

# 降雨特性を考慮した屋久島における崩壊発生条件に関する研究

秋山 伶子

筑波大学大学院 環境科学研究科

## 1. 研究の目的と背景

本研究の目的は、わが国でも有数の多雨地域である屋久島を対象に降雨特性を考慮した崩壊発生条件を推定することである。

斜面崩壊の発生予測は土砂災害の防止の重要な課題として様々な研究がなされている。それらは、崩壊発生機構の扱い方から、1) 斜面上の安定解析から求めた発生限界となる地下水深を崩壊の発生条件として推定する手法(例えば、岩元ら、1990、平松ら、1990)と、2) 降雨量や地形条件等の崩壊要因と既存の崩壊発生・非発生の履歴を統計的に解析し、崩壊発生条件を推定する手法(例えば、久保田、2002、岡本ら、2002)の2つに分けて考えることができる。また、これらの中間型として、タンクモデルや貯留関数法等のパラメーターから斜面内の地下水量を予測し、過去の崩壊データから崩壊発生条件を推定する手法(例えば、鈴木ら、1979)が挙げられる。

実際には、建設省(現国土交通省)河川局砂防部が監修した指針(案)(建設省河川局砂防部、1984、以下指針と呼ぶ)に基づく方法が広く用いられている(石川、1990)。この方法は、発生・非発生の降雨について縦軸に最大1時間雨量、横軸に1時間前までの総降雨量を取り、任意の傾きをもった発生限界線(CL)によって崩壊発生条件を求める。発生1時間前までの積算雨量を指標としていることから降雨時のリアルタイム予測に使用することができる。しかし、「前後24時間の無降雨期間があれば降雨」という定義上、横軸の積算雨量について長雨の場合に初期の降雨が過大に評価される問題がある。そこで、矢野(1990)は、この手法の改良案として、1時間前の雨量から時間を遡って半減期から求めた減少係数を乗じて実効降雨を算出する方法を提案し、長期間にわたる降雨について分離しにくいという問題を解決した。

崩壊発生の原因は、地下水深の上昇によりすべり面上でせん断応力とせん断抵抗力のつりあいが失われることにある。すなわち、崩壊発生条件の推定には、斜面に供給される降雨の量とその降雨が流出するために必要な時間を把握することが必要

である。その際、降雨の流出時間は場所によって異なるため、特定の時間内における降雨量の比較だけでは、崩壊発生条件を求めることはできない。しかし、近年整備の進んだ数値地形データを利用した分布型降雨流出モデルを用いると、地形に沿った降雨流出を表現することが可能となる。すなわち、実際の地形データを用いてハイエトグラフに対する崩壊発生を再現することができる。

そこで、本研究では近年の降雨データから屋久島における降雨の時空間特性を把握して崩壊発生条件を推定し、崩壊発生を組み込んだ降雨流出モデルを用いて、降雨と崩壊発生降雨との関係について考察した。

## 2. 対象地の概要

屋久島の概要を表-1に示す。屋久島は、日本でも有数の多雨地域であると同時に、九州最高峰の宮之浦岳(1,950m)をもち、急峻な地形であることが知られている。

表-1 屋久島の概要

位置	九州南方 約85km
面積 および 形状	500km <sup>2</sup> のほぼ円形
周囲	約132km
地質	山地部 屋久島花崗岩
	沿岸部 古第三系堆積岩(砂岩・頁岩) 第四系堆積岩
年間降水量 (1996~2001年平均)	山地部 6,200mm
	沿岸部 4,400mm

降雨流出モデルを用いたシミュレーションについては、降雨と流量観測が行われており実際に崩壊の発生した降雨が把握されている屋久島北西部の土面川流域を対象とした。土面川流域は、流域面積 4.53km<sup>2</sup>、平均河床勾配 13.3%の急流河川である。

この土面川流域は、1979年9月に台風に伴う豪雨により、中・上流域で崩壊が発生し、その一部が土石流となって下流の永田集落へ流下し、全壊家屋12棟、半壊家屋3棟、一部損壊家屋3棟、床上浸水133棟、床下浸水80棟の被害が生じた。この土石流の発生原因となった崩壊の多くは、人工林の伐採跡地または幼齢林で発生しており、森林

