

火山泥流の発生・流下過程における土砂水理特性変化の実態解明 —2007年3月18日にニュージーランド・ルアペフ火山の 火口湖決壊によって発生した火山泥流の事例—

Changes in hydraulic characteristics of the crater lake burst-induced mud flows
occurred in the Mount Ruapehu on March 18 , 2007

山田 孝¹・丸谷 知己²・Vernon Manville³
Takashi Yamada, Tomomi Marutani

¹三重大学大学院生物資源学研究科 准教授

²北海道大学大学院農学研究院 教授

³Senior Researcher of the Institute of Geological and Nuclear Sciences , New Zealand

要 旨

It is essential to determine the changes in the hydraulic characteristics of mud flows in order to better understand the flow mechanism and to develop efficient measures. We successfully observed the behavior of large-scale mud flows triggered by the bursting of a crater lake on Mount Ruapehu, New Zealand on March 18, 2007. We collected various images of the mud flow , including serial static pictures taken by our automated camera systems and video footage taken by New Zealand authorities and local television companies. Hydraulic calculations, including image-analysis, were performed to reveal mud flow flowing characteristics and to create mud flow hydrographs. Then these calculations were used to reveal travel distance. The peak discharge of the mud flow exponentially decreased with travel distance. The remarkable peak discharge decrease at Rangipo Desert can be explained by a gradient decrease, mud flow separation, and underground water infiltration. The mud flow behaved as a turbulent debris flow in the lower reach of the Tranzrail Gauge Station. The continuous drift currents of the mud flow between Strachans Bridge and Kauangaroa Station may suggest that one factor contributing to the decrease in mud flow energy was the friction of the bending river banks.

Key Words : 《crater lake burst-induced mud flow, observation, hydraulic characteristics changes, hydraulic calculation》

1. はじめに

泥流の土砂水理特性の変化を明らかにすることは、泥流の発生・流下・堆積機構の理解のみならず合理的な減災手法の検討に不可欠である。鹿児島県桜島の野尻川では、降雨による土石流の約4km区間でのハイドログラフ変化が調べられたが¹⁾、長距離を流下する大規模な泥流のハイドログラフなどの変化実態に関する研究事例²⁾³⁾は非常に少ない。泥流の発生・流下・堆積過程において、支川などから新たな土砂・水が供給されない限り泥流の運動量は減衰していくのは当然であるが、ハイドログラフやピーク流量がどのように低減していくのかを示した実データはほとんど存在しない。

2007年3月18日にニュージーランド北島のルアペフ (Mt. Ruapehu) 火山の火口湖決壊によって大規模な泥流が発生し、火山の東山麓を流下し、ワンガエフ川に流入し、タスマニア海まで流出した。ニュージーランド関係機関と北海道大学などの連携チームは、過去の泥流発生実態³⁾などをもとに泥流の流下経路などを推定して、高密度の観測体制を泥流発生前に整備した結果、泥流発生時に複数個所での観測データを取得することができた⁴⁾。泥流の発生・流下区間には堰堤などの人工構造物はなく、泥流の自然の運動を観測できた事例として学術的に貴重であると考えられる。本研究では、これらの観測によって得られた泥流の土砂水理特性の変化について考察した。

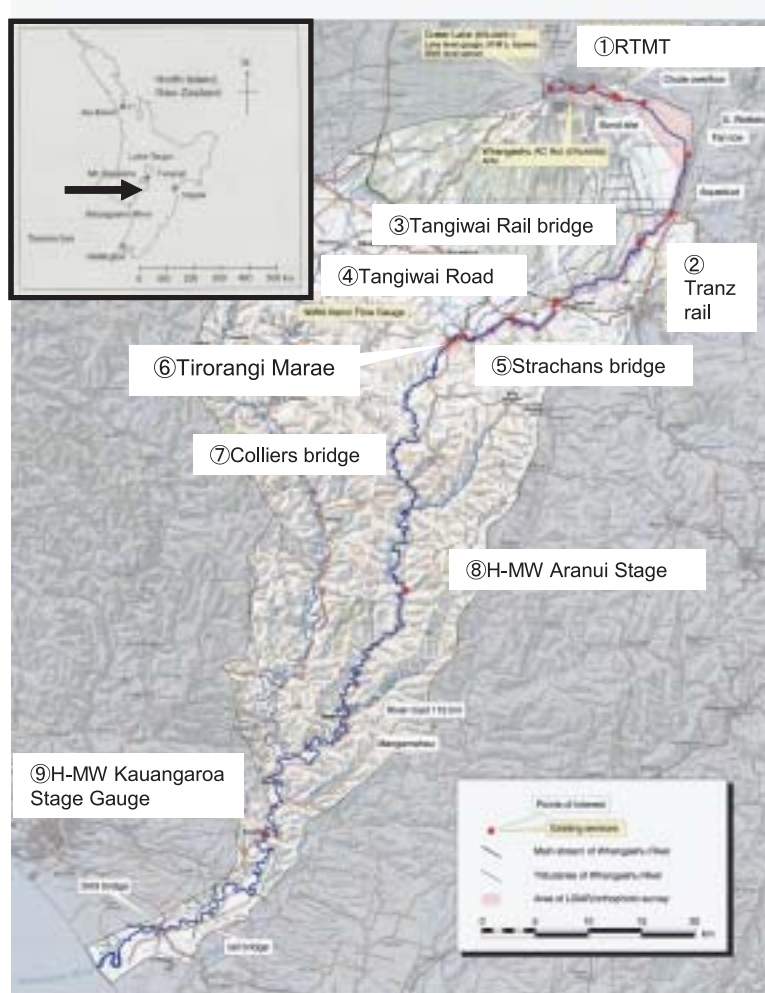


図 - 1 ワンガエフ川沿いの泥流観測地点
(GNS作成の図に追記)

Fig. 1 mud flow observation points along the Whangaehu River, New Zealand

2. 研究方法

ルアペフ火山ならびに2007年3月18日の泥流発生状況などの概要は、既に丸谷ら⁴⁾によって報告されているので本論では割愛する。

図 - 1に、火口湖からワンガエフ川に沿った9箇所の観測地点を示す。また、表 - 1に、泥流の水理量の算出方法を示す。各観測地点での火口湖では、Institute of Geological and Nuclear Sciences, New Zealand (以下、GNS) とMassey大学が、決壊予想箇所である火口壁テフラ堆積部近傍に自動撮影スチールカメラを設置し、そこでの湖水浸潤によるパイピングとクラックの発達過程を定期的に観察し続けた。Department of Conservation, New Zealand (以下、DoC) は火口湖水位変動を監視するための水位計と火口湖下流に地震計を2基設置し、GNSが火口湖決壊時の水位の時間変化データから排出水量を算出した。火口湖から約7km下流に位置するRound-the-mountain-track (以下、RTMT) には、GNSが水位計、地震計などを設置し、泥流の土砂水理量を求めた。火口湖から約28km離れたTranzrail Gaugeには、

表 - 1 各観測地点での泥流の流動深，流速の求め方

Table-1 Calculation methods of the mud flows flowing height, velocity, concentration

	流動深			流下速度				土砂濃度
	水位計データ	映像資料判読	流下痕跡からの推定	映像資料解析	計算			
					橋脚などでのせきあげ高	偏流高	マニング則	
Crater (0.0km)	●(DOC) 湖面水位変化の計測	●(GNS)						
RTMT (7.1km)	●(GNS)		●				●	
Tranzrail Gauge (27.8km)	●(Horizons)	●(Horizons 設置の自動撮影スチールカメラによる静止画)			●		●	
Tangiwai Rail bridge (39.0km)		●(民間テレビ会社撮影の動画)	●	●(民間テレビ会社撮影の動画)	●		●	
Tangiwai Road bridge (39.5km)		●(民間テレビ会社撮影の動画)	●	●(民間テレビ会社撮影の動画)	●		●	
Strachans bridge (54.5km)		●(北海道大学とGNS 設置の自動撮影スチールカメラによる静止画)	●	●			●	
Tirorangi Marae (60.0km)			●			●		
Colliers bridge (75.0km)			●			●		●(採水器, 北海道大学設置)
H-MW Aranui Stage Gauge(100.0km)	●(Horizons)						●	
H-MW Kauangaroa Stage Gauge (140.0km)	●(Horizons)						●	

