雲仙普賢岳における土石流・火砕流^{*}

Debris Flow and Pyroclastic Flow at Unzen Volcano

平 野 宗 夫^{**}
HIRANO Muneo

Abstract Unzen Volcano began to erupt in November 1990 after 198 years of dormancy and has remained active. Continuous growth of a lava dome and falls of lava rocks have resulted in frequent pyroclastic flows. Since a great volume of volcanic material has been deposited and scattered by the pyroclastic flows, debris flows have frequently occurred along the rivers around Mount Unzen, particularly along the Mizunashi River. On June 30, 1991, August 8, 1992, and April 28, 1993, large debris flows occurred in the Mizunashi River and caused severe damage in the down reach. Over a hundred houses were destroyed by each debris flow, however, no one was killed or injured as the debris flows flooded within the evacuated area. On June 3, 1991, however, 43 lives were lost as a result of a large pyroclastic flow. On June 8 and September 15, 1991, larger pyroclastic flows occurred and burned many houses along the Mizunashi River. As Unzen Volcano is still active, the possibilities of debris flows and corresponding risk to residents have risen up at the wider areas in addition to the risk of pyroclastic flows themselves.

Keywords : Debris Flow, Pyroclastic Flow, Unzen Volcano, Volcanic Disaster

1. はじめに

1990年11月17日、雲仙普賢岳は198年振りに噴火した。翌92年2月には新火口が出現し、山頂付近に大量の火山灰が堆積したため、周辺の河川で土石流の発生が懸念された。最初の土石流は91年5月15日水無川において発生し、以後ちょっとした降雨で土石流が発生する状態が続いている。大規模な土石流は91年6月30日、92年8月8日、93年4月28日に水無川で発生し、それぞれ数十から数百棟の家屋が被災する大災害となった。また、91年6月30日には湯江川で、93年4月28日と5月2

日には中尾川で土石流が発生し、多数の家屋が損壊した。

火砕流の発生は当初予想されていなかったが、91年5月24日に最初の火砕流が確認され、以後連日発生している。6月3日には大火砕流が発生し43名の犠牲者を出した。6月8日にはさらに大規模な火砕流が国道57号付近まで到達し、9月15日にも大規模な火砕流が発生し大野木場小学校が焼失するなど、相継ぐ火砕流で多数の家屋が焼失した。92年8月8日にも火砕流によって約10棟の家屋の焼失した。しかし、6月8日以降は警戒区域の指定

* 1993.7.29 受付

** 九州大学工学部水土木学教室 〒812 福岡県福岡市東区箱崎6-10-1
TEL(092)641-1101(5213)、FAX(092)641-5195

がなされていたため、住民は避難しており、以後は人身の被害は出ていない。

93年5月現在普賢岳の噴火はまだ終息の気配を見せておらず、とき折麓近くまで達する火砕流が発生している。周辺には大量の火山灰が堆積しているため、土石流発生の危険性は依然として高く、強雨時には厳重な警戒が必要な状態にある。

2. 雲仙普賢岳火山災害の概要

2. 1 過去の雲仙岳火山災害

1990年11月雲仙・普賢岳は198年振りに噴火を開始したが、雲仙における有史以来の噴火（860、1657～63、1792年）はすべて普賢岳で起っている[1]。

1663年の噴火では、翌年火口の九十九島池が決壊し、土石流が水無川を流下して30数名の犠牲者を出した。前回の活動では1792年5月

に眉山が大崩壊し、島原を中心に死者約15000人というわが国最大の火山災害が発生した。崩壊土砂が有明海に流入して津波を起こし、対岸の肥後藩にも5000人近くの犠牲者が出たため、島原大変肥後迷惑と称されている。わが国の主な火山災害はTable 1の通りであり[1]、1792年雲仙の災害が突出していることが分かる。また、今回の火砕流による犠牲者43名は、昭和、平成を通じて最大の火山災害となっている。

2. 2 土石流災害の概要

91年2月の噴火で普賢岳山頂付近に大量の火山灰が堆積したため、島原市の諸河川、特に水無川において火山性土石流の発生が懸念された。そのため、水無川およびその支川の赤松谷川で、既設砂防ダムの除石、水無川下流部の河道掘削、ワイヤセンサー設置などの緊急対策が実施された。

91年5月15日、最初の土石流が水無川で発生した。事前の対策が功を奏して被害は軽微であったが、いたるところで河道の天端近くまで土石が堆積した。5月24日から火砕流が頻発するようになり、水無川の様相は一変した。また、火砕流にともなって周辺に大量の火山灰が撒き散らされるため、他の流域でも土石流発生の危険性が高まった。大きな被害が出たのは6月30日で、土石流が57号線上流で氾濫し、そのまま堤内地を流下して海まで達した。このため、百数十戸の住家が破損したが、すべて警戒区域内であったため人身の被害はなかった。その後は強雨がなかったことと水無川周辺が立入禁止になったため、土石流の発生は目撃されていないが、地震計には土石流と思われる波形がしばしば記録され

