

(54)

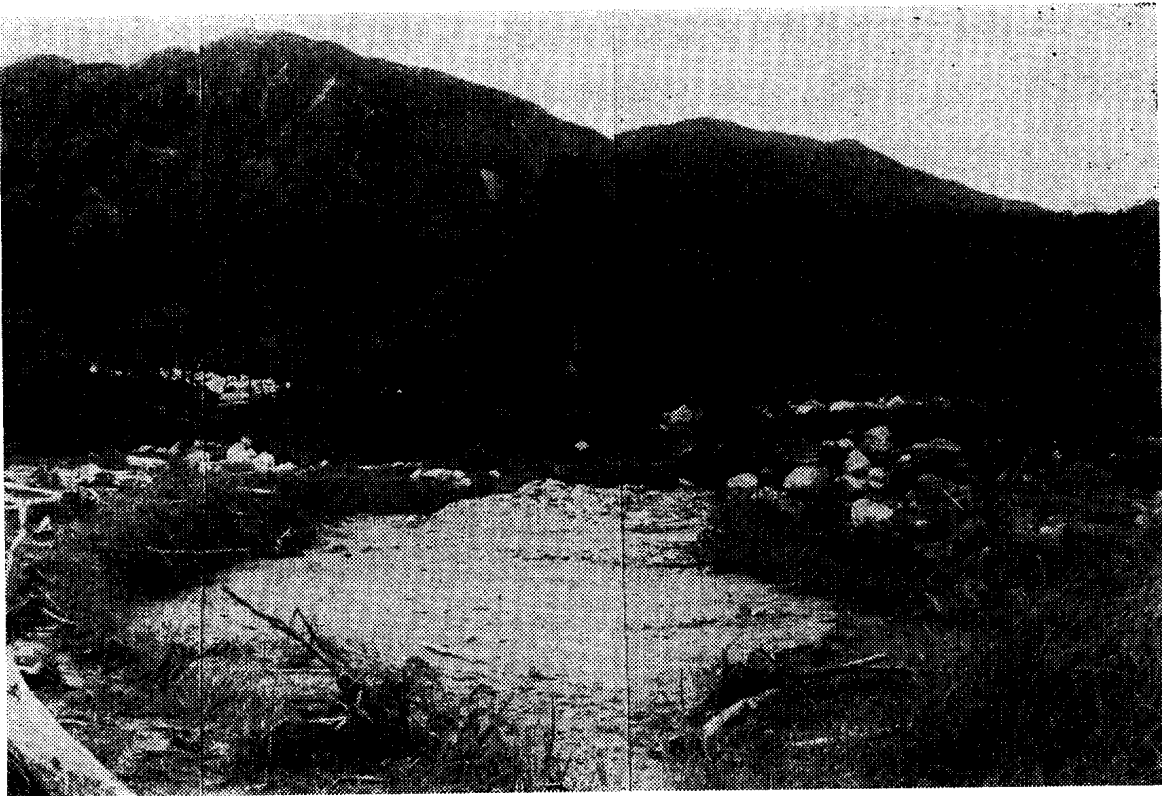
れたので、前者による崩壊を基盤突出型崩壊、後者によるものを基盤傾斜変緩型崩壊と呼んだ。しかし、この2つの型では説明できない崩壊も認められるので、このような崩壊の発生機構を検討することは、上述の2つの型の崩壊機構の定量的吟味とともに今後に残された問題である。

土石流の発端と流下区域については主として小爪川の場合を述べた。ここでは小規模な崩壊地の崩落物が集って小爪川の溪床に流入するような条件が土石流の発端につながったと思われ、溪床の勾配が $20^{\circ}\sim 15^{\circ}$ くらいの境界条件で2 m以下の礫が移動するような状態であった。土石流の終熄するあたりの状態は僧野川と坊主の場合について述べた。両者とも表面傾斜は 8° で粗大な礫が舌状に堆積して突然終っている。そこから下流は脈動的に侵蝕と堆積を繰返している。

終りに、調査に際してご援助、ご教示をいただいた福岡県庁砂防課と同教育庁淵上寛氏に謝意を表す。なお、この研究には昭和38、39両年度の文部省科学研究費を使用した。

引用文献

- 遠藤隆一，武居有恒，大手桂二，中島力，橋本明(1961)：山くずれの実験的研究（第1報），京都大学演習林報告，33. pp. 241-253.
- 遠藤隆一，武居有恒，大手桂二，大井英臣，松中忠洋(1963)：山くずれの実験的研究（第2報），新砂防，48 pp. 4-10.
- 平田徳太郎(1958)：崩壊より見たる山腹表層部の水文学的構造，水利科学，1—4 pp. 135-147.
- 小出博(1955)：山崩れ——応用地質Ⅱ——，東京
- 松本達郎，野田光雄，宮久三千年(1962)：日本地方地質誌九州地方，東京
- Penck, A.(1894)：Morphologie der Erdoberfläche, Stuttgart.
- Scharpe, C.F.S. (1938): Landslide and Related Phenomena, New York.
- 田中茂(1956)：豪雨による砂質斜面の崩壊機構，新砂防，22, pp. 3-9.
- Varnes, D. J. (1958): Landslides Types and Processes, Highway Research Board, S. P. 29, pp. 20-47, Washington, D. C.
- 脇水鉄五郎(1912)：山地の崩壊に就て，地学雑，284



ものと考え、その発生時刻からみて、この belt 地帯における山崩れ、土石流はほぼ 100mm/hr 程度の降雨に関連していたと考えられる。

崩壊地は崩壊区域と流下区域とからなり、崩壊の契機は崩壊区域でおこり、流下区域は崩落物が流下する際に形成された。崩壊区域は透水性の残留表土 (B層) と不透水性の基盤岩石のほか崩落物の一部滞留したものなどからなっている。崩壊区域内を構成するこれらの物質の状態その他から、崩壊発生の極限の状態を次のように考えた。表土層中を斜面方向に流下する中間流に対して何らかの不連続的な境界条件が存在した場合、その地点で中間流が滞留して地下水を形成し、地下水面と地表斜面とが切れ合う地下水の湧出地点で piping—あるいは boiling—現象がおこり、これが崩壊発生の契機となる。この契機はA層B層の透水性の違いなどに関連しながら急速にその地点より斜面上方へ波及して崩壊が発生する。中間流に対する不連続性を与えるものとして、不透水性の基盤岩石が突出している場合と緩傾斜になっている場合とが認めら

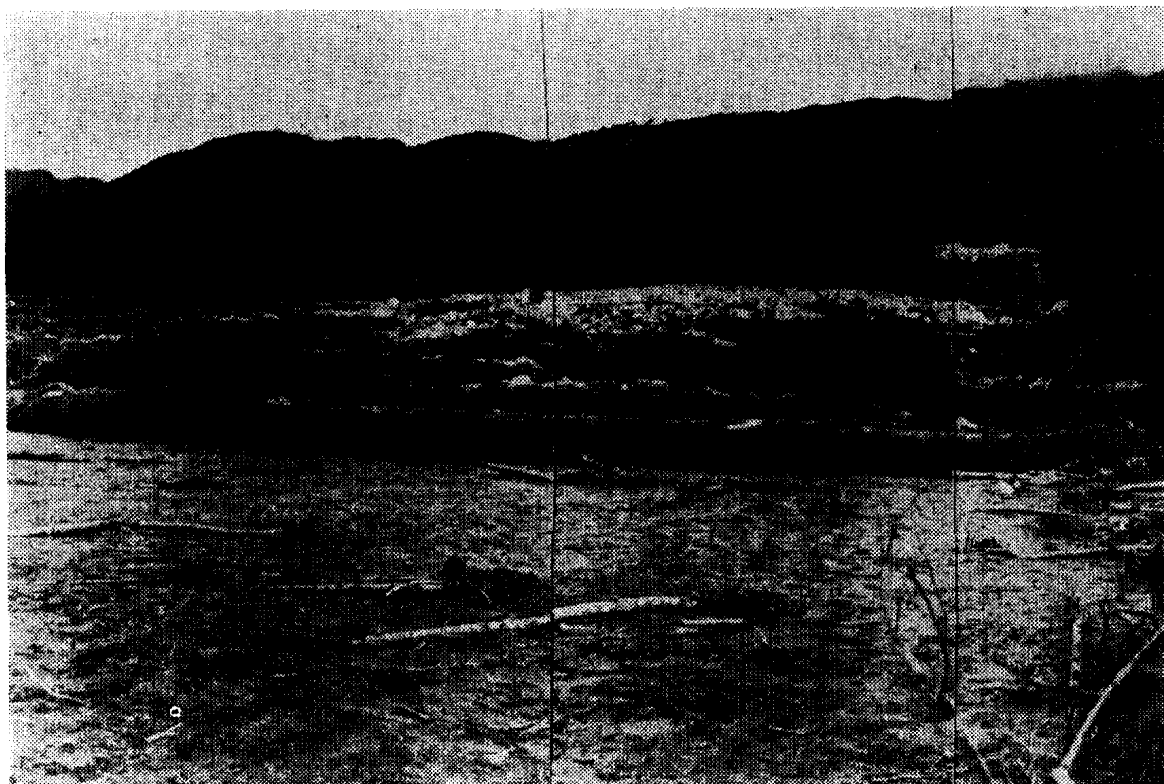


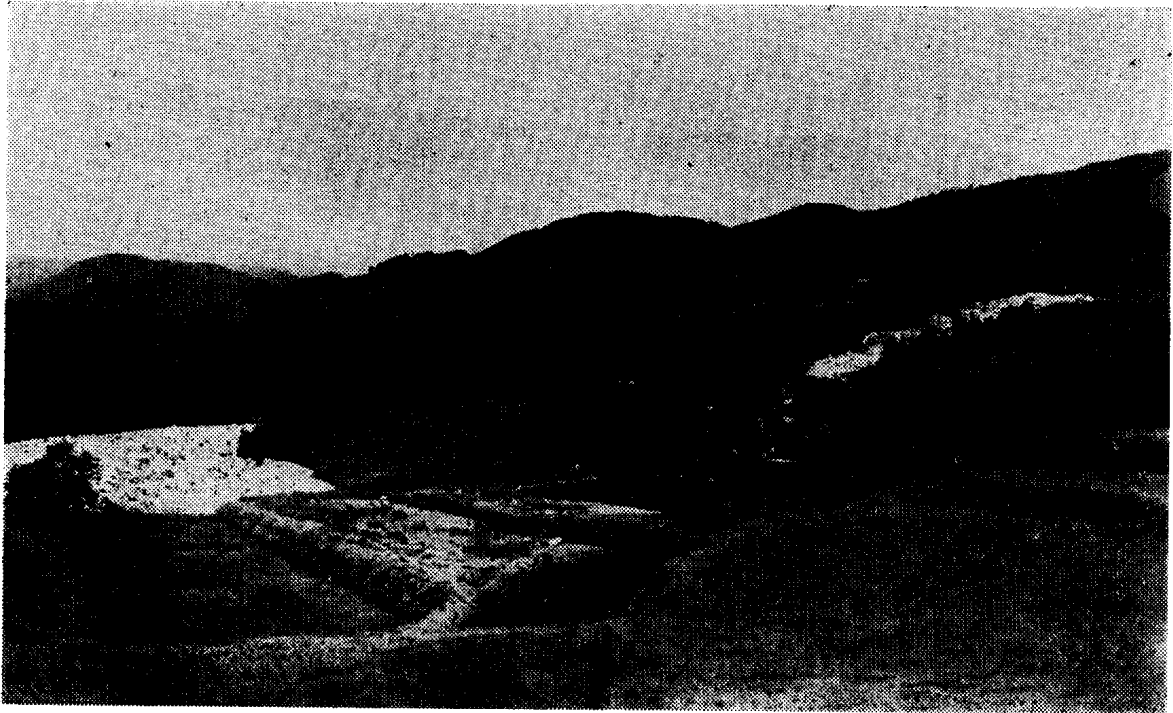
写真16 僧野川土石流の末端(2)

