

レインオンスノーの検討

レインオンスノーの検討期間については、積雪期として11月から3月を想定する。

I 15cmの積雪が降雨により短時間で溶ける場合の降水量（降雨のみによる融雪）

本項では、融雪は降雨によってのみ生じるとした場合の検討を行う。

1. 検討条件

積雪深 : 15cm

雪の密度 : 0.6

降雨の温度 : 23度 (22.9度 過去最高 諏訪観測所 1977/11/1 及び 1971/3/21)

2. 雪を溶かすのに必要な熱量

雪は、細かい氷の結晶から成り立っているため、氷として評価する。

0度の氷(雪) 1gを0度の水にするために必要な熱量はおよそ80cal

3. 水の温度変化による熱量

水1gを1度温度変化させるのに必要なエネルギーは1cal

4. 溶かそうとする雪の量

積雪深15cmの雪の重さは、 $150\text{mm} \times 0.6 = 90\text{g}/\text{mm}^2$

5. 90g/mm² (積雪深15cm)の雪を溶かすのに必要な降水量

ここで、降水により積雪を溶かすことを考える。

検討条件として、雪を溶かした後の降水の温度は0度であり、溶けた雪の温度も0度と仮定する。

・90g (積雪深15cm)の雪を溶かすのに必要な降水量

$$\text{必要降水量} = (90 \times 80) \div 23 = 313$$

以上より、15cmの積雪を溶かすには313mmの降水量が必要となる。

6. 本事業における調整池計画の降雨強度

今回の事業計画における降雨強度については50年確率(諏訪地区)を採用している。

また、A・B・Cのそれぞれの流域における洪水到達時間はA及びC流域が20分で、B流域は10分となっている。

以上より、それぞれの洪水到達時間に対応した降雨強度を考えると、

・洪水到達時間10分 (B流域)

$$\text{降雨強度} = 3255.4 / (10^{0.88} + 18.44) = 125.08\text{mm}$$

・洪水到達時間20分 (A・C流域)

$$\text{降雨強度} = 3255.4 / (20^{0.88} + 18.44) = 100.47\text{mm}$$

となる。

7. 検討結果・考察

以上の検討より、15cmの積雪を溶かす降水量は313mmとなり、降水量単独で諏訪地

区の 50 年確率以上の降水量となり、本調整池の設計基準を上回る結果となった。

8. 参考

参考として、15cm の積雪を溶かす 313mm という強い降雨の確率年を考えると、

①200 年確率の降水強度

200 年確率を用いて、洪水の到達時間を 10 分として降雨強度を算出すると

- ・ 200 年確率による降雨強度

降雨強度 = $4624.8 / (10^{0.91} + 22.86) = 149.24\text{mm}$ となり、313mm 以下となった。

②国内における過去の短時間降水量

また、気象庁が公開している全国を対象とした通年の過去記録より短時間の降水量について最大値を確認すると、

10 分間降水量は、新潟県の室谷観測所で記録された 50.0mm (2011 年 7 月 26 日)

1 時間降水量は、千葉県の新取観測所で記録された 153mm (1999 年 10 月 27 日)

などであり、15cm の積雪を一気の溶かす降雨量 313mm は日本国内における過去の記録からは確認出来なかった。

II 顕熱輸送による融雪量

本項では、降雨以外の気象条件により生じる融雪について検討を行う。

これまでのレインオンスノーに関する研究より、融雪は降雨のみでなく乱流熱輸送（顕熱輸送+潜熱輸送）やそのほかの熱収支により進むことが報告されている。（巻末資料-1）

鈴木委員より第4回審議の事後意見として、降雨（水）と熱輸送による融雪についての追加検討提案をいただいたので、その指摘を踏まえ本計画地における降雨以外の要因による融雪について検討を行う。

1. 検討条件

積雪深 : 最大 69cm（諏訪観測所の過去最大積雪深）とする。

日平均気温 : 17度（16.7度 過去最高 諏訪観測所 1987年11月3日）

日平均風速 : 11m/s（10.2m/s 過去最高 諏訪観測所 2018年3月6日）

2. 気温（空気）の温度変化による熱量

空気 1m³ を 1度温度変化させるカロリーは 300cal

空気 1m³（=1000リットル）の質量は、

$1000 \text{ リットル} / 22.4 \text{ L/mol} \times 28.966 \text{ g/mol} \approx 1293 \text{ g}$

空気の定圧比熱は、1.006J/gK

よって、1m³の空気を1度上昇させるのに必要な熱量は、

$(1.006 \text{ J/gK} \times 1293 \text{ g} \times 1 \text{ K}) / 4.184 \text{ J/cal} \approx 311 \text{ cal}$

