

**VERS UNE MEILLEURE MODÉLISATION DE LA TEMPÉRATURE DE
L'EAU DES RIVIÈRES EN CLIMAT SUBARCTIQUE CONTINENTAL :
IMPLICATIONS SUR LA VULNÉRABILITÉ DE L'HABITAT DU SAUMON
DE L'ATLANTIQUE ET DE L'OMBLE CHEVALIER DANS UN
CONTEXTE DE CHANGEMENT CLIMATIQUE**

Par

Eisinhower Rincón Vargas

Thèse présentée pour l'obtention du grade de
Doctorat, PhD.
en sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Président du jury et examineur interne	Alain N. Rousseau INRS
Examinatrice externe	Anne-Marie Laroche Université de Moncton
Examinatrice externe	Annie Poulin École de technologie supérieure
Directeur de recherche	André St-Hilaire INRS
Codirecteur de recherche	Normand E. Bergeron INRS
Codirecteur de recherche	Stephen J. Dugdale University of Nottingham

DEDICACE

*A la inquebrantable fuerza del espíritu humano,
que transforma lo imposible en un desafío,
lo improbable en una oportunidad,
y los sueños más grandes en realidades palpables.*

*A todos aquellos que se atreven a imaginar,
a crear, a caer y a levantarse,
con la firme convicción de que el límite está
solo en nuestra falta de fe en lo extraordinario.*

REMERCIEMENTS

En primer lugar, quiero expresar mi más profundo agradecimiento a mis directores de investigación por su acompañamiento y guía lo largo de todos estos años bajo su tutoría.

A André St-Hilaire por siempre ayudarme a poner mis pies sobre la tierra en esos momentos donde hubo que tomar decisiones importantes y también, por su comprensión y paciencia en los momentos más difíciles del proceso.

A Normand Bergeron por siempre tener una cara amigable y ser tan pertinente y constructivo con sus comentarios sobre el trabajo realizado.

A Stephen Dugdale porque a pesar de los miles de kilómetros que nos separaban, cada una de las conversaciones se sintieron como si compartieramos espacio físico.

A todos los amigos y colegas del INRS y la Universidad de Nottingham.

A mi familia, por siempre ser ese lugar seguro al cual acudir cuando la adversidad apareció en el camino.

Finalmente, nada de esto sería posible sin la convicción y entrega personal que puse a lo largo de todo el tiempo de estudio, por lo cual, un agradecimiento a mi mismo por nunca desfallecer, incluso cuando la vida se tornó más difícil.

RÉSUMÉ

La température de l'eau est l'une des variables les plus importantes pour l'étude des écosystèmes d'eau douce, car elle contrôle plusieurs processus clés qui déterminent leur qualité et affectent la survie de la plupart des espèces aquatiques. Dans l'hémisphère nord en particulier, les évaluations du changement climatique récentes ont montré une augmentation progressive des températures estivales moyennes, ce qui implique un danger de la survie d'espèces clés telles que le saumon de atlantique (*Salmo salar*) et l'omble chevalier (*Salvelinus alpinus*). Compte tenu de ces relations, il est impératif de mieux comprendre les processus physiques qui déterminent la température de l'eau afin d'améliorer la gestion des ressources en eau, en particulier dans les bassins peu instrumentés où les informations de surface sont rares. L'un des outils les plus importants pour étudier ce type de bassins sont les modèles hydrologiques. Ces outils permettent de simuler différents scénarios et de réaliser des expériences sur l'évolution des rivières sous l'effet des changements climatiques. Cette thèse décrit les améliorations apportées au modèle CEQUEAU. De même, ce travail présente différentes études de cas dans lesquelles les outils développés ont été testés.

Afin d'améliorer la mise en œuvre de CEQUEAU, un modèle hydrologique et de température de l'eau semi-distribué, la bibliothèque *pyCEQUEAU* a été développée. *pyCEQUEAU* est une bibliothèque Python de libre accès qui permet de traiter les informations physiographiques et météorologiques requises par le modèle CEQUEAU. Cette bibliothèque fournit différentes options pour la visualisation spatialement distribuée des simulations hydrologiques et de température de l'eau. En même temps, *pyCEQUEAU* permet de construire des structures de données complexes qui étaient difficiles à obtenir et qui avaient besoin de beaucoup de travail manuel. *pyCEQUEAU* représente une avancée par rapport aux outils précédemment utilisés pour le modèle CEQUEAU, principalement en raison de sa nature open source et de sa structure de programmation orientée objet, qui le rend facile à maintenir et à mettre à jour avec de nouvelles fonctionnalités.

Par la suite, CEQUEAU a été utilisé pour étudier les régimes d'écoulement et de température de la rivière Aux-Mélèze, un bassin non perturbé et peu instrumenté situé dans le nord du Québec. Une méthodologie a été mise en œuvre pour inclure des sources de données satellitaires et de réanalyse climatique en conjonction avec des simulations hydrologiques. Cette méthodologie commence par l'utilisation de la bande infrarouge (TIR) de Landsat pour calculer la température de l'eau qui a été ensuite utilisée comme données de référence pour la calibration et la validation du modèle. La précision des valeurs de température dérivées du satellite sont comparables à celles des données de surface, ce qui implique une grande fiabilité de cette source de données. À l'aide de ces données de référence, les paramètres du modèle de température de l'eau ont été optimisés en utilisant trois méthodes de calibration différentes (site-unique, facteurs de mise à l'échelle et multi-sites). Les résultats indiquent que la calibration multi-site est la calibration optimale pour calibrer le modèle CEQUEAU. Ces résultats représentent la première évaluation du modèle CEQUEAU dans les rivières subarctiques et montrent qu'il s'agit d'un outil robuste et fiable pour décrire les régimes d'écoulement et de température de l'eau. En même temps, cette étude contribue à la compréhension des processus qui contrôlent la température de l'eau dans les régions froides, en fournissant des outils qui permettent aux chercheurs d'utiliser des modèles hydrologiques dans des régions difficiles d'accès tout en minimisant les exigences en matière de données.

Par la suite, une évaluation des changements climatiques a été réalisée sur le bassin Aux-Mélèzes afin d'étudier les changements attendus dans les régimes spatiaux et temporels de la température de l'eau. À cette fin, 12 modèles CMIP6 et CMIP5 ont été utilisés pour produire différents scénarios. Les résultats indiquent que le bassin est actuellement un environnement favorable pour maintenir des populations saines d'omble chevalier et de saumon atlantique. Cependant, les projections de la température de l'eau à la fin du siècle montrent des tendances positives significatives dans les températures quotidiennes moyennes et maximales, les affluents se réchaufferont plus rapidement à l'avenir. En outre, les résultats de l'analyse de la probabilité de dépasser 23 °C (un seuil thermique dangereux pour les deux espèces de poissons) indiquent que d'ici à 2100, les températures moyennes de l'eau dans le bassin ne favoriseront aucune des deux espèces de poissons. L'évolution vers des températures estivales plus chaudes soulève des questions sur les avantages concurrentiels entre les espèces de poissons, le saumon atlantique étant l'espèce qui présente la plus grande tolérance thermique. En outre, les évaluations des changements climatiques montrent que les températures positives de l'eau apparaîtront plus tôt au printemps, ce qui affectera de manière significative le cycle de reproduction des deux espèces de poissons, qui frayent en automne et dont les œufs passent l'hiver dans le lit de la rivière. Les résultats présentés ici sont conformes à la littérature sur les changements climatiques dans les régions arctiques et servent de référence aux planificateurs du territoire pour prendre des mesures afin de faire face aux effets négatifs des changements climatiques dans les régions arctiques.

Finalement, le modèle physique de fonte des neiges UEB a été implémenté dans la structure modulaire de CEQUEAU afin d'améliorer les simulations pendant la période critique de fonte des neiges au printemps. Ce modèle a été comparé aux deux modèles existants dans CEQUEAU (CemaNeige et Degree-Day) pour évaluer la performance de la production de ruissellement et ses effets sur la température de l'eau. Les résultats montrent que, de manière générale, le modèle UEB est supérieur aux deux autres modèles et, en outre, il a besoin de moins de paramètres dans son processus de calibration, ce qui en fait l'option la plus parcimonieuse parmi les trois options. D'autre part, l'évaluation de la température de l'eau montre également que le modèle UEB est supérieur dans la simulation des températures de l'eau au début du printemps et améliore les valeurs moyennes obtenues en été. Ce résultat montre que l'implémentation du modèle Utah Energy Balance (UEB) est un ajout qui améliore la performance globale du modèle CEQUEAU pour la simulation des débits et des températures dans les bassins versants où l'hydrologie est dominée par la neige. Cependant, ces améliorations se font au prix d'une augmentation des données d'entrée, ainsi que de la capacité de calcul puisqu'il faut résoudre un système couplé d'équations différentielles non linéaires du premier ordre.

En conclusion, les résultats présentés dans cette thèse représentent une avancée significative dans a) le développement du modèle CEQUEAU et b) son application à la simulation de l'écoulement et de la température de l'eau dans des bassins versants peu instrumentés de la région subarctique (Nunavik, Québec). En fait, cette thèse représente le premier exercice où CEQUEAU démontre de telles capacités. Les algorithmes développés profiteront aux futurs utilisateurs du modèle CEQUEAU et les méthodes présentées ici pour l'utilisation des données satellitaires faciliteront l'étude des bassins versants non instrumentés au Canada et dans le reste de l'Amérique du Nord. Les études futures sur le modèle CEQUEAU devraient se concentrer sur sa validation à l'aide d'informations de surface, ce qui peut augmenter la confiance dans la performance du modèle CEQUEAU.

Mots-clés Fonte des neiges, CEQUEAU, Landsat, Température de l'eau, Changements climatiques, *pyCEQUEAU*

ABSTRACT

Water temperature is one of the most important variables for freshwater ecosystems. It controls key processes that affect water quality and influences the survival of most aquatic species. Particularly in the northern hemisphere, the most recent climate change projections have shown progressive increases in the average water temperature during summer, which represents a hazard for the survival of key cold-water fish species such as Atlantic salmon (*Salmo salar*) and Arctic charr (*Salvelinus alpinus*). A better understanding of the physical processes that determine river temperature is imperative for better water resource management, especially in poorly gauged river basins with a lack of surface information. One of the most important tools for studying such basins is hydrological and water temperature models. These models allow the simulation of different scenarios and the performance of experiments on river evolution under the effects of climate change. This thesis describes improvements made to one such model : CEQUEAU. Likewise, this work presents several case studies where the developed tools were tested.

In order to improve the implementation of CEQUEAU, a semi-distributed hydrological and water temperature model, the *pyCEQUEAU* library was created. *pyCEQUEAU* is an open-source library written in Python that processes the physiographical and meteorological information required for the CEQUEAU model. This library provides several options to visualize spatially distributed hydrological and water temperature simulations. At the same time, *pyCEQUEAU* allows for the construction of complex data structures that were hard and time-consuming to obtain before. *pyCEQUEAU* represents an advance over the previously used tools for CEQUEAU, mainly due to its open-source nature and object-oriented programming scheme, which facilitates its maintenance and update with new functionalities.

CEQUEAU was subsequently used to simulate the flow and water temperature regimes in the Aux-Mélèzes River, a non-regulated and poorly gauged basin located in northern Quebec. A methodology was implemented that allowed the inclusion of satellite and climate reanalysis data sources in conjunction with hydrological simulations to simulate river temperature. This methodology starts by using Landsat's thermal infrared band to derive water temperature, which is subsequently used as reference data for calibration and validation. The derived temperature values from Landsat show that they are almost as precise as the in-situ data, which implies high confidence in this source of information. Using these calibration/validation data, water temperature model parameters were optimized using three different calibration strategies (single-site, upscaling factors and multi-site). Results indicate that multi-site calibration is the optimum strategy to calibrate the CEQUEAU model. These results represent the very first evaluation of CEQUEAU's performance in subarctic rivers, and demonstrate that this model is a reliable tool for describing general spatial and temporal patterns of flow and water temperature in such environments. At the same time, this study contributes to the understanding of the processes that control water temperature in cold regions, providing tools that allow managers and researchers to use hydrological models in remote regions, minimizing the information requirements.

Subsequently, a climate change evaluation was performed for the Aux-Mélèzes River to study the expected future changes in the spatial and temporal patterns of water temperature. To do this, 12 climate models from the CMIP5 and CMIP6 projects were used to produce different future climate scenarios. The results show that the basin is currently suitable for sustaining healthy populations of Arctic Charr and Atlantic Salmon. Nevertheless, the climate change projections

show significant upward trends of mean and maximum daily water temperature, with the tributaries constituting locations that will heat up fastest in the future. Moreover, the probability of surpassing 23°C (a hazardous water temperature threshold for both fish species) indicates that by 2100, the mean water temperature in the basin will no longer be suitable for sustaining the two fish species. Changes to warmer temperatures during the summer raise questions about competitive advantages between both fish species since the Atlantic Salmon has a higher thermal tolerance than the Arctic Char. Also, climate change evaluations reveal that the onset of positive water temperature is arriving progressively earlier in the spring season, affecting the reproductive cycle of both Autumn-spawning fish species, for which eggs overwinter in the river bed. These results are aligned with the literature on climate change in Arctic regions and may serve as a reference for river and land managers to take action that allow them to adapt to the adverse effects of climate change in Arctic zones.

Finally, the physically based UEB snowmelt model was implemented into CEQUEAU's modular structure to improve its simulations during the critical snowmelt period in Spring. This model was compared against the existing modules in CEQUEAU (CemaNeige and Degree-Day) to evaluate its performance in flow productions and its effects on water temperature. Results reveal that, in general, the UEB model is superior to CEQUEAU's existing snowmelt routines and requires fewer parameters to be optimized in the calibration process, making it the most parsimonious choice. Furthermore, the water temperature evaluations suggest that the UEB model is also superior for simulating water temperatures during the beginning of the spring and also, improves the mean values during the summer season. These findings show that the UEB model is a valuable addition that improves the performance of the CEQUEAU model to simulate flows and water temperature in snow-dominated basins. However, such improvements come with the cost of increasing the input information and higher computation demands, given that the UEB model solves a set of coupled non-linear first-order differential equations.

In conclusion, the results presented in this thesis represent significant advances in both a) the development of the CEQUEAU model and also b) its application to simulating discharge and temperature in poorly gauged subarctic regions (Nunavik, Quebec); Indeed, this thesis represents the very first time that CEQUEAU has been used in this capacity. The developed algorithms will benefit future CEQUEAU users, and the presented methods for processing satellite information will facilitate the study of non-gauged basins in Canada and the rest of North America. Future studies with the CEQUEAU model should focus on validating the snowmelt simulations with surface-measured information, which would increase the model's confidence and performance.

Keywords snowmelt, CEQUEAU, Landsat, water temperature, climate change, *pyCEQUEAU*

RESUMEN

La temperatura del agua es una de las variables más importantes para el estudio de los ecosistemas de agua dulce dado que controla diversos procesos claves que determinan su calidad e incide en la supervivencia de la mayoría de las especies acuáticas. Particularmente, en el hemisferio norte, las evaluaciones recientes de cambio climático han evidenciado aumentos progresivos en la temperatura media durante el verano, implicando un peligro para la supervivencia de especies claves tales como salmón atlántico (*Salmo salar*) y la trucha alpina (*Salvelinus alpinus*). Teniendo en cuenta estas relaciones, es imperativo entender mejor los procesos físicos que determinan la temperatura de los ríos para realizar una mejor gestión del recurso hídrico, sobre todo en aquellas cuencas poco instrumentadas en las que la información de superficie es escasa. Una de las herramientas más importantes para estudiar este tipo de cuencas son los modelos hidrológicos, los cuales permiten simular diferentes escenarios y realizar experimentos sobre la evolución de los ríos bajo efectos de cambio climático. Esta tesis describe las mejoras realizadas en el modelo CEQUEAU. Del mismo modo, este trabajo presenta diferentes casos de estudio en los cuales las herramientas desarrolladas fueron puestas a prueba.

Con el fin de mejorar la implementación de CEQUEAU, un modelo hidrológico y de temperatura del agua semi distribuido; se desarrolló la biblioteca *pyCEQUEAU*. *pyCEQUEAU*, es una biblioteca de Python de código abierto que permite procesar la información fisiográfica y meteorológica requerida por el modelo CEQUEAU. Esta biblioteca provee diferentes opciones de visualización espacialmente distribuida de simulaciones hidrológicas y de temperatura del agua. Al mismo tiempo, *pyCEQUEAU* permite la construcción de estructuras de datos complejas que anteriormente eran difíciles de obtener y consumían bastante tiempo y trabajo manual. *pyCEQUEAU* representa un avance comparado con las herramientas que se usaban anteriormente para el modelo CEQUEAU, principalmente debido a su naturaleza de código abierto y su estructura de programación orientada a objetos, la cual facilita su mantenimiento y actualización con nuevas funcionalidades.

Posteriormente, CEQUEAU se utilizó para estudiar los regímenes de caudal y de temperatura del agua en el río Aux-Mélèze, una cuenca no intervenida y poco instrumentada ubicada en el norte de Quebec. Se implementó una metodología que permitió incluir fuentes de información satelital y de reanálisis climático en conjunto con simulaciones hidrológicas. Esta metodología comienza por utilizar la banda infrarroja (TIR) de Landsat para derivar temperatura del agua que subsecuentemente es usada como información de referencia para calibración y validación. Los valores de temperatura derivados a partir del satélite muestran que es información comparable en precisión con los datos de superficie, lo que implica alta confiabilidad en esta fuente de información. Usando esta información de referencia, los parámetros del modelo de temperatura del agua fueron optimizados usando tres diferentes métodos de calibración (sitio único, factores de aumento de escala y multi sitio). Los resultados indicaron que la calibración multi sitio es la óptima para calibrar el modelo CEQUEAU. Estos resultados representan la primera evaluación del modelo CEQUEAU en ríos ubicados en zonas sub-árticas, y los resultados muestran que es una herramienta robusta y confiable para describir los patrones generales de caudales y temperatura del agua. Al mismo tiempo, este estudio contribuye al entendimiento de procesos que controlan la temperatura del agua en regiones frías, brindando herramientas que permiten a los investigadores utilizar modelos hidrológicos en regiones de difícil acceso minimizando los requerimientos de información.

Posteriormente, se realizó una evaluación de cambio climático sobre la cuenca Aux-Mélèze para estudiar los cambios esperados en los patrones espaciales y temporales de temperatura del agua. Para ello se utilizaron 12 modelos de CMIP6 y CMIP5, con los cuales se produjeron diferentes escenarios. Los resultados indican que la cuenca actualmente es un ambiente propicio para sostener poblaciones saludables de trucha alpina y salmón atlántico. Sin embargo, las proyecciones del estado de la temperatura del agua a finales de siglo muestran tendencias positivas significativas en las temperaturas medias y máximas diarias, siendo los tributarios los que más rápidamente se van a calentar en un futuro. Además, los resultados del análisis de la probabilidad de superar los 23°C (un umbral térmico que es peligroso para ambas especies de peces) indican que para el 2100, las temperaturas medias del agua en la cuenca no van a ser propicias para ambas especies de peces. Cambios hacia temperaturas más cálidas durante el verano levanta cuestionamientos sobre ventajas competitivas entre las especies de peces, siendo el salmón atlántico la especie con mayor tolerancia térmica. También, las evaluaciones de cambio climático muestran que el comienzo de las temperaturas del agua positivas llegará más temprano en la primavera, afectando significativamente el ciclo de reproducción de las dos especies de peces, que desovan durante el otoño y cuyos huevos pasan el invierno en el lecho del río. Los resultados aquí presentados están alineados con la literatura sobre cambio climático en zonas del ártico y sirven como referencia para los planificadores del territorio para que se tomen medidas que permitan enfrentar los efectos adversos del cambio climático en zonas árticas.

Por último, el modelo de derretimiento de nieve de base física UEB fue implementado en la estructura modular de CEQUEAU en aras de mejorar las simulaciones durante el período crítico de derretimiento en primavera. Este modelo fue comparado con los dos modelos existentes en CEQUEAU (CemaNeige y Degree-Day) para evaluar el rendimiento en la producción de escorrentía y sus efectos sobre la temperatura del agua. Los resultados revelan que, en términos generales, el modelo UEB es superior a los otros dos modelos y, además, requiere menos parámetros en su proceso de calibración, lo cual lo hace ser la opción más parsimoniosa entre las tres opciones. Por otra parte, la evaluación de la temperatura del agua muestra además que el modelo UEB es también superior en la simulación de las temperaturas del agua durante el inicio de la primavera y mejora los valores medios obtenidos en el verano. Este resultado muestra que la implementación del modelo UEB es un añadido que mejora el rendimiento en general del modelo CEQUEAU para simular los caudales y la temperatura en cuencas donde la hidrología está dominada por la nieve. Sin embargo, tales mejoras vienen con el costo de un incremento en la información de entrada, además, una mayor capacidad computacional dado que requiere resolver un sistema acoplado de ecuaciones diferenciales no lineales de primer orden.

En conclusión, Los resultados presentados en esta tesis representan un avance significativo en a) el desarrollo del modelo CEQUEAU y b) su aplicación para simular el caudal y temperatura del agua en cuencas poco instrumentadas en la región sub-ártica (Nunavik, Quebec). De hecho, esta tesis representa el primer ejercicio donde CEQUEAU muestra tales capacidades. Los algoritmos desarrollados van a beneficiar a futuros usuarios del modelo CEQUEAU y los métodos aquí presentados para usar información satelital van a facilitar el estudio de cuencas no instrumentadas en Canadá y el resto de Norte América. Los futuros estudios con el modelo CEQUEAU deberían centrarse en su validación con información de superficie, con lo cual se puede ganar aún más confianza en el rendimiento del modelo CEQUEAU.

Keywords Derretimiento de nieve, CEQUEAU, Landsat, Temperatura del agua, Cambio climático, *pyCEQUEAU*

TABLE DES MATIÈRES

DEDICACE	iii
REMERCIEMENTS	v
RÉSUMÉ	vii
ABSTRACT	ix
RESUMEN	xi
TABLE DES MATIÈRES	xiii
LISTE DES FIGURES.....	xvi
LISTE DES TABLEAUX.....	xxi
1 INTRODUCTION ET OBJECTIFS	1
1.1 Introduction	1
1.2 Objectifs de recherche.....	2
1.3 Structure de la thèse	3
2 REVUE DE LITERATURE.....	5
2.1 La température en rivière et ses impacts sur les poissons.....	5
2.2 Regimes thermiques dans les rivières subarctiques.....	6
2.3 Modélisation hydrologique et de la température de l'eau	7
2.3.1 Modèles hydrologiques	7
2.3.2 Modèles de température en rivière	9
2.3.3 Calibration du modèle hydrologique et de température de l'eau	10
2.4 Progrès dans la modélisation des rivières dans les régions où les données sont rares....	12
2.5 Température de surface terrestre dérivée de la télédétection.....	14
2.5.1 Base théorique du transfert radiatif	14
2.5.2 Équation de transfert radiatif	15
2.5.3 Défis liés à la récupération du LST à partir d'instruments satellitaires.....	17
2.5.4 Température de l'eau à partir d'instruments de télédétection	18
3 DÉVELOPPEMENT D'UN OUTIL BASÉ SUR SIG POUR OBTENIR LES PARAMÈTRES PHYSIOGRAPHIQUES REQUIS PAR CEQUEAU	21
3.1 Introduction	21
3.2 Description du Modèle hydrologique de CEQUEAU	22

3.3	Extraction automatique des données physiographiques avec <i>cequeauPhysiography</i>	25
3.3.1	Limitations de <i>cequeauPhysiography</i>	26
3.4	<i>pyCEQUEAU</i> , une alternative en accès libre pour extraire et traiter les données physiographiques de CEQUEAU	26
3.4.1	Prétraitement des données d'entrée	27
3.4.2	Fonctionnement et structure de <i>pyCEQUEAU</i>	27
3.5	Remarques finales	31
4	RÉSUMÉ DE RÉSULTATS DE RECHERCHE	33
4.1	Premier article	33
4.2	Deuxième article	34
4.3	Troisième article.....	35
5	COMBINING LANDSAT TIR-IMAGERY DATA AND ERA5 REANALYSIS INFORMATION WITH DIFFERENT CALIBRATION STRATEGIES TO IMPROVE SIMULATIONS OF STREAM-FLOW AND RIVER TEMPERATURE IN THE CANADIAN SUBARCTIC.....	39
5.1	Introduction	40
5.2	Methods	42
5.2.1	The CEQUEAU model	42
5.2.2	Study region.....	44
5.2.3	Meteorological and hydrometric data	45
5.2.4	Hydrological model calibration.....	47
5.2.5	Water temperature simulation.....	48
5.2.6	Calibration strategies	48
5.2.7	Water temperature validation.....	51
5.3	Results.....	52
5.3.1	Hydrological model calibration.....	52
5.3.2	Water temperature model calibration.....	53
5.3.3	Comparison against surface station	61
5.4	Discussion.....	62
5.4.1	Water temperature estimation from satellite-based thermal imagery.....	63
5.4.2	Surface flow simulations	64
5.4.3	Water temperature simulations	64
5.5	Limitations	65
5.6	Conclusion	66

APPENDICES	67
5.A Pixel water mask	67
6 SPATIO-TEMPORAL DISTRIBUTION OF SUBARCTIC RIVER TEMPERATURE TRENDS UNDER CLIMATE CHANGE : IMPLICATION OF POTENTIAL CHANGES IN THERMAL HABITAT FOR ARCTIC CHAR AND ATLANTIC SALMON.....	69
6.1 Introduction	70
6.2 Data and methods.....	72
6.2.1 Study region.....	72
6.2.2 The CEQUEAU model	72
6.2.3 Reference data.....	74
6.2.4 Climate change scenarios	74
6.2.5 Trend analysis	76
6.2.6 Water temperature duration curve (TDC).....	77
6.3 Results.....	78
6.3.1 Baseline model validation and water temperature characterization.....	78
6.3.2 Projected trends in water temperature under future climate change	79
6.3.3 Changes in water temperature duration curve	83
6.4 Discussion.....	84
6.5 Conclusion	87
7 ASSESSING THE IMPACT OF A PHYSICALLY BASED SNOWMELT MODEL IN THE PERFORMANCE OF FLOW SIMULATIONS IN FOUR DIFFERENT RIVERS IN QUÉBEC (CANADA)	89
7.1 Introduction	90
7.2 Model description.....	92
7.2.1 Degree-day melt index method.....	92
7.2.2 cemaNeige method	93
7.2.3 UEB model	94
7.3 Case studies.....	102
7.3.1 Meteorological input data	103
7.3.2 Model calibration	104
7.4 Results.....	105
7.4.1 Calibration of the hydrological model	105
7.4.2 Multi-model flow flow evaluation in Arctic rivers.....	106
7.4.3 Multi-model flow evaluation in southern rivers.....	108

7.5 Discussion.....	111
7.5.1 Performance of the different snowmelt routines	112
7.5.2 Parameter selection.....	112
7.5.3 Influence of the objective function in the calibration metrics	113
7.5.4 Limitations in the scope of the snowmelt models evaluations.....	114
7.6 Concluding remarks	114
APPENDICES	117
7.A Constants and model parameters for the UEB model.....	117
7.B Calibrated parameters for the different snowmelt models	119
7.C RMSE and BIAS for each calibration scenario.....	120
8 IMPACT OF DIFFERENT SNOWMELT ROUTINES IN THE WATER TEMPERATURE SIMU- LATION IN A COLD REGION WATERSHED.....	121
8.1 Introduction	121
8.2 Methods	122
8.2.1 Study region.....	122
8.2.2 Hydrological and water temperature model calibration	122
8.2.3 Water temperature module performance	122
8.3 Results.....	122
8.4 Discussion.....	125
8.5 Conclusion	125
9 CONCLUSION DE LA THÈSE	127
9.1 Amélioration d'environnement de simulation et des algorithmes du modèle CEQUEAU ..	127
9.2 Contribution à la préservation des écosystèmes clés pour la conservation du saumon atlantique et de l'omble de chevalier	129
9.3 Travaux futurs	130
BIBLIOGRAPHIE	133

LISTE DES FIGURES

FIGURE 3.1 Subdivision du bassin versant en Carreaux Entiers (CE) et Carreaux Partiels (CP). a) est la superposition des CE sur le contour du bassin versant. b) sont les CP délimités en fonction de la structure d'écoulement du bassin. Adapté de Morin et al. (2007)	22
FIGURE 3.2 Fonction de production pour le module hydrologique CEQUEAU. Adapté de Morin et al. (2007). La description de chaque paramètre de la fonction de production est présentée dans le tableau 5.1	24
FIGURE 3.3 Schématisation de la fonction de transfert. a) Vue en plan de deux CE avec leurs CP respectifs (les épaisses flèches noires représentent le sens d'écoulement). b) Schéma de transfert entre CP (le pourcentage indique la quantité d'eau écoulée dans chaque CP). Adapté de Morin et al. (2007)	25
FIGURE 3.4 Délimitation de bassins versants de différentes tailles avec différentes tailles de CE. Les couleurs bleues symbolisent le débit cumulé dans le bassin versant. a) est la rivière St-Marguerite, au sud du Québec b) est la rivière Mill, située sur l'Île-du-Prince-Édouard c) est la rivière Richibucto, située au Nouveau-Brunswick d) est la rivière Aux-Mélèzes, située au nord du Québec e) est la rivière Moisie, située au sud du Québec et f) est la rivière Huile, située sur l'île d'Anticosti au Québec. Les rectangles symbolisent la taille choisie des CE pour chaque cas.....	28
FIGURE 3.5 Vue agrandie de 4 CE voisins pour mettre en évidence le problème du superposition de la ligne du CE avec les pixels du DEM de référence. a) les CE construits avec <i>cequeauPhysiography</i> , b) les CE construits avec <i>pyCEQUEAU</i>	29
FIGURE 5.1 The Aux Mélèzes River showing the CEQUEAU model grid structure, with CPs used for calibration of the water temperature module highlighted	46
FIGURE 5.2 Comparison between the observed (blue line in station ID 103605) and simulated (red line in CP-1) streamflow in the Aux Mélèzes from 1979-2020. A) represents the long-term multi-annual averaged observed and simulated hydrographs. The envelopes show the 10th and 90th percentile for simulated and observed flow, B) represents the observed and simulated daily duration curves and C) shows the daily observed and simulated streamflow time series. The precipitation shown in the C) panel is partitioned between snow (gray lines) and rain (green lines) and represents the averaged total precipitation in CE-1. (KGE = 0.86, NSE = 0.79, RMSE = 348.66 m ³ /s, BIAS = -45.64 m ³ /s).....	52
FIGURE 5.3 Same as figure 5.2 but for the station ID 103603, CP-213 and CE-184 from 1979 to 1993. (KGE = 0.79, NSE = 0.65, RMSE = 80.75 m ³ /s, BIAS = -1.5 m ³ /s.....	53
FIGURE 5.4 Heatmap comparing the obtained RMSEs for the different calibration strategies. The rows (y-axis) represent the CP point and/or the calibration strategy that was used to derive the parameter set, and the columns (x-axis) represent the result of evaluating these parameters at that specific location. The last column represents the surface station evaluation for validation purposes. RMSE is given in °C	57

FIGURE 5.5 Multi-annual means simulated (red lines) and Landsat derived (blue lines) water temperature for each of the selected CPs. These multi-annual means were produced using the multi_area parameters set.	58
FIGURE 5.6 Scatter plots for observed (x-axis) Landsat-derived water temperature and simulations (y-axis) with the CEQUEAU model in each of the selected CPs. These diagrams were produced using the multi_area parameter set.	59
FIGURE 5.7 Root Mean Square Error distribution of water temperature simulations against Landsat derived temperature for observed temperatures > 15 °C.....	60
FIGURE 5.8 Validation of the simulated water temperature using the multi_area parameters set against the surface observations of water temperature and Landsat-derived temperature. A) Represents the multi-annual means of observed (blue line) and simulated (red line) time series of water temperature for the period of 2006-2019, B) is the scatter plot of surface observed and simulated water temperature time series, and C) shows the comparison between the surface observed water temperature (blue line), simulated water temperature (red line) and Landsat derived water temperature (blue dots) from 2016-2019.	62
FIGURE 5.A.1 Pure water pixel mask derived for each of the selected CP. The white colors are the pixels considered pure water, and the blue line represents the stream network. The scale of the image is shown in the last panels	68
FIGURE 6.2.1 Location of the Aux-Mélèzes river. The basin was discretized into 803 CE, for a total of 1056 CP. Each CE is 7.5 km on a side.....	73
FIGURE 6.3.1 Annual boxplots of summer flows (from Jun to Sep) in the Aux-Mélèzes River at the outlet (CP-1). The red boxes are the simulated flows and the blue boxes are the observations.....	78
FIGURE 6.3.2 Baseline of simulated and observed water temperature at the outlet. a) Observed (blue line) and simulated (red line) water temperature for the period 2015-2020. b) Multi-annual means of observed (blue line) and simulated (red line) summer water temperatures along with the envelopes of maximum and minimum summer temperatures.	79
FIGURE 6.3.3 Distributed values of the different water temperature metrics for the baseline period computed using the CEQUEAU model. a) Trend of the onset of positive water temperature (days decade ⁻¹). b) Trend of mean annual water temperature (°C decade ⁻¹). c) Trend of maximum annual water temperature. d) Probability of exceeding of 23 °C.	80
FIGURE 6.3.4 Distributed trends of Mean annual temperature (MeanAWT) for the entire projected period (2040-2100). Trends are given in °C decade ⁻¹ . CORDEX simulations are shown from a)-f), SSP3-7.0 scenarios are shown from g)-i) and, SSP5-8.5 scenarios are shown in m)-r).....	81
FIGURE 6.3.5 Same as the Figure 6.3.4 but for the Maximum annual temperature (MaxAWT) trend	82
FIGURE 6.3.6 Trends of onset positive water temperature (OPWT). The trends are given in days decade ⁻¹ . CORDEX simulations are shown from a)-f), SSP3-7.0 are shown from g)-i) and, SSP5-8.5 are shown in m)-r).....	82
FIGURE 6.3.7 Distributed values of the probability of exceeding 23°C for the period 2040-2070.	83

FIGURE 6.3.8 Same as Figure 6.3.7 but for the period 2071-2100	84
FIGURE 7.2.1 Heat flux exchange between the snowpack, the soil layer and the surrounding air.	95
FIGURE 7.3.1 Selected rivers to test the different snowmelt modules in the CEQUEAU model. a) Aux-Mélèzes, b) Moisie, c) Qurlutuq and d) Ste-Marguerite.	102
FIGURE 7.4.1 Performance metrics for the simulated daily flows in each river, using the three snowmelt models. The calibrated parameters were obtained using the KGE as the objective function. Yellow colors represent the simulations performed with the cemaNeige model, the green colors are for the degree-day model, and the red colors are for the UEB model.	106
FIGURE 7.4.2 Performance metrics for the simulated daily flows in each river, using the three snowmelt models. The calibrated parameters were obtained using the LogNSE as the objective function. Yellow colors represent the simulations performed with the cemaNeige model, the green colors are for the degree-day model, and the red colors are for the UEB model.	107
FIGURE 7.4.3 Comparison of the simulated flow produced by the different snowmelt modules in the CEQUEAU model in the Aux-Mélèzes River a)-c) and Qurlutuq River d)-f) using the KGE as the objective function. a) and d) multi-annual average streamflow, b) and e) the flow duration curves, c) and f) Taylor diagrams of daily flows. Black lines refer to the observed data, yellow color are the results obtained with the cemaNeige module, green colors are the results obtained with the degree day module and red colors are the results obtained with the UEB module. All Figures here were produced using the concomitant period between observed meteorological data from ERA5 (1979-2020) and the observed flows for each river (see Table 7.3.1).	108
FIGURE 7.4.4 Comparison of the simulated flow produced by the different snowmelt modules in the CEQUEAU model in the Aux-Mélèzes River a)-c) and Qurlutuq River d)-f) using the LogNSE as the objective function. a) and d) multi-annual average streamflow, b) and e) the flow duration curves, c) and f) Taylor diagrams of daily flows. Black lines refer to the observed data, yellow color are the results obtained with the cemaNeige module, green colors are the results obtained with the degree day module and red colors are the results obtained with the UEB module. All Figures here were produced using the concomitant period between observed meteorological data from ERA5 (1979-2020) and the observed flows for each river (see Table 7.3.1).	109
FIGURE 7.4.5 Comparison of the simulated flow produced by the different snowmelt modules in the CEQUEAU model in the Moisie River a)-c) and Ste-Marguerite River d)-f) using the KGE as the objective function. a) and d) multi-annual average streamflow, b) and e) the flow duration curves, c) and f) Taylor diagrams of daily flows. Black lines refer to the observed data, yellow color are the results obtained with the cemaNeige module, green colors are the results obtained with the degree day module and red colors are the results obtained with the UEB module. All Figures here were produced using the concomitant period between observed meteorological data from ERA5 (1979-2020) and the observed flows for each river (see Table 7.3.1).	110

FIGURE 7.4.6 Comparison of the simulated flow produced by the different snowmelt modules in the CEQUEAU model in the Moisie River a)-c) and Ste-Marguerite River d)-f) using the LogNSE as the objective function. a) and d) multi-annual average streamflow, b) and e) the flow duration curves, c) and f) Taylor diagrams of daily flows. Black lines refer to the observed data, yellow color are the results obtained with the cemaNeige module, green colors are the results obtained with the degree day module and red colors are the results obtained with the UEB module. All Figures here were produced using the concomitant period between observed meteorological data from ERA5 (1979-2020) and the observed flows for each river (see Table 7.3.1).....111

FIGURE 8.3.1 Comparison of the performance in the water temperature simulation for each snowmelt routine in CEQUEAU. Panels a) and b) show the time series and multi-annual means for the Degree-Day model, c)-d) for the cemaNeige model and, e)-f) for the UEB model. The blue lines correspond to the surface observed water temperature at the outlet point, and the red lines are the simulations with CEQUEAU in the CP1. The black dashed rectangle in panels b),d), and f) encloses the spring period (Mar-May), and the cyan-dashed rectangle encloses the summer period (Jun-Aug). All these figures were produced for the period 2015-2020124

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 2.1	Algorithmes de récupération LST à émissivité connue <i>a priori</i>	18
TABLEAU 3.1	Méthodes empiriques de calcul du temps de concentration du bassin implémentées dans pyCEQUEAU.....	31
TABLEAU 5.1	Hydrological model parameters.....	42
TABLEAU 5.2	Water temperature model parameters	45
TABLEAU 5.3	CEQUEAU variables obtained from ERA5 reanalyses. The units are the input unit for the CEQUEAU model	47
TABLEAU 5.4	Weights for computing the multi-site objective function.....	51
TABLEAU 5.5	Water temperature parameters values obtained for each calibration strategy. Rows 1-21 represent the single-site calibration strategy (SSS), 22-24 are the upscaling factors strategy (UFS), and the 25-27 rows are the parameter sets obtained with the multi-site strategy (MSS).....	54
TABLEAU 6.2.1	CORDEX model list	75
TABLEAU 6.2.2	CMIP6 model list	75
TABLEAU 6.2.3	List of considered metrics to study the trends	76
TABLEAU 7.3.1	Physiographical characteristics of the selected rivers. CEs and CPs stand for Carreaux Entier (whole square) and Carreaux Partiels (partial square), which are the discretization of the hydrological response units in the CEQUEAU model.....	103
TABLEAU 7.3.2	Input variables required for the snowmelt model.....	103
TABLEAU 7.A.1	Constants values for the UEB model.....	117
TABLEAU 7.A.2	Adjustable parameters for the UEB model.....	118
TABLEAU 7.B.1	Calibrated parameters for the three different snowmelt models for each study case using the KGE as the objective function	119
TABLEAU 7.B.2	Calibrated parameters for the three different snowmelt models for each study case using the LogNSE as the objective function	119
TABLEAU 7.C.1	Values of RMSE and BIAS for each study case, for the different calibration scenarios.	120
TABLEAU 8.3.1	Calibrated parameters for each of the snowmelt model.....	123
TABLEAU 8.3.2	Comparison between the observed and simulated onset of positive water temperature. The days are given in Julian days.....	123

TABLEAU 8.3.3	RMSE (°C) values for the different seasons for each snowmelt module.....	124
---------------	--	-----

1 INTRODUCTION ET OBJECTIFS

1.1 Introduction

Dans l'hémisphère nord, les projections climatiques récentes indiquent que les régions arctiques et subarctiques subiront des changements dans la variabilité et l'intensité du climat et des conditions météorologiques bien plus importants que le reste du monde. Les modifications de la date du début de la fonte des neiges (Foster et al., 2008), de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations (Vaughan et al., 2013) et le dégel du pergélisol (Hinzman et al., 2005) auront un impact sur les systèmes d'eau douce, avec des implications socio-écologiques considérables (Bolduc et al., 2018; Dugdale et al., 2018; Hill et al., 2014; van Vliet et al., 2013).

Les modifications des régimes thermiques en rivière résultant du changement climatique sont dangereuses pour de nombreuses espèces de poissons d'eau douce. Les périodes prolongées d'exposition continue à des températures élevées sont très néfastes pour plusieurs espèces de poissons (e.g. Martins et al., 2012a; Ouellet et al., 2013; Sullivan et al., 2000). Les poissons spécialistes des eaux froides comme l'omble chevalier (*Salvelinus alpinus* L.) et le saumon atlantique (*Salmo Salar*) sont deux des populations de poissons d'eau douce les plus menacées dans les rivières arctiques (Reist et al., 2006a,b; Connor et al., 2019). Chu et al. (2005) ont découvert que l'omble chevalier pourrait perdre jusqu'à 63% de son habitat actuel, ce qui limiterait sa distribution aux régions orientales du Nunavut, du Québec et du Labrador.

Les régions arctiques sont difficiles à étudier en raison des problèmes liés à la collecte de données (Yang et al., 2014, 2017a). Bien que des observations directes de la température de l'eau et du débit des cours d'eau aient été recueillies depuis le XXe siècle (e.g. Lammers et al., 2001), des mesures à hautes résolutions spatiale et temporelle sont nécessaires pour combler les lacunes et élucider, quantitativement, le rôle du changement climatique sur les rivières de l'Arctique (Hori, 2021). Les applications des produits dérivés de satellites pourraient potentiellement contribuer à combler cette lacune puisqu'ils ont été utilisés pour récupérer des informations hydrologiques et thermiques des rivières des latitudes basses et moyennes (Martí-Cardona et al., 2019; Tavares et al., 2019, 2020) vers les régions arctiques (Hori, 2021).

En outre, les ensembles de données de réanalyses ont été largement utilisés comme données climatiques de référence pour décrire le cycle hydrologique dans différents bassins (e.g. Essou et al., 2016; Jiang et al., 2021; Krogh et al., 2015; Tarek et al., 2020). Dans l'ensemble, on a démontré que les réanalyses sont une source d'information fiable, en particulier lorsqu'aucune station terrestre est disponible. Par exemple, Tarek et al. (2020) ont constaté que les réanalyses ERA5 sont très performantes en Amérique du Nord, et que les simulations avec un modèle hydrologique forcé avec ces ensembles de données correspondaient aux valeurs observées. De même, Krogh

et al. (2015) ont trouvé que ERA-Interim est une bonne source d'informations météorologiques pour calibrer les modèles hydrologiques dans deux bassins du sud du Chili, où le suivi des débits des rivières est très difficile.

Cette recherche se concentre sur le développement, l'adaptation et l'application d'un modèle couplé hydrologique et de température de l'eau semi-distribué (CEQUEAU) sur un bassin versant situé dans la région subarctique de l'est du Canada. Le bassin versant choisi comme cas d'étude est la rivière Aux-Mélèzes, un bassin partiellement jaugé situé dans le nord du Québec qui a une superficie d'environ 41,297 km². Le principal défi de cette recherche était d'adapter et d'appliquer le modèle dans un bassin relativement peu instrumenté en utilisant des données satellitaires et de réanalyses climatiques. Un second défi consistait à évaluer les effets du changement climatique sur les régimes de ruissellement et de température de l'eau et la manière dont ils évolueront d'ici à la fin du 21^e siècle. Pour atteindre ces objectifs, quatre questions fondamentales ont été posées et répondues : 1) Quelle est la performance du modèle CEQUEAU pour simuler les caractéristiques principales de température de l'eau quand il est calibré avec des données satellitaires ? 2) CEQUEAU peut-il être adapté pour faire une meilleure représentation du processus de fonte de neige ? 3) Comment la thermie d'une rivière de la région subarctique de l'est du Canada risque d'évoluer dans des conditions du changement climatique ? et, 4) Comment les habitats thermiques potentiels d'espèces de poissons-clés telles que l'omble chevalier et le saumon de l'atlantique risquent d'être affectés par les changements de température de l'eau provoqués par les changements climatiques ?

1.2 Objectifs de recherche

L'objectif général de cette recherche était de développer et adapter des outils et des algorithmes pour améliorer les simulations de débit et de température de l'eau en utilisant le modèle CEQUEAU, un modèle couplé hydrologique et de température de l'eau dans la région subarctique du nord-est du Canada. Pour atteindre cet objectif général, trois (3) objectifs spécifiques ont été réalisés : 1) développer une méthodologie de calibration multisites à l'aide de données satellitaires pour le modèle de température de l'eau dans un bassin versant partiellement jaugé situé au nord-est du Canada, 2) effectuer des projections de température de l'eau dans des conditions de changement climatique dans une rivière partiellement jaugée au nord-est du Canada et étudier l'impact des changements anticipés sur l'habitat thermique de certaines espèces de poisson, 3) développer un modèle physique pour le processus de la fonte de neige et le comparer aux algorithmes existant.

L'exécution du premier objectif de recherche a inclus différentes étapes. En premier lieu, une méthodologie pour décrire de manière distribuée le régime de température de l'eau en utilisant des images satellitaires et de l'information des réanalyses a été développée. En même temps, une bibliothèque python a été développée pour pouvoir cartographier avec précision la structure

de l'écoulement de surface du modèle CEQUEAU, ce qui a contribué à l'obtention des simulations de température de l'eau de haute qualité. Une fois que les données de température provenant des images satellitaires infrarouges ont été récupérées, elles ont été utilisées comme données de référence pour effectuer la calibration du module thermique de CEQUEAU.

D'autre part, pour remplir le deuxième objectif, les paramètres des modules hydrologique et thermique dérivés avec la procédure précédente ont été utilisés avec de l'information météorologique provenant de modèles climatiques globaux pour différents scénarios du changement climatique. Avec cela, des simulations distribuées de débit et de température de l'eau ont été obtenues sur tout le bassin. Ces simulations ont ensuite été utilisées pour faire une analyse de scénarios futurs de température de l'eau en utilisant différentes métriques et indices d'une façon distribuée sur tout le bassin.

Le troisième objectif consistait à inclure un nouvel algorithme pour la simulation du processus de fonte de neige. Cette nouvelle routine est basée sur les équations de bilan énergétique de surface et elle a été comparée avec les deux modèles existants dans CEQUEAU pour voir les avantages et les inconvénients de faire une représentation de ce processus en ajoutant plus d'information que la température de l'air.

1.3 Structure de la thèse

Cette thèse est divisée en neuf chapitres, commençant par l'introduction de la problématique à traiter et une revue exhaustive de littérature dans les deux premiers chapitres. Ensuite, le développement d'un outil pour l'obtention de la structure des données d'entrée pour CEQUEAU (pyCEQUEAU) est présenté dans le chapitre trois. Le quatrième chapitre présente un résumé des résultats de recherche qui sont plus tard présentés sous la forme d'articles écrits en anglais. Le chapitre cinq est un article publié qui présente une méthodologie pour la détermination de la température de l'eau en utilisant des images satellitaires infrarouges ainsi que de la calibration du modèle hydrologique et de température de l'eau dans un bassin versant situé dans la région subarctique du Canada qui est partiellement jaugé. Le chapitre six présente l'utilisation du modèle CEQUEAU pour effectuer des simulations de débit et de température de l'eau selon différents scénarios de changement climatique sur le bassin étudié. Le septième chapitre concerne le développement et l'implémentation d'un module de fonte de neige physique et compare la représentation du processus de fonte et le débit produit avec les modules déjà existant dans la version originale de CEQUEAU. Dans le chapitre huit, une évaluation de l'impact des différents modèles de fonte dans les simulations de température de l'eau est présentée. Finalement, le neuvième chapitre présente la conclusion de la thèse et les possibles travaux à venir qui en découlent.

2 REVUE DE LITTÉRATURE

2.1 La température en rivière et ses impacts sur les poissons

La température de l'eau est l'une des variables les plus critiques pour les écosystèmes aquatiques car elle a une forte influence sur les processus biologiques, physiques et chimiques dans la rivière (Caissie, 2006; Hannah et al., 2015; Webb et al., 2008). L'oxygène dissous (Ficklin et al., 2013) et le taux de croissance des organismes vivants (Hette-Tronquart et al., 2013; Isaak et al., 2013) sont fortement contrôlés par la température en rivière (Caissie, 2006).

Les perturbations anthropiques comme la contamination des affluents thermiques (Madden et al., 2013), les prélèvements d'eau (e.g. pour la production hydroélectrique, van Vliet et al., 2012), et la déforestation de forêts riveraines (Bond et al., 2015) ainsi que le changement climatique d'origine humaine, auront des effets sur les régimes thermiques et la distribution de la température de l'eau dans les rivières (Caissie, 2006; Webb et al., 2008). Cela peut impliquer des réductions de la productivité des écosystèmes lotiques¹ (Vannote et al., 1980), une détérioration de la qualité de l'eau (van Vliet et al., 2013), l'augmentation de la migration des poissons d'eau douce (Bilous et al., 2020a; Reist et al., 2006a,b) et même une augmentation de la mortalité (Breau, 2013; Monette et al., 2006). Les augmentations de la température de l'air ont été liées à des changements dans les régimes de précipitations (Vaughan et al., 2013), la diminution de l'accumulation de neige et la fonte précoce des neiges au printemps (Foster et al., 2008). Ces facteurs affectent fortement le cycle hydrologique à l'échelle du bassin versant, et donc la distribution de la température de l'eau au sein du bassin.

Les changements de température de l'eau des rivières sont très risqués pour les espèces de poissons d'eau douce, en particulier pour les salmonidés (Klemetsen et al., 2003; Reist et al., 2006a,b; Svenning et al., 2016). Dans les rivières de l'hémisphère nord, les poissons anadromes² tels que le saumon atlantique (*Salmo salar*) et l'omble chevalier (*Salvelinus alpinus*) sont importants pour les pêches de subsistance et récréatives et cette dernière espèce constitue une source essentielle de nourriture traditionnelle pour les communautés autochtones du nord (Harriet V. et al., 2017). La distribution du saumon atlantique devrait changer avec une présence accrue vers le nord en raison des changements dans habitats thermiques en rivière (Jonsson et al., 2009). Comme conséquence, on s'attend à des changements dans leurs comportements (e.g. Finstad et al., 2012; Svenning et al., 2016) comme réponse aux changements climatiques.

De même, les changements de précipitations et de températures associés aux changements climatiques entraînent une augmentation de la production primaire terrestre, et cela conduit à une

1. Les écosystèmes lotiques sont caractérisés par des eaux courantes continentales.

2. Poissons qui passent la plus grande partie de leur vie dans l'eau salée, mais migrent en eau douce pour se reproduire.

diminution de l'activité anadrome de la population d'omble chevalier parce qu'il y aura plus de nourriture disponible sur une distance de migration plus courte (Finstad et al., 2012). En même temps, l'augmentation de la température de l'eau pourrait créer un habitat plus optimal pour le saumon atlantique dans les rivières du Nord. (Jonsson et al., 2009; Svenning et al., 2016). Des études précédentes ont montré que l'augmentation de la température de l'eau en rivière pendant l'été au sud-est du Canada est associée avec des épisodes de mortalité du saumon atlantique (e.g. Breau, 2013).

Cependant, en même temps, la colonisation du saumon atlantique dans les rivières du nord-est proches de la baie d'Ungava semble augmenter en réponse aux changements à la hausse des températures moyennes et maximales de l'eau (Bilous et al., 2020a). Cette colonisation pourrait avoir des impacts substantiels sur les populations d'omble chevalier, mais il y a encore un manque de données et d'informations pour répondre à ces questions étant donné les mécanismes d'adaptation locaux trouvés chez cette espèce d'eau douce (Bilous et al., 2020a; Dallaire et al., 2021)³. Plus de recherche sur la réponse des régimes thermiques et des écoulements de surface dans les bassins du nord du Canada aux changements climatiques a été recommandée dans la littérature (e.g. Bilous et al., 2020a) pour mieux comprendre la dynamique de population des ombles chevalier et du saumon atlantique.

2.2 Régimes thermiques dans les rivières subarctiques

Les changements de température de l'eau peuvent être provoqués naturellement par des interactions entre la morphologie de la rivière et le couvert forestier (e.g. Caissie, 2006; Hannah et al., 2008) ou par des effets anthropiques tels que la construction de barrages (e.g. Ouellet-Proulx et al., 2017; Shi et al., 2021) ou les changements climatiques (e.g. Dugdale et al., 2018). Les variations de température de l'eau sont le résultat des interactions complexes des flux de chaleur à l'interface air-eau (Caissie, 2006; Mohseni et al., 1999), la topographie et le débit des cours d'eau (Lisi et al., 2015), et les interactions entre le lit de la rivière et les eaux souterraines (Caissie et al., 2017a, 2014). Ces dernières années, le changement climatique est devenu l'un des sujets les plus importants en hydrologie et écologie de rivières (Ouellet et al., 2020), étant donné le lien direct entre la température des cours d'eau observée à long terme et la hausse des températures mondiales à la surface (van Vliet et al., 2013). Les facteurs déterminants de la température des rivières ne sont pas répartis uniformément dans tout le bassin versant. Ils peuvent être classés selon Hannah et al. (2015) en trois échelles d'ordre différentes : celles liées au climat (premier ordre), aux caractéristiques du bassin (deuxième ordre) et au contrôle spécifique au tronçon de rivière (troisième ordre). Comprendre les changements répartis sur l'ensemble du bassin versant est crucial pour améliorer notre capacité à prédire et à concevoir des stratégies d'atténuation des

3. Par exemple la dispersion et le flux génétique (Moore et al., 2013, 2017)

impacts anthropiques et de conservation plus efficaces (Isaak et al., 2015), en particulier dans des conditions de changement climatique (Dugdale et al., 2018; Kwak et al., 2017).

Les régions arctiques et subarctiques sont caractérisées par une forte saisonnalité, un faible rayonnement solaire entrant, une température de l'air froide et l'existence d'un pergélisol sous la majorité des masses terrestres (Blaen et al., 2012). Bien que les régimes thermiques des rivières sont contrôlés par les mêmes flux de chaleur et de masse (Caissie, 2006; King et al., 2016), l'existence du pergélisol influence le mouvement, le stockage et les échanges d'eau de surface et souterraine (Walvoord et al., 2016). Il a été démontré que les flux latéraux dans le chenal de la rivière ont un effet significatif sur le régime thermique des rivières (King et al., 2016), tandis que les flux latéraux souterrains sont essentiels pour maintenir la température du sol dans les zones de pergélisol à long terme (Sjöberg et al., 2016). De plus, la relation entre les caractéristiques physiographiques et l'épaisseur de la neige dans le bassin influence l'interaction entre la température de l'air et de l'eau; par conséquent, ils contrôlent partiellement la dynamique thermique du cours d'eau (Lisi et al., 2015). À mesure que la température de l'air et les précipitations augmentent et que l'étendue de la glace de mer diminue (Larsen et al., 2014; Vaughan et al., 2013), nous nous attendons à voir de nouveaux changements dans les températures des cours d'eau et dans les relations entre la température de l'eau et les conditions atmosphériques (Docherty et al., 2019).

En outre, les régimes thermiques des cours d'eau situés dans la portion amont des bassins versants des régions subarctiques sont sensibles à l'augmentation de la température de l'air, mais également aux changements dans l'étendue du pergélisol et du manteau neigeux (Fabris et al., 2020). Cependant, des études à long terme visant à déterminer et quantifier les effets du changement climatique et de l'utilisation des terres sur les bassins subarctiques sont encore nécessaires pour permettre aux gestionnaires d'évaluer et d'appliquer des stratégies de gestion appropriées, d'autant plus que les cours supérieurs peuvent potentiellement servir de refuge froid pour les espèces de poissons dans le contexte de changement climatique (Isaak et al., 2015).

