鹿児島市竜ヶ水，平松地区の山地崩壊と地質

— 平成 5 年 8 月の豪雨被害 —

高 谷 精 二*

Landslides and Geological Features at the Ryugamizu and Hiramatsu Areas in Kagoshima City

— Caused by the Heavy Rain of 6 August 1993 —

Seiji TAKAYA*

Key words : 竜ヶ水 Ryugamizu, 集中豪雨 record-high torrential rain, 溶結凝灰岩 welded tuff,
花倉層 Kekura formation

Abstract

On 6 August 1993, Kagoshima City was struck by the record-high torrential rain of 90 mm/hour. A number of landslides occurred along Route 10, leaving some 800 vehicles confined in an 8 - kilometer distance between Iso and Hiramatsu. Also, Ryugamizu railroad station, where a train had made an emergency stop, was hit by one of debris flows and buried in earth and sand with the crashed train.

Investigations of the Ryugamizu area after the accident show that its geological formation consists of andesite, basalt, Kekura formation and welded tuff. It was also found that the collapse was triggered by Iso tuffaceous member, component of the upper Kekura formation. Most of debris flows were identified as basalt and welded tuff. In addition, it was revealed that the Hiramatsu area geologically consists of Osakibana andesite, clastic andesite and tuffaceous sand layer. Another finding was that a large amount of collapse occurred to the Osakibana andesite which is featured by its platy joints.

は じ め に

平成 5 年 8 月 6 日，鹿児島市は集中豪雨に見舞われ，鹿児島湾に面した国道十号線では多数の斜面崩壊が発生し，JR 竜ヶ水駅では土石流が電車を切断し押し流すという被害があった。この地域は始良カルデラの西壁に当たるため，桜島を含む地域の地史や成因を論じる上で欠か

すことのできない地域である。このため地質学的見地から興味を持たれ，多くの研究報告があり，これらは大木ら⁵⁾によってまとめられている。

一方，この地域は急な斜面の下部に国道（10号線），鉄道（日豊本線）が平行して走り，この間に民家が点在しているため，これまでに何度も斜面崩壊や土石流などの土砂災害を受けてきた¹⁾。これらのうち昭和52年に竜ヶ水駅裏の沢で発生した土石流は，家屋の流失や人命損失の被害があったが，この土石流の原因について，春山ら¹⁾は花倉層中の砂層に注目し，これが湧水層となり凝

* 南九州大学 園芸学部 Faculty of Horticulture, Minami-kyushu University

灰岩の下部を侵食した結果、崩壊に至ったと述べた。さらに平成5年8月の災害について、大木⁶⁾は崩壊が花倉層最上部から発生していることを報告し、また下川⁸⁾は崩壊が花倉層から発生していることや、湧水があったことを述べている。

この地域の地形的特徴は、火成岩によって構成される場所は急傾斜で垂直な崖となっているが、堆積岩(層)である花倉層と礫凝灰岩部層によって構成される場所は緩い斜面となっている。このため、垂直な崖と緩い斜面との境界は連続し、崩壊はこのような傾斜が急に変わる場所から起こると報告されている^{4), 6), 7)}。

本報告では、竜ヶ水地区と平松地区で崩壊に関わった地質の状態を明らかにするとともに、土石流によって流下した溪床礫の岩石種や、斜面に分布する火山灰、斜面に残されたパイピング跡などについて述べ、崩壊原因について考察する。

1. 地質の概要

調査地の鹿児島市吉野町竜ヶ水と平松地区は、鹿児島市の西北部、鹿児島湾に面した国道10号線沿いにある(図-1)。調査したのはこの地区にある14箇所の沢または崩壊地であるが、これらの沢は小さいため正式な名称はないので、調査のため仮称を用いた。

調査地域の地質は大木⁹⁾によって調査報告されている。これによればこの地域を構成する岩石は、火成岩として安山岩、玄武岩、溶結凝灰岩の3種類が分布し、堆積岩としては緩く傾斜した粘土、シルト、砂、軽石などによって構成される花倉層が分布する。このうち安山岩は竜ヶ水地区を構成する竜ヶ水安山岩、大崎鼻地区の大崎鼻安山岩、平松地区では花倉層の上位にある安山岩質碎屑岩の3種に分けられる。

