

始良カルデラ壁の火山地質と山くずれ災害

著者	小林 哲夫, 岩松 暉, 露木 利貞
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	10
ページ	53-73
別言語のタイトル	Volcanic Geology of the Aira Caldera Wall and Slope Disasters Which Recently Occurred on It
URL	http://hdl.handle.net/10232/00009957

始良カルデラ壁の火山地質と山くずれ災害

小林 哲夫*・岩松 暉*・露木 利貞*

(1977年9月30日受理)

Volcanic Geology of the Aira Caldera Wall and Slope Disasters Which Recently Occurred on It

Tetsuo KOBAYASHI*, Akira IWAMATSU*
and Toshisada TSUYUKI*

Abstract

Aira caldera, the biggest of the world is situated in the interior part of Kagoshima Bay. It's walls are observed at Ushine, Tarumizu City and Ryugamizu, Kagoshima City. They consist mainly of the steep cliffs of lava flows and welded tuffs and the gentle slopes of unwelded pyroclastics and sedimentary rocks. Recently slope disasters are sometimes occurred on the walls in the rainy season. At first debris and/or pumice fall deposits on the gentle slopes begin to flow by heavy rain and are accumulated with increasing rate to grow large debris avalanche or earth flow.

I. まえがき——鹿児島県における斜面災害のタイプ——

鹿児島県は自然災害の多い県である。昨年(1976年)だけでも実に死傷者130人、物的損害691億円もの被害を出している。中でもがけくずれ・山くずれ・土石流などの斜面災害がもっとも多く、死傷者の6割81人がこれによって被災している。とくに死者39人のうち37人までががけくずれの犠牲者であり、一日も早く抜本的な対策のとられることが望まれる。

鹿児島県の斜面災害というと、シラス災害があまりにも有名であるが、その他にも異なった種類の災害が存在し、大きく次の三つのタイプに分類できる。その第一は何といてもシラス地帯のがけくずれである。シラス地帯は近年開発が進み、急速に宅地化されたため、たとえ小規模ながけくずれでもひとたび発生すると、人命の犠牲になることが多いので、厳重な注意が必要である。もともとがけくずれはシラス地帯の宿命ではなく、自然の状態がほぼ保たれていた戦前には、あまり見うけられなかった。戦後の昭和20年代、食糧増産のかけ声のもとに開墾が進み、その結果、豪雨時に表面流水を生じ、それによる大規模な落水型のガリ侵食が生じるようになった。また、河川のがけ下洗堀による崩壊も発生した。この教訓に学んで適切な水処理が行われるようになり、昭和30年代には災害がかなり減少した。しかし、昭和40年代の高度成長期になると、急速な都市化が進行し、大規模な団地造成に伴って、ふたたびがけくずれが多発するようになった。この時期の災害は以前と異なり、シラスがけ本体がくずれる大規模なものではなく、その上をおおう降下軽石層がすべるタイプのもの(岩松, 1976)、いわゆる

* 鹿児島大学理学部地学教室 Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, Kagoshima, 890 Japan.

“ボラすべり”や宅造に伴う盛土の崩壊が主になっている。したがって、その規模は相対的に小さくなったが、反面、発生件数がいちじるしく増加した。このような災害の変化に応じた適切な防災対策をとることが大切である。

第二のタイプは火山岩地域の山くずれ・土石流である。溶岩や溶結凝灰岩など堅硬な岩石は一般に急峻なかけをつくることが多い。しかも冷却節理が発達しているため、大まかなブロックに割れやすい。したがって、かけ下や溪流の緩斜部には、地質時代を通じて生産された大きささまざまな岩塊や崩土がしばしば堆積している。これが豪雨時に何らかのきっかけによってくずれ、災害をひき起すのである。その典型的な例が、鹿児島湾奥部の始良カルデラ壁の山くずれ災害である。この種の災害は、垂水市牛根地区のように新しい降下軽石層、いわゆる桜島ボラが素因をなしている場合を除き（後述）、一般にシラス災害にくらべるとその発生頻度は小さく、一度くずれると相当期間免疫を獲得する。しかし、崩壊土量はいちじるしく大きく、しかも巨大岩塊を含むため、山くずれが発生した場合には、非常に大きな被害を与えることが多い。その他、桜島の土石流や霧島山の温泉地すべりもあるが、ここでは省略する。

第三のタイプは古期堆積岩地域の山くずれである。鹿児島県においては、古期岩類はほとんどすべて山地に分布しているため、災害が発生してもそれほど注目されていないが、シラス災害におとらず多発している。例えば昨年一年間をとってみても、6月下旬の梅雨前線豪雨では高隈山地四万十帯、7月中旬の台風9号では出水山地四万十帯、9月中旬の台風17号では奄美大島の秩父・四万十両帯などにおいて、数多くの山くずれ・土石流が発生した。これらはほとんどすべて植生の種類や樹令と関係した表土の滑落によるもので、ごく小規模なものが多い。なお、高隈山地においては、表層をおおう桜島ボラが、山くずれの大きな素因のひとつになっている。また、古期堆積岩類は、火山岩とくらべて細かく碎ける傾向があるため、発生する土石流も規模が小さい。このタイプの災害は山奥で発生するため、人命に損傷を与えることはほとんどないが、森林に与える被害はきわめて大きい。

その他、紫尾山・高隈山・肝属山地・屋久島などの花崗岩地域には、いわゆるマサ土崩壊が見られるが、他の三つにくらべてそれほどいちじるしくない。

以上述べた三つのタイプのうち、第一のシラス崩壊については、筆者らのひとり岩松がすでに報告した（岩松、1976）ので、ここでは第二の火山岩地域の災害について、始良カルデラ壁の山くずれを例にとり報告する。ここでは一昨年来3年間連続して災害が発生しており、今後とも発生が予想されるので、地質についてもややくわしく記載した。なお、第三のタイプの古期堆積岩類地域の斜面崩壊に関しては、現在、鹿児島大学高隈演習林をモデルフィールドに調査を続行中である。

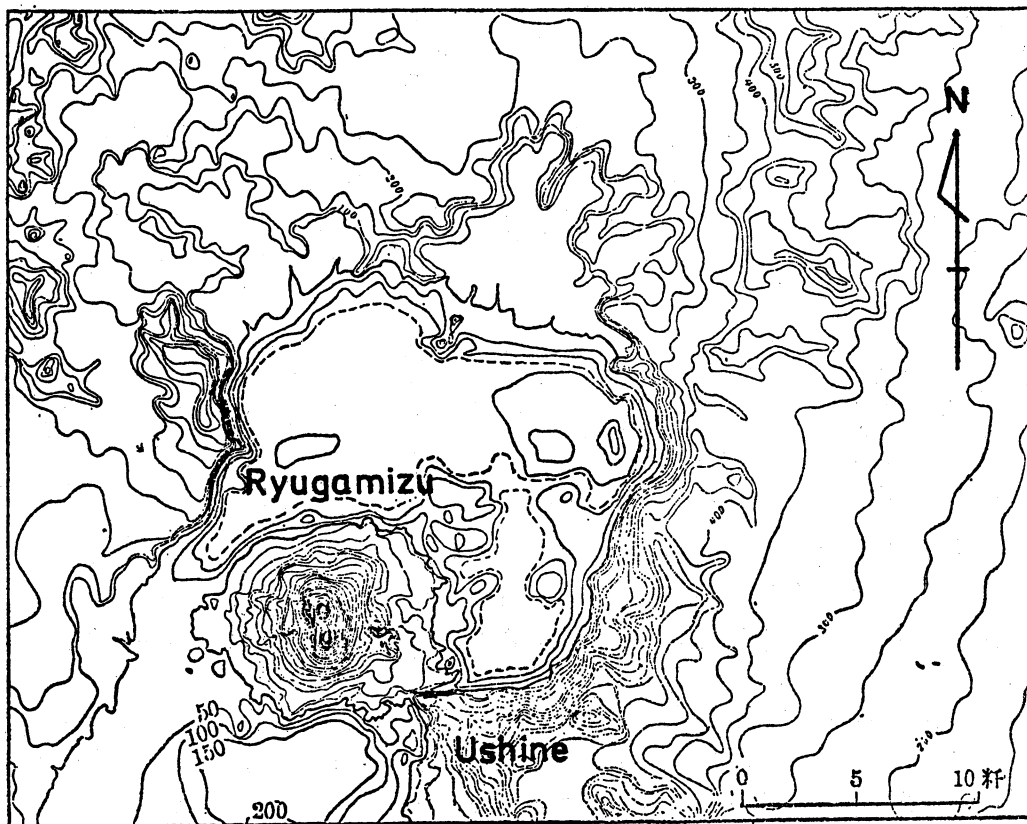
II. 始良カルデラ壁の火山地質

始良カルデラは、MATUMOTO (1943) によって提唱されたもので、鹿児島湾奥部に位置する東西 23km、南北 17km の世界最大のカルデラである（第1図）。クラカトア型のカルデラと考えられるが（荒牧、1957）、現在はその大部分が海中に没している。荒牧（1975）によれば、約 25,000 年前、入戸火砕流（その非溶結部を鹿児島地方ではシラスと呼んでいる）を噴出した直後、大規模な陥没を起こして形成されたという。

こうしてできたカルデラ壁は、その後の地質時代を通じて侵食にさらされ、今日残存しているものは、福山町から垂水市牛根にいたる鹿児島湾の東海岸と、始良町重富から鹿児島市磯にいたる西海岸である。これらの地域に見られる山くずれも、大きな目で見れば、こうした侵食

の一過程に相当する。東海岸のカルデラ壁は、大部分四万十帯の砂岩・頁岩からなり、その最南端牛根地区のみが火山岩からなる。四万十帯地域では、885mの鵜岳^{ういだけ}を最高に500~600mの外輪山がカルデラをとりまき、その内側は傾斜10度前後の比較的ゆるい斜面で、中小の河川がそれを刻んでいる。火山岩は垂水市早崎^{さつき}に分布し、かつて咲花平^{さつかひら}と呼ばれた海拔325mの台地を構成している。この台地は、平均傾斜45度の急がいで海に面し、ために山くずれ災害が多発している。西海岸は、火山岩からなる吉野台地が直接接している。そのカルデラ壁は、やはり海拔約300m・傾斜35度前後の急がいである。

