

六甲山地における崩壊の年次変化と崩壊無効雨量 にもとづく土砂生産量の推定

平野 昌 繁

VARIATION OF COLLAPSE PHENOMENA BY YEARS IN THE ROKKO MOUNTAINS AND ESTIMATION OF SEDIMENT YIELD FROM SLOPES BASED ON THE THRESHOLD VALUE OF PRECIPITATION

By *Masashige* HIRANO

Synopsis

Characteristics of collapse phenomena in the Rokko area were analysed, based on the data introduced into the database system composed on the digital map of the area with 50 meters mesh. Analyses of three remarkable collapse events in 1961, 1965, and 1967 caught by the aerial photographs before and after show that the collapse occurrence is proportional to the power, usually 2, of slope gradient, and that the critical rainfall to trigger the collapse is ca. 130 mm/day. Average rate and the possible maximum value of sediment yield from slopes can be estimated based on these results. Taking into account of the average depth 1.7 m of the collapses in this area, the maximum value is estimated to be 51,000 m³/km² under 400 mm/day rain-fall for the slope of 1.0 gradient, and the average depth of erosion over 35 years is to be 1.2 mm/year for 30 degree slope. It should be stressed conclusively that the threshold value of precipitation discussed here is a kind of the potential ability of the nature preventing the occurrence of hazards by slope collapse phenomena.

1. ま え が き

土砂災害については、その発生を抑制するなんらかの因子ないし要素が一般に存在する。それを一括して防災ポテンシャルと考えることにすれば、それはさらに自然的なものと社会的（人為的）なものに分けることが可能であろう。とくに斜面崩壊について考えるならば、自然の持っている防災ポテンシャルの例として、「崩壊無効雨量」と「植生の回復力」を挙げる事が出来ると思われる。このうちの「崩壊無効雨量」をまずここで取り上げるとして、これは、それ以下では崩壊がほとんど発生しないという限界雨量であるから、この雨量までは崩壊の発生を自然は抑制するという意味で、まさに自然の持つ防災ポテンシャルというべきものではないだろうか。

地域あるいは地質条件ごとにその値を決めることは、防災上の重要な研究テーマであると筆者は考えているが、単一の降雨による災害でなく複数のそれに対して値を決定出来れば、それはさらに信頼性の高いものといえよう。そのようなことが可能なフィールドは限られているが、その数少ない例が六甲山地である。しかも、崩壊研究の重要手段としての空中写真の撮影頻度からみても、それは現在考え得る最もよいフィールドのひとつだといえよう。

山腹崩壊現象の研究における空中写真の本格的な利用は、伊那谷災害の事例(村野, 1966)⁹⁾に始まるといえようが、方法論的にも測定精度においても著しい進歩をもたらした。もちろん、空中写真を利用して単発的な災害だけでなく現象の経年変化を追跡するという研究事例は必ずしも十分とはいえないが、この場合に重要な鍵となるのは空中写真の撮影頻度である。

この点については、林野庁・国土地理院によるルーチン化されたものを別にすれば、かなりの地域差がある。それは、主に投資効果と災害発生頻度に関係しているといえよう。なかでも六甲山地は災害発生頻度の高い地域の例であり、過去において大災害を経験し、かつ表層崩壊を起こしやすい花崗岩山地であること、市街地に隣接し高い価値をもつ保全対象物を山麓部分に有していることなどにより、平野・小橋(1987)⁴⁾がまとめているように、空中写真それも大縮尺写真の撮影頻度の高い地域となっている。

したがって、このような地域特性に注目して、すでに年次のデータとしての空中写真を用い、崩壊現象の解析が早い時期に住吉川流域で試みられたことがある(安仁屋, 1968)¹⁾。さらに、昭和13年の災害において崩壊発生による被害の最も大きかった再度谷(宇治川水系)については、棚橋ほか(1939)¹³⁾の記録をふまえて、地域特性との関係を比較しながら、歴史的な災害の繰返しに基づく誘因としての降雨特性の時系列的解析を試みた議論もある(柏谷ほか, 1984)⁶⁾。もちろん、山腹崩壊の発生における周期性あるいは免疫性に関する議論もしばしば試みられてはいるが、ここでは空中写真の解析から得られた崩壊地の経年変化にもとづいて六甲山地の崩壊無効雨量を中心に議論する。

六甲山地においては、空中写真による崩壊地の分布が、昭和20年代(S20sと略記)から昭和54年(同S54)に及ぶ7回にわたり、六甲砂防と国際航業によって図化されている。これを用いることによって、崩壊地の数の経年変化を追跡することが出来るわけであるが、各年次における崩壊地について、その頂点のXY座標と面積が求められている。したがって、これらのデータと50メートルメッシュの六甲山地の数値地図(平野, 1977)²⁾を結合させることによって、すでに一部報告したような各種の解析(小橋ほか, 1985⁸⁾; 小橋・平野1985⁷⁾; 平野・小橋, 1987⁴⁾)が可能となり、それにもとづいて崩壊無効雨量を決定することができるし、その結果さらに、土砂生産量の推定も可能となる。

本稿をまとめるについて、京都大学防災研究所の奥田節夫教授(当時)には直接あるいは間接的に種々の御教示を得た点が多い。さらに、資料の閲覧などについて、建設省六甲砂防工事事務所のご協力をえた。記して感謝の意を表したい。研究にあたっては、昭和62年度文部省科学研究費補助金重点研究(1)「資料解析に基づく防災ポテンシャルの変遷に関する研究」(研究代表者水谷伸治郎(名古屋大学), 課題番号62601016)の一部を用いた。

2. 雨量および傾斜と崩壊発生

斜面崩壊現象の予知のためには、「いつ」「どこで」それが発生するかということが問題であるので、最近では崩壊発生の際としての谷頭(塚本, 1973¹⁴⁾)など、あるいは、発生時刻を知るためのタンクモデルを用いた継続雨量と降雨強度の影響(鈴木ほか, 1979¹¹⁾)など)が取り上げられることが多い。しかし、一定地域内における土砂生産量の評価については、この方向での研究だけでは必ずしも十分でないことも多い。

