

2014年9月支笏豪雨災害により発生した 恵庭岳土石流の再現計算

SIMULATION OF DEBRIS FLOW CAUSED BY THE SHIKOTSU HEAVY
RAINFALL DISASTER IN SEPTEMBER 2014

阿部 孝章¹・藤浪 武史²・矢部 浩規³

Takaaki ABE, Takeshi FUJINAMI and Hiroki YABE

¹ 土木研究所寒地土木研究所 (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3-1-34)

E-mail: abe-t@ceri.go.jp

² 土木研究所寒地土木研究所 (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3-1-34)

E-mail: fujinami-t22aa@ceri.go.jp

³ 土木研究所寒地土木研究所 (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3-1-34)

E-mail: yabe-h@ceri.go.jp

Key Words: debris flow, numerical simulation, Eniwa-dake, Hokkaido, Japan

1. はじめに

近年, 地球温暖化等の影響により極端気象に由来する災害が増加しつつある. 2015年9月の鬼怒川洪水では破堤災害が発生し人命や資産に大きな被害をもたらした. こうした極端気象は水災害だけでなく土砂災害をも引き起こし, 2014年7月の長野県南木曾町の土石流災害や2014年8月の広島県広島市における多数箇所の土石流災害は記憶に新しい所である.

さて, 北海道のような積雪寒冷地においても, 上記のような傾向は例外ではなく, 2014年8月には北海道最北部の礼文島においても土砂災害が発生し犠牲者がもたらされた. 一方, 同年9月に支笏湖周辺で発生した豪雨災害では国道の被災等がもたらされ^{1,2)}, それによる構造物損傷の詳細が国土技術政策総合研究所・土木研究所刊行の調査報告資料³⁾にまとめられている. このように, 北海道において比較的頻度が低い傾向にあった土砂災害は近年多数の箇所で発生し, 多くの箇所で様々な被害をもたらしたことが分かっている.

本研究で対象とする恵庭岳周辺の概要図を図-1に,

恵庭岳周辺の奥漁観測所で観測された降雨状況を図-2に示した. 奥漁観測所では9月11日5:00に最大時間雨量77mm, その後7:00までに連続雨量412mmを記録した. この降雨により図-1中のように恵庭岳

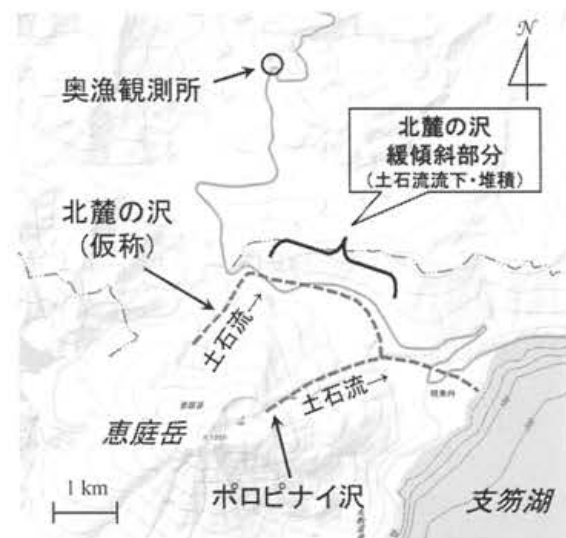


図-1 恵庭岳周辺の土石流発生位置の概況図(国土地理院が公開中の地図に加筆)

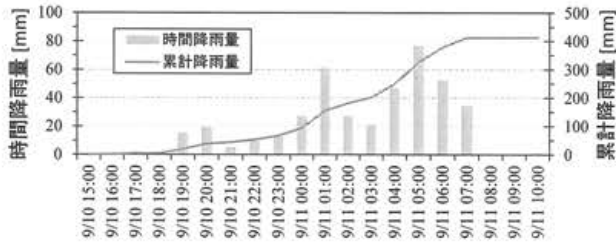


図-2 奥漁観測所地点で記録された降雨状況⁴⁾



写真-1 恵庭岳で発生した土石流 (ポロピナイ沢)

