

雲仙普賢岳地域の地形変化と災害危険度の予測

奥西 一夫・宇民 正

ASSESSMENT OF TOPOGRAPHIC CHANGES AND HAZARD DUE TO VOLCANIC ERUPTION IN MT. UNZEN AREA

By Kazuo OKUNISHI and Tadashi UTAMI

Synopsis

Among varied topographic changes induced by the eruption and other activities of Mt. Fugen in the Unzen Volcanic Group, topographic changes due to debris flows and its hazardousness are focused in this paper. Debris flows take place largely as a process of denudation of pyroclastic flow deposit and aggradation of the fan heads in the alluvial zone. Intensive debris control works: construction of check dams, sand pockets and levees, excavation of the debris flow deposit in the river channel and artificial aggradation of the flood-prone area, have been planned and carried out. It causes artificial topographic changes as well as great natural topographic changes by debris flows. Methodology for the assessment of such compound topographic changes and the distribution of hazardous areas are discussed with emphasis of necessity of better land use.

1. 普賢岳噴火に伴う地形変化の概要

1990年以来の雲仙普賢岳の噴火活動によって大きな地形変化が生じ、それがこれまでの災害事象および今後の防災対策に大きな影響を与えている。この地形変化は主として熔岩ドームの生長、火砕流および土石流に起因している。土石流の発生および災害危険度との関連から地形変化の諸相を振り返ると次のようになる。

1.1 過去の地形変化（1990年噴火以前）

雲仙岳は島原半島の骨格をなしている。その西側の千々石湾を含めた地形は火山カルデラであり、雲仙岳はこのカルデラの外輪山の一部であるといえる。また東西方向にのびる地溝帯が雲仙火山を貫いているが、この地溝帯が雲仙火山を作ったとも言える^{1,5)}。

雲仙火山は眉山などの寄生火山を含む火山群であり、また中心部の雲仙岳の山頂部には小カルデラがあって、普賢岳を中心として複数のピークがある（Fig. 1）が、ごくおおざっぱに見ると円錐を南北に引き延ばしたような形の山体である。火山体の側面は標高が高い部分では熔岩流による尾根と侵食谷の組み合わせであり、部分的にややのっぺりした火砕流堆積面がある。標高が低い部分では火山山麓扇状地が複合してスカート状に山体をとりまいている^{1,5,6)}。

一般に火山における地形変化過程は、山体の形成とその解体がほとんど同時に、しかも激しい形で進行するところに特徴がある⁷⁾が、雲仙火山でも決して例外ではない。関口・岩橋⁶⁾によって島原半島全体の地形分類がおこなわれているが、ここではやや局地的な地形発達と地形条件をもう少し詳しく検討する。水

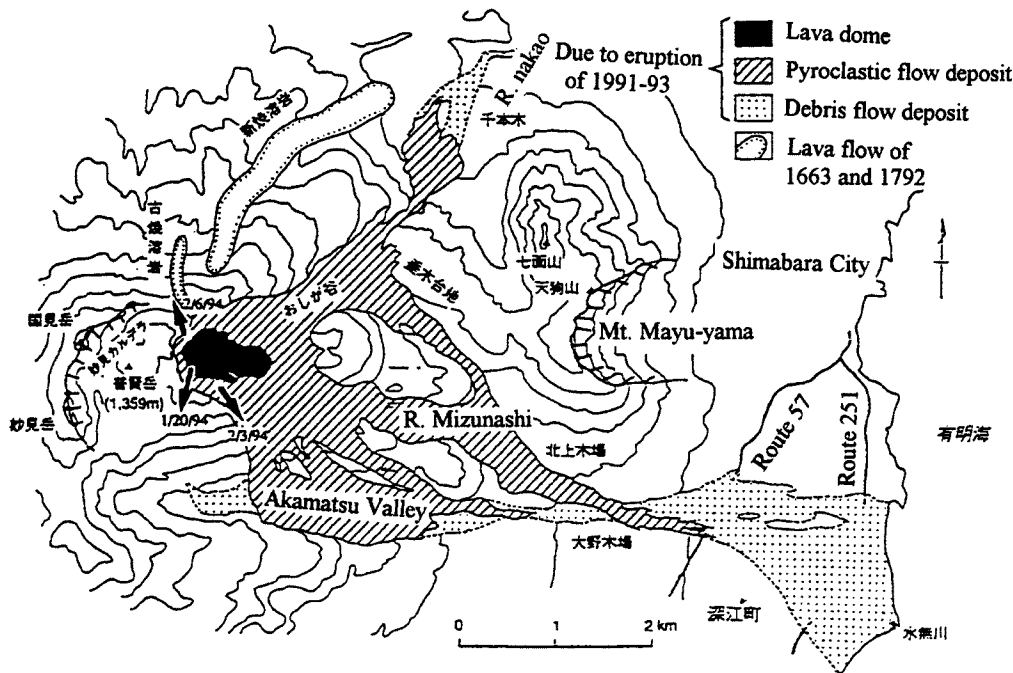


Fig. 1. Outline of topographic changes on and around Mt. Fugen of Unzen Volcanic Group. After Nakata.¹⁾

無川と深江川にはさまれた緩斜面には形成年代の異なる3つの扇状地を識別することができる (Fig. 2)。その下にはさらに古い扇状地が埋没しているに違いない。Fig. 2に示した古期扇状地の扇頂部はかなり急傾斜なため、火砕流の堆積面ではないとも考えられる。それ以外は土石流の堆積面だと考えられるが、北側部分は中期扇状地の下に埋没し、南側部分は深江川の侵食作用によって解体されているようである。これにはあるいは地盤の傾動が関係しているのかもしれない。中期扇状地は水無川の右岸に広がっている。水無川の下流部はこの扇状地と調和した高さになっているが、上・中流部はこの扇状地を下刻している。この地形的特徴の解釈は一意的ではないが、赤松沢断層に沿って水無川の支流、赤松谷で最も下刻が進んでいることから、まずこのような下刻による中期扇状地の部分的な解体が起こり、運ばれた土砂が氾濫して新期扇状地を作る過程で、下流部ではいったん低下した河床が再び上がって中期扇状地と調和的になっているのではないかと考えられる。その他、赤松沢断層と直交する南北性の断層の存在が示唆されており (Fig. 2のL1~L3)、断層運動に伴って、隆起した上流部では侵食が卓越し、沈降した下流部では堆積が卓越した可能性もある。新期扇状地はこのような中期扇状地を下刻する水無川が氾濫して白谷町付近と河口の浜の町付近にできたもので、規模が極めて小さく、最近のもの (たとえば有史時代) と思われる。

歴史時代の顕著な火山活動は2回記録されている。ひとつは1663年に普賢岳から古焼熔岩が流出したもの (火山泥流により30余名死亡)、あとひとつは1782年に普賢岳から新焼熔岩が流出し、眉山が大崩壊した (いわゆる島原大変) ものである⁸⁾。これらのうち、2つの熔岩流は現在では安定した形で斜面に定着しているが、眉山崩壊は、眉山から海岸にかけて大きな地形変化をもたらし、崩壊跡地からは絶えず土石流が発生している。また、隣接する七面山からも土石流が頻発している。眉山崩壊については文献^{9,10)}に詳しい。

中尾川流域は、古い時期におそらく熔岩台地を開析してできた侵食谷が、頻発する火砕流や土石流によって埋積される時期があり、その後安定期が続いてこれらの堆積面がやや開析されて現在に至っている

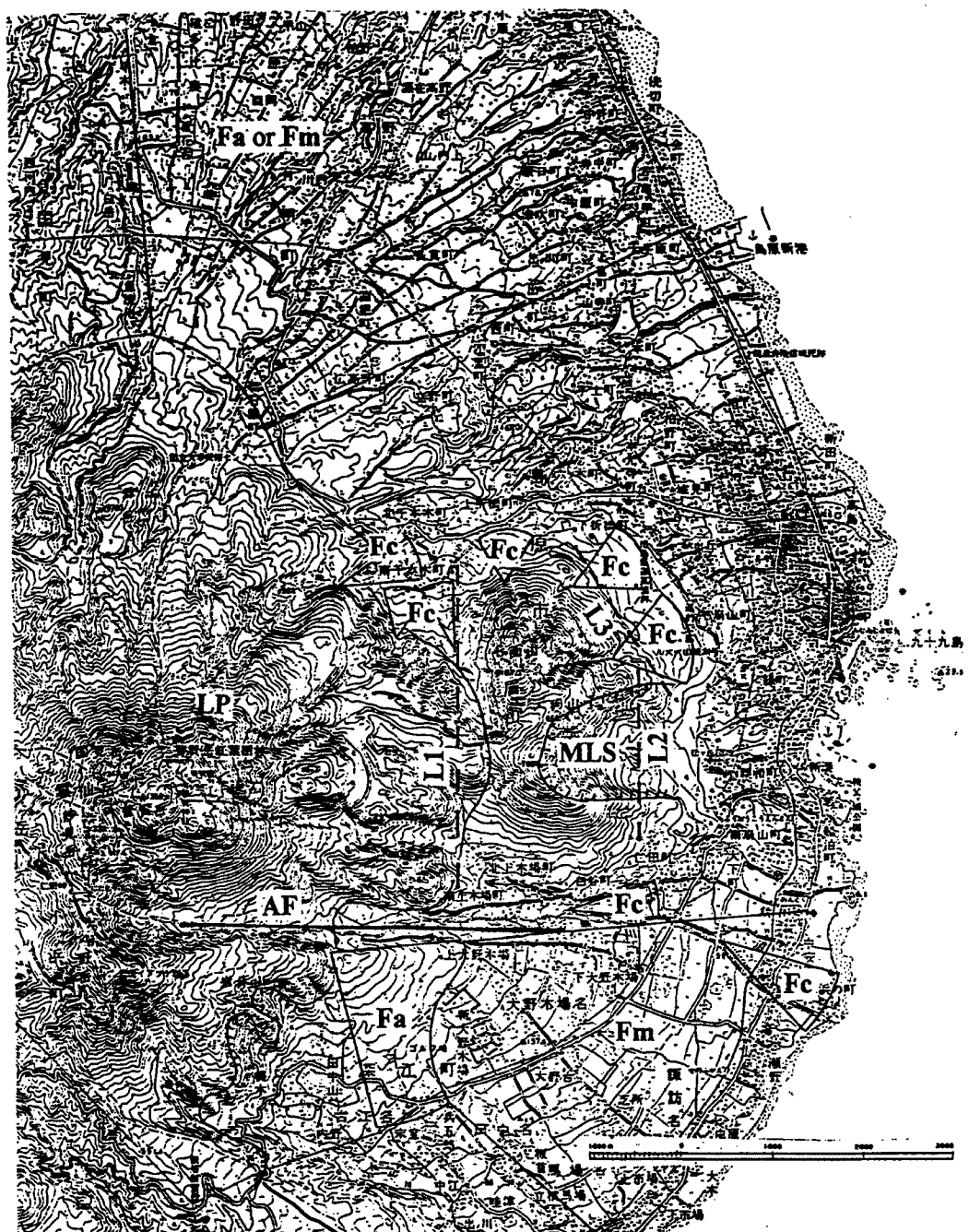


Fig. 2. Schematic geomorphological map of the environ of Mt. Fugen. Fa: Alluvial fan of old age, Fm: Alluvial fan of middle age, Fc: Alluvial fan of current age, LP: Area of lava flow and pyroclastic flow, AF: Akamatsudani fault, L1~L3: Lineaments.

