山梨県富士川及び桂川流域における防災地質の基礎的研究

小 林 福 造

(1959 年 7 月 28 日受理)

Geological Studies on the Protection of Calamities in the Basin of the
Fujigawa and Katsuragawa in Yamanashi Prefecture

Fukuzo KOBAYASHI

(Abstract)

1. The consideration of the frequency of landslides on basal rocks shows that landslides. Occur most frequently in diorite zone. Then follow granite, Nishi-yatsushiro group, Shizukawa group, Diluvial deposits, Misaka group, Kobotoge group and Mesozoic formation in the Akaishi mountainland in decreasing order of landslides. The average area of landslides and the scale of landslides are largest in regions of quartz diorite, granite zones and Mesozoic formation in the Akaishi mountainland, then it becomes smaller in the following order Kobotoge, Nishi-yatsushiro, Shizukawa, Diluvial deposits and Misaka group.

2. Average scale of landslides is found to be largest in diorite, granite zones and mesozoic formation in the Akaishi mountainland, while they get smaller according to the following order on limestone, Nishi-katsura Kobotoge, Misaka group and augite andesite and andesitic agglomerate zone.

3. Proportional relation does not exist between the frequency of landslide and quantity of crumbling sand, whereas certain proportional relationship is recognized between the area of landslide and the quantity of crumbling sand.

This fact does not mean that the larger the area of landslide results in the larger quantity of crumbling sand. In this case quantity of crumbling sand not only increases in proportion to the enlargement of the area of landslides, but also it largely depends upon the kinds of basal rocks and the geological structure.

4. Generally, scale of landslide in the zone of sedimentary rock becomes large when the direction of declination of mountain slope and that strata coincide. It depends largely upon the folding degree of rocks on the declination of strata. As the folding degree in Mesozoic formations is large, the scale of landslides becomes large, but in the Tertiary it is small.

5. Misaka group is mainly made of igneous rocks which consist of andesite and porphyrite, containing tuff and agglomerate in which sandstone and shale are scattered, and they become crystalline, hardened by the dynamic metamorphism.

So the large landslides seldom occur there, for landslides occur in accordance with the joints of andesite and shale and receive a great control of lithological character.

6. The frequency curve of landslides in the catchment basin of rivers shows short or long periodic changes each year under the influence of topography, geology and rainfall.

I. ま え が き

山梨県の東部及び西部を貫流する、富士川及び桂川の流域には、数多い山崩れが発生しており、年々下流に与える洪水の被害は甚大なるものがあるが、山崩れの実態及び流出土石の根源については、これまで殆んど科学的に研究されていない。これらの地域における山地の地形、並びに地質学的諸性

* 東京農工大学一般教育部。

地質学雑誌 第 66 巻 第 776 号 1960 年 5 月

質を通じて、山崩れの原因を考究し、山地の保全に関する系統的な理論を立てることは、山崩れの防止、ないし災害発生の予知の上からも緊要であるとおもわれる。

筆者は 1948 年以来、上記の目的に沿つて、山崩れの原因に対する地形、地質学的研究を行なう為に、横浜市水道局、東京農工大学等から、研究の為の種々便宜をうけて、山梨県富士川及び桂川流域の防災地質に関する基礎的研究に当つてきた次第である。この研究によつて、山地の防災に対する若干の地形・地質学的新知見を得たので、ここに公表して御批判を仰ぎ度い。

なお研究に当つて、御懇切なる御指導を頂いた東京教育大学藤本治義・柴田秀賢両博士並びに東京農工大学農学部森林防災学教室伏谷伊一博士に厚く感謝の意を表する。また建設省治水課長川村満雄技官・林野庁治山課山口岩介技官・山梨県土木部柿三郎技師・林務部高橋清・仲田喜久雄・天野貢技師より数値統計資料等に関し種々御援助を頂いた。これらの諸氏に対しても、併せて厚く謝意を表する次第である。

