

少雪条件下での灌漑期水資源の統計的予測  
—2019-20 年積雪条件下での信濃川流域における検討—

Statistical predictions of streamflow during irrigation period with 2019/20 snow  
conditions: A case study in Shinano River Watershed

吉田武郎\*, 宮島真理子\*\*, 松尾洋毅\*\*, 森田孝治\*\*, 相原星哉\*, 皆川裕樹\*, 河島克久\*\*\*

\*農業・食品産業技術総合研究機構 農村工学研究部門 (〒305-8609 茨城県つくば市観音台 2-1-6)

\*\*サンスイコンサルタント (株), 〒600-8108 京都市下京区五条通新町西入西鋸屋町 23 番地 陽和ビル

\*\*\*新潟大学災害・復興科学研究所 (〒950-2181 新潟県新潟市西区五十嵐二の町 8050)

YOSHIDA Takeo\*, MIYAJIMA Mariko\*\*, MATSUO Hiroki\*\*, MORITA Koji\*\*, AIHARA Seiya\*,  
MINAKAWA Hiroki\*, and KAWASHIMA Katsuhisa\*\*\*

\*Institute for Rural Engineering, National Agriculture and Food Research Organization (2-1-6 Kan-nondai, Tsukuba, Ibaraki, 305-8609, Japan)

\*\*Sansui Consultant Co., Ltd. (23 Yowa Building, Nishikazariya-cho, Shinmachi-Nishiiru, Gojo-dori, Simogyo-ku, Kyoto, Kyoto 600-8108, JAPAN)

\*\*\*Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University (8050 Igarashi-Ninocho, Nishi-ku, Niigata, Niigata 950-2181, Japan)

(Received 4 December 2020, Accepted 22 February 2021)

### Abstract

We evaluated how the impact of the record low snowfall in 2019-20 affected the risk of drought in the Shinano River watershed based on the river flow at the water utilization reference point. The results indicated that the drought period on average increased by 38% and the drought amount increased by 48% compared with the climate conditions of the past 37 years. In addition to the record low snow depth, the risk of drought in summer period (July to September) would typically increase if the cumulative precipitation in spring (April to June) is less than 250 mm. When the cumulative precipitation during the same period exceeds 250 mm, the effect of the low snow depth on the risk of drought in summer would be limited. The drought risk in the Shinano River watershed for the summer of 2020 would have been reduced because of the ample precipitation from April to June. The obtained knowledge can be utilized to construct early risk information based on medium- to long-term seasonal forecasts of summer drought.

**Key words:** drought, statistical predictions, watershed models, snow water equivalent, climate change

### 要 旨

2019-20 年の記録的な少雪の影響が、信濃川流域での渇水リスクにどのように影響したかを、利水基準点の河川流量を指標として評価した。その結果、過去 37 年間の気象条件と比較すると、平均的に、渇水期間は 38%、渇水量は 48% 増加することが示された。また、少雪に加え、春季 (4~6 月) の累積降水量が 250 mm を下回る場合に、夏季の渇水リスクが増大する一方で、同期間の累積降水量が 250 mm 以上の場合には、夏季 (7~9 月) の渇水リスクに及ぼす影響は限定的であることを示した。2020 年の信濃川流域における 4~6 月の降水量は十分多かったため、夏季の渇水リスクはさほど高くはなかったものと考えられる。得られた知見は、中長期の季節予報などに基づく早期リスク情報の構築に利用できる。

**キーワード:** 渇水, 統計的予測, 流域水循環モデル, 積雪水当量, 気候変動

#### 1. はじめに

気候変動に伴う融雪の早期化により、これまで以上に水資源の適切な管理が求められる。日本の積雪地域は、積雪地帯としては比較的温暖な条件下に位置しており、微細な気温変化に対して鋭敏に反応する (Kudo et al., 2017a)。こうした積雪・融雪条件の変化は河川流量の時間的な変動パターンにも変化を

もたらし、北陸のある河川流域では代かき期の用水供給が不安定になることが報告された（工藤ら，2012）。さらに、日本全域のスケールで評価した研究も、東北、北陸地方を中心とする暖地積雪流域の利水基準点において、代かき期の渇水流量が顕著な減少傾向にあることを明らかにした（Kudo et al., 2017b）。

2019年から2020年の冬季（以下、2019-20年冬季）は全国的に記録的な暖冬となった。2019年12月から2020年2月の平均気温は平年より東日本で2.2℃、西日本で2.0℃高く、降雪量は北日本で平年値の44%、東日本の日本海側で7%にとどまった。この期間の大規模な気象場の特徴として、偏西風の蛇行や正の北極振動によりシベリア高気圧およびアリューシャン低気圧が平年よりも弱く、冬型の気圧配置となる日が少なかったことが報告されている。これにより日本付近への寒気の流入が平均して弱くなったことに加え、地球温暖化に伴う全球的な気温の上昇傾向が続いていること、さらに北半球中緯度域で全体的に対流圏の気温が著しく高かったことも暖冬の背景にあったと推察されている（気象庁，2020）。

積雪が灌漑期の水資源として見込まれている流域では、この少雪が灌漑期の水資源・水利用にどのような影響を及ぼすかについて関心が高まった。しかし、これまでになされた報告は、積雪水当量の統計的な分析や少雪の地域的な特性の報告（渡部ら，2020）にとどまっており、河川流量への影響や水利用に関するリスクの分析には至っていない。

そこで本研究では、典型的な降雪地域を抱える信濃川流域において、2019-20年の積雪状況の条件下で起こり得た水利用に関するリスクについて、水文モデルと過去37年の気象資料により統計的な予測を行う。具体的には、2019-20年冬季の積雪条件下で計算された利水基準点での灌漑期の河川流量が過去37年のそれらと比較してどのように変化したかを示す。さらに、その変化が農業用水の利用にどのような影響を持つかを明らかにする。

