

博士論文

九州南部のシラス台地における崩壊の特徴と

開析谷の発達過程

(Development process of incised valley landform and

characteristics of slope failure in Shirasu upland,

Southern Kyushu)

五十嵐 隆亮

学位論文

九州南部のシラス台地における崩壊の特徴と

開析谷の発達過程

Development process of incised valley landform and

characteristics of slope failure in Shirasu upland,

Southern Kyushu

2017 年 6 月 8 日博士（環境学）申請

東京大学大学院新領域創成科学研究科

自然環境学専攻自然環境変動学分野

五十嵐 隆亮

目次

1章	はじめに	1
1-1	研究の背景	2
1-2	斜面崩壊プロセスと斜面発達に関する既往研究	9
1-3	シラスの斜面崩壊研究の現状と課題	11
1-4	研究目的と論文構成	17
2章	調査地域概要	19
2-1	シラスの規模ならびに分布域の概要	20
2-2	薩摩半島におけるシラス分布域の地形地質的特徴	23
3章	1989-2010年に薩摩半島において発生した斜面崩壊	25
3-1	崩壊地形の規模(崩壊幅、崩壊深、流出土砂量)	26
3-2	崩壊発生斜面の地形特性	27
3-2-1	解析方法	27
3-2-2	斜面型	28
3-2-3	傾斜分布	28
4章	シラスの特徴	41
4-1	シラスの物性	42
4-1-1	強度	42
4-1-1-1	計測方法	43
4-1-1-2	結果	43
4-1-2	浸透能	44
4-1-2-1	計測方法	45
4-1-2-2	結果	45
4-1-3	強度と浸透能の計測値の関係とそれらの地形学的な意味	45

4-2 シラスの組成	61
4-2-1 含水比	62
4-2-1-1 試料と方法	62
4-2-1-2 結果	62
4-2-2 全岩化学組成	63
4-2-2-1 試料と方法	63
4-2-2-2 結果	64
4-2-3 含水比と全岩化学組成	64
5章 シラス台地における開析谷の地形	72
5-1 シラス台地周辺の地形分類	73
5-2 旧開析谷の分布の特徴	77
5-3 開析谷およびシラス原面の断面形	78
6章 シラス分布域における侵食地形の発達過程	85
6-1 斜面発達モデル	86
6-2 開析谷の発達過程	91
6-3 1989-2010年シラス崩壊事例とシラス斜面発達の対応関係 とそれが長期的な防災へ与える示唆	95
6-4 他地域との比較に基づく本研究の意義の検討	97
7章 結論	99
謝辞	103
引用文献	105
付録	114

1 章 はじめに

1-1 研究の背景

斜面崩壊は、自然災害をもたらす主要なハザードの一つであり、斜面崩壊の素因には、地形学的素因と地質学的素因が含まれ、斜面崩壊の誘因としては、豪雨などの降水イベントと地震動が含まれる。斜面崩壊の再現期間を決める要因は、誘因よりも素因である（飯田，2012）とされる。

海外での斜面崩壊による自然災害の事例報告は、最近のものに限定しても、多数ある。2015 年 8 月には、インド・ミャンマー・バングラデシュに及ぶ広域で豪雨災害が発生しており、斜面崩壊が多発し、道路の寸断や家屋の損壊が生じ甚大な被害をもたらされた。この災害による死者は、インド 127 名、ミャンマー 125 名、バングラデシュ 6 名に達した（国際建設技術協会，2015；国土交通省，2016）。ナイジェリアでは、斜面のガリー侵食が道路の陥没等に影響を及ぼした（Ogbonnaya and Fukuoka, 2010）。ベルギー中部では、レス土の侵食・崩壊によって、500 本を超える地中の配管の被害が確認されている（Verachtert et al., 2010）。また、フィリピン・ピナツボ火山では、火砕流堆積物が分布する地域において斜面崩壊やラハールが発生し、2002 年に火口湖が決壊した（Yang et al., 2005）。エルサルバドル共和国に位置するイロパンゴ湖（カルデラ湖）周辺では、火砕流堆積物に覆われている地域において斜面崩壊による災害が発生している（Alexander et al., 2016）。Hasnawir and Kubota（2012）は、インドネシアは地形が急峻であり、日本と同様に山地における土砂移動が発生した地域の素因に着目することの重要性を指摘している。

日本国内でも、斜面崩壊をもたらす被害は後を絶たない。日本列島で近年発生した主要な斜面崩壊災害としては、2011 年紀伊半島豪雨災害、2013 年伊豆大島豪雨災害、2014 年広島土砂災害、2016 年熊本地震による土砂災害があげられる。これらは順に、主に付加体堆積岩類、スコリアなどの火山性堆積物、花こう岩類等、阿蘇山噴出堆積物が分布する斜面が崩壊したために発生した。

このように、日本国内外の各地で、斜面の崩壊による災害が多発している。近年、日本で発生した人的被害を与えた斜面崩壊についてみると、斜面崩壊の地質学的素因としては、第四紀の火山性堆積物が分布すること、地形学的素因として斜面が急であることが重要であると推定できる。また、崩壊の誘因となる外力が同じであれば、第四紀の火山性堆積物のなかでも、比較的最近形成された非固結のものが斜面崩壊を起こしやすい傾向にある。

世界には約 1500 の活火山があり、その大半が環太平洋地帯に分布している（Fig. 1-1-1）。太平洋プレート西縁の沈み込み帯に位置する日本列島には、世界の活火山の約

1割が集中している。火山は、噴火のほかに、火山体の崩壊によって、災害をもたらしてきた。大規模な火砕流台地は分布が広く、その縁辺部には急傾斜地が分布しやすく、そこでは斜面崩壊が頻繁に発生してきた。日本には、第四紀火砕流堆積物として、南九州の入戸をはじめとして、阿蘇-4、白河、鬼首、十和田、八甲田、洞爺、支笏、十勝などの火砕流堆積物が、九州、北海道、北東北を中心に分布している（守屋，1983；千木良，2002）（Fig. 1-1-2）。入戸火砕流堆積物（A-Ito）は、約 29000 年前の始良火山のカルデラ噴火（奥野，2002）に伴って、九州南部に広域的に分布したもので（Fig. 1-1-3; Fig. 1-1-4）、一般にはシラスと呼ばれている。本論文では以下、入戸火砕流堆積物に限定してシラスという用語を使用する。なお、シラスには、厚い軽石流（軽石凝灰角礫岩）、降下軽石層、およびこれらの二次堆積層も含まれる（鹿児島県農政部，1979）。

シラスは、シラス台地とよばれる広大な台地状の地形を九州南部に形成した（横山，2000）。シラス分布域における自然斜面および切取法面の災害は、表層崩壊によるものが大部分である（福富ほか，1969）。シラス台地縁辺部は急斜面を形成し、世界的にも表層崩壊の多発地域として知られている（松本，1997）（Fig. 1-1-5）。1993 年の梅雨末期に鹿児島市を中心に被害が拡大した 8.1 豪雨および 8.6 豪雨の崩壊では、死者 71 名、負傷者 142 名の甚大な被害を出した（鹿児島地図センター，1994；伊藤ほか，2012）。シラス台地で斜面崩壊による災害が著しくなったのは 1960 年代以降である（春山・地頭菌，1982）。この時期は、シラス台地やその縁辺部の地形に対して、著しく人工改変が進むようになった時期と重なる。台地上は整地され、大規模な団地が造成された。その過程で、山をけずって谷が埋め立てられた。さらに開発が進むと、シラス台地縁辺部の斜面まで造成され、宅地や畑として利用されるようになった。岩松（1976）は、土地造成の際に、露出した降下軽石層が雨水の浸透を容易にし、パイピング現象が生じやすくなったと指摘している。現在も、シラス斜面の崩壊に起因する土砂災害（シラス災害）は頻繁に発生している。

上述のように、斜面崩壊は各地で災害をもたらしている。ハザードとしての斜面崩壊研究が盛んに行われるようになり、斜面崩壊の特徴が地形・地質条件によって異なることが知られるようになっている。次節では、斜面崩壊に関する重要な既往研究をレビューし、引き続いて、本研究で焦点を当てているシラスを中心とした第四紀の火砕流堆積物の斜面崩壊に関する論文についてレビューする。

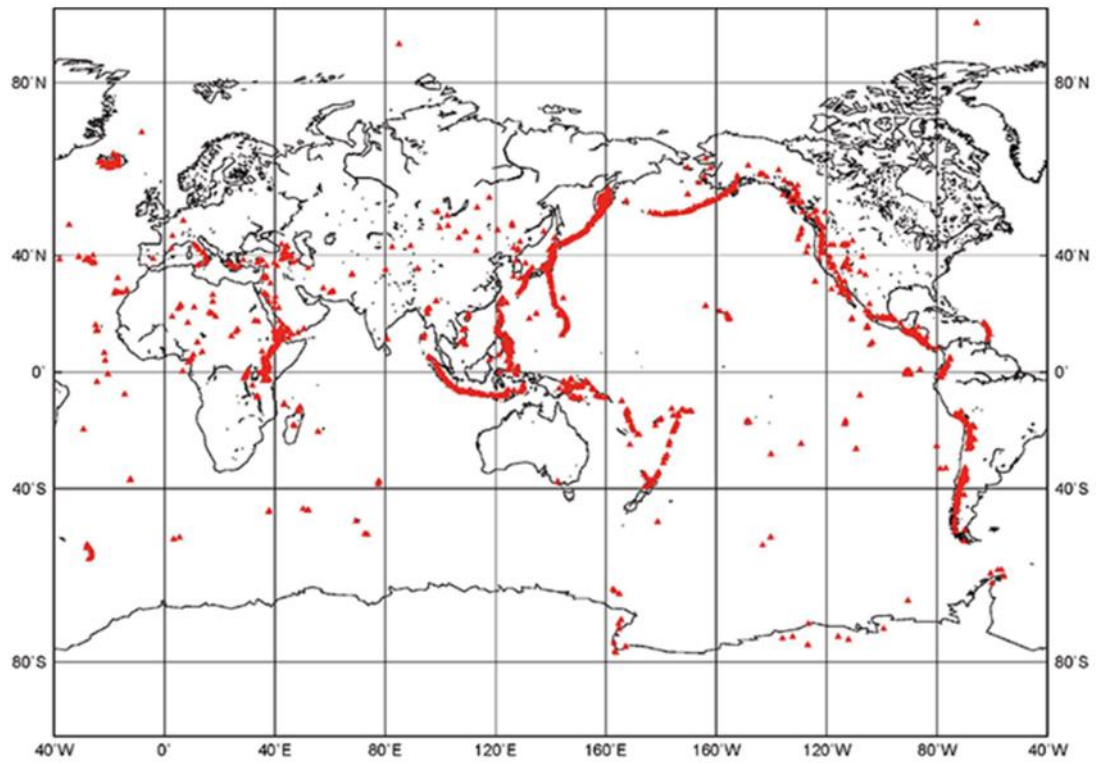


Fig. 1-1-1 Distribution of active volcanoes of the world (Japan Meteorological Agency, 2017) .

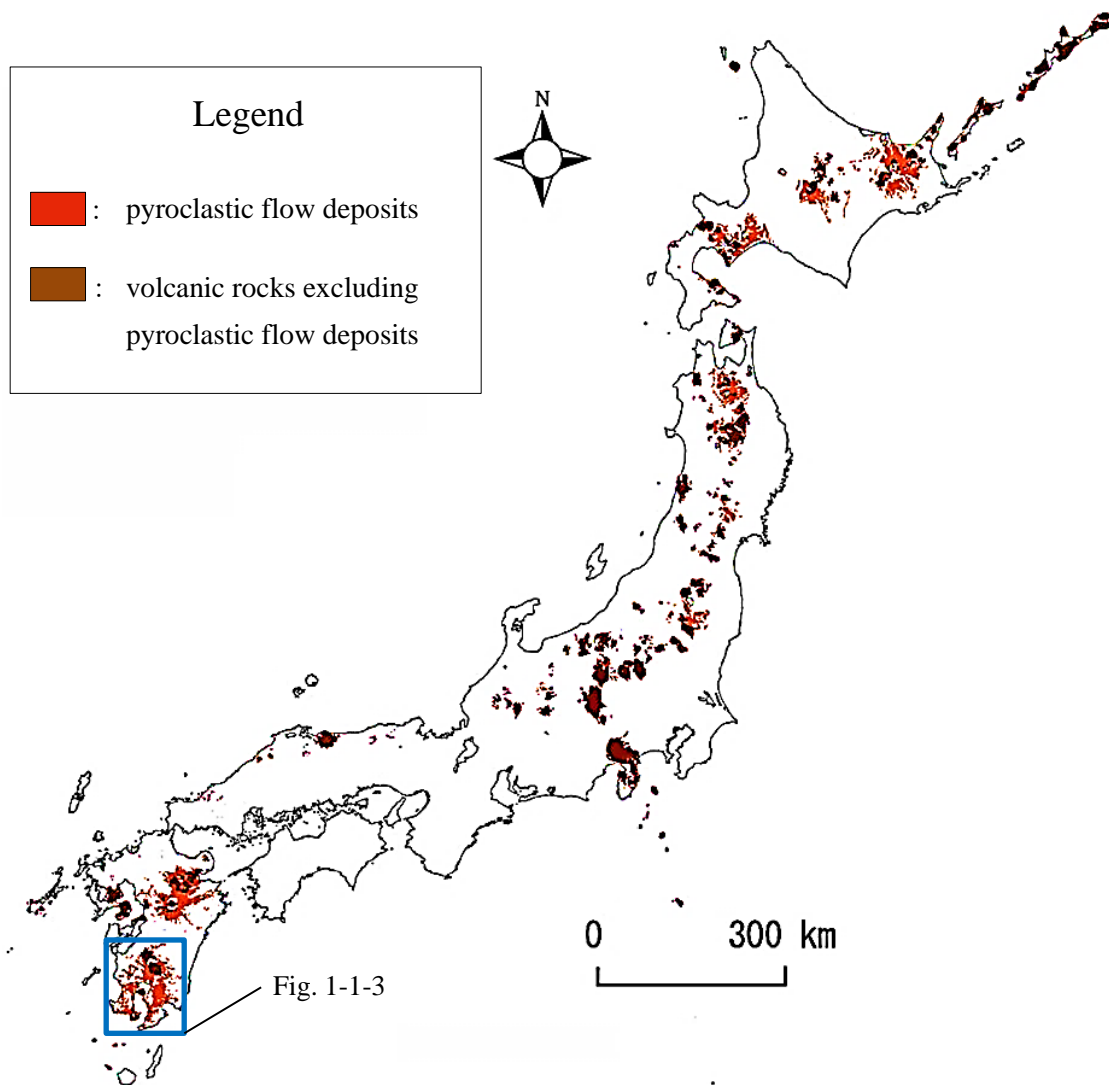


Fig. 1-1-2 Modified from Geological Survey of Japan (1995) , Distribution of Quaternary pyroclastic flow deposits in Japan.

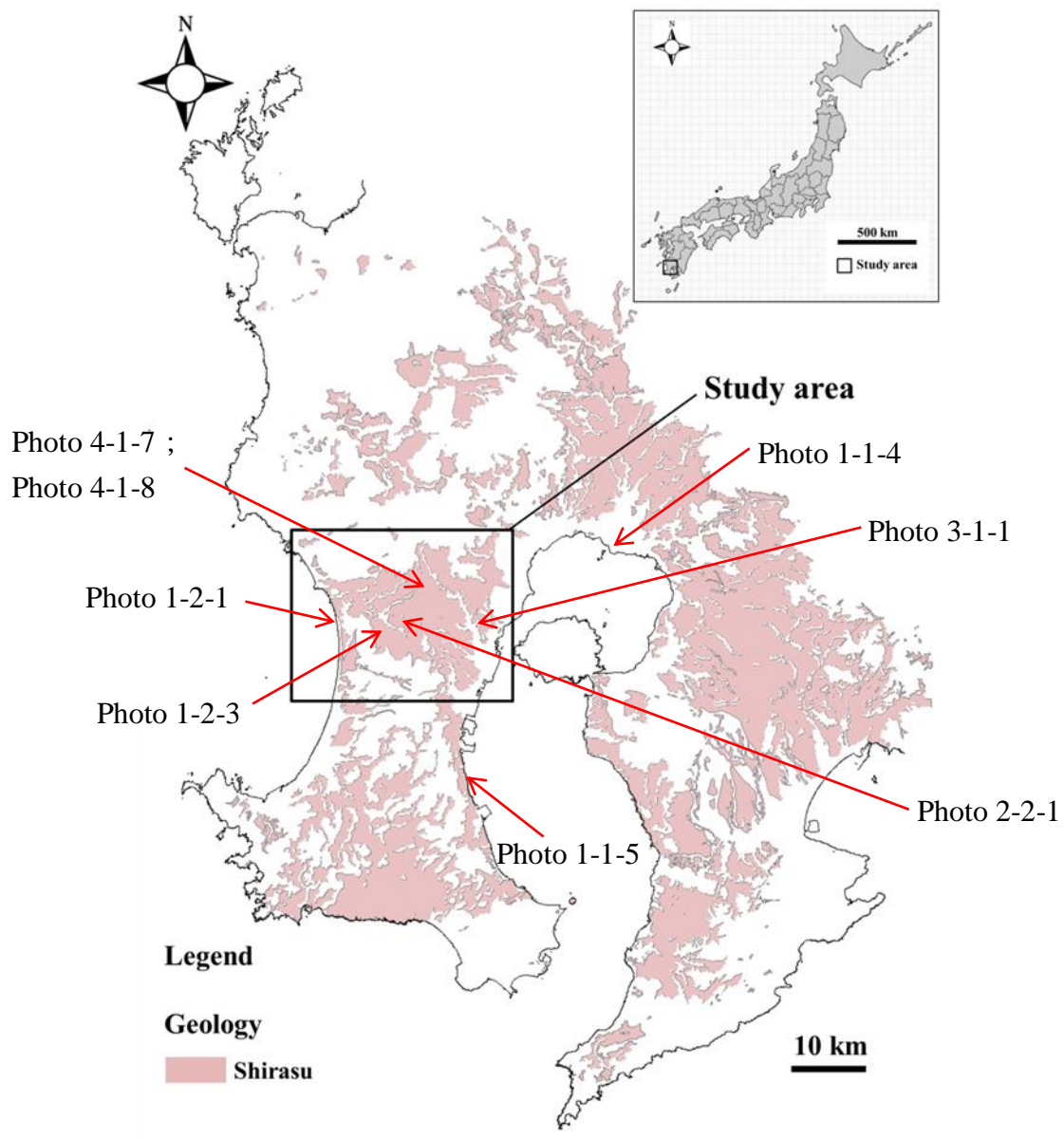


Fig. 1-1-3 Modified from Yokoyama (2000) , Location map of Shirasu distribution area.



Fig. 1-1-4 Photograph of Sakurajima volcano and Kagoshima Bay (Photo by Ryusuke IGARASHI, August, 2012) .



Fig. 1-1-5 Photograph of slope failure of Shirasu cliff (Photo by Ryusuke IGARASHI, August, 2012) .

1-2 斜面崩壊プロセスと斜面発達に関する既往研究

はじめに、長期的にみた斜面崩壊過程の研究について説明する。Terzaghi (1950) は、崩壊の準備段階として、素因の時間的变化の重要性を指摘した。この指摘のなかで、斜面物質の風化作用や斜面の長期的で緩慢な変形の進行が崩壊発生に重要な役割を果たしていることを大八木 (1986) は強調した。小出 (1953) は、山地災害における免疫性の概念を提唱した。山地災害（地すべり・斜面崩壊・土石流など）の免疫性の本質は、ある空間における物質（土砂や水など）の貯留現象の有無にある（今村, 2007）。年代の判明しているテフラの堆積状況などを用いた研究によって、免疫性が獲得される時間スケールに関する実証的なデータが取得可能なり、表層崩壊の再現期間が解明されてきた（柳井・薄井, 1989）。羽田野ほか (1986) は、崩壊に至る不安定化要因の時間的变化を次の3つに分けている。Ⅰ）風化の進行に起因した漸变的変化、Ⅱ）地震による地盤の破壊に起因した段階的变化、Ⅲ）豪雨による地下水位の振動的变化、である。Carson and Kirkby (1972) や Hoek and Bray (1977) は、平均で 70° に傾斜に達した下部斜面は、平面崩壊することを明らかにした。

松倉 (2009) は、開析谷壁の崖が形成された時期（各谷壁の形成初期から現在までの地形変化継続時間）の推定が可能であると指摘し、崖地形を時系列に並べて比較することによって、谷壁斜面の地形変化速度を算出している。また、Ahnert (1987) は、谷頭侵食を仮定して得られた斜面変化様式が斜面発達モデル（数理モデル）によって示される斜面変化と一致することを示した。さらに、Obanawa et al. (2009) は、富山県^{しょうみょう} 名川沿いの側壁斜面において、過去約 40000 年間ににおける崖錐地形の発達速度を推定している。宮城 (1979) は、仙台周辺の丘陵地における崩壊による谷の発達過程に着目して研究を行ない、風化・水分条件など、気候地形学的な考察も不可欠である点をあげている。

次に、地下水を含む水の挙動や斜面物質と斜面崩壊を関連づけた研究について説明する。下川・春山 (1978) は、斜面崩壊の原因について豪雨時における地表水および地中浸透水の動態の違いに基づき次のように分類した。Ⅰ．浸透水による土の自重増加、Ⅱ．パイピング、Ⅲ．地表水落水、Ⅳ．浸透水が地中に貯蓄された浸透水の水圧、Ⅴ．以上の複合、の5つである。山地斜面の不安定性を引き起こす要因は、地下水の影響が大きい（Reid and Iverson, 1992）。飯田・奥西 (1979) は、愛知県伊奈川^{いな}の花崗岩流域での調査から、風化および侵食のプロセスの違いを反映して、斜面上部と中部～下部では土層構造が異なっていること、斜面下部では軟弱な土層の厚さが風化などによって臨界の厚さに達してはじめて豪雨により崩壊すること、を明らかにした。黒田・長谷川 (2003)

は、斜面崩壊の素因となる風化過程の相違に由来する地質構造の特徴を示し、その結果から豪雨時に斜面崩壊に至る斜面の地下水状態の違いと斜面崩壊型との関係をまとめた。

3 番目に、土砂移動と斜面崩壊を関連付けた研究について述べる。Onda (1994) は、愛知県の花崗岩地域を詳細に現地調査し、谷頭斜面や谷底に影響を及ぼした傾斜や降水イベントに着目し、表層崩壊の繰り返しが平行な斜面を形成することを解明した。松倉ほか (2002) は、崩壊深や斜面勾配に着目して、韓国ソウル郊外の花こう岩と片麻岩が分布する地域における表層崩壊形状に与える基盤岩質の影響を解明している。

以上、述べてきたように斜面崩壊は、時間変化、地下水を含む水の挙動、斜面物質、などが絡み合って生じる複雑現象であることが明らかにされている。このことは、災害軽減を目指す斜面崩壊研究には、様々なアプローチがあることを示している。換言すれば、どのような観点に立って、斜面崩壊のどのような側面を明らかにするのが重要であると考えられる。

1-3 シラスの斜面崩壊研究の現状と課題

本節では、本研究が対象とする非溶結火砕流堆積物（シラス）の斜面崩壊と斜面地形発達に関する既往研究について述べる。

はじめに、崩壊のプロセスと周期性に関する代表的な既往研究について述べる。シラス台地を刻む谷の側壁は、大雨のたびに、数十年という極めて短い周期で崩壊を繰り返してきた（塚本，1993）。下川ほか（1986）は、シラスで構成される海食崖（Fig. 1-2-1）の崩れに周期性があることを指摘し、海食崖を後退させる表層滑落型崖崩れに限定すれば、崖崩れの予知は可能であるとした。また、下川ほか（1989）は、シラスの急斜面における崖崩れに周期性があり、崩壊後の表層土の再形成までの期間は 70～80 年程度であると推定した。さらに、伊藤（2009）は、鹿児島県垂水市（大隅半島）のシラス台地周辺斜面（入戸火砕流堆積物と垂水火砕流堆積物から構成される）の崩壊は、表層滑落型崩壊は過去約 50 年間に 1 回、表層落下型崩壊は過去約 800 年間に 2 回発生したと推定した。ごく最近の研究では、Yamoto et al.（2016）がシラス分布域で発生した土砂災害における誘因（降雨）とそれにもとづく崩壊の履歴の特徴について検討している。

次に、シラスの開析斜面地形に関する既往研究について述べる。シラスは風化速度が速く（横田ほか，1994；横田，1996, 1997, Yokota, 1997）、シラス斜面は、全体としては、急傾斜を保ったまま後退してきたこと指摘されている（貝塚，1977）。斜面を詳しく調べた下川ほか（1989）は、シラスの斜面形態を次に述べる A～F の 6 種類に分類している（Fig. 1-2-2）。A・B は、斜面脚部が波浪や流水によって侵食されてできた斜面である。A の斜面は、海食崖や川沿いの急斜面、B の斜面は、シラスの崖に刻まれたガリーが発達した斜面にあたる。これらの斜面の傾斜は 45° 以上と極めて急峻である。C・D は、縄文海進時に形成された旧海食崖に由来する斜面であり、崖面脚部から中腹部にかけて過去の崩土が積み重なって崩積地が形成される。D の斜面は、崩積土の発達がよく、比較的緩傾斜である。C の斜面では、崩積土は未発達であり、傾斜は 45° 以上と急峻である。A～D の斜面は、新期の火山灰や降下軽石で被覆されていない。一方、E の斜面と F の斜面は、新期の火山灰や降下軽石が堆積する以前にできた古い斜面であり、A～D の斜面に比較すると、斜面傾斜は 35° 以下と緩い。E の斜面は、火山灰や降下軽石の堆積区間が広い。F の斜面は、火山灰や降下軽石が斜面のごく一部を覆っている斜面である。このように、シラス台地を開析する斜面には、様々な種類（タイプ）が存在することが報告されている。本研究で対象とする斜面は、後述のように、最近崩壊が生じた斜面や薩摩半島北部の急傾斜地であるから、上記の下川ほか（1989）の分類に従え

ば主として、A、B に分類されるものである。また、Matsukura (1987) は、シラス台地開析谷の主に下刻に伴う谷壁斜面の後退過程をモデル化しており、モデルによれば、上記の A、B タイプの斜面が一般的である。なお、岩松ほか (1989) や横山 (2003) などは、流水で運ばれ二次的に再堆積したシラスについては、二次シラス (Fig. 1-2-3) としている。二次シラスは、浅い谷を埋めるべく多量に分布している。二次シラスの特徴は、1) わずかに成層構造をもち全体的に軟らかい、2) 軽石の角が若干取れている、3) 浅い谷を埋めるように分布している (福田ほか, 1995) ことがあげられる。

地下水を含む水の挙動に関してもシラス特有の挙動が明らかにされている。地頭菌ほか (2002) は、九州南部では、地下水が関与した崩壊が目立つことから、シラス斜面脚部の崩壊を取り上げ、その発生メカニズムを水文地形学的な立場から検討した。また、^{しゃ}車ほか (2004) は、鹿児島県松元町^{まつもと} (薩摩半島) におけるシラス台地の水文地質構造と台地内の地下水動態の解明に寄与した。

以上、述べてきたように、シラスにおける斜面プロセスやそれに関わる短期的な斜面地形変化については、頻繁に発生するシラス斜面崩壊による土砂災害を防ぐという目的もあって、進捗してきている。他方、次に述べるように、シラス開析谷研究は少数である。たとえば、Kochel and Piper (1986) は、アメリカ合衆国ハワイ州の火山性堆積物の侵食谷の特徴を以下に述べる 6 つに分類している。すなわち、(1) steep valley walls and flat floors, (2) amphitheater heads, (3) low drainage density, (4) paucity of downstream tributaries, (5) low frequency of up-dip tributaries, and (6) strong evidence of structural and stratigraphic control on valley patterns. の 6 つである。シラスにおいては、開析度の観点から侵食谷が議論されることがあっても、谷形の示す発達史的意味について論じているものは未だに少ない。たとえば、横山 (1987) は、シラス原面は、堆積直後のきわめて短期間に開析され、樹枝状の水系網が発達したと考えられることを指摘した。また、Yokoyama (1999) は、シラス分布域を流れる主な河川の段丘の特徴、形成過程、形成時期について検討した。さらに、横山 (2003) はシラスを刻む谷のなかで化石化したものを旧開析谷と命名した。しかし、その成長・発達過程や化石化した原因は未解明である。この要因について桐野 (1988) は、旧開析谷の研究は極めて興味深い、成長・発達過程が複雑なだけに、その成因問題まで言及することは容易ではないと指摘している。藤元ほか (1997) は、シラス台地全体におよぶマクロな地形変化の歴史と斜面崩壊との関係は明らかではないことを指摘している。シラス台地の開析斜面は総じて崩壊ポテンシャルが高い場所であり (五十嵐ほか, 2014 など)、そうした場所が長期間の地形発達においてどのように形成されてきたのかを明らかにすることは、重要である。しかし、

長期の地形発達史に個々の斜面崩壊現象を位置づける試みはほとんど行われていない。また、上述のように、地質的素因という観点からみると、シラスの崩壊は特殊であるということが、しばしば指摘されている。しかし、シラスの崩壊とシラス以外の地質地域における崩壊との比較検討を行った例はあまりない。シラス地域の斜面防災に貢献し、さらには、シラス地域での知見を他地域に生かしていくためには、シラス斜面の崩壊過程の特異性を、他の地質地域との比較のもとに、理解することは重要な課題である。



Fig. 1-2-1 Photograph of outcrop of coastal cliff (Photo by Ryusuke IGARASHI, October, 2012) .

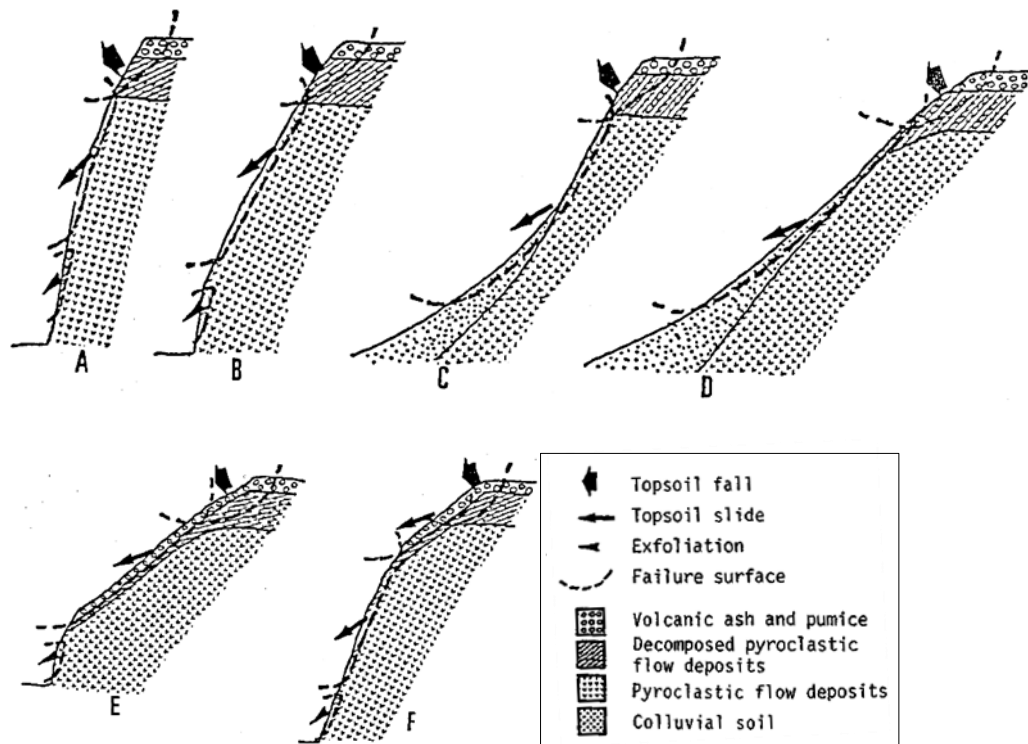


Fig. 1-2-2 Types of slopes composed of the pyroclastic flow deposits and landslide types (Shimokawa et al., 1989) .

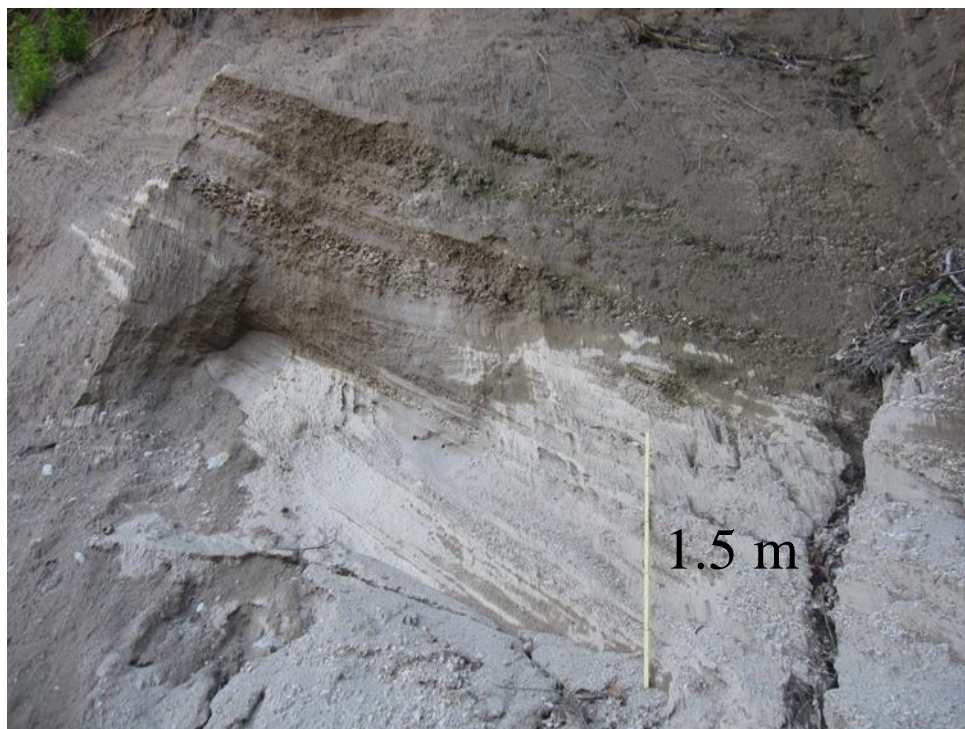


Fig. 1-2-3 Photograph of outcrop of reworked Shirasu sediments.
Lamination can be seen (Photo by Ryusuke IGARASHI, October, 2012) .

