

鹿児島大学農学部 ○下川悦郎・地頭 隆

谷口浩幸・堀 与志郎

1. はじめに

わが国のような温暖湿潤な気候下では、豪雨の際に発生する山くずれは山地地形発達的主要因素として周期的に発生するものと考えられている(守屋, 1972)。小出(1955)によって提唱された山くずれの免疫性はこのような山くずれの周期性を土砂災害の予知・予測と結びつけた重要な概念である。砂防学会においても、この概念は土砂生産過程に関する問題としてシンポジウムが企画され(土砂流出について, 1966, 生産土砂量と流出量について, 1967, 土砂生産・流出の連続性と周期性について, 1968), 活発な議論がなされてきている。にもかかわらず、免疫性の原因や有効期間(山くずれ再発生までの周期)などその内容についてはほとんど明らかにされていない。本研究は樹木年代学的手法を用いて斜面・流域における山くずれの履歴と表層土の再形成速度を把握し、それによって山くずれの免疫性・周期性を考えていこうとするものである。

2. 調査地

調査地は鹿児島県内の薩摩郡宮之城町紫尾山(以下紫尾山)、指宿郡喜入町崩中・下ノ崩(以下喜入)、熊毛郡下屋久町小揚子川流域(以下小揚子川流域)の三箇所である(図1)。紫尾山は鹿児島県の北西部に位置し、地質は紫尾山花崗内緑岩からなる。この花崗内緑岩は地下数十mの深さまで風化が進み真砂化している。喜入は薩摩半島南東部に位置する海食崖(高度差60~70m, 傾斜50~70度)で、地質は入戸火砕流(シラス)で構成される。小揚子川流域は屋久島の南西部に位置し、地質は屋久島花崗岩からなる。この花崗岩は紫尾山花崗岩とは異なり、緩斜面部を除いて真砂化していない。

3. 方法

空中写真判読: この作業は山くずれの空間的位置とその発生時期を把握することが目的である。しかしこの場合、判読できる山くずれは空中写真の撮影時期を基準にして数十年前以内に生じたものに限られる。それ以上経過した山くずれの空間的・時間的位置の確認は次に述べる現地調査による以外にない。なお、落葉広葉樹林地で落葉期に撮影された写真では古い山くずれ跡地まで判読可能とされている(守屋, 1972)。

斜面の微地形調査: 山くずれ発生位置の現地での確認は、山くずれ周縁部に形成された小規模の滑落崖や傾斜変換点などの微地形についての入念な観察に基づいて行った。滑落崖とは、山くずれがお

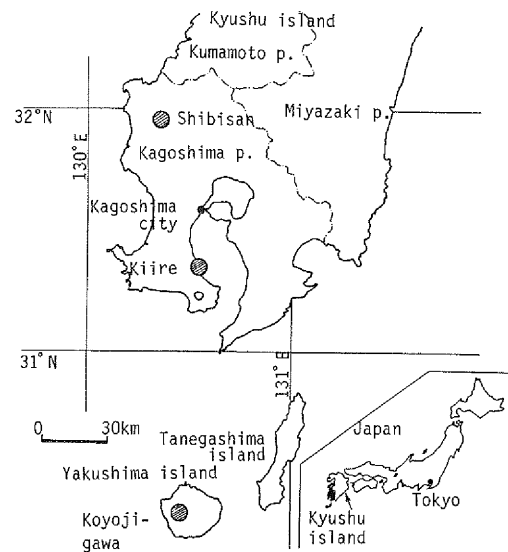


図1 調査地の位置図

こるとき山くずれ部とその周囲の境界に形成される段差のことである。この段差は比較的古い山くずれ跡地でも観察される。古い山くずれ跡地では滑落崖は明瞭に認められなくなるが、その部分には微妙な傾斜の変化が残る。