土砂生産量を評価する上でももちろん、崩壊の発生に関して少なくとも雨量と傾斜が因子として重要である、という事実には変わりはない。例えば、村野(1966)⁹⁾は伊那谷災害のさい天竜川支流の四徳川流域で十分な雨量のもとで面積当りの崩壊数あるいは発生面積率が傾斜に比例していることを示した。また、打萩(1968¹⁵⁾, 1971¹⁶⁾)はいくつかの崩壊災害の事例をもとに、それ以下の雨量では崩壊がほとんど発生しないという崩壊無効雨量 R_0 を求め、発生率が有効雨量の2乗に比例する、すなわち、

$$C_a/A = K_2(R - R_0)^2 \dots\dots\dots (1a)$$

が成り立つとした(Fig. 1)。

より一般的な式として柏谷ほか(1976)⁵⁾は、雨量 R 、崩壊無効雨量 R_0 、傾斜 I 、限界傾斜を I_0 とすれば、

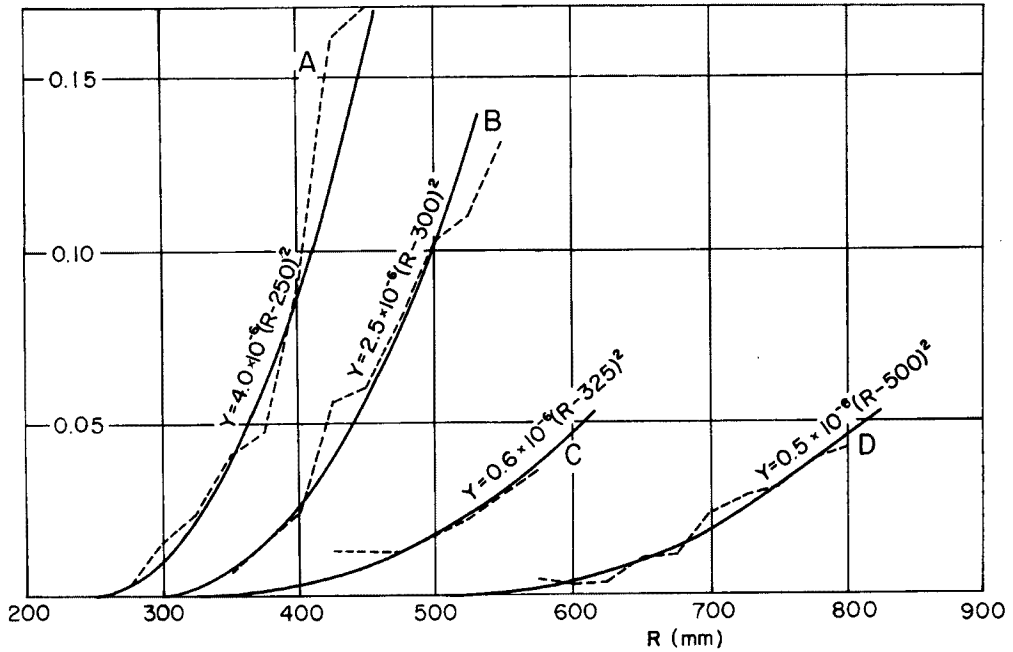


Fig. 1. Relationship between a successive precipitation (R in mm) and the corresponding collapse area ratio (C_a/A), where A gives data from R. Kamanashi drainage area, B from R. Tenryu, C from R. Kizu and D from R. Arida, respectively. After Uchiogi (1971)¹⁶⁾. It is noted here that the threshold value of precipitation over which collapse increases drastically differs by areas.

一定面積当たりの崩壊発生数について

$$C_n = K_{pq}(R - R_0)^p(I - I_0)^q \dots \dots \dots (1b)$$

が成り立つことを報告している。とくに事例としてえられた四国仁淀川流域の昭和50年の災害では、指数を $p=1$, $q=1$ とすることが可能であり、 $I_0=0$ が近似的に使えること、さらに、崩壊無効雨量 R_0 は仁淀川北岸の秩父帯で 540 mm, 複雑な断裂系でわけられて地質系統が混在している南岸地域で 250 mm と、地質条件等に依存していること、を示した。

なお、式 (1b) は崩壊数に関するものであるが、崩壊地の平均面積 \bar{a} を考慮にいれると、崩壊面積率についてもやはり成り立つ。すなわち、 $C_a = C_n \bar{a}$ であるので (1b) の両辺に \bar{a}/A をかけ、傾斜を含む項をその平均値で置き換えて、

$$K_2 = \frac{\bar{a} K_{pq}}{A} (I - I_0)^q \dots \dots \dots (1c)$$

とすれば、 $p=2$ とすることによって (1b) と (1a) は一致する。

六甲山地においてもこのモデルが適用可能なものとするれば、空中写真がカバーしている期間のうちの主要な降雨イベントを含む昭和36年災害前 (S36-) から昭和42年災害後 (S42) について、主要な降雨を挟む年次ごとの増加分について上の式の係数 K , R_0 , p , q , I_0 が定まれば、雨量に対応した崩壊発生数あるいは面積率をもとめる事ができて都合がよい。もちろん、地形因子として傾斜以外にもよくいわれている谷密度、さらには曲率にあたるもの (平野, 1984)³⁾ を考慮する必要があるが、第1次近似としては (1b) で十分であろう。

この点を検討するため、まず、ある時点（年次）において認められる1メッシュあたりの平均崩壊数あるいは全域についての崩壊地の面積率と傾斜との関係を見ると、一例を Fig. 2 の A, B に示すように、どの年次においても傾斜区間 $0 < I < 1.0$ においては両対数方眼紙で直線となり、 $I_0=0$ として関係

$$C_n(2500) = \alpha_n I^{q_n} \dots \dots \dots (2 a)$$

または $C_a/A = \alpha_a I^{q_a} \dots \dots \dots (2 b)$

がなりたつと考えてよい。ただし、ここで $C_n(2500)$ は面積 2500 m^2 の1メッシュあたりの崩壊数、 C_a/A は崩壊面積率で、 A は対象とする傾斜階級の面積である。また、添数 a は面積に関する量を、 n は個数に関する量を、それぞれ表わす。