1-4 研究目的と論文構成

個々の斜面の不安定化を起こす力学的機構や条件は前述のように解明されてきている。一方で、斜面崩壊がいつどこで起こるかを予測することは非常に難しい。そのため、地形や地層に残された過去の自然現象の長期変動を復元し、それと最近の観測データや歴史記録を統合して、自然災害の誘因となる自然現象の発生を予測する必要がある。防災・減災をはかるには、何よりも地形・地質を通じて土地固有の特徴を理解し、それに応じた土地利用や防災計画を案ずることが肝要である（町田ほか，2001）。

国内外において頻発する土砂災害に対して防災・減災を進めていくには、様々な地質地域をとりあげて、崩壊地周辺の地形場と表層崩壊との関係性に着目し解明することの意義は大きい。日本においては、第四紀の火山性堆積物の分布域は、特に重要な地質地域のひとつといえる。なかでも広範囲に顕著な台地状の地形を形成するシラスは、災害多発地域であり、開析谷と谷壁急が顕著に発達しているという点で注目に値する。シラス台地縁辺部で多発する崩壊は、長期的にはシラス台地を刻む谷の成長過程とみることができる。シラス台地の侵食地形発達史を解明するには、周辺の地質条件に加えて、地形プロセスも考慮する必要がある（桐野，1988）、斜面の発達過程や侵食谷の発達様式などを検討しつつ、それらをマクロなスケールの視点に基づいて議論する必要がある。しかし、九州南部のシラス台地については、新旧開析谷の発達に伴い、台地がどのように侵食を受けて、今日の姿に至ったのかについては、十分には研究が進んでいない。そこで本研究では、シラス分布域での表層崩壊発生場や崩壊地周辺の傾斜特性、力学的強度や斜面浸透水の挙動に基づいて、崩壊と開析谷とシラス台地原面との関係性を議論し、シラス台地に特有の開析谷の発達過程を、開析初期の谷が化石化した原因を含めて考慮することを目的とする。松倉（2008）は、斜面形状の経時的変化を斜面発達といい、斜面発達を説明する理論を斜面発達モデルと総称している。斜面発達モデルは、1) 斜面交代モデル、2) 平行後退モデル、3) 減傾斜後退モデル、の3種に大別される（松倉，2008）。本研究では、シラス台地の斜面発達モデルの構築を目的とする。なお、ここでいう斜面発達モデルとは、松倉（2008）に従い、斜面形状の経時的変化を説明する理論の総称である。

本研究は、以下の7章で構成される。1章では、研究の背景、斜面崩壊に関する既往研究のレビューおよび研究目的について述べた。続く2章では、シラス（入戸火砕流堆積物）の規模ならびに分布域と薩摩半島におけるシラス分布域の地形地質的特徴について説明した。3章では、調査対象地において、1989-2010年の間に発生した239箇所の表層崩壊（鹿児島県庁，2012）を対象として、崩壊地形の規模（崩壊幅、崩壊深、流出

土砂量)と崩壊発生斜面の地形特性(斜面型、傾斜分布)について検討した。4章では、シラスの物性(強度、浸透能)と組成(含水比、全岩化学組成)を計測し、強度と浸透能の計測値の関係とそれらの地形学的な意味について検討した。5章では、地形および空中写真判読と縦断面、横断面形の作図と現地調査にもとづき、シラス台地周辺の地形分類ならびに旧開析谷の分布の特徴について述べ、開析谷およびシラス原面の発達過程について考察した。6章では、シラス台地の開析過程をモデル化し、3~5章の結果を踏まえて、シラス分布域における侵食地形の発達過程について、シラス以外の地質地域との比較の観点も取り入れて、総合的に論じた。7章では、以上の研究成果をまとめた。

2 章 調査地域概要

2-1 シラスの規模ならびに分布域の概要

火砕流の規模は、堆積物量、火砕流堆積物の分布面積、火砕流の流下距離などを指標として定義される（横山，2003）。シラスの堆積物量は、 100 km^3 オーダー（横山，2003）であり、シラスは、火山爆発指数（Volcanic Explosivity Index, VEI: 0～8）において、7（ $> 100 \text{ km}^3$ ）の巨大火砕流堆積物（Newhall and Self, 1982）に分類される（Fig. 2-1-1）。VEI が 7 の規模の噴火の過去 10000 年間における発生数は、少なくとも 5 回に達し、さらに 2 回加わる可能性が推定されている（Smithsonian Museum, 2017）。直近では、この規模の噴火は、1815 年にインドネシア中南部に位置するタンボラ山で発生している。

シラスは九州南部一帯に広がり、広大な火砕流堆積面を形成した。シラスは、鹿児島湾北部を中心に、薩摩・大隅両半島を広く覆うほか、北は熊本県人吉盆地^{ひとよし}、東は宮崎県都城市や宮崎市方面にまで広域に達している。シラスの分布総面積は約 4700 km^2 、分布標高は 400 m 以下とされる（春山，1983）。到達距離が噴出源からおおよそ 100 km にも及んでいることからみても、世界有数の巨大火砕流堆積物である（横山，1987）。シラス台地は、典型的な火砕流台地であり（横山，2003）、大隅半島中央部に位置する笠野原台地^{かさのほら}、鹿児島市から北東方向に 30 km 離れた鹿児島空港のある十三塚原台地^{じゅうさんづかばる}などが知られる。シラスに溶結部が認められるのは、始良カルデラの北～東方向に位置する大隅半島東部の肝付町^{きもつき}（旧・高山町^{こうやま}）の広域と、始良カルデラの南西方向に位置する薩摩半島南部の南さつま市（旧・加世田市^{かせだ}および旧・川辺町^{かわなべ}）の一部の地域である。なお、シラスの溶結部は、いずれの地域においても、堆積物中の中～下部に発達しており、溶結部の上下には必ず非溶結のシラスを伴っている（横山，2003）。

シラスの堆積域には、標高 1000 m 以上の山地や盆地が含まれており、シラス堆積前には、起伏に富む複雑な地形が存在していた（横山，2003）。シラスは、山地を避けて低地にまとまって分布する傾向があり、また、山地では谷底部に厚く分布するという特徴がある（横山，2003）。他方、九州山地内や山地を越えた地域にもシラスは堆積したもの、とくに急峻な山岳地域のシラスは、きわめて局所的に残存しているものがほとんどであり、その残存量は、当初の堆積量の 1% をはるかに下回るとされる（横山，2000）。これは、これらの地域が噴出源に対して遠隔地に位置するため、もともとシラスが厚く堆積しなかったことに加えて、山岳地域の谷底に堆積したシラスはとくに削剥を受けやすかったと考えられている（横山，2000）。

シラスの基盤地形は、シラスより古い火砕流堆積物（岩戸・阿多・加久藤火砕流堆積物^{いわと あた かくとう}など）の溶結部や、硬い岩体で構成されている（伊集院^{いじゅういん}・松元^{まつもと}地域にみられる第三紀

などの古い岩体である北薩火山岩類) . シラスの堆積以前である山地の起伏は、現在と大差なかったとされている (横山, 2003) . シラスの分布高度が九州各地で大きな変化を示す理由は、シラスの基盤地形の高度が地域ごとに大きく異なることを反映したものである (横山, 2003) .

堆積物量 (体積)		例
<div> 大 ↑ 規 模 ↓ 小 </div>	10^3 km^3 (1000 km^3)	入戸火砕流, 阿蘇 (Aso-4) 火砕流
	10^2 km^3 (100 km^3)	
	10^1 km^3 (10 km^3)	
	10^0 km^3 (1 km^3)	ピナツボ火山火砕流 (1991年)
	10^{-1} km^3 (1 億 m^3)	雲仙普賢岳溶岩噴出量 (1990-95年)
	10^{-2} km^3 (1000万 m^3)	(福岡ドーム: $1.8 \times 10^{-3} \text{ km}^3$)
	10^{-3} km^3 (100万 m^3)	
	10^{-4} km^3 (10万 m^3)	雲仙普賢岳火砕流

Fig. 2-1-1 Examples Comparative of sediment amount
(Yokoyama, 2003) .

2-2 薩摩半島におけるシラス分布域の地形地質的特徴

研究対象地域である薩摩半島北部（鹿児島市、日置市^{ひおき}）は、始良カルデラの西～南西方向に位置し、非溶結のシラスによって表層を広く覆われている。同地域におけるシラスの堆積原面は、中央部から東寄りに南北にのびる分水界を境に、ここから西方の東シナ海側へ緩やかに低下している。一方、東方の鹿児島湾側へは、より急傾斜で低下している。こうしたシラス堆積原面の傾斜の非対称性は、それぞれの海までの距離を反映している。

研究対象地域の中央部に位置する伊集院^{いじゅういん}や松元^{まつもと}地域（日置市）は、シラスの堆積原面の西向き斜面に属しており、同地域には形成時期ならびに形成過程を異にする二種類の開析谷が発達している（横山, 2003）。一方は現在の河川水系を構成する深い谷であり、下流側で沖積低地に比較的スムーズに連続している。これを本論文では、現開析谷とよぶ。もう一方は、現開析谷より高い位置に発達している浅い、化石化した谷であり、これを横山（2003）に従い、本論文でも旧開析谷（Fig. 2-2-1）とよぶ。旧開析谷は、シラス台地を刻む明瞭な谷（横山, 2003）であるが、谷底には通常時に流水がみられず、谷底は主に茶畑に利用されている。なお、旧開析谷の上下流端は、しばしば現開析谷によって寸断されて、風隙をなしている。旧開析谷が下流へ連続する場合であっても、明瞭な遷急点によって、現開析谷や沖積低地とは隔てられている。

薩摩半島北部のシラス台地の東縁に位置する鹿児島市は、シラスの堆積原面の東向き斜面に属し、市街地の西部を流れる甲突川^{こうつき}周辺に最近発生した表層崩壊が集中している。この地域のシラス台地は、鹿児島湾（錦江湾^{きんこう}）に近く、カルデラ壁の内側に位置しており、比高が 100 m に達する急勾配な侵食崖を形成している（北原ほか, 1994）。このように、薩摩半島北部のシラス台地は、その東側では部分的に開析が著しく丘陵化している場所もあるが、中央部から西部ではシラス原面が比較的よく保存されている。なお、鹿児島市の市街地は、その大半が沖積平野上に形成されている。平野を構成する沖積層は、周囲のシラス台地から供給された火山性碎屑物からなるため、その層相は、概して砂質であるという特徴がある（奥野, 1996）。



Fig. 2-2-1 Photograph of ancient fossil valley (Photo by Ryusuke IGARASHI, February, 2015) .

3 章 1989-2010 年に薩摩半島において発生した斜面崩壊

3-1 崩壊地形の規模（崩壊幅、崩壊深、流出土砂量）

斜面崩壊は地域特性を有し、例えば豪雨や地震等の誘因が同一規模であっても、崩壊の規模や発生数は、地域によって異なる（佐々木ほか，1991）．このため、本研究対象地域で最近発生した斜面崩壊の規模を明らかにしておくことは、崩壊の累積によって斜面が発達してきた過程を解明するうえで、必要不可欠である．調査対象地では、1989-2010 年の間に発生した表層崩壊（Fig. 3-1-1 など）が鹿児島県土木部で調査されている．それらの位置を Fig. 3-1-2 に示した．調査は基本的にすべての崩壊、地すべり、ならびに、土石流を対象として行われているので、崩壊のみを取り上げ、また、崩壊長さが未記入など、未記載部分が含まれている崩壊を除いた結果、検討対象に残った崩壊数は 239 であった．

まず、239 地点で発生した崩壊の誘因について検討する．1989 年以降に発生した薩摩半島を震央とする比較的大規模な地震としては、1997 年の鹿児島県北西部地震（M6.6）があげられる．しかし、この地震発生時には、調査対象地でのシラス災害は報告されていない（鹿児島県庁，2012）．よって、1989-2010 年の間に生じた表層崩壊の誘因は、地震動ではなく、降雨であったと考えられる．田中（1963）は、先行降雨の有無やその降雨特性が、その次に降る本格的な豪雨の特性とともに、斜面崩壊に密接に関係していると指摘している．とくに、シラスの斜面崩壊は、九州南部特有の降雨が主な誘因であると考えられる．具体的には、強度が強く、かつその前後の継続時間が長い降雨が、シラス斜面崩壊の誘因であるといえる（五十嵐ほか，2011）．

次に、上記のシラス災害をもたらした斜面崩壊の規模について検討する．上述した鹿児島県土木部砂防課が 2012 年にとりまとめた災害履歴（1989-2010 年の間）のデータをもとに、崩壊幅（Fig. 3-1-3）、崩壊深（Fig. 3-1-4）、流出土砂量（Fig. 3-1-5）の頻度分布図を作成した．Fig. 3-1-3 によると、崩壊幅が 10 m 以下の崩壊数が全体の半数以上を占め、崩壊幅 20 m 以下で全体の 80%を超える．この結果は、シラス台地周辺斜面の崩壊の形態は小規模の表層崩壊が大部分であるとする従来の指摘（下川ほか，1989）と整合する．また、Fig. 3-1-4 では、崩壊深が 30 cm 以下の崩壊数が全体の半数以上を占め、崩壊深 40 cm 以下で全体の 80%を超える．シラス斜面で発生した崩壊のほとんどは、シラス斜面表層部に発達した 50 cm 程度の薄い風化土層が雨水の浸透で崩れる表層崩壊であること（松本ほか，1994）を裏図ける結果である．さらに、Fig. 3-1-5 によると、流出土砂量が 1000 m³ 未満の小規模崩壊数が全崩壊数の 8 割を超えている．この結果も、従来の指摘（下川ほか，1989）と一致している．

3-2 崩壊発生斜面の地形特性

3-2-1 解析方法

崩壊や地すべりの地形特性を解明するには、GIS による解析が有効である（Carrara et al., 1991 ; Guzzetti et al., 1999 ; Edgar Pimiento et al., 2010）。本研究では、Fig. 3-1-2 に示した 239 個の崩壊地点を対象として、個々の崩壊斜面の曲率を GIS を用いて解析した。解析におけるベクターラスタ変換や地形量の算出には、ArcGIS10.1（ESRI 社製）を使用した。解析に用いたデータは、国土地理院による 10 m DEM である。標高値は 2012 年時のものなので、1989-2010 年の間に発生した崩壊後の地形を反映していることになる。なお、10 m DEM は、国土地理院が全国整備しているゆえ、国や県などの土木関係の調査研究機関などは、土砂災害の崩壊の解析にこれを用いており、災害をもたらした崩壊地の地形条件に関わるデータも蓄積されてきている。本章で対象としている崩壊に関しても、発生地域は広域に及ぶものの、全域にわたる均一な地形標高情報として 10 m DEM が整備されていることから、これを地形解析の基礎データとして用いることにした。

曲率は、斜面（サーフェス）の二次導関数値を計算することで求めることができる。本研究では、崩壊地点の重心セルと周辺の 8 つのセルを対象として曲率を計算した。求め方は、ESRI（2012, 2015）の曲率値の図の作成方法に従った。

曲率には、断面曲率と平面曲率がある。断面曲率は、斜面上の流れの加速と減速に影響を与える（Fig. 3-2-1a）。また、平面曲率は、斜面上の流れの収束と発散に関係している（Fig. 3-2-1b）。崩壊地点の断面曲率が負の値の場合は、垂直断面が凸（凸形）、正の場合は、垂直断面が凹（凹形）、平面曲率が負の値の場合は、水平断面が凹（谷型）、正の場合は、水平断面が凸（尾根型）であることを表す（長谷川・太田，2012）。いずれの曲率も値が 0 の場合は凹凸がなく直線状であることを表す（長谷川・太田，2012）。次節では、この解析結果を基に、1989-2010 年に発生した崩壊地点の斜面型を分類した。

傾斜は、各セル（ピクセル）とその 8 つの隣接セル間における標高の最大の変化率を計算した（ESRI，2012）。次節では、この解析結果を基に、1989-2010 年に発生した崩壊地点の斜面の傾斜量を調べ、斜面型および傾斜からみた表層崩壊発生斜面の特徴を示す。

3-2-2 斜面型

3-2-1 で説明した地形解析に基づき、239 個の表層崩壊の各崩壊地点の重心（国土交通省国土技術政策総合研究所，2008）の曲率値を計算した．Fig. 3-2-2 には、鹿児島市周辺で発生した災害履歴の崩壊地点の重心セルと平面曲率の値を示した．カラスケールは、明色は尾根地形、暗色は谷地形を表す．このように、平面曲率のみでも、尾根と谷の地形が反映されており、また、表層崩壊は尾根斜面と谷斜面の間の直線斜面で発生しやすいことも推定される．

次に、縦軸に断面曲率の値を横軸に平面曲率の値をプロットして、斜面型を分類した（Fig. 3-2-3）．ここで崩壊斜面の上下端の比高を 10 m ごとに 6 つのグループに区分し、グループごとにシンボルを区別して示した．この結果は、鈴木（1997）の概念図（Fig. 3-2-4）と対応させて解釈することができる．全体の傾向として、崩壊斜面上下端の比高の大小に関わらず、崩壊は主に等斉直線斜面で発生したことが Fig. 3-2-3 から読み取れる．この結果から、シラス台地縁辺部の谷壁は、等斉直線型の斜面の集合体として、急傾斜を維持している可能性が示唆される．ただし、細部において、崩壊斜面上下端の比高 30 m 以下の小規模崩壊と同 30 m 越えの大規模崩壊とを比べると、前者は谷型凹型斜面に、後者は尾根型凸型斜面で発生しやすい傾向にあることがわずかに認められる．

3-2-3 傾斜分布

全国各地で発生した急傾斜地の崩壊（平成 13 年 4 月 1 日～平成 19 年 3 月 31 日時点までの間に発生したもの約 19000 箇所）の傾向は、平均勾配が 30° より大きく 40° 以下までの斜面が概ね 70% を占めている（三木ほか，2007）．

本研究では、表層崩壊の生じた斜面周辺の地形特性を考察するために、傾斜分布図を作成した（五十嵐ほか，2014, 2017）．ただし、この場合の斜面傾斜は 10 m DEM による値であるから、局所的な誤差が大きくなる．局所的な誤差や計測誤差が、崩壊斜面の傾斜の全体の傾向を知るうえでノイズにならないように、傾斜の階級幅を広くとって、 10° ごと（長野県庁，2012）にした（Fig. 3-2-5）．

一般に地震を誘因とする崩壊は、傾斜とは無関係に生じるが、豪雨に伴う崩壊は特定の傾斜に生じる傾向がある（須田ほか，2004）．調査対象地のシラス崩壊の誘因は豪雨に伴う崩壊である．

シラス台地縁辺部は一般に急斜面をなすため、そこでは斜面崩壊と崩土の流出が頻繁に発生し、これまで数々の災害をもたらしてきた（福田ほか，2009）．また、シラス台地においては、急斜面の表層部が崩れ、その崩れた後に残される新たな斜面の傾斜角は、ほぼ 50° 前後であるという計測例がある（Matsukura, 1984）．この指摘は、調査対象地では、 40° より大きく 60° 以下の傾斜量をもつ斜面に着目すべきことを示唆する．Fig. 3-2-5 によると、 40° より大きく 60° 以下の傾斜量をもつ斜面は、甲突川流域の現開析谷に沿う急傾斜地に多くみられる．また、傾斜量が 40° より大きい斜面が分布する場所は、薩摩半島中央部に位置する伊集院や松元地域など、シラス台地の内部まで伸長した現開析谷の谷壁斜面に多い．さらに、東シナ海に面しているシラスの海食崖は、連続して傾斜 50° 以上の急斜面がみられる．

鹿児島市周辺で発生した表層崩壊の 239 地点（1989-2010 年の間）の位置は、甲突川流域にみられる現開析谷の急傾斜地と概ね重なる結果となった（Fig. 3-2-5）．また、Fig. 3-2-6 によれば、伊集院や松元地域など、シラス台地の内部まで伸長した現開析谷の谷壁斜面においては、1989 年以前に発生した表層崩壊跡地を空中写真判読で抽出した結果、これらの表層崩壊発生地点と傾斜量が 40° より大きい急傾斜地とがほぼ重なった．このことは、1989 年よりも前に発生した表層崩壊も、1989 年以降の崩壊と同様、 40° 以上の急斜面で発生しやすかった傾向があることを示唆している．



Fig. 3-1-1 Photograph showing recently failure slopes in Kagoshima city
(Photo by Ryusuke IGARASHI, February, 2015) .

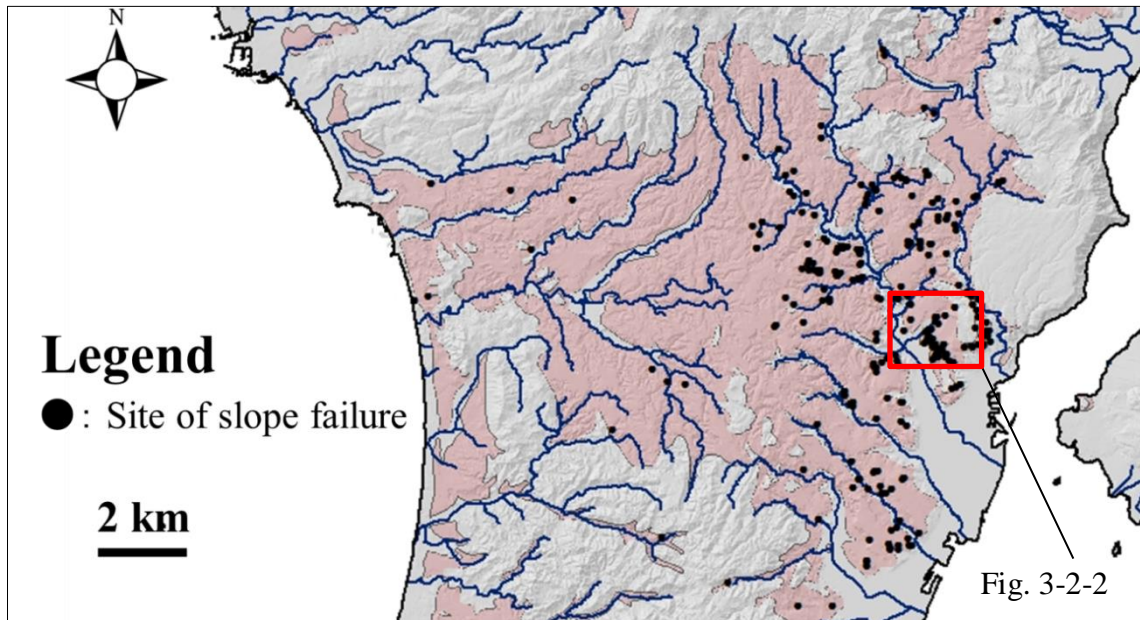


Fig. 3-1-2 Location map showing slope failures which produced Shirasu sediment disasters in 1989-2010 and distribution of Shirasu area in relief diagram. ● : Location of the failure site.

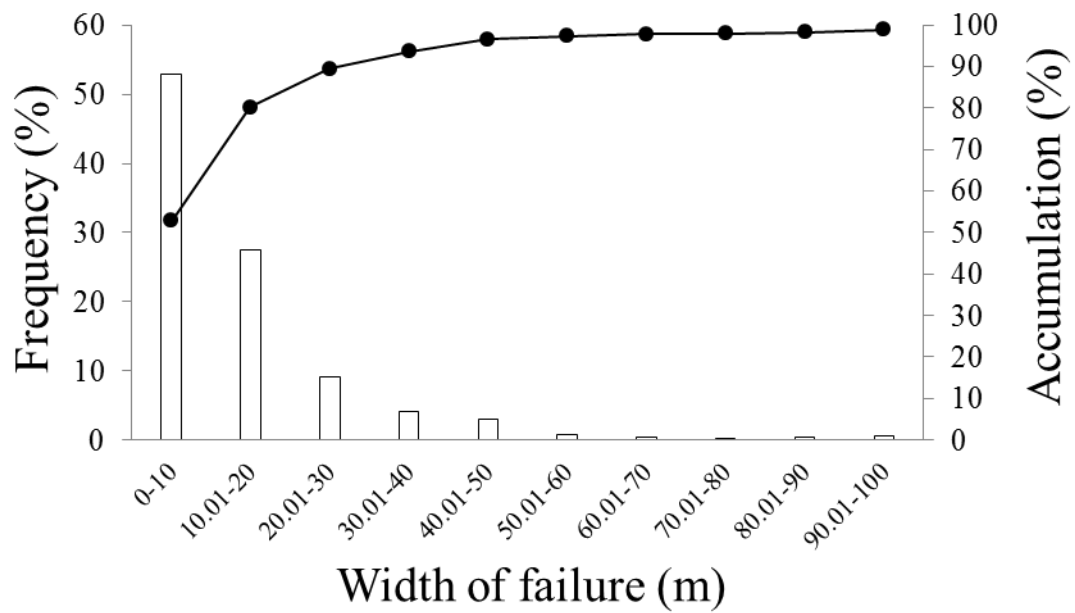


Fig. 3-1-3 Magnitude and frequency of the width of slope failures which produced Shirasu sediment disasters in 1989-2010 in the study area. Data source: Kagoshima Prefectural Government (2012)

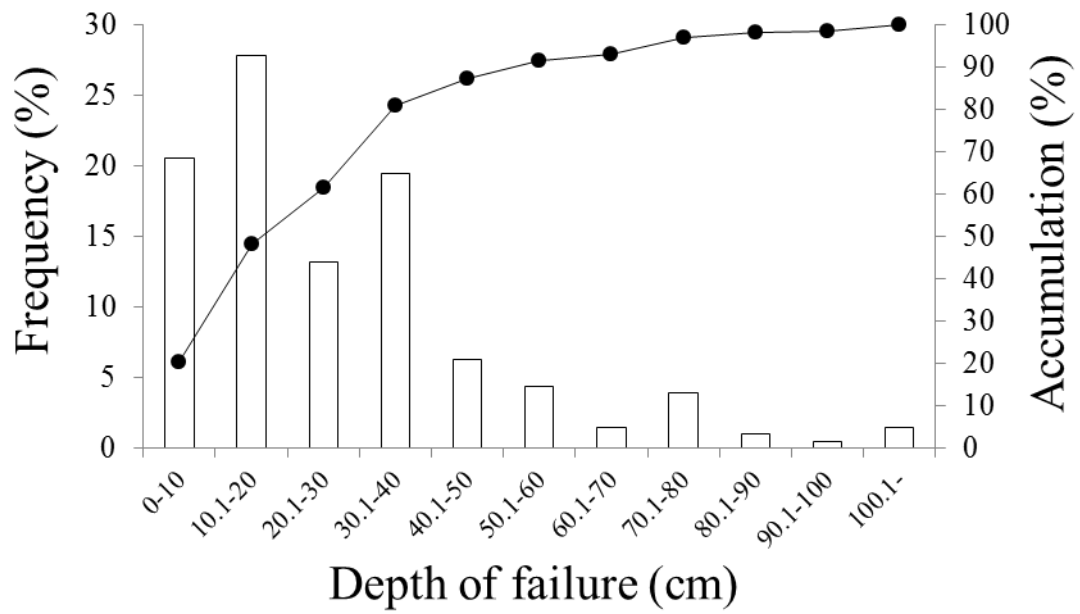


Fig. 3-1-4 Histogram Magnitude and frequency of the depth of the depth failures which produced of Shirasu sediment disasters in 1989-2010 in the study area. Data source: Kagoshima Prefectural Government (2012)

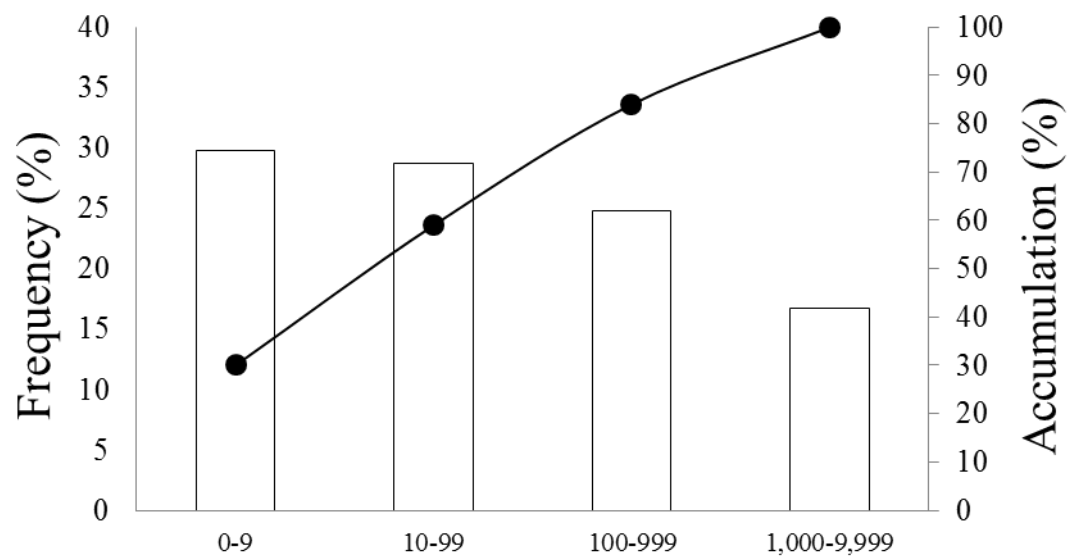


Fig. 3-1-5 Magnitude and frequency of the sediment volume of the failures which produced Shirasu disasters in the study area. Data source: Kagoshima Prefectural Government (2012)

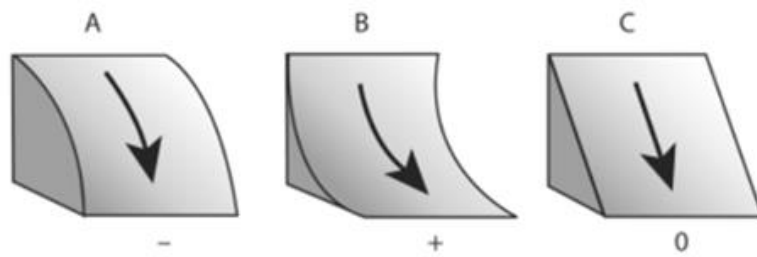


Fig. 3-2-1a Vertical curvature type (ESRI, 2015) .

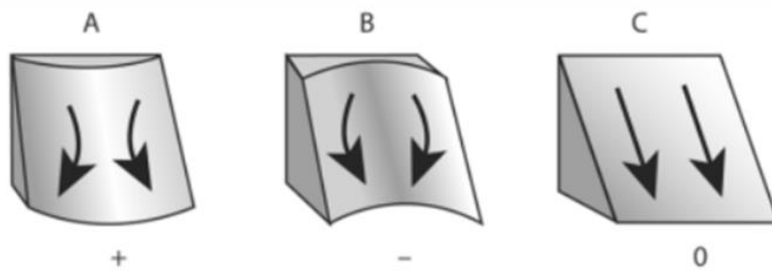


Fig. 3-2-1b Plan curvature type (ESRI, 2015) .

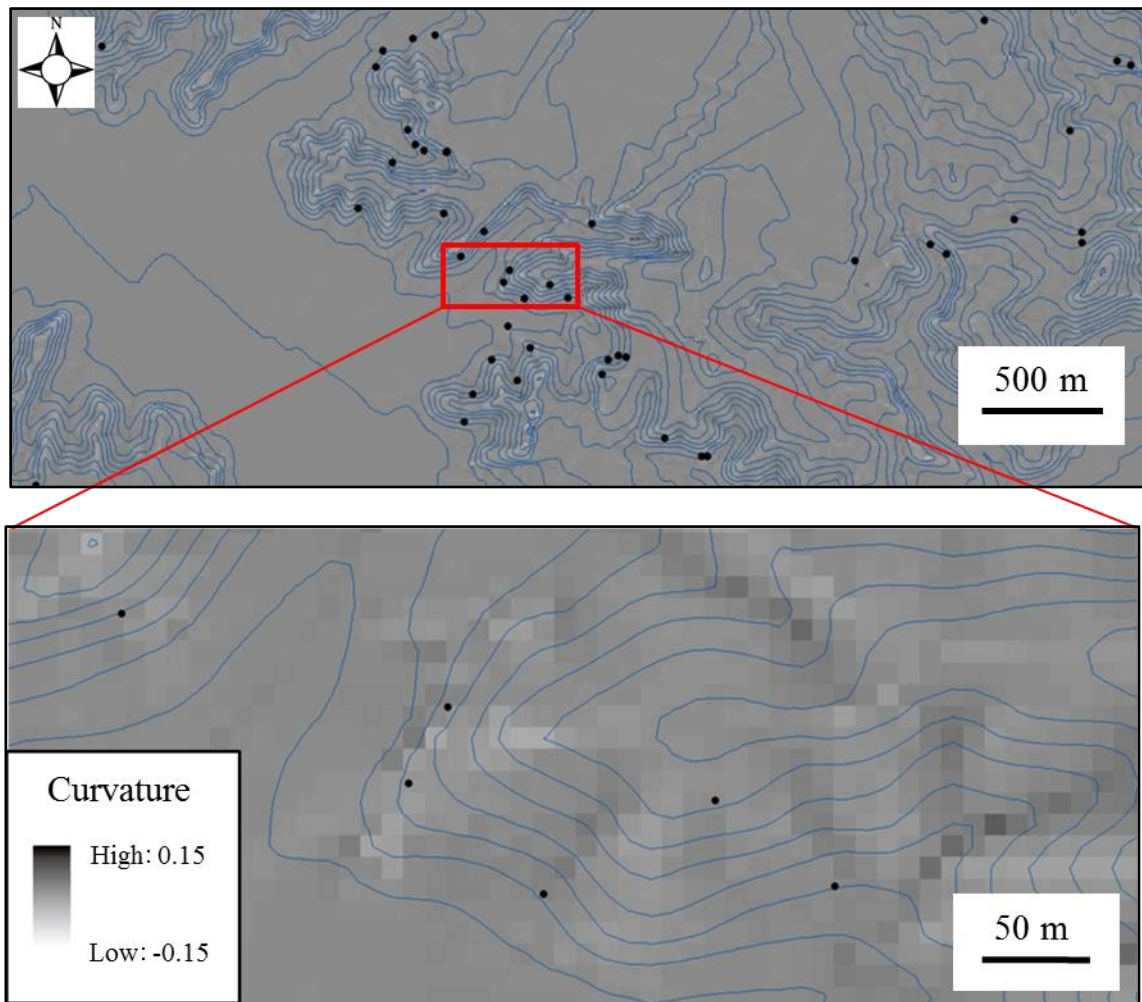


Fig. 3-2-2 Plan curvature distribution of Shirasu slope. ●: Slope failure site that occurred in 1991-1993.