Horizons Regional Council , New Zealand (以下, HRC) が泥流発生時の国道通行遮断などのためのセンサーとして超音波式水位計とスチールカメラを設置した。Strachans bridge(火口湖から約55km)には, GNSの協力を得て北海道大学が自動撮影スチールカメラ (KADEK-EYE-HQ) を設置した。画像撮影は1分間隔とし, ピーク近傍の連続画像 (写真 - 1) から泥流表面の浮遊物の移動距離を求めることによって平均流速を算出した。そして, 画像ならびに現地での痕跡調査 (水面形) から水深を推定し, マニングの粗度係数を逆算した ($n=0.06$)。その他の画像から水深と流下幅を読み取り, マニングの粗度係数を用いて平均流速を求め, ハイドログラフを作成した。Karioi (火口湖から約59km) には, National Institute of Water & Atmospheric Research , New Zealand (以下, NIWA) の水圧式水位計が設置されており, 水位変化から泥流のハイドログラフが作成された。Collie's bridge直下流 (火口湖から約75km) では, 北海道大学が自動採水装置と自記水位計を設置し, 採水タンクに採取された土砂と水から泥流のピーク時付近の土砂濃度を推定した。火口湖から各々, 約100km, 140kmの地点であるH-MW Aranui Stage Gauge , H-MW Kauangaroa Stage Gaugeでは, HRCによって超音波式水位計などが設置され, 土砂水理量が推定された⁵⁾。それ以外の観測地点では, 泥流流下時の水理量を計測するための計器は設置されていない。Tranzrail gaugeでは超音波式水位計を設置するためのコンクリート基礎台での泥流のせり上がり状況が自動撮影スチールカメラによって得られた (写真 - 2)。泥流のせり上がり高 (基礎台上流側の水位と下流側の水位との差) は, 速度水頭分のエネルギーが高度水頭に変換されたことによるとみなし, (1) 式によって流速を計算し, 現地調査で流下断面などを想定した上で流量を計算した。Tangiwai Rail bridge, Tangiwai Road bridgeでの泥流の流下状況は, 地元民間テレビ会社のヘリコプターによって動画で撮影された。これらの動画から泥流の平均流速, 水深を読み取った。また, これらの地点では, 橋脚などでの泥流のせ

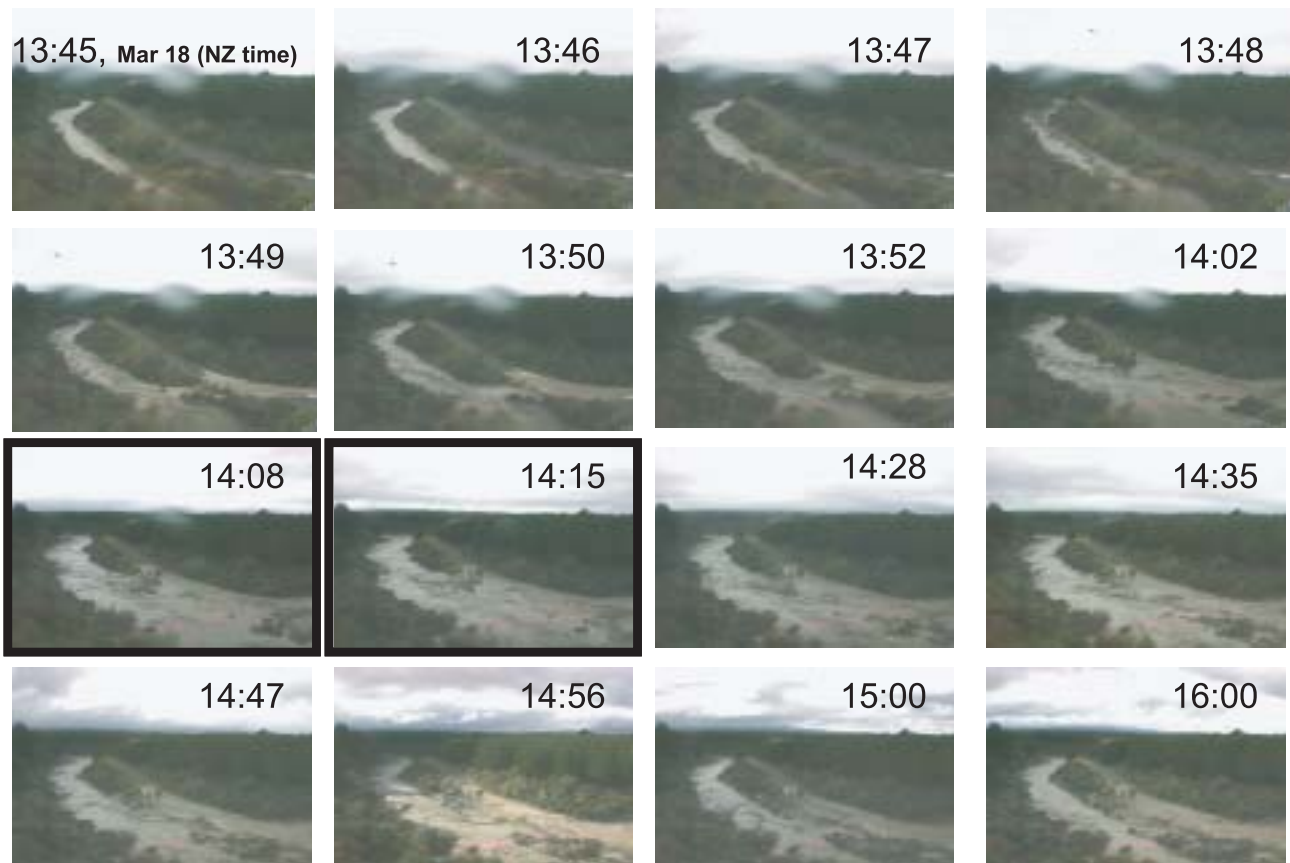


写真 - 1 Strachans bridge での泥流流下状況(14:08 ~ 15にかけてピーク)

Photo.1 mud flow flowing situation at the Strachans bridge(estimated peak discharge time: 14:08 ~ 15)

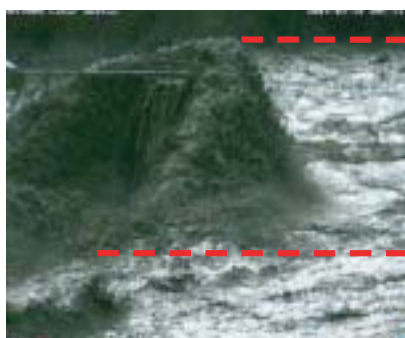


写真 - 2 Tranzrail gauge での泥流せり上がり状況 (HRC撮影)

Photo.2 mud flow flowing depth difference between just upper and just lower of ultra supersonic water level gauge foundation

り上がり高が鮮明に残されているため、筆者らによる泥流発生一ヵ月後の痕跡調査から(1)式によって流速を求め、映像解析で求められた流速と比較したうえで(映像解析によって求めた流速と(1)式で求められた流速はほぼ同じ値となった)、流下断面積を乗じてピーク流量を算出した。

$$\Delta h = \frac{v^2}{2g} \dots\dots(1)$$

ここに、 h : せり上がり高さ、 v : 流速、 g : 重力加速度

Tirorangi Marae(火口湖から約60km)、Collier's bridge(火口湖から75km)では、泥流の流下痕跡に基づいて河道屈曲部での泥流の偏流高を計測した。ついで、(2)式によって流速を計算し⁶⁾、流下断面を設定してピーク流量を求めた。

$$\Delta h = K \cdot \frac{B \cdot v^2}{\theta \cdot g} \dots\dots(2)$$

ここに、 h : 偏流高(左右岸における水位差)、 K : 2.0、 B : 流下幅、 v : 流速、 θ : 曲率半径

以上のデータを用いて、泥流のハイドログラフ、ピーク流量、流速係数、フルード数などの土砂水理量を推定した。さらに、GNS、HRCなどによって作成された複数の観測地点での土砂ハイドログラフを対比させながら、泥流の土砂ハイドログラフの距離的变化を調べた。さらに、それらの結果と泥流の堆積構造、粒度分布などから泥流の流れ構造を推定した。

