



|                     |                                                                                                 |
|---------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Title               | SWAT を用いた気候変動下の積雪寒冷農業流域における水循環及び非特定汚濁負荷の長期変動予測と不確実性分析                                           |
| Author(s)           | 三原, 州人                                                                                          |
| Degree Grantor      | 北海道大学                                                                                           |
| Degree Name         | 博士(農学)                                                                                          |
| Dissertation Number | 甲第16273号                                                                                        |
| Issue Date          | 2025-03-25                                                                                      |
| DOI                 | <a href="https://doi.org/10.14943/doctoral.k16273">https://doi.org/10.14943/doctoral.k16273</a> |
| Doc URL             | <a href="https://hdl.handle.net/2115/94980">https://hdl.handle.net/2115/94980</a>               |
| Type                | doctoral thesis                                                                                 |
| File Information    | MIHARA_Kunihito.pdf                                                                             |



2024 年度 学位論文

SWAT を用いた気候変動下の積雪寒冷農業流域における  
水循環及び非特定汚濁負荷の長期変動予測と不確実性分析  
(Prediction and uncertainty analysis of long-term variation of hydrology and non-point source  
pollution by SWAT in cold climate agricultural watershed under climate change)

北海道大学大学院農学院

農学専攻 環境フロンティアコース

地域環境学ユニット 土壌学研究室

三原州人

## 謝辞

本研究を実施するにあたり、非常に多くの方に大変お世話になりました。

波多野隆介先生には、学部3年目に土壌学研究室へ配属されたときから指導教員を務めてくださり、退官された後も研究の方向性や投稿論文執筆など手厚く指導していただき、本研究では副査を務めていただきました。土壌孔隙で生じる微生物活動や広域物質循環フローなど、土壌を要とした一連の物質循環系を解明しようとする先生の姿勢から、非常に多くのことを学ばせていただきました。心よりお礼申し上げます。当真要先生には、博士後期課程より指導教員を務めていただき、本研究では主査を務めていただきました。深い洞察力でデータ解析の方向性やシミュレーション設計などに対して、たくさんの新しい気づきを与えていただき、研究内容をより一層深めることができました。厚くお礼申し上げます。副査を務めていただいた倉持寛太先生、濱本昌一郎先生、山本忠男先生には、研究の経過を温かく見守っていただき、適切な助言を頂きました。深く感謝いたします。

現職場である北海道立総合研究機構花・野菜技術センターの黒島学研究部長、小野寺鶴将主幹、長田亨主査、松岡祐樹さんには、私の学位申請についてご理解いただき、スケジュールや作業においてもご配慮いただきました。誠にありがとうございます。同機構の中辻敏郎農業研究本部長には北海道における土壌凍結研究の第一人者として助言を賜りました。本当にありがとうございます。同機構北見農業試験場の岩崎暁生部長（現在：北海道植物防疫協会）と十勝農業試験場石倉主査には、地温観測や、道東・オホーツク地域の農業の実態把握にご協力いただきました。本当にありがとうございました。また、きたみらい農業協同組合、オホーツク農業協同組合連合会、網走農業改良普及センターの皆様には、オホーツク管内の農業の実態についての大変貴重な情報をご提供していただきました。

土壌学研究室の皆様には、研究室に配属されてから今まで大変お世話になりました。Peng Shilei 博士には気候予測値のデータ処理や論文執筆、研究者としてのキャリアなど多くの相談に乗っていただきました。SWAT チームの先輩である亀井大輝さん、稲富拓也さん、Zhan Jiayue さん、中山拓登さんは、SWAT の基本的な操作や手法について教えていただき、北海道や福島県において解析されたデータや経験を引き継いでいただきました。吉村元博さん、浪江日和さん、Yang Yilin さんは博士後期課程で投稿論文や学論文執筆において互いに刺激し合い、励まし合う仲間として苦楽を共にしました。研究室同期の沼館知也さん、木村有歌理さんはそれぞれ異なる進路に進んだのちにも、何でも話せる親友として心の支えとなっていただきました。櫻田創さんをはじめとする研究室後輩の皆様には、プログラミングや計算機の操作、研究作業、学位申請の手続きなどいろいろなことを手伝って頂きました。皆さま、本当に今までお世話になりました。

JST 次世代研究者挑戦的研究プログラム (JPMJSP2119) には、資金的な援助を頂きました。誠にありがとうございます。

そして、学業・研究期間において心身ともに支えてくださった父、三原一郎、母、三原朱美、兄弟、三原明人、水口康子、三原拓人、そして妻、三原 Janine に厚く御礼申し上げます。

三原州人

## 図一覧

- 図 3-1 北海道常呂川流域と水文観測所及び地温観測所の位置。
- 図 3-2 SWAT シミュレーションにおける土壌中の窒素 (a) 及びリン (b) 化学種変化の模式図。
- 図 4-1 本シミュレーションに使用した地理情報データ：10 m メッシュ DEM (国土地理院) より作成した常呂川流域の標高マップ (a)、2014 年版土地利用細分メッシュ (国土交通省) より作成した土地利用マップ (b)、及び国土調査 50 万分の 1 北海道土壌図 (国土交通省) より作成した土壌図 (c)。
- 図 4-2 2012–2019 年の全河川流量から分離した基底流出成分日変動と、基底流出変動及び年間流域水収支から推定された EXT の日変動。
- 図 4-3 SWAT の融積雪モジュールによる校正期間 (a) 及び検証期間 (b) の日積雪水量 (SWE) 推定結果。
- 図 4-4 オリジナル SWAT 及び SWAT-FSP による、2012–2019 年の常呂川流域内 4 地点：北見 (a)、端野 (b)、上常呂 (c)、及び置戸 (d) における日平均地温の推定結果。
- 図 4-5 訓子府 (図 3-1) の 2021 年 12 月から 2023 年 9 月における実測日平均地温鉛直分布 (0–50 cm) (a) と、オリジナル SWAT (b) 及び SWAT-FSP (c) による推定結果。
- 図 4-6 オリジナル及び SWAT-FSP によるキャリブレーション期間 (a: 2012–2015 年) 及びバリデーション期間 (b: 2016–2019 年) の 7 月から 9 月の河川流量推定結果。
- 図 4-7 オリジナル SWAT 及び SWAT-FSP による校正期間 (a: 2012–2015 年) 及び検証期間 (b: 2016–2019 年) の 3 月から 5 月の河川流量推定結果。
- 図 4-8 オリジナル SWAT 及び SWAT-FSP による 2012–2019 年の融雪期 (3 月から 5 月) における土壌水分要素の推定結果。ただし、土壌氷は SWAT-FSP による推定値のみである。
- 図 4-9 異なる土壌間隙飽和率における SWAT-FSP による土壌の熱伝導率推定値の挙動。
- 図 5-1 10 m メッシュ DEM (国土地理院) より取得した常呂川流域の標高マップ (a)、平成 26 年版土地利用細分メッシュ (国土交通省) と第 4 次土地利用基盤整備基本調査 (農林水産省) より作成した土地利用図 (b)、及び日本土壌インベントリー (農研機構) より取得した 20 万分の 1 土壌図北海道の土壌群分布 (c)。
- 図 5-2 累積負荷曲線の模式図
- 図 5-3 上川沿観測所における実測河川流量と実測土砂負荷量の関係。
- 図 5-4 上川沿観測所における実測河川流量と全窒素負荷量の関係。
- 図 5-5 上川沿観測所における実測河川流量と全リン負荷量の関係。

- 図 5-6 SWAT-FSP による校正期間（2001–2010 年）及び校正期間（2011–2020 年）のハイドログラフ（a と b）と流況曲線（c と d）。
- 図 5-7 SWAT-FSP によって推定された校正期間（上：2001–2010 年）及び校正期間（下：2011–2020 年）の河川流出土砂負荷量の経時変化（a と b）と流況曲線（c と d）。
- 図 5-8 SWAT-FSP によって推定された校正期間（上：2001–2010 年）及び校正期間（下：2011–2020 年）の河川流出全窒素負荷量の経時変化（a と b）と流況曲線（c と d）。
- 図 5-9 SWAT-FSP によって推定された校正期間（上：2001–2010 年）及び校正期間（下：2011–2020 年）の河川流出全リン負荷量の経時変化（a と b）と流況曲線（c と d）。
- 図 5-10 土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱の負荷クラス分布について、全最適パラメータセットを使用したシミュレーション結果のアンサンブル平均値を用いた推定結果（それぞれ a、b、c、及び d）と、重要負荷源（CSA 1 及び CSA 2）における主要な土地利用－傾斜クラスからの全流亡量に対する寄与率の推定結果（それぞれ e、f、g、及び h）。
- 図 5-11 各負荷クラスのサブ流域における土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱推定に対して高感度なパラメータとその感度指標の結果。
- 図 6-1 各シナリオ及び将来期間における土壌流亡変化量の空間パターン予測結果。
- 図 6-2 各シナリオ及び将来期間における全リン流亡変化量の空間パターン予測結果。
- 図 6-3 各シナリオ及び将来期間における全窒素流亡変化量の空間パターン予測結果。
- 図 6-4 各シナリオ及び将来期間における硝酸溶脱変化量の空間パターン予測結果。
- 図 6-5 水循環及び NPSP 流亡変化量に対する気候変数変化量の相関分析の結果。
- 図 6-6 各 SSP シナリオ及び将来期間において、165 メンバのシミュレーションで予測された土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱変化のばらつき。

## 表一覧

- 表 3-1 各パフォーマンス指標の式。
- 表 3-2 流域水文モデルによる各河川流出項目の推定パフォーマンス評価の推奨基準値。
- 表 4-1 国土交通省の土地利用種と SWAT 土地利用コードの対応。
- 表 4-2 各土壌タイプの土壌理化学特性入力値。
- 表 4-3 本シミュレーションで校正対象とした SWAT の水循環パラメータ。
- 表 4-4 常呂川流域における 2011–2019 水文年の年水収支。
- 表 4-5 融積雪パラメータの積雪水量推定における相対感度、最適範囲、及び最適値。
- 表 4-6 オリジナル SWAT 及び SWAT-FSP による、2012–2019 年の常呂川流域内 4 地点：端野、北見、上常呂、及び置戸の 10 cm 深における年平均地温 (°C)、及び年最高・最低気温 (°C) の推定結果。
- 表 4-7 土壌水分、地下水流出、及び河道輸送に関するパラメータの 7 月から 9 月の河川流量推定における相対感度、最適範囲及び最適値。
- 表 4-8 オリジナル及び SWAT-FSP による 7 月から 9 月の河川流量推定パフォーマンス評価指標の結果。
- 表 4-9 オリジナル及び SWAT-FSP による 3 月から 5 月の河川流量推定パフォーマンス評価指標の結果。
- 表 4-10 2012–2019 年の積雪熱伝導率推定値の平均値および標準偏差。
- 表 5-1 平成 26 年版土地利用細分メッシュ（国土交通省）の土地利用種、第 4 次土地利用基盤整備基本調査（農林水産省）の農地区分、及び SWAT 土地利用コードの対応。
- 表 5-2 本シミュレーションで入力した各土壌統群の土壌理化学性データ。
- 表 5-3 北見市、訓子府町、及び置戸町の耕地面積内訳。
- 表 5-4 SWAT の普通畑 HRU に入力したコムギ（秋まき）、テンサイ、バレイショ、及びタマネギの栽培スケジュール。
- 表 5-5 SWAT に入力した水稻の栽培スケジュール。
- 表 5-6 SWAT に入力した牧草の栽培スケジュール。
- 表 5-7 各植生の Universal Soil Loss Equation 植生管理係数。
- 表 5-8 調査対象流域にある下水処理場の平均処理水量と水質。
- 表 5-9 按分した各普通畑 HRU の面積率と栽培スケジュール。
- 表 5-10 本シミュレーションで校正対象とした SWAT の土砂及び養分動態パラメータ。
- 表 5-11 SUFI2 法によって得られた各モデルパラメータ値の最適範囲。

- 表 5-12 最適パラメータセット群を用いて推定した各非特定汚濁負荷種の年平均流亡量及び  $A_{50}$  のアンサンブル平均、最小・最大値、及び変動係数 ( $CV$ )。
- 表 5-13 各負荷クラスにおける NPSP の推定年平均流亡量 ( $L$ ) および負荷クラス推定信頼度 ( $R_{CSA}$ )。
- 表 6-1 将来シミュレーションで想定した SSP-RCP シナリオの概要。
- 表 6-2 常呂川流域における 2041-2060 年、2061-2080 年、及び 2081-2100 年にて予測された各シナリオの最低・最高気温、年降水量、及び年最大日降水量の変化量。
- 表 6-3 常呂川流域における 2041-2060 年、2061-2080 年、及び 2081-2100 年にて予測された各シナリオの蒸発散、表面流出、側方浸透、及び下方浸透の変化量。
- 表 6-4 常呂川流域における 2041-2060 年、2061-2080 年、及び 2081-2100 年にて予測された各シナリオの土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱の変化量。
- 表 6-5 2001-2020 年のシミュレーションに対する、各シナリオ及び将来期間で予測された土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱量変化の土地利用別内訳。
- 表 6-6 各シナリオ及び将来期間での土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱変化量予測における GCM 選択及びパラメータ選択に起因する不確実性指標。



## 第1章 緒論

工業化以降、急速に増加した人間活動由来の温室効果ガス排出によって、気候の温暖化はこれまでに前例の無い速度で進行しており、人間社会や自然生態系への悪影響が危惧されている (Intergovernmental Panel On Climate Change 2023)。農業生態系においては、気候変動による水循環の加速によって土壌流亡、養分流失の助長が危惧されており (Panagos et al. 2021; Kalcic et al. 2019)、生産性低下などの耕地土壌に由来する生態系サービスの劣化、並びに水圏生態系の汚濁を引き起こすため、集水域単位でのリスク回避や被害緩和を主軸とした気候変動への適応は、持続可能な農業の実現における喫緊の課題である。これまで、集水域で生じる水循環や土壌流亡、養分流失を詳細な時空間スケールで推定し、重要な負荷発生メカニズムをマクロな視点で理解するために流域生態系モデルが利用されてきた。流域生態系モデルとは、これまでの研究で明らかにされてきた流域物質循環に関する知見と、収集されてきた広域データを統合し、物質循環の各プロセスを概算するツールである。推定精度の高い生態系モデルに、全球気候モデルや地域気候モデルによる将来気候予測をカップリングして得られる将来予測値は、気候変動が引き起こす土壌流亡及び養分流失リスクを定量評価し、適応策の構築をサポートすることが期待される。

数ある流域生態系モデルの中でも Soil and Water Assessment Tool (SWAT) は、水、土砂、窒素、リン、農薬の動態をシミュレーションできる準分布型水文モデルで、世界中の様々な流域で気候変動や土地利用変化が流域水資源の量や質に与える影響を評価するために広く利用されている (Peng et al. 2021; Abbaspour et al. 2015)。SWAT は、流域物質循環に関わる各プロセスを物理的もしくは経験的に記述した複数のサブモデルから構成され、互いに影響し合う多様なプロセスを包括的に考慮することができる (Francesconi et al. 2016)。

流域物質循環システムをモデル化することの大きな利点として、フレームワークの検証、重要因子の特定、及び仮想条件での推定があげられる。フレームワークの検証とは、モデル出力値と実測値を比較して精度を評価することで、モデルで考慮されているメカニズムや、使用した入力データベースが適切かどうかを検証することである。重要因子の特定とは、入力値の感度分析や予測値の解析によって、最終的な評価値に大きな影響を与える因子を特定することである。仮想条件での推定は、将来予想されている気候条件でのシミュレーションや土地利用・土地管理を変化させたシナリオ解析があげられる。それに対して、モデリングの大きなデメリットは、入力データ、モデル構造、及びモデルパラメータの不確実性に起因して予測結果が不確実になることである。複雑な自然システムを数値で完璧に再現することは現在の所不可能であり、シミュレーションの結果は様々な前提条件のもとで得られた数値である。ロバストな影響評価を行うためには、予測不確実性を考慮して物質循環に対する環境変動の影響がとりうる範囲（不確実性範囲）を評

価することが重要である。以下に、予測不確実性に寄与する入力データ、モデル構造、及びモデルパラメータの不確実性について説明する。

入力データの不確実性は、モデルを駆動するための気象観測値や空間変動の大きい植生や土壌などの地理属性データの誤差などがあげられる(Chen et al. 2023; Busico et al. 2020)。気候変動影響評価においては、気候予測値の不確実性が流出レジームの予測結果に大きく寄与する。Gombault et al. (2015)は、物理プロセスの記述が異なる複数の気候モデルによる将来気候予測値を生態水文モデルに入力して、カナダの南ケベックにある Pike River 集水域の河川流量、土砂負荷量及び全窒素負荷量を予測した結果、気候モデルの選択が最終的な予測値に大きく影響したことを報告している。

次にモデル構造の不確実性は、モデル内プロセスの記述と実際の自然現象との乖離である。過去の積雪寒冷地における SWAT の適用事例では、年単位や月単位でのシミュレーションでは満足のいく精度での推定が可能であると示されてきた一方、融雪期の、特に日単位のシミュレーションにおいてパフォーマンスが低いとの報告もある(Wu and Johnston 2007; Mihara et al. 2023)。これは融積雪プロセスや凍結土壌の熱及び水理特性の記述が簡素化されていることに起因している可能性があり、さらなる検証が必要である。

最後にモデルパラメータの不確実性は、パラメータそのものの時空間変動や、モデルの等結果性(equifinality)によって、パラメータの最適値が複数の値をとりうることで生じる。等結果性とは、動的モデルシステムにおいて異なるパラメータセットを使用しても、すなわち異なる流出過程を経由しても、最終的なシミュレーション出力や精度指標の結果がほぼ等しくなることである(Aronica, Hankin, and Beven 1998)。SWAT をはじめとした多くの水文モデルの適用では、河口の実測値に合わせて逆解析的にパラメータを同定するため、複数のプロセスが相補的に作用する場合には系統の異なる複数のパラメータセットが等結果性を引き起こし、パラメータ最適値を一つに収束させることが難しい(Abbaspour et al. 2015; Ferrant et al. 2011; Rafiei et al. 2020; Beven 2006)。

ところで、農林水産省によると北海道の生産額ベースの食料自給率は 217% (2020 年)と日本の都道府県の中で最も高く、国内の食料生産において重要な役割を果たしている。その一方で、北海道が有する広大な農地は主要な非特定汚濁負荷源となっており(Muneoka et al. 2015)、気候変動によって引き起こされる土壌流亡や栄養塩類流亡の変化が自然生態系に与える影響も大きいと考えられる。過去には、突発的な強雨による深刻な土壌流亡の発生や(早川 2013)、凍結深が浅くなることで春先の下方浸透水や硝酸溶脱が増加する(岩田ら 2011; Yanai, Iwata, and Hirota 2017)など、気候変動によって耕地土壌を中心とした物質循環が変化し、非特定汚濁負荷が助長さ

れる事例も報告されている。北海道は亜寒帯気候の南限部に位置しており、将来的により温暖で湿潤な気候システムへ移行すると同時に、気温、降雨パターン、及び凍結融解挙動の変化によって、蒸発散や土壌水分移動、融雪出水といった水循環のダイナミックな変化が予想されている (Takabatake and Inatsu 2022; Katsuyama, Inatsu, and Shirakawa 2020)。これらの気候変動が駆動する熱及び水文レジームの変化は、物質移動の主要な駆動力である陸域から水圏への水フラックスだけでなく、土壌の物理的状態（熱・水分状態）を変化させることで、土壌流亡や栄養塩類動態を制御する多様な生物地球化学的プロセスを変容させる (Liao et al. 2021; Shrestha et al. 2022)。そのため、気候変動による土砂・栄養塩類の流亡リスク発生メカニズムは複雑で多様な因子が相互に作用しながら影響するため、モデルによる予測の不確実性は大きくなると考えられ、分布型水文モデルによる非特定汚濁負荷予測に生じる不確実性の評価と同時に、その要因を本質的に理解することで不確実性低減への方向性を明らかにしていく必要がある。

## 第2章 研究史

### 第1節 土壌凍結地帯の物質循環研究

積雪寒冷地では、融積雪や土壌凍結融解といった特有の現象がエネルギー・物質循環に関与する。凍結条件下にある土壌の水理特性は、実験室でのカラム試験、野外観測、及び数値解析手法によって明らかにされてきた。Burt and Williams (1976)は、不凍水（乳糖水溶液）を用いて凍結土壌中の透水係数を測定する手法を開発し、氷点下の異なる温度条件下で土壌の透水係数を測定した。その結果、土壌温度が0℃以下に低下すると透水係数は急激に低下したが、土壌タイプによって温度低下に対する応答が異なった。これは同じ温度条件であっても土壌タイプによって不凍水量が異なることに起因している。Watanabe and Flury (2008)は、キャピラリーバンドルモデル（土壌の透水間隙を毛管の集合体として見立てて、土壌中の水移動を再現する手法）を用いて、温度低下に伴う土壌氷の生成による透水係数の低下を再現した。このモデルは、土壌氷に囲まれた空間では表面張力によって凝固点が低下するギブストムソン効果を考慮しており、土壌氷の生成した毛管中心部にはわずかな不凍水が連続性を保つ領域があると仮定している。シミュレーションの結果、温度が0℃付近の時には土壌氷が生成していない間隙が主要な透水経路となっているが、さらに温度が低下してほとんどの毛管に土壌氷が生成すると、土壌氷内の不凍水領域が主要な透水経路として機能することでわずかな水移動が発生することを示した。また、土壌水分中の溶質は界面エネルギーを増加させることで、凝固点を降下させて凍結土壌の水理特性に影響することも示唆されてきた。Watanabe and Wake (2013)は、カラム凍結試験によって土壌水分中に溶質が存在することで未凍結領域から凍結領域への水移動が抑制されることを明らかにした。また、上向きの水移動が抑制されたことによって凍結領域で発生する凝固熱が減少するため、凍結がより深くなることを明らかにした。Amankwah et al. (2021)は、凍結に伴う溶質濃度の高まりによる凝固点降下をモデル化し、様々な塩類濃度をもつ実際の土壌では、不凍水量を制御する重要因子であることを実証した。

凍結条件下にある土壌水分移動に関する野外観測の結果は、凍結土壌層の粗孔隙を経由した選択流の考慮が重要であることを示してきた。Johnsson and Lundin (1991)は、スウェーデン中東部の試験圃場において融雪初期の凍結層が残る時期に土壌排水が生じていることを観測し、土壌凍結の影響を考慮しないモデルではこの時期の表面流出量を過大に評価することを示した。Stähli, Jansson, and Lundin (1996)は同所にて、凍結土壌層の粗孔隙経路である選択流ドメインと未凍結水経路のマトリックス流ドメインを考慮したモデルを開発し、凍結時における土壌水分量や浸透水量の観測データをよく再現した。この選択流ドメインの流出量は表層土壌の水飽和度に強く影響されており、土壌氷量の分布が重要な因子であることを示した。さらに、Stähli et al. (2004)は

染色液によって凍結土壌中の水移動経路を観察したところ、選択流による凍結領域から未凍結領域への水移動が生じていることや、春先に凍結融解が繰り返されると表層に氷が蓄積して水移動を著しく制限することが確認された。Iwata et al. (2010a)は北海道東部の十勝にある試験圃場にて、5年間の冬季土壌水分観測を行ったところ、土壌凍結の有無にかかわらず融雪水の多くが土壌下層へと浸透したことを確認した。また、Iwata et al. (2010b)は除雪により積雪深を制御したプロットで、異なる凍結状態における土壌水分移動を比較した。その結果、対照区では0.11mの凍結が発生したが融雪水のほとんどが浸透したのに対して、除雪区では0.43mほど凍結し、下方浸透が阻害されたことで表面流去水が発生した。同研究グループはさらに観測を継続し、0.10～0.50mの凍結状態における融雪水の浸透比（Infiltration ratio、IR）を評価した（岩田ら 2011）。そして、土壌透水間隙を等径パイプの束と見立て、単位厚さの凍結層が一定の確率で透水間隙を遮断すると仮定してIRを土壌凍結深度で近似すると、実測値との当てはまりが非常に良いことを示した。

上記のように土壌凍結は降雨や融雪水に対する土壌浸入－表面流出分配に影響するため、融雪出水レジームへの影響があると考えられ、河川観測データやモデルシミュレーションに基づいて土壌凍結が流域水循環に与える影響が研究されてきた。Shanley and Chalmers (1999)はアメリカ合衆国バーモント州の Sleeper 川流域にて観測された長期河川流量データを用いて土壌凍結と融雪出水レジームの関係について解析を試みた。各年の融雪出水について、最大土壌凍結深度と流出率の相関分析を行ったところ、Sleeper 川全域（111 km<sup>2</sup>）では有意な相関が得られなかったが、農（地が広く分布する）支流域（0.59 km<sup>2</sup>）では有意な相関が検出された。鶴木ら（2003）は少雪寒冷的な北海道東部の酪農流域にて河川調査を実施した結果、土壌凍結の浸透阻害効果によって融雪期に生じる洪水の流出成分はほとんど表面流出水であること、表面流出によって家畜糞尿由来の汚濁流亡が助長されていることを明らかにした。Jones et al. (2023)は土壌凍結が融雪出水のタイミングや強度に与える影響を明らかにするためミネソタ州の森林河川流域上流部における長期水文観測データを用いた解析を行った。その結果、河川流量を目的変数、土壌凍結深や積雪量、気象変数等を説明変数としたステップワイズ重回帰分析によって、土壌凍結深が融雪期の河川流量パターン推定に欠かせない重要因子であることを明らかにした。これは、気候条件（積雪のタイミングや気温）によって変化する土壌凍結深が、融雪出水の流出成分比に強く影響するためである。

土壌凍結プロセスを分布型水文モデルで再現する取り組みもいくつか行われてきた。Wang et al. (2010)は中国の Heihe 川流域上流部にて、分布型水文モデルである Distributed Biosphere Hydrological Model（WEB-DHM）に凍土スキームを実装してその適用性を検証した。オリジナルの WEB-DHM は凍土による浸透阻害効果を考慮しないため凍結時の土壌水分移動を過大評価

したが、凍土スキームを実装することで実測の土壤水分変動や河川流量変動をより正確に推定することができた。Swenson, Lawrence, and Lee (2012)はオリジナルでは全土壤水分量に応じて水理特性を推定する Community Land Model version 4 (CCLM4) に対して、未凍結水量に応じた推定スキームを実装したことで、融雪期に生じる表層土壤水分量の上昇を再現することに成功し、推定河川流量も実測値との適合度が向上した。Agnihotri et al. (2023)は Noah-MP モデルに複数の凍土の透水性推定スキームを実装して、北米の複数の河川流域を対象にそれらの適用性を比較したところ、粗孔隙を介した選択流を考慮した高透水性スキームを使用した時に、河川流量推定精度が高くなることを示した。これらの事例にみられるように、地域において異なる凍土の水移動プロセスに関する記述:制限的な透水性スキーム(Wang et al. 2010; Swenson, Lawrence, and Lee 2012)や開放的な透水性スキーム (Agnihotri et al. 2023) が提案されている。しかし、Jones et al. (2023) では、気候変動に伴って土壤凍結パターンが変化して融雪イベントに対する流出応答も動的に変化しうることが示唆されていることから、凍結状態が気候によって変化する北海道においても土壤凍結状態と流出レジームの関係性が重要になると考えられるが、このような土壤凍結挙動が長期的な水循環に与える影響はいまだ不明瞭である。

## 第2節 分布型水文モデルの不確実性

水文モデルの利用が拡大し始めた 1970 年頃のモデル校正手法は、対象とする流域最下流部の実測値（河川流量や河川水質）に対するモデル推定値との適合度を最大化する最尤推定法をベースとして、よりよいキャリブレーションスキームの開発が進められていた。例えば、Sorooshian and Dracup (1980)は最尤法による水文モデルの校正において、実測データの確率分布を考慮した尤度関数を利用することで、より安定的に高い精度を与えるパラメータ値の特定が可能であることを示した。また、Sorooshian (1981)は、学習用データ数が少ない場合でもベイズ推定により確率分布を適切に考慮することで、Sorooshian and Dracup (1980)による手法の適用性を拡張した。一方で、最尤法によるキャリブレーションでは、実測値の誤差やモデル構造の不確実性、パラメータ同士の相互作用によってパラメータ値は収束が難しく、利用可能な学習用データや尤度関数が異なると得られるパラメータ値も異なってしまう、最終的な予測値の信憑性が低くなるという問題点が指摘されてきた(Sorooshian, Gupta, and Fulton 1983; Kuczera 1983)。

モデルは現実のシステムを近似したものであること及びモデル入力値となる気象観測値やキャリブレーションに使用する河川実測値は測定誤差をはらんでいることから、最適なモデルシステムを与えるパラメータセットはいくつも存在しうることが確認されている(Beven and Binley 1992)。このようなパラメータセットがパラメータ空間に形成する最適パラメータ領域の存在は以

前から確認されており(例えばKuczera 1983)、このようなモデルの性質を等結果性(Equifinality)と呼ぶ(Beven 2006)。水文モデルにおいて流域最下流部における実測値と推定値の適合度を最大化するように導かれたモデルシステムでは、モデル構造や観測データに起因する誤差を補償する形で内在するプロセスが歪められている可能性を否定できない。そのため、モデルパラメータの最適化問題において、誤差を最小化した一つのモデルシステムを導くのではなく、許容可能な程度の誤差を持つ複数のモデルシステムを用いた表現がより現実的である(Beven 2006)。そのような背景から、Beven and Binley (1992)の Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE)法や Abbaspour et al. (1997)の Sequential Uncertainty Fitting (SUFI)法のような、実測値やモデル構造、尤度関数の選択等に起因する予測不確実性を考慮した最適化手法が開発され、最適モデルセットによる物質循環システムの表現が実現された。

不確実性を考慮したモデル評価手法が開発されたのちには、不確実性要因を分離してそれらの予測結果に対する相対的重要度について探求が進められている。Gong et al. (2013)は、Shannonの情報理論を応用し、不確実性を偶発的不確実性と認識論的不確実性に分けて定量する手法を提案した。偶発的不確実性はモデル入力値である気象データやキャリブレーションに使用する河川データなどの観測誤差に起因する予測不確実性であり、認識論的不確実性は対象とするシステムに対する知識や情報の不足に起因する予測不確実性である。認識論的不確実性はモデル構造の精緻化やより物理的な情報の提供によって低減することが可能である(Gong et al. 2013)。Findanis and Loukas (2024)はこの情報理論に基づいた不確実性分析手法を、プロセス記述の異なる複数の分布型水文モデルに適用した。その結果、より複雑な物理的数式で構成されるモデルであっても、入力値やキャリブレーションに使用するための物理的情報が不足すると不確実性が大きくなることを示した。

### 第3節 非特定汚濁負荷の広域評価

農地や森林など流出源が特定されない場所からの土砂や栄養塩類、農薬などの汚濁流亡である流亡非特定汚濁負荷発生状況の広域評価は、分布型水文モデルによる物質循環シミュレーションの果たす重要な役割の一つとして認識されてきた。特に小さい面積から非常に大きな汚濁負荷を発生させる重要負荷源(Critical Source Areas, CSAs)では、優先的に対策を施すことで効率的に水環境改善に繋がることが期待されるが、コストや時間に制限がある直接的観測では流域などの大きなスケールでは観測地点や期間に限界があるため、モデルシミュレーションによる広域の網羅的な解析が有効である。Heathwaite, Quinn, and Hewett (2005)は、農地から水域へのリンによる汚濁負荷を TopManage モデルによって検証した結果、局所的に水流出が活発的なエリアから

の流亡が大きく、汚濁軽減策を考えるうえで施肥量などの容量的な要素と同時に輸送駆動力である水流出を制御することの重要性を示した。また、SWAT を用いた CSA の特定は多くの研究事例があり、効果的な水質改善策の構築(White et al. 2009)や汚濁流亡対策の費用対効果の見積もり(Ghebremichael, Veith, and Watzin 2010)、農家経済性と環境負荷のバランスを考慮した営農管理の適正化(Ghebremichael, Veith, and Hamlett 2013)といった CSA 特定の有用性が実証されてきた。CSA 特定に使用されている他の分布型モデルとして、Generalized Watershed Loading Function (GWLF) モデルや、Integrated Farm System Model (IFSM)、Unit Stream Power Erosion Deposition (USPED) モデル、SPAtially Referenced Regression On Watershed attributes (SPARROW) モデルがあげられる(Markel, Somma, and Evans 2006; Ghebremichael, Veith, and Hamlett 2013; Djodjic and Villa 2015; Robertson et al. 2009 など)。

分布型モデルを用いた CSA 特定の有用性が認められる一方で、モデル予測に基づいた評価手法であることから、その不確実性が課題として残っている。Robertson et al. (2009)は SPARROW モデルによって推定された CSA 分布は、パラメータ不確実性によって変化することを示し、不確実性指標と同時に評価する手法を提案した。また、Niraula et al. (2013)は SWAT で推定される CSA 分布と GWLF で推定される CSA 分布を比較したところ、使用するモデルによって特定される CSA は変化し、モデルプロセスの記述が重要な不確実要因となることを示した。さらに、Evenson et al. (2021)は異なる研究グループによって改良・セットアップされた 4 つの SWAT モデルと SPARROW を用いてそれぞれのモデルで推定される CSA を比較したところ、モデル間で特定される CSA が一致する確率は 50%に満たないことを示した。Possantti et al. (2023)は、TopModel による水文シミュレーションと汚濁流亡の経験式を組み合わせた CSA 特定における包括的な認識論的不確実性評価手法を開発した。ここでは、モデルによって予測される汚濁負荷強度が大きく、不確実性の小さいエリアが重要対策エリアとして認識されるような指標が提案された。これまでの研究によって、非特定汚濁負荷強度の空間変動推定において、分布型モデルの認識論的不確実性が無視できないレベルで生じることが明らかになった。一方で、これまでの研究では不確実性の表現手法にとどまっており、認識論的不確実性の要因について十分な検討がされておらず、本質的な不確実性低減のための方向性を明確にするフレームワークが次の課題としてあげられる。

#### 第 4 節 非特定汚濁負荷に対する気候変動の影響評価

水、土砂、栄養塩類流出に対する気候変動の影響を評価するアプローチのひとつとして、気象要素と流出の関係を数式化した様々な流出モデルに将来気候予測値を入力する統合モデリング手法が用いられてきた(Sinha, Michalak, and Balaji 2017; Wagena et al. 2018; Andersen et al. 2006;



Gombault et al. 2015 など)。流出モデルの中で最もシンプルなのは、気温や年降水量などの気候要素を説明変数とした回帰式などの経験的モデルである。これは、必要とするデータ数が少なく、地域や大陸などの大きい面積に対して容易に適用することができる事が主な利点であるが、複雑な自然現象を非常に簡素な前提条件で説明しているため、重要プロセスを見過ごしてしまうことが欠点である。例えば、Sinha, Michalak, and Balaji (2017)は北米大陸の各集水域で作成した降水量と窒素流出負荷の経験的モデルと将来の降水量増加予測値を用いて、気候変動による降水量および降雨強度の増加が窒素流出の増加を引き起こすと予測した。しかし、この経験的モデルは気温上昇に伴う蒸発散量の増加や植物成長の増大など、土壌流亡や栄養塩類流失を低減させる要因が考慮されていないため、窒素流出を過大評価している可能性が指摘されている(Kalcic et al. 2019)。経験モデルは気候要素の変化から流出までの過程がブラックボックスとなっており、気候変動に伴う融雪パターンや植生成長、蒸発散量、土壌中の窒素代謝といった流出に関わる因子の変動による二次的な影響を考慮できないため、物質循環に関わる水文及び生物地球化学的プロセスを包括的に考慮できるモデルの方が望ましい(Wagena et al. 2018)。特に積雪寒冷地では、土壌凍結や融積雪といった凍結融解挙動の変化が関わって、複雑な水文学的及び生物地球化学的プロセスの変化が起こるため、プロセスベースのアプローチがより重要である(Costa et al. 2020; Andersen et al. 2006)。

物質循環の各プロセスが物理的もしくは経験的に記述されたプロセスベースのモデルは、気候要素変化から流出の変化までの各過程を推定するため、動的な流出システムを包括的に評価できる。Andersen et al. (2006)は、将来気候予測値と、既存の陸域流出モデル、河川輸送モデル、及び河川中の生物化学プロセスモデルをカップリングした、将来予測フレームワークを提示した。Peng ら(2024)は、北海道石狩川流域を対象として、2つの気候モデル出力値(MIROC6 と MRI-ESM-2.0) に対して、統計的ダウンスケーリング手法によってダウンスケール及びバイアス補正を行い、得られた将来気候予測値を SWAT モデルに入力することで気候変動が水及び土砂流出に与える影響の評価を行った。その結果、将来的に気温上昇と降水量の減少が予測される石狩川流域において、全体的な水及び土砂の流出量は減少するが、一部の山地では表面流出の増加による土壌流亡リスクの増加が懸念された。Kalcic et al. (2019)は、北米の五大湖に流れ込む複数の河川流域でプロセスベースの準分布型水文モデルである SWAT を用いて気候変動の影響評価を行ったところ、全降水量や降雨強度の増大がもたらす栄養塩類流出の増長効果よりも、気温上昇に伴う蒸発散量の増加や融雪量の減少による流出抑制効果の方が優勢であると結論付けた。

これまで、積雪寒冷地で気候変動が水、土砂、養分流出に与える影響が予測されてきた。例えば、Marcinkowski et al. (2017)はポーランドの比較的低平な地形の農業集水域にて校正された

SWAT に対して、全球気候モデル予測値と地域気候モデルを組み合わせたアンサンブル気候予測値:CHASE-PL Climate Projection の 5 km グリッド日降水量・気温データセット (CPLCP-GDPT5) を入力することで、非特定汚濁負荷発生に対する気候変動の影響を評価した。その結果、低平な地形のため土砂及びリンの流出量への影響は小さかったが、冬と春の降水量増加と積雪被覆期間の減少によって冬の硝酸溶脱量が大きく増加すると予測された。また Gombault et al. (2015)はカナダの南ケベックにある河川流域で SWAT と第 4 世代カナダ地域気候モデル (CRCM4) による気候予測値を用いて気候変動の影響評価を行った結果、気温上昇に伴う積雪被覆期間の短縮や降雨イベントの増加によって、冬から早春にかけて土砂及び栄養塩類流出量が増加すると見込まれた。Wang et al. (2018)は、融雪洪水がメインの流出イベントである中国東北部の Liao 川流域で SWAT と英国気象局ハドレーセンターによって開発された GCM である HadGEM3 の気候予測値を用いた流出予測を行った結果、気温上昇によって積雪期間が短縮し、全窒素及び全リンについて 12 月から 2 月には流出量が増加、他の月には減少すると見込まれた。

これらの事例から、気候変動によって積雪寒冷地では積雪期間の短縮や融雪の減少、降雨の増加が起こり、土砂や栄養塩類流出レジームに強く影響することが示されてきた。しかし、これまでの事例における統合モデリングシステムの不確実性が包括的に評価された事例は少なく、特に気候予測値とカップリングする水文モデルの不確実性によって気候変動の影響が “どの範囲の程度で起こりうるのか” は明らかではない。また、融積雪や土壌の凍結融解サイクルといった積雪寒冷地特有のプロセスについて、モデルのプロセス代表性や環境変動下での広域物質循環への影響を検証する必要があると考えられる。

## 第 5 節 研究の目的

本研究では、気候変動下にある積雪寒冷流域の物質循環予測において SWAT の改良によるモデル構造に起因する不確実性の低減を試みることと、改良した SWAT を用いて非特定汚濁負荷流亡の空間変動パターンを推定して不確実性とともに評価すること、気候変動条件下での非特定汚濁負荷リスクを評価し、そのリスクの駆動メカニズムについて考察することを目的とした。具体的には、土壌凍結地帯である北海道常呂川流域を対象として、SWAT を用いた物質循環シミュレーションによって、以下の 3 点について明らかにした。

- 1) 土壌凍結の発達に伴う透水性の動的変化を考慮した SWAT (SWAT with frozen soil permeability、SWAT-FSP) を開発し、オリジナル SWAT と SWAT-FSP の水収支シミュレーションを比較することで、凍結土壌中の水移動を考慮することが長期流域水循環予測に与える影響を明らかにした。

- 2) SWAT-FSP と複数の最適パラメータセットを用いて、土壌流出量及び栄養塩類流出量の重要負荷源（Critical Source Area、CSA）分布を不確実性ととも推定し、さらにパラメータの感度分析によって推定結果を強く制御する重要プロセスを特定した。
- 3) 複数の全球気候モデルによる将来気候データと SWAT-FSP を用いて、気候変動条件下の土壌流出及び栄養塩類流出量を推定し、気候因子との関係を解析した。さらに、気候予測に起因する不確実性と SWAT-FSP に起因する不確実性を比較することで、将来の NPSP 予測における相対的な重要性を解析した。

### 第3章 方法

本章では、調査地、SWAT の概要、データ回収及びモデルセットアップの方法について述べる。

#### 第1節 調査地の概要

北海道東部常呂川流域(1,893 km<sup>2</sup>)を対象とした(図 3-1)。常呂川は三国山(43.60°N、143.14°E、海拔 1,541 m) を源とし、オホーツク海へ流れ込む日本の一級河川である。この地域は亜寒帯気候に属しており、流域の中心部(北見 43.78°N、143.84°E)における平均気温、年降水量、及び年最大積雪深の平年値は、それぞれ 6.4°C、774.8 mm、0.83 m である(<https://www.jma.go.jp/jma/index.html>)。11 月末から 12 月かけて降雪が始まり、融雪は主に 3 月から 5 月に起こる。冬季には少雪と低温のため土壌が凍結する(Shimoda et al. 2021)。

常呂川流域の土壌タイプは多岐にわたり、流域中央の台地部には重粘性の疑似グライ土が、流域東側の丘陵地や西側の台地部には黒ボク土が、河川沿いには沖積土が分布しており、その他の集水嶺付近や上流部の山地には褐色森林土が広く分布している(富岡 and 天野 1998)。主な土地利用形態は森林、農地、及び市街地となっており、森林は主に上流部や集水嶺付近の山地に、農地や市街地は主に流域中央部から下流部の平地や丘陵地に分布している。主要な農業形態は畑作で、タマネギ、コムギ、テンサイ、バレイショが主に栽培されている(オホーツク農業協同組合長会・オホーツク農業競合組合連合会 2020)。

常呂川では蒸発散及び河川による流出水量と比べて降水量が少ないことが報告されている(Hayakawa et al. 2020; Mihara et al. 2023)。これは、この地域で過去に起こった火山活動によって形成された複雑な地質構造を通じて、表層流域界の外部から地下水が流入しているためだと考えられる。SWAT では流域外部からの地下流入水(External groundwater inflow, EXT)を考慮しておらず、EXT が水循環における重要な構成要素となる開放的な帯水層を持つ流域では、基底流量および河川流出水量を過小評価してしまう(Jiang et al. 2011)。そのため、流域表層プロセスの適切なキャリブレーションを補助するために、モデルセットアップの際には EXT を考慮する必要がある(Senent-Aparicio et al. 2020)。

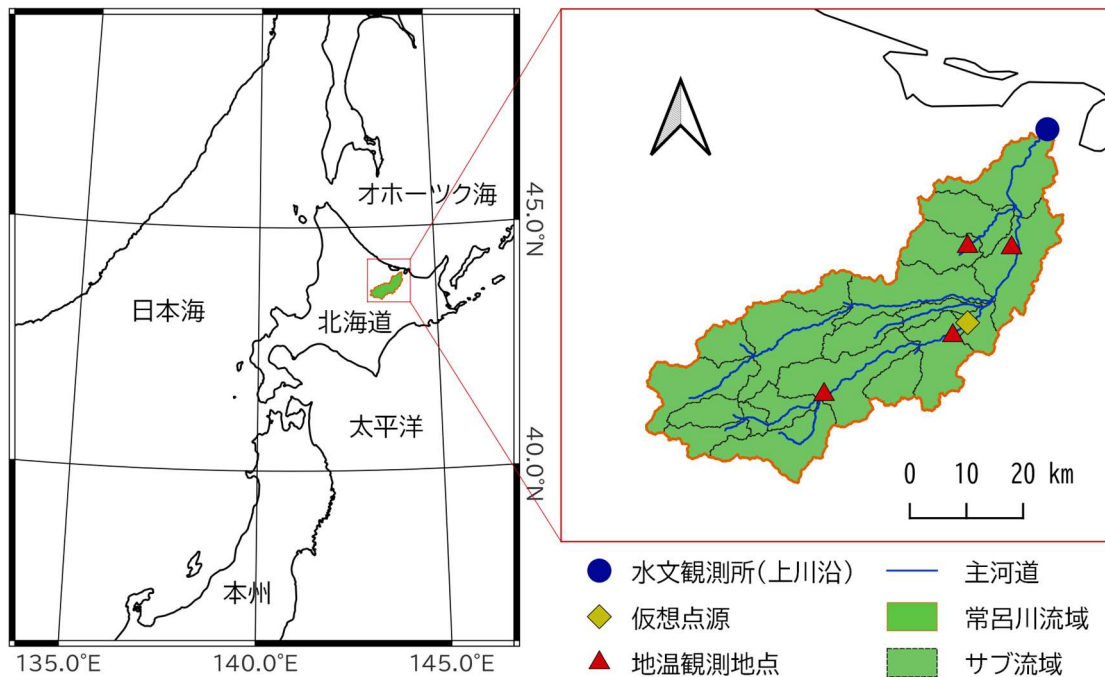


図 3-1 | 北海道常呂川流域と水文観測所及び地温観測所の位置。

## 第2節 SWAT の概要

Soil and Water Assessment Tool (SWAT) は、水、土砂、窒素、リン、農薬の動態をシミュレーションすることができる準分布型水文モデルである。米国農務省農業研究センター（USDA-NARC）によって開発され、バージョン管理が行われている。元来、ArcGIS（ESRI 社）をプラットフォームとして SWAT2012 が開発されてきたが、現在は無償利用可能な QSWAT をプラットフォームとした SWATplus としてソースコードが再編成され公開されている。本研究では、SWAT2012 rev.637 を使用してソースコードの改良およびシミュレーションを実施した。入力データの処理・統合などを含むモデルセットアップは、ArcGIS 10.1 の拡張機能である ArcSWAT2012 を使用して実施した。