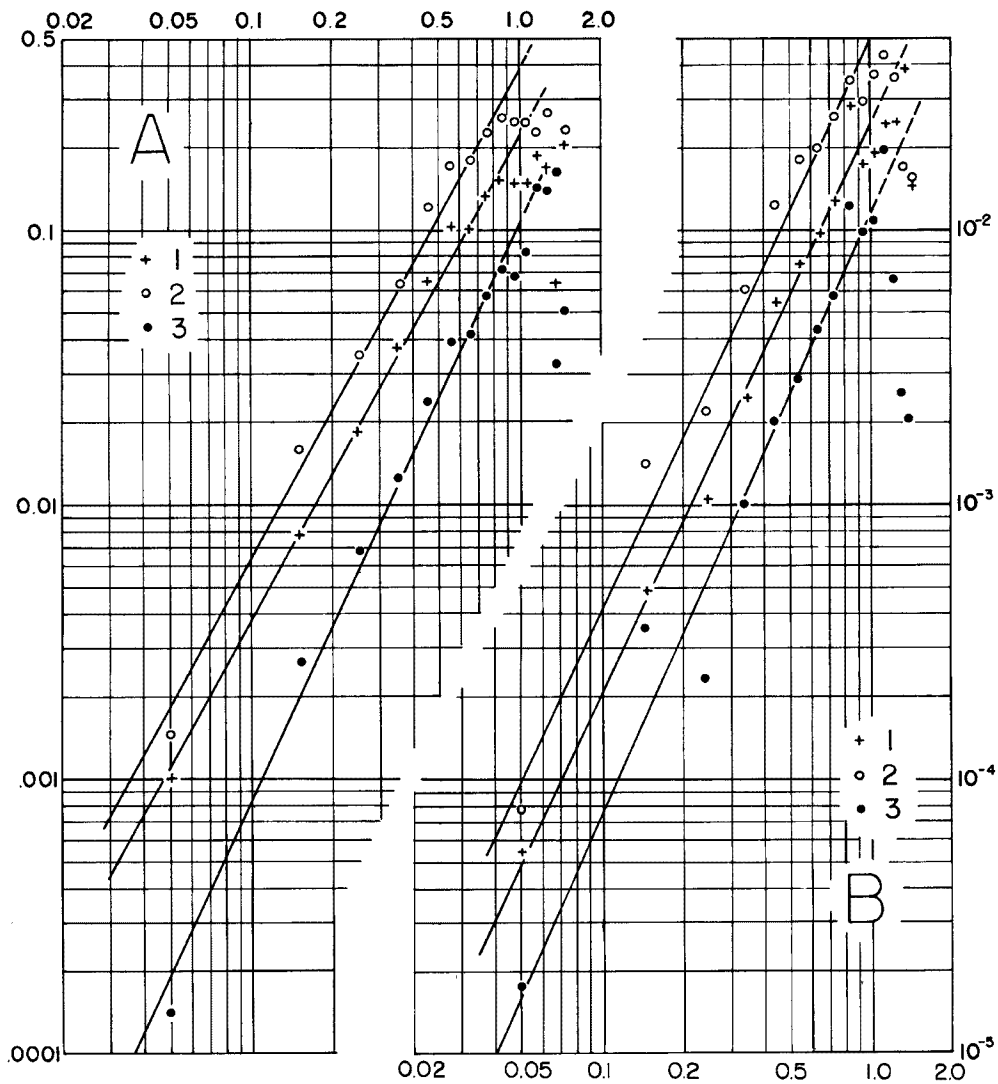


Fig. 2. Relationship between the slope gradient (abscissa) and the collapse occurrence (ordinate) in the Rokko Mountains, where A gives collapse number per unit mesh and B gives the collapse area ratio. Regression line for the slope gradient from 0 to 1.0 has been given by solid line. Data after the 1961 hazard (S36+), after the 1967 hazard (S42), and in 1979 (S54) are shown in the ascending order.

Table 1. Data and parameters concerning the slope collapse in the Rokko Mountains deduced from aerial photo mapping for 7 periods, where α is constant of proportion, q exponent value, r correlation coefficient, respectively. Regression analysis was applied to the span of slope gradient from 0 to 1.0

Period (Remark)	Collapse number	Collapse area $\times 10^3 \text{ m}^2$	Parameter for collapse number			Parameter for collapse area		
			α_n	q_n	r_n	α_a	q_a	r_a
1945~49 (S20s)	6131	1736.2	0.2368	1.848	0.996	0.02873	2.066	0.987
May, 1961 (S36-)	4677	902.5	0.1463	1.436	0.993	0.01022	1.324	0.987
July, 1961 (S36+)	6562	1535.9	0.2173	1.537	0.995	0.02007	1.542	0.987
May, 1964 (S39)	4689	848.7	0.1785	1.816	0.995	0.01585	2.174	0.997
May, 1966 (S41)	5497	1450.8	0.2295	1.766	0.995	0.02492	2.081	0.994
July, 1967 (S42)	10308	2857.0	0.3913	1.788	0.992	0.04840	2.068	0.992
May, 1979 (S54)	2492	654.5	0.1094	2.107	0.994	0.01106	2.170	0.981

Table 1 には対象とする 7 年次にわたる崩壊地の分布状況ならびに $\alpha_n, q_n, \alpha_a, q_a$, 相関係数 r_n, r_a を示すが、いずれの場合にも極めて高い相関係数のもとにこの関係が成り立っていることがわかる。特に、指数 q_n または q_a はいずれも 2 に近い場合が多いことが注目される。なお、Fig. 2 において顕著に認められる $I > 1.0$ の部分における点のパラツキは、急斜面上における風化帯（土層）の分布状態ならびに該当部分の面積が小さく崩壊発生事例が少ないことによると考えられるが、他の地域でもこの傾向は既に指摘されている。