Table 1 犠牲者が出たわが国の主な噴火

年	火 山	犠 牲 者	原 因
1410	那須岳	約160	爆発、泥流、山崩れ
1640	北海道駒ヶ岳	約700	爆発、津波
1664	雲仙岳	約30	土石流
1741	渡島大島	1475	爆発、津波
1776	桜島	153	爆発、溶岩流出
1783	浅間山	1151	爆発・熱雲、泥流、溶岩流
1785	青ヶ島	約140	爆発、溶岩流出
1792	雲仙岳	約15000	爆発、溶岩流、泥流、山崩れ、津波
1822	有珠山	103	爆発・熱雲
1856	北海道駒ヶ岳	約20	爆発、軽石・火山灰
1888	磐梯山	461	山体破裂、泥流
1900	安達太良山	72	爆発
1902	伊豆鳥島	125	火口丘爆砕
1914	桜島	58	爆発、溶岩流出
1926	十勝岳	144	爆発、泥流
1940	三宅島	11	爆発、溶岩流出
1947	浅間山	9	爆発
1952	ベヨネーズ列岩	31	第5海洋丸遭難
1958	阿蘇山	12	爆発
1991	雲仙岳	43	火砕流

Table 2 91, 92年の土石流による家屋被害

	91年6月30日			92年8月8, 12, 15日			
	全壊	半壊	合計	全壊	半壊	一部破損	合計
住 家	49	22	71	29	51	80	160
非住家	76	22	98	37	40	69	146
合 計	125	44	169	66	91	149	306

ている。

92年に入って3月1日と15日に水無川において土石流が発生し、前年6月30日とはほぼ同じコースを流下して島原鉄道と国道251号線を不通にした。8月8日、台風10号の影響により時間雨量50mmを超える強雨があり、水無川において大規模な土石流が発生した。流下した土石は水無川下流の茶屋の松橋から国道251号線下流部にかけて堆積し、河道を溢れた土石は周辺に氾濫して多くの家屋を損傷した。つづく8月12～15日には台風11号に刺激された前線による降雨により土石流が発生して水無川に流入し、8日の土石流で河道が埋没していたため再び氾濫し、大きな被害が発生した。91年6月と92年8月の土石流による被害はTable 2の通りである。

93年4月28日水無川と中尾川において大規模な土石流が発生し、住家130戸全壊を含む約500棟の家屋が被災する過去最大の災害となった。水無川においては、下流部の河道が

埋没し、溢れた土砂が左岸および右岸に氾濫して大きな被害を与えた。また、中尾川においては砂防ダムを溢れた土石流が民家を直撃した。幸い両河川とも住民は事前に避難していたため、人身の被害は皆無であった。水無川では、国道57号線の上流に第3号遊砂池が完成したばかりであったが、土石流はこの遊砂池から水無川本川に流入し、92年8月8日の土石流と同じ経過で下流部に堆積、氾濫した。しかし土砂量が前回より多かったため、被害の範囲が周辺に拡大した。また前回被害にあった場所では土砂の堆積量が多く被害が深刻化した。

中尾川においては、懸念されていた土石流がついに発生した。砂防ダムを通過した土石流は谷の出口付近で氾濫し民家を直撃した。水無川下流部と異り勾配が急なため、破壊された家屋が多いが、住民は避難していたため人身の被害はなかった。

5月2日に再度水無川と中尾川に土石流が

Table 3 土石流による家屋被害 (93年4月28日)

	水 無 川			中 尾 川			合 計		
	住 家	非住家	合 計	住 家	非住家	合 計	住 家	非住家	合 計
全 壊	130	134	264	5	5	10	135	139	274
半 壊	38	16	54	5	5	10	43	21	64
一部損壊	7	2	9	1	1	2	8	3	11
床上浸水	26	33	59	6	0	6	32	33	65
床下浸水	50	36	86	14	17	31	64	53	117
合 計	251	221	472	31	28	59	282	249	531

Table 4 土石流による家屋被害 (93年5月2日)

	水 無 川			中 尾 川			合 計		
	住 家	非住家	合 計	住 家	非住家	合 計	住 家	非住家	合 計
全 壊	37	24	61	8	5	13	45	29	74
半 壊	8	10	18	2	6	8	10	16	26
一部損壊	8	8	16	1	2	3	9	10	19
床上浸水	22	9	31	7	5	12	29	14	43
床下浸水	7	18	25	3	8	11	10	26	36
合 計	82	69	151	21	26	47	103	95	198