ものであろう。

湯江川および土黒川の流域は、同様に熔岩台地を開析してできた侵食谷であるが、その後中尾川と同様、火砕流などの影響を受けたと考えられるが、そのような埋積地形は源頭部に限られている。

1.2 火山活動の直接的反映としての地形変化（熔岩ドーム）

雲仙火山の活動様式とその地体構造との関係は太田¹¹⁾によって解明されている。また 1990 年以降の火山活動は、デイサイト質のマグマが地中より上昇し、その途中で冷却・凝固して熔岩ドームを作る形で火口周辺の地盤上昇が起こっている¹²⁾。もちろん、火山活動は地盤の上昇だけをもたらすのではなく、地盤の上昇を補償するような沈降運動も周辺域で起こっている¹³⁾。スコリア（火山性鉱滓）とともに湧出するデイサイトは、火山斜面を崩れ落ちるが、冷却・凝固しているとはいえ、まだ高温であり、内部に高圧のガスを多量に含んでいるため、崩れ落ちるときに爆発的に粉碎され、火砕流となって斜面を流れ下る。このように、熔岩ドームの形成は、それ自体による地形変化よりも、火砕流の原因物質を作り出すという点で災害ポテンシャルの高いものである。

1.3 火砕流による地形変化

普賢岳の火砕流はおおまかに 2 つの部分から成る。ひとつは本体部分と呼ばれるもので、熔岩が砕けて、中に閉じこめられていたガスが噴出し、高温の固気混相流として流動するものである。流動中は岩石が半ば空中に浮いているため、流動性が高いが、停止・堆積した後は、ガスが完全に分離し、力学的には固体部分に働きかけないので、土石流で見られるような 2 次的な流動はない。そのため、かなりの急斜面を形成して停止・堆積することもある。その場合は土石流の材料になり得る。今一つは火砕流サージで、火砕流の本体部分から噴出するガスが細粒の固体粒子（大部分は火山灰や細かく割れた熔岩）を高い濃度で浮遊させ、そのために密度が高くなって周りの空気よりも重くなり、斜面に沿って高速度で流下するものである。これは高温・高速で、流下距離が大きく、障害物を乗り越えて流動する性質が本体部分よりも顕著なため、危険度が高いが、地形変化におよぼす影響は小さい。その他本体部分の上方に背の高い灰神楽が発達し、さらに広い範囲に火山灰を降下させる。

1.4 土石流による地形変化

普賢岳噴火の初期段階（1991 年 6 月以前）は火山灰で覆われた山頂付近の斜面から土石流が発生し、溪床を侵食しながら流下し、扇状地のの上流部で堆積し、河床を上昇させた。このような地形変化は、当時は周辺の人々に脅威を感じさせるのに十分な大きさのものであったが、その後起こった火砕流や土石流による地形変化に比べると微々たるものであった。

熔岩ドームの崩落によって火砕流が発生し、それが山頂付近の山腹や山体から放射状に伸びる侵食谷を埋積するようになると、土石流の発生は一時的に止んだが、火砕流堆積物の量が多くなり、大きな勾配で谷を埋積するようになると、これが流水で侵食されて流動するときに土石流となり、以前よりも土砂量が多く、より下流まで到達するようになった。特に 1991 年 6 月 30 日の土石流は国道 57 号線を横切るあたりで水無川の流路から逸脱し、Fig. 2 の中期扇状地 Fm の北側の側面の地形的に最も低くなった部分を流路として海岸まで流下した。その後は比較的小規模な土石流が続き、おおむね水無川の流路内を流下したが、1992 年 8 月の土石流は水無川下流部（Fig. 2 の新期扇状地 Fc とした部分）で氾濫し、住宅密集地に大きな被害を与えた。1993 年 4 月 28 日と 5 月 2 日に起こった土石流はこれまでの最大規模のもので、Fig. 1 と Fig. 4 に示されるように、広範な氾濫・堆積をもたらし、水無川扇状地の人口密集地の大半を壊滅状態にしてしまった。これは Fig. 2 に示す水無川下流部の新期扇状地 Fc を拡大するような地形変化である。

中小規模の土石流が主として堆積する扇状地のの上流端（扇頂部）では土石流の堆積が繰り返されているので、かなり顕著な河床上昇が起こっているものと考えられるが、立ち入りができないこともあって、信

頼できるデータが入手できない。また空中写真の観察によると、この部分では土石流の流路変遷が激しく、網状流路が形成されており、その側方では側方侵食も起きている。

1.5 地形変化に対する人為的影響

普賢岳の噴火とそれに伴う火砕流や土石流による地形変化は最近のものとしては稀にみる大規模なものである。その規模は噴出した熔岩の体積（約 1.7 億 m^3 ）によって大まかに評価される。ちなみに 1792 年の眉山崩壊の体積は 4.8 億 m^3 である。わが国で起こった過去の大規模地形変化については町田¹⁵⁾がまとめている。

このような大規模な地形変化に対して砂防工事その他の防災工事が行われると、その結果として自然的な地形変化と人為的な地形変化が複合した地形変化が生じることになる。このような工事は地形変化が居住域の安全性に大きな影響を与えるポイントを選んでおこなわれるので、このような複合的な原因による地形変化の影響は決して無視できない。その他、土地利用を効果的にするための地形改変が次第に大規模化してきており、やはり自然的な地形変化と複合する。この場合、人為的な地形変化が居住域で、またはそれに近接しておこなわれるので、上記と同様の意味で重要である。

2. 土石流の挙動

2.1 土石流の発生

普賢岳噴火の初期の段階では、火口周辺の斜面で火山灰の堆積のために降雨の地中浸透が妨げられ、地表を流下する雨水が斜面を激しく侵食し、これが土石流発生の原因になった。その後、火砕流堆積物が斜面を広く、厚く覆うようになると、温度が高いため、雨水は蒸発して表面流の発生が無くなり、一時的に土石流の発生が少なくなった。その後、雨水などによって火砕流堆積物の表層が冷却されると、上記と同様のメカニズムが再現され、土石流が頻繁に起こるようになった。ただし、表面侵食が直ちに土石流の発生に結びつくのではなく、むしろ降雨流出とガリ侵食によって流出した土砂が土石流発生の引き金になっている³⁾。1993 年以後は火砕流が水無川本流の他、赤松谷、おしが谷、中尾川上流および湯江川源頭部に発生したが、火砕流の発生が頻繁な谷では土石流が起らず、火砕流頻発の後であっても、一定期間火砕流があまり起こらないと地表面の温度が下がって、上述のようなメカニズムによって、土石流が頻発するという傾向も認められている¹⁶⁾。

このように土石流の発生には、降雨条件の他、火砕流堆積物の熱的性質が大きく関わっている。火砕流堆積物の温度測定は、航空機からの赤外放射温度計によるものが唯一可能であり、いくつかの報告がある^{18, 19, 21)}。しかしこれらの報告のほとんどは地表面温度の測定に関するものである。火砕流堆積物は乾燥しているため、熱伝導率が小さく、表面温度は内部温度と著しく異なるため、表面温度の測定結果は地表付近の熱伝導・熱伝達の解析に基づいて解釈されなければならない。このような点は積雪層中の温度分布の研究の中で十分議論されている。ところが、普賢岳の火砕流堆積物については、谷口¹⁹⁾が土石流によって運ばれてきた火砕流起源の礫の冷却について解析しているだけで、土石流発生場における火砕流堆積物中の温度分布は十分把握されていない。

土石流発生の降雨条件は、他の地域の土石流と同様に、降雨強度（ある短い時間内の平均降雨強度）と積算雨量（ある長い時間の積算雨量）との関連で解析されている。平均、あるいは積算すべき時間は土石流のきっかけとなる水の流れ、および雨水が土石流の材料となる土石の中に貯留されるメカニズムに関連して決まる定数である²²⁾が、現状では経験的に決められる。1992 年 9 月までの降雨条件と土石流の発生・非発生の関係は Fig. 3 のようである²⁾。これによると、火砕流発生以前には比較的弱い雨でも火山灰で覆われた斜面で土石流が発生したが、これらの斜面が火砕流堆積物で覆われてからは、土石流発生事例と非

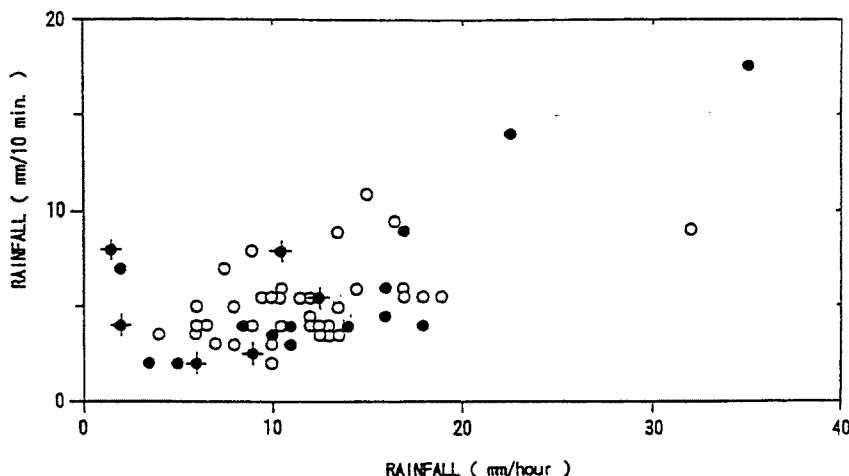


Fig. 3. A diagram representing the rainfall conditions of debris flow occurrence.²⁾
 ●: Case of occurrence, ○: Case of non occurrence, ● with +: Case of occurrence in the period before the occurrence of pyroclastic flows.