地質は大崎鼻を境界にして大きく変化し、南側の竜ヶ水地区では下位から安山岩、玄武岩、花倉層、溶結凝灰岩の順に、ほぼ水平に分布しているのに対し、北側の平松地区では下位から凝灰質砂層、安山岩質碎屑岩、大崎鼻安山岩の層序となっている。

2. 竜ヶ水地区の地質

2.1 安山岩

竜ヶ水地区では海岸部から標高約150m付近までは安山岩が分布する(図-2)。この安山岩は竜ヶ水安山岩と呼ばれ、全体的には板状～柱状節理の発達が著しい^{2), 5), 6)}。

安山岩の色調は竜ヶ水北沢までは、灰色～灰白色であるが、竜ヶ水北沢から北側では薄い紫色を呈し、流理構

図-1 調査地位置図

造が見られるようになる。岩石の特徴は、肉眼では斑晶として3～5mmの長石と1mm程度の輝石が見られるが、風化が進んでいるためハンマーの打撃で容易に崩れる。風化は長石の結晶に著しく、岩石薄片作成のために厚さ5mm程度に切断すると、指先の力でも容易に壊れる。

2.2 玄武岩

鹿児島湾の西岸部に分布する玄武岩は、2層の平松玄武岩と1層の白浜玄武岩が報告され、このうち竜ヶ水では白浜玄武岩が記載されている⁵⁾。

調査地においては竜ヶ水登山道沿いの、標高150m付近には層厚約8mで柱状節理の発達した玄武岩が見られる。また、ここから北へ約700mにある竜ヶ水北沢の標高150m付近にも分布するが、これは赤黒色の固結した砂～シルト層を挟んだ連続する3層の玄武岩となり、3層全体では40～50mの層厚である(図-3)。同様な3層の玄武岩層は、竜ヶ水駅から南へ1kmの所にある沢の標高100m付近にも見られ、玄武岩全

図-2 竜ヶ水登山道沿いの地質柱状図

図-3 竜ヶ水北沢左支沢における3層の玄武岩

体の層厚は30~40 m程度である。

玄武岩の全体的な色調は黒色で、肉眼では1~3 mmの柱状~粒状の長石の結晶や、あめ色を呈する0.5~1 mmのカンラン石の粒状結晶が見られる。鏡下では斑晶として、斜長石、カンラン石が見られ角閃石が多いことから、含カンラン石安山岩とも言える(写真-1)。玄武岩の岩質は岩層の上部と下部では異なり、下部は緻密でカンラン石の含有量が少なくまた結晶径も小さいが、上部では気泡の痕跡が多数あり多孔質である。また、気泡の痕跡が連なり水平方向の節理を構成している。

3層の玄武岩層のうち下部を構成する2層では、降雨のほとんどない冬期においても地層の下部から湧水が認められた。これは柱状節理中を浸透した地下水が、赤黒色のシルト層を不透水層として流出するものと考えられる。

2.3 花倉層

竜ヶ水登山道沿いに見られる花倉層は、玄武岩層の上に分布し層厚は約30 mである(図-2)。玄武岩と接する層は厚さ4 mの凝灰質シルト層で、この上には灰黒色と灰黄色のまだらになった凝灰質の砂岩層が8 m分布する。さらにこの上に軽石層、凝灰質砂岩層、泥岩層が分布しているが、これらは層厚、固結度ともに異なるため侵食に対する抵抗性も違っている。このため、固結した泥岩や礫岩の分布する場所では小規模な滝(1 m程度)をつくっている場所も見られる。斜面全体としては30度程度の傾斜である。また上部ほど単層の層厚が薄くなり、最上部では数 cmの砂層、粘土層の互層となる。花倉層の走向はN72°Eで、南側へ6°の傾斜である。