山くずれ発生時期の同定方法：山くずれがおこると、その跡地には早いものではその当年または翌年に木本植物が侵入する。先駆侵入樹種として、紫尾山ではクロマツとオオバヤシヤブシ、喜入ではクロマツ、小揚子川流域ではスギがあげられる。山くずれ発生時期を推定するために山くずれ跡地に侵入した木本植物の樹齢または幹周囲長を計測した。樹齢測定は生長錐を用いて行った。スギの場合、樹齢200~300年以上の大径木になるとその樹齢は幹周囲長からおおまかに推定せざるを得ない。なお屋久島ではスギは長寿なために1000年オーダーの山くずれ発生時期の同定にも有効である。紫尾山では、山くずれ発生後50~60年経過するとクロマツ・オオバヤシヤブシが消失し植生が遷移するので、発生後50~60年以上経過した山くずれ発生時期の同定はスグジイ（後継樹種）を指標としその樹齢に先駆樹種からの侵入遅れ（約15年）を加えることによって行った。

表層土の再形成についての調査：斜面上の表層土は山くずれの発生によって消失するが、その後植生の回復とともに発達、生長する。この調査は斜面における表層土の発達度合を把握するために行うものである。発生年代の異なる代表的山くずれ跡地を対象にして土壌断面をもうけ、断面の肉眼的観察を行うとともに土壌硬度と貫入抵抗値（紫尾山のみ）を計測した。測定には、それぞれ山中式土壌硬度計と静的簡易貫入試験機を用いた。また深さごとに試料を採取し比重・密度・粒度などの諸物理的土質試験を実施した（紫尾山・喜入）。全ての斜面を対象にして表層土の厚さを検土杖によって簡易測定した。なお、以上の調査によって表層土の再形成速度がわかれば、それによって山くずれ発生時期の大体の推定が可能である。

3. 結果

3.1 斜面・流域における山くずれの分布

いずれの調査地とも山くずれの形態は大きく二つに分けられる。その一つは山腹表層滑落型のもので、崩壊物質としての表層土が斜面上に存在することがこの型の山くずれの発生条件となる。したがって、表層滑落型の山くずれを経験した斜面と同じ部分に再び同じ型の山くずれが起こるためには表層土の再形成を必要とする。他の一つは谷頭・溪岸脚部あるいは斜面脚部の崩壊によるもので必ずしも表層土の存在を必要としない。この二つの型のうち、ここでは山くずれの発生→表層土の再形成→山くずれの再発生と周期性を有すると考えられる表層滑落型山くずれを対象とする。

図2は紫尾山の調査域における山くずれの分布を示

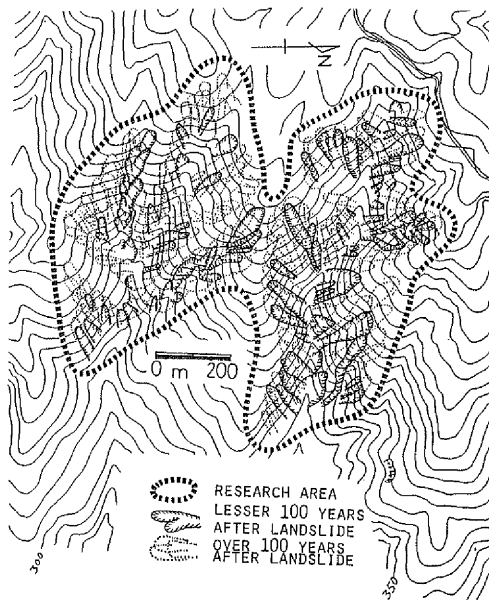


図2 山くずれの分布

したものである。調査域内には数多くの山くずれが発生している。山くずれはいずれも崩壊源面積200~500m²、崩壊深50~60cmと小規模であるが、このように頻発することによって山地地形発達の主

要な因子となっていることが認められる。

喜入と小揚子川流域の調査地でも同様な山くずれ分布が観察された。山くずれの規模は、崩壊源面積・崩壊深それぞれ喜入で $10\sim 200\text{m}^2$ ・ $10\sim 20\text{cm}$ 、小揚子川流域で $200\sim 1000\text{m}^2$ ・ $50\sim 150\text{cm}$ である。喜入における崩壊地は非常に浅い。

