

活動中の火山における土石流対策計画に関する研究

1 9 9 7 年

池 谷 浩

目 次

序 論

第1節 活動中の火山における土石流対策の意義	1
第2節 最近の活動中の火山における土石流災害とその対策事例	2
第3節 従来の研究と新たな課題	11
参考文献	15

第1章 雲仙普賢岳の火山活動と災害

第1節 概 説	16
第2節 火山活動の状況	17
第3節 火砕流の発生とその被害	21
第4節 土石流の発生とその被害	29
参考文献	39

第2章 火山噴出物の浸透特性と土石流発生限界雨量

第1節 概 説	41
第2節 土石流発生の実態	42
第3節 雲仙普賢岳における火山噴出物の浸透特性	47
第4節 火山噴出物の化学的性質と浸透特性	60
第5節 火砕流堆積物の温度分布と浸透特性	63
参考文献	66

第3章 活動中の火山における土石流による流出土砂量とその変化

第1節 概 説	68
第2節 土石流による流出土砂量の実態	68
第3節 火山活動に伴う流域の変化と土石流の発生	72
第4節 火山活動と流出土砂量の変化	82
第5節 火山活動に伴う流域の変化を考慮した土石流対策計画のための 流出土砂量の予測方法	85
参考文献	98

第4章 活動中の火山における土石流対策計画

第1節 概説	100
第2節 火山活動に伴う流域の変化と対策計画	104
第3節 時点ごとの対策計画の具体例	110
第4節 雲仙水無川への適用	118
第5節 雲仙水無川における緊急対策の評価	124
参考文献	146

第5章 除石システム計画

第1節 概説	147
第2節 現状の除石システムとその問題点	148
第3節 制約条件の抽出	151
第4節 最適計画除石量の検討	153
参考文献	156
結論	157

序 論

第1節 活動中の火山における土石流対策の意義

わが国は、環太平洋火山地帯に属する世界有数の火山列島であり、世界の活火山の約10%にあたる86の活火山を有する火山国である。火山およびその周辺は、その自然景観の美しさから国立公園に指定されている場合も多く、また、火山活動の恵みともいえる温泉等により観光地や保養地として多くの人が訪れ、生活する土地でもある。今後、21世紀に向かって、高速交通体系の整備や、余暇時間の増大に伴い、火山地域での人間活動は盛んになり、開発も進展すると考えられる。しかし、これらの火山地域は、過去において火山噴火に伴う火山灰の降下とその移動、溶岩流、火砕流、火山泥流等の直接的な土砂災害、降雨等によって生ずる土石流や山体崩壊などの土砂災害をしばしば被ってきた。火山地域で発生する土砂災害は一般の山地で発生するそれに比べ、激甚かつ広範囲にわたることが多く、時には長時間継続して災害にみまわれることもある。このような火山地域において火山災害から人命人家を守るとともに地域の活性化の基礎となる安全な国土作りを実施することが火山と共存するわが国において必要不可欠となっている。

我が国の火山の活動を調べてみると、火砕流の発生は過去 200年程度の間、1783年浅間山、1822年有珠山、1856年北海道駒ヶ岳などの火山で記録され、溶岩流は過去 100年程度の間、1914年桜島、1940年、1983年三宅島、1986年伊豆大島で記録されている。しかし、これらの事例からもわかるように、火砕流、溶岩流はかならずしも全ての火山で発生しているわけではなく、また過去に火砕流や溶岩流が発生した火山においても活動のたびに火砕流・溶岩流が必ず発生するものではない。火山泥流は、噴火時に積雪等が融解して発生したり、火口湖の水がとびだして発生するもので¹⁾これもすべての活火山において火山活動に伴って発生するものではない。我が国における最近の災害事例としては1926年の十勝岳の例のみである。これに対して、二次的に生じる土石流についてみると、活火山において火山活動が生ずると、多くの火山で火山灰の降下現象があり、その火山灰により山体での表面流の発生しやすいが変化して、土砂の移動が容易となることから、降雨に起因する土石流が発生しやすくなる。1990年11月17日に噴火活動を開始した雲仙普賢岳のように火砕流が多発し、その堆積物が多く存在する流域

においても降雨による土石流が頻発することは雲仙普賢岳だけでなくインドネシアの諸火山（たとえばメラピ火山など）²⁾でも証明されている。すなわち、我が国の火山地域における土砂災害のうち、全国的にみて、その発生の可能性が高く、かつ災害に結びつく可能性の最も大きいものは降雨に伴う土石流災害である。

最近の我が国の主な事例としては1974年桜島、1978年有珠山、1990年阿蘇山、そして、1991年以降の雲仙普賢岳などを挙げるができる。このように活動中の多くの火山で、土石流により人命・人家に多大の被害を与える災害が発生して社会生活に重大な影響を与えている。したがって、活動中の火山における土砂災害を防止すること、すなわち土石流災害を防止軽減することは、火山国日本において必要不可欠であり、現在最も急がれている国土保全対策の一つである。

第2節 最近の活動中の火山における土石流災害とその対策事例

(1) 火山噴火の期間の短い事例 —有珠山—

有珠山は洞爺湖の南側に位置する二重式火山で高さ約700mの我が国の代表的な活火山であり、30~40年の周期で噴火が繰り返されている。これまでの噴火では、代表的災害例として、1822年に熱雲が発生し、死傷者100名という被害が記録に残っている。

1977年8月7日有珠山は噴火を開始し、8月8日、9日（2回）と4回にわたる大規模な噴火により、多量の軽石と火山灰を噴出した。特に第1回目の噴煙は高さ12,000mにも達し、火山灰は偏西風に乗って日高地方やオホーツク海にまで達した。火山岩塊や火山灰等の噴出量は、有珠山周辺だけでも約450万m³にのぼった（図-1）³⁾。

有珠山では噴火直後から激しい地殻変動が起き、その後火山活動は噴火活動から地殻変動に変わって、火口原内の有珠新山の隆起（最大で180m上昇）、外輪山の北東側へのせり出し（水平移動量150m）、有珠山北斜面から洞爺湖岸にかけての地盤の昇降や断層運動などを生じた（図-2）⁴⁾。これらの変動により壮瞥町の三恵病院が破壊されるなど建物や公共施設への被害が多発した。

土石流の発生⁵⁾は1977年8月、9月の降雨によって泉地区にはじまった。この土石流で下流の水田、畑に被害が発生した。有珠山の南側山麓は火山性泥流堆積物が広く分布しており、堆積状態はルーズであり、ガリーがよく発達している。

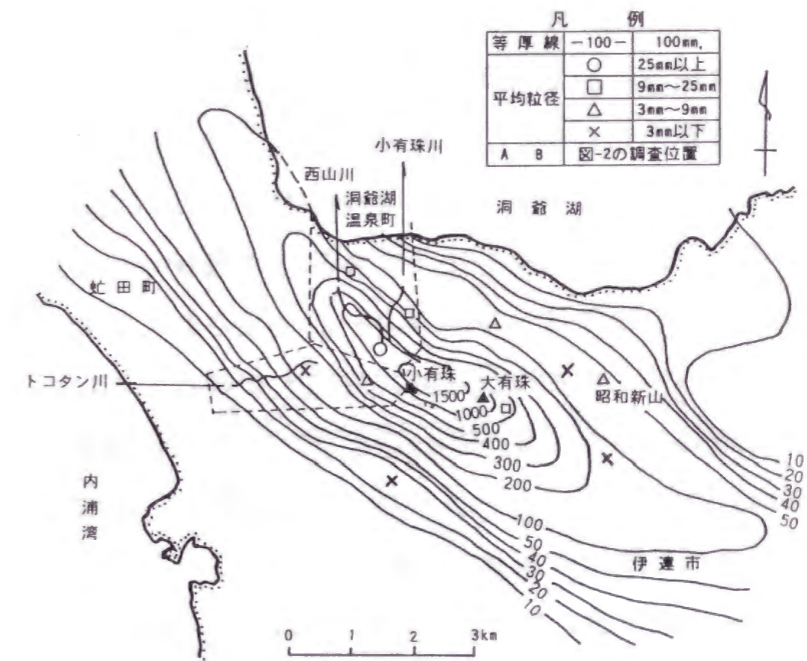


図-1 調査範囲と調査地周辺の降灰等厚線図³⁾

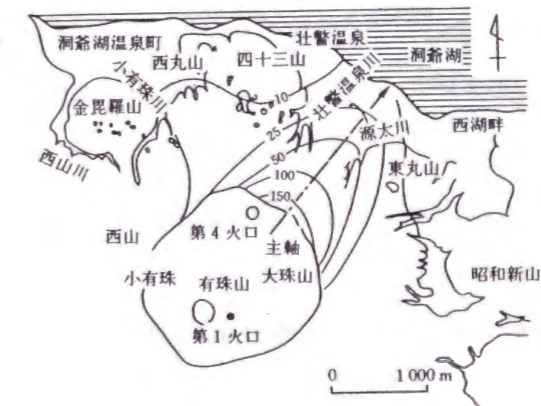


図-2 有珠山周辺の水平運動量分布図⁴⁾（単位：m）
（昭和51年9月～昭和54年12月）

土石流の発生時の時間雨量は8～13mm程度であった。1978年6月、泉地区、壮瞥温泉地区に土石流が発生した。特に泉地区においては最大時間雨量22mmを記録し、流域中下流部の畑、水田を泥流で埋めた。さらに7月に入り、有珠山では水蒸気爆発が活発となり一時安定したかに見えた有珠山周辺の地表面も再度火山灰の堆積をみるにいたった。特に今まで土石流の発生がなかった西山川、小有珠川においても、これらの噴火による火山灰を主とする降下堆積物が山腹や河道に不安定な状態となって堆積し、山腹にはリルやガリーが形成されていた。9月26日には西山川で土石流が発生した。さらに、10月16日に大規模な土石流が発生して、洞爺湖温泉街ではほぼ全域にわたり5～10cmの土砂におおわれ国道、道道では土砂の堆積厚が最高50cmにも達するところがあり、一時交通止めとなった。

最大の被害を出した10月24日は夜8時半頃から雨が降り出し、9時10分、浄水場に土砂があふれ、温泉街全域が断水となった。ただちに避難命令が出されたが、30分後、土石流が発生し、小有珠川流域の民家の窓を押し破って流入し子供が流され、さらに西山川の産業労働者アパートにも土石流が押し寄せ、逃げ遅れた親子2名が死亡した。この10月16日、24日の土石流では死者2名、行方不明者1名、全壊3棟、半壊7棟、床上浸水29棟などの被害が生じた(図-3)。土石流の発生した10月24日、西山川流域(木の実団地)で21時25分～21時35分の10分間に21mmの降雨が観測されている。

北海道有数の観光地洞爺湖温泉の周辺では火山噴火活動時以外はほとんど土砂災害がない。1977年の噴火後の土石流の多発化とそれに伴う被害の発生理由として、池谷¹⁾は活火山における山地の荒廃を指摘した。その主たる点は以下のとおりである。

- ① 火山噴火により多量の火山噴出物が供給され、常に移動可能な土砂が存在していること。
- ② 火山灰によりモルタル状被膜が形成され、その影響により、透水係数が減少したこと。
- ③ リル・ガリーの形成により雨水が集中しやすくなり、これらの流水の集中が侵食をおこして、土砂の移動に大きく関係したこと。
- ④ 火山噴出物の固結度が低いため、容易に侵食が生じ、その侵食量も大きくなること。

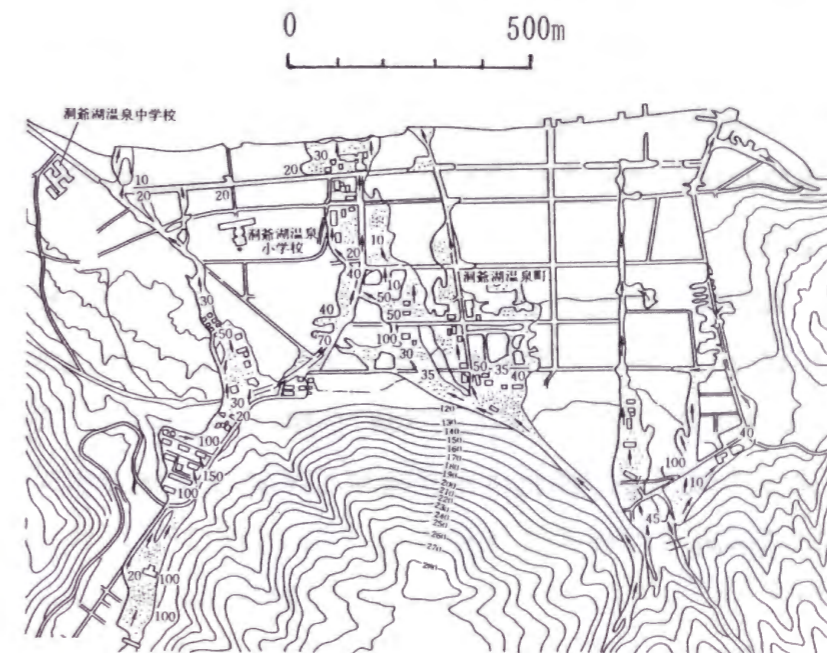


図-3 昭和53年10月24日泥流の流下氾濫区域⁶⁾ (数字は土砂堆積厚(cm))

- ⑤ 火山活動が開始される以前は、植生の根系が抵抗面となって土層下方への洗掘を防止していたが、火山活動に伴う植生の枯死により根系も破壊されたため、土層下方への洗掘の拡大がみられるようになったこと。

これらの火山活動に伴う山地の荒廃により今後土石流災害の恐れがあるため北海道庁は砂防事業による災害防除の対応にとりかかり、1977年度は西山川2号砂防ダム等、8溪流、9基の砂防ダムに着工した。この計画を策定するにあたっては、

- ① あらたな降灰によりすでに堆積している火山灰、軽石の堆積層の侵食が拡大し泥流を発生されるおそれがあることから、これを扞止するための砂防ダムを築造する。
- ② この噴火後、大規模な泥流が発生した泉地区の溪流については、旧来の泥流堆積物を侵食し、さらに拡大していく傾向にあるので、縦断的な侵食防止を図るために砂防ダム、床固工などを築設する。
- ③ 砂防ダム、床固工によって扞止された流域の下流は流路工を施工して、流水を安全に湖へ流下させる。

などの構想を主眼とした⁵⁾。

しかし、前述のように1978年6月には土石流が発生しはじめ、さらに9月に入り西山川などの洞爺湖温泉に流入する溪流にも土石流が発生したことから、早急に砂防計画の見直しを図る必要が生じていた。

この見直しによる新たな計画を立案するにあたっては、降下した火山灰の量、ガリー等による侵食量、旧火山噴出物の侵食量をもとに、これらの生産土砂量の80%が洪水時に流砂量として流出するものと想定して、計画を策定している⁷⁾。河道の流路延長が短く、かつ下流域に多くの保全対象が存在する有珠山周辺の諸河川では土石流に伴う流出土砂量を調節するための砂防ダムの適地が少ない。そこで、地形上、構造上許される範囲においてできるだけ大型の砂防ダムを計画し、また侵食によって発生する巨石の対策として、各本流、支流に1基以上のスリットダムを施工して流出土砂を調節することとした。さらに西山川、小有珠川、壮瞥温泉川の流路工の断面を大きくとり、安全度を上げることにより住家への土石流の直撃を防ぐこととした⁷⁾。

火山噴火の期間が比較的短かったため、1978年に策定された砂防計画の実行に

より一時は廃墟の町となり復興には10年はかかると言われた洞爺湖温泉街も2年たらずで土石流に対する安全を確保し、加えて山腹にも治山工事の効果と自然の力により緑が復元し噴火前の山の姿にもどり北海道有数の観光地として立ち直った。

(2) 火山噴火が長期間継続している事例 一桜島一

桜島は鹿児島県の中央に位置し周囲約52km面積約80km²の円形の火山島である。島には北岳(1117m)、中岳(1060m)、南岳(1040m)の三つの峰がある。

現在の火山活動は1972年より活発化している南岳の連続的な山頂噴火によるもので、最近の爆発回数(表-1⁸⁾)としては1985年の474回が最多となっている。爆発による降灰・噴石の量は年間1000万トンにもものぼると推定されており、社会生活や農作物に相当の被害をもたらしている(表-2⁸⁾参照)。たとえば1983年には爆発回数は413回であったが、そのうち13回は被害が発生している。被害の内訳は火山礫・空振による被害(窓ガラスの破損等)によるものが12回、噴石による物置小屋の焼失と火山雷の落雷による家庭用電気製品の故障が1回となっている⁹⁾。1986年11月には直径約2.5mの噴石が火口から約3.2kmはなれた古里温泉まで飛んできてホテルの屋根をつきぬいている。

しかし、桜島火山災害の特徴はなんと言っても土石流による災害と言えよう。火山噴火の長期化は火山灰等の火山噴出物を連続的に供給し続け山腹斜面に多量かつ不安定に堆積させていったため、降雨のたびに火山噴出物は土石流と化して流下し多大の被害を生じさせている。

桜島に発生する土石流の特色を列挙すると¹⁰⁾

- ① 10分間雨量が3mm程度の雨でも発生する。
- ② そのため発生頻度が他の地域の河川に比して著しく多い。
- ③ 流下速度が速い。先端部の速度として、しばしば秒速10~20mの土石流が発生している。
- ④ 流出する土砂量が多い。

等である。

これらの土石流による最近の主な災害を表-3⁸⁾に示した。このような土石流災害を防止すべく砂防事業による対策が鋭意実施されている。

桜島は現在も噴火活動が活発なため、南岳火口から半径2km以内は立入禁止区

表-1 桜島の火山活動⁸⁾

年 度	爆発回数	噴火回数	地震回数
1982	233	229	27,558
1983	413	385	29,402
1984	332	181	45,032
1985	474	537	61,477
1986	216	271	40,074
1987	106	221	25,426
1988	155	220	28,283
1989	44	110	20,862
1990	119	261	33,978
1991	295	410	28,050
1992	165	329	44,434
1993	91	151	4,965
1994	148	277	5,613

表-2 桜島における降灰量⁸⁾

(単位:kg/m²)

地 点	標高	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	平均
野尻川	260	27.8	45.1*	93.9*	35.9	29.3	58.7	52.0	68.5	71.8	228.1	72.9	79.8	115.2	37.6	111.4	68.9	42.7	8.1	30.6	67.3
春松川	150	19.4	58.7*	71.6	31.7	35.6	56.6	40.6	52.1	38.1	134.2	34.6	54.4	61.9	15.0	80.1	69.3	56.8	10.1	23.2	49.7
持木川	100	14.4	36.3	47.4	31.7	23.7	30.6	27.3	43.5	16.4	111.0	24.0	28.8	30.0	12.4	45.5	43.9	36.7	8.7	15.9	33.1
有村川	100	30.3	46.3	61.5	40.7	64.6	28.0	45.1	90.9	88.3	148.2	96.2	35.7	40.3	41.6	121.7	68.3	112.7	36.8	25.6	64.4
第一基川	100	33.8	39.5	32.9	9.0	48.6	22.0	43.9	81.1	51.6	102.7	81.4	51.6	40.6	24.8	101.1	86.5	118.0	31.2	23.4	53.9
金床川	130	34.3	12.8	37.0*	5.2	24.0	11.5	16.5	28.5*	29.9*	144.9*	24.5	30.4	29.7	29.7	49.7	48.4	40.5	5.8	7.3	32.1

* 欠測は最寄り観測所データから補填した。

表-3 桜島における最近の土石流災害⁸⁾

1974年6月17日	死者3名、工事現場で土石流に巻き込まれる 河川氾濫、橋桁崩壊。	第二古里川
1974年8月9日	死者5名、引の平下部の河道で工事中、土石 流に巻き込まれる。	野尻川
1976年6月24~25日	死者1名、住宅全壊1戸、半壊1戸、野尻川 は大氾濫した。	全島
1980年11月13日	土石流が発生し、家屋の浸水が38戸生じた。	金床川
1981年10月5日	連続雨量13mmで土石流発生、持木橋で氾濫。	持木川
1983年9月9~13日	砂防施設、道路が被災した。	深谷川 長谷川
1984年4月19日	国道へ1500m ³ の土砂が氾濫した。	第二 古里川
1984年8月25日	総流出土砂量約30万m ³ の観測史上最大の土石 流で、野尻橋付近では5万m ³ の土砂が氾濫し 橋を破壊した。	全島
1985年7月2~3日	各河川で土石流が発生したが、野尻川では2日 間で6回を記録し、一連の雨量では観測史上 最多となった。	野尻川他
1988年8月22~23日	国道へ3,500m ³ の土砂が氾濫し、砂防施設が被 災した。	野尻川他
1991年6月28日	桜島で大隅工事事務所が観測を開始以来、最 大の短時間雨量(20分間雨量54mm, 時間雨量101 mm)を記録。各河川で土石流が発生、野尻川他で 砂防施設が被災した。	野尻川他
1993年6月~9月	6月~9月の累加雨量(2,764mm)は過去5年間 (1988~92)の6月~9月間の累加雨量の平均 値(1,215mm)の2倍以上と多雨で、各河川で土石 流が発生、野尻川他で砂防施設が被災し、とく に黒神川で被害が大きかった。	野尻川他

注) これ以降は一般被害が生じていない。

域となっている。そこで現在の桜島における土石流対策計画の考え方は以下のようになっている。¹¹⁾

- ① 計画生産土砂量については降下火山灰、山腹・河床・河岸の生産土砂量を考慮し、過去の土石流による流出土砂量の実績から推定する100年超過確率流出土砂量に、既設砂防施設による土砂生産抑制効果を考慮して決定している。
- ② 計画流出土砂量は計画生産土砂量と同量として、河道調節量は見込まない。
- ③ 計画許容流出量は、土石流として海に流下した土砂量と考え、過去の実績から総流出土砂量に対する海中への流出量の比を調べて、計画流出土砂量に乗ずることにより与える。
- ④ 計画超過土砂量は計画流出土砂量から計画許容流出量を差引いた量とする。

このうち、100年超過確率流出土砂量についてはこれまでの実績として土石流が20日程度連続して発生することを考慮して、初回発生日から20日間内の一連の土石流の累積流出土砂量の実績と20日間降雨量との関係をもとに、20日間降雨量の100年超過確率計算による総降雨量で流出する土砂量を計画流出土砂量と設定している¹¹⁾。

例えば桜島の代表的河川野尻川を例にとると、砂防計画基準点である野尻橋地点での基本土砂量は以下のようにになっている¹¹⁾。

- ① 計画生産土砂量 1,120,000m³
- ② 計画流出土砂量 1,120,000m³
- ③ 計画許容流砂量 540,000m³
- ④ 計画超過土砂量 580,000m³

現状の砂防施設による効果は、生産抑制量として、220,000m³と設定されていること¹¹⁾から、現状における計画超過土砂量は360,000m³となる。そこで現在は主に流路工内で360,000m³を除石することにより、一回の計画土砂量に対する対応を実施している。

以下に基本的な対策の考え方¹¹⁾を示す。

① 上・中流域での土石流の発生防止対策には限界があるため、土石流を海まで無害に導く。

② 河道では土石流の勢いを弱くして、河床堆積土砂の移動を最小にする。この対策のため、上・中流域における砂防ダム群や床固工群、そして導流のための護岸工や導流堤、最下流部での氾濫防止のための流路工等砂防施設が建設省と鹿児島県により計画され施工されている。

一方、発生源対策を完全に実施することが困難なため、連続的に土石流が発生することから、保全対象の住民に対し土石流災害を未然に防止するための警戒、避難体制の確立が必要となっている。そこで降雨による土石流の発生を監視するテレメータ雨量計やレーダー雨量計、ワイヤーセンサー方式による土石流発生監視装置、監視カメラにより土石流の発生を監視している。これらの土石流に関する情報は建設省桜島砂防出張所に集められ処理された後、地域の消防署に伝達され警戒・避難に役立てられている。

また、島内の経済流通基盤となっている国道224号において土石流発生時には瞬時に道路を交通止めとする道路遮断機を設け、交通車輛の安全を確保するシステムが整備されている。このような永年にわたるハード、ソフト両対策の実施により、現在も土石流は相変わらず多発しているものの、最近ではすくなくとも人的被害は発生しておらず、道路の被害以外の目立った被害もなくその効果が評価されている。

第3節 従来の研究と新たな課題

我が国の活動中の火山において最も全国的に発生の可能性が高く、かつ社会生活に影響を与える降雨に伴って発生する土石流災害をとりあげ、その被害を防止・軽減するための対策計画について論ずることとする。非火山地域の土石流対策計画では計画規模を、「流域の特性によって土石流量あるいは降雨量の年超過確率で評価する」ものとし、原則として、100年超過確率の24時間降雨量に伴って発生する可能性が高いと判断される土石流規模を推定し、これに対応する対策施設計画を策定することとしている¹²⁾。

一方火山地域で降雨により発生する土石流による災害を防止・軽減するた

めの計画も非火山地域の土石流対策計画を準用することとしている¹³⁾。ただし、計画で取り扱う土砂量に関しては、火山噴出物は古いものでも侵食に弱く、特に活火山地域では、降灰や火山ガス等の影響により流域の荒廃が進み土砂の生産・流出条件が変化することが考えられること等により計画で取り扱う土砂量が非火山地域と比して膨大になることがあり、流域の土砂移動特性を把握したうえで計画を策定することとしている¹³⁾。実際には多くの活火山の土石流対策計画は非火山地域での土石流対策計画に準じて策定されている^{14) 15)}。これは多くの火山における噴火活動が、1~2年程度と比較的活動の期間が短くかつ、従来の土石流対策計画の考え方で対応することにより被害の防止・軽減が可能であったからである。

そこであらためて前述の火山噴火の期間の短かった有珠山と火山噴火が長期間連続している桜島における土石流対策計画をみると、活動中の火山の特性と言える降灰量等を生産土砂量として取り扱っているものの施設による対象土砂量としては、1/100確率規模の降雨によって流出する土砂量もしくは、生産土砂量の80%を最大洪水流砂量とする考え方にもとづいて対策を実施しており、いわゆる非火山地域での土石流対策に準じた一回の最大洪水流砂量に対して安全を確保するという概念で計画が策定されている。

これらの実態をふまえて山内¹⁶⁾は、火山地域の砂防計画も基本的な考え方は通常の砂防計画と同じであるとしつつ、特に計画論として、流出土砂量が多量になること及び平年においても流出土砂量が多いことから計画洪水時の流出土砂に対する砂防計画にあわせ、平均年流出土砂量に対する計画を策定する必要があることを指摘している。

火山地域の砂防工法に関する論文の中で火山地域の砂防計画のあり方に言及した鈴木¹⁷⁾によると、「噴火予測としては、通常、長期、中期、短期、直前の各段階について行われるもので、予防的対応としてもそれぞれの段階に応じた予防策を弾力的に展開する必要がある。」とし、計画策定手法についても活火山地域の特性に応じた方策を構築する必要性を述べている。しかし、火山噴火の予測は非常に難しく、予測の期間の概念が確立されているとは言えない状況にあり、火山ごとにも長期、短期等の期間に差がみられる。たとえば我が国の例として横山¹⁸⁾によると長期予測としては火山活動の周期すなわち噴火間隔を根拠として

有珠山では30~50年という長さが目安となるとしており、短期予測は数日あるいは数週間前になされる予測としている¹⁸⁾。これらを対策の観点からみると、横山の言う短期予測の期間に対応する手法としては、ソフト対策による対応しか手法はなく施設による対応計画は不可能である。すなわち、火山噴火の予測期間で土石流対策の対応を検討するのではなく、火山活動に伴う土石流の発生しやすいとその変化等を時系列的に把握し、その変化の時間をもとにして活動中の火山における土石流対策を考えていくべきである。

これまで述べてきたように活動中の火山における土石流対策計画に関する従来の研究は基本的に非火山地域の土石流対策計画に準じたものとしておこなわれており特に最近の山内や鈴木の研究においても流出土砂量の決定に際して、十分な調査を必要とすること、平均年流出土砂量が重要な意味を持つこと、噴火活動により対策を考えるべきであること等活動中の火山における特徴から一般的な課題が提言されているにとどまっている。

このような従来の研究に対し、1990年11月17日、198年ぶりに噴火を再開した雲仙普賢岳の火山活動とその活動に伴って発生した土石流災害は新たにいくつかの課題を顕在化させた。特に土石流対策計画を策定し実施する上で、具体的ないくつかの問題点を列挙すると以下のようである。

1 番目の問題として火山の活動による防災工事への影響があげられる。常時の火山活動が活発で危険度が高い場合、警戒区域を設定したり立入禁止区域を設定して人的被害の回避を実施しているが、この危険区域の設定は、長期間継続的に区間内に立入る必要のある防災工事にとって制約条件となる。たとえば、桜島では南岳の火口から半径2kmの円内は立入禁止区域となっているため、防災工事の施工は実施されていないし、雲仙普賢岳においても警戒区域内での工事実施が難しい状況となっている。

2 番目の問題として、活火山における土石流発生限界の相違や変化の問題があげられる。同じ活動中の火山であっても、火山活動の状況により桜島や雲仙と浅間山や伊豆大島では土石流の発生する限界雨量の値に相違がある。また同一の火山の同一の場においても限界雨量が火山の活動状況とともに変化していくことが考えられ、それに伴い土石流の発生頻度が変化する。

3 番目の問題として、火山灰や火砕流堆積物の存在の場や量の変化により土石

流による流出土砂量が、時間的に変化することが考えられる。すなわち、土石流の発生する場の変化や土石流発生限界降雨量が変化することに伴い流出土砂量も変化することとなる。

一方、火山灰や火砕流堆積物が多量に山腹に存在している火山では、降雨により土石流が連続的に発生することがある。これまでの土石流対策の経験から1回の土石流による流出土砂量に対しては、砂防施設による効果が比較的検討しやすいが、連続的に発生する土石流は、一回ごとの土石流による流出土砂量は小さくても、何回かの総流出土砂量は非火山地域で発生する一回の土石流に比較して多量になることが考えられ、砂防施設による対応に限界が生じることもある。そこで連続的に発生する土石流による流出土砂量を予測して、それらに対し対応をすることが必要となってくる。

また、活火山における土石流対策の一つとして応急的に既設砂防ダムの堆砂地内で除石がなされることがある。このような土石流に対する緊急対策としての既設砂防設備の除石を行う対策は「火山等緊急対策砂防事業」として1971年に創設され、現在火山砂防事業として継続されているが砂防事業計画論として位置づけられているのではなく、既設砂防設備の堆砂容量をいくらかでも応急的に大きくするためという実務的目的のために実施されている。

このように多くの問題点を有する活動中の火山においては、火山ならびに周辺地域の状況の特性とその変化を把握して適切な対策計画を策定する必要がある。そこで活動中の火山に対しては火山活動と土砂移動を時系列的にとらえ、土石流対策として必要な状況を調査して1回当りの流出土石流量、連続的に発生する土石流の総流出土砂量を把握し、計画を策定することが必要となる。また対策の実施可能区域の変化も対策計画策定上の重要な因子となる。

そこで以下に活動中の火山として雲仙普賢岳の事例をとりあげ、火山活動と土砂移動現象をもとに、土石流発生限界雨量の変化、土石流による流出土砂量の変化をとりあげその時系列的把握方法を示すとともにこれらから得た結果から従来の恒久的土石流対策に加え、流出土砂量（1回及び年間）、対応の可能性、それらの変化を時系列としてとらえて、各時点での地域の安全性を確保するための具体的な対策計画として緊急計画を策定し実施する、新たな活動中の火山における土石流対策計画を提案する。

参考文献

- 1) 池谷 浩：活火山と土砂災害, 土木技術資料, Vol. 21, No11, pp42-47, 1979
- 2) 渡辺正幸：インドネシア・ジャワ島等における火山活動にともなう人的損害を防止するための予警報システムについて, 砂防学会誌, Vol. 32, No. 1, pp25-33, 1979
- 3) 池谷 浩：米沢谷誠悦：1979年有珠山噴火に伴う火山の噴出物とその影響 土木技術資料, Vol. 20, No11, pp40-45, 1978
- 4) 矢沢昭夫, 森 俊勇：火山泥流対策－災害実態－砂防学講座, 土砂災害対策, 山海堂, pp31-33, 1992
- 5) 青木健市, 松田豊治：北海道有珠山の活火山対策砂防 砂防と治水, Vol. 14, No. 1, pp30-37, 1981
- 6) 池谷 浩：土地利用形態の変化と土砂災害－昭和53年10月有珠山泥流災害を例として－, 砂防学会誌, Vol. 31, No. 4 p. 34, 1979
- 7) 北海道土木部砂防災害課の部内資料による
- 8) 建設省大隅工事事務所, 桜島の砂防, 1992, 桜島の砂防 2, 1995
- 9) 気象庁：日本活火山総覧, 1984
- 10) 池谷 浩：日本土木史, 日本土木学会, 1995
- 11) 建設省大隅工事事務所部内資料による
- 12) 建設省河川局砂防部砂防課：土石流対策技術指針（案）, 1989
- 13) 建設省河川局砂防部：火山砂防計画策定指針（案）, 1992
- 14) 熊本県土木部砂防課内部資料：阿蘇山火山砂防基本計画の概要について, 1991
- 15) 東京都河川部計画課, (財)砂防・地すべり技術センター：伊豆大島三原山の総合土石流対策基本計画書, 1990
- 16) 山内 修：火山泥流対策－調査・計画－, 砂防学講座 土砂災害対策第6巻の2, 山海堂, pp95-103, 1992
- 17) 鈴木 宏：火山地域の砂防工法に関する基礎的研究, 北海道大学学位論文, pp206-207, 1987
- 18) 横山 泉：噴火災害と噴火予知, 岩波講座, 火山, 岩波書店, pp99-117, 1987

第1章 雲仙普賢岳の火山活動と災害

第1節 概説

長崎県島原半島のほぼ中央に位置する雲仙岳(1359m)は1990年11月17日、198年ぶりの噴火を再開した。雲仙岳の噴火の歴史をみると有史以降では1663年、1792年の2回の噴火があり、ともに溶岩流の流出をみている。また、1664年には九十九島火口からの熱水の飛び出しによる泥流が下流の安徳及び深江瀬野地区を襲い約30名の死者を出した。1792年の噴火の場合は噴火鎮静後、眉山が地震により崩壊し島原の城下を土砂で埋めつくした。また、有明海に流入した土砂により津波が発生し、対岸の熊本県にも被害は及び約15,000人の死者を出し、「島原大変肥後迷惑」と呼ばれるわが国火山災害史上最悪の災害となった¹⁾。今回の火山活動は後にも詳述するように、最初は噴火による火山灰の降下にとどまっていたが、1991年5月20日より溶岩ドームが出現して5月24日より火砕流が発生した。

1663年と1792年の噴火時には溶岩流が発生した事実から当初火砕流の発生の可能性は少ないとみていた火山学者や防災関係者も最初の火砕流の発生を確認してからその対応に追われた。

特にメラピ型と言える溶岩ドームの崩落に伴う火砕流の発生は火山活動とともに活発化し、多くの人命を奪い、人家を消失させ、田畑を埋めつくすだけでなく、その後も火砕流の発生流下に伴う災害発生の危険のため警戒区域が継続して設定され、立ち入りが禁止される区域が存在し続けたため、住民の生活にも防災対策にも大きな影響を与えた。その上、山腹に堆積した火山灰や火砕流の堆積物は、その後の降雨で土石流として下流域に流出し、多くの被害を発生させ住民の生活の場を奪った。

火山噴火から6年(1996年12月末現在)が経過し、長期継続型災害となっている。この間に警戒区域の見直しと新たな設定が繰り返され、第50次の警戒区域が設定されている。そして、これらの区域内の住民の避難生活は実に約2,034日におよび、その数も約11,000人を最高に現在でも約33人となっている。

そしてこれまでの火山噴火に伴う火山災害による被害総額は約2,300億円(長崎県調べ)に及んでいる²⁾。以下に雲仙普賢岳の火山活動の状況と火砕流や土石流による被害の実態について述べる。

第2節 火山活動の状況

(1) 1990年～1991年の活動

1990年7月4日に火山性微動が観測されて以来、橘湾を中心として多数の地震が発生した。その後橘湾および山体西側付近において群発地震が観測された。山体西側で観測された地震は日を追う毎に増加する傾向が見られた。

11月17日、198年ぶりに地獄跡火口と九十九島火口より噴火活動が始まり、1991年2月12日には屏風岩火口での噴火が発生した。この時に噴出した火山灰の量は約14万 m^3 であった(図-1)³⁾。その後次第に噴火活動が活発化していった。5月20日、地獄跡火口に溶岩ドーム(第1ドーム)⁴⁾が出現した。同24日には溶岩ドームの一部が崩落、最初の火砕流が水無川に流下した。

6月3日には比較的大規模な火砕流の発生により死者行方不明者43人、建物被害179棟という大きな被害を出した。6月8日にも大きな火砕流が流下し、建物207棟の被害があったが、6月6日島原市が6月7日に深江町が災害対策基本法第63条に基づく警戒区域を設定したため、人的被害はなかった。6月9日には第2溶岩ドームが出現した。8月11日からは、火口直下で地震の群発が始まり、12日0時～2時頃には第2溶岩ドームの噴火口から高さ100m程度の火柱状の噴火が見られた。8月13日に新たに第3溶岩ドームが北東側に形成された。

成長する第3溶岩ドームの崩落により、8月下旬からは北東方向(おしが谷方向)へも火砕流が流下した。9月15日には最大規模の火砕流が発生し、熱風部は深江町大野木場地区に達した。この直後の9月16日には普賢岳北東斜面に新たな溶岩ドーム(第4溶岩ドーム)が出現した。11月22日には第4ドームの西側に第5ドームが出現しこれに伴って火砕流の方向が南東側の赤松谷方向へ変わり、以後1年以上にわたり赤松谷方向への火砕流が続いた。この間、同じ南東方向では第5ドームが2つに分かれて成長し12月3日には第6溶岩ドームとなった。溶岩の噴出量は建設省国土地理院と土木研究所の調査から1991年9月18日～10月15日、10月15日～11月25日、および11月25日～1992年2月19日の各期間が量的に多く、それぞれ1日当たりの噴出量として約30万 m^3 、約35万 m^3 及び約28万 m^3 となっている。火山噴火活動開始以後の溶岩の噴出量と火砕流堆積物の量の変化⁵⁾を図-2に示す。

(2) 1992年の活動

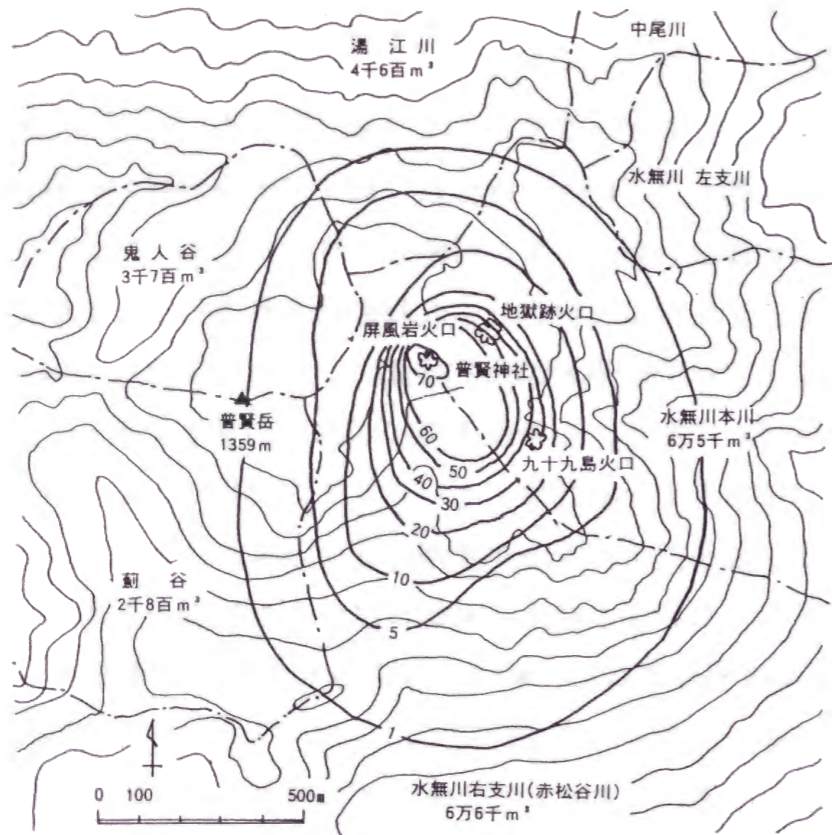


図-1 雲仙普賢岳周辺降灰堆積厚分布図³⁾
(1991年3月10日調査、単位: cm)

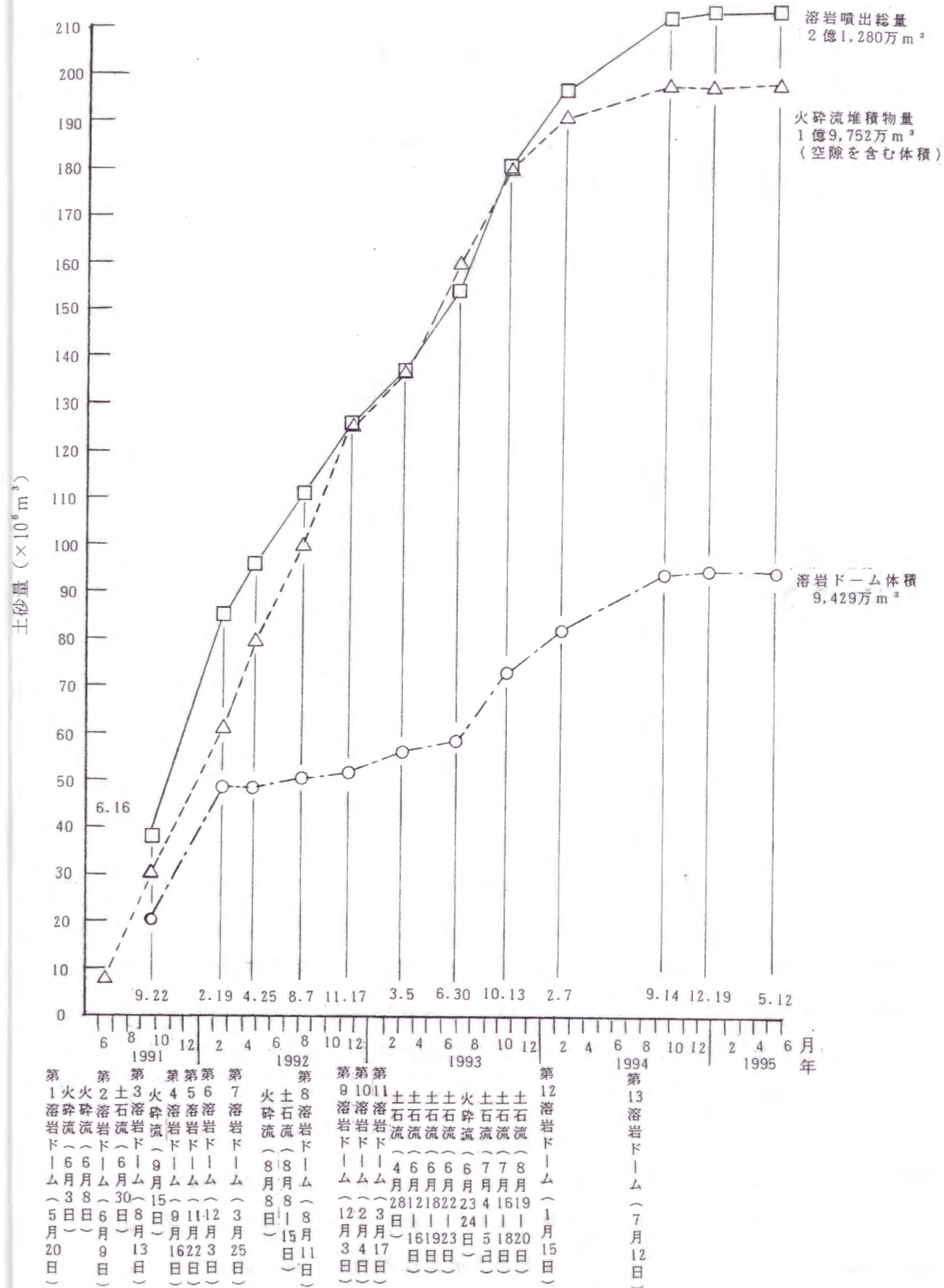


図-2 火砕流堆積物量および溶岩噴出量の変化⁵⁾

1992年に入っても、溶岩ドームの成長と崩落、それに伴う火砕流の活動が続いた。3月25日には第6ドームの西側に第7溶岩ドームが出現した。赤松谷は、火砕流の相次ぐ流下と崩落性堆積物により次第に埋められ、「岩床の沢」を越えて火砕流が広がる懸念が強まり、6月には火砕流の熱風部が岩床の沢に流下したため、この付近での警戒区域が拡大された。

7月下旬より2週間ほど火砕流の頻度が減少した。このような現象は前年8月、11月に引き続き3回目であり、第7溶岩ドームの成長が鈍化したためと解釈された。

8月8日8時30分頃より約2時間にわたり集中的に火砕流が発生し、深江町の家屋が焼失した。そして、8月11日には第8ドームが出現した。

10月頃より、前年8月、11月、今年7月下旬に引き続き4回目の、ドーム付近の地震の増加と溶岩の供給速度の低下が観測された。12月には数万 m^3 と前年の数分の1程度になり火砕流の発生頻度も少なくなった。12月9日には第9溶岩ドームが出現成長を始めたが、半月程度の短期間で成長を止めた。

(3) 1993年1月～1994年3月の活動

1993年1月上旬は、前年末に引き続き溶岩噴出量と火砕流が少ない状態が続いた。しかし、溶岩ドーム周辺では地震が多発し、1月下旬にはさらに増加した。

2月2日頃から、溶岩ドーム西部の最も高いところから溶岩の噴出が始まり、第10溶岩ドームが出現成長を始めた。2月8日頃からは北方や北東方向に崩落を始め、3月上旬より次第に発生頻度も増え始めた。

3月17日に出現した第11溶岩ドームは6月に入って成長し、巨大化した。6月下旬にはドームの両翼部が大きく崩壊し、比較的大きな火砕流を発生させた。その後も、第11溶岩ドームは水無川方向へ成長を続けた。

第11溶岩ドームの成長に伴い、5月下旬より中尾川方向へも火砕流が流入すようになった。6月23日～24日にかけては比較的大規模の大きい火砕流が千本木町へ達し、最大到達距離は約4Kmに至った(23日に火砕流では警戒区域内に入った住民1名が焼死した)。水無川の火砕流も6月に入って到達距離を伸ばし、6月26日、7月19日には地獄跡火口から約6Kmの距離にある国道57号を越えるに至った。

その後9月以降、火砕流の発生回数は減少し始め、またその規模・到達範囲も小さくなっている。しかしながら、頻発する火山性地震により古い溶岩ドームの

破壊が促進され、南西～北東方向を中心として小規模な溶岩の崩落が継続して発生した。また、1994年1月13日、20日には山頂南西隆起部付近起源と思われる岩塊の一部が崩落、赤松谷方向へ流下した。この堆積物は上昇してきたマグマによる急激な一連の変動により、古い溶岩ドームあるいは山体の一部が破壊され、崩落したものであると考えられる。

一方1994年1月15日には第11溶岩ドームと山頂部南西側の隆起部との間の窪地部に第12溶岩ドームの出現が確認された。1994年2月以降、赤松谷方向に中規模火砕流の発生が若干みられたものの、火砕流の発生は減少した。しかしながら、溶岩の湧き出しは継続し、山体自体の膨張が続いた。2月に入っても山体の膨張は続き14日には湯江川方向への溶岩塊の崩落が発生した。3月19日には初めて湯江川方向に溶岩ドーム自身の崩落に伴う火砕流の発生が始まった。

(4) 1994年4月～1995年12月の活動

1994年4月12日、水無川に土石流が発生したが、幸いにも心配された梅雨期の土石流発生はみられず、4月に発生した土石流も土石流対策として実施された遊砂地と水無川の河道整備により無害に流下・堆積し、被害は生じていない。

また、1994年7月～1995年4月にかけて九州北部地方は異常少雨現象が生じ、土石流の発生が見られなかった。1995年は4月以降9月までの間に7回の小規模な土石流の発生をみたものの、土石流対策施設の効果により被害は生じていない。

一方、火砕流に関しても1994年7月12日に第13溶岩ドームが出現し、水無川を主に火砕流の発生・流下をみたものの、被害を与える規模のものは発生しておらず、心配された湯江川流域の火砕流の発生は4月以降生じていない。

特に1994年10月からは火山活動が鎮静化し、火砕流の発生がほとんど無くなり、1995年2月以降は溶岩ドームの成長がほぼ停止した。1995年5月25日には火山噴火予知連絡会が火山活動の停止宣言を発表した。しかし、溶岩の崩落はしばしば発生しており、また山腹に堆積した火山噴出物の再移動に伴う土石流の発生の危険性は相変わらず継続している。

第3節 火砕流の発生とその被害

(1) 雲仙普賢岳に発生した火砕流

① 雲仙普賢岳で発生する火砕流の性質

火砕流とは、高温の溶岩片、軽石、火山灰がそれらから発生する高温の火山ガスと一体となって、重力による運動で山腹斜面を流下する現象で流下に伴って空気の乱れやガスの噴出に伴う熱雲を伴って高速で流動する。雲仙普賢岳に発生している火砕流の速度は6月8日の規模で約35m/s（谷の出口上流、地質調査所調べ）と推定されている。また、温度は400℃以上⁶⁾と推定されている。火砕流も、重力で流下する他の流体と同様、地形的に低い所に沿って流動するが、高速のため低い尾根は容易に乗り越える。火砕流の流れの構造については、重力で移動する本体部とその上層を構成する熱雲部との2層構造となっている。噴出物の量が $10^{-4} \sim 10^{-2} \text{km}^3$ の火砕流は火山学的には小規模な火砕流と呼ばれ、このような小規模な火砕流の発生様式としては溶岩円頂丘の一部の崩壊により発生するもの（メラピ型）、溶岩円頂丘の一部が火山の爆発により破壊されて落下するもの（プレー型）及び火山の爆発とともに噴煙柱が生じ、これが崩壊・流動することにより生ずるもの（スプリュール型）の三種類がある。雲仙普賢岳で発生している火砕流はこれらのうち、溶岩ドームの一部が崩落することにより発生するいわゆるメラピ型と呼ばれるものである。