伐採と崩壊発生の関係が指摘されている（下川・岩松，1982，1983）。最近では1997年9月の台風19号に伴う降雨により大規模な崩壊が発生したが、流出土砂の大部分は治山ダム等に補足され、下流の集落には被害は発生しなかった（地頭菌ほか，2000）。

屋久島におけるそのほかの土砂災害については、鹿児島県災異誌（鹿児島県・鹿児島地方気象台，1967，鹿児島県，1994）や屋久町郷土誌第一巻村落誌上（屋久町郷土誌編さん委員会，1993）及び同第二巻村落誌下（屋久町郷土誌編さん委員会，1995）に自然災害の記録としてその一部が記載されている。これらによると、屋久島においてしばしば豪雨によりもたらされた土砂災害が発生し、被害を受けていることがわかる。しかし、これらの災害について具体的に調査・報告された研究は土面川流域を対象としたもの以外はみられず、土砂災害対策の基礎資料となる研究は非常に少ない。

### 3. 降雨特性と崩壊発生条件

本研究では、崩壊発生の原因となるような大規模な降雨イベントの時空間特性を把握するため、気象庁 AMeDAS の屋久島（上屋久町小瀬田，以下小瀬田）と林野庁屋久島森林環境保全センターの観測する大川地点の1996年から2000年の降雨データを使用した。これらの観測地点の位置を図-1に示す。

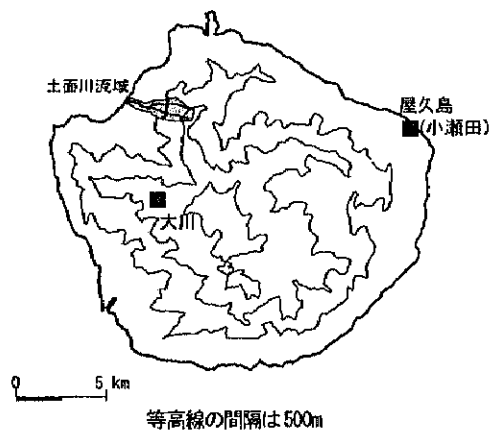


図-1 雨量観測地点

小瀬田のデータから1時間雨量と72時間雨量でそれぞれ毎年10位までの降雨イベントを抽出して、さらに季節や傾位に考慮して抽出した26降雨（以下降雨イベント群）を解析対象とした。なお、一降雨イベントは前後に24時間以上の無降雨時

間をもつひとまとまりの降雨とした。

#### 3.1 降雨イベントの時空間特性

降雨イベントのハイトグラフの時間特性と空間的な相関性について、気象条件に注目して解析した。降雨イベントの時間特性として、それぞれのハイトグラフの自己相関係数をとり、自己相関係数が1から0.5となるまでの時間を、ハイトグラフの影響時間である降雨イベントの特性時間  $Rt$  と定義した（式1）。また、この特性時間は降雨イベントにおける代表的な雨域によって降雨がもたらされる時間とする。

図-2に、ハイトグラフと自己相関係数の例を示す。

自己相関係数

$$= \frac{\sum_{n=t_0}^{t_0+b} (r_n - r_0)(r_{n+b} - r_0) / (t-b)}{\sum_{i=t_0}^{t_0+b} (r_i - r_0)^2 / t} \quad (\text{式1})$$

ここで、 $a$  は時刻、 $b$  はタイムラグ、 $t_0$  は降雨開始時刻、 $t$  は降雨時間、 $r_0$  は降雨の平均値、 $r_a$  は時刻  $a$  における降雨強度である。

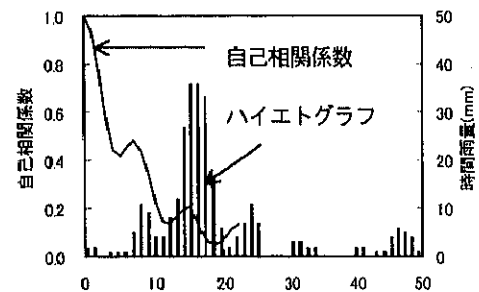


図-2 2000年1月12日のハイトグラフと自己相関係数

小瀬田と大川のハイトグラフを用いて、空間特性についても同様に、タイムラグを0から小瀬田における降雨時間の半分の時間まで変化させ、相互相関係数の最大値とその時のタイムラグを比較した（式2）。

