

火山土地条件調査報告書

(雲仙岳地区)

岩橋 純子・久松 文男

平成9年7月

建設省国土地理院

序

国土地理院では、昭和63年度から活動的な火山およびその周辺地域を対象に、防災計画や地域計画等に基礎的な情報を提供する目的で、火山土地条件調査を実施しています。

平成8年度は雲仙岳を対象として火山土地条件調査を実施し、このたびその成果を基に2万5千分の1火山土地条件図「雲仙岳」を完成しました。本書はその調査概要についての報告書です。

雲仙岳は、1792年の島原大変を含め、有史以降の火山活動が3回記録されていますが、その中でも、最近の平成2年以降の火山活動は、現代社会に与える火山噴火被害という点で、大きな教訓を残しました。平成2年11月、198年ぶりに噴火を開始した雲仙岳は、いったんは活動が沈静化したものの翌年春には再び活発化し、火砕流による多くの犠牲者を出したり、土石流による人家の埋没、降灰による農作物への被害など、地元で長期にわたって甚大な被害を与えました。そのため危険地域に住居を構えていた住民の避難生活は、わが国の災害史上、類を見ないほどの長期にわたりました。

国土地理院では、噴火初期から各種の測量・調査に着手し、地理調査部では平成3年に防災計画・土地保全計画等に資することを目的に、応急的に「空中写真判読による雲仙火山の地形分類図」を作成し、関係各機関に配布しました。その後、火山土地条件図作成に向けて本格的な火山土地条件調査を実施する予定でしたが、火山活動の活発化により断念してきた経緯があります。

火山土地条件調査は、火山活動が沈静化した翌年の平成8年に実施し、主として地形分類調査、各種機関・施設分布状況調査、土石流流路調査から成り立っており、この報告書は、調査の趣旨、内容及び調査の過程で得られた知見や資料を整理して記述したものです。この報告書および火山土地条件図が、雲仙岳の防災・復興計画、地域計画等に有効に活用されるとともに、雲仙岳を中心とする地域の理解のための基礎資料としても役立つことを切に希望するものです。また、利用者各位から本調査に関して御意見をいただければ幸いです。

なお、雲仙岳の火山土地条件調査にあたっては、国の関係機関、県及び関係各市町村、大学等、各方面から多大な御協力を頂きました。ここに厚く御礼申し上げます。

平成9年3月

建設省国土地理院地理調査部長

永井 信夫

目次

I. 火山土地条件調査の目的	2
II. 「雲仙岳」火山土地条件調査の経緯・概要	2
III. 雲仙岳の地形および地質の概要	5
IV. 火山土地条件図「雲仙岳」解説	10
1. 分類基準	10
2. 火山土地条件図「雲仙岳」の凡例の定義と表現	12
3. 地形各説	16
(1)1990-1995年噴火の噴出物および二次堆積物	16
(2)1990-1995年噴火以前の雲仙火山の地形分類	16
1. 眉山火山	16
2. 普賢岳火山(1990-1995年噴火の噴出物を除く)	18
3. 妙見岳火山	19
4. 野岳火山	19
5. 古期雲仙火山	21
(3)基盤	23
V. 雲仙岳における火山防災について	26
謝辞	33
参考文献(地形分類資料を含む)	33

I. 火山土地条件調査の目的

国土地理院では、防災対策や土地利用計画・開発計画等に必要な基礎資料を提供する目的で、昭和35年から土地条件調査を実施してきた。昭和63年度からは、調査対象地域として新たに火山地域を加え、火山土地条件調査を行っている。

火山土地条件図は、測地学審議会の建議「第4次火山噴火予知計画の推進について」に基づいて「活動的で特に重点的に観測研究を行うべき火山」及び「活動的火山及び潜在的爆発活力を有する火山」等のうち、海底火山と無人島を除いた32火山を対象として防災用地図を作成し、防災計画、土地保全計画等の基礎資料として提供するものである。火山土地条件調査は、主として地形分類（土地の形状をその成因、変化の歴史、構成物質等により分類し、分布を示すこと）、各種機関・施設の分布状況の調査（防災に関連する公的機関、救護保安施設、河川工作物等の位置の把握）から成り立っている。

火山土地条件図は、平成8年度までに「桜島」「十勝岳」「草津白根山」「阿蘇山」「北海道駒ヶ岳」「三宅島」の6面が刊行されている。「雲仙岳」の火山土地条件調査は、次章で述べるとおり一度中断された経緯があるが、噴火活動の終息を待って平成8年度に調査を再開、平成9年度に刊行の運びとなった。「雲仙岳」では、今までの火山土地条件図同様の地形分類に加え、1990-1995年噴火に関連する地域の土石流・火砕流の情報を詳しく記載している。また、従来表図に記載していた避難所等の防災施設を、裏図の「防災施設マップ」として独立した図にまとめ、わかりやすくした。全体として、火山の成り立ち・歴史、火山活動のパターンや起こりうる災害の種類、危険な地形、防災関連施設の場所などが読み取れるものと期待している。

II. 「雲仙岳」火山土地条件調査の経緯・概要

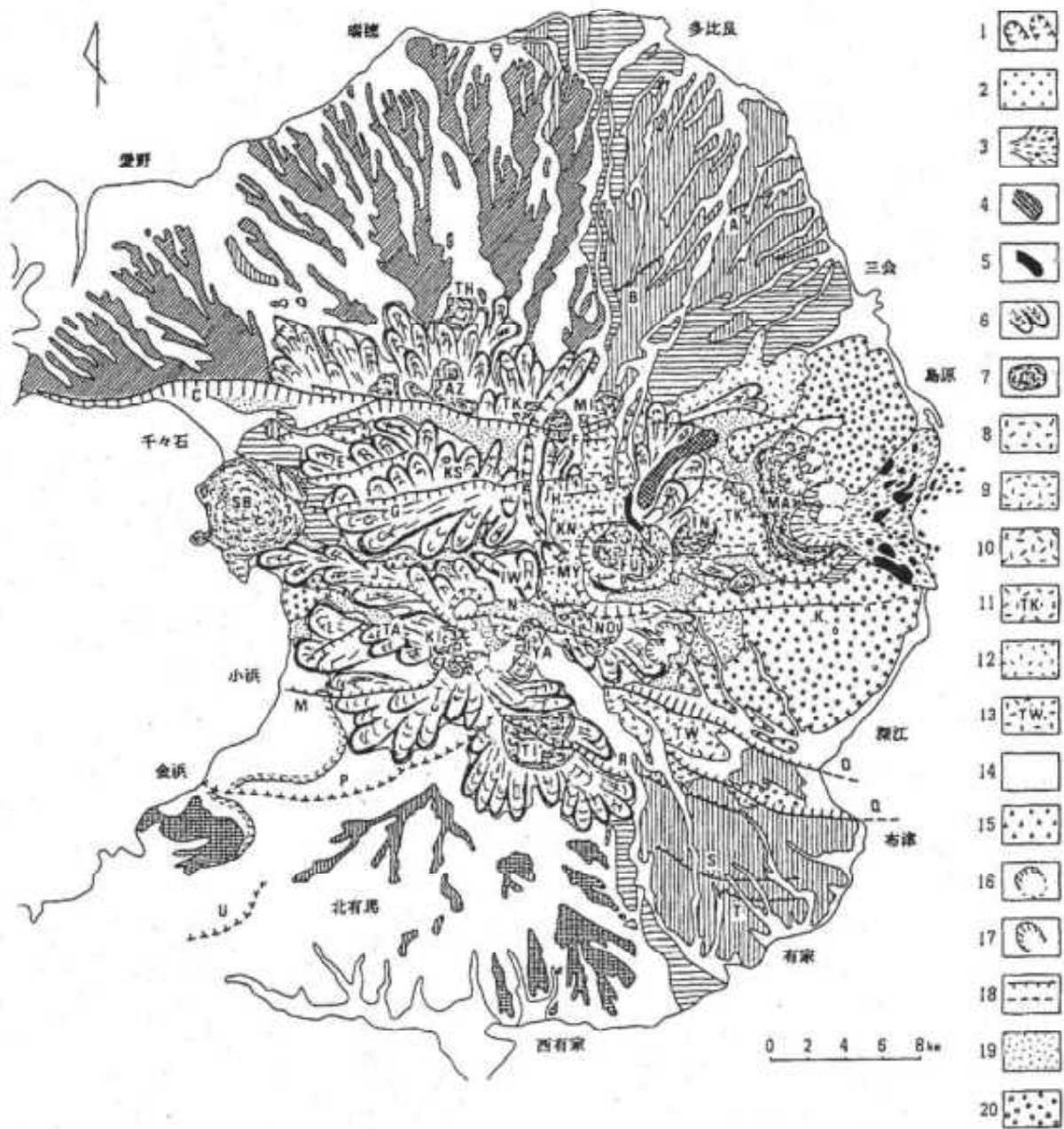
国土地理院で行われた雲仙岳に関する地形調査のうち、最も早いものとしては、昭和56年度刊行の2万5千分1沿岸海域土地条件図「島原」がある。沿岸海域土地条件図とは、浅海底の調査結果

と陸域の地形分類図をまとめたものである。

その後、平成2年11月、雲仙岳は198年ぶりに噴火を開始した。国土地理院地理調査部は直ちに緊急地形調査に着手し、応急的に「空中写真判読による雲仙火山の地形分類図(関口、1991、未公表)」を作成し、同図のカラーコピーを関係防災機関、各大学に配布した。図-1は、関口・岩橋(1992)に掲載された同図である。翌平成3年度には雲仙岳の火山土地条件図(印刷図)を刊行するため、火山土地条件調査を実施することになった。調査は当時の地理第一課の地誌係(係長：中野八十二)が佐藤尚登を中心として行ったが、噴火の活発化により土地の改変が著しく、火山土地条件図「雲仙岳」の作成は中止のやむなきに至った。佐藤(1995)は雲仙岳の地形について詳細な分析を行っており、本報告書の第三章は佐藤(1995)を引用している他、地形分類にも多く参考にしている。

さて、噴火の沈静化に伴い、平成8年度より雲仙岳の火山土地条件調査が本格的に再開された。組織の改編に伴い、平成7年度から火山土地条件調査は地理第三課の火山調査係(平成8年度～係長：久松文男)で行っている。雲仙岳については岩橋純子が担当した。

本調査の対象範囲は、島原半島の東半分である(図-2)。雲仙岳は、島原半島の南端を除いた大部分を占めており、本図の調査範囲外にも広がっているが、1年間という作業期間と、最近数万年の噴出物はすべて島原半島の東半分に分布する事を考慮して、調査範囲を決定した。2万5千分1地形図では、「多比良」「島原」「雲仙」「須川」の図郭に入る。火山土地条件図「雲仙岳」は、これらの2万5千分1地形図を集成し、基図としている。



1. 火口・カルデラ 2. 雲仙岳火山斜面 3. 層山岩屑流・流れ山 4. 新焼溶岩流 5. 古焼溶岩流 6. 溶岩流 7. 溶岩円頂丘 8. 菅賢岳火砕流堆積面 9. 妙見岳泥流堆積面 10. 舞岳泥流堆積面 11. 垂木平泥流堆積面 12. 立野泥流堆積面 13. 俵石泥流堆積面 14. 低地・谷底・その他の斜面 15. 崖麓堆積地 16. 地すべり地 17. 崩壊地 18. 新層崖・リニアメント 19. 沖積錐・新期扇状地面 20. 低位扇状地III面 21. 低位扇状地II面 22. 低位扇状地I面 23. 中位扇状地面 24. 上位扇状地面 25. 高位扇状地面
- FU: 菅賢岳 MY: 妙見岳 KN: 国見岳 MA: 眉山 IN: 楯生山 HM: 鉢巻山 TH: 大峯 AZ: 吾妻岳 TK: 鳥甲山 MI: 舞岳 NO: 野岳 IW: 石割山 TL: 高岩山 YA: 矢岳 KI: 絹笠山 KS: 九千部岳 TA: 高岳 SB: 猿葉山 A: 私山断層 B: 百花台断層 C: 千々石断層 D: 小倉断層 E: 飯岳断層 F: 舞岳断層 G: 九千部断層 H: 菅賢北断層 I: 国見北断層 J: 岳南断層 K: 赤松谷断層 L: 小浜北断層 M: 小浜断層 N: 鷲養ノ池断層 O: 深江断層 P: 金浜断層 Q: 布津断層 R: 高岩山断層 S: 柳原断層 T: 大苑断層 U: 深訪池断層

図-1 鳥原半島の地形分類図 (関口・岩橋、1992より)

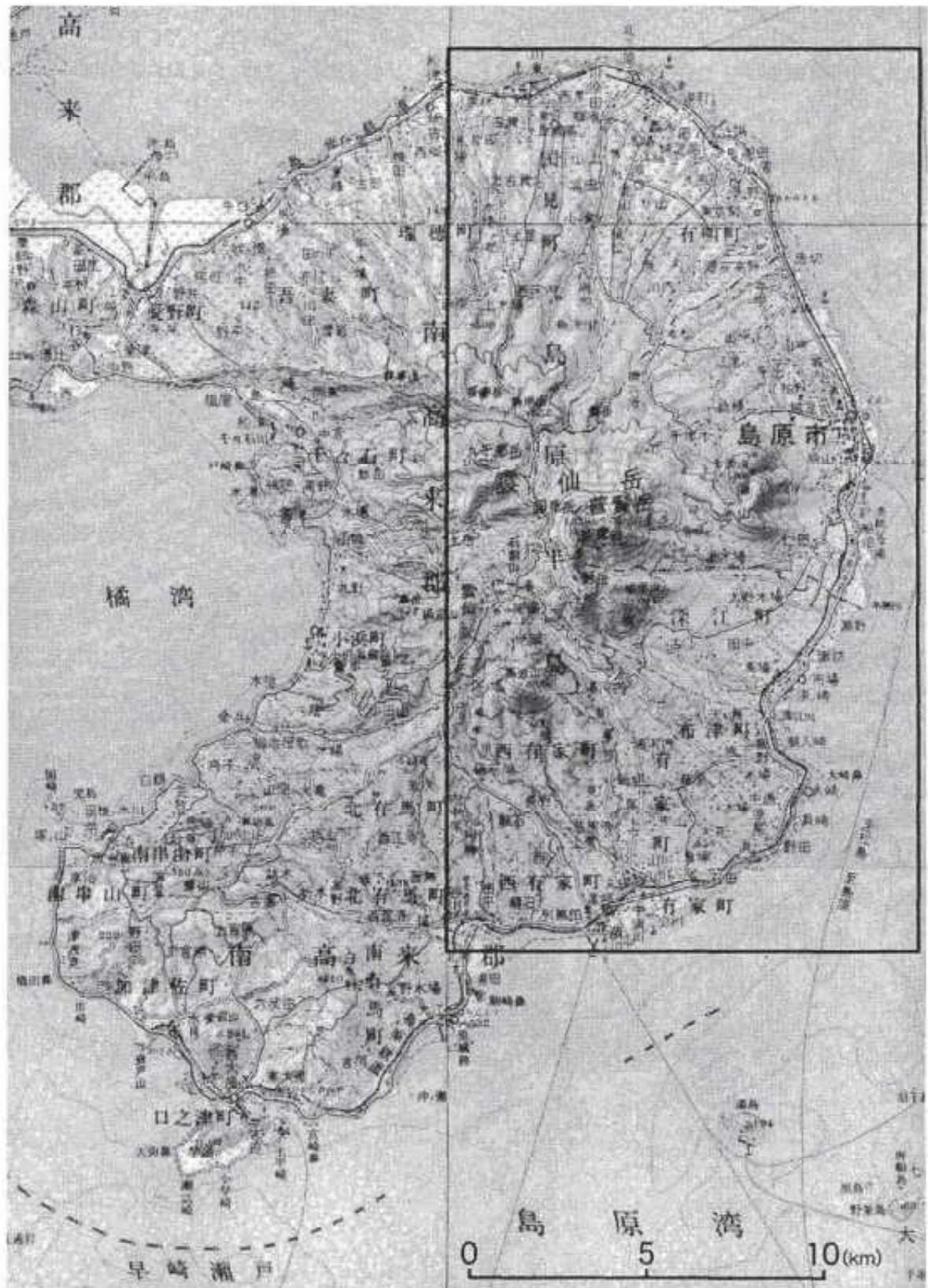


图-2 調査区域(黒枠)