SWAT を用いたシミュレーションでは、まず対象とする流域を地形情報に基づいてサブ流域に分割した後、サブ流域内で土壌タイプ、土地利用タイプ、傾斜区分の組み合わせが同じ領域を Hydrological Response Unit（HRU、水文応答単位）として分割する。各 HRU では、日気象データを駆動力として陸域のエネルギー及び物質循環プロセスが計算された後、各サブ流域で陸域から河川への流出量を合算し、上流から下流にかけて河道での輸送プロセスを計算することで流域全体の物質循環をシミュレーションする。以降、SWAT による水循環、土砂動態、及び養分動態の計算スキームの概要を説明する。詳細な計算式については、Neitsch et al. (2011)を参照されたい。

## 2.1. 水循環

SWAT シミュレーションにおいて、流域水収支は以下のように表される (Neitsch et al. 2011)。

$$SW_f = SW_i + R - ET - Q_{surf} - Q_{lat} - Q_{gw} - Q_{out} \quad (3-1)$$

ここで  $SW_i$  は当該日の始めに流域が保持する水量 (mm)、 $SW_f$  は当該日の終わりに流域が保持する水量 (mm)、 $R$  は降雨及び融雪量の和 (mm)、 $ET$  は蒸発散量 (mm)、 $Q_{surf}$  は表面流出水量 (mm)、 $Q_{lat}$  は側方浸透水量 (mm)、 $Q_{gw}$  は地下水流出量 (mm)、 $Q_{out}$  は河川流出水量 (mm) を意味する。降雨及び融雪水の一部は土壌中へ浸入し、土壌表層が飽和して浸入できなかった余剰水は表面流出として地表面を流れて河川へと流入するとみなされる。浸入量と表面流出水量の割合は、Soil Conservation Service Curve Number 法 (SCS-CN 法) に基づいて、植生や土壌排水特性に対応して経験的に作成された降雨－流出曲線、直前の土壌水分状態、及び降雨と融雪水量の和から算出される (SCS 1972)。SCS-CN 法では表面流出量は次の式によって求められる。

$$Q_{surf} = \frac{(R - 0.2S)^2}{R + 0.8S} \quad (3-2)$$

ここで  $Q_{surf}$  は表面流出量 (mm)、 $R$  は降水量 (mm)、 $S$  は土壌水分保持パラメータ (mm) を意味する。土壌水分保持パラメータは以下の式によって土壌水分状態から求められる。

$$S = S_{max} \left[ 1 - \frac{SW}{SW + \exp(w_1 - w_2 \cdot SW)} \right] \quad (3-3)$$

$$w_1 = \ln \left( \frac{FC}{1 - S_3 \cdot S_{max}^{-1}} - FC \right) + w_2 \cdot FC \quad (3-4)$$

$$w_2 = \frac{\ln \left( \frac{FC}{1 - S_3 \cdot S_{max}^{-1}} - FC \right) - \ln \left( \frac{SAT}{1 - 2.54 \cdot S_{max}^{-1}} - SAT \right)}{SAT - FC} \quad (3-5)$$

ここで  $S_{max}$  は永久しおれ点における土壌水分保持パラメータの値 (mm)、 $SW$  は土壌水分量 (mm)、 $FC$  は圃場容水量 (mm)、 $S_3$  は圃場容水量における土壌水分パラメータの値 (mm)、 $SAT$  は飽和水分量 (mm) を意味する。水分保持パラメータはカーブナンバー (CN) を用いて以下の式のようにあらわされ、 $S_3$  と  $S_{max}$  それぞれ永久しおれ点における CN と圃場容水量相当の土壌水分における CN を代入することによって求められる。

$$S = 25.4 \left( \frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (3-6)$$

SWAT では永久しおれ点と圃場容水量における CN をそれぞれ  $CN_1$  と  $CN_3$  として、以下のように定義する。

$$CN_1 = CN_2 - \frac{20 \cdot (100 - CN_2)}{100 - CN_2 + \exp[2.533 - 0.0636 \cdot (100 - CN_2)]} \quad (3-7)$$

$$CN_3 = CN_2 \cdot \exp[0.00673 \cdot (100 - CN_2)] \quad (3-8)$$

ここで $CN_2$ は平均的な水分状態における CN を意味する。植生や土壌排水性の異なる様々な環境における $CN_2$ が経験的に求められて、データベースとして整理されており、土地利用と土壌理化学性に応じて各 HRU の $CN_2$ 初期値が割り当てられる。降雨量及び融雪量と表面流出量の差が土壌浸入水量となる。その後、植生の状態や熱収支に基づいて蒸発散量が求められる。そして、土壌水分量のうち圃場容水量を超えた余剰水分は、下方浸透による地下水不飽和帯への移動と側方浸透による河川流出量としてフラックスが計算される。側方浸透水量と下方浸透水量は、飽和透水係数及び余剰水分量を説明変数とした貯留関数によって求められる。帯水層への涵養量は、不飽和層の水分量とキャリブレーションを必要とする速度係数（地下水涵養の遅れ係数）を用いて求められる。側方浸透水量は、傾斜、斜面長、飽和透水係数、及び余剰水分量を説明変数とした運動学的貯留関数によって求められる (Sloan and Moore 1984)。帯水層から河川への基底流出量は、地下水量および基底流出低減係数を用いた減衰曲線によって算出される (Sangrey, Harrop - Williams, and Klaiber 1984)。また、地下水収支を計算する際には、地下水脈を通した系外への損失や、土壌の乾燥に応じた上向きの水蒸気移動フラックス (Revap、Neitsch et al. 2011) も計算される。

## 2.2. 土砂動態

各 HRU における日土壌流亡量は、以下に示す修正汎用土壌流亡量予測式 Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE、Williams 1975) によって求められる。

$$L_{soil} = 11.8(Q_{surf} \cdot q_{peak} \cdot area_{hru})^{0.56} \cdot K_{USLE} \cdot C_{USLE} \cdot P_{USLE} \cdot LS_{USLE} \cdot CFRG \quad (3-9)$$

ここで、 $L_{soil}$ は土壌流亡量 ( $Mg \text{ day}^{-1}$ )、 $Q_{surf}$ は表面流出水量 ( $mm \text{ day}^{-1}$ )、 $q_{peak}$ はピーク流量 ( $m^3 \text{ s}^{-1}$ )、 $area_{hru}$ は HRU 面積 ( $km^2$ )、 $K_{USLE}$ は USLE 土壌受食性係数 ( $0.13 \text{ Mg m}^2 \text{ hr m}^{-3} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ )、 $C_{USLE}$ は USLE 植生管理係数、 $P_{USLE}$ は USLE 保全係数、 $LS_{USLE}$ は USLE 地形係数、 $CFRG$ は粗粒表層補正係数を意味する。表面流出水量とピーク流量は SWAT の水循環モジュールを用いて計算された値をそのまま使用し、USLE 土壌受食性係数、及び USLE 保全係数は、土壌タイプや保全管理の状況に応じて経験的に求められた値を使用する (今井・石渡 2007)。また、USLE 植生管理係数は植生ごとに測定された値 (北原 2002) が、植物の生育状況及び表層残渣量に応じて補正される (Neitsch et al. 2011)。

### 2.3. 養分動態

SWAT シミュレーションにおける、土壌中窒素及びリン形態変化の模式図を図 3-2 に示す。土壌中の窒素は 2 つの無機態窒素プール：硝酸及びアンモニアと、3 つの有機態窒素プール：新鮮有機物、安定有機物、及び不安定有機物を想定して、化学種の変化をシミュレーションする（図 3-2a）。窒素源として、施肥、湿性沈着、乾性沈着、及び生物学的窒素固定を想定し、河川への流出形態として表面流出水及び側方浸透水中の硝酸態窒素、下方浸透によって溶脱した地下水中の硝酸態窒素、及び土壌侵食による流亡土砂に付着する有機態窒素（新鮮、安定、及び不安定有機態窒素）をシミュレーションする。

土壌中のリンは 3 つの無機態リンプール：溶存態、不安定、及び安定と、3 つの有機態リンプール：新鮮有機物、安定有機物、及び不安定有機物を想定して、化学種の変化をシミュレーションする（図 3-2b）。リンの投入源は施肥のみを想定し、河川への流出形態として表面流出及び側方浸透水中の溶存リン及び土壌侵食による流亡土砂に付着する有機態リンをシミュレーションする。

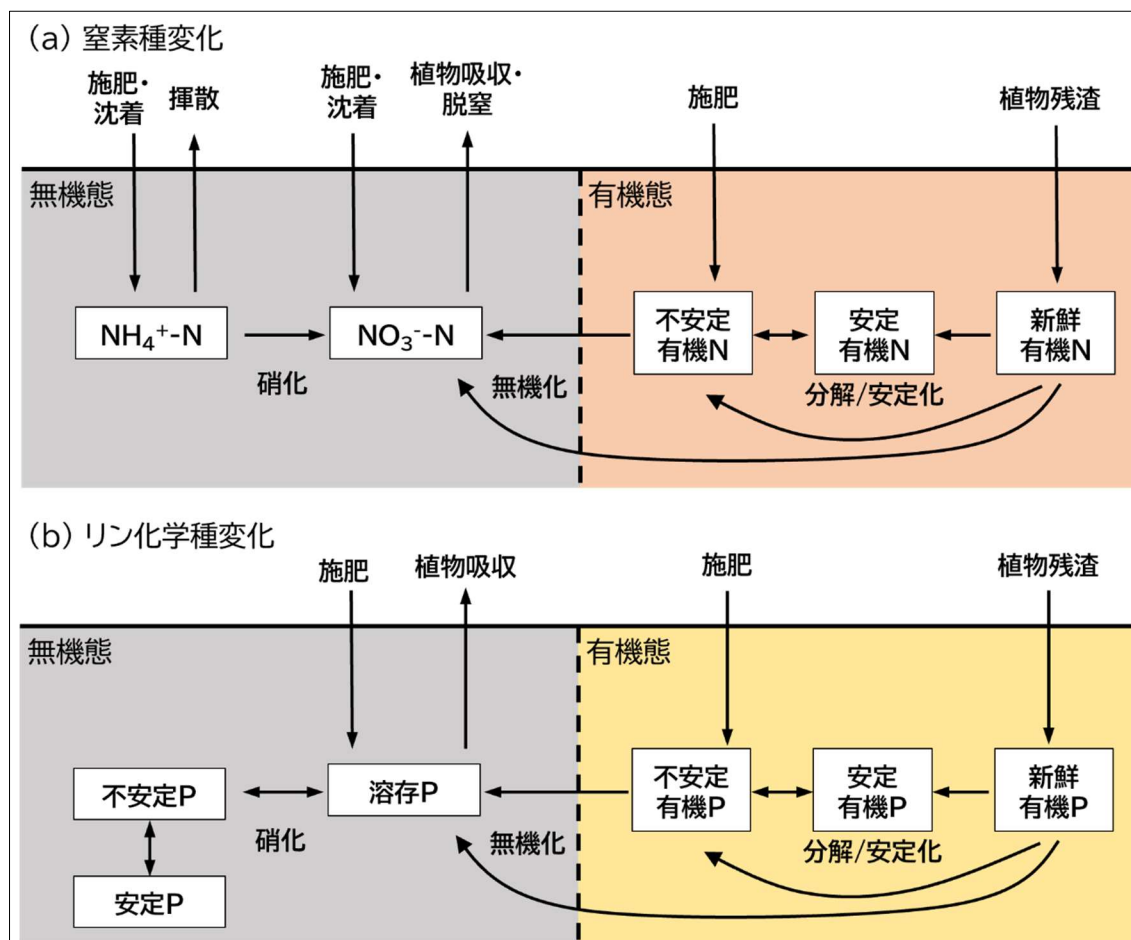


図 3-2 | SWAT シミュレーションにおける土壌中の窒素 (a) 及びリン (b) 化学種変化の模式図。

(Neitsch et al. 2011)の図 3:1-2 及び 3:2-2 を参考に作成。



### 第3節 モデルセットアップ

#### 3.1. 流域の分割

SWAT のセットアップでは、まず ArcGIS (ESRI 社、バージョン 10.1) 上で拡張機能の ArcSWAT2012 を用いて対象地域の Digital elevation model (DEM) を読み込み、傾斜および斜面方向の計算が実行される。DEM から計算された地形情報に基づいて流域界や河道が決定され、流域はさらに複数のサブ流域に分割される。この時、任意の集水地点や最上流サブ流域の最小面積閾値を設定することで、サブ流域のサイズや河道プロセスの出力地点を調整することができる。その後、土地利用図及び土壌図を ArcGIS 上に読み込ませ、各サブ流域内で、土地利用、土壌タイプ、及び傾斜区分の組み合わせが同じ領域である HRU へとさらに細かく分割される。SWAT は HRU を最小計算単位として入出力データベースを構築することによって、流域内の時間・空間的不均一性の情報量を保持する。また、流域を分割する際には、各 HRU の属性として平均傾斜や傾斜長などの地形情報も数値化され、データベースに格納される。

#### 3.2. 流域外部地下流入水の推定

EXT は地下水システムを介して流入するため、河川へ流入する EXT の量は河川流量の基底流出成分と同様の変動を示すと仮定し (Salerno and Tartari 2009)、以下のように推定した。

$$EXT_d = BF_d \cdot fr_{EXT} \quad (3-10)$$

ここで  $EXT_d$  は日 EXT ( $\text{mm day}^{-1}$ )、 $BF_d$  は日基底流出成分量 ( $\text{mm day}^{-1}$ )、 $fr_{EXT}$  は基底流出—EXT 比を意味する。日基底流出成分量は Nathan and McMahon (1990) の基底流出分離アルゴリズムを用いて、日河川流量の実測値から求めた。基底流出—EXT 比は年間水収支から以下のように求められる。

$$fr_{EXT} = EXT_{annual} / BF_{annual} \quad (3-11)$$

ここで  $EXT_{annual}$  は年 EXT 量 (mm)、 $BF_{annual}$  は年基底流出成分量 (mm) を意味する。年 EXT 量は、蒸発散及び河川流出による年流出水量と降水量の差として求めた。蒸発散量は SWAT に実装される Penmann-Monteith 変法によって求められた値をそのまま使用した。

#### 3.3. Sequential Uncertainty Fitting 2 法によるモデル最適化

Sequential Uncertainty Fitting 2 法 (SUFI2 法) は Abbaspour et al. (2015) によって開発された、分布型水文モデルのパラメータ感度分析、キャリブレーション、バリデーション、及び不確実性分析を実施するプログラムである。本研究では、SUFI2 法の感度分析、キャリブレーション、バリデーション、及び不確実性分析アルゴリズムを実行するために、計算環境 R 4.01 (R Core

Team 2021)を使用した。

適切なキャリブレーションのためには感度分析によって高感度パラメータを特定する必要がある。感度分析ではパラメータ値の変化が流域全体の物質循環推定値に与える影響（パラメータ感度）を評価し、キャリブレーションの対象とするべき高感度パラメータを特定する。高感度パラメータを特定することによって、パラメータ最適化における計算負荷を軽減するだけでなく、パラメータの相互作用による局所解の発生頻度を低減することができるため、非現実的なパラメータ値への収束を予防する(Saltelli 2008)。SUF2 法では、すべてのパラメータをランダムに変動させたときのシミュレーション精度関数への相対的な影響を評価するグローバル感度分析と、解析対象以外のパラメータ値をすべて固定して感度を評価する One-at-a-time (OAAT) 感度分析を行った。具体的な手順を以下に示す。

- i). ラテン超方格サンプリング法によって、全てのパラメータを変動させた多数のランダムパラメータセットを生成する。
- ii). 各パラメータセットでシミュレーションを実行し、パフォーマンス指標（後述）を求める。
- iii). 得られたパラメータセットとパフォーマンス指標の組み合わせに対して、パラメータ値を説明変数、パフォーマンス指標値を目的変数とした重回帰モデルを作成する。
- iv). 各パラメータの偏回帰係数をt検定して得られる  $p$  値を比較することで感度順位を決定する。

SUF2 法によるキャリブレーション及び不確実性分析においても感度分析と同様に、ラテン超方格サンプリング法によって、キャリブレーション対象とする全てのパラメータを変動させた多数のランダムパラメータセットを生成し、シミュレーションを繰り返す。シミュレーション値の累積分布における 2.5 及び 97.5 パーセント点を、それぞれ下端及び上端とした 95%予測不確実性範囲 (95% predictive uncertainty、95PPU) を求め、パラメータ値による推定結果の不確実性とする。この 95PPU の大きさ及び実測値との適合度は、それぞれ  $r$ -factor と  $p$ -factor という指標を用いて評価され(Karim C. Abbaspour et al. 2015)、 $r$ -factor がより小さく (95PPU をより狭く)、かつ  $p$ -factor がより大きくなる (95PPU がより実測値に近づく) ように、パラメータの変動範囲を調整することでモデルをキャリブレーションしていく。これらの指標の算出方法や目標値は次項で説明する。

### 3.4. パフォーマンス評価指標

本研究では、河川流量、及び河川土砂・栄養塩類負荷量の推定パフォーマンスに関して、5つの指標：決定係数 ( $R^2$ )、ナッシュサトクリフ係数 ( $NSE$ )、パーセントバイアス ( $PBIAS$ )、 $p$ -factor、及び  $r$ -factor を用いて評価した。 $R^2$ 、 $NSE$ 、及び  $PBIAS$  は、一般的に利用されている水

文モデルのパフォーマンス指標であり (Moriassi et al. 2015)、 $R^2$  は推定値が回帰モデルで実測値を説明できる能力を、 $NSE$  は推定値による実測トレンドの再現性を、 $PBIAS$  は全体的な過大もしくは過小評価の傾向を示す指標である。Moriassi et al. (2015) は既往研究の分析によって、これら 3 つの指標の数値に応じたパフォーマンス評価段階を提唱している (表 3-1)。一方で、 $r$ -factor は 95PPU の幅、すなわち不確実性の大きさを示し、 $p$ -factor は 95PPU に収まった実測値の割合である (Abbaspour et al. 2015)。これらはキャリブレーションの良し悪しを評価する指標で、 $r$ -factor  $< 1.5$  かつ  $p$ -factor  $> 0.7$  となることが望ましい (Abbaspour et al. 2015)。地温及び積雪水量推定パフォーマンスの評価には、 $R^2$  と二乗平均平方根誤差 (Root mean square error、 $RMSE$ ) を用いた。各評価指標の式は以下の通りである。

表 3-1 | 各パフォーマンス指標の式。

| 指標          | 式                                                                                                                                                                                         |        |
|-------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|
| $R^2$       | $\left[ \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right]^2$                                        | (3-12) |
| $NSE$       | $1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$                                                                                                                   | (3-13) |
| $PBIAS$     | $\frac{\sum_{i=1}^n O_i - P_i}{\sum_{i=1}^n O_i}$                                                                                                                                         | (3-14) |
| $r$ -factor | $\frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (U_{95ppu} - L_{95ppu})}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}}$                                                                              | (3-15) |
| $p$ -factor | $\frac{\sum_{i=1}^n X_i}{100} \quad \begin{cases} X_i = 1 & \text{if } L_{95ppu} \leq O_i \leq U_{95ppu} \\ X_i = 0 & \text{if } O_i < L_{95ppu} \text{ or } O_i > U_{95ppu} \end{cases}$ | (3-16) |
| $RMSE$      | $\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}$                                                                                                                                           | (3-17) |

※  $O_i$  及び  $P_i$  はそれぞれ  $i$  日目の実測値及び推定値を、 $n$  は日数を、 $U_{95ppu}$  及び  $L_{95ppu}$  はそれぞれ 95% 不確実性範囲の上端及び下端を意味する。

表 3-2 | 流域水文モデルによる各河川流出項目の推定パフォーマンス評価の推奨基準値(Moriasi et al. 2015)より抜粋。

| 指標             |          | 評価基準 ( $I$ は各指標の値) |              |                          |                          |                 |
|----------------|----------|--------------------|--------------|--------------------------|--------------------------|-----------------|
| $I$            | 水文項目     | 時間                 | 非常に良い        | 良い                       | 十分                       | 不十分             |
| $R^2$          | 河川流量     | 日・月・年              | $I > 0.85$   | $0.75 < I \leq 0.85$     | $0.60 < I \leq 0.75$     | $I \leq 0.60$   |
|                | 土砂・リン負荷量 | 月                  | $I > 0.80$   | $0.65 < I \leq 0.80$     | $0.40 < I \leq 0.65$     | $I \leq 0.40$   |
|                | 窒素負荷量    | 月                  | $I > 0.70$   | $0.60 < I \leq 0.70$     | $0.30 < I \leq 0.60$     | $I \leq 0.30$   |
| $NSE$          | 河川流量     | 日・月・年              | $I > 0.80$   | $0.70 < I \leq 0.80$     | $0.50 < I \leq 0.70$     | $I \leq 0.50$   |
|                | 土砂負荷量    | 月                  | $I > 0.80$   | $0.70 < I \leq 0.80$     | $0.45 < I \leq 0.70$     | $I \leq 0.45$   |
|                | 窒素・リン負荷量 | 月                  | $I > 0.65$   | $0.50 < I \leq 0.65$     | $0.35 < I \leq 0.50$     | $I \leq 0.35$   |
| $PBIAS$<br>(%) | 河川流量     | 日・月・年              | $I < \pm 5$  | $\pm 5 \leq I < \pm 10$  | $\pm 10 \leq I < \pm 15$ | $I \geq \pm 15$ |
|                | 土砂負荷量    | 日・月・年              | $I < \pm 10$ | $\pm 10 \leq I < \pm 15$ | $\pm 15 \leq I < \pm 20$ | $I \geq \pm 20$ |
|                | 窒素・リン負荷量 | 日・月・年              | $I < \pm 15$ | $\pm 15 \leq I < \pm 20$ | $\pm 20 \leq I < \pm 30$ | $I \geq \pm 30$ |

※ $R^2$ は決定係数、 $NSE$ はナッシュサトクリフ係数、 $PBIAS$ はパーセントバイアスを意味する。

## 第4章 SWAT の凍結土壌プロセス推定の改良

### 第1節 はじめに

土壌は凍結すると透水性が低下するため、季節的な土壌凍結の生じる地域では土壌凍結の発達度合いは下方浸透と表面流出の割合に影響し、融雪期間の土壌水分動態を制御する重要な因子となる(Wang et al. 2010)。過去の実験室での土壌カラム実験では、凍土層の形成によって透水係数が著しく低下することが確認されてきた(Watanabe et al. 2011)。一方、圃場試験では粗孔隙を介した余剰水の非凍結部への迅速な移動が、融雪排水に大きく寄与する現象も観察されており(Demand, Selker, and Weiler 2019; Stähli et al. 2004)、マトリックス流だけでなく凍土表層で起こる選択流の重要性も指摘されてきている。岩田ら (2011)は、北海道の異なる土壌凍結条件下における畑で、非凍結時の土壌中排水可能量に対する凍結土中排水量の比(Infiltration ratio、IR)を評価した結果、等径パイプの束と見立てた土壌透水間隙を単位厚さの凍結層が一定の確率で遮断すると仮定してIRを最大土壌凍結深度で近似すると、実測値との当てはまりが非常に良いことを示した。

実験室や圃場での試験によって凍結土壌の水文特性が明らかになる一方で、多くの分布型水文モデルでは、凍土の透水性が不適切に記述されており、積雪寒冷地域での広域水循環評価に不確実性をもたらしている(Wang et al. 2010; Agnihotri et al. 2023)。また、広域水循環で凍土の透水プロセスを検証した事例はまだ少ないうえ、それぞれの適用事例によって凍結土壌の透水性について異なる見解が示されており、地域や気候条件による凍結挙動の違いが関与していると考えられる(Ala-Aho et al. 2021)。Wang et al. (2010)や Swenson, Lawrence, and Lee (2012)は、凍土透水性を小さく設定し凍結土壌中の水移動を制限することによって、土壌水分及び河川流量の推定精度が向上することを示した。一方、Agnihotri et al. (2023)は複数の凍結土壌の透水性スキームを比較した結果、粗孔隙中の水移動を考慮した高透水性スキームが最適であると結論づけた。しかし、いずれの事例も検証期間が短く(最大で5年間)、Jones et al. (2023)が長期的な水文統計データの解析結果から示唆するような、気候変動に伴う土壌凍結挙動の変化が融雪洪水の強度やタイミングに与える影響についてはいまだ不明瞭であることから、気象条件が駆動する土壌凍結挙動変化の水文学的影響についてさらなる検証が必要である。

オリジナル SWAT では、温度が0℃以下になると土壌中の水移動が全く起こらないと仮定しており(Neitsch et al. 2011)、第1章で述べたような融雪期における河川流量推定精度の低さは、凍結土壌の水文特性の過度な簡素化に起因している可能性がある。過去の SWAT 研究では、地温推定モジュールや融積雪モジュールの改良により、ある程度精度が向上することが示されてきたが(Melaku, Wang, and Meshesha 2020; Qi, Zhang, and Wang 2019)、凍結土壌の透水性については、

まだ十分に検証されていない。

これらのことから本章の目的を、i) 土壤凍結の発達に伴う透水性の動的な変化を考慮できるように SWAT を改良することと、ii) 改良版 SWAT (SWAT with frozen soil permeability、SWAT-FSP) とオリジナル SWAT による長期水循環予測を比較することで、凍土中の水移動が長期流域水循環に与える影響について考察することとした。Qi et al. (2016)は、SWAT の経験的地温推定式を凍結融解潜熱を考慮したより物理的な式に置換することで、冬季の地温推定精度が改善することを示した。本研究では、この物理的地温モジュールに加えて、岩田ら (2011)が凍結深度を用いて IR を近似した経験式を SWAT の土壤水分モジュールに結合することで、凍結－融解期間における土壤水分状態の再現性改善を試みた。

## 第2節 モデル修正

### 2.1. 地温推定式

オリジナル SWAT の各土壤層における地温推定式を以下に示す(Neitsch et al. 2011)。

$$T_n = 0.8T_{n-1} + 0.2\{df(\overline{T_{air}} - T_{surf}) + T_{surf}\} \quad (4-1)$$

ここで、 $T_n$ は日目の地温 (°C)、 $df$ は深度係数、 $\overline{T_{air}}$ は平均気温 (°C)、 $T_{surf}$ は地表面温度 (°C) を意味する。深度係数は、土壤層の深さを説明変数とした経験式から求められ、土壤層内における熱移動の遅れを考慮する。地表面温度は、雪や植物残渣による地表面被覆で補正された太陽放射及び土壌－大気界面の顕熱移動による熱収支から求められる。

SWAT-FSP では、土壌及び積雪層内の熱移動、並びに土壌水の凍結融解潜熱を適切に考慮するため、式 4-1 を Qi et al. (2016)の方法を参考にして、以下に示す一次元熱伝導方程式に換装した。

$$\partial T / \partial t = \partial / \partial x (k / C \cdot \partial T / \partial x) + s / C \quad (4-2)$$

ここで、 $T$ は地温 (°C)、 $t$ は時間 (day)、 $x$ は地表面から土壤層の中心部までの距離 (cm)、 $k$ は熱伝導率 ( $\text{J cm}^{-1} \text{ day}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ )、 $C$ は体積熱容量 ( $\text{J cm}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ )、 $s$ は凍結融解潜熱項 ( $\text{J cm}^{-3} \text{ day}^{-1}$ ) を意味する。

式 4-2 を解くにあたって、地表面から地下 10 m までを対象として 20 の仮想土壤層を設定し、各 HRU で各仮想土壤層および積雪層の中央部における地温を推定した。なお各仮想土壤層の厚さは地表面側ほど小さく、下層側ほど大きくなるように設定し、各仮想土壤層最下部の深さは、地表面側から順に、1、2、3、4、6、8、12、16、20、24、29、34、40、47、60、75、100、200、500、1000 cm とした。

Cambell (1985)の方法に従って式 4-2 を離散化し、三重対角行列アルゴリズムを用いて解いた。上端境界条件はオリジナル SWAT に実装される地表面熱収支式で求められる日地表面温度 (°C)

を使用し、下端境界条件には地下 10 m の地温 ( $T_{10m}$ 、°C) を農林水産省 と 気象庁 (1982) が日本各地の地温データをもとに作成した、以下の年平均気温 ( $\overline{T_{air}}$ 、°C) と年平均地温の関係式を用いて推定して使用した。

$$T_{10m} = 0.97\overline{T_{air}} + 2.3 \quad (4-3)$$

土壌と雪の熱伝導率及び体積熱容量、並びに土壌水－土壌氷相変化に伴う潜熱は、Qi et al. (2016)の方法に従って推定した。以下にその概要を述べるが詳細は文献を参照されたい。

土壌の体積熱容量は各土壌構成要素（土壌鉱物、有機物、水、氷）の体積熱容量の体積含有率による加重平均によって求めた。土壌鉱物、有機物、水、及び氷の体積熱容量は、それぞれ 2.0、2.5、4.2、及び 1.9 ( $\text{J cm}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ ) とし、空気の体積熱容量は非常に小さいため無視できるものとして扱った(Hillel 1980)。土壌の熱伝導率は、Johansen (1975)が開発した推定式を用いて、飽和状態の土壌熱伝導率 ( $k_{sat}$ )、絶乾状態の土壌熱伝導率 ( $k_{dry}$ )、及び土壌の飽和度を用いて推定した。 $k_{sat}$  及び  $k_{dry}$  は以下の式によって、土壌仮比重、土壌孔隙率、水分量、及び氷量から推定される (Johansen 1975)。

$$k_{sat} = k_m^{1-\phi} \cdot k_i^{\theta_i} \cdot k_w^{\phi-\theta_i} \quad (4-4)$$

$$k_{dry} = 864 \cdot \frac{135 \cdot \rho + 64.7}{2700 - 947 \cdot \rho} \quad (4-5)$$

ここで、 $k_m$  は土壌鉱物の熱伝導率 ( $\text{J cm}^{-1} \text{ day}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ )、 $k_i$  は氷の熱伝導率 ( $\text{J cm}^{-1} \text{ day}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ )、 $k_w$  は液状水の熱伝導率 ( $\text{J cm}^{-1} \text{ day}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ )、 $\phi$  は孔隙率、 $\theta_i$  は土壌氷体積率、 $\rho$  は仮比重 ( $\text{g cm}^{-3}$ ) を意味する。積雪の体積熱容量と熱伝導率は、積雪水量から推定した (Verseghy 1991; Jonas, Marty, and Magnusson 2009)。Qi et al. (2016) は、粒径組成や有機物含量、移流熱、新雪の形態的特徴といった他の熱移動制御要因を考慮するため、土壌及び積雪の熱伝導率を補正するためのキャリブレーション係数をそれぞれ設定した ( $k_{coe}$ 、 $k_{s\_coe}$ )。土壌の凍結融解による潜熱交換は、土壌の液状水が凍結するときの吸熱量もしくは土壌氷が融解するときの発熱量として求められ、凍結時には土壌中の全液状水が氷になるまで、融解時には全土壌氷が液状水になるまでの潜熱を計算した。

## 2.2. 凍結土壌中の水移動

SWAT における凍土中の水移動が無くなるという仮定を取り除き、岩田ら (2011) によって得られた凍結土壌の浸透率 (IR) の確率論的モデルと SWAT の土壌水分モジュールを以下のようにカップリングすることで、凍結時の側方浸透水量及び下方浸透水量の推定値を補正した。

$$Q'_{soil} = \text{IR} \cdot Q_{soil} \quad (4-6)$$

$$IR = \prod_i^{nly} IR'_i \quad \text{where} \quad \begin{cases} IR'_i = (1-p)^{z_i} & \text{if } SI_i > 0 \\ IR'_i = 1 & \text{if } SI_i = 0 \end{cases} \quad (4-7)$$

ここで、 $Q'_{soil}$ は IR で補正した側方浸透水量もしくは下方浸透水量 (mm)、 $Q_{soil}$ はオリジナル SWAT で求められる側方浸透水量もしくは下方浸透水量 (mm)、 $nly$ は仮想土壌層の数 (20)、 $p$ は 1 cm の凍結土壌層が透水間隙を遮断する確率、 $z_i$ は第*i*層目の厚さ (cm)、 $SI_i$ は第*i*層目の土壌氷含量 (mm) を意味する。 $p$ は、(岩田ら 2011)が圃場試験の結果から逆解析的に求めたデフォルト値である 0.088 を使用した。

### 第 3 節 モデルの適用と比較

#### 3.1. 調査地

北海道東部常呂川の河口付近に位置する上川沿水文観測所 (44.56° N, 144.03° E) を流出点とした面積 1889.75 km<sup>2</sup> の集水域 (図 3-1) を対象に、オリジナル SWAT 及び SWAT-FSP を適用し、水循環シミュレーションを行った。調査地の概要は第 3 章 3-1 に記載されている通りである。

#### 3.2. 使用データ

SWAT のセットアップに必要な地理情報データとして、標高マップ (Digital Elevation Model、DEM)、土地利用図、及び土壌図を取得した。まず、国土地理院が作成した各種地理数値データを提供している基盤地図情報ダウンロードサービスより、対象地域の 10 m メッシュ DEM を取得した (<https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php>)。土地利用図および土壌図は、国土交通省が作成した各種の地理数値データを提供している国土数値情報ダウンロードサービス (<https://nftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>) から、平成 26 年 (2014 年) 版土地利用細分メッシュ及び土地分類基本調査 1/500,000 土壌図を取得した。土地利用細分メッシュの土地利用種を SWAT の土地利用コードと対応させるため、表 4-1 のように再分類した。国土交通省の土壌図に含まれる常呂川流域の土壌タイプ (FAO/UNESCO 土壌分類) は、岩屑土 (*Lithosols*)、ポドゾル (*Podzols*)、褐色森林土 (*Cambisols*)、黒ボク土 (*Andosols*)、粗粒グライ土 (*Coarse textured Ochric Gleysols*)、グライ土 (*Ochric Gleysols*)、及び泥炭土 (*Histosols*) であるが、岩屑土、ポドゾル、及び泥炭土は、分布面積が小さく理化学特性値が得られなかったため、岩屑土及びポドゾルを褐色森林土に、泥炭土をグライ土に統合して扱った。再定義した土壌区分名は、tBFsoil (褐色森林土、岩屑土、及びポドゾル)、tANDsoil (黒ボク土)、tGLsoil (グライ土及び泥炭土)、及び tCGLsoil (粗粒グライ土) とした。SWAT に入力した DEM、土地利用図、及び土壌図を図 4-1 に、各土壌タイプの土壌理化学特性値を表 4-2 に示した。



各土壌タイプの土壌理化学特性値（表 4-2）のうち、仮比重、有機態炭素含有率、及び粒径組成（砂、シルト、及び粘土含有率）は、過去に北海道で行われた土壌調査報告書より取得し（富岡・音羽 1987; 富岡・天野 1998）、文献値が得られなかった有効水分量及び飽和透水係数は、Saxton and Rawls (2006) のペドトランスファー関数を用いて、砂、粘土、及び有機態炭素含有量から推定した。以下に、Saxton and Rawls (2006) の推定式を概説する。SWAT 入力データとしての有効水分量は、-33kPa における土壌水分量（圃場容水量）と-1500kPa（永久萎凋点）における土壌水分量の差で定義され、以下の式で求められる。

$$AWC = \theta_{33} - \theta_{1500} \quad (4-8)$$

ここで、AWC は有効水分量（%）、 $\theta_{33}$  は圃場容水量（%）、 $\theta_{1500}$  は永久萎凋点における土壌水分量（%）を意味する。Saxton & Rawls (2006) はまず、砂含量（%）、粘土含量（%）、および有機物含量（%）によって土壌の各ポテンシャルでの水分量を重回帰し、さらに線形回帰または非線形回帰によってその値を補正することで実測値との適合度を高めた。各水分状態の土壌水分量は、以下のように表される。

$$\theta_{1500} = \theta_{1500t} + (0.14 \times \theta_{1500t} - 0.02) \quad (4-9)$$

$$\begin{aligned} \theta_{1500t} = & -0.024 S + 0.487 C + 0.006 OM + 0.005(S \times OM) - 0.013(C \times OM) \\ & + 0.068(S \times C) + 0.031 \end{aligned} \quad (4-10)$$

$$\theta_{33} = \theta_{33t} + [1.283(\theta_{33t})^2 - 0.374(\theta_{33t}) - 0.015] \quad (4-11)$$

$$\begin{aligned} \theta_{33t} = & -0.251 S + 0.195 C + 0.011 OM + 0.006(S \times OM) - 0.027(C \times OM) \\ & + 0.452(S \times C) + 0.299 \end{aligned} \quad (4-12)$$

ここで、 $S$  は砂含量（%）、 $C$  は粘土含量（%）、 $OM$  は有機態炭素含量（%）、 $\theta_{33t}$  と  $\theta_{1500t}$  は重回帰によって求められた圃場容水量と永久萎凋点における土壌水分量（%）、 $\theta_{33}$  と  $\theta_{1500}$  は補正後の圃場容水量と永久萎凋点における土壌水分量（%）を意味する。

飽和透水係数（ $K_s$ ）は、Saxton & Rawls (2006) の推定式で、以下のように求められる。

$$K_s = 1930(\theta_s - \theta_{33})^{3-\lambda} \quad (4-13)$$

ここで、 $\theta_s$  は 0 kPa（飽和状態）の土壌水分量（%）、 $\lambda$  は土壌水分特性曲線（土壌のポテンシャルの自然対数と水分量の関係を表す曲線）の傾きを意味する。 $\theta_s$  及び、 $\lambda$  は以下のように求められる。

$$\theta_s = \theta_{33} + \theta_{s-33} - 0.097 S + 0.043 \quad (4-14)$$

$$\theta_{s-33} = \theta_{(s-33)t} + (0.636\theta_{(s-33)t} - 0.107) \quad (4-15)$$

$$\begin{aligned} \theta_{(s-33)t} = & 0.278 S + 0.034 C + 0.022 OM - 0.018(S \times OM) - 0.027(C \times OM) \\ & - 0.584(S \times C) + 0.078 \end{aligned} \quad (4-16)$$

$$\lambda = (\ln \theta_{33} - \ln \theta_{1500}) / (\ln 1500 - \ln 33) \quad (4-17)$$

ここで、 $\theta_{s-33}$ は飽和土壌水分量と圃場容水量の差、 $\theta_{(s-33)t}$ は補正前の $\theta_{s-33}$ 値を意味する。

SWAT に入力する気象データとして、各サブ流域の重心（図 3-1）における日最高・最低気温、降水量、相対湿度、太陽放射、及び風速を、農研機構の農業環境変動研究センターが提供するメッシュ農業気象データ(Ohno et al. 2016)から取得した。

国土交通省の水文水質データベース (<http://www1.river.go.jp/>) より、上川沿で観測された日河川流量を取得した。また、メッシュ農業気象データから、各サブ流域の重心における日積雪水量を取得し、サブ流域面積で加重平均すること流域積雪水量とした。地温推定のパフォーマンス評価には 2 種類の地温データを用意した。一つ目は、北見、端野、上常呂、及び置戸の 4 地点（図 3-1）で、JA きたみらいが観測した 10 cm 深の日平均地温データを取得した (<https://www.agw.jp/kitamirai/index.php>)。二つ目は、2021 年 12 月から 2023 年 9 月の期間に、北見農業試験場の草生管理圃場で実測した 4 深度（2 cm、5 cm、25 cm、50 cm）の地温データを使用した。地温観測は温度センサー付きデータロガー（型番：RTR-502、T&D 社、日本）を埋設して行った。

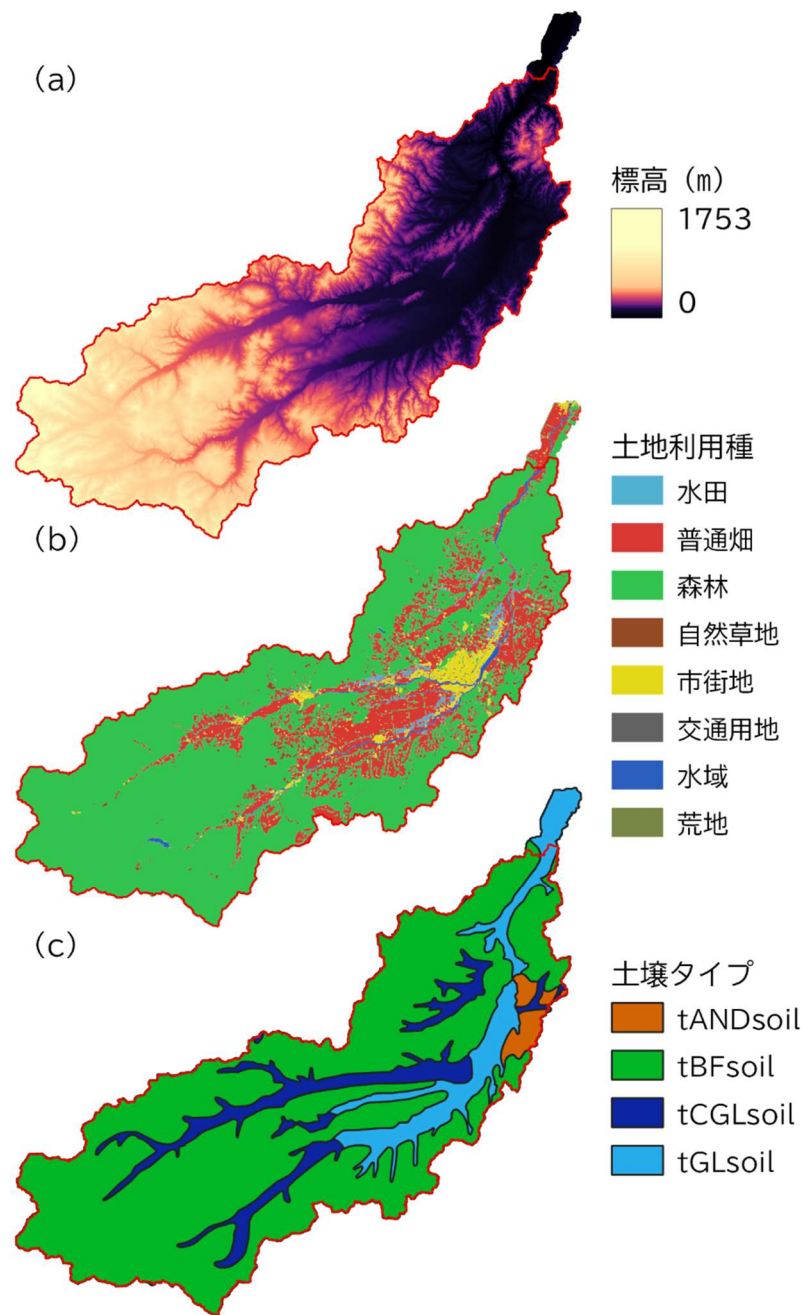


図 4-1 | 本シミュレーションに使用した地理情報データ：10 m メッシュ DEM（国土地理院）より作成した常呂川流域の標高マップ（a）、2014 年版土地利用細分メッシュ（国土交通省）より作成した土地利用マップ（b）、及び国土調査 50 万分の 1 北海道土壤図（国土交通省）より作成した土壤図（c）。

表 4-1 | 国土交通省の土地利用種と SWAT 土地利用コードの対応。

| SWAT 土地利用コード | 国土交通省の土地利用種 |
|--------------|-------------|
| RICE (水田)    | 田           |
| AGRL (普通畑)   | その他農地       |
| FRST (森林)    | 森林          |
| RNGE (自然草地)  | 荒地、ゴルフ場     |
| URBN (市街地)   | 建物用地        |
| UTRN (交通用地)  | 道路、鉄道       |
| WATR (水域)    | 河川          |