② 火砕流による土砂の流下・堆積特性

火砕流発生後の1991年5月28日、6月4日、6月16日に撮影した空中写真を用いて水無川流域の火砕流堆積地区を川沿いに100m間隔で空中横断測量を行い各測線毎に横断図を作成するとともに、各撮影期間毎の火砕流による土砂の堆積量を求めた³⁾。

6月16日までの水無川上流域における土砂堆積厚は横断図（図-3）より最大で約60mにも達し、隣の赤松谷との境をなす尾根との高低差がほとんど無くなり、このため火砕流の一部は赤松谷川の支川内に流入している。このように1回の火砕流による地形変動量は、従来の土砂災害をもたらす土砂移動現象の中でも特に大きく、この変動が次の災害現象に大きな影響を与えることがわかる。火砕流の堆積土砂量と火砕流の本体部、熱風部の先端が到達した地点の溶岩ドームからの高度差（H）／流送距離（L）（等価摩擦係数）の関係を整理したものが図-4である⁷⁾。図-4より、火砕流の等価摩擦係数は火砕流の土砂量に反比例することがわかる。すなわち、火砕流の堆積土砂量が大きい（規模が大きい）程、火砕流は遠くまで流下する傾向がある。また、熱風部の影響範囲は本体部の停止地

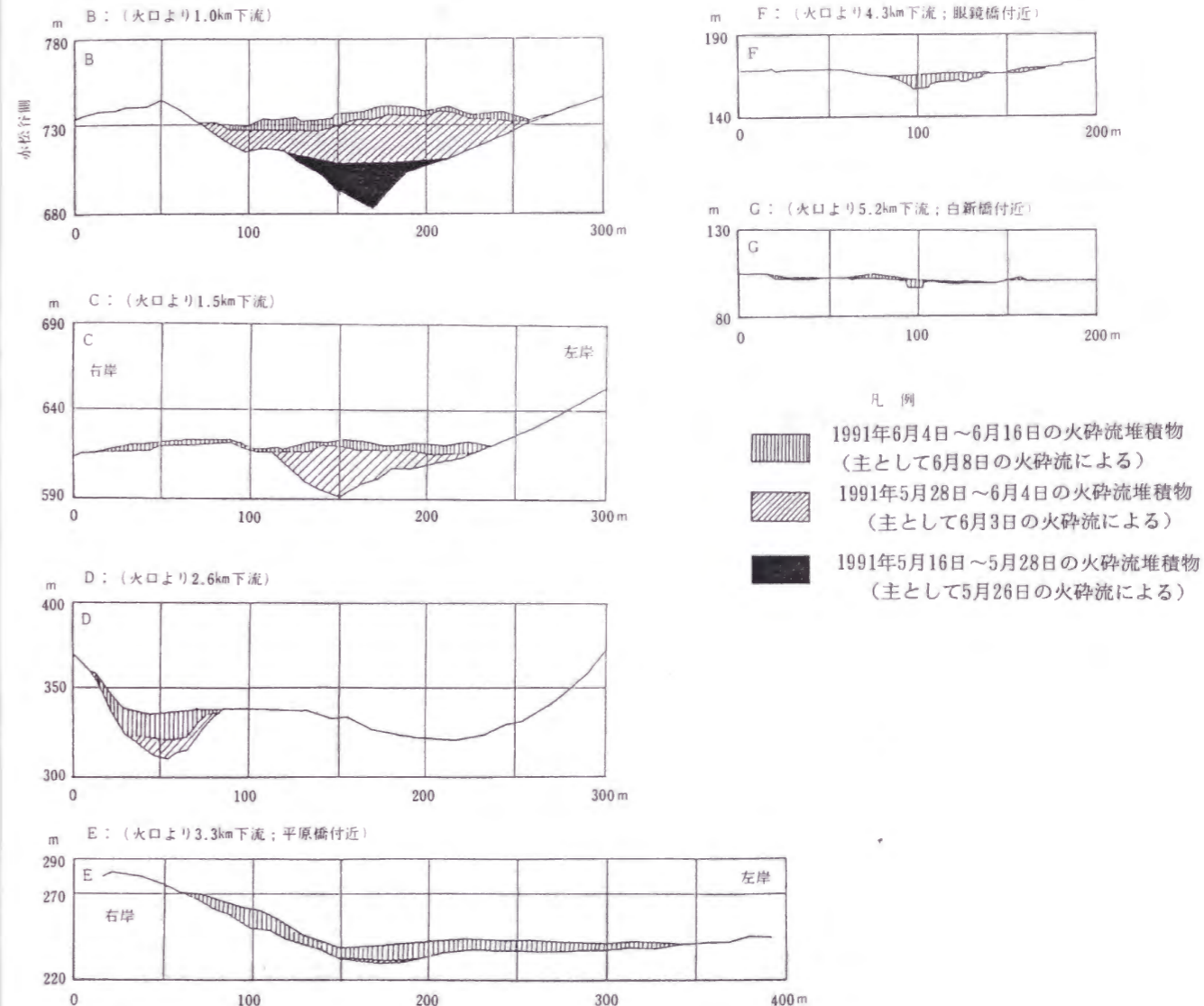


図-3 水無川への火砕流による土砂堆積変化図(横断面図)³⁾

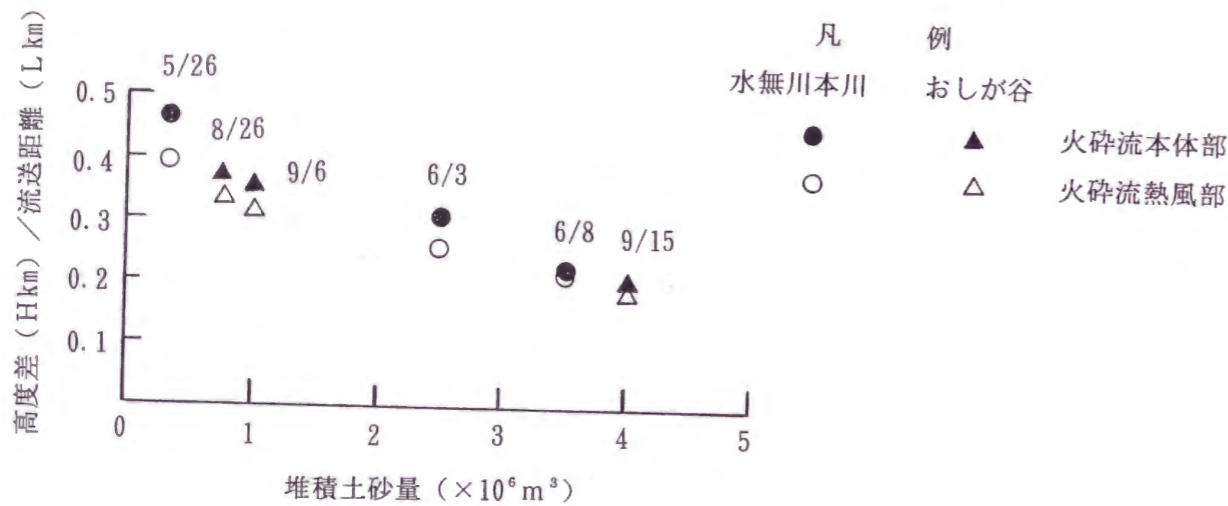


図-4 主要な火砕流の堆積土砂量と高度差(H)/流送距離(L) (1991年)

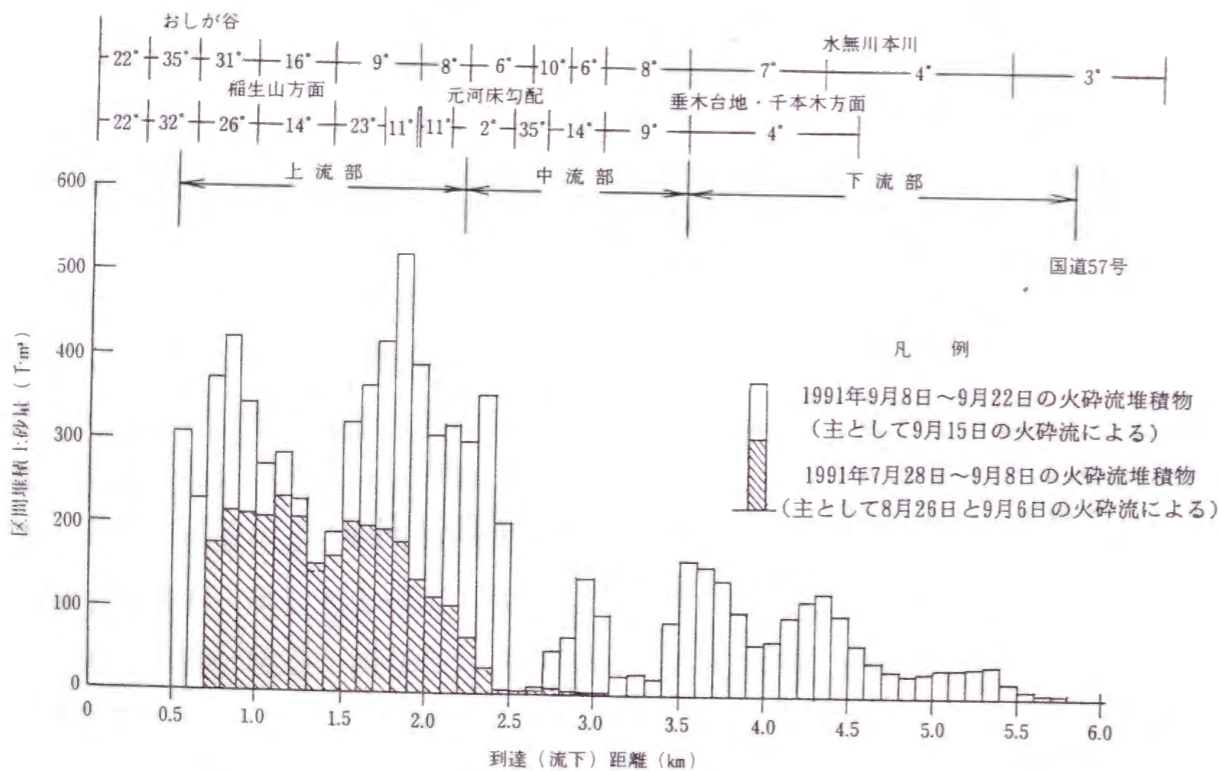


図-5 おしが谷における火砕流による土砂の流下・堆積⁷⁾

点か流下方向にはほぼ500m~1,000m程度の範囲にあり今後の危険区域の設定に有益な情報が得られた。火砕流の本体部の堆積は地形勾配が約20°付近から始まり、小規模なものは6°~10°まで流下し、また比較的大規模なものは3°~4°付近まで流下してきており砂礫型土石流の停止堆積の場の条件と類似していることが判った(図-5)⁷⁾。

③ 火砕流堆積物の特性

火砕流により甚大な被害を受けた水無川中流域に当たる島原市北上木場町、白谷町を現地調査した結果から得た火砕流堆積物の特性は以下のようであった⁷⁾。

- i) 火砕流の堆積物(本体部および熱風部)は未固結であり手でも掘ることができる状態であった。このため火砕流堆積物は表面流水により侵食されやすい状態にあった。
- ii) 火砕流の熱風を受けた地域では家屋は完全に焼失していた。また道路のアスファルト舗装が一部溶け出していた。さらに自動車のタイヤが焼失していたこと等から火砕流本体部および熱風部の温度は約450℃以上あったものと推定される。
- iii) 火砕流により巨礫(長径7m, 短径5m)が本川と赤松川の合流点付近まで運搬された。
- iv) 火砕流の熱風部により焼失した地域および本体部の崩れた土砂が薄く(約10cm以下)堆積した地域では火砕流発生後3カ月間で植生(草木類、竹類)が回復しつつあった。一方、火砕流本体部の土砂が厚く(約1m以上)堆積している地区では植生はほとんどみられなかった。5年以上を経た現在も火砕流堆積物の厚い場所では植生の回復はみられない。
- v) 9月11日の現地踏査時に火砕流の堆積地から土砂の試料を採取して土質試験を行った。これらから火砕流堆積物は土質区分では礫あるいは砂であり未固結であるが比較的締まっていることが判明した(表-1参照)。

(2) 主な火砕流災害による被害

① 1991年6月3日及び6月8日の火砕流³⁾による被害

水無川の溶岩ドームの崩壊による火砕流は1991年5月24日から始まり徐々にその流下距離をのばしていった。そして6月3日午後3時50分頃堆積土砂量約250万m³の火砕流が発生し、火砕流の本体部及び熱風部は、それぞれ火口から約3.6

km及び4.5kmまで流下した。そして、谷の出口にあった北上木場町及び南上木場町の一部を襲い死者・行方不明者43名、負傷者10名、住家の焼失・全壊49棟、非住家の全壊130棟という大惨事が発生した（図-6）。

6月8日19時50分頃堆積土砂量約350万 m^3 の火砕流が発生し、火砕流の本体部は水無川沿いに流下して河道を土砂で埋め火口より約5.5km下流の国道57号付近まで到達した（図-7）。この時の火砕流の土砂及び熱風による影響範囲は約6.0 km^2 に達し、火砕流による焼失・全壊家屋は更に207棟（住家72棟、非住家135棟）増加した。しかし、島原市、深江町により事前に警戒区域が設定されていたため人的被害は皆無であった。

② 1991年9月15日の火砕流⁷⁾による被害

第3ドームの崩落は9月15日午後4時頃から活発化し、おしが谷で火砕流が頻発したが、午後6時54分には継続時間が11分10秒、堆積土砂量約400万 m^3 規模の火砕流が発生した。この火砕流は垂木台地にぶつかり、方向を右に変えて流下し、水無川本川に合流した後、本体部は左に進路を変え水無川本川に沿って流下し火口から約5.8km下流の白谷橋付近に到達した。一方、火砕流熱風部は本体部と同様に右に進路を変えて流下し、水無川本川に合流した後、本体部とは違ってほぼそのまま直進し、幅約900m、最大長さ約600mで拡散し、島原市上木場地区および深江町の大野木場地区を襲った（図-8）。被害のあった区域は警戒区域となっていたため人的な被害はなかったが、本体部のくずれた土砂および熱風部によりあらたに住家48棟、非住家128棟が焼失した。

③ 1993年6月23日～24日の火砕流による被害

1993年5月21日より、火砕流は中尾川流域に流下しはじめ5月24日には、火砕流の先端が、島原市南千本木町の住宅地区に達しているのが確認された。

6月23日～24日にかけて約200万 m^3 の第11溶岩ドームの一部が崩壊し、中尾川方面に大規模な火砕流が発生した（図-9）。

火砕流は火口からほぼ直線的に中尾川に流入し、本体部は中尾川の盆地入口から扇状に、長さ、幅とも約700mの範囲（勾配4°）に堆積し、火口からの流下距離は3.5kmに達した。斜め写真や治山ダムなどの埋没状況などから判断すると、最も厚いところで5～10m程度である。また、本体部の堆積物表面には直径が5～10m程度の巨大な溶岩塊が多数、散在している⁸⁾。

表-1 火砕流堆積土砂の土質試験結果⁷⁾

項目	資料名	X	Y	Z	備考
単位体積重量 (gf/cm^3)		1.41	—	—	
礫分 (2mm ~ 75mm)		23	69	21	75mm未満の土粒子の土砂のみ使用
砂分 (75 μm ~ 2mm)		69	27	67	
シルト分 (5 μm ~ 75 μm)		6	3	10	
粘土分 (5 μm 未満)		2	1	2	
土粒子の密度 (gf/cm^3)		2.577	2.596	2.592	
pH		7.4	7.3	7.2	
火砕流堆積区域の分類		本体部のくずれ	本体部	本体部	



図-6 1991年6月3日に発生した火砕流の堆積範囲³⁾

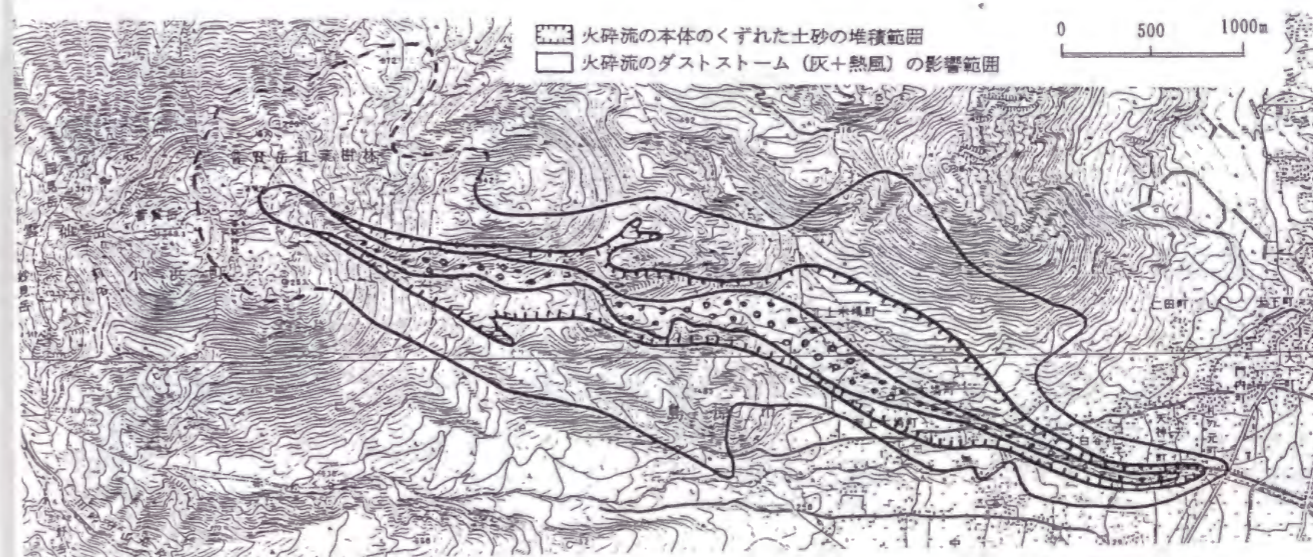


図-7 1991年6月8日に発生した火砕流の堆積範囲³⁾

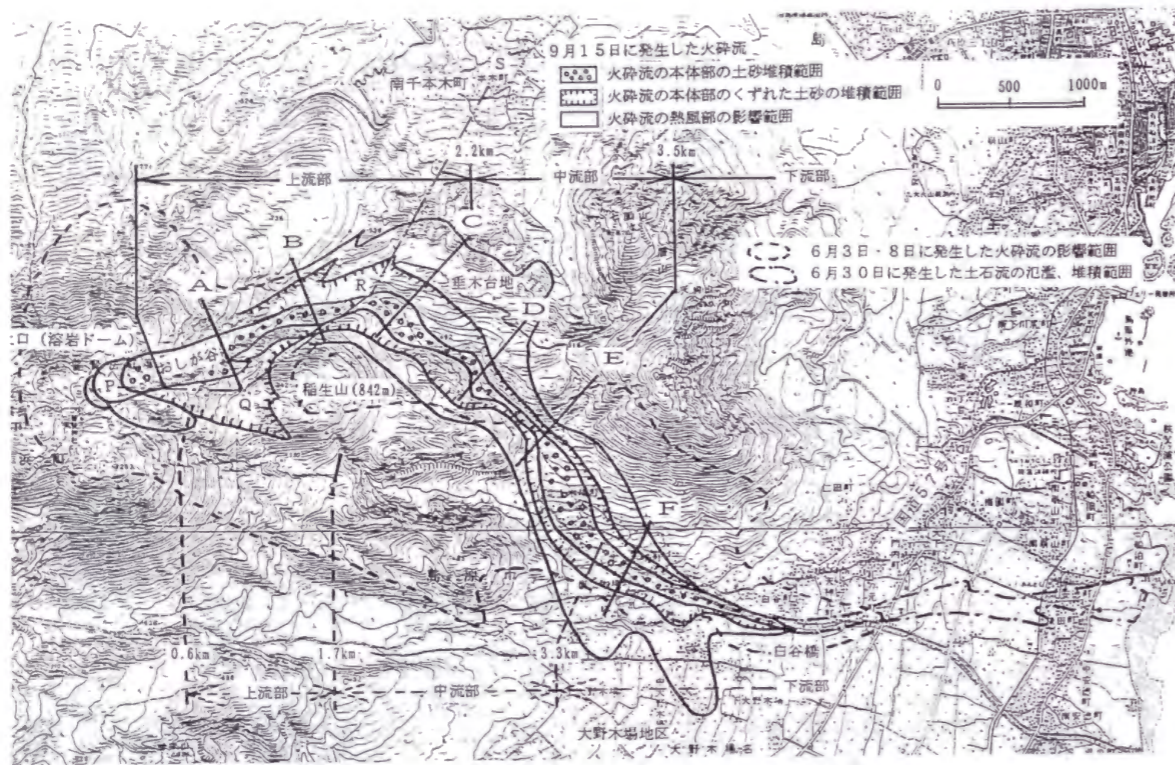


図-8 1991年9月15日に発生した火砕流の堆積範囲⁷⁾

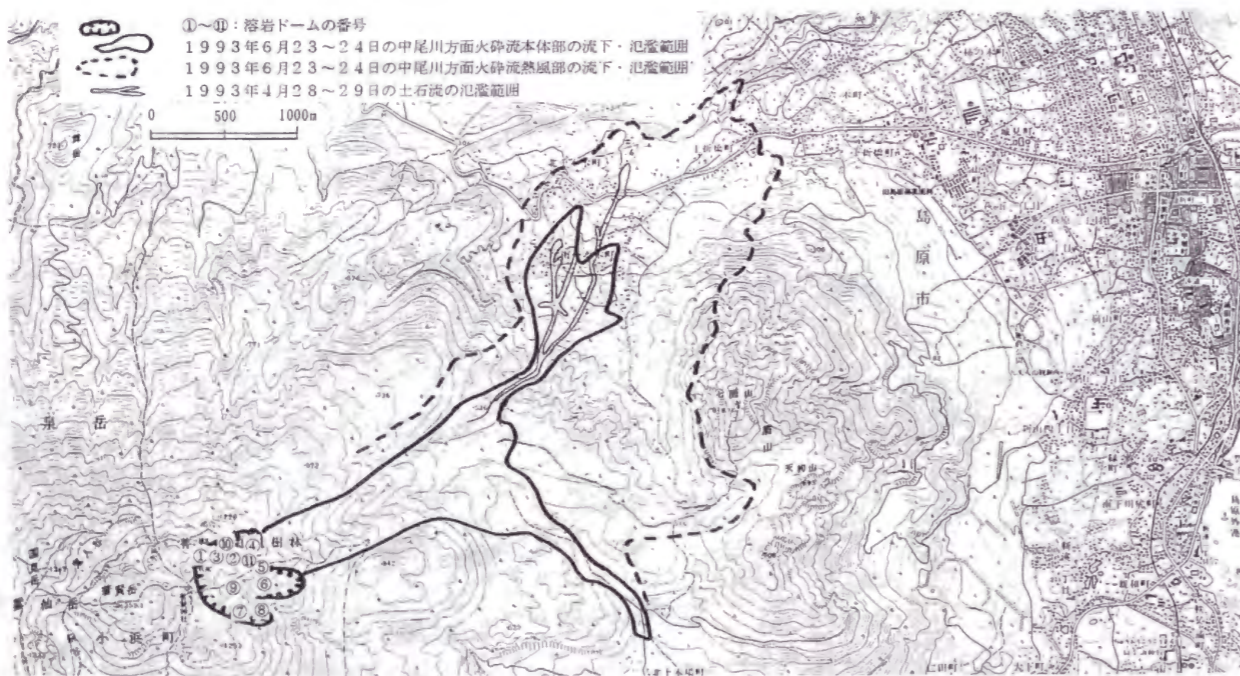


図-9 雲仙普賢岳中尾川流域における火砕流、土石流の堆積範囲⁸⁾

一方、熱風部は、千本木地区の盆地内のほぼ全域にわたって流下しており、県道を超えて本体部の堆積先端よりも約1.3km下流（火口から4.8kmの地点）の上折橋町にまで達した⁸⁾。熱風部が流下した山腹斜面ではその流下方向に樹木がなぎ倒されており、標高が高い所まで樹木の葉が変色してあることから、鉛直方向にもかなりの広範囲にわたって、熱風部が及んだものと考えられる。この火砕流により死者1名、焼失家屋209棟（内住家106棟）の被害が生じた。

第4節 土石流の発生とその被害

(1) 水無川に発生した土石流

① 土石流の発生⁹⁾

雲仙普賢岳に発生する土石流はすべて降雨に起因している。そこで土石流と降雨との関係を整理したのが図-10である。

この図から以下のことが判断できる。

- i) 時間雨量が20mmを超えると土石流の発生の可能性が大きく、特に1時間程度で降りやむ場合を除くとすべて土石流の発生がある。
- ii) 時間雨量が10mmを越した降雨は数多く発生しているが、その降雨のあった時の火砕流発生の場合とその頻度により土石流が発生しない場合も多い。（具体的には第3章に詳述する。）

このように雲仙普賢岳における土石流の発生は、単に降雨量によって規制されるのではなく、存在する火砕流堆積物や火山灰によっても大きく影響を受けている。

火砕流堆積物による影響について調査した結果は第3章に詳述するが概略以下のようにまとめられる。

- i) 火砕流堆積物が存在しない区域では、火山灰の影響がなければ火山活動開始前の性質と同じであり、浸透能が高く、少量の雨で土砂移動現象が生ずることは考えにくい。
- ii) 火砕流堆積物が継続的に流下する区域では、堆積物の表面温度が高いため、降雨は蒸発して表面流となりにくいことから、ガリーの形成は少なく土石流は発生しにくい。
- iii) 温度が下がった火砕流堆積物は、流水に対し不安定な堆積物であり容易

に洗掘され土石流の材料となりうる。

次に土石流の発生に深く関係するガリーの形成を水理学的に検討した結果を述べる。ガリーの形成・発達モデルを以下のように考える。

ガリー幅 B (m) はある降雨によって流下する土石流流量 Q_P (m^3/s) の関数として示すこととし、

$$B = \alpha Q_P^{1/2} \dots\dots\dots(1)$$

で与える。

Q_P は清水流量 Q_0 (m^3/s) との関係¹⁰⁾として次のように示す。

$$Q_P = \frac{C_*}{C_* - C_d} Q_0 \dots\dots\dots(2)$$

ここで C_* : 堆積土砂の容積濃度、 C_d : 流動中の土石流の容積濃度である。雲仙普賢岳の火砕流の堆積濃度 C_* を 0.6 (現地調査資料より) とし、ある降雨から得られる清水流量 Q_0 (雨量強度としては発生した最大時間雨量を与え、流出係数 f は 1.0 としたラショナル式による値) と流動中の土石流濃度からある降雨により発生する土石流の流量を計算することとする。ここで、1992年3月11日と5月10日の空中写真から、ガリー幅が 1m、3m および 5m となる地点とその上流域の集水面積を判読した。この空中写真は各々 3月1日及び3月15日の土石流による地形変動を示すものとして判読に使用した。そしてガリーは 3月1日と15日の土石流によって形成されたものと仮定し、判読されたガリー幅を形成するに必要な上流域の集水面積の実績値と 3月1日と15日の最大時間雨量 (mm/hr) によって、式(1)および(2)を用いたガリー幅 1m、3m と 5m を形成するに必要な集水面積の計算値を水無川支川おしが谷を例に示したのが図-11である。この場合、式(1)の α については桜島における土石流のピーク流量と河道幅との関係から得られた値¹¹⁾を参考に $\alpha = 2.0$ を与えた。また、 C_d については 3月1日、15日に流出した土砂量と総雨量から求めた総流出量から計算された平均的な土砂濃度(4.6%)を与えている。

図-11より計算値と実測値がよく一致しており、ガリーが土石流の発生と関係していることが明らかになった。そして、ガリーが一度できると集合運搬状の土石流でガリーが埋塞するか、もしくは土石流量がガリー幅をこえるような大きな規模とならない限り、上流からの土石流は分散せず流下する。

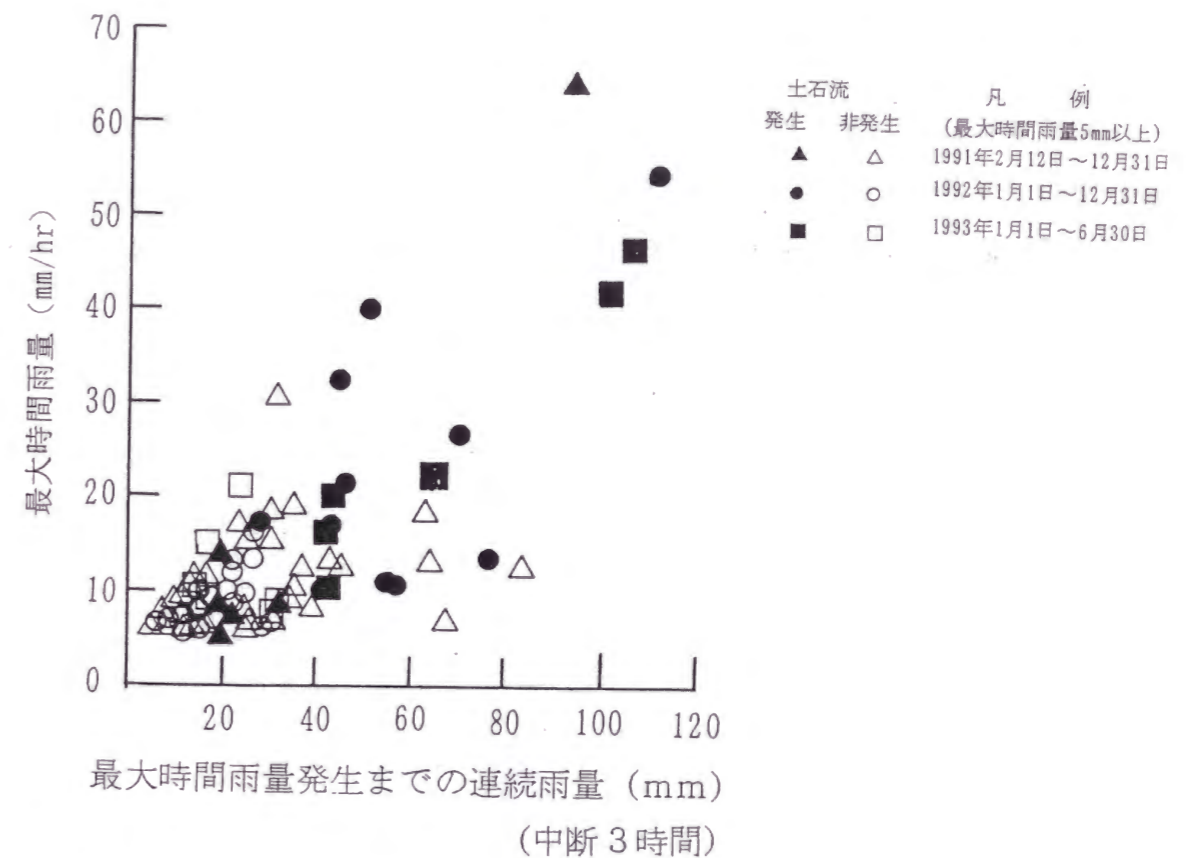


図-10 土石流の発生と降雨量との関係(参考文献⁹⁾に加筆)

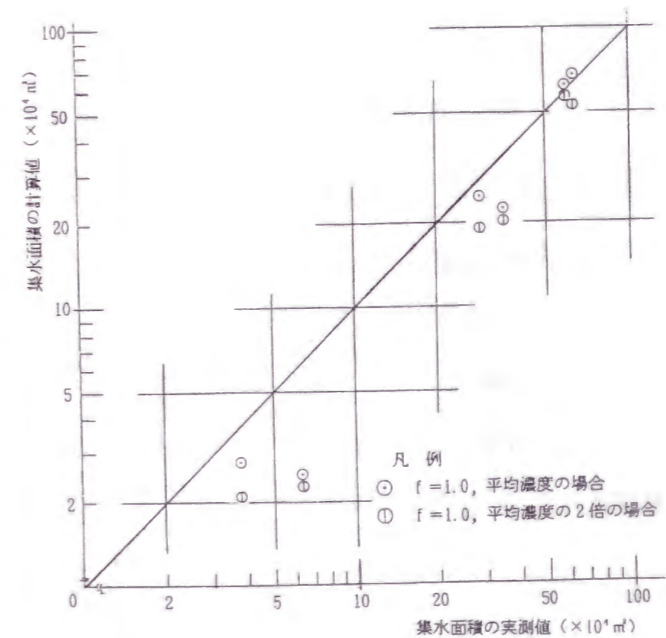


図-11 おしが谷におけるガリー形成と集水面積⁹⁾

このように、雲仙普賢岳に発生する土石流は、火山灰や火砕流堆積物の存在と表面流の発生、ガリーの形成・発達に強く関係している。

② 土石流の流動

1993年3月15日と4月28日に発生した土石流についてV. T. R. カメラによって挙動を撮影できた。そこでこの記録より土石流の流れの特性（先端速度(V_f)、波高(h))を解析し¹²⁾、また堆積物の粒度調査から平均的な粒径(d_{50})を得た。

その結果を表-2に示す。

表-2 1993年に水無川に発生した土石流の特性¹²⁾

発生日時	V_f	h	$\phi = V_f/u_*$	h/d_{50}
1993. 3. 15	10.0m/s	1.8m	11.66	22.5
1993. 4. 28 13時39分	8.0	1.2	10.69	15.0
16時32分	6.0	1.0	8.78	12.5

高橋¹³⁾は、ゲイザウト流体として取り扱える領域の定常的な土石流の平均流速式として以下の式を与えている。

$$u = \frac{2}{5} \left\{ \frac{1}{a_i \sin \alpha} \left[C_d + (1 - C_d) \frac{\rho}{\sigma} \right] \right\}^{1/2} \times \left[(C_*/C_d)^{1/3} - 1 \right] \frac{(g \sin \beta)^{1/2}}{d_m} \cdot h^{3/2} \dots\dots(3)$$

(3)式の両辺を u_* で除し、実験により得られた $a_i \sin \alpha = 0.031$ ¹³⁾を与え、流れの表面の勾配 β については $\sin \beta \approx i$ とすると

$$u/u_* = 2.27 \left\{ C_d + (1 - C_d) \frac{\rho}{\sigma} \right\}^{1/2} \left\{ (C_*/C_d)^{1/3} - 1 \right\} h/d \dots\dots(4)$$

が得られる。

ここに、 C_d, C_* は前出と同じである。また、 ρ :水の密度、 σ :砂礫の密度である。ここで雲仙の現地から得られた $C_* = 0.63$ 、 $\sigma = 2.54$ 、そして $\rho = 1.0$ を与えると、

$$C_d = 0.2 \text{ の場合 } u/u_* = 0.7574 \frac{h}{d}$$

$$C_d = 0.3 \text{ の場合 } u/u_* = 0.4831 \frac{h}{d}$$

が得られる。

表-2の $\phi = (u/u_*)$ と h/d との関係はほぼこの C_d が0.2~0.3の間で示される。

V. T. Rによる実際の流れからはむしろ以下のような考え方の方が実態と一致していると思われる。すなわち、 ϕ の値から見てみると焼岳に発生する典型的な砂礫型土石流の ϕ は一般的に5以下であり¹⁴⁾、また桜島に発生する泥流型土石流の ϕ は10~20¹⁴⁾であることから、雲仙水無川に発生する土石流はどちらかというところ桜島に発生する泥流型土石流に近く、砂礫型に比べて流動性が高いと言える¹⁵⁾。

特に1993年3月15日に発生した土石流及び、4月28日に発生した土石流の初期の流れは国道57号上流に応急的に施工されていた3号遊砂地(図-12参照)により大粒径の砂礫が捕捉されたため流れの中に存在する礫の平均粒径が小さくなり流速が大きくなったと考えることができる。

③ 土石流の堆積

特に堆積の状況が把握できている1993年4月28日~29日の土石流について議論する¹²⁾。土石流発生後に撮影した空中写真および現地調査結果より得られた土石流の氾濫・堆積範囲および土砂の堆積厚の分布を図-12に、下流の水無川河道での土砂堆積状況を図-13で示した。

これらの結果より、土石流の氾濫地点は、河口より約0.4km、0.8km、1.2km地点である。最下流の氾濫は海水位面による堆積基準面からの堆積の遡上によるものと考えられる。1992年8月に発生した土石流は大径の礫を有して流れたため河床の勾配変化点で堆積を開始していて、河口部における土砂の堆積は顕著ではなかった。

1993年4月の土石流で河口部の堆積の遡上が生じた理由としては、

- i) 土石流に含まれていた巨礫が第3号遊砂地に捕捉され、最初の土石流では比較的細粒の土砂が流れてきたため、土石流が河口まで到達し堆積が生じた。

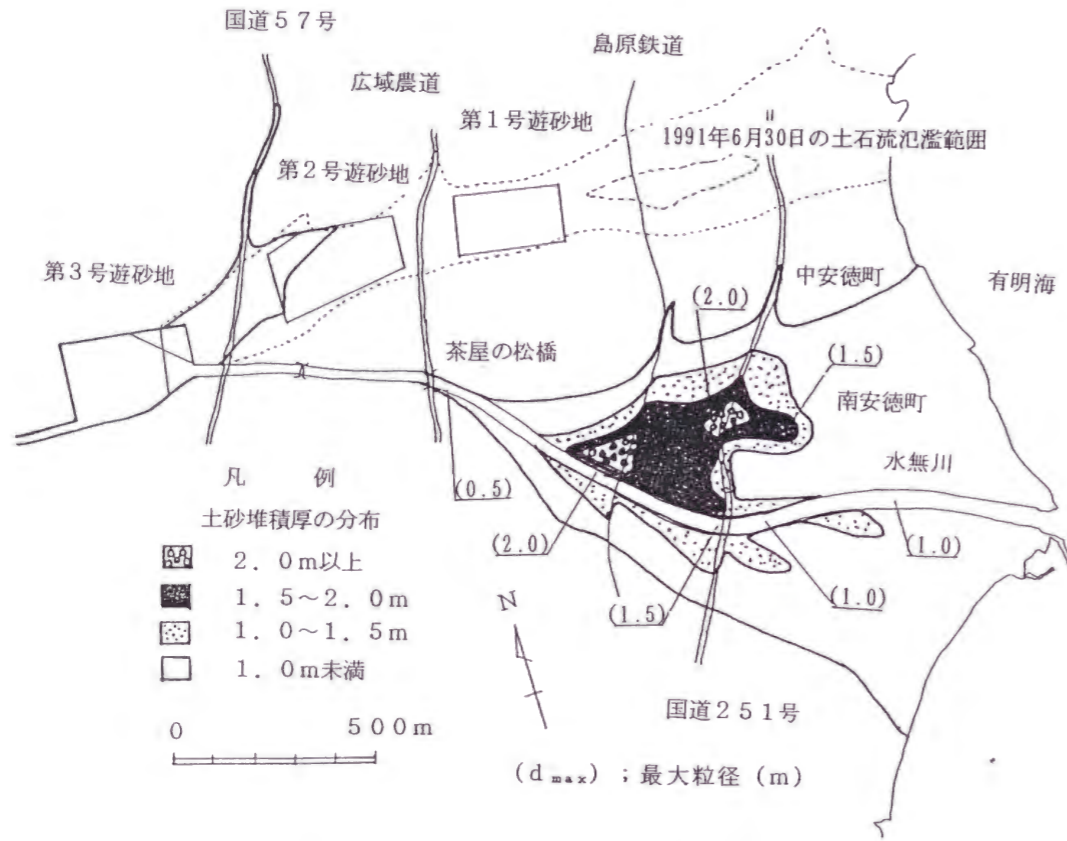


図-12 1993年4月28日~29日に発生した土石流の氾濫範囲と土砂堆積厚分布(概略調査結果)^{1,2)}

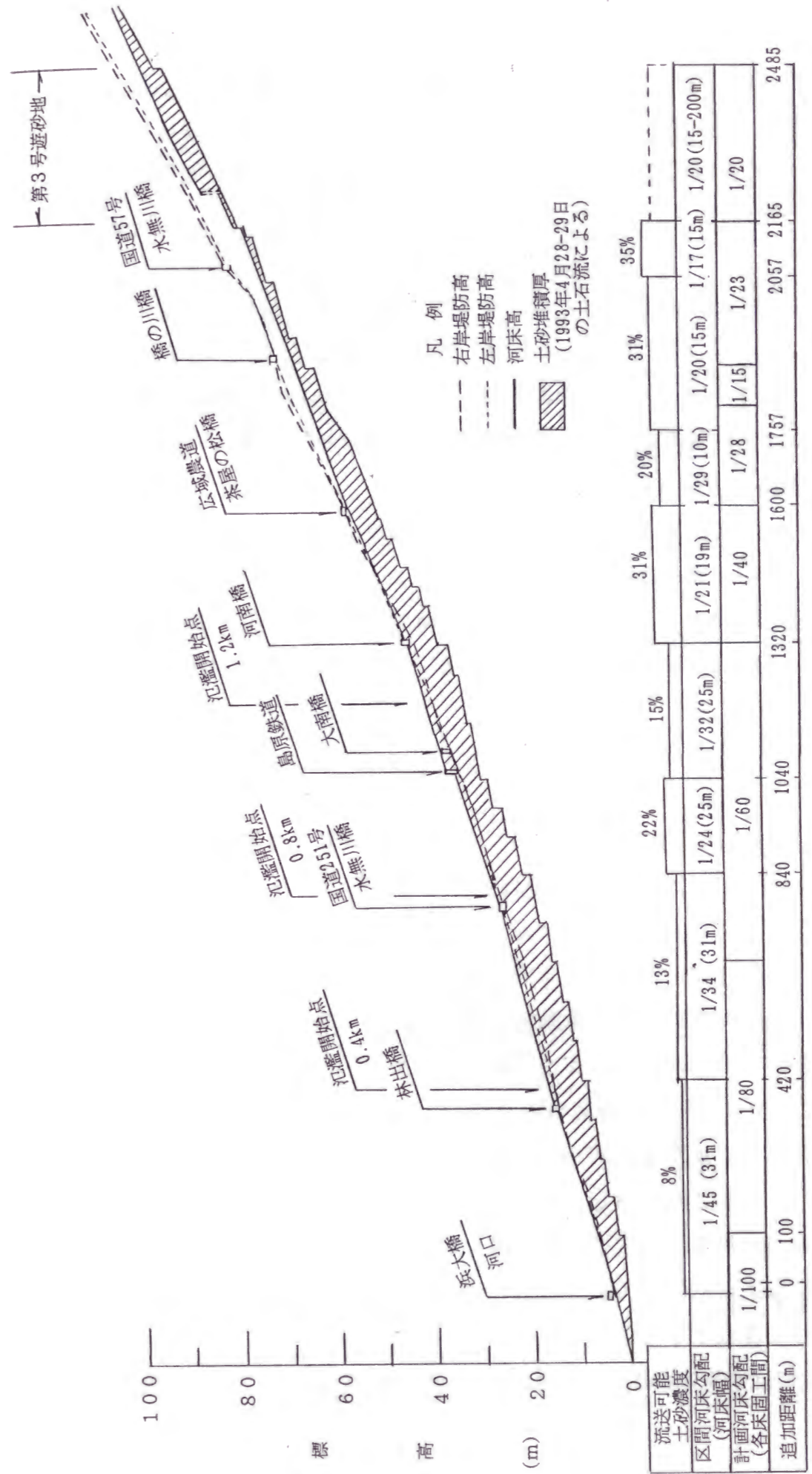


図-13 水無川下流河道部における土砂堆積縦断面図(1993年4月28-29日の土石流による)

ii) 4月28日に発生した土石流のうち下流まで到達する規模の土石流の第1波と考えられる12時10分頃(ワイヤーセンサーの切断時刻による)に発生した土石流は満潮時(12時20分)とかさなっていて河口部付近で堆積基準面が形成されやすかった。

が考えられる。

河口部から開始された堆積は徐々に上流へと伝播し(土石流による堆積の遡上については既に筆者により実験的にも確認¹⁶⁾されている)、28日15時頃、0.8km付近から氾濫が始まった。その後第3号遊砂地の満砂に伴い土石流は巨礫を含んで流下し始めたため、島原鉄道橋付近の勾配変化点での堆積が進んで28日夜半から土石流の氾濫が生じたと考えられる。

これらは、V. T. R. の解析と現地での聞き込み調査から氾濫開始時間とよく合っている。また、堆積土砂に含まれる礫の調査から、島原鉄道橋付近や左岸に氾濫堆積した堆積物に含まれる巨礫の直径が約2.0mであるのに対し、島原鉄道橋下流におけるそれは約1.0m程度と大きな差があることも上述の堆積過程を裏付けている。

(2) 主な土石流災害とその被害

① 1991年6月30日の土石流³⁾による被害

6月30日、島原半島東北部は梅雨前線の活発化に伴う雷雨性の豪雨に見舞われた。最大時間雨量及び6月30日の日雨量は雲仙岳観測所でそれぞれ64mm、188mmに達した。水無川と湯江川では土石流が発生したが発生時刻はワイヤーセンサーの切断時刻から18時30分頃と推定される。

水無川での土石流発生は火砕流堆積物が堆積している本川ではなくて、水無川左支川(おしが谷)及び水無川右支川の赤松谷川からである(図-14)。水無川本川の上・中流部に堆積していた火砕流の堆積物が土石流の発生源とならなかったのは、火砕流堆積物の温度がまだ高く、降雨が蒸発して表面流の発生が困難であったためと考えられる。これに対し、おしが谷と赤松谷川には火山灰や水無川本川を流れ下る火砕流の熱風部の堆積物が堆積しており、これらが表面流の発生のしやすさに影響を与えたものと考えられる。そして、古い火山噴出物を洗掘して下流に土石流として流れ下った。

6月30日時点では水無川の河道は6月8日の火砕流堆積物により国道57号付近ま



図-14 1991年6月30日水無川に発生した土石流の流下、氾濫、堆積範囲³⁾

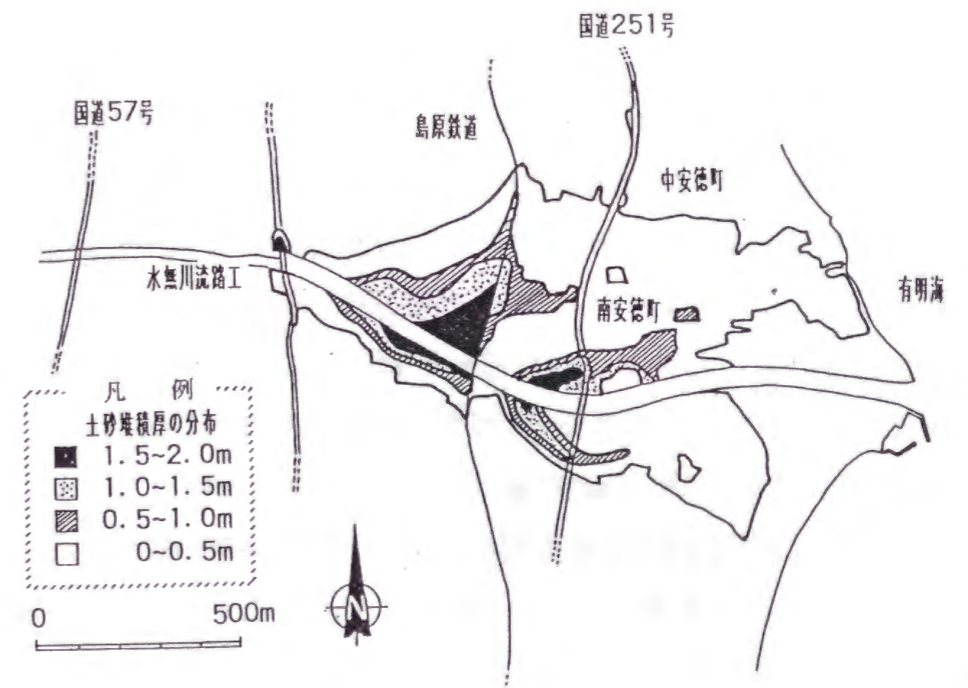


図-15 1992年8月8日～15日に発生した土石流の氾濫範囲と土砂堆積厚分布¹⁷⁾

で埋まっていたため、赤松谷川と水無川左支川から流下してきた土石流は合流後水無川の河道の左岸側(相対的に低い)に集中して扇状地上を流下した。空中写真判読によれば土石流による新たな土砂氾濫範囲は約35万㎡で、堆積した土砂量は約38万㎡である。一方、土石流の一部は土砂流となって国道57号より下流の水無川本川河道を流下したと推定され、国道251号付近の河道に約8万㎡の土砂が堆積した。このため河床は護岸の天端まで上昇して土砂量は周辺に氾濫し家屋に被害を与えた。

赤松谷川では、土石流とともに多量の流木が流下し、これが赤松谷第2砂防ダム下流の橋梁に詰まったため土石流の一部は周辺に氾濫し家屋に被害を与えた。6月30日時点では水無川下流域は警戒区域に指定されており住民は全員避難していたため人命への被害はなかったが、土石流の氾濫、堆積により全壊家屋40棟、半壊家屋17棟の大きな被害が発生した。

② 1992年8月8日の土石流¹⁷⁾による被害

1992年8月8日、台風10号は熊本県から福岡県へと北九州を通過した。このため九州・西中国地方は激しい風雨に見舞われ、長崎県島原地方も豪雨に襲われ水無川で土石流が発生した。雲仙岳測候所における8月8日8時から9時までの1時間雨量は54.5mmであり、降り始めの8月8日2時から降り終わりの8日16時までの雨量は138mmであった。この土石流により国道57号より下流に流出してきた土砂量は約23万㎡と推定されており、このうち約22万㎡が水無川の本川部(旧河道部)に流入して堆積・氾濫したが、その内の約20万㎡が河道内に堆積し、約2万㎡が河道外へ氾濫した。なお、約1万㎡は国道57号上流で左岸側を流下して国道57号下流に設置されていた遊砂地内に堆積した(図-15)。この土石流による被害は8月15日発生 of 土石流も含め住家164棟、非住家80棟の合計244棟となった。