これらの関係を前提として、 $I_0=0$ および $I=1.0$ を(1)に代入した場合と比較すると、関係

$$C_n(2500) = K_n(R - R_0)^{q_n} = \alpha_n \dots\dots\dots (3a)$$

$$C_a/A = K_a(R - R_0)^{q_a} = \alpha_a \dots\dots\dots (3b)$$

がなりたっていることがわかる。したがって、年次ごとのこれらの崩壊地の分布特性をきめる係数のうち、とくに α_n, α_a の値の違いとして、降雨量に対応した崩壊特性（発生率）を捉えるのが有効な方法である。ただし、単年度の崩壊分布について考える限り、これらの式の中の R は、空中写真の図化年次に対する実効雨量といった意味あいをもつやや抽象的なものとなる。

3. 六甲山地における崩壊無効雨量

次に、新規発生分についてもこのような分布特性がなりたつことを前提とすれば、それを、年次ごとに認められる崩壊数あるいは崩壊面積の差にもとづいて直接捉えることができる。これを、間違いなく前後でおさえられており、かつ顕著な S36 (1961年), S40 (1965年), S42 (1967年) の雨についてあてはめた場合に、降雨をはさむ 2 年次の間の差として求められた崩壊発生数や面積率は、相関係数は少し悪くなるし 2 年次の差がマイナスの値になる場合があるという意味で若干の誤差を伴っているとはいえ、Fig. 3 に一例を示すように、やはり傾斜区間 $0 < I < 1.0$ に対しては (3a), (3b) と同一の関係をみとすので、同様のあつかいができる。

新規に発生した崩壊については、これ以外の方法として、降雨をはさむ 2 つの時期における α_n, α_a の差、あるいは、降雨後の α_n, α_a のうちの、全メッシュに対する新たに崩壊の発生したメッシュの比率（新規発生メッシュ率）に比例する部分、として推定することができる。それらの結果をまとめると、Table 2 となる。なお、表中には日雨量のほかに、当日をはさむ 3 日間の幾何平均雨量も記入してある。

これらの結果からまずいえることは、2 年次について全崩壊数あるいは面積に対して求めた α_n, α_a の差

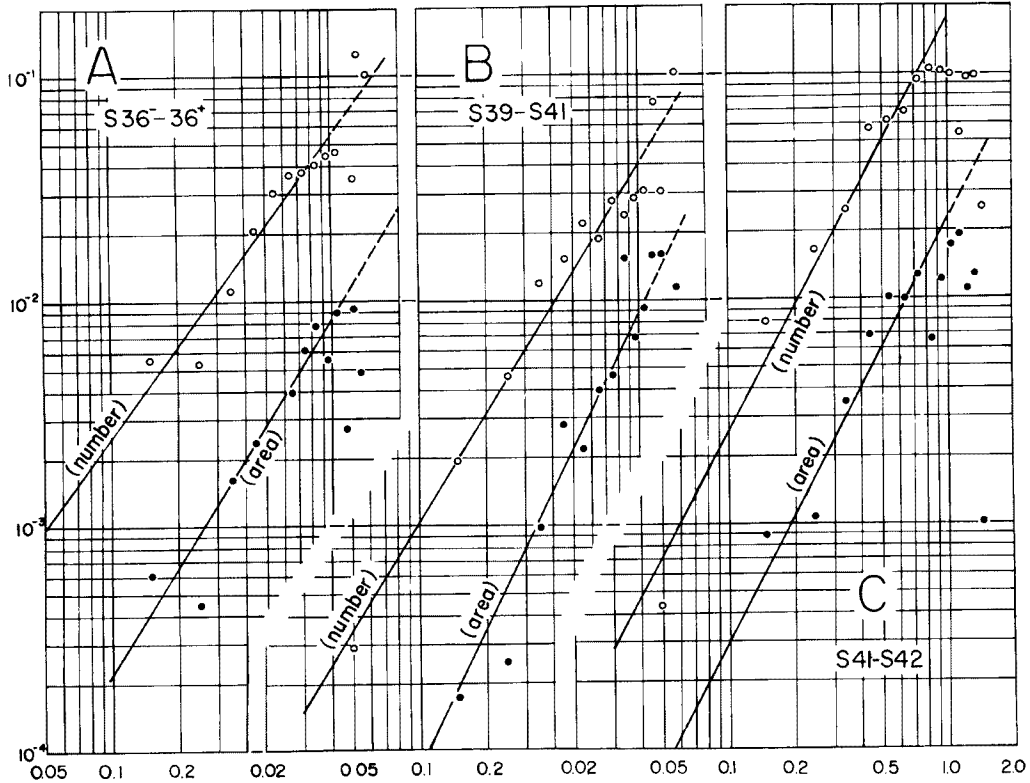


Fig. 3. The relationship between the collapse number per unit mesh or the collapse area ratio and the slope gradient (abscissa), where A shows the increment of number or ratio by 1961 heavy rain, B by 1965 one, and C by 1967 one, respectively.

(Table 2 の B) と、その間の新規発生分そのものから求めた Δa_n , Δa_a の値 (Table 2 の A) は大差なくて、いずれを用いてもほぼ妥当な値がでていいると考えられることである。それに対して、崩壊メッシュに対する新規発生崩壊メッシュの比が全て新規発生崩壊をあらわすと考えて、この比を崩壊発生後の a_n , a_a に掛けて求めた値 (Table 2 の C) は過大である。したがって、既存崩壊地の拡大あるいは縮小が起ると崩壊地

Table 2. Data and parameters concerning the slope collapse occurred at 3 periods under the remarkable heavy rain in the Rokko, where precipitation is in mm and the geometric mean covers 3 days before, just and after. Notations A, B and C of the number or the area ratio of slope collapse give the values obtained from the newly occurred collapses, from the difference of parameters after and before the event, and as the proportional portion to the number of meshes where a new collapse is detected after the event, respectively

Date	precipitation		collapse number per mesh of 2500 m ²			collapse area ratio		
	daily	geometric mean	A	B	C	A	B	C
June 6th, 1961	195.2	245.6	0.0547	0.0710	0.1131	0.00845	0.00985	0.01044
Sept. 14th, 1965	219.4	219.6	0.0417	0.0510	0.1486	0.00916	0.00907	0.01680
July 9th, 1967	319.4	322.1	0.1756	0.1618	0.2475	0.02158	0.02348	0.03061
R_0 (mm/day)	—	—	160.7	132.2	—	127.2	126.7	—