20万分1地勢図「熊本」「八代」を使用

Ⅲ. 雲仙岳の地形および地質の概要

雲仙岳は、九州中央部を横断する別府—島原地溝帯(松本, 1984ほか)の西部に位置する(図-3)。島原半島の中北部4分の3を占め、形成時期の異なる複数の山体からなる火山群である(図-4; Sendo et al., 1967; 田中・中田, 1988)。この火山群の噴出物は粘性の高い安山岩—デイサイト質の溶岩であるため、普賢岳・眉山・猿葉山など、ピークの多くは溶岩円頂丘であり、玄武岩—安山岩質の火山と比較すると溶岩流の層厚も厚い。雲仙岳の高粘性溶岩は急傾斜かつ不安定な山体を形成するため、山体崩壊とそれに伴う岩屑なだれが起きやすい。特に有名なのは1792年に発生した眉山の崩壊で、有明海になだれ込んだ岩屑なだれ堆積物は津波を引き起こし、対岸の熊本県側にも甚大な被害を与えた。「島原大変、肥後迷惑」と呼ばれたこの災害の死者・行方不明者は約1万4千名にもほり、日本における火山災害史上最大のものとなった。また、有史以降の発生は今回が初めてであったが、多くの研究により雲仙の噴火様式は、溶岩円頂丘の崩落によるメラビ型火砕流の発生頻度が高いことも明らかになっている(宇井・隔田, 1993)。山麓部にはこの火砕流堆積物やローム・土石流堆積物からなる台地や扇状地、岩屑な

だれ堆積地などの緩斜面が広く分布している。

火山体や山麓の台地・扇状地が、地溝帯を構成する東西方向の断層(図-3)により変位を受けているのも雲仙岳の大きな特徴である。雲仙岳中央部を横断する雲仙地溝は、測地データによると現在も約1.4cm/年ずつ南北方向に拡大し続けている(多田, 1984, 1985)。この地殻変動によって出現した断層崖に遮られ、普賢岳など比較的新しい活動による噴出物は、湯江川流域を除いて地溝内にとどまっている。古期雲仙火山が形成した雲仙地溝内の山麓堆積地形は、地溝の沈降により新しい火砕流や土石流堆積物によって埋没してしまったが、地溝外のもの、開析されて台地化しているものの堆積原面を残している。

島原半島の残る南部4分の1は、開析の進んだなだらかな丘陵地である。地質は第三紀層(坂瀬川層・早坂玄武岩類)と第四紀の前—中期更新世の口之津層群・南島原火山岩類で構成されている。これらの堆積物、火山岩類は雲仙火山の基盤として火山体下位に広く伏在している(太田, 1984ほか)。調査地域南部には基盤(第四紀層)が分布している。

雲仙火山の火山活動史については比較的多くの研究があり、1990-1995年噴火後、溶岩の絶対年代測定もかなりの数にのぼる。しかし、同一溶



図-3 別府—島原地溝概念図 (佐藤, 1995)

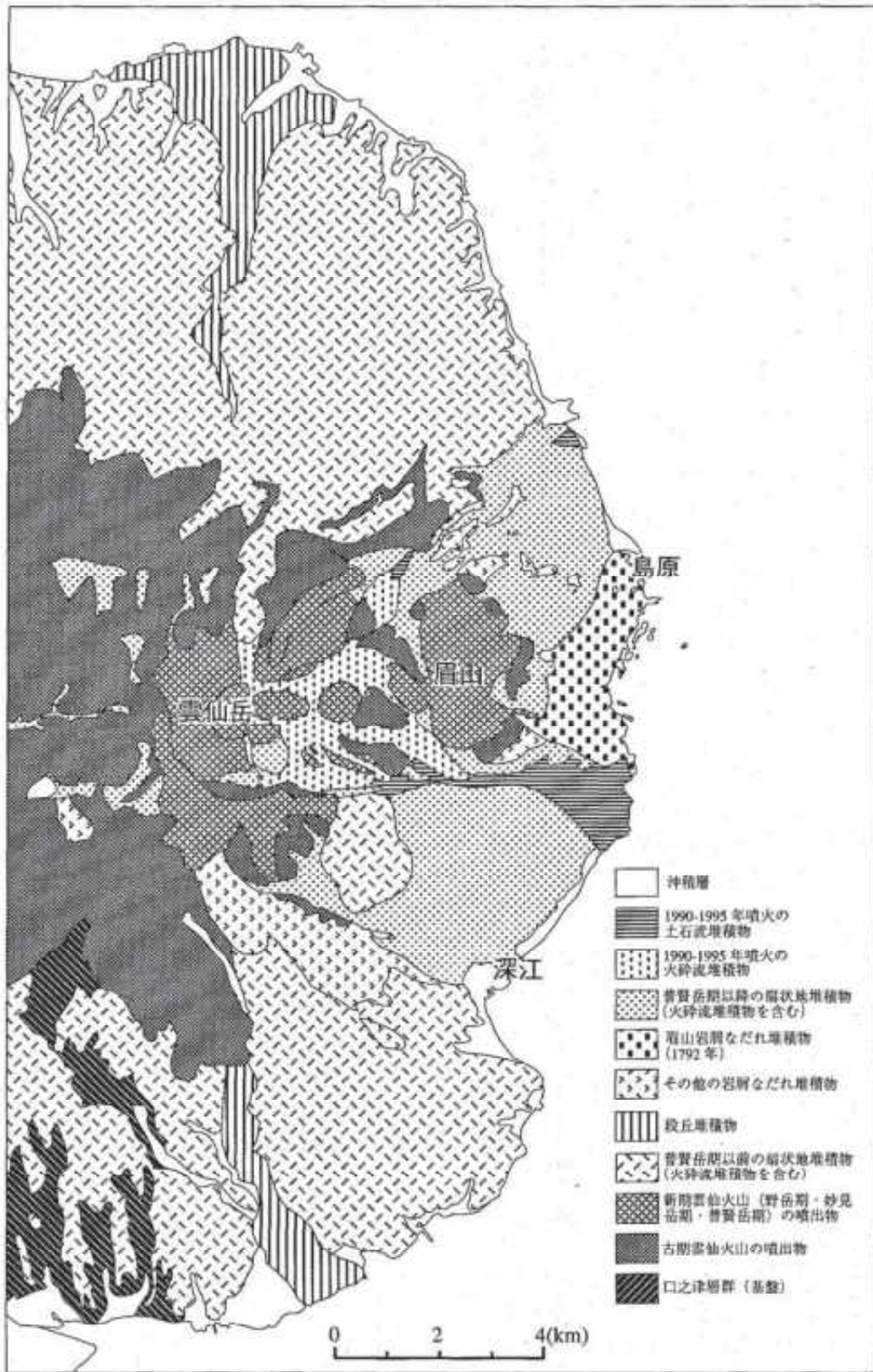


図-4 調査地域の地質概略 (渡辺・星住、1995；Sendo et al.,1967；海野、1992を編集)

岩に対する測定値が研究者により大きく異なる事が珍しくなく、地質区分や層序は研究者相互で必ずしも一致していない。このような問題点があるため、渡辺・星住(1995)は、絶対年代値の他にテフクロノロジー(火山灰編年法)や空中写真判読による地形学的手法を用いるなどして、雲仙岳の噴火期を古期雲仙火山・新期雲仙火山の2つに大別し、新期雲仙火山をさらに古い方から野岳火山(ここでいう「~火山」とは、別個の火道もしくは別の時期に噴出した一つ一つの火山体を指すものではなく、その火山の形成時期と同時期に活動した複数の火山体全体を指している)・妙見岳火山・普賢岳火山・眉山火山の4つに細分した。この分類は、地質学的な分類というよりも地形的に大きな変化が生じた事件で区切ったものである。すなわち古期雲仙火山と新期雲仙火山の間の数万年におよぶ長い休止期、野岳の崩壊、妙見岳の崩壊で噴火期を区切ったものであり、本図の目的である雲仙岳の地形分類に非常に合致するものである。そこで、本図では、地形分類の基礎としての地質区分はこの考え方に準拠し、火山形成史を作成した(表-1)。本図の凡例も火山活動期毎に整理されている。

渡辺・星住(1995)等に述べられた雲仙岳の火山活動史は次の通りである。

雲仙岳の形成は、雲仙岳に先立つ火山活動(先雲仙火山)や水成層の堆積により基盤が形成された後、約50万年前~10数万年前にかけての古期雲仙火山の活動から始まった(太田、1984ほか)。古期雲仙火山は、安山岩~デイサイト質の粘性の高い溶岩を噴出し、猿葉山・高岩山・矢岳などの溶岩円頂丘や吾妻岳・烏甲山・舞岳などの厚い溶岩流地形を形成した。古期雲仙火山の噴出物量は、雲仙火山の総噴出物量44km³(溶岩換算量)のうち82%におよぶ36km³に達し、雲仙火山体のほとんどはこの時期に形成された。

その後、雲仙岳は、10数万年前から約10万年前にかけての比較的長い期間、活動を休止していたらしい。この時期以降、千々石断層・金浜断層などの活動によって、古期雲仙火山活動期に形成された山体は変位を受け、雲仙火山の南北に断層崖が出現して雲仙地溝が形成された。この地殻変動は先に述べたように現在も続いており、新期火

山体と同時期に形成された山麓堆積地形をも変化させている。ただし、雲仙地溝を形成した断層群がこの休止期から動きはじめたのか、それともそれ以前から活動していたのかは、よく分かっていない。

休止期の後、約10万年前、現在の野岳付近でデイサイト質の吹越溶岩が噴出し、新期雲仙火山の活動が始まった。続いて、上位に安山岩質の野岳溶岩が噴出し、野岳溶岩円頂丘が形成された。野岳溶岩円頂丘は活動の最後に山体北側が崩壊し、現在の赤松谷南側斜面を構成する滑落崖が生じた。

野岳崩壊後、若干の休止期を経て、野岳崩壊地の北に主に安山岩質の溶岩を噴出する火山活動が起こった。この活動により形成された妙見岳の主火山体は、従来は小成層火山と言われてきた(田中・中田、1988ほか)が、渡辺・星住(1995)は妙見岳、国見岳など山頂部の溶岩円頂丘群とそれを取り囲む火砕物からなる崖錐により構成されている地形であることを明らかにした。形成時期は約2万~3万年前である(星住ほか、1994)。この山体も活動の最後には崩壊し、妙見岳東の馬蹄形滑落崖が形成された。

妙見岳崩壊後も火山活動は続き、妙見岳崩壊地内にデイサイト質溶岩が噴出し、普賢岳溶岩円頂丘群が形成された。普賢岳期の活動は妙見岳崩壊地外にも及び、眉山・千本木溶岩流・稲尾山溶岩円頂丘・垂木溶岩流などが噴出・形成された。普賢岳火山では、有史以降は1663年の古焼溶岩流(現在は埋積)噴出、1792年の新焼溶岩流噴出と眉山の崩壊、1990-1995年の新たな溶岩円頂丘の形成・火砕流の頻発の3回の噴火が発生している。本報告書では、便宜上、平成新山と普賢岳を分けているが、本来、平成新山を形成した活動も普賢岳火山の活動の延長上にある。

新期雲仙火山の活動は、普賢岳期に入って、野岳期・妙見岳期より噴出量・噴出頻度・活動範囲とも拡大・活発化している。1990-1995年噴火については、裏図で述べている。表-2は、有史以降における雲仙岳の主な活動である。

表-1 雲仙火山形成史 (佐藤、1995)

