

しらす海食崖における崖くずれの周期性*

下川悦郎・地頭菌 隆・谷口浩幸**

Periodicity of Landslides on Shirasu (Pyroclastic Flow Deposits) Sea Cliffs*

Etsuro SHIMOKAWA, Takashi JITOUSONO and Hiroyuki TANIGUCHI**
(Laboratory of Erosion Control)

はじめに

鹿児島県の沿岸部では、薩摩半島の西側市来町から吹上町にかけてと東側鹿児島市から指宿市にかけて、大隅半島の西側垂水市から大根占町にかけてと東側志布志湾岸部で、しらす（始良カルデラ入戸火砕流堆積物）海食崖が広範囲に発達している。崖斜面は熔結度の低いしらすから構成されていること、また極めて急峻であることから絶えず崖くずれが発生しているものと考えられ、崖面はいつ見ても全体が植生で被覆されていることはほとんどなくどこかがしらすの白い地肌をあらわにしている。

こうした海食崖は急崖部が利用されることはなくても、崖下は道路や農地ときとして居住地として利用されているところがあり、崖くずれによる土砂災害がよく発生している。なかでもここで取り上げる薩摩半島の南東部揖宿郡喜入町崩中（くえなか）と下ノ崩（しものくえ）では、6・7月の梅雨期と8・9月の台風期になるとほぼ毎年と言っていいほど発生する崖くずれによって、崖下を平行して通る国道226号線と国鉄指宿線が路面の破壊や埋没などによる被害を受けている。崖くずれによる被害をなくすため、国道は1972年から1974年にかけて実施された総延長約1500mに及ぶ海岸埋立て工事によって旧道から約9m海岸側に移されたが、それでも崖くずれによる土砂災害の危険から完全に解消されたわけではない。現在でも、連続雨量が100mmをこえると国道と鉄道では通行注意や通行止めの規制がなされている。最近では、1983年6月21日の雨によって多数の崖くずれが発生し、その土砂によって部分的に国道と鉄道が埋没し一時不通となっている。

本研究は喜入町崩中・下ノ崩海食崖を対象とし、まず①降雨条件や分布・形態・植生など崖くずれの発生状況について概括的に把握すること、同時に②崖くずれが頻発していることに着目しその理由を山くずれの周期性・免疫性の立場から考えようとして実施したものである。さらに③山くずれの周期性・免疫性に基づいて崖くずれの予知の可能性についても検討する。②と③の課題は山くずれの周期性・免疫性とその予知に関する研究^{1,2,3)}の一環をなすものである。

調査地

調査地は薩摩半島南東部揖宿郡喜入町に位置する崩中と下ノ崩の二箇所のしらす海食崖である（図-1）。崖の総延長は崩中約2.3km、下ノ崩1.1kmである。

地質は始良カルデラを起源とする熔結度の低い入戸火砕流堆積物（しらす）と、それをおおって台地の平坦面上にみられる新期の火山灰・軽石層からなる。崖は高さ60～70m、傾斜50～70度のきわめ

* 本研究の一部は1983年度日本林学会九州支部大会で発表した。

** 鹿児島県土木部

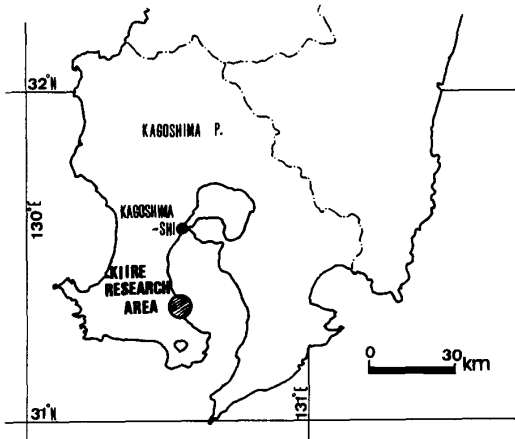


Fig. 1 Location of the Kiire research area.

て急峻な地形をなしている。崖上は崖面と違ってしらす台地特有の平坦な面をなし、崖ぎわまで畑地として利用されている。崖下は、崩中の一部を除いて崖錐地形は形成されておらず、切り立ったまま海に接している。崖下を平行して通る国道226号線と国鉄指宿線の路線敷の一部は海岸を埋立てて造成されたものである。崖面の植生は、クロマツを優先種としヤマハギ・アカメガシワ・イヌビワ・エゴノキなどの陽樹によって大部分占められ、タブノキ・マテバシイ・スダジイ・アラカシなどの陰樹がより緩やかな地形の崖面に見られる。これは、後述するように崖面で崖くずれが頻発し植生の遷移を防げていることによるものであろう。

方法

1. 現地調査

現地では1983年から1984年にかけて下記のような調査を実施した。

(1) 1983年崖くずれの概略調査

現地調査ではまず、1983年6月21日の崖くずれ発生状況の概要を知るために、崖くずれの形態・面積・崩土量・位置・植生などの諸項目について崖下から崖面を近望することによって観察した。崖面はきわめて急峻なため、土層調査の場合を除いて崖くずれ位置まで足を運んでの直接の観察は不可能である。崖くずれの面積は目分量でおおまかに見積った。崖くずれの位置は5000分の1の地形図に書き入れ、調査域における崖くずれの分布図を作成した。なお崖くずれはしらす台地の内部に刻まれた侵食谷の中にも発生しているが、今回はそれらは除き直接国道や鉄道に面する崖面に生じたものだけを対象としている。

(2) 過去の崖くずれ跡地の把握

(1)の調査と同じように崖下から観察することによって、崖面における崖くずれ跡地を判読、地形図に記入した。崖くずれ跡地の判読は、その周囲に形成された小規模の滑落崖（20cm前後の段差）や崖面における植生状態（樹高・樹齢・植生など）の観察に基づいている。判読した跡地の一部については、クロマツの樹齢を間接的に計測、跡地の形成年代を推定した。クロマツは崖くずれ発生同年または翌年には崖くずれ跡地に多数侵入しほぼ一斉林に近い状態の森林を形成するため（写真-1）、崖くずれ跡地形成年代同定の指標植物として有効である。なおクロマツは毎年一段ずつ枝を放射状に形成して生長する特徴があり、枝（幹の下部では枝は枯れてなくなっているが痕跡が残っている）の段数からおおよその樹齢が推定できる。

(3) 樹齢測定

今回の崖くずれ発生の際土層とともに落ちてきた樹木の中から各崖くずれごとに幹径の大きいもの数本を選んで円板を採取、樹齢を測定した。採取した円板の樹種は大部分クロマツである。この調査は、今回の崖くずれと同じところで過去のどの年代に崖くずれが発生したか、すなわち崖くずれの回帰年を樹木年代学的手法によって求めようとして行ったものである。

(4) 土層断面の調査



Photo . 1 Even-aged black pine forest
on the landslide scars.