3.2 山くずれの履歴

各々の山くずりはさまざまな履歴をもって流域内の斜面に分布している。図3は図1の調査域内の一部小沢における山くずれの履歴を示したものである。図中の数字で示すように、この流域内では現在(1983年)を基準にした山くずれ発生後の経過年数で200年以上・200年・150年・120年・80年・56年の山くずりが同定された。

この調査流域内ではさまざまな履歴をもった山くずりが絡み合って分布している。絡みの形態はA型とB型の二つに分かれる(図4)。A型は過去に発生したほぼ同じ斜面に再び山くずりが発生する形態で、斜面に崩壊物質としての表層土の再形成を条件とするもの(A₁)と表層土の再形成を必要としないもの(A₂)に分けられよう。A₁の場合、山くずれ周期は表層土の再形成速度と関係する。紫尾山の場合、A₁のような形態で山くずりがくり返される周期は少なくとも200年である。B型は過去の山くずれ跡地の上部または隣接斜面に山くずりが発生する形態で、山くずりが過去の山くずれ跡地の上部で発生するもの(B₁)と隣接部で発生するもの(B₂・B₃・B₄)がある。この場合、隣接する山くずりは、先に発生した山くずりが斜面脚部を侵食することによって隣接斜面の不安定化を招き次の山くずりに影響を与えるといった形で相互に関連し合っている。B型における山くずれの周期(紫尾山)は20~70年である。

以上のような山くずれの履歴図を作成することによって山くずれ危険斜面の予測が可能になる。すなわち、表層土の再形成が進み免疫性の有効期間が切れた古い斜面ほど山くずれ発生の危険斜面となる。

3.3 山くずれ跡地における表層土の再形成

山くずれの周期や免疫性の有効期間を把握するには、山くずれ再発生の条件となる表層土の再形成速度を知る必要がある。現在までの調査に基づくと、山くずれとの関係で表層土が再形成されるまでの期間は紫尾山で200年、喜入で10~20年、屋久島で500年以上と推定している。

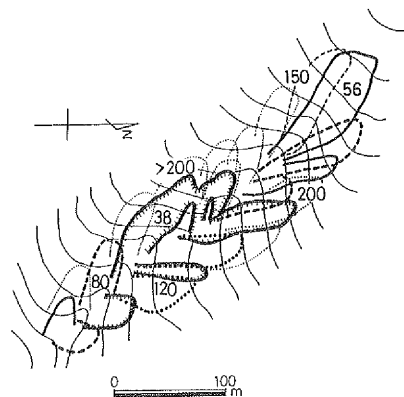


図3 山くずれの履歴(数字は山くずれ発生後の経過年数)