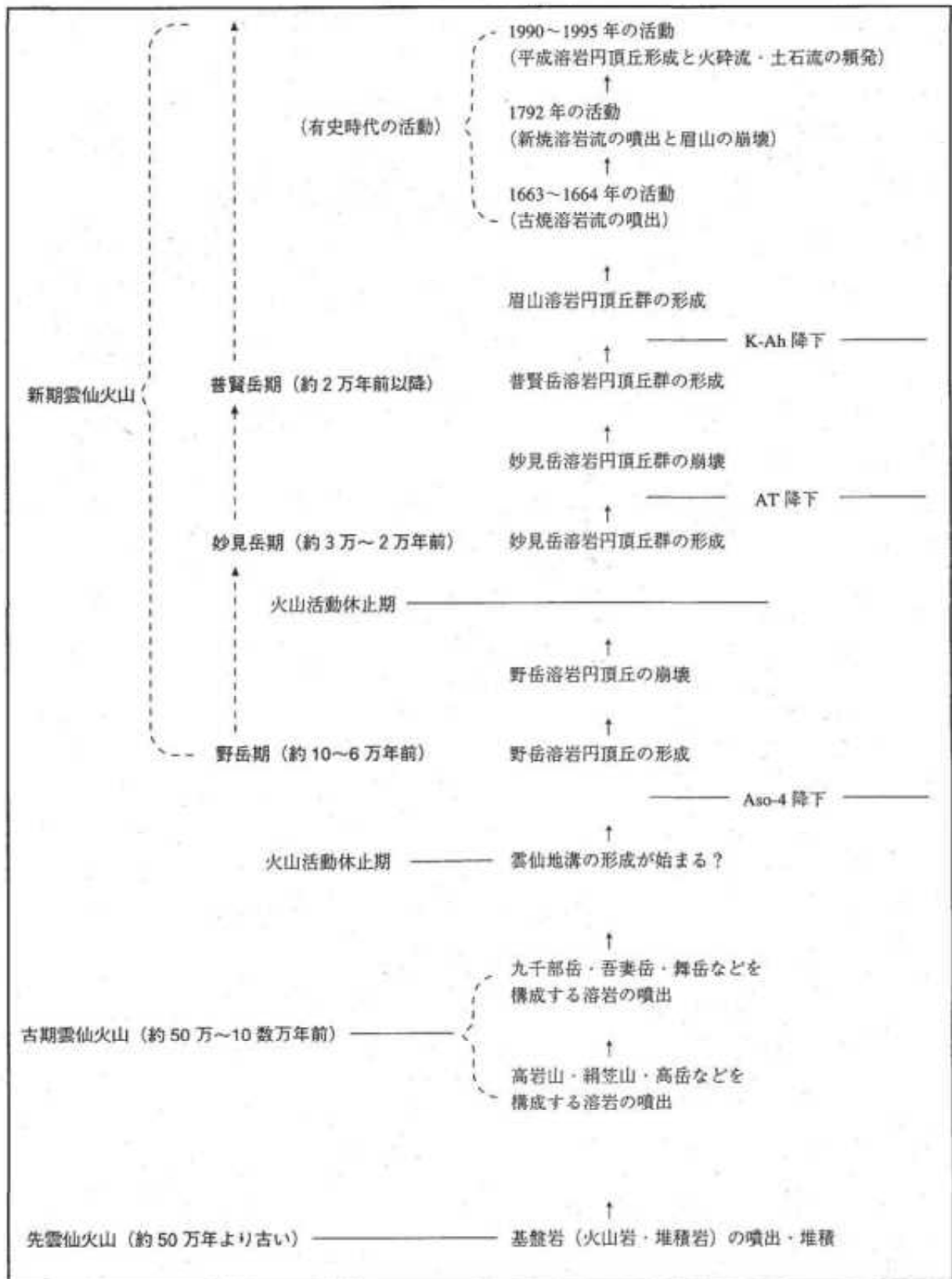


表-2 有史以降の雲仙火山の主な活動および災害（佐藤、1995；福岡管区气象台、1996）

1663～1664年	古焼溶岩流の噴出。（現在は火砕流堆積物に埋没）
1664年	九十九島池（火口）から出水。水無川を下って安徳河原に氾濫、死者30余名。
1792年2～4月	新焼溶岩流の噴出。
4月	眉山・島原地区に群発地震。
5月	眉山の大崩壊（島原大変）。それに伴って津波も発生。死者約1万4千人。
1990年7月4日	火山性微動を初めて観測。
7月下旬	有感地震多発。
11月17日	九十九島火口・地獄跡火口（現在埋没）から噴火。
1991年2月12日	屏風岩火口（現在埋没）噴火。
3月29日	九十九島火口・地獄跡火口・屏風岩火口から噴火。大量の火山灰を噴出。
5月12日頃	火山性微動・火口付近の浅い地震が多発。大きな地殻変動。
15日	水無川で最初の土石流発生。
20日	地獄跡火口から溶岩円頂丘出現。（第1溶岩ドーム）この後1994年の第13溶岩ドームまで次々と溶岩円頂丘が出現。
24日	水無川上流部方向に火砕流の発生が確認される。
26日	水無川上流部に中規模の火砕流類発。負傷者1名。
6月3日	水無川上流部に大規模火砕流発生。死者・行方不明者43名。負傷者9名。建物179棟焼失。
8日	水無川上流部に大規模火砕流発生。建物207棟焼失。
11日	爆発的噴火により噴石飛来。車両・家屋の被害多数。
30日	水無川上流部に大規模土石流発生。負傷者1名。建物被害151棟。
9月15日	水無川上流部に大規模火砕流発生。建物218棟焼失。
1992年3月	3月～4月にかけて土石流類発。有明海付近まで達する。
8月8日	赤松谷に大規模火砕流発生。建物17棟焼失。
8月8日～8月15日	にかけて水無川に大規模土石流類発。建物被害244棟。
1993年1月16日	赤松谷に大規模火砕流発生。
4月28日	水無川・中尾川流域で最大規模の土石流発生。建物被害493棟。
5月20日	4月28日規模の土石流が再び発生。
6月23日	大規模火砕流が垂木台地を越えて千本木地区に。死者1名。建物被害多数。
26日	水無川上流部に大規模火砕流発生。火砕流先端が国道57号を越える。
7月4日	水無川と中尾川で同時に土石流発生。島原市街地が孤立状態となる。
17日	大規模土石流が水無川・中尾川で発生。再び島原市街地孤立。
19日	水無川流域で最大規模の火砕流が発生。先端は国道57号を100m越える。
8月20日	眉山山麓で土石流発生。
1994年2月6日	初めて火口北北西側の三会川方向に火砕流が流下。
4月4日	溶岩円頂丘の標高1494m（最高）。
10月下旬	溶岩円頂丘中央付近で塔状、板状溶岩の隆起。
1995年2月11日	最後の火砕流。
5月	溶岩円頂丘を平成新山と命名。
5月25日	火山噴火予知連絡会が溶岩噴出の停止を発表（事実上の終息宣言）。
8月21日	溶岩円頂丘（平成新山）の標高1486m。

IV. 火山土地条件図「雲仙岳」解説

IV-1. 分類基準

火山土地条件図「雲仙岳」を作成するにあたって用いた分類基準を説明する。

1990-1995年噴火に関連する地域では、災害の記録という観点で、特例として、地形分類ではなく、表層地質に準じるような分けかたをした。すなわち、火砕流や土石流については、地形面を構成しない薄い部分や、その後の造成により失われた部分についても、完全に記載した。分類は空中写真判読で行った。また、千葉(1993)などの文献も参考にした。

その他の地域では、地形面を形成するものについて区分を行っており、火山の骨格を示している。表層地質とは必ずしも一致しないので、地質

については地質図(渡辺・星住、1995;田中・中田、1988ほか)を参照されたい。基本的に空中写真判読と、数値標高データ(DEM)から作成した傾斜分級図(図-5)、ゼブラマップ(図-6)、地形概念図(裏図の図-1)など各種画像の解析により分類を行った。また、渡辺・星住(1995)・Sendo et al.(1967)・田中・中田(1988)・長岡(1995)はじめ、巻末に挙げたような各種地質文献も参考にした。

本図では、基本的に溶岩・台地・河岸段丘・扇状地など、大まかな地形分類を行い、火山活動期毎にそれらの色分けしている。ただし、同じ山麓の台地でも時代の古いものはすべてひとくくりにし(例:野岳火山活動期に形成された台地I)、時代の新しいものは固有名称を付けて記載している(例:古江火砕流堆積面)。火山活動期の分けかたについては、渡辺・星住(1995)に従った。



図-5 15 mメッシュDEMから作成した雲仙岳中心部の傾斜分級図

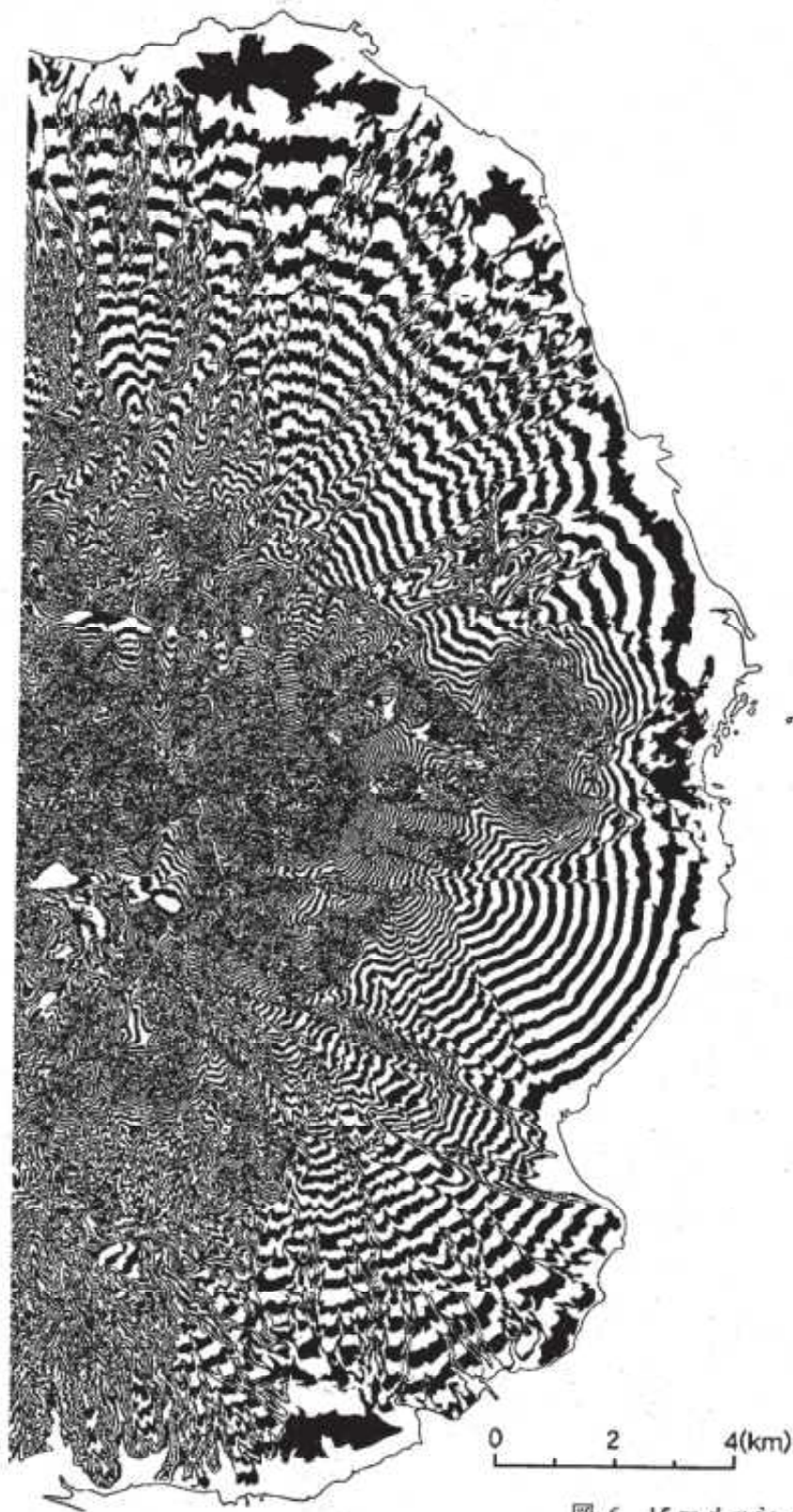


図-6 15 mメッシュDEMから作成した
調査地域のゼブラマップ

IV-2. 火山土地条件図「雲仙岳」の凡例の定義と表現

専門用語について簡単な解説を述べる。本図では、用語の持つ意味合いで特定の地形を強く暗示したり、特に細分して用いたりしている部分があるので、そういうニュアンス的なものについては詳しく説明している。以下では、各地形の定義に「地学辞典」(地学団体研究会、1981)および「地学辞典」(町田ほか、1988)を参考にした。

1. 溶岩流上の微地形

従来記載された溶岩流上の微地形(溶岩末端崖・溶岩じわ・溶岩堤防など)については、ほかし式地形表現で一括して表現することとし、省略している。ほかし式地形表現は、傾斜分級のデータ(図-5)をもとに作成した。

2. 溶岩円頂丘

粘性の大きな溶岩が、火口上に盛り上がり形成された半球状の丘。守屋(1983)は、溶岩の粘性に伴って変わる溶岩円頂丘の形態を、図-7のように細分している。



3. 崖錐

主に重力的作用により崩落した土砂・岩塊が、斜面の下部に急傾斜で堆積した地形。本図ではそのうち溶岩円頂丘形成に伴うものは除いて表示している。

4. 溶岩円頂丘形成に伴う崖錐

溶岩円頂丘の形成時にその崩落によって下部に形成された、主に火砕流堆積物による急斜面。溶岩円頂丘形成に伴う崖錐は、一般の崖錐とはいささか趣が異なり、高温の岩屑あるいは火砕流堆積物によって形成されたいわば「熱い崖錐」であり、非常に大規模な斜面を形成する。そのため、本図では、一般の崖錐とは区別している。

5. 火砕流および火砕流堆積面に相当する地形

火砕流とは、高温の火砕物質とガスの混合物の高速の流れを指す。雲仙岳では、溶岩円頂丘の崩落によって火砕流が生じている(メラビ型火砕流)。火砕流堆積物の表面には火砕流条溝・火砕流塚などの小地形が見られるとされている(守屋、1987)。雲仙岳においても、火砕流条溝ははっきり観察された(写真-1)。本図の「火砕流堆積面に相当する地形」とは、比較的最近の火砕流堆積面(溶岩円頂丘形成に伴う崖錐を除く)のうち、地形として周囲と判別できる部分を指す。



写真-1 おしが谷の火砕流表面に見られる火砕流条溝 (1994.12.19 国際航業撮影1:8000空中写真を70%に縮小)

古い火砕流露頭と土石流露頭の判別は非常に難しい。露頭でも火砕流であると判断できる基準は、いわゆる溶結凝灰岩あるいは溶結火砕岩・熱

で外側が変質した礫が含まれる砂礫層(写真-2)・熱で破裂した跡(三重会合点)のある礫が含まれる砂礫層(写真-3)等が挙げられる。

6. 土石流・土砂流

斜面上に堆積した土砂が水と混合して流れ下る現象。岩塊が混合するものを土石流、ほとんど混合しないものを土砂流あるいは泥流という。ただし、岩塊は上流側に堆積するので、写真-4で見られるように土石流の末端は土砂流となっている。また、土砂流は土石流堆積物の再移動に伴って生じる場合も多い。土石流は谷筋に発生するものであるが、長い年月の間には、谷を埋め立て、扇状地(土石流堆)を形成する。

土石流堆積物は一般的に火砕流露頭に比べ、円礫を多く含む・ラミナが見られるなどの特徴があ



写真-2 火砕流・ロームの露頭(有明町、湯江川と広域農道の交差点付近(大野橋)。写真左上に周囲が変質した安山岩礫が見られる)



写真-4 土石流の被害。水無川河口付近の空中写真(平成5年7月24日、大成ジオテック撮影)

ると言われている。しかし、古いものは露頭観察だけでは判別がつかないことが多かった。写真-5は、本調査域で見られた典型的な土石流露頭である。

7. 熱風焼損域

火砕流に伴う熱風(プラスト)で樹木が損傷した地域。本図では千葉(1996)の調査結果を原著者の了解を得て転載させていただいた。

8. 岩屑なだれおよび岩屑なだれ堆積面に相当する地形

岩屑なだれとは、山体の大崩壊によって大量の岩塊・土砂が一気になだれのように斜面を流れ下る現象。時に流れ山と呼ばれる小丘状の地形を多数麓に形成する(眉山岩屑なだれ等)。本図の「岩屑なだれ堆積面に相当する地形」は、過去の岩屑



写真-3 火砕流露頭に含まれる三重会合点のある円礫(島原市立野)

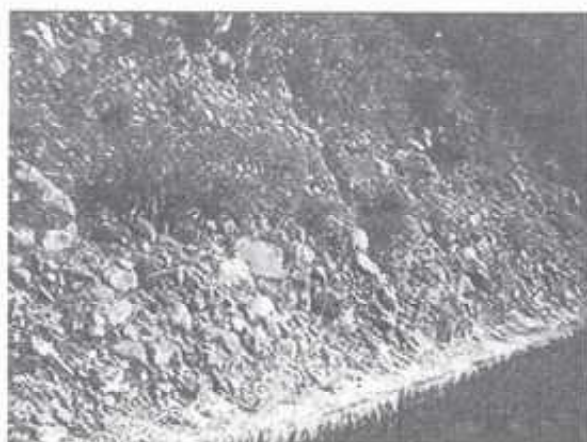


写真-5 土石流露頭(国見町金山名、土黒川沿いの河岸段丘の露頭)

なだれ堆積物の分布する地域のうち、地形として周囲と判別できる地域を指す。

9. 扇状地

斜面の侵食により供給された物質が堆積して形成された地形で比較的緩傾斜の扇状に発達したものの。本図では扇状地を発達の時期や発達速度により細分して土石流堆・扇状地・開析扇状地の3つに区分している。

10. 土石流堆

扇状地のうち、土石流が堆積してできた地形で現在急速に成長中のもの。本来は、急傾斜で扇型の地形を示す。本図では、中尾川河口のもののように扇状地と呼ぶべき緩傾斜のものも、最近急激に成長を始めた扇状地という意味で、土石流堆に含めている。

11. 開析扇状地（土石流段丘を含む）

堆積物の供給が止まり、開析されて低い段丘状になった扇状地。土石流堆が開析されたものも含む。

12. 台地

比較的高度が高く面積の広い平坦な表面を有し、一方またはそれ以上の側面が急に低地に下がっている地形。狭義には水平に近い地層からなるもの。調査地域では、雲仙岳の火砕流・土石流・ロームによって山麓に形成された扇状地状の地形面が河川の侵食を受け、広大な台地を形成している。

13. 河岸段丘

海面変動や地殻変動に伴う河床の高さの変動により、過去の河床が離水して階段状になった地形。

14. 段丘斜面・段丘崖

形成された時代が異なる段丘面を境する急斜面あるいは台地の側面。本図では、地図表現上、水平方向に広がりのあるものを段丘斜面、ないものを段丘崖として区分している。

15. 海岸平野・三角州

海岸平野とは、海岸に沿った低平な地形で、浅海底が海水準の変動により離水したものを指す場合もある。三角州は河川の土砂が河口付近に堆積し、低平な地形を形成したものである。両者の区別は実際は難しい。本図ではまとめて表現している。

16. 砂州

砂および礫の堆積地が海岸の突出部から海側に細長く伸びた地形で、対岸にほとんど結びつくようになったもの。本図の調査地域でも砂州は海岸平野の外側によく発達しており、その形状から、島原半島の東半部沿いに沿岸流が北から南に流れている様子がよくわかる。

