

2.2 火山噴火に起因した土砂災害に対する緊急減災対策に関する研究

研究予算：運営費交付金（一般勘定）

研究期間：平 23～平 27

担当チーム：土砂管理研究グループ（火山・土石流チーム）

研究担当者：水野秀明、藤村直樹、清水武志、泉山寛明

【要旨】

火山噴火に起因する土砂災害の緊急減災のために行う火山灰・火砕流堆積後の土石流、火砕流、火山泥流の緊急調査の実施に資する研究・技術開発を行った。土石流に関し、土石流の発生の蓋然性を高める火山灰の厚さの情報を収集するための衛星による計測、衛星を介したデータ伝送技術を開発した。また、土石流の規模の推定するため、土石流の荷重計測や横断面の計測による土砂濃度連続観測を試み、また、流脈飛距離を用いた流速の推定を行った。火砕流に関し、数値計算による到達範囲の推定のため、アーカイブ写真による地形モデルの作成やの密度流モデルによるサージの到達範囲の推定を行った、火山泥流に関し、泥石流として流下する融雪量について火砕堆積物が積雪を融雪する際に蒸発熱により損失する熱量を考慮した融雪量推定モデルを構築した。

キーワード: クルー火山 2014 噴火、桜島、土石流観測、斜面侵食観測、雲仙普賢岳、Structure from Motion (SfM)、融雪観測、有限要素法解析

1. はじめに

我が国は火山国であり、火山噴火により引き起こされる様々な現象による土砂災害の脅威に晒されている。特に、火砕流と火山泥流、そして、土石流は、人的被害を生じやすい現象である。

2011 年に新燃岳、2014 年には御嶽山が噴火し、降灰後の降雨により、土石流等の土砂移動が確認されている^{1,2)}。また、2014 年から活動が活発になった口永良部島では、火砕流が発生した。その他にも、蔵王山など様々な火山で活動が活発化し、積雪期に火砕流等によって火砕堆積物が斜面に多量に供給されれば、融雪泥流が発生するおそれがある。

火山噴火に起因する土砂災害に対応するため、国土交通省や都道府県は火山噴火緊急減災対策砂防計画を策定し、その計画に基づき対策を行うこととしている。また、土砂災害防止法の改正や活火山法の改正により、国等の砂防部局による被害のおそれのある区域に関する情報の公表の必要性や責務が高まっている。

そのため、本研究課題では、火山噴火後の土石流、火砕流および融雪型火山泥流に対する被害範囲の推定技術の向上を目的として研究を行った。

2. 火山灰・火砕流堆積後の土石流の緊急減災に関する研究

2.1 はじめに

火山噴火により降下火砕物や火砕流堆積物に覆われた溪流では、その後の降雨によって土石流が発生しやすく

なる。その傾向は、降下火砕物の堆積深が増大するとさらに顕著になる（例えば、地頭菌・下川、1991）。噴火後、迅速に土砂流出の危険性を推定するためには、降下火砕物の堆積の範囲や堆積深といった情報を収集することが重要である。また、噴火後の土石流による被害リスクを想定するためには、火山灰や火砕流の堆積後における土石流の発生実態を明らかにする必要がある。

本研究では、降灰下でのデータ通信の精度を明らかにすることを目的とした技術試験衛星Ⅷ型「きく 8 号」によるデータ伝送実験を行うとともに、合成開口レーダを用いた降下火砕物の堆積深の推定精度を明らかにすることを目的とした。また、土石流と表面流の発生メカニズム解明を目的として観測を行った。

2.2 技術試験衛星Ⅷ型「きく 8 号」による災害対応センサーデータ伝送実験

2.2.1 検討手法

本実験は鹿児島県鹿児島市桜島島内に位置する有村川流域に設置した自動降灰・降雨量計（図 2.1）にきく 8 号回線に対応した通信端末を接続し、降灰下においてきく 8 号を経由してデータ通信が正常に行われるか検討した。実験に使用した機器の構成を表 2.1 に、現地での設置状況と通信端末の保護状況を図 2.2、図 2.3 に示す。現地で取得したデータは、きく 8 号を経由して筑波宇宙センターに設置した実験システム基地局に伝送され、電子メールにて JAXA から土木研究所内に提供される。データの流れの概略を図 2.4 に示す。

表-2.1 実験に使用した機器

設備・機器名	数量	設置場所
1 自動降灰・降雨量計センサ	1台	鹿児島県桜島 有村川流域
2 ETS-VIII(きく8号)超小型通信端末	1台	鹿児島県桜島 有村川流域
3 超小型通信端末 実験システム基地 局外付アンテナ(1.2m)含む	1台	JAXA 筑波 宇宙センター
4 データ送信用PC 端末	1台	JAXA 筑波 宇宙センター

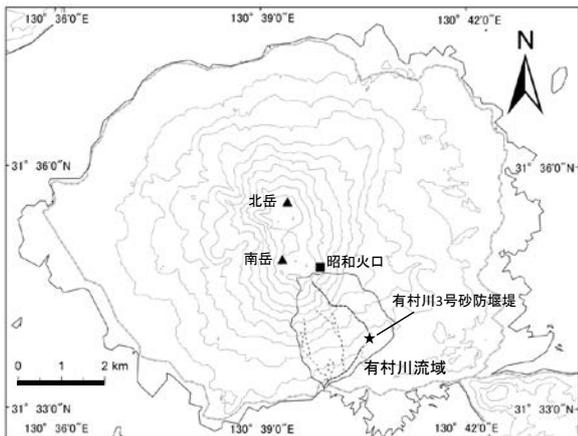


図-2.1 自動降灰・降雨量計設置地点位置図



図-2.2 通信端末設置状況 図-2.3 通信端末保護状況



図-2.4 データの流れ

表-2.2 データ伝送実験結果

日付 時間帯	送信 データ	受信 データ	欠測 時間数*	成功率	桜島側天候 TKSC側天候
2013年2月11日 9:30~16:30	43 (129)	38 (102)	5 (27)	88.40% -79.10%	快晴 晴後一時曇
2013年2月12日 9:30~16:30	43 (129)	43 (110)	0 (19)	100.00% -92.40%	曇後雨 曇後一時雨
2013年2月13日 9:30~16:30	43 (129)	43 (128)	0 (1)	100.00% -99.20%	晴 晴一時霧
2013年2月14日 9:30~16:30	43 (132)	36 (109)	7 (23)	83.70% -82.60%	曇時々雨 曇後一時晴
2013年2月15日 9:30~16:30	43 (129)	38 (101)	5 (28)	88.40% -78.30%	晴時々曇一時雨 雨時々曇
2013年2月16日 9:30~16:30	43 (129)	43 (86)	0 (43)	100.00% -66.70%	大雨後一時曇 雨時々曇
2013年2月17日 9:30~16:30	43 (129)	43 (106)	0 (23)	100.00% -82.20%	雨一時曇 曇時々雨
2013年2月18日 9:30~16:30	43 (129)	41 (94)	2 (35)	95.30% -72.90%	快晴 晴
2013年2月19日 9:30~16:30	43 (129)	42 (104)	1 (25)	97.70% -80.60%	晴 晴
2013年2月20日 9:30~12:00	16 (48)	16 (43)	0 (5)	100.00% -89.60%	曇一時晴 薄曇後一時晴
計 65時間40分	403 (1212)	383 (983)	20 (229)	95.00% -81.10%	