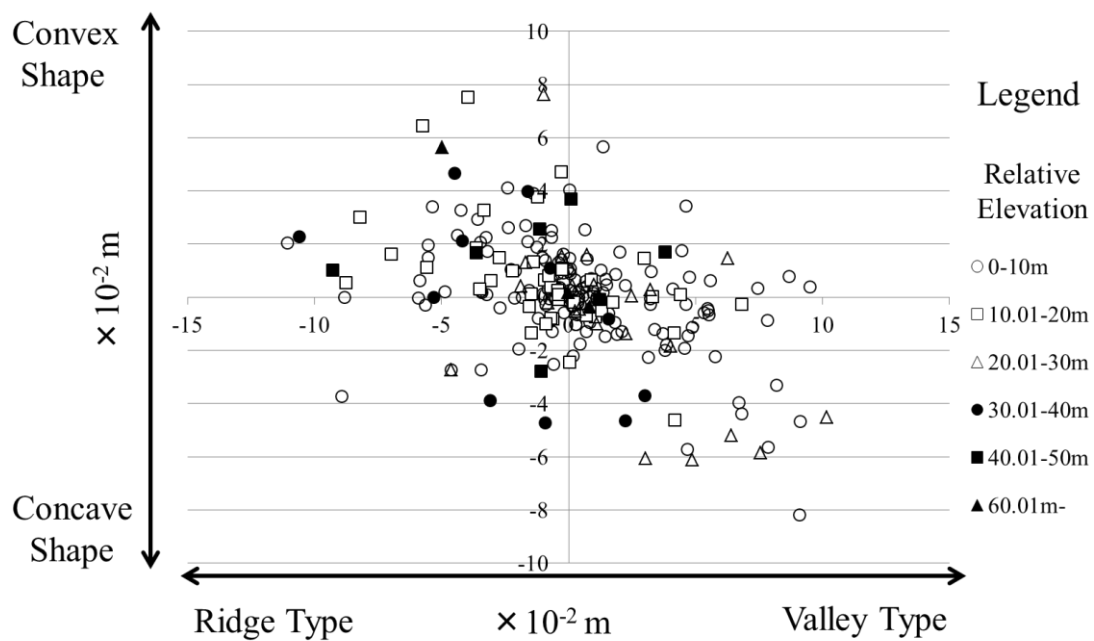


Fig. 3-2-3 Distribution of curvature of the failure slope sites. Failures occurred in 1989-2010. DEM used for curvature calculation was made in 2014

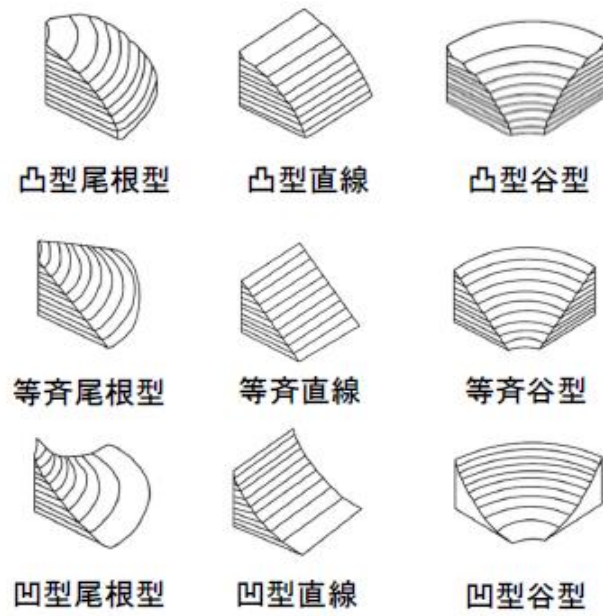


Fig. 3-2-4 Conceptual diagram of slope type.
(Suzuki, 1997)

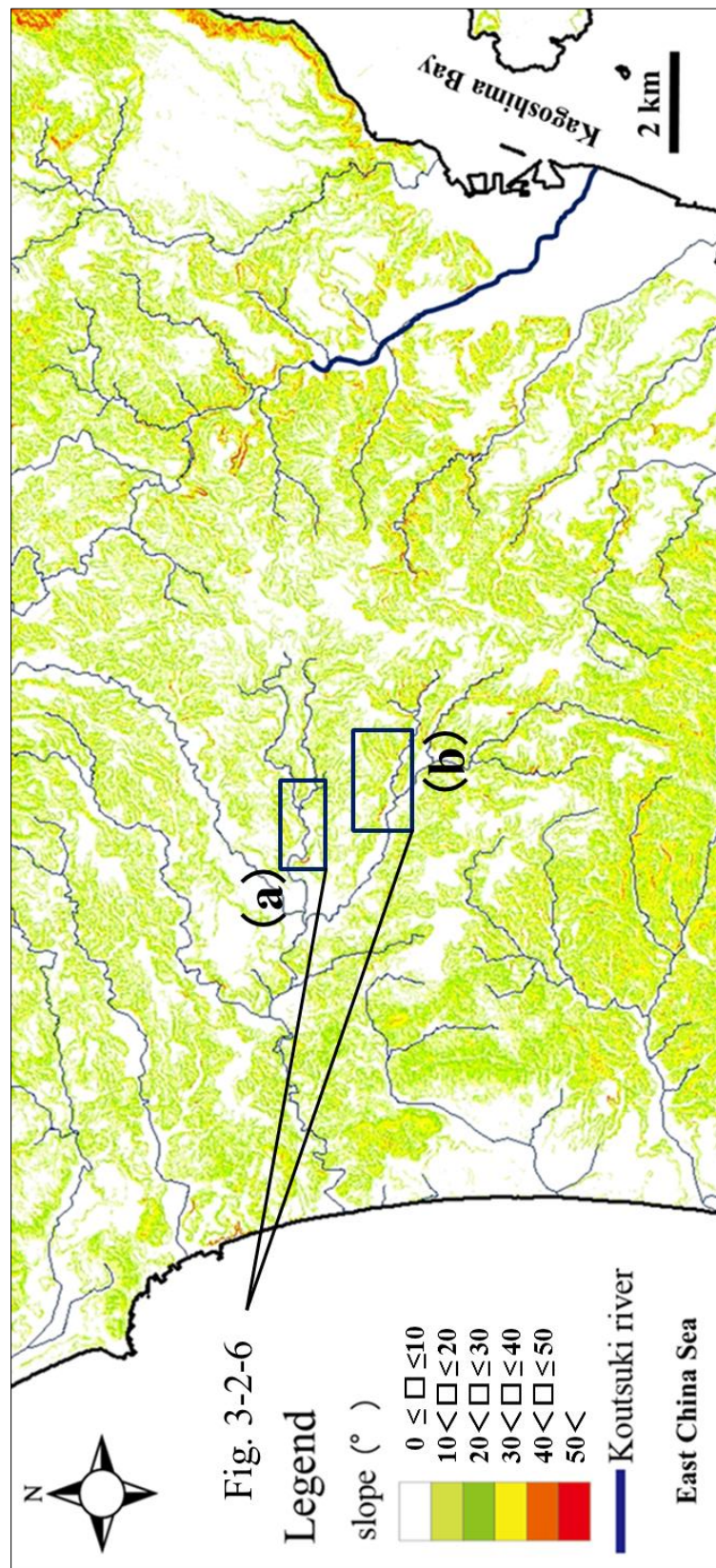
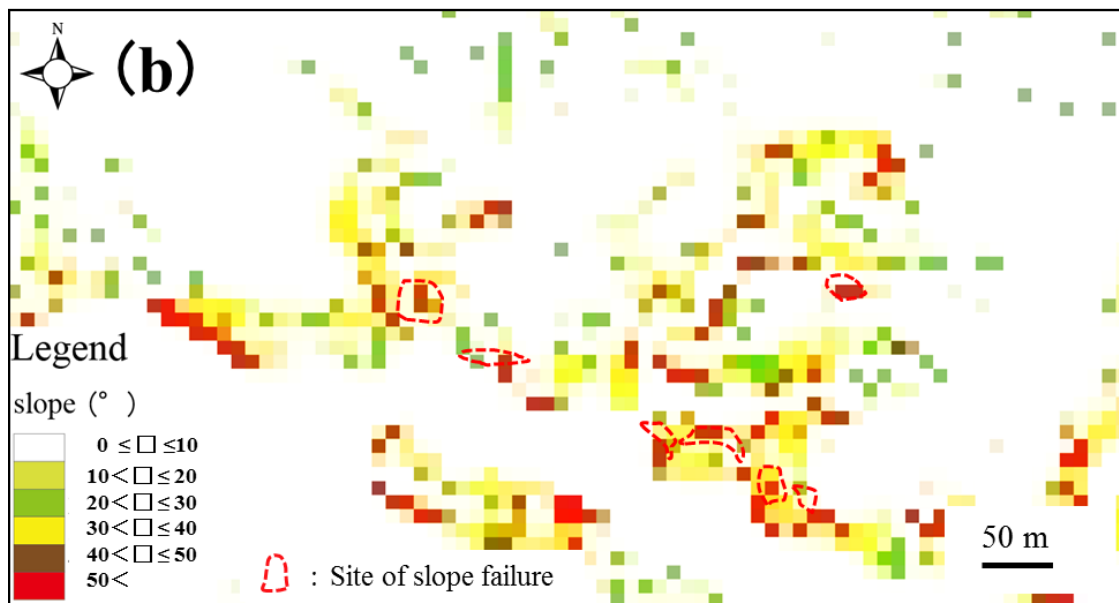
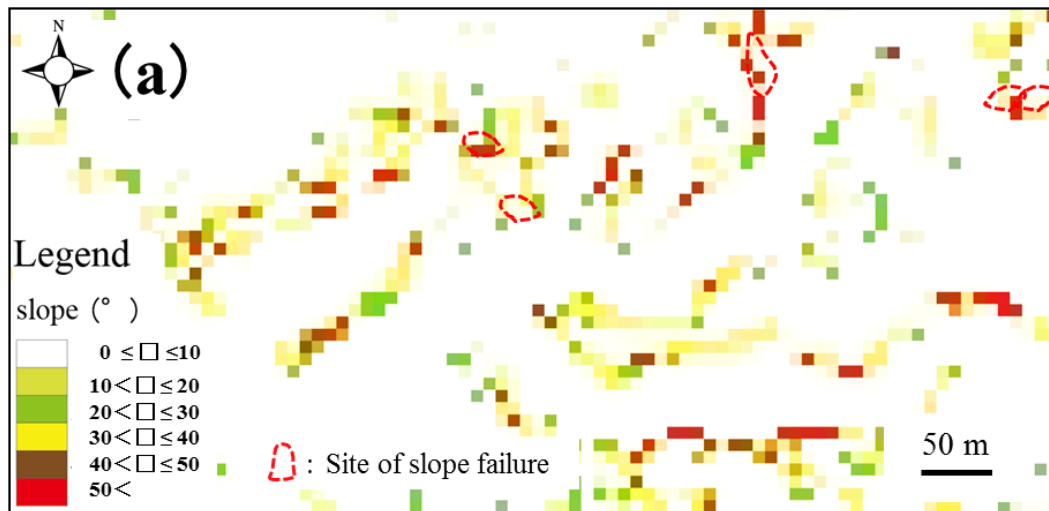


Fig. 3-2-5 Slope distribution map in the Satsuma Peninsula (Igarashi et al., 2014) .



Figs. 3-2-6 Slope disribution map in Ijuin-Matsumoto area.

4 章シラスの特徴

4-1 シラスの物性

シラス台地を刻む急斜面は、流水によるシラスの侵食や斜面崩壊などの侵食・削剥過程で生じた谷地形である。谷の発達様式に与える岩石物性の影響を評価することは、侵食地形の発達を理解する上で重要な課題の一つであり、物性のなかでも岩石強度と浸透能が重要であるとされてきた（たとえば、田中，1990）。本研究においても、シラスの物性として、強度と浸透能に着目し、以下に述べる方法によってこれらの値を計測した。得られた計測データについては、Table 4-1 にまとめた。なお、Table 中において、「Coastal cliff」、「Rework」、「Original」、「Ancient fossil valley」の試料記載は順に、本文中の海食崖（Coastal cliff）、二次シラス（Rework）、シラス（Original）、旧開析谷中のシラス（Ancient fossil valley）を表している。本研究では、薩摩半島北部の広域にわたるように、シラスの物性の計測地点を選定した（Fig. 4-1-2 のうち、A～E は、Fig. 4-1-3 に詳細な地点を示す）。また、Fig. 4-1-4 は、シュミットロックハンマーの強度計測地点である。5 地域 11 箇所を強度計測および浸透能の計測対象地として設定した。それぞれ、①；海食崖、③；二次シラス斜面、⑤～⑪；現開析谷の谷壁斜面、⑫～⑬；旧開析谷の谷壁斜面の地点で計測した。

4-1-1 強度

シラスの急斜面は、自立しうる高さに限界値をもち、その値はシラスの強度に代表される岩石物性に依存する（横山，2003）。したがって、シラス斜面の崩壊の機構を考えるには、シラスの強度の把握が不可欠である（Yokota and Iwamatu, 1999；横山・横田，1999）。シラスの強度（シラス斜面の風化度）を計測するには、土壤硬度計やシュミットハンマー（Fig. 4-1-1）などが有効である。シラス斜面の風化度に関する既往研究は、土壤硬度計による貫入硬度を指標としてきた経緯があり、シュミットハンマーによる反発硬度を指標としているものは稀である。この背景には、岩盤・岩石の示す力学的強度の相対的大小を評価するにあたっては、土壤硬度計はシュミットハンマーより手軽で、かつ野外での操作が容易な点があると考えられる。本研究では、後述する 2 種類の計測方法で得られる力学的強度の相対的大小の評価から風化度について考察するために、分解能のすぐれたシュミットハンマーを使用した。なお、シュミットハンマーを使用した既往研究には、宮古島南東部の琉球石灰岩（今泉ほか，1989）や阿蘇火砕流堆積物（山

口ほか, 2000)、蛇紋岩 (Suzuki et al., 2006) などの物理的性質を明らかにしたものである。

4-1-1-1 計測方法

本研究では、シラス斜面表面の風化状況、および、深い谷が刻まれる岩盤としてのシラスの強度を評価するために、シラスの自然斜面表面をシュミットロックハンマーを用いて、単打法および連打法によって計測した。シュミットハンマーは小型で軽量なため携帯に適し、しかも非破壊で比較的簡便に岩盤・岩石の硬さが計測できることから野外での岩石強度の計測に便利である (松倉ほか, 2004)。シュミットハンマーによる計測方法には、単打法と連打法がある。松倉ほか (2004) によれば、単打法は、岩盤表層の凹凸度程度の評価や風化層の厚さや強度の計測などに適している。連打法は、岩石・岩盤の基本物性としての新鮮な硬さを計測する場合に適している。

風化によって表面が剥離している場合は、1 回目の打撃においては計測点による差異が大きく、代表的な物性値を得ることが難しい (辻本, 2005) ことから、本研究では、1 回目の打撃値を避け、2 回目以後の打撃値をシュミットハンマー反発値として採用した。各地点で得られたシュミットハンマー反発値の 10 回の計測結果を平均して、それぞれの地点を代表する物性値とした。なお、現地で得られた値 (R 値) は、シュミットハンマー強度換算表 (プロセク社 ; Table 4-2) に基づいて kg/cm^2 に変換した。

4-1-1-2 結果

計測対象とした斜面は、地形学的な特徴に基づき、(1) 現開析谷の谷壁斜面、(2) 海食崖、(3) 旧開析谷の谷壁斜面、(4) 軽石塊や石質岩片などの再移動堆積物からなる斜面 (以降、二次シラス斜面とよぶ) の 4 タイプに分けることができる。単打法、連打法による反発値の計測は、シラス斜面表面でそれぞれ 500 打点程度 (各地点で 10~15 回程度) おこなった。Table 4-3 には、計測地点の単打法、連打法で得られた平均値を示した。また、単打法による反発値の計測結果を Fig. 4-1-5、連打法による反発値の計測結果を Fig. 4-1-6 に示した。反発値の計測結果は、51 ~84 kg/cm^2 程度の値が得られた。連打法による反発値の計測は、海食崖 (シラスの自然斜面に含まれる) は、68 kg/cm^2 程度を示し、また、谷壁では、現開析谷の斜面は 51~84 kg/cm^2 程度、旧開析谷の斜面は

63 kg/cm²程度、二次シラス斜面は 51～55 kg/cm²程度をそれぞれ示す。また、計測地点間の反発値のばらつきは、平均値 64 kg/cm²に対して標準偏差 10 kg/cm²（計測 33 地点）と小さな値を示した。ところで、鹿児島県霧島市には、シラスの溶結凝灰岩が分布する。ここでの計測結果は、単打法で、170 kg/cm²程度に対して標準偏差 6 kg/cm²（打点数 10 回）、連打法で、565 kg/cm²程度に対して標準偏差 2 kg/cm²（打点数 10 回）と調査対象地域よりも有意に大きい値を示した。

調査対象地にみられるシラスは、全体では、最低値は、51 kg/cm²程度であった。最高値は 84 kg/cm²程度であり、連打法による計測結果も単打法による結果も類似した反発値を示し、いずれの場合も力学的強度は相対的に小さい値であった。このことから、シラスの自然斜面の力学的強度は、概ね均質であり、いわゆる固結岩と比べるとかなり弱いといえることができる。

4-1-2 浸透能

岩石物性のなかでもとくに岩盤の浸透能は、谷密度を規定する重要な物性値である（田中，1990，1996）。しかし、水文地形学的観点から、現場で地中水の挙動を実際に計測した例は極めて少ない（恩田，1989）。このような観点から、シラス台地崖を構成する急斜面の浸透能を明らかにし、それが侵食・削剥過程にどう反映されているのかを解明する必要がある。

浸透能に関して、既往研究の代表的な物性値は以下のとおりである。浸透能が 10⁻³ cm/s（丘陵地を構成する基盤岩）の閾値よりも大きくなると、斜面崩壊などの顕著な地形変化を引き起こす（Suzuki et al., 1985）。また、地盤工学会（2009）によると、定水位法によるシラスの浸透能では、シラスは、10⁻⁴～10⁻² cm/s、風化シラスは、10⁻⁴～10⁻³ cm/s、二次シラスは、10⁻²～10⁻¹ cm/s の値を示す。さらに、浸透能が比較的高い自然状態のマサ土は、10⁻⁶～10⁻² cm/s（矢橋ほか，1984）である。なお、シラスとマサ土の試料を比較すると、シラスの方が透水係数は 1 桁程度小さい（渡辺ほか，2010）。また、関東ローム層は、10⁻⁴～10⁻² cm/s（地盤工学会，2009）、安山岩は、10⁻¹⁰～10⁻⁶ cm/s（千木良，2013）、非固結砂岩を基盤とする砂岩地域の層は、10⁻³ cm/s 程度（松四・松倉，2004）および固結泥岩を基盤とする丘陵地の層は、10⁻⁵ cm/s 程度（松四・松倉，2004）と報告されている。

4-1-2-1 計測方法

浸透能の計測には、田中（1990）に準じて、長さ 30 cm の合金製の円筒を使用した。なお、この円筒の先端 1 cm は、打ち込みやすくするために鋭角にされている。また、円筒内壁に 0.1 cm 目盛りのメジャーを接着し、変水位法による浸透能を以下の手順で計測した。全体として切り立ったシラスの急斜面の表層風化部を手掘りで除去し、20×20 cm 程度の水平面を露出させた。その露出面に円筒を 2-3 cm 打ち込み、水準器で円筒が鉛直であることを確認し、円筒基部の外周を油粘土で接着し固定した。この状態で水を急速に円筒頂部まで注ぎ、原則として 30 秒ごとに、水位の目盛りを読み取る作業をおこなった。その低下速度が一定となって定常状態となるまで、この作業を繰り返しおこない、その水面の低下速度を計測した。計測時間は最大 20 分に設定した。本研究では、1 地点の露頭につき、水平方向に 50 cm 以上の間隔を空け 2 箇所計測した (Fig. 4-1-7; Fig. 4-1-8)。

4-1-2-2 結果

各地点で得られた浸透能の計測結果を Table 4-4 に示した。シラスの自然斜面 (1-1', 5-5' ~ 11-11') の浸透能は、 $2.6 \times 10^{-3} \sim 2.1 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ を示す (Fig. 4-1-9)。この値のなかで、海食崖 (1-1') は、 $1.2 \times 10^{-2} \sim 1.3 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ 程度の値であった。また、旧開析谷の谷壁斜面 (12-12', 13-13') は、 $1.1 \times 10^{-3} \sim 1.1 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ 程度の値であった (Fig. 4-1-10)。さらに、二次シラス斜面 (3-3') は、 $5.5 \times 10^{-2} \sim 1.0 \times 10^{-1} \text{ cm/s}$ 程度の値を示した (Fig. 4-1-11)。とくに、二次シラス斜面では、3-3' のほかにも計測を数箇所を試みたが、浸透能が著しく高く、0.5 cm/s 以上で計測不能となった。したがって、二次シラス斜面は極めて高い浸透能を有するといえる。

4-1-3 強度と浸透能の計測値の関係とそれらの地形学的な意味

各シラス斜面の物理的性質について、各地点 (Fig. 4-1-4) で得られた浸透能の計測値 (Table 4-3) と連打法の反発値 (Fig. 4-1-6) にもとづき考察する (Fig. 4-1-12)。シラスは、全体としては固結度のきわめて低い堆積物 (横山, 2003) であり、力学的強度は相

対的に小さいことが確かめられた。また、シラスの自然斜面（1-1'、5-5'～11-11'）の浸透能では、 $2.6 \times 10^{-3} \sim 2.1 \times 10^{-2}$ cm/s の値であまり差異が認められなかった。これは、シラスの強度の計測結果同様に、シラスは空間的に比較的均質な浸透能をもつことを示唆する。

海食崖の浸透能（1-1'）は、シラスの自然斜面での計測値のなかでは、平均値に近い値を示した（Fig. 4-1-9）。海食崖は、縄文海進期に急速に後退したと推定されるが、植生に覆われない場合が多いことから、現在も侵食を受けて後退していると考えられる。斜面侵食速度が大きいと予測される海食崖とそれ以外の斜面との間で力学的強度に差異が認められないことは、シラスが風化によって強度劣化しにくい、もしくは、風化が著しくなる前に崩壊で斜面が後退している可能性を示唆する。

なお、旧開析谷の斜面（12-12'、13-13'）では、現開析谷の斜面（1-1'、5-5'～11-11'）での計測よりも、浸透能の値が相対的に低い傾向にあった（Fig. 4-1-9；Fig. 4-1-11）。二次シラス（3-3'）は、極めて浸透能が高いことが確かめられた（Fig. 4-1-10）。二次シラスは、流水によって運搬され再堆積したものであるが、通常の河川による堆積物ではなく、シラスの堆積直後にその堆積原面上を一様に広がって流れた流水によるものだと考えられている（横山，2003）。

シラスの浸透能のなかで最低値は約 2.0×10^{-3} cm/s であった（Fig. 4-1-9）。この値を採用して時間あたりになおすと、72 mm/h に達する。これはシラスの浸透能が非常に高く、時間雨量 72 mm 以上にならないとホートン（Horton）流型表面流が起らないことを示している。すなわち、シラス台地の谷底に地下水位が上昇して発生する飽和地表流の表面流出が起るためには、時間雨量が 72 mm を超えるような激しい降雨の継続が必要であることを示唆している。シラス台地では、晴天時も含めて台地地下には常時緩慢な浸透が存在しているが、激しい降雨時には速い浸透が発生するものと考えられる（和田ほか，1995）。一方で、雨水移動によってシラス台地内の地下水位が上昇しても谷頭部までは達しない可能性を示している。田中（1990）で指摘されているように、浸透能が高くなるほど、谷は深くなる可能性がある。また、非溶結の火砕流堆積物が分布する開析谷の谷壁斜面の勾配は、基本的には強度の大きい物質が急な勾配となり、強度が小さいほど緩い勾配になる（山口ほか，2000）。以上を踏まえると、通常の降水では、シラス台地内の地下水位が台地面の高さにまで上昇して、表面流出が広範囲で生じるとは考えにくい。したがって、シラス台地の主たる開析プロセスは、シラス台地上の小規模な谷の下方侵食ではなく、周辺斜面の下部から湧水として流出する地下水による台地周辺斜面の後退であると考えられる。

力学的強度と浸透能の間には、明瞭な関係は認められない (Fig. 4-1-12)。ただし、シラスのみに着目すると、浸透能が高くなるほど力学的強度が減少する傾向があるようにもみえる。この弱い相関関係は、空隙率の高いシラスほど、圧縮に対する抵抗力が弱く、空隙がつぶれやすい関係にあることを示唆している。二次シラスが極めて高い浸透能を示すにも関わらず、力学的強度がさほど低くない理由としては、流水によって二次シラスが堆積する際に、石質岩片なども堆積して、クラストサポートに近い堆積構造が新たに形成されていることを示唆している。実際、二次シラスは岩片や粗砂がラミナ構造を示すことが多い (Fig. 1-2-3)。他方、旧開析谷の斜面においては、浸透能が低いにもかかわらず、力学的強度は低い。このことは、旧開析谷斜面は、開析谷が化石化して以来、顕著な侵食後退をしておらず、表面の風化・土壌化が進み、ガラス質のシラスがいわば、目詰まりを起こして、水が浸透しにくくなっていることを示唆する。テフラやレスなどの降下細粒物質の被覆・保存もこうしたプロセスに寄与している可能性がある。

Table 4-1 List of physical properties and chemical composition of Shirasu plateau.

Location number	Symbol	Condition	Strength	Infiltration	Water content	Chemical composition
1	☆	Coastal cliff	●	●	●	●
2	□	Rework	●			●
3	□	Rework	●	●	●	●
4	○	Original	●		●	●
5	○	Original	●	●		
6	○	Original	●	●		
7	○	Original	●	●		
8	○	Original	●	●		
9	○	Original	●	●		
10	○	Original	●	●		
11	○	Original	●	●		
12	△	Ancient fossil valley	●	●		
13	△	Ancient fossil valley	●	●		
14	○	Original	●			●
15	○	Original	●			●
16	○	Original	●			●
17	○	Original	●			●
18	○	Original	●			●
19	○	Original	●			●
20	○	Original	●		●	●
21	○	Original	●			
22	○	Original	●			
23	○	Original	●			
24	○	Original	●			
25	○	Original	●			
26	○	Original	●			
27	○	Original	●			
28	○	Original	●			
29	○	Original	●			
30	○	Original	●			
31	○	Original	●			
32	○	Original	●			
33	○	Original	●			
34	◇	Welded tuff	●			
35	○	Original			●	●
36	○	Original			●	●
37	○	Original			●	



Fig. 4-1-1 Photograph showing measurement of the strength of Shirasu deposits by Schmidt rock hammer (Photo by Toshihiko Sugai, October, 2012) ; Schmidt rock hammer (Proseku company) .

Table 4-2 Conversion of the strength (Schmidt rock hammer ; Proseku company) .

R(%)	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	27	44
kg/cm ²	-	-	51	55	59	63	68	73	78	84	90	97	170	565

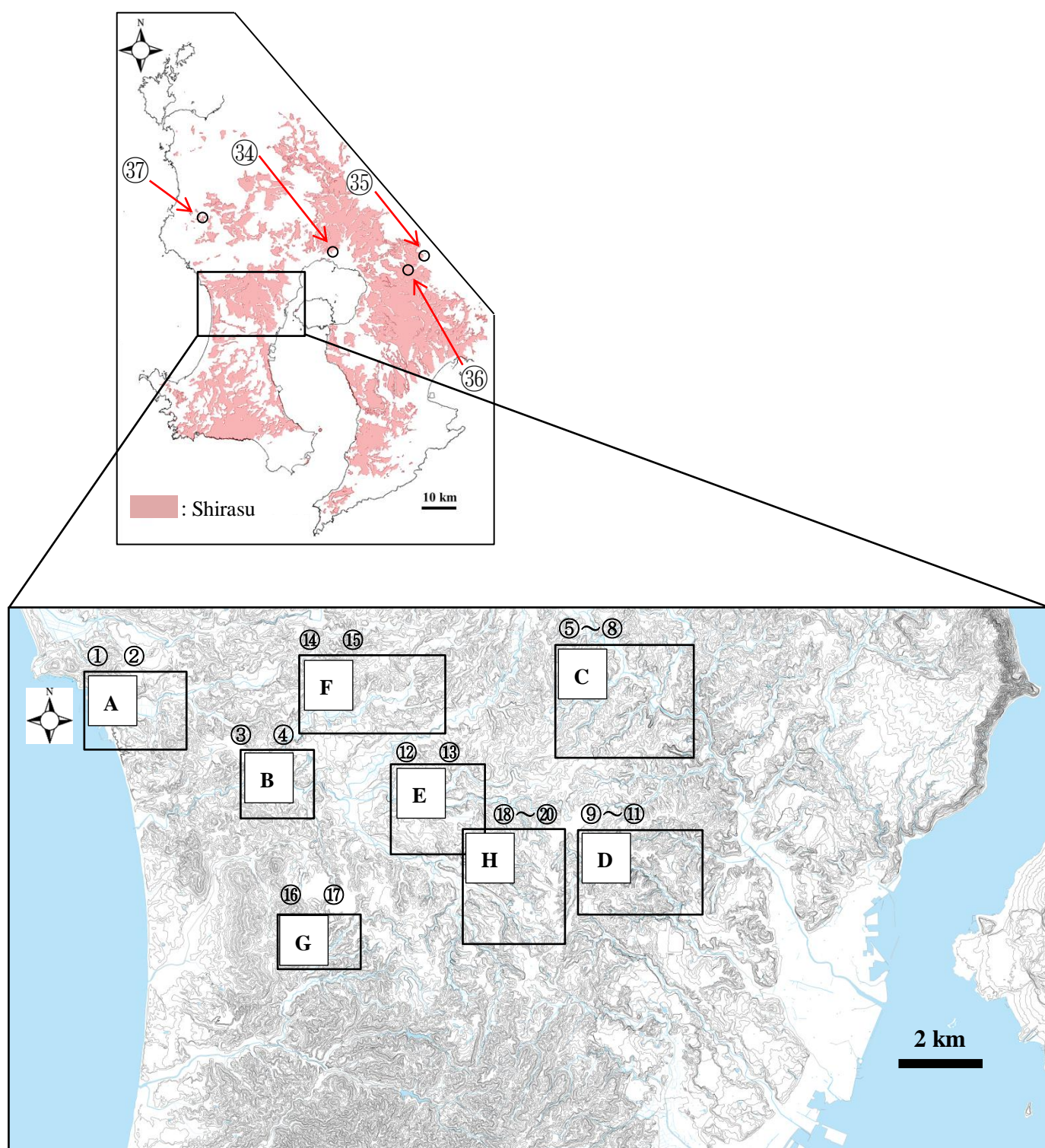


Fig. 4-1-2 Map showing locations of infiltration capacity measurement. Detailed maps shown in Fig. 4-1-3.

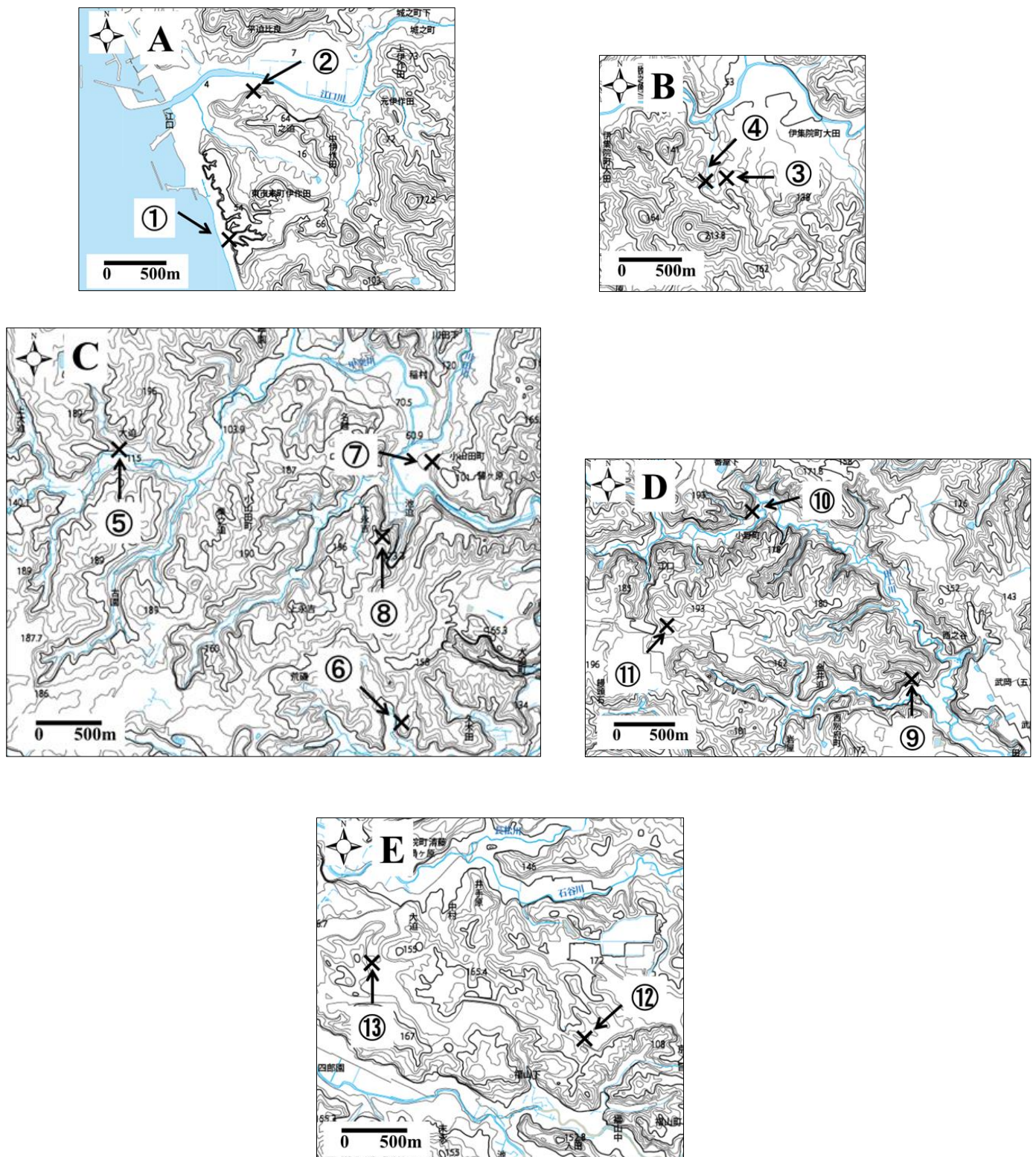


Fig. 4-1-3 Locations of test sites of the measurement of infiltration capacity of Shirasu deposits were performed.

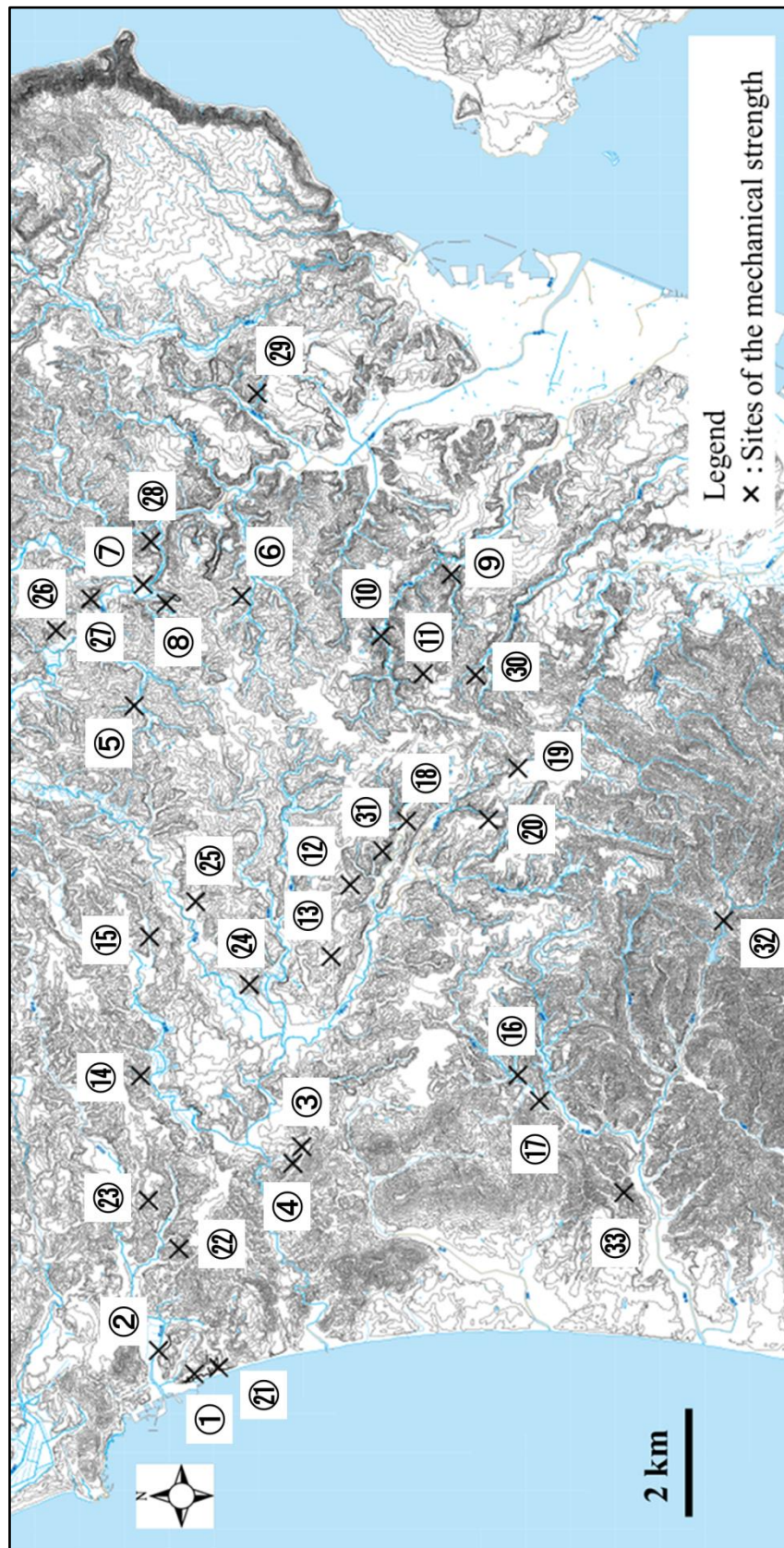


Fig. 4-1-4 Locations of test sites of the mechanical strength of Shirasu deposits were performed.