表 4-2 | 各土壌タイプの土壌理化学特性入力値。

| 土壌タイプ    | 層位 | 厚さ<br>mm | 飽和透水係数<br>mm hr <sup>-1</sup> | 有効水分<br>mm mm <sup>-1</sup> | 仮比重<br>g cm <sup>-3</sup> | 有機態炭素<br>% | 砂<br>% | シルト<br>% | 粘土<br>% |
|----------|----|----------|-------------------------------|-----------------------------|---------------------------|------------|--------|----------|---------|
| tBFsoil  | 1  | 190      | 44.2                          | 0.14                        | 0.88                      | 3.3        | 15.2   | 29.1     | 53.3    |
|          | 2  | 160      | 22.2                          | 0.13                        | 1.01                      | 0.9        | 14.7   | 29.1     | 47.9    |
|          | 3  | 190      | 23.9                          | 0.11                        | 1.03                      | 0.3        | 12.7   | 24.7     | 53.6    |
|          | 4  | 460      | 22.9                          | 0.12                        | 0.99                      | 0.5        | 12.9   | 12.1     | 49.5    |
| tGCLsoil | 1  | 200      | 36                            | 0.14                        | 0.83                      | 3.5        | 18.4   | 26.7     | 53.1    |
|          | 2  | 200      | 14.9                          | 0.12                        | 0.9                       | 1.1        | 20.2   | 25.7     | 48.2    |
|          | 3  | 270      | 18.2                          | 0.1                         | 0.96                      | 0.2        | 16.1   | 25.7     | 55.6    |
|          | 4  | 330      | 8.8                           | 0.11                        | 0.98                      | 0          | 29.1   | 29.1     | 49.2    |
| tGLsoil  | 1  | 210      | 34.6                          | 0.14                        | 0.86                      | 3.5        | 18.7   | 29.7     | 51.7    |
|          | 2  | 190      | 13.5                          | 0.12                        | 0.91                      | 1.4        | 22.3   | 28.3     | 49.3    |
|          | 3  | 230      | 8.4                           | 0.11                        | 0.92                      | 0.1        | 22.8   | 28.3     | 49      |
|          | 4  | 370      | 0.2                           | 0.12                        | 0.92                      | 2.6        | 33.7   | 24.1     | 42.2    |
| tANDsoil | 1  | 230      | 52.2                          | 0.16                        | 0.8                       | 8.3        | 17.9   | 29.4     | 49.4    |
|          | 2  | 170      | 37.6                          | 0.13                        | 0.88                      | 4.4        | 15     | 21.7     | 54.9    |
|          | 3  | 350      | 8.2                           | 0.12                        | 0.99                      | 0          | 22     | 30.7     | 47.3    |

※飽和透水係数及び有効水分量は、砂、粘土、及び有機態炭素含有率の文献値から推定 (Saxton and Rawls 2006)。

※tBFsoil：褐色森林土、岩屑土、ポドゾル、tGCLsoil：粗粒グライ土、tGLsoil：グライ土、泥炭土、tANDsoil：黒ボク土。

### 3.3. モデルセットアップ

標高マップ (DEM) を用いて図に示すように流域が定義され、20 のサブ流域に分割された後、土地利用図及び土壌図を入力して 779 個の HRU が作成された。流域外部地下流入水 (EXT) を第 3 章 3-3 で示した方法によって求めた。流域内で大きな帯水層の位置(小原常弘 et al. 1975)、すなわち地下水-地表水交換が活発な場所に仮想点源を設定し (図 3-1)、そこで EXT を河道水輸送シミュレーションに追加した。

土壌及び雪の熱伝導率を補正するキャリブレーション係数 ( $k_{coe}$  及び  $k_{s\_coe}$ ) は、実測地温観測値を用いて試行錯誤によって校正した。SWAT の水循環に関するパラメータ (表 4-3) については、第 3 章 3-4 に示した SUFI2 法による自動校正を行った (Abbaspour et al. 2015)。

SWAT のようなプロセスモデルでは、複数のプロセスが相補的に働くことで、パラメータの過学習を起こす恐れがあり、可能な限り各プロセスに関するモジュールを個別に最適化することが望ましい (Arnold et al. 2012)。そこで、以下のような手順でキャリブレーションを実施した。

- i). 積雪水量実測値を用いて融積雪に関するパラメータを SUFI2 法で校正した。
- ii). SWAT-FSP の熱伝導率補正パラメータを手動校正した。
- iii). 最後に凍結や融雪の影響が小さいと考えられる 7 月から 9 月の河川流量実測値を用いて土壌水分、地下水流出、及び河道輸送に関するパラメータを SUFI2 法で校正した。

これらのパラメータは 2012 年から 2015 年の実測値を用いて校正し、校正されたパラメータを用いた計算値は 2016 年から 2019 年の実測値を用いて検証した。

河川流量推定におけるパフォーマンスは 5 つの指標：決定係数 ( $R^2$ )、ナッシュ-サトクリフ係数 ( $NSE$ )、パーセントバイアス ( $PBIAS$ )、 $p$ -factor、及び  $r$ -factor を用いて評価した。積雪水量および地温推定の評価には、 $R^2$  と二乗平均平方根誤差 (Root mean square error、 $RMSE$ ) を用いた。各指標は第 3 章 3-5 で示した方法で算出した。

表 4-3 | 本シミュレーションで校正対象とした SWAT の水循環パラメータ。

| パラメータ     | 説明                                                 |
|-----------|----------------------------------------------------|
| 融積雪パラメータ  |                                                    |
| SFTMP     | 降雪温度 (°C)                                          |
| SMTMP     | 融雪基準温度 (°C)                                        |
| SMFMN     | 冬至の融雪速度係数 (mm °C <sup>-1</sup> day <sup>-1</sup> ) |
| TIMP      | 積雪温度係数                                             |
| SNOCVMX   | 積雪被覆最小水量 (mm)                                      |
| SNO50COV  | 積雪被覆最小水量に対する積雪 50%被覆水量の比                           |
| 土壌水分パラメータ |                                                    |
| CN2       | 平均的な土壌水分状態の SCS 曲線番号                               |
| SOL_K     | 土壌の飽和透水係数 (mm hr <sup>-1</sup> )                   |
| ESCO      | 蒸発散量補償係数                                           |
| 地下水パラメータ  |                                                    |
| GW_DELAY  | 地下水涵養遅れ係数 (day)                                    |
| ALPHA_BF  | 基底流出逓減係数                                           |
| 河道輸送パラメータ |                                                    |
| CH_N2     | 主流のマニング粗度係数                                        |
| CH_N1     | 支流のマニング粗度係数                                        |

### 3.4. モデルの比較

本研究におけるモデル修正は、土壌凍結－融解サイクルが関わる融雪出水メカニズムの再現性向上を目的としたものであるため、オリジナル SWAT (以降、SWAT-ORG) 及び SWAT-FSP による融雪期間 (3 月から 5 月) の河川流量推定パフォーマンスを比較した。また、土壌水分動態推定におけるモデル挙動を確認するために、両モデルによる融雪期間における表面流出量、側方浸透水量、下方浸透水量、及び土壌水分量の計算値を評価した。SWAT ではこれらの土壌水分要素は HRU 単位で出力され、以下の式を用いて面積加重平均することで流域平均値を算出した。

$$SWC_{basin} = \sum SWC_{hru} \cdot A_{hru} \quad (4-18)$$

ここで、 $SWC_{basin}$  は土壌水分要素の流域平均値、 $SWC_{hru}$  は HRU 単位で出力された土壌水分要素、 $A_{hru}$  は HRU の面積率を意味する。

モデル比較において、SWAT-ORG 及び SWAT-FSP の融積雪、土壌水分、地下水流出、及び河道流出に関するパラメータは同じ値を使用した。そのため、2つのバージョンの SWAT における構造上の違いは、凍結土壌中の熱・水分状態推定スキームのみである。

## 第4節 結果

### 4.1. EXT の推定結果

表 4-4 に常呂川流域の 2011-2019 水文年（2011/7/1 から 2020/6/30）における年水収支を示す。常呂川流域の年平均降水量は 890.0 mm であったのに対して、蒸発散量と河川流出水量の和は 1092.2 mm と、降水量よりも 109.2 mm 多かった。本研究では、この流域水収支における流入項の不足分を、地下水システム経由で流入する外部地下流入水量（EXT）として扱った。水収支より推定された年 EXT 量は、257.5 mm から 367.7 mm の範囲で変動した。EXT 量は、平均して年間河川流出水量のうち 30 %を占めていた。基底流量の過小評価による系統誤差を補正し、SWAT の流域表層プロセスを適切にキャリブレーションするために、EXT を仮想点源として河道水輸送の計算に追加した。図 4-2 に日河川流量実測値から分離された基底流出成分変動及び、基底流出成分変動と水収支から推定された日 EXT 変動を示す。河川流量ピークよりもタイミングが遅く、強度の小さなピークが生じる基底流出成分と同様の変動傾向となるように、日 EXT を推定することができた。



表 4-4 | 常呂川流域における 2011–2019 水文年の年水収支。

| 水文年  | 降水量<br>mm | 蒸発散量<br>mm | 河川流出水量<br>mm | 基底流出成分<br>mm | EXT※<br>mm |
|------|-----------|------------|--------------|--------------|------------|
| 2011 | 926.3     | 434.3      | 700.4        | 310.5        | 208.4      |
| 2012 | 970.9     | 395.4      | 774.4        | 347.8        | 198.8      |
| 2013 | 898.7     | 396.5      | 709.4        | 340.0        | 207.2      |
| 2014 | 808.7     | 408.5      | 599.5        | 267.2        | 199.3      |
| 2015 | 818.0     | 431.7      | 596.0        | 281.7        | 209.7      |
| 2016 | 1169.6    | 459.7      | 977.5        | 367.6        | 267.6      |
| 2017 | 768.5     | 419.4      | 544.2        | 284.1        | 195.1      |
| 2018 | 843.1     | 425.8      | 633.4        | 306.5        | 216.1      |
| 2019 | 806.4     | 411.0      | 512.3        | 257.5        | 117.0      |
| 平均   | 890.0     | 420.3      | 671.9        | 307.0        | 202.1      |

※EXT は流域外部地下流入水量を意味する。

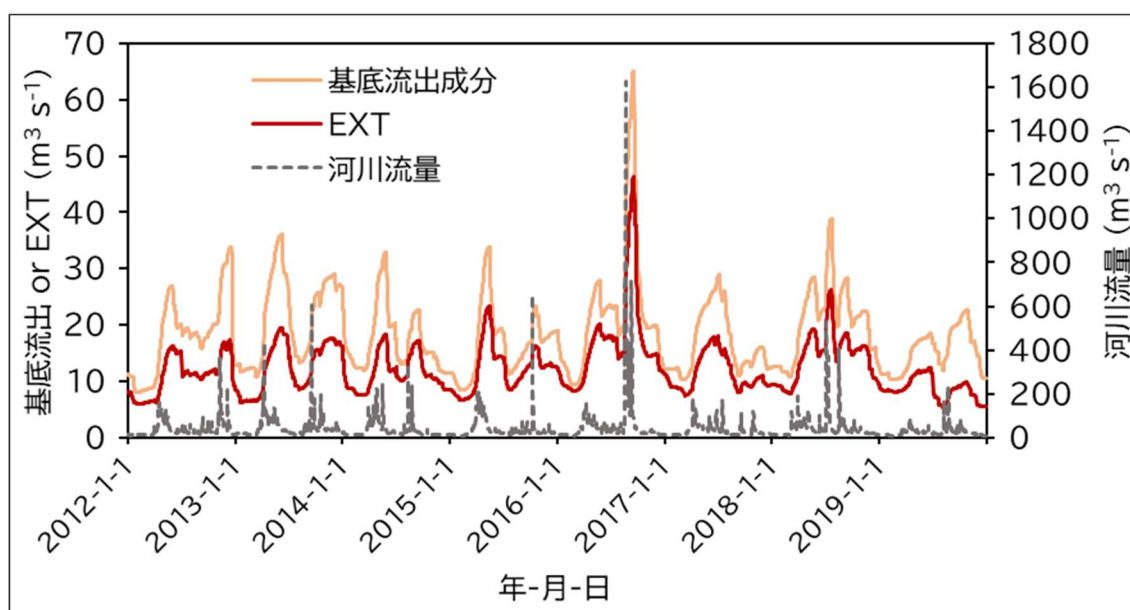


図 4-2 | 2012–2019 年の全河川流量から分離した基底流出成分日変動と、基底流出変動及び年間流域水収支から推定された EXT の日変動。

## 4.2. 融積雪パラメータの校正結果

積雪水量実測値を用いて最適化された融積雪パラメータの感度分析及び校正結果を表 4-5 に、日積雪水量の推定結果を図 4-3 に示す。融積雪パラメータの中でも、積雪水量と積雪面積の関係を制御する SNOCOV<sub>MX</sub> や SNO50COV が特に高感度であった。図 4-3 に示されるように、SWAT による推定積雪水量は実測の変動傾向をよく再現していたが、ピークのタイミングで実測積雪水量を過小評価していた。特に 2014 年及び 2015 年春における最大積雪水量の相対誤差はそれぞれ-25%、及び-33%と過小評価の程度が大きかった（図 4-3a）。それに対して、バリデーション期間の積雪水量推定値はわずかに過小評価の傾向があるが、推定値と実測値はほぼ一致しており、 $R^2$ は 0.973、 $RMSE$ は 10.5 mm とキャリブレーション期間よりも良いパフォーマンスを示した。全体を通して、SWAT の融積雪モジュールは実測積雪水量の変動を再現し、適切にキャリブレーションされたといえるが、過小評価の傾向が強い年もあり改善の余地が見られた。

表 4-5 | 融積雪パラメータの積雪水量推定における相対感度、最適範囲、及び最適値。（相対感度は、 $p$  値が小さいほど高感度であることを意味する。）

| パラメータ                | 相対感度 ( $p$ 値) |            | 最適範囲       | 最適値 |
|----------------------|---------------|------------|------------|-----|
|                      | $R^2$         | $RMSE$     |            |     |
| SFTMP                | 0.317         | $<10^{-3}$ | -1.0 ~ 3.0 | 1.1 |
| SMTMP                | 0.789         | 0.050      | -1.0 ~ 3.0 | 0.2 |
| SMFMN                | 0.259         | 0.383      | 0.0 ~ 3.0  | 1.2 |
| TIMP                 | 0.904         | 0.052      | 0.0 ~ 0.5  | 0.2 |
| SNOCOV <sub>MX</sub> | $<10^{-3}$    | $<10^{-3}$ | 50 ~ 70    | 58  |
| SNO50COV             | $<10^{-3}$    | $<10^{-3}$ | 0.4 ~ 0.7  | 0.6 |

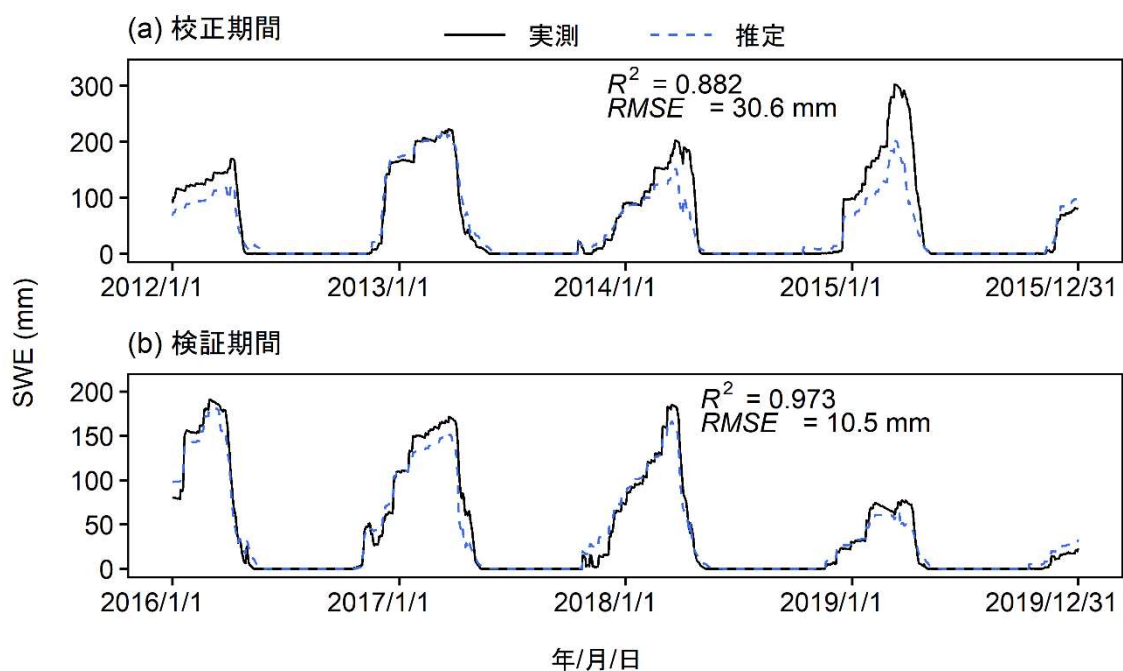


図 4-3 | SWAT の融積雪モジュールによる校正期間 (a) 及び検証期間 (b) の日積雪水量 (SWE) 推定結果。

#### 4.3. 地温推定結果

4 地点の実測地温を用いた手動キャリブレーションの結果、SWAT-FSP の地温推定における土壌及び積雪の熱伝導率補正係数の最適値は、 $k_{coe} = 0.70$  及び  $k_{s\_coe} = 140$  であった。各観測地点におけるオリジナル SWAT 及び SWAT-FSP の日地温推定結果を図 4-4 に、シミュレーション期間における年平均地温及び年最大・最低地温の平均値及び標準偏差を表 4-6 に示す。図 4-4 に示されるように、SWAT-ORG は、いずれの観測地点においても地下 10 cm の実測地温が  $0^{\circ}\text{C}$  より大きく推移する時には、わずかに過小評価する傾向があるものの、実測地温の変動を再現していた。しかし、実測地温が  $0^{\circ}\text{C}$  付近もしくは  $0^{\circ}\text{C}$  以下の時には、シミュレーション期間全体を通して極端な過小評価の傾向を示した。4 地点における実測地温の年最低地温平均値は、 $-1.8^{\circ}\text{C}$  から  $-0.2^{\circ}\text{C}$  であったのに対し、SWAT-ORG では  $-11.5^{\circ}\text{C}$  から  $-8.5^{\circ}\text{C}$  であった。一方、SWAT-FSP は SWAT-ORG で見られた冬季の地温の過小評価を解消することができた。SWAT-FSP による 4 地点における推定地温の年最低地温平均値は  $-1.9^{\circ}\text{C}$  から  $-1.7^{\circ}\text{C}$  と、SWAT-ORG の結果と比べて実測値に大きく近づいた。また、地温実測値が高く推移する時期には、SWAT-FSP は SWAT-ORG と同様に過小評価する傾向があった (図 4-4)。しかし、表 4-6 に示されるように、SWAT-FSP の 4 地点における年最高地温平均値 ( $22.0^{\circ}\text{C}$  から  $24.4^{\circ}\text{C}$ ) は、SWAT-ORG の推定結果 ( $19.1^{\circ}\text{C}$  から  $20.4^{\circ}\text{C}$ ) と比べて、実測値 ( $23.6^{\circ}\text{C}$  から  $27.6^{\circ}\text{C}$ ) にわずかに近い値となった。

SWAT-ORG 及び SWAT-FSP による、訓子府（図 3-1）の 2021 年 12 月から 2023 年 10 月における日平均地温鉛直分布の推定結果を図 4-5 に示す。SWAT-ORG によって推定された冬季の地温鉛直分布は、実測値と比べて大きなばらつきを示し、特に表層から深さ 45 cm で地温を大きく過小評価していた。また、融雪が始まる 3 月には実測地温は 0-50 cm まで一様に低く推移していたが、SWAT-ORG では下層の地温が上昇すると推定され、下層土の地温をわずかに過大評価した。地温が高く推移する 5 月から 11 月には、いずれの深さでも SWAT-ORG は実測地温を過小評価しており、特に下層の地温を大きく過小評価した。また、SWAT-ORG では 2022 年の 11 月頃に、表層の推定地温が 0℃付近まで低下しており、凍結開始のタイミングを実際よりも早く見積もっている。SWAT-FSP によって推定された冬の地温鉛直分布は実測値とほぼ同様のパターンを示し、モデル修正によって冬季の過小評価が解消された。地温が高く推移する 5 月から 11 月には、SWAT-FSP の推定値は SWAT-ORG の推定値よりも高くなったが、実測地温は過小評価していた。また、地温が 0℃付近まで低下する 11 月から 12 月にかけて、SWAT-FSP は SWAT-ORG と同様に地温を過小評価しており、実際よりも凍結開始の時期を早く見積もった。

全体を通して、SWAT-FSP は実測地温の日変動や地温の鉛直分布をよく再現し、SWAT-ORG よりも高いパフォーマンスを示したことから、土壌熱状態の再現性を改善することができたと言える。

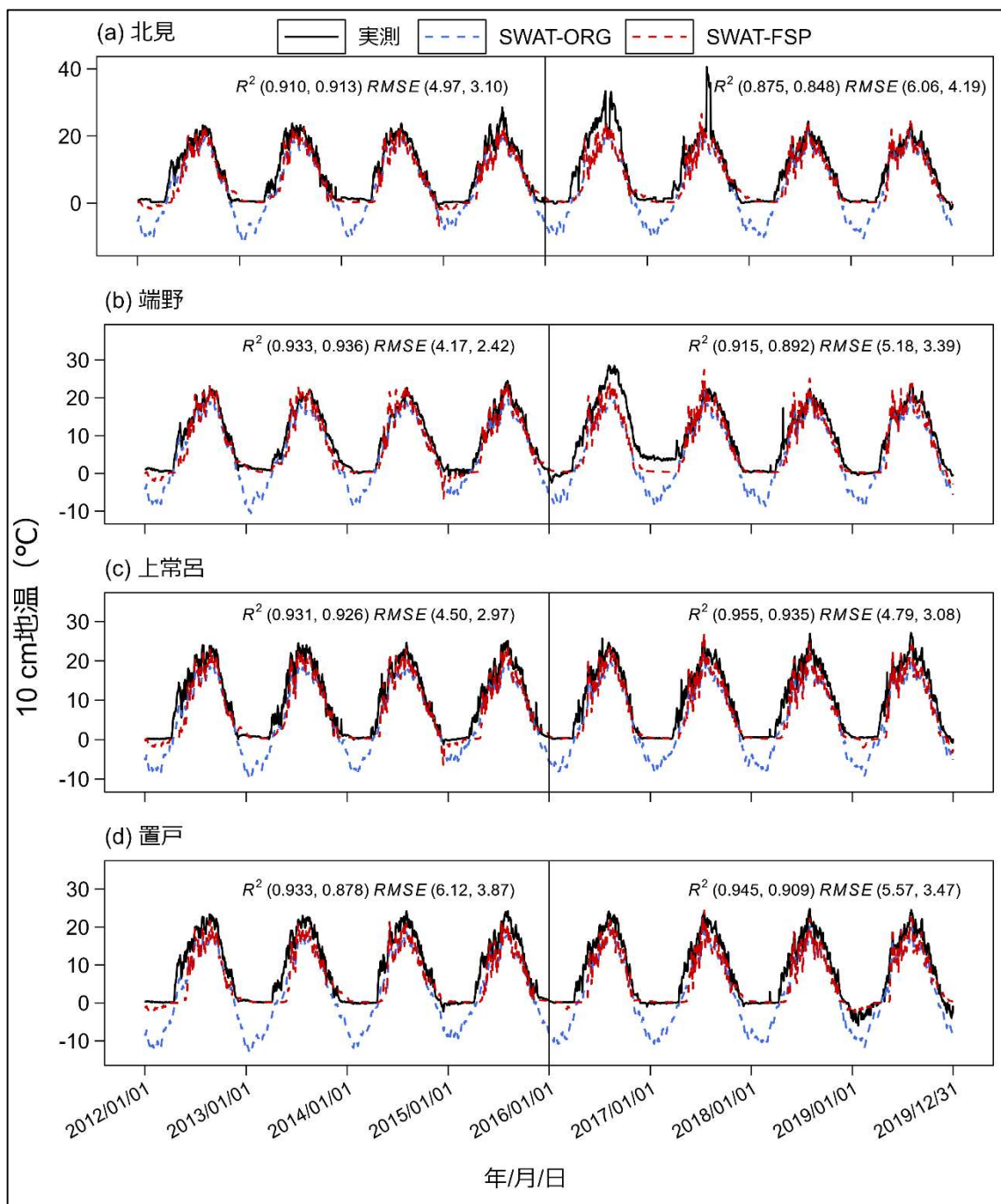


図 4-4 | SWAT-ORG 及び SWAT-FSP による、2012-2019 年の常呂川流域内 4 地点：北見 (a)、端野 (b)、上常呂 (c)、及び置戸 (d) における日平均地温の推定結果。

表 4-6 | SWAT-ORG 及び SWAT-FSP による、2012–2019 年の常呂川流域内 4 地点：端野、北見、上常呂、及び置戸の 10 cm 深における年平均地温 (°C)、及び年最高・最低気温 (°C) の推定結果。

|     | 実測値     |            | SWAT-ORG |             | SWAT-FSP |            |
|-----|---------|------------|----------|-------------|----------|------------|
|     | 平均±SD   | Mn., Mx.   | 平均±SD    | Mn., Mx.    | 平均±SD    | Mn., Mx.   |
| 北見  | 9.4±8.5 | -0.4, 27.6 | 4.8±9.2  | -10, 20.4   | 7.3±7.5  | -1.2, 23.8 |
| 端野  | 9.4±7.7 | -0.3, 23.6 | 5.4±8.6  | -8.6, 20    | 7.7±7.8  | -1.7, 24.3 |
| 上常呂 | 9.5±8.3 | -0.2, 25.4 | 5.4±8.7  | -8.4, 20    | 7.5±7.8  | -1.5, 23.8 |
| 置戸  | 8.3±8.3 | -1.8, 24.0 | 3.0±9.3  | -11.5, 19.1 | 6.0±6.9  | -0.9, 22.0 |

※SD は標準偏差、Mn.は年最低地温、Mx.は年最高地温を意味する。

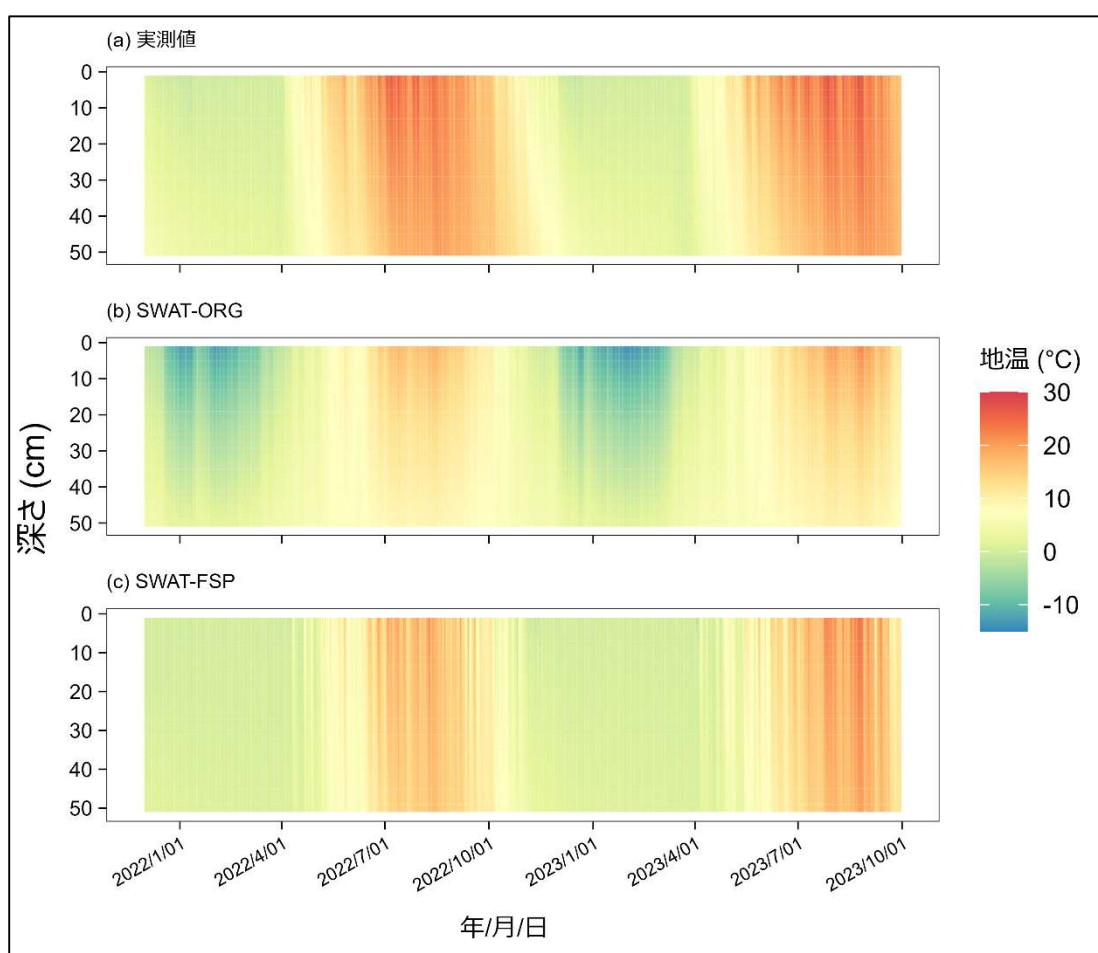


図 4-5 | 訓子府（図 3-1）の 2021 年 12 月から 2023 年 9 月における実測日平均地温鉛直分布（0–50 cm）(a) と、SWAT-ORG (b) 及び SWAT-FSP (c) による推定結果。

#### 4.4. 土壌水分、地下水流出、及び河道輸送パラメータの校正結果

7 月から 9 月の実測河川流量を用いて校正された土壌水分、地下水流出、及び河道輸送に関するパラメータの、相対感度、最適範囲及び最適値を表 4-7 に、SWAT-ORG 及び SWAT-FSP による 7 月から 9 月の河川流量推定結果を図 4-6 に示す。7 月から 9 月の河川流量推定に関わるパラ

メータの中でも、特に降雨に対する表面流出-土壌浸入の比を制御するパラメータ（CN2）や地下水涵養速度を制御する（GW\_DELAY）が高感度であった。キャリブレーション期間では、SWAT-ORG 及び SWAT-FSP の両方とも、低流量やピーク発生のタイミングをよく再現することができた（図 4-6a）。しかし、2013 年 9 月中旬に発生したような比較的大きな洪水イベント時には、流出ピークの強度を過小評価し、その後続く逡減期の河川流量を過大評価する傾向が見られた。バリデーション期間においても、両モデルとも実測値にみられる流量変動の傾向をよく再現することができたが、キャリブレーション期間と同様に、2016 年 8 月にみられるような高流量時の流出強度を過小評価した（図 4-6b）。全シミュレーション期間を通して、SWAT-ORG 及び SWAT-FSP の河川流量推定結果に大きな違いは見られなかった。

表 4-8 に SWAT 及び SWAT-FSP の河川流量推定パフォーマンス評価指標の結果を示す。両モデルで得られたパフォーマンス指標の結果に大きな違いは見られなかった。Moriasi et al. (2015) の評価基準によると、全シミュレーション期間を通してオリジナル SWAT 及び SWAT-FSP で得られた  $R^2$  (0.712 及び 0.713) は“十分な”パフォーマンス、 $NSE$  (0.711 及び 0.711) は“良い”パフォーマンス、 $PBIAS$  (2.45 % 及び 2.14 %) は“とても良い”パフォーマンスであることを示した。SWAT-ORG による r-factor の値は 0.333–0.583 の範囲で、SWAT-FSP による f-factor の値は 0.332–0.583 の範囲で変動し、いずれの期間においても Abbaspour et al. (2015) が推奨する基準値 (1.50 以下) を満たした。また、SWAT-ORG 及び SWAT-FSP の p-factor は、それぞれ 0.821–0.867 及び 0.851–0.872 の範囲で変動し、こちらも Abbaspour et al. (2015) が推奨する基準値 (0.70 以上) を満たした。全体を通して、土壌水分、地下水流出、及び河道輸送パラメータの校正によって、常呂川流域における降雨-流出プロセスをよく再現することができ、予測不確実性も小さく抑えることができた。

表 4-7 | 土壌水分、地下水流出、及び河道輸送に関するパラメータの 7 月から 9 月の河川流量推定における相対感度、最適範囲及び最適値。相対感度は、 $p$  値が小さいほど高感度であることを意味する。

| パラメータ     | 最適範囲 |   |     | 最適値  | 相対感度 ( $p$ 値) |            |            |
|-----------|------|---|-----|------|---------------|------------|------------|
|           |      |   |     |      | $R^2$         | $NSE$      | $PBIAS$    |
| 土壌水分パラメータ |      |   |     |      |               |            |            |
| CN2       | -20  | ～ | 10  | 4.3  | $<10^{-3}$    | $<10^{-3}$ | $<10^{-3}$ |
| SOL_K     | -10  | ～ | 15  | 9.69 | 0.854         | 0.162      | $<10^{-3}$ |
| ESCO      | 0.7  | ～ | 0.8 | 0.71 | 0.004         | 0.107      | $<10^{-3}$ |
| 地下水パラメータ  |      |   |     |      |               |            |            |
| GW_DELAY  | 0    | ～ | 40  | 2.47 | $<10^{-3}$    | $<10^{-3}$ | $<10^{-3}$ |
| ALPHA_BF  | 0.5  | ～ | 0.9 | 0.72 | 0.144         | 0.762      | $<10^{-3}$ |
| 河道パラメータ   |      |   |     |      |               |            |            |
| CH_N2     | 0.1  | ～ | 0.3 | 0.3  | 0.468         | 0.119      | $<10^{-3}$ |
| CH_N1     | 0.2  | ～ | 1.2 | 1.11 | $<10^{-3}$    | $<10^{-3}$ | 0.158      |

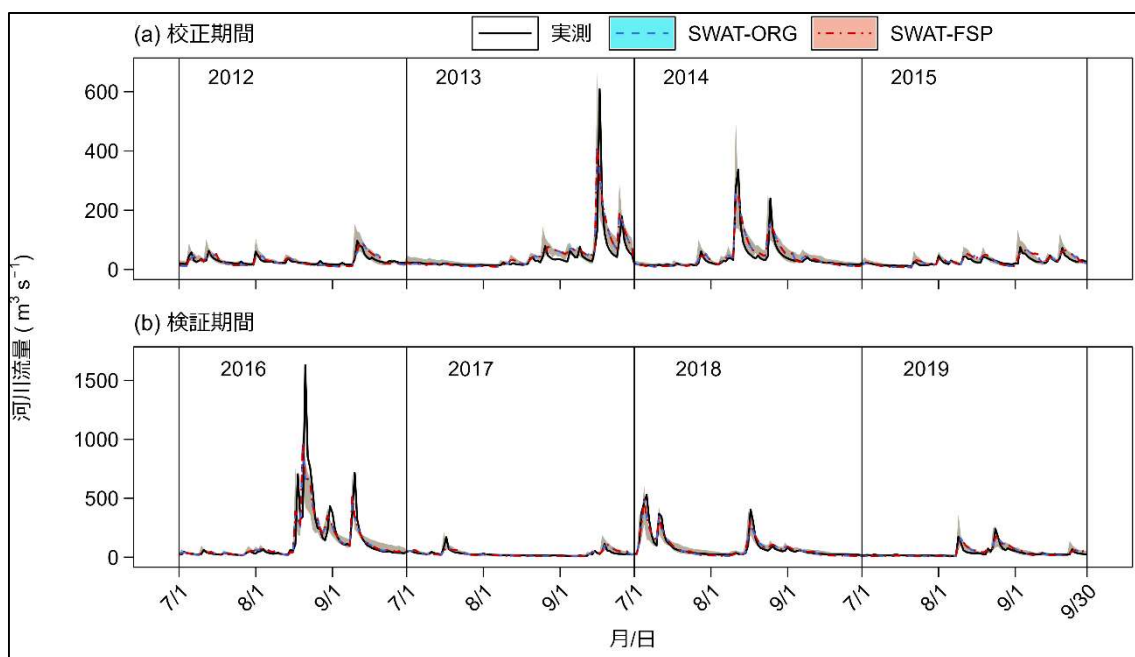


図 4-6 | SWAYT-ORG 及び SWAT-FSP によるキャリブレーション期間 (a: 2012-2015 年) 及びバリデーション期間 (b: 2016-2019 年) の 7 月から 9 月の河川流量推定結果。



表 4-8 | SWAT-ORG 及び SWAT-FSP による 7 月から 9 月の河川流量推定パフォーマンス評価指標の結果。

|                   | 全期間   |       | 校正期間※2 |       | 検証期間※2 |       |
|-------------------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
|                   | OR※1  | MD※1  | OR     | MD    | OR     | MD    |
| $R^2$             | 0.712 | 0.713 | 0.677  | 0.676 | 0.711  | 0.711 |
| $NSE$             | 0.711 | 0.711 | 0.644  | 0.644 | 0.707  | 0.708 |
| $PBIAS(\%)$       | 2.45  | 2.14  | 12.64  | 12.27 | -2.45  | -2.73 |
| $r\text{-factor}$ | 0.346 | 0.345 | 0.583  | 0.583 | 0.333  | 0.332 |
| $p\text{-factor}$ | 0.844 | 0.861 | 0.867  | 0.872 | 0.821  | 0.851 |

※1 OR 及び MD はそれぞれ SWAT-ORG 及び SWAT-FSP を意味する。

※2 校正期間は 2012-2015 年、検証期間は 2016-2019 年を意味する。

#### 4.5. 融雪期間の河川流量推定結果

SWAT-ORG 及び SWAT-FSP による 2012-2019 年の融雪期間（3 月から 5 月）における河川流量推定結果を図 4-7 に示す。校正期間では、SWAT-FSP は SWAT-ORG と比べて融雪期初期の河川流量をより大きく、融雪期中期の河川流量をより小さく推定する傾向が見られた（図 4-7a）。その結果、SWAT-ORG よりも SWAT-FSP で推定された河川流量変動の方が 2013 年の 4 月末や 2014 年の 3 月末から 4 月の実測流量変動をよりよく再現した。それに対して、2014 年の融雪期中期では、SWAT-ORG の推定値は実測流量ピークをよく再現しているが、SWAT-FSP ではピーク強度を過小評価した。また、2012 年と 2015 年の融雪中期に発生した流量ピークは、SWAT-ORG は過大評価した一方で、SWAT-FSP は過小評価した。また、2015 年の 4 月末から 5 月初めにかけて発生したピークは SWAT-ORG 及び SWAT-FSP の両方とも過小評価する傾向が見られた。検証期間においても、SWAT-FSP は SWAT-ORG と比べて、融雪初期の河川流量をより大きく、融雪中期の河川流量をより小さく推定する傾向を示し、2016 年及び 2018 年融雪期の実測流量変動をよりよく再現した（図 4-7b）。2017 年 4 月中旬や 2019 年 4 月中旬に生じた流量ピークに対しては、SWAT-ORG で過大評価、SWAT-FSP で過小評価を示した。

SWAT-ORG 及び SWAT-FSP による融雪期の河川流量推定におけるパフォーマンス評価指数の結果を表 4-9 に示す。校正期間の SWAT-ORG 及び SWAT-FSP による  $R^2$  ( $NSE$ ) は、それぞれ 0.704 (0.602) 及び 0.699 (0.659) となり、河川流量変動の推定パフォーマンスは同程度であった。Moriasi et al. (2015) の評価基準によると、これらの  $R^2$  及び  $NSE$  の値は“十分な”パフォーマンスであることを示した。検証期間では、SWAT-ORG による  $R^2$  ( $NSE$ ) は 0.699 (0.367) であったのに対して、SWAT-FSP による  $R^2$  ( $NSE$ ) は 0.786 (0.639) となり、モデル修正によっ

て流量変動の再現性が向上した。Moriasi et al. (2015)の評価基準によると、SWAT-ORG の  $R^2$  は“十分な”パフォーマンスを示すのに対し、SWAT-FSP の  $R^2$  は“良い”パフォーマンスであることを示した。また、SWAT-ORG の  $NSE$  は“不十分な”パフォーマンスを示すが、SWAT-FSP の  $NSE$  は“良い”パフォーマンスであることを示した。全シミュレーション期間を通して、SWAT-ORG 及び SWAT-FSP の  $PBIAS$  は、それぞれ-1.55 %から 1.82 %、及び-2.32 %から 1.67 %の範囲で変動し、両モデルとも全体的な過大評価もしくは過小評価の傾向は示さなかった。Moriasi et al. (2015)の評価基準によると、これらの  $PBIAS$  の値は“とても良い”パフォーマンスであることを示した。

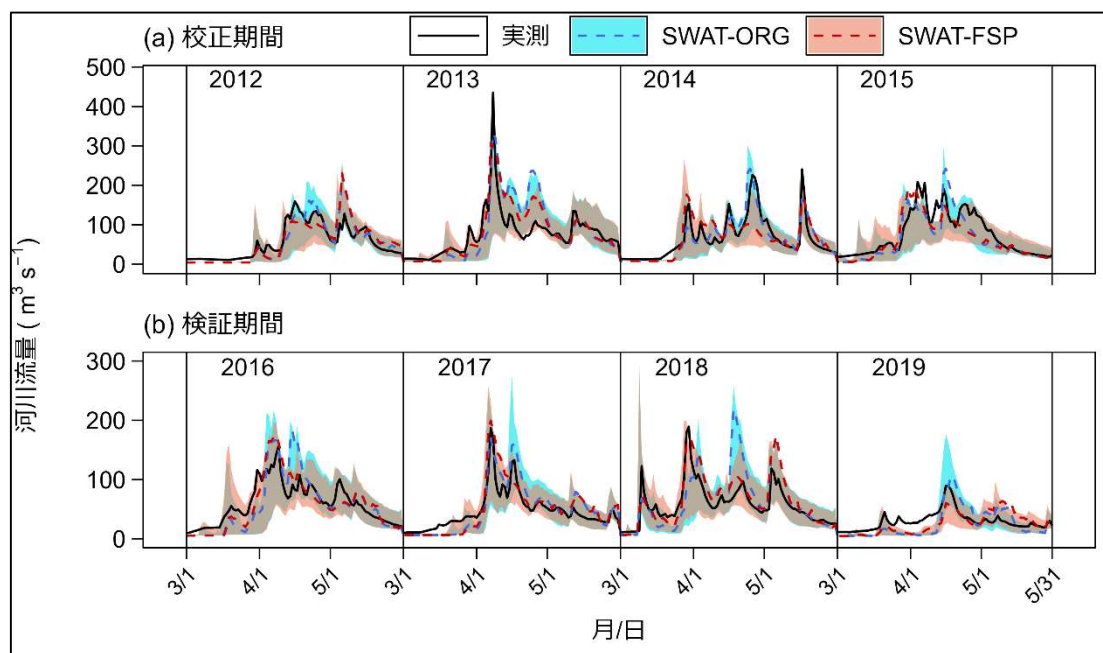


図 4-7 | オリジナル SWAT 及び SWAT-FSP による校正期間 (a: 2012-2015 年) 及び検証期間 (b: 2016-2019 年) の 3 月から 5 月の河川流量推定結果。

表 4-9 | SWAT-ORG 及び SWAT-FSP による 3 月から 5 月の河川流量推定パフォーマンス評価指標の結果。

|             | 全期間   |       | 校正期間※2 |       | 検証期間※2 |       |
|-------------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
|             | OR※1  | MD※1  | OR     | MD    | OR     | MD    |
| $R^2$       | 0.693 | 0.722 | 0.704  | 0.699 | 0.669  | 0.786 |
| $NSE$       | 0.550 | 0.661 | 0.602  | 0.659 | 0.367  | 0.639 |
| $PBIAS(\%)$ | -0.06 | -0.56 | -1.55  | -2.32 | 1.82   | 1.67  |
| $r-factor$  | 1.18  | 1.20  | 1.11   | 1.12  | 1.42   | 1.47  |
| $p-factor$  | 0.788 | 0.852 | 0.791  | 0.838 | 0.785  | 0.867 |

※1 OR 及び MD はそれぞれ SWAT-ORG 及び SWAT-FSP を意味する。

※2 校正期間は 2012-2015 年、検証期間は 2016-2019 年。

#### 4.6. 土壌水分要素推定におけるモデル挙動

図 4-8 に示すように、今回のモデル修正によって、融雪期間（3 月から 5 月）の土壌水分動態シミュレーションにおけるモデル挙動は大きく変化した。SWAT-ORG 及び SWAT-FSP によって推定された土壌水分量は、融雪の開始とともに増加し、4 月に最大となる同様の変動パターンを示した（図 4-8a）。しかし、土壌氷含量が多い 2012 年や 2019 年の融雪期を除いて、SWAT-ORG の方が SWAT-FSP よりも土壌水分含量を高く推定した。SWAT-ORG 及び SWAT-FSP の推定表面流出水量の変動はおおむね一致していたが、融雪期の前半では SWAT-ORG の方が、融雪期の後半には SWAT-FSP の方が表面流出水量をわずかに多く推定する傾向があった（図 4-8b）。側方浸透水量と下方浸透水量の推定値は、SWAT-ORG と SWAT-FSP で大きく異なった（図 4-8c、4-8d）。SWAT-FSP は SWAT-ORG と比べてより早い時期に側方浸透流や下方浸透の発生を推定する傾向があった。また、SWAT-ORG と比べて SWAT-FSP で推定された側方浸透水量や下方浸透水量の変動幅は小さく、特に 4 月に生じる SWAT-FSP の推定ピーク強度は SWAT-ORG の推定値と比べて非常に小さくなった。