この低まりを下流へ40mばかりゆくと、そこで再び土石が盛り上がったように堆積している。室見川本川との合流点までの300mはこのような脈動を繰り返している。

6 ま と め

昭和38年6月末に北九州一帯に集中的な豪雨があり、各地に被害が発生した。この報告は背振山塊北斜面を占める福岡県早良町で顕著な発生をみた山崩れと土石流について、主としてその観察事項を記載したものである。

山崩れ、土石流は6月30日早朝一斉に発生したが、その分布は第3図に示したほか、谷口、栗尾方面の丘陵性山地にも小規模なものが多数あり、東北西南方向のbelt地帯に密集していた。降雨状況はこのbelt地帯から2.5km西北にある三瀬峠で第2図のようであった。山崩れ、土石流が密集的に発生したbelt地帯における降雨が、三瀬峠のそれと同一ではないとしても、それに近い



後、流水は写真16のさらに下流でもとの僧野川の流路に集り、そこから下流で再び側壁や河床を侵蝕している。

このような土石流末端の粗大な礫の堆積とそれより下流の侵蝕の極端な対照をみせたのは坊主川の場合である。第11図はその説明図であり、同じ場所が写真17である。坊主川の曲流部を曲らないで直流した一部の運搬物が舌状にたまったもので、礫は1.5m以下の大きさを細粒物は非常に少なく、表面の傾斜は 8° で突然終わっている。これらの点は僧野川の場合とよく似ている。ところが坊主川の場合は、舌状の堆積を行ったその場所で、写真17にみるように、流水はもとの土地を洗掘し、深さ2mばかりの溝をつくっている。



写真17 坊主川土石流の末端

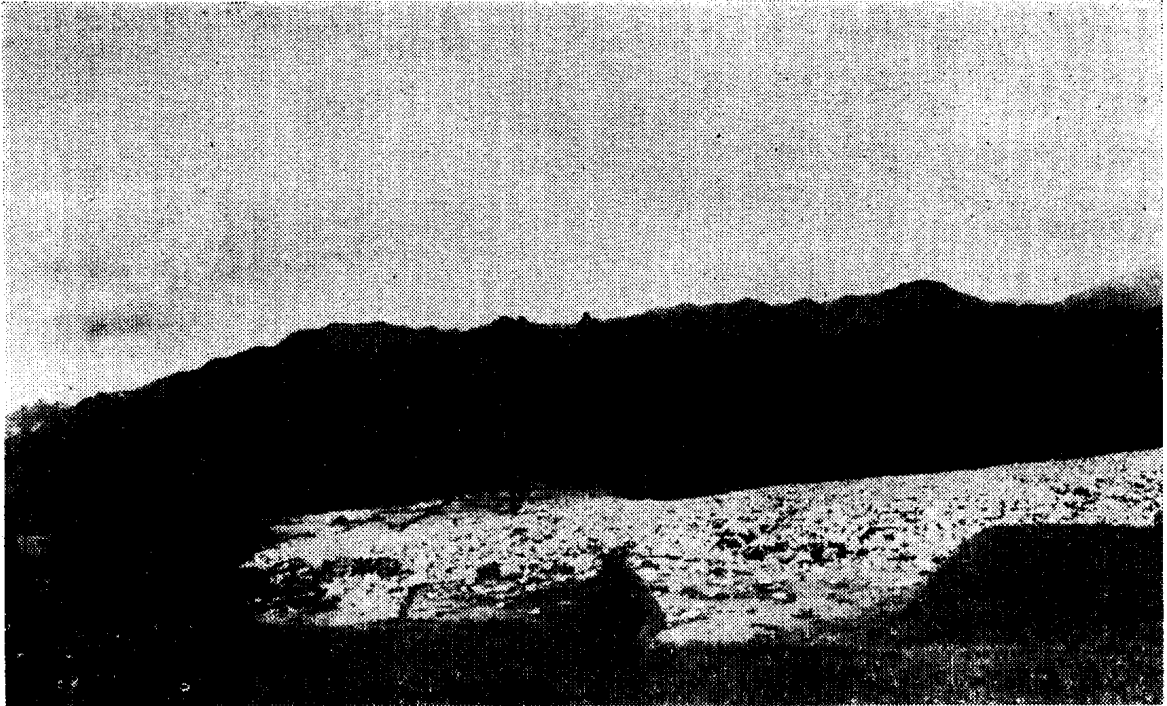
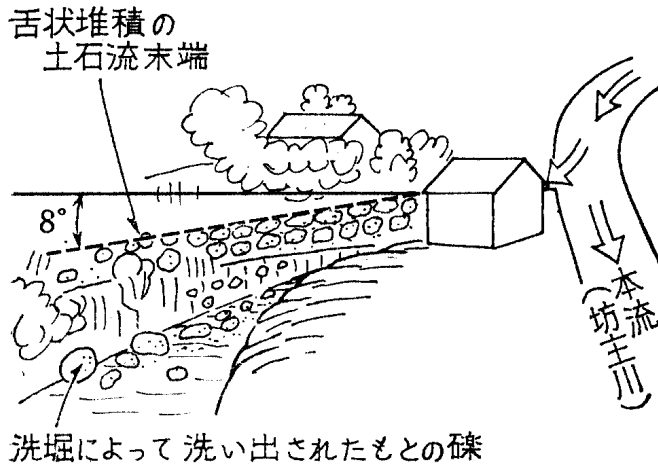


写真15 僧野川土石流の末端 (1)

以下の樹木は倒す程度の力であった。写真14の中央に白く見える部分がなくなるあたりが僧野川土石流の末端である。写真15はその末端を横から見たところで、水田が開かれ、流路に沿う地形が急に広くなるところで土石流が終わっている。堆積物は40~50cm以下の礫が主で、細粒物の量は非常に少ない。表面の傾斜角は 8° である。写真16はこの土石流の末端を下流側から見たところで、舌状に突然終わっている。一部はもとの僧野川の流れに沿ってこの写真の右の方へ伸びている。40~50cm以下の礫の堆積が突然終わったその前方、写真16では手前の水田には細礫、砂、シルトなどの細粒物が流木と共に一面に堆積している。土石流の末端で巨礫や細粒物までも堆積した

第11図 坊主川土石流の末端

(写真17と同じ場所)



状に突然終わっている。一部はもとの僧野川の流れに沿ってこの写真の右の方へ伸びている。40~50cm以下の礫の堆積が突然終わったその前方、写真16では手前の水田には細礫、砂、シルトなどの細粒物が流木と共に一面に堆積している。土石流の末端で巨礫や細粒物までも堆積した

侵蝕区の状況は写真13のようで、岩盤の露出した溪床には2～3mの巨礫が散在しているが、これは土石流による移動からとり残されたものである。溪床が広くて、部分的な堆積をみたところでは1.0～1.5m程度以下の礫が堆積しているから、この土石流では2m以上の巨礫は移動しなかったと思われる。溪床の勾配は上流から下流まで15°～20°の範囲でほぼ一様である。

(3) 土石流の終熄 土石流末端の見事な堆積をみせたのは僧野川のそれである。僧野川は背振山塊の北斜面を刻む小

さい溪流で、その流域は崩壊が最も密に発生したところである(第10図)。写真14には手前の山地斜面の末端から、向うの山麓へかけての僧野川の土石流のあとがみえている。この写真の手前にみえているあたりの土石流のあとでは、勾配が15°程度で、40～50cm以下の礫が少量の砂を伴って散在しており、流路に沿う森林の中へも同じ程度の大きさの礫がやや多量な細粒物と共に堆積をしている。流路から溢れるにあたっては、20年生くらいの杉や桧は倒さないが、10年生

第10図 背振山塊北斜面の山崩れと土石流のあと



写真14 山地斜面から見下ろした僧野川の土石流のあと (右の方に大谷川の土石流のあとが白く見える両者の合流するあたりが土石流の末端)



写真11 背振山塊北斜面における崩壊と崩落物の流下したあと

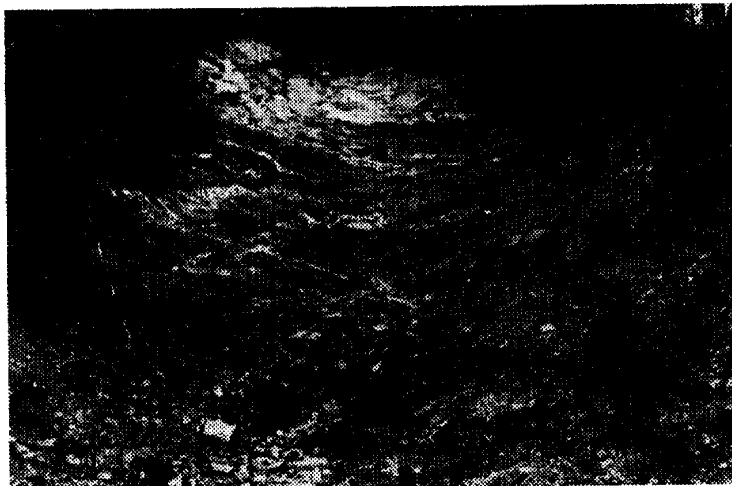


写真12 小爪峠そばの崩壊地。(見上げたところ、露出している岩盤は縞目がみえているが花崗岩である)