17. 地すべり関連の地形

地すべりとは、重力により、地表付近の土砂や岩塊が移動する現象である。広義には斜面崩壊や山体崩壊など瞬間的な移動現象も含むが、本図では断続的な地塊の移動から生じる地形が見られる部分のみを図示している。図-8は、日本測量調査技術協会（1984）による典型的な地すべり地形の図である。肩状段差（図-9）（日本測量調査技術協会、1984）とは、岩盤すべりの前駆的な状態であり、滑り面が侵食されて生じる地形で、移動岩塊の末端部が河川で侵食されると大規模崩壊につながる恐れがあるとされている。

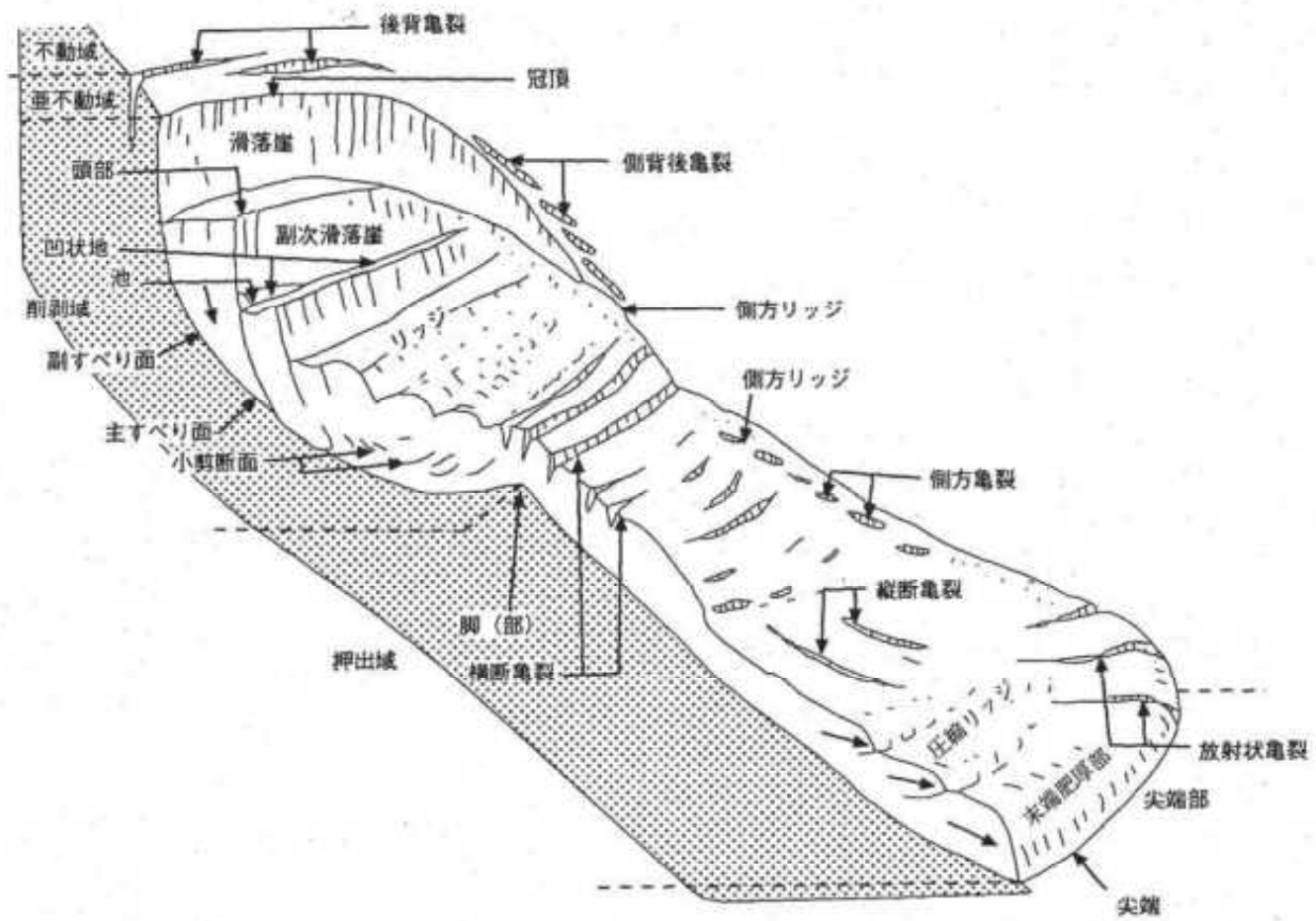


図-8 地すべりの模式図 (日本測量調査技術協会、1984)

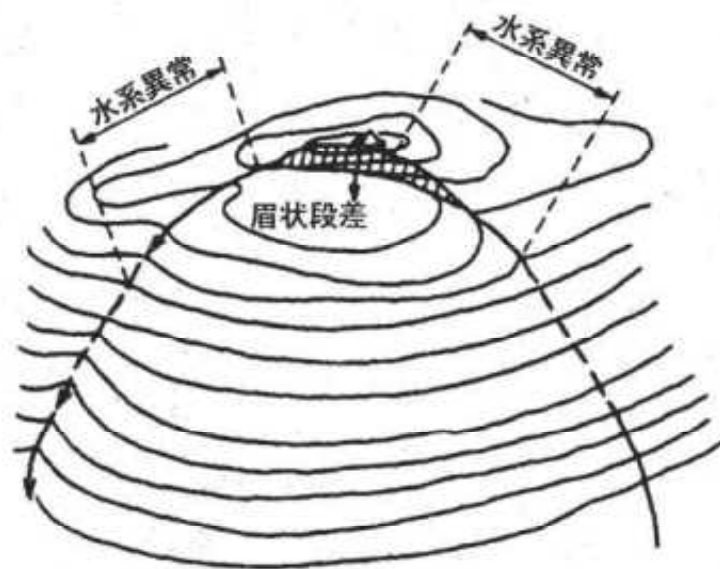


図-9 眉状段差 (日本測量調査技術協会、1984)

IV-3. 地形各説

ここでは、主に地形の特徴について解説したい。凡例の順番と少し異なっているが、火山活動期毎に一括して解説している。変動地形についても章末で述べる。

(1)1990-1995年噴火の噴出物および二次堆積物

1990-1995年噴火の溶岩円頂丘・火砕流・土石流および土砂流について、本図では各々一くりに分類した。それらの月日ごとの分布域の変化の様子については、千葉(1993)や字根・坂井(1992)などの記録がある。

平成新山は、大まかに2つに分けることができる。一つは西側の台型の丘である(写真-6)。これは狭義の溶岩円頂丘に合致するものであり、表面には大きな岩塊が積み重なっているが、内部は一続きの岩体であると考えられる。1996年夏の現地調査当時では、丘の斜面の中腹に傾斜変換線があり、それより高い所では硫黄臭のある白い噴気が上がっていた。もう一つは東側の第11ドームを中心とする溶岩円頂丘であり(写真-7)、粘性が高いため溶岩流とならず斜面に積み重なった溶岩で、溶岩流と溶岩円頂丘の中間的なものである。表面には亀裂が入って巨大な岩塊が不安定な形で存在する上、溶岩円頂丘自体斜面にぶら下がった状態のため極めて不安定である。現地調査当時にはこちらからも盛んに噴気が上がっていた。

土石流および土砂流については、千葉(1993)等



写真-6 妙見岳から見た平成新山

を参考にしながら、空中写真判読を行った。中尾川河口部や水無川河口部など、すでに人工改変されている地域も多いが、土石流・土砂流の最大到達範囲を記載した。

(2)1990-1995年噴火以前の雲仙火山の地形分類

1. 眉山火山

眉山火山については、ほぼ全体が溶岩円頂丘であると推定され、その大きさは雲仙火山群の中で最大である。七面山の一部に薄い溶岩流が見られるという報告もあるが(Sendo et al., 1967)、空中写真ではよく確認できなかった。七面山の頂部には空中写真で小さな窪地が確認できるが、Sendo et al.(1967)はこの窪地を溶岩流の湧き出し口としている。眉山のすそ野には、100m～200mの厚さの火山碎屑物が分布しているといわれている(Sendo et al., 1967; 太田, 1969)。地形的に見ても、かなり明瞭な傾斜変換線が見られる。これはおそらく眉山溶岩円頂丘形成時の岩塊の崩落に伴う崖錐であると考えられる。

眉山火山を取り巻くように、明らかに眉山本体とは異なる小山が分布している。これらは古期雲仙火山の中で最も新しいと考えられている普賢岳基底溶岩(田中・中田, 1988; 本図では古期溶岩VIと表示)に相当すると考えられ、眉山形成以前に元々この周辺に分布していたものの名残と推定される。

天狗山には、1792年の眉山大崩壊(島原大変)の



写真-7 平成新山付近の空中写真。中央が写真-6の溶岩円頂丘に相当する。第11ドームは東側斜面に垂れ下がっている舌状の溶岩。(平成8年8月1日 朝日航空撮影)

跡である馬蹄形の崩壊壁が残っている。眉山大崩壊に伴って発生した眉山岩屑なだれは、天狗山東麓の島原市街に、馬蹄型の崩壊壁から放射状に分布している（太田、1969ほか）。眉山岩屑なだれの表面には流れ山が多く分布するが、現在では、造成により削られたものも多い。本図では、眉山岩屑なだれの分布域の判読には米軍の空中写真（1947、縮尺2万5千分1）を利用した。眉山岩屑

なだれあるいは島原岩屑なだれ（渡辺・星住、1995）に伴うと思われる音波散乱区域が島原湾の海底に広がっており（国土地理院、1982）、最近の国土地理院の音響測深では、海底の流れ山が捉えられている（図-10；成果は平成10年度に沿岸海域土地条件図〔島原〕として刊行予定）。

崩壊壁近くの露頭（写真-8）では、眉山起源ではない赤褐色や黄土色の頁岩の礫が眉山岩屑なだ

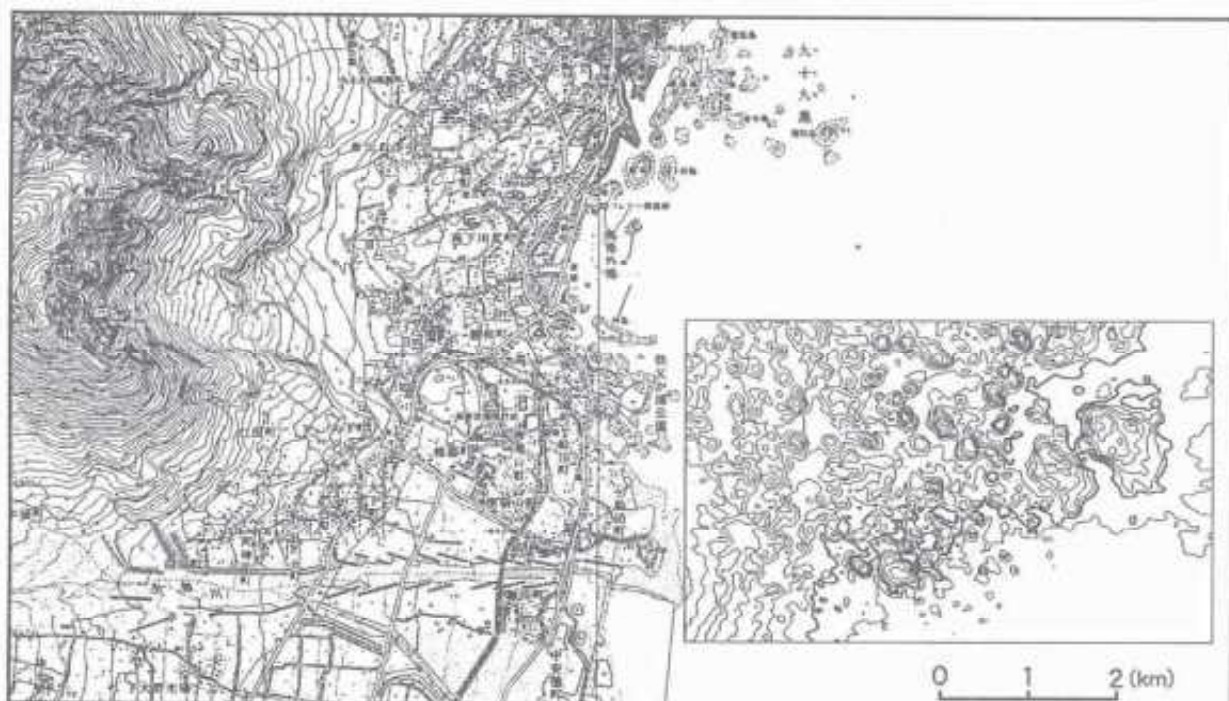


図-10 島原沖の海底地形（杵内、平成8年度国土地理院調査。等深線は2m間隔）

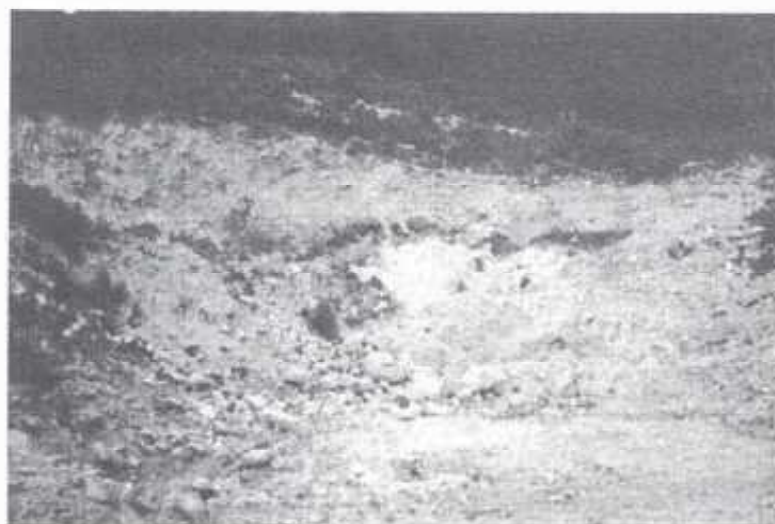


写真-8 眉山岩屑なだれの露頭（島原市仁田町）

れ堆積物に混じっているのが見られた。これは、眉山形成の際に捕獲された基盤岩起源の礫と言われている(太田、1984)。崩壊壁の壁面からは今も盛んに崩落が起き、大雨の際には土石流の給源となっている。土石流が形成した扇状地(土石流堆)は天狗山の東側に広がり、一部眉山岩屑なだれを覆っている。約200年で形成された扇状地としては、かなり大きなものである。また、天狗山東麓にある古期溶岩VIを滑落崖として、地すべりの痕跡が見られる。その地すべりの中にも、もう一つ小規模な地すべりがあるが、現在は土地の改変によりあまり明瞭でない。米軍の空中写真(1947、縮尺2万5千分1)ではよく見える。

天狗山と七面山には、かなりはっきりした地形境界が見られる。天狗山では、溶岩円頂丘本体と溶岩円頂丘形成に伴う崖錐との境界は地形的にそれほど明瞭でない。天狗山崩壊壁東側の砂防ダム内から目視した限りでは、崩壊壁の壁面には岩石が露出しているようであった。また、天狗山北東部では、溶岩と火砕岩の境界を一部目視確認した。南斜面には傾斜変換線が見られるので、それを中心に溶岩円頂丘の範囲を決めた。崩壊壁の背面、南西の侵食谷を給源とする土石流も、小さな土石流堆を北上木場町付近に形成している。天狗山の南麓には、仁田町岩屑なだれ(渡辺・星住、1995)に相当すると考えられる表面のでこぼした台地状の地形がある。

