

土石流発生危険降雨強度の算定法について

愛媛大 豊 小川 滋・新垣 隆
愛媛県 川村孝一・大野耕徳・光田良三郎

I. まえがき

土石流発生の予測は、降雨流出率のなかでとうえり必要がある。そのためには、土石流発生のモデルと、それに関連する降雨流出量の算定法が明らかにされねばならない。ここでは、愛媛県における土石流発生の実態的調査をもとに、土石流発生のモデルを検討し、土石流発生限界流量を生じる降雨強度の算定法を示し、現実流域適用の課題点について考察を加えた。

II. 調査対象流域

調査流域は、愛媛県周桑郡丹原地区新川水系5溪流（流域面積0.5~1.4 Km²）、ならびに伊予三島市樋之尾谷水系4溪流（流域面積0.9~2.8 Km²）である。流域の地質は、丹原地区5溪流では、花崗岩地帯となっており、踏査によると、花崗岩の質も各溪流で若干異っており、破碎化された礫やマサ化した流域もある。伊予三島地区は、中央構造線が流域の末端部を通っており、黒色片岩地帯である。昭和5年台風17号災害は、総降雨量1,000~1800mm（6日間）、最大時雨強度480mm/hrで、伊予三島地区、丹原地区、今治地区など約50溪流において土石流災害が発生した。

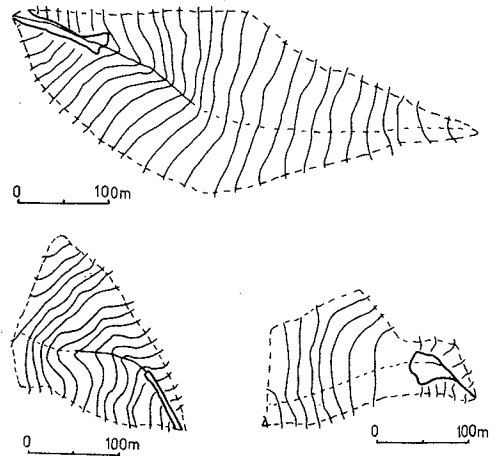


図-1

III. 土石流発生位置および特性

航空写真および踏査によって、土石流発生位置の推定をふまえた。5000分の1地形図上に発生崩壊地を図化して、勾配、面積などを計測した。水系網解析と関連させ、1次谷発生、山腹斜面発生などとした。発生崩壊地の集水域および規模の1例を示すと図-1のようである。発生崩壊地の勾配の分布をみると図-2に示すようであり、平均は36°であるが、15°-30°と30°以上に分けらるようであり、前者が全体の30%で、大部分は、30°以上の急勾配となっており注目を要するであろう。これは、発生位置の確認が、高次の谷にはおこなうべきで、上流からの土石流流下が集積してくるため、確認が非常に難しく、土石流発生形態との対応は、この調査のみでは、不十分であろうが、このことを考慮しても、大部分は、1次谷あるいはさらに小は単位斜面での集水域で発生するものが圧倒的に多いようである。発生形態としては、山崩れによる引き金作用と斜面の崩壊層

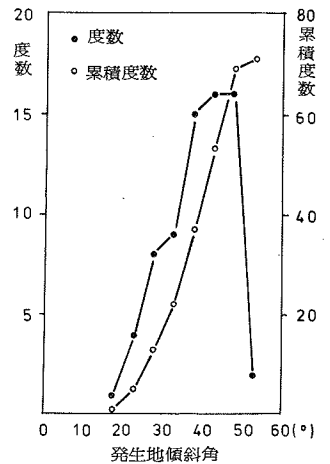


図-2

あるいは、1次谷の渓床堆積土の流動との適合した形態ではなにかと考えられる。

Ⅳ. 土石流発生モデルと危険降雨強度の算定法

上述の発生の実態の調査をもとに、図-3のように、1次谷あるいは、ガリ一部における土石流発生地帯の集水域をモデル的に考える。集水域に厚さ D 、幅 B の堆積土層があるとす。土石流発生限界水深を r_{xc} とすれば、 e_c を有効孔隙率として、 $r_{xc} = h_0 + e_c D$ — (1) (h_0 : 表面流水深) で示されるが、現在 h_0 に対する

