天草における47・7豪雨災害とそれに基づく 山くずれ危険度判定について

Estimations of danger of landslides based on a geomorphological
investigation of the landslides in Amakusakamishima Island, Kumamoto Prefecture.

鳥居栄一郎* 鶴見英策* 篠原安広*
鈴木勝義* 市川清次* 荻原健治*
木佐貫順二*

Eiichiro TORII, Eisaku TSURUMI, Yasuhiro SHINOHARA,
Katsuyoshi SUZUKI, Seiji ICHIKAWA, Kenji YOSHIHARA,
Junji KISANUKI

Abstract

The Geographical Survey Institute made an investigation of the landslides in Amakusakamishima Island caused by the heavy rainfall of July, 1972, mainly from geomorphological viewpoints and made a quantitative estimation of danger of landslides by a statistical method. The report is summarized as follows.

1. The heavy rainfall caused about 4,600 small debris avalanches and very few large slumps of bedrock on mountain slopes of the eastern part of the island. In the aerial photographs taken in 1965, 240 scars are observed and 70 of those were scarred again due to this rainfall.

2. These debris avalanches originated a large number of debris flows. Where a hard arkose sandstone of Palaeogene or volcanic rocks are present, debris flows became large and destructive owing to the very large blocks of these rocks.

3. Most of the debris avalanches and flows occurred when the rainfall was extremely intensive, between 11 and 13 o'clock of July 6, while the large slumps seems to have occurred after the rain.

4. The relation between distribution of debris avalanches and the age of mountainslope was studied. Knick-lines on which the slope gradient changes discontinuously, from the upper gentle to the lower steep, were read in a stereo-airphotographs and were used as erosion fronts for classifying the slope age. An erosion front indicates the borderline of an erosion area which spreads itself with time. The age of those in the south of Amakusa is divided into four.

1st, originated in the middle and late Pleistocene.

2nd; originated in the late Pleistocene.

3rd; originated during the regression of the late Pleistocene and early Recent.

4th; originated during the Recent transgression.

Debris avalanches intensively occurred in the 2nd and 3rd erosion areas, while not so many occurred in the 4th. It is probable that the 4th area had not had much detritus to move down due to its short periodicity of erosional activities.

5. The smaller limit of a watershed above a scar and its average gradient were found to be $40\sim 50\text{m}^2$ and around $1/4$ by measuring $1/2,000$ topographic maps.

6. An equation for estimating the magnitude of debris avalanche was built by means of multivariate analysis in the area A where the precipitation was very high. Six factors were adopted as the predictor variables, i.e. rock, slope, drainage density, thickness of detritus, vegetation, and orientation of slope. The equation was applied to an estimation for another area B in the island, where the precipitation was much less than in A. The estimated magnitude is much larger than the real one.

*建設省国土地理院

昭和47年7月豪雨で天草上島は西三河山地、丹沢山地とともに広域にわたって山くずれが多発し、下流に土石流災害をもたらした。国土地理院は科学技術庁の特別研究促進調整費を使用して、現地踏査をおこない、パシフィック航業株式会社の協力を得て若干の解析を試みた。まだ多くの未着手の課題と研究材料が残っているが、本稿には現在までに出了成果の要点を報告する。

国土地理院では近年、山くずれ等の地表変動の発生危険度の判定方法を研究課題としていくつかの試みをおこなっているが、今回の調査も災害の実態調査にとどまらず、将来の危険度の予測を目標においたものである。

本報告の内容は大きく2部にわかれる。前半は地形と今回の山くずれとの関係についてである。これは2つの観点から見た。すなわち第1は、今回の山くずれ等の地表変動を山地侵蝕史の中で理解することである。天草に限らずわが国の山地の侵蝕は山くずれ、地すべり、土石流のような地表変動による侵蝕様式が主役であり、流水が物質を運び出す作用は上記のような地表変動の時間的間隙あるいは空間的間隙に入りこみ、それを助けるものと理解できる。このような考え方の上に立つと、今回のおびただしい山くずれの発生は天草の山地の斜面の変貌に与える主要な作用のひとつまであり、その分布状態は歴史的にみて必然性があるものと考えられる。