II. 地 質 概 観

この地域の地質については、既に多くの人々によつて研究がなされ、桂川流域については藤本治義 (1932)、三土知芳 (1932)、関武夫 (1938)、篠木嶺二・福田理 (1952) の研究報告があり、富士川流域については、近年において大塚弥之助 (1938)、藤田和夫 (1943)、松田時彦・水野篤行 (1955)、秋山正彦 (1958) 赤石山地研究グループ (1958)、筆者 (1944) 等の研究報告がある。なお赤石山地東部地域の地質については、最近における日本の後期中生界の研究連絡誌により、中生層であることがほぼ明らかにされた。

富士川流域の最古の地層は、時代未詳の中生層で、本地域の最も西側にあつて赤石山地を構成し、順次東側に新第三紀層の御坂層群・静岡層群及び西八代層群が帯状配列をなす。この地帯は、フォッサ・マグナと称せられた地帯の一部にあたり、糸魚川―静岡地質構造線及び数条の断層線が走り、岩石が破碎をうけた地帯である。この地帯の東西の巾は、早川上流地域では凡そ 2 km にすぎないが、身延付近では 4 km にも達し、この地帯の西側では次第に圧碎程度の低い岩石にうつり変つていく。また、桂川流域は、主に小仏層群及び第三紀層の御坂層群・西桂層群よりなり、小仏層群・御坂層群を貫いて石英閃緑岩があり、且つまた御坂層群・西桂層群を被う輝石安山岩・同集塊岩がある。また、第四紀層は主として砂礫層・富士火山灰層よりなり、主に桂川沿岸にあつて段丘を構成する。

1 笹子流域	2 春木雨田川流域
3 小武川流域	4 アノ川流域
5 富士川流域	6 街吹川流域

第 1 図 山崩れ調査位置図

III. 各種基盤岩と山崩れ

山崩れ発生の素因として、地質が影響するところは極めて大きいと考えられ、山地を構成する基盤岩の種類、地質構造などによつて、山崩れの規模が決定されるといつてもよいであろう。山崩れと基岩の関係については夙く脇水鉄五郎の研究がある。

各流域における山地の、地質及び地質構造は区々様々であるために、そこに発生する山崩れと地質との関係も、また複雑であつて、これらを同一基準のもとで調査検討することは、殆んど不可能にちかく、なにかんずく、山崩れと地質構造との関係の量的表現は一層容易ではないとおもわれる。した

第1表 各種地質下の山崩れ頻度

地 質 区 分		面積 100km ² に対する 山崩れ件数	同百分比	一山崩れ平均面積	面積 100km ² に対する 崩壊面積
花 崗 岩		240	20.2	10035(m ²)	2.41(km ²)
石 英 閃 緑 岩		278	23.4	10200	2.80
中生層	ジュラー白亜紀層 (赤石山地)	88	7.4	10017	0.88
	小 仏 層	100	8.4	7007	0.70
新第三系	御 坂 層	103	8.5	1251	0.13
	西八代層・静川層	240	20.2	6707	1.38
洪 積 層		140	11.9	3329	0.47

(富士川及び笛吹川流域における山崩れ)

がつて、それらの点を併せ考慮して、なるべく多くの岩種・地層よりなるいくつかの流域（第1図参照）を選び、そこに発生する山崩れが、各種の基岩及び地層と如何なる関連性が見出だされるかについての検討をおこなったのである。

第1表は富士川支流、春木・雨畑両川、及び小武川笛吹川流域に発生せる基岩別山崩れ頻度であつて、これらの流域に分布する各地層に発生する山崩れの実態（各山崩れの面積・各崩壊面の垂直深・崩壊面の形態）に関する実測結果から得られたものである。