2.3 Modélisation hydrologique et de la température de l'eau

2.3.1 Modèles hydrologiques

La recherche et les applications en matière de modélisation hydrologique ont progressé parallèlement à la puissance des ordinateurs au cours des dernières décennies. Cela a permis l'émergence de différents types d'approches et de modèles pour aborder et évaluer plusieurs problèmes concernant les ressources en eau (Devia et al., 2015). La variabilité spatiale des précipitations et les caractéristiques physiographiques du bassin ont une forte influence sur la production du ruissellement à l'échelle du bassin (Devia et al., 2015; Khakbaz et al., 2012). L'objectif principal de la modélisation hydrologique est de représenter (avec différents degrés de complexité selon les modèles) les principaux mécanismes impliqués dans la production d'eau du bassin versant à fin

de simuler et prédire la quantité d'eau dans le cours d'eau et à son exutoire (Devia et al., 2015; Chow, 1998).

Les modèles hydrologiques et de température de l'eau peuvent être classifiés soit en modèles déterministes ou en modèles statistiques/ stochastiques (Chow, 1998). Les modèles statistiques/stochastiques s'appuient sur la relation statistique entre les données d'entrée et de sortie (Koutsoyiannis, 1999; Yevjevich, 1987), tandis que les modèles déterministes simulent explicitement les processus physiques qui déterminent l'hydrologie des bassins versants en fonction des données météorologiques, climatiques et d'utilisation du sol afin de simuler le débit dans la rivière (Devia et al., 2015). Les modèles statistiques/stochastiques peuvent être indépendants du temps ou corrélés au temps, tandis que les modèles basés sur les processus physiques peuvent être classifiés en modèles globaux, semi-distribués ou entièrement distribués (Chow, 1998; Devia et al., 2015; Yevjevich, 1987). Il n'existe pas de meilleure catégorie de modèles et le choix dépendra en partie de la disponibilité des données et de la précision des résultats en vue de minimiser la complexité du modèle lorsque cela est possible (i.e., choix parcimonieux, Khakbaz et al., 2012).

Les modèles distribués sont généralement hautement paramétrés, et leurs exigences en matière de données d'entrée sont également élevées (Khakbaz et al., 2012). Les modèles globaux minimisent les besoins en données en représentant les processus hydrologiques comme étant uniformes sur l'ensemble du bassin.(Chow, 1998; Khakbaz et al., 2012). Les modèles globaux sont généralement plus faciles à programmer et à mettre en œuvre que les modèles distribués, tandis que ces derniers nécessitent généralement une bonne compréhension de la variabilité spatiale des paramètres du bassin et des informations météorologiques et physiographiques à travers le bassin (Khakbaz et al., 2012). Entre les deux catégories de modèles susmentionnées, il existe des modèles semi-distribués. Les modèles semi-distribués agrègent partiellement les processus tout en les représentant, généralement à l'échelle du sous-bassin. Donc, les processus hydrologiques sont représentés avec une discrétisation spatiale déterminée et limitée(e.g. Dugdale et al., 2017b; Marcé et al., 2008). Ces modèles peuvent néanmoins, à l'instar de leurs homologues distribués, être hautement paramétrés et exigeants en matière de données d'entrée (Khakbaz et al., 2012), bien que ces exigences de données puissent être facilement satisfaites en intégrant des outils basés sur Systèmes d'Information Géographique (SIG) dans les modèles (Dugdale et al., 2017b).

Dans les régions arctiques et subarctiques, les processus hydrologiques sont fortement influencés par le manteau neigeux et la présence de pergélisol (Landine et al., 1988). Pour ces raisons, les modèles doivent traiter correctement les processus de fonte des neiges et d'infiltration dans les sols gelés saisonniers ou pérennes (Landine et al., 1988; Pomeroy et al., 2012, 2007). De nombreux modèles représentant les processus de fonte des neiges ont été proposés. Ils peuvent être classés en 1) modèles d'indice de température et 2) modèles basés sur des processus physiques. Les modèles d'indice de température sont basés sur une seule variable (généralement la température de l'air), bien que leur fiabilité dépende des caractéristiques physiques du site et puisse varier selon les saisons. Les modèles basés sur les processus représentent le bilan énergétique

de surface et ont donné de meilleurs résultats que les modèles d'indice compte tenu de leur nature physique, cependant, ils nécessitent plus d'informations d'entrée. L'inclusion ou l'exclusion du sol gelé dans les routines de fonte des neiges est essentielle pour éviter ou minimiser les prédictions biaisées du ruissellement (Landine et al., 1988).

2.3.2 Modèles de température en rivière

La science de la thermie des rivières est un défi étant donné la relative rareté des informations et les difficultés associées à la surveillance et à la collecte de données (Dugdale et al., 2017a; Morales-Marín et al., 2019; Yang et al., 2014, 2021). Les modèles de température de l'eau sont devenus un outil essentiel pour comprendre et explorer les processus qui déterminent la température de l'eau des rivières (Caissie, 2006). Il existe de nombreuses options pour modéliser la température de l'eau, mais les modèles de température des rivières peuvent être grossièrement regroupés en : i) modèles statistiques/stochastiques et ii) modèles déterministes basés sur les processus physiques (Benyahya et al., 2007; Caissie, 2006; Dugdale et al., 2017a; Ouellet et al., 2020; Zhu et al., 2020). Les modèles statistiques/stochastiques comprennent des régressions linéaires, logistiques, non linéaires, autorégressives et hybrides. Le principal avantage des modèles statistiques est leur relative simplicité et leur besoin minimal en données (Benyahya et al., 2007). Les approches de régression s'appuient sur la corrélation existante entre la température des cours d'eau et les données hydrométéorologiques (Benyahya et al., 2007; Laanaya et al., 2017), et ils ont été principalement utilisés pour prédire et/ou simuler la température de l'eau à des pas de temps quotidiens, hebdomadaires et mensuels (e.g. Daigle et al., 2015; Erickson et al., 2000; Sohrabi et al., 2017). D'autres approches telles que les modèles autorégressifs sont utilisés pour simuler la température de l'eau lorsqu'une prévision à court terme est nécessaire. Ces modèles sont particulièrement adaptés pour traiter les effets saisonniers sur la température des cours d'eau (e.g. Caissie et al., 2017b), car ils divisent la série chronologique de température de l'eau en deux composantes, la composante annuelle à long terme (variation saisonnière) et la composante de variation à court terme (résidus, Benyahya et al., 2007).

La deuxième grande catégorie de modèles statistiques est constituée par des approches dites non paramétriques. Cette catégorie comprend l'intelligence artificielle (IA) et l'approche des K-voisins les plus proches (voir Benyahya et al., 2007, pour plus de détails). Les progrès récents des algorithmes informatiques et de la puissance de calcul ont permis de mettre en œuvre et d'appliquer différents modèles d'IA. Il a été démontré que ces approches surpassent les modèles statistiques traditionnels (e.g. Chenard et al., 2008; Feigl et al., 2021; St-Hilaire et al., 2012; Zhu et al., 2018). Récemment, une étude menée par Zhu et al. (2020) a montré la popularité croissante des modèles IA de température de l'eau au cours des dernières années. Cependant, ils ont souligné la nécessité de comparer les résultats obtenus à partir des modèles d'IA avec des modèles plus physiques. Les modèles basés sur les processus ont été bien documentés dans une revue de la littérature réalisée par Dugdale et al. (2017a). Ces modèles sont basés sur la description mathé-

matique des processus d'échange de chaleur entre la rivière et le milieu environnant (Benyahya et al., 2007; Dugdale et al., 2017a). Il existe une grande variété de modèles de température des cours d'eau basés sur les processus, chacun avec ses propres exigences en matière d'informations d'entrée et ses différences dans la représentation des processus de flux d'énergie physique responsable de la dynamique de la température des rivières (Dugdale et al., 2017a; Ficklin et al., 2012). Contrairement aux modèles statistiques, les modèles basés sur les processus physiques peuvent révéler explicitement les mécanismes de transfert d'énergie responsables de la température des cours d'eau, et ils peuvent être appliqués de manière distributive sur tout le bassin pour effectuer des prédictions multisites avec une relative facilité (Benyahya et al., 2007; Caissie, 2006; Dugdale et al., 2017a; Khorsandi et al., 2022).

L'un des principaux inconvénients des modèles déterministes est qu'ils sont généralement exigeants en données d'entrée et hautement paramétrées (e.g. Ficklin et al., 2012; Morin et al., 2007). Néanmoins, le compromis avec ces approches est qu'une fois que le modèle est mis en place, il est très utile de l'utiliser pour donner un aperçu sur les facteurs déterminants de la température des rivières et de prédire la réponse de la température des cours d'eau dans le cadre de scénarios de changement climatique et/ou de changement d'utilisation du territoire (Dugdale et al., 2017a). La principale contrainte lors de la modélisation de la température de l'eau est la paucité relative de données observées (Caissie, 2006; Dugdale et al., 2017a). Cependant, de nouvelles techniques telles que l'utilisation d'images infrarouges thermiques (TIR, par ses initiales en anglais) sont apparues ces dernières années (e.g. Dzara et al., 2019; Shi et al., 2021; Tavares et al., 2020; Martí-Cardona et al., 2019). Compte tenu du manque de données sur la température de l'eau pour calibrer les modèles hydrologiques (particulièrement dans les régions arctiques et subarctiques), certaines études ont inclus l'utilisation d'images TIR pour récupérer la température de l'eau (e.g. Morales-Marín et al., 2019; Martí-Cardona et al., 2019; Shi et al., 2021; Tavares et al., 2020) afin de valider et de calibrer les modèles de température de l'eau. Cependant, ce domaine n'est pas encore pleinement exploré en hydrologie, et des recherches supplémentaires sont nécessaires pour développer des outils et intégrer l'imagerie TIR dans la modélisation hydrologique et de la température de l'eau.

2.3.3 Calibration du modèle hydrologique et de température de l'eau

L'une des étapes les plus critiques de toutes les applications hydrologiques ou de température en rivière est le processus de calibration du modèle. Les modèles sont une représentation simplifiée de la réalité et sont alimentés par des données d'entrée intrinsèquement incertaines. L'incertitude dans les modèles hydrologiques et de température de l'eau provient de différentes sources telles que la structure du modèle, les conditions initiales, les données d'entrée et l'estimation des paramètres (Franco et al., 2020; Wagener et al., 2005). Ainsi, le processus de calibration doit impliquer une analyse d'incertitude (Shafii et al., 2014; Zhang et al., 2016), étant donné que différents ensembles de paramètres pourraient conduire à des résultats similaires (ou identiques;

paradigme de l'équifinalité, Schuol et al., 2006) et qu'il est possible d'aboutir à des simulations correctes, mais pour de mauvaises raisons.

Traditionnellement, la stratégie de calibration sur un site unique a été adoptée par les modélisateurs (Nkiaka et al., 2018). Cependant, ce critère est très limité lorsqu'il est utilisé pour calibrer de modèles distribués ou semi-distribués plus complexes (Cao et al., 2006; Nkiaka et al., 2018). Compte tenu de cette limitation, de nouvelles stratégies telles que les processus de calibration multicritères (Cao et al., 2006; Birkel et al., 2009; Larabi et al., 2018a; Shafii et al., 2014) et multisites (Brisson et al., 2015; Franco et al., 2020; Malik et al., 2021; Nkiaka et al., 2018; Odusanya et al., 2018; Seibert, 2000) ont été adoptées par les modélisateurs et les chercheurs.

La stratégie multicritère s'appuie sur l'utilisation de différentes variables observées pour calibrer et valider le modèle hydrologique (Franco et al., 2020). Larabi et al. (2018a) ont utilisé une stratégie multicritère pour calibrer le modèle CEQUEAU en subdivisant le débit en séries temporelles de débit, de ruissellement direct et de débit de base en utilisant l'analyse des données fonctionnelles. Ils ont trouvé des améliorations par rapport à la stratégie de calibration du débit uniquement. D'autres ensembles de variables telles que le ruissellement et l'évapotranspiration dérivées des satellites ont été utilisés par Franco et al. (2020) pour appliquer la stratégie multicritères. D'autre part, la stratégie multisites consiste à utiliser plusieurs stations à travers le bassin (Nkiaka et al., 2018; Khorsandi et al., 2022). Il a été constaté que la stratégie de calibration multisites surpasse la stratégie de calibration sur un site unique pour des modèles tels que SWAT (Nkiaka et al., 2018) et CEQUEAU (Brisson et al., 2015; Khorsandi et al., 2022).

En plus de la stratégie de calibration, une étape cruciale dans la calibration du modèle est de sélectionner l'algorithme de calibration automatique (Seibert, 2000). Étant donné le vaste volume d'informations qu'implique une simulation hydrologique et/ou de la température de l'eau, il est presque impossible de calibrer le modèle manuellement (Arsenault et al., 2014), et cela peut parfois entraîner une sélection subjective des paramètres (Seibert, 2000). Il existe des algorithmes déterministes et heuristiques pour la calibration automatique. Cependant, en raison de la complexité inhérente aux modèles hydrologiques et de température de l'eau, des études récentes ont utilisé des méthodes de recherche globales plus avancées, rendant les approches heuristiques plus adaptées et plus courantes dans les applications hydrologiques (Tolson et al., 2007). Différents algorithmes heuristiques et métaheuristiques ont été développés pour optimiser automatiquement la sélection des paramètres. L'objectif principal de ces algorithmes est de trouver, idéalement, le minimum global de la fonction objectif (Arsenault et al., 2014). La principale contrainte du processus d'optimisation est qu'il est presque impossible de trouver le minimum global de la fonction objectif, car ces problèmes sont hautement non linéaires, multimodaux et non convexes (Duan et al., 1992).

Il existe de nombreux algorithmes d'optimisation globale et locale. Par exemple, Arsenault et al. (2014) ont comparé 10 algorithmes heuristiques automatiques pour calibrer trois modèles différents (incluant CEQUEAU) au Canada et aux États-Unis sur dix bassins différents. Leurs résultats ont montré que les algorithmes adaptive simulated annealing – (ASA), covariance matrix

adaptation evolution strategy – (CMAES) et dynamically dimensioned search – (DDS), étaient les meilleurs et les plus rapides pour trouver des optima locaux. Pour CEQUEAU, ils ont trouvé que les algorithmes de pattern search (PS), ASA, et DDS donnent de bons résultats et sont efficaces pour calibrer le modèle. De la même manière, récemment Khorsandi et al. (2022) ont montré que le CMAES est une approche efficace et précise pour calibrer CEQUEAU en utilisant différentes stratégies de calibration. D'autres algorithmes comme Tabu Search (TS) ont été appliqués avec succès pour calibrer le modèle CEQUEAU. (e.g. Larabi et al., 2018b). Malgré toute la littérature concernant les stratégies de calibration multisites pour les modèles hydrologiques, il y a encore un manque de recherche et d'applications sur la température de l'eau. Seules des études comme Barnhart et al. (2014) et Du et al. (2019) ont été recensées pour appliquer des stratégies multisites pour calibrer le module de température de la rivière dans le modèle SWAT. Cependant, Du et al. (2019) n'ont pas présenté beaucoup de détails sur le processus de calibration ni sur l'algorithme utilisé. Également, des études comme celle de Khorsandi et al. (2022) ont utilisé des stratégies multisites pour calibrer le module de température de l'eau de CEQUEAU. Le peu de recherche peut être dû à la rareté des ensembles de données disponibles sur la température de l'eau. On pourrait éventuellement y remédier en utilisant des informations satellitaires, comme l'ont fait Nkiaka et al. (2018) et Franco et al. (2020) pour l'évapotranspiration, mais en les appliquant directement à l'estimation de la température de l'eau.

2.4 Progrès dans la modélisation des rivières dans les régions où les données sont rares

Ces dernières années, les progrès de la puissance de calcul ont répandu l'utilisation du système d'information géographique (SIG) et de la télédétection comme outils essentiels pour comprendre le système terrestre et le rôle des activités anthropiques (Goyal et al., 2020). Dans le domaine de la modélisation hydrologique, les outils SIG ont fourni aux modélisateurs de nouvelles plates-formes de gestion et de visualisation des données en raison de leurs puissantes capacités de traitement des modèles numériques de terrain (Digital Elevation Models; DEM) et d'autres types d'informations géographiques (DeVantier et al., 1993; Sui et al., 1999). La complexité et les besoins en informations des modèles hydrologiques dépendront de la nature du modèle (i.e. modèle distribué, semi-distribué ou global, Khakbaz et al., 2012). Ces besoins en informations compromettent, dans de nombreux cas, la formulation et l'utilisation de modèles hydrologiques, car dans de nombreuses régions du monde, il existe des lacunes relatives dans les informations hydrométriques et météorologiques observées en surface, ou lorsque les réseaux de surveillance sont détériorés (Winsemius, 2009) .

Une des initiatives mondiales visant à aborder l'évaluation des ressources en eau dans des conditions non jaugées ont été rapportées sous le nom de Prediction in Ungauged Basins (PUB, Hrachowitz et al., 2013; Sivapalan et al., 2003). L'utilisation d'observations satellitaires couplées

à des stratégies de modélisation hydrologique a permis aux chercheurs de comprendre le cycle hydrologique dans des régions où il y a un manque notoire d'informations rendrait très difficile, ou presque impossible, la réalisation de ce type d'évaluations (Hrachowitz et al., 2013). Non seulement les informations satellitaires mais aussi les informations de réanalyse ont été utilisées dans des régions où l'acquisition de données et le suivi constant sont très difficiles (e.g. Krogh et al., 2015)

Une contrainte cruciale lors de l'utilisation d'un modèle hydrologique est la préparation des données. Ce processus consiste à prétraiter toutes les informations requises afin d'intégrer toutes les caractéristiques du modèle telles que la structure physiographique, la délimitation du bassin versant, la définition des unités de réponse hydrologiques, les entrées météorologiques et climatiques et la structure des paramètres. De nombreux modèles en tiennent compte en intégrant tous ces traitements dans une seule application SIG (par exemple modèle SWAT : <https://swat.tamu.edu/software/>, HEC-HMS : <https://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/>, TETIS : <https://iiama.webs.upv.es/en/technology-transfer/software/tetis/#caracteristicas>, HYDROTEL avec son outil dédié au traitement des données physiographiques, PHYSITEL (Turcotte et al., 2001; Rousseau et al., 2011)) . Néanmoins, certains modèles restent soumis à des étapes de prétraitement archaïques qui impliquent beaucoup de travail manuel, ce qui les rend sujets aux erreurs et non efficaces dans les temps modernes. Les développeurs SIG ont donc tenté de résoudre ces problèmes en développant des environnements basés sur SIG pour intégrer des fonctionnalités de modélisation hydrologique (e.g. Kumar et al., 2010; Merkel et al., 2008; Formetta et al., 2014).

Des modèles comme CEQUEAU risquaient de devenir obsolètes étant donné que la première version avait été développée dans les années 70 (Charbonneau et al., 1977) et qu'elle était programmée en FORTRAN avec peu de flexibilité pour être utilisée avec l'architecture de processeurs actuels. Heureusement, le regain d'intérêt pour le modèle initié par l'un de ses principaux utilisateurs industriels, Rio Tinto Alcan, a entraîné sa refonte complète, avec de nouvelles initiatives de recherche en cours pour moderniser ce modèle (St Hilaire et al., 2015a). En conséquence, une nouvelle structure de programmation orientée-objet en C++ a ouvert la possibilité d'ajouter des méthodes alternatives pour calculer les composantes clés des bilans hydrologique et thermique (St Hilaire et al., 2015a). Cependant, l'assemblage des informations physiographiques et météorologiques CEQUEAU nécessite que l'utilisateur ait une formation en programmation et en traitement de l'information géospatiale, limitant ainsi l'utilisabilité aux utilisateurs experts. Dugdale et al. (2017b) ont développé une boîte à outils pour l'extraction et l'assemblage automatiques des données physiographiques nécessaires à l'exécution du modèle CEQUEAU programmé entièrement dans Matlab. Néanmoins, d'après l'expérience de plusieurs utilisateurs de cette boîte à outils, des corrections majeures seraient requises pour faciliter son exécution, car la version actuelle peut conduire à des erreurs d'exécution aléatoires. Pour résoudre ces erreurs, il est nécessaire de développer une combinaison très spécifique de données d'entrée, qui en fin de compte, sont déduites par essais et erreurs, ce qui va à l'encontre de la nature même d'un outil d'extraction automatique.

2.5 Température de surface terrestre dérivée de la télédétection

La température de la surface terrestre (LST, par ses initiales en anglais) est l'une des principales variables environnementales (Becker et al., 1995) étant donné son importance dans les processus physiques de l'énergie de surface et de l'équilibre hydrique aux échelles locale et mondiale. La LST est largement utilisée dans les prévisions météorologiques, la caractérisation et la modélisation de la circulation océanique mondiale, la variabilité climatique et les processus hydrologiques (Becker et al., 1995; Dash et al., 2002; Li et al., 2013). Compte tenu de la complexité spatiale et de l'hétérogénéité de la surface terrestre, la récupération du LST est une tâche difficile, car elle change rapidement dans le temps et dans l'espace (Jiménez-Muñoz et al., 2010; Malakar et al., 2018). En pratique, les mesures au sol du LST ne sont pas représentatives de la valeur réelle sur de vastes zones, ce qui limite son application aux études locales et régionales (Becker et al., 1995; Dash et al., 2002; Li et al., 2013). Le développement de la télédétection a ouvert la porte à l'obtention de mesures à l'échelle mondiale et régionale avec une résolution spatiale et temporelle élevée plutôt que des valeurs ponctuelles locales du LST (Williams et al., 2006). Les instruments des satellites mesurent la radiance sortant de la surface de la Terre dans différentes bandes spectrales (Dash et al., 2002). La bande infrarouge thermique (TIR) est directement liée au LST via l'équation de transfert radiatif (RTE). Cependant, l'estimation directe du LST à partir des images TIR est une tâche difficile puisque les radiances mesurées par les radiomètres des satellites dépendent non seulement des paramètres de surface (température et émissivité), mais aussi des effets atmosphériques (Prata et al., 1995). Par conséquent, la récupération du LST à partir d'images TIR satellitaire nécessite à la fois une émissivité et une correction atmosphérique (Dash et al., 2002; Vidal, 1991).

2.5.1 Base théorique du transfert radiatif

Le LST dérivé de la télédétection est basé sur la fonction de Planck, qui relie l'énergie radiative émise par un corps noir (émissivité = 1) à sa température. En réalité, la plupart des objets naturels ne sont pas des corps noirs, ce qui signifie que leur émissivité (ϵ_λ) varie de 0 à 1. L'émissivité est définie comme le rapport entre le rayonnement $L(\lambda, T)$ émis par un corps à la température T et l'énergie émise par un corps noir ($\epsilon_\lambda = 1$)

$$\epsilon(\lambda) = \frac{L(\lambda, T)}{B(\lambda, T)} \quad (2.1)$$

$$B(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[\exp \left(\frac{C_2}{\lambda T} \right) - 1 \right]} \quad (2.2)$$

dans laquelle $B(\lambda, T)$ est le rayonnement spectral d'un corps noir ($\text{W m}^{-2} \mu \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$), $C_1 = 3,7418 \times 10^{-16} \text{ Wm}^2$, $C_2 = 1,439 \times 10^{-2} \text{ mK}$, et λ est la longueur d'onde en m. Selon la loi du rayonnement de Kirchoff, la capacité d'un objet à émettre un rayonnement est approximativement égale à l'efficacité avec laquelle il absorbe le rayonnement, ainsi :

$$\alpha(\lambda) \approx \epsilon(\lambda) \quad (2.3)$$

où $\alpha(\lambda)$ est l'absorptivité. Cette loi s'applique bien aux systèmes à l'équilibre thermodynamique local, c'est-à-dire que le système peut être caractérisé par une seule température thermodynamique. Si les effets atmosphériques sont représentés et que l'émissivité et la radiance du corps sont bien connues, la température peut être calculée directement en isolant T de l'équation 2.2, comme ceci :

$$T = \frac{c_2}{\ln \left[\frac{\epsilon(\lambda)c_1}{\lambda^5 L_\lambda} + 1 \right]} \quad (2.4)$$

La loi de Planck stipule que pour une température donnée, la quantité maximale de rayonnement est émise à une longueur d'onde particulière. La longueur d'onde λ_{max} du pic de rayonnement monochromatique à une température donnée (T) est donnée par la loi de déplacement de Wien :

$$\lambda_{max} = \frac{2897.9}{T} \quad (2.5)$$

Selon l'équation 2.5, la longueur d'onde à laquelle λ_{max} se produit varie de 8 à 11 μm si le LST varie de 250 à 330 K. La température moyenne de la Terre est d'environ 288 K, ce qui correspond à cette plage, et la région de longueur d'onde comprise entre 8 et 13 μm coïncide avec une fenêtre claire dans l'atmosphère, qui est la plus transparente pour le rayonnement TIR.

2.5.2 Équation de transfert radiatif

L'équation de transfert radiatif (ETR) est construite sous certaines suppositions : 1) l'atmosphère est à l'équilibre thermodynamique local, 2) aucune diffusion ne se produit, ce qui signifie que des conditions sans nuages sont prises en compte, et 3) la surface de la Terre est un réflecteur lambertien. La radiance mesurée par un capteur dans la haute atmosphère (TOA) est donnée par :

$$\begin{aligned}
L_i^{sat} = & \underbrace{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f_i(\lambda) \epsilon(\lambda) B(\lambda, T) \tau(\lambda) d\lambda}_{(1)} + \underbrace{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{p=0}^{p_s} f_i B(\lambda, T_p) \frac{d\tau}{dp} d\lambda dp}_{(2)} \\
& + \underbrace{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{\theta=0}^{\pi/2} \int_{\phi=0}^{2\pi} (1 - \epsilon(\lambda)) f_i(\lambda) L^\infty(\lambda, \theta, \phi) \tau(\lambda) \sin 2\theta d\lambda d\theta d\phi}_{(3)}
\end{aligned} \tag{2.6}$$

Où i est le canal de mesure, f_i est la fonction de réponse normalisée du canal, θ est l'angle zénithal, ϕ est l'angle azimutal, λ est la longueur d'onde, λ_1 , λ_2 les limites inférieure et supérieure de la plage spectrale, p est la pression, p_s est la pression à la surface de la Terre, $\tau(\lambda)$ est la transmissivité atmosphérique, $\epsilon(\lambda)$ est l'émissivité spectrale de surface, T_s est la température de surface, $L^\infty(\lambda, \theta, \phi)$ est le rayonnement atmosphérique incident et T_p la température moyenne de l'air au niveau de pression p .

Le terme (1) désigne le rayonnement émis par la surface atténué au long chemin ascendant, le terme (2) est la contribution atmosphérique au long du chemin ascendant (terme d'émission atmosphérique) et le terme (3) représente l'irradiation atmosphérique réfléchi par la surface et atténuée au long du chemin ascendant (terme de diffusion atmosphérique). Afin d'évaluer l'équation 2.6, les $\epsilon(\lambda)$ et $\tau(\lambda)$ ainsi que l'irradiance ascendante et l'irradiance descendante doivent être connus. Par souci de simplification, le rayonnement vers le bas peut être considéré comme indépendant de l'azimut. Ainsi, pour chaque canal i , la fonction de Planck peut s'écrire :

$$B_i(T) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f_i(\lambda) B(\lambda, T) d\lambda \tag{2.7}$$

et l'irradiance hémisphérique vers le bas peut être définie comme :

$$L_{hem}^\infty = \pi \int_0^{\pi/2} L^\infty(\lambda, \theta) \sin 2\theta d\theta \tag{2.8}$$

En intégrant f_i pour i et des simplifications supplémentaires (théorème de la valeur moyenne pour les intégrales, Dash et al., 2002; Li et al., 2013), le ETR peut s'écrire comme :

$$L_i^{sat} = \epsilon_i \tau_i B_i(T_s) + L_i^\uparrow(\theta) + (1 - \epsilon_i) \tau_i(\theta) L_i^\infty \tag{2.9}$$

où $L_i^\uparrow$ est le rayonnement atmosphérique ascendant du canal, L_i^∞ est le rayonnement atmosphérique descendant du canal divisé par π .

2.5.3 Défis liés à la récupération du LST à partir d'instruments satellitaires

Comme le montre l'équation 2.9, la détermination du LST est mathématiquement indéterminée et insoluble (Dash et al., 2002; Li et al., 2013). Cela veut dire que si la radiance est mesurée dans N canaux, il y aura toujours $N + 1$ variables inconnues correspondant aux émissivités N dans chaque canal et un LST inconnu pour les N équations. Cela est vrai même si toutes les quantités atmosphériques impliquées dans l'équation 2.9 sont estimées avec précision. Ce système d'équations a donc un nombre infini de solutions. Il faut donc faire des suppositions pour limiter ce degré de liberté supplémentaire. Par exemple, une ou plusieurs émissivités de surface du sol (LSE) doivent être connues pour rendre le problème de récupération LST déterministe (Li et al., 2013). Un grand nombre de techniques d'estimation de l'émissivité à partir d'instruments satellitaires ont été développées en tenant compte de différentes hypothèses. Parmi celles-ci figurent la méthode d'émissivité normalisée, les résidus alpha ou l'utilisation d'indices de végétation (Dash et al., 2002).

Les corrections atmosphériques sont difficiles à mettre en œuvre. Elles nécessitent une connaissance complète des profils verticaux de la vapeur d'eau atmosphérique et de la température (Prata et al., 1995; Dash et al., 2002). Ces informations peuvent être obtenues grâce à des radiosondes qui fournissent des profils atmosphériques précis pour une masse/région d'air donnée (Li et al., 2013). Cependant, une limitation importante est que la radiosonde doit être synchrone et colocalisée avec les mesures satellitaires. De plus, le manque d'observations par radiosondage et leur synchronisation peu fréquente avec les observations par satellite les rendent utiles uniquement pour des validations occasionnelles sur certains sites spécifiques (Li et al., 2013). Pour pallier cet inconvénient, le profil vertical atmosphérique peut également être obtenu à partir de données de prévision ou de réanalyse de modèles météorologiques, ce qui constitue une alternative opérationnelle compte tenu des limites des radiosondes (Malakar et al., 2018). Cependant, étant donné la nature des données de réanalyse sur grille, elles doivent être interpolées dans le temps et dans l'espace pour correspondre à la résolution spatio-temporelle des observations satellitaires.

Les limitations mentionnées ci-dessus ne représentent qu'une fraction des défis associés à la collecte de LST à partir d'images TIR. Une revue plus détaillée peut être trouvée dans (Li et al., 2013, et les références qui y figurent). Malgré ces difficultés, au cours des dernières décennies, la précision de l'estimation LST à partir des mesures TIR par satellite a augmenté. En ce sens, de nombreux algorithmes utilisant différentes hypothèses sur LST et ETR ont été développés. Ils dépendent du fait que l'émissivité soit connue ou inconnue. Si l'émissivité est connue *a priori*, elles peuvent être classées en trois types : méthodes monocanal, multicanal et multi-angle. Si l'émissivité est inconnue, elles peuvent être classées en méthodes de récupération par étapes, récupération simultanée de l'émissivité et du LST avec des informations atmosphériques connues et récupération simultanée avec des informations atmosphériques inconnues. Nous nous concen-

trons ici sur les algorithmes basés sur le principe que l'émissivité est connue. Une brève description de ce type d'algorithmes est donnée dans le tableau 2.1.

TABLEAU 2.1 : Algorithmes de récupération LST à émissivité connue *a priori*

Algorithme	Description	References
Algorithmes mono-canal	Utilisent la radiance mesurée par l'instrument dans le canal TIR et corrigent les effets atmosphériques grâce à l'utilisation d'un modèle de transmission/radiance.	Jiménez-Muñoz et al. (2003); Jimenez-Munoz et al. (2009); Ermida et al. (2020)
Algorithmes multi-canal	Ils sont basés sur l'absorption différentielle dans deux fenêtres spectrales adjacentes, centrées à 10,51 μm et 11,5 μm pour estimer la contribution atmosphérique au signal.	Atitar et al. (2009); Becker et al. (1990); McMillin (1975)
Algorithmes multi-angle	La méthode multi-angles est basée sur l'absorption atmosphérique différentielle due aux différentes longueurs de trajet lorsque le même objet est observé dans un canal donné sous différents angles de vue.	Prata (1993); Li et al. (2013)

2.5.4 Température de l'eau à partir d'instruments de télédétection

La plupart des régimes thermiques sont généralement décrits par l'utilisation d'enregistreurs ponctuels à basse résolution de température dans les cours d'eau (e.g. Lammers et al., 2007; Webb et al., 2007), qui prennent généralement beaucoup de temps dans l'installation et la récupération et, sont incapables de fournir une perspective spatiale des plans d'eau avec des points d'échantillonnage limités (Bonar et al., 2015; Khattab et al., 2014; Torgersen et al., 2001). Dans le pire des scénarios, l'inexistence de stations de mesure in situ rend impossible la description des régimes thermiques des bassins non jaugés, en particulier dans les régions éloignées comme les bassins arctiques et subarctiques, où l'installation et la surveillance d'enregistreurs de température sont très difficiles. Pour cette raison, les capteurs TIR montés sur un satellite, un avion ou des plates-formes au sol ont été de plus en plus utilisés pour décrire les régimes thermiques des rivières (Bonar et al., 2015; Dugdale et al., 2013, 2019; Wawrzyniak et al., 2013; Torgersen et al., 2001) et la température (Tavares et al., 2019), nourrir les modèles de circulation (Steissberg et al., 2005) et quantifier les paramètres de qualité de l'eau (Khattab et al., 2014) sur les lacs.

Beaucoup d'études de température de l'eau liées au TIR ont été réalisées avec des instruments aéroportés (voir Dugdale, 2016a, et les références qui y figurent), et l'utilisation d'instruments satellitaires a été limitée principalement en raison de la résolution spatiale grossière des instruments de mesure (Handcock et al., 2006). Les applications d'images spatiales TIR incluent l'étude

des réservoirs de pollution thermique (Lamaro et al., 2013) et des barrages (Ling et al., 2017) à la construction des modèles thermiques spatiaux dans les grands fleuves (Martí-Cardona et al., 2019) où la largeur de la rivière est un minimum de trois pixels. Dans ce cas, les températures peuvent être obtenues comme recommandé dans la littérature (Cherkauer et al., 2005; Handcock et al., 2006). La largeur de trois pixels dans l'image TIR est nécessaire pour réduire l'effet de berge sur les températures centrales étant donné que des effets de pixels mélangés se trouvent généralement dans et près de la berge du cours d'eau (Cherkauer et al., 2005; Martí-Cardona et al., 2019). Les satellites accessibles au public les plus utilisés sont les missions Landsat (Williams et al., 2006) et ASTER (Yamaguchi et al., 1998) qui offrent la résolution spatiale la plus élevée avec des pixels natifs de 100 m et 90 m, selon les missions. Cela implique que ces capteurs ne peuvent être utilisés que dans des rivières d'une largeur supérieure à 180m à 360m afin de répondre à l'exigence de largeur de trois pixels (Martí-Cardona et al., 2019).

L'application des images TIR dans des rivières plus étroites n'est possible que grâce à l'application d'algorithmes de démixage. Teggi (2012) ont développé un algorithme pour affiner l'imagerie thermique aux limites eau-terre appliqué à une région d'Italie avec des interfaces eau-terre complexes à partir de scènes acquises d'ASTER avec un succès de 84% à 94% dans l'identification de pixels mixtes terre-eau. Martí-Cardona et al. (2019) ont développé un algorithme pour améliorer la récupération de la température de surface des cours d'eau à l'aide des images TIR de Landsat en affinant la sélection de pixels fiables non mélangés. Ils ont réussi à cartographier la distribution de la température de l'eau dans les parties les plus étroites de la rivière, où la largeur minimum de trois pixels n'était pas présente. Récemment, (Daigle et al., 2022) ont appliqué les images TIR dérivées de Landsat pour quantifier les régimes de température de l'eau dans plusieurs rivières de la province de Québec, au Canada. Leurs résultats montrent que les images TIR sont très performantes lors de la comparaison du LST dérivé avec les enregistreurs de température in situ, atteignant des valeurs $RMSE < 1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Malgré ces progrès dans la récupération de la température de l'eau à partir de capteurs spatiaux, l'utilisation et l'application de tels ensembles de données n'ont pas été bien explorées pour la modélisation de la température des cours d'eau. Les progrès des approches algorithmiques pour affiner les estimations TIR ouvrent de nouvelles opportunités pour utiliser des satellites tels que Landsat comme données de référence pour les modèles de température des rivières. Les capacités de ces capteurs à cartographier la distribution de la température de l'eau dans l'espace et dans le temps ouvrent une nouvelle voie d'opportunités pour mettre en œuvre des stratégies de calibration multisites pour les modèles de température des rivières, une branche qui présente encore des lacunes dans l'état de l'art actuel en sciences fluviales.

3 DÉVELOPPEMENT D'UN OUTIL BASÉ SUR SIG POUR OBTENIR LES PARAMÈTRES PHYSIOGRAPHIQUES REQUIS PAR CEQUEAU

3.1 Introduction

Comme il a été mentionné dans la section 2.3.1, les modèles hydrologiques sont classés comme étant statistiques ou basés sur des processus. Ces derniers, en même temps, peuvent être catégorisés en modèles globaux («lumped»), semi-distribués ou distribués. Les trois servent à réaliser des bilans hydrologiques à long ou à court terme. Les premiers sont des modèles qui ne nécessitent pas beaucoup de prétraitement de l'information physiographique et tous leurs processus sont représentés sous forme de moyennes spatiales sur l'ensemble du bassin versant. Les modèles distribués et semi-distribués, quant à eux, reposent sur le principe de représentation spatiale des principaux processus à travers différentes conceptualisations de l'écoulement et du bilan hydrique. La paramétrisation des caractéristiques physiographiques du bassin nécessite le traitement de différents types d'informations géographiques, telles que le DEM et le réseau de drainage. Normalement, ces informations se présentent sous différents formats, par exemple des fichiers raster ou vectoriels. Les SIG (et les bibliothèques de différents langages de programmation) ont été conçus pour gérer efficacement ces fichiers afin qu'ils puissent être modifiés et transformés selon les besoins.

De la même manière, des modèles distribués schématisent la météorologie du bassin à partir de la discrétisation spatiale utilisé pour chaque modèle selon sa structure particulière. Des modèles tels que SWAT discrétisent le bassin à partir d'une série d'unités de réponse hydrologiques qui contiennent à la fois les informations physiographiques et météorologiques nécessaires pour calculer le bilan hydrique dans chacune d'elles afin de déplacer ensuite l'eau vers le point de sortie grâce à son algorithme de routage de l'eau (voir Arnold et al., 1998, 1999, pour plus de détails). Les données météorologiques proviennent généralement d'informations mesurées en surface. Ces informations sont réparties dans l'espace et dans le temps, c'est pourquoi elles doivent être interpolées afin qu'elles couvrent tout l'espace géographique du bassin d'étude. Normalement, cette interpolation implique l'utilisation de plusieurs stations, même si celles-ci doivent être concomitantes tout au long de la période de simulation sélectionnée. D'autre part, dans les régions où les informations de surface ne sont pas disponibles, les modélisateurs et les chercheurs utilisent les informations satellitaires et les réanalyses (e.g. Hersbach et al., 2020) qui, par leur nature distribuée, sont très utiles pour ces régions non ou peu instrumentées (e.g. Krogh et al., 2015; Gatien et al., 2022).

Dans ce chapitre, une bibliothèque écrite en Python est présentée pour déterminer et calculer efficacement la structure des données physiographiques et météorologiques d'entrée du modèle

CEQUEAU. Cette bibliothèque utilise un logiciel entièrement gratuit et est conçue pour être multiplateforme (c'est-à-dire qu'elle fonctionne à la fois sous Windows et Linux). La structure de ce chapitre est divisée comme suit : 1) description du modèle CEQUEAU et de ses exigences et 2) description de la bibliothèque.

3.2 Description du Modèle hydrologique de CEQUEAU

Le modèle CEQUEAU est un modèle hydrologique semi-distribué couplé à un modèle de température de l'eau (Charbonneau et al., 1977; Morin et al., 1990; St-Hilaire et al., 2000). Le modèle simule le débit et la température de l'eau en subdivisant le bassin en une série d'éléments carrés appelés Carreaux Entiers (CE, Figure 3.1a). Par la suite, ces CE sont subdivisés en un maximum de quatre éléments intérieurs qui sont appelés Carreaux Partiels (CP, Figure 3.1b). La taille des CE est déterminée par l'utilisateur, tandis que celle des CP est déterminée principalement par la structure d'écoulement du bassin et de ses sous-bassins, qui sont délimités à partir du modèle numérique d'élévation (DEM, par ses initiales en anglais).

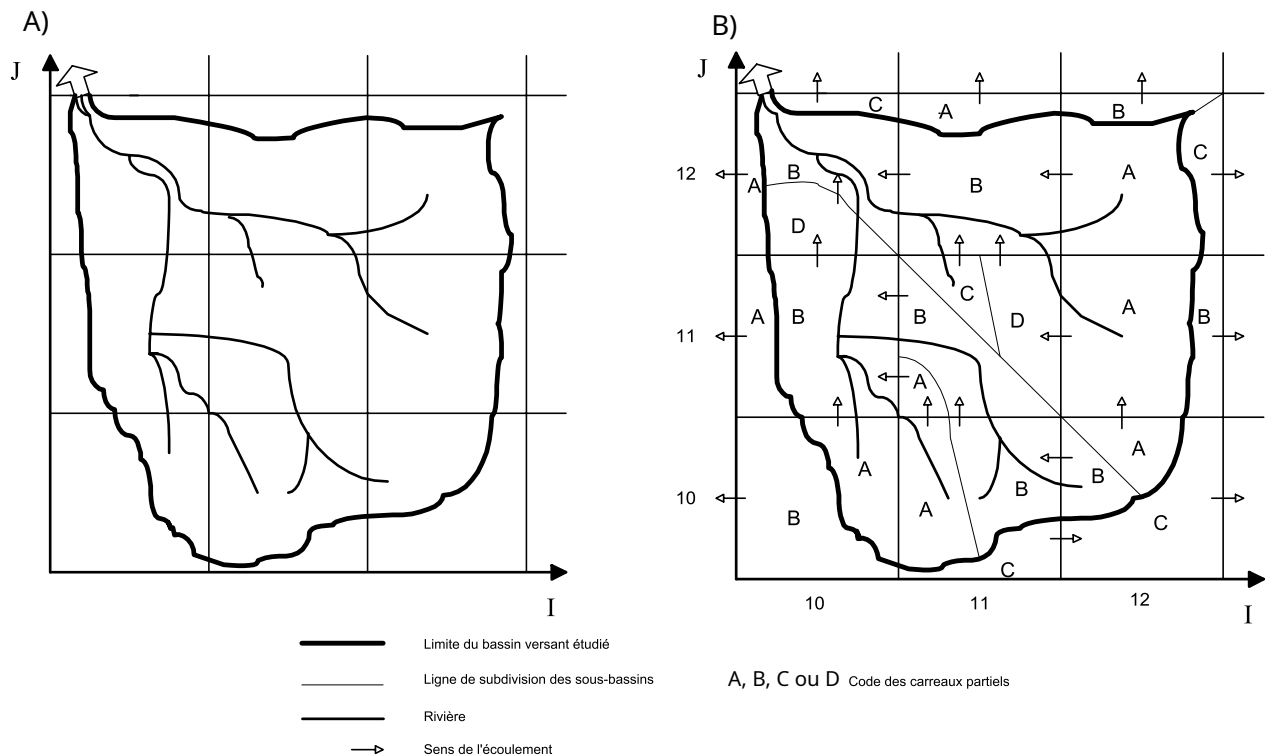


FIGURE 3.1 : Subdivision du bassin versant en Carreaux Entiers (CE) et Carreaux Partiels (CP). a) est la superposition des CE sur le contour du bassin versant. b) sont les CP délimités en fonction de la structure d'écoulement du bassin. Adapté de Morin et al. (2007)

Pour chaque CE, des caractéristiques physiographiques telles que l'altitude, le pourcentage de zone forestière, les lacs et les marais, et des informations météorologiques telles que les précipitations liquides et solides quotidiennes, la température maximale et minimale de l'air, entre autres;

sont données comme intrants pour calculer le volume d'eau produit dans chaque CE. Deux fonctions calculent le bilan hydrique sur l'ensemble du bassin : la fonction de production et la fonction de transfert (Morin et al., 1990, 2007). La fonction de production est une conceptualisation de l'écoulement vertical dans le sol et d'autres éléments de stockage d'eau (lacs et marais) représentés comme une série de réservoirs interconnectés (Figure 3.2). Elle modélise le chemin de conversion des précipitations liquides et solides en ruissellement (Morin et al., 1990; St-Hilaire et al., 2000).

Pour un CE donné, le bilan hydrique à chaque pas de temps est donné par l'Équation 3.1

$$Q_t = P_t - ET_t + (HU_t - HU_{t-1}) + HL_t - HL_{t-1} \quad (3.1)$$

Où Q_t est le débit total des zones supérieures et inférieures (mm), P est la précipitations liquide ou solide (mm), ET est l'évapotranspiration (mm), HU est l'eau accumulée dans le réservoir supérieur (mm), HL est l'accumulation dans le réservoir inférieur et t est le pas de temps (journalier dans cette thèse). Pour un CE donné, le mouvement vertical dans chaque réservoir est représenté par une série d'équations (voir Morin et al., 2007, pour plus de détails) qui modélisent chaque composante du cycle hydrologique en termes de formation/fonte du manteau nival, d'évapotranspiration, d'infiltration aux zones insaturées et saturées et au stockage de l'eau dans les lacs et marais (Dugdale et al., 2017b).

Après le calcul du bilan hydrique, la fonction de transfert est appliquée au volume d'eau produit par la fonction de production pour déterminer l'eau transférée d'un CP vers son voisin en aval comme le montrent les Figures 3.3a et 3.3b.

Mathématiquement, CEQUEAU représente la fonction de transfert comme le montre l'Équation 3.2.

$$v_i = XKT_i \cdot V_i \quad (3.2)$$

Où v_i est le volume d'eau produit par la fonction de production pour le $i_{\text{ème}}$ CP en fonction du volume d'eau total V_i . La quantité d'eau transférée entre un CP et son voisin en aval est régie par la capacité de stockage du CP dans les lacs et les marais, qui est décrite par le coefficient de routage XKT_i dans le $i_{\text{ème}}$ CP. Mathématiquement, XKT_i est décrit comme dans l'Équation 3.3.

$$XKT_i = 1 - \exp \left[- \min \left(36, \frac{EXXKT \times RMA3_i}{\max(SL_i, SLAC_i)} \times \frac{100}{CEKM2} \right) \right] \quad (3.3)$$

Où $EXXKT$ est le paramètre de calcul du coefficient de transfert, $RMA3_i$ est le cumul des pourcentages de superficie des CP en amont du $i_{\text{ème}}$ CP, SL_i est la superficie d'eau, estimée à

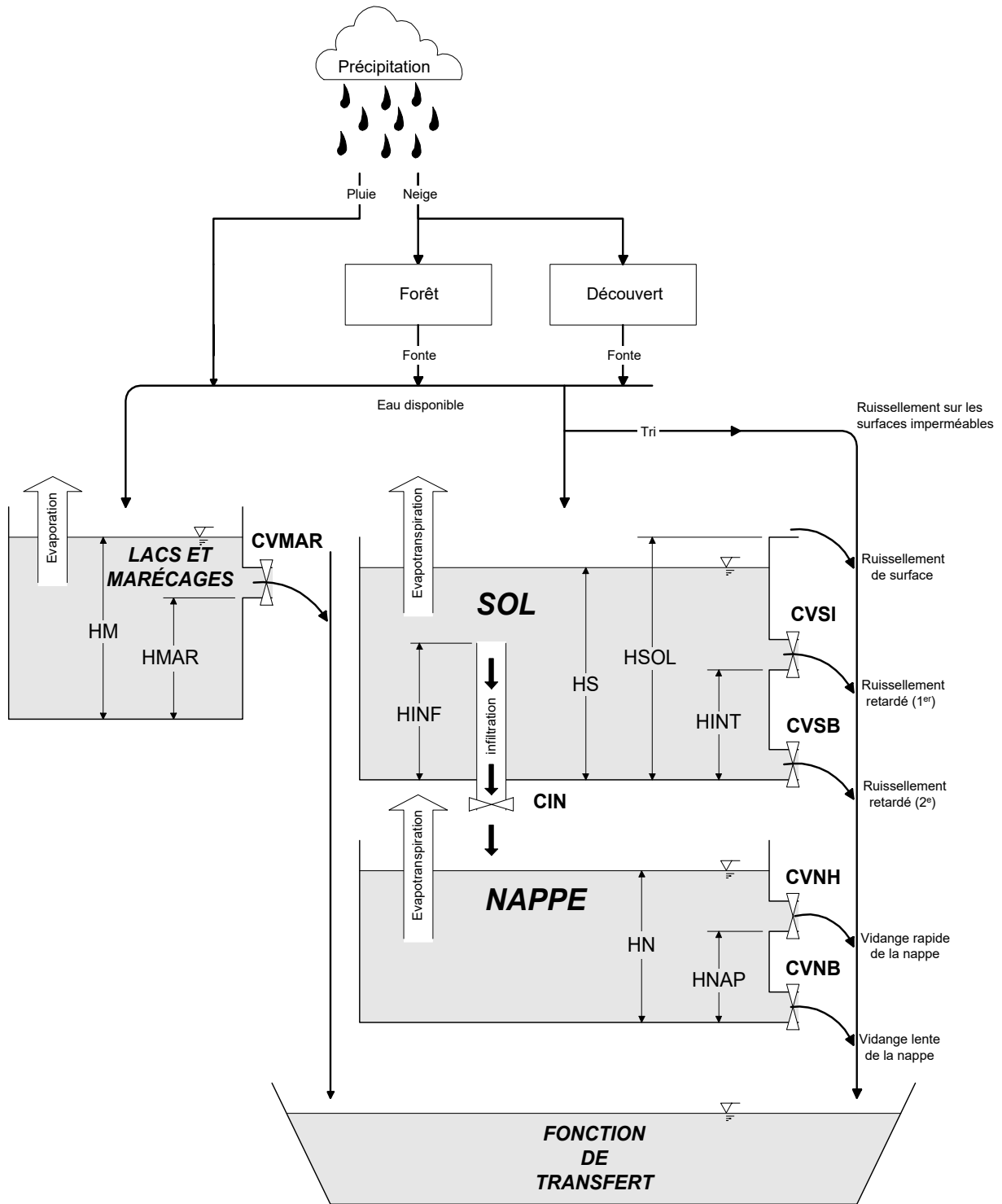


FIGURE 3.2 : Fonction de production pour le module hydrologique CEQUEAU. Adapté de Morin et al. (2007). La description de chaque paramètre de la fonction de production est présentée dans le tableau 5.1

l'aide du cumul des pourcentages des superficies en amont (km^2), $SLAC_i$ pourcentage de superficie d'eau sur le CP (km^2) et $CEKM2$ est la superficie des CE conformes (km^2).

3.3.1 Limitations de *cequeauPhysiography*

L'une des principales limitations de *cequeauPhysiography* est qu'elle est basée sur l'utilisation des logiciels commerciaux. Ceci veut dire que, seulement les utilisateurs qui possèdent une licence de logiciels tels que MATLAB et ArGIS peuvent l'utiliser, car ces programmes nécessitent une clé d'activation qui ont des prix relativement élevés. Les frais de licence élevés pour ce type de logiciel limitent fortement l'accès à l'outil et donc au modèle CEQUEAU pour les chercheurs et les organisations des pays en développement pour lesquels ces frais sont inabordables. Par ailleurs, ces programmes ont des exigences techniques relativement élevées, car ils contiennent un ensemble d'applications très large qui, dans de nombreux cas, ralentissent l'exécution d'un programme sur des ordinateurs qui n'ont pas une puissance suffisamment élevée.

D'autre part, *cequeauPhysiography* présente un certain nombre d'erreurs d'exécution, qui sont pour la plupart de nature aléatoire. Ceci, associé à l'absence d'une véritable documentation sur ces erreurs, rend le travail avec l'outil assez lourd et laborieux. Au cours des essais qui ont été réalisés dans le cadre du développement de cette recherche, il a été constaté que *cequeauPhysiography* a des problèmes avec le traitement généralisé de différentes tailles de CE et du nombre de sous-bassins délimités. Cela signifie qu'il semble y avoir une relation très spécifique entre ces deux cartes pour que l'outil fonctionne, ce qui implique que dans la plupart des cas, de nombreux essais doivent être effectués pour trouver la bonne combinaison. Ce qui précède est basé à la fois sur l'expérience obtenue dans cette recherche ainsi que sur les expériences d'autres utilisateurs qui ont signalé les mêmes erreurs.

De plus, compte tenu du traitement purement matriciel des données géographiques, toutes les capacités de visualisation des fichiers générés dans tout type de système d'information géographique (SIG) sont perdues. Cette limitation peut être évitée, mais nécessite de traiter indépendamment les données générées et de les convertir dans des formats standards (par exemple *.tif* ou *.shp*), mais cela nécessite le développement de code supplémentaire, lorsqu'idéalement la même boîte à outils devrait les générer. Finalement, il existe différentes données requises par le modèle CEQUEAU que *cequeauPhysiography* ne génère pas, comme les approximations de la géométrie de la rivière et la structure des paramètres d'entrée du modèle.

3.4 *pyCEQUEAU*, une alternative en accès libre pour extraire et traiter les données physiographiques de CEQUEAU

Des limitations connues de l'outil d'extraction de données physiographiques ont été mentionnées dans la sections précédente. En raison de ces limitations et notamment des limitations d'accès à des programmes d'usage privé, il a été décidé de réécrire la boîte à outils au complet en utilisant le langage de programmation Python. Python est un langage gratuit (libre accès) et multiplateforme, ce qui rend le code développé portable pour n'importe quel système opératoire. Cette

section présente brièvement le développement de l'application pyCEQUEAU comme alternative qui corrige potentiellement tous les problèmes identifiés dans l'application précédente, et qui présente une série de nouvelles fonctionnalités qui améliorent la visualisation et le traitement des données physiographiques CEQUEAU.

3.4.1 Prétraitement des données d'entrée

Contrairement à *cequeauPhysiography*, *pyCEQUEAU* repose entièrement sur l'utilisation de programmes libres. Pour prétraiter les données d'entrée, n'importe quel programme SIG (tel que QGIS, SAGA-GIS, GRASS-GIS ou ArcGIS) peut être utilisé. Comme données d'entrée pour la delimitation du bassin versant, il faut le DEM, qui peut être obtenu à partir de différentes bases de données, par exemple celle du gouvernement Canadien ouvert (<https://open.canada.ca/fr>) ou SRTM (<https://www.earthdata.nasa.gov/sensors/srtm>). Le processus de prétraitement est décrit en détail dans la documentation du programme qui peut être lue à partir du lien suivant <https://pycequeau.readthedocs.io/en/latest/grass.html>.

3.4.2 Fonctionnement et structure de pyCEQUEAU

pyCEQUEAU fonctionne comme une bibliothèque Python, qui permet d'abstraire toute la complexité du traitement de l'information en une série d'instructions simples qui ne nécessitent que quelques lignes de code pour fonctionner. La bibliothèque est écrite selon un paradigme de programmation orienté objet, ce qui facilite sa mise à jour et sa maintenance. L'installation et la configuration de pyCEQUEAU sont disponibles via le lien suivant : <https://pycequeau.readthedocs.io/en/latest/readme.html>. On trouvera ci-après quelques exemples d'application de la bibliothèque sur des rivières de différentes tailles situées en différentes localisations de l'est du Canada (voir la Figure 3.4). Cette figure montre la capacité de la bibliothèque à produire des informations sur la structure de l'écoulement et la distribution spatiale adéquate des CE et des CP dans le bassin versant.