七面山では、溶岩円頂丘本体と溶岩円頂丘形成に伴う崖錐との傾斜変換線は非常に明瞭である。また、七面山溶岩円頂丘は、地形的に見て明らかに不安定である。五溪・六溪の谷は合わせて馬蹄形を示し、頂部では比高30m程の眉状段差あるいは滑落崖状の地形を呈する(坂井、1992)。滑落崖は五溪・六溪によって深く侵食され、やはり土石流の給源となっている。七面山の北東麓には大きな土石流堆が形成されており、萩ヶ丘・上の原付近の山麓の扇状地を覆っている。この滑落崖がいつ形成されたかについては資料が無いが、五溪・六溪が崩れやすい溶岩円頂丘の崖錐を侵食している事、土石流堆の大きさが天狗山東麓のものに比べて著しくは異なることから、眉山大崩壊の時期とそれほど違わない可能性がある。また、七面山の西側には、眉状段差を頂点とする山体のは

らみ出しが見られ、地すべりあるいは山体崩壊の危険がある。七面山の西側は著しい急斜面となっており、急峻な侵食崖やリニアメントが見られ、やはり土石流の給源となっている。

眉山で見られる崩壊や土石流は、きわめて教科書的な地形を作り出している。まず、天狗山の崩壊壁・七面山の西側など絶壁状の溶岩斜面の重力的な崩壊により、それらの下部には典型的な崖錐地形が見られる。それらの地域では、土石流は主に崖錐の頂部を給源として発生し、崖錐の下に土石流堆を形成している。一方、五溪・六溪・七溪や天狗山南西斜面の谷では、流水が火山碎屑物(溶岩円頂丘形成に伴う崖錐)を削り込んで、その下部に直接土石流堆を形成している。眉山では、1957年の諫早水害(裏国防災施設マップ参照)を始め、昔から豪雨のたびに土石流を繰り返してきた。近年では、1990-1995年噴火やその際の群発地震の影響により生じた、斜面上の堆積物および不安定になった岩塊が雨に流され、大きな土石流になっている。1996年の空中写真を見る限りでは、天狗山の崩壊壁など急斜面上の植生は、噴火以前までまだ回復しておらず、土石流が非常に発生しやすい状況は今後も続くと思われる。

2. 普賢岳火山(1990-1995年噴火の噴出物を除く)

普賢岳火山は、普賢岳を中心とする溶岩円頂丘群と、北麓の溶岩流で形成されている。溶岩円頂丘は北部・南西部・南東部の3つに分けられるが、現在は北部と南東部の溶岩円頂丘は半分以上埋積されている。また、稲生山・垂木台地の南東にも溶岩円頂丘が見られる。これらの溶岩円頂丘の下部には溶岩円頂丘形成に伴う崖錐がある。現在は島ノ峰の麓に水無川火砕流堆積物(約4千年前: 渡辺・星住、1995)の形成する地形面が残るのみであるが、1990年の噴火以前には、赤松谷や水無川上流部にも普賢岳起源と思われる火砕流堆積地形が見られた(坂井、1992)。このことから、普賢岳形成時には平成新山形成時と同じような火砕流が生じていたものと推察される。普賢岳北側の新焼溶岩流(1792年)は、溶岩流の一般的な形態をきわめてよく示している。溶岩流の側面には溶岩堤防が発達し、溶岩じわもよく残っている。古焼溶

岩流(1663年)は、現在では1990年以降の火砕流堆積物にすっかり覆われてしまっているが、今後火砕流堆積物の侵食が進めば再び見られる可能性もある。稲生山と垂木台地の南東には溶岩円頂丘が見られる。表面の構造が比較的良好に残っているが、普賢岳の溶岩ドームよりは地形的に見て古そうである。

普賢岳の北側から湯江川上流部には広く礫石原火砕流が分布する(渡辺・星住、1995)。地形面として認識できるのは、礫石原町周辺までである。すでに河川で下刻が進んでいる。

下折橋町などに分布する島原岩屑なだれは、普賢岳期に起こったものとされているが(渡辺・星住、1995)、給源は明らかではない。島原岩屑なだれは現在見られるよりもっと広範に分布していたと考えられるが、多くは扇状地やその後の眉山岩屑なだれで覆われてしまっている。

深江町や島原市に分布する扇状地は、まだ開析されておらず、普賢岳期に形成されたものと思われる。ただし、これらの扇状地は、もっと古い火山活動期の台地のように、火砕流堆積物を挟む可能性もあり、土砂の流水による堆積のみで形成される通常の扇状地とは異なっているかもしれない。なお、扇状地・台地の面区分には、DEMから作成したゼブラマップ(図-6)を大いに活用した。

3. 妙見岳火山

妙見岳は、ほぼ円錐形の火山体を有するが、主火山体の東半分は崩壊で失われており、1990-1995年噴火の堆積物に覆われていたりするため、現在では確認が困難である。垂木台地や炭酸水谷の周辺には、妙見岳のものといわれる溶岩流状の地形が見られるが、少なくとも溶岩円頂丘ではないという以外、写真からはそれらが何であるか確定できない。本図ではとりあえず溶岩に区分しているが、垂木台地は岩屑なだれ堆積物であるという説もある(渡辺・星住、1995)。妙見岳の最大の特徴は、直径1.5kmに達する崩壊カルデラである。ただし、崩壊した岩屑がどこに堆積したのかあるいは伏在しているのかという点については、様々な説があり、明らかになっていない。妙見カルデラ

は、1990-1995年噴火以前の空中写真では、カルデラ壁が南東の赤松谷方向に開いている様子が分かる。従って岩屑なだれは赤松谷方向に流れ下ったとされているが(田中・中田、1988)、海底の調査では流れ山の存在を示す音波散乱域は水無川河口付近の海底に存在しない(国土地理院、1982)。深江町の扇状地の下あるいは、関口が示唆したように(図-1)、現在古江火砕流堆積面として分類されている地域の下に埋もれているのかもしれない。

崩壊カルデラの頂部には溶岩円頂丘が見られるが、これらは写真判読でもかなり容易に判別できる。また、溶岩円頂丘の下部には、一見成層火山のようなスロープがあるが、これはその地形的特徴から、溶岩円頂丘形成に伴う崖錐であると思われる。溶岩円頂丘形成に伴う崖錐はすでにかかなり侵食が進んでおり、放射状の侵食谷が見られる。妙見岳の北斜面に見られる2本の南落ち断層(九千部南断層と国見岳北断層)も、大きな地形的特徴である。

島原市・深江町に広がる開析扇状地は、主に妙見岳期など普賢岳期以前に形成されたものと考えられる。古江火砕流堆積面に相当する地形は、ボタン山を頂点として島原ゴルフ場周辺に広がっている。北側は赤松谷断層によって60mもの変位を受け、侵食も進んでいる。古江火砕流の下流には、古江火砕流の二次堆積面と思われる台地がある。渡辺・星住(1995)は岩質の類似からこの火砕流を普賢岳期に噴出したものとしたが、佐藤(1995)は、この面が3万年を要する累積変位を赤松谷断層から受けていることから、妙見岳期に形成された面であり、渡辺・星住(1995)が報告している火砕流はこの地形の骨格を形成した堆積物ではなく、表面を覆っている普賢岳期の火砕流堆積物の可能性があるとして述べている。

舞岳の南側には、舞岳南火砕流堆積面に相当すると考えられる平らな面があるが、この火砕流も妙見岳期に起こったものとされている(渡辺・星住、1995)。

4. 野岳火山

野岳火山は、野岳溶岩円頂丘とその形成に伴う

崖錐、岩床山を覆う溶岩流、妙見岳西側の溶岩の3つの部分からなる。岩床山を覆う溶岩流（吹越溶岩流）は野岳溶岩円頂丘の下位にあり、2枚に分けられる。南側の溶岩流では、溶岩堤防がよく保存されている。野岳溶岩円頂丘も、写真判読でかなり容易に境界線を決められる。溶岩円頂丘の下部には溶岩円頂丘形成に伴う崖錐と思われる地形が残っているが、鷲鷲ノ池断層で大きく変位を受けている。

野岳の北東側には、大きな崩壊カルデラがある。カルデラの南縁は東方へ赤松谷断層に連続する。この崩壊カルデラを給源とする岩屑なだれ堆積物がどうなったかという点については、妙見岳のカルデラ同様、不明である。仁田峠登山道路から妙見岳にかけても、崩壊壁状の地形が見られる。これは、赤松谷谷頭の侵食谷と考えられる。

野岳の南東には、俵石岩屑なだれ堆積面に相当する地形が台地状に広がっている。俵石岩屑なだれ堆積面は、断層で大きく変位を受け、また河谷により激しく侵食されている。表面は通常の台地よりずっと凹凸が激しい。俵石岩屑なだれ堆積面の下流側、布津町に分布する台地も、一般的な台地と比較してやや不自然な形状をしている。これは俵石岩屑なだれの二次堆積面と考えられる。そ

の末端や断層崖には、古い地すべりとも考えられる形状の開析扇状地が付着している。また、稲荷山北部には、高岩山断層で変位した台地状の地形がのっている。これは、有家川の対岸の上に分布する俵石岩屑なだれ堆積地と調和的な等高線を示すため、俵石岩屑なだれ堆積面に相当する地形であると推定した。

野岳期に形成された大規模な台地（野岳火山活動期に形成された台地I）が、北部の有明町周辺と南部の有家町周辺に広がっている。これらは布津町の露頭(写真-9)で観察されたように、火砕流・ローム・土石流など様々な地層の積み重ねでできている。布津町の露頭では、全体として下部に火砕流堆積物、地表部に土石流堆積物が堆積していた。一方、北部の三会川近くの断層の付近では、火砕流の露頭がいくつか見られた。南部の柳原断層の周辺でも、地表面で火砕流の露頭が見られた。水平方向に見てもいくつかの台地に細分化できる可能性がある。様々な火山噴出物や二次堆積物が、鉛直方向にも水平方向にも様々な重なりかたで分布し、全体として大きな台地を形成しているのであろう。また、本図には記載していないが、台地の末端の島原湾に近い部分が、それより山側と比べて急に傾斜が小さくなり、水平に近い面を構



写真-9 野岳期に形成された台地の段丘斜面（布津町新田、国道沿いの露頭）

成している(国土地理院、1982)。北部の有明町周辺の台地では特に顕著である。これは、対岸の阿蘇火山を起源とする阿蘇-4火砕流を挟在するためとされている(長岡、1995)。

5. 古期雲仙火山

古期雲仙火山が形成する地形は、本図の西半分に広がっている。古期雲仙火山の溶岩は表面構造の違いや地形的な新旧、重なり方などから大きく6つに分けられる。古期の山体には、溶岩だけでなく火砕岩も含まれると言われている(Sendo et al., 1967)。渡辺・星住(1995)は古期溶岩および火砕岩という凡例を使用しており、本図でもそれに準じた。古期雲仙火山の編年については、様々な説があるが、総じて南部の高岩山・絹笠山の方が北部の九千部岳・吾妻岳などより古く、岩床山など中央部の溶岩(古期溶岩および火砕岩の形成する地形Ⅵにあたる)が最も新しいとされている(Sendo et al., 1967ほか)。

①古期溶岩および火砕岩の形成する地形Ⅰ

稲荷山周辺のこの山体は、高岩山の溶岩円頂丘形成に伴う崖錐に一部覆われており、高岩山より古いものと思われる。この地域の地形は、全体としては溶岩流の形態を示すが、南半分の表面は谷の細かく入り組んだ丘陵地形を示す。たかだか50万年で火山岩が侵食されて丘陵地になったと考えるより、表面に何か別の侵食されやすいものが載っていると考える方が自然である。稲荷山南部の表面は段丘斜面と記載した。また、稲荷山北部には、俵石岩屑なだれ堆積面に相当すると推定される台地が載っている。

②古期溶岩および火砕岩の形成する地形Ⅱ

最も地形的にわかりにくい地域である。全体として、高岩山・矢岳・絹笠山など溶岩円頂丘と、その周辺の地形面からなるが、もう少し細かく区分できる可能性もある。高岩山は、本図の地域では眉山に次ぐ大きな溶岩円頂丘である。東から南にかけての山麓には溶岩円頂丘形成に伴う崖錐のなごりと思われる地形が残っている。高岩山断層によってやはり変位を受けており、また侵食も進み、険しい山容をなしている。高岩山の北には溶

岩台地状の平らな地形が広がっているが、詳細は不明である。高岩山の東、有家川東岸など俵石岩屑流堆積面の下位にも、溶岩と考えられる地形がある。有家川上流では侵食が進み、大きな侵食谷頭を形成して、おそらく有家川沿いの河岸段丘堆積物の給源となっている。矢岳・絹笠山の周辺は、地すべり地形で特徴付けられる。この周辺は雲仙温泉による温泉変質が進んでおり(渡辺・星住、1995)、温泉地地すべりの起こりやすい環境である。絹笠山東麓と白雲ノ池の背後の崖を滑り面として、二重の地すべりが起きている(第Ⅴ章)。また、矢岳西麓から起きた地すべりも二重であるが、二次すべりは山体崩壊となり、雲仙温泉街の面を形成して安定している(雲仙温泉岩屑なだれ)。絹笠山・矢岳の地すべり地で特記すべきことは、後背・側背後亀裂が見られることである。古期溶岩および火砕岩の形成する地形Ⅱの北辺は、鴛鴦ノ池断層で区切られている。

①や②の南には、これらの活動期に形成されたと思われる台地(古期雲仙火山活動期に形成された台地Ⅰ・Ⅱ)が、基盤(後述)の上位に広がっている。その中でも台地Ⅰは、すでに多くが丘陵化している。

③古期溶岩および火砕岩の形成する地形Ⅲ

この地形は、鴛鴦ノ池北方に位置する東西に細長い溶岩からなっている。写真判読では、溶岩のユニットの境界が崖として見える。50mメッシュDEMのデータで観察すると(裏図の図-1)、九千部岳周辺のものとは別の溶岩であるように見える。石割山溶岩円頂丘があり、その北側に大きな馬蹄形の侵食カルデラがある。池の原圃地周辺のなだらかな斜面は、これより後の野岳や妙見岳の二次堆積物であろう。

④古期溶岩および火砕岩で形成された地形Ⅳ

これは、後述の九千部岳周辺の溶岩の下位にある、偏平な地形である。吾妻岳の北には、明らかに溶岩流と思われる地形がある。立野周辺の台地状の地形は全体として溶岩流による地形と考えられるが、表面は火砕流堆積物等に覆われており、地質図での記載は火砕流(渡辺・星住、1995)・崩壊堆積物(田中・中田、1988; Sendo et al., 1967)など様々である。末端の斜面では、火砕流に覆われた溶岩あるいはメガブロックの露頭が見られる



写真-10 溶岩あるいはメガブロックと火砕流の露頭（上位に火砕流。島原市大塚山）

(写真-10)。

⑤古期溶岩および火砕岩で形成された地形V

この地形は、九千部岳周辺の溶岩と、大峯溶岩円頂丘からなる。九千部岳周辺では溶岩のユニットの境界の崖が非常によく見える。吾妻岳は溶岩円頂丘とも厚い溶岩流とも考えられる形態をしており、どちらか判断するのは難しい。吾妻岳の北側には山体と調和的な厚い崖錐が見られるので、溶岩円頂丘の可能性もある。舞岳の北側には厚い段丘斜面がある。これは北部では最も古い時期に形成された台地（古期雲仙火山活動期に形成された台地Ⅲ）と考えられ、東部では上に野岳期の台地が載っている。舞岳の下流方向、土黒川の周辺には河岸段丘が発達している。百花台公園周辺では、写真-5のように、大きな礫を多く含んだ典型的な土石流堆積物が見られる。河岸段丘は、土黒川下流では幅が広くなり、下位に扇状地も見られる。これらの河岸段丘は南の有家川周辺の河岸段丘と比高・形態が非常に良く似ている。両者とも古期雲仙火山活動期の台地と新期雲仙火山活動期の台地との境界付近にある。

大峯はこの地域で最も謎の多い地形である。急峻な釣り鐘状の形をした典型的な溶岩円頂丘であり、地形的にかなり新しい印象を受け、また地質も吾妻岳などと同質であるとの報告がある(Sendo et al., 1967)。しかし、古期溶岩および火砕岩Ⅳの溶岩流で周囲を取り巻かれており、はたしてこの

