

えびの・吉松地区地震による山くずれの 発生とその拡大に関する研究

平尾公一・大久保 駿

建設省土木研究所

Studies on the Occurrence and Expansion of Landslides Caused by "Ebino-Yoshimatsu Earthquake"

By

Koichi Hirao and Shun Okubo

Public Works Research Institute, Ministry of Construction, Tokyo

Abstract

In February and March 1968, several heavy earthquakes happened in the Ebino region of Miyazaki Prefecture, and many landslides occurred in the mountain area of this region. Some characteristics of the landslides are studied by employing the following methods.

1. Using a set of four aerial photographs taken before and after the earthquakes, the distribution of landslides and cracks which were caused by the first earthquake of February 21st and the expansion by the second earthquake of March 25th are analyzed.
2. By various investigations in the underground layers the soil characteristics near the boundary of landslide are observed. Items of investigations are: sounding, permeability test, several soil tests, observation of soil layers by the test pits and auger boring, measurement of surface layer movement by extensometer, etc.

The results are summarized as follows:

1. It can be considered that four steps are taken in the occurrence of landslides, namely, the first step being the occurrence of cracks, the second the expansion of these, the third the slide of surface layer, and the last the landslide.
2. Most of landslides are slides in the thin surface layer.
3. Landslides frequently occur on the valley-like mountain slopes and in the upper part of mountain and in the broad-leaved tree zone.
4. Landslides and cracks which were caused by the first earthquake are hardly expanded by the second earthquake. The landslides and cracks are probably in a more stabilized condition than before the earthquakes.
5. The face of landslide in the soil layer is considered to be at the boundary between the upper sandy loam layer and the lower "shirasu layer". "Shirasu" is widely distributed over the district of Southern Kyushu and consists of pumice flows, pumice falls, and their secondary deposits caused by volcanic activity.
6. It is true that a discontinuous plane of combination exists between both of the said layers, and this fact causes the landslide.
7. Soil movement in mountain slopes is related with the number of earthquakes and the daily precipitation.

Consequently, it is considered that in future the danger of landslides and the expansion of cracks might be caused by the inflow of water into soil layer from cracks.

目次

1. まえがき	158
2. えびの・吉松地区地震の概要	158
3. 調査手法	158
i) 航空写真判読による崩壊の発生と拡大 追跡調査	158
ii) 崩壊モデル斜面における地盤調査	159
4. 調査地域周辺の地勢	159
5. 地質	161
6. 割れ目および崩壊の発生と推移の特徴	165
i) 割れ目の発生と推移	166
ii) 第1回地震により発生した崩壊	170

1. まえがき

昭和43年2月21日、および3月25日に宮崎県西諸県郡えびの町を中心に強い地震が起り、宮崎、鹿児島県境のえびの町および鹿児島県吉松町一帯に家屋の倒、損壊、地割れ、田畑の埋没、山崩れ等の被害が発生した。

この中で山崩れはえびの町京町付近から、鶴丸、吉松町にかけてのシラス露出地帯、安山岩性崖すいの分布する地域に集中して起り、全山崩壊と言つてよいような大小の崩壊が無数に発生している。

今回、これらの地域内の主としてシラス露出地帯に発生した山崩れについてその発生状況と、2度目の地震による拡大状況および山崩れに関与したと思われる地質、地形、植生等の素因との関連等について航空写真判読を中心とした調査を行ない、また一方、モデル斜面において各種地盤調査を行ない、シラス斜面における崩壊の発生位置、地震によるかつ、シラスという特殊土壌地域での崩壊発生の境界条件、崩壊メカニズムの調査を行ない、さらに今後の地震ないしは降雨等による山崩れの拡大の予測についても考察を加えた。

2. えびの・吉松地区地震の概要

昭和43年2月21日午前8時51分から連続して起った地震の規模は、8時51分がマグニチュード5.6、10時45分にマグニチュード6.1を記録し(鹿児島地方気象台霧島火山観測所測定)、本震の10時45分の地震では震度5が人吉、震度4枕崎、延岡、震度3熊本、佐賀、大分、宮崎、鹿児島、震度2が福岡、長崎等、有感地域は九州全域にまたがるものであった。その後、22日、25日にもそれぞれマグニチュード5.5、4.8の強い地震が起った。その後余震が続き、その回数は次第

1) 地形、特に斜面形との関係	170
ロ) 植生との関係	174
iii) 第2回地震による崩壊の推移	176
iv) その後の変化 — モデル斜面での長期 観測	176
7. 斜面土層内での表層およびシラスの性状	181
8. 結論	188
9. 結び	188
10. 参考文献および資料	189

に減ってきていたが、3月25日の0時58分および1時20分に相次いでマグニチュード5.6、および5.1の強い地震が起った。この間2月21日から3月25日までの有感地震回数は7,000回を越え、気象庁ではこれら一群の地震をえびの地震と命名した。

震央はいずれも北緯32度、東経131度附近の飯盛山の北西、地表面下数km~10数kmの地点と推定されている。

表1は、これら一連の地震の概要を鹿児島地方気象台の資料より転載したものである。

表2には、2月21日および3月25日の地震による宮崎、鹿児島両県の被害の状況を示す。

3. 調査方法

2月21日から3月25日までの間に発生した数回の震度5程度の地震の内、2月21日の地震を第1回地震、3月25日の地震を第2回地震とする。今回行なった調査は次の2つに分けられる。

i) 航空写真判読による崩壊の発生と拡大追跡調査

第1回地震、第2回地震前後に撮影された4組の航空写真を用いて

- 1) 地震による割れ目の発生分布と、2度目の地震およびその後の降雨による崩壊への移行
- ロ) 崩壊の発生分布とその分類
- ハ) 2度目の地震およびその後の降雨等による崩壊の新規発生、および拡大状況
- ニ) 地形、地質、植生等の要因と崩壊発生の関連等の調査を行ない、崩壊母の判読表を作成した。なお、使用した航空写真は、表3に示す。

表1 えびの地震の概要
Table 1. Outlines of "Ebino earthquakes".

発生日時	震 央		規 模 (マグニチュード)	震 度 分 布
	北 緯	東 経		
1. 2月21日 8時51分	32.1 度	130.8 度	5.6	Ⅳ. 吉松 Ⅲ. 宮之城, 枕崎, 阿久根, 牧園, 栗野, 横川 Ⅱ. 鹿児島
2. 2月21日 10時45分	32.0	130.8	6.1	Ⅴ. 人吉 Ⅳ. 阿久根, 枕崎, 延岡 Ⅲ. 熊本, 佐賀, 雲仙, 油津, 大分, 宮崎, 鹿児島 Ⅱ. 午深, 福岡, 日田, 長崎
3. 2月22日 19時19分	32.0	130.8	5.5	Ⅳ. 人吉 Ⅲ. 鹿児島, 枕崎, 阿久根, 熊本 Ⅱ. 延岡, 宮崎, 都城, 雲仙 Ⅰ. 大分, 福岡, 長崎, 佐賀
4. 2月25日 17時49分	32.0	130.7	4.8	Ⅲ. 宮之城, 人吉 Ⅰ. 宮崎, 熊本, 鹿児島, 午深
5. 3月25日 0時58分	32.0	130.8	5.6	Ⅴ. 真幸, 吉松(推定) Ⅲ. 人吉, 雲仙, 熊本, 延岡, 午深, 鹿児島 Ⅱ. 阿蘇, 佐賀 Ⅰ. 大分, 下関, 福岡, 長崎
6. 3月25日 1時20分	32.1	131.0	5.1	Ⅴ. 真幸, 吉松(推定) Ⅳ. 人吉 Ⅱ. 熊本, 雲仙, 延岡, 阿蘇, 午深

鹿児島地方気象台：昭和43年2月のえびの地震に関する地震速報，昭和43年2月28日および，昭和43年3月25日のえびの地震に関する地震速報昭和43年3月28日 による。

ii) 崩壊モデル斜面における地盤調査

斜面崩壊の境界条件として，地盤内の堅さあるいは締め具合の不均一性，土層内の結合の不連続，透水性の差異等を取り上げ，現地地盤での調査を中心に，崩壊発生位置とその支配要因の重要度等について調べた。

実施した調査項目は

- イ) スウェーデン式サウンディングおよび簡易貫入試験による土層内の堅さの不均一性調査
- ロ) テストピット掘削およびオーガーボーリングによる土層観察と各種土質試験
- ハ) オーガーボーリング孔を利用した浸透試験

ニ) 伸縮計および移動杭による斜面表層の動向調査等である。なお，モデル斜面には，後述するように表層滑落型崩壊で，斜面表層が落ちきらずに斜面上に原形をとどめているようなものを選んだ。

4. 調査地域周辺の地勢

えびの・吉松地区地震による被害区域は鹿児島，宮崎両県境附近の吉松町，えびの町に集中している。これらの地域は霧島山の北麓と，加久藤カルデラ壁(仮称)に囲まれた川内川によって形成された加久藤盆地周辺に位置する。山崩れの多発した区域は霧島山北麓と川内川沖横面の縁辺部にあ

表2 被害概要
Table 2. Aspects of damage.

		第1回地震(2月21日)による被害		第2回地震(3月25日)による被害		合 計	
		宮崎県	鹿児島県	宮崎県	鹿児島県	宮崎県	鹿児島県
1. 人的被害	死者	—	3	—	—	—	3
	負傷者	32	9	3	—	35	9
2. 建築物被害	住家全壊	412	35	39	12	451	47
	半壊	675	248	221	136	896	384
	一部破損	2,130	1,449	1,467	—	3,597	1,301
	計	3,217	1,732	1,727	148	4,944	1,732
	非住家	928	789	215	267	1,143	1,056
3. 交通被害	道路	128	43	33	22	161	65
	橋梁	11	7	—	4	11	11
4. 耕地の埋没	ha	53.3	13	0.4	—	53.7	13
5. 山地崩壊	ha	65.2	(114)	8.2	(7)	74.4	(121)
6. 被害総額	千円	5,561,302	1,744,440	894,050	309,940	6,455,352	2,084,380

() は個所数

宮崎県 昭和43年3月25日発生のえびの地震被害調査(昭和43年3月27日17時現在)
鹿児島県 えびの地震災害の概要(昭和43年3月28日)

表3 判読に用いた航空写真
Table 3. Aerial photographs used for deciphering.

撮影月日	写真縮尺	撮影機関	備考
昭和41年 5月16日	1/20,000	日本林業技術協会	地震前
昭和43年 3月 3日	1/20,000	メトロ航空株式会社	第1回地震後
昭和43年 4月13日	1/10,000	日本林業技術協会	第2回地震後
昭和43年 10月12日	1/ 5,000	国立防災科学技術センター	"

第1回地震は2月21日、第2回地震は3月25日に発生。

る比高100m内外の山地である。(図1)

調査区域内には図2に示すように、最南端の桃ヶ迫附近から柳水流へ通じる溝森川と桃ヶ迫西方の池牟礼附近から幣田へ通じる大丸川の2つの沢がある。それぞれの流域面積は、1.41 km²、0.96 km²と極めて小さい。しかしこれらの沢は、始良火山性の軽石流たい積物(いわゆるシラス)

のたい積面を侵食してできたもので、シラス地域に特有な入りくんだ谷となっている。(写真1)

また、これらの山地は標高が300m内外にそろっており(川内川沖積面に対する比高約80~100m)シラスたい積原面の標高を示唆するものであると考えられる。山腹の起伏量は小さいが、傾斜は急で40~50度を示し、崖端は直角に近い傾

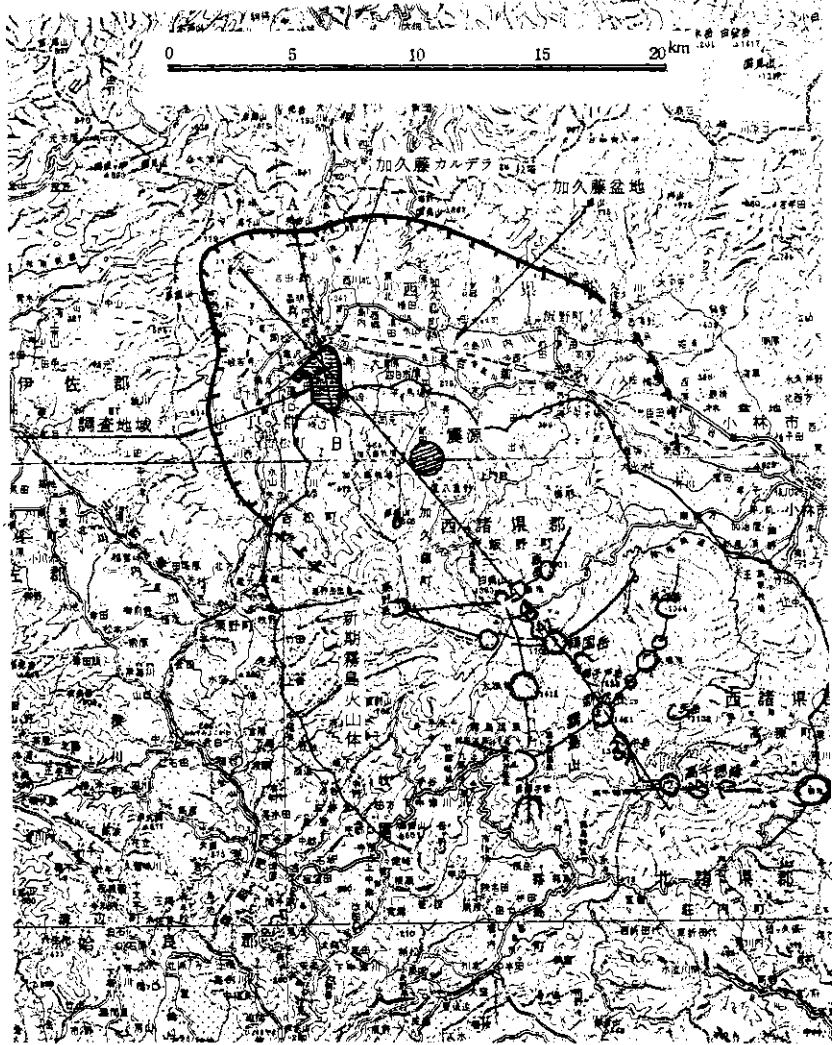


図1 調査地域周辺の地形概念図。 A-Bは図3の断面位置を示す。
 Fig. 1. Outline of geography around the investigated area.