始良カルデラ壁の火山地質については、始良火山の噴出した火砕流や、その後カルデラ丘である桜島火山にくらべて、あまり研究が行われていない。もっともまとまった研究としては、山口(1975)がある。しかし、これは、戦前戦中の研究を後年遺稿として出版したもので、戦後の新しい知見はつけ加えられていない。また、局地的な地質については、咲花平産大隅石に関する研究(MORIMOTO, 1947; 森本・湊, 1949; MIYASHIRO, 1956)と竜ヶ水地域の火山層序に関する研究(湊・勝井, 1957; 大木・早坂, 1970)がある。そこで、予察的ではあるが、両地域の火山地質について調査を行った。なんととなれば、両地域の地質を明らかにすることは、始良火山形成史前半部の解明にとって不可欠であり、同時に、前述したごとく今後とも災害が予想されるため、防災対策にとっても重要であると考えからである。なお、牛根地区では従来の研究と異なる見解が得られたので、やや詳しく記載した。しかし竜ヶ水地区については、基本的に大木・早坂(1970)の地質図と同じであり、2・3の新知見を加え記載するにとどめた。



第1図 始良カルデラ全図
(MATUMOTO, T. (1943) による)

1. 垂水市牛根地区の火山地質

牛根地区は、その周辺部は四万十層群が露出しているのに反し、主に火砕岩・火山岩からなる特異な地域である。全体の地質構造は比較的単調であり、走向は多少のふれはあるが東西方向で、南へ $15^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 傾斜した単斜構造をなしている。牛根地区は多数の火砕岩が分布し、8層識別したが、広域の調査を行っていないので、記載にあたっては、既知の火砕岩との対比はあえて行なわず、本文中では固有名を用いなかった。ただ牛根安山岩・玄武岩・流紋岩は、荒牧・宇井(1975・1976)の早崎 volcanics を3分したものであり、混乱をさけるために、岩石名の前に牛根という地名を冠して用いている。なお地名として、溶岩・麓などまぎらわしい名前があるので、注意して読んでいただきたい。

なお図表類としては、地質図(第2図)・断面図(第3図)・地質層序表(第1表)および火砕流堆積物・降下軽石堆積物の本質物質中の斑晶鉱物組合せ(第2表)を示した。

(1) 四万十層群

本地域の基盤をなす堆積岩類であり、麓地区の沢ぞいにわずかに分布する。黒色～暗灰色の頁岩・砂岩からなる。一部で $N50^{\circ}E\ 30^{\circ}N$ の構造がみられたが、付近に小断層が発達しており、全体の構造は不明である。

(2) 凝灰角礫岩層

桜島口～溶岩間の道路ぞいに、わずかに露出している。牛根安山岩の火山角礫岩に不整合におおわれる。岩石は凝灰角礫岩・火山角礫岩・細粒礫岩および軽石質凝灰岩からなる。堆積物の傾斜が急なこと($N60^{\circ}W40^{\circ}S$)、および四万十層群起源の頁岩礫に富むことから、四万十層群につぐ古い堆積岩と推定した。露頭では層厚約10m程だが、本地域のかなり深部まで発達するものと思われる。

(3) 火砕流堆積物-1

前述の凝灰角礫岩層のすぐ西方、道路ぞいの約50m区間に露出している。黄褐色をおびた桃色の細粒基地をもち、大きな軽石片や岩片に乏しい。溶結現象は認められないが、小規模なパイプ構造がある。その方向から、この堆積物は東方に約 30° 傾斜していると推定される。凝灰角礫岩との関係を示す露頭はみられないが、構造の相違から別単位のものと考えた。

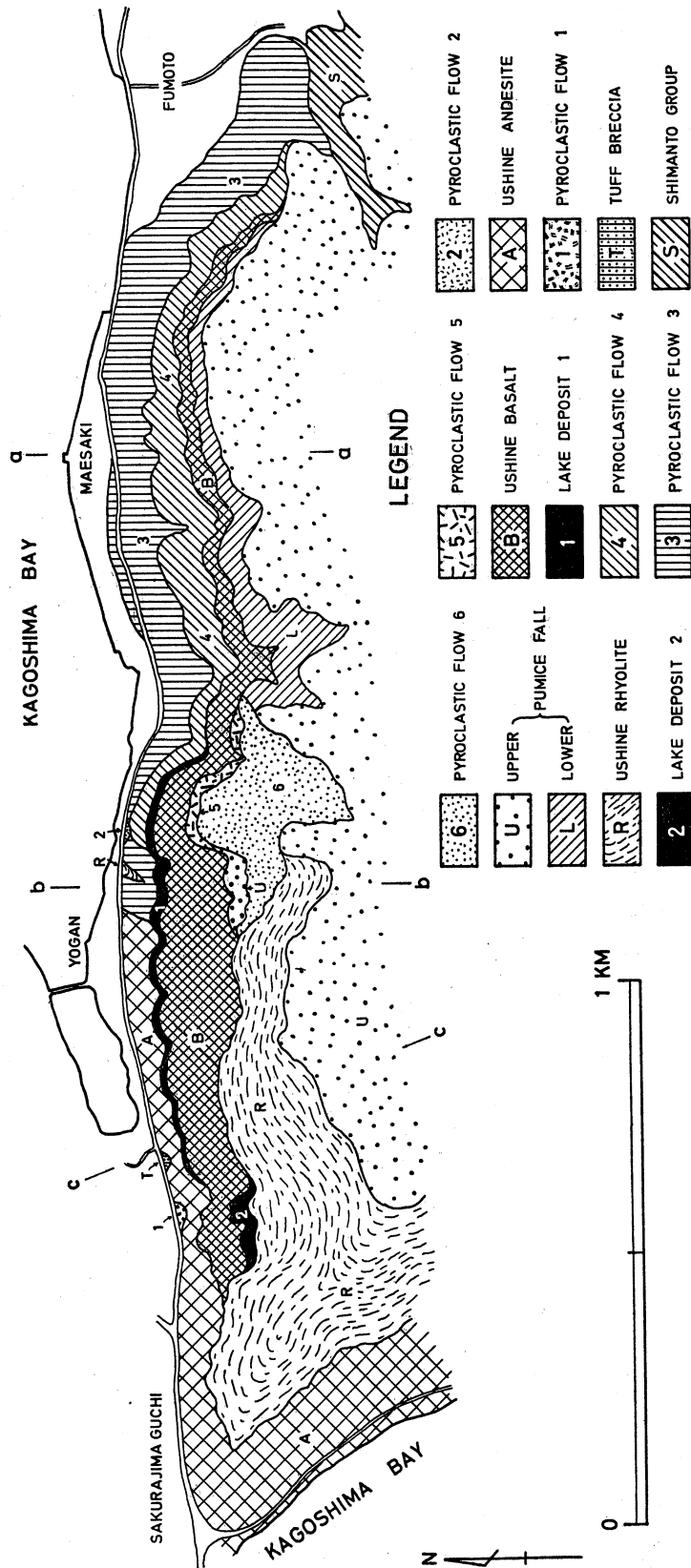
(4) 牛根安山岩

桜島口から溶岩にかけて分布し、牛根流紋岩・牛根玄武岩・湖沼堆積物-1におおわれる安山岩類の総称として命名した。西方ほど分布高度を増す傾向がある。溶岩流・火山角礫岩を主とし、凝灰角礫岩をともなす。溶岩は部分的に著しく破碎し、角礫岩状を呈している。

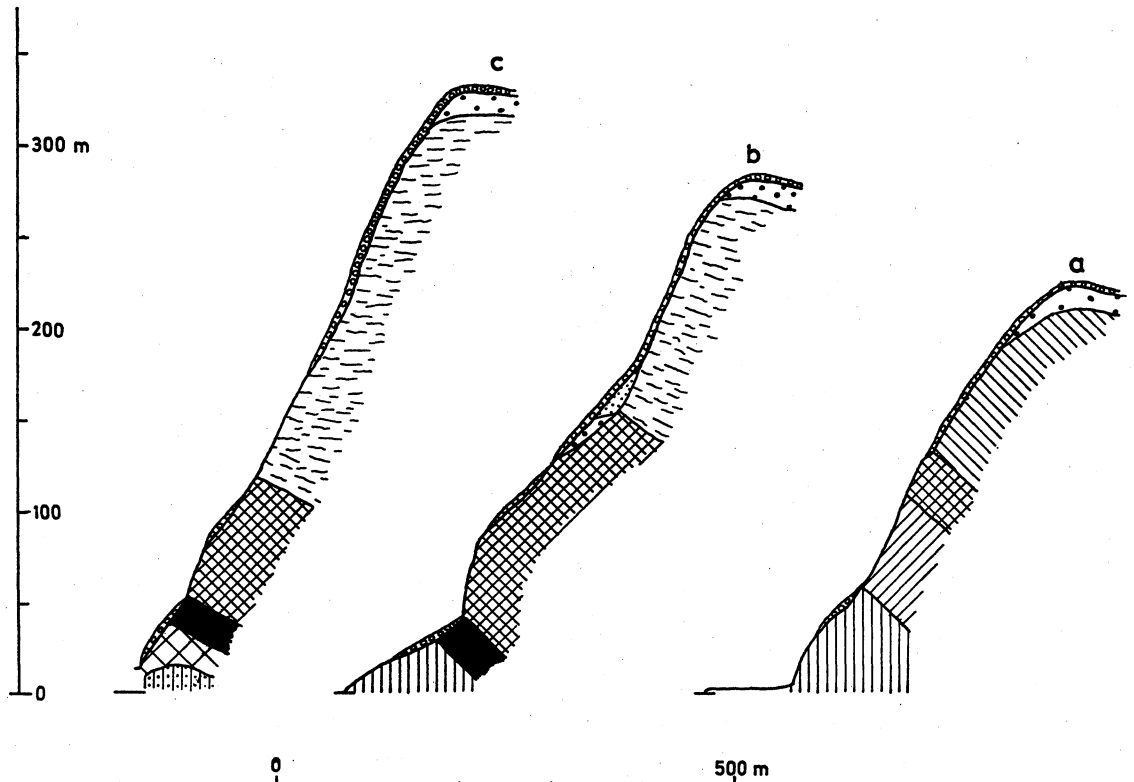
岩石はカンラン石の微斑晶を含む普通輝石・紫蘇輝石安山岩であるが、カンラン石を欠くものもある。カンラン石は単斜輝石と反応関係にある。紫蘇輝石はしばしば柱面ぞいが単斜輝石に被膜されている。斜長石はアルバイト式双晶をなし、包含物に乏しく、また累帯構造も顕著でない。他に普通輝石($\sim 1\text{mm}$)、不透明鉱物($\sim 0.2\text{mm}$)がある。石基は短柱状の斜長石、単斜輝石、不透明鉱物および少量のガラスからなり、ハイアロオフィティック組織、ときに填間状組織を示す。