## 2. 対象流域

### 2.1 信濃川流域の概要

本研究では、典型的な暖地積雪流域である信濃川流域を対象に検討を行う（Fig. 1）。信濃川流域は長野、山梨、埼玉県境の甲武信ヶ岳に発し、長野県、新潟県を貫流する幹川流路延長367 km、流域面積11,900 km<sup>2</sup>の一級河川である。流域内には農水・発電・都市用水の供給を目的としたダムが約90基あり、水利権は発電・かんがい・上工水他合わせて5,235 m<sup>3</sup>/sである。中下流および支川に沿って、国営土地改良事業地区の農地約14,700 haに加えて、県営事業等で水利施設が整備された広大な水田地帯が展開されており、取水と還元を繰り返しながら水利用が行われている。

### 2.2 2019-20年冬の積雪概況

信濃川流域は、日本海側の豪雪地帯から中部山岳地域まで、冬季降水量が大きく異なる地域を包含するため、本研究では6つの支流に分けて整理する（Fig. 1）。Fig. 2に、信濃

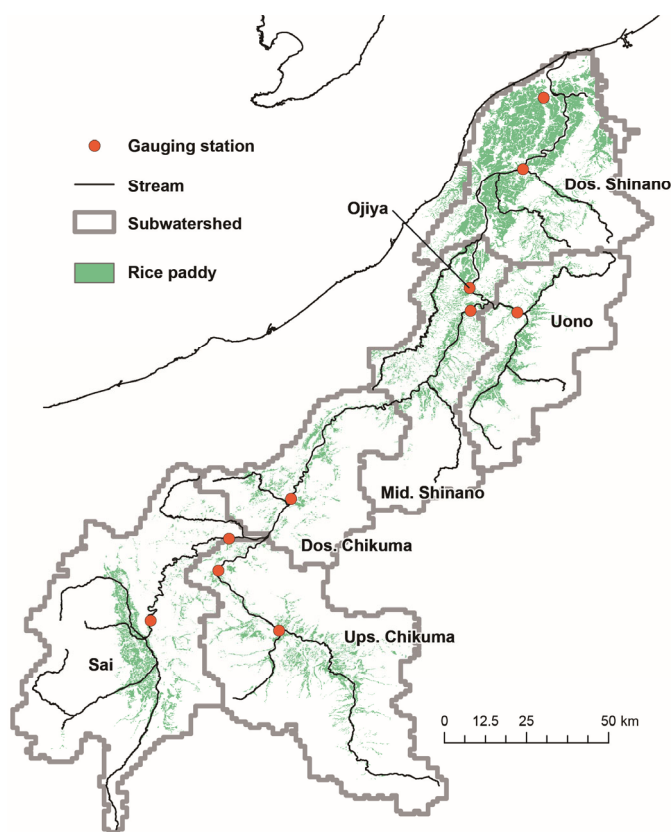
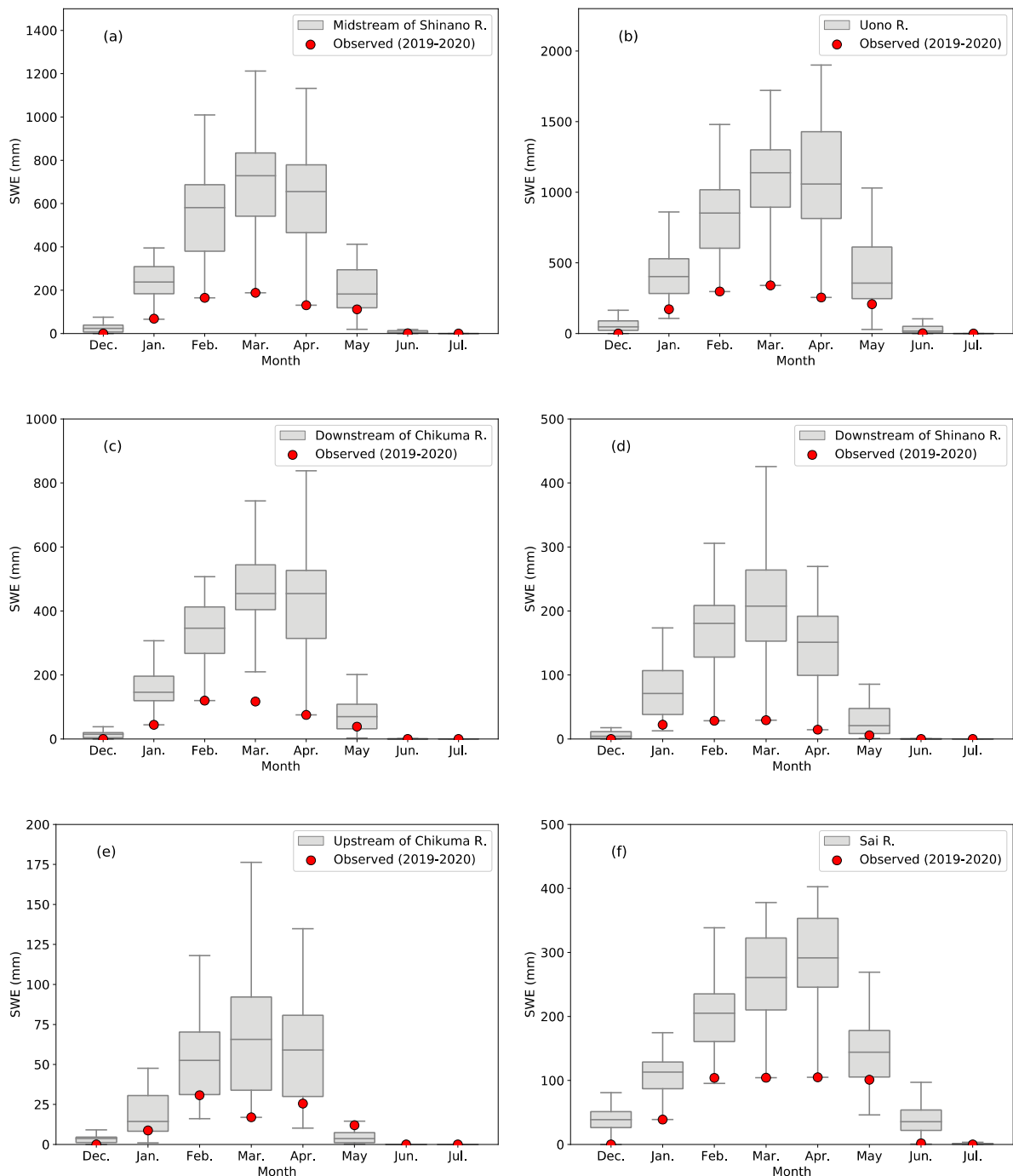