Table 4-3 Mechanical strength of Shirasu plateau.

1 : Coastal cliff ; 2~3 : Rework ; 4~11, 14~33 : Original ; 12~13 : Ancient fossil valley ; 34 : Welded tuff.

Location number	Symbol	Condition	Single impacts (kg/cm ²)	Continuous impacts (kg/cm ²)
1	☆	Coastal cliff	-	68
2	□	Rework	-	51
3	□	Rework	-	55
4	○	Original	-	55
5	○	Original	-	73
6	○	Original	-	63
7	○	Original	-	59
8	○	Original	-	68
9	○	Original	-	73
10	○	Original	-	55
11	○	Original	-	-
12	△	Ancient fossil valley	-	63
13	△	Ancient fossil valley	-	-
14	○	Original	-	55
15	○	Original	-	68
16	○	Original	-	55
17	○	Original	-	84
18	○	Original	-	-
19	○	Original	-	51
20	○	Original	-	78
21	○	Original	-	78
22	○	Original	-	78
23	○	Original	-	73
24	○	Original	51	73
25	○	Original	-	-
26	○	Original	-	-
27	○	Original	-	51
28	○	Original	51	-
29	○	Original	-	73
30	○	Original	-	-
31	○	Original	-	59
32	○	Original	51	51
33	○	Original	-	-
34	◇	Welded tuff	170	565

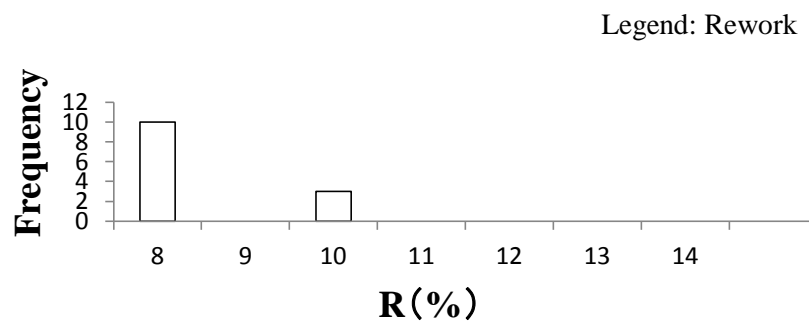
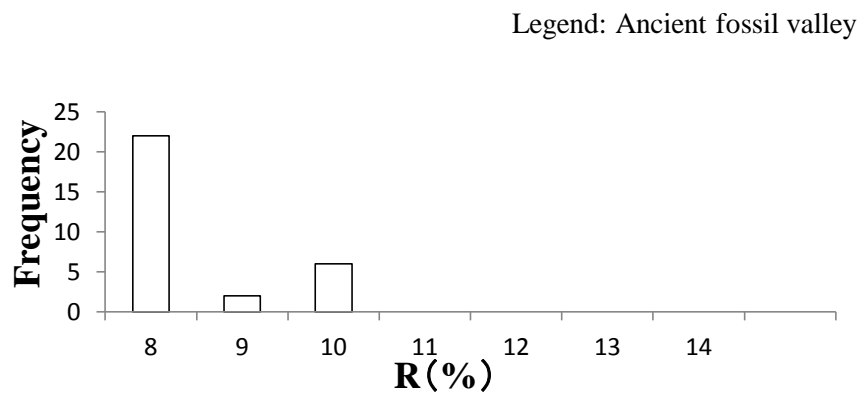
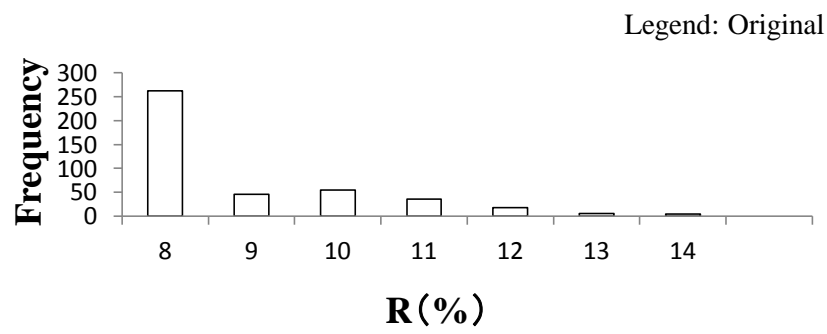


Fig. 4-1-5 Mechanical strength (Single impacts) .

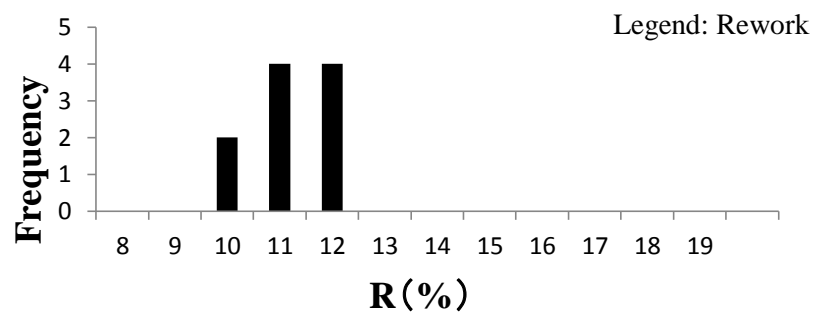
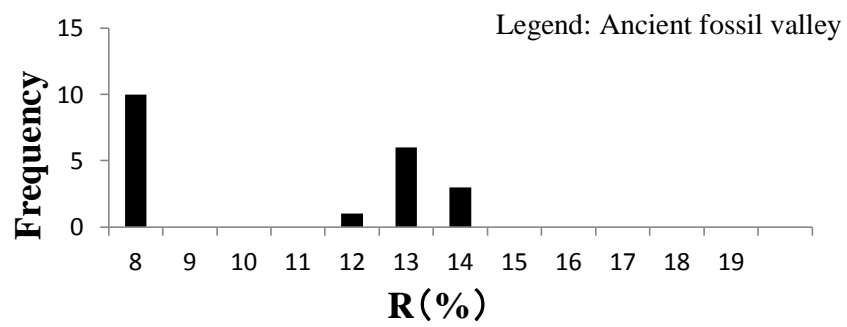
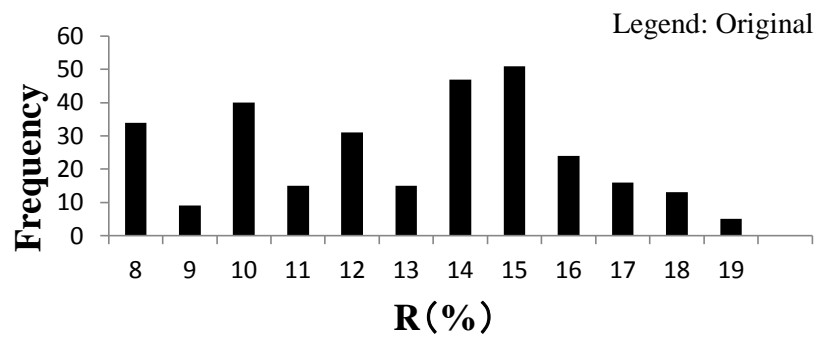


Fig. 4-1-6 Mechanical strength (Continuous impacts) .



Fig. 4-1-7 Measurement of infiltration using a cylinder of 300 mm height. Close up (Photo by Ryusuke IGARASHI, August, 2014) .



Fig. 4-1-8 Photograph showing measurement of infiltration. (Photo by Ryusuke IGARASHI, August, 2014) .

Table 4-4 Infiltration capacity of Shirasu plateau.

1-1', 5-5'~11-11'; Original : 3-3'; Rework : 12-12'~13-13'; Ancient fossil valley.

Location number	Symbol	Condition	Number of measurement(n)	Average value($\times 10^{-3}$ cm/s)	Standard deviation(σ)
1	☆	Coastal cliff	36	12.4	23.9
1'	☆	Coastal cliff	37	12.7	24.5
3	□	Rework	20	56.7	25.1
3'	□	Rework	10	113.3	24.0
5	○	Original	30	3.3	6.7
5'	○	Original	38	3.4	6.7
6	○	Original	36	2.3	6.6
6'	○	Original	35	2.6	6.5
7	○	Original	33	5.9	6.3
7'	○	Original	33	16.3	6.3
8	○	Original	26	20.6	6.4
8'	○	Original	31	15.6	6.1
9	○	Original	34	9.4	6.3
9'	○	Original	39	16.1	6.6
10	○	Original	39	11.4	6.7
10'	○	Original	38	11.9	7.2
11	○	Original	28	18.9	7.7
11'	○	Original	29	20.7	7.2
12	△	Ancient fossil valley	39	6.3	4.1
12'	△	Ancient fossil valley	39	11.2	4.6
13	△	Ancient fossil valley	39	1.2	0.2
13'	△	Ancient fossil valley	39	1.5	0.0

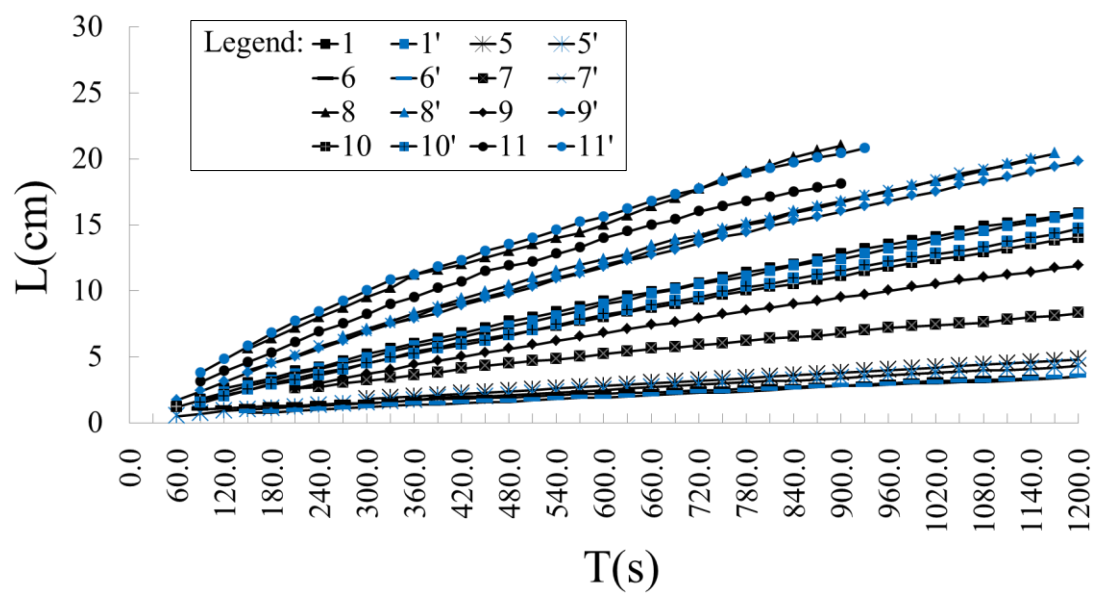


Fig. 4-1-9 Examples of water level changes during the infiltration measurement.
(1-1' : Coastal cliff、5-5' ~ 11-11' : Original)

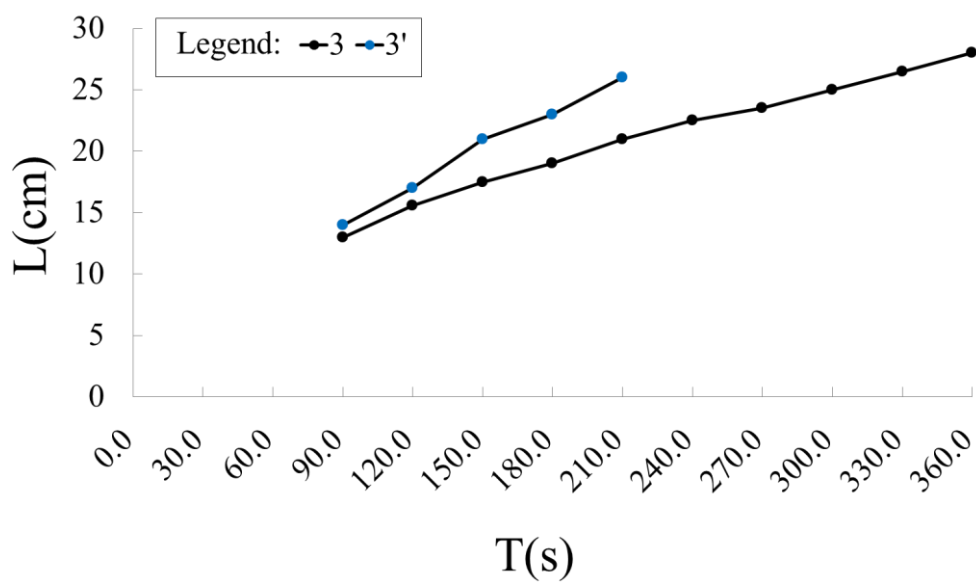


Fig. 4-1-10 Examples of water level changes during the infiltration measurement.
(Rework)

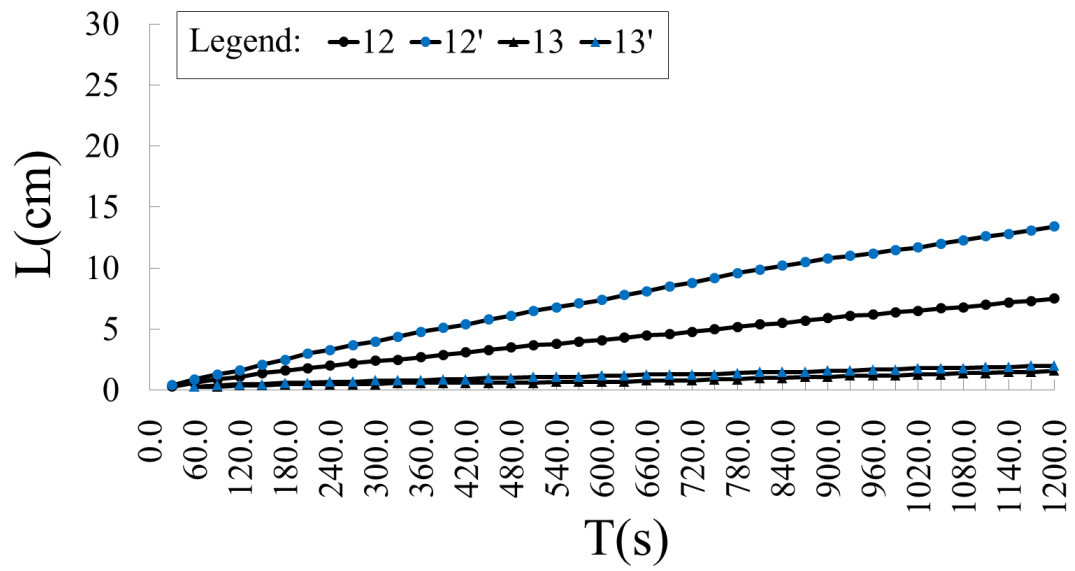


Fig. 4-1-11 Examples of water level changes during the infiltration measurement.
(Ancient fossil valley)

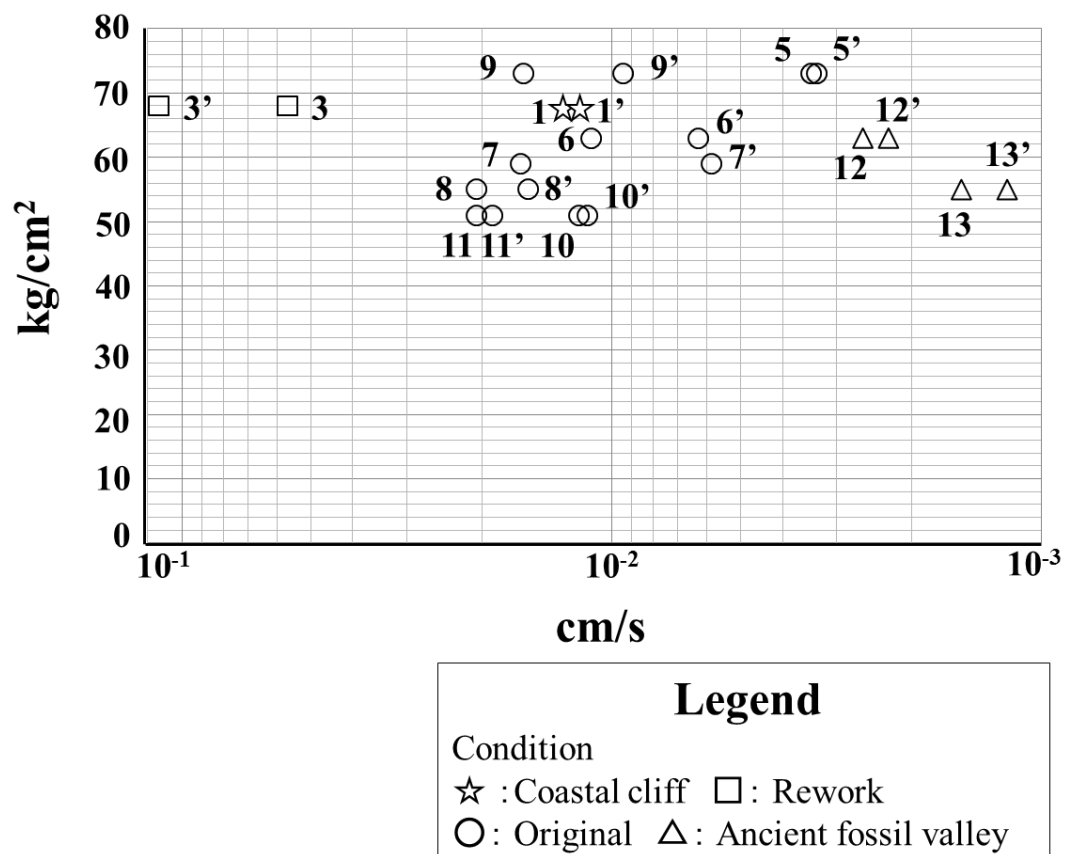


Fig. 4-1-12 Relationship between mechanical strength and infiltration capacity.

4-2 シラスの組成

シラスは、火山灰、火山礫、火山岩塊などが混ざり合った堆積物である。シラスの構成物は、大きいものから順に、軽石塊（一般的には、径数十センチメートル以下；岩石学的には、 SiO_2 含有量 75% 前後の流紋岩）、安山岩や砂岩、頁岩などの岩石破片（これを石質岩片または石質破片とよぶ）、小径（一般的には、径数センチメートル以下）の軽石質火山灰などである（横山，2003）。シラスの粒度分布は、シラスが火山噴出により生じたものであるから、始良カルデラから遠い距離に堆積したものほど細粒化するが、地域によって多少の差異が認められる（岩松，1989）。また、シラスの岩石組織は、個々のガラスは単にかみ合わさっているだけではなく、部分的に溶結して全体の骨格を構成しており、骨格の隙間を様々な結晶質鉱物や粘土鉱物が埋めていると推定される（横山ほか，2001）。構成物相互のインターロッキング効果（春山・山内，1967）よりもむしろガラスの溶結が全体の強度をもたらしていると考えられ、したがって風化した場合、こうした溶結構造の破壊が重要となると考えられる（横山ほか，2001）。さらに、シラスの鉱物組成は、一般に粘土鉱物としてハロイサイト、モンモリロナイト等が知られており、とくにハロイサイト（10A）を多く含むと報告されている（宮内ほか，1972；富田・大西，1976）。ガラス表面での溶解や粘土鉱物の生成は、シラスの骨格となる溶結部を弱くし、結果として強度低下をもたらす（横山ほか，2001）。これらの値からみると、シラスは、流紋岩や花こう岩の化学組成に相当する。したがって、シラスは、酸性岩質の化学組成を有するマグマが、地表に噴出し急冷されて生じたものであるといえる（岩松ほか，1989）。

一方、シラスを堆積させた co-ignimbrite ash（Sparks and Walker, 1977）である始良丹沢火山灰（AT：町田・新井，2003）の化学組成は日本各地で分析されており、 SiO_2 は 78～79% であることが知られている（町田・新井，2003 ほか）。

上述のように、シラスの組成については基礎研究の一環として調べられ、その成因や鉱物組成など詳しく論じられてきた。とくに、富田・大西（1976）は、シラス崖の側面の表面から内部に向かってシラスを採集し、それらの試料中のおおよその粘土鉱物の含量を知ることによって、ある種のシラス崖崩壊（落水型侵食など）を予知することが可能であることを指摘している。シラスの表層崩壊に関して、ミクロな視点からの手法で崩壊プロセスに貢献してきたが、防災上、すべてのシラス斜面を対象とするのは困難である。本論文では、シラス台地全体におよぶマクロな地形変化の過程と斜面崩壊との関係について記述する 5 章、6 章の前段階として、個々のシラスで構成される斜面において

は、基礎的情報として含水比および全岩化学組成を行った。

4-2-1 含水比

一般に、シラス層の含水比変化は、降雨の浸透や地下水面の変動によって起こる。地下水面の変動によるシラス斜面の崩壊は、地中侵食が第一の要因となって発生する場合が多い（春山，1978）。なお、降雨水の浸透や晴天時の乾燥によって含水比が変化するのは、地表面から 1-2 m のごく浅層に限られる（西・木村，1952）。さらに、シラス層に節理・割れ目などがなく、一様である限り、降雨水の浸透による含水比の変化は、地表面または崖側裸出面からわずかな範囲内に限られることが知られている（春山，1978；村田・山内，1978）。

シラスの含水比は、シラス中の水分と水分を除くシラスの重さとの比率である。自然含水比は通常 20 wt.%前後の値を示すが、これが 30 wt.%以上になると、シラスの強度は急激に低下する（河原田，1957）。また、シラスの強度は、水が加わると著しく低下する性質がある（横山，2003）。豪雨時のシラス斜面崩壊の要因としては、雨水が浸透し、土塊の自重の増加と含水比の増加によって起こるサクシジョンの低下であることが定性的に知られている（島田ほか，2002）。

4-2-1-1 試料と方法

本研究で用いた含水比の試料は、主に調査対象地である薩摩半島北部に加え、北薩地区^{ほくさつ}に位置する鹿児島県薩摩川内市^{さつませんたい}、大隅半島に位置する宮崎県都城市^{みやこのじょう}、鹿児島県曽於市^{そお}を合わせた 7 地点において、シラス斜面の表面をねじり鎌で削りとり、採取した（Fig. 4-1-2 のうち、F～G は、Fig. 4-2-1 に詳細な地点）。試料は室内実験室において約 10g を分取の後、精秤した。続いて同試料を 70℃下で 7 日間乾燥させた後、再度精秤し、乾燥前の精秤値との差分をもって含水率を求めた。

4-2-1-2 結果

シラスの含水比の大概を述べる (Table 4-5). シラスの含水比は、通常 10.50-19.90 wt.% 程度である. 自然含水比は、シラスの種類や風化の程度により非常にばらつくが、15-30 wt.% が一般的である (岩松ほか, 1989). 春山 (1978) は、九州南部の各地で計測した自然含水比を、風化シラス (含水比は 22.0-30.0 wt.%)、ふつうシラス (含水比は 14.0-22.0 wt.%)、かたシラス (含水比は 6.0-14.0 wt.%) の 3 種類に分類した. この分類にあてはめると、含水比の最低値は、地点 1 の 10.5 wt.% (海食崖の堆積物) であり、かたシラスを示す. 含水比の最高値は、地点 3 の 19.9 wt.% (二次シラス) であり、ふつうシラスを示す. 海食崖の堆積物を除くと、ふつうシラスに属し、含水比は場所によって大きくは異ならないことがわかる. シラスで構成されている斜面は、均質性を示しているといえる.

4-2-2 全岩化学組成

全岩化学組成分析を行い、その組成上の特徴について言及する. シラスの化学組成分析は、多くの研究事例が報告されている. たとえば、大庭ほか (1967a, 1967b) や島田・福重 (1975) は、重量分析法により、シラスの主成分元素の割合は、 SiO_2 は 68-71 wt.%、 Na_2O は 3-4 wt.%、 MgO は 2-3.5 wt.%、 Al_2O_3 は 13-15 wt.%、 K_2O は 2-4 wt.%、 CaO は 2-3.5 wt.%、 Fe_2O_3 は 1-3.5 wt.% が含まれる、と報告している. 最近の研究では、曾根原 (2016) は、ガラスビート法により、シラスの主成分元素の割合は、 SiO_2 は 77 wt.%、 Na_2O は 3-3.5 wt.%、 MgO は 0.1-0.2 wt.%、 Al_2O_3 は 12-13 wt.%、 K_2O は 3.5-4 wt.%、 CaO は 1-1.5 wt.%、 Fe_2O_3 は 1-1.5 wt.% が含まれる、と報告している.

4-2-2-1 試料と方法

本研究で用いた全岩化学組成の試料は、調査対象地である薩摩半島北部の 11 地点 (Fig. 4-2-1) と大隅半島に位置する宮崎県 ^{みやこのじょう} 都 城 市、鹿児島県 ^{そ お} 曾 於 市の 2 地点 (Fig. 4-1-2) を合わせた 13 地点において、シラス斜面の表面をねじり鎌で削りとり、サンプルを採取した. 70℃で 7 日間、恒温乾燥機で乾燥後、タングステン製の粉砕機で粉砕し、加圧成型して主成分元素の分析を行った (検量線法で計測). 標準試料は、産業技術総合研究所で作製されている岩石標準試料のうち、火成岩 2 種 (JA-3, JF-2)、堆積物・堆積岩 7 種 (JLs-1, JDo-1, JCh1, Jlk-1, JSd-2, JSd-3, JMS-1) である. これらの標準試料に関しても計測試料と同様の方法によって、タブレットを加圧成形した. 分析には、Rigaku

製の波長分散型蛍光 X 線分析装置 ZSX Primus II を使用した。

4-2-2-2 結果

シラスの全岩化学組成の大概を述べる (Table 4-6)。シラスの SiO_2 濃度は、70-79 wt.% である。 SiO_2 の含有量から、“シラス”と“二次シラスおよび海食崖の堆積物”のふたつのクラスターに分けることができる。これらのクラスターのうち、 SiO_2 の含有率が高いほうの主成分は、始良丹沢火山灰層のそれ (町田・新井, 2003) とよく一致している。他方、二次シラスに関しては、堆積環境が化学組成に反映されている可能性がある。

4-2-3 含水比と全岩化学組成

海食崖は、裸出した急斜面である。この急斜面においては上方からの浸透が卓越し、側方からの浸透はほとんど認められない (春山, 1978) ことから、乾湿の影響をもっとも受けやすいことが推定される。二次シラスは、気象条件の変化に伴って含水比の変化を受けやすいことが理解される。

二次シラスは、シラスよりも全岩化学組成の SiO_2 の割合が低い。また、二次シラスは Al_2O_3 の含有率が高い。この違いは、二次シラスは、比較的短期間に大量に移動して堆積 (大庭ほか, 1972) する際に、シラス以外の物質を取り込みやすいこと、シラスのなかでも相対的に石質岩片を多く含むようになることを反映していると解釈できる。二次シラス以外で、 SiO_2 含有率が低めの値を示す試料もあるが、それらは、たまたま石質岩片などの非軽石質部分を多めに分析した可能性が高い。一方、海食崖のシラスは、 Na_2O を含む割合が高い。この結果は、海塩の影響を受けていることを示すとともに、海食崖のシラス斜面が塩類風化の影響を強く受けている可能性を示唆する。

始良丹沢火山灰は、輝石流紋岩質の火山ガラスに富み、ユニット全体にわたって均質な組成をなしている (町田・新井, 2003)。なお、シラスは SiO_2 に富み、始良丹沢火山灰のガラス組成と試料採取地点の分析とほぼ一致した結果となった。他方、 SiO_2 以外の主成分元素では、地点間でばらつきがあり、二次シラスのグループ、海食崖のシラスを含むグループ、シラスのみのグループの 3 グループに分かれる結果であった。二次シラスのグループ中でも、東シナ海に注ぐ江口川河口付近 (地点②) では、地点③よりも CaO の含有率が高い。本研究では、二次シラスは独立したグループとしたが、4 章 1 節、2 節で論じてきたように、堆積環境によって化学組成が大きく異なることが考えら

れる．二次シラスの分布・堆積状況によっては、海食崖のシラスを含むグループやシラスのみのグループに近い組成が得られることが示唆される．

Table 4-5 Water content of Shiurasu sediments.

Location number	Symbol	Condition	evaporating basin w1(g)	sample + evaporating basin w2(g)	sample w3(w2-w1)(g)	dried sample + evaporating basin w4(g)	dried sample w5=w4-w1(g)	water amount wa(g)w3-w5	Water content $w=wa/w5 \times 100(\text{wt.}\%)$
1	☆	Coastal cliff	31.5	41.5	10.0	40.6	9.1	1.0	10.5
3	□	Rework	32.5	42.5	10.0	40.9	8.3	1.7	19.9
4	○	Original	32.6	42.6	10.0	41.3	8.7	1.3	14.7
20	○	Original	32.8	42.8	10.0	41.5	8.7	1.4	15.6
35	○	Original	26.3	36.3	10.0	35.1	8.8	1.3	14.3
36	○	Original	18.9	28.9	10.0	27.4	8.5	1.5	17.9
37	○	Original	32.8	42.8	10.0	41.3	8.5	1.5	17.5

Table 4-6 Chemical composition of Shirasu sediments.

Location number	Symbol	Condition	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO (wt%)	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
1	☆	Coastal cliff	73.67	0.26	14.00	2.77	0.48	2.13	3.64	3.00	0.05	100
2	□	Rework	70.62	0.53	14.98	3.90	0.73	5.08	2.93	1.21	0.01	100
3	□	Rework	71.55	0.28	15.94	2.99	0.54	2.71	3.56	2.37	0.06	100
4	○	Original	78.52	0.22	10.80	2.27	0.44	2.15	2.98	2.61	0.03	100
14	○	Original	73.30	0.25	14.32	2.65	0.54	2.16	3.56	3.16	0.05	100
15	○	Original	78.49	0.26	11.03	2.63	0.55	1.50	2.65	2.86	0.03	100
16	○	Original	78.32	0.23	10.81	2.39	0.44	2.29	2.89	2.58	0.04	100
17	○	Original	78.23	0.24	10.70	2.53	0.47	2.27	2.89	2.64	0.04	100
18	○	Original	78.65	0.21	10.58	2.21	0.40	2.21	3.07	2.64	0.03	100
19	○	Original	79.43	0.21	10.40	2.30	0.43	1.54	2.82	2.85	0.03	100
20	○	Original	78.17	0.23	10.67	2.46	0.52	2.33	3.02	2.57	0.04	100
35	○	Original	78.44	0.23	10.70	2.48	0.49	2.15	2.81	2.66	0.04	100
36	○	Original	73.34	0.27	14.22	2.85	0.49	2.40	3.60	2.76	0.05	100

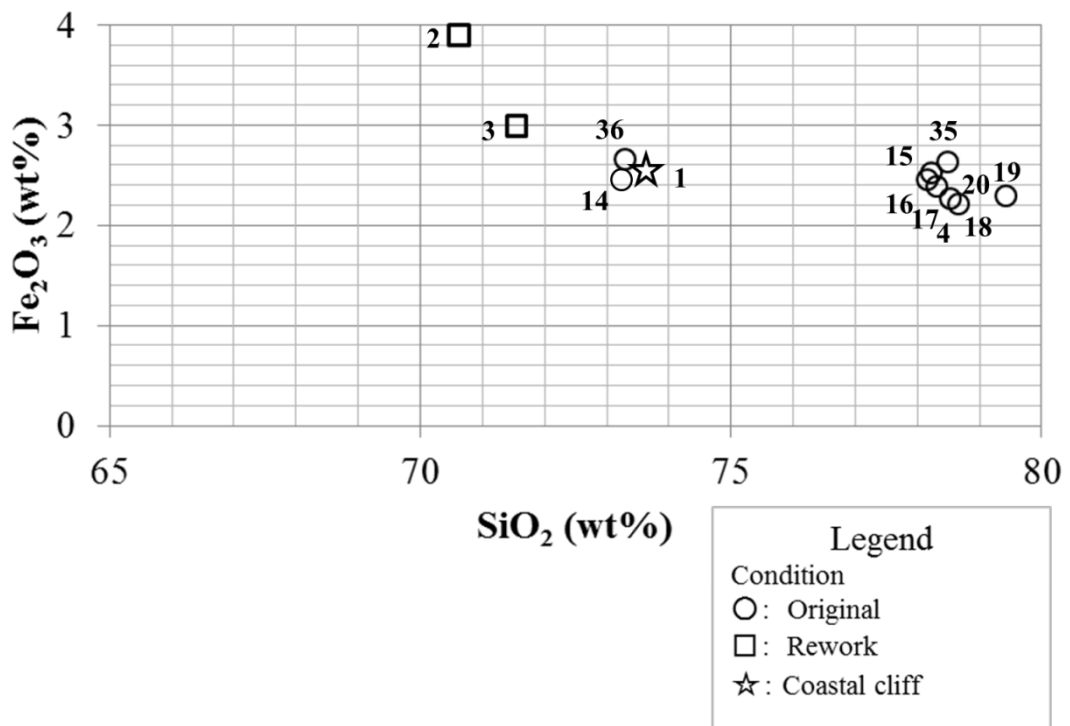
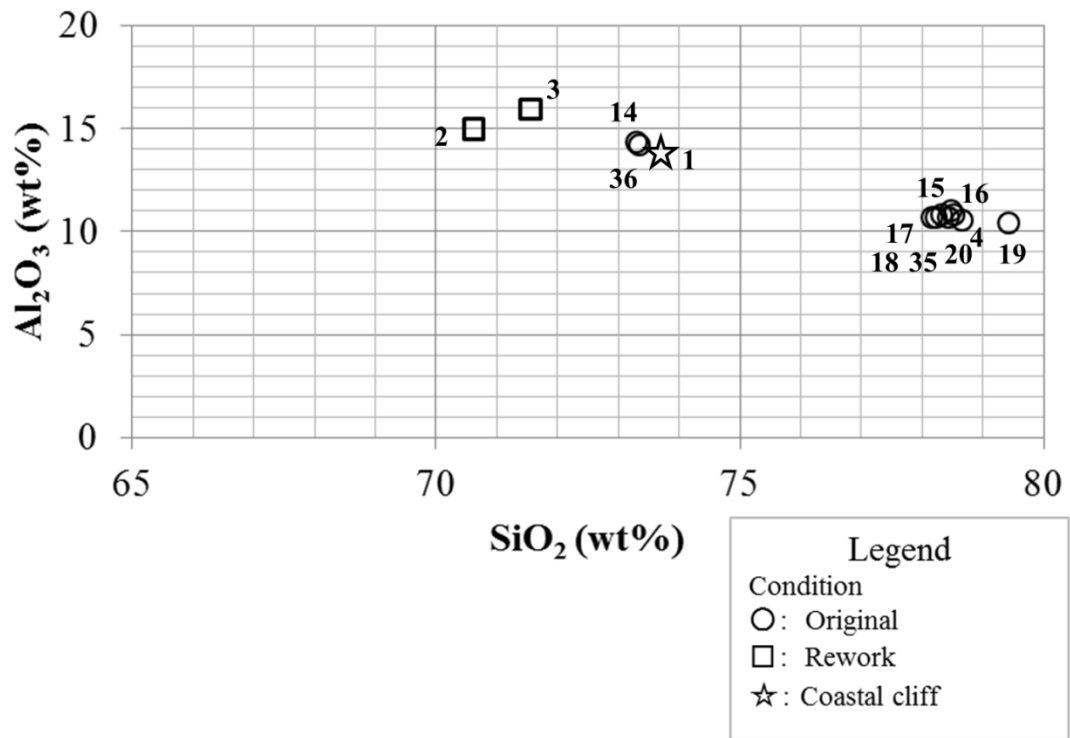


Fig. 4-2-2 Harker diagrams showing the similarity of the chemical characteristics by samples.