写真13 小爪川の土石流のあと (見下ろしたところ)

の多い急斜面の高所でおこり、崩落物は集って斜面下方の小爪川の溪床まで土石流を形成して流下したものである。

小爪川の土石流の始まりは分水界にある小爪峠そばの小規模な山崩れにつながっている。この崩壊は(写真12)横10m、縦30m、深さ最大で1m程度で、崩落物は写真12の手前のわずかに低くなった部分を集って流下し、小爪川の溪床へ流入して土石流の発端をなしたものとみられる。

(2) 土石流の発達 小爪川の土石流は、その発端点から下流へ、途中でやはり土石流が流下した支溪を合せながら、椎原川との合流点まで約3kmにわたる顕著なもので、このうち椎原川との合流点付近の小面積が堆積区で、それ以外の溪床は侵蝕区である。侵蝕区でも溪床がわずかに広がっているところでは部分的に堆積をみたところもある。

(1958)によると次のようである。debris flow は粗大な岩塊を多量に含んだ流れで、豪雨に伴っておこることがしばしばである。表土が厚く発達した山地斜面をもつ溪流に発生しやすく、多量に含んだ荷重のために強大な運搬力を持っているので、一旦この流れが発生すると、流下するに従ってより粗大な岩塊を流すようになり、したがって運搬力もますます大となる。やや傾斜の緩やかなところでは、粗大な岩塊が通路に沿って自然堤防状に堆積をするが、もっと緩やかな勾配のところに行って運搬物質は沈



写真10 板谷峠近くの小崩地

積をして debris flow は終熄する。ある debris flow ではその下流部で脈動的な流れをすることが報告されている。Varnes のこの記載は筆者がいま考察の対象としている背振山塊のそれに対してもよく適合している。このような土石流と呼ばれる現象の発生から終熄までをより理解するためには、その初期条件、境界条件などを量的に明らかにすることが必要であると思われるが、ここではそのことを念頭においた観察事項を記載する。

(1) 土石流の発生 写真10は板谷峠の近くにある小規模な崩壊地で、傾斜 42° 、5～6年生の植林杉と下草の茂った平滑な斜面に生じたものである。崩壊が小規模（縦18m、横5m、深さ0,5m）ではあるが、写真で解るように崩落物は崩壊区域の下方斜面上に散乱して植林杉や下草をいためている程度で、第3項で述べた崩壊地Ⅰ、Ⅱ、Ⅲの場合のような土石流を形成していない。これは落下した場所が平滑な斜面で、崩落物が集合しなかったためと思われる。つまり、崩壊のおこった場所が地形的に巒が多くて、崩落物が集って流下しやすい場合に、それが土石流の発生につながるものであろう。写真11では崩壊が巒

(46)

ぶことにする。また、崩壊面がA層の下限よりわずか下方のB層の上部にある点からみて、中央の基盤のところで発生した崩壊の契機は、平田の述べたA層とB層との透水性の違いなどに関連しながら、急速に斜面上方へと波及したものと考えておこう。

第3項で述べたように、崩壊地Ⅰ、Ⅱ、Ⅲでそれぞれ崩壊区域の状態が似ているから、上に述べたような崩壊の瞬間的な状況は他の崩壊地でもほぼ同様であったとみておく。したがって、例えば平面形が杓子状をしている崩壊地Ⅱの柄にあたる部分は上方斜面からの崩落物が通過する際にえぐられたもので、厳密には流下区域に入れるべき部分となる。崩壊地Ⅱ_aの第7図A—B断面では、崩壊区域内に突出する基盤がない点で他の崩壊地と異っている。ここでは基盤が同断面のD地点より斜面下方へ緩傾斜になっていることが崩壊の契機の発生と密接に結びついていると考え、このような崩壊をさしあたり“基盤傾斜変緩型崩壊”と呼ぶことにする。

以上は比較的近より易い崩壊地について述べたものであるが、他の崩壊地のうち遠望しただけでも同じような説明でその崩壊機構が理解できそうなものは決して少なくない。しかし、同じ説明ではその機構が理解できそうにない崩壊地も存在する。とくに後で述べる板谷峠の近くの崩壊地、小爪峠そばの崩壊地、その他谷口、栗尾あたりに多い比較的小規模な崩壊地などがそれである。つまり、基盤突出型崩壊や基盤傾斜変緩型崩壊とは違った型の崩壊もおこっていることが予想されるのである。

5 土 石 流

第3、4項でも土石流について幾らかはふれたが、第3図でもわかるように、土石流が顕著であったのは小爪川以西の小渓谷であったので、この項ではそれらについての観察事項を中心に記載しよう。豪雨に伴って発生する土石流については、カスリン台風の際の赤城火山のそれなどの記載もあるが、Varnes

が顔を出している部分ではB層の発達が非常に悪いのが一般である。B層は花崗岩の風化した中・粗砂からなる砂層であるから、その透水性はA層には劣るが相当高いものである。したがって、問題としている背振山地の斜面の表土層に関しては、遠藤等が想定した透水性の低い上層と透水性の高い下層とからなるようなものであるよりむしろ田中の実験の様な砂層からなる場合に近いものであり、表土層中に滲入した水の間接流に対する不連続性が存在する点では遠藤等の想定に近いものと云えるだろう。

このような考え方に立って、崩壊発生の極限の状態を崩壊地Iについて次のように推察してみた。崩壊地Iの崩壊区域の中央に露出している基盤の部分が、崩壊発生以前の状態において、平田のいう中間流に対する不連続点にあっていたことは、第4図A—B断面から容易にうなづける。したがって、第2図に近いような降雨状況のものと、まずこの基盤の部分で崩壊の契機となる状態が発生したとみるべきであろう。そうすると、この基盤より下方の斜面は崩落物が流下するときの通路となったところで、ここは地形が溝状になっていた(第4図D付近)ので、流下に際して崩落物が集合的に通過し、そのためにこの部分の表土を剥ぎ取ったものと解釈される。このように考えるとすれば、中央の基盤より下方の斜面は土石流による侵蝕区とみるべきであって、真の崩壊区域は中央の基盤より上方の斜面の部分に限定すべきである。

第4図B地点では谷底から5mの高さまで表土が剥ぎ取られている。これは同図D付近を流下した崩落物が正面からB斜面に突き当たり、一種の跳水に似た現象によっておこったもので、流下速度の著しかったことを物語っている。このことから、中央の基盤の地点における崩壊の契機は、遠藤等の実験にみられる塑性流動をおこすようなものであるより、むしろ田中の実験にみられるような piping—あるいは boiling—であったかも知れない—的なものであったと考えたい。このように、突出した基盤が中間流に対して不連続性を与え、それが契機となって発生するような崩壊を、さしあたり“基盤突出型崩壊”と呼

(44)

な滞水層となり、この部分の土壌が流動限界の含水量に達すると、この部分を境として上層が移動して崩壊に発展すると述べている。

中間流に対する何等かの不連続性について平田が斜面に垂直な方向の表土の成層状態を考えたのに対して、遠藤隆一等（1961, 1963）は斜面の傾斜方向の表土のあり方をも考慮に入れた。すなわち、遠藤等は山くずれの実験的研究を行うにあたって、傾斜した斜面に一定の厚さをもった2種類の土層を重ねておき、下層は透水性が高く、上層は透水性の低いものとし、斜面の下端で下層の透水層の中に障害物をおくことによってその断面積が縮少するような装置とした。そして斜面の上端の水槽から下層の透水層を通して水を流すと、透水層中を流下した水は断面積の縮少する斜面の下端近くで、下層の透水層から上層へ透過して上層は塑性流動状態の崩壊をおこした。この場合、土層の崩壊は下層から上層への透過水による透過水圧のために上層内の剪断抵抗が減少したためと実験者等は考えている。

田中茂（1956）は砂質の斜面に人工雨を降らせる装置によって斜面崩壊の実験を行った。降雨を続けてゆくと、斜面の表面から透過した水は砂層の下部に集って地下水を形成する。地下水面が次第に上昇して斜面の下部で斜面の表面と切れあうようになると、そこから地下水の浸出がはじまり、浸出水の動水圧を受けて斜面物質ははらみ出し、そして遂には piping がはじまる。piping によって生じた空洞の上方の砂層は安定を失って崩れ、それは次第に斜面上方へと波及して斜面の崩壊がおこることが実験された。

以上は崩壊発生の極限の物理的な考察であって、それぞれ多少の違いはあるが、このような考察にもとづいて背振山地斜面における崩壊の模様を解釈してみよう。第3項で述べた幾つかの崩壊地では、いずれも崩壊区域の中に基盤（新鮮な花崗岩または軟化花崗）が顔を出していた。崩壊地 II a の第7図 A—B 断面を除くと、他の崩壊区域では基盤より斜面上方へ向って、崩壊以前の状態においても B 層が厚さを増していたことが認められる。これに対して、基盤

近い部分に1.5m くらいの巨礫と流木が散在し、そこから錐端へかけての堆積物の大部分は粗砂がこれを構成している。堆積物の厚さは厚いところで1 mくらいで、錐端で0.3~0.5m程度である。

崩壊地 III 崩壊地 I の下流の椎原川右岸の斜面が崩れたもので、崩壊地 I と全く似ている。参考のために第9図を掲げておく。ここではとくに崩壊区域下部に露出する軟化花崗岩の縁辺の部分がよく観察できたが、それは写真9のようであった。ここではB層を欠き、直ちに厚さ30cm程度のA層が接している。これに対して軟化花崗岩より上方の部分の残留B層は厚く、50cm程度であった。