桜島口・溶岩間のがけの一部には大型の斜長石斑晶(最大径2cm)を特徴的にもつ安山岩が見出される。斜長石は非常に新鮮であり、常に丸みをおびた小型のカンラン石を少量包含している。累帯構造は最外殻部にごく薄く発達するのみである。

以上のべたごとく牛根安山岩は、鉱物組合せに若干の差異はあるが、全般にマフィックな安山岩である。



第2図 牛根地区地質図
a・b・cは地質断面図位置



第3図 牛根地区地質断面図。凡例は地質図と同じ。
斜面上に堆積しているのは桜島ボラ

第1表 牛根地区地質層序表

桜島火山の降下軽石火山灰堆積物
火砕流堆積物 -6
降下軽石堆積物上部
降下軽石堆積物下部
牛根流紋岩
湖沼堆積物 -2
火砕流堆積物 -5
牛根玄武岩
湖沼堆積物 -1
火砕流堆積物 -4
火砕流堆積物 -3
火砕流堆積物 -2
牛根安山岩
火砕流堆積物 -1
凝灰角礫岩
四万十層群

(5) 火砕流堆積物-2

溶岩の東方 200m・海拔 30m 付近の斜面に一カ所だけ露出している。単一の岩体として産出するのではなく、溶結凝灰岩のブロック（平均径 3cm, 最大径 50cm）が同質の基地中に点在して産する（図版 4-4）。このような産状から、ごく近くに溶結凝灰岩の岩体の存在が推定される。

溶結凝灰岩は淡灰色を呈し、溶結度は弱である。肉眼で多量の黒雲母（~0.5mm）が六角板状を呈し、点在しているのが認められる。

斑晶鉱物組合せが斜長石+黒雲母+石英+ごく少量の不透明鉱物であり、南九州火砕流堆積物のなかでは、特異な岩石である。

(6) 火砕流堆積物-3

東部の麓地区に標式的に露出しており、西部の牛根安山岩の山にさえぎられ、より以西には分布しない。東部では溶結度が高いが、西部では非溶結の軽石流堆積物となっている。麓地区では2つの cooling unit が認められ、上位のものほど強く溶結している。緑色をおびた淡黄褐色で、おおまかな柱状節理が認められる。なお溶岩地区では、本堆積物中に球顆状黒曜岩（牛根流紋岩

第2表 軽石堆積物中の本質物質の斑晶組合せ

				Q	Pl	Opx	Cpx	Hor	Bi	Op
火	碎	流	6	○	◎	○			○	○
降	下	軽	上	○	◎	○				○
降	下	軽	下	○	◎	○				○
火	碎	流	5		◎	○	○			○
火	碎	流	4							○
										○
										○
火	碎	流	3	○	◎	○		◎		○
火	碎	流	2	○	◎				○	○
火	碎	流	1	○	◎	○				○

Q: 石英 Pl: 斜長石 Opx: 紫蘇輝石 Cpx: 普通輝石
 Hor: 普通角セン石 Bi: 黒雲母 Op: 不透明鉱物
 ◎: 多い ○: 普通 ○: 少ない

に相当)の岩脈が貫入している。本堆積物と岩脈との接触部付近でも再溶結現象はみられない。

(7) 火砕流堆積物-4

火砕流堆積物-3が堆積した後、本地域には、大規模な火砕岩などの堆積はおこなわれず、もっぱら侵食にさらされていた。その結果、凹地には火砕流堆積物-3などの削はく物が堆積し、比較的平坦な地形となったと思われる。火砕流堆積物-4は、このような地形上に堆積したものである。岩相の違いから上部と下部に2分される。下部層は黒褐色の基質中に偏平な形の黄褐色軽石が含まれている(図版4-3)。層厚は約20m。分布域の西部では弱溶結であるが、東部の山腹では、中溶結程度で、灰色の基地中に暗灰の本質レンズがたくさんみられる。

上部層は灰色がかった桃色の基地をしており、しばしば径15~20cm大の軽石を含有している。層厚は約20mであるが非溶結である。野外観察において、下部層は軽石片が目立つが、上部層は目立たない。両者の境界部では、下部の軽石片が急に減少し、基地の色は桃色がかってくる。この境界部は約1mの漸移帯となっている。

以上述べたように、野外での産状、また、本質軽石片の斑晶鉱物組合せの類似性から両者は一噴火輪廻の産物と考えられ、本文中では一括してある。

(8) 湖沼堆積物

西部の牛根安山岩からなる山と、東部に堆積した火砕岩・火山岩との間には、一時的に湖沼が生じ、水成堆積物を形成した。火砕流堆積物-4の上位にくるものを湖沼堆積物-1、牛根玄武岩の上位の堆積物を湖沼堆積物-2とよぶ。堆積物は、供給物質の相違により、色・岩相・岩質が異なる。湖沼堆積物-1は淡黄褐色の軽石質凝灰岩~凝灰角礫岩や灰あずき色~褐色の礫・砂・シルト・粘土層などからなる。湖沼堆積物-2は分布もせまく、その全貌は不明だが、淡褐色の細粒礫-砂層の互層部と黄銅色の砂~シルト層からなる。湖沼堆積物は全般に分級作用が著しく、ラミナがよく発達している(図版4-2)。湖沼堆積物-1の最上部は、砂質シルト・シルト・粘土層からなり、晩期にはしだいに静穏な環境に変化していったものと思われる。湖沼堆積物-1は、ややふれはあるがN60°~80°W30°Sの構造をしており、層厚は約15mである。湖沼堆積物-2はほぼ水平に堆積しており、層厚は20m以下である。

(9) 牛根玄武岩

カルデラ壁の海拔 50~100m 付近に連続したがけを形成している。溶岩付近が一番厚く堆積しているらしく、がけ面だけでも 8 枚の溶岩流が認められるが、側方へは漸次厚さを減じていく。この玄武岩溶岩流直下には、赤褐色をした火山灰層があり、湖沼堆積物-1 の最上部層（砂・シルト・粘土層）との区別がむずかしい。この火山灰層中には、火山豆石を産する部分もある。また溶岩の基底部は赤褐色岩さい状を呈している。これらは、この玄武岩溶岩流が陸上に流出し、固結したものであることを示している。

溶岩付近の沢では、下部は比較的厚い (3~5m) 溶岩流の堆積物であるが、上部は厚さ 1m ほどの薄い溶岩流からなる堆積物である。各溶岩流間に岩さい状部が発達しているが火砕岩は存在しない。一方溶岩一前崎間の沢では、上部の溶岩流間に成層のよい黄褐色火山礫凝灰岩~凝灰岩が数 m の厚さで堆積している。

岩石は斑晶量比に差異はあるが、普通輝石含有カンラン石玄武岩であり、部分的に Segregation vein を生じている。

カンラン石 (~2mm) は、自型~半自型で、単斜輝石の反応縁のあるものが多い。一部には著しくイディングサイト化をうけたものもある。普通輝石 (~1.5mm) は少なく、一薄片中でまったく見出されない場合が多い。ごく稀ではあるが、単斜輝石に包含された斜方輝石が存在する。斜長石 (~3mm) は量的に一番多い。アルバイト式双晶は一般的であるが、累帯構造に乏しい。石基の結晶度は岩石ごとに多少の差異はあるが、結晶度の高いものでは、斜長石、単斜輝石、カンラン石、不透明鉱物、および褐色ガラスからなり、填間状組織を示す。カンラン石-単斜輝石は反応関係にある。

Segregation vein は、かなり結晶度の高い母岩中に幅約 2cm の脈として産する。母岩にくらべ黒っぽく、かつ多孔質である。鏡下では、やや大型の長柱状斜長石・普通輝石 (~1mm) と、より小型の短柱状~粒状の斜長石・普通輝石 (~0.05mm)、多角型の不透明鉱物 (~0.05mm) とメソスタンスからなる。

(10) 火砕流堆積物-5

溶岩の東方、玄武岩上におずかに分布している。玄武岩との間には、黄褐色の風化帯が存在する。本堆積物は西方にゆるく傾斜しており、現斜面上に堆積したものではない。観察されうる層厚は約 9m で、上位にがいすい状堆積物、さらに成層のよい軽石層が、本堆積物を不整合におおっている。がいすい状堆積物の構成礫としては安山岩~玄武岩であり、流紋岩はないようである。それ故、本堆積物は、牛根流紋岩の活動以前の噴火活動の産物と考えられる。

火砕流堆積物-5 は詳しくみると、4 枚のごく薄い降下(?) 軽石層を伴っている。それぞれの下からの層準と厚さは、最下位 (4cm), 75cm (4cm), 1.3m (1cm), 1.8m (8cm) である。火砕流堆積物は、これら軽石層の上であり、最上部のものは層厚約 7m である。淡黄~淡黄褐色で、溶結現象は認められない。下部の軽石片は長径 1~3mm であるが、最上部の厚い堆積物中では 4~5cm であり、上部ほど大きな軽石片からなることが明らかである。

(11) 牛根流紋岩

桜島口-溶岩間のドーム状地形を形成しており、東方へは、あまり分布していないようである。溶岩付近では 100m 近い急がいでそそり立っている。岩石は灰白色の黒雲母含有紫蘇輝石流紋岩であり、大隅石を多産するのが特徴である。空隙中には肉眼でも黒色の自型結晶が認められる。

ドーム状の地形は単一の溶岩からなるのではなく、5 枚以上の溶岩流の堆積物で形成されて

いる。基底部にある溶岩流の最下部約1mほどは黒曜岩となっており、柱状節理が発達している。産状を詳しく調べてはいないが、塊状、または流理の発達した流紋岩・球顆状の流紋岩～黒曜岩・黒曜岩など岩相変化にとむ。溶岩付近には球顆状黒曜岩の岩脈がある。

(12) 降下軽石堆積物下部層

溶岩一前崎間の沢に露出しており、ここから麓地区にかけての平頂面下に厚く堆積しているものと思われる。白色軽石と灰～褐色岩片からなる縞模様の発達した未凝固の軽石層である。軽石は一般に細粒であり、発泡が悪い。全体の構成は不明だが、軽石堆積物中に数枚の風化ローム層や火砕流堆積物と思われるものも存在するが、ここでは一括しておく。牛根流紋岩、あるいは次項で述べる上部層との関係は今のところ不明である。しかし軽石中の斑晶鉱物組合せは、上部層のものと同じである。それ故、下部層は、上部層の先駆の火山活動の産物とみなし、牛根流紋岩より新期のものと考えた。

