

**Rapport final - Adaptation du modèle HYDROTEL à la simulation de
Crues Maximales Probables sur des grands bassins nordiques
Cas du Complexe La Grande**

Travaux 2015

Rapport final présenté à
HYDRO-QUÉBEC

Alain N. Rousseau, ing., Ph.D.¹,
Stéphane Savary, ing. jr., M.Sc.¹
Sébastien Tremblay¹

Centre Eau Terre Environnement
Institut national de la recherche scientifique (INRS-ETE)
490, rue de la Couronne, Québec (QC), G1K 9A9

Rapport No-1651

18 Décembre 2015

¹ Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre Environnement

Table des Matières

Remerciements.....	1
1 Contexte et problématique	3
1.1 Livrables	5
1.2 Organisation du rapport	6
2 Travaux de recherche	7
2.1 Mise à jour des milieux humides	7
2.2 Modèle d'estimation de la profondeur du gel.....	9
2.3 Évapotranspiration potentielle à l'aide de l'équation de Penman-Monteith	21
2.4 Exploration de méthodes de parallélisation des calculs.....	80
3 Travaux d'intégration	87
3.1 Lecture des données météorologiques sous grille	87
3.2 Bilan vertical du modèle CEQUEAU	92
4 Assistance et support	99
4.1 Calage automatique.....	99
4.2 Calcul des CMP.....	100
4.3 Autres demandes et besoins spécifiques	112
5 Références bibliographiques	115

Liste des figures

Figure 2.1 Couverture des travaux de caractérisation des milieux humides par le MFFP.	8
Figure 2.2 Comparaison de la profondeur du gel simulée à l'aide des modèles de Thorsen <i>et al.</i> (2010) et Rankinen <i>et al.</i> (2004).	12
Figure 2.3 Fichier générique du modèle de températures et de gel du sol.	15
Figure 2.4 Activation et paramètres du modèle de température et/ou de la profondeur du gel dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.	16
Figure 2.5 Impact du gel du sol sur le modèle de bilan d'eau vertical dans le sol d'HYDROTEL (BV3C).	18
Figure 2.6 Évolution annuelle des températures maximales et minimales journalières à la station de l'IREQ sur le bassin de la rivière Nécopastic.	56
Figure 2.7 Évolution annuelle du rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique.	57
Figure 2.8 Évolution annuelle de la transmissivité atmosphérique calculée à partir des mesures et estimée.	58
Figure 2.9 Comparaison de la transmissivité atmosphérique calculée à partir des mesures et estimée.	58
Figure 2.10 Évolution annuelle des rayonnements de courtes longueurs d'onde incidents mesurés et estimés.	59
Figure 2.11 Comparaison des rayonnements de courtes longueurs d'onde incidents mesurés et estimés.	60
Figure 2.12 Évolution annuelle des rayonnements de courtes longueurs d'onde réfléchis mesurés et estimés.	61
Figure 2.13 Comparaison des rayonnements de courtes longueurs d'onde incidents mesurés et estimés.	61
Figure 2.14 Évolution annuelle des rayonnements de courtes longueurs d'onde nets mesurés et estimés.	62
Figure 2.15 Comparaison des rayonnements de courtes longueurs d'onde nets mesurés et estimés.	63
Figure 2.16 Évolution annuelle de l'émissivité atmosphérique estimée et calculée.	64

Figure 2.17 Comparaison de l'émissivité atmosphérique estimée et calculée.....	64
Figure 2.18 Évolution annuelle des rayonnements de grandes longueurs d'onde atmosphériques mesurés et estimés.....	65
Figure 2.19 Comparaison des rayonnements de grandes longueurs d'onde atmosphériques mesurés et estimés.....	66
Figure 2.20 Évolution annuelle de l'émissivité de la surface estimée et calculée.	67
Figure 2.21 Comparaison de l'émissivité de la surface estimée et calculée.	67
Figure 2.22 Évolution annuelle des rayonnements de grandes longueurs d'onde émis par la surface mesuré et estimé.....	68
Figure 2.23 Comparaison des rayonnements de grandes longueurs d'onde émis par la surface mesuré et estimé.....	69
Figure 2.24 Évolution annuelle des rayonnements de grandes longueurs d'onde nets mesuré et estimé.....	70
Figure 2.25 Comparaison des rayonnements de grandes longueurs d'onde nets mesuré et estimé.....	70
Figure 2.26 Évolution annuelle des rayonnements nets mesuré et estimé.....	71
Figure 2.27 Comparaison des rayonnements nets mesuré et estimé.....	72
Figure 2.28 Évolution annuelle de l'ET calculée et estimée.....	73
Figure 2.29 Comparaison de l'ET calculée et estimée.....	73
Figure 2.30 Évolution annuelle de l'évapotranspiration calculée et estimée.....	74
Figure 2.31 Comparaison de l'évapotranspiration calculée et estimée.....	75
Figure 2.32 Fichier générique du calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith. ...	79
Figure 2.33 Activation et paramètres du calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.....	80
Figure 2.34 Hiérarchisation des tronçons	82
Figure 3.1 Activation de la lecture des données météorologiques sous grille via dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.....	91
Figure 3.2 Boîte de dialogue pour l'utilisation des données sous grille en mode prévisionnel dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.	92

Figure 3.3 Schéma d'ensemble du modèle CEQUEAU (extrait du Document technique portant sur le Modèle hydrologique CEQUEAU).....	95
Figure 3.4 Fichier générique du calcul du bilan vertical à l'aide du modèle CEQUEAU.....	96
Figure 3.5 Activation et paramètres du calcul du bilan vertical à l'aide du modèle CEQUEAU dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.....	97
Figure 4.1 Activation de l'usage et la création d'un fichier générique des paramètres dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.....	100

Liste des tableaux

Tableau 1.1 Priorisation des activités de travail.....	6
Tableau 2.1 Valeurs des paramètres du modèle de profondeur de gel.....	11
Tableau 2.2 Distribution horaire des valeurs journalières d’ETP	23
Tableau 2.3 Valeurs des paramètres de l’équation du calcul de la transmissivité atmosphérique	34
Tableau 2.4 Exemple de valeur d’albédo pour diverses occupations du sol.....	38
Tableau 2.5 Valeurs des paramètres de l’équation du calcul de l’émissivité atmosphérique	40
Tableau 2.6 Valeurs types d’émissivité de surface (Stull 2000)	42
Tableau 2.7 Valeurs des paramètres de l’équation du calcul de l’émissivité de la surface	43
Tableau 2.8 Classes générales de vitesse du vent mensuelle (Allen et <i>al.</i> , 1998).....	52
Tableau 2.9 Caractéristiques du site de mesure de l’IREQ sur la rivière Nécopastic	55
Tableau 2.10 Temps relatifs pour chaque processus pour une simulation de 2 ans sur le bassin Caniapiscau.....	83
Tableau 2.11 Temps relatifs pour chaque processus pour une simulation de 2ans sur le bassin Caniapiscau après modélisation asynchrone du bilan d’eau vertical au niveau des UHRH.....	84
Tableau 4.1 Crue de sécurité	102

Remerciements

Dans un premier temps, il y a lieu de remercier des contributeurs au projet qui ont permis la réalisation de cette étude. Sans leur participation, il n'aurait pas été possible d'atteindre les objectifs.

Chez HQ-Production, Louise Rémillard ing. M.Sc.A. pour la mise en place du projet et le suivi administratif, ainsi que Mathurin Daynou Ph.D. et Brou Konan Ph.D., pour le suivi de l'avancement technique et la participation à l'utilisation et aux tests menés sur HYDROTEL nécessaires pour la réalisation du projet.

Au Ministère des forêts, de la faune et des parcs, merci à M. Antoine Leboeuf et à Mme. Louise Noreau.

En support à la validation, du Centre d'expertise hydrique du Québec, merci à M. Simon-Lachance-Cloutier, M. Philippe Noël et M. Martin-Pierre Lavigne.

1 Contexte et problématique

Dans le cadre du calcul des Crues Maximales Probables (CMP) pour le Complexe de La Grande Rivière (Complexe La Grande), une modélisation hydrologique du bassin versant de ce complexe est nécessaire. Il a été proposé, entre autres, d'utiliser à des fins de comparaison avec le modèle HSAMI un modèle hydrologique distribué, en l'occurrence le modèle HYDROTEL (Fortin et *al.*, 2001; Turcotte et *al.*, 2003) dont la prise en main par l'équipe de prévision d'Hydro-Québec Production est en cours. Le modèle qui est maintenant convenablement calé pour un certain nombre de bassins d'Hydro-Québec répond aux attentes dans les bassins du sud. Toutefois, pour les grands bassins du Nord comme ceux du Complexe La Grande, l'utilisation du modèle requiert une poursuite des travaux permettant une meilleure implantation sur ce secteur. Ces activités sont décrites aux points suivants sous différents thèmes généraux :

Recherche

- (1) Poursuivre les travaux sur les milieux humides. Dans une perspective de finalisation des travaux d'une ancienne doctorante de l'INRS-ETE ou de la finalisation de la caractérisation des milieux humides par le Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, procéder à une mise à jour des cartes d'occupation et des types de sols afin de mieux considérer l'impact des milieux humides et tourbières présents sur l'ensemble du complexe La Grande.
- (2) Ajouter un modèle d'estimation de la profondeur du gel basé sur les travaux de Thorsen *et al.* (2010). Ce qui pourra permettre de comparer l'impact dans le futur de deux modèles d'estimation du gel sur les résultats.
- (3) Rendre possible le calcul de l'évapotranspiration potentielle à l'aide de l'équation de Penman-Monteith par l'intégration des travaux menés sur le calcul et l'estimation de toutes les composantes du rayonnement net et

l'estimation des autres paramètres nécessaires à cette équation. Ces efforts s'arriment avec les recommandations du FAO et les travaux déjà menés à l'INRS.

- (4) Explorer diverses méthodes de parallélisation des calculs notamment dans le bilan vertical des trois couches ainsi que dans l'acheminement en rivière (hiérarchisation des tronçons en fonction des nœuds ou jonctions). Approche multi-cœurs; multiprocesseurs ou multiprocesseurs graphiques.

Intégration

- (1) Intégrer les travaux de l'IREQ et poursuivre l'adaptation d'HYDROTEL afin d'assurer sa pleine compatibilité avec les données météorologiques sous grille produites par Hydro-Québec (HQ). Traduire ou mettre à jour la version 2.8 selon les éléments modifiés du code source par HQ dans leur version HYDROTEL 2.6 afin de permettre la lecture des données météorologiques sous grille de façon satisfaisante.
- (2) Intégrer le bilan vertical du modèle CEQUEAU dans la version HYDROTEL 2.8. La reprise de ce modèle offre l'opportunité aux utilisateurs de recourir à un autre modèle de bilan vertical. Ce qui rend également le modèle HYDROTEL plus attrayant pour d'autres utilisateurs (ex : Rio Tinto Alcan).

Assistance et support

- (1) HQ a développé une plate-forme de calage automatique pleinement compatible avec la version HYDROTEL 2.6; toutefois cette plate-forme n'est pas compatible avec la version HYDROTEL 2.8. Il est donc pertinent de mettre à jour cette plate-forme de calage afin de la rendre pleinement compatible avec la version HYDROTEL 2.8. Aussi la version HYDROTEL 2.8 a été adaptée afin de faciliter son interaction avec la plate-forme de calage automatique.

1. Contexte et problématique

- (2) Dans le calcul des CMP à l'aide d'HYDROTEL 2.8, lors de travaux antérieurs, l'INRS-ETE a procédé aux calculs de CMP pour des ouvrages du sud du Québec (Kénogami et Choinière) dans un contexte de changements climatiques. Sur la base de cette expérience les membres responsables du calcul de CMP sur le complexe La Grande chez HQ Production-Hydrologie pourront obtenir de l'aide et des conseils pratiques auprès des personnes appropriés à l'INRS-ETE.
- (3) En complément certaines demandes pourront s'ajouter tout au long du projet afin de répondre à des besoins spécifiques formulés par l'équipe d'HQ Production-Hydrologie.

Au terme de cette description, il est important de noter que lors d'une rencontre entre l'INRS et HQ Production-Hydrologie, une priorisation des activités a été mise en place afin de répondre au mieux aux besoins des utilisateurs d'HYDROTEL chez Hydro-Québec. Le tableau 1.1 présente les diverses activités dans l'ordre priorisé.

1.1 Livrables

Dans le cadre de ce projet, l'INRS a produit les livrables suivants :

- (i) rapports d'expertise (préliminaire et final) décrivant chacune des étapes de réalisations et d'améliorations du modèle HYDROTEL ainsi que des informations pertinentes relatives aux volets assistance et support;
- (ii) une version ajournée du modèle hydrologique HYDROTEL 2.8 64bits et répondant aux étapes de recherches et d'intégration.

Tableau 1.1 Priorisation des activités de travail.

Priorité	Volet	Activité
1	Assistance et support (3)	HYDROTEL 2.6 et 2.8; Lecture des résultats intermédiaires; Zoom graphiques et boîtes à outils modèle graphique.
2	Intégration (1)	HYDROTEL 2.8; Lecture des données météorologiques sous grille produite par Hydro-Québec.
3	Intégration (2)	HYDROTEL 2.8; Intégration du modèle CEQUEAU existant dans HYDROTEL 2.6.
4	Assistance et support (1)	Aide et conseil dans le calcul des CMP à l'aide d'HYDROTEL.
5	Assistance et support (2)	Adaptation à la plate-forme de calage automatique de HQ.
6	Recherche (3)	Calcul de l'évapotranspiration potentielle à l'aide de l'équation de Penman-Monteith (ETP).
7	Recherche (2)	Ajout du modèle d'estimation de la profondeur du gel de Thorsen (2010).
8	Recherche (4)	Exploration de méthodes de parallélisation des calculs.
9	Recherche (1)	Poursuite des travaux sur les milieux humides.

À noter que certaines activités peuvent se chevauchées dans leurs ordres d'exécution.

1.2 Organisation du rapport

Ce rapport met l'emphasis sur les activités de travail regroupées sous divers thèmes généraux. Plus spécifiquement, le chapitre deux (2) présente tous les travaux portant sur les aspects de recherche; le chapitre trois (3) introduit les travaux d'intégration et le chapitre quatre (4) porte sur le volet assistance et support.

2 Travaux de recherche

2.1 Mise à jour des milieux humides

Tel que mentionné dans les travaux précédents, il semble que la classification de l'occupation du territoire sous-estime la présence des milieux humides sur l'ensemble du secteur La Grande ce qui a pour effet de mitiger l'impact des milieux humides sur les régimes d'écoulement. À notre connaissance, des travaux sont menés actuellement afin de mieux caractériser ces milieux. Nous avons contacté les personnes responsables au Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs (MFFP) afin de prendre connaissance de l'état d'avancement de la caractérisation des milieux humides. L'ensemble des informations disponibles sur le secteur d'étude nous a été transmis, mais les travaux demeurent encore incomplets au niveau de la couverture du secteur La Grande comme le démontre la figure 2.1. En effet, la caractérisation sur les secteurs plus au sud n'est pas disponible à ce jour. Aucun échéancier ou perspective nous a été communiqué quant aux dates de disponibilité. Également, il est important de noter que la mise à jour des cartes d'occupation et de types de sol aura aussi pour effet de contraindre Hydro-Québec à un nouveau calage sur le secteur mis à jour. Pour le moment, il est recommandé d'attendre la pleine couverture du secteur d'étude avant de mettre à jour ces mêmes cartes afin de mieux identifier les milieux humides et les sols organiques généralement rencontrés sur de tels milieux.

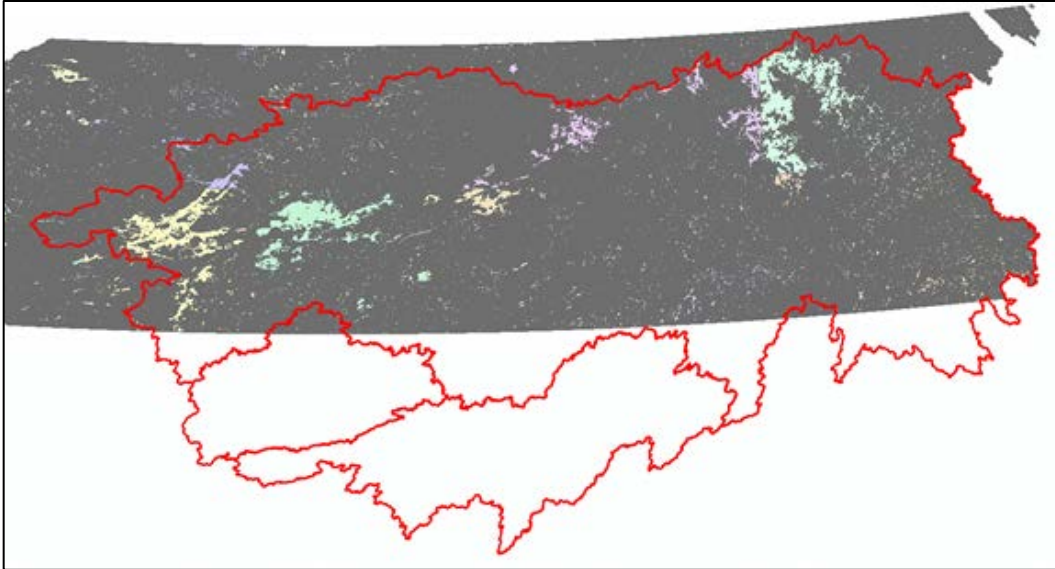


Figure 2.1 Couverture des travaux de caractérisation des milieux humides par le MFFP.

Quant à la poursuite des travaux de classification de Mme Maria Dissanska, une ancienne doctorante à l'INRS-ETE, il ne semble pas y avoir eu de développement à ce sujet. Par conséquent, les cartes de caractérisation des milieux humides du MFFP ont été remises à HQ Production-Hydrologie, mais nous recommandons d'attendre la finalisation d'une première phase de calage hydrologique sur l'ensemble du secteur avant de procéder à une mise à jour des cartes. Cette mise à jour n'est pas exigeante, ni complexe en soit, mais elle aura pour effet de contraindre HQ Production-Hydrologie à un nouveau calage du modèle hydrologique. Aussi nous recommandons d'attendre la finalisation de la caractérisation des milieux humides par le MFFP sur l'ensemble du territoire avant de procéder à une mise à jour.

En complément de cette activité et dans une perspective de partage des connaissances, un aide-mémoire de la prise en compte des milieux-humides dans la modélisation hydrologique à l'aide du modèle HYDROTEL (version 2.6 ou 2.8) a été rédigé et remis à nos collaborateurs d'HQ Production-Hydrologie.

Il est important de noter que la prise en compte ou non des milieux humides dans la modélisation hydrologique ne se traduit pas automatiquement par une meilleure

2. Travaux de recherche

représentation des débits observés ou des apports reconstitués, mais permet à l'utilisateur d'explorer les services hydrologiques des milieux humides sur un territoire donné.

2.2 Modèle d'estimation de la profondeur du gel

Bien que l'évaluation de l'impact du gel du sol sur l'écoulement vers le réseau hydrographique soit difficile à évaluer, l'ajout d'un deuxième modèle d'estimation de la profondeur du gel basé sur les travaux de Thorsen *et al.* (2010) demeure pertinent. Cet ajout permettra de comparer ultimement l'impact de deux modèles d'estimation du gel sur les résultats. Aussi, il offrira la possibilité d'utiliser plus d'un modèle.

Cette section décrit la mise en place du modèle d'estimation de la profondeur du gel. À nouveau son implantation dans le modèle HYDROTEL implique également une interaction avec l'infiltration de l'eau dans le sol.

Description du modèle

Il est important de noter que le modèle implanté demeure un modèle très simple qui pourra au besoin être raffiné. Également, les données de validation (températures du sol, profondeurs de gel) demeurent très limitées sur le secteur du Complexe La Grande. Le second modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le sol implanté dans HYDROTEL repose essentiellement sur les travaux de Thorsen *et al.* (2010). Ils permettent de calculer la profondeur du gel dans le sol avec ou sans la présence d'un couvert de neige à l'aide d'équations très simples. Ce modèle simule seulement la limite inférieure du gel du sol selon une approche de bilan énergétique.

$$F_{depth}^{(t+1)} = \sqrt{(F_{depth}^t)^2 - 2\alpha} \quad (\text{Éq. 1})$$

$$\alpha = \frac{\lambda_{fs} T_{surf}}{x_w \rho_w L_f} \quad (\text{Éq. 2})$$

où : $F_{depth}^{(t+1)}$ Limite inférieure du front de gel (m) au temps $t+1$;
 F_{depth}^t Limite inférieure du front de gel (m) au temps t ;
 λ_{fs} Conductivité thermique du sol gelé ($J m^{-1} °C Jour^{-1}$);
 T_{surf} Température à la surface du sol ($°C$);
 x_w Teneur en eau disponible;
 ρ_w Densité de l'eau ($kg m^{-3}$);
 L_f Chaleur latente de fusion ($J kg^{-1}$);

En l'absence d'un couvert de neige ($S_{depth} = 0$) :

$$T_{surf} = T_{air} \quad (\text{Éq. 3})$$

où : T_{air} Température de l'air ($°C$);

En présence d'un couvert de neige ($S_{depth} > 0$) et en l'absence de gel du sol ($F_{depth} = 0$) :

$$T_{surf} = T_{air} e^{(-\gamma S_{depth})} \quad (\text{Éq. 4})$$

où : γ Paramètre empirique (m^{-1});
 S_{depth} Hauteur du couvert de neige (m);

En présence d'un couvert de neige ($S_{depth} > 0$) et en présence de gel du sol ($F_{depth} > 0$) :

$$T_{surf} \approx T_{air} / \left(1 + 10(S_{depth}/F_{depth})\right) \quad (\text{Éq. 5})$$

La présente section ne vise pas à reprendre la démonstration de ces équations. Pour plus de détails, le lecteur peut se référer aux travaux de Thorsen *et al.* (2010.)

Ce sont ces mêmes équations qui sont implantées dans le modèle HYDROTEL sous la forme d'un nouveau modèle d'estimation de la profondeur du gel. Ces équations comportent divers paramètres qui peuvent être modifiés au besoin bien que la plupart se réfèrent à des valeurs standardisées. Thorsen *et al.* (2010) proposent diverses

2. Travaux de recherche

fourchettes de valeurs relatives à ces paramètres. Dans l'application courante sur le secteur du Complexe La Grande, nous avons utilisés les mêmes paramètres que ceux déterminés pour le modèle de Rankinen *et al.* (2004) lors de travaux précédents (pour les paramètres identiques), alors que les paramètres restants ont été fixés selon les recommandations faites pour ce modèle.

Le tableau 2.1 présente les valeurs des paramètres utilisés pour le modèle de Thorsen *et al.* (2010) à des fins de comparaison avec les résultats obtenus à l'aide du modèle de Rankinen *et al.* (2004) à la station de l'IREQ (Nécopastic).

Tableau 2.1 Valeurs des paramètres du modèle de profondeur de gel.

Paramètres	Valeur des paramètres Station IREQ (Nécopastic)
λ_{fs}	69120 J m ⁻¹ °C Jour ⁻¹ (0.8 W m ⁻¹ °C ⁻¹)
x_w	0.4*
ρ_w	1000 kg m ⁻³
L_f	335 000 J kg ⁻¹
γ	8 m ⁻¹

*En phase de test, la valeur de x_w a été fixée à 0.4, mais en phase d'intégration dans le modèle HYDROTEL, la valeur de x_w deviendra celle de la couche de sol exposée au gel sauf si le bilan vertical est simulé par le bilan vertical du modèle CEQUEAU.

La figure 2.2 présente une comparaison de la limite inférieure du front de gel dans le sol entre le nouveau modèle d'estimation de la profondeur du gel (Thorsen *et al.*, 2010) et le modèle existant dans HYDROTEL (Rankinen *et al.*, 2004) pour le site de la station de l'IREQ sur le secteur Nécopastic.

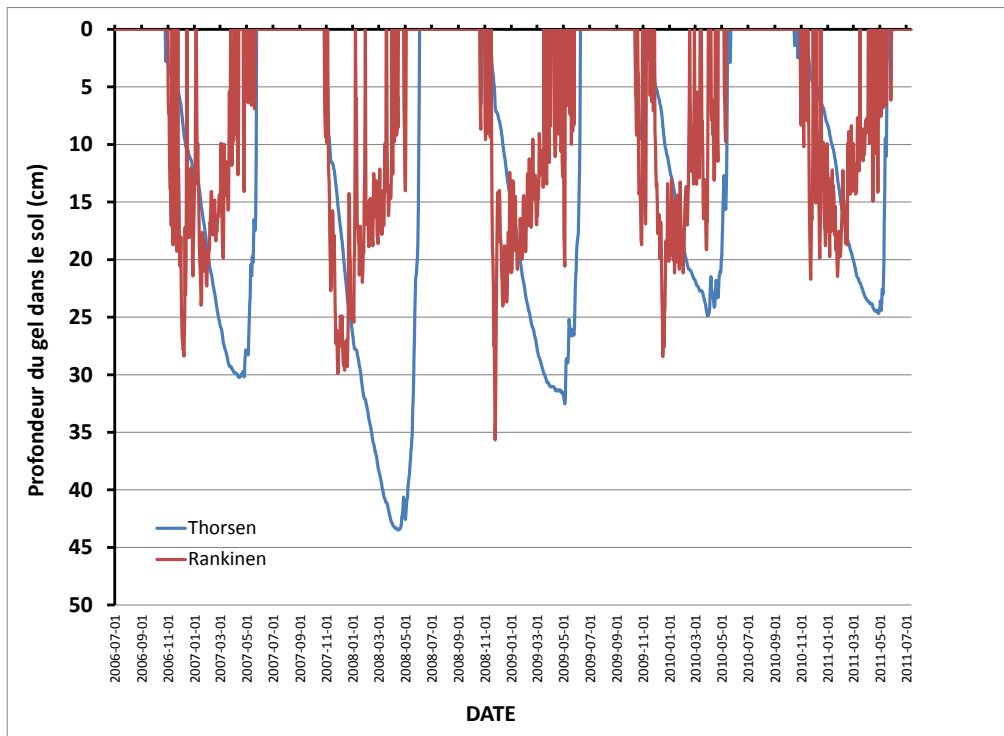


Figure 2.2 Comparaison de la profondeur du gel simulée à l'aide des modèles de Thorsen *et al.* (2010) et Rankinen *et al.* (2004).

Tel que le démontre la figure 2.2, sauf pour la période hivernale de 2008, les profondeurs maximales du gel du sol sont similaires, toutefois l'évolution du gel dans le sol diffère selon le modèle; avec une profondeur maximale plus hâtive dans la période froide pour le modèle de Rankinen *et al.* (2004) *versus* celui de Thorsen *et al.* (2010). Aussi, le modèle de Rankinen *et al.* (2004) présente de plus fortes variations temporelles. Il demeure très difficile de statuer sur la véracité des modèles et ce en raison du manque de données sur la profondeur du gel. Conséquemment aux résultats, à la durée du projet et la disponibilité de mesures terrain, il s'est avéré pertinent d'implanter ce nouveau modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le modèle hydrologique HYDROTEL.

Implantation dans le modèle HYDROTEL

Cette section porte essentiellement sur les étapes générales d'implantation d'estimation de la profondeur du gel dans le modèle hydrologique HYDROTEL.

Dans une perspective d'ensemble, HYDROTEL procède cette fois directement à l'estimation de la profondeur du gel en fonction des trois couches de sol du modèle BV3C. À titre de rappel, le modèle comporte trois couches de sols superposées ayant des épaisseurs variables selon les limites inférieures de chaque couche inscrites par l'utilisateur (HYDROTEL 2.6) ou directement l'épaisseur des couches (HYDROTEL 2.8) (pour plus de détails sur le modèle BV3C se référer à la théorie du modèle HYDROTEL). Selon la profondeur du gel et l'épaisseur du couvert de neige, HYDROTEL limitera les écoulements entre les couches de sols et aussi vers le réseau hydrographique.

Conséquemment, un fichier générique descriptif du modèle, permettant l'estimation de la profondeur de gel dans le sol, a été ajouté afin de considérer le nouveau modèle intégré. Ce fichier, comporte les éléments nécessaires suivants qui ont été également ajoutés à l'interface :

- (i) Une valeur pour chacun des paramètres ($\lambda_{f_s}, x_w, \rho_w, L_f, \gamma$) du modèle intégré à PHYSITEL / HYDROTEL. À noter que le paramètre λ_{f_s} présente une valeur pour chaque type sols et une valeur unique dans le cas de l'utilisation du bilan vertical du modèle CEQUEAU. À ce jour, les paramètres du modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le sol sont identiques pour l'ensemble du bassin et les différents types de sols et ce, en raison du calage unique existant et de l'absence de mesures pour différentes textures du sol. Au besoin, l'utilisateur est en mesure de modifier les valeurs de ces paramètres. Aussi, en l'absence d'information sur le type de sols, certains paramètres (λ_{f_s} et x_w) prennent alors des valeurs uniques.
- (ii) Une valeur initiale de la profondeur du gel dans le sol. Cependant, lors de simulations où l'utilisateur souhaite prendre en compte l'impact du gel du sol sur

les écoulements et l'infiltration, il n'est pas recommandé de démarrer la simulation pendant la période froide.

La figure 2.3 présente une saisie d'écran d'un exemple de fichier générique du modèle d'estimation de la profondeur du gel ajouté à la structure du projet implanté dans la version HYDROTEL 2.8. Ce fichier (*Thorsen.csv*) est rattaché à chacun des projets d'intégration à HYDROTEL 2.8. En complément, afin de prendre en compte le modèle de températures et du gel du sol, l'utilisateur doit inscrire simplement le nom du modèle « Thorsen » dans le fichier de simulation de type « .csv » portant le nom de la simulation donnée rattachée au projet (ex : *simulation.csv*). À noter qu'il peut y avoir plus d'une simulation par projet. Aussi l'utilisateur est désormais en mesure d'activer (Onglet : Simulation / Paramètres) et de modifier (Onglet : Sous-Modèle / Profondeur du gel / Température du sol / Thorsen) les paramètres du modèle de température ou d'estimation direct de la profondeur du gel via l'interface utilisateur d'HYDROTEL 2.8 (figure 2.4).