③ 1993年4月28日-29日の土石流¹²⁾による被害

1993年4月28日から29日にかけて最大時間雨量42mm、連続雨量329.0mmという降雨により水無川では土石流が発生した(図-12, 13)。この土石流については、第3号遊砂地上流の河床より1m、2m、3mの位置に張られたワイヤーセンサの切断時刻がそれぞれ28日の10時12分、12時10分、13時35分であったこと、および深江町により4月28日に撮影・記録されたビデオ映像では水無川下流の広域農道と島原鉄道のほぼ中間にある河南橋付近を4月28日13時39分および16時32分に

土石流が流下していることから、今回の土石流において小規模な土石流が28日の午前10時頃を始めとして数回にわたり発生したものと考えられる。また水無川下流に設置されていたテレビカメラによる映像より、河南橋付近を流下した土石流の波高、および流速はそれぞれ約1.2m、約1.0m、約8m/s、約6m/sであった。一方、国道57号より約200m下流の橋の川橋のクリアランス約3mを何の障害もなく土石流が流下していること、また橋の川橋下流付近の土石流流下痕跡(河岸の草の損傷状況、川岸への土砂の付着状況)が河床より約2.0mであること等により水無川下流河道における土石流の波高は最大でも約2.0m程度であったものと推測された。図-12に現地調査により明らかになった土石流の氾濫範囲を示す。土石流の氾濫は第4節(1)水無川に発生した土石流、③土石流の堆積で述べたように堆積遡上により生じたもので、氾濫面積は約77ha、流出土砂の総量は約95万㎡と推定されている。この土石流による家屋被害は5月2日の土石流によるものを含め住家372棟、非住家207棟、計579棟に及んでいる。

参考文献

- 1) 例えば、片山信夫：島原大変に関する自然現象古記録、九大理学部島原火山観測所研究報告、No. 9, pp. 1-45, 1974
島原市：島原半島の地震災害記録、広報しまばらpp262~263, 平成4年11月
- 2) 長崎県島原振興局(1997年1月24日発表)資料による。
- 3) 池谷 浩、石川芳治 平成3年雲仙岳噴火に伴う火砕流、土石流災害、土木技術資料 Vol. 33, No. 11, pp52~60, 1991
- 4) 溶岩ドームの出現日については九州大学理学部中田節也氏作成のメモによる
- 5) 建設省土木研究所砂防部砂防研究室作成(1993年)資料による
- 6) 池谷 浩：土木技術者のための火砕流入門、土木施工32巻 12号 pp9~16, 1991, 12
- 7) 池谷 浩、石川芳治：雲仙普賢岳で発生した火砕流、土石流災害(第2報)、土木技術資料、Vol. 34 No. 6 pp. 52~59, 1992
- 8) 建設省九州地方建設局雲仙復興工事事務所：平成5年6月23日~24日に雲仙普賢岳北側の山麓の千本木地区を襲った火砕流、砂防学会誌 Vol. 46, No.3.

p61. 1993

- 9) 池谷 浩:雲仙・水無川の土石流発生機構について、砂防学会誌 Vol. 46. No. 2、pp15~21、1993
- 10) 芦田和男、高橋保、沢田豊明:山地流域における出水と土砂流出(5)、京都大学防災研究所年報第19号B、p350. 1976
- 11) 池谷 浩:土石流(Ⅱ)、土木技術資料Vol. 23. No. 7. pp46~51. 1981
- 12) 池谷 浩、石川芳治:雲仙岳に発生した土石流の特性、平成5年度砂防学会研究発表会、1993
- 13) 高橋 保:土石流の発生と流動の機構、土と基礎、Vol. 26. No. 6. pp45~50, 1978
- 14) 池谷 浩:土石流とその対策について、砂防および地すべり防止講義集、No. 20, pp. 35-41, 1980
- 15) 池谷 浩:雲仙普賢岳の土石流災害、日本地質学会関東支部講演会pp. 7~16, 1994
- 16) 池谷 浩:上原信司:桜島野尻川流路工水理模型実験報告書、土木研究所資料、No. 1442, 1978
- 17) 池谷 浩、石川芳治:1992年8月雲仙普賢岳に発生した土石流(速報)、砂防学会誌Vol. 45 No3. pp52~56, . 1992

第2章 火山噴出物の浸透特性と土石流発生限界雨量

第1節 概説

火山地域において、火山噴火に伴う火山灰の降下等火山噴出物の細粒の土砂が地表を覆うことにより、雨水の浸透能が小さくなって、表面流が発生しやすくなる。これまでの火山活動と浸透特性との関係に関する研究としては1977年の有珠山噴火後の研究があり、以下の事が発表されている。

- ① 河野ら¹⁾の研究によれば有珠山の噴火に伴う火山灰の透水係数は、 $1.6 \times 10^{-5} \text{cm/s}$ と不透水層を形成する。
- ② 山岡ら²⁾の研究では細粒火山灰が粒径の粗い層の空隙の目づまりをおこして透水層厚を減少させていた。
- ③ 筆者³⁾は現地調査から斜面に堆積した火山灰の表面が降雨によりモルタル状被膜を形成して浸透能を低下させたものと結論づけた。

このような火山地域の山体地表での浸透能の低下が生ずると、それまでより小さな降雨でも土石流が発生しやすくなることを意味していて、土石流の発生限界となる降雨量が火山活動によって変化することが考えられる。

現在火山活動中の雲仙普賢岳の現地でも同様に火山灰や火砕流堆積物の堆積により細粒の土砂が地表を覆う現象が発生している。火山噴火前は時間雨量が30mmを越す降雨があっても土石流の発生は見られなかった水無川流域で、噴火後はそれより小さな降雨でも土石流の発生が見られている。そこで雲仙普賢岳を事例に火山灰や火砕流堆積物の存在と土石流の発生に関係深いと考えられる浸透特性について、火山活動との関連を調査・研究した。

第2節 土石流発生の実態

1991年1月から1995年12月までの5年間に水無川では数多くの土石流が発生した(表-1参照)。土石流の発生に関係する因子はいくつかあるが、特に降雨をとりあげ1991年～1995年の5年間の時間雨量10mmを越す降雨すべてについて土石流の発生、非発生を整理したのが図-1.1, ~1.4⁴⁾である。1990年11月17日の噴火再開までは土石流発生の記録がほとんどない水無川流域において、火山活動開始以後小さな降雨でも土石流が発生している事実から火山活動による影響で土石流が発生しやすくなったことが想像される。

図-1.1～1.4では縦軸には土石流発生時の時間雨量を、横軸に土石流発生時以前(発生時の降雨量は含まない)の連続降雨量(3時間中断すると別の雨量とする)をとっている。なお、非発生降雨については縦軸にその一連の降雨のうちの最大時間降雨量を、また横軸には最大時間降雨量が発生するまでの連続雨量をとった。

1991年の降雨と土石流発生の関係は、明らかでない。6月30日の土石流発生以外は大きな降雨が少なかったため、ほとんど100,000m³以下の土石流であり、しかも非発生と発生の降雨限界の分離が難しい(図-1.1)。しかし、時間雨量が10mm前後で土石流の発生が見られることは火山噴火までにはなかったことから、火山活動が土石流の発生に影響したことは明らかである。1992年も大きな降雨は比較的少なく、流出土砂量が100,000m³を越す規模の土石流は8月8日及び8月12日～13日に発生したもののみである。しかし、図-1.2からわかるように、1992年は土石流を発生させた雨量と非発生の雨量の分離が比較的良好、土石流の発生と降雨との関係が明確となっている。すなわち、時間雨量が10mmをこえ、連続雨量が30mm程度になった場合は、ほとんど土石流が発生している。

1993年になると、土石流が非発生の事例も目立つようになる(図-1.3)。特に時間雨量が10mm～25mm程度ではむしろ非発生が多くなっている。だが、時間雨量30mm以上の降雨ではすべて土石流が発生していることからある規模以上の降雨に対しては土石流発生との関係がよいと考えられる。

1994年～1995年は火山活動が鎮静化してゆくが、土石流は発生している。図-1.4に示すように、短時間に強雨があっても土石流が発生せず、これまでの土石流の発生における降雨の状況から見ると、降雨との関係は必ずしも良くなく、非

発生が目立っている。しかし、連続雨量が50mmを越えて時間雨量が20mmを越すと、土石流が発生している。

このように土石流の誘因である降雨を整理していくと、年によってその関係が変化していることが判る。この変化の原因については第3章で詳細に議論する。

表-1 水無川における土石流発生状況

年月日	降雨量		流出土砂量 注)	備考
	時間雨量 mm/hr)	発生時までの 連続雨量(mm)		
1991. 5. 15	14.0	20.0	中	注) 流出土砂量の表記 大; 100,000m ³ 以上 中; 30,000~100,000m ³ 小; 5,000~30,000m ³ 小; 5,000m ³ 以下
5. 19	8.5	32.0	中	
5. 20	8.5	6.5	小	
5. 21	8.0	19.0	小	
5. 26	7.0	22.5	中	
6. 30	64.0	30.0	大	
1992. 3. 1	32.0	8.0	中	<ul style="list-style-type: none"> ・降雨量は気象庁雲仙岳測候所の観測値 ・流出土砂量は建設省砂防部調べによる。 ・土石流発生年月日は建設省雲仙復興工事事務所調べによる。
3. 15	26.5	44.0	中	
4. 1	6.5	9.0	小	
4. 22	10.5	30.5	小	
5. 8	10.5	37.5	小	
5. 15	10.0	11.5	小	
6. 7	17.0	11.5	小	
6. 23	13.5	62.5	中	
7. 13	11.0	44.5	小	
8. 8	25.5	32.0	大	
8. 12	40.0	11.0	大	
8. 15	7.0	0.5	小	
9. 29	16.0	26.5	小	
1993. 4. 28	16.5	24.5	} 大	
5. 2	20.0	24.0		
6. 13	36.5	50.5	大	
6. 18	46.5	62.0	大	
6. 22	24.0	75.0	大	
7. 4	29.0	65.0	大	
7. 16	42.5	37.0	大	
9. 3	45.5	44.5	小	
9. 13	17.5	15.0	小	
10. 29	9.5	35.5	小	
1994. 4. 12	16.0	42.0	大	
12. 9	16.5	38.5	中	
1995. 4. 23	23.0	13.5	中	
5. 1	22.5	129.0	中	
6. 3	19.5	34.5	中	
7. 3	31.0	77.5	中	
8. 31	13.5	4.5	中	
9. 11	19.0	72.5	小	

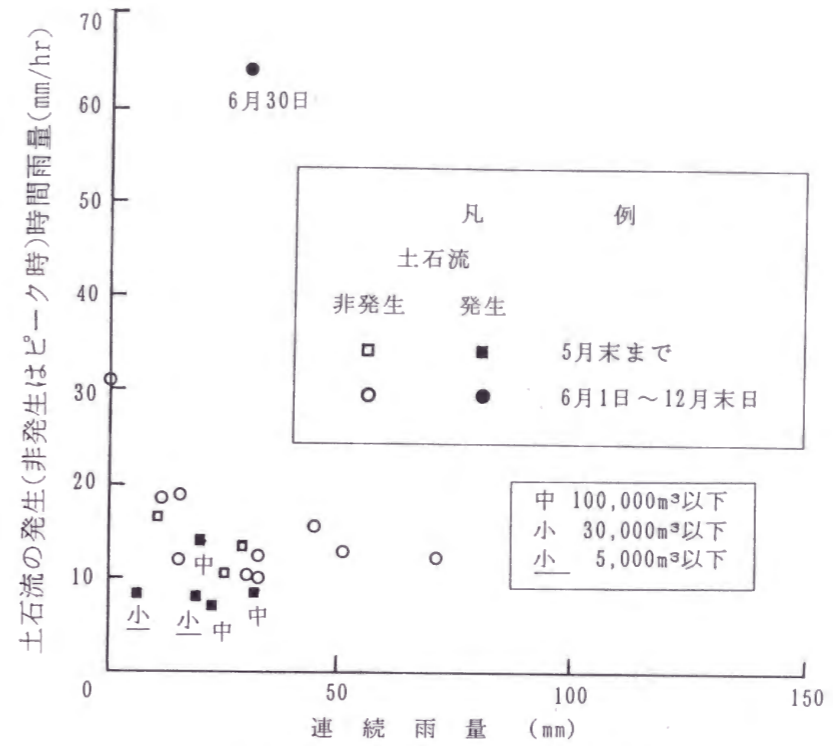


図-1.1 1991年の土石流発生と非発生⁽¹⁾

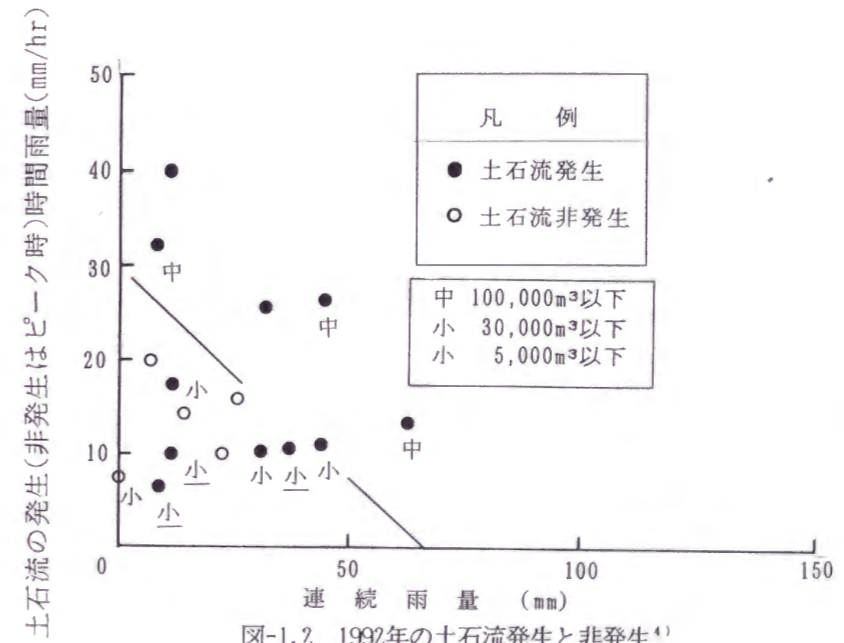


図-1.2 1992年の土石流発生と非発生⁽¹⁾

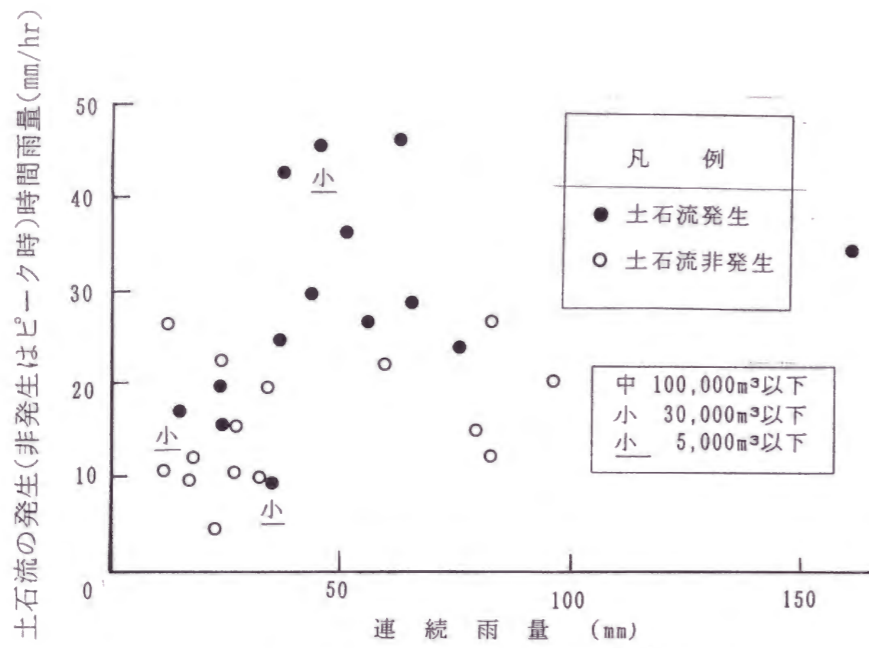


図-1.3 1993年の土石流発生と非発生⁴⁾

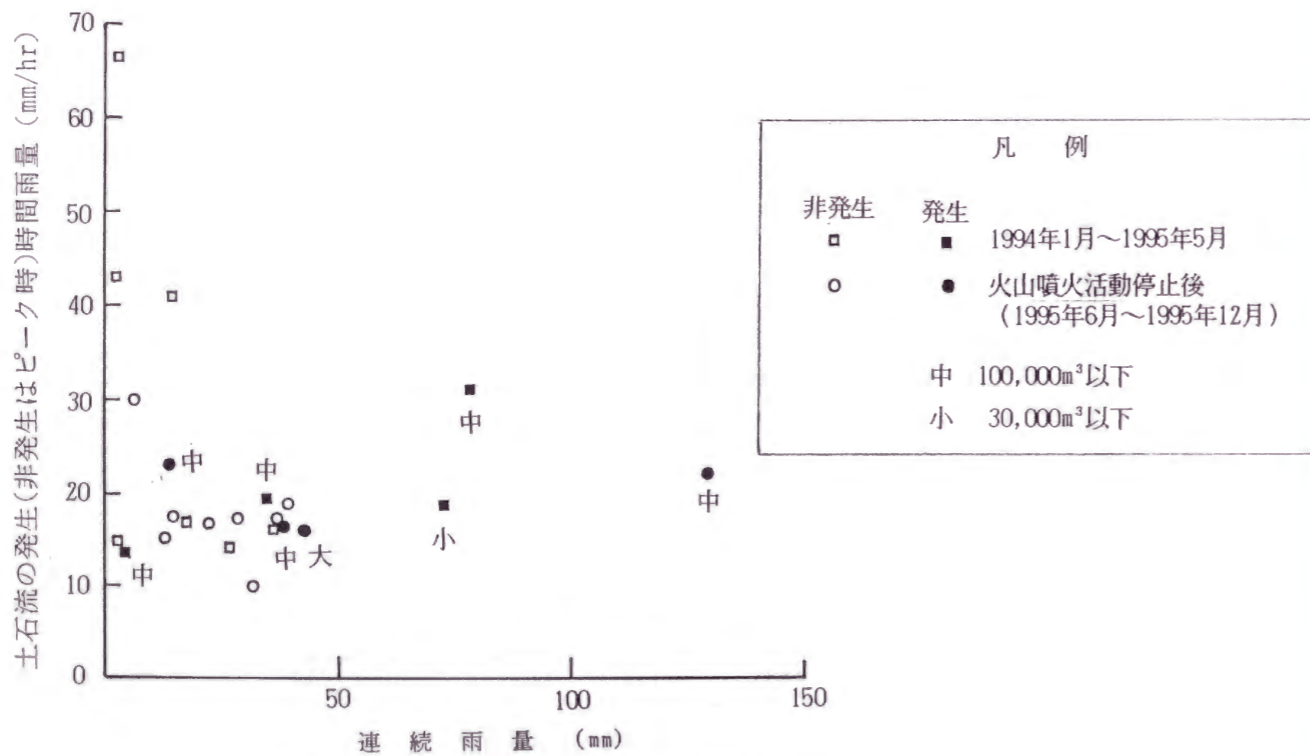


図-1.4 1994~1995年の土石流発生と非発生

第3節 雲仙普賢岳における火山噴出物の浸透特性

(1) 従来の研究

1990年11月に噴火活動を開始した雲仙普賢岳周辺には火山灰や火砕流堆積物が日をおうごとに範囲を広げながら堆積していつている。これら火山噴出物の存在が火山活動前の山体地表部での浸透特性にどのような変化を与えているのか、またそれら火山噴出物の浸透特性は時間とともにどのように変化するかという点から研究を進めた。

これまでに雲仙普賢岳の浸透特性に関して発表された研究は下川ら⁵⁾と小橋ら⁶⁾の研究のみである。そこで1991年から時系列的に浸透能の変化を調査した下川ら⁵⁾の資料からその変化の状況を整理したものが表-2である。

表-2 浸透能の経年変化⁵⁾

	噴火前	1991年	1992年	1993年	備考
平均火山灰 堆積厚 (mm)	0	7	16	17	普賢岳 北北東 約3 km 地点
浸透能 (平均) (mm/hr)	139	35	35	14	
平均火山灰 堆積厚 (mm)	0	7	20	36	普賢岳 北北東 約4 km 地点
浸透能 (平均) (mm/hr)	110	110	29	30	
平均火山灰 堆積厚 (mm)	—	—	35	39	普賢岳 南東 約3 km 地点
浸透能 (平均) (mm/hr)	—	—	12	31	

下川らの浸透能試験は、現地の傾斜地面（長さ100cm×幅50cm）にじょうろで所定の水量（2000cc）を散水して、その下流端で流出量を測定したものである。特に噴火前の資料は、降下火山灰層をはぎとって同じ地点で実施した値である。

調査地点に堆積している火山灰の性質としては、比重2.57（平均値）中央粒径 D_{50} は0.04~0.06mmと報告⁵⁾されている。表-2から明らかに噴火前後で浸透能の値が低下しており、火山灰の存在が表面流の発生しやすいに深く関係していることを示す結果となった。しかし経年変化では火山灰の堆積厚さが増加するほど浸透能の低下を示す傾向がみられるものの、火山灰の堆積厚さから最終浸透能の評価をするには至っていない。

(2) 浸透特性に関する室内実験

小橋ら⁶⁾は浸透特性の変化を詳細に検討する目的で火砕流によって発生した火山灰（サンプル粒度分布は図-2）の浸透特性の変化を室内実験により研究した。

筆者ら⁷⁾も小橋らとまったく同じ方法によりこれまで調査研究のされていなかった火山灰や火山噴出物の影響をあまりうけていない土砂に（サンプルの粒度分布は図-2参照）に関する浸透特性を把握するための室内実験をおこなった。

①実験方法

ここでその室内実験の方法について述べることにする。

まずサンプルの作成は、小橋らの場合火山灰を105℃に保った乾燥炉内に24時間放置して乾燥させ、次に2mmのふるいでふるいながら自由落下させて採土用円筒に充填する方法で行った。筆者らの場合は現地から採取土砂を円筒に充填する方法で行っている。サンプル⁶⁾は厚さ2.5、5、10、15cm（いずれも断面積が20cm²）の4種類作成した。火山灰のサンプルの乾燥密度は1.32g/cm³、間隙率は49%であった。

一方、筆者ら⁷⁾のサンプルの土砂は、図-3に示す水無川下流域の国道251号に近い5ヶ所から採取した。これらは土石流や火砕流の直接の影響を受けたところではない。資料No. 1、2は畑、No. 3は家屋の庭、No. 4は草地そしてNo. 5は林で、それぞれ地表面の土を採取した。

次に実験方法について述べる。

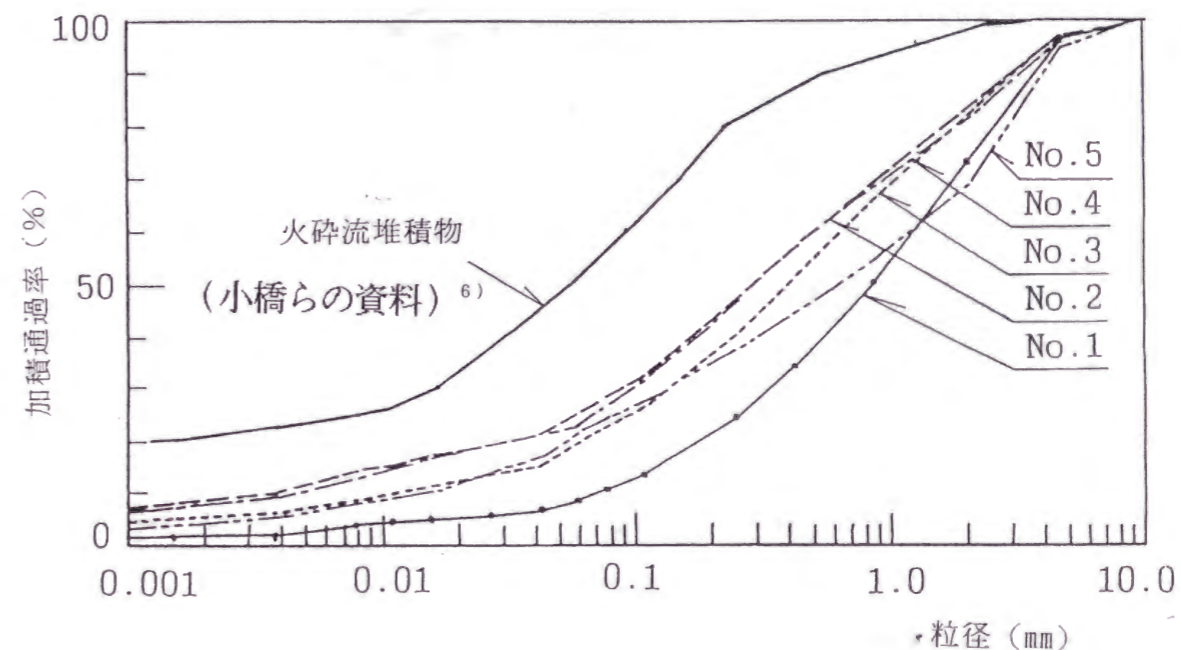


図-2 サンプルの粒度分布⁷⁾



図-3 土砂の採取地点⁷⁾

図-4に実験装置を示す。豊浦標準砂を詰めた円筒の上部にサンプルを設置し、サンプル表面にロータリーポンプで散水を行った。サンプル下部の砂層は、サンプル下面からの排水を良好にするためのものである。

一定強度の降雨を供給し続けるうちにサンプル表面の浸透能が減少して湛水が生じる。そこで湛水後直ちにポンプをマニュアル調節に切り替え、降雨強度がサンプル表面の浸透能と等しくなるように時間と共に給水量を減少させていく。給水量を連続記録することにより、サンプルの浸透能の経時変化を測定した。

給水量の計測は、給水ボトルの重量を電子天秤とパーソナルコンピュータを用いて5秒間隔で自記することにより行った。

②実験結果

小橋ら⁶⁾による火山灰の存在と浸透特性に関する実験結果は、以下のとおりである。

厚さ5cmのサンプルを用い、初期の降雨強度を458, 362, 265, 123, 70, 35mm/hrの7種類に設定して行なわれた。結果を図-5に示す。いずれの初期降雨強度においても、降雨開始後100~2,000secで浸透能低下が進み、最終的には一定の浸透能となることがわかる。

この最終浸透能は、初期降雨強度にかかわらず約14mm/hrであった。また初期降雨強度が大きいほど浸透能低下が早く発生し、その後の低下がより急激であることがわかる。比較のため、豊浦標準砂を用いて作製したサンプル(厚さ5cm、断面積20cm²、飽和透水係数0.02cm/sec)についても265, 70mm/hrの2種類の初期降雨強度で同様の実験を行ったところ、火山灰のサンプルに見られるような浸透能低下は発生しなかった。

図-6は、厚さ5cmのサンプルについて初期降雨強度を458, 362, 265, 123, 70, 35mm/hrの7種類に設定した場合の積算雨量と浸透能の関係を示したものである。すべての初期降雨強度について浸透能の低減曲線が互いに等しくなっていることがわかる。このことから、降雨による浸透能の低下は積算雨量によって決まると考えられる。14mm/hrの最終浸透能にまで減少するのは、積算雨量がおよそ20~23mmのときであり、このときのサンプルの飽和度はおよそ0.8~1.0である。

図-7は、厚さ2.5, 5, 10, 15cmのサンプルについて、それぞれ初期降雨強度を

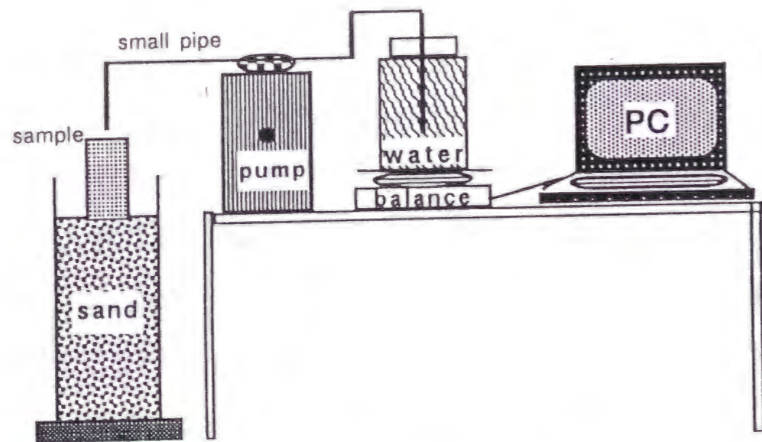


図-4 実験装置の配置⁶⁾

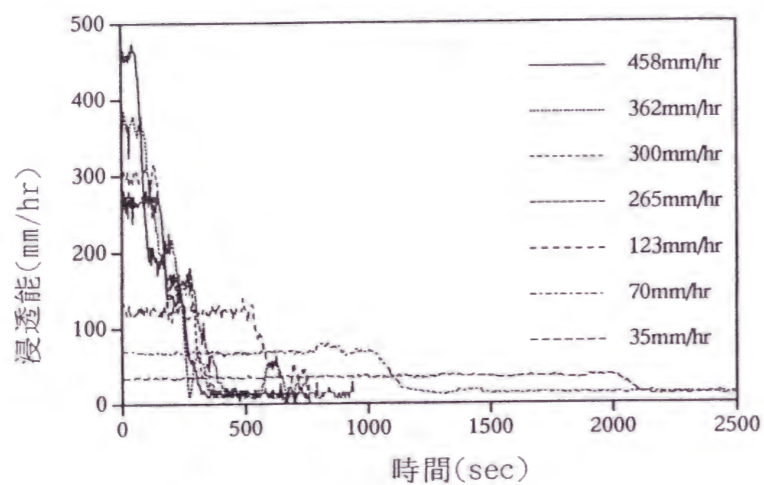


図-5 浸透実験結果 (厚さ 5 cmのサンプル)⁶⁾

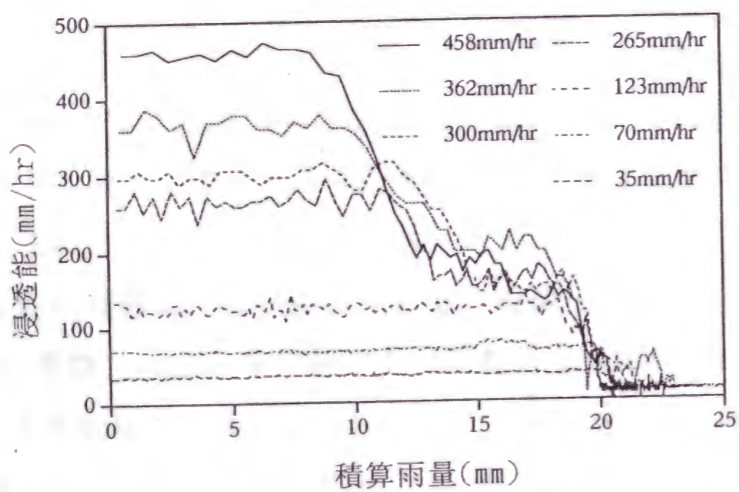


図-6 積算雨量と浸透能の関係 (厚さ 5 cmのサンプル)⁶⁾

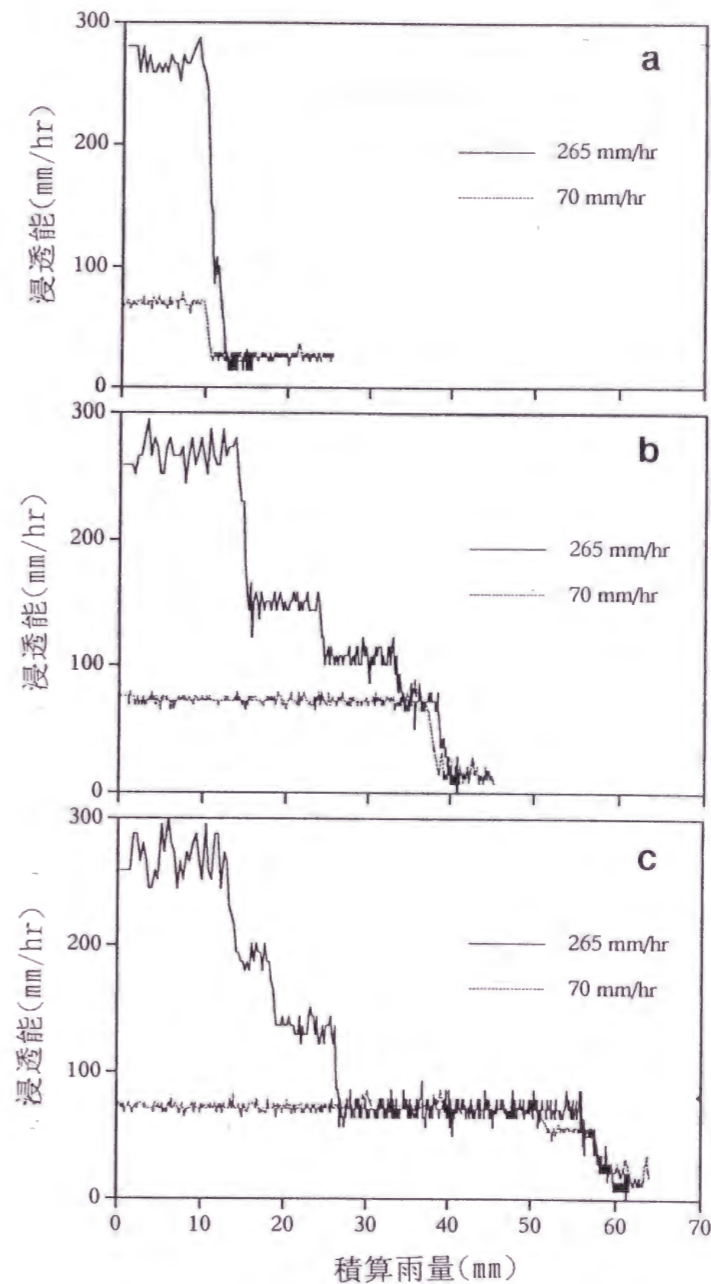


図-7 積算雨量と浸透能の関係⁶⁾

- a: 厚さ 2.5 cm のサンプル
- b: 厚さ 10 cm のサンプル
- c: 厚さ 15 cm のサンプル

265, 70mm/hrの2種類に設定した場合の積算雨量と浸透能の関係を示したものである。最終浸透能に減少するまでの積算雨量は、厚さ2.5cmのサンプルで10~13mm、厚さ15cmのサンプルでは60mmと、サンプルの厚さによって異なっている。しかし、降雨強度265mm/hrでは、いずれも積算雨量が10~15mmで浸透能の低下が開始されていて、特に層厚2.5cmでは最終浸透能にまで至っている。

図-8には、厚さ2.5、5、10、15cmのサンプルについて初期降雨強度を265mm/hrとして実験を行った場合の、飽和度と浸透能との関係を示した。ここで飽和度は、積算雨量を各サンプルの間隙量で除して算出しており、サンプル全体の平均飽和度を意味している。厚さ2.5cmのサンプルでは飽和度0.8において浸透能低下が始まっているのに対し、サンプルの厚さが5、10、15cmと厚くなるにつれ、浸透能低下が始まる飽和度が0.5、0.3、0.2と小さくなっている。すなわち、層厚にかかわらずほぼ20~30mmの積算雨量で浸透能の低下が始まっていることを意味している。一方14mm/hrの最終浸透能となるのは、各サンプルとも飽和度がおよそ0.8~1.0のときである。

小橋らはこれらの実験結果から次のような結論⁶⁾を導いている。

- i) 降雨を経験した後の最終浸透能が、降雨強度や堆積の厚さにかかわらず約14mm/hrとなる。
- ii) 堆積の厚さが等しい場合、浸透能の低減は積算降雨量により決まる。
- iii) 14mm/hrの最終浸透能になるのは、堆積の厚さにかかわらず土層がほぼ飽和したときである。

この他、浸透能150mm/hr以上の範囲の低減曲線がサンプルの厚さにかかわらず比較的似ていることから、初期の急速な浸透能の低下の原因として、サンプル表層付近の土壌構造がなんらかの変化を起こしていることが推測されるとしている。

一方、火山灰の影響の少ない地点での浸透特性に関する実験⁷⁾は、試料の入ったリングを砂の上に置き、初期の給水量を800mm/hr、480mm/hr、310mm/hrとして浸透する水量だけ供給するようにポンプを調節した。そして、同じ地点から採取した試料に対して3ないし4個のサンプルを試験した。図-9に試料No.1とNo.2の平均した浸透量の時間的变化を示す。図-10は実験初期に発水現象が観察されたので浸透量の図は示していない。そして、各試料の最終浸透能を試料の特性とともに一覧表にして示したのが表-3である。

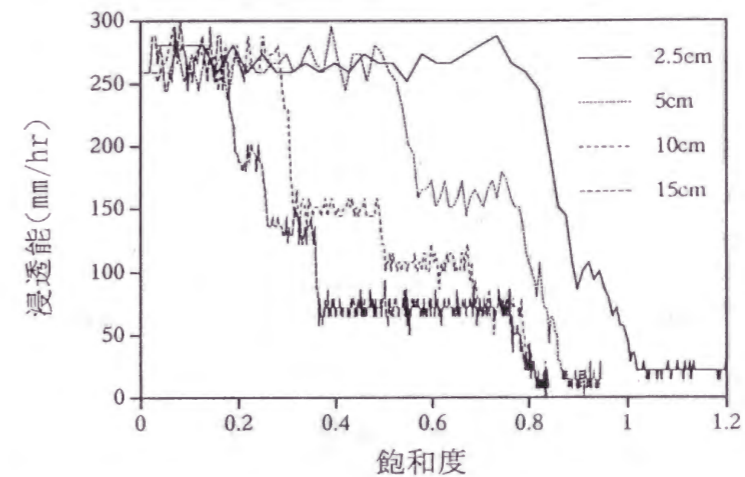


図-8 飽和度と浸透能の関係(初期降雨強度265mm/hr)⁶⁾

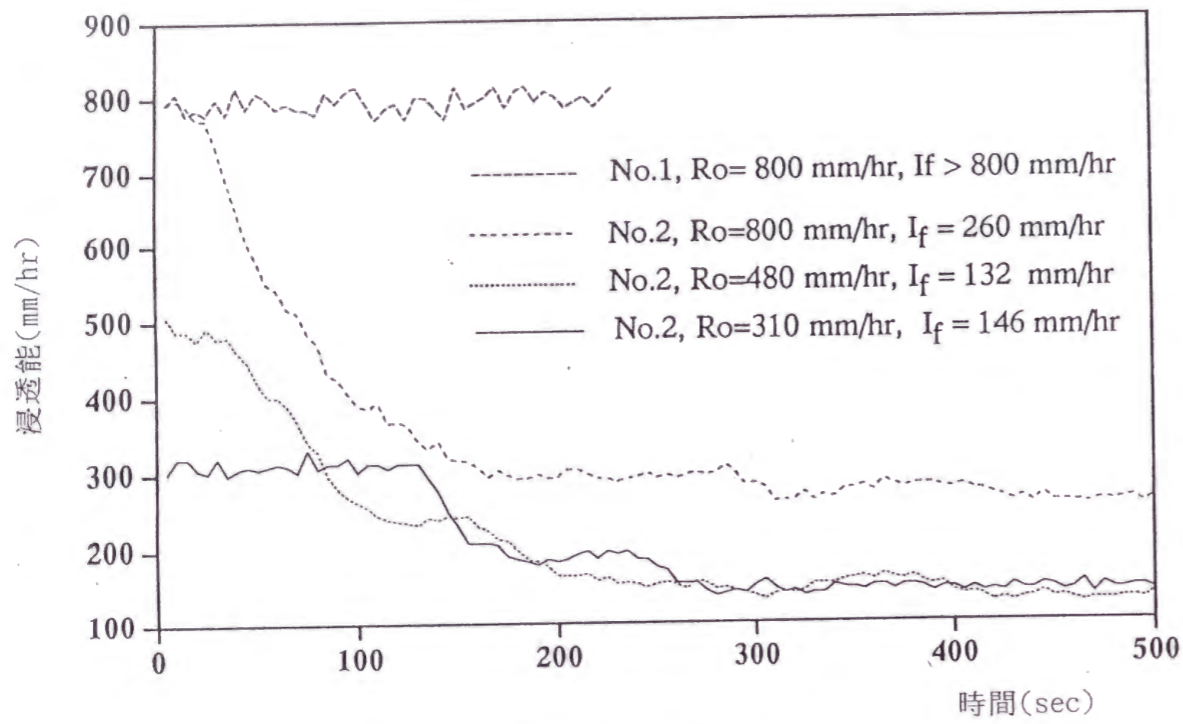


図-9 積算雨量と浸透能の関係⁷⁾

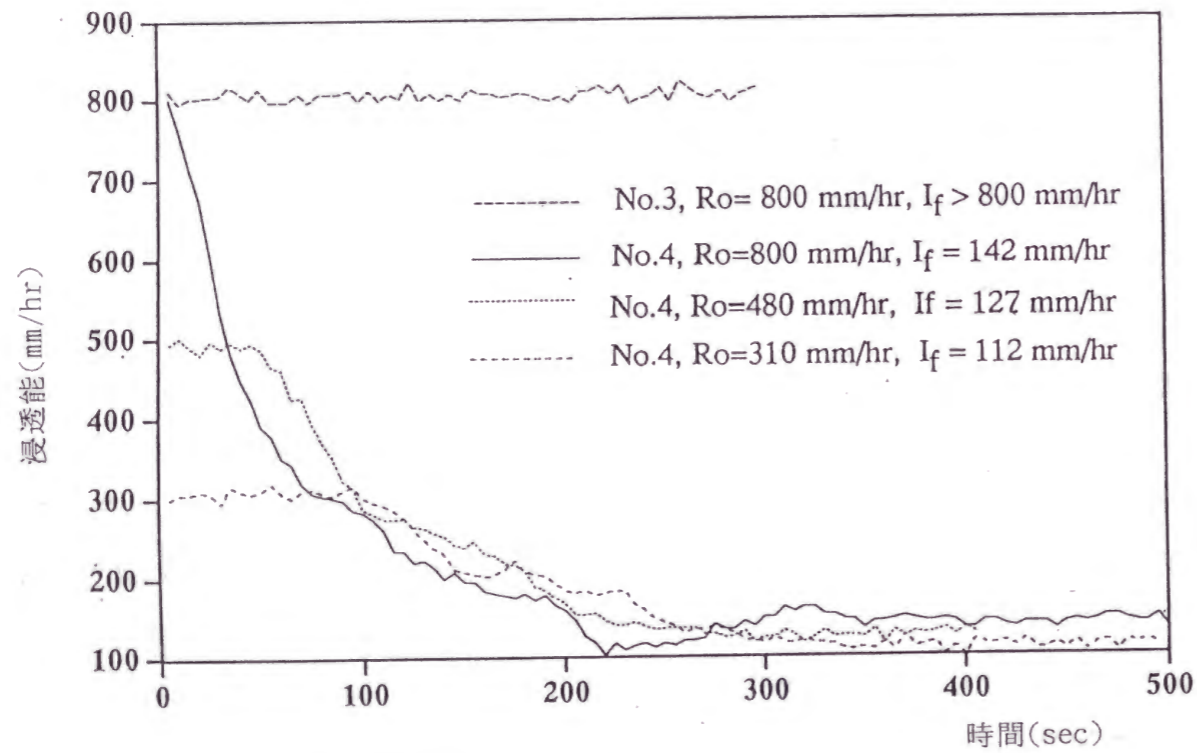


図-10 積算雨量と浸透能の関係⁷⁾

表-3 最終浸透能と試料の特性⁷⁾

No	資料番号	単位体積重量 (g/cm ³)	粒径分布 (%) [*]				粒子密度	空隙率 (%)	最終浸透能 (mm/hr)
			clay	silt	f.sand	c.sand			
01	Number-1	1.45	3.2	7.2	62.3	26.9	2.622	55.3	>800
02	Number-2a	1.24	12.1	16.5	55.0	16.4	2.620	47.3	274
03	Number-2b	1.27	12.0	18.1	57.5	12.4	2.624	48.4	176
04	Number-2c	1.25	10.3	17.1	54.0	18.6	2.622	47.7	315
05	Number-2d	1.28	10.7	20.1	56.0	13.2	2.592	49.4	132
06	Number-2e	1.25	9.1	16.9	55.6	18.4	2.617	47.8	310
07	Number-2f	1.26	11.0	16.4	56.5	16.1	2.618	48.1	125
08	Number-2g	1.27	8.3	18.6	53.5	19.6	2.598	48.9	167
09	Number-3	1.29	7.7	15.3	60.1	16.9	2.637	48.9	>800
10	Number-4a	1.42	10.4	16.2	54.7	18.7	2.611	54.4	243
11	Number-4b	1.39	8.9	18.2	54.8	18.1	2.609	53.3	142
12	Number-4c	1.37	8.9	17.7	54.0	19.4	2.613	52.4	115
13	Number-4d	1.39	8.7	20.6	57.1	13.6	2.628	52.9	153
14	Number-4e	1.36	7.6	19.1	54.1	19.2	2.631	51.7	112
15	Number-4f	1.28	8.4	16.3	55.3	20.0	2.631	48.7	310
16	Number-5	1.21	6.5	17.7	44.1	31.7	2.495	48.5	>300

^{*})clay(<0.005 mm), silt(0.005-0.075 mm), f.sand(0.075-2.00 mm),

c.sand(2.00-5.60 mm)

表-3からもわかるように火山灰や火砕流の堆積物の影響が少ない地点では最終浸透能が最小でも112mm/hrを示しており、火山活動に伴う火山灰等の影響が大きいたことが明らかとなった。

③結論

以上の研究より、雲仙普賢岳においては、火山噴火前流域の浸透能は少なくとも100mm/hr、場所によってはそれ以上の値を有しており、下川らの結果ともあわせて検討すると、これまで30mm/hr程度の降雨では土石流が発生しにくい状況にあったことが説明できた。

しかし、火山活動が始まり、火山灰等の細粒土砂が流域の表面を覆うことにより、積算降雨量が10~20mmで浸透能の低下が始まり、堆積層厚にかかわらず最終浸透能は14mm/hr程度となるなど状況が変化する。

火山灰の堆積厚さと浸透能、飽和度との関係は表-4のようにまとめられる。

表-4 火山灰の堆積厚さと浸透能、飽和度との関係

火山灰の堆積厚	0	2.5cm	5cm	10cm	15cm
最終浸透能	112mm/hr~	14mm/hr	14mm/hr	14mm/hr	14mm/hr
最終浸透能となった時の飽和度	—	← およそ 0.8~1.0 →			

ここで、第2節で述べた土石流発生の実態を浸透能との関係で調べると、6月30日発生 of 土石流を除く1991年の土石流は、火山灰の堆積厚さが数cm以下の状況で発生している。これは図-7に示すように積算降雨量が10~20mm程度で最終浸透能になり、小さな降雨でも表面流が発生しやすくなったことと、土石流発生実態とが一致している。その後、火砕流の発生に伴い、細粒の堆積物が増加するが、1992年の土石流は連続雨量10~40mm程度で発生している。これも、図-7の厚さ

15cmサンプルで示されるように、浸透能の低下が積算降雨量10mm程度から始まっていて、表面流の発生しやすい状況が生じていたと考えると説明が容易である。

1992年以降の土石流は、比較的大きな降雨量で発生しているが、これは浸透能低下の問題というより、別に論ずるガリーの形成による影響が大きくなったためと考えている。

このように土石流の発生は、浸透能の低下と関係していると考えられるが、それに関係する因子は、小橋らのいう積算降雨量や表層付近の土壌構造の変化の他、細粒土砂の再供給の程度、頻度、加えて、火砕流による影響範囲においては細粒土砂の温度等多くの要因が考えられるため、単に火山灰等の堆積深との関係のみで浸透能低下を結論づけることは難しく、今後これらのメカニズムの解明が必要となる。

第4節 火山噴出物の化学的性質と浸透特性

前節に示したように、小橋ら⁶⁾は浸透能の低下について、土壌構造に何らかの変化があるのではないかとの指摘をしている。筆者はその一つが有珠山災害時に現地で確認したモルタル状被膜の形成であることをすでに論じてきた³⁾ところである。この他山岡ら²⁾の指摘する目づまりによる構造変化もありうる。しかし、現在、雲仙普賢岳の上流域は火砕流の流下の危険があることより警戒区域が設定されていて現地確認がなされていない。また、土壌構造の変化の原因として化学クラストの影響とする研究⁸⁾もあるが、本節ではモルタル状被膜の形成された有珠山の火山灰と雲仙普賢岳および同じ活動中の火山である桜島の火山灰の化学的性質からモルタル状被膜形成の可能性について論ずることとする。

表-5 火山灰の化学組成

	雲仙 ⁹⁾ (火山灰)	有珠山 ³⁾	桜島 ¹⁰⁾ (黒神)	普通ポルトランド セメント ¹¹⁾
SiO ₂	64.60%	68%	61.16%	22%
Al ₂ O ₃	16.50	15	17.02	5.4
Fe ₂ O ₃	4.10	2	7.09	3
CaO	5.00	4	6.81	64.7
MgO	1.90	1	2.74	1.5
Na ₂ O	3.30	}	2.78	1.9
K ₂ O	2.18		1.58	1.5
TiO ₂	0.47		0.81	
その他		その他		