斜をもつことが多い。

5. 地質

本調査地域は図1に示したごとく、基盤である霧島山の旧期噴出物が半馬てい形に陥没してできた加久藤カルデラの中にある。図3は調査地域の南北方向の地質断面模式図である。南から北へ向って標高を減ずる旧期霧島火山噴出物（カルデラ壁の標高約700m）の上に始良火山性の噴出物である軽石凝灰角れき岩（シラス）がたい積し、こ

のシラス層にはさまれるようにシルトを中心とした水成層からなるうすい地層が形成された。これらを加久藤層群と称し、その後、新期霧島火山体が形成されたものと考えられている。さらにこれらを覆って、降下軽石たい積物や火山灰を主としたごく新しい霧島火山の噴出物が数mの厚さで分布する。

加久藤層群の川内川周辺は、侵食、たい積作用を受け、河岸段丘、沖積面が形成されている。

加久藤層群のたい積原面は前述したように標高



図2 調査地域

Fig. 2. Investigated area.

300 m内外であり、段丘面が230 m内外、沖積面が210 m内外の標高を示している。

表層は上から黒色火山灰質表土、黄白色軽石層、灰白色の降下軽石層～軽石凝灰岩層からなり、最下部の軽石たい積物は、加久藤層群のシラスに似ているが、こう結度においてシラスよりかなり劣る。中位の黄白色軽石層は、谷部に厚く（特に水流のない緩い谷部）、山りょう部でうすくなる。

これら3層の厚さは3～5 m程度で、段丘上部、緩傾斜部に比較的に厚く分布しているようである。

図4は、写真判読および現地調査によって得られた調査地域内の地質図である。調査地域内には東西に走る2つの断層と北西-南東方向の断層が見られる。東西に走る断層を境にして、それより北側ではシルトから成る水成層はあまり見られず、シラスの厚い層が分布している。これらが崩壊あ



写真1 崩壊地遠景。柳水流の第1モデル斜面から霧島方向。(昭和43年9月撮影)

Photo 1. A perspective of landslides.

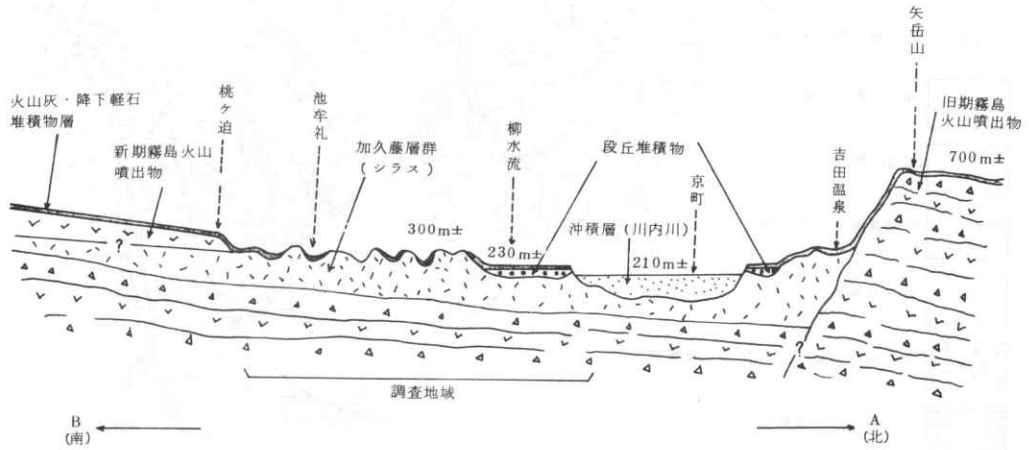


図3 調査地域地質断面模式図。A-B方向は図1に示す。

Fig. 3. Cross-sectional model of geology of the investigated area.

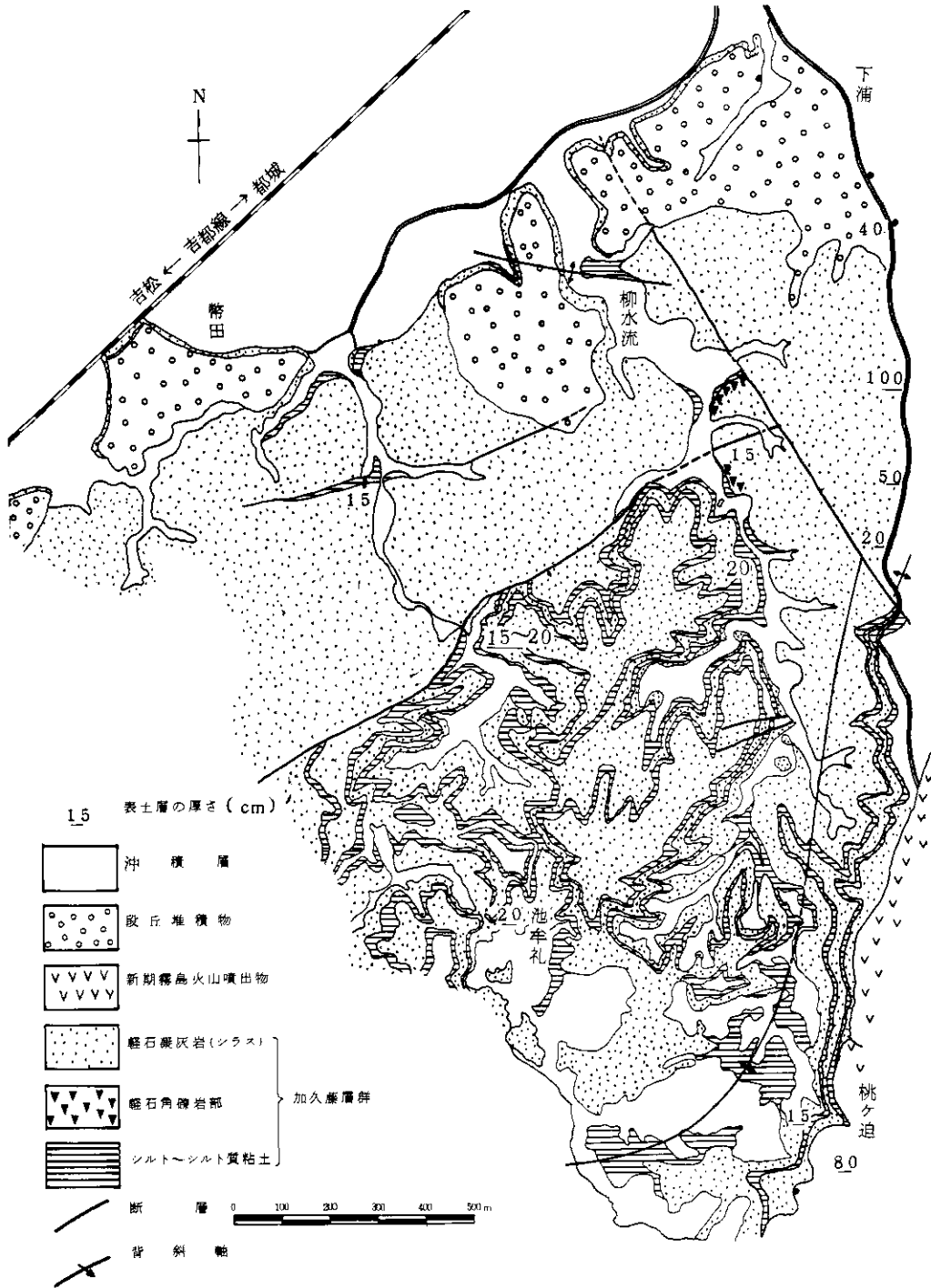


図4 地質図。 表土および表層のごく新しい霧島火山の噴出物は除いてある。

Fig. 4. Geological map.

るいは割れ目の発生分布に関係したであろうと思われるが、以下の各節で検討を行なう。

6. 割れ目および崩壊の発生と推移の特徴

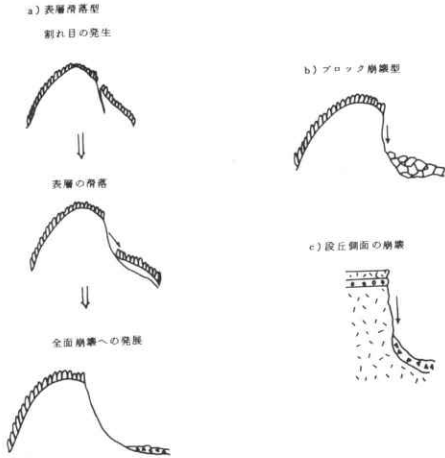


図5 崩壊模式図

Fig. 5. Models of landslide type.

調査地域内に発生した崩壊のタイプは、図5に模式的に示すように大きく分けて、a) 表層滑落型と b) ブロック崩壊型に分けられる。a)の表層滑落型の崩壊は斜面の表層部分が薄く滑落したもので、第1回目の地震直後の斜面にはこれら斜面表層全て滑落してしまい、シラス面を露出してしまったものと、これに至らなく斜面表層が多少なり落ちただけで、斜面上部にわずかのシラス面を露出したにとどまり、表層が原型をとどめているものが見られる。

写真2は、前者の全面的な崩壊にまで進展したものの。

写真3は、後者の表層が多少なり落ちたものである。

一方、ブロック崩壊型のもは主として急な崖面、あるいはシラスとシルト層の互層部(写真4)に多く見られ、写真5、6のように縦方向のクラック沿いにブロック状に崩落するものである。

その他、段丘側面の崩壊(写真7)、あるいは崩壊の厚さがかなり大きい滑り崩壊のようなもの(写真8)もわずかに見られたが、全体として表層滑落型とブロック崩壊型に分けて考えることが

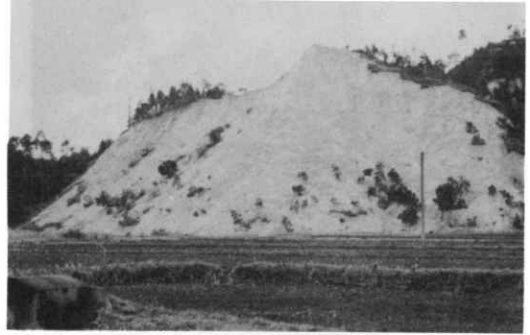


写真2 表層滑落型。 全面崩壊を起こした斜面、柳水流付近。(第2回地震直後撮影)

Photo 2. Landslide of sliding type of thin surface layer.



写真3 表層滑落型。 全面崩壊にまで至らなかったもの。 幣田付近。(第2回地震直後撮影)

Photo 3. Landslide of sliding type of thin surface layer.

できる。表層滑落型の崩壊で全面的な崩壊に至らなかったものは、今後の地震ないしは降雨によっ



写真4 加久藤層群中のシラスとシルトの互層部。
上がシラス層、下がシルト～シルト質
粘土層。

Photo 4. "Shirasu layer" and silty
layer in "Kakuto layer group".



て全面的な崩壊に進展する恐れがあり、以下に順次ふれていくことにする。

次に今回のえびの・吉松地区地震による山地の崩壊の特徴として、無数の割れ目が発生したことがあげられる。これらの割れ目が表層滑落型の崩壊に進展し、全面崩壊へ発展するという段階をたどることは容易に推定でき、第1回地震ではこれらの各段階のものが入り混って存在している。これらの各段階のものの分布の特徴を綿密に調べることによって崩壊に対して安全な斜面と危険な斜面とを分けることができ、また第2回目の地震あるいはその後の降雨等によるこれらそれぞれの動きを追跡することによって、崩壊危険斜面の判定に結びつけることができると考えられる。

i) 割れ目の発生と推移

図6は、割れ目の発生分布を示したものであるが、これらの割れ目は幅20～50cmのものが多く、航空写真で判読できるものは50cm程度以上のもので、この図に示された割れ目は、写



写真5 ブロック型崩壊
(第2回地震直後撮影)

Photo 5. Landslide of falling-
down type of block.



写真6 ブロック型崩壊。タテ割れ沿いに崩落している。(第2回地震直後撮影)

Photo 6. Landslide of falling-down type of block.

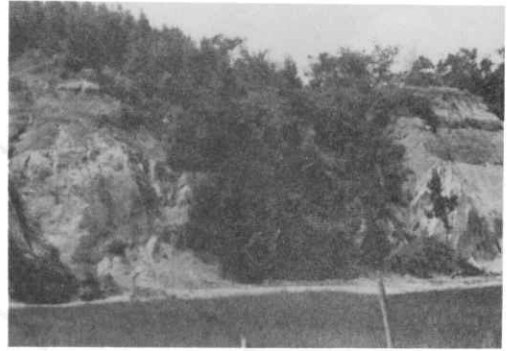


写真7 段丘側面の崩壊。柳水流付近。(昭和43年9月撮影)

Photo 7. Landslide on the side of a terrace.



