

昭和32年7月の多良火山の山崩れについて

(日本地質学会, 西日本支部例会, 昭和33年2月16日発表)

橘 行 一

(長崎大学・学芸学部・地学教室)

(附図1, Plate 1—4)

I 緒 言

昭和32年7月25日—26日の大豪雨は諫早市のみで一夜にして死者445名(外に行方不明61名)を出し, 家屋や田畑にも甚大な災害をもたらした。この際短時間の間に多良火山の南側の山腹の斜面一帯には1000箇を超えるおびただしい山崩れが生じた。山崩れは大村・有喜・愛野から島原, 更に千々石断層崖などの諫早市の周縁部のみならず, 西彼杵半島の瀬戸町北部区域にも生じているが, 規模や災害の大きさから言えば多良火山のものが最も大きい。

筆者はこの災害に鑑み, 昨年秋公務の間約2ヶ月, 小長井村・高来町・諫早市を含む, 附図に示した様な地域の踏査を行った。多良火山の地質と地形は密接な関係にあり, 地形の変化は地質に左右されていると言っても良い。筆者はそういう点で, 山崩れを踏査するにあたり, 地質を調査しつつ, 地質の影響を受けている地形についても考慮を払った。しかし, 今回の調査では主体を山崩れに置いたので, 地質の細部については種々検討すべき問題がある。本論文では, 地質は山崩れに関連した概要を述べるに止め, 別に報告する。

筆者は特に多良火山の場合に見られた山崩れの構造・型・発生源などの地質或は地形との関連, 更にそれらの山崩れの発生し易い箇所は, どのような条件の所かという, 山崩れの予防とも関係した問題につき, 考察した結果を述べた。なお検討を要すべき点も少くないと思うが, それらの諸点については今後の研究にまち, 一応此処に報告をする。

本踏査に際しては, 学芸学部 沢英久学部長に種々の点で御配慮を頂き, 此処に記して厚く御礼を申し述べる次第である。又多良火山の実地踏査に際し, 危険な箇所は山岳部の村田穰君及び中島晋・山口義信の2君の協力を頂いた事を附記し感謝の意を表する。



第1図 諫早の水害の際に発生した山崩れ, 土石流の多かった地域を示す。

Ⅱ 地 質

本調査区域の大半を占めるものは多良火山の火山岩類である。山崩れと関連し、本区域の地質につき下位より上位に次の如く区分した。

以下簡単に説明をして置く。

(1) 古第三系 (2) 凝灰質礫岩 (3) 玄武岩類 (4) 安山岩質集塊岩類 (5) 安山岩質熔岩流と集塊岩類との互層 (6) 河岸礫層

(1) 古第三系：本区域では諫早附近の丘陵地に露出する。全体的に北方に 20° 内外の緩い傾斜で傾いて居り、上部に近い部分が露出しているものである。砂岩層が比較的著しい。

本系を被覆するものは玄武岩類・凝灰質礫岩層・集塊岩類の何れかである。地形的には小倉博士⁽¹⁾の第四段に属し、基底の岩類である。地質の上からは、いわゆる諫早層群に属する。

(2) 凝灰質礫岩層(大渡野層)：本層は一般に古第三系の分布している近辺に存在する。おわたの大渡野では多良火山の(4)の安山岩質集塊岩類の基底部に一部安山岩の円礫を含んだ白色凝灰岩層として存在する。層理は所により極めて明瞭である。本層は常に古第三系の上に不整合にのり、かなりの層厚を有する。(但し附図には便宜上集塊岩類の中に含めてある)。特に平松・大渡野・柴口・真崎・諫早その他の各所に広く露出し、多くの箇所では、多良火山のいわゆる集塊岩類に移過すると考える。風観岳附近では多孔質玄武岩により被われる凝灰岩質岩層があり、古第三系を同じく被っているが、これも筆者の本層に比較されるものと思う。

(3) 玄武岩類：小長井村及び風観岳(236m)に存在する。何れも、なだらかな玄武岩台地の低い丘陵地を形成する。古第三系と同様第四段に属する。小長井村の玄武岩類は安山岩類と異なり、板状節理が発達せず、崖を生ずる事も少い。玄武岩類は大半熔岩類であるが、黒似田附近では集塊岩類となり、又農場東方田原池附近では凝灰質岩類となっている。これらの玄武岩類は部分的に多少異なり、長里川に沿って見られるものは、橄欖石が多い。風観岳のものは前述の通り部分的に多孔質となっている。玄武岩類は直接古第三系の上の場合と凝灰質礫岩層の上に載る場合とがある。⁽²⁾

(4) 安山岩質集塊岩類：小倉博士⁽³⁾の第三段に相当する。本岩類とその上部の(5)の熔岩・集塊岩の互層地帯との境界は熔岩流がないと地質・地形の上からは必ずしも明瞭でない。しかし一般に、本岩類中の安山岩塊には複輝石安山岩類が多く、後述の(5)の熔岩流には含まれる集塊岩類には角閃石が多く含まれる。本岩類の一部は多良火山の初期噴出物であるが、既述の如く基盤の古第三系の上には凝灰岩類が堆積して居り、少くもその部分は水中堆積

(1) 小倉 勉 1917 多良岳火山地質調査報文 震災予防調査会報告 90

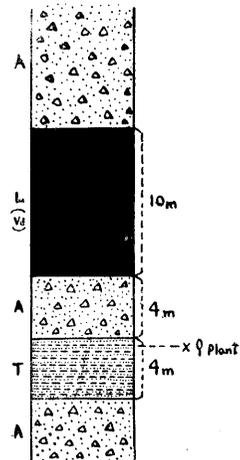
(2) 小倉博士は多良火山の基盤岩類として、この玄武岩類のほかに、石英安山岩類・黒雲母流紋岩類をあげられた。特に後者は大村市附近の基盤岩として分布して居り、更に近接した長崎市の北部長与附近一帯にも露出している(既報, 1957)。これらが多良火山の本体をなす火山岩類よりも古期と考えられる事は興味がある。

物であった事を示している。又そのほかに、本岩類中にもしばしば層理が認められる場合があり、水中堆積物と考えられる部分も存在する。

(5) 安山岩質熔岩流と集塊岩類との互層：小倉博士の第1段・第2段⁽³⁾の両者を含む。

(4) の集塊岩類とは最下部の熔岩流及びそれに相当する地形の所で一応便宜的に区別する。熔岩流は複輝石安山岩・含角閃石複輝石安山岩・複輝石角閃石安山岩・角閃石安山岩・讃岐岩などの種々の熔岩流より成る。これらの熔岩類の噴出順序の大要については既に小倉博士により述べられた所である。しかし細部については筆者は多少異なった観察をした。今それを詳しく述べる余裕がないが、角閃石を含む安山岩は初期に流出した熔岩流の中にも認められるものであり、且長里川附近の下部の熔岩中に玄武岩塊と共に角閃石安山岩塊が捕獲岩としてとり込まれている事実がある。又同じ熔岩流であり乍ら一部は複輝石安山岩、一部は角閃石を含む輝石安山岩となっている場合がある。五家原岳に近い区域の集塊岩中の安山岩塊には複輝石角閃石安山岩類が多い。熔岩の間に夾在する集塊岩類の一部は明らかに水中堆積物であって、層理は明瞭であり、植物化石の破片も若干含む凝灰質岩層となっている。その実際の断面は第2図及び pl.1 fig. 1 に示した通りである。

