

## 降雨のパターンおよび先行降雨の違いによる災害の差異

西山 壮一, 齊藤 実, 横瀬 廣司

THE DIFFERENCE IN DISASTER CAUSED BY THE PATTERN  
OF RAINFALL AND THE ANTECEDENT PRECIPITATION

Souichi NISHIYAMA, Minoru SAITO and Hiroji YOKOSE

Even if the total amounts of precipitation are almost equal, the different disaster is caused by the pattern of rainfall and soil moisture content just before the rainfall.

This shows that only the total amounts of precipitation seems not to be a cause of disaster. And authors made a clarification of the mechanism of the difference in disaster caused by above factors. A seepage process of rainfall was analyzed, and variation of soil water content and surface runoff were calculated. The equation used in the calculation was as follows,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k(\theta) \frac{\partial (\phi_m - z)}{\partial z} \right] \dots \dots \dots (1)$$

$\theta$  : water content by volume

$t$  : time

$z$  : depth

$k(\theta)$  : hydraulic conductivity

$\phi_m$  : matric potencial

総降雨量が同じ場合でも、降雨のパターンおよび先行降雨によって、災害に差が生じるメカニズムの解明を試みた。すなわち、土壌水分動態解析の基礎方程式を解き、降雨による土壌水分の経時変化の解析を行い、それらについてシュミレーションを行った。得られた成果を要約すると次のとおりである。

1. 降雨のパターンにおいて、いわゆる後山型は前山型に比べ、積算流出量のカーブが急であり、流出する水の流速が大きい。このことは、後山型は前山型に比べ、土の侵食、土石流等が起こりやすいことを示している。
2. 先行降雨の違いとは土壌水分量が違うことにほかならないが、土壌水分量が違う場合、降雨による表面流出量と表面流出が起る時間が異なるメカニズムが明らかとなった。

## I ま え が き

斜面崩壊がおこる原因は、その素因と誘因に分けられる。素因としては、地質条件と地形条件がある。すなわち、前者は岩石の風化状態、その強度、地層の状態（不透層の位置、断層の有無等）があり、後者は、斜面の傾き、植生等が考えられる。

また、直接崩壊をひきおこす誘因となるものは、通常、降雨である。それによって、土のせん断応力の減少、地下水位の上昇によるかんげき水圧の増加がおこる。

同じような素因をもちながら、さらに同じような誘因がおこったとき、あるときは斜面が崩壊し、あるときは崩壊しないことがある。

斜面崩壊の誘因の代表的なものは降雨であるが、それは、通常、総降雨量でその大きさが示される。基本的には、総降雨量と崩壊は当然関係があるが、総降雨量が同じでも、災害に大きな差が生じることがある。すなわち、総降雨

量が小さい場合でも、崩壊がおこることがある。このことは、総降雨量だけが誘因のすべてではないことを示している。総降雨量以外に、降雨のパターンと降雨が始まるまでの土壌水分状態の違いがある。後者はいわゆる先行降雨の状況によって決まる。

そこで、著者らは、降雨のパターン、および先行降雨が、降雨による土壌水分の変化および表面流出にいかなる影響を及ぼすかについて、マサ土を例として、シミュレーションを行った。すなわち、いわゆる前山型と後山型とよばれる二つの降雨のパターンおよび初期水分量が異なる場合について、降雨による土壌水分の変化と表面流出量の解析を行い、降雨のパターンおよび先行降雨によって、災害に差が生じるメカニズムの解明を試みた。

II 雨水の浸透に関する理論的解析

降雨が地下に浸透するか、あるいは表面流出するかは、地表面の土壌水分の状態によって決まる。すなわち、土壌の表面が水で飽和されている場合は、降雨は全部表面流出し、飽和していない場合は、その程度に応じて、全部浸透するか、または一部浸透し、残りが表面流出する。したがって、表面流出量は、土壌の水分状態と密接な関係がある。そこで、降雨による土壌水分の経時変化の解析を行う。

1. 土壌水分動態解析の基礎方程式<sup>(1)</sup>

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k(\theta) \frac{\partial (\phi_m - z)}{\partial z} \right] \dots \dots \dots (1)$$