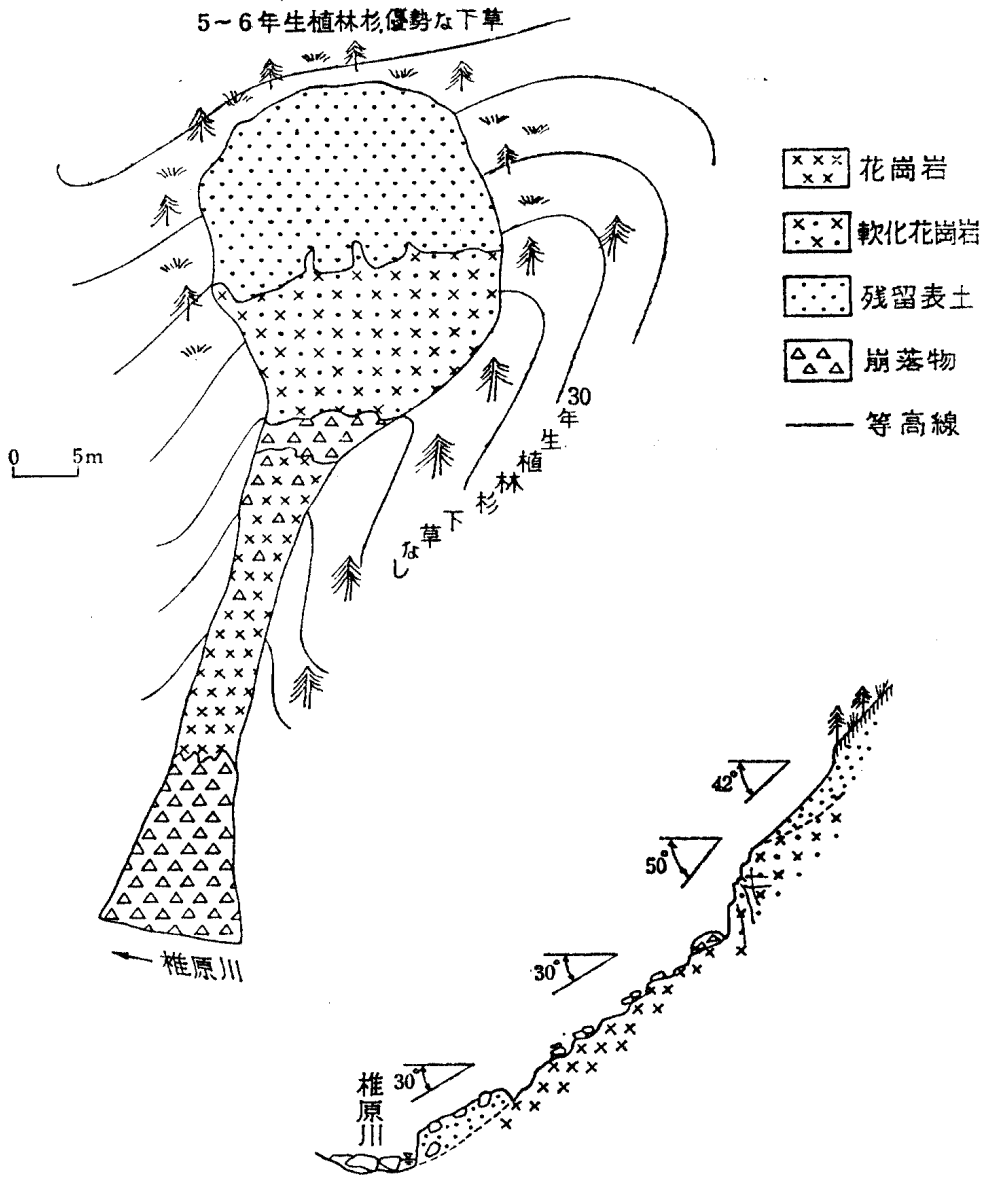


写真9 崩壊地IIIの軟化花崗岩の縁辺部、B層を欠き直ちにA層が接している

4 山崩れの発生機構についての考察

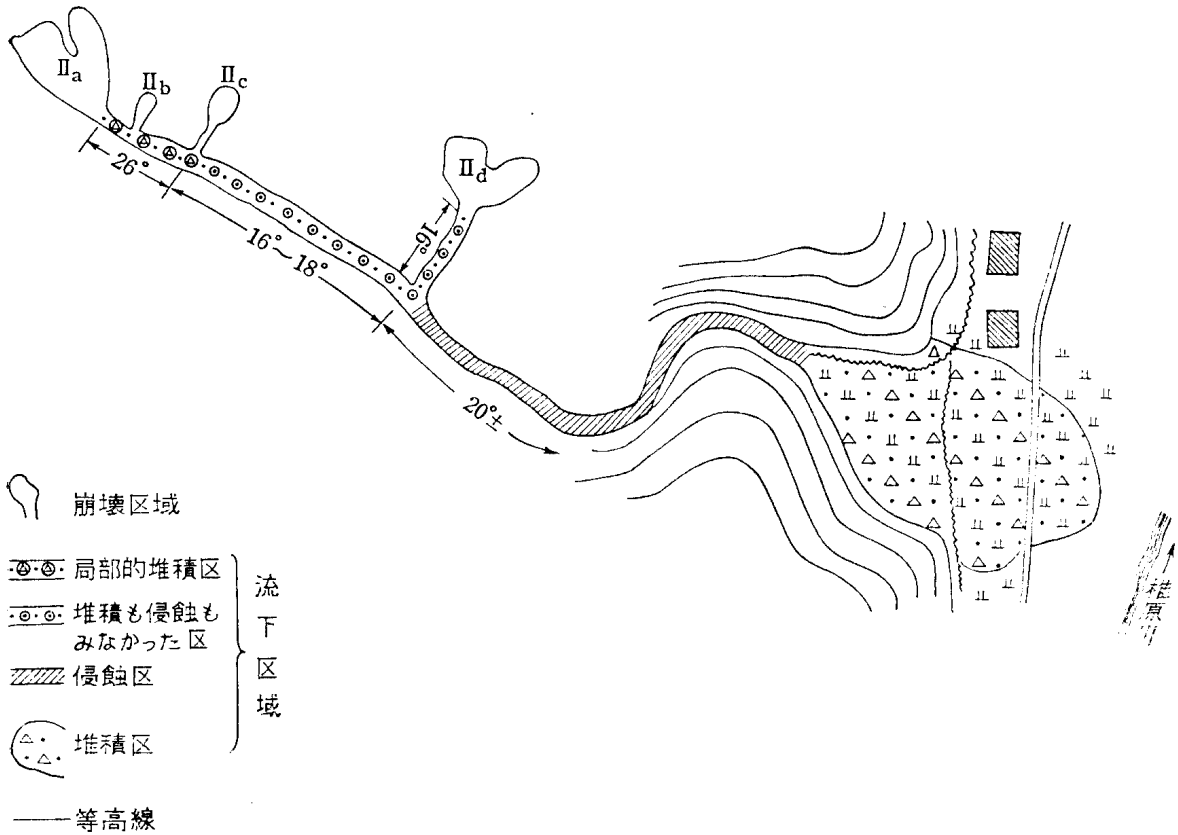
豪雨に伴って発生する、いわゆる山崩れと呼ばれる現象にも多種多様なものが認められるが、前項までに述べた比較的小規模で山地斜面の表土が崩落する種類の山崩れは、日本ではそれが発生する機会がしばしばであり、また被害を伴うこともあって、これを調査研究されたものは多数にのぼっている。このうちから、山崩れの発生機構について注目すべき物理的な説明を行ったものを挙げると次のようである。平田徳太郎(1958)は崩壊現象の主要な条件として、(1)地表からの浸透水の浸入とその行方、(2)浸入水の移動(中間流)に対する何等かの不連続性、の2点をあげ、このような条件は一般山地の斜面では透水性良好なA層と比較的透水性不良なB層の成層状態にかかわっていると考えている。そして崩壊発生の際機としては、A層とB層との境界の部分が一時的

第9図 崩壊地 III



崩壊地 II_b, II_c からの崩落物と思われる。したがって、局所的な堆積をみた原因としては崩壊地 II_a の崩壊がおり、大量の崩落物が流下したのに時間的に遅れて、II_b, II_c の崩壊がおこったためと思われる。溪床の下流の部分は侵蝕区となっている。侵蝕区へ移るのは、崩壊地 II_a の崩落物がある下に続く緩斜面を流下して溪床へ合流した地点からである。この地点から下流の溪床は傾斜角が 20° 前後とやや急になる。谷の出口の、水田が開かれて緩傾斜で広がっている部分が堆積区となっている。小さな沖積錐状の堆積が行われ、錐頂に

第8図 崩壊地のII平面図



へ倒れていて、崩壊地 II a の崩落物が流下したあとであることを明瞭に物語っている(写真7)。しかもそこでは堆積も侵蝕もおこらないで流下だけがおこなわれたのである。崩壊地 II a あたりから谷頭の崩壊地 II a にかけての溪床は主として崩落物の流下だけがおこなわれた部分である。この部分の傾斜角は $16^{\circ} \sim 18^{\circ}$ である(写真8)が、谷頭に近い部分では 25° 程度と急になり、しかも局部的な崩落物の堆積をみている。この局部的な堆積を行った物質は、その位置からみて

