

九州大学 工学部 正 員 橋 東 一 郎

" " 学生員 〇 川 井 田 芳 紀

" " " 藤 村 康 二

水系網における定量的地形解析として、従来 strahler による位数解析法が広く用いられてきたが、詳細な地形構造を表現するためには、shreve によって提案され、さらに最近岩佐・小林²⁾により、水系のトポロジック的ランダム性の仮定のもとに理論的に研究されたリンク・マグニチュード（以下 M と呼ぶ）理論による解析法が有用である。図-1 は檜島の深谷川について M 法による等級分けを行った例である。 M 法では各ソースに連なる外部リンクを等級 $i=1$ とし、 M_{i1} と M_{i2} のリンクが合流した場合の下流側の M を $(i+1)$ とする。従って、流域下流端の M はソース数 n に等しく、内部リンクの総数は $(n-1)$ 個であるという簡単な法則が成立する。

水系網における流路崩壊は各リンクを流れる流量（土石流量）×掃流力などによって規定され、本川および主要支川にそう高い M のリンクをも対象とするため、 M 解析法は strahler 方式に比べて、とくに有効であろうと考えられる。本文は土石流の頻発する檜島の深谷川、西道川（表-1）について地形解析を行ない、流路の崩壊率、流路幅について、若干の考察を加えたものである。

1. 地形則

昭和 52 年の航空写真による檜島北側斜面の $1/5000$ の地形図を用い、表-1 の河川について解析した。地形統計則は、気候および地質条件が一樣な流域においては、

(1) 水系網はトポロジックランダムに発生する、

(2) 内部および、外部リンクの長さおよびこれに付随する流域面積は、位置には無関係に、それぞれ別個の統計的分布をもつことを前提としている。檜島は有名な孤立活火山で噴火に伴うカタストロフィックな地形変化、火砕流の堆積による土質変化、降下火山灰による植生の変化を受けている。上述の前提条件を檜島の水系について吟味するため、高度 25 m ごとに分割し、各分割範囲内におけるソース数、外部・内部リンクの平均長 l_e, l_i

河川名	source 数	strahler の最大 位数	最高 点の 標高 (m)	流域 面積 (Km^2)	l_e (m)	l_i (m)	Q_e (m^3)	Q_i (m^3)	S
深谷川	21	3	820	0.63	153.3	238.2	9770	21000	0.56
西道川 全体	105	4	1095	1.38	123.5	120.2	5950	7210	0.56
〃 本川	39	4	1095	0.40	111.6	132.5	3840	6490	0.61
〃 右支川	24	3	810	0.27	131.3	70.9	7290	4028	0.64
〃 左支川	17	3	515	0.27	123.5	104.7			0.52

表-1 河川の要目、 $(l_e, l_i$: 外部リンク, 内部リンクの平均長
 Q_e, Q_i : " " 平均流域面積)



図-1 深谷川の等級分け ($n=21$)

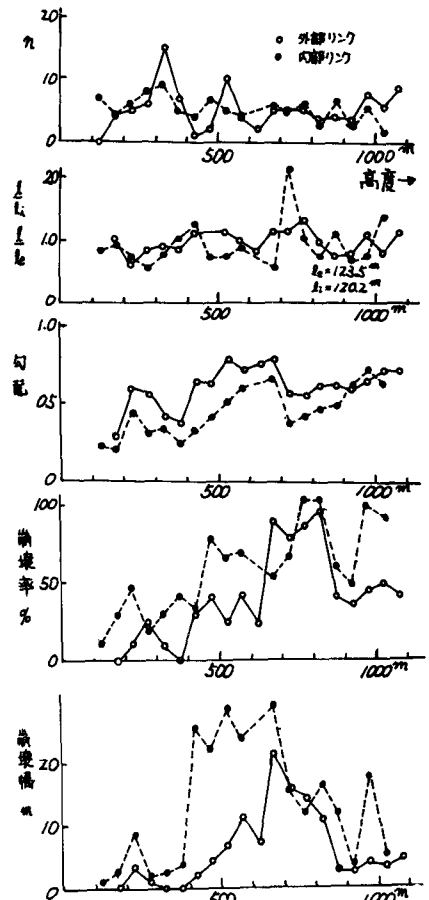


図-2 高度との関係 (西道川)

および外部・内部リンクの平均勾配を高度に対してプロットしたものが図-2である。また、図-4、図-5には奥-1の水系における各等級の平均勾配も示している。桜島南側斜面の8水系について橋・平野 岩元¹⁾はstrahler方式による位数解析を行ない、河道数河道長、および集水面積については、トポロジ的ランダム性に基づくHortonの法則がそれぞれについて成立つことを示したが北側斜面水系についてもこれらの傾向はほぼ同様である。図-3はソース数 n の水系網における H_i のリンク数 m_i^n を示すもので国中の実数は $1 \leq i \leq [\frac{3}{2}n]$ の理論値 $m_i^n = (2i-2C_{i-1})/2 \cdot (\frac{1}{4})^{i-1}$ である。