ただし、

$\theta$  : 土壌の容積含水率

$t$  : 時間

$z$  : 鉛直下向きの深さ

$k(\theta)$  : 不飽和水利伝導度であり、 $\theta$ の関数である。

$\phi_m$  : マトリックポテンシャル

2. 解析のモデルに使用した土壌の状態

解析の対象とした土の種類は、マサ土であり、地下水位は地表面から3mの位置にある。解析に使用した土層のプロファイルを Fig. 1 に示す。

なお、土壌の物理性は次のように仮定した。

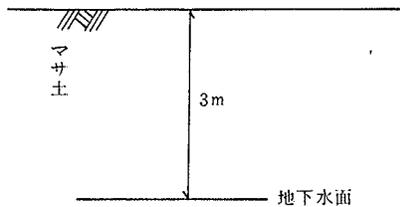


Fig. 1 土層のプロファイル

(a) 間ゲキ率

間ゲキ比を  $e=0.9$  として

間ゲキ率は、 $\frac{n}{100} = \frac{e}{1+e} = 0.474 = \theta_s$

(b) 不飽和透水係数

不飽和透水係数は Irmay の式から求めた<sup>(2)</sup>。

$$k = k_s \left( \frac{\theta - \theta_0}{\theta_s - \theta_0} \right)^3 \dots \dots \dots (2)$$

ただし、 $k_s$  : 飽和透水係数であり、 $k_s = 1 \times 10^{-4} \text{cm/sec}$  とした。

$\theta_0$  : 限界飽和度であり、 $\theta_0 = 0.10$  とした。

(c) 土壌水分特性

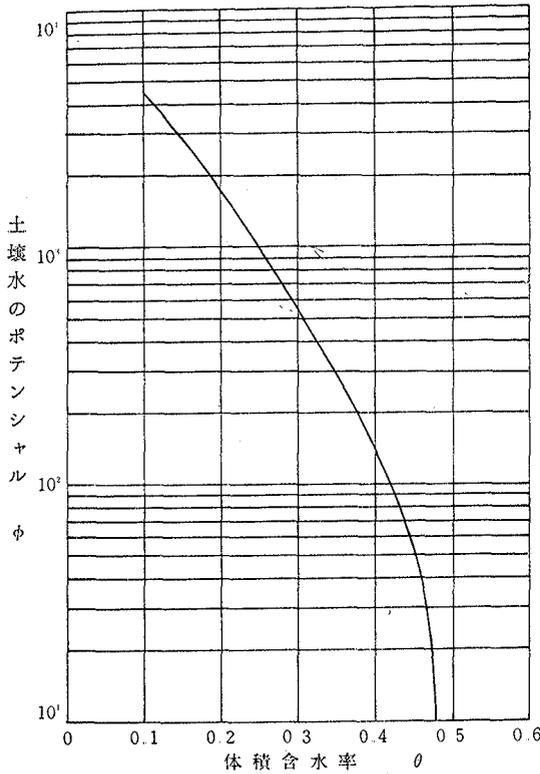


Fig. 2 φ-θ の関係

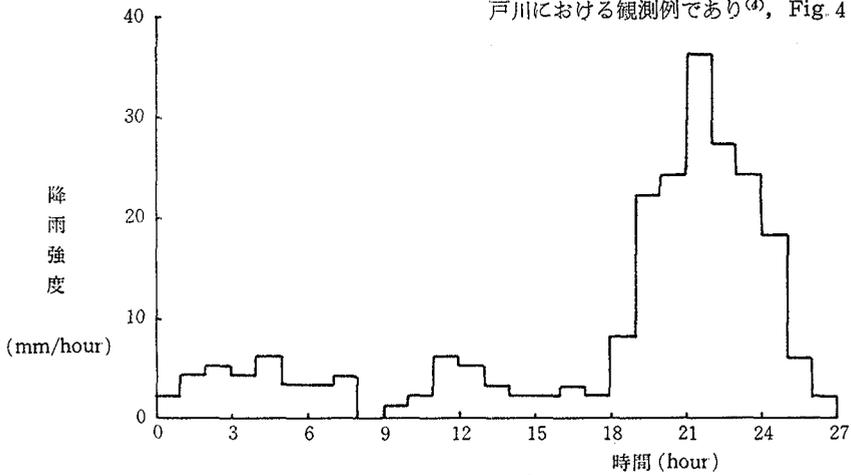


Fig. 3 降雨のパターン (A)