雲仙普賢岳⁹⁾、有珠山³⁾および桜島の¹⁰⁾の火山灰の化学組成は表-5のとおりである。参考までに普通ポルトランドセメント¹¹⁾の化学組成を併記した。

火山灰とセメントの化学組織できわだった相違は、火山灰がいずれもその主体をSiO₂におくのに対し、セメントはCaOが主成分となっている点である。

しかし、セメントの凝結に係るエーライトやビーライト等の鉱物を火山灰も有している可能性があることから降雨により凝結する可能性もあると考えた。ここでエーライト等の鉱物を有している可能性があるかと判断したのは顕微鏡で確認したものではないが後述するようにエーライト等鉱物を構成する化学成分が存在しているからである。セメント・コンクリートの化学¹²⁾によると、セメントの凝結はアルミネートによっている。しかし、アルミネートだけでは凝結はするもののこれだけでは硬化強度は大きくないとされている。一方、セメントの早期高硬度を受けもつ化合物と考えられているのはエーライトと言われている。また長期強度に係るものがビーライトである。ここでクリンカー^{*1}中に各鉱物がどの位はいるかを調べるための計算方法として、一般に使われているBogue(ボーグ)の提案した式を示すと以下のようである。

・アルミネート(C₃Aと略す)

$$C_3A(\%) = 2.65 \times Al_2O_3(\%) - 1.69 \times Fe_2O_3(\%)$$

・エーライト(C₃Sと略す)

$$C_3S(\%) = 4.07 \times CaO(\%) - 7.60 \times SiO_2(\%) - 6.72 \times Al_2O_3(\%) - 1.43 \times Fe_2O_3(\%) - 2.85 \times SO_3$$

・ビーライト(C₂Sと略す)

$$C_2S(\%) = 2.87 \times SiO_2(\%) - 0.754 \times C_3S(\%)$$

ボーグの式により計算した結果アルミネートの値は、有珠山36.37%、雲仙36.80%、桜島33.12%となった。セメントの値は9.24%であり、この数字からすると凝結の可能性は大きいと考えられよう。一方、強度を保つ鉱物としてのエーライトやビーライトについては、その値が大きくなり強度も大きくなり

そこで降雨による凝結をみるべく、水硬率に着眼して値を調べたのが表-6で

*1クリンカー：セメントはクリンカーに4~5%の石膏を加えて微粉碎したもの

ある。水硬率^{1,2)}はHMと略され、

$$HM = \text{CaO} / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$$

で示される。

表-6 火山灰の水硬率

地点	計算式	値
有珠山	$4 / (68 + 15 + 2) = 0.047$	4.7%
雲仙	$5.00 / (64.60 + 16.50 + 4.10) = 0.058$	5.8%
桜島	$6.81 / (61.16 + 17.02 + 7.09) = 0.080$	8.0%
セメント	$64.7 / (22 + 5.4 + 3) = 2.128$	212.8%

表-6から、セメントの水硬率が圧倒的に大きい。火山灰の値は小さく、火山による差がない。だが、火山灰としては最大値を示した桜島において、最近、建設省の職員がモルタル状被膜のようなものの形成を確認したとの話もあり、雲仙普賢岳での確認が望まれるところである。

第5節 火砕流堆積物の温度変化と浸透特性

火山活動による浸透特性を論ずる場合、有珠山や桜島のなどこれまでの活火山の周辺流域では議論されていない火砕流堆積物の影響を雲仙普賢岳の場合には検討する必要がある。たとえば1991年7月2日現地調査に入った水無川本川では、火砕流堆積物の表面から上がる水蒸気が目撃された。この7月2日は最大時間雨量10.0mm連続雨量52.0mmの降雨（雲仙岳観測所）があった日である。

同じ水無川本川でも1993年4月28日の降雨では、時間雨量が10mmを越えると表面流が発生し、土砂を含む流れを筆者は確認している。このように同じ流域で同じような降雨に対して表面流の発生と非発生という異なる現象が生じた原因に火砕流堆積物の温度が関係していると考えられる。

1991年6月3日と8日に発生した火砕流では熱風部により木造の家屋が炎上し、自動車のタイヤが焼失した。これらの焼失に必要な温度は約450℃以上と推定されている¹³⁾。

諏訪ら¹⁴⁾は熱画像の観測データから、1992年9月28日の火砕流堆積物の表面温度分布として、図-11を発表した。これによると火砕流の流下が頻発していた赤松谷では160℃の温度が示され、火砕流の流下がみられないおしが谷では、16℃～27℃、水無川本川では20℃～64℃が示されている。

これらの資料から、1991年6月～1992年9月ごろまでの火砕流による水無川本川とおしが谷流域の谷の出口付近の堆積物の表面温度の時系列的変化をみる。

初期値を火砕流熱風部の温度の半分（約225℃）から1992年9月28日赤松谷の堆積物の温度（約160℃）程度と仮定して、特に1992年9月時点で火砕流の発生が見られないおしが谷と、火砕流の影響の少ないと考えられた水無川本川下流部の温度としては諏訪らの観測データを与えて、火砕流堆積物の温度が連続的に低下するものと仮定して時系列変化を示したのが図-12である。

水無川本川では1991年5月24日より火砕流が発生し始め、6月3日、8日に大規模な火砕流が流下した。8月初めまで火砕流の発生があったが、その後火砕流の流下方向がおしが谷方向へ変わり、11月以後は赤松谷方向に変わったため、水無川本川では火砕流の新たな堆積による影響は少ないと考えられる。また、おしが谷では1991年8月中旬から火砕流が発生し、9月15日に最大級の火砕流が流下し、その後10月頃まで発生していたが、11月以降1992年10月までの間は火砕流の

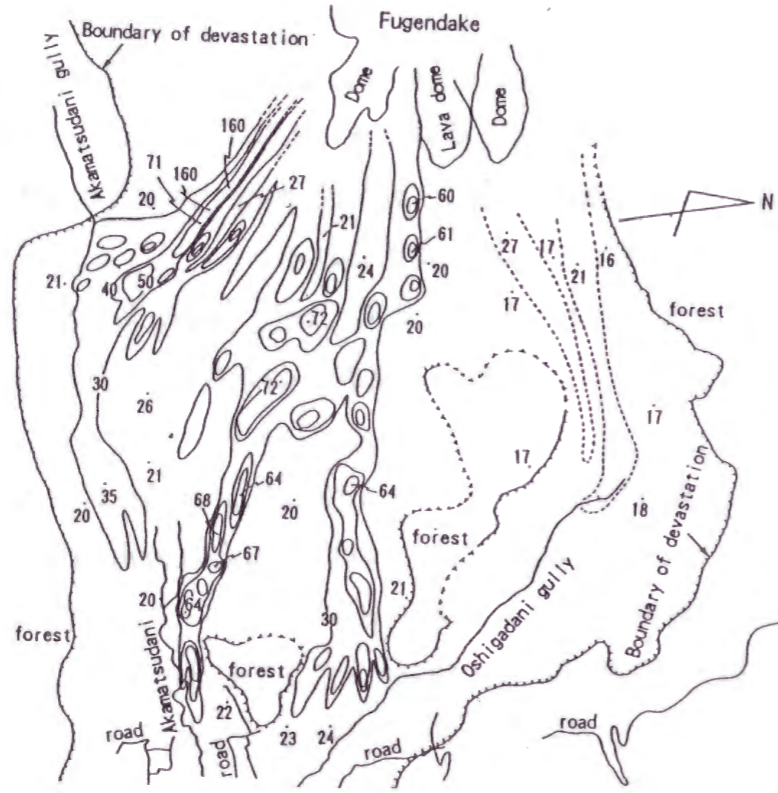


図-11 火砕流堆積斜面の温度分布(°C)¹⁴⁾

1992年9月28日10時10分～10時30分に得た熱画像データ(日本アビオニクス(株)製赤外線熱画像装置T VS-2200による)から単点の温度を拾い、1992年10月6日14時38分撮影の空中写真に重ねて等温線を描いた。等温線は30, 40, 50°Cのみ描画した。

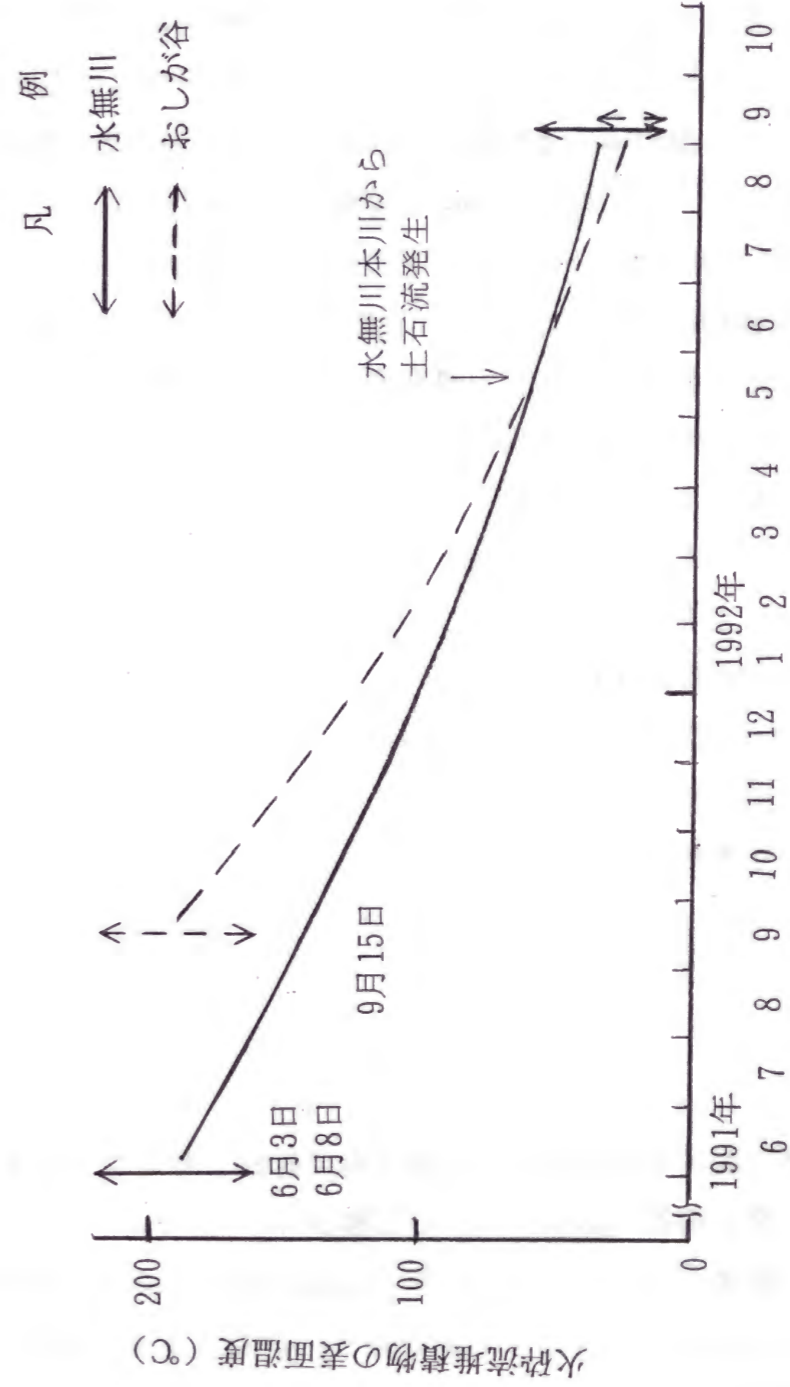


図-12 火砕流堆積物表面温度の変化

流下を見ていない。このため火砕流堆積物の温度に新たな影響を与える現象は生じていないと判断した。図からは一度高温の火砕流堆積物が発生するとしばらくの間100℃をこえる温度を有する堆積物が存在することから小雨では充分蒸発し、これらの堆積物の存在が流域の浸透特性に影響を与えていると考えられる。事実、図-12より水無川本川とおしが谷流域の火砕流堆積物の温度が100℃を越えていたと考えられる1991年7月から1992年2月の間の降雨状況を調べると、土石流発生の可能性のある時間雨量10mmを越す降雨は1991年7月に10回、8月に2回、9月に3回、10月に1回、11月に1回、12月に1回、そして1992年1月に1回と計19回発生しているが、この間水無川本川及びおしが谷において土石流の発生は、表-1のように確認されていない。ちなみに19回の降雨で最大値は7月13日3時から4時の31.0mmであり、それ以外は全て20mm/hr以下の値であった。

一方、火砕流堆積物の温度が低下したと考えられる1992年3月以降は、時間雨量10mm程度の降雨により連続的に土石流が発生している(表-1参照)。

ただし、浸透特性に関係するのは比較的小雨に対してであり時間雨量の大きな降雨の場合火砕流堆積物が高温であっても土石流の発生する可能性がある。たとえば1992年9月29日、時間雨量10mm以上が4時間も続いた場合には火砕流が流下していた赤松谷から土石流が発生している。

以上、論じたように活動中の火山における土石流発生の限界雨量は、火山から噴出される噴出物の影響を受けることは明白である。特に雲仙普賢岳での実態から火山灰等の火山噴出物が存在する場合は、その堆積層厚に関係なく10mmを越す連続雨量で土石流が発生している。

参考文献

- 1) 河野文弘、藤間聡：9月降灰層と泥流土質の特性、有珠山土石流と闘う、北海道土木工業新聞社、pp115~116、昭和54年9月
- 2) 山岡勲、藤田睦博、長谷川和義、星清：泥流発生素因、流出土砂量及びピーク流量に関する調査、有珠山土石流と闘う、北海道土木工業新聞社、pp117~121、昭和54年9月

- 3) 池谷浩、米沢谷誠説：1977年有珠山噴火に伴う火山噴出物の分布とその影響、土木技術資料Vol. 20, No10, pp40~45, 1978. 10
- 4) 池谷 浩：雲仙水無川における流出土砂量の推定法、砂防学会誌Vol. 47, No. 5, pp36~42、1995. 1
- 5) 下川悦郎、地頭園隆：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、文部省科学研究費(No. 05302071)総合研究、雲仙岳の土石流・火砕流災害に関する調査研究、pp47~56、平成6年3月
- 6) 小橋澄治、水山高久、小杉賢一朗、ヘンドロヤント：雲仙火山における降下堆積物の浸透特性、砂防学会誌Vol. 47, No. 1, pp47~50, 1994. 5
- 7) 池谷浩、ヘンドロヤント、小杉賢一朗、水山高久：火山噴出物の被覆による浸透能の減少-雲仙における比較試験-、砂防学会誌Vol. 48, No. 2, pp22~26、1995. 7
- 8) (社)砂防学会：平成6年度科学技術庁振興調整費「火山地域における土砂災害予測手法の開発に関する国際共同研究のうち火山体水収支に関する研究、降水による泥流発生場に関する研究および土砂災害危険区域予測手法に関する研究」研究成果報告書、pp159~161、平成7年3月
- 9) 後藤恵之輔、山中稔、杉山和一、伊崎博明：雲仙火山災害における土石流堆積物の有効利用のための固化実験、平成5年度教育特別研究費研究成果、雲仙火山災害の調査研究(第3報)、雲仙火山災害長崎大学調査研究グループ、pp43~50、平成6年10月
- 10) 鹿児島県：桜島火山対策ハンドブック、p238、平成元年2月
- 11) 土木工学ハンドブック(中巻)第16編土木材料p804土木学会編、技報堂
- 12) 秋山桂一：セメント・コンクリートの化学、堀越研究所、pp28~31, 1984
- 13) 池谷浩、石川芳治：平成3年雲仙岳噴火に伴う火砕流、土石流災害、土木技術資料Vol. 33, No11, pp52~60, 1991. 11
- 14) 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、文部省科学研究費(No. 04302045)総合研究(A)研究成果、雲仙における土石流・火砕流の調査研究、pp23~34, 平成5年3月

第1節 概説

火山地域における土砂災害を軽減するため火山砂防計画が策定されるが、その計画策定時に最も重要な項目の一つが土石流等による流出土砂量の推定である。雲仙普賢岳にみるように、火山活動により流域における諸条件が変化して、土砂の流出の状況が変化する。土砂の流出に影響を与える因子としては、土石流発生に関する限界降雨量の変化、移動可能な不安定土砂量の変化、不安定な状態で火山噴出物が堆積している場の拡大等が挙げられる。火山地域は通常透水性のよい土層を有していることから多少の降雨では表面流が発生しにくく、土砂の移動も生じにくい、ひとたび噴火等の火山活動により火山噴出物の降下が生じると、火山灰等の細粒物質により土層表面が被覆されることにより少量の降雨でも表面流が発生しやすくなり、その表面流により土砂の移動が発生する¹⁾。水無川流域でも1990年11月噴火以前には、時間雨量30mmを越える降雨があっても顕著な土砂の移動はみられなかったが、1993年4月28日、水無川国道57号上流地点における筆者の現地観察によれば時間雨量が10mmを越える降雨があると表面流が発生して土砂を含む流れが生じている。

また、桜島のように多量の火山灰の降下や、雲仙水無川における火砕流堆積物などのように不安定な状態での土砂の堆積が流域の一部に存在している場合と流域の全域に存在している場合では同一規模の降雨に対する流出土砂量が異なることが予想される。このように火山活動により流域内の土砂移動に対する条件が時間的に変化し、土石流の発生及び流出土砂量に影響を与える。本章では、火山活動に伴う流域の状況変化がどのように土石流の発生と流出土砂量に影響を与えるかを雲仙普賢岳の東麓を流れる水無川を例にとり示すとともに、その流出土砂量の推定方法について考察する。

第2節 土石流による流出土砂量の実態

第2章表-1で示したように、水無川流域にはこれまでに数多くの土石流が発生したが、そのうちの主な土石流による土砂量を表-1に示した。実際に流出した土砂量が時間とともにどのように変化しているかを検討するために建設省砂防課が1989年10月に示した土石流対策技術指針(案)(以下指針という)により比較検討²⁾する。指針に示される土石流の流出土砂量の予測式は土石流対策計画を策定する際に土石流による流出土砂量の実測値がない場合に用いるものである。水無川の場合、土石流による流出土砂量の実測値が存在するが、火山活動との関係としてとらえる際の一つの目安として、指針による式を用いるものである。水無川についてみると、山地から扇状地に出るいわゆる谷の出口付近の地形勾配(河床勾配)は、おしが谷7°、水無川本川5°、赤松谷川5°となっている³⁾。

指針では、土石流による流出土砂量 (Vec) は

$$V_{ec} = \frac{10^3 \cdot R_T \cdot A}{1 - \lambda} \left[\frac{C_d}{1 - C_d} \right] fr \dots\dots\dots (1)$$

で示されている。

ここで、 R_T : 24時間の雨量 (mm)

A : 流域面積 (km²)

λ : 堆積土砂の空隙率 (0.4)

C_d : 流動中の土石流の容積土砂濃度

fr : 流出補正率

である。

流動中の土石流の土砂濃度 C_d は高橋⁴⁾により次式で与えられている。

$$C_d = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta)} \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 σ = 礫の密度 (2.6t/m³程度)

ρ = 水の密度 (1.2t/m³程度)

ϕ = 堆積土砂の内部摩擦角 (30° ~ 40° 程度)

θ = その地点の河床勾配 (度)

である。なお、()内の数値は実測値がない場合の参考値として指針に示されたものである。

前述の水無川の河床勾配のうち、最急の勾配である、おしが谷の勾配7°を用いて、 C_d を計算してみると、 $C_d = 0.23$ となる。

表-1 土石流による流出土砂量(参考文献²⁾に加筆追加)

発生年月日	連続雨量 3時間 中断 (mm)	計算による土砂量				実際に流下 した土砂量 (m ³) (B)	B/A×100 (%)
		おしが谷 307.3RT	水無本川 271.4RT	赤松谷 484.7RT	計 (A) m ³		
1991. 5. 15	105.5	32,400	28,600	51,100	112,100	70,000	62.4
5. 19	56.5	17,400	15,300	27,400	60,100	56,000	93.1
5. 26	70.5	21,700	19,100	34,200	75,000	58,500	78.0
6. 30	167.5	51,500	45,500	81,200	178,200	460,000	258.1
1992. 3. 1	69.5	21,400	18,900	33,700	74,000	35,000	47.2
3. 15	102.5	31,500	27,800	49,700	109,000	70,000	64.2
4. 22	54.5	16,700	14,800	26,400	57,900	24,000	41.4
6. 7	60.0	18,400	16,300	29,100	63,800	18,000	28.2
6. 23	108.0	33,200	29,300	52,300	114,800	82,000	71.9
7. 13~14	108.0	33,200	29,300	52,300	114,800	19,000	16.5
8. 8	138.0	42,400	37,500	66,900	146,800	230,000	156.6
8. 12	84.5	26,000	22,900	41,000	89,900	140,000	155.7
8. 15	13.5	4,100	3,700	6,500	14,300	15,000	104.8
1993. 4. 28~29	329.0	101,100	89,300	159,500	349,900	}950,000 }	}219.2
5. 2	78.5	24,100	21,300	38,000	83,400		
6. 13~14	237.0	72,800	64,300	114,900	252,000	550,000	218.2
6. 18~19	339.0	104,200	92,000	164,300	360,500	965,000	267.6
6. 22~23	218.5	67,100	59,300	105,900	232,300	810,000	348.6
7. 4~5	240.0	73,800	65,100	116,300	255,200	260,000	101.8
7. 16~17	171.0	52,500	46,400	82,900	181,800	310,000	170.5
1994. 4. 12	96.5	29,600	26,200	46,800	102,600	145,000	141.3
12. 9	85.5	26,300	23,200	41,400	90,900	88,000	96.8
1995. 4. 23	38.5	11,800	10,400	18,700	40,900	50,000	122.2
5. 1	105.0	32,300	28,500	50,900	111,700	30,000	26.9
6. 3	122.5	37,600	33,200	59,400	130,200	50,000	38.4
7. 3	348.0	106,900	94,400	168,700	370,000	45,000	12.2

一方、指針では、Cdについて、次のように示してある。

「(2)式は河床勾配が10°~20°に対する式であるが、それよりも緩勾配の範囲についても準用する。なお計算値(Cd)が0.3よりも小さくなる場合はCd=0.3とする。」

水無川の土石流についてはCd実測値が得られていない。そこで指針に示されている計画に用いる式により Cd=0.3を用いることとする。

おしが谷、水無川本川、そして赤松谷川の流域面積は、それぞれ2.39km²、1.90km²、5.22km²である。

式(1)において、流出補正率frは

$$fr = 0.05(\log A - 2.0)^2 + 0.05 \dots\dots\dots (3)$$

で与えられている。すなわち、frは流域面積(A)の関数となっていることからおしが谷、水無川本川、赤松谷川のそれぞれのfrを求めると、

おしが谷 fr = 0.18

水無川 fr = 0.20

赤松谷川 fr = 0.13

で示される。

ここで、土石流による流出土砂量は以下のように整理できる。

おしが谷について

$$V(O) = \frac{10^3 \cdot R_T}{0.6} \times 2.39 \left[\frac{0.3}{0.7} \right] 0.18 \approx 307.3R_T$$

水無川本川については

$$V(M) = \frac{10^3 \cdot R_T}{0.6} \times 1.90 \left[\frac{0.3}{0.7} \right] 0.2 \approx 271.4R_T$$

赤松谷川については

$$V(A) = \frac{10^3 \cdot R_T}{0.6} \times 5.22 \left[\frac{0.3}{0.7} \right] 0.13 \approx 484.7R_T$$

この式により計算された土石流の流出土砂量を表-1²⁾に示した。

表-1より1992年8月を境にして、水無川に実際に流出した土石流による土砂量に変化が見られる。特に、1993年の降雨では連続雨量も大きいこともあるが流出土砂量が増加し、指針に対して2倍以上の例が増加している。その傾向は1994年も継続し、火山活動が鎮静化した1995年5月以降は、火山活動開始時点と同様指針の値より小さな量の土砂流出となっている。

第3節 火山活動に伴う流域の変化と土石流の発生

雲仙水無川流域を事例に火山活動に伴う流域の変化と土石流発生の関係について論ずる。

両者の関係に関する因子としては、

- ①火山灰や火砕流堆積物等火山噴出物の存在
- ②火山噴出物の堆積範囲の拡大
- ③火砕流発生の継続

が考えられる。

これらを土石流発生の可能性の変化として整理すると以下のようになる。

(1) 火山噴出物の堆積と土石流発生可能性

第2章で詳述したように火山噴出物が山腹斜面に堆積することにより、山腹斜面におけるそれまでの浸透能に低下が生じ、より小さな降雨でも表面流が発生する。表面流が発生する山腹斜面には不安定な状態で火山噴出物が存在しており、かつその堆積物の粒径は $d_{50}=1\sim 3\text{mm}$ と表面流の水深に対して、充分小さく移動が可能である。それ故表面流が発生すると、火山噴出物が移動することにより土石流が発生することは容易と考えられる。すなわち、火山噴出物の堆積による浸透能の低下に伴い山腹における土石流発生の可能性は増加していくと考えられる。

ただし、火山噴出物の堆積厚が数cm程度である場合には降雨によりこれらの火山噴出物が容易に移動してしまうため、浸透能は比較的早い時期に元の浸透能に回復してしまうことが考えられる。この場合には土石流発生の可能性は低下する。一方、火山噴出物の堆積厚が大きい場合には、第2章で論じたように、飽和度は小さくても積算雨量が $10\sim 20\text{mm}$ 程度で浸透能の低下が生じており、飽和度が $0.8\sim 1.0$ になるまで浸透能の低下が生じていることから⁶⁾、小さな降雨でも土石流発生の可能性が高い。また、1回の土石流では火山噴出物がなくなることから、次の小さな降雨でも土石流発生の可能性が高く、土石流が連続的に発生する。

(2) 火山噴出物の堆積範囲の拡大と土石流発生の可能性

火山噴出物が存在すると上述のように土石流発生の可能性は増加すると考えられる。その発生の可能性の高い面が流域において拡大していくことは、より土石流が発生しやすくなると考えられる。すなわち、火山噴出物の堆積が流域全体に拡大されると流域のどこに降雨があっても土石流の発生の可能性が生ずることとなる。

(3) 火砕流発生と土石流発生の可能性

雲仙普賢岳に発生している火砕流はメラピ型と呼ばれ、溶岩ドームの一部が崩落することにより生じている。一般に溶岩の温度は高温で雲仙普賢岳の溶岩ドームにおいてもこれまでに観測された最高温度は 773°C ⁷⁾(1994年11月5日)であっ

た。このドームの一部が崩落したものが火砕流であるから火砕流の堆積物も高温である。高温の状態では堆積した火砕流堆積物が存在する場では小さな降雨では蒸発により表面流が発生しにくいことは第2章ですでに論じた。すなわち、高温の火砕流の流下が継続している場において、少なくとも 10mm/hr 程度の小雨では火砕流堆積物の表面に水蒸気が発生していて、表面流がみられないのは1991年7月2日水無川本川での現地観察で筆者は確認している。すなわち、火砕流が連続して発生している場においては小雨による土石流発生の可能性は他の場よりも低いと考えられる。

雲仙水無川における火山噴出物の堆積の場とその量的変化及び火砕流発生状況を時系列的に整理したのが表-2、図-1、図-2である。これらの実態をふまえこれまで述べてきた土石流発生の可能性の観点から、第2章第2節に示された降雨と土石流発生との関係を考察する。

1991年の土石流発生に関しては、以下のように考える。2月及び4月の噴火により噴出した火山灰の堆積物の存在により土石流発生の可能性が高まった水無川本川と赤松谷左支川を主に、5月の降雨で5回の土石流が発生した。5月20日より溶岩ドームの形成が開始され、同24日より火砕流の発生がはじまる。5月末～8月中旬までは水無川本川に、また8月中旬～11月末まではおしが谷に火砕流が流下した。このことから、水無川本川とおしが谷には、火砕流堆積物が日ごとに増加しており、その点では土石流発生の可能性は上昇している。一方、火砕流の連続的発生により堆積物は高温の状態であったため、小雨では土石流が発生しない状況にある。結果的に6月30日の最大時間雨量 64mm による土石流以外の降雨(6月30日以外での最大時間雨量は 31mm , 1991年7月13日)では、土石流は発生していない。6月30日の土石流は非火山地域でも充分土石流が発生する雨量によるものであるが⁸⁾、赤松谷川とおしが谷が土砂の供給源であること⁹⁾、当時火砕流が頻発していた水無川本川からの土石流発生が確認されていないことから、高温度を有する火砕流の頻発は土石流発生の可能性を低下させていることがわかる。1991年8月以降の土石流の発生に関しては大きな降雨がなかったこと(8月以降の最大時間雨量 19mm , 9月14日)が非発生の原因と考えられるのが一般的である。

1992年になると降雨と土石流発生の関係が明確になる。それは水無川の流域面積の半分を占める水無川本川と、おしが谷の流域にはそれまでに多量の火砕流堆積物が存在し、かつ、1992年2月頃より火砕流の流下堆積が赤松谷方向に変わったことにより、水無川本川とおしが谷の堆積物の温度は低下していったこと(第2章図-12参照)から土石流発生の可能性は上昇したと考えるのが妥当であろう。これらは、1992年4月、5月の空中写真でのおしが谷のガリーの発達¹⁾からも明確に言える(図-3.1, 3.2参照)。

表-2 火山灰・火砕流堆積物の存在と量的変化²⁾

年月	火砕流の主な発生場所	火砕流の発生頻度*	火砕流堆積量** ×10 ⁶ m ³		
			水無川本川	おしが谷	赤松谷川
1990.11	(噴火開始)				
1991.2	水無川本川, 赤松谷左支川 (火山灰)				
4	" "		月日		
5	(火砕流発生開始)		(5.28)	1	0
6~8	水無川本川 (一部赤松谷左支川)	多	(6.16)	8	0
8~11	おしが谷	多	(9.22)	22	8
1992.2			(2.19)	40	15
7	赤松谷川	中	(4.25)	45	16
7			(8.7)	51	20
11			(11.17)	56	22
12	特になし	ほとんどなし			
1993.1					
2~3	水無川本川(一部おしが谷)	小~中	(3.5)	60	26
4~6	おしが谷(一部水無川本川)	小~中	(6.30)	71	32
7~11	水無川本川	小~中	(10.13)	78	43
12		ほとんどなし			
1994.1			(2.7)	81	45
				44	

* : 九州大学島原地震火山観測所の日別火砕流発生回数資料にもとづき筆者が作成

火砕流の発生頻度は以下のように考える

【多、中、少の定義】

多 = 20回/日以上

中 = 10~20回/日程度

少 = 10回/日以下

** : 建設省土木研究所調べによる

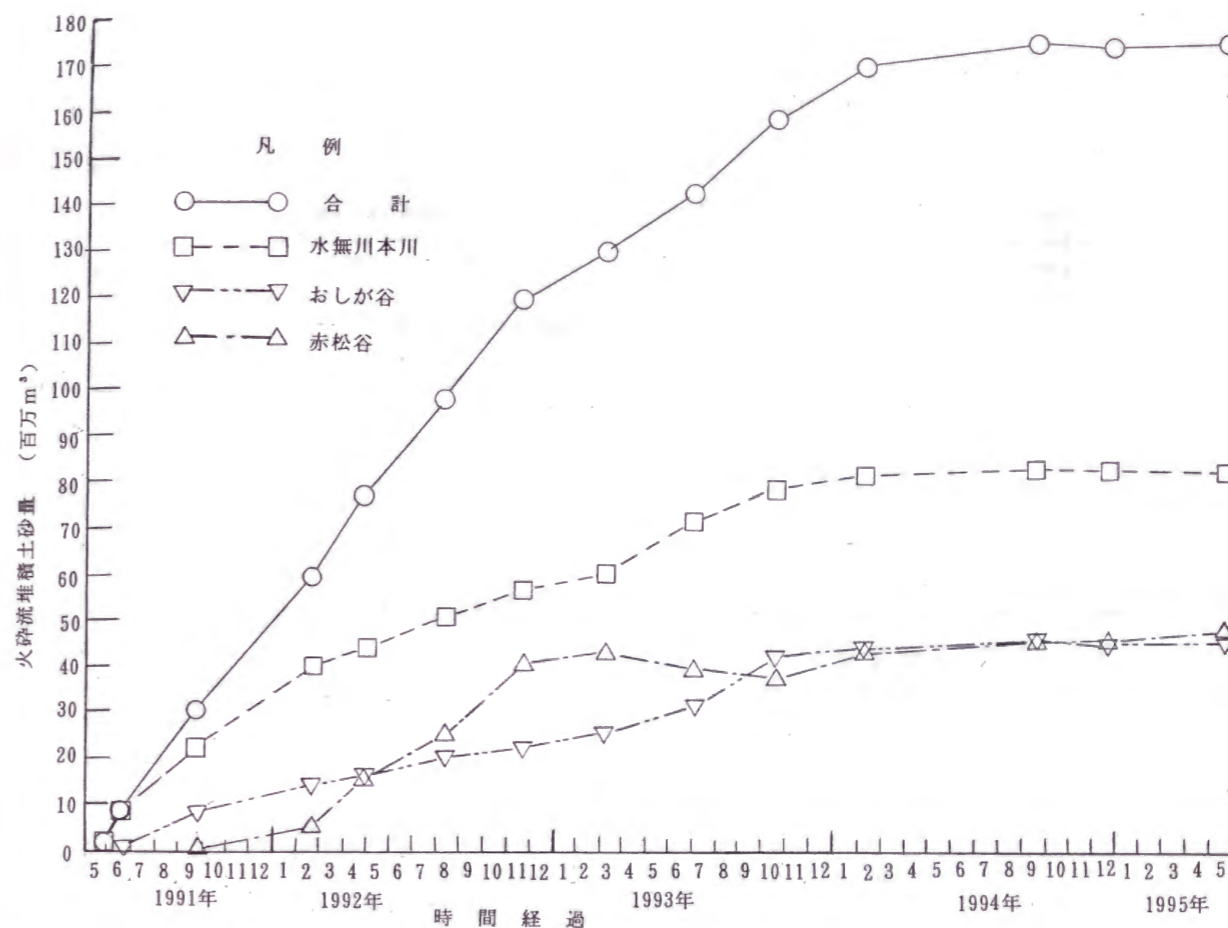


図-1 雲仙岳、水無川における支川別火砕流土砂堆積量の推移

1993年になると非発生が多くなっている理由は、土石流発生源に形成されたガリーに関係していると考えられる。すなわち、ガリーの形成幅が流量に関係している¹⁾とすると小さな降雨では流れは既存のガリー幅以上に拡大せず、ガリーの中を流下することとなる。そのガリーはすでに流れの履歴をもっているため新たな洗掘現象が生じにくく、その地点の勾配にみあう土砂濃度の流れにならずに流下する。すなわち、土石流状態での流下とはならず、低い土砂濃度の水の流れとして流下していたと考えられる。たとえば6月13, 18, 22日, 7月4日, 16日と連続的に土石流が発生しているがこの時の土石流のピーク流量に関係すると考えられる時間雨量はそれぞれ36.5mm, 46.5mm, 24.0mm, 29.0mm, 42.5mmと観測されている。これらの降雨による流量はそれまでの降雨によりすでに形成されたガリー幅を上回る量となり、新たなガリーを発達させて土石流を発達させた。このことは図-3.3と図-3.4においてガリーの発達を示されていることから明らかである。一方これらの一連の土石流の発生により形成されたガリー(図-3.4)が存在していると考えられる7月20日以後次の土石流の発生である9月3日(時間雨量45.5mm)までの間の降雨をみると、時間雨量15.0mm以上のものだけでも表-3のように出現している。

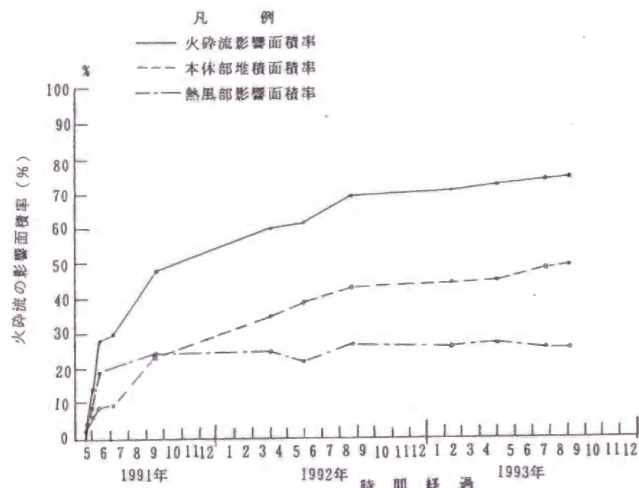


図-2.1 水無川全川における火砕流の影響面積率の推移

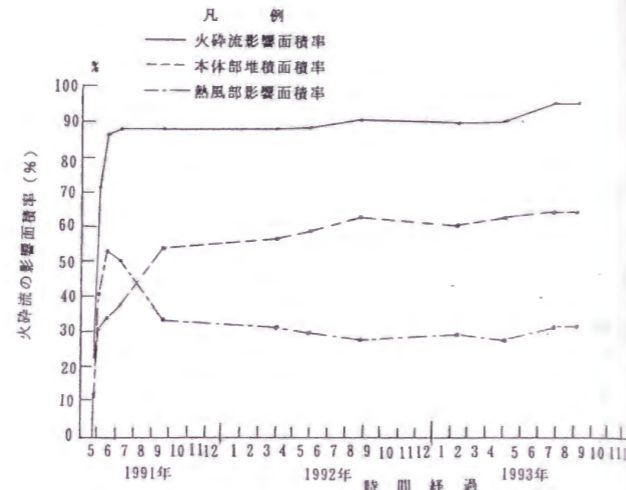


図-2.2 水無川本川における火砕流の影響面積率の推移

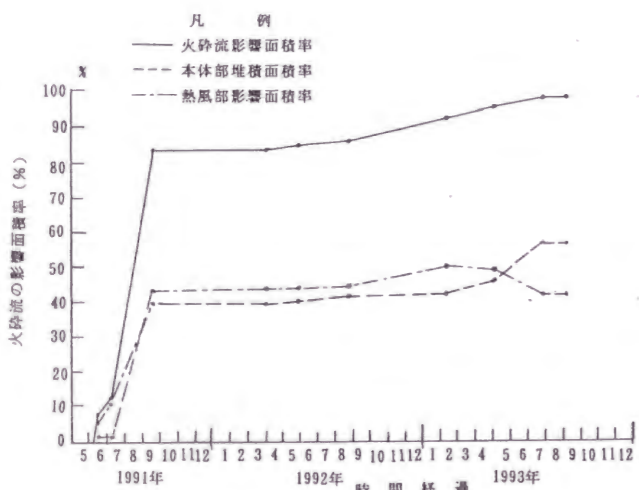


図-2.3 おしが谷における火砕流の影響面積率の推移

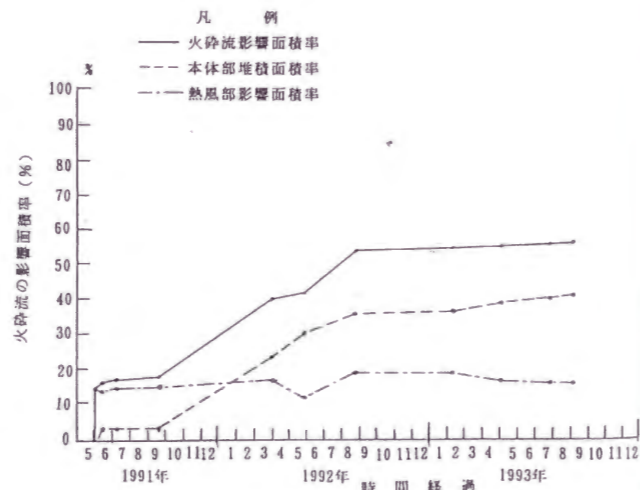


図-2.4 赤松谷における火砕流の影響面積率の推移

表-3 1993年7月20日～9月3日までの間に
時間雨量15mm以上を記録した降雨

発生日	時間雨量	発生時間
7月27日	15.0mm/hr	(3～4時)
	16.5	(4～5時)
	20.0	(5～6時)
31日	15.5	(3～4時)
	25.0	(4～5時)
	25.5	(9～10時)
8月1日	16.0	(7～8時)
	27.0	(23～24時)
2日	17.0	(0～1時)
	15.0	(1～2時)
	15.5	(5～6時)
	20.0	(14～15時)
10日	15.5	(4～5時)
	17.5	(2～3時)
17日	15.0	(3～4時)
	20.0	(12～13時)
	17.0	(13～14時)
	28.5	(4～5時)
19日	34.0	(15～16時)
	21.0	(17～18時)
	20.0	(18～19時)
	33.5	(6～7時)
21日	16.0	(17～18時)

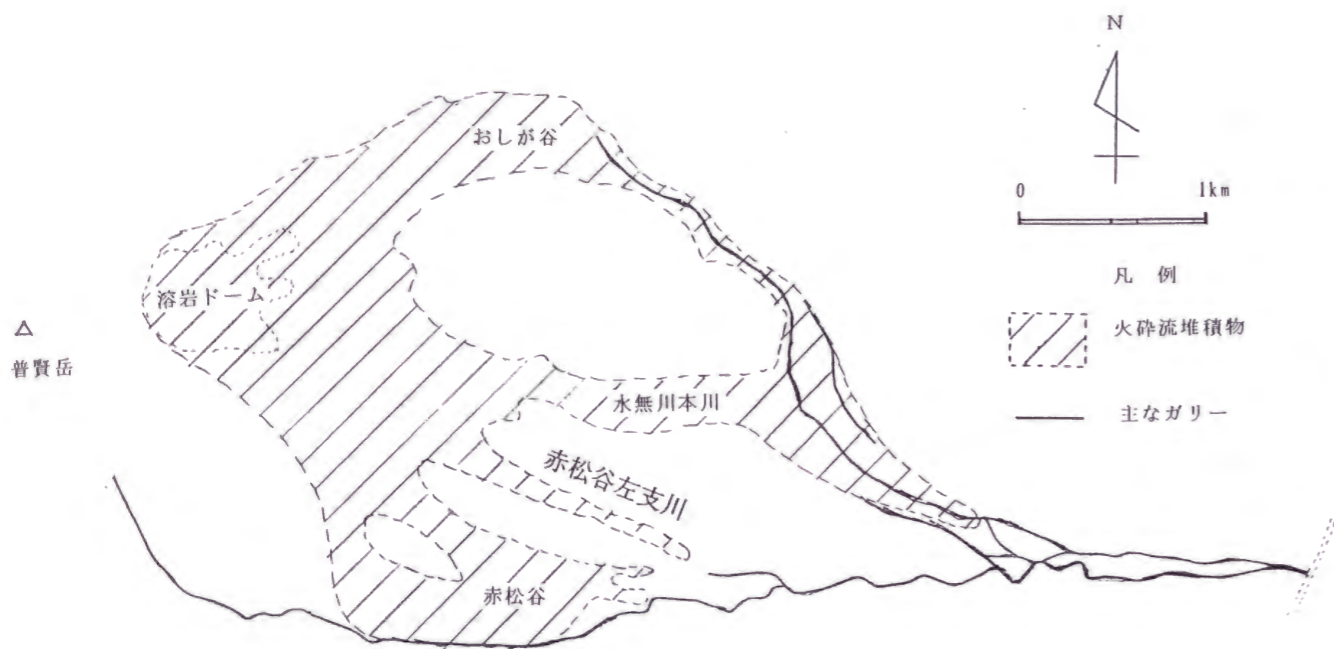


図-3.1 ガリーの分布 (1992年4月3日の空中写真より転写)

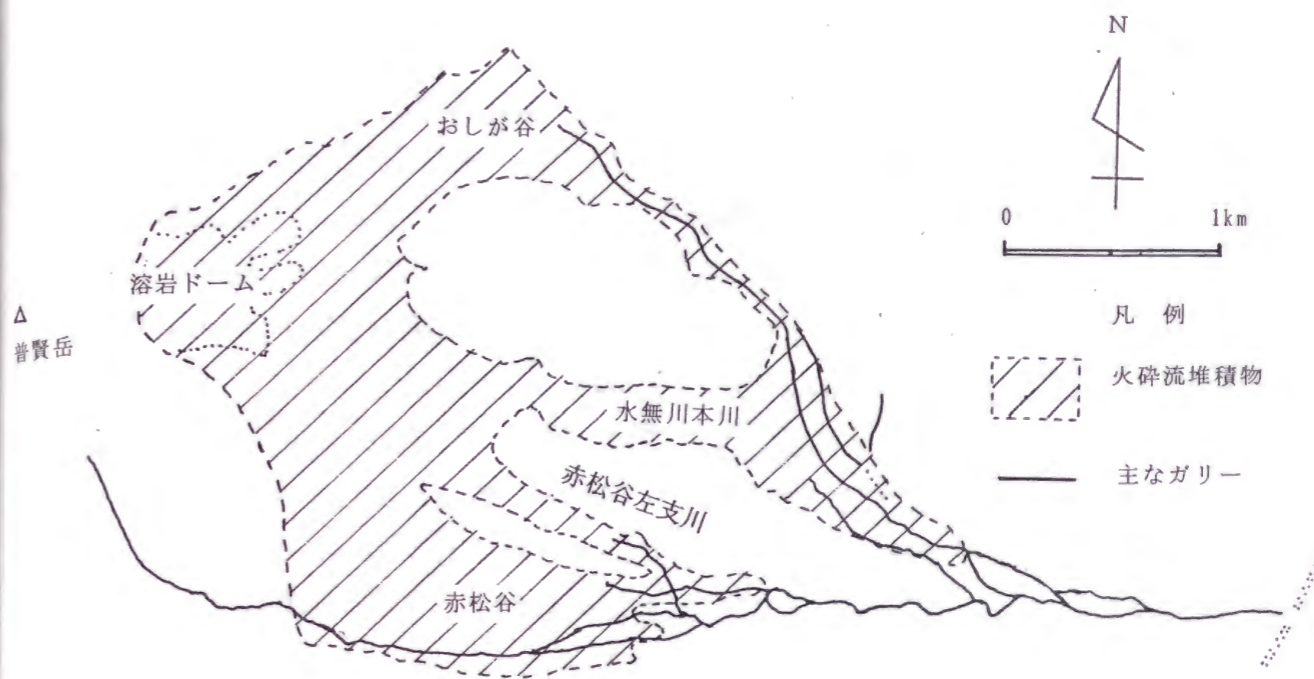


図-3.3 ガリーの分布 (1992年8月7日の空中写真より転写)

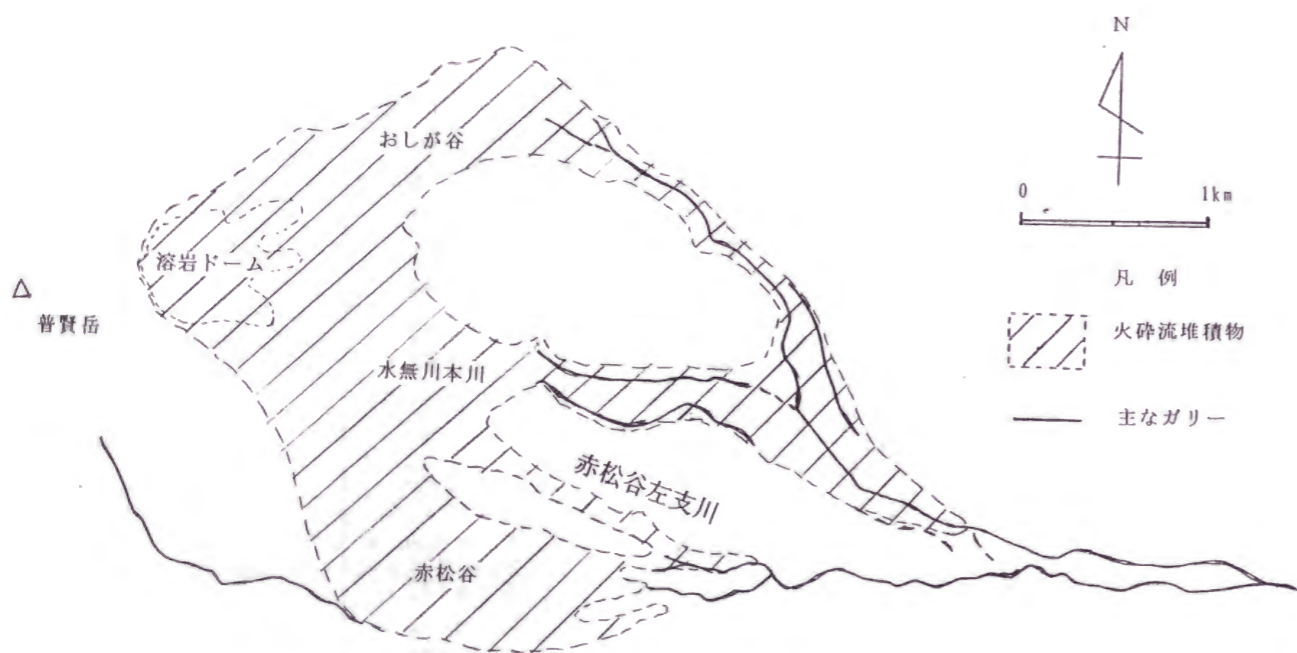


図-3.2 ガリーの分布 (1992年5月31日の空中写真より転写)