(6) 河岸礫層：河川の多くの下流域は、円礫より成る礫層に被われ、礫はすべて安山岩類より成る。これらの礫層は過去の河床堆積物の様であり、湯江の境川流域では1—2m位の厚さを有する。礫は30cm前後のものが多い。若干隆起した結果河岸流域に広く露出したものである。



第2図 集塊岩(A)・熔岩(L)互層中の含植物化石凝灰岩層(T)を示す、

■ 山崩れの一般的の構造

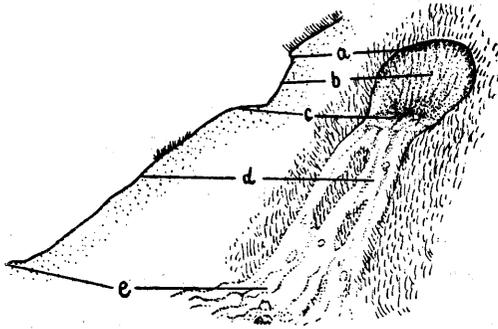
山崩れの災害は次の2部分より成る。即ち実際に表土の部分が崩れ落ちている、いわゆる「頭」の部分と、崩落物を含む雨水により、それらに被覆され或は荒廃せしめられている、いわゆる「尾」ともいふべき部分である。一般に頭部は地中の滲透水により崩壊し、尾部は地表を流下する崩壊物を含む雨水により崩壊したり荒廃したりするもので、山崩れの地下水と地表水⁽⁴⁾による崩壊を区別して置く。

次に最も一般的な山崩れの構造について説明する。

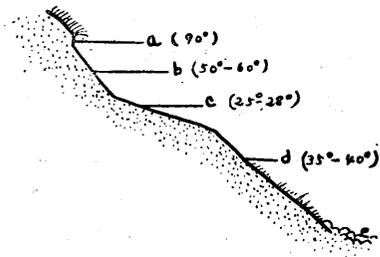
頭部： 大体円形であるが横長又は縦長の場合も稀でない。筆者はこの頭部を3つの部分に分け、a・b・cの3部とする。(3—4図)。

(3) 小倉 勉 前出

(4) ここで地表水というのは、崩落物の土砂や安山岩塊を多量に含む雨水であって、一種の土石流となるものである。



第3図 A型の山崩れの構造を模式的に示す。



第4図 富川・坊主谷, 水なし川流域の山崩れの各部の傾斜角度を示す。

a. 山崩れの最切に表土が剝離する切れ目の部分である。この部分の厚さは50cm—1m位で大体崩壊する表土層の厚さである。傾斜角度は一般に急であり、 60° — 90° である。山崩れに際して、崩壊物が多量に水を含んで、これが崩壊物を支えている力を越えると a の部分に切れ目を生じ、ここに雨水が更にしみ込んで、崩壊物の滑り落ちるのを増大し、一抛に山崩れが生ずるものと考えられる。調査区域内では湯江川善住寺奥の高岩山に至る途中や長里川の上流区域で、この剝離の第1段階で、崩落が停滞し、aの部分の切れ目が生じたままの状態とどまっているものを筆者は観察している。(第6図参照)

b. 山崩れの頭部で遠望されるのはこの部分である。aの部分で切れ目を生じ、剝離すると、次の段階ではこのbの部分に沿って表土層は剝落する。bの部分は多少凹凸はあるが面と考えて良く、その傾斜角度は一般にその山腹の傾斜面より急角度であり、大体 30° 程度から 60° 内外の角度をもっているが、aの傾斜角よりはゆるい。b面の岩質はその表土の岩質(多くの場合集塊岩類である)と同じであっても、風化した表土よりも多少かたい傾向が見られる。稀に熔岩流の板状節理の面が急傾斜して丁度b面に一致する時もあり、その時はそれから上の、集塊岩質の表土の部分が剝落し、これは小江川上流で2ヶ所観察された。このbの面は地表面より1—1.5m、稀にbの部分の中央で2m近くの深さになっている事があるが、大体浅い。山崩れの露頭では、b面をこしらえている岩質の部分にはあまり、雨水が滲透せず、剝落してからは、その後の可なり降雨によっても、雨はその表面を流れるだけの様であり、一般に浅い小さな溝が表面に生じている。この様に雨水の滲透の著しい崩壊する表土層の部分と、それより以下の余り雨水の滲透の著しくない、多少かたい表土層以下の部分があり、その境のb面に沿って剝落する様である。このaとbの部分は、傾斜の急なためと、多少かたい部分が露出する事になるためか、山崩れの崩壊後は12月頃迄草木が殆んど生えていなかった。

c. この部分の傾斜角度はゆるく、 10° 乃至 30° 位の角度である。従ってbの部分との間には第3図に示した様に凹部が生ずる事になる為、山崩れの頭部には浅いくぼみが一般に認められ、全体として頭部の形は浅いスプーンのような凹みをもった形となる。cの部分では、通常表面は、崩れ落ちた崩壊物の一部によって被われているので、その部分の岩質も柔かく、且上

記の様に傾斜もゆるいので、**a・b**の部分と異なり、山崩れ後に草も可なり生えている。しかし**c**の下にかくれている表土層そのものは**b**の表土層の部分と異なり崩壊しなかった部分である。従って同じ表土層でありながら、**b**の部分の表土層は滲透した雨水を多量に含んで崩壊したにもかかわらず、**c**の部分の表土層は滲透水を含みながら崩壊するまでに至らず、異なった状態にあった事が考えられる。この事から崩壊の過程を一応次の様に考えている。即ち雨水は斜面の表土層の中を滲透しつつ流下して行くが、どの部分も様に流れるのではなく、微細な地形の変化・表土及びそれより下部の岩盤の地質・降雨量の局所的な差異によって、部分的に異なり、特に表土層の中でも多量の滲透水のたまった所があふれて、一抛にその部分が崩壊するものと考えられる。この崩壊部が**b**の部分で、**c**の部分はそれに比較して滲透した雨量の少ない部分である。即ち滲透した雨水は、その後雨量が更に増加するにつれ、この**c**の面に沿って、ふき出すと共に、**b**面上の崩壊物が剥落し、**c**面から更にその次の**d**面に沿って地表を崩れ落ちて行くものの様である。この様に**c**の部分が出来、凹部が生ずるのは山腹の傾斜が大体40°以下⁽⁵⁾の場合に普通で、このスプーン型の浅いくぼみをもった山崩れの型が多良火山に最も普通に見られる一般的なものである。

尾部： 頭部の崩壊後、崩壊物の落下と共に地表を流下する雨水によって荒される部分である。尾部を欠く事もあるが、時に大きく発達して、山崩れによる実際の荒廃はこの尾部の部分に著しい事も多く、災害上からは無視出来ない部分である。**d・e**の2部に分ける。

d. 頭部を落下した崩壊物は通常雨水と共に山腹の斜面を滑り落ち、地表面を荒廃せしめる。草木は枯死して山肌が通常露出するが、所々に草や樹木のそのまま残っている場合も可なりある。頭部の**a・b**の部分と異なり、**c**の部分と同じく草木も生え易いので、荒廃の跡も比較的早く回復する様である。しかし、時にはこの**d**面は頭部よりも遙かに大きく荒される事がある。この**d**の部分の崩壊は**a・b**の部分と異なり滲透した地下水によるものでなく、地表を流れる雨水の劇しい流下によって生ずるもので、深さが4—5m程度のものから10mにも及ぶ深い溝が**d**の部分に出来る事があり、植林した部分であっても、檜や杉の倒壊が加って災害が更に大きくなる傾向がある。この様な場合では、**d**の崩壊した部分は山腹の斜面を可なり深くえぐり、その大きさも200mを超える場合も稀でない。一般に**d**の傾斜角は大体山腹の斜面の角度であるから、**a, b**面の角度より緩く、**c**面よりは急であるのが普通である。

e. 崩壊物が山腹の最下部に到達して堆積した部分で、道路を埋没し、或は水田・畑の上に安山岩塊や土砂を多量に運んで埋没したり、場合によって人家を一抛に倒壊したりしてこの部分による山崩れの災害も甚大である。山崩れの末端として、土石流の様なものに移過する事もある。

