

## 天草における第3紀層の地すべり解析

### Analysis of Tertiary Landslide Behaviour in Amakusa Island.

荒牧昭二郎\* 北園 芳人\*\* 中山 洋\*  
Shojiro ARAMAKI Yoshito KITAZONO Hiroshi NAKAYAMA  
鈴木 敦巳\*\* 梶原 光久\*\*  
Atsumi SUZUKI Mitsuhsa KAJIWARA

#### Abstract

Many landslides are found in area of tertiary rocks sliding mass moved along thin clay layer on bed rock in Amakusa island.

The authors explain geological mechanism of landslide by comparing accumulative strain and accumulative amount of precipitation, and found that geological environment (specially capacity of ground water) has effected on landslide behaviour.

#### まえがき

我が国において、地すべり危険分布密度の高い地区は特別な地域に限られており、その発生素因は主に地質条件であることが知られている。しかし、各々の地すべり素因にも特徴があり、その発生密度に違いがみられる。さらに、地すべり誘因になるとその地域差が大きく出ていて、地すべり発生数や地すべり形態も違っている<sup>1), 2), 3)</sup>。

このような状況下において、各地区における地すべりの特徴を捕えることは地すべり対策、とくに地すべり予知に関して重要なことと考えられる。

筆者等は以上のことを考慮して、前報<sup>4)</sup>ではその重大要素を地層の傾斜と風化粘土の土質特性とみなし、天草地区を対象にして危険図を作成した。その結果、天草地区では地すべり発生率が受け盤地区よりも流れ盤地区に高いことと斜面をランク別に分けて危険予測ができることを報告した。今回は、その代表的な地すべり例をあげ、地すべり形態上の特性と地すべり挙動について考察する。

#### I 地すべりの概要

ここでは近年発生した6例の地すべり位置を図-1に示し、代表的3例をとりあげ地質調査結果の概要を以下に記す。

##### I-1 久留地すべり

この地すべりは天草郡河浦町久留で図-2(a)(b)のように、九州農政局羊角湾開拓事業の道路開拓に伴って発生した



図-1 天草上、下島の地すべり調査位置図

ものである。この開拓道路は1972年12月に完成し、1973年11月から6tトラックが平均10台/日で5カ月の間通行した。1974年4月末日頃、道路にクラックが見られ始めたので調査の結果、図-2(b)のように6月上旬にすべり頂部を約1500m<sup>3</sup>切り取り、伸縮計、ひずみ計を設置し観測を行った<sup>5)</sup>。

