

Université du Québec
Institut National de la Recherche Scientifique
Centre Eau Terre Environnement

**SIMPLIFICATION DE L'ESTIMATION
DES TAUX D'ÉVAPOTRANSPIRATION
SUR LES TOURBIÈRES BORÉALES
PAR LA QUASI-NEUTRALITÉ DE L'ATMOSPHÈRE**

Par
Pierre-Erik Isabelle

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de
Maître ès sciences (M.Sc.)
en sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Président du jury et
examineur interne

Bernard Giroux
INRS-ETE

Examineur externe

Marc Calaf
Department of Mechanical Engineering
University of Utah

Directeur de recherche

Alain N. Rousseau
INRS-ETE

Codirecteur de recherche

Daniel F. Nadeau
Département des génies civil, géologique
et des mines
Polytechnique Montréal

REMERCIEMENTS

Il est important pour moi de remercier d'abord mes directeur et codirecteur Alain N. Rousseau et Daniel Nadeau. Le premier est celui qui m'a donné ma première chance, celui qui a su déceler un certain potentiel après plusieurs refus antérieurs. Au cours de nos années de collaboration, il a su donner les bons conseils et indices aux bons moments, mais a surtout laissé ma créativité travailler. Cette confiance en mes capacités a grandement aidé à forger celle que j'ai en moi-même. De son côté, Daniel m'a appris la rigueur, la discipline et l'enthousiasme qui doivent faire partie prenante d'une carrière académique en recherche scientifique. Nos réunions bimensuelles ont été des moments où la magie a pu opérer, et c'est avec une grande confiance que j'attends notre future collaboration. Je vous remercie aussi tous les deux pour les expériences inestimables qu'ont été ces trois congrès internationaux.

Mon projet en était un plutôt solitaire, mais il n'en demeure pas moins que l'équipe de recherche du professeur Rousseau est un groupe dynamique et agréable à côtoyer. C'est, à la base, l'été passé au 5325 avec Stéphane Savary, Alain Royer, Justine Carlier, Daphné Freudiger et Claudie Ratté-Fortin qui m'a poussé vers une carrière en recherche scientifique, et les nombreuses discussions dans ce local ou ailleurs ont été une étincelle. Je retiens aussi la passion et l'affabilité extraordinaire de Silvio J. Gumiere. Finalement, les projets et discussions avec Gwenael Carrer et Maxime Fossey ont aidé à aiguiller certains aspects du projet dans la bonne direction.

Je tiens aussi à remercier la nation Cris de Chisasibi, ainsi que Simone Grindat, Simon Lambert-Girard, Gwenael Carrer, Gabriel Hould-Gosselin, Mathieu Oreiller, Maxime Fossey, Claudine Fortier et Catherine Guay pour leur collaboration avec la campagne de mesures du site Nécopastic. Également, je remercie Fluxnet-Canada et particulièrement Hank A. Margolis, Carole Coursolle, Peter M. Lafleur, Elyn R. Humphreys et Larry B. Flanagan pour leur collaboration dans une publication à venir, mais aussi pour les nombreuses idées soulevées et évidemment pour le partage des données des sites Mer Bleue et Western Peatland.

Finalement, je tiens à offrir mes plus sincères remerciements à toutes ces personnes (famille, amis, connaissances, collègues de bureaux, etc.) qui ont, un jour ou un autre, voulu savoir : « C'est quoi ton projet? ». Cette question répétée maintes et maintes fois aide certainement le chercheur à cerner son projet d'étude et surtout sa pertinence.

RÉSUMÉ

Les tourbières occupent entre 10% et 20% du territoire boréal mondial, pour une superficie de près de 3 millions de km². Toutefois, elles sont aussi typiquement éloignées et isolées, ce qui limite le nombre et la précision de données mesurées *in situ*, particulièrement pour l'évapotranspiration (ET). Or, ce terme du bilan hydrologique est crucial dans ce type d'environnement, où l'ET estivale peut représenter jusqu'à 95% des précipitations. Les travaux de ce mémoire de maîtrise ont pour but de combler ce manque de données en proposant une nouvelle approche pour estimer l'ET des tourbières avec un minimum de variables météorologiques.

L'étude utilise des séries temporelles recueillies par la méthode de la covariance des tourbillons sur trois tourbières canadiennes. La tourbière Nécopastic, située dans les basses terres de la Baie James, au nord du Québec, est le site d'étude principal avec un jeu de données originales, comportant des mesures pour l'été 2012. Les deux autres jeux de données proviennent du réseau Fluxnet, et les analyses ont été faites sur les étés seulement. La deuxième tourbière, Mer Bleue, localisée à environ 10 km à l'est d'Ottawa, en Ontario, est le site de données couvrant les étés 1999 à 2003. Finalement, le site Western Peatland est situé à environ 80 km au nord-est d'Athabasca, en Alberta, et les données analysées couvrent les étés 2003 à 2009.

Le rayonnement solaire est le moteur le plus important derrière l'ET, la source d'énergie principale permettant la vaporisation de l'eau. À ce titre, la corrélation est très forte ($R^2 \approx 0.8$) entre l'ET et le rayonnement net, et ce pour tous les sites de mesure et toutes les années analysées. L'ET est pratiquement nulle lors des épisodes de précipitation, mais l'humidification de la surface tourbeuse renforce par la suite le processus évaporatif. Finalement, le mouvement de la nappe phréatique ne semble pas corrélé avec l'ET, si ce n'est qu'une augmentation importante de sa profondeur peut causer une diminution de l'ET cumulative estivale. Des trois sites, Mer Bleue est celui ayant la plus forte ET estivale, probablement en raison du plus fort rayonnement solaire y étant présent. Les deux autres sites subissent un rayonnement similaire, mais la plus grande humidité du site Nécopastic l'avantage au niveau de l'ET.

Les données observées d'ET sont comparées à des données générées par plusieurs modèles connus d'estimation de l'ET (Hydro-Québec, Thornthwaite, Linacre, Hargreaves-Samani,

Penman, Priestley-Taylor, Penman-Monteith). Les quatre premiers modèles sont fortement empiriques et ne parviennent pas à expliquer une grande proportion de la variance des données observées. Les trois derniers modèles sont tous basés sur le bilan d'énergie et offrent d'excellentes performances sur chacun des sites d'étude. La meilleure performance de l'équation de Penman par rapport à celle de Priestley-Taylor démontre que le calcul du pouvoir évaporant de l'air apporte une précision significative pour expliquer la variance de l'ET. Néanmoins, ces trois formulations s'avèrent très exigeantes en données d'entrée dans le contexte des tourbières boréales, où des données de rayonnement net depuis le sol sont rarement disponibles.

Les trois sites à l'étude ont toutefois en commun une forte récurrence de conditions atmosphériques quasi neutres, causées par une turbulence mécanique accrue et de très faibles effets de flottabilité thermique. Cette dernière est diminuée par le stockage de chaleur dans le médium tourbe/eau et par la priorisation du flux de chaleur latente aux dépens du flux de chaleur sensible, qui est aussi diminué par une couverture nuageuse et du brouillard fréquent.

Ces conditions particulières simplifient les équations pour les profils de vitesse du vent et de vapeur d'eau dérivées de la théorie de similarité de Monin-Obukhov. Ceci a conduit à l'utilisation de l'approche des transferts massiques décrite par Brutsaert (2005) et typiquement utilisée sur des étendues d'eau. Ce modèle donne des résultats prometteurs en termes d'erreur moyenne et de corrélation, mais devient dépendant de la proportion du temps passé sous conditions atmosphériques quasi neutres. Le modèle semble surestimer l'ET lors des périodes quasi neutres et la sous-estimer en périodes instables, ce qui semble être un contrebalancement dû au processus d'optimisation.

Le modèle est sujet à deux sources d'erreurs principales : une due à la stabilité atmosphérique et une autre due à la non-saturation de la surface. La première semble négligeable étant donnée la forte récurrence de périodes quasi neutres sur les trois sites d'étude. La deuxième peut avoir un effet important, particulièrement lors des épisodes de très fortes ET où le rayonnement solaire est maximal, et la surface de la tourbe manifestement sèche de par l'absence de pluie depuis plusieurs jours. Dans tous les cas, la hauteur de la nappe phréatique semble jouer un rôle sur l'efficacité du modèle en augmentant le stockage de chaleur dans la tourbe et donc le nombre de périodes quasi neutres et en augmentant le contenu en eau de la tourbe de surface par capillarité.

ABSTRACT

Peatlands account for 10% to 20% of the circumpolar boreal biome, with a total surface close to 3 million km². Despite their widespread occurrence, they are typically found in remote areas, making their study difficult and costly, therefore limiting the number and accuracy of *in-situ* measurements, especially for evapotranspiration (ET). However, this water balance term is crucial in this type of environment, where summer ET can account for up to 95% of precipitation. The work of this master's thesis aims to overcome this lack of data by proposing a new approach to estimate peatland ET with a minimum of meteorological variables.

The study uses temporal series collected with the eddy covariance method on three Canadian peatlands. The Necopastic bog, which is located in the James Bay lowlands in northern Quebec, is the main study site with a set of original data, including measurements for summer 2012. The other two datasets were acquired from the Fluxnet database, and the analyses are performed on summers only. The Mer Bleue bog is located approximately 10 km east of Ottawa, Ontario, and data cover the summers of 1999 to 2003. The Western Peatland site is a forested fen located about 80 km northeast of Athabasca, Alberta, and data cover the summers 2003 to 2009.

Solar radiation governs substantially ET, being the main energy source for water vaporisation. Therefore, strong correlation ($R^2 \approx 0.8$) is observed between observed ET and net radiation for every field site and every year analysed. ET is negligible during precipitation events, although the humidification of the peat surface reinforces evaporative rates afterwards. The position of the water table does not appear to be correlated with ET, but a significant increase of its depth can decrease cumulative summer ET. Of the three sites, Mer Bleue has the largest summer ET, which is probably caused by stronger solar radiation. The two other sites are under relatively similar net radiation conditions, but the higher surface humidity in Necopastic appears to increase ET.

The observed ET data obtained with the eddy covariance method are compared with values generated by several well-known models for ET estimation (Hydro-Québec, Thornthwaite, Linacre, Hargreaves-Samani, Penman, Priestley-Taylor and Penman-Monteith). The first four models have strong empirical basis and do not explain a large proportion of the variance of observed data. The last three models are based on an energy budget and give excellent results for

each field sites. Penman's best performance over the Priestley-Taylor equation shows the importance of including the drying power of the air to explain the variance of observed ET. However, these formulations end up being too costly in terms of data requirements in the context of boreal peatlands, where upward net radiation measurements are seldom available.

The three study sites have in common a strong recurrence of near-neutral atmospheric conditions caused by an increased mechanical mixing and very low thermal buoyancy effects. The latter is decreased by heat storage in the peat/water medium and by the prioritization of latent heat flux at the expense of sensible heat flux, which is also diminished by frequent fog and cloud cover conditions.

These singular characteristics simplify the equations for the profiles of wind speed and water vapor derived from the Monin-Obukhov similarity theory. All these findings lead to the development of a model called Neutral Profile, which is the equivalent of the "bulk-transfer" approach described by Brutsaert (2005) and typically used over open-water areas. The model gives promising results in terms of mean error and correlation, but the accuracy is, however, in all likelihood proportional to the number of near-neutral periods. An overestimation of ET is visible during near-neutral periods while an underestimation is detected under unstable conditions, which appears to be a counterbalancing effect induced by the optimization process.

There are two main sources of error associated with the model: one due to atmospheric stability conditions and another due to non-saturation conditions of the peat surface. The former appears negligible, given the frequent occurrence of near-neutral stability over the three field sites. The latter can, however, have important effects, particularly when observed ET is at its strongest and net radiation is maximized while the peat surface is inevitably dried out by the lack of rain in previous days. In any case, the depth of the water table (with respect to the soil surface) appears to play a significant role on model accuracy by increasing heat storage in the peat, and, therefore, the proportion of near-neutral periods, and by increasing the peat water content by capillarity. Nevertheless, the simplicity of the model and the foreseeable low cost of an associated weather station make it a valuable tool to estimate ET over boreal peatlands.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	III
RÉSUMÉ.....	V
ABSTRACT.....	VII
TABLE DES MATIÈRES.....	IX
LISTE DES TABLEAUX.....	XIII
LISTE DES FIGURES.....	XV
LISTE DES VARIABLES.....	XXI
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	XXVII
1 INTRODUCTION.....	1
1.1 MILIEUX HUMIDES : PROPORTION ET CLASSIFICATION.....	2
1.2 ÉVAPOTRANSPIRATION SUR LES TOURBIÈRES.....	4
1.3 MICROMÉTÉOROLOGIE ET STABILITÉ ATMOSPHÉRIQUE.....	7
1.4 CONTRIBUTIONS ET OBJECTIFS.....	13
1.5 ORGANISATION ET STRUCTURE DU MÉMOIRE.....	14
2 MÉTHODOLOGIE.....	15
2.1 SITES D'ÉTUDE.....	15
2.1.1 <i>Nécopastic</i>	16
2.1.1.1 Localisation, type et climat.....	16
2.1.1.2 Végétation et comportement évaporatif.....	17
2.1.1.3 Instrumentation et traitement de données.....	17
2.1.2 <i>Mer Bleue</i>	19
2.1.2.1 Localisation, type et climat.....	19
2.1.2.2 Végétation et comportement évaporatif.....	19
2.1.2.3 Instrumentation et traitement de données.....	20
2.1.3 <i>Western Peatland</i>	21
2.1.3.1 Localisation, type et climat.....	21
2.1.3.2 Végétation et comportement évaporatif.....	22
2.1.3.3 Instrumentation et traitement de données.....	23
2.2 VARIABLES MÉTÉOROLOGIQUES.....	24
2.3 MÉTRIQUES DE COMPARAISON.....	26
2.3.1 <i>Erreur moyenne normalisée (NME)</i>	26
2.3.2 <i>Coefficient de détermination (R^2)</i>	27

2.3.3	<i>Erreur type (RMSE)</i>	27
OBJECTIF I		29
3	ÉVAPOTRANSPIRATION MESURÉE	31
3.1	MÉTHODE : LA COVARIANCE DES TOURBILLONS	31
3.1.1	<i>Principe théorique</i>	31
3.1.2	<i>Montage expérimental</i>	38
3.1.3	<i>Corrections et analyses statistiques</i>	41
3.1.3.1	Élimination de la tendance linéaire	41
3.1.3.2	Correction de l'inclinaison par double rotation	42
3.1.3.3	Compensation des décalages temporaires.....	43
3.1.3.4	Compensation des fluctuations de masse volumique de l'air	44
3.1.3.5	Corrections spectrales	45
3.1.3.6	Analyses statistiques	46
3.1.4	<i>Qualité des données et retraits</i>	50
3.1.5	<i>Remplacement des données manquantes ou retirées</i>	51
3.2	RÉSULTATS ET DISCUSSIONS	52
3.2.1	<i>Variabilité spatiale</i>	52
3.2.2	<i>Variabilité temporelle</i>	55
3.2.3	<i>Facteurs hydrologiques et énergétiques : pluie, nappe phréatique et radiation nette</i>	58
4	BILAN ÉNERGÉTIQUE	65
4.1	MÉTHODE	65
4.2	RÉSULTATS ET DISCUSSIONS	68
OBJECTIF II		73
5	CLIMATOLOGIE DE LA STABILITÉ ATMOSPHÉRIQUE	75
5.1	DISTRIBUTION DE LA STABILITÉ ATMOSPHÉRIQUE.....	75
5.2	ANALYSE DES VARIATIONS DES TERMES DE LA LONGUEUR D'OBUKHOV	78
5.3	AFFAIBLISSEMENT DES EFFETS DE FLOTTABILITÉ THERMIQUE	82
5.4	PROÉMINENCE DE LA TURBULENCE MÉCANIQUE	87
OBJECTIF III		91
6	MÉTHODES CONNUES D'ESTIMATION DE L'ET	93
6.1	MÉTHODE	93
6.1.1	<i>Hydro-Québec</i>	94
6.1.2	<i>Thornthwaite</i>	95
6.1.3	<i>Linacre</i>	96

6.1.4	<i>Hargreaves et Samani</i>	97
6.1.5	<i>Penman</i>	98
6.1.6	<i>Priestley-Taylor</i>	101
6.1.7	<i>Penman-Monteith</i>	101
6.1.8	<i>Optimisation</i>	102
6.2	RÉSULTATS	104
6.2.1	<i>Hydro-Québec</i>	106
6.2.2	<i>Thorntwaite</i>	108
6.2.3	<i>Linacre</i>	108
6.2.4	<i>Hargreaves-Samani</i>	110
6.2.5	<i>Penman</i>	112
6.2.6	<i>Priestley-Taylor</i>	114
6.2.7	<i>Penman-Monteith</i>	116
6.3	DISCUSSION	118
7	MÉTHODE D'ESTIMATION PROPOSÉE : APPROCHE DES TRANSFERTS MASSIQUES	121
7.1	MÉTHODE	121
7.1.1	<i>Théorie de similarité de Monin-Obukhov</i>	121
7.1.2	<i>Hypothèses simplificatrices</i>	125
7.1.3	<i>Paramètres ajustables et optimisation</i>	128
7.1.4	<i>Fonctionnement et données d'entrée</i>	131
7.1.5	<i>Incertitude du modèle</i>	132
7.2	RÉSULTATS ET DISCUSSIONS	134
7.2.1	<i>Vérification de la validité des hypothèses posées</i>	136
7.2.1.1	<i>Quasi-neutralité</i>	136
7.2.1.2	<i>Surface saturée</i>	138
7.2.1.3	<i>Rugosité de surface fonction de la hauteur de végétation moyenne</i>	142
7.2.2	<i>Échelle journalière</i>	143
7.2.3	<i>Échelle demi-horaire</i>	147
8	CONCLUSION	155
9	RÉFÉRENCES	159

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 2.1 : CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DES TROIS SITES D'ÉTUDE	15
TABLEAU 3.1 : LIMITES ABSOLUES DES DIFFÉRENTES VARIABLES MESURÉES	49
TABLEAU 4.1 : TERMES DES BILANS MESURÉS SELON LES SITES D'ÉTUDE	66
TABLEAU 5.1 : CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DES SITES DE COMPARAISON	77
TABLEAU 6.1 : CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DE CHACUN DES MODÈLES D'ESTIMATION D'ET UTILISÉ	94
TABLEAU 6.2 : RÉSULTATS DE MODÉLISATION PAR LES MÉTHODES ANTÉRIEURES : ÉCHELLE JOURNALIÈRE	105
TABLEAU 6.3 : RÉSULTATS DE MODÉLISATION PAR LES MÉTHODES ANTÉRIEURES : ÉCHELLE DEMI-HORAIRE	106
TABLEAU 7.1 : REVUE DE LITTÉRATURE DES VALEURS DES PARAMÈTRES κB_T^{-1} ET κB_V^{-1} SELON LES DIFFÉRENTS TERRAINS	130
TABLEAU 7.2 : RÉSULTATS DE MODÉLISATION DU MODÈLE DES TRANSFERTS MASSIQUES.....	135

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1 : ILLUSTRATION DES ÉCHELLES TEMPORELLES ET SPATIALES (HORIZONTALES) MICRO ET MÉSO ET DES PHÉNOMÈNES MÉTÉOROLOGIQUES TYPIQUES (ADAPTÉ DE STULL, 1988).....	8
FIGURE 1.2 : STRUCTURE SPATIALE ET TEMPORELLE DE LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE (ADAPTÉ DE STULL, 1988)	9
FIGURE 1.3 : STRUCTURE SPATIALE DE LA COUCHE DE SURFACE (ADAPTÉ DE OKE, 1987 ET STULL, 1988)	10
FIGURE 2.1 : LOCALISATION DES TROIS TOURBIÈRES À L'ÉTUDE.....	16
FIGURE 2.2 : SITE D'ÉTUDE NÉCOPASTIC (PHOTO PRISE LE 22 JUILLET 2012)	17
FIGURE 2.3 : SITE D'ÉTUDE MER BLEUE (SOURCE : ELYN R. HUMPHREYS).....	20
FIGURE 2.4 : SITE D'ÉTUDE WESTERN PEATLAND (SOURCE : LAWRENCE B. FLANAGAN)	22
FIGURE 3.1 : PROFIL LOGARITHMIQUE DE LA VITESSE DU VENT AVEC LA HAUTEUR ET TOURBILLONS	32
FIGURE 3.2 : ILLUSTRATION GRAPHIQUE DE LA DÉCOMPOSITION DE REYNOLDS : VARIABLE ARBITRAIRE X EN FONCTION DU TEMPS	33
FIGURE 3.3 : ILLUSTRATION GRAPHIQUE DE LA COVARIANCE ENTRE LA TEMPÉRATURE T ET LA VITESSE DU VENT VERTICALE w (ADAPTÉ DE GRINDAT <i>ET AL.</i> , 2012)	35
FIGURE 3.4 : IDÉALISATION DU MÉLANGE DE L' AIR PAR UN PETIT TOURBILLON POUR (A) UN FLUX NET VERS LE HAUT DANS UNE ATMOSPHÈRE INSTABLE ; ET (B) UN FLUX NET VERS LE BAS DANS UNE ATMOSPHÈRE STABLE. LA COURBE NOIRE EST LA VARIATION DE TEMPÉRATURE AVEC LA HAUTEUR (ADAPTÉ DE STULL, 1988).....	36
FIGURE 3.5 : MONTAGE CT TYPIQUE, AVEC ANÉMOMÈTRE SONIQUE ET ANALYSEUR DE GAZ (HTTP://HPWREN.UCS.D.EDU/NEWS/20080516/).....	39
FIGURE 3.6 : HAUTEUR DE LA COUCHE LIMITE INTERNE ATMOSPHERIQUE $H(x)$, DE LA COUCHE D'ÉQUILIBRE INTERNE $H_s(x)$ ET DE LA LIGNE AÉRODYNAMIQUE Δ EN AMONT D' UN CHANGEMENT DE RUGOSITÉ ($Z_{01} - Z_{02}$), DE TEMPÉRATURE ($T_{sfc,1} - T_{sfc,2}$) OU DE FLUX DE CHALEUR OU D' HUMIDITÉ ($F_{01} - F_{02}$) (GARRATT, 1990).....	40
FIGURE 3.7 : SCHÉMA DU MONTAGE EXPÉRIMENTAL VU DE HAUT PRÉSENTANT L' ORIENTATION DES TROIS PRINCIPAUX AXES	42
FIGURE 3.8 : PICS ANORMAUX TYPIQUES (LI-COR INC., 2014)	47
FIGURE 3.9 : EXEMPLE D'UNE SÉRIE TEMPORELLE AFFECTÉE PAR UNE FAIBLE RÉOLUTION (LI-COR INC., 2014)	48
FIGURE 3.10 : PIC PROLONGÉ ANORMAL TYPIQUE (LI-COR INC., 2014).....	48
FIGURE 3.11 : EXEMPLE DE SÉRIE TEMPORELLE INDIQUÉE COMME AYANT DES COEFFICIENTS DE DISSYMMÉTRIE ET D' APLATISSEMENT TROP ÉLEVÉ (LI-COR INC., 2014).....	49
FIGURE 3.12 : SÉRIE TEMPORELLE DE L' ET SUR NÉCOPASTIC POUR L' ÉTÉ 2012 (JOUR/MOIS)	53
FIGURE 3.13 : ET CUMULATIVE POUR NÉCOPASTIC (2012) ET LA MOYENNE INTERANNUELLE DES SITES FLUXNET	54
FIGURE 3.14 : VARIATION JOURNALIÈRE MOYENNE POUR NÉCOPASTIC 2012 ET POUR LA MOYENNE INTERANNUELLE DES SITES FLUXNET.....	55
FIGURE 3.15 : ET CUMULATIVE SUR LA MER BLEUE POUR LES ÉTÉS 2001 À 2003	56
FIGURE 3.16 : VARIATION JOURNALIÈRE MOYENNE SUR MER BLEUE POUR TOUS LES ÉTÉS À L' ÉTUDE	56

FIGURE 3.17 : ET CUMULATIVE SUR LE WESTERN PEATLAND POUR TOUS LES ÉTÉS À L'ÉTUDE	57
FIGURE 3.18 : VARIATION JOURNALIÈRE MOYENNE SUR WESTERN PEATLAND POUR TOUS LES ÉTÉS À L'ÉTUDE	58
FIGURE 3.19 : VARIATION DE L'ET CUMULATIVE EN FONCTION DE LA PRÉCIPITATION CUMULATIVE POUR : (A) NÉCOPASTIC (2012) ; (B) MER BLEUE (2001 À 2003) ET ; (C) WESTERN PEATLAND (2004 À 2009).....	60
FIGURE 3.20 : PLUVIOGRAMME DEMI-HORAIRE ET VARIATION DE LA PROFONDEUR DE LA NAPPE PHRÉATIQUE SUR NÉCOPASTIC (2012)	61
FIGURE 3.21 : PLUVIOGRAMME DEMI-HORAIRE ET VARIATION DE LA PROFONDEUR DE LA NAPPE PHRÉATIQUE SUR MER BLEUE DURANT LES ÉTÉS 1999 À 2003	61
FIGURE 3.22 : PLUVIOGRAMME DEMI-HORAIRE ET VARIATION DE LA PROFONDEUR DE LA NAPPE PHRÉATIQUE SUR WESTERN PEATLAND DURANT LES ÉTÉS 2003 À 2009	62
FIGURE 3.23 : VARIATION DE L'ET DEMI-HORAIRE EN FONCTION DE LA RADIATION NETTE POUR : (A) NÉCOPASTIC ; (B) MER BLEUE ET (C) WESTERN PEATLAND (LIGNE PLEINE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS, R^2 = 0,79 ; 0,81 ; ET 0,80 POUR RESPECTIVEMENT NÉCOPASTIC, MER BLEUE ET WESTERN PEATLAND).....	63
FIGURE 4.1 : SCHÉMA DES CONTRIBUTIONS AU BILAN D'ÉNERGIE DE SURFACE POUR (A) UNE SITUATION RÉELLE AVEC COUCHE DE STOCKAGE NON NULLE ; ET (B) UNE COUCHE DE SURFACE INFINITÉSIMALE (ADAPTÉ DE STULL, 1988)	65
FIGURE 4.2 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MOYENNES DES TERMES DU BILAN D'ÉNERGIE POUR NÉCOPASTIC (ÉTÉ 2012)	70
FIGURE 4.3 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MOYENNES DES TERMES DU BILAN D'ÉNERGIE POUR MER BLEUE (ÉTÉ 2003)	70
FIGURE 4.4 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MOYENNES DES TERMES DU BILAN D'ÉNERGIE POUR WESTERN PEATLAND (MOYENNE INTERANNUELLE).....	71
FIGURE 4.5 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MOYENNES DES TERMES DU BILAN D'ÉNERGIE POUR A) NÉCOPASTIC (ÉTÉ 2012) ; B) MER BLEUE (ÉTÉ 2003) ; ET C) WESTERN PEATLAND (MOYENNE INTERANNUELLE DE 2003 À 2009). LES BARRES D'ERREUR REPRÉSENTENT LES ÉCARTS-TYPES ASSOCIÉS AUX MOYENNES.	72
FIGURE 5.1 : RÉPARTITION DU PARAMÈTRE DE STABILITÉ Z POUR LES TROIS SITES D'ÉTUDE. LA PORTION HACHURÉE REPRÉSENTE LES PÉRIODES DE NUIT	76
FIGURE 5.2 : PROPORTION DE PÉRIODES QUASI NEUTRES ($-0,1 < \zeta < 0,1$) POUR LES SITES D'ÉTUDE ET LES SITES DE COMPARAISON INTRODUICTS AU TABLEAU 5.1	77
FIGURE 5.3 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MÉDIANES SUR NÉCOPASTIC ($z = 3,3$ m) POUR L'ÉTÉ 2012 DE : (A) LE PARAMÈTRE DE STABILITÉ ; ET (B) LES TERMES DE LA LONGUEUR D'OBUKHOV	79
FIGURE 5.4 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MÉDIANES DU PARAMÈTRE DE STABILITÉ SUR MER BLEUE ($z = 3$ m) POUR LES ÉTÉS : (A) 1999 ; ET (B) 2003 ; ET DES TERMES DE LA LONGUEUR D'OBUKHOV POUR LES ÉTÉS : (C) 1999 ET ; (D) 2003	80
FIGURE 5.5 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MÉDIANES DU PARAMÈTRE DE STABILITÉ SUR WESTERN PEATLAND ($z = 9,3$ m) POUR LES ÉTÉS : (A) 2004 ; ET (B) 2009 ; ET DES TERMES DE LA LONGUEUR D'OBUKHOV POUR LES ÉTÉS : (C) 2004 ET ; (D) 2009	81

FIGURE 5.6 : STOCKAGE DE CHALEUR DANS LE SOL DU SITE NÉCOPASTIC, SELON LA PÉRIODE DU JOUR ET LE PARAMÈTRE DE STABILITÉ	83
FIGURE 5.7 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MOYENNES DU PROFIL DE TEMPÉRATURE DANS L' AIR ET LA TOURBE POUR NÉCOPASTIC, ÉTÉ 2012 (PROFONDEUR MOYENNE DE LA NAPPE PHRÉATIQUE : 11 CM)	84
FIGURE 5.8 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MOYENNES DU PROFIL DE TEMPÉRATURE DANS L' AIR ET LA TOURBE POUR MER BLEUE, ÉTÉ 1999 SUR : (A) UNE PLATIÈRE ET (B) UNE BUTTE (PROFONDEUR MOYENNE DE LA NAPPE PHRÉATIQUE : 55 CM)	85
FIGURE 5.9 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MOYENNES DU PROFIL DE TEMPÉRATURE DANS L' AIR ET LA TOURBE POUR MER BLEUE, ÉTÉ 2003 SUR : (A) UNE PLATIÈRE ET (B) UNE BUTTE (PROFONDEUR MOYENNE DE LA NAPPE PHRÉATIQUE : 50 CM)	85
FIGURE 5.10 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MOYENNES DU PROFIL DE TEMPÉRATURE DANS L' AIR ET LA TOURBE POUR WESTERN PEATLAND, ÉTÉ 2003 SUR : (A) UNE PLATIÈRE ET (B) UNE BUTTE (PROFONDEUR MOYENNE DE LA NAPPE PHRÉATIQUE : 32 CM).....	86
FIGURE 5.11 : VARIATIONS JOURNALIÈRES MOYENNES DU PROFIL DE TEMPÉRATURE DANS L' AIR ET LA TOURBE POUR WESTERN PEATLAND, ÉTÉ 2009 SUR : (A) UNE PLATIÈRE ET (B) UNE BUTTE (PROFONDEUR MOYENNE DE LA NAPPE PHRÉATIQUE : 66 CM).....	86
FIGURE 5.12 : HISTOGRAMME DE TYPE « ROSE DES VENTS » DE LA VITESSE DU VENT U ET DE LA VITESSE DE FRICTION U_* SUR LE SITE NÉCOPASTIC, ÉTÉ 2012	88
FIGURE 5.13 : HISTOGRAMME DE TYPE « ROSE DES VENTS » DE LA VITESSE DU VENT U ET DE LA VITESSE DE FRICTION U_* SUR LE SITE MER BLEUE, ÉTÉS 1999 À 2003	89
FIGURE 5.14 : HISTOGRAMME DE TYPE « ROSE DES VENTS » DE LA VITESSE DU VENT U ET DE LA VITESSE DE FRICTION U_* SUR LE SITE WESTERN PEATLAND, ÉTÉS 2003 À 2009	89
FIGURE 6.1 : COMPARAISON DE L'ÉT PAR LA MÉTHODE CT ET LE MODÈLE HYDRO-QUÉBEC (JOURNALIER) POUR : (A) NÉCOPASTIC ; (B) MER BLEUE ; ET (C) WESTERN PEATLAND (LIGNE POINTILLÉE : LIGNE 1:1 ; LIGNE PLEINE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS)	107
FIGURE 6.2 : COMPARAISON DE L'ÉT PAR LA MÉTHODE CT ET LE MODÈLE THORNTHWAITTE (JOURNALIER) (LIGNE POINTILLÉE : LIGNE 1:1 ; LIGNE PLEINE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS)	108
FIGURE 6.3 : HISTOGRAMME DES VALEURS D' ALBÉDO POUR L'ÉTÉ 2012 SUR NÉCOPASTIC.....	109
FIGURE 6.4 : COMPARAISON DE L'ÉT PAR LA MÉTHODE CT ET LE MODÈLE LINACRE (JOURNALIER) (LIGNE POINTILLÉE : LIGNE 1:1 ; LIGNE PLEINE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS)	110
FIGURE 6.5 : COMPARAISON DE L'ÉT PAR LA MÉTHODE CT ET LE MODÈLE HARGREAVES-SAMANI (JOURNALIER) POUR : (A) NÉCOPASTIC ; (B) MER BLEUE ; ET (C) WESTERN PEATLAND (LIGNE POINTILLÉE : LIGNE 1:1 ; LIGNE PLEINE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS).....	111
FIGURE 6.6 : COMPARAISON DE L'ÉT PAR LA MÉTHODE CT ET LE MODÈLE PENMAN À ÉCHELLE DE TEMPS JOURNALIÈRE POUR : (A) NÉCOPASTIC ; (B) MER BLEUE ; ET (C) WESTERN PEATLAND ; ET À ÉCHELLE DE TEMPS DEMI-HORAIRE POUR : (D) NÉCOPASTIC ; (E) MER BLEUE ; ET (F) WESTERN PEATLAND (LIGNE POINTILLÉE : LIGNE 1:1 ; LIGNE PLEINE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS)	113

FIGURE 6.7 : COMPARAISON DE L'ET PAR LA MÉTHODE CT ET LE MODÈLE PRIESTLEY-TAYLOR À ÉCHELLE DE TEMPS JOURNALIÈRE POUR : (A) NÉCOPASTIC ; (B) MER BLEUE ; ET (C) WESTERN PEATLAND ; ET À ÉCHELLE DE TEMPS DEMI-HORAIRE POUR : (D) NÉCOPASTIC ; (E) MER BLEUE ; ET (F) WESTERN PEATLAND (LIGNE POINTILLÉE : LIGNE 1:1 ; LIGNE PLEINE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS)	115
FIGURE 6.8 : COMPARAISON DE L'ET PAR LA MÉTHODE CT ET LE MODÈLE PENMAN-MONTEITH (DEMI-HEURE) POUR NÉCOPASTIC (LIGNE POINTILLÉE : LIGNE 1:1 ; LIGNE PLEINE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS)	117
FIGURE 6.9 : COMPARAISON DE L'ET PAR LA MÉTHODE CT ET LE MODÈLE PENMAN-MONTEITH (JOURNALIER) POUR NÉCOPASTIC (LIGNE POINTILLÉE : LIGNE 1:1 ; LIGNE PLEINE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS)	117
FIGURE 6.10 : COMPARAISON DE L'ET CUMULATIVE SUR NÉCOPASTIC (2012) AVEC LA MÉTHODE CT ET LES MODÈLES PENMAN, PENMAN-MONTEITH ET PRIESTLEY-TAYLOR.....	119
FIGURE 6.11 : COMPARAISON DE L'ET CUMULATIVE SUR WESTERN PEATLAND AVEC LA MÉTHODE CT ET LES MODÈLES PENMAN ET PRIESTLEY-TAYLOR POUR LES ÉTÉS : (A) 2006 ; (B) 2007 ; (C) 2008 ET ; (D) 2009	120
FIGURE 7.1 : DISTRIBUTION DE L'ERREUR DUE À LA STABILITÉ ATMOSPHÉRIQUE δ_s POUR TOUS LES SITES (0-100%)	137
FIGURE 7.2 : VARIATION DE L'ERREUR DUE À LA STABILITÉ δ_s EN FONCTION DU PARAMÈTRE DE STABILITÉ ζ	138
FIGURE 7.3 : COMPARAISON DE L'HUMIDITÉ SPÉCIFIQUE DE SURFACE SATURÉE UTILISÉE ET DE L'HUMIDITÉ SPÉCIFIQUE DE SURFACE THÉORIQUE POUR : (A) NÉCOPASTIC (2012) ; (B) MER BLEUE (1999 – 2003) ; ET (C) WESTERN PEATLAND (2003 – 2009) (LIGNE POINTILLÉE : LIGNE 1:1 ; LIGNES PLEINES : RÉGRESSIONS LINÉAIRES DES MOINDRES CARRÉS)	139
FIGURE 7.4 : DISTRIBUTION DE L'ERREUR DUE À L'HUMIDITÉ DE SURFACE δ_{src} POUR TOUS LES SITES (0-100%).....	141
FIGURE 7.5 : HISTOGRAMME DE TYPE « ROSE DES VENTS » DE LA LONGUEUR DE RUGOSITÉ Z_{0M} SUR LE SITE NÉCOPASTIC, ÉTÉ 2012	143
FIGURE 7.6 : COMPARAISON DE L'ET PAR LA MÉTHODE CT ET L'APPROCHE DES TRANSFERTS MASSIQUES (JOURNALIER) SUR NÉCOPASTIC (LIGNE POINTILLÉE : LIGNE 1:1 ; LIGNE PLEINE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS).....	144
FIGURE 7.7 : COMPARAISON DE L'ET PAR LA MÉTHODE CT ET L'APPROCHE DES TRANSFERTS MASSIQUES (JOURNALIER) SUR A) MER BLEUE ; ET B) WESTERN PEATLAND (LIGNE POINTILLÉE : LIGNE 1:1 ; LIGNE PLEINE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS).....	145
FIGURE 7.8 : COMPARAISON DE L'ET PAR LA MÉTHODE CT ET L'APPROCHE DES TRANSFERTS MASSIQUES (DEMI-HORAIRE) SUR NÉCOPASTIC, CLASSIFICATION PAR : (A) STABILITÉ ATMOSPHÉRIQUE ; ET (B) JOUR ET NUIT (LIGNE POINTILLÉE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS POUR TOUS LES POINTS ; LIGNES PLEINES : RÉGRESSIONS LINÉAIRES DES MOINDRES CARRÉS POUR LES POINTS DE MÊME COULEUR)	148
FIGURE 7.9 : COMPARAISON DE L'ET PAR LA MÉTHODE CT ET L'APPROCHE DES TRANSFERTS MASSIQUES (DEMI-HORAIRE) SUR MER BLEUE, CLASSIFICATION PAR : (A) STABILITÉ ATMOSPHÉRIQUE ; ET (B) JOUR ET NUIT (LIGNE POINTILLÉE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS POUR TOUS LES POINTS ; LIGNES PLEINES : RÉGRESSIONS LINÉAIRES DES MOINDRES CARRÉS POUR LES POINTS DE MÊME COULEUR)	149
FIGURE 7.10 : COMPARAISON DE L'ET PAR LA MÉTHODE CT ET L'APPROCHE DES TRANSFERTS MASSIQUES (DEMI-HORAIRE) SUR WESTERN PEATLAND, CLASSIFICATION PAR : (A) STABILITÉ ATMOSPHÉRIQUE ; ET (B) JOUR ET	