第2は今回の山くずれ発生を支配する地形的な要因として、山くずれを発生させた直接の原因たる雨水が地表で配分されるとき、地形がどんな影響を及ぼすか、すなわち地形を雨水の容器のように見た場合である。

後半は、統計的な手法を使った山くずれの危険度の数量的総合判定に関して、パシフィック航業株式会社の協力を得ておこなったものを報告する¹⁾。

1. 危険度判定について

山くずれ等の発生危険度を各斜面について判定することは予測の一種である。それは1. どこで、2. どのくらいの規模で、3. いつ、発生するかを判定することであり、わが国のもうひとつの重大な地変である地震活動にも共通する予測の3要素である。地表変動の場合、1. と2. とは関連性があり、前者がわかれば後者も大体推測がつく。3. は豪雨等の誘因に大きく左右されるものなので予測がきわめてむずかしい。これら予測の3要素全部に答えるためには、まず、1. を広域的かつマクロに判定し、それと同時に2. が推定される。次に、危険度が大きいと判定された個所についてより詳細な調査や前兆現象の観測をおこなうことにより長期的な「いつ」、さらに降雨中の観測により短期的な「いつ」を判定する、という順になるであろう。ここで、第1の段階で採られる方法には地形、地質、植生等の諸要因を個別的に検討するものと、これらを総合的に検討するものとがある。総合的に

検討する際にしばしばそれを数量的に表現するための統計的手法が用いられることがある。第2の段階にはもっぱら現場での計測や観測があてられる。

今回の天草での調査は第1のマクロな予測の立場でおこなわれた。前述のように、本稿の前半に地形的な観点から論じ、後半に数量的な検討を報告する。

2. 地形と今回の山くずれ

今回の山くずれは岩屑の貯留された溪床および山腹斜面に多発した。山腹斜面は多かれ少なかれ凹型で、雨水を集め易い斜面である。山くずれの個数は災害後撮影の空中写真で数えると、大小とりまぜて約4,600個所にのぼる。1965年撮影の空中写真から大体同じ範囲について調べると約240個所である。このうち29%に当る約70個所が今回再発生している。これらの山くずれの大多数は小面積のものまたはそれらの集合である。これらは貯留されていた岩屑の滑動であるが、この他に10個所程度の大規模な岩盤に達する地すべりがおきている。

山くずれの分布を1キロメートル方眼内の個数で表わしたのが図-1である。方眼内に海が入っている場合は、方眼全体を陸地と同密度の山くずれが占めたと仮定して修正した。しかし平地部に関する同様の修正はしていない。島の南東部は高密度で西北部は低密度となる傾向は今回の豪雨の概略の分布を反映しているものとみなしてさしつかえない。

天草は全般に山がちで、平地は小河川の下流部や海岸に沿って狭小な部分を占めるにすぎない。平地の多くは小河川のもたらした洪水堆積物や土石流堆積物からなる扇状地性である。ここに集落が立地しているが、今回のような溪床や山腹斜面に生じた無数の山くずれは土石流となり、溪床の巨大礫を動かして海岸沿いのこれら集落を襲ったのである。

まず天草の山地の地形を山くずれとの関連において概

図-1 山くずれの発生密度 (1km²当り個数)

観する。地形で目立つのは白嶽と龍ヶ嶽にみられるメサと、太郎丸〜次郎丸〜念珠嶽と続く Hogback、その西側に平行して並ぶもう 1 列の Hogback、倉嶽と矢筈嶽の Hogback などのように見事に発達する組織地形である。これらの地形を決定する硬い岩石は、倉嶽、矢筈嶽の場合は玢岩等の火成岩であるが、その他は白嶽砂岩層等の古第三紀の堆積岩である。白嶽砂岩層は天草東部の北北東〜南南西にのびる向斜軸において白嶽、龍ヶ嶽の 2 つのメサを形づくり*、背斜を隔てたその西側では西向きのディップスロープをもつ太郎丸〜念珠嶽の Hogback 地形を形づくっている。この砂岩はアルコーズの硬い岩石で、崩壊すると粗大な岩塊となって斜面や溪床にとどまり、これより下位層の砂岩や頁岩が細粒化しやすいのとは対照的である。今回の豪雨で崩壊を起こしたのは白嶽砂岩層がつくる崖においてではなく、それより下部の斜面や溪床に溜っていた岩塊の層が基盤の砂岩、頁岩の崩壊にともなって移動したことはすでに指摘されている²⁾。これが大規模な土石流発生につながった。白嶽砂岩の白い巨大岩塊が最下流部にまで達しており、一旦動き出した粗大物体は容易に止まらないことを物語るものである。

