島根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について (II)

On the granitic rocks and their collapse at Kamo
District, Shimane Prefecture

三 浦 清 (Kiyoshi Miura)

5. 豪雨によつて発生する花崗岩山地の崩壊

豪雨によつて花崗岩類に発生する崩壊の頻度は、確かに大きい^が、他の地質で構成されている山地に比して絶対的に大であるとはいえない。実際に、昭和 39 年 7 月の豪雨によつて発生した山崩れの頻度は、場合によつては、粘土化した第三系の礫岩のあるものが大であつたように見える。しかし全体的に見ると、花崗岩山地というものは崩壊しやすい状態にあつて、重要な事は、後述する如く節理型崩壊という特徴的な型式をとる場合が多い事、崩壊した後の侵蝕作用がはげしく、いつまでも崩壊した跡が裸出していることである。

この地域の花崗岩類の中でも花崗閃緑岩が最も風化しやすく、その結果として花崗閃緑岩山地では起伏量の小さい低平な丘陵性の山地を作りやすく、与えられた侵蝕基準面に対して、平坦化が進行しやすい。

花崗閃緑岩の縁辺相で構成される山地でも、一般傾向としては花崗閃緑岩山地と似ているが、やや起伏量、傾斜度ともに大となる傾向がある。

一方、これと対照的なのが黒雲母花崗岩山地である。黒雲母の含有量が一般に少ない事、斜長石がより酸性であると同時に少ない事が原因で、花崗閃緑岩に比して、風化作用を受け難い。そのため花崗閃緑岩との境界附近は、これを反映して地形的に不連続な形態をとる事が多く、黒雲母花崗岩山地に取りかこまれた花崗閃緑岩体は、それ自身盆地状凹地を作るのが普通である。

花崗山地に発生する崩壊の型式は次のとおり分類できるように見える。

- ① 節理型崩壊
- ② 表層滑落型崩壊
- ③ 複合型崩壊
- ④ 脈岩型崩壊
- ⑤ 断層破碎帯型崩壊
- ⑥ 崖錐型崩壊

節理型崩壊

節理型崩壊というのは、崩壊が花崗岩類の節理面と密接な関係をもつて生ずるものを指す。

花崗岩類には、一般に数方向に顕著な節理面があつて、風化の進行につれて節理面に沿つてモンモリロナイトの薄層が生成される。従つて風化が進行して完全に真砂状化しても、その面はモンモリロナイト薄層という形で残っている。

このような状態は、花崗閃緑岩において卓越している。節理型崩壊の例は、花崗閃緑岩に特徴的に発生しやすい。

第 12 図 風化花崗閃緑岩の斜面の断面形態

第 12 図は風化した花崗閃緑岩山地では、山腹斜面の傾斜がその底部で著しく不連続をなし、およそ $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 以上の急崖をなすことは、極めて一般的な傾向である。谷は、その両側の山地を、かくの如き急崖をもつて侵蝕し、幅広く奥行き長い耕地となつて異状に大きい耕地率をしめす。そしてまた、その耕地の大部分が水田であり、また、かんがい用溜池は、殆んど必要としない。これを見ても真砂状化した花崗閃緑岩が、いかに水を保持しやすいものであるかがよく理解することができる。

このような風化した花崗閃緑岩の山腹斜面底部の急斜面には、第 12 図のようにいくつかの方向に明瞭な節理が発達し、この節理面には、普通モンモリロナイトの薄層が生成されていることは前にも述べたところである。

節理型崩壊は、主にこのような山腹斜面底部の急崖に発生し、小さいものには例え

ば、同図の bcd で囲まれた三角形のブロックが崩壊したり、あるいはやや大きくなつて $b c f e$ のような四角形に近い形をしたブロックが崩壊することもある。

更にこれが大きくなる $a h g m$ 、あるいは $l k f h g m$ の如き大きいブロックの崩壊にまで発展する。これと共に、中間帯も崩壊するか、表層板状体は宙づりになつたり、共にひきちぎれてしまうこともある。