したがつて、今回は上記の各河川流域に発達せる各岩種・地層と、そこに発生せる山崩れとの相互の関係について比較検討をおこない、堆積岩については、赤石山地の時代末詳中生層をはじめ、小仏層群・新第三紀層・洪積層と山崩れとの関係について考察したものであるが、新第三紀層については、さらに御坂層群・西八代層群・静川層群について考察した。また、火成岩については、花崗岩・石英閃緑岩について検討をおこなったものである。また、上記以外の火成岩、例えば輝石安山岩については防災地質上における意義が大きいと考えられるにも拘らず、上記の河川流域における分布が狭小で、御坂層群を貫ぬいて小規模に現われるにすぎず、したがつて、その調査結果については御坂層群へ包含せしめた。また、山崩れの規模に関する、各山崩れ面積については、山腹斜面上における各々の山崩れ面積を実測し、さらにそれらを水平面積に換算したものを以てあらわした。

山崩れ発生の場合における、山崩れの規模を考えず、山崩れ発生頻度の多少、すなわち山崩れ発生の難易という観点からみると、山崩れは第1表に示した如く石英閃緑岩地域において最も発生し易くついで花崗岩地域・西八代層群・静川層群・御坂層群・小仏層群地域の順に少なくなり、赤石山地の時代末詳中生層地域では最も少なくなっている（以下時代末詳中生層を単に中生層と呼ぶ）。

しかしながら、山崩れの規模という観点から、一山崩れの平均面積をみると、花崗岩、石英閃緑岩、及び赤石山地の中生層地域では、殆んど大差が認められず、赤石山地の中生層の一山崩れの平均面積は各堆積岩を通じて最大の値を示している。ついで、小仏層群・西八代層群・静川層群・洪積層・御坂層群地域の順に漸減している。したがつて、花崗岩・石英閃緑岩地域では最も山崩れが発生し易いと同時に、発生した山崩れの規模もまた大きいことを示し、防災地質上の観点から最も考慮すべき地域と考えられるのである。この地域の花崗岩・石英閃緑岩では構造上、東西性ないし、南北性の断層及び節理が発達し、それらの割目に沿つて降雨水が侵入し、深層風化が行われ、山崩れの素因をなすことを併せ考慮しても、全体的にみて、花崗岩・石英閃緑岩地域では、他の岩体地域に較べて、山崩れを最も起し易い地域であると考えられるのである。また、西八代層群・静川層群地域におけ

第2表 基盤岩と山崩れの実態

基 盤 岩		石英閃緑岩	輝石安山岩 同質集塊岩	小 仏 層	第 三 系			富士火山 灰層	計
					御 坂 層	石 灰 岩	西桂層群		
面 積 (km ²)		34.29	3.79	35.00	4.00	1.04	14.78	0.48	33.38
崩	発 生 件 数	278	44	354	18	8	158	1	861
壊	面 積 (m ²)	208537.6	8365	100780.6	4143.5	5237	44336	720	3721197
地	崩壊土量(m ³)	850547	17616	207161	9673	11814	222544	1440	1270795
1km ² 当り山崩 れ発生件数		7.93	11.61	10.11	4.50	7.69	10.69	2.08	(平均) 9.22
崩所 壊当 一り カ	面積 (m ²)	750.14	190.11	284.69	230.19	654.63	280.61	720.00	(平均) 432.19
	土砂量 (m ³)	2879.67	400.36	585.20	537.39	1476.75	1408.51	1440.00	(平均) 475.95

(笹子川流域における山崩れ)

る、山崩れの発生頻度は、花崗岩地域と同程度であるが、一山崩れの平均面積はかなり小さくなっている。したがって、西八代層群・静川層群地域では、多数の小規模の山崩れが発生し易いことを示している。

御坂層群は安山岩・玢岩等の火成岩類を主体とし、凝灰岩・集塊岩等の火山砕屑岩を伴い、砂岩・頁岩を介在することが多く、ところによつては岩石が結晶質となり硬化している。したがって御坂層群の山崩れは、主として安山岩の柱状節理や板状節理の発達せる部分、ないし頁岩の多い地帯に殆んど限られ、岩質の軟弱な部分にそつて選択的な風化作用が行われ、局部的な山崩れが発生し易い。したがって、御坂層群を全体的にみれば山崩れの発生頻度及びその規模は小さくあらわれる傾向がある。