(13) 降下軽石堆積物上部層

平頂部全域・旧河床面上およびがけ下の緩傾斜部に分布する。前2者は典型的な降下堆積物の特徴を示すが、後者には、斜面上を移動し堆積したことを示すような構造が認められる。軽石は白色で発泡が悪く、角ばった大型のものが多く、堆積層としてはかなり固結度が高く、堆積物中から軽石片を素手で取り出すのは容易でない。

平頂部をおおう堆積層は、東部にも西部にも認められる。溶岩～前崎間の沢中では軽石の最大径が25cm以上のものがある。

東部の麓地区には四万十層群が分布しているが、その海拔80m付近に旧河床面がある。すなわち、四万十層群直上に、2m以上の厚さの礫層があり、その構成礫の主体は、四万十層群起源の垂角礫～垂円礫である。降下軽石堆積物上部層は、この礫層の直上に厚く堆積し、20m近いがけを形成している。多量の降下軽石で河床面がうまり、一時的なせきとめが生じたと思われるが、調査地域内においては、せきとめによる堆積層は確認されていない。

溶岩付近のがけ中腹の玄武岩と流紋岩の岩体の境界部付近の緩傾斜部にも本層が堆積している(第3図b)。軽石が降下し、安定に固定するまでに斜面上を多少移動したらしく、斜面とほぼ平行する軽石のならばが認められる。しかし、①固結度は前2者同様かなり高く、容易にはくずれないこと、②本堆積層の上位には、後背のがけからもたらされたがいすい堆積物(流紋岩の角礫からなり、約6mの厚さ)や細粒軽石層があり、その上位に火砕流堆積物-6が不整合関係で存在すること、の2点から、降下軽石の斜面上への堆積は、地質学的な時間スケールでみた場合、噴火直後と考えてさしつかえないだろう。

(14) 火砕流堆積物-6

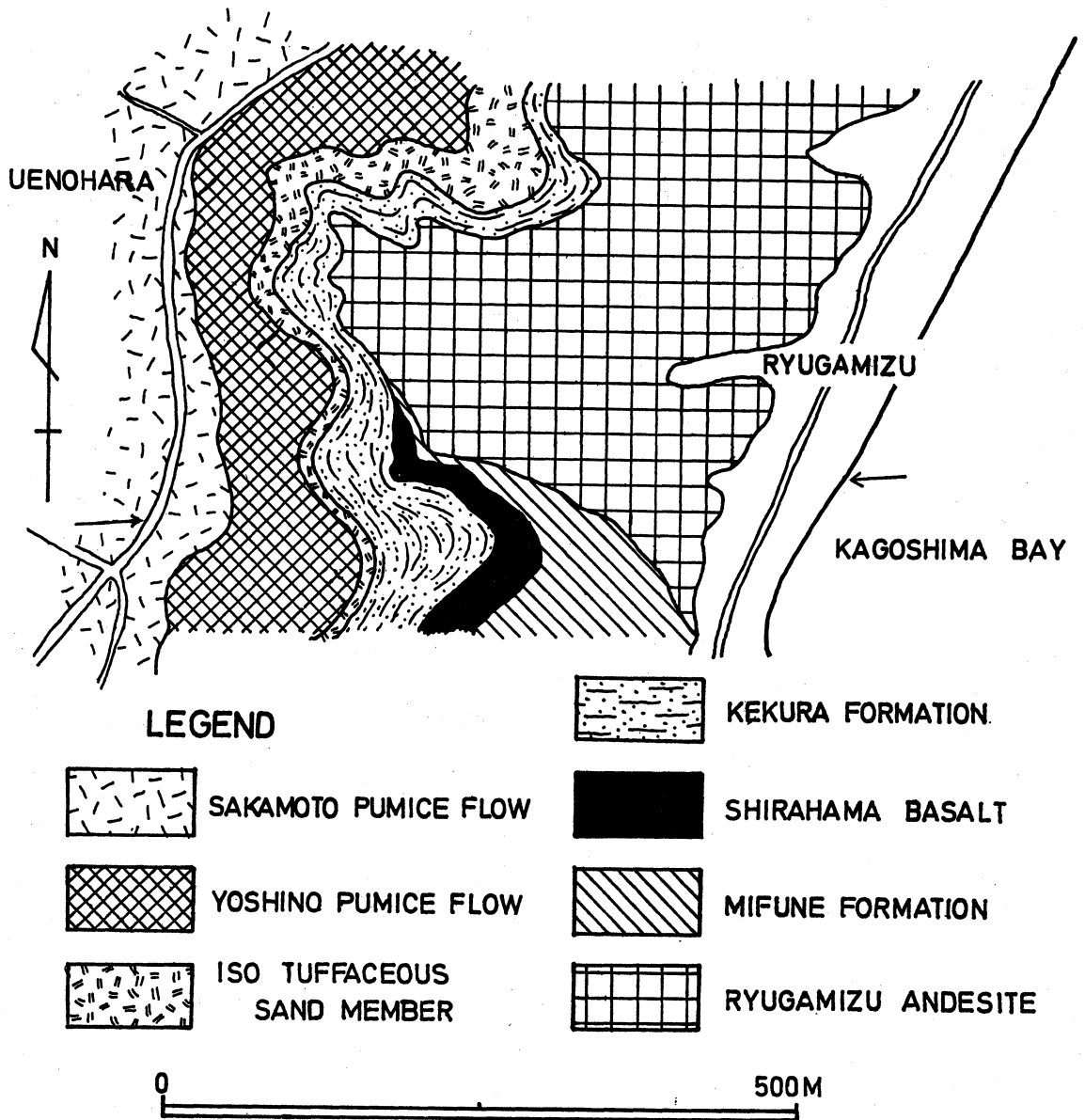
本堆積物と降下軽石堆積物上部層の間には時間間隙を示すがいすい堆積物などがあるが、がけ直下の堆積であり、がいすい堆積物の厚さの割には、短期間で形成されたものであろう。

本堆積物は黄褐色をおびた桃色の基地に、軽石・黒曜岩・流紋岩などが散在している。溶結はしていないが固結度は高くくずれにくい。下位の降下軽石層同様、本堆積物も斜面上に2次的に堆積したものらしく、斜面傾斜と平行する軽石のならばが認められる。本地域に広く堆積・分布していると思われるが、観察できる露頭は少ない。

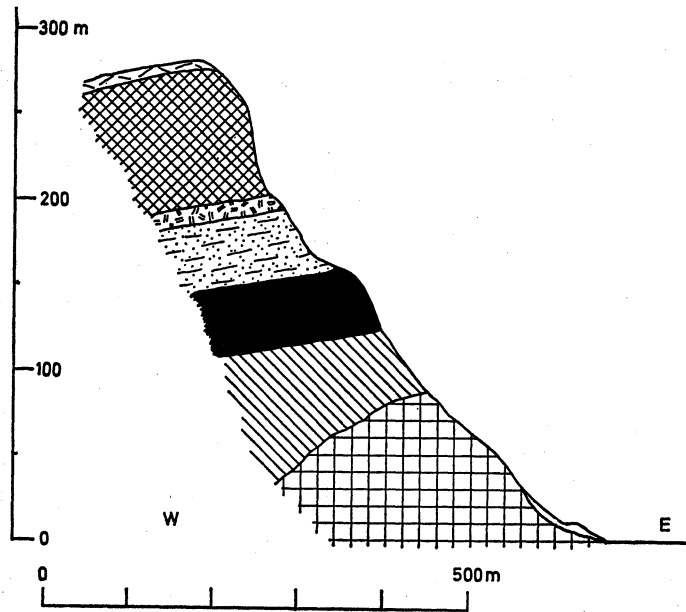
以上、桜島火山からの軽石堆積層を除いた地質を記載した。多様な岩相が入り混れており、その全貌を明らかにするには調査が不十分であった。今後、より詳細な調査をおこなうとともに、周縁地域での既知の火砕流堆積物との対比をおこなう予定である。

2. 鹿児島市竜ヶ水地区の火山地質

竜ヶ水地区では、その北部に主要分布を示す竜ヶ水安山岩の岩体と、南部に厚く堆積している三船層・白浜玄武岩とが、アバット状に接している。これらより上位の地層（花倉層など）は、両者をおおい広く分布している。この上位にくる地層の構造は単調であり、 $N50^{\circ}\sim 70^{\circ}W$ $3^{\circ}\sim 8^{\circ}S$ の走向・傾斜を示す。地質層序の骨子は大木・早坂（1970）と同じであり、地層名はそのまま踏襲した。図表類としては、地質図（第4図）・断面図（第5図）・地質層序表（第3表）・崩壊現場での部分的な地質層序（第6図）を示した。



第4図 竜ヶ水地区地質図
矢印は地質断面図位置



第5図 竜ヶ水地区地質断面図
凡例は地質図と同じ

第3表 竜ヶ水地区地質層序表

新期火山灰および軽石層
坂元軽石流
吉野軽石流
礫凝灰質砂部層
花倉層
白浜玄武岩
三船層
竜ヶ水安山岩

(1) 竜ヶ水安山岩

海岸から170mの高度にまで分布する。竜ヶ水以北は、基底部をなす岩体となっているが、竜ヶ水以南では急激に高度を減じ露出はなくなる。構造を示すものがなく、どのような岩体かは不明である。岩石は普通輝石紫蘇輝石安山岩であり、下部のものは灰色であるが上部のものはやや酸化を受け赤みをおびている。

鏡下では斑晶として斜長石(～3mm, 双晶, 累帯構造顕著)・普通輝石(～2mm)・紫蘇輝石(～2mm)・不透明鉱物(～0.05mm)がある。普通輝石・紫蘇輝石は不透明鉱物包有物にとむ。これら斑晶はしばしば集斑状組織を示す。石基は細粒で短柱状～針状の斜長石とメソスタンスからなる。細粒の石基中、部分的に結晶度の高い部分があり、シリカ鉱物が晶出している。

(2) 三船層

竜ヶ水以南には厚く分布するが、災害現場ではみられなかった。竜ヶ水から上にぬける道路ぞいでは本層が約2mあることが確認された。暗灰色の軽石質凝灰角礫岩であり、上位の白浜玄武岩による熱変質を受けている。

(3) 白浜玄武岩

竜ヶ水南部で厚さをまじ最大80mに達するが、以北では急激に減じる。今回の災害現場には露出していないようである。この玄武岩はやや多孔質で、下底部は角礫状に破碎しているが、表面には角礫状部は存在しない。また下位の三船層には明らかに熱変質を与えているが、花倉層に対しては与えていないようである。このような産状から推して、この玄武岩は、溶岩流として噴出したものと思われる。竜ヶ水から上ノ原への道すじでは2枚の溶岩が確認され、その間には黄褐色の火山灰層が存在する。