3. 積雪 1cm の雪を溶かすのに必要な空気量

雪を溶かすのに必要なカロリーは、

$10 \text{ mm} \times 0.6 \times 80 = 480 \text{ cal}$

ここで、480calを1度の温度変化で発生する空気の体積を考えると、

$480 \div 311 = 1.54 \approx 1.5 \text{ m}^3$

4. 気温 17度、風速 11m/s 時に、融雪に消費できる熱量（カロリー）

気温と風速の条件を元に融雪に消費できるカロリーを考える時、雪面に対してどの程度の熱エネルギーを伝達できるかを評価しなければならない。しかし、巻末資料-1にも示されている様に、融雪に貢献する熱の影響については地域特性に大きく左右されることは分かっているが、具体的な法則性などはまだ解明されておらず、研究が進められている段階である。さらに、諏訪地域においてはレインオンスノーに関する研究が進んでいない状況である。よって、計画地での気象条件による乱流熱輸送などがどの様に融雪に影響するかを評価することが困難である。に一方、国土交通省北海道開発局が示している資料（巻末資料-2）によると、気温 10度、風速 5m/s の時に1日あたり雨量換算で 45mm の融雪があることが示されている。

そこで、本検討においては上記の数値を手がかりとして当該現場における融雪量を評

価する。

検討は、まず「気温 10 度、風速 5m/s の時に 1 日あたり雨量換算で 45mm の融雪」を当該現場に当てはめて融雪に消費されたと思われる空気量を算定する。その後、検討条件により発生する熱量を算定する。

①気温 10 度、風速 5m/s の時に雨量換算 45mm の融雪を生じる熱量

45mm の 0 度の氷（雪）が 0 度の水になるために必要な熱量は、
 $45 \times 80 = 3600\text{cal}$

ここで、融雪に関する算定式を、

$$Q_p = 311 \times V_w \times A_t \times I_r$$

ここに、 Q_p ：発生する熱量(cal)

V_w ：風速 (m/s)

A_t ：平均気温 (°C)

I_r ：影響範囲係数

と仮定すると、

$3600 = 311 \times 5 \times 10 \times I_r$ より、

$I_r = 3600 \div (311 \times 5 \times 10) = 0.23$ となる。

②対象地において融雪に使用できる熱量及び融雪量

上記の検討を元に対象地で発生する融雪に対する熱量を評価すると、

$$Q_p = 311 \times 11 \times 17 \times 0.23 = 13,376\text{cal}$$

以上より、気温 17 度、風速 11m/s 時に、融雪に消費できる熱量は 13,400cal 程度と想定する。

5. 降雨以外の要因による融雪量

上記の検討より、降雨以外の要因による融雪量を想定すると、

V_d (1 日あたり雨量換算融雪量) = $13,376 \div 80 = 167.2\text{mm/day}$ となる。

次に、1 時間あたりの降水量を評価すると、

V_h (1 時間あたり雨量換算融雪量) = $167.2 \div 24 = 7.0\text{mm/hr}$ となる。

6. 検討結果・考察

以上の検討より、降雨以外の要因による融雪量は調整容量検討の降雨強度式に対して小さい結果となった。

よって、降雨以外の要因のみに拠る融雪時においても調整池容量は十分満足していると判断できる。

Ⅲ レインオンスノー発生時の調整池の容量評価

本項では、降雨とそれ以外の気象条件により生じる融雪について検討を行う。

前項までに降雨のみによる場合の融雪量及びそれ以外の要因のみによる融雪量について示した。それらの検討経緯と結果を整理すると、

①降雨による融雪

積雪深 15 c m の融雪には 313mm の降雨が必要との結果になった。

②日平均気温 17 度、日平均風速 11m/s の条件下では 167.2mm/day の雨量換算融雪が生じる可能性が確認出来た。なお、この時の積雪深はおよそ 28cm 程度となる。

これらの条件を総合すると、必要となる積雪深 43cm となる。

上記の 2 つの条件が同時に発生することを想定すると、本計画における調整池は計画容量を上回る流入水により余水吐からの越水が生じる可能性が否定できない。

一方、これまでの諏訪観測所の観測データを確認する限り上記の現象が生じる可能性はきわめて低いと思われる。

さらに、計画地周辺ではレインオンスノーによる洪水被害の発生報告は確認出来なかった。これらの状況と過去の気象記録を含めて考えても、本調整池はレインオンスノー発生時においても安定的に機能を発揮できるものとする。

Rain-on-snowに伴う融雪災害の研究動向

石井 吉之^{1*}・平島 寛行²・山口 悟²

Research trends in snowmelt hazards due to rain-on-snow events

Yoshiyuki ISHII^{1*}, Hiroyuki HIRASHIMA² and Satoru YAMAGUCHI²

Abstract

Rain-on-snow (ROS) events cause severe snowmelt hazards such as river flooding, snow avalanches, slope failure, landslides, etc. ROS event studies have been increasing since 2000. Snowmelt energy balance studies show that the amount of advective energy carried by rainfall is usually small, and substantial contributions are made by turbulent heat transfer. However, snow melting does not occur entirely due to turbulent transfers, as radiative or ground heat transfers are also important depending on the site and period. The principal energy for melting snow during ROS events depends on the rainfall amount, meteorological and snowpack conditions, and the watershed characteristics. Moreover, the percolating process of rain water through the snowpack and the runoff characteristics of the outflow from the snowpack bottom are poorly understood. Artificial rain sprinkling experiments have been performed at some snowy sites, but the methods used in these experiments differed. In Moshiri of northern Hokkaido, Japan, a total artificial rainfall of 120 mm sprinkled over the 1.12 m deep snowpack over 207 minutes. The water that flowed out from the bottom of the snowpack was 67% event water and 33% pre-event water. This result indicates that the rain and snowmelt water percolation process during ROS events is remarkably different from the process that occurs during typical snow melting on sunny days.