2.2.2 結果

実験の結果を表 2.3 に示す。データ通信は、通信端末と衛星との直接通信であるため、回線状況としては非常に厳しい組み合わせであったものの、全ての送信データのうち約 81%に当たる 983 レコードが正常に受信された。10 分毎に 1 つもレコードが受信できなかった欠測時間数は全体で 20 回であった。これ以外の時間では最低でも 1 レコードは受信できていたことになる。したがって、10 分間単位の計測値を得るという観点においては、約 95 %の成功率であった。さらに、1 時間毎に 1 つもレコードが受信できなかった事は 1 度も無かった。時間単位の観測としてデータ通信は、ほぼ 100 %成功した。

2.3 合成開口レーダによる降下火砕物の堆積分布と堆積深の推定

2.3.1 検討手法

2 時期に同一箇所を観測した 2 枚の SAR 画像を干渉させ、地表面変位を定量的に評価する手法 (SAR 干渉法) を用いて、降下火砕物の堆積深を推定した。これまで、堆積深の小さい降下火砕物の堆積範囲を抽出した事例はなく、本研究では、2011 年 1 月の新燃岳噴火による降下火砕物堆積範囲を対象に、噴火前後の複数の ALOS/PALSAR の SAR 画像のペアを用いて、コヒーレンス画像による堆積深の推定精度を検証した。

SAR 干渉法は、衛星軌道位置情報および数値地形モデルを用いて衛星軌道や地形起伏に起因する位相を推定して、初期干渉画像から除去することにより、地表面変位を推定するものである。地表面変位成分は、次式で表される。

$$\phi_{disp} = -4\pi(\rho_1 - \rho_2)/\lambda \quad (2.1)$$

ここに、 π は円周率、 ρ_1 および ρ_2 は各観測の斜距離、 λ は SAR の波長を表し、今回用いた ALOS/PALSAR では、約 23.6 cm である。また、変位成分ベクトルは、上下方向および水平（北南・東西）方向の成分に分けられるが、降下火砕物の堆積深（ d ）に相当する上下方向の成分は、地表面変位（ $\rho_1 - \rho_2$ ）と入射角 i を用いて次式で表される。

$$d = -(\rho_1 - \rho_2) / \cos(i) \quad (2.2)$$

したがって、式 (2.1) より、

$$d = -\lambda \phi_{disp} / 4\pi \cos(i) \quad (2.3)$$

と表わすことができる。このような SAR 干渉法をもちいると、ノイズは残存するものの、地表面変位を示す位相が分布した画像（差分干渉画像）を得ることができる。

降下火砕物の影響を検討するためのケースを 4 種類設定した (表 2.4)。つまり、降下火砕物が堆積した期間の前後の画像をペアとして選択した (case_01~case_04)。また、降下火砕物の影響の無い噴火前に撮像された画像のペアを、比較参照のために用意し、case_00 とした。

対象とした噴火は、霧島山（新燃岳）の 2011 年 1 月から 2 月の約 1 ヶ月間に発生した数回の噴火である。2011 年 1 月 19 日に小規模な噴火が発生した後、1 月 26 日から噴火活動は活発化し、翌 27 日には爆発的噴火が発生した。その噴火によって、新燃岳の概ね南東方向に多量の軽石や火山灰などの降下火砕物が堆積した（清水ら、2011）。1 月 28 日以降も活発な噴火活動が続き、新燃岳の概ね東方向に降下火砕物が堆積した。

表-2.3 データ伝送実験結果

日付 時間帯	送信 データ	受信 データ	欠測 時間数*	成功率	桜島側天候 TKSC側天候
2013年2月11日	43	38	5	88.40%	快晴
9:30~16:30	(129)	(102)	(27)	-79.10%	晴後一時曇
2013年2月12日	43	43	0	100.00%	曇後雨
9:30~16:30	(129)	(110)	(19)	-92.40%	曇後一時雨
2013年2月13日	43	43	0	100.00%	晴
9:30~16:30	(129)	(128)	(1)	-99.20%	晴一時霧
2013年2月14日	43	36	7	83.70%	曇時々雨
9:30~16:30	(132)	(109)	(23)	-82.60%	曇後一時晴
2013年2月15日	43	38	5	88.40%	晴時々曇一時雨
9:30~16:30	(129)	(101)	(28)	-78.30%	雨時々曇
2013年2月16日	43	43	0	100.00%	大雨後一時曇
9:30~16:30	(129)	(86)	(43)	-66.70%	雨時々曇
2013年2月17日	43	43	0	100.00%	雨一時曇
9:30~16:30	(129)	(106)	(23)	-82.20%	曇時々雨
2013年2月18日	43	41	2	95.30%	快晴
9:30~16:30	(129)	(94)	(35)	-72.90%	晴
2013年2月19日	43	42	1	97.70%	晴
9:30~16:30	(129)	(104)	(25)	-80.60%	晴
2013年2月20日	16	16	0	100.00%	曇一時晴
9:30~12:00	(48)	(43)	(5)	-89.60%	薄曇後一時晴
計	403	383	20	95.00%	
65時間40分	(1212)	(983)	(229)	-81.10%	

表-2.4 SAR 画像ペアの諸元および検討ケース

CASE	パス	フレーム	A/D ¹⁾	Observation Time (UT) ²⁾	観測モード	偏波	オフナディア角	Born ³⁾
case_00	424	620	A	20080514.134416.610	FBD	HHHV	34.3	480.61
				20101120.134543.172	FBD	HHHV	34.3	
case_01	424	620	A	20101120.134543.172	FBD	HHHV	34.3	1130.61
				20110220.134353.592	FBS	HH	34.3	
case_02	424	620	A	20100820.134735.737	FBS	HH	34.3	905.15
				20110220.134353.592	FBS	HH	34.3	
case_03	424	620	A	20100705.134735.737	FBD	HH	34.3	928.86
				20110220.134353.592	FBS	HH	34.3	
case_04	73	2980	D	20110118.014239.784	FBS	HH	34.3	491.62
				20110305.014239.818	FBS	HH	34.3	

パス、フレーム、観測モード、偏波、オフナディア角などは地上走行軌道有人航空研究開発機構 (2005) 参照
¹⁾ A/D はそれぞれ北行軌道 (Ascending) と南行軌道 (Descending) を示す
²⁾ 観測は衛星の時刻で、時刻は UTC である。時刻は 11PT である。上段が Master、下段が Slave である。
³⁾ Born は乗数、単位は m である

表-2.5 2011 年 6 月 14 日の降下火砕物堆積状況調査結果*

番号	東経(°)	北緯(°)	降下火砕物堆積深 (unit: mm)
1	130.9188836	31.90181338	15
2	130.9136424	31.89722091	70
3	130.9122012	31.89425958	100
4	130.9061261	31.89611442	200
5	130.9014324	31.89270454	300
6	130.9025263	31.89457367	200
7	130.8998838	31.88957581	200

* 降下火砕物堆積深は、スケールを当てて目読した簡易計測による値である

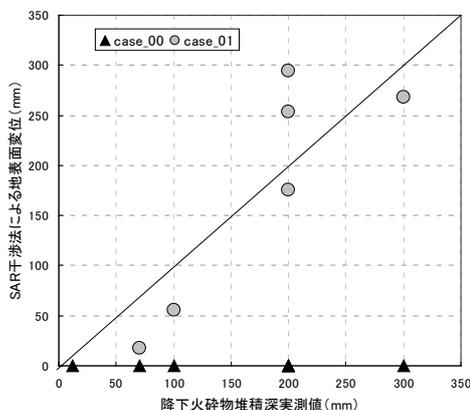


図-2.5 現地計測による降下火砕物の堆積深と SAR 干渉法による地表面変位

2.3.2 結果

現地計測地点 (表 2.5) において現地計測した降下火砕物の堆積深と、同地点における case_01 および case_00 の画像ペアの位相差から推定された地表面変位を 図 2.5 に示す。case_01 の推定結果と現地計測結果を比較すると、SAR 干渉法による推定値は、大きな散らばりがあるものの、現地計測データと比較して、ほぼ 1:1 対応線上にプロットされている。