Fig. 3 信濃川流域の全体像と支流の区分。

川流域に適用した分布型水循環モデル (吉田ら, 2012a) により推定した各月初日の積雪水当量の過去 39 年 (1981~2019 年) の分布を示す. 信濃川中流域 (Fig. 2 (a)), 魚野川流域 (同図 (b)), 千曲川下流域 (同図 (c)) は豪雪地帯対策特別措置法により特別豪雪地帯に指定された市町村を多く含む. 積雪水当量の 3 月 1 日時点での中央値は 400 mm を超え, 特に魚野川流域では 1,000 mm を超える. 一方, 信濃川下流域 (Fig. 2 (d)), 千曲川上流域 (同図 (e)), 犀川流域 (同図 (f)) では積雪量が少なく, 3 月 1 日時点での積雪水当量の中央値は 300 mm 以下となっている.

信濃川の支流ごとに, 2019-20 年の各月初日の積雪水当量 (Fig. 2 中の丸印) を, 過去 39 年 (1981-2019 年) の変動とともに示した. どの支流をみても, 2019-20 年の積雪水当量は髭の下端付近にプロ



**Fig.2** 信濃川流域内の支流における各月初日の積雪水当量. 1983-2019 年の統計値と 2019-20 年の比較.  
 (a) 信濃川中流域, (b) 魚野川流域, (c) 千曲川下流域, (d) 信濃川下流域, (e) 千曲川上流域, (f) 犀川流域.

ットされ、統計的にみても最低のレベルであったことが見て取れる。ただし、4月は気温が低下したことから、5月初日の積雪水当量は統計的には下位25%（第1四分位数）まで回復していた。そのため、以後の検討では、4月1日の積雪状況を初期値とした検討を中心に分析を進める。

### 3. 解析資料と方法

#### 3.1 降雪量および融雪モデルの検証

本研究で用いる積雪・融雪モデル（吉田ら，2012a）は、流域を分割する矩形領域（以下、グリッド）ごとに降水量、気温、短長波放射量等の気象データを日単位で与え、勾配や斜面の方向を加味して積雪・融雪量を推定する。信濃川への適用では、約1km<sup>2</sup>の標準地域メッシュ（三次メッシュ）に基づいてモデルを適用した。モデルの詳細については、吉田ら（2012a）を参照されたい。信濃川流域での融雪流出特性の把握は現在のみならず、地球温暖化時の水資源リスクの対応力を評価する観点からも重要であるが、暖地積雪流域におけるアルベドの変化、地熱融雪量の定量化には課題が残されている。また、検討の前提となる山岳地域の降水量推定にも不確実性が大きい。本研究では、まず、流域内の熱収支観測データおよび積雪深データにより、山地降水量の推定精度およびモデルパラメタの検証を行った上で、積雪・融雪過程をより精密に計算する。

##### 3.1.1 冬季の山地降水量の補正

山間部では降水量の観測地点が少なく、観測降水量を内外挿して作成したグリッドごとの降水量には不確実性が大きい。特に冬季は降水量の観測を中止する地点があることや、風による積雪の補足率低下があることから不確実性が增大する。気象レーダーに基づいた推定雨量（以下、解析雨量）はその欠点を補い、広域的なデータを提供するものの、冬季の降水量の精度が低いという問題が指摘されている（伊藤ら，2020）。ここでは、解析雨量と山地で観測された積雪深データを組み合わせ、以下に示す松尾ら（2020）の手法により冬季の山地降水量を補正した。

まず、新潟県降積雪データベース（新潟大学災害・復興科学研究所）から、新潟県内の積雪深の地上観測データを収集する。同データベースは新潟県発行の「新潟県降積雪及び気温観測調査報告書」をデータベース化したもので、昭和44年度から平成23年度までの43年間について新潟県における積雪深、降雪深の日観測データが収録されている。このデータベースを用いることで、主に平野部に限られているアメダスの観測地点を大幅に上回る地域での降水量の推定が可能となる。

次に、新潟県降積雪データベースに収録された14地点の積雪深の日毎の差を、積雪密度を用いて降水量に換算し、相当するグリッドの解析雨量と比較した。新潟県内のアメダス地点における降水量と降雪深の日データから推定した降雪直後の積雪密度は0.1 g/cm<sup>3</sup>であり、文献値（0.06～0.10 g/cm<sup>3</sup>）と概ね整合した（斎藤，1974）。日ごとの積雪深の差分（日ごとの降雪深）と推定した降雪密度の積から降水量を求めた。

最後に、解析雨量による降水量と、地上で観測された積雪深から推定した降水量を地点毎に比較した。その結果、冬季の解析雨量は実際の降水量より過小評価されていた。その傾向は豪雪地帯である魚野川流域において顕著であり、水収支が整合しない大きな要因であることが見いだされた。風による吹き寄せや局所的な降雪の影響を受けるため、両者の差には明確な地域性は見いだせなかったものの、標高の低い地点より高い地点の方がその誤差が大きい傾向であった。松尾ら（2020）は標高に応じた冬季降水量の補正式を提案し、流域水収支からその妥当性を確認した。

本研究では、松尾ら（2020）の補正式を利用して、1km<sup>2</sup>スケールの解析雨量が利用可能な2008年以降の冬季降水量を補正した。2008年以前については、まず、2008年以降の地上の観測降水量を内挿して