第2表は、桂川支流笹子川流域における各種の基岩と山崩れ実態との関係を示したものであるが、両者のあいだの相互関係の大勢を知ることができる。第2表によると、山崩れの発生頻度は輝石安山岩・同質集塊岩小仏層群・第三紀西桂層群・石英閃緑岩の地域では最も大きく、これに次いで石灰岩・御坂層群・第四紀火山灰層地域の順に小さくなっている(第2図参照)。

しかしながら、一山崩れの平均面積では、石英閃緑岩地域において最も大きく、これに次いで石灰岩・小仏層群・西桂層群・御坂層群・輝石安山岩・同質集塊岩地域の順に小さくなっている。石英閃緑岩地域における山崩れの規模が、最も大きくあらわれていることについては、第1表の結果と殆んど一致するところであつて、山崩れを最も発生し易い岩体であるといえるべく、防災地質上注目すべきところである。第四紀火山灰層における一山崩れの平均面積が、大きくあらわれている結果については、その分布範囲が限られている為に、必ずしも適切なる数字であるとはいひ難い。

しかしながら、笹子川沿岸における火山灰堆積層の断面についてみると、厚さ2、ないし3mで、下部には厚薄さまさまの富士火山噴出物と思われる珪長質玄武岩の微細な破片を含む部分があり、この部分は多孔質で含水膨潤性が強く、含水した場合、その摩擦角は極めて小さくなり、滑落し易い傾向にある。かかる性質は第四紀火山灰層におこる山崩れの有力な素因とみなされるとおもわれる。

山崩れ発生の場合、基岩と崩壊土砂量との間にもまた、密接なる関係があるものとおもわれる。この場合、基岩別山崩れ発生頻度と崩壊土砂量との間には、殆んど相関々係は認められないが、基岩別の崩壊面積と崩壊土砂量との間には、若干の相関々係を有すると考えられる。この場合、山崩れ面積の増加にともない、単に崩壊土砂量が増加するばかりでなく、基岩の種類、ならびに地質構造によつて大きく影響をうけていることが判明した。

第2図 桂子川流域の地質・山崩れ分布図

第3図 雨畑川・春木川流域の地質・山崩れ分布図

第2表により、笹子川流域の各岩種・地層別の一山崩れ当りの平均崩壊土砂量をみると、石英閃緑岩が最も大きい値を示し、ついで第四紀火山灰層・石灰岩・第三紀西桂層群・小仏層群・御坂層群・輝石安山岩同質集塊岩の順に減少している。

西桂層群では、一山崩れ当りの平均面積は比較的小さいが、崩壊土砂量はかなり大きくあらわれている。また、御坂層群の場合には、西桂層群のそれに比すると、一山崩れ当りの平均面積は、やや小さい程度であるが、崩壊土砂量についてみると、凡そ半分以下である。かかる事実、主として両層の岩質上の相違に基づくところと考えられ、防災地質上、また注目すべきところである。また、第3表により、春木川流域における、中生層と御坂層群地域における山崩れの実態をみると、両者は 1km^2 当りの山崩れの発生頻度では殆んど大差は認められないが、中生層と御坂層群の 1km^2 当りの崩壊面積の比率は凡そ 8:1 となり、また崩壊土砂量の比率では 24:1 を示し、山崩れ面積及び崩壊土砂量共に、中生層地域は御坂層群地域に比して遙かに大きい値を示している。

春木川流域における御坂層群の分布範囲は、限られている為に、上記の比較は必ずしも適切であるとはいえない(第3図参照)。また、これらの地域が糸魚川—静岡地溝線に沿った断層破碎帯の影響

第3表 春木川流域における基盤岩と山崩れ

基 岩	中 生 層	御 坂 層
面 積	19.08	1.92
崩 壊 地		
発生件数	37	18
面積 (m ²)	1047718	12147
崩壊土量 (m ³)	9217722	38076
一当 崩壊件数	2.6	2.0
平地 面積 (m ²)	54911.8	6326.5
1km ² 土 量 (m ³)	483109.1	19831.2
崩所 面積 (m ²)	28316.7	674.8
壊当 土砂量 (m ³)	249127.6	2115.3
一カ		