このように大きくなると崩壊の幅も増して 10m を越えるものもしばしばあるが、時に数 10m にわたる例もある。

更に、ノリ先が水路になつている場合（実は水田の両側が水路となつている場合が多いので、このような条件を満たす例が多い）。には、豪雨時に著しく下刻作用が行われ、 $a j i m$ の如き部分が支持物体を失い、急激に崩壊することもある。

また、豪雨時には後述する表層板状体滑落後、その面に対する侵蝕作用が著しく働き、平行な雨裂は深く刻まれ、雨裂と雨裂にはさまれた部分が節理面を底として滑り落ちることもある。

このような現象が節理型崩壊に属するものである。

このように、急斜面をなす山腹斜面底部では、引張応力、せん断応力のために、節理面

第 13 図 花崗岩山地における耕地の分布図

がより開いたような形をしており、また、深根性の植物などの根は、以外に深く節理面に沿って入りこんでいる。

このような状態は、先ず、地表からの雨水の滲透条件を、より一層よくすることに役立つ。

一方、真砂状に風化した花崗閃緑岩それ自体も、帯水しやすい状態にあつて、直接雨水の滲透をゆるすであろう。このような山全体としての帯水性こそ、異常に高い山間の耕地率を与える水田のかんがい用水源となつているのである。

このような水理地質学的条件にある花崗閃緑岩山地における雨水は、節理面に沿つて容易に滲透すると同時に、真砂状風化物をも滲透することができる。

降水の条件次第では、このような節理空間および地表附近における真砂状風化物の粒子間隙は、水で満たされることになる。かくて真砂状風化物自体の凝結力に緩みが出てくると共に、節理面自体は、地下水化した雨水で充満されて、それを介して両側の部分を剝離し、高い間隙水圧を発生することもあるであろう。

また、節理面が斜面と交る 図の g とか e 点から、地下水が湧出するのを見ることがある。このように、節理空間が水の通路となる場合には、通路に沿つて一種のパイピング作用に似た現象が生ずることが考えられる。

以上のようないろいろの条件が重つて、真砂状風化花崗岩類、わけても花崗閃緑岩にこのような型の崩壊が発生しやすいのであろう。この過程にあつて、節理面に沿うモンモリロナイト薄層の果す役割は、例えばその膨潤性、不透水性、滑油性等々の点で大きいものがあるであろうと思われる。

要するに、節理型崩壊というのは、花崗岩類が真砂状に風化し、ある程度以上の雨水の滲透をゆるす段階まで風化し、その上に、節理空間が剝離しやすい状態になつていて、水が滲透し易く、また、水の通路にもなりうるものが、その発生の必要条件のようである。この条件に最も適するのが、風化花崗閃緑岩であることはいうまでもない。

かくて崩壊した面は、再び急斜面を呈し、次々と後退していく。

このような過程が、以外に大きな耕地率形成の原因であり、平坦化過程における最も著しい役割を果しているものと考えられるのである。

第 13 図は、この地域における花崗岩山地内の耕地の発達模様を示したものである。

表層滑落型崩壊

一般に、植生によつて複覆されている山腹斜面の表層断面は、これを力学的に考えるならば、第 14 図の如く 3 区分すれば充分のように思われる。

図において示す①の部分は、最表層を構

第 14 図 表 層 断 面

成し、植物の無数の根系によつて緊縛されて板状を呈する部分である。これを表層板状体と呼ぶことにする。

多くの場合、花崗岩山地におけるこの表層板状体を構成する土粒子は、すべてその位置においてその直下の基岩に由来するものではなくて、一部分、あるいは時には全部が、斜面のより上部の方から、移動して来た場合もある。この表層板状体の厚さは、1 m を越すことは極めて稀であり、普通は数 10cm、多くは 30~60 cm 程度ということが多い。

この厚さを規定するのは、与えられた地質条件下では、植物自体の性質と関係するものようである。

②の部分は①の表層板状体とは著しく不連続で、深根性植物を除いて根系は殆んどないか、あつてもごく僅かであつて、根系による緊縛は全くなされない部分である。これを中間帯と呼ぶことにする。

花崗岩山地の場合には、この中間帯は、多くの場合その直下にある基岩のより風化して弛緩したものであり、本来の基岩との境は不明瞭な場合がある。厚さは数 cm から数 10 cm の範囲で、基岩が新鮮な場合は、この中間帯は殆んど発達しないこともある。