以上の結果から想定される泥流の支配的な応力をもとに、既往の抵抗則の適用性、泥流の流下に伴う減衰の要因について考察した。

3. 結果

3.1. 火口湖からの排水流量、泥流規模

GNSらの定期的な観察結果によると、2007年1月～3月上旬にかけて、火口壁テフラ堆積部には複数のクラックが火口湖の方向に向かって発達した。泥流が発生した3月18日は、火口湖決壊直前の地震計のデータ（図-2）によると11:07a.m.に極めて大きな振動波形（4000mmvolts）が記録されているが、火口湖水位は特に変化していない（火口湖決壊前後の連続画像とも調和している）。火口湖の水位が急激に低下するのは、11:23a.m.～11:39a.m.にかけてである。その間に、前述の地震計には、比較的大きな振動（1000～2000mmvolts）が4回観測されている。こうしたことから、11:07a.m.に火口壁テフラ堆積部で崩壊が発生し、16分後に湖水がまとまって流出し始めたと想定される。火口湖の決壊パターンは、連続画像などから火口壁テフラ堆積部の越流によるものではなく、パイピングなどに起因した火口壁斜面下部での崩壊によって火口壁自体の安定が損なわれたことによると思われる。ちなみに、2002年のフィリピン・ピナツボ火山の火口湖決壊によって発生した大規模な泥流についても、火口壁の決壊パターンはパイピングや浸潤によるクラックの発生と崩壊の繰り返しによるものであることが報告されている⁷⁾。

DoCの観測による火口湖水位の時間低下量、火口湖の面積から排水量を求めると約250m³/sec～

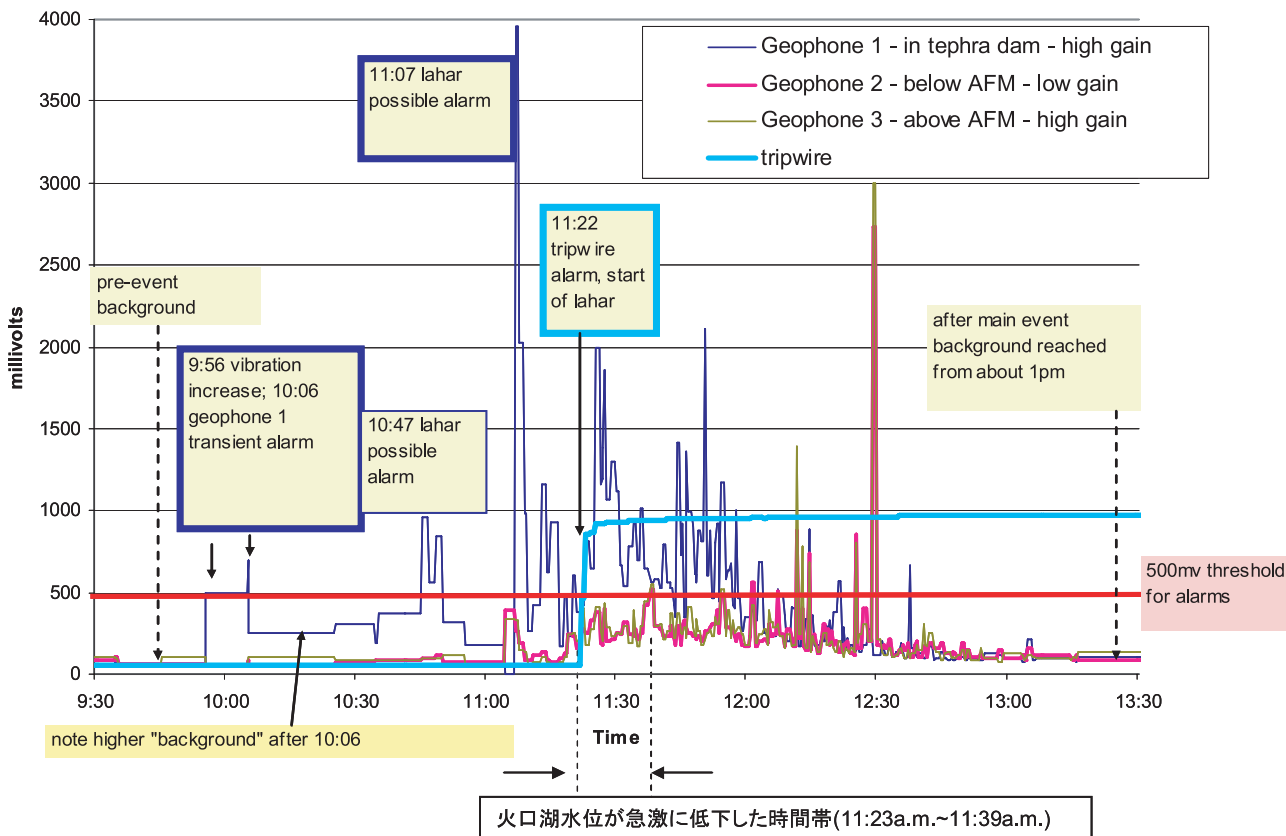


図 - 2 火口湖決壊前後の地震計データ（DoC作成に追記）

Fig.2 seismic data obtained by DoC just before or after the crater lake burst

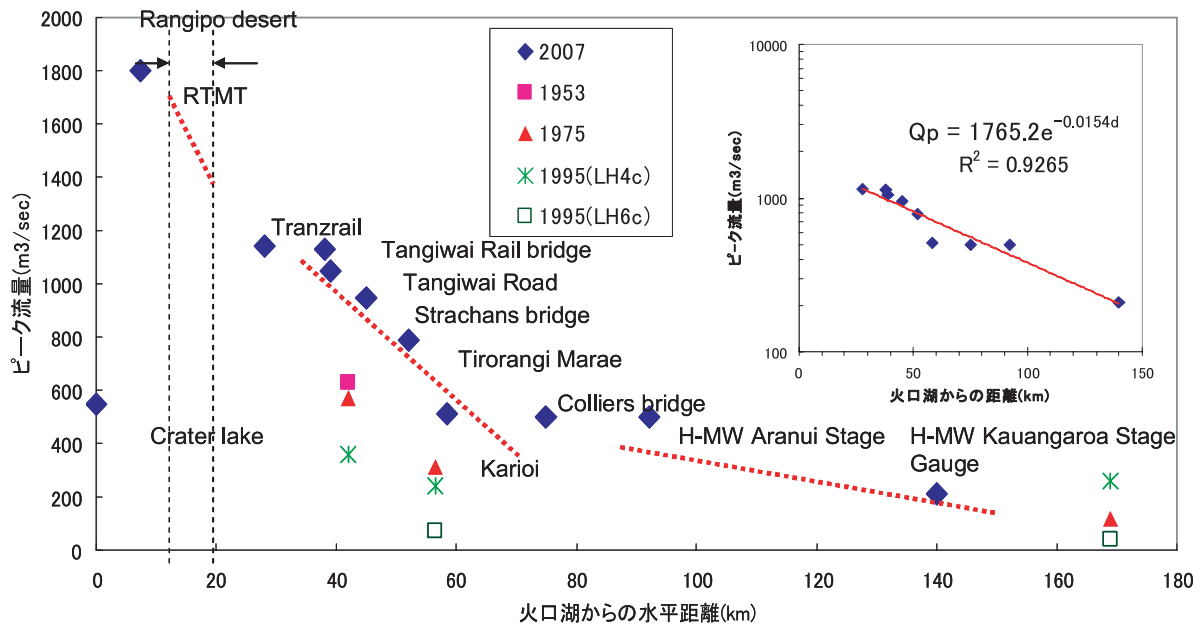


図 - 3 泥流ピーク流量の流下に伴う変化 (Crater Lakeは、DoC, RTMT, Tangiwai Rail bridge, Tangiwai Road, Karioi はNIWA, Strachans bridge は、北海道大学とGNS、Tiorangi Marae, Collier's bridge は北海道大学、AranuiとKauangaroaはHRCのデータによる。1953年, 1975年, 1995年の泥流のピーク流量のデータは、文献2)による)