2. Travaux de recherche

```
PARAMETRES HYDROTEL VERSION;  
  
SOUS MODELE;THORSEN  
  
PROFONDEUR INITIALE DU GEL DANS LE SOL (m);0  
PARAMÈTRE EMPIRIQUE 1 (m-1);8  
TEMPÉRATURE DU GEL DE L'EAU DANS LE SOL (dC);0  
TENEUR EN EAU DISPONIBLE (INITIAL/PAR DEFALT) (0:1);0.4  
  
TEXTURE SOL; CONDUCTIVITÉ THERMIQUE D'UN SOL GELÉ (KT) (W/m/s)  
sand;0.8  
loamy_sand;0.8  
sandy_loam;0.8  
loam;0.8  
silt_loam;0.8  
silt;0.8  
sandy_clay_loam;0.8  
clay_loam;0.8  
silty_clay_loam;0.8  
sandy_clay;0.8  
silty_clay;0.8  
clay;0.8  
water;0.8  
rocks;0.8  
organic;0.8  
peat_(Fibric);0.8  
peat_(Hemic);0.8  
peat_(Sapric);0.8  
peat_(Neco);0.8
```

Figure 2.3 Fichier générique du modèle de températures et de gel du sol.

À noter que la valeur liée au paramètre de la teneur en eau disponible n'est utilisée que lors de l'usage du bilan vertical de CEQUEAU, alors que lors de l'usage du bilan vertical BV3C, c'est la teneur en eau du sol disponible et calculée par BV3C qui est utilisée. Aussi en l'absence d'information sur les types de sol, l'ensemble des lignes relatives aux textures du sol sont remplacés par une ligne par défaut.

Adaptation d'HYDROTEL sur les grands bassins versants nordiques (complexe La Grande)

Paramètres temporels

Date et heure de début: 2000-09-01 0

Date et heure de fin: 2002-09-01 0

Pas de temps: 24

Utiliser un fichier global pour les paramètres des sous-modèles

Choix des sous-modèles

Interpolation des données: Grille

Évolution du couvert nival: Degré jour modifié

Température du sol / Profondeur du gel: **Thorsen**

Évapotranspiration potentielle: Penman-Monteith

Bilan d'eau vertical: BV3C

Écoulement vers le réseau hydrographique: Onde cinématique

Écoulement dans le réseau hydrographique: Onde cinématique modifiée

Milieux humides Isolé Riverain

Dossier contenant les fichiers de données pour le mode 'Lecture des données':

OK Annuler

Profondeur initiale du gel dans le sol [m]: 0

Paramètre empirique 1 [m-1]: 8

Température du gel de l'eau dans le sol [dC]: 0

Teneur en eau disponible (INITIAL/PAR DEFALT): 0.4

TEXTURE	Conductivité thermique d'un sol gelé (W/m/s)
sand	0.8
loamy_sand	0.8
sandy_loam	0.8
loam	0.8
silt_loam	0.8
silt	0.8
sandy_clay_loam	0.8
clay_loam	0.8
silty_clay_loam	0.8
sandy_clay	0.8
silty_clay	0.8
clay	0.8
water	0.8
rocks	0.8
organic	0.8
peat_(Fbric)	0.8
peat_(Hemic)	0.8

Ok Annuler

Figure 2.4 Activation et paramètres du modèle de température et/ou de la profondeur du gel dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.

Suite à la lecture de ce fichier ou à l'activation du modèle, HYDROTEL estime la profondeur du gel qui sera mise à jour à chaque pas de temps de simulation. Cette mise à jour est effectuée après le modèle d'évolution du couvert de neige en raison de l'impact de l'épaisseur du couvert sur la température à la surface du sol. À noter que

2. Travaux de recherche

normalement, l'évolution du couvert de neige diffère d'un milieu à un autre en fonction des paramètres qui leurs sont attribués. Néanmoins, lors de la mise à jour du profil de températures, HYDROTEL détermine la profondeur moyenne du gel dans le sol sur l'ensemble d'une UHRH (sous-bassin ou versant) en fonction de l'épaisseur moyenne du couvert de neige. Cette épaisseur moyenne résulte de la moyenne pondérée de l'épaisseur simulée pour chaque milieu (ex : Conifères, Feuillus, Ouvert). Recourir à une profondeur moyenne de gel sur l'UHRH s'accorde avec le modèle de bilan d'eau vertical (BV3C) qui ne prend pas en compte les différents milieux du modèle précédent. Dans le cas du Complexe La Grande, la profondeur du gel s'approchera grandement de celle du milieu comportant la classe conifère en raison de leur importance sur les sous-bassins.

La présence et la profondeur du gel du sol auront par la suite un impact direct sur le bilan d'eau vertical simulé par le modèle BV3C. La figure 2.5 permet d'illustrer l'impact potentiel direct du gel du sol sur le modèle BV3C.

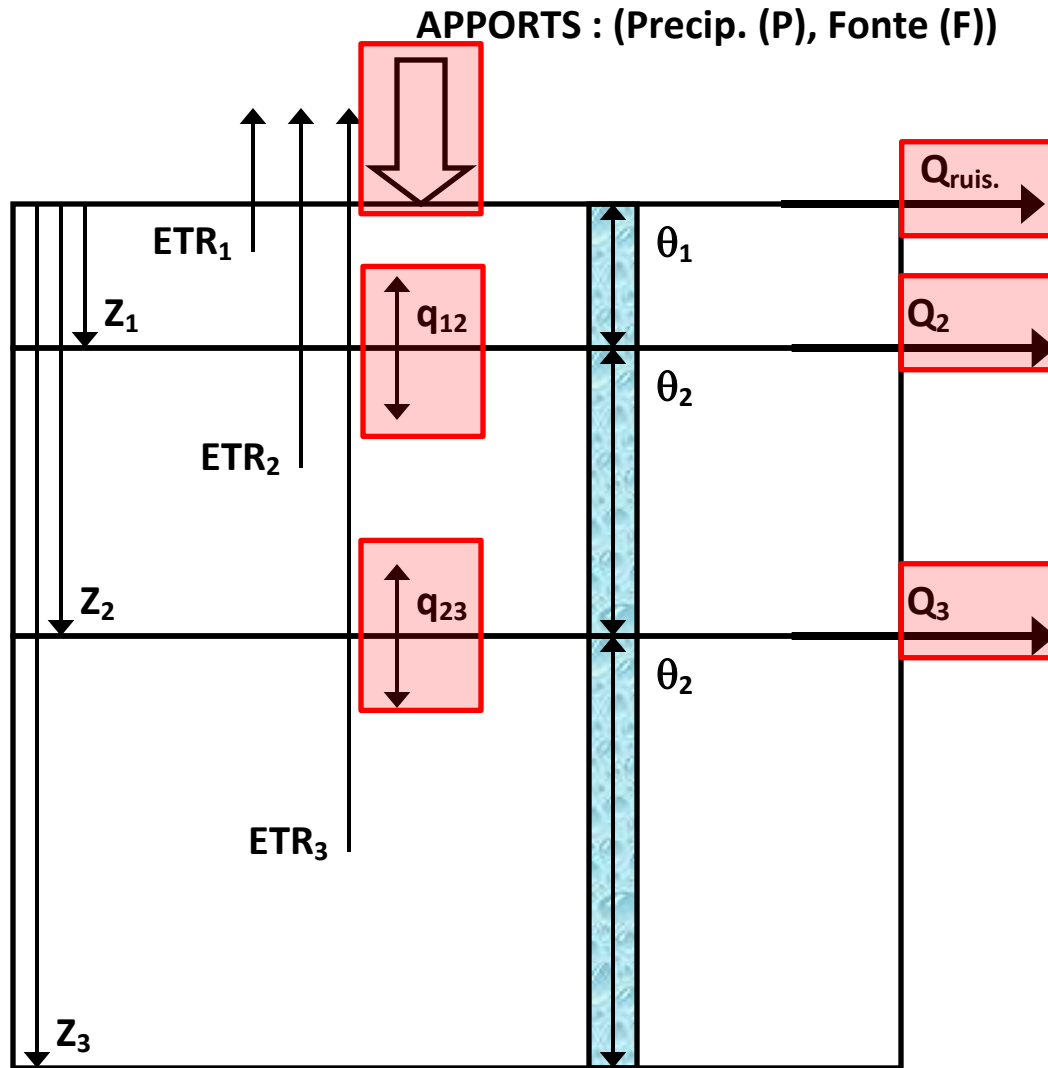


Figure 2.5 Impact du gel du sol sur le modèle de bilan d'eau vertical dans le sol d'HYDROTEL (BV3C).

À la figure précédente, les paramètres Z_1 , Z_2 et Z_3 représentent les limites inférieures des couches de sol 1, 2, et 3. Ces couches de sols présentent des teneurs en eau distinctes (θ_1 , θ_2 , θ_3) qui sont influencées par :

- 1) l'évapotranspiration pouvant affecter chacune de couches (ETR_1 , ETR_2 , ETR_3);
- 2) l'infiltration à la surface des apports (\downarrow) en eaux (précipitations (P) ou fonte (F) du couvert de neige);
- 3) les échanges en eau entre les couches de sol 1 et 2 (q_{12}) et 2 et 3 (q_{23}); et

2. Travaux de recherche

- 4) du ruissellement à la surface (Q_{ruiss}), de l'écoulement latéral (Q_2) et de l'écoulement de base (Q_3);

Tel que le présente la figure 2.5 par le biais des encadrés rouges, la présence et la profondeur du gel dans le sol auront des impacts ciblés. Conséquemment à certains tests, ces impacts seront limités à la présence de faible couvert neige ($\leq 10\text{mm}$ d'équivalent en eau) en raison de processus qui ne sont pas considérés par HYDROTEL. Ces limitations s'expriment dans l'approche de modélisation du couvert de neige. Ainsi, le couvert de neige dans HYDROTEL n'intercepte pas les précipitations liquides. Ces précipitations sont directement transférées à la surface du sol, par contre, ces précipitations contribuent au réchauffement du couvert de neige. De même le couvert de neige dans HYDROTEL ne limite pas le ruissellement de surface lié à la fonte et aux précipitations liquides, en agissant comme milieu tampon. Cela dit, selon le temps imparti pour réaliser le projet, aucune correction ne sera apportée au modèle, car cela demanderait des modifications trop profondes pour palier à ces limitations.

- 1) En présence de gel et d'un faible couvert de neige, les apports en eaux à la surface du sol ne pourront s'infiltrer dans le profil de sol et seront plutôt traduits sous forme de ruissellement;
- 2) En fonction de la profondeur du gel et de l'équivalent en eau du couvert de neige, les échanges entre les couches de sols (q_{12} et q_{23}) seront restreints selon la proportion de la couche de sol gelée;
- 3) De façon similaire, l'écoulement latéral (Q_2) et l'écoulement de base (Q_3) seront restreints selon la proportion de la couche de sol gelée qui s'y rattache ainsi que l'importance du couvert de neige en surface. De manière conservatrice, comme la couche de sol 3 est responsable de l'écoulement de base (Q_3), le gel de cette couche sera limité à un maximum de 50% afin d'assurer un apport en eau vers les cours d'eau.

Conséquemment à ces impacts et de façon indirecte, les teneurs en eau des couches de sols seront également affectées par la présence de gel dans le sol.

À ce jour, et compte tenu de la durée du projet, très peu de tests ont été effectués sur l'impact du gel au sol sur les écoulements. Il sera pertinent d'évaluer la capacité du modèle hydrologique HYDROTEL à représenter la dynamique des écoulements en présence de gel au sol lors du calage à venir du modèle sur les sous-bassins du Complexe La Grande. Dès lors, il peut être envisagé que les modèles de température et de gel du sol favorise essentiellement le ruissellement de l'eau sur un sol gelé en présence de faibles couverts de neige qui sont généralement présents à l'amorce de l'hiver ou en fin de période hivernale.

La compatibilité du modèle d'estimation de la profondeur du gel avec l'usage du calcul du bilan vertical à selon l'approche du modèle CEQUEAU est beaucoup plus limitée. Cette limitation découle de l'absence de représentation PHYSIQUE du sol par cette approche. À ce jour la compatibilité se limite à prévenir l'infiltration de l'eau sur sol gelé et à limiter les transferts entre le réservoir sol et le réservoir nappe ou vers le réseau hydrographique. En ce sens, en présence de gel du sol et d'un faible couvert de neige, si la profondeur du gel atteint les niveaux de percolation ou de vidange du réservoir sol alors les processus de vidange et percolation sont diminués de 50%.

Certaines limites du modèle d'estimation de la profondeur du gel doivent être soulignées.

- 1) le modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le sol demeure un modèle très simple, qui ne prend pas en compte l'apport thermique (flux de chaleur vers la surface) des couches profondes de sol;
- 2) l'implantation du modèle au niveau des UHRH représente une limite spatiale d'intégration;
- 3) les données relatives à la profondeur du gel dans le sol sur le secteur sont à notre connaissance inexistantes, ce qui limite la spatialisation du calage ayant pour effet

2. Travaux de recherche

de tendre vers des valeurs uniques attribuées aux paramètres du modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le sol sur l'ensemble du territoire du Complexe La Grande;

- 4) les apports en eau sur le sol gelé ne contribuent pas au dégel du sol en surface;
- 5) la couche 3 du modèle de bilan en eau vertical BV3C ne peut être gelée en totalité, puisque cette couche de sol assure les apports en eau aux rivières en période d'été hivernal telle que la dynamique des écoulements dans les sols le prévoit;
- 6) l'impact du gel du sol s'opère plus spécifiquement en présence de faible couvert de neige en raison des processus qui ne sont pas considérés par HYDROTEL notamment les processus d'interception et d'atténuation du ruissellement de surface par le couvert de neige.

Il demeure très important de noter que ce modèle d'estimation de la profondeur du gel dans le sol constitue un pas supplémentaire dans la prise en compte des processus influents sur l'hydrologie et que l'impact de ces processus pourra être mieux quantifié à l'usage.

2.3 Évapotranspiration potentielle à l'aide de l'équation de Penman-Monteith

L'évapotranspiration (ET) est une composante très importante du cycle de l'eau qui influence de nombreux processus hydrologiques tels l'écoulement de l'eau et la recharge des aquifères. Une bonne évaluation de l'ET contribue donc à améliorer la gestion de l'eau dans divers domaines tels l'agriculture, l'énergie, la gestion de l'eau par bassin versant ou à l'échelle des municipalités, et ce, tant d'un point de vue opérationnel que d'un point de vue de recherche.

Par conséquent, il devient très important d'être en mesure de prédire l'ET avec le plus de précision possible, malgré la limitation des données et stations météorologiques

disponibles. Dans la littérature, beaucoup d'équations visant le calcul de l'ET potentielle (ETP) ou réelle (ETR) ont été développées au fil du temps. Ces équations varient en termes de complexité et de données d'entrée requises. Plus récemment, des travaux ont suggéré le recours à des équations plus complexes comme celle de Penman-Monteith, et ce, même en l'absence de mesure des données d'entrée requises, favorisant plutôt l'estimation de celles-ci (Allen et *al.*, 1998). En ce sens, il devient intéressant de développer une méthodologie permettant le calcul de l'ET en se basant sur des variables météorologiques simples comme la température. Ces efforts de mise en place s'accordent avec les besoins présent et futur de la gestion de la ressource en eau.

La présente section offre un résumé des travaux menés à l'INRS-ETE portant ultimement sur le calcul de l'ET et l'intégration progressive de ces travaux dans le modèle hydrologique HYDROTEL. À ce jour, certaines des étapes requièrent toujours une réflexion plus approfondie limitant l'estimation de l'ET telle que requise par HYDROTEL.

HYDROTEL

Sans reprendre une description exhaustive du modèle HYDROTEL, il demeure pertinent de présenter certains éléments liés au calcul de l'ETP. Lors de l'évaluation du bilan hydrologique vertical (BV3C), HYDROTEL doit procéder à une estimation de l'ETR pour chaque type de couvert végétal à la surface du sol, de même que l'évaporation du sol nu. Ces estimations dépendent aussi du profil d'humidité du sol. L'approche préconisée à ce jour consiste donc à passer par une estimation préalable de l'ETP.

De manière à permettre des estimations en fonction des données disponibles sur un bassin versant, cinq options d'estimation de l'ETP sont disponibles dans HYDROTEL : Thornthwaite (1948), Hydro-Québec, Linacre (1977), Penman-Monteith (Monteith, 1965) et Priestley-Taylor(1972). À noter que l'équation qui demande le plus d'informations météorologiques est celle de Penman, alors que celle d'Hydro-Québec est celle qui en demande le moins avec celle de Thornthwaite. Cela ne veut pas dire que

2. Travaux de recherche

ces dernières équations sont beaucoup plus imprécises que celle de Penman, cela dépend des conditions météorologiques.

En complément, les équations de Thornthwaite, Hydro-Québec et Linacre ne peuvent pas être estimées directement à un pas de temps inférieur à 24 heures. Les valeurs journalières d'ETP estimées par ces équations sont donc distribuées, au besoin, sur des pas de temps plus courts à l'aide des valeurs du tableau 2.2.

Tableau 2.2 Distribution horaire des valeurs journalières d'ETP

Heure	% ETP	Heure	% ETP
1	0.5	13	10.9
2	0.5	14	10.8
3	0.5	15	9.6
4	0.5	16	7.8
5	1.0	17	5.0
6	2.2	18	2.0
7	4.0	19	0.5
8	5.4	20	0.5
9	8.0	21	0.5
10	8.4	22	0.5
11	9.6	23	0.5
12	10.4	24	0.5

En fonction de l'équation d'ETP sélectionnée, HYDROTEL prend en compte le calcul de certains paramètres ou données d'entrée requises et ce, en l'absence de données mesurées. Néanmoins, les approximations proposées sont incomplètes et limitent, par le fait même, l'usage des équations disponibles. Par exemple, pour l'application de l'équation de Penman, HYDROTEL propose un calcul du rayonnement solaire incident en fonction d'une équation empirique incluant deux constantes qui doivent être fournies par l'utilisateur sans proposer de valeur par défaut (voir Équation 26). Aussi, certains calculs intermédiaires sont supportés par des données qui sont très peu disponibles (exemple : nombre d'heures d'ensoleillement).

En relation avec la structure actuelle d'HYDROTEL, il y a lieu de tenter de mettre en place et d'implémenter progressivement dans le modèle une procédure ou méthode simple, et à caractère généraliste, permettant ultimement le calcul de l'ETP. La méthode préconisée vise l'amélioration du calcul pour des bassins versants où seules la température et les précipitations sont disponibles comme données météorologiques d'entrée. Cette amélioration se base aussi sur l'usage de formulations plus déterministes que sont les équations de Priestley-Taylor et Penman-Monteith. À titre de visée, il est souhaitable qu'un nombre restreint de données d'entrée soient requises par les calculs (ex : localisation géographique, type d'occupation du sol, jour julien, température de l'air près de la surface). Ainsi, la procédure pourrait être appliquée sur tout secteur présentant des données météorologiques de base. Autre élément à ne pas négliger, la mise en place d'un modèle complet de rayonnement à la surface se basant essentiellement sur la température comme donnée d'entrée.

Motivation, mise en contexte et travaux antérieurs.

Les travaux historiques menés à l'INRS-ETE avaient différents objectifs, mais s'inscrivaient dans une démarche commune visant à interpréter les valeurs d'ETP par l'équation d'Hydro-Québec et à implanter une estimation à base physique.

Les travaux de Dionne *et al.* (2009) ont utilisé les données météorologiques de différents sites de la province de Québec afin de valider un modèle de rayonnement développé par Ciobanas et Rousseau (2008). Dans cet exercice, seul le rayonnement solaire (de courtes longueurs d'onde) incident et le rayonnement net calculés ont été validés selon des mesures disponibles. À l'aide de ce modèle de rayonnement, il a été possible de déterminer l'ET pour plusieurs stations québécoises. L'ET calculée, en résolvant le bilan d'énergie à la surface de la feuille, a été par la suite comparée à celle obtenue par le biais de l'équation empirique développée par Hydro-Québec. Une résistance stomatale pour laquelle les deux façons de procéder coïncident a été déterminée. Ainsi, il est possible d'évaluer dans quelle mesure cette équation est juste,

2. Travaux de recherche

c'est-à-dire en fonction des contraintes extérieures appliquées. Selon ces travaux, l'équation d'Hydro-Québec semblait donc donner une approximation de l'ETR, puisqu'une grande résistance stomatale correspond à des conditions pour lesquelles l'eau, la lumière et la chaleur sont limitées.

La méthode préconisée lors de ces travaux est une méthode dite par entraînement. En ce sens, les auteurs ont, dans un premiers temps, déterminé un vecteur d'albédo mensuel applicable pour les sites à l'étude. Par la suite, par une méthode de meilleure correspondance, en fonction des données mesurées, un vecteur d'enneuagement mensuel a été déterminé pour chacun des sites à l'étude. Ces travaux qui visaient plus spécifiquement à mieux comprendre l'équation proposée par Hydro-Québec demeurent plus limités dans leur portée en raison de la méthode décrite précédemment. De par les vecteurs d'albédo et d'enneuagement spécifique, cette méthode perd son caractère généraliste et devient plus difficilement exportable. Par conséquent, les travaux plus récents ne constituent pas une continuité, bien qu'ils considèrent quelques concepts similaires.

Plus récemment les travaux de Vogt (2013) ont plutôt porté sur le développement d'un modèle simple de calcul du rayonnement net pouvant être par la suite intégré dans le modèle HYDROTEL. Ce modèle permet également une meilleure estimation de l'ET pour des bassins versants où seules la température et les précipitations sont disponibles comme données météorologiques. L'estimation de l'évapotranspiration pourra dès lors être supportée par des équations plus déterministes que sont celles de Priestley-Taylor et Penman-Monteith. Le modèle développé requière très peu de données d'entrée (ex : localisation géographique, jour julien, l'albédo selon l'occupation du sol, la température de l'air au-dessus de la surface du sol). À noter que la mise en place et l'évaluation de la performance du modèle ont été faites pour trois sites canadiens.

Le développement d'un modèle de calcul du rayonnement net nécessitant très peu de données d'entrée a été inspiré par les travaux d'Archibald et Walter (2012). Ces travaux proposent également un modèle de rayonnement net basé uniquement sur la

température et la localisation du site. Afin de parvenir à simplifier le calcul du rayonnement net, certaines équations empiriques et déterministes doivent être utilisées. Ainsi le calcul du rayonnement extra-atmosphérique se base essentiellement sur des fonctions trigonométriques. Inversement, les calculs de la transmissivité atmosphérique, des émissivités atmosphérique et surfacique sont basés sur des relations empiriques.

Les travaux menés par Vogt (2013) se basent essentiellement sur la littérature pour ensuite procéder au calcul des différents membres du bilan radiatif. Le rayonnement extra-atmosphérique est le premier élément évalué afin de bien comprendre l'impact de différents paramètres qui l'influence (latitude, longitude, pente et orientation...). L'étape suivante visait à trouver une approximation satisfaisante du calcul de la transmissivité atmosphérique. Pour ce faire, différentes approches ont été testées. Le rayonnement de courte longueur d'onde incident découle alors de l'impact de la transmissivité atmosphérique sur le rayonnement extra-atmosphérique. L'albédo de la surface contribue ensuite au calcul du rayonnement de courte longueur d'onde réfléchi. Les valeurs d'albédo utilisées sont fonction du type d'occupation du sol et de la présence ou non de neige au sol. Le modèle développé par Vogt (2013) utilise essentiellement des valeurs issues de la littérature. À noter que le modèle HYDROTEL effectue un calcul de l'albédo de la neige au sol. En fonction de ces premiers résultats, il est possible de valider la performance du modèle sur le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde.

À la suite de ces étapes de calcul, la transmissivité atmosphérique est utilisée pour le calcul de la couverture nuageuse qui à son tour, combinée à la température moyenne de l'air, affecte l'émissivité atmosphérique. L'émissivité atmosphérique s'intègre à la loi de Stephan-Boltzmann afin de déterminer le rayonnement de grandes longueurs d'onde incident. De même, le rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface est également déterminé par la loi de Stephan-Boltzmann en considérant cette fois l'émissivité de la surface. L'émissivité de la surface est déterminée de façon similaire à

2. Travaux de recherche

celle de l'atmosphère à l'aide de relations empiriques en fonction de la température moyenne de l'air.

Le développement du modèle a été effectué à l'aide de données mesurées sur trois (3) sites canadiens différents du réseau Fluxnet Canada (2006). Ces sites sont représentatifs du milieu boréal canadien. Le modèle a été mis en œuvre sous une perspective temporelle journalière bien que bon nombre d'équations utilisées peuvent s'appliquer à une échelle plus fine (ex : horaire).

Le modèle a, dans un premier temps, été calé pour chacun des sites, les paramètres empiriques ont ensuite été moyennés afin de vérifier la qualité des résultats en fonction des mesures disponibles. C'est dans sa forme finale que le modèle a été intégré à HYDROTEL.

Cette section du rapport ne vise pas à reprendre ou à présenter en détail le processus de développement du modèle. Elle vise plutôt à informer les utilisateurs d'HYDROTEL de l'intégration de ce modèle. Aussi une étape supplémentaire s'ajoute, soit le calcul de l'évapotranspiration en fonction des données calculées et de celles mesurées. De ce fait, les équations seront présentées ainsi que les hypothèses sur les paramètres requis pour le calcul de l'ET. Également, il a été jugé pertinent de mettre en valeur les données météorologiques mesurées à la station de l'IREQ située à proximité de l'exutoire de la rivière Nécopastic, dans le bassin de La Grande rivière. Les données mesurées à cette station ont contribué à valider la performance du modèle de calcul du rayonnement net ainsi qu'au calcul de l'évapotranspiration.

Méthodologie

Tel que stipulé dans le rapport d'Allen et *al.* (1998), l'équation de Penman-Monteith devrait être favorisée, même s'il est nécessaire d'estimer les données d'entrée requises par les calculs.

À titre de mise en contexte, l'équation d'ET de Penman-Monteith (pour un pas de temps journalier d'où la multiplication du membre de droite par 86400 secondes par jour) peut être présentée sous la forme suivante :

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a} * 86400}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (\text{Éq. 6})$$

- où
- E Évapotranspiration journalière (mm Jour⁻¹);
 - R_n Rayonnement net à la surface (MJ m⁻² Jour⁻¹);
 - G Flux de chaleur du sol (MJ m⁻² Jour⁻¹);
 - e_s Pression de vapeur de l'air à saturation (kPa);
 - e_a Pression de vapeur de l'air courante (kPa);
 - $(e_s - e_a)$ Déficit de pression de vapeur de l'air (kPa);
 - ρ_a Densité moyenne de l'air pour une pression constante (kg m⁻³);
 - c_p Chaleur spécifique de l'air (MJ kg⁻¹ °C⁻¹);
 - Δ Pente de la tension de vapeur d'eau saturante (kPa °C⁻¹);
 - γ Constante psychrométrique (kPa °C⁻¹);
 - r_a Résistance aérodynamique (s m⁻¹);
 - r_s Résistance de surface (s m⁻¹);
 - λ Chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ kg⁻¹).

Conséquent aux travaux menés par Vogt (2013), il est intéressant de présenter le modèle de rayonnement développé et intégré au modèle hydrologique HYDROTEL. Le modèle développé fonctionne à un pas de temps journalier bien que certaines équations sont valables pour un pas de temps inférieur (ex : calcul du rayonnement extra-atmosphérique). À noter que la sous-section suivante présente également des alternatives décrites dans les travaux d'Allen et *al.* (1998). Comme le modèle de rayonnement fonctionne à un pas de temps de 24 heures, les valeurs d'ETP qui en découlent pourront être distribuées, au besoin, sur des pas de temps plus courts à l'aide des valeurs du tableau 2.2.

Modèle de rayonnement net

Dans les équations suivantes, le rayonnement est présenté en $W\ m^{-2}$. À noter que l'intégration du rayonnement net dans l'équation de l'évapotranspiration nécessite une conversion d'unités ($1\ W\ m^{-2} = 1\ J\ m^{-2}\ s^{-1}$).

Le rayonnement net à la surface est calculé selon l'équation suivante :

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} = R_{s_inc} - R_{s_ref} + R_{l_atm} - R_{l_surf} \quad (\text{Éq. 7})$$

- où
- R_n Rayonnement net à la surface ($W\ m^{-2}$);
 - R_{ns} Rayonnement net de courtes longueurs d'onde ($W\ m^{-2}$);
 - R_{nl} Rayonnement net de grandes longueurs d'onde ($W\ m^{-2}$);
 - R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident ($W\ m^{-2}$);
 - R_{s_ref} Rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi ($W\ m^{-2}$);
 - R_{l_atm} Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident ($W\ m^{-2}$);
 - R_{l_surf} Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis ($W\ m^{-2}$).

Les différents membres du calcul du rayonnement net sont décrits subséquemment en se basant sur les travaux de Vogt (2013) qui, à leur tour, se basent sur des travaux existants qui seront cités. Certaines alternatives de calcul proposées dans les travaux d'Allen et *al.* (1998) sont également présentées. À noter que dans les travaux de Vogt (2013), les paramètres ont été optimisés à l'aide des outils *cftool* et *sftool* de MATLAB et ce, pour chaque site, pour ensuite être moyennés sur l'ensemble des sites.

Rayonnement net de courtes longueurs d'onde (R_{ns})

Le rayonnement net de courtes longueurs d'onde représente la composante radiative dominante émise par le soleil et absorbée par la surface de la terre. Il s'exprime selon l'équation suivante :

$$R_{ns} = R_{s_inc} - R_{s_ref} \quad (\text{Éq. 8})$$

- où R_{ns} Rayonnement net de courtes longueurs d'onde ($W m^{-2}$);
 R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident ($W m^{-2}$);
 R_{s_ref} Rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi ($W m^{-2}$).

Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (R_{s_inc})

Le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident se compose à son tour de deux éléments qui sont : les rayonnements direct et diffus. À noter que les mesures effectuées par un pyranomètre ne distinguent pas les composantes directes et diffuses, ce pourquoi le rayonnement de courtes longueurs incident est décrit par l'équation suivante :

$$R_{s_inc} = T_r R_a \quad (\text{Éq. 9})$$

- où R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident ($W m^{-2}$);
 T_r Transmissivité atmosphérique²;
 R_a Rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique ($W m^{-2}$).