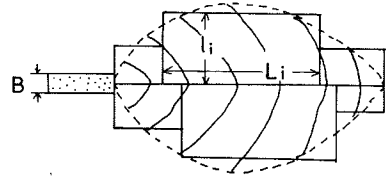


図-3

理論的根拠がなく、かわりて表面限界水深の求め方も明確ではないため、ここでは、 h_0 を無視しておくことにする。また、発生地帯における堆積層内の単位幅流量を q_c とし、堆積層内浸透水流速を V とすると、 q_c を透水係数として、 $V = k/e_c \cdot \sin \theta$ — (2) ($\sin \theta$: 堆積層勾配) で示され、有効水深 h_{*} は、 $h_{*} = q_c / (k/e_c) \sin \theta$ — (3) で与えられる。そこで、発生限界条件として、 $r_{xc} = h_{*}$ より、 $q_c = D k \sin \theta$ — (4)、あるいは、 $Q_{xc} = D k \sin \theta \cdot B$ — (4) が限界流量となる。そこで、発生地帯に集水する降雨流出量 Q_{xc} を与える降雨条件が発生限界降雨条件となる。図-3に示された、ある等斜面長 l_i に対する単位降雨強度 Y_0 に於いての到達時間 T_0 は、平野部による斜面長分布を考慮した降雨到達時間式⁽¹⁾より、 $T_0 = Y_0^{p-1} l_i^p K$ — (5) で示される。ここで、 $p \cdot K$ に於いては、斜面の雨水の流れに於ける運動の式の定数であり、小川によって示された「水みち」に於ける運動の式⁽²⁾、 $A = K Q^p$ — (6) の定数である。小流域の解析結果では、⁽²⁾ $p = 0.447$, $K = 0.87 / \sin \theta^{-p}$ ($\sin \theta$: 斜面勾配) (m.s 単位) が与えられていた。そこで、斜面長 l_i をもつ単位斜面幅 U_e に於いて、斜面下流端における流量 Q_{si} は、 $Q_{si} = \{ Y_0 U_e T_0 / K \}^{1/p}$ — (6) で与えられる。また、渓床堆積土に到達するまでの渓流における流れは、表面流と等しいと、小流域に於いては、渓流のあかしの時間は無視して考えられるので、等斜面長をもつ斜面幅 L_i を U_e の N_i 倍と考えると、等斜面長で集水される流量 Q_{ci} と集水域全体での流量 Q_c は、 $Q_c = \sum Q_{ci} = \sum Q_{si} \cdot N_i$ — (7) で示される。また、(5)式で示される Y_0 に於いては、 Y_{60} を1時間有効降雨強度として、降雨時間強度式、 $Y_0 = \alpha Y_{60} / \beta + T_0$ — (8) をもちいることができる。ここで、 α , β の値に於いては、松山・今治地区の100年確率特性係数⁽³⁾より、 $\alpha = 1.05$, $\beta = 45$ と与えられている。

また、 $U_e = 1m$ とすると、(7)式は、 $Q_c = (Y_0 U_e T_0 / 6000 K)^{1/p} \cdot N$ (m.s 単位) — (7) となる。それゆえ、種々の Y_{60} を与えることにより、(5)式と(8)式を同時に満足する Y_0 を求めるとにより、 Q_c を算定することができる。また一方、(4)式で与えられる発生限界流量 Q_{xc} を算定することにより、発生危険降雨強度としての Y_{60} を指標として求めることができる。現実の流域の適用に関しては、 k , B , D の値を地理的に求める必要がある。また、表面流の初果に於いても今後定量化する必要があるが、現在検討中であり、講義時に現地への適用結果と共にのべることとする。

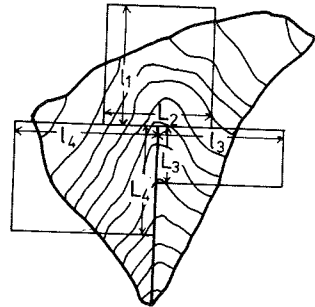


図-4

参考文献 (1) 平野宗夫・伊藤尚規: 到達時間の分布を考慮した流出解析, 才22回水理講義全論文集, 1977-02, 1978 (2) 小川滋: 山地小流域における出水解析の基礎的研究, 九大灌漑50号, 1-68, 1977, (3) 岩井重久・石黒政儀: 応用水文統計学, 1975