発生事例が入り乱れていて、土石流発生の降雨条件を一意的に定めることができない²⁾。これには2つの原因があると考えられている。ひとつは、上述のように、土石流の発生は火砕流堆積物の温度に依存するため、降雨条件だけでは決まらないということである。もうひとつは、土石流が水無川の異なる支流で発生しており、それぞれ異なる発生条件を持っていると考えられるが、あるひとつの土石流の発生を確認したとき、どの支流で発生したかは確認できないということである。最近では再び土石流発生と降雨条件の対応関係が良くなってきている²⁾。その原因としては、火砕流堆積物の体積の増加と冷却などが挙げられている。

土石流の発生域では、土石流発生時のガリ侵食と火砕流の堆積が交錯して、複雑な地形変化が起こっている。そのようすは下川・地頭藪³⁾によって報告されている。

2.2 土石流、土砂流の流動と堆積

土石流の流動は発生・成長域、流下域、停止・堆積域の3つの区間に分けて議論されることが多い。個々の土石流は、流下コースに沿って、発生(流動の開始)、成長・加速、流下、減速・停止、という振舞いをするので、これら3つの区間を画然と区別することができるが、多数の土石流を問題にするときは、土石流ごとに流動の様子が多少異なるので、これらの区間は平均的な土石流に対するものと考えなければならない。

雲仙地域で発生している土石流の中で、動態が最もよく把握されているのは水無川流域のものであるが、それでもビデオ撮影などの詳細な観察が可能なのは国道57号線よりも下流部分に限られる。そのため、上記の3つの区間を特定することが困難である。いくつかのビデオ記録で、国道57号線の付近から上流を撮影したのを見ると、土石流の多くは国道57号線を横切るまでに先頭部が停止し、それよりも水の含有率の高い後続泥流や後続段波がさらに流下を続けて国道57号線付近まで達しているようにうかがえる。これらの流れのあるものは土石流(流れ全体に土石が分散している)ではなく、土砂流(流れの底に流動化した土石の層があり、その上の水流によって押し流される)のようにも推察される。その後は遊砂地などのポケット状の部分に入ったり、河道から氾濫したりしない限り、河道に沿って河口まで到達するようである。ところが河口に達すると流速がほとんどゼロになるため、土石のほとんどが堆積し、河口を閉塞する。そうすると、上流から流れてきた土石流や土砂流はもはや流動を続けられなくなって河道内に堆積する。そうすると堆積域はどんどん上流にさかのぼってゆく。堆積域がある程度上流にさかのぼると、

そこで堆積面が河岸堤防を越え、土石流や土砂流は必然的に両岸に溢れ出ることになる。

空中写真によって扇状地に溢れ出た土石流や土砂流を観察すると、これらは一見、一様に広がって流れたように見える。しかし1993年5月3日撮影の空中写真(Fig. 4)を詳細に観察したり、現地踏査をすると、この流れは性質の異なるいくつかの流れの集合であることが判る。土石流はFig. 4の地点Aから河道を離れ、直線的に地点Bの方向に流下している。この土石流が河道から逸脱した原因は、第一義的には河道堆積が進んで河岸堤防が効果的でなくなったことであるが、河道を流下してきた土石流自身の直進性によって、河道から左岸側に氾濫したとも考えられる。左岸側に氾濫してからは直進的であるとともに、周りよりも低いところを流れており、結果的には、そのために土石流として流下し続けることができたように思われる。そして途中で巨礫を含み、かまぼこ状に盛り上がった先頭部堆積地形(土石流堆積ロープと呼ばれる)を作りながらも海岸まで流下し、そのコースに沿って家屋を徹底的に破壊した。

これを除いて、土石流は扇状地に氾濫した後はすべて土砂流として流下したように思われる。それは氾濫域の家屋のほとんどが一階の天井付近まで土砂の堆積を受け、窓などを破った土砂が家屋内に水平に堆

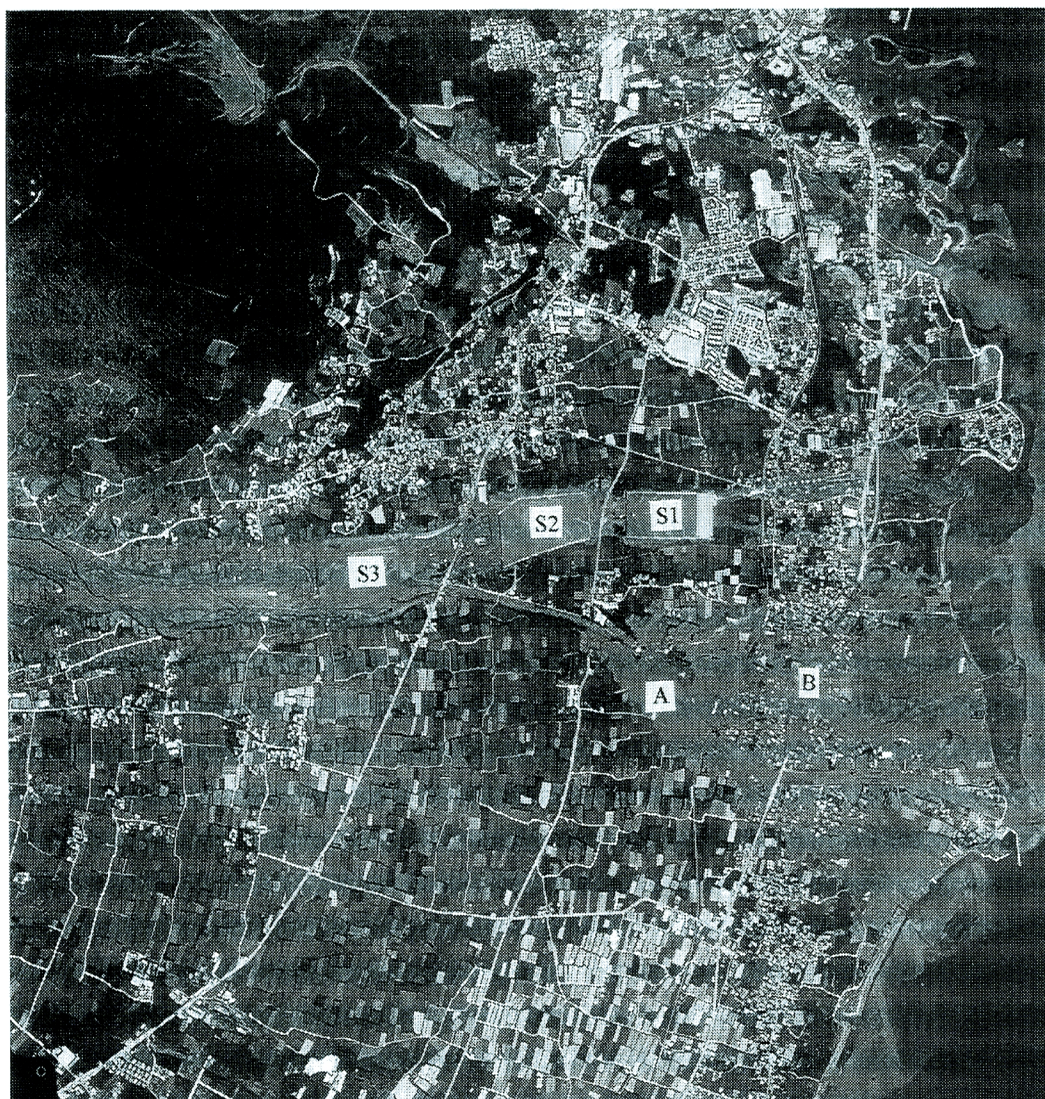


Fig. 4. Aerial photograph of lower reaches of the Mizunashi River. A-B: The course of inundation of debris flow. S1~S3: Sand pockets along projected artificial channel.

積しているが、家屋自体は壊れていないためである。農業用ビニールハウスの細いスチール製の骨組みが破壊されないで土砂に埋まっているケースさえある。このような現象を土石流と思い、土石流の破壊力を過小評価することは危険である。

3. 砂 防 計 画

既に述べたように、雲仙普賢岳の噴火災害のように、大きな地形変化をもたらす災害に対処するためには、地形変化を人為的にコントロールする必要がある。普賢岳周辺地域では大規模な砂防計画が立案され、実行されつつあり、地形変化の予測に当たってはこれを考慮する必要がある。ここでは既に大きな地形変化が起こっている水無川流域と中尾川流域の砂防計画を略述する。

3.1 水無川流域

1992年2月22日に長崎県によって発表された水無川水系に関わる砂防計画の基本構想（Fig. 5）は、その後若干修正されているが、基本的には現在も国、県、市町における復興計画の基礎となっている。しかし、基本構想発表後の各方面からの批判を考慮し、砂防工事の施工においては、考え方がかなり修正されている。

当初の基本構想は、火砕流として流下・堆積した土石を固定して土石流の発生を防止し、発生した土石流もなるべく早く停止堆積させて下流に流下することを防止し、それでも防止しきれない土石流を安全に海に流すために導流堤を建設するというものであった。それに対する批判の主なものは、火砕流堆積物の量が多いので、土石流として流下することを人工構造物で防ぐことは不可能であり、いかにして土石を安全に流すかという観点が必要だと言うことと、基本構想の骨組みをなす砂防ダムが警戒区域内に位置して

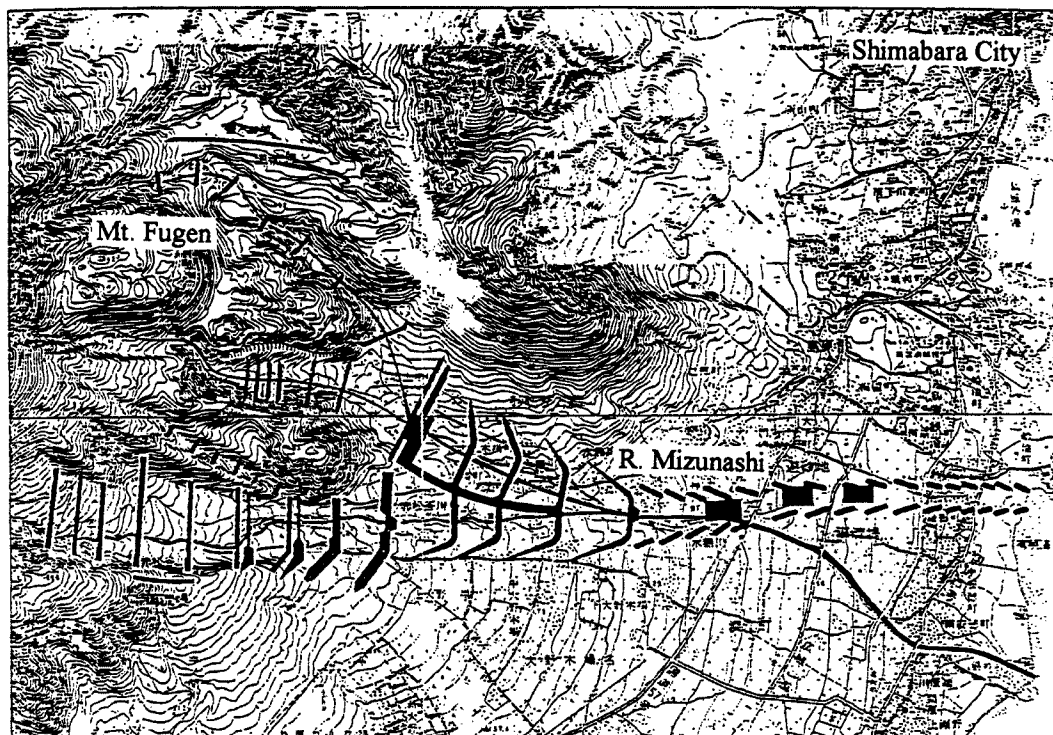


Fig. 5. A masterplan of debris control for the Mizunashi River Basin after Nagasaki Prefecture.²⁵⁾