Key words: rain-on-snow event, snowmelt energy balance, artificial rain sprinkling experiment, water percolation process through snowpack

I. はじめに

積雪上にまとまった雨が降る現象はrain-on-snow (ROS) イベントと呼ばれる。ROS イベントは春先の融雪期のみならず冬期の積雪期間中にも起こり、融雪洪水や全層雪崩・土砂崩れ・地すべりなどの災害要因になっている。特に春先のものをrain-on-spring-snowmelt event, 冬期のも

のをmid-winter rain-on-snow eventと区別して呼ばれることもある (MacDonald and Hoffman, 1995)。アメリカ北西部オレゴン州やドイツ南部のそれぞれ山岳地帯では、真冬にもかかわらずROSイベントによって全層雪崩や融雪洪水などの災害が生じている (Marks *et al.*, 1998; Sui and Koehler, 2001)。ROSイベントによる災害事例の研究報告は2000年まではそれ程多くはなかった。

1 北海道大学低温科学研究所 Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

2 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター Snow and Ice Research Center, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

* 責任著者 ishiiy@pop.lowtem.hokudai.ac.jp

ところが、2000年以降になると世界各地でさかんに研究されるようになり、2014年のアメリカ地球物理学連合秋季大会（AGU fall meeting）では‘Rain-on-snow floods in a changing climate’という特別セッションが開催されるまでに至った。Pomeroy *et al.* (2016) はアメリカ太平洋岸北西部、北アメリカ東部、ヨーロッパ中央部、北ユーラシア、ヒマラヤなど世界各地での研究報告例を挙げている。日本国内では、本州日本海側の積雪地域において、真冬の降雨に伴う積雪底面流出や河川流出の増水事例が報告されているが（Whitaker and Sugiyama, 2005）、ROS イベントに伴う顕著な降雨融雪洪水は春先の融雪期に起きている。これまでも、富山県神通川上流や北海道豊平川上流などにおいて、ダム管理者等の実務者レベルでの降雨融雪洪水の報告がなされているが、雪氷水文学的に議論した研究は少ない（石井, 2012）。

ROS イベントについては、発生要因を気象学的観点から論じた研究（McCabe *et al.*, 2007; Cohen *et al.*, 2015 など）もあるが、本稿では近年報告例が増えつつあるROS イベント時の融雪熱収支に関する研究と、ROS イベントを模した積雪表面への模擬降雨散水実験についての最近の動向について論じる。

II. ROS イベント時の融雪熱収支

積雪上にまとまった雨が降ると、雪面が著しく低下し積雪の体積が減るので、あたかも雨が雪どけを進めたかのように見える。しかし、雨滴自体が雪をとかす量（移流熱輸送）は小さく、多くの場合、雪面への乱流熱輸送（顕熱輸送+潜熱輸送）が主となって雪どけが進む。この事実は過去十数年におけるROS イベント時の融雪熱収支の研究を通じて広く認識されるようになった。ところが、条件の良くない大雨時の観測的研究であるがゆえに報告例はそれほど多くない。そのため、荒天時でも放射熱収支成分が最も効いている（Mazurkiewicz *et al.*, 2008）、雪面での凝結熱輸送が重要である（Wondzell and King, 2003）、

森林では乱流熱輸送があまり効かない（Berris and Harr, 1987; Marks *et al.*, 1998）等々、必ずしも雪面への乱流熱輸送だけが重要なのではないという報告も多く、ROS イベント時の降雨・気象・積雪条件さらには流域特性に応じて雪どけの進み方は様々に異なる（Jennings and Jones, 2015; Wayand *et al.*, 2015 など）。

アメリカ北西部カスケード山脈のH. J. Andrews 試験林流域（62 km²）では隣接する3流域の上流部の気象観測地点（それぞれ標高1,018 m, 1,273 m, 1,294 m）における1996年から2003年までの融雪期の熱収支がSNOBALモデルを用いて算定された（Mazurkiewicz *et al.*, 2008）。その結果、融雪熱収支には1,294 m地点では放射熱収支成分の寄与が全融雪熱量の58%と大きく、1,273 m地点では乱流熱輸送量が40%以上となり放射熱収支成分の35%を上回った。1,018 m地点ではどちらも約30%と同程度であった。また、ROS イベント時だけに限定してもほぼ同様の結果となり、1,294 mの地点では放射熱収支成分が58%を占めたのに対し、乱流熱輸送量は20%であった。一方、1,273 m地点では放射熱収支成分の36%に対し、乱流熱輸送量が42%と大きかった。1,018 m地点は放射熱収支成分33%、乱流熱輸送量28%と同程度であった。このように流域の標高や降雨降雪条件が類似した森林流域でも融雪熱収支は似たような熱配分にはならず、ROS イベント時に限っても同様であった。