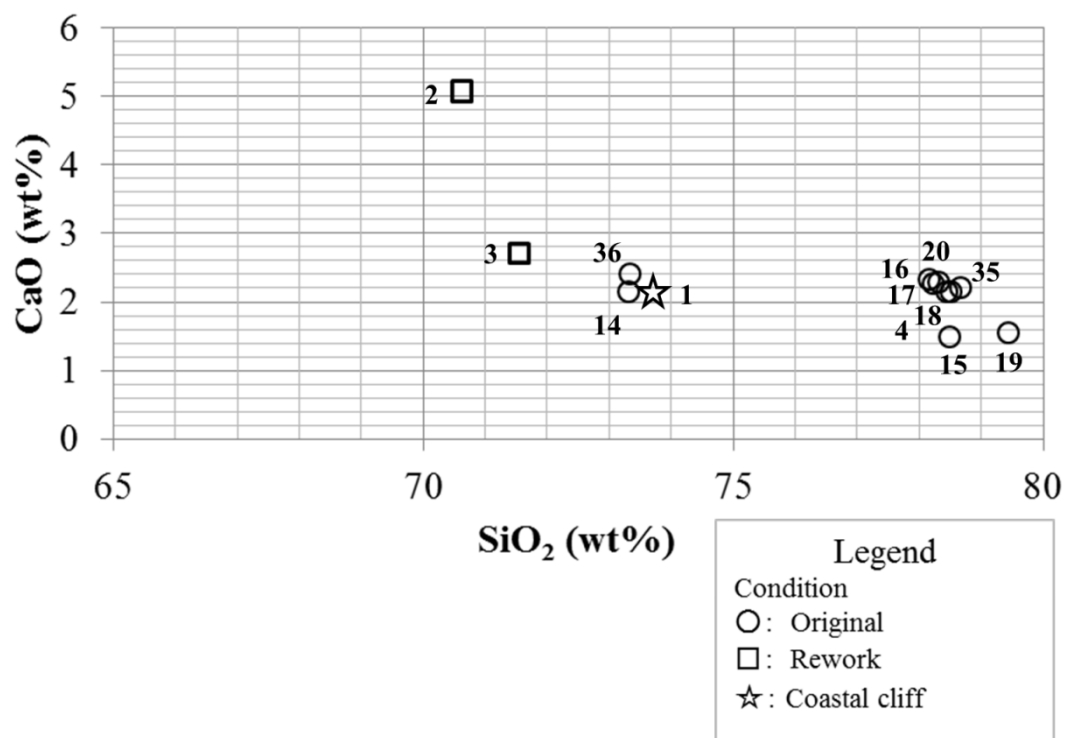
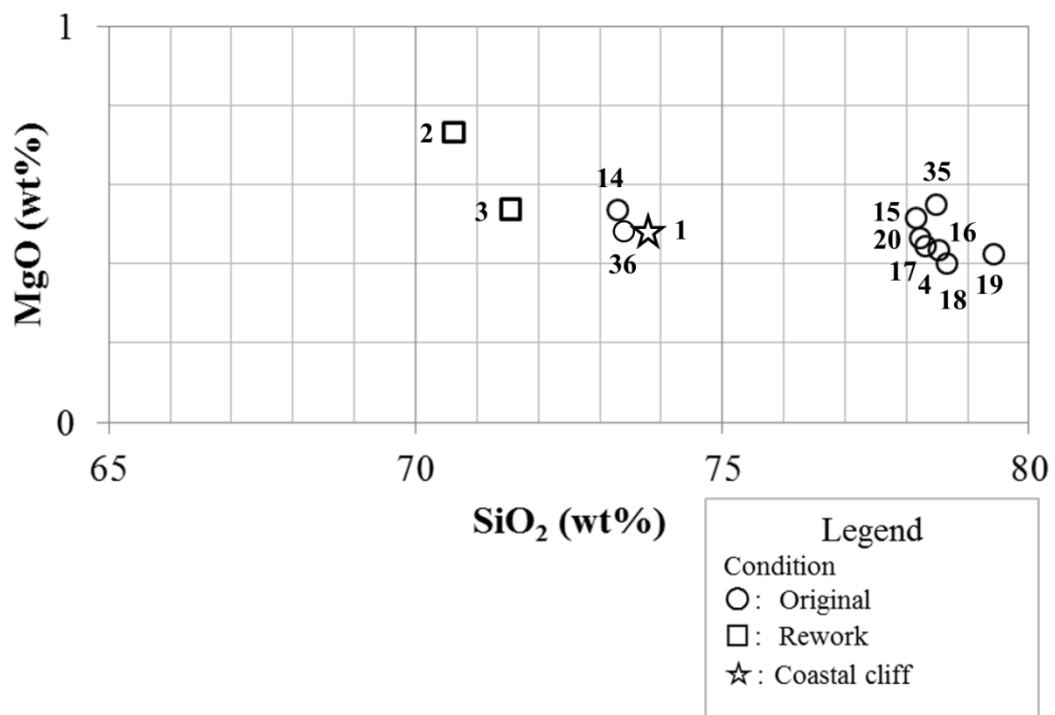


Fig. 4-2-2 Continued.

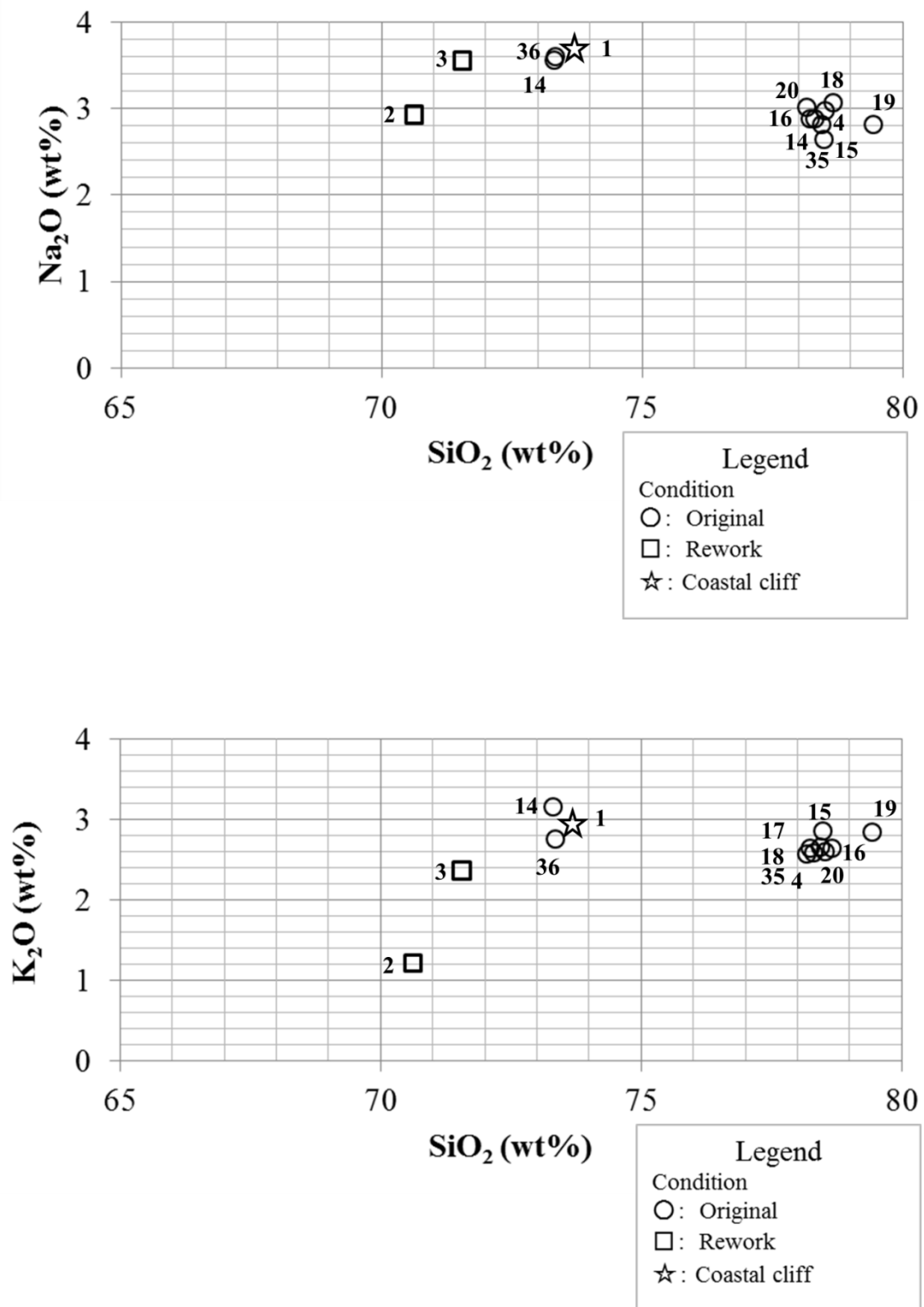


Fig. 4-2-2 Continued.

5 章 シラス台地における開析谷の地形

5-1 シラス台地周辺の地形分類

国土地理院発行の空中写真（1948 年撮影の 15865 分の 1 および 31000 分の 1 と 1975 年撮影の 20000 分の 1、2011 年撮影の 10000 分の 1）を用いて、地形判読を行い、薩摩半島北部の地形分類図を作成した（Fig. 5-1-1）。地形判読の結果、薩摩半島中央部の地形は、シラス原面、段丘Ⅰ面、段丘Ⅱ面（段丘Ⅰは段丘Ⅱより一段高い面）、現開析谷（谷底低地を含む）、旧開析谷、新旧崩壊斜面の各地形に分類された（Fig. 5-1-2）。旧開析谷の判定は、現開析谷と遷急線を介して不連続に接しているか否かに着目して行った（五十嵐ほか，2014）。

地形判読の結果、シラス原面は、分水界付近の上流域、^{かみの}神之川の下流域の東側および^{しもたにぐち}下谷口川の西側において広域に残存している。また、旧開析谷の下流域は、段丘Ⅱ面に連続している。さらに、現開析谷は、下流域に向かって谷幅が拡大している。とくに、上流域の現開析谷は、旧開析谷と同様に谷幅が狭いことが判明した。旧開析谷は、開析初期段階では、表成谷として発達したことが推定されている（横山，2003）が、1 章 3 節で述べたとおり、成因は不明である。

1992 年に鹿児島市で発生した現開析谷の谷頭侵食は、旧開析谷を幅 10～20 m、深さ 3～5 m にわたって侵食し、大量の土砂を下流へもたらした（福田ほか，1995）。また、横山（2003）は、^{いじゅういん まつもと}伊集院・松元地域において、この地域最大の旧開析谷が分布していて、上流端が現開析谷によって河川争奪された、シラス地域にみられる代表的な地形発達例をあげている（Fig. 5-1-3a）。横山（2003）は、このさらに上流へ伸びていた旧開析谷が、南方から谷頭侵食で伸びてきた現開析谷に接合・合流したために消失してしまったことを示した。したがって、旧開析谷の下流端が遷急点をへて現開析谷に連続する場合には、斜面崩壊が発生した場合、遷急点が後退する可能性もあることが考えられる。

伊集院地域の現開析谷は、その谷頭部がシラス原面の奥深くにまで到達している（Fig. 5-1-3b）。そして現開析谷頭は、比高の大きな急斜面によって、シラス原面と接している。上述した上流域の現開析谷が、旧開析谷と同様に谷幅が狭いことも考慮すると、旧開析谷の初期段階を検討する上では、上流域の現開析谷についても検討する必要がある。これについては本章 3 節で詳しく論じる。

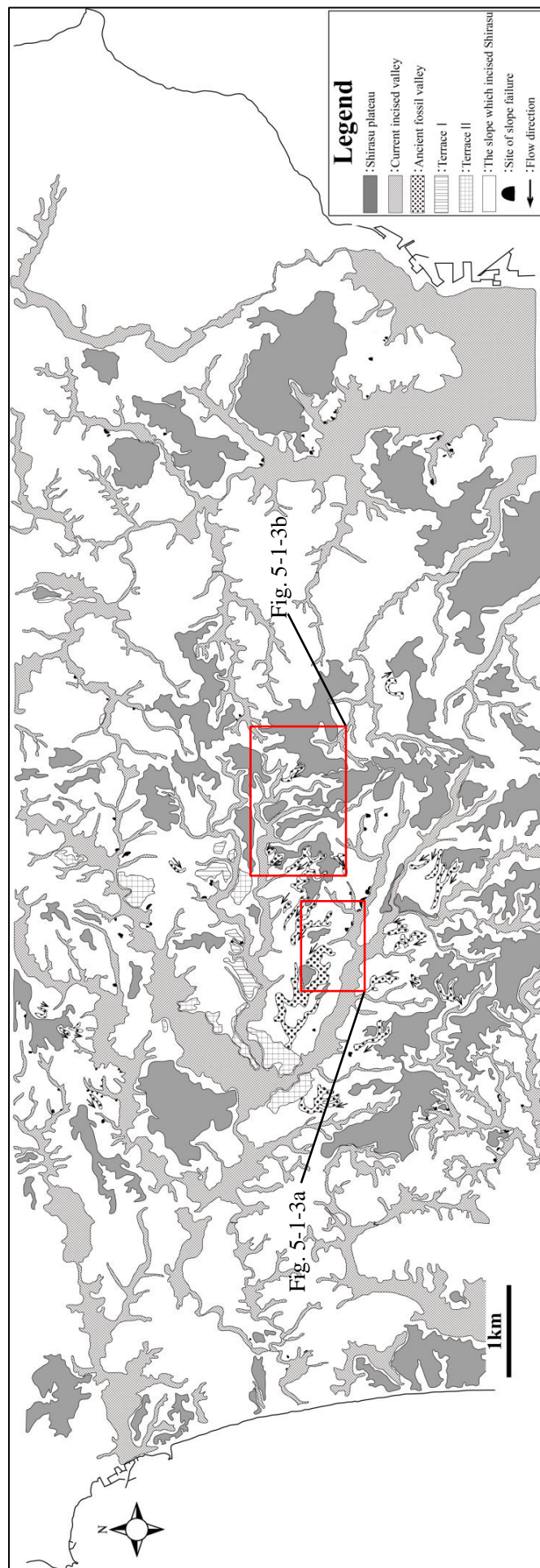


Fig. 5-1-1 Landform classification map of the northern part of the Satsuma peninsula.

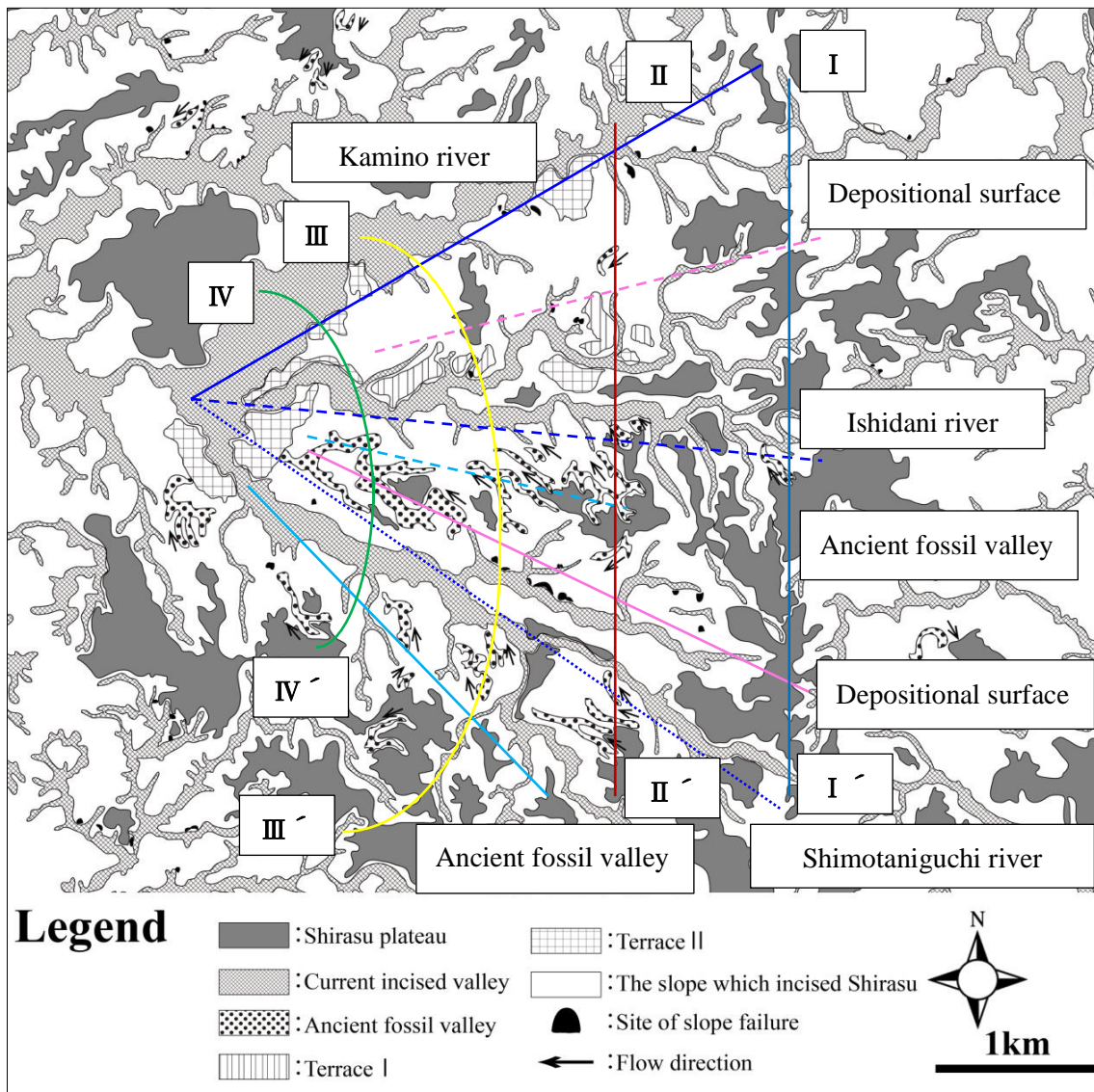


Fig. 5-1-2 Landform classification map of Ijuin area.

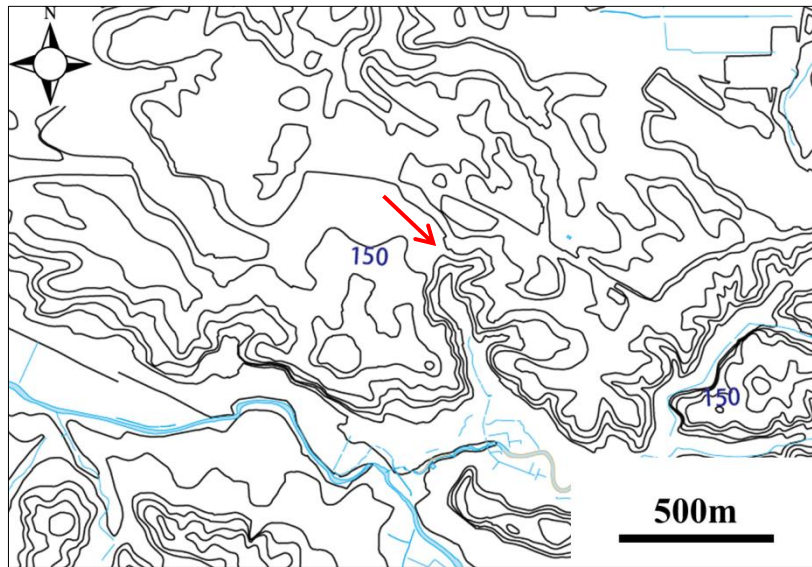


Fig. 5-1-3a River basin of current incised valley and Ancient fossil valley in Ijuin area. Red allows show the valley head of current incised valley.

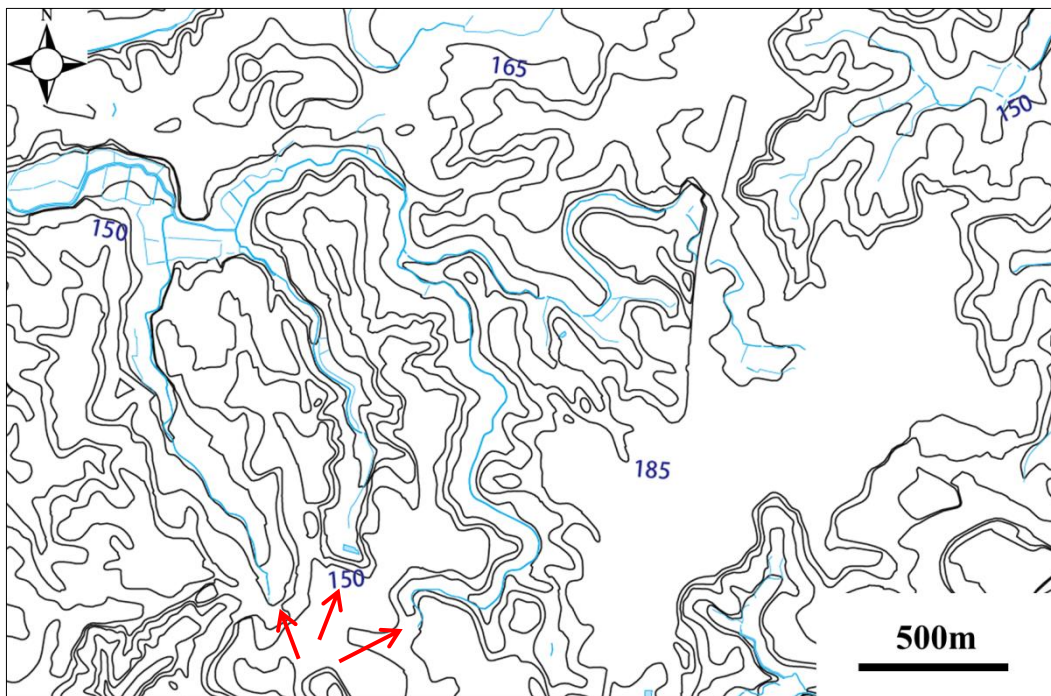


Fig. 5-1-3b Upper river basin of current incised valley in Ijuin area. Red allows show the valley head of current incised valley.

5-2 旧開析谷の分布の特徴

旧開析谷は、シラスの侵食が相当進行した薩摩半島に位置する伊集院^{いじゅういん}や松元^{まつもと}（鹿児島県日置市^{ひおき}）、大隅半島に位置する曾於^{そお}（鹿児島県曾於市^{そお}）や北始良^{きたあいら}（鹿児島県始良市^{きたあいら}）などの地域に高密度に分布している（桐野，1988）。旧開析谷は、シラス原面と比較すると、強風を避けられ、かつシラス台地崖下の湧水に近い場所であることから、住宅地や茶畑などに利用されてきた（桐野，1956）。旧開析谷は、現開析谷と比べて浅く、谷壁斜面の平均傾斜も 30°前後と緩やかである（伊藤，2010）。谷頭斜面も傾斜が緩やかであるか、不明瞭で、谷底面が明瞭な谷頭斜面を経ずにそのまま台地面に連続する谷も多い。また、旧開析谷はシラス内に形成されている谷地形であるため、谷底部もシラスで構成されている（横山，2003）。すなわち、旧開析谷の場合は、谷底部に不透水層は存在しない。

調査対象地でみられる旧開析谷（Fig. 5-1-2）は、屈曲に富み、伸長方向も様々であり、平坦な谷底をもつ。伊集院や松元地域にみられる旧開析谷は、全体として東シナ海のある西方へ伸びている。旧開析谷は現開析谷よりも谷底の高度が高く、シラス原面の高度に近い。これは、旧開析谷が侵食されやすいシラスの中に生じた発達初期の谷であるとする見解（横山，2003）を支持する。旧開析谷は、現在の開析谷の拡幅プロセスから取り残されており、旧開析谷の谷壁の比高は小さく、崩壊が認められない。

5-3 開析谷およびシラス原面の断面形

伊集院・松元地域では、薩摩半島西側を西流して東シナ海へ注ぐ神之川、その上流域にある石谷川と下谷口川などの現開析谷が存在する。これらの河川は、シラス原面を開析していく過程で生じた（横山，2003）とされる。しかし、どのような侵食過程をへて、現在みられるシラス原面を深く開析する谷にまで発達したのか、詳細はわかっていない。本研究では、伊集院・松元地域にみられる開析谷と表層崩壊の関係性を解明するため、縦断面図（Fig. 5-3-1）、横断面図（Fig. 5-3-3）および投影横断面図（Fig. 5-3-4）を作成し、5章1節で論じた地形分類と合わせて検討した。

現開析谷である神之川、石谷川、下谷口川は、上流域から下流域まで、シラス原面を50 mほど下刻している（Fig. 5-3-1）。上流域のシラス原面には、旧開析谷が発達している。旧開析谷は浅く、谷底高度のシラス原面高度との比高は10 m程度と小さい。

上流域の現開析谷を除く谷底は、谷壁の基部や水田の脇などに湧水が多く認められる。これは、現開析谷底付近に基盤岩が存在するためである（横山，2003）。すなわち、4章で論じたようにシラスは空隙に富み、水を通しやすい堆積物（透水層）であるのに対して、その基盤岩は、阿多火砕流堆積物の溶結部や新第三系の火山岩などからなり、水を通しにくい不透水層の役目を果たすため、現開析谷底に湧水がみられる（横山，2003）。シラス台地面下の地下水は、シラス堆積以前の地形に規制されて移動しているため、主に台地周縁部から流出している（地頭菌ほか，2000，2009）。また、シラス台地内の地下水位の上昇は、降雨による斜面表面からの浸透によるものではなく、台地内からの地下水流出による（地頭菌ほか，2002）。このことから、シラスの谷壁斜面は、遷急点のすぐ下流側の遷緩点付近からの湧水の働きによって、遷緩点と遷急点に挟まれた急傾斜区間が後退することによって現開析谷が上流側に伸長してきた可能性がある（Fig. 5-3-2）。

伊集院や松元地域にみられる現開析谷の下流域では、現開析谷の谷底幅が600～700 m程度にまで拡大しており、谷底面は平坦であることから、下刻期を経て、側方侵食期に達してからある程度時間が経過していることを示唆している。これは、下流域の現開析谷は、すでに侵食基準面に到達するまで下刻が進行していることをも示唆する（Fig. 5-3-3）。基盤岩を構成する溶結凝灰岩や固結した火砕岩の流水に対する抵抗性は、シラス原面より大きい。とくに、この地域周辺においては、シラスに覆われる阿多火砕流堆積物の溶結部や第三紀の北薩火山岩類が、現開析谷の下流側において部分的に分布していることから、これらがこの地域の侵食基準面を規制している可能性が高い。

上流域のシラス原面の高度は、河床高度より 50～60 m ほど高い (Fig. 5-3-4a)．また、現開析谷の河床高度に着目すると、140～150 m とほぼ一定である．さらに、中流域の現開析谷の河床高度は、100 m で一定となっている (Fig. 5-3-4b)．上・中流域においては、谷の伸長発達過程で接合・合流が維持され、とくに、上流域の現開析谷は、下方侵食の段階が継続していることが考えられる．現開析谷において相対的に下流域の区間では、河床高度が 70～100 m (Fig. 5-3-4c) とほぼ一定となっている．その結果、現河床である神之川、その上流域にある石谷川と下谷口川においては、下刻は不活発であることが推定できる．

下谷口川および神之川周辺は、石谷川周辺と比較すると、崩壊跡地が高密度で分布 (Fig. 5-1-2) しており、現開析谷の谷幅拡大が活発な地域であるとみなすことができる．とくに、現開析谷の下流域 (Fig. 5-3-4d) は、侵食基準面が基盤岩の分布によるロックコントロールの影響を強く受けていることから、下刻が長期間停止している可能性がある．長期的には、伊集院・松元地域では、谷壁斜面の傾斜が急な状態で斜面が平行後退し、谷幅が側方に広がり続けてきたことが考えられる．これは、現開析谷を刻む河川の側方侵食によって、開析谷壁の下端部付近で崩壊が発生することを示唆する．以上のように、この地域では、現開析谷の谷幅拡大と、谷壁斜面での崩壊が継続してきたことが考えられる．

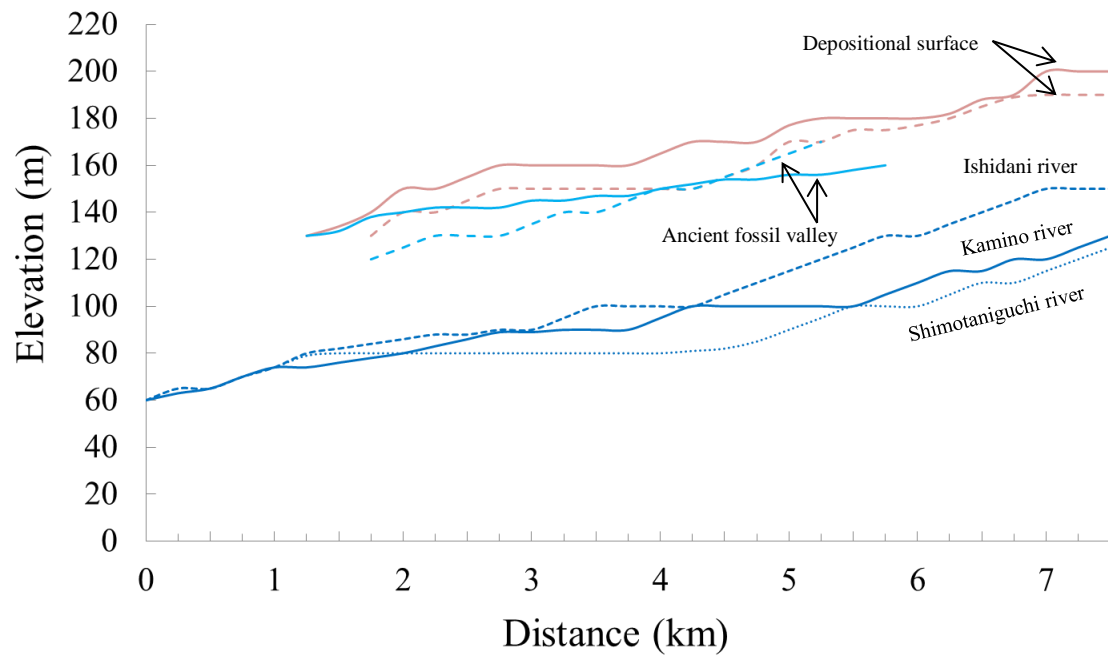


Fig. 5-3-1 Stream profile of Shirasu depositional surface and current incised valley. Locations of the projection lines shown in Fig. 5-1-2

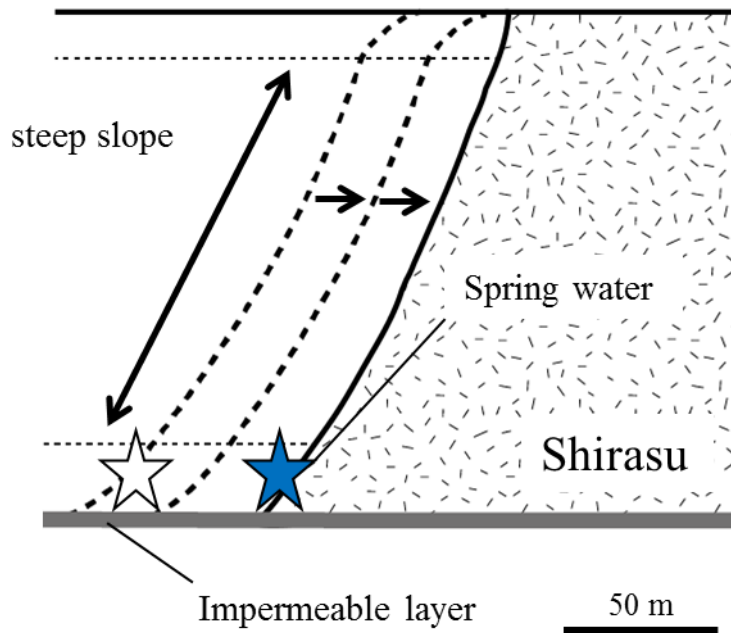


Fig. 5-3-2 Regression process of current incised valley in Ijuin area.

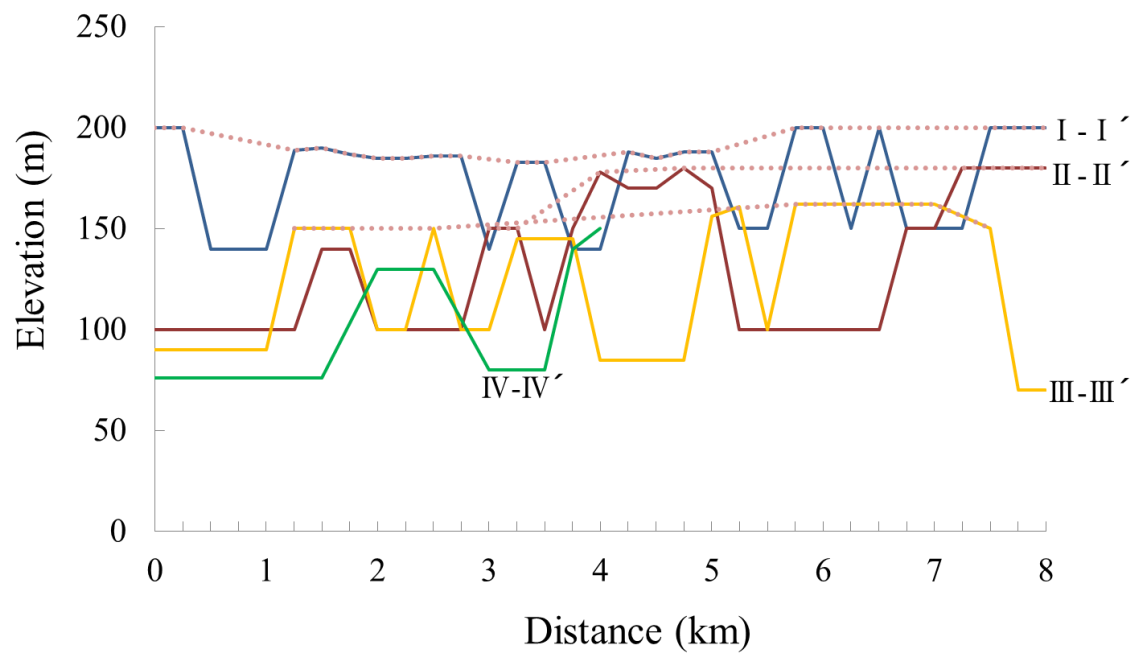


Fig. 5-3-3 Cross-sectional profiles in Ijuin area (Solid lines with squares indicate the original Shirasu surface levels) .