鏡下で斜長石(～3mm)・カンラン石(～2mm)・普通輝石(～0.5mm)の斑晶からなる。斜長石はアルバイト式双晶・累帯構造が発達している。カンラン石は半自形で単斜輝石の反応

縁を有する。また部分的にイデイングサイト化をうけている。斜長石・カンラン石はしばしば集斑状をなしている。

石基は短柱状斜長石・単斜輝石・カンラン石・不透明鉱物および少量の褐色ガラスからなり填間状組織を示す。

(4) 花倉層 (狭義)

災害現場付近では約 50m の層厚で、南西方向にゆるく傾斜している。下部 15m ほどは、褐色スコリア質砂岩～灰色砂岩などからなる。中部は露出がなく定かではないが礫質部が卓越する。礫種としては玄武岩～玄武岩質安山岩が多い。最上部 15m ほどは灰あずき色の砂～シルト岩で、ラミナの発達著しい。2枚の軽石層があり下位のは層厚 40cm、上位のものは層厚 10cm である。軽石の斑晶鉱物組合せは 2層とも同じで、斜長石+普通角セン石+紫蘇輝石+少量の普通輝石+不透明鉱物からなる。

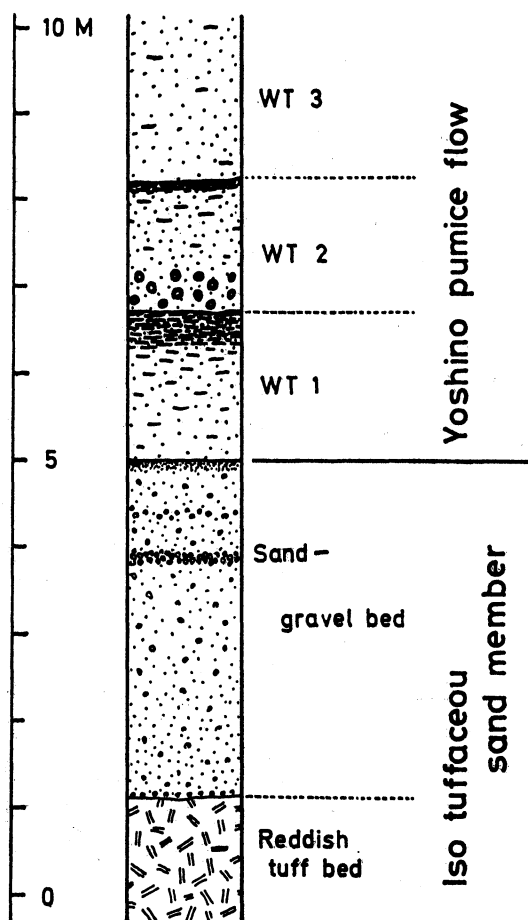
(5) 礫凝灰質砂部層

竜ヶ水一上ノ原間の道ぞいに露出している。大木・早坂(1970)によれば、寺山から礫まで連続して分布するという。上部・下部の2層に大別される。下部層は凝灰岩層であり上部層は砂層である。両者間には、黒褐色の褐鉄層があり、上部層が堆積までには若干の時間間隙があったものと思われる。下部層は層厚約 8m で、すべて軽石質の凝灰岩である。この下部層を下部

からみていくと①灰色の基地に黄褐色の軽石片 (5m)、②灰赤色の基地に黄褐色の軽石 (30cm)、③明るい灰赤色の基地に白色軽石 (70cm)、④赤色の基地に白色軽石 (60cm)、⑤明るい灰赤色の基地に白色軽石 (80cm)、⑥灰白色の基地に白色軽石 (50～0cm) で黒色ガラス質岩片にとむ。色調からみると①/②③④⑤/⑥と3大別されるが、各々の境界部は一例をのぞき時間間隙を示すものは見出されない。③-④間は、わずかに黄褐色をおびており、多少の時間間隙を示すものと思われる。最上部⑥層の層厚変化は激しく、侵食のためと思われる。崩壊現場では最上部の⑥層が欠けている (第6図)。

これら①～⑥の軽石中の斑晶鉱物組合せは斜長石+普通角セン石+紫蘇輝石+少量の普通輝石+不透明鉱物であり、すべて同じである。以上のべた下部層は、赤～白色の軽石質堆積物であり、水中堆積物というよりは、火砕流堆積物かもしれない。

上部層はラミナの発達した軽石質砂層と、黒色の砂層からなる。この両者あわせて層厚約 1.5m であるが、崩壊現場では岩片にとみ、おおまかな成層構造がみられる軽石質砂-礫層である。層厚は約 4m である。近接した範



第6図 竜ヶ水崩壊斜面の部分層序

囲ではあるが、岩相変化が著しい。

(6) 吉野軽石流

野外では2段のがけを形成しており、大木・早坂(1970)の中部および上部溶結凝灰岩に相当する。両者間には、非溶結の軽石質凝灰岩(厚さ5m)が挟在するという。

今回、崩壊地の調査において中部溶結凝灰岩と礫凝灰質砂部層にはさまれた約3m間に溶結度の高い2枚のcooling unitが見出されたので報告する(第6図)。図中のWT1・2・3は各々cooling unitを示しWT3は中部溶結凝灰岩に相当する。WT1は層厚約1.7mで、下部は褐色で中溶結程度であるが、上部にむかって黒褐色の度合いをまし、最上部40cmは強溶結を示し、ユータキシティック組織が発達している。強溶結部の直上に黄褐色のしみ層があり、WT2が直接接している。WT2は層厚1.5mで、その下部40cmは長径8cmほどのガラス質安山岩などの岩片にとむ。中～上部は岩片に乏しく、黄褐色で中溶結を示すが、最上部10～15cmが強溶結を示す。WT2とWT3は黄褐色のしみ層をはさみ、直接に接しており、WT1とWT2との関係とまったく同じである。WT2直上のWT3は黄褐色で弱溶結であるが、層厚は約30mであり、その中～上部はかなり溶結度が高く、ユータキシティック構造が発達している。がけの最上部にはWT4(上部溶結凝灰岩、層厚約30m)があるが、第6図では省略してある。WT1・2は各々単一のflow unit(SMITH, 1960b)に相当するようであるが、WT3・4については確認できなかった。

なおWT1～4の斑晶鉱物組合せは、まったく同じであり、斜長石+紫蘇輝石+普通輝石+少量の普通角セン石+不透明鉱物からなる。以上のべたような吉野軽石流(WT1～4)はcompound cooling unit(SMITH, 1960a)の一例であろう。荒牧・宇井(1966)によれば、compound cooling unitのもっとも小規模な例は、堆積物が急傾斜した深い谷を埋めた部分にしばしば見られるという。WT1・2はcompound cooling unitのもっとも小規模な一例と思われる。ただWT1・2の堆積場は比較的平坦面上のようである。

竜ヶ水一上ノ原間の道路で、礫凝灰質砂部層直上に、層厚約1.5～2mで、中部の約10cmが強溶結した溶結凝灰岩が見られるが、WT1・2のどちらかに相当するものと思われる。

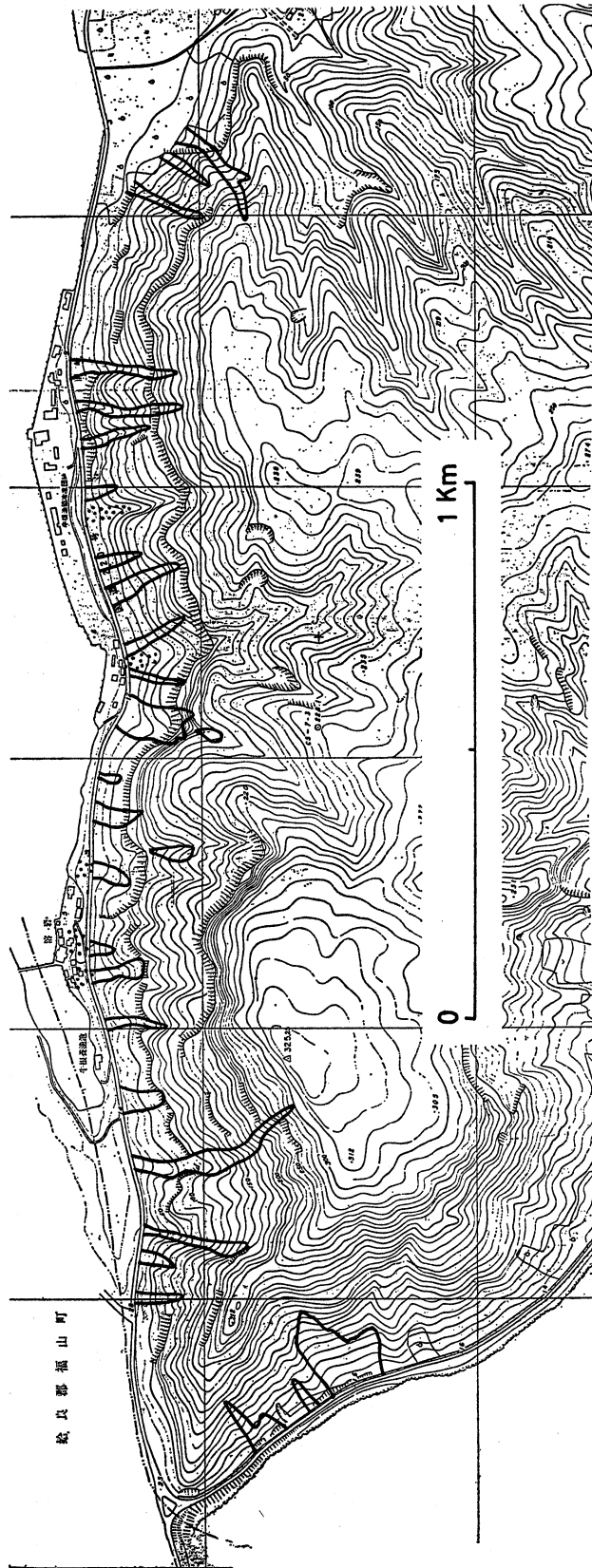
なお下部溶結凝灰岩(大木・早坂, 1970)とWT1・2の関係は、今回の調査では明らかにできなかった。

