

降下軽石と火山灰土でおおわれた堆積岩地域の山地崩壊

下川悦郎・春山元寿*・伊達木仁一郎・藤 幸男

On the Landslides in the Sedimentary Rock Region Covered with Pumice-fall and Volcanic-ash

Etsuro SHIMOKAWA, Motohisa HARUYAMA*, Nichiro DATEKI and Yukio FUJI
(Laboratory of Erosion Control)

はじめに

1976年6月22日から25日にかけて、鹿児島県中央部に発生した梅雨前線による集中豪雨は、この地域に多くの斜面災害をもたらした。鹿児島県垂水市に位置する鹿児島大学農学部附属高隈演習林においても、林地、道路などに多くの損害を与えた。垂水市高峠では、総雨量556mm、最大時雨量45mmと大きな値を記録している。

崩壊の形態は表層すべりである。本演習林が位置する地域の地質は、堆積岩(四万十層)、溶結凝灰岩、花こう岩およびそれらをおおう形で堆積した数層の降下軽石、火山灰土からなる。崩壊は、火山灰土と降下軽石の境、または、堆積岩、溶結凝灰岩と降下軽石、火山灰土の境で発生したものである。一般に、堆積岩から構成される山地の表層すべりは基岩が風化した表土層のすべりであり、これに比較すると本演習林で発生した表層すべりは特殊である。

筆者等は、このような特徴をもつ山地崩壊の実態とその原因をつかむために、現地調査、資料解析および土質試験を行った。本文は、その結果の報告である。

なお、今回の斜面災害のシラス地帯における研究成果は先に発表した¹⁾。

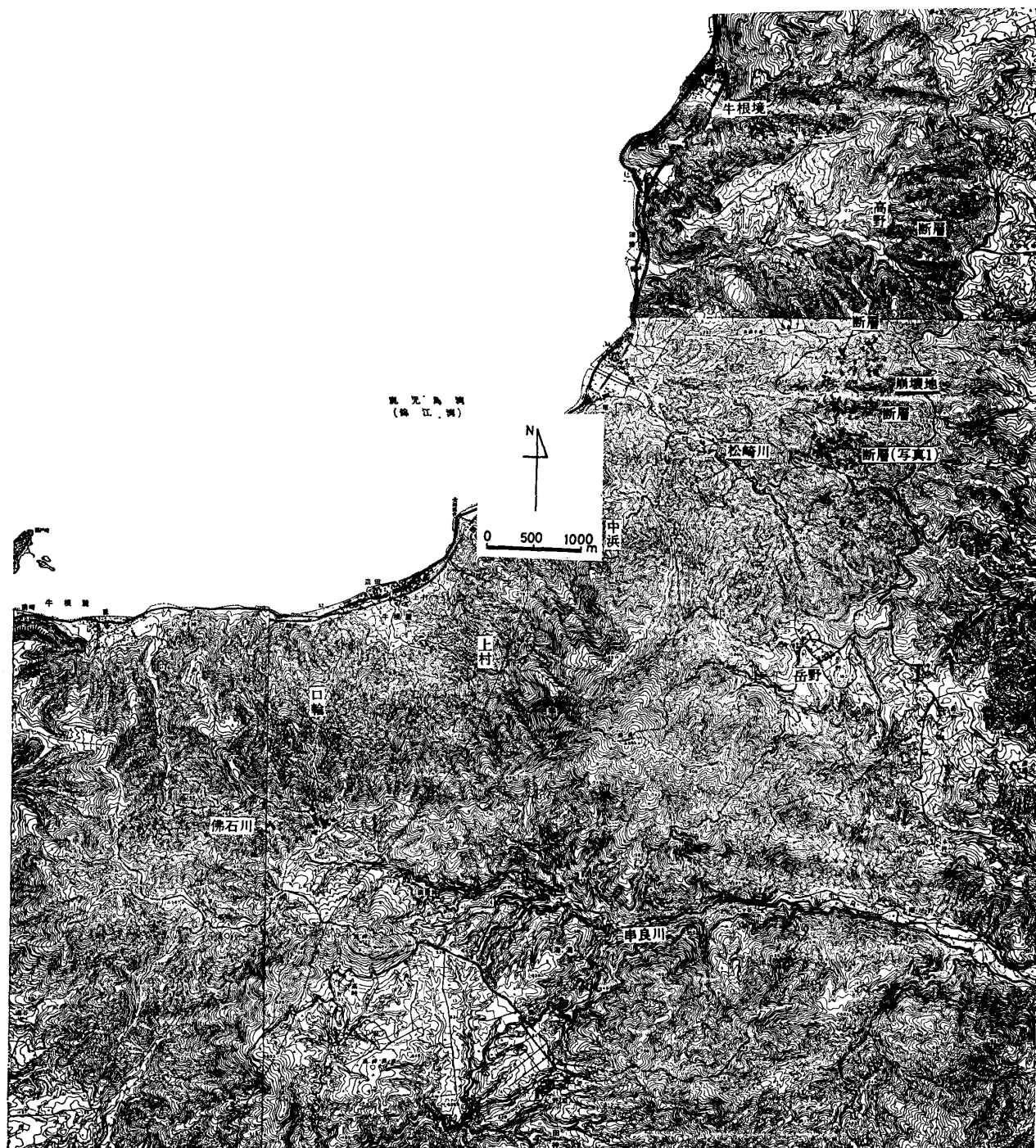
調査地の概要

調査地は、鹿児島大学農学部附属高隈演習林と称し、鹿児島県大隅半島の北西部、垂水市に、海岸線に平行に細長い形で位置する。その面積は約3,080haである。

地形は、標高885mのビシャゴ岳をほぼ中心にして、北部から牛根境に面する流域、高野に面する流域、松崎川上流域、岳野に面する流域、中浜、上村、口輪に面する流域、佛石川上流域および串良川上流域の大小7流域からなり、それらの流域に沿う山腹斜面は急傾斜をなす。すぐ南東方向には標高1,000m以上の高隈山が連なる。

地質は、時代未詳中生代の四万十層、新生代の花こう岩および溶結凝灰岩が分布する²⁾。四万十層は砂岩、頁岩、千枚岩およびチャートの互層からなる。それらの分布割合は四万十層が大部分の面積を占め、花こう岩は南東部に、溶結凝灰岩は北部および南部において小面積で分布する程度である。さらに、火山灰土、降下軽石がほぼ全体の面積をおおう形で堆積している。その堆積の厚さは数十cmから数mにおよぶ。四万十層の構造は、橋本³⁾によると、一般走向N20~30°Eで、地層は中庸から高角度で北西に傾斜する。断層の存在も報告されている。筆者等の地質観察によっても、同様の構造、断層の存在が確かめられた。図-1に断層の位置を、写真-1に断層面の状況を示す。観察した断層の形態は横ずれ断層である。

*鹿児島大学工学部



図一1 1976年6月に発生した山地崩壊の分布と断層位置図

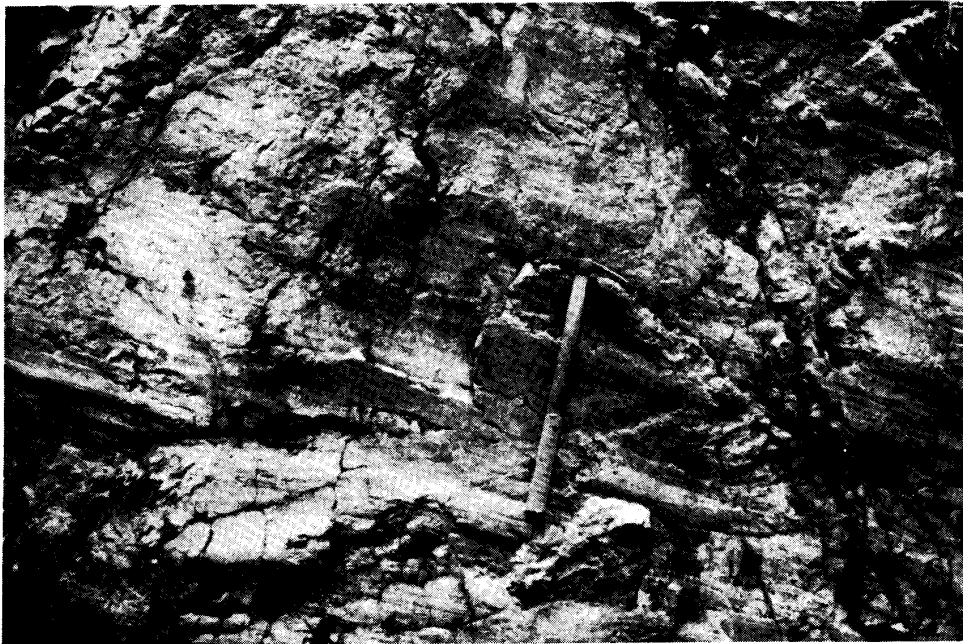


写真-1 横ずれ断層面の状況

植生はスギ、ヒノキ、マツの人工針葉樹林とシイ、カシ、タブ、ブナなどの暖帯広葉樹林からなる。

方 法

1. 現地調査

個々の崩壊地について正確な情報を得るために、できるだけ崩壊地点まで行き、種々の因子の観察、試験を行った。その主なものは次の通りである。

- 1) 5千分の1の地形図に崩壊地をプロットする。
- 2) 崩壊の形態、スベリ面の位置、崩壊の原因（湧出水の有無）および規模（崩壊の長さ、幅、深さ、傾斜）。
- 3) 地質名、地質構造（走向、傾斜、断層の存在）、岩石とその風化度および粗滑度。
- 4) 地形、斜面縦断形、斜面横断形、向き、傾斜および地質構造との関係。
- 5) 土質、層序、厚さ、色および指標硬度（山中式土壤硬度計で測定）。
- 6) 植生、樹種、樹令、被度および根の伸長深さ。

2. 資料解析

1) 地 質

土地分類基本調査、岩川(5万分の1)²⁾の表層地質図にもとづいて、地質分布面積を求めた。

2) 地形解析

5千分の1地形図に250×250mメッシュをかけ、1メッシュごとの起伏量、谷密度（ヒダを含む）および傾斜（コンター数で表わす）を読みとった。

3) 航空写真による崩壊地の分布調査

1947年、1970年および1972年撮影の航空写真を用いて、撮影直前に発生したと思われる新しい崩壊地を2万5千分の1の地形図上にプロットした。

4) 植 生

現地調査、演習林林相図および経営簿によって本演習林における1976年現在の樹種、樹令ごとの植

生分布図（5千分の1）を作成した。そして、地形解析と同様、この図に250×250mのメッシュをかけ、1メッシュの針葉樹面積占有率と最大面積を占める樹種の樹令を読みとった。

3. 土質試験

土の試料は、崩壊地の断面からサンプラー（φ60mm×h30mm）による乱されないものと、土塊を含む乱したものを採取した。それぞれの試料について、含水比、単位体積重量、比重、粒度およびアッターベルグ試験を行った。試験は乾燥させず、湿潤状態のままで実施した。

地質・地形および植生解析結果

1. 地 質

本演習林における地質分布図を図-2に示す。地質別分布面積は堆積岩 2198.3ha（71.4%）、溶結凝灰岩 332ha（10.8%）、花こう岩 175ha（5.7%）、ローム 275ha（8.9%）およびシラス 100ha（3.2%）である。