Rayonnement de courtes longueurs d'onde (solaire) extra-atmosphérique (R_a)

Le rayonnement de courtes longueurs d'onde (solaire) extra-atmosphérique représente la puissance des radiations solaires, pour une surface donnée, atteignant l'atmosphère terrestre pour un jour donné, un endroit donné (considérant sa pente et son orientation). Le calcul du rayonnement extra-atmosphérique se base sur un modèle trigonométrique qui considère la géométrie et l'emplacement du site visé. Les équations conduisant au calcul du rayonnement extra-atmosphérique sont celles présentées dans les travaux de Whiteman and Allwine (1986).

² La transmissivité atmosphérique prend en compte la composante diffuse du rayonnement de courte longueur d'onde

2. Travaux de recherche

$$R_a = G_{sc} \left(\frac{\bar{d}}{d}\right)^2 \cos(\beta) \quad (\text{Éq. 10})$$

- où R_a Rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique (W m^{-2});
 G_{sc} Constante solaire (1353 W m^{-2});
 \bar{d} Distance soleil-terre moyenne (m);
 d Distance soleil-terre courante ou actuelle (m);
 β Angle formé entre la normale au plan et la position courante du soleil (rad).

Les composantes de l'équation 12 sont calculées selon les équations 11 et 12.

$$\left(\frac{\bar{d}}{d}\right)^2 = [1 - e \cos(vJ)]^{-2} \quad (\text{Éq. 11})$$

- où e Excentricité de l'orbite terrestre (0.0167),
 v Vitesse angulaire de la terre autour du soleil ($360^\circ/365$ jour) (rad)
 J Jour Julien (1^{er} janvier =1, 31 décembre =365)

$$\begin{aligned} \cos(\beta) = & \\ & [(\sin(\varphi) \cos(h)) (-\cos(a) \sin(i)) - \\ & \sin(h) (\sin(a) \sin(i)) + (\cos(\varphi) \cos(h)) \cos(i)] \cos(\delta) + [\cos(\varphi) (\cos(a) \sin(i)) + \\ & \sin(\varphi) \cos(i)] \sin(\delta) \end{aligned} \quad (\text{Éq. 12})$$

- où φ Latitude du site (rad);
 h Angle solaire actuel (négatif avant midi) (rad);
 a Orientation du plan en fonction du nord (rad);
 i Inclinaison, pente du plan versus un plan horizontal (rad);
 δ Déclinaison solaire (rad) ($-23^\circ 26' < \delta < 23^\circ 26'$; positif lorsque le soleil est au nord de l'équateur (rad).

Dans l'équation précédente, la valeur de h est définie selon :

$-\omega_s \leq h \leq \omega_s$ où $-\omega_s$ et ω_s représente l'angle solaire au levé et couché du soleil. La valeur ω_s est déterminée selon l'équation suivante :

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \quad (\text{Éq. 13})$$

Si la fonction \arccos n'est pas disponible dans le langage de programmation utilisé, il est possible d'utiliser la méthode de calcul suivante :

$$\omega_s = \frac{\pi}{2} - \arctan\left[\frac{-\tan(\varphi)\tan(\delta)}{X^{0.5}}\right] \quad (\text{Éq. 14})$$

$$\text{où } X = 1 - [\tan(\varphi)]^2 [\tan(\delta)]^2 \quad (\text{Éq. 15})$$

et $X = 0.00001$ si $X \leq 0$

La déclinaison solaire est calculée, à son tour, à l'aide de l'équation suivante :

$$\delta = \arcsin(\sin(\delta_{max}) \sin(\xi)) \quad (\text{Éq. 16})$$

où δ_{max} Déclinaison solaire maximale (rad) (-23°26');

ξ Longitude orbitale de la terre dans son orbite autour du soleil par rapport à l'équinoxe vernal (rad).

Le paramètre ξ est calculé selon l'équation suivante

$$\xi = \omega_s(J - J_0) + 2e(\sin(\omega_s J) - \sin(\omega_s J_0)) \quad (\text{Éq. 17})$$

où J_0 Jour julien de l'équinoxe vernal (=80)

L'équation 10 procure un résultat instantané du rayonnement sur une surface, afin d'obtenir un résultat sur une période de temps donnée, il faut sommer les résultats selon le pas de temps intermédiaire en fonction du pas de temps de calcul (ex : un calcul pour chaque heure angulaire du jour doit être sommé pour un pas de temps de 24 heures).

À titre d'alternative, les travaux d'Allen *et al.* (1998) proposent un calcul journalier pour une surface horizontale.

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (\text{Éq. 18})$$

2. Travaux de recherche

où	R_a	Rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique (W m^{-2});
	G_{sc}	Constante solaire (1353 W m^{-2});
	d_r	Inverse de la distance relative soleil-terre;
	ω_s	Angle solaire à l'heure du coucher du soleil (rad);
	φ	Latitude (rad) (équation 22);
	δ	Déclinaison solaire (rad) (équation 24).

Les composantes de l'équation 18 sont calculées selon les équations suivantes.

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right) \quad (\text{Éq. 19})$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1.39\right) \quad (\text{Éq. 20})$$

où J jour julien compris entre 1 et 365 ou 366.

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \quad (\text{Éq. 21})$$

Tel que décrit plus haut, si la fonction \arccos n'est pas disponible dans le langage de programmation utilisé on peut utiliser la méthode de calcul décrite aux équations 14 et 15.

Transmissivité de l'atmosphère (T_r)

La transmissivité atmosphérique total peut être définie comme le rapport entre le rayonnement de courtes longueurs d'onde atteignant la surface terrestre et le rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique (Bristow and Campbell 1984). Théoriquement les valeurs de transmissivité s'étendent entre 0 et 1, mais en pratique les valeurs s'étendent plutôt entre 0.15 et 0.8 (Black 1956). Dans le modèle en cours, la transmissivité est une composante des plus importantes, car elle est nécessaire au calcul des rayonnements de courtes longueurs d'onde incident et réfléchi ainsi qu'au rayonnement de grandes longueurs d'onde incident. Les travaux de Vogt (2013) ont considéré plusieurs formulations, mais seule la plus performante est présentée dans le

cas présent. Le but était bien-sûr de favoriser une formulation des plus simples considérant un minimum de données d'entrée.

Préalablement au calcul de la transmissivité, il est important d'estimer l'écart journalier de température selon l'équation suivante, tel que proposé par Liu *et al.* (2008) :

$$\Delta T = T_{max} - T_{min} \quad (\text{Éq. 22})$$

où ΔT Écart journalier de température (°C);
 T_{max} Température maximale journalière (°C);
 T_{min} Température minimale journalière (°C).

Bristow et Campbell (1984) proposent l'équation suivante pour le calcul de la transmissivité atmosphérique en fonction de la température:

$$T_r = A[1 - \exp(-B \Delta T^C)] \quad (\text{Éq. 23})$$

où T_r Transmissivité atmosphérique;
 ΔT Écart journalier de température (°C);
 A, B, C Paramètres de calage.

Le tableau 2.3 présente les valeurs par défaut et calées pour les paramètres A, B, C de l'équation 23. À noter que les valeurs de calage représentent la moyenne des valeurs calées pour les trois sites à l'étude dans les travaux de Vogt (2013).

Tableau 2.3 Valeurs des paramètres de l'équation du calcul de la transmissivité atmosphérique

Paramètres	Valeurs par défaut	Valeurs calées moyennes
A	0.75	0.9232
B	Équation (24)	0.1121
C	2.4	0.8038

Bristow et Campbell (1984) proposent plutôt l'équation suivante pour le calcul du paramètre B .

2. Travaux de recherche

$$B = 0.036 \exp(-0.154 \overline{\Delta T}) \quad (\text{Éq. 24})$$

où B Paramètre de calage;
 $\overline{\Delta T}$ Température moyenne pour une période de 15 jours avant et après le jour courant (°C).

À des fins de comparaison ultérieure, la transmissivité atmosphérique estimée peut être comparée avec celle calculée à l'aide des mesures de rayonnement de courtes longueurs d'onde selon l'équation suivante :

$$T_{r_mes} = \frac{R_{s_down_mes}}{R_a} \quad (\text{Éq. 25})$$

où T_{r_mes} Transmissivité atmosphérique mesurée;
 $R_{s_down_mes}$ Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident mesuré (W m⁻²);
 R_a Rayonnement extra-atmosphérique (W m⁻²).

En complément, les travaux d'Allen et *al.* (1998) proposent aussi une méthode pour le calcul du rayonnement de courtes longueurs d'onde incident.

Le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (solaire) peut être calculé par la formule d'Angstrom :

$$R_{s_inc} = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (\text{Éq. 26})$$

où R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (W m⁻²);
 n Durée réelle d'ensoleillement (heure);
 N Durée maximale d'ensoleillement (heure);
 R_a Rayonnement de courtes longueurs d'onde extra-atmosphérique (W m⁻²);
 a_s Constante de régression représentant la quantité de rayonnement extra-atmosphérique atteignant la surface pour les jours couverts ($n=0$);
 a_s+b_s Fraction du rayonnement extra-atmosphérique atteignant la surface pour un ciel dégagé ($n=N$).

À noter que cette équation est déjà présente dans HYDROTEL. En l'absence de données de rayonnement, les valeurs suivantes sont recommandées pour l'équation (30): $a_s=0.25$ et $b_s=0.50$.

À titre d'ajout, l'équation suivante permet le calcul du rayonnement de courtes longueurs d'onde (solaire) pour un ciel dégagé:

$$R_{so} = (a_s + b_s) R_a \quad (\text{Éq. 27})$$

où R_{so} Rayonnement de courtes longueurs d'onde pour un ciel dégagé (W m^{-2});
 a_s+b_s Fraction du rayonnement extra-atmosphérique qui atteint la surface pour un ciel dégagé ($n=N$).

En l'absence de valeurs calées pour les paramètres a_s et b_s l'équation précédente prend la forme suivante :

$$R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} z) R_a \quad (\text{Éq. 28})$$

où z Altitude du secteur ou site (m)

Rayonnement de courtes longueurs d'onde (solaire) réfléchi (R_{s_ref})

Le rayonnement de courtes longueurs d'onde (solaire) réfléchi par la surface est calculé selon l'équation suivante :

$$R_{s_ref} = \alpha R_{s_inc} \quad (\text{Éq. 29})$$

où R_{s_ref} Rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface (W m^{-2});
 R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 α Albedo de la surface ou de l'occupation du sol (ex : 0.23 pour un pâturage)

Albédo (α)

L'albédo de la surface représente le ratio entre le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi et celui incident à la surface (Éq. 30). L'albédo est ainsi influencé par le type d'occupation du sol et les valeurs varient entre 0 et 1. Dans le calcul du rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface, l'albédo est celle pour une surface de référence (ex : 0.23 pour un Pâturage). À noter qu'en présence d'un couvert de neige, HYDROTEL procède directement au calcul de l'albédo de la neige au sol. Dans la vérification du modèle à la station de l'IREQ sur le bassin de la rivière Nécopastic, un vecteur mensuel moyen d'albédo a été calculé en fonction des mesures de rayonnement de courtes longueurs d'onde disponibles. C'est ce même vecteur qui a été utilisé pour vérifier la performance du modèle de rayonnement à reproduire le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi. Lors de l'implantation du modèle dans HYDROTEL, l'utilisateur sera sollicité afin d'inscrire une valeur unique d'albédo pour une surface de référence.

$$\alpha = \frac{R_{s_ref}}{R_{s_inc}} \quad (\text{Éq. 30})$$

où α Albédo de la surface ou occupation du sol
 R_{s_ref} Rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface (W m^{-2})
 R_{s_inc} Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (W m^{-2})

À titre d'exemple le tableau 2.3 présente des valeurs d'albédo pour diverses occupations du sol ou surfaces (Coakley 2002; .Shuttleworth 2012)

Tableau 2.4 Exemple de valeur d'albédo pour diverses occupations du sol.

Type de surfaces	Albédo
Neige fraîche	0.75-0.89
Neige vieillie	0.35-0.70
Sol nu	0.06-0.18
Pâturages	0.15-0.28
Céréales	0.16-0.26
Maïs	0.18-0.22
Forêts feuillus	0.12-0.13
Forêts mixtes	0.16
Forêts conifères	0.05-0.15

Rayonnement de grandes longueurs d'onde net (R_{nl})

Dans les travaux en cours, les rayonnements de grandes longueurs d'onde sont ceux émis par l'atmosphère ou par la surface de la terre. La quantité de rayonnement émis par l'atmosphère (rayonnement de grandes longueurs d'onde incident) ou par la surface (rayonnement de grandes longueurs d'onde émis) peut être calculée selon la loi de Stephan-Boltzmann :

$$R = \varepsilon \sigma T^4 \quad (\text{Éq. 31})$$

- où
- R Rayonnement de grandes longueurs d'onde (W m^{-2})
 - ε Émissivité
 - σ Constante de Stephan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$);
 - T Température du corps émetteur (K)

Il est important de noter que ni l'atmosphère ni la surface de la terre ne se comportent comme des corps noirs. Ainsi l'émissivité atmosphérique ou de la surface sont inférieures à un (1).

Le rayonnement de grandes longueurs d'onde net est calculé selon l'équation suivante :

2. Travaux de recherche

$$R_{nl} = R_{l_atm} - R_{l_surf} \quad (\text{Éq. 32})$$

- où R_{nl} Rayonnement net de grandes longueurs d'onde (W m^{-2});
 R_{l_atm} Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 R_{l_surf} Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface (W m^{-2}).

Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (R_{l_atm})

Le rayonnement de grandes longueurs d'onde incident est celui émis par l'atmosphère. Celui-ci dépend de l'émissivité atmosphérique et de la température de l'atmosphère. Les travaux de Vogt (2013) proposent le calcul d'une pseudo émissivité atmosphérique du fait que seule la température de l'air à deux (2) m au-dessus du sol est disponible et ne représente pas exactement la température de l'atmosphère. L'équation suivante permet le calcul du rayonnement de grandes longueurs d'onde :

$$R_{l_atm} = \varepsilon_a \sigma T^4 \quad (\text{Éq. 33})$$

- où R_{l_down} Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 ε_a Pseudo-émissivité atmosphérique;
 σ Constante de Stephan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$);
 T Température de l'atmosphère (K) (T = Température moyenne de l'air exprimé en Kelvin = $(T_{max} + T_{min})/2 + 273.16$);
 T_{max} Température maximale journalière ($^{\circ}\text{C}$);
 T_{min} Température minimale journalière ($^{\circ}\text{C}$).

Pseudo émissivité atmosphérique (ε_a)

Dans un premier temps, il est intéressant de noter une relation entre le rayonnement de grandes longueurs d'onde incident et la couverture nuageuse (ennuage). Cette relation peut être prise en compte dans le calcul de l'émissivité atmosphérique. L'approche de calcul de l'émissivité atmosphérique s'inspire des travaux d'Archibald et Walter (2012). Cette approche représente la combinaison de deux équations; la

première est issue des travaux de Monteith et Unsworth (2008), la seconde est extraite des travaux de Campbell (1977). D'une part, les travaux de Monteith et Unsworth (2008) présentent une relation entre l'émissivité atmosphérique et la couverture nuageuse alors que les travaux de Campbell (1977) lient l'émissivité de l'atmosphère à la température. L'équation suivante permet le calcul de la pseudo-émissivité atmosphérique :

$$\varepsilon_a = (A + B T) (1 - C \tau_{cloud}) + C \tau_{cloud} \quad (\text{Éq. 34})$$

- où
- ε_a Pseudo-émissivité atmosphérique;
 - T Température moyenne de l'atmosphère (°C) ($T = \text{Température moyenne de l'air exprimé en Celsius} = (T_{max} + T_{min})/2$).
 - T_{max} Température maximale journalière (°C);
 - T_{min} Température minimale journalière (°C);
 - τ_{cloud} Ennuagement;
 - A, B, C Paramètres de calage;

Le tableau 2.5 présente les valeurs proposées dans la littérature et calées pour les paramètres A , B , C de l'équation (34). À noter que les valeurs de calage représentent la moyenne des valeurs calées pour les trois sites à l'étude dans les travaux de Vogt (2013).

Tableau 2.5 Valeurs des paramètres de l'équation du calcul de l'émissivité atmosphérique

Paramètres	Valeurs par défaut	Valeurs calées moyennes
A	0.72	0.7363
B	0.005	0.0009
C	0.84	0.9828

2. Travaux de recherche

Ennuagement (τ_{cloud})

Il peut être avancé qu'il y a une relation entre la transmissivité atmosphérique et l'enuagement, basée sur le fait que les nuages contribuent à diminuer la transmissivité en absorbant ou réfléchissant le rayonnement de courtes longueurs d'onde. L'équation (35) présentée dans les travaux d'Archibald et Walter (2012) établit une relation entre l'enuagement et la transmissivité. Combinés à cette relation, les travaux de Black (1956) mentionnent qu'il y a certains seuils de transmissivité pour lesquels l'enuagement peut être fixé à zéro (0.0) ou à un (1.0). Les seuils utilisés dans les travaux en cours sont identiques à ceux utilisés par Archibald et Walter (2012).

$$\tau_{cloud} = \begin{cases} 0 & \text{si } T_r > 0.75 \\ 1 & \text{si } T_r < 0.15 \\ 1 - \frac{T_r - 0.15}{0.6} & \text{si } 0.15 \leq T_r \leq 0.75 \end{cases} \quad (\text{Éq. 35})$$

où τ_{cloud} Ennuagement;
 T_r Transmissivité atmosphérique.

Afin de valider les valeurs calculées de pseudo-émissivité atmosphérique, celles-ci peuvent être comparées avec les valeurs de pseudo-émissivité atmosphérique estimées à partir des données mesurées selon l'équation suivante :

$$\varepsilon_{a_est} = \frac{R_{l_atm_mes}}{\sigma T^4} \quad (\text{Éq. 36})$$

où ε_{a_est} Pseudo-émissivité atmosphérique estimée;
 $R_{l_atm_mes}$ Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident mesuré (W m^{-2});
 σ Constante de Stephan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$);
 T Température moyenne de l'atmosphère (K) ($T = \text{Température moyenne de l'air exprimé en Kelvin} = (T_{max} + T_{min})/2 + 273.16$);
 T_{max} Température maximale journalière ($^{\circ}\text{C}$);
 T_{min} Température minimale journalière ($^{\circ}\text{C}$).

Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface (R_{l_surf})

Pour le calcul du rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface, une approche similaire au calcul du rayonnement de grandes longueurs d'onde incident a été utilisée. La seule différence notable entre les deux approches réside dans le calcul de la pseudo-émissivité de la surface qui remplace la pseudo-émissivité atmosphérique. L'équation (37) permet donc le calcul du rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface. À nouveau, la mention de pseudo-émissivité fait référence à l'usage de la température de l'air pour estimer la température à la surface.

$$R_{l_surf} = \varepsilon_s \sigma T^4 \quad (\text{Éq. 37})$$

- où
- R_{l_up} Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (W m^{-2});
 - ε_s Pseudo-émissivité de la surface;
 - σ Constante de Stephan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$);
 - T Température de la surface (K) ($T = \text{Température moyenne de l'air exprimé en Kelvin} = (T_{max} + T_{min})/2 + 273.16$);
 - T_{max} Température maximale journalière ($^{\circ}\text{C}$);
 - T_{min} Température minimale journalière ($^{\circ}\text{C}$).

Pseudo émissivité de la surface (ε_s)

La littérature présente nombre de valeurs d'émissivité de surface (voir exemple tableau 2.6).

Tableau 2.6 Valeurs types d'émissivité de surface (Stull 2000)

Type de surface	Valeur d'émissivité
Sol nu	0.90 – 0.98
Forêt de conifères	0.97
Neige fraîche	0.99
Neige vieillie	0.82

2. Travaux de recherche

Selon cette approche, l'émissivité de la surface (ε_s) est considérée comme constante dans le temps pour un type de surface donné.

Une approche alternative consiste à faire varier la pseudo-émissivité de la surface. À nouveau, cette approche alternative se base sur la relation entre l'émissivité et la température s'inspirant des travaux de Campbell (1977). L'équation permettant le calcul de la pseudo-émissivité de surface est la suivante :

$$\varepsilon_s = A + B T \quad (\text{Éq. 38})$$

- où
- ε_s Pseudo-émissivité de la surface;
 - T Température moyenne de l'atmosphère (°C) ($T = \text{Température moyenne de l'air exprimé en Celsius} = (T_{max} + T_{min})/2$).
 - T_{max} Température maximale journalière (°C);
 - T_{min} Température minimale journalière (°C);
 - A, B Paramètres de calage.

Le tableau 2.7 présente les valeurs proposées dans la littérature et calées pour les paramètres A, B de l'équation (38). À noter que les valeurs de calage représentent la moyenne des valeurs calées pour les trois sites à l'étude dans les travaux de Vogt (2013).

Tableau 2.7 Valeurs des paramètres de l'équation du calcul de l'émissivité de la surface

Paramètres	Valeurs par défaut	Valeurs calées moyennes
<i>A</i>	0.72	0.9828
<i>B</i>	0.84	0.0009

Afin de valider les valeurs calculées de pseudo-émissivité de la surface, celles-ci peuvent être comparées avec les valeurs de pseudo-émissivité de la surface estimées à partir des données mesurées selon l'équation suivante :

$$\varepsilon_{s_est} = \frac{R_{L_surf_mes}}{\sigma T^4} \quad (\text{Éq. 39})$$

où	e_{s_est}	Pseudo-émissivité de la surface estimée;
	$R_{l_surf_mes}$	Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis mesuré ($W\ m^{-2}$);
	σ	Constante de Stephan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8}\ W\ m^{-2}\ K^{-4}$);
	T	Température moyenne de l'atmosphère (K) ($T =$ Température moyenne de l'air exprimé en Kelvin $= (T_{max} + T_{min})/2 + 273.16$);
	T_{max}	Température maximale journalière ($^{\circ}C$);
	T_{min}	Température minimale journalière ($^{\circ}C$).

Rayonnement de grandes longueurs d'onde net (R_{nl}) (calcul alternatif)

De façon similaire au calcul du rayonnement de courtes longueurs d'onde, les travaux d'Allen *et al.* (1998) proposent un calcul journalier du rayonnement de grandes longueurs d'onde net :

$$R_{nl} = -\sigma \left[\frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (\text{Éq. 40})$$

où	R_{nl}	Rayonnement net de grandes longueurs d'onde net ($MJ\ m^{-2}\ Jour^{-1}$);
	σ	Constante de Stephan-Boltzmann ($4.903 \times 10^{-9}\ MJ\ K^{-4}\ m^{-2}\ Jour^{-1}$);
	$T_{max,k}$	Température maximum journalière en degré Kelvin ($K = ^{\circ}C + 273.16$);
	$T_{min,K}$	Température minimum journalière en degré Kelvin ($K = ^{\circ}C + 273.16$);
	e_a	Tension de vapeur d'eau (kPa);
	R_s/R_{so}	Rayonnement de courtes longueurs d'onde relatif (limitation à ≤ 1.0);
	R_s	Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident ($W\ m^{-2}$);
	R_{so}	Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident pour un ciel dégagé ($W\ m^{-2}$).

La méthode de calcul du rayonnement de courtes longueurs d'onde pour un ciel dégagé est identique à la méthode précédente. Par contre, la transmissivité atmosphérique est différente et peut être calculée selon l'équation suivante :

2. Travaux de recherche

$$T_r = (0.6 + 0.2 \sin(\psi)) (1 - 0.4 \tau_h) (1 - 0.7 \tau_m) (1 - 0.4 \tau_l) \quad (\text{Éq. 41})$$

où T_r Transmissivité atmosphérique;
 ψ Angle d'élévation solaire (rad);
 τ_h Ennuagement en haute altitude;
 τ_m Ennuagement en moyenne altitude;
 τ_l Ennuagement en basse altitude.

Pour des conditions de ciel dégagé, les paramètres (τ_h, τ_m, τ_l) sont tous égaux à 0. Le paramètre $\sin(\psi)$ peut être calculé selon l'équation suivante :

$$\sin(\psi) = \cos(h) \cos(\delta) \cos(\varphi) + \sin(\delta) \sin(\varphi) \quad (\text{Éq. 42})$$

où ψ Angle d'élévation solaire (rad);
 φ Latitude (rad);
 h L'angle solaire actuel (négatif avant midi) (rad);
 δ Déclinaison solaire (rad) ($-23^\circ 26' < d < 23^\circ 26'$; positif lorsque le soleil est au nord de l'équateur).

Calcul de l'évapotranspiration potentielle

Équation de Penman-Monteith

Préalablement au calcul de l'ETP, il est nécessaire de traduire les résultats du calcul du rayonnement net en $\text{MJ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1}$ ($1 \text{ W m}^{-2} = 1 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) pour un modèle journalier.

À titre de rappel, l'équation de Penman-Monteith utilisée est la suivante :

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a} * 86400}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (\text{Éq. 43})$$

où E Évapotranspiration journalière (mm Jour^{-1});
 R_n Rayonnement net à la surface ($\text{MJ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1}$);

G	Flux de chaleur du sol ($\text{MJ m}^{-2} \text{ Jour}^{-1}$);
e_s	Pression de vapeur de l'air à saturation (kPa);
e_a	Pression de vapeur de l'air courante (kPa);
$(e_s - e_a)$	Déficit de pression de vapeur de l'air (kPa);
ρ_a	Densité moyenne de l'air pour une pression constante (kg m^{-3});
c_p	Chaleur spécifique de l'air ($\text{MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$);
Δ	Pente de la tension de vapeur d'eau saturante ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);
γ	Constant psychrométrique ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);
r_a	Résistance aérodynamique (s m^{-1});
r_s	Résistance de surface (s m^{-1});
λ	Chaleur latente de vaporisation de l'eau (MJ kg^{-1}).

Le modèle de rayonnement décrit précédemment permet le calcul du rayonnement net (R_n), ainsi il reste un certain nombre de termes qui doivent être définis ou calculés. Cette sous-section se penche plus spécifiquement sur ce volet. Aussi, tel que présenté dans les travaux d'Allen et *al.* (1998), une occupation du sol de pâturage est utilisée comme surface de référence dans le calcul de l'ETP.

La résistance aérodynamique (r_a) est déterminée selon l'équation suivante :

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{z_m - d}{z_{om}}\right] \ln\left[\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right]}{K^2 u_z} \quad (\text{Éq. 44})$$

où

r_a	résistance aérodynamique (s m^{-1});
z_m	la hauteur à laquelle la vitesse du vent est mesurée (m);
z_h	la hauteur à laquelle l'humidité est mesurée (m);
d	la hauteur à laquelle on considère le vent comme nul (m);
z_{om}	est la hauteur de déplacement vertical pour la quantité de mouvement liée à la rugosité de la surface (m);
z_{oh}	la hauteur de déplacement vertical dans le cas de la vapeur d'eau liée à la rugosité de la surface (m);
K	la constante de von Karman (= 0.41);

2. Travaux de recherche

u_z la vitesse du vent à la hauteur z (m s^{-1}).

Il est commun de rencontrer les approximations suivantes en fonction de la hauteur de la végétation (h (m)) :

$$d = 2/3h \quad (\text{Éq. 45})$$

$$z_{om} = 0.123h \quad (\text{Éq. 46})$$

$$z_{oh} = 0.1z_{om} \quad (\text{Éq. 47})$$

Ainsi, par exemple, pour une hauteur de végétation constante (h) de 0.12m (hauteur suggérée pour les pâturages (Allen et *al.*, 1998) et une hauteur standard de mesure du vent et de l'humidité de 2 m, la résistance aérodynamique pour une surface de pâturage de référence devient :

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{2-2/3(0.12)}{0.123(0.12)}\right] \ln\left[\frac{2-2/3(0.12)}{(0.1)0.123(0.12)}\right]}{(0.41)^2 u_2} = \frac{208}{u_2} \quad (\text{Éq. 48})$$

où u_2 Vitesse du vent mesurée à 2 m du sol (m s^{-1})

La résistance de la surface r_s est déterminée selon l'équation suivante :

$$r_s = \frac{r_1}{LAI_{active}} \quad (\text{Éq. 49})$$

où r_s résistance de la surface (s m^{-1});

r_1 résistance stomatale d'une feuille adéquatement illuminée (s m^{-1});

LAI_{active} indice foliaire (m^2 (surface de feuille) m^{-2} (surface du sol)).

À titre d'équation générale :

$$LAI_{active} = 0.5LAI \quad (\text{Éq. 50})$$

Aussi pour une surface de pâturage :

$$LAI = 24h \quad (\text{Éq. 51})$$

Où h représente la hauteur de végétation (m).

Ainsi, pour une culture de pâturage avec une résistance stomatale de 100 s m^{-1} , pour de bonnes conditions hydriques et une hauteur de végétation de 0.12m , la résistance de surface devient :

$$r_s = \frac{100}{0.5(24)(0.12)} \approx 70 \text{ s m}^{-1} \quad (\text{Éq. 52})$$

Il est important de noter que ces exemples se rattachent à la notion d'ET pour une surface de référence qui peut se traduire par une valeur résultante d'ETP.

Par conséquent, l'équation de Penman-Monteith pour une surface de référence (pâturage dans le cas présent) peut prendre, dès lors, la forme suivante :

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1+0.34u_2)} \quad (\text{Éq. 53})$$

- où
- ET_0 Évapotranspiration de référence (mm jour^{-1});
 - R_n Rayonnement net à la surface ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$);
 - G Flux de chaleur du sol ($\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$);
 - T Température moyenne de l'air à 2m ($^{\circ}\text{C}$);
 - u_2 Vitesse du vent à 2m de hauteur (m s^{-1});
 - e_s Pression de vapeur de l'air à saturation (kPa);
 - e_a Pression de vapeur de l'air courante (kPa);
 - Δ Pente de la courbe tension de vapeur d'eau saturante ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$);
 - γ Constante psychrométrique ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

À noter que dans une première phase, les paramètres liés à l'occupation, inscrits dans HYDROTEL pour l'équation de base (Éq. 43) sont ceux d'une surface de référence. Ainsi, l'équation de base implantée dans HYDROTEL prend alors la forme de l'équation pour une surface de référence (Éq. 53). Cette implantation qui demeure flexible n'oblige donc pas l'utilisateur à fournir des informations spécifiques concernant les diverses occupations du sol (ex : hauteur de la végétation, résistance de surface, vitesse du vent à 2m du sol, etc.). Le résultat de l'équation (43) sera alors considéré comme la valeur d'évapotranspiration potentielle de référence.