なお、いずれの場合も降雨の平均値  $r_0$  は0として扱った。また、気象庁天気図 CD-ROM 版（1996～2000年）の地上天気図を用いて、降雨の原因と考えられる気象条件を停滞前線、低気圧、台風に分類した。

相互相関係数

$$= \frac{\sum_{a=t_0}^{t-b} (r_a - r_0)(r'_{a+b} - r'_0) / (t-b)}{\sum_{t=t_0}^{t-1} (r_a - r_0)(r'_a - r'_0) / t} \quad (\text{式2})$$

ここで、 $r'$  は対照させる地点の1時間雨量である。

図-3に特性時間と一降雨イベントの継続時間(以下降雨時間)の比較を示す。特性時間  $Rt$  は、平均約4時間となっており降雨時間に対して非常に短い。そのため、一降雨イベントの総降雨量は単一の雨域だけではなく、複数の雨域が加わって決定している場合もあることを考慮する必要がある。

図-4に小瀬田・大川の2地点の特性時間を示す。台風の場合には2地点の特性時間の差はほとんど見られない。また、大川で特性時間が長くなる傾向が見られる。それに対して停滞前線及び低気圧では、2地点の特性時間の差にばらつきがあり、いずれも小瀬田でやや長くなる傾向が見られる。

図-5に小瀬田における特性時間と相互相関係数を示す。台風については、特性時間が長くなるに従って相互相関係数が増加する。一方、停滞前線及び低気圧については特性時間が長くなるに従って相互相関係数が低下する傾向が見られた。すなわち、台風では特性時間が長い場合は、時間スケールに対して空間スケールも大きく、長時間にわたって広範囲に均質なハイエトグラフがもたらされる。一方、停滞前線は広範囲に降雨をもたらすが、降雨がもたらされる範囲内に均質なハイエトグラフが与えられているわけではないことが推察された。

また、図-6に相互相関係数と2地点のタイムラグを示す。すべてのイベントのタイムラグは7時間以内である。タイムラグが長い降雨はいずれも相互相関係数が小さく、時間の経過とともにハイエトグラフが変形していることや、2地点の降雨は異なる局所的な降雨であることが推察できる。

以上より、屋久島における降雨イベントの時空間特性は、台風と台風以外の気象条件時で異なる傾向を示しており、特に台風以外の気象条件の降雨イベントでは、島内の2地点で特性時間の異なるハイエトグラフがもたらされる場合があることが推察された。