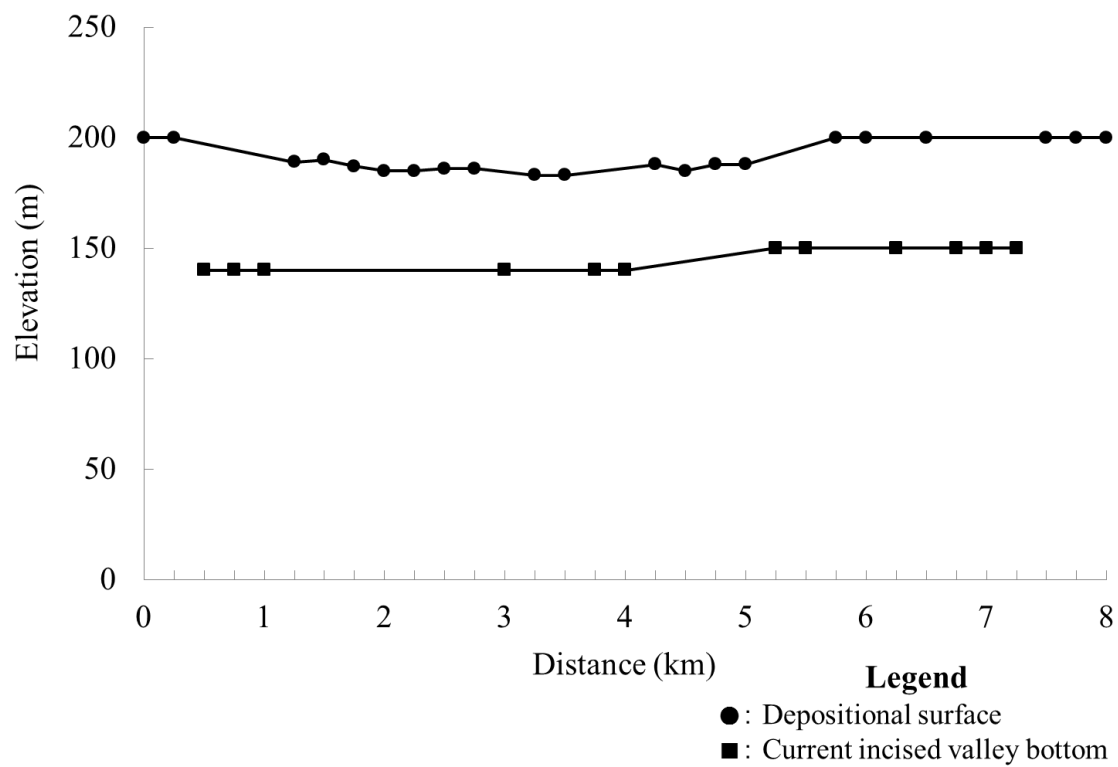


Fig. 5-3-4a Cross-section in Ijuin area (I - I ') .

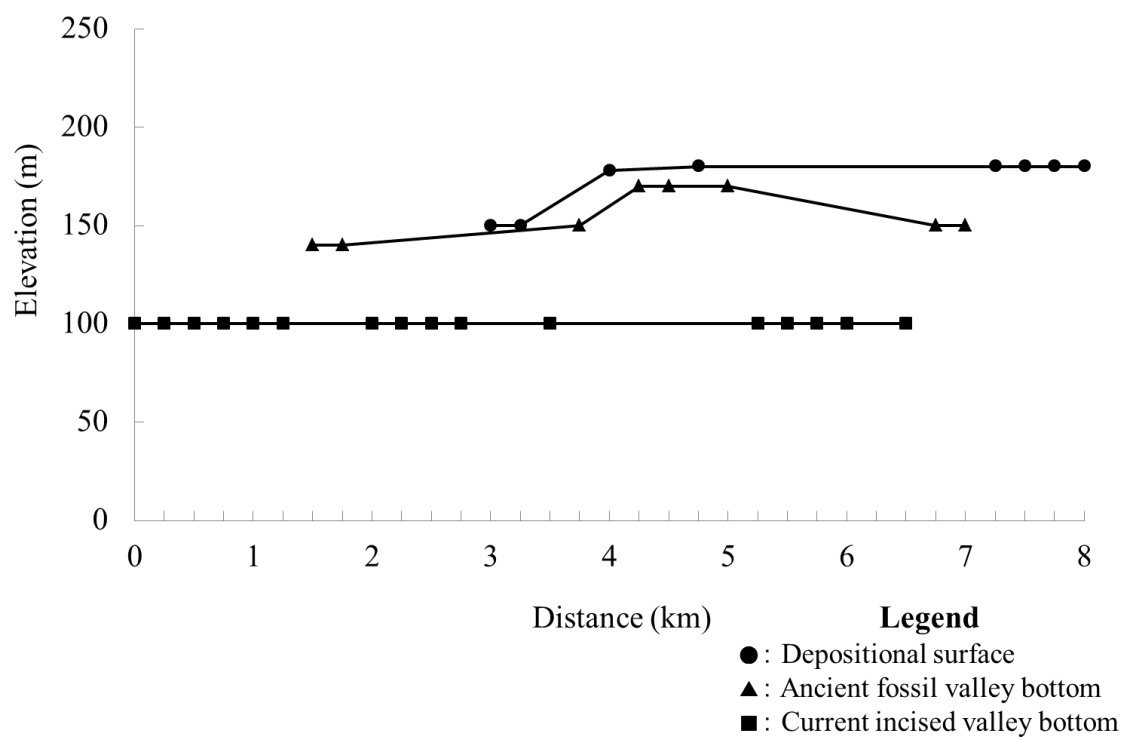


Fig. 5-3-4b Cross-section in Ijuin area (II - II ') .

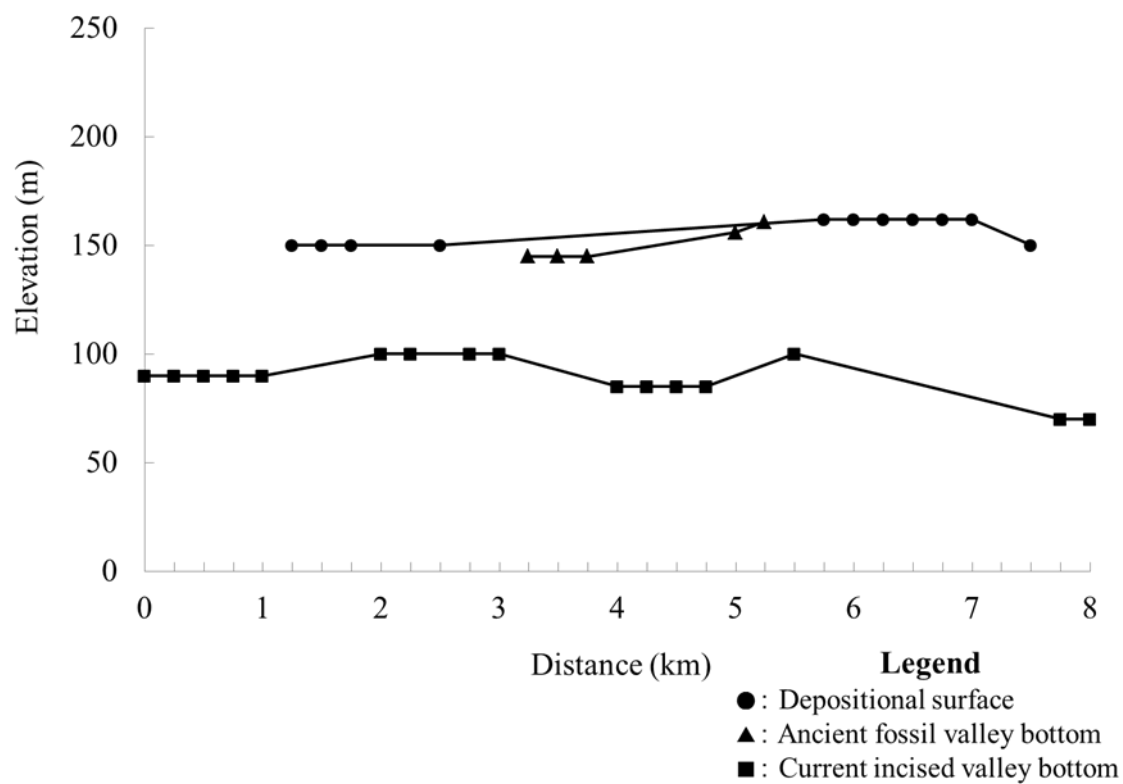


Fig. 5-3-4c Cross-section in Ijuin area (III-III') .

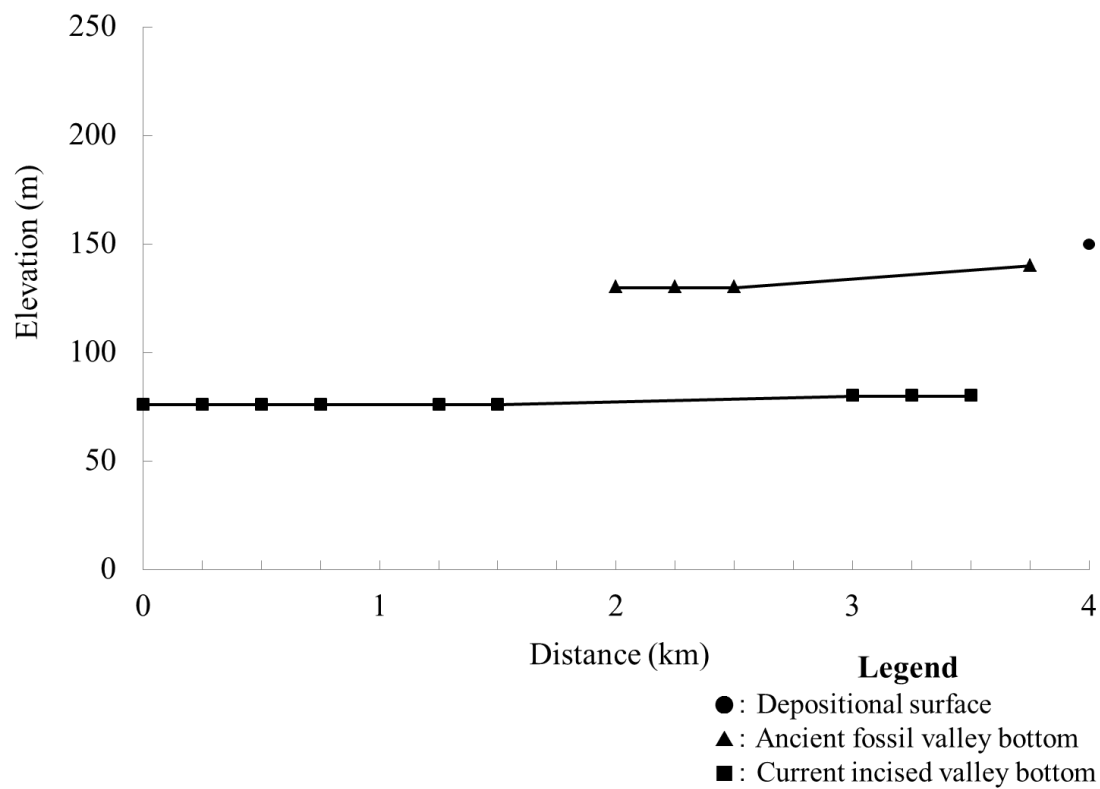


Fig. 5-3-4d Cross-section in Ijuin area (IV-IV') .

6 章 シラス分布域における侵食地形の発達過程

6 章では、1 節において、単一の開析谷の横断面形の変化に着目し、4 章で示したシラスの物性・組成の特徴を踏まえて、現開析谷の谷壁斜面の発達過程をモデル化する。具体的には、谷壁後退モデル（松倉，1987；田中，1990, 1996）を参照し、調査対象地のシラス台地と開析谷の横断面発達過程について考察する。本研究では、開析谷底低地が拡大していく過程を含むモデルを提示する。続く第 2 節では、フラットなシラス原面上を表成・必従谷として、平行水系（parallel drainage pattern）を形成したと推定される、初期未分化開析谷群を横断する地形地質断面を想定し、模式横断面図を用いて、シラス台地の開析過程について考察する。開析谷群間の争奪と地下水位変動をむすびつけてモデル化している点が、本研究の特徴である。シラス原面開析谷の現・旧開析谷への分化プロセスについては、なお不明な点が多く残されているが、5 章までに論じた状況証拠をもとに、6 章 2 節であわせて議論する。6 章 3 節では、シラス分布域以外の地域における開析谷の発達過程についても言及し、4 節では、開析谷の発達と 3 章で論じた最近の表層崩壊との関係性について、長期防災の視点から論じる。

6-1 斜面発達モデル

Matsukura（1987）は、シラス台地の開析過程における谷壁斜面の変化過程と谷壁プロファイルについて次のように説明している。約 29000 年前にシラスが堆積した直後には、一面に平坦な平原が形成されたと考えられる。そこに下流から河川による侵食が始まる。河川は、下刻と同時に谷頭侵食をして上流方向に流路を延長する。そのため、開析谷は上流ほど若く、下流ほど古い。すなわち、上流にある谷壁斜面は新しく、下流にある谷壁斜面は古いので、それらを時間軸に並べ替えることができる、としている。Fig. 6-1-1 の A-G は、そのシラス台地開析谷の谷壁プロファイルの例である。プロファイル A は、開析谷の谷頭には、垂直な谷壁をもつガリーが発達する。プロファイル B やプロファイル E の右岸などは、単一のセグメントからなる。また、ガリー壁の多くのプロファイルは、直線のセグメントからなる。さらに、プロファイル C、D、F、G などは、複数の直線セグメントからなる。なお、プロファイル C、D、F、G の下部は、ほぼ垂直である。とくに、プロファイル B、C、D の直線部であるせん断面は、平面崩壊によって形成された。プロファイル E は、崩壊面が 60°の平面崩壊によって形成されたもの、としている。Fig. 6-1-2 の斜面 A、B は、斜面縦断面形は小さな凹凸をもつが、ほぼ直線状である（Matsukura et al., 1984）。

田中（1990）は、海成段丘面を開析する開析谷の横断面形の発達過程に与える基盤岩石

の岩石物性の影響について研究し、谷壁斜面の傾斜角の経時的変化様式は、力学的強度の相対的大小によって、1) 増傾斜的变化、2) 平行後退、3) 減傾斜的变化、の3つの異なったタイプに分類した。開析谷における谷壁斜面の模式的変化過程は、Fig. 6-1-3のようにまとめられる。また、松倉（2008）で指摘されているように、シラス台地の開析谷は、下刻が進み、谷壁の高さは徐々に増大するが、田切谷壁（長野県御代田町）は、谷壁の高さが低い状態で維持され、谷壁は平行後退している。このように、田切谷壁が高くなれないのは、谷底の高さが侵食基準面に制約されている（松倉，2008）からとしている。

調査対象地でみられる現開析谷の谷壁斜面は、3章2節で示したとおり、主に等斉直線斜面の斜面型で崩壊が発生している。また、傾斜量が 40° より大きい分布域で崩壊が多発しており、斜面発達モデル（Matsukura, 1987）の結果と整合する。さらに、4章1節で示したとおり、シラスで構成される現開析谷の谷壁斜面は、力学的強度が非固結砂岩や非固結礫岩と同程度であり、小さい値を示した（五十嵐ほか，2017）。力学的強度の小さいシラスで構成された谷壁斜面では、下刻の進行に伴い、斜面比高が増大すると、開析初期段階の急斜面は維持できず、次第に減傾斜していくと考えられる。したがって、谷壁斜面の経時的変化様式（田中，1990）にもとづき、調査対象地の現開析谷の谷壁斜面は、斜面の減傾斜が弱まって、平行後退に転じている可能性が高いことを示唆している。以上の結論をまとめて、伊集院・松元地域におけるシラス台地の開析過程のモデルをFig. 6-1-4に示した。

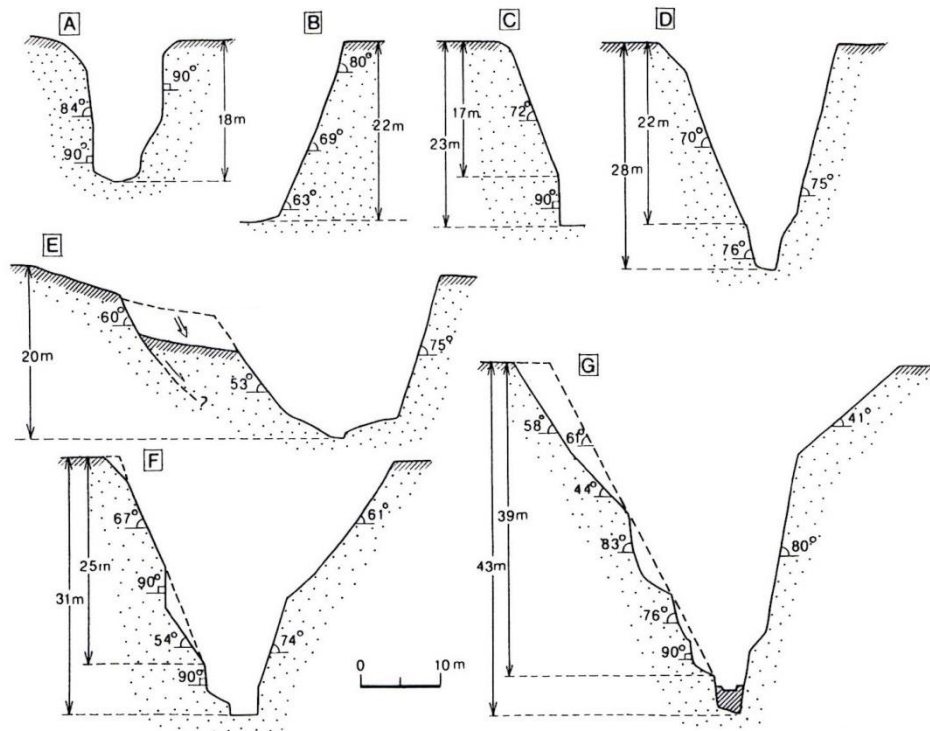


Fig. 6-1-1 Several profiles of valley-side slope in the field (Matsukura, 1987) .

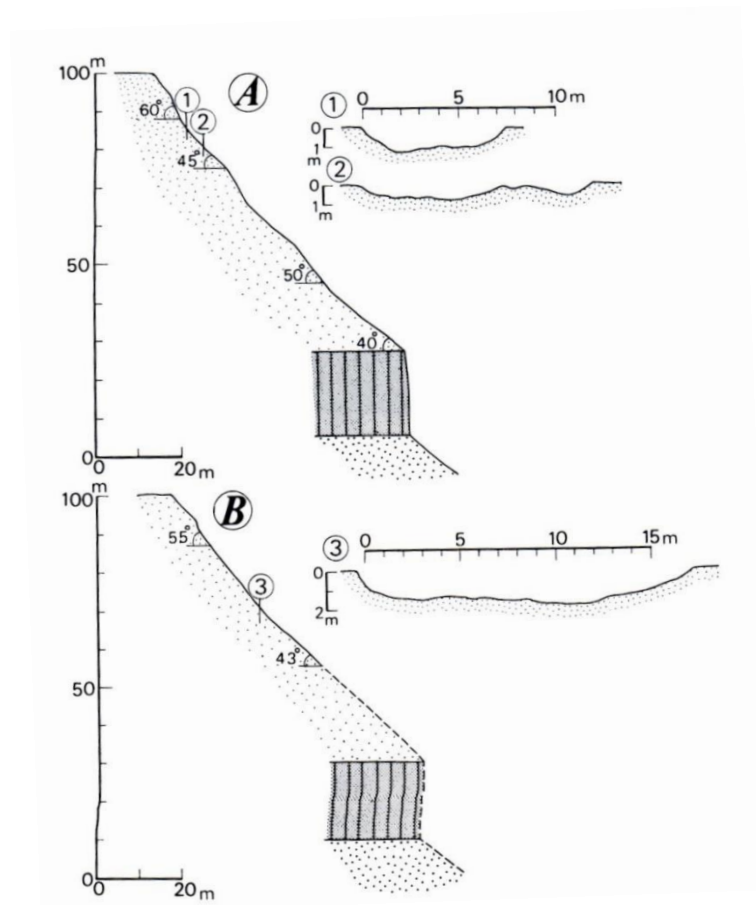


Fig. 6-1-2 Vertical profiles of Shirasu failure slope
(Matsukura et al., 1984) .

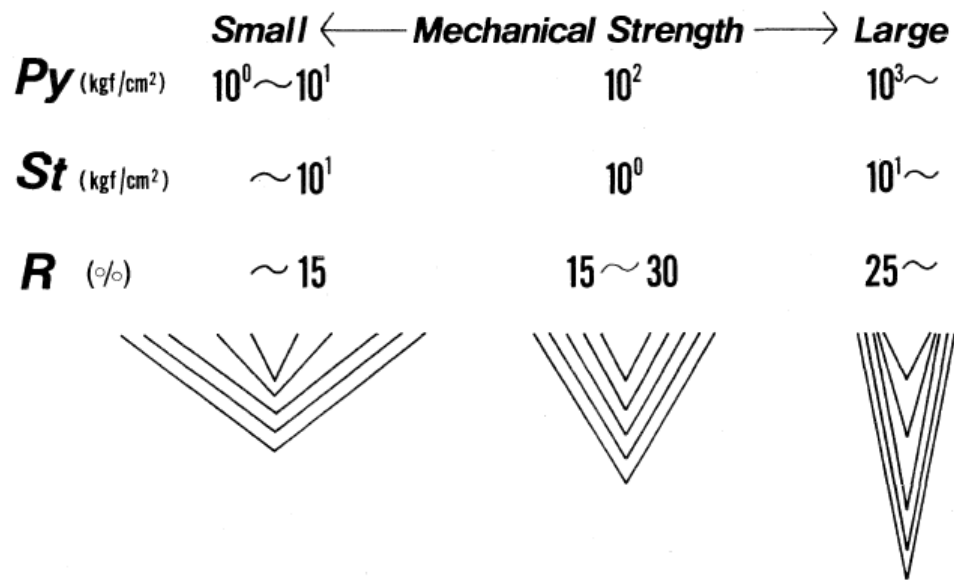


Fig. 6-1-3 Schematic diagram of valley side slope evolution in a hilly Region (Tanaka, 1990) .

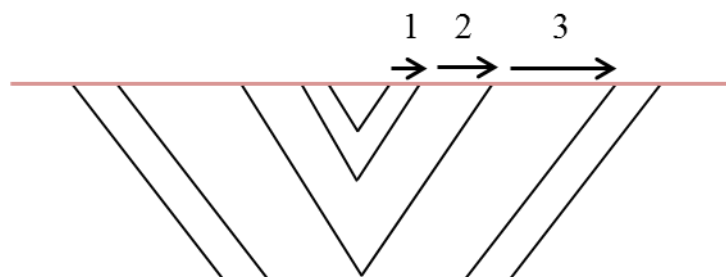


Fig. 6-1-4 Schematic diagram of valley side slope evolution in Ijuin area (1~3: Stage; pink line: original surface level; blue line: local base level) .

6-2 開析谷の発達過程

シラスは、2章1節で述べたとおり、約29000年前の^{あいら}始良火山のカルデラ噴火に伴い、九州南部一帯に広大な堆積地形面形成した。本節では、それ以降、新たに発生・成長した開析谷の発達について、モデルを用いて説明する（Fig. 6-2-1）。このモデルは、前節（6-1）で論じた、個々の開析谷の横断面形の変化モデル（Fig. 6-1-4）を拡張し、水の動きを考慮することによって、シラス台地が谷の発達とともに消失する過程と、開析谷の一部が化石化する過程とを説明することを意図している。4章2節で示したように、シラスは浸透能が非常に高いために、表面流出が極めて生じにくいという特徴を有している。南九州特有の豪雨によってもたらされる雨水は、シラス原面から浸透した後、谷壁斜面の基部付近からパイプ流となって湧出すると考えられる。また、5章3節の伊集院・松元地域の斜面発達で論じたように、シラスの基盤をなす先第四系の固結岩類や阿多火砕流溶結部が不透水層となって地下水の流動を規制し、シラス基部のパイプ流の形成を促している可能性が高い。また、シラスの強度や浸透能、含水や化学組成は、二次シラスを除けば、空間的に均一性が高いことを4章で明らかにした。以上を踏まえ、シラスの開析モデルにおいては、不透水層をなす基盤岩類の上に、数十m以上の層厚で、浸透能が高く均質なシラスが堆積したという初期設定を行った。この設定は、通常の堆積岩や深成岩からなる台地や丘陵地と比べると特異的であるが、大規模火砕流によって形成されたシラス台地の初期設定としては、代表性を有していると考えられる。

シラス台地は、きわめて短期間に形成され、旧開析谷はその直後に急速に形成されたと考えられている（横山，2003）。桐野（1988）や横山（2003）などで指摘されているように、シラス原面には、シラスの堆積直後に浅くて広い旧開析谷が形成された時期が存在した（Fig. 6-2-1；A）。伊集院・松元地域の斜面発達で論じたように、現開析谷はその谷頭部がシラス原面の奥深くにまで到達しており、現開析谷の発達初期の状態をとどめているように見えない。しかし、現開析谷頭が、ことごとく比高の大きな急崖によって、シラス原面と接していることは重要であり、これは、遷急点のすぐ下流側の遷緩点付近からの湧水の働きによって、遷緩点と遷急点に挟まれた急傾斜区間が上流側に後退することによって伸長して形成されたと考えられる。こうした見方は、既に5章で述べたように、旧開析谷が遷急点と急斜面を経て、現開析谷へ連続している例が伊集院周辺で観察できることとも整合する（Fig. 5-1-3b）。ここで、旧開析谷は浅く、谷底高度はシラス原面高度と大差ないこと（Fig. 5-3-1）をも考慮して、旧開析谷とシラス原面を区別しない見方をすれば、開析谷の谷頭で生じてきたであろうパイピングによる急傾斜区

間の上流への伸長は、開析谷の谷壁において生じてきているパイピングによる等斉直線急斜面区間の後退とは、本質的に同じ現象であるとみなすことも可能であろう。

以上を踏まえて、シラス台地の開析過程のモデルを A～E の 5 つのステージに分けて、以下に説明する。

シラス原面には、シラス堆積直後に、浅い開析谷が形成された時期が存在した (Fig. 6-2-1 ; A) . この時期の谷は、新旧の開析谷に分化する以前の段階のものであったと考えられる。この段階では谷の成長・発達過程では、隣接する谷相互間での流域の吸収・合併が活発であったと推定される (横山, 2003) . 旧開析谷は、侵食されやすいシラスを刻んで生じたシラス原面の開析初期段階の谷であると位置付けられる。

次に、流域争奪や下刻によって、現開析谷と旧開析谷が分化したことが考えられる (Fig. 6-2-1 ; B) . 横山 (2003) によると、シラス台地形成は、とくに堆積直後の短期間にとりわけ劇的に地形変化が進んだ特異な時期が存在したと推測している。

シラス台地を深く刻む現開析谷が侵食基準面に到達すると、急速に、側方侵食が進行したと推測できる (Fig. 6-2-1 ; C) . これは、シラスの高い浸透能と均一な強度が大きく影響している。

侵食基準面に達した現開析谷の谷壁は、表層の斜面崩壊を繰り返えし、急傾斜を保ったまま谷幅が拡大してきたと考えられる (Fig. 6-2-1 ; D) . すなわち、豪雨によって一時的に上昇した地下水位の影響を受けて、周辺斜面の下部から湧出するパイピングによる崩壊が発生することを繰り返してきたと考えられる。

現在の調査対象地でみられる現開析谷の等斉直線斜面は、このような発達過程において平行後退していることを示唆している (Fig. 6-2-1 ; E) .

本節の最後に、上述したシラス開析谷の発達モデルを、シラス堆積時の地形の地域差に着目して、実際の現在のシラス開析谷の説明に適用してみる。調査対象地である薩摩半島北部地域のうち、鹿児島湾側地域は、シラス原面が部分的に点在しており、台地縁辺部では、急斜面を形成している。一方、カルデラ壁から遠方にあたる伊集院・松元地域^{いじゅういん まつもと}の上流側には、鹿児島湾と東シナ海に流れる川の分水界がある。シラス原面は比較的良好に残存しており、東方の鹿児島湾側へも、西方の東シナ海側へも、緩やかに傾いたシラス台地が発達している (Fig. 5-1-1) . 鹿児島湾側のシラス原面と薩摩半島中央部のシラス原面の分布は、それぞれの海までの距離を反映して非対称である。薩摩半島中央部から東シナ海へ向かう西向き緩斜面において、Fig.6-2-1 で示した化石谷 (fossil valley) が残存しやすく、シラス原面の保存率も高くなりやすいと考えられる。この地域における、現開析谷底とシラス原面の東西方向の縦断面 (Fig. 5-3-1) をみると、ともにほぼ平

行して緩やかに西へ下っており、下流側ではすで現開析谷が側方侵食によって谷幅を広げていることは、既に述べた。他方、カルデラ壁側の^{こうつき}甲突川流域では、現開析谷底は幅が狭く、下刻期が継続していると推定される。谷壁斜面傾斜も総じて急勾配で、起伏量が大きく、シラス原面の保存状態は悪い。1989-2010 年の間に発生した崩壊も甲突川流域に集中した。

こうした開析ステージの東西斜面非対称は、開析谷が下刻ステージから側刻ステージへ移行する時期や場所が変化するために、生じていると考えられる。浸透能によって規定される谷密度、岩盤強度によって規定される谷壁斜面傾斜、に加えて、ローカルな侵食基準面の地域的な広がり（海岸からの距離と不浸透能岩体の分布が主要因）とシラスの層厚とシラス原面の広がり・傾斜が組み合わさることによって、現実の開析地形の多様性が生じていると考えられる。

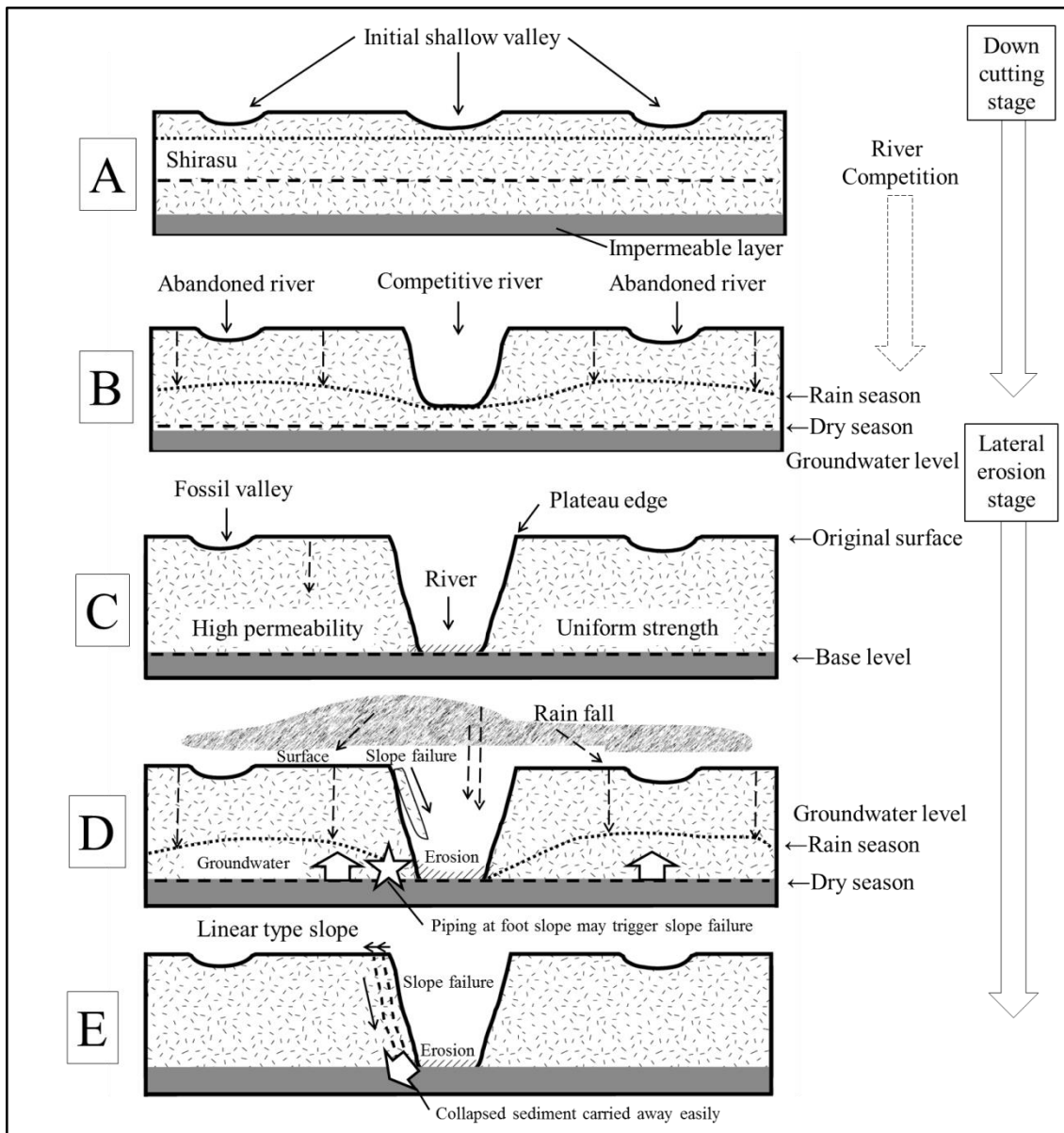


Fig. 6-2-1 Conceptual cross-section in the Shirasu distribution area.