東側のポロピナイ沢、北側斜面に位置する北麓の沢 (仮称) の2本の沢で土石流が発生したことが確かめられている。著者らのグループでも、ポロピナイ沢 (写真-1) で発生した土石流について、現地調査及び1次元再現計算結果を元に現象に対して考察を行った⁴⁾。しかし、恵庭岳の北麓の沢 (仮称) で発生した土石流については現地調査による考察のみで、土石流による多量の石礫の流出現象や侵食現象に関して十分な考察は行われていなかった。

北海道における既往の土石流災害はその発生数が非常に少なく、一部の例は存在するものの、本州、特に西日本の土石流災害事例の調査研究に比較すると、十分に事例分析がなされていないのが現状であった。実際に、北海道恵庭岳では土石流が過去何度か発生したことが報告されているが、著者らの知る限り書籍⁵⁾や新聞に概念的な様子が記載されているのみで、定量的な分析はほとんどなされていない。

そこで本研究では、2014年9月豪雨により恵庭岳周辺で発生した土石流のうち、北麓の沢から発生し道路被災をもたらした土石流を対象とし、定量的に分析を行い今後の土石流氾濫範囲の把握の課題を抽出することを目的とした。

2. 手法

本稿では、恵庭岳周辺で発生した土石流の平面的な氾濫・堆積挙動を把握するため、平面2次元モデルによって検討を行う。基礎式は、基本的には川池ら⁶⁾の取り扱いに準ずるものである。連続式と x, y

方向の漸変流の運動方程式は以下の通りである。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = i \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta \frac{\partial(uM)}{\partial x} + \beta \frac{\partial(vM)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_T} \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \beta \frac{\partial(uN)}{\partial x} + \beta \frac{\partial(vN)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho_T} \quad (3)$$

但し、 h は水深あるいは流動深、 β は運動量補正係数 (土石流の時1.25、それ以外の流砂形態で1.0)、 u, v はそれぞれ x, y 方向の流速、 M, N はそれぞれ x, y 方向の流量フラックスであり $M=uh, N=vh, H$ は水位で地盤高 z を用いて $H=h+z$ 、 τ_{bx}, τ_{by} は底面での剪断応力の x, y 成分である。 ρ_T は流れにおける水と土砂の混合物の密度であり、 C を土砂濃度、 σ を土砂粒子の密度、 ρ_m を流体の密度とすると $\rho_T = \sigma C + (1-C)\rho_m$ と表される。

基礎式の離散化法は岩佐ら⁷⁾の方法を基本とし、これを発展させた武田ら⁸⁾及び川池⁹⁾の方法に従った。すなわち、時間項には前進差分、移流項には Donor Cell スキーム、底面摩擦項には陰的な形を用いた中央差分、その他の項には中央差分を適用した。変数は良く用いられるようにスタッガード配置とし、計算にはリーブフログ法を用いた。

底面剪断応力は土砂濃度 C に応じて以下の式を用いて算定した。

1) 石礫型土石流の場合 ($C \geq 0.4C_*$) ;

$$\frac{\tau_{bx}}{\rho_T} = \frac{1}{8} \left(\frac{d_m}{h} \right)^2 \frac{u\sqrt{u^2+v^2}}{\{C + (1-C)\rho_m/\sigma\} \{(C_*/C)^{1/3} - 1\}^2} \quad (4)$$

$$\frac{\tau_{by}}{\rho_T} = \frac{1}{8} \left(\frac{d_m}{h} \right)^2 \frac{v\sqrt{u^2+v^2}}{\{C + (1-C)\rho_m/\sigma\} \{(C_*/C)^{1/3} - 1\}^2} \quad (5)$$

2) 掃流状集合流動の場合 ($0.02 \leq C < 0.4C_*$) ;

$$\frac{\tau_{bx}}{\rho_T} = \frac{1}{0.49} \left(\frac{d_m}{h} \right)^2 u\sqrt{u^2+v^2} \quad (6)$$

$$\frac{\tau_{by}}{\rho_T} = \frac{1}{0.49} \left(\frac{d_m}{h} \right)^2 v\sqrt{u^2+v^2} \quad (7)$$