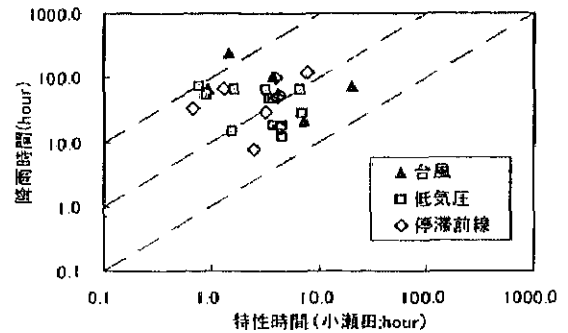


図-3 降雨時間と特性時間の比較

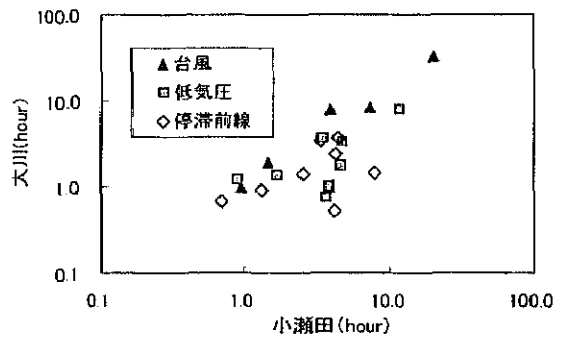


図-4 小瀬田・大川の特性時間の比較

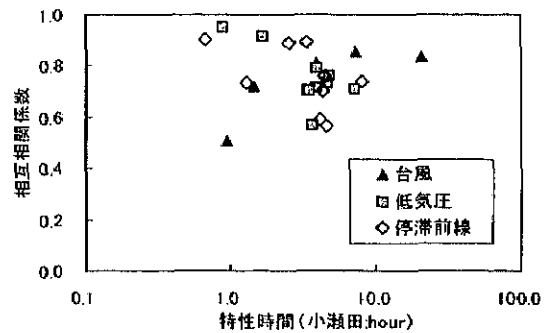


図-5 相互相関係数と特性時間の比較

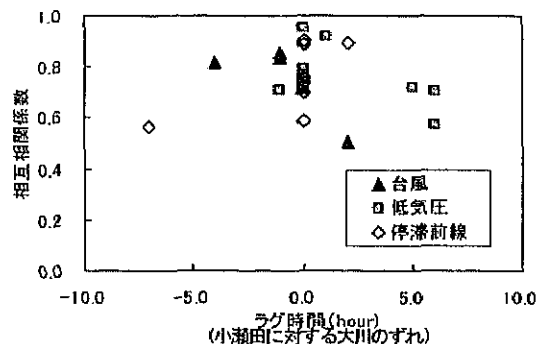


図-6 相互相関係数とタイムラグ

### 3.2 崩壊発生条件からみた降雨イベントと崩壊発生条件

崩壊発生を支配する地下水流出を一次元で考えると、連続式(式3)と流速の近似則であるDarcy則(式4)で示すことができる。但し、地下水流出は透水係数の均一な一層の土層における飽和側方流のみで考える。

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial v_l h}{\partial l} = r \cos \theta \quad (\text{式3})$$

$$v = K \sin \theta \quad (\text{式4})$$

ここで  $\lambda$  は間隙率,  $h$  は地下水深 (m),  $v$  は飽和側方流の流速 (m/s),  $l$  は斜面方向の尾根からの距離 (m),  $r$  は降雨強度 (m/s),  $\theta$  は斜面傾斜 ( $^\circ$ ),  $K$  は飽和透水係数 (m/s) である。

この2式に特性曲線法を用いて考えると、以下の2式を得ることができる。

$$l = \frac{K \sin \theta}{\lambda} t \quad (\text{式5})$$

$$h = \frac{1}{\lambda} \int_{t_0}^{t+t_0} r \cos \theta dt \quad (\text{式6})$$

すなわち、斜面上のある地点における水深は、尾根を出発点とする降雨が到達するまでの時間内の総降雨量に等しいと考えることができる。

また、崩壊は斜面のすべり面の上におけるせん断応力 ( $S$ ) とせん断抵抗力 ( $\tau$ ) のつりあいが崩れることによって発生するため、式(3.7)に示す無限長斜面安定式(例えば塚本・小橋, 1991)において安全率が1以下となったときに発生する。

安全率

$$= \frac{\tau}{S} = \frac{\{D\sigma g(\lambda-1) + h\rho g\lambda - h\rho g\} \cos \theta \tan \phi + \frac{C}{\cos \theta}}{\{D\sigma g(\lambda-1) + h\rho g\lambda\} \sin \theta} \quad (\text{式7})$$

ここで  $\sigma$  はせん断抵抗力 ( $N/m^2$ ),  $S$  はせん断応力 ( $N/m^2$ ),  $D$  は土層厚 (m),  $\rho$  を水の密度 ( $kg/m^3$ ),  $\sigma$  は土の密度 ( $kg/m^3$ ),  $\phi$  は土の内部摩擦角 ( $^\circ$ ),  $C$  は土の粘着力 ( $N/m^2$ ),  $g$  は重力加速度 ( $m/s^2$ ) である。

そこで  $F_s=1$  を与える地下水深を崩壊の発生する限界地下水深を  $hc$  とすると、

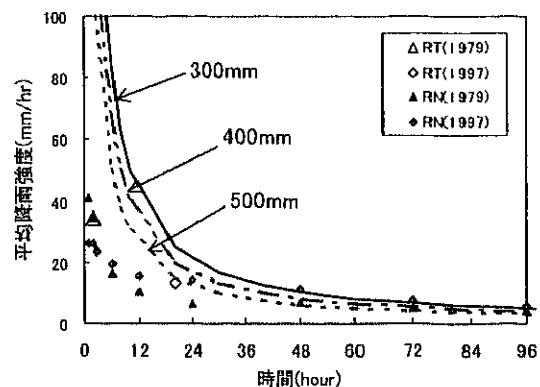
$$\frac{hc}{D} = \frac{\frac{\sigma}{\rho} (1-\lambda) \left( \frac{\tan \phi}{\tan \theta} - 1 \right) + \frac{C}{D\rho g \sin \theta \cos \theta}}{(1-\lambda) \left( \frac{\tan \phi}{\tan \theta} - 1 \right) + 1} \quad (\text{式8})$$