NUIT (LIGNE POINTILLÉE : RÉGRESSION LINÉAIRE DES MOINDRES CARRÉS POUR TOUS LES POINTS ; LIGNES PLEINES : RÉGRESSIONS LINÉAIRES DES MOINDRES CARRÉS POUR LES POINTS DE MÊME COULEUR).....	149
FIGURE 7.11 : COMPARAISON DU CYCLE JOURNALIER D'ET MESURÉ AVEC LA MÉTHODE CT ET MODÉLISÉ AVEC L'APPROCHE DES TRANSFERTS MASSIQUES POUR : (A) NÉCOPASTIC (2012) ; (B) MER BLEUE (MOYENNE INTERANNUELLE) ; ET (C) WESTERN PEATLAND (MOYENNE INTERANNUELLE).....	152

LISTE DES VARIABLES

Variable	Identification	Unités
A	Exposant de Thornthwaite	-
a	Coefficient empirique, fonctions de stabilité (section 7.1.1)	-
a_i	Coefficients empiriques (e_s)	-
alb	Albédo de la surface	-
alt	Altitude du terrain	m
B_t^{-1}	Paramètre adimensionnel de résistance excessive du transfert de température	-
B_v^{-1}	Paramètre adimensionnel de résistance excessive du transfert d'humidité	-
b	Coefficient empirique, fonctions de stabilité (section 7.1.1)	-
Ce	Coefficient de transfert, approche de transferts massiques (section 7.1.2)	-
C_{H_2O}	Concentration molaire de vapeur d'eau dans l'air	mmol / mol
C_p	Capacité calorifique du milieu	J m ⁻³ K ⁻¹
c	Coefficient empirique, fonctions de stabilité (section 7.1.1)	-
c_p	Chaleur spécifique de l'air humide	J kg ⁻¹ K ⁻¹
c_{pd}	Chaleur spécifique de l'air sec	J kg ⁻¹ K ⁻¹
c_1, c_2	Coefficients empiriques (section 3.1.4)	-
d	Coefficient empirique, fonctions de stabilité (section 7.1.1)	-
d_0	Hauteur du plan de déplacement zéro	m
E	Évapotranspiration, en lame d'eau	mm
E_A	Pouvoir évaporant de l'air	Pa W m ⁻² K ⁻¹
E_{flux}	Flux d'eau évaporatif dans l'atmosphère	kg m ⁻² s ⁻¹
E_{jour}	Évapotranspiration journalière	mm
e_s	Tension de vapeur à saturation de l'air	Pa
ET_{mod}	Évapotranspiration modélisée	mm
ET_{obs}	Évapotranspiration observée	mm
$E_{\Delta t}$	Évapotranspiration durant Δt	mm

F	Flux massique turbulent	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
G	Flux de chaleur dans le sol	W / m^2
G_g	Flux de stockage dans le sol par profil de température	W / m^2
$G_{stockage}$	Stockage de chaleur dans le sol	W / m^2
g	Constante gravitationnelle	m / s^2
H_{CT}	Flux de chaleur sensible mesuré avec CT	W / m^2
$H_{CT,stockage}$	Stockage de chaleur sensible sous l'appareil	W / m^2
H_{MOST}	Flux de chaleur sensible trouvé avec MOST	W / m^2
H_{TM}	Flux de chaleur sensible trouvé avec l'approche des transferts massiques	W / m^2
h	Épaisseur d'une couche de tourbe, hauteur de la couche limite interne	m
h_s	Hauteur de la couche d'équilibre interne	m
h_0	Hauteur moyenne de végétation	m
I	Indice thermique de Thornthwaite	-
κB_t^{-1}	Paramètre ajustable de résistance excessive du transfert de température	-
κB_v^{-1}	Paramètre ajustable de résistance excessive du transfert d'humidité	-
L	Longueur d'Obukhov	m
lat	Latitude	°
LE_{CT}	Flux de chaleur latente mesuré avec CT	W / m^2
$LE_{CT,stockage}$	Stockage de chaleur latente sous l'appareil	W / m^2
LE_{MOST}	Flux de chaleur latente trouvé avec MOST	W / m^2
LE_{TM}	Flux de chaleur latente trouvé avec l'approche des transferts massiques	W / m^2
L_j	Coefficient d'ajustement jour/latitude (Thornthwaite)	-
L_v	Chaleur latente de vaporisation de l'eau	J / kg
M_d	Poids molaire de l'air sec ($\approx 28,96 \text{ g}_{\text{air sec}}$)	$\text{g}_{\text{air sec}}$
M_w	Poids molaire de l'eau ($\approx 18,02 \text{ g}_{\text{eau}}$)	g_{eau}
N	Nombre de données, nombre de couches de tourbe (section 4.1)	-
n	Coefficient empirique, fonctions de stabilité (section 7.1.1)	-
p	Pression atmosphérique	Pa

q_a	Humidité spécifique de l'air	$\text{kg}_{\text{eau}} / \text{kg}_{\text{air humide}}$
$q_{a,s}$	Humidité spécifique de l'air à saturation	$\text{kg}_{\text{eau}} / \text{kg}_{\text{air humide}}$
q_{a^*}	Échelle caractéristique de l'humidité	$\text{kg}_{\text{eau}} / \text{kg}_{\text{air humide}}$
q_{sfc}	Humidité spécifique de la surface	$\text{kg}_{\text{eau}} / \text{kg}_{\text{air humide}}$
R^2	Coefficient de détermination	-
r_a	Résistance aérodynamique	s / m
R_d	Constante des gaz pour l'air sec ($\approx 287,04 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)	$\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
R_e	Radiation terrestre sortante	W / m^2
$R_{e,jour}$	Radiation terrestre sortante sommée sur la journée	MJ / m^2
RH_a	Humidité relative de l'air	-
R_n	Radiation nette	W / m^2
r_{am}	Résistance de l'air au transfert de quantité de mouvement	s / m
r_{at}	Résistance de l'air au transfert de température	s / m
r_{av}	Résistance de l'air au transfert d'humidité	s / m
r_s	Résistance stomatale de la végétation	s / m
S_1	Changement de variable, sans les fonctions de stabilité (section 7.1.5)	-
S_2	Changement de variable, avec les fonctions de stabilité (section 7.1.5)	-
T_a	Température de l'air	$^{\circ}\text{C}$ ou K
$T_{a,max}$	Température de l'air maximale du jour	$^{\circ}\text{C}$
$T_{a,min}$	Température de l'air minimale du jour	$^{\circ}\text{C}$
$T_{a,moy}$	Température de l'air moyenne du jour	$^{\circ}\text{C}$
T_{a^*}	Échelle caractéristique de la température	K
T_d	Température du point de rosée	$^{\circ}\text{C}$
$T_{d,moy}$	Température du point de rosée moyenne du jour	$^{\circ}\text{C}$
TKE	Énergie cinétique de turbulence par unité de masse	m^2 / s^2
$T_{mer,moy}$	Température de l'air moyenne ramenée au niveau de la mer	$^{\circ}\text{C}$
T_{mm}	Température moyenne mensuelle interannuelle	$^{\circ}\text{C}$
T_p	Température de la tourbe	K

T_{sfc}	Température de la surface	°C ou K
$T_{v,a}$	Température virtuelle de l'air	K
U	Vitesse du vent absolue	m / s
u	Vitesse du vent en x	m / s
u_{corr}	Vitesse du vent en x corrigée	m / s
u^*	Vitesse de friction	m / s
U	Vitesse du vent globale	m / s
v	Vitesse du vent en y	m / s
v_{corr}	Vitesse du vent en y corrigée	m / s
VPD	Déficit en tension de vapeur d'eau de l'air	Pa
w	Vitesse du vent en z	m / s
w_{corr}	Vitesse du vent en z corrigée	m / s
X	Flux arbitraire (section 3.1.4)	-
X^*	Échelle caractéristique du flux arbitraire X (section 3.1.4)	-
x_{corr}	Variable fictive (section 3.1.3.1)	-
y	Variable fictive (section 3.1.1) ou direction cartésienne	-
z	Direction cartésienne, ou hauteur effective de mesure	-
z_G	Profondeur de mesure du flux de chaleur dans le sol	m
z_m	Hauteur de mesure de la vitesse du vent	m
z_t	Hauteur de mesure de la température	m
z_v	Hauteur de mesure de l'humidité	m
z_X	Hauteur de mesure du flux X	m
z_{0m}	Longueur de rugosité pour la quantité de mouvement	m
z_{0t}	Longueur de rugosité pour la température	m
z_{0v}	Longueur de rugosité pour l'humidité	m
α	Coefficient empirique d'optimisation ETR/EPA	-
β	Coefficient empirique (T_d)	-
γ	Constante psychrométrique	Pa / K

Δ	Pente de la courbe de la tension de vapeur de l'air en fonction de la température	Pa / K
ΔT_p	Variation de la température du sol	K
Δt	Intervalle de temps de mesure	s
δ	Hauteur de la ligne aérodynamique	m
δ_s	Erreur du modèle des transferts massiques due à la stabilité atmosphérique	-
δ_{sfc}	Erreur du modèle des transferts massiques due à la surface saturée	-
ε	Émissivité de la surface	-
κ	Constante de Von Kármán ($\approx 0,41$)	-
Ψ_m	Fonction de correction de stabilité pour la quantité de mouvement	-
Ψ_t	Fonction de correction de stabilité pour la température	-
Ψ_v	Fonction de correction de stabilité pour l'humidité	-
Ψ_0	Constante d'intégration des fonctions de stabilité	-
θ	Contenu volumétrique en eau dans le sol	-
ρ_a	Masse volumique de l'air humide	kg / m ³
ρ_w	Masse volumique de l'eau	kg / m ³
σ_{SB}	Constante de Stefan-Boltzmann	W m ⁻² K ⁻⁴
σ_X	Variance du flux fictif X	-
Ω	Changement de variable pour simplification (section 7.1.1)	-
ζ	Paramètre de stabilité ($= z / L$)	-

LISTE DES ABRÉVIATIONS

<i>Abréviation</i>	<i>Signification</i>
ASL	Au-dessus du niveau de la mer (« above sea level »)
CT	Covariance des tourbillons
EP	Évaporation potentielle
EPA	Évaporation potentielle apparente
ET	Évapotranspiration
ETP	Évapotranspiration potentielle
ETR	Évapotranspiration réelle
NME	Erreur moyenne normalisée
RMSE	Erreur type
WPL	Correction de Webb-Pearman-Leuning

1 INTRODUCTION

La fin du 20^e siècle est notamment reconnue comme la période où l'informatique a connu un bond fulgurant. Avec elle, la science a aussi avancé plus rapidement, en raison du fait que les ordinateurs peuvent accomplir des calculs simples plus rapidement que ne le peuvent les cerveaux humains. Ce dernier fait a mené la science à une nouvelle compréhension des phénomènes naturels, puisque les théories physiques avancées auparavant, mais difficilement vérifiables ont pu être mises à l'épreuve. Une nouvelle branche de la science a donc fait surface : la modélisation. Celle-ci utilise les principes physiques antérieurs, en plus d'apporter la contribution de la résolution numérique hautement efficace pour solutionner les équations complexes. Un aspect empirique de calage des modèles permet l'ajustement de site en site et ainsi une meilleure connaissance des différences entre ceux-ci.

La modélisation couvre évidemment un large nombre de domaines des sciences. Les modèles météorologiques permettent une prédiction plus ou moins précise du temps qu'il fera. Des modèles économiques tentent de prédire les aléas financiers. Les ingénieurs de tous les domaines utilisent des modèles pour vérifier la viabilité des structures conçues. Ainsi, la modélisation n'est pas qu'un outil de compréhension de phénomènes actuels, il en est aussi un de prédiction des conditions futures et de leur réaction à tout changement.

Cette étude porte sur des considérations de modélisation dans le domaine de l'hydrologie. Cette dernière est la science s'intéressant au cycle de l'eau, soit les échanges de cette ressource entre l'atmosphère, la surface, le sous-sol, les océans et les organismes vivants (Brutsaert, 2005). Cette science est en plein essor, étant donné la population grandissante et les besoins en eaux proportionnellement plus importants. Plus précisément, la modélisation hydrologique cherche souvent à prédire le débit des rivières qu'utilisent les populations humaines dans le but de gérer efficacement et de façon durable la ressource. Une foule de modèles hydrologiques accomplissent cette tâche, mais dans le contexte québécois, le modèle HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001; Turcotte *et al.*, 2003, 2007) est parmi les plus utilisés.

La modélisation hydrologique comporte évidemment un grand nombre d'aspects à décrire, se déclinant en autant de types d'échanges d'eau entre les différentes composantes du bilan hydrique. D'ailleurs, le modèle HYDROTEL consiste en une cascade de différents modules

représentant chacun un terme du cycle de l'eau : précipitation, forme de la précipitation, accumulation au sol, bilan souterrain, écoulement de surface, écoulement en rivière et évapotranspiration. De l'ensemble de ces phénomènes, le moins connu demeure l'évapotranspiration (ET). La difficulté principale réside dans la complexité de la mesure de cet échange de masse difficilement dissociable de l'air ambiant. Ceci fait en sorte que le phénomène est peu documenté par rapport aux autres et donc globalement moins bien compris.

Le processus de modélisation hydrologique doit évidemment aussi tenir compte du type de terrain en présence dans le bassin versant de la rivière à l'étude. Cet ouvrage se concentre sur les milieux humides et particulièrement les tourbières, étant donné leur importance dans les milieux boréaux québécois et mondial. De plus, leur aspect en général éloigné et isolé de la civilisation diminue le nombre de données y étant disponibles.

Cette section met en contexte le sujet de ce mémoire, l'ET au-dessus des tourbières boréales. D'abord, un bref survol des milieux humides, leur proportion globale et en milieu boréal ainsi qu'une classification des différents types existants est faite, avec une attention particulière pour les tourbières. Par la suite, un état des lieux sur les mécanismes physiques régissant l'ET sur ces environnements est décrit. Comme l'approche utilisée pour décrire l'ET dans ce mémoire est micrométéorologique, une brève explication de concepts provenant de cette discipline est faite. La section est ensuite conclue sur les énoncés du but et des objectifs derrière le travail.

1.1 Milieux humides : proportion et classification

Les milieux humides sont présents partout sur la partie émergée de la surface de la Terre. Matthews et Fung (1987) estiment que les milieux humides recouvrent 5,3 millions de km², équivalant à environ 4% de la surface globale terrestre émergée. De ce nombre, plus de la moitié se trouve dans les régions boréales, entre 45°N et 70°N (Bailey *et al.*, 1997). Aselmann et Crutzen (1989) estiment d'ailleurs que 3,1 millions de km² des régions boréales sont recouverts par les milieux humides, pour une proportion de 25% du territoire (Bailey *et al.*, 1997).

Le terme « milieu humide » représente un type d'environnement qui est typiquement caractérisé par une nappe phréatique élevée, en plus d'abriter un écosystème très riche. Il y a toutefois un grand nombre de types de milieux humides, qui ont été regroupés en six catégories par Zoltai et

Pollett (1983) : les tourbières ombrotrophes (« bog ») ou minérotrophes (« fen »), les marécages (« swamp »), les marais (« marsh ») et les zones d'eaux peu profondes (« shallow-water »). Cette échelle va du milieu avec la plus basse nappe phréatique aux milieux les plus inondés.

Les tourbières sont des milieux qui produisent de la tourbe et agissent donc comme puits de carbone (Payette et Rochefort, 2001), mais en réémettent aussi sous forme de méthane (Fung *et al.*, 1991). Elles sont en général formées après de longues périodes d'accumulation de matières organiques par un faible drainage hydrologique (Bailey *et al.*, 1997). D'ailleurs, la différence entre les tourbières ombrotrophes et les tourbières minérotrophes se situe dans leur alimentation en eau et en nutriments : les tourbières ombrotrophes ne sont pas affectées par les apports en eaux souterraines, étant isolées hydrologiquement et donc alimentées seulement par les précipitations, alors que les tourbières minérotrophes reçoivent les apports riches en minéraux du flot souterrain. En conséquence, les tourbières ombrotrophes sont habituellement très acides à cause de relâchements d'ions H^+ par les plantes dominantes, les sphaignes, alors que les tourbières minérotrophes le sont moins, pouvant parfois être même basiques de par l'effet tampon de l'eau souterraine (Aselmann et Crutzen, 1989).

Les marécages sont partiellement recouverts de tourbe, avec une nappe phréatique généralement près ou à la surface. Ce type de milieu est généralement forestier, avec la présence d'arbres feuillus et de conifères, d'arbustes et d'herbes. Les eaux de ces milieux sont près de la neutralité et riches en nutriments.

Les marais sont des milieux humides inondés de façon permanente ou périodique. La végétation dominante est composée d'arbustes et de hautes herbes. Les eaux sont riches en nutriments et généralement neutres (Bailey *et al.*, 1997).

Finalement, les zones d'eaux peu profondes sont de larges territoires où l'eau peut s'écouler ou non et où sa hauteur en milieu d'été n'excède pas 2 mètres. Ces zones ont des comportements fortement semblables aux lacs (Bailey *et al.*, 1997).

Cette classification est applicable pour tous les milieux humides terrestres. Par contre, lorsque seules les régions boréales sont considérées, les zones d'eaux peu profondes sont généralement incluses dans les tourbières, puisque ces dernières sont des successions de milieux tourbeux et d'eaux stagnantes (Aselmann et Crutzen, 1989).

Parmi ces classifications, les tourbières sont celles les plus présentes dans les milieux boréaux, et de loin (Aselmann et Crutzen, 1989). Paavilainen et Päivänen (1995) estiment d'ailleurs qu'entre 10% et 20% des surfaces du Canada, de la Russie et des pays scandinaves sont composées de tourbières. De par leur importance, ce sont ces types de milieux humides qui sont à l'étude dans cet ouvrage.

1.2 Évapotranspiration sur les tourbières

L'ET est un processus qui est la somme de deux phénomènes de transferts d'eau entre la surface et l'atmosphère : l'évaporation et la transpiration. Le premier est de nature abiotique, c'est-à-dire qu'il ne dépend pas de processus biologiques. Il s'agit plutôt de l'évaporation provenant de surfaces d'eau libres (lacs, océans, etc.) et de celle contenue dans les pores du sol et sur la surface des plantes (Katul *et al.*, 2012). Au contraire, la transpiration est le processus biotique par lequel la vaporisation de l'eau est obtenue par la diffusion des molécules depuis les chloroplastes des feuilles jusqu'à l'atmosphère par les stomates (Katul *et al.*, 2012). Ces dernières sont des ouvertures microscopiques contrôlées par la plante qui servent à la gestion de l'eau et de la température.

Plusieurs études antérieures ont identifié des caractéristiques uniques aux tourbières ayant un impact important sur l'ET. Ces caractéristiques peuvent se regrouper en trois catégories : un sol organique poreux, une nappe phréatique élevée et une combinaison de végétation vasculaire et non vasculaire.

Les tourbières ont un sol composé de tourbe, une matière organique avec une porosité beaucoup plus élevée que celle d'un sol minéral (entre 80% et 90% pour de la tourbe non décomposée, contre entre 30% et 65% pour les sols minéraux ; Paavilainen et Päivänen, 1995). Cette porosité élevée est une conséquence de la présence de larges macropores (Baird, 1997 ; Silins et Rothwell, 1998 ; Schwarzel *et al.*, 2002 ; Dimitrov *et al.* 2010a). De plus, les plantes composant généralement la tourbe, les sphaignes, sont non-vasculaires, c'est-à-dire sans racines ou vaisseaux transportant l'eau dans le corps. Les sphaignes sont donc naturellement dotées d'une grande surface de contact et donc d'une grande porosité pour assurer une alimentation en eau suffisante (Hayward et Clymo, 1982). Ces interstices induisent une plus grande perméabilité à l'air (Dullien, 1991) et donc un drainage plus rapide des précipitations. Ce dernier phénomène

peut réduire l'ET par la diminution du contenu en eau dans la tourbe (Dimitrov *et al.*, 2010b). Une augmentation de l'ET pourrait aussi être causée par la circulation interne de l'air et les échanges convectifs de chaleur dans la tourbe fibreuse (Ingham et Pop, 2002 ; Nield et Bejan, 2006), mais ceci reste toutefois à prouver.

Les tourbières étant des milieux humides, elles sont caractérisées par une nappe phréatique élevée (Bailey *et al.*, 1997). Conceptuellement, selon le cadre de Budyko (1974), l'ET peut être limitée par l'énergie disponible (*i.e.* : la radiation solaire) ou par l'eau disponible pour le changement de phase. Un sol fréquemment humide fait en sorte que l'ET aura tendance à dépendre davantage de l'énergie disponible (Williams *et al.*, 2012). C'est pourquoi certaines études déclarent que la hauteur de la nappe phréatique n'a pas d'impact sur l'ET provenant des sphaignes (Humphreys *et al.*, 2006 ; Parmentier *et al.*, 2009). Celles-ci sont en effet très efficaces pour s'approvisionner par capillarité dans des nappes phréatiques plus profondes (Hayward et Clymo, 1982). Williams et Flanagan (1996) ont aussi démontré que la conductance des sphaignes, soit la capacité à échanger de l'eau avec l'atmosphère, est relativement invariante sur une large gamme de contenus en humidité, ne déclinant qu'à des niveaux très bas. La nappe phréatique a toutefois un effet important sur l'ET provenant de la végétation vasculaire (Boelter et Verry, 1977), mais perd son importance lorsqu'elle est plus profonde que ~25 cm (Verry, 1988).

La présence de deux types de végétation aux comportements évaporatifs largement différents est une caractéristique cruciale de l'ET sur les tourbières. Cette distribution de végétation dépend des sites, allant des tourbières complètement ouvertes dominées par les sphaignes aux tourbières forestières. Tel que précisé plus tôt, l'ET par la végétation vasculaire dépend de la présence d'eau dans la zone racinaire et donc de la nappe phréatique alors que l'ET par les sphaignes n'en dépend pas. Une tourbière dominée par les sphaignes a donc tendance à produire une ET s'approchant de celle d'une surface d'eau libre (Kim et Verma, 1996), principalement dépendante des conditions atmosphériques et de l'énergie solaire. Inversement, la présence de plantes vasculaires a pour effet de diminuer significativement l'ET par la résistance stomatale (Kim et Verma, 1996 ; Kellner, 2001 ; Shimoyama *et al.*, 2004 ; Humphreys *et al.*, 2006 ; Petrone *et al.*, 2007 ; Parmentier *et al.*, 2009). Tel que précisé plus tôt, cette résistance est un mécanisme de défense naturel des plantes contre la déshydratation.

Accessoirement, les caractéristiques mentionnées précédemment ont aussi un très grand impact sur le régime thermique unique des tourbières (Dimitrov *et al.*, 2010a ; Dissanayaka *et al.*, 2012). Par contre, les effets de celui-ci sur l'ET ne sont pas encore bien décrits, au meilleur de notre connaissance.

Globalement, ces caractéristiques font en sorte que la radiation solaire apparait comme le facteur le plus important pour estimer l'ET dans les tourbières. Ainsi, les modèles basés sur le bilan d'énergie de la surface tel que celui de Priestley et Taylor (1972) sont ceux qui semblent les plus efficaces (Kellner, 2001). Néanmoins, les coefficients empiriques d'ajustement (α) sont dépendants du site (Kellner, 2001) et ne peuvent être pris comme constants sur une longue période de temps (Price, 1991). Également, le contexte largement répandu et isolé des tourbières rend les mesures de radiation nette, nécessaire à Priestley-Taylor, prohibitives étant donné le prix des appareils et les frais de mobilisation et démobilisation.

L'ET sur les tourbières est un terme crucial du bilan hydrologique. À titre d'exemple, Verry (1988) estime que 65% des précipitations annuelles sur une tourbière minérotrophe du Minnesota quitte le système sous forme d'ET, le reste s'évacuant par l'eau souterraine ou les exutoires de surface. En ce sens, l'ET est, avec la précipitation, le principal facteur influençant la hauteur de la nappe phréatique, même si cette dernière a aussi des répercussions sur l'ET. Les modèles climatiques prévoient d'ailleurs une augmentation de l'ET avec les changements climatiques qui résulteront en une baisse de la nappe phréatique sur plusieurs latitudes nordiques (IPCC, 2013). L'ET est également un lien naturel entre les concepts de bilans hydrologique et énergétique à l'interface sol/végétation. En effet, les changements de phase de l'eau impliquent une accumulation (évaporation) ou un relâchement (condensation) d'énergie thermique de l'eau changeant de phase et doivent donc être comptabilisés dans le bilan énergétique (via le flux de chaleur latente). Dans un contexte de changement climatique, le bilan énergétique thermique des tourbières boréales aux latitudes élevées ($> \sim 53^\circ\text{N}$ au Québec ; Thibault et Payette, 2009) est crucial, puisque l'accumulation d'énergie dans leur sol pourrait causer la fonte du pergélisol, une source de gaz à effets de serre. Ce phénomène pourrait accélérer les changements climatiques terrestres dans l'hémisphère nord par une rétroaction positive (Heimann et Reichstein, 2008).

1.3 Micrométéorologie et stabilité atmosphérique

La météorologie est la branche de la science étudiant la dynamique de l'atmosphère à un instant et un endroit donnés, avec entre autres buts de prédire le temps qu'il fera. À ce titre, elle se concentre sur la troposphère, la couche d'air d'environ 11 km la plus près de la surface terrestre, où sont localisés la majeure partie des phénomènes météorologiques (Stull, 1988).

La météorologie peut comme beaucoup d'autres sciences être séparée en plusieurs échelles spatiales et temporelles généralement reliées : à plus grande échelle, les phénomènes sont plus lents et inversement à plus petites échelles. Dans le cas de la météorologie, on parle des échelles globale, synoptique, méso et micro.

L'échelle globale traite de l'ensemble de l'atmosphère de la Terre. L'échelle synoptique est variable, allant de quelques centaines à quelques milliers de kilomètres, et se maintient sur plusieurs jours ou semaines. C'est à cette échelle que sont conçues les cartes météorologiques continentales incluant les phénomènes synoptiques comme les dépressions et les anticyclones. L'échelle méso se confine dans la troposphère et touche les événements plutôt locaux, comme les orages, les bandes de précipitations et les phénomènes météorologiques causés par la topographie. Finalement, l'échelle micro touche les événements de moins de 1 km d'amplitude. Ce sont de tels phénomènes qui causent l'ET, d'où l'intérêt pour la météorologie à cette échelle. En effet, la turbulence dans l'atmosphère causée par des tourbillons de différentes tailles est le mécanisme principal de transport de masse d'air et donc d'humidité. Les phénomènes météorologiques typiques des échelles méso et micro sont présentés dans la Figure 1.1 avec leur taille et leur durée usuelle.

La micrométéorologie s'intéresse donc à la couche de l'atmosphère d'environ 1 km d'épaisseur au-dessus de la surface terrestre, la couche limite atmosphérique (« atmospheric boundary layer »). Techniquement parlant, celle-ci se définit comme la partie de la troposphère directement influencée par la surface terrestre et répondant aux forçages de celles-ci dans une échelle temporelle horaire (Stull, 1988). La partie restante de la troposphère se nomme l'atmosphère libre.

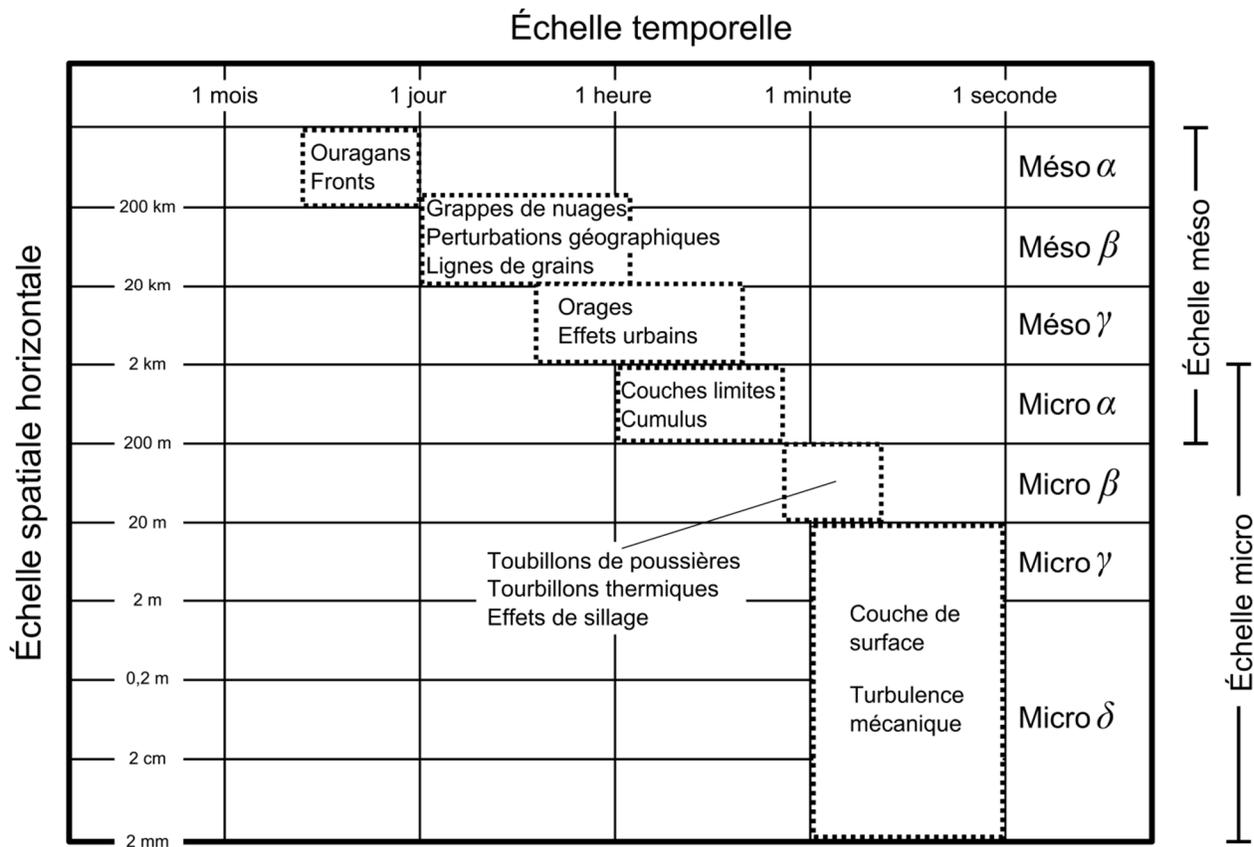


Figure 1.1 : Illustration des échelles temporelles et spatiales (horizontales) micro et méso et des phénomènes météorologiques typiques (adapté de Stull, 1988)

La structure de la couche limite atmosphérique varie selon les lieux et selon l'heure du jour. La Figure 1.2 illustre la variation de la structure verticale selon l'heure du jour et la hauteur. Durant le jour, la couche limite atmosphérique est composée majoritairement par la couche convective mélangée, alors que la nuit, il y a combinaison d'une couche stable au sol et d'une couche résiduelle en hauteur. Plusieurs phénomènes de transition sont présents aux lever et coucher du soleil. En tout temps, la couche de surface correspond environ au 10% inférieur de la couche limite.

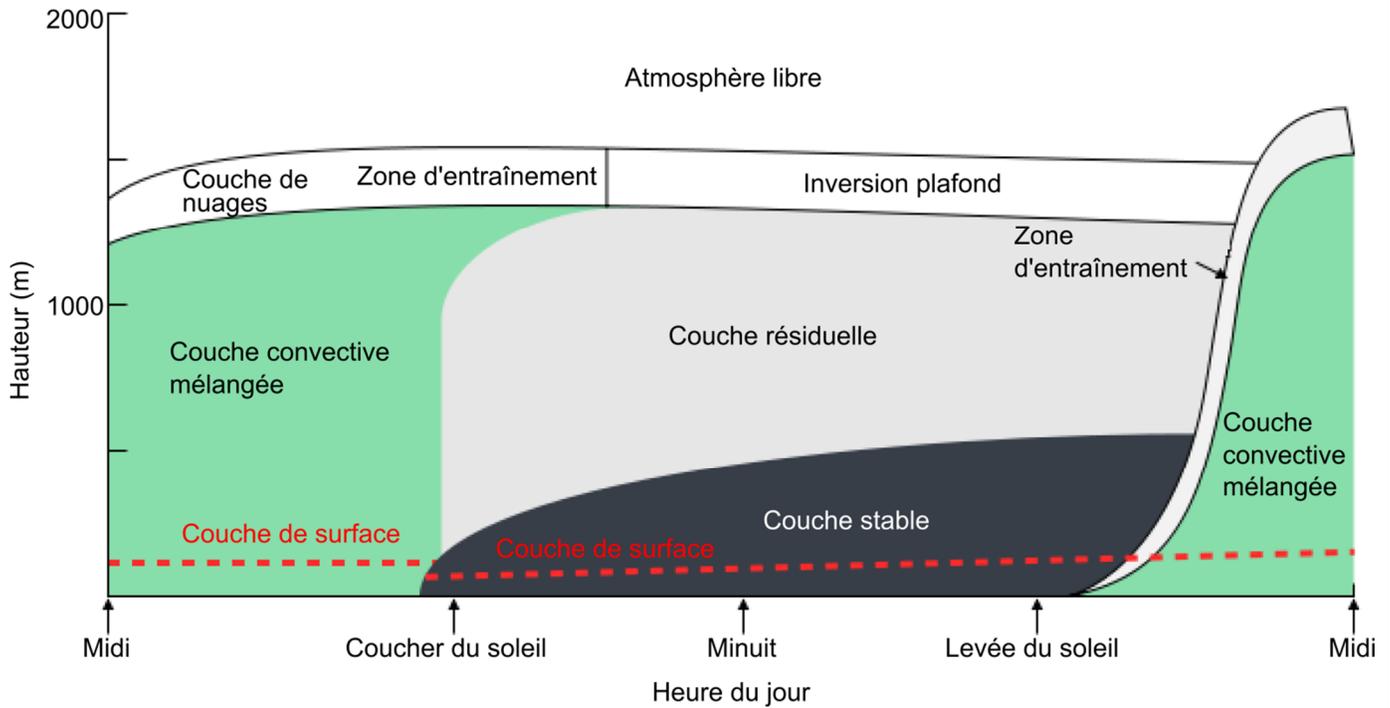


Figure 1.2 : Structure spatiale et temporelle de la couche limite atmosphérique (adapté de Stull, 1988)

Cette couche de surface est aussi traditionnellement divisée en deux sous-couches : la couche de rugosité et la couche de flux constants, aussi appelée couche inertielle. Ces sous-couches sont schématisées à la Figure 1.3. Elles dépendent majoritairement de la hauteur de la végétation en présence (h_0). La couche de rugosité est près de la végétation et subit fortement les effets de la rugosité de celle-ci, comme le montre la courbe fictive de la vitesse du vent. À l'inverse, la couche inertielle contient des flux ne variant pas de plus de 10% de leur valeur sur sa hauteur (Stull, 1988). Certaines conditions sont toutefois nécessaires pour l'observation de ce phénomène : des conditions stationnaires, l'homogénéité de la surface et pas de subsidence moyenne (Higgins *et al.*, 2013). Dans cette couche, les flux sont donc causés par l'inertie du mouvement causé en contrebas.

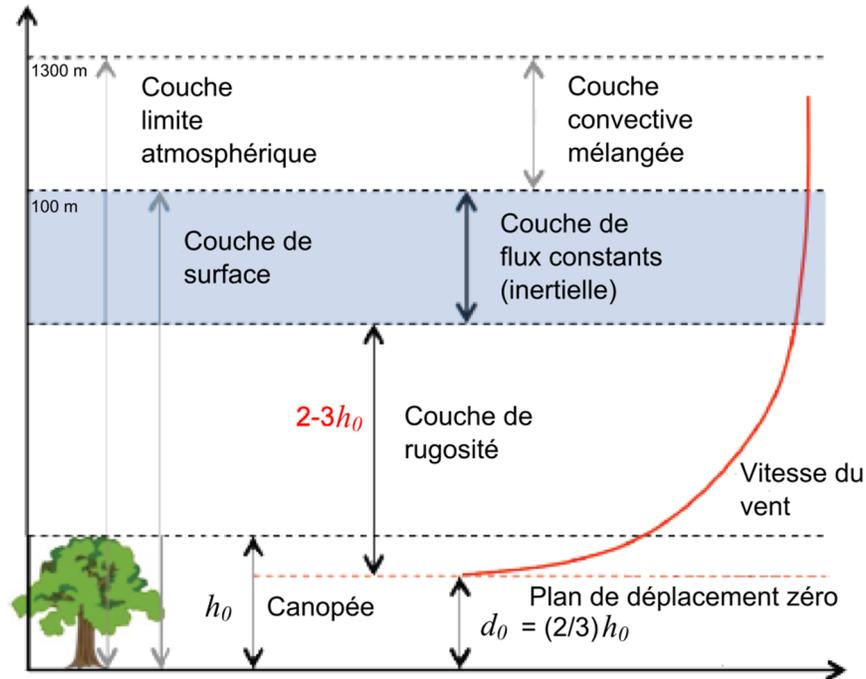


Figure 1.3 : Structure spatiale de la couche de surface (adapté de Oke, 1987 et Stull, 1988)

La structure temporelle schématisée à la Figure 1.2 est aussi une expression des changements dans la stabilité atmosphérique durant la journée. Cette caractéristique de l'atmosphère décrit les mécanismes qui contrôlent la turbulence atmosphérique. Il existe trois grandes catégories de conditions définissant la stabilité atmosphérique : les conditions instables, stables et quasi neutres.

Les conditions instables surviennent typiquement lorsque la température de l'air diminue avec l'altitude. L'air chaud (étant moins dense) a tendance à vouloir s'élever, ce qui crée de la turbulence causée par des effets de flottabilité thermique. Ces conditions sont typiquement retrouvées durant le jour, alors que le soleil chauffe rapidement par radiation la surface, qui devient plus chaude que l'air au-dessus. Ces phénomènes de brassage sont dits convectifs, c'est pourquoi la couche limite atmosphérique supérieure se nomme la couche convective durant le jour. Elle est notamment caractérisée par la présence habituelle de tourbillons de grande échelle.