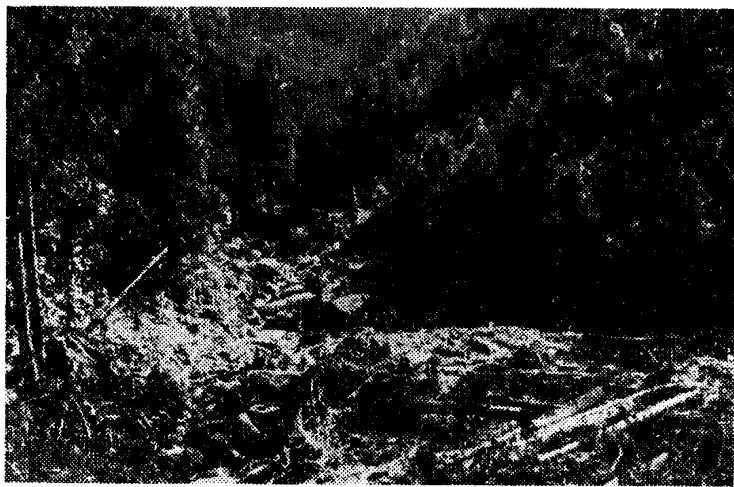
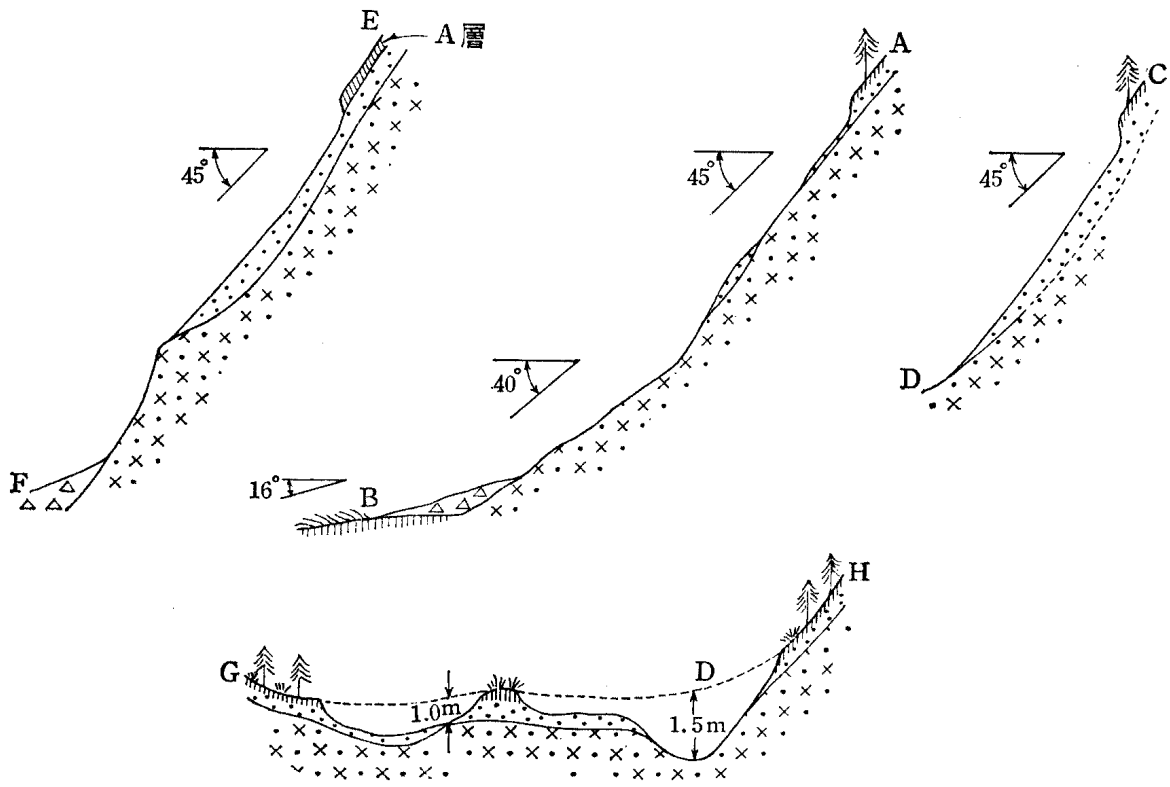
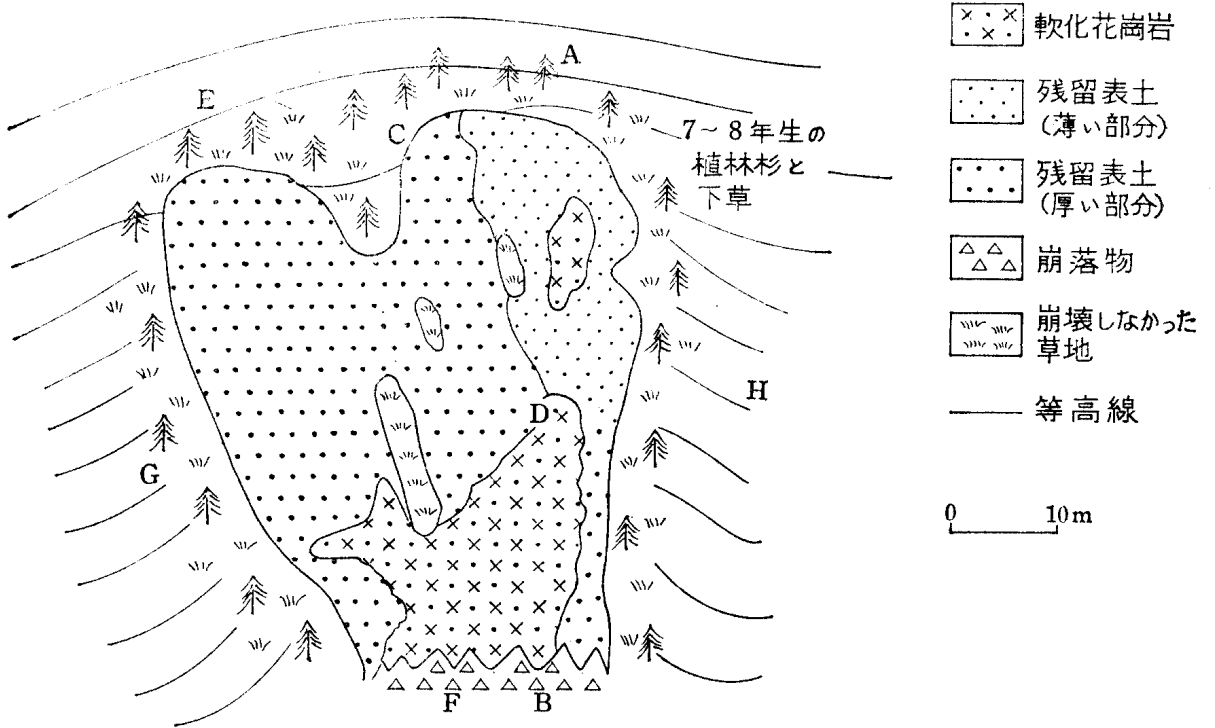
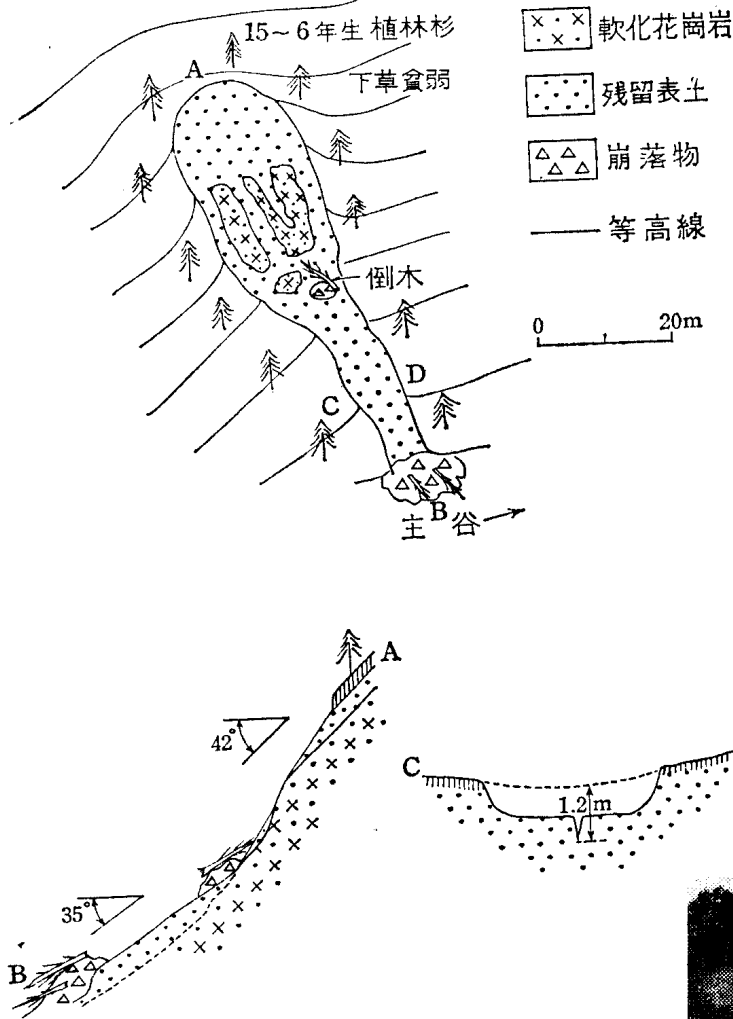


写真8 崩壊地IIの流下区域
(写真の奥の方に崩壊地II a の左半分がみえる)

第7図 崩壊地 II d



第6図 崩壊地 IIc



表上の厚いところと薄いところがあることなどは他の崩壊地と異った点である。また崩壊区域内に崩壊からまぬかれた小面積の草地があるが、これは小出(1955)のいう一度は亡ったが途中で崩壊区域内に留ったような板状体ではなく、はじめから崩壊をまぬかれた部分である。前に述べた崩壊地Iでは杉の立っている部分、崩壊地IIaでは草

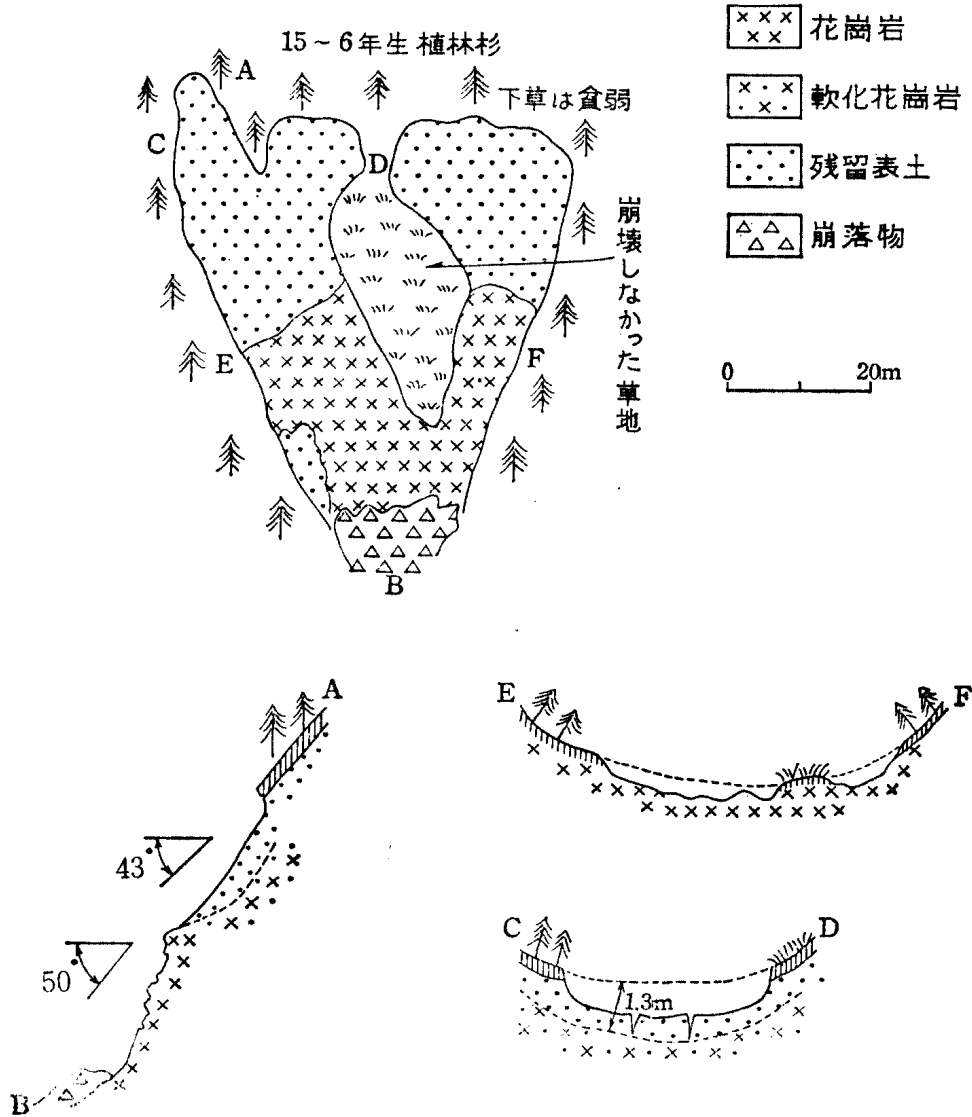
の部分がそれぞれ崩壊区域内にみられたがいずれも同様にはじめから崩壊をまぬかれたものである。