が成り立つ。

崩壊発生は、土層内の地下水深が安全率=1となる限界地下水深に達したときに発生するため、式5, 6よりその地点に固有である降雨の到達時間内の総降雨量で決定する。

このとき、実際の地下水の流速は一般に  $1.0 \times 10^{-5} \sim 1.0 \times 10^{-2}$  (m/s) と推定され、降雨の到達時間はハイトグラフから求めた特性時間に対して非常に長く、崩壊発生条件となる到達時間内の総降雨量は、雨域の影響時間よりも非常に長い時間内の総降雨量で考える必要がある。そこで、任意の  $n$  時間と、その  $n$  時間内の総降雨量を用いて崩壊発生を考える。

図-7に土面川流域で崩壊が発生した2度の発生降雨(1979年, 1997年)の  $n$  時間内の平均降雨強度と、崩壊発生条件が  $n$  時間内の総降雨量で300mm, 400mm, 500mmであると仮定したときの崩壊発生限界線を示した。その結果、72時間内の平均降雨強度はほぼ等しいものの、1979年の降雨は特性時間が短く72時間で限界線に接近するのに対して、1997年の降雨は、ピーク時の降雨強度は1979年よりも弱い一方で、特性時間は20時間と



RTは特性時間内の平均降雨強度, RNは  $n$  時間内の平均降雨強度を示す。

図-7 崩壊発生降雨の平均降雨強度と仮定した発生限界線

非常に長く 24 時間で限界に接近している。つまり、長時間の降雨量でみた場合に両者の違いはみられないが、崩壊発生にいたる降雨のプロセスとして考えた場合、両者が非常に異なる特性をもつ降雨であるといえる。

この 2 つの発生降雨と、降雨イベント群から 1997 年の発生降雨を除いた非発生降雨から、屋久島における崩壊発生条件を推定した。岩元ら (1990) を参考に、任意の  $n$  時間と最大  $n$  時間降雨量で発生・非発生にわけて示した (図-8)。その結果、48 時間 343mm から 64 時間 360mm にかけて発生降雨の下限と非発生降雨の上限が最も接近し、この付近に崩壊発生条件があると推定された。

指針では最大 1 時間雨量と実効雨量 (降雨開始から最大 1 時間雨量発生 1 時間前までの総降雨量) から、崩壊発生条件を推定している。しかし、ここで使用した発生降雨と非発生降雨を、最大 1 時間雨量を用いて差別化することはできず、屋久島において最大 1 時間雨量で崩壊発生条件を決定することはできない。すなわち、屋久島においてピーク時の降雨強度によって崩壊発生条件を推定することは困難であることが示唆された。

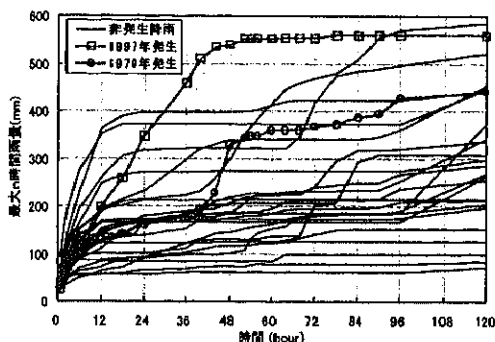


図-8 発生降雨と非発生降雨の最大  $n$  時間雨量

#### 4. 屋久島土面川流域における崩壊発生条件

2 度の崩壊発生降雨が明らかにされている屋久島北西部の土面川流域を対象に分布型流出モデルに崩壊発生条件を組み込んだモデルを作成し、モデル化して与えた降雨を条件に計算を行った。連続式 (式 9) において、流速は地下水流についてはダルシー則 (式 4)、地表流については Manning 則 (式 10) で与え、地下水深を求めた。近年の多くのモデルでは不飽和状態での流出や浸透が考慮されている。しかし、不飽和浸透流をモデル化する