この地域の地質は古第3紀最下部の明石岬層に属し、主に風化の激しい黒色頁岩と砂岩の互層、それと礫層からなっている。

\* 九州東海大学工学部  
\*\* 熊本大学工学部

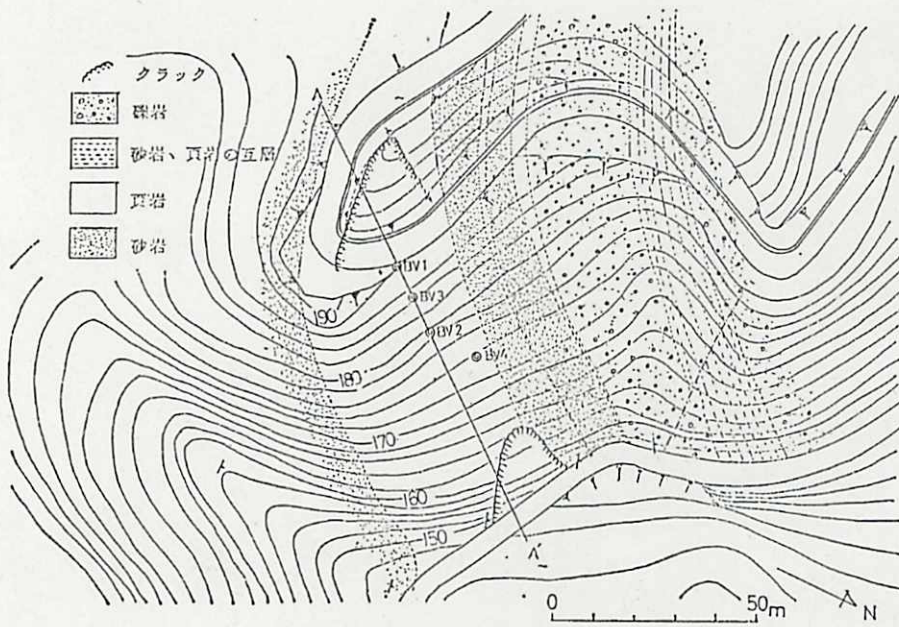


図-2(a) 久留地すべり地質平面図

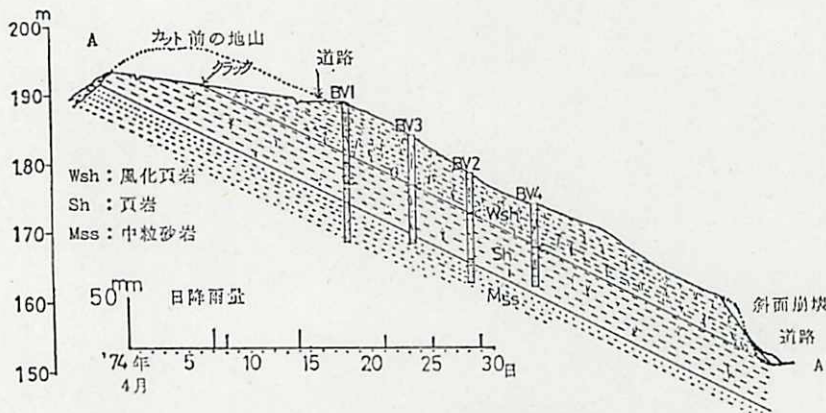


図-2(b) 久留地すべり地質断面図

地表面に生じた滑落崖は、一方向を  $N70^{\circ}E$  の地層層理面方向と平行に走り、他方はそれとほぼ  $50^{\circ}$  の鋭角のクサビ形を呈している。このクラックを詳しく調べると図-3の(a)面に示すように頁岩層理面を鏡肌とし、その上に4~10cm厚の粘土層が存在していた。この粘土層は外見上2種類に分けられ、赤褐色粘土が白色粘土の中にすべり面に平行、かつ、葉片状に入りこんでいた、この粘土層の上部に風化頁岩を含む赤褐色粘土、さらにその上にブロック化された砂岩層になっていた。

次に、この粘土層の発生状況を知るためにX線回折を行うとともに母岩と思われる頁岩のX線回折も試みた<sup>6)</sup>。これによると、地すべり粘土の成分はイライト系粘土であり、さらに、母岩も同じ粘土鉱物であることがわかった。このことより、地すべり粘土は母岩の単なる風化膨潤によるものであることを示している。この粘土の土質的性質を表-1に表わす。

地質断面図(図-2(b))に示すように、この斜面の崩壊面

は次の3点よりほぼ層理面に沿った平面すべりであると考えられる。①すべり土塊中のボーリング結果から同一層理面上に風化粘土がみられることと地山のカット時に層理面に沿って粘土層が観察されたこと、②BV-2のGL-6~8mにかけてせん断ひずみの累積がみられること、③のり先部分の斜面崩壊が斜面上部のクラック発生時と同時に起ったこと。

また、応力とひずみの関係を実験室で再現する必要があるために、現場における伸縮計の変位量を粘土層厚(ここでは10cmとした)で割った値をせん断ひずみ量とし、その累積せん断ひずみ量と累積降雨量、日降雨量、地下水位を同一時間軸にプロットした(図-4)。この結果は第三章で詳しく他の地すべりとの比較において検討する。

この地すべりの発生原因は、第1に層理面に生じた厚い粘土層が存在していたために連続した弱面であったこと、第2に道路建設後の交通荷重の増大による道路面クラックの発生、第3にそこからすべり面に降雨の浸透があり、すべり面での粘土の膨潤・軟弱化、さらに間げき水圧の増大によるものと考えられるが、クラック発生時の降雨量はさほどなく、崩壊の直接誘因は交通による輪荷重によるものと思われる。

I-2 中野々平地すべり  
本渡市西方染岳北西斜面で1972年7月3~4日にかけて幅約200m、長さ約500m、すべり層厚約20m規模の地べすりが発生した<sup>7)</sup>。この地区の地質は古第3紀の砥石層

表-1 久留地すべり粘土の土質特性

		白色粘土	赤褐色粘土
自然含水比	%	32.6	29.0
比重		2.772	2.773
液性限界	%	78.4	79.2
塑性限界	%	31.7	34.6
塑性指数		46.7	44.6
最大粒径	mm	2.0	2.0