③の部分は、基岩それ自体である。従つて風化が進んでいることもあり、新鮮なこともある。特別な場合を除いてこの中には根が入つて来ない。

以上のようなモデルは、一般にどのような地質においても形成される。ただ風化の機構上の差異から、花崗岩類においては中間帯が砂礫質であるのに対し、他の地質においては粘土質となる。

風化した花崗閃緑岩山地では、上のような組合せは一般に斜面底部の急崖よりも山頂側にあつて緩斜面をなすが、黒雲母花崗岩山地では、斜面底部までこのような関係をもつて組合さつており、一般に花崗閃緑岩よりも急傾斜をなす。

ところで表層板状体を構成する土粒子は、根系の間を充填し、根により強く緊縛されているが、この地方の花崗岩山地では、飛来して来た火山灰や、或は他の地層によつて被覆される事もなく、一般には、花崗岩の風化物である。しかしただそれが、その場所で風化して板状体となつたものであるかどうかは疑問で、少なくともその最上部は地形的上位の部分から移動して来たものが多いであろう。そんなに遠くから移動して来たものは少ないようで、黒雲母の風化階程は、その直下の基岩の黒雲母の風化階程と同一のものである。

第 15 図は基岩が最も風化の進んでいる上佐世の板状体、中間帯、基岩の黒雲母の、また第 16 図は比較的風化が ok している木次駅裏の板状体、中間帯、基岩の黒雲母の X 線回折図である。

これを見てわかるように、基岩の黒雲母の風化階程が進んでおれば、板状体の黒雲母もその進んだ階程の黒雲母を含むし、一方、基岩の黒雲母の風化階程が ok しているのであれば、その板状体に含まれる黒雲母も、それと同じく風化階程の黒雲母なのである。

当然ながら、その間には含まれた中間帯の黒雲母も、それと同じ風化階程のものを含むのである。

元来、板状体を構成する土粒子が最も化学的風化作用を受け易い状態にあると思われるのであるが、その下の基岩の風化階程と同じものであるということは、基岩そのもの、あるいはそれが多少移動して、この状態になってからの時間の問題であろうと思われる。この点から見ると、実際に黒雲母が鉱物的に変化していく風化作用というものは、極めて時

第15図 花崗閃緑岩表層断面の黒雲母仮晶（上佐世・基岩は極めて風化の進んだもの）
（試料：電磁分離器による濃縮物）

V : Vermiculite, H : Halloysite, Ho : Hornblende

間的に長いものであるように思われる。

中間帯は、多くはその下の基岩が物理的性質を变ずることによつて作り出されたものである。一般に基岩がどんなに風化していても、それより更にルーズで軟い組織をもつのが普通である。また基岩がやや硬い時でも、この中間帯というのは、ルーズで軟くやや粗粒

第 16 図 花崗閃緑岩表層断面の黒雲母仮晶 (木次駅裏・基岩はやや硬い風化物)
(試料：電磁分離器による濃縮物)

V : Vermiculite, HB : Hydrobiotite, Ho : Hornblende

の物質からなる。

表層滑落型崩壊というのは、この中間帯全体の破壊によつてひきおこされる流動化現象と密接な関係をもつところの崩壊の型であり、この中に発生するすべり面的なものは基岩直上にあつて、板状体が大小様々のブロックとなつて滑り落ちる現象である。

山腹斜面にこのような現象が発生すると表層板状体のはぎとられて、基岩が裸出し、それ以来、凍結ならびに降雨によつて、著しく侵蝕を受け、再び植生によつて、被覆されるのに時間を要することになる。

第 12 表 表層断面の物理性

場 所		木次駅裏	岩加茂大	宍 道	上 佐 世
基 岩 の 種 類		花崗閃緑岩	黒雲母花崗岩	黒雲母花崗岩	花崗閃緑岩
表層板状体	厚さ (cm)	40	30	30	15
	硬度 (kg/cm ³)	0.4	—	—	—
	透水性 (cm/sec)	7×10^{-3}	1×10^{-2}	—	4×10^{-3}
中間帯	厚さ (cm)	30	40	10	25
	硬度 (kg/cm ³)	0.3	2.1	1.4	1.1
	透水性 (cm/sec)	6×10^{-3}	3×10^{-3}	3×10^{-3}	5×10^{-3}
基 岩	硬度 (kg/cm ³)	46	363	2123	3.0
風 化 の 状 況		やや硬い	やや硬いがバラバラする	硬い	軟かく最も風化の進んでいる状態