おり、施工の実現可能性がないというものである。

これらの批判のうち、最初に述べた議論は以前からおこなわれているもので、建設省などにおいても、砂防学会などにおける学術的な討論をふまえて、土砂の流れを止めるという基本方針を転換し、安全な形態で土砂を流すという方針に切り替えつつあった。それに加えて、上述のように、大量の不安定土砂を蓄積している火砕流堆積域に砂防ダムを施工することが当面不可能なこともあり、どうしてもいかに土砂を安全に流すかということが当面の課題になってくる。

そこで緊急対策として、導流堤建設予定地内の土地買収が済んだ部分を掘削して3つの遊砂地を建設し、また、土石流で被災していない居住域を矢板の仮設堤防で守る工事が1992年から1993年にかけておこなわれた。これらはそれなりの効果を収めたが、1993年4月末から6月にかけて大規模な土石流が頻発したため、前述のように土石流、土砂流の氾濫による大きな災害を喫してしまった。この原因として、遊砂地の容量が十分でなかったということも指摘できるが、それ以前の問題の方が大きい。すなわち、導流堤予定地の用地買収が済んでいないため、導流堤予定地と水無川の従来の河道の分岐点、すなわち第3遊砂地の下流端で、土石流を意図的に導流堤予定地の方向に導流することができなかった。もとより土石流をある比率で分流したり、流れの方向を切り替えたりすることは容易なことではない。そのため、土石流の大部分が既存の水無川の河道に向かって流れ、結局河道を完全に埋積して大規模な氾濫をもたらしたり、部分的に第3遊砂地の下流端から思わぬ方向に土石流が越流した。なお、平野・原田⁴⁾は分流比率が分岐点よりも下流の河道の堆積土砂量で決まると報告している。

1993年の夏から埋積された河道の除石が精力的におこなわれている。またこれと平行して、仮導流堤の建設が進められ、火砕流危険域での無人施工²³⁾が試みられて、導流堤を基本構想で計画されている範囲よりも上流に延長して施工する方針のようである。これは基本的な考えとして、土砂を止めるのではなく、その流れをコントロールしようというものである。しかし、土石流によって運ばれ、河道内あるいは導流堤に挟まれた放水路内に堆積した土砂を水無川の水流によって海まで運ぶことは困難であり、どうしても人工的に除石することが必要である。また取り除いた土石を捨てる場所の確保も必要である。

このような大量の除石が、必要に迫られて急ぎ実施された。そのため、1993年5月に筆者らが現地調査したときには、とにかくあいている土地を見つけて土砂を運び、捨てるという状態であった。その後、1994年5月の現地調査までには、土砂を捨てる場所がかなり計画的に確保された。その主要な場所は、水無川河口近くの沿岸低地および海上の埋め立て予定地である。深江町では、水無川右岸の一部に積み上げて背後の住宅地を守るようにした。そのほか、土石流被害を受けたいわゆる三角地帯にこの土砂を積み上げて地盤高を平均4mほど高くし、この地域を土石流災害に対して安全にする嵩上げ計画²⁴⁾が練られ、1994年には島原市土地開発公社による実施計画が島原市、長崎県および建設省の間で合意された。

平野・原田⁴⁾は連続雨量と流出土砂量の間の経験式と過去の雨量統計に基づいて年間、2ヶ月間、1ヶ月間およびひと雨の確率土砂流出量を求めているが、それによると導流堤の計画貯砂量(160万m³)に相当する土砂が1ヶ月で流出・堆積する事態が4年に1回ぐらい起こる。これに対処するためには毎日10万m³の除石が必要と、建設省雲仙復興工事事務所では推定している。このような推定は今後火砕流堆積物の量があまり変化せず、降雨による土石流の発生のしやすさも変化しないということが前提になっているが、火砕流堆積物の量は現在増加傾向にあり、土石流の発生は今後増加傾向を示す可能性もあることに注意する必要がある。土石流で埋塞した河川を除石することは桜島の野尻川をはじめとして、ここ20年来おこなわれてきていることであるが、大量の土砂を常に運搬し続けなくてはならないという事態はこれまでに例を見ないものである。

かくして、水無川の砂防は他に類を見ないほど人工度の高いものになりつつある。普通は砂防ダム、床固め工、および流路工などによって水の流れを制御し、それを通じて間接的に土砂の流れをコントロールするわけであるが、土石流が頻発するようになった水無川では、土石流によってもたらされた土砂は、いったん堆積すると、事実上ダンプカーなどによる運搬によってしか移動できない。そうなると、土石流

としての土砂の流動までは自然現象であるが、その流路内の流動と堆積およびその後の運搬はすべて人為的現象になってしまう。そしてその過程で災害が起これば、それは人為災害だということになる。このような傾向は、防災工事が大規模化し、その他の防災活動が活発化することに必然的に付随することである。

上述の砂防計画の基本構想に対して、いくつかの対案が提案されている。岩本²⁰⁾は土石流の水理特性の解析に基づいて導流堤に代えて連続堤を建設することを提案している。しかし、1993年に起こった水無川旧河道の埋塞と土砂氾濫は、ここで前提とされている土石流の海への流去が不可能であることを示している。また、導流堤と連続堤の2重堤防案も提出されている²⁵⁾。これは安全性を高めると共に、上述の砂防計画では導流堤の両側の堤内地に生じるグレイゾーン（ここでは公式には危険地帯と認定されないが危険度の高い地域と定義する）の解消を目的にしたものである。いわゆる三角地帯の嵩上げが実施されると、導流堤の右岸側は事実上二重堤防になると思われる。

3.2 中尾川流域

中尾川流域の砂防計画（Fig. 6）は大きく3つの柱からなる。ひとつは現在火砕流堆積物が堆積しつつある南北千本本地区とその上流の山腹に砂防ダムや床固を設置しようとするもので、水無川流域と同じ考え方に基いたものであり、同じ批判が当てはまり、防災上の効果をあまり期待できるものではない。ただしこのような構造物を設置するために土地を買い上げるという名目がなければ被災者の補償が難しいのかもしれない。もうひとつは上折橋町に建設中の砂防ダムと締切堤で、これよりも下流の地域に一時に大量の土石が流下・氾濫しないようにしようとするものである。これについても水無川流域に計画されているスーパー砂防ダムに対するのと同じ批判が当てはまるが、施工の実現性が高いことと、周囲の地形がポケット状になっており、除石を効果的におこなうことができれば、防災効果は大きいと考えられる。3つ

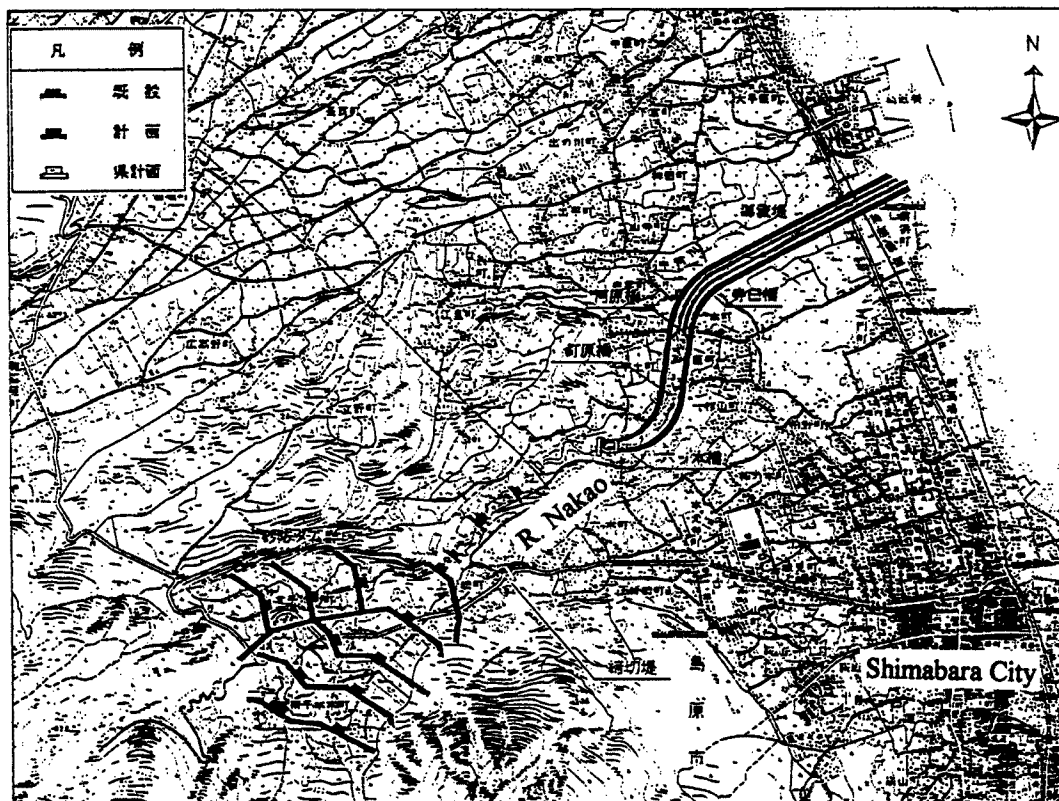


Fig. 6. A masterplan of debris control for the Nakao River Basin after Nagasaki Prefecture.²⁵⁾

めの柱は下流域で行われる河川の拡幅と連続堤設置による導流工で、上記の砂防ダムから流れ出る土石流や土砂流を安全に海に流そうとするものである。

中尾川流域で近い将来、または将来の長い期間について、どれぐらいの規模の火砕流や土石流がどれぐらいの頻度で発生するかについては、データ不足のため、定量的な評価ができない。そのため、これらの砂防施設が完成した段階で、どれぐらいの安全度が得られるのか、明確でない点がある。また、計画されている構造物が完成するまでに規模の大きい火砕流または土石流が発生した場合は、河道から遠く離れた地域まで被災する可能性があるほか、中尾川下流部の河積が極端に不足しているため、小規模の土石流または土砂流によっても氾濫災害がおこるおそれ大きい。