今回の検討事例では、小澤 (2011) で得られた結果とほぼ同様の結果を、同研究と異なる複数の画像ペアをもちいても得ることができた。これにより、SAR 干渉法をもちいることで数 cm~30 cm 程度の範囲の降下火砕物の堆積深を、精度が低いながらも定量的に推定可能であることが示された。ただし、検討ケース全てで降下火砕物堆積深の推定のための明瞭な干渉縞が得られたわけではないため、留意が必要である。

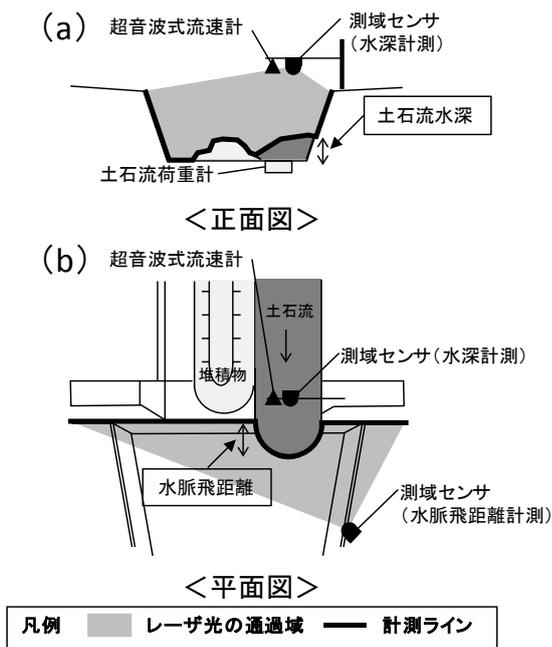


図-2.6 土石流水深と水脈飛距離の計測方法

2.4 レーザー測距機を用いた火山地域の土石流観測
2.4.1 背景

桜島では活発な火山活動により斜面に火山灰等の火山堆積物が大量に供給され、降雨時にはしばしば土石流となり流出する。土木研究所では桜島南岳南東部に位置する有村川（流域面積 1.38 km²）において国土交通省大隅河川国道事務所と共同で土石流の流下実態把握と氾濫被害想定のため観測を実施している（例えば6）。本研究では物体の形状を走査・測定可能な測域センサを用いて、土石流の流下断面形状と水脈飛距離を測定することにより土石流流速を算出する手法を開発する。

2.4.2 観測方法と計測状況

土石流水深と水脈飛距離の計測には北陽電機株式会社製の測域センサ UXM-30LX-EW を用いた。測域センサは土石流の水面形状を線的に計測するため、湍筋が移動しても土石流の形状を計測することができる。

土石流水深は水通しの上部の測域センサにより計測し（図 2.7 (a)）、土石流の水脈飛距離は堰堤下流の左岸側壁護岸上に設置した測域センサにより計測（図 2.7 (b)）した。なお、本検討では水通しの左岸側に設置してある土石流荷重計（以降、「荷重計」と称す）の範囲を検討の対象とした。

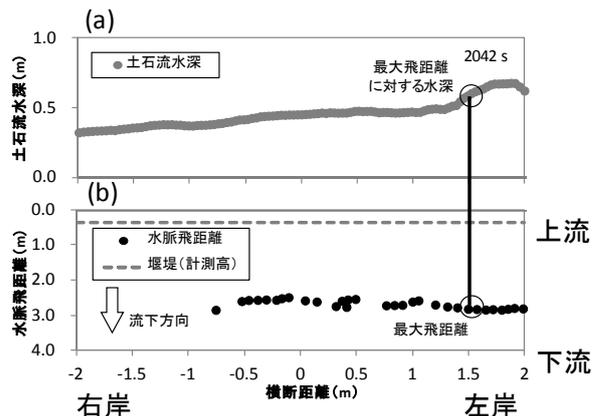


図-2.7 対象土石流ピーク時の計測結果

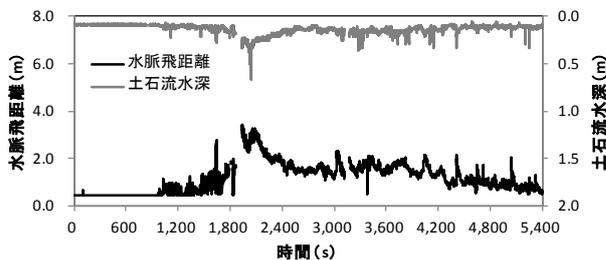


図-2.8 土石流水深と水脈飛距離の時刻歴

観測した土石流の内、測域センサのレーザー発射部のカバーに火山灰が付着したことや、動作が停止したことなどによって欠測となったものを除き、土石流水深と水脈飛距離の両方とも良好に観測できた2014年6月21日の土石流を検討対象とした（以降、対象土石流と称す）。対象土石流はピーク流量 4.6 m³/s、総流出量 620 m³であり、有村川で観測される土石流の中では比較的小規模な土石流である。対象土石流のピーク流量時における土石流水深と水脈飛距離の測域センサ測線上での分布を図 2.4-2 に示す。本研究では最大飛距離を「水脈飛距離」、その位置での水通し水深を「土石流水深」として定義した。対象土石流の水脈飛距離と土石流水深の時刻歴を図 2.4-3 に示す。土石流水深と水脈飛距離の間には正の相関があることがわかる。

2.4.3 土石流流速の算出

図 2.4-3 の土石流水深と水脈飛距離を用いて、半理論式 ((2.4) 式) より流速 (v) を算出した。

$$L = \alpha v \sqrt{2(H + h)/g} \quad (2.4)$$

ここに、 L は水脈飛距離、 α は係数、 H は比高（ここでは水通しと計測高の比高で 1.85 m）、 h は土石流水深、 g は重力加速度である。係数 α は 1.312 を用いた⁷⁾。

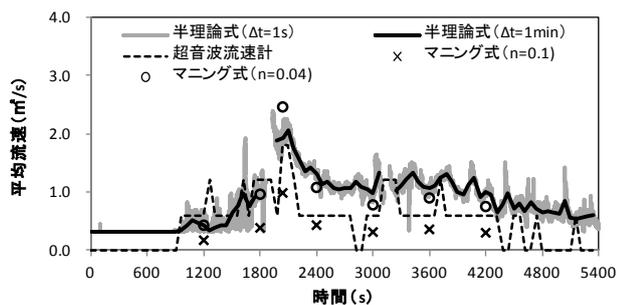


図-2.9 流速の算出結果

図 2.9 に算出結果と超音波流速計で計測した流速、マンニングの流速公式で算出した流速を示す。なお、超音波流速計で計測した流速は表面流速のため、高橋の流速分布を仮定し 0.6 倍し平均流速とした⁸⁾。

2.4.4 観測結果

図 2.9 より、ピーク流量時までに着目すると半理論式で算出した流速は超音波式流速計の分解能 (1 m/s) を考慮すれば超音波式流速計で計測した流速と一致している。一方、後続流では半理論式による流速は超音波流速計よりも大きい値を示した。超音波流速計では特定の位置しか流速を計測できず流れの中心を捉えていない可能性があるが、測域センサーでは横断的に土石流を計測できるため流速の早い流れの中心部を捉えたためと考えられる。