作成した日降水量と、冬季補正済みの解析雨量の日降水量をグリッドごとに比較し、月単位で両者の比を計算した。次に、この比を 2008 年以前の地上観測の日降水量に乗じて長期降水量データセットを作成した。

### 3.1.2 地熱融雪量の検証

森林総合研究所十日町試験地内のライシメータにおける積雪重量、融雪量の連続的な観測から、気温が低く、積雪表面からの融雪が発生しない時期でも地熱による融雪が発生していることが示された（竹内ら, 2016）。地熱融雪量は 12 月に比較的高く、1, 2 月に最低を迎えるが、その値は最低値でも 0.08 mm/h（日換算すると約 2mm）であった。現行モデル（吉田ら, 2012a）では 1 mm/d として与えられている地熱融雪量を、暖地積雪地帯における値として観測値（2 mm/d）に更新した。

### 3.1.3 アルベド推定モデルの検証

現行モデル（吉田ら, 2012a）では、札幌において観測されたアルベドの時間変化を表現したモデル（山崎ら, 1994）を適用していた。この実験式は、札幌の北大低温研露場において観測された 1984～1988 年の気温、降水量、短波放射量データをもとに、アルベドが時間の経過によって低下していく様子を指数関数で表現したものである。しかし、信濃川流域内の試験地（新潟大学大白川試験地）での熱収支観測により、山崎ら（1994）のモデルを適用すると、アルベドの値が過小評価されることが示された（伊豫部ら, 2013）。そこで、日平均気温  $T_{ave}$  に基づいて推定されるアルベドの低下速度  $k$  および新雪のアルベド  $\alpha_{max}$  を、伊豫部ら（2013）の推定式の通り変更した。

$$k = \begin{cases} -8.0 T_{ave} + 14.8 & (T_{ave} \leq 0.1) \\ 14.0 & (T_{ave} > 0.1) \end{cases}$$

$$\alpha_{max} = \begin{cases} -0.08 T_{ave} + 0.85 & (T_{ave} \geq 0) \\ 0.85 & (T_{ave} < 0) \end{cases}$$

### 3.1.4 融雪パラメタの空間分布推定

上記の検証を行った上で、顕熱輸送量を支配するパラメタ  $ksl$ （風速の日内変化およびバルク係数を反映したパラメタ）を同定した。まず、地上観測データ（新潟大学災害・復興科学研究所のデータベースおよびアメダス観測値）および衛星画像（MODIS の積雪域情報）を用い、2 つの支流（信濃川中流域および魚野川流域, Fig. 1）内の 4046 個のグリッドにおいて 2014 年の消雪日（観測消雪日）を得た。次に、パラメタ  $ksl$  の値を 0.1 から 30.0 の区間で 0.1 刻みに変化させて積雪・融雪計算を行い、計算された消雪日が観測消雪日と一致する  $ksl$  の値を同グリッドのパラメタ値として採択した。その結果、観測消雪日を特定したグリッドの 95% にあたる 3831 グリッドでパラメタ値が得られた。最後に、信濃川中流域および魚野川流域を対象にパラメタ値を内挿補間して与え、それ以外の支流には吉田ら（2012a）と同様の手法でパラメタを設定した。

## 3.2 農業用水利用を考慮した流域水循環の計算

以上の検証を行った上で、分布型水循環モデル（吉田ら, 2012b）を信濃川流域に適用した（Fig. 3）。同モデルは、流域内の水利施設（貯水池・頭首工）の操作ルールを組み込んだモジュールにより、人間活動の影響を受ける流量観測地点における流出計算、特に低水流況を精度良く解析できる。解析に用いる気象データは、吉田ら（2012b）に従って

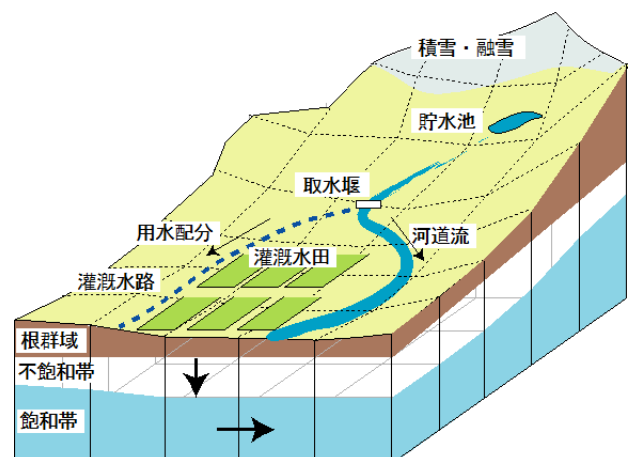


Fig.3 分布型水循環モデルの全体像。



作成した。ただし、山地域での冬季降水量は 3.1.1 で述べた方法により補正し、以下の計算に用いた。

分布型水循環モデル (吉田ら, 2012b) では、水利施設の諸元からダム放流量・頭首工の取水量等を推定する。これに対し、宮島ら (2018) は、ダム放流量・頭首工取水量の実績値をモデルに与えることで流況の再現精度が向上することを示した。ここでは、ダム放流量・頭首工取水量の実績値をモデルの境界条件として与える宮島ら (2018) の手法 (以下、モデル A) と、施設諸元から水利施設の操作を推定する吉田ら (2012b) の手法 (以下、モデル B) それぞれでモデルを構築した。

### 3.3 統計的な渇水の予測手法

2019-20 年冬季の少雪が灌漑期の水利用に及ぼす影響を評価するため、以下の手順でモデルを用いた数値実験を実施した。まず、1983 年から 2020 年 7 月までの連続計算を行い (以下、通常計算)、流域内で積雪が考えられる 12~7 月の各月初日のモデルの状態量 (積雪水当量) を保存する。この状態量は、支流域ごとの積雪水当量の統計値 (Fig. 2) および後述の予測計算の初期値として利用される。次に、積雪水当量だけを 2019-20 年の状態に変更し、他の気象条件は変えない計算を行う (以下、予測計算)。通常計算と予測計算の渇水状況の変化を比較することにより、少雪が渇水に及ぼす影響を明らかにする。ここでは、過去 37 年間 (1983~2019 年) に起こった渇水を対象として検討を行う。Fig. 4 に、2020 年 3 月 1 日のモデル状態量を初期条件として、それ以降の気象データは 37 年のいずれかの年のデータを用いて計算を行った場合の河川流量の最大・最小値の範囲および中央値を示す。