2. Travaux de recherche

Pression atmosphérique (P)

La pression atmosphérique pour un site donné est calculée selon l'équation suivante :

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (\text{Éq. 54})$$

où P Pression atmosphérique (kPa);
 z Altitude du site (m).

Chaleur latente de vaporisation de l'eau (λ)

La chaleur latente de vaporisation de l'eau présente très peu de variation. Par conséquent, la valeur utilisée est fixée à 2.45 MJ kg^{-1} .

Constante psychrométrique (γ)

La constante psychrométrique est calculée selon l'équation suivante :

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \quad (\text{Éq. 55})$$

où γ Constante psychrométrique ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);
 P Pression atmosphérique (kPa);
 λ Chaleur latente de vaporisation, ($= 2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$);
 c_p Chaleur spécifique à pression constante, ($= 1.013 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$);
 ε ratio de la masse moléculaire de la vapeur d'eau / air sec = 0.622.

À l'inverse

$$c_p = \frac{\gamma \varepsilon \lambda}{P} \quad (\text{Éq. 56})$$

Loi des gaz parfait pour le calcul de la densité moyenne de l'air (ρ_a)

$$\rho_a = \frac{P}{T_{Kv} R} \quad (\text{Éq. 57})$$

- où ρ_a Densité moyenne de l'air pour une pression constante (kg m^{-3});
 P Pression atmosphérique (kPa);
 R Constante spécifique des gaz ($0.287 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$);
 T_{kv} Température virtuelle en fonction de la température selon l'équation suivante :

$$T_{kv} = 1.01(T + 273.16) \quad (\text{Éq. 58})$$

- où T Température moyenne de l'air ($^{\circ}\text{C}$).

Température moyenne (T)

La température moyenne de l'air est calculée selon l'équation suivante :

$$T = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (\text{Éq. 59})$$

- où T Température moyenne de l'air ($^{\circ}\text{C}$);
 T_{max} Température maximale journalière ($^{\circ}\text{C}$);
 T_{min} Température minimale journalière ($^{\circ}\text{C}$).

Tension de vapeur à saturation moyenne (e_s)

Dans un premier temps, il est important de mentionner que la tension de vapeur à saturation est fonction de la température selon l'équation suivante :

$$e^0(T) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 T}{T + 237.3} \right] \quad (\text{Éq. 60})$$

- où $e^0(T)$ Tension de vapeur à saturation à la température T (kPa);
 T Température moyenne de l'air ($^{\circ}\text{C}$);
 $\exp[\dots]$ 2.7183 (base du logarithme népérien) élevé à la puissance [...].

Ainsi, la tension de vapeur moyenne à saturation peut être calculée selon l'équation suivante :

2. Travaux de recherche

$$e_s = \frac{e^0(T_{max}) + e^0(T_{min})}{2} \quad (\text{Éq. 61})$$

Pente de la tension de vapeur d'eau saturante en fonction de la température (Δ)

La pente de la tension de vapeur d'eau saturante en fonction de la température est calculée selon l'équation suivante :

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T}{T+237.3}\right) \right]}{(T+237.3)^2} \quad (\text{Éq. 62})$$

où Δ Pente de la tension de vapeur d'eau saturante [kPa °C⁻¹];
 T Température moyenne de l'air (°C);
exp[...] 2.7183 (base du logarithme népérien) élevé à la puissance [...].

Estimation de la tension de vapeur d'eau (e_a)

Avec l'absence de mesures d'humidité de l'air ou de la température du point de rosée, la tension de vapeur d'eau peut être estimée selon l'équation suivante :

$$e_a = e^0(T_{min}) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27 T_{min}}{T_{min}+237.3}\right] \quad (\text{Éq. 63})$$

Cette équation pose l'hypothèse que la température du point de rosée est égale à la température minimale. Cette hypothèse peut être erronée pour diverses régions ou climats.

Estimation de la vitesse du vent (u_2)

Pour bon nombre de sites, la vitesse du vent n'est pas disponible, ainsi elle peut être estimée selon des valeurs moyennes mensuelles ou annuelles. Dans le cas présent, bien que la vitesse du vent soit disponible, il a été jugé intéressant d'utiliser une valeur unique annuelle afin de reproduire l'état des données disponibles pour la plupart des bassins versants sur lesquels HYDROTEL est implanté.

Les travaux d'Allen et *al.* (1998) présentent un tableau de valeurs d'estimation de la vitesse du vent qu'il est intéressant de reprendre.

Tableau 2.8 Classes générales de vitesse du vent mensuelle (Allen et *al.*, 1998).

Description	Moyenne mensuelle de vitesse du vent à 2m
Vent faible	$\leq 1.0\text{m s}^{-1}$
Vent faible à modéré	$1 - 3\text{m s}^{-1}$
Vent modéré à fort	$3 - 5\text{m s}^{-1}$
Vent fort	$\geq 5.0\text{m s}^{-1}$

Aussi, il est mentionné qu'en absence de mesures de vent, une valeur de 2 m s^{-1} peut être utilisée à titre d'estimation. Cette valeur représente la moyenne de plus de 2000 stations météorologiques autour du globe. Pour les tests courants, une valeur de 2m s^{-1} a été utilisée.

Flux de chaleur du sol (G)

En raison de la faible importance du flux de chaleur du sol en comparaison avec le rayonnement net, et ce plus particulièrement en présence de végétation, il est jugé acceptable de négliger ce paramètre dans le calcul de ET

$$G_{\text{day}} \approx 0$$

Pour des calculs à un pas de temps horaire, les équations suivantes sont proposées :

Pendant le jour :

$$G_{hr} = 0.1 R_n \quad (\text{Éq. 64})$$

Pendant la nuit :

$$G_{hr} = 0.5 R_n \quad (\text{Éq. 65})$$

2. Travaux de recherche

où G Flux de chaleur du sol ($\text{MJ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$);
 R_n Rayonnement net à la surface ($\text{MJ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$).

Rappel sur le calcul pour l'équation de Penman-Monteith

Pour ces divers calculs, il est nécessaire de fixer la hauteur de la végétation (ex : 0.12m pour un pâturage). Aussi, en l'absence de mesure de vent, il faut choisir une valeur fixe (ex : 2 m s^{-1} où autre selon Allen et *al.* 1998). Finalement, il faut fixer une valeur de résistance de surface (ex : 70 s m^{-1} une valeur faible augmentera l'ET (tendre vers l'ETP) versus une valeur élevée qui aura pour effet de la diminuer). Dans le cas présent diverses valeurs ont été testées à des fins de comparaison.

Équation d'HYDRO-QUÉBEC

À notre connaissance, les bassins versants sur lesquels le modèle HYDROTEL a été implanté utilisent essentiellement l'équation d'Hydro-Québec pour le calcul de l'ETP. Dans le contexte actuel, les résultats ont également été comparés avec l'équation d'Hydro-Québec afin de mieux comprendre sa représentation.

L'équation d'estimation de l'ETP développée à Hydro-Québec n'a jamais été publiée à notre connaissance. C'est une équation qui n'utilise que les températures maximale et minimale journalières de l'air. Quoique n'utilisant que ces températures, elle a été développée sur la base de principes similaires à l'équation de Penman adaptés aux données choisies.

Le lecteur pourra aussi remarquer que, comme l'équation développée à Hydro-Québec ne contient pas de termes pouvant distinguer entre les classes d'occupation de sol, l'ETP calculée ainsi est identique pour chaque classe.

Aucune information n'est demandée à l'utilisateur s'il choisit de simuler l'ETP avec l'équation développée à Hydro-Québec.

Initialement, l'équation a été développée en considérant des températures estimées en °F. Elle est modifiée dans sa programmation dans HYDROTEL afin de prendre des températures fournies en °C (équation 66).

$$E = 0.029718 (T_{max} - T_{min}) e^{0.019 \left(\frac{9}{5} (T_{max} + T_{min}) + 64 \right)} \quad (\text{Éq. 66})$$

où E ETP d'Hydro-Québec en (mm j^{-1});
 T_{max} Température maximale journalière (°C);
 T_{min} Température minimale journalière (°C).

Site d'étude et éléments de comparaison

Tel que mentionné, afin de valider le modèle de rayonnement, il a été jugé pertinent de mettre en valeur les données météorologiques mesurées à la station de l'IREQ située à proximité de l'exutoire de la rivière Nécopastic. Cette station propose notamment un large éventail de mesures météorologiques à un pas de temps de 15 min. En particulier, les différentes composantes du rayonnement net sont mesurées à cette station expérimentale qui opère depuis l'année 2005. Dans le contexte actuel de validation, les données mesurées à un pas de temps de 15 minutes ont été utilisées afin de calculer des moyennes journalières sur l'ensemble de la période de mesure. Ainsi, ce sont des valeurs « types » journalières qui ont été utilisées dans la validation du modèle de rayonnement net proposé par Vogt (2013). Les résultats seront présentés pour la séquence annuelle de données moyennes journalières. En complément, les valeurs moyennes de rayonnement net journalières mesurées et calculées ont été utilisées afin de comparer les résultats de calcul de l'évapotranspiration qui en découlent. Finalement, les valeurs journalières d'ETP calculées à l'aide de l'équation d'Hydro-Québec ont été comparées avec celles calculées à l'aide des mesures de rayonnement intégrées à l'équation de Penman-Monteith.

D'autre part, le tableau 2.9 présente certaines caractéristiques et hypothèses nécessaires aux calculs décrits précédemment (Rayonnement et Évapotranspiration).

2. Travaux de recherche

Tableau 2.9 Caractéristiques du site de mesure de l'IREQ sur la rivière Nécopastic

Caractéristiques du site	Valeurs
Latitude	53.68 N
Longitude	-78.15 O
Altitude	102 m
Environnement	Milieu boréal dégagé
Vitesse du vent moyenne à 2m du sol	2 m s ⁻¹
Albédo	Valeurs mensuelles
Résistance de surface	20 à 200 s m ⁻¹
Hauteur de la végétation	0.12m
Pente	≈0.0°

Résultats et discussions

Cette section porte sur les résultats de validations du modèle de rayonnement proposé par Vogt (2013) appliqués à la station de l'IREQ sur le bassin versant de la rivière Nécopastic. Les résultats s'accompagnent de brèves discussions sur la qualité des résultats et des sources d'erreurs. Les résultats de validation ou comparaison seront présentés à l'aide de graphiques conjoints. Le premier graphique compare les résultats de calculs et les mesures (ou estimation en fonction des mesures) en fonction du temps. Le deuxième graphique établie, si possible, la corrélation entre les résultats de calculs et les mesures.

À titre de mise en contexte, la figure 2.6 présente les températures maximales et minimales journalières pour le site d'étude.

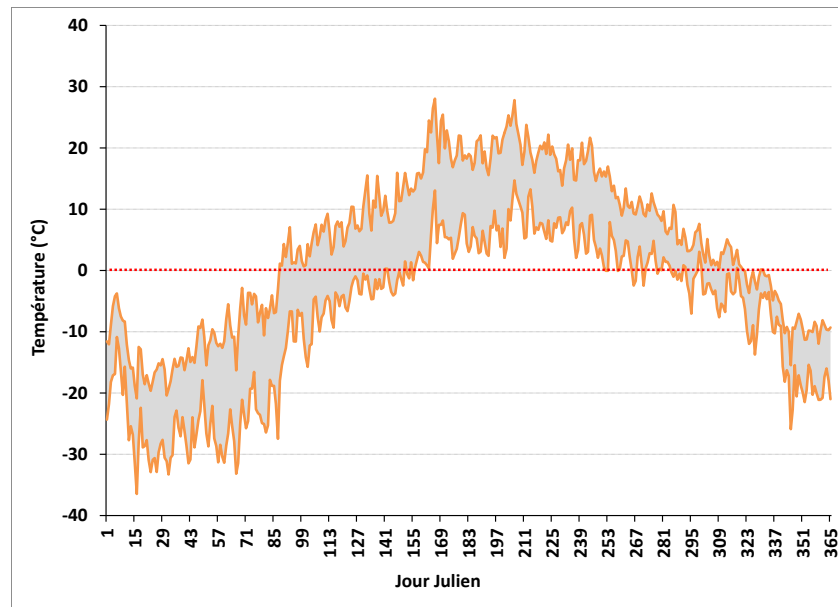


Figure 2.6 Évolution annuelle des températures maximales et minimales journalières à la station de l'IREQ sur le bassin de la rivière Nécopastic.

La figure 2.6 témoigne d'un climat continental froid de type subarctique avec une température annuelle moyenne de -1.5°C . Il s'agit d'un secteur de transition entre la taïga et la toundra dominée par une forêt ouverte d'épinettes noires, de brûlis et de tourbières (Savary et *al.* 2004).

La figure 2.7 présente l'évolution annuelle type du rayonnement extra-atmosphérique de courtes longueurs d'onde (R_a) au site d'étude selon les calculs basés sur les travaux de Whiteman et Allwine (1986).

2. Travaux de recherche

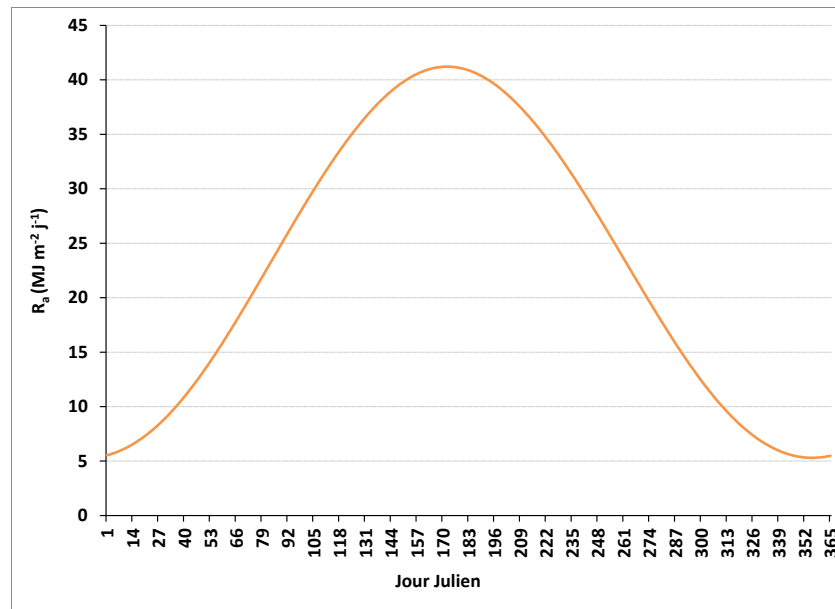


Figure 2.7 Évolution annuelle du rayonnement de courtes longueurs d’onde extra-atmosphérique.

Les figures 2.8 et 2.9 présentent une comparaison de la transmissivité atmosphérique (T_r) estimée selon les travaux de Vogt (2013) en fonction de la transmissivité atmosphérique calculée à l’aide des mesures de rayonnements incident et extra-atmosphérique de courtes longueurs d’onde.

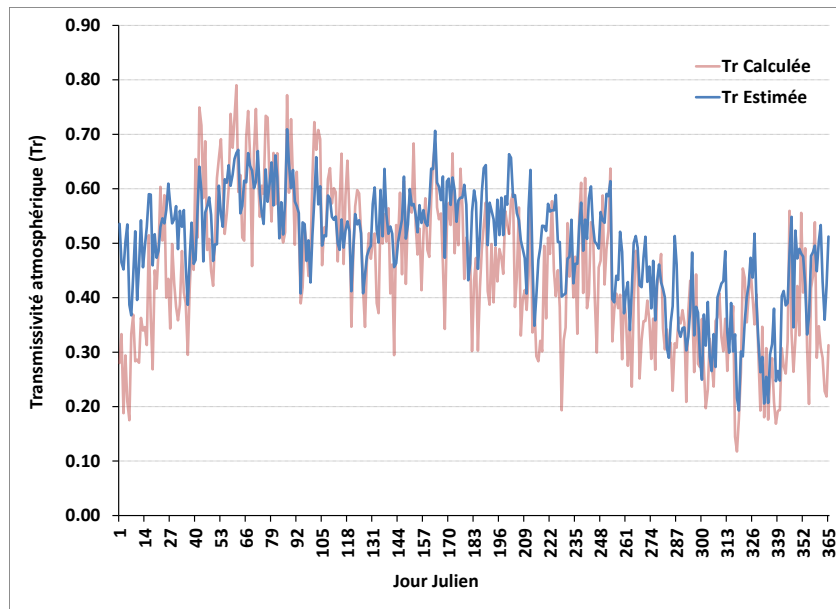


Figure 2.8 Évolution annuelle de la transmissivité atmosphérique calculée à partir des mesures et estimée.

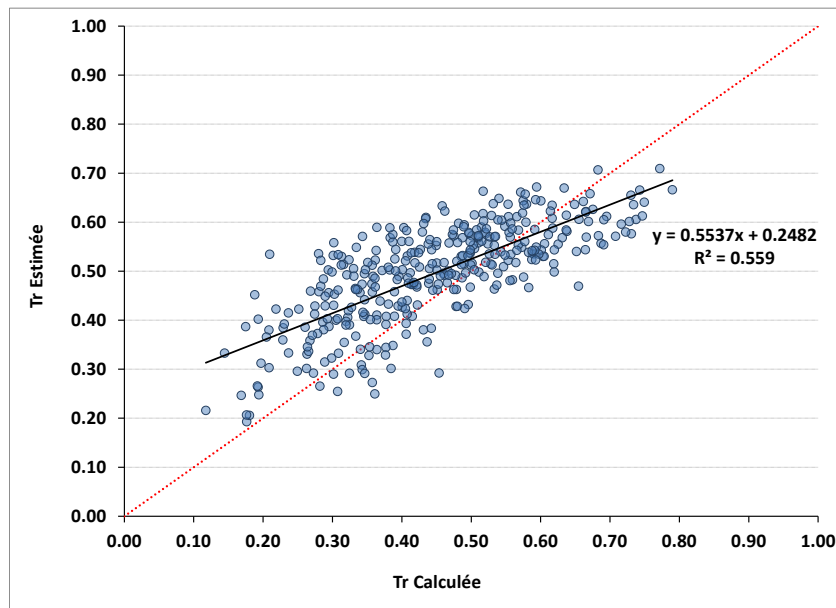


Figure 2.9 Comparaison de la transmissivité atmosphérique calculée à partir des mesures et estimée.

Les figures 2.8 et 2.9 démontrent une certaine correspondance entre les transmissivités atmosphériques calculées et estimées, mais soulignent également les limites d'un

2. Travaux de recherche

modèle de calcul basé strictement sur les températures. Plus spécifiquement, en début de période hivernale la transmissivité atmosphérique estimée surestime celle calculée de même qu'au courant de la période estivale. Globalement, les résultats provenant du modèle proposé par Vogt (2013) présentent moins de variabilité en comparaison avec les transmissivités atmosphériques calculées à partir des données mesurées. La performance demeure néanmoins comparable à celle présentée dans les travaux de Vogt (2013). Il demeure important de garder en perspective le caractère simpliste et polyvalent du modèle qui est uniquement basé sur les températures afin de permettre son usage peu importe l'application HYDROTEL.

Les figures 2.10 et 2.11 présentent une comparaison des rayonnements de courtes longueurs d'onde incident (R_{s_inc}) estimés à l'aide du modèle de Vogt (2013) et mesurés.

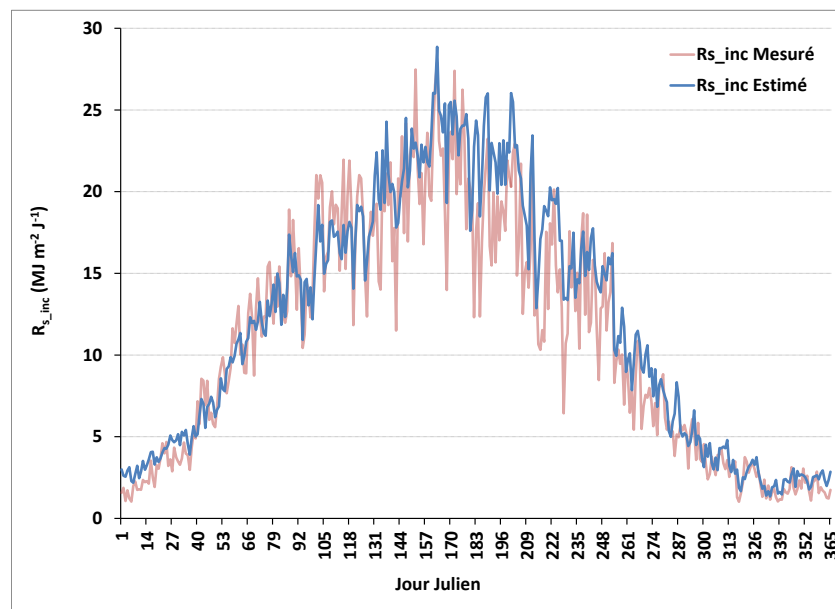


Figure 2.10 Évolution annuelle des rayonnements de courtes longueurs d'onde incidents mesurés et estimés.

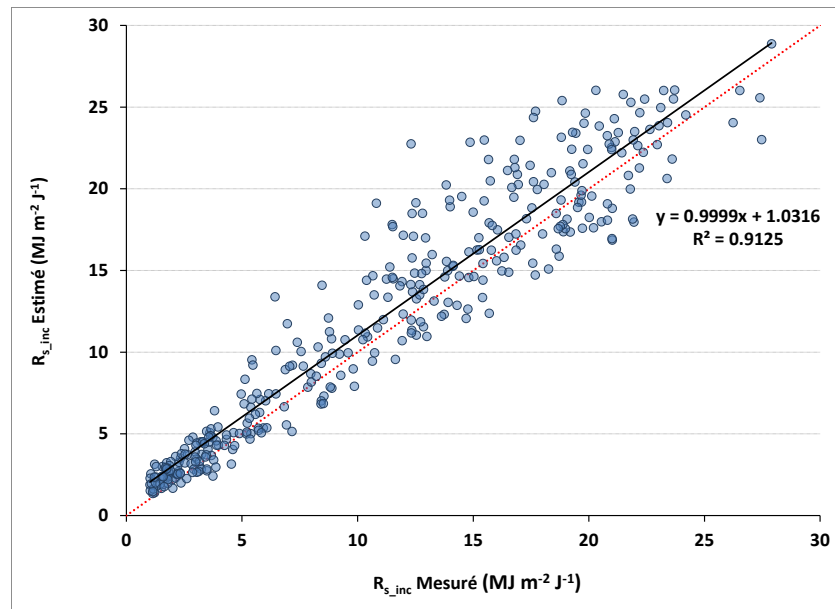


Figure 2.11 Comparaison des rayonnements de courtes longueurs d'onde incidents mesurés et estimés.

Globalement, les valeurs de rayonnements de courtes longueurs d'onde estimées sont comparables aux valeurs mesurées. À nouveau, le modèle présente moins de variations et des écarts absolus, avec les valeurs mesurées, plus importants pour les valeurs plus élevées en période estivale. Aussi les valeurs estimées semblent surestimer légèrement les valeurs mesurées.

Conséquemment au rayonnement de courtes longueurs d'onde incident, le modèle permet le calcul du rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi à l'aide d'un vecteur mensuel d'albédo calculé selon les mesures de rayonnement de courtes longueurs d'ondes disponibles à la station. Les figures 2.12 et 2.13 présentent la comparaison des rayonnements de courtes longueurs d'onde réfléchis par la surface (R_{s_ref}).

2. Travaux de recherche

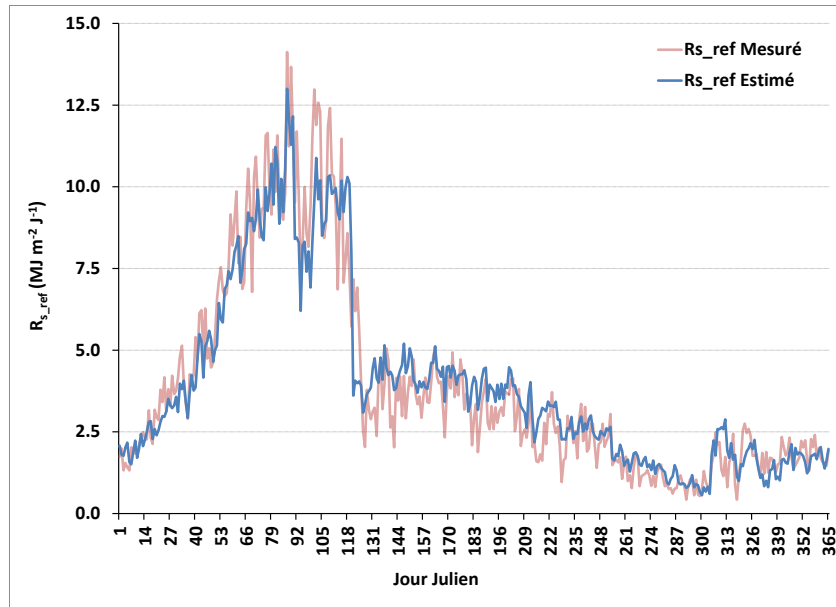


Figure 2.12 Évolution annuelle des rayonnements de courtes longueurs d'onde réfléchis mesurés et estimés.

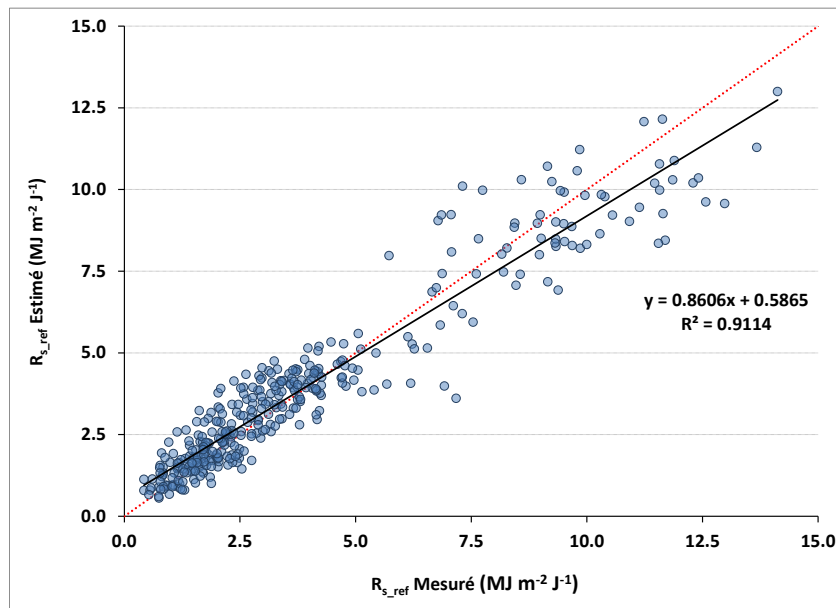


Figure 2.13 Comparaison des rayonnements de courtes longueurs d'onde incidents mesurés et estimés.

À nouveau, le modèle représente assez bien le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface mesuré. Il apparaît que le modèle sous-estime les valeurs

mesurées en période hivernale et surestime quelque peu celles en période estivale, tel qu'illustré par la droite de régression. La forme de l'évolution du rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi souligne l'importance des variations de l'albédo de la surface notamment en présence de neige au sol. Ainsi, une attention particulière sera requise dans le choix des valeurs qui seront inscrites à titre de valeurs d'albédo pour l'occupation du sol visée. À titre de rappel, le modèle HYDROTEL procède déjà au calcul de l'albédo de la neige tout au long de la période hivernale. Ainsi en présence de neige au sol, ce sont ces valeurs d'albédo qui seront utilisées. Dans une perspective de calcul de l'ETP, la valeur d'albédo doit alors être celle d'une surface de référence.

En considérant les rayonnements incident et réfléchi, il est intéressant de comparer les rayonnements de courtes longueurs d'onde nets (R_{s_net}) estimés et mesurés tel que présenté aux figures 2.14 et 2.15.

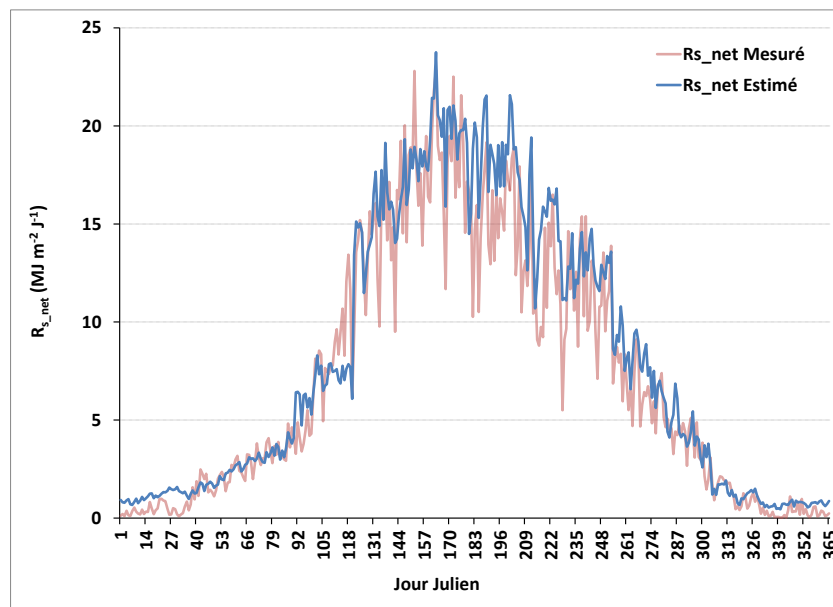


Figure 2.14 Évolution annuelle des rayonnements de courtes longueurs d'onde nets mesurés et estimés.