1983年現在で0～30年以上の経過年数をもつ崖くずれ15箇所について、跡地のほぼ中央部に2個、深さ0.5～1.0mの土層断面をもうけ、土相・色調・厚さ・硬度など土層の観察・計測を行った。土層硬度の測定には山中式土層硬度計を用いた。またその際、土層の物理的性質を求めめるために直径55mm×高さ60mmの鋼製円筒を用いて一定の深さごとに試料を採取した。

2. 土質試験

現地調査時に採取した試料を用いて、比重・含水比・密度・粒度の諸物理的土質試験を行った。各試験の方法は日本工業規格に定められたものに準拠している。土の乾燥による性質の変化を防ぐために、土質試験の試料調整は空気乾燥させない方法によった。

3. 空中写真判読と資料分析

(1) 空中写真判読

1947・1966・1974・1981年建設省国土地理院撮影の4組の空中写真を実体視することによってそれぞれ撮影時点で新しい崖くずれ発生位置を判読した。ただこの場合、崖面が急なためにすべての崖くずれが判読されたわけではない。

(2) 資料分析

建設省鹿児島国道工事事務所と鹿児島鉄道管理局から収集した資料を用いて、過去における崖くずれの発生状況（発生時期・規模・降雨など）について整理した。

崖くずれの発生状況

1983年6月の崖くずれは、しらす台地内部の侵食谷に発生したものを除いて直接国道や鉄道に沿う崖面で発生したものだけでも76箇所にもものぼっている（図-2）。その大部分62箇所は崩中海食崖において発生している。

今回の崖くずれの誘因となった降雨は、建設省鹿児島国道工事事務所前之浜観測所（崩中のほぼ中央部に設けられている）のデータによると、連続降雨量209mm（6月20～21日）、最大日雨量197mm（21日）、最大時間雨量51mm（21日6～7時）を記録している。崖くずれは、その多くが6～7時の最大時雨量時におこっている。崖くずれがどのような降雨条件下で起こるか、鹿児島鉄道管理局による1974年9月から1983年6月までの資料を用いて崖くずれと降雨との関係について分析した。図-3はその結果を示したもので、降り始めから崖くずれ発生時までの連続降雨量を縦軸に最大時間雨量を横軸にした座標上に、崖くずれを崩壊土砂量によって3階級に区分してプロットしたものである。図によると、崖くずれは崩壊土砂量（規模）によって異なった降雨条件下で発生している。すなわち、より大きい規模を有する崖くずれはより大きい降雨のときに起こっている。また崩壊土砂量 $10m^3$ 以上

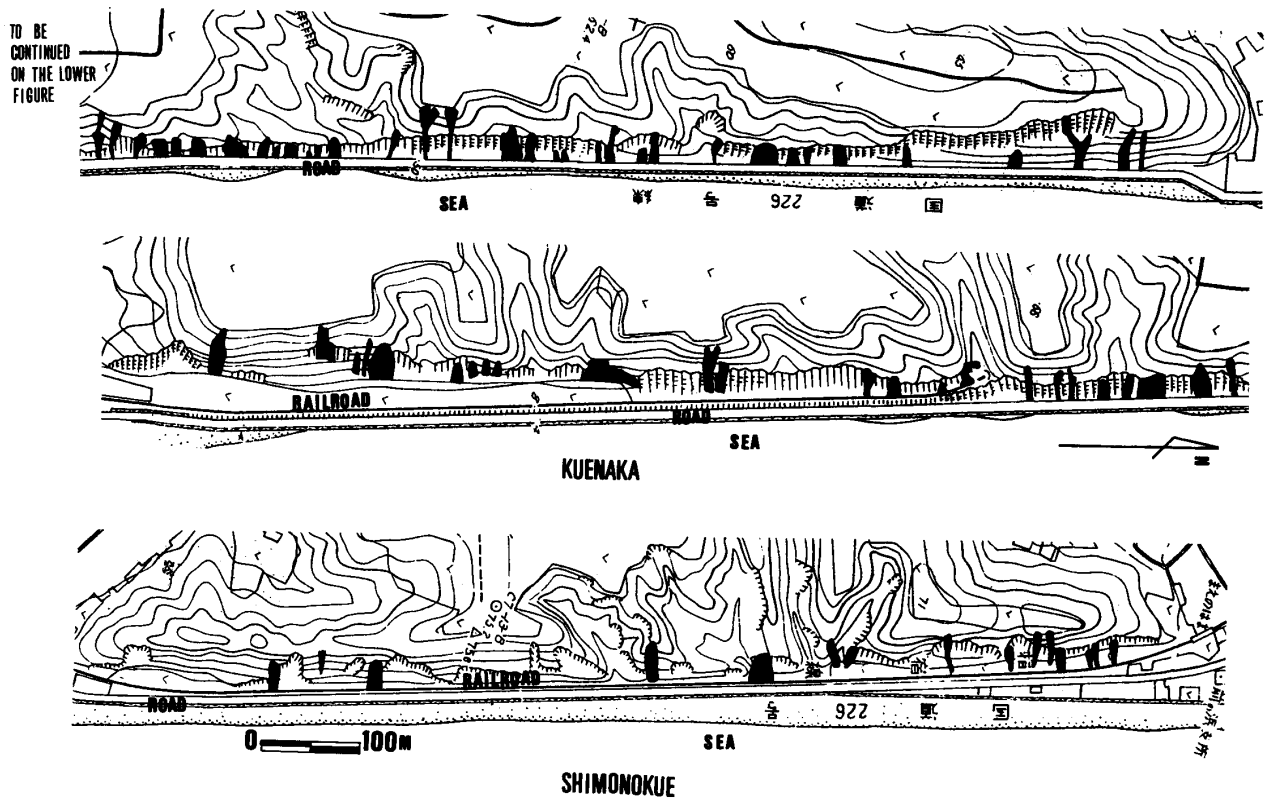


Fig . 2 Distribution of landslides in the research area in June, 1983.