〔ロ〕 崩壊地IIの流下区域：崩壊地IIの全体の見取図は第8図のようである。崩壊地IIaの下方に続く斜面は緩傾斜で、傾斜角は 16° であるが、ここには一面に草が茂っている。この草はある幅で崩壊地IIaから溪床にいたるまでの間が斜面の傾斜方向



写真7 崩壊地IIa手前は崩落物の流下したあと

第5図 崩壊地 II a



場合と規を一にしているが、杓子の柄にあたる部分が他の崩壊地と多少異っている。この部分は傾斜が緩やかで、B層の発達が非常によいことなど他の崩壊地ではみられなかったことである。

崩壊地 II a [イ] 崩壊区域：横幅の広い平面形をしている。写真7はその全景で、見取図は第7図のようである。崩壊面の構成物質は基盤(軟化花崗岩)、残留表土、崩落物などで、他の崩壊地と大同小異である。しかし、崩壊区域の向って右、中央、左の各部でその縦断面形に違いがある(第7図)ことと、残留

左半分を見上げたところである。崩壊面を構成している物質には崩壊地Ⅰと同様に岩盤、残留表土、崩落物の3種類がある。岩盤は崩壊区域の下方を占め、その下方の谷頭の先端にあたるところに崩落物の一部がたまっている。残留表土は上方にみられ、崩壊地Ⅰと全く同様な特徴をもっている。すなわち、花崗岩の風化したB層の砂からなること、厚さが30cm程度で、その下部はC層の軟化花崗岩に接していること、傾斜角は40°よりわずかに大である

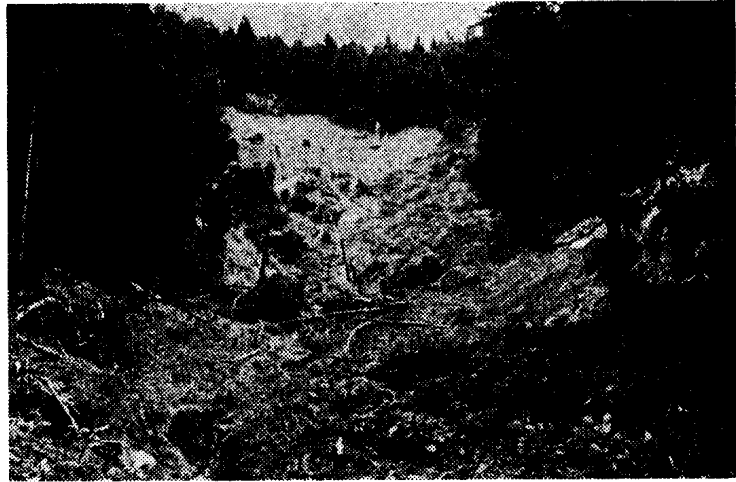


写真5 崩壊地Ⅱaの左半分



写真6 崩壊地Ⅱaの上端部

こと、崩壊面がA層下限よりわずかに深いB層上部にあることなど。写真6は崩壊区域上端あたりの残留表土の状態を示したものである。岩盤が露出している部分に接する在来の斜面ではB層が発達せずA層が直接岩盤の上ののっている(第5図E—F断面)。

〔ロ〕 流下区域：崩壊地Ⅱaの崩落物は崩壊地Ⅱのgroupの他の崩壊地の崩落物と共に1つの流下区域を形成しているので、後で一括して述べる。

崩壊地Ⅱ_b 崩壊地Ⅱaの隣にある小さい崩壊地で記載は抄略する。

崩壊地Ⅱ_c 〔イ〕 崩壊区域：杓子状の平面形をしている(第6図)。崩壊面を構成する物質の特徴は、倒木が加わっているのを除くと、崩壊地Ⅰ、Ⅱaの

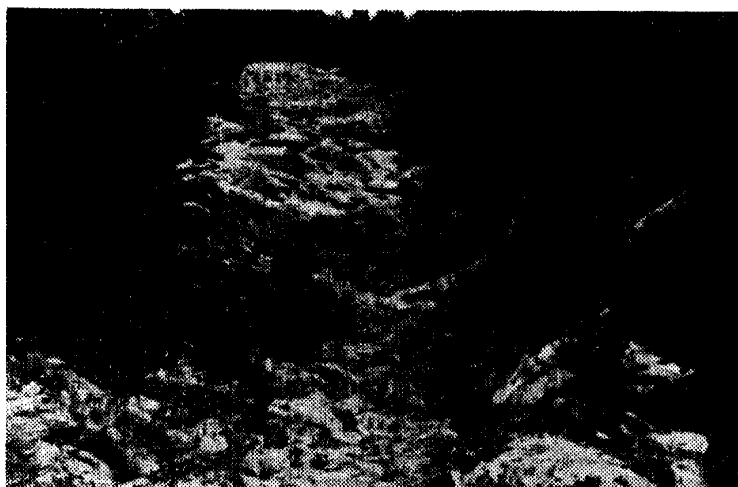


写真3 崩壊地Ⅰの右半分，第4図のB点からA点の方を見上げたところ

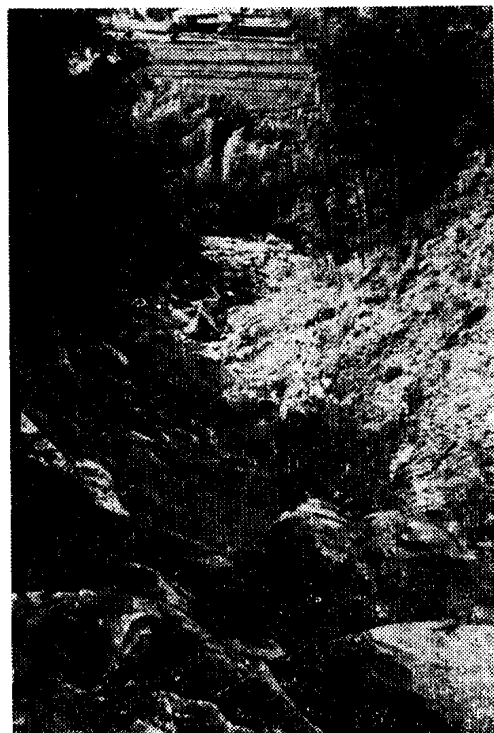


写真4 崩壊地Ⅰの流下区域，第4図のE点からF点の方を見下ろしたところ

いの厚さのA層があり，崩壊面はA層の下限よりもやや深いところで，B層の上部に位置している。

〔ロ〕 流下区域：第4図のB—Fの溪床の部分である。傾斜角はほぼ 30° で，椎原川との合流点の近くを除くと，溪床には全く岩盤

が露出し，処々に巨礫が散在している（写真4）。両側の斜面と溪床の岩盤の露出した部分との境あたりでは表土の発達が悪く，岩盤の上へ直接厚さ $30\sim 50\text{cm}$ のA層がのっている。溪床の曲っているところの攻撃斜面では，この薄い表土が高いところまで剥がれており（第4図B点で 5m ），崩落物の流下の激しさが伺われる。椎原川との合流点の付近には崩落物の一部がたまっている。直径 2m くらいの巨礫が最大で， $40\sim 50\text{cm}$ くらいの岩片が砂，siltなどと混在している。表面の傾斜角は約 20° であった。

崩壊地Ⅱ 崩壊地Ⅰの対岸にある小さ

い谷の中におこった4つの山崩れとそれと関連した土石流による崩壊とを総称したものである。谷の奥の方から順にⅡ_a、Ⅱ_b、Ⅱ_c、Ⅱ_dと呼ぶことにする。その全景は写真1でみることができる。

崩壊地Ⅱ_a 〔イ〕 崩壊区域：見取図は第5図のようであり，写真5は向って

傾斜角は上方が 45° ，下方が 40° ，形態は上方が平滑なのに対して下方は溝状である(写真3)。崩壊区域上端の第4図A点で観察されたところでは，B層の上に腐植を含んで黒味を帯びた30cmくら