写真-1 玄武岩の顕微鏡写真

Ol: カンラン石 P: 斜長石 H: 角閃石
白線は1ミリ

2.4 礫凝灰岩部層

本層は大木⁵⁾によれば、広義の花倉層に含まれているが、狭義では礫凝灰質砂部層として花倉層とは分けられている。また、唐木田³⁾、太田⁷⁾はこれを礫凝灰岩部層として記載しているの、本文中では後者の呼称を使用する。

竜ヶ水登山道沿いの標高 200 m 付近には、層厚 12 m の礫凝灰岩部層が分布している。この層の最上部は層厚約 2 m の砂層（暗灰黄色）で、この下には層厚 0.5 m の特徴のある凝灰質砂層（黒色）が分布する。最下部層は層厚約 5 m で、直径 3~5 cm の礫混り粘土~シルト層である。地層は全体的に未固結で、凝灰質の砂~シルトで構成され、色調は明褐色（light brownish gray）~浅黄橙色（light yellow orange）である。また、未固結のため水を含むと泥状となる。この層が分布する斜面の傾斜は約 30 度である。

竜ヶ水登山道から南へ 500 m の地点にある保智沢でも、標高 170 m 付近に溶結凝灰岩の垂直な崖の下位に礫凝灰岩部層が分布する。ここでは最上部に特徴のある黒色の凝灰質砂層（層厚 0.2 m）があり、この下位に、淡黄灰色の凝灰質角礫層が約 30 m 分布している。礫凝灰岩部層での崩壊は、保智沢においても泥状を呈し、下位の花倉層へと連続している。

2.5 溶結凝灰岩

礫凝灰岩部層の上には柱状節理の発達した黒色の溶結凝灰岩が分布しているが、これは吉野火砕流堆積物で、下部、中部、上部の 3 層に分けられている⁵⁾。竜ヶ水登山道沿いでの層厚は標高 210 m から台地のほぼ頂部（標高 280 m）までで約 70 m ある。色調は湿潤状態では黒色であるが、乾燥すると灰白色となる。肉眼では、黒曜岩が偏平化して縞状になった組織（ユータキシティック組織）が顕著である。

溶結凝灰岩の岩塊は、沢や斜面の各所に長柱状の転石として分布していることから、土石流の構成物として重要と考えられる。昭和 52 年に竜ヶ水駅の山側で発生した崩壊と土石流により流出した溶結凝灰岩が、現在も国道横の海中に幅 50 m にわたって残されている。

2.6 火山灰堆積物

一般に斜面表層部には岩盤が風化した黄褐色の土壌層が形成され、数十 cm から 1 m を越える層厚となる。しかしこの地域では、表層部には層厚 1~3 cm 程度のスコリアや軽石を含む灰黒色の火山灰層が分布し、この下位には十数 cm の黄褐色の土壌層がある。したがって、土壌層全体の層厚は 20 cm 程度である。

竜ヶ水地区では崩壊地の最上部は礫凝灰岩部層である

が、この層が分布する場所での火山灰層の厚さは、多少のばらつきはあるが 5~10 cm 程度である。また、崩壊深度も浅く 10~20 cm であることから、ここでの崩壊物質は火山灰を含む薄い土壌層であると言える。

火山灰を含む層は高度が下がるほど層厚を増すが、これは流水によって流され 2 次堆積するため、斜面下部の崖錐堆積物のある場所では 1 m を越える場所も認められる。火山灰層は尾根部に近い場所では直接岩盤上へ堆積しているため、この地域に生育する樹木は火山灰上で生育していると言える。また、岩石が風化してできる土壌が乏しいことは、崩壊の繰り返し年数が短いため土壌層の形成が妨げられているためと考えられる。

3. 平松地区の地質

3.1 大崎鼻安山岩

平松地区は大崎鼻より北側に位置し、亀の背沢は大崎鼻より約 1 km 北にある全長約 600 m の沢である。ここでの被害は、沢の出口より約 300 m の所で、右岸側山腹が崩壊し、これにより発生した土石流により民家 1 戸が全壊し、2 基の砂防ダムのうち 1 基の袖部が破壊された。