À l'inverse, les conditions stables surviennent lorsque la température de l'air augmente avec l'altitude, ce qui est typiquement nommé une inversion en météorologie. L'inversion cause une destruction de la turbulence de flottabilité thermique, puisque l'air devient moins dense avec

l'altitude et donc qu'aucun mouvement ne se crée. À ce moment, la turbulence sera fortement diminuée, puisqu'elle ne dépendra plus que du vent ambiant. Ces conditions se retrouvent le plus souvent la nuit, lorsque la surface se refroidit rapidement par radiation à longues longueurs d'onde, alors que l'air ne se refroidit pas aussi rapidement. La vitesse de refroidissement est toutefois peu comparable à celle du réchauffement causé par le soleil, ce qui explique que la couche limite atmosphérique n'ait pas le temps de se stabiliser complètement. En effet, une couche stable près du sol se forme, mais la couche résiduelle conserve les attributs de la couche convective mélangée, mais sans évolution temporelle (Stull, 1988).

Les conditions quasi neutres sont typiquement retrouvées lors des périodes de transition entre l'instabilité et la stabilité, au lever et coucher du soleil. Elles sont caractérisées par un gradient de température avec l'altitude pratiquement nul : il n'y a donc pas de création ni de destruction de la turbulence de flottabilité thermique. Les conditions quasi neutres nécessitent aussi une forte turbulence mécanique et donc un vent non négligeable.

Plusieurs paramètres peuvent être mesurés pour décrire la stabilité atmosphérique, mais cette étude utilise la longueur d'Obukhov L (voir équation 7.3). Une interprétation physique possible de ce terme est qu'il est proportionnel à la hauteur au-dessus de la surface à laquelle la turbulence de flottabilité thermique commence à dominer la turbulence mécanique. Concrètement, la longueur d'Obukhov peut se schématiser comme suit :

$$L = \frac{(-) \text{Cisaillement mécanique}}{\text{Flottabilité thermique}} = \frac{-u_*^3 T_a}{\kappa g (\overline{w' T_a'} + 0,61 T_a \overline{w' q_a'})} \quad (1.1)$$

où :

u_* est la vitesse de friction de l'air [m / s]

w' est la fluctuation instantanée de la vitesse du vent verticale [m / s] (voir décomposition de Reynolds, équation 3.1)

T_a' est la fluctuation instantanée de la température de l'air [K]

q_a' est la fluctuation de l'humidité spécifique de l'air humide [$\text{kg}_{\text{eau}} / \text{kg}_{\text{air humide}}$]

κ est la constante de Von Kármán [=0,4]

g est la constante gravitationnelle [=9,81 m / s²].

Le terme supérieur est une expression de la force de la turbulence mécanique [$m^3 \text{ K} / s^3$], alors que le terme inférieur représente la turbulence de flottabilité thermique [$m^3 \text{ K} / s^3$]. Ce dénominateur peut être positif lors de la création de turbulence (jour) ou négatif lors de la destruction de turbulence (nuit). À l'origine, le dénominateur ne comportait pas le deuxième terme dans la parenthèse. Toutefois, l'injection d'humidité peut aussi causer un effet de flottabilité thermique en diminuant la masse volumique globale de l'air, ce qui a incité l'utilisation du concept de température virtuelle dans l'équation de la longueur d'Obukhov ($\overline{w'T_a'} \rightarrow \overline{w'T_{v,a}'}$). La température virtuelle $T_{v,a}$, soit la température qu'aurait une parcelle d'air sèche en ayant la même pression et masse volumique que la parcelle d'air humide, est définie par :

$$T_{v,a} \approx (1 + 0,61q_a)T_a \quad (1.2)$$

où :

T_a est la température de l'air [K]

q_a est l'humidité spécifique de l'air humide [$\text{kg}_{\text{eau}} / \text{kg}_{\text{air humide}}$].

La dernière expression est celle qui se retrouve dans l'équation de la longueur d'Obukhov, expliquant la présence du second terme de la parenthèse au dénominateur. Cette longueur d'Obukhov L est ensuite combinée avec la hauteur effective de mesure z pour créer le paramètre de stabilité :

$$\zeta = z / L \quad (1.3)$$

Celui-ci sera négatif lors de l'instabilité et positif lors de la stabilité, alors qu'une valeur près de zéro représente la quasi-neutralité. Dans cet ouvrage, les limites de la quasi-neutralité iront de $-0,1$ à $0,1$ (Mahrt *et al.*, 2001; Novick *et al.*, 2004).

1.4 Contributions et objectifs

Dans ce contexte, il existe plus d'une contribution dans cet ouvrage. D'abord, l'ET est caractérisée par une approche entièrement micrométéorologique : sa mesure est faite avec une méthode découlant de cette discipline (covariance des tourbillons), et le problème est attaqué en termes de stabilité atmosphérique. Ensuite, la connexion entre le régime thermique de la tourbe, la stabilité atmosphérique et l'ET est, à notre connaissance, pour la première fois constatée. Finalement, la contribution principale du mémoire est l'observation d'une prépondérance de conditions quasi neutres sur les trois sites d'étude, et la simplification subséquente sur la mesure de l'ET qu'elle provoque.

Les objectifs de l'étude sont donc les suivants : (i) améliorer la compréhension et la caractérisation de l'ET et du bilan d'énergie sur les tourbières boréales ; (ii) décrire et comprendre la prépondérance de la quasi-neutralité atmosphérique sur ces sites ; et (iii) trouver une méthode d'estimation de l'ET capitalisant sur les caractéristiques uniques des tourbières boréales et rivalisant de performances avec des formulations déjà connues, en minimisant les données d'entrées nécessaires.

Concrètement, l'accomplissement de ces objectifs passe par la réalisation de plusieurs étapes méthodologiques :

- Mesurer et traiter l'ET, les termes du bilan d'énergie et d'autres variables météorologiques de la façon la plus fiable possible sur tous les sites d'étude ;
- Accomplir une climatologie de la stabilité atmosphérique détaillée pour tous les sites d'étude et convenir d'hypothèses valables expliquant le phénomène ;
- Tenter l'estimation de l'ET avec les modèles antérieurs connus, particulièrement ceux proposés dans HYDROTEL et vérifier leur performance face aux mesures ;
- Tenter l'estimation de l'ET avec le modèle proposé capitalisant sur la quasi-neutralité fréquente, l'approche des transferts massiques et vérifier sa performance face aux mesures et face aux modèles antérieurs.

1.5 Organisation et structure du mémoire

Ce document est structuré de façon à répondre aux trois objectifs principaux dans l'ordre. Comme l'organisation du mémoire n'est pas classique, cette section présente la structure utilisée. D'abord, le chapitre 2 présente les approches méthodologiques communes à tous les objectifs, soit la description des trois sites d'étude (Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland), la définition de plusieurs variables météorologiques d'intérêt et des métriques utilisées pour comparer les différents modèles de mesure ou d'estimation de l'ET.

Les chapitres 3 et 4 sont consacrés à la réalisation du **premier objectif**, soit la compréhension et la caractérisation de l'ET et du bilan d'énergie sur les tourbières boréales. Le chapitre 3 présente la méthode de mesure de l'ET utilisée, la covariance des tourbillons (CT) ; les principes théoriques, le montage expérimental et le traitement de données priorisé par cette méthode sont explicités. Le chapitre 3 présente ensuite les résultats de mesure sur les trois sites d'étude ainsi qu'une analyse des facteurs hydrologiques et énergétiques influençant l'ET. Le chapitre 4 présente quant à lui le bilan énergétique des trois sites d'étude en explicitant d'abord la méthodologie utilisée et en présentant les résultats par la suite.

Le chapitre 5 répond au **deuxième objectif**, soit la description et la compréhension de la prépondérance de la quasi-neutralité sur les tourbières boréales. Après la présentation de la distribution de la stabilité atmosphérique sur les trois sites d'études et sur une variété de sites complémentaires, une analyse des variations des termes de la longueur d'Obukhov est effectuée. Des hypothèses sont ensuite avancées pour expliquer le phénomène : un affaiblissement des effets de flottabilité thermique et une prééminence de la turbulence mécanique.

Les chapitres 6 et 7 ont pour but de répondre au **troisième objectif** : caractériser et définir une méthode d'estimation de l'ET tirant avantage des particularités des tourbières boréales et obtenant des performances comparables aux modèles antérieurs connus. Le chapitre 6 présente lesdits modèles antérieurs (Hydro-Québec, Thornthwaite, Linacre, Hargreaves-Samani, Penman, Priestley-Taylor, Penman-Monteith) et montre les résultats de modélisation. Le chapitre 7 présente quant à lui le modèle des transferts massiques par une approche théorique de la similarité de Monin-Obukhov et ensuite les résultats du modèle aux échelles journalières et demi-horaires. Le chapitre 8 introduit la conclusion générale du mémoire et le chapitre 9, les références consultées et citées.

2 MÉTHODOLOGIE

L'atteinte des différents objectifs de ce mémoire comporte des éléments méthodologiques communs. Ce chapitre les décrit en détail. D'abord, une présentation complète des trois sites d'études est faite : leur localisation, leur climat, le type de milieu humide présent, la végétation et l'instrumentation sont décrits pour chacun des sites. Ensuite, la définition de plusieurs variables météorologiques utilisées tout au long de ce document est établie. Finalement, les métriques de comparaison entre les données observées et les données modélisées sont explicitées.

2.1 Sites d'étude

Cette section porte sur les tourbières analysées au cours de cette étude. La tourbière Nécopastic, est le site d'étude principal avec un jeu de données originales, alors que la Mer Bleue et le Western Peatland, sont des sites complémentaires dont les données proviennent du réseau « Fluxnet – Canada » (Baldocchi *et al.*, 2001). Le Tableau 2.1 présente les caractéristiques générales (localisation, type de tourbière, climatologie, période d'étude) des trois sites d'études ainsi que les références utilisées, alors que la Figure 2.1 montre leur localisation au Canada.

Tableau 2.1 : Caractéristiques générales des trois sites d'étude

Site d'étude	Nécopastic	Mer Bleue	Western Peatland
Coordonnées	53°48'28''N ; 78°10'14''O	45°24'34''N ; 75°31'7''O	54°57'14''N ; 112°28'1'O
Élévation	71 m ASL	70 m ASL	540 m ASL
Type de tourbière	Ombrotrophe	Ombrotrophe	Minérotrophe
Épaisseur de tourbe	≈ 1,7 m	≈ 5-6 m	≈ 2 m
Température moyenne annuelle	-2,4 °C	5,8 °C	2,1 °C
Précipitation moyenne annuelle	697 mm	910 mm	504 mm
Période recensée	Été 2012 (96 jours)	Étés 1999-2003 (460 jours)	Étés 2003-2009 (601 jours)
Références	Grindat <i>et al.</i> (2012) Nadeau <i>et al.</i> (2013b)	Fraser <i>et al.</i> (2001) Lafleur <i>et al.</i> (2003)	Syed <i>et al.</i> (2006) Flanagan et Syed (2011)

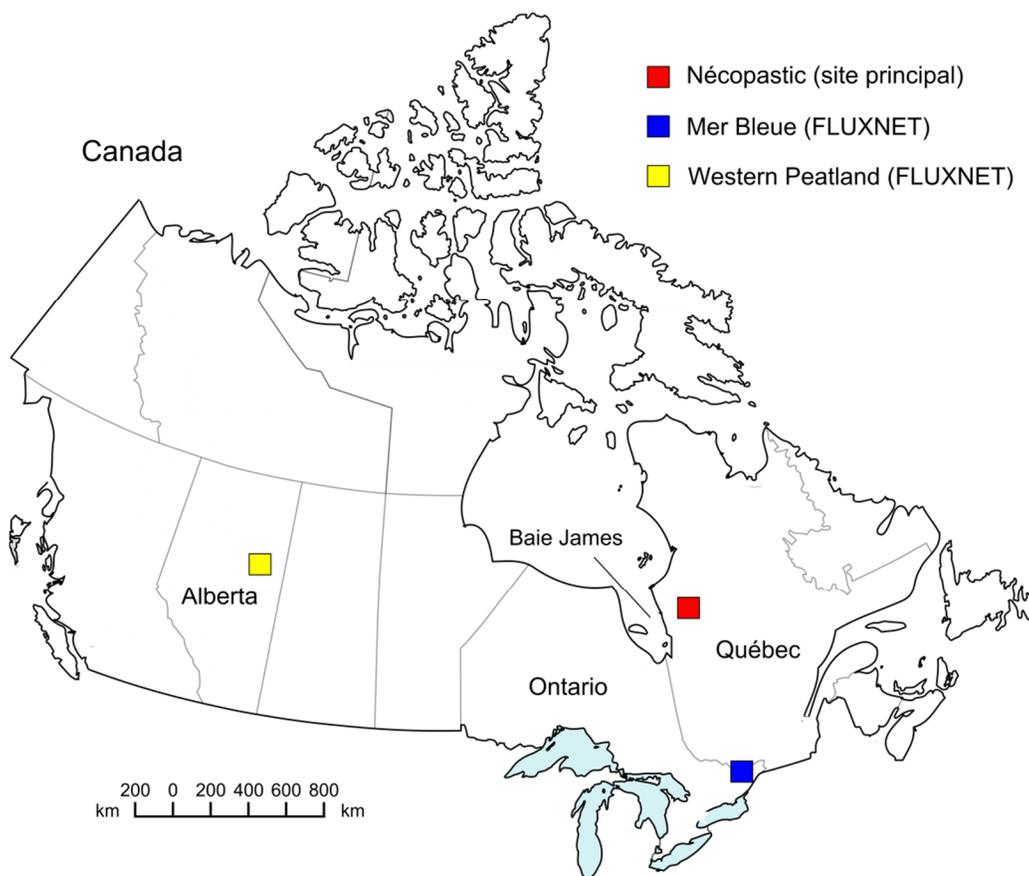


Figure 2.1 : Localisation des trois tourbières à l'étude

2.1.1 Nécopastic

2.1.1.1 Localisation, type et climat

La tourbière Nécopastic est située dans le sous-bassin versant de la rivière du même nom, tributaire de la rivière La Grande. Précisément, elle se trouve au sud de la route reliant Radisson et Chisasibi, Québec, Canada ($53^{\circ}48'28''N$; $78^{\circ}10'14''O$; 71 m ASL). La Baie James, à environ 50 km à l'ouest, a une grande influence sur le climat environnant, qualifié de subarctique (Klock *et al.*, 2002). On dénote une température moyenne annuelle de $-2,4^{\circ}C$ et une précipitation annuelle de 697 mm, dont 35% sous forme de neige.

La tourbière est de type ombrotrophe (« bog »). L'épaisseur de tourbe autour du montage expérimental avoisine 1,7 m et la superficie du site est d'environ $0,6 \text{ km}^2$, avec environ 800 m en longueur (est – ouest) et 300 m en largeur (nord – sud). Le site présente une microtopographie typique des tourbières, soit un enchaînement de platières (zones de basse élévation) et de buttes (zone de haute élévation). La Figure 2.2 montre l'environnement et le montage en présence.

2.1.1.2 Végétation et comportement évaporatif

La végétation est principalement composée de sphaignes (*Sphagnum fusum*, *Sphagnum capillifolium*, *Sphagnum cupistadum*). Néanmoins, la tourbière est aussi couverte de plantes vasculaires (*Rhododendron groenlandicum*, *Kalmia angustifolia*, *Vaccinium oxycoccos*) et de lichens (espèces de *Cladonia*). La limite de la tourbière est composée d'épinettes d'environ 6 à 8 m de hauteur, mais quelques arbres sont aussi présents sur la tourbière (*Picea mariana*, *Larix laricina*, *Pinus banksiana*). Une description plus détaillée de la végétation est disponible dans Clerc (2009).

Le comportement évaporatif de cette tourbière est pour l'instant inconnu, puisque c'est la première étude touchant la mesure de l'ET sur ce site. Toutefois, selon la végétation en présence, une prépondérance de sphaignes et une nappe phréatique près de la surface (Clerc, 2009) indiquent *a priori* une évaporation semblable à celle d'une surface d'eau libre (Kim et Verma, 1996).

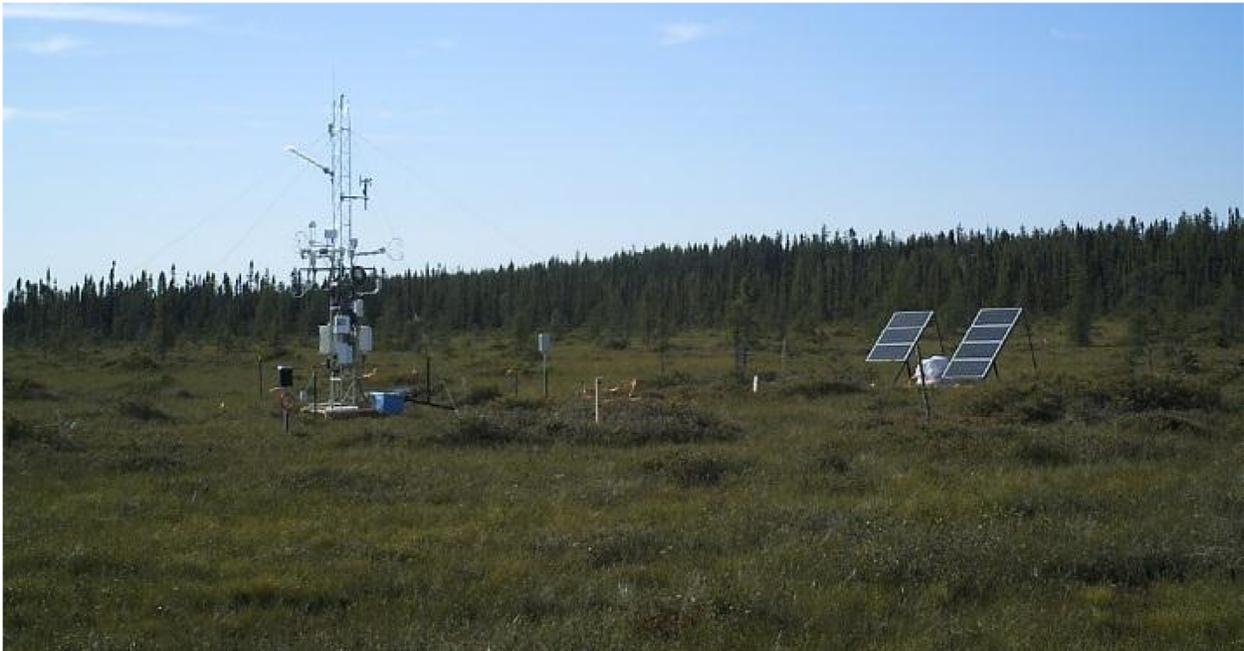


Figure 2.2 : Site d'étude Nécopastic (photo prise le 22 juillet 2012)

2.1.1.3 Instrumentation et traitement de données

Le montage expérimental consistait en une tour à flux de 6 m équipée des instruments pour utiliser la méthode de covariance des tourbillons (CT), en plus d'instruments météorologiques

classiques. La période de mesures allait du 24 juin au 27 septembre 2012 (96 jours). Pour utiliser la méthode CT, trois anémomètres soniques (CSAT3, Campbell Scientific, États-Unis) équipés de thermocouples fins et deux analyseurs de gaz (CH_4 : LI-7700, $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$: LI-7500, LI-COR Biosciences, États-Unis) ont été installés. L'anémomètre sonique principal était à une hauteur de 3,3 m et faisait face aux vents dominants (nord-ouest, fetch¹ d'environ 230 m); les deux autres à 2,42 et 3,12 m ont été installés pour des analyses sur le gradient de vitesse du vent avec la hauteur, mais n'ont pas été utilisés dans cette étude. Les analyseurs de gaz étaient aussi à une hauteur de 3,3 m et séparés horizontalement de l'anémomètre principal par 0,26 et 0,58 m respectivement. Ces derniers mesuraient aussi la pression atmosphérique. Les données étaient acquises à une fréquence de 10 Hz par un enregistreur de données CR-5000 (Campbell Scientific, États-Unis).

Les données collectées pour la méthode CT ont été traitées avec la version 5.0 d'EddyPro® (LI-COR Biosciences, États-Unis), un logiciel libre conçu pour cette tâche. Les corrections décrites à la section 3.1.3 ont été appliquées et les données aberrantes ont été retirées (d'après la méthode présentée à la section 3.1.4). Les données manquantes ont été remplacées selon la méthode présentée à la section 3.1.5. Toutes les données ont été moyennées par périodes de 30 minutes.

Le montage CT était supporté par des instruments météorologiques classiques. Les rayonnements solaire et terrestre étaient enregistrés à 3,1 m par un radiomètre (CNR1, Kipp and Zonen, Canada). Trois thermistors et senseurs d'humidité (HMP45C, Campbell Scientific, États-Unis) étaient installés à 0,3, 2,5 et 5,5 m de hauteur. La température de la surface était mesurée par un radiomètre infrarouge (SI-111, Apogee Instruments, États-Unis) et celle en profondeur par des thermistors (107B, Campbell Scientific, États-Unis) à 0,025, 0,1, 0,2 et 0,3 m sous la surface. La vitesse et la direction du vent étaient mesurées par un anémomètre classique (05103-10, RM Young, États-Unis). Finalement, la hauteur de la nappe phréatique était enregistrée avec des sondes de pressions (Level Logger, Solinst, Canada). Les données de support ont été moyennées au 30 minutes par un enregistreur de données CR-3000 (Campbell Scientific, États-Unis). La

¹ Le fetch est la distance sur laquelle le vent peut prendre de la vitesse au-dessus d'une surface homogène et uniforme. Concrètement, c'est la distance entre la tour de mesure et un changement de végétation ou de rugosité de surface important, soit la lisière de la forêt. Le fetch varie donc selon la direction.

pluie était mesurée par un pluviomètre à augets basculeurs (CS700H, Campbell Scientific, États-Unis) et était cumulée aux 30 minutes.

2.1.2 Mer Bleue

2.1.2.1 Localisation, type et climat

La tourbière Mer Bleue est située dans la vallée de la rivière des Outaouais, à environ 10 km à l'est d'Ottawa, Canada (45°24'34'' N ; 75°31'7'' O ; 70 m ASL). Elle est sous l'influence d'un climat continental humide froid, avec une température moyenne annuelle de 6,0 °C et une précipitation annuelle de 943 mm, dont 25% tombe sous forme de neige entre décembre et mars (Roulet *et al.*, 2007).

La tourbière est ombrotrophe, mais beaucoup plus grande en superficie que Nécopastic (28 km²), avec la forme d'un ovale orienté est-ouest. L'épaisseur de tourbe près du montage expérimental est aussi plus élevée, variant entre 5 et 6 m de profondeur, avec la présence de platières et de buttes. La Figure 2.3 présente le montage expérimental et les environs.

2.1.2.2 Végétation et comportement évaporatif

Les espèces végétales en présence sont similaires à Nécopastic, avec un tapis de mousse (*Sphagnum capillifolium*, *Sphagnum magellanicum*). Des plantes vasculaires sont aussi présentes (*Chamaedaphne calyculata*, *Ledum groenlandicum*, *Kalmia angustifolia*, *Vaccinium myrtilloides*) et quelques petits arbres se retrouvent sur le dessus des buttes (*Picea mariana*, *Larix laricina*, *Betula populifolia*). Une description plus détaillée de la végétation est disponible dans Roulet *et al.* (2007).

Le site de la Mer Bleue semble similaire au site Nécopastic en termes végétatifs. Toutefois, la présence d'une très grande densité de plantes vasculaires et d'une nappe phréatique plus profonde cause une ET largement contrôlée par la résistance stomatale et donc moins importante que celle d'une surface d'eau libre (Admiral *et al.*, 2006).



Figure 2.3 : Site d'étude Mer Bleue (Source : Elyn R. Humphreys)

2.1.2.3 Instrumentation et traitement de données

Le montage expérimental consistait en une tour à flux légèrement plus haute que celle du site de Nécopastic (8 m), équipée des instruments nécessaires pour CT, mais aussi accompagnée d'instruments météorologiques complémentaires. La tour comportait un anémomètre sonique (1012R2 Solent, Gill Instruments, Angleterre) équipé d'un thermocouple fin, un analyseur de gaz CO₂ à trajet fermé (IRGA 6262, LI-COR Biosciences, États-Unis) et un hygromètre au krypton (KH₂O, Campbell Scientific, États-Unis), tous trois installés à 3 m de hauteur sur la tour. Le système faisait face aux vents dominants (nord-ouest, fetch entre 500 et 1500 m). Les données ont été collectées à une fréquence de 10 Hz sur un enregistreur de données CR7X (Campbell Scientific, États-Unis). Les données ont été recueillies entre le 1^{er} juin 1998 et le 1^{er} janvier 2011, mais pour cette étude, seuls les étés (20 juin au 20 septembre) ont été analysés. Toutefois,

plusieurs données météorologiques étaient nécessaires pour l'utilisation des modèles, et seuls les étés 1999 à 2003 ont pu être analysés au final (460 jours).

Le traitement de données permettant l'obtention des flux d'énergie suivait la méthodologie de Fluxnet-Canada (Amiro *et al.*, 2006) et ressemblait donc à celle présentée aux sections 3.1.3 et 3.1.4. L'intervalle de moyenne était de 30 minutes. Le remplacement des données manquantes a été fait selon la méthodologie de la section 3.1.5.

Les données CT étaient aussi accompagnées d'appareils de mesure classiques. La température et l'humidité de l'air étaient mesurées par des sondes couvertes (HMP35, Campbell Scientific, États-Unis) à des hauteurs de 0,5 et 2 m. La vitesse du vent était mesurée aux mêmes hauteurs avec des anémomètres classiques (20120, RM Young, États-Unis). Un radiomètre (CN1, Carter-Scott Design, Australie) mesurait la radiation nette à une hauteur de 5,76 m, et la radiation solaire était mesurée par un pyranomètre (CM11, Kipp and Zonen, Canada) à la même hauteur. La température de la tourbe a été prise à un grand nombre de profondeurs (0,01 ; 0,05 ; 0,1 ; 0,2 ; 0,4 ; 0,6 ; 0,8 ; 1,5 ; 2,5 m sous la surface) sous une butte et sous une platière avec des thermocouples de cuivre-constantan. La profondeur de la nappe phréatique était aussi mesurée sous une butte et sous une platière dans des puits avec un système de flotteur-contrepois attaché à un potentiomètre, et la moyenne des deux est utilisée dans cette étude. Le tout a été sauvegardé sur l'enregistreur utilisé pour les données CT et moyenné aux 30 minutes. La pluie était mesurée avec un pluviomètre à auget basculeur et cumulée aux 30 minutes.

2.1.3 Western Peatland

2.1.3.1 Localisation, type et climat

Le site Western Peatland est localisé approximativement 80 km au nord-est de la ville d'Athabasca, Alberta, Canada (54°57'14'' N ; 112°28'1'' O ; 540 m ASL). La région est sous l'influence d'un climat continental sec, typique des Prairies canadiennes, avec une température moyenne annuelle de 2,1 °C et des précipitations moyennes annuelles de 504 mm, dont 24% sous forme de neige (Flanagan et Syed, 2011).



Figure 2.4 : Site d'étude Western Peatland (Source : Lawrence B. Flanagan)

L'environnement en présence est très différent des deux premiers sites, comme le montre la Figure 2.4. Il s'agit d'une tourbière minérotrophe (« fen »). À ce titre, cette tourbière est considérée comme modérément riche (Vitt *et al.*, 1998). Les dimensions du site ne sont pas spécifiées, mais la profondeur de tourbe maximale avoisine les 2 m. La microtopographie de buttes et platières est encore une fois présente.

2.1.3.2 Végétation et comportement évaporatif

La végétation dominante du site est composée d'arbres rabougris (*Picea mariana* et *Larix laricina*) d'environ 5 à 6 m de hauteur ainsi que de plusieurs arbustes (*Betula pumila*). Également, le sol est recouvert d'une grande variété de mousses (*Sphagnum angustifolium*, *Sphagnum fuscum*, *Drepanocladus aduncus*, *Aulocomium palustre*, *Pleurozium schreberi* et autres). Une description plus détaillée de la végétation est disponible dans Syed *et al.* (2006).

Le site Western Peatland était principalement instrumenté pour des mesures d'échanges de carbone et de respiration écosystémique. Pour cette raison, le comportement évaporatif *a priori*

du site est inconnu. La végétation en présence peut toutefois permettre de prédire encore une fois une ET fortement contrôlée par la résistance stomatale des arbres présents, soit une ET plus basse.

2.1.3.3 Instrumentation et traitement de données

Le montage expérimental en présence consistait en une tour à flux de 12 m de hauteur. Le système pour acquérir les données CT était composé d'un anémomètre sonique tridimensionnel (SAT Solent R3, Gill Instruments Ltd., Angleterre) et d'un analyseur de gaz infrarouge CO₂/H₂O (LI-7000, LI-COR Biosciences, États-Unis). Le système était monté à 9,3 m de hauteur et orienté face aux vents dominants (ouest, fetch entre 1 et 2 km). Cette hauteur, nettement plus élevée que celle du site de Nécopastic, est attribuable aux nombreux arbres présents, que le système CT doit surplomber. Les données ont été recueillies entre le 1^{er} août 2003 et le 1^{er} octobre 2009, mais seuls les étés sont analysés ici (20 juin au 20 septembre, sauf pour l'été 2003, qui allaient du 2 août au 20 septembre) (601 jours). La prise de données était effectuée à une fréquence de 20 Hz.

Le traitement de données permettant l'obtention des flux d'énergie suit la méthodologie de Fluxnet-Canada (Amiro *et al.*, 2006) et ressemble donc à celle présentée aux sections 3.1.3 et 3.1.4. Le temps de moyenne était de 30 minutes. Le remplacement des données manquantes est fait selon la méthodologie de la section 3.1.5.

Encore une fois, le montage CT était accompagné de divers appareils météorologiques classiques. Une sonde (HMP45C, Campbell Scientific, États-Unis) mesurait la température de l'air et l'humidité relative au-dessus de la canopée, à une hauteur de 5 m. Un anémomètre classique (05103, RM Young, États-Unis) mesurait la vitesse du vent au sommet de la tour (9 m). La pression atmosphérique était enregistrée par baromètre analogique (PTB101B, Campbell Scientific, États-Unis). Une tour supplémentaire de 6 m de hauteur, à 15 m à l'ouest de la tour principale, était équipée d'un radiomètre mesurant la radiation nette (CNR1, Kipp and Zonen, Pays-Bas). La température de surface a été calculée à partir de la radiation à longues longueurs d'onde provenant de la surface et de la loi de Stefan-Boltzmann (voir section 6.1.4), avec une émissivité de 1. La hauteur de la nappe phréatique était mesurée par rapport au niveau d'une butte avec un système de flotteur/contrepois attaché à un potentiomètre. Finalement, la température de la tourbe était mesurée à plusieurs profondeurs (2 ; 5 ; 10 ; 20 ; 50 ; 100 cm) avec

des thermistors (107B, Campbell Scientific, États-Unis). Les données étaient acquises aux 5 secondes, puis moyennées aux 30 minutes sur un enregistreur CR23X (Campbell Scientific, États-Unis). La pluie était mesurée aux 30 minutes avec un pluviomètre à auget basculeur (CS700, Campbell Scientific, États-Unis).

2.2 Variables météorologiques

Les modèles présentés aux sections 6.1 et 7.1 se basent habituellement sur une approche physique pour estimer l'ET. D'abord, plusieurs variables météorologiques doivent être définies étant donné leur utilisation par plusieurs des modèles.

La chaleur latente de vaporisation de l'eau L_v [J / kg] dépend de la température de l'air, selon la formule suivante (Stull, 1988) :

$$L_v = (2,501 - 0,00237 \cdot T_a) \times 10^6 \quad (2.1)$$

où :

T_a est la température de l'air [°C].

La tension de vapeur à saturation de l'air e_s [Pa] est dépendante de la température de l'air, selon l'équation empirique suivante (Brutsaert, 2005) :

$$e_s = \left(a_0 + T_a \left(a_1 + T_a \left(a_2 + T_a \left(a_3 + T_a \left(a_4 + T_a \left(a_5 + a_6 T_a \right) \right) \right) \right) \right) \right) \times 100 \quad (2.2)$$

où :

a_i sont des coefficients empiriques :

$$a_0 = 6984,505294$$

$$a_1 = -188,903931$$

$$a_2 = 2,133357679$$

$$a_3 = -1,288580973 \times 10^{-2}$$

$$a_4 = 4,393587233 \times 10^{-5}$$

$$a_5 = -8,023923082 \times 10^{-8}$$

$$a_6 = 6,136820929 \times 10^{-11}.$$

Le déficit en tension de vapeur d'eau de l'air VPD [Pa] est relié à l'humidité spécifique par l'équation suivante :

$$VPD = (1 - RH_a) e_s \quad (2.3)$$

où :

RH_a est l'humidité relative de l'air [-].

L'humidité spécifique de l'air q_a [$\text{kg}_{\text{eau}} / \text{kg}_{\text{air humide}}$] est définie par l'équation suivante (Brutsaert, 2005) :

$$q_a = 0,622 \left(\frac{p}{RH_a \cdot e_s} - 0,378 \right)^{-1} \quad (2.4)$$

où :

p est la pression atmosphérique [Pa].

La chaleur spécifique de l'air humide c_p [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$] est corrigée avec l'humidité spécifique de l'air selon la formule suivante (Stull, 1988) :

$$c_p = c_{pd} (1 + 0,84q_a) \quad (2.5)$$

où :

c_{pd} est la chaleur spécifique de l'air sec [= $1004,67 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$].

La masse volumique de l'air humide ρ_a [kg / m^3] est définie par l'équation suivante (Brutsaert, 2005) :

$$\rho_a = \frac{p}{R_d T_a} \left(1 - \frac{0,378 RH_a e_s}{p} \right) \quad (2.6)$$

où :

R_d est la constante des gaz pour l'air sec [= $287,04 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$].

La constante psychrométrique γ [Pa / K] variera légèrement selon la pression ambiante, l'humidité et la température (Brutsaert, 2005) :

$$\gamma = \frac{c_p P}{0,622 \cdot L_v} \quad (2.7)$$

Finalement, la pente de la courbe de la tension de vapeur saturante de l'air en fonction de la température Δ [Pa / K] peut être prise comme la dérivée $\partial e_s / \partial T_a$, mais la formulation suivante, découlant de la relation de Clausius-Clapeyron, est plus précise :

$$\Delta = \frac{0,622 \cdot L_v e_s}{R_d T_a^2} \quad (2.8)$$

2.3 Métriques de comparaison

Pour évaluer la performance des différentes méthodes d'estimations de l'ET, il est nécessaire d'utiliser des métriques statistiques faciles à comparer. Dans cet ouvrage, les trois indicateurs suivants sont utilisés : l'erreur moyenne normalisée (NME), le coefficient de détermination (R^2) et la racine carrée de l'erreur moyenne au carré (RMSE).

2.3.1 Erreur moyenne normalisée (NME)

L'erreur moyenne normalisée exprime dans quelle proportion les données modélisées sont éloignées des données observées. Cet indicateur est calculé selon la formule suivante :

$$\text{NME} = \frac{\sum |ET_{\text{mod}} - ET_{\text{obs}}|}{\sum ET_{\text{obs}}} \quad (2.9)$$

où :

ET_{mod} est l'évapotranspiration modélisée

ET_{obs} est l'évapotranspiration observée

La NME est sans bornes; la meilleure performance est atteinte lorsque $\text{NME} = 0$, ce qui signifie tous les couples $(ET_{\text{mod}}; ET_{\text{obs}})$ sont égaux. Il est fréquent d'exprimer la NME en pourcentage. Cette métrique est sensible aux erreurs faites en basse magnitude.

2.3.2 Coefficient de détermination (R^2)

Le coefficient de détermination est une métrique statistique bien connue pour comparer des données observées et simulées. Il est décrit par l'équation suivante :

$$R^2 = \frac{\sum (ET_{obs} - \overline{ET_{obs}})(ET_{mod} - \overline{ET_{mod}})}{\sqrt{(\sum (ET_{obs} - \overline{ET_{obs}})^2)(\sum (ET_{mod} - \overline{ET_{mod}})^2)}} \quad (2.10)$$

où :

\overline{ET} exprime la moyenne de la quantité (observés ou modélisée)

Le R^2 varie entre 0 (mauvaise performance) et 1 (excellente performance). Il exprime la proportion de la variance des données observées expliquée par le modèle. De plus, cette métrique est insensible aux différences additives et proportionnelles entre les données observées et modélisées; c'est donc dire qu'un score élevé peut être obtenu malgré de grandes différences entre les deux jeux de données en terme de magnitude et de variabilité (Dawson *et al.*, 2007).

2.3.3 Erreur type (RMSE)

L'erreur type est aussi une métrique souvent utilisée en modélisation. Elle est décrite par la formule suivante :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (ET_{mod} - ET_{obs})^2}{N}} \quad (2.11)$$

où :

N est le nombre de données

La RMSE a une valeur non négative, mais sans limites, le résultat parfait étant 0. L'avantage premier de cet indicateur est qu'il est exprimé en unités réelles des données analysées (ici, des mm). Il s'agit d'une analyse de l'erreur qui donne plus de poids aux grands écarts. Elle est donc sensible aux erreurs survenant à grande magnitude (Dawson *et al.*, 2007).

OBJECTIF I

*Compréhension et caractérisation
de l'ET et du bilan d'énergie
sur les tourbières boréales*

3 ÉVAPOTRANSPIRATION MESURÉE

Le but premier derrière ce travail est d'améliorer la compréhension des phénomènes hydrologiques et énergétiques agissants sur les tourbières boréales, avec une attention particulière sur l'ET. Ce chapitre présente les travaux effectués avec les données provenant des trois sites d'étude sur l'ET mesurée grâce à la covariance des tourbillons. D'abord, la méthodologie utilisée pour mesurer l'ET est présentée et ensuite les résultats obtenus sont exposés et discutés.

3.1 Méthode : la covariance des tourbillons

Les données observées d'ET sont obtenues grâce à la méthode de la covariance des tourbillons (CT). Cette méthode directe de mesure est dite micrométéorologique. Cette section présente les principes théoriques derrière la méthode ainsi que le montage expérimental nécessaire. Également, les tests et corrections statistiques effectués lors du traitement de données sont expliqués, tout comme les processus de vérification de la qualité des données. Finalement, la méthode utilisée pour effectuer le remplacement des données manquantes est expliquée.