マンニングの流速公式による算出結果との比較ではマンニングの粗度係数 (n) を 0.04 とやや低めの値とした流速と概ね一致した。高橋は流速が 3 m/s 以下と遅く、フロント部が不明瞭で礫径が後続流と大きな違いがみられない「不完全土石流」では通常の土石流と比較し粗度係数が小さいことを示し⁸⁾しており、対象土石流はこれと同様な流れであった可能性が考えられる。

2.5 火山灰堆積斜面における表面流の発生と土石流流量の関係

2.5.1 背景

火山灰が堆積した斜面では浸透能が低下して表面流が発生しやすくなるために、土石流が頻発することが知られている^{例えば9)}など。本研究では、土石流ハイドログラフ推定のための基礎資料を得ることを目的に、火山灰堆積斜面における表面流量と土壌水分量の観測を行っている。本報告では、対象斜面で観測された表面流発生イベントについて、総雨量、表面流量、土石流流量 (以下、流量という) の相関性を分析し、その定性的な特徴を把握した。

表-2.5 表面流発生イベント

No.	イベント発生日	総雨量(mm)	表面流量(cm ³)	流量(m ³)
1	2014/3/12	42	2764	欠測
2	2014/3/29	76	2970	20
3	2014/5/12	74	28410	欠測
4	2014/5/14	56	9187	0
5	2014/5/26	69	7036	欠測
6	2014/6/2	52	929	欠測
7	2014/6/17	90	5895	欠測
8	2014/6/20	168	30788	63.03
9	2014/6/26	222	132328	272.46
10	2014/7/2	78	6434	2.51
11	2014/7/9	97	3933	欠測
12	2014/7/13	21	830	欠測
13	2014/7/20	6	3907	欠測
14	2014/7/30	83	15376	30.7
15	2014/8/1	82	31310	53.89
16	2014/8/4	63	257	9.25
17	2014/8/8	19	2476	13.32
18	2014/8/18	23	8931	
19	2014/8/25	22	8641	12.95
20	2014/8/29	18	10984	24.26
21	2014/9/18	122	5507	16.58
22	2014/10/1	47	5508	10.07
23	2014/10/5	29	3293	欠測
24	2014/10/12	79	9110	欠測
25	2014/11/1	23	12565	16.09
26	2014/11/9	25	2089	0
27	2014/11/24	35	18266	欠測
28	2014/11/30	43	5267	欠測
29	2014/12/16	31	307	欠測
30	2014/12/20	25	5997	0.7

2.5.2 観測及び分析方法

観測対象斜面は土石流観測を実施している桜島有村川 3 号砂防堰堤近傍の火山灰堆積斜面である。観測プロットの面積は約 1.8 m²、勾配約 12°で、発生した表面流および流出土砂は斜面下部から計測装置へ流出し、それぞれ計量・記録される。なお、装置の構造、計測の原理については既往文献¹⁰⁾に詳述されている。

本検討で対象としたのは 2014 年に表面流が発生した 30 イベントである。各イベントの雨量、表面流量、流量の総量を算出し、総雨量-表面流量、総雨量-流量、表面流量-流量の相関性について分析・考察した。

2.5.3 結果と考察

表-2.5 に分析対象の表面流発生イベントの一覧を示す。30 イベントのうち土石流観測が欠測となったイベントが 14 件、欠測ではなく土石流 (流量) が発生しなかったイベントが 2 件あった。また、降雨規模としては 100 mm 未満程度が多く、100 mm を超えるのは 3 件のみであった。

図-2.10 に総雨量と表面流量、図-2.11 に総雨量と流量、図-2.12 に表面流量と流量の関係を示す。いずれも(a)全データ、(b)総雨量 50 mm 未満、(c)総雨量 50~100 mm、(d)総雨量 100 mm 超のイベントをプロットしている。

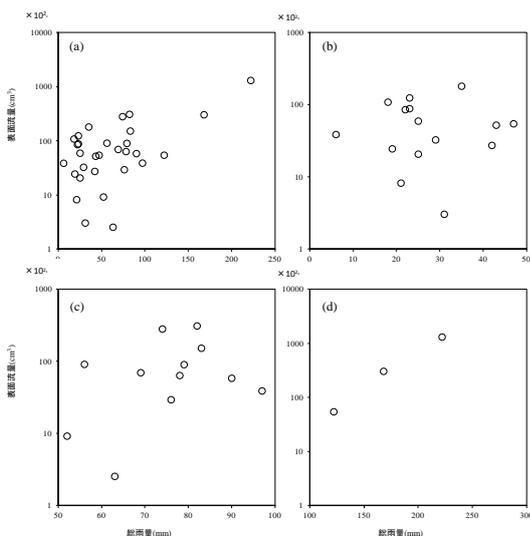


図-2.10 総雨量と表面流量の関係

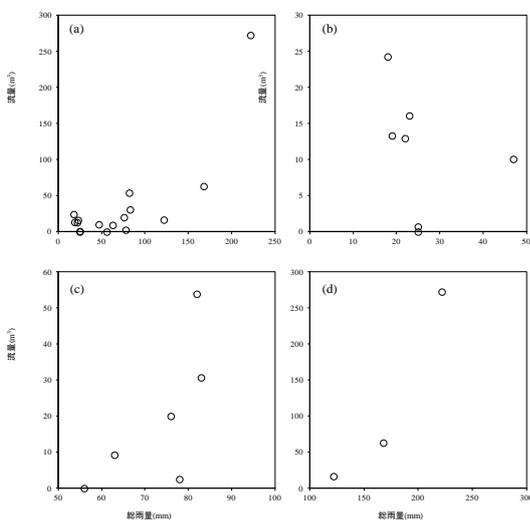


図-2.11 総雨量と流量の関係

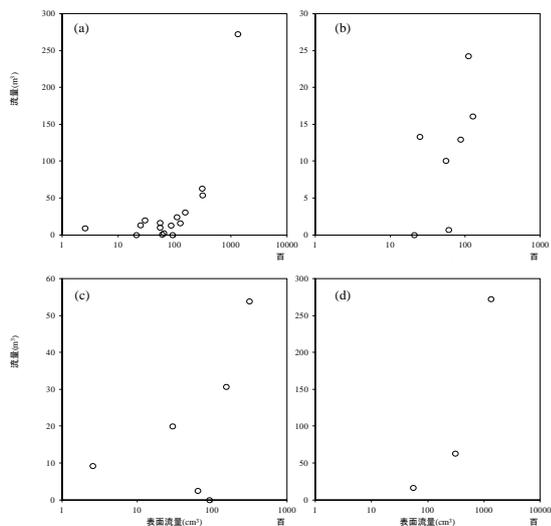


図-2.12 表面流量と流量の関係

図 2.10～12 の(a)についてみると、総雨量-表面流量および総雨量-流量の関係は 100 mm 超のイベントで、表面流量-流量では雨量規模に関わらず正の相関が認められる。このことは総雨量 100 mm 超のイベントをプロットした各図のパネル(d)を見ても明らかである。一方で、総雨量 50 mm 未満のパネル(b)では、表面流量-流量でやや正の相関が認められるが、いずれも明瞭な特徴は読み取れない。総雨量 50～100 mm のパネル(c)では、総雨量-流量、表面流量-流量で正の相関が認められるが、◇印で囲んだイベントなどは各降雨規模での傾向から逸脱している。

各相関性の有無・明瞭さが降雨規模によって異なる原因について考察する。まず、総雨量-表面流量の関係について 100 mm 未満の降雨で相関性が認められないのは降雨開始時の土壌の水分状態や前回の降雨からの新規降灰厚、降雨強度などが影響しているためと推察される。これらは既設の自動降灰量計・TDR 式土壌水分計の観測データを分析することで明らかになる可能性がある。