天草における第3紀層の地すべり解析

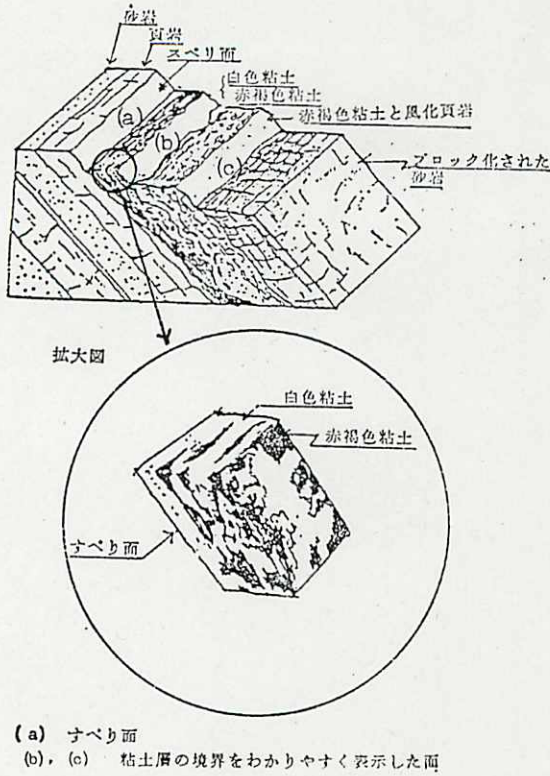


図-3 久留地すべり粘土の風化生成状態

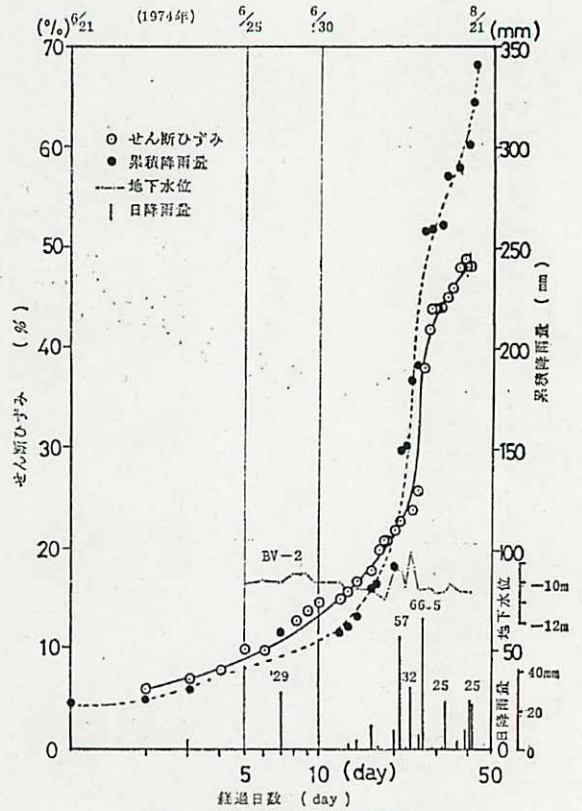


図-4 久留地すべりの現場データ

に属し、主に砂岩層であり、一部頁岩層を挟んでいる。この砂岩層の斜面先で採石が行なわれていたが7月3日の午後小落石が起こったため仕事は中止されていた。翌4日朝には今まで存在していなかった尖塔が出現し、採石場は巨石で埋っていた。また、その斜面上部には幅20mにわたり深さ10mの滑落崖が見られた。

この尖塔の出現は厚い砂岩層のすべりに対して、斜面先に偶然存在していた小断層がこのすべりに抵抗したためである。

本地区には多くの湧水を伴っており、崩壊前々日に65mmの降雨、1週間前に117mmの降雨が地下水位の上昇をもたらした崩壊が起ったものと思われる。その証拠に地すべり発生後数年して設置した伸縮計より求めた累積せん断ひずみ量と累積降雨量との関係を見ると(図-6)、累積降雨の上昇から1~2週間後にせん断ひずみの増加が起っている。このことは、この地すべり岩塊の背後に降った雨が地すべり下部の厚い砂岩層に浸透してゆき、日数をかけて地すべり土塊の地下水位を上昇させていることを示している。特にブロック化された岩体部分では流水する音が聞かれることや採石場での湧水量が200~300t/日であったことか