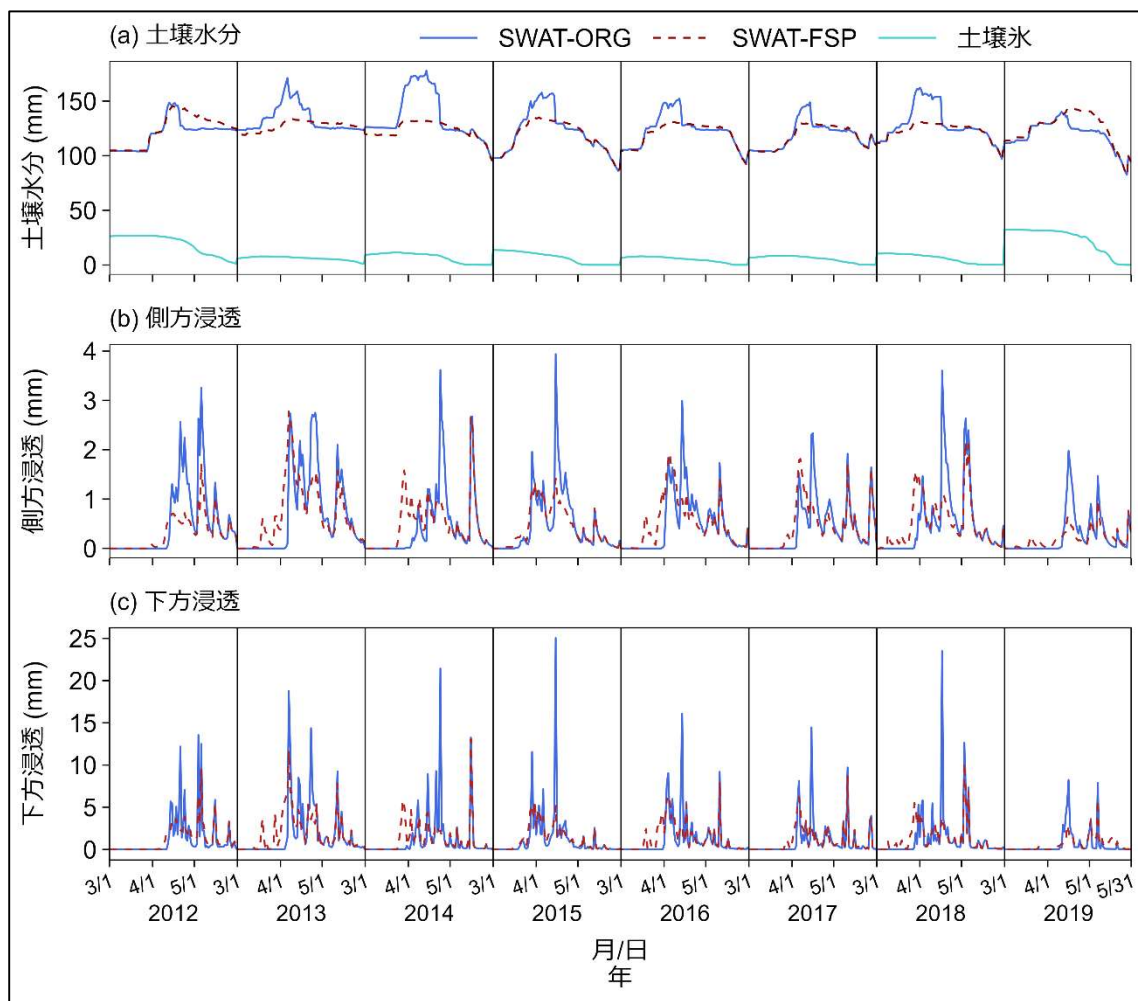


図 4-8 | SWAT-ORG 及び SWAT-FSP による 2012-2019 年の融雪期（3月から5月）における土壌水分要素の推定結果。ただし、土壌水は SWAT-FSP による推定値のみである。

## 第5節 考察

### 5.1. 地温推定

今回のモデル修正によって冬季の地温推定精度が向上し（図 4-4）、SWAT による凍結土壌中の熱状態の再現性を改善することに成功した。本研究で SWAT にカップリングした物理的地温推定式をカナダの多雪流域で適用した Qi et al. (2016) も、同様の地温推定パフォーマンス改善を報告している。本研究によって、積雪寒冷地の地温推定における積雪の断熱効果や、土壌液相水-土壌氷の相変化を適切に考慮することの重要性が改めて確かめられた。しかし、本研究で校正された土壌及び積雪の熱伝導率補正係数の値 ( $k_{coe} = 0.70$  及び  $k_{s,coe} = 140$ ) は、Qi et al. (2016) で報告された値 ( $k_{coe} = 10$  及び  $k_{s,coe} = 2.0$ ) と大きく異なっていた。Qi et al. (2016) によると、デフォルト値である 1.0 よりも大きな土壌熱伝導率補正係数  $k_{coe}$  は、融雪水の移流による熱移動を反映しているためだと考えられている。本研究では、凍結土壌中の水移動を考慮したことで間接的に移流熱移動を再現しているため、Qi et al. (2016) よりも  $k_{coe}$  の最適値が小さくなったと考えられる。一方で、積雪熱伝導率補正係数の最適値が大きくなったのは、カナダと日本の新雪密度や積雪パターンの違いに起因していると考えられる。一般的に、積雪密度が小さい、すなわち、空気をより多く含んだ積雪の方が、密度の高い積雪よりも熱伝導率が小さくなる (Sturm et al. 1997)。Qi et al. (2016) は、カナダの多雪地帯でモデルを適用したのに対し、本研究の調査地は少雪地帯で新雪の供給頻度が少ないため (Shimoda et al. 2021)、積雪は時間の経過とともに圧密されて熱伝導率が大きくなると考えられる。これらの係数の最適値が地域によって大きく異なることから、土壌や積雪の地域的な特性が土壌-大気間の熱交換に強く影響していることが示唆された。また、このような地域性の大きい係数を校正するために必要な地温の実測値が得られない場合、シミュレーションは大きな不確実性を伴うこととなる。そのため、多様な気候条件や土壌タイプの地域でモデルを検証・改良することで、モデルの頑健性を向上することが必要である。

Qi et al. (2016) の土壌及び雪の熱伝導率推定手法を北海道で適用するにあたっては改善の余地がある。土壌間隙飽和率の変化に対して土壌熱伝導率の推定値がどのように変動するのかを図 4-9 に示した。非凍結土壌の熱伝導率は  $53.8\text{--}648.8 \text{ J cm}^{-1} \text{ day}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 、凍結土壌の推定熱伝導率は  $53.8\text{--}1481.4 \text{ J cm}^{-1} \text{ day}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  の範囲で変動した（図 4-9）。それに対して、山崎・土谷・辻 (2003) が北海道各地の土壌試料で測定した結果は、非凍結土壌の熱伝導率が  $60.5\text{--}812.2 \text{ J cm}^{-1} \text{ day}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 、凍結土壌の推定熱伝導率が  $60.5\text{--}838.1 \text{ J cm}^{-1} \text{ day}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  の範囲であった。非凍結土壌の推定熱伝導率は妥当な値であったのに対し、凍結土壌の推定値は土壌間隙飽和率が高い時に過大評価していた。本研究では、Johansen (1975) が開発した土壌間隙飽和率と土壌熱伝導率の経験的関係式を用いた。石英含有率の多い土壌では Johansen 式の推定精度は高いが、石英含有率の低い土壌で

は、特に含水率が高い凍結条件において、熱伝導率を過大評価すると報告されている(山崎・土谷・辻 2003)。そのため、火山放出物の影響によってさまざまな石英含有率を持つ北海道の土壌では Johansen 式の適用性が低く、本研究の地温推定における推定誤差に寄与している可能性がある。熱伝導率推定においては、土壌の地域的な熱力学的特性を考慮するために単純な線形キャリブレーション係数 $k_{coe}$ を設定しているが、凍結の有無によって Johansen 式による推定値と実測値の乖離度は異なっており、このような非線形的な挙動を考慮できるような修正が必要と考えられる。

和泉・藤岡 (1976)が北海道で測定した積雪の熱伝導率は  $108.0\text{--}723.3 \text{ J cm}^{-1} \text{ day}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  の範囲であったのに対し、本研究で推定された積雪熱伝導率の年平均値(表 4-10)は  $22.1\text{--}34.8 \text{ J cm}^{-1} \text{ day}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  であった。このように積雪熱伝導率を過小評価した原因として、地温の実測値に合わせて校正されたパラメータの過学習があげられる。先述したような凍結土壌熱伝導率の過大評価や積雪水量の過小評価によって、冬季における大気―土壌間の熱フラックスは実際より大きく推定されることが考えられる。そのため、キャリブレーションの段階で実際の熱収支に合うように、 $k_{s,coe}$  が小さくなるように、すなわち積雪熱伝導率が小さくなるように調節されたと考えられる。また、時間経過とともに変態する積雪が持つ複雑な熱特性は、このような経験的なキャリブレーション係数だけでは十分に考慮することが難しいと考えられる。太陽光は大気付近の積雪層を透過して層内部の温度を上昇させるため、積雪の変態に伴う雪粒構成や不純物分布の変化は積雪の反射率や温度分布に大きな影響を与える(Niwano et al. 2012)。このようなモデルの限界は、地温推定における実測値と推定値の乖離に寄与し、河川流量シミュレーションの不確実性を増幅しうるため、今後の課題としてさらなるモデル構造の検証が必要である。

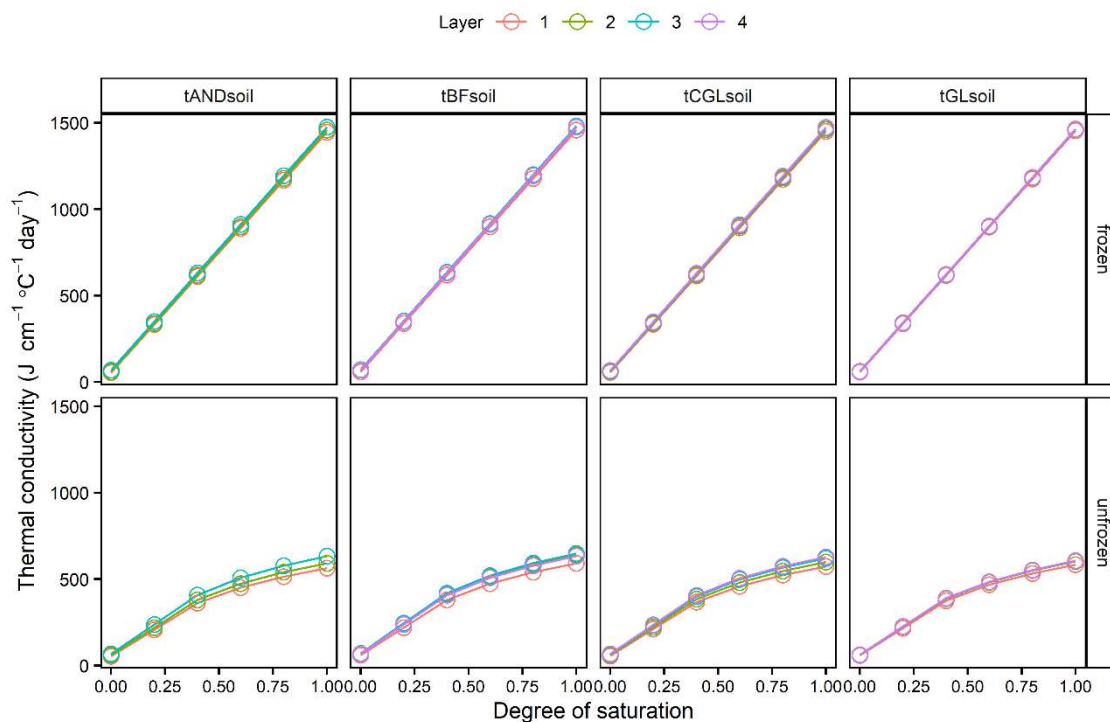


図 4-9 | 異なる土壌間隙飽和率における SWAT-FSP による土壌の熱伝導率推定値の挙動。

表 4-10 | 2012–2019 年の積雪熱伝導率推定値の平均値および標準偏差。

| 年    | 積雪の熱伝導率<br>( $\text{J cm}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$ ) |      |
|------|----------------------------------------------------------------------------------|------|
|      | 平均                                                                               | 標準偏差 |
| 2012 | 28.4                                                                             | 9.6  |
| 2013 | 34.8                                                                             | 16.9 |
| 2014 | 26.2                                                                             | 7.7  |
| 2015 | 29.6                                                                             | 11.2 |
| 2016 | 30.8                                                                             | 12.2 |
| 2017 | 28.6                                                                             | 10.2 |
| 2018 | 26.8                                                                             | 10.0 |
| 2019 | 22.1                                                                             | 3.4  |
| 全期間  | 28.5                                                                             | 11.3 |

## 5.2. 凍結土壌の透水性と流域水循環

本研究のモデル修正によって、SWAT の融雪期における土壌水分動態推定挙動が改変され（図 4-8）、さらにそれと連動して推定河川流量の流出パターンが変化したことで、実測値との適合度が向上した（図 4-7）。このことから、今回のモデル修正は、常呂川流域における凍結土壌水文特

性の再現性を改善することに成功したと考えられる。また、凍結土壌の透水性に関して制限的な計算スキームを持つ SWAT-ORG と、可変的な計算スキームである SWAT-FSP による土壌水分挙動及び河川流量推定を比較（図 4-7 と 4-8）した結果、土壌凍結の浅衰は春に生じる融雪水の土壌内排水を早期化して土壌水分量を低下させ、融雪中期の融雪-洪水応答を緩慢にすることが示唆された。既往の研究では、凍結土壌の透水性を再現するのに適切な計算スキームは、地域によって制限的スキームもしくは開放的スキームに二極化していた(Wang et al. 2010; Agnihotri et al. 2023; Swenson, Lawrence, and Lee 2012)。一方、北海道のような寒冷気候と温暖気候の境界にある地域では、気候条件に応じた凍結土壌透水性の可変性が示唆されてきた(岩田ら 2011)。Jones et al. (2023)は長期水文データの統計解析から、土壌凍結深の変化が融雪洪水のタイミングや強度に影響することを示唆しており、本研究はプロセスベースの水文モデルである SWAT に凍土の可変透水性スキームを組み込むことで、気候条件に応じた土壌凍結挙動が融雪-流出レジームを改変するメカニズムを実証し、Jones et al. (2023)の結論を支持した。

### 5.3. 予測の不確実性

全体的には SWAT-FSP の方が SWAT-ORG よりも高いパフォーマンスを示したが（表 4-9）、一部の融雪洪水ピークに対する SWAT-FSP の推定パフォーマンスはいまだ低かった。特に SWAT-FSP が河川流量を過小評価した 2014 年や 2015 年の融雪期中期には、SWAT の融積雪モジュールが積雪水量を過小評価していたタイミングと一致しており（図 4-3、図 4-7）、融積雪モジュールによる融雪水量の過小評価が河川流量の過小評価を引き起した可能性がある。一方、SWAT-FSP が河川流量を過小評価していた 2014 年の融雪期中期のピークを、SWAT-ORG はよく再現していた。これは、融雪水の過小評価による河川流入水の不足分を、凍結期間の排水を考慮しない SWAT-ORG が推定した融凍期の高い土壌水分量によって駆動される急激な土壌排水量（図 4-8）で補ったためだと考えられる。SWAT の融積雪モジュールは気温を説明変数とした経験式によって融雪速度を規定しているが、実際の融雪には放射や地形、潜熱交換などが関わる複雑なプロセスである(Zhang et al. 2008)。そのため、2014 年や 2015 年の融雪期中期に河川流量ピークの再現性が低くなったのは、モデル修正よりもむしろ、SWAT の簡素化された融積雪モジュールの推定誤差に起因すると考えられる。したがって、SWAT の融積雪モジュールの検証や改良によって、推定の精度や信頼度が向上すると考えられる。

## 第 6 節 結論

SWAT を修正して凍結土壌中の水移動を考慮することで、SWAT の土壌水分動態シミュレーション



ョンにおけるモデル挙動が改変され、土壌凍結の発達弱い年の融雪期には、土壌排水の発生がより早いタイミングで発生するように推定されるようになった。これらの土壌水分動態推定の改変と連動して、SWAT-FSP では SWAT-ORG と比べて、融雪初期の河川流量をより大きく、融雪中期の河川流量をより小さく推定した。その結果、SWAT-FSP では河川流量実測値との当てはまりが良くなり、全体的なパフォーマンス指標の値も向上した。しかし、一部の河川流量ピークについては推定値と実測値の適合が悪く、SWAT の融積雪プロセスの簡素化に起因する積雪水量の過小評価が精度の低下を引き起こしていると考えられ、融積雪モジュールの改良によって推定精度や信頼度が向上することが期待された。本研究では、気候条件の年間変動に応じた凍結土壌透水性の動的な変化が、流域の融雪-流出レジームを改変するメカニズムを再現し、土壌凍結の発達度合いが融雪洪水のタイミングや洪水強度を制御する重要な因子であることを示した。

## 第5章 非特定汚濁負重要負荷源推定における認識論的不確実性の評価

### 第1節 はじめに

陸域から水圏への土壌流亡、リン流亡、窒素流亡などの非特定汚濁負荷（Non-point source pollution、NPSP）は、気候、土地利用、土壌、地形、及び人間活動など多くの因子が複合的に影響して変化するため、流亡強度は大きな空間変動を示す(Ferrant et al. 2011; Hu, Ouyang, and Yang 2023)。特に、小さい面積でありながら強度の汚濁負荷流出によって全体の汚濁負荷量に大きく寄与する領域は、重要負荷源（Critical Source Area、CSA）と呼ばれる(Heathwaite, Quinn, and Hewett 2005; Niraula et al. 2011, 2013; Ghebremichael, Veith, and Watzin 2010)。CSA を特定してマップ化し、その地理的属性を整理することで優先的な対策が必要な領域を明確化できるため、限られたリソースを効率的に利用して汚濁負荷を緩和した土地利用・土地管理の適正化を支援することが期待されている(Ghebremichael, Veith, and Watzin 2010; Ghebremichael, Veith, and Hamlett 2013)。

CSA 分布を効率的に推定するため、分布型モデルによる物質循環シミュレーションが頻繁に利用されてきた(Evenson et al. 2021; Possantti et al. 2023; Niraula et al. 2011, 2013; Heathwaite, Quinn, and Hewett 2005)。分布型モデルは、調査対象とするエリアを細かく分割した各小画分で物質循環プロセスを計算し、広域の物質動態を推定するツールである。対象地を細かく分割することで、NPSP の流亡強度を制御する地理情報や気象、流出を駆動する各プロセスなどの多様な因子の時空間変動を詳細に考慮することができる。また、物質循環を制御する各プロセスは経験的もしくは物理的な式によって表現されており、対象地における観測値に合わせて数式に含まれるパラメータを校正することで推定精度を向上することができる。対象とするプロセスが複雑なモデルでは、多くのパラメータを同時に校正する必要があり校正手順が煩雑になるが、現在では自動校正アルゴリズムの開発によって、比較的容易に最適なパラメータ値の組み合わせ（最適パラメータセット）を特定することができるようになった(例えば、Beven and Binley 1992; Abbaspour, Johnson, and van Genuchten 2004)。

近年、分布型モデルによる CSA 分布推定の不確実性が注目されており、不確実性評価手法の開発や不確実性要因の解明が行われている(Ghebremichael, Veith, and Hamlett 2013; Xu et al. 2016; Evenson et al. 2021; Possantti et al. 2023)。認識論的不確実性は、物質循環プロセスの簡素化や内部変動、モデル化の過程で設定した不適切な仮定など、対象とする系または各プロセスに関する知識や情報の不足に起因した不確実性であり(Beven 2006; Possantti et al. 2023)、使用する入力データの測定誤差などに起因する偶発的不確実性と対比される。モデルの限界や評価値の信憑性および潜在するバイアスを明らかにするためには、認識論的不確実性を適切に評価することが重要

である(Evenson et al. 2021; Possantti et al. 2023; L. Chen et al. 2022)。分布型モデルは、流域最下流部における河川流量や水質の観測値とモデルによる推定値の適合度が高くなるようにパラメータを校正することで、高精度の予測が可能になる。しかし、モデルは現実の複雑な物質循環系を完璧に再現することは不可能であり、逆解析的に得られたパラメータ値は不確実性が大きい(Karim C. Abbaspour et al. 2015; Ferrant et al. 2011; Rafiei et al. 2020; Beven 2006)。これは、異なる系統のパラメータセットを用いた場合であっても（すなわち異なるモデルシステムであっても）、同等のシミュレーション出力をもたらすモデルの”equifinality”（等結果性）という性質に起因する(Beven 2006)。キャリブレーションに使用される実測値を十分な精度で再現することができるパラメータ値の組み合わせ（パラメータセット）はいくつも存在しており、これらのパラメータセット群はパラメータ数に等しい次元を持ったパラメータ空間において最適モデルシステム領域を形成していると考えられている(Kuczera 1983)。そして、ひとつひとつの最適パラメータセットを用いた推定結果は、与えられたデータセットで得られる最適モデルシステム領域の一部に過ぎない。そのため、統計的精度指標などを基準に特定したただ一つの最適パラメータセットのみを用いると大きく偏った評価値を導く恐れがあり、意思決定のためのロバストな結論を得るためにはモデルシステムのとりうる範囲を考慮した不確実性評価が必要不可欠である(Ghebremichael, Veith, and Watzin 2010)。

既往の SWAT シミュレーション事例でも、モデルの等結果性に起因する予測不確実性が評価値や推定される中間プロセスに大きく影響することが明らかにされてきた(Karim C. Abbaspour et al. 2015; Ferrant et al. 2011; Rafiei et al. 2020)。Ficklin and Barnhart (2014)は、河川流量実測値を用いたキャリブレーションによって得られた複数のパラメータセットを用いて融積雪シミュレーションを検討したところ、パラメータセットの選択によって、推定された積雪タイミングや最大積雪水量に大きなばらつきがあることを示した。Rafiei et al. (2020)は、河川流量と土砂負荷量の実測値を用いて SWAT を校正し、複数のパラメータセットを用いて評価した年平均土壌流出量は、パラメータセットの選択によって最大3倍ほど変化することを示した。また、窒素は形態変化や損失経路が多様であり、Ferrant et al. (2011)は異なる2つの分布モデル (TNT2 と SWAT) を用いて推定した流域末端での河川流出窒素負荷量がほぼ同等であっても、それぞれのモデルで推定された主要な窒素流出経路は全く異なることを示した。しかし、CSA 分布の推定における認識論的不確実性についてはまだ明らかにされておらず、推定結果の信憑性や不確実性ソースを客観的に理解する評価手法が必要である。

以上を踏まえて、本章の目的を1) 常呂川流域最下流部の河川観測値に対して SWAT-FSP をキャリブレーションし、十分な推定パフォーマンスを与える複数のパラメータセット（最適パラメ

ータセット群)を特定することによって SWAT-FSP の等結果性を確認すること、2) 最適パラメータセット群を用いて土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱の CSA 分布を推定し、各パラメータセットで得られた推定結果を比較することで SWAT-FSP を用いた CSA 分布推定における認識的不確実性を評価すること、3) 陸域物質循環プロセスを制御するパラメータについて NPSP 流亡強度の推定値に対する感度を分析することによって、認識論的不確実性に大きく寄与している重要プロセスを理解することとした。

## 第2節 方法

### 2.1. 調査地

調査地は北海道東部常呂川流域を対象とした。調査地の概要については第3章で述べた通りである。

### 2.2. 使用データ

#### 2.2.1. 地理情報データ

セットアップに必要な地理情報データとして、標高マップ (Digital Elevation Model、DEM)、土地利用図、及び土壌図を取得した (図 5-1)。標高マップは、国土地理院の基盤地図情報ダウンロードサービスより、対象地域の 10 m メッシュ DEM を取得した。土地利用図は、国土交通省発行の平成 26 年 (2014 年) 版土地利用細分メッシュをベースとして、第 4 次土地利用基盤整備基本調査 (農林水産省) を組み合わせて、土地利用細分メッシュの田以外の農地区分について、より詳細な 3 つの農地区分: 普通畑、牧草地、及び果樹園に分類したものを使用した。土地利用細分メッシュ及び第 4 次土地利用基盤整備基本調査の農地区分と SWAT 土地利用コードとの対応を表 5-1 に示す。土壌図は農研機構の日本土壌インベントリー (<https://soil-inventory.rad.naro.go.jp/download20.html>) から 20 万分の 1 土壌図北海道を取得した。この土壌図は、包括的土壌分類第 1 次試案に基づいて土壌統群レベルで作成された (小原 et al. 2011)。

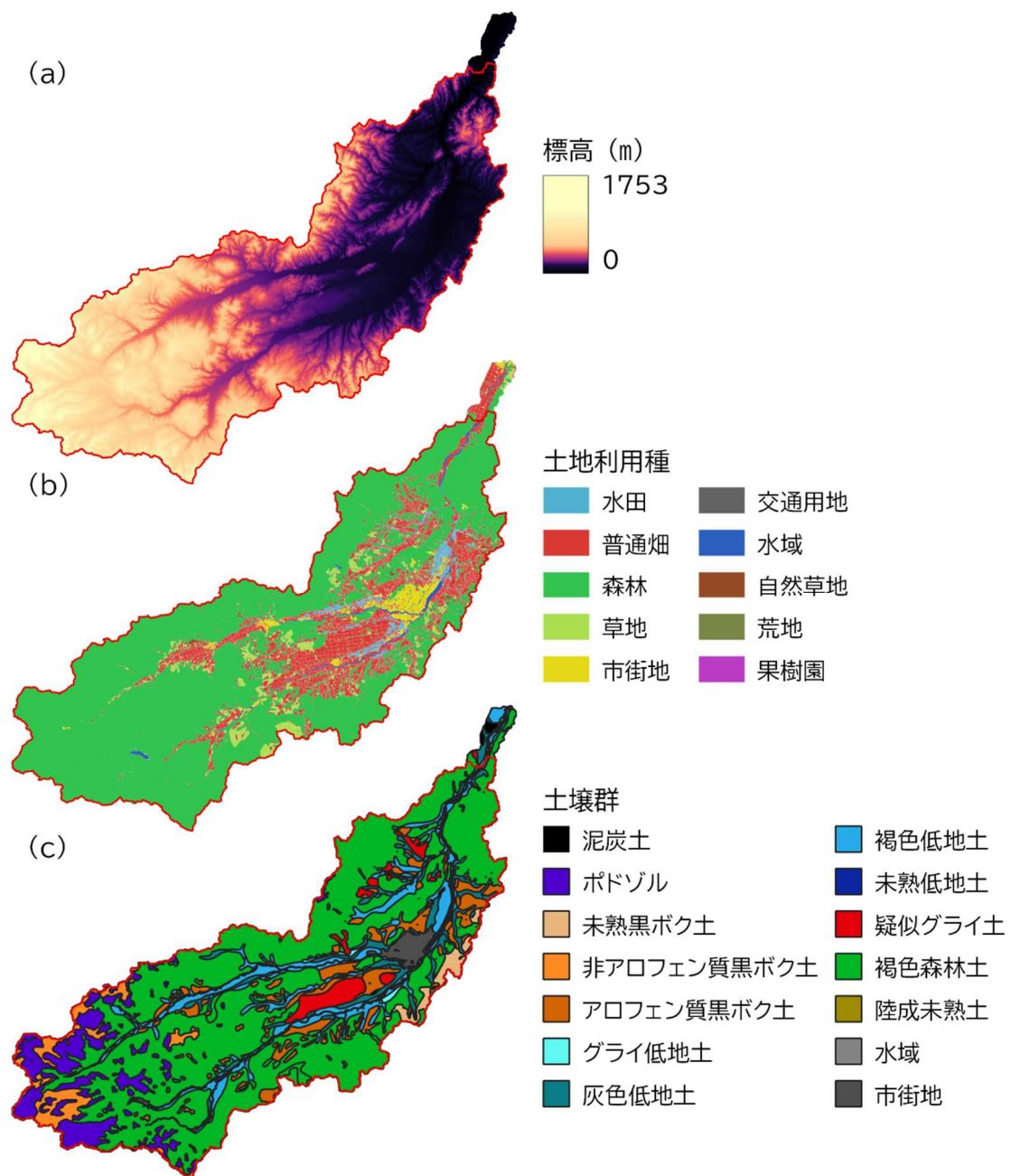


図 5-1 | 10 m メッシュ DEM (国土地理院) より取得した常呂川流域の標高マップ (a)、平成 26 年版土地利用細分メッシュ (国土交通省) と第 4 次土地利用基盤整備基本調査 (農林水産省) より作成した土地利用図 (b)、及び日本土壌インベントリー (農研機構) より取得した 20 万分の 1 土壌図北海道の土壌群分布 (c)。

表 5-1 | 平成 26 年版土地利用細分メッシュ（国土交通省）の土地利用種、第 4 次土地利用基盤整備基本調査（農林水産省）の農地区分、及び SWAT 土地利用コードの対応。

| 国土交通省 | 農林水産省 | SWAT 土地利用コード |
|-------|-------|--------------|
| 田     | 田     | RICE（水田）     |
| その他農地 | 普通畑   | AGRL（普通畑）    |
|       | 牧草地   | PAST（牧草地）    |
|       | 樹園地   | ORCD（果樹園）    |

## 2.2.2. 土壌理化学特性値

各土壌統群の土壌理化学特性値は、農耕地土壌図データ CD-ROM の代表土壌断面データ（一般財団法人日本土壌協会）、日本土壌インベントリーの土壌断面データベース（<https://soil-inventory.rad.naro.go.jp/danmen.html>）、及び過去の土壌調査報告書(富岡と天野 1998; 富岡と音羽 1987)から取得した。欠測値は類似した土壌統群のデータを用いて補完した。飽和透水係数および有効水分量は文献値が得られなかったため、Saxton and Rawls (2006)のペドトランスファー関数を用いて、砂、粘土、及び有機態炭素含有量から推定した。土壌流亡量推定の際に必要な USLE 土壌受食性係数は今井と石渡 (2007)から取得した。SWAT-FSP に入力した土壌理化学性データを表 5-2 に示す。

表 5-2 | 本シミュレーションで入力した各土壌統群の土壌理化学性データ。

| 土壌統群             | 層位 | 厚さ<br>mm | 飽和透水係数<br>mm hr <sup>-1</sup> | 有効水分※<br>mm mm <sup>-1</sup> | 仮比重<br>g cm <sup>-3</sup> | 有機態炭素<br>% | 粘土<br>% | シルト<br>% | 砂<br>% |
|------------------|----|----------|-------------------------------|------------------------------|---------------------------|------------|---------|----------|--------|
| 繊維質低位泥炭土         | 1  | 200      | 300.4                         | 0.092                        | 0.95                      | 6.6        | 5.8     | 7.4      | 86.8   |
|                  | 2  | 300      | 729.9                         | 0.073                        | 1.03                      | 20.7       | 1       | 4.4      | 94.6   |
| 礫質普通ポドゾル         | 1  | 180      | 121.5                         | 0.147                        | 0.95                      | 3.2        | 12.3    | 27.2     | 60.5   |
|                  | 2  | 220      | 51.0                          | 0.148                        | 1.19                      | 1.2        | 18.9    | 33.4     | 47.7   |
| 典型普通ポドゾル         | 1  | 180      | 121.5                         | 0.147                        | 0.95                      | 3.2        | 12.3    | 27.2     | 60.5   |
|                  | 2  | 220      | 51.0                          | 0.148                        | 1.19                      | 1.2        | 18.9    | 33.4     | 47.7   |
| 典型腐植質未熟黒ボク土      | 1  | 150      | 141.6                         | 0.172                        | 0.70                      | 5.8        | 13      | 25.6     | 61.4   |
|                  | 2  | 150      | 144.9                         | 0.166                        | 0.82                      | 1.8        | 17.7    | 28.4     | 53.8   |
|                  | 3  | 250      | 381.4                         | 0.168                        | 0.65                      | 0.0        | 7.8     | 30.3     | 62.1   |
| 腐植質厚層非アロフェン質黒ボク土 | 1  | 180      | 121.5                         | 0.147                        | 0.95                      | 3.2        | 12.3    | 27.2     | 60.5   |
|                  | 2  | 220      | 51.0                          | 0.148                        | 1.19                      | 1.2        | 18.9    | 33.4     | 47.7   |
| 淡色普通非アロフェン質黒ボク土  | 1  | 180      | 121.5                         | 0.147                        | 0.95                      | 3.2        | 12.3    | 27.2     | 60.5   |
|                  | 2  | 220      | 51.0                          | 0.148                        | 1.19                      | 1.2        | 18.9    | 33.4     | 47.7   |
| 典型淡色アロフェン質黒ボク土   | 1  | 150      | 141.6                         | 0.172                        | 0.70                      | 5.8        | 13      | 25.6     | 61.4   |
|                  | 2  | 150      | 144.9                         | 0.166                        | 0.82                      | 1.8        | 17.7    | 28.4     | 53.8   |
|                  | 3  | 250      | 381.4                         | 0.168                        | 0.65                      | 0.0        | 7.8     | 30.3     | 62.1   |

※飽和透水係数及び有効水分は、砂、粘土、有機態炭素含有率の文献値から推定（Saxton and Rawls 2006）。

表 5-2 の続き

| 土壌統群             | 層位 | 厚さ<br>mm | 飽和透水係数<br>mm hr <sup>-1</sup> | 有効水分<br>mm mm <sup>-1</sup> | 仮比重<br>g cm <sup>-3</sup> | 有機態炭素<br>% | 粘土<br>% | シルト<br>% | 砂<br>% |
|------------------|----|----------|-------------------------------|-----------------------------|---------------------------|------------|---------|----------|--------|
| 多腐植質普通アロフェン質黒ボク土 | 1  | 150      | 141.6                         | 0.172                       | 0.70                      | 5.8        | 13.0    | 25.6     | 61.4   |
|                  | 2  | 150      | 144.9                         | 0.166                       | 0.82                      | 1.8        | 17.7    | 28.4     | 53.8   |
|                  | 3  | 250      | 381.4                         | 0.168                       | 0.65                      | 0.0        | 7.8     | 30.3     | 62.1   |
| 腐植質普通アロフェン質黒ボク土  | 1  | 150      | 141.6                         | 0.172                       | 0.70                      | 5.8        | 13.0    | 25.6     | 61.4   |
|                  | 2  | 150      | 144.9                         | 0.166                       | 0.82                      | 1.8        | 17.7    | 28.4     | 53.8   |
|                  | 3  | 250      | 381.4                         | 0.168                       | 0.65                      | 0.0        | 7.8     | 30.3     | 62.1   |
| 細粒質表層灰色グライ低地土    | 1  | 190      | 92.9                          | 0.170                       | 0.83                      | 4.4        | 19.7    | 28.4     | 51.9   |
|                  | 2  | 210      | 134.1                         | 0.135                       | 0.97                      | 1.7        | 14.8    | 20.4     | 64.8   |
|                  | 3  | 200      | 12.4                          | 0.150                       | 1.17                      | 1.0        | 38.7    | 28.9     | 32.4   |
| 細粒質泥炭質グライ低地土     | 1  | 190      | 92.9                          | 0.170                       | 0.83                      | 4.4        | 19.7    | 28.4     | 51.9   |
|                  | 2  | 210      | 134.1                         | 0.135                       | 0.97                      | 1.7        | 14.8    | 20.4     | 64.8   |
|                  | 3  | 200      | 12.4                          | 0.150                       | 1.17                      | 1.0        | 38.7    | 28.9     | 32.4   |
| 礫質普通灰色低地土        | 1  | 160      | 73.3                          | 0.156                       | 0.99                      | 2.4        | 21.1    | 27.8     | 51.1   |
|                  | 2  | 240      | 33.8                          | 0.108                       | 1.42                      | 0.5        | 18.5    | 21.4     | 60.1   |
| 細粒質普通灰色低地土       | 1  | 180      | 132.2                         | 0.168                       | 0.83                      | 4.5        | 11.1    | 32.5     | 56.5   |
|                  | 2  | 260      | 101.8                         | 0.180                       | 0.97                      | 1.4        | 15.2    | 43.1     | 41.7   |
|                  | 3  | 310      | 64.3                          | 0.157                       | 1.17                      | 0.5        | 16.9    | 38.1     | 45.1   |

※飽和透水係数及び有効水分は、砂、粘土、有機態炭素含有率の文献値から推定（Saxton and Rawls 2006）。



表 5-2 の続き

| 土壌統群          | 層位 | 厚さ<br>mm | 飽和透水係数<br>mm hr <sup>-1</sup> | 有効水分<br>mm mm <sup>-1</sup> | 仮比重<br>g cm <sup>-3</sup> | 有機態炭素<br>% | 粘土<br>% | シルト<br>% | 砂<br>% |
|---------------|----|----------|-------------------------------|-----------------------------|---------------------------|------------|---------|----------|--------|
| 中粒質普通灰色低地土    | 1  | 170      | 69.9                          | 0.172                       | 0.94                      | 4.1        | 18.8    | 35.4     | 45.8   |
|               | 2  | 180      | 40.3                          | 0.169                       | 1.05                      | 3.1        | 24.9    | 38.0     | 37.1   |
|               | 3  | 250      | 62.1                          | 0.066                       | 1.08                      | 0.0        | 7.8     | 15.5     | 76.7   |
|               | 4  | 200      | 62.1                          | 0.165                       | 1.08                      | 0.0        | 21.85   | 36.7     | 41.45  |
| 礫質普通褐色低地土     | 1  | 200      | 300.3                         | 0.092                       | 0.95                      | 0.9        | 5.8     | 7.4      | 86.8   |
|               | 2  | 300      | 729.9                         | 0.073                       | 1.03                      | 0.0        | 1       | 4.4      | 94.6   |
| 典型普通未熟低地土     | 1  | 200      | 300.3                         | 0.092                       | 0.95                      | 0.9        | 5.8     | 7.4      | 86.8   |
|               | 2  | 300      | 729.9                         | 0.073                       | 1.03                      | 0.0        | 1.0     | 4.4      | 94.6   |
| 中粗粒質腐植質疑似グライ土 | 1  | 200      | 87.4                          | 0.204                       | 0.67                      | 9.0        | 11.0    | 33.9     | 55.1   |
|               | 2  | 150      | 61.2                          | 0.209                       | 0.83                      | 6.5        | 18.9    | 53.1     | 28.0   |
|               | 3  | 80       | 136.0                         | 0.156                       | 1.05                      | 0.0        | 11.6    | 35.9     | 52.5   |
| 細粒質普通疑似グライ土   | 1  | 250      | 112.0                         | 0.196                       | 0.67                      | 5.5        | 20.1    | 36.4     | 43.5   |
|               | 2  | 150      | 181.6                         | 0.191                       | 0.83                      | 0.6        | 11.9    | 44.2     | 43.9   |
|               | 3  | 200      | 57.4                          | 0.159                       | 1.05                      | 0.0        | 25.8    | 29.8     | 44.4   |
| 細粒質下層赤黄色褐色森林土 | 1  | 180      | 121.3                         | 0.147                       | 0.95                      | 3.2        | 12.3    | 27.2     | 60.5   |
|               | 2  | 220      | 51.0                          | 0.148                       | 1.19                      | 1.2        | 18.9    | 33.4     | 47.7   |

※飽和透水係数及び有効水分は、砂、粘土、有機態炭素含有率の文献値から推定（Saxton and Rawls 2006）。

表 5-2 の続き

| 土壌統群        | 層位 | 厚さ<br>mm | 飽和透水係数<br>mm hr <sup>-1</sup> | 有効水分<br>mm mm <sup>-1</sup> | 仮比重<br>g cm <sup>-3</sup> | 有機態炭素<br>% | 粘土<br>% | シルト<br>% | 砂<br>% |
|-------------|----|----------|-------------------------------|-----------------------------|---------------------------|------------|---------|----------|--------|
| 礫質ばん土質褐色森林土 | 1  | 110      | 93.1                          | 0.179                       | 0.87                      | 3.4        | 18.8    | 36.8     | 44.4   |
|             | 2  | 290      | 157.1                         | 0.182                       | 0.87                      | 0.5        | 14.3    | 35.5     | 45.3   |
| 礫質普通褐色森林土   | 1  | 180      | 121.3                         | 0.147                       | 0.95                      | 3.2        | 12.3    | 27.2     | 60.5   |
|             | 2  | 220      | 51.0                          | 0.148                       | 1.19                      | 1.2        | 18.9    | 33.4     | 47.7   |
| 細粒質普通褐色森林土  | 1  | 190      | 107.5                         | 0.174                       | 0.81                      | 4.4        | 17      | 31.5     | 51.6   |
|             | 2  | 230      | 86.4                          | 0.145                       | 1.07                      | 0.7        | 19      | 26.7     | 54.3   |
|             | 3  | 330      | 92.0                          | 0.165                       | 1.07                      | 0.3        | 16.3    | 38.3     | 45.5   |
| 中粗粒質普通褐色森林土 | 1  | 160      | 96.2                          | 0.122                       | 1.16                      | 1.5        | 12.8    | 23.1     | 64.1   |
|             | 2  | 190      | 123.3                         | 0.105                       | 1.25                      | 0.3        | 9.3     | 20.8     | 69.9   |
|             | 3  | 250      | 113.5                         | 0.105                       | 1.21                      | 0.0        | 12.9    | 16.4     | 70.7   |
|             | 4  | 250      | 148.7                         | 0.083                       | 1.21                      | 0.0        | 10.7    | 8.4      | 81.9   |
| 典型普通陸成未熟土   | 1  | 180      | 121.3                         | 0.147                       | 0.95                      | 3.2        | 12.3    | 27.2     | 60.5   |
|             | 2  | 220      | 51.0                          | 0.148                       | 1.19                      | 1.2        | 18.9    | 33.4     | 47.7   |
| 市街地／水域など    | 1  | 200      | 300.3                         | 0.092                       | 0.95                      | 0.9        | 5.8     | 7.4      | 86.8   |
|             | 2  | 300      | 729.9                         | 0.073                       | 1.03                      | 0.0        | 1       | 4.4      | 94.6   |

※飽和透水係数及び有効水分は、砂、粘土、有機態炭素含有率の文献値から推定（Saxton and Rawls 2006）。

### 2.2.3. 営農管理

SWAT の普通畑 HRU における営農管理設定は、以下に示すような常呂川流域の営農実態をできる限り再現するように入力した。

- a) 普通畑では輪作 3 品目：コムギ、テンサイ、及びバレイショと、タマネギの栽培が主に栽培されており、これら作物の栽培面積は常呂川流域を占める 3 市町：北見市、訓子府町、及び置戸町の耕地面積のうち 85.1% を占める（農林水産省による 2020 年農林業センサス、<https://www.maff.go.jp/j/tokei/census/afc/2020/>、表 5-3）。
- b) 連作障害を予防するための適正な輪作体系として、コムギ→テンサイ→バレイショの順で栽培することが推奨されているが、特に 20 ha 以上の大規模畑作経営では、コムギを連作する傾向が報告されており（オホーツク農業協同組合長会・オホーツク農業競合組合連合会 2020）、表 5-3 の栽培面積割合にも見られるように、コムギの栽培面積はテンサイやバレイショと比べて大きい。

以上を踏まえ、普通畑 HRU における栽培管理スケジュールを入力する際には、輪作圃場においてはコムギ偏重を考慮した輪作体系：コムギ→コムギ→テンサイ→バレイショの順で設定し、タマネギは大きな連作障害が無く、連作されることが多いため（オホーツク農業協同組合長会・オホーツク農業競合組合連合会 2020）、典型的な作付け体系である単作として設定した。表 5-4 に SWAT に入力したコムギ、テンサイ、バレイショ、及びタマネギの営農スケジュールを示す。また、水稻及び牧草の営農スケジュールをそれぞれ表 5-5 及び表 5-6 に示す。土壌流亡シミュレーションに必要な USLE 植生管理係数 (USLE\_C、式) は、各農地植生については今井・石渡 (2007) を、森林については北原 (2002) の値を使用した (表 5-7)。

表 5-3 | 北見市、訓子府町、及び置戸町の耕地面積内訳。

| 作目    | 栽培面積 (ha) |      |      |               |
|-------|-----------|------|------|---------------|
|       | 北見        | 訓子府  | 置戸   | 全体            |
| コムギ   | 5074      | 911  | 523  | 6508 (31.7 %) |
| テンサイ  | 3339      | 768  | 402  | 4509 (22.0 %) |
| タマネギ  | 3637      | n.a. | 146  | 3783 (18.4 %) |
| バレイショ | 1933      | 715  | n.a. | 2648 (12.9 %) |
| その他   | 2457      | 430  | 178  | 3065 (14.9 %) |
| 合計    | 16440     | 2824 | 1249 | 20513 (100 %) |

※2020 年農林業センサス(農林水産省、<https://www.maff.go.jp/j/tokei/census/afc/2020/>)

表 5-4 | SWAT の普通畑 HRU に入力したコムギ（秋まき）、テンサイ、バレイショ、及びタマネギの栽培スケジュール。

| 月-日     | 輪作          |              |              | 単作           |
|---------|-------------|--------------|--------------|--------------|
|         | 秋まきコムギ      | テンサイ         | バレイショ        | タマネギ         |
| 前年 9-20 | 耕起 (25 cm)  |              |              |              |
| 前年 9-25 | 施肥 (4N 13P) |              |              |              |
|         | 播種          |              |              |              |
| 4-15    | 施肥 (4N)     |              |              |              |
| 4-20    |             | 耕起 (25 cm)   |              |              |
| 4-30    |             |              | 耕起 (25 cm)   |              |
| 5-5     |             | 施肥 (18N 15P) |              |              |
|         |             | 移植           |              |              |
| 5-10    | 施肥 (4N)     |              | 施肥 (11N 18P) | 施肥 (20N 15P) |
|         |             |              | 植付           | 移植           |
| 6-5     | 施肥 (4N)     |              |              |              |
| 7-26    | 収穫          |              |              |              |
| 9-5     |             |              |              | 収穫           |
| 9-15    |             |              | 収穫           |              |
| 10-20   |             | 収穫           |              |              |