3.1.1 Principe théorique

Le mouvement de l'air dans l'atmosphère est principalement parallèle au sol. Toutefois, la friction à la surface, amplifiée par les imperfections dues à un sol non lisse (végétation, microtopographie, type de sol, etc.), crée un profil logarithmique de vitesse du vent avec la hauteur, qui s'élèvera dans la couche de surface le jour et dans la couche stable la nuit (voir section 1.3). Comme la vitesse du vent augmente avec la hauteur, les gradients de vitesse, et donc le cisaillement mécanique, causent la formation de tourbillons (Figure 3.1). La méthode CT décrit ces tourbillons avec des indicateurs statistiques.

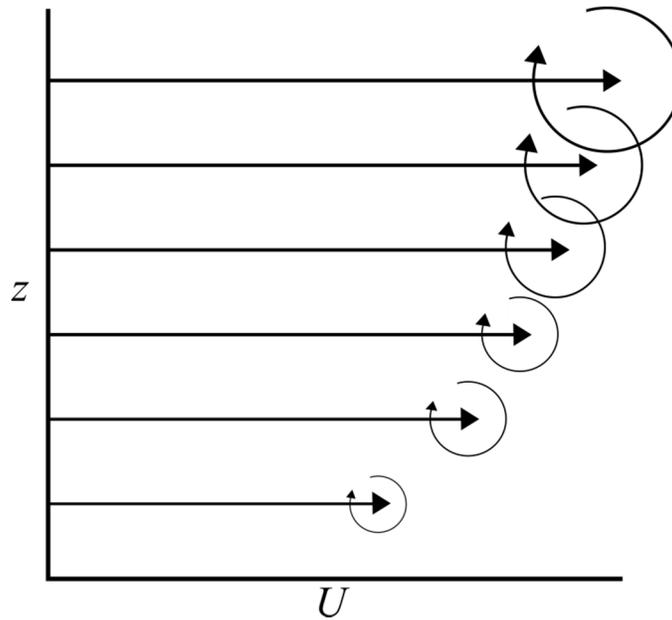


Figure 3.1 : Profil logarithmique de la vitesse du vent avec la hauteur et tourbillons

Elle repose sur deux principes mathématiques généraux : la décomposition de Reynolds et la covariance. Le premier exprime une variable arbitraire x avec sa moyenne \bar{x} et ses fluctuations x' (Stull, 1988):

$$x = \bar{x} + x' \quad (3.1)$$

La Figure 3.2 illustre cette décomposition graphiquement. La moyenne est prise sur la période voulue (ici, 0 à 100), et les fluctuations sont les écarts entre les valeurs réelles x et la moyenne \bar{x} . Dans tout ce document, une barre au-dessus d'une ou d'un groupe de variables signifie qu'on en prend la moyenne. Concrètement, il s'agit de faire la somme de la variable durant la période et de la diviser par le nombre d'éléments présents.

Fondamentalement, toutes les variables météorologiques mesurées à haute fréquence peuvent être décomposées de cette manière sur une période voulue. De plus, il est important de préciser qu'une fois cette décomposition faite, la moyenne des fluctuations $\overline{x'}$ sur la même période est égale à zéro en supposant une distribution gaussienne.

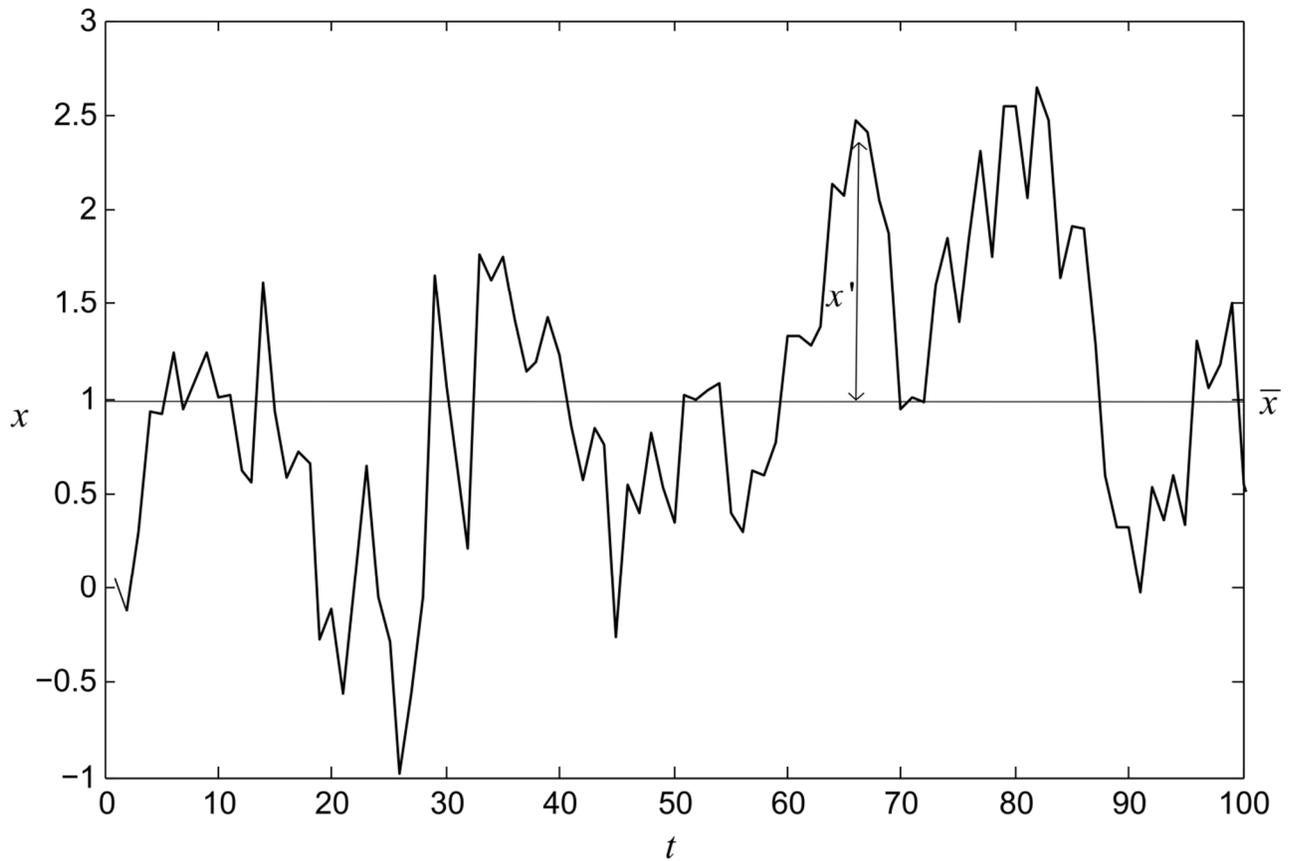


Figure 3.2 : Illustration graphique de la décomposition de Reynolds : variable arbitraire x en fonction du temps

La décomposition de Reynolds permet de comprendre les transports d'une quantité par les tourbillons et le vent moyen (flux). Ceux-ci (F [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]) sont définis selon l'équation suivante (Burba, 2013) :

$$F = \overline{\rho_a w s} \quad (3.2)$$

où :

ρ_a est la masse volumique de l'air humide [kg / m^3]

w est la vitesse du vent verticale [m / s]

s est la fraction molaire du gaz d'intérêt [$\text{mol}_{\text{gaz}} / \text{mol}_{\text{air humide}}$]

Avec la décomposition de Reynolds, ces flux peuvent être exprimés comme suit :

$$F = \overline{(\rho_a + \rho_a')(\bar{w} + w')(\bar{s} + s')} \quad (3.3)$$

et après simplification :

$$F = \overline{\rho_a w s} + \overline{\rho_a w' s'} + \overline{w \rho_a' s'} + \overline{s \rho_a' w'} + \overline{\rho_a' w' s'} \quad (3.4)$$

Deux simplifications peuvent ensuite être faites. Les troisième, quatrième et cinquième termes sont annulés puisqu'on considère que les fluctuations de la masse volumique de l'air sont négligeables. Le premier terme est lui aussi négligé puisque pour des terrains horizontaux et homogènes, la moyenne du vent verticale \bar{w} est considérée comme nulle. Les transferts tourbillonnaires sont donc exprimés comme suit :

$$F \approx \overline{\rho_a w' s'} \quad (3.5)$$

En général, les tourbillons ne transportent donc pas de masse d'air vers le haut ou le bas, puisqu'en moyenne, les fluctuations de la vitesse du vent verticale sont nulles ($\bar{w}' = 0$). En effet, de par le principe de conservation de la masse, une parcelle d'air monte alors qu'une autre descend. Toutefois, ces tourbillons sont responsables du transport de plusieurs quantités, notamment la quantité de mouvement, ou la température et l'humidité.

Le deuxième principe, la covariance, est l'indicateur statistique qui exprime à quel point deux variables varient ensemble. Si les fluctuations positives d'une variable correspondent à celles de l'autre variable, la covariance sera positive, comme dans l'exemple présenté à la Figure 3.3. Inversement, si les fluctuations positives d'une variable correspondent aux fluctuations négatives de l'autre variable, la covariance sera négative. Mathématiquement, en présence des variables fictives x et y , la covariance s'exprime avec l'équation suivante (Stull, 1988):

$$\text{cov}(x, y) = \overline{(x - \bar{x})(y - \bar{y})} \quad (3.6)$$

Or, selon l'équation 3.1, $x - \bar{x} = x'$. La covariance peut donc s'écrire :

$$\text{cov}(x, y) = \overline{x' y'} \quad (3.7)$$

Par exemple, d'un point de vue micrométéorologique, on peut remplacer les variables fictives x et y par la température de l'air T_a et la vitesse du vent verticale w . Lors d'une journée chaude d'été (Figure 3.4a), l'air qui est en moyenne plus chaude (T_a' positif) tend à monter (w' positif) et l'air en moyenne plus froid (T_a' négatif) tend plutôt à descendre (w' négatif). Ainsi, le produit

$w'T_a'$ est positif, ce qui est généralement observé dans la couche convective de l'atmosphère (Stull, 1988). La méthode CT capitalise sur cette observation.

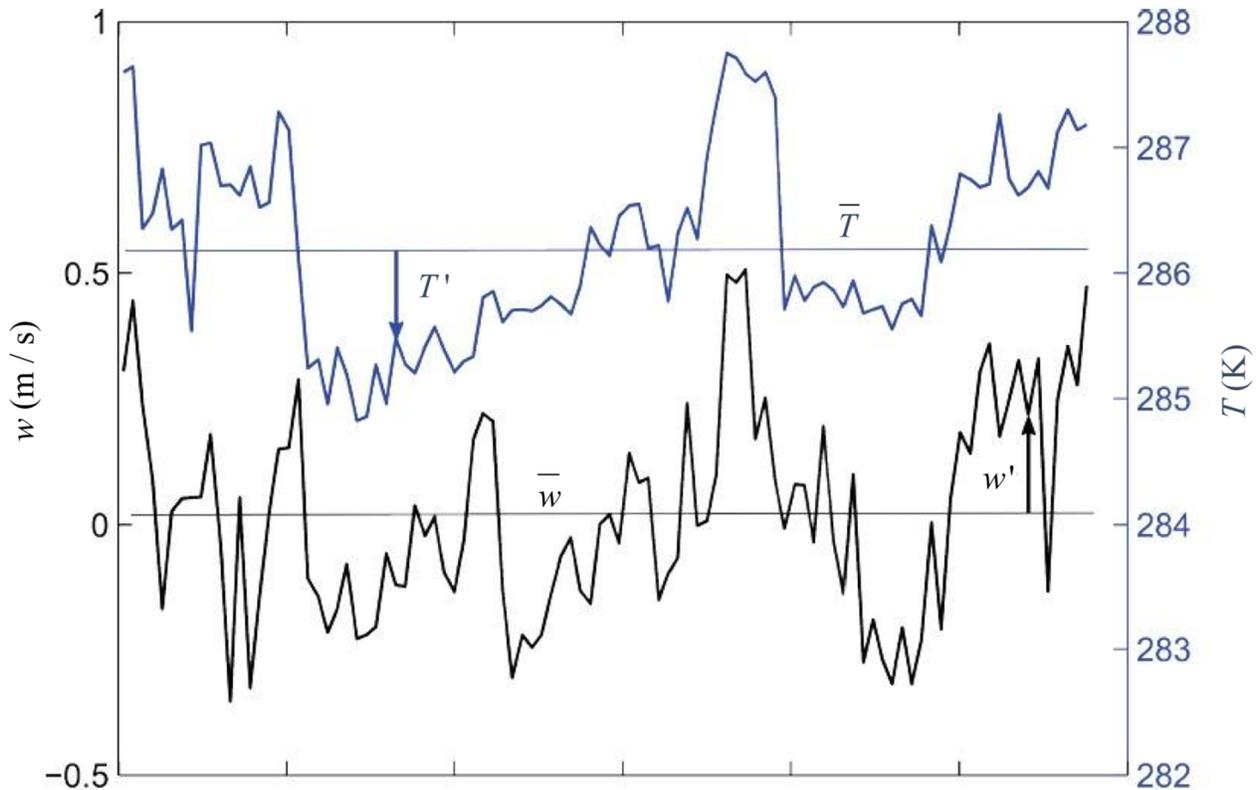


Figure 3.3 : Illustration graphique de la covariance entre la température T et la vitesse du vent verticale w (adapté de Grindat et al., 2012)

Les tourbillons semblent donc transporter des quantités scalaires vers le haut et le bas, ce qui peut sembler contre-intuitif étant donné qu'il n'y a pas de transfert de masse ($\bar{w}=0$). Ce phénomène peut s'expliquer de façon conceptuelle en imaginant un tourbillon de petite taille près du sol, tel qu'illustré à la Figure 3.4. Ce tourbillon devant respecter la conservation de la masse, une parcelle d'air s'élèvera (w' positif) et une autre descendra (w' négatif), ce qui fait en sorte qu'il n'y a pas de transferts de masse ($\bar{w}=0$). Par contre, durant le jour, la parcelle d'air descendue sera plus froide que son entourage (T_a' négatif, en considérant que la quantité est conservée dans la descente), résultant en un produit $w'T_a'$ positif. Également, la parcelle d'air montée sera plus chaude que son entourage (T_a' positif), résultant en un produit $w'T_a'$ aussi positif, ce qui au final donne un flux $\overline{w'T_a'}$ moyenné positif. Ce phénomène s'inverse lors de la

nuit et le flux $\overline{w'T_a'}$ sera négatif (Figure 3.4b). Le raisonnement peut aussi s'appliquer pour la quantité de mouvement de l'air et l'humidité (Stull, 1988).

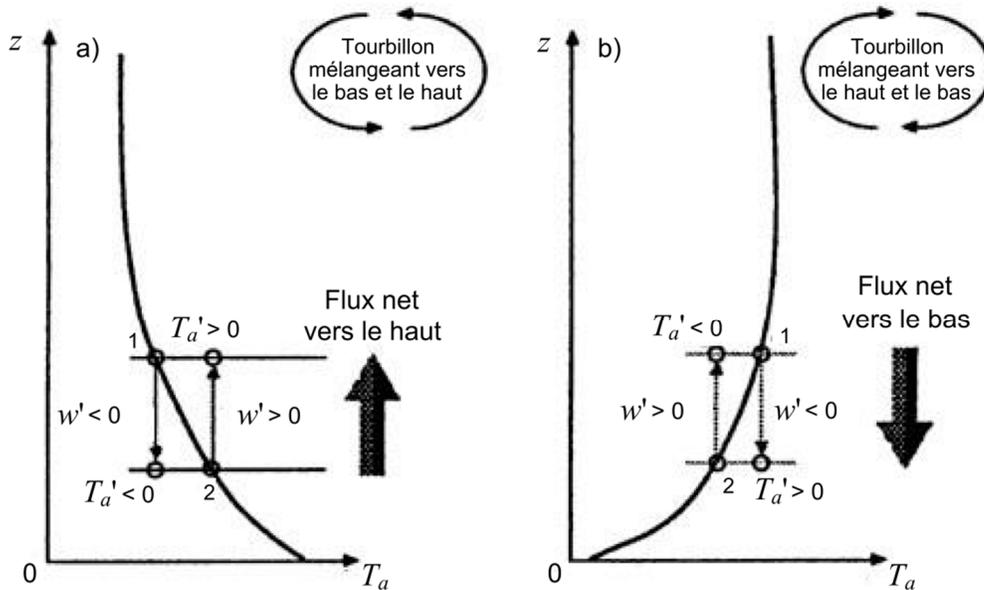


Figure 3.4 : Idéalisations du mélange de l'air par un petit tourbillon pour (a) un flux net vers le haut dans une atmosphère instable ; et (b) un flux net vers le bas dans une atmosphère stable. La courbe noire est la variation de température avec la hauteur (adapté de Stull, 1988)

Les flux tourbillonnaires cinématiques dans l'atmosphère peuvent donc être exprimés en ces termes de covariances (Stull, 1988) : le flux vertical de température $\overline{w'T_a'}$ [$\text{m K} / \text{s}$], le flux vertical de quantité de mouvement $\overline{u'w'}$ [m^2 / s^2] (où u est la composante du vent en x) et le flux vertical d'humidité $\overline{w'q'}$ [$\text{m kg}_{\text{eau}} / \text{s kg}_{\text{air humide}}$]. Au final, les flux de chaleurs sensible et latente s'expriment selon les deux formules suivantes :

$$H_{CT} = \rho_a c_p \overline{w'T_a'} \quad (3.8)$$

où :

H_{CT} est le flux de chaleur sensible obtenu par CT [W / m^2]

ρ_a est la masse volumique de l'air humide [kg / m^3]

c_p est la chaleur spécifique de l'air humide [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$]

w' est la fluctuation de la vitesse du vent verticale [m / s]

T_a' est la fluctuation de la température de l'air [K].

$$LE_{CT} = \rho_a L_v \overline{w' q_a'} \quad (3.9)$$

où :

LE_{CT} est le flux de chaleur latente obtenu par CT [W / m²]

L_v est la chaleur latente de vaporisation de l'eau [J / kg]

q_a' est la fluctuation de l'humidité spécifique de l'air [kg_{eau} / kg_{air humide}].

Plus d'informations sur chacune des variables sont disponibles à la section 2.2. La méthode CT permet aussi de calculer la vitesse de friction u_* [m / s]. Celle-ci est une échelle fréquemment utilisée en micrométéorologie expliquant la force de la turbulence mécanique :

$$u_* = \left(\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right)^{1/4} \quad (3.10)$$

où :

u' est la fluctuation de la vitesse du vent horizontale en x [m / s]

v' est la fluctuation de la vitesse du vent horizontale en y [m / s].

La méthode CT est la méthode la plus directe pour mesurer les flux verticaux de vapeur d'eau, de quantité de mouvement et de température entre la surface et l'atmosphère (Burba, 2013). Toutefois, elle requiert des instruments très précis et à haute fréquence, ainsi qu'une installation minutieuse devant respecter plusieurs critères. Ces considérations sont exposées à la prochaine section (3.1.2).

Finalement, plusieurs hypothèses majeures sont faites pour considérer la méthode CT viable (Burba, 2013). D'abord, on considère que les mesures faites en un point peuvent représenter une superficie au vent, nommée l'empreinte, et qu'elles sont prises dans la couche atmosphérique de flux constants (voir section 1.3). Cette hypothèse assume donc que le fetch et l'empreinte de mesure (soit la superficie autour de la tour où les mesures prises sont considérées valables) sont adéquats pour représenter l'aire d'intérêt. On assume aussi que les flux sont complètement turbulents et donc que la majorité des transferts verticaux sont faits par les tourbillons. Aussi, la méthode CT est conçue pour un terrain horizontal et uniforme pour que $\bar{w}=0$ et que les

fluctuations de la masse volumique de l'air soient négligeables. Enfin, on suppose aussi que les instruments peuvent détecter les changements infimes mais très rapides des propriétés mesurées et qu'ils n'obstruent pas l'écoulement de l'air. Ces hypothèses sont importantes et doivent être prises en compte lors de l'installation du montage expérimental.

3.1.2 Montage expérimental

Pour obtenir les flux à partir de la méthode CT, il y a quatre groupes de données devant être amassées : (i) la vitesse du vent en trois dimensions, pour obtenir la vitesse verticale du vent w ; (ii) la température de l'air, permettant d'obtenir le flux de chaleur sensible et pour calculer la capacité de l'air à recevoir de l'humidité; (iii) la concentration d'eau dans l'atmosphère, pour calculer l'humidité de l'air et donc le flux de chaleur latente et (iv) la pression atmosphérique, qui entre en compte dans l'obtention de l'humidité et de la masse volumique de l'air. Toutes ces données doivent être mesurées à haute fréquence (~ 10 Hz pour les petits tourbillons), puisque les fluctuations de chacun des paramètres sont extrêmement rapides (Burba, 2013).

Le montage classique de la méthode CT inclut habituellement deux appareils : un anémomètre sonique tridimensionnel muni d'un thermocouple et un analyseur de gaz, dans ce cas-ci la vapeur d'eau. Le premier appareil mesure la vitesse du vent tridimensionnelle et la température de l'air, alors que le deuxième mesure la concentration d'eau et la pression atmosphérique. Les deux appareils doivent être couplés, c'est-à-dire placés près l'un de l'autre, pour que leurs mesures soient les plus synchronisées possibles (voir Figure 3.5).

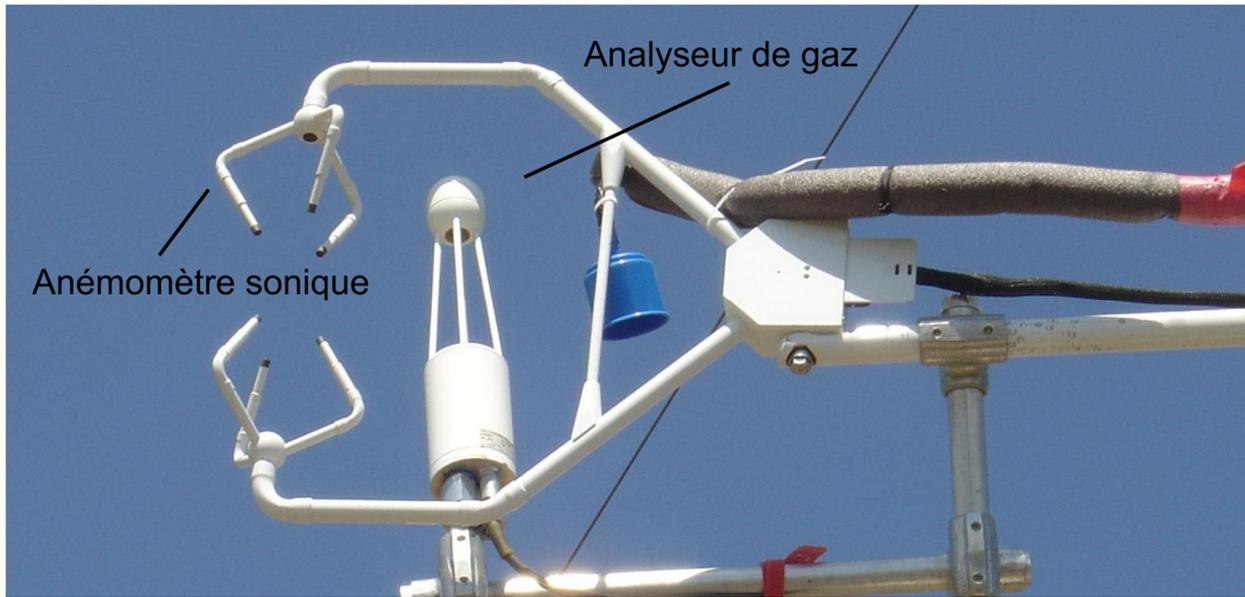


Figure 3.5 : Montage CT typique, avec anémomètre sonique et analyseur de gaz (<http://hpwren.ucsd.edu/news/20080516/>)

En plus du choix des appareils, la hauteur des instruments sur la tour et la localisation de celle-ci sont des éléments cruciaux à considérer pour obtenir des données utilisables. En effet, ces caractéristiques influent sur la véracité des hypothèses de validité de la méthode CT mentionnées à la section 3.1.1.

Le premier critère à respecter est d'installer les appareils de la méthode CT face aux vents dominants, pour obtenir des données de qualité le plus souvent possible. En effet, lorsque le vent provient de l'arrière des instruments, les données ne sont typiquement pas de bonne qualité (voir section 3.1.4). Ensuite, il faut que la tour soit disposée de façon à ce que le « fetch » du vent dominant soit suffisant. Le fetch est la distance au vent entre la tour et le début d'un changement de type de surface. De façon générale, on considère qu'un fetch égal à 100 fois la hauteur de mesure est suffisant (Burba, 2013). Comme il est toutefois plus aisé de faire varier la hauteur de mesure, on placera habituellement les appareils à une hauteur égale au centième du fetch dans la direction du vent dominant.

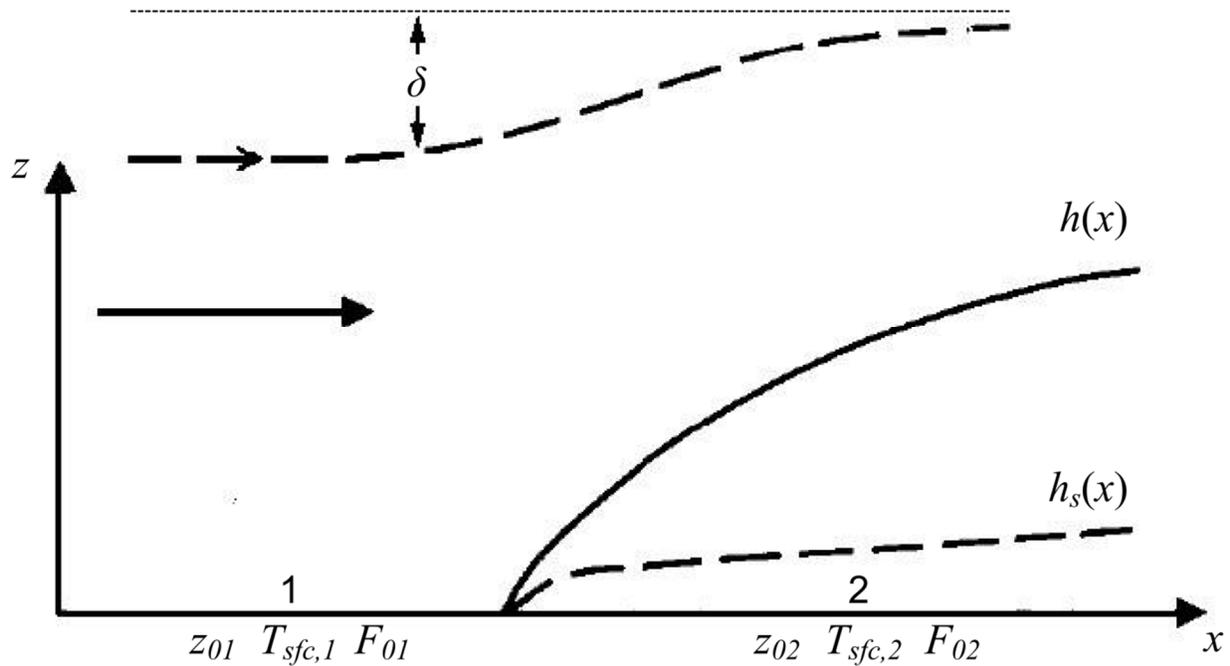


Figure 3.6 : Hauteur de la couche limite interne atmosphérique $h(x)$, de la couche d'équilibre interne $h_s(x)$ et de la ligne aérodynamique δ en amont d'un changement de rugosité ($z_{01} - z_{02}$), de température ($T_{sfc,1} - T_{sfc,2}$) ou de flux de chaleur ou d'humidité ($F_{01} - F_{02}$) (Garratt, 1990)

Ce fetch minimum est requis pour plusieurs raisons. D'abord, il assure que l'empreinte de mesure touche seulement le type de surface visée. En effet, plus les instruments sont placés en hauteur sur la tour, plus le flux mesuré peut provenir d'un endroit éloigné, puisque le trajet vertical est plus long pour les quantités transportées. La stabilité atmosphérique a aussi un effet important sur la taille de l'empreinte : plus les conditions atmosphériques tendent vers la stabilité, plus l'empreinte est large. Il faut donc que la tour et les instruments soient disposés de façon à mesurer des flux qui ne proviennent que de la surface d'intérêt. Plus concrètement, il faut que les instruments se retrouvent dans la couche d'équilibre interne créée par le changement du type de surface à la limite du fetch, dont la hauteur est montrée à la Figure 3.6. Également, la limite de fetch permet d'assurer que les instruments de mesure se retrouveront dans la couche atmosphérique de flux constants, la sous-couche inertielle (voir section 1.3).

3.1.3 Corrections et analyses statistiques

L'acquisition des données à haute fréquence nécessaire à l'utilisation de la méthode CT peut donner lieu à plusieurs erreurs d'échantillonnage. Également, les données doivent être traitées adéquatement avant de pouvoir utiliser les équations 3.8 à 3.10. Cette section présente un sommaire des corrections et tests statistiques traditionnellement utilisés pour le traitement des données de la méthode CT.

3.1.3.1 Élimination de la tendance linéaire

Les données météorologiques subissent des variations qui peuvent s'opérer selon plusieurs gammes de fréquences. Pour la température de l'air, par exemple, la taille des tourbillons influera sur la fréquence de variation : plus le tourbillon est grand, plus le temps pour qu'une masse d'air retourne à son origine est long, et donc la fréquence est basse. Inversement, les plus petits tourbillons peuvent avoir des fréquences allant jusqu'à 20 Hz (Burba, 2013). La température peut aussi varier selon le passage d'un nuage, avec des variations de quelques minutes ou quelques heures. Également, la température suit un cycle journalier selon la position du Soleil et même annuel selon les saisons.

La méthode CT ne s'intéresse qu'aux variations turbulentes des données, puisque ce sont les tourbillons qui transportent des quantités scalaires. Pour cette raison, il faut retirer des données les variations de plus basses fréquences qui peuvent influencer grandement sur les résultats de la méthode. Comme la période de moyenne utilisée dans cette étude est la demi-heure, les tendances semblant s'étirer sur plus de 30 minutes sont retirées. Ceci est fait avec l'élimination de la tendance linéaire (Gash et Culf, 1996) :

$$x_{corr} = x - \text{tendance} \quad (3.11)$$

où :

x_{corr} est la variable fictive corrigée [-]

x est la variable fictive de base [-]

tendance est la régression linéaire par les moindres carrés des données.

Le procédé peut aussi utiliser des tendances non linéaires ou polynomiales (van Dijk *et al.*, 2004), mais cette étude priorise les tendances linéaires puisque c'est la pratique usuelle pour la méthode CT (Burba, 2013). Le retrait de toute tendance d'amplitude temporelle plus grande que 30 minutes a pour effet de négliger la contribution des tourbillons de basses fréquences dans le calcul des termes turbulents du bilan d'énergie. Ce phénomène peut causer un déséquilibre dans le bilan d'énergie (Foken, 2008). Toutefois, plusieurs corrections spectrales tentent de pallier au problème (voir section 3.1.3.5).

3.1.3.2 Correction de l'inclinaison par double rotation

L'anémomètre sonique tridimensionnel est installé sur la tour pour faire face aux vents dominants. Cette installation détermine donc l'orientation selon l'axe des z . Si on considère que l'axe des x est l'axe qui traverse le sens avant-arrière de l'anémomètre, les axes y et z sont donc perpendiculaires aux vents dominants, comme le montre la Figure 3.7. L'installation doit aussi faire en sorte que l'axe x de l'anémomètre soit le plus parallèle possible aux vents dominants et donc à la surface si celle-ci est plane et droite. Il est rare, même avec un niveau à bulle, que l'installation soit parfaite, surtout considérant que l'orientation du vent dominant par rapport à la surface peut changer avec le temps. La double rotation vient corriger ce problème.

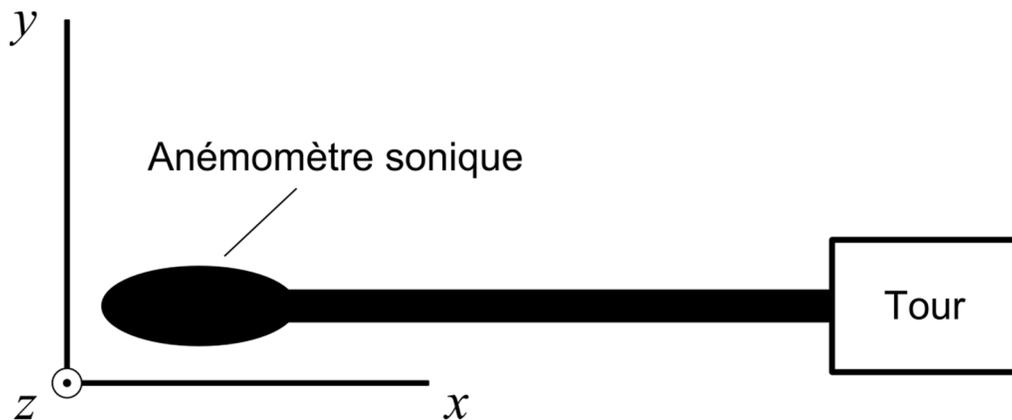


Figure 3.7 : Schéma du montage expérimental vu de haut présentant l'orientation des trois principaux axes

Comme son nom l'indique, la double rotation consiste en une succession de deux rotations effectuée sur les trois composantes de la vitesse du vent u , v et w (Wilczak *et al.*, 2001). La

première rotation annule la moyenne de la vitesse du vent latérale ($\bar{v} = 0$) en faisant tourner les axes x et y autour de l'axe z :

$$\begin{pmatrix} u_1 \\ v_1 \\ w_1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\bar{u}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}} & \frac{\bar{v}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}} & 0 \\ -\frac{\bar{v}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}} & \frac{\bar{u}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}} & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \bullet \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} \quad (3.12)$$

La deuxième rotation est effectuée après la première et annule cette fois-ci la moyenne de la vitesse du vent verticale ($\bar{w} = 0$) en tournant les nouveaux axes x et z autour du nouvel axe y :

$$\begin{pmatrix} u_{corr} \\ v_{corr} \\ w_{corr} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\bar{u}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{w}^2}} & 0 & \frac{\bar{w}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{w}^2}} \\ 0 & 1 & 0 \\ -\frac{\bar{w}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{w}^2}} & 0 & \frac{\bar{u}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{w}^2}} \end{pmatrix} \bullet \begin{pmatrix} u_1 \\ v_1 \\ w_1 \end{pmatrix} \quad (3.13)$$

D'autres rotations ou types de corrections sont possibles (Wilczak *et al.*, 2001), mais la double rotation est la plus utilisée. Pour cette raison, elle a été priorisée dans cette étude.

3.1.3.3 Compensation des décalages temporaires

Les mesures d'évapotranspiration par la méthode CT dépendent de la covariance entre les valeurs mesurées par l'anémomètre sonique, notamment la vitesse du vent verticale w , et les valeurs mesurées par l'analyseur de gaz, notamment la concentration de vapeur d'eau dans l'atmosphère, pour l'obtention de l'humidité spécifique de l'air q_a . Or, ces deux appareils doivent être physiquement séparés l'un de l'autre pour éviter les perturbations dans l'écoulement de l'air. Comme la parcelle d'air mettra un certain temps à voyager entre les deux appareils, la synchronisation de ceux-ci est déficiente. Il faut donc une compensation des décalages temporaires, qui est faite dans cette étude grâce à la maximisation de la covariance.

La procédure est théoriquement simple : le but est de trouver le décalage qui fait en sorte que la covariance entre les deux variables est maximisée. Il faut toutefois circonscrire la gamme de

décalages possibles en fixant des minimums et maximums physiquement viables. Ceux-ci sont déterminés avec la distance séparant les deux appareils d_{sep} et une vitesse moyenne de vent de 0,5 m / s (LI-COR Inc., 2014) :

$$\tau_{\min,\max} = \mp \frac{d_{sep}}{0,5} \quad (3.14)$$

où :

$\tau_{\min,\max}$ est le décalage minimal (négatif) ou maximal (positif) entre les deux variables [s]

d_{sep} est la distance de séparation entre les deux appareils [m].

Le décalage optimal τ est ensuite obtenu et correspond au décalage qui maximise la covariance entre les deux variables (Fan *et al.*, 1990). Cette procédure est effectuée pour chaque couple de variables et pour chaque période de moyenne (pas à pas). Si aucun maximum n'est trouvé pendant la procédure, le τ prend la valeur par défaut, 0.

3.1.3.4 Compensation des fluctuations de masse volumique de l'air

Les analyseurs de gaz, particulièrement ceux à trajet ouvert, mesurent la concentration du gaz voulu dans l'atmosphère, soit le nombre de moles de gaz par unité de volume. Or, la transformation de cette concentration vers l'humidité spécifique nécessite de connaître la masse volumique de l'air humide, qui elle fluctue selon la température, la pression atmosphérique et également la teneur en eau.

Il est aussi important de s'assurer que le flux mesuré est le flux total et non pas seulement la fraction turbulente. En effet, la supposition faite plus tôt d'une vitesse de vent verticale moyenne nulle n'est pas complètement correcte. Comme les parcelles d'air ascendantes et descendantes sont de masses volumiques différentes, la vitesse verticale des deux types de parcelles doit être différente pour respecter la conservation de la masse. Il s'ensuit que la moyenne de la vitesse verticale ne peut être nulle, justifiant l'utilisation d'un ajustement (Liebethal et Foken, 2003). Pour ces raisons, la correction de Webb-Pearman-Leuning (WPL) est appliquée sur la vitesse du vent verticale moyenne \bar{w} (Webb *et al.*, 1980) :

$$\bar{w} = \left(1 + \mu \overline{q_a}\right) \frac{\overline{w' T_a'}}{T_a} + \mu \frac{\overline{w' q_a' \rho_a'}}{\rho_a} \quad (3.15)$$

où :

μ est le rapport de la masse molaire de l'air sur la masse molaire de l'eau [$\approx 0,622$].

Cette correction est ensuite appliquée en chaîne aux calculs des flux de chaleurs latente et sensible. Plusieurs autres variantes de cette correction existent (Fuehrer et Friehe, 2002), mais la WPL est la plus populaire et celle priorisée dans cette étude.