(5) 但しその時の岩質によっては**c**の部分が明らかでなく、**b**から次第に**d**に移過する事がある。例えば西彼杵半島の瀬戸町北部高帆山の海岸では、岩質が砂岩質の崩壊し易い状態になって居り、後述のA型の山崩れであり乍ら、**c**の部分が明らかでなく、30—35°位でも、くぼみがあまり明瞭でない時がある。

IV 多良火山の山崩れの分類

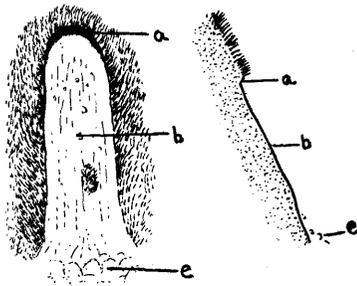
山崩れをいろいろの形で分けて分類する事はこれまで行われてきている⁽⁶⁾。例えば例外なく挙げられる代表的なものの一つに樹枝状山崩れというのがある。しかし小出博⁽⁷⁾氏によっても既に述べられた如く、この様な形の上からだけの分類は大きい意味があるとは思えない。

枝分れした谷の所に山崩れが生ずれば、どの型の山崩れも当然この様な形になるからである。筆者は若干観点を変え、山崩れの構造・発生位置・災害という様な点を考慮して、次の様に分けた。山崩れの名称をどの様に命名するかは、今こゝでは余り問題でない。しかし山崩れを一応区別する必要がある事と記述を簡単にするためにA・B・C・D・E・Fの6型に分けて説明する。⁽⁸⁾この中A・B・Cの型は滲透した地下水による災害が著しく、E・Fの型は地表を流下する地表水によって被害を生ずる。D型は両者の混交したものであるが、構造・災害の上からは後者の地表水による崩壊の著しい型である。

A型 多良火山の山崩れで最も普通な型でその構造は大体構造の所で述べた通りである。

頭部はa・b・cの3部分から成り、bの部分の長ければ縦長となり、短かいと横長の山崩れの頭部が出来る。尾部がなく小さい円形の頭部の場合もある。普通は単独の山崩れがこの場合に普通であるが、2個以上の頭部が連結し尾部が1本の場合と、頭部が1個で尾部が2分或は3分し又は放射状になることがある。前者はいわゆる樹枝状山崩れで谷の頭が分岐している様な谷に出来、特に本型にのみ見られるものでない。後者は山腹が凸出した地形の所に生ずる事が多い。これらは型としては同一のもので、発生場所の地形によって、頭部や尾部の形を

若干変えたに過ぎないものである。(pl.1 figs. 2・7・11・13参照)



第5図 B型の山崩れを示す。

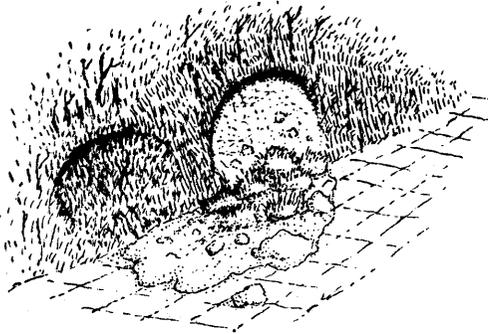
B型 40°以上の急斜面をもった山脚近くの斜面に起り、A型と異なり山稜附近には余り生じない。A型と異なる点はこのB型ではa・bの部分はあるがcの部分がなく、従ってbとcの間の凹部が出来ないために、A型に見られるくぼみは見られない。崩壊物は一揃にb面に沿って下部まで滑落するもの

例えば次の諸論文に見られる。

- (6) 佐藤 久・吉川虎雄・貝塚爽平 1949. 昭和22年9月の赤城火山水害について 地学雑誌 Vol. 57, No. 2. (辻村博士の分類) P. 7.
市川正己 1952. 渡良瀬川上流地域の山地崩壊とその諸因子並に河川にあたる影響。地理評 Vol. 25, No. 12. P. 496—497.
村上一幸 1956. 赤城火山の山崩と地形との関係, 地理評, Vol. 29, No. 4. P. 209.
このほか、小出博著山崩れ中にも、近畿地区各大学連合水害科学調査団による山崩れの分類が載せられている。同書99頁
- (7) 小出 博 1956. 山崩れ前出 P. 44.
- (8) 巻末写真の pl. 1 には山崩れの種々の型を示した。

である。b面の発達がよく、一般に縦に長い山崩れが出来る。(第5図)。A型になるかB型になるかは主として山腹の斜面が関係し、いわゆる安息角(ここでは 40° 位と考える)を超える急斜面ではB型となり、安息角以下の斜面ではA型が生ずると考えて置く。但し多良火山では余りこのB型の山崩れは多くない。A型やD型と時に移過する状態のものもある。

C型(*) この型は一般に横に幅が広い事が特徴である。幅50m、高さ20m位のものも稀でない。これは林道その他の道路・河床・谷に沿う田畑や原野の如き比較的長い平坦な面の部分に

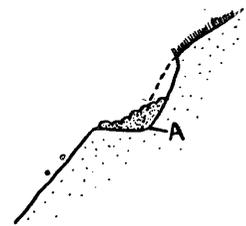


第6図 左はaの部分が剝離し、山崩れの初期の段階のものを示す。右はC型で、板状体の崩落を示す。長里川上流域のスケッチ。



第7図 道路に沿った所に生ずるC型の山崩れの崩壊の状況を示す。

沿って接している山の急斜面の側面の所が崩壊するもので、そのために一般に横幅の広い型のものが出来ることになる(第6—7図)。河床や谷に沿う山の斜面の下部の方に出来るものを除いては、林道その他の道路に沿って、山の斜面の各所に生ずる。A型と異なり a・bの部分があるが、特にb面は一般に垂直に近い急斜面をもち、崩壊物は一抛に落下したという感じがする。c面は一般に発達せず、その代り上記の平坦な面の部分の上を、b面を剝落した崩壊物が被覆し、これらの道路や田畑更に人家を埋没して大きな被害をあたえる。このC型の山崩れの大型のものは、その崩壊物の量も多く、地むりの如く押し出してくるという様な感じのものもある。このC型の山崩れは、側面侵蝕の結果だけによるものでない。(河床にのぞむ山腹に起きたものには側面侵蝕による崩壊も考えられる)。この型の垂直断面図は第8図に示した。次に筆者の考えを敢て述べて見る事にする。即ち雨水を多量に含んだ表土層は雨量の増加によって崩壊し易い状態になる。この時内部に浸透した重力水は下方に流下するが第8図Aの所で平坦な面に相当する道路、田畑の所に合うと、滲透水はこの面の下部の方に侵透して行くよりも、寧ろこの面の存在に