発生し、さらに被害が拡大した。島原消防署によると、両日の土石流による家屋の被害はTable 3および4の通りである。

中尾川においては、河川争奪が起こり、水無川上流域の一部が中尾川流域に繰り込まれ、最上流部は溶岩ドームに達した。5月2日に少雨で土石流が発生したのはこのためと思われる。5月23日には火砕流の先端が治山ダムまで到達し、水無川と同様土石流・火砕流に対して厳重な警戒が必要となった。

2. 3 火砕流災害の概要

91年5月20日に溶岩ドームが出現し、同24日溶岩が崩落して最初の火砕流が発生した。5月26日には水無川上流で作業員が火砕流で火傷を負った。以後、火砕流は頻発しながら規模も次第に大きくなっていき、6月3日にはついに死者・行方不明43人という惨事が発

生した。6月8日にはさらに大きな火砕流が発生し、民家多数が焼失したが、住民は避難した後だったので、人命の被害はなかった。9月15日には、6月8日につぐ規模の火砕流が発生し、深江町の大野木場小学校をはじめ数十戸の民家が炎上した。

その後も火砕流は頻発し、しばしば民家の近くまで到達していたが、92年8月8日には前年9月15日以来の家屋の焼失が、深江町で発生した。火砕流による被災状況（島原消防署調べ）はTable 5および6に示されている。

火砕流の発生状況[2]はFig. 1の通りで、91年11月以降は1日に数回から十数回の発生回数で推移している。92年末から93年2月にかけて発生回数0の日が多くなったが、3月以降再び活発になり、93年5月現在数回～十数回/日発生し、危険な状態が続いている。特に中尾川流域では河川争奪のため、火砕流が上流部に流れ込んでおり、厳重な警戒が必要である。

Table 5 火砕流・土石流による人的被害

	5/26火砕流	6/3火砕流	6/30土石流	合 計
死 者		40		40
行方不明		3		3
負 傷 者	1	9	1	11

3. 土石流の発生機構

3. 1 土石流の要因

土石流は主に山間部で発生し、継続時間も

Table 6 火砕流による家屋被害

	91年 6 月 3、8 日					91年 9 月15日				92年 8 月 8 日					
	全	壊	半	壊	一 部 合 計		住 家	非住家	合 計		全	壊	半	壊	合 計
住 家	119				2	121	島原市	19	46	65	住 家	5		5	10
非 住 家	263		2			265	深江町	30	98	128	非住家	5			5
合 計	382		2		2	386	合 計	49	144	193	合 計	10		5	15

Fig. 1 火砕流の日別発生回数（陸上自衛隊による）

短いため目撃例が少なく、かつては幻の土石流と呼ばれていた。しかし、最近では水無川の土石流の生々しい流動状態がテレビで放映されるなど、実態が広く知られるようになった。土石流の素因は下記のように分類されている[3]。

- ①溪谷堆積土砂の流動 ②山腹崩壊土砂の流動 ③天然ダムの崩壊
- ④地滑り土塊の流動化 ⑤火山性土石流、泥流

わが国で多いのは①および②であり、1957年の諫早災害や1982年の長崎災害など枚挙にいとまがないところである。一方、火山性土石流は、火山噴火に際してたびたび発生しており、1926年の十勝岳、2万4000人を超える死者を出した1985年のコロンビア、ネバドデルルイス火山の泥流、桜島の諸河川や雲仙水無川の土石流はその典型であらう。

3. 2 土石流の発生限界降雨

厚さ D 、長さ l 、勾配角 θ の斜面に強度 r の降雨があり、浸透流と表面流が発生している場合を考える。表面より深さ a の点における力の釣合より、土石流発生限界勾配 θ_c は下式のように与えられる[4]。

$$\tan \theta_c = \frac{c / (\rho g a \cos \theta_c) + C_* (\sigma / \rho - 1) \tan \phi}{C_* (\sigma / \rho - 1) + 1 + h_0 / a} \quad (1)$$

ここに、 C_* は堆積物の濃度、 σ および ρ は砂礫および水の密度、 g は重力の加速度、 c は粘着力である。

上式を満足する勾配において、深さ a より上層の土砂が移動することになるが、 a が堆積物の粒径 d より大きい($a \geq d$)ことが必要である。また、水深 h_0 が a より大きい($h_0 \geq a$)とき粒子が流動層全体に分散されて土石流となる[4]と考えると、限界条件は $a = d = h_0$ となる。これと $C_* = 0.6$ 、 $\tan \phi = 0.8$ 、 $c = 0$ 、および $\sigma / \rho = 2.65$ を(1)式に代入すると、 $\theta_c = 14.8^\circ$ となり、実際の土石流が 15° 以上の勾配で発生しているという経験的事実に一致する。また、 $h_0 = 0$ として