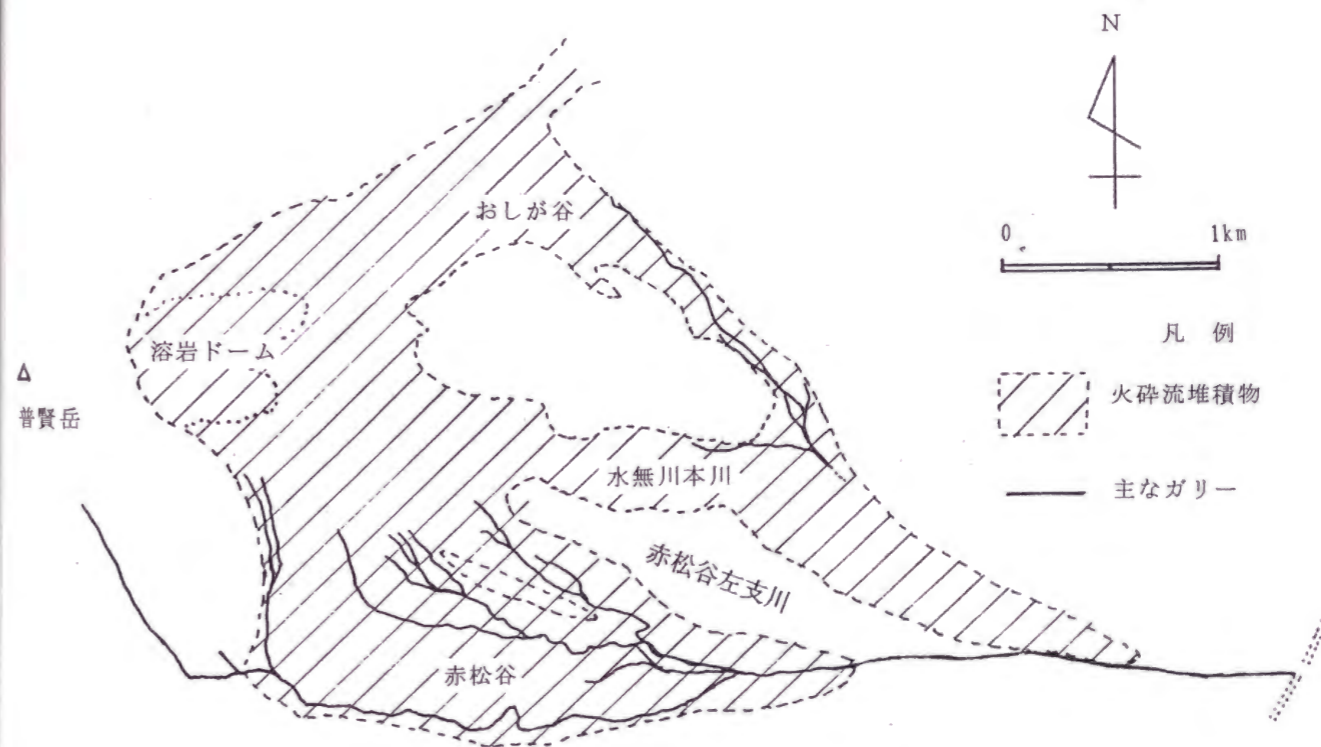


図-3.4 ガリーの分布 (1993年7月23日の空中写真より転写)

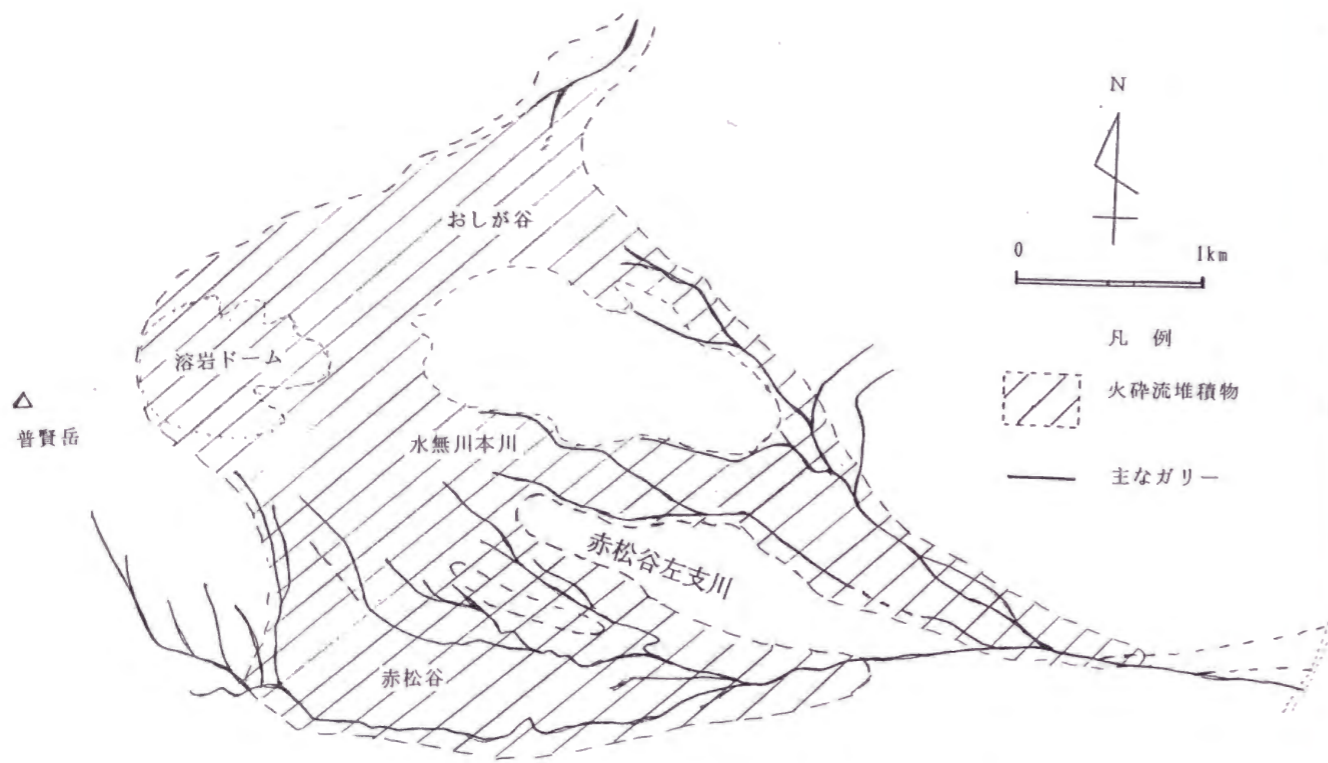


図-3.5 ガリーの分布 (1993年9月6日の空中写真より転写)

1992年の降雨と発生との関係からすると明らかに土石流の発生がみられるような降雨量であるが、土石流の発生が認められていない。すなわち1993年の降雨と土石流発生との関係については、上流域で土石流発生の可能性が低下したと考えるよりガリー形成による影響と考える方が妥当であろう。1993年は特に九州地方を中心に近年ではまれな多雨な年となった。島原地方でも年間降雨量4,773mmは平均の1.59倍という値となっている。そして、連続雨量も時間雨量も大きな値の降雨がしばしば発生している(表-1参照)。この場合には、現存のガリー幅を拡大させて新たに火砕流堆積物をまきこんだ土石流となることは容易に想定できる。その意味では大きな降雨に対しては土石流発生の可能性は1992年のレベルと同様に高い状況にあり土石流は発生しやすいと考えられる。実際9月3日には時間最大雨量45.5mm(16~17時)により小規模ではあるが土石流が発生した。

1994年以降は、1994年7月~1995年4月にかけて北部九州地方の降雨が少なく、土石流の発生も1994年に2回と少なかった。非発生事例も多く、土石流の発生・非発生を議論するには資料が少なすぎるが、傾向としては1993年の状況に類似している。

一方、火山噴火活動の停止宣言が発表された1995年5月以降では、数は少ないが連続雨量の大きな降雨で土石流は発生している。これは、土石流発生の可能性からみると、火砕流堆積物は多量に存在していて可能性は高いが、すでにガリーが多く降雨によって形成されていて、このガリー幅が拡大するような大きな降雨もしくは連続的降雨により、土石流が発生することが考えられる。また、火砕流堆積物の上部層の細粒堆積物質がすでに流されていて、表層部分の浸透能が大きくなっている可能性もあることを示唆している。

以上のように、火山活動による流域の状況の変化は土石流の発生可能性を変化させ、土石流発生に大きく関係していることが判明した。

特に、火山噴出物の堆積量(厚)が大きくなると、一度や二度の土石流発生によって火山噴出物が流出しつくしてしまうことがなく、土石流発生の可能性は低下しない。すなわち、火山噴出物の量が大い地域では土石流が連続して発生することを意味している。

第4節 火山活動と流出土砂量の変化

火山活動と流出土砂量の変化との関係については、水無川全流域のうち、どの支川流域から土石流が発生しているかという点と、土石流発生の際はどこかであるかという点が問題となる。そこで土石流の発生と関係の深いガリーの形成と発達及び火山噴出物の存在範囲の拡大が、どのように各支川で時間的に変化しているかを示した図-2、図-3をもとに流出土砂量の変化について論ずる。

ガリーの形成と発達が土石流の発生と関係していることは、第1章でも述べたが、下川ら⁹⁾もガリー侵食と土石流の発生について調査し、土石流は火砕流堆積物の存在する斜面を発生源とし、多数のガリーから集まった表面流が火砕流堆積物を侵食する過程で土石流を頻発したと結論づけている。ガリーが上流域すなわち斜面勾配の急なところに発達すればするほど、降雨に伴う表流水の集水が大きくなること、及び土石流の濃度は河床勾配が急なほど濃度が大きい⁴⁾ことから、結果的に同一規模の降雨による土石流の流出土砂量が増加することとなる。すなわち、流出土砂量の変化に関しては、土石流発生の可能性が高い場が流域内に拡大するほど、同じ降雨量に対して流出土砂量は増加することとなるし、またガリーの形成と発達はその過程において流出土砂量が増加することを意味している。一方、ガリーの形成に関してはガリー幅が固定すると集水はしやすいものの、ガリー内の水路は何度も降雨による流水の通過という履歴をくりかえすため、流量にバランスしたガリー幅と河床が形成される。この場合には土砂の侵食現象が生じずらくなるため集水された清水流量に対し、流下する土砂量は、その地点での流送可能な土砂濃度までに至らないことがある。すなわち、清水流量に対して、流下する土砂量が少なく土石流状態にならないことになる。また、活火山地域のように継続的に火山噴出物が生成され、流域に堆積すると、一度形成されたガリーが新たな火山噴出物の発生により埋まってしまうこともある。このような場では次の降雨によりガリーの形成・発達が再びくりかえされる。しかし、火砕流堆積物のように高温の物質の堆積の場合は、特に水源部では温度が高いために堆積物が存在していても表面流が発生しにくいいためガリーの形成がしにくくなることがあり、各火山における発生現象によっても流出土砂量の変化がありうることを示唆している。以上から流出土砂量の変化に関しては以下のようにまとめられる。

- ① 土石流発生の可能性が高い範囲が拡大すると、同一規模の降雨により発生した土石流による流出土砂量は増加する。
- ② 土石流の発生に関係するガリーの形成が河床勾配の急な上流域に発達すると、土石流が発生した場合には、土石流濃度が大きくなり、流出土砂量が増加する。ただし、高温の火砕流堆積物による火山噴出物堆積範囲の拡大や、ガリーが新たな火砕流堆積物により埋そくしている場合には、流出土砂量が増加するとはか

ぎらない。

そこで以下に雲仙水無川に発生した土石流について、流出土砂量の変化と、火山活動の関係を検討する。

1991年6月頃までは火砕流堆積物はほとんど存在せず、土石流の発生は火山灰の降下の影響によるものであった。すなわち、表面流の発生の原因は火山灰の影響であるが、流出土砂そのものはほとんど古い火山噴出物であった。しかもその火山灰の影響する面積も流域全体の約20%～30%と小さなものであり、この時期は流域全体としてみる土石流による流出土砂量が非火山地域と同様の条件として指針で評価される状況にあった。

火砕流が頻繁に流下し始める1991年6月～1992年2月までは流域最大の面積を有する赤松谷(一部左支川を除く)には火砕流堆積物は少なく、しかもおしが谷や水無川本川には火砕流が頻発していたことから、流出土砂量への影響も比較的少なく、特に火山活動が流出土砂量に影響したとは考えづらいが、実際には1991年7月以後、土石流が発生しておらず、評価の確認ができない。

1992年2月から火砕流が赤松谷に流下することにより同年5月以後は水無川全流域の60%以上の範囲が火砕流本体部堆積域及び熱風部の影響範囲になる(図-2.1)。

そして赤松谷流域の上・中流域に火砕流堆積物が存在する1992年3月以後は火砕流流下の頻発する赤松谷の水源部及び火砕流が継続して流下する水無川本川には土石流が発生せず、主としておしが谷で土石流が発生するようになる。

1992年8月7日の空中写真からガリーの分布(図-3.3)によれば赤松谷左支川へのガリーの発達がみられる。すなわち、土石流の発生する可能性のある支流域の面積が大きくなればなるほど同一規模の降雨に対しても流出土砂量が増加すると考えられよう。しかし、この時点では赤松谷に火砕流が流下していたため赤松谷でのガリーは水源部まで発達しておらず、流出土砂量の増加も1993年のレベルまでにはいたらなかったと考えられる。1992年の6月、7月の土石流による流出土砂量が同年8月に比較して小さいのは降雨強度(最大時間雨量)が10mm台と少雨しか発生しなかったため、特に赤松谷上流部での土砂移動に結びつかなかったと考える。

1993年になると赤松谷への火砕流の発生流下が減少したため最大の支流域赤松谷で土石流が発生する条件がととのったこと、特に土石流の発生が水源部まで上ったこと(図-3.4参照)により、土石流の発生が河床勾配の急な場へと変化したため土石流の濃度も大きくなり、その流れが形成されたガリーによって下流に高濃度の状態で流下するようになったことなど土石流に伴う流出土砂量の増加する要因が整ってきた。その後、1995年5月に火山活動の停止宣言が出され

たように、火山活動は鎮静化している。すなわち、1995年は新たな火砕流による土砂の供給もなく、堆積物の温度も低下してきたが、すでに1993年の豪雨により形成されたガリーを破壊するほどの大きな降雨もなく、連続雨量の大きな降雨により土石流が発生しているが、その土砂量を増加する条件にならず、指針で評価される範囲内にとどまっている。なお、1994年は異常少雨の年で土石流の発生もほとんどなく、評価ができなかった。

このように、雲仙水無川流域では、火山活動が土石流による流出土砂量の変化に大きな影響を与えている。

第5節 火山活動に伴う流域の変化を考慮した土石流対策計画のための流出土砂量の予測方法

これまで述べてきたように火山活動に伴う流域の変化と土石流との関係から従来の土石流計画では考慮されていない時系列的变化を考慮した土石流対策計画を活火山地域では策定する必要がある。その最も基本となる計画流出土砂量の予測について、水無川を例に論ずる事とする。

雲仙普賢岳を水源とする水無川における土石流の発生は次の5つの期間に分けられる。

第1期（1990年11月～1991年5月）

流域の状況	<ul style="list-style-type: none"> ・噴火に伴う火山灰の降下 ・水無川本川(流域の約25%)と赤松谷川左支川(流域の約30%)に火山灰堆積
土石流の発生	<ul style="list-style-type: none"> ・火山灰の降下するまでは土石流の発生はほとんどみられていない ・火山灰による影響で土石流発生
土砂源	<ul style="list-style-type: none"> ・土石流としては火山灰と旧火山噴出物が侵食されて流出(火山灰の堆積厚が10mm以下が大部分であった)。

第2期（1991年6月～1992年4月）

流域の状況	<ul style="list-style-type: none"> ・火砕流の継続的発生に伴い水無川本川、おしが谷に火砕流が、流下堆積(1992年2月より火砕流は赤松谷に流下し、火山噴出物の堆積範囲が拡大する)。
土石流の発生	<ul style="list-style-type: none"> ・火砕流堆積物が多量に存在している流域では小さな降雨で土石流が発生、ただし火砕流の頻発している流域は土石流は発生しにくい。
土砂源	<ul style="list-style-type: none"> ・火砕流堆積物の再移動

第3期(1992年5月~12月)

流域の状況	<ul style="list-style-type: none"> 火砕流堆積物が流域の水源部全域(全流域に対しては約60%)に量的にも多量に存在する状況となる(ただし、赤松谷川に火砕流が流下しているため赤松谷での状況変化が大きい)。 ガリーの形成と発達が見られるようになる。
土石流の発生	<ul style="list-style-type: none"> 火砕流の発生頻度の多い場を除いて小さな降雨でも土石流の発生が生ずる(降雨との対応が明確となる。)
土砂源	<ul style="list-style-type: none"> 火砕流堆積物の再移動

第4期(1993年1月~1995年4月)

流域の状況	<ul style="list-style-type: none"> 火砕流堆積物が流域全体に量的にも多量に存在する状況となる。 特にガリーの形成・発達が顕著となる。
土石流の発生	<ul style="list-style-type: none"> 特に大きな降雨では降雨との対応がよい。
土砂源	<ul style="list-style-type: none"> 火砕流堆積物の再移動

第5期(1995年5月~12月)

流域の状況	<ul style="list-style-type: none"> 火山活動は停止し、新たな土砂補給が生じていない。 ガリーの形成は前期の形態で継続している。
土石流の発生	<ul style="list-style-type: none"> 連続降雨量の大きい降雨で発生している。
土砂源	<ul style="list-style-type: none"> 火砕流堆積物の再移動

雲仙水無川流域に発生する土石流に伴って流出する土砂量は、発生のしやすさや、連続発生の可能性の有無等に関係する。第4節で論じた流出土砂量への影響

については、土石流発生の可能性の高い区域の拡大や、ガリーの発達により土砂量の増加が明らかにされた。そこで火山活動の5つの時期に関して、どのように土石流による流出土砂量に変化しているか。また火山活動に伴う流出土砂量の変化予測はどうすればよいかについて論ずることとする。

土石流による流出土砂量は、降雨量に関係している。特に火山噴出物のようにルーズな状況で堆積している土砂に対しては、降雨に伴う表面流の流量に比例していると考えられる。また、流れに含まれる土砂量にはある限界があり、これらを考えると、総清水流量に流動中の土石流の土砂濃度を乗じて求める方法が流出土砂量を求める考えとして一般的である。そこで第2節(1)式に示した土石流の流出土砂量式により検討することとする。

(1)式で示される値には以下のような概念が含まれている。

- ①与えられた清水流量によって移動する土砂量に対し、十分な堆積土砂が存在していること。
- ②流動中の濃度がある定常的な値として、仮定できること。
- ③雨量がロスなく流量となること。

しかし、実際の流域では、上記概念が完全に満たされることは難しく、特に流域の大きさにより状況が異なることから(1)式のうち、流出補正率 fr を与えて実際に発生する土石流による土砂量の予測としている。 fr については、式(3)で与えている。

ここで(1)式の R について、本節では有効雨量とし、連続雨量(r_a)から初期損失雨量(r_c)を引いた値として与え、(4)式のように表す。

$$R = (r_a - r_c) \dots \dots \dots (4)$$

そこで式(1)を降雨との関係で示し、流出土砂量を $10m^3$ 単位で与えると、

$$Vec = 1.67 \cdot A \cdot (r_a - r_c) \left[\frac{Cd}{1 - Cd} \right] \cdot fr = \alpha (r_a - r_c) \dots \dots \dots (5)$$

となる。ここで α は

$$\alpha = 1.67 \cdot A \cdot \left[\frac{Cd}{1 - Cd} \right] \cdot fr$$

で示される係数であり、流域の状況、例えば火砕流堆積物の温度、賦存量、ガリーの形成状況などの変化因子を総合的に評価する係数である。

火山活動に伴う流域の変化を fr で整理し、各時期における実際に発生した土石流(表-1)との検討をおこなう。

①第1期(1991年11月~1991年5月)

前述の流域の状況のように、火砕流は発生していないが噴火による火山灰が水

無川本川と赤松谷左支川の上流域に存在しており、おしが谷と赤松谷本川には火山噴出物が存在していない。火山噴火前の状況では浸透能が最小でも約110mm/hr(第2章第3節参照)であることを考えると、土石流の発生の可能性はきわめて小さい。そこで水無川本川と赤松谷左支川については、火山灰の堆積地において土石流発生の可能性が高く、その火山灰により積算降雨量が10~20mmで浸透能の低下が始まり、堆積層厚にかかわらず最終浸透能が14.0mmとなること(第2章参照)、第2章表-1から実際に土石流が積算降雨量15mmで発生していることなどを総合的に検討して初期の損失雨量を15mmとした。また、(1)式におけるfrを1.0とし、おしが谷と赤松谷本川についてはfrは式(3)で示される値を用いて、流出土砂量の予測式を求める。水無川本川と赤松谷左支川については

$$Vec_{(1)} = \alpha_1(r_a - 15.0) \quad \dots \dots (6)$$

で示すことができる。 α_1 については

$$\alpha_1 = 1.67 \times A \times \left[\frac{Cd}{1 - Cd} \right] \times 1.0 \quad \dots \dots (7)$$

で与えられる。

ここで、流域面積は水無川本川、1.90km²、赤松谷川左支川 0.5km²であり、それぞれの谷の出口の地形勾配は約5°であることから、Cdを求める式(2)において、 $\alpha = 2.6$ 、 $\rho = 1.2$ 、 $\phi = 35^\circ$ 、 $\theta = 5^\circ$ を代入することにより Cd=0.12が得られる。

すなわち、 $\left[\frac{Cd}{1 - Cd} \right] = 0.136$ となる。

これらから、水無川本川の α_1 は $\alpha_1 = 0.4315$
赤松谷川左支川の α_1 は $\alpha_1 = 0.1135$

となり、

$$Vec_{(1)} = 0.545 (r_a - 15.0) \quad \dots \dots (8)$$

が得られる。

次におしが谷と赤松谷本川については、最小最終浸透能を考慮して初期損失雨量を110mmとして、

$$Vec_{(2)} = \alpha_2 (r_a - 110) \quad \dots \dots (9)$$

で示す。

α_2 については、frは流域面積Aの関数で示される式(3)で与える。おしが谷については流域面積A=2.39km²、Cdは谷の出口の地形勾配約7°であることから、Cd=0.18、frは式(3)にA=2.39を代入して、fr=0.18

これらから $\alpha_2 = 0.1573$ を得る。

また赤松谷本川については、流域面積A=4.72km²、fr=0.1379、Cd=0.12を与えることにより

$$\alpha_2 = 0.1478 \text{ を得る。}$$

これらから、おしが谷と赤松谷本川からの土石流による土砂量は、 $r_a > 110$ mmを前提として、

$$Vec_{(2)} = 0.305(r_a - 110) \quad \dots \dots (10)$$

で与えられる。

すなわち、第1期の土石流による流出土砂量は、式(8)と式(10)を加えた値として、(11)式で示せる。

$$\left. \begin{array}{l} r_a \leq 110 \text{ の場合} \\ Vec = 0.545(r_a - 15.0) \\ r_a > 110 \text{ の場合} \\ Vec = 0.85r_a - 41.72 \end{array} \right\} \dots \dots (11)$$

式(11)による値と実際の水無川における第1期の土石流による流出土砂量との関係を図-4.1に示した。

② 第2期 (1991年6月~1992年4月)

この時期は、火砕流が連続的に発生していて、流域のいずれかの支川に流下している時である。しかし、全ての流域に火砕流堆積物が存在するには至っていない時期である。火砕流の流下している支川では高温の火砕流堆積物の存在により土石流の発生可能性が低下している状況下にある。時系列的にみても、1991年6月~1991年8月の間は、水無川本川及び赤松谷左支川に火砕流が連続的に発生流下しており、他流域には火砕流堆積物が存在していない。すなわち、水無川本川と赤松谷左支川では土石流の発生はないと仮定して、おしが谷と赤松谷本川からの土石流の発生を前提とし、frについては式(3)で与えると、 $\alpha = 0.30$ となる。土石流による流出土砂量は、初期損失雨量を第1期と同様に考え、 $r_c = 110$ mmを与えることにより

$$Vec = 0.30 (r_a - 110) \quad \dots \dots (12)$$

で示される。

1991年9月~1991年12月の間は火砕流がおしが谷方向に流下していた時期であることから、おしが谷での土石流発生はないものと仮定し、火砕流の流下が停止し、多量の火砕流堆積物が存在している水無川本川と赤松谷左支川では土石流発生の可能性が大きくなるため、fr=1.0を与える。赤松谷本川は1991年6月~8月

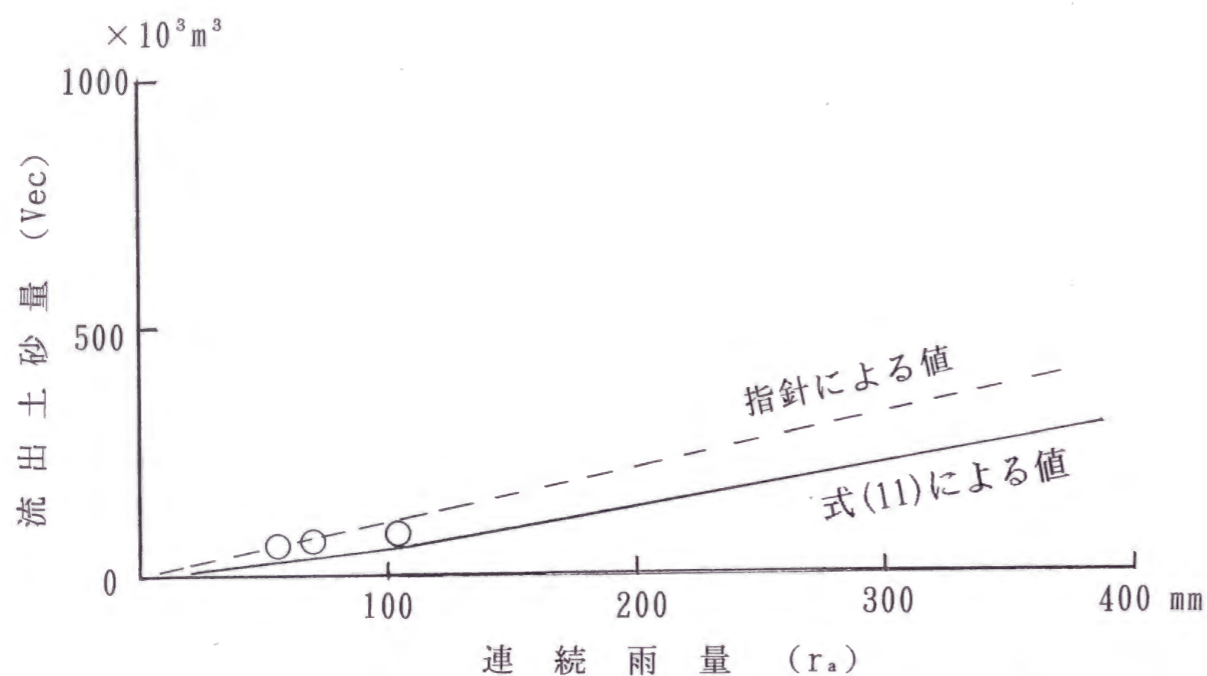


図-4.1 第1期における土石流による流出土砂量

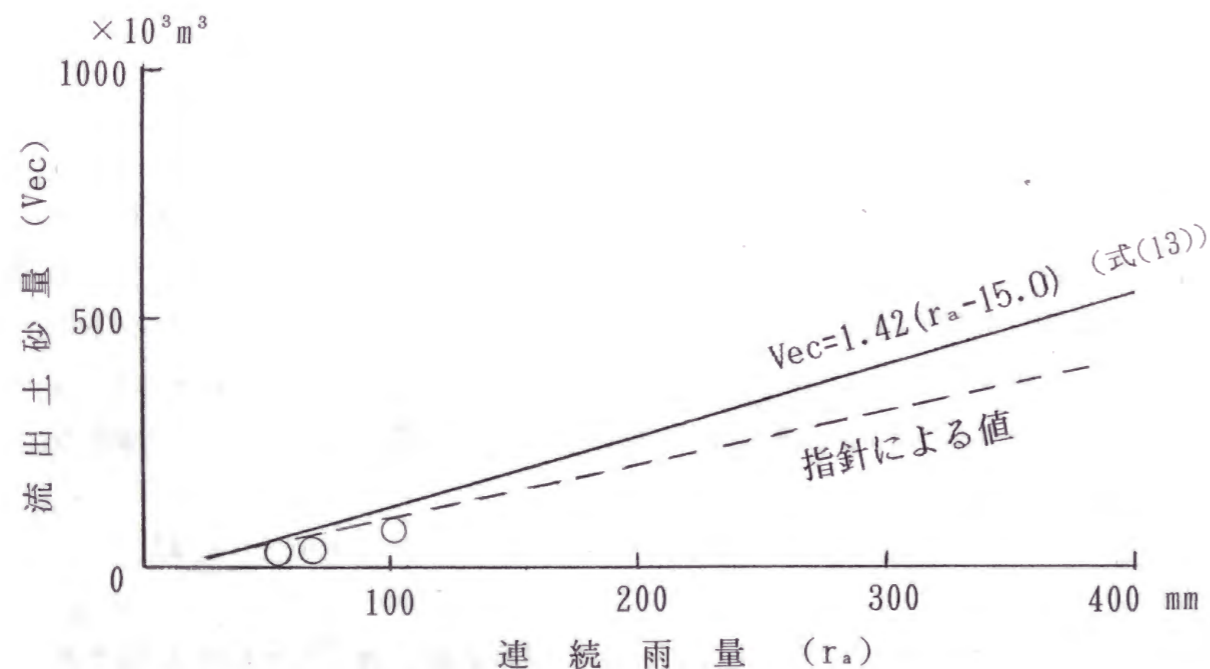


図-4.2 第2期における土石流による流出土砂量

までの状況と同じとする。以上の条件で α を計算すると、 $\alpha=0.69$ が得られる。1992年1月～4月は火砕流が赤松谷本川方向に連続して流下していた時期である。これらの状況から、水無川本川、おしが谷、そして赤松谷左支川のfrはfr=1.0を与え、赤松谷本川には土石流の発生がないと仮定すると、第1期で検討した火砕流堆積物の浸透能等を考慮して、次の式(13)が得られる。

$$Vec = 1.42 (r_a - 15.0) \quad \dots \dots (13)$$

火砕流の発生に伴う流域の変化を評価する時期であるがどの谷にどの位の時間火砕流が流下しているかを事前に予測することはきわめて困難であることから、この時期の流出土砂量の予測式としては式(13)を与えて、雲仙水無川での土石流の実態と比較検討したのが図-4.2である。図より、式(13)で評価が可能であることがわかる。

③ 第3期 (1992年5月～12月)

この時期は水無川の各支川の水源部全域に火砕流堆積物が存在しかつ、支川のどこかに火砕流が連続的に発生、流下していた時である。火砕流の連続流下地域では土石流が発生しにくいことを考慮すると、この時期の土石流による流出土砂量の予測は、最も流域の面積の小さい水無川本川に火砕流が流下していて、他流域では発生可能性が高くなっている場合が流出土砂量として最も大きくなる。

そこで赤松谷川本川と、おしが谷でのfrをfr=1.0として α を求めると、

$$Vec = 2.04 (r_a - 15.0) \quad \dots \dots (14)$$

が得られる。水無川に実際に発生した土石流との比較を図-4.3に示した。赤松谷本川すべての流域をfr=1.0としたのは、火砕流堆積物の存在は全流域ではないが、火山灰の堆積を考慮すると土石流の発生のしやすさは赤松谷全流域同じと仮定できるからである。

④ 第4期 (1993年1月～1995年4月)

この時期は、全支川に火山噴出物が多量に存在し(図-2.1参照)、かつ火砕流の発生流下も連続的でなくなって、堆積物の温度も低下し、土石流発生の可能性が全域で同様に上昇している状況にある。そこで全支川において、frをfr=1.0として、 α を計算すると

$$Vec = 2.47 (r_a - 15.0) \quad \dots \dots (15)$$

式(15)が得られた。

実際に水無川にこの時期に発生した土石流による流出土砂量と比較したのが図-4.4である。

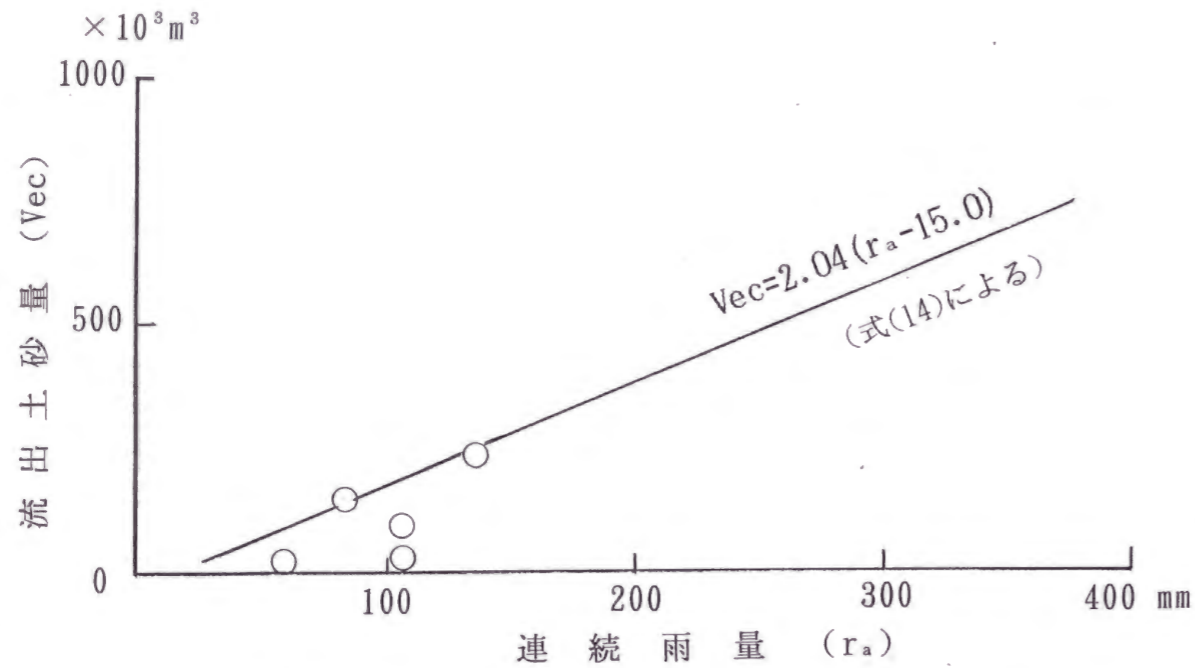


図-4.3 第3期における土石流による流出土砂量

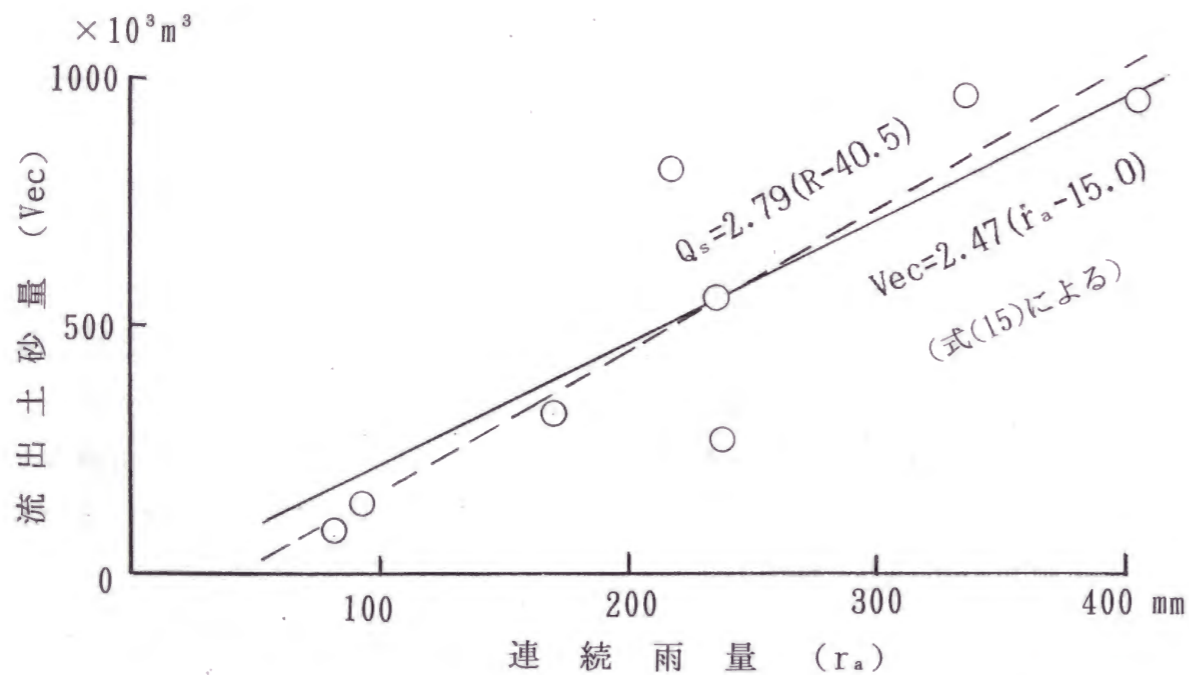


図-4.4 第4期における土石流による流出土砂量

⑤ 第5期 (1995年5月~12月)

この時期は火山活動が停止し、新たに火山灰や火砕流堆積物が供給されていない状況にある。すなわち、火砕流堆積物は流域に多量に存在していて、しかも多くの流水の通過により流量にバランスしたガリー幅と、河床が形成されていた状況下にある。特に1993年の多雨により堆積物表層部の細粒物質はほとんど流下し、新たな補給がないため、ガリー幅が拡大されるような流量の発生が土石流発生の条件となりうるし、また第2章第2節の図-1.4からも、連続雨量40mm、時間雨量15mm以下の降雨では土石流の発生はほとんどみられていない。

そこで、第2章で論じた厚さの最も厚い火砕流堆積物のサンプルが、降雨を長時間経験して積算雨量60mm程度になった時点で最終浸透能となる事実に着目し、土石流の発生の実態を考慮して、ここでは初期損失雨量として60mmを用いて流出土砂量を検討した。なお、 f_r については特に大きな降雨による土石流発生の可能性が第4期と同じ状況であるとして、 $f_r = 1.0$ を与えると、

$$Vec = 2.47 (r_a - 60.0) \quad \dots \dots (16)$$

が得られる。

実際にこの時期に発生した土石流による流出土砂量と比較したのが、図-4.5である。

以上雲仙水無川における火山活動に伴う流域の状況の変化を時系列的にとらえ、土石流対策計画の基本となる流出土砂量設定のための手法として、1990年11月~1995年12月までを5つの時間に分類して検討してきた。各時期における設定手法と実際に発生した土石流による流出土砂量との関係(図-4.1~図-4.5)はよく一致している。しかし、第4期については、若干のバラツキが見うけられる。この理由は、ガリーの形成・発達により活動中の土石流の土砂濃度が変化していることが考えられる。すなわち、谷の出口での流れにバランスした土砂濃度より、より上流域でバランスした土砂濃度の状況で土石流が流下していったものと考えられる。しかし、これらの土砂濃度はどの地点でバランスするか一回ごとの土石流によって異なることも考えられるため、当面は式(15)で与える方法が一般的であろう。ただし、バラツキが激しい場合は、実際に発生した土石流の実測値による検討をして、より適合する手法をとることも一方法である。ちなみに流域全体に火砕流堆積物が存在しはじめた第3期~第4期の主な土石流について最小2乗法により、連続降雨量R(mm)と流出土砂量 Q_s ($\times 10^3 m^3$)との関係を求めたところ

$$Q_s = 2.79 (R - 40.5) \quad \dots \dots (17)$$

を得た。

式(17)は、 $\alpha = 2.79$ 、初期損失雨量40.5mmと考えることができる。第4期の大

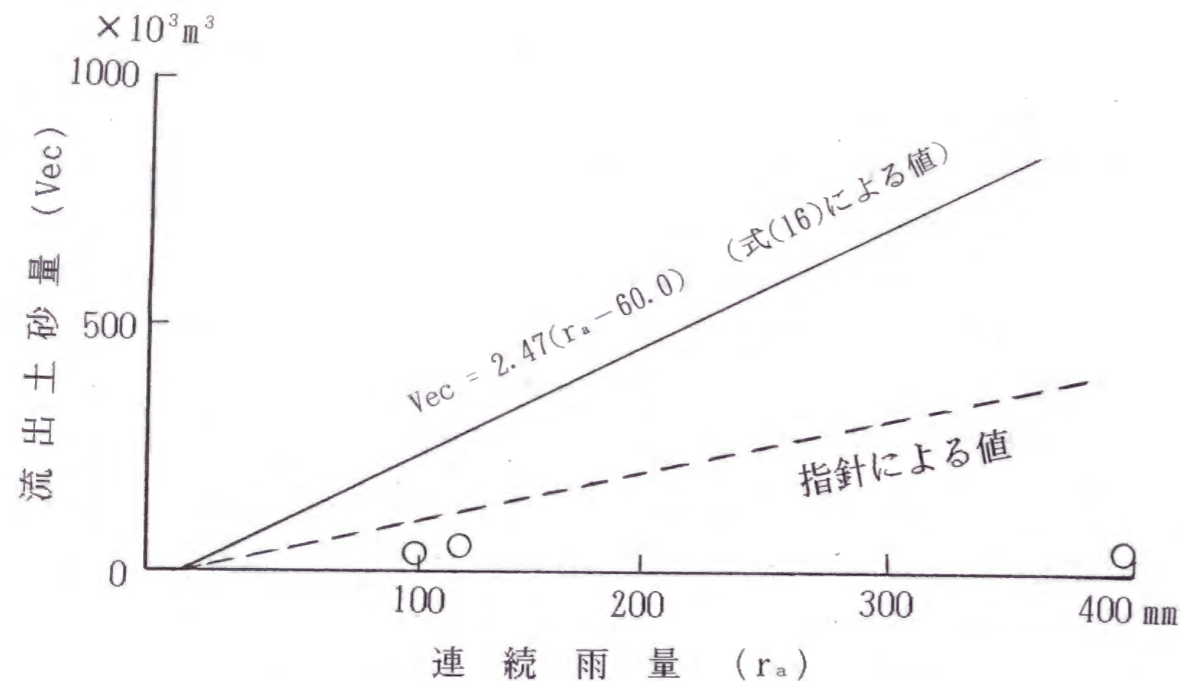


図-4.5 第5期における土石流による流出土砂量

きな降雨の場合、土石流発生との対応がよいこと、特に連続雨量が40mm以上で時間雨量25mm以上の降雨では、ほとんど土石流が発生していること(第2章第2節参照)を考えると、有効雨量として、 $R=(r_a-40.5)$ mmという値はよく状況を示しているといえる。 α については全支川の流域面積、 $fr=1.0$ を与えると $Cd=0.213$ となり、流れの平均的土砂濃度としても充分考えられる範囲にある。なお、本手法で水無川における計画雨量590mm(雲仙岳測候所の100年超過確率24時間雨量の値)を与えると計画流出土砂量は約153万 m^3 となり、式(15)に連続雨量590mmを代入した場合の計画流出土砂量は約142万 m^3 となる。

また、第5期についても実際に発生した土石流の事例が少なく、式(16)による評価が難しい。一般的には有珠山やガルンゲン火山(インドネシア)にみるように火山活動が鎮静化すると、流出土砂量も低減することが知られている¹⁰⁾。その点から判断すると、火山噴火が鎮静化した場合、流出土砂量の予測式を指針とすることも考えられる。どちらの式が良いかは、現地での土石流の発生に伴う流出土砂量の実態、特にガリー幅が拡大されるような流量となる降雨の出現と、土石流発生の関係を確認してから判断をすべきであろう。

これまでに流域の変化に伴う流出土砂量の設定方法を火山活動の状況ごとに示してきた。ここで有珠山の土石流と、桜島の土石流について、これまで示した手法を適用して検討してみる。桜島と有珠山における土石流の状況を表-4に示す。

まず桜島については、初期損失雨量は土石流の発生状況から10mmとし¹¹⁾、火山灰が全流域に連続的に供給されている実態から $fr=1.0$ とし、土石流の流動中の土砂濃度を現地での観測値 $Cd=0.54$ ¹¹⁾とすると、野尻川については $Vec=3.35(r_a-10.0)$ 、持木川については $Vec=1.37(r_a-10.0)$ を得る。この式により野尻川および持木川における土石流の流出土砂量を説明することができる(図-5)。

有珠山については現地調査資料より $\alpha=2.6$ 、 $\rho=1.2$ (仮定)、 $\phi=35^\circ$ (仮定)、 $\theta=13.2^\circ$ ¹²⁾から得られた値(初期損失雨量については浸透能が1.33mm/hrであることから、有効雨量は r_a そのものとした)を用いた。その結果 $Vec=1.02r_a$ が得られ、1例ではあるが流出土砂量が推定できそうである(図-5)。

表-4 桜島・有珠山における土石流

(建設省大隅工事事務所及び北海道庁の資料による)

発生場所	発生年月日	流出土砂量	連続降雨量
桜島 野尻川	1983. 9. 1	82,600m ³	49mm(9月1日~9月2日)
	1984. 7. 30	140,500m ³	27mm (7月30日)
	1984. 8. 25	287,700m ³	219.5mm(8月25日~26日)
	1988. 5. 4	109,160m ³	57.5mm (5月4日)
	1988. 8. 16	172,060m ³	71mm (8月16日)
	1989. 8. 30	139,720m ³	32mm (8月29日)
	1989. 9. 19	234,480m ³	34mm (9月19日~20日)
持木川	1991. 6. 28	350,000m ³	101mm (6月28日)
	1981. 10. 5	12,500m ³	14.5mm (10月5日)
	1991. 6. 28	78,100m ³	101mm (6月28日)
有珠山 西山川	1991. 8. 21	23,100m ³	153mm (8月21日~23日)
	1978. 10. 24	70,000m ³	37.5mm (日雨量、北大観測)

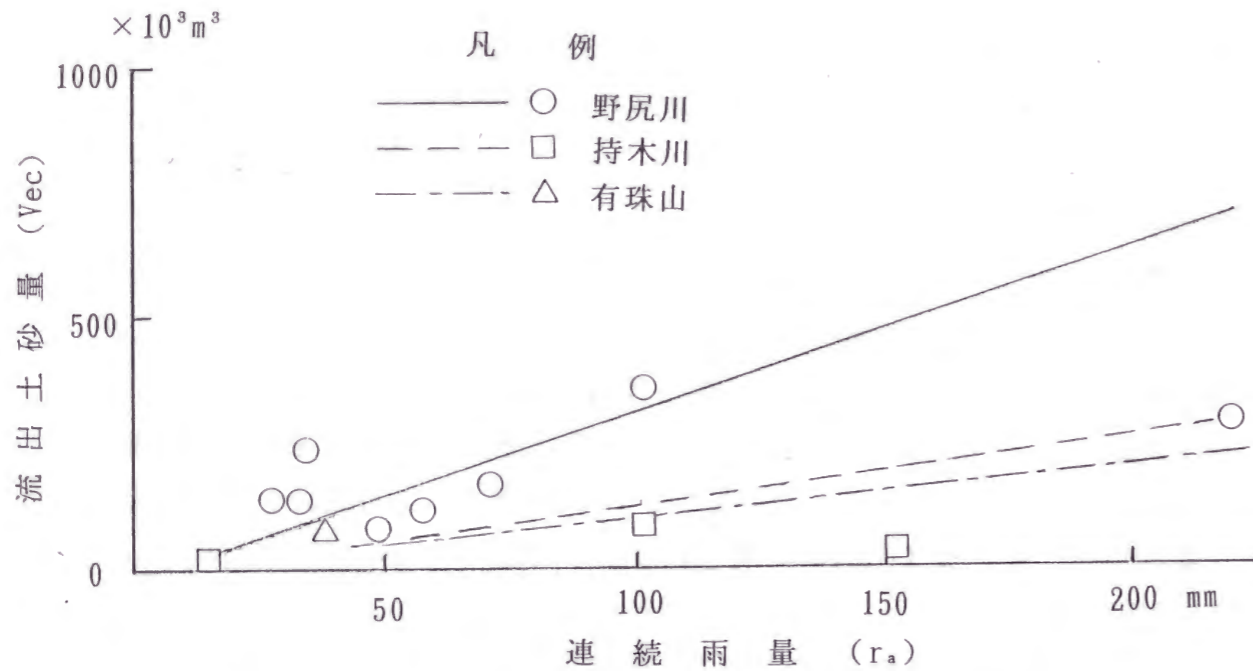


図-5 桜島、有珠山における土石流に伴う流出土砂量

以上、雲仙水無川を主に、桜島と有珠山の土石流を検討資料に加えて流出土砂量の予測について論じてきた。そして、これらの結論から活火山における流域の状況変化と土石流対策計画に用いる流出土砂量の予測方法について以下のように提案する。

- ① 火山噴火が開始されるまでの間
土石流対策技術指針による式(1)による
- ② 火山噴火により火山灰の降下による現象で噴火活動が終了した場合
土石流対策技術指針による式(1)による
- ③ 火砕流が連続的に発生する現象がある場合
 - i) 全ての流域ではなく、流域の一部(全流域の30%以下)に火砕流堆積物が存在している場合(残りの部分に火砕流が流下している場合を含む)
土石流対策指針による式(1)による
 - ii) 流域に火砕流堆積物の堆積範囲が拡大しつつある場合(全流域の30%~60%程度)で一部の支流に火砕流が流下している場合
最も危険な状況を考慮して、支川のうち、流域面積の最小な支川に、火砕流が流下しているものと仮定した
$$Vec = \alpha (r_a - r_c) \quad \{ \text{たとえば式(13)} \}$$
 で示す式により検討する。
 - iii) 流域の広い範囲(全流域の60%以上)に火砕流堆積物が存在している場合

たとえば、式(14)のように

$Vec = \alpha (r_a - r_c)$ で示す式による。

- ④ 火砕流堆積物が流域の広い範囲に多量に存在し、火砕流の発生が非連続的になった場合、もしくは火砕流の発生が停止した場合

(一般的にはガリーの発達が顕著となる。)

$Vec = \alpha (r_a - r_c)$ で示す式

もしくは、実際に発生した土石流と降雨量との関係式(たとえば式(17))

- ⑤ 火砕流の発生は生じていないが噴火が連続的に発生し、火山灰の供給が連続的に全流域におこなわれる場合

④と同じ式による。

- ⑥ 火山活動が停止した場合

火砕流堆積物や火山灰の性質、賦存量にもよるが、式(16)で示す式のように初期損失雨量の変化を把握して検討する。同時に指針による式(1)も検討し、より適合性の高い方を用いる。