第8図 C型の山崩れの断面

(9) カール状山崩れ・三角状・矩形状山崩れなどを含む型の山崩れである。往々にして土砂・安山岩塊・板状体を押し出して来いわゆる山津波となる。

よって滲透水の流下する流れの方向が変わって地表にしみ出てきて、そのために斜面の表土層の部分は支え切れなくなり、一抛に崩落する。筆者は崩壊の場合に、道路や田畑の如き平坦面に相当するものが、既述のc面に似た役目をし、崩壊を生ずるものであると考える。しかしこれについてはなお検討中である。尙林道の場合などで良く見られるが、その道の幅がせまいか、崩壊物の量が大きいと、その道路を超えて、その下の山腹の斜面の所に荒廃面dを生ぜしめ更にeの部分が出来ている。このC型の山崩れは一見崖崩れに類似する様にも見えるが、何れも7月25日の他の多くの山崩れの発生と同時に生じたものである。この点で山崩れの発生の機構を知る上にも重要な型であり、単なる崖崩れとは明らかに区別して考えた方が良いと思う。特にC型は災害上からは、人家に近い附近に多く起る型の山崩れであって、道路・田畑・河川・原野・人家の埋没・倒壊による被害は大きい。(pl. 4 fig. 6)

D型⁽¹⁰⁾ 本地域では山腹の斜面も大きく高度も比較的高い急傾斜面をもった地域に多く発生する。特に烏帽子岳・烏屋岳・長田川・湯の尾川の上流地域に著しい。この型の山崩れは本地域としては最大の型で、全長300—600mにも及ぶものも稀でない。しかし、発生個所の頭部は小さく、且A型の頭部に類似する。A型と異なる点は、A型では頭部の崩壊が主要なるものであるが、D型では、下方の尾部のdの部分に相当する所が、頭部の崩壊物と大量の雨水の落下によって地表だけの荒廃にとどまらず、深くえぐれて崩壊し、その後の劇しい雨水の流下によって崩壊は更に甚だしくなり、非常に長い頭部以外の崩壊する部分をもった山崩れが出来ることである。一般に雨水は谷に集まるために、谷に沿って崩壊するので、形が谷の形により樹枝状になったり、「いも虫」の様な「く」の字を連ねた様な形になったりする。(pl. 1 fig. 9)

特に森林中に生ずる事が多く、この場合は傾斜の緩い場合にも生ずる。本地域の場合では、この型の山崩れを途中で熔岩流が切っているために、流れる雨水は滝を生じ、熔岩の下の集塊岩の部分の方が更に深く侵蝕を受け、崩壊を大きくしている。この様にD型の災害は、地表を流下する崩壊物を混じた大量の雨水によるdの部分の崩壊によるもので、A型の主として地下水により崩壊する型の山崩れと区別せられる。⁽¹¹⁾

E型 深海川上流や長田川上流の片木部落の奥で観察された型である。(pl. 3, fig. 2の右上方の1部) この型は今までのA, B, C, Dの何れの型とも異なり、頭の所には普通の山崩れのA型の如き小さき頭部がある場合もあり、ない場合もある。これは山腹の斜面に沿って浅い溝状のものが出来(これは樹枝状になることもある Pl. 1, fig. 3), これに沿って崩壊した土砂や安山岩塊が雨水と共に流下して、出来るもので、その流水の通った所に安山岩塊がごろごろ堆積していて、山腹が荒されている。この溝状の流路は小さい谷に沿って出来る事もあるが、単なる斜面にも見られる。一般に上流地域にのみ見られ、こういうものから土石流が

(10) いわゆる大型の山津波がこれに属する。

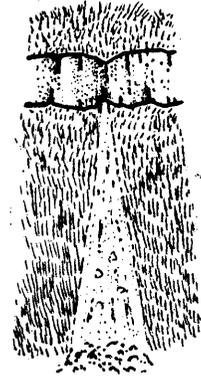
(11) D型は、A型の頭部とこれから生じた土石流による尾部の崩壊の複合した型のものとも考えることが出来る。

生じたり、或は山崩れの規模の大きいものに発展したりするものと考えられる。このE型は他の型の山崩れと同一地区に生じ、この結果安山岩塊が斜面を被うので、山肌は荒れるものである。筆者は初期の山崩れと土石流の中間に相当する様な性格をもった型であるので、構造上これを区別した。

F型 本区域には何枚もの熔岩流が発達しているので、熔岩流と関係ある山崩れがある。熔岩に縦に切れ目や切れ込み或は凹みが崩壊その他の原因によって出来ていると、この所に熔岩の上部の斜面を流れてきた雨水が集まる様になり、ここを通って落下した雨水が下部の集塊岩の表土を崩壊して1種の山崩れを生ずる。特に雨量が増加すると崩壊を益々大きくして行くものである。本型は全く地表水の落下による崩壊で生じたものであるから、既述の型の何れにも属さない。

(第9図) この点で筆者は本型を区別した。

以上の如く多良火山の場合では、山崩れには地下水と地表水の各々に起因して生ずる崩壊があり、6種類の型に分けられると思う。



第9図 F型、深海川上流で見られたもの

V 山崩れの発生個所とその原因

多良火山の場合、山崩れ発生の直接の誘因は降雨量にある。しかし、地質及び地質に影響をされている地形が山崩れに大きな関係をもっている事は否定出来ない。

i 山崩れの分布上の特徴 山崩れの発生個所については、始めに本地域全体の山崩れの分布状態から考察をする。先づ地質区分による区域別に見ると、諫早西部の古第三系・玄武岩区域や小長井村の玄武岩区域には甚だ少い。集塊岩地域も一部の西谷川・目代川・段当川に分布するものを除けば、矢張り多くない。最も多数の山崩れの発生を見たのは、富川・湯の尾川・長田川・深海川・小江川・境川・長里川の中・上流であって、何れもそれらの流域は熔岩・集塊岩の互層した区域である。次に前述の地質区分に基づき山崩れの型と発生個所とを表示すれば第1表の通りであり、総計約1360個の中、大半を占めるのは(5)の熔岩、集塊岩の互層区域である事がわかる。

第 1 表

地質区分	山崩れの型	山崩れの発生箇所
(1) 古第三系	A, C	29
(2) 凝灰質礫岩	C	8
(3) 玄武岩類	A・C	31
(4) 安山岩質集塊岩類	A・B・C	112
(5) 熔岩・集塊岩の互層	A・B・C・D・E・F	1180 ⁽¹²⁾