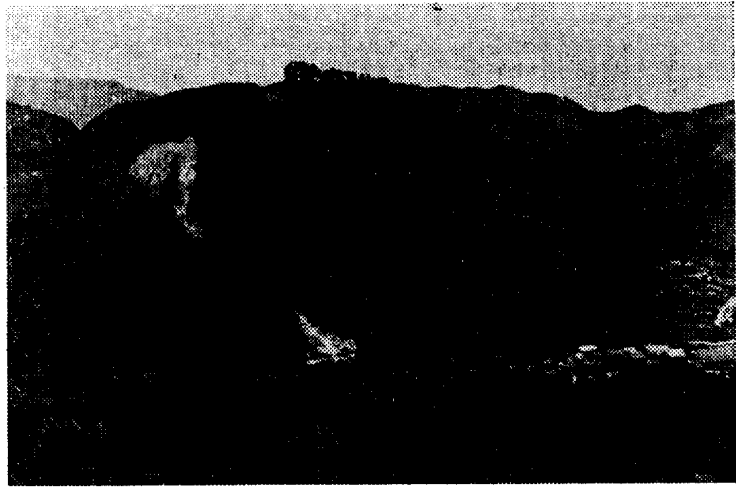
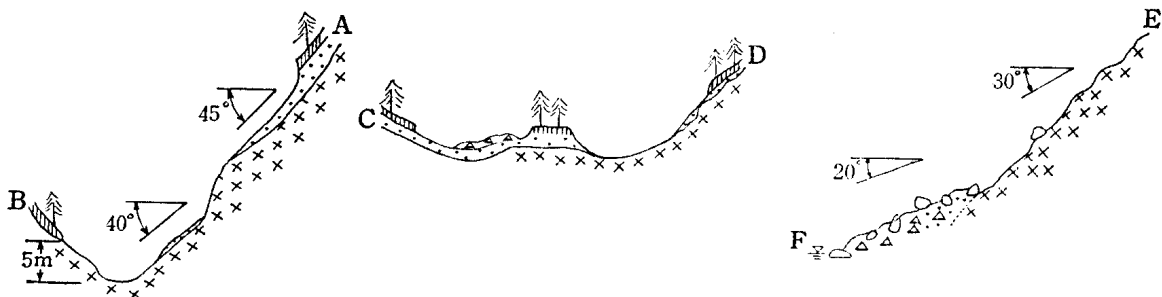
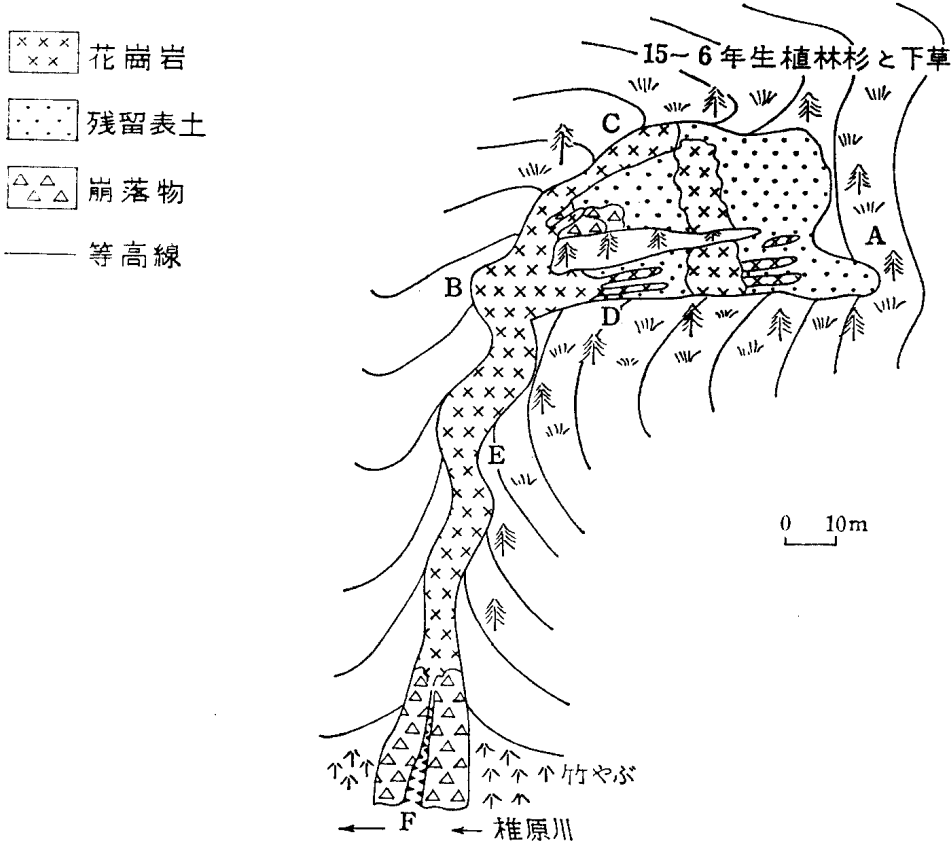


写真2 崩壊Iの全景

第4図 崩壊地I



(34)

刻と三瀬峠の最大降雨強度の時刻とが一致する点などから、belt 地帯における降雨強度の分布型式は三瀬峠のそれに近かったものと考えておく。

3 崩壊地の観察

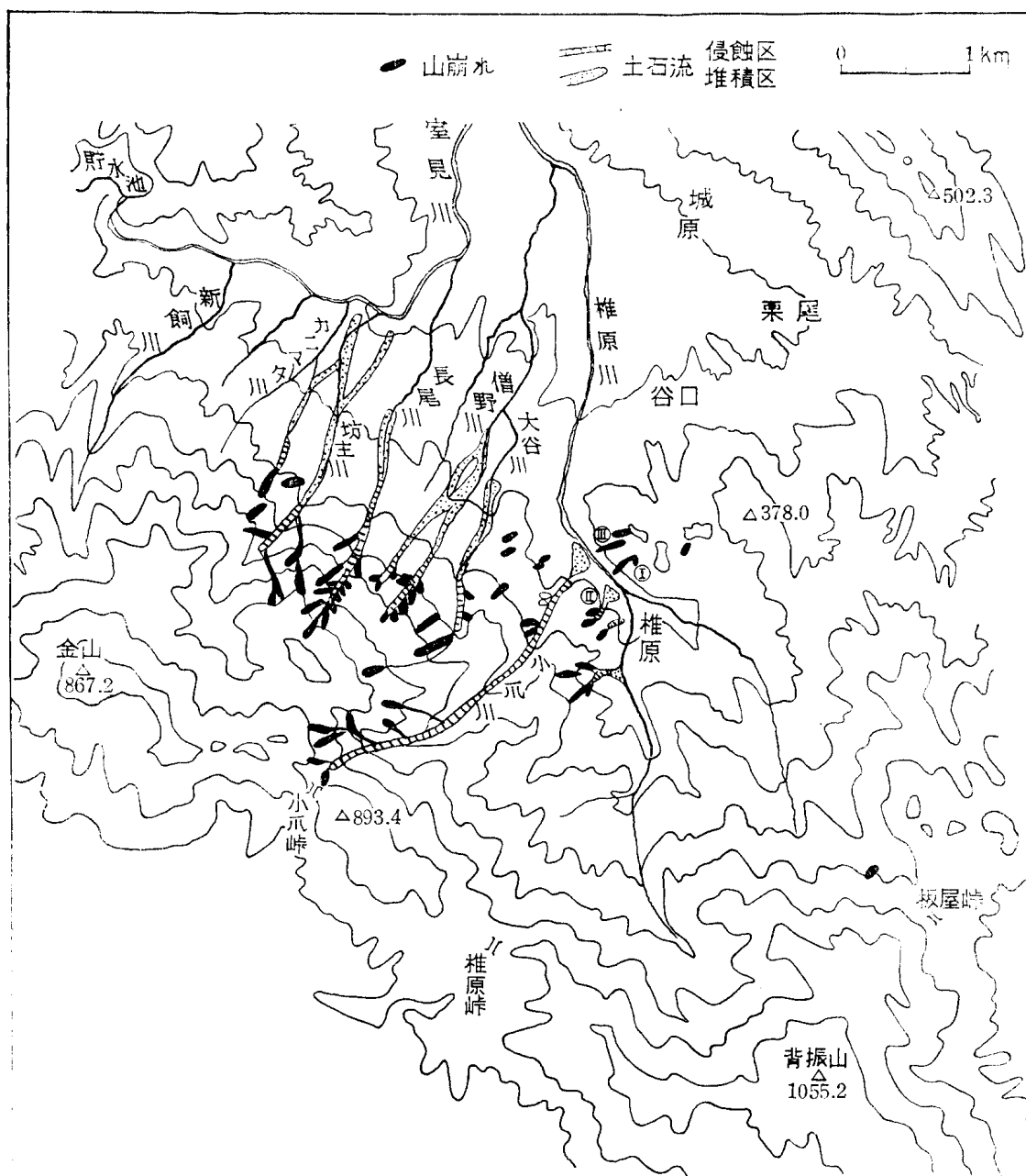
比較的近づき易かったという理由から、椎原付近のいくつかの崩壊地を選んで、まずその観察事項を記載する。

崩壊地 I（位置は第3図に番号で記入してある） 椎原川右岸に面する斜面におこった崩壊でその全景は写真2のようであり、模式的には第4図のようである。おおまかには、第4図ACBDで囲まれる部分がまず崩壊し、崩落物が集ってB—Fの溪床を流下し、その一部が椎原川との合流点付近に残留したものとみることができる。第4図のACBDで囲まれるような部分を崩壊区域、B—Fのような部分を流下区域と呼ぶことにする。

〔イ〕 崩壊区域：崩壊面を構成している物質は岩盤、残留表土（崩壊しないで残った表土層の一部）、崩落物（崩落した物質が途中で崩壊区域内に留まったもの）の3種類に分けることができる。岩盤はこの区域の中央部に露出している。未風化のかなり新鮮な花崗岩である（写真3）。残留表土は silt, clay などの微細粒物をほとんど含まない中砂と粗砂の層である。この層は花崗岩の風化によって生成されたもので、しかも腐植を含んでいないから土壤層準のB層に相当するものである。中央の岩盤より上方の斜面では、この残留砂層の厚さは大体 30cm 程度で、その下部は風化のために軟化した花崗岩に接している。花崗岩の組織は残っているが容易に細粒子に砕き得る状態であるから、この軟化した花崗岩は土壤層準ではC層に相当するものであろうが、B層にくらべて遥かに透水性が低いという点ではむしろ新鮮な岩盤に近いものである。中央の岩盤より下方の斜面の区域では上方の区域にくらべて残留表土が薄い。崩落物があるのも中央の岩盤より下方の区域である。