例の対称となっている。これらを便宜上、それぞれAタイプ、Bタイプと称する。

AタイプおよびBタイプの降雨があった場合、土壌水分の経時変化をそれぞれ Fig 5 および Fig 6 に示す。なお、初期水分量はいずれも同一であり、重力水が浸透した後の平衡時の水分量を使用した。すなわち、地表から地下水面までの深さを  $L_i$  とすると、

$$\phi = L_i - z \quad \text{.....(6)}$$

として、 $\phi-\theta$  の関係から  $\theta_i$  を求め、その値を初期水分量とした。

表面流出量の変化を Fig. 7 に示す。

Aタイプの場合、降雨の始めには、降雨量が少いため、表面の土壌水分が飽和に達せず、地下に流入し、流出はな

計算に使用したマサ土の土壌水分特性は、Fig. 2 のとおりである。pF 3 以上の部分は、西田らの研究成果を参考にした<sup>(9)</sup>。また、 $\theta_s$  の点と pF 3 との間は内挿を行った。ここで  $\phi$  値の指数が pF 値である。

### 3. 境界条件, 初期条件

境界条件は次のようになる。

$$\left. \begin{aligned} q &= R, & R > 0, & z = 0 \\ q &= E, & R = 0, & z = 0 \\ h &= 0, & & z = L \end{aligned} \right\} \text{.....(3)}$$

$R$ : 降雨強度,  $L$ : 地下水面の位置,

$E$ : 蒸発強度であり,  $E=0.004\text{m/day}$  とする。

また、初期条件は次のとおりである。

$$h = 0, \quad z = L_i \quad \text{.....(4)}$$

$L_i$ : 初期における地下水位

$$\theta = \theta_i; \quad L_i > z > 0 \quad \text{.....(5)}$$

$\theta_i$ : 各層における初期水分量

## III 解析例および考察

### 1. 降雨のパターンによる土壌水分および表面流出量の変化

解析に使用した降雨のパターンをFig. 3, Fig. 4 に示す。Fig. 3のパターンは、台風7220号による、戸川における観測例であり<sup>(4)</sup>、Fig. 4は、Fig. 3の

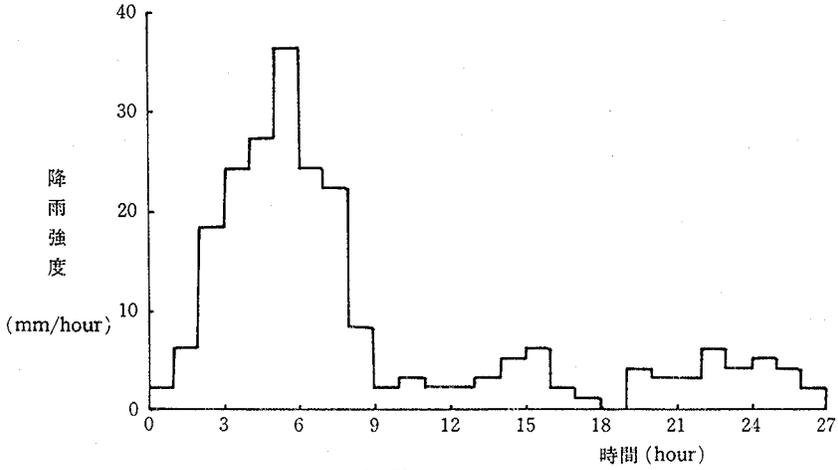


Fig. 4 降雨のパターン (B)