※施肥量の単位は窒素 (kgN/10a) 及びリン (kgP<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/10a) 。スケジュールは(木俣ら 2019; 池田ら 2019)を参考にした。窒素施肥量は北海道が定めた慣行施肥レベル

(<https://www.pref.hokkaido.lg.jp/ns/shs/clean/tokusaitop.html>)を、タマネギのリン施肥量は(室 2019)を、コムギのリン施肥量は(北海道立総合研究機構農業研究本部 2020)を、バレイショのリン施肥量は(川城 2014)を、テンサイのリン施肥量は(中村・後藤・新田 2015)を参考にした。

表 5-5 | SWAT に入力した水稻の栽培スケジュール。

| 月-日  | 管理          |
|------|-------------|
| 5-5  | 耕起 (15 cm)  |
| 5-10 | 施肥 (10N 8P) |
| 5-15 | 湛水          |
| 5-20 | 移植          |
| 8-29 | 排水          |
| 9-20 | 収穫          |

※施肥量の単位は窒素 (kgN/10a) 及びリン (kgP<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/10a) 。スケジュールは(藤田ら 2019)を、窒素施肥量は北海道が定めた慣行施肥レベル (<https://www.pref.hokkaido.lg.jp/ns/shs/clean/tokusaitop.html>) を、リン施肥量は(北海道立総合研究機構農業研究本部 2020)を参考にした。

表 5-6 | SWAT に入力した牧草の栽培スケジュール。

| 月-日  | 管理         |
|------|------------|
| 5-5  | 施肥 (8N 5P) |
| 6-20 | 1 番草収穫     |
| 6-30 | 施肥 (4N 4P) |
| 8-10 | 2 番草収穫     |
| 8-15 | 施肥 (4N 4P) |
| 10-1 | 3 番草収穫     |

※施肥量の単位は窒素 (kgN/10a) 及びリン (kgP<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/10a) 。スケジュールは(前田 et al. 2019)を、施肥量は(松中と三枝 2016)を参考にした。

表 5-7 | 各植生の Universal Soil Loss Equation 植生管理係数。

| 植生    | USLE 植生管理係数 |
|-------|-------------|
|       | (USLE_C)    |
| コムギ   | 0.20        |
| テンサイ  | 0.40        |
| バレイショ | 0.30        |
| タマネギ  | 0.50        |
| 草地    | 0.02        |
| 果樹園   | 0.10        |
| 森林    | 0.05        |

※今井と石渡 (2007) 及び北原 (2002) 。

#### 2.2.4. 下水処理場放流水

調査対象流域内の下水処理場と平均放流量及び水質を表 5-8 に示す。これらの河道への懸濁物質、窒素、及びリンの流入量は点源としてシミュレーションに追加した。

表 5-8 | 調査対象流域にある下水処理場の平均処理水量と水質。

| 処理場          | 平均処理水量                           | 懸濁物質濃度 | 全窒素濃度 | 全リン濃度 |
|--------------|----------------------------------|--------|-------|-------|
|              | m <sup>3</sup> day <sup>-1</sup> | ppm    | ppm   | ppm   |
| 北見市浄化センター    | 40000                            | 4      | 27.3  | 1.8   |
| 留辺蘂超下水管理センター | 2200                             | 2      | 2.7   | 5.5   |
| 端野町下水道管理センター | 1100                             | 3      | 3.9   | 2.3   |
| 置戸浄化センター     | 550                              | 2      | 5.9   | 1.2   |

※(日本下水道協会 2022)

#### 2.2.5. 気象データ

SWAT に入力する気象データとして、各サブ流域の重心 (図 3-1) における日最高・最低気温、降水量、相対湿度、太陽放射、及び風速を、農研機構の農業環境変動研究センターが提供するメッシュ農業気象データ(Ohno et al. 2016)から取得した。

#### 2.2.6. パフォーマンス評価用の実測データ

SWAT-FSP のパフォーマンスを評価するために、河川水文観測値、積雪水量、および農作物収量の参照値を以下のように取得した。

国土交通省の水文水質データベースより、上川沿で観測された河川流量、懸濁物質濃度 (SS)、全窒素濃度 (TN)、及び全リン濃度 (TP) の観測値を取得した。河川流量観測は日単位で実施されているが、懸濁物質濃度、全窒素濃度、及び全リン濃度の観測頻度はおよそ月に一回であった。そこで、SS、TN、及び TP 負荷量の連続値を得るための補完式として、実測値を用いて負荷量 (L) と河川流量 (Q) の関係式を、定数  $a$  及び  $b$  を係数として持つ冪 (べき) 関数 ( $L = aQ^b$ ) で作成した(Z. Li et al. 2006)。この関係式に日河川流量を代入して月ごとに積算することで、毎月の SS、TN、及び TP 負荷量とし、修正 SWAT による推定値と比較することでシミュレーションパフォーマンスの評価に用いた。また、SWAT の融積雪モジュールのパフォーマンスを評価するために、メッシュ農業気象データから、各サブ流域の重心における日積雪等量を取得し、サブ流域面積で加重平均して流域積雪水量を求めた。さらに、2001-2020 年の作物統計調査より、北見市、訓子府町、及び置戸町における主要な農作物 (コムギ、バレイショ、テンサイ、タマネギ、米、及び牧

草)の生産量を取得した。

### 2.3. モデルセットアップ

標高マップ (DEM) を用いて図に示すように流域が定義され、20 のサブ流域に分割された後、土地利用図及び土壌図を入力して HRU へと分割した。上述したように、調査地域の普通畑における典型的な作目は、畑輪作 3 品目 (コムギ、テンサイ、及びバレイショ) とタマネギの単作である。しかし、今回利用した土地利用図では、各圃場での詳細な栽培形態まで指定することができない。そこで、実際の栽培管理状況を可能な限りシミュレーションに反映するため、流域全体で各主要栽培作目の面積比率が一様であると仮定し、表 5-9 に示すように各普通畑 HRU を栽培面積に従って按分し、流域内で輪作圃場とタマネギ単作圃場が一定の栽培面積比を維持しながら栽培されるように設定した。表 5-3 より、タマネギの栽培面積 (3783 ha) と輪作品目 (コムギ、テンサイ、及びバレイショ) の面積 (13665 ha) がおよそ 1 : 4 であることから、各 HRU の面積は細分化前の HRU 面積の 20 %とした。なお、細分化した時、面積と栽培スケジュール以外の HRU 属性 (土壌理化学特性や地形変数など) はそのまま使用した。

表 5-9 | 按分した各普通畑 HRU の面積率と栽培スケジュール。

| 分割後の HRU | 面積率 | 栽培スケジュール |       |       |       |
|----------|-----|----------|-------|-------|-------|
|          | %   | 1 年目     | 2 年目  | 3 年目  | 4 年目  |
| タマネギ HRU | 20  | タマネギ     | タマネギ  | タマネギ  | タマネギ  |
| 輪作 HRU 1 | 20  | コムギ      | コムギ   | テンサイ  | バレイショ |
| 輪作 HRU 2 | 20  | コムギ      | テンサイ  | バレイショ | コムギ   |
| 輪作 HRU 3 | 20  | テンサイ     | バレイショ | コムギ   | コムギ   |
| 輪作 HRU 4 | 20  | バレイショ    | コムギ   | コムギ   | テンサイ  |

流域外部地下流入水 (EXT) は第 3 章 3-3 で示した方法によって求めた。流域内で大きな帯水層のある位置 (小原常弘 et al. 1975)、すなわち地下水－地表水交換が活発な場所に仮想点源を設定し、そこで EXT を河道水輸送シミュレーションに追加した (図 3-1)。

### 2.4. パラメータ校正と最適パラメータセットの抽出

まず、各農作物の植物生育パラメータと SWAT-FSP の地温推定に関するパラメータは、農作物収量の参照値及び地温実測値との適合度が高くなるように試行錯誤によって手動校正した。水循環、土砂、窒素及びリン動態に関するパラメータは、積雪水量、日河川流量、月土砂負荷量、月全

窒素負荷量、及び月全リン負荷量の実測値に対する推定値の適合度が高く、かつ予測不確実性が小さくなるように SUFI2 法（第 3 章 3.3.4）で、パラメータの最適範囲を求めた。校正対象とした水循環に関するパラメータを表 4-3 に、土砂及び養分動態に関するパラメータを表 5-10 に示す。

また、パラメータ選択に起因するシミュレーション値の不確実性を評価するため、高いパフォーマンスを与える複数のパラメータセット（最適パラメータセット群）を以下の手順で抽出し、最適値の不確実性評価に使用した。

- i). SUFI2 法で求めたパラメータの最適範囲内でラテン超方格サンプリング法を用いて作成した 2000 のパラメータセットでシミュレーションし、各パラメータセットに対する河川流量、土砂、全窒素、及び全リン負荷量推定のパフォーマンス指標（ $R^2$ 、 $NSE$ 、及び  $PBIAS$ ）を算出した。
- ii). 2000 組のパラメータセットの中から、河川流量、土砂負荷量、全リン負荷量、及び全窒素負荷量の推定パフォーマンスが Moriasi et al. (2015) の評価基準において“十分な”パフォーマンスを満たすパラメータセットを抽出した。
- iii). ii) で抽出された最適パラメータセットのうち、シミュレーション期間における主要農産物（コムギ、バレイショ、テンサイ、タマネギ、米、および牧草）の収量について、文献値に対する推定値の  $PBIAS$  の絶対値が 25% より小さくなるパラメータセットを最適パラメータセット群とした。

ここで得られた最適パラメータセット群を用いて実施した 31 組のシミュレーション結果を、以降の重要負荷源推定および不確実性分析に使用した。



表 5-10 | 本シミュレーションで校正対象とした SWAT の土砂及び養分動態パラメータ。

| パラメータ         | 説明                                           |
|---------------|----------------------------------------------|
| 土砂動態に関わるパラメータ |                                              |
| PRF_BSN       | ピーク流量調整係数                                    |
| SPCON         | 可能土砂輸送量を制御する定数型係数                            |
| SPEXP         | 可能土砂輸送量を制御する指数型係数                            |
| CH_COV1       | 河道受食性係数                                      |
| CH_COV2       | 河道被覆係数                                       |
| 窒素動態に関わるパラメータ |                                              |
| CDN           | 脱窒速度係数                                       |
| SDNCO         | 脱窒が起こる水分率の閾値                                 |
| RCN           | 降水中の硝酸濃度 (mg N L <sup>-1</sup> )             |
| HLIFE_NGW     | 地下水中の硝酸の半減期 (日)                              |
| ANION_EXCL    | 陰イオン排除孔隙率                                    |
| NPERCO        | 硝酸溶脱係数                                       |
| ERORGN        | 流亡土砂中の窒素濃縮比                                  |
| LAT_ORGN      | 地下水中の有機態窒素濃度 (mg N L <sup>-1</sup> )         |
| リン動態に関わるパラメータ |                                              |
| PPERCO        | リン溶脱係数 (10 m <sup>3</sup> Mg <sup>-1</sup> ) |
| GWSOLP        | 地下水中のリン濃度 (mg P L <sup>-1</sup> )            |
| PHOSKD        | リン土壌分配係数 (m <sup>3</sup> Mg <sup>-1</sup> )  |
| ERORGP        | 流亡土砂中のリン濃縮比                                  |

## 2.5. 非特定汚濁負荷流亡の重要負荷源推定と不確実性分析

最適パラメータセット群を用いて得られた全てのシミュレーション結果と、これらのアンサンブル平均について、Wei et al. (2016)の手法を参考に土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱の重要負荷源 (CSA) を特定した。

まず、各サブ流域における汚濁負荷の年平均流亡強度 (面積当たりの流亡量) と年平均流亡量、及び流域全体の年平均流亡量を求めた (式 5-1 から式 5-3)。各サブ流域の年平均流亡強度は、各 HRU の各汚濁負荷種の年平均流亡強度を面積による重みづけ平均することで求めた (式 5-1)。各サブ流域における汚濁負荷の年平均流亡量は、流亡強度に面積を乗じることで求め (式 5-2)、これらを合算することで流域全体の流亡量を求めた (式 5-3)。

$$I_{isub} = \frac{1}{A_{isub}} \sum_{ihru}^{nhru} I_{ihru} \times A_{ihru} \quad (5-1)$$

$$L_{isub} = I_{isub} \times A_{isub} \quad (5-2)$$

$$TL = \sum_{isub}^{nsub} L_{isub} \quad (5-3)$$

ここで、 $I_{isub}$  は  $isub$  番目のサブ流域における汚濁負荷の年平均流亡強度 ( $\text{kg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ )、 $A_{isub}$  は  $isub$  番目のサブ流域面積 ( $\text{km}^2$ )、 $n_{hru}$  は  $isub$  番目のサブ流域にある HRU の総数、 $I_{ihru}$  は  $isub$  番目のサブ流域にある  $ihru$  番目の HRU における汚濁負荷の年平均流亡強度 ( $\text{kg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ )、 $A_{ihru}$  は  $ihru$  番目の HRU 面積 ( $\text{km}^2$ )、 $L_{isub}$  は  $isub$  番目のサブ流域における年平均流亡負荷量 ( $\text{kg yr}^{-1}$ )、 $nsub$  はサブ流域の総数、 $TL$  は流域全体における汚濁負荷の年平均流亡量 ( $\text{kg yr}^{-1}$ ) を意味する。

続いて、流亡強度の小さい順にサブ流域を並べた後、各サブ流域における流亡量を積算してプロットすることで累積負荷曲線を作成した。流域全体の流亡量に対する積算流亡量の割合に応じて、各サブ流域を5つの負荷クラスに区分した(図5-2)：寄与率が20%未満のサブ流域群を Low risk area 2 (LRA2)、20%以上40%未満のサブ流域群を LRA1、40%以上60%未満のサブ流域群を Potential source area (PSA)、60%以上80%未満のサブ流域群を Critical source area 2 (CSA2)、80%以上のサブ流域群を CSA1 とした(Wei et al. 2016)。これらの負荷区分のうち CSA1 と CSA2 を対象として、地理的特徴を理解するため各土地利用－傾斜クラスの全流亡量に対する寄与率を求めた。

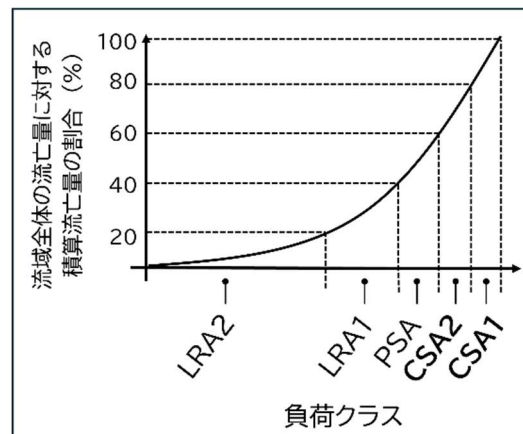


図5-2 | 累積負荷曲線の模式図（負荷クラス LRA は Low risk area、PSA は Potential risk area、及び CSA は Critical source area を意味する）。

さらに、CSA 分布推定の不確実性を評価するため、各サブ流域で負荷クラス推定信頼度 ( $R_{CSA}$ ) を求めた。 $R_{CSA}$  は全最適パラメータセットによるシミュレーション結果のアンサンブル平均から特定された負荷クラスに対して、各最適パラメータセットを用いて特定された負荷クラスが一致

する確率 (%) として求めた (式 5-4)。

$$R_{CSA} = P(1 \leq ipar \leq npar | Class_{isub} = Class_{isub}^{ipar}) \quad (5-4)$$

ここで、 $npar$  は最適パラメータセットの総数、 $Class_{isub}$  は全最適パラメータセットによるシミュレーション結果のアンサンブル平均から特定された  $isub$  番目のサブ流域の負荷クラス、 $Class_{isub}^{ipar}$  は  $ipar$  番目の最適パラメータセットを用いたシミュレーション結果から特定された  $isub$  番目のサブ流域の負荷クラスを意味する。

また、モデル推定値の不確実性を評価するため、各パラメータセットによるシミュレーション結果を用いて、各汚濁負荷種の推定年平均流域全流亡量 (TL) と推定流亡強度の空間パターン指標 ( $A_{50}$ ) のばらつきを求めた。年平均全流亡量 (TL) は式 5-3 で求めた。 $A_{50}$  は、流亡強度が小さい順にサブ流域の面積及び流亡量を積算した時の、流域全体の流亡量に対する積算流亡量の寄与率が 50% に相当する積算面積の割合 (%) として求めた。 $A_{50}$  は流亡強度の空間的な局在・偏在の指標で、 $A_{50}$  の値が大きいほど流亡強度は空間的な偏りが大きいことを意味する。全流亡量と  $A_{50}$  のばらつきは、全最適パラメータセットによって得られた値の変動係数 (CV) として求めた。

## 2.6. パラメータ感度分析

各サブ流域において、NPSP 流亡量推定値を大きく左右する因子を特定するために、パラメータ感度分析を実施した。それぞれの最適パラメータセットを用いて推定された負荷強度を目的変数、パラメータ値を説明変数として単回帰直線を作成し、得られた単回帰式の傾きを感度指標とした。陸域の流出プロセスに関与するパラメータを対象として、全サブ流域で算出した感度指標を平均し、平均感度指標値の絶対値が最も大きい 3 つのパラメータを高感度パラメータとして特定した。また、これら高感度パラメータについて、サブ流域ごとの感度指標をプロットして、パラメータ感度の空間変動を解析した。

## 第 3 節 結果

### 3.1. 河川流量と土砂、全窒素、及び全リン負荷量の関係式

上川沿水文観測所における実測河川流量と土砂、全窒素、及び全リンの河川流出負荷量の散布図をそれぞれ図 5-3、図 5-4、及び図 5-5 に示す。最小二乗法によって得られた流量－負荷量曲線はおおむね実測値とよく適合し、土砂、全リン、及び全リンの  $R^2$  はそれぞれ 0.723、0.651、及び 0.770 となった。これらの関係式に日河川流量を代入して得られる土砂、全窒素、及び全リンの河川流出負荷量の連続値を月ごとに積算し、SWAT-FSP のキャリブレーションに使用した。

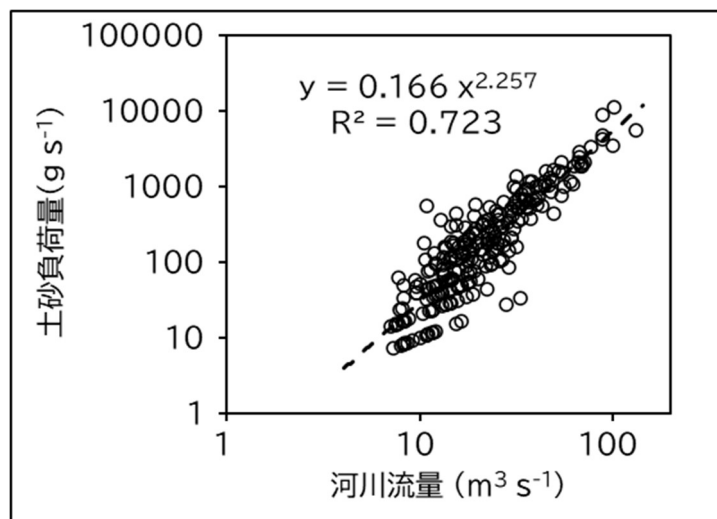


図 5-3 | 上川沿観測所における実測河川流量と実測土砂負荷量の関係。

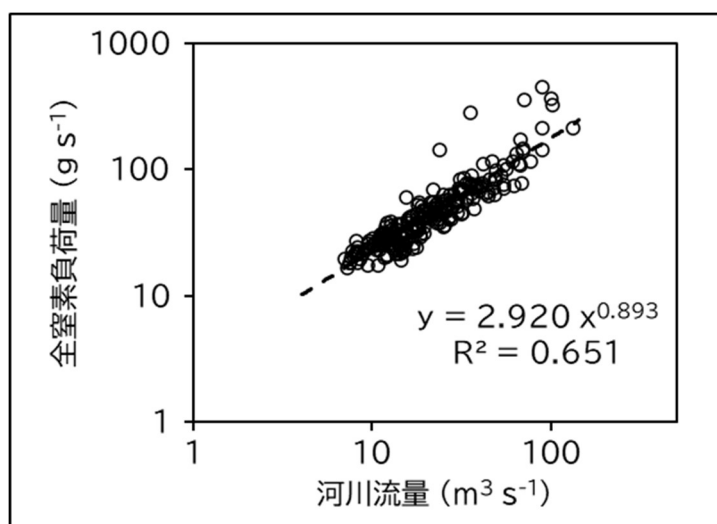


図 5-4 | 上川沿観測所における実測河川流量と全窒素負荷量の関係。

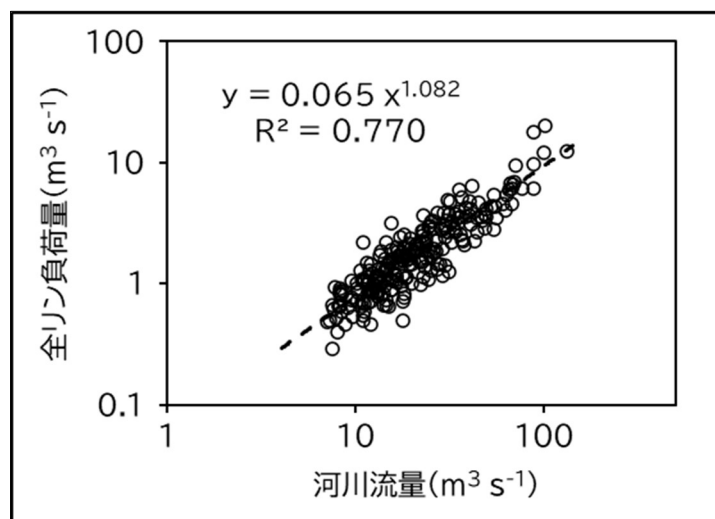


図 5-5 | 上川沿観測所における実測河川流量と全リン負荷量の関係。

### 3.2. キャリブレーションの結果

SUFI2 法によって各モデルパラメータ値が表 5-11 のように最適化され、日河川流量 (図 5-5)、土砂負荷量 (図 5-6)、全窒素負荷量 (図 5-7)、及び全リン負荷量 (図 5-8) の推定におけるパフォーマンス評価指数の値は、第 3 章 3.4 で述べた基準値を満たした。表 5-11 に示すパラメータ最適範囲を対象にラテン超方格サンプリングで生成した 2000 組のパラメータセットを用いてシミュレーションを繰り返した結果、河川流量、土砂負荷量、全窒素負荷量、全リン負荷量、及び収量すべての推定精度が基準値を満たすパラメータセットは 31 組であった。以下の 4 項にて、各河川水文観測値の詳細な推定結果を示す。

表 5-11 | SUFI2 法によって得られた各モデルパラメータ値の最適範囲。

| パラメータ名    | 最適範囲         | パラメータ名      | 最適範囲            |
|-----------|--------------|-------------|-----------------|
| 融積雪パラメータ  |              | 土砂輸送パラメータ   |                 |
| SFTMP     | -3.5 ~ 3.5   | PRF_BSN     | 0.3 ~ 1         |
| SMTMP     | -2.5 ~ 3.5   | SPCON       | 0.0001 ~ 0.0006 |
| SMFMN     | 0 ~ 3        | SPEXP       | 1 ~ 1.3         |
| TIMP      | 0 ~ 0.5      | CH_COV1     | 0 ~ 5           |
| SNOCOVMX  | 0 ~ 100      | CH_COV2     | 0.4 ~ 0.8       |
| SNO50COV  | 0.1 ~ 0.8    | 陸域養分動態パラメータ |                 |
| 陸域水文パラメータ |              | CDN         | 0 ~ 2           |
| CN2*      | -10 % ~ 25 % | SDNCO       | 0.3 ~ 1.0       |
| SOL_K*    | -25 % ~ 25 % | RCN         | 1 ~ 3           |
| ESCO      | 0.6 ~ 1.0    | HLIFE_NGW   | 100 ~ 200       |
| GW_DELAY  | 0 ~ 45       | ANION_EXCL  | 0.2 ~ 1         |
| ALPHA_BF  | 0 ~ 1        | NPERCO      | 0.2 ~ 0.65      |
| 河道水文パラメータ |              | ERORGN      | 0.5 ~ 1.2       |
| CH_N2     | 0.002 ~ 0.1  | LAT_ORGN    | 0.6 ~ 1.8       |
| CH_N1     | 0 ~ 1.5      | GWSOLP      | 0.05 ~ 0.25     |
|           |              | PHOSKD      | 100 ~ 200       |
|           |              | ERORGP      | 0.001 ~ 0.1     |

\*最適範囲の値は全 HRU のパラメータ初期値に対する変化率を意味する。

### 3.2.1. 河川流量の推定結果

2001–2020 年における常呂川流域河口付近の流量観測所（図 3-1、上川沿）での、河川流量実測値と SWAT-FSP による推定結果を図 5-6 に示す。図の薄赤色の部分は 95PPU を意味する。校正期間のハイドログラフ（図 5-6a）では、SWAT-FSP による推定値と予測不確実性範囲（95PPU）は、河川流量ピークの発生タイミングや強度を精度よく推定することができた（図 5-6a）。校正期間の流況曲線（図 5-6c）を見ると、実測値はほとんど 95PPU の範囲に収まり、特に  $70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  を超えるような高い流出時には推定値と実測値の適合度が高かった。しかし、 $30\text{--}70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  の中程度の河川流量は過大評価し、 $30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  以下の低流量は過小評価する傾向があった。検証期間では、SWAT-FSP は河川流量ピークの発生タイミングをよく再現したが、強度の河川流量を過小評価する傾向があった（図 5-6b）。特に 2016 年 8 月の大きな河川流量ピークは、実測値が  $1629.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  に対して推定値は  $924.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  と大きく過小評価した。検証期間の流況曲線を見ると、校正期間と同様に  $20\text{--}70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  の中程度の流出量を過大評価する傾向が見られた（図 5-6d）。 $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  の低流量時には、校正期間と違って過小評価の傾向は見られなかった。

校正期間において、 $R^2$ 、 $NSE$ 、及び  $PBIAS$  の値はそれぞれ 0.704、0.702、及び 5.941% となり、Moriassi et al. (2015) の評価基準において、“良い” パフォーマンスであった。検証期間では  $R^2$  と  $NSE$  はそれぞれ 0.666、及び 0.660 となり“十分な” パフォーマンスを示し、 $PBIAS$  は 2.47% となり、“非常に良い” パフォーマンスであった。また、校正期間と検証期間の  $r$ -factor はそれぞれ 0.675 と 0.527、 $p$ -factor はそれぞれ 0.760 と 0.731 となり、Abbaspour et al. (2015) による基準値 ( $r$ -factor < 1.5 及び  $p$ -factor > 0.70) を満たし、十分に小さい不確実性範囲で実測値の変動を再現することができた。全体を通して、SWAT-FSP は実測河川流量のピーク変動や流出量を精度よく再現することができたが、極端に大きな河川流量ピークの過小評価や、低流量時 ( $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  以下) の過小評価がみられた。

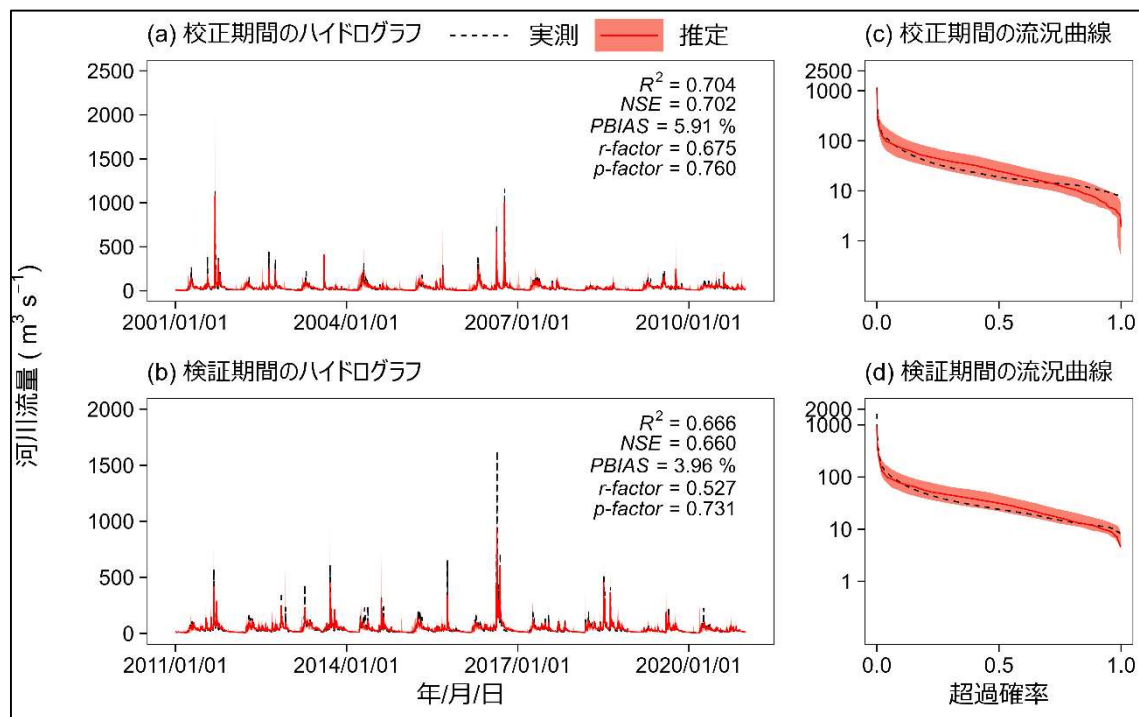


図 5-6 | SWAT-FSP による校正期間（2001–2010 年）及び検証期間（2011–2020 年）のハイドログラフ（a と b）と流況曲線（c と d）。薄赤色の部分は SWAT-FSP による 95% 予測不確実性を意味する。

### 3.2.2. 河川流出土砂負荷量

2001–2020 年における常呂川流域河口付近の流量観測所（図 3-1）での、月河川土砂流出負荷量実測値と SWAT-FSP による推定結果を図 5-7 に示す。図 5-7a に見られるように、校正期間において SWAT-FSP による推定値と予測不確実性範囲（95PPU）は、土砂負荷量ピークの発生タイミングや、ピーク時の土砂負荷量を精度よく推定することができた。流況曲線（図 5-7c）を見る

と実測値はおおむね 95PPU の範囲内で、特に  $0.5 \text{ Gg mon}^{-1}$  を超えるような流出時には推定値と実測値の適合度が高かったが、 $0.5 \text{ Gg mon}^{-1}$  以下の低負荷量は過小評価しており、河川流量推定と同様の傾向を示した。また、これらの低負荷量時の予測不確実性範囲は大きかった。検証期間にも校正期間と同様の傾向を示しており、実測負荷量が小さい場合の再現性が劣った (図 5-7d)。

校正期間の  $R^2$ 、 $NSE$ 、及び  $PBIAS$  はそれぞれ、0.896、0.865、及び -9.16% となり、Moriasi et al. (2015) の評価基準において“非常に良い”パフォーマンスであったことから、実測土砂負荷量変動をよく再現したと言える。検証期間には、 $R^2$  は 0.886 で“非常に良い”パフォーマンス、 $NSE$  は 0.772 で“良い”パフォーマンス、及び  $PBIAS$  は -15.84% で、“十分な”パフォーマンスであった。また、校正期間と検証期間の  $r$ -factor はそれぞれ 1.030 と 0.649、 $p$ -factor はそれぞれ 0.750 と 0.767 となり、Abbaspour et al. (2015) による基準値を満たしたことから、十分に小さい不確実性範囲で実測値をカバーすることができたと言える。全体を通して、SWAT-FSP は実測土砂負荷量のピーク変動や流出量を精度よく再現することができたが、およそ  $0.5 \text{ Gg mon}^{-1}$  より小さい土砂負荷量を過小評価する傾向があり、予測不確実性も大きかった。

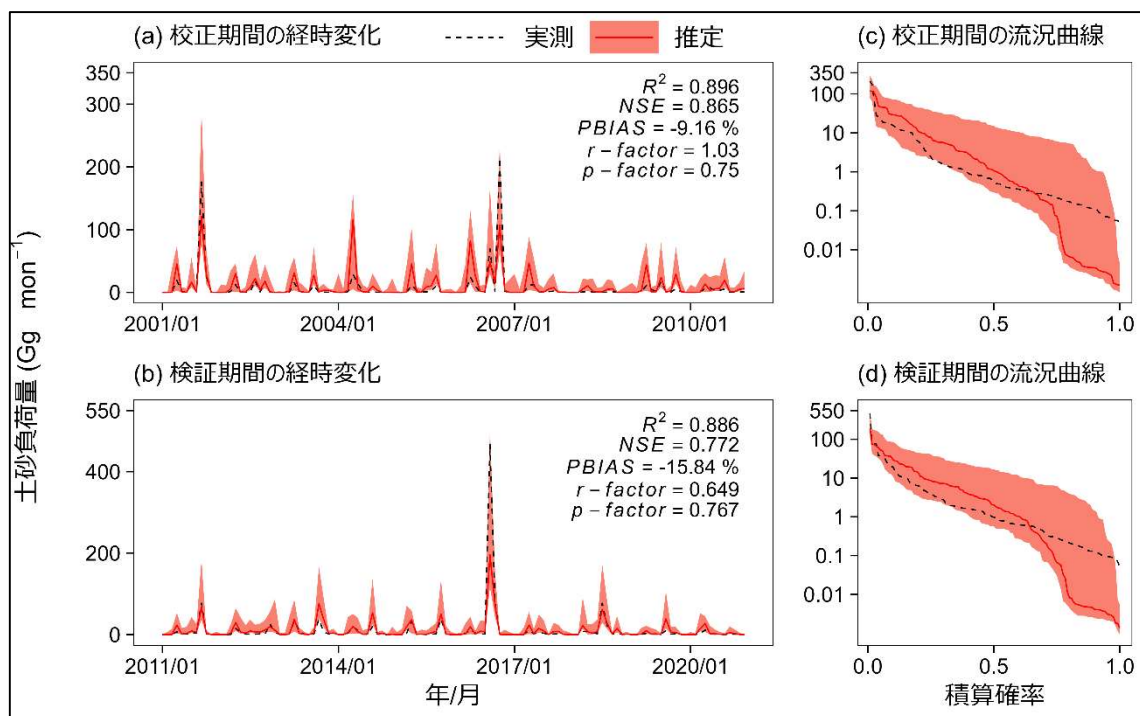


図 5-7 | SWAT-FSP によって推定された校正期間 (上: 2001–2010 年) 及び検証期間 (下: 2011–2020 年) の河川流出土砂負荷量の経時変化 (a と b) と流況曲線 (c と d)。薄赤色の部分は SWAT-FSP による 95% 予測不確実性を意味する。



### 3.2.3. 河川流出全窒素負荷量

2001–2020 年における常呂川流域河口付近の流量観測所（図 3-1）での、月河川全窒素流出負荷量実測値と SWAT-FSP による推定結果を図 5-8 に示す。図 5-8a に示されるように、実測全窒素負荷量のほとんどのピークが 95PPU の中に含まれていた。また、出てきた流況曲線（図 5-8c）からも、95PPU は低負荷量から高負荷量まで広い範囲の実測全窒素負荷量をカバーできたことがわかる。しかし、全体的にわずかに過小評価する傾向があり、負荷量が小さいほど過小評価の傾向が強かった（図 5-8c）。図 5-8b より、検証期間においても推定値粗負荷量ピークのタイミングは実測値の傾向とよく一致していた。しかし、ピーク強度をわずかに過小評価する傾向があった。また、校正期間と同様に実測負荷量が小さい時ほど、過小評価の傾向が強かった（図 5-8d）。

校正期間の  $R^2$ 、 $NSE$ 、及び PBIAS はそれぞれ 0.910、0.871、及び -5.25% で、Moriassi et al. (2015) の評価基準において、いずれも“非常に良い”パフォーマンスであったことから、実測全窒素負荷量変動をよく再現したと言える。検証期間の  $R^2$  および  $NSE$  はそれぞれ 0.911、及び 0.853 となり、“非常に良い”パフォーマンスで、PBIAS は -17.57% となり“良い”パフォーマンスであった。また、校正期間と検証期間の r-factor はそれぞれ 1.278 と 0.915、p-factor はそれぞれ 0.892 と 0.717 となり、Abbaspour et al. (2015) による基準値を満たしたことから、十分に小さい不確実性範囲で実測値をカバーすることができたと言える。全体を通して、SWAT-FSP は実測全窒素負荷量のピーク変動や流出量を精度よく再現することができたが、全体的にわずかに過小評価する傾向があった。

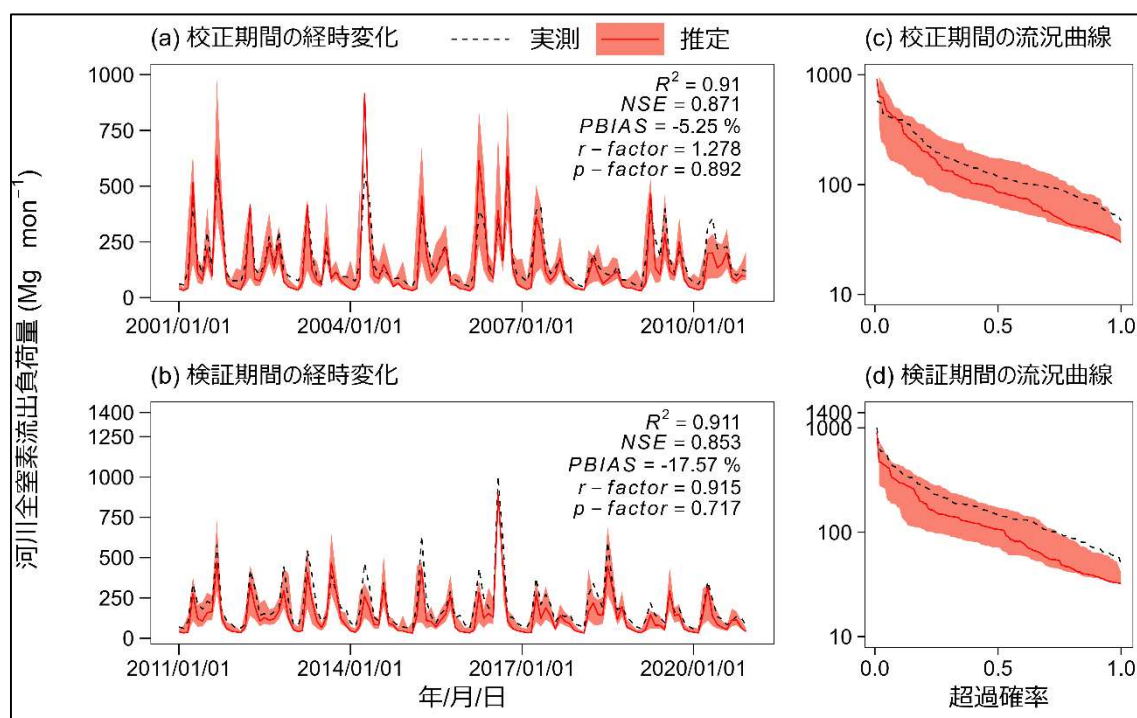


図 5-8 | SWAT-FSP によって推定された校正期間（上：2001–2010 年）及び校正期間（下：2011–2020 年）の月河川流出全窒素負荷量の経時変化（a と b）と流況曲線（c と d）。薄赤色の部分は SWAT-FSP による 95% 予測不確実性を意味する。

### 3.2.4. 河川流出全リン負荷量

2001–2020 年における常呂川流域河口付近の流量観測所（図 3-1）での、月河川全リン流出負荷量実測値と SWAT-FSP による推定結果を図 5-9 に示す。図 5-9a に示されるように、実測全窒素負荷量のほとんどのピークが 95PPU の中に含まれていた。しかし、実測負荷量がおよそ  $5 \text{ Mg mon}^{-1}$  より小さい時に課題評価する傾向があり、流況曲線（図 5-9c）に示されるように、低負荷量時の再現性が劣っていた。検証期間も、校正期間と同様に、推定窒素負荷量ピークのタイミングや強度は実測値の傾向とよく一致していたが（図 5-9b）、実測負荷量小さい時には過大評価の傾向があった（図 5-9d）。

校正期間と検証期間で  $R^2$  はそれぞれ 0.883 と 0.928、 $NSE$  はそれぞれ 0.878 と 0.926 となり、Moriassi et al. (2015) の評価基準において、いずれも“非常に良い”パフォーマンスであったことから、実測土砂負荷量変動をよく再現したと言える。校正期間と検証期間の  $PBIAS$  はそれぞれ 4.59% と 1.85% となり、Moriassi et al. (2015) の評価基準において、いずれも“非常に良い”パフォーマンスであったことから、全体的な過大もしくは過小評価の傾向はほとんどなかったと言える。また、校正期間と検証期間の  $r$ -factor はそれぞれ 1.155 と 1.152、 $p$ -factor はそれぞれ 0.717 と 0.792 となり、Abbaspour et al. (2015) による基準値を満たしたことから、十分に小さい不確実

性範囲で実測値をカバーすることができたと言える。全体を通して、SWAT-FSP は実測全リン負荷量のピーク変動を精度よく再現することができたが、実測負荷量の小さい時 ( $5 \text{ Mg mon}^{-1}$  以下) には過大評価の傾向があった。

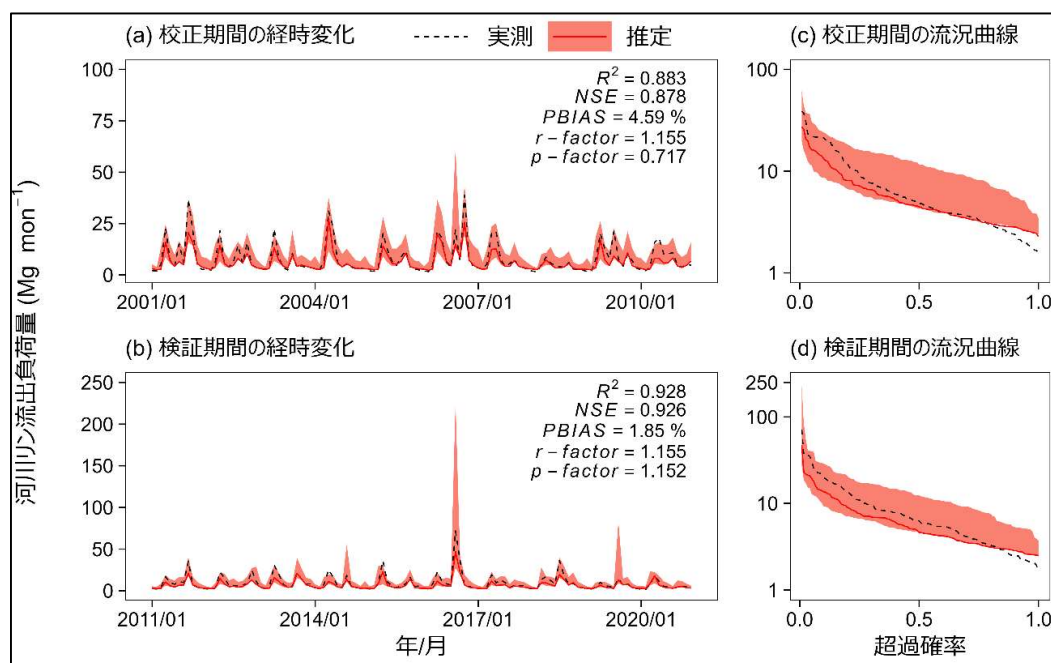


図 5-9 | SWAT-FSP によって推定された校正期間（上：2001–2010 年）及び検証期間（下：2011–2020 年）の月河川流出全リン負荷量の経時変化（a と b）と流況曲線（c と d）。薄赤色の部分は SWAT-FSP による 95% 予測不確実性を意味する。

### 3.3. 不確実性分析の結果

#### 3.3.1. 年平均流亡量と $A_{50}$ の不確実性

表 5-12 に各非特定汚濁負荷種の流域年平均流亡量及び  $A_{50}$  のアンサンブル平均と不確実性分析の結果を示す。年土壌流亡量推定値はおよそ  $\pm 20 \text{ Mg km}^{-2}$  でばらつき、変動係数は 0.06 であった。それに対して栄養塩類流亡の推定値はばらつきが大きく、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱推定値の変動係数はそれぞれ、0.17、0.16、及び 1.78 であった。特に硝酸溶脱推定は不確実性が大きく、最大推定値は最小推定値の 100 倍以上となってしまう。推定流亡量の相対的な空間パターンの指標である  $A_{50}$  の変動係数はいずれの汚濁負荷種においても、年平均流亡量推定値の変動係数よりも小さかった：土壌流亡は 0.01、全リン流亡は 0.02、全窒素流亡は 0.04、硝酸溶脱は 0.10。このことから、負荷強度の相対的な空間パターン推定における認識的不確実性は、絶対的な負荷強度推定における認識的不確実性よりも小さかった。また、年平均流亡量推定と同様に、 $A_{50}$  の推定における認識的不確実性も、土壌流亡より栄養塩類流亡でより大きくなった。