3.4.2.1 Corrections dans la delimitation des CE et CP

Comme le soulignent Dugdale et al. (2017b), *cequeauPhysiography* présentait des problèmes lors de la délimitation de petits bassins versants, car le débit cumulé maximal dans certains CE isolés était nul. Cependant, au cours du développement de *pyCEQUEAU*, il a été constaté que ce n'est pas tout à fait vrai, puisque le seul cas dans lequel le flux cumulé maximal dans toute la zone délimitée par un CE est nul est celui où la taille du CE choisie correspond à la résolution du DEM, ce qui est techniquement irréalisable. La véritable raison de ce problème est que certains CE situés sur les bords du bassin versant se déversent dans d'autres cellules qui ne font pas

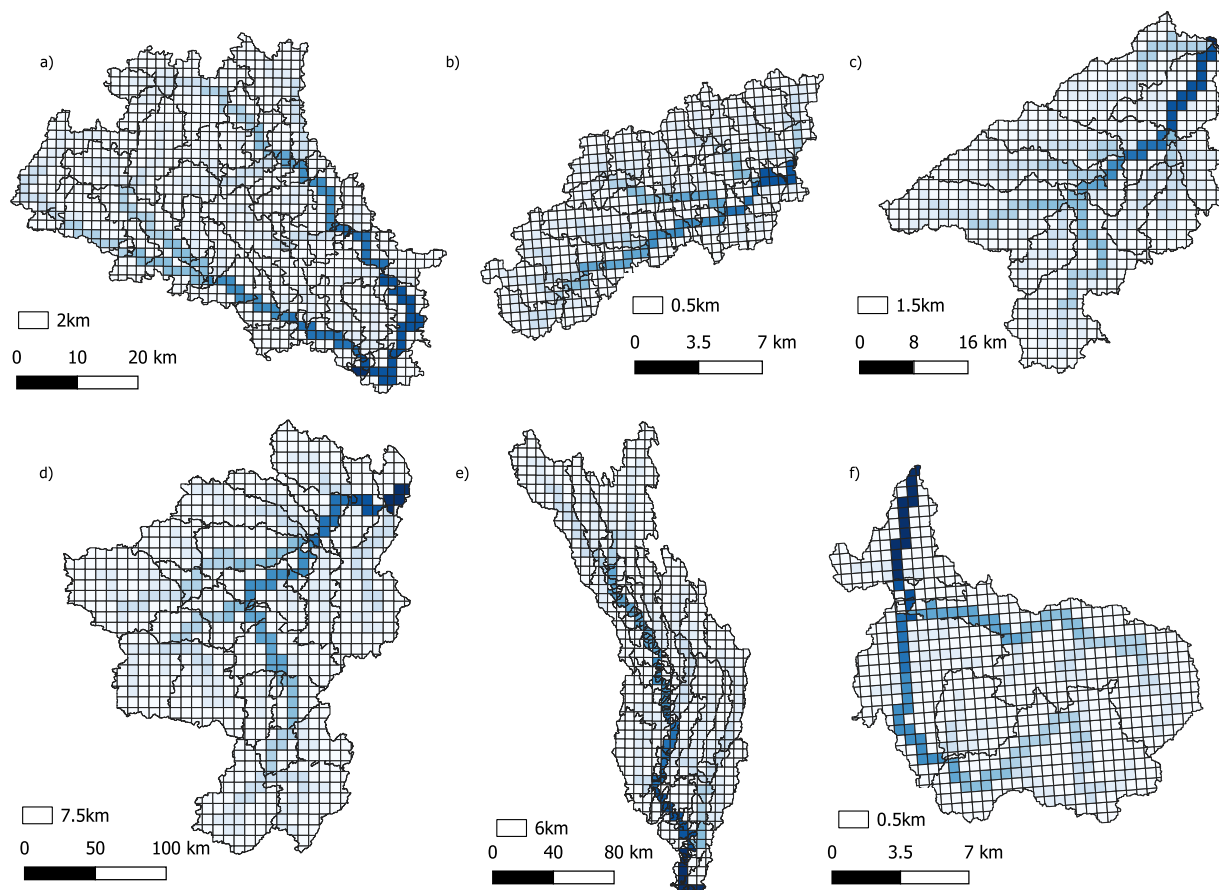


FIGURE 3.4 : Délimitation de bassins versants de différentes tailles avec différentes tailles de CE. Les couleurs bleues symbolisent le débit cumulé dans le bassin versant. a) est la rivière St-Marguerite, au sud du Québec b) est la rivière Mill, située sur l'Île-du-Prince-Édouard c) est la rivière Richibucto, située au Nouveau-Brunswick d) est la rivière Aux-Mélèzes, située au nord du Québec e) est la rivière Moisie, située au sud du Québec et f) est la rivière Huile, située sur l'île d'Anticosti au Québec. Les rectangles symbolisent la taille choisie des CE pour chaque cas.

partie du domaine délimité par le bassin versant. Pour résoudre ce problème, cette bibliothèque filtre les CE dont les valeurs de débit cumulé sont nulles ou égales à zéro, ainsi que les CE voisin qui se déversent dans ces CE vides. De cette manière, la taille du bassin versant n'est plus un inconvénient lors de la production de la structure d'écoulement de CEQUEAU.

En plus de ce qui précède, la méthode de construction de la grille des CE de *cequeauPhysiography* présente des problèmes d'alignement entre les pixels du DEM de référence et la grille générée par le programme SIG. Comme le montre la Figure 3.5a, la ligne blanche correspondant à un CE se superpose aux pixels du débit cumulé horizontalement et verticalement. Ce superposition fait que les CE n'englobent pas des quantités entières de pixels, par conséquent l'exécution de l'algorithme de délimitation et de création des CP dans *cequeauPhysiography* se terminait par l'obtention des valeurs irrégulières et dans certains cas, des CP définis dans des CE qui ne leur correspondent pas dans l'espace. Cela a eu pour conséquence que, dans de nombreux cas, des schémas d'écoulement circulaires ont été trouvés, c'est-à-dire des CP avec différents points d'écoulement (la même valeur maximale d'écoulement cumulé dans différents pixels); par consé-

quent, dans le pire des cas, plusieurs points de sortie ont été obtenus pour le bassin. Ce problème est assez grave car, à partir de ce moment-là, *cequeauPhysiography* ne peut pas terminer le processus car les algorithmes restants reçoivent des valeurs incompatibles avec le format pour lequel ils ont été initialement conçus.

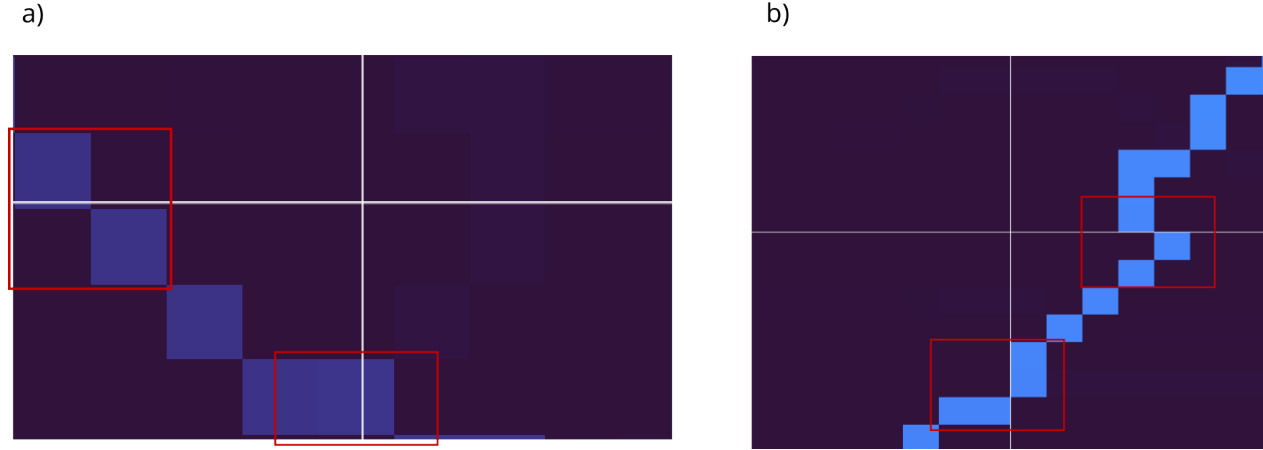


FIGURE 3.5 : Vue agrandie de 4 CE voisins pour mettre en évidence le problème du superposition de la ligne du CE avec les pixels du DEM de référence. a) les CE construits avec *cequeauPhysiography*, b) les CE construits avec *pyCEQUEAU*.

La Figure 3.5b montre comment *pyCEQUEAU* corrige ce défaut en délimitant chaque CE à l'endroit où les pixels commencent ou se terminent, à la fois horizontalement et verticalement. Cette correction a été réalisée en implémentant dans la même bibliothèque une fonction qui dessine automatiquement les CE en recevant les dimensions souhaitées par l'utilisateur comme données d'entrée. Une fois ces informations reçues, le nombre des pixels (c'est-à-dire, le nombre colonnes et de lignes) contenus dans un CE est déterminé à l'aide des Équations 3.4 et 3.5, et après la longueur de chaque côté du CE est corrigée à l'aide du nombre de colonnes et de la taille des pixels du DEM de référence à partir des Équations 3.6 et 3.7.

$$n_{cols} = \left\lfloor \frac{dx}{\text{pixel_width}} \right\rfloor \quad (3.4)$$

$$n_{rows} = \left\lfloor \frac{dy}{\text{pixel_height}} \right\rfloor \quad (3.5)$$

$$dx' = n_{cols} * \text{pixel_width} \quad (3.6)$$

$$dy' = n_{rows} * \text{pixel_height} \quad (3.7)$$

où dx et dy sont les dimensions d'entrée des CE et dx' et dy' sont les dimensions corrigées à partir des paramètres du DEM de référence.

Une autre conséquence des problèmes d'alignement est que *cequeauPhysiography* ne peut pas garantir l'existence d'un maximum de 4 CP par CE, comme l'exige le modèle CEQUEAU. Bien

que le modèle CEQUEAU dispose d'une routine qui tente de forcer l'existence de seulement 4 CP, cela est insuffisant et plusieurs expériences réalisés au cours du développement de ce travail ont montré que dans la plupart des cas, et en particulier lorsque les sous-bassins ont des formes complexes comme dans le cas de la rivière Moisie (Figure 3.4e); *cequeauPhysiography* a fourni des structures d'écoulement avec plus de 4 CP dans certains CE. pyCEQUEAU possède plusieurs routines qui assurent l'existence d'un maximum de 4 CP par CE.

3.4.2.2 Amélioration des performances de pyCEQUEAU par rapport à *cequeauPhysiography*

Comme mentionné dans la section 3.3.1, *cequeauPhysiography* effectue un traitement complètement matriciel des données géographiques d'entrée. Ceci n'est pas en soi une limitation de l'outil, car des algorithmes optimisés peuvent être écrits pour traiter ce type d'information. Cependant, les algorithmes mis en œuvre par *cequeauPhysiography* ne sont pas toujours efficaces pour traiter ces matrices, car ils sont basés sur l'indexation des matrices de dimensions assez importantes (typiquement entre 10^4 pixels pour les petits bassins et plus de 10^7 pour les grands bassins), en vertu de laquelle la performance de l'outil diminue au fur et à mesure que le bassin versant s'agrandit.

Pour y remédier, pyCEQUEAU tire parti du format standard des fichiers vectoriels de type *shapefile* pour réduire considérablement le temps d'exécution. Par exemple, dans le cas du bassin Aux-Mélèzes dont la superficie est d'environ 41,000 km², en utilisant un DEM de 30 m de résolution et une taille CE de 8km²; le temps d'exécution pour obtenir une structure de données d'entrée pour CEQUEAU était d'environ 10 à 15 minutes en utilisant *cequeauPhysiography*, tandis qu'en utilisant pyCEQUEAU ce temps a été réduit à moins de 4 minutes. Cette amélioration est due au fait que pyCEQUEAU utilise des tables de recherche au lieu d'indexer de grands tableaux, ce qui réduit la complexité algorithmique. Ce test a été réalisé sur un ordinateur équipé d'un processeur Intel i7-11390H et de 16 Go de RAM. Ceci sans tenir compte du processus d'obtention des données géographiques à l'aide du programme SIG choisi par l'utilisateur. Comme il a été mentionné précédemment, avec *cequeauPhysiography* il est nécessaire de procéder par essai-erreur et donc, d'obtenir ces fichiers plusieurs fois jusqu'à ce que la combinaison de fichiers soit la bonne.

3.4.2.3 Ajouts de pyCEQUEAU à la structure de données CEQUEAU

En plus des données fournies par *cequeauPhysiography*, pyCEQUEAU fournit un certain nombre de fichiers importants qui permettent de mieux visualiser et comprendre la conceptualisation du bassin versant mise en œuvre par le modèle CEQUEAU (voir Figure 3.4). En outre, des fonctions pour le traitement des données météorologiques à partir de différents formats tels que netCDF ou

les données météorologiques de surface (fichiers texte) ont été implémentées, ainsi qu'une routine pour obtenir la structure des paramètres du modèle.

Un paramètre important dans la description géomorphologique du bassin versant est le temps de concentration (T_c). Il représente le temps moyen nécessaire mis par une goutte d'eau pour parcourir la distance entre le point le plus éloigné de l'exutoire et cet exutoire. Ce paramètre est fortement lié aux caractéristiques géomorphologiques du bassin et varie donc en importance selon le bassin étudié. Il existe différentes méthodes pour calculer ce paramètre et dans pyCEQUEAU à ce jour, 3 de ces méthodes ont été implémentées et sont listées dans le Tableau 3.1 :

TABEAU 3.1 : Méthodes empiriques de calcul du temps de concentration du bassin implémentées dans pyCEQUEAU.

Équation	Description	Référence
$T_c = 0.0078L^{0.77}S^{-0.385}$	L est la longueur du canal principal en pieds, S est la pente moyenne du bassin en $m\ m^{-1}$. T_c est calculé en heures	Kirpich (1940)
$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H}}$	A est la surface du bassin en km^2 , L est la longueur du canal principal en km et H est la différence entre l'altitude minimale et maximale dans le bassin. T_c est calculé en heures.	Giandotti (1934)
$T_c = 60 \left(11.9 \frac{L^3}{H} \right)^{0.385}$	L est la longueur du canal principal en mi, H est la différence d'élévation maximale en pieds. T_c est calculé en minutes.	Department of Public Work (1995)

Les paramètres requis dans chacun des cas présentés dans le tableau ci-dessus sont calculés directement à l'aide de pyCEQUEAU, qui produit une représentation du réseau de drainage sur la base de la structure d'écoulement obtenue à partir des CE. La valeur finale du temps de concentration pour chaque bassin versant est obtenue comme la moyenne de toutes les valeurs obtenues. Cependant, l'utilisateur est libre de choisir lequel des temps de concentration calculés il souhaite conserver.

3.5 Remarques finales

Dans ce chapitre, la description de la bibliothèque pyCEQUEAU et comment elle améliore son prédécesseur *cequeauPhysiography* dans tous les aspects ont été présentées. La réimplémentation complète a permis de réécrire et de réimplémenter la plupart des algorithmes de son prédécesseur et d'utiliser un paradigme de programmation orienté objet, ce qui permet une utilisation plus optimale de toutes les fonctionnalités et bibliothèques développées. En outre, l'accent est mis sur le fait qu'il s'agit d'un outil de libre accès développé dans un langage de programmation ouvert, ce qui permettra aux utilisateurs d'ajouter leurs propres routines à l'avenir, ainsi que d'améliorer

et d'identifier les échecs dans les routines existantes. À cette fin, une documentation axée sur les développeurs devrait être rédigée pour faciliter le travail de la communauté.

D'autre part, bien que pyCEQUEAU améliore et corrige tous les problèmes identifiés par Dugdale et al. (2017b), il reste encore des choses à mettre en œuvre. Par exemple, pour optimiser l'utilisation de l'outil et intégrer l'ensemble du processus d'obtention de la structure dans une seule application, il est nécessaire de connecter l'API de pyCEQUEAU à un SIG disposant déjà des algorithmes de traitement du DEM. Ceci pourrait également être réalisé en implémentant toutes les fonctions de pyCEQUEAU comme un add-on à des programmes tels que QGIS, car ces add-ons sont généralement écrits en Python.

Enfin, il faudrait aussi étendre la portée de l'étude de Dugdale et al. (2017b) pour étudier l'effet de la délimitation physiographique sur les simulations du débit et de la température de l'eau, mais en utilisant différentes études de cas pour rendre les analyses plus robustes et obtenir des fourchettes pour déterminer la taille du CE qui maximise la performance du modèle en simulant les débits et les températures de l'eau.

4 RÉSUMÉ DE RÉSULTATS DE RECHERCHE

Ce chapitre présente la synthèse des résultats présentés dans les articles des sections suivantes, qui sont originellement rédigés en anglais. L'objectif de ce chapitre est de mettre en exergue les points les plus importants de chacun des articles ainsi que leurs conclusions et les questions qui restent ouvertes pour des recherches ultérieures et des développements de la recherche présentée ici.

4.1 Premier article

Cette étude évalue la capacité du modèle CEQUEAU à simuler les régimes d'écoulement et de température de l'eau dans un bassin versant relativement peu instrumenté à l'aide de données de réanalyses climatique et de données satellitaires. Les données météorologiques utilisées pour forcer le modèle et calibrer le débit proviennent des réanalyses climatiques ERA5. D'autre part, la température de l'eau a été calculée à l'aide d'un algorithme statistique (Statistical Mono Window algorithm) en utilisant les données d'imagerie infrarouge Landsat. Une fois la température calculée de manière distribuée dans l'ensemble du bassin, l'efficacité de trois stratégies différentes pour calibrer le modèle de température a été testée (Calibration à site-unique, facteurs de mise à l'échelle et calibration multi-site).

L'étude a été réalisée dans le bassin Aux-Mélèzes, situé dans la région subarctique au nord du Québec. Cette rivière est un grand bassin non régulé de 42,297 km². A ce jour, la rivière Aux-Mélèzes n'a pas de stations météorologiques, mais des observations de débit sont disponibles pour la période 1979-2020. Le bassin dispose également d'une seule station de mesure de la température de l'eau avec des relevés sur la période 2016-2019. Cette rivière est située dans une région de grande importance pour la conservation, car elle constitue l'habitat naturel d'espèces de poisson importantes telles que le saumon atlantique et l'omble chevalier, ainsi que de communautés indigènes qui vivent de la pêche de ces poissons.

Les résultats obtenus montrent que le modèle CEQUEAU est capable de simuler la variabilité spatiale et temporelle du débit (Figures 5.2, 5.3) et de la température de l'eau (Figures 5.4 5.6, 5.5). La température calculée à l'aide de l'algorithme SMW est robuste et est une température semblable de celle observée en surface (Figure 5.8). D'autre part, la technique de calibration qui a montré les meilleurs résultats est la calibration multi-site, qui s'est avérée être la plus rapide et la plus précise entre les trois options considérées (Figure 5.4). Les simulations de température calibrées à l'aide des données satellitaires ont montré que ces données, combinées aux intrants météorologiques ERA5, constituent une alternative très fiable pour simuler le débit et la température de l'eau dans les bassins versants qui ne sont pas bien instrumentés.

En conclusion, cette étude a montré la capacité de CEQUEAU à simuler des régimes d'écoulement et de température de l'eau dans des régions froides telles que le nord du Québec. De plus, elle a montré qu'il est possible de calibrer des modèles hydrologiques distribués et des modèles de température de l'eau dans des régions où les données sont peu disponibles en combinant diverses sources de données secondaires. Cette recherche permet d'utiliser avec confiance le modèle CEQUEAU pour établir des projections de débit et de température de l'eau dans la région subarctique du nord du Québec en fonction du changement climatique.

4.2 Deuxième article

La température de l'eau joue un rôle important dans la survie des poissons car elle affecte leur croissance et leur développement. Plusieurs études ont montré que les changements brusques de température sont directement associés à une modification du comportement et à une augmentation de la mortalité des poissons. Les rivières de l'hémisphère nord présentent des tendances à l'augmentation de la température de l'eau et du débit, en particulier dans les rivières situées dans les régions arctiques et subarctiques. Cette situation est d'un intérêt particulier pour les gestionnaires du territoire, car l'hémisphère nord souffrira des changements assez prononcés dans ses écosystèmes en raison des changements climatiques. En outre, les rivières arctiques et subarctiques sont difficiles à étudier, principalement en raison des problèmes liés au suivi des différentes variables hydrologiques.

Les modèles numériques constituent un outil fondamental pour l'étude des systèmes naturels, en particulier ceux pour lesquels les observations des différentes variables n'existent pas. Cette étude évalue les impacts potentiels des changements climatiques sur les régimes de température de l'eau dans le bassin de la rivière Aux-Mélèzes, situé dans la région subarctique du nord-est du Canada. Le modèle CEQUEAU, un modèle hydrologique semi-distribué couplé à un modèle de température de l'eau basé sur les phénomènes physiques, est utilisé à cette fin. Les informations utilisées pour produire les scénarios des changements climatiques proviennent de 6 modèles CMIP6 et de 6 modèles CMIP5, qui sont des projets de simulation du climat mondial produisant l'état de l'atmosphère jusqu'à la fin du siècle actuel.

Le scénario de référence pour le débit et la température de l'eau a été produit pour la période 1979-2020, pour laquelle le modèle CEQUEAU a été calibré en utilisant la stratégie de calibration multi-site, qui est la stratégie qui a montré la meilleure performance pour la calibration de CEQUEAU. Les données météorologiques d'entrée proviennent d'ERA5 et les données de température de référence ont été dérivées à partir d'imagerie satellitaire Landsat. L'évaluation du changement climatique a impliqué une analyse des tendances à long terme de différentes mesures telles que le début de la période de température positive au printemps et les températures moyennes et maximales annuelles. Cette analyse des tendances a été réalisée à l'aide du test statistique de Mann-Kendall modifié. En outre, une analyse de fréquence a été réalisée en utilisant la métho-

dologie de la courbe de températures classés, qui permet d'étudier la probabilité de dépasser un seuil de température qui peut être dangereux pour le bien-être d'espèces clés telles que le saumon atlantique et l'omble chevalier.

Les résultats montrent que la rivière Aux-Mélèzes est un écosystème très favorable aux espèces de poissons considérées puisque les seuils de température dangereux ne sont jamais dépassés (Figures 6.3.1, 6.3.2, 6.3.3). Aussi, il a été observé qu'il n'y a pas de tendance significative durant la période de référence (Figure 6.3.3). En contraste, lorsque les tendances dans le cadre des différents scénarios de changement climatique ont été évaluées, des valeurs significatives et positives ont été observées (Figures 6.3.4, 6.3.5). Il a également été constaté que les valeurs positives de la température de l'eau arriveront progressivement plus tôt au printemps (Figure 6.3.6). L'analyse de fréquence a également montré que l'état moyen des températures de l'eau changera, c'est-à-dire que les valeurs moyennes les plus fréquentes seront de plus en plus proches de 23 °C, une température qui correspond au seuil de tolérance pour certains stades de vie des espèces de poissons vivant dans cet écosystème (Figures 6.3.7, 6.3.8).

En conclusion, les résultats des simulations de débit et de température de l'eau avec CE-QUEAU montrent que la rivière Aux-Mélèzes est un écosystème qui va subir des changements importants à moyen et long terme. Parmi ces changements, il a été constaté que l'état de la température estivale moyenne annuelle évoluera vers un état plus stressant pour les poissons, de sorte que d'importantes stratégies de conservation doivent être mises en œuvre dans cet écosystème pour prévenir la mortalité et la migration des espèces vers d'autres sites. Cette étude contribue de manière significative à la littérature croissante sur l'impact du changement climatique sur les rivières arctiques et sub-arctiques, rendant ainsi visible, grâce à des techniques de simulation innovantes, un problème qui resterait caché en raison du manque de données observées dans la zone d'étude.

4.3 Troisième article

Les modèles hydrologiques sont des outils puissants qui représentent les processus impliqués dans le cycle hydrologique avec différents degrés de complexité. Parmi ces processus, la fonte et l'accumulation de la neige sont parmi les plus importants pour le bilan hydrique de surface dans les régions froides. Dans les régions arctiques, la neige représente environ la moitié de l'eau qui tombe sous forme de précipitations dans les bassins versants, ce qui fait que la représentation correcte de l'accumulation et de la fonte soit essentielle pour comprendre la dynamique de la production de ruissellement dans les bassins versants arctiques et subarctiques. La neige accumulée pendant l'hiver est soumise à différents flux d'énergie. Au printemps, la fonte peut avoir un impact important sur les inondations, l'approvisionnement en eau et l'érosion des sols.

Les projections récentes des changements climatiques montrent que les régions arctiques souffriront des changements dans les schémas spatiaux et temporels des précipitations, de la fonte

du pergélisol et du début de la saison de fonte des neiges au printemps. Ces changements ont des répercussions socio-écologiques importantes. Il est donc essentiel de comprendre et de simuler correctement le processus de fonte et d'accumulation de la neige pour élaborer des stratégies d'adaptation plus efficaces dans les bassins versants nivalux. Le processus de fonte peut être modélisé à partir de modèles physiques basés sur les principes de conservation de masse et d'énergie, ou de modèles empiriques qui estiment l'accumulation et la fonte de la neige à partir de la température de l'air.

Cette étude part de l'hypothèse que l'utilisation d'un modèle physique pour représenter le processus de fonte de neige peut améliorer la précision du modèle CEQUEAU, un modèle hydrologique semi-distribué couplé à un modèle de température de l'eau, pour représenter le processus de génération de débit. Actuellement, CEQUEAU dispose de deux modèles de fonte de neige, un modèle basé essentiellement sur les Degrés-jours de chaleur cumulée et CemaNeige, qui est aussi un modèle semi-empirique basé sur la température de l'air. Le modèle physique qui a été choisi pour être adapté est le modèle Utah Energy Balance (UEB), qui est un modèle de bilan énergétique qui nécessite relativement peu d'informations d'entrée et qui est simple dans sa mise en œuvre. Pour le tester, les cas de quatre bassins ont été analysés, deux situés au nord (Aux-Mélèzes et Qurlutuq) et deux au sud (Moisie et Ste-Marguerite) du Québec. La réanalyse climatique ERA5 a été utilisée comme intrant météorologique. Différentes mesures de performance ont été utilisées, telles que KGE, NSE, LogNSE, RMSE. Les mesures AIC et BIC ont également été utilisées pour déterminer l'option la plus parcimonieuse pour choisir un modèle de fonte des neiges plutôt qu'un autre. Le KGE et le LogNSE ont été les mesures choisies pour calibrer le modèle dans les trois cas. Des diagrammes de Taylor ont par ailleurs été construits pour évaluer la variabilité et la corrélation des modèles avec les données de référence.

En général, les résultats montrent que le modèle CEQUEAU représente de manière acceptable les schémas moyens et la saisonnalité des débits dans les quatre études de cas (7.4.3a),d), 7.4.4a),d), 7.4.5a),d), 7.4.6a),d)). Cependant, il existe des différences notables entre les deux fonctions objectifs utilisées pour calibrer le modèle. Par exemple, les résultats de la calibration montrent que l'utilisation du LogNSE comme fonction objectif donne des valeurs plus cohérentes pour les métriques par rapport à l'utilisation du KGE (Figures 7.4.1, 7.4.2). Les diagrammes de Taylor montrent que les modèles représentent une corrélation à peu près similaire, mais qu'il y a quelques sous-estimations et surestimations de la variabilité temporelle, parmi lesquelles le modèle UEB est supérieur aux autres (7.4.3c),f), 7.4.4c),f), 7.4.5c),f), 7.4.6c),f)). Le modèle UEB améliore généralement le biais par rapport aux autres options (Table 7.C.1) et les résultats obtenus par AIC et BIC montrent qu'il s'agit en moyenne de l'option la plus parcimonieuse lors de la simulation des flux dans tous les cas (Figures 7.4.1e),f), 7.4.2e),f)).

En conclusion, cette étude a montré que le modèle UEB permet une meilleure représentation de la variabilité à long terme que les deux options existantes dans CEQUEAU. En même temps, il s'est avéré qu'il améliore légèrement la sous-estimation des débits. La calibration a montré que

le LogNSE est la fonction objectif qui permet le mieux de représenter correctement les débits minimums, en particulier dans les deux bassins versants au sud. Cependant, cette métrique est également moins performante dans la représentation des débits moyens que le KGE. Ceci indique que de nouvelles stratégies de calibration telles qu'une calibration multiobjectif seraient un bon outil pour améliorer la précision du processus d'optimisation des paramètres du modèle hydrologique. Le modèle UEB est le modèle le plus parcimonieux par rapport au modèle original à degrés-jours et au modèle CemaNeige, de sorte que l'utilisation de cette option pourrait prévenir les problèmes futurs d'équifinalité et de sur-ajustement, étant donné que moins de paramètres doivent être optimisés.

5 COMBINING LANDSAT TIR-IMAGERY DATA AND ERA5 REANALYSIS INFORMATION WITH DIFFERENT CALIBRATION STRATEGIES TO IMPROVE SIMULATIONS OF STREAMFLOW AND RIVER TEMPERATURE IN THE CANADIAN SUBARCTIC

Combinaison des données des images TIR de Landsat et des informations de réanalyse ERA5 avec différentes stratégies de calibration pour améliorer les simulations de débit et de la température de l'eau dans le subarctique canadien

Eisinhower Rincón¹

André St-Hilaire^{1,2}

Normand E. Bergeron¹

Stephen J. Dugdale³

¹ Institut National de la Recherche Scientifique (INRS), 490 de la Couronne Street, Québec City, Qc, Canada. G1K 9A9

² Canadian Rivers Institute, Fredericton, N.B, Canada

³ School of Geography, University of Nottingham, Nottingham NG7 2RD, UK

* Corresponding author : eisinhower.rincon@inrs.ca

Publication publiée

Hydrological processes

Soumise le 03 mars 2023, publiée le 19 octobre 2023

Author contribution

- Eisinhower Rincon : Software development, data process, visualization, conceptualization, writing and revision.
 - André St-Hilaire : Conceptualization, funding acquisition, project administration, resources, supervision, validation, writing, review and editing.
 - Normand E. Bergeron : conceptualization, funding acquisition, resources, supervision, validation, writing, review and editing.
 - Stephen J. Dugdale : conceptualization, supervision, validation, writing, review and editing.
- All authors read the manuscript, contributed to the analysis, and improved the final manuscript.

Abstract

Arctic and Subarctic environments are among the most vulnerable regions to climate change. Increases in liquid precipitation and changes in snowmelt onset are cited as the main drivers of change in streamflow and water temperature patterns in some of the largest rivers of the Canadian Arctic. However, in spite of this evidence, there is still a lack of research on water temperature, particularly in the eastern Canadian Arctic and Subarctic regions. In this paper, we use the CEQUEAU hydrological-water temperature model to derive consistent long-term daily flow and stream temperature time series in Aux Mèlèzes River, a non-regulated basin (41,297 km²) in the eastern Canadian subarctic. The model was forced using reanalysis data from the fifth-generation ECMWF atmospheric reanalyses (ERA5) from 1979 to 2020. We used water temperature derived from thermal infrared (TIR) images as reference data to calibrate CEQUEAU's water temperature model, with calibration performed using single-site, multi-site, and upscaling factors approaches. Our results indicate that the CEQUEAU model can simulate streamflow patterns in the river and shows excellent spatiotemporal performance with Kling-Gupta Efficiency (KGE) metric > 0.8. Using the best-performing flow simulation as one of the inputs allowed us to produce synthetic daily water temperature time series throughout the basin, with the multi-site calibration approach being the most accurate with root mean square errors (RMSE) < 2.0 °C. The validation of the water temperature simulations with a three-year *in situ* data logger dataset yielded an RMSE = 1.38 °C for the summer temperatures, highlighting the robustness of the calibrated parameters and the chosen calibration strategy. This research demonstrates the reliability of TIR imagery and ERA5 as sources of model calibration data in data-sparse environments and underlines the CEQUEAU model as an assessment tool, opening the door to its use to assess climate change impact on the subarctic regions of Canada.

5.1 Introduction

Water temperature is one of the most critical variables for freshwater ecosystems because it strongly influences biological, physical, and chemical processes within rivers (Caissie, 2006; Hannah et al., 2015; Webb et al., 2008). Key biophysical properties, such as dissolved oxygen (Ficklin et al., 2013) and the growth of living organisms (Hette-Tronquart et al., 2013; Isaak et al., 2013) are largely controlled by river temperature (Caissie, 2006).

In the Northern Hemisphere, future climate projections indicate that Arctic and Subarctic regions will undergo changes in the variability and intensity of climate and weather conditions that will likely be much greater than the rest of the world (Larsen et al., 2014). In northern Canada, global warming has been identified as the main driver responsible for the positive annual and seasonal trends in air temperature during the last decades (DeBeer et al., 2016). Specifically, the current observed warming in the northeastern region of Canada (and more broadly, the entire Arctic) is di-

rectly attributable to anthropogenic forcing (Ding et al., 2014) Changes in the snowmelt onset (Foster et al., 2008), spatial precipitation patterns (Vaughan et al., 2013) and permafrost thaw (Hinzman et al., 2005) related to this warming will inevitably impact freshwater systems with substantial socio-ecological implications (Bolduc et al., 2018; Dugdale et al., 2018; Hill et al., 2014; van Vliet et al., 2013). Global hydrological model simulations have shown that Arctic basins will experience notably higher flows due to significant increases in precipitation and snowmelt (van Vliet et al., 2013). In particular, northwest Canadian rivers exhibited a significant upward trend in winter baseflow and increases of mean annual flow, perhaps due to permafrost thawing (St. Jacques et al., 2009). Although there are fewer studies in the eastern portion of the country, similar changes are expected. Furthermore, the development of large hydroelectric projects in northeastern Canada has significantly decreased the discharge of large watersheds such as the Caniapiscau River, because of the diversion of its flow into La Grande Rivière system (Déry et al., 2016). These changes in flow regimes have been identified as an important driver of riverine thermal dynamics in arctic rivers located in northwest Canada (e.g. Yang et al., 2021) as well as in some notable rivers in the southeastern regions (e.g. Charron et al., 2021). However, in spite of the demonstrated importance of thermal regimes for arctic rivers, there is still a lack of information and studies about arctic and subarctic rivers in eastern Canada, even knowing that changes in river water temperature can be harmful to numerous freshwater fish species, particularly salmonids (Klemetsen et al., 2003; Reist et al., 2006a,b; Svenning et al., 2016).

Arctic regions are challenging to study, given the complexities related to data collection (Yang et al., 2014, 2017a). Although ground-based observations of water temperature and streamflow have been gathered since the 20th century (e.g. Lammers et al., 2001), high spatial and temporal resolution measures are often required to fill gaps and elucidate, quantitatively, the impacts of climate change on Arctic rivers (Hori, 2021). Applications of satellite-derived products hold potential for filling this gap in northern regions since they have been applied to retrieve hydrological and thermal information from low- and mid-latitude rivers (Martí-Cardona et al., 2019; Tavares et al., 2019, 2020). In tandem with the potential of satellite data, reanalysis datasets have been extensively used as reference meteorological data to describe phases of the hydrological cycle in data-sparse basins (e.g. Essou et al., 2016; Jiang et al., 2021; Krogh et al., 2015; Tarek et al., 2020). Overall, reanalyses have been confirmed as a reliable source of information, especially if, for example, no or few land surface stations are available in the study area. Tarek et al. (2020) found that ERA5 reanalysis performs very well in North America, and simulations with a hydrological model forced with these data sets matched the observed values. Similarly, Krogh et al. (2015) found that ERA-Interim is a good source of meteorological information to calibrate hydrological models in two basins in southern Chile, where monitoring is very challenging. More recently, Gatién et al. (2022) used ERA5 and ERA5-Land to evaluate the performance of HEC-RAS to simulate the hydraulic and water temperature conditions on a large reservoir in a data-sparse region in western Canada, finding that the model was able to produce high-quality hydraulic and water temperature simulations when it is forced with this reanalysis products.

This work is framed in the context of Predictions in Ungauged Basins (PUB, Sivapalan et al., 2003; Hrachowitz et al., 2013). Here we focus on deriving modeled water temperature time series as an alternative to long-term in-situ observations in subarctic regions. We take the Aux-Mélèzes River, Nunavik, Canada as a case study and use CEQUEAU, a semi-distributed model that can simulate both flow and water temperature as our selected simulation tool. Our specific objectives are 1) to derive high-quality water temperature time series from spaceborne thermal infrared imagery, 2) to use these data to calibrate the CEQUEAU model, comparing a range of calibration strategies : single-site calibration, multi-ensemble parameter averaging (upscaling factors), and multi-site calibration; and 3) to derive consistent spatially distributed long-term water temperature time series in a data-sparse region. This represents the first attempt to derive long-term water temperature time series in Aux Mélèzes River and the first exercise of using spaceborne information to calibrate the CEQUEAU water temperature model.

5.2 Methods

5.2.1 The CEQUEAU model

CEQUEAU is a process-based, coupled, semi-distributed hydrological/water temperature model (Morin et al., 2007; St-Hilaire et al., 2000; St Hilaire et al., 2015b). The model simulates daily river flow and water temperature by subdividing the watershed into a series of whole squares (hereafter CE for the French abbreviation for *Carreaux Entiers*, following the model's documentation). For each CE, the altitude, the percentage of the forest, and the percent area covered by lakes and wetlands are computed. Each CE is further subdivided into a maximum of four polygons called partial squares (hereafter CP for the French abbreviation of *Carreaux Partiels*) based on the sub-basins division of the watershed. The hydrological model comprises two functions (shown in figure 3.2) to calculate the water budget throughout the basin : the production function, which calculates water availability for river routing in each CP at each time step and the transfer function, which manages the upstream-downstream water routing at each time step (Morin et al., 2007). The main equations describing the CEQUEAU model production functions and the routing functions are presented in 3.1 and 3.2, respectively. Also, the hydrological model parameters can be found in Table 5.1.

TABLE 5.1 : Hydrological model parameters

No	Parameter name	Description	Units	Lower bound	Upper bound	Value
Hydrological model						
1	CIN	Coefficient of percolation from the upper zone to the lower zone	—	0.01	1.00	0.4

2	CVMAR	Lakes and marshes drainage coefficient	–	0.01	1.00	0.50
3	CVNB	Lower-zone lower drainage coefficient	–	0.00	0.05	0.016
4	CVNH	Lower-zone upper drainage coefficient	–	0.01	1.00	0.17
5	CVSB	Upper-zone lower drainage coefficient	–	0.00	1.00	0.10
6	CVSI	Upper-zone intermediate drainage coefficient	–	0.01	1.00	0.45
7	XINFMA	Daily maximum infiltration	mm/day	0.10	40.00	9.58
8	HINF	Threshold of percolation from the upper to the lower zone	mm	5.00	100.00	11.718
9	HINT	Upper-zone intermediate drainage threshold	mm	0.00	200.00	107.4
10	HMAR	Lakes and marshes drainage threshold	mm	100.00	500.00	370.77
11	HNAP	Lower-zone upper threshold	mm	20.00	200.00	94.94
12	HPOT	Threshold of evaporation at the potential rate	mm	0.10	80.00	77.01
13	HSOL	Upper-zone runoff threshold	mm	100.00	300.00	181.18
14	HRIMP	Upper-zone runoff threshold for impermeable surfaces		0.00	10.00	5.01
15	EXXKT	Routing coefficient fitting parameter	–	0.00	1.00	2.29E-2
Snowmelt model parameters						
16	STRNE	Snow-rain temperature threshold	°C	-1.00	1.00	-0.83
17	TFC	Potential melting rate in forest	mm/°C/day	0.00	10.00	8.66
18	TFD	Potential melting rate in open (no canopy) areas	mm/°C/day	0.00	10.00	6.40
19	TSC	Minimum temperature threshold to initiate snowmelt in forest	°C	-2.00	2.00	-1.83
20	TSD	Minimum temperature threshold to initiate snowmelt in open areas	°C	-2.00	2.00	-0.23
21	TTD	Heat deficit coefficient	–	0.00	3.00	2.82
22	TTS	Minimum temperature for snow stock ripening	°C	-5.00	2.00	0.45
Evapotranspiration parameters						
23	EVNAP	Fraction of evapotranspiration taken for the lower reservoir	–	0.00	0.30	0.15
24	XAA	Thorntwaite exponent	–	0.20	5.00	0.90
25	XIT	Thorntwaite Index	–	5.00	50.00	9.87

The CEQUEAU water temperature uses the results from the hydrological model to calculate the water temperature. For each CE at a time-step t , the change in water temperature (ΔT_{wt} in °C) is given by the Equation 5.1 :

$$\Delta T_{wt} = \frac{\Delta Q_t}{V_t \cdot \Theta} \quad (5.1)$$

where ΔQ_t is the total change in enthalpy (MJ), V is the volume of water (m³) and $\Theta = 4.187 \text{ MJ m}^{-3} \text{ °C}^{-1}$ is the heat capacity of the water. The term ΔQ_t in the Equation 5.1 is the result of the surface energy budget, which is computed at any time-step t as follows :

$$Q_t = Q_{swt} + Q_{lwt} + Q_{et} + Q_{st} + Q_{at} \quad (5.2)$$

where Q_{swt} is the incoming solar shortwave radiation flux, Q_{lwt} is the net longwave radiative flux, Q_e is the latent heat transfer, Q_{st} is the sensible heat transfer and Q_{at} is the advective heat transfer from upstream grid squares and groundwater. Each term in the surface heat budget is estimated as follows :

$$Q_{swt} = CRAYSO \cdot A_{CP} \cdot Q_{in} \quad (5.3)$$

$$Q_{lwt} = CRAYIN \cdot A_{CP} \cdot \sigma \cdot (\beta T_{air}^4 - T_{water}^4) \quad (5.4)$$

$$Q_{et} = CEVAPO \cdot L_{ET} \cdot A_{CP} \cdot E \quad (5.5)$$

$$Q_{st} = CCONVE \cdot A_{CP} \cdot [0.2 \cdot U (T_{air} - T_{water})] \quad (5.6)$$

where Q_{in} is the input net solar radiation (MJ m⁻²), σ is the Stefan-Boltzman constant ($5.6697 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), β is the sky emissivity (0-1), T_{air} and T_{water} are the air and water temperature (K), L_{ET} is the layer of evaporated water (m) from the stream, E is the latent heat of evaporation (2480 MJ m⁻³), U is the wind speed (km h⁻¹), A_{CP} is the surface area of the stream (m²) at the CP, and, CRAYSO, CRAYIN, CEVAPO and CCONVE are fitting parameters. The description of all water temperature module parameters is presented in Table 5.2

5.2.2 Study region

The Aux Mèlèzes River is located in the eastern Canadian subarctic in Nunavik, Quebec, Canada,¹ (Figure 5.1). It flows directly into the Koksoak River, which empties into Ungava Bay. The Ungava is home to several indigenous communities whose traditional subsistence activities revolve around hunting, gathering, and fishing (Parlee et al., 2012). This region has also been important

1. according to the Köppen-Geiger classification system Dfc : Subarctic climate; coldest month averaging below 0 °C and 1–3 months averaging above 10 °C. No significant precipitation difference between seasons. (<https://open.oregonstate.edu/permaculturedesign/back-matter/koppen-geiger-classification-descriptions/>)

TABLE 5.2 : Water temperature model parameters

No	Parameter	Description	Units	Lower bound	Upper bound
1	COPROM	Fitting coefficient to determine the minimum depth of the river reach	-	0.01	4.00
2	COLARG	Fitting coefficient to adjust the river width	-	0.01	4.00
3	CRAYSO	Fitting coefficient for incoming solar radiation	-	0.01	4.00
4	CRAYIN	Fitting coefficient for shortwave radiation flux	-	0.01	5.00
5	CEVAPO	Fitting coefficient for latent heat flux	-	0.01	3.00
6	CCONVE	Fitting coefficient for sensible heat flux	-	0.01	6.00
7	CRIGEL	Threshold for snow stock controlling water temperature	mm	50.00	300.00
8	TNAP	Groundwater temperature	°C	5.00	10.00
9	BASSOL	Minimum precipitation to define days with low solar radiation	mm	5.00	20.00
10	CORSOL	Correction factor for BASSOL	-	0.00	1.00

for fisheries during the last two centuries (Power, 1976), an activity that is strikingly threatened by climate change (Poesch et al., 2016).

The Aux Mélèzes River is a large unregulated basin that drains an area of approximately 41,297 km². According to the North American Land Change Monitoring System (NALCMS), land use within the catchment comprises a significant proportion (56.86%) covered by shrublands and grasslands. Another substantial portion of 24.18% is covered by forest, and surface water bodies make up the additional 8.98%. The NALCMS dataset was used to parameterize CEQUEAU with the Aux Mèlèzes River basin physiography and is freely available through the following link : <http://www.cec.org/north-american-environmental-atlas/land-cover-2010-landsat-30m/>. For this river, we used a model grid size of 8 × 8 km to define the CEs, from which CPs are subsequently delineated according to water divide and drainage. This grid resolution was chosen as a trade-off to maximize the resolution and minimize the model run-time (Dugdale et al., 2017b) for a total of 726 and 955, CEs and CPs, respectively.

5.2.3 Meteorological and hydrometric data

The Aux Mélèzes River has two gauging station stations, one at the outlet point (flow station ID 103605 in Figure 5.1) located in CP-1 and a second one in an upstream sub-basin (flow station ID 103603 in Figure 5.1) located in CP-213. The flow station 103603 was used only for validating the performance of the hydrological module of the CEQUEAU model. To our knowledge, no meteorological stations exist, but one water temperature station located at the outlet point of the river (CP-1) administrated by the Québec Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs (MFFP) was used

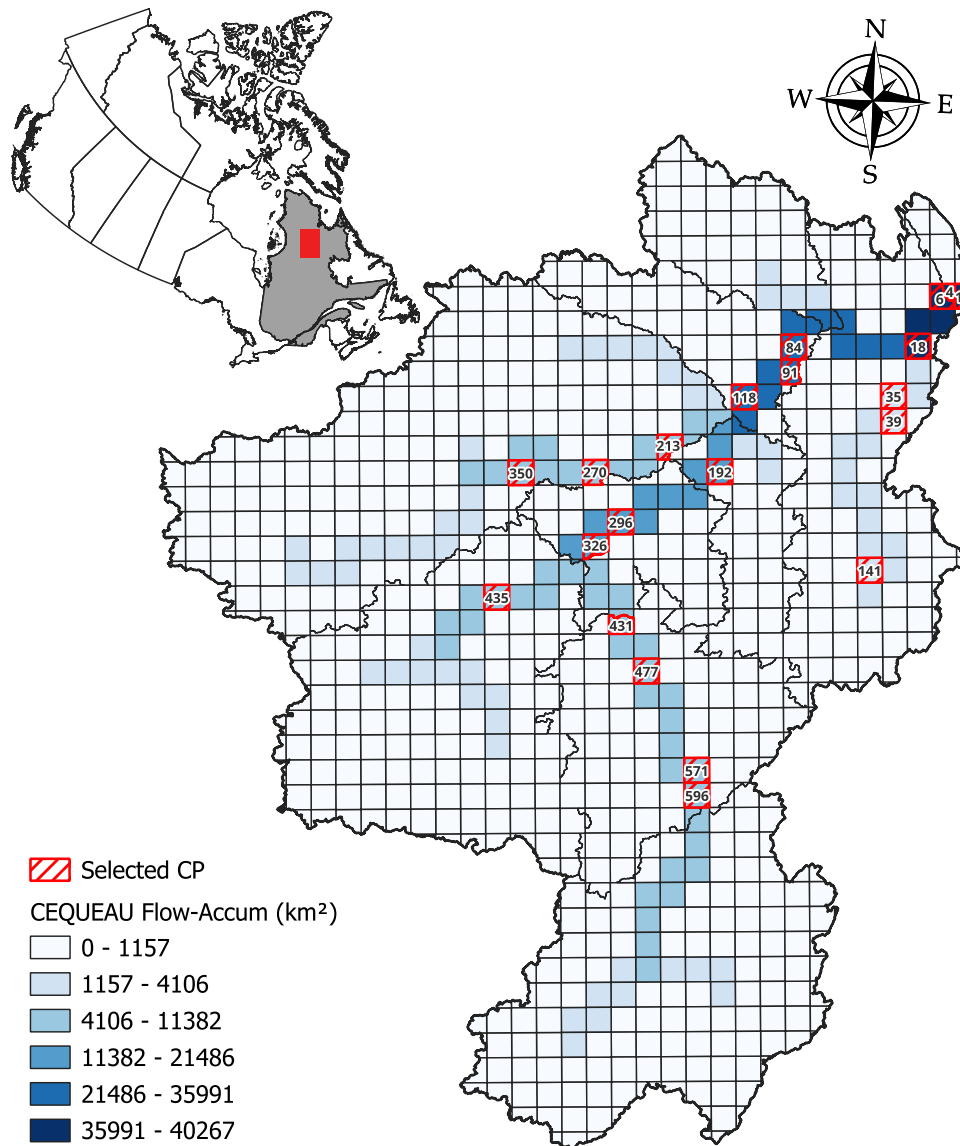


FIGURE 5.1 : The Aux Mèlèzes River showing the CEQUEAU model grid structure, with CPs used for calibration of the water temperature module highlighted

for validation purposes. The discharge data are freely available through the website of the Québec Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (https://www.cehq.gouv.qc.ca/hydrometrie/historique_donnees/default.asp). The meteorological inputs for the CEQUEAU model are listed in Table 5.3. Given the data scarcity, we used ERA-5 reanalysis information available on the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) website (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>).

TABLE 5.3 : CEQUEAU variables obtained from ERA5 reanalyses. The units are the input unit for the CEQUEAU model

Variable	Description	Units
pTot	Total daily precipitation	mm
tMax	Maximum daily air temperature	°C
tMin	Minimum daily temperature	°C
rad	Solar radiation	MJ/m ²
vp	Vapor pressure	mmHg
w	Wind speed	Km/h
cc	Cloud cover	%

5.2.4 Hydrological model calibration

The hydrological module has 31 parameters, of which 13 are fitted, and the remaining are constants and dependent on the physiographic characteristics of the watershed, while the water temperature module requires 10 parameters to be fitted (see St-Hilaire et al., 2000, for details).

The typical strategy for calibrating the CEQUEAU model consists of first calibrating the hydrological module, then calibrating the water temperature module using the simulated flows as inputs (St-Hilaire et al., 2000; Charron et al., 2021; Kwak et al., 2016, 2017; Khorsandi et al., 2022). To fit the model parameters, we used the Covariance Matrix Adaptation Evolution Strategy (CMA-ES) (Hansen et al., 2001), which is a stochastic non-linear optimization algorithm that is efficient in finding a high quality solution for the CEQUEAU model (Arsenault et al., 2014; Khorsandi et al., 2022).

We used the entire available period with concomitant meteorological and hydrometric data (1979-2020) for calibrating the hydrological model without subdividing it into calibration and validation periods following the approach proposed by Shen et al. (2022). This calibration was made using the most downstream station (ID 103605). The calibrated parameters were then validated by using station ID 103603. We evaluated the model performance by using the Nash–Sutcliffe (NSE, Nash et al., 1970) and the Kling–Gupta (KGE, Gupta et al., 2009) efficiency coefficients which are shown in Equations 5.7 and 5.8, respectively :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (\hat{y}_t - y_t)^2}{\sum_{i=1}^n (y_t - \bar{y}_t)^2} \quad (5.7)$$

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + \left(\frac{\hat{\sigma}}{\sigma} - 1\right)^2 + \left(\frac{\hat{\mu}}{\mu} - 1\right)^2} \quad (5.8)$$

where $\hat{y}$ is the simulated value in the time step t , y is the observed value in the time-step t , $\bar{y}$ is the average value of the observed time series, r is the linear correlation, $\hat{\sigma}$ and σ are the simulated and observed standard deviations respectively, $\hat{\mu}$ and μ are the simulated and observed mean values respectively. μ and $\bar{y}$ are equivalent values.

5.2.5 Water temperature simulation

The water temperature used to calibrate CEQUEAU's temperature module were extracted from thermal infrared (TIR) images acquired by Landsat missions 5, 7, and 8. The conversion from TIR radiance to water temperature was performed using the Statistical Mono-Window (SMW) Algorithm. The SMW algorithm was developed by The Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF, Duguay-Tetzlaff et al., 2015, 2017) This algorithm uses an empirical approach that relates the top of the atmosphere (TOA) brightness temperature of a single atmospheric window channel to Land Surface Temperature (LST) via simple linear regression. The SMW algorithm linearizes the radiative transfer equation while maintaining the explicit dependency on surface temperature (Duguay-Tetzlaff et al., 2015) as shown in Equation 5.9 :

$$LST = A_i + \frac{T_b}{\epsilon} + B_i \frac{1}{\epsilon} + C_i \quad (5.9)$$

where T_b is the TOA brightness temperature (K) in the TIR channel and ϵ is the spectral surface emissivity.

The coefficients A_i , B_i and C_i are determined via simple linear regression throughout a calibration process of simulation of the radiative transfer equation performed for 10 classes ($i = 1, 2, \dots, 10$) of Total Column Water Vapor (TCWV, Ermida et al., 2020). Values obtained for Ermida et al. (2020) for the different Landsat missions were used in the present study. For further details on the contention of these coefficients, refer to Ermida et al. (2020) and references therein. (Daigle et al., 2022) suggested that to improve the accuracy of the method to compute the water temperature, the emissivity should be set to 0.99 since we are focused on derived water temperature. Therefore, we used the value they suggested.

5.2.6 Calibration strategies

During recent decades, the integration of airborne and spaceborne sensors along with hydrological and water temperature models has become very popular among hydrologists. For example, satellite-based instruments have been successfully applied to calibrate a water temperature model (Tavares et al., 2020) in the United States and evapotranspiration fluxes in western Central Africa (Odusanya et al., 2018). (Morales-Marín et al., 2019) used Landsat satellites as reference information to simulate the water temperature in the Canadian Prairies. However, the application

of such techniques has never been tested in data-sparse subarctic (Dfc) river environments prone to strong seasonal variability, nor using the CEQUEAU model.

To correctly estimate river temperature using TIR images, a minimum of three pixels covering the river's width is required (as recommended in the literature; e.g. Cherkauer et al., 2005; Handcock et al., 2006) to reduce the radiative bank effect² on centerline temperatures, given that mixed pixel effects are usually found along river banks (Cherkauer et al., 2005; Martí-Cardona et al., 2019). This normally reduces the applicability of the Landsat TIR images (60 - 120 m resolution) to rivers of 180 m to 360 m in width. However, the recent algorithm developed by Martí-Cardona et al. (2019) showed that this limitation can be overcome by filtering out mixed pixels based on the earth-exiting thermal radiance of the Landsat scene. Using this approach, it is now possible to use Landsat to measure the temperature of rivers with widths as narrow as 120 m (Martí-Cardona et al., 2019). Taking the derived water temperature with the SMW algorithm described in Section 5.2.5, we applied the algorithm proposed by Martí-Cardona et al. (2019) to filter out mixed water-land pixels within each scene to avoid the effect of reflected radiance near the bank to retrieve reliable water temperatures distributed throughout the basin.

Given our CEQUEAU model's spatial discretization (8×8 km), it is in theory possible to map for every single CP a water temperature value from the Landsat images. However, as mapping water temperature for each CP in the CEQUEAU structure would be unnecessarily expensive in computational terms, we choose to calculate Root Mean Square Error (RMSE) at 21 distributed sites highlighted in red in Figure 5.1.

5.2.6.1 Single site calibration strategy

We tested several different strategies for calibrating CEQUEAU's water temperature model. The first calibration approach we implemented is the single-site strategy (SSS). This is the traditional approach used by researchers and modelers, and consists of calibrating the CEQUEAU temperature module by using each of the individual selected CP sites separately. We used the Root Mean Square Error (RMSE) as the objective function, as the strong seasonality of river temperature inhibits the use of other metrics (eg. NSE, KGE) commonly used for assessing the performance of discharge (rather than temperature) simulations (Ouellet-Proulx et al., 2019). The RMSE for a given CP is estimated using the Equation 5.10.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (y_t - \hat{y}_t)^2} \quad (5.10)$$

where $\hat{y}_t$ and y_t are the simulated and observed values at each time step, respectively.

2. Radiative bank can influence the correct outgoing radiance value read by the sensor, so it is necessary to remove it from the TIR image.

5.2.6.2 Upscaling factors calibration strategy

The second calibration strategy is the Upscaling Factors Strategy (UFS). The UFS takes the different sets of locally calibrated parameters using the SSS and combines them all using the upscaling factors proposed by Samaniego et al. (2010) to obtain one final set of parameters. This approach suggests that we can derive global parameters from a set of local parameters obtained from different SSS. This approach has recently been applied for CEQUEAU by Khorsandi et al. (2022). In this study, we used the Arithmetic, Harmonic, and Geometric means as upscaling factors. For further details, we suggest reading Samaniego et al. (2010) and the references therein. The equations to derive the upscaling factor for this research are presented as follows :

$$\rho_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \rho_0^i \quad (5.11)$$

$$\rho_1 = \left[\prod_{i=1}^n \rho_0^i \right]^{1/n} \quad (5.12)$$

$$\rho_1 = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \rho_0^i} \quad (5.13)$$

Where the index i refers to the calibration site using the SSS, ρ_0^i is the parameter derived for each of the individual calibration trials using the SSS method, and n is the number of considered evaluation sites.