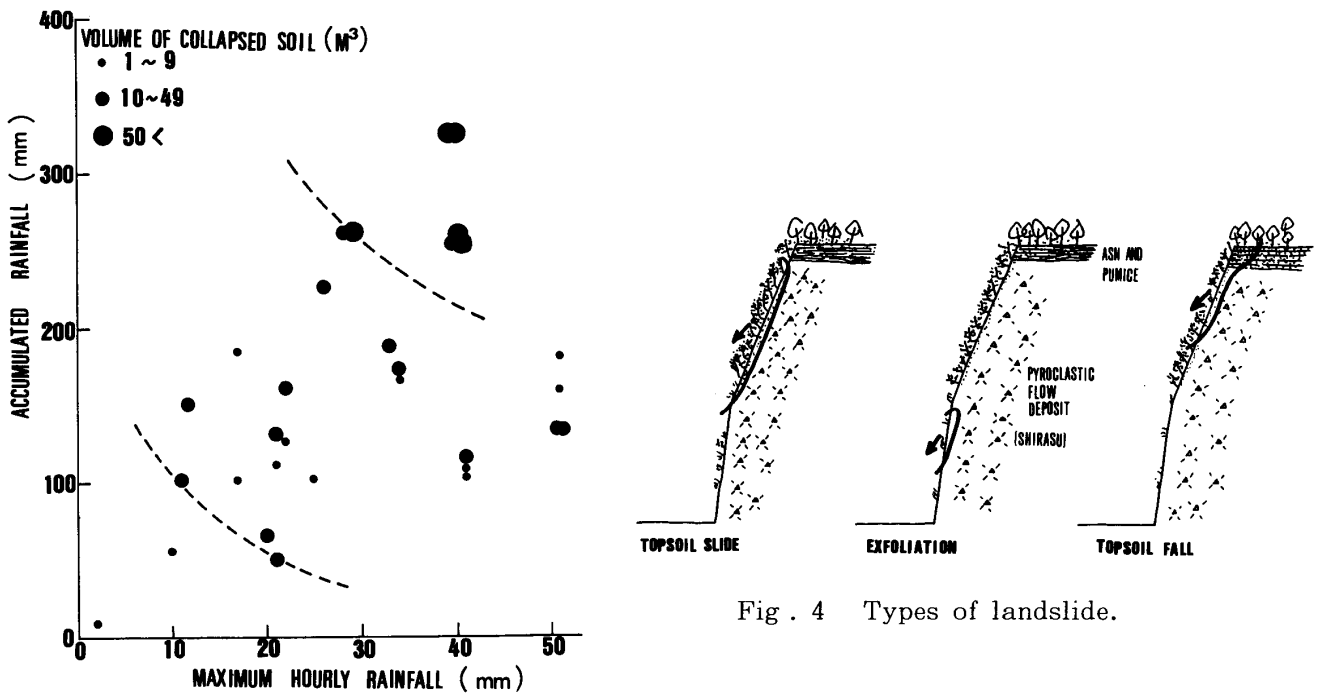


Fig . 4 Types of landslide.

Fig . 3 Influence of rainfall on the occurrence of landslide.

の崖くずれを対象にすると、崖くずれ発生時の連続累加雨量はそのほとんどが100mm以上となっており、現在通行規制の基準値として定められている連続雨量100mmは妥当な値であることが裏づけられる。

崖くずれの形態はおおよそ表層滑落型・表層落下型・表層剥離型の三つに分けられる(図-4)。表層滑落型は斜面のごく表層部に形成された厚さ10~20cmの低密度土層がすべり落ちるもので、その崩壊域面積は三つの形態の中で最も大きく50~500m²である。過去の例では面積1000m²をこえるものもある(鹿児島鉄道管理局資料)。表層落下型は、崖最上部に分布する火山灰層と風化しらす層部分が浸透水の作用で自重を増し崩落するものであり、その面積は20~200m²である。表層剥離型は崖脚に近いところに存在する傾斜70度前後の切り立った崖面で発生するもので、崖面に平行して存在する既存の割れ目が雨水の浸透や植物根系の侵入などによって拡大して生ずるものである。割れ目における根系の発達は10mの長さに及ぶことがある。崩壊域の面積は他の二つの形態に比べると小さく、大部分は10~100m²である。1983年6月に発生した崖くずれの形態別内訳は表層滑落型61箇所、表層落下型9箇所、表層剥離型5箇所であり、大部分は表層滑落型が占めている。崖くずれによって崩落する土砂量は小さく、その大部分は100m³以下である。過去の例でも100m³をこえるものはまれである(鹿児島鉄道管理局資料)。

崖くずれの空間的・時間的分布

図-5は、崖くずれ跡地を1983年現在で0年・1~4年・5~9年・10~14年・15~19年・20年以上の6階級の形成年代に区分し、その空間的・時間的分布図を示したものである。崖くずれ跡地の形成年代はクロマツ樹齢の間接測定(一部円板採取による直接測定)と撮影年代の異なる4組の空中写真判読に基づく推定値である。この図によると、崖面には場所と時間をかえ数多くの崖くずれが発生している。しかも崖くずれは、個々の規模は小さくても、わずか20年にも満たない短期間で崖面全体をまんべんなくカバーするだけでなく、一部の崖面では同じ部位で2~3回くり返して起こっている。その結果崖くずれ跡地の分布は一見複雑な状況を呈しているようにみえるが、崖くずれくり返し型の整理すると二つの基本型に区分でき(図-6)³⁾、単純になる。