崩壊後、標高 220 m 付近から標高 40 m 付近まではほぼ垂直な崖となったが、このうち安山岩は標高 200 m から標高 100 m 付近の間に分布している。この安山岩は大崎鼻安山岩^{2),5)}と呼ばれ、暗灰色で堅硬な岩相を呈し、板状節理が発達している（図-4）。この安山岩は、鏡下では斑晶として斜長石、輝石が見られ、石基は微細な斜長石により構成されている。

3.2 安山岩質碎屑岩

安山岩質碎屑岩は大崎鼻安山岩の下位に分布し、層厚

図-4 亀の背沢の地質柱状図

は約50mである。色調は灰黒色で、外見は角礫岩または集塊岩の様相を呈する。鏡下では斑晶として斜長石、輝石が見られ、石基は斜長石の微晶で流離構造が見られる²⁾。

3.3 凝灰質砂層

安山岩質碎屑岩の下位は未固結な凝灰質の砂層が分布する。色調は灰色～灰黄色で層厚は約60mあり、走向傾斜は、N20°E, 12°E 落ちである。上位の碎屑岩と本層の境界は、全体的には水平であるが詳細に見ると凹凸があることから、この砂層が未固結なときに堆積したものと考えられる。また亀の背沢の谷壁には、土石流が流下したときに残したと思われる擦痕が見られた。

4. 崩壊場所と原因

4.1 礫凝灰岩部層と溶結凝灰岩の崩壊

竜ヶ水地区での崩壊の発生場所は溶結凝灰岩の下位にある礫凝灰岩部層（花倉層最上部）で、崩壊の引き金になる現象は二つ考えられる。第一点は、溶結凝灰岩下部付近からの湧水により、礫凝灰岩部層が泥状化し、溶結凝灰岩が支えを失い崩壊するタイプである（図-5）。第二点は礫凝灰岩部層が分布する斜面に堆積した薄い火山灰層の崩壊が引き金となり、下位の花倉層の表層崩壊を引き起こすタイプである。これらのタイプの崩壊は、ともに溶結凝灰岩の下部がえぐられることにより崩壊が波及するといえることができる。

この地域の斜面崩壊の原因に関しては太田⁷⁾によって斜面傾斜変換点（吉野火砕流堆積物と礫凝灰岩部層の境界）を基準にして3つに分類されている。筆者の調査

地域は「崩壊箇所が斜面傾斜変換点である場合」⁷⁾に当る。

4.2 安山岩の崩壊

竜ヶ水安山岩は標高150m以下に分布し、巨礫として流下する割合も玄武岩、溶結凝灰岩に比べると小さい。しかし、節理が発達しているため斜面傾斜に影響し、非対称な谷形をつくる場合が多い。竜ヶ水南沢では谷の右岸側の傾斜は40°左岸側は62°の非対称な谷形を示しているが、この岩盤の節理は、走向、傾斜はN40°W, 42°N 落ちであることから、右岸側の崩壊は流れ盤、左岸側は受け盤と言える。また、流れ盤と受け盤では崩壊のタイプが異なり、流れ盤では幅の広く面積の大きな崩壊地があるのに対し、受け盤の崩壊は細長く小面積のことが多い。

竜ヶ水駅裏に発生した崩壊地には標高30m付近に断層が露出している。この断層は角礫～亜角礫と安山岩の風化した砂質物で充填されたもので、走向、傾斜はN76°E, 70°S 落ちである。同様な断層は竜ヶ水北沢にも見られ、これは走向、傾斜はN82°E, 52°N 落ちで、断層の幅は5～10mであった。断層は安山岩の角礫や砂質物で充填されているが、粘土化した部分は見られなかった。