5.2.6.3 Multi-Site calibration strategy

The third approach used in this study is the Multi-Site Strategy (MSS). This method consists of taking into account all the CPs during the calibration period. Two ways of multi-site calibration were used : 1) pooling all CPs together into a single, larger calibration database of water temperatures, which subsequently serves as the reference data to be evaluated with Equation 5.10 and 2) Using a weight factor to give importance to the CP based on the length of the observed time series and the accumulated area downstream. This weighted objective function is shown in Equation 5.14

$$RMSE_w = \frac{\sum_{i=1}^n RMSE_i \cdot M_i}{\sum_{i=1}^n M_i} \quad (5.14)$$

where $i = 1, 2, 3...n$ as the ordinal number for each CP within the CEQUEAU model structure, $RMSE_i$ is the calculated RMSE using the Equation 5.10 for the i th CP and M_i refers to the weighting

factor that can be either the accumulated area or the length of the available water temperature time series as shown in the table 5.4. The previous procedure effectively constitutes a multi-site objective function through which we can calibrate our model.

TABLE 5.4 : Weights for computing the multi-site objective function

CP-number	Time length		Cumulative area	
	Value (days)	weights	Value (km²)	weights
1	51	4.67%	4.027E+04	10.50%
4	50	4.58%	3.999E+04	10.43%
6	48	4.40%	3.997E+04	10.43%
18	52	4.77%	3.952E+04	10.31%
35	45	4.12%	3.233E+03	0.84%
39	47	4.31%	3.121E+03	0.81%
84	47	4.31%	3.266E+04	8.52%
91	49	4.49%	3.259E+04	8.50%
118	61	5.59%	3.180E+04	8.29%
141	44	4.03%	1.377E+03	0.36%
192	71	6.51%	1.996E+04	5.20%
213	47	4.31%	7.182E+03	1.87%
270	42	3.85%	6.719E+03	1.75%
296	49	4.49%	1.870E+04	4.88%
326	49	4.49%	1.826E+04	4.76%
350	43	3.94%	5.654E+03	1.47%
431	69	6.32%	1.106E+04	2.88%
435	48	4.40%	6.066E+03	1.58%
477	76	6.97%	1.033E+04	2.69%
571	52	4.77%	7.656E+03	2.00%
596	51	4.67%	7.319E+03	1.91%

5.2.7 Water temperature validation

Following the establishment of the optimal calibration parameter set, the performance of CE-QUEAU's water temperature simulations were validated by comparing the simulated temperatures against water temperature observations (summer 2015 - autumn 2019) from the MFFP's temperature monitoring station (see Section 5.2.3).

5.3 Results

5.3.1 Hydrological model calibration

Results of the hydrological calibration indicate that CEQUEAU represents flows in the Aux Mèlèzes River with a good degree of accuracy ($KGE = 0.86$ and $NSE = 0.79$). The comparison between the simulated and observed flows from 1979 to 2020 at the most downstream point of the basin is presented in Figure 5.2. The model correctly simulated the recession curves during the end of spring (Apr-Jun) and the beginning of winter (Oct - Nov) as shown by the interannual hydrograph (Figure 5.2A), although there is a misrepresentation during the beginning of snowmelt. The model performs well in representing the seasonality of the two high peak flows during the snowmelt onset and the autumn rainfall (Figure 5.2C). However, the highest peaks are underestimated, especially during the period 1980-1999, where the higher variability was exhibited. Given our interest in mainly the summer flows and water temperature, our calibrated parameters allowed us to correctly represent the flow values throughout the considered time period. The flow duration curve (Figure 5.2B) suggests that in spite of the model not correctly catching the distribution of the maximum values, it accurately represents the mean values during the whole period. This agreement was confirmed by computing the relative RMSE for the whole simulation period ($RRMSE = 14.54\%$).

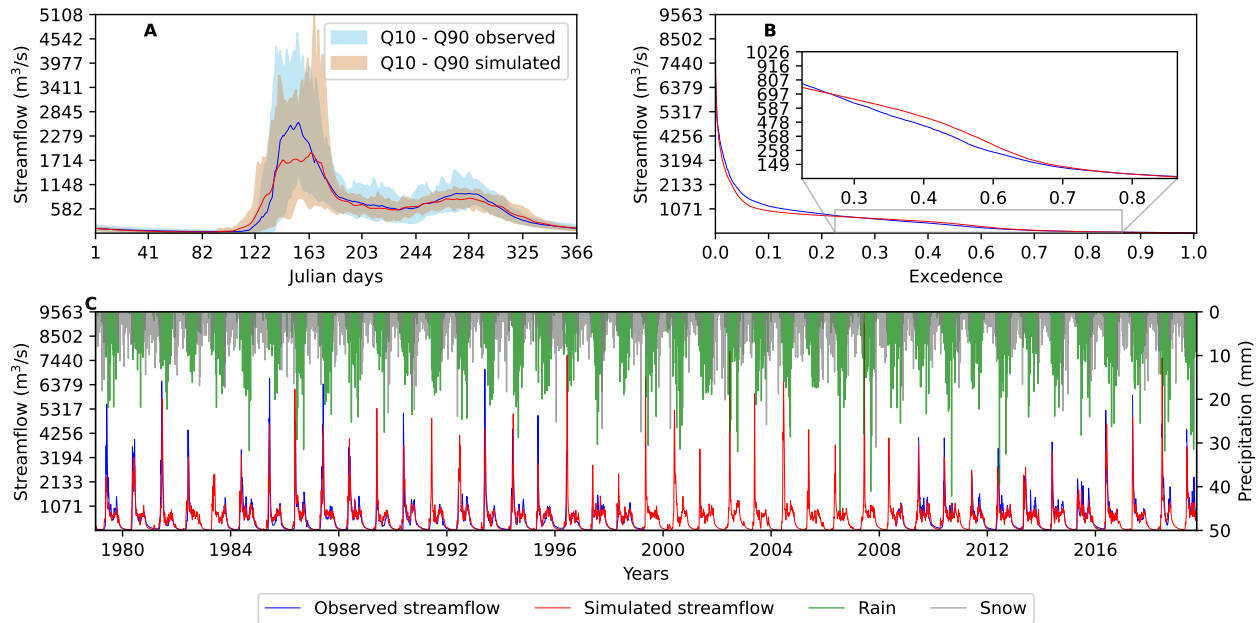


FIGURE 5.2 : Comparison between the observed (blue line in station ID 103605) and simulated (red line in CP-1) streamflow in the Aux Mèlèzes from 1979-2020. A) represents the long-term multi-annual averaged observed and simulated hydrographs. The envelopes show the 10th and 90th percentile for simulated and observed flow, B) represents the observed and simulated daily duration curves and C) shows the daily observed and simulated streamflow time series. The precipitation shown in the C) panel is partitioned between snow (gray lines) and rain (green lines) and represents the averaged total precipitation in CE-1. ($KGE = 0.86$, $NSE = 0.79$, $RMSE = 348.66 \text{ m}^3/\text{s}$, $BIAS = -45.64 \text{ m}^3/\text{s}$)

Figure 5.3 shows the results of our hydrological model validation, conducted by comparing simulations at CP-213 to runoff observations at the corresponding gauging station (ID 103603) from 1979 to 1993. The obtained performance metrics ($KGE = 0.83$, $NSE = 0.74$, $RMSE = 70.57 \text{ m}^3/\text{s}$) show that the CEQUEAU model correctly represents the stream flow in this station even when the reference for calibrating the model was the outlet point. This obtained value indicates that any biases in our subsequent water temperature simulations relating to flow volume are likely to be minimal.

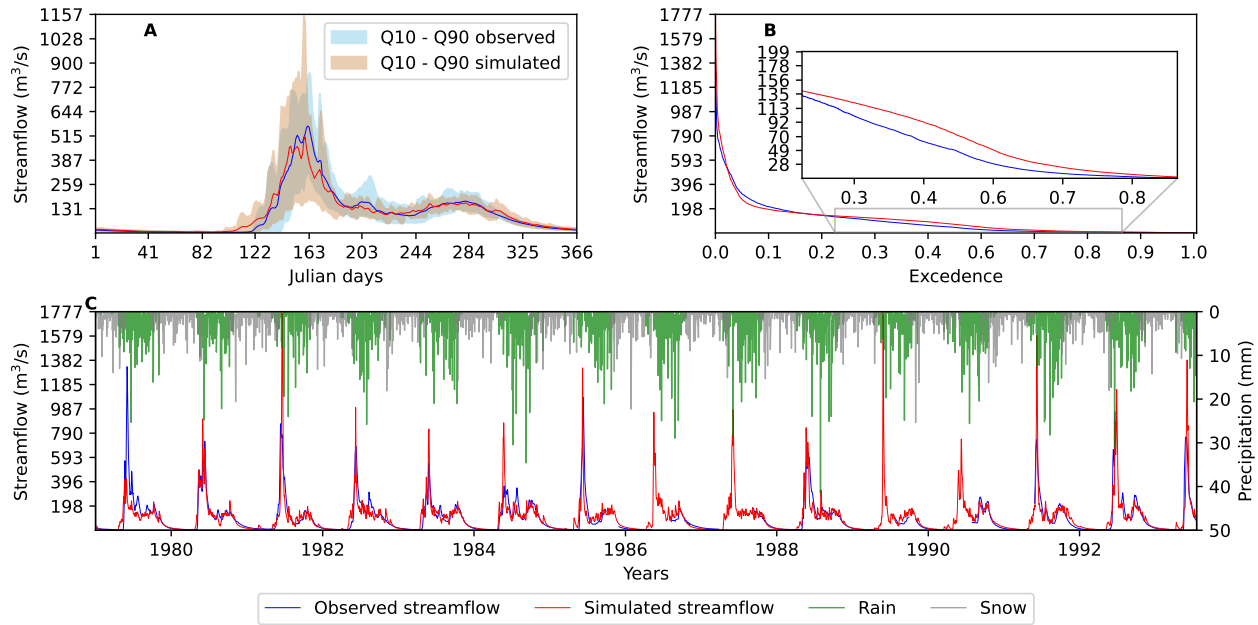


FIGURE 5.3 : Same as figure 5.2 but for the station ID 103603, CP-213 and CE-184 from 1979 to 1993. ($KGE = 0.79$, $NSE = 0.65$, $RMSE = 80.75 \text{ m}^3/\text{s}$, $BIAS = -1.5 \text{ m}^3/\text{s}$)

5.3.2 Water temperature model calibration

The results for the different calibration strategies are shown in Figure 5.4, and the parameter values for each calibration strategy are shown in Table 5.5. The water temperature mask for one of the time steps (it varies across time and space) is also shown in figure 5.A.1 Overall, the different calibration strategies produce $RMSE$ values ranging from 1.5 to 3.6 °C. Individual CP-based calibrations generate the poorest $RMSE$ values, with the harmonic mean upscaling method also performing poorly. While the calibrations based on arithmetic and geometric means produce acceptable $RMSE$ values throughout the entire basin, the MSS produced the best $RMSE$ performance and showed good ability at representing spatiotemporal variability in water temperature patterns. The $RMSE_{global}$ for each scenario suggests that SSS at CP-213 and harmonic methods are the worst performing calibrations over the entire basin, reaching values greater than 2.5 °C. On the other hand, the $RMSE_{global}$ values obtained with the arithmetic mean and MSS approaches do not exceed 1.93 °C, making them the best ensemble of parameters.

TABLE 5.5 : Water temperature parameters values obtained for each calibration strategy. Rows 1-21 represent the single-site calibration strategy (SSS), 22-24 are the upscaling factors strategy (UFS), and the 25-27 rows are the parameter sets obtained with the multi-site strategy (MSS).

	id	COPROM	COLARG	CRAYSO	CRAYIN	CEVAPO	CCONVE	CRIGEL	TNAP	BASSOL	CORSOL
1	CP1	1.00	1.00	2.12	1.00	0.50	1.99	113.69	8.00	10.00	0.16
2	CP4	2.00	1.62	2.30	1.10	0.50	1.93	50.97	5.68	6.16	0.01
3	CP6	2.00	2.00	1.92	1.00	0.50	1.32	211.36	4.00	5.90	0.01
4	CP18	1.00	1.00	2.12	1.00	0.50	2.00	141.10	5.54	9.97	0.01
5	CP35	1.00	1.00	1.85	1.00	0.50	1.46	67.22	8.00	8.38	0.03
6	CP39	1.24	1.00	1.76	1.00	0.50	1.62	123.88	8.00	5.53	0.07
7	CP84	1.00	1.00	1.94	1.16	0.50	1.95	142.31	5.50	5.09	0.27
8	CP91	1.00	1.00	1.80	1.21	0.50	2.00	250.00	4.20	7.14	0.22
9	CP118	1.00	1.00	1.75	1.00	0.50	1.79	50.00	6.54	8.42	0.19
10	CP141	2.00	1.65	1.49	1.21	0.50	1.47	204.01	8.00	10.00	0.01
11	CP192	1.00	1.15	2.15	1.22	0.58	2.00	233.17	8.00	8.14	0.14
12	CP213	1.58	1.41	1.79	1.18	0.55	1.19	93.62	8.00	9.17	0.01
13	CP270	1.00	1.00	1.29	1.00	0.50	2.00	237.28	8.00	5.61	0.48
14	CP296	1.00	1.00	1.93	1.00	0.50	1.92	56.61	5.47	7.14	0.03
15	CP326	1.00	1.00	1.87	1.00	0.50	1.89	101.56	8.00	8.45	0.04
16	CP350	1.63	1.02	1.64	1.00	0.50	1.80	50.00	7.99	5.00	0.51
17	CP431	1.00	1.00	2.07	1.00	0.50	2.00	52.12	8.00	9.59	0.01
18	CP435	1.07	1.54	1.89	1.00	0.50	2.00	137.03	8.00	9.49	0.01
19	CP477	2.00	2.00	2.08	1.00	0.50	1.97	50.00	8.00	5.55	0.04
20	CP571	2.00	1.85	2.12	1.00	0.50	1.89	64.58	8.00	9.80	0.01
21	CP596	2.00	2.00	2.10	1.00	0.50	1.90	67.03	8.00	5.28	0.01
22	Arithmetic	1.36	1.30	1.90	1.05	0.51	1.81	118.93	7.09	7.61	0.11
23	Geometric	1.30	1.25	1.89	1.05	0.51	1.80	101.64	6.94	7.39	0.04
24	Harmonic	1.24	1.21	1.87	1.05	0.51	1.78	88.14	6.77	7.18	0.02
25	multi_area	2.00	1.39	2.22	1.52	0.50	1.63	74.36	7.81	9.14	0.05

26	multi_length	1.00	1.04	1.88	1.00	0.50	2.00	56.67	7.69	9.28	0.00
27	multi_pooled	1.83	1.00	2.21	1.32	0.50	1.82	51.55	7.91	6.36	0.00

Calibration results (in terms of RMSE) are given in Figure 5.4. Overall, the different calibration strategies produce RMSE values ranging from 1.6 to 4.2 °C. Best model performance was generally found in CPs centred on the Melezes' main stem (i.e. CP-1, CP-4, CP-6, CP-18, CP-82, CP-91, CP-118, CP-192, CP-296 and CP-326) whose widths range from 500 m to 800 m, which deliver RMSEs around 2.0 °C in most of the cases. The lowest RMSE values were obtained using the parameters delivered with the CP-192, whereas the worst-performing main stem-located CPs are CP-84 and CP-91.

Conversely, the worst performance was generally observed at CPs located within headwater regions of the watershed. Indeed, the CP that performed worst across all calibration strategies is CP-141, which, from Figure 5.1, is seen to correspond to a headwater location comprising a fluvial lake. Poor behaviour at CPs corresponding to small streams and lakes is likely due to inadequacies in CEQUEAU's parameterisation. For example, in CPs corresponding to lakes or headwater streams (eg. CP-35, CP-39, CP-141, CP-213, CP-270 and CP-350), CEQUEAU likely underestimates residence time and heat surface fluxes because it does not formally address lake stratification, surface flow velocities/residence times and/or additional surface heat inputs on large surfaces with no canopy.

Unlike the SSS-derived parameters, the MSS-derived parameters perform better across all individual CPs, even in those that showed poor performance using an SSS-derived parameter set. Here, the best RMSE value obtained across all CPs was 1.62 °C (CP-435) using the multi_length strategy. The worst performing site (with the exception of CP-141) with an RMSE value of 3.09 °C (for the weighted multi_area strategy) was CP-270 (located in an upstream tributary), comparing favourably to the SSS method, which yielded a worst RMSE of 3.62 °C under all SSS runs. The same occurrence is repeated across CP-350, CP-431, CP-477, CP-571, and CP-596, highlighting how the MSS outperforms most of the SSS-delivered RMSEs.

The UFS-derived calibrations also outperform individual CP-based parameter sets. However, when compared with the MSS approach, it can be seen that despite their good performance, RMSEs are generally slightly poorer than those obtained using the MSS. Nevertheless, the differences in RMSE (between 0.01 and 0.1 °C) are not significant according to the Wilcoxon Signed-Rank Test ($\alpha = 0.05$) when comparing the RMSEs obtained for the main river (i.e., CP-1, CP-4, CP-6, CP-84, CP-91, CP-118 and CP-192). Within all the three considered upscaling factors, the worst RMSE (again, excluding CP-141) was found with the Arithmetic mean (2.98 °C at CP-270), and the best was 1.67 °C in CP-435 using the Geometric and Harmonic means.

Figures 5.5 and 5.6 show the multi-annual means and scatter regression plots for both simulated and observed Landsat water temperature. Comparing simulated water temperatures with the MSS against the Landsat-derived water temperature suggests that both simulated and TIR-derived water temperatures range from around 0 °C to 24 °C throughout the basin. Note that data collected from the Landsat missions do not continuously span the whole calibration period, and only a subset of Landsat-derived temperature data were obtained for each individual CP. The time series length

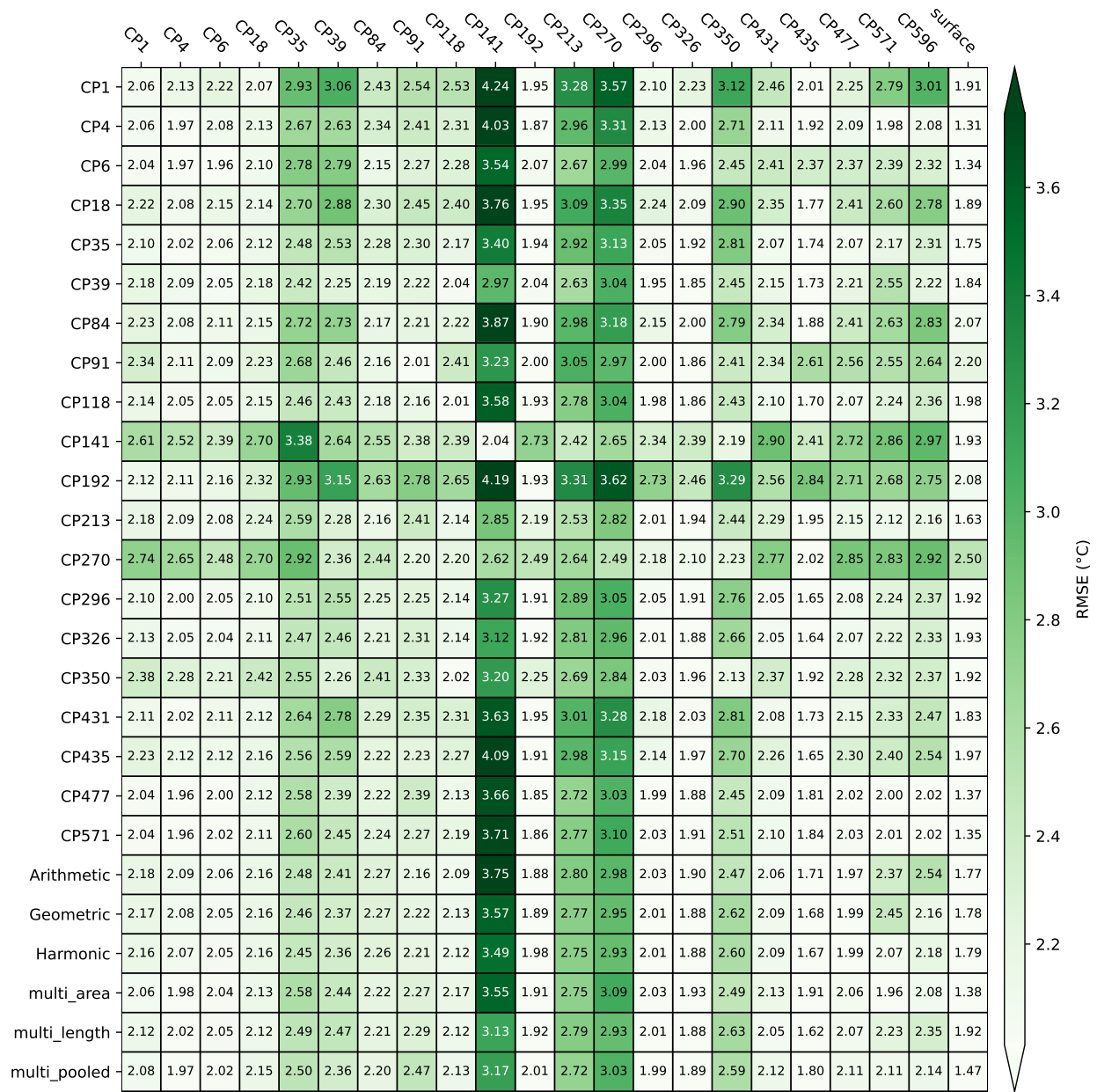


FIGURE 5.4 : Heatmap comparing the obtained RMSEs for the different calibration strategies. The rows (y-axis) represent the CP point and/or the calibration strategy that was used to derive the parameter set, and the columns (x-axis) represent the result of evaluating these parameters at that specific location. The last column represents the surface station evaluation for validation purposes. RMSE is given in °C

for Landsat data at each CP is presented in Table 5.4. The absence of data at certain CPs/times is generally due to cloud cover obscuring the river channel at the moment of TIR image acquisition.

The simulated water temperatures fit well with the observed Landsat temperature, and for most cases, the CEQUEAU model reaches the annual mean observed values along the basin (see Figure 5.5).

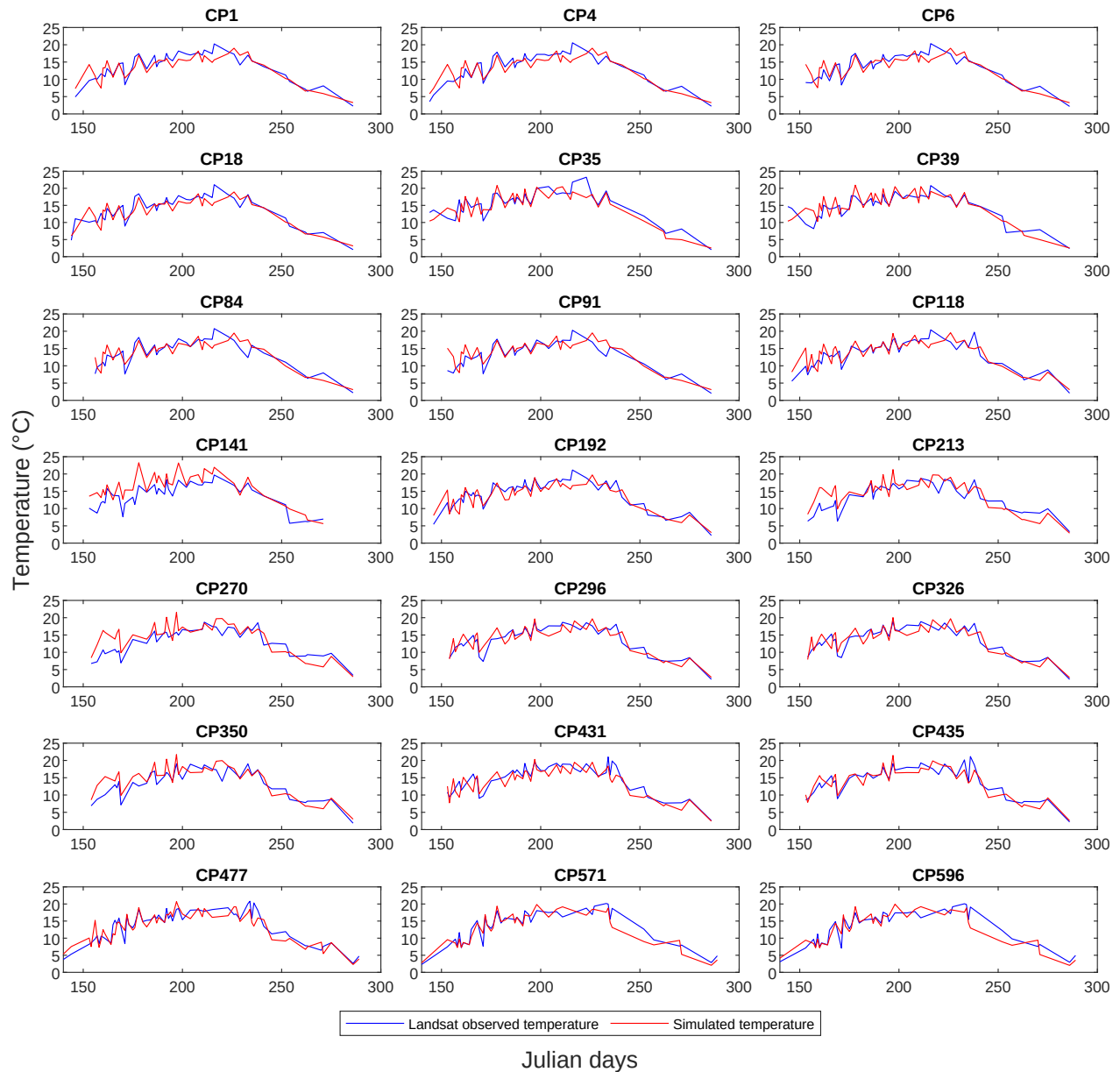


FIGURE 5.5 : Multi-annual means simulated (red lines) and Landsat derived (blue lines) water temperature for each of the selected CPs. These multi-annual means were produced using the multi_area parameters set.

Figure 5.6 allows us to see how well the simulated water temperature time series fits the derived Landsat temperature. Overall, the CEQUEAU model performs well in the temporal distribution of the water temperature. There are some cases where the values were underestimated, such as in CP-596 and CP-477 ($R^2 = 0.81$ and $R^2 = 0.79$, respectively) and some others with a relatively large spread, as in CP-213 ($R^2=0.72$). In the downstream CPs such as CP-1, CP-4, CP-6, and CP-118, among the others, the agreement is very good, with $R^2 > 0.75$ in all the cases. However, this also shows that the CEQUEAU model does not reach the maximum Landsat-retrieved water temperature value (around 20 °C) in those CPs.

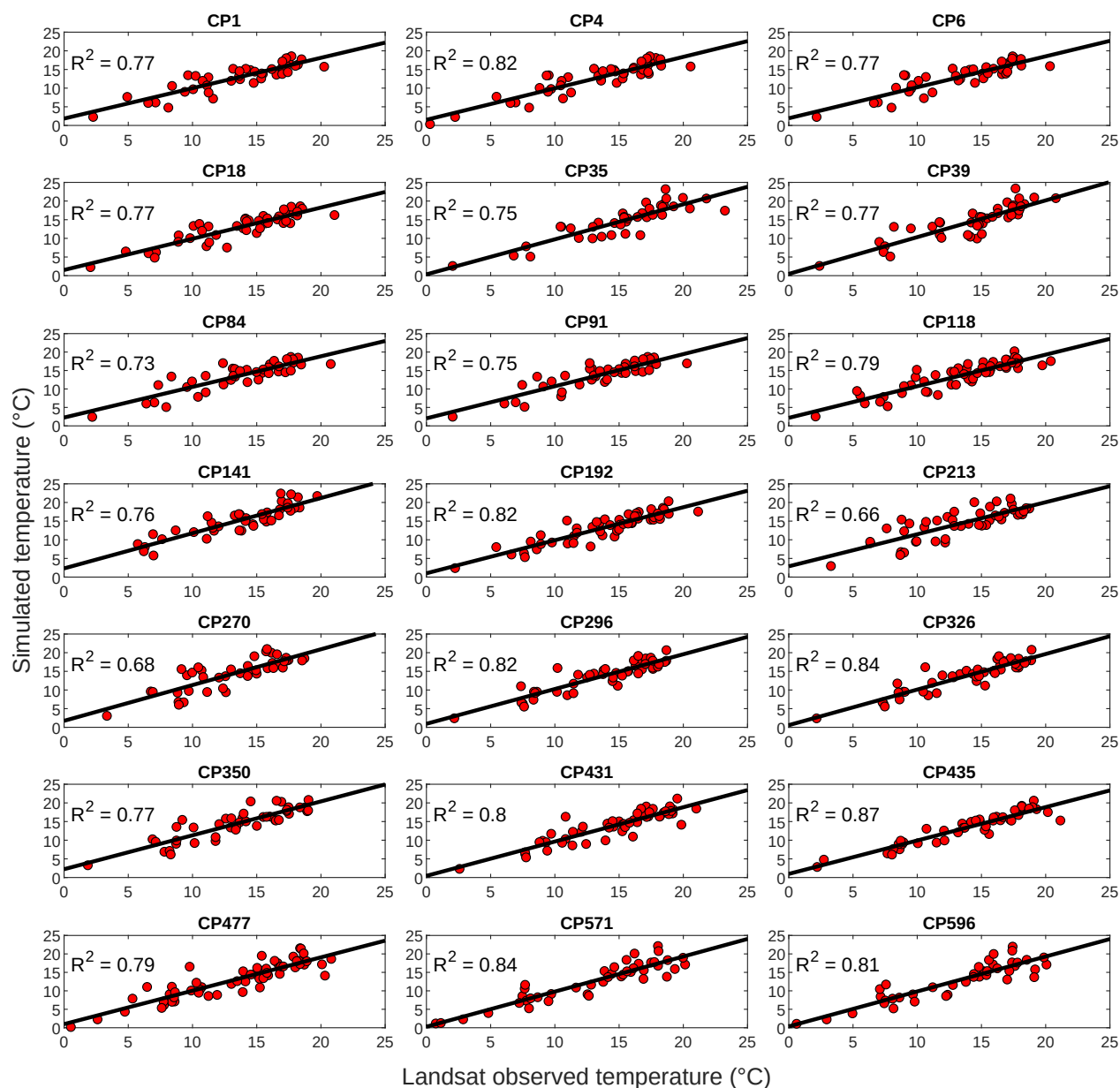


FIGURE 5.6 : Scatter plots for observed (x-axis) Landsat-derived water temperature and simulations (y-axis) with the CEQUEAU model in each of the selected CPs. These diagrams were produced using the multi_area parameter set.

Figure 5.7 displays histograms of individual root mean square errors for temperatures exceeding 15°C, one histogram for each calibration point (CP). These histograms visualize the distribution of errors, not the overall RMSE (which is a single value). The x-axis represents the magnitude of the error, and the y-axis represents the frequency of occurrence of that error. The distributions for CPs located along the main stem (CP1, CP4, CP6, CP18, CP84, CP91, CP118, CP192, CP296, CP326) are generally consistent with their low RMSE values observed in the previous heatmap. Most errors are concentrated in the 0-2°C range, indicating good model performance at these locations for temperatures above 15°C.

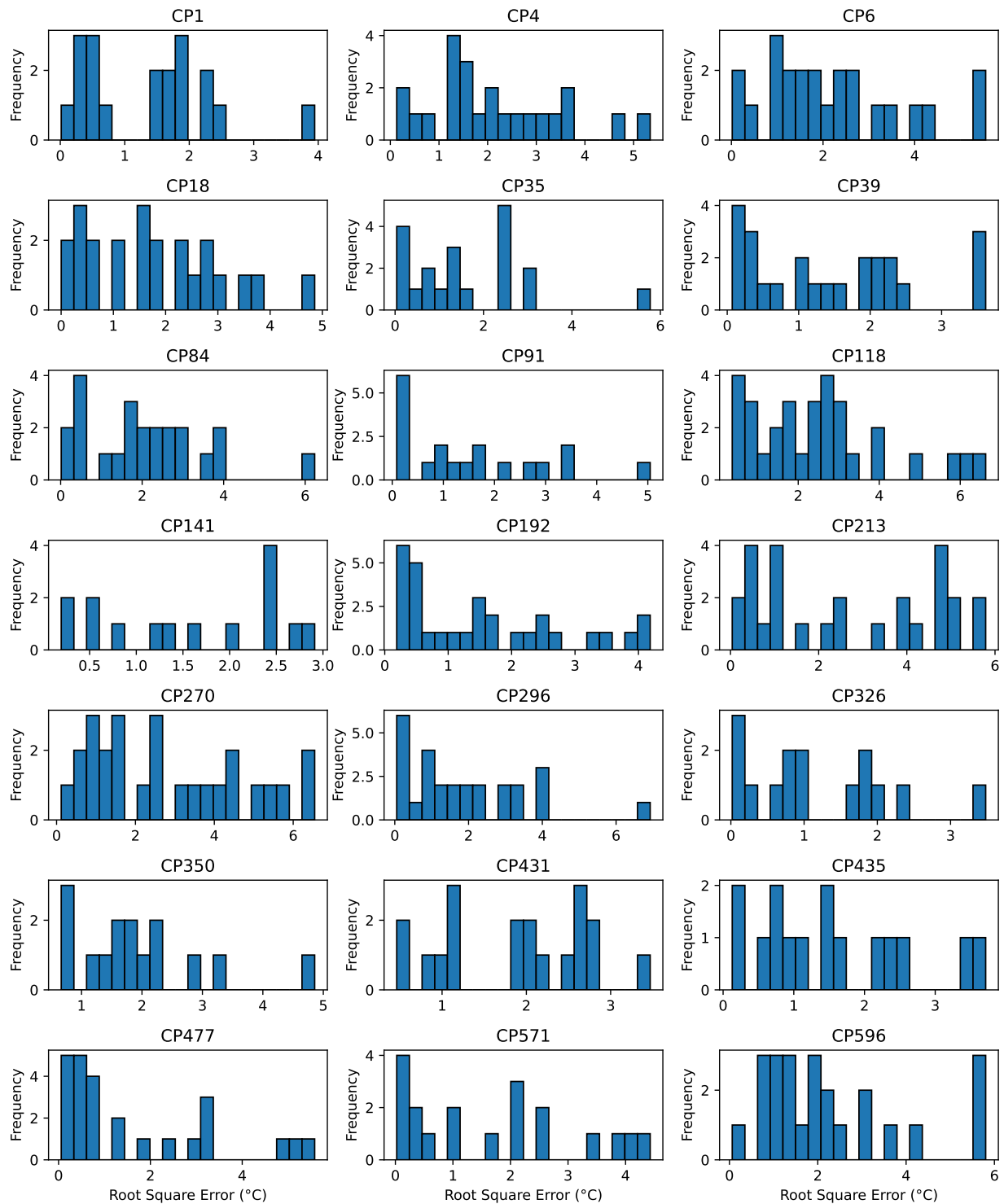


FIGURE 5.7 : Root Mean Square Error distribution of water temperature simulations against Landsat derived temperature for observed temperatures > 15 °C

The error distributions for CPs located in headwater regions are more varied, reflecting the mixed performance seen in the heatmap. While CP350 and CP477 show a reasonable concentration of errors between 0-2 °C, other headwater CPs, particularly CP141 and CP270, are expected to

exhibit wider distributions and a greater frequency of larger errors. CP435 is an exception, showing a concentrated error distribution, consistent with its strong performance in the MSS calibration. "

5.3.3 Comparison against surface station

The last column in Figure 5.4 shows the validation results achieved through simulating water temperature at the MFFP's surface water temperature station (see Section 5.2.7) with the various calibration strategies. In terms of the Single Site Strategy (SSS), CP-4, CP-6, CP-435, and CP-477 parameter sets perform better than the rest, reaching values of RMSE as low as 1.31 °C in the CP-4. Validation performance decreases when evaluating the surface station against headwater-derived parameters set as in CP-270, which delivered the highest RMSE (2.50 °C).

The MSS-derived parameter sets increase the validation performance of the CEQUEAU model compared with the SSS. The best RMSE (1.38 °C) was obtained with the multi_area method, whereas the worst RMSE of 1.92 °C (using the multi_length strategy). This highlights the consistency of the MSS approach. Among the UFS, the Arithmetic mean delivered the best RMSE value (1.77 °C), whereas the Harmonic performed worst (RMSE = 1.79 °C). The best calculated RMSE with the MSS has significant differences with the best RMSE obtained with the UFS.

Based on these validation results, we selected the multi_area parameter set to explore how the model performs temporally using the surface station. The time series of observed and simulated water temperature are presented in Figure 5.8. In total, three summers of observed water temperatures are available. Figure 5.8a shows the multi-annual means of water temperatures for the period 2016 to 2019, and it is possible to see that the CEQUEAU model matches the onset of positive observed water temperature (blue line). This is a key insight about the performance of the CEQUEAU model in Aux Mélèzes river since this metric is likely to change across Canada under climate change conditions (see Daigle et al., 2010, for details). Although the model can represent such an important metric, its performance is reduced during the peak of the summer and the start of the autumn. This can be seen in Figure 5.8B, where a considerable portion of the points are below the regression line. Nonetheless, the $R^2 = 0.90$ coefficient confirms good agreement between the observed and simulated values. This positive result emphasizes the very strong ability of our calibration approach (MSS using TIR-derived temperature data) to provide parameter values that lead to accurate simulations of water temperature in Aux Mélèzes River.

The comparison between the surface observations, the simulated water temperature and the Landsat TIR-derived water temperature is shown in Figure 5.8C. The maximum surface observed (blue line) value for this time period is 17.71 °C, while the maximum value obtained with the Landsat TIR images (blue dots) was 20.25 °C. The overestimation of the observed water temperature was obtained during the summers of 2016 and 2017. In general, the comparison between the observed surface temperature and Landsat-derived temperature leads to an RMSE = 1.40 °C, which can be considered a very good estimation of the actual observed water temperature. The comparison of

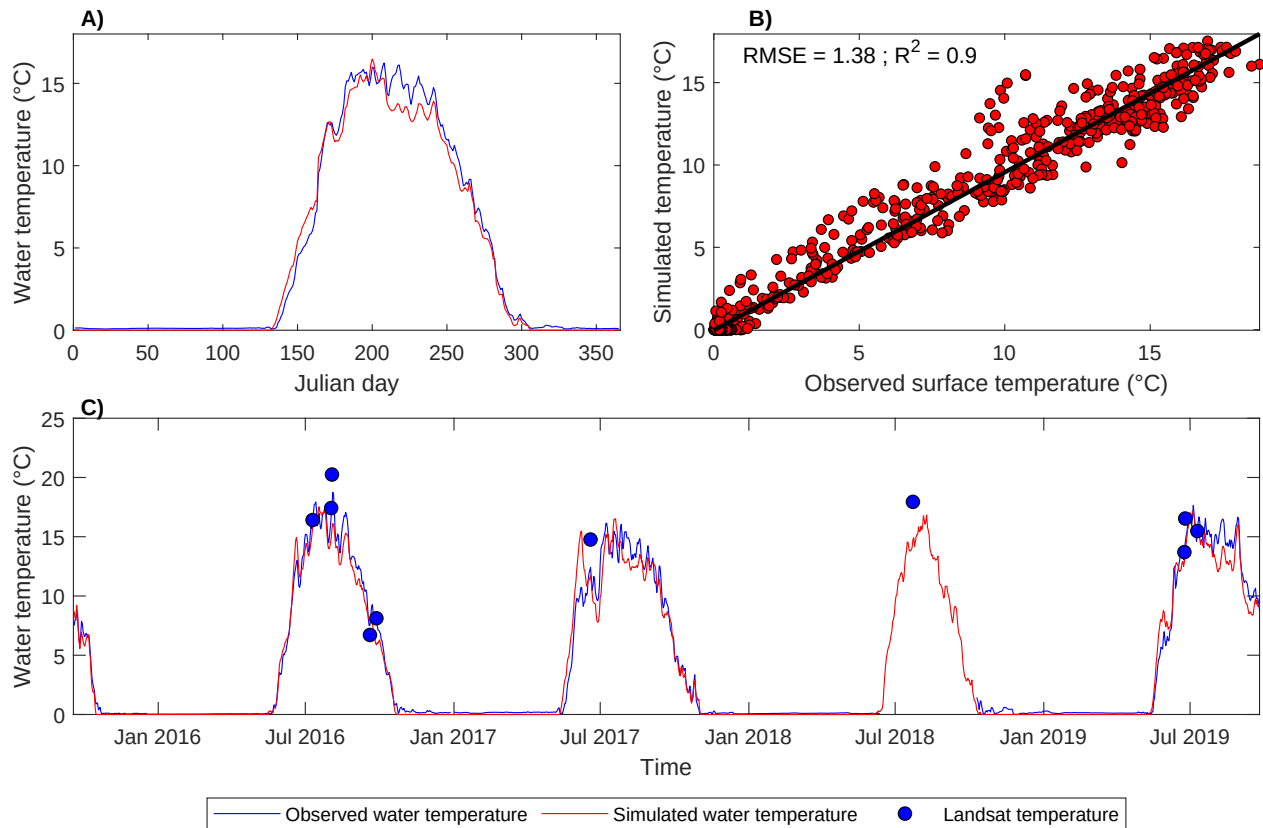


FIGURE 5.8 : Validation of the simulated water temperature using the multi_area parameters set against the surface observations of water temperature and Landsat-derived temperature. A) Represents the multi-annual means of observed (blue line) and simulated (red line) time series of water temperature for the period of 206-2019, B) is the scatter plot of surface observed and simulated water temperature time series, and C) shows the comparison between the surface observed water temperature (blue line), simulated water temperature (red line) and Landsat derived water temperature (blue dots) from 2016-2019.

the simulated water temperature (red line) along with the Landsat-derived temperature for this time period delivered an $RMSE = 2.03$ °C.

5.4 Discussion

The relative paucity of river discharge and water quality data in the Arctic and Subarctic makes river science very challenging in these regions. The development of new algorithms for processing spaceborne and reanalysis data sources has given researchers new tools to exploit and develop new knowledge in these data-sparse regions. In this study, we combined information from ERA5 and Landsat TIR images with simulations from the CEQUEAU hydrological-water temperature model to produce consistent, accurate daily water temperature and flow time series in the Aux Mélèzes River, located in the northeastern Canadian Subarctic region. Although studies have been carried out describing water temperature and flow patterns in other regions of the Canadian Arctic (e.g. Yang et al., 2014, 2017a, 2021; Stadnyk et al., 2020b), this represents the first effort to incorpo-

rate satellite-based thermal imagery along with hydrological / water temperature models over this region and is also the first to focus on the eastern portions of the Canadian subarctic (Dfc).

5.4.1 Water temperature estimation from satellite-based thermal imagery

The use of TIR-based instruments to monitor and quantify river temperature has gained attention during the last decades, particularly in remote areas where deploying *in situ* instruments that allow the measurement and monitoring of actual kinetic water temperature (T_k) is very challenging (Dugdale, 2016b; Handcock et al., 2012). The radiant temperature measured by TIR-based instruments serves as a good approximation of the river temperature (Daigle et al., 2022; Dugdale, 2016b; Handcock et al., 2012; Martí-Cardona et al., 2019; Tavares et al., 2020). However, given the high cost involved in 'conventional' monitoring campaigns across large rivers, such as the one involved in this study, would not be economically or logistically viable (see Dugdale, 2016b, for details). The use of space-borne Landsat TIR images allowed us to spatially understand the river temperature dynamic for a considerable time period over a remote area in the northeastern Canadian region.

Using the algorithm proposed by Martí-Cardona et al. (2019) to filter out mixed land-water pixels enabled us to estimate river temperature in reaches with widths ranging from 150 m in CP-431 to >350 m in CP-84. This greatly increases the applicability of satellite-derived river temperature data, meaning that they can now be used to constitute 'proxy' of temperature at gauging stations in relatively small watercourses. This overcomes the limitation highlighted in the recent study of Daigle et al. (2022), where only rivers with a minimum width ranging from 300-350m were used to derive Landsat-based water temperature.

The comparison of the obtained Landsat-derived water temperature in CP-1 with the surface station has shown a high degree of accuracy ($RMSE = 1.41\text{ }^{\circ}C$) of the proposed method. This represents an improvement in the estimations given by Daigle et al. (2022), where an $RMSE = 1.7\text{ }^{\circ}C$ was obtained in the same river. This indicated that filtering out the mixed bank river pixels improves the estimations of water temperature, as was stated by Martí-Cardona et al. (2019) in their study. Also, this result is in accordance with the estimations given by (Tavares et al., 2019), where after atmospherically correcting a set of TIR-based Landsat images and selecting (manually) only centred water pixels, they obtained an $RMSE = 1.44\text{ }^{\circ}C$. Our method allowed us to define automatically only pure water pixels distributed in space and time, avoiding human intervention, which reduces pre-processing time and errors by incorrectly choosing the wrong pixels.

5.4.2 Surface flow simulations

The simulated discharge presented in Figure 5.2 suggests that ERA5 is a reliable source of information to obtain robust daily streamflow simulations. $KGE = 0.86$ and $NSE = 0.79$ give us confidence in our model's representation of the seasonal behaviour of the surface stream flow in the Aux Mélèzes River. Unlike CEQUEAU's water temperature model component, the underlying hydrological model was calibrated using a single-site strategy. However, the validation results, when compared to observations from gauging station ID 103603 are equally good ($KGE = 0.79$, $NSE = 0.65$, $RMSE = 80.75 \text{ m}^3/\text{s}$, $BIAS = -1.5 \text{ m}^3/\text{s}$). This validation highlights the strong ability of CEQUEAU to simulate high discharges at the outlet point while also correctly representing (reduced) flows in sub-basins. Although the obtained performance metrics are lower than at the principal calibration site (as expected), these results are still acceptable and reaffirm that the CEQUEAU model correctly represents the general seasonal patterns in the sub-basins within the Aux Mélèzes River. This, in turn, gives confidence in our reproduction of water temperature patterns throughout the basin. This study's results agree with similar investigations (e.g. Krogh et al., 2015), where ERA-Interim successfully allowed them to improve the streamflow simulation in a remote mountainous area in the Chilean Patagonia.

5.4.3 Water temperature simulations

Among the calibration strategies considered in our study, the Single-Site-Strategy (SSS) produced the worst RMSE values when the derived parameters are evaluated in other CP locations. The Upscaling Factor Strategy (UFS) accounts for some spatial variability since it transfers local variability in the water temperature parameters to the basin scale. In our case, the Harmonic mean was found to be the most consistent in retrieving the lowest RMSE values throughout the different CP locations. This coincides with the results obtained by Khorsandi et al. (2022), where the harmonic mean was found to be the best upscaling factor to obtain global water temperature parameters for the CEQUEAU model. All the considered upscaling factors outperformed most of the SSS when comparing the performance in the individual CP locations.

However, comparing the obtained RMSE from UFS with those obtained with the Multi-Site Strategy (MSS), indicates that MSS can generate consistent improvements over UFS. MSS explicitly adjusts the parameters using all of the distributed Landsat-derived water temperature values in a single calibration. The latter ensures that the MSS approach represents the spatial variability better than the upscaling factors, as shown by the obtained RMSE values (Figure 5.4). Another fundamental advantage of the MSS is the computational time. The application of the UFS requires performing several single-site calibrations to compute the respective Upscaling Factor subsequently. In this particular case, the computation of each upscaling factor required 21 times the computational resources than the MSS. This, by itself, implies that MSS must be chosen over the UFS if future

multi-site calibrations of the CEQUEAU model are required. This agrees with the result obtained by Khorsandi et al. (2022), where the reason for choosing MSS over UFS was mainly the computational time. Our study showed that even increasing the number of CP sites to derive basin scale parameters using Upscaling-Factors, the multi-site calibrations perform better. Indeed, in the case of the CEQUEAU model, the selected MSS that outperformed the rest was the multi_area, which coherently derived parameters taking the actual flow structure as a proxy to adjust the optimal parameter values.

The simulated water temperature series for the different CPs considering the best performance calibration strategy (figures 5.5 and 5.6) suggest that the CEQUEAU model simulations correctly fit into the range of variability of the estimated water temperature with Landsat TIR images. The error distributions (Figure 5.7) show nonetheless that some of the simulations in the CPs located in the headwaters that are mostly lake-dominated regions. A biased behavior is shown during summers and autumn for the period 2016 to 2019 when the simulations were compared against the surface-gauged station (see Figures 5.8A and 5.8C). The same pattern is shown in the whole considered calibration period, where the summer temperature is mostly underestimated during the end of the season (see Figure 5.5). As already mentioned in Section 5.4.1, the Landsat-derived radiance temperature is a good estimation of the surface water temperature. Therefore, our simulations produce coherent water temperature time series during the whole calibration period (1990-2019). The excellent degree of concordance between these water temperature observations and simulations from a model parameterized and calibrated purely using satellite/reanalysis data suggests that it is now possible to generate long-term water temperature time series using information from satellite-based datasets and the CEQUEAU model.

5.5 Limitations

Although the results presented in this study are robust and clearly demonstrate the capabilities of the CEQUEAU model in simulating both hydrological and water temperature patterns in complex cold environments such as the Aux-Mélèzes River, there are some weaknesses we want to acknowledge. The current workflow for the calibration and setup of the CEQUEAU model does not involve a formal sensitivity analysis on parameter selection. Such an analysis can be crucial because it could help us to identify the parameters that exert the most influence on model simulations, possibly providing valuable insights into the dominant physical processes controlling the system's behavior in this specific subarctic catchment. Also, it allows for a better understanding of parameter equifinality – the phenomenon where different parameter combinations can produce similarly good calibration results – thereby informing the confidence placed in the chosen parameter set. Incorporating a sensitivity analysis in future applications would therefore strengthen the calibration process, enhance the interpretation of model behavior, and provide a more comprehensive assessment of projection uncertainty.

Finally, validating the TIR-derived water temperature with a longer time series of surface water temperature would be essential to define the existence of systematic biases between estimated TIR-based water temperature and surface water temperature. In our case, the difference between the obtained RMSE with the TIR-based water temperature and the RMSE comparing the simulated and surface water temperature is around 0.6 °C. This would mean that evaluating the performance of the CEQUEAU model with TIR-based temperature would require some corrections for future applications since water temperature simulations taking ERA5 as reference data were already tested, and they showed good accuracy elsewhere in Canada (Gatien et al., 2022; Khorsandi et al., 2022).

5.6 Conclusion

The main goal of this research was to demonstrate how simulated water temperature time series from a process-based water temperature model, parameterized using satellite and reanalysis data, can form a viable alternative to long-term in-situ time series of water temperature in remote subarctic regions, where problems relating to data-gathering and access persist. For those reasons, we framed this work in the context of the PUB problem, which has been widely explored in terms of flow simulations but lacks equivalent research focusing on water temperature in ungauged basins, particularly at sub-annual scales. This study constitutes the first application of the CEQUEAU model in a Subarctic environment. Our results show that the model is a very reliable tool to simulate both runoff and water temperature spatiotemporal patterns, even in the northeastern Canadian subarctic where conventional field data are almost absent. Indeed, our research shows the value of combining satellite-based remote sensing and meteorological reanalysis data for model parameterization and calibration. Our proposed approach suggests that the multi-site calibration strategy for calibrating the CEQUEAU model outperforms the single-site and upscaling factor calibration strategies for simulating water temperature throughout the entire basin, ultimately producing discharge and water temperature simulations equal or better to models calibrated and parameterized using 'conventional' data and approaches. This research emphasizes the strengths of the CEQUEAU model to simulate the main hydrological and river temperature patterns in complex environments such as the cold Canadian Subarctic region. Future research can now have confidence in using the CEQUEAU model to produce and assess future climate change studies, which will be fundamental for fisheries managers in the Arctic and Subarctic rivers.

APPENDIX

5.A Pixel water mask

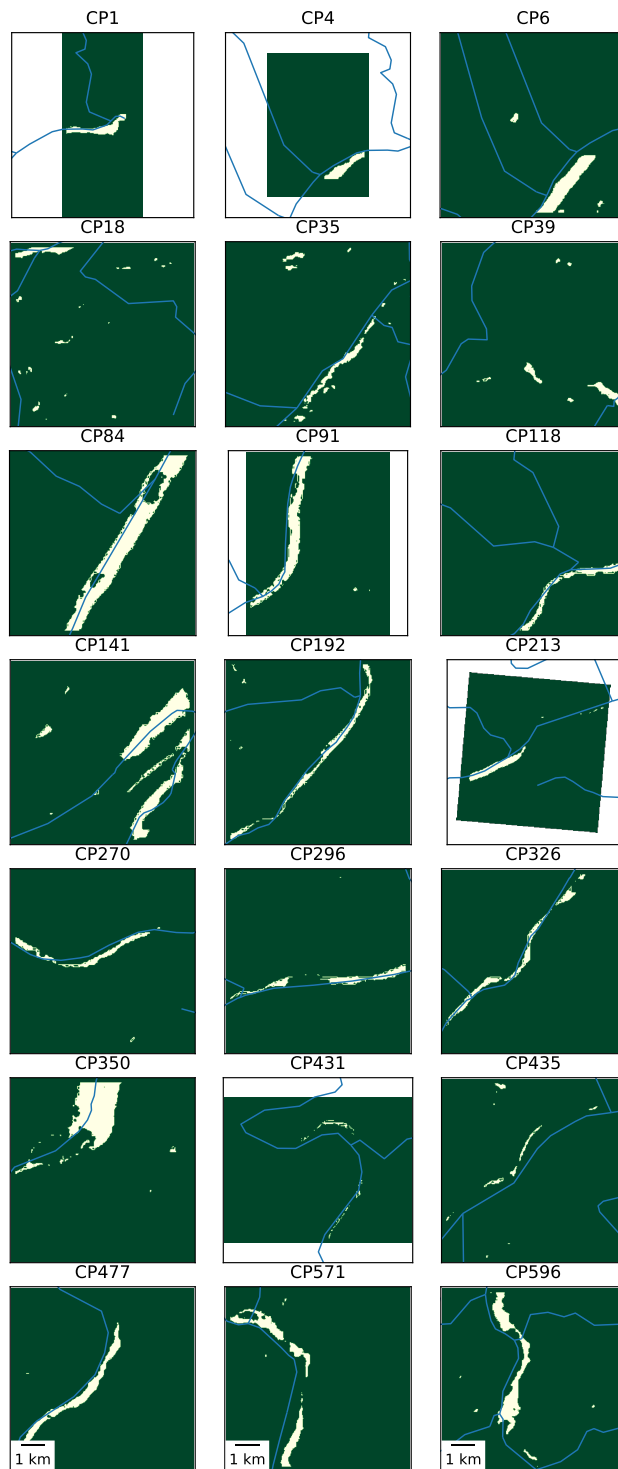


FIGURE 5.A.1 : Pure water pixel mask derived for each of the selected CP. The white colors are the pixels considered pure water, and the blue line represents the stream network. The scale of the image is shown in the last panels

6 SPATIO-TEMPORAL DISTRIBUTION OF SUBARCTIC RIVER TEMPERATURE TRENDS UNDER CLIMATE CHANGE : IMPLICATION OF POTENTIAL CHANGES IN THERMAL HABITAT FOR ARCTIC CHAR AND ATLANTIC SALMON

Distribution spatiale et temporelle des tendances de la température d'une rivière subarctique dans un cadre de changement climatique : Implication des changements potentiels dans l'habitat thermique de l'omble chevalier et du saumon atlantique

Eisinhower Rincón¹

André St-Hilaire^{1,2}

Normand E. Bergeron¹

Stephen J. Dugdale³

¹ Institut National de la Recherche Scientifique (INRS), 490 de la Couronne Street, Québec City, Qc, Canada. G1K 9A9

² Canadian Rivers Institute, Fredericton, N.B, Canada

³ School of Geography, University of Nottingham, Nottingham NG7 2RD, UK

* Corresponding author : eisinhower.rincon@inrs.ca

Publication ciblée

Climatic Change

Soumis le 03 mars 2024, présentement en révision

Author contribution

- Eisinhower Rincon : Software development, data process, visualization, conceptualization, writing and revision.
 - André St-Hilaire : Conceptualization, funding acquisition, project administration, resources, supervision, validation, writing, review and editing.
 - Normand E. Bergeron : conceptualization, funding acquisition, resources, supervision, validation, writing, review and editing.
 - Stephen J. Dugdale : conceptualization, supervision, validation, writing, review and editing.
- All authors read the manuscript, contributed to the analysis, and improved the final manuscript.