(崩壊一カ所当りの土砂量が第1表に比して大なる値を示すのは、断層破碎帯にあつて特に山崩れの規模が大きくあらわれる為であろうとおもわれる)

斜方向と山腹斜面の傾斜方向とが一致する場合には、岩石の風化作用・地表水・地下水の流動並びに侵蝕作用に都合がよく、山崩れを最も起し易い。前記の笹子川流域に発生した山崩れについてみると、山崩れの発生頻度及び規模については、地層面の傾斜方向と山腹斜面の傾斜方向とが一致した場合において、特に大なる値を以てあらわれ、堆積岩に発生した山崩れ頻度では58% (全崩壊件数620カ所中、360カ所) に及び過半数の山崩れが地質構造と密接なる関係あることが判明した。崩壊地の岩層の走向傾斜については、現地において可能な限り実測し、なお露出不良なるものについては付近の地層の一般的層位を採用した。

また、かかる場合、一山崩れの規模という観点からみると、地層面の傾斜角度が関係し、一般に地層面の傾斜角度が大なる程、山崩れ発生の場合における一山崩れ当りの崩壊面積、垂直深度、ともに、大きくあらわれる傾向あることは、注目すべきことである。

さて、褶曲せる地層についてみるに、背斜層における褶曲度が大なる場合には、地層に加わつた圧力及び張力も大きく、山腹に生じた亀裂の規模も、一般に大きくあらわれる傾向があるものと考えられる。地層の褶曲度測定については大塚弥之助の方法がある(1942年)。したがつて、山崩れ発生の場合における、一山崩れの規模、すなわち、一山崩れ当りの崩壊面積及び垂直深と、地層の褶曲度との間にもまた、次の如き関係があるようにみえる。

春木川流域に分布する時代未詳の中生層群の褶曲度は、凡そ0.32~0.41の値を示して、比較的大きく、したがつて、一山崩れ当りの崩壊面積・崩壊面の垂直深、ともに大きくあらわれ、笹子川流域の小仏層群の褶曲度は0.26~0.37でこれに次ぎ、富士川及び桂川流域の第三紀西八代層群、静川層群、及び西桂層群の褶曲度は0.12~0.17で概して小さく、山崩れ発生の場合における、一山崩れ当りの崩壊面積・垂直深度ともに小さくあらわれる傾向が認められるようである(第4・5表参照)。

春木川流域の山崩れの山腹傾斜角別発生頻度では、傾斜角40°~60°において60% (全山崩れ総数55カ所中、33カ所) を示し、大武川流域の40°~60°で62.5%、戸川流域では40°~50°で51.2%を示し、山崩れ発生頻度と傾斜角との間の大凡その趨勢を知ることができるとおもわれる。

をうけている点など、併せ考慮しても一旦、山崩れ発生の場合における、一山崩れ当りの規模については、中生層に起る山崩れの場合は、御坂層の場合に比して遙かに大なる値を示すのであつて、防災地質上における基礎的な部面から考察して注目すべき事実であるとおもわれる。

IV. 地質構造が山崩れに及ぼす影響

地質構造と山崩れとの関係は、極めて注目すべきところであつて、とくに堆積岩で断層及び褶曲の発達した地帯、ないし花崗岩・石英閃緑岩・安山岩などで節理の発達した地帯において、とくに著しいと考えられる。小仏層の粘板岩の断層帯では、絹雲母・緑泥石の粘土鉱物が目立ち、御坂層・西八代層群の場合では、モンモリロナイトができて山崩れの素因をなすようである。地質構造に関しては、まず地層面の傾

第4表 各種地質下の山崩れの面積別頻度(笹子川流域)