3.1.3.5 Corrections spectrales

Les signaux que mesurent les deux appareils de mesure oscillent autour de la moyenne, spécialement après l'élimination de la tendance linéaire (section 3.1.3.1). Or, selon la théorie de Fourier (1822), tout signal oscillatoire peut être décomposé en une somme infinie de signaux sinusoïdaux à fréquence différente. C'est aussi vrai pour les mesures météorologiques prises par les appareils de la méthode CT, puisque la turbulence atmosphérique est composée d'une multitude de tourbillons de différentes tailles et donc de différentes fréquences. On appelle le « spectre » l'ensemble des fréquences présentes dans un signal donné. Les flux réels sont ceux qui sont transportés par l'ensemble du spectre des tourbillons présents. Néanmoins, la méthode CT comporte certaines limitations sur les extrêmes du spectre et des corrections doivent donc être appliquées.

Dans le cadre de la méthode CT, les flux sont calculés pour des périodes de moyenne fixes ; dans le cas présent, 30 minutes. Ceci implique que les tourbillons complétant une oscillation en plus de 30 minutes, donc avec une fréquence plus basse que $(30 \text{ min})^{-1}$ sont négligés partiellement ou entièrement, surtout avec l'élimination de la tendance linéaire (section 3.1.3.1). Cette dernière correction est donc considérée comme un filtre passe-haut, c'est-à-dire qu'il bloque les composantes du spectre qui sont en dessous d'environ $(1 / 1800)$ Hz.

De plus, les instruments induisent aussi certaines erreurs de par leur fréquence limite de mesure. Dans le cadre de cette étude, les appareils mesurent généralement les variables voulues à une fréquence de 10 Hz. Ceci implique donc que les plus petits tourbillons, ceux qui complètent une

oscillation plus rapidement que 0,1 seconde, sont ignorés. La limitation des appareils est donc considérée comme un filtre passe-bas qui bloque les composantes du spectre au-dessus d'environ 10 Hz.

Pour corriger les effets de ces pseudofiltres, il faut d'abord estimer le spectre complet de la série de données. Comme la méthode CT observe la covariance entre deux variables, il faut plutôt estimer le cospectre complet des deux variables, comme s'il était mesuré par un système parfait. Il faut ensuite estimer à quelles limites se situe les filtres passe-haut et passe-bas, pour estimer à quel point le flux mesuré est atténué. Par la suite, un facteur de correction spectrale est trouvé et appliqué aux flux.

Dans le cadre de cette étude, la méthodologie utilisée pour corriger le filtre passe-haut est décrite dans Moncrieff *et al.* (2004) et celle pour le filtre passe-bas dans Moncrieff *et al.* (1997). Les deux méthodes trouvent le cospectre véritable avec une fonction dépendant du flux considéré, de la stratification atmosphérique, de la vitesse du vent et de la hauteur de mesure (Moncrieff *et al.*, 1997). Les limites d'influence des filtres sont déterminées par des fonctions dépendantes de la méthode d'élimination de tendance (filtre passe-haut) ou des appareils en place et des conditions atmosphériques (filtre passe-bas). Ces fonctions sont ensuite appliquées au cospectre complet pour obtenir le facteur de correction. Il est important de noter que ces étapes doivent être répétées pour chaque période de moyenne, puisque les cospectres dépendent des conditions atmosphériques.

3.1.3.6 *Analyses statistiques*

En plus des corrections précédentes, la méthode CT prévoit une analyse des données utilisées pour vérifier leur pertinence. Certaines données enregistrées peuvent s'avérer aberrantes en raison de problèmes avec les appareils. L'analyse statistique vérifie les données enregistrées et s'assure de leur plausibilité. L'ensemble des tests décrits provient de Vickers et Mahrt (1997). Ces tests permettent l'attribution d'indicateurs binaires de qualité des données (0 = aucune aberration détectée; 1 = aberration détectée). Les données aberrantes peuvent ensuite être retirées ou non selon le cas.

D'abord, l'analyse statistique détecte la présence de pics anormaux dans les données. Ceci est fait en détectant la présence d'au plus trois points consécutifs aberrants. Cette limite de trois suppose qu'à quatre points aberrants de suite, il y a possibilité d'un phénomène physique réel. Les points sont considérés aberrants lorsqu'ils sortent d'une gamme de plausibilité dépendante de l'écart-type de la variable mesurée dans une fenêtre large d'un sixième de la période de moyenne (pour 30 minutes, elle est donc de 5 minutes). La Figure 3.8 montre des pics anormaux dans un ensemble de données typique. Les pics anormaux sont remplacés par une interpolation linéaire des points voisins, et l'indicateur est mis à 1 si 1% de la période d'analyse présente des pics anormaux.

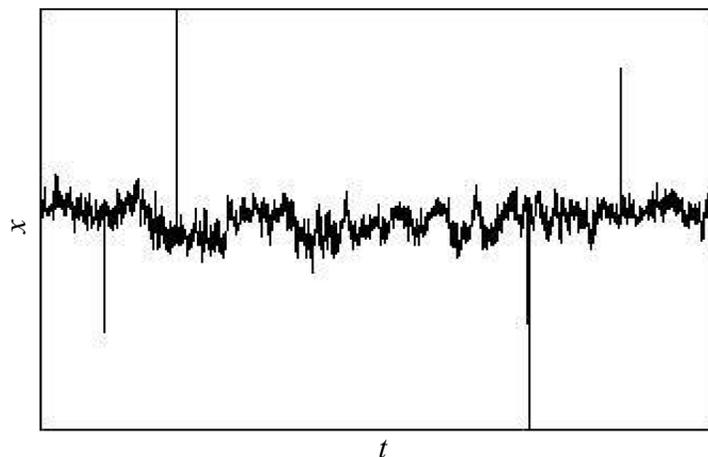


Figure 3.8 : Pics anormaux typiques (LI-COR Inc., 2014)

Un autre test détecte les problèmes de résolution de l'amplitude. En effet, lors de situations aux vents faibles et en conditions stables, il arrive que la résolution de l'amplitude des données par les appareils ne soit pas suffisante pour détecter les fluctuations, ce qui génère des données en escaliers (voir Figure 3.9). Pour détecter le problème, une fenêtre mobile détecte si la valeur de la variable mesurée couvre la gamme de variation durant la série temporelle de façon homogène. Elle sépare donc les données dans la fenêtre mobile dans un nombre voulu (100) de classes et détermine la présence d'un problème si un certain nombre de classes (70) est vide.

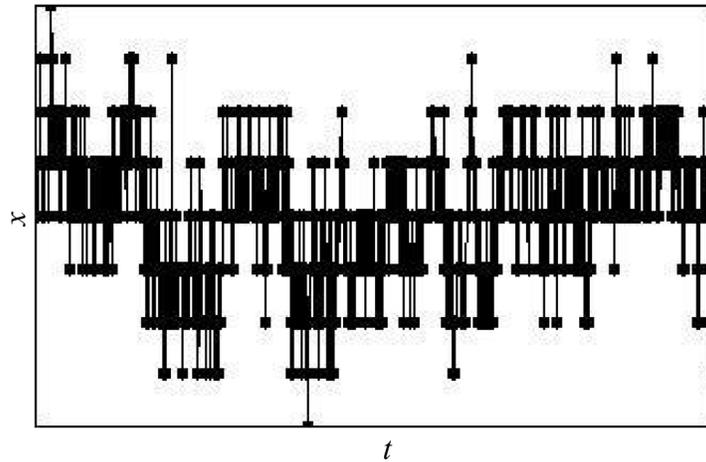


Figure 3.9 : Exemple d'une série temporelle affectée par une faible résolution (LI-COR Inc., 2014)

En plus des pics anormaux, il est possible qu'une défaillance des appareils cause des pics prolongés (voir Figure 3.10), c'est-à-dire de courtes périodes de temps où les valeurs de la variable mesurée sont statistiquement différentes de la moyenne pour toute la période. Pour détecter ces problèmes, les données sont séparées en classes et le problème est indiqué si un trop grand nombre de points se retrouve dans les classes extrêmes.

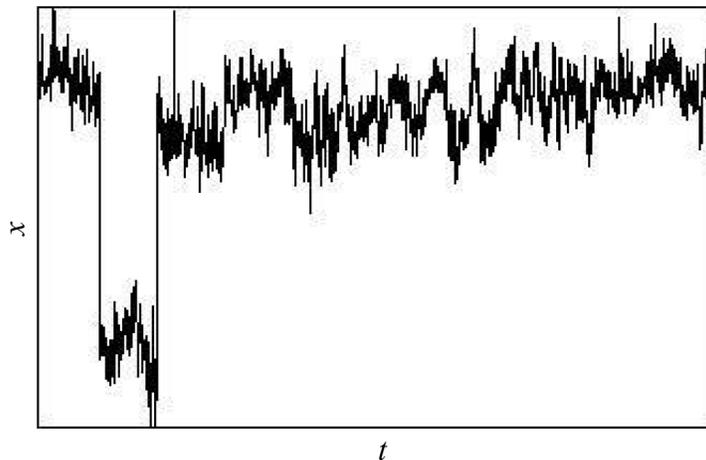


Figure 3.10 : Pic prolongé anormal typique (LI-COR Inc., 2014)

Les tests statistiques vérifient aussi la présence de valeurs physiquement impossibles, soit celle à l'extérieur de certaines limites absolues dépendantes de la variable mesurée. Ces limites absolues sont présentées dans le Tableau 3.1. Si une des variables affiche une valeur en dehors de ces limites absolues, l'indicateur est mis à 1 et la période est retirée.

Tableau 3.1 : Limites absolues des différentes variables mesurées

Variable	Minimum	Maximum	Unité
U	-30	30	m / s
w	-5	5	m / s
T_a	-20	50	°C
C_{H_2O}	0	40	mmol / mol

Le prochain test vérifie la valeur des 3^e et 4^e moments, qui sont couramment et respectivement appelés le coefficient de dissymétrie et d'aplatissement. Le premier exprime l'asymétrie de la distribution de la variable, alors que le deuxième décrit l'aplatissement de la distribution, ou bien l'absence de pics. Lorsque ces coefficients sont élevés, il est possible que la période corresponde à un moment de mauvais fonctionnement des appareils (voir Figure 3.11). La procédure met l'indicateur à 1 si les coefficients sortent d'une certaine gamme (strict : dissymétrie entre -2 et 2, aplatissement entre 1 et 8; souple : dissymétrie entre -1 et 1, aplatissement entre 2 et 5).

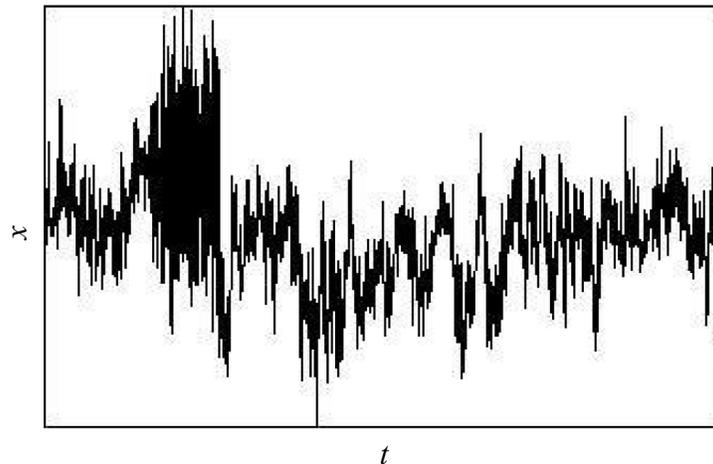


Figure 3.11 : Exemple de série temporelle indiquée comme ayant des coefficients de dissymétrie et d'aplatissement trop élevé (LI-COR Inc., 2014)

Finalement, les derniers tests statistiques vérifient si les écarts de temps déterminés par la maximisation de la covariance sont physiquement logiques et si les vents horizontaux sont stationnaires, c'est-à-dire sans tendance claire dans le temps.

3.1.4 Qualité des données et retraits

Les analyses statistiques présentées précédemment permettent d'attribuer des indicateurs d'une possible mauvaise qualité des données et remplacent parfois (pics anormaux, limites absolues) les données aberrantes. En plus de ces analyses, deux autres tests permettent de caractériser la qualité des données lors d'une période de moyenne : le test de l'état stationnaire et le test des caractéristiques intégrales de la turbulence (Mauder et Foken, 2011).

Le test de l'état stationnaire vérifie que la covariance calculée pour une période de moyenne est stationnaire, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de variation marquée de celle-ci au cours de la période. Pour ce faire, la période de moyenne est divisée en six sous-périodes égales (pour 30 minutes, six périodes de 5 minutes). La covariance est calculée pour chacune des sous-périodes, et ces valeurs sont moyennées sur l'ensemble de la période de moyenne. Un indicateur de qualité est ensuite affublé à la période selon l'écart relatif entre la covariance sommée et la covariance pour toute la période. L'indicateur varie de 1 à 9, 1 représentant l'écart le plus faible (meilleure qualité) et 9 représentant le plus grand écart (mauvaise qualité).

Le test des caractéristiques intégrales de la turbulence vérifie la présence de conditions turbulentes, qui sont essentielles à la véracité des calculs de la méthode CT. Il est basé sur la similarité de la variance des flux, qui suppose que le rapport de la variance (ou l'écart-type) des flux sur lesdits flux est fonction de la stabilité atmosphérique, selon l'équation suivante (Mauder et Foken, 2011) :

$$\frac{\sigma_X}{X_*} = c_1 \left(\frac{z_X}{L} \right)^{c_2} \quad (3.16)$$

où :

σ_X est l'écart-type d'un flux X [-]

X_* est l'échelle caractéristique du flux X [-]

c_1 et c_2 sont des coefficients empiriques dépendant de la nature du flux X et de la stabilité

z_X est la hauteur de mesure du flux X [m]

L est la longueur d'Obukhov (voir équations 1.1 et 7.3) [m].

Des plages de valeurs des coefficients c_1 et c_2 sont disponibles dans la littérature (Thomas, 2001). Le test compare donc le rapport de l'écart-type sur l'échelle caractéristique obtenu par les mesures (terme à gauche de l'équation 3.16) à celui obtenu par la stabilité atmosphérique (terme à droite de l'équation 3.16). Encore une fois, un indicateur de qualité est donné à la période selon l'écart relatif entre les deux termes, qui varie aussi entre 1 et 9, où l'écart faible (meilleure qualité) prend la valeur de 1.

Les indicateurs pour ces deux tests sont ensuite combinés en un seul indicateur qui varie entre 0 et 2. Si les deux indicateurs précédents sont inférieurs à 3, le nouvel indicateur prend la valeur de 0 (bonne qualité). À l'inverse, si un des deux indicateurs est supérieur à 6, le nouvel indicateur prend la valeur de 2 (qualité douteuse). En tout autre cas, l'indicateur prend la valeur de 1 (qualité moyenne). Pour cette étude, les données avec un indicateur de 2 ont été retirées.

Également, les périodes où le vent soufflait dans une fourchette de 120° centrée sur le dos de l'anémomètre sonique sont retirées, puisque le corps de l'appareil crée de l'interférence. Dans un même ordre d'idée, les périodes où de la pluie est détectée sont aussi retirées, puisque les gouttelettes d'eau interfèrent avec la lecture optique de l'analyseur de gaz. Il est aussi usuel de retirer les périodes où les analyses statistiques indiquent des données aberrantes (section 3.1.3.6). Toutefois, dans la majorité des cas, ces périodes seront déjà retirées par les tests précédents.

3.1.5 Remplacement des données manquantes ou retirées

Le retrait des données de mauvaise qualité crée évidemment des trous dans les séries temporelles calculées. Pour obtenir une meilleure appréciation des variations des flux à l'échelle journalière et saisonnière, ces trous doivent être comblés par une procédure de remplacement. Dans cette étude, la méthodologie proposée est basée sur celle du réseau Fluxnet-Canada (Falge *et al.*, 2001 a,b).

La première partie de la méthode est une approche de type « fenêtre mobile de consultation », nommée échantillonnage de distribution marginale (Moffat *et al.*, 2007). Pour une donnée manquante, l'algorithme cherche dans une fenêtre temporelle centrée sur la donnée d'autres périodes avec des conditions météorologiques semblables. Plus précisément, la procédure cherche des périodes avec un rayonnement net, une température de l'air et un déficit en pression de vapeur ne déviant pas de l'original par plus de $50 \text{ W} / \text{m}^2$, $2,5 \text{ }^\circ\text{C}$ et 500 Pa , respectivement

(Reichstein *et al.*, 2005). Évidemment, ces données mesurées peuvent aussi être manquantes, et l'algorithme agit donc différemment selon trois conditions : (i) seule la variable à remplacer est manquante; (ii) la variable est manquante, en plus de la température de l'air ou du déficit en pression de vapeur, mais pas de la radiation nette; et (iii) la radiation nette est aussi manquante. Dans le premier cas, l'algorithme cherche les données à conditions semblables dans une fenêtre de 7 jours et en fait la moyenne. Si aucune donnée n'est trouvée, la fenêtre augmente à 14 jours. Dans le deuxième cas, le même processus est répété, mais l'algorithme ne se base que sur la radiation nette pour déterminer les conditions météorologiques semblables. La fenêtre est de 7 jours et n'augmente pas. Dans le troisième cas, aucun remplacement n'était effectué. Cette situation n'est survenue que rarement, puisque la radiation nette était mesurée en continu.

Si des données manquantes étaient encore présentes, l'algorithme remplaçait les trous de 1 ou 2 périodes par interpolation linéaire entre les voisins.

3.2 Résultats et discussions

Cette section présente les résultats obtenus pour l'ET avec la méthode CT. Pour les trois sites d'étude, les variations spatiales, c'est-à-dire celles entre les différents sites d'étude, et les variations temporelles, c'est-à-dire celles entre les différentes années des sites Mer Bleue et Western Peatland, sont explicitées. Une analyse de l'effet des pluies et de la hauteur de la nappe phréatique est aussi faite.

3.2.1 Variabilité spatiale

Les trois sites à l'étude se différencient en termes d'ET de par leur localisation géographique, mais aussi grâce à leurs caractéristiques physiques telles que la végétation en présence et sa densité ainsi que les fluctuations de la nappe phréatique. Cette section porte un regard sur l'effet de ces différences sur l'ET au cours d'un été typique. Les comportements évaporatifs saisonniers et le cycle journalier moyen sont analysés, dans le but de déceler les différences entre chacun des sites et de possiblement identifier les facteurs influençant l'ET.

À titre d'exemple, la Figure 3.12 présente la variation de l'ET demi-horaire sur le site Nécopastic, pour l'été 2012. Ce graphique démontre bien les oscillations journalières, de même

que la tendance globale vers la diminution de l'ET en fin d'été accompagné, par ailleurs, par des valeurs extrêmes d'ET (positives et négatives (condensation)). Néanmoins, ce type de graphique reste difficile à analyser, et il est plus adéquat de présenter les variations de l'ET de façon cumulative telle que présenté dans la Figure 3.13. Les courbes cumulatives des sites Mer Bleue et Western Peatland sont des moyennes interannuelles.

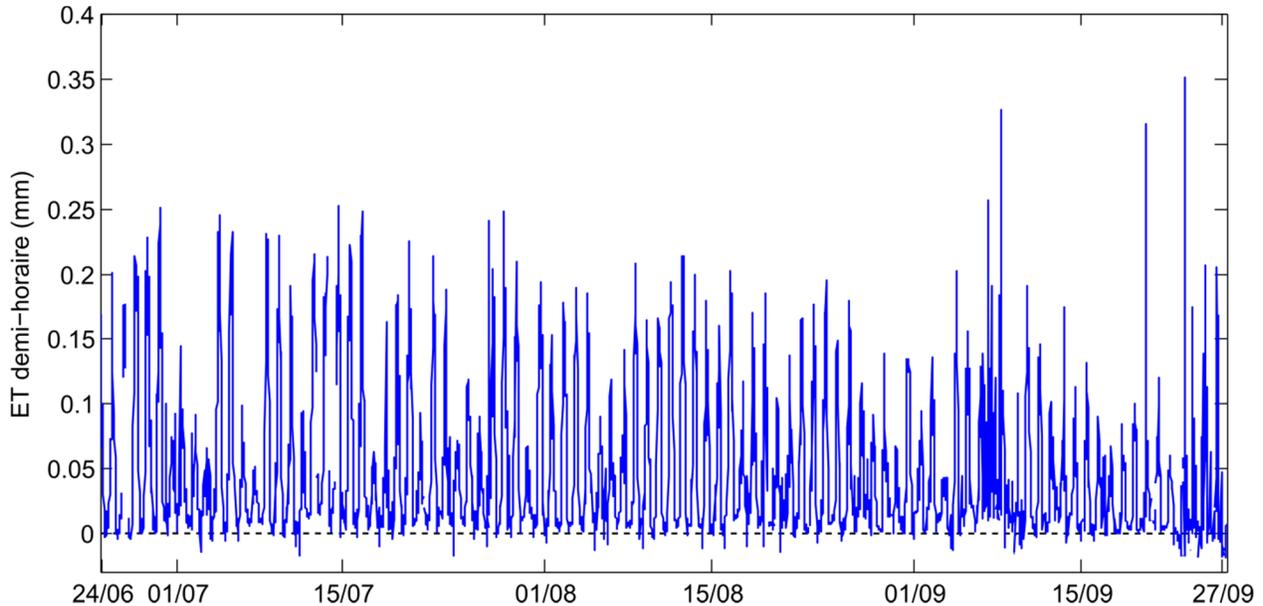


Figure 3.12 : Série temporelle de l'ET sur Nécopastic pour l'été 2012 (jour/mois)

Dans la Figure 3.13, l'effet de la moyenne interannuelle est visible dans la forme des courbes de Mer Bleue et Western Peatland, qui sont plus lisses, alors que celle de Nécopastic est irrégulière. Ce graphique donne une appréciation générale du volume d'eau total s'évaporant au-dessus des trois sites. Il est donc possible d'affirmer que le site subissant la plus grande ET est la Mer Bleue, et celui en subissant le moins est le Western Peatland. Il semble logique que la Mer Bleue, plus au sud et donc sous l'effet d'étés plus chauds, subisse une ET plus forte qu'un site plus nordique comme Nécopastic. Ces deux sites étant également des tourbières ouvertes, elles subissent un rayonnement solaire incident plus important, qui est sans contredit un facteur crucial pour l'ET. À l'inverse, la tourbière forestière Western Peatland voit sa surface moins sujette à un réchauffement marqué. Sur ce dernier site, une diminution importante de la nappe phréatique avec les années peut aussi possiblement expliquer une ET moins forte, puisque l'eau dans le sol

devient de moins en moins disponible pour la transpiration. Plus de détails sur ce phénomène sont fournis à la section 3.2.3.

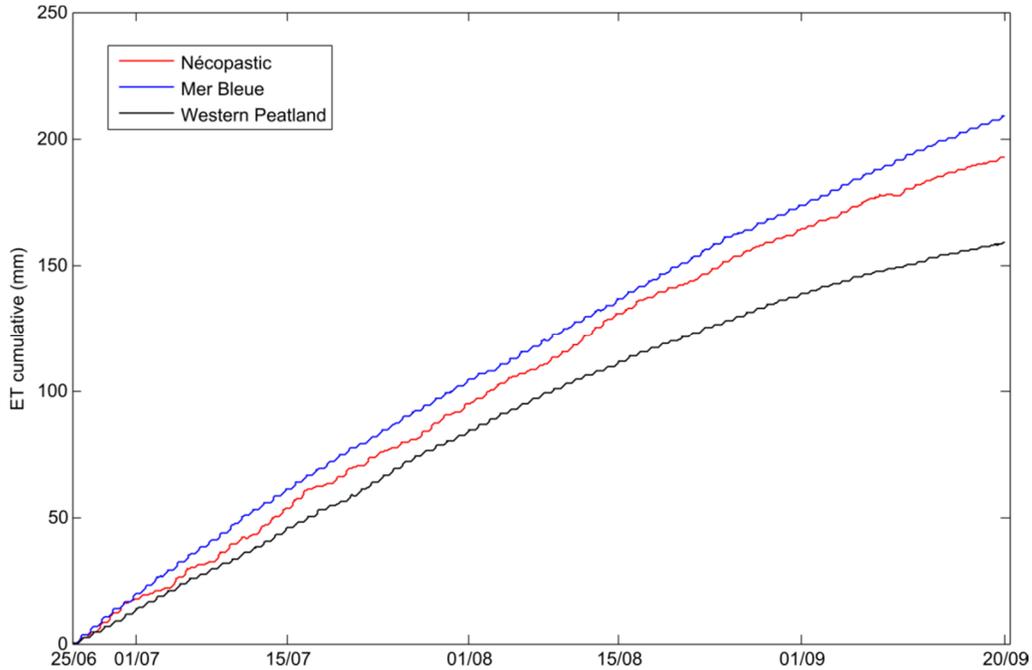


Figure 3.13 : ET cumulative pour Nécopastic (2012) et la moyenne interannuelle des sites Fluxnet

Ces tendances sont aussi visibles à l'échelle journalière. La Figure 3.14 présente la variation journalière moyenne des trois sites, au temps local. Les trois sites présentent sensiblement le même comportement, avec une montée graduelle vers un maximum journalier et une descente graduelle pratiquement symétrique à la montée. Le maximum de Mer Bleue est nettement plus élevé (~0,15 mm) que celui des deux autres sites, étant donné un maximum de rayonnement net plus élevé causé par la latitude nettement inférieure.

Un fait étonnant observable dans la Figure 3.14 est la présence d'ET nocturne au site Nécopastic, un phénomène apparemment absent pour les deux autres tourbières. Pour l'été 2012, près de 10% de l'ET survient durant la nuit (~20 mm). Ce phénomène est assez inhabituelle considérant l'absence de radiation solaire et la forte dépendance de l'ET vis-à-vis de celle-ci. La présence de turbulence mécanique peut toutefois expliquer la présence d'ET (voir chapitre 5).

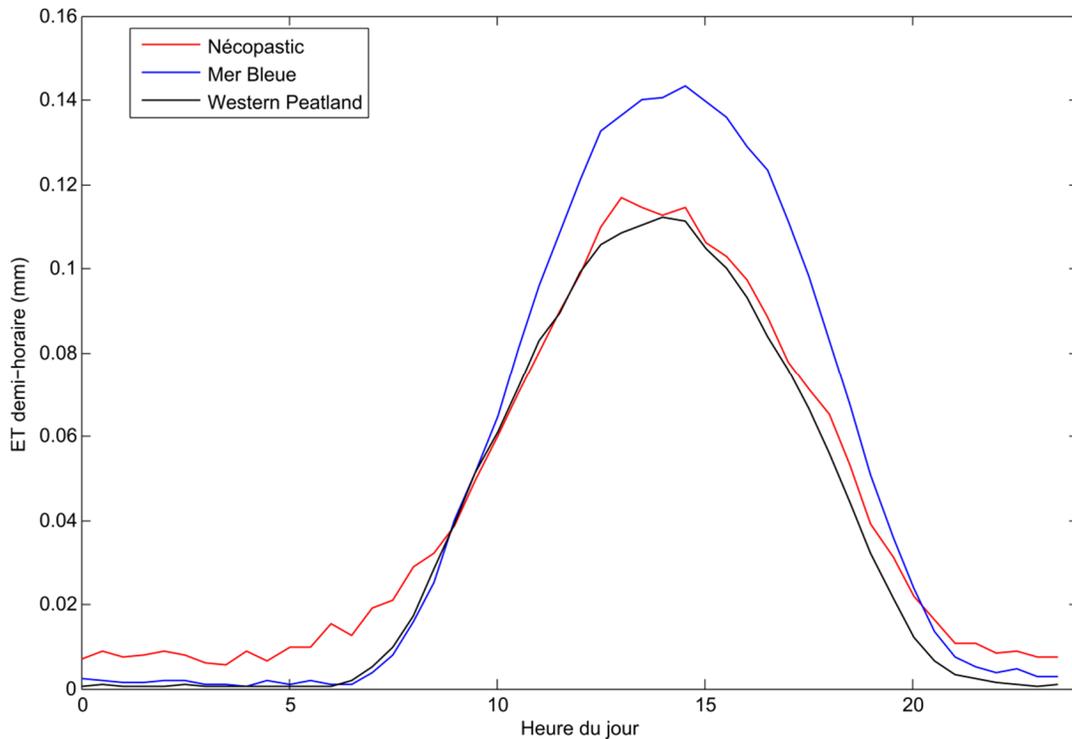


Figure 3.14 : Variation journalière moyenne pour Nécopastic 2012 et pour la moyenne interannuelle des sites Fluxnet

3.2.2 Variabilité temporelle

La tourbière Nécopastic a été instrumentée lors de l'été 2012 seulement, mais les deux autres sites l'ont été pendant de plus longues périodes. Ceci permet de faire une comparaison interannuelle pour ainsi jauger la variabilité possible de l'ET d'année en année.

Les données du site expérimental de la Mer Bleue vont des étés 1999 à 2003. La Figure 3.15 présente la variation cumulative de l'ET pour trois des cinq étés (2001 à 2003). Il est à noter que les valeurs d'ET sont disponibles à partir du 10 août 1999, ce qui explique l'absence de la courbe de cette année sur le graphique. Également, lors de l'été 2000, plus de la moitié des données sont manquantes et n'ont pu être remplacées, et cette courbe est aussi omise. Selon ce graphique, le volume d'eau évaporé semble sensiblement stable pour les étés 2001 à 2003. Le volume total évaporé correspond à 108,4%, 152,3% et 131,5% des précipitations estivales pour les étés 2001, 2002 et 2003 respectivement.

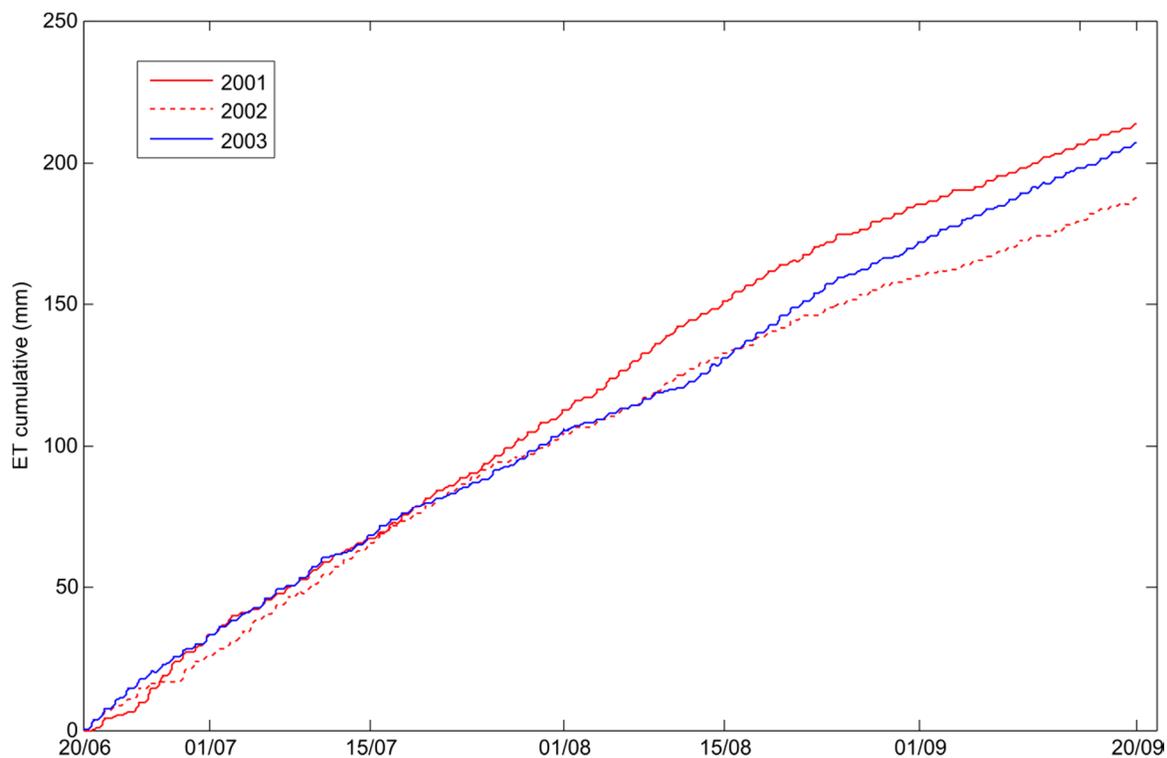


Figure 3.15 : ET cumulative sur la Mer Bleue pour les étés 2001 à 2003

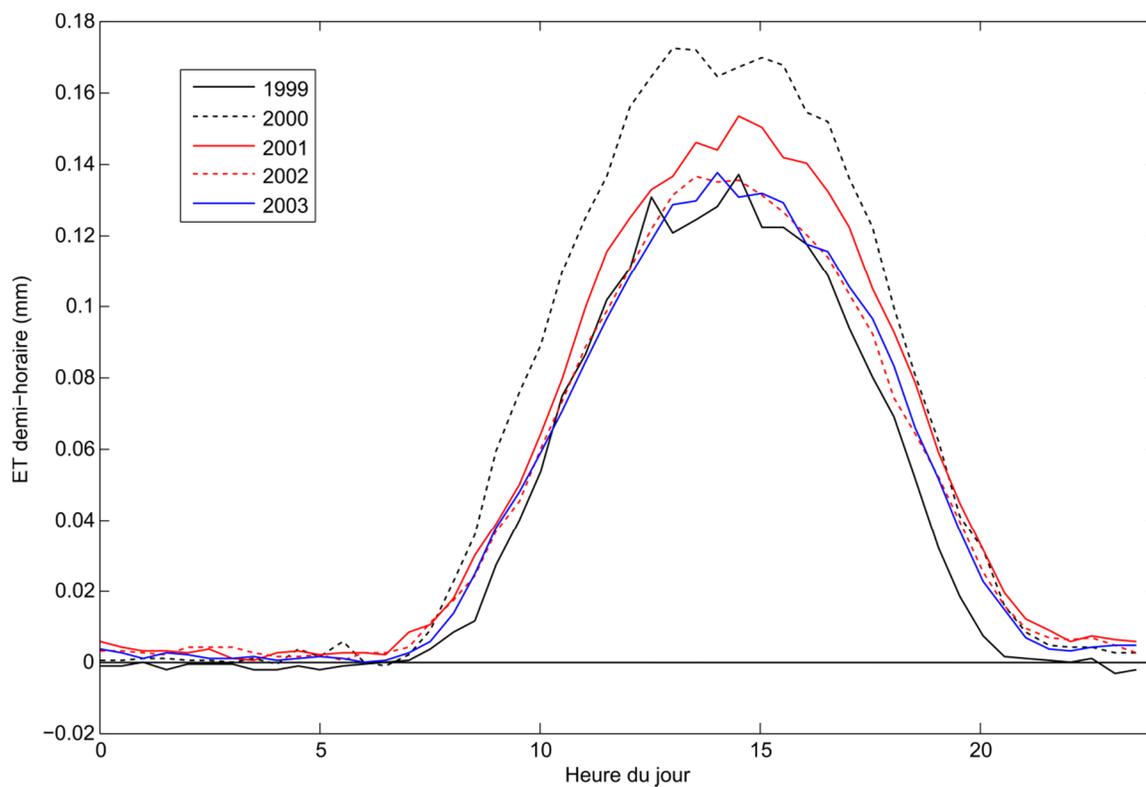


Figure 3.16 : Variation journalière moyenne sur Mer Bleue pour tous les étés à l'étude

La Figure 3.16 présente la variation moyenne journalière de chaque été. Les maxima des étés 2001 à 2003 sont encore une fois semblables, mais le maximum de l'été 2000 est nettement supérieur. Il est toutefois possible qu'un biais soit présent étant donné le moins grand nombre de jour pour durant la période de moyenne. Il est à noter que les courbes journalières suivent l'allure de la courbe du rayonnement net.

Le site Western Peatland a été instrumenté pour les étés 2003 à 2009. La Figure 3.17 montre les variations cumulatives de l'ET pour chacun de ces étés. Encore une fois, le premier été de mesure ne commence qu'au premier août, ce qui explique l'absence de cette courbe. Les étés sur ce site semblent cette fois-ci se distinguer en deux classes : les années 2004 à 2007 ont un volume d'eau évaporé comparable à la Mer Bleue et à Nécopastic (Figure 3.13 et Figure 3.15), alors que les deux dernières années (2008 et 2009) subissent une nette chute dans le volume total. Il est à noter que dans ce cas-ci, le manque de données ne peut être mis en cause, puisque les appareils du Western Peatland ont été exceptionnellement fiables. Ce comportement peut être induit par une baisse importante de la nappe phréatique (voir section 3.2.3). Conséquemment, le rapport de Bowen augmente sensiblement pour ces deux dernières années, passant d'une valeur moyenne de 0,6 pour les années 2003 à 2007 à une valeur de 0,9 en 2008 et 2009.