Abstract

Climate change-driven effects are among the most important socio-environmental concerns in the Arctic and Subarctic regions. In particular, the study of projected changes in river temperature regimes provides key insights into the ecological implications of alterations to thermal habitat for key fish species. This paper presents a comprehensive historical evaluation of water temperature and flow patterns in the Aux-Mélèzes River, Nunavik, Québec, Canada, utilizing the CEQUEAU model to assess hydrological and thermal dynamics in a cold subarctic environment. The model's successful representation of key hydrological and thermal patterns is supported by robust performance metrics ($KGE = 0.81$, $NSE = 0.68$ for flow, and $RMSE = 1.38$ °C for water temperature), instilling confidence in its reliability. The study reveals the current suitability of the river to sustain Arctic Char and Atlantic Salmon populations during summer, with observed and simulated temperatures within known acceptable ranges of the two species. However, projections suggest alarming trends in the Mean Annual Water Temperature (MeanAWT) in the future. The potential for stress-inducing temperatures exceeding historical values raises concerns for key fish species, as evidenced by an analysis of the probability of exceeding 23 °C in the near future. Changes in Maximum Annual Water Temperature (MaxAWT) trends exhibit complex spatial patterns, emphasizing the heterogeneity of future water temperature scenarios, with tributaries showing a more pronounced warming. Onset of Positive Water Temperature (OPWT) trends indicates a potential earlier onset, impacting the emergence and feeding/growing season of Arctic Charr and Atlantic Salmon. This study aligns with existing research, projecting a reduction in suitable habitat for Arctic Char by the end of the century. Concurrently, shifts towards warmer temperatures in Northern Quebec regions, favouring Atlantic Salmon (which is more tolerant to higher temperatures than Arctic Char) raises questions about potential competitive advantages. Our research contributes valuable insights into the hydrological dynamics of the Aux-Mélèzes River, emphasizing the urgency for adaptive management strategies in the face of climate-induced changes. This work serves as a resource for researchers, policymakers, and conservationists concerned with the sustainability of cold-water ecosystems.

6.1 Introduction

River temperature plays an important role in aquatic ecosystems, as it controls key biological, chemical, and physical processes (Caissie, 2006; Hannah et al., 2015). Therefore, water temperature is important for the survival of freshwater fish because it affects their rates of development and growth (Jonsson et al., 2009). Additionally, increases in water temperature are commonly associated with alterations of fish behavior and increased mortalities (Martins et al., 2012b; Breau et al., 2011). River temperature in the northern hemisphere shows an upward trend of the annual maximum daily temperature of 0.16 °C per decade from 1960-2014 Wanders et al. (2019). Similar trends have been observed by Park et al. (2017) from 1979-2013 in the major pan-Arctic rivers. They also showed sustained increases in surface air temperature partially drive these trends. Furthermore, global estimations suggest that global river temperatures will increase by ~ 1.0 -3.0 °C

by the end of the century (van Vliet et al., 2013) with trends as high as 0.5 °C per decade (Liu et al., 2020). This situation is of particular concern for the scientific community and managers because the Northern Hemisphere, and especially its Arctic regions, have been identified as one of the most vulnerable regions to climate change (Larsen et al., 2014). Furthermore, recent findings from Feng et al. (2021) show that discharge of Arctic North American rivers have increased at a rate of 3.4 km³ / year from 1984-2018, representing 0.19% of the mean annual discharge per year. This surplus of flow is mainly related to increases in winter and spring discharge (Feng et al., 2021; Shiklomanov et al., 2021; Yang et al., 2021), while during summer periods, flows were found to be reduced (Park et al., 2017; Yang et al., 2021). Understanding how flows will evolve is crucial to provide reliable estimates of changes in river temperature regime under climate change conditions, as decreases in flow have been found to exacerbate increases in water temperature (van Vliet et al., 2013).

In general, northern cold regions are challenging to study mainly because of the problems associated with data collection (Yang et al., 2017b). Despite this, the body of literature on flow and river temperature regimes in Arctic and Subarctic rivers is constantly increasing (e.g. Docherty et al., 2019; Stadnyk et al., 2020a; Bui et al., 2021; Yang et al., 2021; Rincón et al., 2023). In northern Canada, most studies related to this topic are focused on northwestern rivers (e.g. Park et al., 2017; Yang et al., 2017b, 2021), whereas only a few studies have been carried out in northeastern rivers (e.g. Rincón et al., 2023). This region thus requires further research to provide insights into climate change impacts, not least because of notable indigenous communities settled in this region, but also in terms of the importance for the conservation of key fish species such as Arctic Char (*Salvelinus alpinus*) and Atlantic Salmon (*Salmo salar*), two of species most threatened by climate change (Connor et al., 2019; Reist et al., 2006a,b).

Numerical modelling is useful for quantitatively assessing the historical behaviour of river discharge and temperature and projecting their future evolution. Models can be implemented in poorly gauged or even ungauged basins where there is a need to plan and manage the natural resources and where additional insights about the effects of climate change are imperatively required (Hrachowitz et al., 2013; Sivapalan et al., 2003). Recently, Rincón et al. (2023) used a semi-distributed process-based hydrological model (CEQUEAU) to study discharge and river temperature on a partially gauged basin in northeastern Canada. They combined reanalysis products and spaceborne thermal infrared imagery (TIR) to produce daily time series of flow and water temperature. The combination of these sources of information has allowed a better understanding of the recent and future hydrological and thermal changes to rivers in the northeastern Canadian subarctic.

In this study, we assess the impacts of climate change on the discharge and river temperature regimes of the Aux-Mélèzes River, a large, pristine basin located in the northeastern Canadian subarctic. We used CEQUEAU, a process-based coupled semi-distributed hydrological and river temperature model to perform the simulations. Our specific objectives were : 1) To generate sce-

narios that quantify the potential changes in water temperature by the end of the century and 2) to use these results to examine potential changes in fish thermal habitat in the basin caused by global warming. The results of our study provide important insights into the potential response of subarctic freshwater fisheries to climate change in a large river system.

6.2 Data and methods

6.2.1 Study region

The Aux-Mélèzes River is located in the region of Nunavik, Quebec, northeastern Canada (Figure 6.2.1), draining a large unregulated basin of 41,297 km². This river discharges into the Koksoak River, which ultimately reaches the Arctic Ocean via Ungava Bay. The Nunavik region is of great socio-ecological importance since it is the home of several indigenous communities and also, habitat of key fish species such as Arctic Char (Dubos et al., 2023). Indigenous communities' traditional subsistence activities revolve around hunting and fishing (Parlee et al., 2012), where Arctic Char is an important source of food for these communities (Janjua et al., 2016). The region of Nunavik has also been important for fisheries during the last two centuries (Power, 1976; Janjua et al., 2016), an activity that is increasingly threatened by climate change (Poesch et al., 2016). This basin is located in the region where permafrost becomes discontinuous and sporadic Yang et al. (2021).

6.2.2 The CEQUEAU model

CEQUEAU is a semi-distributed coupled hydrological/river temperature model (Morin et al., 2007; St Hilaire et al., 2015a). The model discretizes the watershed into a series of so-called whole squares (hereafter CE for the French abbreviation for *Carreaux Entiers*, following the model's documentation), where altitude, percentage of forest and percentage of area covered by lakes and wetlands are computed. Each CE is subsequently subdivided into a series of partial squares (hereafter CP for the French abbreviation for *Carreaux Partiels*, following the model's documentation) based on the watershed divides within each CE. For each CE, the hydrological model performs a water budget by using a production function (Figure 3.2) and the produced water is subsequently divided into each CP and transported throughout the basin by the routing function (Figures 3.3a and 3.3b).

Equations 3.1 and 3.2 in the supplementary material are the mathematical representations of the production and routing functions, respectively. The 28 hydrological model parameters needed used to calibrate the model are given in Table 5.1. CEQUEAU then computes a surface energy balance within each CP to estimate the surface energy available to heat the water. All equations

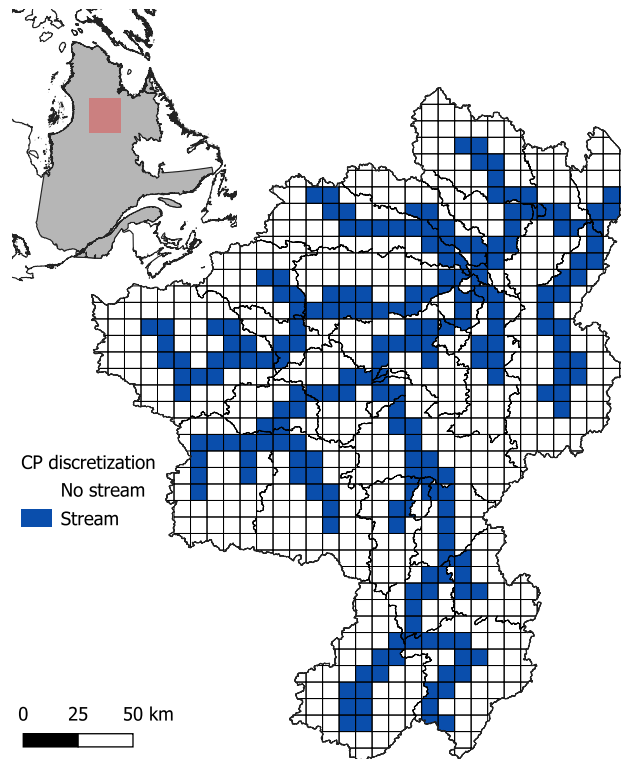


FIGURE 6.2.1 : Location of the Aux-Mélèzes river. The basin was discretized into 803 CE, for a total of 1056 CP. Each CE is 7.5 km on a side

comprising CEQUEAU's water temperature model can be found in section 5.2.1 (Equations 5.2 to 5.6) as well as the description of the parameters and calibrated values (Table 5.2).

6.2.2.1 Model calibration

The calibration of the CEQUEAU model is typically accomplished via two phases (Dugdale et al., 2017b; Khorsandi et al., 2022; Rincón et al., 2023). First, we calibrated the hydrological model, and second, the water temperature parameters were calibrated using these calibrated hydrological model outputs. In this study, the hydrological module was calibrated for the period 1979-2020 using a single-site calibration strategy. The Kling-Gupta (KGE Gupta et al., 2009) and Nash-Sutcliffe (NSE Nash et al., 1970) efficiency coefficients were used to evaluate the performance of the model. KGE was chosen as the objective function to calibrate the hydrological module. KGE and NSE computations are shown in equations 5.7 and 5.8, respectively.

To calibrate the water temperature module, the Root Mean Square Error (RMSE, Equation 5.10) was used as an objective function, given the strong seasonality that water temperature shows (e.g. Khorsandi et al., 2022; Rincón et al., 2023; Ouellet-Proulx et al., 2019). Strong seasonality systematically leads to high NSE coefficient values, which precludes this metric as an objective function for temperature module calibration.

Recently, Rincón et al. (2023) applied three different calibration strategies for calibrating the CEQUEAU model over the Aux-Mélèzes River using Reanalyses and Landsat TIR images. They found several sets of parameters for the river temperature module and concluded that the multi-site strategy (i.e., pooling data from multiple sites in a single calibration) is the most accurate method for calibrating the CEQUEAU model. We used a multi-site calibration strategy by deriving the water temperature from thermal infrared (TIR) images from Landsat for the period 1990-2020 following the approach applied by Rincón et al. (2023). For more information on the approach taken to calibrate CEQUEAU on the Aux-Mélèzes River, we refer the reader to Rincón et al. (2023) and the references therein. Values of all calibrated parameters for both the hydrological and water temperature modules can be found in Tables 5.1 and 5.2.

6.2.3 Reference data

In order to generate baseline 'current day' river temperature metrics for the Aux-Mélèzes River, we used the model in a hindcasting capacity to simulate water temperatures associated with recent and past (1980-2020) meteorological data. Given the scarcity of observed meteorological data required as model inputs, we used the ERA5 reanalysis information (Hersbach et al., 2020) available on the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) website (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>) with a native grid resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ covering the entire globe. ERA5 data are obtained by combining advanced modelling and data assimilation to generate the state of the atmosphere at a sub-daily time scale. Reanalyses have proven to be a reliable data source for hydrological simulations as well as for water temperature simulations (Khorsandi et al., 2022; Rincón et al., 2023). Table 5.3 shows the data retrieved from ERA5.

6.2.4 Climate change scenarios

In this research, we used phases 5 and 6 of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5; Taylor et al., 2012 and CMIP6; O'Neill et al., 2016, respectively), which produces multi-model climate projections based on alternative scenarios of future emissions and land use changes produced with integrated assessment models. Scenarios describing possible future developments of anthropogenic drivers of climate change (i.e., greenhouse gases, chemically reactive gases, aerosols, and land use) are labeled as Representative Concentration Pathways (RCP) for CMIP5 and Shared Socioeconomic Pathways (SSP) for CMIP6. The main key differences between CMIP5 and CMIP6 products are 1) an upgrade in the model generation (higher spatial resolution and improvements in physical parametrization) and 2) they were forced with updated emission trends (O'Neill et al., 2016; Fan et al., 2020). Here, we choose to work with the RCP8.5, which represents a rough estimate of the radiative forcing of 8.5 W m^{-2} by the end of the century, whereas SSP3-7.0 and

SSP5-8.5, also used in this study, represent different development paths of society that lead to a radiative forcing of 7.0 W m^{-2} and 8.5 W m^{-2} , respectively. The selection of the models was based on the availability of information for the case of CORDEX, and the CMIP6 models were chosen following a literature review (e.g. Khorsandi et al., 2023b)

Six models from the Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (CORDEX, Giorgi et al., 2009) project (see Table 6.2.1) and six models from the CMIP6 project (see Table 6.2.2) were selected.

TABLE 6.2.1 : CORDEX model list

Institution	Regional model	Model name
Climate Service Center Germany	GERICS2015	MOHC-HadGEM2-ES
		MPI-M-MPI-ESM-LR
		NCC-NorESM1-M
University of Quebec in Montreal	CRCM5	CCCma-CanESM2
		MPI-M-MPI-ESM-LR
		MPI-M-MPI-ESM-MR

CORDEX is a subproduct of CMIP5 that was physically downscaled (i.e., by using regional climate models) to produce higher-resolution climate change scenarios. CORDEX datasets are available for 14 domains that cover the whole world, and we selected the North American domain with a spatial resolution of $0.22^\circ \times 0.22^\circ$ (NAM-22) at daily time-step. All CMIP6 and CORDEX simulations were regridded to a native resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ using the nearest-neighbour approach to match the observed historical dataset. Subsequently, both datasets were bias corrected using the multivariate quantile mapping bias correction (MBCn, Cannon, 2018) method. MBCn is a bias correction approach that performs traditional quantile mapping while preserving the correlation among the correlated variables.

TABLE 6.2.2 : CMIP6 model list

Institution	Model name	Grid size
Norwegian Climate Centre, Norway	NorESM2-LM	1.875×2.5
Max Planck Institute for Meteorology, Germany	MPI-ESM1-2-LR	1.875×1.875
	MPI-ESM1-2-HR	0.94×0.94
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	CanESM5	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$
	CanESM5-1	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$
Euro-Mediterranean Centre on Climate Change	CMCC-ESM2	$1.25^\circ \times 0.94^\circ$

6.2.5 Trend analysis

We assessed the trends in different metrics for water temperature scenarios. Table 6.2.3 show several key temperature metrics to describe the mean state and projected changes for water temperature (Daigle et al., 2010; Dugdale et al., 2018). After computing these metrics, a trend analysis was performed to explore the historical and future condition of the Aux-Mélèzes River.

TABLE 6.2.3 : List of considered metrics to study the trends

Metric	Name	Season
Onset of positive water temperature	OPWT	Spring
Number of days above the threshold	NDAT	Summer
Mean annual water temperature	MeanAWT	Summer
Maximun anual water temperture	MaxAWT	Summer

6.2.5.1 Modified Mann-Kendall test for trends

The Mann-Kendall (MK) method is widely used to detect trends in hydrological and climatological variables (e.g., Ahmed et al., 2022). Proposed by Kendall (1955) and Mann (1945), the MK test is a non-parametric trend test that correlates the rank order of the observed values with its time order. The null hypothesis for the MK test is that the data are independent and randommly ordered. Given a time series $X = x_1, x_2, \dots, x_n$ the mathematical formulation of the test statistic S is :

$$S = \sum_{i < j}^n a_{ij} \quad (6.1)$$

$$a_{ij} = \text{sign}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & \text{if } x_i < x_j \\ 0 & \text{if } x_i = x_j \\ -1 & \text{if } x_i > x_j \end{cases} \quad (6.2)$$

The statistic S tends to normality for large values of n , with mean and variances given by :

$$E(S) = 0 \quad (6.3)$$

$$\text{var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} - \sum_{i=1}^n \frac{t_i \cdot i(i-1)(2i+5)}{18} \quad (6.4)$$

where t_i is the number of ties of length i .

The last statistics were modified by Hamed et al. (1998) to take into account the serial autocorrelation, a characteristic present in most of the hydrological variables. The variance in the modified MK test that considers the serial correlation is given in the following equations :

$$V^*(S) = var(s) \frac{n}{n_s^*} \quad (6.5)$$

$$\frac{n}{n_s^*} = 1 + \frac{1}{n(n-1)(n-2)} \times \sum_{i=1}^{n-1} (n-i)(n-i-1)(n-i-2) \rho_s(i) \quad (6.6)$$

where $\rho_s(i)$ is the autocorrelation function of the ranks of the observations.

6.2.6 Water temperature duration curve (TDC)

The TDC method allows analyzing the probability of exceedance of a specific water temperature value (Ouarda et al., 2022). The probability of exceedance p_i for the i th event was calculated using the Weibull plotting position (Equation 6.7).

$$p_i = P(T > t_i) = \frac{i}{n+1} \quad (6.7)$$

where t_i is the daily water temperature and n is the length of the time series. The TDC is then obtained by plotting the sorted values of t_i against its corresponding plotting position p_i .

For this study, we are interested in analyzing critical water temperature thresholds for Arctic Char and Atlantic Salmon. Northern Quebec is an Arctic Char region where Atlantic Salmon has also been observed by locals and reported in literature (e.g. Bilous et al., 2020b). Both species have been observed in the system under study. For Arctic Char, an upper-limit water temperature threshold for survival, feeding, and growth, ranges from 22 - 23 °C for parr and smolt, whereas for Atlantic Salmon it is 22 - 28 °C (Bilous et al., 2020b; Elliott et al., 2010). 23 °C threshold falls within the range of stress for parr and smolt for Atlantic Salmon (Elliott et al., 2010). Therefore, we chose to work with 23 °C as the threshold to study the exceedance probability and give insights into how suitable the water temperature will be for these fish species according to different future water temperature scenarios.

6.3 Results

6.3.1 Baseline model validation and water temperature characterization

Figure 6.3.1 shows the summer flows in the outlet point of the Aux-Mélèzes River. The mean observed flow for this period is $990.0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (std = $858.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) and the mean simulated flow is $1058.84 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (std = $974.9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). The obtained calibration metrics for the summer flows (KGE = 0.81 and NSE = 0.68) indicate that the model adequately represents the average conditions for flow in the Aux-Mélèzes River. The RRMSE = 31.29 % shows that the model still exhibits some bias, mainly due to the underestimation of the maximum flows. However, the dispersion of the boxplots highlights that our simulated flows during summer are well suited for the average conditions, which have more impact in controlling temperature during this season. In general, our flow simulations suggest that biases related to water volume in the water temperature model of the CEQUEAU model are likely to be minimal.

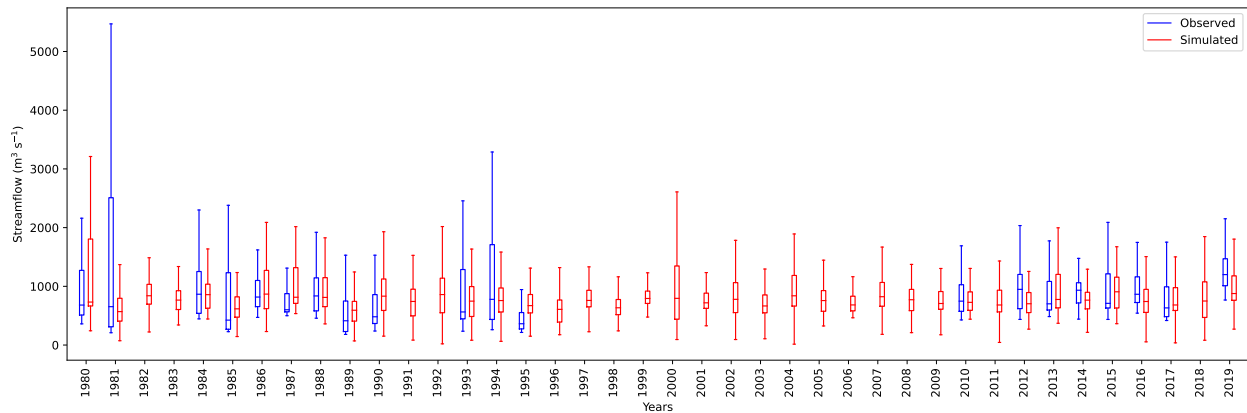


FIGURE 6.3.1 : Annual boxplots of summer flows (from Jun to Sep) in the Aux-Mélèzes River at the outlet (CP-1). The red boxes are the simulated flows and the blue boxes are the observations.

Figure 6.3.2 shows the mean historical water temperature conditions for 2015-2020. This baseline was constructed using a water temperature monitoring station located at the basin outlet (CP-1), with three available summers of water temperature (Figure 6.3.2a). Comparison of simulated temperature against this observed data indicates that our CEQUEAU model correctly represents the mean patterns of water temperature in the basin. The onset of positive water temperature is well captured during spring, and the summer values are within the maximum observed values (Figure 6.3.2b). The obtained RMSE = $1.38 \text{ }^{\circ}\text{C}$ also supports the assertion that the model adequately simulates water temperature in the Aux-Mélèzes River.

These results, in addition to those of Rincón et al. (2023) suggest that the CEQUEAU model performs well at representing the spatio-temporal patterns of flow and water temperature in the Aux-Mélèzes River. Therefore, we can define a distributed baseline for the different metrics of water temperature and flow shown in Table 6.2.3. Figure 6.3.3 shows the distributed baseline

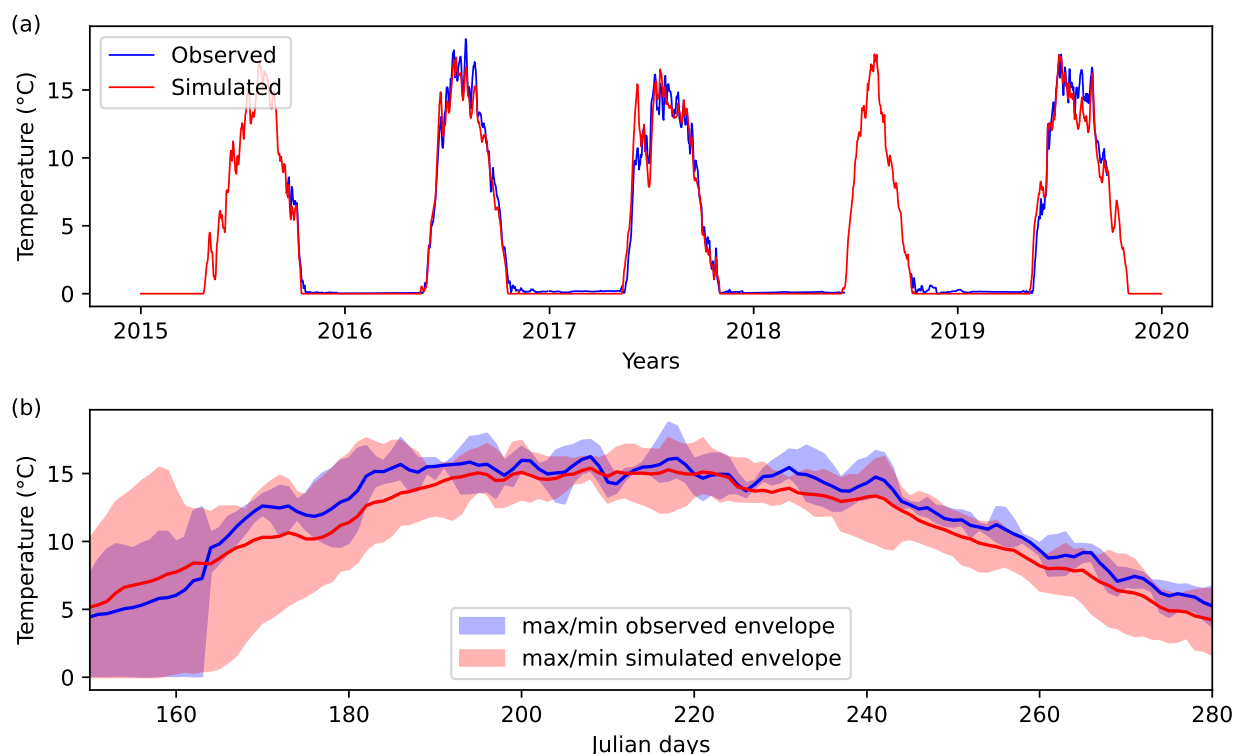


FIGURE 6.3.2 : Baseline of simulated and observed water temperature at the outlet. a) Observed (blue line) and simulated (red line) water temperature for the period 2015-2020. b) Multi-annual means of observed (blue line) and simulated (red line) summer water temperatures along with the envelopes of maximum and minimum summer temperatures.

of different water temperature metrics for the period 1980-2020. Overall, past and current day water temperature in the basin shows a significant warming trend for mean and maximum annual temperatures (Figures 6.3.3b and 6.3.3c). The trends show mostly uniform changes throughout the basin. In general, the maximum summer temperature is the metric that shows the largest changes, while some regions exhibit negative trends in mean temperature. In terms of spatial patterns, the Aux-Mélèzes' various tributaries show the highest warming values and indicate faster rates of warming than the larger rivers in the basin. The onset of positive water temperature is seen to arrive increasingly early in the year throughout the basin (Figure 6.3.3a), although the trend is greater in the headwaters. Figure 6.3.3d shows that the historical simulations of water temperature stayed below the 23 °C threshold throughout the period (i.e., the probability of exceedance is effectively zero). Historically, the different metrics show that the Aux-Mélèzes River is currently (and was in the recent past) a suitable ecosystem to provide adequate thermal habitat for different cold-water specialist fish such as Arctic Char and Atlantic Salmon.

6.3.2 Projected trends in water temperature under future climate change

Figure 6.3.4 shows the trend in the mean annual temperature for the entire projected period (2040-2100). In general, the projected magnitude of warming of MeanAWT is larger than the his-

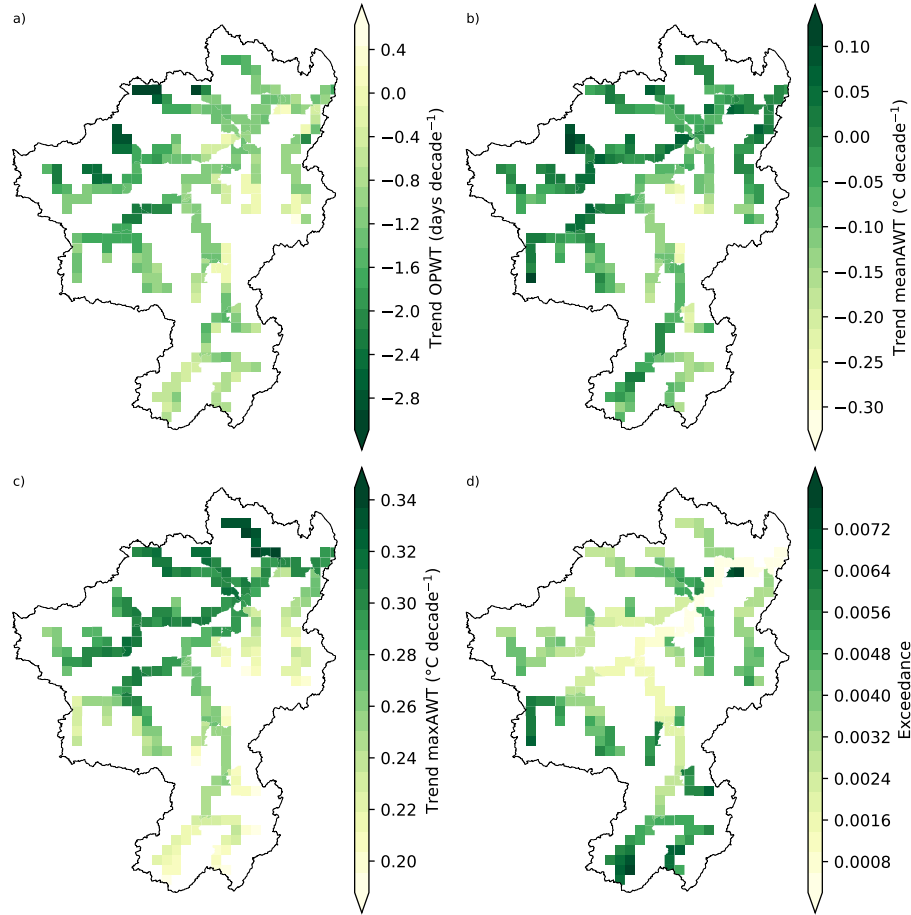


FIGURE 6.3.3 : Distributed values of the different water temperature metrics for the baseline period computed using the CEQUEAU model. a) Trend of the onset of positive water temperature (days decade⁻¹). b) Trend of mean annual water temperature (°C decade⁻¹). c) Trend of maximum annual water temperature. d) Probability of exceeding of 23 °C.

torical simulations and also the trend values are all positive. For CORDEX-based models, trends suggest that MeanAWT is likely to increase uniformly throughout the entire basin, with water temperature increases of approximately 0.98 °C decade⁻¹ (e.g., CanESM2 Figure 6.3.4 d). However, the projected trends for the other models do not indicate such a high magnitude of warming, and in fact, certain models do not show significant trends throughout the entire basin (Figures 6.3.4b and 6.3.4c). The same behaviour is shown in the SSP3-7.0 scenario, where the model CanESM5 (Figure 6.3.4h, which is the next generation of the evaluated CORDEX model), shows greater changes in the mean temperature than the rest of the considered CMIP6 models for this particular scenario. Conversely, Figures 6.3.4j and 6.3.4k corresponding to the MPI-ESM1-2-HR and LR models show no significant trend values for the mean temperature. In the SSP5-8.5 scenario, most of the considered models show significant changes in the trend values. The lowest values were produced by the MPI-ESM1-2-LR (Figure 6.3.4q). The highest trend values (> 1 °C decade⁻¹) were found for models CanESM5, CanESM5-1 and NorESM2-LM (Figure 6.3.4n, 6.3.4o and 6.3.4r)

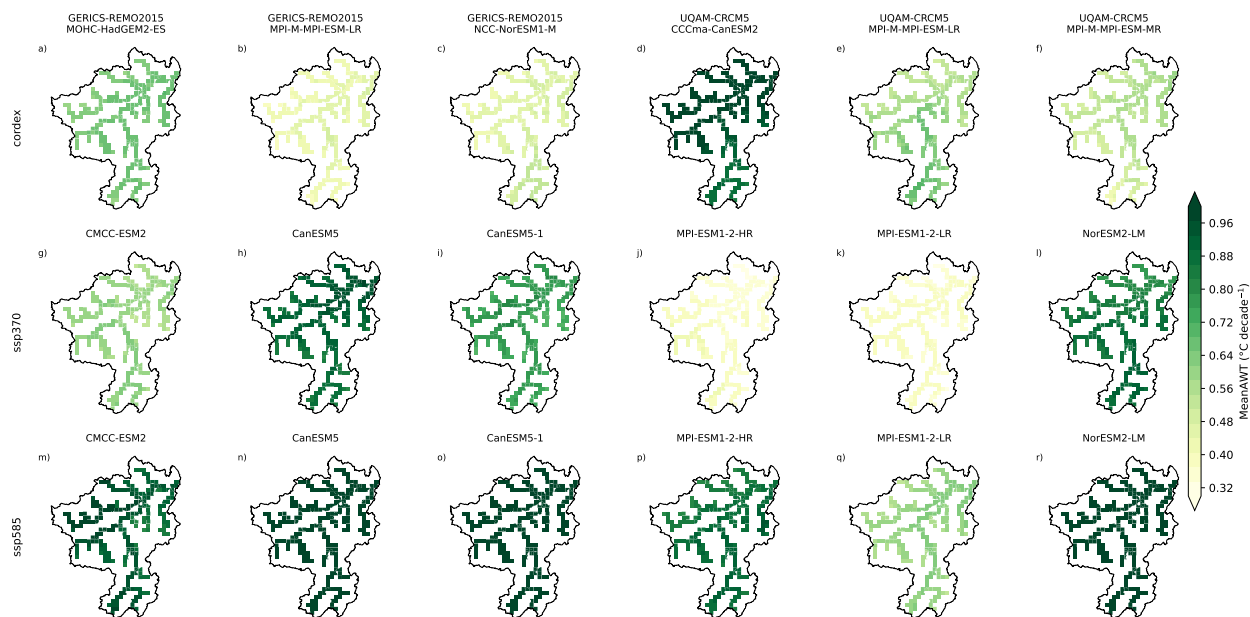


FIGURE 6.3.4 : Distributed trends of Mean annual temperature (MeanAWT) for the entire projected period (2040-2100). Trends are given in $^{\circ}\text{C decade}^{-1}$. CORDEX simulations are shown from a)-f), SSP3-7.0 scenarios are shown from g)-i) and, SSP5-8.5 scenarios are shown in m)-r).

The trends of maximum annual water temperature (MaxAWT) for the same projected period are shown in Figure 6.3.5. Although some projections indicate uniform spatial trends in maximum temperature, most results indicate that the strongest positive changes in MaxAWT are expected to occur in the Aux-Mélèzes' tributaries. For example, for the CORDEX experiment, models HadGEM2-ES, NorESM1-M, CanESM2 and MPI-ESM-LR (Figures 6.3.5 a, 6.3.5 c, and 6.3.5 d and 6.3.5e) show that the tributaries are getting warmer than the rest of the stream network, reaching trend values $> 1.2 \text{ }^{\circ}\text{C decade}^{-1}$. The MPI-ESM1-2-HR in the scenario SSP5-8.5 (Figure 6.3.5p) is the only considered CMIP6 model showing a similar pattern as in the CORDEX models. For both CMIP6 scenarios, SSP3-7.0 and SSP5-8.5, most of the trend values are uniformly distributed in the basin and the only model that does not show significant trend values is the MPI-ESM1-2LR (Figures 6.3.5k and 6.3.5q). This model performs similarly in the previous generation in the CORDEX scenario (Figure 6.3.5b).

The trend of onset of the positive water temperature (OPWT) is shown in Figure 6.3.6. This metric suggests a significant difference between the historical and projected simulations. For all scenarios considered, the OPWT trend value is consistently negative among all the models, i.e. the onset of positive water temperature will progressively occur earlier in the year. The CORDEX scenarios show that the CanESM2 (Figure 6.3.6d) is the model projecting the most negative value of OPWT trend ($< -4.8 \text{ days decade}^{-1}$). This model performs similarly in SSP3-7.0 and SSP5-8.5 (Figures 6.3.6 h and 6.3.6 n), with again the model showing the most negative trend values of the OPWT. In general, most models do not exhibit notable spatial trends in the OPWT metric. However, some models (i.e model NorESM2-LM in Figure 6.3.6r) indicate agreement that the lower reaches of the Aux-Mélèzes main stem will be subject to the greatest advance in the OPWT. Although all

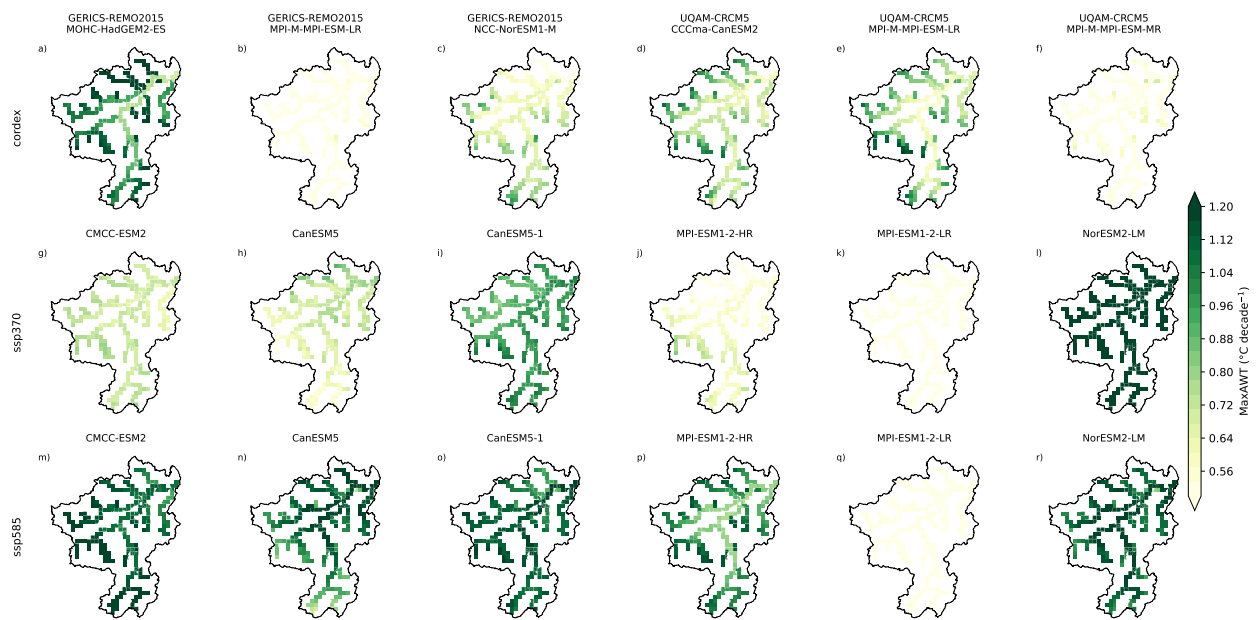


FIGURE 6.3.5 : Same as the Figure 6.3.4 but for the Maximum annual temperature (MaxAWT) trend

the trend values obtained are statistically significant ($p\text{-value} < 0.05$), some models show values close to those observed in historical simulations. For example, the model MPI-ESM-LR consistently shows the lowest trend values of OPWT in all the considered scenarios (Figures 6.3.6b, 6.3.6k and 6.3.6q).

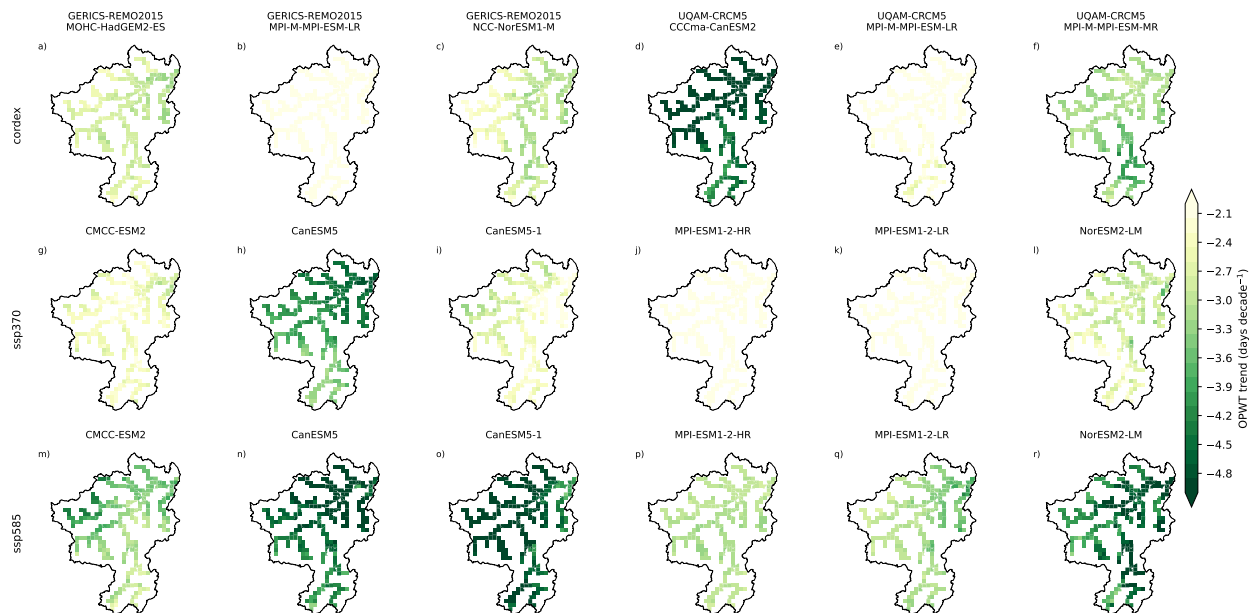


FIGURE 6.3.6 : Trends of onset positive water temperature (OPWT). The trends are given in days decade⁻¹. CORDEX simulations are shown from a)-f), SSP3-7.0 are shown from g)-l) and, SSP5-8.5 are shown from m)-r).

6.3.3 Changes in water temperature duration curve

To explore the expected ecologically-relevant changes in water temperature, we also computed the distributed water Temperature Duration Curve (TDC). As mentioned in section 6.2.6, the TDC shows the probability of exceedances for the full range of simulated water temperature. For our case study, the focus is on the selected, ecologically relevant 23°C threshold (see section 6.2.6 for details). Figures 6.3.7 and 6.3.8 show the probability of exceeding 23°C for two different periods, 2040-2070 and 2071-2100, respectively. In the period 2040-2070, most models indicate a low probability of exceeding 23°C. Particularly, the CORDEX scenarios show the lowest probability, with almost all models showing probabilities of exceeding the 23°C threshold below 0.20. The SSP3-7.0 and SSP5-8.5 scenarios show similar patterns in the distributed probability of exceedances. The CanESM5 (Figures 6.3.7h and 6.3.7n) and MPI-ESM-2-LR (Figures 6.3.7k and 6.3.7q) models show that throughout the whole basin, the largest exceedance values are found on the river main stem, reaching exceedance probabilities around 0.5.

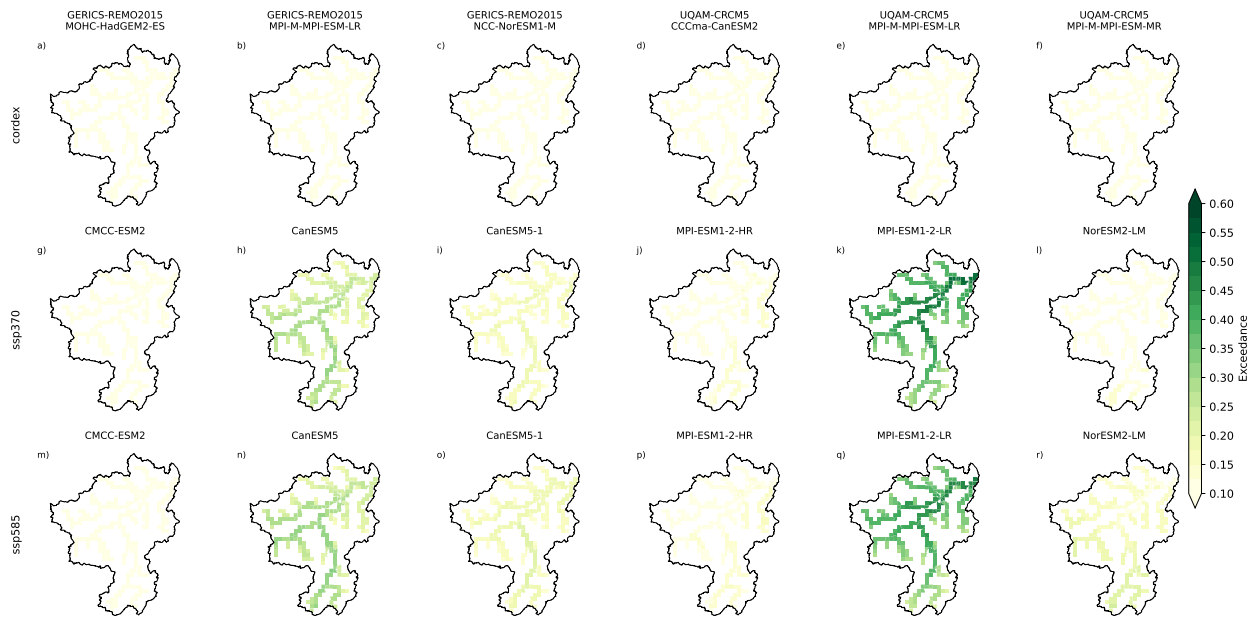


FIGURE 6.3.7 : Distributed values of the probability of exceeding 23°C for the period 2040-2070.

Figure 6.3.8 shows the probability of exceeding the water temperature threshold for the period 2071-2100. While the CORDEX scenario shows no changes among the two time windows, the SSP3-7.0 and SSP5-8.5 scenarios show important differences. For example, the CanESM5 model (Figure 6.3.8h and 6.3.8n) show exceedance probability values >0.6 across the entire basin for both scenarios. The same behaviour is observed for the other models, including the NorESM2-LM model whose changes are the most abrupt among the two projected decades (Figures 6.3.8i and 6.3.8r).

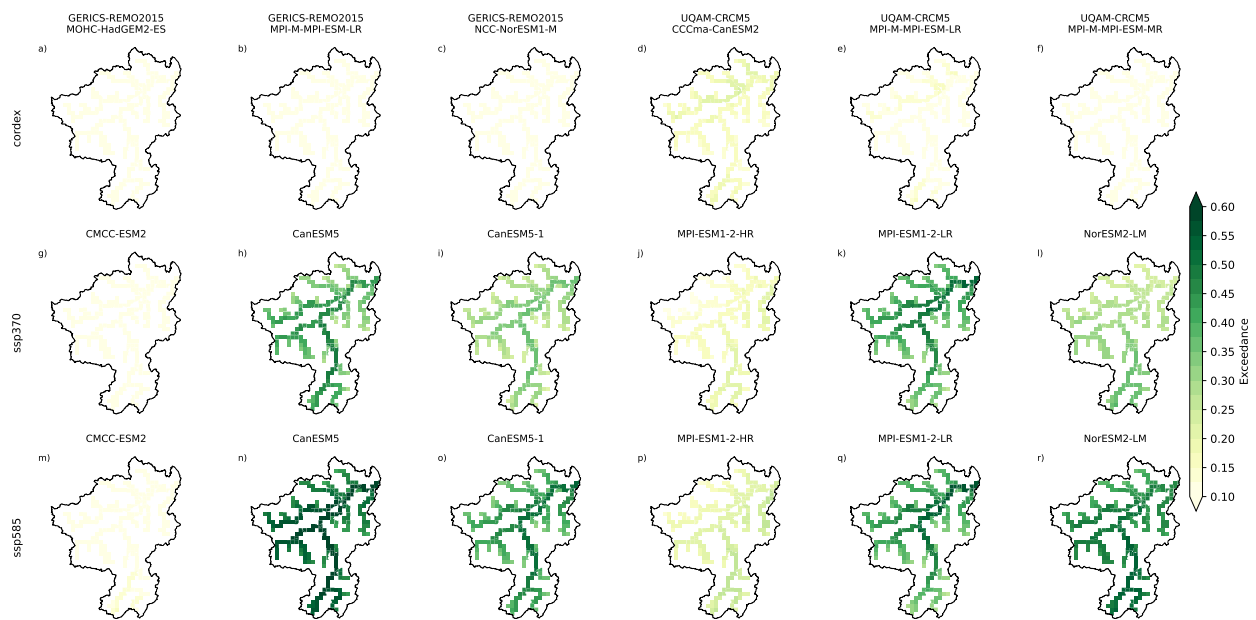


FIGURE 6.3.8 : Same as Figure 6.3.7 but for the period 2071-2100

6.4 Discussion

Evaluation of the simulated water temperature and flow series against historical data shows that the CEQUEAU model successfully represents the main hydrological and thermal patterns in the Mélèzes River. The values of the performance metrics for summer flows ($KGE = 0.81$ and $NSE = 0.68$) and water temperature ($RMSE = 1.38\text{ }^{\circ}\text{C}$) give confidence in the use of the CEQUEAU model for simulating river temperature dynamics in cold regions. Indeed, in combination with results from Rincón et al. (2023) showing similar model performance, our results further emphasize the robustness of CEQUEAU for simulating river temperature in data-sparse subarctic regions via its ability to accurately capture spatio-temporal patterns in historical flows and water temperature.

Our model suggests that during its historical (and recent) baseline period, Aux-Mélèzes River constitutes an optimal thermal environment in which to sustain healthy populations of Arctic Char and Atlantic Salmon during the summer. The maximum temperature observed at the outlet point did not exceed $19\text{ }^{\circ}\text{C}$ (see Figure 6.3.2a) for the period 2015-2020, with values simulated by the model staying within this range (Figure 6.3.2b). Indeed, our simulations indicate that the temperature does not exceed $19\text{ }^{\circ}\text{C}$ during the entire reference period (1979-2020) (see Rincón et al., 2023, for details), again highlighting the relatively benign nature of the Aux-Mélèzes' historical and current-day thermal habitat.

Nonetheless, a comparison between historical and projected future trends reveals that notable changes in the thermal regime of the river will likely occur in future. For example, the mean annual temperature (MeanAWT) trend (Figure 6.3.4 b), which is relatively weak or even negative in the historical period, is likely to exhibit the strongest change among all metrics considered. Indeed,

future river temperature projections indicate that MeanAWT will increase at rates $> 1\text{ }^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ under the most pessimistic scenarios (SSP5-8.5 and SSP3-7.0). These expected changes are evenly distributed throughout the basin and imply that the mean state of water temperature in the Aux-Mélèzes River is likely to change.

This empirical evidence is also supported by analyzing the probability of exceeding $23\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Figures 6.3.7 and 6.3.8). When comparing these projections against our hindcast simulations (Figure 6.3.2d), it is clear that the occurrence of stress-inducing temperatures for Atlantic Salmon and Arctic Char (our two key fish species of interest) are increasing and, eventually will become common place during summer in the Mélèzes River. Although there may be differences in the exact implications of the increased incidence of heat stress between different life stages (e.g. Breau et al., 2007), these future temperatures are likely to be problematic for both juveniles and adults alike. In particular, the greatest changes are expected to occur mostly in the time window 2070-2100, and in the main stem of the river (where the greatest values for probability of exceedance are found).

Figure 6.3.2c shows that during the historic baseline, the largest trend in Maximum Annual Temperature (MaxAWT) is around $0.4\text{ }^{\circ}\text{C decade}^{-1}$. These values are mainly obtained in the lower part of the basin. On the contrary, the results of our future simulations show a clear pattern with the highest MaxAWT trends centered around the tributaries (for example Figures 6.3.5a, 6.3.5d, 6.3.5i, 6.3.5p). Although there is no complete concordance between all the considered models and scenarios, most of the models suggest that it is likely to expect a more pronounced warming in the tributaries than in the main stem of the river. Given that tributaries often constitute prime spawning/rearing habitat for our fish species of interest (Atlantic Salmon/Arctic Char, Bilous et al., 2020b; Dubos et al., 2023), the indigence of heightened warming within these headwater streams has particular significance with regards to the continued reproduction and survival of these species under a warming climate.

While MaxAWT shows the largest tendency values, it is nonetheless important to acknowledge that the maximum water temperature metric represents a single value per year, and as such, caution should be applied when interpreting these results. Conversely, despite the concerning nature of these projected scenarios, the reality could be even worse since the simulations generated by CEQUEAU are on a daily basis and can mask certain internal sub-daily variability, possibly underestimating the maximum values, especially in tributaries, which are more prone to sub-daily variations. Additionally, the lack of a routine to account for the shadow effects of the riparian vegetation can exacerbate the trends in such regions of the basin. This is indeed an opportunity to expand this research since, as shown by Dugdale et al. (2024), shade from riparian tree planting can moderate high river temperature, and the application of process-based models (such as the one used in this study) can show the location where reforestation can be prioritized over other areas.

The projections for the Onset of Positive Water Temperature (OPWT) show mostly evenly distributed trend values throughout the basin (Figure 6.3.6). Most of future scenarios show values

close to those obtained in the baseline scenario (Figure 6.3.2a) However, some projections indicate values as low as $-4.8 \text{ days decade}^{-1}$ (for example, Figures 6.3.6d and 6.3.6n). This means that despite the fact that the snowmelt will arrive earlier in northern regions (e.g., Foster et al., 2008), there may not be much changes in the water temperature at the beginning of the spring in the Aux-Mélèzes River. Nonetheless, the negative future trends in OPWT indicate that by the end of the century, the warming onset could occur up to 30 days earlier than in the recent past. This means that despite the generally negative impacts of elevated water temperature, Arctic Char and Atlantic Salmon may also have earlier emergence and a subsequent longer feeding/growing season (Jeuthe et al., 2016).

The results in this research are in agreement with studies such as Chu et al. (2005). Their results showed that in the near future (2050), the potential distribution of Arctic Char during summer in Northern Quebec will be depleted, moving further north in search of optimum water temperatures. Our study supports the idea that suitable thermal habitats will likely decrease in the subarctic. Indeed, Figure 6.3.7, indicates that from 2040-2071, a scenario of warmer mean temperatures is likely, which, by the end of the century means that the Mélèzes River will become progressively less suitable for Arctic Char (Figure 6.3.8). However, studies (e.g. Bilous et al., 2020b) have also documented that Northern Quebec regions are slowly shifting to warmer temperatures, which are more suitable for Atlantic Salmon, facilitating the interaction between these two species in their different life stages. In the case of the Aux-Mélèzes River, the increase in temperature does not benefit either of the considered fish species since 23°C is an upper limit for Arctic Char, and at the same time, this threshold falls within the range of thermal stress for the Atlantic Salmon. Nevertheless, this means that despite the river progressively becoming less thermally favourable for both species, warmer water may eventually lead to slight competitive advantages for the more temperature tolerant of the two species (i.e. Atlantic Salmon over the Arctic Char Kotowych et al., 2023).

Overall, the projections performed in this study are based on data that are inherently biased (Martel et al., 2022) and this bias can impact the uncertainty of the model simulations. In spite of this uncertainty and although the uncertainty analysis was not explicitly performed in this study, there is relative agreement between the projections. Additionally, the agreement of the findings in this study with other reported results in the literature gives some confidence in this modelling exercise in the Aux-Mélèzes River.

As it was reported Martel et al. (2022), CMIP6 projections deliver less spread simulations for future hydrological projections than CMIP5, therefore, possibly more confidence in the simulations. Assessing this aspect deeper in the projections of MaxAWT would likely improve the results presented here since this is the result that shows the largest disagreement between the CMIP5 and CMIP6 simulations. Additionally, we would like to acknowledge that the uncertainty in the water temperature projections can possibly be attenuated and better quantified if bias corrections of the simulated flows is done in future applications (e.g. Chen et al., 2021, 2013).

6.5 Conclusion

This study employs the CEQUEAU model to evaluate historical hydrological patterns in the Mélèzes River, focusing on summer flows and water temperature. The robustness of the calibration approach instills confidence in applying the model in cold environments such as the Arctic and Subarctic regions. Presently, the Mélèzes River stands as an optimal thermal environment for sustaining healthy populations of Arctic Char and Atlantic Salmon during the summer, with temperatures remaining within acceptable ranges. However, the projected trends, particularly the anticipated increase in Mean Annual Water Temperature (MeanAWT), paint a concerning picture for the future suitability of the river for these species. The probability analysis of stress-inducing temperatures exceeding historical values raises concerns about the well-being of the fish, highlighting the vulnerability of these key fish species to changing thermal conditions. The observed changes in Maximum Annual Water Temperature (MaxAWT) trends, indicating a spatial pattern with a more pronounced warming in tributaries, add an additional layer of complexity to the potential impacts on Arctic Char and Atlantic Salmon. The spatial distribution of temperature changes may introduce challenges for the two species, influencing their habitat preferences and competitive interactions.

In the broader context, this research contributes to the growing body of literature on climate change impacts on freshwater systems in Northern Quebec. As climate-induced changes continue to reshape aquatic ecosystems, our study underscores the importance of adaptive management and conservation strategies for these key fish species. Integration of advanced modeling techniques, performance evaluations, and comparisons with existing literature enhances the credibility of our findings, providing valuable insights for researchers, policymakers, and conservationists concerned with the sustainability of cold-water environments in the face of ongoing environmental challenges.