本研究では、利水基準点の正常流量を下回る期間および量を渇水の指標として用いる。算出された河川流量が、利水基準点の正常流量を下回る日数 (以下、渇水期間) および正常流量を下回った量の累積値 (以下、渇水量) を通常計算および予測計算の各年で算出する (Fig. 4 (b))。通常計算および予測計算の渇水指標を比較することにより、2019-20 年冬季の少雪が灌漑期の渇水に及ぼし得た影響を統計的に評価できる。また、37 年の平均的な渇水指標の変化だけでなく、主要な渇水年である年ごとの比較も行い、渇水への影響についての要因も分析する。ここでの利水基準点および正常流量として、信濃川流域下流の利水基準点である小千谷地点での  $145 \text{ m}^3/\text{s}$  (4 月 28 日~9 月 15 日) を用いた。

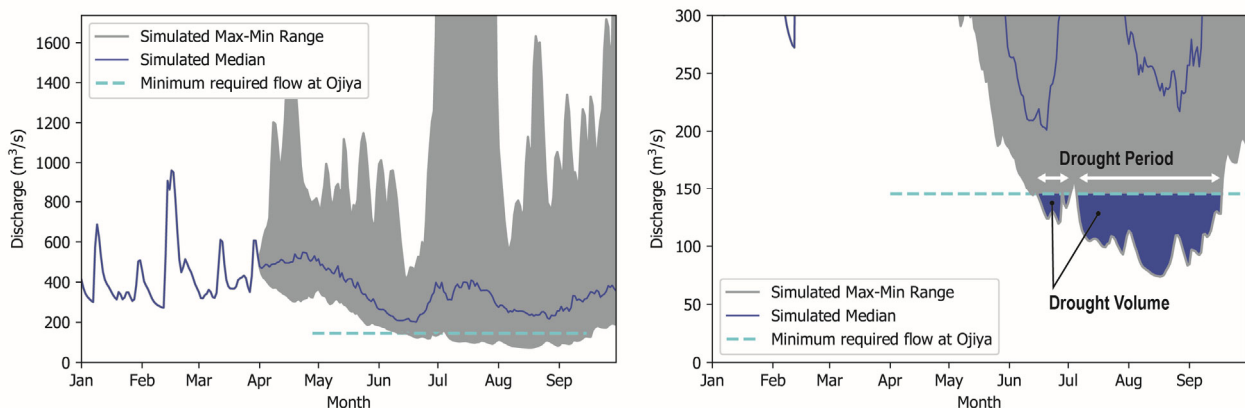


Fig.4 統計的な渇水予測手法の概要.

(a) 3 月 1 日で予測切り替えを行った場合のハイドログラフ, (b) 同図から算出される渇水期間および渇水量.

## 4. 結果

### 4.1 流量の再現性

小千谷地点での流出の再現性を示す。2011 年から 2015 年までの通算期間で相対誤差 29%, Nash-

Sutcliffe 指標 (Nash and Sutcliffe, 1970) 0.75, バイアス誤差 0.93 の結果が得られた. 人為的な貯水池操作, 取水の擾乱を受けているにもかかわらず, 河川流量を十分に再現する結果であり, 灌漑期間の河川流況解析に必要な十分な精度が得られているといえる.

さらに, 渇水指標の評価に重要な低水部のバイアスを流況曲線により確認した (Fig. 5). 貯水池からの放流量および水利施設の取水量に実績値を利用したモデル A (図中一点鎖線) では, 低水部まで観測値 (点線) と一致している. 一方で, 分布型水循環モデルにより放流量および取水量を算定したモデル B (同実線) では, 低水部がやや過小評価されている. これは, 構築した分布型水循環モデルの貯水池・水利施設の操作に, 取水や放流量の制限等の渇水回避行動が含まれていないためと考えられる. ただし, 実績値を利用するモデル A では, 気象データの切り替え日前後において貯水量が不連続的に変化し, 渇水の評価が適切に行えない. そのため, 今後の検討ではモデル B を用いて検討を進める. すなわち, 渇水指標として算出される渇水量, 渇水期間は, 実際よりやや過大に評価されることに注意されたい.

#### 4.2 灌漑期水資源に対する少雪の影響

信濃川流域に適用した分布型水循環モデルを用いて, 灌漑期 (4月28日~9月15日) の水資源評価を行った. 前述の通り, 2020年4月の気温が低下し, かつ, 平均以上の降水量があったため, 5月初旬には積雪水当量がある程度回復していた. このため, 4月1日を初期値として予測計算を行った結果を示す. まず, 予測計算と通常計算の37年分の灌漑期の流量を全てまとめ, 渇水期間・渇水量の全体的な変化傾向を調べると, 渇水期間は年平均で通常計算の3.6日から予測計算では5.1日に増加した (38%

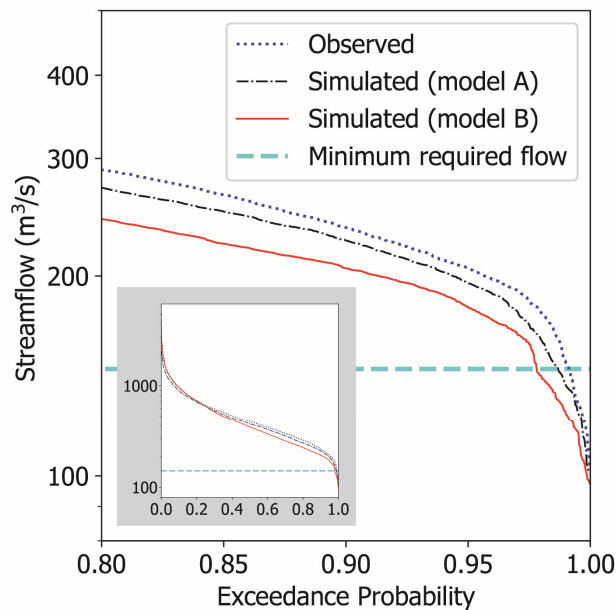


Fig.5 モデルオプションによる低水時の流況予測精度の違い. 図中のインセットは流況曲線の全体を示す.