前記の諸値を(3)式に代入すると $\theta_c = 21.7^\circ$ となり、これ以上の勾配では表面流が発生する前に土石流が発生する可能性がある。

実際の堆積物の表面は滑らかではなく、少なくとも粒径の数倍程度の凹凸が存在する。このため、斜面や河床の広い範囲にわたって $d = h_0$ という条件が満たされるということは現実にはありえず、局所的に表面流が発生して崩壊が始まることになる。平野ら[5]は浸透流の式を解き、水深が D になったとき崩壊が発生するとして次式を導いた。

$$r_T = \frac{1}{T} \int_0^T r dt \geq \frac{Dk}{l} \tan \theta \quad (2)$$

ここに、 T は到達時間、 k は透水係数、 l は斜面長である。石原ら[6]も同様な式を与えている。上式の適用性は室内実験により検証されている[5]。

(2)式は到達時間内の平均降雨強度がある値を超えると土石流が発生することを表している。同式右辺を斜面に固有の値と考え、土石流の発生は到達時間とその間の雨量によって規定されることになる。土石流の発生限界降雨強度は、(2)式右辺によって与えられるから、式に含まれる水理、地形、地質などに関する諸量が分れば求めることができる。しかし、いかに詳細な現地測定を行っても、全ての量を必要な精度で測定することは困難であり、そのようにして求められた発生限界は実用には程遠いものとなる。したがって、入力としての降雨波形と出力としての土石流発生・不発生のデータから発生限界を推定する、システム解析的な手法が必要である。

3. 3 雲仙岳における土石流の発生限界降雨

水無川における土石流の発生は、92年4月以降は国道57号線直下流に設置された検知線によって確認されているが、検知線が切断されない小規模なものや上流で停止したものは見逃されている。ここでは、九州大学島原地震火山観測所の地震計の記録から、土石流の波形と判断されるものを「土石流発生降雨」と

Fig. 2 発生下限と不発生上限

した。それによると土石流は、91、92年にそれぞれ年間30回近く発生している。

92年の資料を用いて、土石流の発生時と不発生時の累加雨量を計算し、それより土石流発生下限と不発生上限をプロットするとFig. 2がえられる。図において、両者の差が極小となる点が到達時間を表すと考えられる[7]ので、水無川における到達時間は1時間程度と推定される。また、1時間雨量が9mmを越えると土石流発生の可能性が生じ、14mmを越えると必ず土石流が発生していることが分かる。91年についても、ほぼ同様な結果（時間雨量7mmで土石流発生の可能性が生じ、15mmを越えると必ず土石流が発生）[8]が得られており、土石流の発生状況は92年になっても変化していない。桜島においては、40分雨が7～13mmが土石流の発生限界となっており[7]、同程度の値となっている。水無川の場合も少量の降雨で発生する典型的な火山性土石流であることを示している。

4. 土石流の流動特性

4. 1 粒子間応力

(1) Bagnoldのモデル

Bagnold[9]はFig. 3に示すように、せん断流中を粒子中心間隔 bd 、層の中心間隔 kbd で移動する粒径 d の粒子の層を考えた。隣接する粒子層は相対速 $\delta u = kbd(du/dy)$ を持つため、隣接層粒子間で衝突を繰り返し、運動

Fig. 3 粒子層の模式図

量が輸送される。1回の衝突による粒子の運動量の変化は $2m\delta u \cos \alpha$ であり、衝突頻度は $f(\lambda)\delta u/s$ としている。ここに、 λ は d/s で $\lambda = dl/s = \{(C_*/C)^{1/3} - 1\}^{-1}$ と定義されている。粒子1個当りの面積は b^2d^2 であるから、粒子間応力は次式で表される。

$$\begin{aligned} \sigma_{zz} &= \frac{1}{b^2d^2} \frac{f(\lambda)\delta u}{s} 2m\delta u \cos \alpha_B \\ &= a \cos \alpha_B \sigma f(\lambda)d^2 \left(\frac{du}{dz}\right)^2 \end{aligned} \quad (3)$$

$$\sigma_{zx} = \sigma_{zz} \tan \alpha_B \quad (4)$$

ここに、 σ_{zx} および σ_{zz} は粒子間応力の水平および垂直成分、 α は定数、 α_B は粒子の動摩擦角である。

Bagnoldは回転2重円筒を用いて実験を行い、 $\lambda < 12(C/C_* < 0.787)$ の場合 $f(\lambda) = \lambda$ 、 $\tan \alpha_B = 0.32$ 、 $a = 0.042$ を得ている。