ROS イベント時の融雪熱収支にはイベントの大きさも影響する。van Heeswijk *et al.* (1996) は、冬期のROS イベント時には強い風と全層0°Cの等温で含水率の高い積雪の存在が冬期の雨よりも大きな融雪をもたらすことをモデルを用いて示し、ROS イベント時における雪面への乱流熱輸送の重要性を指摘した。これに対し、H. J. Andrews 試験林で観測されたように、発生頻度は多いが比較的小規模なROS イベント時には放射熱収支成分が主要な融雪熱源となる。北海道北部の母子里で観測された降雨量20~30 mmの小

Rain-on-snowに伴う融雪災害の研究動向

さなROSイベント時の融雪熱収支でも、H. J. Andrews 試験林と同様に放射熱収支成分が全融雪熱量の50%以上を占めていた(宍戸ほか, 2005)。

カナダ・ロッキー山脈南部では2013年6月19～22日に250 mmの降水によって深刻な洪水被害が発生した(Pomeroy *et al.*, 2016)。山岳地帯における連続した強い降雨とそれに続く真夏の降雪およびROSイベントが主な発生要因となった。Upper Marmot Creek Basin 試験地 (1.2 km²) における洪水前 (6月12～18日)、洪水中 (6月19～25日)、洪水後 (6月26～7月2日) の期間平均の融雪熱量はそれぞれ17, 26, 22 Wm⁻²であった。洪水期間中は悪天候であるため短波長放射収支成分による融雪熱量は洪水前・後に比べて小さくなったが、その分は乱流熱輸送量の増加と移流熱輸送量に加わって補われた。洪水期間中の平均的な融雪熱収支に最も寄与するのは地中熱輸送量であった。この時の洪水前の積雪面積の割合は全流域の15%であり、これが洪水中には100%まで上昇し、洪水後には洪水前と同じ状態に戻った。すなわち、降雪に伴う積雪域の拡大縮小が著しく、洪水期間中の平均的な融雪熱収支には一時的に拡大した積雪域における地中熱輸送量による融雪への寄与が最も大きくなった。山岳寒冷地における夏の融雪出水を考える場合には、地中熱輸送量の寄与も十分に考慮しなければならない。

Ⅲ. ROS イベントを想定した模擬降雨散水実験

ROS イベント時の融雪熱収支のほかにも、積雪表面に降った雨水が積雪内をどのように流下あるいは貯留されるかについても未解明な点が多い。実際の現象では降雨条件も積雪条件も多様であるため、現象についての理解はさらに難しくなる。この問題を解決するために有効な手段が積雪表面への模擬降雨散水実験である。予め成層状態や各層の厚さや密度等の内部構造が調べられた積雪の表面に一定強度の降雨を任意の時間継続して散水し、積雪底面から流出する量や内部に貯留さ

れる量とそれらの時間変化を調べる実験である。先駆的な研究はオーストリア・アルプスの標高2,640 mの高地でなされた (Singh *et al.*, 1997)。彼らは自然状態の積雪を周囲から切り離して面積2 m×1 m、深さ1.08 mのブロック状に切り出したプロットⅠと、切り離さずに自然のままに保った面積2 m×2 m、深さ1.08 mのプロットⅡにおいて、降雨シミュレーターを用いて1 mの高さから一様に散水する実験をそれぞれの場所で3回行った。降雨強度と散水時間は1回目と2回目が約100 mm h⁻¹を120分、3回目が約50 mm h⁻¹を60分である。積雪底面流出量は排水溝を通じて転倒桁型流量計で測定された。1回目はプロットⅠ、Ⅱとも底面流出がほとんど現われなかったが、ひき続き同じ場所で行われた2回目と3回目の実験では両プロットで底面流出が出現し、両プロットの降雨に対する流出応答は類似し、流出率もほぼ100%であった。1回目の散水によって積雪内部に水の通りやすい構造が形成され、2回目と3回目にはその積雪内を速やかにかつ滞留や貯留のない水分輸送がなされるようになったと考えられる (Singh *et al.*, 1997)。

アメリカ・アイダホ州ボイス国有林内の標高850 m地点でも、特に傾斜地の積雪を対象に降雨シミュレーターを用いた模擬降雨散水実験がなされた (Eiriksson *et al.*, 2013)。傾斜角10～16°の斜面における長さ1.5 m幅0.5 mの雪面上に染料 (Rhodamin WT) を付加した降雨を散水し、その斜面の末端に積雪ピットを掘削し、斜面下方に向かって積雪内を流れる水の動きを観察した。この時の総降水量は実際の現象に近い9.5 mmとした。積雪内の横方向の流れが着色された水の動きによって鮮明に観測され、斜面に沿う横方向の流れが鉛直方向の数10倍も卓越することが明らかにされた。