表 5-12 | 最適パラメータセット群を用いて推定した各非特定汚濁負荷種の年平均流亡量及び  $A_{50}$  のアンサンブル平均、最小・最大値、及び変動係数 ( $CV$ )。

|                               | 年平均流亡量 |              |      | $A_{50}$ (%) |           |      |
|-------------------------------|--------|--------------|------|--------------|-----------|------|
|                               | 平均     | 最小～最大        | $CV$ | 平均           | 最小～最大     | $CV$ |
| 土壌流亡 ( $\text{Mg km}^{-2}$ )  | 180.5  | 160.0～205.1  | 0.06 | 69.5         | 68.5～70.5 | 0.01 |
| 全リン流亡 ( $\text{kg km}^{-2}$ ) | 24.9   | 16.5～32.3    | 0.17 | 76.8         | 75.3～85.1 | 0.02 |
| 全窒素流亡 ( $\text{kg km}^{-2}$ ) | 1013.0 | 777.0～1493.7 | 0.16 | 63.7         | 59.6～69.0 | 0.04 |
| 硝酸溶脱 ( $\text{kg km}^{-2}$ )  | 71.3   | 3.0～503.3    | 1.78 | 75.7         | 69.6～97.2 | 0.10 |

### 3.3.2. 重要負荷源分布の推定結果

全ての最適パラメータセットによるシミュレーション結果のアンサンブル平均値を用いて推定した NPSP の負荷クラスおよび、CSA における主要な土地利用－傾斜区分からの汚濁寄与率を図 5-10 に、各負荷クラスにおける NPSP の推定年平均流亡量及び負荷クラス推定信頼度の結果を表 5-13 に示す。土壌流亡について、2つのサブ流域が CSA 1 として、3つのサブ流域が CSA 2 として特定された。これらの CSA は流域北東部に偏って分布していたが、CSA2 の 1つは流域中央部に位置していた (図 5-10a)。CSA1 および CSA2 における年平均土壌流亡量は、それぞれ  $336.3 \text{ Mg km}^{-2}$  及び  $264.2 \text{ Mg km}^{-2}$  であった (表 5-13)。土壌流亡の CSA では主に普通畑から流亡しており、特に傾斜 8-25%の普通畑からの寄与が 56%と大きかった (図 5-10e)。全リン流亡は、2つのサブ流域が CSA 1 として、3つのサブ流域が CSA2 として特定された。全リン流亡の CSA は主に流域中央部に分布していた (図 5-10b)。CSA1 および CSA2 における年平均全リン流亡量は、それぞれ  $60.0 \text{ kg km}^{-2}$  及び  $18.8 \text{ kg km}^{-2}$  であった (表 5-13)。全リン流亡の CSA では、普通畑、牧草地、及び水田からの流亡が主に寄与しており、これらの寄与率はそれぞれ 46%、34%、及び 16% であった (図 5-10e)。地形の影響を強く受けていた土壌流亡の CSA 分布とは異なり、全リン流亡の CSA 分布に対する地形の影響は判然とはしなかった。全窒素流亡は、3つのサブ流域が CSA 1 として、2つのサブ流域が CSA2 として特定された。これらの CSA は流域の中央部から北東部にかけて分布していた (図 5-10c)。CSA1 および CSA2 における年平均全窒素流亡量は、それぞれ  $1541.0 \text{ kg km}^{-2}$  及び  $1268.4 \text{ kg km}^{-2}$  であった (表 5-13)。CSA における全窒素流亡は、主に傾斜 0-8%の普通畑および傾斜 8-25%の普通畑から同程度の流亡があり、その寄与率はそれぞれ 36%及び 35%であると見積もられた (図 5-10g)。また、森林からの流亡も 19%の寄与があった。硝酸溶脱は、1つのサブ流域が CSA1 として、4つのサブ流域が CSA2 として特定された。これらの CSA は流域中央部から東部にかけて分布していた (図 5-10d)。CSA1 および CSA2 における年平均硝酸溶脱量は、それぞれ  $163.9 \text{ kg km}^{-2}$  及び  $120.4 \text{ kg km}^{-2}$  であった (表 5-13)。サブ流

域 11 を除いて、CSA における硝酸溶脱は傾斜 0-8% の普通畑からの寄与が大きく、その寄与率は 57% であった（図 5-10h）。

土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱の CSA1（CSA2）分布の推定における信頼度の平均値はそれぞれ、92 %、80 %、81 %、及び 53 % となり（表 5-13）、パラメータ選択によって CSA 分布の推定結果には偏りが生じることが示唆された。土壌流亡の CSA 分布推定信頼度と比べて、栄養塩類流亡の CSA 推定は不確実性が大きく、特に硝酸溶脱の CSA 分布推定信頼度は著しく低かった。

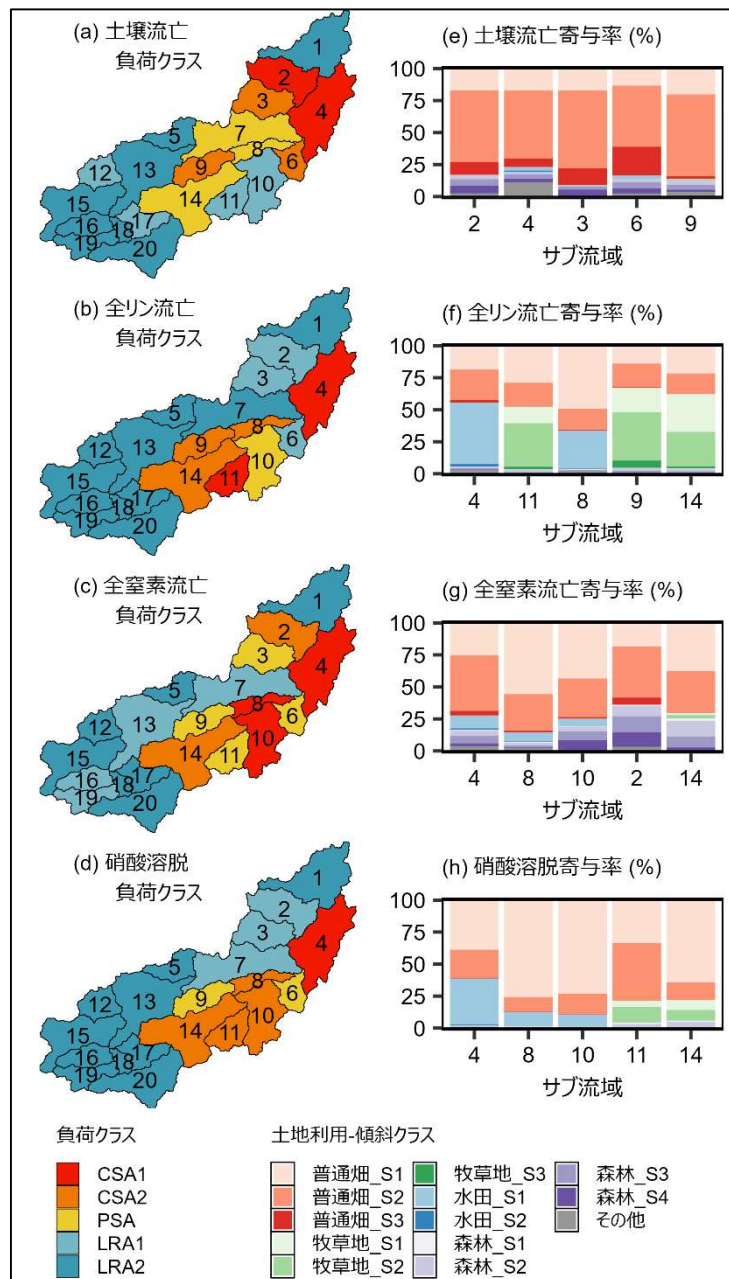


図 5-10 | 土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱の負荷クラス分布について、全最適パラメータセットを使用したシミュレーション結果のアンサンブル平均値を用いた推定結果（それぞれ a、b、c、及び d）と、重要負荷源（CSA 1 及び CSA 2）における主要な土地利用－傾斜クラスからの全流亡量に対する寄与率の推定結果（それぞれ e、f、g、及び h）。サブ流域内の数字はサブ流域番号を意味する。各傾斜クラスの傾斜は S1：0–8 %、S2：8–25 %、S3：25–40 %、及び S4：40 % 以上である。

表 5-13 | 各負荷クラスにおける NPSP の推定年平均流亡量 ( $L$ ) および平均負荷クラス推定信頼度 ( $R_{CSA}$ )。

|      | 土壌流亡                   |           | 全リン流亡                  |           | 全窒素流亡                  |           | 硝酸溶脱                   |           |
|------|------------------------|-----------|------------------------|-----------|------------------------|-----------|------------------------|-----------|
|      | $L$                    | $R_{CSA}$ | $L$                    | $R_{CSA}$ | $L$                    | $R_{CSA}$ | $L$                    | $R_{CSA}$ |
|      | (Mg km <sup>-2</sup> ) | (%)       | (kg km <sup>-2</sup> ) | (%)       | (kg km <sup>-2</sup> ) | (%)       | (kg km <sup>-2</sup> ) | (%)       |
| CSA1 | 336.3                  | 100       | 60.0                   | 76        | 1541.0                 | 85        | 163.9                  | 87        |
| CSA2 | 264.2                  | 85        | 48.8                   | 67        | 1268.4                 | 74        | 120.4                  | 27        |
| PSA  | 218.0                  | 85        | 37.6                   | 77        | 1186.5                 | 82        | 92.6                   | 27        |
| LRA1 | 176.1                  | 89        | 29.9                   | 88        | 827.8                  | 78        | 81.1                   | 30        |
| LRA2 | 79.2                   | 100       | 8.0                    | 94        | 633.6                  | 87        | 19.2                   | 92        |

### 3.3.3. パラメータ感度の空間変動

図 5-11 に各 NPSP の流亡量推定に対する高感度パラメータの、各負荷クラスのサブ流域における感度指標の結果を示す。土壌流亡は、表面流出を制御するパラメータである CN2、地下水涵養速度を制御するパラメータである GW\_DELAY、及び蒸発散量を制御するパラメータである ESCO が高感度パラメータとして特定された。その中でも特に高かった CN2 の感度は、土壌流亡量が大きいサブ流域ほど大きくなるような空間変動を示した (図 5-10)。全リン流亡は、流亡土砂中のリン濃度を制御するパラメータである ERORGP、CN2、及びリンの吸着－可溶化を制御するパラメータである PHOSKD が高感度パラメータであった。全窒素流亡は、GW\_DELAY、流亡土砂中の有機態窒素濃度を制御するパラメータである ERORGN、及び CN2 が高感度パラメータとして特定された。窒素流亡量に対する ERORGN の感度は大きな空間変動を示し、流亡量が大きいサブ流域で感度がより高かった。硝酸溶脱は、CN2、土壌の硝酸イオン保持を制御するパラメータである ANION\_EXCL、及び GW\_DELAY が高感度パラメータとして特定された。硝酸溶脱に対して、これら 3 つのパラメータ感度はすべて空間変動を示した。



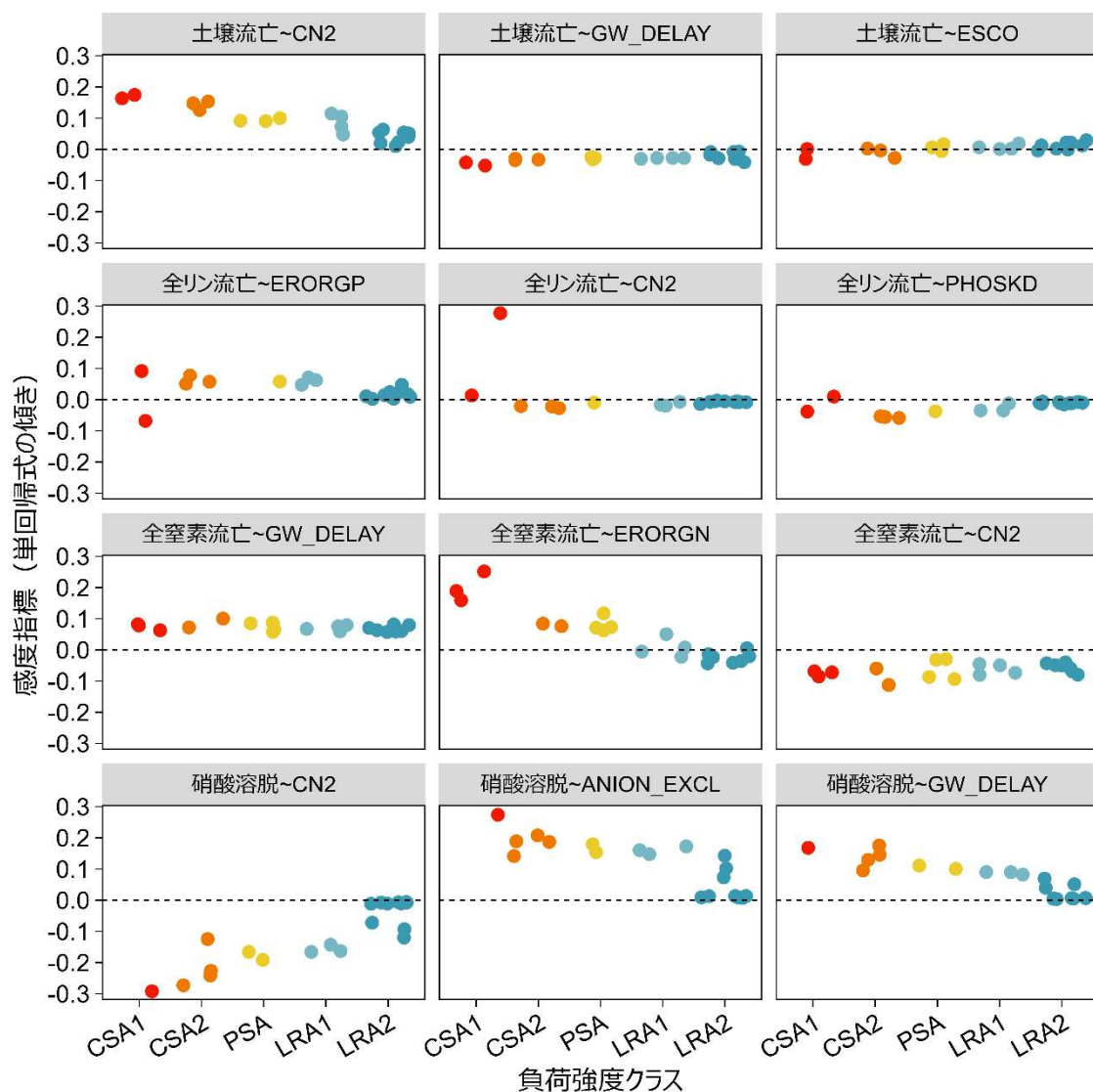


図 5-11 | 各負荷クラスのサブ流域における土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱推定に対して高感度なパラメータとその感度指標の結果。

#### 第 4 節 考察

一般的に分布型水文モデルでは、流域最下流部の河川実測データを用いて、多数のパラメータを逆解析的に同定されているが、このように同定されたパラメータ値はパラメータ同士の相互作用や、モデル使用者が把握できていないパラメータの内部変動によって大きな不確実性を伴うと言われている (Sorooshian, Gupta, and Fulton 1983; Beven 2006; Mudunuru et al. 2022)。Niraula et al. (2011) による解析は、キャリブレーションの有無が SWAT による CSA 分布推定の結果に与える影響は小さいことを明らかにしたが、推定結果のとりうる範囲、すなわち認識論的不確実性は十分に考慮されていなかった。本研究では、確率論的な手法で認識論的不確実性を評価したことによってより客観的にモデルの限界を理解することができた。不確実分析の結果 (表 5-12) か



ら、絶対的な流亡強度推定の不確実性と比べて、相対的な負荷強度の空間パターン推定の不確実性は小さいことが確認された。これは既往の研究結果でも同様の結果が確認されており(Niraula et al. 2011; Rafiei et al. 2020)、パラメータ値が流域全体で一様に修正されることで、各 HRU での推定値も似たような影響を一様に受けるため、相対的な流亡強度分布への影響が小さいからだと考えられている(Niraula et al. 2011)。しかし、CSA 分布の推定においては、一つのパラメータセットを用いた場合には推定結果に偏りが生じてしまう可能性が示唆された(表 5-13)。感度分析の結果からわかるように一部のパラメータ値の変化が計算値へ与える影響は大きな空間変動を示しており(図 5-11)、流亡強度に対する各プロセスの重要度が場所によって異なっていたことが CSA 分布推定結果のばらつきに寄与していたと考えられる。これは、汚濁流亡に寄与している土地利用や土壌、地形、気候などの地理的属性が各 CSA において異なっていることに起因する(図 5-10)。そのため、常呂川流域のような標高差が大きい急峻な地形、多様な土地利用形態、及び土壌タイプが組み合わさった複雑な地理的条件下では、空間パターン推定の不確実性が大きくなったと考えられる。偏った推定結果を採用してしまうと一部の CSA を見落としてしまう可能性や CSA を誤認識してしまう可能性があり、評価結果の頑健性や信憑性を理解したうえで汚濁負荷対策などの意思決定を行うためには、認識論的不確実性を適切に評価することが重要である。

栄養塩類流亡推定は土壌流亡推定と比べてより大きな不確実性を伴っていた(表 5-12)。栄養塩類動態は土壌水分動態といった物理的なプロセスに加えて、土壌微生物による代謝や植物吸収などの生物的及び化学的プロセスが関わって複雑な挙動を示すため推定が難しい(Bhattacharai et al. 2022; Ferrant et al. 2011)。特に、硝酸溶脱の推定結果は他の汚濁種と比べて最も不確実性が大きく、平均 CSA 信頼度も 52.6%と著しく低かった(表 5-13)。感度分析の結果は、硝酸溶脱の CSA では、CN2、GW\_DELAY、および ANION\_EXCL の感度が特に高く、降雨・融雪量に対する余剰水の排水性や、地下水涵養、土壌による養分保持が重要プロセスであることを示唆した(図 5-11)。硝酸溶脱推定の不確実性が大きかったのは、これら重要プロセスの簡素化や不適切な仮定の設定に起因していると考えられる(Beven 2006; Possantti et al. 2023)。降雨量や土壌水分状態に応じた表面流出と土壌浸入水の比率を制御するパラメータである CN2 は、他の多くの分布型モデルでも使用されており、その経験的な性質(Neitsch et al. 2011)から不確実性が大きいことが指摘されている(清水・小野寺・松森 2014; Bhattacharai et al. 2022; Possantti et al. 2023)。また、河川流量実測値に合わせた SWAT キャリブレーションでは、河道の水輸送に関するパラメータと相補的に作用して等結果性をもつことで収束値を決定することが難しい(Beven 2006)。GW\_DELAY は土壌下端から地下帯水層までの水移動速度を制御しているが、過度に簡素化された SWAT の地下水サブモデルが不確実性に寄与している可能性がある。SWAT では地下帯水層が集水域内に一様に

分布すると仮定しており、火山活動やカルストの影響で複雑な水理地質を持つ地域では不適切であると指摘されている (Jiang et al. 2011; Senent-Aparicio et al. 2020)。今回は簡易的に EXT を考慮することで推定精度の向上を試みたが、実際の複雑な地下水－土壌水分相互作用を再現できるサブモデルの実装によって不確実性を低減できると考えられる。河川流量や河川土砂、全窒素、及び全リン負荷量推定において低流量時の再現性が劣っていたことから、基底流出プロセスの再現性が低いことが推察される (図 5-6～5-9)。また、養分保持能は土壌理化学性や土壌管理にも強く影響を受けて動的に変動すると考えられるが、本モデルではシミュレーション期間を通して流域内で同一の値をとるように仮定されていたために同定が難しくなった。すなわち季節によっても変動するパラメータを定数として同定しようとしたため、同定値のとりうる範囲が大きくなった可能性がある (清水・小野寺・森 2014; Bhattarai et al. 2022)。特に、火山灰を母材とする黒ボク土は、母材から溶出した活性アルミニウムに起因して高いリン酸吸収係数を持つことや、変異荷電を持つ粘土鉱物 (アロフェンやイモゴライトなど) や腐植、アルミニウム水酸化物の含有量が他の土壌タイプと比べて多いことから、特有の養分吸着特性を持つことが知られる (和田 1977; 遠藤・三島・神山 2009)。本研究で調査対象とした常呂川流域の北東部や山地の一部には黒ボク土が分布しており、他の土壌タイプとは異なる養分吸収特性を有すると考えられるが、リンの可溶化－不溶化を制御するパラメータである PHOSKD や硝酸イオンなどの陰イオン保持に関わる ANION\_EXCL について、流域全体で同じ値を適用したことが不確実性増加に寄与した可能性がある。

不確実性分析によって特定されたこれらの重要プロセスの再現性を向上することで、不確実性を低減できると考えられる。SWAT では HRU 内で一様に発生する余剰水を表面流出として算出するが、実際には地形条件によって余剰水の発生は変動するため、地形情報を活用して HRU 内に可変的な CN2 を割当て (Kumar, Singh, and Shrestha 2016)、または斜面に位置する HRU の難透水層を考慮して排水特性を再定義することで (Steenhuis et al. 2019; Hoang et al. 2017)、表面流出水－土壌浸入水分配の再現性が向上することが報告されている。また、SWAT では地下水動態を推定するサブモデルが過度に簡素化されていることは既往の研究でも指摘されており、より物理的な地下水涵養モジュールの実装によるサブモデルの高度化 (Bailey et al. 2020; Melaku, Wang, and Meshesha 2020) や、流出係数や基底流出の寄与率といった既知の洪水特性指標を用いたキャリブレーションスキームの利用 (Sánchez-Gómez et al. 2024) によって、地下水動態の再現性を向上できることが報告されている。土壌の養分保持については、リンの可溶化や陰イオン保持に関わるパラメータが高感度であったことから (図 5-11)、キャリブレーションに河川流出全窒素負荷量や全リン負荷量の観測値のみでなく、溶存態の養分に関する観測情報を用い

ることで、養分保持に関するプロセス推定不確実性を低減できる可能性がある。過去のいくつかの SWAT 適用事例では、河川中の硝酸濃度や無機態リン濃度の観測値がキャリブレーションに使用されている(例えば Wang et al. 2020; Wei et al. 2016)。しかし、本研究で使用した河川観測データを取得した上川沿観測所のデータベースには、無機態リンや硝酸などの溶存態養分観測値が含まれていない。そのような場合、地下水硝酸濃度の定期的な観測データや、他のフィールド研究(例えば鈴木・志賀 2004)によって観測された農地や森林の溶脱養分量などを参照することで、養分保持プロセスの推定不確実性低減に有効であると期待される。また、より詳細で複雑な地球生物学プロセス推定モジュールを実装した事例や(Pohlert et al. 2007; Wu et al. 2016)、リモートセンシングによる広域植生データをキャリブレーションへ利用した事例もあり(Chen et al. 2023; Ilampooranan, Schnoor, and Basu 2021)、効果的な不確実性低減策となる可能性がある。

## 第5節 結論

多数の不確実なパラメータを持つ準分布型水文モデル SWAT を用いた NPSP の CSA 分布推定において、認識論的不確実性を定量的に評価したことで、推定結果の信憑性とモデルの限界を客観的に理解することができた。水理プロセスに加えて、生物化学的プロセスが複雑にかかわる栄養塩類流亡の推定は特に不確実性が大きかった。絶対的な NPSP 流亡量の推定における不確実性と比べると相対的な NPSP 流亡強度の空間パターン推定における不確実性は小さかったが、CSA 分布の推定結果はパラメータ選択の影響を受けてバイアスが生じていた。アンサンブル平均を用いた推定結果に対する一致率を信頼度とすると、土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱の CSA 分布推定における信頼度はそれぞれ、92%、80%、81%、及び 53%であった。感度分析の結果、これらの CSA では表面流出、地下水涵養、及び土壌による養分保持が NPSP 制御の重要プロセスであることを示唆しており、これらのプロセスを記述するサブモデルの高度化やキャリブレーションスキームの改善が不確実性低減に有効であると推察された。

## 第6章 気候変動の影響評価

### 第1節 はじめに

人間活動によって急増した温室効果ガス排出は気候の温暖化を進行させ、地球規模で人間社会や自然生態系への悪影響が危惧されている(Intergovernmental Panel On Climate Change 2023)。農業生態系では、気候の温暖化は水循環の加速を引き起こし、非特定汚濁負荷(Non-point source pollution, NPSP)を助長する可能性が示唆されている(Panagos et al. 2021; Kalcic et al. 2019; Bartosova et al. 2019)。しかし、気候変動の程度や様式、地形、土壌、土地利用などの地理的条件によって、予想される NPSP の変化傾向は異なっており(Verma et al. 2015; Kim et al. 2015; Kalcic et al. 2019; Panagos et al. 2021)、地域的な知見を積み重ねる必要がある。Verma et al. (2015)は、北米五大湖に流れこむ河川流域で SWAT と複数の GCM 及びシナリオでの気候予測値を用いて NPSP 流亡量変化を予測し、使用したシナリオにおける降水量の変化程度によって NPSP 流亡量変化が異なっていた。また、Kalcic et al. (2019)は五大湖地域にある複数の河川流域で SWAT を用いて、将来的な栄養塩類流亡の変化を予測したところ、気温上昇に伴う蒸発散量の増加や融雪量の減少は栄養塩類流亡の抑制に寄与した。東アジアの山地流域で将来予測を実施した Kim et al. (2015)は、気温の上昇によって初春の降雪が降雨に変化したことで土壌侵食が加速し、栄養塩類流亡が増加すると予測した。北海道での研究事例においても、異なる見解が得られている(Peng et al. 2024; Muto et al. 2022; Fan and Shibata 2015)。Peng et al. (2024)は石狩川流域で SWAT を用いた土壌流亡量の将来予測を行った結果、気温上昇による蒸発散量の増加と降水量の減少によって表面流出が減少し、土壌流亡量が減少すると見積もられた。また、常呂川流域にて土壌流亡量の将来予測を行った Muto et al. (2022)も同様の報告をした。それらに対し、天塩川流域で NPSP の将来予測を行った Fan and Shibata (2015)は、降水量の増加によって NPSP 流亡量が増加すると予測した。

気候変動の影響評価において予測結果の不確実性は不可避の問題であり、これまでの研究では使用する気候予測モデルの種類やダウンスケール手法、シナリオ、土地利用、営農管理、モデル入力データなどが予測結果に与える影響の大きさを評価することで、将来予測における不確実性要因の特定に取り組まれている(例えば Alamdari et al. 2022; Eum, Dibike, and Prowse 2017; Bartosova et al. 2019; Peng et al. 2024)。これらの事例にみられるような将来シミュレーションの入力値や境界条件に起因する不確実性を解析した事例が多いのに対して、気候予測値とカップリングする分布型モデルに起因する不確実性については検討された事例が少なく、他の不確実性要因に対する相対的な重要度もよく分かっていない(Eum, Dibike, and Prowse 2017; Alamdari et al. 2022)。北海道における研究事例(例えば Peng et al. 2024; Muto et al. 2022; Fan and Shibata 2015)

も、予測不確実性については十分な考慮がされていないため予測結果のとりうる範囲が明らかでなく、使用する気候予測値の選択や、分布型モデル校正におけるパラメータ最適値のバイアスによって予測結果が偏っている可能性がある。

以上を踏まえて本章の目的は、北海道常呂川流域を対象として複数の最適パラメータセットを与えた SWAT-FSP と複数の GCM による気候予測値を用いて、i) 2041 年から 2100 年の気候変動が NPSP 流亡に与える影響を予測すること、ii) 気候変数と水循環プロセス及び NPSP 流亡の関係を解析し、将来的に予測される流亡リスクのメカニズムを明らかにすること、及び iii) パラメータ選択に起因する予測不確実性と GCM 選択に起因する予測不確実性を評価し、これらの相対的な重要度を比較することとした。

## 第2節 方法

### 2.1. 調査地

北海道常呂川流域を対象とした。調査地の説明は第3章 2-1 を参照されたい。

### 2.2. 将来気候予測値

第5章でセットアップした SWAT-FSP に、Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) の全球気候モデル (Global Climate Models, GCMs) による将来予測気候値を入力して将来予測シミュレーションを行った。数ある GCM のうち、日本域の気候システム再現精度が高く、予測不確実性を広く代表することができる5つの GCM : MIROC6、MRI-ESM2.0、ACCESS-CM2、IPSL-CM6A-LR、及び MPI-ESM1-2-HR の将来気候予測値 (Shiogama et al. 2021) をもとに、日本域 1km メッシュでバイアス補正された気候シナリオデータセットに含まれる日降水量、最低・最高気温、相対湿度、風速、及び太陽放射量を使用した (Ishizaki 2021)。このデータセットにおける気候予測値のバイアス補正は、月ごとの累積密度関数上で誤差を検出・補正するノンパラメトリックな手法で行われており、正規分布を仮定したパラメトリック手法と比べて実測気象変数月変動の再現性が高い (Ishizaki et al. 2020)。また、将来にわたる人間の社会経済活動や温室効果ガス排出によって異なる気候変動パターンを考慮するため、3つの共有社会経済経路—代表的濃度経路 (Shared Socioeconomic Pathways – Representative Concentration Pathways, SSP- RCP) シナリオ : SSP1-2.6、SSP2-4.5、及び SSP5-8.5 で予測された将来気候データを用いた (表 6-1)。

表 6-1 | 将来シミュレーションで想定した SSP-RCP シナリオの概要。

| シナリオ     | 説明                                                              |
|----------|-----------------------------------------------------------------|
| SSP1-2.6 | 持続可能な社会発展の下、2100 年までに放射強制力を $2.6 \text{ W m}^{-2}$ 以下に抑えた楽観シナリオ |
| SSP2-4.5 | 気候政策を導入し、2100 年の放射強制力を $4.5 \text{ W m}^{-2}$ に抑えた中庸シナリオ        |
| SSP5-8.5 | 気候政策なしの化石燃料依存型発展で、放射強制力が $8.5 \text{ W m}^{-2}$ まで上昇する最大排出量シナリオ |

※IPCC 第 6 次評価報告書(Intergovernmental Panel On Climate Change 2023)をもとに作成。

### 2.3. NPSP 変動の空間パターン分析

2001-2020 年のシミュレーションをベースラインとして、各 SSP-RCP シナリオの 3 つの将来期間：2041-2060 年、2061-2080 年、及び 2081-2100 年について、土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱の変化量を求めた。各シナリオ及び将来期間において、第 5 章で求めた 31 つの最適パラメータセット群と 5 つの GCM の気候予測値を用いた 165 セットのシミュレーション結果を対象として評価値を分析した。NPSP 変動の空間パターン分析では、まず全シミュレーション結果のアンサンブル平均を用いて全サブ流域における変化量を算出してマップ化した。また、土地利用の影響を分析するため、各土地利用種における各 NPSP 種の変化量を比較した。

### 2.4. 不確実性分析

全 165 セットのシミュレーション結果から得られた NPSP 変化量をプロットすることでばらつきの特徴を分析した。また、以下に示す方法でパラメータ最適値に起因する不確実性と GCM 選択に起因する不確実性を別々に評価して比較した。まず、パラメータセット選択に起因する不確実性は、任意のパラメータセットと 5 つの GCM 気候予測値を用いた結果の平均値を GCM 平均値 ( $E_{gcm}$ ) として、全ての最適パラメータセットで得られた  $E_{gcm}$  の変動係数 ( $CV_{parm}$ ) を不確実性指標として算出することで評価した。各パラメータセットを用いた時の  $E_{gcm}$  は以下の式で求めた。

$$E_{gcm} = \frac{1}{ngcm} \sum_i^{ngcm} X_i \quad (6-1)$$

ここで、 $ngcm$  は GCM の総数、 $X_i$  は  $i$  番目の GCM の気候予測値を用いて得られた予測値を意味する。

同様に、GCM 選択に起因する不確実性は、任意の GCM 気候予測値と全ての最適パラメータ

セットを用いた結果の平均値をパラメータセット平均値 ( $E_{parm}$ ) として、全ての対象 GCM で得られた  $E_{parm}$  の変動係数 ( $CV_{gcm}$ ) を不確実性指標として算出することで評価した。各 GCM の気候予測値を用いた時のパラメータセット平均値 ( $E_{parm}$ ) は以下の式で求めた。

$$E_{parm} = \frac{1}{nparm} \sum_j^{nparm} X_j \quad (6-2)$$

ここで、 $nparm$  は最適パラメータセットの総数、 $X_j$  は  $j$  番目の最適パラメータセットを用いて得られた評価値を意味する。

### 第3節 結果

#### 3.1. 常呂川流域における気候変動予測の概要

国立環境研究所によって提供されている 1km メッシュ気候予測値を用いて算出した、2001-2020 年をベースラインとしたときの各気候変動シナリオ、及び将来期間における常呂川流域の最低・最高気温、年降水量、及び年最大日降水量変化の予測値を表 6-2 に示す。なお、表 6-2 の値は 5 つの GCM による予測値のアンサンブル平均である。

常呂川流域では、いずれのシナリオ及び将来期間においても、気温の上昇と降水量の増加によって、より温暖かつ湿潤な気候システムに移行すると予測された。ベースラインに対する SSP1-2.6 の各将来期間における予測最低気温及び最高気温は、それぞれ 1.87–1.95°C 及び 1.49–1.52°C の範囲で上昇した。また SSP2-4.5 及び SSP5-8.5 では、将来期間が進むにつれて気温上昇幅が大きくなり、最低気温の変化はそれぞれ 2.12–3.18°C 及び 2.58–5.79°C の範囲で、最高気温の変化はそれぞれ 1.64–2.70°C 及び 2.09–5.29°C の範囲で上昇した。ベースラインに対する SSP1-2.6 の各将来期間における年降水量の増加量は 30.99–38.84 mm の範囲で予測された。SSP2-4.5 及び SSP5-8.5 の降水量は、気温と同様に将来期間が進むにつれて増加する傾向を示し、これらのシナリオにおける予測年降水量の増加量はそれぞれ 21.82–37.30 mm 及び 3.54–128.17 mm の範囲であった。降雨強度の指標である年最大日降水量は SSP5-8.5 の 2041–2060 年を除く、全てのシナリオ及び将来期間において上昇すると予測された。ベースラインに対する SSP1-2.6 の各将来期間における予測年最大日降水量の変化は 0.66–1.70 mm の範囲をとり、2061–2080 年で最も大きく、2081–2100 年に最も小さくなると予測された。SSP2-4.5 及び SSP5-8.5 の年最大日降水量の変化は、2061–2080 年に最も大きく、2041–2060 年に最も小さくなると予測され、それぞれのシナリオにおける変化量は 0.33–4.45 mm 及び -2.08–7.94 mm の範囲で見積もられた。

表 6-2 | 常呂川流域における 2041-2060 年、2061-2080 年、及び 2081-2100 年にて予測された各シナリオの最低・最高気温、年降水量、及び年最大日降水量の変化量。

| シナリオ     | 将来期間        | 日最低気温<br>(°C) | 日最高気温<br>(°C) | 年降水量<br>(mm) | 年最大日降水量<br>(mm) |
|----------|-------------|---------------|---------------|--------------|-----------------|
| SSP1-2.6 | 2041-2060 年 | 1.87          | 1.49          | 34.10        | 0.96            |
|          | 2061-2080 年 | 1.95          | 1.52          | 38.84        | 1.70            |
|          | 2081-2100 年 | 1.92          | 1.50          | 30.99        | 0.66            |
| SSP2-4.5 | 2041-2060 年 | 2.12          | 1.64          | 21.82        | 0.33            |
|          | 2061-2080 年 | 2.72          | 2.18          | 30.45        | 4.45            |
|          | 2081-2100 年 | 3.18          | 2.70          | 37.30        | 3.45            |
| SSP5-8.5 | 2041-2060 年 | 2.58          | 2.09          | 3.54         | -2.08           |
|          | 2061-2080 年 | 4.09          | 3.49          | 71.17        | 7.94            |
|          | 2081-2100 年 | 5.79          | 5.29          | 128.17       | 7.61            |

### 3.2. 水循環変動の予測結果

表 6-3 に、2001-2020 年のシミュレーション結果をベースラインとした時の、各気候変動シナリオ及び将来期間における蒸発散量、表面流出、側方浸透、及び下方浸透量変化量の予測結果を示す。いずれのシナリオ及び将来期間における蒸発散量は、ベースラインよりも大きくなると予測された。SSP1-2.6 では、ベースラインに対する蒸発散の増加量は、31.8-34.7 mm の範囲で、将来期間を通して大きな変動は見られなかった。SSP2-4.5 及び SSP5-8.5 では、将来期間が進むにつれて蒸発散の増加量が大きくなり、それぞれ 31.8-50.0 mm、及び 35.5-95.7 mm の範囲で変動した。表面流出はいずれのシナリオ及び将来期間においても、一貫して減少すると予測された。SSP1-2.6 及び SSP2-4.5 では将来期間が進むにつれて表面流出量が減少する傾向があるのに対して、SSP5-8.5 では将来期間の進行とともに表面流出が増加すると予測された。側方浸透及び下方浸透は、いずれのシナリオ及び将来期間においても、ベースラインより大きくなると予測された。SSP1-2.6 と SSP2-4.5 では、将来期間を通してこれらの増加量に大きな変化はなかったが、SSP5-8.5 における予測値は増加傾向を示した。



表 6-3 | 常呂川流域における 2041-2060 年、2061-2080 年、及び 2081-2100 年にて予測された各シナリオの蒸発散、表面流出、側方浸透、及び下方浸透の変化量。

| シナリオ     | 将来期間        | 蒸発散<br>mm | 表面流出<br>mm | 側方浸透<br>mm | 下方浸透<br>mm |
|----------|-------------|-----------|------------|------------|------------|
| SSP1-2.6 | 2041-2060 年 | 31.8      | -29.7      | 27.7       | 12.1       |
|          | 2061-2080 年 | 34.7      | -32.0      | 30.6       | 13.8       |
|          | 2081-2100 年 | 33.3      | -33.0      | 25.8       | 10.2       |
| SSP2-4.5 | 2041-2060 年 | 31.8      | -34.8      | 24.3       | 7.9        |
|          | 2061-2080 年 | 44.8      | -44.3      | 28.0       | 7.8        |
|          | 2081-2100 年 | 50.0      | -43.4      | 31.0       | 7.7        |
| SSP5-8.5 | 2041-2060 年 | 35.5      | -51.3      | 22.9       | 3.9        |
|          | 2061-2080 年 | 59.3      | -41.8      | 42.3       | 18.1       |
|          | 2081-2100 年 | 95.7      | -34.9      | 55.5       | 20.6       |

### 3.3. NPSP 変動の予測結果

表 6-4 に、2001-2020 年のシミュレーション結果をベースラインとした時の、各気候変動シナリオ及び将来期間における土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱変化量の予測結果を示す。いずれのシナリオ及び将来期間においても、ベースラインに対する土壌流亡の変化量は負の値となり、-48.8 から -26.3  $\text{Mg km}^{-2}$  の範囲で変動した。SSP5-8.5 では時間経過とともに土壌流亡量が増加する傾向が予測された。全リン流亡は、いずれのシナリオにおいても 2041-2060 年にはベースラインの全リン流亡とほぼ同程度だが、時間経過とともに増加する傾向が予測された。2081-2100 年には全リン流亡増加量は 60.7–91.4  $\text{kg km}^{-2}$  であった。全窒素流亡は、いずれのシナリオ及び将来期間においても、ベースラインよりも大きくなると予測された。SSP1-2.6 及び SSP2-4.5 では時間経過とともに減少する傾向があり、それぞれ 165.0–293.6  $\text{kg km}^{-2}$  及び 143.9–271.6  $\text{kg km}^{-2}$  の範囲で変動した。SSP5-8.5 では将来期間を通して、予測された全窒素流亡量に大きな変動はなかった (215.4–224.0  $\text{kg km}^{-2}$ )。硝酸溶脱も、いずれのシナリオ及び将来期間においてベースラインよりも大きくなると予測された。SSP1-2.6 及び SSP2-4.5 では将来期間を通して、予測された硝酸溶脱量に一貫した変動傾向は見られず、ベースラインに対する変化量は、それぞれ 54.8–59.1  $\text{kg km}^{-2}$  及び 48.6–53.7  $\text{kg km}^{-2}$  の範囲で変動した。SSP5-8.5 では硝酸溶脱量は緩やかな増加傾向を示し、46.3–57.6  $\text{kg km}^{-2}$  の範囲で変動した。

表 6-4 | 常呂川流域における 2041-2060 年、2061-2080 年、及び 2081-2100 年にて予測された各シナリオの土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱の変化量。

| シナリオ     | 将来期間        | 土壌流亡<br>Mg km <sup>-2</sup> | 全リン流亡<br>kg km <sup>-2</sup> | 全窒素流亡<br>kg km <sup>-2</sup> | 硝酸溶脱<br>kg km <sup>-2</sup> |
|----------|-------------|-----------------------------|------------------------------|------------------------------|-----------------------------|
| SSP1-2.6 | 2041-2060 年 | -37.8                       | -0.7                         | 293.6                        | 58.0                        |
|          | 2061-2080 年 | -38.0                       | 24.9                         | 221.4                        | 59.1                        |
|          | 2081-2100 年 | -41.9                       | 91.4                         | 165.0                        | 54.8                        |
| SSP2-4.5 | 2041-2060 年 | -42.4                       | 1.7                          | 271.6                        | 50.0                        |
|          | 2061-2080 年 | -44.1                       | 21.6                         | 173.3                        | 48.6                        |
|          | 2081-2100 年 | -41.3                       | 60.7                         | 143.9                        | 53.7                        |
| SSP5-8.5 | 2041-2060 年 | -48.8                       | 0.6                          | 216.8                        | 46.3                        |
|          | 2061-2080 年 | -36.7                       | 26.3                         | 224.0                        | 54.9                        |
|          | 2081-2100 年 | -26.3                       | 65.8                         | 215.4                        | 57.6                        |

### 3.4. NPSP 変動の空間パターン予測結果

表 6-5 に 2001-2020 年をベースラインとした時の、各シナリオ及び将来期間における土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱量変化を土地利用種別に示した。また、図 6-1 に各シナリオ及び将来期間に予測された土壌流亡量変化の空間パターンを示す。気候変動条件下で予測された土壌流亡量は、流域で最も広い面積を占有している森林で大きく減少しており（表 6-5、図 5-1b）、ほとんどのサブ流域で一貫して減少すると予測された。しかし、シナリオや将来期間によっては普通畑で予測された土壌流亡量がベースラインよりも大きく（表 6-5）、SSP5-8.5 の 2081-2100 年に見られるように普通畑が広く分布しているサブ流域（i.e. サブ流域 6、8、10 など）では土壌流亡が増加すると予測された。

図 6-2 に各シナリオ及び将来期間に予測された全リン流亡変化量の空間パターンを示す。森林では全リン流亡量がわずかに減少するが、農業土地利用で全リン流亡量が増加すると予測された（表 6-5）。全リン流亡量の増加は、水田、普通畑、牧草地の順に大きく、最も増加量が大きかった SSP1-2.6 の 2081-2100 年には、水田だけで年平均 109.4 Mg もの増加が見込まれた。全リン流亡変化量の空間パターンを見ると、大きな変化が予測されるエリアは限定的で、水田の分布が集中するエリア（サブ流域 4、8 など）での流亡増加量が大きかった（図 6-2、図 5-9b）。

図 6-3 に各シナリオ及び将来期間に予測された全窒素流亡変化量の空間パターンを示す。将来的な全窒素流亡量増加には、森林からの流亡量増加が大きく寄与していた（306.7-436.3 Mg yr<sup>-1</sup>、表 6-5）。また、普通畑では 2041-2060 年に 63.1-141.4 Mg yr<sup>-1</sup> の全窒素流亡増加が見込まれているが、2061-2080 年及び 2081-2100 年に予測された変化量はそれぞれ、-43.3 から -14.4 Mg yr<sup>-1</sup> 及

び-132.3 から-89.6 Mg yr<sup>-1</sup> の範囲で減少が見込まれた。全窒素流亡量の空間パターンを見ると、2041-2060 年には森林が優占している上流部と普通畑が広く分布する流域東部で全窒素流亡増加量が大きかった（図 6-3）。それ以降の期間では、上流部での流亡増加量が最も大きかった。

図 6-4 に各シナリオ及び将来期間に予測された硝酸溶脱変化量の空間パターンを示す。全窒素流亡と同様に、硝酸溶脱の将来的な増加に大きく寄与していたのは森林であった（表 6-5）。普通畑における硝酸溶脱変化量は-22.5 から-9.4 Mg yr<sup>-1</sup> の値をとり、いずれのシナリオ及び期間においても硝酸溶脱量の減少が予測された。予測された硝酸溶脱変化量の空間パターンは全窒素流亡変化量の空間パターンと類似しており、上流部と流域東部で変化量が大きくなる傾向を示した（図 6-4）。