2. Travaux de recherche

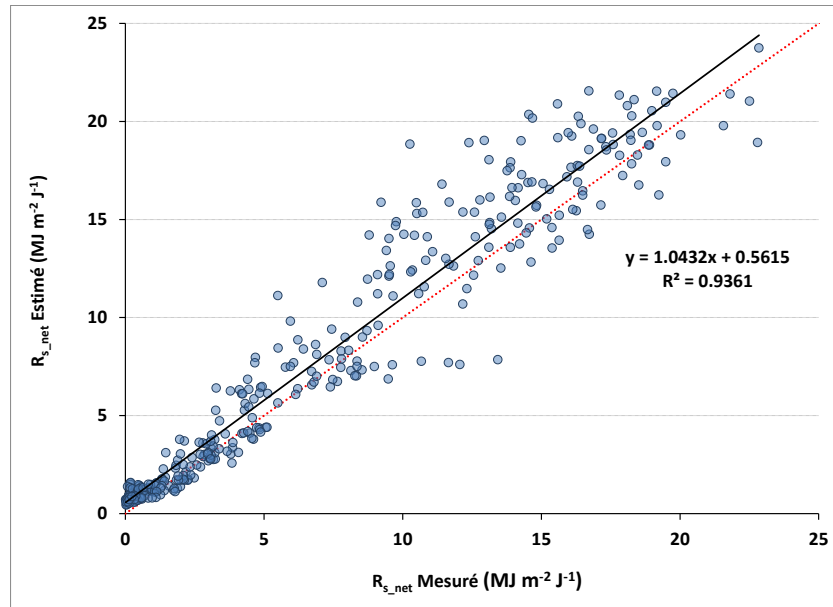


Figure 2.15 Comparaison des rayonnements de courtes longueurs d’onde nets mesurés et estimés.

De même que les membres qui le composent, les valeurs de rayonnement de courtes longueurs d’onde net estimées selon les travaux de Vogt (2013) sont comparables aux valeurs mesurées. Il est possible de souligner des variations plus faibles et des écarts absolus, avec les valeurs mesurées, plus grandes pour les valeurs plus élevées en période estivale. Aussi les valeurs estimées semblent surestimer légèrement les valeurs mesurées notamment en début d’année. Finalement, comme le modèle se base uniquement sur les températures maximales et minimales journalières, il peut être jugé satisfaisant dans la représentation du rayonnement de courtes longueurs d’onde net.

Par continuité, le modèle proposé par Vogt (2013) permet le calcul des rayonnements de grandes longueurs d’onde atmosphérique et émis par la surface. Ces rayonnements découlent du calcul de l’émissivité atmosphérique et de la surface. Premièrement, il est intéressant de s’attarder au calcul du rayonnement de grandes longueurs atmosphérique. Les figures 2.16 et 2.17 présentent une comparaison de l’émissivité atmosphérique (ε_{atm}) estimée selon les travaux de Vogt (2013) en fonction de l’émissivité atmosphérique calculée à l’aide des mesures de rayonnement de grandes

longueurs d'onde atmosphérique et de la température de l'air moyenne journalière selon la loi de Stephan-Boltzman.

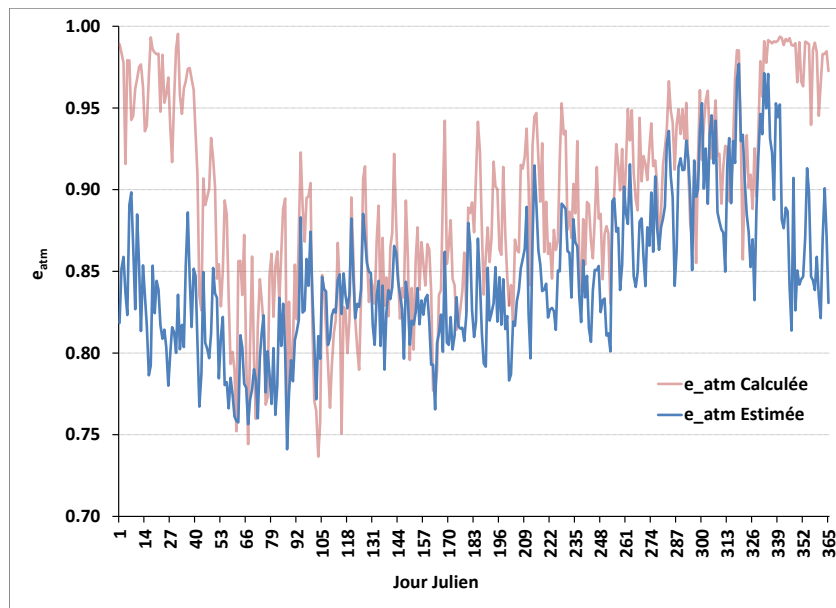


Figure 2.16 Évolution annuelle de l'émissivité atmosphérique estimée et calculée.

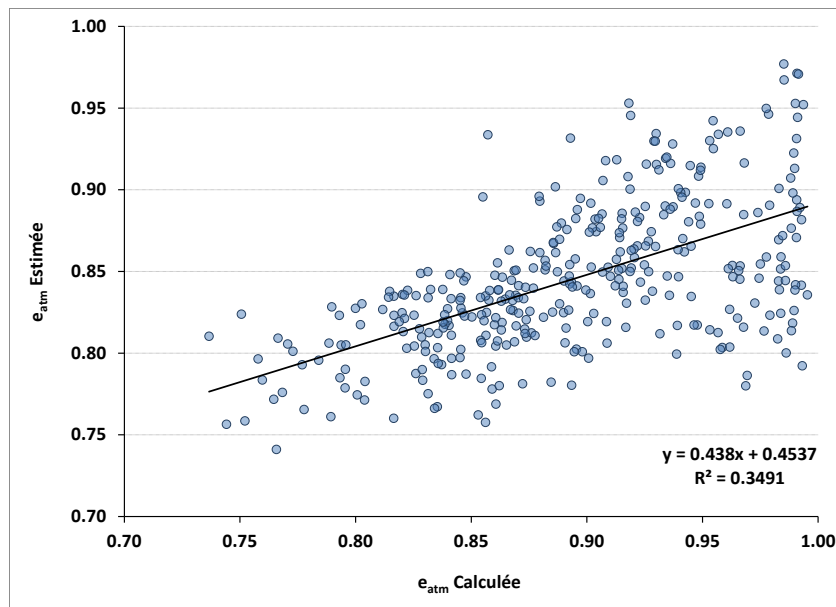


Figure 2.17 Comparaison de l'émissivité atmosphérique estimée et calculée.

Les résultats présentés aux figures 2.16 et 2.17 démontrent clairement le défi que représente le calcul de l'émissivité atmosphérique basé sur des mesures de

2. Travaux de recherche

températures au sol. Ainsi le modèle proposé par Vogt (2013) semble sous-estimer les valeurs d'émissivité calculées à partir des mesures de rayonnements de grandes longueurs émis par l'atmosphère et les températures à la surface. À noter que cette sous-estimation est plus marquée en période hivernale. Il demeure que les valeurs d'émissivité estimées et calculées ne présentent pas des écarts absolus trop importants (0.05 en moyenne).

À l'aide des estimations d'émissivités atmosphériques et des températures moyennes mesurées, le modèle permet le calcul du rayonnement de grandes longueurs atmosphérique selon la loi de Stephan-Boltzman. Les figures 2.18 et 2.19 présentent une comparaison des rayonnements de grandes longueurs d'onde émis par l'atmosphère (R_{l_atm}) estimés et mesurés.

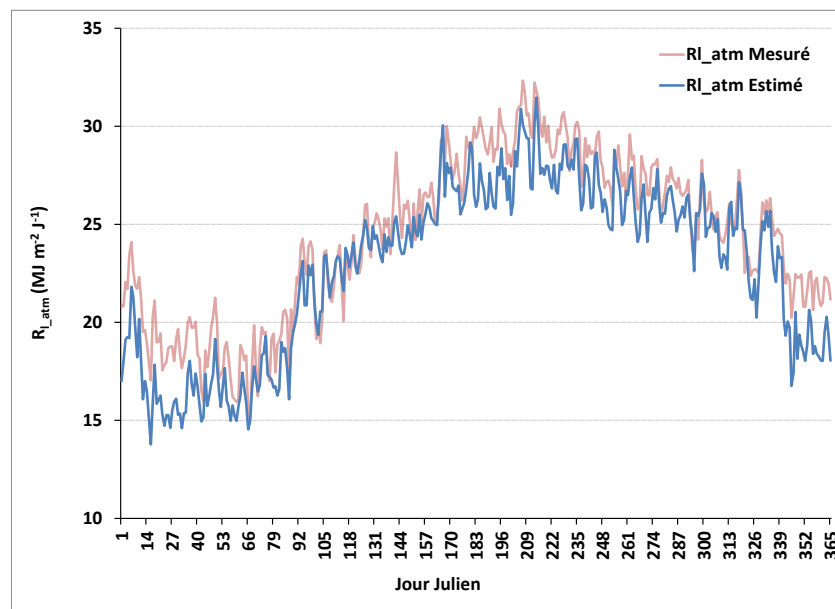


Figure 2.18 Évolution annuelle des rayonnements de grandes longueurs d'onde atmosphériques mesurés et estimés.

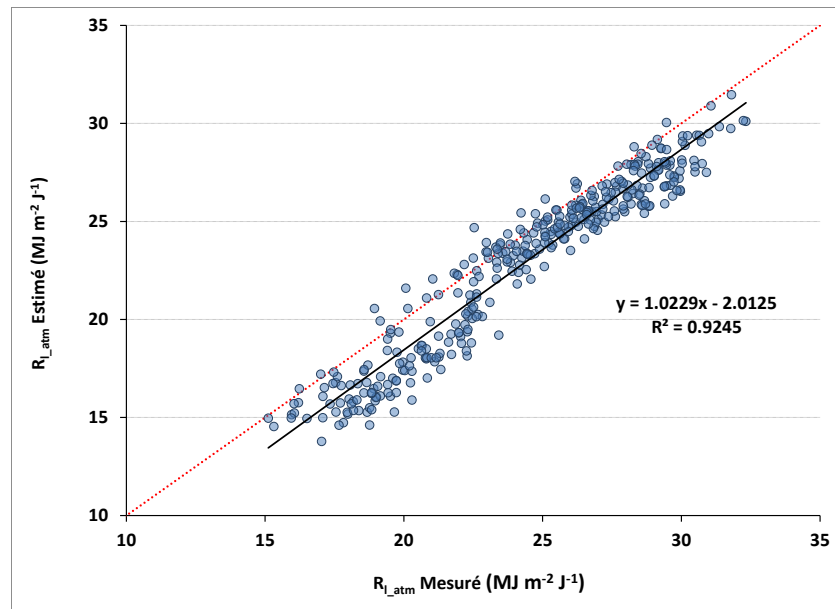


Figure 2.19 Comparaison des rayonnements de grandes longueurs d'onde atmosphériques mesurés et estimés.

Les résultats présentés aux figures 2.18 et 2.19 permettent de constater une tendance du modèle à la sous-estimation des valeurs de rayonnement de grandes longueurs d'ondes atmosphérique mesurées et ce, de façon plus marquée pour les faibles valeurs hivernales. Cette sous-estimation s'accorde avec les estimations de l'émissivité atmosphérique. La bonne corrélation entre les rayonnements estimés et mesurés souligne l'importance de la température (élevée à la puissance quatre (4)) dans la loi de Stephan-Boltzman dans ce calcul du rayonnement.

De façon similaire, il est intéressant de présenter les résultats pour les rayonnements de grandes longueurs d'onde émis par la surface. Les figures 2.20 et 2.21 présentent une comparaison de l'émissivité de la surface (ε_{surf}) estimée selon les travaux de Vogt (2013) en fonction de l'émissivité de la surface calculée à l'aide des mesures de rayonnement de grandes longueurs d'onde de la surface et de la température de l'air moyenne journalière toujours selon la loi de Stephan-Boltzman.

2. Travaux de recherche

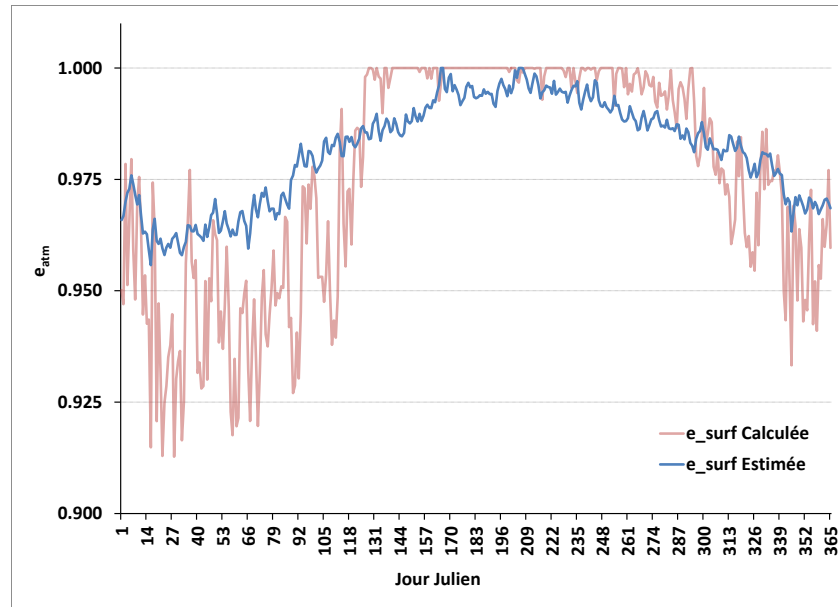


Figure 2.20 Évolution annuelle de l'émissivité de la surface estimée et calculée.

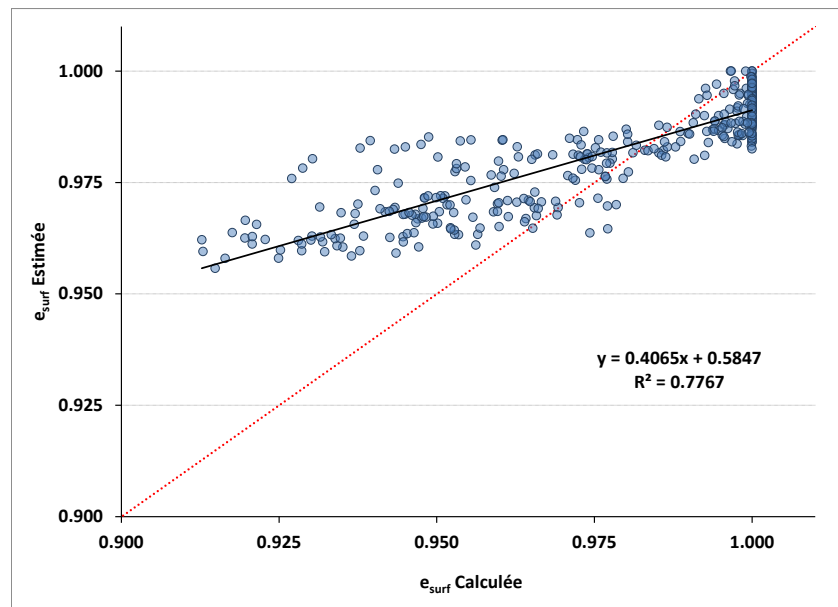


Figure 2.21 Comparaison de l'émissivité de la surface estimée et calculée.

Les résultats présentés aux figures 2.20 et 2.21 démontrent aussi le défi que représente le calcul de l'émissivité de la surface basée sur des mesures de température au sol. Ainsi, le modèle proposé par Vogt (2013) semble surestimer en période hivernale et sous-estimer les fortes valeurs estivales d'émissivité calculées à partir des mesures de

rayonnements de grandes longueurs émis par la surface et les températures au sol. Aussi les valeurs estimées présentent moins de variations que les valeurs calculées. À nouveau, les valeurs d'émissivité estimées et calculées ne présentent pas des écarts absolus trop importants (0.01 en moyenne).

À l'aide des estimations d'émissivités de la surface et des températures moyennes mesurées, le modèle permet le calcul du rayonnement de grandes longueurs émis par la surface selon la loi de Stephan-Boltzman. Les figures 2.22 et 2.23 présentent une comparaison des rayonnements de grandes longueurs d'onde émis par la surface (R_{l_surf}) estimé et mesuré.

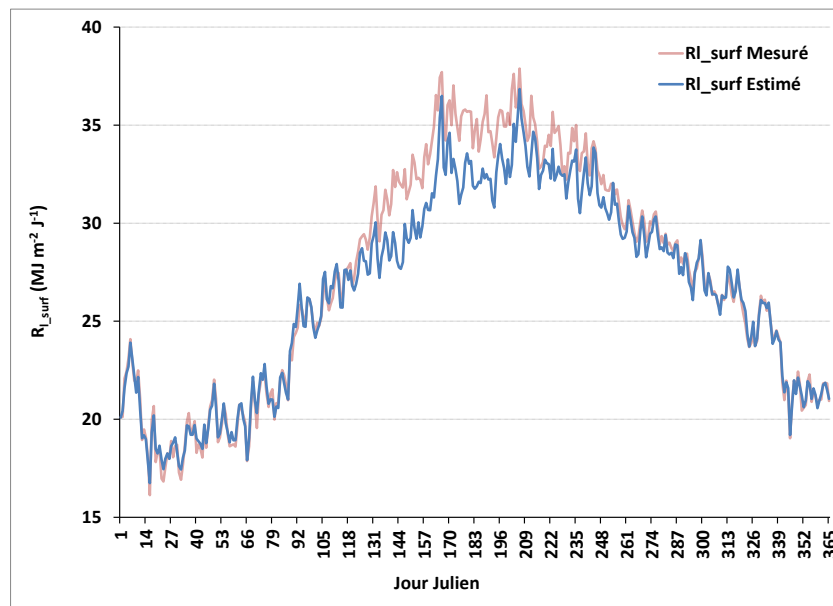


Figure 2.22 Évolution annuelle des rayonnements de grandes longueurs d'onde émis par la surface mesuré et estimé.

2. Travaux de recherche

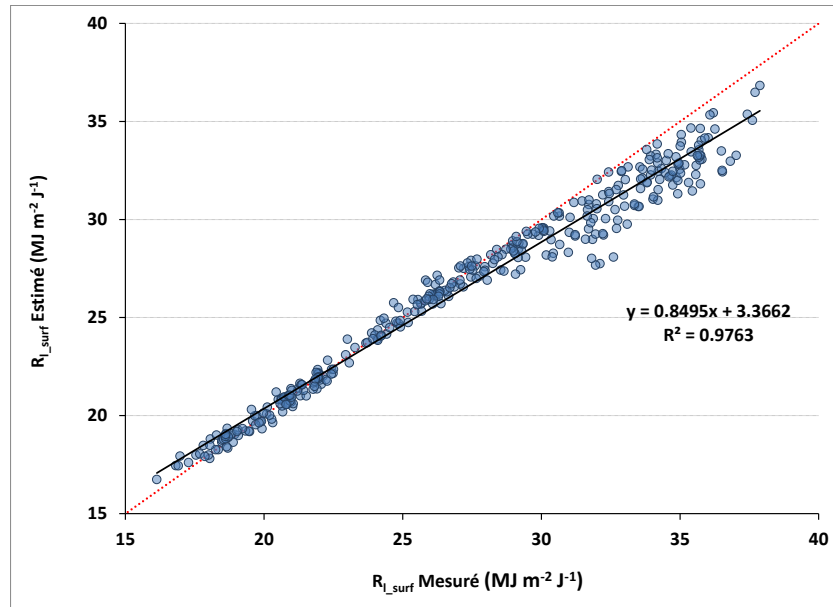


Figure 2.23 Comparaison des rayonnements de grandes longueurs d’onde émis par la surface mesuré et estimé.

Dans l’ensemble, le modèle permet de bien représenter l’évolution annuelle du rayonnement de grandes longueurs d’onde émis par la surface avec une sous-estimation des valeurs mesurées en période estivale. Cela indique une bonne représentation des plus faibles valeurs qui peuvent s’accorder avec la présence de neige au sol. À nouveau, la bonne corrélation entre les rayonnements estimés et mesurés souligne l’importance de la température (élevée à la puissance quatre (4)) dans la loi de Stephan-Boltzman dans ce calcul du rayonnement.

En considérant les rayonnements atmosphérique et émis par la surface, il est intéressant de comparer les rayonnements de grandes longueurs d’ondes nets (R_{l_net}) estimé et mesuré tel que présenté aux figures 2.24 et 2.25.

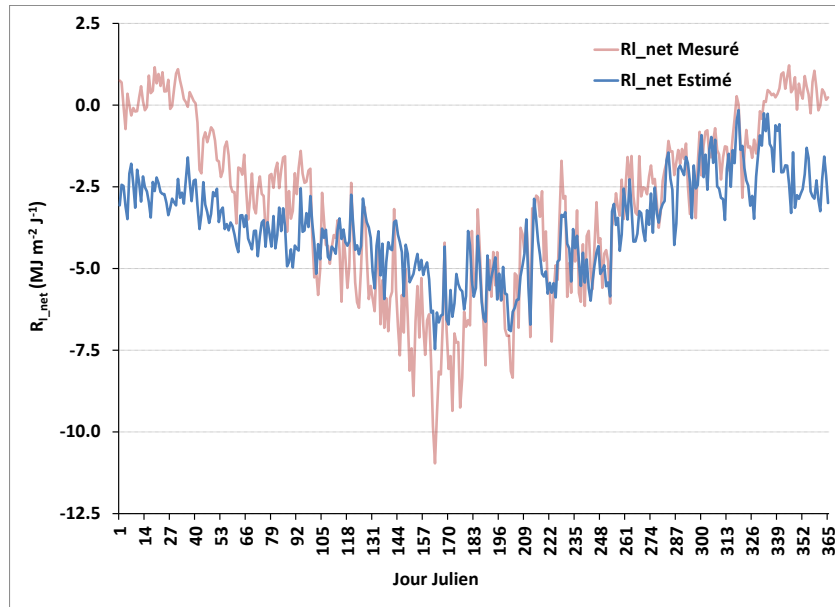


Figure 2.24 Évolution annuelle des rayonnements de grandes longueurs d'onde nets mesuré et estimé.

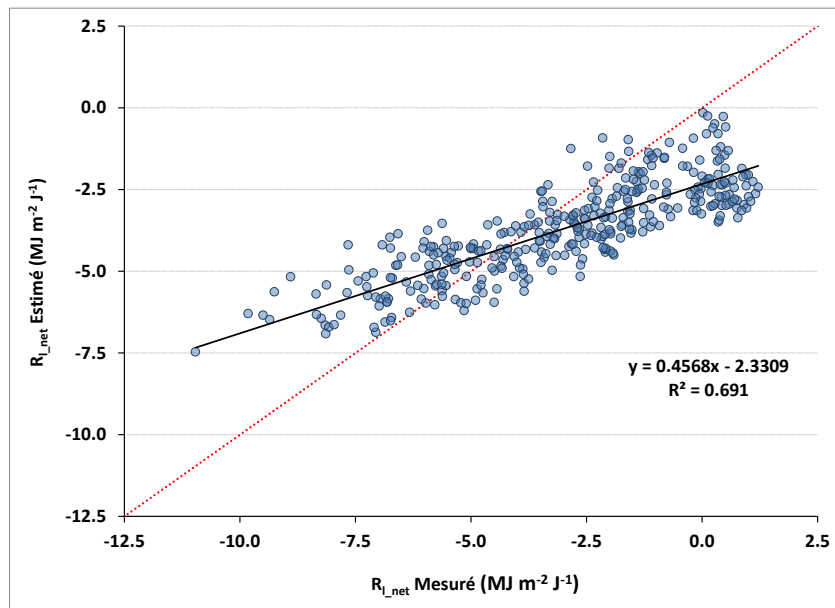


Figure 2.25 Comparaison des rayonnements de grandes longueurs d'onde nets mesuré et estimé.

De même que les membres qui le composent, les valeurs de rayonnement de courtes longueurs d'onde net estimées selon les travaux de Vogt (2013) présentent certaines

2. Travaux de recherche

lacunes dans la représentation des valeurs mesurées. Les résultats du modèle présentent des variations intra-annuelles moins importantes. Aussi, les valeurs estimées sous-estiment les plus fortes valeurs mesurées et, inversement, surestiment les valeurs mesurées les plus faibles. Ainsi le rayonnement net de grandes longueurs est moins bien représenté par le modèle proposé par Vogt (2013). Il est donc probable que ces lacunes influencent l'estimation du rayonnement net.

Afin de compléter l'évaluation du modèle de rayonnement, les figures 2.26 et 2.27 présentent une comparaison des rayonnements nets estimé et mesuré.

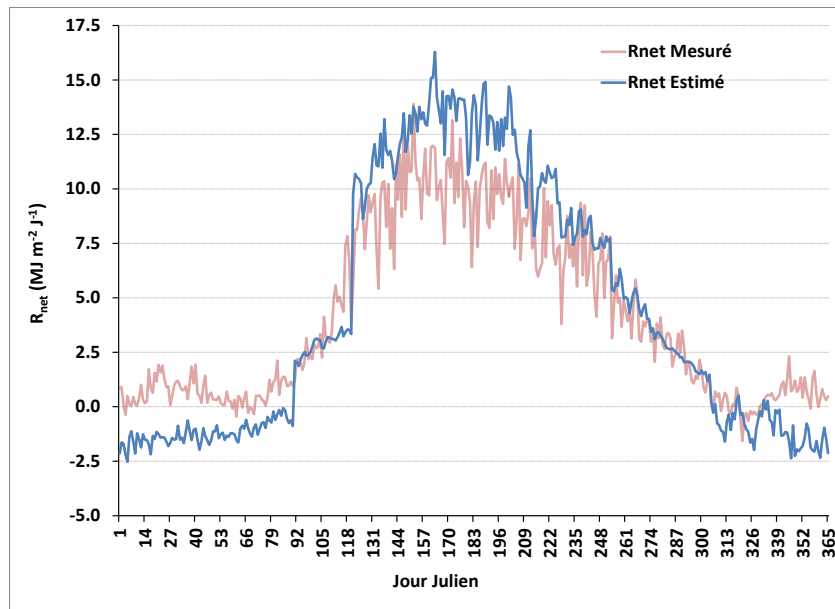


Figure 2.26 Évolution annuelle des rayonnements nets mesuré et estimé.

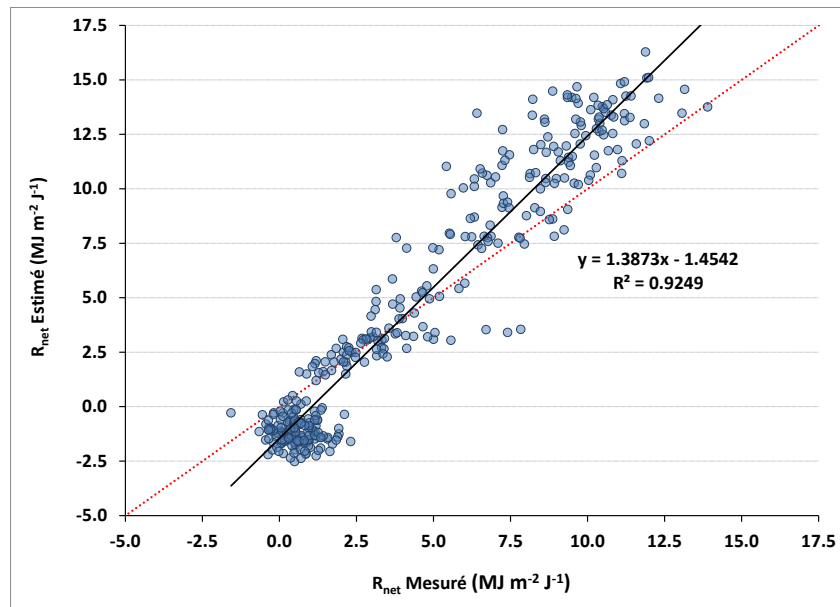


Figure 2.27 Comparaison des rayonnements nets mesuré et estimé.

Conséquemment aux estimations des différents membres du rayonnement net, le modèle de Vogt (2013) respecte la forme de l'évolution annuelle des mesures de rayonnement net. Aussi les résultats présentent une bonne corrélation avec les mesures. Néanmoins, le modèle présente certaines faiblesses avec une sous-estimation des faibles valeurs (période hivernale) et une surestimation des valeurs plus grandes (période estivale). Ces écarts sont la résultante des écarts sur les valeurs estimées de rayonnement de courtes et grandes longueurs d'onde. Cependant, il ne faut pas négliger le fait que le modèle n'utilise essentiellement que les températures maximale et minimale journalières comme variables indépendantes. De par sa simplicité et son usage potentiel à grande échelle, le modèle proposé et validé dans le cas présent sur un site d'intérêt, demeure satisfaisant. De même, il encourage le recours subséquent à des équations de calcul de l'évapotranspiration à caractère plus physique.

Finalement, les valeurs de rayonnements nets mesuré et estimé peuvent contribuer au calcul de l'ET à l'aide de l'équation de Penman-Monteith. Les figures 2.28 et 2.29 présentent l'évolution annuelle et la comparaison de l'évapotranspiration calculée à l'aide de l'équation de Penman-Monteith en considérant le rayonnement net mesuré

2. Travaux de recherche

(ETP Calculée) et le rayonnement net estimé (ETP Estimée). À noter que les valeurs d'évapotranspiration considèrent une résistance de surface de 120 s m^{-1} lors des calculs.

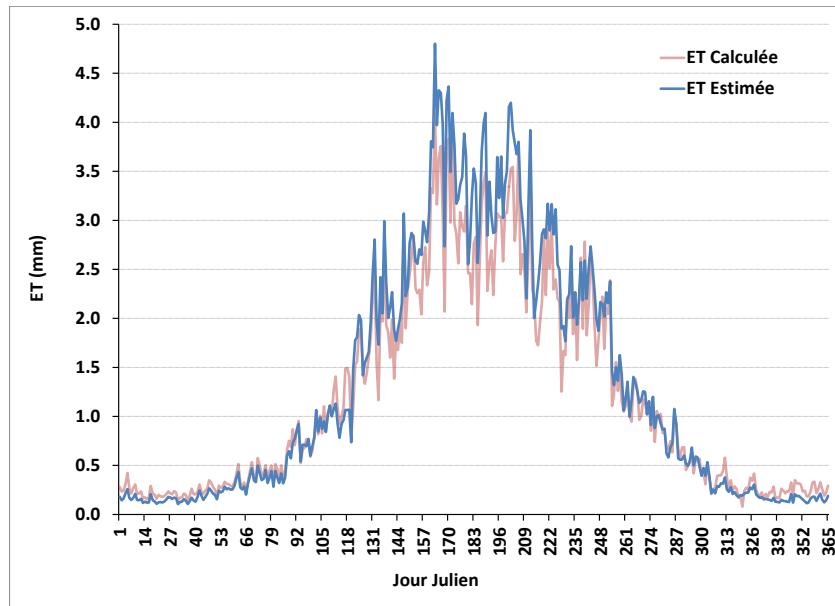


Figure 2.28 Évolution annuelle de l'ET calculée et estimée.