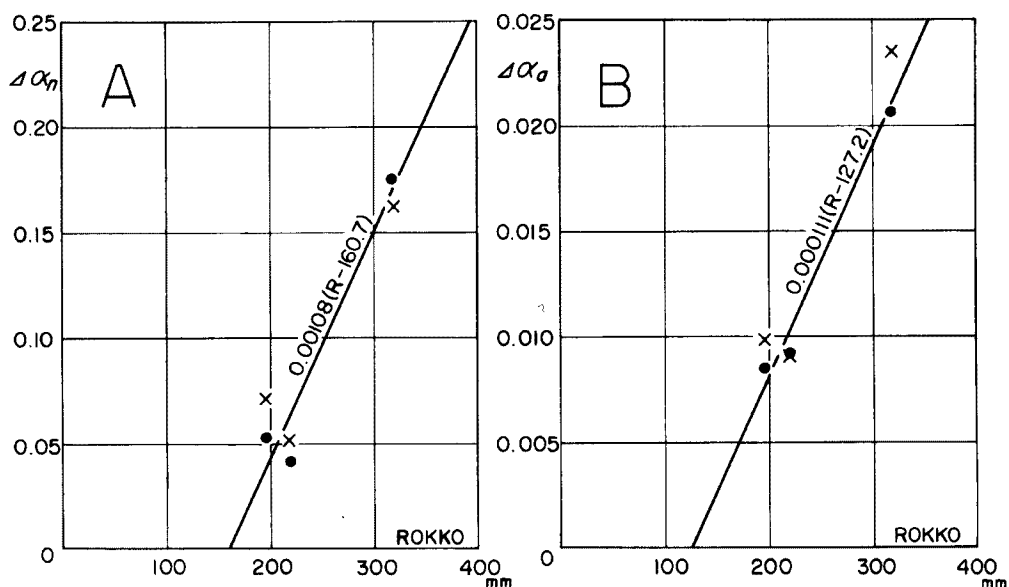


Fig. 4. Relationship between daily precipitation (abscissa) and the parameter $\Delta\alpha_n$ or $\Delta\alpha_a$ in the Rokko mountains. Closed circle corresponds the data for the collapses triggered by the given precipitation and cross mark does the arithmetic difference of 2 periods before and after the given precipitation. Regression line has been given for the former data.

の所属メッシュが変化するので、新規発生崩壊メッシュにはこのような場合に伴う数が上積みされている可能性がある。しかし、2年次の崩壊面積や崩壊数の差は一部の傾斜区間でマイナスになる場合もあり、崩壊地の消滅も現に起っていると考えられるので、2年次の差より少し多いぐらいが実際に発生した崩壊としては妥当なところかもしれない。

このようにして求めた $\Delta\alpha_n$ 、 $\Delta\alpha_a$ と日雨量の関係をプロットした Fig. 4 からみて、(3 a, b) における有効雨量 $(R - R_0)$ の指数を

$$p_a = p_n = 1.0$$

とすれば、 R_0 と K_n または K_a は最小二乗法で決めることができ、

$$\Delta\alpha_n = \Delta C_n(2500) \Big|_{i=1.0} = 0.00108(R - 160.7) \dots \dots \dots (4 a)$$

$$\Delta\alpha_a = \Delta(C_a/A) \Big|_{i=1.0} = 0.000111(R - 127.2) \dots \dots \dots (4 b)$$

となる。これらにおける崩壊無効雨量の値は打萩 (1971)¹⁶⁾、柏谷ほか (1976)⁵⁾ の示したどの例よりも小さい。

しかし、(4 a) における 160.7 mm は明らかに過大とおもわれ、 $\Delta\alpha_n$ について2年次の差をもとに R_0 をもとめると 132.2 mm、おなじく $\Delta\alpha_a$ については 126.7 mm となるので (Table 2)、130 mm 程度という値が妥当であろう。したがって、(4 a) (4 b) における 30 mm の差が本質的であるとみるかどうかは微妙である。この差が生じた理由については今後の検討課題ともいえようが、将来においてデータが増えてくれば打萩 (1971)¹⁶⁾ のような放物線近似が可能となって、両者は一致するのかもしれない。

さらにここで、例えば打萩 (1971)¹⁶⁾ のデータと比較するという意味では、日雨量とひと雨 (継続) 雨量

の違いという問題がないわけではないが、この点については六甲山地の主要な既往降雨についてみるかぎり、100~200 mm に対しては日雨量と継続雨量のあいだには大差はない（例えば、鈴木ほか、1979¹¹⁾）。したがって、瀬戸内式気候のもとの比較的雨量の少ない地域では風化土層が侵食される機会が少なく、崩壊無効雨量はこの程度の値を示すことを意味しているのかもしれない。ただし、雨量が大きくなると、たとえば昭和36年と昭和40年については日雨量と継続雨量（あるいは Table 2 の幾何平均雨量）で大小関係が逆転する場所があるので、この点に対する配慮は必要となろう。

なお、勾配1.0の斜面上において単位雨量による面積 2500 m² あたりの発生崩壊個数を与える

$$K_n = \frac{d(\Delta\alpha_n)}{dR} = 0.00108 \dots \dots \dots (5 a)$$

は、同じ斜面上において単位雨量による発生崩壊面積を与える

$$K_a = \frac{d(\Delta\alpha_a)}{dR} = 0.000111 \dots \dots \dots (5 b)$$

より1桁大きいのが、崩壊地の平均面積を \bar{a} とすれば、

$$\frac{K_n \cdot \bar{a}}{2500\text{m}^2} = K_a$$

の筈である。これより新規発生崩壊について $\bar{a} = 257 \text{ m}^2$ となって、現地調査で求められた崩壊地の平均面積や、今回データベースに導入された全崩壊地の平均面積 247 m² と、よく対応している。