メサの崖の下方に続く山腹には過去の山くずれと土石流の繰り返しによって形成された斜面が分布する。龍ヶ嶽南側斜面での観察によると、これらの斜面の構成物は上方からもたらされた角礫で、風化により赤色を帯びた腐り礫の状態になっている。数万〜数十万年前の堆積物と考えられる。これらの腐り礫が今回の土石流の主要な材料になったものとおもわれる。

メサの頂上や Hogback のディップスロープ上は若い谷の切りこみが少ない、なだらかな小起伏地形である。溪床は基盤の白嶽砂岩が露出し、ナメ状の箇所が多いが、尾根はまるみを帯びて風化土層が比較的厚く発達し、橙色を呈している。風化土層の上部には暗色帯を挟む風成層らしきものも認められるが、火山灰かどうかは不明である。このように穏やかな山容をもつ地域では過去の山くずれの跡が認めがたい。今回の山くずれの発生は比較的少ないが、それでも白嶽においてはかなり多発しており、異常降雨だったことを裏づけている。

今回の山くずれは互にくっつき合った複合型の場合もあるが、単独に起きているものをみると大体一定の大きさを有するようである。いくつかのサンプル地域について崩壊地の最大幅と面積を計測した結果、図-2, 3 のように最大幅 9 m 前後、面積 1,100~1,200m² のものが圧倒的に多いことがわかった。計測は 1/2,000 地形図上でおこなった。面積は計測すべき範囲のとり方に一定の基準を設けにくいので満足すべき精度ではないが、大きな

目安とはなるであろう。単独の山くずれの大きさはその地域の岩石や岩層の厚さと深い関係があるものとおもわれる。

土石流の規模を増大させるのに白嶽砂岩由来の巨礫の果す役割が大きいことは前に述べたとおりである。一方西部の倉嶽では砂岩のかわりに玢岩などの火山岩が同じ効果果している。また、東部において白嶽砂岩の存在しない水系において大土石流が発生している例があるが、これも姫浦層群の頁岩中に挟在する火山岩に同様な原因が求められる(たとえば永目の土石流)。

土石流の発生時刻は現地での聴きとり調査の結果、例外なく 7 月 6 日 11~13 時の間の降雨が極度に烈しい時間帯に当り、聴きとりの各地点の最寄り雨量観測所での時間雨量のピーク時に一致する。ピーク時は南部で早く、南部と北部とは 1~2 時間の遅れがある。聴きとりによる時刻は厳密には土石流が下流部の集落を襲った時刻であるが、土石流発生の時刻とは時間差がそれほど大きくないものと考えられる。

10 箇所程度の岩盤内に達する大規模地すべりが起きている。その代表的なものは倉岳町赤平、竜ヶ岳町脇浦の北方、松島町太原などにある。これらの箇所を災害前の空中写真で調べると、流水の侵蝕では考えられない塊状の移動を表わす不整形な地形が認められる。地すべりの要注意箇所を指摘するのに空中写真の地形判読が有効であ

図-2 崩壊地の最大幅の頻度

図-3 崩壊地面積の頻度

*竜ヶ岳のメサは厳密には向斜部に一致せず、その東翼にかかっていることが写真判読と現地踏査とから推測される。

ることはよく知られているが、今後さらに徹底した利用がなされるべきであろう。 hogバックのディップスロープ上には地すべり性の地形が卓越する。竜ヶ岳赤崎の北東方にある真新しい地すべり地形は今回の豪雨では特別の変動を示さなかったようだが、まだ不安定に近い状態にあるので今後要注意である。