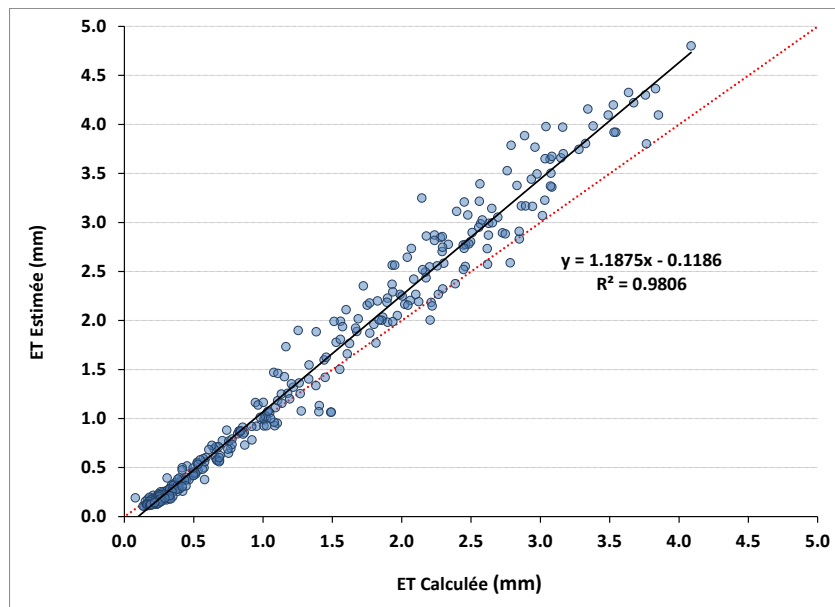


Figure 2.29 Comparaison de l'ET calculée et estimée.

Les résultats démontrent une très bonne correspondance dans les variations intra annuelle entre les ET calculées à l'aide des valeurs de rayonnement net mesurées et

celles estimées à l'aide des valeurs de rayonnement net estimées selon les travaux de Vogt (2013). Par contre, les valeurs d'ET estimées surestiment quelque peu celles calculées en période estivale, telles que les valeurs de rayonnement net surestiment celles mesurées pour cette même période. À titre d'estimation de l'ET les résultats semblent tout à fait satisfaisants dans un contexte de modélisation hydrologique. À titre de complément, les figures 2.30 et 2.31 présentent l'évolution annuelle et la comparaison de l'évapotranspiration calculée à l'aide de l'équation d'Hydro-Québec et calculée à l'aide des mesures de rayonnement net. Il est important de rappeler que la plupart des projets de modélisations à l'aide du modèle HYDROTEL utilisent l'équation d'Hydro-Québec pour le calcul de l'estimation de l'évapotranspiration potentielle.

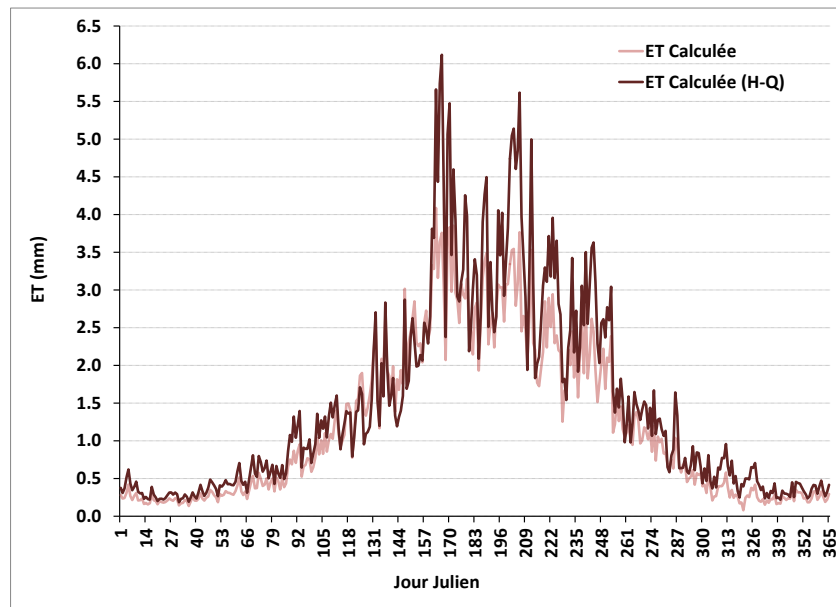


Figure 2.30 Évolution annuelle de l'évapotranspiration calculée et estimée.

2. Travaux de recherche

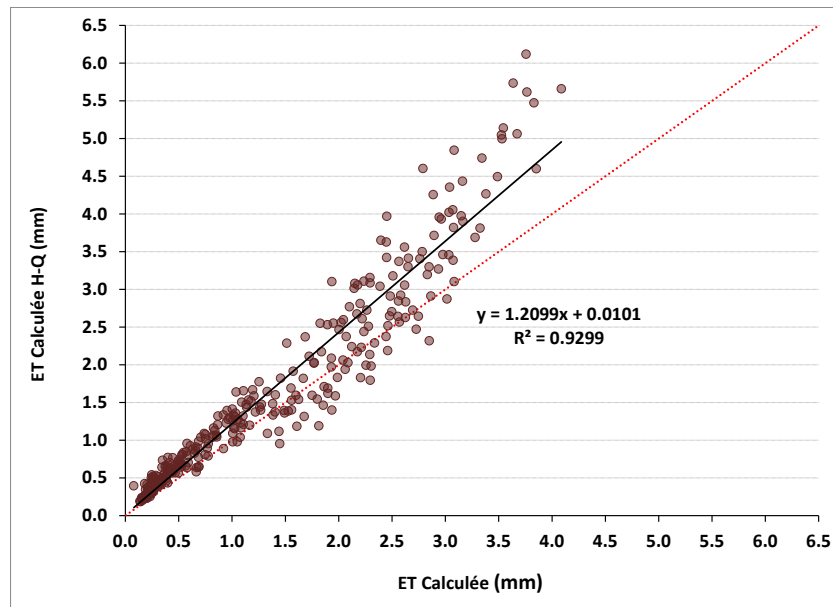


Figure 2.31 Comparaison de l'évapotranspiration calculée et estimée.

Les résultats précédents tendent à confirmer cette fois l'usage de l'équation d'Hydro-Québec dans l'estimation de l'ETP. Plus spécifiquement, les résultats relatifs à l'équation d'Hydro-Québec présentent des variations plus importantes. Aussi les valeurs d'ET obtenues selon l'équation d'Hydro-Québec tendent à surestimer celles obtenues à l'aide de l'équation de Penman-Monteith en fonction des mesures de rayonnement net. Ces résultats ne visent pas à invalider l'équation d'Hydro-Québec mais bien à camper son usage dans la modélisation hydrologique.

Constats généraux, éléments de réflexions et conclusion

En se basant sur les résultats précédents, il est possible de tirer certaines conclusions.

L'estimation de la transmissivité atmosphérique, de l'émissivité atmosphérique et de l'émissivité de la surface en se basant simplement sur la température mesurée à deux mètres (2m) du sol présente un réel défi et l'usage de cette seule variable d'entrée semble limiter la performance du modèle. Comme HYDROTEL requiert des données de précipitations, celles-ci pourraient être considérées dans l'estimation de la transmissivité atmosphérique notamment. Pour l'estimation des émissivités, il n'est pas

surprenant d'observer certaines limites en raison de l'utilisation de la température comme estimation de la température de l'atmosphère ou de la surface. Fait à noter, il n'est pas rare que la température à la surface du sol en été soit plus grande que celle mesurée à deux mètres (2m) au-dessus de celui-ci.

Inversement, le modèle de rayonnement permet une estimation adéquate des différents membres du bilan radiatif (rayonnements de courtes longueurs d'onde incident et réfléchi et rayonnements de grandes longueurs d'onde atmosphérique et émis par la surface). La performance du modèle est quelque peu moindre dans la représentation des rayonnements net de grandes longueurs et total par le fait même.

Sommairement, l'évaluation du modèle de rayonnement proposé par Vogt (2013) est satisfaisante et le modèle hydrologique HYDROTEL se trouve bonifié par l'implantation et l'ajout d'un tel modèle considérant sa simplicité. En l'absence de mesure de rayonnement, l'utilisateur sera dès lors en mesure d'utiliser un plus large éventail d'équations de calcul de l'ETP notamment celle de Penman-Monteith. L'implantation dans HYDROTEL propose aussi des paramètres par défaut dans l'estimation des diverses composantes essentielles aux calculs du rayonnement. Les paramètres calés et utilisés dans cette étude pourront être suggérés pour des applications pour le milieu boréal. Finalement, l'utilisateur devrait être en mesure d'inscrire ses propres paramètres. Ces mentions sont aussi valables pour les autres paramètres qui sont nécessaires au calcul de l'ETP. À titre d'observation et de recommandation, il est important de noter quelques éléments d'intérêt.

- La transmissivité de l'atmosphère prend place dans divers calculs, ce qui rend son estimation des plus importantes. Les travaux futurs devront se pencher sur l'estimation de ce paramètre d'importance.
- Des efforts supplémentaires devront viser une meilleure représentation du rayonnement net de grandes longueurs d'onde en se penchant en prime sur le calcul de l'émissivité atmosphérique et de sa relation avec la température.

2. Travaux de recherche

- Il serait intéressant également de se pencher sur l'estimation de la température de la surface en fonction de la température de l'air.

À titre d'observations complémentaires, certains éléments doivent être précisés. Normalement le calcul du rayonnement solaire considère la valeur de l'albédo de la surface ou de l'occupation du sol. En d'autres termes, il est nécessaire d'inscrire une valeur d'albédo pour chaque occupation du sol si l'on souhaite obtenir un résultat à cette échelle. Dans l'étude en cours, les valeurs d'albédo utilisées découlent des mesures de rayonnements de courtes longueurs incident et réfléchi. Les valeurs d'albédo journalières ont été ramenées à des valeurs mensuelles sous la forme d'un vecteur mensuel d'albédo. Comme HYDROTEL procède au calcul de l'albédo de la neige, celles-ci seront utilisées en présence de neige au sol. En d'autres temps, une valeur de d'albédo pour une surface de référence (0.23 pour des Pâturage) devra être spécifiée par l'utilisateur. Cette limitation par opposition à des valeurs d'albédo pour chaque occupation vise à préserver la simplicité du modèle et aussi à assurer sa compatibilité avec le calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith.

À titre d'approche complémentaire, les travaux d'Allen et *al.* (1998) proposent une méthode de calcul de l'ETP pour une culture de référence de pâturage. Par la suite, un facteur ou coefficient est appliqué à la valeur de l'ETP de référence afin d'obtenir la valeur pour la culture ou l'occupation du sol évaluée. Le recours à une telle procédure a été favorisé dans un premier temps, mais il pourrait être intéressant de tenter, lors d'un futur projet de recherche, de procéder directement au calcul de l'ETP pour les différentes occupations en place.

Lors du calcul de la résistance aérodynamique, la vitesse du vent doit être précisée, cette variable est rarement disponible et n'est pas requise pour faire fonctionner HYDROTEL minimalement. Il est possible d'inscrire une valeur unique annuelle mais cela demeure une hypothèse assez forte. Aussi le calcul prend en compte la hauteur de la végétation. Dans une perspective future d'évaluation de l'ETP pour les différentes occupations du sol, il sera nécessaire de préciser ces hauteurs.

Aussi, il n'est pas aisé de statuer sur la valeur de la résistance de surface qui doit être utilisée lors du calcul de l'ETP. À l'heure actuelle, les calculs considèrent une valeur unique qui penche plutôt vers des conditions favorables, par opposition à des conditions de stress hydrique intense. Peut-être sera-t-il nécessaire d'améliorer l'estimation de cette variable.

Finalement, il ne faut pas négliger les hypothèses suivantes : le flux de chaleur du sol journalier est considéré comme nul; la tension de vapeur est estimée en fonction de la température minimale; la température de l'atmosphère ou à la surface sont estimées à partir de la température de l'air.

Néanmoins, le recours à un modèle d'estimation du rayonnement net basé uniquement sur la température dans le calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith représente une méthode utile et relativement précise en l'absence de mesures de rayonnements.

Implantation dans le modèle HYDROTEL

Le modèle précédemment présenté incluant le calcul de l'ETP a été directement implanté dans le modèle hydrologique HYDROTEL au sein du processus de calcul de l'évapotranspiration potentielle. Dans un premier temps, cette implantation préserve un esprit de calcul de l'ETP de même que les équations déjà existantes. L'implantation du modèle repose donc sur l'ajout des équations nécessaires au calcul du rayonnement net et de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith. En support à cette équation un fichier générique a été ajouté afin d'instruire le modèle HYDROTEL sur les paramètres et valeurs par défaut à utiliser pour effectuer les calculs. Ce fichier (*Penman-Monteith.csv*) est rattaché à chacun des projets d'intégration au modèle HYDROTEL 2.8. En complément, afin de prendre en compte le modèle de calcul de l'évapotranspiration potentielle, l'utilisateur doit inscrire simplement le nom du modèle « Penman-Monteith » dans le fichier de simulation de type « .csv » portant le nom de la simulation donnée rattachée au projet (ex : *simulation.csv*). À noter qu'il peut y avoir plus d'une

2. Travaux de recherche

simulation par projet. La figure 2.32 présente une saisie d'écran de ce fichier générique. Aussi l'utilisateur est désormais en mesure d'activer (Onglet : Simulation / Paramètres) et de modifier (Onglet : Sous-Modèle / Évapotranspiration potentielle / Penman-Monteith) les paramètres permettant le calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith via l'interface utilisateur d'HYDOTEL 2.8 (figure 2.33).

```
PARAMETRES HYDOTEL VERSION;  
  
SOUS MODELE;PENMAN-MONTEITH  
  
ALBÉDO (0.23 SURFACE RÉFÉRENCE);0.23  
TRANSMISSIVITÉ ATMOSPHERIQUE (COEFFICIENT A);0.9232  
TRANSMISSIVITÉ ATMOSPHERIQUE (COEFFICIENT B);0.1121  
TRANSMISSIVITÉ ATMOSPHERIQUE (COEFFICIENT C);0.8038  
ÉMISSIVITÉ ATMOSPHERIQUE (COEFFICIENT A);0.7363  
ÉMISSIVITÉ ATMOSPHERIQUE (COEFFICIENT B);0.0009  
ÉMISSIVITÉ ATMOSPHERIQUE (COEFFICIENT C);0.9828  
ÉMISSIVITÉ DE LA SURFACE (COEFFICIENT A);0.9828  
ÉMISSIVITÉ DE LA SURFACE (COEFFICIENT B);0.0009  
HAUTEUR À LAQUELLE LA VITESSE DU VENT EST MESURÉE (2m);2  
HAUTEUR À LAQUELLE L'HUMIDITÉ EST MESURÉE (2m);2  
VITESSE DU VENT À LA HAUTEUR Z (m/s);2  
HAUTEUR DE LA VÉGÉTATION (0.12 SURFACE RÉFÉRENCE) (m);0.12  
RÉSISTANCE STOMATALE (100 SURFACE RÉFÉRENCE) (s/m);100
```

Figure 2.32 Fichier générique du calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith.

The screenshot displays the configuration interface for the Penman-Monteith model. It is divided into several sections:

- Paramètres temporels:**
 - Date et heure de début: 2000-09-01 0
 - Date et heure de fin: 2002-09-01 0
 - Pas de temps: 24
- Choix des sous-modèles:**
 - Interpolation des données: Grille
 - Évolution du couvert nival: Degré jour modifié
 - Température du sol / Profondeur du gel: Thorsen
 - Évapotranspiration potentielle: **Penman-Monteith** (highlighted with a red box)
 - Bilan d'eau vertical: BV3C
 - Écoulement vers le réseau hydrographique: Onde cinématique
 - Écoulement dans le réseau hydrographique: Onde cinématique modifiée
- Milieux humides:**
 - Isolé:
 - Riverain:
- Paramètres modèle Penman-Monteith:**
 - Hauteur à laquelle la vitesse du vent est mesurée [m]: 2
 - Hauteur à laquelle l'humidité est mesurée [m]: 2
 - Vitesse du vent à la hauteur Z [m/s]: 2
 - Hauteur de la végétation (surface référence) [m]: 0.12
 - Résistance stomatale (surface référence) [s/m]: 100
- Paramètres de calcul du rayonnement net à la surface:**
 - Albédo (surface référence): 0.23
 - Transmissivité atmosphérique (Coefficient A): 0.9232
 - Transmissivité atmosphérique (Coefficient B): 0.1121
 - Transmissivité atmosphérique (Coefficient C): 0.8038
 - Émissivité atmosphérique (Coefficient A): 0.7363
 - Émissivité atmosphérique (Coefficient B): 0.0009
 - Émissivité atmosphérique (Coefficient C): 0.9828
 - Émissivité de la surface (Coefficient A): 0.9828
 - Émissivité de la surface (Coefficient B): 0.0009

Buttons for 'OK' and 'Annuler' are located at the bottom right of the main configuration area.

Figure 2.33 Activation et paramètres du calcul de l'ETP à l'aide de l'équation de Penman-Monteith dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.

2.4 Exploration de méthodes de parallélisation des calculs

Dans le projet courant, face aux enjeux des temps de calculs requis pour le calage automatique du modèle, il est intéressant d'explorer diverses méthodes de parallélisation des calculs ou d'utilisation du mode multitâches. Dans le modèle hydrologique HYDROTEL, cette stratégie peut viser divers processus ou sous-modèles. D'un regard général, tous les processus effectués à l'échelle des UHRH peuvent être

2. Travaux de recherche

menés en parallèle puisque qu'il n'y a aucune interaction entre celles-ci. Ces processus sont : (i) l'interpolation des données météorologiques; (ii) l'évolution du couvert nival; (iii) le calcul de l'ETP; (iv) le bilan vertical; (v) l'écoulement vers le réseau hydrographique. Dans le cadre du projet, il n'est pas réaliste d'envisager de procéder à une mise en parallèle ou à des opérations multitâches sur tous ces processus, mais plutôt d'appliquer l'une ou et/l'autre de ces options qui apporteront un gain significatif dans le temps de simulation. Ces gains seront alors obtenus par le biais d'efforts appliqués aux processus les plus coûteux en temps dans l'ensemble de la simulation. Notre expérience avec le modèle HYDROTEL nous permet dès lors de cibler le bilan vertical, car nous savons qu'il est le processus le plus coûteux à l'échelle des UHRH.

Également une nouvelle approche novatrice pourra éventuellement être explorée dans le calcul de l'écoulement dans le réseau hydrographique. Cette approche repose sur une hiérarchisation des tronçons en fonction des nœuds ou jonctions. En partant des segments en amont (têtes de réseau), il est possible d'établir une hiérarchisation vers l'aval jusqu'à l'exutoire. La figure 2.34 présente un exemple de hiérarchisation des tronçons.

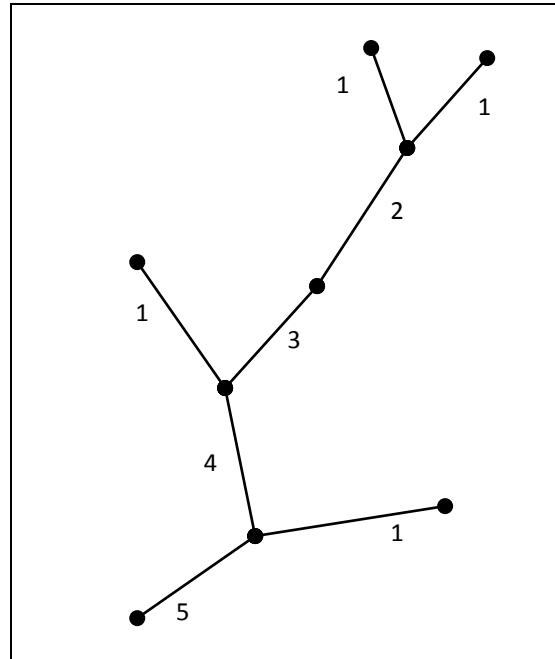


Figure 2.34 Hiérarchisation des tronçons

Sur la base de cette hiérarchisation, il devient alors possible de procéder au calcul de l'écoulement en rivière sur l'ensemble des segments portant le même ordre hiérarchique en s'assurant de débiter par l'ordre 1. Ainsi, les calculs d'écoulement en rivière sur les segments de même ordre peuvent être parallélisés ou exécutés simultanément.

Les méthodes de parallélisation ou multitâches reposent sur diverses approches : multi-cœurs, multiprocesseurs ou multiprocesseurs graphiques. Dans les travaux en cours, il n'est pas envisageable de par la durée du projet d'explorer l'ensemble des approches existantes.

Il faut noter, après une brève analyse du code, qu'avant même d'effectuer des travaux de parallélisation, plusieurs modifications peuvent être effectuées afin d'améliorer les temps de calcul. Les procédures suivantes, par exemple, sont susceptibles d'être améliorées; l'affichage de la progression de la simulation à la console (et/ou fichier de log) ainsi que la lecture des données d'entrée.

2. Travaux de recherche

Comme le temps consacré à cette activité demeure très restreint, seulement certains tests initiaux ont été menés.

Ces tests ont porté plus précisément sur la documentation des temps relatifs consacrés aux divers processus. Cette documentation a été menée sur le bassin Caniapiscou qui comporte 2090 UHRH (versants) et 547 tronçons de lacs et rivières. La détermination des temps relatifs consacrés aux divers processus repose sur une simulation d'une durée de 2 ans à un pas de temps de 24 heures intégrant des données météorologiques mesurées sur 10 stations d'Environnement Canada. Ces temps relatifs pourraient être différents de par l'usage de données météorologiques sous-grille. Le tableau 2.10 présente les résultats des temps relatifs pour chaque processus de base du modèle.

Tableau 2.10 Temps relatifs pour chaque processus pour une simulation de 2 ans sur le bassin Caniapiscou.

Processus hydrologiques	Algorithme utilisé	Temps relatif
Interpolation des données météorologiques	Moyenne pondérée aux trois stations les plus proches	2%
Évolution du couvert nival	Approche mixte (degrés-jour) et bilan énergétique	4%
Évapotranspiration potentielle	Hydro-Québec	< 1%
Bilan d'eau vertical	Bilan vertical en trois couches (BV3C)	63%
Écoulement sur la partie terrestre du bassin	Onde cinématique	1%
Écoulement par le réseau hydrographique	Onde cinématique	30%

Tel qu'anticipé les processus de bases qui sont les plus coûteux selon le temps de calcul sont le « Bilan d'eau vertical » et l'« Écoulement par le réseau hydrographique ».

Conséquemment à ce premier test, les efforts suivants ont porté sur l'exploration de la parallélisation des calculs et plus spécifiquement sur les processus ciblés.

Dans un premier temps, la parallélisation a été appliquée au modèle de calcul du bilan d'eau vertical BV3C. Il s'est avéré que la méthode la plus optimale est de démarrer un processus pour chaque UHRH de façon asynchrone. Chacun des processus effectue les calculs pour une UHRH donnée. La meilleure méthode a été de démarrer les processus en boucle en laissant le système gérer la concurrence. Par exemple, pour le bassin utilisé pour les tests, 2090 processus sont démarrés en boucle de façon asynchrone. Une fois tous les processus indépendants terminés, l'exécution continue avec le modèle suivant, l'écoulement sur la partie terrestre du bassin. Voici la répartition des temps relatifs après les modifications :

Tableau 2.11 Temps relatifs pour chaque processus pour une simulation de 2ans sur le bassin Caniapiscau après modélisation asynchrone du bilan d'eau vertical au niveau des UHRH.

Processus hydrologiques	Algorithme utilisé	Temps relatif
Interpolation des données météorologiques	Moyenne pondérée aux trois stations les plus proches	2%
Évolution du couvert nival	Approche mixte (degrés-jour) et bilan énergétique	4%
Évapotranspiration potentielle	Hydro-Québec	< 1%
Bilan d'eau vertical	Bilan vertical en trois couches (BV3C)	70%
Écoulement sur la partie terrestre du bassin	Onde cinématique	1%
Écoulement par le réseau hydrographique	Onde cinématique	23%

2. Travaux de recherche

On remarque que le temps relatif a augmenté de 7% pour le calcul du bilan vertical (BV3C) et diminué du même pourcentage pour le calcul de l'écoulement par le réseau hydrographique (Onde cinématique). Ceci est causé par la concurrence des processus asynchrones. Une amélioration de 18% du temps total de la simulation est observée suite à cette modification. La simulation s'exécute en 31 secondes au lieu de 38 secondes.

Dans un deuxième temps, les travaux ont porté sur la parallélisation du calcul de l'écoulement par le réseau hydrographique. Un algorithme de calcul d'une hiérarchisation des tronçons a été développé à cet effet. Les numéros d'ordre suivant cette hiérarchisation sont calculés automatiquement pour chaque tronçon lors de l'ouverture d'un projet et sont sauvegardés dans le fichier des tronçons (TRL) à la dernière colonne.

La méthode appliquée pour paralléliser l'algorithme de calcul est la même que pour le calcul du bilan d'eau vertical (BV3C), à l'exception de la prise en compte du niveau de hiérarchisation des tronçons. La hiérarchisation des tronçons permet de calculer en même temps les écoulements de tous les tronçons d'un même niveau. Pour débiter, les calculs pour tous les tronçons de niveau 1 sont démarrés en boucle de façon asynchrone. Dans la même optique que pour le calcul du bilan d'eau vertical (BV3C), un processus est créé pour chacun des tronçons. Lorsque les calculs sont terminés pour tous les tronçons de niveau 1, on passe au niveau 2, et ainsi de suite jusqu'au niveau maximum calculé.

Les résultats suite à la parallélisation de l'algorithme du calcul de l'écoulement par le réseau hydrographique n'ont cependant pas été concluants. Le temps total de la simulation est plus du double que le temps de référence. Une hypothèse expliquant ce résultat serait que ce qui ralenti la vitesse d'exécution de l'algorithme est le calcul des puissances, et que la parallélisation des calculs des puissances n'apporte pas de gain significatif. Combiné à la gestion des processus concurrents, cela a pour effet d'augmenter le temps d'exécution. Une autre explication serait que l'algorithme ayant

un pas de temps interne, et qu'on ne peut paralléliser ce pas de temps pour respecter la logique du calcul, ce qui n'est pas le cas pour le calcul du bilan d'eau vertical BV3C, où le pas de temps interne a pu être parallélisé.

Le temps requis pour effectuer des calculs de puissance n'est pas à négliger, étant données que 41% du temps total de la simulation est consacré à ces calculs. Un test a été effectué à l'aide d'un algorithme d'estimation d'une fonction de puissance. Le calcul est beaucoup plus rapide, mais implique une perte de précision. Pour le test, les fonctions de calcul de puissance des algorithmes du bilan d'eau vertical (BV3C) et de l'écoulement sur la partie terrestre du bassin ont été remplacées par un algorithme d'estimation de la puissance.

On peut constater avec ce test une amélioration de 13% du temps d'exécution total de la simulation, soit un temps total de simulation de 27 secondes au lieu de 31 secondes. Par contre, étant données que la fonction de calcul rapide des puissances donne une estimation, et non la valeur exacte, une erreur moyenne d'environ 1% a été constatée sur les débits aval du tronçon exutoire.

Il serait donc peut-être pertinent d'explorer les diverses options afin d'optimiser la rapidité des calculs de puissance. Il existe peut-être d'autres algorithmes donnant des résultats plus précis et/ou plus optimale du point de vue de la vitesse d'exécution. Il faut aussi se demander si les erreurs causées par cette optimisation peuvent être acceptables.

Il est à noter que les tests ont été effectués sur un ordinateur avec un processeur Intel Core 2 Duo E8400 3.0 Ghz (dual-core) avec 8GB de mémoire vive DDR2. Les temps relatif d'exécution des routines ont été analysé à l'aide de l'outil «Performance Analysis » inclut dans Microsoft Visual Studio 2012.

3 Travaux d'intégration

3.1 Lecture des données météorologiques sous grille

À ce jour, Hydro-Québec dispose d'une version d'HYDROTEL 2.6 modifiée permettant la lecture de données météorologiques sous forme de grilles. Ces grilles météorologiques sont produites également par Hydro-Québec et sont utilisées dans la modélisation hydrologique. La version en cours de développement d'HYDROTEL 2.8 ne permet pas de lire directement ce type de données météorologiques et doit être modifiée afin d'en permettre la lecture. Diverses approches peuvent être envisagées afin de permettre l'utilisation de données de grilles.

1. La traduction des points de grilles sous forme de stations météorologiques fictives pour utiliser les algorithmes d'HYDROTEL pour l'interpolation des données météorologiques aux UHRH (sous-bassin ou versant). Cette approche est celle couramment utilisée par le Centre d'expertise hydrique du Québec pour leurs données de grilles respectives.
2. Le recours à l'estimation des pondérations des points de grilles au niveau des UHRH à l'aide d'équations mathématiques. Cette méthode était celle préconisée précédemment dans la version modifiée d'HYDROTEL 2.6 dont Hydro-Québec s'était dotée. Cette méthode était nécessaire en raison de l'absence d'un système d'information géographique (SIG) dans HYDROTEL 2.6.
3. Le recours aux fonctions de positionnement et de superposition du SIG de la version en développement d'HYDROTEL 2.8. À titre de nouveauté, HYDROTEL 2.8 dispose d'un SIG permettant et facilitant l'affichage de cartes et de couches vectorielles. Il peut être alors plus simple de lire des grilles météorologiques et de les positionner ou superposer aux UHRH afin d'évaluer la pondération des points de grilles à l'échelle des UHRH.