A型は過去の崖くずれ発生部と同じところに再び崖くずれが起こるもので、A₁とA₂の二つの型に分かれる。A₁型は過去の崖くずれ跡地に表層滑落型の崖くずれが起こる場合で、その条件として斜面には崩壊物質としての表層土の再形成が必要になる。ここで表層土とは土壌を含む斜面表層部の低密度層をいう。A₂型は過去の崖くずれ跡地に表層剥離のような表層土の再形成を必要としない形態の崖くずれが発生する場合である。崖くずれの回帰年は、表層土の再形成を必要とするA₁型がA₂型より大きい。A₁型について崖くずれの回帰年をできるだけ正確につかむために、1983年崖くずれ発生時まで旧崖くずれ跡地にはえていたクロマツから円板を採取、その樹齢を測定した。クロマツは崖くずれ発生 of 明くる年にはその跡地に侵入しているので、この測定樹齢に1年を加えた値がそのまま過去の崖くずれから今回の崖くずれまでの間隔すなわち回帰年を与えていると考えることができる。図-7³⁾はその結果を頻度分布にして示したものである。A₁型の場合、崖くずれは大部分12年以上平均18年の回帰年で発生している。一方、A₂型の回帰年は現地での観察や写真判読によると1~10年である。

B型は古いものと新しいものが一部重複して発生する型で、新しい崖くずれが古い崖くずれ跡地の上部に発生するもの(B₁型)、横隣部に発生するもの(B₂・B₃・B₄型)がある。B型の場合、崖くずれは表層滑落型・表層落下型・表層剥離型の三つの形態が適当に組み合わせられて生じている。

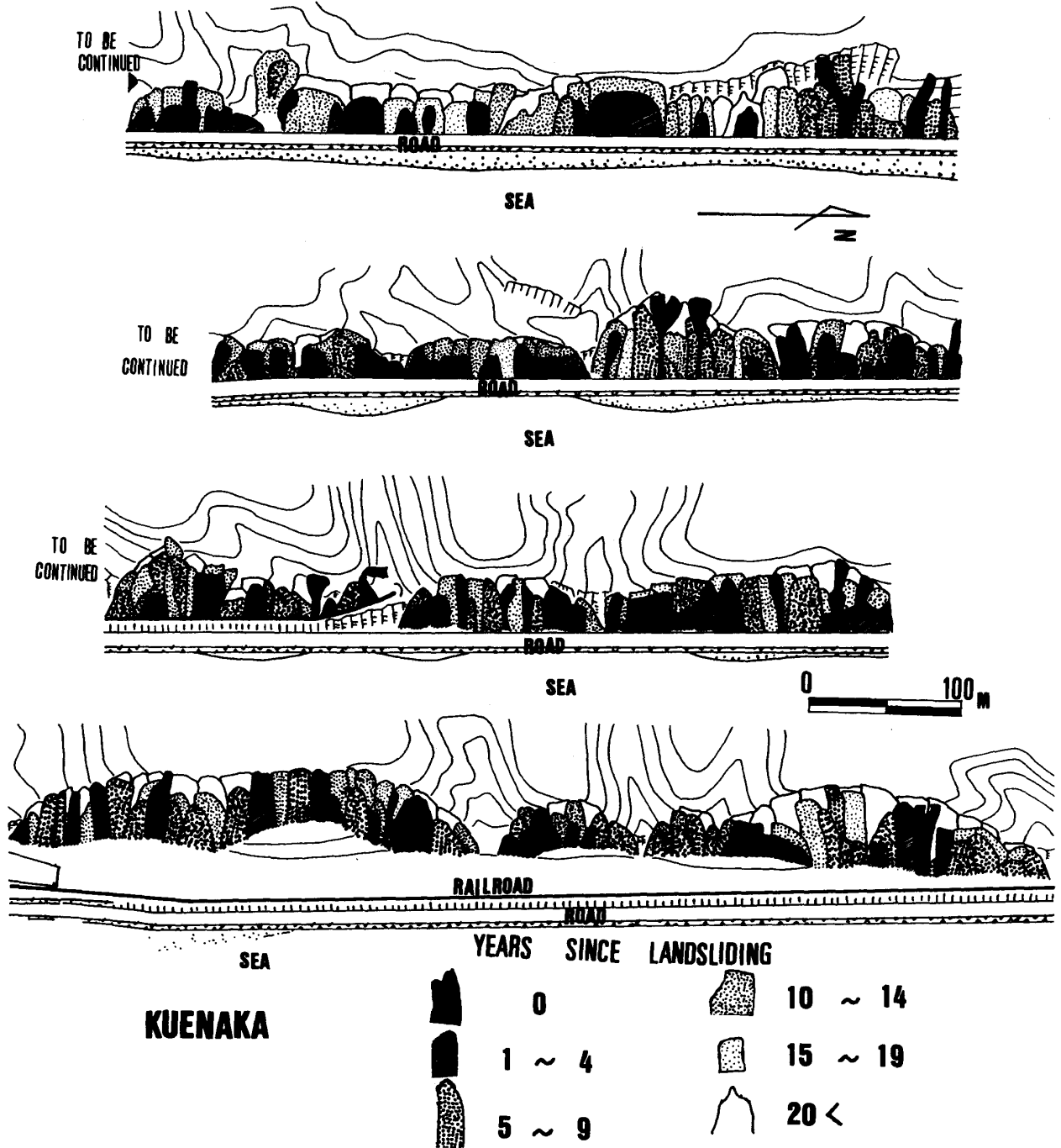


Fig. 5 Spatial and temporal distribution of the landslides in the research area.

また隣接する崖くずれは、先に発生したものが崖脚部を侵食することによって隣接崖面の不安定化を招き次の崖くずれ発生を容易にするといった形で相互に関連し合っている。B型の回帰年は1~22年である。

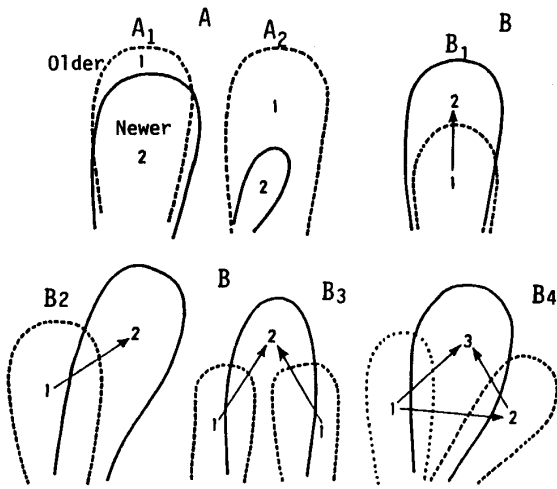


Fig. 6 Repetition patterns of landslide (After Shimokawa, 1984).