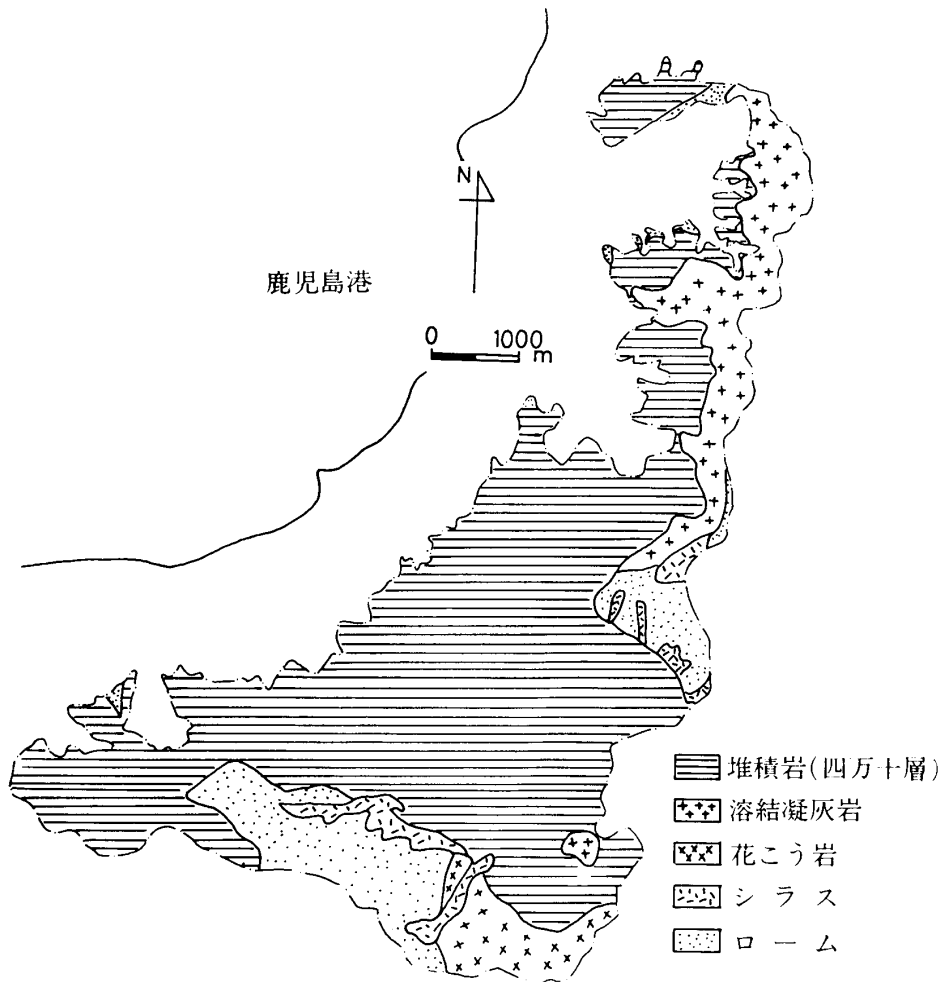


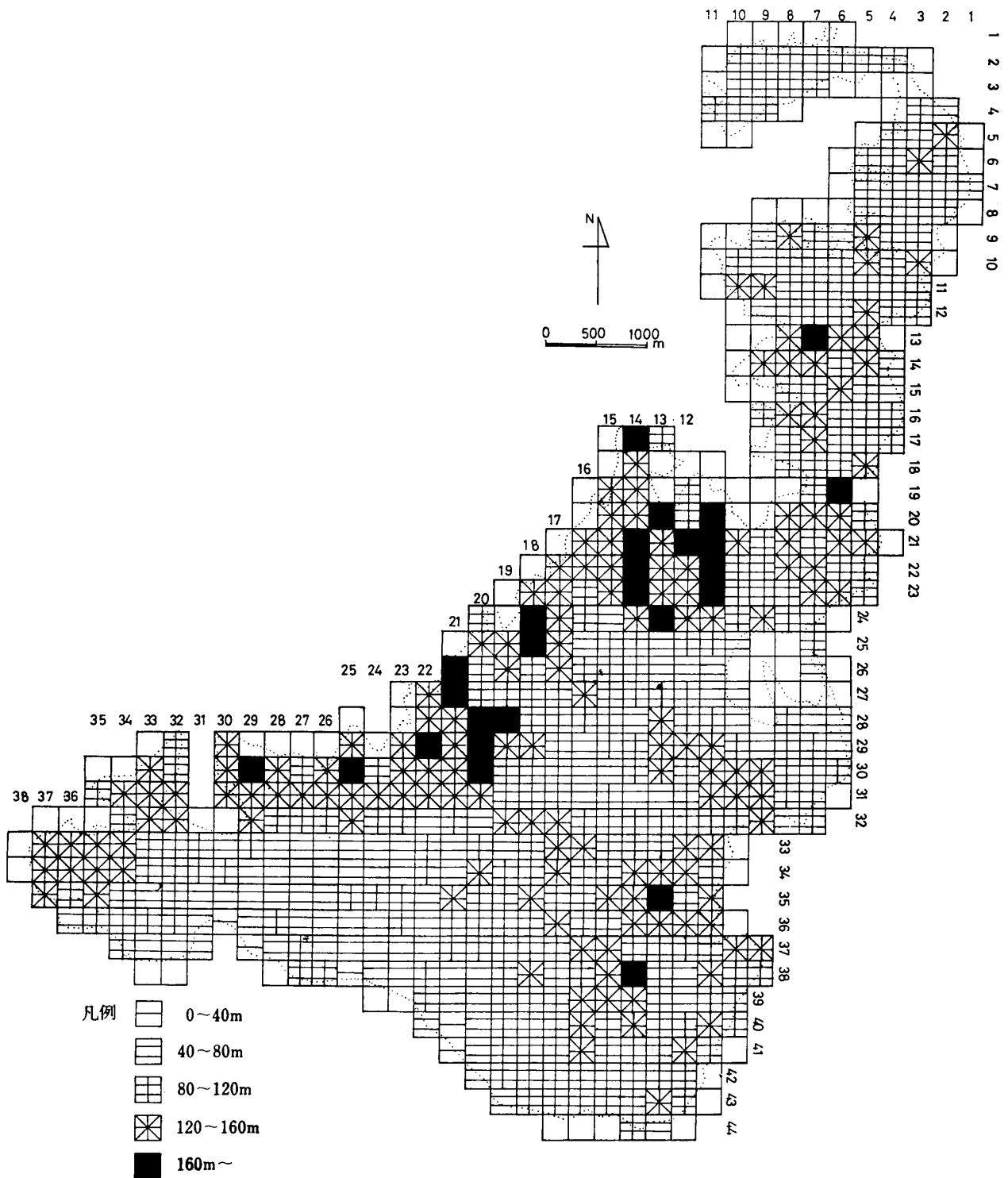
図-2 地質分布図

2. 地 形

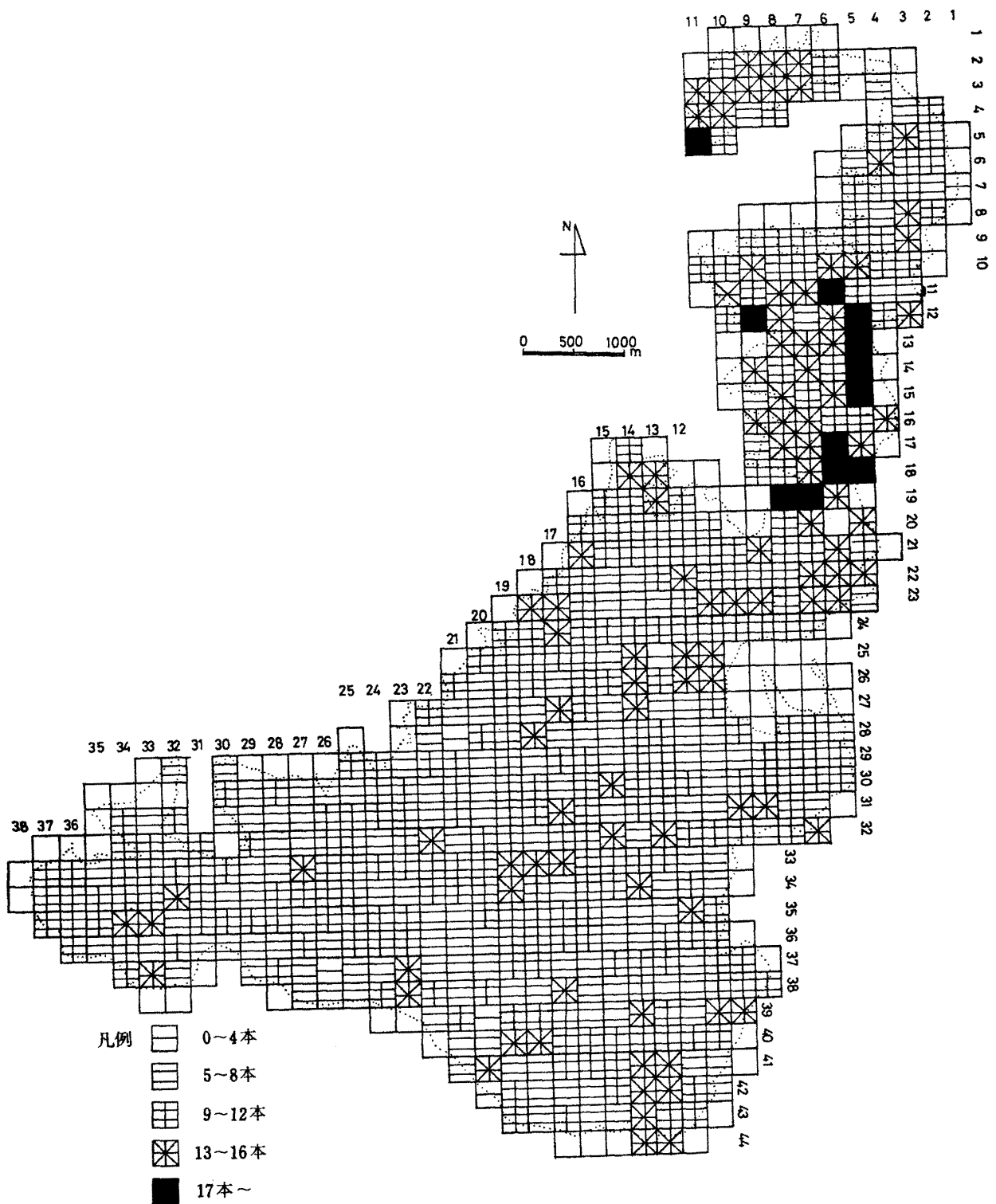
地形解析結果の度数別分布図を図-3から図-5に示す。

(1) 起伏量

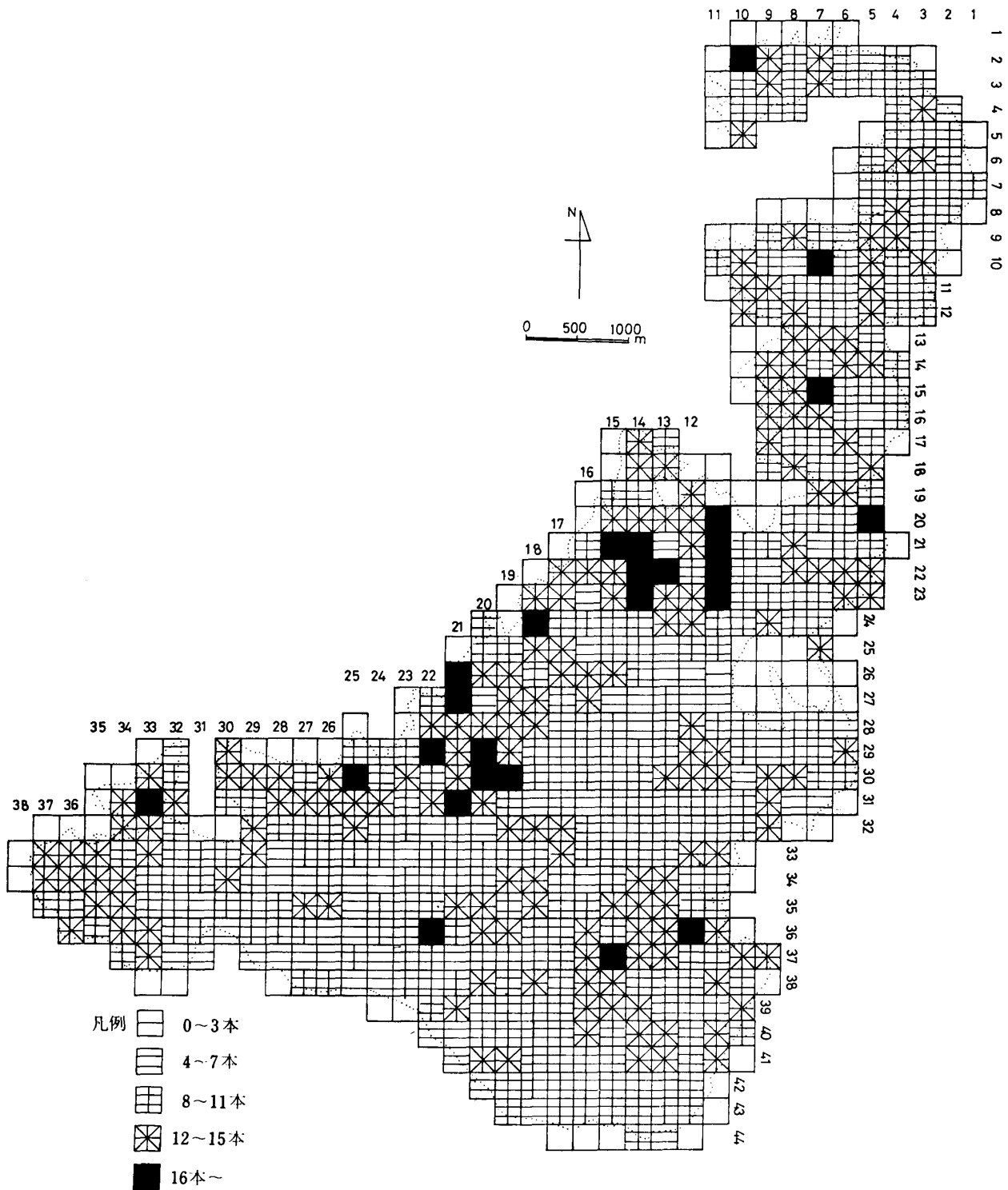
ビシャゴ岳北部の松崎川上流域、西部の中浜、上村、口輪に面する流域、南西部の佛石川上流域および串良川上流域の一部は120m以上の大きな起伏量を示す。