(7) 坂元軽石流

台地上を薄くおおっているが、より新しい新期火山灰および軽石層(大木・早坂, 1970)におおわれ標式的な露頭は調査範囲内にはみられなかった。

III. 始良カルデラ壁の山くずれ災害

切り立ったカルデラ壁が地質時代を通じて侵食にさらされ、徐々に後退していくのは当然の自然現象である。しかし、始良カルデラの場合、カルデラ壁が鹿児島湾をとり囲むように海にせまってそびえているため、そのがけ下にすぐ接するごくせまい場所に、国道や鉄道あるいは集落が集中せざるをえない立地条件にある。その結果、ひとたび山くずれが発生すると交通が途絶し、しばしば人命にも犠牲が出る。中でも垂水市牛根地区は、高隈山地の多雨地域に属していることもあって、たびたび災害が発生している。また、対岸の鹿児島市竜ヶ水地区でも、発生頻度は低いものの数10年～数100年のオーダーでは確実に発生している。ここでは、両地区の最近の山くずれを例にとり、そのメカニズムを考察してみる。



第7図 牛根地区崩壊分布図

1. 垂水市牛根地区の山くずれ災害

本地域では、1975年・76年と連続して災害が発生している（第7図）。1975年6月16日から降り続いた梅雨前線豪雨により、6月22日午前4時30分牛根麓前崎付近で山くずれ、土石流が発生し、住家5棟を直撃、2世帯7人が犠牲になった。この間の累計雨量は528.5mmであった。また、翌1976年6月22日から26日にかけて、やはり梅雨前線豪雨が大隅地方をおそい、6月24日午前9時頃、前年の災害現場の南約200mの地点で山くずれが発生、国鉄バス休憩所とバス2台を直撃した。幸い死者は出なかったものの国道は不通となった。これと前後して、10数ヶ所で山くずれ・土石流が発生し（図版5-1・2）、交通施設はもとより、通信施設まで寸断され、牛根地区は一時孤立状態となった。この時の総雨量は高峠で570mmであった。

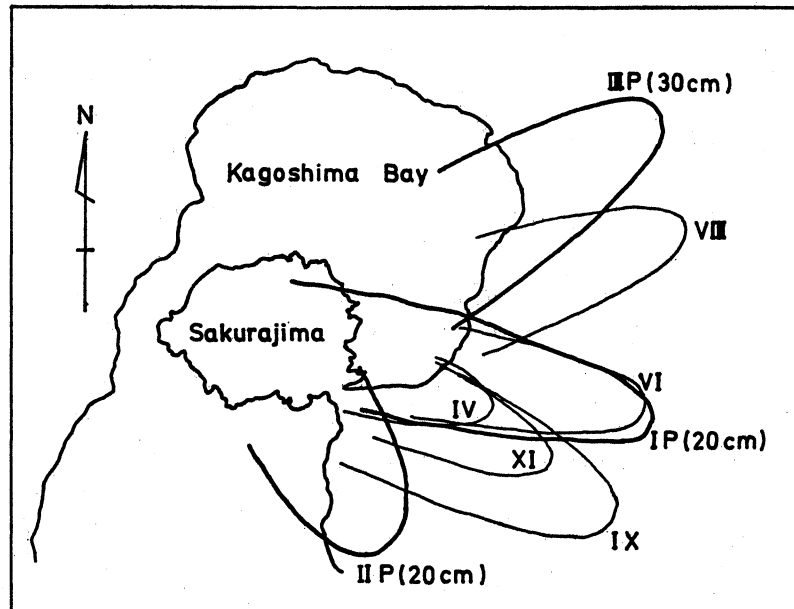
この地域のカルデラ壁は、海拔300m、平均傾斜40~45度で北に面し、海岸に接している。くわしく見ると、溶岩・溶結凝灰岩などの堅硬緻密な岩石は70度前後の急がいをなし、非溶結火砕岩などの軟弱な岩石は30~40度の緩斜面をなしている。これらの岩石は、前述のように交互に累重しているため、階段状の地形を呈している（第3、7図、図版4-5）。この緩斜面上には、ところによって、上位の溶岩類からなる直径数10cm前後の岩塊や崩土が堆積している。さらにこれらをおおって、20cm~2mにおよぶ粗しょうでルーズな降下軽石層、いわゆる桜島ボラが見られる（第3図、図版4-1）。とくに歴史時代のもの（第8図のIP=大正ボラ、IIP=安永ボラ、IIIP=文明ボラ）はきわめてルーズで、ごくわずかの衝撃を加えても、すぐくずれる。この桜島ボラは、時代の異なる軽石層が何枚堆積しているか、あるいはそれらがくずれて再堆積した二次堆積物の有無、さらには緩斜部の傾斜、谷型斜面の形などによって場所ごとに厚さがいちじるしく異なる。一般には、当然のことながら低位置ほど多量に存在する。

この地域の山くずれは、こうした地形の中でもとくに谷型斜面ないし、ごく小規模な溪流に発生している（第7図）。また、山くずれの冠頂部は例外なく前述の緩斜面における桜島ボラのくずれに端を発している（図版5-3）、急がい部の溶岩類が崩落したものではない。このことは、流出土砂のかなりの部分が桜島ボラであったことから裏づけられる。なお、同じ降下軽石でも、より時代の古い降下軽石堆積物は発泡も悪くしまっており、切り立ったがけを作っていて、ほとんど崩壊していない。

以上の事実から、次のような山くずれの発生機構を推定することができる。この地域の岩層はすべて南へ10~15度傾斜しており、いわゆる受け盤をなしている。したがって、平常の浸透水は裏側の小浜方面に一部湧水として湧出している。しかし、500mmを越すような豪雨に際しては、割れ目などから浸透しきれず、平常はほとんど水の流れていない谷型斜面ないし小溪流へ水が集中した。そこには、桜島ボラや二次的集積軽石層が安息角ぎりぎりの不安定な状況で堆積している。しかも、これらはきわめて粗しょうでガサガサしており、比重も軽いので、一時的に生じた流水によって容易に掃流されやすい。こうして生じたボラ層のくずれが引き金となって、緩斜面のがいすい堆積物を崩壊させ、その崩壊過程で雪ダルマ式に下方の土砂や岩塊をまきこんでいったものと思われる。また、この付近の植生は、大正噴火以降新しく生えたものであり、貧栄養のボラ層中に浅く根をはっている小かん木が多いため、崩壊をくい止めることができなかった。

小出（1973）によれば、一度崩壊したところは免疫を獲得してかなりの期間安定しているといわれているが、この地域ではまだ多量の桜島ボラが不安定な形で堆積しており、これからは豪雨に際してしばしば山くずれをくり返すものと思われる。厳重な注意と対策が望まれる次第である。

なお、始良カルデラ壁のうち、牛根麓以北については、四万十帯の砂岩・頁岩からなるが、やはりそれらをおおう桜島ボラが災害の大きな素因になっている。基本的にはここで述べたとまったく同一の崩壊機構で発生しているといつてよい。これについては、前述したように、稿を改めて報告する予定である。



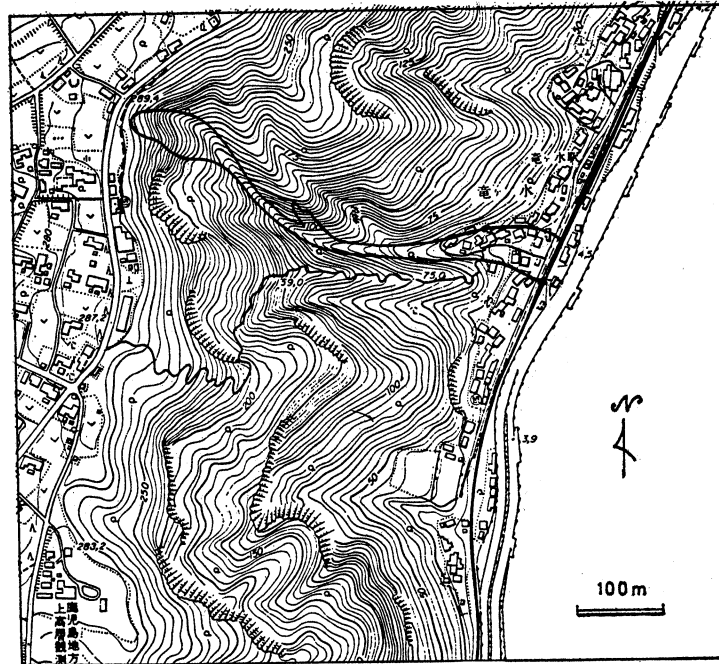
第8図 桜島火山の降下軽石堆積物の分布
(FUKUYAMA, 1973 M.S. による, 荒牧, 1975 から引用)

2. 鹿児島市竜ヶ水地区の山くずれ災害

1977年6月24日午前10時48分、国鉄日豊線竜ヶ水駅付近の高さ300mの裏山が、幅約50m、高さ約100mにわたって頂上付近から崩壊し、3~5tonの巨大岩塊も含む約3万m³の土砂が溪谷をつたって激しい勢いで流出した。そのため、山麓の民家13棟が押しつぶされ9名の犠牲者を出した(図版6-5)。また、同時に国鉄・国道も不通になった。当時の気象状況を見てみると、15日以来北上してきた梅雨前線によって、17日までに200mmを越える大雨があった。18日から23日までは小康状態を保ったものの、24日午前中、折から通過した低気圧のために1時間10mm前後の雨が降った。15日からの雨量は、建設省竜ヶ水観測所で259mmであった。

この地域の地質は前述の通りであるが、溶結凝灰岩と安山岩・玄武岩は65~70度の急斜面をなし、花倉層など軟弱な部分は25~30度の緩斜面をなして、牛根地区と同様、受け盤の階段状地形を形成している。この付近はがけくずれのないところで住民は安心しきっていたと報じられたが、地形図を見ればわかるように、明瞭な旧崩壊地形が各所に認められる(第9図)。海拔200m付近の緩斜面は花倉層からなり、そこには直径2~3mの巨岩を含む溶結凝灰岩の崩壊堆積物が存在している(図版6-3)。溶結凝灰岩は溶岩などと異なり、間隔の荒い大まかで不規則な節理が発達するため、巨大な岩塊が生産されるものと思われる。また、この節理は垂直に発達しているので、浸透水の通路としての役割をはたし、ために溶結凝灰岩層直下の不整合や花倉層最上部の凝灰岩層中に湧水をみることがある。崩壊地内では、平常でも2~3カ所の湧水点が認められる。