凡例で良いのか少し疑問は残る。大峯の西斜面は崩壊しており、馬蹄形の崩壊カルデラがある。

国見町西部や瑞穂町に分布する比高の高い大きな台地（古期雲仙火山活動期に形成された台地Ⅳ）は、④や⑤に対応する時代の火砕流および二次堆積物で形成されていると考えられる（長岡、1995）。段丘崖には小さな崩壊や地すべりが多く見られる。

⑥古期溶岩および火砕岩で形成された地形Ⅵ

これは、新期雲仙火山の基盤をなすものといわれている（田中・中田、1988）。地形的には、典型的な溶岩流（新焼溶岩流の北西）や溶岩と異なる地形（垂木台地の北東縁）、溶岩円頂丘にかなり似た地形（門脇山）など、様々な形態を示す。他の古期溶岩・火砕岩の形成する地形と比べ、非常にバラエティーに富んでいるが、総じて地形的に新しい印象を与えるので、ひとまとめに分類した。

垂木台地の北東縁をなす急斜面は、表面的なものかもしれないが、千本木地区から目視で火山砕屑物からなっているのを確認できる。田中・中田（1988）は、この地域を崩壊堆積物と分類しているが、本図では渡辺・星住（1995）にならって古期溶岩および火砕岩の一部とした。

(3)基盤

雲仙岳活動開始以前の基盤である口之津層群は、本図の図郭内では、地形的に見て山地を形成するもの(基盤山地斜面)と段丘状の地形を形成するもの(基盤段丘)の二種類に分けられる。

基盤山地斜面を形成するものは南串山層(いわゆる塔ノ板安山岩;岡田・大塚、1980;渡辺・星住、1995)に相当すると考えられる。これは、戸の隅滝周辺や、対岸の石切り場で見られる板状の緻密な黒い安山岩で、古期雲仙火山の段丘斜面に覆われている。

埋没段丘を形成するものは、北有馬層(岡田・大塚、1980)に相当すると考えられる。これは水成の砂・シルトの層で、龍石周辺で典型的な露頭が見られる(太田、1984;写真-11)。埋没段丘の上には古期雲仙火山活動期に形成された台地が載っているが、両者の境界は傾斜分級からも良く分かる。北有馬町では埋没段丘が地すべりを起こしている。

基盤山地斜面と埋没段丘の境界は、地形的にかなり不明瞭である。岡田・大塚(1980)は南串山層と北有馬層の境界が遷移的であると述べており、地形にもそれが反映されているのかもしれない。



写真-11 基盤(人が立っている所)と初期の雲仙火山の噴出物(人の頭より上)の境界(西有家町西之浦の海岸)

(4)変動地形

本図では、断層は既知のものあるいは空中写真で明瞭に変位が認められるもののみ表示している。不明瞭な断層を地形判読だけで判定することはできないからである。そのかわり、リニアメントについては、線状の地形が認められるものをすべて表示した。雲仙地域の断層の研究については、堤(1987)・千田(1979)・九州活構造研究会(1989)等がある。既知の断層については、参考文献をもとにその付近の写真判読を行い、地形に変位が見られた部分を記載している。参考文献に記載された断層以外で本図に表示したものは、有家町の中山地区周辺に見られる撓曲と、北有馬町谷川地区に見られる小さな横ずれ断層である。これらはいずれも、空中写真で明瞭に判読できるので追加した。また、払山断層の南、湯江川と中尾川の中間に位置する断層については、その存在を地質調査所の星住英夫氏の私信によって教えていただき、写真判読で変位が確認できた部分について記載した。

図-11は、断層・リニアメントの分布図である。一見して目立つ部分は、東西方向の地溝状の断層群と、それらを取り巻くような斜め方向の断層群である。斜め方向の断層群は、島原半島全体で見ると、南部のものは「へ」の字型をしている。なぜ地溝外で断層がこのような形態を取るのかについては、佐藤ほか(1994)が、マグマの噴出による圧力の低下が東西方向に伸びていた断層を次第に火口方向に引き寄せた結果であると推論してい

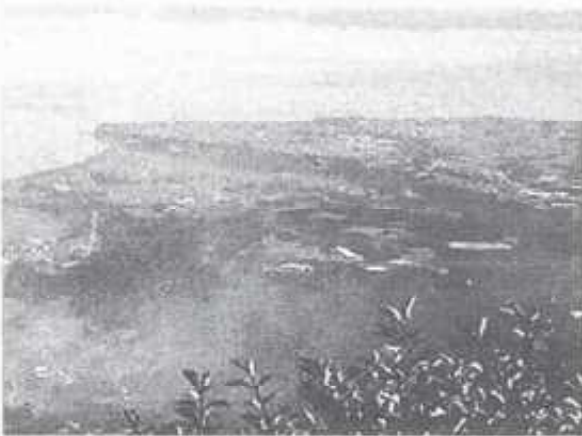


写真-12 仁田峠から見た布津断層(中央の崖)。遠方に島原湾。

る。

写真-12は、仁田峠展望台から布津断層を遠望したものである。この他にも、深江断層・赤松谷断層・千々石断層・九千部断層・高岩山断層など、島原地域の活断層は非常に明瞭な断層崖を形成している。写真-13は、柳原断層の近影である。柳原断層には断層窪地が所々形成されており、写真-13のような谷状の地形が見える。両側の露頭は火砕流堆積物で、窪地の表面には水がしみ出していた。

その他、リニアメントについて少し述べる。本図では、地質に関わらず傾斜変換点やケルンコルが直線あるいは曲線状に連続するもの、あるいは、地質境界線と一致する場合でも連続した極度に直線状の形態が見られるものはリニアメントとして表示した。これらの多くは、周辺の既知の断層の方向と調和的に配列しているが、中には異なるものもある。有家川の谷頭部の古期溶岩には、周辺の断層の北西-南東方向とは違う、東西方向のリニアメントが何本も見られる。また、島原市の立野から七面山の裾を通過して眉山岩屑なだれ堆積地まで、北西-南東方向のリニアメントが見られる。これは地形的にも容易に判読できる非常に明瞭なものであるが、古期溶岩から最近の岩屑なだれ堆積地まで横断するこのような線状構造の形成機構は不明である。

平成新山の溶岩円頂丘にもリニアメントが見られる。本図には記載していないが、空中写真をよく見ると、延長すれば稲生山の南縁を通過して岩上山のリニアメントにつながる可能性もある。



写真-13 柳原断層の断層窪地。両側の露頭は火砕流。(有家町木場)

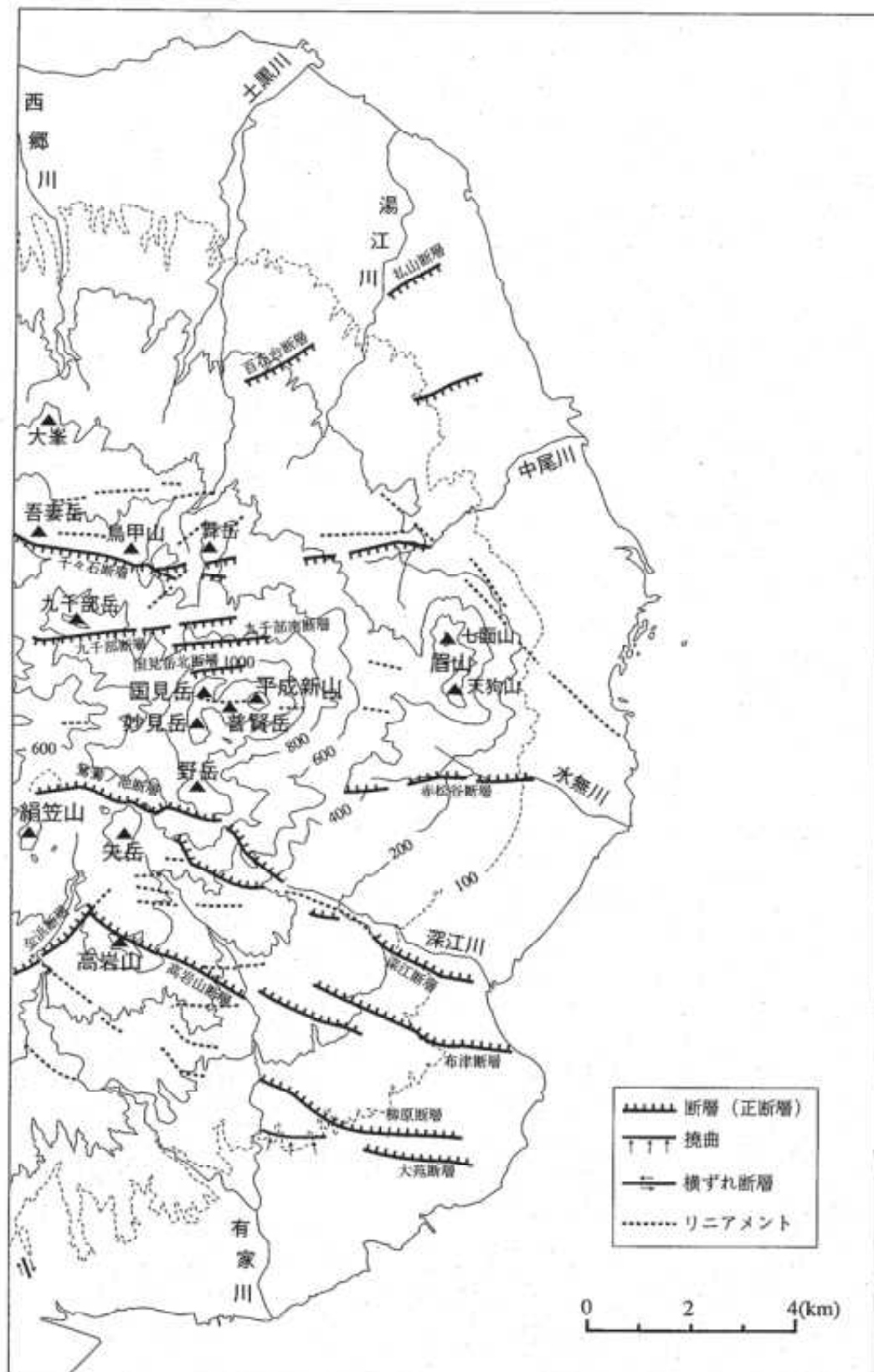


図-11 断層・リニアメント等の分布

V. 雲仙岳における火山防災について

地形的に見た危険箇所は第VI章でも述べているが、この章では、雲仙岳で生じる災害の全体的な傾向について述べる。現在見られる雲仙岳の堆積物や地形から、雲仙岳の活動に伴い過去に発生したと考えられる災害は、大まかに次の通りに分類される。

①火砕流・降灰・火山弾・溶岩流・火山ガスなど直接の火山活動による被害

雲仙火山の活動に伴い周囲に形成された台地の露頭からも分かるように、雲仙岳は誕生以来、何回にもわたって火砕流を発生させている。1990-1995年噴火の際のものや、比較的最近の、固有名称を記載した火砕流（礫石原火砕流、舞岳南火砕流など）のみならず、雲仙岳には非常に多くの過去の火砕流が存在する（長岡、1995）。しかし、1991年5月に発生した火砕流は、雲仙岳で人間が目撃した火砕流としてはおそらく初めてのものであった。今回の火砕流は斜面に張り出した高温の溶岩円頂丘が崩落する事によって起こった。火砕流本体によって田畑や家屋が埋積される他、火砕流

やそれに伴う爆風（プラスト）の熱は人体や植物にとって致命的である。図-12は、千葉(1996)による火砕流およびそれに伴う熱風の最大到達範囲である。

火山弾については、1991年6月11日の爆発的な噴火に伴い島原市に大きいものでこぶし大の噴石が降り注ぎ、車のフロントガラスが割れるなどの被害が出た（福岡管区气象台、1996）。

溶岩流については、雲仙岳のような粘性の強い溶岩はゆっくり流れるため、火口の近くに人家や田畑がない限り、直接的な被害は考えにくい。有史以降の溶岩流発生については、1663～1664年の古焼溶岩流と1792年の新焼溶岩流の噴出がある（表-2）。

降灰は植物に特に大きな被害を与える。1990年-1995年の噴火活動では、島原・深江周辺で、たばこなど農業に大損害を与えた。裏図の図-3は、磯ほか（1996）による1990-1995年噴火の火山灰層厚分布図である。日本周辺においては火山灰は偏西風に乗って東方に流されるのが通例であるが、雲仙岳の噴火においても同じ傾向が見られた。

以上の災害は、噴火活動の終息した現在、当分

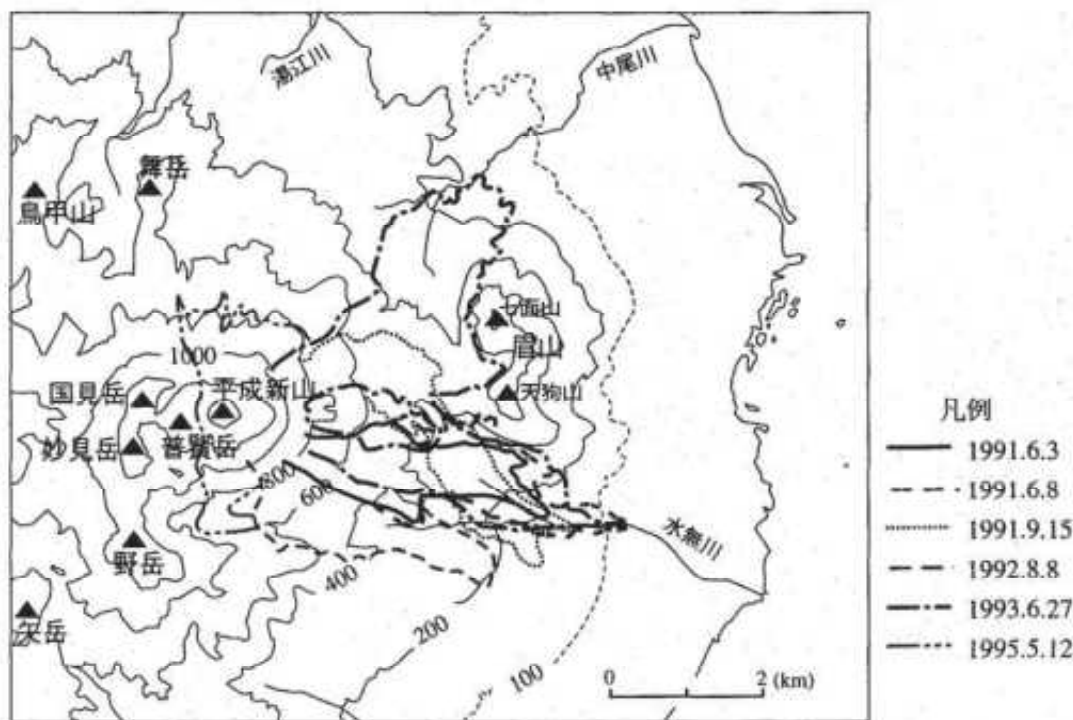


図-12 主な火砕流の影響範囲（千葉、1996を編集）

の間は起こらないと考えられる。

②土石流・土砂流など、噴出物が降水により再移動することによる災害

土石流の発生源については、第IV章の中で地域ごとに簡単に述べた。

土石流対策については、過去の発生状況を知ること重要である。近代以前の土石流・土砂流は、砂防工事で止められていないため、繰り返し発生したものは扇状地となって地形に痕跡を残している。その中でも土石流堆(土砂流堆を含む)は、比較的最近に土石流が急激に堆積したことを示す。本調査地域に分布する土石流堆で最も大規模なものは、眉山周辺の扇状地と、現在土石流堆積物に覆われている安徳周辺の扇状地である。