(2) 椿・橋本らのモデル

椿・橋本・末次[10]は平均粒径1.74mm、比重1.25の人工軽量骨材を用いて開水路に土石流を発生させ、粒子の運動について詳細な観察を行った。それによると、Fig. 4に示すように相対的に上の粒子は、下の粒子の左上部（第II象限）に衝突し、反発することなく乗り越えた後、下の粒子の右上部（第I象限）で分離する。衝突する粒子は接触する粒子を伴っており、接触開始を衝突とみなす多体衝突が運動量の輸送に支配的役割を果たす。粒子間応力は接触した瞬間に働く衝突応力と、乗り越えて分離するまでに作用する接触応力

Fig. 4 粒子の衝突と接触

に区別される。それぞれについて応力を求めた結果粒子間応力を次式で与えている。

$$\begin{aligned}\sigma_{jk} &= \tau_{jk} - p \delta_{jk} \\ &= \beta^2 k_M \frac{m}{d} \frac{(C/C_*)^2}{1-C/C_*} \left(\frac{du}{dz}\right)^2 A_{jk} \\ &\quad - K_p \frac{C}{C_*} \frac{C-C_s}{C_s} \delta_{jk} \quad (5)\end{aligned}$$

ここに、 β は N を単位体積中の粒子数として $N = \beta C / (C_*^3 d^3)$ で定義される定数、 k_M および K_p はそれぞれ衝突応力および接触応力に関する定数、 m は粒子の質量、 A_{jk} は動摩擦係数 μ_k で表される2階のテンソル、 δ はクロネッカーのデルタである。

(5)式より衝突応力は

$$\begin{aligned}\sigma_{xx} &= (0.076 + 0.102 \mu_k) \\ &\quad \frac{\pi}{6} \beta^2 k_M \sigma d \frac{(C/C_*)^2}{1-C/C_*} \left(\frac{du}{dz}\right)^2 \quad (6)\end{aligned}$$

上式において $k_M = 7.5$ として、(4)式と比較した結果はFig. 5 のようであり、両者はほぼ同様の傾向を示す。

4. 2 土石流の流速分布

(1) 高橋の研究

高橋[4]はBagnoldの式を開水路に適用し、濃度が水深方向に一様として

$$\begin{aligned}a \cos \alpha_B \sigma \lambda^2 d^2 \left(\frac{du}{dz}\right)^2 \\ = g(h-z) \{ \sigma C + \rho (1-C) \cos \theta \} \quad (7)\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}a \sin \alpha_B \sigma \lambda^2 d^2 \left(\frac{du}{dz}\right)^2 \\ = g(h-z) \{ \sigma C + \rho (1-C) \sin \theta \} \quad (8)\end{aligned}$$

とした。上記2式より

$$C = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\tan \alpha_B - \tan \theta)} \quad (9)$$

また、(8)式を積分することにより流速 u の分布を次式のように与えた。

$$\begin{aligned}u &= \frac{2}{3d} \sqrt{\frac{g \sin \theta}{a \sin \alpha_B}} \{ C + \frac{\rho}{\sigma} (1-C) \} \\ &\quad \{ (C_*/C)^{1/3} - 1 \} \{ h^{3/2} - (h-z)^{3/2} \} \quad (10)\end{aligned}$$

表面流速 u_s を用いて書き換えると

$$(u_s - u)/u_s = (1 - \frac{z}{h})^{3/2} \quad (11)$$

となる。また、平均流速 U は

$$\begin{aligned}\frac{U}{u_*} &= \frac{2}{5} \frac{h}{d} \sqrt{\frac{1}{a \sin \alpha_B}} \{ C + \frac{\rho}{\sigma} (1-C) \} \\ &\quad \{ (C_*/C)^{1/3} - 1 \} \quad (12)\end{aligned}$$

ここに、 $u_* = \sqrt{gh \sin \theta}$ は摩擦速度である。

Fig. 5 粒子間応力の比較図

(2) 椿・橋本ら[10]の研究

2次元等流状態の土石流を考え、流下方向および垂直方向の釣合式を立てると、それぞれ

$$\begin{aligned} & \{\sigma C + \rho(1-C)\}g \sin \theta + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \\ & + (1-C) \frac{\partial \sigma_{zx}^w}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \{ \rho(1-C) \overline{u'_w w'_w} \} = 0 \end{aligned} \quad (13)$$

$$-(\sigma - \rho)Cg \cos \theta + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + I_z = 0 \quad (14)$$

となる。ここに、 σ_{zx}^w は水流による粘性応力、 $\overline{u'_w w'_w}$ は水流の乱れによるレイノルズ応力、 I_z は衝突時の付加質量力である。(13)、(14)式において水流による粘性応力とレイノルズ応力を微小として無視し、(5)式を適用すると、濃度と流速に関して次式が導かれる。