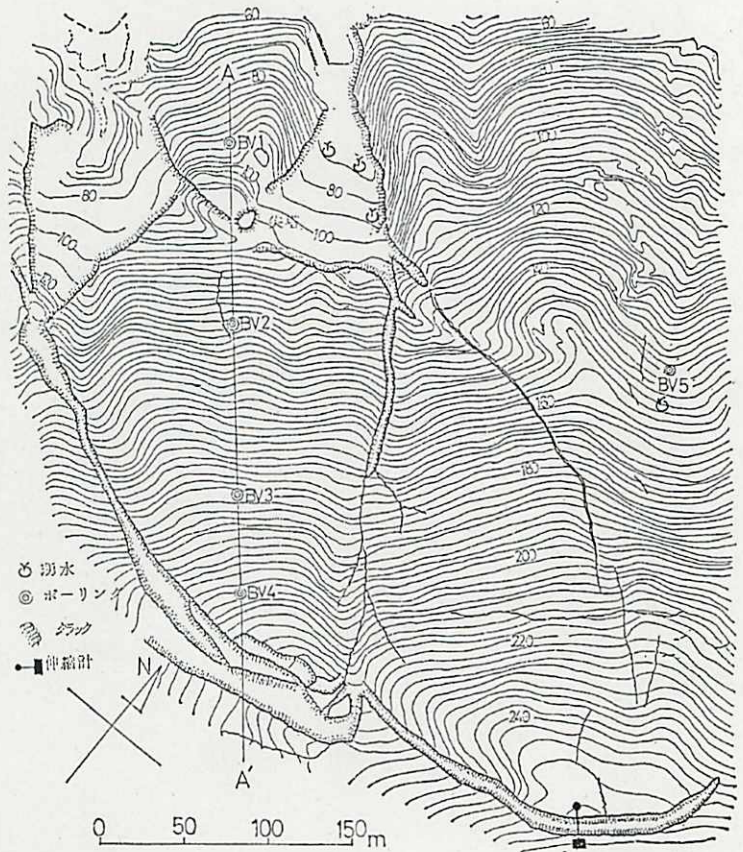


図-5(a) 中野々平地すべり平面図

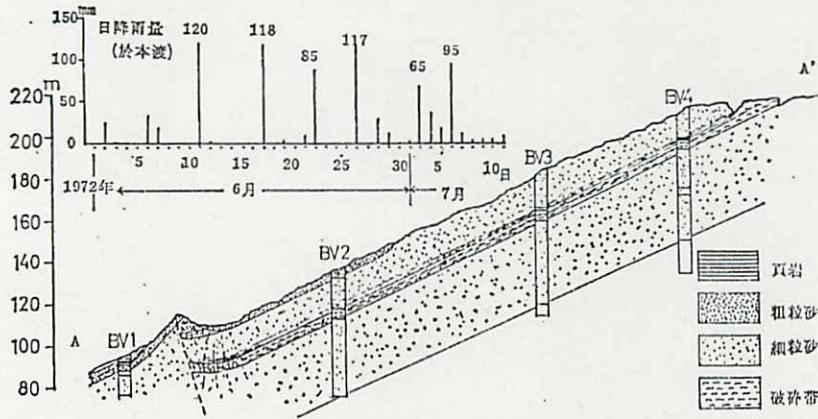


図-5(b) 中野々平地すべり地質断面図

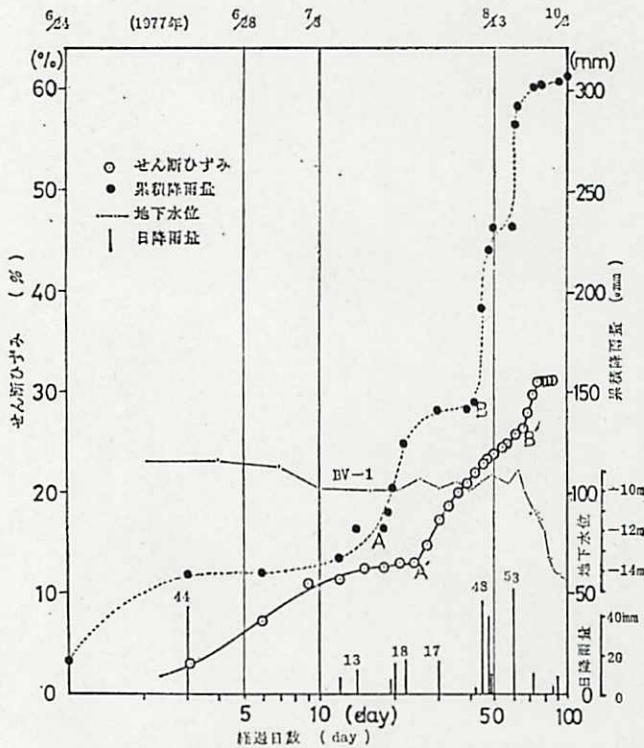


図-6 中野々平地すべりの現場データ

らしても地下水の豊富な地区である。

この地すべり発生原因は、第1に厚い砂岩層中に薄い頁岩層が挟まれていたこと、第2に厚い砂岩層は地表面傾斜とほぼ同じ傾斜角をもつ流れ盤であったこと、第3に1週間前と前々日に多量の降雨があったこと、第4に採石のために斜面先掘削を行ったためと判断される。

I-3 小浦地すべり

天草郡倉岳町小浦地区で浦川河川改修に伴って1976年3月に堤防が約130mにわたり数mのふくらみを生じ、斜面中腹に幅1m、落差約2mの亀裂を起したものである(図-7(a), (b))<sup>8), 9)</sup>。

この地すべり土塊の地質は古第3紀の数良木層で砂岩と頁岩の互層からなっている。地質構造として、この地すべり地区は竜ヶ岳、白岳を結ぶ褶曲軸の翼部分にあ

る単斜構造斜面であり、地層傾斜方向と地表面傾斜方向が一致した流れ盤地帯である。

次に、すべり面と思われる部分の風化頁岩粘土の土質特性を調べると(表-2)。比重、コンシステンシーなどほぼ同じ性質を有しており、同一頁岩層が同じような風化作用を受けたことを示している。

1977年10月以降、BV-4に設置したパイプひずみ計記録で下部砂岩層と頁岩層との境で大きなせん断ひずみ増加がみられており、この記録よりせん断ひずみを計算し降雨量との関係を調べると図-8となった。これによるとせん断ひずみの累積は累積降雨の変化の激しい時期より大きく遅れて変化している傾向がみられる。また、この地すべり地区には人家があったが、生活用水は井戸にたよっていた。この井戸は日照りの時でも枯れることなく地下水の豊富であることを意味している。

この地すべり発生原因は、第1に地質的に流れ盤地形であり、頁岩を含んだ砂岩層であったこと、第2に地下水が豊富であること、第3に河川改修のために斜面先掘削を行ったためである。

以上述べた地すべりの外に平野地すべり、尻無尾地すべりも同じ形態を示す流れ盤型地すべりであり、かつまた、初生地すべりに分類される。これらの地すべりの特徴は、第1に地層層面に軟弱粘土が存在すること、第2にすべり土塊は以前の地質構造を保持していること、第3に地層層面傾斜方向が地表面傾斜方向と同じであること。