平松地区では、亀の背沢の右支沢で標高210m付近の大崎鼻安山岩が崩壊した。この付近の斜面傾斜は70度以上と急なため、崩土は標高40m付近まで落下した。

4.3 パイピング

斜面崩壊の原因の一つにパイピング現象が挙げられるが、調査地においても3箇所の湧水跡を見ることができた。

竜ヶ水駅裏崩壊の最上部（標高150m）にあるパイ

図-5 崩壊の分類

写真-2 パイピング跡（礫凝灰岩部層）

ピング跡は、厚さ4mの玄武岩層の下位の赤色シルト層にできた直径20cmの穴である。穴の下部には、丈の低い草が斜面下部方向に倒れたり、礫が洗い出された跡が見られた。また、竜ヶ水登山道側の標高約170mにあるものは花倉層にあり、穴の直径約20cmで、崩壊はこの穴の下部から発生している。もう一つは竜ヶ水登山道の礫凝灰岩部層の最下部（標高200m付近）に見られるもので、直径30cmの湧水跡である（写真-2）。このバイピング跡については太田⁷⁾によって報告されているが、近く（北側1m）に小断層（走向N60°E, 68°S 落ち）があることから、その成因について大木⁸⁾は小断層の影響があること、また以前からあった可能性を示唆している。なおこれらのバイピング跡は、その後4回の調査（1月～9月）を行ったが湧水は見られなかった。

4.4 岩石の吸水性

この地域に分布する竜ヶ水安山岩と溶結凝灰岩には大きな吸水性が認められたため、吸水試験を行った。試験法は、サンプルを長方形(3.0×4.0×1.5 cm)に切断し、100℃で24時間乾燥させ室温で冷却した。この後水浸し、気泡を排除するため1時間煮沸した後秤量した。この結果、安山岩では平均4.3%、溶結凝灰岩では7.1%の吸水率を示した。なお吸水性の原因については、竜ヶ水安山岩の場合には、検鏡によれば長石と輝石の部分が空隙となっていることが多いことから、風化（結晶の溶出）によるものと考えられる。また溶結凝灰岩の吸水性は、岩石を構成する凝灰質の砂粒子や礫間の空隙によるものと考えられる。

4.5 溪床礫の岩石種

調査地域には複数の地質が分布しているため、溪流中にも地質の異なる岩塊が見られた。このため、岩塊の岩石種を明らかにすることによって、どの地質が岩塊として崩壊しやすいかを明らかにすることができると考え、溪床中の岩塊の岩石種の調査を行った。

測定対象とした岩塊は、1辺が50cm以上とした。測定個数は岩塊が100個以上ある場合は100個とし、な

い場合は現存する個数とした（表-1）。測定方法は、岩塊は一部またはかなりの部分を土砂や巨礫によって覆われていることが多いため、正確な大きさを測定することは困難である。このため1辺の長さは露出している部分の値とし、最も長い辺とそれに直交する辺の長さを測定した。平均直径は測定した2辺のうちの、長い方の辺長を平均したものである。

調査結果によれば、竜ヶ水北沢に分布する安山岩、玄武岩、溶結凝灰岩のそれぞれが占める面積は、安山岩が90%で、玄武岩、溶結凝灰岩は両者を合わせても10%にすぎない。しかし溪床中の岩塊は、玄武岩、溶結凝灰岩を合わせると83%を占め、安山岩は17%にすぎない。したがってこの2つの岩石は、安山岩と比較すると岩塊として崩壊する可能性が大きいと言える。

なお、宇怒沢のみは安山岩が60%を占めているが、ここは新しく生じた崩壊地のため、斜面上部から流下による溶結凝灰岩の供給が少なかったものと考えられる。また保智沢の礫に安山岩がないのは、上流部を構成する岩石が玄武岩、花倉層、溶結凝灰岩のみで、安山岩が分布していないためである。