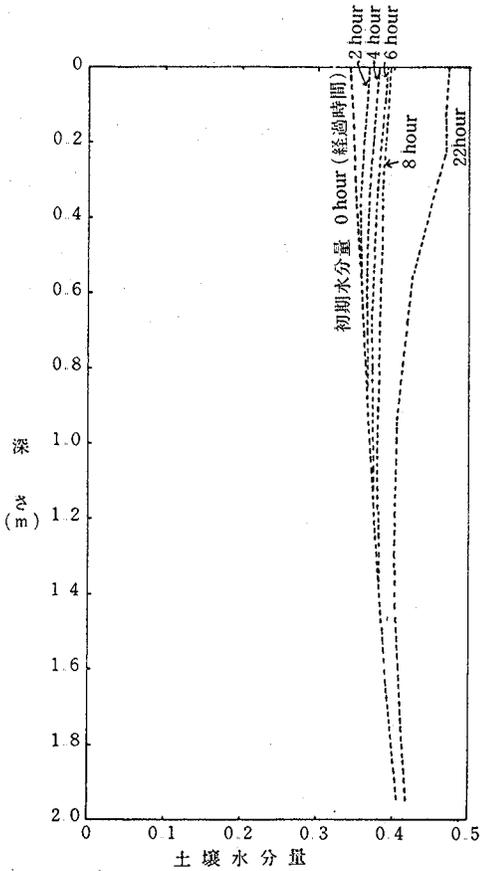


Fig. 5 土壌水分量の変化 (A)

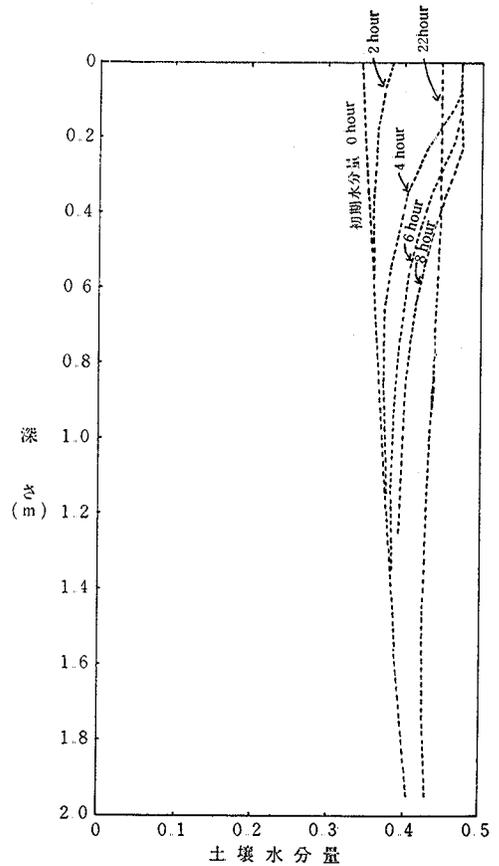


Fig. 6 土壌水分量の変化 (B)

い。一方、Bタイプの場合、降雨が土中に浸潤して地下水位に達する前に、表面流出が起っている。しかしながら、積算流出量のカーブは、Aタイプの方がBタイプより急である。このことは、Aタイプの方が、Bタイプに比べ、流出する水の流速が大きく、侵食、土石流等が起りやすいことを示している。このように積算流出量のパターンが違う原因として、Aタイプの場合、強い降雨（時間雨量のピーク）以前において、すでに小さな降雨があり、地表付近で土壌の水分量が大きくなり、流出しやすい状態になっているためと考えられる。このことは、Fig. 5の土壌水分分布