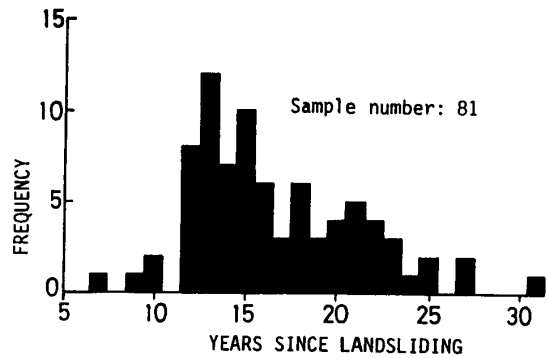


Fig. 7 Frequency distribution of the landslide recurrence interval in the research area (After Shimokawa, 1984).

崖くずれ跡地における表層土の再形成

崖くずれ発生後その跡地に表層土が再形成されるまでに要する時間を知る目的で、形成年代の異なる崖くずれ跡地を選んで土層断面の観察と採取試料の土質試験を行った。この調査は、表層滑落型のような形態の崖くずれの場合、崖くずれの発生は表層土の再形成を前提とするという考え方^{1,3)}に基づいて、崖くずれの回帰年を表層土の再形成期間から推定しようとして実施したものである。

1. 表層土の再形成過程

土層断面を観察すると、崖くずれ跡地では時間とともに低密度の表層土が発達していく過程が明瞭である。また、崖くずれ跡地に侵入した植生が表層土の発達に大きく関与していることが認められる。以下経年的に表層土の発達過程を追ってみよう。

(1) 崖くずれ発生直後 (写真-2)

崖くずれ発生によって表層土はほとんど取り除かれ、断面には灰白色の新鮮なしらす露出した状態になっている。だがよく見ると、最表層部にわずかに1~3cmの厚さではあるが下層より少し柔らかい層がすでに存在している。指標硬度は下層で26~29mm，最表層部で23~24mmである。

(2) 崖くずれ発生5年後 (写真-3)

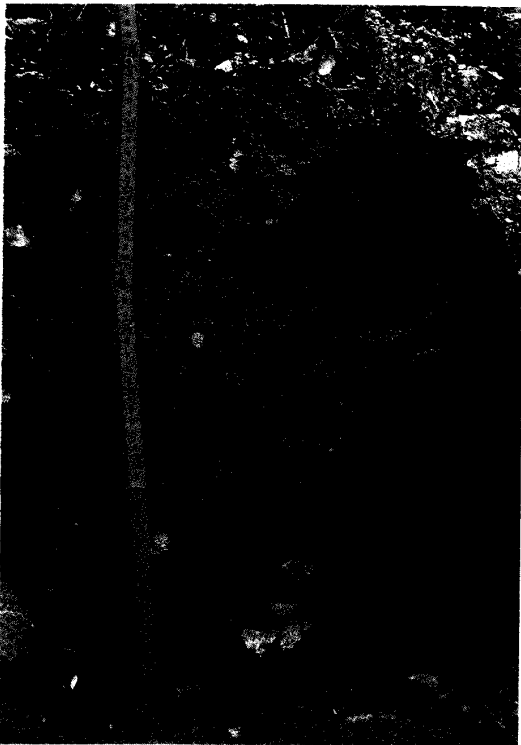


Photo. 2 Soil profile on the 0-year-old landslide scar.



Photo . 3 Soil profile on the 5 -
year-old landslide scar.

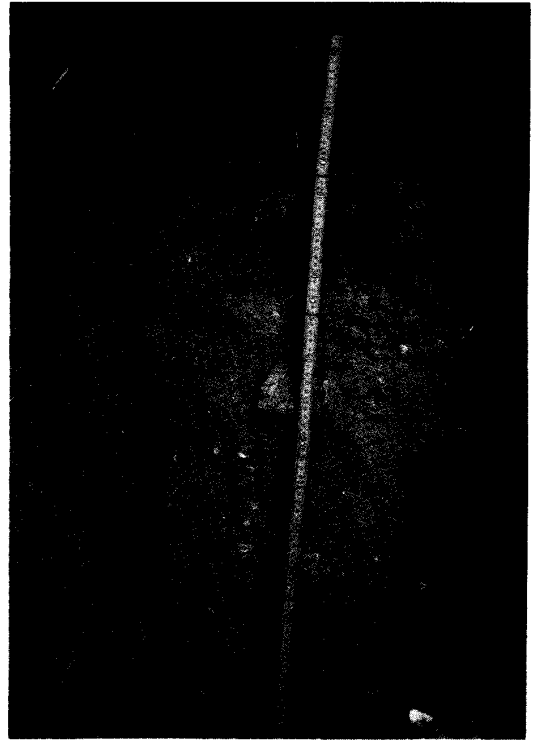


Photo . 4 Soil profile on the 10-15
years old landslide scar.

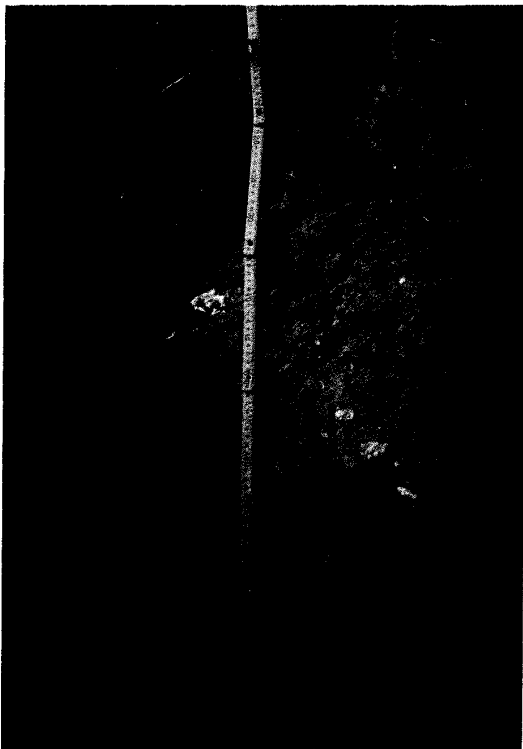


Photo . 5 Soil profile on the 20-25
years old landslide scar.