(5) の熔岩・集塊岩の互層区域と(4) の集塊岩区域は何れも同じ集塊岩質の箇所から山崩れが発生しているにもかかわらず、(5) の区域に著しく多い。これは熔岩の有無が特に地形に影響を及ぼして、山崩れの発生に関係しているためである。即ち(5) の区域は、後期の噴出物である熔岩が何枚も重なった所であるから、高度も高位置を保って、それらの噴出物の厚さも厚い。従って侵蝕力も進み、谷も深い。特に堅い熔岩と柔かい集塊岩は両者の侵蝕の度合も異なり、谷の斜面に崖を生じて、凹凸のある 30° — 45° の山崩れに適した斜面をとることが多い。更に熔岩流の流れ方も関係し、熔岩のない集塊岩区域よりも、細かい地形の上からも、より複雑である。しかしその反面熔岩で被われている山稜地帯、例えば富川や湯の尾川上流の諫早市と大村市を境する高度 700m — 800m の稜線附近一帯は、その下流の湯の尾川・富川がおびたぶしく災害を出しているにもかかわらず山崩れの被害は余りない。この理由は、降雨量も関係しているかも知れないが、熔岩流が山稜を被覆しているためと思われる。又帆柱岳から南東の 558 高地にかけて讃岐岩類が分布する地域も山崩れは少く、多良岳・一宮岳などにも予想外に少い。従って(5) の区域内でも熔岩だけの区域は山崩れの発生は少いことになる。そういう点で地質が関係して居り、烏屋岳の東側斜面の如く 45° 以上の斜面では、烏屋岳を被覆する厚い熔岩流が風化崩壊して崖堆となって山腹を厚さ 2m 近く被覆しているが、この様な所では山崩れの崩壊も著しい。従って(5) の区域には全体的に見ると崖錐や集塊岩類などの雨水に対して崩壊し易い、柔かい岩質の部分が多く存在することと、熔岩流と集塊岩の互層によって、地形的に前述の如き山崩れの発生せしめる様な箇所の多いことの 2 点が、(4) の集塊岩地帯よりも山崩れが多く発生している理由であろう。この区域では山崩れのすべての型が発生しているが、その中でも A・D の型のものが最も多く、C 型がこれにつき、B・E・F 型になると少なくなる。

(4) 集塊岩地域では、低い裾野を形成しているために、川の侵蝕力は弱く、川幅の広い割に河床も浅くて、全体として谷の傾斜面の角度は緩い。従って全般的には山崩れは柔かい集塊岩より成る地域であるにもかかわらず少い。山崩れは A 型が最も多く、C 型が可なり見られ B 型も存在する。なおこの区域内でも山崩れの多い河川と少い河川がある。西谷川・目代川には山崩れが多い。細かい例について理由を一々明らかにする事は困難であるが、西谷川では 30 箇の山崩れは兩岸の中でも急な傾斜の斜面に生じている。琴川、谷卿川の上流の様に、谷が浅く、幅が広くて、斜面の緩い様な所には、全く山崩れは発生していない。

(3) の玄武岩の熔岩地帯は岩盤も堅く、岩質も一樣のため、山容もなだらかで、低い丘陵地帯を形成して居り、山崩れは殆んどない。山崩れは C 型・A 型のみで、柔かい玄武岩質集塊岩(黒以田附近)、玄武岩質凝灰岩(田原)、或は土壌化した部分のみ見出される。

(12) 表中の山崩れの個体数は附図に示したのもののみである。従って、実際はこれより増加するが、此处には、全体の傾向を現わすために表示した。

(2) の凝灰質礫岩は本区域では分布が狭いが、岩質が柔らかい^{わりい}ために、破籠井の神社附近にC型の山崩れが発生し神社は全壊している。

(1) の古第三系は多く砂岩層から成るために岩盤としても硬く、本地域では山の中腹以上には山崩れは余りない。しかし中腹乃至山麓附近では砂岩層は風化すると、かえって崩壊し易く、C型及びA型の山崩れが生じている。

ii 山腹の斜面における山崩れの位置 上述の全体的山崩れを見ると、多良火山の基盤及び裾野を構成する諸岩類は何れも第4段に属する丘陵地を形成して居り、山崩れの発生上からも類以点^いがその間に見られる。即ちA及びC型が共通して居り、B型も存在するがD・E・F型は勿論見られない。又これらの区域では、地形が丘陵性で単調であるために、山崩れは何れも1個づゝ単独に起こるのが普通で、(5)の熔岩、集塊岩の互層している区域に見られる様な、いくつもの山崩れが複合して起こる様な事は殆んどない。山崩れの崩壊による災害は、頭部の崩壊による被害の方が主である。

この様に(1)―(4)の地質区分による区域と(5)の熔岩・集塊岩互層区域は異なった点があるので、各々の場合につき、更に山崩れが斜面の如何なる位置に主として発生するものであるかという事を検討した。

1. (1)―(4)の地質区分の区域。山崩れの中でB・C型は既に述べた通り、主として中腹以下の山脚の短かい比較的急斜面(35°―60°)に生ずる。A型はこれに対し、各所に生じ、中腹以上の寧ろ山稜に近い20°―35°の斜面にも可なり生じている点でB・C型と異なる。A型は、いわゆる山の肩の部分⁽¹³⁾の附近に一般には多く発生する。pl.2, fig.8・pl.3, fig.7

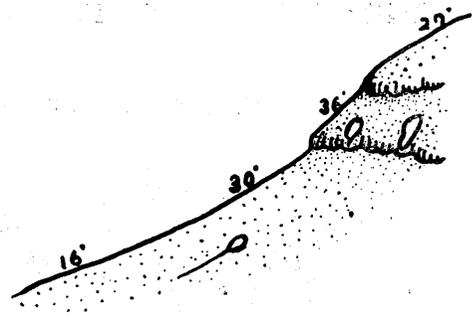
2. (5)の熔岩・集塊岩互層区域。熔岩流が存在するために、山崩れの発生位置はいろいろである。B・C・E・F型は既に述べた通りで、それらの発生箇所は大体定まっている。従って、こゝではA・D型について述べる。

A型:

(イ) 熔岩流に沿ってA型の山崩れの頭部が比較的規則正しい位置に生ずる。即ち熔岩流は一般に水平に流れていて、山の肩の附近に崖をつくっており、そこで山の斜面の傾斜角が変化するので、そこに山崩れができる(第10図)。これには次の様な場合が現地では認められる。

・ 熔岩流の崖に沿ってその直下の部分に山崩れが発生するので、その頭部が大体横に1列に

並ぶ。即ち熔岩流の直下から下降斜面に転移する附近に発生し、その傾斜面の角度は大体30°



第10図 熔岩流(2枚)のある山の斜面の傾斜と地形小江川上流域

(13) 山の頂上を連ねる稜線よりも、やゝ下った部分で、こゝには風化した表土層が比較的厚く堆積し、滲透した雨水も地形的にたまり易いためと考えられる。

位である。小江川の西の斜面 pl. 3, fig. 8

◦ 熔岩流の崖の直下の急な上昇斜面 (50° ±)の集塊岩中に生じている。この例は割に多い。小江川・田島川・境川・長田川その他で観察され、何れも略々1列に並んでいる。 pl. 1, fig. 8 • pl. 2, figs. 1 • 3 • pl. 3, fig. 5

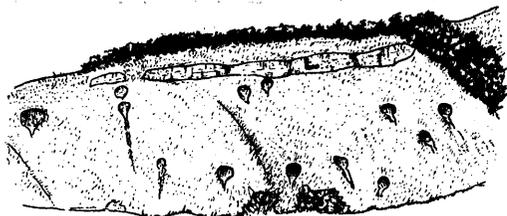
◦ 熔岩流の直上, 直下に限られず, 熔岩流の上部と下部の微地形に応じ, 大体熔岩流に沿って山崩れがその上下に発生して居り, 湯の尾川の中島, 大林附近で見られる。

◦ 熔岩流が2枚あると, そのために山腹の斜面の角度は変化する。このために熔岩流と熔岩流の間の斜面 (30° — 35°)に特に山崩れが発生する場合がある。この時は必ずしも熔岩流の直上, 直下に限られず, その斜面の上に散在する事がある。 pl. 1, fig. 13 • pl. 2, fig. 1