第 12 表は、この地域における表層板状体、中間体、基岩に関する絶対硬度、透水性の測定値である。

測定は、山中式土壤硬度計、山中式透水性測定器を用いてそのままの状態での測定したものである。

基岩は、中間帯直下のものの値であつて、ここに示されたものは、硬度のみであるが、透水性は著しく小さく、本測定器では測定できなかった。

この表を見ると、透水性は、板状体と中間帯は同じ程度の大きさをもっているらしい事がわかり、その値は、かなり大であるといえる。更に、大切な事は、中間体とその直下の基岩の間には、透水性、硬度とも著しい不連続が存在することである。特に基岩が締つている場合（例えば黒雲母花崗岩風化物とか、風化のおくれている花崗閃緑岩の如く）には、一層その差は大きくなつている。降水は容易に板状体中を下に向つて滲透し、その下の中間帯に到達することが出来るが、基岩表面との間には、透水性に著しい差がある為、滲透水はそこに次第に蓄積される傾向がある。

長雨に続く豪雨時のように、滲透雨量が急激に増すと滲透水は中間帯を帯水層とする自由水となり中間帯中を流下する。この事は、実際に観察されることである。

このような状態は、中間帯とその下の基岩の透水性の差の大きい場所とか、水の集りやすい場所において一層よく観察されるところである。

地表傾斜の大であるところは、一般に基岩と中間帯の境も急であり、滲透した雨水の動水勾配も大となる事は当然で、これと中間帯の破壊とは、密接な関係がある。

表層滑落型崩壊が、黒雲母花崗岩あるいは風化のやや遅れている花崗閃緑岩地帯に多い

第 17 図 表層板状体滑落型崩壊の形態

ことは、これらが示す地表傾斜と密接な関係があることを示すであろうし、また谷頭に多い事は、水の集積量に関係があるであろう。

表層滑落型崩壊が、異状な降雨強度によつて引き起こされやすいのは、この中間帯における自由帯水層形成と密接な関係があるように思われる。一般に地盤のせん断抗力は、クローンの式によつて表現される。

$$S = C + (V - u) \tan \phi$$

即ち
ここに
 S : せん断抗力
 C : 凝結力
 V : せん断面に働く垂直応力
 u : 間隙水圧
 ϕ : 内部摩擦角

今、第7表における最上層の C, ϕ と崖錐上における第15表の C, ϕ 値から、この中間帯の C は、普通大約、 3 ton/m^2 程度と見積られ、またそれに対する ϕ は 32.4° となる。したがつて普通の状態なら S は、 4 ton/m^2 程度であろう。

実際に花崗岩に発生するこの種の崩壊をみると、この中間帯の中にある特定の面からすべるといふものではなく、むしろこの中間帯全体が破壊して流動化現象が発生し、流動すべりに似た運動を行うようである。

つまり中間帯が著しく帯水され、パイピング現象をとおしてその中を自由水という形で滲透水が流下するにつれて、それ自身は次第に凝結力を失ひ、組織が破壊してその中の水と共に、流動すべりを発生するのである。

この段階では凝結力のもとより、内部摩擦角も著しく小さくなり、一方、間隙、水圧は異常に高くなることが考えられ、したがつて、せん断抗力は極めて小さいものとなるわけである。

これが即ち、表層滑落型崩壊であつて、地表傾斜の大きい、雨水の集りやすい、基岩と中間帯の透水度の大きい地帯に発生率が高い。この事は特に黒雲母花崗岩地帯、或に風化のおくれている花崗閃緑岩地帯に多い事と関係があるわけである。