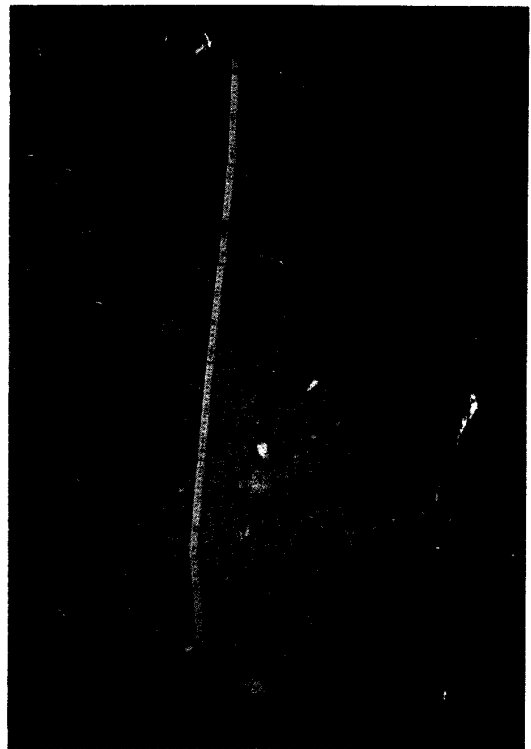


Photo . 6 Soil profile on the over 30
years old landslide scar.

崖くずれ跡地にはすでにはほぼ全体にわたってクロマツやヤマハギ・ススキなどの陽性植物が数多く侵入・定着している。しかし植物根系の発達はまだ貧弱であり、ごく表層部の色調が灰白色から灰褐色に少し変化していることを除けば、土層断面の状態は崖くずれ発生後のそれとほとんど変わらない。

(3) 崖くずれ発生後10～15年 (写真-4)

このころになると、大部分の崖くずれ跡地ではほぼ一斉林とみなせるような樹高5～6mのクロマツ林が形成されている。同時に地下部では根系が20～30cmの深さまで発達をとげており、それに伴って表層部には厚さ10～15cm、灰褐色ないし暗灰色の色調をもつ土層ができていく。ちなみにこの土層の指標硬度は15～20mmである。

(4) 崖くずれ発生後20～25年 (写真-5)

クロマツに混って後継のタブノキ・スダジイ・アラカシなど陰樹も見られる。根系の一層の発達によって表層土は15～20cmとより厚く、より柔らかかになっている。指標硬度は7～15mmである。色調は暗灰色ないし灰褐色を呈する。

(5) 崖くずれ発生後30年以上 (写真-6)

調査域の一部には傾斜50～60度の相対的にゆるい崖面がある。このような崖面に位置する崖くずれ跡地の植生はクロマツを優先種とする陽樹林からタブノキ・スダジイ・アラカシ・マテバシイなどの陰樹林に遷移している。表層土の状態は20～25年後のそれと比較して大きな差はみられない。

2. 表層土の物理的性質の経年変化

図-8と図-9はそれぞれ表層土の乾燥密度と指標硬度の経年変化を示したものである。乾燥密度と指標硬度の両方とも経年変化が明瞭である。すなわち、表層部は時間の経過とともにしだいにルー

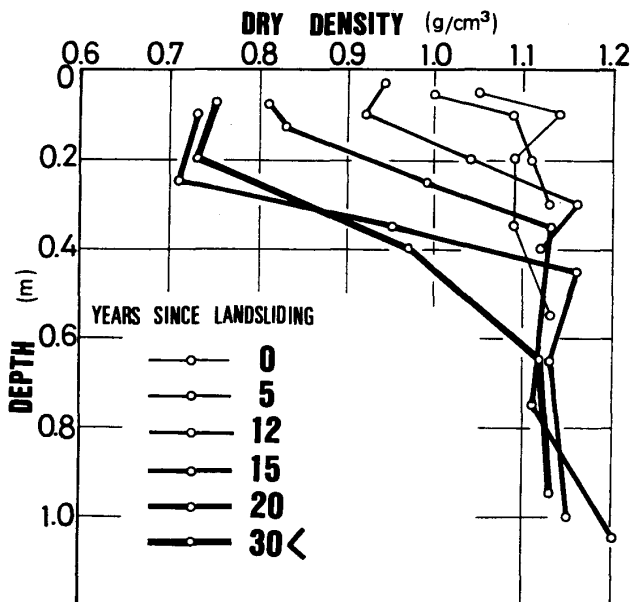


Fig. 8 Change of dry density of the topsoil with time on the landslide scars in the research area (After Shimokawa, 1984).

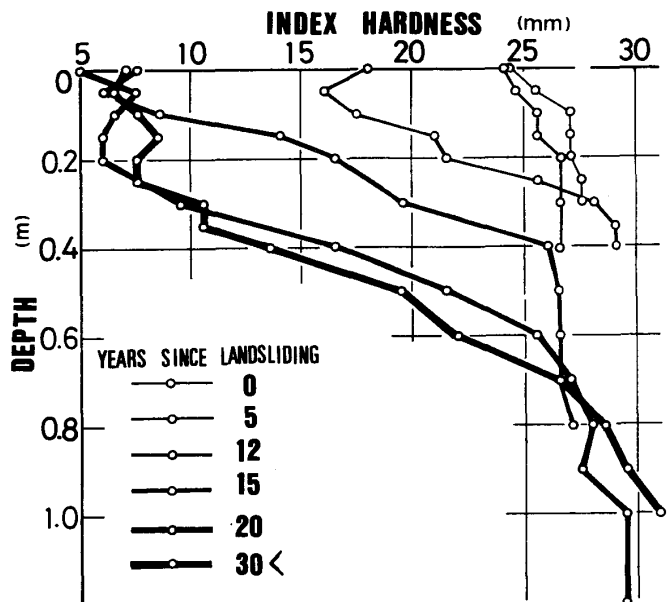


Fig. 9 Change of index hardness of the topsoil with time on the landslide scars in the research area.