参考文献

- 1) 池谷浩：雲仙・水無川の土石流発生機構について、砂防学会誌Vol. 46, No. 2. PP. 15~21. 1993.
- 2) 池谷浩：雲仙水無川における流出土砂量の推定方法、砂防学会誌Vol. 47, No. 5. PP. 36~42. 1995.
- 3) 池谷浩、石川芳治：平成3年雲仙岳噴火に伴う火砕流、土石流災害、土木技術資料、Vol. 33. No. 11. PP. 52~60. 1991.
- 4) 高橋保：土石流の発生と流動の機構、土と基礎Vol. 26. No6. 1978.
- 5) 石川芳治、山田孝、川下茂樹、松本俊雄、高橋努、緒統英章：雲仙普賢岳で1991年6月8日に発生した火砕流の堆積構造とその物性、砂防学会誌Vol. 46, NO. 4. PP16~22. 1993
- 6) 小橋澄治、水山高久、小杉賢一朗、ヘンドロヤント：雲仙火山における降下堆積物の浸透特性、砂防学会誌Vol. 47, No. 1. PP. 47~50, 1994.
- 7) 久保寺章：火山噴火のしくみと予知、古今書院P186. 1992
- 8) 池谷浩：全国土砂災害実態調査の結果、土木施工Vol. 14. No. 11. 1973
- 9) 下川悦郎、地頭菌隆：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、文部省科学研究費(No. 05302071)総合研究成果. PP47~56. 1994. 3

- 10) 例えば、水山高久、宮本邦明：火山噴火後の土砂流出と植生の回復、砂防学会誌Vol. 47, No. 2. pp45~47, 1993
- 11) 建設省大隅工事事務所：桜島の土石流、1988
- 12) 北海道土木工業新聞社：有珠山土石流と闘う、pp116~119. 1979

第4章 活動中の火山における土石流対策計画

第1節 概説

火山地域の土砂災害を防除し、安全な国土を創出するべく、建設省は1989年度に火山砂防事業を創設して、その対応に当たってきた。また1992年度には火山噴火警戒避難対策事業を創設して、ソフト面の強化を図り、ハード・ソフト両対策を総合的に実施する火山地域の土砂災害対策を推進している。これらの防災対策事業は1992年4月に示された火山砂防計画策定指針¹⁾(案)(以下、策定指針と呼ぶ)により計画を策定し、具体的な対応にあたることとしている。策定指針では対策計画はハード・ソフトとも基本計画(恒久計画と考えてよい)と緊急計画とからなっている。緊急計画とは火山活動の状況に応じて、恒久計画に付加して策定する計画である。たとえば火山泥流に対しては、緊急導流堤(火山泥流の流向を制御する施設)、除石工(緊急除石)などが考えられている。また、策定指針には計画対象とする火山地域において、火山活動状況や、新たな土砂移動現象の発生などの変化が生じた場合には、必要に応じて計画を改定することが述べられている。このように火山地域での土砂災害対策には従来の砂防計画のように恒久対策だけでは対応に限界があることから、緊急対策のための計画を策定することとしている。しかし、土石流対策については、その外力が降雨であることから非火山地域における土石流対策に準ずるものとし、特に緊急計画については言及していない。その非火山地域での土石流対策は1/100確率の降雨により発生する土石流による土砂量を対象に地域の安全確保を図ることとしている²⁾が、全国に約80,000箇所もある危険溪流すべてにすぐにハード面での対策を実施することは難しく、対策工事完成までの間は当面、ソフト面の対策により少なくとも住民の命を守る、いわゆる警戒避難対策の確立を急ぐこととしている。活火山地域においても同様で一朝一夕で火山砂防対策が完成するわけではなく、その間に大規模な土石流の発生がありうる。これらの問題に対しては、基本的には非火山地域の対応と同様、ソフト面の対応の充実により人命の保全をまず優先すべきであろう。ただし、非火山地域の場合と異なり、活火山地域とりわけ活動中の火山で山腹部に火山灰や火砕流堆積物が多量に存在する場合には、少量の雨でも土石流が発生するところに一つの特徴がある。すなわち、非火山地域では砂防事業を実施する前に降雨があっ

てもかならずしも土石流の発生とは結びつかず、対策を実施しないことが被害の発生に直接結びつかないのに対し、活動中の活火山地域では降雨のたびに土石流の発生がみられ、それが災害に直接結びついていく可能性があることは第1章の災害の実態で明らかにしたし、そのメカニズムの一端を第2章で浸透能の変化として示し、第3章では火山噴出物の量、堆積範囲そして、ガリーの形成などの変化と土石流の流出土砂量の変化を示した。また活動中の火山で、特に火砕流の発生頻度が高い場合や噴火による噴石の落下の頻度が高い場合は、対策工の施工に大きな制約(警戒区域の設定等により工事のための立入が危険である等)が存在することもすでに述べた。このような火山の流域では、火山砂防計画が策定されていても火山活動に伴い流域の状況が変化し、それが原因となって土石流の発生頻度や土石流による流出土砂量が増加するため、構造物による土砂移動のコントロールに限界が生ずることがある。

たとえば、火山噴出物の堆積により浸透能が低下することにより、それまでより小さな降雨で土石流が発生する。すなわち土石流の発生頻度が高くなる。1回ごとの流出土砂量は少ない土石流であっても、連続的に数日間土砂流出が発生すると、現状の施設による対処可能土砂量を超過する可能性があることが考えられる。一つの事例³⁾を考える。ある年のある場所における5月から10月までの降雨とそれによって発生した土砂量に対し、現状の施設での対応可能土砂量との関係を示した、図-1について論じてみる。図中の実線は無施設かつ除石等の対応を何ら実施していない場合のある基準点を通過する土砂の累加量を時系列的に示したものである。現在施設の整備によりこの基準点における下流保全対象に対して安全が確保できる土砂量を許容土砂量と呼ぶこととする。現状では砂防施設が十分に配置されていないから、土砂が無限にかつ連続的に発生すると仮定すれば、どこかで許容土砂量を超えて、災害が発生することになる。

図-1の場合、それは7月中旬に許容土砂量を越えている。ここで下流域に災害が発生することを意味している。そこで事前に時系列的に発生する土砂量を計画対象とした対応により、地域の安全を確保する考え方を検討しておく必要がある。例えば雲仙普賢岳では火山噴火活動の開始時から火砕流堆積物が降雨に伴って移動する土石流が連続的に発生しており、これらの土石流を時系列的に把握して、恒久計画に加え短期間に緊急的な災害対応を実施する必要性がある。このように

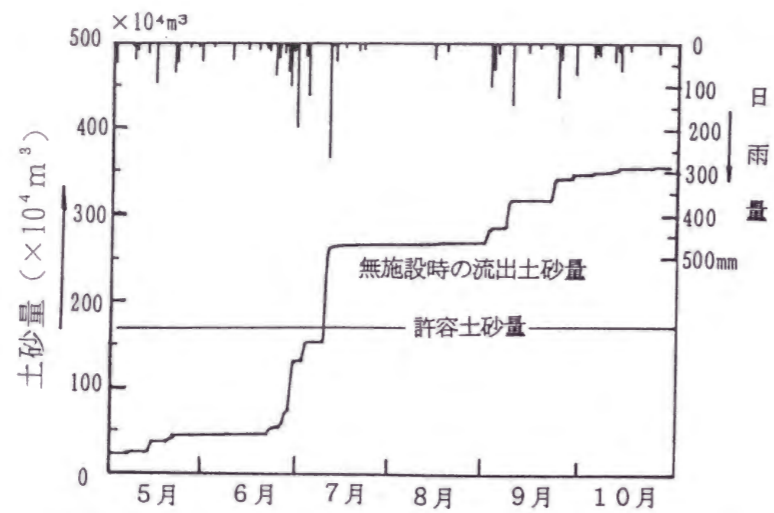


図-1 連続的に発生する土石流による累加土砂量と許容土砂量³⁾

活動中の火山では策定指針で示された土石流対策に加え、火山活動に伴う流域の変化による土石流発生の変化及び対策実施の可能性の変化に関する時系列的検討をふまえた新たな対応が必要である。すなわち新たな火山灰等の火山噴出物が多量に山腹に存在していて、かつ土石流の発生源対策が困難な場合などは、策定指針に示されている火山泥流や溶岩流対策のように緊急的な対策が必要となる。その流れを図-2に示す。そして本章では活火山において噴火活動の比較的初期から中期に対応する対策として土砂移動現象の変化と対応の可能性を考慮した時系列的土石流災害防除のための新たな対策計画の考え方を述べることとする。

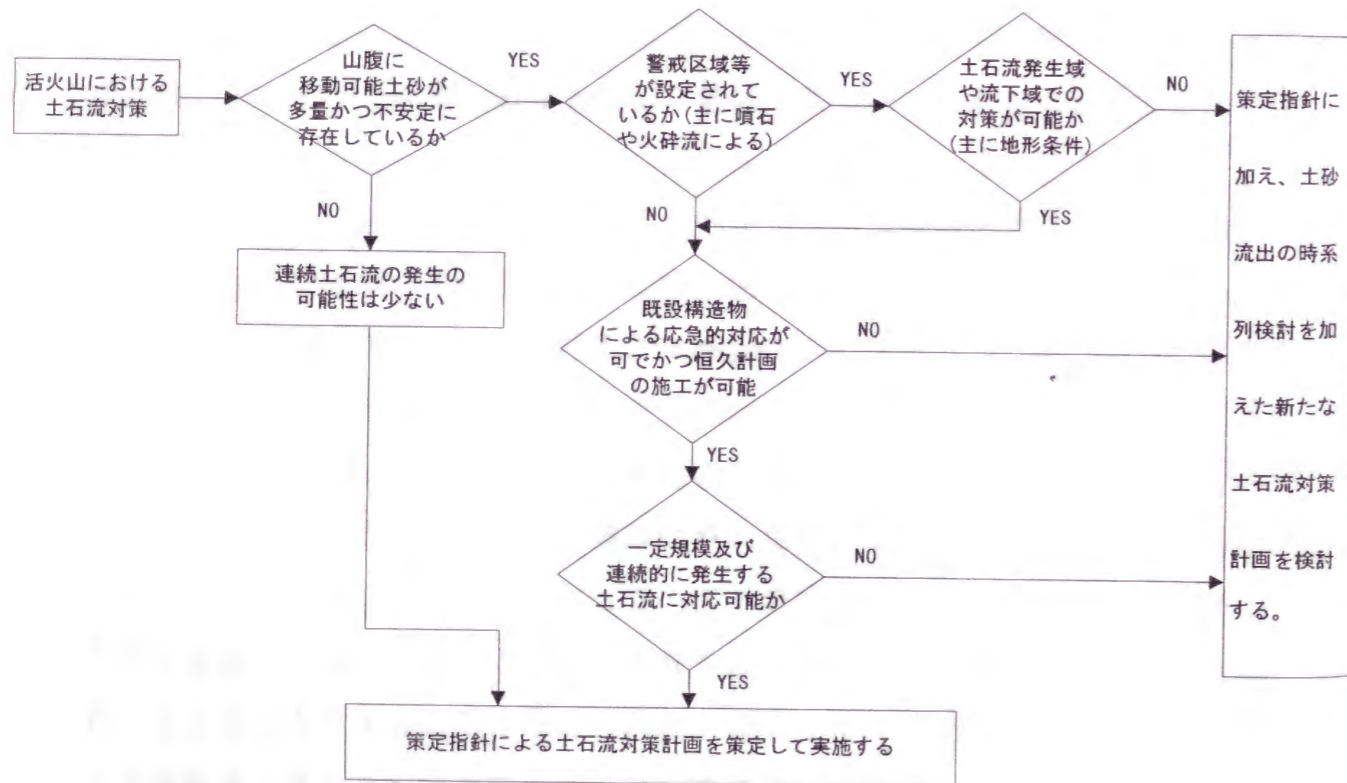


図-2 活動中の火山における土石流対策計画策定の流れ³⁾

第2節 火山活動に伴う流域の変化と対策計画

活火山における土石流対策は、降雨に起因する土石流災害の防除のための計画（恒久計画）として火山地域の特性を考慮して策定されることとなっている¹⁾。恒久計画とは、火山噴火活動中および噴火活動鎮静化後において、土石流による土砂災害から保全対象の安全を確保するとともに周辺の自然環境とも調和した施設設置により火山と共存するための計画で、計画の実施区域としては土砂の発生源となる上流域を含む流域全体を対象としている。恒久計画における対象土砂量としては、非火山地域での土石流対策計画に準じていることから一般的には1/100確率降雨（日雨量もしくは連続24時間雨量）によって発生する土砂量(Q_{s1})としている。最近の火山砂防計画⁴⁾では火山活動により土石流の発生が頻発化し年間流出土砂量が地域の安全に影響を与えるため、 Q_{s1} に加え火山活動開始後5～10年間に流出することが予想される土砂量 Q_{s2} （具体的には過去の降雨解析からある年数の降雨パターンを与え、その降雨により発生する土砂量の累積した量として与えられる）を考慮することにより、土砂の移動を時系列としてとらえる工夫がされている（図-3参照）。しかし、その量的把握は結果として Q_{s1} (m^3)や Q_{s2} (m^3)として与えられる総量の把握であり、ひと雨ごとの土砂移動現象に対する対応や、連続的に発生するいくつかの土石流に対する対応は、恒久計画の中に包括されている形となっている。すなわちこれまでは施設による施工の優先順位でこれら进行处理しようとしてきた。また、計画対象とする土砂量のうち、火山活動開始から5～10年間に流出する土砂量は火山の状況により大きく変化することがある。例えば一度の噴火で活動を停止した火山では、その後の流出土砂量がすぐに低減している。インドネシアのガルングン火山の1982年の噴火では噴火後3年目には流出土砂量が1年目の10%以下になり⁵⁾、1977年の有珠山でも、噴火後4年目からは流出土砂量は1年目の15%以下となっている⁶⁾。また、1年目もしくは2年目だけが大量に土砂流出があると予測した火山ではその間の特にハード面での対応が不可能な場合、結果的に5～10年間に流出する土砂量対応は不要となることもある。これらのことから従来は火山地域の土石流対策も非火山地域と同様1/100確率降雨による土石流対応で対処してきた。このように火山毎に、また火山の活動毎に変化するのが流出土砂量である。一方、上述の火山とは異なり長期間多量の土砂供給がなされその流出が長期間にわたる可能性の火山もある。その一例が雲

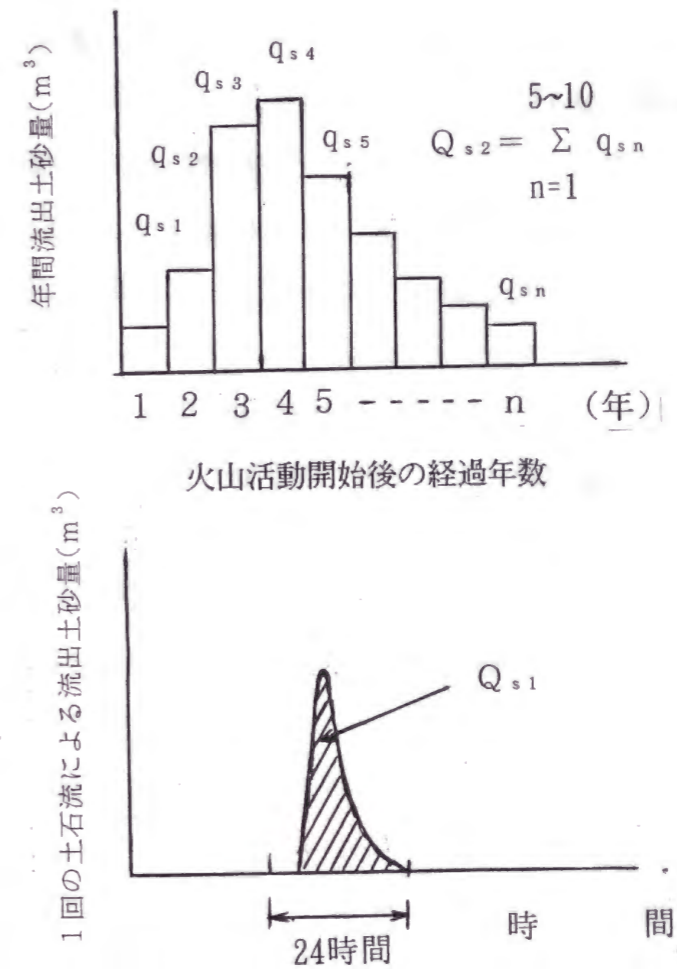


図-3 恒久計画の対象とする土砂量の概念図

仙普賢岳である。雲仙普賢岳にみるように火山活動が始まり、流域の状況が変化すると土石流の発生しやすい、頻度、流出土砂量など対策計画の基本因子が変化するため現状の施設で活動中の活火山に発生する土石流に対応するには限界が生ずることもある。そこで、火山活動に伴う流域の変化を把握して各時点で人命の保護と地域の安全を確保する対応が必要となる。そのためには恒久計画とは別にすぐに実施可能な対策計画をはじめ、その時点で必要に応じた対策計画を策定し、実施する必要がある。その対策計画にも一定の限界がある。たとえば除石の可能限界、緊急導流堤の施工の限界等である。

また、雲仙普賢岳の例でみられるように、火砕流の危険性等による危険区域の設定のため対策工事に制約が生じることがあったり、土石流災害を防止するために必要な機能を有する工事には、用地の確保、施工期間等時間を必要とするものもあり、対策工事そのものが施工できないことがある。そこで、これらの諸条件と火山活動の状況を勘案して、活動中の火山地域における新たな土石流対策のための計画の策定と実施が必要となる。新たな計画の策定が必要となるそれぞれの時点とその対策計画の名称を表-1のように与える。

表-1 火山活動の各時点とその時に必要な計画

実施が必要となる時点	対策計画の名称
火山噴火後3カ月～6カ月程度	緊急(対策)第1期計画
火山噴火後1～2年の間	緊急(対策)第2期計画
火山噴火後3年目以降	恒久計画

火山噴火が開始されると比較的短期間に火山灰などの火山噴出物が流域に堆積する。たとえば雲仙普賢岳では火山噴火開始後約3カ月で堆積厚1cm以上の火山灰の堆積が水無川流域の約10%を占めるにいたっているし⁷⁾、1977年の有珠山噴火の時には3カ月後の調査⁸⁾時には西山川、小有珠山のほとんど全流域が火山灰堆積厚1cm以上の分布範囲となっていた。これらの流域の状況変化の結果、浸透能は低下を生じ比較的小雨でも土石流が発生する。そこで火山噴火後3カ月～6

カ月程度以内にこれらの土石流災害から少なくとも人命を保護し加えて地域の安全を守るための対応を実施する必要がある。この時点での対応のために策定する計画を緊急第1期計画と呼ぶ。緊急第1期計画は短時間で対策を実施する必要があるところから、恒久対策等で計画されているいわゆるコンクリート砂防ダム等構造物による対応は時間的に不可能である。そこで、既設の砂防施設の利活用を含め仮設的な構造物と、警戒避難体制の確立等ソフト対応による計画となる。

噴火後1～2年の時期は火山活動が継続すると火山噴出物の堆積が多量かつ広範囲に分布することが予想される時である。雲仙普賢岳の水無川流域では2年後には火山噴出物の量が1億m³を超す(第1章参照)までに至っている。その結果、連続的な土石流の発生がみられるようになり、かつ、それに対応する対策特にハード面での対策がおいつかない時期となる。火山活動の状況によっては火砕流の危険区域が設定されるなど工事の施工区域が限定されている場合も考えられよう。そこで、できるだけ地域の安全を確保するために実際の工事により対応可能な土砂量を対象として、施工可能な場で緊急的にハード面の対策を強化する必要がある。この時点での対応のために策定する計画を緊急第2期計画と呼ぶ。緊急第2期計画には当然緊急第1期対策で実施された内容を含み、特に警戒避難等のソフト面の対応は継続して実施することが必要となる。ハード面でも時間のかからない仮設的な工法による対応となる。

火山噴火後3～5年経つと火山地域の火山噴出物の堆積量は膨大なものとなり、この時点では土石流による流出土砂量は不安定土砂としての堆積物の賦存量によるより外力としての降雨に規定されてくる。もちろん土石流の連続発生が継続し、これらの土石流による流出土砂量は莫大なものとなると予想される。一方土石流の発生域である水源部での対策は火山活動に伴う危険性から不可能のままであることが考えられるため、とりあえず土石流の発生は防止できないことを前提として、流下してくる土石流に対し、対策工による災害防除の必要な時期と考える。この時点での対応のために策定する計画は、当該流域から発生する土石流の特性、流出土砂量等がかなり調査され、解析されてくるので、恒久計画として考えるものとなる。そして施設としての安全率も充分考慮したハード面主体の対応として土石流の流下・発達を防止して、流下する土砂量を減じるとともに貯留もしくは安全な場所への導流、流下を目的として実施される。もちろん緊急対策で実施し

た施設の活用を充分考慮したものとする。

以上の計画の定義を時系列として示すと図-4のように示せる。この考え方をもとに活動中の火山における土石流対策の時系列的検討³⁾をおこなう。

まず発生する土石流の量的把握を発生降雨から時系列的に予測し計画土砂量を決定することが必要である。土砂量の Q_{s2} については火山噴火直後に実際に今後発生する降雨の降り方を時間的にかなり先まで予測することは現状では困難である。そこで過去に発生した降雨を時間単位で整理し、土石流発生限界降雨量を与えて連続3時間の中断以内を連続的降雨ととらえ、その雨による土砂量を与える。この際、過去の土石流発生と降雨の関係、また火山活動中の類似の火山状況の火山での土石流の発生状況を参考に、降雨量と土石流との関係として整理しておく必要がある。そしてその雨量に対応する土砂量を日、月の単位で整理し合計して、1年間の土石流による流出土砂量が計算される。

もちろん、想定された土砂量に対し、新たな土石流に関する情報が入って見直す必要がある場合は、計画を見直すこととする。

ある活火山が噴火を開始した場合、まず緊急第1期計画を策定しそれを実施する。同時にその火山流域に策定されていた従来の土石流対策計画を見直し、図-2に示した考えにより計画変更の必要性があるかどうかを検討する。緊急第1期計画実施後恒久計画の実施が不可能な場合は火山噴火後1年目の対応として、緊急第2期計画を策定して現存する砂防施設と仮設的に設置する対策工事により1回ごとの土石流に対応可能かどうかの検討をおこなう。もちろん、この際に施設だけでは対応が十分ではない場合が多いので、除石による計画的な土砂堆積空間の確保が必要である。

火山噴火活動が鎮静化すれば、その後は恒久計画に基づき、土石流の発生源対策として構造物により時系列的に発生する土石流ならびに1/100確率降雨による土石流に対し安全な地域を創出する。加えて、火山地域の自然環境や景観に配慮した対応も実施する。特に火砕流等の危険区域が存在している場合でも優先順位の高い施設については、有人による安全施工の方法の検討や無人施工の検討をおこない施設を施工することとする。

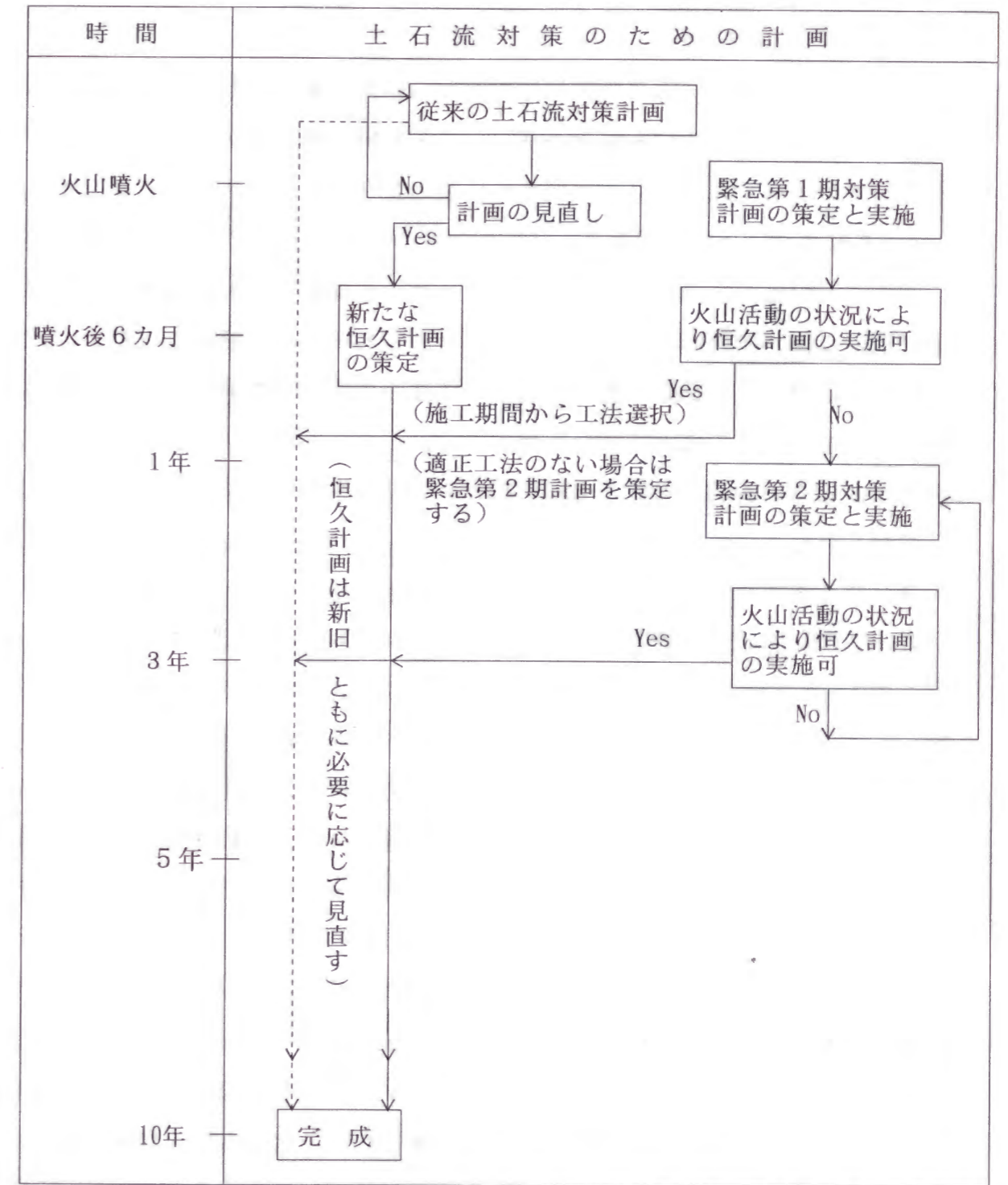


図-4 活動中の火山における土石流対策計画の流れ

第3節 時点ごとの対策計画の具体例

(1) 計画の策定期

一般の火山地域では噴火活動の開始前から策定指針により降雨に起因する土石流対策計画を策定している場合が多い。この計画は非火山地域での土石流対策計画と同一の手法で策定され火山噴火鎮静後の恒久計画としての性格を有するものである。

一方、火山噴火が発生した場合には、流域の不安定土砂の性質や分布、存在量等が噴火に伴い噴火前と異なってくる場合が生じる。この場合には噴火前に策定した恒久計画をまず見直す必要がある。すなわち、本章で取り扱う恒久計画とは噴火前の恒久計画を噴火後見直した恒久計画のことをいう。火山活動開始後は、瞬時に多量の土石流源となる土砂が存在することも考慮して、火山活動の状況をみながらただちに緊急第1期計画を策定する。次に火山活動の状況をみながら緊急第2期計画を策定するが、緊急第2期計画は火山噴火後1～2年間で実施する対策とし緊急的に対応できる可能なかぎりのハード面、ソフト面対策を検討する。

このように火山活動を開始した火山では少なくとも緊急第1期計画を策定・実施し、必要に応じ緊急第2期計画を策定するが、火山活動の兆候のある活火山でも必要と認められれば事前に計画を策定しておくこともある。ただし、この場合には対策事業をどの時点で開始するかが問題となる。一般的に噴火前においては恒久計画のうち優先順位の高いものからは対策事業を実施すべきである。

(2) 計画対象土砂量の考え方

前述のように恒久計画は、1/100の確率降雨による土砂量及び5～10年間の発土砂量を対象とする(図-3参照)。緊急第1期計画ではハード面の対応としての計画対象土砂量は数値を具体的に与えるには時間がなすぎるのでとりあえず既設砂防施設、たとえば砂防ダムの貯砂空間のできるだけの確保や保全地域の一部を守る仮設導流堤等によることとし、ソフト面の対応には従来の土石流対策技術指針(案)²⁾による1回土石流による危険区域の設定とその地域内の人々の生命保護のための警戒避難体制の確立を急ぐこととする。緊急第2期計画は、その目標をできるだけ大きくすることとするが、最小でも1/10の確率降雨(日雨量もしくは連続24時間雨量)による土砂量と、この規模が連続的に発生しても地域の安全が確保できるものとする(図-5参照)。この場合、当然施設対応だけでは限界があ

るので、除石システムを計画に組み入れておく必要がある。土砂の連続的発生の想定にあたり、過去の降雨資料から想定できる降雨パターンを考慮する。

(3) 具体的な計画の基本的考え方

①緊急第1期計画の具体的な考え方

i)概説

火山噴火開始直後に保全対象の安全を少しでも確保するために実施する対策で、特に計画規模を設定せず出来るだけ可能な対応を実施するものである。まずソフト対応として土石流危険区域の設定に基づいて警戒避難体制の見直しを実施する。またハード面では既設砂防施設における流出土砂の貯留空間確保を実施する。特に貯留空間が流出土砂量に比して小さい場合や、砂防施設そのものがない場合には土石流の流向を変更させるための仮設導流堤*や土砂の新たな貯留空間を形成するための仮設遊砂地**を施工する。

ii)施設計画

施工が確実に可能な地域でかつ、目的とした機能が発揮できる場において、工事を実施することとするが、あくまでも仮設的工事となるため力学的かつ計画的に安全度が充分満足されているものではない。そこでソフト面で少なくとも人命だけは守るための警戒避難体制の確立は必要不可欠となる。

iii)具体的な計画策定に際しての留意点

(イ)ソフト対応に用いる土石流による流出土砂量の予測には浸透能が低下していることを前提として降雨との対応を考える必要がある。

(ロ)工事用地等を地元で充分説明している時間もない可能性があるため、かなり強権的工事施工の方法が要求される。

*仮設遊砂地:恒久対策としての構造物を伴う遊砂地ではなく、たとえば河道内に土砂を捕捉するための穴を掘るような工種で恒久計画が完成後にはその機能を期待しない仮設の遊砂地。

**仮設導流堤:完成断面形状までの高さや断面を有さず、水表側の処理も完成時のような強固なものではなく、発生応力に対し、最小限に対応可能な材料での早期施工完成を目指す導流堤。

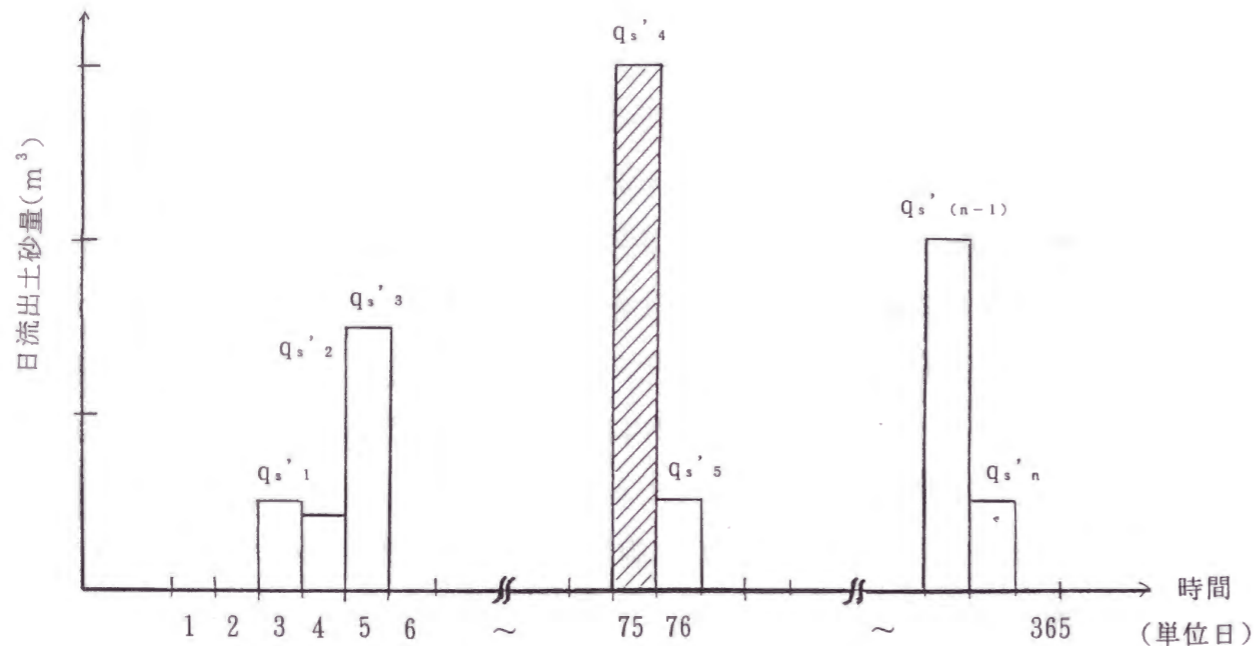


図-5 緊急第2期計画における対象土砂量の概念図

(注) 年間流出土砂量は

$$\sum_{n=1}^n q_s' x \text{ で与えられる。}$$

このうち、1/10確率降雨による土砂がたとえば $q_s'4$ とすると、 $q_s'4$ の土砂量を対象土砂量とする。

②緊急第2期計画の具体的考え方³⁾

i)概説

緊急第2期対策は恒久対策では時間的に合わない土石流災害に対して、早急に実施する対策である。そこで計画の規模はできるだけ多量の土砂を対象とすることが望ましいが少なくとも1/10確率降雨により発生する土石流に対し、ハード面での対応により地域の安全を確保するものとする。また、土石流の発生が連続的になった場合でも1/10確率降雨による土石流の量に対応できるよう施設計画を策定する。施工は早急的な対策であることから可急的すみやかに実施することが望ましい。

特に火山活動の状況から、土石流の流下方向とその氾濫範囲を想定して被害を防止する施設計画を策定する。

施設計画の効果を図-1の事例を対象に示してみる(図-6参照)。

代表例としての緊急対策の対応法として二つの方法を考える。

(イ)緊急第1期対策工事と緊急第2期対策工事を併用した対応

応急的な対策たとえば河道に穴を掘って捕捉する仮設遊砂地と緊急導流堤(図-7参照)により許容土砂量の増大を図る。図-6では、50万 m^2 の遊砂地2基と、100万 m^2 が流れうる緊急導流堤が完成したものと仮定した図である。

(ロ)除石工による対応

現状の施設による土砂調節能力を早急に優先し、常時ある許容土砂量を確保する対応である(図-6では除石量を18万 m^3 /日の能力で除石した場合の例)。当然の事ながら計画規模を超す流出土砂量に対しては地域の安全が確保されないこともありうるので緊急第1期計画で対応したソフト面の対応の継続が必要である。

ii) 施設計画

事業が安全に実施できる区域のうち最も効果的な場所に、目標とする対象土砂量にみあう施設を設置する。一般的に考えられる工種としては仮設遊砂地、緊急導流堤である。

恒久的な導流堤が計画されている場合には、優先的に施工することとするが、当面の対応として導流堤の位置に緊急導流堤を施工して、できるだけ土石流を流

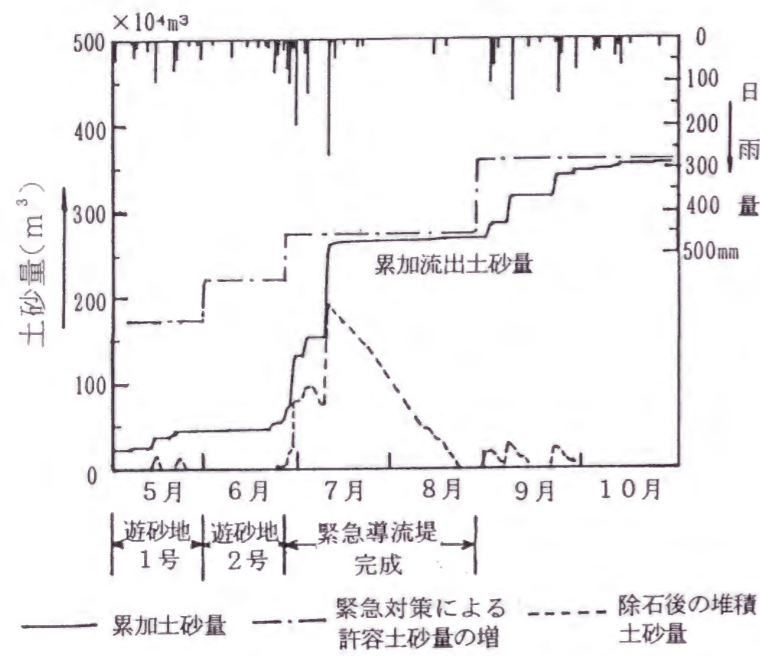


図-6 土砂流出量と土砂処理量の予測³⁾

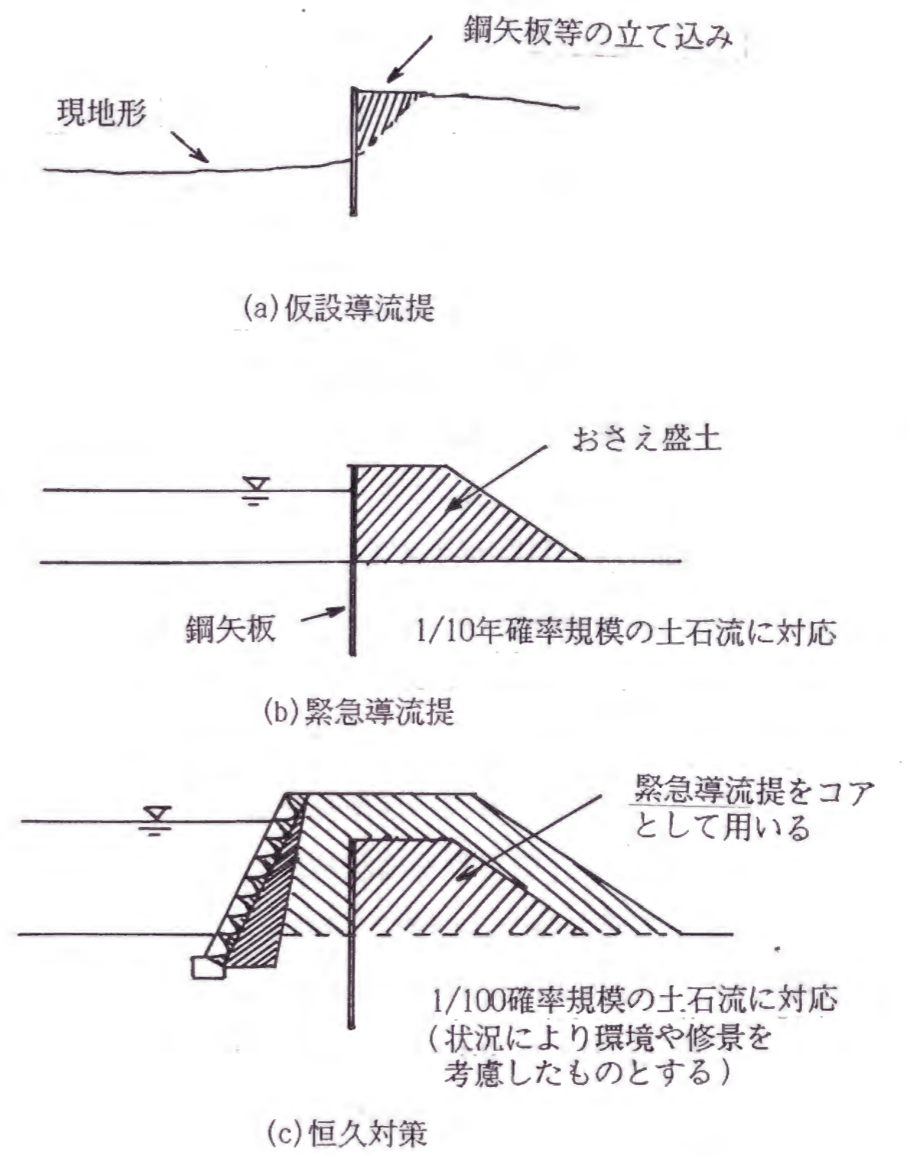


図-7 導流堤における(第1期)・(第2期)緊急および恒久対策の考え方の一例

下させることとする。この場合、下流末端の処置(たとえば大きな河川への合流や海への流入に対する処理)の検討が必要となろう。また導流堤間に土砂が堆積した場合の除石について、事前に効果的な除石システムを検討しておく必要がある。仮設遊砂地による場合には、目標量に対して、既設施設で処理可能な土砂量では不足する量を容量として定める。1基で不足の場合には、複数基の仮設遊砂地を設置する。仮設遊砂地の場合も除石が前提となるので、その効果的なシステムについて事前に検討しておくことが重要である。なお、計画に対応するための時間的余裕はほとんどないことから、構造物の設計外力としての応力に対する安全率は1.05のレベルで可とする。

iii) 具体的な計画策定に際しての留意点

(イ) 時系列的にみた雨量資料が計画策定には必要不可欠である。そこでできるだけ対象流域の近くの観測所(流域内の上流域の資料が望ましい)で長期間(できれば30年以上の資料)の降雨資料が必要となる。

(ロ) 緊急的な対策とはいえ用地の問題が生ずる。たとえば緊急導流堤の場合、その後に恒久対策の施設としての導流堤にグレードアップしていく場合が多いのでこのケースでは用地は施設用地として購入しておくことが基本である。しかし、仮設遊砂地の場合、恒久対策が完成し、火山が安定した後には、土地の再利用を考えるケースもありうる。このような場合には用地を借地とするか、もしくは地役権を設定する方法が考えられる。もちろん施設用地としての購入もある。

(ハ) 発生する土石流に関してその特性及び施設の機能について十分な調査が必要である。当然、計画に際しては種々の資料情報から土石流を推定するが、実際にその流域で発生する土石流がどのようなものか当初の計画で推定したものと性質が違っていかないかを十分チェックし、対策の参考とし、また今後の暫定・恒久計画の資料とする。

③ 恒久計画の考え方

i) 概説

恒久計画の対策は図-3に示した土砂量を対象にして火山活動の状況に基づき出来るだけ早い時期から施工可能区域においてハード面の対応を実施するとともにソフト面の対応も加え総合的対策として実施する。

計画の実施に際しては土石流がどこで発生するか発生地点の特定が難しいため

年間流出土砂量は全て流出してくることを前提とする。勿論1/100確率の降雨による土石流も何時発生するか分からないためつねに発生を前提として対応を時系列的に計画する。

対象土砂量の時系列的考え方としては、まずハード面の対策を1/100確率降雨による土石流の土砂量に対応できるものとする。次に除石システムを含めて年間流出土砂量に対応していく。ある年数、たとえば5~6年経って最大の年間流出土砂量に対応することが可能になった場合は除石をしないで年間流出土砂量もしくは1/100確率の降雨による土石流の土砂量に対応できるものとする。

ii) 施設計画

恒久計画に基づいた施設対応には、緊急第2期計画対応で実施された施設に構造物としての安全性を加えた対応も含まれる。また、当然のことながら流出してくる土石流に対し、安全確保の面で最も効果的な施設から施工することを基本とする

iii) 留意点

活火山の活動状況により計画の見直しが必要になるが火山の活動状況の見きわめが非常に難しいので火山学の専門家等の意見を充分聞き、さらに住民の意見も聞いて判断することが望ましい。

第4節 雲仙・水無川への適用

活動中の火山地域において、土石流による人命・家屋等に対する災害を軽減するための対策計画について論じてきた。特に活動中の火山地域では、従来の恒久計画だけでは対応が充分でないことから、緊急対応を加えた新たな土石流対策計画について提言をした。そこで、この新たな土石流対策計画を1990年11月17日に噴火を開始した雲仙普賢岳における土石流対策に適用する。

雲仙普賢岳は198年ぶりに噴火活動を開始して以来、火山灰の降下や火砕流の発生などにより流域の状況が日ごとに変化し、噴火活動以前は土石流の発生をみなかった水無川流域に土石流が多発するようになった。その水無川流域は、土石流により流域の多くの人命と家屋等に被害が発生する危険性が高いことから、土石流対策が必要となった流域である。

雲仙普賢岳の火山噴火開始に対し、長崎県は火山活動が活発化した1991年3月に雲仙岳緊急火山対策検討委員会を設置し、土石流対策について検討した。その結果、従来の土石流対策で対応可能と判断した。その後、1991年5月から土石流が多発し始め、また同年5月24日からは火砕流の発生をみるに至り、従来の土石流対策計画の見直しを開始し、新たな恒久計画として、1992年2月に火山砂防計画の基本構想が公表された(図-8)。この間、緊急第1期計画として、対策の可能な応急的対応を実施した。具体的には、既設砂防ダムの除石に着手(1991年2月)、ワイヤ・センサー方式による土石流の発生監視システムの設置(1991年5月)、土石流を含む火山災害予想区域図の作成及び公表(1991年6月)である。

次の段階の対応として、仮設遊砂地の施工を実施した。第1号遊砂地(貯砂容量12万 m^3)、第2号遊砂地(貯砂容量15万 m^3)は、1992年5月に完成し、1993年3月には第3号遊砂地(貯砂容量20万 m^3)も完成した。しかし、1993年4月28日から29日にかけての降雨により土石流が発生し、多くの家屋被害が生じた(第1章第4節(2)参照)。この災害をもたらした24時間降雨量(317.5mm)が、ほぼ1/10年確率の降雨に相当したことから、このときの土石流による流出土砂量、約95万 m^3 を計画対象土砂量として第2期緊急計画が策定され、これに基づいて第4号遊砂地と緊急導流堤の施工が決定された。

ちなみに、第3章の式(17)によると、317.5mmの降雨量に対する流出土砂量は、約77万 m^3 となる。ここでは、安全側として実績の95万 m^3 を計画対象としている。



図-8 砂防施設計画の基本構想(1992年2月公表)

また、この計画が策定された時点では、水無川上流域には火砕流の危険性に対し、警戒区域が設定されていた。この区域内は火砕流が発生してから工事作業者が避難するまでの時間が充分にとれないことから、工事を実施しないこととしていた。そこで、中下流部での土石流対策として、仮設遊砂地と緊急導流堤が提案された。

1993年8月には、まず緊急導流堤(延長約4,800m)の施工に着手し、1994年7月に概成した。また、第4号遊砂地(貯砂容量11万 m^3)も1995年10月に完成した(図-9参照)。

水無川本川については、長崎県が災害対策として実施した水無川本川の拡幅改良工事により、河道が整備されたこと、および緊急第2期計画の完成により、導流堤方向も、また水無川本川方向についても1/10確率降雨規模の土石流対策は完了した。しかし、連続して発生する土石流及び1/100確率規模の土石流による災害を防止軽減するべく、1995年より本設導流堤(図-10)の施工を、また恒久対策として1995年10月より水無川第1号砂防ダム(貯砂容量100万 m^3)の施工を始めている(図-11)。

緊急第2期計画としての、緊急導流堤が概成した1994年7月以降、1995年12月までに8回の土石流が発生した。この中には、1/10確率降雨を上回る連続雨量348mm(1995年7月3日)により発生した土石流も含まれているが、いずれも周辺に氾濫することなく流下堆積し、被害は生じていない。すなわち、緊急第2期計画の実行による対策の効果が現れているものと判断できる。



図-9 緊急第2期計画と水無川第1号砂防ダムの位置図
(最上流の構造物が水無川第1号砂防ダム)

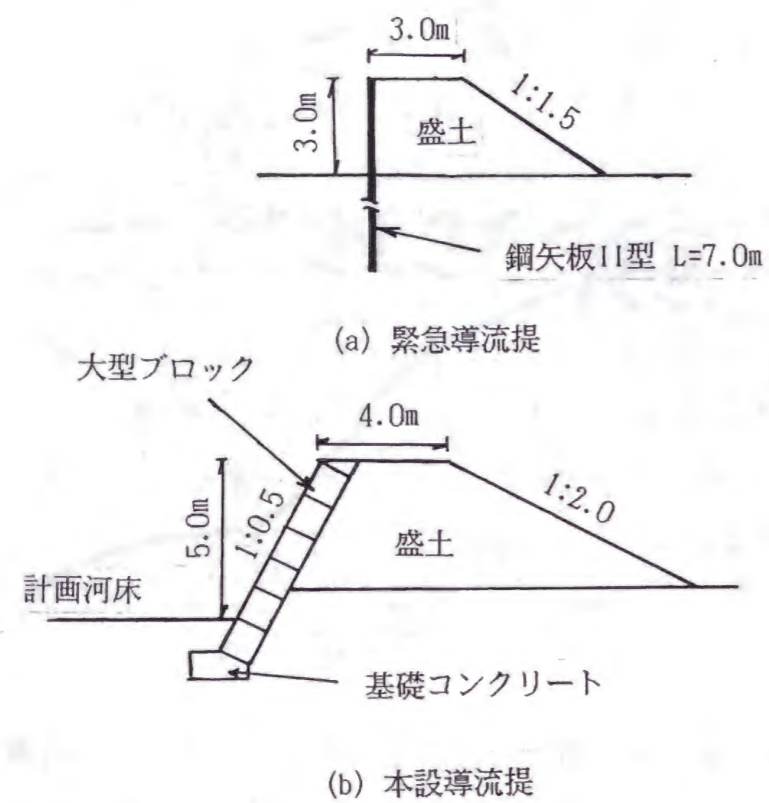


図-10 雲仙水無川で施工した緊急導流堤と本設導流堤の断面図



図-11 緊急第2期計画が完了し、恒久計画の実施に移っている雲仙水無川の現況（1996年3月）

(1) 概説

火山活動に伴う土砂災害、特に土石流の発生に伴う災害から人命、財産を守るためには災害防除のための対策が必要であり、とりわけ火山地域においては噴火活動をよく見きわめた上での対策計画策定が重要であることを、これまでに述べてきた。