3) 掃流砂の場合 ($C < 0.02$) ;

$$\frac{\tau_{bx}}{\rho_T} = \frac{gn^2 u\sqrt{u^2+v^2}}{h^{1/3}} \quad (8)$$

$$\frac{\tau_{by}}{\rho_T} = \frac{gn^2 v\sqrt{u^2+v^2}}{h^{1/3}} \quad (9)$$

土砂の侵食・堆積速度は、

1) 侵食の場合；

$$i = \delta \frac{C_{\infty} - C}{C_* - C_{\infty}} \sqrt{u^2 + v^2} \quad (10)$$

2) 堆積の場合；

$$i = \delta' \frac{C_{\infty} - C}{C_*} \sqrt{u^2 + v^2} \quad (11)$$

とした。本研究では、実験値¹⁰⁾である侵食速度係数 $\delta = 0.0007$ ，経験値である堆積速度係数 $\delta' = 0.0001$ を用いることとした。ここで、既往研究では δ は絶対値やオーダーの異なる様々な値が用いられており、既往研究の例では 0.05 ¹¹⁾， 0.001 ⁶⁾， 0.0001 ¹²⁾ などと多様である。堆積速度係数は本来、土石流内部の物理的素過程に基づいて決まるべき値であるが、本稿では北麓の沢周辺の氾濫範囲の再現という目的に絞り、固定値を用いることを認めた。平衡土砂濃度 C_{∞} については、次のエネルギー勾配 $\tan\theta$ に応じて川池ら⁶⁾ と同様の式で算定することとした。

$$\tan\theta = \frac{\sqrt{\tau_{bx}^2 + \tau_{by}^2}}{\rho_T gh} \quad (12)$$

更に、土砂粒子の連続式は

$$\frac{\partial(Ch)}{\partial t} + \frac{\partial(CM)}{\partial x} + \frac{\partial(CN)}{\partial y} = iC_* \quad (13)$$

を用い、河床の連続式は

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + i = 0 \quad (14)$$

を用いた。

地形データとしては、国土地理院により基盤地図情報として公開されている 5 m メッシュデータを用いた。数値計算にあたり、土石流計算のための公開モデル^{例えは 11)}も存在するが細かな条件設定等を自由に行うことが困難であるため、計算コードは自作の物を使用した。更に、簡便のために計算メッシュ作成、平面的な侵食可能深分布の設定、結果の可視化処理には iRIC Project¹³⁾により公開されている iRIC ソフトウェア ver 2.3 の GUI を使用することとした。

図-3 に示したのは再現計算領域の概況である（国土地理院が公開の地図に加筆。破線で土石流流下経路を示した。(A)点については後述）。参考のため図-4 に土石流流下経路の標高縦断面図を示しており、平均河床勾配は約 4 度である。図-3 中の破線で示されるように、北麓の沢から流出した土石流は図中を横切る国道（細い実線で示される自転車専用道路が併走している）を横断する形で氾濫を引き起こした。

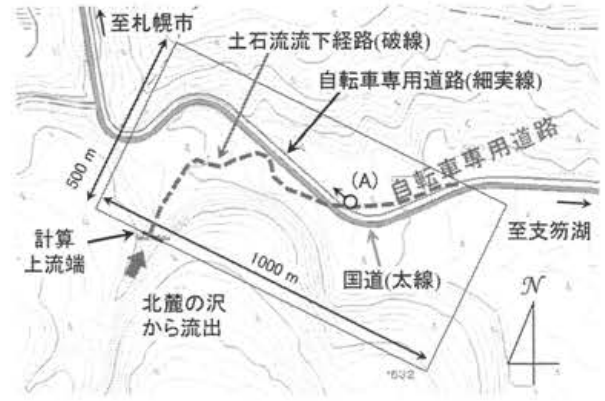


図-3 土石流再現計算の計算領域

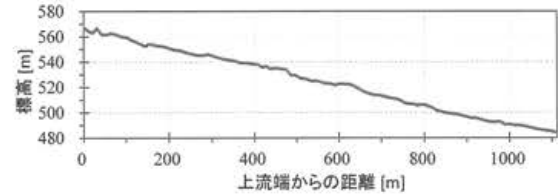


図-4 土石流流下経路の縦断面図

このような状況を再現するため、概ね北麓の沢から扇状地に出る地点を計算領域の上流端とし、そこから下流方向へ 500 m，横幅 1 km の領域を選択した。その領域内で流下方向，横断方向ともにメッシュサイズは 5 m とした。