ズに(図-8)³⁾, 柔らかかに(図-9)なり, 崖くずれ跡地には再び低密度の表層物質が形成されていく。表層土再形成までの期間は, 乾燥密度と指標硬度がほぼ一定となり土層の発達飽和状態に達する20年前後と推量される。この期間は先に求めた表層滑落型崖くずれの回帰年の平均値と大体一致する。

図-10は粒度をレキ分 (> 2 mm), 砂分 (0.074~2 mm), シルト分 (0.005~0.075 mm), 粘土分 (0.005mm<) に分け, 各々の構成割合を経時的に示したものである。試料の採取深さ, 崖くずれ跡地の形成年代によらず粒度構成割合はほとんど同じであり, 経年変化は認められない。なお比重 (2.35~2.45) においても粒度と同様経年変化は認められなかった。

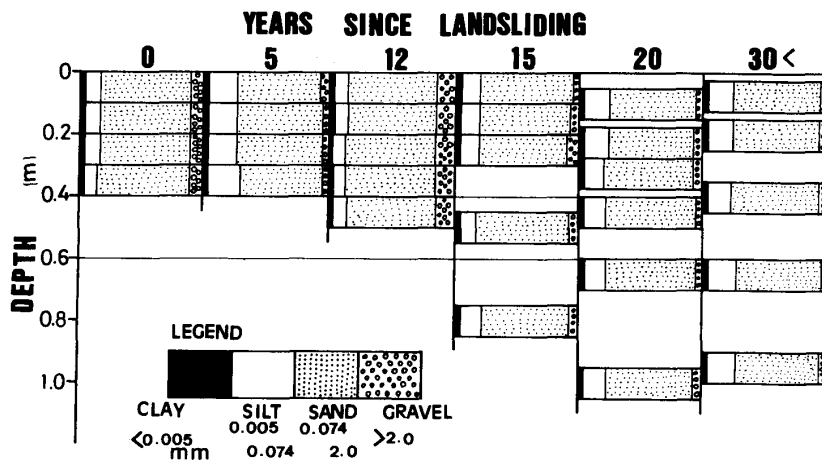


Fig. 10 Change of texture of the topsoil with time on the landslide scars in the research area.

以上の事実は, この調査域での表層土の形成が表層部の化学的変質によるものでなく, おもに物理的性質の変化だけに起因していることを物語るものである。

崖くずれの予知

ここで検討する崖くずれ予知とは, 対象とする崖面の中から崖くずれの危険崖面を特定することである。そのため, 以下の基本方針を設定した。

①予知の対象となる崖くずりは, その発生のために崩壊物質としての表層土の存在を前提とする表層滑落型崖くずりである。崖面上端で発生する表層落下型崖くずりと, おもに崖脚部で発生する表層剥離型崖くずりは考慮しない。3形態の崖くずりを同時に考慮した崖くずりの予知は困難である。

②表層土の再形成が進み表層滑落型崖くずり発生条件が整った古い崖くずり跡地を崖くずり危険地として定義する。この場合崖くずり跡地がいつ形成されたか, すなわち崖くずり跡地の年齢が問題となる。この年齢は, 表層滑落型崖くずりの回帰年と表層土の再形成期間についての前述の検討結果に基づいて1983年現在で10年と定める。

以上二つの方針に基づいて危険崖面の抽出作業を行った。図-11はその結果を示したもので, 崩中海食崖における表層滑落型崖くずり危険地の分布図である。この予想した危険地の中から崖くずりが