総雨量-流量及び表面流量-流量の関係は観測地点と上流域での降雨分布の違いが原因である可能性が高く、X-BAND レーダの降雨分布データによる詳細な分析が必要となる。

いずれの相関性も 100 mm 超で明瞭になることから、例えば流域の降雨分布や斜面の水分状態がほぼ同様（飽和）となり、降雨が直接的に流出に影響して可能性が示唆される。すなわち、雨量から土石流の規模を推定することが可能となると考えられる。これに関しては比較的大きな降雨イベントの観測データを同様に蓄積し分析対象サンプルを増やすとともに、流出解析等によって定量的に評価していく必要がある。

2.5.4 結論

火山活動が活発な桜島の火山灰堆積斜面における表面流発生イベントについて、降雨量・表面流量・土石流流量の相関性について分析を試みた結果、総雨量 100 mm を超える降雨規模で各項目のいずれの組み合わせでも正の相関性が認められた。

このような観測データの蓄積・分析によって雨量から土石流の規模を推定できる可能性が示唆されたが、降雨分布やハイトグラフも考慮した分析、降雨-流出プロセスの定量的な評価が課題として挙げられる。これらの課題に対して X-BAND レーダや土壌水分量の既存データを活用した分析、様々な観測スケール、地表被覆状態での表面流・流量観測が必要であると考えられる。

2.6 おわりに

火山噴火に起因する土砂災害に対する緊急減災を効率的に実施するためには火山噴火により供給された降下火砕物が斜面等に堆積した状況で発生する土砂移動現象を正確に把握する事が重要であった。本研究ではそのような土砂災害の発生に大きく影響する降下火砕物の堆積厚を人工衛星を用いた安全な方法で推定し、そこに降る雨量と発生する土石流の規模の関係性について見出すことができた。また、レーザー測距儀を用いた新しい土石流観測手法により、発生した土砂移動現象の細かな動態の観測が可能となり、観測データの伝送については、火山噴火が継続するような環境下においても、人工衛星を用いて安全に収集可能であることが示された。

3. 火砕流の緊急減災に関する研究

3.1 はじめに

火砕流に対する緊急減災対策を実施するにあたっては、その運動機構を解明し、より精度の高く効率的な被害範囲の推定方法を開発する必要がある。火砕流の運動機構を分析するためには数値表層モデル（以下、DSM）が必要である。本研究では過去に撮影された空中写真に対し、近年発展の著しい Structure from Motion（以下、SfM）を用いて地形をデジタルデータとして復元することを試みた。また、火砕サージを含めた危険範囲の推定のために、噴煙柱と大気との密度差に着目した密度流の数値モデルを開発した。

3.2 空中写真を用いた火砕流発生時の地形生成

3.2.1 方法

土木研究所が保有していた1990年雲仙普賢岳噴火後の密着焼き空中写真をデジタルスキャナで電子化し、撮影記録などを元に位置情報等を付与する処理等を行なった。

空中写真は表-3.1に示す1990年の噴火前後から1993年の火砕流・土石流の頻発時までの期間に撮影された写真を用いた。SfMを実施するソフトウェアとしてはSmart3DCapture（以下、S3C）を用いた。S3Cは選択した空中写真を用いて自動的にDSMまで作成するソフトウェアである。

本研究で使用した空中写真は火砕流発生などのイベント発生範囲のみを撮影したものも多く、状況の変化の激しい山地や河川沿いしか撮影されていないため、不動点が少なく現在の地形図と比べて位置を特定することが難しかった。そこで、噴火の前後に広域を撮影した写真を参照画像として位置情報を付与し、他の時期についてはその画像を元に同じ特徴点（建物など）を探して位置座標を付与した。

作成された各時期のDSMの誤差評価の方法として、現況の地形図でも不動と考えられる箇所を評価点として数点選択し、評価点におけるそれぞれの時期の標高の標準偏差を算出し比較した。

3.2.2 結果

SfMで生成したDSMの鳥瞰図の例を図-3.1に示す。空間解像度が細かいDSMが生成されるため、家屋が土砂に埋まる様子がよく分かる。各時期について生成したDSMの範囲とともに、誤差評価の参照とした撮影日1991/6/16の空中写真より作成した段彩図と等高線を重ねたものを図-3.2に示す。

表-3.1 使用した空中写真リスト

撮影年月日	撮影機種	撮影解尺	コース数	観定地上撮影枚数	現存枚数	スキャン枚数	対象地区*	備考
1991/6/4	アジフ航測機	1:15,000	1	11	11	10	水無川	前山1枚含む(7571)
1991/6/16	国際航業機	1:15,000	3	46	36	36	水無川～西麓	(57-60/84-86/87-90) (次) C4
1993/6/17	大成ジオテック機	1:10,000	3	24	24	24	C2～3:水無川流域	
1993/6/20	大成ジオテック機	1:10,000	2	13	13	13	C1A-1B:中塚川流域	
1993/6/21	大成ジオテック機	1:8,000	2	12	12	12	C2A-2B:水無川流域	
1993/6/21	大成ジオテック機	1:8,000	2	27	27	27	水無川流域	(次) C1-中塚川
1993/6/24	大成ジオテック機	1:8,000	1	12	11	11	C2:水無川流域	(次) C2-水
1993/6/24	大成ジオテック機	1:8,000	1	11	11	11	C3:水無川流域	C2とごくわずかに重なっている
1993/6/24	大成ジオテック機	1:10,000	1	11	11	11	C4:水無川流域	C4=撮ブレ (SfMデータ処理に不備)
1993/6/27	大成ジオテック機	1:15,000	1	12	12	12	C1:中塚川流域	
1993/6/27	大成ジオテック機	1:8,000	1	14	14	14	C2:水無川流域	

*1: C2等は観定地上写真番号である。同じ空中写真を用いる場合を考慮して記録として付す。



図-3.1 作成したDSM鳥瞰図

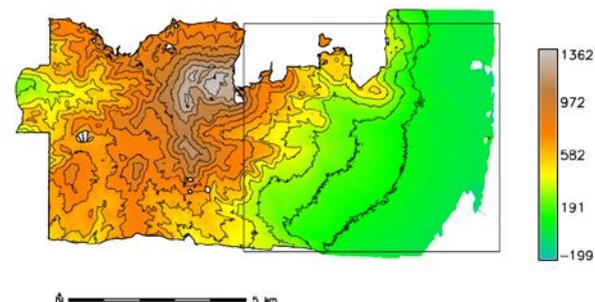


図-3.2 91/06/16のDSMと等高線

表-3.2 誤差

date	σ_x	σ_y	σ_z	σ	comment
910616	3.33	6.96	3.58	8.51	reference
910604	1.91	1.62	2.53	3.56	
930617	2.45	1.74	6.02	6.73	
930620	2.69	1.27	1.87	3.51	
930621	1.32	1.20	15.68	15.78	
930624	1.70	1.00	1.51	2.48	
930627	1.64	1.06	1.47	2.45	

yyymmddの様式で記載。σは標準標準偏差の大きさを、添字は方向を表す。

DSM から生成された等高線は滑らかで、山体の形状が概ね生成されていることが分かる。次に、各時期の誤差分析の結果を表-3.2 に示す。いずれの方向成分であっても標準偏差はほとんどの場合 3 m 内外であるものの、特定の方向のみ 6、7 m の誤差が生じる場合もみられた。また、撮影日 1993/6/21 においては DSM の高さ方向のみ 15 m に達する誤差を得た。SfM は隣接する写真の類似の特徴をもつ点（特徴点）を根拠に合理的に写真を接続する方法であるが、写真の境界に存在する海ではその特徴点が抽出されず、接続がうまくいかなかったと考えられる。その他の誤差が生ずる要因として、噴煙などにより地形の情報が遮蔽される範囲においては DSM が生成されないことが知られている¹¹⁾。