Après divers tests et résultats d'enquête, l'approche préconisée pour le calcul des pondérations repose sur des équations mathématiques faute de fonctions déjà existantes dans le SIG d'HYDROTEL 2.8. Cette approche demeure assez simple, en présence de grilles identiques sur l'ensemble des pas de temps de la simulation, le modèle HYDROTEL procède au début de la simulation à la pondération des points de grille à l'échelle des UHRH. Comme cette pondération est statique dans le temps en présence de grilles invariantes, il devient alors très simple d'évaluer les composantes météorologiques requises pour chaque UHRH. Il suffit, pour chaque pas de temps au niveau de chaque UHRH, de multiplier les valeurs des données météorologiques aux points de grilles concernés par la pondération attribuée à ce point pour cet UHRH. Les processus classiques d'interpolation des données météorologiques ne sont alors plus sollicités.

La méthode de calcul des pondérations des points de grille au niveau des UHRH repose simplement sur le positionnement des tuiles, constituant chaque UHRH, par rapport aux tuiles de la grille météorologique.

Si on reprend la méthode décrite dans le rapport de l'IREQ sur la lecture des données sous grilles.

HYDROTEL trouve pour chaque UHRH quels sont les points ou les positions de la matrice formée par la grille des données météorologiques qui vont alimenter l'UHRH en données et dans quelle proportion celles-ci devraient être considérées.

Pour trouver les points de la grille des données météorologiques qui alimenteront une UHRH particulier, HYDROTEL cherche pour chaque tuile qui forme une UHRH la position de cette tuile dans la grille de données météorologiques. Cette position est déterminée en considérant la plus faible distance entre le centre géographique de la tuile d'une UHRH et le centre géographique des tuiles météorologique avoisinantes, on attribue alors le numéro de la tuile météorologique la plus proche à celle de la tuile de l'UHRH. Chaque tuile possède des coordonnées géographiques et chaque élément de la matrice des données météorologiques réfère aussi à des coordonnées géographiques. Il faut

3. Travaux d'intégration

noter aussi qu'un élément de la matrice des données météorologiques est une surface de dimension donnée (résolution X par résolution Y) donc plusieurs tuiles des UHRH de petites dimensions peuvent référencées à un même élément.

Ainsi, une tuile appartenant à une UHRH est associée à un élément de la grille de données météorologiques, si les coordonnées de cette tuile sont incluses dans les coordonnées de la surface que forme la grille. La grille des bassins d'étude et celle des données météorologiques devraient être dans le même plan géographique pour que les coordonnées des tuiles soient les mêmes ou à l'intérieure des coordonnées des points de grille des données météorologiques.

Comme, les UHRH peuvent avoir une ou plusieurs tuiles et que toutes les tuiles ne référenceront peut-être pas à la même position dans la matrice des données météorologiques, il faut trouver dans quelle proportion les éléments de la matrice des données météorologiques impliqués pour une même UHRH influenceront celui-ci. Pour trouver cette proportion, HYDROTEL compte le nombre de fois que les tuiles d'une même UHRH réfèrent à la même position dans la grille des données météorologiques.

Une fois qu'HYDROTEL a trouvé toutes les positions des tuiles de toutes les UHRH dans la matrice des données météorologiques, il divise le nombre de compte obtenu de chaque position par la surface de l'UHRH à laquelle elle est associée - c'est qui donne la pondération ou l'influence de cette tuile météorologique.

Dans l'ensemble, la nouvelle version d'HYDROTEL 2.8 permet donc d'assimiler des données de température, de précipitations, de la neige au sol et des données de prévisions dans un nouveau format de données : format grille (ArcMap). Le format ArcMap, comprend deux parties : l'en-tête et les données. Les données et l'en-tête sont stockés dans un même fichier ASCII.

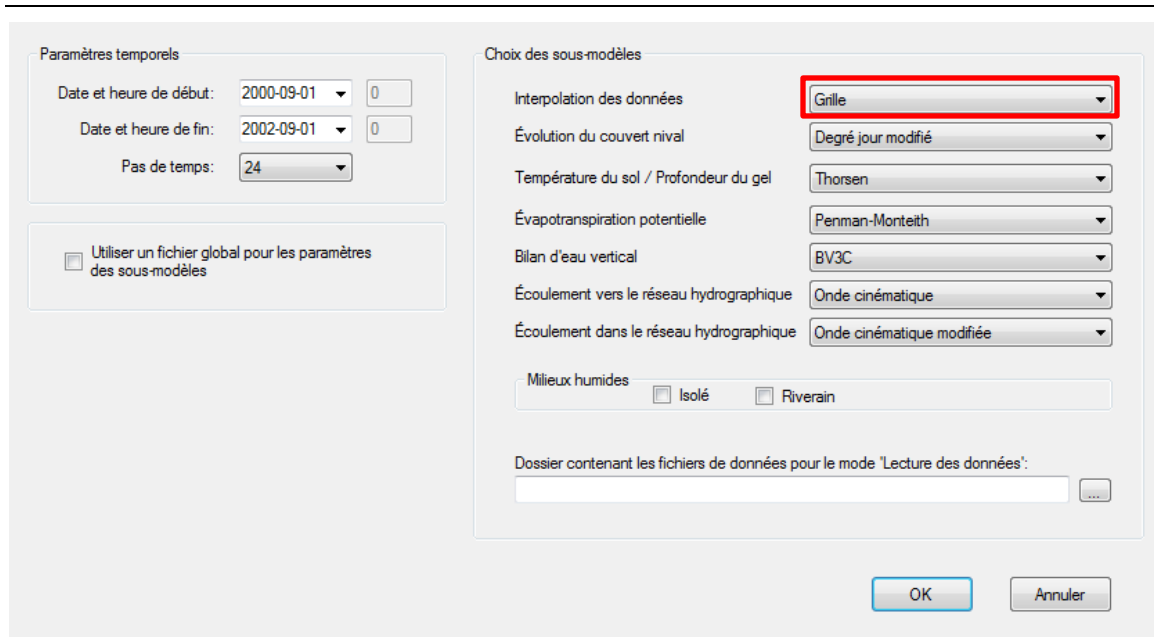
Le format grille fournira à HYDROTEL une quantité plus importante des données comparer au nombre de données dont il gère habituellement. Les données seront aux points de grille, une grille qui couvre tout le bassin versant. Les grilles de données

fourniront des données à HYDROTEL en plus grand nombre et éliminera ainsi l'utilisation des interpolateurs.

Cette section ne vise pas à reprendre tous les changements architecturaux apportés à la nouvelle version d'HYDROTEL 2.8, car ceux-ci s'apparentent à ceux qui avaient été apportés à la version 2.6 de l'IREQ et largement décrits dans le rapport sur la lecture des données de grille. La nouvelle intégration demeure par contre moins invasive ce qui laisse certaines lacunes à la nouvelle version HYDROTEL 2.8. Ces lacunes portent sur l'absence de coexistence possible entre les données grilles et les données à des stations météorologiques. Aussi seules les données de grille à un pas de temps de 24 heures peuvent être prises en compte. Cette dernière limitation repose essentiellement sur l'absence de projets HYDROTEL chez Hydro-Québec utilisant de données de grille pour un pas de temps inférieur à 24 heures.

En complément, l'utilisateur est désormais en mesure d'activer la lecture des données météorologiques sous grille via l'interface utilisateur d'HYDROTEL 2.8 (figure 3.1).

3. Travaux d'intégration



The screenshot displays the configuration window for HYDROTEL 2.8, divided into two main sections: 'Paramètres temporels' and 'Choix des sous-modèles'.

Paramètres temporels:

- Date et heure de début: 2000-09-01 0
- Date et heure de fin: 2002-09-01 0
- Pas de temps: 24

Choix des sous-modèles:

- Interpolation des données: Grille (highlighted with a red box)
- Évolution du couvert nival: Degré jour modifié
- Température du sol / Profondeur du gel: Thorsen
- Évapotranspiration potentielle: Penman-Monteith
- Bilan d'eau vertical: BV3C
- Écoulement vers le réseau hydrographique: Onde cinématique
- Écoulement dans le réseau hydrographique: Onde cinématique modifiée

Milieux humides: Isolé Riverain

Dossier contenant les fichiers de données pour le mode 'Lecture des données': [Empty text field with browse button]

Buttons: OK, Annuler

Figure 3.1 Activation de la lecture des données météorologiques sous grille via dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.

Finalement, la figure 3.2 présente une saisie d'écran de l'utilisation des données météorologiques sous grille en mode prévisionnel dans l'interface d'HYDROTEL 2.8. Il est important de noter qu'HYDROTEL permet également la mise à jour de la neige à l'aide de données de grille de neige.

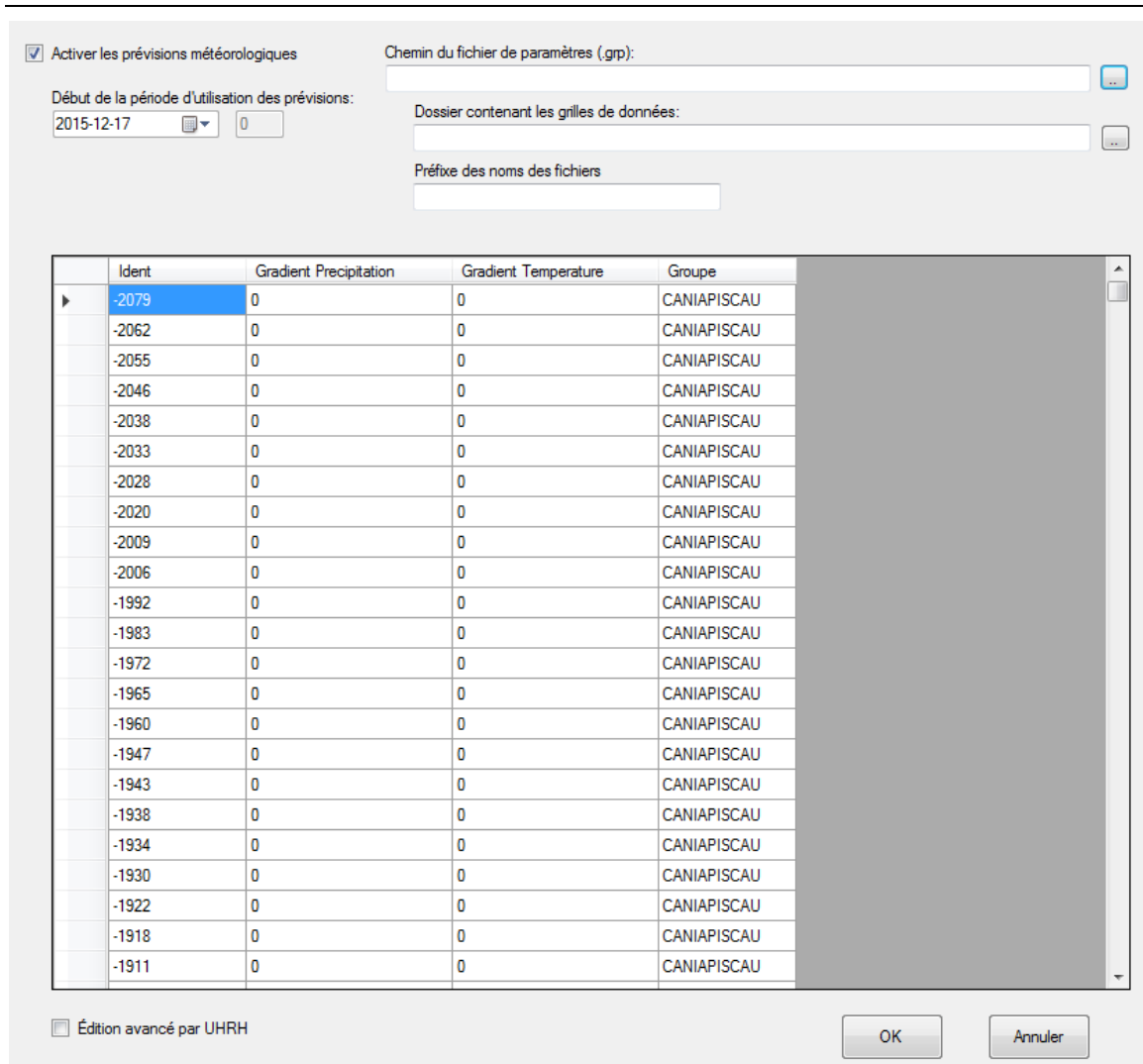


Figure 3.2 Boîte de dialogue pour l'utilisation des données sous grille en mode prévisionnel dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.

3.2 Bilan vertical du modèle CEQUEAU

Dans des versions antérieures d'HYDROTEL, le bilan vertical pouvait être effectué à l'aide de deux modèles distincts BV3C et CEQUEAU. Lors de la migration originale vers la version HYDROTEL 2.8, il avait été décidé de ne pas considérer le bilan vertical du modèle CEQUEAU. Suite à la demande de nos collègues d'Hydro-Québec Production, il a été jugé pertinent d'ajouter le bilan vertical du modèle CEQUEAU. La reprise de ce modèle offre l'opportunité aux utilisateurs de recourir à un autre modèle de bilan

3. Travaux d'intégration

vertical. Ce qui peut également rendre le modèle HYDROTEL plus attrayant pour d'autres utilisateurs (ex : Rio Tinto Alcan). Aussi un attrait du bilan vertical du modèle CEQUEAU est qu'il ne nécessite aucune donnée portant sur les types de sol.

L'intégration du modèle CEQUEAU consiste essentiellement à migrer le code du bilan vertical du modèle CEQUEAU de la version d'HYDROTEL 2.6 vers la version HYDROTEL 2.8. Cette section ne vise à pas décrire le processus de migration, mais propose tout de même une description générale du bilan vertical du modèle CEQUEAU. Cette description s'inspire d'ouvrage existant sur le modèle CEQUEAU (Dufresne, 1995, Morin et *al.* 1997, Morin et *al.* 1981).

Le bilan vertical du modèle CEQUEAU permet de représenter de manière simple, mais réaliste, les différentes voies que suivra l'eau atmosphérique entre le moment où elle atteint le sol et celui où elle devient disponible pour être acheminée vers la rivière. L'origine en eau atmosphérique est la pluie ou la neige. Quelle que soit l'origine de l'eau atmosphérique avant sa mise en disponibilité pour l'écoulement vers l'exutoire, elle sera soumise à divers processus qui auront une influence directe sur la formation de l'onde d'écoulement. Ces processus sont schématisés dans le bilan vertical du modèle CEQUEAU par la représentation du sol sous forme de réservoirs communiquant entre eux à l'aide de relations mathématiques reproduisant, à l'échelle journalière, les différents transferts de masse. Ces équations mathématiques sont gouvernées par un certains nombres de paramètres qui devront être ajustés.

De façon plus spécifique, les réservoirs « nappe » et « sol » représentent les zones saturée et non-saturée du sol et le réservoir « lacs et marécages » représente les eaux de surfaces. Dans l'ordre l'eau nouvellement disponible (pluie et fonte) s'ajoute au contenu antérieur du réservoir sol. Le niveau d'eau dans le réservoir SOL est utilisé pour déterminer l'évapotranspiration, l'infiltration et les évacuations qui reproduisent le ruissellement de surface et le ruissellement retardé. Les évacuations sont déterminées en fonction des coefficients de vidange et des hauteurs de chaque orifice. Ces évacuations sont additionnées au ruissellement sur les surfaces imperméables pour

donner un volume d'eau disponible pour l'écoulement vers le réseau, sauf la partie infiltration qui s'écoule vers le réservoir NAPPE. Les écoulements issus du réservoir NAPPE dépendent du niveau d'eau dans le réservoir, des coefficients de vidange et de la hauteur de chaque orifice

Le bilan en eau sur la partie eau libre s'évalue à l'aide du réservoir LACS et MARÉCAGES. Les écoulements issus de ce réservoir dépendent du niveau d'eau, de l'apport qui est la précipitation ajoutée à la fonte, de l'évaporation, du coefficient de vidange et de la hauteur de l'orifice.

La figure 3.3 présente un diagramme du mode fonctionnement générale du modèle CEQUEAU. À noter que seules les composantes ou réservoirs LACS ET MARÉCAGES, SOL et NAPPE sont présentes dans la version HYDROTEL 2.8 à titre de bilan vertical du modèle CEQUEAU.

3. Travaux d'intégration

Fonction de production du modèle CEQUEAU

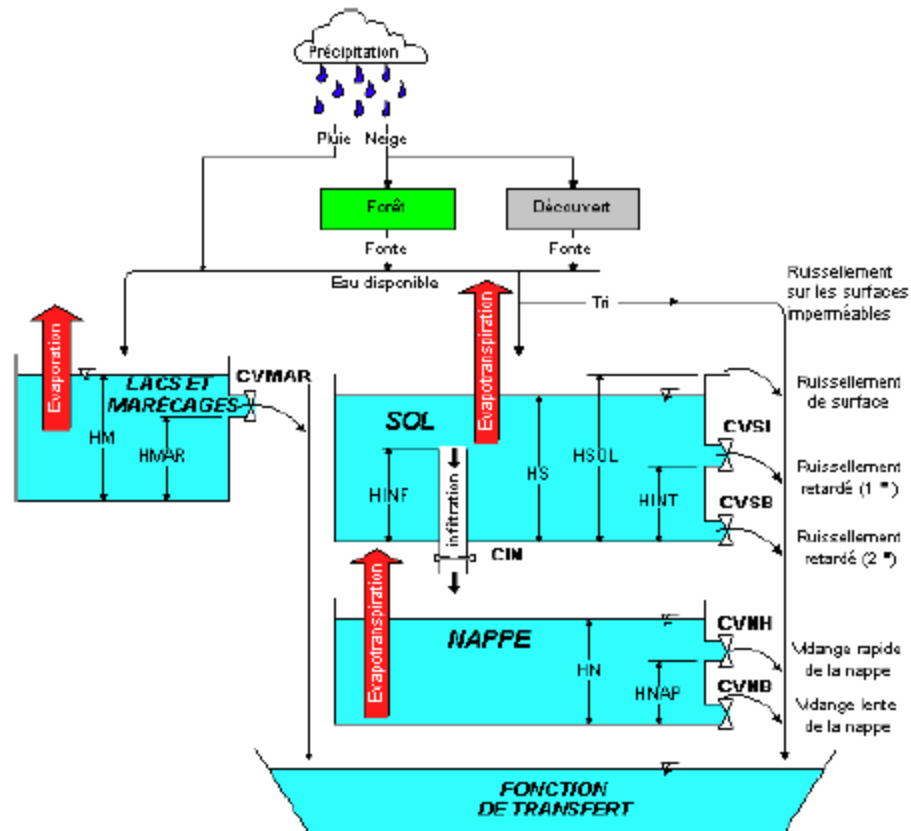


Figure 3.3 Schéma d'ensemble du modèle CEQUEAU (extrait du Document technique portant sur le Modèle hydrologique CEQUEAU).

En support au bilan vertical du modèle CEQUEAU un fichier générique a été ajouté afin d'instruire le modèle HYDROTEL sur les paramètres et valeurs par défaut à utiliser pour effectuer les calculs. Ce fichier (*CEQUEAU.csv*) est rattaché à chacun des projets d'intégration au modèle HYDROTEL 2.8. La figure 3.4 présente une saisie d'écran de ce fichier générique. À noter que la ligne comportant le nom des variables est incomplète comme celle-ci est trop longue pour être saisie. En complément, afin de prendre en compte le calcul du bilan vertical selon l'approche du modèle CEQUEAU, l'utilisateur peut inscrire simplement le nom du modèle « CEQUEAU » dans le fichier de simulation de type « .csv » portant le nom de la simulation donnée rattachée au projet (ex : *simulation.csv*). À noter qu'il peut y avoir plus d'une simulation par projet. Aussi

l'utilisateur est désormais en mesure d'activer (Onglet : Simulation / Paramètres) et de modifier (Onglet : Sous-modèle / Bilan) les paramètres permettant le calcul du bilan vertical à l'aide du modèle CEQUEAU via l'interface utilisateur d'HYDROTEL 2.8 (figure 3.5).

```
PARAMETRES HYDROTEL VERSION;  
SOUS MODELE;CEQUEAU  
CLASSE INTEGRE EAU (LACS ET MARECAGES);  
CLASSE INTEGRE IMPERMEABLE;  
CLASSE INTEGRE FORETS;  
UHRH ID;SEUIL MINIMAL RUISSELLEMENT SURFACE IMPERMEABLE;NIVEAU EAU MAXIMAL (SOL)  
-2079;0;75;60;0.35;0.35;60;0.15;10;60;0.02;0.02;0;50;250;0.025;65;30;250  
-2062;0;75;60;0.35;0.35;60;0.15;10;60;0.02;0.02;0;50;250;0.025;65;30;250  
-2055;0;75;60;0.35;0.35;60;0.15;10;60;0.02;0.02;0;50;250;0.025;65;30;250  
-2046;0;75;60;0.35;0.35;60;0.15;10;60;0.02;0.02;0;50;250;0.025;65;30;250  
-2038;0;75;60;0.35;0.35;60;0.15;10;60;0.02;0.02;0;50;250;0.025;65;30;250  
-2033;0;75;60;0.35;0.35;60;0.15;10;60;0.02;0.02;0;50;250;0.025;65;30;250  
-2028;0;75;60;0.35;0.35;60;0.15;10;60;0.02;0.02;0;50;250;0.025;65;30;250  
-2020;0;75;60;0.35;0.35;60;0.15;10;60;0.02;0.02;0;50;250;0.025;65;30;250  
-2009;0;75;60;0.35;0.35;60;0.15;10;60;0.02;0.02;0;50;250;0.025;65;30;250  
-2006;0;75;60;0.35;0.35;60;0.15;10;60;0.02;0.02;0;50;250;0.025;65;30;250
```

Figure 3.4 Fichier générique du calcul du bilan vertical à l'aide du modèle CEQUEAU.

3. Travaux d'intégration

Paramètres temporels

Date et heure de début: 2000-09-01 0

Date et heure de fin: 2002-09-01 0

Pas de temps: 24

Utiliser un fichier global pour les paramètres des sous-modèles

Choix des sous-modèles

Interpolation des données: Grille

Évolution du couvert nival: Degré jour modifié

Température du sol / Profondeur du gel: Thorsen

Évapotranspiration potentielle: Penman-Monteith

Bilan d'eau vertical: **CEQUEAU**

Écoulement vers le réseau hydrographique: Onde cinématique

Écoulement dans le réseau hydrographique: Onde cinématique modifiée

Milieus humides Isolé Riverain

Dossier contenant les fichiers de données pour le mode 'Lecture des données':

...

Classes

Intégrées	Initiales
Imperméable	FORETS_CONIFERES
Eau	FORETS_FEUILLUS
Forêts	FORETS_MIXTES
	EAU
	MILIEUX_HUMIDES
	MILIEUX_ARBUSTIFS
	BRULIS

Ident	SEUIL MINIMAL RUISSELLEMENT SURFACE IMPERMEABLE (mm)	NIVEAU EAU MAXIMAL (SOL) (mm)	SEUIL VIDANGE (SOL) (mm)	COEFFICIENT VIDANGE RETARDE 1 (SOL)	COEFFICIENT VIDANGE RETARDE 2 (SOL)	SEUIL PERCOLATION (SOL)	COEFFICIENT PERCOLATION (SOL)	Taux MAXIMUM PERCOLATION (SOL) (mm/j)	NIVEAU EAU (SOL) ETP+ETR	COEFFICIENT HA
-2079	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-2062	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-2055	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-2046	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-2038	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-2033	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-2028	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-2020	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-2009	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-2006	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-1992	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-1983	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-1972	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-1965	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00
-1960	0	75	60	0.35	0.35	60	0.15	10	60	0.00

Édition avancé par UHRH

Figure 3.5 Activation et paramètres du calcul du bilan vertical à l'aide du modèle CEQUEAU dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.

4 Assistance et support

4.1 Calage automatique

Hydro-Québec Production a développé au fil du temps une plate-forme de calage automatique compatible avec la version HYDROTEL 2.6; toutefois cette plate-forme n'est pas compatible avec la version HYDROTEL 2.8. Il est donc pertinent de rendre pleinement compatible la version HYDROTEL 2.8 et ce avec un minimum de modifications à apporter à la plate-forme de calage automatique.

Au départ la version HYDROTEL 2.8 permettait de modifier les paramètres de calages du modèle hydrologique à l'échelle des UHRH (sous-bassin ou versant). Une autre option permettait d'appliquer le changement à une UHRH à l'ensemble de celles-ci constituant le du bassin versant. Toutefois les fichiers où s'inscrivent les paramètres préservent cette distinction par UHRH; ce qui rend leurs usages plus complexe dans un contexte de calage automatique.

Afin de simplifier les échanges entre la plate-forme de calage automatique et HYDROTEL 2.8, un nouveau fichier générique des paramètres a été créé afin de regrouper les paramètres pour l'ensemble du bassin versant ou les regroupements d'UHRH subdivisant le bassin versant. En complément, une option (Onglet : Simulation / Paramètres) a été ajoutée afin de spécifier l'usage et la création d'un tel fichier lors des simulations (voir figure 4.1). L'ajout et l'usage d'un tel fichier simplifient grandement les interactions entre la plate-forme de calage automatique et la version d'HYDROTEL 2.8. Ainsi, lors de futurs travaux, la plate-forme de calage automatique pourra directement modifier ce fichier générique afin de faire varier les paramètres désirés, soit pour l'ensemble du bassin versant, ou pour les regroupements d'UHRH si ceux-ci existent.

En support à la plate-forme de calage automatique, des calculs d'indicateurs statistiques additionnels ont été ajoutés à la version HYDROTEL 2.8 et ce à la demande de nos collègues chez Hydro-Québec Production.

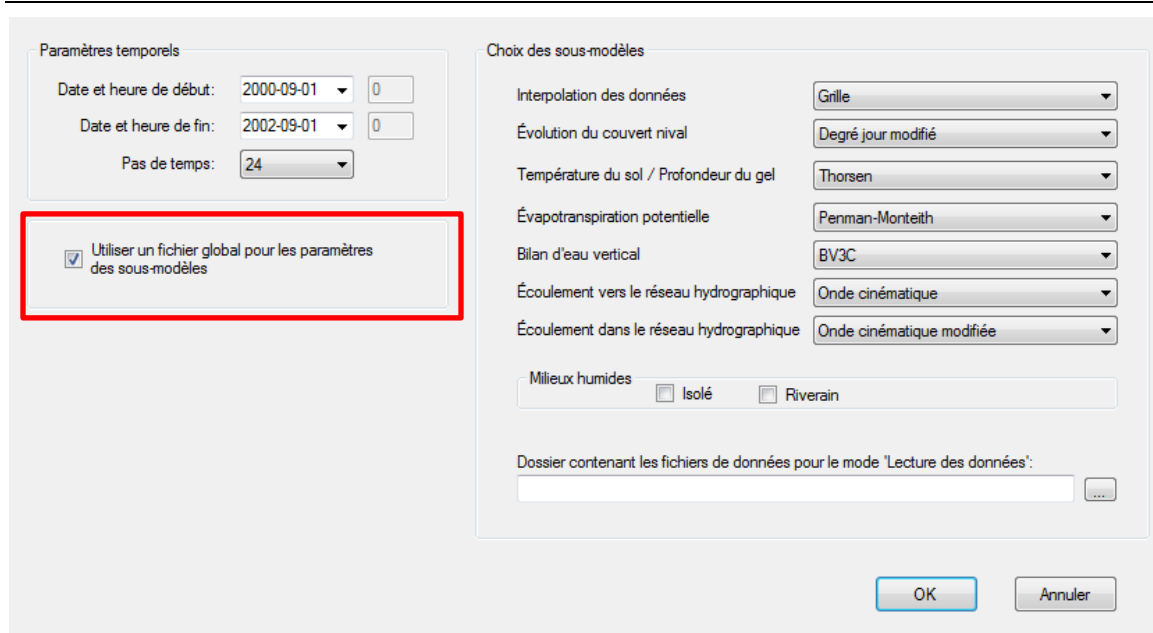


Figure 4.1 Activation de l'usage et la création d'un fichier générique des paramètres dans l'interface d'HYDROTEL 2.8.

4.2 Calcul des CMP

Lors de travaux antérieurs, l'INRS-ETE a déjà procédé aux calculs de crues maximales probables (CMP) pour des ouvrages du sud du Québec (Kénogami et Choinière) dans un contexte de changements climatiques. Cette section reprend les grands thèmes généraux de calcul des CMP basé sur les travaux de Rousseau et *al.* (2012).

Rappel

Le gouvernement du Québec a adopté en 2000 une Loi sur la sécurité des barrages. Cette loi a pour objet d'accroître la sécurité de ces ouvrages qui y sont soumis et, conséquemment, de protéger les personnes et les biens contre les risques associés à leur (Loi sur la sécurité des barrages, Chapitre S-3.1.01, 2000,c.9,a.1).

4. Assistance et support

La loi prévoit un régime applicable à tous les barrages d'au moins 1 mètre de hauteur et un régime spécifique applicable aux ouvrages à forte contenance. Les barrages qui sont considérés à forte contenance sont ceux qui répondent aux critères suivants :

1. Barrages d'au moins 1 mètres de hauteur et ayant un volume de retenue égal ou supérieur à 1 000 000 m³ ;
2. Barrages d'une hauteur de 2.5 mètres ou plus et ayant un volume d'eau retenue supérieur à 30 000 m³ ;
3. Barrages dont la hauteur est égale ou supérieure à 7.5 mètres quelle que soit leur retenue.

Selon le ministère de l'Environnement, il y a au Québec quelques 2 150 barrages à forte contenance. Ces ouvrages sont soumis à des modalités concernant les autorisations, la classification des barrages, les normes de sécurité dans la conception des ouvrages, l'évaluation de la sécurité, le plan de gestion des eaux retenues, les activités de surveillance, le registre du barrage et le plan de mesures d'urgence. À ces modalités se rattachent l'évaluation des crues extrêmes notamment **la CMP**. Les obligations du règlement dépendent du classement du barrage qui est fonction de sa vulnérabilité et de son niveau de conséquences. La CMP peut donc affecter tous les barrages et pas seulement certains en particulier.