赤平では13時頃雨が上がり、その後16時頃地すべりが発生した。大規模な地すべりの発生時刻の一般的特徴ではないだろうか。正午頃の降雨ピーク時に多数の山くずれとともに土石流が浦川を流下し、次にこの地すべりに伴って低速の土石流が再度流下したのであるが、後者は赤仁田の橋の付近ではほぼ停止したとおもわれる。

3. 山地の侵蝕史と山くずれ

山地は前に述べたように主として山くずれや地すべりなどの地表変動の繰り返しによって侵蝕されていく。そのような侵蝕の変遷が明らかになれば、山くずれを起こすべき物質の生産、斜面の安定性、侵蝕營力の活発度などを通じて今後の山くずれの危険度をある程度うらなうことができよう。変遷を調べる方法には層位学的方法と形態的方法とがあるが、山地の場合は平野と異なり一般に層位学的証拠に乏しい。形態的方法には困難さがあるが、幼年期～壮年期の山地ではかなり効果的な場合が多い。本稿では形態的方法として、斜面内の傾斜の変換を中心に述べる。

斜面の傾斜が不連続的に変換する線を遷移線とよぶがそれには図-4のように上部緩傾斜から下部急傾斜に変わる場合と上部急傾斜から下部緩傾斜に変わる場合の2通りある。前者を遷急線、後者を遷緩線とよぶことにする。遷急線は山地の下方から上方へと進行する侵蝕の最前線を表わすものとして、山地の侵蝕史を調べるための重要な鍵である。侵蝕前線とよぶことができる³⁾。

遷急線は均質な地質条件の斜面上を上方へ進行中の場合もあるが、抵抗度の大きい地層につきあたれば進行速度がにぶる。白嶽砂岩層や玢岩が造るメサやhogバックの崖の上端にみられるように2斜面が正反対の向きに傾斜している場合でも、両者の傾斜に差異がある。すなわち非対称山稜のときは、その山稜線は急傾斜側侵蝕域の

侵蝕前線としての重要な遷急線の一種である。これらの岩石自身は硬いが、その下の頁岩が侵蝕を受けるに伴ってブロック状に崩壊し、常に急な崖を保ちつつ遷急線が後退する。したがって、これらの遷急線の移行速度は特に遅いとは考えられない。

以上のような最上位の遷急線の下には海岸線に至る間に数段の顕著な遷急線が認められる。これらは最上位の遷急線のように特に硬い地層に規制されることなく、進みつつあるが、段丘の場合と同様に、下位のもののほど新しい年代に出現し、活発な侵蝕を受け、進行速度が速い。したがって形態も明瞭である。現河川の氾濫原や海岸線に最も近接して臨む遷急線は最も新しい年代すなわち現在侵蝕を受けつつあり、今後さらに侵蝕を受けるであろう線と侵蝕域を示している。反対に上位の遷急線ほど古い年代にに応じて進行中の侵蝕前線であり、速度が鈍っている。場合によっては下位の活発な前線に追いつかれて消滅し、遷急線がY字型に交差する結果となる。以上のように遷急線は侵蝕營力の活発度が異なる侵蝕域をわけける線であり、同時にその近傍に地表変動が集中する線である。

古い斜面は変動が減衰または停止して以来、時間の経過が長い。死火山にたとえることができる。しかし死火山と異なり、時間の経過に伴う構成岩石の風化の進行、岩屑層の増大など、さまざまな表層地質の変化によって一般に地盤の安定度は失われていくであろう。ただし、再変動するためにはその斜面の勾配はある程度以上でなくてはならない。それに満たない斜面は下方から進んでくる若い侵蝕前線の到達を待たなければならないことになる。今回の山くずれを生じた斜面の平均勾配を $1/2,000$ 地形図で計測すると、変動のための最低限界勾配は 16° 前後にあることがわかった。