Fig.3 changes in peak discharge with travel distance from crater lake

530m³/sec (ピーク排水量の発生時刻は11:32a.m. ~ 11:35a.m.の間)となる。ちなみに、田畑ら(2001)による天然ダム越流時のピーク流量の簡易予測式⁸⁾を使って火口湖からの排水量を計算すると、約70m³/secとかなり小さな値となる。前述のように、今回の火口湖の決壊はパイピングによるテフラ堆積部の短時間の崩壊に起因するものと考えられるので、決壊断面が短時間で形成されたと想定できる。そこで、簡易的な方法ではあるが、火口壁テフラ堆積部の高さ(7m)、決壊部の平均幅(15m)、流量係数を0.6として、堰の公式からピークの排水量を求めると約500m³/secとなり、火口湖水位の低下量から求めた値に近似する(決壊断面が短時間とはいえ大きく変化する場合の流量係数の設定手法については今後の課題である)。そこで、本研究では、火口湖からの排水量のピークを500m³/sec程度とみなした。

3.2. 泥流のピーク流量などの流下に伴う変化

RTMTの渓床に残存する堆積物は、典型的な石礫型土石流タイプを呈する(図-4)。そこで、清水流量のピーク流量を火口湖からの排水ピーク流量である500m³/secとして高橋の土石流平衡濃度式により、ピーク流量を求めると約840m³/secとなる(勾配: 8.8° 土砂濃度: 0.2)。その堆積物の厚さは約2mであるが、渓岸などに認められる流下痕跡の高さ(泥流発生前の写真などをもとに推定した泥流発生前の渓床からの高さ)は最大4.5mであるので、流下痕跡高を泥流の流動深として、マンニング則(粗度係数n=0.1⁹⁾)によりピーク流量を概算すると、約2,300m³/secとなり、高橋の土石流平衡濃度式で求めた値を大きく上回る。一方、泥流が河道屈曲部の渓岸から溢れた区域には砂や小礫が堆積している。このような堆積実態や勾配などから、RTMT付近での泥流の流れ構造は、石礫型土石流とみなせる下層部とその上位の砂や小さな礫を主体とする泥水部分とからなる掃流状集合流動のようであったと思われる。後述の抵抗則の適用性の検討(図-8)によれば、RTMTでの相対水深と流速係数との関係は、乱流型土石流(土砂濃度が0.3の場合)の抵抗則に近い。以上のことから、RTMTでの泥流のピーク流量を2,300m³/secと推定した。

一方、火口壁から約500m下流の右岸斜面では大規模な崩壊が発生し、その残土が谷内に崖錐を形成したことがGNS調査により明らかにされている。前述の11:07a.m.に観測された大規模な振動波形がこの崩壊によるものとする、火口壁テフラ堆積部からRTMT間の河道沿いに設置された2基の地震計にも観測

されているはずであるが、そのような記録はない。したがって前述の大規模な振動波形は、火口壁テフラ堆積部の崩壊によるものと考えられる。このことは、RTMTでの大きなピーク流量が大規模な崩壊 土砂ダムの形成 決壊によるものではないことを示唆している。土砂ダムの決壊を想定した場合、貯水容量とピーク流量との経験的な関係¹⁰⁾から推定される貯水容量(約 $6 \times 10^6 \text{m}^3$)を満たすだけの地形容量は存在しない、火口湖からの排出水量から想定される土砂ダムの満水到達時間以前に泥流は既に発生していたことなどの矛盾が生じる。

泥流のピーク流量の距離的变化を図 - 3に示す。RTMTより下流域では、ピーク流量は流下にもなつて減衰し(流下中において支川などからの土砂供給はない)、火口湖からの距離(d)とピーク流量(Q_p)の関係は、(3)式のように指数近似できる($R^2=0.93$)。

$$Q_p = 1765.2 \times e^{-0.0154d} \dots\dots(3)$$

ここに、 Q_p :ピーク流量(m^3/sec)、 d :火口湖からの距離(km)

1975年の泥流についても、火口湖から約40kmの区間のデータはないが、それよりも下流では、ピーク流量は指数関数的に減少するように読み取れる。

2007年の泥流のピーク流量の減衰勾配の変化は、三つの区間(RTMT ~ Rangipo desert (火口湖から約7km ~ 約15km) Tranzrail gauge ~ Collier's bridge (火口湖から約30km ~ 約75km)、 Collier's bridge ~ H-MW Kauangaroa Stage Gauge (火口湖から約75km ~ 約150km))に大別できる。ピーク流量の減衰勾配は、この区間が最も大きく、ついで、この順に小さくなる。この傾向は、図 - 4に示す河床勾配の低下傾向と比較的よく対応している。ちなみにMarutaniらは、泥流の流下に伴って河床勾配を一つのパラメータとする「ストリームパワー」が低下し、減勢していったと推定している¹¹⁾。

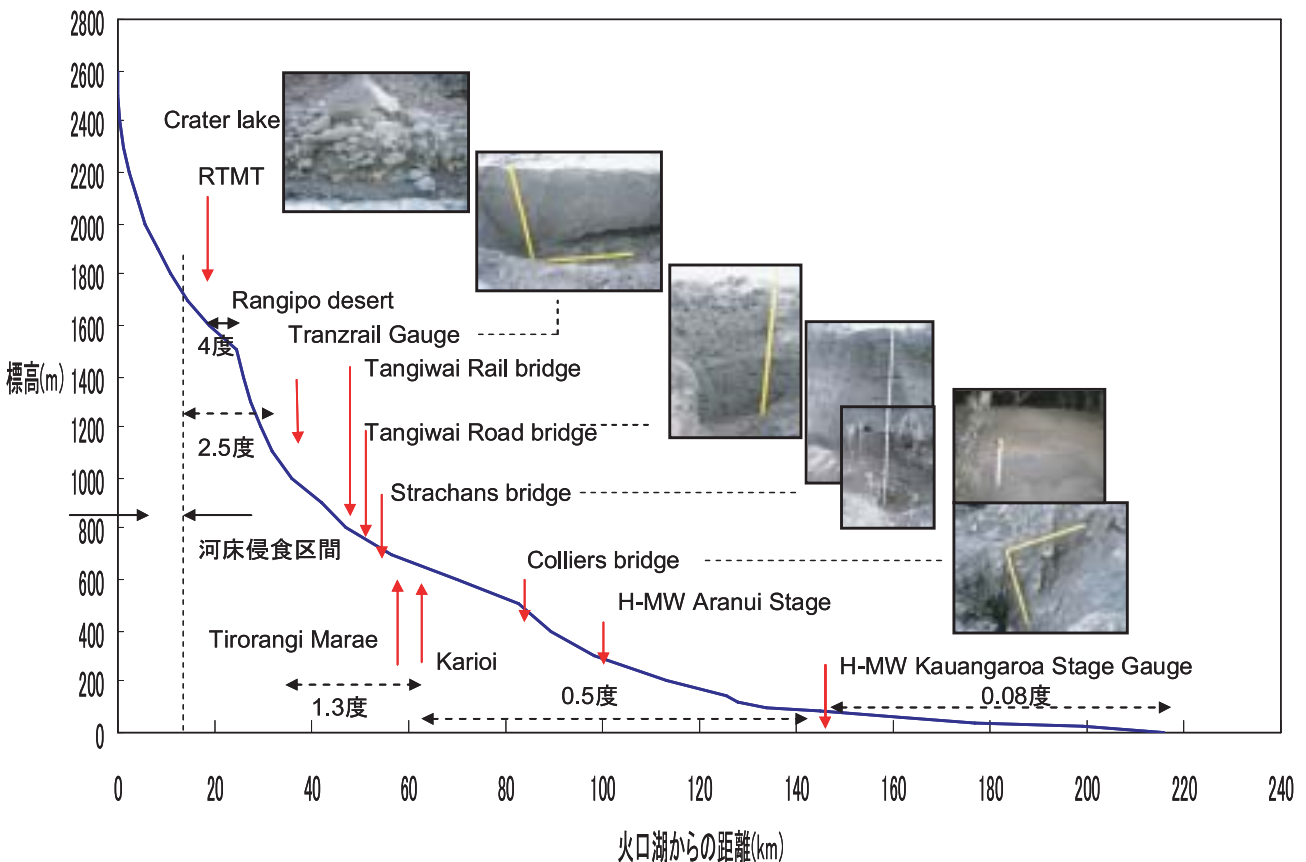


図 - 4 泥流堆積物の距離別変化

Fig.4 changes in mud flow deposits structure with travel distance from crater lake