この層面に発達する軟弱層の原因は、降雨による雨水の一部が地盤中の割れ目または風化した砂岩層を通して地下に浸透してゆき、頁岩層の不透水層で地下浸透を阻止されて滞水層となる。それが長期にわたれば頁岩層の水和・膨張をもたらし軟弱化させる。それと同時に、その滞水層中の水は流れ盤に沿って頁岩上部の砂岩中を通して頁岩層の風化を促しながら流下し軟弱化・粘土化

表-2 小浦地すべり粘土の土質特性

	BV 2		BV 4	露頭粘土
	3.25~3.70m	5.30~6.20m	3.50~4.70m	
土の真比重	2.740	2.745	2.795	2.679
液性限界%	34.6	30.5	40.8	42.5
塑性限界%	20.1	19.9	23.5	24.2
塑性指数	14.5	10.6	17.3	18.3
最大粒径mm	19.1	19.1	19.1	25.4

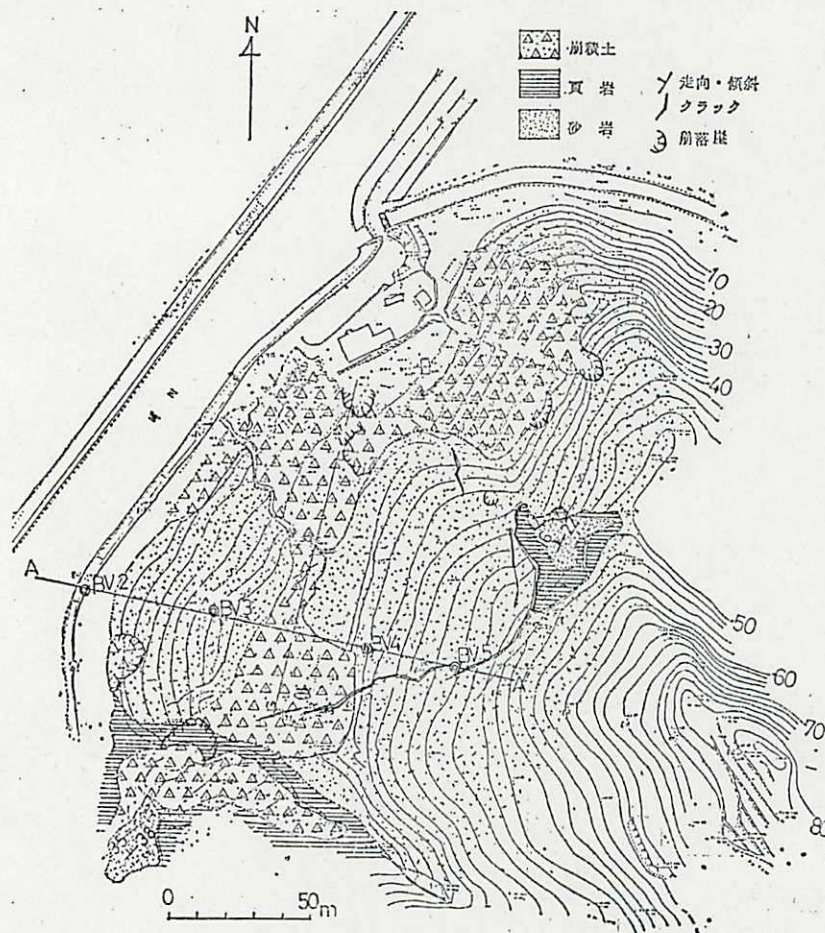


図-7(a) 小浦地すべり地質平面図

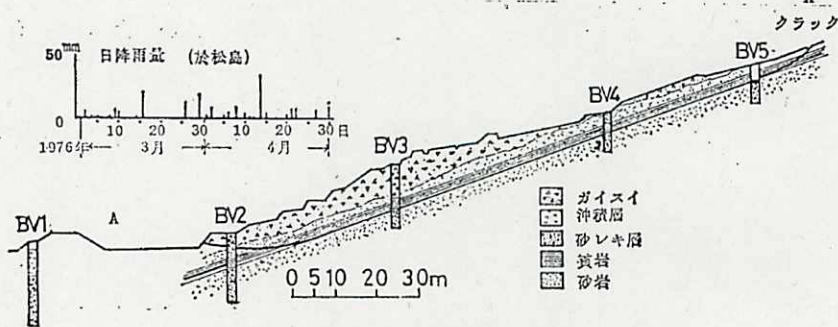


図-7(b) 小浦地すべり地質断面図

させるものである。

これらの浸透してきた水が地すべり土塊中の水だけの場合は地すべり過程の変遷は遅く、かつ湧水は降雨のみにしか見られない(久留地すべり)。これに反して、地すべり土塊以外から供給される地下水がある場合、風化作用は地下水位の変化する付近では特に激しくなり、地すべり過程変遷は早いものである。当然ながら、地下水位の高い地盤においては受け盤地帯でも地すべりが起っているが、流れ盤地帯ほど発生頻度は高くない。その原