表 6-5 | 2001-2020 年のシミュレーションに対する、各シナリオ及び将来期間で予測された土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱量変化の土地利用別内訳。

| 土地利用                            | SSP1-2.6 |       |        | SSP2-4.5 |       |        | SSP5-8.5 |       |       |
|---------------------------------|----------|-------|--------|----------|-------|--------|----------|-------|-------|
|                                 | T1*      | T2*   | T3*    | T1       | T2    | T3     | T1       | T2    | T3    |
| 土壌流亡量変化 (Gg yr <sup>-1</sup> )  |          |       |        |          |       |        |          |       |       |
| 森林                              | -68.2    | -68.5 | -68.3  | -68.6    | -69.7 | -69.7  | -70.2    | -69.8 | -69.5 |
| 普通畑                             | 7.3      | 7.3   | 0.0    | -0.9     | -3.0  | 1.8    | -11.3    | 10.6  | 29.2  |
| 牧草地                             | 0.0      | 0.1   | 0.0    | 0.1      | 0.1   | 0.2    | 0.1      | 0.3   | 0.6   |
| 水田                              | 0.7      | 0.5   | 0.4    | 0.5      | 0.4   | 0.5    | 0.2      | 0.4   | 0.8   |
| その他**                           | -11.0    | -10.9 | -11.1  | -11.1    | -10.9 | -10.7  | -10.9    | -10.6 | -10.3 |
| 全リン流亡量変化 (Mg yr <sup>-1</sup> ) |          |       |        |          |       |        |          |       |       |
| 森林                              | -0.6     | -2.2  | -3.0   | -0.7     | -2.5  | -3.3   | -1.2     | -2.6  | -3.3  |
| 普通畑                             | 1.3      | 18.1  | 37.2   | 0.0      | 16.0  | 40.7   | 2.4      | 19.5  | 45.3  |
| 牧草地                             | -0.9     | 11.1  | 23.5   | -0.8     | 10.4  | 22.4   | -1.5     | 10.5  | 22.0  |
| 水田                              | -1.1     | 20.3  | 109.4  | 4.6      | 17.1  | 55.5   | 1.5      | 22.4  | 60.8  |
| その他                             | 0.1      | 0.1   | 0.0    | 0.1      | 0.0   | 0.0    | 0.0      | 0.1   | 0.0   |
| 全窒素流亡量変化 (Mg yr <sup>-1</sup> ) |          |       |        |          |       |        |          |       |       |
| 森林                              | 382.1    | 389.6 | 367.7  | 353.4    | 337.3 | 349.7  | 306.7    | 392.0 | 436.3 |
| 普通畑                             | 141.4    | -16.1 | -132.3 | 109.3    | -43.3 | -121.8 | 63.1     | -14.4 | -89.6 |
| 牧草地                             | 11.3     | 11.0  | 9.2    | 10.0     | 8.9   | 9.4    | 9.2      | 12.9  | 14.3  |
| 水田                              | 11.4     | 22.1  | 57.7   | 31.4     | 15.8  | 25.5   | 23.2     | 21.9  | 32.7  |
| その他                             | 12.0     | 11.9  | 11.0   | 10.6     | 10.4  | 11.6   | 9.7      | 13.2  | 15.5  |
| 硝酸溶脱量変化 (Mg yr <sup>-1</sup> )  |          |       |        |          |       |        |          |       |       |
| 森林                              | 109.0    | 111.7 | 107.8  | 104.7    | 103.1 | 107.9  | 100.0    | 111.8 | 116.3 |
| 普通畑                             | -9.4     | -11.4 | -13.5  | -20.9    | -22.1 | -17.9  | -22.5    | -22.2 | -22.4 |
| 牧草地                             | 0.2      | -0.2  | -1.1   | -0.5     | -0.9  | -1.0   | -0.5     | 0.8   | 0.4   |
| 水田                              | 3.1      | 3.7   | 2.2    | 3.2      | 3.5   | 3.7    | 3.1      | 4.5   | 4.7   |
| その他                             | 8.5      | 8.5   | 8.4    | 8.0      | 8.4   | 8.7    | 8.0      | 9.4   | 10.4  |

\*T1：2041-2060 年、T2：2061-2080 年、T3：2081-2100 年

\*\*その他の土地利用には水域、市街地、及び荒地が含まれる。

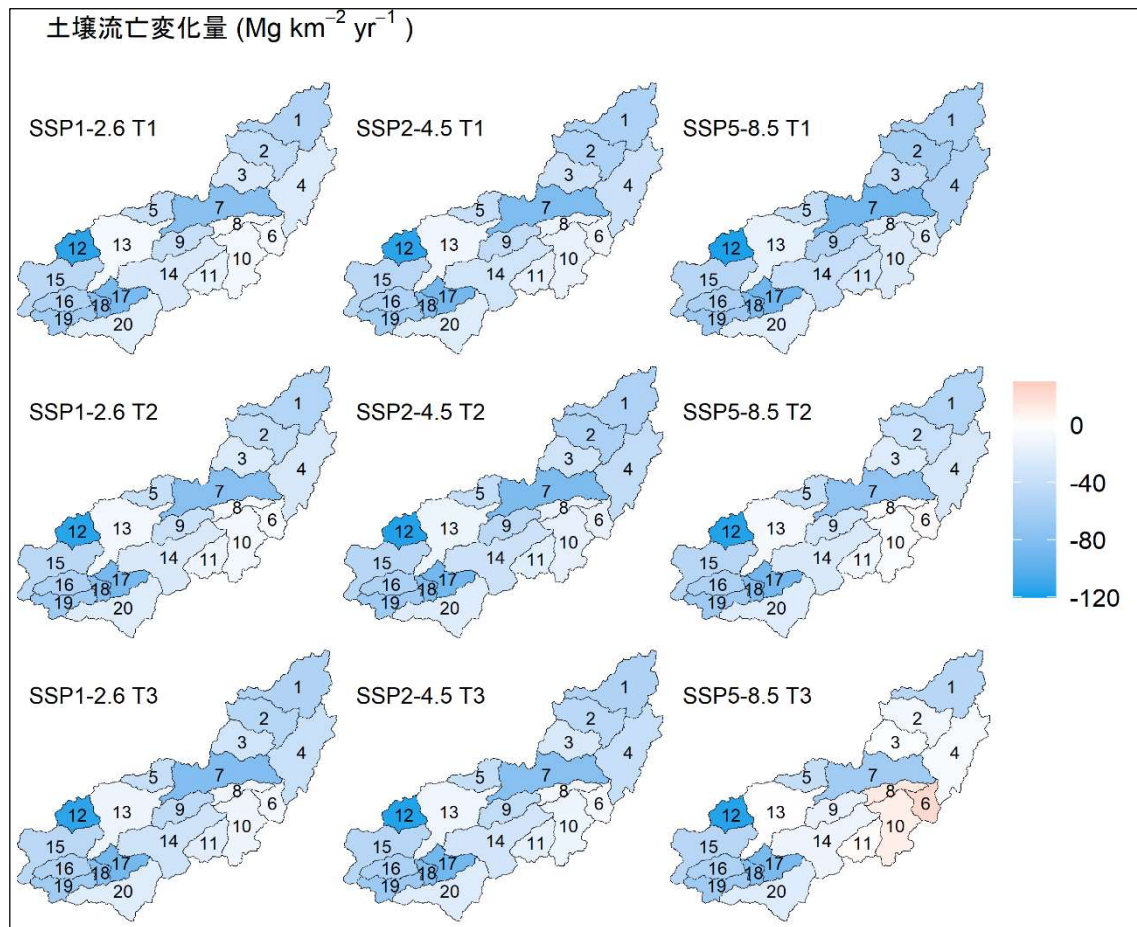


図 6-1 | 各シナリオ及び将来期間における土壌流亡変化量の空間パターン予測結果。(T1 は 2041-2060 年を、T2 は 2061-2080 年を、T3 は 2081-2100 年を意味する。また、ポリゴン内の数字はサブ流域番号を意味する。)

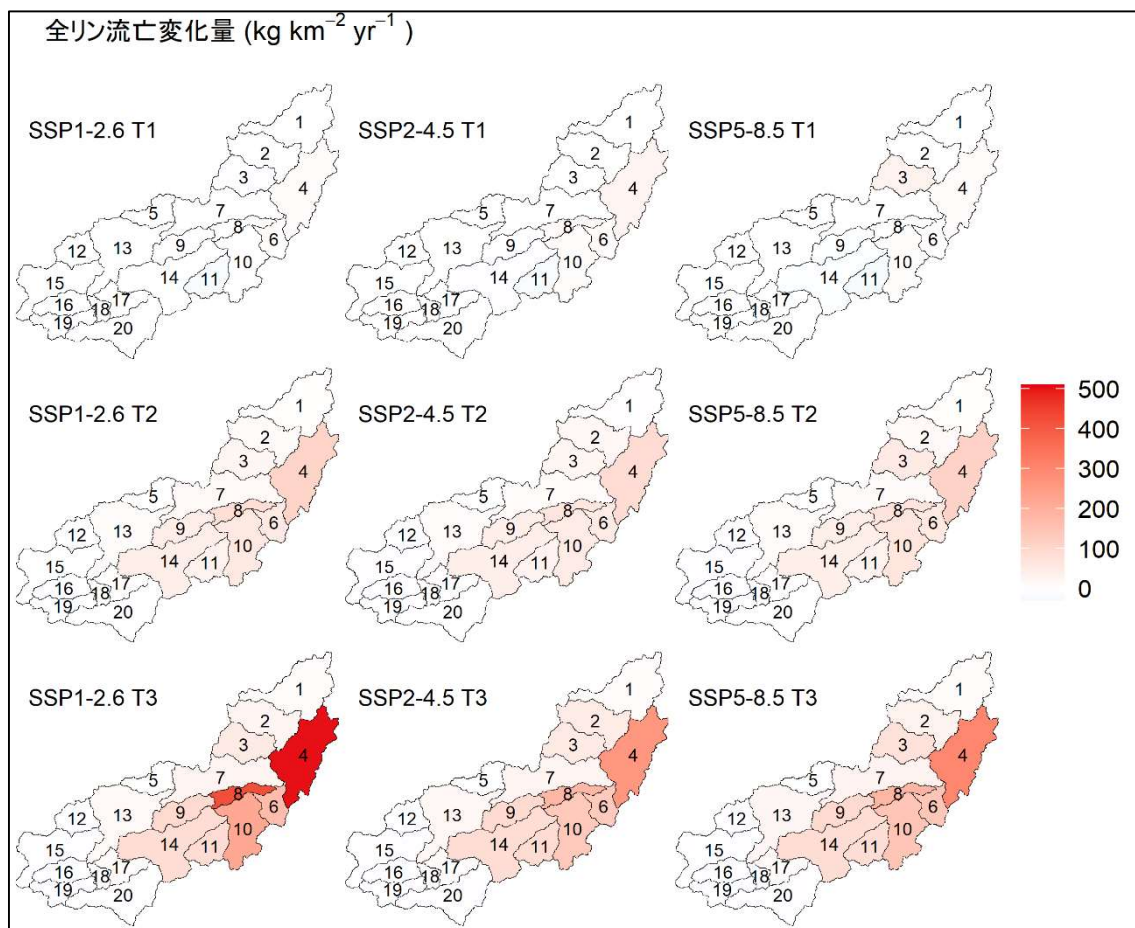


図 6-2 | 各シナリオ及び将来期間における全リン流亡変化量の空間パターン予測結果。(T1 は 2041-2060 年を、T2 は 2061-2080 年を、T3 は 2081-2100 年を意味する。また、ポリゴン内の数字はサブ流域番号を意味する。)

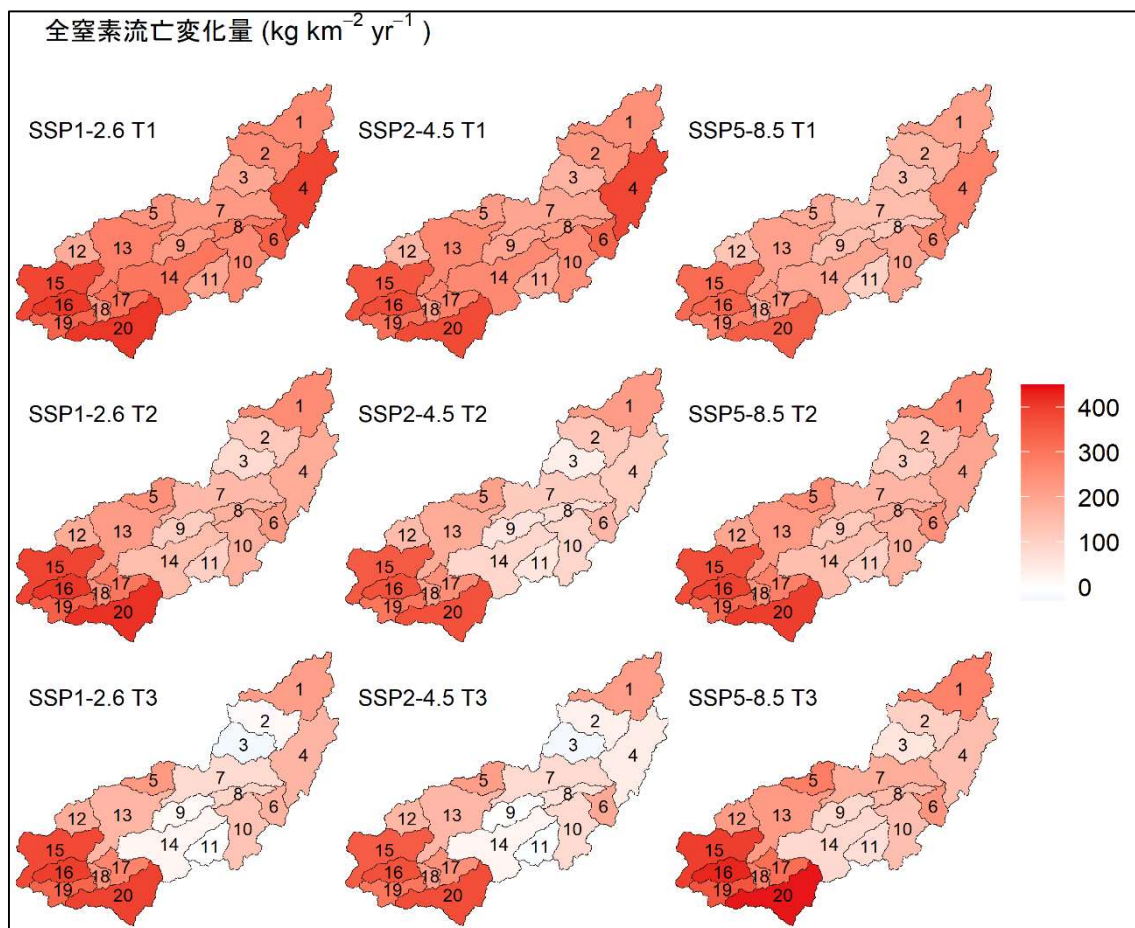


図 6-3 | 各シナリオ及び将来期間における全窒素流亡変化量の空間パターン予測結果。(T1 は 2041-2060 年を、T2 は 2061-2080 年を、T3 は 2081-2100 年を意味する。また、ポリゴン内の数字はサブ流域番号を意味する。)



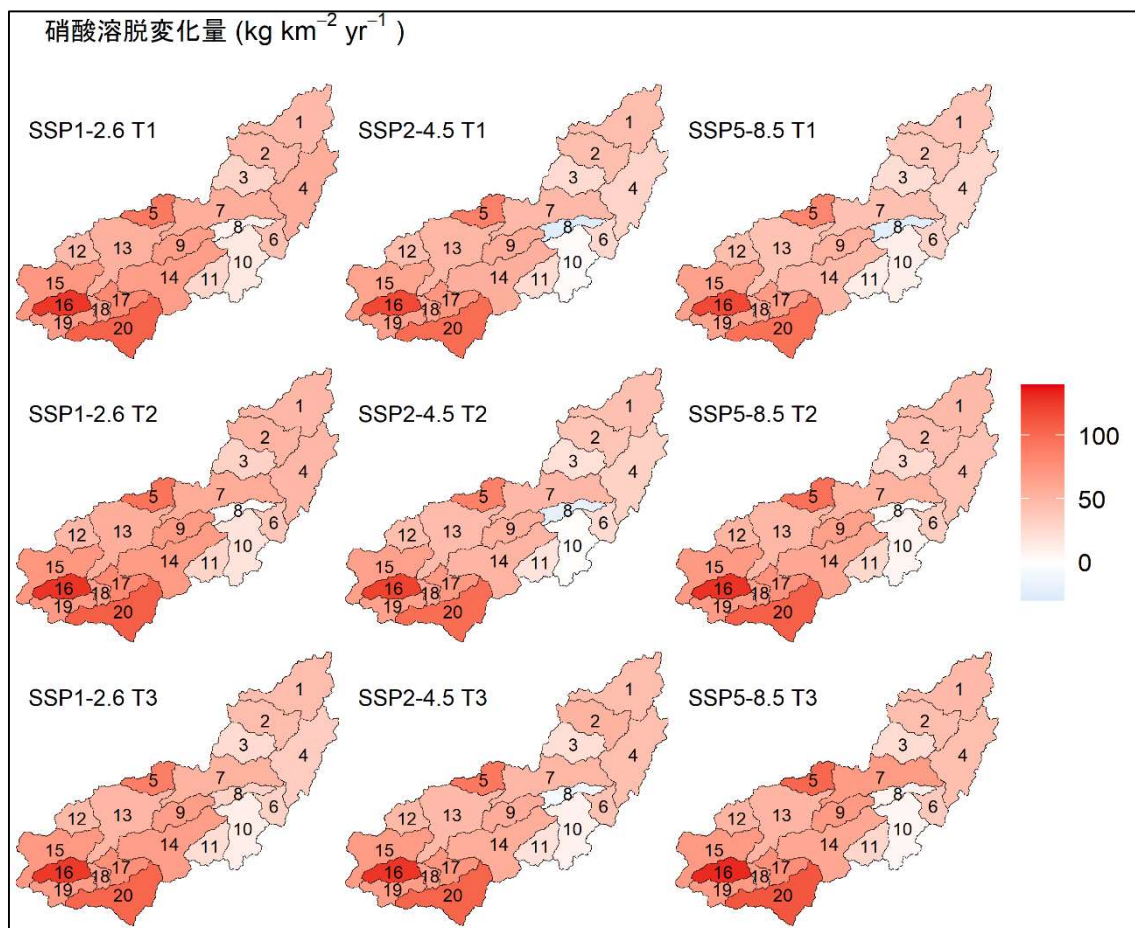


図 6-4 | 各シナリオ及び将来期間における硝酸溶脱変化量の空間パターン予測結果。(T1 は 2041-2060 年を、T2 は 2061-2080 年を、T3 は 2081-2100 年を意味する。また、ポリゴン内の数字はサブ流域番号を意味する。)

### 3.5. 相関分析の結果

図 6-5 に気候変数変化量（降水量、年最大日降水量、最低気温、及び最高気温）、水循環変化量及び NPSP 流亡変化量の相関分析の結果を示す。気候変数間でも有意な相関が検出され、最高気温及び最低気温は降水量及び年最大日降水量と有意な正の相関を示した。水循環変化量に対する気候変数変化量の影響を見ると、蒸発散量は降水量、年最大日降水量、及び最低・最高気温と有意な正の相関を示し、特に最低及び最高気温との相関係数はそれぞれ 0.94 及び 0.93 となり、気温による制御が強いことを示唆した。表面流出は降水量と有意な正の相関関係にあり、降雨強度や気温の影響は有意ではなかった。側方浸透は降水量、年最大日降水量、及び最低・最高気温と有意な正の相関を示し、特に降水量との相関係数は 0.96 となったことから降水量の影響が大きいことを示唆した。下方浸透は降水量と有意な正の相関関係にあり、降雨強度や気温の影響は有意ではなかった。土壌流亡は降水量及び年最大降水量と有意な正の相関を示し、特に降水量との相



関係数が高かった（0.93）ことから降水量の影響が大きいことを示唆した。全リン流亡に対する降水量、年最大日降水量、最低気温、および最高気温の相関係数はそれぞれ、0.37、0.30、0.34、及び0.36となり、有意な弱い正の相関関係にあった。全窒素流亡と硝酸溶脱は、降水量と有意な正の相関を示したが、降雨強度や気温の影響は有意でなかった。

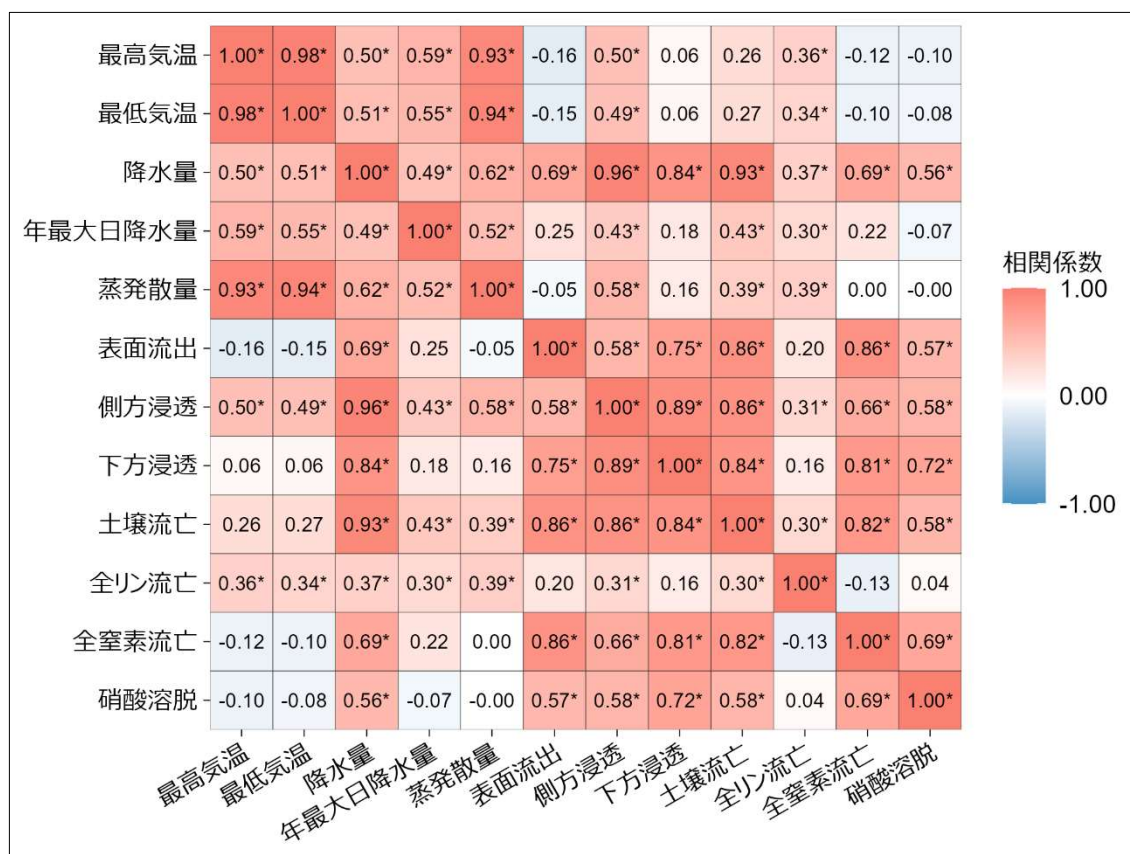


図 6-5 | 水循環及び NPSP 流亡変化量に対する気候変数変化量の相関分析の結果。

### 3.6. 不確実性分析の結果

表 6-6 に NPSP の将来予測における GCM 選択及びパラメータ選択に起因する不確実性指標の結果を示す。土壌流亡の将来予測値に対する  $CV_{gcm}$  及び  $CV_{parm}$  は、それぞれ 0.05–0.14 及び 0.06–0.07 の範囲をとり、GCM 選択とパラメータ選択による予測不確実性への寄与はほぼ同程度であった（表 6-6）。全リン流亡では、 $CV_{gcm}$  及び  $CV_{parm}$  はそれぞれ 0.15–0.45 及び 0.13–0.25 となり、GCM 選択とパラメータ選択による予測不確実性への寄与はほぼ同程度であった（表 6-6）。

図 6-6 に各シナリオの各将来期間における、全パラメータセット及び全 GCM 気候予測値を用いたシミュレーションによる流域 NPSP 変化量予測値のばらつきを示す。土壌流亡変化量の予測では、GCM 選択によって予測される増減傾向が異なっていた（図 6-6a）。例えば SSP1-2.6 に

いて、IPSL-CM6A-LR と MRI-ESM2-0 の気候予測値を用いたシミュレーションでは将来期間の進行に伴う緩やかな増加トレンドが見られるが、ACCESS-CM2、MIROC6、及び MPI-ESM1-2-HR のシミュレーションでは、減少トレンドを示していた。全リン流亡予測では、いずれのシナリオにおいてもパラメータ選択や GCM 選択によらず一貫して増加傾向を示したが、各 GCM で増加程度の違いが確認された。特に、全リン流亡量が最大となる 2081-2100 年には不確実性も大きかった。全窒素流亡及び硝酸溶脱は、パラメータ選択による予測のばらつきが大きく、土壌流亡や全リン流亡予測でられたような GCM ごとの一貫した増減傾向は判然としなかった。

表 6-6 | 各シナリオ及び将来期間での土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱変化量予測における GCM 選択及びパラメータ選択に起因する不確実性指標。

|           | 土壌流亡       |             | 全リン流亡      |             | 全窒素流亡      |             | 硝酸溶脱       |             |
|-----------|------------|-------------|------------|-------------|------------|-------------|------------|-------------|
|           | $CV_{gcm}$ | $CV_{parm}$ | $CV_{gcm}$ | $CV_{parm}$ | $CV_{gcm}$ | $CV_{parm}$ | $CV_{gcm}$ | $CV_{parm}$ |
| SSP1-2.6  |            |             |            |             |            |             |            |             |
| 2041-2060 | 0.06       | 0.06        | 0.15       | 0.18        | 0.04       | 0.20        | 0.11       | 1.70        |
| 2061-2080 | 0.05       | 0.07        | 0.17       | 0.15        | 0.06       | 0.21        | 0.18       | 1.71        |
| 2081-2100 | 0.10       | 0.06        | 0.45       | 0.13        | 0.10       | 0.22        | 0.22       | 1.67        |
| SSP2-4.5  |            |             |            |             |            |             |            |             |
| 2041-2060 | 0.10       | 0.06        | 0.29       | 0.16        | 0.08       | 0.20        | 0.13       | 1.73        |
| 2061-2080 | 0.11       | 0.07        | 0.21       | 0.14        | 0.11       | 0.21        | 0.17       | 1.72        |
| 2081-2100 | 0.14       | 0.07        | 0.30       | 0.14        | 0.12       | 0.22        | 0.22       | 1.65        |
| SSP5-8.5  |            |             |            |             |            |             |            |             |
| 2041-2060 | 0.12       | 0.07        | 0.25       | 0.25        | 0.11       | 0.20        | 0.21       | 1.79        |
| 2061-2080 | 0.09       | 0.07        | 0.23       | 0.16        | 0.10       | 0.22        | 0.22       | 1.79        |
| 2081-2100 | 0.11       | 0.07        | 0.26       | 0.14        | 0.09       | 0.23        | 0.18       | 1.83        |

※  $CV_{gcm}$  及び  $CV_{parm}$  はそれぞれ GCM 選択及びパラメータ選択の不確実性指標を意味する。

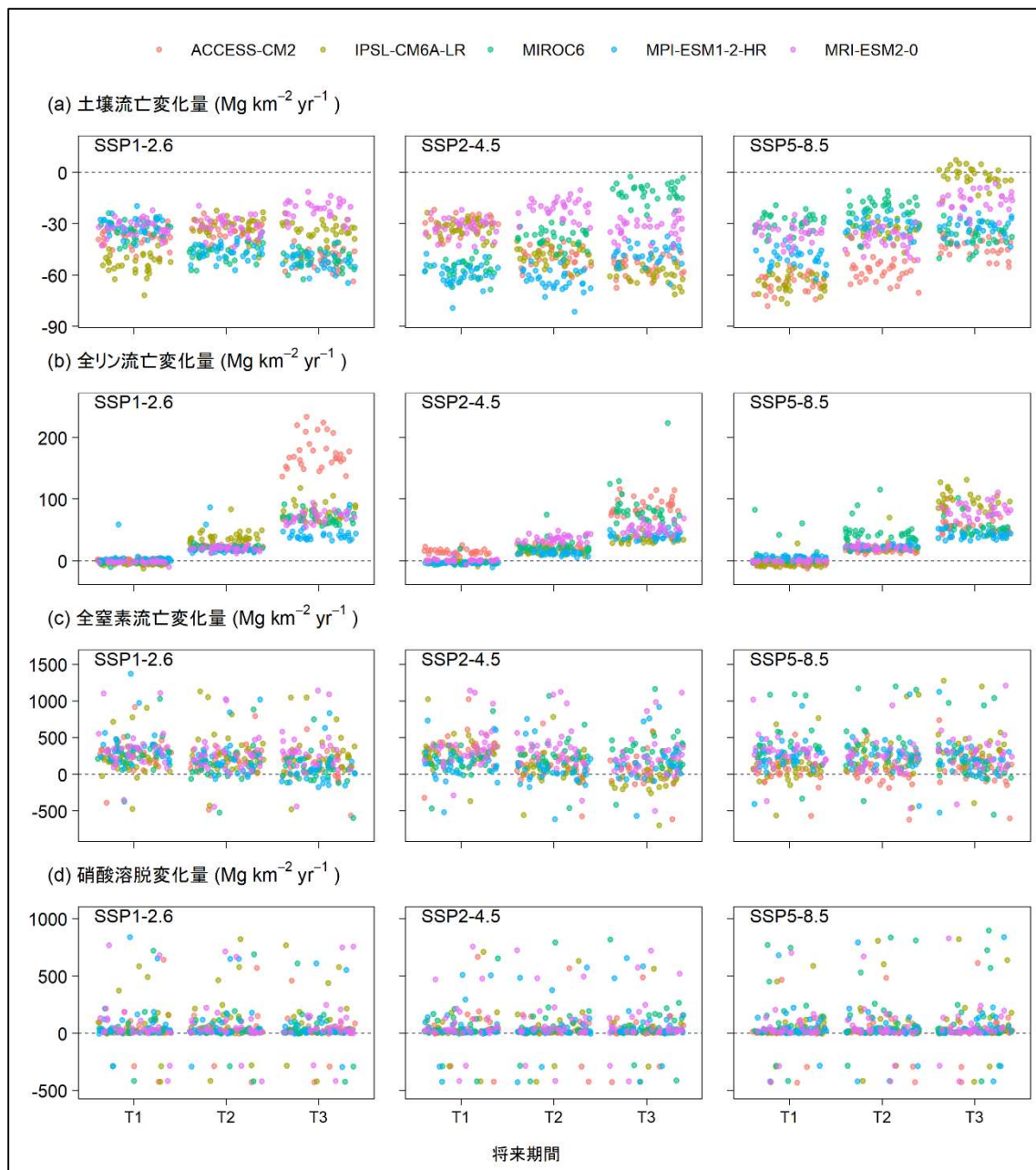


図 6-6 | 各 SSP シナリオ及び将来期間において、165 メンバのシミュレーションで予測された土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、及び硝酸溶脱変化のばらつき。T1、T2 及び T3 はそれぞれ 2041-2060 年、2061-2080 年及び 2081-2100 年を意味する。

#### 第 4 節 考察

##### 4.1. NPSP 流亡パターンの変化とメカニズム

31 組のパラメータセットを与えた SWAT-FSP と 5 つの異なる GCM による気候予測値を組み合わせて構築した統合モデルシステムによるシミュレーションの結果、対象としたシナリオ及び将来期間のほとんどで、常呂川流域では将来的な土壌流亡の減少と栄養塩類流亡の増加が予測さ

れた（表 6-4）。積雪寒冷地での気候変動による土壌流亡の減少は既往の研究でも報告されており（Peng et al. 2024; Shrestha and Wang 2018; Muto et al. 2022）、気温上昇による融雪量の減少と蒸発散量の増加による表面流出の減少が寄与していると考えられる（表 6-3）。森林での土壌流亡量減少が流域全体の土壌流亡減少に大きく寄与していたが、シナリオや将来期間によっては普通畑で土壌流亡の増加が予測されていた（図 6-1a）。土壌流亡の変化量は年最大日降水量の変化量と正の相関関係にあり（図 6-5）、自然植生と比べて植生による被覆が少なく受食性の高い普通畑では、降雨強度の増加によってより少ない表面流出であっても土壌流亡が増加しうることが示唆された（図 6-5）。それによって局所的な環境負荷増大を引き起こす可能性があり、農耕地の生産性維持と水圏生態系保全のために、農耕地における継続的な土壌流亡対策が必要である。

土壌流亡量が減少する中で栄養塩類流亡は増加すると予測されており（表 6-4）、土砂付着態養分流亡分の減少分よりも大きな溶存態養分流亡の増加が生じうると考えられる。全リン流亡は 2061-2080 年、及び 2081-2100 年において、営農が盛んなエリアからの流亡量増加が顕著であった（図 6-1b）。全リン流亡量変化量は気温や降水量の変化量と有意な正の相関を示しており（図 6-5）、気温の上昇は土壌中のリンの無機化及び可溶化を促進し、溶存態リンの流亡駆動力である土壌中の水移動が増加したことに起因すると考えられる。そのため、農耕地の栄養管理において、リンの過剰施用防止や作物による利用効率の向上が必要である。全窒素流亡と硝酸溶脱の増加は流域上流部の森林域で特に顕著であった（図 6-1）。これらの変化量は降水量の変化量と正の相関関係にあり（図 6-5）、降水量の増加は、湿性沈着による窒素投入量の増加や、無機態窒素流亡の駆動力となる側方浸透や下方浸透の増加を引き起こす。森林は通常、植物成長量に対して栄養分の供給量が不足しているが、窒素降下物の増加や植生の攪乱によって供給量が要求量を上回る“窒素飽和状態”になると河川流出量が増加する（Aber et al. 1998）。今回の予測結果は、流域上流部を優占する森林における窒素供給量と窒素保持力の変化が、流域全体の窒素収支に大きく影響しうることが示唆し、下流域の生態系や人間活動への影響も懸念される。また、全リン流亡変化量は気温変化量と有意な正の相関を示した一方で、全窒素流亡や硝酸溶脱の変化量は気温変化量の有意な影響が検出されなかった（図 6-5）。気温上昇は、土壌中の有機物分解による可溶性養分の放出を促進し、水圏への養分流亡量が増加することが知られている（Wagena et al. 2018）。しかし、窒素循環においては、気温上昇の影響は有機物分解とともに脱窒による土壌無機態窒素の損失にも寄与しており（Agehara and Warncke 2005）、有機物分解による無機化と脱窒による損失が拮抗したことで、気温変化の明確な影響が検出されなかった可能性がある。

## 4.2. 不確実性要因

広域物質循環に対する気候変動の影響評価において、気候モデルの選択、ダウンスケーリング手法、及び社会情勢や温室効果ガス排出レベルを考慮したシナリオの違いによって生じる予測不確実性については、多くの既往研究によって解析されてきた(Peng et al. 2024; S. Shrestha et al. 2022; Shrestha and Wang 2018; Aliyari, Bailey, and Arabi 2021)。しかし、気候予測値とカップリングする分布型モデルに起因する不確実性についての知見はまだ乏しい(Eum, Dibike, and Prowse 2017; Alamdari et al. 2022)。本研究では、統合モデリング手法による将来予測において、気候予測値とパラメータ選択に起因する不確実性について評価・比較することで、不確実要因の解明を試みた。土壌流亡及び全リン流亡の評価結果においては、気候モデルの選択によって増減傾向や変化量のばらつきが生じていたことから(図 6-6)、不確実性低減には気候変数予測精度の改善によって流亡量予測の信憑性を向上することができると考えられる。特に、土壌流亡変化量の予測結果は、降水量や降雨強度と強い関係があることから(図 6-5)、これらの気候変数のばらつきが流亡量予測の不確実性に大きく寄与していることが示唆された。一方、窒素循環変動の予測結果は最適パラメータセットの選択に大きく依存しており(表 6-7)、全窒素流亡及び硝酸溶脱の予測結果については、パラメータに起因する不確実性の範囲内において一貫した予測結果を得ることが難しかった(図 6-5)。これはモデルプロセス記述の簡素化や不適切な仮定条件が原因と考えられ、モデルパラメータの組み合わせを一つに絞ってしまうとモデルの過学習によって評価結果に大きな偏りを生じる可能性が高い(Gupta, Sorooshian, and Yapo 1998; Kuczera 1983)。第 5 章でも述べたように、窒素流亡の重要プロセスである、土壌水分動態や養分保持プロセスの再現性を向上させる必要がある。

## 第 5 節 結論

北海道常呂川流域を対象として、31 組のパラメータセットを与えた SWAT-FSP と 5 つの異なる GCM による気候予測値を組み合わせて構築した統合モデルシステムを分析することで、気候変動が土壌流亡、全リン流亡、全窒素流亡、および硝酸溶脱に与える影響を解析した。2001-2020 年の推定流亡量をベースラインとした時、将来的な土壌流亡変化量は $-48.8$  から $-26.3\text{Mg km}^{-2}\text{ yr}^{-1}$ の範囲で見積もられた。表面流出量の減少によって森林では土壌流亡の減少が予測されたが、一部のシナリオや将来期間では降雨強度の増大による農耕地からの土壌流亡量増加が予測された。2041-2060 年の予測全リン流亡量は、ベースラインとほとんど同じレベルであったが、時間が経つにつれて増加する傾向があり 2081-2100 年の予測増加量は $60.7\text{--}91.7\text{ kg km}^{-2}\text{ yr}^{-1}$ であった。全リン流亡の増加は農耕地が集中するエリアで顕著であった。全窒素及び硝酸溶脱の変化量は、そ

れぞれ  $143.9\text{--}293.6 \text{ kg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  及び  $46.3\text{--}59.1 \text{ kg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  の範囲で見積もられた。降水量の増加に伴う湿性沈着窒素の増加及び無機態窒素流亡の駆動力である側方浸透や下方浸透が増加したことに起因すると考えられた。上流部の大半を占める森林での増加が顕著であり、下流域の生態系や人間活動への影響が懸念される。予測不確実性の要因として GCM 選択とパラメータ選択に起因する不確実性を比較したところ、土壌流亡及び全リン流亡では GCM 選択の影響が、パラメータ選択の影響と同等か少し大きくなった。そのため、気候変数予測の精度向上が不確実性の低減に効果的であると推察された。一方、全窒素流亡と硝酸溶脱の予測結果は、パラメータ選択の影響を受けて大きくばらつき、GCM 間の差がマスクされてしまった結果、不確実性範囲の中で一貫した増減の傾向を把握することが難しかった。慣行的な手法である一組の最適パラメータを使用すると、評価結果に大きな偏りを生じる可能性があり、SWAT-FSP による土壌水分動態や養分保持プロセスの再現性を向上することが必要であると考えられた。

## 第7章 総合考察

### 第1節 本研究の成果

気候の温暖化に伴う水循環の加速は、土壌流亡や栄養塩流亡を助長することで(Panagos et al. 2021; Kalcic et al. 2019)、農耕地における生産性低下などの生態系サービスを劣化させるだけでなく、水圏生態系汚染を引き起こす可能性がある。本研究で調査対象とした北海道常呂川流域においても、気温の上昇と降水量の増加が予想されており、融積雪や凍結融解サイクルの変容が関わる水循環のダイナミックな変化が生じると考えられる(Takabatake and Inatsu 2022; Katsuyama, Inatsu, and Shirakawa 2020)。

気候変動に適応して持続可能な流域管理をするためには、流域の物質循環系を十分に理解して気候変動に対する汚濁流出の応答を予測することが重要である。広域物質循環推定は人間活動と物質フローの連関を見積もることで、土地利用・土地管理の適正化に関する意思決定に重要な科学的根拠を提供する(Kimura and Hatano 2007)。SWAT は世界で最もよく使用されているモデルの一つで、多様な環境条件にある流域で水資源の量や質の評価に適用されてきた(Tan et al. 2020)。SWAT のような汎用性の高いオープンソースの水文モデルを用いた多様な環境条件での適用を通して、各地域に特有な重要プロセスを考慮したサブモデルが開発され、多様な水文学的及び生物地球化学的プロセスの検証プラットフォームとしての役割も果たしてきた(例えば Qi et al. 2016; Melaku, Wang, and Meshesha 2020)。さらに近年、気候変動が流域水循環や非特定汚濁負荷に与える影響を予測するために、全球気候モデル (GCM) による気候予測値と適切なキャリブレーションを行った SWAT を組み合わせた統合モデリング手法が有用であることが認められてきた(例えば Peng et al. 2021; Pesce et al. 2018)。

本研究では、気候変動下の積雪寒冷流域における NPSP 軽減のための適正な土地管理の科学的根拠となる分布型水文モデルによる予測結果の精度を向上させること、およびモデル構成要素に起因する不確実性をはらんだ予測結果の頑健性を明らかにすることを目的として、北海道東部常呂川流域を対象として3つの研究課題に取り組み、以下に示すような成果が得られた。

#### 1.1. 気候変動に伴う土壌凍結挙動の水文学的影響を解明

一つ目の課題として、凍結土壌中の水移動を考慮することで、SWAT シミュレーションの改善を試みた (第4章)。SWAT は融雪出水時における河川流量の再現性が低いことが指摘されていた。本研究では、寒冷地域の河川における洪水レジーム制御因子の一つとして、凍結の程度による土壌透水性の変化(岩田ら 2011)に着目し、オリジナルでは凍結土壌中の水移動を許容しない SWAT に対して、凍結土壌の可変的な透水性を再現できるように改良を施した SWAT with Frozen

Soil Permeability (SWAT-FSP)を開発した。SWAT-FSP は、オリジナル SWAT よりも高い精度で融雪期の河川流量変動を推定し、気候条件に応じた土壌凍結挙動が融雪期の流出レジームを改変するメカニズムを実証した。本課題におけるこれらの成果は、寒冷地域に特有な凍結挙動の水文学的影響を明らかにして、物質循環シミュレーションの再現性を向上させることに貢献した。

これまで実験室のカラム試験や圃場試験によって、地温低下によって土壌氷が生成することでマトリックス流が低下することや (Burt and Williams 1976; Watanabe and Flury 2008; Watanabe and Wake 2013; Amankwah et al. 2021)、不飽和凍結土壌では選択流による未凍結域への水移動が融雪排水に大きく寄与すること (Johnsson and Lundin 1991; Stähli, Jansson, and Lundin 1996; Stähli et al. 2004; Iwata et al. 2010a; Iwata et al. 2010b; 岩田ら 2011)が明らかにされてきた。土壌凍結が土壌浸入－表面流出分配に与える影響を流域規模の水循環観測から解明する取り組みも行われてきた (Jones et al. 2023; 鶴木ら 2003)。水文モデルを用いた解析では、凍結土壌の透水スキームについて一致した見解が得られておらず、Wang et al. (2010)や Swenson, Lawrence, and Lee (2012)は土壌凍結による浸透阻害効果を重視した制限的スキームを提唱した一方、Agnihotri et al. (2023)は選択流の影響を重視した開放的スキームが最適であると結論付けた。本研究は、岩田ら 2011 が圃場で観察した土壌凍結深による透水性の制御を流域水循環推定に適用することで、気候変動に伴って変化する土壌凍結深によって制限的スキームと開放的スキームがダイナミックに入れ替わることを実証した。

現在も進行する地球温暖化によって、地球規模で土壌凍結深の減少や土壌凍結期間の短縮が起っており (T. Li et al. 2021)、今後も気候変動の進行による凍結環境の変化は各地の水循環に大きな影響を与えると考えられる。本研究で実証された土壌凍結挙動の変化による融雪に対する流域の流出応答システムの変化は、北海道東部だけでなく世界の多様な土壌凍結深が変化している地域にも適用されうる。特に、多くの積雪寒冷地では融雪出水が大きな災害を引き起こしうると同時に重要な水資源となっており、本研究の成果は将来的な災害リスクや水資源量の予測精度向上に貢献した。

## 1.2. 分布型水文モデルによる非特定汚濁負荷源の推定における不確実性要因の解明

二つ目の課題として、複数の最適パラメータセットを許容した SWAT-FSP を用いて CSA 分布を推定し、認識論的不確実性と不確実性に寄与する重要プロセスの特定を試みた (第5章)。分布型モデルを用いた CSA 分布推定が行われる一方で、認識論的不確実性を評価した事例は乏しく、推定結果がどの程度確かなのかが不明瞭であることが課題として指摘されてきた (Niraula et al. 2011; Possantti et al. 2023)。本研究では、不確実性を確率論的に取り扱うことで、信頼度とともに



に CSA 分布の推定結果を提示し、土地利用及び土地管理の適正化をするための意思決定を支持する重要な情報を提供した。また、全窒素流亡と硝酸溶脱の推定結果には大きな不確実性を伴うというモデルの限界を明らかにし、重要プロセスである表面流出の発生、地下水涵養、及び土壌の養分保持プロセスの再現性向上が必要であるとの洞察を得ることができた。

分布型水文モデルによる非特定汚濁負荷の重要負荷源の特定は、直接観測では対応しきれない広域かつ長期間の汚濁流出状況を把握するツールとして有用性が確認されてきた(White et al. 2009; Ghebremichael, Veith, and Hamlett 2013; Ghebremichael, Veith, and Watzin 2010; Markel, Somma, and Evans 2006; Robertson et al. 2009; Djodjic and Villa 2015)。しかし、分布型水文モデルによる推定には入力データやモデル構造、パラメータに起因する不確実性が存在しており(Beven 2006; Beven and Binley 1992; Gong et al. 2013)、流域各地における汚濁負荷強度の相対的な空間分布推定においても無視できないレベルの不確実性が確認されてきた(Robertson et al. 2009; Evenson et al. 2021; Possantti et al. 2023; Niraula et al. 2013)。河川流量の推定に対する不確実性要因の詳細な理解が進む一方で(Gong et al. 2013; Findanis and Loukas 2024)、より複雑なプロセスが関わる土壌流亡や養分流亡の推定における不確実性の要因については十分な検討がされていない。本研究の成果は、モデルの本質的な欠点によって生じる認識論的不確実性の分離を行うことで、今後のモデル改良の方向性を検討するうえで重要な知見を提供した。今回の結果は養分循環に関するサブモデルの改良が急務であることを示し、フィールド研究者とモデル研究者の連携が必須であると考えられる。