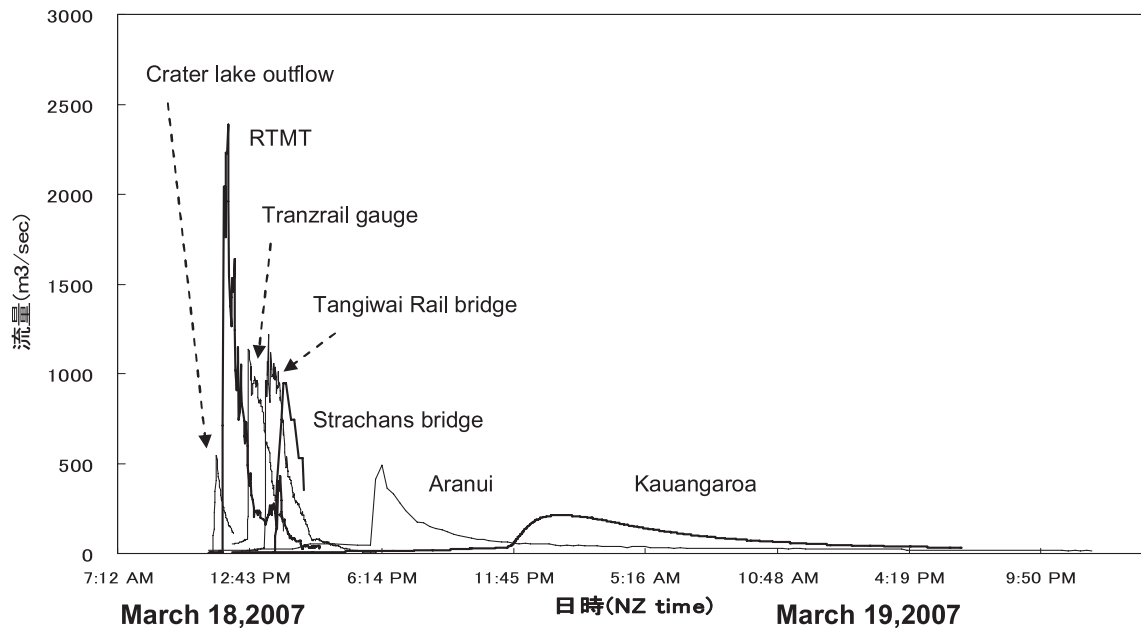


図 - 5 泥流の土砂ハイドログラフの流下による変化 (Crater Lakeは、DoC, RTMT, Tranzrail gauge, Tangiwai Rail bridgeはGNS, Strachans は、北大とGNS、AranuiとKauangaroa はHorizonsのデータによる)

Fig.5 changes in the mud flows hydrograph with travel distance from the crater lake

RTMT下流のRangipo Desertは、扇状地(平均勾配約4°)に相当し、扇頂部付近下流で泥流は大きく三つに分流した(ASTER image 2007年3月25日撮影)。この区域は陸軍演習場であるために現地への立ち入りが禁止されているので、木村らはGNSが2000年に計測した1mメッシュのLiDARデータを使用して数値標高モデルを作成した。ついで、それをオルソ-化された航空写真に重ね合わせて泥流発生前の扇面の地形を調べ、泥流発生後の衛星画像との比較により複数個所での地形変化量を求めた¹²⁾(泥流発生後のLiDARデータは現在GNSが解析している途中であり、詳細な土砂収支はまだ明らかにされていない)。それによると、火口から扇端部までの区間で約380,000m³(空隙込み)の土砂が堆積したこと、標高1,270m付近に大規模な土砂堆積域(長さ500m, 幅50~60m)が存在し、泥流発生前に存在した比高3.5mの段丘堆積地が埋没したこと、最大径4mの礫が堆積したことなどが明らかにされた。火口湖からの総排水量は1.3 × 10⁶m³(GNS)と算定されており、火口直下流の溪床勾配から求められた土石流平衡土砂濃度を50%とすると、総排水量に見合う泥流の土砂量は1.3 × 10⁶m³となる。そうすると、約30%の土砂がRangipo Desertで堆積したこととなる。また、堆積土砂が飽和状態であり、堆積土砂濃度を0.6とすると、約150,000m³の水が堆積土砂に含有されていたこととなる。さらに、泥流がRangipo Desertを流下・氾濫・堆積する過程で相当量の泥流の水分が扇面内に浸透したと想定される。Rangipo Desert扇面での泥流の流下距離(約6000m)と平均流下幅(100m)、扇面の堆積構造を参考に扇面地下への浸透深を1m、扇面の空隙率を0.4とすると、地下浸透量は約240,000m³となる。堆積土砂中の水量とあわせると約390,000m³となり、火口湖からの総排水量1.3 × 10⁶m³(GNS)の約30%の水がRangipo Desertで損失したと考えられる。

一方、Tangiwai rail bridge付近で大災害をもたらした1953年の泥流も火口湖決壊に起因したものであり、その湖水からの排出水量は1.65 × 10⁶m³と報告されており³⁾、今回の排出水量とさほど変わらない。ただし、Tangiwai rail bridge周辺でのピーク流量を比較すると、今回の泥流は1953年の泥流の約1.5倍と大きい(ピークの算出方法は基本的には同じ)。この違いは、火口湖の決壊の仕方によると考えられるが、1953年の泥流発生実態が不明であるため、現時点では十分な比較の議論はできない。前述のように、今回の泥流発生要因は、火口壁テフラ堆積部が短時間に決壊したと考えられるため、泥流規模が大きかったと思われる。一方、1975年、1995年の泥流は噴火によって湖水の一部が流出したことに起因するため、ピ

ーク流量は今回の泥流よりも小さい。噴火により湖水が様々な方向に分散して放出され、いくつかの方向に泥流が分波したことがその主たる要因とも考えられる。

3.3. 土砂ハイドログラフの距離的变化

前述の各観測地点でのピーク流量値ならびに水位データをもとに作成されたハイドログラフの距離的变化を図 5に示す。泥流のハイドログラフは、RTMT ~ Strachans bridgeの区間での増減は鋭敏な形を呈する。Aranuiでは、依然としてピークの立ち上がりは鋭敏であるが、その後の減衰が緩やかとなる。Kauangaroaの区間では、ピークの立ち上がり、減衰ともより緩慢となり、ハイドロはかなりつぶれた形を呈する。RTMTからTranzrail gaugeの区間でハイドログラフの面積が小さくなるのは、前述のように、扇状地に相当するRangipo desertで堆積が相当量に達し、水も地下浸透などによる損失が生じたためと考えられる。

3.4. 泥流の堆積構造、堆積物の粒径変化

いくつかの観測地点での泥流堆積物の堆積断面を図 4に示す。泥流堆積物は、RTMTでは石礫型土石流の堆積構造(下層部のみ)、Tranzrail gaugeとその下流では、砂を主体とした無層理の堆積構造を呈し、堆積構造に顕著な違いは認められない。ただし、Collier's bridge付近においてのみ、堆積層の最下部に礫が混入した層が認められる。これは、土砂濃度が上流域で低減し、河床堆積物の顕著な再侵食が生じたことによると考えられる。泥流堆積物のマトリックスの50%粒径はRTMTで数mm程度と最も大きく、Tranzrail gaugeならびにその下流では約1.5~0.5mm程度で、流下に伴って若干細粒化する傾向は認められるが著しく変化しない。