火山地域における土石流対策計画の内、砂防ダム群と流路工もしくは導流工の組み合わせからなる恒久計画については、従来から水理模型実験や数値シミュレーション等によってその効果が最大となり、かつ経済的となるような計画が策定されている。例えば、雲仙普賢岳における水無川での土石流対策計画については、計画(案)に基づいた水理模型実験がなされ、その内容は1993年1月26日に地元住民やマスコミ関係者にも公開され、その効果が報道陣によって全国に紹介された。

しかし、火山活動が始まって比較的時間の経っていない時期の対策計画としての緊急対策計画については、従来応急的かつ仮設的対応の手法として取り扱われてきた除石工や仮設導流堤等によるものが主となるため、その効果についてはこれまで研究例はない。そこで本節では、火山噴火直後及びその後の火山活動の状況により対応が求められる緊急計画の効果について論ずることとする。効果評価の対象は、緊急の各段階におけるハード面での主たる対応策となる仮設遊砂地と緊急導流堤を取り上げる。

ここで、ハード対策の工種を仮設遊砂地と緊急導流堤としたのは、以下の理由による。

- (1) これらは災害時の緊急対策として最も一般的な対応手法である。
- (2) 流出土砂捕捉機能をもつ工法としては、砂防ダム工も一般的であり、またこの機能回復の手段として除石工がある。しかし、砂防ダムの建設が可能な渓谷部は火山活動中は土石流等の危険性が非常に高く、施工実施は困難な場合が多い。その結果、多くの火山山麓に広がる扇状地に土砂捕捉機能をもつ砂防施設を設置することが必要になる。そのような工種として仮設遊砂地がある。
- (3) 遊砂地は管理(除石)を要する施設である。とくに、火山活動の影響によって連続して発生する土石流に対しては、遊砂地の土砂捕捉機能を補完する施設

が要求される。このような工種の一つが緊急導流堤である。

なお、緊急対策で有効な手法と考えられる除石工とそのシステムについては、その考え方及び一般的効果について第5章で言及するので本節では省略した。

このような施設効果を定量的に把握する手段としては、水理模型実験や土石流の流動・停止モデルを用いた数値シミュレーションがある。水理模型実験は縮小された現地模型上に土石流を流して、その流動状況や氾濫状況を定性的かつ定量的に調べたり、砂防ダムや遊砂地の土砂捕捉効果を計測できる技術である。しかし、模型製作や複数の実験ケースを実施するには時間を要するため、緊急時には余り適していない。一方、数値シミュレーションは土砂水理学モデルに基づくプログラムをコンピュータで演算するもので、繰り返し多数の計算を実行する際には有利な手法である。この手法では土砂水理的に流動状況を固定しているため、遷移領域の流動形態を表現できない問題があるが、遊砂地に流入し捕捉される土砂を定量的に把握することは可能である。そこで、今回は数値シミュレーションによって定量的な施設効果を確認することとした。

(2) 検討の前提

対策の効果を評価する場合、効果評価手法が実際の火山活動によって発生する現象を十分に説明できるものであることが前提となる。ここでは、雲仙普賢岳を事例に実現象として土石流を取り上げ、効果判定に用いたモデルと、その整合性について述べる。

土石流の発生域に生産土砂としての不安定土砂が、流出土砂に対して無限に近く存在する場合には、前述のように土石流の発生条件は降雨量が大きな規定要因となっている。第3章で示したように雲仙・水無川上流域では、1992年8月以降は土石流による流出土砂量は、ある規模以上の連続降雨の降雨量との対応が良い。1992年5月～93年12月の間に水無川で発生したおもな土石流について連続雨量と土石流の流出土砂量との関係は、次式(第3章(17)式)によって示されている。

$$Q_s = 2.79(R - 40.5) \dots\dots\dots(1)$$

そこで、シミュレーションや水理模型実験の条件設定では、(1)式から得られる土砂総量を降雨量の時間分布に配分して単位時間当たりの流出土砂量を与えることで、土砂を含むハイドログラフの作成が可能となる。一方、土石流を水理模

型実験や数値シミュレーションによって再現し、対策施設の効果判定に用いる際には、実際の土石流のながれとの相似性が問題となる。そこで、水無川の土石流の流動特性について考察する。

1993年3月15日と4月28日に発生した土石流のVTRを用いて、波高、流速、ながれの状況（大礫の集中度や偏流など）を観察した（第1章第4節土石流の流動の項参照）。堆積物の粒度調査結果から平均的な粒度を与えて、土石流の流れの特性を整理したのが第1章表-2である。

第1章表-2より、 h/d_{60} の値が比較的大であることから、粒子間の自由度が大きくなると考えられ、粒子間の衝突による流れの影響が小さくなる。とくに類似の h/d_{60} と ϕ の値を示す桜島の土石流は流水の式で流速を近似することが可能という報告がある⁹⁾。そこで、同様の傾向を示す火山である焼岳や桜島で発生した土石流の資料を加えて、マンニング式

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} I^{1/2}$$

による計算流速と実測値を比較検討した結果を図-12に示す。ここで、径深Rには先端部の波高hを、マンニングの粗度係数nは流路工では $n=0.03$ 、焼岳のような自然河道では $n=0.045$ を与えた。

図-12からも明らかなように水無川の土石流は桜島と同様にマンニング則で流れを近似することが可能と考えられる。一方、 h/d_{60} の値が小さく礫の粒子間衝突力が流れに影響を与える砂礫型の土石流が流れる焼岳の場合は、マンニング則で流速を近似することには無理があると考えられる。

堆積のメカニズムについても桜島の土石流調査や模型実験¹⁰⁾から得られている海域からの堆積遡上や勾配変化点、河幅の変化点等の土砂輸送能力の変化点からの堆積が、これまでの雲仙・水無川での土石流災害で確認されている。このように土石流の流れの実態を把握することにより、土石流の流動状況を再現できる最適な条件を設定して、数値シミュレーションを実施することになる。

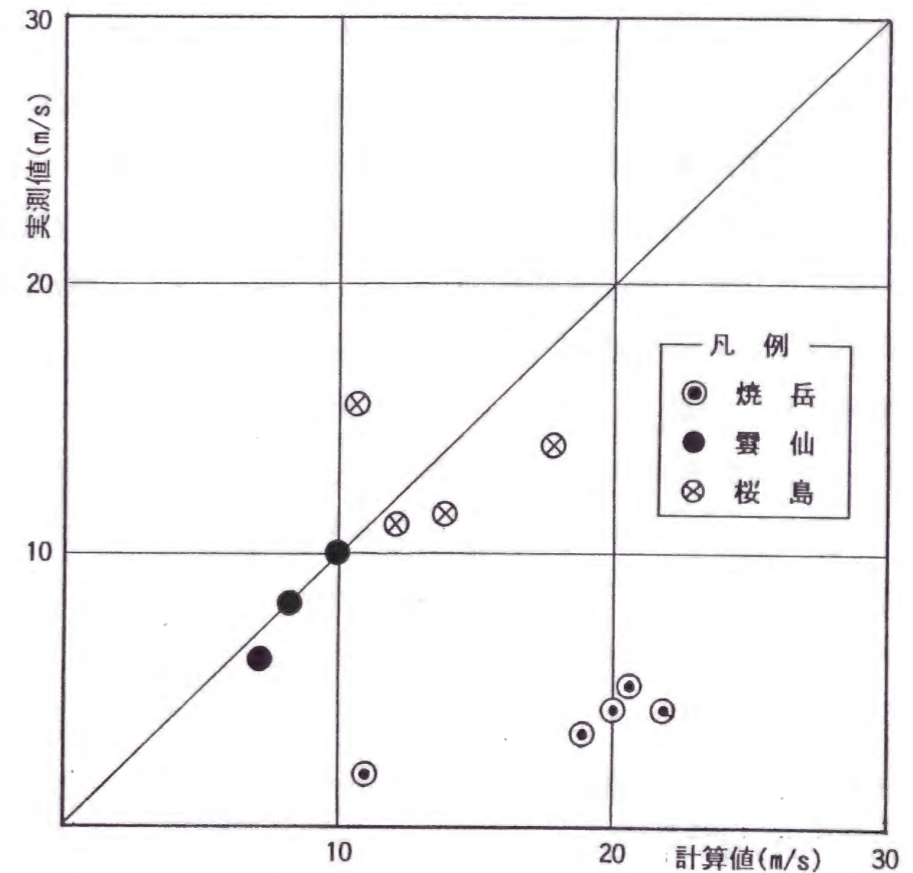


図-12 活火山における土石流流速の実測値と計算値の比較

(3) 仮設遊砂地・緊急導流堤の効果評価

①概説

雲仙水無川で施工されたハード面での対応について、その効果の評価を検討することとする。緊急対策で施工された仮設遊砂地は、土石流の一部もしくは全量を捕捉して流出土砂量を低減させ、災害を軽減させる目的で計画されている。遊砂地の捕捉土砂量は一般に堆砂空間の空き容量で評価されるが、土石流の規模や流出状況によっては、その効果の表れ方が一様でないことが予想される。しかし、計画段階で想定されるあらゆるパターンの土砂流出に対して条件設定と効果の確認を行うことは、緊急対策を実施するまでの時間的制約の中で非常に困難である。そこで、一般的に堆砂ポケットを空けておく遊砂地や導流堤のような土砂捕捉および流下の効果を評価する方法として、次のような手順による方法が考えられる。

i) 計画した遊砂地堆砂容量の範囲内の流出土砂量が流出した場合の土砂捕捉効果の確認（堆砂形状・下流への流出土砂量など）。

ii) 過去に流出した実績のある最大の土石流流出土砂量に対する効果の確認。また、

下流への流出土砂量とその土砂が及ぼす影響の把握。

iii) 恒久計画時の計画流出土砂量に対する効果の確認。

②緊急施設計画

具体的に仮設遊砂地・緊急導流堤などの緊急対策施設の効果を検討するために用いた砂防施設計画の概要を述べる。研究対象としたのは、雲仙水無川における国道57号付近から下流の緊急砂防施設である。前節で述べたように1990年から始まった雲仙普賢岳の噴火活動によってとくに荒廃状況が著しくなった水無川では、土石流災害を防止軽減するための緊急第1期対策として、1991年2月より既設砂防ダムの除石が実施されたが、1991年5月末からの火砕流の発生で砂防ダムが埋没し、その効果が無くなってしまった。そこで、次に河道に土砂捕捉のための空間を設ける仮設遊砂地（1～3号）を施工した。その後地域の安全の確保と被災区域の拡大防止のために計画され、実施された緊急第2期対策は以下の通りである。

i) 緊急第2期対策の目標

緊急第2期対策は、1993年4月28～29日にかけて水無川で発生した土石流と同

規模の土砂流出（約950,000m³）に対して、地域の安全を確保することを目標として検討された。この時の降雨（317.5mm/24時間）は気象庁雲仙岳測候所における統計資料に基づくと、10年超過確率の日雨量に相当する。

ii) 緊急第2期対策施設の機能と効果

計画された緊急第2期対策施設は、緊急導流堤と第4号遊砂地であり、これらの施設には以下の機能と効果が期待されていた。

○1993年4月28～29日相当量の土石流に対して、流出土砂を捕捉して氾濫を抑え、流出土石流を導流して安全に海域まで導く機能を有すること。

○そのために、適切な規模の遊砂地容量と土砂の堆積（河床変動）を考慮した流下断面を確保すること。

③ 施設効果の確認

i) 数値シミュレーションの計算条件

前述のように、災害発生中に検討された緊急第2期対策施設に関しては、1993年4月28～29日に発生した土石流と同規模の土砂量を対象としており、まず第一に対象とする土石流に対する計算条件を以下のように設定した。

(イ) 初期条件の地形

初期条件として与える地形については、1993年4月10日撮影の空中写真に基づく地形図と、現地測量結果から、メッシュサイズ10mの数値地形データを作成し、これを用いた。

(ロ) 降雨時系列

緊急対策の対象が平成5年4月28～29日の降雨による土石流規模であるので、設定する降雨時系列はこの実績値を用いる（図-13）。

(ハ) 土石流のハイドログラフ

1993年4月28～29日の土石流は、水無川下流河南橋付近で撮影されたVTRに記録されている。このVTR解析結果（表-2）をもとに、実績降雨時系列を用いて中安の総合単位図法によって解析した流量と対比した（図-14）。図-14よりハイドログラフの土石流流量の最初の大きなピークの立ち上がり時刻と、土石流流下開始時刻がほぼ同一であることが判る。また、ハイドログラフのピークと土石流流量の相対的規模で表したピーク位置が時間的にみて二山の形状で近似できる。

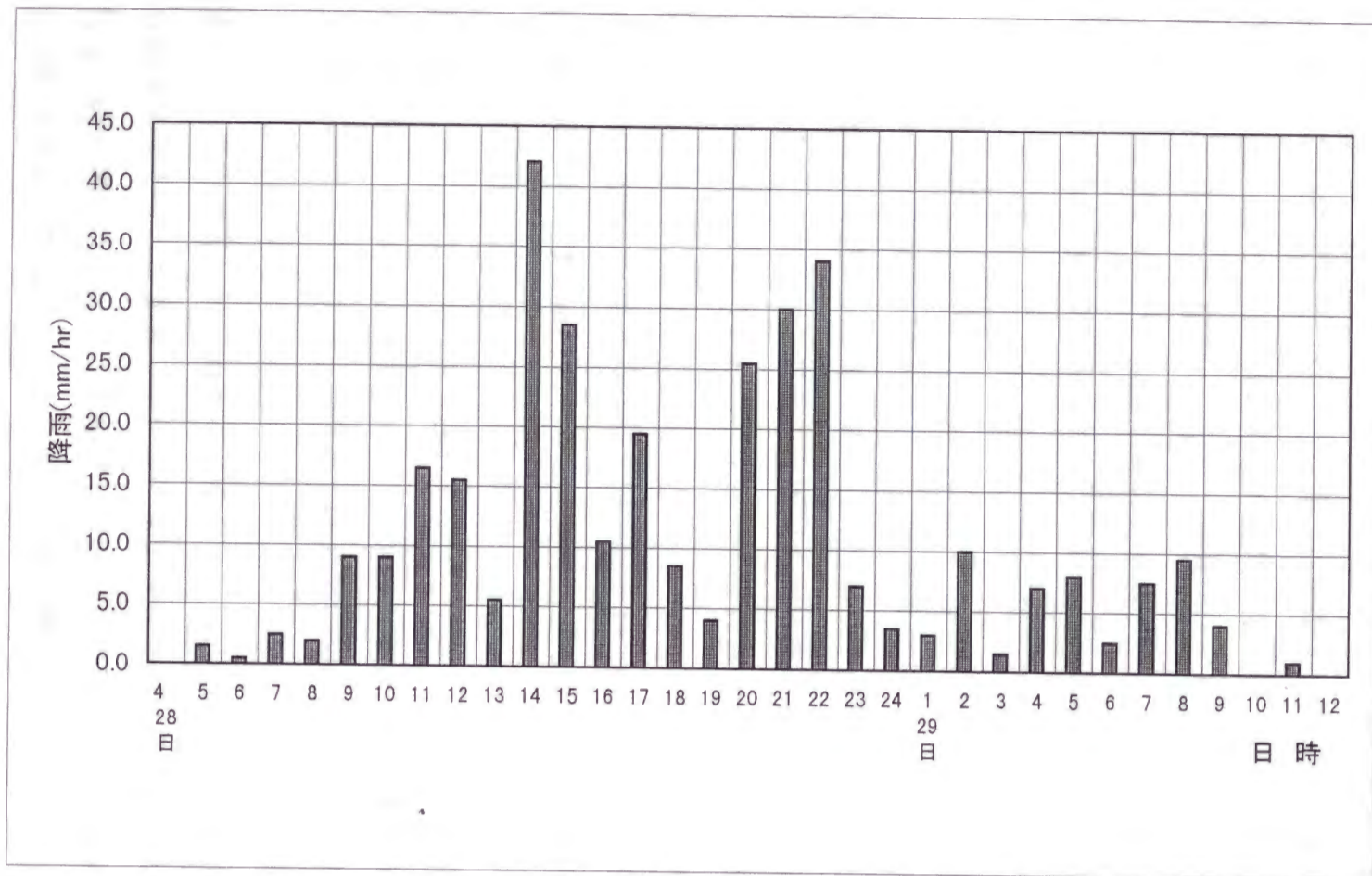


図-13 1993年4月28~29日降雨のハイトグラフ

表-2 1993年4月28日土石流のVTR解析による流下状況

時間	相対的土石流規模(流量)			土石流の流下状況
	0	小	中	
13:00	[Graph showing flow scale from 0 to large]			<p>第1波土石流(到達時刻13:22)</p> <p>13:22に中規模程度の土石流が発生し、13:27から減少し始め、13:35頃からほぼ一定流量となる。中規模の2回目の段波が13:39に到達した。15:00頃までは流下を続け、15:10ごろから流量は減少しはじめる。</p>
14:00	[Graph showing flow scale from 0 to large]			
15:00	[Graph showing flow scale from 0 to large]			
16:00	[Graph showing flow scale from 0 to large]			<p>第2波土石流(到達時刻16:31)</p> <p>一連の土石流の中で最大規模の土石流段波が16:31に到達した。17:00頃までは流量に大きな変化は見られず、17:00~17:04に流量減少が見られた。17:04には同規模の段波が到達し17:17まで継続した。その後流量は徐々に減少し、17:30には終息した。</p>
17:00	[Graph showing flow scale from 0 to large]			
18:00	[Graph showing flow scale from 0 to large]			<p>第3波土石流(到達時刻17:57)</p> <p>17:57に中規模の土石流が到達した。18:15までは流量に変化が見られず、18:15から18:25までには徐々に土石流中の石礫流下量の減少が見られ、18:25頃から流量が減少し始め、18:40には終息した。</p>
19:00	[Graph showing flow scale from 0 to large]			
20:00	[Graph showing flow scale from 0 to large]			<p>第4波土石流(到達時刻19:43)</p> <p>小規模な段波が19:43に到達し、流量を徐々に減少させたが、同規模の段波が19:48に到達した。その後徐々に減水し、19:54には終息した。</p>
21:00	[Graph showing flow scale from 0 to large]			<p>第5波土石流(到達時刻20:38)</p> <p>中規模の土石流が20:38に到達した。その後徐々に減水したが、20:48には同規模の小段波が観察された。</p>

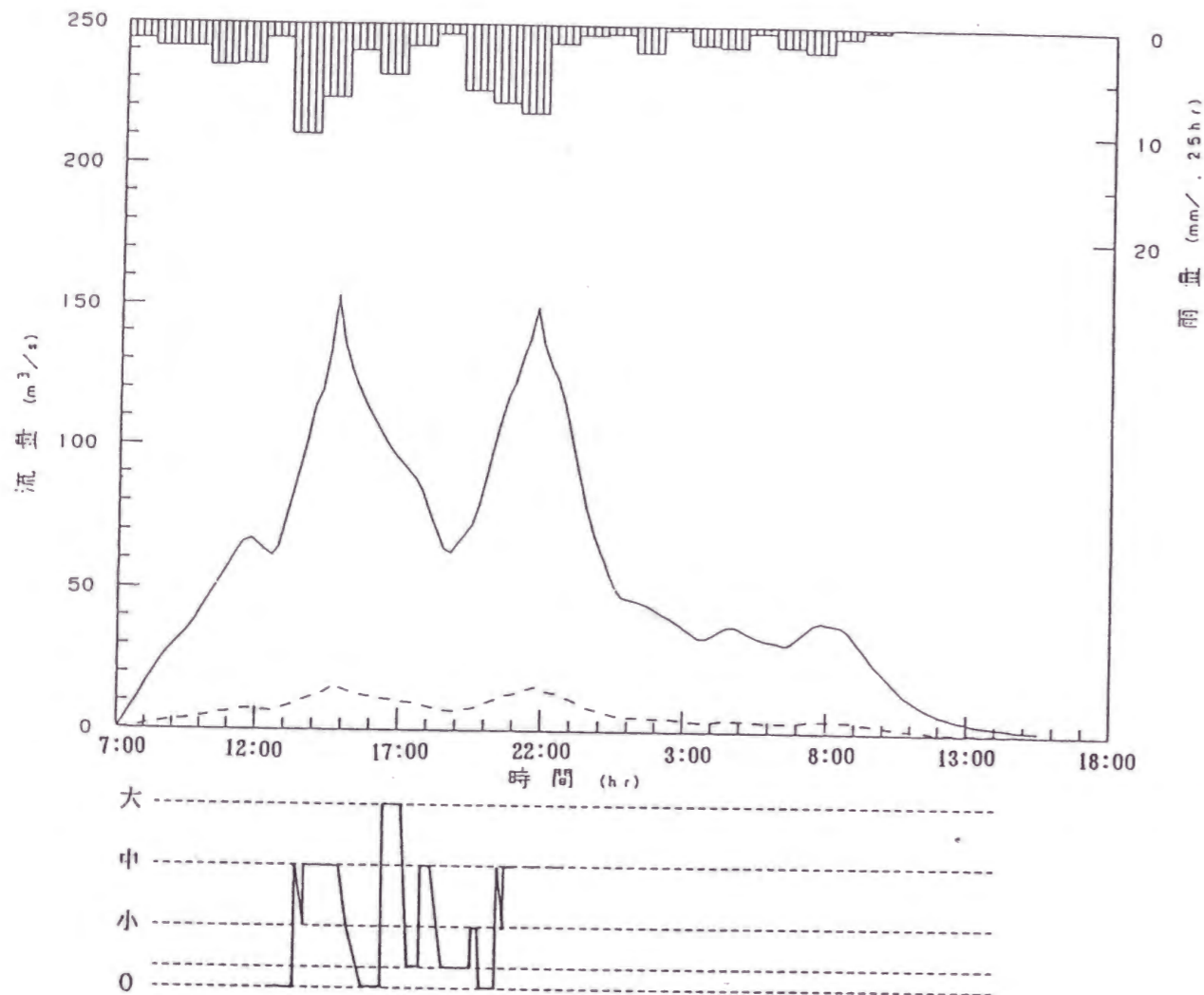


図-14 VTR記録と流出解析による土石流ハイドログラフの比較

上記検討結果に基づき、数値シミュレーションで用いる土石流のハイドログラフを設定した。ここでは、土石流継続中の洪水流出量と実績降雨から算出された流出量が時系列的に同値であると仮定し、土石流の総流出水量を求めた。表-3より土石流中の泥水総量は $1,804 \times 10^3 \text{ m}^3$ と推定された。この時の氾濫堆積土砂量は建設省雲仙復興工事事務所の簡易測量によって約 $950 \times 10^3 \text{ m}^3$ と推定されており、堆積土砂の容積濃度 $C_* = 0.6$ とすると、土石流流下中の平均土砂濃度 C_d は次式のように、約24%となる。

$$C_d = \frac{C_* \cdot V_d}{C_* \cdot V_d + Q_T} = \frac{0.6 \times 950 \times 10^3}{(0.6 \times 950 \times 10^3) + (1804 \times 10^3)} \approx 24\%$$

数値シミュレーションに用いる土石流ハイドログラフは、降雨時系列から得られたハイドログラフをもとに、VTR解析による土石流流下時間帯に平均土砂濃度24%で流出するものとした。すなわち、土石流流量 Q_D は、泥水流量 Q_m と平均土砂濃度 C_d を用いて次式で表される(図-15)。

$$Q_D = \frac{C_d}{1 - C_d} \cdot Q_m$$

(二) 土質定数

土石流の数値シミュレーションに必要な計算パラメータとして泥水及び砂礫密度 σ 、 ρ 、砂礫代表粒径 d_m 、堆積土砂濃度 C_* 、砂礫の内部摩擦角 ϕ を設定する必要がある。これらの定数は既往研究結果や現地材料試験に基づいて、表-4のように設定した。

(ホ) 計算条件

緊急対策施設の効果を検証するために、下記の条件を設定して数値シミュレーションを実施した(表-5)。

まず、計算パラメータが対策施設の効果を確認するために有効な範囲にあることを検証するため、1993年4月28日発生 of 土石流の再現を計算した(Case 1)。次に実際はこの土石流は国道57号水無川橋上流の3号遊砂地から水無川流路工方向へ流れて、下流河道の河床上昇によって氾濫したが、仮に導流堤方向へ流れた場合にどのように氾濫したかを把握した(Case 2)。また、緊急対策施設が完成した後の施設効果を把握した(Case 4)。一方、水無川導流堤はその下流端が直接有明

表-3 土石流ハイドログラフ計算表 (1993年4月28日水無川)

時刻	時間雨量 mm/15min	累加雨量 mm	清水流量 m ³ /s	総流量 m ³	泥水流量 m ³ /s	泥水総量 m ³	土砂濃度 %	土石流量 m ³ /s	土石流総量 m ³	土砂流量 m ³ /s	累加土砂量 m ³
1300	10.5	72.5	48.6	43,740	57.3	0	0.0	57.3	0	0.0	0
1315	10.5	83.0	54.1	48,690	63.8	57,420	24.0	84.0	75,600	20.2	30,300
1330	10.5	93.5	60.1	54,090	70.9	63,810	24.0	93.3	83,970	22.4	63,900
1345	10.5	104.0	66.8	60,120	78.8	70,920	24.0	103.7	93,330	24.9	101,250
1400	7.1	111.1	70.0	63,000	82.6	74,340	24.0	108.7	97,830	26.1	140,400
1415	7.1	118.2	78.0	70,200	92.0	82,800	24.0	121.1	108,990	29.1	184,050
1430	7.1	125.3	90.0	81,000	106.2	95,580	24.0	139.7	125,730	33.5	234,300
1445	7.1	132.4	80.0	72,000	94.4	84,960	24.0	124.2	111,780	29.8	279,000
1500	2.6	135.0	74.3	66,870	87.7	78,930	24.0	115.4	103,860	27.7	320,550
1515	2.6	137.6	70.6	63,540	83.3	74,970	24.0	109.6	98,640	26.3	360,000
1530	2.6	140.2	67.4	60,660	79.5	0	0.0	79.5	0	0.0	360,000
1545	2.6	142.8	64.7	58,230	76.3	0	0.0	76.3	0	0.0	360,000
1600	4.9	147.7	62.0	55,800	73.2	0	0.0	73.2	0	0.0	360,000
1615	4.9	152.6	59.3	53,370	70.0	0	0.0	70.0	0	0.0	360,000
1630	4.9	157.5	57.1	51,390	67.4	60,660	24.0	88.7	79,830	21.3	391,950
1645	4.9	162.4	55.4	49,860	65.4	58,860	24.0	86.0	77,400	20.6	422,850
1700	2.1	164.5	53.7	48,330	63.4	57,060	24.0	83.4	75,060	20.0	452,850
1715	2.1	166.6	52.0	46,800	61.4	55,260	24.0	80.7	72,630	19.4	481,950
1730	2.1	168.7	49.2	44,280	58.1	0	0.0	58.1	0	0.0	481,950
1745	2.1	170.8	45.3	40,770	53.5	48,150	24.0	70.3	63,270	16.9	507,300
1800	1.0	171.8	41.3	37,170	48.7	43,830	24.0	64.1	57,690	15.4	530,400
1815	1.0	172.8	37.4	33,660	44.1	39,690	24.0	58.1	52,290	13.9	551,250
1830	1.0	173.8	36.4	32,760	43.0	38,700	24.0	56.5	50,850	13.6	571,650
1845	1.0	174.8	38.4	34,560	45.3	0	0.0	45.3	0	0.0	571,650
1900	6.4	181.2	40.5	36,450	47.8	0	0.0	47.8	0	0.0	571,650
1915	6.4	187.6	42.5	38,250	50.2	0	0.0	50.2	0	0.0	571,650
1930	6.4	194.0	46.4	41,760	54.8	0	0.0	54.8	0	0.0	571,650
1945	6.4	200.4	52.3	47,070	61.7	55,530	24.0	81.2	73,080	19.5	600,900
2000	7.5	207.9	58.1	52,290	68.6	0	0.0	68.6	0	0.0	600,900
2015	7.5	215.4	64.0	57,600	75.5	0	0.0	75.5	0	0.0	600,900
2030	7.5	222.9	69.0	62,100	81.4	0	0.0	81.4	0	0.0	600,900
2045	7.5	230.4	72.0	64,800	85.0	0	0.0	85.0	0	0.0	600,900
2100	8.5	238.9	77.2	69,480	91.1	0	0.0	91.1	0	0.0	600,900
2115	8.5	247.4	81.3	73,170	95.9	86,310	24.0	126.2	113,580	30.3	646,350
2130	8.5	255.9	88.0	79,200	103.8	93,420	24.0	136.6	122,940	32.8	695,550
2145	8.5	264.4	80.0	72,000	94.4	84,960	24.0	124.2	111,780	29.8	740,250
2200	1.8	266.2	75.6	68,040	89.2	80,280	24.0	117.4	105,660	28.2	782,550
2215	1.8	268.0	72.5	65,250	85.6	77,040	24.0	112.6	101,340	27.0	823,050
2230	1.8	269.8	67.4	60,660	79.5	71,550	24.0	104.6	94,140	25.1	860,700
2245	1.8	271.6	60.3	54,270	71.2	64,080	24.0	93.6	84,240	22.5	894,450
2300	0.9	272.5	53.1	47,790	62.7	56,430	24.0	82.4	74,160	19.8	924,150
2315	0.9	273.4	46.0	41,400	54.3	48,870	24.0	71.4	64,260	17.1	949,800
				2,302,470		1,804,410			2,373,930		950,000

*土砂量は堆積量換算

**土砂濃度は泥水総量と流出土砂量からの逆算値

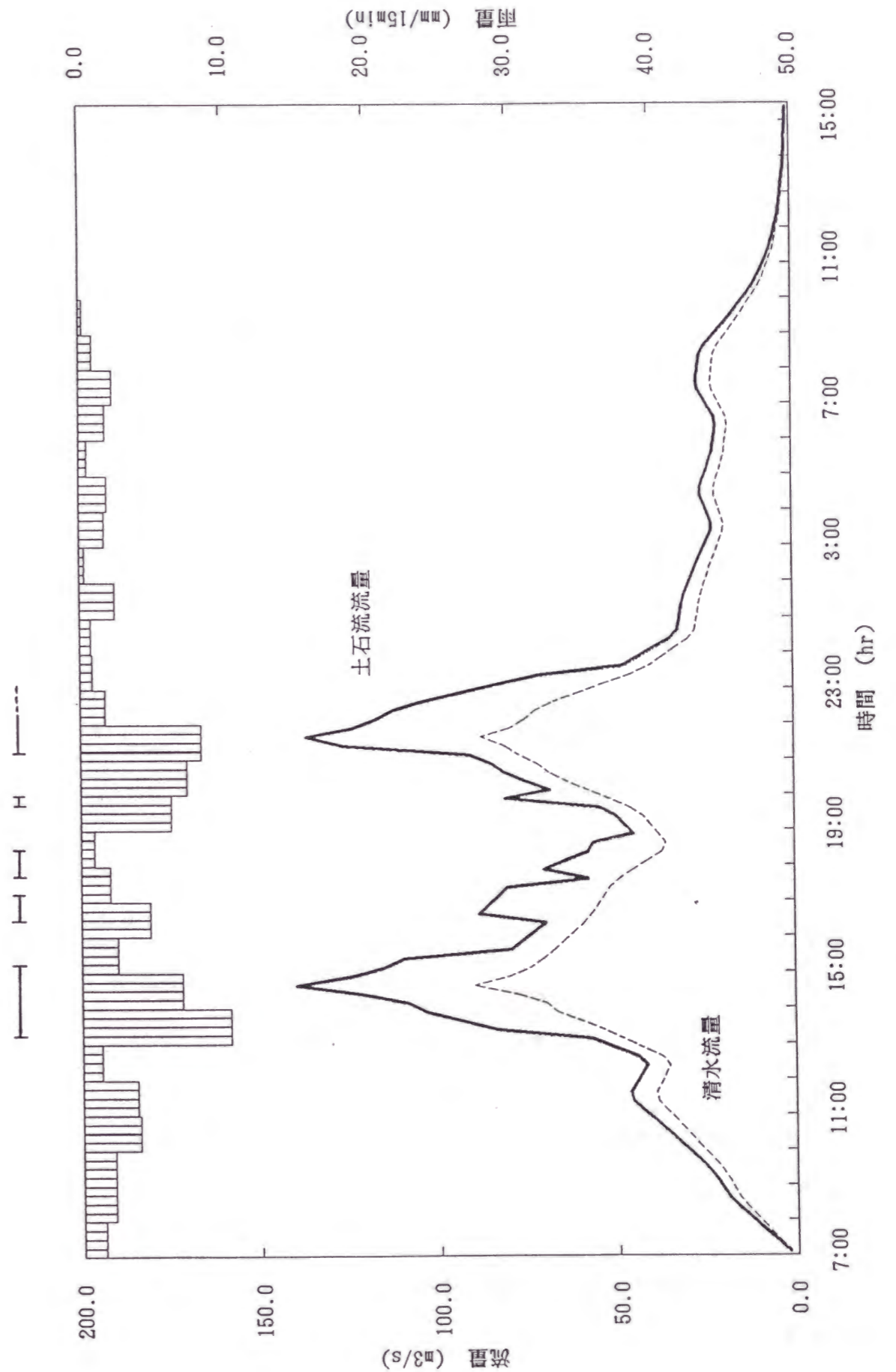


図-15 解析結果に基づいて設定した土石流ハイドログラフ

表-4 数値シミュレーションに用いた土質定数等

項目	記号	単位	数値	備考
泥水密度	ρ	g/cm^3	1.2	平野他(1993) ¹¹⁾ より
砂礫密度	σ	g/cm^3	2.31	密度試験結果より
土石流の代表粒径	d_m	cm	10.0	粒度試験結果より
堆積土砂濃度	C_*	-	0.6	一般的な値
砂礫の内部摩擦角	ϕ	°	12.4	土砂濃度からの逆算値

表-5 緊急施設効果確認のための数値シミュレーションの計算条件

CASE	目的	砂防施設配置	シミュレーションモデル	対象土砂量
1	1993年4月28日発生 の土石流再現計算 (計算条件の設定)	水無川流路工	二次元シミュレーション	950,000 m ³
2	1993年4月28日同規模の土石流が導流堤方向に流下した場合の氾濫状況の把握	緊急第1期対策施設	二次元シミュレーション	950,000 m ³
3	緊急導流堤の堤高の検討	緊急対策施設 (第1期～第2期)	一次元シミュレーション	950,000 m ³
4	緊急対策計画規模の土石流に対する緊急対策の効果の把握	緊急対策施設 (第1期～第2期)	二次元シミュレーション	950,000 m ³
5	恒久対策で対象とする計画規模の土石流に対する緊急対策の効果把握	緊急対策施設 (第1期～第2期)	二次元シミュレーション	1,500,000 m ³

海に流入することから、海域を堆積開始点とした土砂の遡上によって緊急導流堤の計画高が充分かどうかを検討した(Case 3)。

計算は土石流の氾濫状況を把握するため、二次元シミュレーションを用いたがCASE 3については堆積遡上による河床および水位の変動を把握するため、有明海の最大潮位+3.67mを下流端の境界条件として一次元で計算を実施している。

また、恒久計画の計画規模である1/100確率降雨によって発生する土石流についてもシミュレーションを実施して対策の効果を検討した(Case 5)。

ii) 計算結果

(イ) CASE 1

1993年4月28～29日の土石流の再現計算結果を図-16に示す。実績(第1章、図-12参照)と比較すると、水無川本川方向での氾濫範囲は概ね一致している。しかし、実績で殆ど流下していない国道57号から下流の1, 2号遊砂地方向にも計算結果では土石流の流下・氾濫が生じている。ただし、全体の堆積傾向を見ると、実際の堆積土砂の範囲とよく一致していることから、ここで設定した数値シミュレーションの初期条件は、所期の目的に対して妥当な結果を与えるものと判断できる。

(ロ) CASE 2

1993年4月28～29日の土石流が、発生時点で完成していた緊急第1期対策である第1号～第3号仮設遊砂地方向へ流下した場合を想定して各施設の効果を検証するため、実績の流出土砂量である950,000m³全量をこの方向へ流出させた。

計算の結果、土石流の最大流動深は、第3号仮設遊砂地内で3～4m、1・2号仮設遊砂地内で1～4mであり、土石流の殆どは仮設遊砂地へ流入する(図-17)。しかし、一部は仮設遊砂地からあふれて1m程度の流動深で流下する。また、土石流流下後の土砂堆積深は、各仮設遊砂地内で1～3m程度であり、仮設遊砂地下流側の島原鉄道と国道251号の間でも1m程度の堆積が生じる。すなわち、完全な安全確保は難しいが無施設に比較すれば、対策の効果は大きいと評価されよう。

(ハ) CASE 3

緊急第2期対策施設としての緊急導流堤の高さを検討するために実施するもので、当然のことであるが、既に実施されている緊急第1期対策としての仮設遊砂

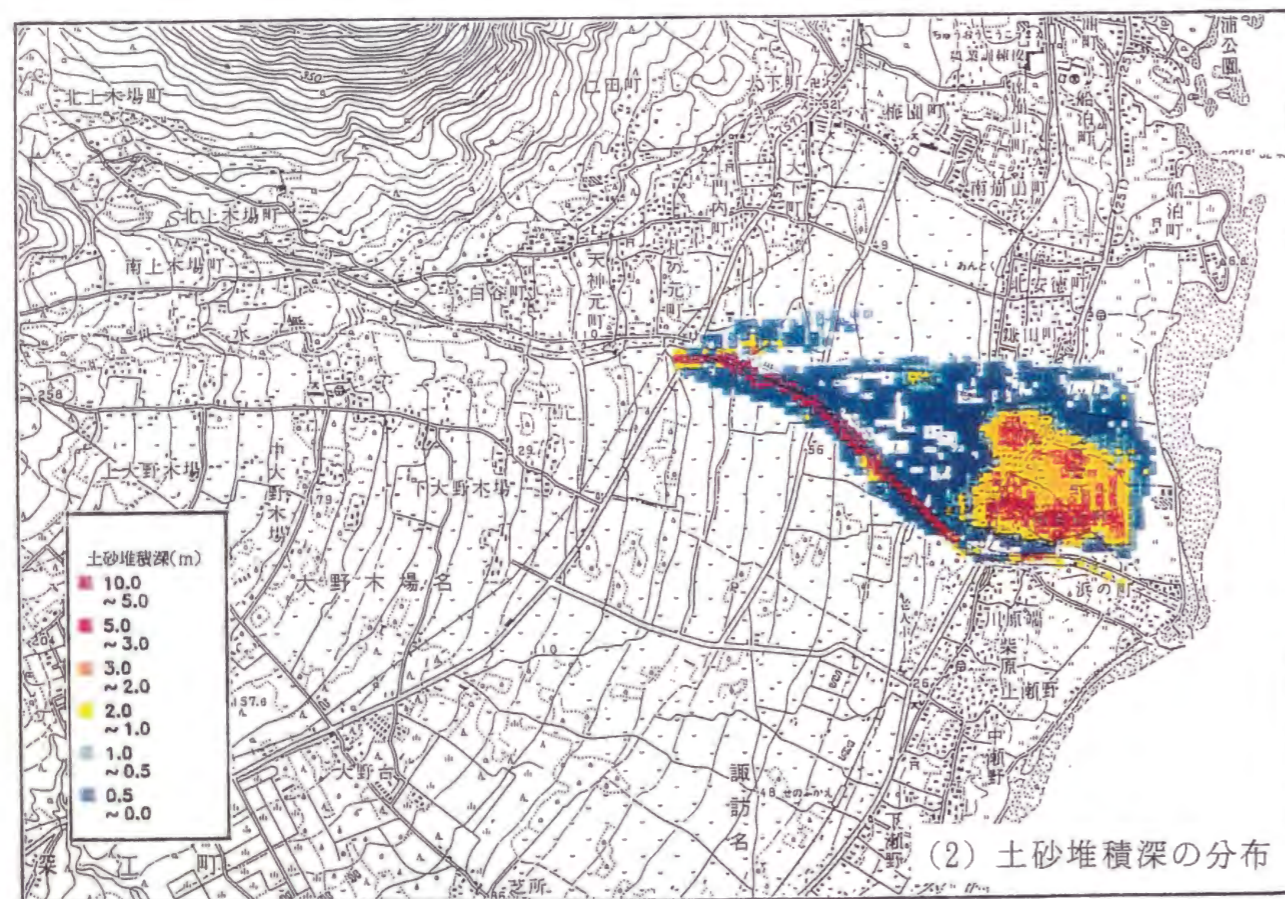
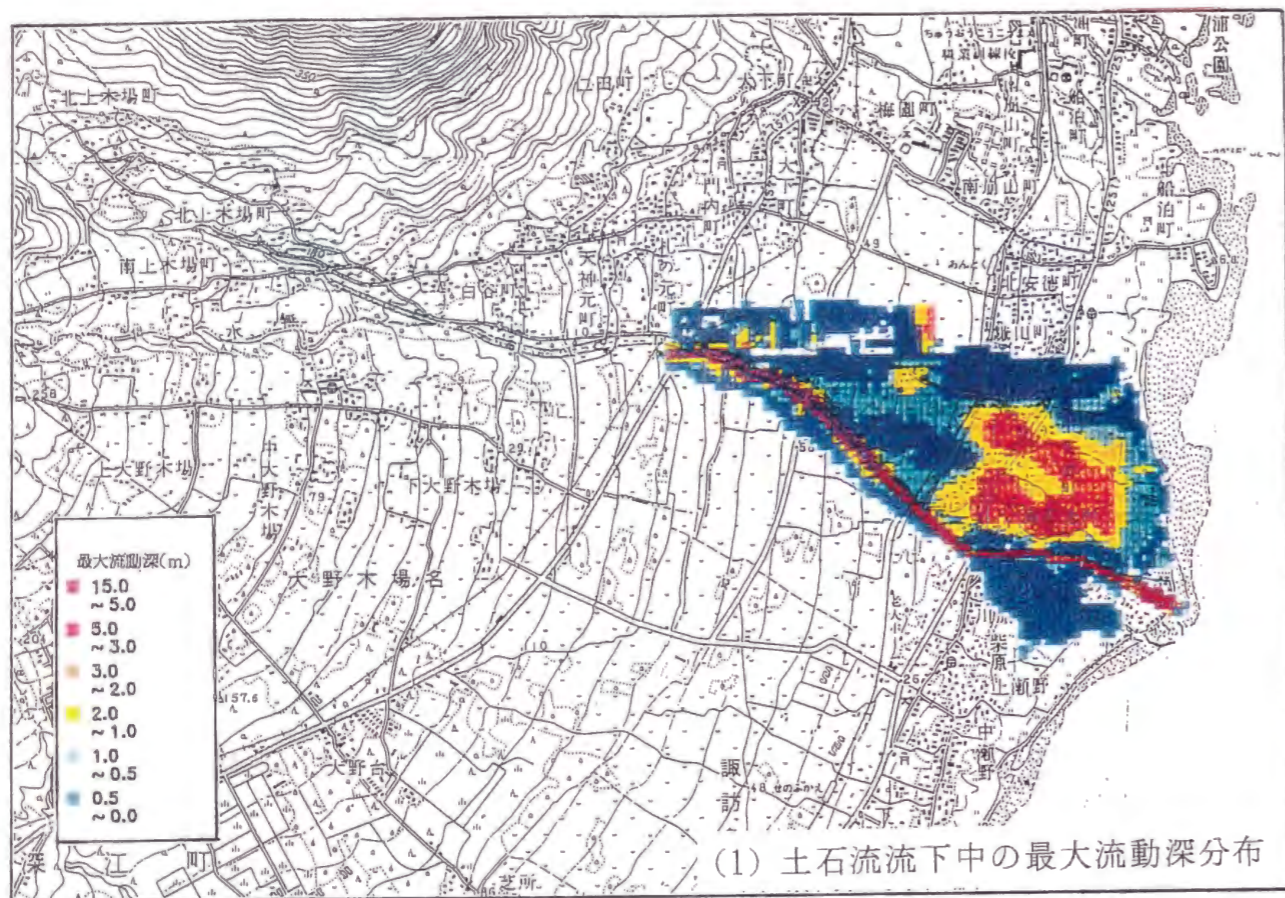


図-16 1993年4月28~29日の土石流再現計算結果 (CASE-1)

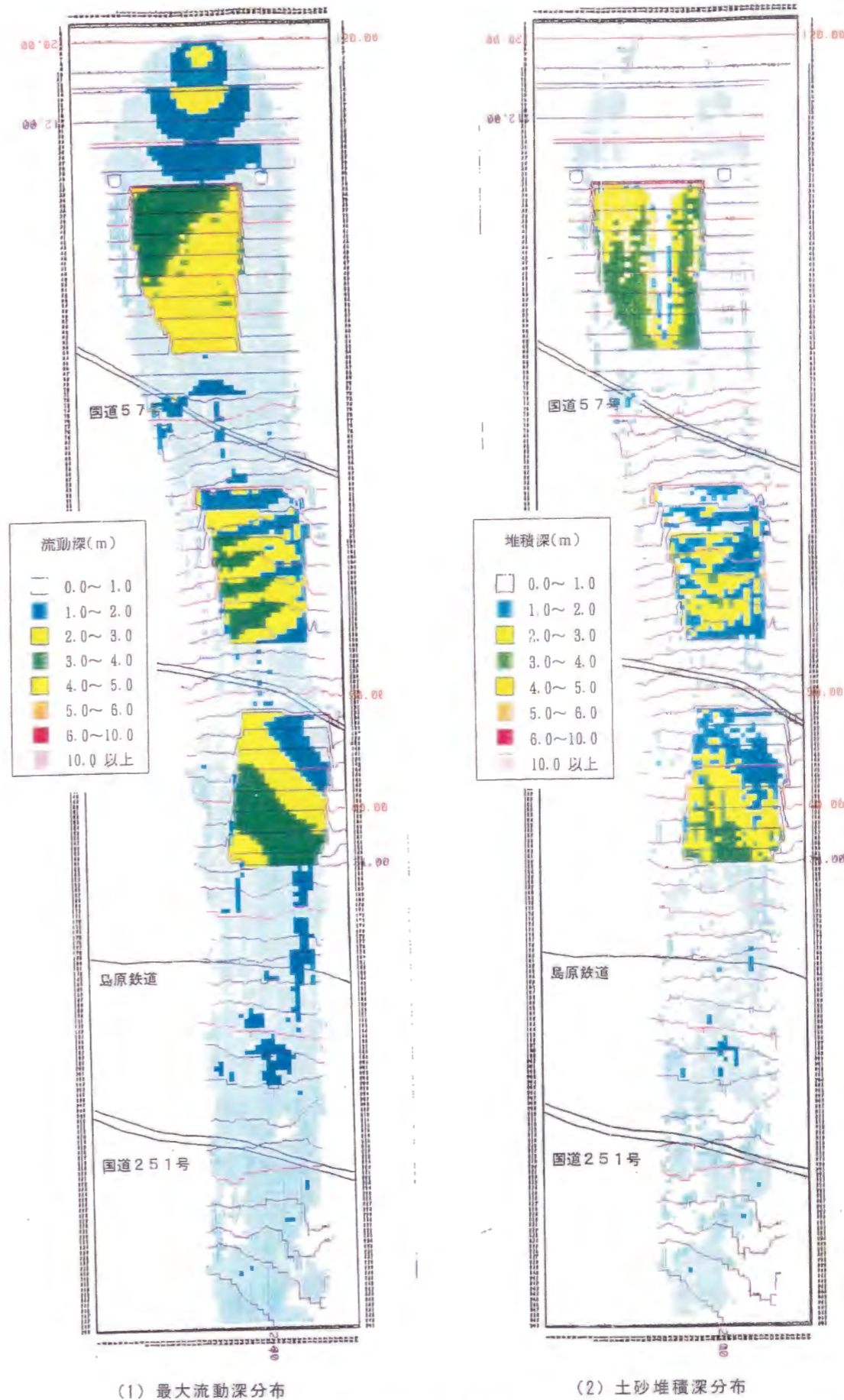


図-17 1993年4月28~29日の土石流を導流堤方向に流した計算結果 (CASE-2)

地はそのまま存在していることを前提としている。緊急導流堤高は1次元河床変動計算により、国道57号上流では2.5m、下流では3mの高さが必要との結果を得た。1次元計算では導流堤堤外地内の横断地形の変化に対応していないため、土砂の堆積などによる流向の変化や土石流流動深の分布などを計算して、設定した高さでの安全性を確認するために2次元シミュレーションを実施する。対象とした土砂量は1993年4月28～29日と同規模の950,000m³である。

計算の結果、最大流動深分布をみると、国道57号より上流の両岸では1～2m、下流側では2～3mという値が発生している（図-18）。仮設遊砂地内ではそれより深い流動深が生じているが、緊急導流堤に沿った付近での流下状況を見ると、土砂の氾濫は生じておらず、設定した緊急導流堤高2.5mと3mの妥当性が確認された。

(二) CASE 4

1993年4月28～29日と同規模の土石流に対する、雲仙・水無川で実施された緊急対策施設（第1期と第2期）の効果を確かめるために計算を実施した。緊急第2期対策では仮設遊砂地、緊急導流堤の他に仮設遊砂地を結ぶ水路工が実施しており、これによって土石流の流下をスムーズに行おうとした。

計算の結果、図-19からも明らかなように最大流動深の分布でも土石流の氾濫が生じていない。最大流動深は国道57号上流では2m以下、その下流でも3m以下である。最終堆積深は各仮設遊砂地にほぼ均等に土砂が分布している。