まず、濃度分布は

$$\begin{aligned} & \frac{K_p}{C_s(\sigma - \rho)gh \cos \theta} \frac{dC}{d\eta} \\ & = -\frac{\alpha - \tan \theta}{\alpha} C_* \frac{C - C_a}{2C - C_s} \end{aligned} \quad (15)$$

ここに、 $\eta = z/h$ 、 $C_a = \tan \theta / \{(\sigma / \rho - 1)(\alpha - \tan \theta)\}$ 、 $\alpha = (0.0762 + 0.102 \mu k) / \{(0.0898 - 0.067 \mu k)(1 + \rho / 2\sigma)\}$ である。移動床における境界条件を $z = 0$ において $C = C_*$ として積分すると

$$\eta = (2 \frac{C_* - C}{C_*} - \frac{2C_a - C_s}{C_*} \log \frac{C - C_a}{C_* - C_a}) \frac{\chi}{\Psi} \quad (16)$$

ここに、 $\chi = K_p / \{C_s(\sigma - \rho)gh \cos \theta\}$ 、 $\Psi = (\alpha - \tan \theta) / d$ である。

次に、流速分布については

$$\begin{aligned} \frac{d}{d\eta} \left(\frac{u}{u_*} \right) & = \frac{h}{d} (K_M \frac{\sigma}{\rho} \frac{\Psi}{\chi} C_*)^{-1/2} \frac{(1 - C/C_*)^{1/2}}{C/C_*} \\ & \quad [(C - C_s)\{\sigma / \rho - 1\}(C + 2C_a) + 2] \end{aligned}$$

$$+ \{1 + (\sigma / \rho - 1)C_a\}(2C_a - C_s)$$

$$\log \frac{C - C_a}{C_s - C_a}]^{1/2} \quad (17)$$

上式に(15)式を適用して積分し、境界条件を $z = 0$ において $u = 0$ とすると

$$\frac{u}{u_*} = \frac{h}{d} \left\{ \frac{\rho}{\sigma} K_M \left(\frac{\Psi}{\chi} C_* \right)^3 \right\}^{-1/2} \int_C^{C_*} F(C) dC \quad (18)$$

$$\text{ここに、} K_M = (0.076 + 0.102 \mu k) \frac{\pi}{6} \beta^2 k_M$$

$$\begin{aligned} F(C) & = \frac{2C - C_s(1 - C/C_*)^{1/2}}{C - C_a} \frac{1}{C/C_*} \\ & \quad [(C - C_s)\{\sigma / \rho - 1\}(C + 2C_a) + 2] \\ & \quad + \{1 + (\sigma / \rho - 1)C_a\}(2C_a - C_s) \\ & \quad \times \log \frac{C - C_a}{C_s - C_a}]^{1/2} \end{aligned} \quad (19)$$

また、(18)式を表面流速を用いて書き換えると

$$\frac{u}{u_s} = \int_C^{C_*} F(C) dC / \int_{C_s}^{C_*} F(C) dC \quad (20)$$

となる。上式と実験値を比較するとFig. 6のようであり、適合性は良好である。

また、流速係数は次式で表される。

$$\begin{aligned} \frac{U}{u_*} & = \frac{h}{d} \left\{ \frac{\rho}{\sigma} K_M \left(\frac{\Psi}{\chi} C_* \right)^5 \right\}^{-1/2} \\ & \quad \times \int_{C_s}^{C_*} \frac{2C - C_*}{C - C_a} \left\{ \int_C^{C_*} F(C) dC \right\} dC \end{aligned} \quad (21)$$

上式は(12)式と同様流速係数が h/d に比例することを示しており、これが土石流の特性の一つであると考えられている。

土石流の平均濃度 C_T は

$$\begin{aligned} C_T & = \int_0^1 C u d\eta / \int_0^1 u d\eta \\ & = \int_{C_s}^{C_*} \frac{C(2C - C_*)}{C - C_a} \left\{ \int_C^{C_*} F(C) dC \right\} dC / \end{aligned}$$

$$\int_{C_a}^{C_*} \frac{C(2C-C_*)}{C-C_a} \left\{ \int_C^{C_*} F(C) dC \right\} dC \quad (22)$$

(20)式と(22)を実測値と比較するとFig. 6および7のようであり、適合生は良好である。

上述のように、Bagnoldの先駆的研究を基礎とし、それを土石流に適用、発展させた高橋と椿・橋本らの研究は、大粒径の土石流の流動機構をほぼ解明し、その後の土石流研究の発展に大きく貢献した。その後土石流の流動機構に関して、水流の乱れ[11]、[12]を取り入れたものなど多くの研究がなされている。しかし、土石流は種々の条件によって複雑に変化するため、泥流的なものから石れき型の土石流まで現象を統一的に表示できるまでには至っていない。