1990-1995年に頻発した眉山の土石流は、噴火活動の間接的な影響によるものである。眉山では昔から土砂の供給が盛んであり、1990-1995年噴火の降灰に伴う植生の荒廃と、梅雨時の豪雨が重なった影響によって土石流が起きたと考えられる。眉山の急斜面からの土砂の生産は、噴火活動にかかわらず常に続いていると考えられ、土石流は今後長期にわたって発生すると思われる。眉山では近年の噴火以前から大規模な土石流発生の記録がある。裏山の防災施設マップに記入した1957年の土石流(太田、1969)以外にも、明治36年発行の地形図(図-13)の地図記号でも天狗山東麓と五溪が定常的な土石流発生の場所であったことが



図-13 明治36年発行の地形図で見る眉山周辺の地形(陸地測量部発行の5万分1地形図「島原」部分縮小)

読み取れる。

眉山については土石流の発生源が狭い谷や崖錐であることから、発生箇所や流路が過去の土石流からある程度予想でき、対策は比較的立て易いと思われる。しかし、眉山では東麓直下に市街地が近接して広がっており、万一土石流が砂防ダムを越えて流下した際には必ず家屋に被害が出ると予想される。1990-1995年噴火の際には、六溪を給源とする土石流が市街地に流下して被害を与えたが、これは、六溪では従来荒廃度が小さかったため砂防対策が後回しであった事も一因であるとされている(岩元・望月、1995)。

安徳周辺の三角地帯と、中尾川河口域は、普賢岳期以降に形成が始まった土砂流堆であると考えられる。現在はその大部分が1990-1995年噴火の際の土石流堆積物で覆われている。平成新山の東麓には膨大な未固結堆積物が不安定な形で載っており、斜面が安定するまで土砂の流下は止まらなると推察される。すでに火砕流堆積物の表面にはガリーが刻まれつつある。

1990-1995年の際の総溶岩噴出量は1995年5月の地点で約2億 m^3 、斜面上に堆積した、土石流の給源となりうる不安定な火砕流堆積物は約1億7千万 m^3 にのぼるとされている(長岡・熊木・千葉、1996)。土石生産の速度は、噴火の最中あるいは直後には著しく大きな値をとるが、この速度は、噴火終了後、時間の経過とともに指数関数的に減少する事が明らかになっており(諏訪、1995)、平成新山東麓の火砕流堆積物を給源とする大規模な土石流は、今後減少すると期待される。しかし、余りに土砂量が多いため、特に土石流対策を行わず放置しておけば、長い年月の後には、安徳周辺や中尾川河口には他の地域に見られるような広大な扇状地が、海に向かって新しく形成されるであろう。現在砂防ダム・遊砂地・導流堤の建設や水無川の掘削が進んでおり、膨大な土砂や岩塊の誘導・塞き止めを試みる戦いが行われている。

雲仙岳北麓の湯江川沿岸や河口には、元々土石流の堆積地形は見られない。湯江川方面への土石流は、1990-1995年噴火によって初めて発生したものと考えられる。供給源となる火砕流堆積物は、平成新山東麓ほどではないにせよかなりの量であり、湯江川でも大規模な砂防工事が進めら

れている。現在、雨量計・ワイヤーセンサー・監視カメラ等が水無川・中尾川・湯江川・土黒川等に設置されている（建設省河川局砂防部砂防課ほか、1994）。

他に、土石流堆として認められる地形は、立野と岩床山麓にある。岩床山麓のものは、上流の侵食地形に対応している。末端に集落が存在することから分かるように、岩床山の侵食が進んで近年ではほとんど土砂の供給は止まっているものと考えられるが、緩い凸型の地形をまだ示しており、土砂が再移動して小規模な土石流が発生する可能性は残っている。立野の土石流堆はごく小規模なものであるが、1957年の記録ではこの周辺の深い谷を給源として土石流が発生している。

③地すべり、山体崩壊による土砂崩れ・岩屑なだれ

図-14は、調査地域内における地すべり・岩屑なだれおよび巨大崩壊により形成されたカルデラの分布である。

まず、巨大崩壊のカルデラは、5ヶ所見られる。ただし、そのうち岩屑なだれ堆積地と対応づけられるのは、1792年の天狗山崩壊壁と眉山岩屑なだれ、矢岳北西麓の崩壊壁と雲仙温泉岩屑なだれの2ヶ所のみである。雲仙温泉岩屑なだれの発生時期は不明であるが、岩屑なだれに伴ってできたと考えられる原生沼の、湖底の植物炭化物から約6500年前という年代が知られているので（環境庁の調査より）、その頃かもしれない。その他、妙見カルデラ・野岳カルデラ・大峯崩壊壁は、崩壊した岩塊・土砂（岩屑なだれ堆積物）が山麓には見当たらない。また、逆に給源となる崩壊カルデラが見あたらない岩屑なだれ堆積物も、仁田町岩屑なだれ・俵石岩屑なだれ・島原岩屑なだれの3ヶ所ある。これらは、その後の火山活動によってカルデラや岩屑なだれ堆積物が埋められてしまったのだと説明されている。普賢岳期という比較的最近の出来事である島原岩屑なだれでさえ、給源カルデラは不明である。また、島原岩屑なだれ堆積地は、扇状地によって大部分を覆われている。

これらのような巨大山体崩壊は、一旦起これば壊滅的な被害を与えるものであるが、発生の時刻の予測は、地震予知と同じく非常に難しい。しかし、危険箇所の推定はある程度可能である。現在、

山体崩壊の可能性が最もあると推定されるのは平成新山である。写真-14は北麓の百花台公園から見た雲仙岳であるが、東側ドーム（第11ドーム）が斜面に不安定な形で載っているのが分かる。また、西側ドームは（写真-15）、岩塊が隙間だらけで積み重なっており、表面的に見て非常に崩れやすい。これらが大規模崩壊を起こす事は、大地震がない限り考えられないとはいえ、常に表面の亀裂やドーム全体の動きの監視が必要であろう。

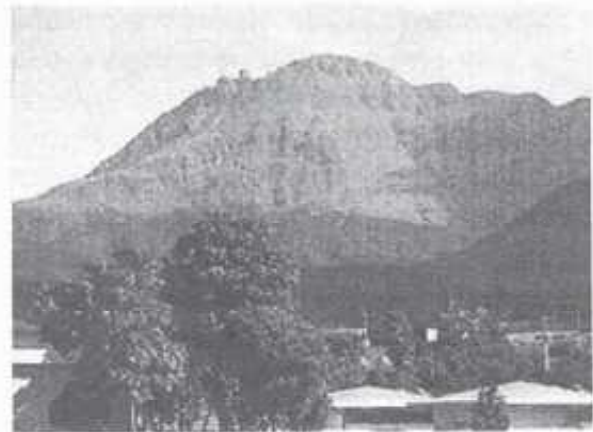


写真-14 百花台公園から見た雲仙岳



写真-15 霧水沢から見た平成新山

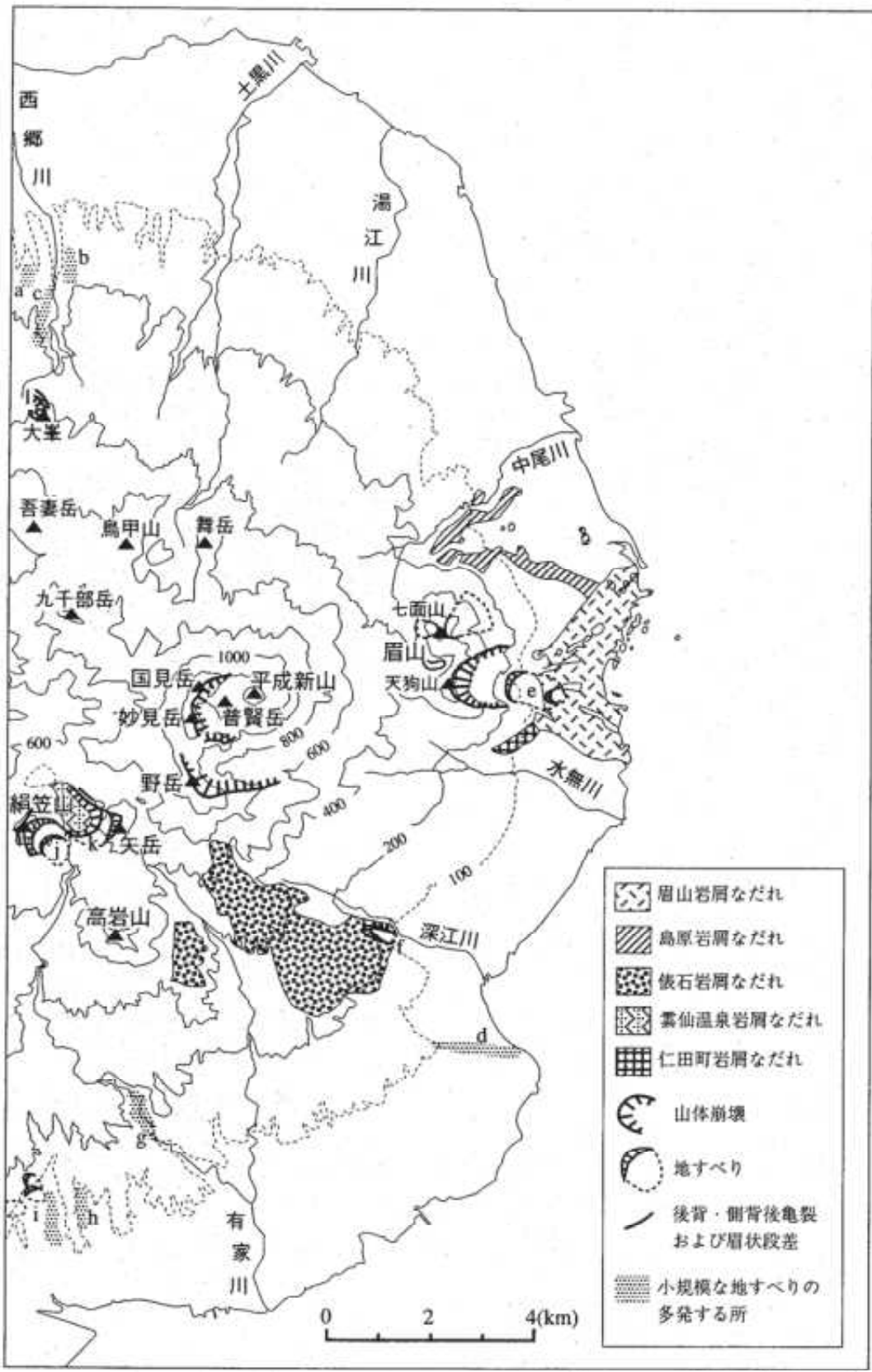


図-14 マス・ムーブメントの分布

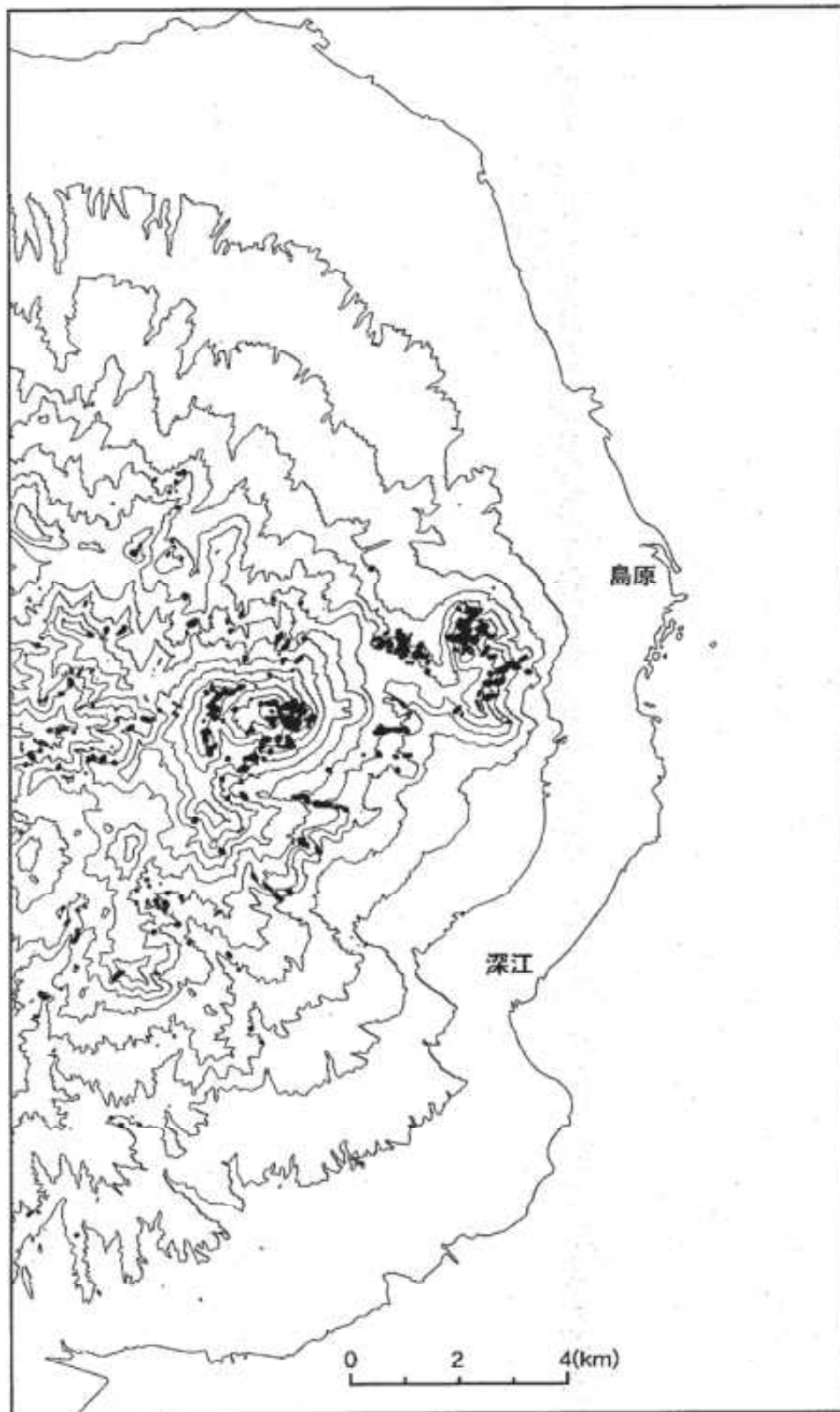


図-15 15 mメッシュDEMから作成した小規模崩壊危険地域マップ

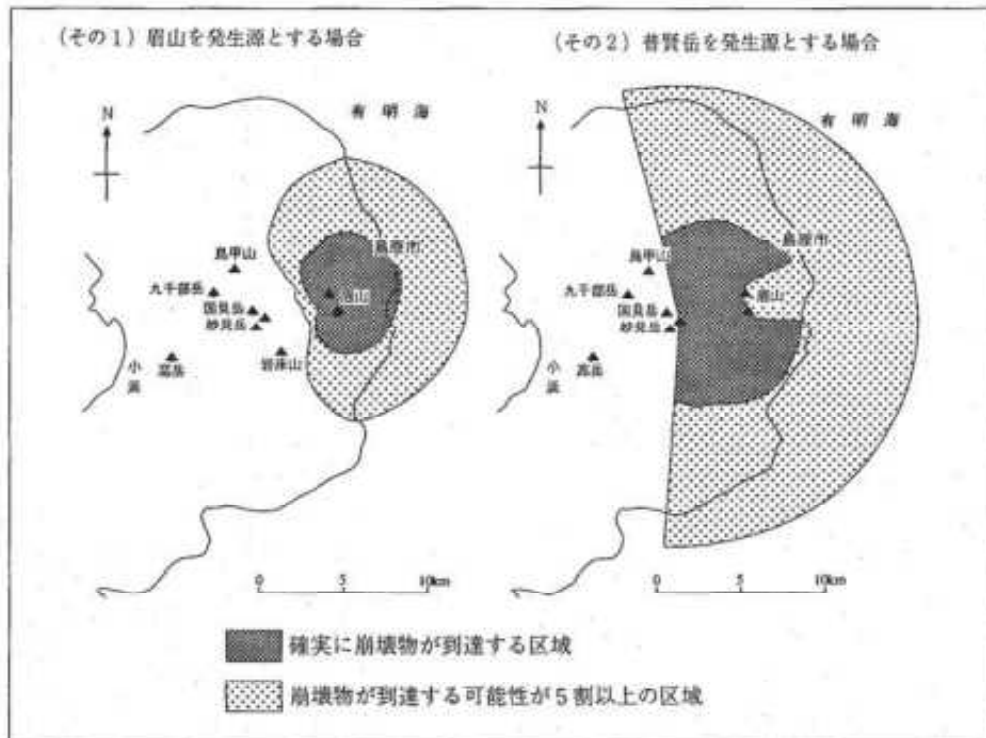


図-16 火山体崩壊の災害予測図 (宇井・中田、1993)