チェコ共和国クルコノシェ山脈の標高1,340 m地点でも、重水素を付加した模擬降雨の散水実験が行われた (Juras *et al.*, 2016)。面積1 m×1 m深さ1.2 mに切り出された積雪ブロックの表面に、直径50 cmの円状に、重水素の同位体比 (δ

D) +82.6%の降雨72.7 mmが61分間にわたり散水された。底面流出水を重水素の同位体比で成分分離した結果、70 mm h⁻¹以上の激しい降雨を与えたところ、散水した水 (event water) は全体のほぼ2/3が積雪底面から流出し、1/3が積雪内に貯留されることが分かった。また、event waterは、始めのうちは散水前に積雪内に貯留されていた水 (pre-event water) を押し出し、その後自らが流出することが明らかにされた。

北海道北部の母子里でも、積雪表面に100 mm以上の大雨が降った時を想定した模擬降雨散水実験が2011~2013年および2016年のそれぞれ融雪期に実施された (石井ほか, 2013)。ここでは積雪をブロック状に切り離すことはせず、Singh *et al.* (1997) のプロットIIと同様に自然のままの状態で行った。δDを用いて成分分離をするために、散水用の水試料には北海道岩内町深層海洋水脱塩水 (δD≒0‰) を用い、積雪の同位体比 (δD≒-100‰) との濃度差を大きくして分解能を上げた。積雪底面流出の現われ方は実験ごとに異なり、流出率は0から0.71まで多様であった。流出率が最も大きかった2013年4月30日の結果をFig. 1に示す。1 m×1 mの積雪表面に207分間にわたり総量120 Lの模擬降雨 (降雨強度は約35 mm h⁻¹で一定) が散水された。この時の積雪深は1.16 mである。散水開始から30分後に積雪底面流出が現われ始め、その70分後にはほぼ一定の流出量 (約25 mm h⁻¹) になり、散水終了とともに速やかに減少した。流出水のδDは流出開始時の-100‰から徐々に増加し、散水終了直後には-18‰になった。その後、流出量が著しく減少しても-28‰程度を保ち、散水した水の重力排水が終了したとみなされる約15時間後になっても-35‰程度の値を示した。δDを用いて成分分離した結果をFig. 2に示す。全流出量のうちevent waterとpre-event waterの割合はそれぞれ67%と33%となった。無機イオンや水の安定同位体を用いたこれまでのトレーサー研究では、晴れた日の融雪時には積雪内部に貯留された前日の融雪水が押し出されるように積雪底面から

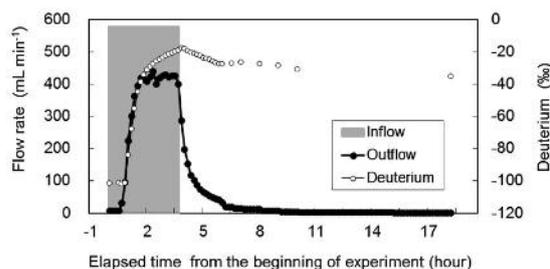


Fig. 1 Time variations in the inflow and outflow rates and the deuterium contents of the outflow water.

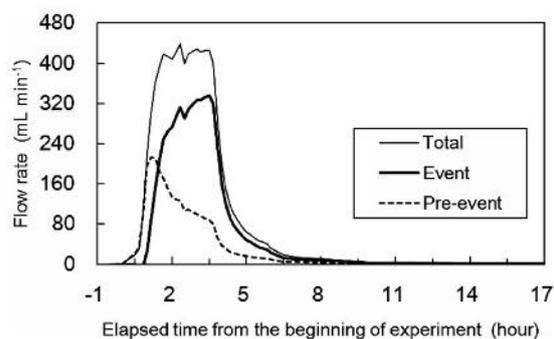


Fig. 2 Results of hydrograph separation using the deuterium content of the snowpack bottom outflow.