写真8 すべり性崩壊。鶯田付近の段丘面。(第2回地震直後撮影)

Photo 8. Landslide of slumping type.

真から判読できる程度のもの以上である。(写真9)

割れ目の分布を見ると、1部の地域に集中しているのがわかる。これに図4の地質図を重ね合せて見ると、その分布の特徴の説明がつく。即ち、割れ目分布は、東西に走る2つの断層にはさまれた区域と、北西～南東の方向に走る背斜軸上に集中していることがわかる。これらの地域はいずれもシラスが厚く分布する地域で、シラスとシルトの互層部では割れ目の分布が著しく少ない。シラスの均一層とシルト層をはさむ地層との間には、引張ないしはせん断抵抗に差があるだろうが、これが分布の差に関係があることは当然考え得る。又、地震時に断層を境として、シラスの厚い層とシラス、シルト互層部の間に鉛直方向の動きに差があったのではないかも考えられるが、断層のでき方、古い地質時代から今日までの両地塊の動き等によって説明はできても、現在のところあく



写真9 尾根近くに発生した割れ目。第2モデル斜面。(昭和43年9月撮影)

Photo 9. Cracks near the ridge.

までも憶測の域を出ない。しかし、逆な見方をす

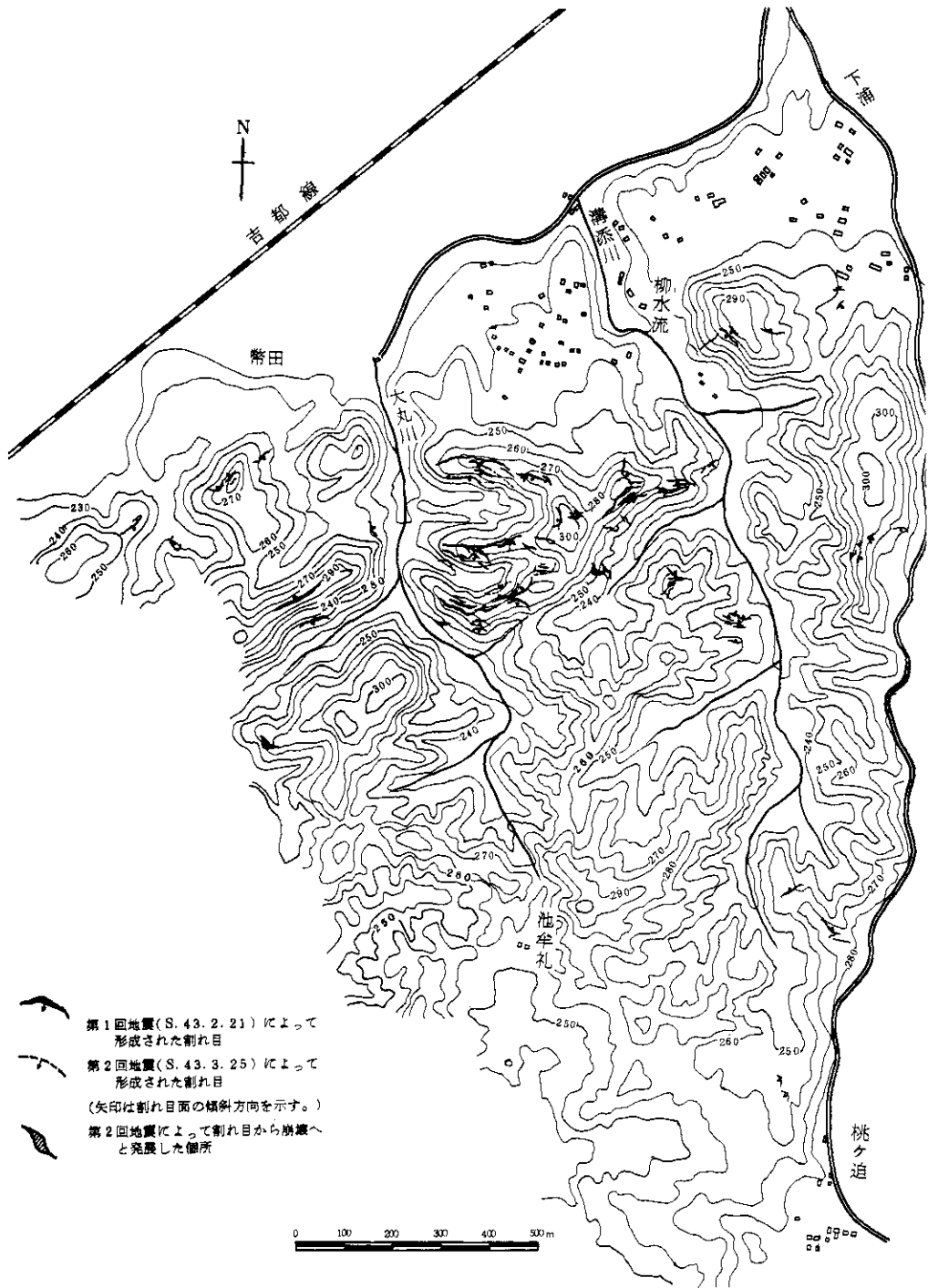


図6 割れ目分布と推移

Fig. 6. Distribution and transition of cracks.

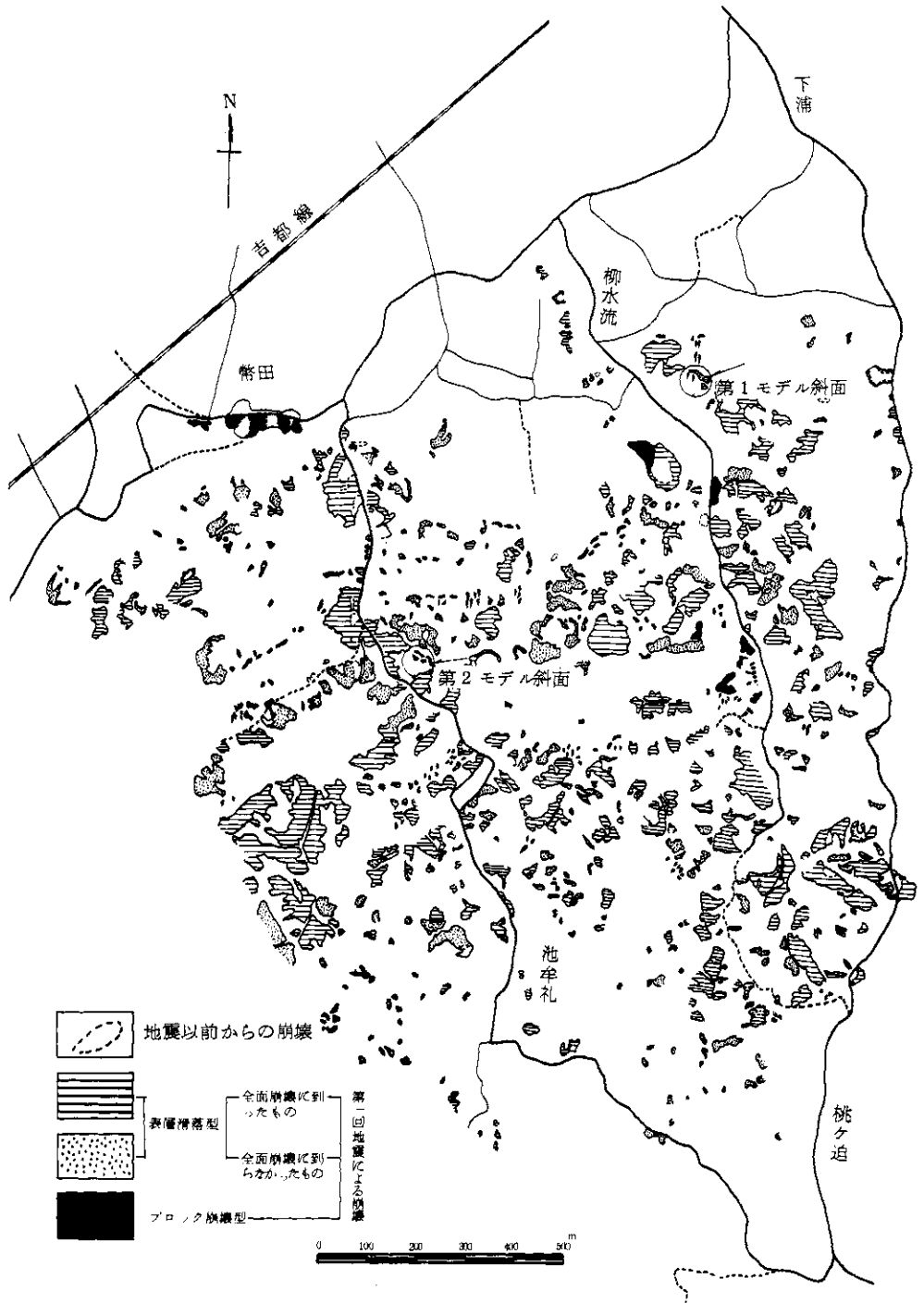


図7 第1回地震によって発生した崩壊の分布

Fig. 7. Distribution of landslides caused by the first earthquake.

れば、現在残っている割れ目は崩壊にまで到らなかったものであり、又、割れ目の発生している部分の植生は針葉樹が多く、後述するように崩壊がむしろ広葉樹地域に多いのを考え合わせると、図6の割れ目分布図は地震時に発生した割れ目のうち、比較的安定で崩壊の危険の少ない斜面の分布を示しているとも考えられる。

一方、割れ目発生位置は斜面の上部尾根線付近に多く、下部にはほとんどない。そして、尾根線に平行してほぼ水平方向に伸びている。割れ目の深さはあまり深いものではなく、垂直的には深部で斜面勾配に近づくと考えられる。

次にこれらの割れ目の第2回目の地震による動きを見ると、図中ハッチで示す部分が崩壊へ移行したものを示しているが、これらは極めて少く、ほとんどの割れ目は多少その大きさを拡大した程度で大きな変化は見られない。従ってこれらの割れ目は、地震力という外力に対してはむしろ安全な状態に落ち着いてしまったのではないかと解釈できる。しかし、この割れ目への地表水の流入等による割れ目周辺の侵食あるいは土層の構成の変化等他の要因による拡大、崩壊への移行は充分考えられるだろう。第2回地震から7ヶ月後(10月)に撮影された航空写真上でも変化が認められなかったのは、この間に大きな降雨がなかった(強い地震もなかった)ためであろう。

一方、第2回地震後に新たに発生した割れ目もいくつも見られたが、これらの分布は第1回地震によって発生した割れ目の分布地域内に限られているようである。

ii) 第1回地震により発生した崩壊

第1回地震によって発生した崩壊の分布を図7に示すが、図中、崩壊のタイプを表層滑落型とブロック崩壊型に分け、表層滑落型のもを斜面全面が滑落したものと、一部が滑落した程度で斜面表層がほぼ元型を保って残っているものに分けて表わしてある。

崩壊は大小合わせて486個あり、そのほとんど95%(465個)が表層滑落型で、ブロック崩壊型はわずか5%(21箇所)しか見られなかった。表層滑落型の内の約57%にあたる268個が全面崩壊にまで進展し、残りの197個の崩壊は全面崩壊に到ってなく、今後滑落する恐れのあるものである。崩壊の規模は大小種々あるが、1個当りの平均的な大きさは約84 m^2 で、かなり小さいも

のが多いようである。調査区域は溝添川のほとり全域と大丸川の一部であるが、調査区域内の山腹面積(調査区域面積から宅地、田畑、道路、河川等の面積を差し引いたもの)当りの崩壊率は25.6%とかなりの高率を示している。

それぞれのタイプ毎の地質的にみた概括的な分布の特徴は、表層滑落型のもは段丘部を除いてほぼ全域に発生し、一方ブロック崩壊型のもは、シラスとシルトの互層部地域および段丘側面に発生している。表層滑落型のもで全面崩壊にまで発展したのもも全域にほぼ一様に分布しているが、全面崩壊に到らなかったものは厚いシラスに覆われた地域に多く見られるようである。次に各要因毎の特徴を述べる。

1) 地形、特に斜面形との関係

山腹斜面の形状を谷型斜面、尾根型斜面、直線斜面にわけて考えてみる。谷型斜面とは1つの斜面が谷状を呈しているもので、等高線はくぼんだ形を示し、逆に尾根型斜面は尾根状に等高線のつき出た形のものである。直線斜面はこの間の斜面に凹凸のない等高線が直線に並ぶ斜面である。これらの斜面形の分布図は図8に示す。

一方、斜面上での崩壊の発生位置を、上、中、下部に分け、また崩壊の及んだ範囲を上~下部、上~中部、中~下部に分け、崩壊の規模も調べた。(斜面上部の崩壊による土砂が、斜面中~下部の崩れていない斜面を覆ってしまい、写真判読だけでは、これらを大規模な崩壊に取り扱われる恐れがあるが、これらは引き得る限り現地調査による修正を施しているが、第1回地震直後のものは不可能なものもあった。)これらを崩壊のタイプ毎に表4に示す。

これらの結果によると、斜面形では各崩壊とも谷型斜面で多い。表層滑落型のもは、崩壊の深さもせいぜい地表下2~3mと浅く、シラス自体の強度よりむしろ、シラス地山と表層との結合の程度に支配されると考えられる。地質の項で述べたように、表層付近にはごく新しい霧島火山噴出物が分布するが、これらは谷部に厚く、山りょう部でうすくなっている。又、この他に谷部では流水の土砂移動により表層の形成が良好で、これらの表層の厚さ分布が崩壊の分布をある程度支配していることは当然考えられる。