因は連続した軟弱層の発生が流れ盤ほど著しくないためである。

これらの地すべりはいずれも複合ないし平面すべりの形態で示したが、その理由は次のとおりである。前述した地すべりのすべてにおいて、斜面中腹部に滑落崖の発生、のり先部の押し出し、及びせん断ひずみ計累積部分に粘土層が確認されることと、その粘土層がほぼ同じ層位上に位置し、かつ全体的に同じ土質特性を示している。

このように多くの天草第3紀層の地すべり型斜面崩壊は流れ盤型地すべりであり、しかもすべり面が地表面にほぼ平行ないしわずかに急傾斜である共通点を有している。これは頁岩などが風化作用を受けて地表面に平行に風化層を生じ、その風化層が基岩とを境にしてすべり出す表層すべりの形態に類似しているが、これは基岩の構造に関係なく起こるものであり、筆者等が調査した天草地すべりは基岩の構造を残した層すべりである。

しかしながら、以上述べた地すべり形態の他に魚貫地すべりのような断層粘土を滑材とする崩壊<sup>10)</sup>もあるが、これもすべり粘土が地表傾斜方向と同じ方向に発達しているという点から見れば崩壊機構としては同じものと見なしてもよいものと思われる。

## II 地すべり粘土の土質特性

前述した地すべりのすべり面で採取された粘土の粒度結果を図-9に示す。これによると一般的に細粒土が多く、粒度分布は良に近いものが多い。また最大粒径も2.0~38.1mmまでと広範囲にわたっている。

図-10に各地すべり粘土と地表風化粘土の塑性状況を示す。まず、地すべり粘土は採取場所によって性質が異なって塑性指数( $I_p$ )は10~50の範囲にあるが、同じ地すべり面上ではさほどの差は見られない。次に、地表風

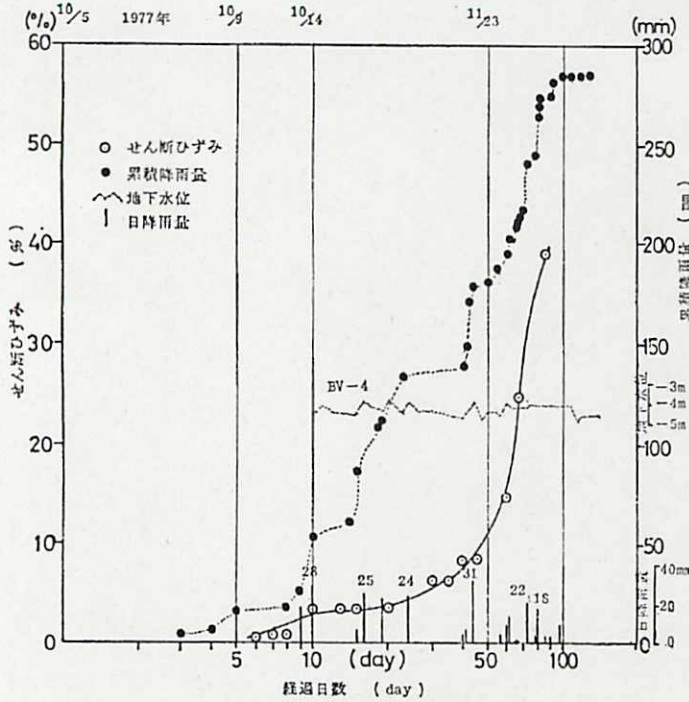


図-8 小浦地すべりの現場データ

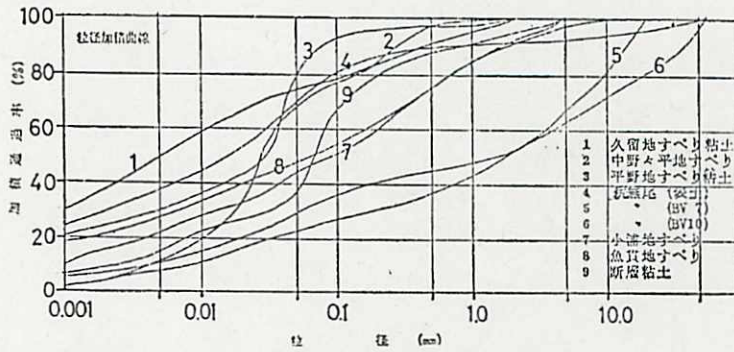


図-9 天草地区地すべり粘土の粒度曲線

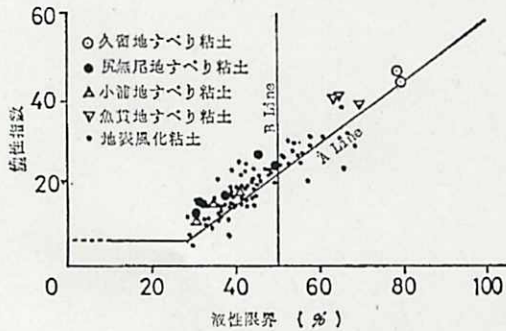


図-10 天草地区地すべり粘土の塑性図

化粘土は  $I_p$  が小さく、かつA線より上部に広く分布している。このA線より上部に分布している傾向は地すべり粘土も同様であり、その原因は活性度が高いためである<sup>11)</sup>。