流出し、その割合は全流出量の90%以上に及ぶと報告されている (鈴木, 1993; 太戸ほか, 2005 など)。一方、ROS イベント時には、降ってきた水の60~70%が積雪底面から流出することが明らかにされた。なお、模擬降雨散水実験では積雪ブロックを切り出して散水する方法と、自然のままの積雪に散水する方法とがある。積雪底面流出の流出率を100%にするためには積雪ブロックを用いた方法が良いのであるが、ブロックの側面をつたって水が流下することがあり、自然状態を正しく反映できない可能性がある。また、顕著な積雪内浸透が起きている積雪、あるいは実験的に積雪内浸透を起こそうとしている積雪に鉛直断面観察用ピットを掘削すると、そのピットに向かって浸透水が流れて来るようになり、自然状態での流れの場が乱されてしまう。したがって、散水実験は、積雪ブロックを切り出したたり、観察用ピットを作らずに、自然状態のままの積雪を対象に行う方法が良いと判断される。しかし、そうすると今

Rain-on-snow に伴う融雪災害の研究動向

度は積雪底面の流出率が大小さまざまになり、現象の解釈が難しくなる。Singh *et al.* (1997) の実験はどちらの方法でも行い、ほぼ同じ結果が得られているので興味深い。

母子里における一連の実験では、積雪底面からの流出が顕著に現われる場合と現われない場合とが起きた。流出状況は散水量や積雪深とは関係がなく、その時の積雪層構造に応じて多様であった。こうした違いは層境界での粒径コントラストの強弱によると考えられるので、防災科学技術研究所雪氷防災研究センターで開発された多次元水分移動モデル (Hirashima *et al.*, 2014) を用い、層境界での粒径コントラストが積雪内浸透に及ぼす効果が検討された (Hirashima *et al.*, 2016)。その結果、粒径コントラストは層境界で浸透水の滞留を引き起こすと言う面では重要であるが、積

雪底面流出が出現するか否かは、Fig. 3に示すように、層境界より下層における水みちの発達の方に強く依存することが明らかとなった。模擬降雨散水実験では特定の積雪表面にのみ降雨を与えるので、その鉛直下方に積雪底面流出が出現する場合としない場合が現われるが、実際のROSイベント時には積雪域全体に降雨が供給される。水みちが発達する場合には速やかに多量の水分輸送が生じ、流域全体では著しい降雨融雪洪水が生じる。

Ⅳ. おわりに

本稿では、ROS イベント時の融雪熱収支に関する研究と、ROS イベントを模した模擬降雨散水実験に関する最近の研究動向について論じた。ROS イベント時の融雪熱収支には雪面への乱流熱輸送の寄与が大きいと一般的に認識されるようになった。しかし、必ずしも乱流熱輸送が主要な熱収支成分ではない場合や、イベントの規模によって乱流熱輸送の寄与率が異なってくるなど、まだまだ不明瞭な点も多い。また、強風・大雨・著しく湿った雪という悪条件の下で、いかにして信頼性の高い観測データを取得できるようにするかも、今後研究を進める上での鍵となる。

ROS イベント時に積雪内部で何が起きているかを知るためには、積雪断面観察用ピットを掘って積雪内部の水の流れを目視するのが簡単かつ確実である。しかし、ピットを掘ること自体が水の流れを変えてしまうことになり、非破壊で確認する方法が望ましい。実験前の湿った積雪と模擬降雨との混合割合は、水の安定同位体比をトレーサーとした混合率計算で比較的容易に求められる。それに加えて、実験後の重力排水後に雪粒間に保持されている液体の水の同位体比や、実験前後の雪粒の同位体比変化などを調べることによって、模擬降雨の積雪中での動態を詳しく検討することも必要であろう。また、融雪最盛期の積雪を対象としているので、積雪は全層0°Cと仮定しているが、浸透水の移流熱や融解再凍結によって雪

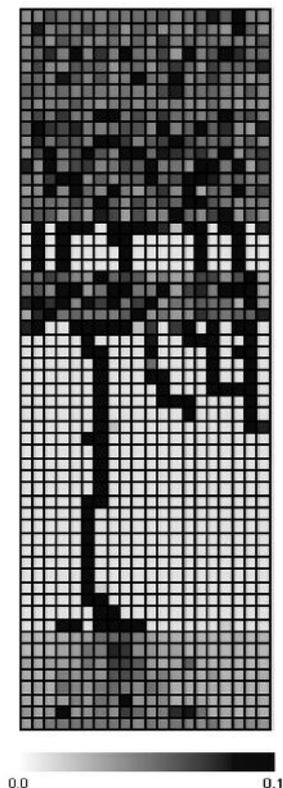


Fig. 3 Example of a simulation using the multi-dimensional water transport model (mesh size: 2 cm×2 cm, snow depth: 116 cm). Color strength denotes volumetric water content from 0 to 0.1 as shown at the bottom of the figure.

温センサーでは識別し得ない微小な温度場が形成され、粗い雪粒が結合して氷板となったり、結合が緩んで著しく水を透しやすい層になったりすることも考えられる。以上についてはこれまでの模擬降雨散水実験では十分に考察されておらず、今後の課題である。

さらに、ROS イベントに関しては水文学的観点からの研究が多いが、積雪内部構造やそれらの時間変化についての情報が必ずしも十分には組み込まれていない場合が多い。今後は積雪、特に湿雪の物理・化学の研究者との連携を深めて研究を進めることが望まれる。

謝 辞

本研究には、科学研究費補助金基盤研究 (C) 課題番号26350482と、平成28年度北海道大学低温科学研究所共同研究 (一般共同研究) の経費の一部を使用した。

文 献

石井吉之 (2012) 降雨と融雪が重なって生じる融雪出水. 日本水文科学会誌, **42**(3), 101–107.