ここで求めた $R_0 = 130 \text{ mm/日}$ については、神戸海洋気象台が兵庫県南部の山地域における大雨洪水警報発令の基準としている 100 mm/日と比較すると、後者が前者の約80%であり、相応の値であるといえよう。なお参考のために述べると、Fig. 1 に示した有田川流域 ($R_0 = 500 \text{ mm}$) に対しては、和歌山県山地域における警報発令基準が日雨量 400 mm であり、やはり R_0 の80%である。これは、警報発令基準が該当地域における既往災害事例に基づいて決定されているので当然だともいえるが、ある意味では社会は既に自然の特性を評価したうえで対応している、換言すれば、社会の防災力に崩壊無効雨量が投影されている、証拠といえよう。

4. 土砂生産モデル

以上に述べたうちの特に新規発生崩壊に関する崩壊無効雨量の評価にもとづいて、土砂生産モデルについて議論することが可能である。そのために、とくに雨量との相関がよくて、かつ R_0 が小さく、より安全側によっている崩壊面積率にもとづく (4 b) を用いることにする。この場合、日雨量 R_i に対応して新たに発生した崩壊に対しては、崩壊面積率の増加分は

$$\Delta\left(\frac{C_a}{A}\right)_i = K_a(R_i - R_0)I^{qa} \dots \dots \dots (6 a)$$

であたえられる。ここで、 $I = 1.0$ を代入すると

$$\Delta\left(\frac{C_a}{A}\right)_i \Big|_{I=1.0} = K_a(R_i - R_0) = \Delta\alpha_d(i) \dots \dots \dots (6 b)$$

である。さらに、平均崩壊深 D を用いると、

$$\Delta h(i) = \Delta\alpha_d(i) \times D \times I^{qa} \dots \dots \dots (7)$$

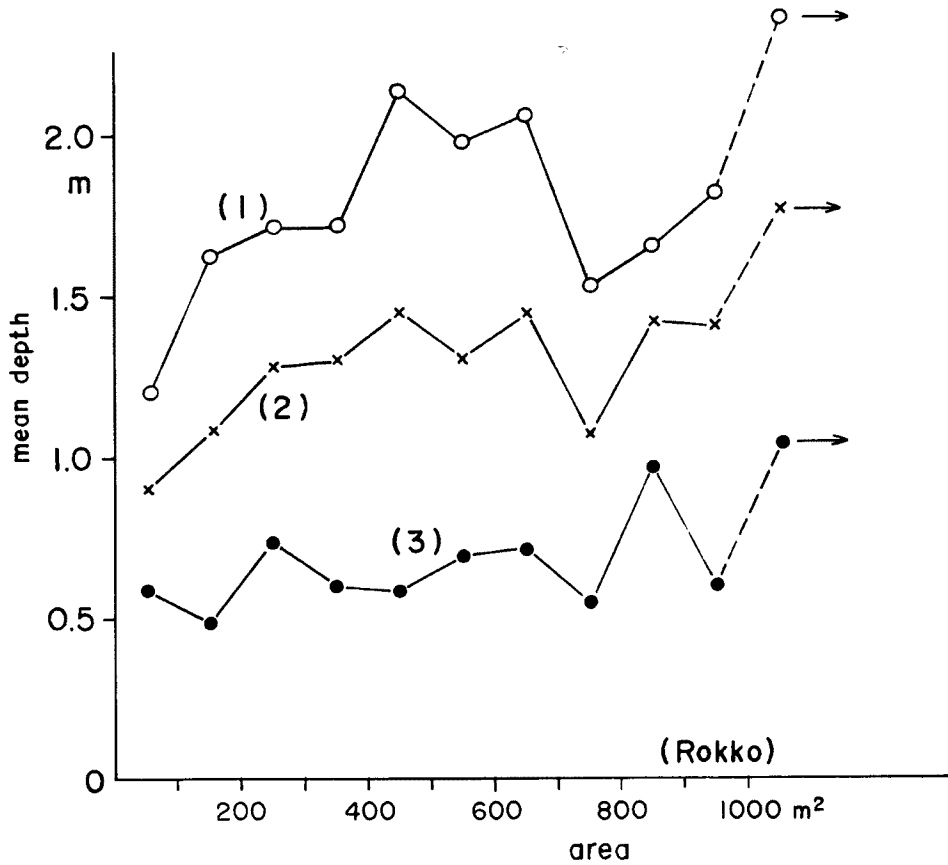


Fig. 5. Relationship between the area (abscissa) and the average depth (ordinate) of slope collapse in the Rokko Mountains, where the line (1) is the data for Rokko Granite and (3) for Nunobiki Granodiorite, and (2) the average for both. After the survey data by Rokko Sabo Office.

は平均侵食深である。

六甲山地における崩壊深の実測結果については、山地西部の宇治川流域の場合と東部の住吉川流域の場合、ならびに六甲全域の例についてのものを Fig. 5 にまとめた。ここに示されたように崩壊深はまず地質、すなわち、布引花崗閃緑岩（宇治川流域）と六甲花崗岩（住吉川流域）で異っている。しかし、奥田 (1984)¹⁰⁾ がその一般性をすでに指摘しているように、いずれの場合にも崩壊地の規模が大きくなると平均深度も深くなる傾向を不明瞭ながら持つ。したがって、土量評価には既に触れたような崩壊地の規模と傾度の関係（平野・小橋，1987⁴⁾）に対する考慮が不可欠となるが、平均規模については既に述べたように 250 m² 程度と考えられるので、それに対応する深さは、六甲山地で広い分布を示す六甲花崗岩について、Fig. 5 より平均で 1.7 m 程度となる。

六甲山地において、最大値としてかりに 400 mm の日雨量を想定すると、Fig. 4 の B よりこの雨量に対応する新規発生崩壊面積率 $\Delta\alpha_a$ は約 0.03 である。したがって、 $D=1.7$ m とすれば、これに対応する侵食深は $I=1.0$ （傾斜 45 度）の斜面で 5.1 cm/年（土砂量にして年間 51,000 m³/km²），平均傾度を 30 度として $q=2$ なら、 $I^2=0.333$ なので、km² あたり土量で 17,000 m³ となる。これが、この方法で推定される六甲山地における土砂生産量の最大値の一例である。各流域については、 I として流域平均傾斜を用いればよいことになるが、雨量についても局所的なデータの導入が必要となる。さらに、これらの値は斜面からの土砂量であり、河床からの供給量を考えるとさらに上積みの必要があると思われる。