しかし、今回の崩壊で最も特徴的なのは、尾根状の突出部の崩壊が割合に多かったことである。

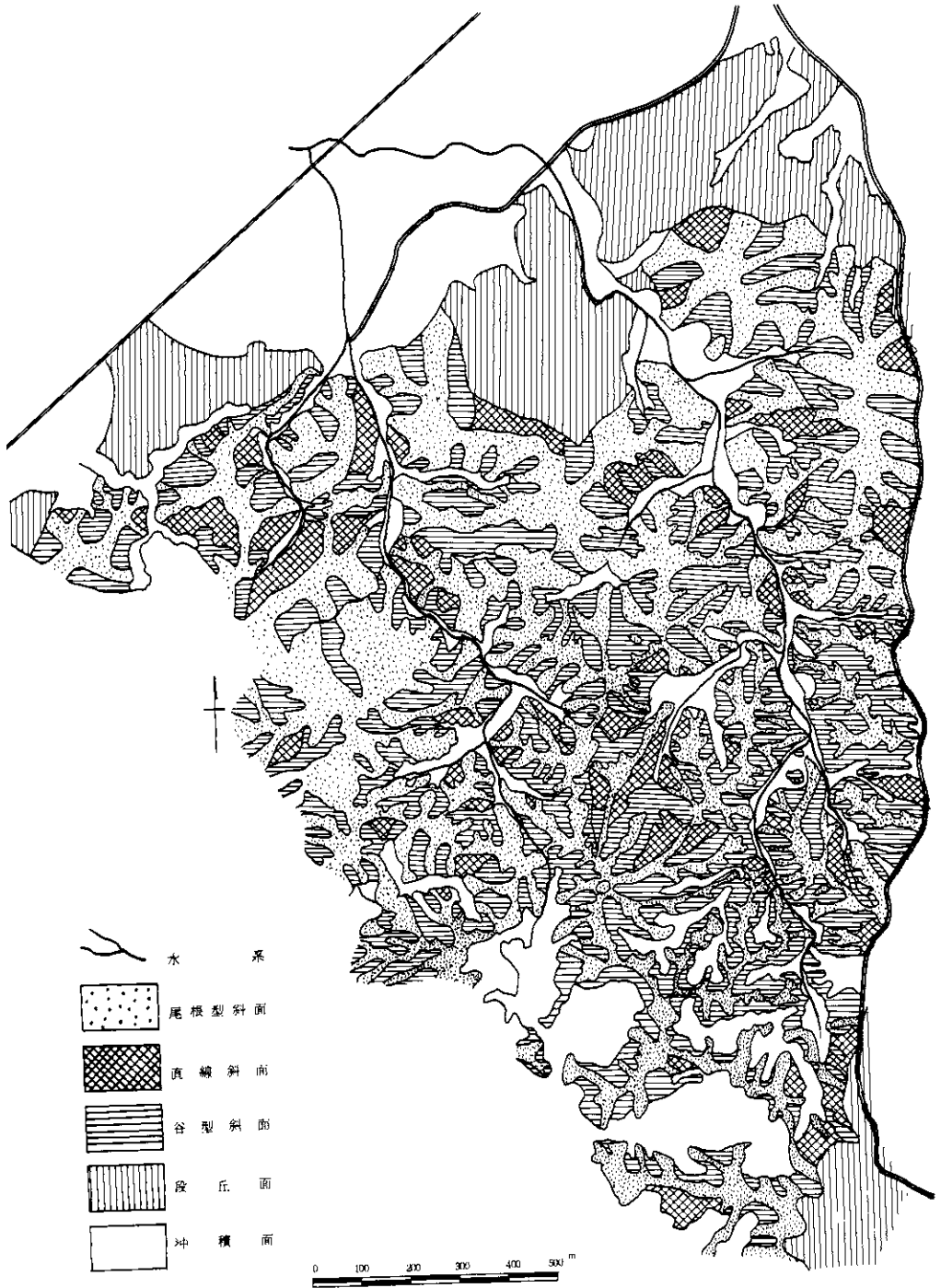


図 8 斜面形分類図

Fig. 8. Map of classified slope shapes.

表4 崩壊型式別発生位置
Table 4. Situations of landslides of every type.

崩壊型式	斜面形状			崩壊発生位置						崩壊範囲										
	尾根型		谷型	上部		中部		下部		上		上～中		上～下		中		中～下		
	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%		
表層 帯落型	56	21.2	208	78.8	105	39.2	92	34.3	71	26.0	19	18.1	32	30.4	54	51.5	46	50.0	46	50.0
	63	32.6	130	67.4	96	48.7	72	36.6	29	14.7	52	54.2	24	25.0	20	20.8	55	76.4	17	23.6
ブロック崩壊型	6	28.6	15	71.4	5	23.8	7	33.3	9	42.9	3	60.0	1	20.0	1	20.0	6	85.7	1	14.3
合計	125	26.2	353	73.8	206	42.3	171	35.2	109	22.5	74	34.9	57	26.7	75	35.4	107	62.5	64	37.5

表5 崩壊と植生(1)
Table 5. Relation of landslide with vegetation (1)

崩壊型式	植生区分						疎密度区分						樹高区分							
	針葉樹		広葉樹		草地	裸地	密		中		疎		高		中		低			
	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%	個数	%		
表層 帯落型	161	47.1	140	40.9	35	10.2	6	1.8	114	37.6	130	42.9	59	19.5	50	16.8	155	52.0	93	31.2
	118	45.9	100	38.9	33	12.8	6	2.4	71	33.5	110	51.9	31	14.6	41	17.9	93	40.6	95	41.5
ブロック崩壊型	9	33.3	3	11.1	12	44.5	3	11.1	4	23.5	8	47.1	5	29.4	2	12.5	6	37.5	8	50.0
合計	288	46.0	243	38.8	80	12.8	15	2.4	189	35.5	248	46.6	95	17.9	93	17.2	254	46.7	196	36.1

注) 1. 各区分にまたがっている崩壊はそれぞれの区分中へ重複していった。
2. 疎密度, 樹高は針葉樹, 広葉樹について行った。

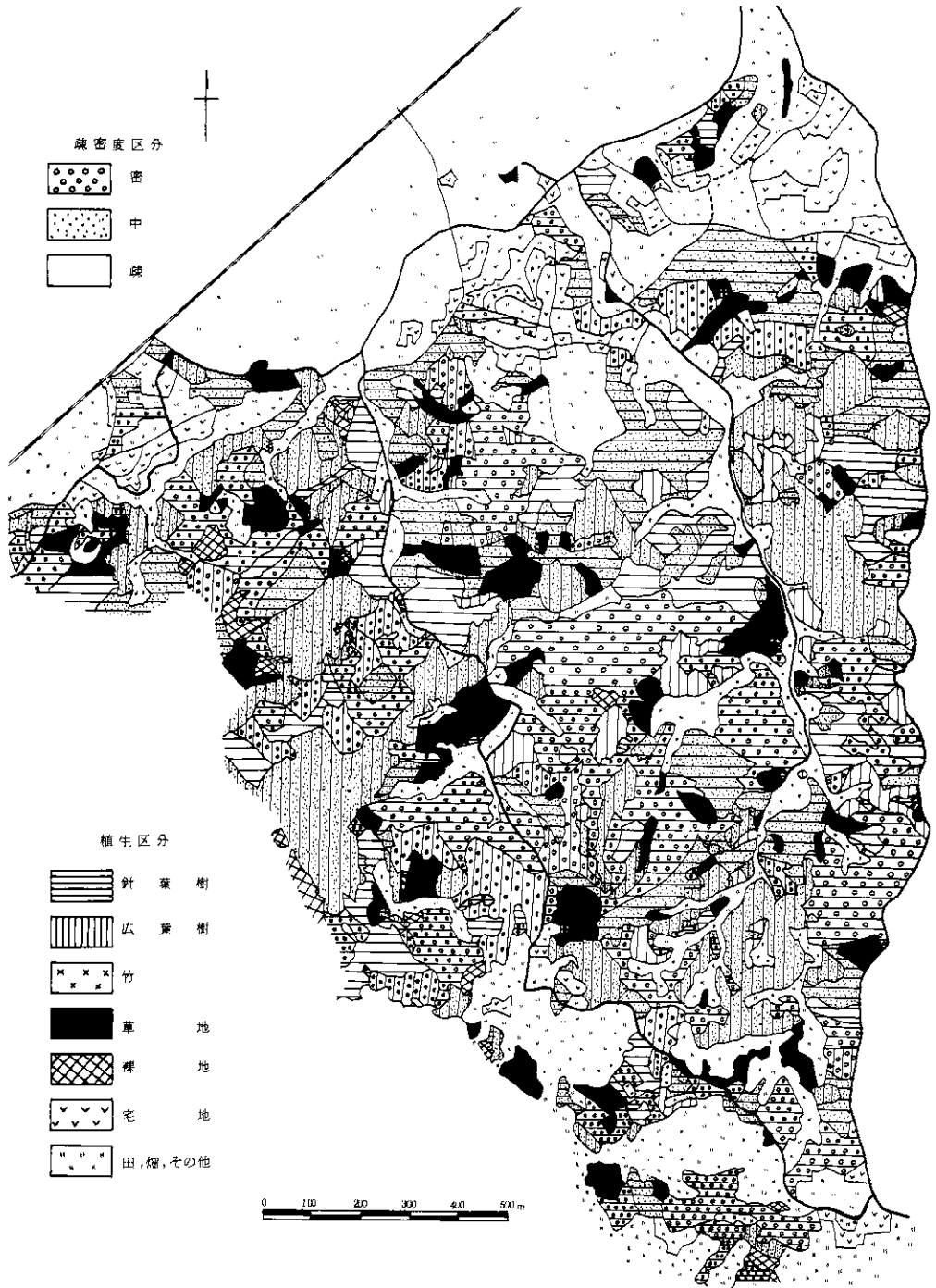


図 9 植生区分図

Fig. 9. Map of classified vegetation.

これは、突出部に地震のエネルギーが収束しやすいからだと言われている。

一方ブロック崩壊型のもは、タテ割れ沿いに崩落するものが多く、これらの縦方向のクラック発生は、シラスとシルトとの膨脹、収縮の違い等によるが、クラックの拡大は当然地表水の集まりやすい谷部で大きく、従って谷部での崩壊の比率が大きいのも当然であろう。

次に、崩壊発生位置を見ると、表層滑落型のもは斜面中～上部に多く、崩壊の発端は斜面上部にあることがわかる。ブロック崩壊型のもは斜面下部に多いが、このタイプの崩壊は山腹下端の急な崖面に多いことによる。これらの崩壊の及んだ範囲を見ると、斜面上部で崩壊したものは、表層滑落型の場合ほとんど斜面中～下部にまで拡がり、これに対しブロック崩壊型の崩壊があまり拡がらずに規模の小さなものが多く、崖端の欠落、斜面上部のみ崩落程度であることがわかる。斜面中部に発生した崩壊についても同様である。当然のことながら、表層滑落型崩壊で、全面崩壊に到らなかったものは、規模があまり大きくなく、発生位置付近以外への拡大は少い。

その他、震源に対する斜面の向きが関係あると思われたが、結果はほぼ全方向に分布している。震源が近すぎ、水平震動より上下震動の方が激しいためであろう。

ロ) 植生との関係

崩壊と植生とは密接な関係があると思われ、特に今回の崩壊のように浅い表層滑落型の場合には

特に大きな影響を持つと思われる。斜面が植生で覆われているかないか、あるいはそれらが密であるか疎であるか等の他に表層での植生による根系の発達状況が特に重要な要素となってくるようである。

根系の発達には表層付近の土層をしぼる効果の他に、表層物質の形成を促し、又、根の発達限界以深とその上部とで結合の不連続面を作りやすい等の作用が考えられる。そこで調査地域内の植生の判読を行ったが、図9に示すように植生を針葉樹、広葉樹、草地、裸地、その他に分け、針葉樹・広葉樹については疎密の程度を3段階に区分し、又、樹高も同様に高、中、低と3段階に区分した。(樹高については図中には示していない。)

調査地域中、各植生の占める割合は、針葉樹地域が54.0%、広葉樹地域が34.4%、草地が10.3%、裸地が1.3%となっている。(宅地、田・畑等は除外した。)

表5は単に各タイプの崩壊がどの区分の地域に多いかを示したにすぎないが、これを各植生区分全面積中の崩壊面積あるいは崩壊数等で表示したのが表6である。

これによると広葉樹地域は、針葉樹地域の倍近くの崩壊面積を有する。これを各植生区分の単位面積当りの崩壊数で比較すると、やはり広葉樹地域の方が多く、その差は縮まっている。即ち、崩壊は広葉樹地域に多く発生し、なおかつ、それらの崩壊の規模は表6の右端欄に示すように広葉樹地域が大きいことがわかる。一方、草地、裸地

表6 崩壊と植生 (2)

Table 6. Relation of landslide with vegetation (2)

植生区分	全面積 A_m^2	崩壊面積 B_m^2	崩壊数 C 個	崩壊率 $B/A\%$	単位面積当りの崩壊数 C/A 個/km ²	崩壊1個所当りの面積 B/C m ² /個
針葉樹	860,616	174,248	288	21.2	335	605
広葉樹	548,192	203,616	243	37.0	443	838
草地	164,752	26,792	80	16.3	485	335
裸地	19,120	2,672	15	13.5	785	171
合計	1,592,680	407,328	(486) 626*1	25.6	304	(838)