7 ASSESSING THE IMPACT OF A PHYSICALLY BASED SNOWMELT MODEL IN THE PERFORMANCE OF FLOW SIMULATIONS IN FOUR DIFFERENT RIVERS IN QUÉBEC (CANADA)

Evaluation de l'impact du choix d'un modèle de fonte des neiges sur la performance des simulations d'écoulement du modèle CEQUEAU dans quatre rivières du Québec (Canada)

Eisinhower Rincón¹

André St-Hilaire^{1,2}

Normand E. Bergeron¹

Stephen J. Dugdale³

¹ Institut National de la Recherche Scientifique (INRS), 490 de la Couronne Street, Québec City, Qc, Canada. G1K 9A9

² Canadian Rivers Institute, Fredericton, N.B, Canada

³ School of Geography, University of Nottingham, Nottingham NG7 2RD, UK

* Corresponding author : eisinhower.rincon@inrs.ca

Publication ciblée

Journal of Hydrology : Regional Studies

Soumis le 10 octobre 2024

Author contribution

- Eisinhower Rincon : Software development, data process, visualization, conceptualization, writing and revision.
- André St-Hilaire : Conceptualization, funding acquisition, project administration, resources, supervision, validation, writing, review and editing.
- Normand E. Bergeron : conceptualization, funding acquisition, resources, supervision, validation, writing, review and editing.
- Stephen J. Dugdale : conceptualization, supervision, validation, writing, review and editing.

All authors read the manuscript, contributed to the analysis, and improved the final manuscript.

Abstract

In cold regions, snowmelt plays a critical role in hydrological processes, significantly impacting seasonal water flows. This study integrates the Utah Energy Balance (UEB) model into the CEQUEAU hydrological modelling framework and evaluates its performance against two existing temperature index-based (Degree-Day and cemaNeige) snowmelt models for four distinct rivers in Quebec, Canada. The modified CEQUEAU model was calibrated using two different calibration scenarios, with KGE and LogNSE as objective functions, to assess the new snowmelt model's performance in accurately simulating river flows and compare its effectiveness against the original models. The evaluation revealed that while all snowmelt models performed similarly in general, UEB demonstrated superior retention of long-term flow variability and low flow conditions, particularly when calibrated using LogNSE. This indicates the UEB model's potential to enhance the accuracy of hydrological simulations in snow-dominated regions. Additionally, the UEB model provides a more parsimonious approach, reducing model complexity while maintaining reliable performance. However, this study also acknowledges the need for direct validation of snow accumulation and melt processes to further refine and strengthen the applicability of these models. This work suggests that the UEB model, when incorporated into CEQUEAU, offers a promising approach for improving hydrological modelling in cold regions. The findings have significant implications for water resource management and flood prediction, particularly under the influence of climate change. Future research should focus on the multi-objective calibration approach for flows and the validation of snowmelt models against observed snow data to fully leverage the capabilities of the CEQUEAU model.

7.1 Introduction

Hydrological models account for the representation of all processes involved in the hydrological cycle with varying degrees of complexity. Snowmelt and snow accumulation are among the most important processes involved in the hydrological budget calculations for cold regions. In the northern hemisphere, snow represents approximately 6 – 40% of total precipitation, and in Arctic regions, this amount can reach 50% (Adhikari et al., 2018). The snowpack is then subject to snowmelt during the springtime. This melted water is one of the main components of the total discharge during this season and has significant impacts on flood generation, water supply, and soil erosion. Recent future climate projections indicate that Arctic and subarctic regions will exhibit substantially greater variability and intensity of climate and weather patterns than the rest of the world (Larsen et al., 2014). These changes in the snowmelt onset (Foster et al., 2008), spatial precipitation patterns (Vaughan et al., 2013) and permafrost thaw (Hinzman et al., 2005) will impact freshwater systems with substantial socio-ecological implications (Bolduc et al., 2018; Dugdale et al., 2018; Hill et al., 2014; van Vliet et al., 2013). Understanding and accurately simulating snowmelt processes in these regions is therefore crucial for responding to climate change impacts in these regions.

The snowmelt process involves complex energy and mass transfers between the atmosphere, the snowpack and the soil. There currently exist two different approaches to modelling the snowmelt process : the temperature index-based approach, which uses the air temperature to estimate the timing and rate of the melting process (Kane et al., 1997; U.S Army Corps of Engineers, 1956; Valéry et al., 2014) and the energy balance approach, which takes into account all the energy terms involved in the heat budget required to convert snow to meltwater (Marks et al., 1992, 1998; Tarboton et al., 1995). The choice of using one approach or another depends strongly on data availability (Todd Walter et al., 2005). Energy balance models are more data-intensive than index-based approaches (e.g. Tarboton et al., 1995), which makes them harder to use on ungauged basins. However, the new generation of meteorological reanalysis datasets has made it possible to retrieve the main atmospheric variables used in energy balance models, so the applicability of these models is more plausible (Hersbach et al., 2020).

Including more complex snowmelt models in a hydrological model does not directly imply an improvement in the performance of the model (Debele et al., 2010). However, some studies have shown that more complex energy balance snowmelt models outperform their index-based counterparts (e.g. Qi et al., 2017; Zhang et al., 2008). Most distributed and semi-distributed hydrological models adopt an index-based approach in order to keep data requirements and computational demands low (Augas et al., 2024; K. R. Douglas-Mankin et al., 2010; St Hilaire et al., 2015a). Indeed, the CEQUEAU model (Morin et al., 2007; St Hilaire et al., 2015a) contains two different index-based models for representing the snowmelt, the degree-day melt index model developed by U.S Army Corps of Engineers (1956), and the cemaNeige model developed by Valéry et al. (2014). The model has shown to perform well when simulating flow in different basins in western (e.g. Khor-sandi et al., 2022) and eastern (e.g. Dugdale et al., 2018) Canada using such temperature-based approaches for snowmelt.

The hydrology of cold, subarctic and arctic regions is characterized by relatively low annual precipitation and high seasonal variations of solar radiation (Pomeroy et al., 2007). In this sense, the application of hydrological models in cold regions needs to account for the complex patterns that result from the interactions of the hydrology of the basin and the atmospheric conditions (Pomeroy et al., 2007; Landine et al., 1988). Recently, Rincón et al. (2023) tested the performance of the CEQUEAU model in representing flows in the Canadian subarctic. While their results showed that the model performed well in terms of simulating lower and mean flows, high flows produced during the spring meltwater season were consistently underestimated during the entire simulation period. While this study only included one snowmelt model, these results indicated that improvements in snowmelt simulation are needed for better-estimating flows during this crucial phase of the Arctic hydrological cycle.

On this basis, we hypothesise for this research that including a more sophisticated snowmelt module in CEQUEAU will improve the representation of key hydrological processes during snowmelt periods, thus increasing its performance. Several models have been developed for simulating

the snowmelt process based on energy balance schemes. Among the most used in the literature there are the Energy Utah Balance (UEB, Tarboton et al., 1995) model, the SNOWPACK (Bartelt et al., 2002) model, the SNTHERM (Jordan, 1991) model, SNOBAL (Marks et al., 1999) model, the EBSM (Gray et al., 1988), among others. For this study, our general objective was to implement and adapt the UEB model within the CEQUEAU modular structure, given this option's simplicity and relatively low data requirements. The following two specific objectives guide the structure of the paper to achieve the general objective : 1) To describe the UEB model conceptually and implement it in the CEQUEAU source code, and, 2) to compare the performance of the different CEQUEAU snowmelt routines on the flow simulations. This comparison was performed in four different basins located in northern and southern Quebec.

7.2 Model description

CEQUEAU is a process-based, semi-distributed hydrological and water temperature model. The model conceptualizes the basin as a series of interconnected reservoirs where the water and energy budget are computed to produce distributed flows and water temperature. Currently, the model has two snowmelt models, the Degree-Day and the cemaNeige models. A deeper and broader description of the CEQUEAU model can be found in Morin et al. (2007); Rincón et al. (2023); St Hilaire et al. (2015a); St-Hilaire et al. (2000). The next sections describes each snowmelt routine already incorporated in CEQUEAU as well as the description of the new UEB model.

7.2.1 Degree-day melt index method

Defining $j = 1$ as an opened area and $j = 2$ as a forested area, for $j = 1, 2$, the snow cover mass balance is therefore calculated as :

$$SN_i^j = SN_{i-1}^j + PJN_i - TE_i^j \quad (7.1)$$

where SN_i^j and SN_{i-1}^j are the snow cover water equivalent (mm) for days i and $i - 1$, respectively. PJN_i is the snowfall for the day i and TE_i^j is the liquid water reaching the soil surface (mm). Rain-snow partitioning is controlled by the air temperature. If the daily average temperature reaches a pre-defined low threshold, the liquid precipitation, if it exists, is completely or partially transformed into snow and added to the solid precipitation (see 7.2.3.4 for details). This is added to the snowpack before the melting calculation for the day i begins.

The model uses two additional indices to represent the temperature of the snowpack and the ripening or the saturation of the snowpack with liquid water as follows :

$$QNUI4_i = QNUI4_{i-1} \times TTD + TJE \times (1 - TTD) \quad (7.2)$$

$$QNUI3_i = QNUI3_{i-1} + \max(0, TJE - TTS) \quad (7.3)$$

where $QNUI4_i$ (°C) is the average temperature of the snowpack in the day i , TJE the average air temperature TTD is the calorific deficit in the snowpack (unitless), $QNUI3_i$ (°C) is the ripening of the snowpack in the day i , and TTS (°C) is the ripening temperature for the snowpack.

Once the two previous indices are calculated, the potential snowmelt is calculated as follows :

$$TEp^j = TF^j \times \max(0, TJE - TS^j) \times \text{HOUR} \quad (7.4)$$

where TF^j is the melt factor in mm/°C/day, TJE is the mean daily air temperature in °C, TS^j is the threshold temperature for melt in °C, and HOUR a factor designed to account for the potential insolation, which can be estimated as :

$$\text{HOUR} = \frac{2}{\pi} \cos \left(-\tan \left(\arcsin \left(\frac{23.45 \times \pi}{180} \sin \left(\frac{2\pi}{365} (J - JONEI) \right) \right) \right) \tan(XLA) \right) \quad (7.5)$$

where J is the day of the year from 1 to 365, XLA is the average latitude of the watershed, and $JONEI$ is a parameter that allows the displacement of the date of the maximum insolation to accelerate or delay the snowmelt.

After the potential snowmelt is computed, the algorithm calculates the actual snowmelt by using the estimated values from equations 7.4 and 7.3 as follows :

$$TEr^j = TEp^j \times \min \left(1, \frac{QNUI3 \times TF^j}{SN^j + 1} \right) \quad (7.6)$$

where TEr^j is the actual snowmelt in mm/day. Further details about this model can be found in Morin et al. (2007).

7.2.2 cemaNeige method

cemaNeige is a lumped temperature index-based model that requires two input variables : total daily precipitation (mm) and air temperature (°C; either mean or maximum and minimum temperature). Originally, the algorithm divides the basin into five elevation zones of equal area (called elevation bands), and the input variables are then extrapolated into each area. Subsequently, within each elevation band, the cemaNeige module calculates the three state variables. In the CEQUEAU

model, the state variables of the cemaNeige models are calculated within each CE distributed across the basin. The first is the thermal state of the snowpack in the day i (eT_{G_i} , in °C) which is estimated as follows :

$$eT_{G_i} = C_{Tc} \times eT_{G_{i-1}} + (1 - C_{Tc}) \times T_i \quad (7.7)$$

where C_{Tc} is the coefficient of the thermal state of the snowpack, and T_i is the temperature of the current time step.

After that, the potential snowmelt (F_{pot_i} in mm) in the day i is calculated as :

$$F_{pot_i} = K_f \times (T_i - T_f) \text{ if } eT_G = 0 \text{ and } T_i > T_f \quad (7.8)$$

where K_f is the melting factor (mm/°C/day), T_i is the mean daily temperature in the day i and T_f is the threshold temperature value. If $F_{pot_i} > SWE_i$ (SWE is the snow water equivalent), $F_{pot_i} = SWE_i$.

The mass balance for the snowpack is then computed as follows :

$$SWE_i = SWE_{i-1} + SNOW_i - F_{actual_i} \quad (7.9)$$

where $SNOW$ is the water equivalent within the snowpack in the day i (mm of water) and finally, the actual snowmelt is calculated as follows :

$$F_{actual_i} = [(1 - V_{min}) \times P_{snow_i} + V_{min}] \times F_{pot_i} \quad (7.10)$$

where V_{min} is the percentage of K_f corresponding to the minimum melting speed, F_{actual} is the actual snowmelt (mm of water) and P_{snow} is the percentage of catchment covered by snow on day i .

7.2.3 UEB model

The UEB model is a physically based model that characterizes the snowpack by three state variables : snow water equivalent W in m, the snowpack internal energy U in kJ m⁻² and the age of the snow, which is used to compute the snowpack albedo. Figure 7.2.1 presents a conceptual schematic of the UEB model.

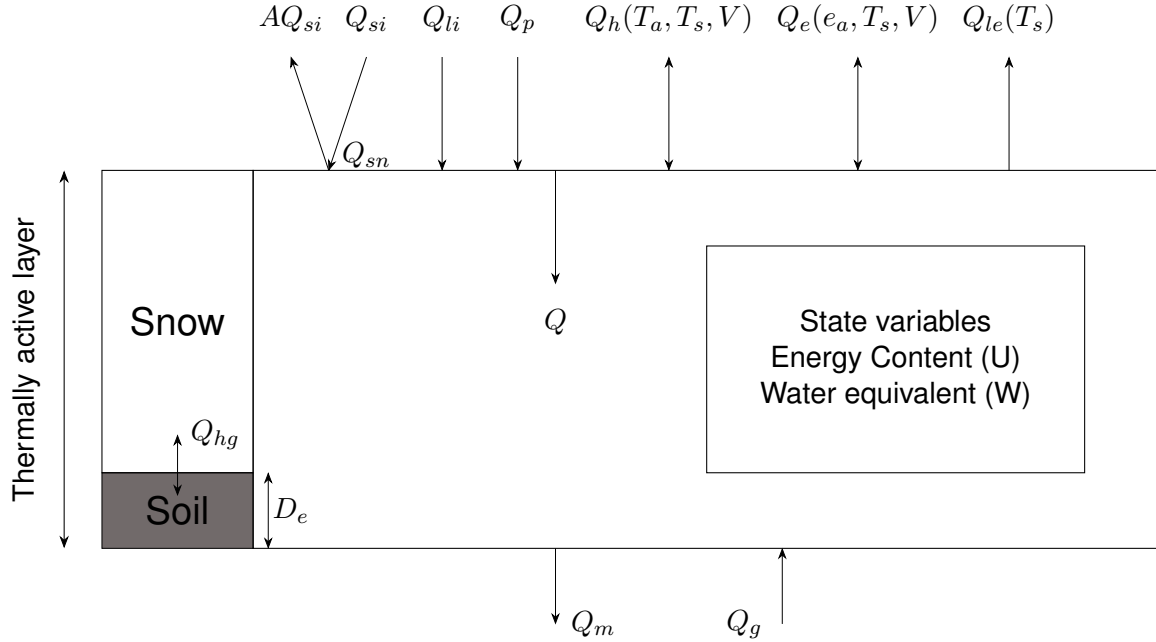


FIGURE 7.2.1 : Heat flux exchange between the snowpack, the soil layer and the surrounding air.

The internal energy is defined relative to a reference state of the water at 0°C in the ice phase. $U > 0 \text{ kJ m}^{-2}$ means the snowpack (if any) is isothermal with some liquid content, and $U < 0 \text{ kJ m}^{-2}$ can be used to calculate the snowpack average temperature T (°C).

The time evolution of the two-state variables is determined by solving the following energy and mass balance equations :

$$\frac{dU}{dt} = Q_{sn} + Q_{li} + Q_p + Q_g + Q_{le} + Q_h + Q_e - Q_m \quad (7.11)$$

$$\frac{dW}{dt} = P_r + P_s - M_r - E \quad (7.12)$$

All terms in Equation 7.11 are given in $\text{kJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$. Q_{sn} is the shortwave radiation, Q_{li} incoming longwave radiation, Q_p is the advected heat from precipitation, Q_g is the heat ground flux, Q_{le} is the outgoing longwave radiation, Q_h is the sensible heat flux, Q_e is the latent heat flux (sublimation/condensation), and, Q_m advected heat removed by melted water. In Equation 7.12, all terms are given in m day^{-1} . P_r is the liquid precipitation, P_s is the solid precipitation, M_r is the meltwater outflow from the snowpack, and, E is the sublimation from the snowpack.

Given the functional dependency of many of the terms involved in Equations 7.11 and 7.12, they form a coupled set of first-order nonlinear ordinary differential equations (ODE). To solve this set of ODE, a second-order Runge-Kutta numerical solution scheme was used. Defining $X = (U, W)$ as a state vector describing the snowpack, then the change in time in the snowpack is given by the

following equation :

$$\frac{dX}{dt} = f(X, \text{driving variables}) \quad (7.13)$$

If the initial conditions for X are known, the numerical solution scheme is given by :

$$X' = X_i + f(X_i, \text{driving variables}) \times \Delta t \quad (7.14)$$

$$X_{i+1} = X_i + \frac{f(X_i, \text{driving variables}) + f(X', \text{driving variables})}{2} \times \Delta t \quad (7.15)$$

where Δt is the time step, X_i and X_{i+1} are the states at time t_i and $t_{i+1} = t_i + \Delta t$, respectively. Numerical instabilities can occur under melting conditions when the snowpack is shallow due to the non-linearity in the outflow parametrization. To solve these numerical instabilities, X_i and X_{i+1} are compared and if the difference is greater than a defined threshold (0.025 m for W and 2000 kJ m⁻² for U). This comparison is performed several times within a loop setting X' to X_{i+1} to do the correction (equation 7.14), and then recalculating X_{i+1} (equation 7.15) in each iteration. If there is no convergence, the solution that keeps the liquid fraction constant is set as the solution, and the simulation continues.

The following sections describe all the terms involved in the energy and mass balance. All the constants and fitting parameters are listed in Tables 7.A.1 and 7.A.2, respectively.

7.2.3.1 Soil layer average temperature

The temperature of the soil layer interacting with the snowpack is computed using the following algorithm :

$$\text{if } U < 0 \quad T_g = \frac{U}{\rho_w W C_s + \rho_g D_e C_g} \quad \text{All solid phase} \quad (7.16)$$

$$\text{if } 0 < U < \rho_w W h_f \quad T_g = 0 \quad \text{Solid and liquid mixture} \quad (7.17)$$

$$\text{if } U > \rho_w W h_f \quad T_g = \frac{U - \rho_w W h_f}{\rho_g D_e C_g + \rho_w W C_w} \quad \text{All liquid} \quad (7.18)$$

where $\rho_w W h_f$ is the heat required to melt all the snow water equivalent (SWE) in kJ, $\rho_w W C_s$ is the heat capacity of the snow in kJ °C⁻¹, $\rho_g D_e C_g$ is the heat capacity of the soil in kJ °C⁻¹, and T is the ground temperature in °C. The water heat capacity, $\rho_w W C_w$, in the equation 7.18 was added for numerical consistency during the time steps when the snowpack melts completely.

7.2.3.2 Surface radiation balance

The net surface energy balance is computed using the following equation :

$$Q_{net} = (1 - A)Q_{si} + Q_{li} - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (7.19)$$

where Q_{si} and Q_{li} are the incoming shortwave and longwave radiation, respectively, ϵ_s is the emissivity of the snow, σ is the Stefan-Boltzman constant, and A is the albedo. The albedo is a quantity that can change at every time step. In the next section, the algorithm for calculating this variable is presented.

7.2.3.3 Albedo (A) computation algorithm

The UEB model uses the algorithm proposed by Dickinson et al. (1993) to compute A . The albedo is computed as the average value of the visible (α_v) and near-infrared (α_{ir}) reflectances. The reflectances are then computed following the next equations :

$$\alpha_v = \alpha_{vd} + 0.4f(ZEN)[1 - \alpha_{vd}] \quad (7.20)$$

$$\alpha_{ir} = \alpha_{ird} + 0.4f(ZEN)[1 - \alpha_{ird}] \quad (7.21)$$

where α_v is the albedo for $\lambda < 0.7\mu\text{m}$, α_{ir} is the albedo for $\lambda > 0.7\mu\text{m}$. α_{vd} and α_{ird} represent the diffuse reflectances in the same bands. $f(ZEN)$ is a factor between 0.0 and 1.0 giving the increase of snow visible albedo due to solar zenith angle exceeding 60° . All the parameters involved in the previous equations are calculated as follows :

$$\alpha_{vd} = (1 - C_v F_{age})\alpha_{vo} \quad (7.22)$$

$$\alpha_{ird} = (1 - C_{ir} F_{age})\alpha_{iro} \quad (7.23)$$

$$f(ZEN) = \begin{cases} \frac{1}{b} \left[\frac{b+1}{1+2b \cos(ZEN)} - 1 \right] & \text{if } \cos(ZEN) < 0.5 \\ 0 & \text{if } \cos(ZEN) > 0.5 \end{cases} \quad (7.24)$$

where, ZEN is the zenith solar angle, F_{age} is the age of the snow, $C_v = 0.2$ and $C_{ir} = 0.5$, are values that quantify the sensitivity of the respective albedo band to snow surface aging, and, α_{vo} and α_{iro} are fresh snow reflectances in each band. The parameter b is set to 2 by Dickinson et al. (1993).

The age of the snow is computed using the following equation :

$$F_{age} = \frac{\tau_i}{1 + \tau_i} \quad (7.25)$$

The value τ_i is a non-dimensional snow surface age that changes in each time step. To compute this value over time, Dickinson et al. (1993) present the next series of equations :

$$r_1 = \exp \left[5000 \left(\frac{1}{273.15} - \frac{1}{T_s} \right) \right] \quad (7.26)$$

$$r_2 = \min(r_1^{10}, 1) \quad (7.27)$$

$$r_3 = 0.3 \text{ (0.01 if in Antarctica)} \quad (7.28)$$

$$\Delta\tau = \tau_0^{-1} (r_1 + r_2 + r_3) \Delta t \quad (7.29)$$

$$\tau_{i+1} = \max((\tau_i + \Delta\tau)(1 - 100\Delta P_s), 0) \quad (7.30)$$

where $\tau_0 = 1 \times 10^{-6} s^{-1}$ and T_s is the snow surface temperature in K.

Finally, the albedo is computed as follows :

$$r = \left(1 - \frac{z}{h} \right) \exp \left[-\frac{z}{2h} \right] \quad (7.31)$$

$$A = \begin{cases} \frac{\alpha_v + \alpha_{ir}}{2} & z > h \\ r A_{bg} + (1 - r) A & z < h \end{cases} \quad (7.32)$$

where h is the height of snow extinction, A_{bg} is the bare ground albedo, and r serves as an interpolation function between A and A_{bg} with the exponential term approximating the exponential extinction of radiation penetration of snow.

7.2.3.4 Advected heat from precipitation

The UEB model also requires total precipitation as input information in order to accurately simulate snowmelt. This variable needs to be split between liquid (P_r) and solid (P_s) precipitation. This is achieved in the CEQUEAU implementation of UEB using the following equations :

$$tf = \left| \frac{T_a - strne - 2}{4} \right| \quad (7.33)$$

$$P_r = \begin{cases} 0 & \text{if } T_a \leq strne - 2.0 \\ pTot(1 - tf) & \text{if } T_a \leq strne + 2.0 \\ pTot & \text{elsewhere} \end{cases} \quad (7.34)$$

$$P_s = \begin{cases} pTot & \text{if } T_a \leq strne - 2.0 \\ pTot \cdot tf & \text{if } T_a \leq strne + 2.0 \\ 0 & \text{elsewhere} \end{cases} \quad (7.35)$$

where P_r is the rainfall and P_s is the snowfall, $strne$ is the rain to snow transformation threshold, tf is the conversion factor, T_a is the air temperature, and, $pTot$ is the input total precipitation.

Once the total precipitation is split, the advected heat from the precipitation is computed as follows :

$$Q_p = P_s C_s \min(T_a, 0) + P_r [h_f \rho_w + C_w \rho_w \max(T_a, 0)] \quad (7.36)$$

7.2.3.5 Turbulent heat fluxes

Turbulent heat fluxes in the snowpack energy balance (Equation 7.11) are caused by the exchange between the snow surface and the surrounding air. Sensible heat exchange (Q_h) is caused by the differences between T_a and T_s , whereas the latent heat exchange (Q_e) is caused by phase changes in the snow (sublimation/condensation). Q_h is a quantity proportional to the differences in the temperature, and the Q_e is proportional to the vapour pressure gradient. The constant of proportionality is called the turbulent transfer coefficient (K), which is a function of the wind speed and the surface roughness. The computation of K is shown in the equation 7.37.

$$K_h = K_e = K_{neutral} = \frac{k^2 V}{\left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^2} \times HFF \quad (7.37)$$

where k is the Von Karman constant, V is the wind speed (m s^{-1}) at height z (m), z_0 is the surface roughness (m) and HFF is the factor to convert days into seconds (s day^{-1}). When there is a temperature gradient near the surface, buoyancy effects may enhance or dampen turbulent transfers. This effect can be quantified in terms of the Richardson number (R_i). R_i is computed using the following equation :

$$R_i = \frac{(g/T)dT/dz}{(dV/dz)} \approx \frac{g(T_a - T_s)z}{V^2 T_a} \quad (7.38)$$

Subsequently, K_h is corrected based on the following relations :

$$K_{adj} = \frac{K_{neutral}}{1 + 10R_i} \quad \text{if } R_i > 0, \text{ Stable or inversion conditions} \quad (7.39)$$

$$K_{adj} = \frac{K_{neutral}}{1 - 10R_i} \quad \text{if } R_i < 0, \text{ Unstable or lapse conditions} \quad (7.40)$$

Then, the correction of $K_{neutral}$ is given by :

$$K_h = K_e = K_{corrected} = K_{neutral} + F_{stab}(K_{adj} - K_{neutral}) \quad (7.41)$$

Once the new values for K_e and K_h are computed, the heat fluxes are given by the following equations :

$$Q_h = K_h \rho_a C_p (T_a - T_s) \quad (7.42)$$

$$Q_e = K_e \frac{0.622 h_v}{R_d T_a} (e_a - e_s(T_s)) \quad (7.43)$$

where ρ_a is the density of the air, C_p is the specific heat capacity of the air, T_a is the air temperature, T_s is the snow surface temperature, e_s is the vapour pressure at the temperature T_s computed using the polynomial approximations for vapour pressure given by Lowe (1977), e_a is the saturated air vapor pressure, R_d is the dry gas constant and h_v is the latent heat of sublimation.

The water equivalent depth of sublimation is given by the equation 7.44.

$$E = -\frac{Q_e}{\rho_w h_v} \quad (7.44)$$

7.2.3.6 Snow surface temperature

The heat conduction within the snowpack is calculated as a function of the temperature gradient and the thermal diffusivity of the snow as follows :

$$Q_{hg} = K_s \rho_s C_s (T_s - T_g) \quad (7.45)$$

where K_s is the snow surface conductance, which is assumed a depth D_e equal to the depth of penetration of diurnal temperature fluctuations.

Subsequently, assuming equilibrium at the surface of the snow, the energy balance can be written as follows :

$$Q = Q_{sn} + Q_{li} - \epsilon_s \sigma T_s^4 + Q_h + Q_{hg} \quad (7.46)$$

Equation 7.46 needs to be solved for T_s . Tarboton et al. (1995) presented the following iterative equation to find the solution around a reference temperature T^* :

$$T_s = \frac{Q_{sn} + Q_{li} + Q_p + K_h T_a \rho_a C_p - 0.622 K_e h_v \rho_a (e_s(T^*) - e_a - T^* \Delta)) / P_r + 3 \epsilon_s \sigma T^{*4} + \rho_s C_s T_g K_s}{\rho_s C_s K_s + K_h \rho_a C_p + 0.622 \Delta K_e h_v \rho_a / P_r + 4 \epsilon_s \sigma T^{*3}} \quad (7.47)$$

where $\Delta = \frac{de_s(T_s)}{dT_s}$ and the iterative scheme to solve the previous equation is the Bisection Method.

7.2.3.7 Melted water and melt flow

The quantity of melted water (M_r) in m is a function of the energy content U of the snowpack. This can be modeled using the Darcy's law for flow through porous media as follows :

$$M_r = K_{sat} S^{*3} \quad (7.48)$$

where K_{sat} is the snow-saturated hydraulic conductivity and S^{*3} is the relative saturation in excess of water retained by capillary forces. S^{*3} is computed in the UEB model as follows :

$$L_f = \frac{U}{\rho_w h_f W} \quad (7.49)$$

$$S^{*3} = \frac{\text{liquid water volume} - \text{capillary retention}}{\text{pore volume} - \text{capillary retention}} = \frac{\frac{L_f}{1 - L_f} - L_c}{\frac{\rho_w}{\rho_s} - \frac{\rho_w}{\rho_i} - L_c} \quad (7.50)$$

where L_f represents the mass fraction of the snowpack (snow and ice) that is liquid, L_c is the capillary retention as a fraction of the solid matrix water equivalent. The melt outflow is assumed to be at 0 °C so the heat advected with it is computed as follow :

$$Q_m = \rho_w h_f M_r \quad (7.51)$$

7.2.3.8 Effects of canopy

The existence of forests in the basin influences the energy exchanges at the snow surface. The forest canopy significantly influences turbulent heat transfer by reducing the wind speed. Also, the penetration of solar radiation is reduced by the presence of forest canopy. The UEB model

parametrizes the effect of vegetation by adding the canopy density parameter F_c , which represents the fraction of forest presented in the basin. Turbulent heat exchange fluxes are reduced by a factor of $f_{e,h} = (1 - 0.8F_c)$, whereas the radiative fluxes are reduced by a factor of $f_{si,li,le} = (1 - F_c)$. The use of this approach to parametrise tree canopy effects is a parsimonious choice to avoid adding further intricacies to a model that is already relatively complex.

7.3 Case studies

To assess the effects of the different snowmelt routines on CEQUEAU's ability to simulate flows during the crucial snowmelt period, several case study sites were chosen. Figure 7.3.1 shows the watersheds used to test the models. Those basins are located in the northern (Aux-Mélèzes River and Qurlutuq River) and Southern (Moisie River and Ste-Marguerite River) regions of Quebec.

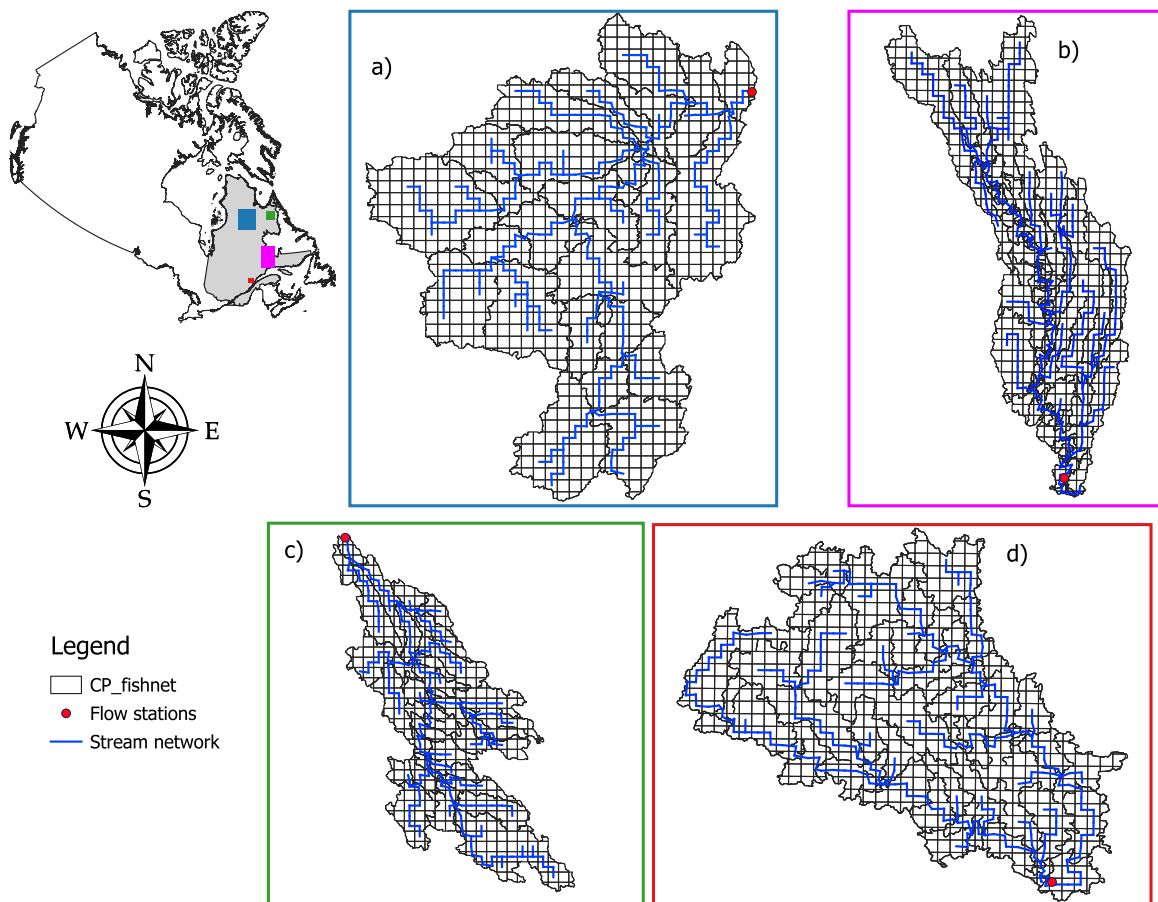


FIGURE 7.3.1 : Selected rivers to test the different snowmelt modules in the CEQUEAU model. a) Aux-Mélèzes, b) Moisie, c) Qurlutuq and d) Ste-Marguerite.

In Table 7.3.1, a summary of all the physiographic characteristics of each river is presented. The basin's drainage areas span from 2,119 to 40,317 km². It should be noted that the time series

of observed discharge at the Aux-Mélèzes and Moisie rivers are over 50 years long, while the Ste-Marguerite (44 years) and especially the Qurlutuq (21 years) have shorter series.

TABLE 7.3.1 : Physiographical characteristics of the selected rivers. CEs and CPs stand for Carreaux Entier (whole square) and Carreaux Partiels (partial square), which are the discretization of the hydrological response units in the CEQUEAU model.

Basin name	Area (km2)	CPs	CEs	Observed period
Aux-Mélèzes	40,317.3	1056	802	1962-2019
Qurlutuq	3,811.4	598	840	1972-1993
Ste-Marguerite	2,118.8	972	609	1976-2020
Moisie	19,174.9	810	453	1965-2020

7.3.1 Meteorological input data

In the past, the hydrological module of the CEQUEAU model only required precipitation and air temperature to simulate discharge (in addition to data describing basin physiography). However, the inclusion of the new UEB module within CEQUEAU means that additional variables are also required as input data. These variables are listed in Table 7.3.2, and were all retrieved from the ERA5 reanalysis database (Hersbach et al., 2020) available on the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) website (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>) with a native grid resolution of $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ covering the entire globe. ERA5 data are obtained by combining advanced modelling and data assimilation to generate the state of the atmosphere at a sub-daily time scale. ERA5 data have shown to be a good source of information for hydrological simulations (e.g. Gatien et al., 2022; Rincón et al., 2023) and also, it was shown that using the incoming longwave radiation outperforms the Stefan-Boltzman-based models to derive water temperature (Khorsandi et al., 2023a). The ERA5 data were retrieved for the period 1979-2020 and used as a common calibration period for each study case.

TABLE 7.3.2 : Input variables required for the snowmelt model

Variable name	Symbol	Units
Total daily precipitation	pTot	m
Maximum daily temperature	tMax	°C
Minimum daily temperature	tMin	°C
Surface atmospheric pressure	Pr	Pa
Saturated vapor pressure	Ea	Pa
Wind speed	Ws	m s^{-2}
Incoming shortwave radiation	Qsi	$\text{kJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$
Incoming longwave radiation	Qli	$\text{kJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$

7.3.2 Model calibration

The CEQUEAU model was calibrated using daily flow time series taken from the website of the *Québec Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques* (https://www.cehq.gouv.qc.ca/hydrometrie/historique_donnees/default.asp). The observed period for all the flow stations in each basin is given in Table 7.3.1.

Nash-Sutcliffe efficiency (NSE, Nash et al., 1970), Kling–Gupta efficiency (KGE, Gupta et al., 2009) coefficients, as well as the Logarithmic NSE and the Relative Mean Squared Error (RMSE), were used to measure the model performance. The more parameters are used in the model, the more likely it is to overfit the observations. To assess this, Akaike's Information Criterion (AIC, Akaike, 1974) and the Bayesian Information Criterion (BIC, Schwarz, 1978) were also used to assess model performance. Equations 7.52 to 7.58 show all the aforementioned metrics.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_s^i - y_o^i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_s^i - \mu_o)^2} \quad (7.52)$$

$$\text{LogNSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\log(y_s^i) - \log(y_o^i))^2}{\sum_{i=1}^n (\log(y_s^i) - \log(\mu_o))^2} \quad (7.53)$$

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + \left(\frac{\sigma_s}{\sigma_o} - 1\right)^2 + \left(\frac{\mu_s}{\mu_o} - 1\right)^2} \quad (7.54)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_s^i - y_o^i)^2}{n}} \quad (7.55)$$

$$RRMSE = 100 \times \frac{RMSE}{\mu_0} \quad (7.56)$$

$$AIC = n \log \left[\frac{\sum_{i=1}^n (y_s^i - y_o^i)^2}{n} \right] + 2k + \frac{2k(k+1)}{n-k-1} + n \log(2\pi) + n \quad (7.57)$$

$$BIC = n \log \left[\frac{\sum_{i=1}^n (y_s^i - y_o^i)^2}{n} \right] + k \log(n) + n \log(2\pi) + n \quad (7.58)$$

where y_s and y_o are the simulated and observed flows (m^3/s), μ_s and μ_o are the simulated and observed mean values, σ_s and σ_o are the simulated and observed standard deviations, r is the correlation coefficient, n is the size of the population and, k is the number of parameters associated with each model. In order to be consistent, all CEQUEAU simulations using different snowmelt routines were calibrated using the KGE and the LogNSE as the objective functions, and the results are presented for both cases. For each case, the model parameters were optimised using the Covariance Matrix Adaptation Evolution Strategy (CMA-ES, Hansen et al., 2001) which has been used to calibrate CEQUEAU in previous studies (e.g. Arsenault et al., 2014; Khorsandi et al., 2022; Rincón et al., 2023). Each calibration trial involved 1500 function evaluations and 1000 iterations.

Another performance aspect evaluated in this research was the comparison of the internal variability (ratio between standard deviations) and the correlation between the flow simulations with the CEQUEAU model using the different snowmelt routines and the observed flow time series. To present this evaluation, Taylor diagrams (Taylor, 2001) were produced for the daily time series in each case.

7.4 Results

7.4.1 Calibration of the hydrological model

The values of the different performance metrics obtained when calibrating the CEQUEAU model using the KGE as the objective function are shown in figure 7.4.1. Results show that CEQUEAU delivers, in most cases, values of $\text{KGE} > 0.8$ using the three different snowmelt models (Figure 7.4.1a). While NSE shows a similar behaviour, LogNSE presents significant differences. Specifically, negative LogNSE values were obtained in the Moisie and Ste-Marguerite rivers using the UEB and cemaNeige models (Figure 7.4.1c).

However, when calibration was performed using LogNSE as the objective function, the LogNSE values are unsurprisingly no longer negative (Figure 7.4.2). Interestingly, the values of the KGE also remained consistently high for all cases. The obtained LogNSE values were consistently obtained around 0.8 – 0.9 for most of the cases, with the simulations performed using the UEB model in the Ste-Marguerite River being the worst performing. In addition, there are no significant changes in the RRMSE values between Figures 7.4.1d and 7.4.2d.

The AIC and BIC values for both calibration scenarios show that the UEB model produces the lowest values in most cases (see Figures 7.4.1e-f and 7.4.2e-f). There are no significant changes between the two aforementioned metrics. This result suggests that among the three considered snowmelt models, the UEB is the best compromise between model performance and parsimony since it delivers the lowest AIC and BIC values among all the three snowmelt models.

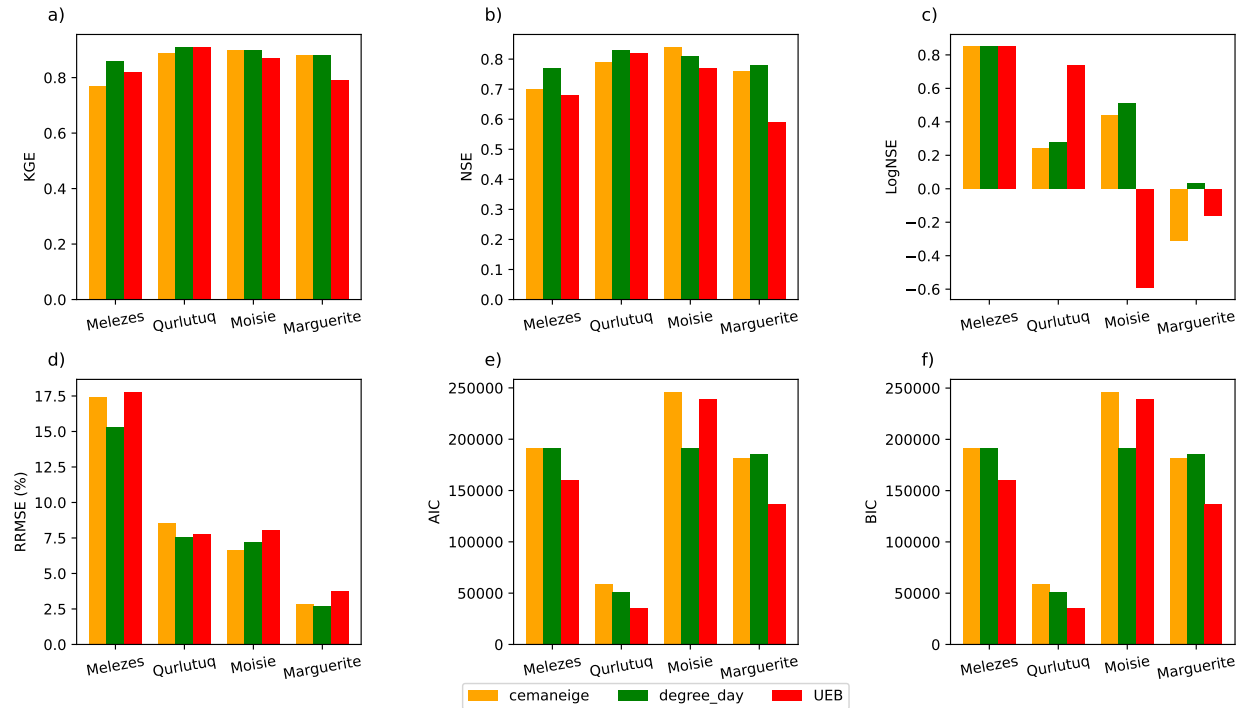


FIGURE 7.4.1 : Performance metrics for the simulated daily flows in each river, using the three snowmelt models. The calibrated parameters were obtained using the KGE as the objective function. Yellow colors represent the simulations performed with the cemaNeige model, the green colors are for the degree-day model, and the red colors are for the UEB model.

7.4.2 Multi-model flow flow evaluation in Arctic rivers

Figure 7.4.3 compares the simulated and observed flows for the two Arctic river case studies (the Aux-Mélèzes River and the Qurlutuq River) using KGE as the objective function. The interannual average values (Figures 7.4.3a and 7.4.3d) show that the three snowmelt routines correctly represent the snowmelt onset in both basins. Results also indicate that the degree-day method sometimes underestimates the maximum flow peaks produced in Aux-Mélèzes River during the spring. However, none of the other models produced simulated mean inter-annual peak flows as high as the mean of observed peak flows in the Aux-Mélèzes River. In the case of the Qurlutuq River, all models perform similarly.

In addition, the flow duration curves (Figures 7.4.3b and 7.4.3c) for these two Arctic rivers show that the simulated flows are distributed similarly to the observed reference flow. In Aux-Mélèzes River, the cemaNeige and degree-day methods underestimate mid-high flows, while the UEB captures the distribution of these flow values better. The flow duration curves obtained for the three different snowmelt models for the Qurlutuq River do not show any significant differences. Taylor diagrams suggest that the degree-day model underestimates the variability of the observed flows in Aux-Mélèzes River, while cemaNeige and UEB overestimate it (Figure 7.4.3c), the latter

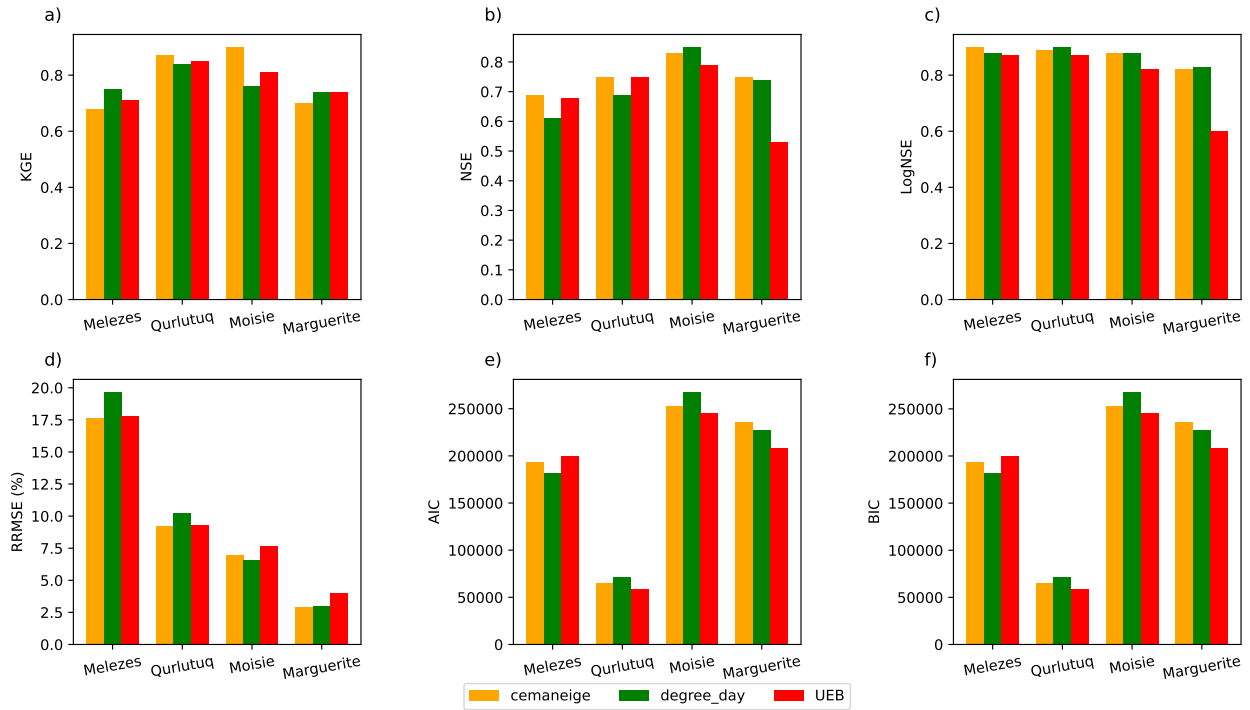


FIGURE 7.4.2 : Performance metrics for the simulated daily flows in each river, using the three snowmelt models. The calibrated parameters were obtained using the LogNSE as the objective function. Yellow colors represent the simulations performed with the cemaNeige model, the green colors are for the degree-day model, and the red colors are for the UEB model.

being the closest to the observed standard deviation. In the case of the Qurlutuq River, all models are grouped around the same values (Figure 7.4.3 f).

However, when calibrated using LogNSE as the objective function, the CEQUEAU models appear to perform better (Figure 7.4.4). with the low and high flows are better represented by all the snowmelt models (see Figures 7.4.4a and 7.4.4d). Results nonetheless show that the in Aux-Mélèzes River (Figure 7.4.4a), CEQUEAU consistently produces more water at the beginning of summer for all snowmelt models, and in the case of the degree-day model, the mean flows are underestimated. In contrast, the calibration in the Qurlutuq River shows more consistency between the three snowmelt models (Figure 7.4.4d) with high, low and mid flows correctly represented by the model.

The flow duration curve for Aux-Mélèzes River (Figure 7.4.4b) suggests a similar behaviour between the cemaNeige and UEB models when calibrated using LogNSE as the objective function. The Taylor diagram (Figure 7.4.4c) for the same river shows that the three models overestimate the internal variability of the river flows while showing similar correlation values. In the case of the Qurlutuq River, the flow duration curve (Figure 7.4.4 e) shows high similarity between the flow simulations with the three snowmelt routines and the Taylor diagram (Figure 7.4.4f) indicating relatively little difference between the observed and simulated variability.

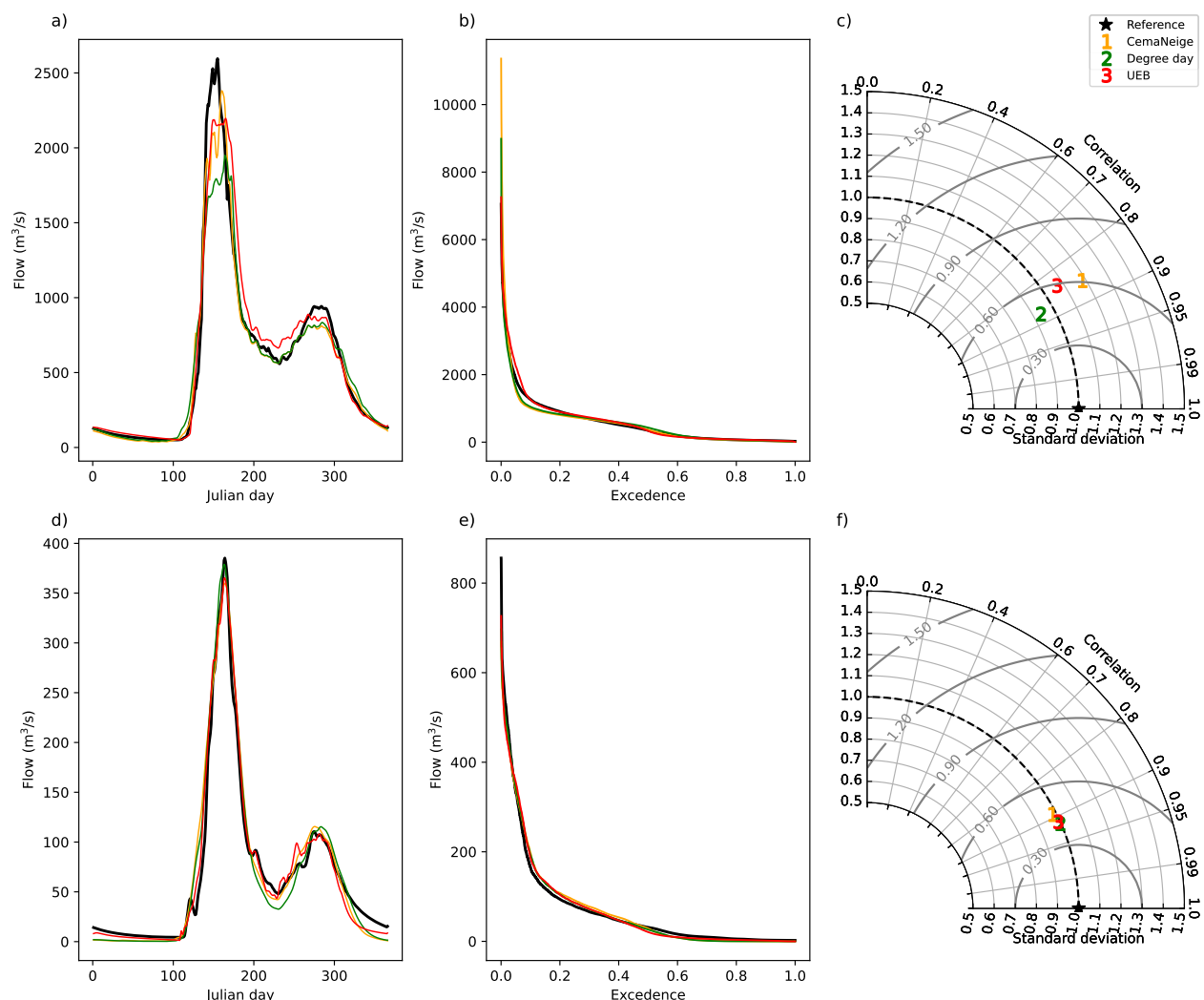


FIGURE 7.4.3 : Comparison of the simulated flow produced by the different snowmelt modules in the CEQUEAU model in the Aux-Mélèzes River a)-c) and Qurlutuq River d)-f) using the KGE as the objective function. a) and d) multi-annual average streamflow, b) and e) the flow duration curves, c) and f) Taylor diagrams of daily flows. Black lines refer to the observed data, yellow color are the results obtained with the cemaNeige module, green colors are the results obtained with the degree day module and red colors are the results obtained with the UEB module. All Figures here were produced using the concomitant period between observed meteorological data from ERA5 (1979-2020) and the observed flows for each river (see Table 7.3.1).

7.4.3 Multi-model flow evaluation in southern rivers

The same comparison was conducted in the two rivers located in the southern region of Quebec (Moisie River, Figure 7.3.1b, and Ste-Marguerite River 7.3.1d). When calibrated using KGE as the objective function, Figure 7.4.5 shows that simulated low flows are mainly underestimated during the whole period (see Figures 7.4.5a and 7.4.5d). In the case of the Moisie River, the UEB model shows the best representation of the mean flows (Figure 7.4.5b), although it also produces the worst agreement in the low flow periods. For the Ste-Marguerite River, the mean flows do not show significant differences among the three chosen snowmelt models (see Figure 7.4.5e). This explains the negative values obtained for the LogNSE in Figure 7.4.1c. The Taylor diagrams for both rivers

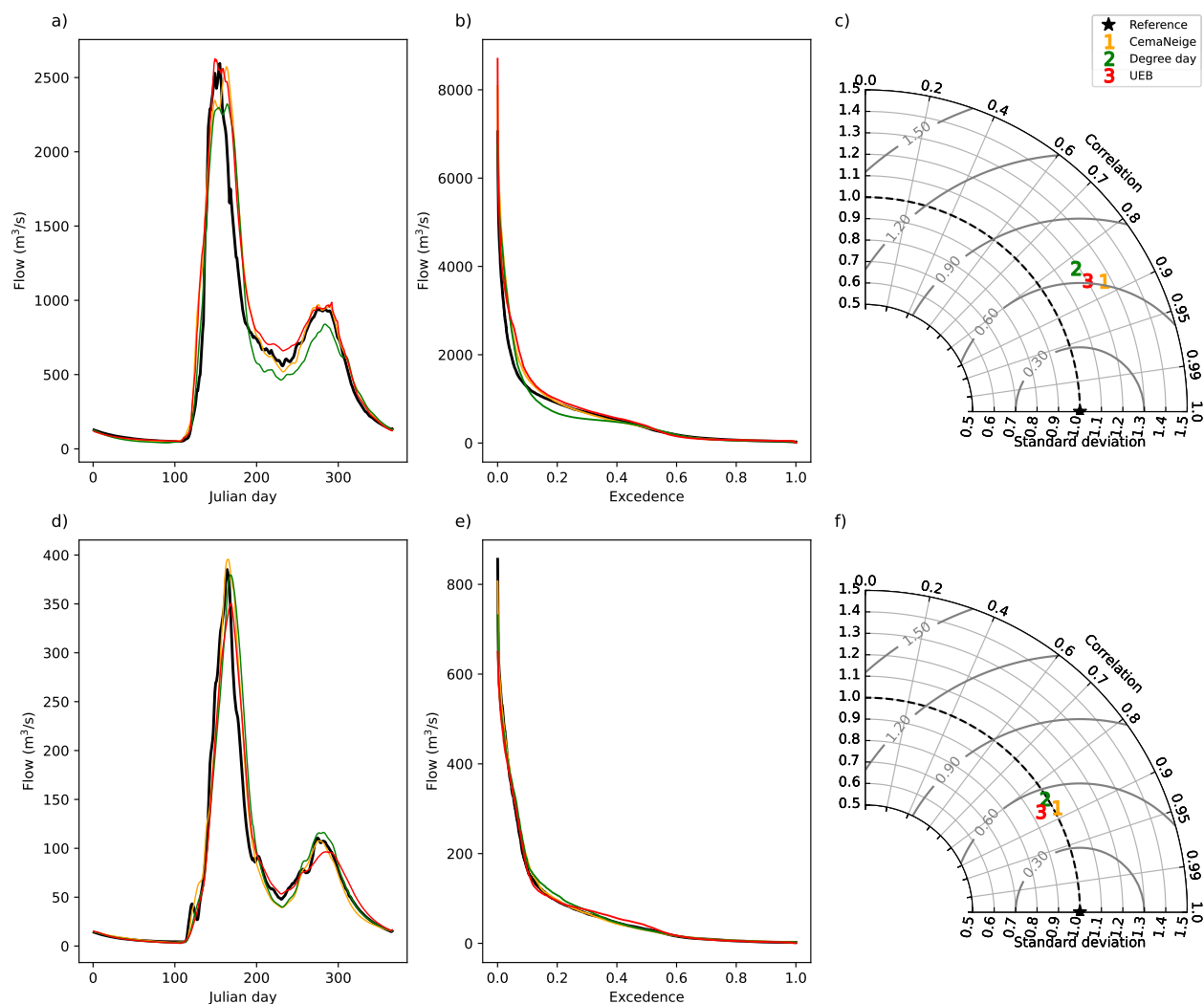


FIGURE 7.4.4 : Comparison of the simulated flow produced by the different snowmelt modules in the CEQUEAU model in the Aux-Mélèzes River a)-c) and Qurlutuq River d)-f) using the LogNSE as the objective function. a) and d) multi-annual average streamflow, b) and e) the flow duration curves, c) and f) Taylor diagrams of daily flows. Black lines refer to the observed data, yellow color are the results obtained with the cemaNeige module, green colors are the results obtained with the degree day module and red colors are the results obtained with the UEB module. All Figures here were produced using the concomitant period between observed meteorological data from ERA5 (1979-2020) and the observed flows for each river (see Table 7.3.1).