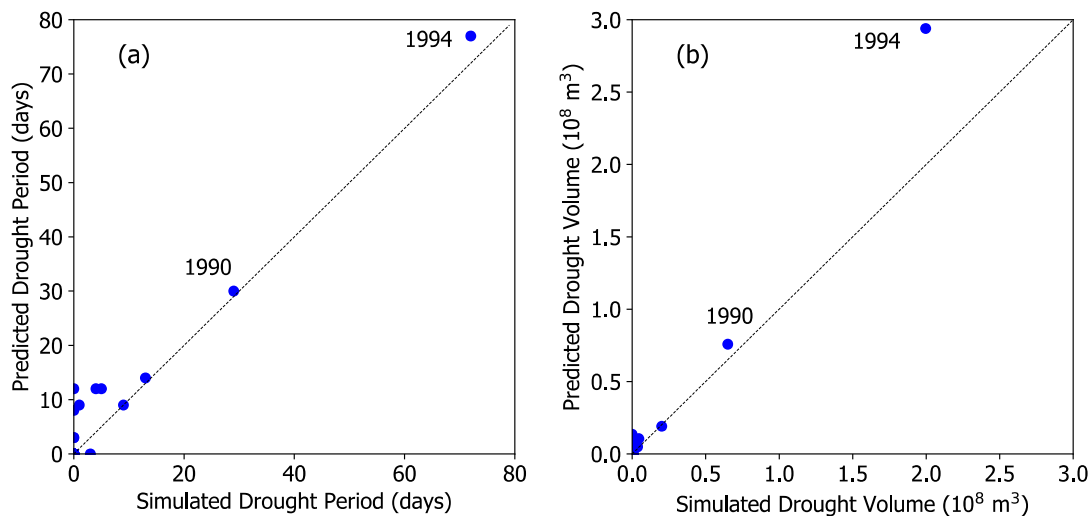


Fig.6 通常計算に対する予測計算での渇水指標の変化. (a) 渇水期間, (b) 渇水量の比較.

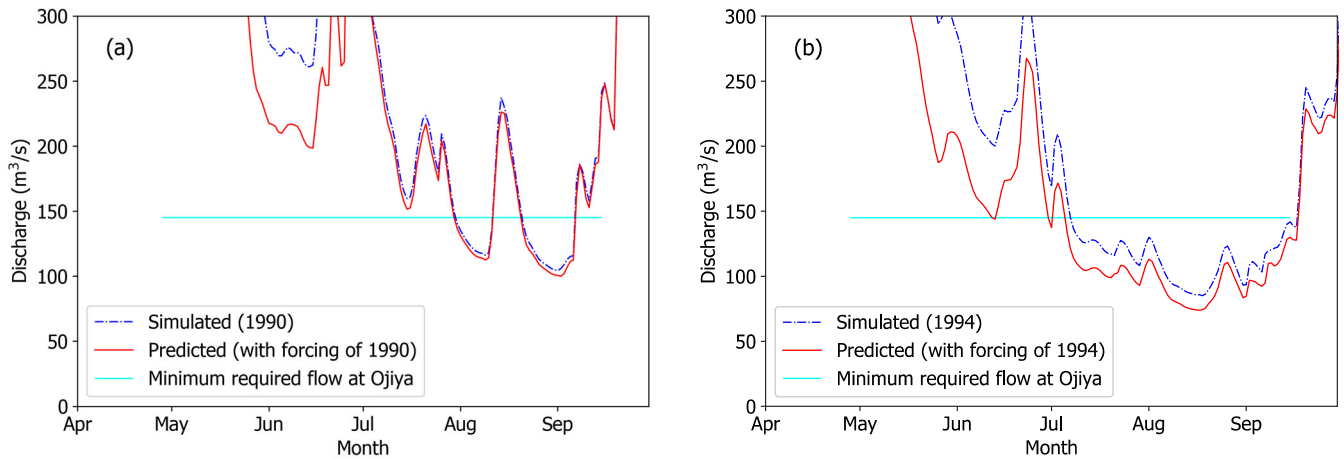


Fig.7 予測計算および通常計算の流量の比較. (a) 1990年, (b) 1994年.

増). また, 年平均渇水量は 798 万  $m^3$  から 1,187 万  $m^3$  に増加した (48%増).

次に, 通常計算および予測計算の渇水期間・渇水量を年ごとに比較した (Fig. 6). 全てのプロットが一對一ラインよりも上側の領域に位置し, 2019-20 少雪により渇水期間・量ともに増加する傾向が示された. ただし, 両者の変化傾向はそれぞれ異なっていた. 渇水期間の増加は比較的渇水強度が弱い年に起こっており, 図中の左下の領域に変化が顕著にみられる (Fig. 6 (a)). 一方で, 渇水量の変化は渇水強度が弱い年には変化が小さく, 渇水強度が高まるにつれて顕著な変化がみられた (Fig. 6 (b)). 渇水期間は閾値となる正常流量を少しでも下回ると渇水日として計上される. そのため, 正常流量付近の微少な流量の変化があった場合にその影響を受けやすく, 比較的弱い渇水時の変化が大きく捉えられたものと考えられる. 一方で, 渇水流量は正常流量に不足した量を積算したものであり, 微少な流量の変化による影響は受けづらく, 強度が弱い渇水時には変化が見えづらい結果になったと考えられる. 両指標には上述したような特徴があるが, 渇水量の変化は農業用の取水可能量に直接的に影響する. そのため, 今後の渇水規模の指標としては渇水量を中心として議論を進める.