(ロ) ◦ 熔岩流と関連し(イ)の如く比較的規則正しい位置に山崩れが発生するほかに, 次の様な箇所には比較的多い。

◦ 一般に谷に沿って山崩れの発生する場合が多い。ここには比較的多く雨水が集まるためと思われる。 pl. 1, fig. 12 • pl. 2, fig. 6 山腹の平滑な斜面の様に見えても, 細かく見ると溝状の小さい谷が存在して居り, その様な箇所には山崩れが見られる。

◦ 熔岩下の斜面に斑点状に広く, 尾部の発達しない丸い山崩れが散在する。(第11図)



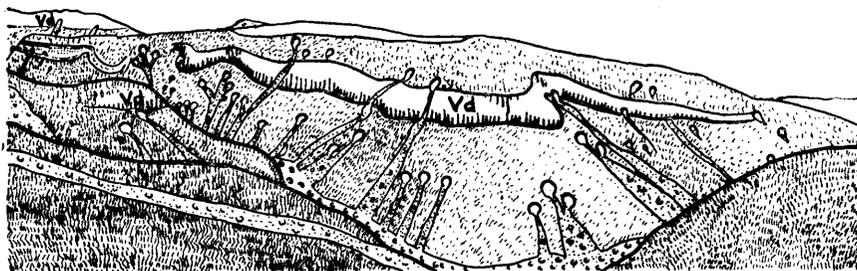
第11図 斑点状に斜面に散在した円型の山崩れ。……L 熔岩流

◦ 山稜より稍々下方から山崩れが生じて居り, 小出博氏の⁽¹⁴⁾上昇斜面から平衡または下降斜面にうつる遷移点附近に, 多良火山の場合でも多く発生する。 pl. 2, fig. 8 • pl. 2, figs. 1 • 3

◦ 谷と遷移点の両者が複合した, 谷の頭の附近には特に山崩れが生ずる。これは烏帽子

岳・烏屋岳・長田川上流域・湯の尾川上流域では多くの箇所で見られる。 pl. 1, fig. 5 • pl. 2, fig. 4

◦ 個々の山崩れの位置になると, 上述の場合以外にも種々あり, その例を示せば第12図の通



第12図 小江川東側の斜面の山崩れのスケッチ, 頭部の位置は種々の条件で可なり変化する。Vd ……熔岩(複輝石安山岩)

(14) 小出博, 1956前出

りであって、微地形・土壌・地質その他の複合した要素に支配され簡単でない。

D型：この型の山崩れは、山脚の短かい低い丘陵地帯には出来ない。本地域の場合では、熔岩流が崖として露れて居て、斜面の傾斜角も比較的急であり、特に谷の頭の附近に山崩れが発生すると、谷に沿って本型の長大な山崩れが出来る場合が多い。崖錐や柔かい集塊岩質のもので、山腹が被われ、所々に熔岩の崖が出来ている様な所も、雨水や崩壊物の落下によって荒され易く、森林地帯と共にこの型の山崩れとなり易い所である。

VI 土 石 流

山崩れに関連し、土石流につき若干述べて置く。土石流による災害は、河床や河岸が集塊岩・凝灰岩類で出来ている河川の流域に大きい。水田をつくっている様な谷・河川の流域では、田の基盤に多くの安山岩塊が入って居り、これが土石流によってほり起こされ、更に他の水田の上に堆積をして災害を大きくしている。

河床の多くの安山岩塊は比較的近距离の河床・河岸の集塊岩や水田の基盤層の中から侵蝕により洗い出されて再び堆積したものも多く、全て上流から流されてきたもののみではない様である。河床・河岸が熔岩であると、河川は比較的狭く、且深くなり、又上の如き安山岩塊の大量の堆積はあまり見られない。集塊岩で出来ている河床の侵蝕は可なり深く、5—10m位えぐって、2—3mの巨大な安山岩塊も洗い出している。

土石流と山崩れとは関係のある場合もあり、特にD型の山崩れでは、崩壊物が雨水と共に谷に沿って流れ出し、土石流となったものが多い。(Pl. IV, Figs. 4・7)

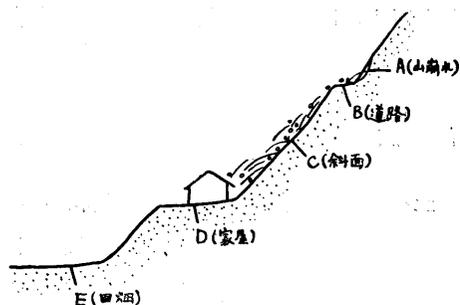
一般に谷の上流には土石流が発生して居り、その時の水位も高く、大きな力で流下した事は、その谷に残っている樹木の損傷状態や集塊岩の侵蝕状態を見ても判断される。土石流による災害としては、湯の尾川上流（特に大平—大林—中島の間）や、小江川上流（板持場—平田の間）・深の海川上流区域が著しい被害を受けている。但し湯の尾川でも大平(Pl. II, Fig. 6の石釜附近)より上流は災害が著しくないし、山崩れも急に少くなる。しかるにA・D型の山崩れの著しくなる大平より下流の中島にかけては、土石流の災害が著しく現われ、河床に多量の土砂・安山岩塊の堆積を見る一方、河床・河岸の侵蝕も著しく行われて、家屋・田畑に被害をあたえて居る。この事から、山崩れの崩壊物もこの場合土石流の中に含まれ、土石流の被害が大平より下流に多い事は、山崩れの多量に発生している事と関係が認められる様である。

VII 山崩れの発生の状況

山崩れ⁽¹⁵⁾は7月25日の夜半の豪雨下に起っているために、多良火山の場合では、土地の人

(15) 山崩れを土地の人は山津波又は山潮と呼んで居り、山崩れの起こることをぬけるという。目撃者によると、山崩れは爆発的に生ずるということを言っている。たまった水があふれて崩壊するようである。

も、その発生の状況を目撃した人はあまり居らない様である。しかし数ヶ所で人家が山崩れにより、直接倒壊して居り、被害者の言及び被害現場から若干の模様を間接的に推定する事が出来るので、此処に述べて置きたい。



第13図 pl. 4, fig. 2 に同じ。

この際中にいた男子2名は10m程はねとばされたが、側面にとばされて、助かった。時刻は9時20分頃であったという。

山崩れが起こる前は雨水が多量に上述のCの斜面を流れていたが、土砂や石は余り落下していなかった。従って1瞬に崩壊したものである。なおBの道路は崩壊せず、Cの斜面には樹木が残って居り、崩壊物は雨水を多量に含んだまゝ、斜面の表面だけを荒らして落下して来た様である。この農家の位置は谷の中腹にあり、この谷の頭は分れていて、山崩れが5ヶ所で発生している危険な箇所であった。

例 2. 富川流域、小野部落坊主谷で、煙草の乾燥用家屋が全壊している。山崩れは裏の35°位の傾斜面に生じ、極めて小さいA型のものである。発生時刻は大体10時半—11時までの間である。10時前に少し雨が止んでいる。中にいた4名中2名即死、後の2名は倒壊した家屋と共に下方の田畑にはねとばされた。その時の泥は海の渦の泥の様に泥や石を含んだ泥水で、50cm大の安山岩塊も飛ばされ、口中に泥が一杯つまり、前歯が折れた程の圧力の強いものであった生存者は述べている。(16)この斜面は山崩れ発生以前より滲透水が雨のたびに斜面から滲み出てくる様な所であるという。この例でも、山崩れはズルズル崩れてくるものでなく、逃げる間もない1瞬の間で、起って居る事がわかる。