5. 平均土砂生産量と防災施設

つぎに、六甲山地における長期にわたる平均侵食速度を求める。そのため、昭和20年から昭和54年までの35年間について $R_i \geq R_0$ であるような主な降雨を拾いだして、それに対応する $\Delta\alpha_a$ を Fig. 4 のBからよみとると、Table 3 となる。ただし、*印をつけたS36 (1961年), S40 (1965年), S42 (1967年) については、Table 2 のAのデータを記入してある。これに対して、

$$V = \frac{\Delta h}{\Delta t} \Big|_{t=1.0} = \frac{1}{35} \sum_i \Delta\alpha_a(i) \cdot D_i \dots\dots\dots (8)$$

は勾配45度の斜面における年間平均侵食速度となる。

ここで、 $\sum \Delta\alpha_a(i) = 0.0744$ なので、崩壊地の深さの年次変化がないとして $D_i = D = 1.7 \text{ m}$ を代入すれば、

$$V = 3.6 \text{ mm/年} \dots\dots\dots (8')$$

が得られる。したがって、一般の斜面については、 $q=2$ とすれば、

$$V = \frac{\Delta h}{\Delta t} = 3.6 \text{ mm/年} \times I^2 \dots\dots\dots (9)$$

となるが、先程と同様に平均傾斜を30度とすれば、

$$V = 1.2 \text{ mm/年} \dots\dots\dots (9')$$

である。

もちろん、崩壊深 D は Fig. 5 にしめすように崩壊地の面積によって異なっており、かつ、崩壊地の規模と頻度の関係は、既に触れたように一定の分布則を満たし、しかもそれは六甲において年次的に変化している(平野・小橋, 1987)⁴⁾。したがって、ここで求めたものはあくまでラフな見積りではあるが、上記の1.2 mm/年という数値は km^2 あたりの土砂生産量にすれば1,200 $\text{m}^3/\text{年}$ であり、類似の花崗岩山地である滋賀県田上山地の1962 (S37) 年から1976 (S51) 年までの15年間の平均である4,500 $\text{m}^3/\text{年}$ (TAKEI et al., 1981)¹²⁾ の約1/4であるが、後者が裸地斜面に関するデータであるので、まず妥当な値ではないだろうか。

ところで、六甲山地ではこのような斜面からの土砂生産に対応するために、防災施設としての砂防ダムが昭和13年災害以降建設されている。その年次的な施設状況を示すと Fig. 6 となる。この図に示された施設竣工状況にもとづいて、昭和14年から24年までの第1期、昭和25年から43年までの第2期(これはさらに前半と後半にわかれる)、昭和44年以降の第3期、の3つの時期を区別することができる。

第1期と第2期の前半(昭和30年まで)においては、砂防ダム(主堰堤)1基当りの平均体積は2000 m^3 程度と比較的小規模であり、ダム基数、総体積ともに初年度をピークとして指数関数的に減少している。第

Table 3. Values of the parameter $\Delta\alpha_a$ for the precipitations over 127.2 mm/day at Kobe during 35 years from 1945 to 1979, where the values without an asterisk are estimated from the regression line in Fig. 4B

year	precipitation (mm/day)	$\Delta\alpha_a$
1945	262.8	0.0149
1949	181.1	0.0060
1954	175.8	0.0053
1957	165.4	0.0044
1960	142.2	0.0017
1961	195.2	0.0085*
1965	219.4	0.0092*
1967	319.4	0.0216*
1972	152.0	0.0028
(total)	—	0.0744

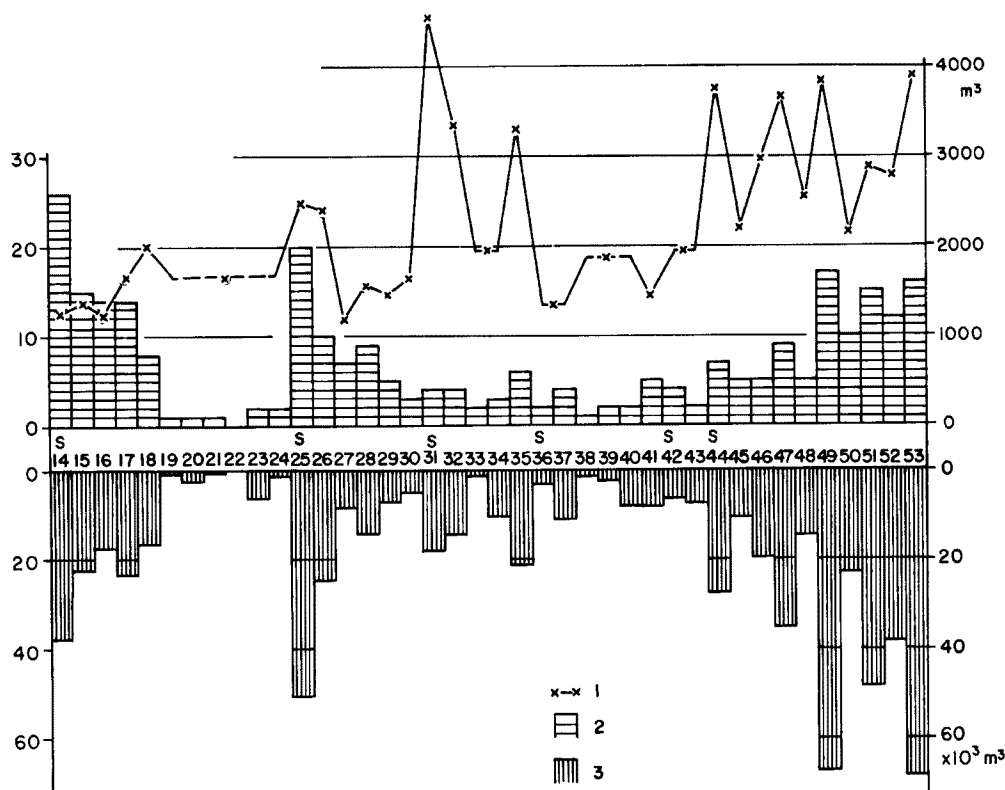


Fig. 6. Annual volume-metric investment for Sabo (check) dams in the Rokko Mountains since 1939, the next year of the historically famous Hanshin Hazard, where 1 gives the average volume of check dams, 2 the number of check dams completed, and 3 the total volume constructed, respectively in a year. The data show the change from 1939 (S14) to 1978 (S53).