この種の崩壊の規模は、幅数 m というのが圧倒的に多いが、時に数 $10m$ に達するものもある。

複合型崩壊

複合型崩壊というのは、表層滑落型崩壊が原因で、その運動過程において節理型崩壊を伴うものである。この型のものは花崗閃緑岩地帯に多い。微細に検討してみると、意外にこの型が多いのに気がつく。結局、節理面を境として相互に凝結力を失つたブロックに対して、表層滑落型崩壊の運動は、引張応力として作用するのである。

脈岩型崩壊

脈岩型崩壊というのは、ベグマタイト脈、ベグマタイト質石英英脈、玢岩脈、アブライト脈等、花崗岩類の成因と密接な関係のある脈岩および、その後貫入した岩脈類と関係をもつて発生する崩壊の型である。

これらは、風化した真砂状花崗岩中であつて、多くは地下水の受盤的な役割を果している。

普通は、その面にそつて小規模な崩壊（大抵は節理面も関与する）をひきおこす。

しかし、時に規模の大きいものを見ることがある。それは、脈岩の貫入時、それが、母岩に対して変質作用を著しく与えているような場合である。特にベグマタイト質石英英脈とかベグマタイト脈は、母岩に著しく熱水変質を与えることがあり、それに沿つて特にその上盤側がかなりの幅で絹雲母化されているような場合には問題である。

脈岩の厚さが、数 cm であつて、しかも不連続性に富んでいても、厠周に与える変質作用は大きいことがある。

このように熱水変質を受けた花崗岩類が全体として真砂状に風化して、多少とも雨水の滲透をゆるす状態になると、この熱水変質を受けている部分は、他に対して特にルーズであり、含水比の高い役割を果しこの部分から地下水が滲み出すようになる。降雨は、この湧出水の量を多くするのは当然で、それはこの部分の組織をますます軟かくし適当な粘土含有量は、この部分をすべりやすくする。従つて、山腹傾斜の大小によつては、この中にすべり面をもつ地すべり性の崩壊に発展する。

木次線加茂中駅と南宍道駅の間において、しばしば崩壊するこの型の崩壊現場で測定したところによると、周囲の風化花崗閃緑岩の絶対硬度が 61 kg/cm^2 であるのに対して、変質帯では僅かに、 2 kg/cm^2 となつている。またこの部分の透湿度は $5 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ で水が滲み出している。斜面の傾斜は 65° に切り取られ、知る限りでも少なくとも過去数回にわたつてかなり大きい崩壊を発生した。

断層破碎帯型崩壊

断層破碎帯型崩壊というのは、文字通り断層破碎帯に発生する崩壊の形式で、一般には地すべり性の崩壊である。

花崗岩山地には、この型に属するものは数少いけれども新第三系との断層接触帯に沿つて、或は花崗岩自身にある断層破碎帯内に小規模のものが見られる。

しかし、破碎帯の幅が大きくなると、この型の崩壊も極めて大きくなつてくる。

宍道—加茂間の国道 54 号線に沿う地すべりは、その代表的なものである。

ここでは、花崗閃緑岩と黒雲母花崗岩が断層接触をなし、黒雲母花崗岩側に幅 100m 以上にわたつて NE-SW 系の断層群が形成され、地下水が湧出している。

兩種花崗岩類の境界の黒雲母花崗岩側は、巾約 50m にわたつて破碎帯化され、その網状の割目はベンチザンによつて青色化し、かつ極めて膨潤性に富む粘土で充填されている。その X 線回折線図は、第 18 図に示すごとくで、それがモンモリロナイトであることを示す。

崩壊は、ここに形成されて、断層破碎帯内で幅約 50cm にわたつて発生し、その形式は円弧型の地すべりである。

異常な降雨によつて破碎帯内に滲透した雨水によるモンモリロナイトの膨潤と大量の地

第 18 図 宍道峠の断層粘土のX線回折線図（黒雲母花崗岩）

下水胚胎による地盤全体の緩みが地すべり発生の原因であろうが、その運動に際しては、モンモリロナイトが滑油作用の役目を果たしたことはいうまでもない。

崖錐型崩壊

崖錐型崩壊というのは、花崗岩類それ自身に発生する崩壊の型式ではなく、過去において発生した崩壊に基づく崩積土の再崩壊である。

花崗岩山地においては、意外にこの種の崩壊が多くその上に規模も大きくて、被害という点からみると無視できないものがある。

現実には、昭和39年7月の山陰北陸豪雨によつて山地に発生した山崩れの大きいものは、この型のものが多く、木次峠、日登駅前、木次駅裏、大東光明寺、三刀屋給下等の崩壊地はすべて、この型のものである。