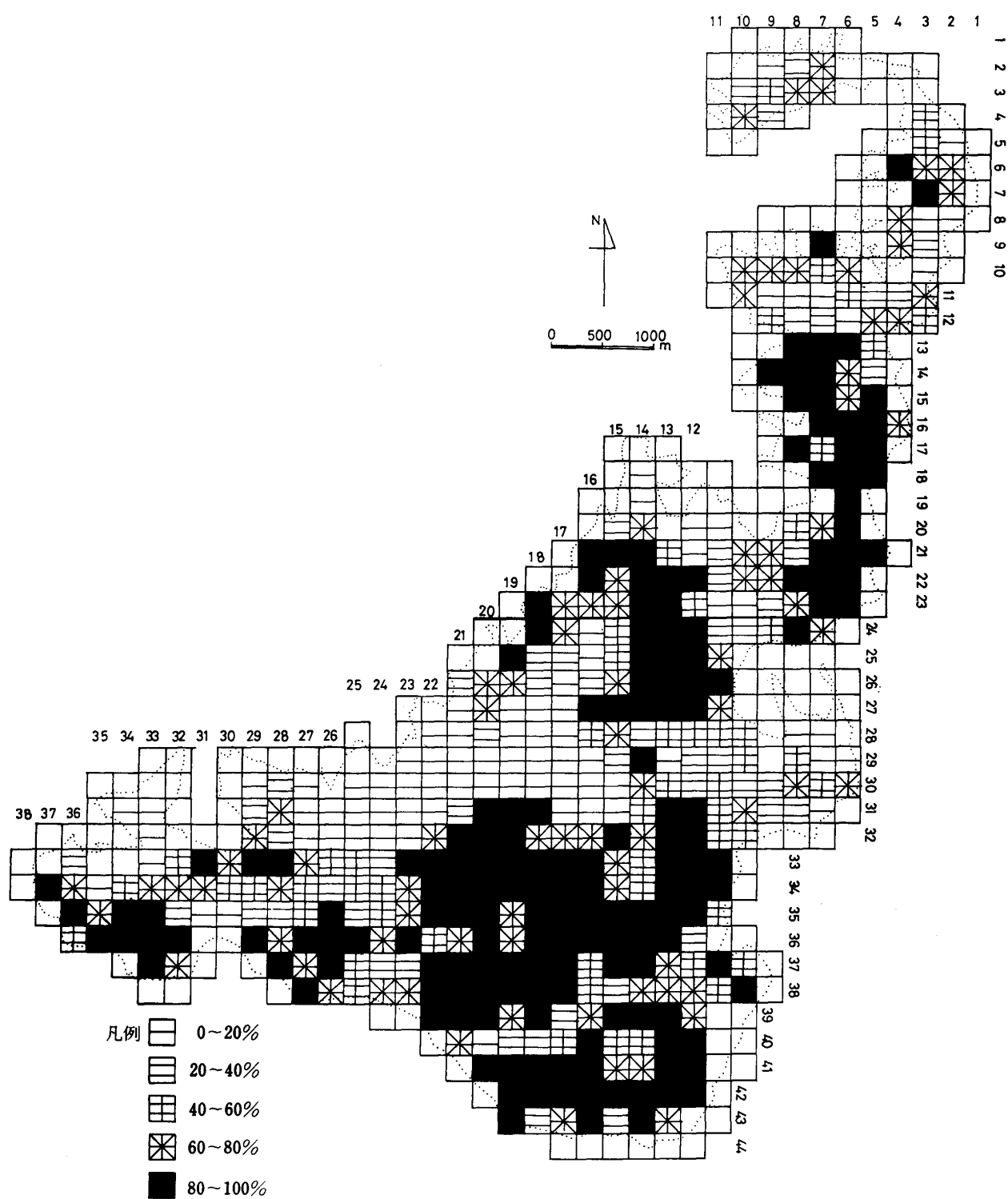
図—3 起伏量分布図



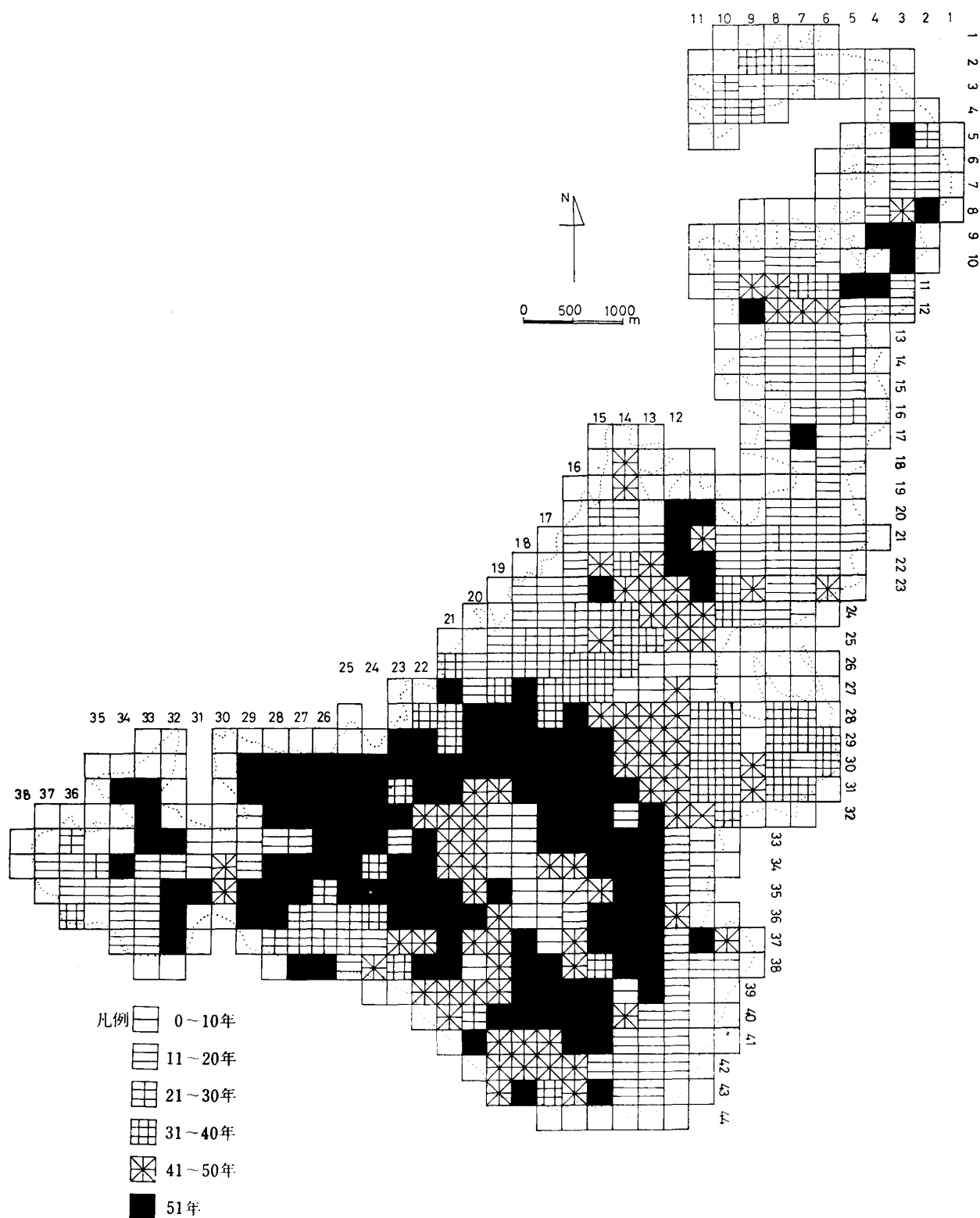
図—4 谷密度分布図



図—5 傾斜（コンター数）分布図



図—6 針葉樹占有率分布図



図—7 樹令分布図

(2) 谷 密 度

谷密度は、牛根境に面する流域、松崎川上流域で大きな値を示す。この地域は断層の存在、地層の逆転が見られ、また溶結凝灰岩が分布している所である。

(3) 傾 斜 度

牛根境に面する流域、松崎川上流域、中浜、上村、口輪に面する流域、佛石川上流域および串良川上流域の一部は急傾斜の斜面が存在する。

(4) 植 生

図-6は、針葉樹面積占有率の度数別分布を示したものである。中浜、上村、口輪に面する斜面は広葉樹林でおおわれている。松崎川上流部、串良川上流部はスギ、ヒノキ、マツの人工造林化が進み、針葉樹面積占有率は大きな値を示している。

図-7は、樹令の度数別分布を示す。中・南部は、樹令30年以上の壮令林が大きな面積を占めている。北部は、局部的に壮令林が存在するが、大部分は樹令20年以下の幼令林によっておおわれている。

結果と考察

1. 崩壊地の分布

1) 1976年6月発生した崩壊

今回、発生した崩壊地分布を図-2に、その図を用いて地形解析と同様にして得られた崩壊個度数別分布を図-8に示す。現地調査によって確認した崩壊地の総数は237個である。崩壊地は、牛根境に面する流域斜面、高野に面する流域斜面、松崎川上流域の西向き斜面および佛石川上流域の斜面に集中的に発生し、顕著な偏在傾向を見せている。

崩壊地の地質別内訳は、堆積岩174個(72.4%)、溶結凝灰岩63個(26.6%)であり、絶対数では前者の堆積岩に多く発生している。しかし、地質ごとの単位面積あたりで崩壊発生個数を比較すると1haあたり堆積岩0.079個、溶結凝灰岩0.189個と後者が大きくなる。

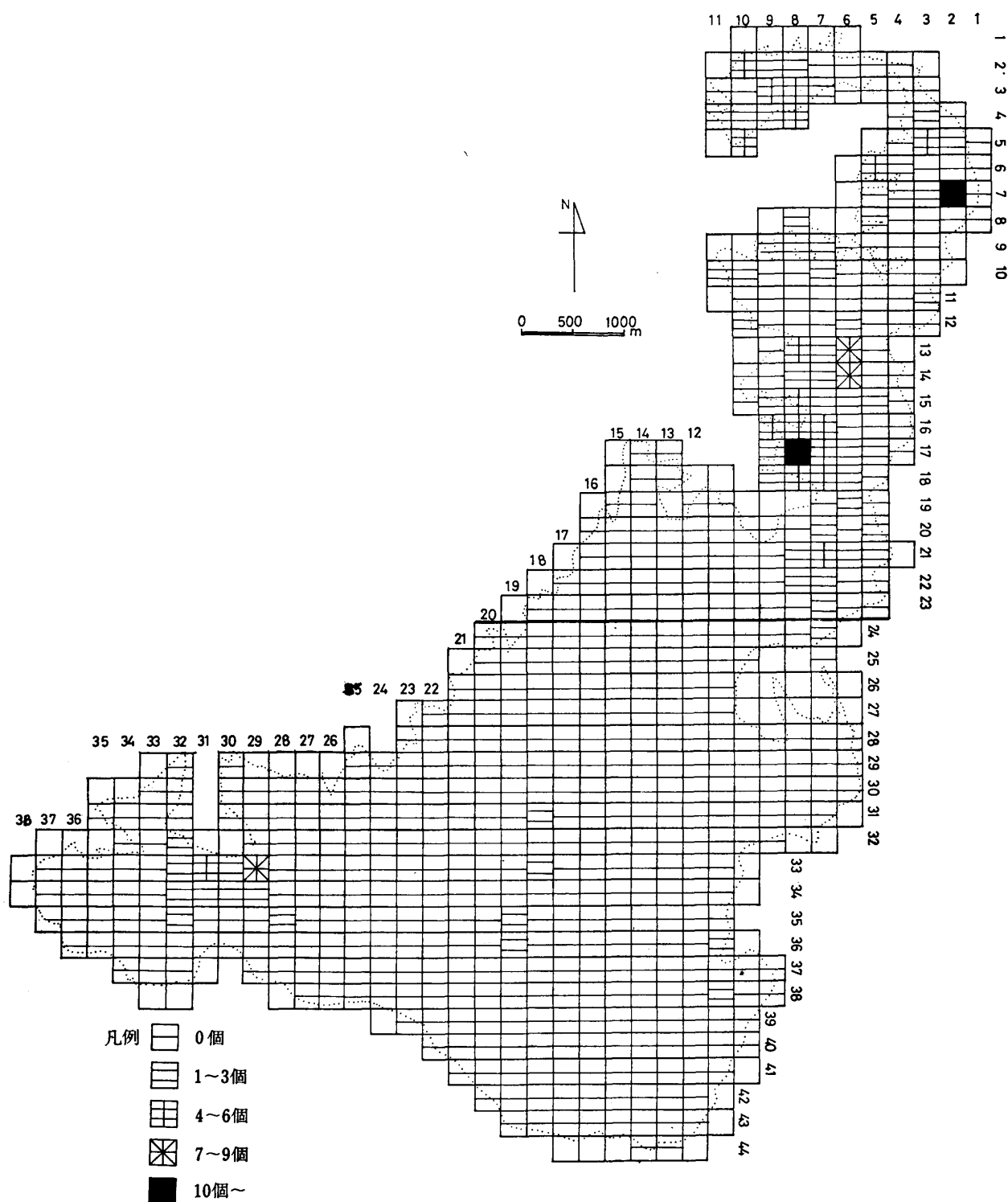
2) 過去に発生した崩壊地の分布

航空写真により地形図にプロットした崩壊地分布を図-9から図-11に示す。崩壊個数は、1947年撮影の航空写真で293個と最も多く、ついで1972年の218個、1970年の104個が観察された。なお、1972年の崩壊地には、1970年の崩壊地の一部を含んでいる。それぞれの年における崩壊地の分布を見ると、以下のようなものである。1947年撮影による航空写真から観察された崩壊地分布図では、北部から牛根境に面する流域斜面、高野に面する流域斜面、松崎川上流域の西、北向き斜面、串良川上流域斜面および佛石川上流域斜面に集中的な崩壊の発生を示す。1970年では、牛根境に面する流域斜面、松崎川上流の西向き斜面および佛石川上流域斜面に集中して崩壊が発生している。1972年では、高野に面する流域斜面、松崎川上流域の西向き斜面および佛石川上流域斜面に集中して崩壊が発生している。いづれの崩壊地分布図においても、同様な所に集中的に発生し、偏在性を示す。

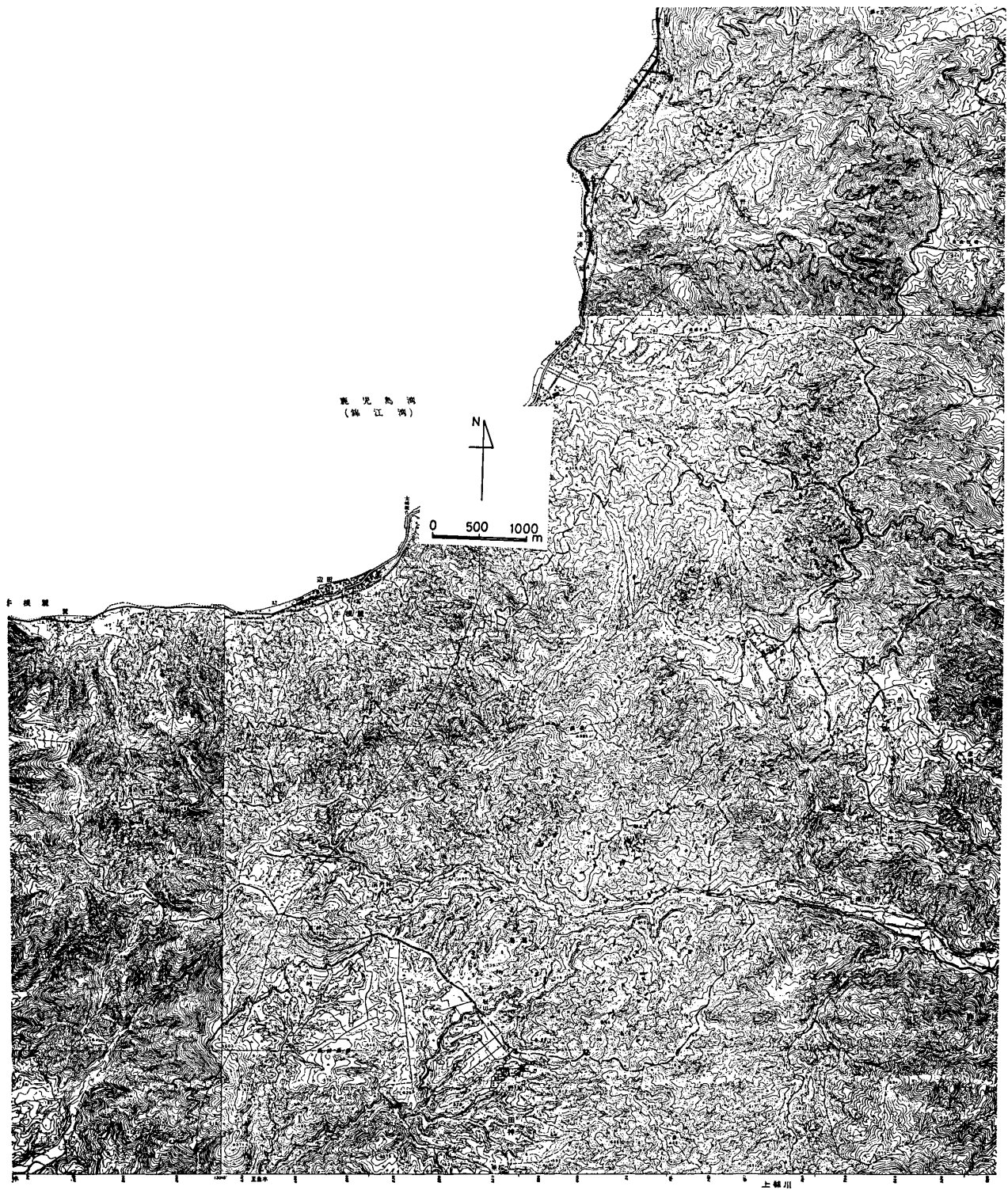
観察された崩壊の原因となる誘因を考えると、1947年撮映による崩壊に対応するものでは1945年9月の枕崎台風、1946年7月の台風9号、1970年の崩壊に対応するものでは1966年6、7月と1969年6月の梅雨前線豪雨および1972年に対応するものでは1971年8月の台風19号があげられる。