石井吉之・中坪俊一・森 章一・的場澄人 (2013) 降雨と融雪が重なって生じる融雪出水 (2)—3ヶ年の模擬降雨散水実験の比較—. 北海道の雪氷, **32**, 104–107.

穴戸真也・石井吉之・山崎 学・田中夕美子 (2005) 降雨と融雪が重なった時の出水現象. 北海道の農業気象, **57**, 15–27.

鈴木啓助 (1993) 積雪中における押し出し流の形成. 地理学評論, **66A**(7), 416–424.

Berris, S. N. and Harr, R. D. (1987) Comparative snow accumulation and melt during rainfall in forested and clear-cut plots in the Western Cascades of Oregon. *Water Resources Research*, **23**(1), 135–142.

Cohen, J., Ye, H. and Jones, J. (2015) Trends and variability in rain-on-snow events. *Geo-*

physical Research Letters, **42**(17), 7115–7122.

Eiriksson, D., Whitson, M., Luce, C. H., Marshall, H. P., Bradford, J., Benner, S. G., Black, T., Hetrick, H. and McNamara, J. P. (2013) An evaluation of the hydrologic relevance of lateral flow in snow at hillslope and catchment scales. *Hydrological Processes*, **27**(5), 640–654.

Hirashima, H., Yamaguchi, S. and Katsushima, T. (2014) A multi-dimensional water transport model to reproduce preferential flow in the snowpack. *Cold Regions Science and Technology*, **108**, 80–90.

Hirashima, H., Ishii, Y. and Yamaguchi, S. (2016) Application of multi-dimensional water transport model to natural snow—Reproduction simulation of water sprinkle experiment—. *International Snow Science Workshop Proceedings*, Colorado, 690–694.

Jennings, K. and Jones, J. A. (2015) Precipitation-snowmelt timing and snowmelt augmentation of large peak flow events, western Cascades, Oregon. *Water Resources Research*, **51**(9), 7649–7661.

Juras, R., Pavlásek, J., Vitvar, T., Šanda, M., Holub, J., Jankovec, J. and Linda, M. (2016) Isotopic tracing of the outflow during artificial rain-on-snow event. *Journal of Hydrology*, **541**, 1145–1154.

MacDonald, L. H. and Hoffman, J. A. (1995) Causes of peakflows in northwestern Montana and northeastern Idaho. *Water Resources Bulletin*, **31**, 79–95.

Marks, D., Kimball, J., Tingey, D. and Link, T. (1998) The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: A case study of the 1996 Pacific Northwest flood. *Hydrological Processes*, **12**, 1569–1587.

Rain-on-snow に伴う融雪災害の研究動向

- Mazurkiewicz, A. B., Callery, D. G. and McDonnell, J. J. (2008) Assessing the controls of the snow energy balance and water available for runoff in a rain-on-snow environment. *Journal of Hydrology*, **354**, 1–14.
- McCabe, G. J., Clark, M. P. and Hay, L. E. (2007) Rain-on-snow events in the western United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**(3), 319–328.
- Pomeroy, J. W., Fang, X. and Marks, D. G. (2016) The cold rain-on-snow event of June 2013 in the Canadian Rockies—characteristics and diagnosis. *Hydrological Processes*, **30**(17), 2899–2914.
- Singh, P., Spitzbart, G., Hubl, H. and Weinmeister, W. H. (1997) Hydrological response of snow pack under rain on snow events: a field study. *Journal of Hydrology*, **202**, 1–20.
- Sui, J. and Koehler, G. (2001) Rain-on-snow induced flood events in South Germany. *Journal of Hydrology*, **252**, 205–220.
- van Heeswijk, M., Kimball, J. S. and Marks, D. (1996) Simulation of water available for runoff in clearcut forest openings during rain-on-snow events in the western Cascade Range of Oregon and Washington. *Technical report*, U. S. Geological Survey, Tacoma, Washington, 1–67.
- Wayand, N. E., Lundquist, J. D. and Clark, M. P. (2015) Modeling the influence of hypsometry, vegetation, and storm energy on snowmelt contributions to basins during rain-on-snow floods. *Water Resources Research*, **51**(10), 8551–8569.
- Whitaker, A. C. and Sugiyama, H. (2005) Seasonal snowpack dynamics and runoff in a cool temperate forest: Lysimeter experiment in Niigata, Japan. *Hydrological Processes*, **19**(20), 4179–4200.
- Wondzell, S. M. and King, J. G. (2003) Postfire erosional processes in the Pacific Northwest and Rocky Mountain regions. *Forest Ecology and Management*, **178**, 75–87.