Manning の粗度係数は一様に $n = 0.04$ とした。土石流氾濫計算にあたり、研究者によっては n を空間的に一様に 0.03 ¹¹⁾ としたり 0.04 ¹²⁾ とするなど、これもやはり統一的な見解は得られていないことも一つの理由としてあるが、本研究では北麓の沢の表面が砂礫で被覆されていることを勘案し、やや大きく設定したものである。また計算時間間隔 Δt は 0.02 s とした。侵食可能深については、道路舗装部分は 0 m，それ以外の領域は現地状況を参考に一律で 3 m を設定した。また、領域内の堆積層は飽和条件とした。

氾濫現象を大きく規定する土石流の流入ハイドログラフについては以下のように設定した。即ち、芦田ら¹⁴⁾の研究を参考に土石流のピーク流量 Q_{smax} は次式で与えられるとした。

$$Q_{smax} = \frac{C_*}{C_* - C_d} Q_{wmax} \quad (15)$$

但し、堆積層の容積濃度 $C_* = 0.65$ ，土石流の平均濃度 $C_d = 0.2$ ， Q_{wmax} は清水のピーク流量で合理式 $Q_{wmax} = fRA/3.6$ より求めた。但し、土石流の平均濃度 C_d は試行計算により、計算上流端付近での異常堆積や、領域内の侵食堆積傾向について実績と大きな矛盾が見られない数値として 0.2 を選択した。流出率 f は前

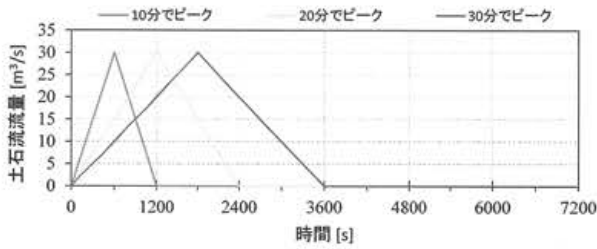


図-5 土石流の流入ハイドログラフ

表-1 計算に使用したパラメータの一覧

パラメータ	入力値
砂礫の密度 σ [kg/m ³]	2,650
流体の密度 ρ_m [kg/m ³]	1150
Manningの粗度係数 n [s/m ^{1/3}]	0.04
侵食速度係数 δ	0.0007
堆積速度係数 δ'	0.0001
河床の容積濃度 C_s	0.65
土石流の代表粒径 d_m [m]	0.1
土石流の平均濃度 C_d	0.2

期降雨量が大きいことから1とし、9月11日5:00の奥漁観測所の実績(図-2)から時間降雨量 $R = 77$ mmとした。流域面積 A は計算上流端で計測し約 1 km² として、簡単な計算より土石流のピーク流量 $Q_{smax} = 30$ m³/sとした。ピーク流量が定まってもハイドログラフ形状を推定するのは困難である。ここでは、西口ら¹⁵⁾のハイドログラフ設定法などを参考に、3角形ハイドログラフの継続時間を変化させる検討を行った。再現計算に用いたハイドログラフを図-5に示す。10分、20分、30分でピーク流量に達し、そこから同時間をかけ減衰する形状である。本稿で設定した主な計算条件をまとめると表-1のようになる。土石流代表粒径 d_m は現地調査結果を参考に 0.1 mとした。

尚、土石流ハイドログラフの形状を大まかに推定、あるいはある程度合理的に推定する取り組みは国内でも複数の研究者らによって試みられてきた。例えば比較的初期の高橋ら¹⁰⁾の取り組みでは実験式を構築し現地スケールへ援用した場合や、中谷ら¹¹⁾のように流域面積と雨量から類推する場合、川池ら⁶⁾が行ったように山地河道網からの流出解析に基づく場合が存在する。あるいは、比較的新しい考え方として、計算領域の境界からハイドログラフを供給するというをせず、平面2次元計算領域内に設けられた多角形領域の崩壊源頭部から計算を開始し、飽和堆積土砂の流動化から土石流の発達過程を直接シミュレートする方法も竹林ら¹⁶⁾により提案されている。土石流氾濫を取り扱うにあたりいずれの設定法