橋本・平野ら[13]は、2次元定常流の運動方程式における慣性項と衝突応力を比較し、

Fig. 6 土石流の流速分布

Fig. 7 土石流の流速係数

(8)式を考慮して両者の比を下記のように与えた。

$$\frac{\text{慣性項}}{\text{衝突応力項}} = \frac{U^2/L}{d^2(C/C_*)^2(1-C/C_*)} = \frac{1-C/C_*}{(C/C_*)^2} \left(\frac{L}{d} \right)^2 \quad (23)$$

ここに、 U は流速の代表値、 L は代表長さである。したがって、 h/d が小さく（すなわち、粒子の径が大きくなるにつれて衝突応力が卓越することになる。

Fig. 8は h/d が大きい場合（ $h/d \approx 100$ ）の流速分布を示したものであるが、流速分布はFig. 6のそれに比し一様に近くなっており、乱流的になっている。このような領域におい

(a) 移動床

(b) 固定床

Fig. 8 流速分布図

て衝突応力を無視できるとして対数分布則を適用してカルマン定数を逆算すると0.25～0.46であった。また、Fig. 8 (b)のデータは固定床における実験結果であるが、底面で流速のスリップが生じており、濃度についても移動床の底面条件が成り立たない。したがって、底面の粗度に関するパラメータを導入することが必要である。

5. 火砕流の流動特性

5. 1 雲仙普賢岳における火砕流の特性

91年5月24日に最初の火砕流が発生して以来、火砕流が頻発するようになり、同年6月3、8日および9月15日に大規模な火砕流災害が発生した。その後も連日火砕流は発生しており、93年5月現在で1日数回から十数回の火砕流が水無川流域に流下している。

雲仙普賢岳で発生した火砕流は、1例(91年9月15日)を除きすべて単純な溶岩の崩落が引金となって発生したと推定されている[14]。火砕流については中田[14]らにより詳細な観察がなされており、Fig. 9のようにモデル化されている[15]。それによると、火砕流は溶岩からなる本体(乱流層)と火砕サージ(流動層)およびキノコ雲様の対流層によって構成されている。崩落の衝撃により溶岩が破壊され、溶岩中の高圧の火山ガスが突出・膨張(自爆)することにより火山灰が生産され、ガス、火山灰、溶岩塊が一体となって流下する。溶岩の自爆作用によって膨張する気

体が上昇し、この上昇流によって本体の上に粒のそろった流動層が形成される。細かい粒子はさらに上方へ運ばれキノコ雲(対流層)になる。流動層は乱流層の上を前方へ重力流として移動し、本体の前面に厚さ数十m程度の舌状の先端部を形成する。この流動層の先端部は本体の直前に堆積してその下敷となる。また火砕流が停止すると本体の上にも堆積する。

雲仙普賢岳における火砕流の速度は、瞬間的には50m/sに達するものもあるが、流下開始から停止までの平均速度はこの半分程度である。一般には規模の大きい火砕流ほど平均速度は大きく到達距離も長くなる。火砕流の平均速度は50～100km/hr程度のものが多いようである[16]。

5. 2 乾燥粉体流の特性

火砕流に関しては、流動機構に関する高橋の研究[17]や、到達範囲に関するシミュレーション[18]などがなされている。しかし、火砕流は雲仙以外では目撃例は少なく、また高圧高温の火山ガスと火山灰、溶岩塊が一体となって流動する現象で、実験室での再現は困難であり、理論の検証に必要な流速分布や濃度に関するデータが得られていない。このため、底面から空気を噴出させて上昇流をつくりその上に粉体を流動させる疑似火砕流の実験[17]、[19]や乾燥粉体流の実験[20]が、火砕流流動機構解明の手がかりを得る目的で行われている。

Fig. 9 火砕流のモデル (藤井・中田ら[15])

傾斜した流路に乾燥砂を流下させると、粒子の径流路勾配、流砂量に応じて、層状流れ、分散した流れおよび両者が共存する流れの異なった流下形態を示す。堆積層上を層状に流下する場合を考え、(13)、(14)式および(5)、(6)式を乾燥粉体流に適用し、境界条件を $z = 0$ において $C = C_*$ 、 $z = h$ において $C = C_s$ として積分すると、流速分布に関して次式が導かれる[20]。

$$\frac{u}{u_s} = \int_c^{C_s} \Phi(C) dC / \int_{C_*}^{C_s} \Phi(C) dC \quad (24)$$