(ホ) CASE 5

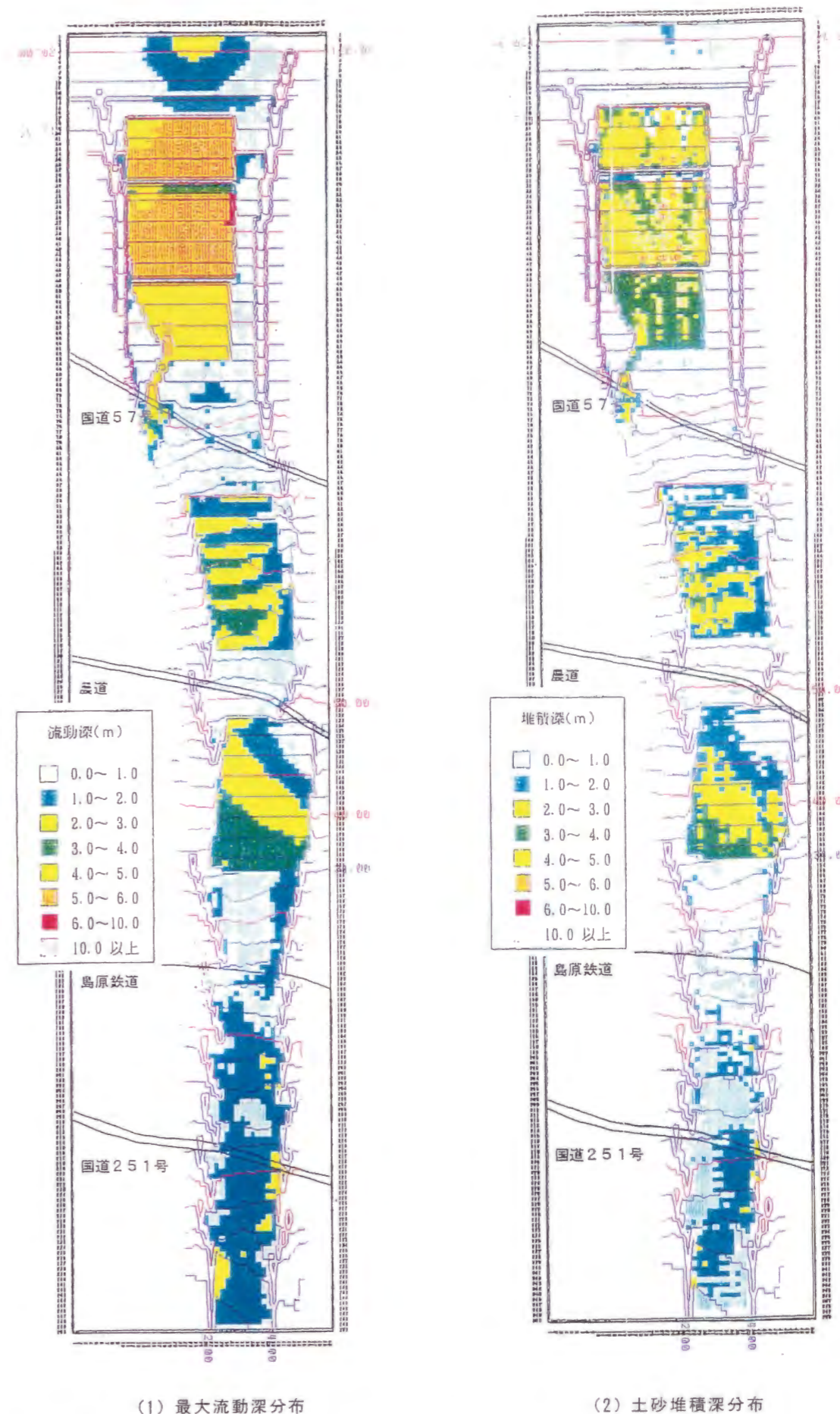
(二)と同様の緊急対策施設配置時に計画規模相当の土石流が発生した場合の施設効果と問題点を把握するために実施する。

最大流動深の分布（図-20）を見ると、国道57号上流と島原鉄道より下流では氾濫が生じている。しかし、流動深は1m以下であり、その氾濫範囲も狭い。また、緊急対策で計画した水路工に沿って深い流動深が認められ、その効果が判断できる。

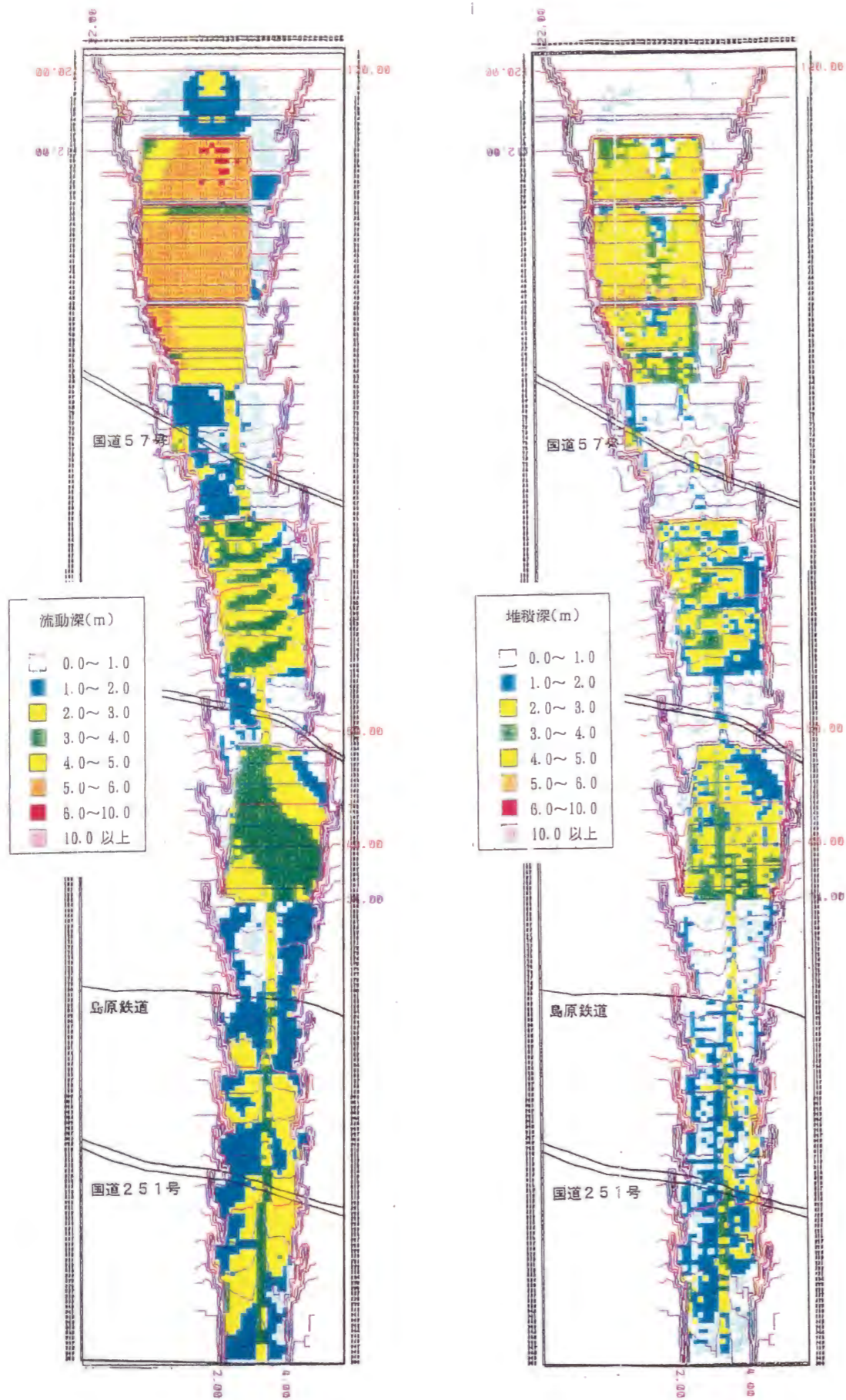
④砂防施設の効果

以上の5ケースの数値シミュレーションの結果より、緊急対策施設の効果は以下のようにまとめられる。

①緊急対策施設は、緊急対策の対象である1/10確率規模の降雨による土石流、す



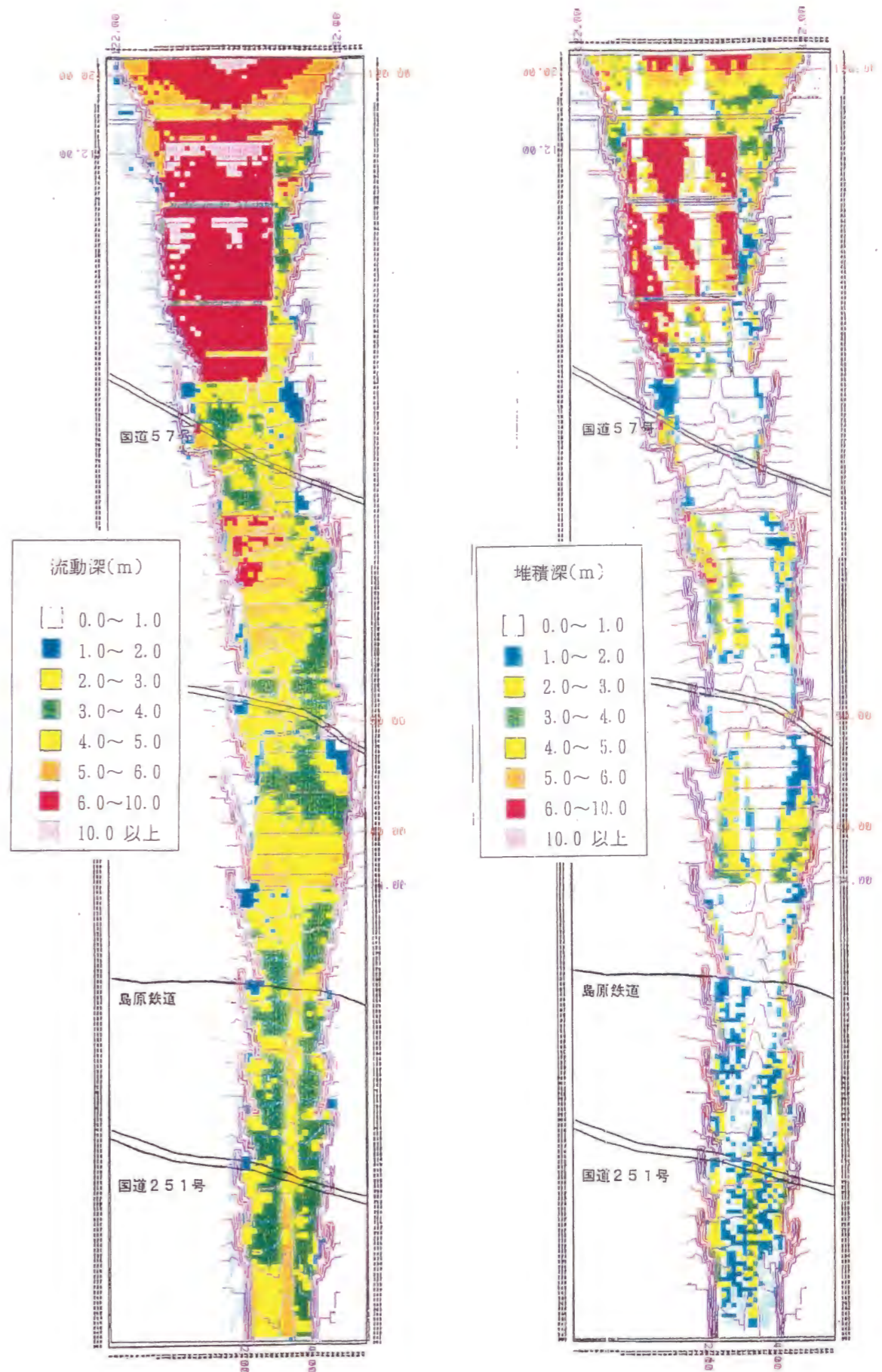
(1) 最大流動深分布 (2) 土砂堆積深分布
 図-18 緊急対策施設（緊急導流堤）の高さ検討結果（CASE-3）



(1) 最大流動深分布

(2) 土砂堆積深分布

図-19 緊急導流堤の効果検討結果 (CASE-4)



(1) 最大流動深分布

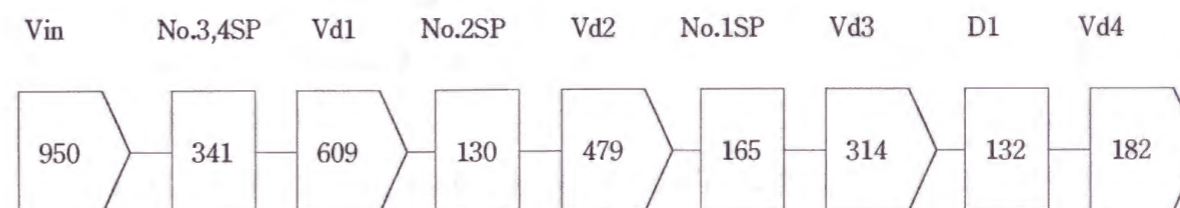
(2) 土砂堆積深分布

図-20 緊急対策施設に対する計画土石流 (1/100確率雨量規模) の影響検討結果 (CASE-5)

なわち1993年4月28～29日と同規模の土石流に対しては、十分に期待される効果を発揮することが確認された。緊急導流堤の高さは、国道57号上流で2.5m、下流で3mであれば土石流の氾濫は生じない。また、この時の各施設の効果を土砂収支として表現すると、流入土砂量 $950,000\text{m}^3$ に対して、3・4号遊砂地で $341,000\text{m}^3$ 、2号遊砂地で $130,000\text{m}^3$ 、1号遊砂地で $165,000\text{m}^3$ となる（図-21）。

②一方、1/100確率の計画規模降雨によって発生する土石流に対しては、土砂を捕捉するものの、氾濫を完全に防止することはできないが、土砂ならびに洪水の氾濫範囲は周辺に限られ、水深は1～2m程度であることから無施設時に比べて明らかに被害の軽減効果があることが判断された。

以上の数値シミュレーションの結果から、雲仙水無川で実施され緊急対策施設はその効果が充分にあることが評価された。



流出土砂量は1993年4月28～29日の土石流と同規模シミュレーションCASE4に基づく

凡例	
Vin	流入土砂量
SP	遊砂地堆積量
Vd	遊砂地からの流出土砂量
D1	R 251 下流部陸上堆積量
Vds	海域への流出土砂量
土砂量単位； $\times 10^5 \text{ m}^3$	

図-21 数値シミュレーションによる緊急施設効果の土砂収支

参考文献

- 1)建設省河川局砂防部：火山砂防計画策定指針(案)、1992
- 2)建設省河川局砂防部砂防課：土石流対策技術指針(案)、1989
- 3)池谷浩：活動中の活火山における土石流対策計画、砂防学会誌Vol. 47. No. 2
pp. 23～29, 1994
- 4)たとえば焼岳における土石流対策基本計画（建設省松本砂防工事事務所部内資料）など
- 5)水山高久、宮本邦明：火山噴火後の土砂流出と植生の回復：砂防学会誌、Vol. 47, No. 2, pp45～47, 1993
- 6)北海道土木部砂防災害課の部内資料(昭和53年)による
- 7)池谷浩、石川芳治：平成3年雲仙岳に伴う火砕流、土石流災害、土木技術資料
Vol. 33. No. 11. pp52～60. 1991. 11
- 8)池谷浩、米沢谷誠悦：1977年有珠山噴火に伴う火山噴出物の分布とその影響、
土木技術資料、Vol. 20. No. 10. pp. 40～45, 1978. 10
- 9)水山高久、上原信司：土石流の水深と流速の観測結果の検討、砂防学会誌、
Vol. 37, No. 4、pp23～25、1984
- 10)池谷 浩、上原信司：桜島野尻川における泥流対策に関する実験的考察、土
木技術資料、Vol. 21. No. 4. pp24～29. 1979
- 11)平野宗夫、橋本晴行、村上浩史：雲仙水無川における土石流の現地計測とそ
の特性、水工学論文集第37巻、pp705～710、1993. 2

第5章 除石システム計画

第1節 概 説

除石システムとは、従来からの応急的かつ一時的な除石いわゆる掘削の方法のみではなく、時系列的な土砂流出に対し最大搬出目標量の設定や土砂捨場（仮置き場も含め）の確保を一連のものとしてとらえ、最も効率的な除石を実施することをいう。活動中の火山のうち、降雨のたびに土石流が発生し、かつそれらに対する構造物による対応が時間的に間に合わない場合（その理由は主に用地問題であるが）、地域に被害が発生する。特に緊急計画が策定され実施されても、大規模な土石流の発生や連続的に発生する土石流による土砂の流出に対応するには除石が必要となる。そこで従来は災害時の応急的な工法であった除石を計画論として取り入れ、そのシステムを最適に構築する必要がある。特にこれまでには除石システムを計画論にとり入れた研究例はない。そこで以下に最適な除石の構築方法を示すとともに除石を計画的に用いた土石流対策計画の検討例を示すものである。

なお、最適な除石システム構築の手順は図-1のようになる。

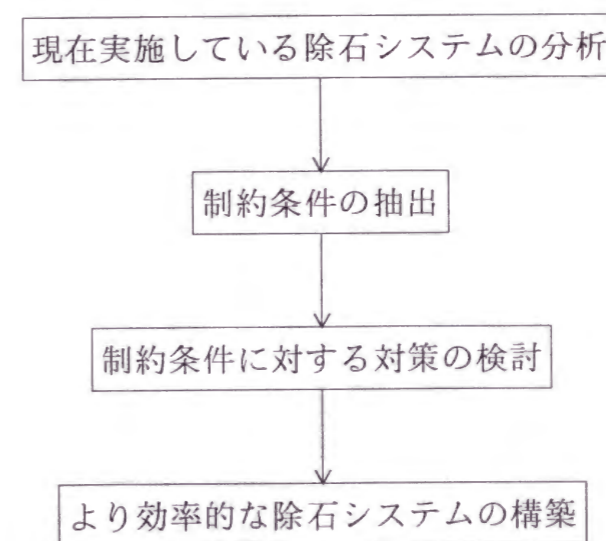


図-1 除石システムの検討手順

第2節 現状の除石システムとその問題点

雲仙普賢岳の土石流対策として実施されている除石工をシステムとして分析することにする。1993年の5月～11月間に雲仙普賢岳周辺で実施された除石工の実績¹⁾は表-1のとおりである。ここで1号遊砂地～3号遊砂地はいずれも水無川における実績である。重機の編成はバックホウ(1.2m³級)とダンプトラック(D11t級)の組み合わせとなっている。まず掘削能力について検討する。現状のダンプトラックによる除石システム(表-1参照)における土工実績では、水無川3号遊砂地の除石工事において、日最大除石量は17,000m³である。この工事は遊砂地内の、200m×300m=60,000m²の作業ヤードに9台(9パーティ)のバックホウを投入して実施されたもので、1パーティ当りの作業ヤードは、平均で約6,500m²(65m×100m)である。一方、面積的には一番小さい1号遊砂地では日最大除石量が20,000m³となっている。この場合は150m×170m=25,500m²の作業ヤードに10台(10パーティ)のバックホウを投入して実施されている。いずれも1パーティ当たりの日最大除石量は約2000m³となるところから適当な作業ヤードをとれば1パーティ当たりの除石効率はそれほど変わらない。実際の施工上の問題点は安全対策および地域での騒音問題から夜間作業ができないこと、及び搬出経路で渋滞が生じたことである。参考までに1号遊砂地除石工事の実績運搬ルート図¹⁾を図-2に示した。

表-1 水無川における除石作業実績表¹⁾

諸 元		3号遊砂地	2号遊砂地	1号遊砂地
概 要	時 期	1993.5	1993.10	1993.7
	所要日数	14日	10日	15日
	除石量	142,500 m ³	111,500 m ³	120,000 m ³
	工区区分	3工区	4工区	4工区
土 捨 場	場 所	6ヶ所の土捨場に分散	安徳海岸	安徳海岸
	距 離	1.3～5.5 km	2.3 km	1.5～2.7 km
重 機 編 成	BH1.2m ³	9台	8台	10台
	DT11t	87台〔BH1台当り約10台〕	84台〔BH1台当り約10台〕	99台〔BH1台当り約10台〕
日平均除石量		11,000 m ³ /日	11,200 m ³ /日	8,600 m ³ /日
日最大除石量		17,000 m ³ /日	16,000 m ³ /日	20,000 m ³ /日
1パーティ	日平均量	1,200 m ³ /日	1,400 m ³ /日	860 m ³ /日
	日最大量	1,900 m ³ /日	2,000 m ³ /日	2,000 m ³ /日
作 業 時 間		[7:00] ～ [17:00 または 18:00]		
備 考		安全対策および環境問題などから夜間作業は困難	同 左	搬出経路の国道で渋滞が生じた。

第3節 制約条件の抽出

現在の除石システムにおける一般的制約条件²⁾は図-3のように示される。制約条件のうち、社会的条件は一応の検討のもとに除石工が実施されることを前提とすることからここでは制約条件とはしない。自然条件のうち、気象条件では降雨による土石流の発生可能性が、また火山活動では火砕流の流下の可能性が作業日数や工事中の安全性の制約条件となる。これらは過去の降雨実績や火砕流の発生実績をもとに除石が可能な日数を検討することとなる。

これらを考慮すると現状では制約条件の中でも施工能力が最も問題となる。そこで雲仙水無川における実態をもとに計画論として用いる場合の除石システムの制約条件について検討する。

水無川の実績から、作業ヤードの制約条件を第3号遊砂地と同一条件とすると水無川導流堤内の除石を考えた場合国道57号より下流部の導流堤内の平面積、約340,000m²(200m×1700m)の内に52⁰-⁰の作業班を投入することが可能である。単純に計算すれば、1⁰-⁰当たり、1,200(平均)~1,900(最大)m³/日の施工実績からして、62,000~99,000m³/日が作業ヤードから決定される現状システムでの作業限界と考えられる。また第1号遊砂地と同一条件と考えれば1パーティあたりの施工量を最大値と平均値の中間と考えて、約14000m³/日、パーティ数は約130パーティとなり限界値として182000m³/日が考えられる。

一方、搬送能力からすると、1号遊砂地除石工事における安徳海岸への搬送ルート(図-2参照)において国道で渋滞を惹き起こしており、この実態からすると、経路1ルート当りの搬送能力は、約10⁰-⁰分の搬送が限界であり、約2000m³/日×10⁰-⁰=20,000m³/日が限界とみることができる。したがって、たとえば作業ヤードから決定される作業限界に対応するためには、5本~9本の搬送ルートを確認するか、または、仮置場を設けるなどして搬出のタイミングをずらすなどの方策を講ずる必要がある。すなわち、多量の土砂を効率的に除石するシステムには、掘削量より搬送量を安定化するシステムの構築が重要であると言えよう。このためには土砂の仮置場の設定によるシステムの能力向上が考えられる。

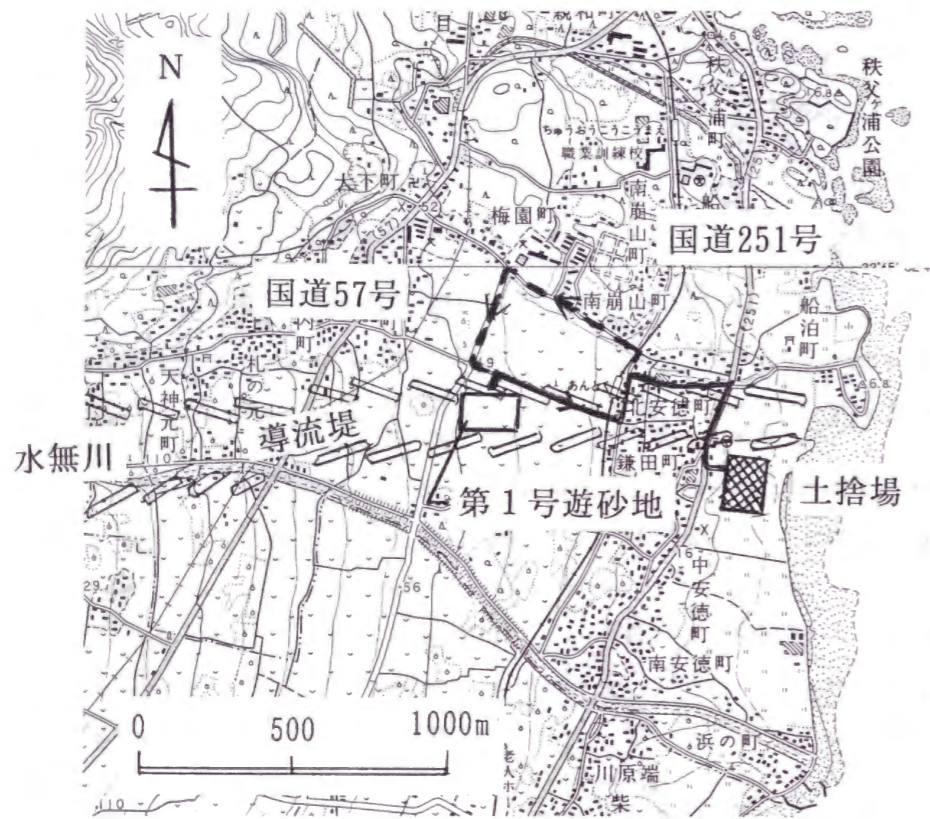


図-2 第1号遊砂地除石工事実績運搬ルート¹⁾

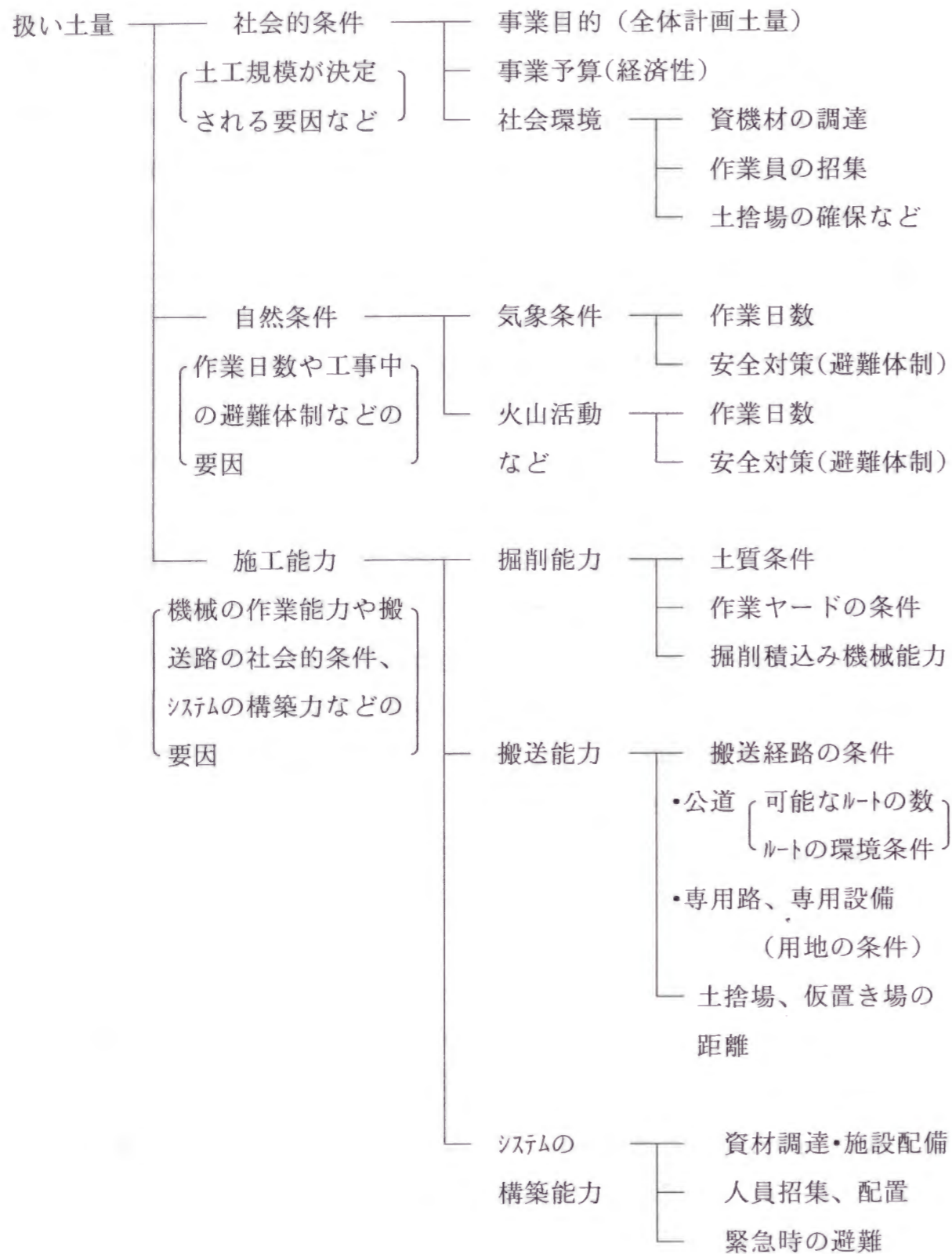


図-3 除石に関する制約条件²⁾

第4節 最適計画除石量の検討

雲仙水無川を検討対象の場とし、土石流が頻発した1993年の降雨量を対象にして土石流対策計画の中で具体的に計画除石量の検討をおこなう。

(1) 検討に用いた降雨量と流出土砂量

土石流対策としての除石工においてまず最初に検討される条件は土石流の発生限界雨量の設定である。この限界雨量を超えた降雨の場合土石流が発生するという前提をとる。第2章でも論じたように、土石流の発生の限界値そのものが火山活動によって時間とともに変化するので常に最も実態に合致した限界雨量を設定することが重要である。本検討では限界雨量を現地での土石流発生実態から10mm/hrとした。次に流出土砂量の設定については第3章で述べた一連続降雨量との相関をもとに設定することとする。一連続降雨量とは無降雨の時間が3時間以上連続した場合、その時点を区切として不連続と考えることにする。

そして、流出土砂量を時系列的に把握して検討資料とする。本検討では1993年1月～12月の降雨を時系列的に整理しておこなった。

(2) 検討モデルの設定

以下に検討するモデルの設定について述べる。まず除石の対象は1993年の時点で土石流対策計画を基として既に施工されていた第1号～第3号遊砂地及び国道57号～海までの導流堤内とする。このうち、当時有人による除石作業が困難な警戒区域の3号遊砂地は満砂状態としてモデルを設定した。

なお、導流堤内は海～国道251号間を第1工区、国道251号～広域農道間を第二工区、広域農道～国道57号間を第3工区と呼ぶこととする。

このモデル区間内で堆砂が許容できる土砂量は推定で約144万 m^3 (1号遊砂地12万 m^3 、2号遊砂地12万 m^3 、導流堤内120万 m^3)である。

次に、検討をする除石可能量については現状の実績値から制約条件をなくしたものとして推定した量の、90,000 m^3 /日及び180,000 m^3 /日を与えた。なお、除石工事は24時間を通して時間雨量が10mm以下の日に実施することと設定した。

(3) 検討結果

1993年の降雨量から流出土砂量を求め、1日のうち1時間でも土石流発生限界雨量10mm/hrをこす日は作業をしないという条件で除石による土砂収支を検討した結果²⁾を図-4、5に示した。

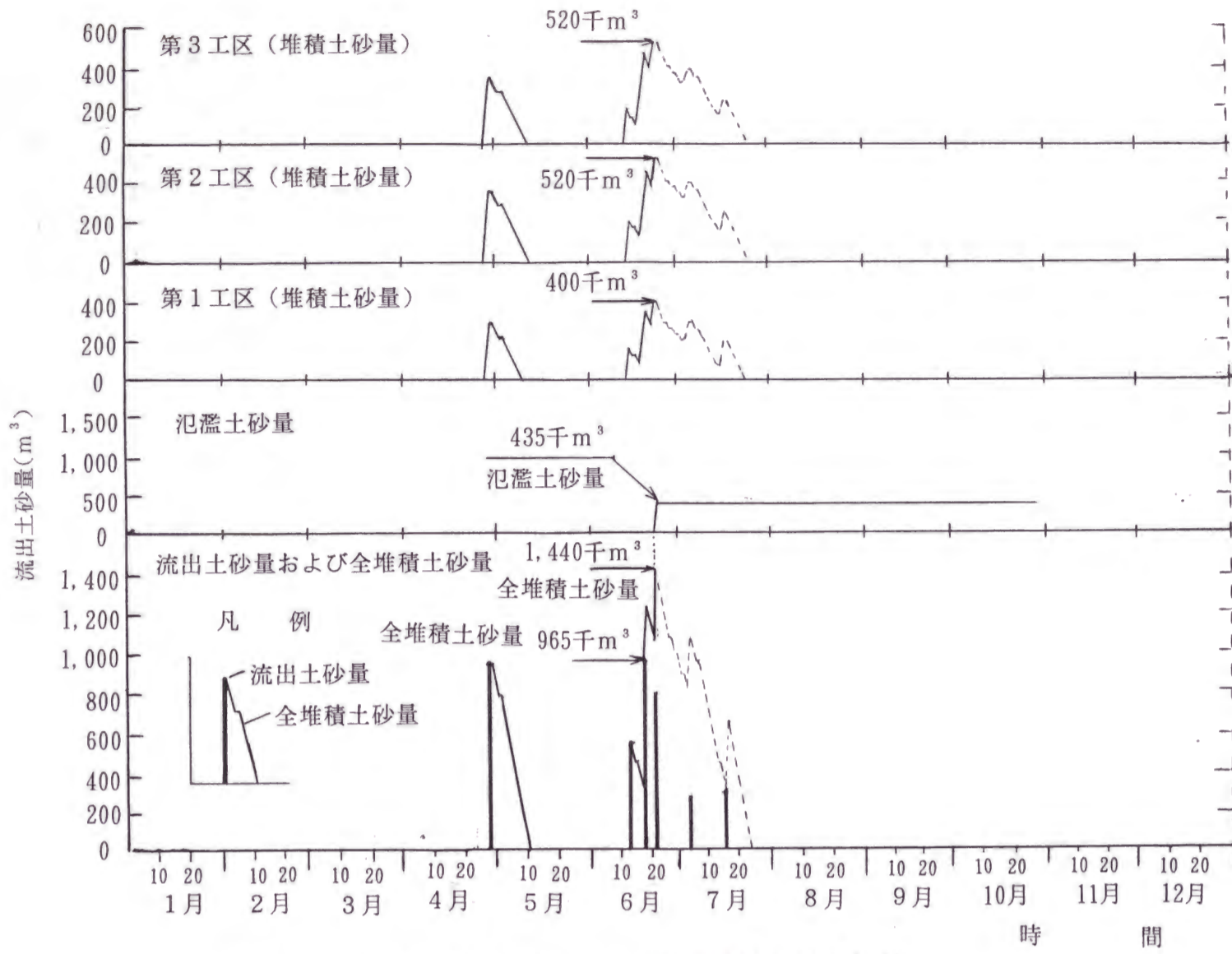


図-4 土砂収支図 (一日当たり除石量90,000 m^3)²⁾

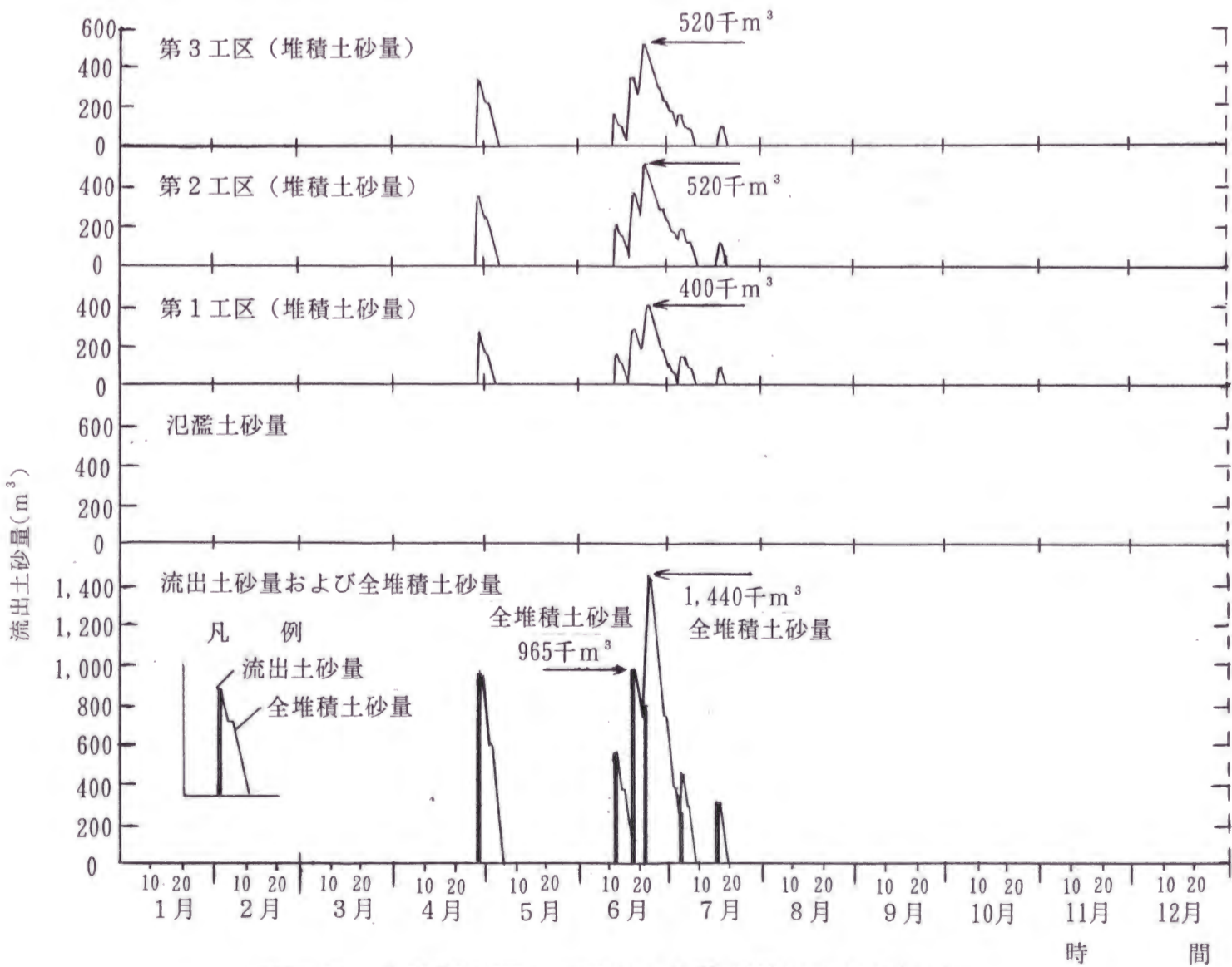


図-5 土砂収支図 (一日当たり除石量180,000 m^3)²⁾

日除石量90,000 m^3 の場合6月22日の土砂流出の時点で除石が間に合わず許容される堆積土砂量144万 m^3 を超過して、氾濫してしまうことが図からわかる。しかし、180,000 m^3 /日の除石量にすれば6月22日の例でも無害に土石流を流下堆積させることができた。ちなみに日除石量150,000 m^3 での試算も6月22日に10万 m^3 オーダーの氾濫が生じており、1993年の土石流による災害からモデル施設の条件で地域の安全を確保するためには計画除石量として約180,000 m^3 が必要となる。なお、参考のため、長崎大水害をもたらした1982年の降雨量で同じ条件のもと試算した結果からは日除石量180,000 m^3 でも多量の氾濫土砂(約150万 m^3)が発生することとなった。このような異常な降雨量、たとえば1982年の最大2日雨量626mm(130年確率)(雲仙岳測候所の1925年~1993年の68年間の降雨量資料からの確率処理による)などの場合を考えると雲仙水無川の土石流対策には、下流の導流堤と遊砂地による対応だけでは充分でなく第1号砂防ダム等上流砂防ダム群による土石流対応がどうしても必要であることとなる。なお現状のシステムを強化改善の一方法として雲仙水無川では無線操作による無人機械除石システムの導入をはかり警戒区域内の除石をおこなうことにより地域の安全度向上のための試みを実施されている。

本研究により、活動中の火山における土石流対策計画の中に除石システムを適切に加えることが、時間的に制約のあるハード面での土石流対策をより効果的なものにすることが判明した。

参考文献

- 1)建設省雲仙復興工事事務所資料による
- 2)建設省内部資料による

結 論

本研究は土砂災害のうち特に活動中の火山地域に頻発する降雨に起因する土石流災害をとりあげ、火山地域での土石流による被害を防止・軽減するための対策計画について論じたものである。

特に、1990年11月17日噴火活動を再開した雲仙普賢岳では、火山活動に伴う火山灰の降下や火砕流の発生・流下に伴う火砕流堆積物の存在が、降雨に起因する土石流を多発させた。加えて土砂の移動現象そのものも噴火活動によって時間的に変化している。また火砕流の発生・流下現象が人命に危険であることから、警戒区域の設定という行政判断を生じさせ、住民の居住はもちろんのこと防災対策の実施にも制約が生じている。

このような実態に対し、従来の土石流対策計画では対応に限界があることが判明し、特に火山活動とそれに伴う土砂の移動現象の変化を時系列的に取り扱う必要性を論じた。そして、土石流による土砂移動現象を時系列的に把握し、それぞれの時点での土石流対策計画として、従来の基本計画にあたる恒久計画に加え、新たに緊急計画の策定とその実行が、活動中の火山における土石流対策として必要不可欠であることを示した。また、これまで仮設工として施工されてきた除石工をシステムとして取り扱い、土石流対策計画に組み入れることでより効果的な対策計画が可能となることを示した。

以下に各章における研究結果を要約する。

第1章では、1990年11月の火山活動開始から1995年12月までの約5ヵ年にわたる雲仙普賢岳の火山活動の状況と、雲仙普賢岳に発生する火砕流・土石流の性質を示すとともに、土砂災害の実態について述べた。

特に雲仙普賢岳に発生する火砕流については、現地調査結果からいわゆるメラピ型(ドームの崩落に伴って発生する火砕流)として示した。また、1回の火砕流で地形変動がどの程度生ずるかを示すとともに、火砕流堆積物の性質として弱アルカリ性(PH7.2~7.4)であること、土質的には砂分もしくは礫分の多いこと、堆積物は崩落する溶岩の熱を保有していること等を示した。

また、降下火山灰や火砕流堆積物の再移動により発生する土石流については、

その発生は火山灰や火砕流堆積物の存在、ガリーの形成と発達、表面流の発生等に深く関係していることを示した。流動については流速係数 $\phi (=u/u_*)$ の値や、土石流の波高と粒径の比 H/d の値から、桜島でよく発生する土石流と同様かなり流れやすい性質を有していることを示した。また、堆積についても堆積基準点(海水位や勾配変化点、河幅変化点等の掃流力の変化する点)を基に堆積が開始され、かつ流れが連続すると堆積遡上が生じている事実を示した。

具体的な災害事例として、火砕流については水無川流域に流下した1991年6月3日、8日、9月15日の火砕流及び1993年6月24日に中尾川流域に流下した火砕流についてその実態を示した。土石流については1991年6月30日、1992年8月8日及び1993年4月28日～29日に水無川流域に発生した土石流について実態を示した。

また、火山活動により流域の状況が変化していることを明らかにした。

これらの事実から土砂災害防止のための計画策定の基礎的資料が得られた。

第2章では、火山噴出物の浸透特性と土石流発生限界雨量に関する研究について論じた。まず火山灰や火砕流堆積物等細粒の火山噴出物の存在により、火山噴火前と噴火後の山腹斜面における浸透特性が、どのように変化するかを明らかにした。そして、火山噴出物の有無による最終浸透能の値から火山噴火前では、時間雨量が30mmでも土石流が発生しなかった雲仙・水無川流域で、噴火後はそれより小さな降雨により土石流が発生した事実の説明を可能にした。

つぎに、火山灰の化学組成がセメントの化学組成に類似していることに着眼し、また筆者が有珠山の山腹で確認したモルタル状被膜の形成等、火山噴出物の表層における構造変化の研究をおこなった。これは表層の構造変化により、浸透能が変化することが考えられるためである。

その結果、雲仙普賢岳、有珠山及び桜島の火山灰は、アルミネートの値から凝結する可能性が大であることが判明した。また、降雨による凝結の可能性を水硬率で調べた結果、セメントに比較して値が下回るものの、モルタル状被膜の形成がみられた有珠山の火山灰の水硬率と、雲仙普賢岳や桜島の値は大差なく、雲仙普賢岳においても凝結の可能性が充分ありえることを示した。

また、高温な火砕流堆積物の存在が降雨を蒸発させることにより、土石流の発

生に関係することから、堆積物の温度の時間的変化について研究した。その結果、高温の堆積物の存在が表面流の発生に関係しうること、ならびに新たな高温の火砕流堆積物の供給がない場合は、堆積物の表面温度が時間とともに低下して、土石流が発生しやすくなることを示した。

以上のように、火山活動の状況とその変化が土石流の発生に関係していることを明らかにした。

第3章では土石流対策計画策定の最も基本となる流出土砂量と、火山活動に伴う変化について論じた。

第1章で示された火山活動の時系列的変化を、土石流による流出土砂量の変化という点で整理した。具体的には雲仙水無川で発生している土石流について、土砂量の量的変化を、火山活動に伴う土石流発生の可能性の変化としてとらえた。また、土石流対策計画策定という面から、雲仙普賢岳の火山活動状況の調査・研究を行い、火砕流堆積物の存在量とその存在する場の変化をもとに、時系列的に5つの期間に分類した。とりわけ火砕流の堆積物が流域の全域に、また量的にも多量に存在する状況となる1992年8月以降においては、土石流による流出土砂量が、従来の土石流対策計画で用いられている土石流対策技術指針(案)で示された算定式(以下指針による式という)による値に比較して、2～3倍という値になっていることを示した。これらの各時期における流出土砂量の予測式としては、指針による式において、有効雨量については単に連続雨量とせず第2章で示した浸透能の低下が始まる累積降雨量や、実際に土石流の発生した降雨量を考慮して最も適切な有効雨量を求める式を提案した。また火山活動に伴う流域の変化を、流出補正率 f_r で整理した。そして、実際に各時期に発生した土石流による流出土砂量と比較検討して、それぞれの式がよく実態に合っていることを示した。また活動中の火山である桜島や、代表的活火山である有珠山に発生した土石流についても同様の方法で検討し、火山活動の変化に伴う流出土砂量の設定方法について提案した。

本章の考察から、火山活動を開始した活火山において、土石流による流出土砂量が時系列的にどのように変化していくかを概略予想がたてられ、その火山における土石流対策計画の基本となる土砂量の予測が可能となる。また火山活動が次

へ変化する場合の基礎的資料の把握の仕方についても述べてあるので、この手法による時系列的調査により計画の見直しも容易になる。

第4章においては、まず第1章の雲仙普賢岳における火山活動とそれに伴う火山災害の実態や、第2章で示した浸透能の変化に伴う土石流の発生限界雨量の変化から、活動中の活火山における土石流対策計画は、非火山地域での土石流対策計画とは異なることを論じた。また、火砕流の危険区域の設定などの対策実施上の制約条件の存在や、第3章で述べた火山活動に伴う流出土砂量の変化などから、従来の火山砂防計画における土石流対策計画には限界があることを示した。

加えて、土石流による土砂の流出を時系列的に把握することの必要性を論じ、これらにより火山活動の初期における新たな対応のための計画の必要性を論じた。

そして、活動中の火山地域における土石流対策計画として新たに時間軸を考慮し、火山活動に対応した地域の安全を確保するための計画として、従来の恒久計画に加え、火山噴火後3カ月～6カ月程度以内に発生する土石流災害に対応する緊急第1期計画と、噴火後1～2年間に発生する土石流災害対応としての緊急第2期計画を提案した。そしてこれらの計画の定義と考え方及び対象土砂量、計画の策定期間、計画の実施区域等について論じた。

この新たな土石流対策の考え方を、1990年11月17日噴火した雲仙普賢岳の水無川における対策に適用し、土石流による人的被害なしという効果を上げるとともに、地域復興の礎としての安全な国土基盤づくりに寄与した事実を示した。

新たに提案された時系列的流出土砂の把握に基づく緊急計画は、従来の土石流対策計画には概念としてなかったものであり、これらの計画により活動中の火山地域における安全確保がより確実となってくるものと考えられる。

そして量的な取り扱いとしてのこれまでの砂防計画論に初めて時間の概念を入れこみその時系列的対応を計画論として論じたところに新たな計画論としての意義が深い。

また、これまでに研究事例のないこの緊急対策の効果について、雲仙水無川で実施された緊急導流堤による導流効果と仮設遊砂地による土砂貯留効果を取り上げ、数値シミュレーションにより効果を検証した。その結果、水無川における緊急対策は、これまでの多くの土石流に対し効果的であることが判明した。

第5章では、第4章の緊急対策計画で重要な役割を果たす除石について、システムとして取り扱い、計画論として具体的に時間軸をもとに、計画除石量の検討とその効果について論じた。そして、適正な計画除石量を有する除石システムを計画論に組み込むことにより、緊急対策としての土石流対策計画がより効果的になることを示した。

従来、応急的手法として計画的に取り扱われなかった除石工は、今後、砂防事業計画の中で除石システムとして計画的に考慮されることとなろう。

以上5年間余にわたる雲仙普賢岳の現地調査と種々のシミュレーションの実施を通じておこなった研究により、活動中の火山における土石流対策計画は従来の土石流対策計画では限界があることを明確にした。そして時々刻々と変化する火山の状況を時系列的に調査しそれらの資料をもとに対策計画に時間の概念を取り入れた新たな土石流対策計画を提案した。

新たに提案された時系列的土砂移動現象に対応する土石流対策計画は今後我が国における火山地域の安全を確保するのみならず世界各地で発生する火山活動に伴う土石流災害から尊い人命と貴重な財産やインフラストラクチャーの安全を確保するために大いに役立つものと確信している。

最後に、本研究を遂行するにあたり、終始懇切な御指導を賜った京都大学教授小橋澄治先生、水山高久先生に深甚なる感謝の意を表しますとともに、砂防計画論について機会あるごとに御指導を賜った京都大学名誉教授武居有恒先生に感謝申し上げます。また、本研究をとりまとめるにあたり御助言、御協力をいただいた京都府立大学石川芳治助教授、(財)砂防・地すべり技術センター安養寺信夫課長ならびに現地の貴重な資料を提供していただいた建設省雲仙復興工事事務所の関係者に感謝する次第であります。