2. 崩壊地の形態と原因

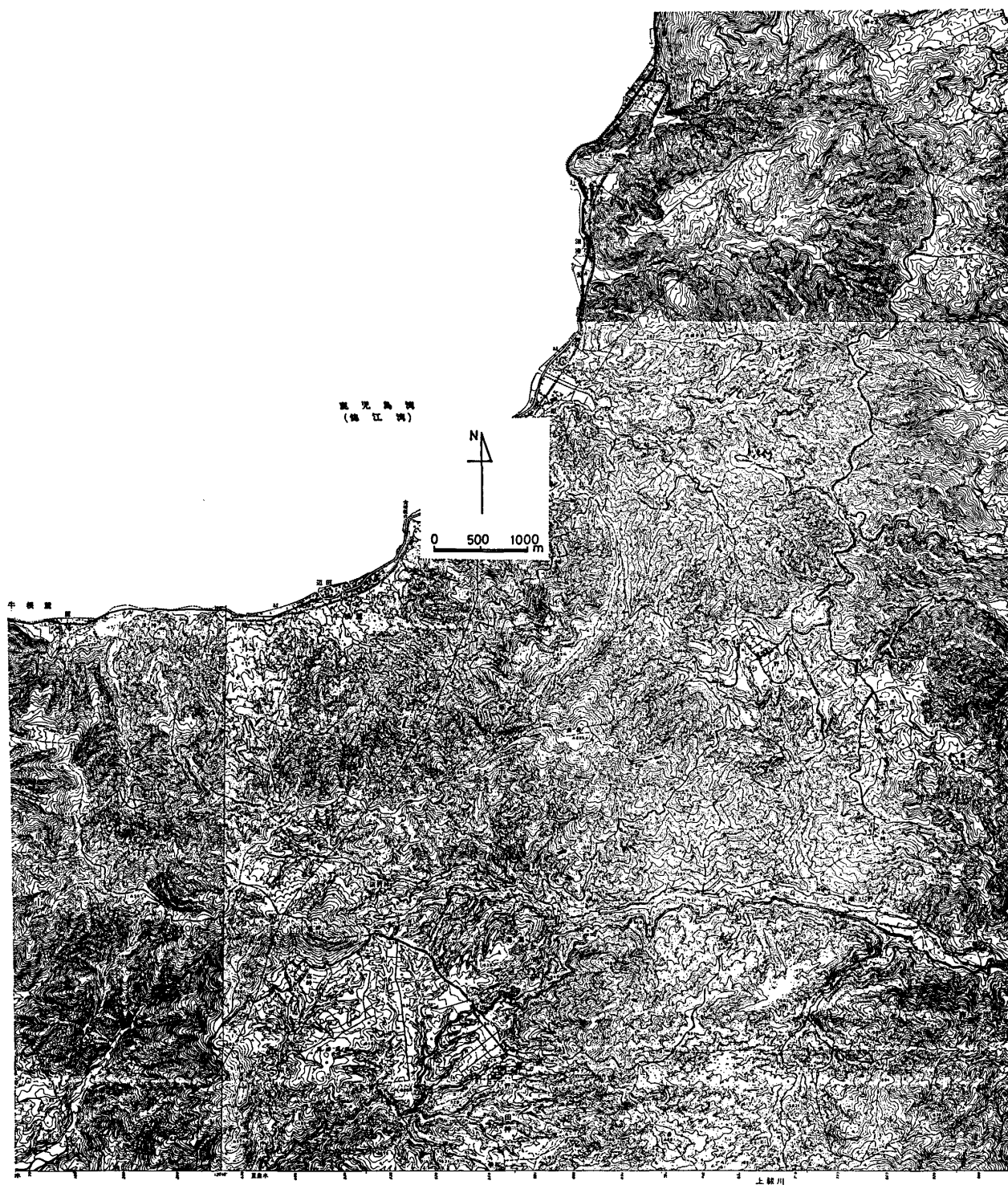
崩壊した斜面のほとんどは、堆積岩、溶結凝灰岩のいづれにおいても写真-2に示すように、基岩の凹凸を平滑にする形で火山灰土が堆積し、さらにその上を降下軽石がおおっている。崩壊の形態は、火山灰土または基岩を境界にして、その上部の降下軽石または降下軽石と火山灰土がすべり落ちた表



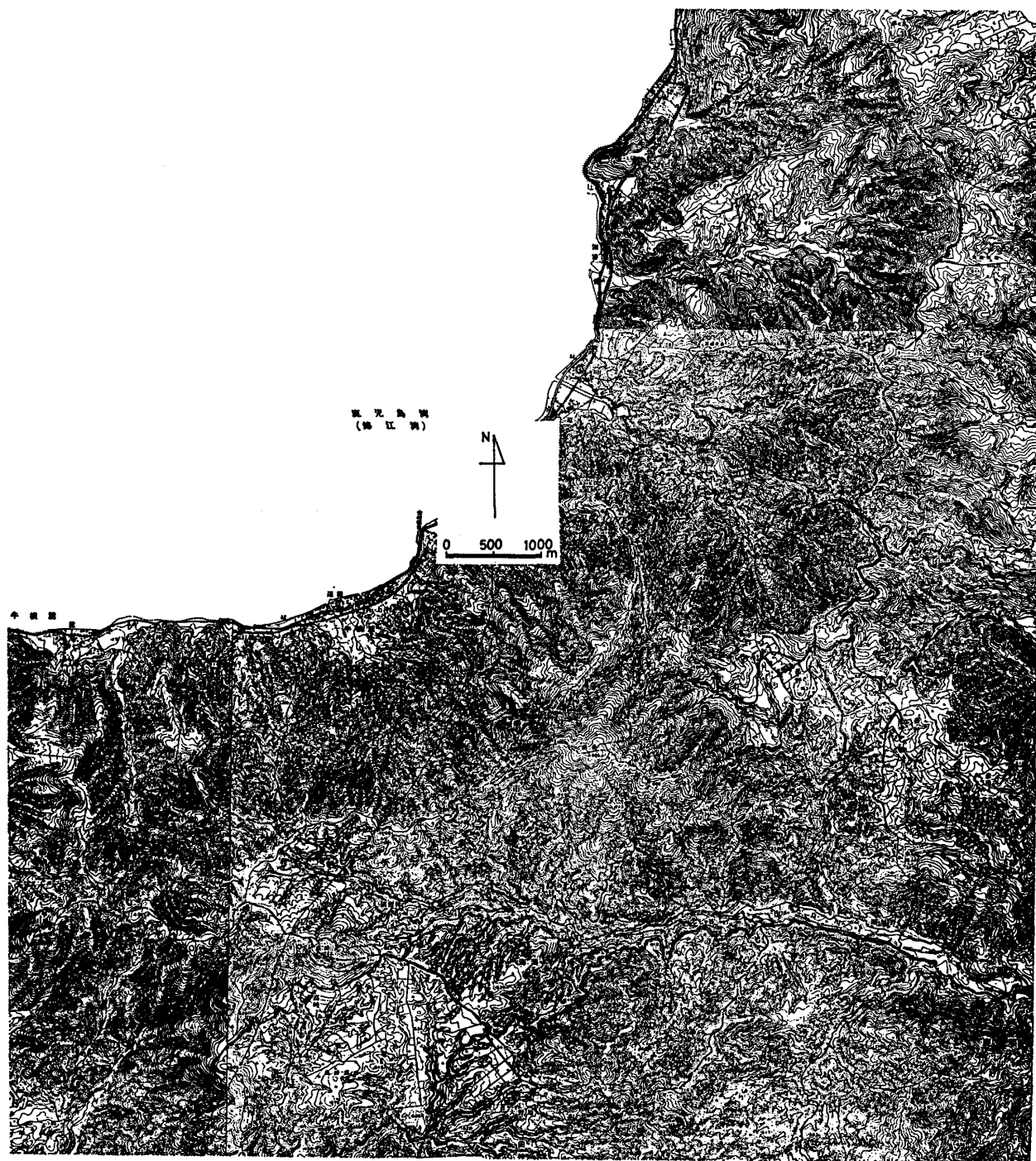
図—8 崩壊地分布図



図—9 1947年撮影の航空写真から観察された山地崩壊の分布図



図一10 1970年撮影の航空写真から観察された山地崩壊の分布図



図一11 1972年撮影の航空写真から観察された山地崩壊の分布図



写真—2 火山灰土（褐色）の堆積状況(崩壊地 No.6)

層スベリである。ちなみに、調査個数86個のスベリ面の位置の内訳は、火山灰土または基岩風化土と降下軽石層の境界面65個（76%）、基岩とその風化土の境界面11個（13%）および基岩と火山灰土の境界面10個（11%）である。

斜面崩壊の原因を、雨水の地表および地中における動態の違いから自重増加、湧出水、がけ脚水位増加に分けると、調査個数83個の原因別内訳は、それぞれ39個（47.0%）、31個（37.3%）、13個（15.7%）となる。湧出水による崩壊の原因は、現地においても、写真—3に示すように崩壊後の湧出水の跡から観察された。

崩壊した斜面の原因別平均傾斜度は、がけ脚水位増加による崩壊 56.4度、自重増加による崩壊 45.4度および湧出水による崩壊 40.7度である。湧出水による崩壊は、自重増加による崩壊より緩斜面で発生している。また、原因別の平均崩壊面積は、がけ脚水位増加 133.4m²、自重増加 215.4m²、湧出水 240.4m²で、原因によって異なった値を示す。

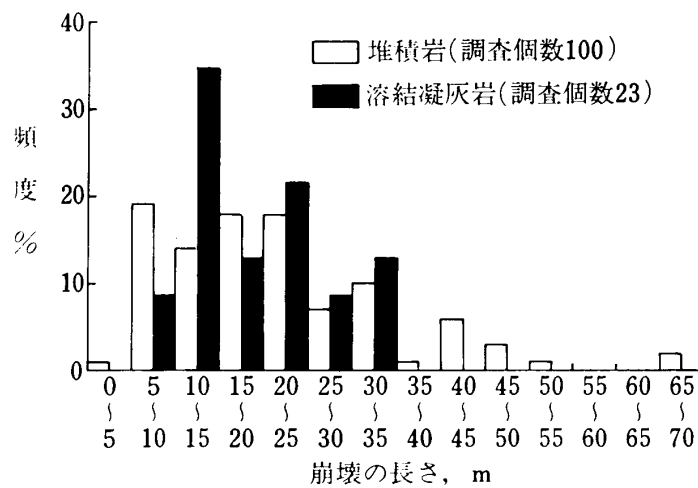
3. 崩壊の形状、規模

図—12, 13は、それぞれ崩壊の長さ、幅の度数別頻度分布を示す。崩壊の長さは、地質によって異なり、堆積岩は溶結凝灰岩にくらべ大きい値を示している。崩壊の幅は、崩壊地のほとんどが25m以内で、地質による差は見られない。

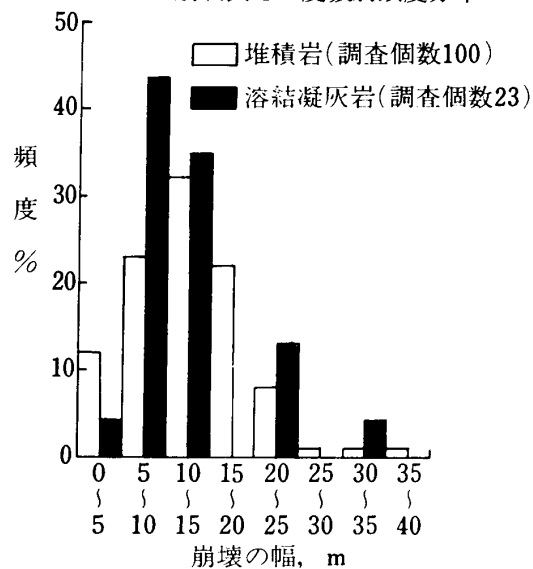
崩壊の深さは、その多くが 60cm 以内に分布する。崩壊の深さを斜面の傾斜度との関係で示したのが図—14である。傾斜度が大きくなれば崩壊深さは小さくなる。前述したように、崩壊形態は、その