にはパラメーターが増え、非常に複雑な計算になるという問題がある。そのため、本研究では不飽和浸透流は仮定せず、地下水流出はすべて飽和流出によるものとした。

土層は深度による流出時間の違いを考慮するためそれぞれに異なる透水係数を与えた 3 層に仮定し、下層への流出は下層の透水係数による飽和鉛直浸透とした。

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial v_x h}{\partial x} + \frac{\partial v_y h}{\partial y} = (r - f) \cos \theta \quad (\text{式 9})$$

$$v = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \quad (\text{式 10})$$

ここで  $x$  は  $x$  軸方向の距離 (m),  $y$  は  $y$  軸方向の距離 (m),  $f$  は下層への透水係数 (m/s),  $n$  は Manning の粗度係数 ( $\text{s/m}^{\frac{2}{3}}$ ),  $R$  は径深 (m)  $I$  は勾配である。

地形データは、国土地理院発行の「数値地図 50m メッシュ (標高)」を用い、各グリッドの格子面を計算単位とする。

このような分布型流出モデルにおいて、50m 間隔のグリッドデータを適用することは、地形が正確に表現できず非常に粗い結果となることが予想される。しかしながら、本研究ではモデルによって実際の現象を正確に再現することではなく、異なる条件下で予想される現象を比較することを目的としている。そのため、現在最も整備されているこの地形データを使用した。

モデルに必要な変数は表-2 のように定めた。なお、透水係数、間隙率、土粒子密度は、2002 年 7 月下旬に対象流域の現地踏査の際に採取した土質サンプル (100cc 採土管を使用) を、実験室にて測定した結果を参考にして設定した。これらの値は場所や深度ごとに異なると想定されるが、すべての空間にわたってそれらを調べることは不可能である。そこで、計算対象とする層の深さの範囲から採取したサンプルの平均値を代表値とした。さらに透水係数は、実測値を参考に、下流端で鹿児島大学によって観測されている実測流量と計算結果を比較して設定した。その他の値については、文献値を参考にした。但し、土の粘着力については検討ごとに定めた。

表-2 土質・水文条件

	第1層	第2層	第3層	第4層
透水係数(m/s)	$1.50 \times 10^{-4}$	$1.00 \times 10^{-5}$	$5.00 \times 10^{-6}$	$1.25 \times 10^{-7}$
土層厚(m)	0.5	0.5	0.5	$\infty$
間隙率	0.4	0.4	0.4	—
土の内部摩擦角( $^{\circ}$ )	26	35	45	—
土粒子密度( $g/cm^3$ )	2.26			—

	河道	斜面
粗度係数( $s/m^{1/3}$ )	0.050	0.025

4.1 地形特性による崩壊発生条件の比較

地形要素のうち、崩壊発生に対して主要な要素である集水面積と傾斜によって、流域内の全グリッドを図-9のように区分した。集水面積・勾配ともに河道を除いたグリッドの中央値を区分境界とした。土質定数は、ここでは地形条件の崩壊発生への影響を比較するため、降雨開始時にすでに崩壊している箇所が最も少なくなるように土の粘着力を、第1層3,000N/m<sup>2</sup>、第2層4,000 N/m<sup>2</sup>、第3層6,000 N/m<sup>2</sup>と定めた。そこで、総降雨量を150mmと一定にした、2mmが75時間、5mmが30時間、25mmが6時間、75mmが2時間のハイトグラフを条件として比較した。

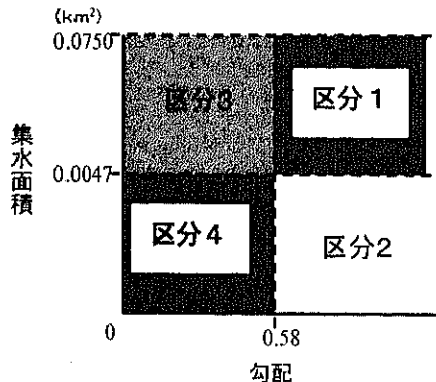


図-9 地形要素の区分

その結果を図-10に示す。全体を通して区分1、区分2でのみ崩壊が発生した。降雨強度が25mm/hrから75mm/hrと3倍の強度になっても、崩壊発生箇所数はほとんど変化しておらず、崩壊発生がある時間内の総降雨量で決定していることが確認された。また、降雨強度が弱く降雨時間が長い条件では集水面積の広い区分1が発生箇所の大部分を占める。しかし、降雨強度が強い条件になると区分2でも発生している。すなわち、勾配が等しくても、集水面積の狭い箇所では到達時間が短いため、崩壊発生には短時間に多量の降雨を必要と