6-3 1989-2010 年シラス崩壊事例とシラス斜面発達への対応 関係とそれが長期的な防災へ与える示唆

本節では、上述したシラスの開析谷の発達モデルと、1989-2010 年にシラス台地で発生した表層崩壊 239 事例との関係について、長期的な防災・減災の視点から論じる。この期間における年平均崩壊発生数は 10 を超えることから、シラス崩壊は、現在の気候下では比較的高頻度で発生していることがわかる。3 章で述べたように、表層崩壊の深さは数十 cm 程度以下と浅く、すべり面はフラットで、崩壊物質は速やかに斜面下部へ移動すると考えられる。崩壊幅も数十 m 程度以下である。このように小規模高頻度であることがシラスの崩壊の特徴といえる。個々の斜面崩壊の短期的な防御は、比較的狭い斜面範囲をコンクリート等で固定し、パイピングによる崖下侵食の対策を講じれば、可能であろう。崩壊の発生頻度が高いことから、こうした対策は費用対効果の面でも合理性を得やすいと考えられる。実際、鹿児島市側の急傾斜地では、斜面崩壊対策が進んでおり、急斜面の際まで宅地化が進んでいる。

長期的な谷発達の観点から、個々の斜面崩壊の頻度規模とその累積効果を、大まかに評価してみる。一度の崩壊で後退する斜面量は、上記のように数十 cm 程度以下であり、ここでは Fig. 3-1-4 を参考にして 0.3 m と仮定する。崩壊の幅は Fig. 3-1-3 を参考にして 20 m と仮定する。崩壊発生頻度は、上記の 1989-2010 年の実績にもとづき、年間 10 回と仮定する。崩壊の既存研究（Shimokawa et al., 1989 など）をふまえると、一度の崩壊サイクルで、シラス斜面の上端から下端までが一気に後退するとみて、大きな誤りはないであろう。あとは、崩壊幅に対する（長期的に後退する）斜面の幅と谷の長さをどう評価するかが問題となる。上記の 239 地点での崩壊は、Fig. 3-2-5 の範囲で生じたものである。この範囲での谷壁斜面の総延長は、主要現開析谷の谷長の 2 倍程度とみて差し支えない。この図中に青色で示した主要水系を主要現開析谷とみなすと、そのシラス台地を刻む区間長は、おおよそ 100 ～150 km である。崩壊によって、20 [m/1 か所] × 10 [か所/年] = 200 [m/年] ずつ、谷壁斜面が後退していくとすると、100～150 km を 200 [m/年] で除して、500～750 年となる。谷壁を谷の両サイド対称と考ええると、主要谷ぞいの斜面崩壊は 1000～1500 年ごとに繰り返すと計算される。ここで 1 回あたりの崩壊深を 0.3 m、シラスの開析期間を 3 万年と仮定すると、20～30 回崩壊が繰り返し、5～10 m 程度斜面が後退し、谷幅はその 2 倍の 10～20 m 拡幅したことになる。これらの値は現実の開析谷の横幅が数十 m～数百 m 程度であること（Fig. 5-1-1 など）に比べて、おおよそ一桁小さな値となっている。1989 年～2010 年に観測された崩壊が、過去において同じペースで繰り返されてきたと仮定し、さらに、こうした崩壊のみによって、

開析谷が幅を広げてきたと仮定すると、現在の谷の大きさを説明しきれない、と結論される。この不一致は、そもそも見積もりがラフであることを踏まえても、有意であると考えられる。不一致の原因としては、(1) 谷の拡幅の速さが、シラス形成初期から現在にむかって減衰していて、最近は小さくなっている可能性と、(2) 1989-2010 幅年の観測期間に生じた崩壊は、長期的な崩壊発生量に比べるとたまたま少なく、この期間のデータだけでは、崩壊によるシラスの地形変化の過小評価になる可能性とが考えられる。あるいは、これら 2 つの相乗効果によって、上記の斜面後退量の不一致が生じている可能性もある。6 章 2 節の最後に述べた点—カルデラ壁側の甲突川流域では、開析谷の発達ステージが下刻期にあり、1989 年～2010 年の間の崩壊発生密度が高かったこと—をも考慮すると、上記の (1) が影響していることはほぼ確実であろう。長期的な開析谷の拡幅速度と、表層崩壊による谷壁後退速度との不一致という問題は、地域間での崩壊発生密度の相違とともに、地域防災のあり方を長期的に検討するうえで無視できない論点であり、今後の課題となりうることを指摘したい。

6-4 他地域との比較に基づく本研究の意義の検討

本論文では、シラス分布域での表層崩壊発生場の地形特性や力学的強度や斜面浸透水の挙動にもとづいて、表層崩壊と開析谷の発達過程について論じてきた。本節では、シラス分布域以外の地域および調査対象地における開析谷の発達過程との相違点や共通点を議論して、表層崩壊と地質条件と関係性について総合的に論じる。まず、3章1節では、シラス斜面の崩壊幅は、20 m 以下で全体の8割を超え、小規模であることを示した。崩壊深は、40 cm 以下で全体の8割を超えることを示した。また、流出土砂量は、 10^3 m^3 未満で全崩壊数の8割を越え、シラス斜面においては表層崩壊が多発していることを示した。この結果は、下川ほか(1989)などで既に論じられているように、シラス斜面の崩壊の形態は、小規模崩壊であり、流出土砂量は 10^3 m^3 未満である場合が大部分であるという指摘と整合する。さらに、松本ほか(1994)は、シラス斜面の崩壊のほとんどは、シラス斜面表層部に発達した 50 cm 程度の薄い風化土層が雨水の浸透で崩れる表層崩壊であることを指摘しており、本研究結果と整合性があることが確認できた。

斜面崩壊の発生頻度は、地質学的素因によって大きく異なる。シラスや新第三紀の泥岩、あるいは花崗岩が風化したマサ土の場合には、崩壊後の土層の回復が速いために、崩壊の発生頻度が数十年～数百年と比較的短いのに対し、中・古生層の場合には、崩壊後の土層の回復が遅いために、崩壊後の再現期間が 600 年ないし 1000 年以上と相対的に長い(飯田, 1996)。土層の生成速度は、シラスと花崗岩は泥岩と砂岩よりも大きく、シラスと花崗岩の生成速度は互いによく似ている(松倉, 1994)。これは、地下深部の新鮮な母岩ではなく、シラスの場合は新鮮な基盤自体が弱いことが直接的に土層の生成に影響するからである(塚本, 2002)。さらに、斜面崩壊の発生規模も同様に地質によって異なる。シラスや新第三紀の泥岩、花崗岩が風化したマサ土などの地質では表層崩壊が発生しやすく、規模は、 $\sim 10^3 \text{ m}^3$ とされ、付加体などの地質では深層崩壊が発生しやすく、規模は、 $\sim 10^6 \text{ m}^3$ とされる(飯田, 2012)。

北海道の宗谷丘陵^{そうや}および白糠丘陵^{しらぬか}を開析する谷の谷壁斜面の傾斜角は、 $15\sim 40^\circ$ の範囲内にあるとされる(田中, 1990)。調査対象地のシラス斜面については、 40° より大きく 60° 以下の傾斜をもつ斜面に着目すべき点を、3章で示した。シラス斜面は、田中(1990)の事例と比較して、大きな値を示している。田中(1990)は、下刻に伴う経時的斜面変化様式が一致する地域においても、傾斜角の絶対値において、大きな差がみられることを指摘しており、谷壁斜面は力学的強度によって規制され、浸透能によらないとしている。また、開析からある程度時間が経過すると谷壁斜面の後退様式が、増傾斜

的变化、減傾斜的变化のいずれの場合も最終的には平行後退に変化すると指摘している。4章では、非固結砂岩や非固結礫岩を主とする地層の反発値とシラスの反発値の計測結果は、同程度の値であることを示した。また、現開析谷の下流域は、5章3節で述べたように下刻期を経て、側方侵食期に達してからある程度時間が経過していることも合わせると、調査対象地のシラスの谷壁斜面の後退様式は、田中（1990）のいう最終的には平行後退へと変化するという指摘と矛盾しない。

Nakagawa（1960）は、房総半島のカデナ地形の成因について、砂層の浸透能が大きいために、地表を流れる流水が少なくなり、結果的に、砂層で構成される部分が、相対的に標高の高い稜線になったと指摘した。また、Nakagawa（1960）は、急崖の上部に露出する砂層の浸透能は高いが、下部にあるシルト層は浸透能が小さいため、流水を生じて侵食されることも指摘している。調査対象地のシラス斜面の浸透能は、4章で示したとおり、 $2.6 \times 10^{-3} \sim 2.1 \times 10^{-2}$ cm/s 程度の値を示した。このことから、通常の降水では、シラス台地内の地下水位が台地面の高さにまで上昇して、表面流出が生じるとは考えにくいことを意味している。極めて浸透能の高いシラスの基部がパイプ流で不安定化し、上部が表層崩壊によって、侵食されていくという仕組み自体は、花崗岩が風化したマサ土地域で Onda（1994）が指摘している現象とも共通している。浸透能の大きく異なる物質境界面において地下水流が生じ、それが湧水する箇所において、斜面が不安定化するという見方は、普遍性を有するといえよう。5章では、遷急点のすぐ下流側の遷緩点付近からの湧水の働きによって、遷緩点と遷急点に挟まれた急傾斜区間が上流側に後退することによって現開析谷が伸長してきた可能性を指摘した。極度に厚い透水層が地質学的には瞬時に堆積した極端な例として、シラスの開析過程をモデル化することは、シラス分布域以外の地域の斜面の開析や崩壊やその谷の発達過程を理解するうえでも有効であろう。たとえば、花崗岩地域の小起伏面上にマサ土からなる風化殻が厚く発達・残存していれば、小起伏面の縁辺部で生じる斜面崩壊を理解するうえで、シラスの崩壊は参考になるであろう。とくに、このような斜面崩壊は、個々の規模が概して小さく、また、発生数が地すべりなどに比べて比較的多いため、事前にすべての斜面を詳しく調査しておくことは不可能に近い。そのため、個々の規模が小さくても、広域にわたって数多く斜面崩壊が発生すれば、その被害・影響は地域行政にとって極めて大きいに違いない。したがって、本研究による斜面崩壊と地形発達によるマクロな視点が、地域防災を考える上で、基礎資料として活用されることが期待される。

7 章 結論

日本列島は、気象災害、地震・火山災害などが頻発しており、世界有数の災害大国であるといえる。とくに近年、日本各地の平野部や山間部では、台風や梅雨前線などの猛烈な雨に伴う土砂災害の被害に加えて、集中豪雨をもたらす線状降水帯（津口，2016）に伴う土砂災害の被害が相次いでいる（野呂ほか，2017）。土砂災害を引き起こす斜面崩壊を解明するという観点からは、毎年日本各地で発生している表層崩壊や地すべり、土石流などの現象に伴う土砂移動について、科学的に定量的な評価・検討を行う必要がある。調査対象地である九州南部は、世界的にもシラスの表層崩壊の多発地域として知られている。シラス台地縁辺部では、数十年という極めて短い周期で崩壊を起こすことから、頻繁に土砂災害（シラス災害）を引き起こし、過去には多くの犠牲者を生み出してきた背景がある。本研究は、九州南部における崩壊と開析谷とシラス台地原面との関係性を議論し、シラス台地に特有の開析谷の発達過程を、開析初期の谷が化石化した原因をも考察し、を解明することを目的とした。また、本研究では、シラス台地の斜面発達モデルの構築し、以下の結論に至った。

3 章では、まず、シラス災害をもたらした斜面崩壊（239 個の表層崩壊）の規模について検討した。鹿児島県土木部砂防課が 2012 年にとりまとめた災害履歴（1989-2010 年の間）のデータをもとに、崩壊幅、崩壊深、流出土砂量の頻度分布図を作成した。崩壊幅は、10 m 以下の崩壊数が全体の半数以上を占め、崩壊幅 20 m 以下で全体の 80% を超える結果となった。これは、シラス台地周辺斜面の崩壊の形態は、小規模の表層崩壊が大部分であることを示している。また、崩壊深は、30 cm 以下の崩壊数が全体の半数以上を占め、崩壊深 40 cm 以下で全体の 80% を超える結果となった。シラス斜面で発生した崩壊のほとんどは、シラス斜面表層部に発達した 50 cm 程度の薄い風化土層が雨水の浸透で崩れる表層崩壊であることを確認した。さらに、流出土砂量は、1000 m³ 未満の小規模崩壊数が全崩壊数の 8 割を越えており、従来の指摘（下川ほか，1989）と一致した結果となった。

各崩壊地点の重心にもとづき、縦軸に断面曲率の値を横軸に平面曲率の値をプロットして、斜面型を分類した。全体の傾向として、崩壊斜面上下端の比高の大小に関わらず、崩壊は主に等斉直線斜面で発生したこと明らかとなった。この結果から、シラス台地縁辺部の谷壁は、等斉直線型の斜面の集合体として、急傾斜を維持している可能性が示唆された。傾斜は、DEM を用いて各セルとその 8 つの隣接セル間における標高の最大の変化率によって計算した。シラス台地においては、急斜面の表層部が崩れ、その崩れた後に残される新たな斜面の傾斜角は、ほぼ 50° 前後であるという計測例がある（Matsukura, 1984）。40° より大きく 60° 以下の傾斜量をもつ斜面は、^{こうつき}甲突川流域の現

開析谷に沿う急傾斜地に多くみられた。また、傾斜量が 40° より大きい斜面が分布する場所は、薩摩半島中央部に位置する伊集院^{いじゅういん}や松元^{まつもと}地域など、シラス台地の内部まで伸長した現開析谷の谷壁斜面に多いことがわかった。東シナ海に面しているシラスの海食崖は、連続して傾斜 50° 以上の急斜面がみられた。鹿児島市周辺で発生した表層崩壊の 239 地点（1989-2010 年の間）の位置は、甲突川流域にみられる現開析谷の急傾斜地と概ね重なる結果となった。さらに、シラス台地の内部まで伸長した現開析谷の谷壁斜面においては、1989 年以前に発生した表層崩壊跡地を空中写真判読で抽出した結果、これらの表層崩壊発生地点と傾斜量が 40° より大きい急傾斜地とがほぼ重なった結果となった。

4 章では、シラスの特徴を論じるため、シラスの物性およびシラスの組成を検討し、以下の知見を得た。調査対象地にみられる非固結のシラスの強度は、全体では、最低値は、 51 kg/cm^2 程度であった。最高値は、 84 kg/cm^2 程度であり、連打法・単打法による計測結果も類似した反発値を示し、いずれの場合も力学的強度は相対的に小さい値であった。シラスの自然斜面の力学的強度は、概ね均質であり、いわゆる固結岩と比べるとかなり弱いということが確認できた。シラスの浸透能は、 $2.6 \times 10^{-3} \sim 2.1 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ 程度の値を示し、非常に高いことがわかった。この結果から、雨水移動によるシラス台地の地下水位上昇が谷頭部まで及びにくいことが示された。

シラスの含水比は、海食崖の堆積物を除くと、ふつうシラスに属し、場所によって大きくは異なることが明らかとなった。また、シラスの全岩化学組成分析では、 SiO_2 濃度は 70-79 wt.% であった。 SiO_2 の含有量から、“シラス”と“二次シラスおよび海食崖の堆積物”のふたつのクラスターを形成している結果となった。

5 章では、伊集院・松元地域にみられる開析谷と表層崩壊の関係性を解明するため、空中写真を用いた地形判読、地形分類および縦断面図、横断面図および投影横断面図を作成して検討した。まず、地形分類において、現開析谷を本流谷から上流の支谷へ追跡すると、谷幅が急減する区間が認められ、そうした場所に崩壊跡地は相対的に高密度で分布していた。また、この地域には、旧開析谷がよく残存していた。シラス原面は、分水界付近の上流域、神之川^{かみの}の下流域の東側および下谷口川^{しもたにぐち}の西側において広域に残存していた。さらに、上流域の現開析谷は、旧開析谷と同様に谷幅が狭いことが判明した。縦断面図において、現開析谷は上流域から下流域まで、シラス原面を 50 m ほど下刻していることを示した。横断面図において、現開析谷の下流域では、現開析谷の谷底幅が 600~700 m 程度にまで拡大しており、下刻期を経て、側方侵食期に達してからある程度時間が経過していることが示唆された。また、現開析谷の谷底部は、シラスの基盤に

達しており下方侵食を受けにくい局所的侵食基準面になっている可能性を指摘した。この地域では、現開析谷を刻む河川の側方侵食が継続してきたことが、開析谷壁の下端部付近で崩壊が発生する背景をなしていると考えられ、現開析谷の谷幅拡大と、谷壁斜面での崩壊が継続してきたことが示唆された。

6章では、シラス台地の開析過程のモデルを用いて、シラス台地が谷の発達とともに消失する過程と、開析谷の一部が化石化する過程とを説明した。まず、現開析谷頭が、比高の大きな急崖によって、シラス原面と接していることが重要であることを指摘した。現開析谷は、現・旧開析谷に分化する前の開析谷が、遷急点の上流への後退によって、実際には、遷急点のすぐ下流側の遷緩点付近からの湧水の働きによって、遷緩点と遷急点に挟まれた急傾斜区間が後退することによって伸長してきた可能性を示した。また、旧開析谷は浅く、谷底高度はシラス原面高度と大差ないことを考慮すると、開析谷の谷頭で生じてきたであろうパイピングによる急傾斜区間の上流への伸長は、開析谷の谷壁において生じてきているパイピングによる等斉直線急斜面区間の上流側に後退と、本質的に同じ現象であるとみなすことが可能であることを指摘した。さらに、崩壊発生頻度については、上記の 1989-2010 年の崩壊実績にもとづき、1 年間の崩壊数を 10 回とした場合、主要谷ぞいの崩壊の頻度は、1000~1500 年に 1 度となることを示した。1 回あたりの崩壊深を 0.3 m、シラス谷の開析期間を 3 万年と仮定すると、20~30 回崩壊が繰り返し、5~10 m 程度斜面が後退し、谷幅はその 2 倍の 10~20 m 拡幅したことになる。これらの値は現実の開析谷の横幅が数十 m~数百 m 程度であることに比べて、おおよそ一桁小さな値であるので、今後の課題として、侵食強度の時間変化の研究等があげられる。本章の最後では、シラス域における斜面崩壊と斜面発達の特徴を、シラス以外の地質地域における既存の研究成果との比較をもとに、論じた。シラスや新第三紀の泥岩、花崗岩が風化したマサ土地域では、崩壊の発生頻度が数十年~数百年と比較的短く（飯田, 1996）、表層崩壊が発生しやすい（飯田, 2012）。シラス以外の地質地域での崩壊との比較によって、力学的強度は、固結岩と比べるとかなり弱く、浸透能は、砂層と同様に高く、40°より大きい急傾斜地で表層崩壊が発生しやすいというシラス崩壊の特質をより明確にした。

謝辞

本研究を進めるにあたり、東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻自然環境変動学分野の須貝俊彦教授には、長期間にわたって終始厳しくも、時にあたたかい励ましと懇切丁寧なご指導をいただきました。須貝先生のご指導がなければ、本論文執筆ならびに研究を遂行することが困難を極めたに違いありません。心より御礼申し上げます。

本論文を審査してくださった東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻地球海洋環境学分野の芦寿一郎准教授、東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻自然環境構造学分野の穴澤活郎准教授、東京大学空間情報科学研究センター環境情報学分野の小口高教授、鹿児島大学大学院理工学研究科地球環境科学専攻の井村隆介准教授に感謝の意を表します。また、井村隆介准教授には、修士研究から引き続き本対象地域の調査に際し、多くの有益なご助言をいただき感謝申し上げます。

東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻の南雲直子氏（現・土木研究所）、丹羽雄一氏（現・中央大学理工学部）、石原武志氏（現・産業技術総合研究所）、江連靖英氏（現・作新学院高等学校）、佐藤明夫氏、清水整氏をはじめとする諸先輩方には、自然環境セミナーなどにおける日々のご指導と研究を進展させていくにあたっての有意義なご助言を多数いただきました。

首都大学東京大学院都市環境科学研究科地理環境学域博士課程の西澤文勝氏、原田研一氏（現・株式会社日本地下技術）、宮之原優聖氏（現・霧島市役所）には、現地調査にご協力いただいたほか、活発に討論していただきました。また、谷口無我氏（現・気象庁）には、現地調査の準備にご協力いただきました。

鹿児島県庁からは、貴重な災害履歴資料の閲覧および添付ファイルとして送っていただきました。

これらの皆様方に心から感謝の意を表したいと思います。そして、常に温かく見守ってくださった両親、相談に応じてくれた先輩、友人、後輩の皆様には、ここに感謝を申し上げます。

最後に、須貝俊彦教授には博士課程入学当初から博士号の学位取得まで多大なるご心配をおかけしました。また、須貝先生のご指導のもと、博士課程在学中には学会発表や現地調査など貴重な経験をさせていただきました。ここで学ばせていただいたことは、生涯忘れることは決してありません。博士課程修了後は、私自身の社会的な活動の活躍によって必ず須貝先生には恩返し致します。須貝俊彦教授の研究全般にわたる有意義な

ご指導に対し、重ねて感謝申し上げます。

引用文献

- Ahnert, F. (1987) : Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12 : 3-15.
- Alexander, C.J., Landaverde, J., Lopez, L.R. and Tejnecky, V. (2016) : Monitoring and behavior of unsaturated volcanic pyroclastic in the Metropolitan Area of San Salvador, El Salvador. Chavez et al. *SpringerPlus*, 5 : 536.
- Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V. and Reichenbach, P. (1991) : GIS technology in mapping landslide hazard. *Earth surface processes and landforms* 16 : 427-445.
- Carson, M.A. and Kirkby, M.J. (1972) : *Hillslope Form and Process*. Cambridge Univ. Press, London, 475p.
- 千木良雅弘 (2002) : 群発する崩壊—花崗岩と火砕流—. 近未来社, 133-163.
- 千木良雅弘 (2013) : 風化と崩壊—第3世代の応用地質—. 近未来社, 186-188.
- Edgar Pimiento・山岸宏光・岩橋純子・土志田正二 (2010) : LiDAR データを用いた 2009 年 7 月の山口県防府豪雨による表層崩壊の地形特性の GIS 解析. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 111-112.
- ESRI ジャパン株式会社 (2012) : ArcGIS Help 10.1, 傾斜角 (Slope).
- ESRI ジャパン株式会社 (2012) : ArcGIS Help 10.1, 曲率 (Curvature).
- ESRI ジャパン株式会社 (2015) : ArcGIS Help 10.3, 曲率 (Curvature).
- 藤元隆彦・笹原克夫・門間敬一 (1997) : しらす斜面における崩壊発生位置の地形学的研究. 砂防学会誌, 50(3) : 28-34.
- 福田徹也・横田修一郎・岩松 暉 (1995) : 豪雨時に多量の土砂流出をもたらすシラスの 2 次的堆積物. 日本地質学会学術大会講演要旨, 102 : 320p.
- 福田徹也・横田修一郎・岩松 暉・和田卓也 (2009) : シラス斜面における降雨水の浸透過程と崩壊予測—比抵抗値と土壤水分変化に基づいて—. 応用地質, 50(4) : 216-227.
- 福富幹男・田矢盛之・真鍋弘道 (1969) : シラス地帯における自然斜面の崩壊の形態—とくに昭和 44 年 6 月梅面前線豪雨による災害を視察して—. 応用地質, 10(4) : 129-138.
- Guzzetti, A., Carrara, A., Cardinali, M. and Reichenbach, P. (1999) : GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Geomorphology*, 31 : 181- 216.

- 春山元寿・山内豊聰（1967）：土粒子のインターロッキングを考慮したシラス層の直立斜面の安定について．九州大学工学部集報，40：370-378.
- 春山元寿（1978）：乱さないシラスの強度特性の要因について．土質工学会論文報告集，18(2)：89-92.
- 春山元寿（1978）：乱さないシラスの強度特性に及ぼす含水比の影響について．土質工学会論文報告集，18(3)：108-109.
- 春山元寿・地頭蘭隆（1982）：鹿児島県における気象災害による被害の歴史的推移．応用地質，23(3)：156-168.
- 春山元寿（1983）：南九州しらす地帯の豪雨による斜面崩壊—特に宅地造成地の災害を中心として—．土と基礎，31(1)：105-110.
- 長谷川淳・太田岳洋（2012）：空間数値情報を用いた斜面崩壊の発生危険箇所の抽出手法．鉄道総研報告，26：23-28.
- 羽田野誠一・大八木規夫（1986）：斜面災害の発生し易い場所．斜面災害の予知と防災，白亜書房，96-113.
- Hasnawir and Kubota, T. (2012) : Rainfall Threshold for Shallow Landslides in Kelara Watershed, Indonesia. International Journal of Japan Erosion Control Engineering, 5 : 86-92.
- Hoek, E. and Bray, J.W. (1977) : Rock Slope Engineering. The Institution of Mining and Metallurgy, London, 402p.
- 五十嵐隆亮・井村隆介（2011）：2010年7月2～4日の九州南部における豪雨災害の特徴．自然災害研究協議会西部地区部報論文集，35：33-36.
- 五十嵐隆亮・須貝俊彦・井村隆介（2014）：薩摩半島のシラス分布域における崩壊の地形的特徴．土砂災害に関するシンポジウム論文集，7：49-54.
- 五十嵐隆亮・須貝俊彦・井村隆介（2017）：南九州シラス台地における開析谷の発達過程．地形，38：129-146.
- 飯田智之・奥西一夫（1979）：風化表層土の崩壊による斜面発達について．地理学評論，52(8)：426-438.
- 飯田智之（1996）：土層深頻度分布からみた崩壊確率．地形，17：69-88.
- 飯田智之（2012）：技術者に必要な斜面崩壊の知識．鹿島出版会，16p, 218p.
- 今泉真之・富田友幸・座波吉実（1989）：シュミットロックハンマーによる宮古島南東部琉球石灰岩の工学的性質について．応用地質，30(1)：1-13.
- 今村遼平（2007）：山地災害の『免疫性』について．応用地質，48(3)：132-140.

- 伊藤晶文 (2009) : 鹿児島県垂水市本城地区におけるシラス台地周辺斜面の地形と崩壊.
鹿児島大学教育学部研究紀要自然科学編, 60 : 1-9.
- 伊藤晶文 (2010) : 豪雨による土砂災害防止対策を考える—鹿児島県シラス台地周辺を事例に一. 季刊地理学, 62 : 143-145.
- 伊藤仁志・小川和久・松元 勇・神志那仁・古賀省三・増田考造 (2012) : 鹿児島県における土砂災害履歴とその特徴について. 砂防学会誌, R1-04 : 20-21.
- 岩松 暉 (1976) : シラス崩壊の一型式—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—. 鹿児島大学理学部紀要, 地学・生物学, 9 : 87-100.
- 岩松 暉・福重安雄・郡山 榮 (1989) : シラスの応用地質学的諸問題. 地学雑誌, 98 (4) : 1-22.
- 地盤工学会 (2009) : 第 8 編 特殊土の試験. 第 3 章 関東ローム, 第 4 章 まさ土, 第 5 章 しらす, 746-760, 762-777, 779-791.
- 地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳 (2000) : 南九州の火山地域における崩壊の水文地形学的検討. 地すべり, 36 (4) : 14-21.
- 地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳 (2002) : 南九州火山地域における地下水型崩壊の予測. 土砂災害に関するシンポジウム講演論文集, 9-12.
- 地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳 (2002) : シラス地域の水文地形とシラス斜面崖錐部の崩壊. 地形, 23 : 611-626.
- 地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳 (2009) : シラス斜面の崖錐崩壊に関する水文観測. 砂防学会誌, 62 (1) : 83-87.
- 鹿児島県庁 (2012) : 土砂災害の履歴, 1989-2010.
- 鹿児島地図センター (徳田屋書店) (1994) : 1993 年鹿児島豪雨災害浸水図.
- 鹿児島県農政部 (1979) : 鹿児島県の特異土壌. 71p.
- 貝塚爽平 (1977) : 日本の地形—特質と由来—. 岩波新書, 104-105.
- 河原田礼次郎 (1957) : シラスの物理的・力学的性質に関する研究 (第 1 報) —未攪乱試料の剪断試験について—. 鹿児島大学農学部学術報告, 6 : 222-226.
- 気象庁 (2017) : 世界の火山. <http://www.bousai.go.jp/kazan/taisaku/k101.htm>
- Kochel, R.G. and Piper, J.F. (1986) : Morphology of Large Valleys on Hawaii : Evidence for Groundwater Sapping and Comparisons with Martian Valleys. Geological Society of America, 91 : 175-192.
- 小出 博 (1953) : 赤城山の崩壊と土石流. 地質調査所報告書, 第 133 号.
- 国土交通省国土技術政策総合研究所 (2008) : 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地

- 震被害調査報告．国総研砂防研究室，34-36.
- 国土交通省（編集：国土交通省水管理・国土保全局）（2016）：水害レポート，24p.
- 国際建設技術協会（2015）：世界の主な水害マップ．
- http://www.internationalfloodnetwork.org/kasen/others/map/pdf_h27/disastermap1502_jp.pdf
- 工業技術院地質調査所（1995）：コンピューターグラフィクス日本列島の地質．丸善．
- 桐野利彦（1956）：鹿児島県の台地集落．鹿児島県地理学会紀要，6：14-20.
- 桐野利彦（1988）：鹿児島県の歴史地理学的研究．徳田屋書店，31-38.
- 北原一平・河村和夫・佐口 治（1994）：鹿児島 8 月 6 日災害における土砂災害調査報告．地すべり，31(1)：56-63.
- 黒木貴一・長谷川裕之（2003）：1999 年広島豪雨による斜面崩壊と斜面地形との関係—観音台地区を例として—．応用地質，44(2)：84-93.
- 町田 洋・太田陽子・河合俊男・森脇 広・長岡信治編（2001）：日本の地形 7 九州・南西諸島．東京大学出版会，169-174.
- 町田 洋・新井房夫（2003）：新編 火山灰アトラス．東京大学出版会，64-70.
- Matsukura, Y., Hayashida, S. and Maekado, A. (1984) : Angles of valley-side slope made of “Shirasu” ignimbrite in South Kyushu, Japan. *Zeit. Geomorph. N. F.*, 28 : 179-191.
- Matsukura, Y. (1987) : Evolution of Valley Side Slopes in the “Shirasu” Ignimbrite Plateau. *Japanese Geomorphological Union*, 8 : 41-49.
- 松倉公憲（1994）：地形材料学からみた斜面地形研究における二、三の課題．筑波大学水理実験センター報告，19：1-9.
- 松倉公憲・田中幸哉・若月 強（2002）：韓国ソウル郊外の花崗岩と片麻岩山地における土層構造と表層崩壊形状に与える基盤岩質の影響．*Journal of Geography*, 111 : 416-425.
- 松倉公憲・青木 久（2004）：シュミットハンマー：地形学における使用例と使用法にまつわる諸問題．*地形*，25：175-196.
- 松倉公憲（2008）：地球変化の科学—風化と侵食—．朝倉書店，115-122.
- 松倉公憲（2009）：斜面発達モデル構築における空間—時間置換の援用：研究小史．筑波大学陸域環境研究センター報告，10：37-49.
- 松本舞恵・永長美代子・下川悦郎・地頭蘭隆（1997）：しらす斜面における表層崩壊発生場の予測．*鹿大演研報*，25：35-44.
- 松四雄騎・松倉公憲（2004）：透水性の異なる砂岩と泥岩からなる丘陵地における斜面

- 崩壊の発生機構と発生位置. 地形, 25 : 139-159.
- 三木洋一・河上隆大・水山高久 (2007) : 土砂災害防止法に基づく基礎調査の区域設定状況からみた土砂災害危険箇所の傾向に関する報告. 砂防学会研究発表会概要集, 168-169.
- 宮内信文・仰木慎一郎・春山元寿 (1972) : 各地の"シラス層"中に見出される粘土鉱物について. 鹿児島大学農学部学術報告, 22 : 123-130.
- 宮城豊彦 (1979) : 仙台周辺の丘陵地における崩壊による谷の発達過程. 地理学評論, 52(5) : 219-232.
- 守屋以智雄 (1983) : 日本の火山地形. 東京大学出版会, 135p.
- 村田秀一・山内豊聡 (1978) : 乱さないシラスの強度特性に及ぼす含水比の影響について. 土質工学会論文報告集, 18(1) : 105-115.
- 長野県庁 (2012) : 傾斜分布図の作成. 長野県林内路網整備指針, 39-42.
- Nakagawa, H. (1960) : On the Cuesta Topography of the Boso Peninsula, Chiba Prefecture, Japan. The science reports of the Tohoku University. Second series, Geology, 4 : 385-391.
- Newhall, C.G. and Self, S. (1982) : The Volcanic Explosivity Index (VEI) : an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. J. Geophys. Res., 87 : 1231-1238.
- 西 力造・木村大造 (1952) : シラス地帯研究 (第 1 報) —シラス層の崩壊—. 鹿児島大学農学部学術報告, 1 : 10-17.
- 西 力造・木村大造 (1952) : シラス地帯研究 (第 2 報) —シラス層の崩壊—. 鹿児島大学農学部学術報告, 1 : 18-28.
- 野呂智之・神山嬢子・村田郁央・池田 寛・増田有俊・片山勝之・後藤祐輔 (2017) : 線状降水帯の形成条件に着目した土砂災害発生予測に関する検討. 砂防学会研究発表会概要集, 530-531.
- Obanawa, H., Hayakawa, Y. and Matsukura, Y. (2009) : Estimation of retreat rates of valley-side cliff from space-time substitution along the Shomyo River in central Japan. Geografiska Annaler, 91A : 269-278.
- Ogbonnaya, I. and Fukuoka, H. (2010) : Environmental and Socio-Economic Impact of Erosion in Nigeria, West Africa. International Journal of Erosion Control Engineering, 3 : 102-109.
- 奥野 充・中村俊夫・横田修一郎 (1996) : 鹿児島沖積平野におけるボーリング・コア試料の加速器 ^{14}C 年代. 地球科学, 50 : 70-74.
- 奥野 充 (2002) : 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, 41(4) : 225-236.

- 恩田裕一（1989）：土層の水貯留機能の水文特性および崩壊発生に及ぼす影響．地形，10：13-26.
- Onda, Y. (1994) : Seepage erosion and its implication to the formation of amphitheatre valley heads : A case study at Obara, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19 : 627-640.
- 大庭昇・露木利貞・海老原紘子（1967a）：シラスの鉱物組成，化学組成および成因について．岩石鉱物鉱床学会誌，58：81-97.
- 大庭昇・露木利貞・海老原紘子（1967b）：シラスの鉱物組成，化学組成および成因について(II)．岩石鉱物鉱床学会誌，58：152-160.
- 大庭昇・山下広幸・山本温彦（1972）：二次シラスの鉱物組成および化学組成．岩石鉱物鉱床学会誌，67：84-89.
- 大八木規夫（1986）：斜面災害発生のメカニズム．斜面災害の予知と防災，白亜書房，85-94.
- プロセク社（2017）：シュミットロックハンマー．<http://www.rex-rental.jp/jbn/ks.html>
- Reid, M.E. and Iverson, R.M. (1992) : Gravity-driven groundwater flow and slope failure potential 2. Effects of slope morphology, material properties, and hydraulic heterogeneity. *Water Resources Research*, 28 : 939-950.
- Smithsonian Museum (2017) : Global Volcanism Program. http://www.volcano.si.edu/reports_weekly.cfm
- Sparks, R.S.J. and Walker, G.P.L. (1977) : The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2 : 329-341.
- 佐々木靖人・阿部昌彦・平野 勇（1991）：斜面崩壊の規模と発生数に関するフラクタル．応用地質，32(3)：1-11.
- 車 張堅・地頭蘭隆・下川悦郎・寺本行芳（2004）：シラス台地における水文地質ボーリング調査．鹿児島大学農学部演習林報告，31：89-96.
- 島田欣二・福重安雄（1975）：シラス中の火山ガラスの性質．窯協，83：565-570.
- 島田龍郎・酒匂一成・北村良介（2002）：鹿児島県伊集院町のシラス斜面における2次元不飽和浸透解析．地盤工学研究発表会発表講演集，1251-1252.
- 下川悦郎・春山元寿（1978）：斜面崩壊と火山性堆積物の土質工学的性質．鹿児島大学農学部学術報告，28：209-227.
- 下川悦郎・地頭蘭隆・谷口浩幸（1986）：しらす海食崖における崖くずれの周期性．鹿児島大学農学部演習林報告，14：19-31.
- 下川悦郎・地頭蘭隆・高野 茂（1989）：しらす台地周辺斜面における崩壊の周期性和

- 発生場の予測. 地形, 10 : 267-284.
- 曾根原崇文 (2016) : EPMA および XRF 分析による火山ガラスの化学組成 : 入戸および阿蘇 4 火砕流堆積物の例. 地質技術, 6 : 5-19.
- 須田知誠・若月 強・松浦俊也・松倉公憲 (2004) : 丹沢山地における地震と豪雨による崩壊の地質的・地形的特徴—特に崩壊の規模と斜面傾斜について—. 筑波大学陸域環境研究センター報告, 5 : 51-61.
- Suzuki, T. (1985) : Effects of Rock Strength and Permeability on Hill Morphology. Japanese Geomorphological Union, 6 : 101-130.
- 鈴木隆介 (1997) : 建設技術者のための地形図読図入門, 第 1 巻読図の基礎. 古今書院, 122-126.
- Suzuki, T. (2006) : Formative Processes of Specific Features of Serpentine Mountains. Japanese Geomorphological Union, 27 : 417-460.
- 田中 茂 (1963) : 山地斜面の崩壊箇所の予想について. 建設工学研究所報告, 4 : 147-161.
- 田中幸哉 (1990) : 北海道噴火湾岸地域における海成段丘面開析谷の横断形発達過程. 地形, 11 : 97-115.
- 田中幸哉 (1990) : 宗谷丘陵および白糠丘陵における谷壁斜面発達と岩石物性. 地理学評論, 63 : 839-845.
- 田中幸哉・安形 康・笹賀一郎 (1996) : 宗谷丘陵の河川における流出特性と基盤岩石物性との関係について. 北海道大学農学部演習林研究報告, 53 (2) : 269-287.
- 寺園貞夫 (1980) : シラスの堆積とその浸食地形. シラス台地研究, シラス台地研究グループ編, 61-69.
- Terzaghi, K. (1950) : Mechanism of landslides, in Application of Geology to Engineering Practice. Berkey Volume, Geological Society of America : 83-123.
- 津口裕茂 (2016) : 線状降水帯 (新用語解説). 天気, 63 (9) : 727-729.
- 辻本英和 (2005) : オーストラリア New South Wales 州南部の波食棚と構成岩石のシュミットハンマー反発値. 地理学報, 36 : 11-17.
- 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, 46 : 23-35.
- 塚本良則 (2002) : ハゲ山モデル—小起伏山地における森林と表土の荒廃・回復過程の分析—. 砂防学会誌, 54 (5) : 66-77.
- 富田克利・大西一臣 (1976) : シラス中の粘土鉱物 “特にシラス崖くずれ予知の見地から”. 粘土鉱物, 16 (2) : 56-62.