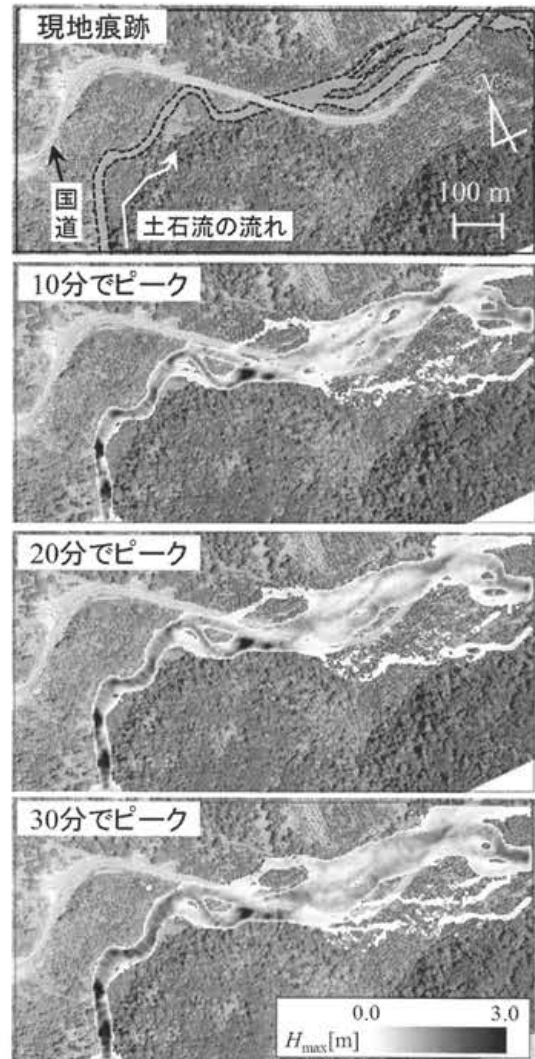


図-6 現地の土石流痕跡と再現計算結果との比較

が最適であるかは未だ確立された考え方が無いように思われるが、この点は特に、将来にわたり継続して議論が望まれる。

3. 結果及び考察

まずは発生した土石流の平面的な氾濫範囲に関し、現地状況と再現計算結果とを比較しつつ議論を行う。図-6に示したのは、土石流氾濫範囲の現地における痕跡と再現計算結果との比較である。現地における痕跡は、Google Earthのソフトウェア上で提供されている2014年10月9日取得の航空写真から、土石流の流下範囲と見なせる部分の輪郭を抽出し、これを国土地理院¹⁷⁾が公開する航空写真上に重ねて描画したものである。計算結果は全て最大流動深 H_{max} を表示しており、これも国土地理院の航空写真に重ねて表示している。

概して、再現計算ではいずれのハイドログラフを

与えたケースでも類似した氾濫範囲が得られている。北麓の沢から流出した土石流は流動深が高々3 m程度であり、一度南西側から道路方向へ流下するが道路によって進行を妨げられ、流向が右岸側へ変遷し、その後道路を横断する形で流下し、道路より下流側では幅100 m以上にわたって氾濫が生じた。現地調査³⁾でも1度目の合流部ではほとんど道路への流出は見られず2度目の合流部で越流と土石流氾濫が生じたことが報告されており、大きな矛盾の無い結果となっている。

細部に着目すれば、ハイドログラフ継続時間の長い計算ケースほど最大流動深が大きく、わずかに平面的に広がりを持つ結果となった。これは道路北側の氾濫領域において10分でピークの場合と20分・30分でピークの場合では滞筋がわずかに拡大していることや、北麓の沢から流出直後の流路幅にもそのような傾向が現れていることから確認できる。

本稿で対象としている限られた条件の中での結果ではあるが、ハイドログラフの継続時間が変化しても氾濫範囲は大きくは変化しない。言い換えれば、3角形状のハイドログラフを用いる場合は土石流の氾濫範囲はハイドログラフの形状よりもピーク流量により決まっている可能性がある。