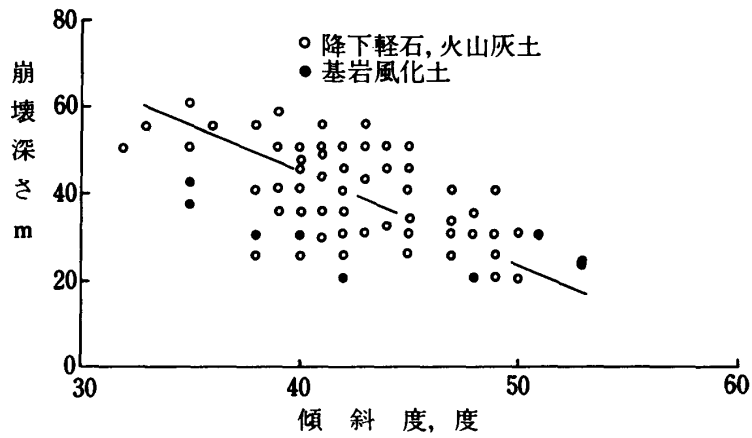
写真一3 湧出水の跡（崩壊地 No. 6）



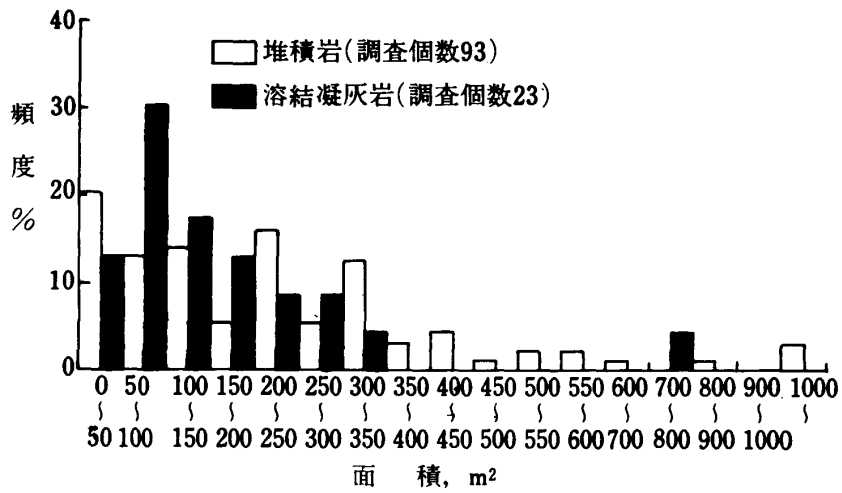
図一12 崩壊長さの度数別頻度分布



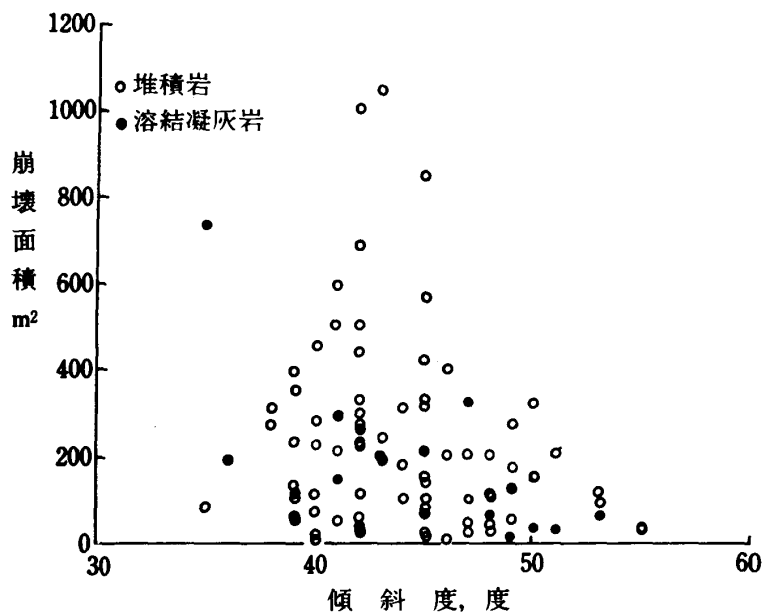
図一13 崩壊幅の度数別頻度分布



図—14 崩壊深さと傾斜の関係



図—15 崩壊面積の度数別頻度分布



図—16 崩壊面積と傾斜度の関係

多くが火山灰土を境に、その上部をおおう降下軽石がすべり落ちたものである。したがって、崩壊の深さは、降下軽石層の厚さを表わしていることになる。

図-15, 16は、それぞれ崩壊面積の度数別頻度分布、崩壊面積と傾斜度の関係を示したものである。崩壊地の面積の多くは、 450m^2 以内と小規模である。崩壊面積は傾斜度の増加に対し指数的に減少する。

また、崩壊面積は地質によって異なり、堆積岩の崩壊面積にくらべ溶結凝灰岩のそれは小さい。地質別平均面積は堆積岩 224.8m^2 、溶結凝灰岩 165.8m^2 である。

4. 崩壊地の微地形、微地質

表層スベリの発生には、微地形が大きく影響する⁴⁾。本調査地では、岩石の選択的侵食、横ズレ断

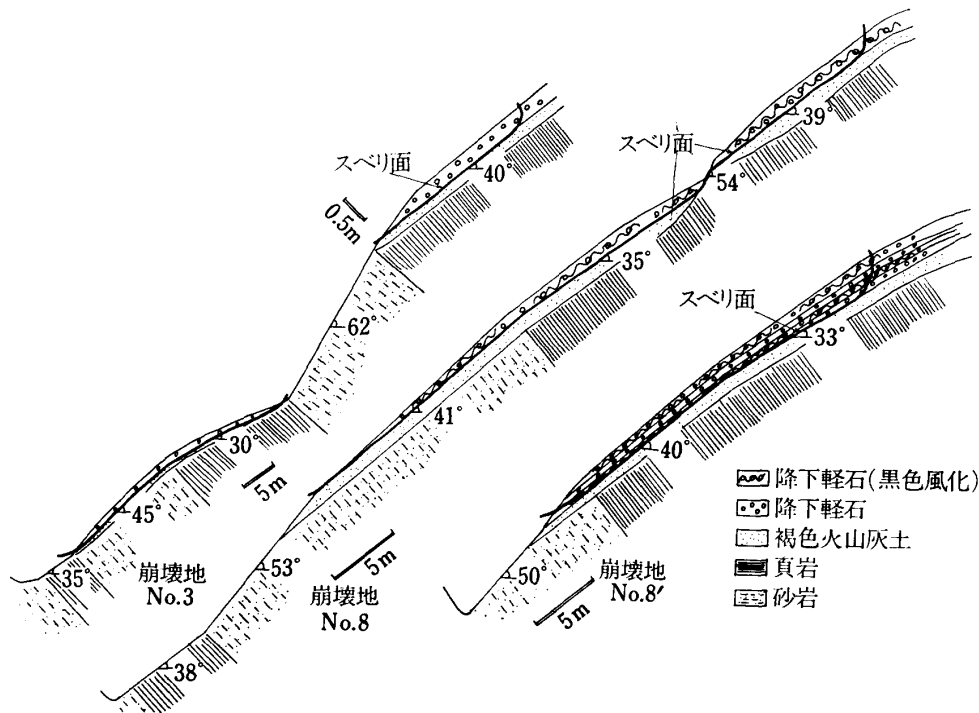


図-17 崩壊地の微地形、微地質

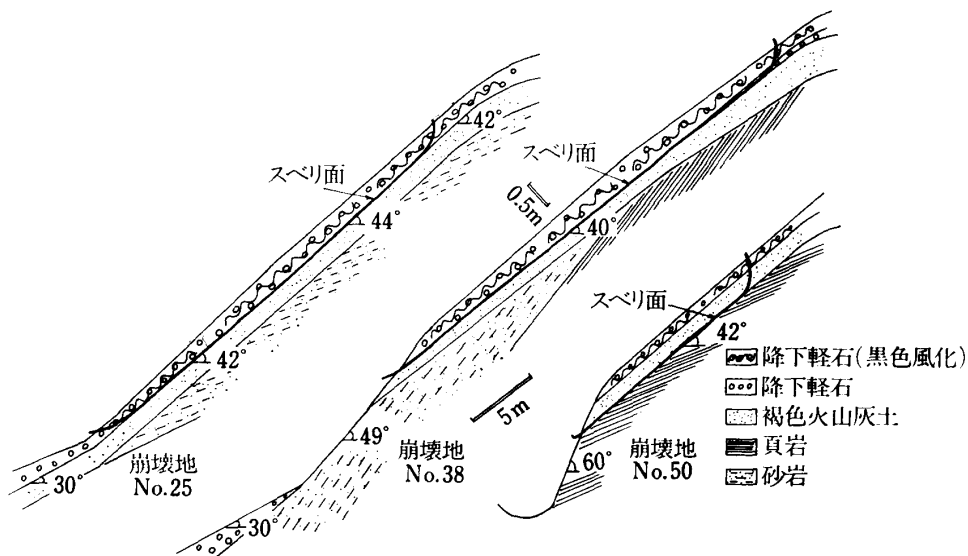
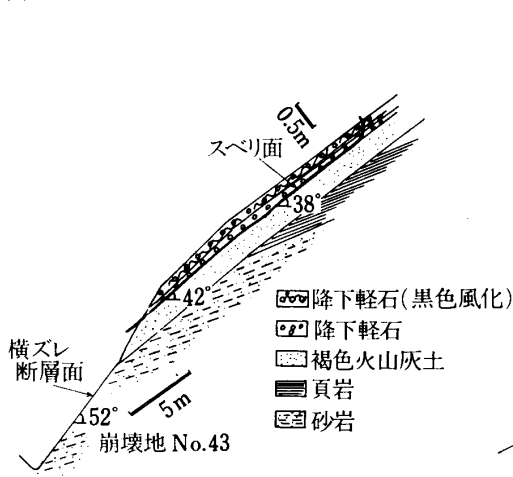


図-18 崩壊地の微地形、微地質

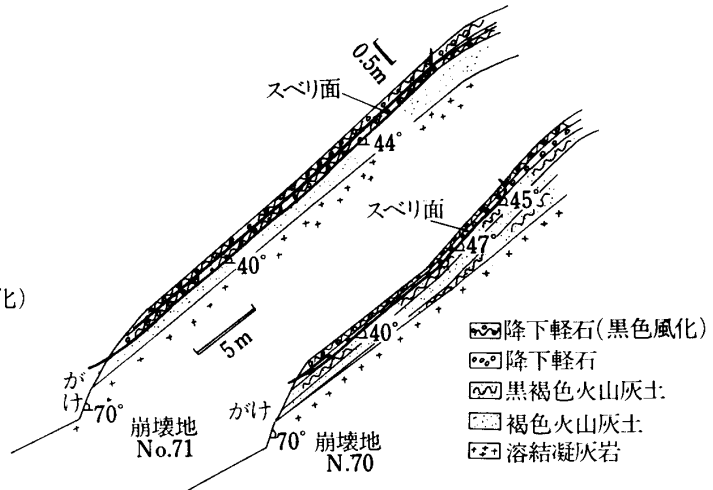
層などを反映して、複雑な微地形の変化が認められた。

図一17から図一21は、地質および地質構造の違った代表的崩壊地の断面形状を実測したものである。砂岩と頁岩の互層からなる堆積岩では、硬岩の砂岩と軟岩の頁岩が選択的侵食を受け、斜面は凹凸の複雑な地形を形づくっている。この微地形の変化の程度は、地質構造によって影響を受ける。

図一17の受け盤構造は、図一18の流れ盤構造より、地形変化の度合は大きい。図一19に示すように横ずれ断層が観察された崩壊地では、斜面は急激に変化する。横ずれ断層が観察された斜面には多くの崩壊の発生が認められている。

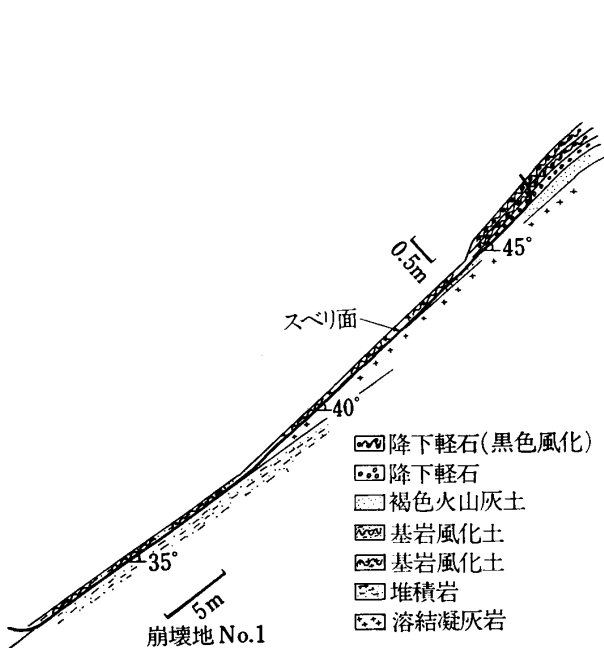


図一19 崩壊地の微地形，微地質

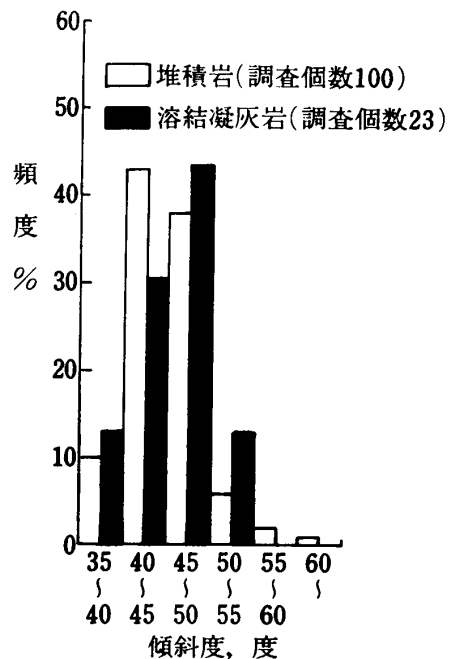


図一20 崩壊地の微地形，微地質

溶結凝灰岩の斜面では、がけの形成が見られ、これが微地形の変化に影響を与えている。図一20は、溶結凝灰岩における断面実測図を示す。また堆積岩と溶結凝灰岩の地表での境界においても地形は変化する。図一21は、このような場合の代表的崩壊地の断面形状を示したものである。斜面の傾斜度は、微地形の変化に応じて、同一崩壊地でも違った値をもつので、平均値をとり、その度数別頻度分布を示すと図一22のようになる。40～50度の傾斜度の斜面が80%をしめる。火山灰土，降下軽石の堆積形



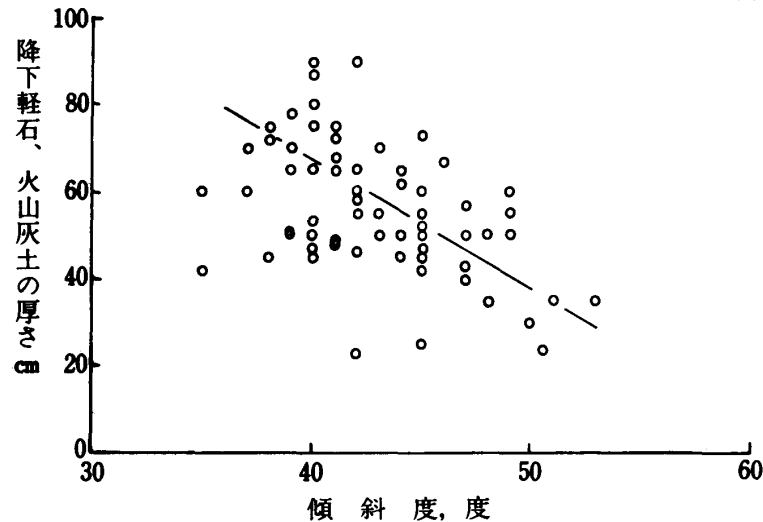
図一21 崩壊地の微地形，微地質



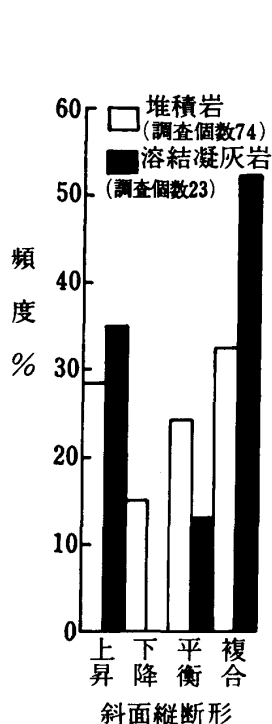
図一22 度数別傾斜度頻度分布

状は、堆積岩、溶結凝灰岩の複雑な地形の変化を反映する。火山灰土、降下軽石の堆積厚さは、堆積岩では急傾斜の砂岩において薄く、緩傾斜の頁岩において厚い。図一23は、火山灰土、降下軽石の堆積厚さを傾斜度に対してプロットしたものである。傾斜角が大きくなれば、厚さは減少する。斜面の一部に52度以上の急傾斜の砂岩の斜面、断層斜面および溶結凝灰岩のガケが存在すれば、その部分では火山灰土、降下軽石の堆積は見られず、斜面全体として、不連続な堆積構造を示す。このような斜面では、降下軽石、火山灰土は不安定な状態にあり、崩壊しやすい斜面となる。