(Figures 7.4.5c and 7.4.5f) show that the simulated daily flows are grouped around similar values in all three snowmelt models. There is a difference in the Ste-Marguerite River (Figure 7.4.5f), where the correlation obtained using the UEB model is slightly smaller than the other two models.

The results of the simulation using LogNSE as the objective function for the two southern-Quebec rivers are shown in Figure 7.4.6. In this case, the Moisie River significantly underestimates the interannual average peak flows for the UEB and the degree-day models (Figure 7.4.6). The UEB model performs better than the cemaNeige and the degree-day models during the summer, with the last two underestimating the mean flows for most of this period. However, simulations in the Ste-Marguerite River suggest that the cemaNeige and degree-day models underestimate the flow generated during the spring period, as shown by the interannual average flow (Figure 7.4.6d)

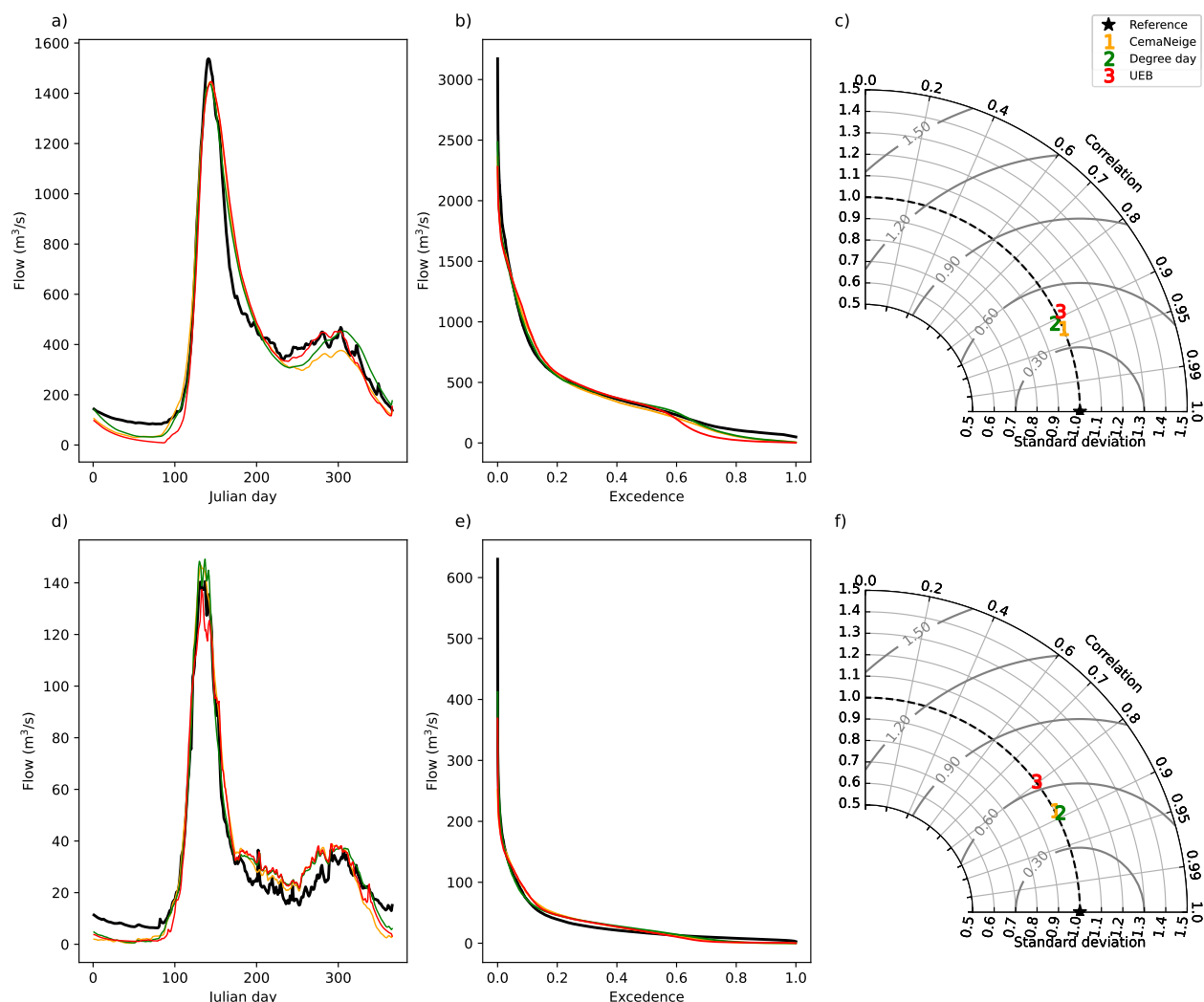


FIGURE 7.4.5 : Comparison of the simulated flow produced by the different snowmelt modules in the CEQUEAU model in the Moisie River a)-c) and Ste-Marguerite River d)-f) using the KGE as the objective function. a) and d) multi-annual average streamflow, b) and e) the flow duration curves, c) and f) Taylor diagrams of daily flows. Black lines refer to the observed data, yellow color are the results obtained with the cemaNeige module, green colors are the results obtained with the degree day module and red colors are the results obtained with the UEB module. All Figures here were produced using the concomitant period between observed meteorological data from ERA5 (1979-2020) and the observed flows for each river (see Table 7.3.1).

and the flow duration curves (Figure 7.4.6e), where the UEB model shows better representation of the simulated flows throughout the year.

The Taylor diagram suggests that the model that performs best in the Moisie River is cemaNeige (Figure 7.4.6 c), whereas, in the case of the Ste-Marguerite, the UEB model shows better performance (Figure 7.4.6f). The degree-day snowmelt module underestimates the internal daily variability for both rivers, while UEB is more consistent in representing this aspect in the two cases.

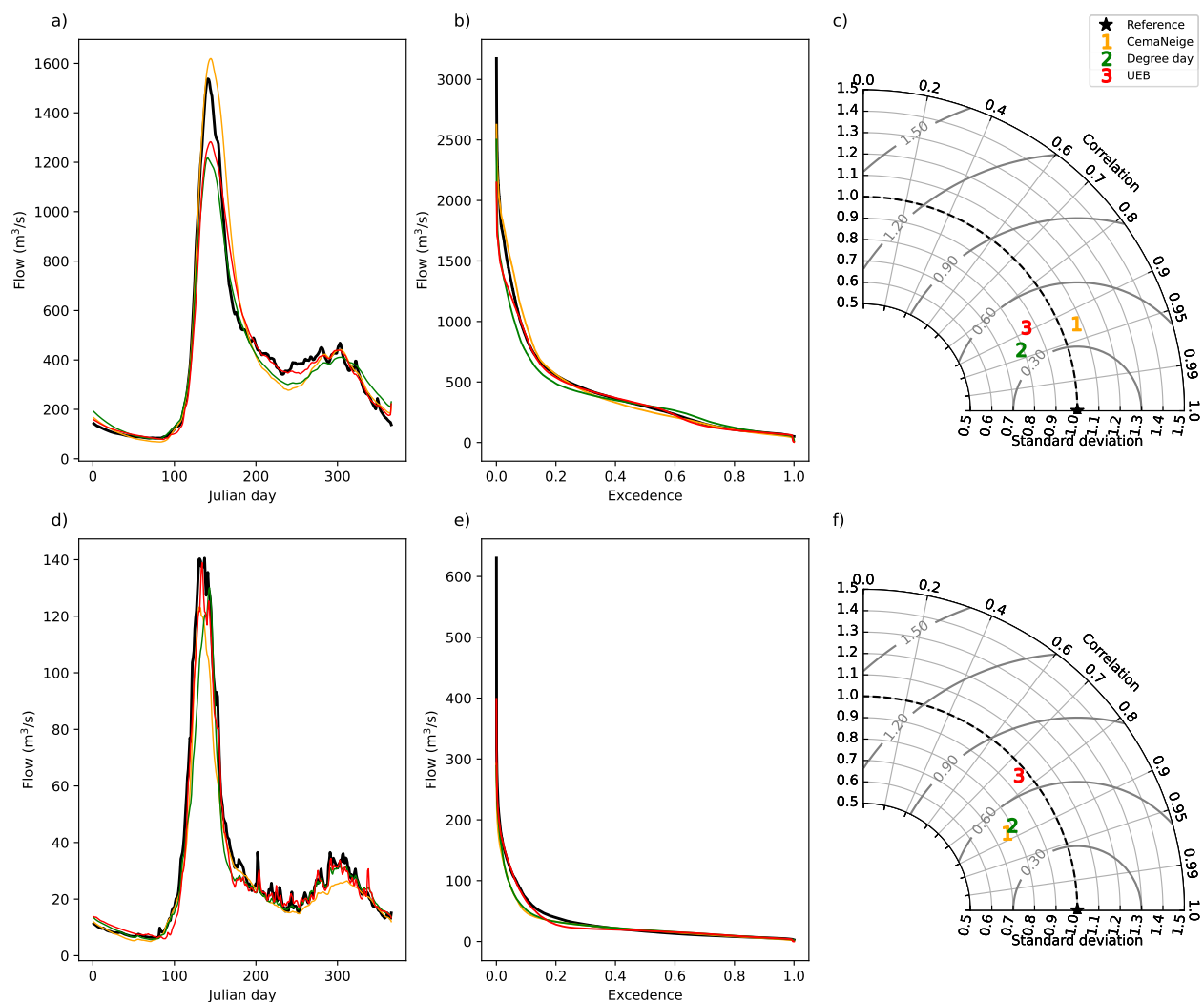


FIGURE 7.4.6 : Comparison of the simulated flow produced by the different snowmelt modules in the CEQUEAU model in the Moisie River a)-c) and Ste-Marguerite River d)-f) using the LogNSE as the objective function. a) and d) multi-annual average streamflow, b) and e) the flow duration curves, c) and f) Taylor diagrams of daily flows. Black lines refer to the observed data, yellow color are the results obtained with the cemaNeige module, green colors are the results obtained with the degree day module and red colors are the results obtained with the UEB module. All Figures here were produced using the concomitant period between observed meteorological data from ERA5 (1979-2020) and the observed flows for each river (see Table 7.3.1).

7.5 Discussion

In this study, the Utah Energy Balance (UEB) model for computing snowmelt was implemented in the CEQUEAU hydrological model's modular structure. Subsequently, the model was compared against the two temperature index-based models already contained within CEQUEAU. Overall, the results suggest that the three models perform similarly, although some important differences among them were observed.

7.5.1 Performance of the different snowmelt routines

The Taylor diagrams constructed for the two calibration scenarios (i.e. using KGE and LogNSE as objective functions) show that the UEB is the most consistent model in representing the observed long-term variability among the evaluated snowmelt routines. In the case of the northern Quebec rivers, UEB outperforms the other two snowmelt models using either objective function (Figures 7.4.4c and 7.4.3c). In the case of the Qurlutuq River, none of the evaluated models outperforms the rest. Nevertheless, this performance evaluation was made against a shorter time series, which influences the values of such metrics.

However, Taylor diagrams for the southern Quebec rivers reveals more scattered behaviour. Indeed, when using the LogNSE as an objective function, it was found that the models reduce the representation of the observed internal variability (see Figures 7.4.6c and 7.4.6f). The UEB model, nonetheless, remains the most consistent among the evaluated snowmelt routines in both rivers for the two calibration scenarios. cemaNeige and the Degree-day models, on the contrary, are found to be sensitive to the choice of the objective function. For example, when switching between KGE and LogNSE, the CEQUEAU model experienced a reduction in the representation of the observed standard deviation. This was more pronounced in the southern rivers (Figures 7.4.6c and 7.4.6f).

Table 7.C.1 shows the RMSE and BIAS for the four rivers for each calibration scenario. The obtained values suggest that UEB slightly improves the produced water among the snowmelt routines. Particularly, the underestimation of the flows, which is reflected in the BIAS values, was improved in almost all the studied cases.

7.5.2 Parameter selection

The values for the parameters derived in each calibration scenario for each model are shown in Tables 7.B.2 and 7.B.1. One important aspect of these obtained parameters is that even using the same partitioning algorithm for the rain to snow, the calibrated parameter (strne) value varies within the different models and scenarios. For example, for the Ste-Marguerite river, this value changes from negative quantities in degree-day and UEB modes to positive using the cemaNeige model. This parameter's behaviour is attributed to the differences in the snow mass balance used in each model, which uses different state variables to compute the snow accumulation during the simulations. In the case of the UEB model, it is possible to see that the surface roughness parameter (z_0) is consistently calibrated around 0.003 — 0.005 for both calibration scenarios. This parameter was subjected to calibration as suggested by Tarboton et al. (1995), but given the behaviour obtained within the presented calibration, fixing the value for this parameter to 0.005 would reduce the complexity of the model, and the accuracy would still be acceptable for most cases. In contrast to this, the snow surface thermal conductance (K_s) is set around different values depending on whether

the river is located in southern or northern Quebec. This implies that K_s must be calibrated every time the model simulates stream flow.

Furthermore, the comparison between the AIC and BIC values shown in Figures 7.4.1 and 7.4.2 reveals that the UEB model provides a more parsimonious model choice for most of the cases studied. This means that by using fewer parameters, the accuracy in flow estimations is good enough in most cases, allowing the reduction of complexity of the CEQUEAU model, which can negatively affect future projections (Schoups et al., 2008). As mentioned previously, this complexity might be reduced even further by fixing the value of z_0 in future applications of the UEB model. However, it is important to note that although CEQUEAU's inherent model complexity can be reduced using the UEB module, it requires more input data, which imposes a limitation in data sparse regions where variables such as longwave radiation and vapour pressure are absent. Nevertheless, the use of reanalysis (as was the case in this study) can overcome this limitation and has been proven as a reliable source of information for hydrological applications (e.g. Krogh et al., 2015; Rincón et al., 2023).

7.5.3 Influence of the objective function in the calibration metrics

The two calibration scenarios performed in this study (ie. using different objective functions) suggest that the LogNSE outperforms KGE in representing the general flow patterns in the four considered study cases. This is particularly evident in the southern Quebec case study sites (ie. Moisie and Ste-Marguerite Rivers; see Figures 7.4.5a and 7.4.5d, respectively), where there is a significant improvement in the representation of low flows in summer while nonetheless ensuring good representation of flows throughout the year. Furthermore, the calibrated parameters using LogNSE delivered more consistently high metric values than those obtained using KGE as the objective function (see Figures 7.4.1 and 7.4.2). The difference between these two results can be attributed to the fact that using the KGE as the objective function ensures that interannual variability and mean flows are well-captured, while the LogNSE is a good indicator of the goodness of fit of the observed low values (Althoff et al., 2021).

Although the LogNSE calibration overall delivered better results than the KGE calibration, there is still room to improve the flow simulations. Particularly, the mean flows are better represented using the KGE than the LogNSE. There are two possible ways to improve such calibrated parameters. The first is tweaking manually all the parameters independently for each river. This approach is inefficient and time-consuming and, at the same time, lacks the required robustness to compare the model's performance, given that it is subjected to the modeller's subjective criteria. The second and most robust way to improve the calibration approach is by using a multi-objective calibration approach (e.g. Althoff et al., 2021; Foulon et al., 2018; Yapo et al., 1998), which would allow putting more emphasis on the preservation of correct low flows while preserving the importance of the correlation and the seasonality of the simulated flows (Raj Shrestha et al., 2008).

7.5.4 Limitations in the scope of the snowmelt models evaluations

The comprehensive comparison of the three snowmelt models presented in this study has important limitations. The most important is the lack of evaluation of each snowmelt model against observed values of snow accumulation and melt. This step is crucial to gain confidence with the simulation of snow accumulation and melting. However, the high degree of accuracy between the observed and simulated flows serves as a proxy for the performance of the snowmelt routine implemented within the CEQUEAU model, given that they coherently reproduce the onset of spring flows accordingly. That being said, and considering that the main goal of this research was to implement a physically based option to represent the snowmelt process, the presented results provide confidence in future evaluation with actual data of melt and accumulation of snow.

On the other hand, during the development of this research, some numerical stability problems using the UEB model were found. Those stability problems were mostly related to the amount of snowfall in the studied catchment during the calibration process. Although those problems did not pose a serious problem in the calibration/simulation process, they indicate that there are geographical limitations in the applicability of the CEQUEAU model using the UEB routine. The model is likely to present these stability problems, particularly in lower latitudes close to the subtropics, because of the smaller amounts of (predominantly altitude-driven) snowfall compared to more boreal basins. Also, in mountainous regions where the snowpack might be expected to slide downslope, the model is likely to fail in these shallower snowpack conditions. Exploring and expanding the study of these numerical issues is needed to further expand the applicability of the CEQUEAU model.

7.6 Concluding remarks

This study implemented the Utah Energy Balance (UEB) model for snowmelt computation within the CEQUEAU hydrological model's modular structure and compared it with two existing temperature index-based models. The results indicate that while all three models performed similarly in general, the UEB model showed better retention of long-term variability and slightly improved flow underestimation, as evidenced by lower BIAS values.

The calibration results showed that LogNSE generally outperforms KGE in representing low flows, although the KGE-fitted parameters yielded a better representation of the mean flows. This suggests a potential trade-off between accurately modelling different aspects of the flow regime, underscoring the need for a multi-objective calibration approach in future studies to balance these competing demands. Moreover, the ability of the UEB model to provide a more parsimonious representation with fewer parameters while maintaining accuracy suggests that it is a valuable addition to the CEQUEAU model. This constitutes an important addition to the model since it will likely prevent overfitting and equifinality issues in future applications.

While the high accuracy between observed and simulated flows indicates reliable snowmelt simulation, direct validation is necessary for greater confidence. The successful implementation of the UEB model within the CEQUEAU framework suggests that physically based snowmelt models can enhance hydrological simulations in snow-dominated regions. By reducing model complexity and improving flow estimation accuracy, this approach offers a valuable tool for water resource management and climate impact studies in cold regions. Finally, incorporating the UEB model into CEQUEAU has shown potential for improved hydrological modelling in cold regions, offering a balance between model complexity and accuracy. Future research should focus on comprehensive validation with snow data to strengthen the model's reliability and applicability.

APPENDIX

7.A Constants and model parameters for the UEB model

Table 7.A.1 presents the description of all the constants of the model as well as their respective value.

TABLE 7.A.1 : Constants values for the UEB model

No	Symbol	Description	Units	Value
1	ϵ_s	Emissivity of the snow	—	0.99
2	σ	Stefan-Boltzman constant	$\text{MJ m}^{-2} \text{K}^{-4}$	4.89888×10^{-9}
3	h_f	Heat of fusion	kJ kg^{-1}	333.5
4	h_v	Heat of vaporization (ice to vapor)	kJ kg^{-1}	2843
5	C_w	Water heat capacity	$\text{kJ kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$	4.18
6	C_s	Ice heat capacity	$\text{kJ kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$	2.09
7	C_g	Ground heat capacity	$\text{kJ kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$	2.09
8	C_p	Air heat capacity	$\text{kJ kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$	1.005
9	R_d	Ideal gas constant for dry air	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	287
10	k	Von Karman constant	-	0.4
11	z	Nominal measurement height for air temperature and humidity	m	2.0
12	HFF	Factor to convert days into seconds	s day^{-1}	86400
13	ρ_i	Density of ice	kg m^{-3}	917
14	ρ_w	Density of water	kg m^{-3}	1000
15	ρ_s	Density of snow	kg m^{-3}	450
16	ρ_g	Soil density	kg m^{-3}	1700
17	g	Gravitaional acceleration	m s^{-2}	9.81
18	L_c	Liquid holding capacity of snow	-	0.99
19	D_e	Thermally active depth of soil	m	0.4
20	K_{sat}	Snow saturated hydraulic conductivity	m day^{-1}	350
21	α_{vo}	New snow visible band reflectance	-	0.8
22	α_{iro}	New snow near-infrared band reflectance	-	0.6

In Table 7.A.2, the adjustable parameters within the UEB models are shown.

TABLE 7.A.2 : Adjustable parameters for the UEB model

No	Symbol	Description	Units
1	$strne$	Rain to snow transformation threshold	°C
2	z_0	Surface aerodynamic roughness	-
3	K_s	Snow surface thermal conductance	m day ⁻¹

7.B Calibrated parameters for the different snowmelt models

The derived parameters from the two calibration scenarios (KGE and LogNSE) are shown in the tables 7.B.1 and 7.B.2, respectively.

TABLE 7.B.1 : Calibrated parameters for the three different snowmelt models for each study case using the KGE as the objective function

Model	Parameter	Meleze	Qurlutuq	Moisie	Ste-Marguerite
Degree-day	strne	-0.83	-0.17	-0.39	-1.00
	tfc	8.66	10.0	9.20	2.70
	tfd	6.40	6.43	9.27	9.37
	tsc	-1.83	2.0	0.21	0.43
	tsd	-0.23	-1.46	-0.93	1.59
	ttd	2.82	0.62	0.30	0.31
	tts	0.45	-0.49	0.49	-1.23
cemaNeige	strne	-0.82	-0.82	-0.42	0.34
	Kf	15.0	9.92	4.65	2.80
	CTg	0.85	0.69	0.51	0.91
	θ	0.8	0.77	0.0	0.97
	Gseuil	225.0	223.29	188.33	73.29
	Vmin	0.65	0.77	0.0	0.97
UEB	strne	-0.83	-0.32	-0.22	-0.98
	Ks	0.15	0.1	0.5	0.31
	z_0	0.003	0.005	0.005	0.005

TABLE 7.B.2 : Calibrated parameters for the three different snowmelt models for each study case using the LogNSE as the objective function

Model	Parameter	Meleze	Qurlutuq	Moisie	Ste-Marguerite
Degree-day	strne	0.01	-1.00	-0.45	-0.42
	tfc	4.53	3.71	6.82	2.50
	tfd	8.12	8.46	9.29	6.76
	tsc	-0.48	-0.89	1.43	1.40
	tsd	-0.48	0.24	1.57	-1.18
	ttd	0.93	2.20	2.00	1.06
	tts	-0.37	0.55	-3.58	-2.54
cemaNeige	strne	0.00	0.20	-0.06	0.31
	Kf	11.00	11.04	3.88	2.44
	CTg	0.71	0.79	0.02	0.00
	θ	0.45	0.78	0.62	0.53
	Gseuil	179.69	178.93	170.40	172.52
	Vmin	0.74	0.29	0.23	0.00
UEB	strne	-0.850	-0.454	0.368	-0.859
	Ks	0.322	0.100	0.499	0.410
	z_0	0.003	0.005	0.003	0.005

7.C RMSE and BIAS for each calibration scenario

In Table 7.C.1, the values for the RMSE and BIAS of all the study cases derived with each calibration scenario are shown.

TABLE 7.C.1 : Values of RMSE and BIAS for each study case, for the different calibration scenarios.

River	Model	KGE		LogNSE	
		RMSE (m ³ /s)	BIAS (m ³ /s)	RMSE (m ³ /s)	BIAS (m ³ /s)
Melezes	cemaNeige	417.48	-36.33	423.57	40.55
	degree_day	366.52	-35.78	471.53	-22.74
	UEB	426.20	7.68	426.73	56.15
Qurlutuq	cemaNeige	52.18	0.81	56.38	1.47
	degree_day	46.46	-0.42	62.59	2.82
	UEB	47.53	0.10	56.80	0.82
Moisie	cemaNeige	160.67	-11.16	166.86	14.34
	degree_day	173.46	-1.67	157.66	-23.88
	UEB	193.68	-8.88	184.42	-10.87
Margarite	cemaNeige	19.26	0.76	19.89	-4.37
	degree_day	18.70	0.85	20.16	-3.32
	UEB	25.40	0.17	27.28	-1.82

8 IMPACT OF DIFFERENT SNOWMELT ROUTINES IN THE WATER TEMPERATURE SIMULATION IN A COLD REGION WATERSHED

Abstract

This short chapter provides insight into the impact of the snowmelt model simulations on the performance of the water temperature within the CEQUEAU model in a cold region watershed. The results show that the UEB model performs better than the CemaNeige and the Degree-Day models in capturing the onset of positive water temperatures and lower Root Mean Square Error (RMSE) during both spring and summer. In conclusion, this study highlights the importance of selecting the appropriate snowmelt model when simulating hydrological and thermal processes in cold environments, particularly where seasonal dynamics are crucial in ecological and hydrological processes.

8.1 Introduction

Water temperature is a key variable for freshwater ecosystems since it controls several aspects of the water quality (Caissie, 2006; Rincón et al., 2023; Webb et al., 2008). Changes in water temperature can influence the rate of growth of living organisms, such as fish (Hette-Tronquart et al., 2013; Isaak et al., 2013; Reist et al., 2006a) as well as their spatial distribution (Chu et al., 2005).

Trends in air temperature have been identified as one of the main drivers of climate change in the northern regions (e.g. DeBeer et al., 2016). As a result, changes in spatial patterns of precipitation (Vaughan et al., 2013) and snowmelt (Foster et al., 2008) have been observed. The snowmelt period during the spring influences the onset of positive water temperature snow-controlled in rivers (e.g. Daigle et al., 2010). Besides, this period is critical for the development of aquatic species such as key fish species that lay eggs during the autumn season, which hatch during the spring. In this sense, correct snowmelt simulation is critical for assessing the impact of flow generation in the watershed using distributed hydrological models.

The purpose of this short chapter is to evaluate the impact of different snowmelt routines in the simulations of water temperature. This is an extension of the results presented in Chapter 7, and all the details of the developed model are described in there.

8.2 Methods

8.2.1 Study region

The performance evaluation of the water temperature module was performed in the Aux-Mélèzes River, which is located in northern Quebec (see Figure 5.1) and is an important habitat for key fish species such as Atlantic salmon and Arctic Char, as well as a source of food for local indigenous Inuit communities (see Section 5.2.2).

8.2.2 Hydrological and water temperature model calibration

The CEQUEAU model was used to perform the flow and water temperature simulations. The CEQUEAU model is a semi-distributed coupled hydrological and water temperature model (see Section 3.2 for the model hydrological module and Section 5.2.1 for the water temperature model description).

Meteorological information to calibrate the hydrological module comes from the ERA5 climatic reanalysis, and a measured flow surface station located at the outlet point of the watershed was used as reference data (see Sections 5.2.3 and 5.2.4 for details). The hydrological module was calibrated for each snowmelt routine, and the parameters for each calibration trial can be seen in Tables 5.1, 7.B.2.

For the water temperature module, a surface station of water temperature located near the outlet point was used as reference data (see Section 5.2.3). RMSE was chosen as the objective function (see Section 5.2.7).

8.2.3 Water temperature module performance

To evaluate the impact of each snowmelt routine, different metrics were calculated during the concomitant simulated and observed period. First, the ability to simulate the onset of positive water temperature was computed to analyze the impact of the melting representation on the water temperature. Subsequently, the RMSEs for spring and summer were computed to quantify the difference among the three snowmelt models considered.

8.3 Results

Table 8.3.1 shows the obtained parameters for the water temperature module for each of the evaluated snowmelt models. All the obtained parameters were calibrated around consistent values

between the three models, which highlights the robustness of the used calibration algorithm (see Section 5.4).

TABLE 8.3.1 : Calibrated parameters for each of the snowmelt model

Parameter	Degree-Day	Cemaneige	UEB
CRAYSO	2.23	1.62	1.57
CRAYIN	1.52	1.00	1.26
CEVAPO	0.5	0.5	0.5
CCONVE	1.63	1.31	1.2
CRIGEL	74.36	50.0	165.40
TNAP	7.80	7.17	7.72
BASSOL	9.14	5.38	6.56
CORSOL	0.05	0.01	0.01

Table 8.3.2 shows the results of the observed and simulated onset day of the positive water temperature. Overall, the three models start to produce positive water temperatures around the same days during the observed period (2015-2019). The UEB model yields the closest simulated days on average, and the worst is the Degree-Day.

TABLE 8.3.2 : Comparison between the observed and simulated onset of positive water temperature. The days are given in Julian days.

Year	Observed	Degree day	CemaNeige	UEB
2016	148	154	149	151
2017	140	145	142	142
2019	137	144	143	140

Figure 8.3.1 shows the observed and simulated water temperature time series from 2015-2019. This figure shows that all the models capture the maximum values of water temperature throughout the years (see Figures 8.3.1 first column panels) as well as the interannual average variability (Figure 8.3.1 second column panels). However, the water temperature during the spring season is sometimes underestimated, and the degree day model seems to perform the worst during this specific season.

In order to evaluate such performance objectively, the RMSE for the spring and the summer seasons were computed, and the results are shown in the table 8.3.3. Several studies performing water temperature modelling suggest that a good indicator of good performance of water temperature is reaching an RMSE lower than 2°C (e.g. Dugdale et al., 2017a; Khorsandi et al., 2022; Rincón et al., 2023; St-Hilaire et al., 2000) These results show that the Degree-Day model performs the worst during the spring period, yielding an RMSE of 1.28°C, while the best model is the UEB, with an RMSE of 0.96°C. This behaviour is maintained when the evaluation is performed during the summer, when the degree day model again has the worst RMSE (1.16°C), while the UEB is

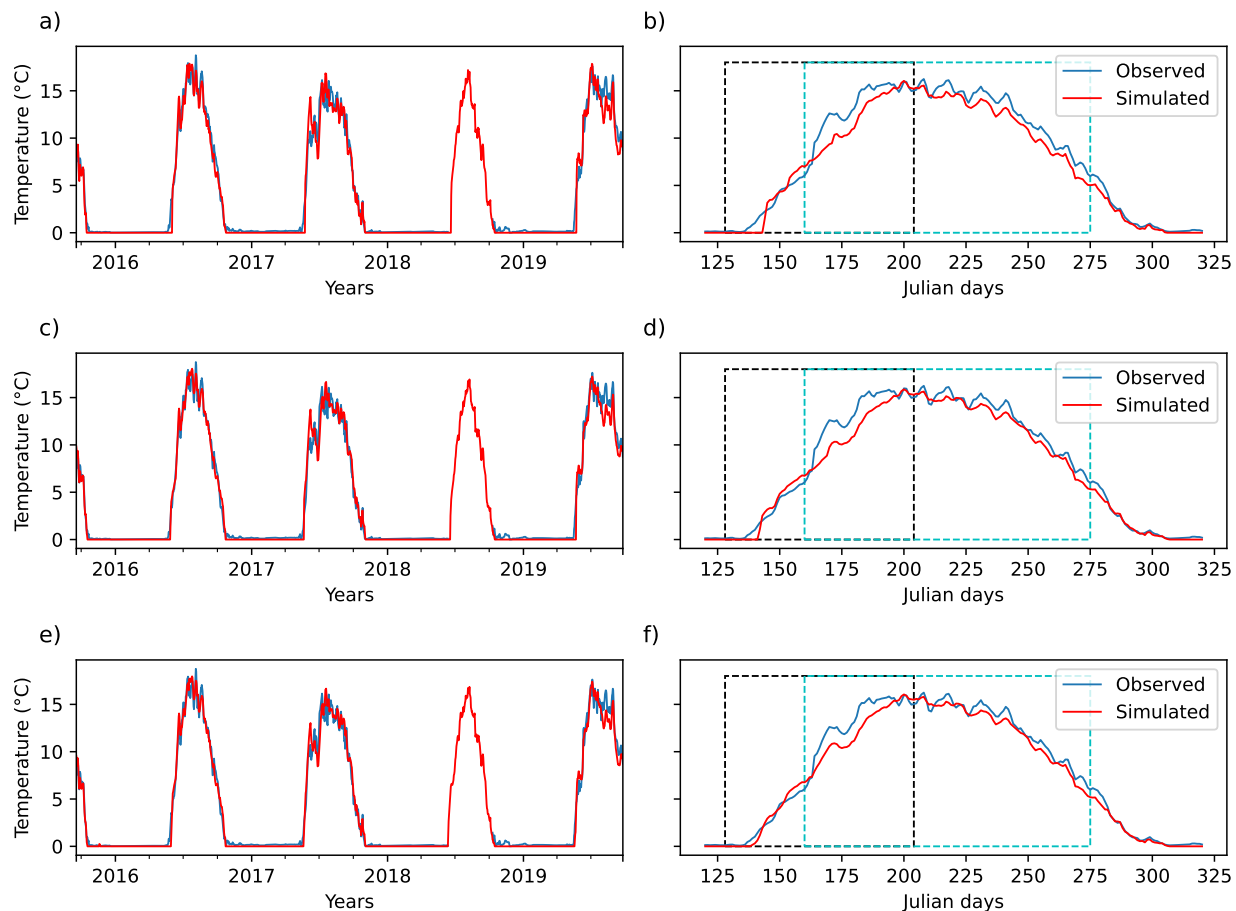


FIGURE 8.3.1 : Comparison of the performance in the water temperature simulation for each snowmelt routine in CEQUEAU. Panels a) and b) show the time series and multi-annual means for the Degree-Day model, c)-d) for the cemaneige model and, e)-f) for the UEB model. The blue lines correspond to the surface observed water temperature at the outlet point, and the red lines are the simulations with CEQUEAU in the CP1. The black dashed rectangle in panels b),d), and f) encloses the spring period (Mar-May), and the cyan-dashed rectangle encloses the summer period (Jun-Aug). All these figures were produced for the period 2015-2020

the best model with $RMSE = 1.02^{\circ}C$. The obtained values of RMSE are acceptable performance metrics since they are smaller than $2^{\circ}C$.

TABLE 8.3.3 : RMSE ($^{\circ}C$) values for the different seasons for each snowmelt module.

Snowmelt model	Summer RMSE ($^{\circ}C$)	Spring RMSE ($^{\circ}C$)
Degree day	1.16	1.28
Cemaneige	1.06	1.05
UEB	1.02	0.96

8.4 Discussion

In this short chapter, the performance of the three different snowmelt models available in CEQUEAU is evaluated to simulate the water temperature. The results show that the UEB model performs better than the CemaNeige and the Degree-Day models. Overall, the model that performs the worst is the Degree-Day, which is commonly used for water temperature studies using the CEQUEAU model.

The parameters obtained are very close to each other among the different models. Among them, the parameter CCEVAPO = 0.5 for all snow models. This implies that in the case of Aux-Mélèzes River, evaporation does not have such a large impact on controlling the water temperature relative to the other processes. On the other hand, although the values of the CAYSO, CRAYIN and CCONVE parameters are relatively different, they are close enough in magnitude to be considered quite robust values, considering that they are the result of independent calibration trials with different snowmelt models. This behaviour is similar to the TNAP, BASSOL, and CORSOL parameters.

On the contrary, the values obtained for the CRIGEL parameter show an important dispersion among the three models. This parameter shows the direct impact of the snowmelt model change since it is used as a flag for specific points within the energy balance. These discrepancies are mainly due to the difference between each model in the way of representing the mass balance, among which the UEB model shows a better representation (see Section 7.5 for details).

Additionally, the performance shows that the use of the UEB model in the water temperature simulation delivers the best performance in the water temperature values throughout the whole evaluation period. Particularly, there is an important improvement in the water temperature values during the spring season, where the UEB shows a significant improvement in the onset of positive water temperature (Table 8.3.2). This is accompanied by an important improvement in the simulated values of water temperature, with the UEB model delivering the lowest value (RMSE = 0.96°C) among the three options. At the same time, the simulations of water temperature during the summer show that the UEB model outperforms the Degree-Day and the CemaNeige models. This increase in performance during summertime might be explained by improvements in the water volume produced during this season, given that all of the parameters of the water temperature model are grouped around similar values.

8.5 Conclusion

This study has demonstrated that the choice of snowmelt routine can significantly affect the accuracy of water temperature simulations in cold region watersheds. The three models evaluated within the CEQUEAU model suggest that the UEB model consistently outperformed the others,

particularly during the critical spring snowmelt period. The UEB model's superior ability to capture the onset of positive water temperatures and lower RMSE values during both spring and summer highlights its suitability for improving water temperature simulations in cold environments such as the case of Aux-Mélèzes River, where accurate modeling is crucial for the management of aquatic ecosystems and the survival of species like Atlantic salmon and Arctic Char.

Although the calibration parameters for the water temperature module were relatively consistent across models, key differences in the CRIGEL parameter suggest that the UEB model offers a better representation of mass and energy balance. This finding underscores the importance of selecting the appropriate snowmelt model when simulating hydrological and thermal processes in cold regions, particularly where seasonal dynamics play a crucial role in ecological and hydrological processes.

Overall, this research provides valuable insights into the interaction between snowmelt modeling and water temperature simulations, reinforcing the UEB model as the most effective choice for enhancing accuracy in watershed studies in cold climates. Future work could explore the impact of such a physical approach in the production of climate change scenarios since the lower parametrized model could prove less dispersion in multi-model ensemble evaluation.

9 CONCLUSION DE LA THÈSE

Les projections récentes sur les changements climatiques montrent que les bassins versants du monde entier sont et seront soumis à des modifications de leurs régimes de débit et de température de l'eau en réponse aux changements spatio-temporels des régimes de précipitations et de température de l'air. De nombreuses études menées dans le cadre du problème de Prévion dans les bassins non instrumentés (PUB, pour son acronyme en anglais), se sont concentrées sur l'étude des régimes d'écoulement, ce qui a été rendu possible par le développement de nouvelles technologies basées sur les SIG et le développement continu de modèles hydrologiques qui permettent des estimations suffisamment précises pour être considérées comme fiables pour la prise de décision.

Bien que l'étude des bassins versants non instrumentés ait gagné en popularité au fil des ans, l'étude de la température des rivières dans les bassins versants non instrumentés présente encore des lacunes. Par conséquent, il est impératif d'encadrer les études sur la description des régimes de température de l'eau, en particulier dans les zones moins accessibles telles que les régions arctiques, surtout dans les conditions climatiques changeantes que nous connaissons aujourd'hui. C'est pourquoi ce travail s'est entre autres concentré principalement sur le développement d'applications et de méthodologies qui peuvent être utilisées pour la gestion des ressources en eau dans les bassins versants partiellement instrumentés. Les résultats présentés ici constituent une contribution significative à la littérature croissante sur l'étude des bassins non ou peu instrumentés, en particulier le problème de la PUB, qui a été largement exploré dans les bassins du monde entier.

Ce chapitre présente les conclusions du travail. Ces conclusions peuvent être séparées en deux catégories : la première est l'avancement et l'amélioration des techniques de modélisation hydrologique et de la température de l'eau à l'aide du modèle CEQUEAU, et la deuxième est une contribution fondamentale à la description hydrologique d'un bassin versant relativement peu instrumenté dans le nord du Québec qui est critique pour la gestion de ces écosystèmes et fournit des projections importantes qui peuvent servir de base à la planification locale des ressources en eau.

9.1 Amélioration d'environnement de simulation et des algorithmes du modèle CEQUEAU

Une grande partie de ce travail s'est concentrée sur le développement de nouvelles applications et de nouveaux algorithmes dans le but d'améliorer la performance du modèle CEQUEAU et de le doter de nouvelles fonctionnalités en termes de visualisation et de prétraitement des données. Cette démarche a été motivée par l'absence d'une plate-forme robuste qui permettrait de

créer un environnement plus convivial pour le modèle CEQUEAU et qui serait compatible avec les formats de fichiers standard utilisés par la plupart des applications SIG. Ce travail visait également à répondre à certaines questions soulevées dans la littérature sur les moyens possibles d'améliorer les performances du modèle dans les régions froides.

Le chapitre 3 présente le fonctionnement de *pyCEQUEAU*, une bibliothèque open-source écrite en Python pour le prétraitement et l'obtention des données physiographiques et météorologiques d'entrée du modèle CEQUEAU. Cette bibliothèque est présentée comme un remplacement de *cequeauPhysiography*, qui présente des restrictions car il est implémenté dans un logiciel propriétaire, et *pyCEQUEAU* est écrit en utilisant un paradigme de programmation orienté objet, ce qui facilite sa maintenance et sa mise à jour. Les expériences menées sur différents bassins versants montrent que *pyCEQUEAU* réduit considérablement le temps d'exécution pour les grands bassins versants par rapport à son prédécesseur et corrige en même temps les erreurs dans la discrétisation spatiale du bassin versant. De même, les routines implémentées dans *pyCEQUEAU* ont permis d'estimer les paramètres associés aux caractéristiques physiographiques du bassin d'une manière qui minimise la possibilité d'erreurs en limitant considérablement l'intervention humaine dans ces calculs. Ainsi, cette bibliothèque a ouvert la porte aux nouveaux et anciens utilisateurs de CEQUEAU pour implémenter de nouvelles routines afin d'extraire des données physiographiques et même d'améliorer les routines existantes.

D'autre part, dans le chapitre 7, la mise en œuvre du modèle UEB, un modèle de fonte des neiges basé sur la physique a été effectuée, ce qui a partiellement résolu un problème commun aux deux modèles existants basés sur la température de l'air dans CEQUEAU, à savoir la sous-estimation des débits au cours du printemps et de l'été. De plus, le fait que cela ait été réalisé en minimisant le nombre de paramètres utilisés pendant la simulation montre que le modèle est robuste et que l'inclusion du modèle UEB réduit la complexité de CEQUEAU dans une certaine mesure en réduisant le nombre de paramètres à ajuster. Il s'agit d'une avancée significative car il permet d'éviter un problème courant des modèles hydrologiques à base physique, à savoir la sur-paramétrisation de leurs processus, réduisant ainsi le niveau d'incertitude des estimations et les problèmes d'équifinalité. Cependant, cette réduction des paramètres s'accompagne d'un certain nombre d'inconvénients, en particulier une augmentation de la complexité algorithmique du modèle puisque cet algorithme implique de résoudre un système couplé d'équations différentielles ordinaires, ce qui implique l'inclusion d'une série de boucles couplées à chaque pas de temps qui augmentent les exigences de calcul et donc les temps d'exécution. De même, le modèle UEB nécessite des informations météorologiques supplémentaires qui, bien que difficiles à obtenir à partir des stations météorologiques de surface, sont facilement disponibles grâce à des réanalyses du climat mondial.

En outre, l'évaluation des simulations de la température de l'eau réalisées avec chacun des modèles de fonte de neige montre des résultats positifs grâce à l'inclusion du modèle UEB. À cet égard, le chapitre 8 montre que le modèle UEB améliore différents aspects des simulations

de la température de l'eau par rapport aux deux autres modèles. En particulier, la capacité du modèle UEB à améliorer les valeurs de débit pendant le dégel de printemps fait que le début de la température positive simulée correspond beaucoup mieux aux valeurs observées. De même, le RMSE de la température simulée pendant l'été montre que cette amélioration du volume d'eau produit par ce modèle est ce qui fait la différence entre les trois options évaluées.

Dans l'ensemble, les chapitres 7 et 8 ont montré que les outils et les algorithmes développés pour améliorer la visualisation et la performance sont assez robustes pour être utilisés dans différents bassins avec des conditions différentes. Ces outils ont joué un rôle clé dans le développement de ce travail et joueront également un rôle clé dans les travaux futurs sur l'application du modèle CEQUEAU. En fait, plusieurs projets de recherche utilisent actuellement les outils développés ici pour effectuer leurs analyses, ce qui a ouvert la porte à un échange continu d'idées et d'expériences afin de créer une communauté de développement qui contribuera à l'amélioration continue de ces outils. Cette recherche répond également à une proposition faite par Landine et al. (1988) il y a presque quatre décennies, qui ont déclaré que pour améliorer les simulations CEQUEAU, il était impératif de mettre en œuvre un modèle basé sur la physique pour représenter la fonte de neige, en particulier dans les régions froide (e.g., arctiques ou sub-arctiques).

9.2 Contribution à la préservation des écosystèmes clés pour la conservation du saumon atlantique et de l'omble de chevalier

Une meilleure compréhension des environnements d'eau douce de l'arctique est essentiel à la conservation de différentes espèces aquatiques de climat froid. En particulier, le nord du Québec est un habitat crucial pour des espèces de poissons telles que le saumon de atlantique et l'omble chevalier. Les études sur le changement climatique ont montré que l'habitat de ces espèces sera progressivement réduit au cours des prochaines décennies, ce qui les poussera à migrer vers le nord à la recherche d'eaux plus froides. En ce sens, cette étude contribue à la littérature croissante sur les rivières arctiques en fournissant une analyse complète de la dynamique d'une rivière socio-économiquement importante dans la province de Québec.

En particulier, le chapitre 5 montre les résultats de l'implémentation du modèle CEQUEAU dans le bassin Aux-Mélèzes, un bassin peu instrumenté situé au nord du Québec dans la région du Nunavik. Cette étude a montré que l'utilisation de données de réanalyse et d'imagerie satellitaire en conjonction avec des techniques de calibration avancées, permet de produire des simulations de débit et de température de haute qualité dans un bassin peu instrumenté. En particulier, l'utilisation de la technique calibration multisite a permis d'améliorer considérablement les valeurs RMSE en utilisant moins de ressources informatiques. En outre, la dérivation des données de température de l'eau à l'aide de Landsat a montré être une source précieuse d'informations comparables aux estimations de surface, donnant des valeurs RMSE = 1.40 °C par rapport aux données de surface. Les résultats présentés ici sont en accord avec la littérature publiée sur la dérivation de la tempé-

rature de l'eau à l'aide de satellites (e.g. Daigle et al., 2022; Martí-Cardona et al., 2019; Tavares et al., 2020), avec la valeur ajoutée de qu'en utilisant la méthodologie présentée ici, l'application de l'imagerie Landsat peut être étendue à des rivières de taille plus petite. Dans l'ensemble, ces résultats montrent que le modèle CEQUEAU est un outil utile à bien des égards pour la gestion des ressources en eau dans les bassins versants peu instrumentés, étant donné la précision avec laquelle il simule le ruissellement et de température de l'eau dans le temps et l'espace. De plus, la mise en œuvre du modèle dans une zone sub-arctique ouvre la voie à l'extension de cette étude aux zones d'intérêt pour la conservation du saumon atlantique et de l'omble chevalier dans le nord du Québec.

Les résultats présentés dans le chapitre 5 ont montré les avantages et la confiance qu'on peut accorder au modèle CEQUEAU pour produire des simulations historiques du débit et de la température de l'eau dans le bassin Aux-Mélèzes. Par conséquent, dans le chapitre 6, une évaluation du changement climatique a été réalisée pour étudier comment la température évoluera à la fin de ce siècle. Pour réaliser cette étude, des analyses de tendances et de fréquences distribuées de la température de l'eau ont été effectuées. Les résultats de ce chapitre montrent que l'état moyen de la température de l'eau évoluera vers une nouvelle normalité, c'est-à-dire que la température journalière moyenne et maximale augmentera au cours des prochaines décennies (2070-2100) à un rythme d'environ 1 °C/décennie. En outre, l'analyse de fréquence montre que la rivière Aux-Mélèzes dépassera 23°C plus fréquemment dans la même fenêtre temporelle, ce qui implique un risque élevé pour les poissons tels que le saumon atlantique et l'omble chevalier, car il s'agit d'une limite thermique dangereuse pour ces deux espèces. En même temps, l'arrivée de plus en plus précoce de températures positives affectera les premières étapes de croissance des deux espèces, de sorte que l'impact des températures estivales élevées pourrait être exacerbé.

9.3 Travaux futurs

Ce travail contribue aux sciences hydrologiques sous différentes perspectives. Tout d'abord, le développement de *pyCEQUEAU* a permis de simplifier considérablement l'obtention des données physiographiques, ce qui se traduit par une plus grande productivité pour les utilisateurs de CEQUEAU et réduit également l'intervention humaine en minimisant les erreurs lors de l'estimation de certains paramètres du bassin. Le développement de *pyCEQUEAU* peut servir aussi de référence pour le développement de modèles hydrologiques nouveaux et anciens qui ne disposent pas encore d'outils d'automatisation ou dont les outils ne sont pas encore complètement automatisés, de sorte que les mêmes principes de réduction de l'intervention de l'utilisateur soient appliqués et qu'il cherche pareillement à être aussi convivial que possible avec les usagers. En outre, la mise en œuvre d'une interface graphique pour *pycequeau* afin de simplifier davantage l'interaction des utilisateurs non techniques du modèle CEQUEAU est l'une des principales tâches pour l'avenir, étant donné que le modèle est actuellement utilisé au niveau industriel, ce qui profiterait

à la productivité de ces utilisateurs. D'autre part, il est impératif d'explorer en profondeur les aspects associés aux problèmes de mise à l'échelle de CEQUEAU afin d'établir de manière optimale la discrétisation spatiale par rapport à la taille du bassin versant, de sorte qu'il puisse y avoir un standard pour l'application du modèle. Bien que certaines études aient abordé ce problème (e.g. Dugdale et al., 2017b), il est nécessaire d'étendre cette étude à des bassins versants de taille et de géomorphologie différentes pour obtenir des estimations plus précises de l'échelle du modèle.

De plus, l'incorporation du nouvel algorithme de fonte des neiges basé sur la physique (modèle UEB) a permis d'étudier l'impact du modèle de fonte des neiges sur la température de l'eau. Cependant, cette étude n'a été réalisée que sur le bassin Aux-Mélèzes, donc l'extension de cette étude à d'autres bassins (par exemple ceux étudiés dans la section 7) est un moyen de rendre l'analyse présentée ici plus robuste. D'autre part, bien que cette étude couvre de manière extensive et complète l'application du modèle dans un bassin éloigné et peu instrumenté, l'évaluation de l'impact de la sélection du modèle de fonte des neiges sur les projections de changement climatique n'a pas été explorée. Par conséquent, une exploration des différents modèles de fonte de neige disponibles dans CEQUEAU afin d'établir l'incertitude de ces projections est une tâche cruciale pour définir la configuration optimale et précise pour la simulation des scénarios de changement climatique.

BIBLIOGRAPHIE

- Adhikari A, Liu C, Kulie MS (2018) Global Distribution of Snow Precipitation Features and Their Properties from 3 Years of GPM Observations. *Journal of Climate*, 31(10):3731–3754. DOI :10.1175/JCLI-D-17-0012.1.
- Ahmed SI, Rudra R, Goel P, Amili A, Dickinson T, Singh K, Khan A (2022) Change in Winter Precipitation Regime across Ontario, Canada. *Hydrology*, 9(5):81. DOI :10.3390/hydrology9050081. Number : 5 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute.
- Akaike H (1974) A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19(6):716–723. DOI :10.1109/TAC.1974.1100705.
- Althoff D, Rodrigues LN (2021) Goodness-of-fit criteria for hydrological models : Model calibration and performance assessment. *Journal of Hydrology*, 600:126674. DOI :10.1016/j.jhydrol.2021.126674.
- Arnold JG, Srinivasan R, Muttiah RS, Allen PM (1999) Continental Scale Simulation of the Hydrologic Balance. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 35(5):1037–1051. DOI :10.1111/j.1752-1688.1999.tb04192.x. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1752-1688.1999.tb04192.x>.
- Arnold JG, Srinivasan R, Muttiah RS, Williams JR (1998) Large Area Hydrologic Modeling and Assessment Part I : Model Development. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34(1):73–89. DOI :10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>.
- Arsenault R, Poulin A, Côté P, Brissette F (2014) Comparison of Stochastic Optimization Algorithms in Hydrological Model Calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(7):1374–1384. DOI :10.1061/(asce)he.1943-5584.0000938.
- Atitar M, Sobrino JA (2009) A Split-Window Algorithm for Estimating LST From Meteosat 9 Data : Test and Comparison With Data and MODIS LSTs. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 6(1):122–126. DOI :10.1109/lgrs.2008.2006410.
- Augas J, Foulon E, Rousseau AN, Baraër M (2024) Extension of a Monolayer Energy-Budget Degree-Day Model to a Multilayer One. *Water*, 16(8):1089. DOI :10.3390/w16081089.
- Barnhart BL, Whittaker GW, Ficklin DL (2014) Improved Stream Temperature Simulations in SWAT Using NSGA-II for Automatic Multi-Site Calibration. *Transactions of the ASABE*, 57(2):517–530. DOI :10.13031/trans.57.10472.
- Bartelt P, Lehning M (2002) A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning : Part I : numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3):123–145. DOI :10.1016/S0165-232X(02)00074-5.
- Becker F, Li ZL (1990) Towards a local split window method over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 11(3):369–393. DOI :10.1080/01431169008955028.

-
- Becker F, Zhao-Liang Li (1995) Surface temperature and emissivity at various scales : definition, measurement and related problems. *Remote Sensing Reviews*, 12(3-4):225–253. DOI :10.1080/02757259509532286.
- Benyahya L, Caissie D, St-Hilaire A, Ouarda TB, Bobée B (2007) A Review of Statistical Water Temperature Models. *Canadian Water Resources Journal*, 32(3):179–192. DOI :10.4296/cwrj3203179.
- Bilous M, Dunmall K (2020a) Atlantic salmon in the Canadian Arctic : potential dispersal, establishment, and interaction with Arctic char. *Reviews in Fish Biology and Fisheries*, 30(3):463–483. DOI :10.1007/s11160-020-09610-2.
- Bilous M, Dunmall K (2020b) Atlantic salmon in the Canadian Arctic : potential dispersal, establishment, and interaction with Arctic char. *Reviews in Fish Biology and Fisheries*, 30(3):463–483. DOI :10.1007/s11160-020-09610-2.
- Birkel C, Tetzlaff D, Dunn SM, Soulsby C (2009) Towards a simple dynamic process conceptualization in rainfall-runoff models using multi-criteria calibration and tracers in temperate, upland catchments. *Hydrological Processes*, 2274(November 2008):n/a–n/a. DOI :10.1002/hyp.7478.
- Blaen PJ, Hannah DM, Brown LE, Milner AM (2012) Water temperature dynamics in High Arctic river basins. *Hydrological Processes*, 27(20):n/a–n/a. DOI :10.1002/hyp.9431.
- Bolduc C, Lamoureux SF (2018) Multiyear variations in High Arctic river temperatures in response to climate variability. *Arctic Science*, 4(4):605–623. DOI :10.1139/as-2017-0053.
- Bonar SA, Petre SJ (2015) Ground-Based Thermal Imaging of Stream Surface Temperatures : Technique and Evaluation. *North American Journal of Fisheries Management*, 35(6):1209–1218. DOI :10.1080/02755947.2015.1091410.
- Bond RM, Stubblefield AP, Van Kirk RW (2015) Sensitivity of summer stream temperatures to climate variability and riparian reforestation strategies. *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 4:267–279. DOI :10.1016/j.ejrh.2015.07.002.
- Breau C (2013) Knowledge of fish physiology used to set water temperature thresholds for in-season closures of Atlantic salmon (*Salmo salar*) recreational fisheries. Canadian Science Advisory Secretariat. 27 pages.
- Breau C, Cunjak RA, Bremset G (2007) Age-specific aggregation of wild juvenile Atlantic salmon *Salmo salar* at cool water sources during high temperature events. *Journal of Fish Biology*, 71(4):1179–1191. DOI :10.1111/j.1095-8649.2007.01591.x. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1095-8649.2007.01591.x>.
- Breau C, Cunjak RA, Peake SJ (2011) Behaviour during elevated water temperatures : can physiology explain movement of juvenile Atlantic salmon to cool water? *Journal of Animal Ecology*, 80(4):844–853. DOI :10.1111/j.1365-2656.2011.01828.x. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1365-2656.2011.01828.x>.
- Brisson C, Boucher MA, Latraverse M (2015) Illustration of the added value of using a multi-site calibration and correction approach to reconstruct natural inflows and inter-catchment transfer flow : a case study. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 42(5):342–352. DOI :10.1139/cjce-2014-0270.