ここに、 $\Phi(C) = (2 - C_s/C) \sqrt{(C - C_s)(C_*/C - 1)}$ である。上式と実験結果を比較したものが Fig. 10 で、両者はよく一致している。

6. おわりに

雲仙・普賢岳の火山活動にともない、火砕流、土石流が、水無川や中尾川を流下し、住民に多大の脅威と災害を与えている。また多くの住民が長期の避難生活を強いられている。本文においては、雲仙火山災害の概要と、土石流および火砕流の流動機構に関するいくつかの研究を紹介した。

最後に、講演の機会を与えて戴いた九州大学深野徹教授にお礼申し上げます。また、雲仙の調査に当たっては、九州大学島原地震火山観測所の太田所長、陸上自衛隊、島原消防署、長崎県島原振興局の方々にも多大のご援助

を賜った。執筆に際しては九州大学橋本晴行助教授、同大学院 M.S. Pallu 氏にお世話になった。各位に深謝致します。

参考文献

- [1] 東京天文台編集：理科年表、丸善。
- [2] 九州大学島原地震火山観測所（1993）：1991-93年雲仙火山活動概況、雲仙普賢岳土石流に関する緊急応急対策工法検討委員会資料
- [3] 高橋保・水山高久（1984）：土砂災害の予知と対策、土と基礎、pp.32-3
- [4] 高橋保（1977）：土石流の発生と流動に関する研究、京都大学防災研究所年報、第20号、B-2、pp.405-435。
- [5] 平野宗夫・岩元賢・原田民司郎（1976）：人工降雨による土石流の発生機構に関する研究、第31回土木学会年次学術講演会概要集、pp.299-301。
- [6] 石原安雄・友杉邦雄・小葉竹重機・下島栄一（1977）：降雨特性と土砂くずれの予測について、自然災害資料解析、4、pp.101-106。
- [7] 平野宗夫・疋田誠・森山聡之（1986）：活火山流域における土石流の発生限界と流出規模の予測、第30回水理講演会論文集、pp.181-186。
- [8] 平野宗夫・森山聡之・岩元賢（1992）：土石流の発生限界降雨と発生予測、突発災害調査研究成果、No.B-3-1（1991年雲仙における土石流の調査研究）、pp.9-14。
- [9] R.A.Bagnold(1954)：Experiments on Gravity-Free Dispersion of Large Solid Spheres in a Newtonian Fluid under Shear, Proc.Soc.A, Vol.1225。
- [10] 椿東一郎・橋本晴行・末次忠司（1982）：土石流における粒子間応力と流動特性、土木学会論文報告集、No.317。
- [11] 芦田和男・江頭進治・神矢浩・佐々木浩（1985）：斜面における土塊の抵抗則と移動速度、京都大学防災研究所年報、第28号、B-2。
- [12] 新井宗之・高橋保（1986）：泥流型土石流の流動機構、土木学会論文集、第375号/6-6。江頭進治・芦田和男・佐々木浩（1988）：土石流の流動機構、第32回水理講演会論文集
- [13] 平野宗夫・橋本晴行・田熊幸二・パルー ムハマドサレー（1992）：開水路における高濃度流の無次元パラメーター、水工学論文集、第36巻、pp.221-226。
- [14] 中田節也（1993）：普賢岳で発生した火砕流とその流下機構、雲仙における土石流・火砕流の調査研究、文部省科学研究費総合研究（A）研究成果、（雲仙における土石流・の調査研究）
- [15] 藤井・中田節也（1992）：藤井敏嗣・隅田まり・中田節也：雲仙普賢岳9.15火砕流および火砕サージ堆積物とその形成過程、日本火山学会講演予稿集、No.2、5、（1992）

Fig. 10 乾燥粉体流の流速分布

- [16] 中田節也（1992）：雲仙普賢岳1991年噴火に伴った火砕流について、突発災害調査研究成果、No.B-3-1（1991年雲仙における土石流の調査研究）、pp.60-71.
- [17] 高橋保（1985）：火砕流の発生と流動の機構、京都大学防災研究所年報、第28号、B-2、pp.405-435.
- [18] 宮本邦明・鈴木宏・山下伸太郎（1992）：火砕流の流動モデルと流下・堆積範囲の予測に関する研究、水工学論文集、第36巻、pp.211-216.
- [19] 鎌田桂子・荒巻重雄・紫垣由城・吉田邦夫（1986）：入戸火砕流を用いた流動化実験、自然災害特別研究成果、No.A-61-1（火山噴火に伴う乾燥粉体流（火砕流等）の特質と災害）
- [20] 木藤賢一・平野宗夫・橋本晴行（1993）：急勾配水路における乾燥粉体流の特性、水工学論文集、第37巻