するため、集水面積が広い箇所以上に降雨強度の影響を受けやすいことが示された。

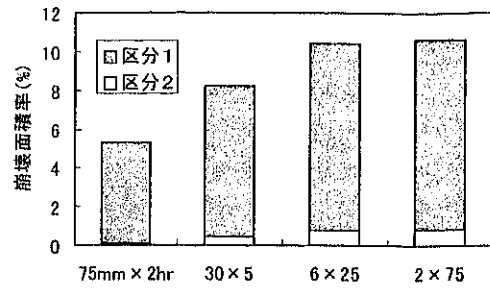


図-10 総降雨量を一定にしたハイトグラフによる崩壊面積の比較

4.2 発生支配降雨による崩壊シミュレーション

3.2において1979年の発生降雨時の時間nと最大n時間降雨量より崩壊発生条件が存在すると推定された36時間176mm~72時間366mmにおける時間n(4時間間隔)とそのときの最大n時間雨量を用いて、n時間平均降雨強度でn時間降雨が継続するハイトグラフにモデル化して降雨条件とした(表-3)。また、土の粘着力は降雨終了時の崩壊面積率が実績と等しくなるよう、第1層1,500N/m<sup>2</sup>、第2層3,000 N/m<sup>2</sup>、第3層4,500 N/m<sup>2</sup>と定めた。

表-3 ハイトグラフの条件

n時間 (hour)	最大n時間雨量 (mm)	平均降雨強度 (mm/hour)
36	176	4.9
40	193	4.8
44	227	5.2
48	329	6.9
52	343	6.6
56	347	6.2
60	360	6
64	360	5.6
68	361	5.3
72	366	5.1

その結果を図-11に示す。40時間193mmから48時間329mmにかけて崩壊面積率は4倍以上となったためこの間に崩壊発生条件があると推定され、またこの発生条件は降雨のみから求めた発生条件とほぼ一致した。しかし、計算結果と実際の降雨終了後の崩壊分布(下川・岩松, 1982)を比較したところ、実際には集水面積の狭い尾根部でも崩壊が発生しているのに対して、計算では谷筋でし

か発生しておらず空間的な崩壊分布は再現できていなかった。この原因として、計算によるピーク直後の下流端流量が実測より流量よりも早く減少したことから、土層中の側方流出の流速が実際より速い条件となっていたことが考えられる。また、グリッドの幅が谷幅に対して広く微地形を表現できていないことが考えられ、崩壊発生箇所の再現には条件となるパラメーターや地形データの精度に検討が必要であることが示唆された。

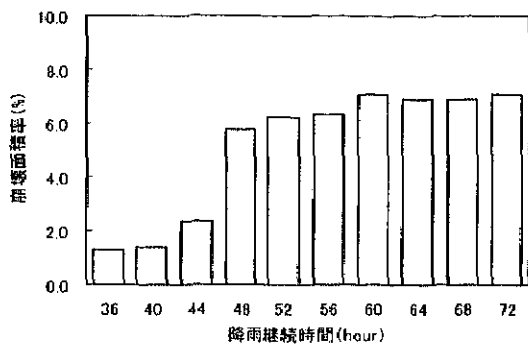


図-11 崩壊発生降雨からモデル化したハイエトグラフによる崩壊面積の比較

## 5. まとめ

屋久島は年間を通して降雨量が多く、非常に強度の強い降雨がしばしば発生することが知られている。そこで、本研究では降雨イベントの時空間特性を求めて崩壊発生条件を推定した。また、同時に屋久島北西部の十面川流域に崩壊発生を組み込んだ降雨流出モデルを作成し、地形条件による崩壊発生の特性を比較し、モデル化した崩壊発生・非発生降雨より崩壊発生条件を検討した。