面 積 基 盤 岩	石英閃緑岩	輝石安山岩 同 集 塊 岩	小 仏 層	第 三 系			第 四 系 火山灰層	計
				御 坂 層	石 灰 岩	西 桂 層 群		
0~99m ²	38	20	146	11	1	73	—	294
100~	70	10	95	2	2	39	—	218
200~	44	4	35	3	1	18	—	105
300~	44	6	48	1	—	9	—	108
500~	40	3	16	—	3	10	1	73
1,000~	23	1	10	—	—	2	—	36
2,000~	7	—	2	1	1	1	—	12
3,000~	1	—	1	—	—	—	—	2
4,000~	2	—	1	—	—	—	—	3
5,000~	9	—	—	—	—	1	—	10
計	278	44	354	18	8	158	1	861

第5表 各種地質下の山崩れの垂直深別頻度(笹子川流域)

垂 直 深 基 盤 岩		0~0.9m	1~1.9m	2~2.9m	3~3.9m	4~4.9m	5~5.9m	計
石 英 閃 緑 岩		35	124	66	28	15	10	278
輝石安山岩・同集塊岩		5	29	9	—	—	1	44
小 仏 層		110	160	68	10	4	2	354
第 三 系	御 坂 層	6	8	2	2	—	—	18
	石 灰 岩	—	6	1	1	—	—	8
	西 桂 層 群	41	77	32	6	1	1	158
第 四 系 ロ ー ム 層		—	1	—	—	—	—	1
計		197	405	178	47	20	14	861

かつまた、これら各流域の一山崩れ、当りの崩壊面積では、100~2000m² 範囲内のものが全体的に多いが、山腹傾斜角が大きくなるにつれて、一山崩れ当りの崩壊面積も拡大される傾向が認められる。

例えば、春木川流域における御坂層群では、山腹傾斜角 60° 付近で一山崩れ面積 3000~4000m² を有する山崩れが発生し、中生層の地域では、一山崩れ面積 5000m² 以上の大規模な山崩れが、殆んど傾斜角 65° 以上の急峻な山腹斜面に限られていることは注目すべきことである。また、第5表により、笹子川流域における山崩れの垂直深別発生頻度をみると、垂直深 0~2m の範囲内にあるものは凡そ 69.9% (全山崩れ件数 861 カ所中 602 カ所) に及び、過半数の山崩れの垂直深は 2m 以内の浅層に起つている。しかしながら、これを地質別にみると、石英閃緑岩地域では、垂直深 2m 以内における山崩れの発生頻度は 57.2%、垂直深 3m 以内で 80.9% に達し、過半数の山崩れが垂直深 2m 以上の深層にまで及んでいることは注目すべきこととおもわれる。これらの結果に比すると、第

三紀御坂層群地域では、垂直深 2m 以内の山崩れの発生頻度は 77.8%, 垂直深 3m 以内では 88.1% を示し、第三紀西桂層群地域では、垂直深 2m 以内で 74.6%, 垂直深 3m 以内では 94.9% を示し、第三紀層地域における山崩れの垂直深度が、概して小さくあらわれる傾向あることは、防災地質上また注視すべきところと考えられる。

したがって、山腹傾斜角と山崩れ発生頻度及び崩壊面の垂直深度との間には、ほぼ相関々係が認められる。各岩層を通じて、山崩れの最も発生し易い山腹傾斜角 $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$ では、崩壊面の垂直深度は 0~2m の範囲内にあるものが、全体的に多く、山腹傾斜角が漸増するにともない、一山崩れ当りの崩壊面の垂直深度並びに崩壊面積、すなわち山崩れの規模が漸次拡大されてあらわれる傾向あることを注ぐべきところとおもわれる。

V 気象と山崩れとの関係

気象要素のうち、とくに豪雨による降水量が、山崩れに及ぼす影響は大きい。笹子川及び春木川流域に発生した山崩れ誘因の凡そ 89.5% は、豪雨による降水量等の気象的要素と密接なる関係あることが、山崩れの年度別発生頻度分布によつて、明らかでにされるであろうとおもわれる。第 4 図に、小武川・笹吹川・福土川・戸川流域に発生せる山崩れの年度別発生頻度分布を示す。