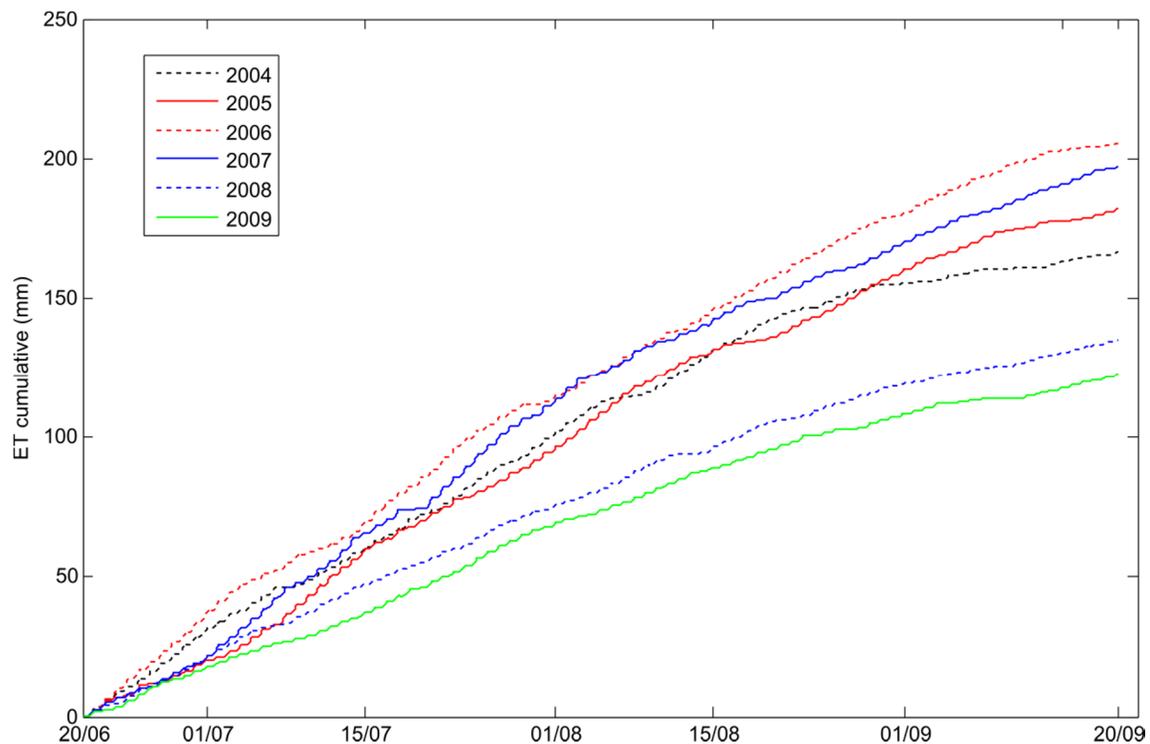


Figure 3.17 : ET cumulative sur le Western Peatland pour tous les étés à l'étude

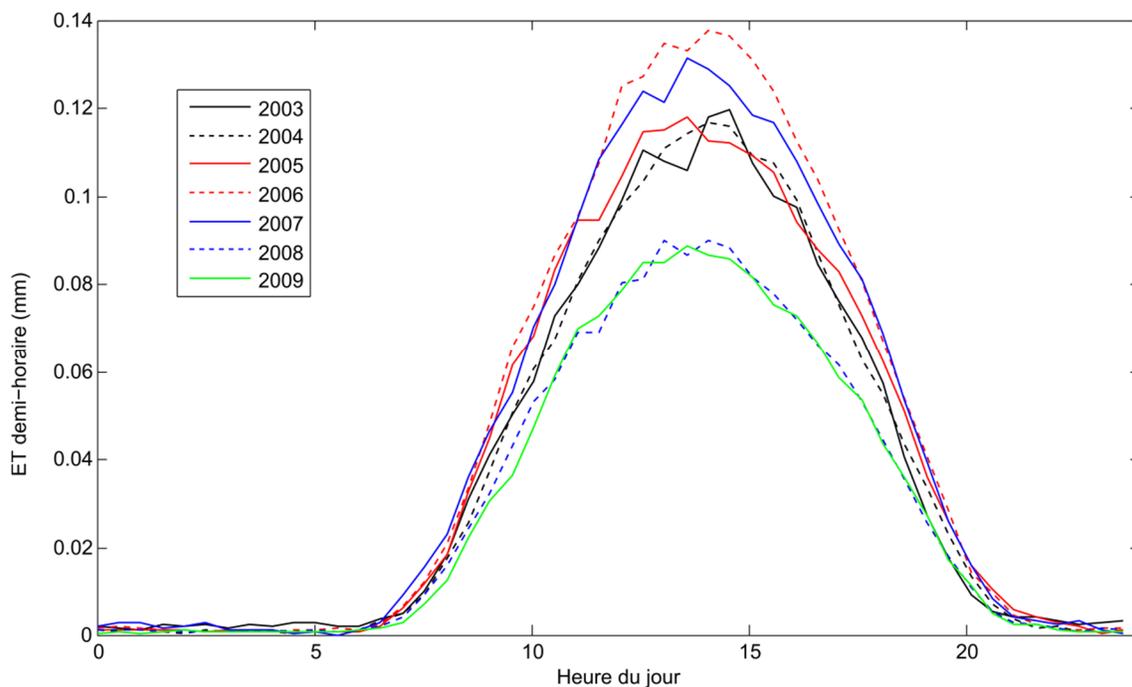


Figure 3.18 : Variation journalière moyenne sur Western Peatland pour tous les étés à l'étude

Cette tendance est aussi observée à l'échelle journalière (Figure 3.18) : les étés 2008 et 2009 ont des maxima journalier nettement inférieurs (~0,09 mm) à ceux des années précédentes (entre 0,11 et 0,14 mm), et ce incluant l'année 2003. D'ailleurs, les données journalières semblent déterminer que cette année incomplète aurait été dans la moyenne des années 2004 à 2007.

3.2.3 Facteurs hydrologiques et énergétiques : pluie, nappe phréatique et radiation nette

La magnitude de l'ET peut varier selon la disponibilité de deux ressources essentielles : l'énergie et bien évidemment l'eau. Le cadre de Budyko (1974), tel qu'expliqué à la section 1.2, caractérise l'ET d'un site selon ses limitations en énergie ou en eau. De façon générale, l'ET sur les tourbières est limitée par l'énergie disponible, puisqu'un milieu humide est typiquement caractérisé par une nappe phréatique élevée. Ainsi, les variations de la disponibilité de l'eau peuvent être représentées par la hauteur de la nappe phréatique et par les pluies, alors que l'énergie est décrite par la radiation nette. Cette section décrit l'influence de ces trois facteurs sur l'ET pour les trois sites d'étude.

La Figure 3.19 présente la variation de l'ET cumulative en fonction de la précipitation cumulative sur chacun des sites et pour toutes les années d'étude le cas échéant. Chacune des

courbes présentées comporte une caractéristique commune : la présence de paliers horizontaux de différentes longueurs représentant des épisodes de fortes pluies. Ces paliers plats permettent de déduire que lorsque la pluie est importante, l'ET est minimale. Cette observation est logique, puisqu'il s'agit d'une conséquence d'une baisse de l'énergie disponible (la couverture nuageuse diminue l'apport en énergie solaire) et d'une saturation de l'atmosphère en humidité, induisant un déficit en tension de vapeur faible ou même nul. Un mauvais fonctionnement des appareils de la méthode CT dans les conditions pluvieuses est aussi possible, mais la plupart de ces données ont été remplacées lors du traitement de données.

Il est à noter que le plateau étendu de l'été 2008 sur Western Peatland est la conséquence d'une période de deux jours de pluies ininterrompues et très intenses.

Les Figures 3.20 à 3.22 présentent les variations de la nappe phréatique pour chacun des sites en plus de présenter le pluviogramme associé. Ces figures montrent que les apports pluvieux causent des remontées de la nappe phréatique, tel que prévu. La nappe phréatique demeure sensiblement constante sur Nécopastic, alors qu'elle subit un cycle annuel important sur Mer Bleue avec remplissage au printemps par la fonte des neiges et de diminution durant l'été. Il est important de noter que pour les Figures 3.21 et 3.22, les remontées subites d'année en année sont des artefacts causés par le fait que seuls les étés sont montrés, ce qui néglige donc l'apport important d'eau par la fonte des neiges.

La nappe du site Western Peatland suit aussi le même type de cycle annuel, mais une diminution importante interannuelle est aussi visible. Tel qu'expliqué à la section 3.2.2, cette diminution peut induire une réduction de l'ET cumulative saisonnière. Par contre, des régressions linéaires du premier degré de l'ET demi-horaire en fonction de la hauteur de la nappe phréatique n'ont détectés aucune tendance importante. En effet, le coefficient de détermination R^2 de ces régressions n'est jamais supérieur à 0,03 quel que soit le site d'étude ou l'année analysée. La même conclusion peut être faite pour l'échelle journalière. Ces observations permettent de penser que la hauteur de la nappe phréatique n'affecte l'ET que lorsqu'elle devient très basse.

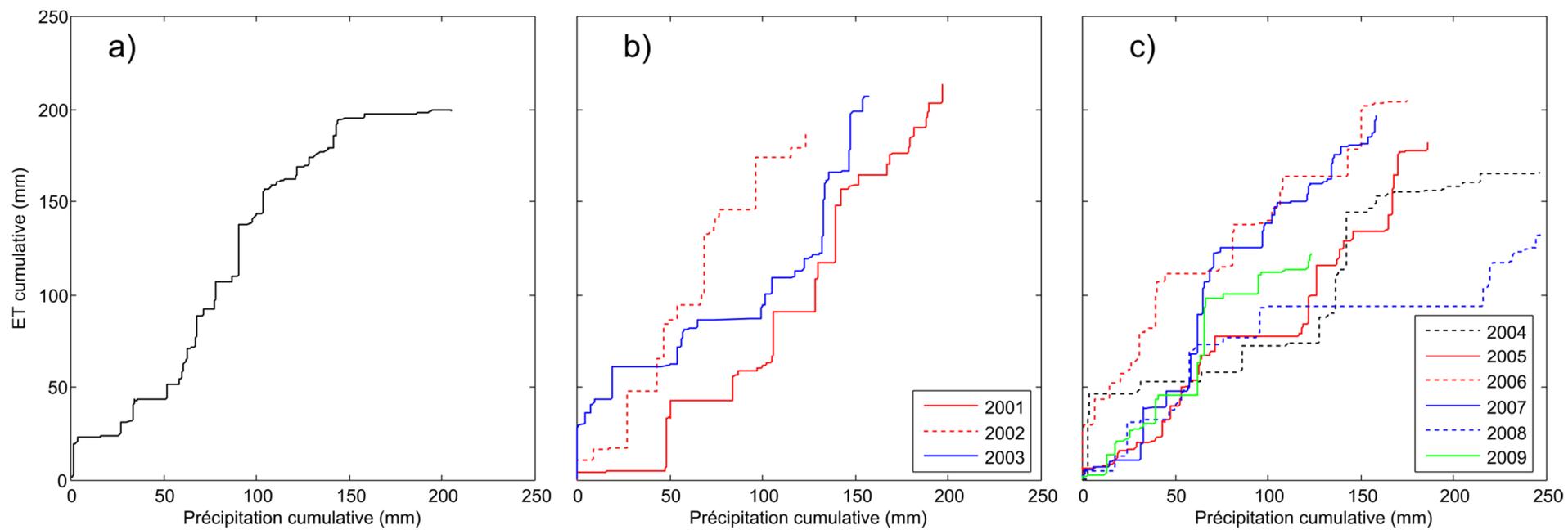


Figure 3.19 : Variation de l'ET cumulative en fonction de la précipitation cumulative pour : (a) Nécopastic (2012) ; (b) Mer Bleue (2001 à 2003) et ; (c) Western Peatland (2004 à 2009)

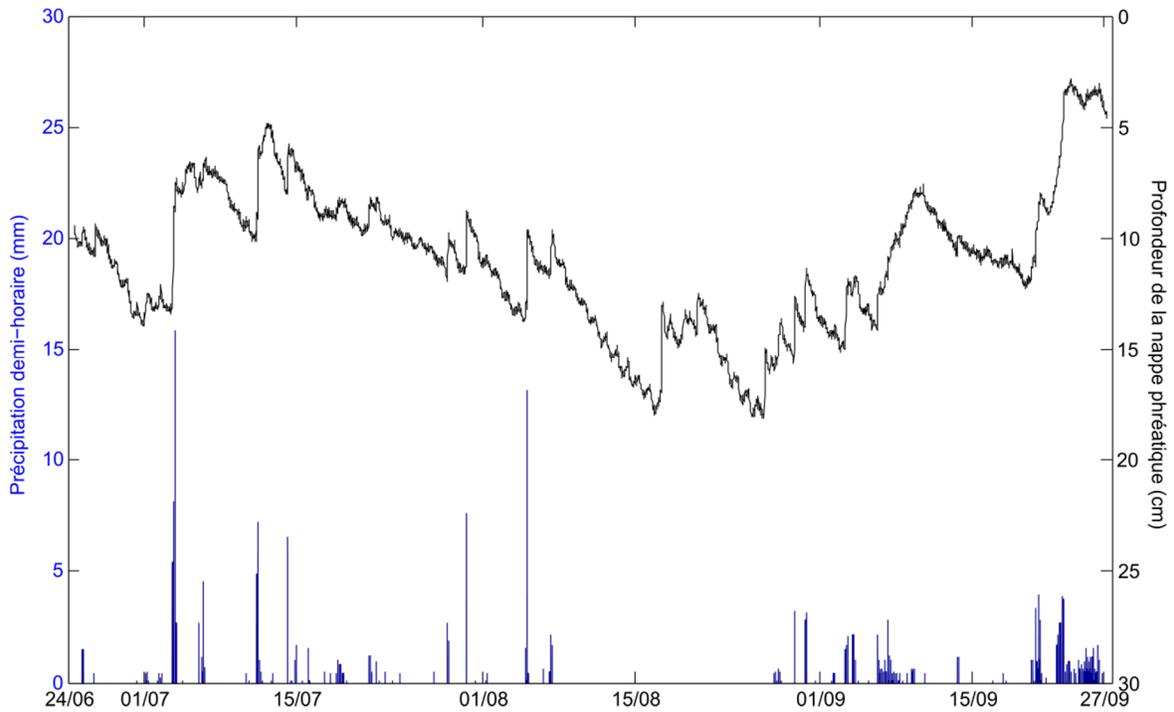


Figure 3.20 : Pluviogramme demi-horaire et variation de la profondeur de la nappe phréatique sur Nécopastic (2012)

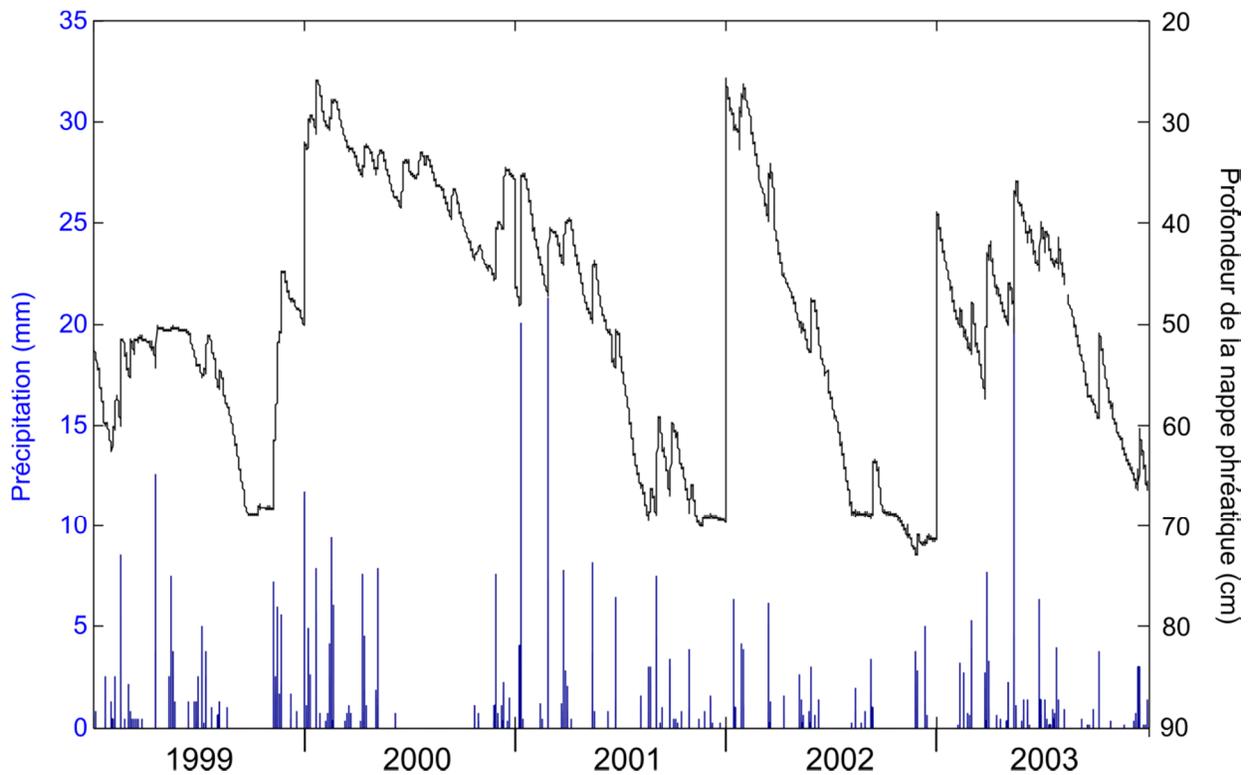


Figure 3.21 : Pluviogramme demi-horaire et variation de la profondeur de la nappe phréatique sur Mer Bleue durant les étés 1999 à 2003

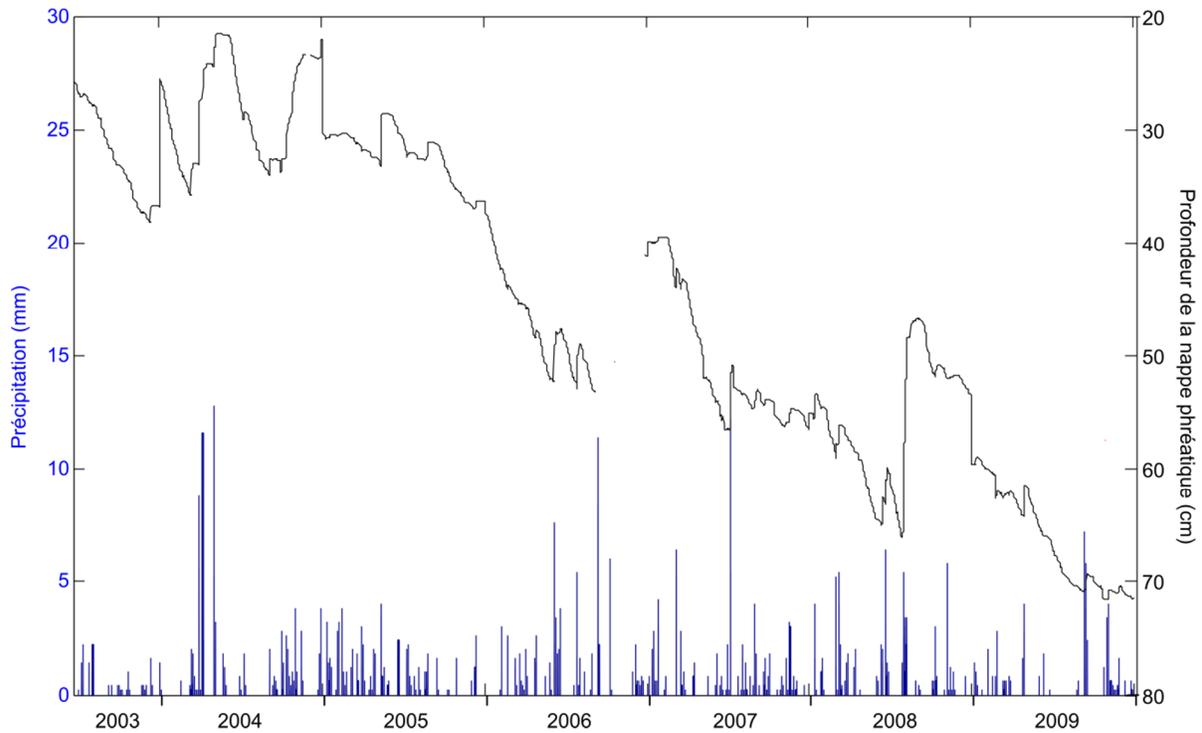


Figure 3.22 : Pluviogramme demi-horaire et variation de la profondeur de la nappe phréatique sur Western Peatland durant les étés 2003 à 2009

La radiation solaire semble toutefois avoir une influence marquée sur l'ET estivale. La Figure 3.23 montre l'ET demi-horaire en fonction de la radiation nette sur chacun des sites pour tous les étés de mesure. Les régressions linéaires sur ces graphiques montrent que les variations de radiation nette peuvent expliquer environ 80% de la variance, et ce peu importe le site de mesure.

L'ensemble de ces observations dresse un portrait assez clair des facteurs influençant le plus l'ET sur les trois sites de mesure. La radiation solaire est la source d'énergie principale de l'ET et est donc d'une grande influence. La pluie est en général un signe d'une diminution de l'ET, mais ceci est possiblement plus une conséquence de la diminution de la radiation solaire associée aux nuages. Accessoirement, la position de la nappe phréatique ne semble pas influencer sur l'amplitude de l'ET demi-horaire, sauf lorsqu'elle devient très profonde.

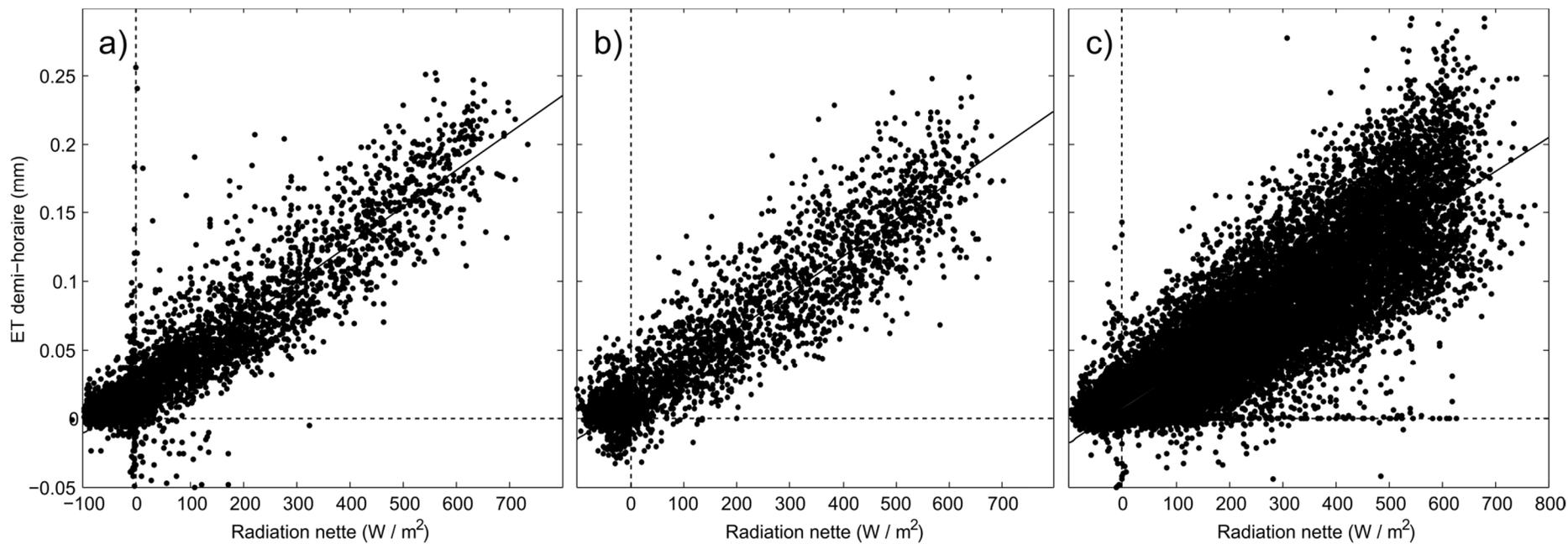


Figure 3.23 : Variation de l'ET demi-horaire en fonction de la radiation nette pour : (a) Nécopastic ; (b) Mer Bleue et (c) Western Peatland (ligne pleine : régression linéaire des moindres carrés, $R^2 = 0,79$; $0,81$; et $0,80$ pour respectivement Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland)

4 BILAN ÉNERGÉTIQUE

Ce chapitre traite des termes du bilan énergétique qui sont mesurés sur chacun des sites d'étude. L'attention n'est plus ici portée seulement sur le flux de chaleur latente, mais aussi sur toutes les autres composantes : la radiation nette, le flux de chaleur dans le sol, le flux de chaleur sensible et tous les termes de stockages associés. Encore une fois, la méthodologie est d'abord présentée, puis les résultats sont ensuite montrés et analysés.

4.1 Méthode

L'ET est d'une grande importance au niveau hydrologique, puisqu'elle représente des transferts d'eau de la surface vers l'atmosphère. C'est aussi une composante importante du bilan énergétique étant donné que le processus évaporatif retire de l'énergie au sol et l'amène vers l'atmosphère sous forme de chaleur latente. Le terme « latente » réfère au fait que la chaleur est stockée dans la vapeur d'eau sans changement de température, mais est relâchée lors de sa condensation. L'ET peut donc être considérée comme un lien charnière entre les deux types de bilans. Les montages expérimentaux présentés précédemment permettent la mesure de l'ET, mais sont d'abord conçus pour mesurer plusieurs termes du bilan énergétique. Cette section présente les termes mesurés et la méthode utilisée.

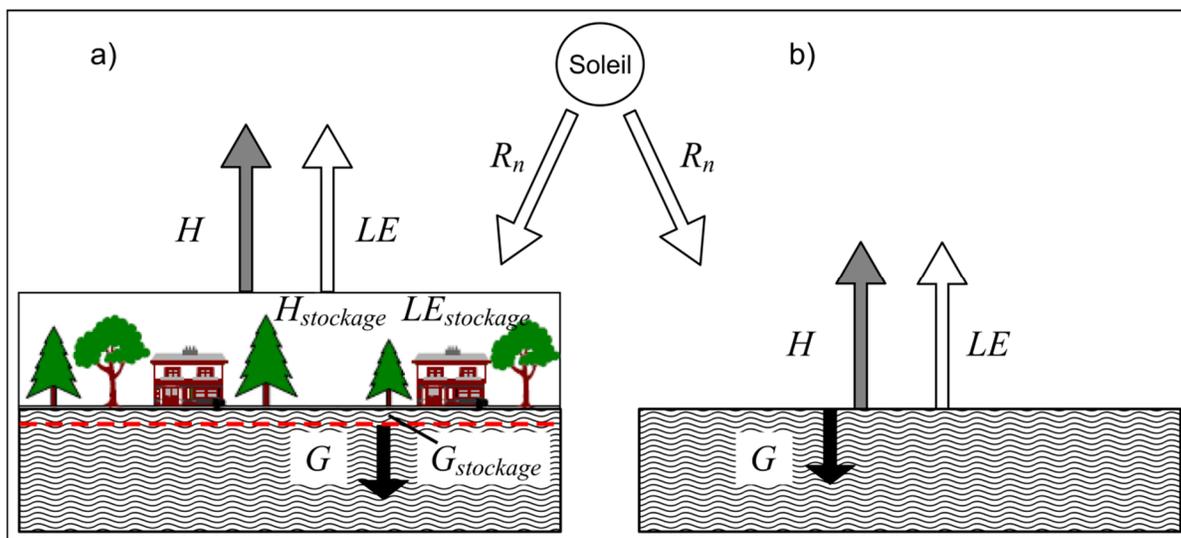


Figure 4.1 : Schéma des contributions au bilan d'énergie de surface pour (a) une situation réelle avec couche de stockage non nulle ; et (b) une couche de surface infinitésimale (adapté de Stull, 1988)

Le Tableau 4.1 présente les termes mesurés selon les sites d'étude. Vu les composantes manquantes, le bilan énergétique n'est pas calculé pour le site Western Peatland. Le bilan énergétique est calculé pour la surface du sol, tel que schématisé dans la Figure 4.1. Les termes généraux du bilan énergétique classique sont : le rayonnement net R_n ; le flux de chaleur sensible H , soit le flux de chaleur échangé par conduction et convection dans l'atmosphère; le flux de chaleur latente LE , soit le flux de chaleur échangé par le changement de phase de l'eau; et le flux de chaleur dans le sol G par conduction. Pour les termes H et LE , l'indice CT s'ajoute pour spécifier qu'ils sont mesurés par la covariance des tourbillons, et le bilan s'écrit :

$$R_n - G = H_{CT} + LE_{CT} + \text{Résidu} \quad (4.1)$$

Tableau 4.1 : Termes des bilans mesurés selon les sites d'étude

Terme	Nécopastic	Mer Bleue	Western Peatland
R_n	x	x	x
G	x	x	
$G_{stockage}$	x	x	
LE_{CT}	x	x	x
$LE_{CT,stockage}$	x	x	
H_{CT}	x	x	x
$H_{CT,stockage}$	x	x	

Le terme résiduel est associé à l'imperfection des appareils dans leur mesure des flux et à l'omission de certains termes (transferts de chaleur par advection, transferts de chaleur dans la pluie, etc.). De plus, comme les appareils de mesure des flux turbulents (H et LE) et du flux de chaleur dans le sol ne sont pas situés directement à la surface (Figure 4.1a), des termes de stockage pour les couches entre les appareils et la surface doivent être ajoutés. Dans le cas des plaques mesurant le flux de chaleur dans le sol, elles sont installées sous la surface pour

empêcher leur réchauffement par le soleil, ce qui pourrait fausser les mesures. Le bilan d'énergie devient donc :

$$R_n - G - G_{stockage} = H_{CT} + H_{CT,stockage} + LE_{CT} + LE_{CT,stockage} + Résidu \quad (4.2)$$

Les termes de stockage des flux turbulents sont déjà calculés par la méthode CT. Le terme de stockage dans le sol $G_{stockage}$ [W / m²] est calculé avec un profil de température (Ochsner *et al.*, 2007) :

$$G_{stockage} = \int_{z_G}^0 \frac{\partial}{\partial t} (C_p T_p) dz \quad (4.3)$$

Où :

z_G est la profondeur de mesure du flux de chaleur dans le sol G [m]

t est le temps [s]

C_p est la capacité calorifique du sol [J m⁻³ K⁻¹]

T_p est la température du sol [K].

Cette intégrale est ensuite résolue par discrétisation en couches supposément uniformes, dépendant du nombre de sondes de température disponibles dans le profil jusqu'à la mesure du flux G . Cette formulation peut aussi être utilisée pour calculer un terme de stockage global dans le sol G_g , en descendant le profil jusqu'à la mesure de température la plus profonde. La formule est la suivante :

$$G_g = \sum_{i=1}^N h_i C_{p,i} \frac{\Delta T_{p,i}}{\Delta t} \quad (4.4)$$

Où :

N est le nombre de couches uniformes, souvent défini par le nombre de senseurs de température [-]

h_i est l'épaisseur de la couche i [m]

$C_{p,i}$ est la capacité calorifique du sol de la couche i [J m⁻³ K⁻¹]

$\Delta T_{p,i}$ est l'écart dans la température du sol de la couche i [K]

Δt est l'intervalle de temps [s].

Il est important de mentionner que les plaques à flux de chaleur dans le sol ont tendance à sous-estimer la valeur véritable de G par un mauvais contact avec la tourbe trop poreuse (Rouse, 1984; Halliwell et Rouse, 1987; Rouse *et al.*, 1987). Dans cette formulation, la capacité calorifique de la tourbe est estimée à l'aide du contenu volumétrique en eau du sol θ (Dissanayaka *et al.*, 2012) :

$$C_p = 3,66\theta + 0,63 \quad (4.5)$$

Sur Nécopastic, le contenu volumétrique en eau est mesuré près de la surface (3 et 15 cm de profondeur) (Grindat *et al.*, 2012). Pour de plus grandes profondeurs, le contenu volumétrique en eau est pris comme égal à 0,8, puisque la zone est saturée et que c'est la porosité usuelle d'un milieu tourbeux (Oke, 1987). Les autres sites ne disposent pas de mesures du contenu en eau dans la tourbe.

4.2 Résultats et discussions

Cette section présente les différents termes des bilans d'énergie mesurés aux trois sites. En plus de leurs variations respectives au cours des étés recensés ou à l'intérieur d'une journée, cette section étudie la fermeture du bilan, soit la magnitude du terme résiduel.

Les termes du bilan énergétique, présentés à la section 4.1, sont regroupés dans quatre catégories de transferts de chaleur : le rayonnement solaire ou terrestre, la conduction dans le sol, la conduction et convection dans l'air et le transport de chaleur latente de vaporisation. Chacun de ces termes, ainsi que leurs termes de stockage associés dus à la hauteur des appareils de mesure, varie typiquement selon un cycle diurne. La Figure 4.2 présente ce cycle sur le site Nécopastic. La Figure 4.3 présente les variations sur Mer Bleue pour l'été 2003 seulement puisque c'est le seul été avec des données de radiation nette, et la Figure 4.4 fait une moyenne interannuelle sur le site Western Peatland. La Figure 4.5 présente quant à elle les mêmes bilans énergétiques mais avec les écarts-types pour juger de la variabilité de chacun des termes.

Le site recevant le plus de rayonnement solaire est Mer Bleue, ce qui est encore une fois logique étant donné sa plus faible latitude. Le site Nécopastic reçoit moins de rayonnement en moyenne

que Western Peatland, ce qui peut s'expliquer par le climat plus sec et donc moins nuageux de ce dernier site de mesure. Pour tous les sites, le flux de chaleur latente est le deuxième plus important terme du bilan d'énergie, allant presque jusqu'à la moitié du rayonnement net. À titre indicatif, le rapport de Bowen (H / LE) moyen au maximum de radiation nette est de 0,5, 0,77 et 0,83 respectivement pour Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland. La grande disponibilité en eau de la surface dans ce type d'environnement semble être en cause. Le flux de chaleur sensible est plus faible de moitié sur Nécopastic, mais est d'une plus grande proportion aux deux autres sites, qui ont une surface plus sèche.

Cette différence peut aussi expliquer que le site Nécopastic soit le seul avec un flux LE_{CT} positif durant la nuit, alors qu'il est nul ailleurs, sauf pour une faible période après le coucher du soleil. D'ailleurs, sur Nécopastic, l'ET nocturne équivaut à $\approx 9\%$ de l'ET estivale. Une hypothèse pour expliquer la continuation de l'ET malgré l'absence de rayonnement est que la chaleur emmagasinée dans le sol durant le jour fournit encore assez d'énergie la nuit pour que le processus se poursuive. De façon générale, la nuit est plutôt une période où la surface se refroidit par rayonnement, conduction et convection (R_n , G et H_{CT} négatif). Finalement, les termes de stockage des flux turbulents ($H_{CT,stockage}$ et $LE_{CT,stockage}$) semblent en tout temps négligeables.

Le flux de chaleur dans le sol suit une tendance semblable sur Nécopastic et Mer Bleue : un maximum est atteint au maximum du rayonnement net. Par contre, si sur Mer Bleue le stockage est pratiquement identique au flux lui-même, il y a un fort décalage sur Nécopastic, le stockage s'effectuant d'abord, pour ensuite céder le pas au flux. Il est possible que le sol doive atteindre une certaine température avant d'enclencher un flux de chaleur. La nappe phréatique près de la surface est une cause possible de ce phénomène, qui est aussi observé sur les lacs (Oke, 1987). À titre indicatif, les profondeurs moyennes de la nappe phréatique sont de 11 cm, 50 cm et 45 cm respectivement pour Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland.

Tel que mentionné à la section 3.2, le site Western Peatland n'est équipé que pour la mesure d'un bilan énergétique incomplet. Le terme résiduel calculé a donc peu de valeur sans une mesure du flux de chaleur dans le sol. Il y a néanmoins une tendance semblable pour les trois sites, où le résidu est maximisé lors du maximum de rayonnement. Plusieurs causes peuvent expliquer la mauvaise fermeture du bilan.