発生する確率はかなり高いものと考えられる。なお、ここで予想した危険地での崖くずれを未然に防止するためには、立木と表層土の崖面からの除去以外に方法はない。

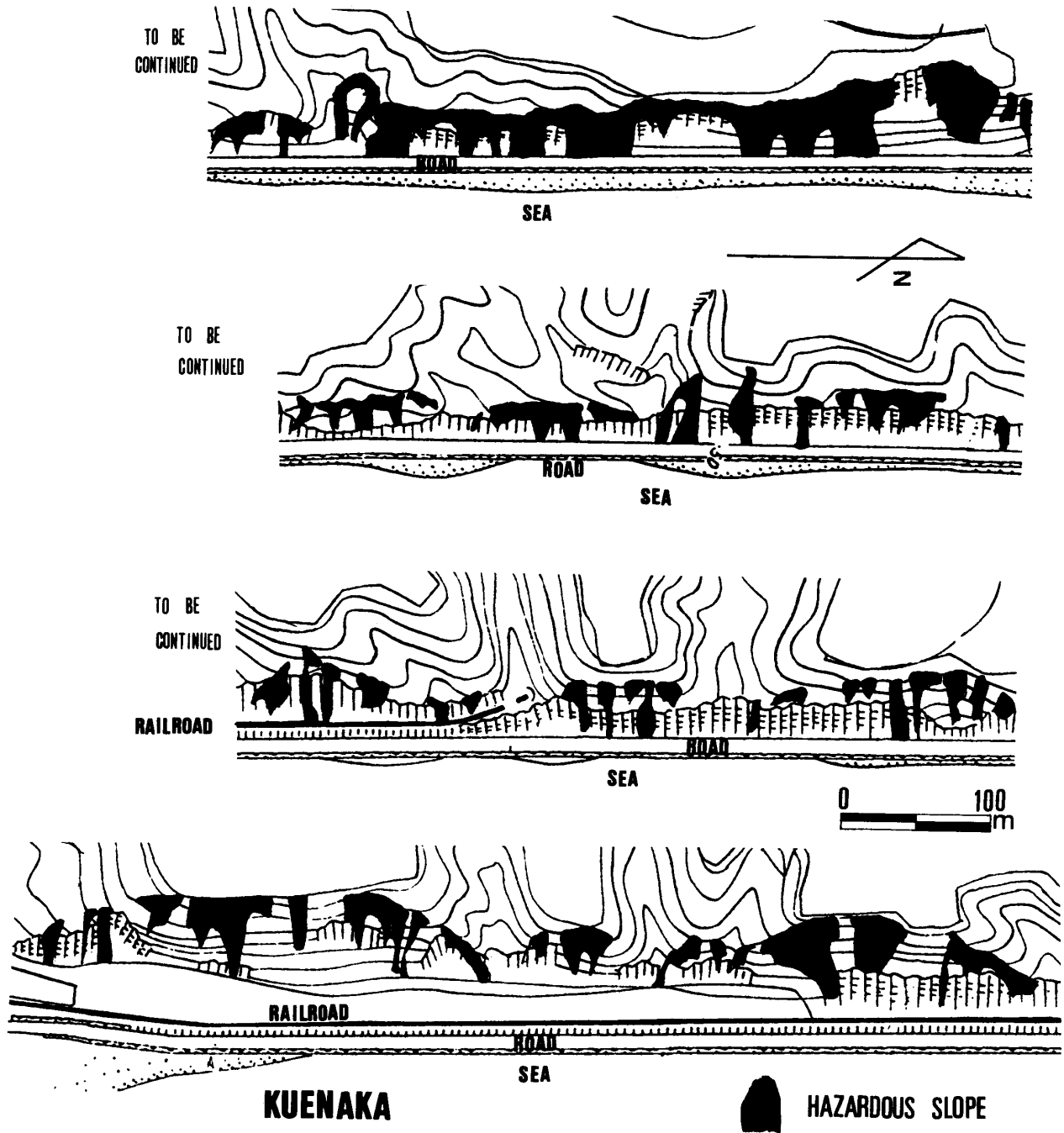


Fig. 11 Distribution of hazardous slopes in the research area.

まとめ

鹿児島県揖宿郡喜入町海食崖における崖くずれの発生状況・回帰年・予知について、現地調査と空中写真判読・資料分析をもとに検討した。結果は以下のように要約できる。

(1) 崖くずれは表層滑落型・表層落下型・表層剥離型の三つの形態に分けられる。崖くずれの面積はその形態によって異なり、表層滑落型で50～500 m²、表層落下型で20～200 m²、表層剥離型で10～100 m²である。崖くずれは連続累加雨量100mm以上で発生している。また崖くずれはその規模によって異なった降雨条件下で発生している。

(2) 崖面には場所と時間を変えて数多くの崖くずれがくり返し発生している。崖くずれくり返しの形式はA型とB型の二つの基本型に、さらにA型はA₁・A₂、B型はB₁・B₂・B₃・B₄に分けられる。A₁型は過去の崖くずれ跡地に表層滑落型の崖くずれが起る場合で、その回帰年は12年以上(平均値18年)である。すなわち同じ崖部位で少なくとも12年間は表層滑落型の崖くずれは再発生しない。A₁型以外の型の崖くずれの回帰年は1～22年である。

(3) 崖くずれ発生後その跡地にはすぐにクロマツを優先種とする植生が侵入し、表層土(土壌を含む低密度の斜面表層物質)が再形成される。これによって崖くずれ跡地には再び表層滑落型崖くずれ再発生の条件が整えられる。乾燥密度や指標硬度など表層土の物理的性質の経年変化から判断して、表層土再形成までの時間は20年前後と推量される。

(4) 表層滑落型崖くずれだけを考慮すれば、崖くずれ危険崖面の予知が可能である。

謝 辞

本研究を実施するにあたって鹿児島国道工事事務所と鹿児島鉄道管理局からは崖くずれ発生状況についての貴重な資料を提供していただいた。また本学理学部助教授岩松 暉氏には現地調査に同行していただいた際に種々のご教示をいただいた。記して深く謝意を表す。

なお、この研究経費の一部は昭和59年度文部省科学研究費補助金(代表:下川悦郎, 課題番号:59025043)によった。

文 献

- 1) 下川悦郎: 崩壊地の植生回復過程. 林業技術, 496, 23-26 (1983)
- 2) 下川悦郎・地頭蘭隆: 屋久島原生自然環境保全地域における土壌の居留時間と屋久スギ. 屋久島原生自然環境保全地域調査報告書, 83-100 (1984)
- 3) Shimokawa, E: A natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide periodicity in forested drainage basins. Symp. on effects of forest land use on erosion and slope stability, 99-107 (1984)

Summary

Some examinations on the occurring-features, recurrence interval and the forecasting possibility of the landslides at the Shirasu - (pyroclastic flow deposits) sea cliffs in Kiire-cho, Kagoshima prefecture, were made based on the field investigations, interpretations of aerophotographs and analyses of the materials.

The results are summarized as follows :

1) The landslide is divided into three types, topsoil slide, topsoil fall and exfoliation. The area of landslide is fixed to be 50–500 m², 20–200 m² and 10–100 m² in accordance with the above mentioned division order, depending on the landslide types. The rainfall required for the occurring of landslide is more than 100mm in an accumulated rainfall, depending on the scale of the landslide.

2) The landslides have repeatedly occurred on the cliff. The repetition pattern of the landsliding is basically to be divided into two types, A and B. A-type is a case in which landsliding recurs at a same site, and this is to be further divided into two sub-types of A₁ and A₂. B-type is one in which newer and older landslide scars overlap partially, and this is also to be further divided into the four sub-types, B₁, B₂, B₃ and B₄. In A₁, a topsoil-sliding-typed landslide occurs repeatedly at a same site with an interval of more 12 years. The recurrence interval of the other types is 1–22 years.

3) The plants, the dominant species of which is Japanese black pine (*Pinus thunbergii*), invade immediately after the landsliding, and a reformation of the topsoil is to be facilitated on the landslide scars. Consequently, a condition suitable for the occurrence of the topsoil-sliding-typed landslide is again fixed on the scars. The time required for the reformation of the topsoil is assumed to be about 20 years, judging from the changes of physical properties of the topsoil due to the lapse of time.

4) Based on the considerations of the landsliding periodicity, hazardous sites in the researched area may be forecasted.