さらに, 少雪の影響がどのように渇水指標に影響したかを調べるため, 主要な過去の渇水年に着目し, 年ごとの検討を行った. まず, 信濃川水系の渇水基準年である 1990 年および対象期間で最大の渇水量が記録された 1994 年に着目する. 1990 年は渇水期間 (通常計算: 29 日, 予測計算: 30 日)・渇水量 (同 65 百万  $m^3$ , 75 百万  $m^3$ ) に大きな変化が生じなかった. 一方で, 1994 年は渇水期間 (通常計算: 72 日,

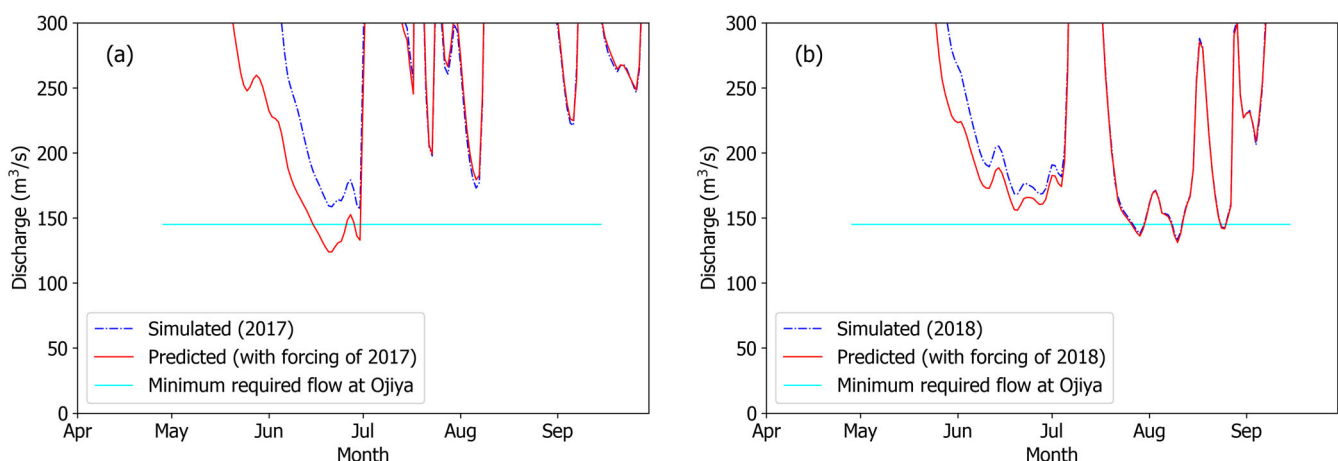


Fig.8 予測計算および通常計算の流量の比較. (a) 2017年, (b) 2018年.



予測計算：77日）・渇水量（同 199 百万  $m^3$ ，293 百万  $m^3$ ）ともに大きく増大した。新潟県内の信濃川流域内にある 6 つのアメダス観測点（新潟，津南，塩沢，長岡，三条，新津）における 4 月から 6 月の累積降水量の平均は 318 mm であった。1990 年の 4 月から 6 月の同地点での累積降水量の平均は 384 mm と平均値を上回っている一方で、1994 年の同期間の累積降水量は 139 mm であった。

両年の予測流量を、通常計算時の流量と比較する（Fig. 7）。1990 年には、予測流量（実線）が 5 月から 6 月中旬にかけて通常計算流量（点線）を下回っているものの、6 月下旬以降はほぼ両者は一致している（Fig. 7 (a)）。一方で、1994 年における両者の差は 5 月、6 月のみでなく、9 月まで継続し、灌漑期間の終了時まで予測流量が通常計算流量を下回っていた（Fig. 7 (b)）。1990 年および 1994 年の流況の比較から、梅雨時期の降水が十分ある年には、少雪の影響が打ち消される可能性があることを示している。

次いで、2017、2018 年に生じたやや強度の弱い渇水についても同様に渇水期間・量の変化を比較した（Fig. 8）。2017 年は、通常計算時には利水基準点の正常流量を下回る期間はなかったが、予測計算時には 6 月中下旬に 12 日間に渡って正常流量を下回り、13 百万  $m^3$  の渇水量が生じた（Fig. 8 (a)）。2017 年の 4～6 月の累積降水量は、平均をおよそ 100 mm 下回る 223 mm であった。この他に、4～6 月の累積降水量が 267 mm であった 2005 年にも、渇水期間（通常計算：0 日，予測計算：8 日），渇水量（同 0  $m^3$ ，11 百万  $m^3$ ）と 2017 年と同様の変化がみられた。一方、4 月から 6 月の累積降水量が平均と同等の 318 mm であった 2018 年においては、7 月下旬から 8 月上旬にかけて発生した渇水の規模は、予測計算でもほとんど変化しなかった（Fig. 8 (b)）。

## 5. 考察

少雪の影響は、渇水リスクを全般的に増大させる傾向にある。ただし、2019-20 年の少雪条件を初期条件として流出解析を行った結果を分析すると、その影響が夏季（7～8 月）の渇水に影響する年としない年のあることが分かる。両者の違いは 4～6 月の累積降水量によって左右され、4～6 月の累積降水量が約 250 mm を下回ると少雪の影響が夏季まで持続すると推察された。4～6 月の累積降水量が約 250 mm を下回る少雨は過去 37 年のうち 6 回発生していたが、それらはいずれも少雪年には該当しなかった。ただし、こうした梅雨期の少雨と少雪が同時に起こることにより、これまで渇水が生じなかった時期の渇水リスクへも影響する可能性がある。信濃川流域では夏渇水の傾向が強い河川で、これまでに生じた渇水のほとんどが 7 月以降に生じているが、2017 年の予測計算の結果にみられるように、少雪条件下では 6 月にも渇水を引き起こす。