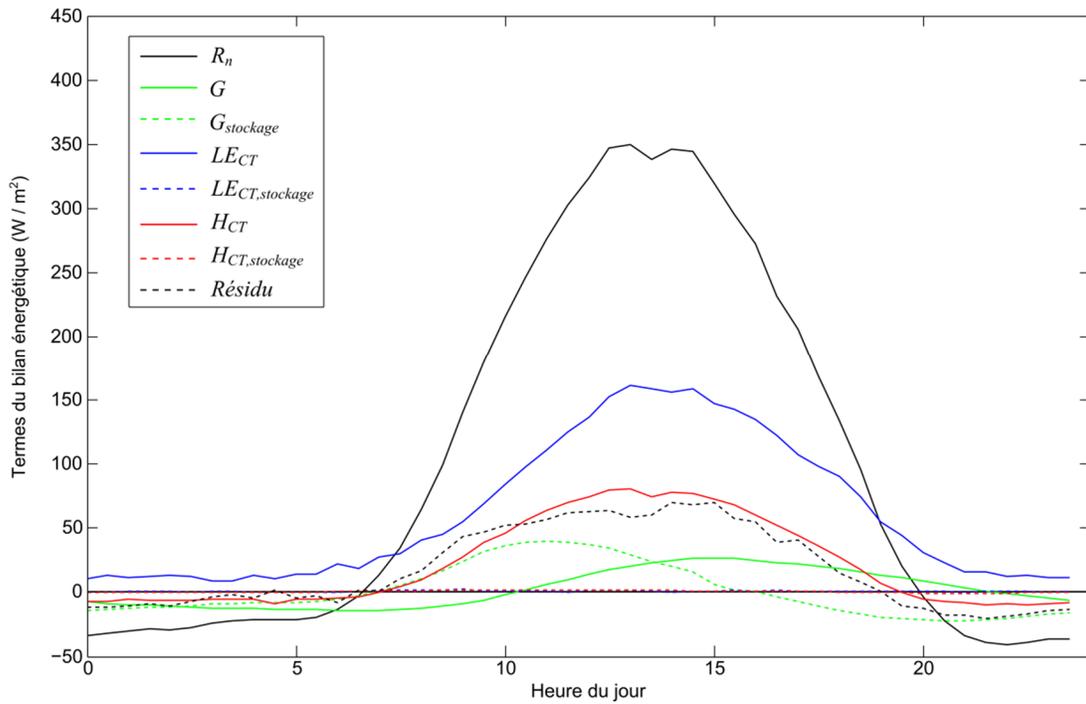


Figure 4.2 : Variations journalières moyennes des termes du bilan d'énergie pour Nécopastic (été 2012)

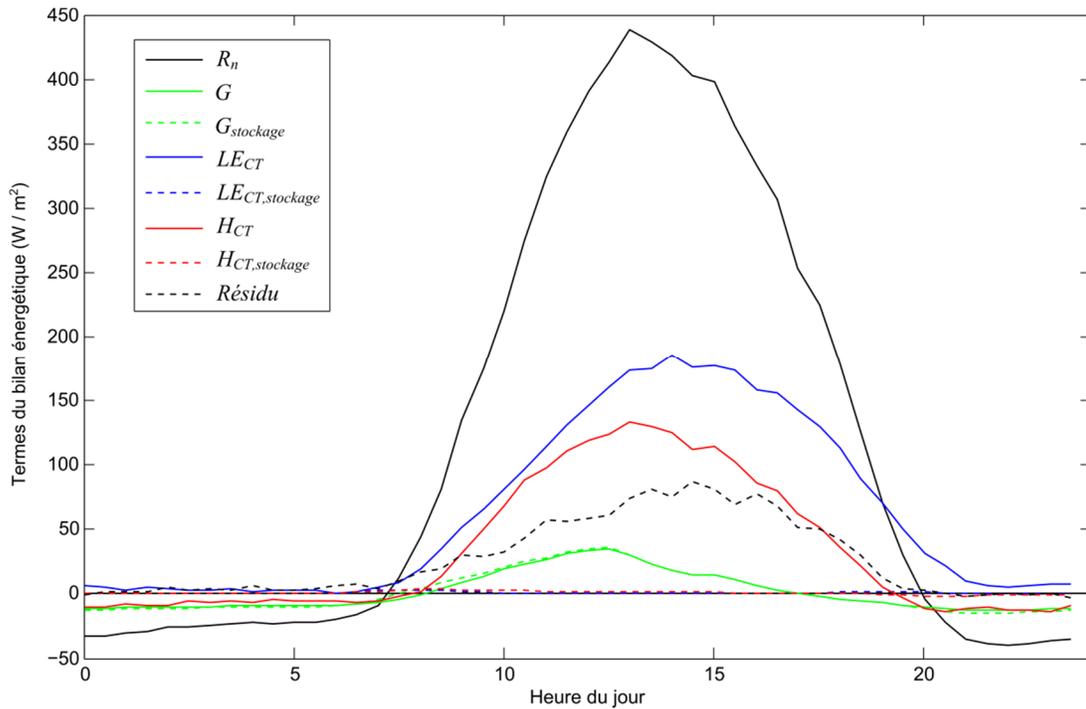


Figure 4.3 : Variations journalières moyennes des termes du bilan d'énergie pour Mer Bleue (été 2003)

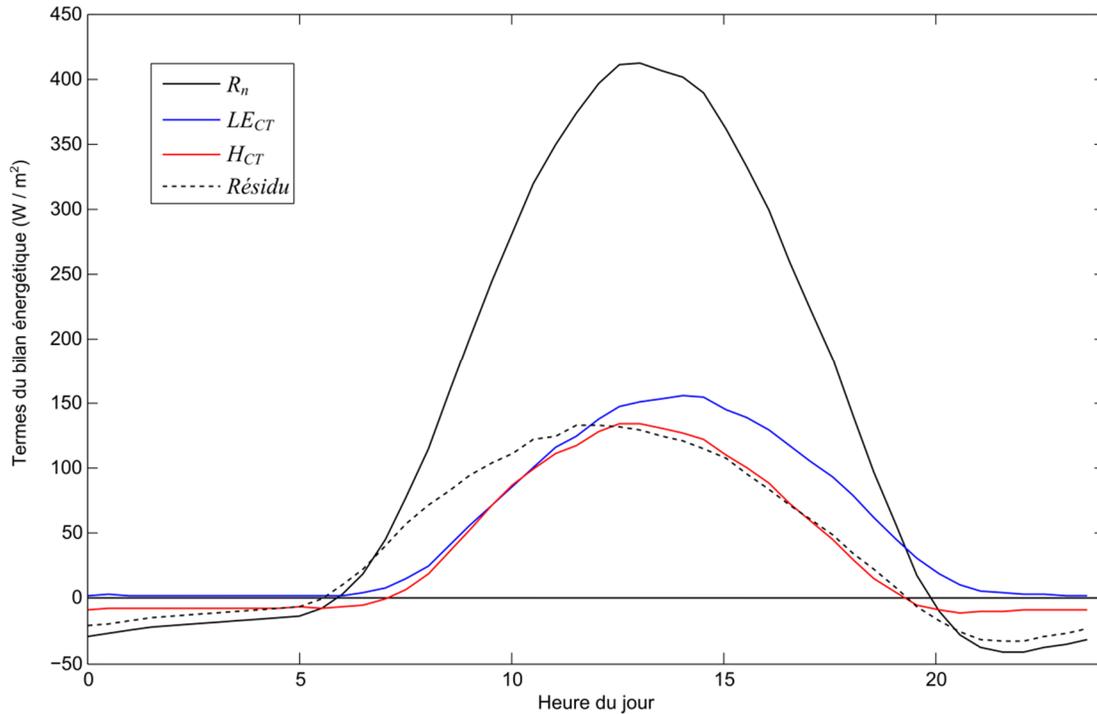


Figure 4.4 : Variations journalières moyennes des termes du bilan d'énergie pour Western Peatland (moyenne interannuelle)

D'abord, la sous-estimation connue du flux de chaleur dans le sol G peut être mise en cause. Également, certains termes du bilan énergétique sont négligés dans la méthode en présence (énergie d'advection, énergie contenue dans les précipitations, etc.). Évidemment, une autre cause logique peut être l'incertitude des mesures, quoique chacun des appareils ou méthodes utilisés ait été reconnu dans la littérature scientifique pour leur validité. De plus, l'empreinte spatiale pouvant être associée à chacun des appareils de mesure diffère selon la composante du bilan mesuré, ce qui peut évidemment contribuer au déséquilibre. Finalement, il y a aussi la possibilité que les flux de chaleurs latente et sensible soient aussi sous-estimés à cause de la période de moyenne de 30 minutes dans la méthode CT. En effet, même si des corrections spectrales sont apportées pour tenir compte des tourbillons de plus larges amplitudes, Foken (2008) suggère que c'est tout de même le nœud du problème.

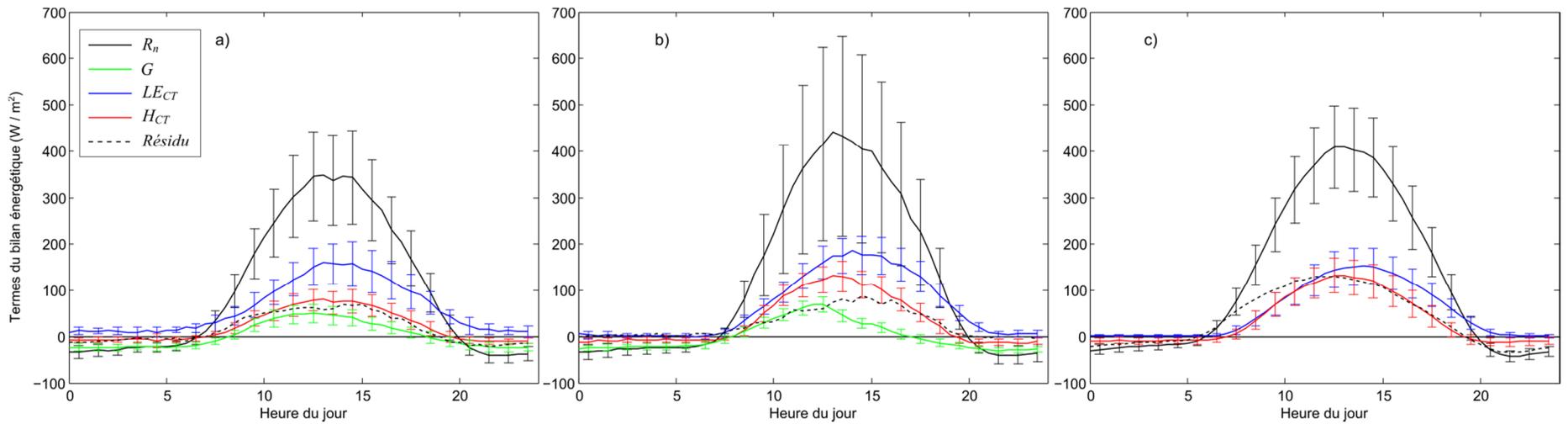


Figure 4.5 : Variations journalières moyennes des termes du bilan d'énergie pour : (a) Nécopastic (été 2012) ; (b) Mer Bleue (été 2003) ; et (c) Western Peatland (moyenne interannuelle de 2003 à 2009). Les barres d'erreur représentent les écarts-types associés aux moyennes.

OBJECTIF II

*Description et compréhension
de la prépondérance de la
quasi-neutralité sur les tourbières boréales*

5 CLIMATOLOGIE DE LA STABILITÉ ATMOSPHÉRIQUE

L'approche micrométéorologique proposée pour la création d'un modèle simple d'estimation de l'ET nécessite de connaître l'état de l'atmosphère en terme de stabilité, puisque le comportement évaporatif est très dépendant du type de turbulence présent. Cette section décrit donc le comportement de la couche limite atmosphérique au-dessus de certaines tourbières boréales. La distribution du paramètre de stabilité ζ est d'abord présentée, démontrant la forte récurrence de conditions quasi neutres. Par la suite, plusieurs hypothèses sont mises de l'avant pour expliquer la présence d'un tel comportement.

5.1 Distribution de la stabilité atmosphérique

La Figure 5.1 présente la distribution du paramètre de stabilité ζ (voir section 1.3, équation 1.3) pour les trois sites. Un qualificatif est associé à chaque classe, allant de « très instable » à « très stable ». Sur chacune des barres, la portion hachurée représente les périodes de nuit (radiation solaire entrante à courtes longueurs d'onde inférieure à $20 \text{ W} / \text{m}^2$), et la portion unie représente les périodes de jour.

La prépondérance de périodes quasi neutres est très claire sur ce graphique, spécialement pour le site Nécopastic, avec environ 76% du temps sous ces conditions. Pour les deux autres sites, cette proportion descend à 42% et 40% pour Mer Bleue et Western Peatland. Les périodes quasi neutres surviennent en majorité durant le jour, et ce pour les trois sites. Tel que prévu, les conditions stables surviennent majoritairement la nuit, alors que les conditions instables apparaissent le jour.

Les résultats pour Nécopastic sont inhabituels, puisque les périodes de quasi-neutralité habituellement de courtes transitions entre les conditions instables du jour et les conditions stables de la nuit (Stull, 1988 ; Parlange *et al.*, 1995). Néanmoins, certaines études ont déjà rapporté des conditions fréquentes de quasi-neutralité au-dessus de milieux urbains (~47%, Dorsey *et al.*, 2002 ; ~38%, Liu *et al.*, 2012) et de surfaces végétales (Leclerc *et al.*, 1990 ; Brunet et Irvine, 2000). Pour ces deux dernières études, il s'agit toutefois d'une appréciation visuelle de graphiques ayant le paramètre ζ en abscisse, où les points semblent se concentrer

entre $-0,1$ et $0,1$, puisqu'aucun pourcentage n'est spécifié. Une analyse semblable laisse croire que les lacs boréaux et arctiques ne sont pas fréquemment quasi neutres (Blanken *et al.*, 2003).

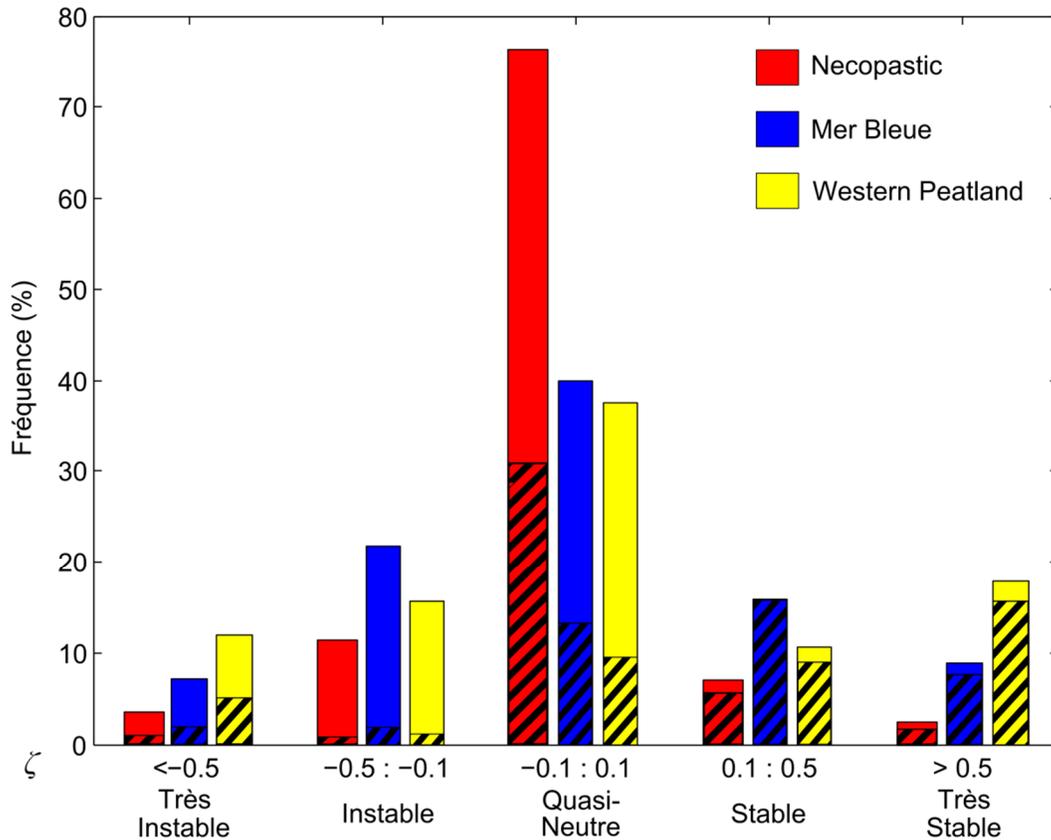


Figure 5.1 : Répartition du paramètre de stabilité ζ pour les trois sites d'étude. La portion hachurée représente les périodes de nuit

À l'aide de données recueillies aux sites d'étude présentés au Tableau 5.1, il est toutefois possible de noter que la proportion de périodes quasi neutres observées sur Mer Bleue et Western Peatland n'apparaît pas exceptionnelle, bien que celle sur Nécopastic le demeure. La Figure 5.2 présente ces proportions sous la forme d'un histogramme comparatif.

Il est important de spécifier que les montages expérimentaux n'ont pas été à la base conçus pour étudier cette question. Les prochaines sections n'apportent donc que des hypothèses pour expliquer le phénomène sur les trois tourbières à l'étude. Une analyse quantitative du numérateur et du dénominateur de la longueur d'Obukhov est faite, puisque le premier décrit la turbulence mécanique, et le deuxième la flottabilité. Des hypothèses sont ensuite avancées pour expliquer le comportement de chacun de ces termes.

Tableau 5.1 : Caractéristiques générales des sites de comparaison

Site	Type	Période de mesure	Référence	Proportion quasi neutre
West Desert, Utah, États-Unis	Désert	8 au 23 juillet 2002	Higgins <i>et al.</i> (2007)	50,8 %
Lac Léman, Suisse	Lac	14 août au 25 octobre 2006	Vercauteren <i>et al.</i> (2008)	44,9 %
Pente La Fouly, Suisse	Pente alpine	1er juillet au 30 septembre 2010	Nadeau <i>et al.</i> (2013a)	34,9 %
Seedorf, Suisse	Champ agricole	5 août au 5 septembre 2008	Froidevaux <i>et al.</i> (2013)	19,5 %
Chibougamau, Québec	Forêt boréale	Étés 2004 à 2010	Coursolle <i>et al.</i> (2012)	40,6 %

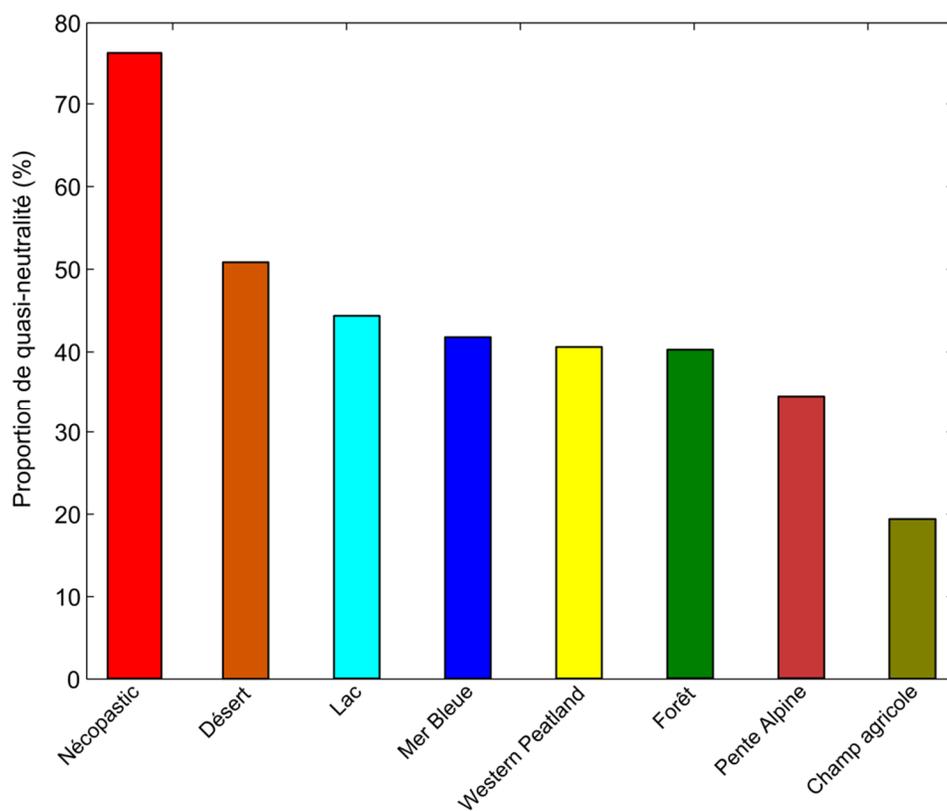


Figure 5.2 : Proportion de périodes quasi neutres ($-0,1 < \zeta < 0,1$) pour les sites d'étude et les sites de comparaison introduits au Tableau 5.1

5.2 Analyse des variations des termes de la longueur d'Obukhov

Comme il a été dit précédemment (section 1.3), la longueur d'Obukhov est un indicateur de l'origine de la turbulence, qu'elle soit mécanique ou d'origine thermique par la flottabilité de l'air. Le numérateur ($-u_*^3 T_a$) exprime la force de la turbulence mécanique, alors que le dénominateur ($\kappa g [\overline{w'T_a'} + 0,61 T_a \overline{w'q_a'}]$) exprime la force de la flottabilité thermique et surtout son sens (création ou destruction de la turbulence). Ainsi, en observant chacun de ces deux termes séparément, il est possible d'identifier des sources possibles de la quasi-neutralité fréquente.

Les Figures 5.3 à 5.5 montrent la progression journalière médiane pour un été sur Nécopastic (2012), Mer Bleue (1999 et 2003) et Western Peatland (2004 et 2009). Dans ce cas-ci, la médiane est utilisée au lieu de la moyenne étant donné que cette dernière peut être influencée par les valeurs extrêmes qui peuvent survenir pour le paramètre de stabilité. Sur les graphiques du haut de chacune de ces figures, les limites posées de la quasi-neutralité ($-0,1 < \zeta < 0,1$) sont tracées par des lignes pointillées.

Tel que vu à la section 5.1, le site Nécopastic est sous des conditions quasi neutres durant la majorité de l'été 2012. Ceci explique donc que la médiane de toutes les périodes de la journée se retrouve aussi dans de telles conditions atmosphériques. Pour ce site, la médiane du numérateur de la longueur d'Obukhov est toujours < -1 , signe d'une turbulence mécanique toujours présente et relativement forte. À l'inverse, la médiane du dénominateur est pratiquement nulle excepté lors des moments de radiation nette maximale, en après-midi. C'est durant ces moments que les conditions atmosphériques s'approchent le plus de l'instabilité.

Les deux autres sites obtiennent des variations journalières de stabilité s'approchant plus des conditions usuelles de stabilité la nuit et d'instabilité le jour. Les nuits de la Mer Bleue sont principalement stables, étant donné des effets de turbulence mécanique presque nuls. La radiation solaire en milieu de journée crée de l'instabilité sur le site en faisant augmenter les effets de flottabilité thermique, mais pour une brève période seulement, créant ainsi des transitions quasi neutres beaucoup plus longues qu'à l'accoutumée. Il n'y a pas de différences notables entre les années, incluant les années 2000 à 2002, qui ne sont pas présentées.

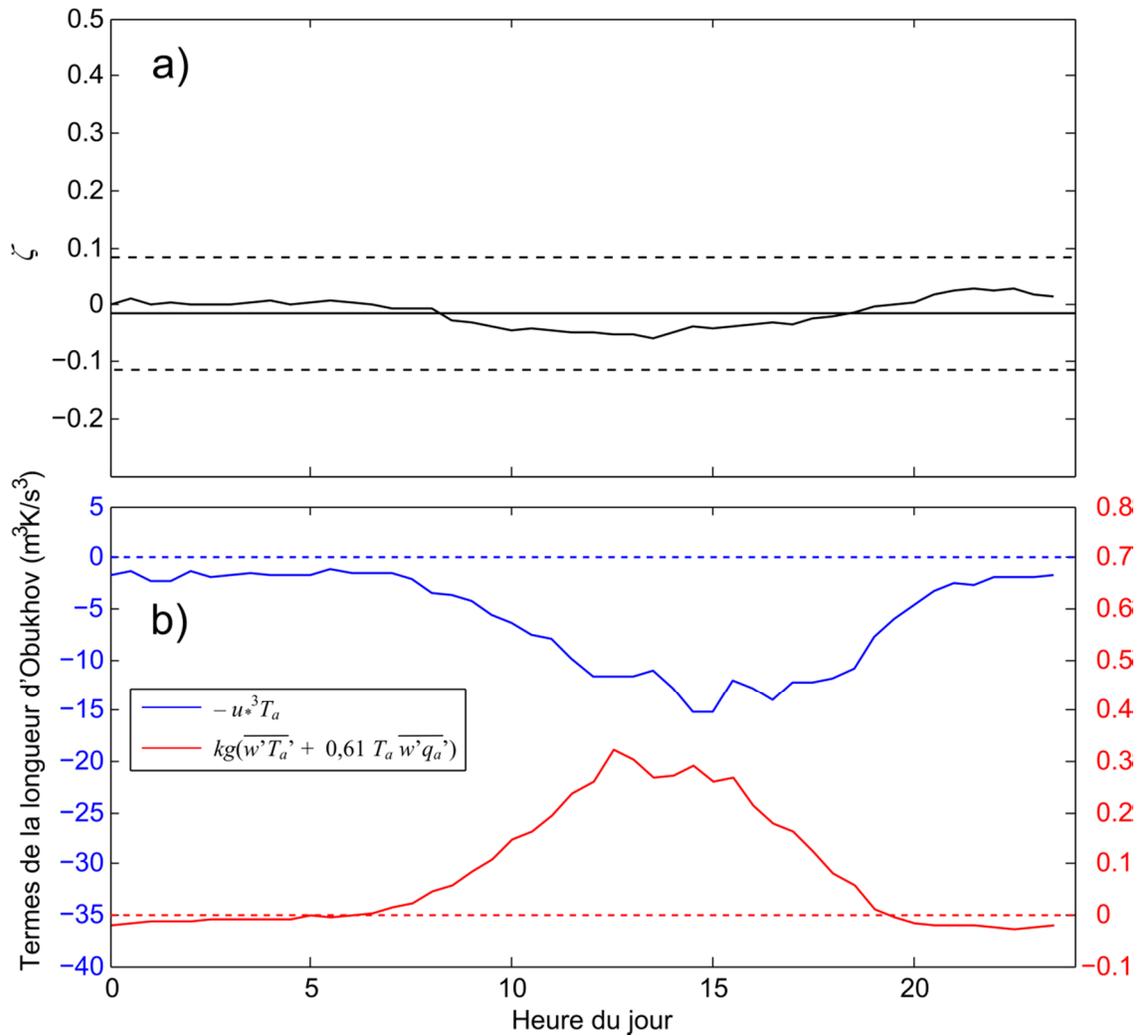


Figure 5.3 : Variations journalières médianes sur Nécopastic ($z = 3,3$ m) pour l'été 2012 de : (a) le paramètre de stabilité ; et (b) les termes de la longueur d'Obukhov

Le site Western Peatland subit sensiblement le même phénomène : les nuits sont majoritairement stables et un court laps de temps de l'après-midi est en conditions instables. Les transitions quasi neutres sont donc encore une fois plus étalées dans le temps en matinée et en soirée. La turbulence mécanique est presque nulle la nuit et devient plutôt forte durant le jour. Il est à noter que la hauteur de mesure beaucoup plus grande sur ce site (9,3 m contrairement à ~ 3 m pour les deux autres sites) explique que la turbulence mécanique soit plus importante, puisque la vitesse du vent augmente avec l'altitude et accroît le cisaillement mécanique. Également, l'environnement forestier forme une surface plus rugueuse que pour un terrain lisse, ce qui a aussi pour effet d'accroître le cisaillement.

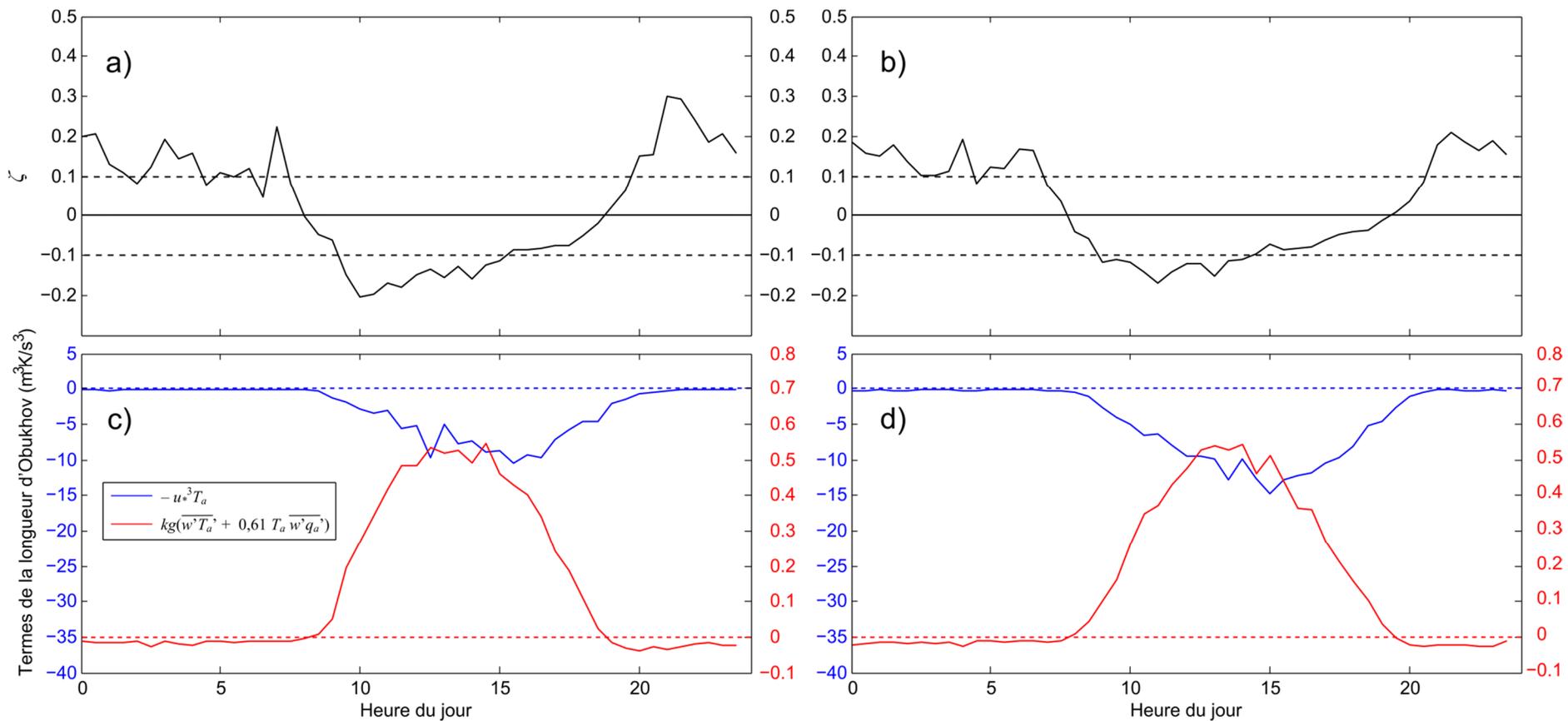


Figure 5.4 : Variations journalières médianes du paramètre de stabilité sur Mer Bleue ($z = 3$ m) pour les étés : (a) 1999 ; et (b) 2003 ; et des termes de la longueur d'Obukhov pour les étés : (c) 1999 et ; (d) 2003

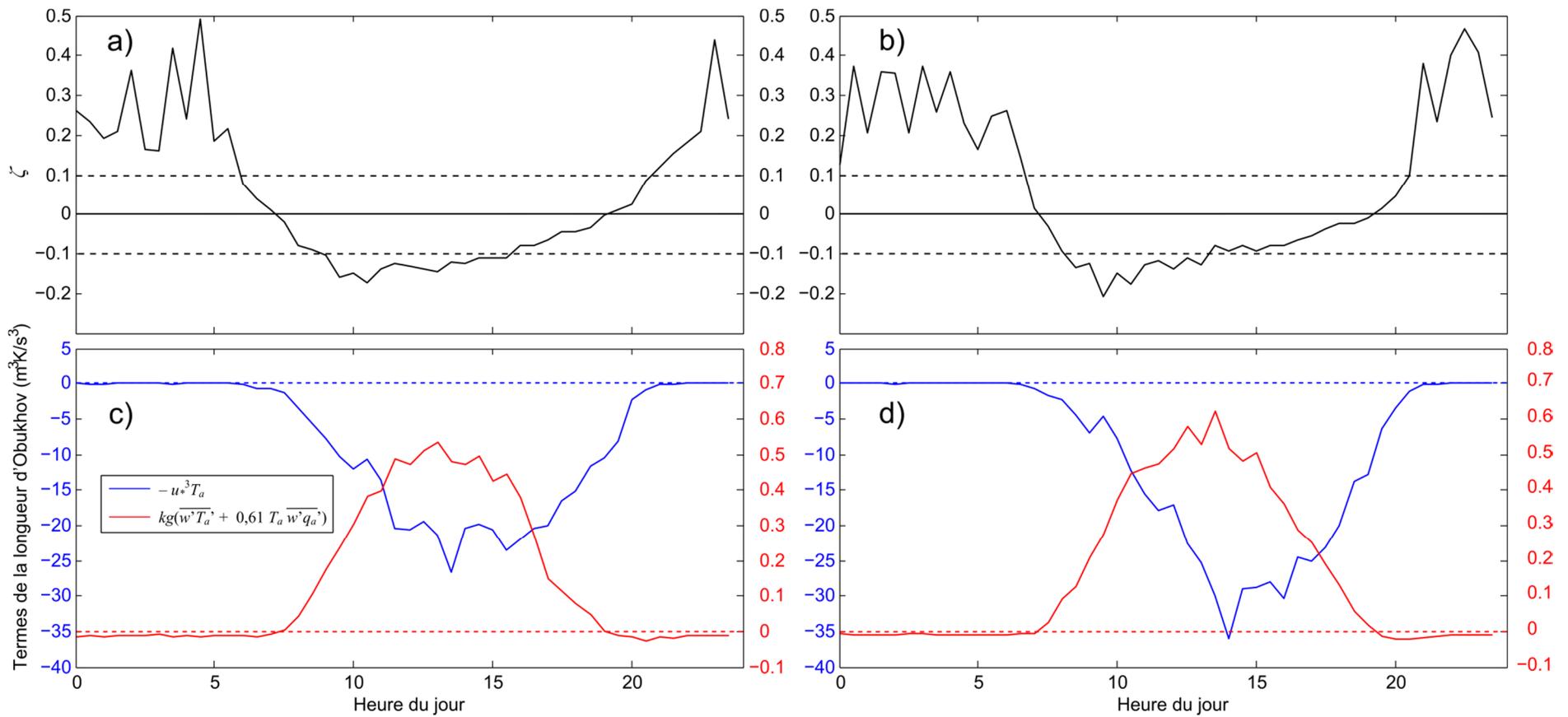


Figure 5.5 : Variations journalières médianes du paramètre de stabilité sur Western Peatland ($z = 9,3$ m) pour les étés : (a) 2004 ; et (b) 2009 ; et des termes de la longueur d'Obukhov pour les étés : (c) 2004 et ; (d) 2009

Globalement, deux mécanismes peuvent être associés à la forte récurrence de conditions atmosphériques quasi neutres, et ce pour tous les sites : la faiblesse des effets de flottabilité thermique et la prééminence de la turbulence mécanique vis-à-vis de cette dernière. Les deux prochaines sections proposent des hypothèses expliquant ces mécanismes.

5.3 Affaiblissement des effets de flottabilité thermique

La première condition à atteindre pour obtenir une atmosphère quasi neutre est d'observer de faibles effets de flottabilité thermique et donc incidemment de faibles valeurs de flux de chaleur sensible. Trois phénomènes peuvent causer une diminution de ce flux sur les trois sites d'étude : le fort stockage de chaleur dans le mélange de tourbe et d'eau du sol, la priorisation du flux de chaleur latente dans le bilan énergétique et la présence fréquente de brouillard et de nuages réduisant la radiation solaire.

Les propriétés thermiques de la tourbe sont grandement influencées par le contenu volumétrique en eau (Dissanayaka *et al.*, 2012). Également, la grande porosité et donc le possible fort contenu en eau du sol augmente la capacité calorifique du sol, puisque celle de l'eau est élevée (Novak et Black, 1985). Donc, en sachant que la tourbe saturée a une conductivité thermique similaire à celle d'un sol minéral sec (Oke, 1987), cette capacité calorifique élevée se transpose en une capacité de stockage de chaleur importante. Plus précisément, l'inertie thermique d'une tourbe saturée est supérieure à celle de la tourbe sèche. Cette inertie conceptualise la résistance de la tourbe au changement de température, exprimée comme la moyenne géométrique de la conductivité thermique et de la capacité calorifique.

Le terme de stockage est calculé dans cet ouvrage et se documente par G_g (voir section 4.1). La Figure 5.6 présente ce terme de stockage en fonction du paramètre de stabilité et de la période du jour, sur le site Nécopastic (matin : avant 11h ; midi : 11h – 13h ; après-midi : 13h – 17h ; soir : après 17h). La proportion de périodes quasi neutres pour le matin, le midi, l'après-midi le soir et la nuit est respectivement de 72%, 65%, 79%, 95% et 74%. Ce graphique montre un relâchement important d'énergie en soirée et la nuit, alors que le matin, le midi et l'après-midi voient le sol stocker de l'énergie à divers degrés d'importance, dont quelques épisodes d'accumulation importante d'énergie dans le sol le matin et le midi. Cette capture d'énergie a pour effet de diminuer la différence de température entre la surface et l'air.

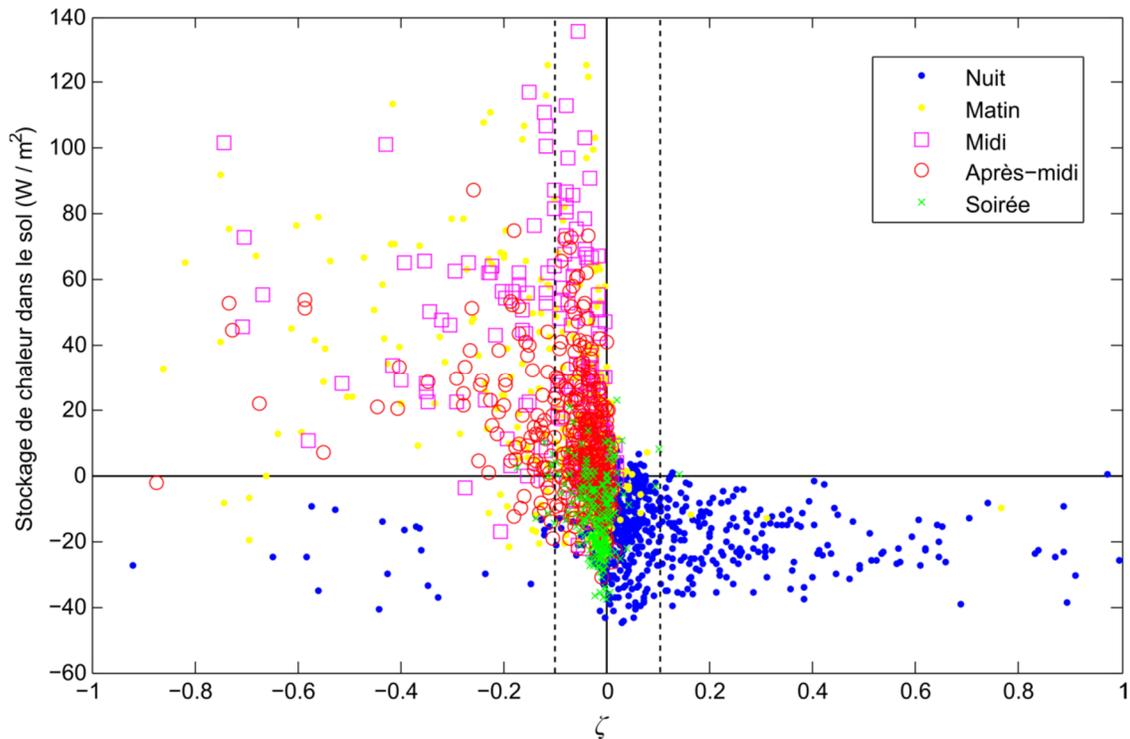


Figure 5.6 : Stockage de chaleur dans le sol du site Nécopastic, selon la période du jour et le paramètre de stabilité

La Figure 5.7 présente la variation moyenne journalière du profil de température dans la tourbe et l'air près de la surface pour l'été 2012 sur Nécopastic. Ce graphique montre que la différence de température maximale entre la surface et l'air est d'environ 2°C lors du moment le plus chaud de la journée. Cette différence est inférieure à celle normalement observée sur une surface végétale (~5°C ; Stull, 1988). Les autres sites d'étude (Figures 5.8 à 5.11) présentent le même type de comportement, peu importe l'année analysée. Il est important de noter que pour ces graphiques, la température de surface est mesurée par les ondes infrarouges émises par le sol, ce qui est donc une moyenne spatiale entre les platiers et buttes présentes à la vue de l'appareil. Néanmoins, ces écarts plus faibles de température qu'à l'accoutumée entre la surface et l'air sont une des causes de la diminution du flux de chaleur sensible.