以上述べたように、地すべり粘土の母岩は大部分頁岩風化粘土であるのに土質の性質に差があるのは主に母岩の性質に支配されるもので、それは地層別に特徴づけら

れる<sup>12)</sup>。いずれにせよ、天草地区の地すべり粘土はCL~CHに分類されるものが多く、天草地区の地表風化粘土の活性の高い粘土とはほぼ同じ土質特性を有しているものである。

### Ⅲ 地すべり挙動の特徴

ここでは天草地区の典型的な地すべり挙動を示す久留地すべり・中野々平地すべり・小浦地すべりを代表例として述べる(図-4, 6, 8)。

これらの図中のせん断ひずみ量はパイプひずみ計についてはすべり面上の最大傾斜角とし、伸縮計では変位量をすべり面粘土厚で割った値とした。累積降雨量は単に日降雨量を累積したものである。実際、これは地すべりを起こすと考えられている間引き水圧の上昇と直接関係づけられるものでなく、降雨のない日が続けば以前の降雨の影響は少なくなり、地下水位の低下とすべりの停止が起こることが考えられる。この考え方である実効降雨量を適用してみると久留地すべりのような累積降雨量と累積せん断ひずみ量とが同時期に変化する地すべりには実効降雨量と累積せん断ひずみ量とは良い一致が得られるが他の地すべりには適用されにくいことがわかったので今回は累積降雨量を採用した。

これらの図によると、いずれも累積降雨量の急激な増加に伴いせん断ひずみ量も大きくなっている。しかし、両者の関係は上の3ケースでそれぞれ違っている。即ち、久留地すべりにおいては累積降雨量と累積せん断ひずみ量ともほぼ同様な変形を示しているのに対して、小浦地すべりでは累積せん断ひずみが遅れて変化している。また、中野々平地すべりはこの中間の様子を示している。以下、この3つの例について詳しく述べる。

#### Ⅲ-1 久留地すべり

この地すべり挙動の特徴は累積降雨量の増大に伴って累積せん断ひずみ量も大きくなっていることである。また、日降雨量の集中している7月10日(経過日数20日)から7月16日(経過日数26日)にかけての連続降雨量175.5mmが崩壊の原因になっているようであるが、せん断ひずみ変化からみて、それ以前から崩壊の前兆たるせん断ひずみの増加がみられることも確かである。次に地下水位と降雨の関係であるが、日降雨量が大きくなれば地下水位上昇がみられる。しかし、降雨が続かなければすぐ地下水位の低下が起っている。また、7月16日(経

過日数26日)以後の降雨による地下水位上昇は以前ほど顕著でない。これは崩壊によって水路が変化し浸透水が流れやすくなったためと考えられる。

以上のことより、この地すべりの地下水は滞水能力の小さいすべり面上を流れる浸透水であるものと推定された。このような傾向を示す地すべりは平野地すべりでも同様である。

### Ⅲ-2 中野々平地すべり

この地すべりの特徴はせん断ひずみの増加と停止のくり返しである。即ち、せん断ひずみ量の増大は測定日から25日(図-6のA')と66日(B')であり、その間が停止にむかう時期である。このせん断ひずみの増加する日ないし前日にはまったく降雨はなく、A'点においては3日前に18.1mm、B'点の6日前に53.3mmの日降雨量があった。しかし、単純にこの降雨のみによってせん断ひずみ増加が起ったとは思われない。なぜならば、これと同量の日降雨を経験してもせん断ひずみの増加がみられていないためである。このことより累積降雨量の急激に増加するところをA点、B点(図-6)とし、その影響がせん断ひずみの増大(A'点、B'点)をもたらしていると考えらるならば、両者の遅れは7日~20日であることを示している。

次に日降雨量と地下水位の関係では降雨量が多ければわずかに地下水位の上昇がみられるが、さほど顕著でなく地下水位上昇によるひずみ量の増大という関係は明確でない。

### Ⅲ-3 小浦地すべり

この地すべりの特徴は、前述した2つの地すべりよりさらに累積せん断ひずみの増大時期と累積降雨量の増大時期との差が大きいことである。降雨と地下水位の関係をみると降雨後すぐに水位上昇があるが、その後すぐ低下している。しかし、この変化は1m前後であり小さい。特に注目すべき点は測定日から90日以降130日までの間にほとんど日降雨量が認められないのに依然として高水位を保っていることである。前述したように、この地すべり地内にあった人家は井戸に生活用水をたよっていたことより地下水の豊富な場所であったことを証明している。