*1. 全崩壊数は486個であるが、各区分にまたがっているものは、相方に入れて計算した。

*2. ()内の数字は、崩壊地1個の平均的な大きさ。()外の数字は、各植生区分毎の1個の平均的な大きさを示す。

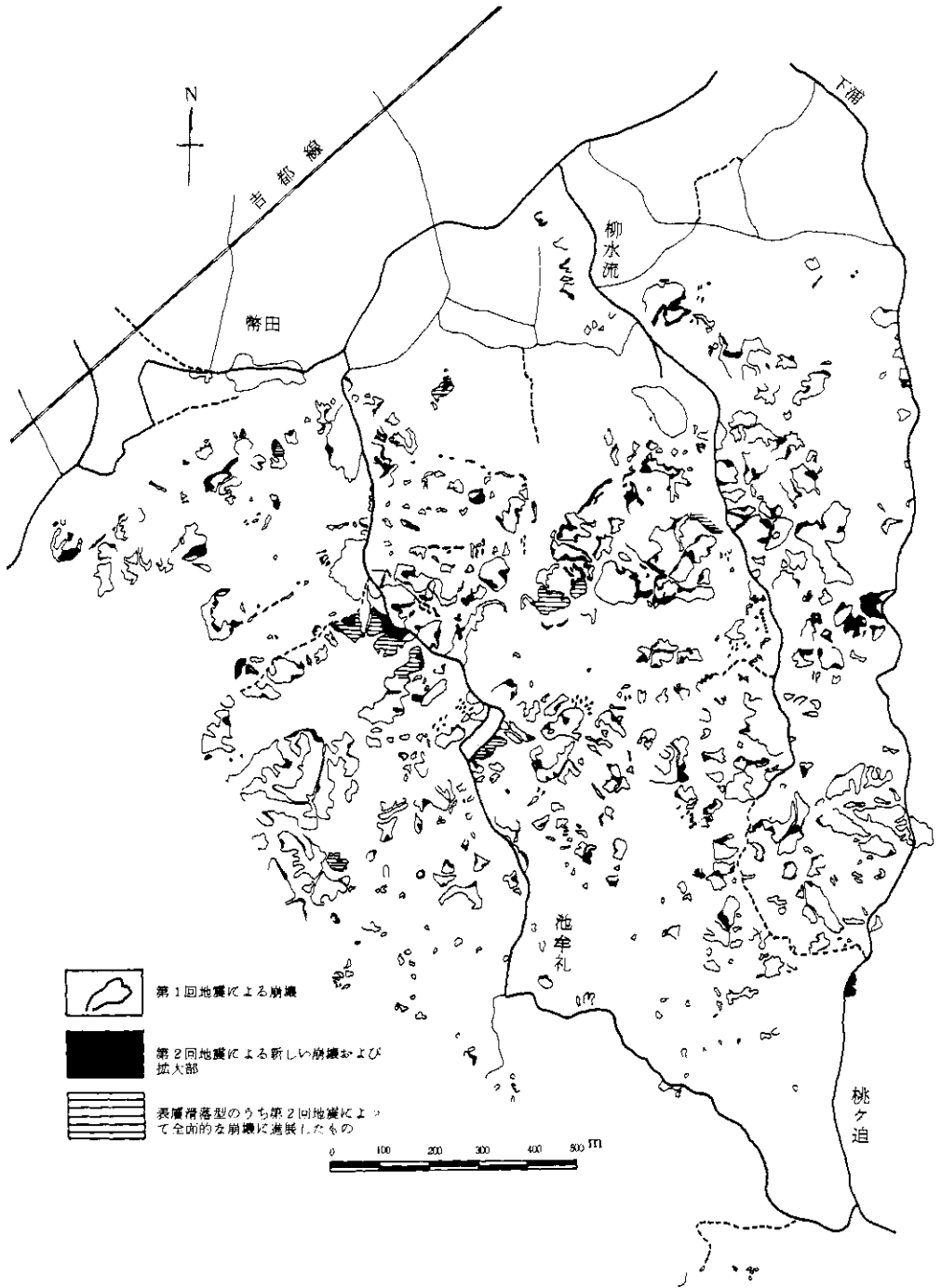


図10 第2回地震による崩壊の推移

Fig. 10. Transition of landslides caused by the second earthquake.

では崩壊率は低い、単位面積当りの個数は多く、崩壊1個所当りの面積は小さく、小規模の崩壊が数多く発生しているのがうかがえる。(ただし裸地での崩壊数は15と少く、このような数字の操作では正確に表現し得ない懸念はある。)これは表5からも分る通り、草地、裸地における崩壊が、他の区分の崩壊に比べブロック崩壊型のものが多いことによる。

次に、針葉樹および広葉樹地域の疎密度、および樹高について調べると、これらの区分のしかたには判読時の判定、技術等の問題点はあるが、疎密度については表層滑落型の場合は、中程度の密度の所に多発し、次いで密の区域に多く、疎な区域では少なくなっている。一方、ブロック崩壊型の場合は、同様に中程度の密度のところが多いが、疎の区域にも多い傾向を示す。次に樹高についてみると、表層滑落型は、中～低木林の区域に崩壊が多発し、ブロック崩壊型の場合は低～中木林の区域に多く、いずれも高木の区域では崩壊が少いようである。疎密度、樹高ともに表層滑落型が全面崩壊に達したか否かにはあまり関係はないようである。

以上まとめると、崩壊は広葉樹地域に起りやすく、しかもその規模は比較的大きく、又、表層滑落型の場合は疎な林地では起りにくく、高木林の区域でも起りにくい。ブロック崩壊型の場合は、中～疎林地に起りやすく、低木林地域に多い。

前述したように表層性の崩壊には、表層と地山との結合の程度が重要な因子と考えられ、地盤の性質からの検討は後章で行うが、それらの1つの尺度である根系の発達による不連続面の形成という点から考えると、浅根性で根が横に広がる広葉樹地域では表層の形成が良好でシラス地山との結合の不連続面を作りやすいため、広葉樹地域に崩壊が多いと考えられる。

iii) 第2回地震による崩壊の推移

第1回目の地震から約1月後の第2回地震による崩壊の変化の状況を示したのが図10である。図には新しい崩壊又は拡大箇所、および表層滑落型のもので全面崩壊に到らなかったものの全面崩壊への移行等を示した。当初第1回目の地震によって全面崩壊に到らなかったものが、第2回目の地震ではかなりのものが全面崩壊に移行するであろうと予測したが、図からも分る通り、これらは極めて少ないことがわかる。さらに新しく発生し

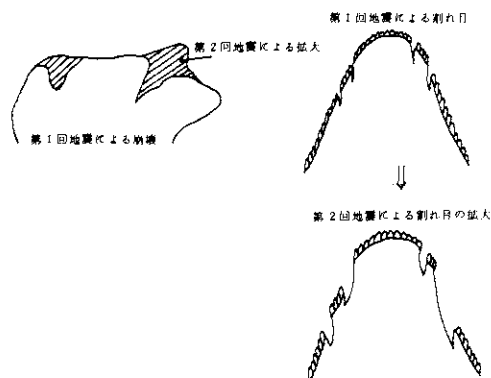


図11 崩壊および割れ目の拡大模式図

Fig. 11. Models of expansion of landslides and cracks.

た崩壊もほとんどなく、図11に模式的に示したように第1回目の地震によって発生した崩壊が部分的に拡大したのが見られる程度である。割れ目の推移についても前述したが、第1回目の地震によって崩壊の条件をもった斜面は崩れつくし、むしろ地震以前よりも安定な状態に落ち着いたからではないだろうか。写真10～13は、地震前後の崩壊の状況を示した航空写真である。

IV) その後の変化 — モデル斜面での長期観測

第2回目の地震の7ヶ月後の10月に撮影した航空写真では、さらに変化はほとんどないので図には示さなかった。この間に大きな地震および降雨がなかったことを考えると当然の結果であろうと考えられる。しかし地震という外力に対して変化は見られなくとも、大きな降雨があると割れ目ないしは表層滑落型崩壊の全面崩壊への拡大は予想されることであるので、モデル斜面に伸縮計および移動杭を設置して長期間の観測を行った。観測期間は、昭和43年9月から44年9月までの13ヶ月間である。

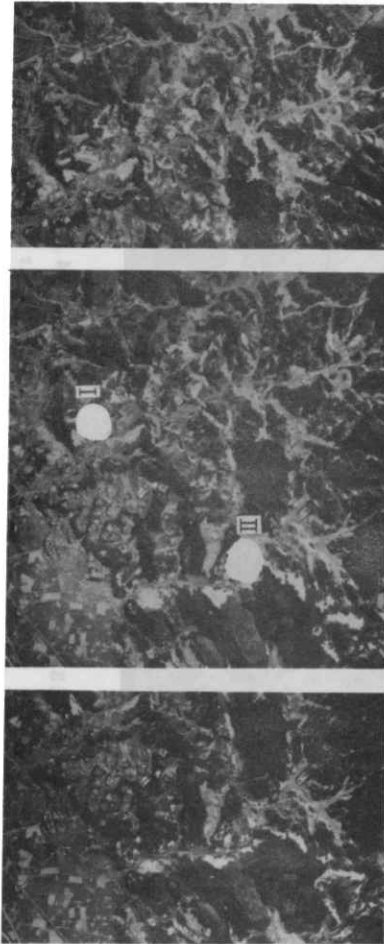
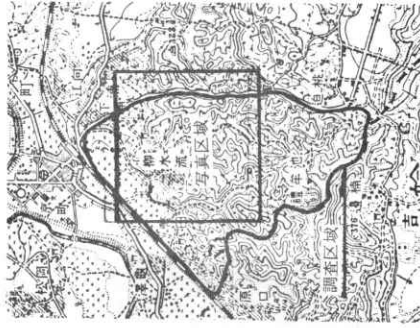
伸縮計は各種地盤調査を行った第1モデル斜面に設置した。この斜面は表層滑落型のもので、斜面上部にわずかにシラス地山を露出した程度で斜面表層はほぼ元型をとどめているものである。(写真14)伸縮計は、同一縦断線路上に4台設置した。

移動杭も、伸縮計と同様の斜面(第2モデル斜面、写真15)に18本設置し、5回にわたって



写真10 地震前の調査地域の山地の状況。昭和41年5月16日，日本林業技術協会撮影。 1/20,000

Photo 10. Aspect of the mountain part of the investigated area before the earthquake.



I : 第一モデル斜面
II : 第二モデル斜面

写真11 第1回地震（昭和43.2.21）直後の崩壊の状況。昭和43年3月3日，メトロ航空株式会社撮影。 1/8,000 × 1/4

Photo 11. Aspect of landslides immediately after the first earthquake (21 February 1968).



写真12 第2回地震(昭和43.3.25)直後の崩壊状況, 昭和43年4月13日, 日本林業技術協会撮影, $1/10,000 \times 1/1.6$
 Photo 12. Aspect of landslides immediately after the second earthquake (25 March 1968).

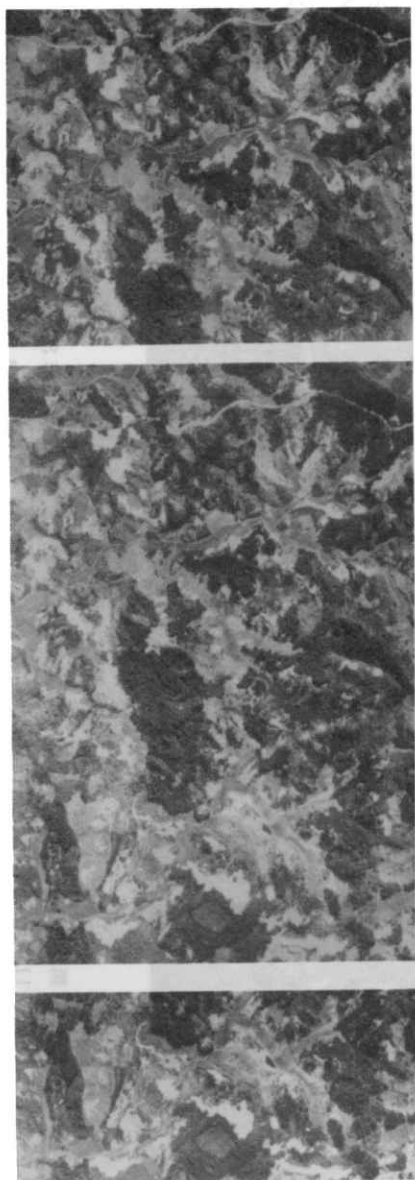


写真13 地震後7か月経過した崩壊の状況, 昭和43年10月12日, 国立防災科学技術センター撮影, $1/5,000 \times 1/4$
 Photo 13. Aspect of landslides 7 months after the second earthquake.

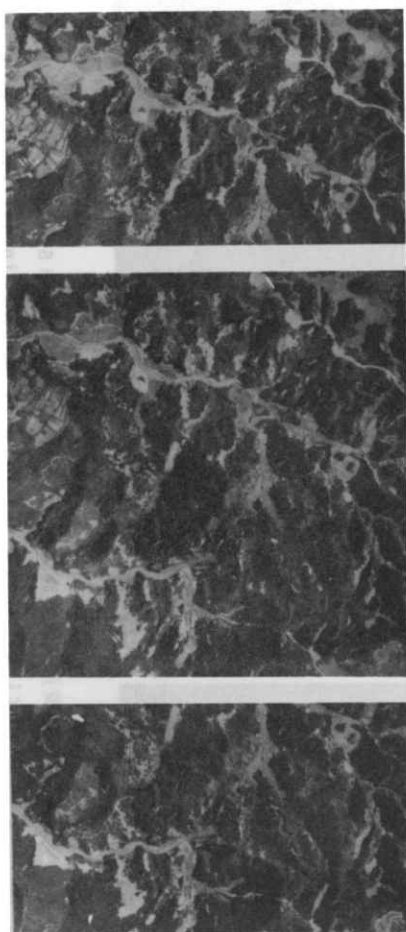




写真14 第1モデル斜面。位置は図7に示す。
Photo 14. Experimental slope No. 1.