3.5. 流れの支配的な応力の変化

各観測地点における泥流の流れ構造を支配的な応力という観点から推定するために、高橋の土石流分類手法¹³⁾に従い、バクノルド数(Ba)〔衝突応力と粘性応力の比〕、レイノルズ数(Re)〔乱流応力と粘性応力の比〕、相対水深(h/dp)〔乱流応力と衝突応力の比〕を求めた。バクノルド数(Ba)、レイノルズ数(Re)、相対水深(h/dp)は以下の(5)(6)(7)式で表される。バクノルド数を算出するには、泥流の土砂濃度を設定する必要がある。高橋の平衡土砂濃度式を参考にRTMTでの土砂濃度値を0.2とした。土砂濃度の実測データは、唯一、Collier's bridge下流の自動採水装置により得られた。自動採水装置の採取口の高さは泥流通過前の河床から1.23mの位置であり、併設した自記水位計に記録された泥流の最高水位は5.04mであった。このサンプルの採取時刻は最大水位計測時から7分後であり、泥流のピーク流量時に近いとみなした。採水タンクに沈降した土砂のタンク内水量に占める割合から採水高近傍での泥流ピーク時頃の土砂濃度を0.1とみなした。採取された土砂の50%粒径は0.2mm、シルト・粘土の含有率は約14%である。江頭らは、実験により粒子濃度が0~10%の範囲では、粒子濃度の鉛直分布はRouse分布に従うことを明らかにしている¹⁴⁾。Rouse分布の曲線形は(4)式で表されるRouse数により大きく変化する。

$$Z = \frac{w_0}{K \cdot u_*} \dots (4)$$

ここに、 w_0 : 沈降速度、 K : カルマン定数、 u_* : 摩擦速度

土砂濃度20%程度までは、カルマン定数は清水の場合(0.4)と比較してあまり変わらないとした。また沈降速度は、採水タンク内の土砂の50%粒径を考慮し、ストークスの沈降速度式を用いて計算した。結果、Rouse数(Z)は約0.5となった。水深方向の相対濃度(C/Ca)の知見をもとに、採取口の設置高さと同自動採水装置設置箇所での最大水位との比(約0.2)から相対濃度を求めると約0.4となる。一方、吉川・福岡は、微細砂を大量に含む場合には水面での濃度ゼロの条件で導かれたRouse分布には従わず、水面近傍の濃度も考慮する必要があるとしている¹⁵⁾。今回は表面採水のデータがないのでこれ以上の議論はできない

が、泥流の流下状況の画像からも表面付近まで微細土砂が相当の濃度で存在しているとみなした。また、Rouse分布で求まる値よりも水深方向の土砂濃度が高めであると考え、採取されたサンプルの土砂濃度(0.1)を泥流の平均的な濃度とみなして、RTMTを除くその他の観測地点での泥流の土砂濃度も0.1と仮定した。

$$Ba \equiv \frac{\sigma \cdot d_p^2 \cdot (V/h)}{\left\{ (C^*/C)^3 - 1 \right\}^{\frac{1}{2}} \cdot \mu} \dots\dots(5)$$

ここに、 σ : 砂礫の密度, d_p : 河床礫の代表粒径, V : 流速, h : 流動深, C^* : 堆積土砂濃度, C : 流動時の土砂濃度, μ : 粘性係数

$$Re = \frac{V \cdot h}{\nu} \dots\dots(6)$$

ここに、 ν : 動粘性係数 (ここでは、 $0.00001 \text{ N} \cdot \text{s} \cdot \text{m}/\text{kg}$)

$$\frac{h}{d_p} \dots\dots(7)$$

代表粒径 d_p は、泥流発生前の河床堆積土砂の粒径を参考にして設定した。RTMTでは20cm,Tranzrail gaugeでは10cm,Tangiwai Rail bridge ~ Collier's bridgeでは、5cm, H-MW Aranui Stage gaugeでは、1cmとした。

RTMTでは、 Ba が約 3.4×10^5 程度、 h/d_p は20程度、 Re は 6×10^6 程度、Tranzrail gaugeならびにその下流での Ba は $1 \times 10^2 \sim 9 \times 10^4$ 程度、 h/d_p は30 ~ 550程度、 Re は $1 \times 10^6 \sim 6 \times 10^6$ の値を示す。 Ba と Re は、ともに下流に行くに従って小さくなる傾向がある。 h/d_p はその逆の傾向が認められる。高橋は、 Ba が450程度以上で粒子衝突応力が粘性応力を十分上回る慣性領域の流れ、 $h/d_p > 30$ 程度以上で乱流応力が粒子衝突応力を上回る流れ、 $Re > 1500$ で乱流応力が卓越する流れとしている¹³⁾。この知見に従うと、堆積構造、 Ba 、 Re 、 h/d_p の値から、RTMTでは衝突応力が卓越したタイプ、Tranzrail gaugeならびにその下流では、流れ内部の乱れによる浮遊をもたらす乱流応力が卓越したタイプであったと想定される。

平均流速、流速係数(u/u^*)、フルード数の流下に伴う変化を図-6に示す。RTMT、Tranzrail gauge、Collier's bridge、Kauangaroaでの流速係数は約10~13、それ以外の箇所では、約4~8程度の値を示す。Tranzrail Gaugeでの流速、流速係数が大きい値を示すのは、Rangipo desertで分流した泥流が扇端部付近でまたひとつの流れとなり、そこから河床勾配が少し急となる区間を流下してきたためと考えられる。Tranzrail gaugeならびにその下流について、マンシングの抵抗則により粗度係数(n)を逆算すると0.06~0.02程度の値となる。

乱流応力が支配的な流れでは、泥流のせん断応力は、基本的には以下の(8)式で表される。

$$\tau_t = \rho_t \cdot l^2 \cdot \left(\frac{dv}{dh} \right)^2 \dots\dots(8)$$

ここに、 ρ_t : 泥流の見かけ密度, l : 乱れの混合距離, dv/dh : 流動深方向の速度勾配

図-7に、(8)式で求めた乱流応力の流下による変化を示す。各観測地点での泥流の流速は、火口からの距離とともに減少し、 h は流速ほど大きく変わらないので、(3)式内の dv/dh も減少する。また、泥流の見かけ密度も、流下途中での土砂堆積により土砂濃度が小さくなるため低下する。混合距離は、通常、流動深をとる場合が多く、今回も各観測箇所での泥流の流動深と等値としたが、計算結果やビデオの判

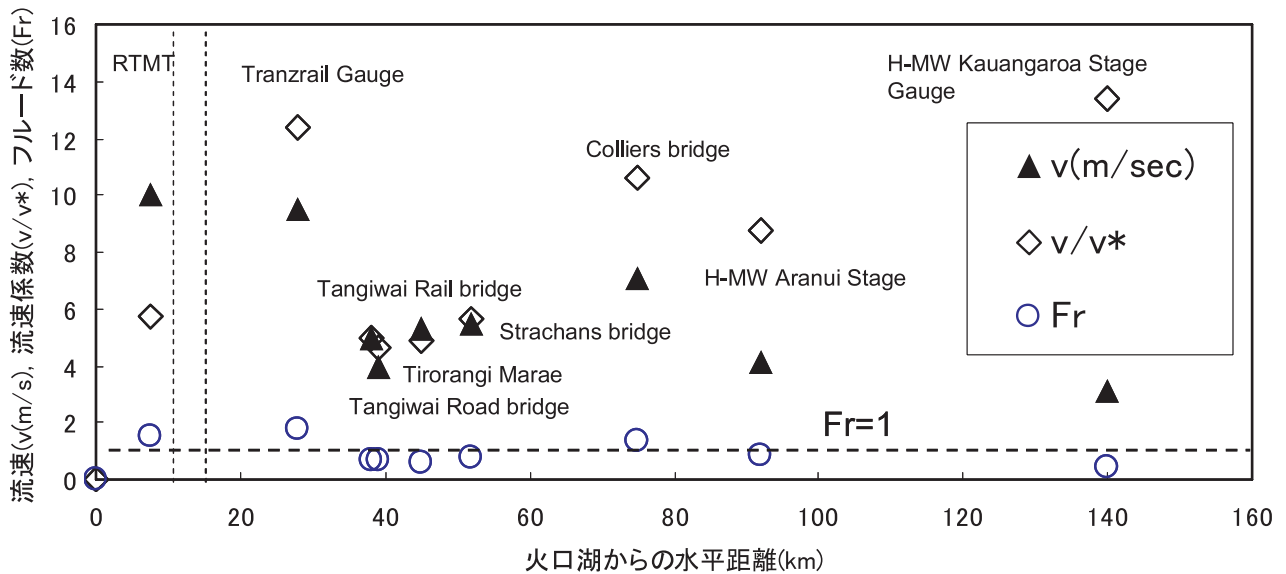


図 - 6 泥流の流速、流速係数、フルード数の流下による変化

Fig.6 changes in velocity, velocity coefficient, Froude number with travel distance from crater lake