次に再現計算上得られた侵食深について考察を行う。図-7に示したのは、各ケースにおける初期河床高からの侵食深 η の分布である。いずれのケースにおいても図-6における氾濫範囲の外郭部付近ではばらつきが生じまだらな侵食傾向となっている。一方で道路の北側及び下流端付近では周囲よりも侵食の傾向が強く2 mを超える侵食深となっている。これはハイドログラフのケースによらず共通した傾向であった。ところが、10分でピークの場合では道路北側の侵食深はさほど大きくはなく最も深い地点で2 m、それ以外の部分では1 m弱である。

ここで、現地調査で得られた侵食状況を写真-2に示した。撮影地点は図-3の(A)地点であり、図-3内(A)から伸びる矢印の方向(札幌市側)に土石流の痕跡を示したものである。写真内の左手から流出した土石流は、一部巨礫を道路上に堆積させながら流下したが、道路の北側で大きく侵食を受けている様子が分かる。再現計算結果では20分または30分でピーク到達の場合にその傾向が現れているが、やはり道路北側で大きな侵食深が発生する結果となっている。一つの類推ではあるが、このように道路端部からの越流による侵食は地形的な要因に加え、ハイドログラフの継続に伴う後続流の作用により生じたものである可能性がある。

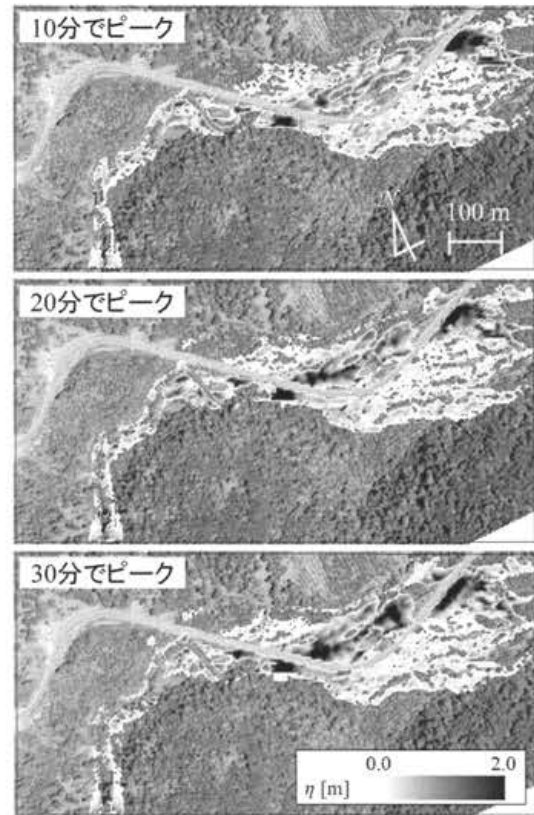


図-7 ハイドログラフ形状の違いによる侵食深分布の違いの比較



写真-2 土石流による国道北側の侵食状況

本稿では恵庭岳北麓の沢で発生した土石流の再現計算を試みたが、最も基本的な課題は与えられた降雨条件により、道路あるいは沢下流の保全対象が被災するか否かである。本稿で構築したモデルによる再現計算は、地形データと最大時間降雨の入力のみによって、図-6のように実際の流下範囲をある程度再現することに成功している。但し、今後周辺の別の溪流や、将来的に恵庭岳周辺で土石流が発生した場合などにおける再現計算を通じて、適用性の検討、事例の蓄積を重ねていくことが望ましい。

4. まとめ及び今後の課題

本稿では、2014年9月の支笏豪雨災害で発生した土石流について、インターネット等を通じて一般に公開されている情報のみを元に再現計算を試みた。土石流の流入ハイドログラフや計算上のパラメータである堆積速度係数の設定に議論の余地は残されているものの、北麓の沢から流出し、道路上に氾濫した土石流の流下範囲、そして道路周辺地形の侵食状況がある程度再現できることが確認された。言い換えれば、この沢や周辺の沢で土石流が発生するとの想定があった場合、ピーク雨量のみによってある程度2014年9月の土石流氾濫のように予測できる可能性がある。但し本稿の再現計算は多くの仮定に基づいており、継続的に精度検証を行うべき性質のものである。これまで既往研究では北海道地域における土石流災害の再現計算はほとんどなされておらず、今後の議論のため、第一報として記録を残すことに価値があると考え、報告したものである。