崩壊地点の上部には県道寺山線が走り、その道路沿いがけ側に幅数 cm~20 cm の亀裂が数条認められる。崩壊後、これらの亀裂によってがけ側が約 2.5 m 沈下した。また、この亀裂の延長は民家裏庭まで伸び、全長約 250 m に達している（第 9 図・図版 6-1）。この裏庭はコンクリートで舗装されており、亀裂も何度か補修した形跡がある。3 年ほど前より徐々に亀裂が進



第 9 図 竜ヶ水地区崩壊地地形図
太実線は崩壊地，破線は亀裂

行していたという。なお、植生は、他の部分は松の大木が密生しているのに対し、この部分だけ古い伐採の跡があり、今は女竹の群生地になっている。

以上の事実から、次のような崩壊機構が推定できる。火砕流堆積物は溶結・非溶結を問わず、良好な水の貯留岩層としての役割をはたす（木野，1966）ため、渇水期においてもその最下部から湧水のあるのが普通である。まして豪雨時には、溶結凝灰岩の垂直な節理を通じて大量の水が供給される。そのため、溶結凝灰岩は節理付近から風化が進行し、不安定になっていた。また、花倉層中の湧水口付近では、洗堀も行われていたものと推定される。こうして、日頃不安定な平衡を保っていたものが、今回の豪雨で臨界点に達し、足元から崩壊して、続いて全面的な崩壊へと発展したものであろう。なお、この地域のがけの下半部を占める安山岩は、まったく崩壊に関与せず、土石流の通過に当って、溪流沿いの浮き石が一部もち去られたにすぎない。このことは、災害現場の崩壊岩塊の大部分が溶結凝灰岩であることから推定できる。

本地域のような火山岩地域の災害では、ひとたび崩壊が発生して準安定な地形が形成されると、次に動的不安定が臨界点に達するまで、相当期間（数 10 年～数 100 年）安全に経過する。これがいわゆる免疫である。したがって、このような地域では、前述の亀裂のような崩壊の徴候が存在するはずであるから、日常からの観察が重要である。

IV. 考 察

前項までに、始良カルデラの東西を画する急峻ながけをつくっている地区の地質について、

牛根および竜ヶ水地区を中心として記載した。さらに最近この地区に発生した山くずれ・土石流災害の状況とその地質的な背景について述べた。以下、いますこし当地区のもつ災害に関連した地質学的素因について考察する。

この種の山くずれ・土石流災害は本邦では数多くおこっており、当地区の場合も、一般的な発生時期とその原因は別に特異ではない。台風・低気圧に伴う豪雨により直接ひきおこされているが、一部の災害は、数日間の降雨履歴の後に生じている。また大規模な崩壊や大量の土石流の場合には、いずれも、その最初の崩壊は斜面上半部に発生し、その崩壊土石が地形的な谷部に集中し、谷部をさらに下方に移動し流出している。この過程で溪流部および緩斜面に集積しているが、いすい性土砂・岩塊、降下軽石および表土などを巻きこみ、その土石量と運動量を急速に増大している。多くの場合、現在みられる谷地形そのものが過去において発生をくりかえした大小の山くずれの結果形成された侵食地形であるといえるであろう。平地の少ない急がい地域にあって、集落地・農耕地として利用しうるものは、このような崩壊土石流の集積した谷尻にみられる緩傾斜の小規模扇状地、あるいはがいすい集積地のみである。このことが、一旦崩壊を生じた場合に、大きな被害と直接むすびつく原因にもなっている。

以上概説したように、当地区の地盤災害は、その直接の原因は集中豪雨などによるものであるが、山くずれ・土石流が発生し、またその結果災害を生じやすいような、この地区が本来もっている地形・地質的な素因によるところがきわめて大きいことが明らかである。これらについて、さらに詳しく両地区を中心として検討し、山くずれ・土石流・さらにきわめて新しい火山噴出物の災害地質学的研究の一助としたい。

1. 共通の素因

この地区における地盤災害に関し、地形地質的な観点から、この地域のもつ共通の特徴、つまり共通の素因がいくつか挙げられる。その一つは成層火山岩地域であることであり、いま一つは始良カルデラのカルデラ壁であるということに起因するものである。いまこれらについて説明すると次のようである。

(1) 両地区とも、カルデラ壁に相当し、地形的には40度に近い急がいをなし、地質的には火山性岩石によりおもに構成されている。また急がいにそった部分は、カルデラ生成にともなった変動による影響をうけたため全体として割れ目の多い部分に相当している。

(2) 成層火山岩類地域であり、構造的には単一の岩層からなっていないで、岩石物性を異にするものが重なっている。ことにその上半部においては10度以下の緩傾斜の不透水層(牛根地区にあっては溶結程度の弱い火砕流堆積物、角礫凝灰岩層、一部の水成堆積物; 竜ヶ水地区にあっては花倉層)が存在し、この上位には縦の粗い節理の発達した硬質岩(溶結凝灰岩、石英安山岩)が存在し、その開放裂か(open crack)のため岩体としての透水層を形成している。またこの硬質岩は粗い縦亀裂のため大塊として崩壊し、地形的には70度以上、垂直に近い急崖をなし、しばしば露岩としてみられ、巨礫転石として散点する。

(3) この上部硬質岩(溶結凝灰岩、石英安山岩)の上位に、これらをおおって、表土・火山灰・シラス・降下軽石層などが存在するが、一般にがけぶちでは削剝がすすみ、この被覆層の厚さは薄く5m以下である。このため、降水はこの透水被覆層を比較的容易に透水し、下位の硬質岩類、さらにその下位の不透水層にまで到達しうる状況にある。またがけぶちにおいては、豪雨に際しては表面流出水により上被覆層の削剝流失を生じやすく、この場合には、さらに容易に開放裂か中に降水が浸入し下部岩類にまで到達する結果にたちいたる。

(4) 急がいをなすカルデラ壁も、成層した岩層よりなるため、その岩質の相異により、30度

以下の緩傾部が棚状に存在し、この部分には崩壊岩塊が一時的に集積し、いわば中腹がいすいとして存在する。大量の土石を流出する大規模な崩壊に際しては、この位置に集積している岩塊や土砂を巻きぞえにして同時に押し流してくるため、その土石量は著しく増大するにいたる。(5) 一般にカルデラ壁においては河谷の発達不良である。また河流はカルデラ壁からの湧水によってかん養されているが河川は小規模の溪流状をなし水量も少ない。これはカルデラ壁が急斜面をなし、またこれを構成する成層火山岩類がカルデラ外方に向かって緩傾斜しているため、地形的にも地質的にも集水域は大きくないからである。しかし、反面、この溪流の流量は豪雨時には急激に増量する。

これらの地区のもつ以上のような共通した地質学的な特徴は、いずれも、山くずれ・土石流災害をひきおこす地質上の素因として有意に作動するものである。

九州地方の中部および南部においては、第四紀末期に大規模な火砕流をともなった火山活動が知られ、これらによる噴出物が広く表層部に分布する。したがって、この地域にあっては、カルデラ壁に限らずこれ以外にも上述のいくつかの地質的特徴をもつ地区が存在する。ことに火山山麓、大中の河川による侵食谷あるいは断層がいなどには類似の特徴がみられることがある。火砕流地域にみられる地盤災害の地質学的素因として今後は、さらに一般化し注目していくべきであろう。

2. ボラの存在

始良カルデラ壁にみられるがけくずれ災害をひきおこす地質学的な共通素因については上に述べた。また牛根地区に最近頻発している山くずれ・土石流災害は、カルデラ壁の急斜面にゆるく堆積している軽石層の崩壊によるものであることを指摘した。

始良カルデラのなかに、その中央火口丘として東南部に噴出した桜島は有史以降もしばしば噴火をくりかえし、ことに15世紀(文明)・18世紀(安永)・20世紀(大正・昭和)の噴火に際しては多量の溶岩とともに大量の軽石を噴出している(第8図)。これら文明ボラ・安永ボラ・大正ボラは地表面をおおったため、耕作上きわめて厄介なものとなり、これの厚い地域ではボラの人工的排除(ボラ抜き)が行われた。第8図に示すように、ボラ層は大隅半島のほぼ全域にわたって分布するが、大正ボラ(1914)に関するかぎり牛根地区に最も厚く分布し、その厚さ1mに達する。この大正ボラはカルデラ壁部の急斜面上にも普遍的に厚くみられ、その二次集積物(いわゆる吹きよせ堆積物)においては3m以上の厚さをもつものもある。もちろん大正期以前の降下軽石層が大正ボラの下位に認められるところも多いが、その厚さは一般にはこの地区ではうすく数10cm以下である。これらボラ層は地形にそって堆積しているが、急斜面に静止しているものや、吹きよせ集積物については、その安息角38~40度に近い斜面をつくっていることもしばしばである。

われわれは当地区の災害の素因が斜面上に集積しているボラ層にあるにしても、さらに集積時より現在に至る経年的な植生の変化、地表の変遷などが微妙に関連していることを認めざるをえない。

1914年の桜島の大正噴火の記録によると、牛根地区は大隅半島部ではもっとも厚く軽石が降下し、数10cmの厚さの軽石と降灰により多くの植物は枯死していちじるしい被害をうけた。噴出時に当地域の地表面をおおって、きわめてルーズに降下した軽石、ことに斜面上に集積した軽石礫も、その後の時間の経過とともに、あるものは流失し、転動すべきものは安定位置にまで転動し、降雨による「しまり」も加わって、不安定状態を脱し比較的安定した地表面を形成するに至る。一応安定した時期に至ると、表面に植生も生じ、植樹も行なわれ、そのため新鮮

な軽石面は消失し土壌化も進行することになる。当地区の場合は、桜島が1946年に昭和溶岩を流出し、また1955年以降現在に至るまで断続的に噴火をくりかえし多量の火山灰を噴出している。したがって、特に現在の火山灰による軽石表面の被覆がここ20年間の桜島火山の活動によって急速に進んでいる。

ボラ層は本来0.5~2.0cmの礫が最も多く、本層は良好な透水性をもつものである。しかし、表層の被覆が進行するとともに本来の透水性を減少し、保水力を減じ、表面流を容易に生じ、降雨の表面流出率が大きくなる結果をうむ。したがって、溪流における豪雨時の流量は増し、比流量は以前より大きくなり、河谷の侵食作用、掃流作用は増進するにいたる。

牛根地区における被害崩壊が、近年特にいちじるしくなっているようであるが、以上に述べたように、地被状況の変化が大きく影響しているように思われる。さらに表面植生が30~50年生にまで成長したことにより、樹木そのものの重量の増大、ルーズなボラ層の樹木支持土としての弱さ、さらに樹根の深さ（ボラ層の下底にまで達し、下部層との不整合面を刺激する）など、いずれの条件も近年特に目立つ当地区のボラ層の崩壊に多少とも関係していると考えられる。