-
- Bui MT, Lu J, Nie L (2021) Evaluation of the Climate Forecast System Reanalysis data for hydrological model in the Arctic watershed Målselv. *Journal of Water and Climate Change*, 12(8):3481–3504. DOI :10.2166/wcc.2021.346.
- Caissie D (2006) The thermal regime of rivers : A review. *Freshwater Biology*, 51(8):1389–1406. DOI :10.1111/j.1365-2427.2006.01597.x.
- Caissie D, Kurylyk BL, St-Hilaire A, El-Jabi N, MacQuarrie KT (2014) Streambed temperature dynamics and corresponding heat fluxes in small streams experiencing seasonal ice cover. *Journal of Hydrology*, 519(Pb):1441–1452. DOI :10.1016/j.jhydrol.2014.09.034.
- Caissie D, Luce CH (2017a) Quantifying streambed advection and conduction heat fluxes. *Water Resources Research*, 53(2):1595–1624. DOI :10.1002/2016wr019813.
- Caissie D, Thistle ME, Benyahya L (2017b) River temperature forecasting : case study for Little Southwest Miramichi River (New Brunswick, Canada). *Hydrological Sciences Journal*, 62(5): 683–697. DOI :10.1080/02626667.2016.1261144.
- Cannon AJ (2018) Multivariate quantile mapping bias correction : an N-dimensional probability density function transform for climate model simulations of multiple variables. *Climate Dynamics*, 50(1):31–49. DOI :10.1007/s00382-017-3580-6.
- Cao W, Bowden WB, Davie T, Fenemor A (2006) Multi-variable and multi-site calibration and validation of SWAT in a large mountainous catchment with high spatial variability. *Hydrological Processes*, 20(5):1057–1073. DOI :10.1002/hyp.5933.
- Charbonneau R, Fortin JP, Morin G (1977) The cequeau model : Description and examples of its use in problems related to water resource management / le modèle cequeau : Description et exemples d'utilisation dans le cadre de problèmes reliés à l'aménagement. *Hydrological Sciences Bulletin*, 22(1):193–202. DOI :10.1080/02626667709491704.
- Charron C, St-Hilaire A, Ouarda TB, van den Heuvel MR (2021) Water temperature and hydrological modelling in the context of environmental flows and future climate change : Case study of the Wilmot River (Canada). *Water*, 13:2101. DOI :10.3390/w13152101.
- Chen J, Arsenault R, Brissette FP, Zhang S (2021) Climate Change Impact Studies : Should We Bias Correct Climate Model Outputs or Post-Process Impact Model Outputs? *Water Resources Research*, 57(5):e2020WR028638. DOI :10.1029/2020WR028638. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020WR028638>.
- Chen J, Brissette FP, Chaumont D, Braun M (2013) Performance and uncertainty evaluation of empirical downscaling methods in quantifying the climate change impacts on hydrology over two North American river basins. *Journal of Hydrology*, 479:200–214. DOI :10.1016/j.jhydrol.2012.11.062.
- Chenard JF, Caissie D (2008) Stream temperature modelling using artificial neural networks : application on Catamaran Brook, New Brunswick, Canada. *Hydrological Processes*, 22(17): 3361–3372. DOI :10.1002/hyp.6928.
- Cherkauer KA, Burges SJ, Handcock RN, Kay JE, Kampf SK, Gillespie AR (2005) Assessing Satellite-based And Aircraft-based Thermal Infrared Remote Sensing For Monitoring Pacific Northwest River Temperature. *Journal of the American Water Resources Association*, 41(5):1149–1159. DOI :10.1111/j.1752-1688.2005.tb03790.x.

-
- Chow VT (1998) *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York, 540 pages.
- Chu C, Mandrak NE, Minns CK (2005) Potential impacts of climate change on the distributions of several common and rare freshwater fishes in Canada. *Diversity and Distributions*, 11(4):299–310. DOI :10.1111/j.1366-9516.2005.00153.x.
- Connor L, Shephard S, Rocks K, Kelly FL (2019) Potential climate change impacts on Arctic char *Salvelinus alpinus* L. in Ireland. *Fisheries Management and Ecology*, 26(6):527–539. DOI :10.1111/fme.12327.
- Daigle A, Boyer C, Légaré A (2022) Modeling of the thermal regime of rivers subject to seasonal ice cover using data from different sources and temporal resolutions. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, pages 1–17. DOI :10.1080/07011784.2022.2140604.
- Daigle A, Jeong DI, Lapointe MF (2015) Climate change and resilience of tributary thermal refugia for salmonids in eastern Canadian rivers. *Hydrological Sciences Journal*, 60(6):1044–1063. DOI :10.1080/02626667.2014.898121.
- Daigle A, Ouarda TB, Bilodeau L (2010) Comparison of parametric and non-parametric estimations of the annual date of positive water temperature onset. *Journal of Hydrology*, 390(1-2):75–84. DOI :10.1016/j.jhydrol.2010.06.032.
- Dallaire X, Normandeau É, Mainguy J, Tremblay J, Bernatchez L, Moore J (2021) Genomic data support management of anadromous Arctic Char fisheries in Nunavik by highlighting neutral and putatively adaptive genetic variation. *Evolutionary Applications*, 14(7):1880–1897. DOI :10.1111/eva.13248.
- Dash P, Göttsche FM, Olesen FS, Fischer H (2002) Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data : Theory and practice-current trends. *International Journal of Remote Sensing*, 23(13):2563–2594. DOI :10.1080/01431160110115041.
- DeBeer CM, Wheeler HS, Carey SK, Chun KP (2016) Recent climatic, cryospheric, and hydrological changes over the interior of western Canada : a review and synthesis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20:1573–1598. DOI :10.5194/hess-20-1573-2016.
- Debele B, Srinivasan R, Gosain AK (2010) Comparison of Process-Based and Temperature-Index Snowmelt Modeling in SWAT. *Water Resources Management*, 24(6):1065–1088. DOI :10.1007/s11269-009-9486-2.
- Department of Public Work (1995) California culvert practice, second edition. DPW, Division of Highways.
- DeVantier BA, Feldman AD (1993) Review of GIS Applications in Hydrologic Modeling. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 119(2):246–261. DOI :10.1061/(asce)0733-9496(1993)119 :2(246).
- Devia GK, Ganasri B, Dwarakish G (2015) A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4(Icwrcoe):1001–1007. DOI :10.1016/j.aqpro.2015.02.126.
- Dickinson RE, Henderson-Sellers A, Kennedy PJ (1993) Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model. National Center for Atmospheric Research. 72 pages.

-
- Ding Q, Wallace JM, Battisti DS, Steig EJ, Gallant AJE, Kim HJ, Geng L (2014) Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in northeastern Canada and Greenland. *Nature*, 509:209–212. DOI :10.1038/nature13260.
- Docherty CL, Dugdale SJ, Milner AM, Abermann J, Lund M, Hannah DM (2019) Arctic river temperature dynamics in a changing climate. *River Research and Applications*, 35(8):rra.3537. DOI :10.1002/rra.3537.
- Du X, Shrestha NK, Wang J (2019) Assessing climate change impacts on stream temperature in the Athabasca River Basin using SWAT equilibrium temperature model and its potential impacts on stream ecosystem. *Science of the Total Environment*, 650:1872–1881. DOI :10.1016/j.scitotenv.2018.09.344.
- Duan Q, Sorooshian S, Gupta V (1992) Effective and Efficient Global Optimization. *Water Resources Research*, 28(4):1015–1031.
- Dubos V, May P, Gillis CA, St-Hilaire A, Bergeron N (2023) Nunavik anadromous Arctic char life histories, behaviour, and habitat use informed by both Inuit knowledge and western science : a year in Ungava Bay. *Arctic Science*, 9(3):526–544. DOI :10.1139/as-2022-0019. Publisher : NRC Research Press.
- Dugdale SJ (2016a) A practitioner's guide to thermal infrared remote sensing of rivers and streams : recent advances, precautions and considerations. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water*, 3(2):251–268. DOI :10.1002/wat2.1135.
- Dugdale SJ (2016b) A practitioner's guide to thermal infrared remote sensing of rivers and streams : recent advances, precautions and considerations. *WIREs Water*, 3(2):251–268. DOI :10.1002/wat2.1135. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/wat2.1135>.
- Dugdale SJ, Allen Curry R, St-Hilaire A, Andrews SN (2018) Impact of Future Climate Change on Water Temperature and Thermal Habitat for Keystone Fishes in the Lower Saint John River, Canada. *Water Resources Management*, 32(15):4853–4878. DOI :10.1007/s11269-018-2057-7.
- Dugdale SJ, Bergeron NE, St-Hilaire A (2013) Temporal variability of thermal refuges and water temperature patterns in an Atlantic salmon river. *Remote Sensing of Environment*, 136:358–373. DOI :10.1016/j.rse.2013.05.018.
- Dugdale SJ, Hannah DM, Malcolm IA (2017a) River temperature modelling : A review of process-based approaches and future directions. *Earth-Science Reviews*, 175(January):97–113. DOI :10.1016/j.earscirev.2017.10.009.
- Dugdale SJ, Kelleher CA, Malcolm IA, Caldwell S, Hannah DM (2019) Assessing the potential of drone-based thermal infrared imagery for quantifying river temperature heterogeneity. *Hydrological Processes*, 33(7):1152–1163. DOI :10.1002/hyp.13395.
- Dugdale SJ, Malcolm IA, Hannah DM (2024) Understanding the effects of spatially variable riparian tree planting strategies to target water temperature reductions in rivers. *Journal of Hydrology*, 635:131163. DOI :10.1016/j.jhydrol.2024.131163.
- Dugdale SJ, St-Hilaire A, Allen Curry R (2017b) Automating drainage direction and physiographic inputs to the CEQUEAU hydrological model : sensitivity testing on the lower Saint John River watershed, Canada. *Journal of Hydroinformatics*, 19(3):469–492. DOI :10.2166/hydro.2017.051.

-
- Duguay-Tetzlaff A, Bento V, Götsche F, Stöckli R, Martins J, Trigo I, Olesen F, Bojanowski J, da Camara C, Kunz H (2015) Meteosat Land Surface Temperature Climate Data Record : Achievable Accuracy and Potential Uncertainties. *Remote Sensing*, 7(10):13139–13156. DOI :10.3390/rs71013139.
- Duguay-Tetzlaff A, Bento VA, Stöckli R (2017) Algorithm Theoretical Basis Document for Land Surface Temperature (LST). Cm-saf. pages 1–27.
- Dzara JR, Neilson BT, Null SE (2019) Quantifying thermal refugia connectivity by combining temperature modeling, distributed temperature sensing, and thermal infrared imaging. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(7):2965–2982. DOI :10.5194/hess-23-2965-2019.
- Déry SJ, Stadnyk TA, MacDonald MK, Gauli-Sharma B (2016) Recent trends and variability in river discharge across northern Canada. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20:4801–4818. DOI :10.5194/hess-20-4801-2016.
- Elliott JM, Elliott JA (2010) Temperature requirements of Atlantic salmon *Salmo salar*, brown trout *Salmo trutta* and Arctic charr *Salvelinus alpinus* : predicting the effects of climate change. *Journal of Fish Biology*, 77(8):1793–1817. DOI :10.1111/j.1095-8649.2010.02762.x. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1095-8649.2010.02762.x>.
- Erickson TR, Stefan HG (2000) Linear Air/Water Temperature Correlations for Streams during Open Water Periods. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5(3):317–321. DOI :10.1061/(asce)1084-0699(2000)5 :3(317).
- Ermida SL, Soares P, Mantas V, Götsche Fm, Trigo IF (2020) Google Earth Engine Open-Source Code for Land Surface Temperature Estimation from the Landsat Series. *Remote Sensing*, 12(9):1471. DOI :10.3390/rs12091471.
- Essou GR, Sabarly F, Lucas-Picher P, Brissette F, Poulin A (2016) Can precipitation and temperature from meteorological reanalyses be used for hydrological modeling? *Journal of Hydrometeorology*, 17(7):1929–1950. DOI :10.1175/jhm-d-15-0138.1.
- Fabris L, Rolick RL, Kurylyk BL, Carey SK (2020) Characterization of contrasting flow and thermal regimes in two adjacent subarctic alpine headwaters in Northwest Canada. *Hydrological Processes*, 34(15):3252–3270. DOI :10.1002/hyp.13786.
- Fan X, Miao C, Duan Q, Shen C, Wu Y (2020) The Performance of CMIP6 Versus CMIP5 in Simulating Temperature Extremes Over the Global Land Surface. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 125(18):e2020JD033031. DOI :10.1029/2020jd033031.
- Feigl M, Lebiedzinski K, Herrnegger M, Schulz K (2021) Machine-learning methods for stream water temperature prediction. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(5):2951–2977. DOI :10.5194/hess-25-2951-2021.
- Feng D, Gleason CJ, Lin P, Yang X, Pan M, Ishitsuka Y (2021) Recent changes to Arctic river discharge. *Nature Communications*, 12(1):6917. DOI :10.1038/s41467-021-27228-1. Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group.
- Ficklin DL, Luo Y, Stewart IT, Maurer EP (2012) Development and application of a hydroclimatological stream temperature model within the Soil and Water Assessment Tool. *Water Resources Research*, 48(1):1–16. DOI :10.1029/2011wr011256.

-
- Ficklin DL, Stewart IT, Maurer EP (2013) Effects of climate change on stream temperature, dissolved oxygen, and sediment concentration in the Sierra Nevada in California. *Water Resources Research*, 49(5):2765–2782. DOI :10.1002/wrcr.20248.
- Finstad AG, Hein CL (2012) Migrate or stay : terrestrial primary productivity and climate drive anadromy in Arctic char. *Global Change Biology*, 18(8):2487–2497. DOI :10.1111/j.1365-2486.2012.02717.x.
- Formetta G, Antonello A, Franceschi S, David O, Rigon R (2014) Hydrological modelling with components : A GIS-based open-source framework. *Environmental Modelling & Software*, 55: 190–200. DOI :10.1016/j.envsoft.2014.01.019.
- Foster JL, Robinson DA, Hall DK, Estilow TW (2008) Spring snow melt timing and changes over Arctic lands. *Polar Geography*, 31(3-4):145–157. DOI :10.1080/10889370802580185.
- Foulon E, , Rousseau AN (2018) Equifinality and automatic calibration : What is the impact of hypothesizing an optimal parameter set on modelled hydrological processes? *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 43(1):47–67. DOI :10.1080/07011784.2018.1430620.
- Franco ACL, de Oliveira DY, Bonumá NB (2020) Comparison of single-site, multi-site and multi-variable SWAT calibration strategies. *Hydrological Sciences Journal*, 65(14):2376–2389. DOI :10.1080/02626667.2020.1810252.
- Gatien P, Arsenault R, Martel JL, St-Hilaire A (2022) Using the ERA5 and ERA5-Land reanalysis datasets for river water temperature modelling in a data-scarce region. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 0(0):1–18. DOI :10.1080/07011784.2022.2113917. Publisher : Taylor & Francis _eprint : [https ://doi.org/10.1080/07011784.2022.2113917](https://doi.org/10.1080/07011784.2022.2113917).
- Giandotti M (1934) Previsione delle piene e delle magre dei corsi d'acqua. *Istituto Poligrafico dello Stato*, 8:107–117.
- Giorgi F, Jones C, Asrar G (2009) Addressing climate information needs at the regional level : The cordex framework. *WMO Bull.*, 58:175–183.
- Goyal MK, Sharma A, Surampalli RY (2020) Remote Sensing and GIS Applications in Sustainability. *Sustainability : Fundamentals and Applications*, John Wiley & Sons, Ltd, volume 11, chapitre 28, pages 605–626.
- Gray DM, Landine PG (1988) An energy-budget snowmelt model for the Canadian Prairies. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(8):1292–1303. DOI :10.1139/e88-124.
- Gupta HV, Kling H, Yilmaz KK, Martinez GF (2009) Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2):80–91. DOI :10.1016/j.jhydrol.2009.08.003.
- Hamed KH, Ramachandra Rao A (1998) A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, 204(1):182–196. DOI :10.1016/S0022-1694(97)00125-X.
- Handcock R, Gillespie A, Cherkauer K, Kay J, Burges S, Kampf S (2006) Accuracy and uncertainty of thermal-infrared remote sensing of stream temperatures at multiple spatial scales. *Remote Sensing of Environment*, 100(4):427–440. DOI :10.1016/j.rse.2005.07.007.

-
- Handcock RN, Torgersen CE, Cherkauer KA, Gillespie AR, Tockner K, Faux RN, Tan J (2012) Thermal Infrared Remote Sensing of Water Temperature in Riverine Landscapes. *Fluvial Remote Sensing for Science and Management*, John Wiley & Sons, Ltd, pages 85–113. Section : 5_eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/9781119940791.ch5>.
- Hannah DM, Garner G (2015) River water temperature in the United Kingdom : Changes over the 20th century and possible changes over the 21st century. *Progress in Physical Geography*, 39(1):68–92. DOI :10.1177/0309133314550669.
- Hannah DM, Malcolm IA, Soulsby C, Youngson AF (2008) A comparison of forest and moorland stream microclimate, heat exchanges and thermal dynamics. *Hydrological Processes*, 22(7): 919–940. DOI :10.1002/hyp.7003.
- Hansen N, Ostermeier A (2001) Completely derandomized self-adaptation in evolution strategies. *Evolutionary Computation*, 9:159–195. DOI :10.1162/106365601750190398.
- Harriet V. K, Murray M. H (2017) *Traditional Animal Foods of Indigenous Peoples of Northern North America*. <http://traditionalanimalfoods.org/fish/searun-fish/page.aspx?id=6449>. 2021-09-16.
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, Hirahara S, Horányi A, Muñoz-Sabater J, Nicolas J, Peubey C, Radu R, Schepers D, Simmons A, Soci C, Abdalla S, Abellan X, Balsamo G, Bechtold P, Biavati G, Bidlot J, Bonavita M, De Chiara G, Dahlgren P, Dee D, Diamantakis M, Dragani R, Flemming J, Forbes R, Fuentes M, Geer A, Haimberger L, Healy S, Hogan RJ, Hólm E, Janisková M, Keeley S, Laloyaux P, Lopez P, Lupu C, Radnoti G, de Rosnay P, Rozum I, Vamborg F, Villaume S, Thépaut JN (2020) The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730):1999–2049. DOI :10.1002/qj.3803.
- Hette-Tronquart N, Roussel JM, Dumont B, Archaimbault V, Pont D, Oberdorff T, Belliard J (2013) Variability of water temperature may influence food-chain length in temperate streams. *Hydrobiologia*, 718(1):159–172. DOI :10.1007/s10750-013-1613-7.
- Hill RA, Hawkins CP, Jin J (2014) Predicting thermal vulnerability of stream and river ecosystems to climate change. *Climatic Change*, 125(3-4):399–412. DOI :10.1007/s10584-014-1174-4.
- Hinzman LD, Bettez ND, Bolton WR, Chapin FS, Dyurgerov MB, Fastie CL, Griffith B, Hollister RD, Hope A, Huntington HP, Jensen AM, Jia GJ, Jorgenson T, Kane DL, Klein DR, Kofinas G, Lynch AH, Lloyd AH, McGuire AD, Nelson FE, Oechel WC, Osterkamp TE, Racine CH, Romanovsky VE, Stone RS, Stow DA, Sturm M, Tweedie CE, Vourlitis GL, Walker MD, Walker DA, Webber PJ, Welker JM, Winker KS, Yoshikawa K (2005) Evidence and implications of recent climate change in Northern Alaska and other Arctic regions. *Climatic Change*, 72(3):251–298. DOI :10.1007/s10584-005-5352-2.
- Hori M (2021) Near-daily monitoring of surface temperature and channel width of the six largest Arctic rivers from space using GCOM-C/SGLI. *Remote Sensing of Environment*, 263(May): 112538. DOI :10.1016/j.rse.2021.112538.
- Hrachowitz M, Savenije HH, Blöschl G, McDonnell JJ, Sivapalan M, Pomeroy JW, Arheimer B, Blume T, Clark MP, Ehret U, Fenicia F, Freer JE, Gelfan A, Gupta HV, Hughes DA, Hut RW, Montanari A, Pande S, Tetzlaff D, Troch PA, Uhlenbrook S, Wagener T, Winsemius HC, Woods RA, Zehe E, Cudennec C (2013) A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)-a review. *Hydrological Sciences Journal*, 58(6):1198–1255. DOI :10.1080/02626667.2013.803183.

-
- Isaak DJ, Rieman BE (2013) Stream isotherm shifts from climate change and implications for distributions of ectothermic organisms. *Global Change Biology*, 19(3):742–751. DOI :10.1111/gcb.12073.
- Isaak DJ, Young MK, Nagel DE, Horan DL, Groce MC (2015) The cold-water climate shield : Delineating refugia for preserving salmonid fishes through the 21st century. *Global Change Biology*, 21(7):2540–2553. DOI :10.1111/gcb.12879.
- Janjua MY, Etuangat J, Sudlovenick E, Martin Z, Tallman R, Friesen M, Carmichael T (2016) Results of a traditional ecological knowledge study on Arctic char in Qikiqtarjuaq (Nunavut) fishing areas. Fisheries and Oceans Canada= Pêches et océans Canada.
- Jeuthe H, Brännäs E, Nilsson J (2016) Effects of variable egg incubation temperatures on the embryonic development in Arctic charr *Salvelinus alpinus*. *Aquaculture Research*, 47(12):3753–3764. DOI :10.1111/are.12825. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/are.12825>.
- Jiang Q, Li W, Fan Z, He X, Sun W, Chen S, Wen J, Gao J, Wang J (2021) Evaluation of the ERA5 reanalysis precipitation dataset over Chinese Mainland. *Journal of Hydrology*, 595(October 2020):125660. DOI :10.1016/j.jhydrol.2020.125660.
- Jimenez-Munoz J, Cristobal J, Sobrino J, Soria G, Ninyerola M, Pons X, Pons X (2009) Revision of the Single-Channel Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval From Landsat Thermal-Infrared Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(1):339–349. DOI :10.1109/tgrs.2008.2007125.
- Jiménez-Muñoz JC, Sobrino JA, Mattar C, Franch B (2010) Atmospheric correction of optical imagery from MODIS and Reanalysis atmospheric products. *Remote Sensing of Environment*, 114(10):2195–2210. DOI :10.1016/j.rse.2010.04.022.
- Jiménez-Muñoz JC, Sobrino JA (2003) A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D22):2003jd003480. DOI :10.1029/2003jd003480.
- Jonsson B, Jonsson N (2009) A review of the likely effects of climate change on anadromous Atlantic salmon *Salmo salar* and brown trout *Salmo trutta* , with particular reference to water temperature and flow. *Journal of Fish Biology*, 75(10):2381–2447. DOI :10.1111/j.1095-8649.2009.02380.x.
- Jordan RE (1991) A one-dimensional temperature model for a snow cover : Technical documentation for SNTHERM. 89. U.S. Army Corps of Engineers. Cold Regions Research & Engineering Laboratory, 49 pages.
- K. R. Douglas-Mankin, R. Srinivasan, J. G. Arnold (2010) Soil and Water Assessment Tool (SWAT) Model : Current Developments and Applications. *Transactions of the ASABE*, 53(5):1423–1431. DOI :10.13031/2013.34915.
- Kane DL, Gieck RE, Hinzman LD (1997) Snowmelt Modeling at Small Alaskan Arctic Watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2(4):204–210. DOI :10.1061/(asce)1084-0699(1997)2 :4(204).
- Kendall MG (1955) *Rank Correlation Methods*. Charles Griffin & Company.

-
- Khakbaz B, Imam B, Hsu K, Sorooshian S (2012) From lumped to distributed via semi-distributed : Calibration strategies for semi-distributed hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 418-419:61–77. DOI :10.1016/j.jhydrol.2009.02.021.
- Khattab MF, Merkel BJ (2014) Application of landsat 5 and landsat 7 images data for water quality mapping in Mosul Dam Lake, Northern Iraq. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(9):3557–3573. DOI :10.1007/s12517-013-1026-y.
- Khorsandi M, St-Hilaire A, Arsenault R (2022) Multisite calibration of a semi-distributed hydrologic and thermal model in a large canadian watershed. *Hydrological Sciences Journal*, 67:2147–2174. DOI :10.1080/02626667.2022.2132161.
- Khorsandi M, St-Hilaire A, Arsenault R (2023a) Assessing the surface downward longwave irradiance models using era5 input data in canada. *Journal of Hydrometeorology*, 24(6):1175–1190. DOI :10.1175/JHM-D-22-0184.1.
- Khorsandi M, St-Hilaire A, Arsenault R, Martel JL, Larabi S, Schnorbus M, Zwiers F (2023b) Future flow and water temperature scenarios in an impounded drainage basin : implications for summer flow and temperature management downstream of the dam. *Climatic Change*, 176(12):164. DOI :10.1007/s10584-023-03634-w.
- King TV, Neilson BT, Overbeck LD, Kane DL (2016) Water temperature controls in low arctic rivers. *Water Resources Research*, 52(6):4358–4376. DOI :10.1002/2015wr017965.
- Kirpich Z (1940) Time of concentration of small agricultural watersheds. *Journal of Civil Engineering*, 10(6).
- Klemetsen A, Amundsen PA, Dempson JB, Jonsson B, Jonsson N, O'Connell MF, Mortensen E (2003) Atlantic salmon *Salmo salar* L., brown trout *Salmo trutta* L. and Arctic charr *Salvelinus alpinus* (L.) : a review of aspects of their life histories. *Ecology of Freshwater Fish*, 12(1):1–59. DOI :10.1034/j.1600-0633.2003.00010.x.
- Kotowych N, Smalås A, Amundsen PA, Primicerio R (2023) Climate warming accelerates somatic growth of an Arctic fish species in high-latitude lakes. *Scientific Reports*, 13:16749. DOI :10.1038/s41598-023-43654-1.
- Koutsoyiannis D (1999) Optimal decomposition of covariance matrices for multivariate stochastic models in hydrology. *Water Resources Research*, 35(4):1219–1229. DOI :10.1029/1998wr900093.
- Krogh SA, Pomeroy JW, McPhee J (2015) Physically Based Mountain Hydrological Modeling Using Reanalysis Data in Patagonia. *Journal of Hydrometeorology*, 16(1):172–193. DOI :10.1175/jhmd-13-0178.1.
- Kumar M, Bhatt G, Duffy CJ (2010) An object-oriented shared data model for GIS and distributed hydrologic models. *International Journal of Geographical Information Science*, 24(7):1061–1079. DOI :10.1080/13658810903289460.
- Kwak J, St-Hilaire A, Chebana F (2016) A comparative study for water temperature modelling in a small basin, the Fourchue River, Quebec, Canada. *Hydrological Sciences Journal*, 62:1–12. DOI :10.1080/02626667.2016.1174334.

-
- Kwak J, St-Hilaire A, Chebana F, Kim G (2017) Summer Season Water Temperature Modeling under the Climate Change : Case Study for Fourchue River, Quebec, Canada. *Water*, 9(5):346. DOI :10.3390/w9050346.
- Laanaya F, St-Hilaire A, Gloaguen E (2017) Water temperature modelling : comparison between the generalized additive model, logistic, residuals regression and linear regression models. *Hydrological Sciences Journal*, 62(7):1078–1093. DOI :10.1080/02626667.2016.1246799.
- Lamaro AA, Mariñelarena A, Torrusio SE, Sala SE (2013) Water surface temperature estimation from Landsat 7 ETM+ thermal infrared data using the generalized single-channel method : Case study of Embalse del Río Tercero (Córdoba, Argentina). *Advances in Space Research*, 51(3): 492–500. DOI :10.1016/j.asr.2012.09.032.
- Lammers RB, Pundsack JW, Shiklomanov AI (2007) Variability in river temperature, discharge, and energy flux from the Russian pan-Arctic landmass. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 112(4):1–15. DOI :10.1029/2006jg000370.
- Lammers RB, Shiklomanov AI, Vörösmarty CJ, Fekete BM, Peterson BJ (2001) Assessment of contemporary Arctic river runoff based on observational discharge records. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D4):3321–3334. DOI :10.1029/2000jd900444.
- Landine PG, Granger RJ, Gray DM (1988) Evaluation Of Snowmelt Models For Application In Permafrost Environments. Environment Canada Contract KW504-7-1554. Saskatoon, Saskatchewan, 61 pages.
- Larabi S, St-Hilaire A, Chebana F, Latraverse M (2018a) Multi-Criteria Process-Based Calibration Using Functional Data Analysis to Improve Hydrological Model Realism. *Water Resources Management*, 32(1):195–211. DOI :10.1007/s11269-017-1803-6.
- Larabi S, St-Hilaire A, Chebana F, Latraverse M (2018b) Using Functional Data Analysis to Calibrate and Evaluate Hydrological Model Performance. *Journal of Hydrologic Engineering*, 23(7):04018026. DOI :10.1061/(asce)he.1943-5584.0001669.
- Larsen J, Anisimov O, Constable A, Hollowed A, Maynard N, Prestrud P, Prowse T, Stone J (2014) Polar Regions. *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B : Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Barros, V.R., C.B. Field, D.J. Dokken, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]*, Cambridge University Press, chapitre 28, pages 1567–1612. New York.
- Li ZL, Tang BH, Wu H, Ren H, Yan G, Wan Z, Trigo IF, Sobrino JA (2013) Satellite-derived land surface temperature : Current status and perspectives. *Remote Sensing of Environment*, 131: 14–37. DOI :10.1016/j.rse.2012.12.008.
- Ling F, Foody G, Du H, Ban X, Li X, Zhang Y, Du Y (2017) Monitoring Thermal Pollution in Rivers Downstream of Dams with Landsat ETM+ Thermal Infrared Images. *Remote Sensing*, 9(11): 1175. DOI :10.3390/rs9111175.
- Lisi PJ, Schindler DE, Cline TJ, Scheuerell MD, Walsh PB (2015) Watershed geomorphology and snowmelt control stream thermal sensitivity to air temperature. *Geophysical Research Letters*, 42(9):3380–3388. DOI :10.1002/2015gl064083.

-
- Liu S, Xie Z, Liu B, Wang Y, Gao J, Zeng Y, Xie J, Xie Z, Jia B, Qin P, Li R, Wang L, Chen S (2020) Global river water warming due to climate change and anthropogenic heat emission. *Global and Planetary Change*, 193:103289. DOI :10.1016/j.gloplacha.2020.103289.
- Lowe PR (1977) An Approximating Polynomial for the Computation of Saturation Vapor Pressure. *Journal of Applied Meteorology*, 16(1):100–103. DOI :10.1175/1520-0450(1977)016<0100 :AAPFTC>2.0.CO;2.
- Madden N, Lewis A, Davis M (2013) Thermal effluent from the power sector : an analysis of once-through cooling system impacts on surface water temperature. *Environmental Research Letters*, 8(3):035006. DOI :10.1088/1748-9326/8/3/035006.
- Malakar NK, Hulley GC, Hook SJ, Laraby K, Cook M, Schott JR (2018) An Operational Land Surface Temperature Product for Landsat Thermal Data : Methodology and Validation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 56(10):5717–5735. DOI :10.1109/t-grs.2018.2824828.
- Malik MA, Dar AQ, Jain MK (2021) Modelling streamflow using the SWAT model and multi-site calibration utilizing SUFI-2 of SWAT-CUP model for high altitude catchments, NW himalaya's. *Modeling Earth Systems and Environment*, 8(1):1203–1213. DOI :10.1007/s40808-021-01145-0.
- Mann HB (1945) Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica*, 13(3):245–259. DOI :10.2307/1907187. Publisher : [Wiley, Econometric Society].
- Marcé R, Ruiz CE, Armengol J (2008) Using spatially distributed parameters and multi-response objective functions to solve parameterization of complex applications of semi-distributed hydrological models. *Water Resources Research*, 44(2):1–18. DOI :10.1029/2006wr005785.
- Marks D, Domingo J, Susong D, Link T, Garen D (1999) A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins. *Hydrological Processes*, 13(12-13):1935–1959. DOI :10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13 :12/13<1935 : :AID-HYP868>3.0.CO;2-C.
- Marks D, Dozier J (1992) Climate and energy exchange at the snow surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada : 2. Snow cover energy balance. *Water Resources Research*, 28(11):3043–3054. DOI :10.1029/92WR01483.
- Marks D, Kimball J, Tingey D, Link T (1998) The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow : a case study of the 1996 Pacific Northwest flood. *Hydrological Processes*, 12(10-11):1569–1587. DOI :10.1002/(SICI)1099-1085(199808/09)12 :10/11<1569 : :AID-HYP682>3.0.CO;2-L.
- Martel JL, Brissette F, Troin M, Arsenault R, Chen J, Su T, Lucas-Picher P (2022) CMIP5 and CMIP6 Model Projection Comparison for Hydrological Impacts Over North America. *Geophysical Research Letters*, 49(15):e2022GL098364. DOI :10.1029/2022GL098364. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2022GL098364>.
- Martí-Cardona B, Prats J, Niclòs R (2019) Enhancing the retrieval of stream surface temperature from Landsat data. *Remote Sensing of Environment*, 224(January):182–191. DOI :10.1016/j.rse.2019.02.007.

-
- Martins EG, Hinch SG, Patterson DA, Hague MJ, Cooke SJ, Miller KM, Robichaud D, English KK, Farrell AP (2012a) High river temperature reduces survival of sockeye salmon (*Oncorhynchus nerka*) approaching spawning grounds and exacerbates female mortality. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 69(2):330–342. DOI :10.1139/f2011-154.
- Martins EG, Hinch SG, Patterson DA, Hague MJ, Cooke SJ, Miller KM, Robichaud D, English KK, Farrell AP (2012b) High river temperature reduces survival of sockeye salmon (*Oncorhynchus nerka*) approaching spawning grounds and exacerbates female mortality. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 69(2):330–342. DOI :10.1139/f2011-154. Publisher : NRC Research Press.
- McMillin LM (1975) Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, 80(36):5113–5117. DOI :10.1029/JC080i036p05113.
- Merkel WH, Kaushika RM, Gorman E (2008) NRCS GeoHydro—A GIS interface for hydrologic modeling. *Computers & Geosciences*, 34(8):918–930. DOI :10.1016/j.cageo.2007.05.020.
- Mohseni O, Stefan HG (1999) Stream temperature/air temperature relationship : A physical interpretation. *Journal of Hydrology*, 218(3-4):128–141. DOI :10.1016/S0022-1694(99)00034-7.
- Monette S, Dallaire AD, Mingelbier M, Groman D, Uhland C, Richard JP, Paillard G, Johansson LM, Chivers DP, Ferguson HW, Leighton FA, Simko E (2006) Massive Mortality of Common Carp (*Cyprinus carpio carpio*) in the St. Lawrence River in 2001 : Diagnostic Investigation and Experimental Induction of Lymphocytic Encephalitis. *Veterinary Pathology*, 43(3):302–310. DOI :10.1354/vp.43-3-302.
- Moore JS, Harris LN, Le Luyer J, Sutherland BJ, Rougemont Q, Tallman RF, Fisk AT, Bernatchez L (2017) Genomics and telemetry suggest a role for migration harshness in determining overwintering habitat choice, but not gene flow, in anadromous Arctic Char. *Molecular Ecology*, 26(24):6784–6800. DOI :10.1111/mec.14393. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/mec.14393>.
- Moore JS, Harris LN, Tallman RF, Taylor EB (2013) The interplay between dispersal and gene flow in anadromous Arctic char (*Salvelinus alpinus*) : implications for potential for local adaptation. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 70(9):1327–1338. DOI :10.1139/cjfas-2013-0138. Publisher : NRC Research Press.
- Morales-Marín L, Sanyal P, Kadowaki H, Li Z, Rokaya P, Lindenschmidt K (2019) A hydrological and water temperature modelling framework to simulate the timing of river freeze-up and ice-cover breakup in large-scale catchments. *Environmental Modelling & Software*, 114(January):49–63. DOI :10.1016/j.envsoft.2019.01.009.
- Morin G, Couillard D (1990) Predicting River Temperatures With a Hydrological Model. *Encyclopedia of fluid mechanic, surface and groundwater flow phenomena..* Cheremisinoff NP, éditeur, Gulf Publishing, chapitre 5, pages 171–209. United States, 10 edition.
- Morin G, Paquet P (2007). *Modèle hydrologique CEQUEAU*. Inrs-ete, Quebec, 458 pages.
- Nash J, Sutcliffe J (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3):282–290. DOI :10.1016/0022-1694(70)90255-6.

-
- Nkiaka E, Nawaz NR, Lovett JC (2018). Effect of single and multi-site calibration techniques on hydrological model performance, parameter estimation and predictive uncertainty : a case study in the Logone catchment, Lake Chad basin. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 32(6):1665–1682. DOI :10.1007/s00477-017-1466-0.
- Odusanya A, Mehdi B, Schürz C, Oke A, Awokola O, Awomeso J, Adejuwon J, Schulz K (2018). Multi-site calibration and validation of SWAT with satellite-based evapotranspiration in a data sparse catchment in southwestern Nigeria. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, pages 1–37. DOI :10.5194/hess-2018-170.
- O'Neill BC, Tebaldi C, van Vuuren DP, Eyring V, Friedlingstein P, Hurtt G, Knutti R, Kriegler E, Lamarque JF, Lowe J, Meehl GA, Moss R, Riahi K, Sanderson BM (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9):3461–3482. DOI :10.5194/gmd-9-3461-2016. Publisher : Copernicus GmbH.
- Ouarda TBMJ, Charron C, St-Hilaire A (2022). Regional estimation of river water temperature at ungauged locations. *Journal of Hydrology X*, 17:100133. DOI :10.1016/j.hydroa.2022.100133.
- Ouellet V, Pierron F, Mingelbier M, Fournier M, Fournier M, Couture P (2013). Thermal Stress Effects on Gene Expression and Phagocytosis in the Common Carp (*Cyprinus Carpio*) : a Better Understanding of the Summer 2001 st. Lawrence River Fish Kill. *The Open Fish Science Journal*, 6(1):99–106. DOI :10.2174/1874401x01306010099.
- Ouellet V, St-Hilaire A, Dugdale SJ, Hannah DM, Krause S, Proulx-Ouellet S (2020). *River temperature research and practice : Recent challenges and emerging opportunities for managing thermal habitat conditions in stream ecosystems*. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139679>.
- Ouellet-Proulx S, St-Hilaire A, Boucher MA (2017). Water Temperature Ensemble Forecasts : Implementation Using the CEQUEAU Model on Two Contrasted River Systems. *Water*, 9(7):457. DOI :10.3390/w9070457.
- Ouellet-Proulx S, St-Hilaire A, Boucher MA (2019). Implication of evaporative loss estimation methods in discharge and water temperature modelling in cool temperate climates. *Hydrological Processes*, 33(22):2867–2884. DOI :10.1002/hyp.13534.
- Park H, Yoshikawa Y, Yang D, Oshima K (2017). Warming Water in Arctic Terrestrial Rivers under Climate Change. *Journal of Hydrometeorology*, 18(7):1983–1995. DOI :10.1175/jhm-d-16-0260.1.
- Parlee B, Furgal C (2012). Well-being and environmental change in the arctic : A synthesis of selected research from Canada's international polar year program. *Climatic Change*, 115:13–34. DOI :10.1007/S10584-012-0588-0/FIGURES/6.
- Poesch MS, Chavarie L, Chu C, Pandit SN, Tonn W (2016). Climate change impacts on freshwater fishes : A canadian perspective. *Fisheries*, 41:385–391. DOI :10.1080/03632415.2016.1180285.
- Pomeroy J, Fang X, Ellis C (2012). Sensitivity of snowmelt hydrology in Marmot Creek, Alberta, to forest cover disturbance. *Hydrological Processes*, 26(12):1891–1904. DOI :10.1002/hyp.9248.
- Pomeroy JW, Gray DM, Brown T, Hedstrom NR, Quinton WL, Granger RJ, Carey SK (2007). The cold regions hydrological model : a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes*, 21(19):2650–2667. DOI :10.1002/hyp.6787.

-
- Power G (1976). History of the hudson's bay company salmon fisheries in the ungava bay region. *Polar Record*, 18:151–161. DOI :10.1017/S0032247400000061.
- Prata AJ (1993). Land surface temperatures derived from the advanced very high resolution radiometer and the along-track scanning radiometer : 1. Theory. *Journal of Geophysical Research*, 98(D9):16689. DOI :10.1029/93jd01206.
- Prata AJ, V. Casellescoll C, Sobrino JA, Otle C (1995). Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites : current status and future prospects. *Remote Sensing Reviews*, 12(3-4):175–224. DOI :10.1080/02757259509532285.
- Qi J, Li S, Jamieson R, Hebb D, Xing Z, Meng FR (2017). Modifying SWAT with an energy balance module to simulate snowmelt for maritime regions. *Environmental Modelling & Software*, 93:146–160. DOI :10.1016/j.envsoft.2017.03.007.
- Raj Shrestha R, Rode M (2008). Multi-objective calibration and fuzzy preference selection of a distributed hydrological model. *Environmental Modelling & Software*, 23(12):1384–1395. DOI :10.1016/j.envsoft.2008.04.001.
- Reist JD, Wrona FJ, Prowse TD, Power M, Dempson JB, Beamish RJ, King JR, Carmichael TJ, Sawatzky CD (2006a). General effects of climate change on arctic fishes and fish populations. *Ambio*, 35(7):370–380. DOI :[https://doi.org/10.1579/0044-7447\(2006\)35\[381 :AOOEOC\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1579/0044-7447(2006)35[381 :AOOEOC]2.0.CO;2).
- Reist JD, Wrona FJ, Prowse TD, Power M, Dempson JB, King JR, Beamish RJ (2006b). An overview of effects of climate change on selected Arctic freshwater and anadromous fishes. *Ambio*, 35(7):381–387. DOI :10.1579/0044-7447(2006)35[381 :aooeoc]2.0.co;2.
- Rincón E, St-hilaire A, Bergeron NE, Dugdale SJ (2023). Combining Landsat TIR-imagery data and ERA5 reanalysis information with different calibration strategies to improve simulations of streamflow and river temperature in the Canadian Subarctic. *Hydrological Processes*, 37(10): e15008. DOI :10.1002/hyp.15008.
- Rousseau AN, Fortin JP, Turcotte R, Royer A, Savary S, Quévy F, Noël P, Paniconi C (2011). Physitel, a specialized gis for supporting the implementation of distributed hydrological models. *Water News*, 31(1):18–20.
- Samaniego L, Kumar R, Attinger S (2010). Multiscale parameter regionalization of a grid-based hydrologic model at the mesoscale. *Water Resources Research*, 46. DOI :10.1029/2008WR007327.
- Schoups G, van de Giesen NC, Savenije HHG (2008). Model complexity control for hydrologic prediction. *Water Resources Research*, 44(12). DOI :10.1029/2008WR006836. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2008WR006836>.
- Schuol J, Abbaspour KC (2006). Calibration and uncertainty issues of a hydrological model (SWAT) applied to West Africa. *Advances in Geosciences*, 9(9):137–143. DOI :10.5194/adgeo-9-137-2006.
- Schwarz G (1978). Estimating the Dimension of a Model. *The Annals of Statistics*, 6(2):461–464. Publisher : Institute of Mathematical Statistics.
- Seibert J (2000). Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2):215–224. DOI :10.5194/hess-4-215-2000.

-
- Shafii M, Tolson B, Matott LS (2014). Uncertainty-based multi-criteria calibration of rainfall-runoff models : a comparative study. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 28(6): 1493–1510. DOI :10.1007/s00477-014-0855-x.
- Shen H, Tolson BA, Mai J (2022). Time to update the split-sample approach in hydrological model calibration. *Water Resources Research*, 58:e2021WR031523. DOI :10.1029/2021WR031523.
- Shi X, Sun J, Xiao Z (2021). Investigation on River Thermal Regime under Dam Influence by Integrating Remote Sensing and Water Temperature Model. *Water*, 13(2):133. DOI :10.3390/w13020133.
- Shiklomanov A, Déry S, Tretiakov M, Yang D, Magritsky D, Georgiadi A, Tang W (2021). River Freshwater Flux to the Arctic Ocean. *Arctic Hydrology, Permafrost and Ecosystems*. Yang D, Kane DL (éditeurs), Springer International Publishing, pages 703–738. Cham.
- Sivapalan M, Takeuchi K, Franks SW, Gupta VK, Karambiri H, Lakshmi V, Liang X, McDonnell JJ, Mendiondo EM, O'connell PE, Oki T, Pomeroy JW, Schertzer D, Uhlenbrook S, Zehe E (2003). IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012 : Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal*, 48(6):857–880. DOI :10.1623/hysj.48.6.857.51421.
- Sjöberg Y, Coon E, K. Sannel AB, Pannetier R, Harp D, Frampton A, Painter SL, Lyon SW (2016). Thermal effects of groundwater flow through subarctic fens : A case study based on field observations and numerical modeling. *Water Resources Research*, 52(3):1591–1606. DOI :10.1002/2015wr017571.
- Sohrabi MM, Benjankar R, Tonina D, Wenger SJ, Isaak DJ (2017). Estimation of daily stream water temperatures with a Bayesian regression approach. *Hydrological Processes*, 31(9):1719–1733. DOI :10.1002/hyp.11139.
- St Hilaire A, Boucher MA, Chebana F, Ouellet-Proulx S, Zhou QX, Larabi S, Dugdale S, Latraverse M (2015a). Breathing new life to an older model : The CEQUEAU tool for flow and water temperature simulations and forecasting. *22nd Canadian Hydrotechnical Conference.*, Canadian Society for Civil Engineering, 10 pages, Montreal, Quebec, Canada.
- St Hilaire A, Boucher MA, Chebana F, Ouellet-Proulx S, Zhou QX, Larabi S, Dugdale S, Latraverse M (2015b). Breathing new life to an older model : The CEQUEAU tool for flow and water temperature simulations and forecasting. *22nd Canadian Hydrotechnical Conference.*, Canadian Society for Civil Engineering, 10 pages, Montreal, Quebec, Canada.
- St-Hilaire A, Morin G, El-Jabi N, Caissie D (2000). Water temperature modelling in a small forested stream : implication of forest canopy and soil temperature. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 27(6):1095–1108. DOI :10.1139/cjce-27-6-1095.
- St-Hilaire A, Ouarda TBMJ, Bargaoui Z, Daigle A, Bilodeau L (2012). Daily river water temperature forecast model with a k-nearest neighbour approach. *Hydrological Processes*, 26(9):1302–1310. DOI :10.1002/hyp.8216.
- St. Jacques JM, Sauchyn DJ (2009). Increasing winter baseflow and mean annual streamflow from possible permafrost thawing in the Northwest Territories, Canada. *Geophysical Research Letters*, 36(1):L01401. DOI :10.1029/2008gl035822.

-
- Stadnyk TA, MacDonald MK, Tefs A, Déry SJ, Koenig K, Gustafsson D, Isberg K, Arheimer B (2020a). Hydrological modeling of freshwater discharge into Hudson Bay using HYPE. *Elementa : Science of the Anthropocene*, 8. DOI :10.1525/elementa.439.
- Stadnyk TA, MacDonald MK, Tefs A, Déry SJ, Koenig K, Gustafsson D, Isberg K, Arheimer B (2020b). Hydrological modeling of freshwater discharge into hudson bay using hype. *Elementa : Science of the Anthropocene*, 8. DOI :10.1525/elementa.439.
- Steissberg TE, Hook SJ, Schladow SG (2005). Measuring surface currents in lakes with high spatial resolution thermal infrared imagery. *Geophysical Research Letters*, 32(11):1–4. DOI :10.1029/2005gl022912.
- Sui D, Maggio R (1999). Integrating GIS with hydrological modeling : practices, problems, and prospects. *Computers, Environment and Urban Systems*, 23(1):33–51. DOI :10.1016/s0198-9715(98)00052-0.
- Sullivan K, Martin DJ, Cardwell RD, Toll JE, Duke S, Portland O (2000). An analysis of the effects of temperature on salmonids of the Pacific Northwest with implications for selecting temperature criteria. Sustainable Ecosystems Institute. Portland, OR, 192 pages.
- Svenning MA, Sandem K, Halvorsen M, Kanstad-Hanssen Ø, Falkegård M, Borgstrøm R (2016). Change in relative abundance of Atlantic salmon and Arctic charr in Veidnes River, Northern Norway : a possible effect of climate change? *Hydrobiologia*, 783(1):145–158. DOI :10.1007/s10750-016-2690-1.
- Tarboton DG, Chowdhury TG, Jackson TH (1995). A spatially distributed energy balance snowmelt model. *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments*, IAHS, volume 228, pages 141–155, Boulder, Colorado.
- Tarek M, Brissette FP, Arsenault R (2020). Evaluation of the ERA5 reanalysis as a potential reference dataset for hydrological modelling over North America. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(5):2527–2544. DOI :10.5194/hess-24-2527-2020.
- Tavares MH, Cunha AHF, Motta-Marques D, Ruhoff AL, Cavalcanti JR, Fragoso CR, Bravo JM, Munar AM, Fan FM, Rodrigues LHR (2019). Comparison of methods to estimate lake-surface-water temperature using landsat 7 ETM+ and MODIS imagery : Case study of a large shallow subtropical lake in Southern Brazil. *Water (Switzerland)*, 11(1):1–21. DOI :10.3390/w11010168.
- Tavares MH, Cunha AHF, Motta-Marques D, Ruhoff AL, Fragoso CR, Munar AM, Bonnet MP (2020). Derivation of consistent, continuous daily river temperature data series by combining remote sensing and water temperature models. *Remote Sensing of Environment*, 241(June 2019):111721. DOI :10.1016/j.rse.2020.111721.
- Taylor KE (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D7):7183–7192. DOI :10.1029/2000JD900719.
- Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl GA (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498. DOI :10.1175/bams-d-11-00094.1.
- Teggi S (2012). A technique for spatial sharpening of thermal imagery of coastal waters and of watercourses. *International Journal of Remote Sensing*, 33(10):3063–3089. DOI :10.1080/01431161.2011.627888.

-
- Todd Walter M, Brooks ES, McCool DK, King LG, Molnau M, Boll J (2005). Process-based snow-melt modeling : does it require more input data than temperature-index modeling? *Journal of Hydrology*, 300(1-4):65–75. DOI :10.1016/j.jhydrol.2004.05.002.
- Tolson BA, Shoemaker CA (2007). Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration. *Water Resources Research*, 43(1):1–16. DOI :10.1029/2005wr004723.
- Torgersen CE, Faux RN, McIntosh BA, Poage NJ, Norton DJ (2001). Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams. *Remote Sensing of Environment*, 76(3):386–398. DOI :10.1016/S0034-4257(01)00186-9.
- Turcotte R, Fortin JP, Rousseau A, Massicotte S, Villeneuve JP (2001). Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology*, 240(3):225–242. DOI :https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00342-5.
- U.S Army Corps of Engineers (1956). *Snow Hydrology. Summary report of the snow investigations*. Bureau of Reclamation Denver Library, Portland, OR, 556 pages.
- Valéry A, Andréassian V, Perrin C (2014). ‘As simple as possible but not simpler’ : What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 2 – Sensitivity analysis of the Cema-neige snow accounting routine on 380 catchments. *Journal of Hydrology*, 517:1176–1187. DOI :10.1016/j.jhydrol.2014.04.058.
- van Vliet MT, Franssen WH, Yearsley JR, Ludwig F, Haddeland I, Lettenmaier DP, Kabat P (2013). Global river discharge and water temperature under climate change. *Global Environmental Change*, 23(2):450–464. DOI :10.1016/j.gloenvcha.2012.11.002.
- van Vliet MTH, Yearsley JR, Ludwig F, Vögele S, Lettenmaier DP, Kabat P (2012). Vulnerability of US and European electricity supply to climate change. *Nature Climate Change*, 2(9):676–681. DOI :10.1038/nclimate1546.
- Vannote RL, Minshall GW, Cummins KW, Sedell JR, Cushing CE (1980). The River Continuum Concept. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 37(1):130–137. DOI :10.1139/f80-017.
- Vaughan D, Comiso J, Allison I, Carrasco J, Kaser G, Kwok R, Mote P, Murray T, Paul F, Ren J (2013). Observations : cryosphere. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xi, Cambridge University Press, Cambridge, pages 317–382. United Kingdom and New York, NY, USA.
- Vidal A (1991). Atmospheric and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite using ground measurements or satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 12(12):2449–2460. DOI :10.1080/01431169108955279.
- Wagener T, Gupta HV (2005). Model identification for hydrological forecasting under uncertainty. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 19(6):378–387. DOI :10.1007/s00477-005-0006-5.
- Walvoord MA, Kurylyk BL (2016). Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost-A Review. *Vadose Zone Journal*, 15(6):vzj2016.01.0010. DOI :10.2136/vzj2016.01.0010.

-
- Wanders N, van Vliet MTH, Wada Y, Bierkens MFP, van Beek LPHR (2019). High-Resolution Global Water Temperature Modeling. *Water Resources Research*, 55(4):2760–2778. DOI :10.1029/2018wr023250. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2018WR023250>.
- Wawrzyniak V, Piégay H, Allemand P, Vaudor L, Grandjean P (2013). Prediction of water temperature heterogeneity of braided rivers using very high resolution thermal infrared (TIR) images. *International Journal of Remote Sensing*, 34(13):4812–4831. DOI :10.1080/01431161.2013.782113.
- Webb BW, Hannah DM, Moore RD, Brown LE, Nobilis F (2008). Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes*, 22(7):902–918. DOI :10.1002/hyp.6994.
- Webb BW, Nobilis F (2007). Long-term changes in river temperature and the influence of climatic and hydrological factors. *Hydrological Sciences Journal*, 52(1):74–85. DOI :10.1623/hysj.52.1.74.
- Williams DL, Goward S, Arvidson T (2006). Landsat : Yesterday, today and tomorrow. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 72(10):1171–1178. DOI :10.14358/pers.72.10.1171.
- Winsemius HC (2009). *Satellite data as complementary information for hydrological modelling*. Thèse de doctorat, Technische Universiteit Delft.
- Yamaguchi Y, Kahle A, Tsu H, Kawakami T, Pniel M (1998). Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(4):1062–1071. DOI :10.1109/36.700991.
- Yang D, Marsh P, Ge S (2014). Heat flux calculations for Mackenzie and Yukon Rivers. *Polar Science*, 8(3):232–241. DOI :10.1016/j.polar.2014.05.001.
- Yang D, Peterson A (2017a). River Water Temperature in Relation to Local Air Temperature in the Mackenzie and Yukon Basins. *Arctic*, 70(1):47–58. DOI :10.14430/arctic4627.
- Yang D, Peterson A (2017b). River water temperature in relation to local air temperature in the Mackenzie and Yukon basins. *Arctic*, 70(1):47–58. DOI :10.14430/arctic4627. Publisher : Arctic Institute of North America.
- Yang D, Shrestha RR, Lung JLY, Tank S, Park H (2021). Heat flux, water temperature and discharge from 15 northern Canadian rivers draining to Arctic Ocean and Hudson Bay. *Global and Planetary Change*, 204:103577. DOI :10.1016/j.gloplacha.2021.103577.
- Yapo PO, Gupta HV, Sorooshian S (1998). Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 204(1):83–97. DOI :10.1016/S0022-1694(97)00107-8.
- Yevjevich V (1987). Stochastic models in hydrology. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 1(1):17–36. DOI :10.1007/bf01543907.
- Zhang D, Chen X, Yao H, James A (2016). Moving SWAT model calibration and uncertainty analysis to an enterprise Hadoop-based cloud. *Environmental Modelling & Software*, 84:140–148. DOI :10.1016/j.envsoft.2016.06.024.
- Zhang X, Srinivasan R, Debele B, Hao F (2008). Runoff Simulation of the Headwaters of the Yellow River Using The SWAT Model With Three Snowmelt Algorithms ¹. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 44(1):48–61. DOI :10.1111/j.1752-1688.2007.00137.x.

-
- Zhu S, Nyarko EK, Hadzima-Nyarko M (2018). Modelling daily water temperature from air temperature for the Missouri River. *PeerJ*, 6(6):e4894. DOI :10.7717/peerj.4894.
- Zhu S, Piotrowski AP (2020). River/stream water temperature forecasting using artificial intelligence models : a systematic review. *Acta Geophysica*, 68(5):1433–1442. DOI :10.1007/s11600-020-00480-7.