今後は雨量データの時空間分布の考慮や土石流ハイドログラフ、計算パラメータ等の与条件の精査をするとともに、災害前後のLPデータ比較による侵食深及び堆積深の検討などが必要であると考えられる。また、今回の土石流は道路上を流下したため、一部には道路付帯構造物の著しい破損などもたらされた。本稿で示したような平面2次元のマクロな再現計算結果を元に、土石流が構造物にもたらす局所的な外力の評価などを進めていくことが望ましいと思われる。

謝辞：本稿の現地調査結果の一部は砂防学会北海道支部の調査活動の一環として行われたものであり、支部会員各位には多くのご助言を頂きました。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 国土交通省北海道開発局札幌開発建設部: 9.11 支笏豪雨災害～支笏湖周辺の国道の被災・復旧の記録～, 13 p., 2014.
- 2) 川畑光人, 谷口拓也, 太田裕之: 一般国道 453 号支笏豪雨災害復旧工事について—集中豪雨災害状況と応急復旧の工事報告—, 第 56 回北海道開発技術研究発表会, AA-2, 2015.
- 3) 国土交通省国土技術政策総合研究所, 国立研究開発法人土木研究所: 平成 26 年(2014 年)北海道地方被災橋梁等調査報告, 国総研資料第 868 号, 土研資料第 4307 号, 83 p., 2015.

- 4) 藤浪武史, 阿部孝章, 船木淳吾: 2014 年 9 月に恵庭岳山麓で発生した土石流の特徴, 平成 26 年度 土木学会北海道支部年次技術研究発表会講演概要集, B-39, 2015.
- 5) 小池省二: 続 北の火の山—火山防災への警鐘, 中西出版, 218 p., 1998.
- 6) 川池健司, 井上和也, 戸田圭一, 中川一, 中井勤: 急傾斜都市における土砂・氾濫災害の解析, 京都大学防災研究所年報, 第 43 号, B-2, pp.333-343, 2000.
- 7) 岩佐義朗, 井上和也, 水鳥雅文: 氾濫水の水利の数値解析法, 京都大学防災研究所年報, 第 23 号, B-2, pp.305-317, 1980.
- 8) 武田誠, 井上和也, 上塚哲彦, 松村貴義: 高潮解析における数値解析モデルおよびその境界条件の検討, 水工学論文集, Vol.40, pp.1089-1094, 1996.
- 9) 川池健司: 都市における氾濫解析法とその耐水性評価への応用に関する研究, 京都大学学位論文, 122 p., 2001.
- 10) 高橋保, 匡尚富: 変勾配流路における土石流の形成, 京都大学防災研究所年報, 第 29 号, B-2, pp.343-359, 1986.
- 11) 中谷加奈, 小杉恵, 内田太郎, 里深好文, 水山高久: 土石流の氾濫・堆積に及ぼす家屋の影響—平成 24 年 7 月熊本県阿蘇市土井川で発生した土石流を対象として—, 第 7 回土砂災害に関するシンポジウム論文集, pp.85-90, 2014.
- 12) 高橋保, 中川一, 山路昭彦: 土石流氾濫危険範囲の指定法に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第 30 号, B-2, pp.611-626, 1987.
- 13) iRIC プロジェクト: URL: <http://i-ric.org/ja/> (参照日: 2016/5/31).
- 14) 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)—穂高砂防観測所の観測結果—, 京都大学防災研究所年報, 第 19 号 B, pp.345-360, 1976.
- 15) 西口幸希, 内田太郎, 石塚忠範, 里深好文, 中谷加奈: 細粒土砂の挙動に着目した大規模土石流の流下過程に関する数値シミュレーション—深層崩壊に起因する土石流への適用—, 砂防学会誌, Vol.64(3), pp.11-20, 2011.
- 16) 竹林洋史, 江頭信治, 藤田正治: 2013 年 10 月に伊豆大島で発生した泥流の平面二次元解析, 河川技術論文集, 第 20 巻, pp.391-396, 2014.
- 17) 国土地理院 地図・空中写真閲覧サービス, URL: <http://mapps.gsi.go.jp/maplibSearch.do#1> (参照日: 2016/5/31).

(2016. 5. 31 受付)