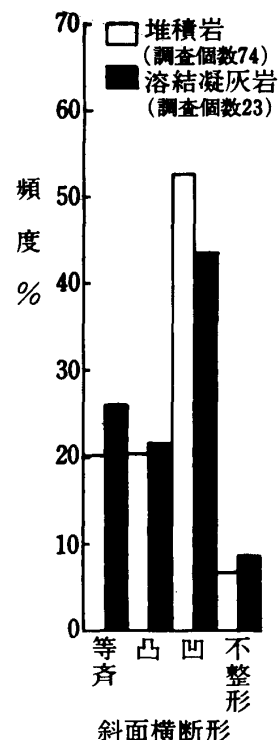
以上、微地形の変化が斜面崩壊に重要な影響を及ぼすことが、明らかになったので、さらに進んで、微地形を定量的に表現するいくつかの因子と崩壊の関係を見る。図一24、25は、それぞれ崩壊した斜面の縦断形、横断形の分布頻度を示したものである。斜面の縦断形を上昇、下降、平衡および複合斜



図一23 降下軽石、火山灰土の厚さと傾斜の関係

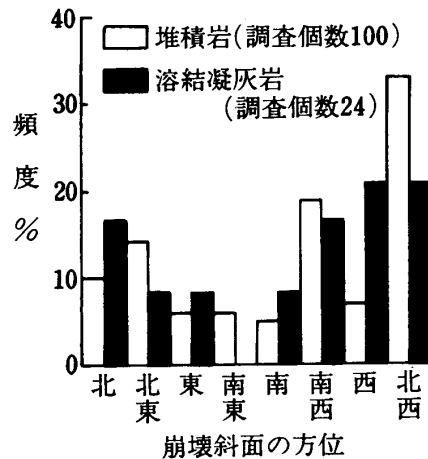


図一24 斜面縦断形頻度分布



図一25 斜面横断形頻度分布

面に分類すると、調査個数97個の内訳は、それぞれ、29個(29.9%)、11個(11.3%)、21個(21.7%)、36個(37.1%)となる。溶結凝灰岩では、下降斜面の崩壊は1個も見られなかった。斜面の横断形は、等斉、凸、凹および不整形斜面に分類した。調査個数97個の内訳は、それぞれ21個(21.7%)、20個(20.6%)、49個(50.5%)、7個(7.2%)となる。

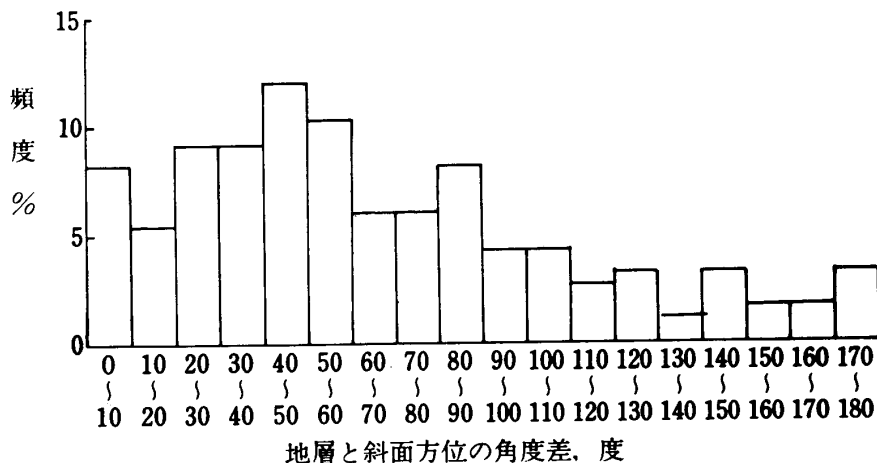


図—26 崩壊斜面方位の頻度分布

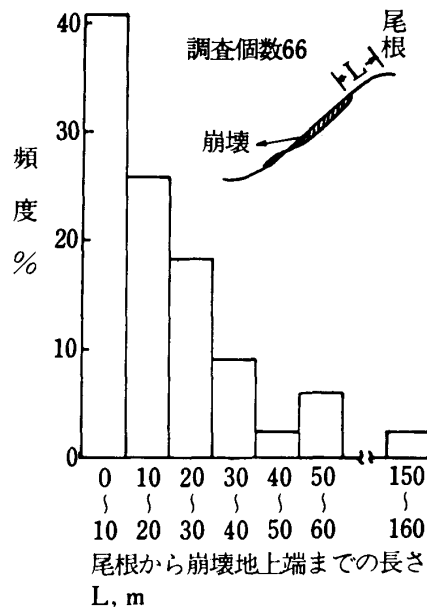
図—26は、崩壊した斜面の向きを8方位に分け、その頻度別分布を示したものである。調査個数124個の方位別内訳は、北西38個(30.6%)、南西23個(18.5%)、北東16個(12.9%)、北14個(11.3%)、西12個(9.7%)、東8個(6.5%)、南7個(5.7%)および南東6個(4.8%)である。北寄りの斜面を合計すると60%近い頻度となり、この方位に崩壊の偏在性が見られる。地質別に見ると、方位の偏在性は堆積岩だけにあらわれ、溶結凝灰岩にはない。堆積岩の構造から考えると、崩壊地が多く偏在する北寄りの斜面は、地層の傾斜方向と一致する流れ盤構造を示す。

図—27は、地質構造と崩壊の関連を定量的につかむために、地層と斜面方位の角度差の度数別崩壊発生個数頻度分布を示したものである。この方法は、地すべり発生条件の分析にも用いられている⁵⁾。斜面は、地層と斜面方位の角度差が0から90度の範囲内にあれば、流れ盤構造、90から180度の範囲内にあれば、受盤構造となる。分析結果は、流れ盤構造に74.5%の多くの崩壊が発生している。

地形の位置からみると、崩壊は、地形の変換点で発生する傾向をもっている。図—28は、崩壊の発生位置を、崩壊の上端から尾根までの長さ(斜距離)で表わし、その度数別頻度分布を示したものである。崩壊の90%は、尾根から40m以内と短い長さで発生する。山地崩壊の予防と言う点で考える



図—27 地層と斜面方位の角度差の度数別頻度分布

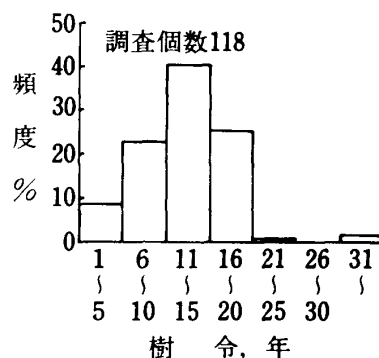


図一28 尾根から崩壊地上端までの長さの度数別頻度分布

と、尾根から崩壊上端までの長さに崩壊の長さを加えた、尾根から 60~70m の範囲内では、森林の取り扱いに注意することが必要である。

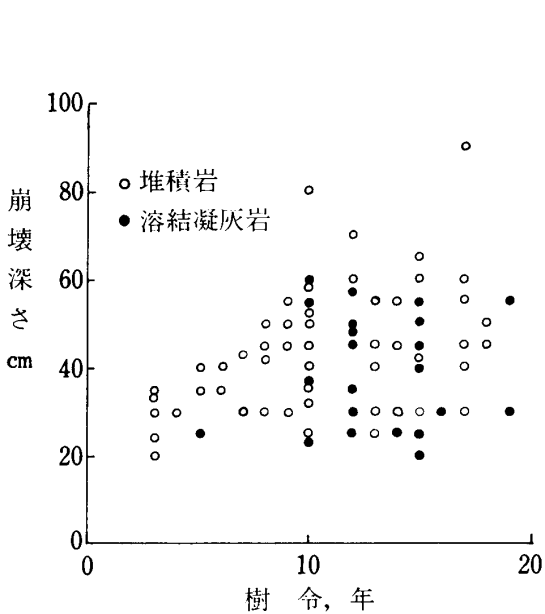
5. 崩壊地の植生

山地崩壊の樹種別発生頻度を見ると、調査個数 118 個の内訳は、スギ、ヒノキ、マツの針葉樹林 108 個 (91.5%)、広葉樹林 10 個 (8.5%) となり、ほとんどの崩壊は針葉樹林に発生している。樹令は図一29 の度数別崩壊発生頻度分布に示すように、90% 以上の崩壊は20年以下の幼令林分で発生している。松崎川上流域は、1947年の航空写真による観察では、その当時広葉樹林でおおわれていた森林も1955 年ごろから伐採が進み、今日では、その後植栽された樹令 20 年以下の針葉樹林に変化をとげている。串良川上流域では、1947年当時、20年前後の幼令針葉樹林だった森林は、現在では、樹令50~60年の壮令林に生長している。

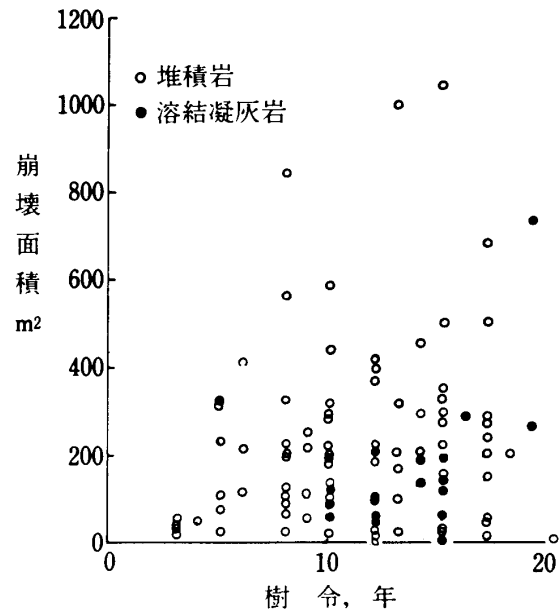


図一29 樹令による度数別崩壊発生頻度分布

図一30, 31は、樹令に対し、それぞれ崩壊深さ、崩壊面積の関係を示したものである。樹令が大きくなると、崩壊深さ崩壊面積は増加する傾向が見られる。この原因は、樹令が大きくなるとともに根系が生長し、深さ、平面方向にわたって表土層を深く、広く緊迫することによるものと考えられる。根系の伸長度を土層断面との関連で観察した結果によると、調査個数39個の内訳は、最上層の降下軽石層までの根の伸長 17 個 (43.6%)、その下層の火山灰土までの根の伸長 15 個 (38.5%) および基岩風化土までの根の伸長 7 個 (17.9%) となる。根の密度は、降下軽石層が最も密で、火山灰土、基岩風化土では疎になる。



図—30 崩壊深さに及ぼす樹令の影響

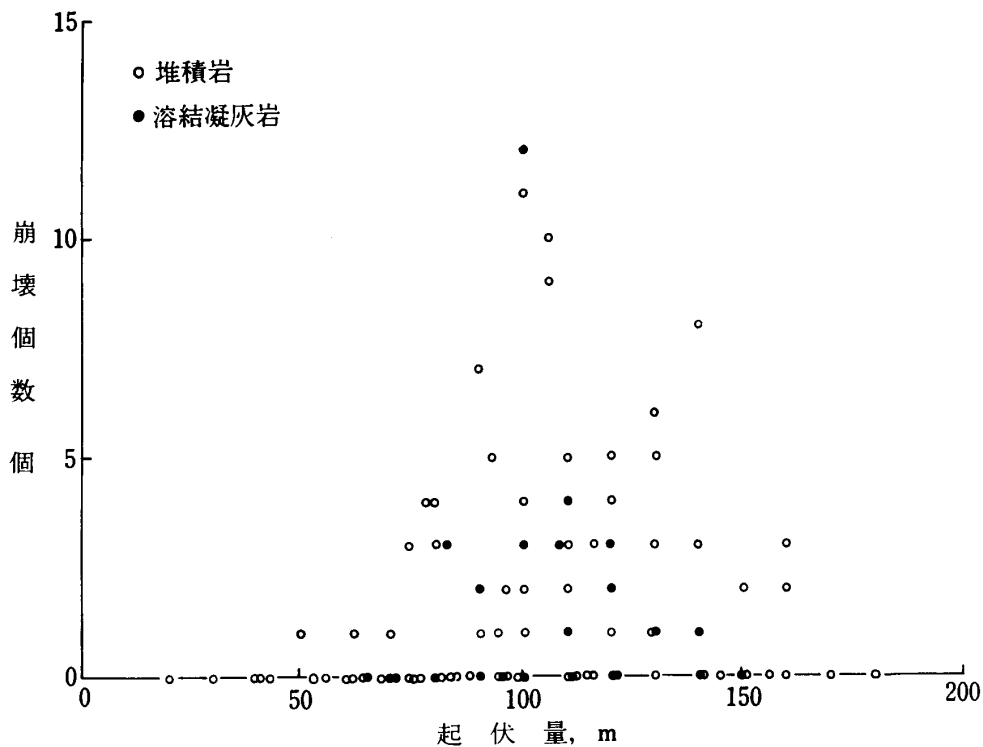


図—31 崩壊面積に及ぼす樹令の影響

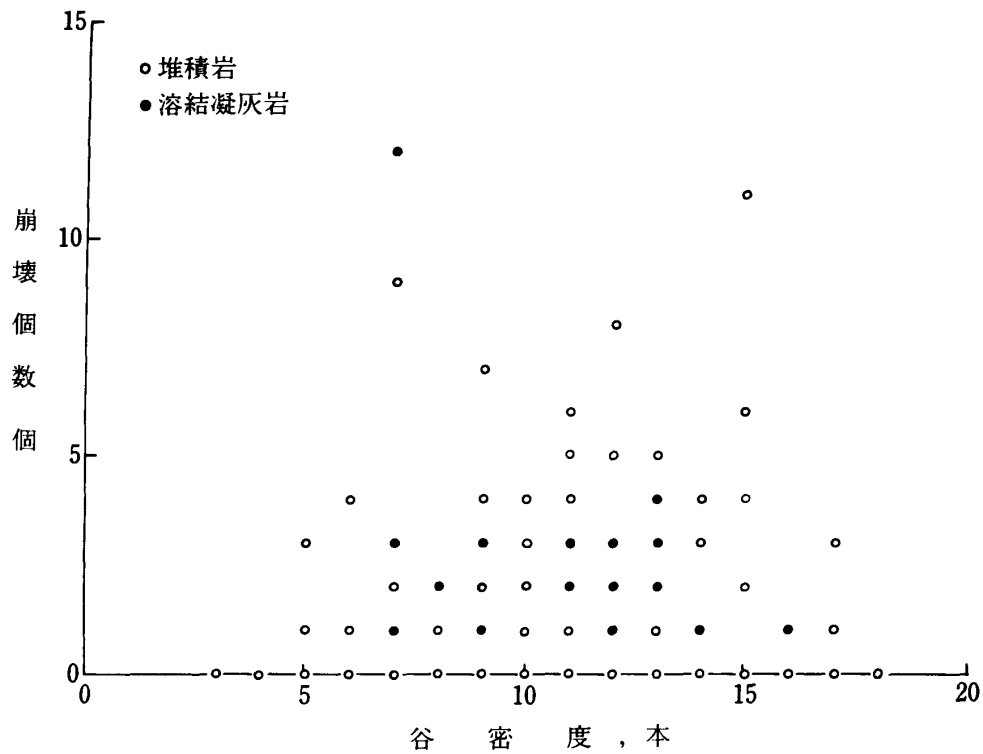
6. 崩壊の分布と資料解析結果との相互関係

崩壊地の分布とそれに及ぼす地形、植生因子との関係について単相関分析を行った。その結果を図—32から図—36に示す。

起伏量に対し崩壊数は、その値が100を境に前、後で、それぞれ増加、減少する。谷密度と崩壊数の間には明確な関連性は見られない。コンター数（傾斜度）に対する崩壊数の関係も判然としないが、しいて判断すると、コンター数12～13を境に前後で、それぞれ増加、減少する傾向が見られる。針葉樹面積率、樹令に対して、崩壊数はそれぞれ、増加、減少傾向を示す。