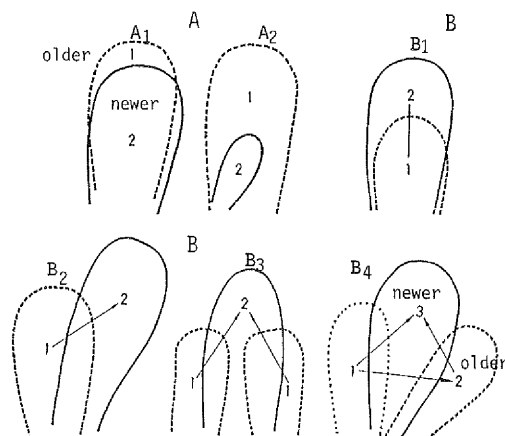


図4 山くずれくり返しの基本型

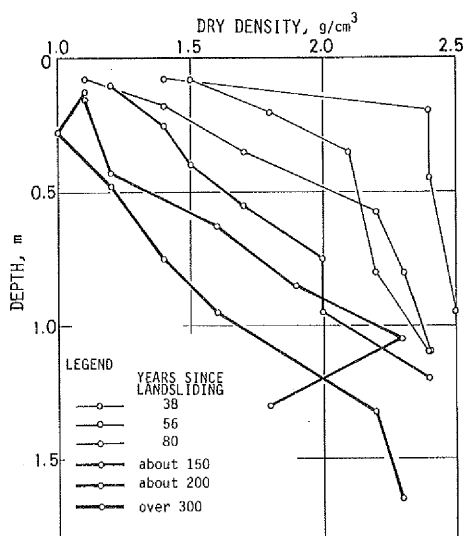


図5 乾燥密度の経年変化

図5と図6は、紫尾山の山くずれ跡地に再形成された表層土の、それぞれ乾燥密度と粒度の経年変化を示したものである。時間の経過とともに山くずれ跡地の表層部はしだいにルーズに(図5)、細粒になり(図6)、表層土の再形成が進行していく。そして約200年経過すると1m近い深さまで低密度の表層土が再形成される。図5・6で300年以上のデーターの場合、38年前に生じた山くずれによって再形成された表層土は大部分消失している。

3.4 山くずれの周期性・免疫性

図7・図8は、それぞれ喜入・紫尾山を対象にして、新旧広範囲の山くずれ跡地がどのような割合で分布しているか、またその分布が経年的にどのように変化するかを定量的に示したものである。縦軸は頻度を、横軸は現在(1984年)を基準にした山くずれ発生後の経過年数を表わす。時間のオーダーに違いはあるものの調査地の条件に応じて一定の時間間隔(喜入15年、紫尾山200~300年)で山くずりは周期的にくり返されていることが認められる。屋久島での山くずれの周期は約1000年と推定している。

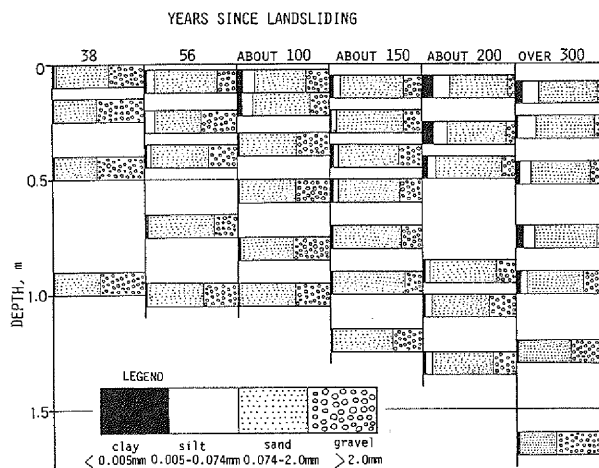


図6 粒度の経年変化

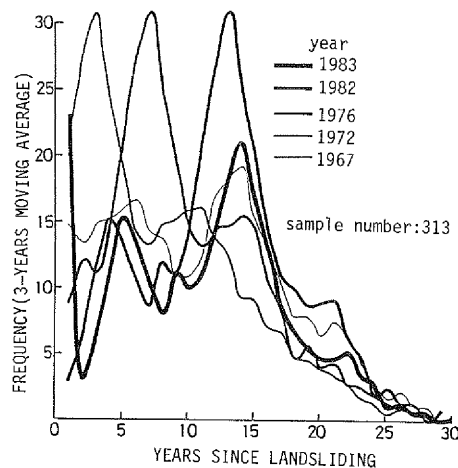


図7 山くずれ跡地の発生年代分布

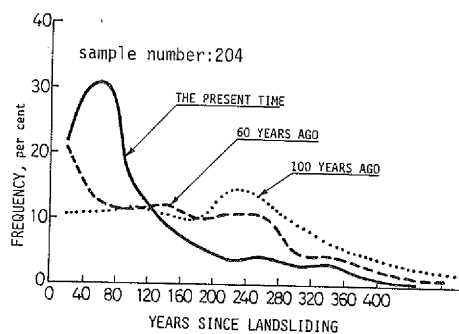


図8 山くずれ跡地の発生年代分布