3.3 火砕サージ到達範囲予測のための密度流数値モデル開発

3.3.1 方法

火砕サージの危険範囲を推定するためには周辺大気との密度差により流下する密度流として取り扱うことが一案として挙げられる。円柱状の噴煙柱が崩壊し、勾配 i の斜面上を火砕サージとして放射状に流下するボックスモデルとし（図-3.3）、円柱座標系を採用した際の基礎式は以下に示す質量保存則と運動方程式である。

$$q_0 = \pi r^2 h = \pi r_0^2 h_0 \quad (3.1)$$

$$d\phi/dt = -w_s \phi/h \quad (3.2)$$

$$dr/dt = u = \sqrt{0.75/m g'(\phi) h i} \quad (3.3)$$

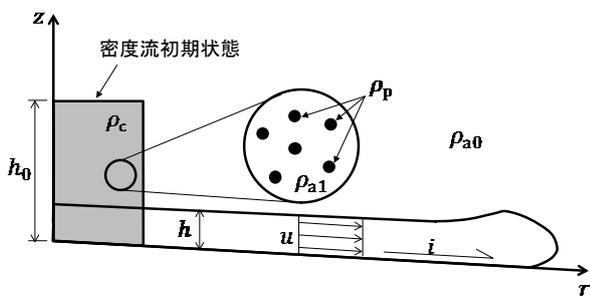


図-3.3 密度流モデル模式図

ここに、 q_0 : 初期体積、 r_0 : 噴煙柱の半径、 h_0 : 噴煙柱崩壊高度、 r : 噴煙柱中心位置からの流動距離、 h : 流動深、 ϕ : 火砕物の容積濃度、 w_s : 沈降速度、 t : 時間、 m : 抵抗を表す係数、 g' : 浮力加速度、 i : 斜面勾配である。(3.2) 式の粒子の保存式中に表れる沈降速度 w_s は乱流中を落下する粒径 d 、抗力係数 C_d ($=0.44$) の球体の終端速度とした。(3.3) 式の速度式は乱流状態を前提とした Ellison and Turner の式¹²⁾であり、係数 0.75 は密度欠損を表す定数、 m は抵抗を表す係数で小規模な実験施設では約 0.02 であるとされている。 g' は大気と火砕サージの密度差が小さく、浮力を考慮した重力加速度であり、重力加速度 g を用いて以下のように表される。

$$g'(\phi) = g(\rho_c(\phi) - \rho_{a0})/\rho_c(\phi) \quad (3.4)$$

$$\rho_c(\phi) = \phi \rho_p + (1 - \phi) \rho_{a1} \quad (3.5)$$

ここに、 ρ_c : 火砕サージの密度、 ρ_{a0} : 火砕サージ周辺大気密度、 ρ_p : 火砕物の密度、 ρ_{a1} : 火砕サージ内部の大気密度である。

火砕サージは内部の粒子を沈降速度 w_s で堆積させ、初期濃度 ϕ_0 から濃度を低下させながら流下すると仮定した。したがって、 ρ_c は徐々に低下し、いずれは ρ_{a0} に等しくなる。この時 g' はゼロとなり、火砕サージは灰神楽へと遷移する。本研究ではこの時の濃度 ϕ_∞ より導かれる距離 r_∞ を火砕サージの到達半径とした。火砕サージ到達範囲推定式は基礎式を整理し、範囲 $[0, r_\infty]$ で定積分することで式 (3.6)、(3.7) のように与えられる。

$$\int_0^{r_\infty} \frac{r^3}{\sqrt{i}} dr = (G(\phi_0) - G(\phi_\infty)) \sqrt{\frac{0.75 q_0^3}{\pi^3 m w_s^2}} \quad (3.6)$$

$$G(\phi) = \sqrt{g} \left(\frac{2(1 - \frac{\rho_{a0}}{\rho_{a1}})}{\sqrt{|1 - \frac{\rho_{a0}}{\rho_{a1}}|}} \arctan \left(\frac{\sqrt{g'(\phi)}}{\sqrt{|1 - \frac{\rho_{a0}}{\rho_{a1}}|} g} \right) - \log \left[\frac{\sqrt{g'(\phi)} - \sqrt{g}}{\sqrt{g'(\phi)} + \sqrt{g}} \right] \right) \quad (3.7)$$

式 (3.6) の右辺は初期の条件より一意に定まる。左辺は地形条件を考慮して数値積分可能であるので、等号が成り立つ到達半径 r_∞ を探索することにより火砕流の到達範囲を推定することができる。

3.3.2 対象現象

本研究では平成 26 年 8 月 3 日の口永良部島火山噴火に伴い発生した火砕サージを対象とした。噴煙柱硬度は火口上空 800 m に達したとされているが、国土交通省九州地方整備局撮影の映像から噴煙柱のおおよそ半分程の高さの部分から火砕物が落下している様子が観察されたため、 h_0 は 400 m とした。

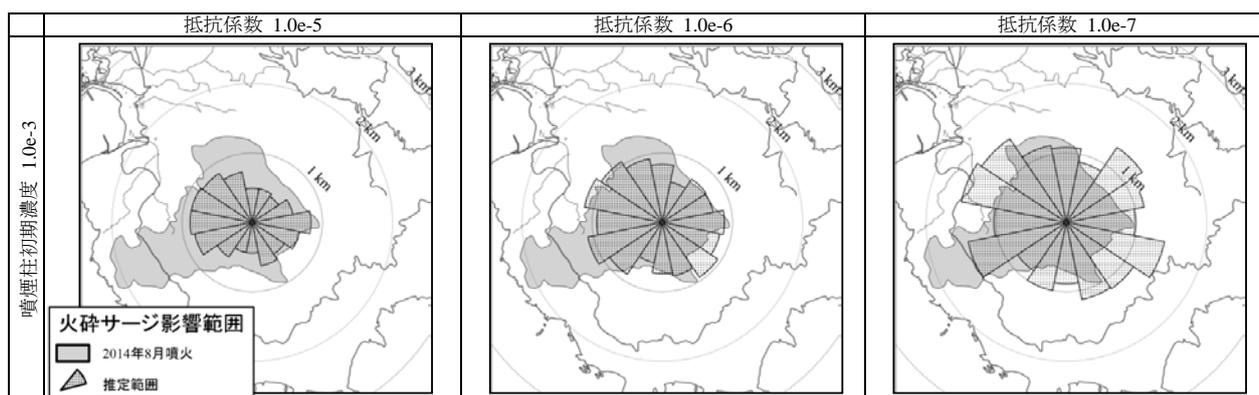


図-3.4 火砕サージ到達範囲の解析結果一覧

3.3.3 結果

本研究では火砕サージが火口を中心として放射状に流動すると仮定した。抵抗係数 m は小規模な実験水路では 0.02 であるが、この値をそのまま用いると過小評価となったため実績値と推定値の比較から試行錯誤的に決定し 1.0e-5, 1.0e-6, 1.0e-7 の 3 パターンとした。解析結果を図-3.4 に示す。西南西方向の評価は逆勾配や火口壁の形状などの地形的要因を受けてやや過小評価となったが、火砕サージの主たる到達範囲は推定することができた。