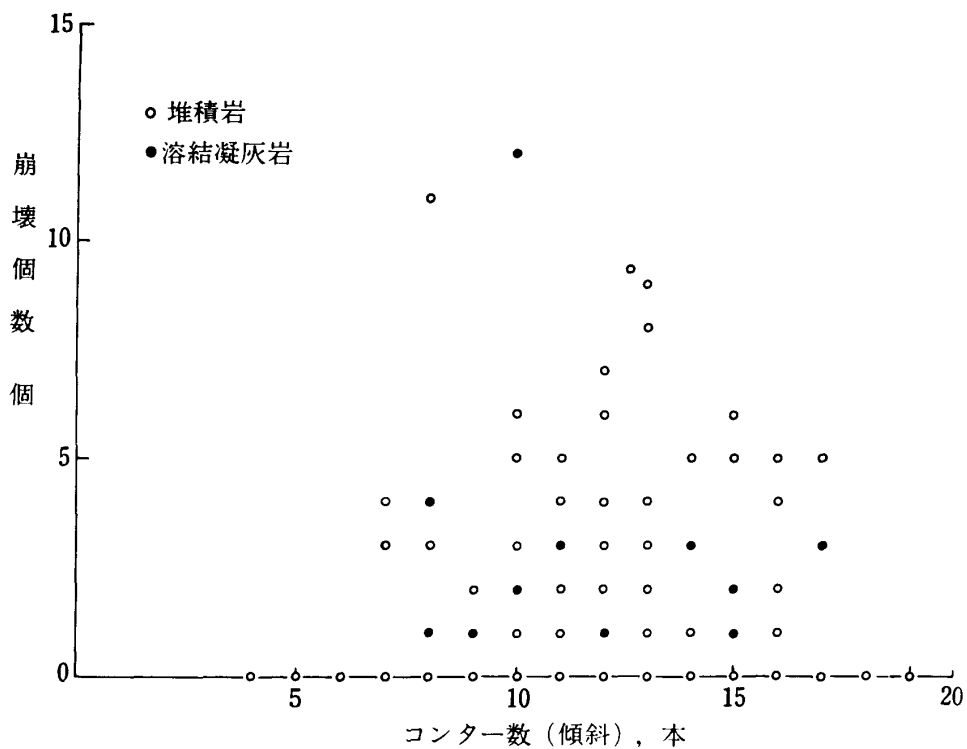


図—32 崩壊個数と起伏量の関係

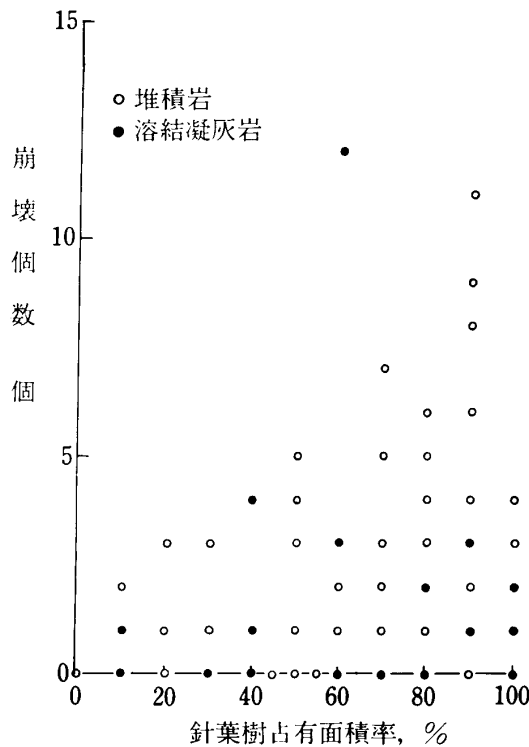


図—33 崩壊個数と谷密度の関係

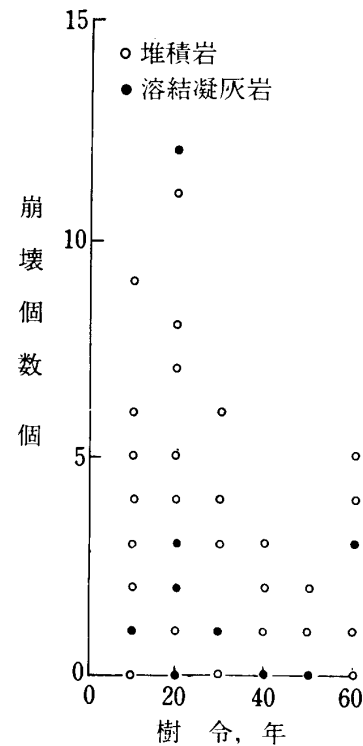
以上の結果を総合すると，崩壊分布と地形，植生の間に，満足すべき結論を得ることはできなかった。この理由の大きな原因は，崩壊に及ぼす要因が，それぞれ独立ではなく，重層的な構造をもっていることによるものである。したがって，崩壊の分布とそれに影響する因子の満足すべき関係を得るためには，因子の重層的構造を考慮に入れた解析方法を用いる必要がある。



図—34 崩壊個数とコンター数の関係



図—35 崩壊個数と針葉樹占有面積率の関係



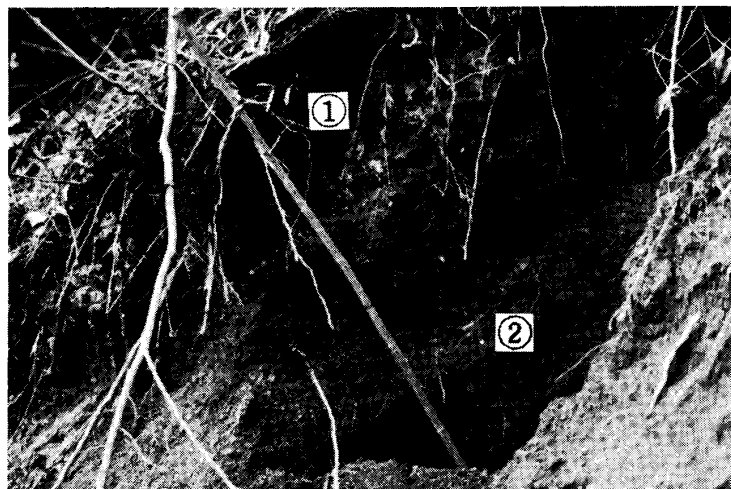
図—36 崩壊個数と樹令の関係

しかし、そのような解析をまづまでもなく、定性的には、崩壊の分布特性と地質、地形、および植生の地域ごとの違いおよび崩壊と植生の歴史的变化を通して、今回の崩壊の分布の原因が推定できる。まず、松崎川上流部を例にして、崩壊が集中した原因を考えてみよう。この地域における地質、地形、植生は次のような性質をもっている。①溶結凝灰岩が分布する、②横ずれ断層が存在する、③起伏量は80~160m値をもつ(単相関分析ではこの範囲で崩壊分布は大きい)、④谷密度は9以上の大きな値をもつ、⑤傾斜度はコンター数で8以上を示す、⑥針葉樹面積率は大きい、⑦樹令は20年以下が広く分布する。崩壊はこれら7個の要因が複合して発生したものであろう。また、1947年撮影による航空写真の観察によれば、その時の崩壊地分布は、今回の災害と同様、集中的分布を示しているが、植生は、面積のほとんどが広葉樹林によっておおわれている。この事実は、松崎川上流域では、植生因子より地質、地形因子が崩壊の大きな素因となっていることを物語るものである。

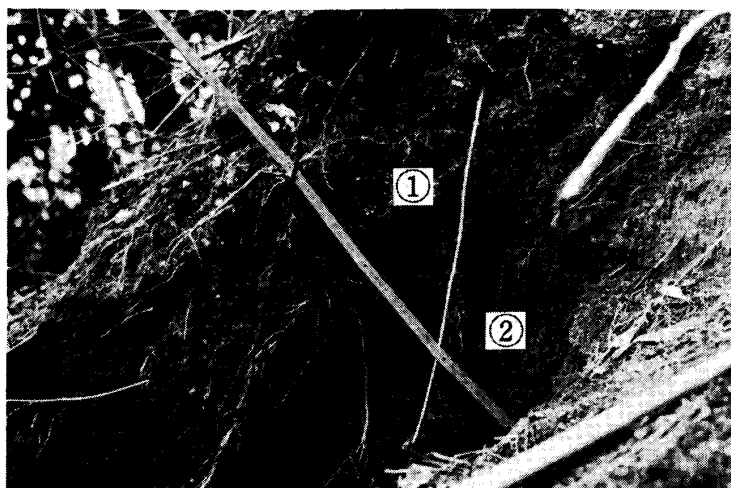
串良川上流域を例にすると、崩壊個数は1947年を最高に、1970年、1972年および1976年と減少している。植生は、1947年当時、樹令20年前後の針葉樹幼令林だったのが、現在では樹令50~60年の壮令林となっている。したがって、この地域における最近の崩壊数の減少は、植生の変化と対応しているようである。すなわち、森林の生長が、崩壊の発生を防止している。なお、この地域の地質、地形は、花こう岩が分布していること、現地調査の範囲内では断層の存在を確認できなかったこと以外は、松崎川上流域と同様の性質を示す。

7. 表層土の土質工学的性質とスベリ面の位置

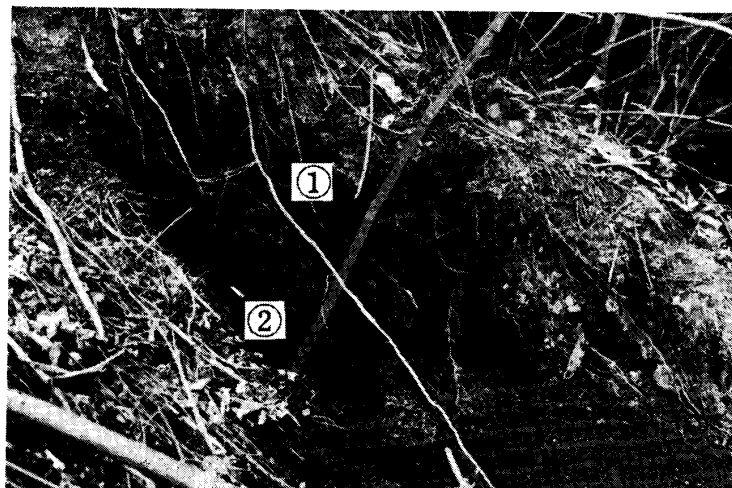
本演習林地域は、桜島火山を噴出源とした、降下軽石、火山灰土が斜面をおおっている。多くの崩壊地に見られる表層土の層序は、地表面から腐植土、降下軽石、火山灰土、基岩風化土の順で構成される。腐植土は厚さ4~5cmの黒色土である。降下軽石は、風化が進んでいないものでは灰色、風化したものは黒灰色または黒色となる。火山灰土は、褐色火山灰土が最も多く、旧地表面の部分では黒褐色または黒色火山灰土も一部見られる。基岩風化土は堆積岩、溶結凝灰岩の表層部の風化土である。



断面 1 (上部)



断面 2 (中部)



断面 3 (下部)

写真—4 土層断面図 (崩壊地 No. 8') (①降下軽石, ②火山灰土)

代表的崩壊地 (No.8') における土層断面を写真-4 に示す。降下軽石は、崩壊地によっては、時をかえて、2層以上の堆積を示す所もあった。急傾斜地では降下軽石堆積前の侵食によって、火山灰土が存在しない所もある。また、尾根などの緩斜面では降下軽石層の下に、褐色の降下軽石が堆積している所も見られた。表層土の土質工学的性質は、現地で測定した硬度 (指標硬度) と室内実験による物理的指数からなる。

図-37は、降下軽石、火山灰土および基岩風化土の自然含水比の度数別頻度分布を示す。土によって、自然含水比の分布パターンは異なる。平均値は、降下軽石 55%, 火山灰土 75.9%, 基岩風化土 38.8% である。

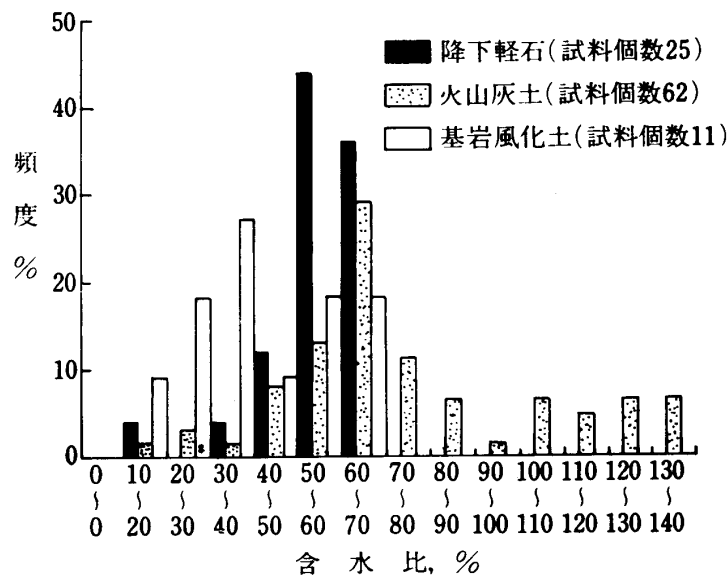


図-37 自然含水比の度数別頻度分布

図-38は、比重の度数別頻度分布を示す。分布パターンは、自然含水比と同様、土によって異なる。平均値は、降下軽石が 2.46 と小さく、火山灰土 2.62, 基岩風化土 2.70 となる。