- Verachtert, E., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J. and Deckers, J. (2010) : Factors controlling the spatial distribution of soil piping erosion on loess-derived soils : A case study from central Belgium. *Geomorphology* , 118 : 339–348.
- 和田卓也・井上 誠・横田修一郎・岩松 暉 (1995) : 電気探査の自動連続観測によるシラス台地の降雨の浸透. *応用地質*, 36(5) : 349-358.
- 渡辺亮一・皆川朋子・伊豫岡宏樹・山崎惟義 (2010) : シラスを用いた雨水浸透・保水性を有する高機能新土壌材料の開発と実証研究. 建設技術研究開発助成研究成果要旨, 8.
- 矢橋晨吾・金光達太郎・佐久間護 (1984) : 砂質土の改良に関する研究Ⅲ. マサ土の締固めと透水性. *千葉大園学報*, 33 : 29-34.
- 山口宏子・小口千明・西山賢一・松倉公憲 (2000) : 阿蘇火砕流堆積物の岩石物性に関する予察的考察. 筑波大学陸域環境研究センター報告, 1 : 59-65.
- Yamoto, M., Sidle, R.C., Gomi, T. and Imaizumi, F. (2016) : Characteristics of landslides in unwelded pyroclastic flow deposits, southern Kyushu, Japan. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16 : 617-627.
- Yang, P., Yokoyama, N., Inoue, K. and Amino, K. (2005) : Preliminary Investigation of the Crater Lake Breach at Mt. Pinatubo, Philippines. *Journal of the Japan Society of Engineering Geology*, 46 : 287-292.
- 柳井清治・薄井五郎 (1989) : 火山灰層を指標にした斜面崩壊の年代的解析—災害地域における過去 300 年間の崩壊履歴—. *新砂防*, 42(1) : 5-13.
- 横田修一郎・乙須 稔 (1994) : シラスの劣化とシラス斜面の崩壊. 日本地質学会学術大会講演要旨, 101 : 287p.
- 横田修一郎 (1996) : 土壌硬度計によって得られたシラス急斜面表層部における劣化分布. 島根大学地球資源環境学研究報告, 15 : 103-114.
- 横田修一郎 (1997) : シラス斜面における劣化の進行. 日本地質学会学術大会講演要旨, 104 : 310p.
- Yokota, S. (1997) : Deteriorating Process of Dacitic Pyroclastic Flow Deposits at Steep Slopes based on Hardness Distribution. *Mem. Fac. Sci. Eng. Shimane Univ. Series A*, 30 : 27-38.
- Yokota, S. and Iwamatsu, A. (1999) : Weathering distribution in a steep slope of soft pyroclastic rocks as an indicator of slope instability. *Engineering, Geology*, 55 : 57-68.
- 横山勝三 (1987) : 九州における大規模火砕流の噴火とその堆積物. *地形*, 8 : 249-267.
- Yokoyama, S. (1999) : Rapid formation of river terraces in non-welded ignimbrite along the Hishida River, Kyushu, Japan. *Geomorphology*, 30 : 291-304.

- 横山勝三（2000）：入戸火砕流堆積物の分布北限．火山，45：209-216.
- 横山勝三（2003）：シラス学—九州南部の巨大火砕流堆積物—．古今書院，1-111.
- 横山 修・横田修一郎（1999）：大隈半島大鳥川両岸におけるシラス斜面の風化について．日本応用地質学会中国四国支部発表論文，35-40.
- 横山 修・横田修一郎・武田伸二（2001）：シラスの連続コア試料におけるテクスチュアと硬度値の変化．島根大学地球資源環境学研究報告，20：153-161.

付録

List of Shirasu disasters (Kagoshima Prefectural Government, 2012) and curvature data.

Cities, Towns and Villages	Year, Month, Day			Longitude	Latitude	Height of failure (m)	Width of failure (m)	Depth of failure (m)	Sediment amount (m ³)	Vertical curvature	Plan curvature
Kagoshima city	1989	7	28	130.546146	31.611022	15.0	20.0	0.048	20.0	-0.616	-0.819
Kagoshima city	1991	9	30	130.433193	31.601356	25.0	50.0	0.017	30.0	1.099	-1.001
Kagoshima city	1991	10	1	130.542157	31.613095	20.0	20.0	0.179	100.0	-3.495	0.305
Kagoshima city	1991	10	1	130.545380	31.610555	10.0	50.0	0.029	20.0	-0.684	2.516
Kagoshima city	1992	6	30	130.542670	31.621845	5.0	6.0	0.143	6.0	-0.388	1.295
Kagoshima city	1992	7	3	130.542351	31.613414	45.2	29.0	-	-	-1.149	2.551
Kagoshima city	1992	7	5	130.525358	31.610549	5.0	3.0	-	-	1.288	1.029
Kagoshima city	1992	7	5	130.516649	31.607061	8.0	5.0	-	-	9.121	-4.679
Kagoshima city	1993	7	2	130.483951	31.665848	8.0	3.0	-	-	-4.383	2.317
Kagoshima city	1993	7	7	130.539556	31.649477	8.0	15.0	-	-	-1.236	1.877
Kagoshima city	1993	7	7	130.544247	31.612672	8.0	12.0	-	-	0.054	1.454
Kagoshima city	1993	7	27	130.529294	31.568262	7.0	20.0	0.357	70.0	0.038	4.039
Kagoshima city	1993	7	31	130.521685	31.562887	8.0	10.0	0.089	10.0	3.382	-1.216
Kagoshima city	1993	8	2	130.520733	31.714566	30.0	30.0	0.079	100.0	-0.813	-0.213
Kagoshima city	1993	8	6	130.538503	31.645556	20.0	30.0	0.298	250.0	4.190	-4.625
Kagoshima city	1993	8	6	130.546033	31.658096	21.0	18.0	0.189	100.0	0.273	-0.527
Kagoshima city	1993	8	6	130.542835	31.658829	20.0	55.0	0.519	800.0	-0.898	-0.998
Kagoshima city	1993	8	6	130.545578	31.610947	10.0	30.0	0.143	60.0	-5.520	1.480
Kagoshima city	1993	8	6	130.542820	31.612638	30.0	30.0	0.159	200.0	4.878	-6.122
Kagoshima city	1993	8	6	130.543662	31.613029	10.0	20.0	0.464	130.0	-8.822	-0.004
Kagoshima city	1993	8	6	130.540749	31.613801	30.0	40.0	0.119	200.0	6.258	1.458
Kagoshima city	1993	8	6	130.541495	31.614508	30.0	10.0	0.714	300.0	7.568	-5.851
Kagoshima city	1993	8	6	130.538520	31.616404	25.0	30.0	0.190	200.0	0.729	1.598
Kagoshima city	1993	8	6	130.498421	31.629260	20.0	20.0	0.179	100.0	-3.335	3.265
Kagoshima city	1993	8	6	130.567376	31.670835	20.0	20.0	-	-	6.813	-0.272
Kagoshima city	1993	8	6	130.525691	31.630795	36.0	30.0	0.106	160.0	-0.716	1.084
Kagoshima city	1993	8	6	130.519565	31.630508	35.0	40.0	0.179	350.0	-1.618	3.977
Kagoshima city	1993	8	6	130.518396	31.630872	30.0	20.0	0.357	300.0	6.394	-5.205
Kagoshima city	1993	8	6	130.537407	31.615126	30.0	20.0	0.036	30.0	1.008	0.464
Kagoshima city	1993	8	6	130.537963	31.619051	20.0	10.0	0.071	20.0	3.310	0.010
Kagoshima city	1993	8	6	130.540305	31.616710	25.0	20.0	0.043	30.0	-4.628	-2.728
Kagoshima city	1993	8	6	130.530308	31.648956	10.0	50.0	0.071	50.0	-5.868	0.632
Kagoshima city	1993	8	6	130.532840	31.655752	15.0	10.0	0.143	30.0	-0.699	-0.799
Kagoshima city	1993	8	6	130.517672	31.606321	10.0	20.0	0.036	10.0	4.621	3.421
Kagoshima city	1993	8	6	130.520158	31.608119	20.0	15.0	0.119	50.0	-6.993	1.607
Kagoshima city	1993	8	6	130.511815	31.638060	20.0	20.0	0.357	200.0	-1.379	1.321
Kagoshima city	1993	8	6	130.511332	31.637498	10.0	40.0	0.268	150.0	5.485	-0.415
Kagoshima city	1993	8	6	130.510581	31.637209	25.0	50.0	0.171	300.0	4.019	-1.847

Cities, Towns and Villages	Year, Month, Day			Longitude	Latitude	Height of failure (m)	Width of failure (m)	Depth of failure (m)	Sediment amount (m ³)	Vertical curvature	Plan curvature
Kagoshima city	1993	8	6	130.493515	31.639871	15.0	60.0	0.119	150.0	0.706	-0.681
Kagoshima city	1993	8	6	130.492311	31.640299	7.0	8.0	0.191	15.0	-5.626	-0.305
Kagoshima city	1993	8	6	130.490371	31.643532	10.0	20.0	0.536	150.0	-1.693	2.706
Kagoshima city	1993	8	6	130.502510	31.648039	10.0	20.0	0.536	150.0	-0.266	0.034
Kagoshima city	1993	8	6	130.505134	31.648366	30.0	50.0	0.119	250.0	2.493	0.039
Kagoshima city	1993	8	6	130.510851	31.645940	60.0	30.0	0.159	400.0	-4.969	5.633
Kagoshima city	1993	8	6	130.501841	31.638517	25.0	60.0	0.143	300.0	2.266	-1.378
Kagoshima city	1993	8	6	130.527691	31.672383	30.0	30.0	0.079	100.0	3.222	0.271
Kagoshima city	1993	8	6	130.524874	31.672132	30.0	90.0	0.132	500.0	3.041	-6.059
Kagoshima city	1993	8	6	130.514341	31.666350	20.0	70.0	0.102	200.0	-0.409	0.091
Kagoshima city	1993	8	6	130.480324	31.673133	20.0	20.0	0.089	50.0	0.048	-2.452
Kagoshima city	1993	8	6	130.508532	31.592933	15.0	20.0	0.190	80.0	-2.210	0.990
Kagoshima city	1993	8	6	130.507073	31.594130	10.0	10.0	0.357	50.0	1.367	5.667
Kagoshima city	1993	8	6	130.526580	31.630387	50.0	200.0	0.071	1000.0	1.221	-0.079
Kagoshima city	1993	8	6	130.540191	31.614990	40.0	40.0	0.357	800.0	2.241	-4.659
Kagoshima city	1993	8	6	130.542616	31.610375	40.0	90.0	1.587	8000.0	2.994	-3.706
Kagoshima city	1993	8	6	130.563232	31.619430	30.0	40.0	0.298	500.0	-1.884	0.416
Kagoshima city	1993	8	6	130.562090	31.619297	60.0	-	-	-	-0.025	0.175
Kagoshima city	1993	8	6	130.562551	31.619164	50.0	90.0	0.159	1000.0	0.090	3.690
Kagoshima city	1993	8	6	130.556556	31.613927	20.0	20.0	0.089	50.0	4.148	-1.352
Kagoshima city	1993	8	6	130.547416	31.608798	40.0	30.0	0.595	1000.0	-10.612	2.288
Kagoshima city	1993	8	6	130.487090	31.660386	50.0	70.0	0.306	1500.0	-3.627	1.662
Kagoshima city	1993	8	6	130.482272	31.667542	20.0	50.0	0.429	600.0	0.894	0.655
Kagoshima city	1993	8	6	130.528080	31.588012	30.0	15.0	0.127	80.0	10.151	-4.506
Kagoshima city	1993	8	6	130.557771	31.620392	25.0	20.0	0.286	200.0	-1.700	1.300
Kagoshima city	1993	8	6	130.542318	31.624117	40.0	90.0	0.099	500.0	-3.085	-3.880
Kagoshima city	1993	8	6	130.539275	31.616899	8.0	15.0	0.298	50.0	6.701	-3.953
Kagoshima city	1993	8	6	130.545334	31.624452	30.0	20.0	-	800.0	-5.295	0.005
Kagoshima city	1993	8	6	130.535612	31.647778	15.0	45.0	0.106	100.0	-0.959	0.641
Kagoshima city	1993	8	6	130.545007	31.614723	20.0	10.0	0.714	200.0	2.975	1.475
Kagoshima city	1993	8	6	130.563939	31.615810	12.0	5.0	1.786	150.0	-3.050	0.613
Kagoshima city	1993	8	6	130.496419	31.651306	5.0	15.0	0.952	100.0	1.851	0.859
Kagoshima city	1993	8	6	130.470073	31.652653	7.0	8.0	0.765	60.0	0.350	-0.650
Kagoshima city	1993	8	6	130.471210	31.656743	5.0	15.0	0.714	75.0	-1.817	-0.015
Kagoshima city	1993	8	6	130.492519	31.659529	15.0	8.0	0.357	60.0	-1.480	0.120
Kagoshima city	1993	8	6	130.551091	31.634983	12.0	10.0	0.417	70.0	1.047	-0.753
Kagoshima city	1993	8	6	130.549953	31.654344	12.0	15.0	0.397	100.0	0.195	-0.195
Kagoshima city	1993	8	6	130.549573	31.656227	10.0	25.0	0.229	80.0	3.863	-1.779

Cities, Towns and Villages	Year, Month, Day			Longitude	Latitude	Height of failure (m)	Width of failure (m)	Depth of failure (m)	Sediment amount (m ³)	Vertical curvature	Plan curvature
Kagoshima city	1993	8	6	130.539882	31.649262	7.0	20.0	0.510	100.0	-1.950	-1.950
Kagoshima city	1993	8	6	130.531687	31.666234	6.0	10.0	0.119	10.0	7.839	-0.861
Kagoshima city	1993	8	6	130.542508	31.657389	10.0	30.0	0.357	150.0	-3.214	0.086
Kagoshima city	1993	8	6	130.542794	31.664986	8.0	10.0	0.357	40.0	4.665	-5.722
Kagoshima city	1993	8	6	130.540151	31.663961	6.0	15.0	0.357	45.0	0.718	0.418
Kagoshima city	1993	8	6	130.529216	31.671875	15.0	20.0	0.357	150.0	4.398	0.098
Kagoshima city	1993	8	6	130.537378	31.674913	10.0	20.0	0.357	100.0	7.865	-5.635
Kagoshima city	1993	8	6	130.538312	31.673277	15.0	15.0	0.159	50.0	-0.701	0.397
Kagoshima city	1993	8	6	130.517309	31.667884	8.0	15.0	0.060	10.0	0.894	-0.406
Kagoshima city	1993	8	6	130.511277	31.670026	8.0	35.0	0.255	100.0	-3.465	2.060
Kagoshima city	1993	8	6	130.513607	31.665128	8.0	15.0	0.298	50.0	0.026	0.964
Kagoshima city	1993	8	6	130.512852	31.663053	20.0	20.0	0.536	300.0	-5.744	6.456
Kagoshima city	1993	8	6	130.490527	31.640214	5.0	15.0	0.476	50.0	-0.756	-0.056
Kagoshima city	1993	8	6	130.529942	31.631545	35.0	10.0	0.061	30.0	-0.932	-4.732
Kagoshima city	1993	8	6	130.530587	31.650518	10.0	15.0	0.143	30.0	0.177	-2.221
Kagoshima city	1993	8	6	130.563135	31.617588	45.0	30.0	0.079	150.0	3.810	1.710
Kagoshima city	1993	8	6	130.529045	31.619581	40.0	30.0	0.119	200.0	-4.187	2.113
Kagoshima city	1993	8	6	130.469208	31.647840	15.0	20.0	0.214	90.0	1.731	-0.183
Kagoshima city	1993	8	6	130.551955	31.600810	40.0	35.0	0.077	150.0	-4.482	4.662
Kagoshima city	1993	8	6	130.531331	31.628341	40.0	15.0	0.357	300.0	1.579	-0.821
Kagoshima city	1993	8	6	130.556644	31.628283	6.0	7.0	0.680	40.0	-2.695	-0.395
Hioki city	1993	8	6	130.336066	31.630614	6.0-8.0	28.0	-	196.0	0.685	0.585
Hioki city	1993	9	3	130.330442	31.629019	6.0-8.0	28.0	-	196.0	-0.151	0.053
Kagoshima city	1993	9	3	130.514078	31.539334	20.0	20.0	0.357	200.0	-8.207	3.021
Kagoshima city	1993	9	3	130.558740	31.630518	7.0	10.0	0.306	30.0	-0.796	0.304
Kagoshima city	1993	9	3	130.503255	31.648158	10.0	15.0	0.429	90.0	-0.412	0.896
Kagoshima city	1993	9	3	130.501812	31.647879	10.0	45.0	0.429	270.0	-0.019	-0.119
Kagoshima city	1993	9	3	130.490022	31.643019	5.0	10.0	0.357	25.0	-0.575	0.225
Kagoshima city	1993	9	3	130.511454	31.647541	10.0	50.0	0.357	250.0	1.505	0.473
Kagoshima city	1993	9	3	130.494581	31.639318	10.0	10.0	0.357	50.0	3.256	0.957
Kagoshima city	1993	9	3	130.505586	31.648270	5.0	20.0	0.357	50.0	-3.248	2.252
Kagoshima city	1993	9	3	130.509786	31.647239	5.0	10.0	0.143	10.0	9.106	-8.194
Kagoshima city	1993	9	3	130.500887	31.639832	7.0	15.0	0.354	52.0	-0.508	0.392
Kagoshima city	1993	9	3	130.503317	31.639225	5.0	10.0	0.357	25.0	0.552	0.052
Kagoshima city	1993	9	3	130.511053	31.637422	5.0	50.0	0.429	150.0	1.897	-1.400
Kagoshima city	1993	9	3	130.508310	31.636896	5.0	30.0	0.714	150.0	4.624	-0.271
Kagoshima city	1993	9	3	130.487415	31.640699	5.0	10.0	0.071	5.0	0.117	-0.142
Kagoshima city	1993	9	3	130.489511	31.642007	5.0	20.0	0.357	50.0	-0.386	0.314

Cities, Towns and Villages	Year, Month, Day			Longitude	Latitude	Height of failure (m)	Width of failure (m)	Depth of failure (m)	Sediment amount (m ³)	Vertical curvature	Plan curvature
Kagoshima city	1993	9	3	130.493964	31.639347	8.0	20.0	0.357	80.0	-0.626	0.774
Kagoshima city	1993	9	3	130.491645	31.642548	8.0	20.0	0.357	80.0	0.905	0.705
Kagoshima city	1993	9	3	130.490356	31.640282	5.0	10.0	0.357	25.0	1.100	0.000
Kagoshima city	1993	9	3	130.493321	31.640249	8.0	20.0	0.446	100.0	0.732	1.432
Kagoshima city	1993	9	3	130.489025	31.667028	30.0	30.0	0.714	900.0	0.145	0.438
Kagoshima city	1995	4	14	130.546621	31.659605	30.0	40.0	0.190	320.0	0.436	-0.464
Kagoshima city	1995	6	18	130.541748	31.623934	50.0	14.0	0.286	280.0	-9.291	1.009
Kagoshima city	1995	6	25	130.556269	31.631366	5.0	12.0	0.238	20.0	-0.779	-0.948
Kagoshima city	1995	6	25	130.554494	31.632307	9.0	15.0	0.317	60.0	-5.921	-0.021
Kagoshima city	1995	6	25	130.480974	31.630438	8.0	10.0	0.179	20.0	-1.200	-0.800
Kagoshima city	1995	6	25	130.488250	31.622114	24.0	20.0	0.060	40.0	-0.266	1.535
Kagoshima city	1995	6	25	130.553592	31.613739	4.0	35.0	0.179	35.0	4.706	-1.461
Kagoshima city	1995	6	25	130.501600	31.638255	7.0	15.0	0.476	70.0	-2.269	1.031
Kagoshima city	1995	6	25	130.527446	31.634483	8.0	15.0	0.357	60.0	-2.136	-0.036
Kagoshima city	1995	8	11	130.467243	31.655384	8.0	20.0	0.357	80.0	-0.650	-1.296
Kagoshima city	1996	7	2	130.504782	31.648374	7.0	15.0	0.204	30.0	0.846	-0.953
Kagoshima city	1996	7	18	130.538579	31.673416	3.0	2.0	0.357	3.0	0.396	0.196
Kagoshima city	1996	7	18	130.494908	31.685979	15.0	30.0	-	-	-8.772	0.551
Kagoshima city	1996	7	18	130.537007	31.696808	15.0	20.0	0.119	50.0	-1.220	3.779
Kagoshima city	1996	7	18	130.518612	31.660982	5.0	7.0	0.102	5.0	-0.673	2.240
Hioki city	1997	6	27	130.377311	31.647047	12.0	10.0	0.893	150.0	-3.962	7.510
Kagoshima city	1997	9	16	130.511643	31.642654	8.0	13.0	0.687	100.0	-0.588	-2.511
Kagoshima city	1997	9	16	130.518723	31.660977	15.0	20.0	0.238	100.0	-0.394	-0.075
Kagoshima city	1997	9	16	130.494052	31.586970	7.0	10.0	0.051	5.0	0.279	-1.021
Kagoshima city	1997	9	16	130.496105	31.629593	10.0	10.0	-	-	0.384	-0.116
Kagoshima city	1997	10	6	130.411072	31.584724	8.0	10.0	-	-	-0.316	1.127
Kagoshima city	1998	4	24	130.517895	31.604771	10.0	10.0	0.357	50.0	1.837	-0.944
Kagoshima city	1999	6	25	130.521341	31.563051	3.0	7.0	-	-	-0.178	-0.578
Kagoshima city	2000	6	26	130.526765	31.545018	8.0	8.0	0.335	30.0	-0.041	1.059
Kagoshima city	2000	9	24	130.531508	31.650129	8.0	10.0	0.027	3.0	-5.359	3.410
Kagoshima city	2001	4	30	130.540341	31.640054	15.0	20.0	0.476	200.0	-0.434	0.266
Kagoshima city	2001	6	21	130.476494	31.620775	3.0	5.0	0.095	2.0	0.283	-1.017
Kagoshima city	2002	4	21	130.541521	31.622868	13.0	26.0	0.211	100.0	-1.456	-1.356
Kagoshima city	2002	6	21	130.484131	31.674572	2.0	3.0	0.238	2.0	-0.193	1.632
Kagoshima city	2002	6	30	130.539175	31.619844	4.0	3.5	-	-	0.533	0.333
Kagoshima city	2002	6	-	130.519849	31.565334	5.0	5.0	0.114	4.0	2.010	1.711
Kagoshima city	2002	7	6	130.523085	31.545529	3.0	1.7	0.140	1.0	4.577	-1.923
Kagoshima city	2003	6	22	130.504936	31.596769	50.0	-	-	-	-1.093	-2.793

Cities, Towns and Villages	Year, Month, Day			Longitude	Latitude	Height of failure (m)	Width of failure (m)	Depth of failure (m)	Sediment amount (m ³)	Vertical curvature	Plan curvature
Kagoshima city	2003	6	24	130.529154	31.568224	3.5	6.4	0.159	5.0	-0.914	1.387
Kagoshima city	2004	3	18	130.548625	31.608291	7.0	0.8	0.255	2.0	2.239	0.439
Kagoshima city	2004	7	30	130.556043	31.614186	4.0	10.0	-	-	8.197	-3.304
Kagoshima city	2004	8	30	130.549496	31.627314	4.5	4.2	0.151	4.0	0.236	-0.164
Kagoshima city	2004	8	30	130.560976	31.614546	7.5	3.8	0.100	4.0	3.232	-0.068
Kagoshima city	2004	9	7	130.508758	31.564732	3.0	5.0	0.429	9.0	-1.615	2.085
Kagoshima city	2004	9	7	130.494788	31.640366	4.5	5.0	-	-	-0.110	0.090
Kagoshima city	2004	9	7	130.563571	31.619332	9.0	9.0	0.176	20.0	-0.662	0.639
Kagoshima city	2004	9	7	130.496383	31.633310	5.0	4.0	0.179	5.0	0.962	0.162
Kagoshima city	2004	9	7	130.557201	31.665913	4.0	4.0	0.179	4.0	0.172	-0.311
Kagoshima city	2004	9	7	130.549885	31.664217	5.0	8.0	0.125	7.0	0.439	-1.761
Kagoshima city	2004	9	7	130.498724	31.501957	3.0	3.0	0.159	2.0	-0.223	-0.012
Kagoshima city	2004	9	7	130.503927	31.647879	4.0	5.0	0.143	4.0	-0.287	1.399
Kagoshima city	2004	9	7	130.530685	31.631510	5.0	4.0	0.179	5.0	8.674	0.775
Kagoshima city	2004	9	7	130.516825	31.570360	10.0	4.0	0.357	20.0	5.499	-0.501
Kagoshima city	2004	9	7	130.526021	31.608714	4.0	2.0	0.089	1.0	-3.415	0.185
Kagoshima city	2004	9	-	130.478503	31.655095	8.0	7.5	0.179	15.0	7.442	0.342
Kagoshima city	2004	9	29	130.550751	31.660107	4.5	4.0	0.159	4.0	1.475	0.675
Kagoshima city	2004	9	29	130.530264	31.586523	5.0	3.5	0.082	2.0	-1.391	3.909
Hioki city	2004	9	29	130.336728	31.669491	14.0	15.0	-	-	-2.720	1.480
Kagoshima city	2005	9	6	130.501331	31.646599	5.0-8.0	13.0	-	85.0	0.984	-0.536
Kagoshima city	2005	9	6	130.528445	31.594494	80.0	10.0	0.011	12.0	0.838	-0.362
Kagoshima city	2005	9	6	130.508337	31.594557	4.0	10.0	0.179	10.0	-0.121	-0.107
Kagoshima city	2005	9	6	130.526077	31.673497	7.0	10.0	0.510	50.0	0.400	0.000
Kagoshima city	2005	9	6	130.554698	31.632824	5.0	4.0	0.179	5.0	-3.582	2.919
Kagoshima city	2005	9	6	130.560979	31.614258	9.0	3.0	0.132	5.0	4.111	0.311
Kagoshima city	2005	9	6	130.567329	31.670624	8.0	8.0	0.391	35.0	0.269	0.216
Kagoshima city	2005	9	6	130.515660	31.669978	3.5	5.0	0.204	5.0	0.444	-0.256
Hioki city	2005	9	6	130.336585	31.669418	10.0	10.0	0.714	100.0	1.585	-0.615
Kagoshima city	2005	9	6	130.431294	31.547383	5.0	8.0	0.214	12.0	-0.402	0.311
Kagoshima city	2006	6	15	130.531318	31.544929	7.0	5.5	0.056	3.0	3.719	-1.381
Kagoshima city	2006	6	29	130.468829	31.647684	4.5	4.0	0.397	10.0	1.453	-1.462
Kagoshima city	2006	7	5	130.494886	31.553934	4.5	3.2	0.099	2.0	1.304	-0.196
Kagoshima city	2006	7	5	130.507817	31.574038	3.5	3.0	0.136	2.0	-2.108	0.992
Kagoshima city	2006	7	5	130.514063	31.539668	4.0	-	-	5.0	-8.936	-3.719
Kagoshima city	2006	7	5	130.510800	31.567555	3.8	5.0	-	-	-1.020	1.480
Kagoshima city	2006	7	5	130.523858	31.543904	4.7	3.0	0.101	2.0	-3.623	1.848
Kagoshima city	2006	7	5	130.539551	31.616724	5.0	6.0	-	-	2.099	-1.301

Cities, Towns and Villages	Year, Month, Day			Longitude	Latitude	Height of failure (m)	Width of failure (m)	Depth of failure (m)	Sediment amount (m ³)	Vertical curvature	Plan curvature
Kagoshima city	2006	7	5	130.484367	31.628398	3.5	4.0	-	-	-0.888	-0.290
Kagoshima city	2006	7	5	130.518594	31.570734	18.0	5.0	-	-	-0.252	1.048
Kagoshima city	2006	7	5	130.517389	31.570632	10.0	15.0	0.086	18.0	-0.335	0.365
Kagoshima city	2006	7	5	130.520464	31.563026	5.0	3.0	0.143	3.0	5.524	-0.674
Kagoshima city	2006	7	5	130.526436	31.550978	8.0	6.0	0.030	2.0	-3.436	-2.736
Kagoshima city	2006	7	5	130.514006	31.537674	3.0	12.0	-	-	3.227	-0.273
Kagoshima city	2006	7	6	130.500231	31.523553	8.0	5.6	0.223	14.0	3.149	-2.249
Kagoshima city	2006	7	23	130.510807	31.646141	5.0	5.0	0.343	12.0	-2.389	4.114
Kagoshima city	2007	6	18	130.531451	31.544845	6.5	5.0	0.110	5.0	-5.535	1.965
Kagoshima city	2007	7	3	130.517619	31.616130	7.0	8.0	0.013	1.0	-0.510	-0.010
Kagoshima city	2007	7	4	130.540882	31.609216	5.0	6.0	-	-	9.501	0.379
Kagoshima city	2007	7	10	130.511441	31.567879	7.0	7.0	0.175	12.0	4.757	0.759
Kagoshima city	2007	7	11	130.517884	31.618576	8.0	10.0	0.268	30.0	4.457	1.757
Kagoshima city	2007	7	11	130.486383	31.523678	7.0	6.0	0.680	40.0	-3.433	0.231
Kagoshima city	2007	7	11	130.523851	31.543830	15.0	5.0	-	-	-3.623	1.848
Kagoshima city	2007	7	11	130.498738	31.630273	10.0	5.0	0.714	50.0	5.587	0.622
Kagoshima city	2007	7	11	130.514756	31.564425	3.0	10.0	1.333	56.0	-3.185	1.715
Kagoshima city	2007	7	12	130.517991	31.588852	12.0	25.0	0.476	200.0	1.306	-0.494
Kagoshima city	2007	7	12	130.513900	31.504999	10.0	5.0	0.571	40.0	3.794	-2.006
Kagoshima city	2007	7	12	130.514635	31.501256	4.0	2.0	0.268	3.0	0.697	-1.303
Kagoshima city	2007	7	12	130.527521	31.553462	5.0	10.0	0.114	8.0	1.365	0.165
Kagoshima city	2007	7	12	130.549972	31.600006	7.0	2.0	0.102	2.0	6.807	-4.393
Kagoshima city	2007	7	14	130.526964	31.543492	5.0	2.0	0.071	1.0	0.648	2.548
Kagoshima city	2007	7	14	130.542296	31.611881	3.0	5.0	0.095	2.0	0.045	0.245
Kagoshima city	2008	5	29	130.458153	31.531497	4.0	7.0	0.204	8.0	0.254	0.654
Kagoshima city	2008	6	15	130.566419	31.726801	20.0	13.0	0.247	90.0	-0.295	4.705
Hioki city	2008	9	30	130.368875	31.667391	6.0	10.0	-	-	0.147	-0.353
Kagoshima city	2008	10	1	130.540796	31.694736	5.0	10.0	0.286	20.0	-0.409	0.291
Kagoshima city	2008	10	1	130.540267	31.616695	5.0	6.0	0.357	15.0	-4.628	-2.728
Kagoshima city	2008	10	1	130.526954	31.607404	15.0	10.0	0.476	100.0	-1.553	-0.353
Kagoshima city	2008	10	1	130.560568	31.617367	4.0	6.0	0.149	5.0	-1.546	0.254
Kagoshima city	2010	4	10	130.539009	31.617304	4.0	2.4	0.298	4.0	-4.857	0.196
Kagoshima city	2010	4	20	130.499422	31.515330	7.0	3.0	0.136	4.0	-2.377	2.623
Kagoshima city	2010	6	3	130.494830	31.690408	5.0	-	-	-	5.766	-2.234
Kagoshima city	2010	6	19	130.539899	31.619936	1.5	1.5	0.317	1.0	0.065	1.065
Kagoshima city	2010	6	20	130.568607	31.671709	5.0	5.0	-	-	1.064	0.364
Kagoshima city	2010	6	20	130.522253	31.595950	3.0	4.0	0.060	1.0	-4.233	3.264
Kagoshima city	2010	6	21	130.476768	31.621107	2.0	2.5	0.571	4.0	0.177	-0.124

Cities, Towns and Villages	Year, Month, Day			Longitude	Latitude	Height of failure (m)	Width of failure (m)	Depth of failure (m)	Sediment amount (m ³)	Vertical curvature	Plan curvature
Kagoshima city	2010	6	21	130.548662	31.599357	4.0	2.0	0.179	2.0	-0.192	0.908
Kagoshima city	2010	6	21	130.559117	31.624074	9.0	10.0	-	-	-1.001	0.134
Kagoshima city	2010	6	21	130.531813	31.623074	6.0	8.0	0.238	16.0	1.107	-0.093
Kagoshima city	2010	6	22	130.489764	31.649153	3.5	30.0	0.340	50.0	0.376	-0.224
Kagoshima city	2010	6	22	130.558758	31.614890	15.0	5.0	0.048	5.0	-0.788	0.812
Kagoshima city	2010	6	22	130.526585	31.630848	20.0	15.0	-	-	-5.588	1.112
Kagoshima city	2010	6	22	130.503290	31.648066	3.5	2.0	0.204	2.0	0.075	0.875
Kagoshima city	2010	6	23	130.478225	31.655121	6.5	5.0	0.879	40.0	-11.054	2.046
Kagoshima city	2010	6	24	130.528060	31.594479	10.0	5.0	0.143	10.0	5.329	-0.571
Kagoshima city	2010	7	2	130.530745	31.547358	8.0	5.0	0.357	20.0	4.872	-1.127
Kagoshima city	2010	7	8	130.543030	31.611283	28.0	8.0	0.080	25.0	-0.974	7.626