例 3. 大渡野稍々大きいA型の山崩れで、頭部は家屋よりも可なり高い斜面に発生して居るが、崩壊物で1瞬にして家屋は倒壊、2名即死、時刻は10時25分であったという。

その他本調査区域内では2ヶ所程あり、山崩れの発生位置は斜面の可なり上部にあっても、斜面が急であったり、谷の様な所であると、山崩れの尾部がのびて、下にある家屋は崩壊物のため倒壊している。

(16) 此の家の老婆の言によると、パーン又はペーンという音がしたという。

これらの例で見ると、山崩れは瞬間的に生じ崩れ始めたら逃げる暇もない程、1塊に崩落している。発生時刻は必ずしも同時でない。又山崩れは極めて小型のものでも、可なりの岩石の大塊もはねとばす程の力がある様である。なお、発生箇所で述べた如く、谷に沿った所に家を建てる事は水の便もあり好都合であるが、災害上からは危険である。坊主谷の例の如く、山崩れの発生は水の滲透し易くなっている様な箇所に矢張り起り、これは地質・地形その他に影響されている様に考えられる。

山崩れの森林中を通過した後を見ると、立っている檜や杉の樹皮は普通1m位の高さの所まで剥げて居り、草や灌木がひっかかっている高さも1m位である。従って崩壊時には雨水は1m近くの高さにまで、もり上って、土砂や礫と共に流下したものと考えられる。又樹皮の剝離した部分の高さは時に2m以上もあり、倒壊する樹木によっても生ずるかも知れないが、崩落する時にはねとばされた岩塊によるものでないとも考えられる。

Ⅶ 山崩れと森林との関係

山崩れに対して森林が有効であるか否かについては、いろいろ論議されている。しかし今回の如き多数の山崩れを生ずる様な大降雨量のある場合には、可なり立派に植林してある所でも相当に山崩れの発生があり、降雨量も一定限度以上の場合には森林も山崩れそのものの発生は防ぎ得られないのではないかという感じがする。特に pl. 2, fig. 9 で示した様に、植林した部分にのみ山崩れが生じている例もある。これらの事実は、降雨量も非常に大きい場合は、森林のもつ保水能力を超えると、それ以上は森林があってもなくとも、変りなくなるのかも知れない。一般にD型の大型の山崩れの多くは森林地帯に起り、災害が大きくなっている。これは、山崩れが発生すると、その崩壊物が落下して樹木を動かし、或は倒壊するために、更にその表土の部分が不安定になったり、崩壊し、それらの土砂や安山岩塊が流下する一方、倒壊した樹木は水の流れをせきとめたりする場合もあって下流の方に行く程災害を大きくし、土石流の様になる。(pl. 4, figs. 1・4・5・7・8参照)

山崩れは、植林地帯と非植林地帯を比較すると全体的に後者の方が多く発生しているが、一般に個体数の割には規模が小さく、崩壊物による荒廃は地表面だけで、6ヶ月を経た現在、多くのものは草も生え、可なり回復している。これに対し森林地帯では崩壊すると、却ってその傷跡は深く、回復がおそい様である。

この様に非常に大きな降雨量の場合には、森林は山崩れに対しては、発生を直接防止するだけの力はない様であるし、又災害を必ずしも少くしているとは限らない様である。しかし、今回の如き大豪雨は多くないし、一般には確かに森林は山の崩壊を防ぎ、保護するものであり充分意義をもっていることは言うまでもない。只今少し植林上の方法について、改善の余地はあるのでなからうかという事が今後の一つの課題である。

附図について：本図は5万分の1の地形図(諫早)を用いて踏査し、作製した。

On the Landslips at Tara Volcano in July 1957.

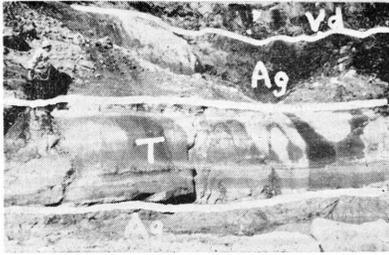
Abstract

K. Tachibana.

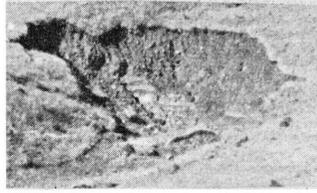
As the mountainside of Tara volcano was suffered from a diaster of landslips by the torrential rain in July 1957, the writer investigated them during 2 months towards the end of autumn.

In this paper, he explained an interpretation on the morphological structure of the landslips and classified them into several types. He studied the relation of the distribution of landslips and volcanic rocks. The rocks of Tara volcano are classified in ascending order as follows. : 1. Palaeogene beds, 2. Volcanic conglomerates, 3. Basalts, 4. Agglomerates, 5. Alternation of lavas and agglomerates, 6. Quarternary conglomerates. The landslips are mainly distributed in the regions of 5 and 4, and they were frequently found in the agglomerates above and below the andestic lavas. Outcrops of landslips are constantly found in the agglomerates.