以上のように、せん断ひずみの増大時期が累積降雨増大時期より遅れるのは以前に降った雨の影響が長期にわたり、ゆっくりとせん断ひずみ変化に作用すると考えられ、かつ、その遅れの差は地下水の滞水能力に左右されるものと推定される。このような滞水能力の違いは地質構造に支配されている。即ち、図-11に示すように滞水能力の大きい小浦地すべりは後背地に高い山をもち、さらに、厚い砂岩層が流れ盤となっていること、中野々平においても小規模ながら同様な地質状況にあるに対して、久留地すべりは後背地は短かく滞水能力の小さいもので

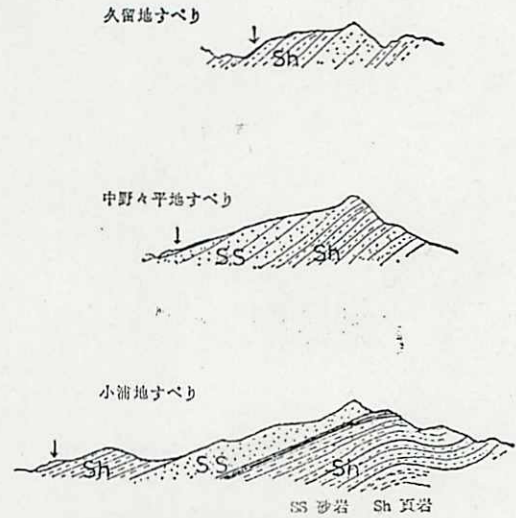


図-11 地すべり発生地と地質環境

ある。

このように、地すべりの挙動予測に関しては地すべり地の地形や地質構造、さらに堆積層の種類から地下水の滞水能力を推定し、その違いを考慮し、次に累積降雨量の変化から地すべり挙動を予測することも可能であると考えられる。

### まとめ

- 1) 天草地区における地すべりは地層層面上に生じた粘土をすべり面とする流れ盤型地すべりが多い。
- 2) 地すべり粘土は一般にCL~CHに分類され、地表風化粘土の活性度の高い粘土と同じ性質である。さらに、同一母岩から生成される地すべり粘土は、ほぼ同じ性質を有しているものである。
- 3) 地すべりせん断ひずみ挙動は累積降雨量と密接な関係があり、累積降雨量の増大とともにすぐせん断ひずみが増大する地すべりと遅れて増大するものがある。この両者の違いは地下水の滞水能力に支配されるものであり、これは地形的、かつ地質的環境に支配されているものである。
- 4) 地すべり発生の重要な要因の一つに地すべり粘土の母岩となる頁岩層の存在と地下水を滞水させる砂岩層との互層の関係が考えられる。
- 5) 地すべり挙動を予測する場合、正確な地下水位の測定が必要であることはいうまでもなく、地すべり地の地質環境および累積降雨量を調べることによってもっと正確な予測が期待できるものと考えられる。

### 謝辞

本論文作成にあたり貴重な資料を提供していただきました熊本県土木事務所の方々、さらに各地質調査会社の御厚情に深く感謝する次第であります。

参 考 文 献

- 1) 福本安正：新潟県の地すべりと地質および地質構造の関係(1)，地すべり Vol. 17, No. 3, 1980.
- 2) 福本安正：新潟県の地すべりと地質および地質構造の関係(2)，地すべり Vol. 17, No. 4, 1981.
- 3) 西田彰一，岩松暉：地すべり現象と岩質との関係—信越地方を中心として—，自然災害特別研究成果No. A-50-6, 1975.
- 4) 荒牧昭二郎，北園芳人，中山洋，鈴木敦巳，梶原光久：熊本県天草上，下島の地すべり型斜面崩壊危険図について，応用地質，Vol. 25, 2, 1984.
- 5) 中山洋，荒牧昭二郎：天草久留地すべりについて：土木学会西部支部講演論文集，1975.
- 6) 荒牧昭二郎，中山洋：風化頁岩地帯の地すべりに関する一考察，第10回土質工学研究発表会，1975.
- 7) 松本幡郎：熊本県天草郡本渡市山口採石場の山崩れについで，昭和47年7月豪雨の調査と防災研究，1973.
- 8) 荒牧昭二郎，鈴木敦巳，中山洋：熊本県天草郡倉岳町北東部の地すべりについて，第8回土質工学研究発表会，1983.
- 9) 荒牧昭二郎，中山洋，鈴木敦巳，北園芳人：小浦地すべり粘土のせん断特性について，第19回土質工学研究発表会，1984.
- 10) 荒牧昭二郎，中山洋，鈴木敦巳：断層粘土に伴う地すべり型崩壊について，土木学会西部支部講演論文集，1984.
- 11) 荒牧昭二郎，中山洋：風化頁岩土の土質特性についてⅠ，土木学会西部支部講演論文集，1980.
- 12) 荒牧昭二郎，中山洋：風化頁岩土の土質特性についてⅡ，第16回土質工学研究発表会，1981.
- 13) 岸本良次郎：岩盤地すべり地内の地下水位の変動の一例—水位回復試験—，地すべり，Vol. 13, No. 1, 1976.
- 14) 森野亮宏，草野国重，山崎和彦：地下水位測定による地すべりの予知，地すべり，Vol. 22, No. 3, 1985.