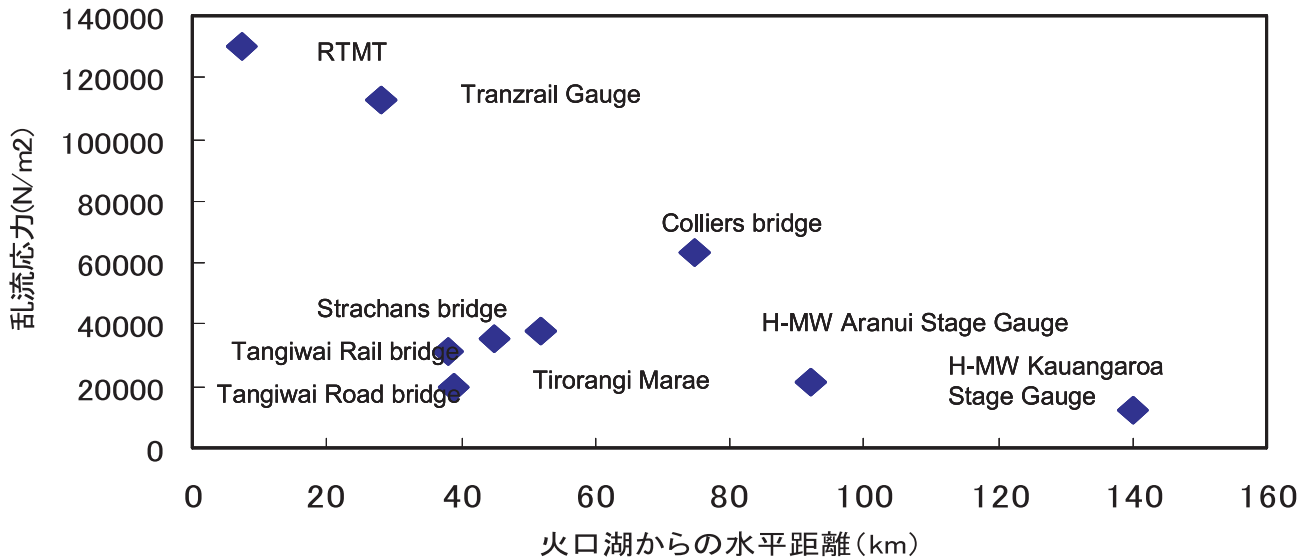


図 - 7 流下による乱流応力の変化

Fig. 7 changes in turbulent stress of the mudflow with travel distance from crater lake

読結果などから流動深は極端に増減していない。このようなことから、乱流応力の低下をもたらす要因として、流下速度の減少と見かけ密度の低下が重要と考えられる。

3.6. 流れの抵抗則の適合性と泥流の減衰をもたらした要因

RTMTからRangipo desertの扇端部の区間では、勾配の低下ならびに扇面での分流による土砂堆積と扇面内への水分浸透などによる泥流の水分損失（水分損失を考慮しない場合の扇面の勾配で輸送できる土砂濃度を維持できず堆積が促進された）が生じ、ピ - ク流量が大きく減少したと考えられる。

図 - 8に、泥流の各観測地点での相対水深と流速係数との関係を示す。高橋らが指摘したように¹³⁾、泥流の相対水深が大きくなるにつれて、相対水深と流速係数との関係は対数則で計算された清水乱流のそれに近づく傾向が認められる。泥流の流下している状況を撮影した映像³⁾を眺めると、洪水流に近い運動を呈している。

Tranzrail Gaugeでは、土砂濃度を0.1とした場合の乱流型土石流の抵抗則¹⁶⁾の關係に適合する。Tangiwai

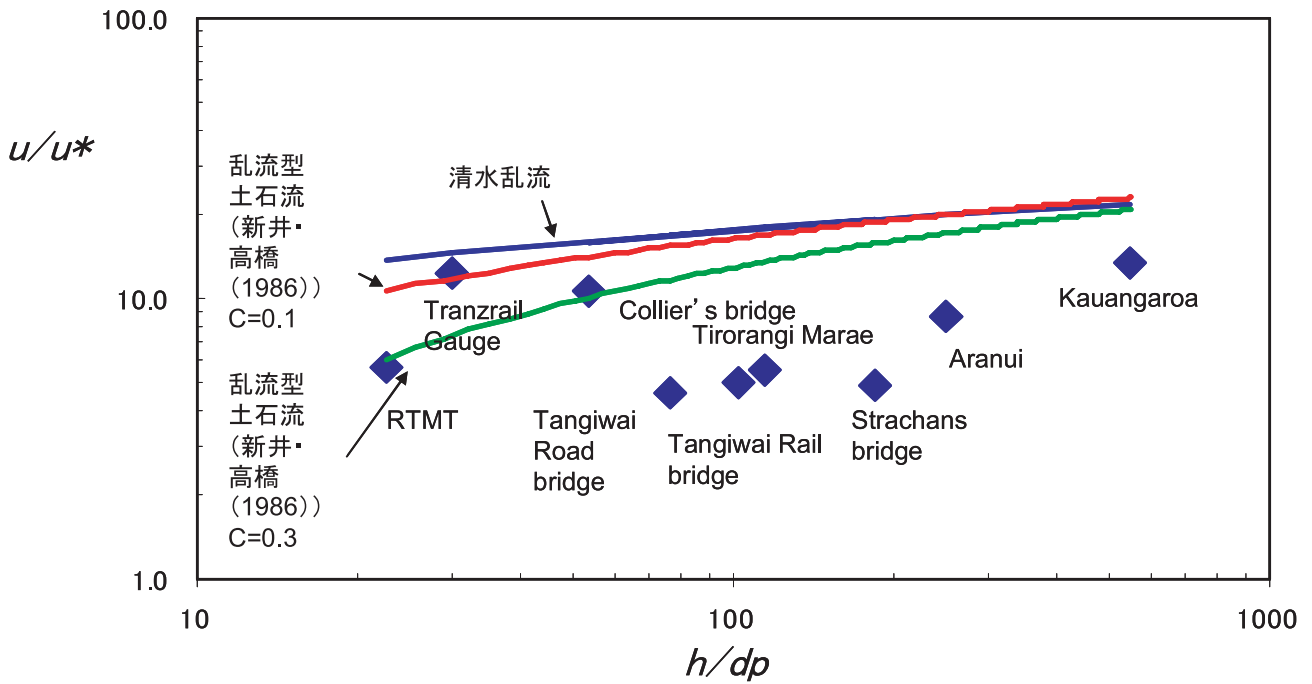


図 - 8 相対水深 (h/dp) と流速係数 (u/u^*) との関係
 Fig. 8 relation between relative depth and velocity coefficient

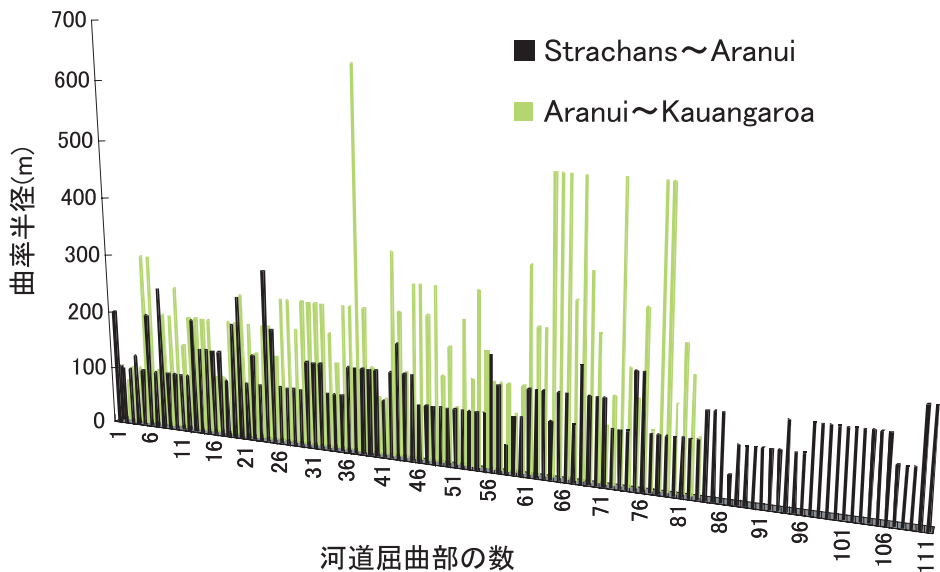


図 - 9 河道屈曲部の数と曲率半径
 Fig.9 distribution of number of river bended course and its radius of curvature