$m_i^n = 2 \sim 3$ の等級迄は両者はほぼ一致している。

一方、勾配については、誕生時における孤立火山の原特性が強く残っており、更に火山活動による地形、地質の影響を受け、トポロジ的ランダムで平衡状態に近いとはみなされず、激しい浸食、堆積作用の継続が予想される。

2. 流路の崩壊
流路の崩壊特性を表現するため、本文では、

崩壊率：各リンクにおける流路の崩壊長と流路長の比

崩壊幅：各リンクに与る崩壊面積と流路長の比で定

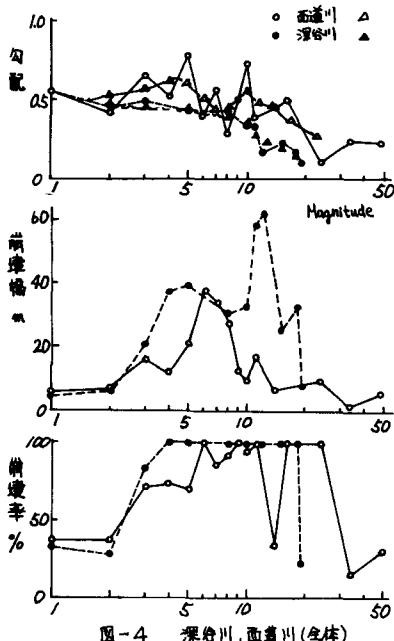


図-4 深谷川、面道川(全体)

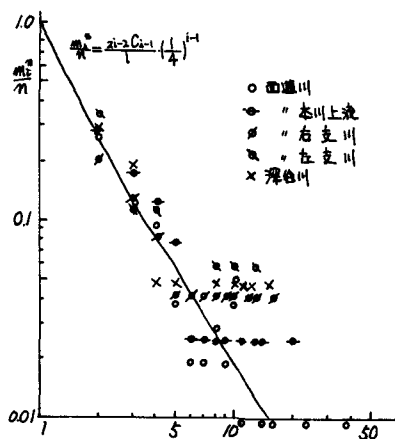


図-3 H_i のリンク数

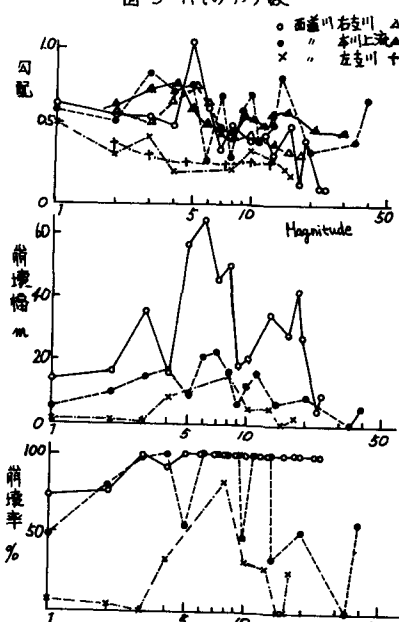


図-5 面道川の臨水系

義し、高度25m 区間におけるそれぞれの平均値を図-2に、各 H_i の平均値を図-4、図-5に示した。

H_i のリンク末端における土石流の流量は $Q_n = K_i \frac{1}{30} a_{ef} \left\{ i + (i+1) \frac{a_i}{a_c} \frac{f_i}{f_e} \right\} / \left\{ 1 - \frac{S_i}{C_s (\tan \phi - S_i)} \right\}$

(K :山腹よりの崩壊土砂による流路堆積厚さの間数, $C_s = 0.6$, $\tan \phi = 0.8$, $(\sigma-p)/p$:砂リキの水中比重, f :流量係数)で与えられる。各水系とも $H_i = 1 \sim 4$ では $S_i \approx \text{const.}$ であるから、 Q_n は i とともに増加し、崩壊幅は Q_n に関連して増加する。とくに、興味のあるのは各水系に共通して $H_i = 6 \sim 12$ で崩壊幅にピークを生じることである。図-4,5には移動平均により平滑化した勾配を $\Delta(+)$ 印で記したが、ピークは流路勾配が急減して、土石流がかなり顕著な堆積傾向を示すリンクに発生している。このようなリンクでは、局所的な堆積による流路の拡大と若干の首振り現象が起り、山腹斜面の基部が浸食される。なお、面道川右支川は崩壊率・崩壊幅がきわめて大きく、高度の低い左支川のそれらは小さい。前者はボラ土質で山腹崩壊量が多く $(\sigma-p)/p$ の値が小さいこと、後者はソース位置も植生域内にあり、 K および流出係数 f の値が小さいことに起因するものと思われる。