写真16 移動くい
Photo 16. Movable pile.



写真15 第2モデル斜面。上部の拡大した
割れ目。位置は図7に示す。
Photo 15. Experimental slope No. 2.

移動量を測定した。移動杭は写真16に示すように割れ目をはさんで板をわたし、これを切断し、その開き具合から移動の方向と量を測るという簡単なものである。移動量測定は、昭和43年9月28日、12月14日、昭和44年2月6日、8月6日、10月3日の計5回行っている。これらの結果を図12および図13に示す。

図12では観測期間内斜面の移動の原因となる地震回数と日降雨量を同時に表示し、伸縮計の動きをチェックした。最上端のNo. 1を除いて他は全て圧縮を示しているが、最上端No. 1の上端の支点杭は尾根の上の不動点であるので、No. 1の測線内にある最上端の割れ目が拡大しただけで、下部のものは、このしわよせのため圧縮傾向を示しているのである。しかし斜面全体としての動きは顕著でない。斜面内には幾本かの圧縮による凹凸あるいは引張りによる割れ目が存在することは測量によってもわかっているが、No. 2, No. 3, No. 4はいずれも移動ゾーン内に支点杭が設置してあるので、その動きは相対的あるいは相殺的であり、上端支点杭、下端支点杭ともに移動すればその間の変位量は0と表示される。今、No. 1の伸縮計の変位量に注目して、地震回数と日雨量とから動きを説明してみると、図に①で示した点から急に変位量が増え始めるが、この原因はわからない。次に②で急激に増大するのは1月26日の地震回数47回(震度1が9回、2が2回)と1月30、31日の日雨量20~30mm程度の降雨によるものであろう。③は地震によるもの、④は降雨によるもの、⑤は地震、降雨ともに原因となっているし、⑥は降雨とその前の地震である。⑦は地震によるもの、⑧は日雨量240mmを記録した降雨によるものと考えられる。しかし必ずしも地震回数、降雨量が大きい時に大きな変位を示しているとは限らず、変位前のある期間内の地震あるいは降雨による地盤の不安定の解消として変位が記録される場合もある。⑨はNo. 1の上端杭を不動点と考える説明のつかない現象である。

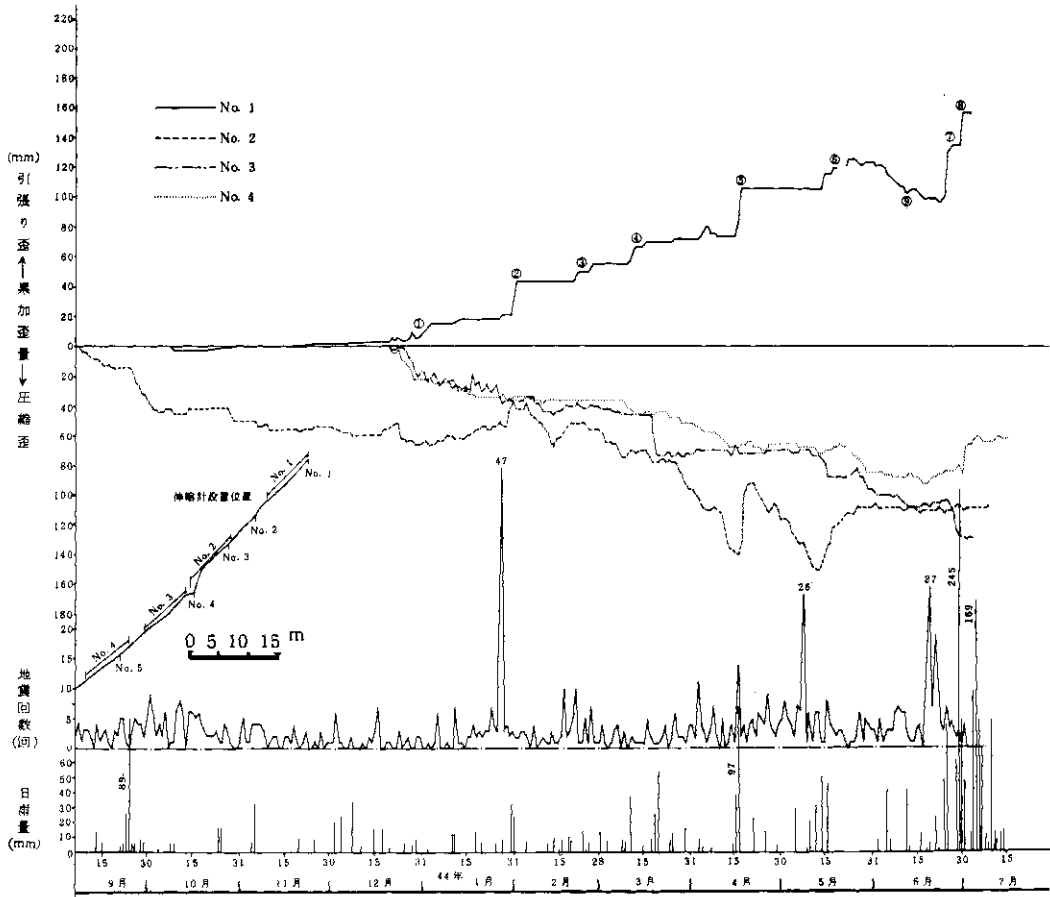


図12 伸縮計記録。地震回数はえびの地震総合観測班，雨量は建設省川内川工事事務所京町出張所の資料による。

Fig. 12. Record of extensometer.

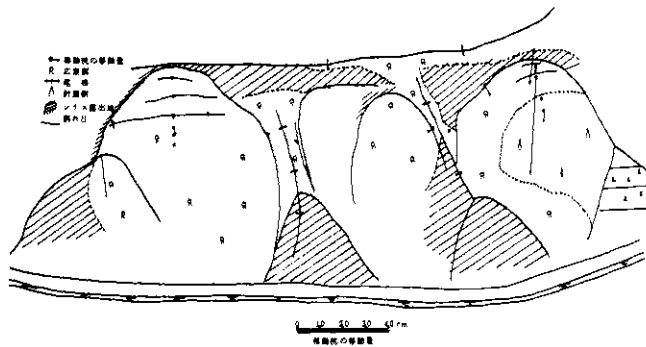


図13 第2モデル斜面の移動くいによる斜面表層の動き

Fig. 13. Movement of surface layer measured by the movable piles buried in the experimental slope No. 2.

次に第2モデル斜面における移動抗の動向は、図13のように矢印の向きと長さでベクトル化して表わしたが、斜面全体としての動きはほとんど見られず、図の右方の斜面でそれらしき動きは見られるが、むしろ局所的な圧縮、拡張が波動的に伝達される程度と考えた方がよい。

7. 斜面土層内での表層およびシラスの性状

いままで述べてきたように崩壊の大部分は、厚さの薄い表層滑落型のものであった。そこで、崩壊の境界層付近の原位置での土質性状、地盤性状を調べ、必ず存在するであろう同一土層断面内の崩壊部と非崩壊部の性質の違いを種々の観点から見ることにする。

土層内での崩壊発生位置は、必ず各種性質の不

連続面であるので、その不連続性を表わす最も重要な因子として堅さ、即ち土層の縮り具合による不連続性、透水性による不連続性、表層と他山の結合力、性質の全く異なる物質の介在その他、物理的、力学的性質の差等に重点を置いて調査を行った。

ここで、各種試験の方法の説明をする。調査対象として選んだモデル斜面(第1モデル斜面)は、写真14に示したように尾根直下に巾2~3m程度の割れ目を生じ斜面表層は多少ずり落ちているが、ほぼ元型を保ったまの斜面である。この位置は図7に示す。斜面の大きさは約2,800m²、傾斜はほぼ45°の急斜面である。ここで行った試験の種類と位置は、図14に示す。

簡易貫入試験は、図15に示すように3kgの

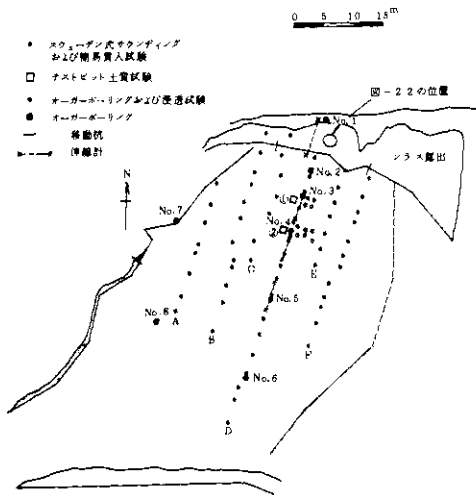


図14 第1モデル斜面で実施した試験位置

Fig. 14. Distribution of investigated points on the experimental slope 斜1.

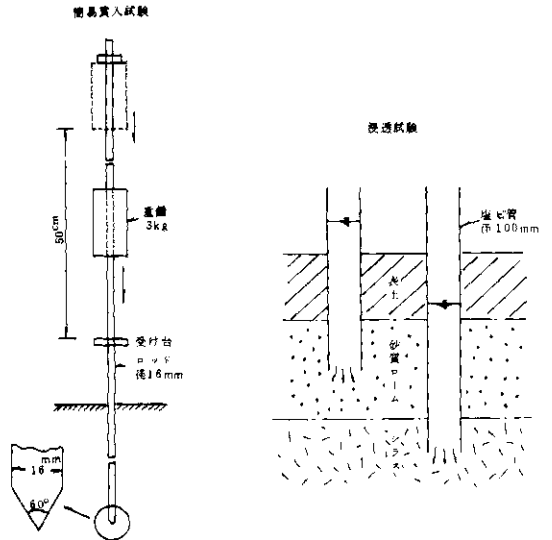


図15 簡易貫入試験および浸透試験方法

Fig. 15. Tests of dynamic sounding and permeability.

重錘を50cm上方から自由落下させ、径16mmのロッドを土中に貫入させて落下回数から土層の貫入抵抗を調べる方法で、ロッドの側面摩擦の影響はあるが、土層内の縮り具合の変化を簡単に知ることができる。写真17は試験中の状況である。

オーガーボーリング孔を利用した浸透試験は、図15に示すように各土層毎に塩ビ管をそう入し、一定水位の水を入れ、底面から土層へ水を浸透さ

せ、水位降下量で透水性を比較するものである。写真18は観測中のものである。

テストピットは2×2×2mのものを主測線D沿いに2箇所掘削し、土層の観察の他、土質試験を行った。またオーガーボーリング孔を8箇所掘削し、各土層の深さ分布を調べた。

テストピットおよびオーガーボーリングによる土層観察によると、深さ3m付近までの表層の土



写真17 簡易貫入試験

Photo 17. Handy dynamic sounding test.



写真18 浸透試験

Photo 18. Permeability test.

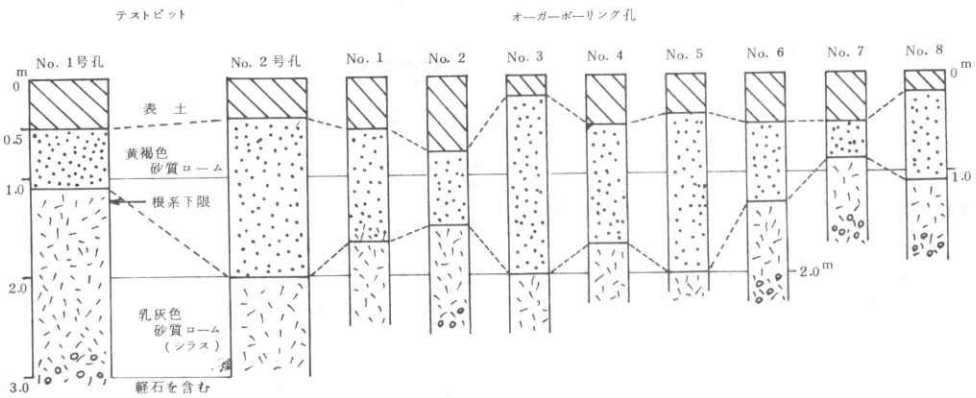


図16 表層付近の土層配列。テストビット、オーガーボーリング孔の位置は図14に示す。

Fig. 16. Profile of soil layer of the surface.