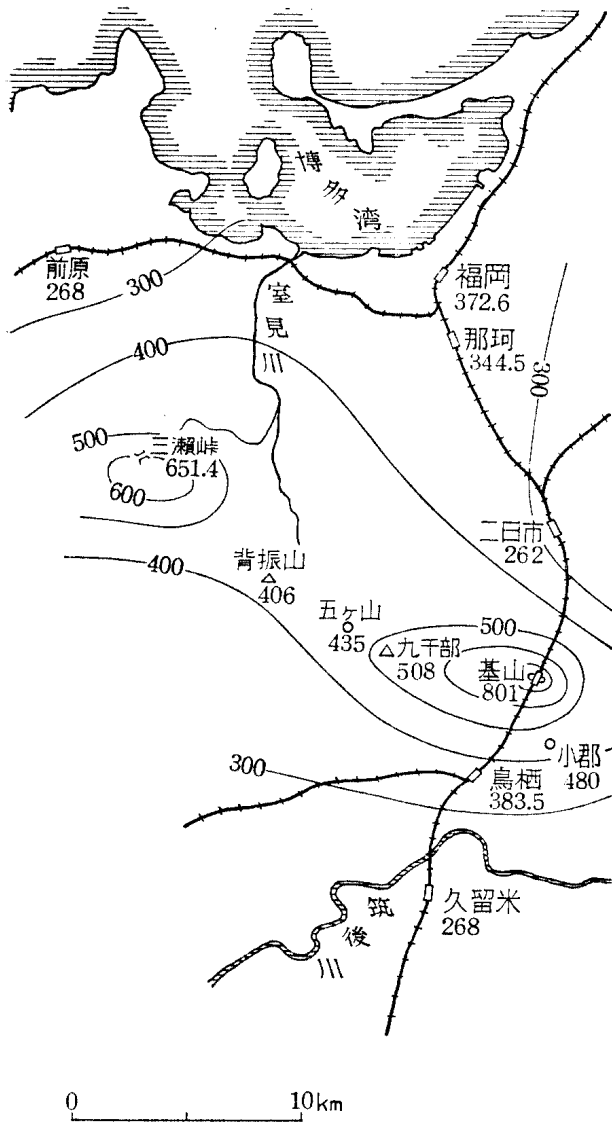
崩壊区域の表面の傾斜角と形態は中央の岩盤より上方と下方で異っており、

第3図 山崩れと土石流の分布



山崩れがおこるのは、土地条件と降雨条件とがからみ合った結果と考えることができるが、背振山塊の北斜面一帯では、その土地条件において、山崩れをおこす可能性は場所的に大きい違いがないものとするならば、山崩れが密集的におきた上記の belt 地帯の降雨状況は第2図の三瀬峠のそれとは違ったものであったとも考えられる。しかし、belt 地帯における山崩れ、土石流の発生時

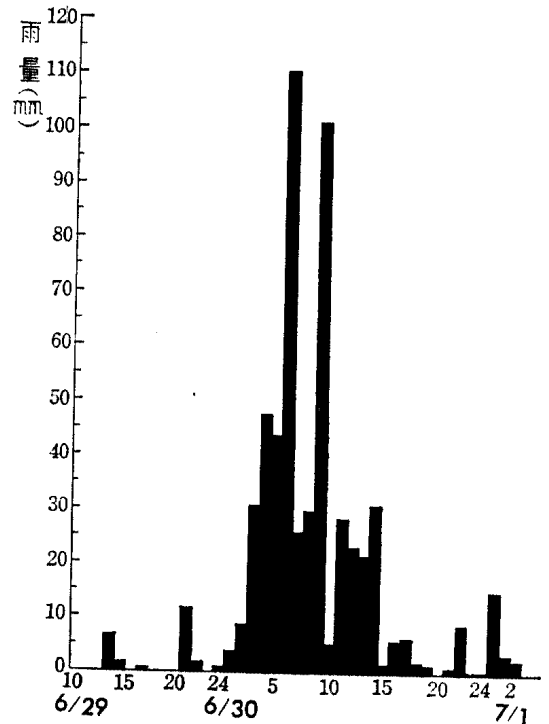
第1図 総雨量の分布(単位 mm)
(昭和28年6月29日9時~7月2日9時)



この図をみると、山崩れの分布が、金山を通過して東北方向へ引いた線と、椎原峠と小爪峠との中間の点を通して東北方向へ引いた2本の直線の囲む背振山塊北斜面の地帯に密集していて、金山から、その西北2.5 kmにある三瀬峠にかけては山崩れがおこっていないことがわかる。

位置にある三瀬峠の観測所の時間雨量は第2図のようであった。この観測地点では6月30日に集中的に降り、7月1日にはほとんど終わっている。現地の人から聞いたところによると、山崩れ、土石流の発生した時刻は6月30日の早朝で、とくに5時、6時頃に集中している。この時刻は三瀬峠で最大の降雨強度をみた時刻とよく一致している。山崩れの分布は第3図のようである。このほかに図の谷口、栗屋方面の丘陵状山地にも多数の小規模な山崩れが発生したが、図に表現することができなかった。

第2図 三瀬峠の時間雨量(1963年)



2 地域の概要と降雨状況

背振山塊の分水界は西北西—東南東に走り、その東南端近くに背振山(1055.2 m)が、ほぼ中央に金山(967.2m)が位置し、西北端は三瀬峠に終わっている。この山地の北斜面の水は集って室見川となり博多湾へ注いでいる。この北斜面ではその基部に山麓緩斜面の発達がよく、さらにその前方の水田地帯へと漸移している(写真1)。この地域一帯の山地を構成する岩石は、中生代末期に貫入した花崗岩のうち、早良型花崗岩に細別されるもので(松本ほか：1962)、長石の大きい斑晶をもつ粗粒な黒雲母花崗岩である。

次に、問題としている山地斜面の崩壊に関連した降雨の状況は次のようであった。昭和38年6月29日午後から始った降雨は7月2日までの4日間にわたって北九州の各地、とくに福岡県南部で梅雨末期特有の集中的な豪雨となった。この4日間の総雨量は第1図のようであった。このうち、調査地域に最も近い



(30)

い (Sharpe: 1938)。わずかに、最近 Varnes (1958) によって、これらつの現象がそれぞれ debris avalanche と debris flow として分類されている。しかし、Varnes の説明にも、debris avalanche や debris flow の発生の原因や、その現象の物理的内容には不明な点も多い。

一方日本でも脇水鉄五郎 (1912) が山崩れと地質との関係に注目して以来多数の山崩れに関する調査報告や研究論文が発表されてきたが、それらを要約して得られることは、豪雨に際して山地斜面の表土が崩落する型式の山崩れでは、表土中への雨水の浸入と、浸透水の表土中での移動を不連続なものに規制する境界条件のありかたとが、山崩れの発生に密接に関連しているということである (平田 1958)。現地調査の結果を要約して得られたこのような山崩れ発生の機構は室内の実験でも解明されつつある (田中: 1956, 遠藤ほか: 1961, 1963) ので、これらの知識を参照しながら、筆者はこの報告では現地の状況を観察することに主眼点を置いた。

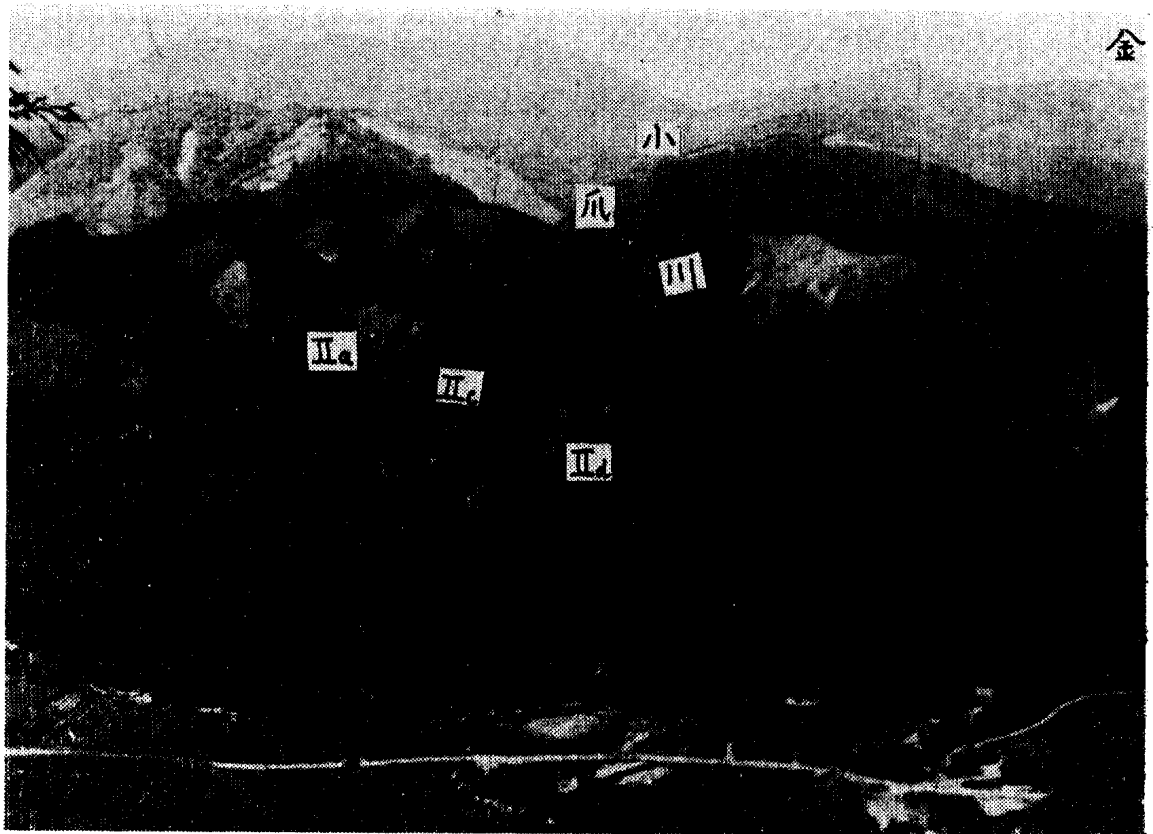


写真1 背振山塊北斜面の全景

福岡県早良町における山崩れと土石流

井 口 正 男

1 ま え が き

福岡県早良町は背振山塊の北斜面に位置している。昭和38年6月末に北九州一帯に集中的な豪雨があり、各地に被害が発生したが、とくに早良町では山地斜面におこった山崩れと土石流が顕著であった。筆者は約1ヶ月後の8月上、中旬にこの地域を調査した。山崩れ、土石流は現象が突発的におこり、急速に終る性質のものであるから、これを実地に観察することは極めて困難であり、したがって、その機構を解析することも容易ではない。筆者の調査は、あとに残された崩壊物、地形等々を山崩れや土石流の現象と関連させながら観察したものであって、この現象を解明するための問題点の提起、あるいはその1つの資料として以下のような報告をしたい。

A. Penck (1894) が *Massenbewegungen* と呼んだ一連の諸現象については、既に19世紀の後半から各方面の研究者によって、とくにその分類についての研究が行われてきた。筆者がこの報告で対象としている山崩れは豪雨に際して山地斜面の表土が水が添加されることによって安定を失い崩落する現象であり、土石流は急勾配の溪流に集った流水中に多量の土石が含まれることによって流れ下る現象であって、明らかに *Massenbewegungen* に含まれるものであるが、今迄の多くの分類ではこのつの現象を的確に分類したものは見当らな