現在、当地域の中上部の斜面には、まだ多量の軽石が排除・流失されないで残留している。また下半部には一次的な降下軽石とともに転動やくずれによって集積したものがみられる。河谷の侵食が進行するにつれて、新たに侵食された部分においては、特に河谷両側の傾斜部に集積堆積している軽石層では、その不安定性を増大するに至る。ことに渓谷の下床部が不透水性岩類の場合にあっては、豪雨に際し、表面流出水とともに河床部からの湧水による軽石の流動とこれに伴う軽石層斜面舌端部の洗掘により、さらに不安定さは増大し、小規模なくずれを生ずる結果となる。

要するに、多量のきわめて新しい軽石礫層が表層を広くおおっている当地域の斜面においては、植生、表層土壌化および降灰によって、軽石層の堆積後は一時的な安定期、つまり天然の治山現象があったため1920~1970ころまでは比較的流出土砂も少なく、大規模な侵食性崩壊も発生例は少なかったのである。しかし、近年に至り上述のようないろいろの条件が複合し、急速に不安定度を増大しているといえる。またこのような極めて新しいルーズな降下軽石層の分布地域では、前述したように、崩壊することによりさらに不安定さを増す結果となる。近年、毎年のように類似の災害がこの地区に発生しているのはこのような理由によるものであり、少なくともここでは災害はさらに災害を呼ぶ始末で、いわゆる災害の免疫性は軽石層が削剝される時期までにはありえない。

V. お わ り に

鹿児島県における地盤災害は、従来、シラスの崩災が、発生件数も多く、特に注目されてきた。これは、本県本土にきわめて広範囲に分布すること、およびシラス自身のもつ地質的・物理的性質によるものであるとともに、シラス台地およびその縁辺域にまで近年社会・経済生活の場が拡大していった結果である。

しかし、新期の火山活動地域として、今すこし広義の火山災害も数多く発生していることに注目すべきである。また、従来、ややもすればシラスの崩壊として一括されてきたもののなかにも、詳細に検討すれば、その崩災の直接の原因はシラスではなく、シラスよりもさらに上位の火山灰・軽石層などに起因し、地質的にはこれらを含めた条件が重要な素因になっている場合がしばしばみられる。

今回ここでとりあげた事例は、カルデラ壁について災害地質学的素因を明らかにするため、特に牛根・竜ヶ水の最近の災害について述べ、合わせて、これに関連したカルデラ壁の火山地質についてやや詳細に記載したものである。しかし、この種の地質的素因をもつ地域は、この地区の周縁をはじめ、中部・南部九州の広域に及ぶことは当然である。

本研究が火山地域の災害地質学的研究の今後の進展のために多少とも貢献できることを願うものである。

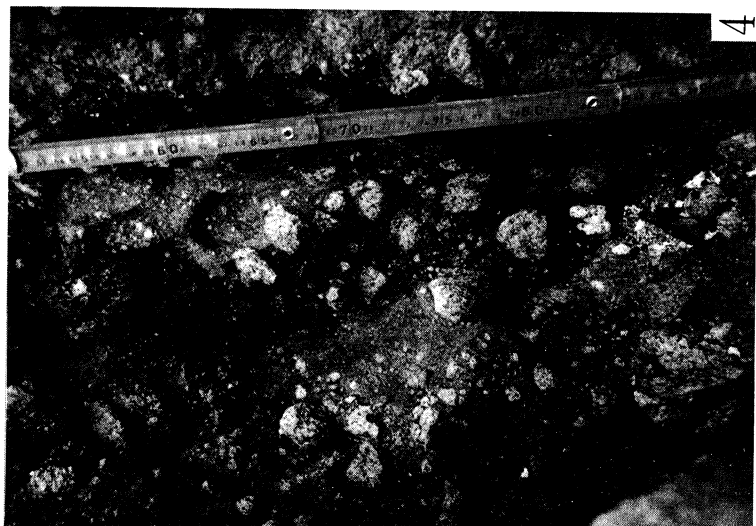
この研究の過程において、東京大学地震研究所荒牧重雄教授には有益な討論と激励を賜わった。また、鹿児島大学理学部大木公彦氏には、牛根地区の予察に際しご指導いただいた。同農学部下川悦郎氏には、竜ヶ水災害の現地調査に際し、山くずれの見方についてご指導いただいた。さらに、鹿児島県総務部消防防災課および建設省鹿児島工事事務所には、災害資料や地形図を提供していただいた。これらの方々や諸機関のご好意に対し、ここに深く感謝の意を表す。最後に、災害で亡くなられたの方々のご冥福をお祈りするとともに、被災者の方々に心からのお見舞いを申し上げる。

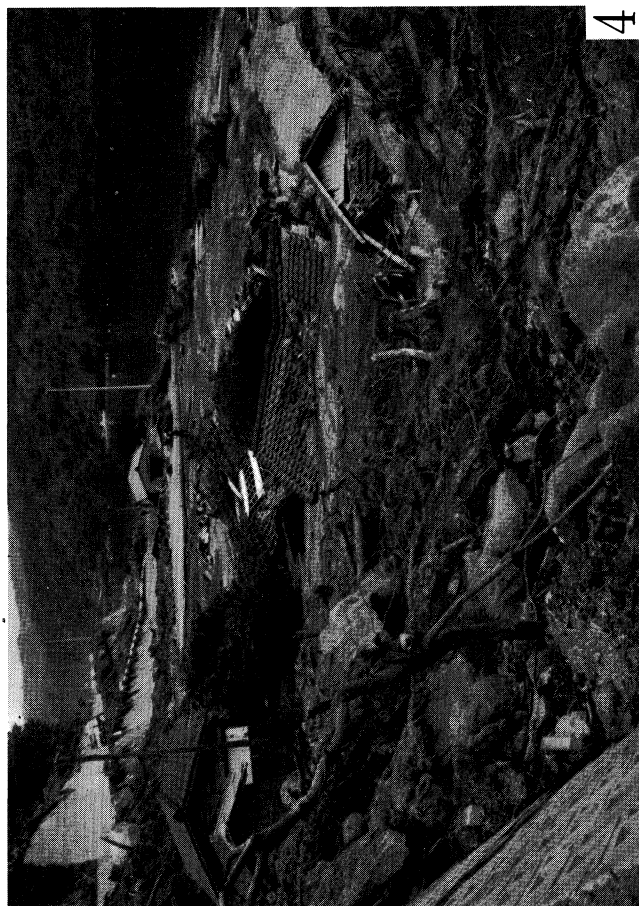
文 献

- 荒牧重雄 (1957), Pyroclastic Flow の分類, 火山 (2集), vol. 1, no. 1, p.47-57.
 ——— (1975), 桜島火山の地質・噴出物, 「桜島火山の総合調査報告」, p.79-88.
 ———・宇井忠英 (1966), 阿多火砕流と阿多カルデラ, 地質雑, vol. 72, no. 7, p.337-349.
 ———・——— (1975), 鹿児島湾沿岸の火砕流の層序 (演旨), 地質学会 82 年学術大会講演要旨, p. 193.
 ———・——— (1976), 南九州の火砕堆積物——斑晶鉱物の Ca-Mg-Fe 比による対比——, 地震研彙報, vol. 51, pt.2, p.151-182.
 岩松 暉 (1976), シラス崩災の一型式——1976 年 6 月梅雨前線豪雨による鹿児島市紫原台地周縁部の崖崩れについて——, 鹿大理紀要 (地学・生物学), no.9, p.87-100.
 木野義人 (1966), シラスと水, 地質ニュース, no. 148, p.20-26.
 小出 博 (1973), 日本の国土 (下), 東大出版会, 556 p.
 MATUMOTO, T. (1943), The four gigantic caldera volcanoes of Kyūshū. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 19, Spec. no., p. 1-57.
 湊 正雄・勝井義雄 (1957), 鹿児島県竜水・磯附近の地質 (特に始良カルデラの熔結凝灰岩について), 地質雑, vol.63, no. 740, p.300-307.
 MIYASHIRO, A. (1956), Osumilite, a new silicate mineral, and its crystal structure. *Am. Mineral.*, vol. 41, nos. 1-4, p. 104-116.
 MORIMOTO, R. (1947), On the modes of occurrence of cordierite from Sakkabira, Town Tarumizu, Kimo-tsuki Province, Kagoshima Prefecture, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 25, pt. 1-4, p. 33-35.
 森本良平・湊 秀雄 (1949), 鹿児島県肝属郡垂水町早崎咲花平産堇青石の産出状態, 岩鉱, vol.33, no. 2, p.51-61.
 大木公彦・早坂祥三 (1970), 鹿児島市北部地域における第四系の層序, 鹿大理紀要 (地学・生物学), no.3, p.67-92.
 SMITH, R.L. (1960a), Zones and zonal variations in welded ash flows. *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper*, 354-F, p. 149-159.
 ——— (1960b), Ash flows. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 71, no. 5, p. 795-842.
 山口鎌次 (1975), 鹿児島湾周縁地域の地質学的並びに岩石学的研究, 「桜島火山の研究」, p.1-71, 日本地質教育学会, 128 p.

図版 4 説明

- 1 “ボラ” 堆積層. 40 度程度の傾斜地にも堆積している
- 2 湖沼堆積物-1
軽石質凝灰岩～砂岩. 分級作用が著しく, ラミナがよく発達している.
- 3 火砕流堆積物-4
黒褐色の基地を示す下部層の弱溶結部. 偏平な軽石片との色の違いが認められる.
- 4 火砕流堆積物-2
同質の基地中に岩石として点在. 最大長径は 50 cm.
- 5 牛根地区崩災現場
階段状の地形が認められる.





図版 5 説明

- 1 牛根地区崩壊現場遠望
桜島口付近
- 2 溶岩一前崎間の崩壊現場
階段状地形が認められる。
- 3 崩壊現場最上部
流紋岩の表面に“ボラ”層が厚く堆積している。
- 4 災害現場
溶岩一前崎間

図版 6 説明

- 1 竜ヶ水裏の台地上にある民家裏庭に生じた亀裂
- 2 竜ヶ水崩壊現場
溶結凝灰岩
- 3 竜ヶ水崩壊現場近影
人物の頭上約 1.5 m 以上は吉野軽石流、多数の溶結凝灰岩の巨礫が散在している。
- 4 土石流の発生した沢の状況
竜ヶ水災害現場より上流方向を望む
- 5 被害状況
遺体の発掘作業が進められている現場