図-5は竜ヶ岳町西部のhogバック地帯における遷急線の分布と今回の山くずれ発生地点を示したものである。遷急線はおおむね4時期のものに分けることができ、古い方から1, 2, 3, 4と番号をつけてある。これらの区分は空中写真実地視による純形態的な観察に基づいておこなわれるが、そのための基本原則に関する説明は本稿では省く。

この範囲の中央にhogバックの主稜線が南北方向に走り、その西側が緩傾斜のディップスロープで、東側が白嶽砂岩層の露出する急崖になっている。この急崖の上端がひとつの重要な遷急線であり、崖下の斜面に多数の山くずれが密集している。この遷急線の年代は北部の鳴川境目川流域では2であるが、南東側の海に注ぐ流域の頂に当る部分では3と若くなっている。両流域ともに急崖下以外の個所にも山くずれが多発している。一方、ディップスロープ側をみると、大きく2段に分かれ、高位のディップスロープの縁が1の遷急線に相当する。この遷

図-4 遷急線と遷緩線

図-5 遷急線と山くずれ発生地点

急線の下方に多少山くずれが発生している。ディップスロープ上は概して地すべり性であるが、その中に2または3のステージの谷が切りこんでいる。それらの谷の谷壁斜面には予想外に山くずれが少ない。最後に海岸沿いをみると、最も若いステージ4の遷急線が認められる。この線はきわめて新しい海蝕崖とそれに連続する若い谷の谷壁斜面の縁に当る。ここでの山くずれの数は前述の2または3の侵蝕域での山くずれの数に比べて予想外に少ない。殊に現海蝕崖にはきわめて少ない。このようないわば生きている斜面では短周期で変動が反復するので岩屑層が充分発達していないため今回の山くずれの発生が少なかったと説明できる。

以上の4時期の遷急線の年代については現地における詳しい調査が足りないため有力な証拠に乏しいが、おおむねの予想としては次のようになるであろう。

1の遷急線：不明確であるが、次に述べる2の遷急線の年代から推して洪積世中後期に発生し現在にいたる。

2の遷急線：南東側海岸沿いの西浦付近に分布する標高20m程度の台地は表面に堆積層を欠くが、現在よりも海水準が高い時期に形成された海岸段丘面の名残りで、年代は洪積世後期(5万年前後)と予想される。境目川の縦断形において下流部の高さが概略この海岸段丘

面の高さに続く可能性があることから、2の遷急線はこの年代に発生し、現在にいたるものとする。

3の遷急線：おそらく現在よりも海水準が低い時期に始まった下刻の侵蝕前線であろう。下流では現海面より低い河谷を刻み、前述の海岸段丘はそのときに段丘化した。年代は洪積世末期の海退期である。

4の遷急線：沖積世の海進に伴って、前述の河谷は埋積され、海岸沿いに狭小な平地が形成された。それと同時に山地が海岸に迫った箇所や岬は海蝕をうける。4の遷急線はこの侵蝕前線である。したがって年代は5~6千年以降となり、現在でもなお活発に移行中である。

以上の4時期の侵蝕域のうち今回の山くずれが多発したのは2および3であった。天草の全被災地域についても同様の傾向があるものとおもわれるが、今後分類作業の地域をひろげて検討したい。

4. 集水域と山くずれ

前節において地形を時間の経過とともに変化するものとして、そこに起こる山くずれの分布を見た。本節では今回の山くずれを起こさせた雨水がどのような地形条件の影響を受けたか、すなわち地形を容器のごとく固定して検討した結果を若干報告する。

各山くずれ地点に対応する上流の集水域について、その面積および平均勾配を1/2,000地形図上で計測した。対象とした山くずれの個数は約840で、その結果を図-6のグラフに示す。この結果、崩壊を起こすに必要な雨水を集めるには集水域の面積が最低40~50m²、その平均勾配は最低1/4程度であることがわかった。また集水面積が240m²程度の場合の崩壊が最多頻度を示し、640m²以上になるときわめて少なくなることもわかった。山くずれが山稜線からあまり遠くない地点に多発したことをこの数値は反映している。