4. 地形変化の予測

4.1 火砕流による地形変化の予測

個々の火砕流は熔岩ドームの崩壊から発し、斜面に沿って狭い流動幅で長い距離を流走する。そのコースは、崩落熔岩の性質、斜面地形、最近の火砕流の堆積と土石流などによる再侵食による微地形など、多くの要因で決まるため、おおよその予測しかできない現状である。しかし、多くの火砕流が起こった後に作り出される地形については、統計的な考え方を援用して、比較的容易に予測できる。

地形変化の予測の理論においては、輸送される土砂の量が斜面勾配に比例するという関係が仮定されることが多い。個々の火砕流や土石流に対してこのような関係が成立するが疑問であるが、普賢岳の斜面では繰り返し火砕流が流下し、斜面勾配が小さいほど、堆積する確率が高くなって下流への輸送が減ると考えられるので、粗い近似としては許容できよう。そうすると次のような式が書ける。

$$q_s = -a \operatorname{grad} z(x, y, t) \dots\dots\dots (1)$$

また質量保存の式は次のように書ける。

$$\rho \frac{\partial z}{\partial t} = -\operatorname{div} q_s \dots\dots\dots (2)$$

ここに q_s は単位幅あたりの土砂輸送量、 x, y は水平座標、 z は地表面の高さ、 t は時間、 ρ は密度である。これら2つの式を結合し、係数 a を定数とすると次式が得られる。

$$\rho \frac{\partial z}{\partial t} = a \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \right) \dots\dots\dots (3)$$

この式は熱伝導型微分方程式と呼ばれるもので、境界条件と初期条件によって解の関数形が異なるが、尖った部分が削られ、へこんだ部分が埋め立てられるような変化が起こるという点で共通している。つまり与えられた条件内で最もおっぺりした形になろうとする。今の場合、山頂から火砕流物質が供給されるという条件のもとで、既存の谷を埋め、おっぺりして凹凸の最も小さいような形を取ろうとするもので、この点は観察事実と一致する。ただし式(2)では勾配が少しでもあると土砂の輸送が起こるので、すべての火砕流が海岸まで達することになってしまう点が現実と合わない。

上記の理論をさらに実際に合うように改良し、解を求めることは比較的容易なことであるが、実際には行われていない。それは現実には土石流による地形変化も同時に起こっており、それを含めると、数学的に大変複雑になってしまうからであり、また火砕流の流動範囲は人間活動の領域にはなり得ないので、この領域の地形変化を詳細に予測する必要が少ないからでもある。以下では火砕流によって地形条件が作られているという前提で、土石流などによる地形変化を取り扱う。

4.2 土石流、土砂流による地形変化

土石流や土砂流の力学的な挙動はかなり詳細に解明されてきている¹⁴⁾が、流動状態と停止状態では応力-変形の力学的関係が著しく異なるということができる。そのため、停止状態の観察から流動状態を推測することは難しい。

上述のような土石流・土砂流の力学特性の知識に基づいて、その流動をシミュレートすることが可能になっている。しかし、これらの流れの特性を決定するパラメーターの値は必ずしもわかっていないので、模型実験を併用して、流動のようすが実際と合うことを確かめたり、上述の式(3)などの簡略化した基礎方程式を用いたりされている。前者の方法は普賢岳周辺地域の災害マップを作るための基礎資料として用いられた⁸⁾。いずれの方法にしても、静止状態の土砂と流動状態のそれをおなじ関係式で表現することはきわめて困難なので、流動の始まりはこのようなシミュレーションで知ることはできず、ある仮定の下で、流動が発生する確率の場所的な分布を求めておき、それによって流動の発生をシミュレートしなければならない。それに対して、停止・堆積については、流動している土石流がもはや流動を維持できないような水理条件がわかればよいので、特に問題はない。

地形変化の観点から、土石流や土砂流のシミュレーションに関していくつかの問題点を指摘できる。ひとつは流向の問題である。流動現象は重力に支配されるので、基本的には式(1)で示されるように、最大傾斜の方向に流れるが、傾斜方向をどれだけ詳しく評価できるかという問題が生じる。最近は数値地図を用いてある程度詳しい地形情報をコンピューターで処理できる¹⁷⁾。その他に、慣性力の影響、さらには局所的な洗掘や堆積による微地形変化の影響もあり、ある程度の空間的・時間的広がりを問題にする場合は、このような問題を厳密に取り扱うことはできないので、どうしても問題を確率過程として取り扱わざるを得ない。もう一つの問題は、長い時間経過の中で何回も起こる流動現象をいかに取り扱うかである。一回の流動現象による地形変化を決定論的に評価できたとしても、その誤差が次の流動を評価するときに拡大した形で現れるので、最終的な結果は不確定になってしまう。さらに流動の発生が確率的にしかわからないことや、砂防工事の影響などの外的条件の不確定さも入り込む。このような不確定さの統計的な性質が十分解明されれば、得られた結果のどの部分がどの程度不確定で、最も起こりやすい結果はどのようなものであるかを推定することができる。しかし現状ではこのような吟味まで含んだシミュレーションはまだ実用化されていない。

土石流などによる地形変化は、それ自体が災害の原因になるほか、次に起こる流動現象を決定するという意味で災害危険度の評価の上で重要である。しかし現状では、流動現象による地形変化のシミュレーションの結果はある程度理想化された仮定の下で得られるものにすぎない。また人為的な影響を加味することも困難である。

5. 数値地図を用いた 1991～1994 年の地形変化の解析と土石流流路の推定

ここでは国土地理院から発行された 1991 年版と 1994 年版の 50 m メッシュ数値地図（島原および雲仙図幅）を用いて地形変化の解析を行い、地形条件による土石流の流路推定を行う。「1991 年の数値地図」と呼称するものは、1970 年原図測量、1983 年原図修正、1991 年数値化と記載されている数値地図を意味し、一方、「1994 年の数値地図」と呼称するものは、1970 年原図測量、1994 年原図修正、1994 年数値化と記載されているもので、地形図の修正は 1993 年 10 月 13 日撮影の空中写真使用とのコメントが付加されている。

5.1 地形変化量の定量的解析

2 つの数値地図の同じ格子点の標高の比較から直ちに 1991 年～1994 年の間の地形変化量が求められる。2 m 以上の標高変化がある範囲を Fig. 7 に影（上昇部分はハッチ、低下部分は網かけ）をつけて示す。

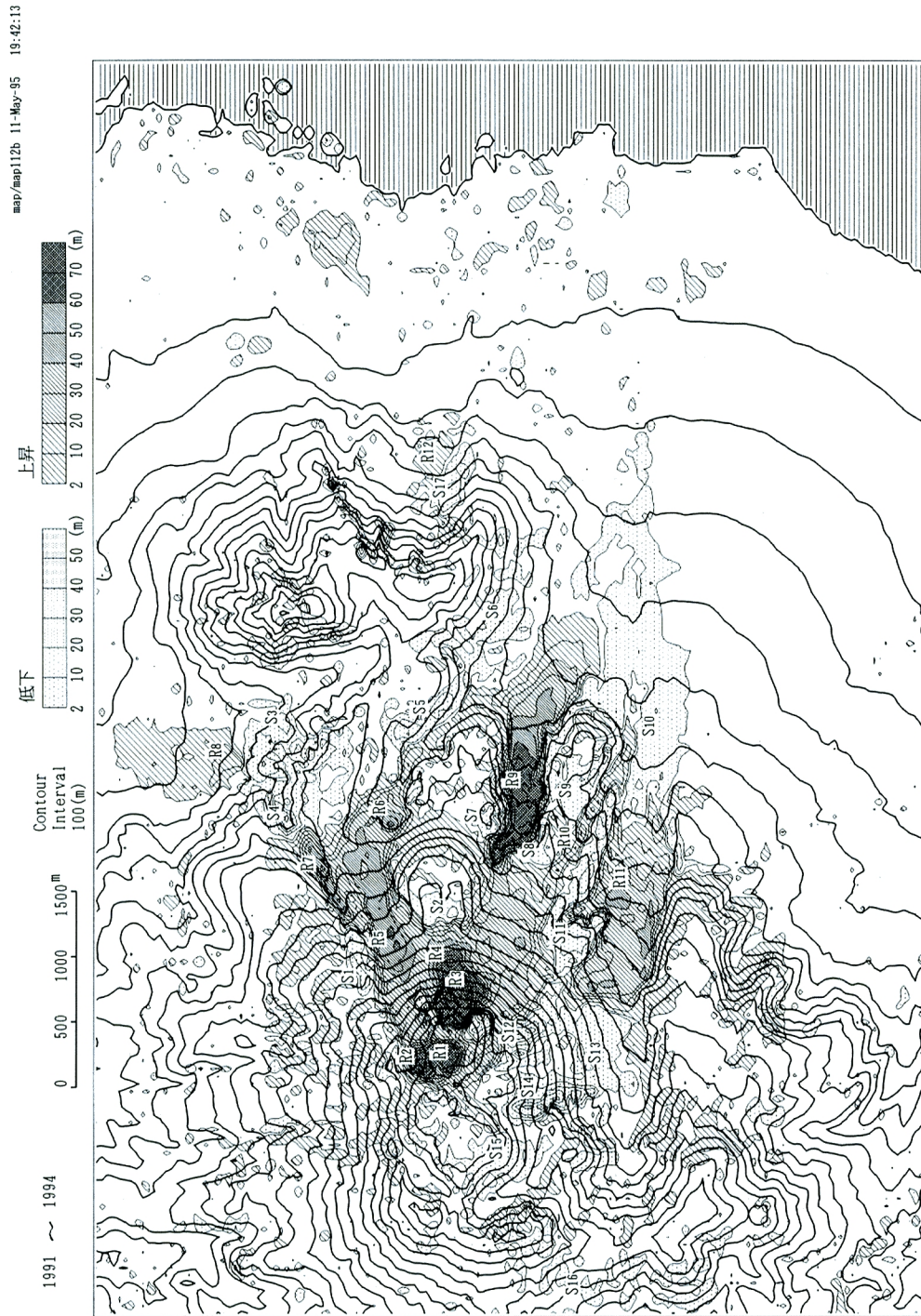


Fig. 7. Distribution of aggradation and degradation between 1991 and 1994. Thick lines represent contour line of the topography as of 1991.