Loi sur la sécurité des barrages

La Loi introduit l'obligation pour les exploitants de barrages à forte contenance de réaliser périodiquement des études de réévaluation de la sécurité de chacun des barrages. Elle donne aussi au gouvernement le pouvoir d'établir des règlements établissant des normes de sécurité pour ces barrages. Il existe ainsi un règlement fixant la capacité d'évacuation des ouvrages et permettant de garantir le passage des crues extrême de façon sécuritaire. Le tableau suivant présente les crues de sécurité en fonction du niveau de conséquences en cas de rupture de barrage.

Tableau 4.1 Crue de sécurité

Conséquences en cas de rupture du barrage	Crue de sécurité
Minimales ou faibles	≥ 100 ans
Moyennes ou importantes	≥ 1 000 ans
Très importantes	≥ 10 000 ans ou ½ CMP
Considérables	CMP

Plusieurs barrages existants n'ont pas été conçus pour résister à des événements extrêmes ou ne sont plus dans un état sécuritaire, notamment parce qu'ils sont désuets ou qu'ils ont été mal entretenus. L'étude de réévaluation déterminera les diverses options possibles pour que l'exploitant rende son ouvrage sécuritaire. D'autre part l'étude réévaluation permet aussi de réitérer le caractère sécuritaire d'un ouvrage.

On remarquera que l'ampleur des conséquences en cas de rupture n'est pas nécessairement liée à la taille des ouvrages. Un petit ouvrage situé à l'amont d'une grande agglomération pourra avoir des conséquences plus importantes qu'un ouvrage situé loin de toute habitation.

Chaque propriétaire est donc tenu de définir la crue de sécurité correspondant à son barrage ; or les coûts liés à l'estimation de cette crue de sécurité peuvent être très élevés, particulièrement si cette crue correspond à la CMP. Les études de CMP sont complexes et nécessitent des moyens techniques et financiers qui ne sont pas toujours facilement accessibles ou abordables pour les exploitants et les propriétaires de barrages.

Méthodes de calcul des crues extrêmes

L'estimation de la CMP fait généralement référence à l'utilisation de la modélisation hydrologique par opposition aux autres crues extrêmes (1 : 100 ans à 1 :10 000 ans) qui sont plutôt normalement évaluées par des méthodes statistiques.

Conditions hydrométéorologiques conduisant aux CMP

Les crues les plus importantes au Québec se produisent normalement soit au printemps, lors de la fonte du couvert de neige, soit en été ou en automne, en présence de fortes précipitations.

Plus précisément, le volume des apports en eau lié à la CMP de printemps découle de l'accumulation de la neige au sol au début de la période de fonte combinée à une forte pluie. Il existe deux scénarios distincts pour cette CMP (CEHQ et SNC-LAVALIN, 2004):

Scénario 1 : précipitation maximale probable de printemps (PMP) combinée à la fonte d'un couvert de neige de récurrence de 100 ans (E100) ;

Scénario 2 : pluie printanière de récurrence de 100 ans (P100) combinée à la fonte d'un couvert de neige correspondant à l'enneigement maximal probable (EMP).

Par conséquent, au total, cinq calculs de précipitations et d'enneigement doivent être réalisés afin d'évaluer les deux scénarios printaniers de la CMP ainsi que la CMP d'été-automne :

1. Estimation de la pluie maximale probable d'été-automne (PMP-EA) ;
2. Estimation de la pluie maximale probable printanière (PMP-P) ;
3. Estimation de la pluie printanière de récurrence 100 ans (P100-printemps) ;
4. Estimation de l'enneigement maximal probable (EMP) ;
5. Estimation du couvert de neige de récurrence de 100 ans (E100).

Au cours des dernières années l'INRS a développé diverses méthodes permettant le calcul de ces cinq variables notamment à l'aide de projections de scénarios de changements climatiques par opposition aux méthodes dites plus classique d'analyse de registre de tempête (*e.g.*, Rousseau *et al.* 2014). Au besoin une description plus

exhaustive des méthodes de calcul pourrait être fournie selon les besoin d'HYDRO-QUÉBEC.

Cadre théorique

Le calcul des CMP est fondamental pour l'évaluation de la sécurité des barrages (ex. : Mays, 2005 ; Chow *et al.*, 1988) dont les ruptures ont des conséquences « considérables » au sens de la Loi et du Règlement sur la sécurité des barrages du Québec (Éditeur officiel du Québec, 2009b). L'utilisation d'une demi-CMP est aussi, au sens même de cette Loi et de ce Règlement, possible pour le dimensionnement des appareils d'évacuation des barrages dont le niveau de conséquences de la rupture est « très important ». En effet, il est nécessaire de s'assurer que les évaluations périodiques de la sécurité des barrages existants et le dimensionnement de nouveaux barrages offrent des niveaux de protection suffisants sous toutes les conditions climatiques susceptibles de survenir pendant la vie utile de ces ouvrages. En ce sens, l'impact des changements climatiques sur les précipitations maximales probables et les enneigements maximaux probables et conséquemment sur les CMP, pourrait nécessiter une révision des crues de sécurité servant au dimensionnement tout comme une mise à jour de l'évaluation de la sécurité des barrages existants.

Au Québec, à titre d'exemple, le Règlement d'application de la Loi sur la sécurité des barrages stipule que tout barrage à forte contenance³ doit être conçu pour résister à une « crue de sécurité (CS) » minimale, dont la récurrence est fixée selon le niveau de ses conséquences de rupture (Éditeur officiel du Québec, 2009b ; CEHQ et SNC-LAVALIN, 2004) : (i) « minimal » ou « faible » : CS = 1 : 100 ans; (ii) « moyen » et « important » : CS = 1 : 1000 ans; (iii) « très important » : CS = 1 : 10 000 ans ou ½ CMP; et (iv) « considérable » : CS = CMP.

³ Barrage d'une hauteur, $h \geq 1$ m dont la capacité de retenue, $CR > 1\,000\,000$ m³ ; barrage d'une $h \geq 2,5$ m dont la $CR > 30\,000$ m³ ; et barrage d'une $h \geq 7,5$ m, sans égard à la CR (Éditeur officiel du Québec, 2009a)

4. Assistance et support

L'élément majeur dans l'évaluation des CMP est le choix de précipitations maximales probables (PMP) et de conditions initiales maximales probables (ex.: occupation du territoire, pourcentage de saturation des sols, températures de l'air, équivalent en eau du couvert nival). Ainsi, une PMP correspond à une hauteur de précipitation, alors que sa distribution dans le temps et l'espace doit être définie afin de permettre l'estimation d'une tempête maximale probable (TMP⁴). Pour une région et une période de l'année donnée, les PMP et TMP (origine, direction et superficie de tempêtes) ainsi que l'équivalent en eau de l'enneigement maximal probable (EMP) doivent être physiquement acceptables. Au Québec, la PMP est traditionnellement basée sur la maximisation de chacune des tempêtes observées sur une période donnée. Cette maximisation est effectuée en estimant la quantité d'eau précipitable (Peixoto et Oort, 1992) maximale qu'il pourrait y avoir au même endroit et durant la même période de l'année (CEHQ et SNC-LAVALIN, 2004]. Les tempêtes maximisées sont ensuite ajustées et transposées spatialement pour identifier la PMP (OMM, 1986).

Dans un contexte de design hydrologique, le trio PMP, TMP et EMP pourrait être utilisé comme données d'entrées ou conditions initiales à un modèle hydrologique distribué afin de déterminer la CMP, mais en pratique on ne combine pas deux événements maximisés ensemble (Newton, 1983). Cela dit, la pratique courante est telle que les CMP ont probablement été estimées en utilisant une combinaison d'un événement maximisé avec un autre événement non-maximisé (ex. : récurrence de 100 ans) avec la méthode de l'hydrogramme unitaire (Chow *et al.*, 1988) ou encore à l'aide d'un modèle hydrologique conceptuel (Debs *et al.*, 1999 ; CEHQ et SNC-LAVALIN, 2004). Sous de nouvelles conditions climatiques caractérisées par une modification des régimes de précipitation et d'enneigement (*e.g.*, IPCC, 2007 ; Bourque et Simonet, 2008), il y aurait vraisemblablement des incidences sur l'intensité et la fréquence des crues (Bates *et al.*,

⁴ Selon l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM, 1986). Une PMP correspond à « *La hauteur maximale de précipitation pour une durée météorologiquement possible sur une superficie et pour type de tempête donnés à un endroit particulier et à une période particulière de l'année sans aucune provision pour les tendances climatiques à long terme (future).* »

2008). Ainsi, les CMP basées sur des chroniques historiques pourraient devenir obsolètes et le cas échéant, nécessiter des mises à jour afin d'inclure l'impact des CC dans l'évaluation de la vulnérabilité des évacuateurs de crues. Dans un contexte de planification stratégique, il devient donc impératif de considérer l'impact des CC dans le processus d'évaluation de la sécurité des barrages et d'inclure dans ce processus les personnes responsables des évaluations périodiques de la sécurité des barrages existants et futurs.

Méthodologie / données

Cette section présente les grandes lignes conduisant au calcul de la CMP et reprend les concepts présentés dans le rapport du CEHQ et SNC-LAVALIN (2004).

Dans un premier temps, les conditions hydrométéorologiques conduisant à la CMP, doivent être estimées pour un bassin versant. Par la suite, la modélisation hydrologique du bassin permet de simuler les scénarios de CMP et d'obtenir les hydrogrammes correspondants.

Conditions hydrométéorologiques

Il peut être bon de rappeler les six conditions hydrométéorologiques qui doivent être déterminées afin d'estimer la CMP.

1. PMP d'été-automne ;
2. PMP de printemps ;
3. P100 ;
4. EMP ;
5. E100 ;
6. Scénario critique des températures.

4. Assistance et support

Station hydrométrique ou site de calcul de la CMP

Dans le contexte de grands complexes hydrologiques régulés, les données hydrométriques sont celles des apports aux réservoirs reconstitués. Les efforts de calages des modèles reposent donc sur la bonne représentation de ces apports par les modèles retenus (ex : HYDROTEL).

Station climatologique

Les données requises pour le modèle HYDROTEL sont les suivantes :

1. Les données de précipitations journalières;
2. Les données de températures journalières maximale et minimale.

Préparation du modèle pour le calcul des CMP

Pour la simulation d'un scénario de crue ou plus spécifiquement d'une CMP, les paramètres calés et validés du modèle demeurent normalement les mêmes. Seuls les changements suivants sont effectués:

- Les données de pluies comprennent des données moyennes sur l'ensemble de la période de simulation ainsi que les données estimées précédemment (PMP d'été-automne, PMP de printemps ou P100 de printemps) ;
- Les données de températures comprennent des valeurs moyennes pour l'ensemble de la période ainsi que le scénario critique des températures dans le cas de la CMP printanière, ou des températures supérieures à 0°C pour la CMP d'été-automne (afin d'éviter que les précipitations tombent sous forme de neige) ;
- Pour le modèle HYDROTEL les paramètres de variations des précipitations en fonction de l'altitude doivent être ramenés à 0 afin d'éviter de surestimer les précipitations sur le bassin ;

- Dans le cas d'un scénario de CMP printanière, l'enneigement (EMP ou E100) est imposé comme valeur de correction en date de fin d'hiver pour le modèle HYDROTEL.

Calcul de la CMP d'été-automne

Les conditions de CMP d'été-automne les plus sévères surviennent lorsque la PMP se produit au moment où le sol est saturé en eau, ce qui occasionne un ruissellement de surface maximal. Afin d'assurer ce ruissellement maximal, la PMP d'été-automne peut être précédée d'une autre précipitation de forte intensité correspondant à la demi-PMP. Pour le Québec, 6 jours séparent en moyenne les pointes d'évènements pluvieux intenses (CEHQ et SNC-LAVALIN 2004). Par contre, cette manipulation n'est pas nécessaire dans le cas du modèle HYDROTEL puisqu'une version du modèle adapté a été développée afin de saturer le sol au moment précis de la PMP.

Période de simulation

Pour le modèle HYDROTEL, la simulation débute le 1^{er} octobre de l'année précédant l'évènement de pluie et le sol se trouve saturé en eau par le modèle le 9 septembre, date de la PMP. Ces dates sont essentiellement choisies par simplicité, le 9 septembre correspondant au jour 9 du neuvième mois. Pour de très grand bassin il est probable que des conditions initiales de débits dans les cours d'eau soient nécessaire afin d'assurer un volume suffisant d'eau dans le réseau hydrographique au début de la simulation.

Pluie d'été-automne

Les données de pluies utilisées sont la PMP d'été-automne. Pour le modèle HYDROTEL les valeurs de précipitations pendant la période de simulation précédant l'avènement de

4. Assistance et support

la PMP correspondent aux valeurs moyennes journalières calculées pour l'ensemble du bassin à partir de l'ensemble des données de précipitations disponibles.

Température de l'air

Lors de la crue automnale, la température de l'air n'a pas d'influence sur la CMP du moment où celle-ci est supérieure au point de congélation. De même que pour les précipitations, le modèle HYDROTEL utilise des valeurs de températures correspondant aux valeurs moyennes journalières calculées pour l'ensemble du bassin à partir de l'ensemble des données de températures disponibles.

Calcul de la CMP de printemps

Deux scénarios de crues maximales probables printanières ont été considérés :

1. Dans le premier cas, la fonte de l'enneigement maximal probable de neige (EMP) a été jumelée à une précipitation printanière de récurrence de 100 ans (P100) ;
2. Le deuxième scénario consiste à combiner l'enneigement centennal (E100) avec la PMP de printemps.

À noter que la fonte du couvert de neige au sol doit être contrôlée de manière à synchroniser le débit de fonte maximal avec la précipitation de pluie.

Période de simulation

Pour le modèle HYDROTEL, la simulation débute le 1^{er} octobre deux années précédant la simulation de la CMP afin de certifier la présence et la stabilité du niveau d'eau dans les lacs et rivières du réseau hydrographique. De plus, le modèle HYDROTEL permet de mettre à jour l'épaisseur du couvert de neige ainsi que son équivalent en eau à la date de fin d'hiver, et ce conformément au scénario d'enneigement visé.

Neige

La totalité du couvert de neige doit être disponible au début en date de fin d'hiver ou au début de la période de maturation. Pour le modèle HYDROTEL, l'EMP ou l'E100 est ajouté comme valeur de mise à jour de la neige en date de fin d'hiver.

Pluie de printemps

La P100 ou la PMP se produit au cours de la période de dépression de cinq (5) jours du scénario critique des températures et est centrée à l'intérieur de cette période. La pointe de la pluie coïncide avec la pointe de température lors du passage de la dépression.

Température de l'air

Selon le modèle utilisé et le scénario d'enneigement, le scénario critique de températures est ajusté afin de faire coïncider la pointe de la crue de fonte du couvert avec l'évènement pluvieux, tout en s'assurant que la séquence finale est réaliste et compatible avec les conditions produisant le scénario de fonte voulu. Ces ajustements comprennent au besoin le raccourcissement de la période de maturation ou même celle de fonte combiné à l'ajustement à la baisse des températures conséquemment. De nombreux tests peuvent être requis afin de déterminer des scénarios spécifiques (adaptation du scénario de référence) aux modèles HYDROTEL ainsi qu'aux scénarios conduisant aux CMP (EMP+P100) et (E100+PMP).

Validation des résultats

Dans le cas présent, la validation des résultats est directement liée aux tests précédents qui visaient à s'assurer du synchronisme de la pointe induite par la fonte du couvert de neige (EMP ou E100) avec celle liée à l'évènement de pluie. Ainsi, les apports doivent se superposer de façon à maximiser le scénario de CMP.

Autres

À la demande du client, et au besoin, des informations supplémentaires pourront être fournies notamment dans le détail des méthodes de calculs des PMP, P100, EMP et E100 ainsi que pour l'établissement d'un scénario critique des températures.

Dans un contexte de calcul des CMP, certaines recommandations spécifiques au modèle HYDROTEL doivent être considérées :

- i) Afin de reproduire les apports naturels aux réservoirs, ceux-ci doivent être édités afin d'adopter le type lac sans laminage sinon il est possible de préserver l'état de Lac tout en modifiant le paramètre « coefficient C » qui influence le laminage. Ainsi les volumes en eau entrant dans un réservoir seront automatiquement ou plus rapidement acheminés vers son exutoire. Il suffit alors de considérer les débits dans le tronçon à l'exutoire du réservoir. Il est à noter que dans le cas du Complexe La Grande les sous-bassins considérés ne recevront pas les apports en eau des sous-bassins amont. Il conviendra alors aux utilisateurs de considérer ces apports lors de leurs travaux.
- ii) Les versions 2.6 et 2.8 d'HYDROTEL permettent la saturation des sols requise lors des calculs des CMP d'été-automne par l'édition du fichier *saturation.pmp* pour la version HYDROTEL 2.6 et *correction.csv* dans la version HYDROTEL 2.8 placés dans le dossier de simulation visé. Ce fichier très simple présente une ligne directrice où l'on retrouve la date et le coefficient multiplicatif de la teneur en eau à saturation pour chacune des couches de sols. La valeur résultante de la teneur en eau des couches de sol sera composée de la multiplication du coefficient inscrit dans le fichier par la teneur en eau à saturation. Dans un contexte de CMP, la date correspond à celle du jour de la PMP et le coefficient multiplicatif prend une valeur de 0.99 afin de maximiser, en présence d'un sol saturé, le ruissellement de surface et les débits en rivières qui en découlent.

- iii) En début de simulation, l'ensemble du réseau de lacs, réservoirs et rivières est vide, il est donc recommandé d'effectuer une première simulation comportant des conditions météorologiques moyennes sur une durée d'au moins une année hydrologique afin de générer en fin de simulation des variables d'états qui seront alors utilisées en début de simulation dans un contexte d'étude de CMP.

De même, les deux versions d'HYDROTEL permettent l'utilisation de séquences météorologiques issues des simulations de changements climatiques en traduisant la grille source en stations fictives. Cette même approche a été utilisée lors du calcul de CMP sur les réservoirs Kénogami et Choinière (Rousseau et *al.* 2012).

En complément de cette activité et dans une perspective de partage des connaissances, un aide-mémoire du calcul des CMP dans la modélisation hydrologique à l'aide du modèle HYDROTEL (version 2.6 ou 2.8) a été rédigé et remis à nos collaborateurs d'Hydro-Québec Production-Hydrologie.

4.3 Autres demandes et besoins spécifiques

Tout au long du projet, certaines demandes spécifiques ont été formulées par nos collègues d'Hydro-Québec Production-Hydrologie afin de bonifier les versions HYDROTEL 2.6 et HYDROTEL 2.8. Aussi certains ajouts, vérifications ou corrections ce sont avérés nécessaires au bon fonctionnement du modèle. Cette section résume les efforts spécifiques qui ont été portés à l'avancement et à la correction d'HYDROTEL.

1. Ajout de la création de groupes d'UHRH dans la version d'HYDROTEL 2.8 tant en mode simulation qu'en mode correction. À ce jour la version HYDROTEL 2.8 ne permettait pas la création de groupes d'UHRH comme la version traditionnelle d'HYDROTEL 2.6. Cette fonctionnalité a donc été restaurée dans la nouvelle version du modèle.

4. Assistance et support

2. Dans une perspective similaire, l'édition des types de tronçons et des stations hydrologiques ou barrages avec historiques associés aux tronçons a été ajoutée à la version HYDROTEL 2.8.
3. Dans la version 2.6, ajouts des fonctions d'agrandissement et de rétrécissement (ZOOM avant et arrière), et barre déroulante des graphiques à la carte. Ces ajouts favorisent l'appréciation visuelle des changements lors du calage ou la représentation plus précise de périodes spécifiques. Aussi, à l'aide de boîte à outil supplémentaire, l'utilisateur peut également fixer le gabarit de ces graphiques. Ces fonctionnalités étaient présentes dans la version développée par l'IREQ et une demande a été formulée afin de les introduire dans la version 2.6 de l'INRS.
4. Corrections et validations de la prise en compte des fichiers de mise à jour du couvert nival et des fichiers de correction des précipitations (tant solide que liquide), teneur en eau du sol etc. dans la version HYDROTEL 2.8. Cette prise en compte s'effectue aussi via une interface permettant l'édition du fichier de corrections des précipitations et des teneurs en eau du sol nouvellement ajouté dans la version HYDROTEL 2.8.
5. Corrections et vérifications de la version HYDROTEL 2.8 lors de la conversion d'un projet de la version HYDROTEL 2.6 (correction de la lecture de certaines données de la version 2.6 et système de projection utilisé pour le nouveau projet).
6. Certifier et vérifier le bon fonctionnement des processus en mode lecture (lecture des résultats intermédiaires) dans la version HYDROTEL 2.8. Par exemple, HYDROTEL permet le calcul et l'écriture des données météorologiques à l'échelle des UHRH pour une simulation donnée. Si l'utilisateur souhaite reprendre cette simulation sans modifier les données météorologiques, HYDROTEL permet la lecture directe de ces données aux UHRH ce qui permet de réduire le temps de simulation. Cette fonctionnalité est très appréciée lors du calage automatique.

7. Ajout du zoom pour les graphiques ainsi que le format d'affichage de ceux-ci dans la version 2.8.
8. Ajout du coefficient d'optimisation des types de sols par groupe d'UHRH (console et interface).
9. Permettre d'effectuer des simulations en mode 'Prévision' à l'aide de grille de données météorologique de prévision.

5 Références bibliographiques

Allen, R.G, Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. 1998. Crop Evapotranspiration – Guidelines for Computing Crop Water Requirements. *FAO Irrigation and drainage paper 56*. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations. ISBN 92-5-104219-5.

Archibald, J. and Walter, M.T. 2012. Using temperature-based of radiation to approximate potential evapotranspiration, Poster presented at the Brutsaert-Parlange symposium, May 2012, Cornell University.

Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., Wu, S., Palutikof, J.P. 2008. *Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC Secretariat, Geneva, 210 pp.

Black, J.N., 1956. The distribution of solar radiation over the earth's surface. *Theoretical and Applied Climatology*, 7(2): 165-189.

Bourque, A., Simonet, G. 2008. Québec, dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada : édition 2007*, D.S. Lemmen, F.J. Warren, J. Lacroix, E. Bush (éditeurs), Gouvernement du Canada, Ottawa (Ontario), pp.171-226.

Bristow K. L. and Campbell G. S. 1984. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature, *Agricultural and Forest Meteorology* 31 (1984): 159--166

Campbell G.S. 1977. *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer-Verlag, New York, pp. 46-60.

Campbell G.S. 1985. *Soil Physics with Basic: Transport Models for Soil Plant Systems*. Elsevier, New York, Chapter 12, pp. 134-145.

CEHQ, SNC-LAVALIN. 2004. Estimation des conditions hydrométéorologiques conduisant aux crues maximales probables (CMP) au Québec. *Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ) et SNC-LAVALIN, Division Énergie, Rapport 014713-3000-40RT-001-00.*

CEQUEAU, Modèle hydrologique CEQUEAU document technique disponible sous: http://ete.inrs.ca/sites/default/files/centre_ete/pdf/publications/CEQUEAU_document-technique.pdf

Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New-York, NY.

Ciobanas, A.I., Rousseau, A.N. 2008. An attempt to understand the Hydro-Québec evapo-transpiration equation. Article en preparation.

Coakley J.A. Jr. 2002: Reflectance and albedo, surface. *Encyclopedia of the Atmosphere*. J.R. Holton and J.A. Curry, Eds. Academic Press. 1914-1923.

Debs, I., Sparks, D., Rousselle, J., Birikundavyi. S. 1999. Évaluation des méthodes utilisées pour l'estimation de la crue maximale probable en régions nordiques. *Revue Canadienne de Génie Civil/Canadian Journal of Civil Engineering*, 26 : 355-367.

Dionne, F.-L., Ciobanas, A.I., Rousseau, A.N. 2009. Validation d'un modèle de rayonnement net et comparaison de l'équation d'évaporation d'Hydro-Québec avec le bilan d'énergie thermique de surface. *Rapport de recherche No R-1036*. Centre Eau, Terre et Environnement, Institut national de la recherche scientifique, INRS-ETE. Québec, PQ.

Dufresne, S. 1995. Évaluation des volumes d'écrêtement de la rivière de la tortue par simulation hydrologique à l'aide du modèle CEQUEAU. INRS-EAU, rapport de MINI-PROJET, 22 pp.

Éditeur officiel du Québec. 2009a. *Loi sur la sécurité des barrages* (consultée en ligne le 1^{er} décembre 2009; <http://www.cehq.gouv.qc.ca/loisreglements/barrages/index.htm>).

5. Références bibliographiques

Éditeur officiel du Québec. 2009b. *Règlement sur la sécurité des barrages* (consulté en ligne le 1^{er} décembre 2009; <http://www.cehq.gouv.qc.ca/loisreglements/barrages/index.htm>).

Fortin, J.-P., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J., Villeneuve, J.-P. 2001. A distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. Part I: Description of the model. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(2): 91-99.

Gouvernement du Québec. 2000. Décret 300-2002, Loi sur la sécurité des barrages (c.9). Gazette officielle du Québec, Partie 2 – Règlements et autres actes, Québec, 134^e an., 27 mars 2002. n. 13. 2043-2067.

IPCC. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the IPCC Fourth Assessment Report. Cambridge University Press, Cambridge (UK), 996 pp.

Linacre, E.T. 1977. "A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone". *Agricultural Meteorology*, 18, 409-424.

Liu, X., Mei X., Li Y., Wanga Q., Jensen J. R., Zhang Y., Porter J.R., 2009. Evaluation of temperature-based global solar radiation models in China, *Agricultural and Forest Meteorology* 149 (2009) 1433–1446

Mays, L.W. 2005. *Water Resources Engineering*. McGraw-Hill, New-York, NY.

Monteith, J.L. 1965. "Evaporation and environment". Symp. Soc. expl. Biol, 19, 205-234.

Monteith J.L. and Unsworth M.H., 2008. *Principles of Environmental Physics*. Academic Press, London, pp. 52-85.

Morin, G., Sochanska, W., Paquet, P. 1997. Modélisation hydrologique et prévision en temps réel des apports des bassins versants Chute du Diable et Mistassibi à l'aide du modèle CEQUEAU. *INRS-Eau, rapport de recherche no 504*, 221 pp.

Morin, G., Fortin, J.P., Lardeau, J.P., Sochanska, W., Paquette, S. 1981. Modèle CEQUEAU: manuel d'utilisation. *INRS-Eau, Rapport scientifique No 93*, 449 p.

Newton, D. 1983. Realistic assessment of maximum flood potentials. *ASCE Journal of Hydraulic Engineering*, 109(6), 905-918.

OMM (Organisation Météorologique Mondiale). 1986. Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation. *Operational Hydrology Report No.1, 2nd edition, WMO – No. 332*, Genève, Suisse.

Priestley, C.H.B., and Taylor, R.J. 1972. On the assesment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100, 81-92.

Rankinen, K., Karvonen, T., Butterfield, D. 2004. A simple model for predicting soil temperature in snow-covered and seasonally frozen soil: model description and testing, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 8, 706-716, doi:10.5194/hess-8-706-2004.

Rousseau, A. N., Klein, I.M., Freudiger, D., Gagnon, P., Frigon, A. Ratté-Fortin, C. 2014. Development of a methodology to evaluate probable maximum precipitation (PMP) under changing climate conditions: Application to southern Quebec, Canada. *Journal of Hydrology* (2014) <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.053>

Rousseau, A.N., P. Gagnon, S. Savary, D. Freudiger, I. Klein. 2012. Intégration de l'impact des changements climatiques (CC) dans la détermination des crues maximales probables (CMP) afin d'appuyer les usagers dans l'évaluation de la sécurité des barrages. *Rapport R-1385*, Centre Eau, Terre et Environnement, Institut national de la recherche scientifique, INRS-ETE. Québec, PQ

Savary S., Fortin, J.-P., Bernier, M., Martin, E. 2004. Modélisation du couvert nival, sur le sous-bassin LG4 de la rivière La Grande dans le nord du Québec, à l'aide du modèle français CROCUS, *Revue des sciences de l'eau*, 17(3), 395-417.

Shuttleworth, W. J. 2012 *Terrestrial Hydrometeorology and the Global Water Cycle*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. doi: 10.1002/9781119951933.ch1.

Stull, R.B. 2000. *Meteorology for Scientists and Engineers*, Brooks/Cole, Pacific Grove, pp. 23-42

5. Références bibliographiques

Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geog. Rev.*, 38, 55-94.

Thorsen, S. M., Roer, A.-G., van Oijen, M. 2010. Modelling the dynamics of snow cover, soil frost and surface ice in Norwegian grasslands, *Polar Res.*, 29, 110–126.

Turcotte, R., Rousseau, A.N., Fortin, J.-P., Villeneuve, J.-P. 2003. Development of a process-oriented, multiple-objective, hydrological calage strategy accounting for model structure. Dans :Duan, Q., S. Sorooshian, H. Gupta, A.N. Rousseau, R. Turcotte, *Advances in Calibration of Watershed Models*, Water Science & Application 6, AGU: 153-163.

Whiteman C. D. and Allwine K. J., 1986. Extraterrestrial solar radiation on inclined surfaces, *Environmental Software*, 1986, Vol. 1, No. 3.: pp. 164-169.

Vogt, M. 2013 Implementation of a Simple Net Radiation Scheme in the Spatially-Distributed Model HYDROTEL to Improve the Estimation of Evapotranspiration. Bachelor Thesis, Centre Eau Terre Environnement, Institut national de la recherche scientifique, INRS-ETE. Québec, PQ., Institute of Environmental Engineering, Swiss Federal Institute of Technology., Zürich. pp.69

Sites Internet:

The Atlas of Canada - Forestry

<http://atlas.nrcan.gc.ca/site/english/maps/forestry.html#forestdistribution> visited the 16.05.2013

The Canadian Atlas Online – Boreal Shield

<http://www.canadiangeographic.ca/atlas/themes.aspx?id=shield&lang=en> visited the 28.05.2013