2期の後半は、六甲山地で最大規模の五助ダムの完成した昭和31年以降であるが、ダム1基あたりの平均体積の増加からもわかるように、この時期には大規模なダムがつくられ始める。第3期にはいると、大規模ダムがさかんにつくられるようになり、かつ、基数・総体積の年次的減少傾向はみられない。

防災ポテンシャルという観点からは砂防ダムはハードなものの代表といえようが、このようにハードな防災力への投資は、六甲山地においても近年増大の一途を辿っているといえよう。それが最大あるいは平均土砂生産に代表される自然特性とバランスしたものであるかどうか、あるいは、自然が本来備えている防災ポテンシャルと整合的であるかどうかに関する検討は、今後の課題であろう。

6. あとがき

データベース（数値地図）に導入された六甲山地の崩壊に関する年次データに基づいて、六甲山地における崩壊無効雨量を求め、土砂生産量などの問題に対する検討を試みた。その結果、崩壊無効雨量の値にもとづく土砂生産量の最大値あるいは平均値の推定、などの重要な成果が得られた。

特にここで問題を解く鍵とした崩壊無効雨量は、土砂災害の発生に関して自然が持っている一種の防災ポテンシャルとして機能するものである。したがって、その地域性を知ることは防災上極めて重要と考えられるし、植生の回復力の評価と共に今後の研究課題でもある。しかも、少なくともそれは地質条件ないし気候条件を反映していると考えられるという意味でも、土砂災害の地域性を議論するうえで極めて示唆に富む。

さらに、このような自然のもつ防災ポテンシャルに対置される社会的なものについて考えるならば、それ

には種々のものがあるであろうが、気象情報に基づく警報はいわばソフトなものの一例である。しかもその発令基準には、ここでのべたように既往災害にもとづく崩壊無効雨量の概念が実質的に投影していると考えられる。さらに、社会的なものにおけるハードな防災力としては、砂防ダムに代表される防災施設をあげることが出来ようが、これの施設状況と自然特性のバランスについての議論は、今後の課題であろう。

いずれにせよ、以上のような問題をあつかう上においても、データベースの利用による崩壊関連の多数のデータの整理は、問題解決のため極めて有意義であるといえる。とくに土砂生産に関しては、崩壊地の経年変化の追跡という意味からも、さらに多くの年次における空中写真の図化による崩壊地分布が補われるのが望ましいわけであり、しかもそれを行なうことは一個人の能力を超えているのであるが、敢てこの点をも今後の課題として強調しておきたい。

参 考 文 献

- 1) 安仁屋政武：昭和42年7月豪雨による六甲山地住吉川流域の山崩れと土石流，人文地理，20-4，1968，pp. 454-470.
- 2) 平野昌繁：多目的データベースとしての六甲山地のデジタルマップの作成，情報地質，3，1977，pp. 33-43.
- 3) 平野昌繁：六甲山地の数値地図と斜面発達モデルにもとづく地形変化速度の一評価法，地形，4-2，1984，pp. 241-249.
- 4) 平野昌繁・小橋澄治：六甲山地における土砂災害の変遷とそのデータベース化，昭和61年度文部省科研費研究成果総括報告（災害資料の収集とその解析による自然災害事象の研究），1987，pp. 127-138.
- 5) 柏谷健二・平野昌繁・横山康二・奥田節夫：山腹崩壊と地形特性に関して——昭和50年第5号台風による高知県下の山腹崩壊を対象として——，京大防災研年報，19号B-1，1976，pp. 371-383.
- 6) 柏谷健二・沖村 孝・平野昌繁・奥田節夫：六甲山系南西部における崩壊と地形特性および雨量特性の変遷，京大防災研年報，27号B-1，1984，pp. 397-408.
- 7) 小橋澄治・平野昌繁：防砂学と地形情報——六甲山系土砂害対策のためのデータベースの構築——，地形，6-3，1985，pp. 205-224.
- 8) 小橋澄治・平野昌繁・妹尾俊夫：都市周辺部土砂害対策のためのデータベースの構築とその利用法，文部省科学研究費報告書，1985，pp. 1-68.
- 9) 村野義郎：山地崩壊に関する二、三の考察，土木研報告，130号，1966，pp. 77-107.
- 10) 奥田節夫：歴史的記録からみた大崩壊の土石堆積状態の特性，京大防災研年報，27号B-1，1984，pp. 353-368.
- 11) 鈴木雅一・福島義宏・武居有恒・小橋澄治：土砂害発生の危険雨量，新砂防，110号，1979，pp. 1-7.
- 12) Takei, A., Kobashi, S., and Fukushima, Y.: Erosion and sediment transport measurement in a weathered granite mountain area, Erosion and Sediment Transport Measurement (Proceedings of the Florence Symposium, June 1981). IAHS Publ. No. 133, 1981, pp. 493-502.
- 13) 棚橋嘉市・太田芳夫・菅谷惣治：昭和13年7月5日の豪雨による神戸裏山再度谷の山崩れ調査報告，海と空，19，1939，pp. 87-99.
- 14) 塚本良則：侵食谷の発達様式に関する研究(I)，新砂防，No. 87，1973，pp. 4-13.
- 15) 打萩珠男：ひと雨による山腹崩壊土量の実用計算法試案，新砂防，No. 69，1968，pp. 30-35.
- 16) 打萩珠男：ひと雨による山腹崩壊について，新砂防，No. 79，1971，pp. 21-34.