また変化量の等値線 (10 m ごと) を細い実線で示す。太い実線は 1991 年の等高線である。

主な標高低下域に $S_1 \sim S_{17}$ の記号をつけてある。各領域の最大低下量は次の通りである。

S_1 : 10 m 以上, S_2 : 15 m 以上, S_3 : 25 m 以上, S_4 : 約 45 m, S_5 : 約 20 m, S_6 : 約 20 m, S_7 : 約 10 m, S_8 : 5 m 以上, S_9 : 約 10 m, S_{10} : 約 15 m, S_{11} : 約 15 m, S_{12} : 約 35 m, S_{13} : 5 m 以上, S_{14} : 約 50 m, S_{15} : 5 m 以上, S_{16} : 約 5 m, S_{17} : 15 m 以上

これらの内, S_1 および S_4 は土石流が中尾川に流出した際に河床堆積物を巻き込んで流下したために削割が起こったものと考えられる。赤松谷の S_{10} についても同様と考えられる。 S_{12} と S_{14} は斜面崩壊に伴う地盤低下と考えられる。 S_8 は垂木台地の北東斜面およびその周辺部であるが, 大きな地形変化があったとは考えにくい。このあたりは地形が複雑で, 樹木が繁茂しているため, 1991 年か 1994 年のいずれかの地形図に大きな標高誤差があったものと思われる。これ以外の領域についても同様と考えられる。 S_3, S_5, S_6 の各領域は急傾斜でかつ火砕流によって植生が破壊された領域であり, このような条件の場所では空中写真の解析による標高測定に誤差が生じやすいのではないかと考えられる。

標高上昇領域には $R_1 \sim R_{17}$ の記号をつけてある。 $R_1 \sim R_4$ は溶岩ドームの形成に伴う地盤隆起である (最大値は R_1 : 80 m 以上, R_2 : 70 m 以上, R_3 : 145 m 以上, R_4 : 85 m)。 R_5 および R_6 はおしが谷における火砕流ならびに土石流の堆積を示しており, 最大値はともに 65 m 以上となっている。このおしが谷における堆積のために火砕流が中尾川に進入するようになり, R_7 と R_8 の堆積ならびに S_1 と S_4 の洗掘が発生したと考えられる。 R_8 の堆積が成長すると中尾川の流路が南に振れるおそれがある。 R_9 は水無川における火砕流および土石流の堆積で, 最大堆積厚は 90 m 以上である。 R_{12} は砂防ダムによる堆砂と考えられる。

5.2 地形的凹部の検出

単純化された仮定の下では, 式(3)で示されるように, 地形変化の速さは標高の Laplacian に比例する。すなわち, 土砂の流送フラックスが地形勾配に比例する場合, 堆積速度はその convergence すなわち標高の Laplacian に比例することになる。そこで 1991 年の標高の Laplacian を計算すると Fig. 8 のようになる。この図では Laplacian が $0.001 \text{ (m}^{-1}\text{)}$ よりも大きい範囲に限って分布を示している。これと Fig. 7 を比較すると, 定性的には Laplacian が大きいところで標高増加が大きいという傾向が確認される。

5.3 火砕流・土石流の想定流路の計算

火砕流, 土石流, 土石なだれなどのマスマーブメントは流体に近い流動であり, その運動は主に重力と摩擦力で決まる。摩擦力は運動方向と逆方向に向き, それ以外の方向性を持たないとすれば, 質量フラックスは式(1)にしたがう。もっとも, 慣性力 (または遠心力) および底面における削割と堆積による微地形の影響があり, 河道から飛び出したり, 尾根を越えて隣の流域に飛び込むことさえある。ここでは地形から予測される流路を決定するために基本的に式(1)を用いて解析を進める。

1991 年の数値地図から各メッシュポイントの最大傾斜方向を求め, 溶岩ドームの周辺 (山頂を中心に, 長径 850 m, 短径 800 m の楕円上) から火砕流が発生し, 土石流に変化しながら最大傾斜方向に流動するとしたときの流動経路を求めると Fig. 9 のようになる。流動経路はおしが谷, 水無川ならびに赤松谷であり, 湯江川や中尾川への流入はなく, 普賢岳噴火の初期の状況と良く一致している。またこの図には 1991 年 6 月 30 日の土石流の扇状地部での氾濫流路が示されているが, 予測流路はこれとよく一致している。この土石流は最初の大規模土石流であり, 堤防などの小規模な地形的拘束を破って扇状地の基本的な地形条件にしたがって流動したということができる。上述のように, この部分に放水路が建設されている。

1994 年の数値地図を用いて同様の流路計算を行った結果を Fig. 10 および Fig. 11 に示す。この段階では Fig. 7 に示すように, 山頂部における溶岩ドームが成長・拡大しているので, 火砕流の始点をより大きい楕円上に分布させた (長径 1,200 m, 短径 1,000 m)。この場合は地形変化のため, 湯江川および中尾川に

map/map121b 11-May-95 21:08:41

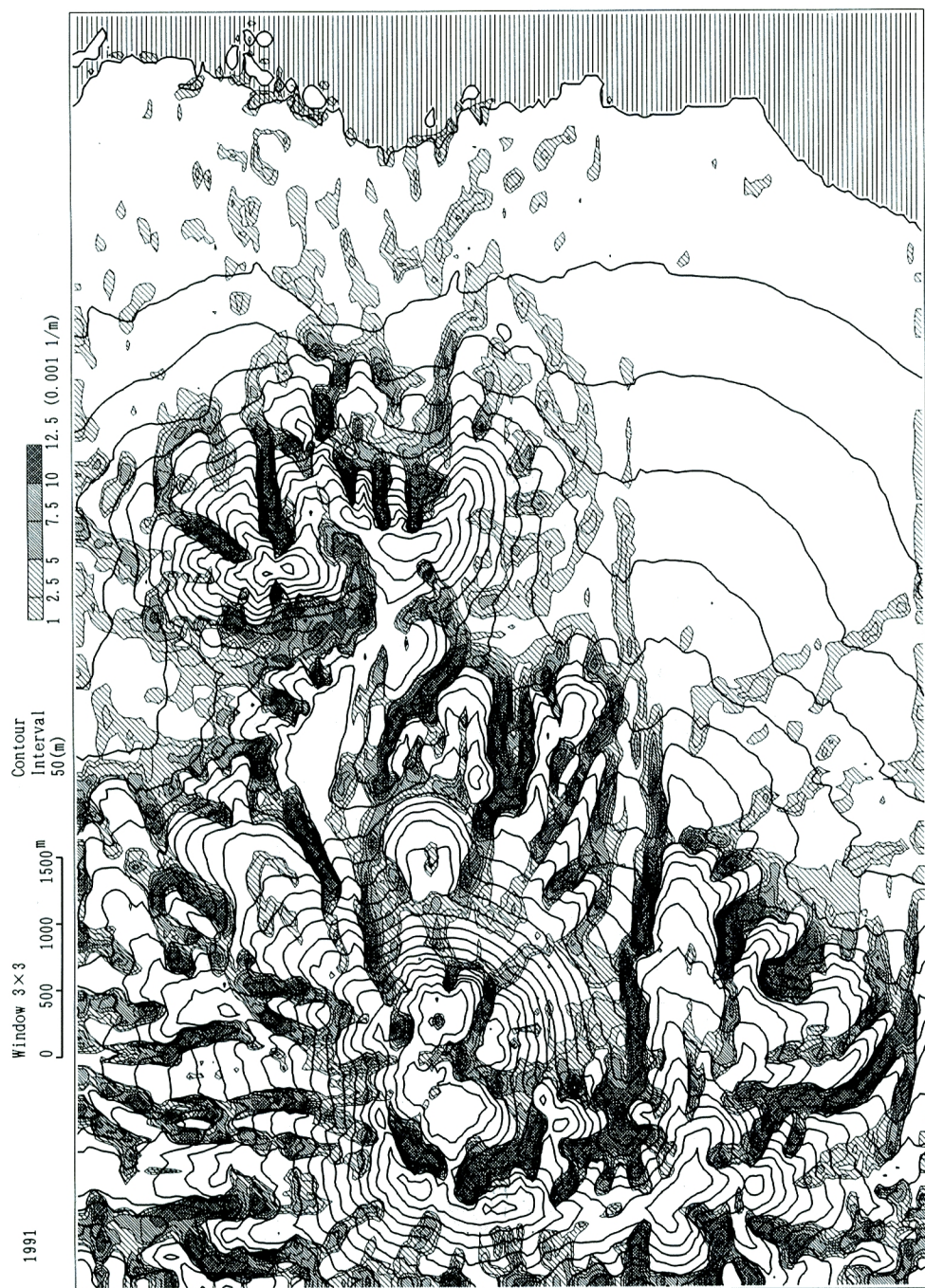


Fig. 8. Distribution of the Laplacian of altitude. The part of larger value of the Laplacian coincides the part of major deposition.

map/map210b 12 May 95 09:31:05

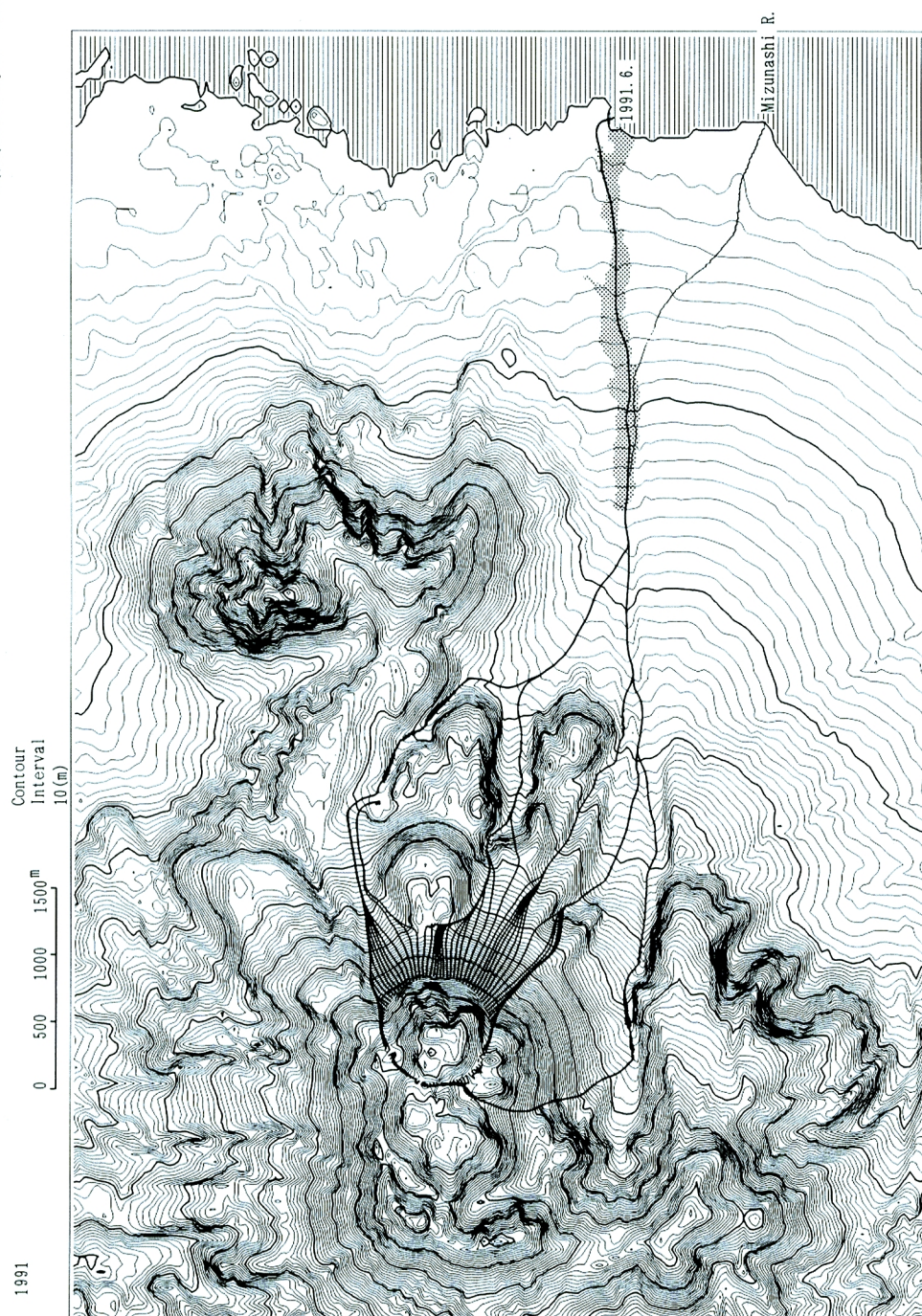


Fig. 9. The routes of pyroclastic flows and debris flows as estimated from the topography of 1991.