3.4 おわりに

SfM を用いた DSM の作成においては標準偏差は 10 m 未満となり、簡易な操作で大量の地形データを生成可能であるにも関わらず、高い精度の地形を生成することができた。密度流の数値モデルは入力パラメータが少なく容易に設定でき、また、計算量も少ないため表計算ソフトなどで容易に計算することが可能となった。このため、緊急時や噴火の予兆が観測された際は迅速に火砕サージの到達範囲を推定することが可能となった。

4. 融雪火山泥流の緊急減災に関する研究

4.1 背景と目的

積雪期に火山が噴火すると融雪型火山泥流が発生し、広範囲に氾濫する。ハード・ソフト対策を検討するにあたり氾濫範囲を適切に推定する必要があるが、数値計算を行う際、初期条件と境界条件の設定が困難である。村重ら¹³⁾は高温砂礫と積雪との間における熱交換過程および融雪水の浸透過程を実験的に調べ、その結果からハイドログラフを推定する手法を提案している。一方、阿部ら¹⁴⁾の実験では水蒸気の発生が明瞭に見られ、火砕物の持つ熱エネルギーが水蒸気発生に多く費やされている可能性がある。そこで本研究では水蒸気発生に伴う熱エネ

ルギーを定量的に評価し、実質的に融雪に費やされるエネルギー割合を明らかにすることを目的とした。

4.2 研究方法

4.2.1 融雪実験

底面に止水板を固定した円筒容器（耐熱ガラス製、内径 95 mm、高さ 0.5 m）をはかりの上に置き、温度の鉛直分布から積雪面の位置を知るため、円筒容器の内壁に熱電対（クロメル - アルメル）を容器底面から 0, 10, 20, 30, 40 cm の位置に設置した。そこに高さ約 30 cm の積雪層を形成し、上面に染料を散布して融雪水の挙動が分かるようにした。積雪層の上に高さ約 20 cm の高温砂礫層を作り、積雪層および砂礫層の温度を 10 秒間隔で計測した。なお、砂礫は粒径 2 ~ 3 cm 程度であり、ストーブで加熱した。実験条件を表-4.1 に示す。容器に投入した雪は式(4.1)に示す濡れ密度 ρ_{wet} の値が 3 パターンとなるようにした。

$$\rho_{wet} = (m_i + m_w) / V \quad (4.1)$$

ここに、 m_i : 氷の質量、 m_w : 間隙水の質量、 V : 雪の体積である。乾き密度 ρ_{dry} は式(4.2)で定義される。

$$\rho_{dry} = m_i / V \quad (4.2)$$

表-1 に示す ρ_{dry} は雪の含水率が残留含水率 (7 %) ¹⁵⁾ に等しいと仮定して算出したものである。砂礫の上端温度 T_u 、下端温度 T_b は異なる温度となっているが、ストーブに近い下層ほど加熱されていることが原因である。

表-4.1 実験条件

	Case 1	Case 2	Case 3
ρ_{wet} [kg/m ³]	202.2	188.1	295.4
ρ_{dry} [kg/m ³]	142.2	126.9	243.2
T_u [°C]	407.1	442.8	465.9
T_b [°C]	632.3	820.0	788.4

4.2.2 熱伝導解析

解析は砂礫層を対象として行い、砂礫層下端からの熱エネルギーフラックス F_{bend} を求めた。そして、 F_{bend} から融雪水の蒸発に伴う熱エネルギーフラックス F_{eva} を差し引いた残りが融雪に費やされるとして単位時間あたりの融雪量 ΔH_{sn} を式(4.3)から推定することとした。

$$\Delta H_{sn} = \frac{F_{bend} - F_{eva}}{\rho_{dry} E} \quad (4.3)$$

ここに E : 融解エンタルピーである。熱伝導方程式を式(4.4)に示す。本研究では式(4.4)を有限体積法により解いた。

$$\rho_G c_G \frac{\partial T_G}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \lambda_G \frac{\partial T_G}{\partial r} \right) + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\lambda_G \frac{\partial T_G}{\partial \theta} \right) + \lambda_G \frac{\partial^2 T_G}{\partial z^2} \quad (4.4)$$

ここに ρ_G , c_G , T_G , λ_G : 砂礫層の密度, 比熱, 温度, 熱伝導係数, r : 動径, θ : 動径の基準線からの角度, z : 鉛直座標である。 F_{bend} は式(4.5)から、 F_{eva} は Hertz - Knudsen 方程式¹⁶から得られる水蒸気の質量フラックスに¹⁵、昇華エンタルピー G を乗じた式(4.6)から求めた。

$$F_{bend} = \lambda_G \frac{\partial T_G}{\partial z} \Big|_{z=L} \quad (4.5)$$

$$F_{eva} = G \sqrt{\frac{M}{2\pi R}} \left(\eta_{eva} \frac{P_{sat}}{\sqrt{T_l}} - \eta_{con} \frac{P_{air}}{\sqrt{T_{air}}} \right) \quad (4.6)$$

ここに、 M : 水分子 1 モルあたりの質量, R : 気体定数, η_{eva} : 水蒸気化率, η_{con} : 液化率, P_{sat} : 飽和水蒸気圧, P_{air} : 水蒸気圧, T_l : 融雪水の温度, T_{air} : 気温である。

初期条件として砂礫層上端、下端の温度をそれぞれ T_u , T_b とし、砂礫層内の温度は T_u , T_b を基に線型補間して与えた。境界条件として砂礫層の上端は気温 (0°C)、下端は積雪上端面の温度 (0°C) を与えた。

4.3 結果と考察

4.3.1 融雪実験

図-4.1 に各ケースにおける積雪層表面の位置の時系列変化を示す。Case 1, Case 2 では実験開始から終了まで全体的に一定の低下速度であった。Case 3 では実験開始から数秒は積雪面の低下速度が小さいが、その後は低下速度が上昇し、実験開始から 160 秒の時点から徐々に速度が低下していった。

4.3.2 熱伝導解析

図-4.1 に積雪面の時系列変化を解析した計算結果を示す。Case 1 での計算結果 (図-4.1 (a)) を見ると、蒸発によるエネルギー損失の有無に関わらずどちらも実験と概ね同様の变化傾向を示した。実験終了時の積雪面位

置は下端から 3 cm であったが、蒸発によるエネルギー損失を考慮しない解析では 1.9 cm, 考慮した解析では 5.8 cm であり、考慮しない場合の方がやや実際に近い結果となった。

Case 2, Case 3 の計算結果を見ると (図-4.1 (b),(c)), 蒸発によるエネルギー損失を考慮する方が実際に近い結果となった。Case 2 では実験終了時の積雪面の位置は 4 cm であるが、蒸発によるエネルギー損失を考慮しない解析では 0.7 cm, 考慮した解析では 4.5 cm であった。Case 3 では実験終了時の積雪面の位置は 10 cm, 蒸発によるエネルギー損失を考慮しない解析では 2.9 cm, 考慮した解析では 7.4 cm である。

以上より、蒸発による熱エネルギーの損失を考慮する方が実際の挙動を再現できる可能性が高いことがわかった。Case 1 では蒸発による熱エネルギー損失の推定値がやや過大であったと考えられるが、蒸発量を正確に計測できていない点に留意する必要がある。

