したことが確認されたので、もしこの深さに地すべり面があるとするならば、サウンディングのe層に相当する。

地すべり土層の水文地質学的検討と融雪水の動態 (I)

図-10 サウンディング結果とボーリング柱状図との対比例

図-11 サウンディング断面 (図-8 参照)

にもそのまま適用できると考えるならば、調査地域の全域にわたって、地すべり土層の立体的な構成を知ることができる。

調査は全体的な傾向を把握するため、図-8において地すべり方向に2測線、これと直交する方向に3測線とって行なった。そして同じ図に示した精査地区では、これを更に徹底させるため65カ所で行った。まず図-11は図-8に示した方向における W_{sw} , N_{sw} の断面図である。図に明らかなように静荷重あるいは少ない回転数で貫入する部分、つまり図-9のa層、b層は地表下2~4mまでであって、この部分が表層部の地すべり土層に相当すると判断される。回転荷重に入ってから深度5~6m以深で急激に高くなる部分は、これらを含むスケールの地すべり土層つまり表-1に示した各ブロックの土層にあたるものと思われる。深度方向で N_{sw} 値が急激に低下する部分が数箇所に認められる場合があるが、これは表層部の地すべり土層の構造が単純なものではないことを意味している。

つぎには図-12は図-8に図示の精査地区においてf層

上面を基盤として画いた等高線図である。基盤のかたちはおおむね地表地形に近似するが、地すべり活動域下半部では東西に平行する2つの凹状部が認められる。この凹状部は地すべり活動と強い関係があると思われるが、初生的なものかあるいは地すべりによる2次的なものかは明らかではない。図には地すべり土層の等厚線をも併せて示してある。ここで、地すべり活動域での土層の厚さは5~8m程度である。

地すべり土層の厚さは場所による変化がいろいろと、局部的に厚い部分が何箇所にも分かれて存在する。そしてこれらの厚い部分はいずれも基盤等高線にみられる凹状部に一致している。

地元の聞き込み、及び道路等のクラックから現在、地すべり活動が特に明瞭に認められる部分が図示されているがこれらの部分はいずれも地すべり土層の厚さが6m以上であり、かつ局部的に厚い部分に一致する点は注目される。即ち調査地域の地すべりは小地すべりに分化しており、各小地すべりの移動の中心は基盤の形状及び地すべり土層の分布状態、厚さに支配されている。ここ

図-12 基盤等高線・地すべり土層等層厚線図

に地すべり土層の構造と地すべり活動との密接な対応関係を見いだすことができる。

以上を要約して本地域の地すべり土層の水文地質学的特性をのべればつぎのようである。

i. ボーリング資料ならびにサウンディング資料により、本地域の地すべり土層の構造を把握した。それによれば、当地すべりは比較的急激に移動する軟弱な表層部地すべりとこれを包括する中規模程度の地すべり、さらに基盤上面をすべり面とする大規模地すべり等のようにいくつかの規模の地すべりが重合したものである。

- ii. 個々の小地すべりの中心は基盤表面の凹状部及び地すべり土層の厚い部分に一致する。
- iii. 地すべり土層の透水性は一般に低い表層部地すべり土層、基盤上部の風化帯あるいは上記の各層準の地すべり土層群の境界部ではやや高い値を示す。
- iv. 小規模の移動によって攪乱された表層部地すべり土層中には局部的に亀裂が発達し、そこが雨水あるいは融雪水の浸透部になっている可能性がある。

(以下次号)

(原稿受理日 昭和56年8月10日)

長野県大鹿村の地すべりと崩壊

「地すべり」Vol. 18, No. 3 (通巻第67号) 1982年 (昭和57年) 2月

中山 康, 木村 重彦

1961年 (昭和36年) 大西山崩壊が発生し、落下した土塊が渋川を閉塞した。この圧砕岩の崩落は中央構造線の西側にあたる。

東側では、結晶片岩類のクリープが見られ、緩速の地すべりが進行している。平常は顕著な災害がないが、斜面脚部が削られたり集中豪雨があると大災害となる。

これは大鹿村鹿塩の地すべり報告で、ラドン濃度の計数に論及する。土塊中のラドン濃度は50～60日周期の増減を示すところがあり、クリープ滑動と一致する。

新潟県中頸城・東頸城・刈羽および三島地域の地すべりと地質構造および岩質の関係について (1)

——中・東頸城地域——

「地すべり」Vol. 18, No. 3 (通巻第67号) 1982年 (昭和57年) 2月

福本 安正, 本田 康夫

地すべり発生機構に関する2, 3の知見

——伊良原地すべり地における観測例——

「地すべり」Vol. 18, No. 3 (通巻第67号) 1982年 (昭和57年) 2月

末峯 章, 島 通保, 小西 利史, 倉田 由夫

徳島県美馬郡一宇村伊良原地すべり地 (三波川帯) における地すべり発生機構について述べている。使用した記録は地中内部歪計の1分間毎の記録である。解析の結果、地すべり面 (層) における平均的な伝播速度は数 m/hour のオーダーであった。変位の rise time (変位が起こり始めて変位が終るまでの時間) は数時間位であった。変位が地すべり面 (層) から地表面に伝播する速度は 0.5m/min 以上である。また地すべり面が上下2層あり、交互に交代しながら地すべり活動を行っているらしい現象が存在しているらしい。

積分による安定計算の方法について

「地すべり」Vol. 18, No. 3 (通巻第67号) 1982年 (昭和57年) 2月

藤原 明敏, 井戸 徹

地すべり土層の水文地質学的検討と融雪水の動態 (I)

——新潟県北魚沼郡入込瀬村横根地すべりを例として——

「地すべり」Vol. 18, No. 3 (通巻第67号) 1982年 (昭和57年) 2月

新藤 静夫, 田中 芳則

地すべり土層における地下水の動態を明らかにすることは、地すべり防止対策上きわめて重要なことである。本論文は我が国有数の地すべり地帯として知られている新潟県破間川流域の地すべりのうち、通称横根地すべり地を調査対象域としてとりあげ、標題についての成果をとりまとめたものである。

本文は前半で地下水の賦存の場である地すべり土層の水文地質学的特性を明らかにし、後半ではそこでの地下水の動態を特に融雪水に焦点をあてて考察している。