降雨イベントの解析の結果、単一の雨域の影響時間は約4時間であり、一降雨イベント中に複数の雨域による降雨が存在することが示された。また、気象条件別に整理したところ、台風による降雨の特徴として、東西の2地点において特性時間はほぼ等しく、ハイエトグラフの相互相関係数も、1997年8月9日の降雨イベントを除き平均0.8をとり、高い相互相関があることが認められた。また、低気圧及び停滞前線による降雨は、特性時間が長くなると、2地点の相互相関は低くなる。すなわち、影響時間の長い雨域によるイベント場合、離れた地点におけるハイエトグラフは異なることが示され

た。

推定された崩壊発生条件は約2日間に350mm前後と雨域の特性時間に対して非常に長い時間内の総降雨量で決定することが示された。そのため、崩壊発生条件となる降雨の到達時間内の総降雨量を予測するためには、降雨イベントにおいて単一の雨域の特性だけではなく雨域の発生頻度についても明らかにする必要がある。

降雨流出モデルを用いて地形の注目して検討したところ、急勾配斜面でも集水面積が狭い斜面は到達時間が短いため降雨強度への依存が大きいことが示された。また、発生降雨からモデル化したハイエトグラフを条件として降雨終了時の崩壊面積から崩壊発生条件を求めたところ、降雨のみから求めた崩壊発生条件とほぼ一致したものの、崩壊地の空間分布については再現できず、モデルや使用した地形データの精度に検討が必要なが示唆された。

最後に、本研究に使用したデータを提供していただいた林野庁屋久島森林環境保全センターと鹿児島大学砂防・水文学研究室に感謝いたします。また、本研究を行うにあたり筑波大学地球科学系教授の安仁屋政武先生、同農林工学系助教授の宮本邦明先生及び講師の西田顕郎先生に貴重なご指導及びご助言をいただきました。ここに謝意を表します。

## 引用文献：

- 石川芳治 (1990) : 降雨量を用いた土石流の警戒・避難基準, 砂防学会誌 (新砂防), 43 (2), 40-47.
- 岩元賢・原田民司郎・平野宗夫 (1990) : 土砂災害に対する警戒・避難基準雨量の設定について, 新砂防, 43 (3), 3-8.
- 岡本正男・仲野公章・秦耕二・荒木義則・古川浩平・水山高久 (2002) : 局地的な集中豪雨に対する土石流警戒避難基準雨量の設定に関する研究, 砂防学会誌, 55 (1), 15-24.
- 鹿児島県・鹿児島地方気象台 (1967) : 「鹿児島県災異誌」鹿児島県, 230p.
- 鹿児島県 (1994) : 「鹿児島県災異誌」鹿児島県, 192p.
- 上屋久町郷土史編集委員会 (1984) : 「上屋久町郷土誌」, 上屋久町教育委員会, 1018p.
- 久保田哲也 (2002) : 総観規模～メソスケール気象

- 条件を用いた土砂災害の広域的予測—梅雨と台風の場合—, 砂防学会誌, 55 (1), 4-14.
- 建設省河川局砂防部(1984):「総合土石流対策(Ⅱ) 土砂災害対策に関する情報と発令のための降雨量設定指針(案)」砂防広報センター, 9p.
- 地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳(2000):屋久島土面川流域の降雨・流出特性, 鹿児島大学農学部演習林研究報告, 28, 13-25.
- 下川悦郎・岩松暉(1982):屋久島永田における山くずれ・土石流災害(その1), 砂防学会誌(新砂防), 34 (4), 26-31.
- 下川悦郎・岩松暉(1983):屋久島永田における山くずれ・土石流災害(その2), 砂防学会誌(新砂防), 35 (3), 20-27.
- 鈴木雅一・福嶋義宏・武居有恒・小橋澄治(1979):土砂災害発生危険雨量, 砂防学会誌(新砂防), 110, 1-7.
- 平松晋也・水山高久・石川芳治(1990):雨水の浸透・流下過程を考慮した表層崩壊発生予測手法に関する研究, 砂防学会誌(新砂防), 43(1), 5-15.
- 矢野勝太郎(1990):前期降雨の改良による土石流の警戒・避難基準雨量設定手法の研究, 砂防学会誌(新砂防), 43 (4), 3-13.
- 屋久町郷土誌編さん委員会(1993):「屋久町郷土誌第一巻」屋久町教育委員会, 1359p.
- 屋久町郷土誌編さん委員会(1995):「屋久町郷土誌第二巻」屋久町教育委員会, 963p.