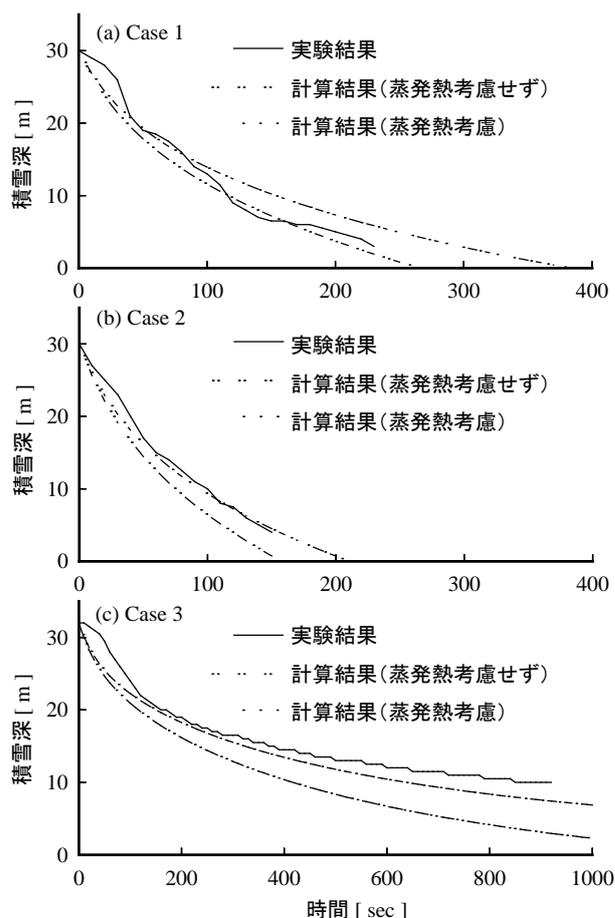


図-4.1 積雪深の時系列変化の実験結果と計算結果

謝辞

本研究を実施するにあたり、京都大学防災研究所の堤大三先生には多方面にわたってご意見・ご協力をいただいた。京都大学防災研究所徳高砂防観測所には、実験施設をご提供いただいた。本研究の一部は河川砂防技術開発公募 地域課題分野（砂防）（代表：堤大三）の助成を受けて実施した。ここに記して感謝の意を表します。

5. おわりに

本研究課題では、降灰に起因する土石流の被害範囲の推定に寄与すると考えられる火山灰の堆積状況の情報収集技術や土砂濃度や流速のより精度の高い計測方法を構築することができた。火砕流に関しては、発生前後のデータが少ない中で、既往のアーカイブ写真から被害範囲の推定のための数値計算の検証に資する地形データを作成する技術を試行し、一定の精度で地形が生成できることを確認した。また、火砕流はサージにより被害範囲を拡大するおそれがあり、ケースによってはサージだけの流下を生じることがあるものの、計算パラメータの少ない密度流の数理モデルの構築により、緊急的に容易に計算することが可能となった。融雪火山泥流については、蒸発による熱エネルギーの損失を考慮した融雪モデルを構築することにより、実験による実際の融雪をより精度よく表現することができた。この融雪モデルを活用することにより、融雪泥流の被害範囲の推定における融雪の流出解析が、既往の解析と比較してより現実に即した値を導けるように行うことができると期待できる。

以上の研究成果により、火山噴火に起因する土砂災害に対する緊急減災を実行するための緊急調査に寄与していくものとする。

参考文献

- 1) 厚井高志、藤沢康弘、藤田浩司、安養寺信夫、瀧口茂隆、杉山光徳：降雨流出・土砂流出に影響する火山噴出物の特性—2011年新燃岳噴火の事例—、砂防学会誌、Vol. 65、No. 6、pp. 37–45、2013
- 2) 林真一郎、北原修、草野慎一、渡正昭、長井義樹、國友優、石塚忠範、藤村直樹、清水武志：平成26年9月御嶽山噴火による土砂災害に対する二次災害防止の取り組み、砂防学会誌、Vol. 67、No. 6、pp. 86–91、2015
- 3) 地頭蘭隆・下川悦郎：桜島における火山活動が土石流・泥流の発生や流出に及ぼす影響、砂防学会誌、Vol. 43、No. 6、pp. 9–15、1991
- 4) 清水収・地頭蘭隆・下川悦郎・山越隆雄・木佐洋志・瀧口茂隆・杉山光徳：霧島山新燃岳の2011年1月噴火による降灰とその後の土砂移動、砂防学会誌、Vol. 64、No. 3、pp. 46–56、2011
- 5) 小澤拓：衛星搭載 SAR による火口変化の抽出、「平成23年霧島山新燃岳噴火に関する緊急調査研究」報告書、1-6、pp. 50–57、2011
- 6) 清水武志・吉永子規・水谷佑：桜島有村川流域における土石流観測と斜面侵食観測、砂防学会誌、Vol. 67、No. 5、pp. 23–26、2015
- 7) H.-M. Hong, H.-S. Huang and S. Wan: Drop characteristics of free-falling nappe for aerated straight-drop spillway, *J. Hydraul. Res.*, Vol. 48, No. 1, pp. 125–129, 2010
- 8) 高橋保：土石流の機構と対策、近未来社、p. 432、2004
- 9) 地頭蘭隆・下川悦郎：火山灰に覆われた桜島山腹斜面における表面流出、新砂防、Vol. 42、No. 3、pp. 18–23、1989
- 10) Kisa, H., Yamakoshi, T. and Ishizuka, T.: Impact of short-term temporal changes in volcanic ash fall on rainfall threshold for debris flow occurrence in Sakurajima, Japan, *International Journal of Erosion Control Engineering*, 2015
- 11) 鈴木英夫、清水武志：災害対応アーカイブ空中写真からの三次元情報抽出、写真測量学会平成26年度秋季学術講演会、E-5、2016
- 12) Ellison, T. H. and Turner, J. S. (1959): Turbulent entrainment in stratified flows, *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 6, pp. 423–448
- 13) 村重慧輝・堤大三・宮田秀介・藤田正治・酒井英男・上石勲：火山泥流発生機構解明のための高温砂礫による融雪に関する実験的研究、砂防学会誌、Vol. 67、No. 6、2015
- 14) 阿部孝章・伊藤丹：融雪型火山泥流の発生規模予測に関する実験的研究、平成25年度砂防学会研究発表会概要集、p.B-140–141、2013
- 15) Colbeck, S. C. : The capillary effects on water percolation in homogeneous snow, *Journal of Glaciology*, Vol. 13, No. 67, 1974
- 16) Jones, F. E. : *Evaporation of water*, Lewis Publishers, 1992

A STUDY ON EMERGENCY MITIGATION MEASURES AGAINST SEDIMENT-RELATED DISASTERS CAUSED BY VOLCANIC ERUPTION

Budgeted : Grants for operating expenses

General account

Research Period : FY2011-2015

Research Team : Erosion and Sediment Control Research Group
(Volcano and Debris flow)

Author : MIZUNO, Hideaki

FUJIMURA, Naoki

SHIMIZU, Takeshi

IZUMIYAMA, Hiroak

Abstract : The objectives of this study are to develop and improve the techniques for rapid hazard mitigation responded to the sediment-related disasters, such as debris flow, pyroclastic flow, and lahar caused by volcanic eruption. First, we advance in technique for collecting the thickness of volcanic ash derived from the satellite images via data transmittance. Then, to estimate the debris flow scale, we attempt to continuously observe the sediment concentration based on the load measurement and the cross-section of debris flow; also, we examine the debris flow velocity by flying distance. In response to evaluate the coverage of the surge via numerical simulation analysis, it is computed by the terrain and density current model according to the archive photos; we build the snowmelt estimating model that takes into account the amount of heat loss by the heat of vaporization against the lahar.

Key words : Sakurajima volcano, debris flow observation ground data, observation of rainfall-runoff related to ash-deposited hill slope, Unzen volcano, Structure from Motion (SfM), observation of snow melt