小武川流域では、1910 年 8 月 5 日~10 日に至る、320.6mm (韮崎観測所) の豪雨に関係して、全山崩れ件数 142 カ所の中、37 カ所、凡そ 26.0% の山崩れが発生し、1931 年 10 月ないし 1935 年 9 月の 106.9mm ないし 419.5mm の豪雨によつて、66 カ所、凡そ 46.5% の山崩れが発生した。しかして、1947 年 9 月のカスリン台風、ないし 1948 年 9 月のアイオン台風による豪雨の際は、山崩れの発生頻度が漸次逓減し、一山崩れ当りの崩壊面積及び垂直深ともに、漸次減少の傾向を示したのである。また、笹吹川流域における山崩れの年度別発生頻度では、1910 年 8 月における 291.6mm (三富観測所) の豪雨によつて、全山崩れ件数 327 カ所の中、45 カ所、13.8% の山崩れが発生し、ついで 1935 年~1938 年の豪雨により、105 カ所、32.0%, さらに 1947 年のカスリン台風では 297.2mm, 1948 年のアイオン台風では 475.6mm の雨量をもたらし、これらの豪雨によつて 130 カ所、36.6% に及ぶ山崩れが発生した。

したがって、大武川及び笹吹川流域に発生した山崩れについてみると、凡そ 20 年、ないし 40 年の周期を以て、発生頻度の上に山があらわれ、周期的な山崩れが発生しているように考えられる。さらに、笹吹川流域に近接せる、金川流域における山崩れの年度別発生頻度についても、両者は極めて類似性ある現象が認められた。かかる事実に関しては笹吹・金、両川の流域には、石英閃緑岩が比較的広範なる分布を示し、地質・地形上の類似性が考慮されるが、同時にまた、両地域の降水日数・降

第 4 図 年度別山崩れ発生頻度グラフ

縦は山崩れの発生頻度
横は山崩れ経過年数を示す

水量等もほぼ近似的であつて、かかる気象的要素が山崩れに及ぼす影響を考察する上において一つの示唆を与えるものとおもわれる。

さらにまた、富士川流域の山崩れについてみると、1910年8月5～10日の豪雨により、654.4mm（睦合観測所）を示し、全崩壊総数 60 カ所の中、31 カ所、51.7% の山崩れを起したが、1935 年前後の豪雨により 35%、さらに 1935～1936 年の豪雨により 11.7%、カスリン台風・アイオン台風による豪雨では 13.3% の山崩れを発生したが、それ以後における発生頻度は著しく減少を示した。また戸川流域についても、ほぼ類似性ある現象が認められ、これら両地域における年度別発生頻度分布をみると、前者に比し、全体的にみて比較的長い周期をもつ山がつくられているように考えられる。富士川及び戸川流域は、主として第三紀西八代層群・静川層群よりなり、地形・地質上の類似性が、山崩れの年度別発生頻度分布の上に、一つの類似性を見出す原因であろうとみることができよう。

以上の諸事実により、各流域の山崩れの年度別発生頻度分布の上には、地形・地質学的観点のみならず、降水量等に関する気象的要素の類似性によつて、夫々の周期をもつ山崩れが発生するものと考えられる。

要 約

1. 基岩別に、山崩れ発生頻度をみると、山崩れは、石英閃緑岩地域において最も大きく、ついで花崗岩・第三紀西八代層群・静川層群地域となり、さらに洪積層・御坂層群・小仏層群・赤石山地中生層地域の順に小さくなる。

しかしながら、山崩れの規模という観点から、一山崩れ当りの平均面積をみると、花崗岩・石英閃緑岩・赤石山地中生層地域で最も大きく、ついで小仏層群・西八代層群・静川層群・洪積層・御坂層群地域の順に小さくなる。

2. 一山崩れ当りの平均崩壊土砂量をみると、石英閃緑岩・花崗岩・赤石山地中生層群地域では最も大きく、これについて西桂層群・小仏層群・御坂層群・輝石安山岩・同質集塊岩地域の順に小さくなる。