信濃川流域での 2020 年における梅雨期の降水量は平均値以上（アメダス 4～6 月累積降水量：342 mm）であったため、結果として夏季の渇水リスクは回避された。今後も同様の積雪条件が発生した場合には、梅雨時期に期待される降水量を予測することで、夏季の渇水リスクを見積もることが出来るであろう。近年、気象庁の季節予報では数値予報モデルによる力学的アンサンブル予測が採用され、現業運用も開始された。これにより数ヶ月スケールの季節予報の精度向上や不確実性の減少が期待でき、夏季の渇水リスク評価にも役立てられるであろう。また、気候変動下での渇水リスク評価についても、少雪と空梅雨の同時生起確率を示すことで、より明確な農業に対する渇水リスクを評価できる。

残された課題として、2 点取り上げる。第一に、本研究では利水基準点での河川流量に着目した渇水の評価を行ったが、貯水池の貯水量がどのように影響を受けたかには触れていない。利水基準点での正常流量を満足するために貯水池の容量を灌漑前期に計画より先使いしているのであれば、夏季の渇水リスクは増大するであろう。こうした貯水池の操作は、今後の気候変動の適応策検討にも重要な視点と考えられる。第二に、本研究で対象とした信濃川流域は日本有数の豪雪地帯を含むが、積雪量がより少な

い流域での影響評価は不十分である。信濃川流域では 2019-20 年冬季の少雪が灌漑前期，特に水田作付けに重要な代かき期（4 月下旬から 5 月中旬）の水需給バランスに直接的には影響しないことが示されたが，積雪量が少ない流域ではその影響が代かき期にも現れることが想像される。2019-20 年冬季の高温，暖冬は全国的な現象であったことから，より広域的な解析が必要であろう。

## 6. 結論

本研究では，2019-20 年の記録的な少雪の影響が，信濃川流域での渇水リスクにどのように影響したかを，利水基準点（小千谷地点）の河川流量を指標として評価した。その結果，過去 37 年間の気象条件と比較すると，渇水期間は 38%，渇水量は 48%増加することが示された。ただし，渇水指標の変化傾向は年ごとに異なっていた。少雪に加え，春季（4～6 月）の累積降水量が 250 mm を下回る場合に，夏季の渇水リスクが増大する一方で，同期間の累積降水量が 250 mm 以上の場合には，夏季（7～9 月）の渇水リスクに及ぼす影響は限定的であった。2020 年の信濃川流域における 4～6 月の降水量は，推察した夏季の渇水発生閾値（250 mm）を上回る降水量（342 mm）であったため，夏季の渇水リスクはさほど高くはなかったものと考えられる。

**謝辞：**本研究は JSPS 科研費（16K18774），環境研究総合推進費（S18），文部科学省統合プログラム，新潟大学災害・復興科学研究所共同研究（2019-11）の下で実施した。ここに記して感謝の意を表す。

## 引用文献

- 伊藤浩三，藤井三志郎，丸山利輔（2020）：手取川山地流域の水収支解析によるレーダーアメダス解析雨量の推定精度の検討，農業農村工学会論文集，311（88-2），I\_185-I\_191.
- 伊豫部 勉，河島克久，外狩麻子（2013）：温暖多雪地域に適用可能なアルベドモデルの検討，新潟大学災害・復興科学研究所年報（2），77-78.
- 気象庁（2020）：2020 年冬の天候の特徴とその要因について～異常気象分析検討会の分析結果の概要～，<http://www.jma.go.jp/jma/press/2004/14b/kentoukai20200414.html>（オンライン，アクセス日：2020 年 11 月 26 日）.
- 工藤亮治，増本隆夫，吉田武郎，堀川直紀（2012）：気候変動が灌漑主体流域における農業水利用に与える影響の定量的評価，農業農村工学会論文集，277，31-42.
- Kudo, R., Yoshida, T., Masumoto, T. (2017a): Uncertainty analysis of impacts of climate change on snow processes: Case study of interactions of GCM uncertainty and an impact model, *Journal of Hydrology*, 548, 196–207.
- Kudo, R., Yoshida, T., Masumoto, T. (2017b): Nationwide assessment of the impact of climate change on agricultural water resources in Japan using multiple emission scenarios in CMIP5, *Hydrological Research Letters* 11(1), 31–36.
- 松尾洋毅，宮島真理子，吉田武郎，瀧川紀子，森田孝治，増本隆夫（2020）：降雪深と長期水収支による解析雨量の降雪補正の検討，農業農村工学会大会講演会要旨集，121-122.
- 宮島真理子，吉田武郎，森田孝治，村山 香，名和規夫，増本隆夫（2018）：取水・還元が連続する河川の流況解析に必要な水利情報の段階的スクリーニング，農業農村工学会論文集，307（86-2），pp.I\_185-I\_195.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I: a discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.
- 斎藤博英（1974）：雪の密度，水利科学 18（1），42-44.
- 竹内 由香里，勝島 隆史，遠藤 八十一（2016）：十日町における冬期間の積雪底面融雪量の年々変動，雪氷研究大会講演要旨集，雪氷研究大会（2019・山形），248.
- 渡部哲史，小槻峻司，鼎 信次郎，田中賢治，樋口篤志（2020）：2020 年の記録的少雪に関する速報的分析，水文・水資源学会誌，33(3)，111-117.
- 山崎 剛，田口文明，近藤純正（1994）：積雪のある森林小流域における熱収支の評価，天気，41（2），71-77.
- 吉田武郎，増本隆夫，堀川直紀，工藤亮治（2012a）：暖地積雪流域における積雪・融雪モデルの構築と分布型水循環モデルへの統合，農業農村工学会論文集，277，21-29.
- 吉田武郎，増本隆夫，工藤亮治，谷口智之，堀川直紀（2012b）：広域水田灌漑地区の用水配分・管理モデルの実装による流域水循環のモデル化，農業農村工学会論文集，277，9-19.