普通、この種の堆積物は、風化花崗岩に似ていて、ともすると見過ごされているが、崩壊という点から見ると豪雨によつて最も不安定な堆積物であり、最も注意されねばならないものである。

この崖錐堆積物は、その厚さ10cmを越すようなものがあり、時には山頂付近にあつたりして、現在の地形的条件ではその堆積を説明し難い場合が多く、やや締つている事を考えると恐らく洪積世時代のある時期（恐らく2万年以前頃）に、このような大規模な崩壊があつたのであろう。そのような意味で『古崖錐』と呼んだ方がよいかも知れない。

第13表及び第19図は一例として木次峠の古崖錐堆積物とその直下の風化花崗閃緑岩の粒度分析値を表わしたものである。

また第20図は古崖錐の黒雲母とその直下の基岩の黒雲母のX線回折線図である。

これらを総合すると、兎に角、古崖錐は、その直下の花崗閃緑岩と本質的には変らないものである。つまり、その花崗閃緑岩の崩壊によつて、もたらされたものなのである。ただ粒度分布が、多少小粒子側に偏つて来るのは、崩壊という一つの機械的破壊によつて一

第 13 表 崖錐とその直下の基岩の粒度分析値

試 料	粒径 (mm) および粒度分布 (Wt%)								
	0.074 以下	0.074~ 0.105	0.105 ~0.15	0.15 ~0.25	0.25 ~0.5	0.5 ~1.0	1.0 ~2.0	2.0 ~4.0	4.0 以上
木次峠 K-22a	0.10	0.15	0.60	3.35	10.00	22.00	25.50	30.00	8.30
木次峠崖錐土 K-22b	3.10	3.10	3.35	5.65	10.40	21.10	23.00	24.70	5.60

第19図 崖錐とその直下の基岩の粒度分布図

第20図 木次峠における崖錐堆積物とその直下の基岩の黒雲母仮品

V : Vermiculite, Ho : 角閃石, H : Halloysite

(試料は電磁分離器による濃縮物)

層細粒化されたためであろう。

ここでも云えることであるが、崖錐堆積物というのは、その透水性からして、より風化を受けやすい環境におかれているのにも拘らずその直下の基岩の黒雲母にくらべて、黒雲母の変化が見られないのは、やはり洪積世末期頃から今日までの時間は、風化作用にとつて問題となるほどの時間ではないのであろうか。

花崗岩山地における古崖錐堆積物は、豪雨によつて最も崩壊しやすいものであることは前にも述べたが、これは、雨水が滲透しやすく降雨時には、基岩との境で著しい湧水がある。

崩壊は大抵、基岩との境界附近が破壊されて流動すべりのような現象を示すから、この帯水の状態と崩壊は直接的な関係があるであろう。

第 14 表 崖錐土の標準貫入試験値

第 14 表は、木次峠の古崖錐土の標準貫入試験値であり、第 15 表はその値から計算された内部摩擦角 ϕ 、凝結力 C 、単軸圧縮度 qu の値である。この表によると N 値は 2~8 で、それは深さと共に僅かに増加するが、その直下の風化花崗閃緑岩との間には著しい差がある。

また、基岩との境界附近の凝結力 C は $4 \sim 5 \text{ ton/m}^2$ 、内部摩擦角 ϕ は $34^\circ \sim 35^\circ$ 程度と計算される。

第 16 表は、崖錐土とその直下の風化花崗岩の絶対硬度と透水度を示したものである。

とにかく、これらの値を見ると、雨水は容易に滲透し、基岩を受盤とする容水地盤を形成する一方、基岩との境界附近から地下水を湧出に至る。

豪雨によつて地下水位が上昇することは、一層、その動水勾配を増すことになつて、パイピング現象を盛んにし、ついにその境界附近を破壊するに至らしめる。ひとたびそれが動きだすと、その中の水と共に、その堆積物は流動化され結局は流動すべりを発生するに至るであろう。