層配列は、図16に示すように大体、表土、黄～茶かった砂質ローム（以下砂質ロームと言う）、乳白色砂質ローム（シラス、以下シラスという）、軽石を含む砂質ローム（シラス）となっている。

図17に砂質ロームとシラスの粒度分布を示したが、シラスの方がより均一な分布を示している。土質三角座標ではいずれも砂質ロームに分類されるが、シラスの方が若干砂に近くなる。

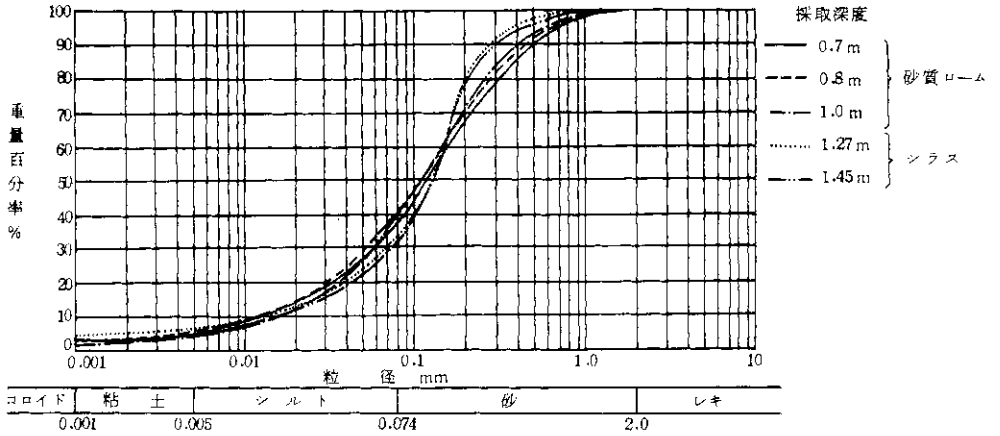


図17 1号テストピット内の深度別粒度曲線

Fig. 17. Particle-size distribution curve of soil layers of the test pit No. 1.

表7 土質試験結果

Table 7. Results of soil tests.

試料採取 深度(m)	比重 (γ_s)	含水率 w (%)	湿密度 (γ_w g/cm ³)	乾燥密度 (γ_d g/cm ³)	孔隙率 (e)	飽和度 s (%)	液性 比 L	塑性 指数 PI	液性限界 LL (%)	塑性限界 PL (%)	60μm ふるい 通過率 (%)	10μm ふるい 通過率 (%)	液性限界 LL (%)	塑性限界 PL (%)
黄褐色 砂質 ローム	0.7	2.52	44.70	0.962	0.665	2.79	30.40	61	30	6	0.16	0.015	10.7	0.052
	0.8	2.52	43.84	0.950	0.660	2.82	39.20	62	32	6	0.148	0.011	13.2	0.042
	1.0	2.42	47.50	0.978	0.661	2.86	43.20	60	35	5	0.14	0.014	10.0	0.014
シラス	1.27	2.355	40.66	0.984	0.703	2.35	40.80	69	25	6	0.145	0.014	10.4	0.039
	1.45	2.36	32.38	1.057	0.804	1.94	39.40	69	25	6	0.145	0.017	8.5	0.110

表7および図18に、これらの砂質ロームとシラスとの土の各種性質の違いを表わした。

比重は、砂質ローム、シラスともに2.3~2.5の範囲にあり、非常に小さいが、シラスの方が一層小さい。

土層の固さ、あるいは締り具合を表わす一つの指標となる乾燥密度は0.6~0.8 gr/cm³と極めて低い値を示している。しかし、シラスの方が砂質ロームに比べ若干大きな値を示し、締り具合という点からはシラスの方が高いようである。締り

具合はこのような乾燥密度の他に粒子間の結合力も関係し、又、乾燥時と湿潤時では特にシラスでは性状の変化が著しいと言われるが、単なる一つの目安として見た場合シラスの方が強度的には安定であると考えられる。この乾燥密度と裏腹の関係にある間げき率は、65~74%と極めて高く、砂質ロームからシラスに移るにつれてその量は小さくなる。土層の透水性は、間げき量および間げき個々の大小に関係するが、上記のことからは、シラスの透水性が不良であると期待される。一方、

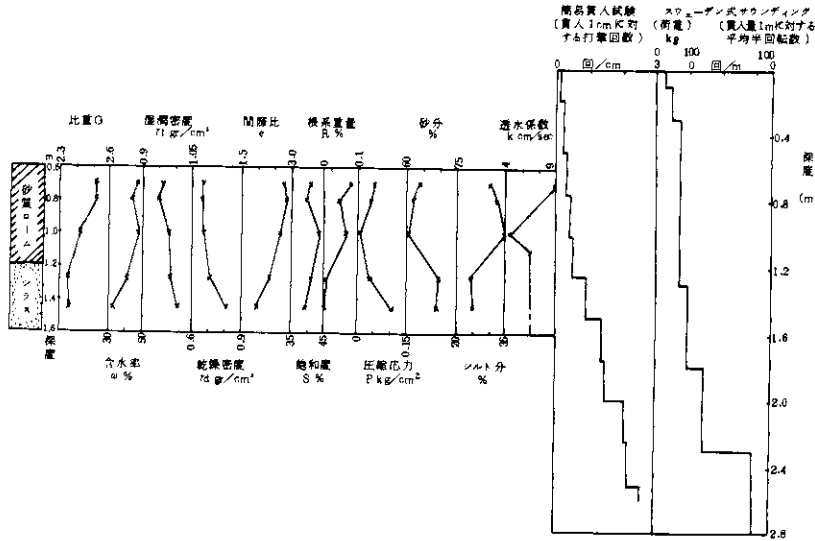


図 18 1号テストピット内の土質諸性質

Fig. 18. Several soil characteristics of soil layers of the test pit No. 1.

間げき個々の大きさの違いによる透水性の大小は、粒度曲線の 10 号径を用いて、透水係数がこれの平方に比例すると言われているが、砂質ローム、シラスを比べると若干シラスの方が大きい傾向にあり、このことから、シラスの透水性の方が良好であると言える。そこで、オーガーボーリング孔を利用した浸透試験を行ったが、その結果は図

19 に見られるように砂質ロームとシラスは明りょうな差が得られ、シラスの方が透水性に富み、かつ深度を増すにつれて一層増大するという結果が得られた。近似的に透水係数を求めてみると、 10^{-4} オーダーの数字になり、普通の土質の中では低い方に属する。このことから考えると降雨時に砂質ロームとシラスの境界付近、あるいはシラス層内で中間流を発生させることは考えられないが、土層内の浸透降下能力以上の降雨があるときは、シラスは滞水層として水を貯め間げき水圧の上昇、粒子間結合力の低下をきたし、強度が非常に低下することが考えられる。

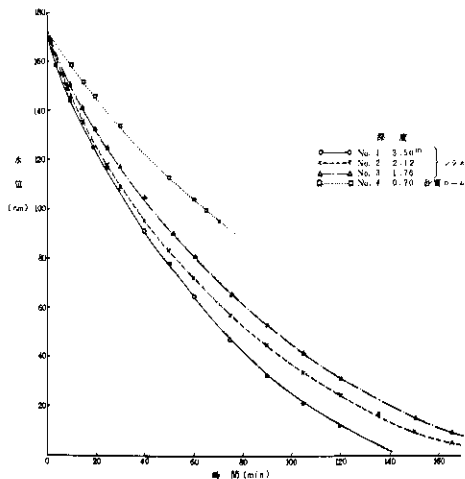


図 19 オーガーボーリング孔を利用した浸透試験結果

Fig. 19. Results of permeability tests in the auger boring hole.

次に、表層とその下層の結合の不連続性を形成するのに植物の根系の分布が多に関与すると考えられるので、その地下における分布を調べた。1号テストピット内の各層から採取したサンプルの中から根系を取り出し、各試料同一状態で試料全重量中の根の重量の百分率を求めたが、その存在下限は、ほぼ砂質ロームとシラスの境界付近に一致している。写真 19 は 1号テストピット内の断面を示すもので根系分布の下限がよく分る。斜面上の植生はかん木を主とした低い広葉樹とサ、類であるので、根の張り方は横に浅く拡がり、深部にまで達しないから、この結果は当然の結果とも言える。根の進入は、土壌をしぼると考えられ

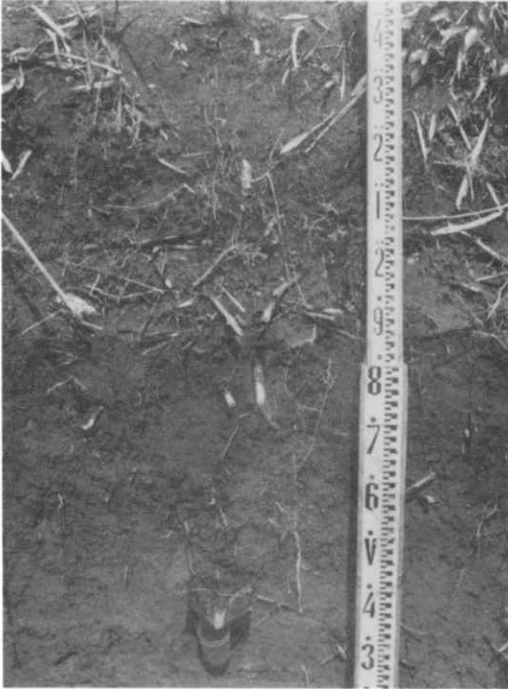


写真 19 1号テストピット内の土層と根系発達分布

Photo 19. Soil layer and the distribution of roots observed in the test pit No. 1.

ているが、逆に土層の構成を乱し、地中への浸透水の通路になる等を考えると、根の発達範囲は、土層内の不連続性の判定の一つの尺度として使えらると思われる。

一方、土層の力学的性質の差を見るため、各深度毎に採取した試料による一軸圧縮試験を行った。乱された試料では、砂質ローム $0.01 \sim 0.05 \text{ kg/cm}^2$ 、シラスで $0.04 \sim 0.1 \text{ kg/cm}^2$ の値を示し、乱さない試料では砂質ロームで $0.03 \sim 0.07 \text{ kg/cm}^2$ 、シラスで $0.07 \sim 0.5 \text{ kg/cm}^2$ となり、力学的にはシラスの方が安定であることを示している。

以上の各種性質の比較から、砂質ロームとシラスとの間に明りょうな差異が見られ、両者の境界に不連続ゾーンが形成されることは間違いないが、その中で特に堅さあるいは締り具合の変化をスウェーデン式サウンディングおよび簡易貫入試験によって、その貫入抵抗から調べた。図 18 にも 1号テストピット近くの一例を示したが、これを縦断測線上に並べて書いた例として B 測線、D 測線のものを図 20、21 に示す。図 18 の 1号テストピット付近では 1.2 m 前後で貫入抵抗が変化して

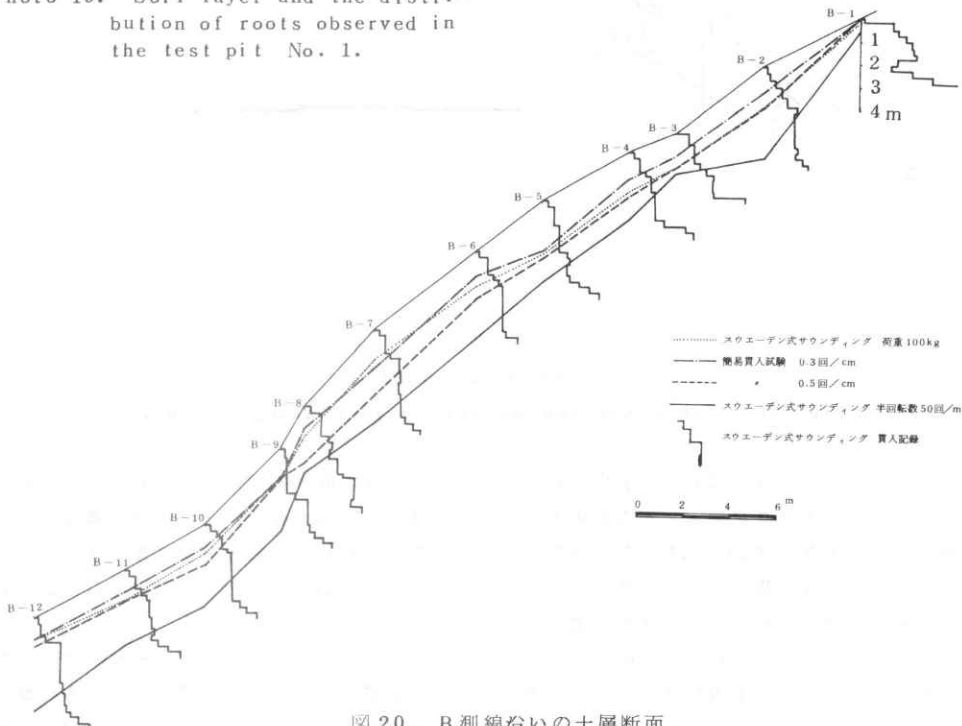


図 20 B 測線沿いの土層断面

Fig. 20. Cross section of soil layers along B line.