図-39は、降下軽石、火山灰土および基岩風化土の粒度分布を6のタイプに分類したものである。最上層の降下軽石はタイプ①, ②, ③と④からなる。風化していない降下軽石は①に、風化が進み黒色化してくるとタイプ②, ③, ④となる。降下軽石の多くはタイプ②と③を示す。火山灰土は、タイプ②, ③と④からなる。火山灰土の多くは、タイプ②と④を示す。基岩風化土はタイプ④, ⑤と⑥からなるが、その多くはタイプ④と⑤に属する。土によって粒度分布は違ったタイプをとる。

降下軽石、火山灰土および基岩風化土の塑性図上の位置を図-40に示す。いずれの土も、液性限界の大きさに比較し、塑性指数は小さい値を示し、Aラインの下方に位置する。

図-41は、間ゲキ比の度数別頻度分布を示す。土によって頻度分布のパターンは異なる。間ゲキ比の平均値は、火山灰土が 3.7 で最も大きく、ついで降下軽石 2.44, 基岩風化土 1.52 となる。以上、土層間で、土の物理的指数は大きな違いを示す。

図-42は、力学的性質としての土の指標硬度の分布とその平均値を示したものである。降下軽石、火山灰土および基岩風化土の間で指標硬度は異なる。

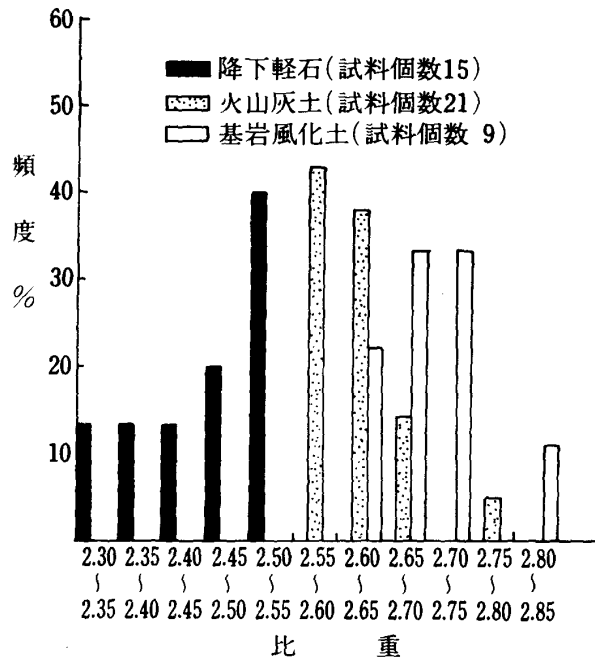


図-38 比重の度数別頻度分布

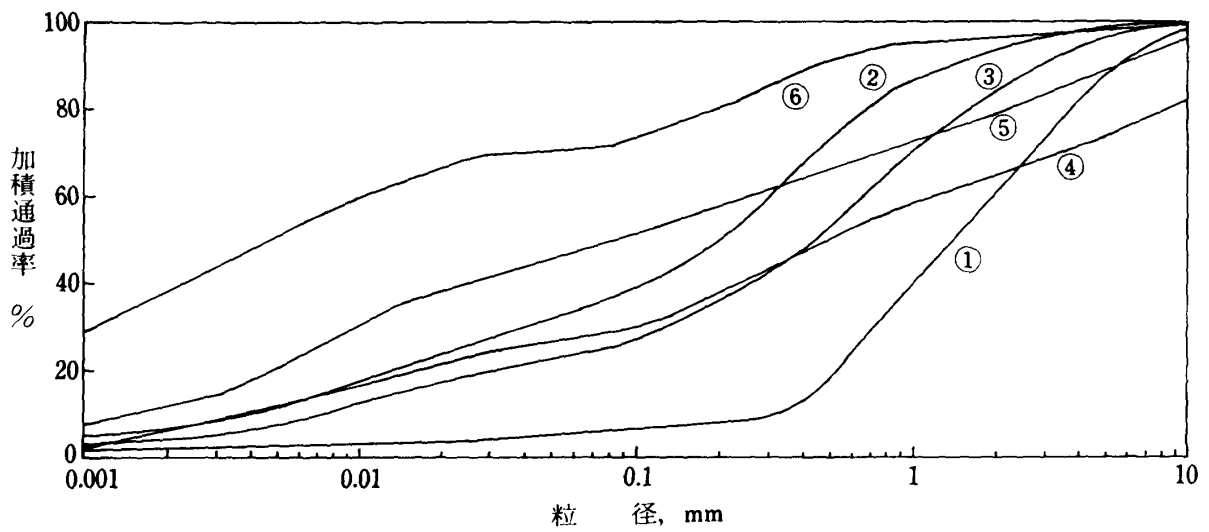


図-39 粒度分布のタイプ

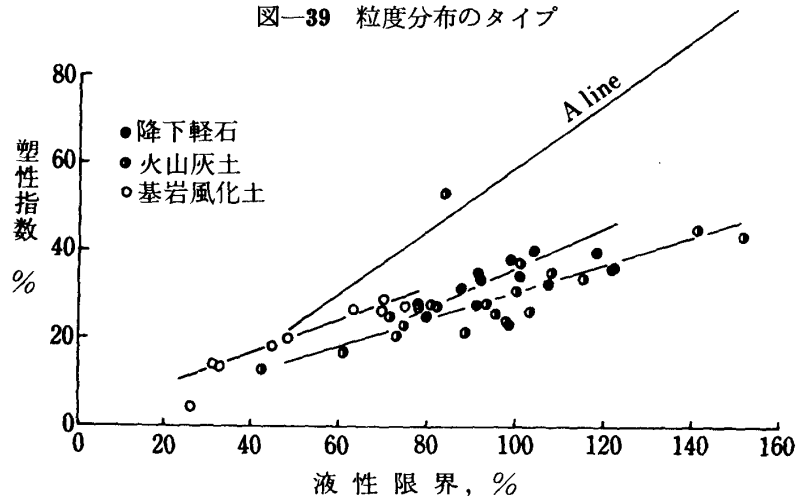
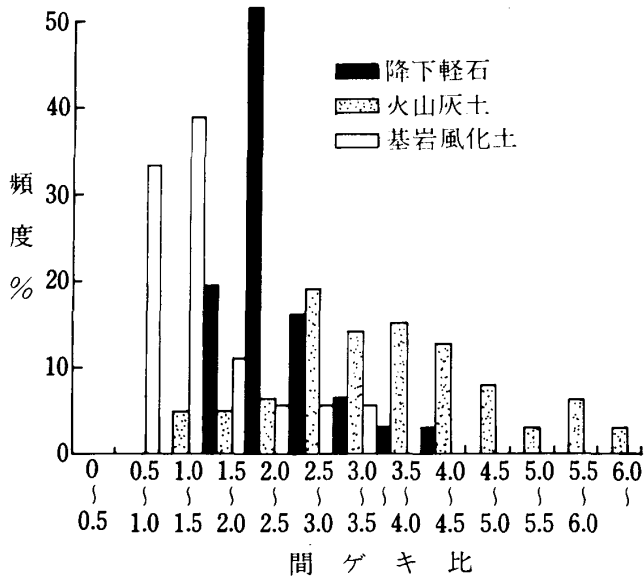
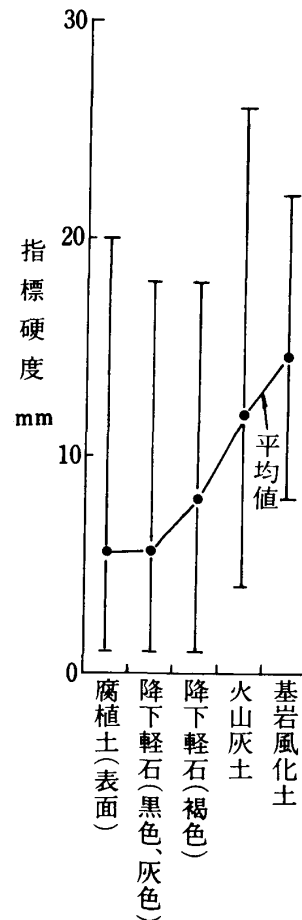


図-40 降下軽石、火山灰土および基岩風化土の塑性図上の位置



図—41 間ゲキ比の度数別頻度分布



図—42 指標硬度の分布範囲と平均値

要 約

1976年6月の梅雨前線豪雨によって、鹿児島大学農学部附属高隈演習林においては200個をこえる山地崩壊が発生した。本演習林内の垂水市高峠では、総雨量 556mm、最大時雨量 45mm と大きな値を記録した。本演習林は、大隅半島西北部の鹿児島県垂水市に位置する。

筆者等は、本演習林に発生した山地崩壊の実態とその原因を明らかにするために、現地調査、資料解析および土質試験を行った。以下得られた結果を要約すると次のようである。

1) 地質は、堆積岩(四万十層)、溶結凝灰石、花こう岩からなり、さらにそれらをおおう形で降下軽石、火山灰土がほぼ全体に分布する。

2) 地形は、地質と地質構造を反映して、流域によって違った性質を示す。

3) 植生はビシャゴ岳の西方斜面に広葉樹林が集中して存在するが、ほかは、針葉樹林の占める割合が大きい。とくに、松崎川、串良川上流域の針葉樹占有率は大きい。北部は樹令20年以下の幼令林が多い。

4) 崩壊地は、1947年から1976年まで北部から牛根境、高野に面する流域斜面、松崎川上流域斜面、佛石川上流域斜面および串良川上流域斜面に集中して発生する。

5) 崩壊の形態は、火山灰土を境にその上の降下軽石がすべった表層スベリである。崩壊の原因は湧出水によるものが最も多く、ついで自重増加によるものがつづく。湧出水によるものは自重増加によるものに比較し、緩斜面で発生する。

6) 崩壊面積は、その多くが 450m^2 以下で小さく、地質によって異なる。崩壊深さは 60cm 以内である。

7) 地質構造、岩石の選択的侵食によって微地形は複雑に変化する。その結果は、降下軽石、火山灰土の堆積および崩壊に重要な影響を与える。崩壊は、流れ盤構造の斜面で、その 74.5% が発生する。崩壊地点の斜面上の位置は尾根から 40m 以内が大部分を占める。

8) 樹令20年以下の幼令針葉樹林で多くの崩壊が発生する。崩壊深さ、崩壊面積は樹令の増加とともに大きくなる。

9) 地域ごとの地質、地形、植生の性質および崩壊分布、植生の歴史的変化を見ることによって崩壊分布の特性に及ぼす原因が推定できる。

10) 降下軽石、火山灰土および基岩風化土の土質工学的性質の違いがスベリ面の位置を決定する。

謝 辞

末筆ではあるが、本研究を行うについては、調査当時の演習林長 徳重陽山教授、高隈演習林 黒木晴輝助教授はじめ演習林の職員諸氏に多くの御援助と御協力をいただいた。ここに記して厚く謝意を表する。

文 献

- 1) 下川悦郎・春山元寿：斜面崩壊と火山性堆積物の土質工学的性質。鹿大農学術報告，28，投稿中（1978）
- 2) 鹿児島県：岩川 5 万分の 1 表層地質図・志布志湾開発地域土地分類基本調査（1972）
- 3) 橋本勇：九州南部における時代未詳層群研究の総括。九州大学教養部地学研究報告，9，13—69（1962）
- 4) 竹下敬士：地形的災害と斜面の微地形に関する森林立地学的研究。福岡県林業試験場時報，13，1—116（1961）
- 5) 藤田崇・平野昌繁・波田重熙：徳島県川井近傍の地すべりの地質構造規制。地すべり，45，25—36（1976）

Summary

Landslides on mountainous slopes counting more than 200 cases, occurred in the Takakuma Experimental Forest of Kagoshima University, owing to the heavy rain caused by the Baiu-front in June, 1976, with the total rainfall amounting to 556mm , the maximum rainfall per hour being 45mm in Takatoge, Tarumizu-shi. The Takakuma Experimental Forest lies in Tarumizu-shi, Kagoshima prefecture, in the northwest of the Osumi Peninsula.

Field investigations, data-analyses, and soil-tests were carried out in order to clarify the conditions and causes of landslides in the Forest. The results are summarized as in the following:

- 1) The geology is composed of sedimentary rock (Shimanto group), welded tuff and granite covered with pumice-fall and volcanic-ash.
- 2) In accordance with the varieties in the geological structures the topography shows different forms at the respective drainage basins.
- 3) The greater part of the forest is covered with needle-leaf trees, excepting the western slope of Bishagodake.
- 4) Most of the landslides had taken place in the slopes confronting Sakai, Takano and along the Matsuzaki river, Butsuseki river and Kushira river basins during the period from 1947 to 1976.

5) The type of landslides is the topsoil-sliding in which the sliding collaption of pumice-fall is brought forth between the layers of volcanic-ash. The landslides were mostly caused by piping. The slope gradient on which the landslide is caused by piping is less than that on which it is caused by weight-increasing of the soil-mass.

6) The area and depth of landslides are less than 450m² and 60cm, respectively; and the former is to be influenced by the geology.

7) In the micro topography of the slope, some complex variations are to be brought about through the geological structures and selective erosion of rocks. And, formation of this gives significant influences both on the deposits of pumice-fall, volcanic-ash, and on the occurrence of landslides. It was on the inface that about 75 per cent of the landslides occurred. In the slope the position on which the landslides occurred was noted within 40m, a distance stretching from the upper part of landslide to the ridge.

8) Many landslides occurred in the region covered with comparatively young needle-leaf trees less than 20 years old. The depth and area of landslide become larger in accordance with the increase of forest-age.

9) The causes of landslide distributions are to be influenced by the following items: geology, topograpy, foresting under the present date, and the changes in landsliding and foresting viewed in the historical sense.

10) The positions of sliding-surface is to be fixed by the differences in geotechnical properties of pumice-fall, volcanic-ash and the weathering materials of the bedrock.