5. 統計的手法による山くずれ要因の分析と斜面の山くずれ危険度の判定

危険度判定の対象としたものは山くずれの発生であり、それに伴う土石流の発生は直接の対象とはしていない。この危険度は便宜上、崩壊面積の大小で表現することにした。面積は山くずれの規模の指標と考え、土石流の規模にも関係があるものと考えている。今回の試みは潜在的危険度だけを扱わず、斜面の向きという要因も加えたことにより災害当時の固有の風向きと雨の降り方の偏りも反映されたものになった。

サンプル地区として、山くずれ発生密度が大きかった龍ヶ嶽付近(A地区)とそれほど大きくなかった松島町の一部(B地区)との2地区を選んだ。選定には両地区の構成岩石の種類がなるべく共通するよう考慮した。前述のごとく天草の山くずれ発生密度の分布(図-1)は降

図-6 崩壊地の上の集水域の面積と平均勾配

雨量の概略的な分布状況を反映しているものと考えられる。A地区とB地区とにおける発生密度の差異は降雨量の差異を示すものとみなすことができる。両地区に近い4個所の気象観測所の降雨記録の要点をまとめると表-1のようになる。

サンプル地区で要因調査をおこなうための単位斜面は1辺が125mの方眼をかけて設定した。A地区では1,375方眼、B地区では338方眼となった。A地区から500方眼、B地区から300方眼をランダムサンプリングした。調査すべき要因および階級区分は次のとおりとした。

- (1) 岩石の種類：片麻岩・花崗閃緑岩、石灰岩、砂岩、頁岩互層（姫浦層）、凝灰質頁岩、砂岩、砂岩・頁岩互層（教良木層）
- (2) 傾斜：25°以下、25°～40°、40°以上
- (3) 水系密度：長さ60m以下、60～120m、120～180m、

表-1 (単位 mm)

気象観測地点	24時間雨量 (5日14時～6日14時)	6時間雨量 (6日8時～14時)	最大時間雨量
龍ヶ岳町役場 (A地区に最寄り)	440	331	130 (6日11時～12時)
姫戸町役場 (A地区に近い)	—	348+	105 (6日11時～12時)
松島町小麦 (A地区に近い)	—	298	121 (6日12時～13時)
松島町役場 (B地区内)	286	208	110 (6日12時～13時)

180～240m, 240～310m

- (4) 岩屑層：厚さ1m以下、1～4m、4m以上

- (5) 植生：農用地、裸地・かん木地・荒地、針葉樹(低)、針葉樹(高)、広葉樹

- (6) 斜面の向き：N, NE, E, SE, S, SW, W, NW

岩石の種類と傾斜が基礎的要因であると考え、崩壊面積の予測式は次のようにした。

$$A = \alpha_{i1} \times \alpha_{i2} \times \alpha_{i3} \times \alpha_{i4} \times a_{ij}$$

ただし、 a_{ij} は岩石の種類（6種類）と傾斜（3階級）との組合せごとの1方眼当り平均崩壊面積。 $\alpha_{i1} \sim \alpha_{i4}$ はそれぞれ水系密度、岩屑層の厚さ、植生、斜面の向きにもとづく崩壊面積修正係数。予測式を和の形にせず積の形にしたのは、傾斜がきわめて緩い場合のAが過大に算出されることを避けるためである。

a_{ij} を求めると表-2のようになった。これによると各岩種ともに傾斜25°が崩壊面積のちがいを大きくしていることがわかる。また40°以上の急斜面において崩壊面積が減少する傾向もみられる。

次に各修正係数 α_k を求め、 $\alpha_k a_{ij}$ の値を計算して、それと崩壊面積との単相関係数を求めると表-3のようになった。

これによると斜面の向きが大きな効果をもっていることがわかるが、それは当豪雨時の風向を反映しているの

表-2 a_{ij} の値

傾 斜		25°以下	25°~40°	40° 以上
岩 質				
A 地区	片麻岩・花崗閃緑岩	3.16	13.39	13.16
	石灰岩	2.39	12.15	—
	砂岩・頁岩互層(姫浦層)	0.40	6.03	3.45
	凝灰質頁岩	3.83	16.03	14.17
	砂岩	0.84	7.06	6.48
B 地区	砂岩・頁岩互層(教良木層)	0.68	11.54	9.89
	沖積層	0	—	—
	砂岩・頁岩互層(姫浦層)	0.02	0.61	0
	凝灰質頁岩	0.25	1.63	0.28
	砂岩	0.85	2.31	2.17
	沖積層	0	—	—