3. 山崩れ発生頻度と崩壊土砂量との間には、殆んど相関々係は認められないのに反し、一山崩れ当りの崩壊面積と崩壊土砂量との間には相関々係が認められる。この場合、崩壊面積と崩壊土砂量との間には正の相関々係があるが、単に崩壊面積が拡大にしたがつて、崩壊土砂量が増大するのみでなく、基岩の岩種・地層及び地質構造によつて大きく影響されることが判明した。

4. 成層岩地帯に山崩れが発生する際には、山腹斜面の傾斜方向と、地層の傾斜方向とが一致する場合に、山崩れの規模が概して大きくなつてあらわれる。地層の背斜部における、山崩れの規模と、地層の褶曲度との間には、正の相関々係が認められる。赤石山地の中生層群では褶曲度が大きく、したがつて山崩れの規模も概して大きくあらわれ、第三紀西八代層群・西桂層群では褶曲度が小さく、山崩れの規模もまた小さくあらわれる傾向がある。

5. 富士川及び桂川流域における山崩れの年度別発生頻度曲線をみると、各流域の地形・地質及び降水量等の類似性に基づき、それぞれの周期をもつ山崩れが起ると考えられる。

6. 山崩れ発生頻度と山腹傾斜角及び崩壊面の垂直深度との間には、ほぼ相関々係が認められる。各岩種・地層を通じ、山崩れ発生頻度の最も大きい山腹傾斜角 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$ では、崩壊面の垂直深度 $0\sim 2\text{m}$ の範囲内にあるものが極めて多く、山腹傾斜角が漸増するにともない、一山崩れ当りの面積・垂直深度共に増大される傾向が認められる。

参 考 文 献

- 1) 藤本治義 (1932): 関東山地東南部の地質学的研究, 地質雑, 39, 466.
 - 2) 小出 博 (1955): 日本の地回り, 東洋経済新報社.
 - 3) 大塚弥之助 (1955): 山梨県南西部富士見山断層崖の地質学的考察, 地理評論, 15, 2.
 - 4) OTUKA, Y. (1939): Tertiary crustal Deformation in Japan (with Short Remarks on Tertiary Paleogeography) *Jub. Pull. Comm. Prof. Yabei 60th Birth.*
 - 5) 篠木嶺二・福田 理 (1952): 西桂層群の層位学的研究, 地質雑, 88, 681.
 - 6) 辻村太郎 (1926): 断層谷の性質並びに日本島一部の地形学的断層構造, 地理評, 2.
 - 7) 中村慶三郎 (1955): 崩災と国土, 古今書院.
 - 8) 秋山正彦 (1957): 山梨県富士川上流地域の第三紀層の層序と地質構造について, 地質雑, 63, 747.
 - 9) 松田時彦・水野篤行 (1955): 富士川上流地域の西八代層群の層序, 地質雑, 61.
 - 10) 小林福造 (1953): 甲斐の地質, 山梨郷土研究会.
 - 11) 小林福造 (1956): 富士をめぐる地質, 共栄出版社.
 - 12) 一木健二・遠藤 忠・小沢昭三・桂田 保・高山昭明・樋口 正・藤本丑雄・宮崎 元・宮沢 忠治 (1958): 赤石山地中, 東部の時代未詳層群について, 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡誌, 第 9 号.
 - 13) 三土知芳 (1932): 7 万 5 千分の 1 八王子地質図巾および説明書.
 - 14) 関 武夫 (1937): 岩殿山礫岩層について, 地質雑, 44, 530.
 - 15) 科学技術庁資源局 (1957): 森林からみた治水上における河川流域の現況および考察 (資源局資料第 4 号).
 - 16) 横山次郎 (1953): 中部地方, 日本地方地質誌, 朝倉書店.
 - 17) 藤田和夫 (1943): 京大卒論.
 - 18) 柴田秀賢・藤本丑雄・吉竹博・大木靖衛 (1958): 山梨県小鳥山付近の地質および深成岩類, 地質雑, 64, 752.
 - 19) 山梨県河川課 (1956): 崩壊調査書
 - 20) 大塚弥之助 (1942): 日本の地質構造
-