Rail bridgeならびにその下流では、土砂濃度0.3の場合の乱流型土石流の抵抗よりも大きめの値を示す。Tangiwai Rail bridgeからRoad bridge周辺にかけては河岸高が低いので泥流は河道屈曲部から越流し、広がりながら流下したために水深が浅くなり、抵抗が増大したと考えられる。Tangiwai Road bridgeよりAranuiに至る区間は、河道の穿入と屈曲が著しい峡谷部であり、顕著な拡幅部は存在しない。現地踏査の結果、特定の河道区間に土砂が集中して堆積した状況は認められず、流下にともなって河岸などに徐々に土砂を堆積させていったと思われる。その要因の一つとして、河道屈曲部での泥流の偏流が頻繁に起きたので、通常の河床、溪岸による摩擦に加え、偏流部での摩擦に伴うエネルギー - 損失が付加されたことが考えられる。

図 9に、Strachans bridge ~ Aranui, Aranui ~ Kauangaroaの区間における河道屈曲部の数と曲率半径の値の分布を示す。前者の区間では、111箇所、後者の区間では83箇所と前者が多く、かつ、局率半径の小さな曲流部が多い。流下距離によるピーク流量の減少割合は、前者のほうが後者よりも大きい。勾配の減少とともに、前者のほうが屈曲の程度が大きい河道屈曲部の数が多く、偏流に伴う摩擦によるエネルギー - 損失の総量が大きかったと推察される。

4. 結論

本研究により以下のことが明らかにされた。

- 1) 泥流の土砂ハイドログラフは、RTMT ~ Strachans bridgeの区間では鋭敏な形を呈する。Aranuiでは、依然としてピークの立ち上がりは鋭敏であるが、その後の減衰が緩やかとなる。Kauangaroaの区間では、ピークの立ち上がり、減衰ともより緩慢となる。
- 2) ピーク流量は流下距離方向に減少し、その傾向は指数関数で表わすことができる。また、河床勾配の減少傾向と比較的良く対応する。
- 3) 山麓部の扇状地に相当するRangipo desertで顕著な土砂堆積と水の損失が生じたことが、RTMT ~ Tranzrail gaugeでのハイドログラフの急激な変化とピーク流量の低下をもたらしたと考えられる。
- 4) 泥流の流速は、Rangipo desertで減少したと考えられるが、Tranzrail gaugeではRTMTと同程度まで増えている。これは、Rangipo desertの扇端部付近で分岐した泥流が再度一つとなり、勾配が急となる区間を流下したためと考えられる。
- 5) 流れの抵抗則は、Tranzrail gaugeとCollier's bridgeでは、乱流型土石流($C=0.1$)⁶⁾の場合に近くなるが、Tangiwai Rail bridge ~ Strachans bridgeではそれよりも小さめの値を示す。Aranui, Kauangaroaのように相対水深が大きいところでは、清水乱流の抵抗則(対数則)に近づく傾向がある。
- 6) 堆積構造、 Ba , Re , h/dp の値から、Tranzrail gaugeとその下流では乱流応力が支配的な流れ構造であったと推察される。
- 7) Strachans ~ Aranui, Aranui ~ Kauangaroaの区間では、前者のほうが河道の曲率半径も小さい曲流部が数多く連続しているため、勾配の低下のみならず、偏流時の摩擦によるエネルギー損失は大きく、結果としてピーク流量の低減もより大きかったと考えられる。

以上の事項の中でも、特に、今回の泥流のピーク流量が火口湖からの距離をパラメーターとして指数関数でかなり良く表現できることがわかった。このことは将来の泥流の規模予測の観点から重要であると考えられる。今後は、近日中に明らかにされるLiDARデータによる泥流発生・流下経路での詳細な土砂収支結果を基に、より詳細な泥流減衰メカニズムを明らかにし、火口湖の決壊パターンとその規模を変化させた場合の泥流規模予測手法を検討していく予定である。なお、本研究は、科学研究費補助金基盤研究(B)海外学術調査(代表 丸谷知己, 課題番号 17405002, 2005-2007)ならびに(財)北海道河川防災研究センター - 平成20年度研究により行った。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) Osumi office River and National Highway : Results investigation of erosion control at Sakurajima, 2007
- 2) Pieson.T.C. , Scott.K.M : Downstream dilution of a lahar transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow , Water resources research 21 , p.1511-1524 , 1985
- 3) Shane J. Cronin , K.A.Hodgson , V.E.Neall , A.S.Palmer , J.A.Lecointre: 1995 Ruapehu lahars in relation to the late Holocene lahars of Whangaehu River , New Zealand , New Zealand Journal of Geology and Geophysics , Vol.40 , p.507-520 , 1997

- 4) 丸谷知己, 山田孝, 木村正信, 眞板秀二, Vern Manville, Graham Leonardo, Noel Trustrum: ニュージーランド北島ルアペフ火山の火口湖決壊によって発生したラハール, 砂防学会誌, Vol.60, No.2, p.59-65, 2007
- 5) Horizons regional council: Draft Report on the Hydrology of the 2007 Whangaefu River Lahar, 2007
- 6) 水山高久, 上原信司: 湾曲水路における土石流の挙動, 土木技術資料23-5, p.243, 1981
- 7) Pucai YANG, Noboru YOKOYAMA, Kimio INOUE and Kousuke AMINO: Preliminary Investigation of the Crater Lake Breach at Mt. Pinatubo, Philippines, 応用地質, 第46巻, 第5号, p.287-292, 2005
- 8) 田畑茂清・池島剛・井上公夫・水山高久: 天然ダム決壊による洪水のピーク流量の簡易予測に関する研究, 砂防学会誌, Vol.54, No.4, p.73-76, 2001
- 9) 国土交通省砂防部, 国土交通省国土技術政策総合研究所: 「砂防基本計画策定指針(土石流・流木対策編)及び同解説」「土石流・流木対策設計技術指針及び同解説」, p.36, 2007
- 10) J. Costa: Floods from Dam Failures, Flood Geomorphology, p.439-463, 1989
- 11) Tomomi Marutani, Takashi Yamada, Hideji Maita, Masanobu Kimura, Vernon Manville, Noel Trustrum: Impact of Ruapehu crater lake break-out lahar at 18 March 2007 on river channel settings, Abstract volume of Cities on Volcanoes 5 Conference, 22-P-21, 2007
- 12) 木村正信・戒信宏・眞板秀二: ルアペフ火山麓におけるワンガエフ川の地形的特徴と2007年のラハールの氾濫, ルアペフ火山の火口湖決壊・火砕流に伴う自然環境資源の大規模攪乱と修復に関する研究(研究代表者 丸谷知己), 平成17~19年度科学研究費補助金(基盤研究(B)(1)海外学術調査)研究報告書, p.47-60, 2008
- 13) 高橋保: 地質・砂防・土木技術者/研究者のための土石流の機構と対策, 近未来社, 432 pp, 2004
- 14) 江頭進治・芦田和男・田野中新・佐藤隆宏: 微細砂を高濃度に含む流れの特性, 水工学論文集, Vol.37, p.517-522, 1993
- 15) Kikkawa, H. and Fukuoka, S.: Hydraulic roles of wash load, Trans. JSCE, No.155, p.42-52, 1968
- 16) 新井宗之・高橋保: 泥流型土石流の流動機構, 土木学会論文集, 375/ -6, p.69-77, 1986