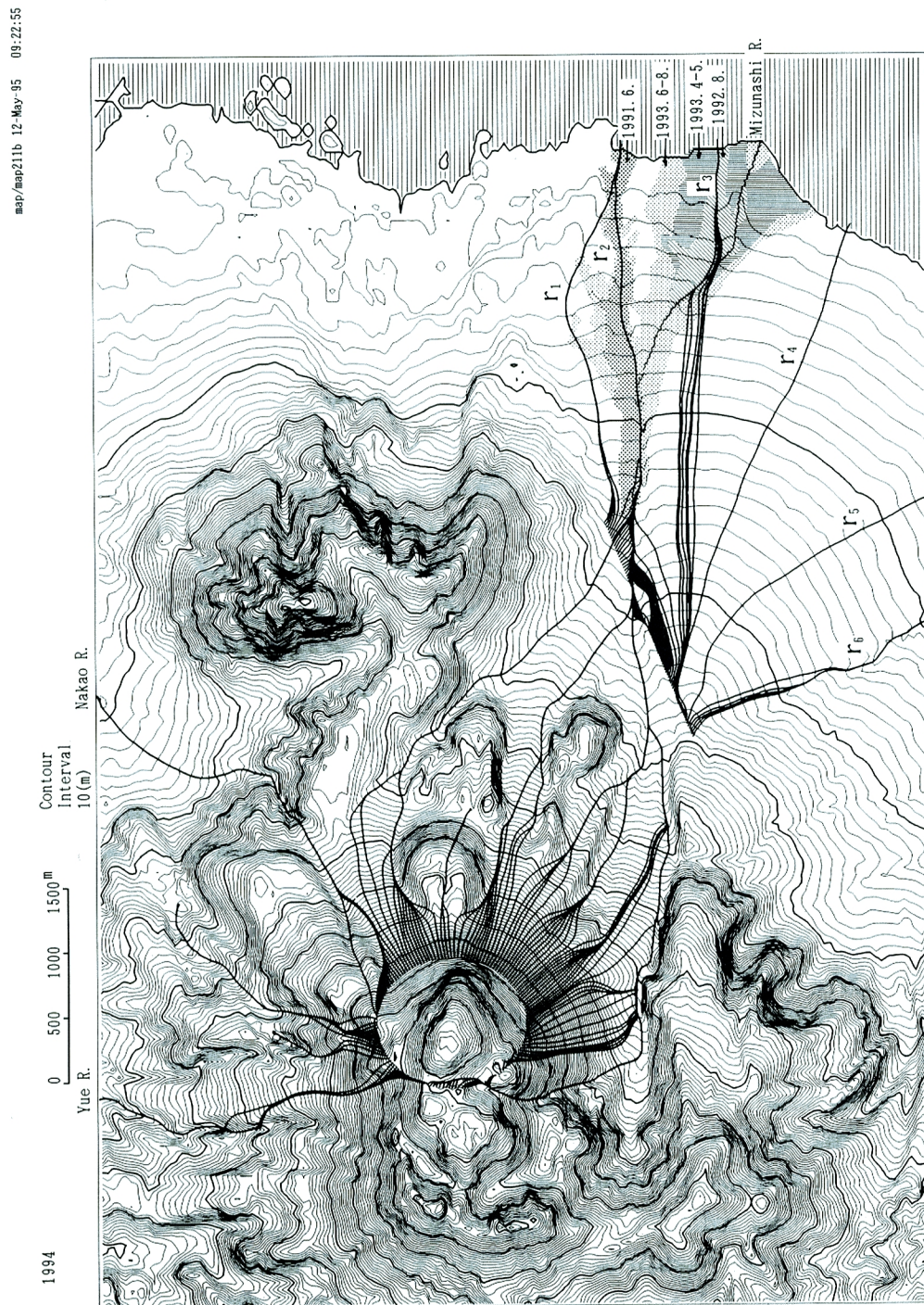


Fig. 10. The routes of pyroclastic flows and debris flows in the southern part as estimated from the topography of 1994.

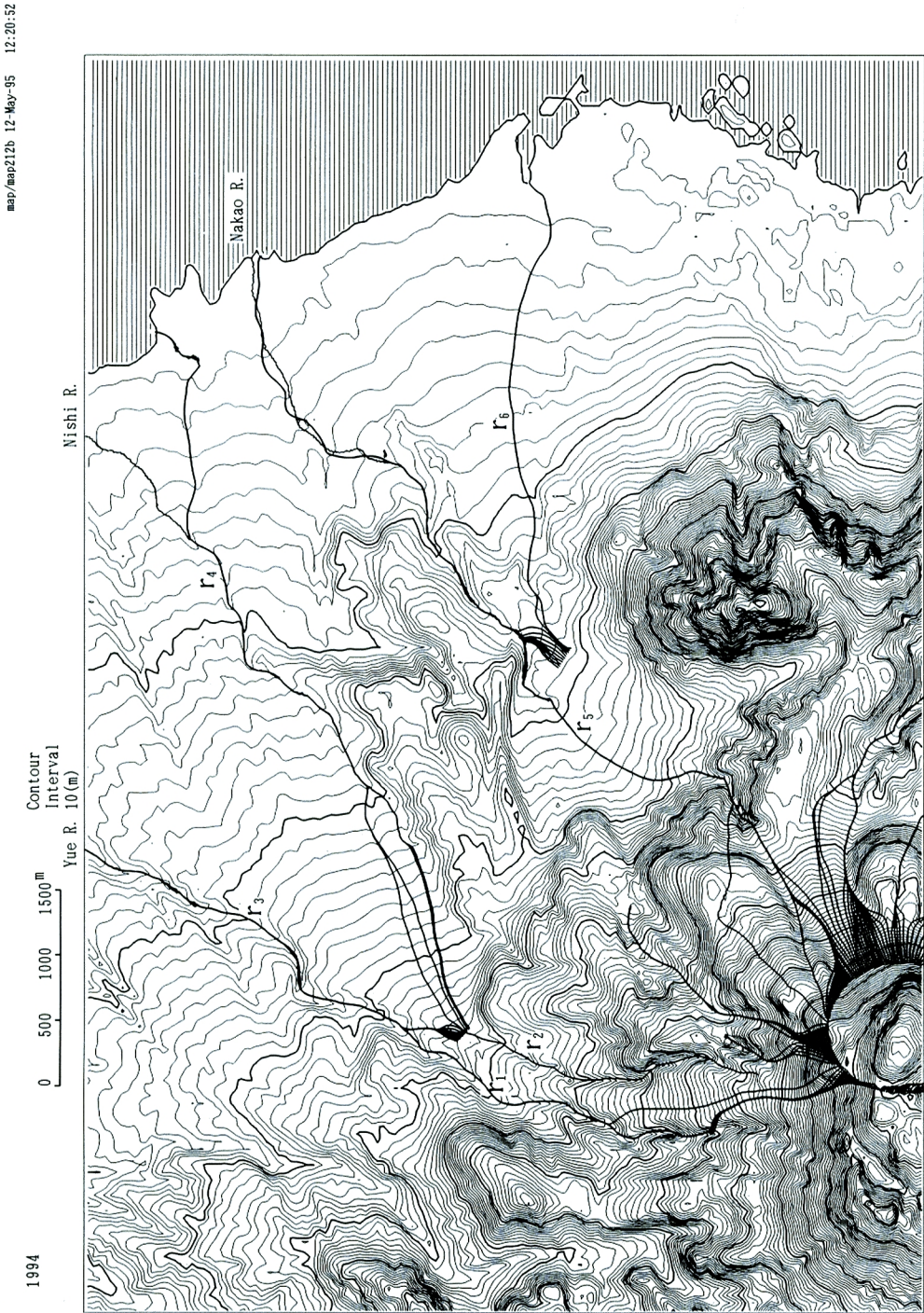


Fig. 11. The routes of pyroclastic flows and debris flows in the northern part as estimated from the topography of 1994.