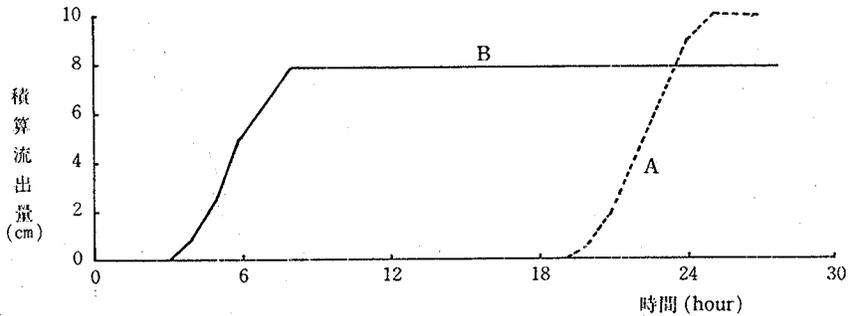


Fig. 7 積算流出量の変化

の経時変化からも明らかである。また、土壌水分の解析結果から、降雨が直接浸透して、地下水位の上昇に寄与するまでに、かなりの時間を要することが明らかである。(この例では、降雨後22時間後においても、地下水位はほとんど変化していない。)したがって、現場等で、降雨後急速に地下水位が上昇するのは、直接浸透する水ではなく、キレツ等を流れた水であろうと考えられる。

2. 先行降雨量の違いによる降雨後の土壌水分および流出量の経時変化

先行降雨の違いとは、降雨始めにおける土壌水分量が異なることにほかならない。

そこで、降雨始めにおける土壌水分量が異なる場合に、全く同じ降雨(総降雨量およびそのパターンが同じ降雨)があったとき、それぞれの土壌水分の変化と流出量の解析を行う。Fig 8 に示すような土壌水分分布を有する土地に、Fig 3 に示すAタイプの降雨があった場合について、降雨による土壌水分の変化と流出量の解析を行った。なお、Fig 8 に示す二つの初期水分量を、それぞれ、I、IIとすると、IはFig 5に示す、初期水分量と同一であり、IIは

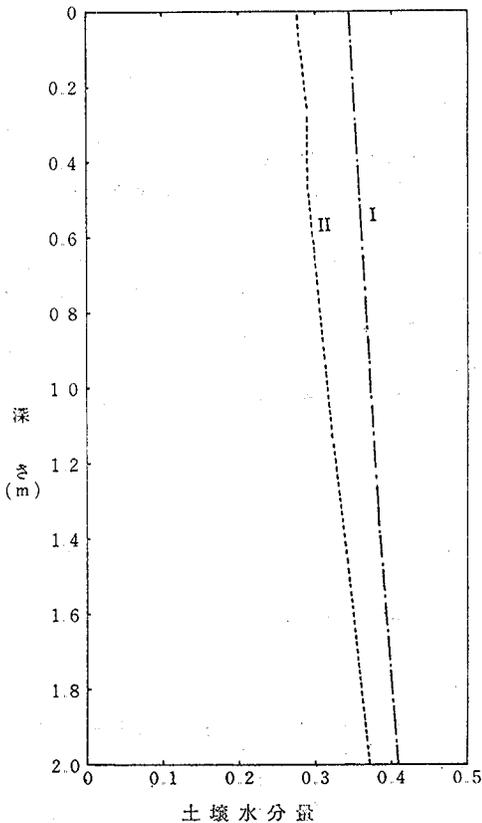


Fig. 8 初期水分量

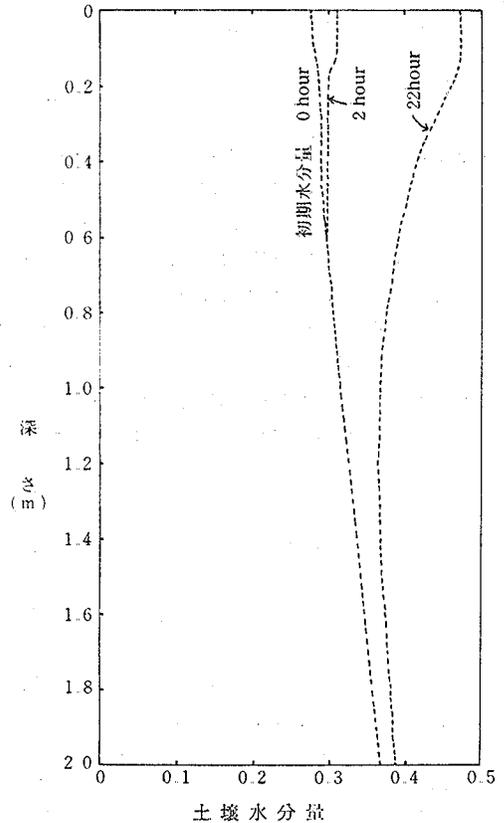


Fig. 9 土壌水分量の変化(II)