原稿受付：2017年4月22日

原稿受理：2017年6月5日

この論文に対する「討論」を2018年2月28日まで受け付けます。

石井・平島・山口

Rain-on-snowに伴う融雪災害の研究動向

石井 吉之^{1*}・平島 寛行²・山口 悟²

要 旨

積雪上にまとまった雨が降る現象はROS (rain-on-snow) イベントと呼ばれ、融雪洪水や全層雪崩、土砂崩れ、地すべりなどの要因となる。ROSイベントに関する研究は、2000年以降になって、世界各地の積雪地域でさかんに行われるようになった。ROSイベント時に雨が雪をとかす量は小さく、多くの場合、雪面への乱流熱輸送が主となって雪どけが進む。しかし、必ずしも乱流熱輸送だけが重要なのではなく、放射熱収支量や積雪底面への地中熱輸送が卓越する場合や、ROSイベントの規模に応じて主要な融雪熱収支成分が異なることもあり、降雨・気象・積雪条件さらには流域特性に応じて多様に異なる。さらに、降雨が積雪内をどのように浸透し積雪底面から流出するかについてもよく分かっていない。そのために模擬降雨散水実験がなされているが、平地か斜面か、積雪ブロックを切り出して散水するか自然のまま散水するかなど、実験方法に応じて様々な結果が得られている。北海道母子里で行われた120 mmの降雨を与えた実験では、積雪底面からevent waterが67%、pre-event waterが33%の割合で流出し、晴天日の融雪水の流出とは著しく異なることが分かった。

キーワード：ROS イベント，融雪熱収支，模擬降雨散水実験，積雪内浸透過程

4. 水害と治水事業の沿革

4-1 既往洪水の概要

天塩川の洪水は、流域の位置、形状などの河川特性が大きく影響しており、洪水の形態は春季の融雪出水と夏季豪雨による洪水の2つがある。

最北の地にあるこの川は、上流が南で北へ流下する寒地河川で、冬期間は結氷し春先は上流から融け始め、まだ結氷中の下流へモロミとなって流下する。この現象は天塩川特有のもので、氷詰りの異常水位となって、大きな水害をもたらしてきた。加えて、年間総流出量の40%～60%は4月から6月にかけて流出し、この融雪出水は、日本海側北部の河川特有の現象であるが、気温の上昇と降雨が重なった場合、大きな水害になることがある。また、気温10℃、風速5.0m³/sのとき1日に融ける雪の量は、雨量に換算すると45mm位といわれていて、融雪出水は極めてゆっくりと長期間にわたって流出してくる。

一方、夏季の洪水は集中豪雨に起因する出水が多いのが特徴となっている。強い雨が降るのは限られた期間で、それは、本州の梅雨が終わる頃の不連続線の北上する7月初めと、オホーツク海高気圧により寒冷前線の発生する7月後半、あるいはシベリア高気圧により寒冷前線が南下する8月下旬の3種類が挙げられ、これに低気圧や台風が伴うと更に雨量はおおくなり、水害が発生している。

次に、主要洪水の概要を示す。



冬期に結氷する天塩川(中川地区)

(1) 昭和7年8月の洪水

この年は、8月から9月にかけて8回の大雨に見舞われ、全道的に河川の洪水氾濫が相次ぎ、かつ低温、寡照で冷害凶作の年となった。

8月14日午前3時頃より降り出した雨は、深夜に入って一層強烈をきわめて夜を徹して降り続いた。その結果、天塩川本流並びに各支流は一斉に増水氾濫し、流域のほとんどの町村が大災害を被った。天塩川水系の被害額は23,725,219円となっており、全道被害の18%の被害が天塩川水系で発生した。

降雨量は中旬で上士別174mm、下旬では上士別143mm、名寄124mm、音威子府112mmが記録されている。

また、その被害は浸水家屋383戸、田畑の被害は浸水田3,457ha、浸水畑19,370haとなっている。



昭和7年8月洪水
(士別軌道天塩川九十九橋の流出)

出典：天塩川治水史

(2) 昭和14年7月の洪水

7月28日から30日にかけて道北地方を襲った大雨は、上川、留萌支庁管内にかなりの被害をもたらした。上音威子府で197mmの降雨があり、天塩川水系の被害は、鉄道の浸水5カ所、橋梁流失32カ所、死者1人、道路浸水1カ所、浸水家屋344戸、田畑浸水3,918haとなった。

(3) 昭和28年7月の洪水

この年、6月下旬九州をはじめ西日本一帯に大水害を発生させたが、北海道における7月から8月にかけて前後3度に及ぶ豪雨は、前後まれに見る洪水となった。特に上川地方では降水量が平年の4倍以上にも達した。これは7月7日より9日までの第1次豪雨、19日より22日までの第2次豪雨、及び31日より8月1日にかけての第3次の豪雨が、前後3回にわたり約10日間の間隔をおいて集中的に道北、道南に発生した結果によるものである。

天塩川流域の降雨量は上士別で149mm、和寒136mm、名寄134.8mmであり、驟雨性といわれ、その強さの変動の度合いは大きかった。被害の状況は、25日から27日までに河口で101.3mm