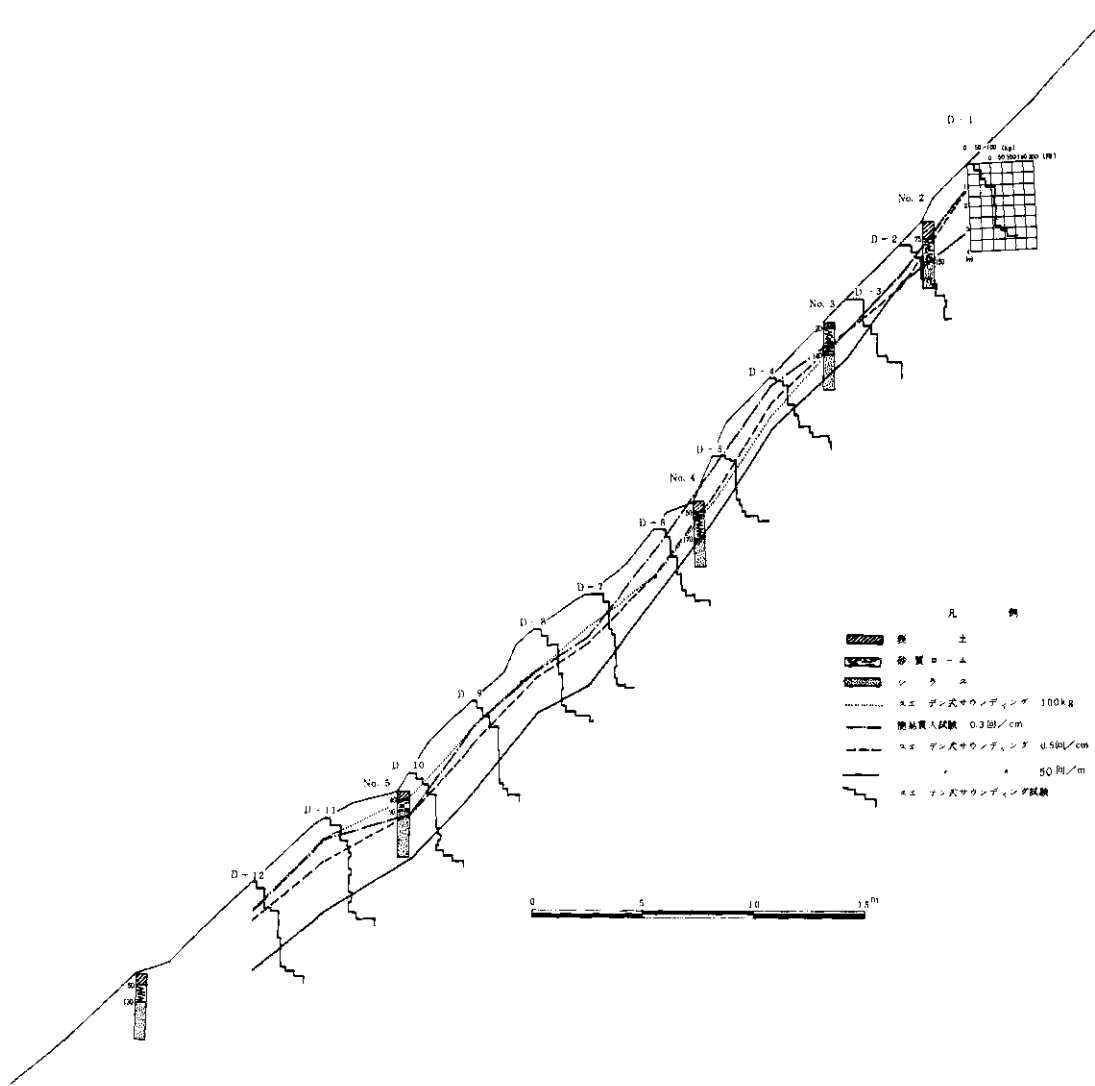


図 21 D測線沿いの土層断面
Fig. 21. Cross section of soil layers along D line.

おり、砂質ロームとシラスの境界付近と思われる。これはスウェーデン式サウンディングの荷重100kgの貫入深さであり、図20、21のB、D測線上で見ると、この部分で貫入抵抗が急増しており、不連続面を示すと考えられ、これを連ねて書いたのが……で示してある。これは図20に示したオーガーボーリングによる土層柱状図のシラス層上限と割合良く一致しており、これによって砂質ロームとシラスの境界を知ることができる。この

砂質ロームの厚さを追跡するとB、Dとも斜面上部で薄く、中部で厚く、下部で再び薄くなっている。特にB測線最上端のシラス露出地では、厚さがなくなり砂質ロームを欠いているのが良くわかる。

また、図上 ---- および ---- で示したのは、簡易貫入試験の1cm貫入に要する打撃回数、それぞれ0.5回、0.3回のものであるが、これらはスウェーデン式サウンディング荷重100kgの

線と良く似た動きを示し、また各測線の貫入抵抗の変化点であり（図にはスウェーデン式サウンディングのみしか書かなかった）これらのいずれを用いても、シラスと砂質ロームの境界は追跡することができる。図中実線はスウェーデン式サウンディングの貫入1m当りの半回転数50回の点を結んだものであるが、この点で再び貫入抵抗は著しく増加する。これは恐らくシラス層中に軽石を含む層を示すのではないかと思う。

崩壊あるいは地すべり等では、崩壊面あるいは

滑り面には粘土化した層が見られ、これが崩壊発生に重要な役割を持っていると考えられてきた。しかし、実際にこの粘土層の生成の原因と崩壊、滑り機構のつながり等は不明な部分が多い。粘土層の存在が崩壊又は滑りの原因になるのか、あるいは崩壊、滑りの結果粘土化するのかははっきりしていない。第1モデル斜面上端のシラス露出地に粘土層が鎖状に見られた。（写真20）そこでこの粘土部を追跡してみたが、その結果を図22に見取り図として示した。この粘土化した部分は



写真20 第1モデル斜面上部。シラス露出地の粘土化層。

Photo 20. Clayey part of the outcrop of a "shirasu layer" on the upper side of experimental slope No. 1.

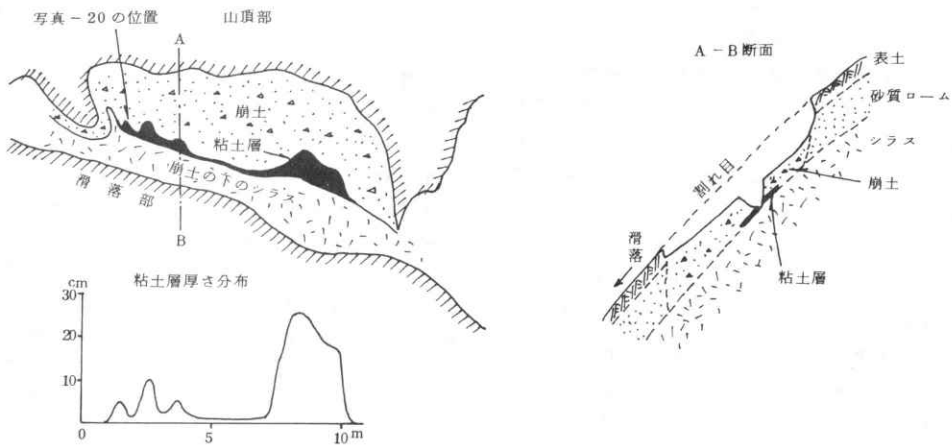


図22 第1モデル斜面における粘土化部、位置は図14に示す。

Fig. 22. Clayey part in the experimental slope No. 1.

ほゞシラス層の上端に並び、砂質ローム層より上の表層の滑落と関係があると思われる。もし、この粘土層が原因となって滑落を発生させるなら、この粘土層の分布を調べる必要がある。

しかし、この粘土層の分布は、図22でも分るとおり、表層の滑落距離が長い所程（シラス露出の激しい所程）厚く、短い所ではなくなる。非崩壊斜面では見られない。又分布は島状で一様には存在しない等の点から考えると、この粘土部は元から存在していたものではなく、滑落時に生成されたものと考えの方が妥当である。この粘土の土質は、比重2.59、液性限界52%、塑性限界24.7%、塑性指数27.3、流動指数7.4、一軸圧縮強さ 0.166 kg/cm^2 を示す。

8. 結 論

地震による崩壊の発生と種々の要因との関係、再度の地震による推移という全域的な崩壊発生分布調査と、実際の斜面内での地盤調査および長期間の動向調査という両面からの調査を行ったが、その結果、次のような結論を得た。

(1) 第1回地震によって発生した崩壊には、表層滑落型、ブロック崩壊型、段丘側面崩壊、滑り性崩壊等のタイプがあったがほとんど表層滑落型のものであった。

(2) 表層滑落型のもものは、割れ目発生 → 拡大 → 斜面の一部滑落 → 全面崩壊という経過をたどると考えられるが、第1回地震ではこれら各ステージのものが存在し、後の地震あるいは降雨等によって拡大崩壊への発展の恐れがあった。

(3) しかし、第2回地震ではほとんど変化が見られず、第1回地震によって発生した崩壊が、局部的に拡大した程度にとどまった。これは、第1回地震によって、崩壊の危険をもった斜面はことごとく崩れつくし、むしろ以前より安定な状態に落ち着いたためと考えられる。

(4) さらに、後の降雨による挙動を伸縮計を用いてモデル斜面で調べたが、昭和44年6月29日梅雨前線豪雨で日雨量240mmを記録した際にも、その動きは顕著でなかったが、着実な動きは示しており、又、伸縮計の変位量は、降雨量と非常によい相関をもって動いており、今後の降雨により割れ目への流水の侵入等から、割れ目の拡大 → 崩壊、あるいは表層滑落型で全面崩壊に到っていないものの全面崩壊への発展の危険性は、分る。

(5) 崩壊分布の特徴は、表層滑落型のもものは段丘面を除いてほゞ全域に分布するが、全面崩壊に到らなかったものは、厚いシラスに覆われた地域に多いようである。ブロック崩壊型のもものはシラスとシルトの互層部、段丘部に多い。また、各崩壊とも、谷状にくぼんだ斜面に多く発生し、また、地震のエネルギーの取戻ししやすいといわれる尾根のような突出部にも多く見られたのが特徴である。その発端は斜面上部、尾根線直下であり、ほとんど斜面中～下部にまで及んでいる。ただし、ブロック崩壊型のもものは斜面下部の崖面に多い。

(6) 崩壊は、表層滑落型のもものは広葉樹地域にひん発し、かつ、崩壊の規模は大きい。一方ブロック崩壊型のもものは草地裸地に多く、崩壊の規模も小さい。

(7) 割れ目の発生した区域は、断層にはさまれたシラスに厚く覆われた地域のしかも針葉樹林地帯に多いが、これらの分布は地震時に発生した割れ目のうち、崩壊に到らなかった比較的安定で崩壊の危険の少ない斜面の分布を表していると考えられる。

(8) ごくうすい表層の滑落するタイプの崩壊が多いことから、モデル斜面内で表層付近の地盤調査を行った結果、黄かっ色砂質ローム層とその下部の乳灰色砂質ローム層（シラス）の間には、地層という外力に対してその両層の不連続を表わすと考えられる。乾燥密度、圧縮強度、貫入抵抗、根系の発達分布等に明りょうな差が認められ、この両層の境界付近を崩壊位置と考えても良いようである。一方透水性はシラスが良好で降雨時に割れ目ないしは斜面上部シラス露出部から入りこんだ流水が中間流を発生させる可能性はないが、滞水による強度低下をきたすことは充分考えられる。

(9) スウェーデン式サウンディング、あるいは簡易貫入試験によって、両層の境界を極めて簡単に調査できることが判明した。

9. 結 び

本研究は、航空写真の入手、モデル斜面の選定に御協力下さった宮崎県河川(砂防課、小林土木事務所、資料を提示下さった建設省川内川工事事務所、判読作業にあられた国際航業株式会社、地盤調査を担当された日建コンサルタント株式会社の皆様の御協力によって得られたものであり、また報告書作成にあたっては土木研究所地すべり研究室長渡正亮氏をはじめ、地すべり、砂防、水文各研究室の皆様に貴重な御教示をいただき、誌上を借りて深じんなる謝意を表する次第です。

なお、本研究は特別研究促進調整費で行ったも

のである。

参考文献および資料

- 1) 有田忠雄(1956)： 加久藤カルデラの提唱，地質学雑誌，Vol 59，No. 694，pp. 331.
- 2) 藤本広，彦坂定次(1964)： シラス層災害の問題点について，第3回災害科学総合シンポジウム講演論文集，pp. 66～69.
- 3) 藤本広，田中俊彦，浜谷武治(1969)： 地震時におけるシラス層斜面の安定性に関する一考察，第24回土木学会年次学術講演会講演集第3部，pp. 149～152.
- 4) 鹿児島地方気象台(1968)： 昭和43年2月のえびの地震に関する地震速報(昭和43年2月28日).
- 5) 鹿児島地方気象台(1968)： 昭和43年3月25日のえびの地震に関する地震速報(昭和43年3月28日).
- 6) 鹿児島県(1968)： えびの地震災害の概要(昭和43年3月28日).
- 7) 小出 博(1955)： 山崩れ，古今書院，pp. 178～191.
- 8) 木村大造，春山元寿(1968)： えびの地震による山腹災害地対策について，鹿児島県土木部.
- 9) 宮崎県(1968)： 昭和43年3月25日発生のえびの地震被害調査。(昭和43年3月27日現在)
- 10) 松本幡郎，松本唯一(1953)： 環霧島擬カルデラの地質，地質学雑誌Vol 59，No. 694，pp. 331.
- 11) 大石道夫，榎本 真(1966)： 砂防における地形調査試案Ⅰ，新砂防60，pp. 24～31.
- 12) 大石道夫，榎本 真(1966)： 砂防における地形調査試案Ⅱ，新砂防62，pp. 18～25.
- 13) 大石道夫，榎本 真(1967)： 砂防における地形調査試案Ⅲ，新砂防63，pp. 29～35.
- 14) 沢村孝之助，松井和典(1957)： 「五万分の一地質図および同説明書—霧島山」，地質調査所.
- 15) 多田文男(1964)： 自然環境の変貌，東京大学出版会，pp. 84～91.
- 16) 高橋宏治(1968)： 保全の見地にたつた森林取扱いに関する研究(第2報)，スギの伐根腐朽と各種造林木の根系発達状況，昭和43年度砂防学会講演会概要，pp. 41～42.
- 17) 上田通夫，長野紀俊(1968)： シラスの水食と崩壊，第13回土質工学シンポジウム—土と水—講演集，pp. 93～96.
- 18) 上田通夫(1968)： えびの地震のガケ崩れ，第5回災害科学総合シンポジウム講演論文集，pp. 195～196.
- 19) 上田通夫(1967)： シラスは固着している，第4回災害科学総合シンポジウム講演論文集，pp. 81～82.