Plate 1



1. 含植物化石凝灰岩層 (T)。Ag (集塊岩), Vd (熔岩) 境川上流



2. 山崩れ (A型) fig.12の頭部。境川上流



5. 分岐した山崩れ (D型)。全長約450m長田川、片木



3. 樹枝状の山崩れ (E型)。小江川上流 頭部のあるものとないものがある



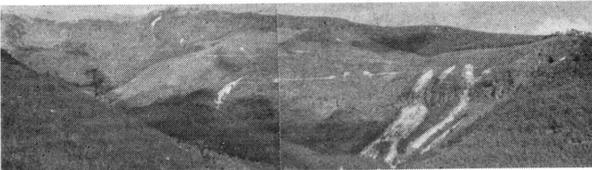
4. 森林中の山崩れ (D型)。深海川上流



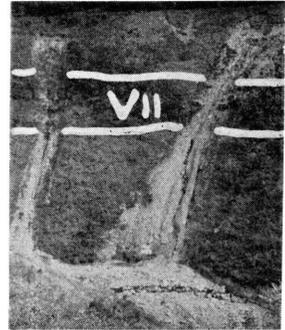
6. 高さ比較して幅の広い山崩れ (C型)。段当川の中流



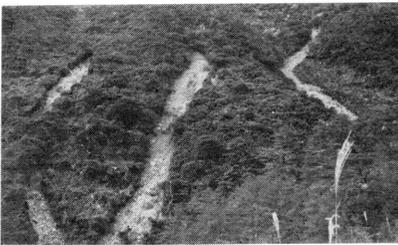
7. 山崩れ (A型) 頭部との尾部, 湯江川上流



8. 熔岩直上の山崩れ (A型)。五家原岳を片木よりのぞむ



11. 熔岩直上の山崩れ (A型) の尾部, 長里川上流 VII は熔岩流



9. く字型の山崩れ (D型)。烏帽子岳 長大なものが多い型である。



10. 山脚の急斜面の山崩れ, 境川

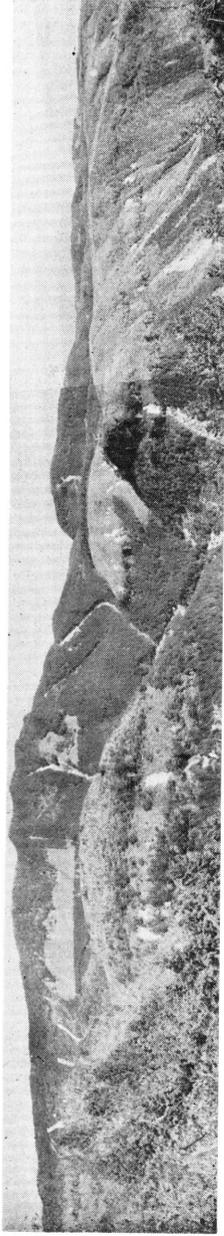


12. fig. 2 の側面の遠望, 小さい谷に生じたもの。



13. 熔岩と熔岩の間の斜面上の斑点状の山崩れ (A型) 田島川

Plate 2



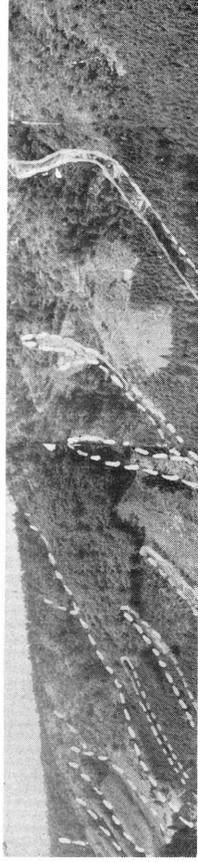
1. 小江川上流，鳥屋岳，高岩山の山崩れ（A・D型）をのぞむ。fig. 3の上流



2. 山道に沿える山崩れ
今村付近



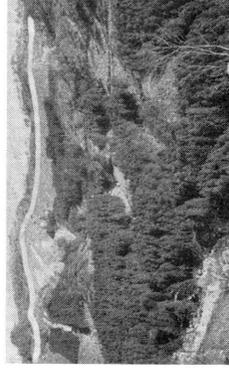
3. 礫岩と山崩れの発生位置を示す。小江川の上流は特に山崩れによる荒廢が著しい



4. 湯の尾川上流の心中・灣戸を経て下流の暗谷迄の多数の山崩れ



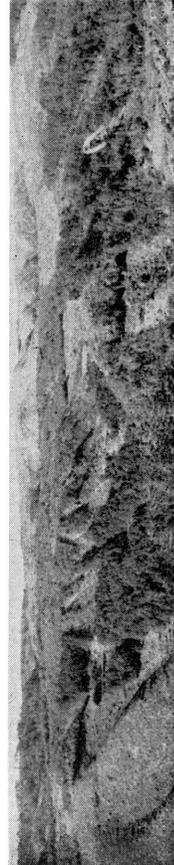
5. 植林地帯の山崩れ，深海川上流，五家原岳をのぞむ



6. 湯の尾川上部石釜附近の山崩れ，山稜は礫岩（Va）



7. 小江川の山崩れの位置。山稜は礫岩



8. 山崩れの頭部が山の肩の附近に横に配列する。刺刀峯川西岸



9. 植林地帯の箇所に生じた山崩れ（A型）。目代川

Plate 3



1. 烏屋岳より見た東方の多数の山崩れを示す。頭部は大体一定の位置に発生している。



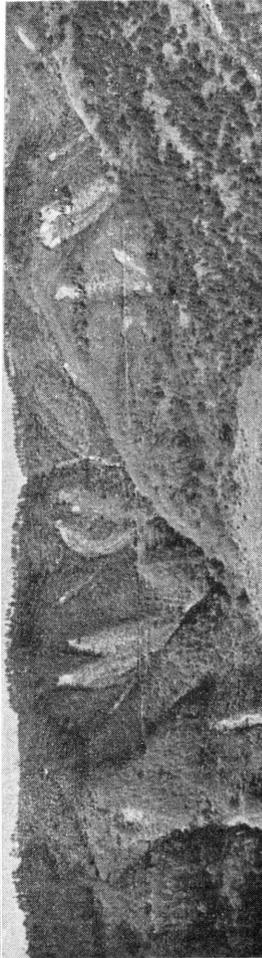
2. 片木より上流の西側の斜面の山崩れ。山稜は礫岩E型の山崩れを含む。



3. 小江川の山崩れ平田より五家原岳をのぞむ。



4. 緩傾斜面の山崩れ。長田川, 遠望の山崩れは fig. 2 の箇所



5. 礫岩直上の斜面に規則正しく並んだ山崩れ, 田島川



6. 西谷川, 柴口の山崩れによる斜面の崩壊



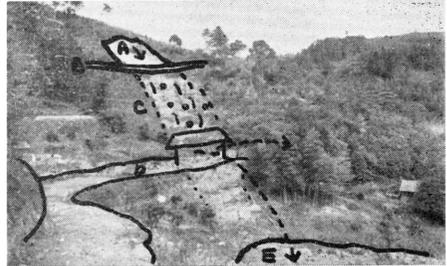
7. 長里川上流域の山崩れの頭部を示す。



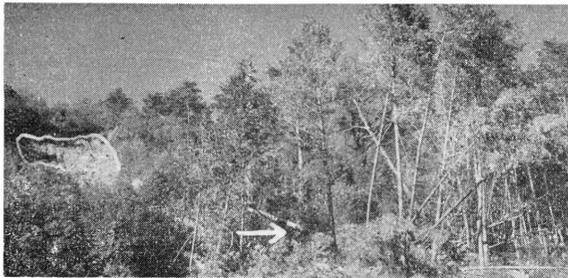
8. 礫岩直下に規則正しく生じた山崩れの位置を示す。小江川



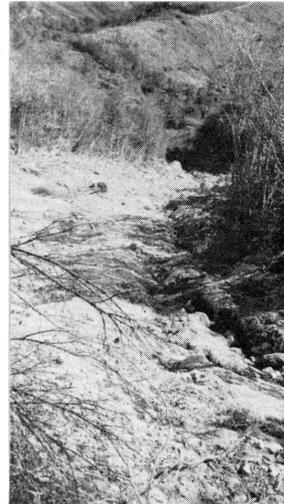
1. 森林中に残された土石流の跡，刺刀峯川
災害に比して山崩れの頭部は大きくないことを示す。



2. 小型の山崩れによる農家の倒壊(本文参照)
家屋はEに崩壊男子2名は右方にはねとばされた。



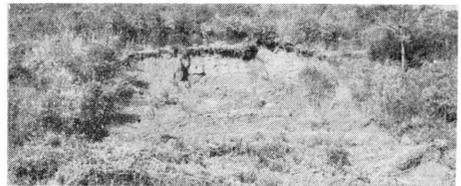
3. 左方の山崩れの土砂の押し出による右方の樹木の倒壊



4. 深海川最上流の山崩れの頭部より下方をのぞむ。



5. Fig. 1 の下流の状況，刺刀峯川



6. 土砂，板状体によって手前の水田を埋没した山崩れ(D型)。小長井



7. 湯の尾川，湾戸の山崩れ(D型)の崩壊



8. 最上部の山崩れの頭部より押し出してきた土砂，安山岩塊，境川

Landslips at Tara Volcano in July 1957.

- 12 Landslips
- └─┘ { Mud and stone flows
Rivers
- ▨ Andesite lavas
- Basalt lavas
- Ag Agglomerates
- ▨ Isahaya group
(Palaeogene)