表-3 $\alpha_k a_{ij}$ と崩壊面積との単相関係数

要 因		水 系	岩層の厚さ	植 生	斜面の向き
岩 質					
A 地区	片麻岩・花崗閃緑岩	0.5424	0.4420	0.5510	0.6013
	石灰岩	0.4369	0.4279	0.4350	0.7216
	砂岩・頁岩互層(姫浦層)	0.3368	0.3229	0.3767	0.3887
	凝灰質頁岩	0.4370	0.3496	0.2628	0.6469
	砂岩	0.4047	0.3345	0.3631	0.5344
B 地区	砂岩・頁岩互層(教良木層)	0.6924	0.6868	0.6927	0.7633
	砂岩・頁岩互層(姫浦層)	0.3004	0.2780	0.2911	0.3989
	凝灰質頁岩	0.2361	0.1784	0.1986	0.4889
	砂岩	0.1791	0.1417	0.1824	0.4232
	沖積層	—	—	—	—

であろう。斜面の向きごとの修正係数 α を調べると、両地区ともに最大の値を示すのは S の向きであり、SE と SW がこれにつぐ。小さい値を示すのは N, NE, NW であった。ただし B 地区は A 地区ほどその傾向が強いようである。ともかく、斜面の向きに関する以上のような結果は当時の気象状況と矛盾しない。

斜面の向き以外 3 つの修正要因はいずれも階級間に顕著な規則性が認めたい結果となった。サンプル数が不足するケースも若干あった。

以上のような a_{ij} および α_k を使用して各方眼の崩壊面積を推定したが、その効果(精度)を知る指標として

表-4 実測値と推定値との相関係数

岩 質	A 地区	B 地区
片麻岩・花崗閃緑岩	0.7544	—
石灰岩	0.7721	—
砂岩・頁岩互層(姫浦層)	0.4927	0.5557
凝灰質頁岩	0.7353	0.4796
砂岩	0.6712	0.5098
砂岩・頁岩互層(教良木層)	0.7810	—

方眼ごとの推定値と実測値との相関係数を求めると表-4 のようになった。

さて、上に述べた推定結果が満足のいくものであるか否かは評価の分れるところであろう。しかし次に A 地区で決定した係数を用いて B 地区に予想される各方眼ごとの崩壊面積を求めた。これは A 地区において降ったのと同程度の雨が仮に B 地区において降ったとしたら、どこにどのくらいの山くずれが発生したであろうかを予想するものである。その結果、実際に発生した山くずれの密度をかなり上まわる崩壊面積が算出された。

どのような方法をとるにしても、危険度は既往の事実から得られた知識をまだ影響を受けていない場所に適用してはじめてその判定の実効が現れるのであり、ここに報告した予測はその基本にそっておこなわれたものといえる。この種の試みは今後さらに続けられるべきであろう。(文責 鶴見英策)

参 考 文 献

- 1) 昭和47年7月豪雨災害に関する調査報告書「天草地区」, 1973.
- 2) たとえば、木野義人：天草の豪雨災害と地質、地質ニュース No. 222, 1973.
- 3) 羽田野誠一他：北松地域大規模地すべり地形分布図、防災科学技術総合研究報告, No. 32, 1973.

(原稿受理 昭和48年11月12日)

<予 告>

新潟支部では4月下旬に、新潟市で支部大会を催し、引きつづいて研究発表会あるいはシンポジウムを計画しています。日程が確定すれば次号に公告しますが、とりあえず予告します。

照会先 新潟県土木部砂防課

湊 元 光 春

TEL. 0252-23-5511