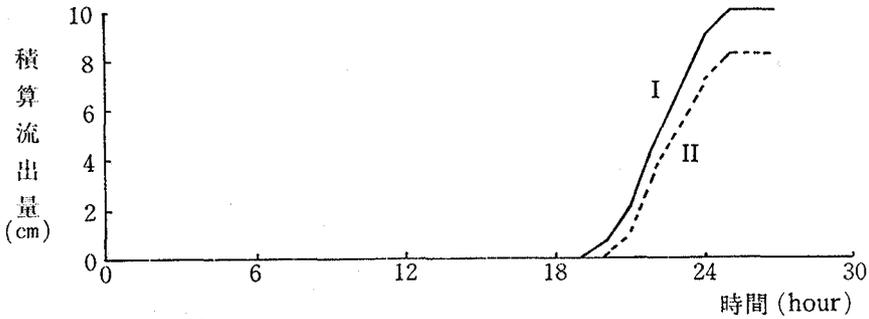


Fig. 10 初期水分量の違いによる積算流出量の変化

便宜的に次式のように仮定した.

$$\theta_{iII} = \theta_{iI} - (\theta_s - \theta_{iI}) \times 0.5 \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここで

$\theta_{iI}$  : Iにおける各層の水分量

$\theta_{iII}$  : IIにおける各層の水分量

土壌水分および流出量の経時変化の解析結果を、それぞれ Fig 9 および Fig 10 に示す.

Fig. 10 から、先行降雨の状態によって、流出量が全く異なることが明らかである。すなわち、初期水分量が少い II の場合は、I に比べはるかに流出量が少く、また、I の場合より流出がおこる時刻が遅れている。この原因は、II の場合は、I の場合に比べ、初期水分量が少く、土層内に水を吸収する能力が大きいためである。すなわち、初期水分量が低いことが、水の急速な流出の緩和作用となった。このことは、水の収容能力が大きい植生等が同様の効果をもっていることを示している。また、Fig 5 と Fig. 9 における土壌水分量の変化を比較することにより、流出量のパターンが異なる原因がより明確となる。

#### IV ま と め

総降雨量のみでなく、降雨のパターンおよび先行降雨が、表面流出量に大きく影響を及ぼすメカニズムを、雨水の浸透および流出の解析結果から明らかにすることができた。また、解析結果から、降雨によって、直接浸透により、地下水水位が上昇するためには、かなりの時間を要することが明らかとなった。

災害が発生する実際の現場は、解析に必要な地形、地質に関するデータを得ることは、通常、不可能な場合が多い。したがって、降雨が地中に浸透することを考慮した、いわば、ミクロな土壌水分（地下水水位の変化も含む）および、流出の解析は現状ではなされていない。斜面崩壊を問題とした、降雨後の地下水水位の変動の解析は、タンクモデルを使用した経験的予測法が使用されている。前述の解析に必要なデータが得られる場合か、または、明らかに単純な地形（たとえば、圃場等）の場合は、本論文の方法を応用して、降雨による土壌水分の変化（地下水水位の変化も含む）および、流出量の解析を行うことは可能である。

#### 謝 辞

不飽和浸透流の解析については、鳥取大学農学部の筑紫博士の指導を受けた。計算は九州大学大型計算機センターで行った。

また、研究費については、農林水産省の補助を受けた。関係の方々に謝意を表します。

#### 参 考 文 献

|   |   |
|---|---|
| <p>1) HILLEL, D.: <i>Computer simulation of soil water dynamics</i>, IDRC, Ottawa, Canada (1977).</p> <p>2) IRMAY, S.: On the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. <i>Trans. Amer. Geophys. Union</i>, 35(3), pp. 463~467 (1954).</p> | <p>3) 西田一彦：土の物理学—土質工学の基礎—土壌物理研究会編，森北出版（1979）。</p> <p>4) 安井春雄：香川県土地保全対策調査研究報告，香川県土地保全対策調査研究会，香川県（1977）。（1981年5月30日 受理）</p> |
|---|---|