以上、花崗岩山地に発生する崩壊の種々の型について述べて来たが、要は、花崗岩山地における崩壊の最も特徴的なものは節理型崩壊と板状体滑落型崩壊あるいは、それらの複合型崩壊である。

この発生を見ると、確かに風化の段階によつてその型が異なるようで、例えば花崗閃緑岩のやや風化のおくれた段階によるものとか、黒雲母花崗岩では、圧倒的に板状体滑型の崩壊型式を選びやすく、真砂状に風化した花崗閃緑岩

では、節理型崩壊の型式を選びやすいのである。

また崖錐型崩壊に関しては、案外気づかないで単に花崗岩の崩壊として片づけられてい

第 15 表 崖錐土の深さ (d) と内部摩擦角 (ϕ)、凝結力 (C)、単軸圧縮強度 (qu) の関係

d (m)	$\phi = \sqrt{12N} + 25$	C=0.65N (t/m ²)	qu=12.2N(t/m ²)
1.15	29.90	1.30	2.44
1.65	31.00	1.95	3.66
2.65	32.75	3.25	6.10
3.65	31.93	2.60	4.88
4.65	32.75	3.25	6.10
5.65	34.17	4.55	8.54
6.65	34.17	4.55	8.54
7.65	33.49	3.90	7.32
8.65	34.80	5.20	9.76
9.65	49.49	32.50	61.00

第 16 表 崖錐土とその直下の基岩の物理性

	崖錐堆積物		堆積物直下の基岩	
	硬度 (kg/cm ³)	透水性 (cm/sec)	度透 (kg/cm ³)	透水性 (cm/sec)
木次峠	3	5×10^{-3}	35	1.5×10^{-3}
日登駅前	1.4	3×10^{-3}	113	2×10^{-3}
木次駅裏	1.7	7×10^{-3}	—	—

第 21 図 起伏量と崩壊数 [620m×620m 方眼中]
○印は同一値が二つあることを示す

るのではあるまいか。しかし、それが最も確実に危険度が大きいといひやすいものであらう。

第 21 図は、ある面積における起伏量と崩壊数の関係をしめしたもので、およそ起伏量の小さい所の方が崩壊発生率が高いことを示す。これは、即ち節理型崩壊の数が非常に多いことと関係するであらう。

6. む す び

島根県加茂地域の花崗岩類について岩石学的検討を行い、その風化過程と崩壊の関係について述べ崩壊の分類とその成因について論じた。

謝 辞 日頃、御指導と御鞭撻をいただいている山口鎌次、西山省三、北原順一並びに早坂一郎の諸先生に対し、尚また、この問題について色々と御教示いただいた蔵田延男、三位秀夫両先生、村山正郎氏、安藤 武、黒田和男両技官に厚く御礼申し上げます。

引 用 文 献

- 1) 近畿第四紀グループ (1966)、大阪層群とその相当層に関する諸問題、第四紀、**8**, 79~83.
- 2) 三浦 清 (1963)、山陰中部における 後期白亜紀〜古第三紀の 火成岩類に関する地質学的岩石学的研究 (I) 火成活動史、岩鉱、**50**, 66~76.
- 3) Hall, A. (1965)、Determination of the composition of zoned plagioclases from granitic rocks, Amer. Miner., **50**, 427~435.
- 4) Smith, J. R. and H. S. Yoder, JR. (1956)、Variations in X-Ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars, Amer. Miner., **41**, 632~647.
- 5) 白水晴雄 (1960)、X線および光学的方法による緑泥石の化学成分決定、岩鉱、**44**, 18~22.
- 6) 三浦 清 (1963)、前出.
- 7) Chayes F. (1957)、A provisional reclassification of granite, Geol. Mag., **94**, 58~68.
- 8) Shand, S. J. (1943)、Eruptive rocks, 2nd Ed, J. Wiley, New York.
- 9) 山陰第四紀グループ (1966)、山陰第四系の問題点、第四紀、**8**, 63~68.
- 10) 白水晴雄 (1960)、前出.