まで流動範囲が広がっている。

Fig. 10 ではさらに、水無川扇状地の扇頂部に若干の仮想的な土石流の始点を設けて、扇状地部における土石流の流下の模様を検討した。これは 1994 年に発生した火砕流のサージ部分が部分的に図の地点 A 付近の尾根状地形を越えたことを考慮したものである。大半の始点からスタートした流路は 1991 年 6 月 30 日の土石流の流路に集中している。しかし赤松谷に沿って上流の位置からスタートした流路は扇状地のほぼ全域に分散している。

Fig. 11 には湯江川ならびに中尾川流域部分の想定流路を示す。湯江川流域には地形的に氾濫しやすいと考えられる場所があるので、その地点で河道の両側にいくつかの仮想的な土石流の始点を設けた。その結果、図に r4 と記したルートへの氾濫が起きやすいことが示された。中尾川流域では千本木地区で火砕流と土石流の堆積が急速に進行しており、またその下流で砂防ダムの建設が計画されているので、今後も堆積が進行するものと考えられる。このことを考慮して図に示すように仮想的な土石流の始点を設定した。想定流路の内の 2 つは r6 と記したルートを通して市街地を直撃することになり、想定した始点付近の堆積が進行するようであれば十分な注意を払う必要がある。

6. 今後の地形変化の予測と災害危険度の分布

一般に自然災害の発生は土地条件に強く依存する。この場合、土地条件は、災害の原因となる自然現象そのものの発生のしやすさや規模に影響するほか、そのような自然現象が人間生活の場にどのような物理的インパクトを与えるかにも影響する。このような点を総合した災害危険度（正確には災害ポテンシャル）の空間分布を示す地図はハザードマップと呼ばれる。ハザードマップが頻繁に改訂され、常に普賢岳の最新の状態に応じた危険度が示されることは、緊急避難を安全に行う上で意義が大きい。住民の日常生活においても、緊急避難が必要となる可能性の大小を念頭に置いておくことは重要である。しかし移転の必要性を検討するとか、営農、事業計画、就職等々を考える上では、短期間の内に危険度が高くなったり低くなったりすることは、雑音情報でしかない。このような目的のためには、長期にわたる地形変化の予測に基づき、またきめの細かい土地条件を盛り込んだハザードマップが必要である。

居住域の長期的な災害危険度に関わる自然的要因の最大のものは火砕流と土石流、およびこれらの活動に影響する地形変化である。しかし、これらの現象の趨勢を決定するマグマの上昇、またはその結果としての熔岩の湧出についての予測が困難なので、過去の熔岩ドームの発達状況を将来に引き延ばすような予測に基づかざるを得ない。このような観点に立てば、今後熔岩ドームの発達が長期的に加速的な傾向を見せていないので、長い年月にわたるものの、徐々に沈静化してゆくと予測するのが妥当であろう。しかし熔岩ドームの大きさが減少してゆくようには思われないので、当面火砕流の発生は減少せず、また火砕流堆積物の体積は逆に増加傾向を保っているので、これを材料とする土石流の発生はやや加速的になるものと予測される。

土石流による長期的な地形変化の予測はかなり難しい。それは自然的条件に加えて人為的な影響を考慮しなければならないからである。従来型の砂防施設は、砂防ダムにしても流路工にしても、地形変化をパラメトリックに制御するものだといえる。これらの砂防施設の建設が地形変化に及ぼす影響は、地形変化のパラメーターを適当な値に修正して数値シミュレーションを行うことによって評価できる。これに対して、今後水無川流域や中尾川流域の防災対策の決め手になるであろう除石は、地形変化のパラメーターを制御するのではなく、河道内の地盤高を変化させるもので、地形そのものを直接制御するものといえる。除石の施工は人間が判断するので、それをあらかじめ予測するには困難がある。特に現在施工が困難な扇頂部での除石が実際に行われるのか否か、あるいはどのようにおこなわれるかは予測困難である。除石が効果的に行えない場合は、扇頂部で堆積が進行して河床が上がり、いわゆる首振り現象が起こって、そこ

から扇状地に土石流が氾濫する可能性もある。土石流の氾濫が特に起きそうな場所については Fig. 10 と Fig. 11 で河道から少し離れた場所に仮想的な土石流の始点を置いて初歩的な氾濫シミュレーションを行った。

本格的な地形変化シミュレーションは火砕流および土石流の厳密な流動則に基づき、初期条件と境界条件を設定して行わなければならない。普賢岳地域では火砕流の堆積と土石流の発生が密接に関連しているので、これら 2 種類のマスマーブメントの場所的、時間的な sequence を正しくシミュレートする必要がある。さらに火砕流と土石流の発生条件については厳密な記載ができていないし、火砕流の基本的原因である溶岩ドームの成長や土石流の誘因である降雨について厳密な予測はできない。そのため、地形変化のシミュレーションに stochastic な要素が入り込むことは避けられない。さらに人為的な影響には大きな不確定要素が含まれる。結局、本格的な地形変化シミュレーションをしようとすれば、膨大な計算を繰り返さなければならず、そしてきわめて曖昧な結果しか得られないことになる。今の所は、現在の条件を初期条件とし、次に起こる単一のマスマーブメントによる地形変化をシミュレートするが、単純化された物理モデルと統計モデルを組み合わせて長期的なシミュレーションを行うのが実際的だと考えられる。数回ないし数十回の火砕流・土石流の発生を含むような地形変化のシミュレーションは統計的な揺らぎが大きくて、あまり信頼できる結果を期待できない。

以下では、将来の地形変化についての定性的な考察に基づいて、長期的な危険度の空間分布について検討する。

堤外地部分は土石流が通過しやすくなっているので当然危険度が最大である。除石によって河床が低下している状態では、導流堤や河川堤防の内側（居住地側）は一応安全だと言える。しかしその状態で、水無川の貯砂能力は約 100 万立方メートルと見積もられているので、数年に 1 度は氾濫が起こる可能性があり、堤内地は常に安全とは言えない。さらに土石流が頻発して河床が上がっている状態では土石流の氾濫が起こる可能性が高くなる。堤内地でも河川堤防や導流堤よりも高く嵩上げされた地域では氾濫の可能性が低い、河道内に土石が堆積して河床があがっている状態になると氾濫危険度が高くなる。堤内地の中でも堤頂よりも低い部分はいわゆるグレイゾーンを形成する。この部分では氾濫危険度に応じて、農地などの非居住的な土地利用とするか、あらかじめ避難先を安全なところに用意した上で居住することが必要である。あるいは公共用地として、公園化することも考えられる。いずれにしても極めて頻繁に避難勧告が出されることを承知しておく必要がある。それ以外の場所においても土石流の氾濫は起り得るが、その頻度は数年に 1 回以下であり、河川の状態をモニターすることにより、十分早いタイミングで避難勧告を出せるので、一応安全域と考えることができる。

上に述べたのは、土石流に関する危険度についてであるが、火砕流についてはさらに不確定性が大きくなる。特に火砕流サージは地形的障壁を乗り越えて遠くまで到達することがある。そのため、普賢岳から十分離れた場所は別として、土石流に対して十分安全と考えられる場所でも、火砕流に対しては安全性が不確定である。

中尾川流域の居住域はおおまかに 3 つに分けて考えるのが適当であろう。締切堤が計画されている地点よりも上流の南北千本木町と上折橋町の一部は、すでに居住地あるいは農地としては放棄されており、当面はここでの災害危険度を考える必要は特にない。しかし、将来普賢岳の火山活動が鎮静化したときのこの地域の土地利用については、災害危険度のアセスメントを含めて、いずれ検討されなければならないであろう。

千本木地区の下流端から導流工の上流端までの中尾川中流部は深さ約 30 m の峡谷状になっており、土石流がこの峡谷から溢れるおそれは少ない。しかし火砕流や土石流が締切堤を越えて中尾川の右岸の台地状の部分を通る事態になれば、上折橋町から六ツ木町を経て島原市街まで被災するおそれもある。

中尾川下流部の災害危険度は導流工の建設にかかっている。それまでは土石流や土砂流が流路から氾濫するおそれが大きい。すでに河口近くまで土砂の氾濫がおよんでいるが、今後千本木地区の火砕流堆積物

の量は増え続けると予想されるので、土石流の危険度はますます増加するのではないかと憂慮される。下流部の中尾川は蛇行しており、直進性の強い土石流が河道から氾濫して居住域を突っ走る可能性がある。緊急対策として局部的な保護工を施工するとともに、緊急時の避難態勢を整えておく必要がある。

参 考 文 献

- 1) 中田節也：雲仙普賢岳 1993～1994 年噴火の経緯と火砕流，雲仙岳の土石流・火砕流災害に関する調査研究（文部省科学研究費 No. 05302071 報告書），平成 6 年 3 月，pp. 65～72.
- 2) 諏訪 浩・西村公志・清水 洋・馬越孝道・松島 健：水無川 1993 年の土石流とその規模，同上，pp. 25～36.
- 3) 下川悦郎・地頭蘭隆：雲仙普賢岳における侵食・土石流の発生状況と発生場の変遷，同上，pp. 47～56.
- 4) 平野宗夫・原田民司郎：水無川における土石流の流出特性，同上，pp. 5～12.
- 5) 佐藤米二：雲仙岳火山基本図（応急版）の作成，国土地理院時報，75 集，平成 4 年 3 月，pp. 12～18.
- 6) 関口辰夫・岩橋純子：雲仙岳の地形解析と火山災害の予測，同上，pp. 32～36.
- 7) 守屋以智雄：火山体の解体における大崩壊の意義，地形，8-2，1987，pp. 67～82.
- 8) 建設省・長崎県：雲仙・普賢岳噴火と火山噴火対策砂防事業，平成 5 年 8 月，48 p.
- 9) 古谷尊彦：1792 年（寛政 4 年）の眉山大崩壊の地形学的一考察，京大防災研年報，第 17 号 B，1974，pp. 259～264.
- 10) 太田一也：眉山大崩壊のメカニズムと津波，地球，9-4，1987，pp. 214～220.
- 11) 太田一也：雲仙火山・眉山大崩壊の原因とその状況，自然災害資料解析，No. 6，1979，pp. 70～76.
- 12) 中田節也・大学合同観測班地質グループ：雲仙普賢岳 1991～1992 年の噴火で生じた溶岩ドームの推移，雲仙岳溶岩流出の予知に関する観測研究（文部省科学研究費 No. 03306009 報告書），1991，pp. 112～123.
- 13) 国立大学火山観測機関合同観測班測地グループ：雲仙岳の火山活動に伴う地盤変動，同上，pp. 29～42.
- 14) 小橋澄治（編）：溪流の土砂移動現象 第 2 章 土石流，砂防学講座第 4 巻，1991，pp. 163～316.
- 15) 町田 洋：巨大崩壊，岩屑流と河床変動，地形，5-3，1984，pp. 155～178.
- 16) 池谷 浩：雲仙・水無川の土石流発生機構について，新砂防，46-2，1993，pp. 15～21.
- 17) 中筋章人・向山 栄・河相祐子：空中写真による雲仙岳の防災調査，応用地質，34-6，1994，pp. 40～48.
- 18) 諏訪 浩・西村公志・清水 洋・馬越孝道：水無川における高温土石流の発生，雲仙岳における土石流・火砕流の調査研究（文部省科学研究費 No. 04302045 報告書），平成 5 年 3 月，pp. 23～34.
- 19) 谷口義信：水無川土石流の流動・堆積と火砕流堆積物について，同上，pp. 55～70.
- 20) 岩元 賢：雲仙普賢岳土石流災害の総合防災計画の調査研究，同上，pp. 77～89.
- 21) 山本昭彦・鈴木義則・早川誠而：赤外放射温度計による雲仙・普賢岳の斜面高温域の遠隔検出，自然災害科学，12-2，1993，pp. 151～158.
- 22) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一：土石流の現地観測（その 7），京大防災研年報，第 24 号 B-1，1981，pp. 411～448.
- 23) 松井宗広：雲仙普賢岳における無人施工について，新砂防，47-1，1994，pp. 51～53.
- 24) 島原市：島原市復興計画，平成 5 年 3 月，22 p.
- 25) 長崎県：雲仙岳災害・島原半島復興振興計画，平成 5 年 12 月.