一般に、小規模な斜面崩壊は、急傾斜地の中の出っ張りで起こるとされている。図-15は、15mメッシュDEMから、急傾斜かつ凸型の斜面で、しかも起伏の多い領域に分布するものを抽出した画像である。傾斜量を求めるにはSobelのオペレータ、凸型斜面はLaplacian、起伏の多い領域はメジアンフィルタによって求め(岩橋、1994)、画像処理的手法によって図-15を作成した。このような図は、土木地質・気象などのデータを取り込まずに単独で実際に災害予測に利用できるようなものではないが、調査地域が広大な場合、DEMを利用して危険地域のあたりを付け、その後写真判読や現地調査等の精査に入るといった省力化に役立つと期待される。

宇井・中田(1993)は、山体崩壊が起こった際の被害区域想定図を作成している(図-16)。他に、地すべりと関連した大規模崩壊発生可能域は、七面山である。七面山には、本図に記載された通り、東側・西側・天狗山との境界付近の3ヶ所の眉状段差(あるいはクラック地形)が見られるが、それらは図-14で点線で示したような移動土塊と対応しているものと考えられる。中でも、西側のものは山体のはらみ出しが見られ、不安定な地形を示し

ている。東側のものは、実際は滑落崖と言っても良さそうなほど明瞭な馬蹄形の崖が見え、山稜が30m程ずり落ちているのが空中写真で観察される。眉山崩壊時の被害区域想定図(宇井・中田、1993; 図-16)は、やはり甚大な被害を予想しているが、救いとなるのは、1990-1995年噴火に伴う地震によってもこれらが動かなかった事である。しかし、監視が必要な事は言うまでもない。眉山の挙動危険地塊に対しては、伸縮計・傾斜計など計測機器が設置されている(熊本営林局・林業土木コンサルタンツ、1993)。また、1792年の眉山崩壊には、地下水位の上昇や熱水の動きが大きな原因になったと考えられているが、1990年の噴火後眉山山体を中心に地温観測が行われている他、井戸水位および湧水量の定常観測が島原市・深江町で行われている(熊本営林局・林業土木コンサルタンツ、1993)。

図-14には、本図に記載しなかった小規模あるいは不明瞭な地すべり・崩壊もまとめて記載している。本調査地域内における地すべりの発生条件は、主に5種類が挙げられる。

1つ目は、台地斜面の段丘崖あるいは断層崖で発生したものである(図-14:a,b,c,d)。これらは

急斜面という地形的な条件によるもので、比較的小規模で、また地すべりよりは崩壊の頻度が多い。

2つ目は、岩屑なだれ堆積物に関連するものである(図-14:e,f)。天狗山東麓の二段の地すべりは、1792年の眉山崩壊以降に起こったと考えられる。また、その末端はリニアメントと調和的である。一方、俵石岩屑なだれ堆積地内に見られる地すべりは、岩屑なだれ堆積地と断層崖が重なる所に見られる。これらは、岩屑なだれ堆積物という不安定な地層と断層など特定の条件が重なって発生したものと考えられる。

3つ目は、キャップロック構造によるものである(図-14:g,h,i)。北有馬町周辺の台地は、下位に砂層を中心とする北有馬層、上位に固結した火砕流堆積物を中心とした雲仙岳の初期の噴出物・二次堆積物が載っている。このような構造上、下位の北有馬層が地すべりを起こしやすくなっているものと考えられる。明瞭な地すべり地形は北有馬町の大手川上流に見られる。また、清水川の流域にも不明瞭な地すべり状の地形が連続しているが、これもキャップロック構造と河川の浸食の双方が関連したものと考えられる。

4つ目は、温泉地すべりである。雲仙温泉の周辺は、古期溶岩が温泉変質を受け(渡辺・星住、1995)、独特の景観を示している。矢岳・絹笠山の2つの溶岩円頂丘からは、それぞれ2段階の地すべりが起こっている(図-14:j,k)。そのうち矢岳のものは、2次すべりが前述の雲仙温泉岩屑なだれとなっている。これらの地すべり地で特記すべきことは、滑落崖背後の山体に、後背・側背後亀裂が見られる事である。これは、この地域がまだ不安定であることを示している。雲仙温泉は観光地で人口も多いことから、監視が必要と思われる。

5つ目は、地すべり性崩壊とでもいうもので、山体崩壊と地すべりの中間的なものである。大峯溶岩円頂丘には地すべり性崩壊の跡が見られる(l)。大峯の西側にははっきりした崩壊崖が見られるが、地すべり土塊は山体のボリュームから期待されるものよりはるかに少ない。また一方、対岸の台地の地形に何の痕跡もないことから、岩屑なだれが起こったとも考えにくい。おそらく、地すべり性崩壊とでもいうべき比較的速度の遅い崩壊

が一度起こり、その後は目立った滑動は起こしていないと思われる。多量の崩壊土砂はおそらく河川によって下流に運ばれたのであろう。本図には記載していないが、大峯北麓の開析扇状地も、古い地すべりである可能性がある。末端はすでに段丘崖化しており、仮に地すべりとしても滑動は収まっているものと思われる。

他に、本図には記載していないが、山間部あるいは台地縁の小規模な開析扇状地には、古い地すべりではないかと思われる地区がかなりある。例えば、野岳期に形成された台地Ⅱの下流のもの、西郷川添いの古期雲仙火山活動期に形成された台地Ⅳの段丘崖に見られるものなどである。

以上、山体崩壊と地すべりについて述べたが、大規模な地すべりや山体崩壊の多くが、溶岩円頂丘に起きている事が分かる。溶岩円頂丘は、急激な山体の突き上げに伴い岩盤すべりが起きやすい条件を備えており、平成新山についても今後の地形変化の監視が強く求められている。

④地震活動による被害

地震活動は、大雨と並んで斜面災害の原因となるものである。九州は元々大地震の少ない地域であり、島原半島における大地震の記録は少ない。1725年には、3日間に渡り80数回の地震があったと伝えられている(大森、1925)。1792年の、火山活動に伴う地震および眉山大崩壊の被害は、有史以降では最大のものである。この時の震度はV~VIと推定されている(片山、1974)。1922年にも、人的被害を出す大きな地震が起きている。この地震は北有馬町南東部を震源としており、当時の北有馬村を中心に死者27名の被害を出した(大森、1925)。この地震の震度はV~VIと推定されている(熊本営林局・林業土木コンサルタンツ、1993)。また、近年では、1968-1974年・1984年にも群発地震が起きている(島原市災害対策本部、1996)。

1990-1995年噴火の際には、当初橋湾の深い所で起こった地震の震源が、雲仙岳の真下まで移動していき、噴火につながった様子が観測された(太田、1995)。これは、橋湾のカルデラ深部にあるマグマが上昇していった事を示している。また、噴火活動の終息後、再び橋湾を震源とする地

震が起きたが、これはマグマが橋湾に戻った事を示すとされている。1990年11月から1995年末までの有感地震は364回を数えた。火山性の地震が巨大地震につながることは本来珍しく、1990-1995年噴火の際にも、地震そのものによる人的被害は報告されていない。しかし、地震は崖くずれなどの斜面災害の引き金になる。地盤が緩み、すぐには被害が出なくてもずっと後の地震や大雨をきっかけに崖くずれが起きたり、斜面上にたまった崩壊土砂が土石流となる可能性もある。また、極端な例ではあるが、山体崩壊の引き金になる可能性もある。1792年の眉山崩壊は、火山活動に伴う震度V～VIの地震の後、翌月の強い地震の時起きたとされている(片山、1974)。眉状段差など元々クラック地形を示す部分が、火山活動に伴う強い地震によって山体崩壊を起こすという可能性は否定できない。斜面の亀裂やクラック地形の把握、崩壊対策などは今後も必要と思われる。

謝辞

火山土地条件図「雲仙岳」を作成するに当たって、九州大学理学部島原地震火山観測所の太田一也教授・熊本大学教育学部の渡辺一徳教授・工業技術院地質調査所の星住英夫氏には、文献を頂いたり様々なご教示を頂いた。アジア航測株式会社の千葉達朗氏には、未公表のものを含め多くのディザスターマップを参考にさせて頂いた。

その他にも、地形分類を行うにあたり、参考文献で挙げるような各種の地質文献を参考にした。

また、長崎県庁・関係各市町村・建設省雲仙復興工事事務所には多くの資料を頂いた。以上の方々に深く感謝する。

参考文献 (地形分類資料を含む)

千葉達朗(1993)雲仙岳噴火のディザスターマップの作成。雲仙岳の火山災害, 土質工学会, p121-130.

千葉達朗(1996)Map of Abstracting Disaster of Unzen Eruption. (未公表)

地学団体研究会(1981)地学事典。平凡社, 1612p.

福岡管区気象台(1996)雲仙・普賢岳の火山活動報

告, 福岡管区気象台要報, 第51号.

星住英夫・宇都浩三・渡辺一徳(1994)雲仙火山のK-Ar年代測定-新时期雲仙火山の発達史-. 火山学会講演予稿集, No.2, p93.

磯望・陶野郁雄・遠藤邦彦(1996)雲仙普賢岳1990年～1995年噴火に伴う降下火山灰層. 西南学院大学児童教育学論集, 第22巻, 第2号, P75-90.

岩橋純子(1994)数値地形モデルを用いた地形分類手法の開発. 京都大学防災研究所年報, No.37 B-6, p141-156.

岩元賢・望月 潔(1995)都市近郊林の防災機能と流域保全に関する調査. 雲仙岳の土石流・火砕流災害に関する総合的研究, 文部省科学研究費総合研究(A)研究成果, p64-71.

片山信夫(1974)島原大変に関する自然研究の古記録. 九州大学理学部島原火山観測所研究報告, 第9号, p1-45.

建設省河川局砂防部砂防課・建設省九州地方建設局・建設省雲仙復興工事事務所・長崎県土木部砂防課(1994)雲仙・普賢岳噴火と火山噴火対策砂防事業. 57p.

建設省雲仙復興工事事務所(1994)雲仙・普賢岳災害道路関係対策記録集. (パンフレット)

建設省雲仙復興工事事務所(1995)雲仙1995. (雲仙復興工事事務所管内図)

建設省雲仙復興工事事務所(1996)活火山に挑むー雲仙普賢岳の無人化施工ー. (パンフレット)

国土地理院(1982)沿岸海域基礎調査報告書(島原地区). 国土地理院技術資料 D-3-No.38.

国土地理院(1982)2万5千分1沿岸海域土地条件図「島原」.

熊本営林局・林業土木コンサルタンツ(1993)雲仙岳・眉山地域治山事業総合調査報告書. 446p.

九州活構造研究会(1989)九州の活構造, 東京大学出版会, 553p.

町田 貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・樫根 勇(1981)地形学辞典. 二宮書店, 767p.

松本征夫(1984)別府ー島原地溝帯. アーバンクボク, No.22, p11-15.

守屋以智雄(1987)日本の火山地形. 東京大学出版会, 135p.

長岡正利・熊木洋太・千葉達郎(1996)雲仙普賢岳噴火の溶岩噴出率計測と総噴出量. 月刊地球/

- 号外, No.15, p60-63.
- 長岡信治(1995)雲仙火山北麓における火山麓扇状地の形成. 雲仙火山に火山性土石流を発生させる豪雨の解析と防災システムの整備充実, 平成5~6年度科学研究費補助金一般研究(B)研究成果報告書, p21-48.
- 長崎県島原振興局(1994)雲仙普賢岳噴火災害対策の概要. (パンフレット)
- 中筋章人・向山栄・河相祐子(1994)空中写真による雲仙岳の火山防災調査. 応用地質, vol.34, No.6, p40-48.
- 日本測量調査技術協会(1984)空中写真による地すべり調査の実際. 鹿島出版会, 186p.
- 岡口雅子・大塚裕之(1980)口之津層群における凝灰岩層および竜石層中の安山岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代. 第四紀研究, vol.19, No.2, p75-85.
- 太田一也(1969)眉山崩壊の研究. 九州大学理学部島原火山温泉研究所研究報告, 第5号, p6-35.
- 太田一也(1984)雲仙火山—地形・地質と火山現象—, 国立公園「雲仙」指定50周年記念, 長崎県, 98 p.
- 太田一也(1995)普賢岳の噴火活動の推移 1989年11月-1995年2月. 雲仙普賢岳噴火活動による自然変遷, 長崎県, p39-48.
- 大森房吉(1925)島原地震調査報文. 震災予防調査会報告, 第99号, p1-11.
- 坂井尚登(1992)雲仙火山眉山周辺の地形について. 国土地理院時報, No.75, p37-41.
- 佐藤博明・清水 洋・中田節也・大見士朗(1994)地溝幅が活火山付近で狭くなる現象について: 雲仙—島原地溝の場合. 地学雑誌, vol.103, No.5, p471-478.
- 佐藤尚登(1995)雲仙火山の地形分類. 建設大学校高等課程高等測量科課題研究. (未公表)
- 関口辰夫・岩橋純子(1992)雲仙岳の地形解析と火山災害の予測. 国土地理院時報, No.75, p 32-36.
- 千田 昇(1979)中部九州の新期地殻変動—とくに第四紀火山岩分布地域における活断層について—, 岩手大学教育学部研究年報, vol.39, p97-133.
- Sendo T., Matsumoto H. and Imamura R.(1967) Geology and Petrography of Unzen Volcano. Kumamoto J. Sci. Ser.B, Sec.1, Vol.7, No.1, p31-89.
- 島原市(1994)防災ガイドブック (パンフレット)
- 諏訪 浩(1995)1994年雲仙の土石流・土砂流と火山斜面における土砂移動の経年変化. 雲仙岳の土石流・火砕流災害に関する総合的研究, 文部省科学研究費総合研究(A)研究成果, p20-28.
- 多田 堯(1984)沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動. 地震, vol.37, p407-415.
- 多田 堯(1985)沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動(2). 地震, vol.38, p1-12.
- 田中雅人・中田節也(1988)雲仙火山東域の地質. 九州大学理学部島原地震火山観測所研究報告, 第14号, p1-11.
- 堤 浩之(1987)雲仙火山地域の活断層. 活断層研究, vol.4, p55-64.
- 宇井忠英・中田節也(1993)雲仙火山の噴火災害予測図. 文部省科学研究費自然災害特別研究, 計画研究「火山災害の規模と特性」, p313-317.
- 宇井忠英・隅田まり・大学合同観測班地質班(1993)メラピ型火砕流の発生過程—雲仙普賢岳第6ドームでの観測結果—, 火山, vol.38, No.2, p45-52.
- 海野芳聖(1992)雲仙岳周辺の地質. 土木研究所資料第3064号, p3-11.
- 宇根 寛・坂井尚登(1992)雲仙岳噴火に伴う地形変化の特徴について. 国土地理院時報, No.75, p42-49.
- 渡辺一徳・星住英夫(1995)雲仙火山地質図. 地質調査所.