最大径、平均直径の最大はともに保智沢の玄武岩で、各々、513.0 cm, 167.3 cmであった（図-6）。

ま と め

竜ヶ水、平松地区の地質と崩壊の特性を調査した結果をまとめると次のようになる。

図-6 岩塊の岩石種と大きさ
○安山岩 □玄武岩 △溶結凝灰岩
白抜き：平均直径、黒塗り：最大直径
A：竜ヶ水北沢 B：竜ヶ水南沢
C：宇怒沢 D：保智沢

表-1 溪床中の礫（50 cm 以上）の岩石種

場 所	An(%)	Ba(%)	Wel(%)	個数
竜ヶ水北沢	27	56	17	100
竜ヶ水南沢	28	47	25	100
宇怒沢	60	30	10	100
保智沢Ⅰ	0	67	33	100
保智沢Ⅱ	0	78	22	52

An：安山岩 Ba：玄武岩 Wel：溶結凝灰岩

- 1) 竜ヶ水地区の崩壊は最上部に分布する溶結凝灰岩が崩壊する場合と、その下位にある礫凝灰岩部層が崩壊する場合がある。
- 2) 平松地区の崩壊は大崎鼻安山岩が崩壊したもので、岩盤崩壊と言える。
- 3) 崩壊発生の原因となったと考えられるパイピングの跡は、玄武岩層下位のシルト層中と花倉層中、さらに礫凝灰岩部層の3箇所に見られた。
- 4) 竜ヶ水安山岩の分布する場所では、節理方向に起因すると見られる非対称な谷型がある。これは崩壊のタイプにも影響し、流れ盤側では崩壊面積が大きく、受け盤側では小さい。
- 5) 竜ヶ水安山岩と溶結凝灰岩には吸水性が認められ、前者は平均4.3%、後者は7.1%の吸水率を示した。
- 6) 斜面傾斜は各地層で異なり、溶結凝灰岩、玄武岩では80~90°、安山岩では40~90°、花倉層では30~40°である。このうち安山岩地域の斜面傾斜は、節理の方向と断層に大きな影響を受けている。

謝辞 現地調査にご協力いただいた鹿児島県社会福祉事業団職員 臼井英雅氏、現地でのビデオ撮影をしていた南九州大学講師 川信修治先生、現地でのご指導をいただいた北海道大学名誉教授 東 三郎先生に謝意を表します。また、調査のために貴重な空撮写真を貸与していただいた鹿児島県警本部広報係、災害直後の貴重な写真をいただいた鹿児島市役所広報課の皆さまに謝意を表します。

参考文献

- 1) 春山元寿, 下川悦郎 (1978): 鹿児島県吉野町竜ヶ水地区の山地崩壊, 土石流災害について, 新砂防, No. 107, pp. 33-38.
- 2) 鹿児島県企画部企画調整課 (1990): 鹿児島県の地質.
- 3) 唐木田芳文, 早坂祥三, 長谷義隆 (1992): 日本の地質9・九州地方, 共立出版.
- 4) 北原一平, 川原和夫, 佐口 治 (1994): 鹿児島8月6日災害における土砂調査報告, 地すべり, VoL. 31, No. 1, pp. 56-63.
- 5) 大木公彦, 早坂祥三 (1970): 鹿児島市北部地域における第四紀の層序, 鹿児島大学理学部紀要 (地学, 生物), No 3, pp. 67-92.
- 6) 大木公彦 (1994): 8.6豪雨災害と鹿児島市の地質, 1993年豪雨災害鹿児島大学調査研究会, pp. 61-74.
- 7) 太田岳洋, 大島洋志, 大保正夫 (1993): 1993年8月鹿児島市竜ヶ水地区における土石流および斜面災害について, 応用地質, VoL. 34, No. 5, p. 245-252.
- 8) 下川悦郎, 地頭蘭隆, 松本舞恵, 三浦郁人, 加藤昭一 (1994): 1993年豪雨による鹿児島県下の土砂災害, 1993年豪雨災害鹿児島大学調査研究会, pp. 47-60.
- 9) 塚本良則, 竹下敬司, 下川悦郎, 谷口義信, 地頭蘭隆 (1993): 平成5年豪雨による鹿児島県下の土砂災害について, 新砂防, VoL. 46, No. 4, pp. 23-35.

(1994年10月7日受付, 1995年12月20日受理)