### 1.3. 気候変動の影響評価における水文モデルに起因する不確実性を解明

最後の課題として、GCM 選択及びパラメータ選択の不確実性を考慮した NPSP 変動の将来予測を行った(第6章)。これまで多くの統合モデリング事例で、GCM の選択、気候変動シナリオやダウンスケール手法に起因する不確実性については解析がされてきたが(Peng et al. 2024; Shrestha et al. 2022; Shrestha and Wang 2018; Aliyari, Bailey, and Arabi 2021)、気候モデルとカップリングする水文モデルの不確実性は理解が乏しい。そこで本研究では、31 組の最適パラメータセットを与えた SWAT-FSP と、5 つの異なる GCM による気候予測値を組み合わせで構築した統合モデルシステムを用いて NPSP 変動を予測し、その予測結果の不確実性分析を行った。その結果、常呂川流域では将来的に、普通畑において土壌流亡及び全リン流亡が増加するリスクや、全窒素流亡及び硝酸溶脱が流域全体で増加するリスクが高いことが明らかになった。不確実性分析の結果、土壌流亡及び全リン流亡の予測ではパラメータ選択よりも GCM 選択が予測結果に与える影響が大きかったのに対し、全窒素流亡及び硝酸溶脱の予測結果はパラメータ選択によって大

きくばらつき、不確実性が非常に大きいことを示した。

## 第2節 研究の限界と今後の展望

SWAT-FSP の開発によって融雪期の河川流量推定精度は向上したが、この研究の限界として、凍結程度と透水性の関係が日内及び流域内で一定であると仮定した点があげられる。実際には凍結融解サイクルは気象の日内変動の影響を受けており(Ala-Aho et al. 2021)、土壌の透水性も複雑な変動を持つことが予想される。そのため、SWAT-FSP では気候変動による日内の気温変動や日射変動といった熱環境の変化に対する影響を適切に再現できない可能性がある。また、土壌の孔隙率などの物理特性や土壌水の分布様式は、凍結程度と透水性の関係性に影響しており(岩田ら 2011; Watanabe et al. 2011)、同じような熱状態であっても土壌タイプによって凍土の透水性は空間変動を持つと考えられる。そのため今後の課題として、このような凍結土壌の透水性の内部変動を解明し、モデルに組み込むことでより精度の高いシミュレーションが可能になると期待される。

また、本研究で行った CSA 分布推定や将来予測では、入力データセットやキャリブレーションで使用した実測データの不確実性について考慮されていない。モデルの入力値として使用した気象観測値の観測誤差(Terink et al. 2018)、地理情報データの解像度や加工手法の違い(Xu et al. 2016)、営農管理等インベントリデータの誤差(Kimura and Hatano 2007)は重要な不確実性要因といわれており、パラメータ選択の不確実性や GCM 選択の不確実性と相互作用すると考えられる。本研究では、モデル内の物質循環プロセスや将来気候予測に起因する認識論的不確実性に焦点を当てた解析であったが、実際の意思決定においてモデルを適用する際には、よりロバストな結論を得るために、多様な不確実性要因を考慮した包括的なアプローチを使用する必要がある(Possantti et al. 2023)。

## 引用文献

- Abbaspour, K. C., M. T. Van Genuchten, R. Schulin, and E. Schläppi. 1997. "A Sequential Uncertainty Domain Inverse Procedure for Estimating Subsurface Flow and Transport Parameters." *Water Resources Research* 33 (8): 1879–92. doi:10.1029/97WR01230.
- Abbaspour, Karim C., C. A. Johnson, and M. Th. van Genuchten. 2004. "Estimating Uncertain Flow and Transport Parameters Using a Sequential Uncertainty Fitting Procedure." *Vadose Zone Journal* 3 (4): 1340–52. doi:10.2113/3.4.1340.
- Abbaspour, Karim C., Elham Rouholahnejad, Saeid Vaghefi, Raghavan Srinivasan, Hong Yang, and Bjørn Kløve. 2015. "A Continental-Scale Hydrology and Water Quality Model for Europe: Calibration and Uncertainty of a High-Resolution Large-Scale SWAT Model." *Journal of Hydrology* 524 (May): 733–52. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.03.027.
- Agehara, S., and D. D. Warncke. 2005. "Soil Moisture and Temperature Effects on Nitrogen Release from Organic Nitrogen Sources." *Soil Science Society of America Journal* 69 (6): 1844–55. doi:10.2136/sssaj2004.0361.
- Agnihotri, Jetal, Ali Behrangi, Ahmad Tavakoly, Matthew Geheran, Mohammad A. Farmani, and Guo - Yue Niu. 2023. "Higher Frozen Soil Permeability Represented in a Hydrological Model Improves Spring Streamflow Prediction from River Basin to Continental Scales." *Water Resources Research* 59 (4): e2022WR033075. doi:10.1029/2022WR033075.
- Ala-Aho, Pertti, Anna K. Autio, Joy Bhattacharjee, E Isokangas, Katharina Kujala, Hannu Marttila, Meseret Menberu, et al. 2021. "What Conditions Favor the Influence of Seasonally Frozen Ground on Hydrological Partitioning? A Systematic Review." *Environmental Research Letters* 16 (4): 043008. doi:10.1088/1748-9326/abe82c.
- Alamdari, Nasrin, Peter Claggett, David J. Sample, Zachary M. Easton, and Mohammad Nayeb Yazdi. 2022. "Evaluating the Joint Effects of Climate and Land Use Change on Runoff and Pollutant Loading in a Rapidly Developing Watershed." *Journal of Cleaner Production* 330 (January): 129953. doi:10.1016/j.jclepro.2021.129953.
- Aliyari, Fatemeh, Ryan T. Bailey, and Mazdak Arabi. 2021. "Appraising Climate Change Impacts on Future Water Resources and Agricultural Productivity in Agro-Urban River Basins." *Science of The Total Environment* 788 (September): 147717. doi:10.1016/j.scitotenv.2021.147717.
- Amankwah, S. K., A. M. Ireson, C. Maulé, R. Brannen, and S. A. Mathias. 2021. "A Model for the

- Soil Freezing Characteristic Curve That Represents the Dominant Role of Salt Exclusion.”  
 Water Resources Research 57 (8). doi:10.1029/2021WR030070.
- Andersen, Hans Estrup, Brian Kronvang, Søren E. Larsen, Carl Christian Hoffmann, Torben Strange Jensen, and Erik Koch Rasmussen. 2006. “Climate-Change Impacts on Hydrology and Nutrients in a Danish Lowland River Basin.” *Science of The Total Environment* 365 (1–3): 223–37. doi:10.1016/j.scitotenv.2006.02.036.
- Arnold, Jeffrey G., Danniell N. Moriasi, Philip W. Gassman, Karim C. Abbaspour, Michael J. White, Raghavan Srinivasan, Chinnasamy Santhi, et al. 2012. “SWAT: Model Use, Calibration, and Validation.” *Transactions of the ASABE* 55 (4): 1491–1508. doi:10.13031/2013.42256.
- Bailey, Ryan T., Seonggyu Park, Katrin Bieger, Jeffrey G. Arnold, and Peter M. Allen. 2020. “Enhancing SWAT+ Simulation of Groundwater Flow and Groundwater-Surface Water Interactions Using MODFLOW Routines.” *Environmental Modelling & Software* 126 (April): 104660. doi:10.1016/j.envsoft.2020.104660.
- Bartosova, Alena, René Capell, Jørgen E. Olesen, Mohamed Jabloun, Jens Christian Refsgaard, Chantal Donnelly, Kari Hyytiäinen, Sampo Pihlainen, Marianne Zandersen, and Berit Arheimer. 2019. “Future Socioeconomic Conditions May Have a Larger Impact than Climate Change on Nutrient Loads to the Baltic Sea.” *Ambio* 48 (11): 1325–36. doi:10.1007/s13280-019-01243-5.
- Beven, Keith. 2006. “A Manifesto for the Equifinality Thesis.” *Journal of Hydrology* 320 (1–2): 18–36. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.007.
- Beven, Keith, and Andrew Binley. 1992. “The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction.” *Hydrological Processes* 6 (3): 279–98. doi:10.1002/hyp.3360060305.
- Bhattarai, Abha, Garrett Steinbeck, Brian B. Grant, Margaret Kalcic, Kevin King, Ward Smith, Nuo Xu, Jia Deng, and Sami Khanal. 2022. “Development of a Calibration Approach Using DNDC and PEST for Improving Estimates of Management Impacts on Water and Nutrient Dynamics in an Agricultural System.” *Environmental Modelling & Software* 157 (November): 105494. doi:10.1016/j.envsoft.2022.105494.
- Burt, T. P., and P. J. Williams. 1976. “Hydraulic Conductivity in Frozen Soils.” *Earth Surface Processes* 1 (4): 349–60. doi:10.1002/esp.3290010404.

- Cambell, Gaylon S. 1985. *Soil Physics with BASIC-Transport Models for Soil-Plant Systems*. Amsterdam: Elsevier Co.
- Chen, Lei, Jiaqi Li, Jiajia Xu, Guowangchen Liu, Wenzhuo Wang, Jing Jiang, and Zhenyao Shen. 2022. “New Framework for Nonpoint Source Pollution Management Based on Downscaling Priority Management Areas.” *Journal of Hydrology* 606 (March): 127433. doi:10.1016/j.jhydrol.2022.127433.
- Chen, Shouzhi, Yongshuo H. Fu, Zhaofei Wu, Fanghua Hao, Zengchao Hao, Yahui Guo, Xiaojun Geng, et al. 2023. “Informing the SWAT Model with Remote Sensing Detected Vegetation Phenology for Improved Modeling of Ecohydrological Processes.” *Journal of Hydrology* 616 (January): 128817. doi:10.1016/j.jhydrol.2022.128817.
- Costa, Diogo, Helen Baulch, Jane Elliott, John Pomeroy, and Howard Wheeler. 2020. “Modelling Nutrient Dynamics in Cold Agricultural Catchments: A Review.” *Environmental Modelling & Software* 124 (February): 104586. doi:10.1016/j.envsoft.2019.104586.
- Djodjic, Faruk, and Ana Villa. 2015. “Distributed, High-Resolution Modelling of Critical Source Areas for Erosion and Phosphorus Losses.” *AMBIO* 44 (S2): 241–51. doi:10.1007/s13280-014-0618-4.
- Eum, Hyung-Il, Yonas Dibike, and Terry Prowse. 2017. “Climate-Induced Alteration of Hydrologic Indicators in the Athabasca River Basin, Alberta, Canada.” *Journal of Hydrology* 544 (January): 327–42. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.11.034.
- Evenson, Grey R., Margaret Kalcic, Yu-Chen Wang, Dale Robertson, Donald Scavia, Jay Martin, Noel Aloysius, et al. 2021. “Uncertainty in Critical Source Area Predictions from Watershed-Scale Hydrologic Models.” *Journal of Environmental Management* 279 (February): 111506. doi:10.1016/j.jenvman.2020.111506.
- Fan, Min, and Hideaki Shibata. 2015. “Simulation of Watershed Hydrology and Stream Water Quality under Land Use and Climate Change Scenarios in Teshio River Watershed, Northern Japan.” *Ecological Indicators* 50 (March): 79–89. doi:10.1016/j.ecolind.2014.11.003.
- Ferrant, Sylvain, François Oehler, Patrick Durand, Laurent Ruiz, Jordy Salmon-Monviola, Eric Justes, Philippe Dugast, Anne Probst, Jean-Luc Probst, and José-Miguel Sanchez-Perez. 2011. “Understanding Nitrogen Transfer Dynamics in a Small Agricultural Catchment: Comparison of a Distributed (TNT2) and a Semi Distributed (SWAT) Modeling

- Approaches.” *Journal of Hydrology* 406 (1–2): 1–15. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.026.
- Ficklin, Darren L., and Bradley L. Barnhart. 2014. “SWAT Hydrologic Model Parameter Uncertainty and Its Implications for Hydroclimatic Projections in Snowmelt-Dependent Watersheds.” *Journal of Hydrology* 519 (November): 2081–90. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.09.082.
- Findanis, Evangelos, and Athanasios Loukas. 2024. “The Implication of Information Theory for Estimating and Detangling Hydrological Modelling Uncertainty.” *Journal of Hydrology* 643 (November): 131941. doi:10.1016/j.jhydrol.2024.131941.
- Ghebremichael, Lula T., Tamie L. Veith, and James M. Hamlett. 2013. “Integrated Watershed- and Farm-Scale Modeling Framework for Targeting Critical Source Areas While Maintaining Farm Economic Viability.” *Journal of Environmental Management* 114 (January): 381–94. doi:10.1016/j.jenvman.2012.10.034.
- Ghebremichael, Lula T., Tamie L. Veith, and Mary C. Watzin. 2010. “Determination of Critical Source Areas for Phosphorus Loss: Lake Champlain Basin, Vermont.” *Transactions of the ASABE* 53 (5): 1595–1604. doi:10.13031/2013.34898.
- Gombault, C., C. A. Madramootoo, A. R. Michaud, I. Beaudin, M. F. Sottile, M. Chikhaoui, and F. F. Ngwa. 2015. “Impacts of Climate Change on Nutrient Losses from the Pike River Watershed of Southern Québec.” *Canadian Journal of Soil Science* 95 (4). NRC Research Press: 337–58. doi:10.4141/cjss-2014-012.
- Gong, Wei, Hoshin V. Gupta, Dawen Yang, Kumar Sricharan, and Alfred O. Hero. 2013. “Estimating Epistemic and Aleatory Uncertainties during Hydrologic Modeling: An Information Theoretic Approach.” *Water Resources Research* 49 (4): 2253–73. doi:10.1002/wrcr.20161.
- Gupta, Hoshin Vijai, Soroosh Sorooshian, and Patrice Ogou Yapo. 1998. “Toward Improved Calibration of Hydrologic Models: Multiple and Noncommensurable Measures of Information.” *Water Resources Research* 34 (4): 751–63. doi:10.1029/97WR03495.
- Hayakawa, Hiroshi, Masayuki Uto, Yusuke Morino, Kento Osawa, and Hiroaki Suzuki. 2020. “Development of a Water Cycle Simulator for Sustainable River Basin Area - a Case Study of Tokoro River Basin-.” *Bulletin of River Center of Hokkaido* 31 (December): 2–33.
- Heathwaite, A.L., P.F. Quinn, and C.J.M. Hewett. 2005. “Modelling and Managing Critical Source Areas of Diffuse Pollution from Agricultural Land Using Flow Connectivity Simulation.”

- Journal of Hydrology 304 (1–4): 446–61. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.07.043.
- Hillel, Daniel. 1980. *Fundamentals of Soil Physics*. London: Academic Press.
- Hoang, Linh, Elliot M. Schneiderman, Karen E.B. Moore, Rajith Mukundan, Emmet M. Owens, and Tammo S. Steenhuis. 2017. “Predicting Saturation - excess Runoff Distribution with a Lumped Hillslope Model: SWAT - HS.” *Hydrological Processes* 31 (12): 2226–43. doi:10.1002/hyp.11179.
- Hu, Jingyi, Wei Ouyang, and Zhifeng Yang. 2023. “Impacts of Extreme Climate on Nitrogen Loss in Different Forms and Pollution Risk with the Copula Model.” *Journal of Hydrology* 620 (May): 129412. doi:10.1016/j.jhydrol.2023.129412.
- Ilampooranan, Idhayachandhiran, Jerald L. Schnoor, and Nandita B. Basu. 2021. “Crops as Sensors: Using Crop Yield Data to Increase the Robustness of Hydrologic and Biogeochemical Models.” *Journal of Hydrology* 592 (January): 125599. doi:10.1016/j.jhydrol.2020.125599.
- Intergovernmental Panel On Climate Change. 2023. *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. 1st ed. Cambridge University Press. doi:10.1017/9781009157896.
- Ishizaki, Noriko. 2021. “Bias Corrected Climate Scenarios over Japan Based on CDFDM Method Using CMIP6 (NIES2020).” doi:https://doi.org/10.17595/20210501.001.
- Ishizaki, Noriko N., Motoki Nishimori, Toshichika Iizumi, Hideo Shiogama, Naota Hanasaki, and Kiyoshi Takahashi. 2020. “Evaluation of Two Bias-Correction Methods for Gridded Climate Scenarios over Japan.” *SOLA* 16 (0): 80–85. doi:10.2151/sola.2020-014.
- Iwata, Yuki Yoshi, Masaki Hayashi, Shinji Suzuki, Tomoyoshi Hirota, and Shuichi Hasegawa. 2010a. “Effects of Snow Cover on Soil Freezing, Water Movement, and Snowmelt Infiltration: A Paired Plot Experiment.” *Water Resources Research* 46 (9): 2009WR008070. doi:10.1029/2009WR008070.
- Iwata, Yuki Yoshi, Tomoyoshi Hirota, Masaki Hayashi, Shinji Suzuki, and Shuichi Hasegawa. 2010b. “Effects of Frozen Soil and Snow Cover on Cold - season Soil Water Dynamics in Tokachi, Japan.” *Hydrological Processes* 24 (13): 1755–65. doi:10.1002/hyp.7621.
- Jiang, Rui, Yong Li, Qin Xue Wang, Kanta Kuramochi, Atsushi Hayakawa, Krishna P. Woli, and Ryusuke Hatano. 2011. “Modeling the Water Balance Processes for Understanding the

- Components of River Discharge in a Non-Conservative Watershed.” *Transactions of the ASABE* 54 (6): 2171–80. doi:10.13031/2013.40656.
- Johansen, Oistein. 1975. “Thermal Conductivity of Soils.” Ph.D. Thesis, Trondheim, Norway.
- Johnsson, Holger, and Lars-Christer Lundin. 1991. “Surface Runoff and Soil Water Percolation as Affected by Snow and Soil Frost.” *Journal of Hydrology* 122 (1–4): 141–59. doi:10.1016/0022-1694(91)90177-J.
- Jonas, Tobias, Christoph A. Marty, and Jan Olof Magnusson. 2009. “Estimating the Snow Water Equivalent from Snow Depth Measurements in the Swiss Alps.” *Journal of Hydrology* 378 (1–2): 161–67. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.021.
- Jones, Mariel W., Stephen D. Sebestyen, Salli F. Dymond, G.H. Crystal Ng, and Xue Feng. 2023. “Soil Frost Controls Streamflow Generation Processes in Headwater Catchments.” *Journal of Hydrology* 617 (February): 128801. doi:10.1016/j.jhydrol.2022.128801.
- Kalcic, Margaret M., Rebecca Logsdon Muenich, Samantha Basile, Allison L. Steiner, Christine Kirchhoff, and Donald Scavia. 2019. “Climate Change and Nutrient Loading in the Western Lake Erie Basin: Warming Can Counteract a Wetter Future.” *Environmental Science & Technology* 53 (13): 7543–50. doi:10.1021/acs.est.9b01274.
- Katsuyama, Yuta, Masaru Inatsu, and Tatsuo Shirakawa. 2020. “Response of Snowpack to +2° C Global Warming in Hokkaido, Japan.” *Journal of Glaciology* 66 (255): 83–96. doi:10.1017/jog.2019.85.
- Kim, Saet Byul, Hyung Jin Shin, Minji Park, and Seong Joon Kim. 2015. “Assessment of Future Climate Change Impacts on Snowmelt and Stream Water Quality for a Mountainous High-Elevation Watershed Using SWAT.” *Paddy and Water Environment* 13 (4): 557–69. doi:10.1007/s10333-014-0471-x.
- Kimura, Sonoko D., and Ryusuke Hatano. 2007. “An Eco-Balance Approach to the Evaluation of Historical Changes in Nitrogen Loads at a Regional Scale.” *Agricultural Systems* 94 (2): 165–76. doi:10.1016/j.agsy.2006.08.005.
- Kuczera, George. 1983. “Improved Parameter Inference in Catchment Models: 1. Evaluating Parameter Uncertainty.” *Water Resources Research* 19 (5): 1151–62. doi:10.1029/WR019i005p01151.
- Kumar, Suresh, A. Singh, and D. P. Shrestha. 2016. “Modelling Spatially Distributed Surface Runoff Generation Using SWAT-VSA: A Case Study in a Watershed of the North-West



- Himalayan Landscape.” *Modeling Earth Systems and Environment* 2 (4): 1–11. doi:10.1007/s40808-016-0249-9.
- Li, Ting, Yong-Zhe Chen, Li-Jian Han, Lin-Hai Cheng, Yi-He Lv, Bo-Jie Fu, Xiao-Ming Feng, and Xing Wu. 2021. “Shortened Duration and Reduced Area of Frozen Soil in the Northern Hemisphere.” *The Innovation* 2 (3): 100146. doi:10.1016/j.xinn.2021.100146.
- Li, Zhongwei, You-Kuan Zhang, Keith Schilling, and Mary Skopec. 2006. “Cokriging Estimation of Daily Suspended Sediment Loads.” *Journal of Hydrology* 327 (3–4): 389–98. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.11.028.
- Marcinkowski, Paweł, Mikołaj Piniewski, Ignacy Kardel, Mateusz Szcześniak, Rasmus Benestad, Raghavan Srinivasan, Stefan Ignar, and Tomasz Okruszko. 2017. “Effect of Climate Change on Hydrology, Sediment and Nutrient Losses in Two Lowland Catchments in Poland.” *Water* 9 (3): 156. doi:10.3390/w9030156.
- Markel, D., F. Somma, and B.M. Evans. 2006. “Using a GIS Transfer Model to Evaluate Pollutant Loads in the Lake Kinneret Watershed, Israel.” *Water Science and Technology* 53 (10): 75–82. doi:10.2166/wst.2006.300.
- Melaku, Nigus Demelash, Junye Wang, and Tesfa Worku Meshesha. 2020. “Improving Hydrologic Model to Predict the Effect of Snowpack and Soil Temperature on Carbon Dioxide Emission in the Cold Region Peatlands.” *Journal of Hydrology* 587 (August): 124939. doi:10.1016/j.jhydrol.2020.124939.
- Mihara, Kunihiro, Kanta Kuramochi, Yo Toma, and Ryusuke Hatano. 2023. “Spatiotemporal Analysis of Soil Loss in Cold Climate Upland Farming Watersheds Using SWAT: Case Study of Tokoro River Watershed, Hokkaido, Japan.” *Soil Science and Plant Nutrition*, October, 1–13. doi:10.1080/00380768.2023.2264334.
- Moriasi, Daniel N., Margaret W. Gitau, Naresh Pai, and Prasad Daggupati. 2015. “Hydrologic and Water Quality Models: Performance Measures and Evaluation Criteria.” *Transactions of the ASABE* 58 (6): 1763–85. doi:10.13031/trans.58.10715.
- Mudunuru, Maruti K., Kyongho Son, Peishi Jiang, Glenn Hammond, and Xingyuan Chen. 2022. “Scalable Deep Learning for Watershed Model Calibration.” *Frontiers in Earth Science* 10 (November): 1026479. doi:10.3389/feart.2022.1026479.
- Muto, Yuka, Keigo Noda, Yasuyuki Maruya, Takeyoshi Chibana, and Satoshi Watanabe. 2022. “Impact of Climate and Land-Use Changes on the Water and Sediment Dynamics of the

- Tokoro River Basin, Japan.” *Environmental Advances* 7 (April): 100153. doi:10.1016/j.envadv.2021.100153.
- Nathan, Rory J., and Thomas A. McMahon. 1990. “Evaluation of Automated Techniques for Base Flow and Recession Analyses.” *Water Resources Research* 26 (7): 1465–73. doi:10.1029/WR026i007p01465.
- Neitsch, S.L., J. Arnold, J.R. Kiniry, and J.R. Williams. 2011. “Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009.” Technical report 406. Texas A&M University System College Station: Texas Water Resources Institute.
- Niraula, Rewati, Latif Kalin, Puneet Srivastava, and Christopher J. Anderson. 2013. “Identifying Critical Source Areas of Nonpoint Source Pollution with SWAT and GWLF.” *Ecological Modelling* 268 (October): 123–33. doi:10.1016/j.ecolmodel.2013.08.007.
- Niraula, Rewati, Latif Kalin, Ruoyu Wang, and Puneet Srivastava. 2011. “Determining Nutrient and Sediment Critical Source Areas with SWAT: Effect of Lumped Calibration.” *Transactions of the ASABE* 55 (1): 137–47. doi:10.13031/2013.41262.
- Niwano, Masashi, Teruo Aoki, Katsuyuki Kuchiki, Masahiro Hosaka, and Yuji Kodama. 2012. “Snow Metamorphism and Albedo Process (SMAP) Model for Climate Studies: Model Validation Using Meteorological and Snow Impurity Data Measured at Sapporo, Japan.” *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117 (F3): 2011JF002239. doi:10.1029/2011JF002239.
- Ohno Hiroyuki, Sasaki Kaori, Ohara Genji, and Nakazono Kou. 2016. “Development of grid square air temperature and precipitation data compiled from observed, forecasted, and climatic normal data.” *Climate in Biosphere* 16: 71–79. doi:10.2480/cib.J-16-028.
- Panagos, Panos, Cristiano Ballabio, Mihaly Himics, Simone Scarpa, Francis Matthews, Mariia Bogonos, Jean Poesen, and Pasquale Borrelli. 2021. “Projections of Soil Loss by Water Erosion in Europe by 2050.” *Environmental Science & Policy* 124 (October): 380–92. doi:10.1016/j.envsci.2021.07.012.
- Peng, Shilei, Wang Chunying, Ryusuke Hatano, Sadao Eguchi, Kazunori Kohyama, Seiko Yoshikawa, Sunao Itahashi, Masato Igura, Satoru Ohkoshi, and Kanta Kuramochi. 2021. “Response of Hydrological Processes to Climate and Land Use Changes in Hiso River Watershed, Fukushima, Japan.” *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 123 (March): 103010. doi:10.1016/j.pce.2021.103010.

- Peng, Shilei, Kunihiro Mihara, Xianli Xu, Kanta Kuramochi, Yo Toma, and Ryusuke Hatano. 2024. "Modeling Hydrological Processes under Multi-Model Projections of Climate Change in a Cold Region of Hokkaido, Japan." *CATENA* 234 (January): 107605. doi:10.1016/j.catena.2023.107605.
- Pesce, M., A. Critto, S. Torresan, E. Giubilato, M. Santini, A. Zirino, W. Ouyang, and A. Marcomini. 2018. "Modelling Climate Change Impacts on Nutrients and Primary Production in Coastal Waters." *Science of The Total Environment* 628–629 (July): 919–37. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.02.131.
- Pohlert, T., J.A. Huisman, L. Breuer, and H.-G. Frede. 2007. "Integration of a Detailed Biogeochemical Model into SWAT for Improved Nitrogen Predictions—Model Development, Sensitivity, and GLUE Analysis." *Ecological Modelling* 203 (3–4): 215–28. doi:10.1016/j.ecolmodel.2006.11.019.
- Possanti, Iporã, Rafael Barbedo, Marcelo Kronbauer, Walter Collischonn, and Guilherme Marques. 2023. "A Comprehensive Strategy for Modeling Watershed Restoration Priority Areas under Epistemic Uncertainty: A Case Study in the Atlantic Forest, Brazil." *Journal of Hydrology* 617 (February): 129003. doi:10.1016/j.jhydrol.2022.129003.
- Qi, Junyu, Sheng Li, Qiang Li, Zisheng Xing, Charles P.-A. Bourque, and Fan-Rui Meng. 2016. "A New Soil-Temperature Module for SWAT Application in Regions with Seasonal Snow Cover." *Journal of Hydrology* 538 (July): 863–77. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.05.003.
- Qi, Junyu, Xuesong Zhang, and Qianfeng Wang. 2019. "Improving Hydrological Simulation in the Upper Mississippi River Basin through Enhanced Freeze-Thaw Cycle Representation." *Journal of Hydrology* 571 (April): 605–18. doi:10.1016/j.jhydrol.2019.02.020.
- R Core Team. 2021. "R: A Language and Environment for Statistical Computing." Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing. <https://www.R-project.org/>.
- Rafiei, Vahid, Afshin Ghahramani, Duc-Anh An-Vo, and Shahbaz Mushtaq. 2020. "Modelling Hydrological Processes and Identifying Soil Erosion Sources in a Tropical Catchment of the Great Barrier Reef Using SWAT." *Water* 12 (8): 2179. doi:10.3390/w12082179.
- Robertson, Dale M., Gregory E. Schwarz, David A. Saad, and Richard B. Alexander. 2009. "Incorporating Uncertainty Into the Ranking of SPARROW Model Nutrient Yields From Mississippi/Atchafalaya River Basin Watersheds 1." *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 45 (2): 534–49. doi:10.1111/j.1752-1688.2009.00310.x.

- Salerno, Franco, and Gianni Tartari. 2009. "A Coupled Approach of Surface Hydrological Modelling and Wavelet Analysis for Understanding the Baseflow Components of River Discharge in Karst Environments." *Journal of Hydrology* 376 (1): 295–306. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.07.042.
- Saltelli, A., ed. 2008. *Global Sensitivity Analysis: The Primer*. Chichester, England ; Hoboken, NJ: John Wiley.
- Sánchez-Gómez, Alejandro, Christoph Schürz, Eugenio Molina-Navarro, and Katrin Bieger. 2024. "Groundwater Modelling in SWAT+: Considerations for a Realistic Baseflow Simulation." *Groundwater for Sustainable Development* 26 (August): 101275. doi:10.1016/j.gsd.2024.101275.
- Sangrey, Dwight A., Kingsley O. Harrop - Williams, and Jeffrey A. Klaiber. 1984. "Predicting Ground - Water Response to Precipitation." *Journal of Geotechnical Engineering* 110 (7). American Society of Civil Engineers: 957–75. doi:10.1061/(ASCE)0733-9410(1984)110:7(957).
- Saxton, Keith E., and Walter J. Rawls. 2006. "Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions." *Soil Science Society of America Journal* 70 (5): 1569–78. doi:10.2136/sssaj2005.0117.
- SCS. 1972. "Section 4. Hydrology." In *National Engineering Handbook*. Soil Conservation Service.
- Senent-Aparicio, Javier, Francisco J. Alcalá, Sitian Liu, and Patricia Jimeno-Sáez. 2020. "Coupling SWAT Model and CMB Method for Modeling of High-Permeability Bedrock Basins Receiving Interbasin Groundwater Flow." *Water* 12 (3): 657. doi:10.3390/w12030657.
- Shanley, James B., and Ann Chalmers. 1999. "The Effect of Frozen Soil on Snowmelt Runoff at Sleepers River, Vermont." *Hydrological Processes* 13 (12–13): 1843–57. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12/13<1843::AID-HYP879>3.0.CO;2-G.
- Shimoda, Seiji, Masayuki Onodera, Osamu Okumura, Hideharu Araki, Atsushi Kimura, Kentarou Chiba, Yuko Kusano, et al. 2021. "Effects of Snow Compaction 'Yuki-Fumi' on Soil Frost Depth and Volunteer Potato Control in Potato–Wheat Rotation System in Hokkaido." *Plant Production Science* 24 (2): 186–97. doi:10.1080/1343943X.2020.1828950.
- Shiogama, Hideo, Noriko N. Ishizaki, Naota Hanasaki, Kiyoshi Takahashi, Seita Emori, Rui Ito, Toshiyuki Nakaegawa, et al. 2021. "Selecting CMIP6-Based Future Climate Scenarios for Impact and Adaptation Studies." *Sola* 17: 57–62. doi:10.2151/sola.2021-009.

- Shrestha, Narayan Kumar, and Junye Wang. 2018. "Predicting Sediment Yield and Transport Dynamics of a Cold Climate Region Watershed in Changing Climate." *Science of The Total Environment* 625 (June): 1030–45. doi:10.1016/j.scitotenv.2017.12.347.
- Shrestha, Sangam, Binod Bhatta, Rocky Talchabhadel, and Salvatore Gonario Pasquale Virdis. 2022. "Integrated Assessment of the Landuse Change and Climate Change Impacts on the Sediment Yield in the Songkhram River Basin, Thailand." *CATENA* 209 (February): 105859. doi:10.1016/j.catena.2021.105859.
- Sinha, E., A. M. Michalak, and V. Balaji. 2017. "Eutrophication Will Increase during the 21st Century as a Result of Precipitation Changes." *Science* 357 (6349): 405–8. doi:10.1126/science.aan2409.
- Sloan, Patrick G., and Ian D. Moore. 1984. "Modeling Subsurface Stormflow on Steeply Sloping Forested Watersheds." *Water Resources Research* 20 (12): 1815–22. doi:10.1029/WR020i012p01815.
- Sorooshian, Soroosh. 1981. "Parameter Estimation of Rainfall-Runoff Models with Heteroscedastic Streamflow Errors — The Noninformative Data Case." *Journal of Hydrology* 52 (1–2): 127–38. doi:10.1016/0022-1694(81)90099-8.
- Sorooshian, Soroosh, and John A. Dracup. 1980. "Stochastic Parameter Estimation Procedures for Hydrologic Rainfall - runoff Models: Correlated and Heteroscedastic Error Cases." *Water Resources Research* 16 (2): 430–42. doi:10.1029/WR016i002p00430.
- Sorooshian, Soroosh, Vijai Kumar Gupta, and James Lloyd Fulton. 1983. "Evaluation of Maximum Likelihood Parameter Estimation Techniques for Conceptual Rainfall - runoff Models: Influence of Calibration Data Variability and Length on Model Credibility." *Water Resources Research* 19 (1): 251–59. doi:10.1029/WR019i001p00251.
- Stähli, Manfred, Daniel Bayard, Hannes Wydler, and Hannes Flühler. 2004. "Snowmelt Infiltration into Alpine Soils Visualized by Dye Tracer Technique." *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 36 (1): 128–35. doi:10.1657/1523-0430(2004)036[0128:SIASV]2.0.CO;2.
- Stähli, Manfred, Per-Erik Jansson, and Lars-christer Lundin. 1996. "Preferential Water Flow in a Frozen Soil a Two-Domain Model Approach." *Hydrological Processes* 10: 1305–16.
- Steenhuis, Tammo S., Elliot M. Schneiderman, Rajith Mukundan, Linh Hoang, Mamaru Moges, and Emmet M. Owens. 2019. "Revisiting SWAT as a Saturation-Excess Runoff Model." *Water* 11 (7): 1427. doi:10.3390/w11071427.

- Sturm, Matthew, Jon Holmgren, Max König, and Kim Morris. 1997. "The Thermal Conductivity of Seasonal Snow." *Journal of Glaciology* 43 (143): 26–41. doi:10.3189/S0022143000002781.
- Swenson, Sean Claude, David M. Lawrence, and Hanna Lee. 2012. "Improved Simulation of the Terrestrial Hydrological Cycle in Permafrost Regions by the Community Land Model." *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 4 (3): n/a-n/a. doi:10.1029/2012MS000165.
- Takabatake, Daichi, and Masaru Inatsu. 2022. "Summertime Precipitation in Hokkaido and Kyushu, Japan in Response to Global Warming." *Climate Dynamics* 58 (5–6): 1671–82. doi:10.1007/s00382-021-05983-7.
- Tan, Mou Leong, Philip W. Gassman, Xiaoying Yang, and James Haywood. 2020. "A Review of SWAT Applications, Performance and Future Needs for Simulation of Hydro-Climatic Extremes." *Advances in Water Resources* 143 (September): 103662. doi:10.1016/j.advwatres.2020.103662.
- Terink, Wilco, Hidde Leijnse, Gé van den Eertwegh, and Remko Uijlenhoet. 2018. "Spatial Resolutions in Areal Rainfall Estimation and Their Impact on Hydrological Simulations of a Lowland Catchment." *Journal of Hydrology* 563 (August): 319–35. doi:10.1016/j.jhydrol.2018.05.045.
- Verma, Siddhartha, Rabin Bhattarai, Nathan S. Bosch, Richard C. Cooke, Prasanta K. Kalita, and Momcilo Markus. 2015. "Climate Change Impacts on Flow, Sediment and Nutrient Export in a Great Lakes Watershed Using SWAT." *CLEAN – Soil, Air, Water* 43 (11): 1464–74. doi:10.1002/clen.201400724.
- Verseghy, Diana L. 1991. "Class-A Canadian Land Surface Scheme for GCMS. I. Soil Model." *International Journal of Climatology* 11 (2): 111–33. doi:10.1002/joc.3370110202.
- Wagena, Moges B., Amy S. Collick, Andrew C. Ross, Raymond G. Najjar, Benjamin Rau, Andrew R. Sommerlot, Daniel R. Fuka, Peter J.A. Kleinman, and Zachary M. Easton. 2018. "Impact of Climate Change and Climate Anomalies on Hydrologic and Biogeochemical Processes in an Agricultural Catchment of the Chesapeake Bay Watershed, USA." *Science of The Total Environment* 637–638 (October): 1443–54. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.05.116.
- Wang, Lei, Toshio Koike, K Yang, R Jin, and H Li. 2010. "Frozen Soil Parameterization in a Distributed Biosphere Hydrological Model." *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14: 557–71.

- doi:10.5194/hess-14-557-2010.
- Wang, Qianfeng, Junyu Qi, Jia Li, Jefferson Cole, Stephanie T. Waldhoff, and Xuesong Zhang. 2020. "Nitrate Loading Projection Is Sensitive to Freeze-Thaw Cycle Representation." *Water Research* 186 (November): 116355. doi:10.1016/j.watres.2020.116355.
- Wang, Yu, Jianmin Bian, Yongsheng Zhao, Jie Tang, and Zhuo Jia. 2018. "Assessment of Future Climate Change Impacts on Nonpoint Source Pollution in Snowmelt Period for a Cold Area Using SWAT." *Scientific Reports* 8 (1): 2402. doi:10.1038/s41598-018-20818-y.
- Watanabe, Kunio, and Markus Flury. 2008. "Capillary Bundle Model of Hydraulic Conductivity for Frozen Soil." *Water Resources Research* 44 (12). doi:10.1029/2008WR007012.
- Watanabe, Kunio, Tetsuya Kito, Tomomi Wake, and Masaru Sakai. 2011. "Freezing Experiments on Unsaturated Sand, Loam and Silt Loam." *Annals of Glaciology* 52 (58): 37–43. doi:10.3189/172756411797252220.
- Watanabe, Kunio, and Tomomi Wake. 2013. "Solute Effect on Soil Water Flow and Hydraulic Properties of Frozen Unsaturated Sand." *Journal of the Japanese Society of Snow and Ice* 75 (5): 253–61. doi:10.5331/seppyo.75.5\_253.
- Wei, Peng, Wei Ouyang, Fanghua Hao, Xiang Gao, and Yongyong Yu. 2016. "Combined Impacts of Precipitation and Temperature on Diffuse Phosphorus Pollution Loading and Critical Source Area Identification in a Freeze-Thaw Area." *Science of The Total Environment* 553 (May): 607–16. doi:10.1016/j.scitotenv.2016.02.138.
- White, Michael J., Daniel E. Storm, Philip R. Busteed, Scott H. Stoodley, and Shannon J. Phillips. 2009. "Evaluating Nonpoint Source Critical Source Area Contributions at the Watershed Scale." *Journal of Environmental Quality* 38 (4): 1654–63. doi:10.2134/jeq2008.0375.
- Williams, J R. 1975. "Sediment-Yield Prediction with Universal Equation Using Runoff Energy Factor." In *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources*, 244–52. Washington DC: US Department of Agriculture, Agriculture Research Service.
- Wu, Yiping, Shuguang Liu, Linjing Qiu, and Yuzhu Sun. 2016. "SWAT-DayCent Coupler: An Integration Tool for Simultaneous Hydro-Biogeochemical Modeling Using SWAT and DayCent." *Environmental Modelling & Software* 86 (December): 81–90. doi:10.1016/j.envsoft.2016.09.015.
- Xu, Fei, Guangxia Dong, Qingrui Wang, Lumeng Liu, Wenwen Yu, Cong Men, and Ruimin Liu.

2016. “Impacts of DEM Uncertainties on Critical Source Areas Identification for Non-Point Source Pollution Control Based on SWAT Model.” *Journal of Hydrology* 540 (September): 355–67. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.06.019.
- Zhang, Xuesong, Raghavan Srinivasan, Bekele Debele, and Fanghua Hao. 2008. “Runoff Simulation of the Headwaters of the Yellow River Using the SWAT Model with Three Snowmelt Algorithms.” *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 44 (1): 48–61. doi:10.1111/j.1752-1688.2007.00137.x.
- 池田信, 猫塚雅彦, 吉岡美絵, 氏家俊典と北寛彰. 2019. “野菜.” In 北海道農業生産技術体系第5版, 北海道農政部, 84–265. 公益社団法人北海道農業改良普及協会.
- 和泉薫と藤岡敏夫. 1976. “積雪の変態と熱伝導率の研究 I.” *低温科学.物理篇* 33 (March): 91–102.
- 今井啓と石渡輝夫. 2007. “統計資料を用いて整理した北海道における土壌侵食因子の地域性について.” *寒地土木研究所月報* 645: 49–54.
- 岩田幸良, 長谷川周一, 鈴木伸治, 根本学と廣田知良. 2011. “土壌凍結深や地温が融雪水の下方浸透に与える影響.” *土壌の物理性* 117: 11–21. doi:https://doi.org/10.34467/jssoilphysics.117.0\_11.
- 鶴木啓二, 山本忠男, 井上京, 長澤徹明と岡澤宏. 2003. “少雪寒冷な酪農流域における融雪融凍期の水質水文環境.” 社団法人 農業農村工学会. doi:10.11408/jsidre1965.2003.733.
- 遠藤明, 三島慎一郎と神山和則. 2009. “黒ボク土および灰色低地土の深度別アンモニウム・硝酸吸着等温パラメータの算出.” *土壌の物理性* 113: 25–30. doi:10.34467/jssoilphysics.113.0\_25.
- 小原常弘, 国府谷盛明, 早川福利, 山口久之助と佐藤巖. 1975. “北見市の水理地質.” *地下資源調査報告* 47 (March): 81–88.
- 小原洋, 大倉利明, 高田裕介, 神山和則, 前島勇治と浜崎忠雄. 2011. “包括的土壌分類 第一次試案.” *農業環境技術研究所報告* 29 (March).
- オホーツク農業協同組合長会 and オホーツク農業競合組合連合会. 2020. 第2次オホーツク農業振興方策. オホーツク農業競合組合長会・オホーツク農業協同組合連合会.
- 川城英雄. 2014. “第15章根菜類の特性と栽培.” In *農学基礎シリーズ 野菜園芸学の基礎*, 篠原温, 178–91. 農山漁村文化協会.
- 北原曜. 2002. “植生の表面侵食防止機能.” *砂防学会誌* 54 (5): 92–101. doi:https://doi.org/10.11475/sabo1973.54.5\_92.
- 木俣栄, 石川卓治, 池田勲, 笠原亮平と山岸修一. 2019. “畑作.” In 北海道農業生産技術体系第5



- 版, 北海道農政部, 20-82. 公益社団法人 北海道農業改良普及協会.
- 清水裕太, 小野寺真一と松森堅治. 2014. “水文流出モデルを用いた流域からの窒素流出量推定－現状と課題－.” 日本水文学会誌 44 (4): 207-23. doi:<https://doi.org/10.4145/jahs.44.207>.
- 鈴木慶次郎, and 志賀弘行. 2004. “浸透水の硝酸性窒素濃度から見た網走地域の黒ボク土畑における投入窒素限界量.” 日本土壤肥料学雑誌 75 (1): 45-52. doi:10.20710/dojo.75.1\_45.
- 地方独立行政法人北海道立総合研究機構農業研究本部, ed. 2020. 北海道施肥ガイド 2020. 北海道農政部.
- 富岡悦郎と天野洋司. 1998. “網走支庁北部土壌調査報告.” 31. 北海道農業試験場土壌調査報告. 北海道札幌市: 北海道農業試験場.
- 富岡悦郎と音羽道三. 1987. “網走支庁南部土壌調査報告.” 30. 北海道農業試験場土壌調査報告. 北海道札幌市: 北海道農業試験場.
- 中村聡, 後藤雄佐と新田洋司. 2015. 作物学の基礎Ⅱ. 農山漁村文化協会.
- 日本下水道協会. 2022. 令和2年度版下水道統計第77号. 公益社団法人日本下水道協会.
- 農林水産省と気象庁. 1982. “地中温度等に関する資料.” 3. 農業気象資料.
- 藤田雅久, 池田信, 高田一直, 狩野康弘, 石岡康彦, 辻敏昭と山岸修一. 2019. “水稻.” In 北海道農業生産技術体系第5版, 北海道農政部, 4-19. 公益社団法人北海道農業改良普及協会.
- 前田浩貴, 木俣栄, 齊藤潔, 宮森秀樹と北寛彰. 2019. “草地・飼料作物.” In 北海道農業生産技術体系第5版, 北海道農政部, 341-79. 公益社団法人北海道農業改良普及協会.
- 松中照夫と三枝俊哉. 2016. 草地学の基礎. 農山漁村文化協会.
- 室崇人. 2019. “春まき秋どり栽培.” In タマネギ大辞典, 農山漁村文化協会, 137-45. 農山漁村文化協会.
- 山崎佑樹, 土谷富士夫と辻修. 2003. “石英を含む凍結土および未凍結土の熱伝導率測定と推定モデル.” 農業土木学会論文集 2003 (226): 497-505. doi:10.11408/jsidre1965.2003.497.
- 和田光史. 1977. “黒ボク土の活性アルミニウムと非晶質-準晶質粘土鉱物.” 粘土科学 17 (4): 143-51. doi:10.11362/jcssjnendokagaku1961.17.143.