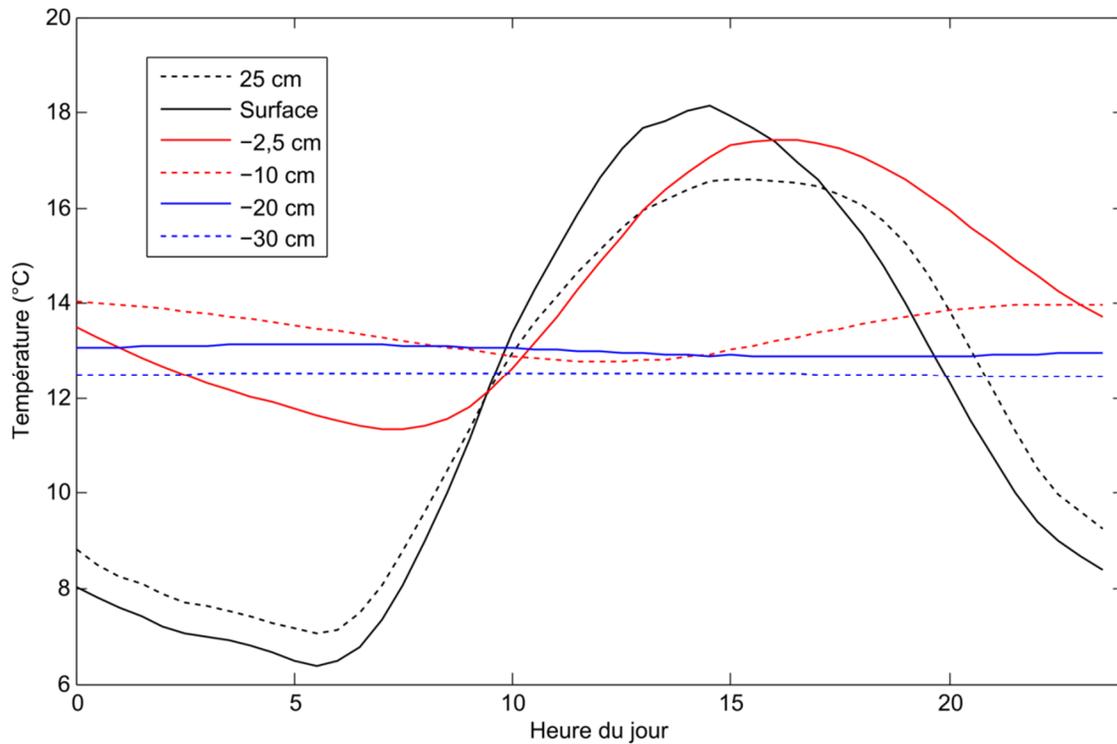


Figure 5.7 : Variations journalières moyennes du profil de température dans l'air et la tourbe pour Nécopastic, été 2012 (profondeur moyenne de la nappe phréatique : 11 cm)

Ces figures permettent aussi de voir que la couche active de tourbe, c'est-à-dire celle où la température varie durant la journée, est d'une épaisseur de ~25 cm, ~20 cm et ~50 cm respectivement pour Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland, par rapport au niveau des platières. Les buttes ont une couche active plus épaisse étant donné leur plus grande surface de contact avec l'atmosphère (Dimitrov *et al.*, 2010b). Globalement, la couche active semble liée à la profondeur de la nappe phréatique, à partir de laquelle la forte capacité de stockage du médium tourbe/eau prévient les changements de température. Cette observation est difficile à confirmer sur Mer Bleue, puisque la profondeur de la nappe phréatique est une moyenne d'une mesure sous une platière et d'une mesure sous une butte.

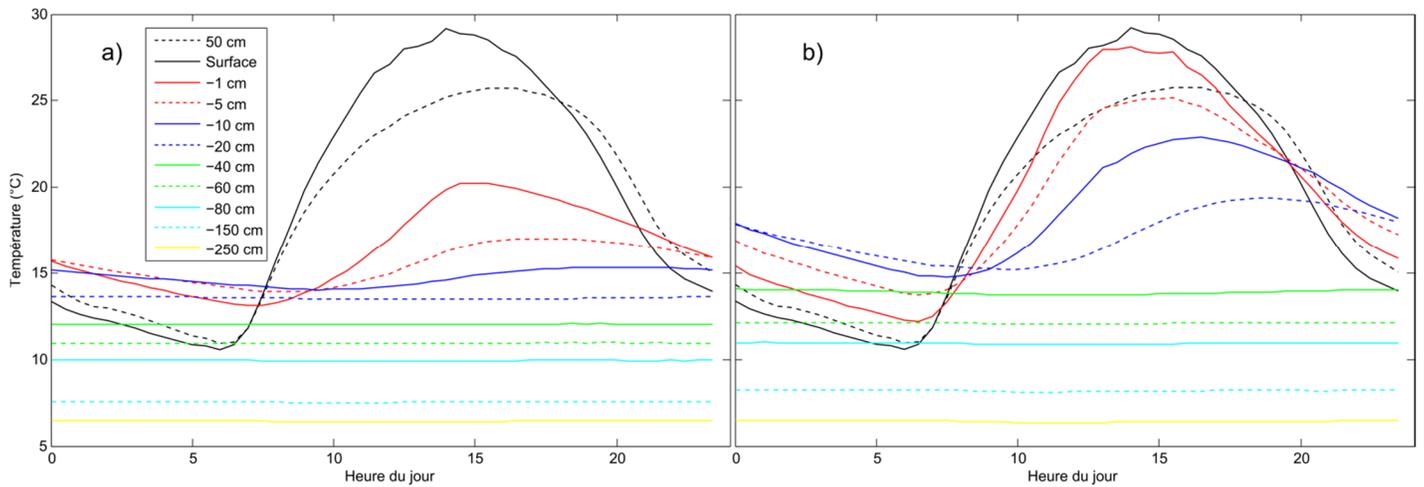


Figure 5.8 : Variations journalières moyennes du profil de température dans l'air et la tourbe pour Mer Bleue, été 1999 sur : (a) une platière et (b) une butte (profondeur moyenne de la nappe phréatique : 55 cm)

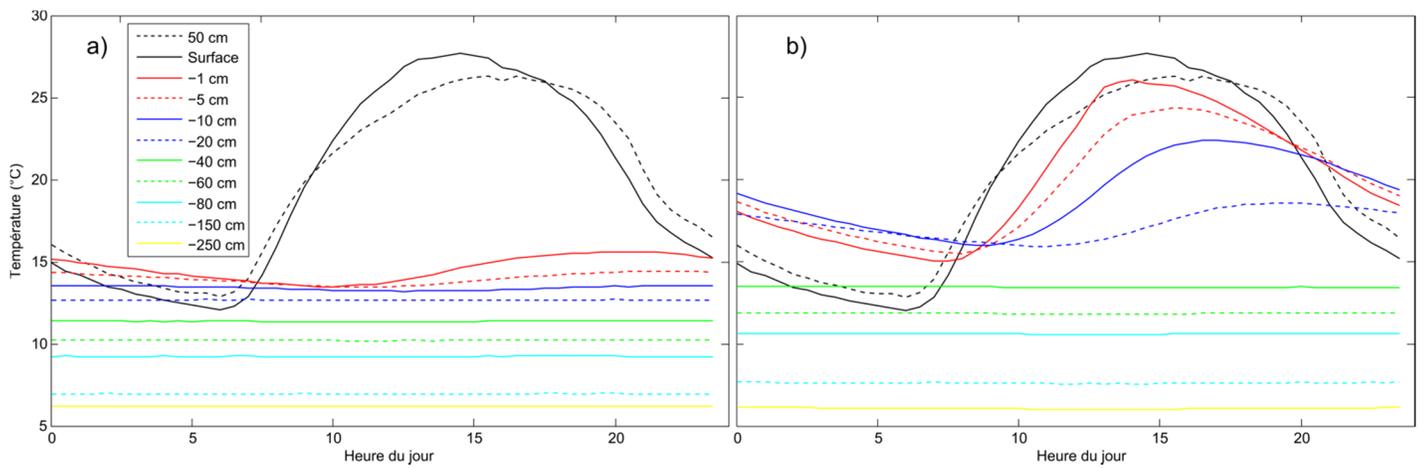


Figure 5.9 : Variations journalières moyennes du profil de température dans l'air et la tourbe pour Mer Bleue, été 2003 sur : (a) une platière et (b) une butte (profondeur moyenne de la nappe phréatique : 50 cm)

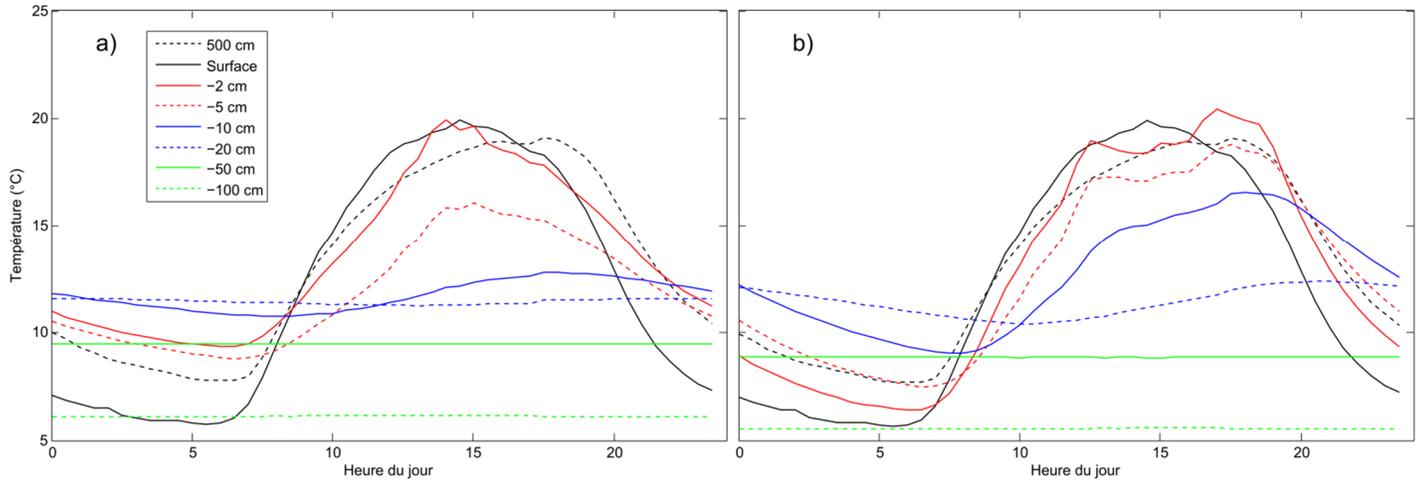


Figure 5.10 : Variations journalières moyennes du profil de température dans l'air et la tourbe pour Western Peatland, été 2003 sur : (a) une platière et (b) une butte (profondeur moyenne de la nappe phréatique : 32 cm)

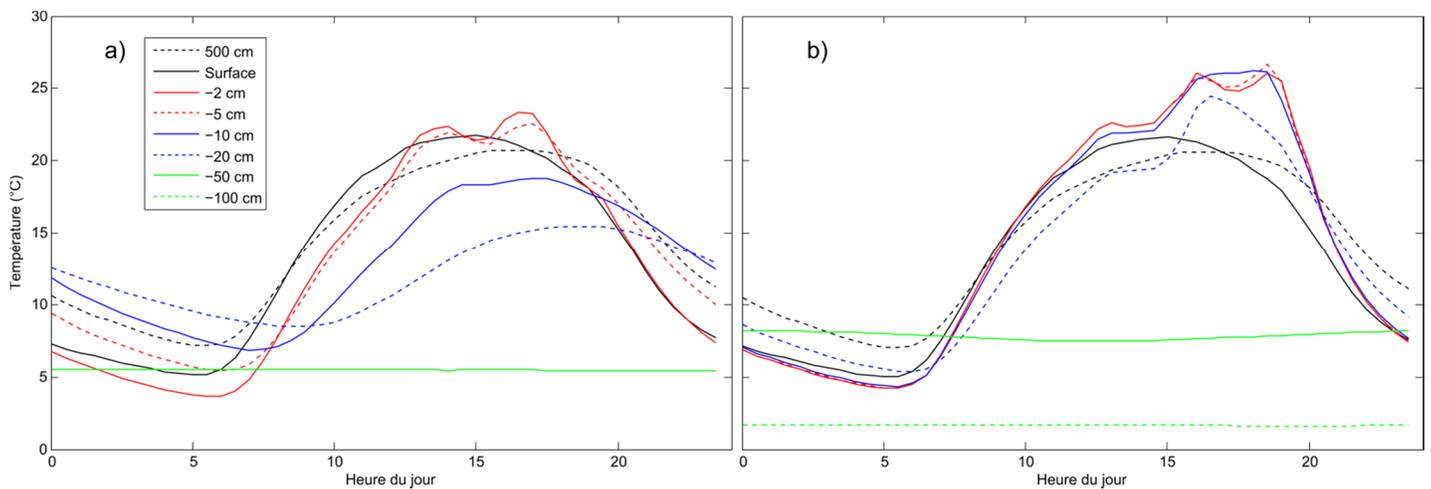


Figure 5.11 : Variations journalières moyennes du profil de température dans l'air et la tourbe pour Western Peatland, été 2009 sur : (a) une platière et (b) une butte (profondeur moyenne de la nappe phréatique : 66 cm)

La priorisation du flux de chaleur latente dans le bilan d'énergie par rapport au flux de chaleur sensible est facilement visible dans les Figures 4.2 à 4.4. C'est particulièrement le cas sur le site Nécopastic, mais également pour les deux autres sites.

Finalement, une présence accrue de brouillard et de nuages peut être un autre facteur d'affaiblissement de la flottabilité thermique. Les deux phénomènes réussissent à obscurcir les sites d'étude en limitant la radiation nette : le jour, les nuages bloquent la radiation entrante du soleil ; la nuit, le brouillard bloque la radiation sortante terrestre. Guidé par des photographies

horaires prises sur le site Nécopastic, les critères suivants ont été appliqués pour identifier les périodes de brouillard : (i) déficit en tension de vapeur inférieur à 100 Pa ; (ii) radiation nette entre -50 et 50 W / m^2 ; et (iii) vitesse du vent inférieure à $1,5 \text{ m / s}$. Ainsi, pour 67%, 82% et 79% des nuits respectivement sur les sites Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland, du brouillard était présents pour au moins la moitié des périodes. Ce brouillard fréquent a un effet certain sur Nécopastic, alors que pour 70% des segments de 30 minutes avec du brouillard, des conditions quasi neutres étaient observées. La relation est toutefois moins significative pour les deux autres sites, qui sont moins fréquemment quasi neutres et pour lesquels il est impossible de vérifier que nos critères indiquent bel et bien du brouillard.

Globalement, la hauteur de la nappe phréatique semble cruciale dans la négation des effets de flottabilité thermique, de par le fait qu'elle augmente le contenu en eau de la tourbe. Cette caractéristique semble avoir pour effet d'augmenter le stockage d'énergie dans le sol, comme pour un lac (Oke, 1987 ; Blanken *et al.*, 2011), en plus de causer une diminution du flux de chaleur sensible au profit d'un flux de chaleur latente. L'hypothèse est donc que la nappe phréatique sensiblement plus basse des deux sites Fluxnet (50 cm et 45 cm sous la surface pour Mer Bleue et Western Peatland, respectivement, contre 11 cm pour Nécopastic) est une cause majeure de la proportion moins importante de périodes quasi neutres.

5.4 Proéminence de la turbulence mécanique

Un autre point commun et intrinsèque aux conditions quasi neutres fréquentes sur les trois sites d'étude est une turbulence mécanique accrue. Celle-ci est décrite par la vitesse de friction u_* , telle que vue à l'équation de la longueur d'Obukhov (équation 1.1 et 7.3). Les Figures 5.12 à 5.14 présentent la distribution de la vitesse du vent et de la vitesse de friction en fonction de la direction du vent respectivement pour les sites Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland et pour tous les étés de mesure.

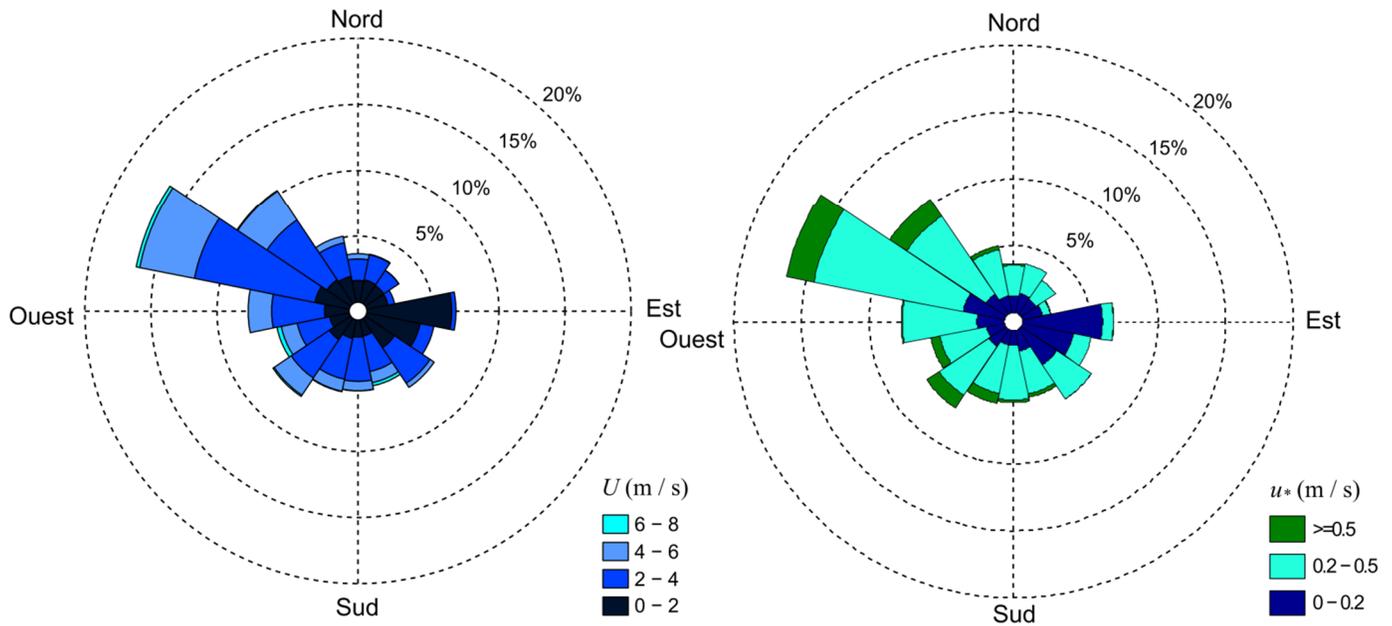


Figure 5.12 : Histogramme de type « rose des vents » de la vitesse du vent U et de la vitesse de friction u_* sur le site Nécopastic, été 2012

Il est d'abord aisé de noter que pour tous les sites de mesure, il y a une forte corrélation entre la vitesse du vent et la vitesse de friction. En effet, une façon usuelle d'estimer la vitesse de friction est de prendre $u_* \approx 0,1 U$ (Brutsaert, 1982), ce qui semble vérifié sur les graphiques, du moins en termes de proportions. Une vérification rapide des données confirme cette tendance, bien qu'évidemment il ne s'agisse pas d'une règle d'or.

La direction des vents dominants indiquée à la section 2.1 (nord-ouest, nord-ouest et ouest respectivement pour Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland) est légèrement décalée vers le sud pour Mer Bleue et Western Peatland. Il est possible que cet effet soit causé par le fait que les données utilisées ne comportent que les étés et non toute l'année. De plus, on remarque une vitesse de friction sensiblement plus élevée sur le site Western Peatland. Ceci est causé par la rugosité de surface plus importante en milieu forestier causant un cisaillement plus important.

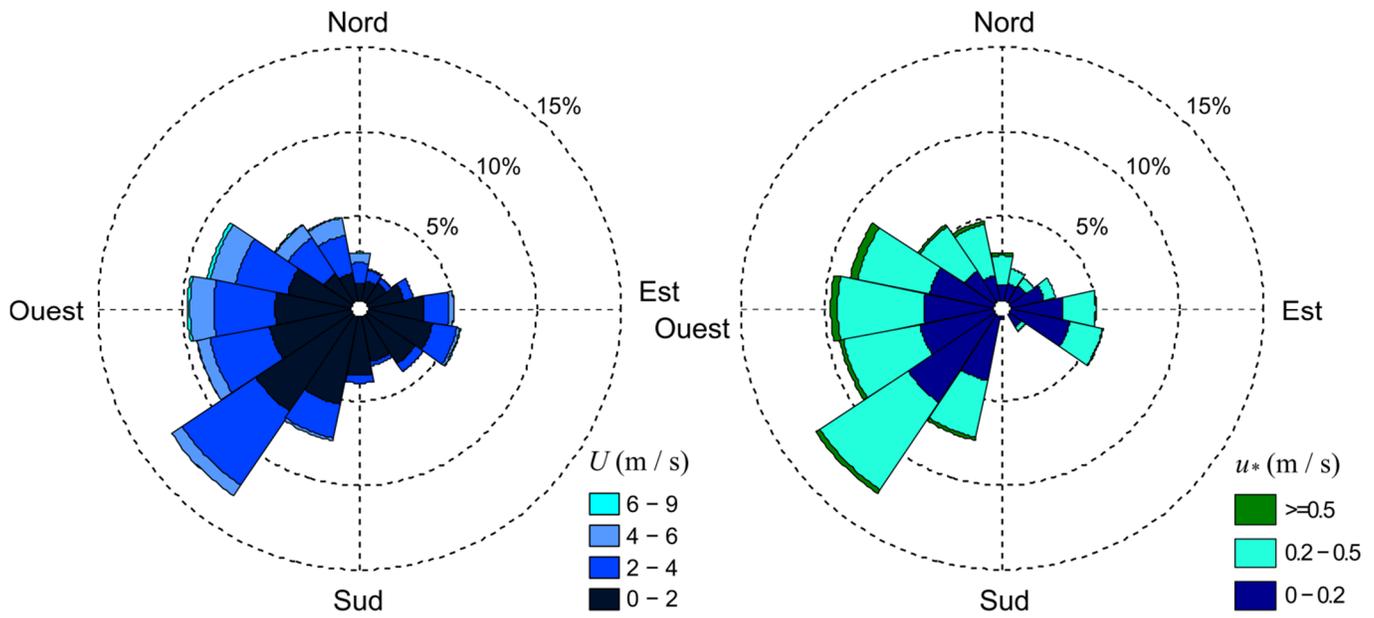


Figure 5.13 : Histogramme de type « rose des vents » de la vitesse du vent U et de la vitesse de friction u^* sur le site Mer Bleue, étés 1999 à 2003

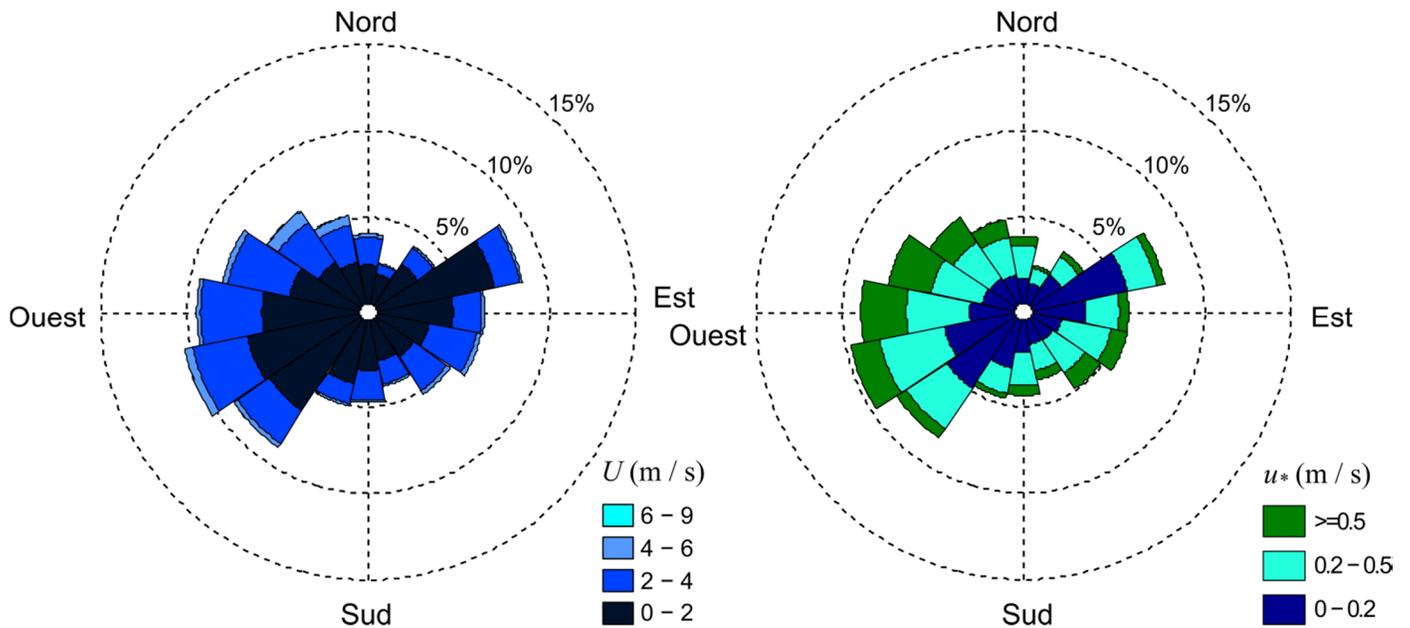


Figure 5.14 : Histogramme de type « rose des vents » de la vitesse du vent U et de la vitesse de friction u^* sur le site Western Peatland, étés 2003 à 2009

Sur les sites de mesure, une limite inférieure de vitesse de friction est observable pour causer la quasi-neutralité : $u_* > 0,2 \text{ m / s}$. Cette limite n'est pas absolue, mais elle cause de façon générale un numérateur de la longueur d'Obukhov assez élevé pour supplanter la flottabilité thermique. Or, cette limite est rencontrée pour 66%, 45% et 48% des périodes de 30 minutes respectivement sur les sites Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland. La turbulence mécanique du site Western Peatland semble donc supérieure à celle de la Mer Bleue, mais étant donné la hauteur beaucoup plus élevée d'installation du système CT (9,3 m), il est nécessaire d'obtenir une longueur d'Obukhov beaucoup plus grande pour observer des conditions quasi neutres.

En résumé, il semble y avoir trois conditions générales satisfaites sur chacun des trois sites à divers degrés causant la quasi-neutralité fréquente. D'abord, une nappe phréatique élevée cause une augmentation du stockage de chaleur dans le sol et une priorisation du flux de chaleur latente, qui tous deux diminuent le flux de chaleur sensible et donc la flottabilité thermique. Ensuite, la fréquente présence de vents modérément forts ($> 2 \text{ m / s}$) induit une turbulence mécanique qui rend la flottabilité thermique négligeable. Enfin, la présence fréquente de nuages et de brouillard diminue l'énergie dans le système, ce qui réduit d'autant plus les effets de flottabilité thermique.

OBJECTIF III

*Caractérisation d'une méthode d'estimation de l'ET
tirant avantage des caractéristiques des tourbières boréales
et obtenant des performances comparables aux modèles antérieurs*

6 MÉTHODES CONNUES D'ESTIMATION DE L'ET

Un des deux volets du troisième objectif de ce mémoire est de trouver une méthode d'estimation de l'ET qui soit efficace tout en étant simple. Le modèle proposé au chapitre 7 de cet ouvrage nécessite toutefois d'être comparé à d'autres méthodes connues d'estimation de l'ET, tant au niveau des données d'entrée nécessaires que de la performance. Ce chapitre présente l'analyse effectuée avec les méthodes connues d'estimation de l'ET, plus particulièrement celle proposée dans le logiciel de modélisation hydrologique HYDROTEL. La méthodologie est d'abord présentée et les résultats sont ensuite décrits. Ceux-ci sont majoritairement une comparaison avec les données observées par la méthode CT. Il est important de noter que celle-ci n'est pas exempte d'incertitudes. Les résultats présentés ne sont donc pas à prendre comme des performances absolues des modèles.

6.1 Méthode

Cette section décrit en détail les diverses méthodes d'estimation antérieures de l'ET, soit leur formulation mathématique, leur origine et ce qu'elles représentent physiquement. Ces différents modèles servent de comparatif au modèle proposé dans cet ouvrage. Le Tableau 6.1 présente les données nécessaires aux modèles, les références associées et les sites sur lesquelles ceux-ci sont appliqués. D'abord, quelques variables météorologiques communes à plusieurs modèles sont définies. Les modèles sont ensuite présentés en ordre : d'abord, les modèles à fortes bases empiriques sont décrits (Hydro-Québec, Thornthwaite, Linacre, Hargreaves-Samani), puis les modèles basés sur le bilan d'énergie sont explicités selon l'ordre logique de Brutsaert (2005) : Penman, Priestley-Taylor, Penman-Monteith. Finalement, une description du processus d'optimisation de chacun des modèles est faite.

Tableau 6.1 : Caractéristiques générales de chacun des modèles d'estimation d'ET utilisé

Modèle	Variables nécessaires	Référence	Sites
Hydro-Québec	T_a	Dionne <i>et al.</i> (2008)	Nécopastic, Mer Bleue, Western Peatland
Thornthwaite	$T_a ; T_{mm} ; lat$	Thornthwaite (1948)	Nécopastic
Linacre	$RH_a ; p ; T_a ; a ; alt ; lat$	Linacre (1977)	Nécopastic
Hargreaves-Samani	$T_{sfc} ; T_a$	Hargreaves et Samani (1982)	Nécopastic, Mer Bleue, Western Peatland
Transferts massiques	$RH_a ; p ; T_{sfc} ; T_a ; U ; h_0$	--	Nécopastic, Mer Bleue, Western Peatland
Penman	$R_n ; G ; RH_a ; p ; T_a ; U ; h_0$	Penman (1948) Penman (1963)	Nécopastic, Mer Bleue, Western Peatland
Priestley-Taylor	$R_n ; G ; RH_a ; p ; T_a$	Priestley et Taylor (1972)	Nécopastic, Mer Bleue, Western Peatland
Penman-Monteith	$R_n ; G ; RH_a ; p ; T_a ; U ; h_0 ; r_s$	Monteith (1965)	Nécopastic

6.1.1 Hydro-Québec

L'équation d'Hydro-Québec a été développée dans l'entreprise du même nom, gestionnaire de nombreux complexes hydroélectriques au Québec. À notre connaissance, elle n'a jamais été publiée, mais une étude de Dionne *et al.* (2008) en a fait une bonne analyse. Cette équation ne tient pas compte du type de sol ou de la végétation. Elle est en fait entièrement empirique et ne dépend que de la température de l'air, selon l'équation suivante :

$$E_{jour} = 0,029718(T_{a,max} - T_{a,min}) \exp\left(0,019\left(\left(\frac{9}{5}\right)(T_{a,max} - T_{a,min}) + 64\right)\right) \quad (6.1)$$

où :

E_{jour} est l'évaporation journalière [mm]

$T_{a,max}$ et $T_{a,min}$ sont les températures maximales et minimales de l'air pour la journée [°C].

L'équation d'Hydro-Québec est la plus simple présentée dans cette étude, mais reste très utilisée en modélisation hydrologique au Québec de par sa simplicité et sa surprenante efficacité. Elle a été testée sur tous les sites d'étude.

6.1.2 Thornthwaite

L'équation de Thornthwaite (1948) est la plus simple des équations publiées qui sont testées dans cette analyse. L'estimation de l'ET ne nécessite en entrée que la température moyenne du jour, en plus de quelques caractéristiques dépendant du jour de l'année et de la localisation du site d'étude. Cette équation a d'abord été conçue pour calculer l'ET mensuelle et doit donc être ajustée pour les périodes journalières. Elle est décrite par l'équation suivante :

$$E_{\text{jour}} = \left(\frac{16,2}{30,4} \right) L_j \left(\frac{10T_{a,\text{moy}}}{I} \right)^A \quad (6.2)$$

où :

$T_{a,\text{moy}}$ est la température moyenne de l'air pour la journée [°C]

L_j est un coefficient d'ajustement tenant compte de la longueur du jour et de la latitude de la station [-]

I est l'indice thermique de Thornthwaite [-]

A est un exposant déterminé à partir de l'indice thermique I [-].

Dans cette équation, trois termes empiriques sont présents : L_j , I et A . Ils sont définis selon les équations suivantes :

$$L_j = (2/\pi) \cos^{-1} \left(\tan^{-1} \left(\sin^{-1} (23,45\pi/180) \sin \left((2\pi/365)(j - j_d) \right) \right) \right) \tan(lat) \quad (6.3)$$

où :

j est le jour julien de l'année [-]

j_d est le jour julien de l'année considéré comme facteur de décalage² [= 80]

² Jour julien correspondant à l'équinoxe du printemps.

lat est la latitude moyenne du site d'étude [°].

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_{mm,i}}{5} \right)^{1,514} \quad (6.4)$$

où :

$T_{mm,i}$ est la température moyenne mensuelle interannuelle du mois i [°C]

Dans le cas du site Nécopastic, ces températures moyennes mensuelles, d'après Environnement Canada³, sont de (-23,4 ; -23,2 ; -17,3 ; -7,6 ; 1,3 ; 7,0 ; 10,6 ; 11,4 ; 7,4 ; 2,1 ; -5,0 ; -16,2) °C. L'équation de Thornthwaite n'étant pas prévue pour des températures moyennes mensuelles sous zéro, celles-ci sont prises comme égales à zéro.

$$A = (6,75 \times 10^{-7}) I^3 - 7,71 \cdot I^2 + 0,0179 \cdot I + 0,492 \quad (6.5)$$

Cette équation est testée sur le site Nécopastic seulement, puisqu'il est prévu que ses performances seront faibles en raison de son incapacité à décrire les territoires boréaux. Il est à noter que cette formule est reconnue pour sous-estimer l'ET en été (Fortin *et al.*, 2001).

6.1.3 Linacre

L'équation de Linacre (1977) a été développée à l'origine comme une approximation de l'équation de Penman-Monteith. Son auteur l'a conçue pour pallier au grand nombre de données nécessaires à l'utilisation de cette formule. Elle est donc partiellement basée sur des principes physiques et partiellement empiriques :

$$E_{jour} = \left((24,41(0,75 - alb)T_{mer,moy})(100 - lat)^{-1} + (T_{a,moy} - T_{d,moy}) \right) \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \quad (6.6)$$

où :

$T_{d,moy}$ est la température moyenne du point de rosée pour la journée [°C]

$T_{mer,moy}$ est la température moyenne de l'air, ramenée au niveau de la mer, de la journée [°C]

³ http://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/results_f.html?stnID=6083&dCode=1&dispBack=1

alb est l'albédo de la surface [-]

Δ est la pente de la courbe de la tension de vapeur de l'air en fonction de la température [Pa / K]

γ est la constante psychrométrique [Pa / K].

La température moyenne au niveau de la mer $T_{mer,moy}$ est calculée grâce à l'équation suivante :

$$T_{mer,moy} = T_{a,moy} + 0,006 \cdot alt \quad (6.7)$$

où :

alt est l'altitude du site [m].

Aussi, la température du point de rosée T_d est calculée avec l'équation suivante, puis moyennée sur toute la journée pour obtenir $T_{d,moy}$:

$$T_d = \frac{237,7\beta}{17,27 - \beta} \quad (6.8)$$

où :

β est un coefficient empirique [-] défini par $\beta = ((17,27T_a) / (237,7 + T_a)) + \ln(RH_a)$

T_a est la température de l'air [°C]

RH_a est l'humidité relative de l'air [-].

Cette équation est testée seulement sur le site Nécopastic, de par sa faible utilisation récente dans la communauté scientifique.

6.1.4 Hargreaves et Samani

Hargreaves et Samani (1982) stipulent que les deux paramètres les plus importants pour l'estimation de l'ET sont la radiation solaire et la température. Toutefois, la radiation solaire devait la plupart du temps être estimée à l'époque, ce que Hargreaves et Samani ont fait grâce à la radiation terrestre R_e , qui peut être dérivée simplement avec la température de la surface T_{sfc} et la loi de Stefan-Boltzmann :

$$R_e = \varepsilon\sigma_{SB}T_{sfc}^4 \quad (6.9)$$

où :

R_e est la radiation terrestre sortante [W / m^2]

ε est l'émissivité de la surface terrestre [-]

σ_{SB} est la constante de Stefan-Boltzmann [= $5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$]

T_{sfc} est la température de la surface [K].

Ainsi, l'équation de Hargreaves-Samani peut être écrite comme suit :

$$E_{jour} = 0,0023 \left(\frac{R_{e,jour}}{L_v \rho_w} \right) (T_{a,max} - T_{a,min})^{1/2} (T_{a,moy} + 17,8) \cdot 1000 \quad (6.10)$$

où :

$R_{e,jour}$ est la radiation terrestre sortante sommée sur toute la journée [MJ / m^2]

L_v est la chaleur latente de vaporisation de l'eau [J / kg]

ρ_w est la masse volumique de l'eau [= $1000 kg / m^3$].

Malgré l'absence dans cette équation de relation explicite avec l'humidité de l'air, un autre facteur important pour estimer l'ET, il y a tout de même une dépendance implicite présente. En effet, Hargreaves et Samani (1982) précisent que la différence entre la température maximale et minimale du jour est linéairement reliée à l'humidité relative.

Dans le cadre de notre étude, cette équation sera considérée comme une alternative légèrement plus simple que le modèle proposé (Transferts massiques, voir chapitre 7) en termes du nombre de données d'entrée nécessaire. Elle a été testée sur tous les sites d'étude.

6.1.5 Penman

L'équation originale de Penman (1948, 1963) a été conçue à l'origine pour mesurer l'ET au-dessus d'une surface d'eau libre, mais est aussi applicable au-dessus d'une surface saturée. Elle s'écrit sous la forme suivante :

$$E_{flux} = \frac{1}{L_v} \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{1}{\Delta + \gamma} E_A \right] \quad (6.11)$$

où :

E_{flux} est le flux d'eau évaporatif dans l'atmosphère [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]

L_v est la chaleur latente de vaporisation de l'eau [J / kg]

R_n est la radiation nette [W / m^2]

G est le flux de chaleur dans le sol [W / m^2]

E_A est le pouvoir évaporant de l'air [$\text{Pa W m}^{-2} \text{K}^{-1}$].

Ce flux évaporatif peut ensuite être transformé en hauteur d'eau évaporée durant un pas de temps voulu grâce à l'équation suivante :

$$E_{\Delta t} = 1000(E_{flux} / \rho_w)(\Delta t) \quad (6.12)$$

où :

$E_{\Delta t}$ est l'évaporation pour le pas de temps Δt [mm]

ρ_w est la masse volumique de l'eau [= 1000 kg / m^3]

Δt est le pas de temps [s].

Cette évaporation peut ensuite être sommée pour obtenir un flux journalier E_{jour} . Le pouvoir évaporant de l'air E_A peut être défini selon l'humidité spécifique ou le déficit en tension de vapeur de l'air, tel que décrit dans l'équation suivante :

$$E_A = \rho c_p \frac{VPD}{r_a} = \gamma L_v \rho \frac{q_{a,s} - q_a}{r_a} \quad (6.13)$$

où :

ρ est la masse volumique de l'air humide [kg / m^3]

c_p est la chaleur spécifique de l'air humide [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$]

VPD est le déficit en tension de vapeur de l'air (« vapour pressure deficit ») [Pa]

$q_{a,s}$ est l'humidité spécifique de l'air si elle était à saturation [$\text{kg}_{\text{eau}} / \text{kg}_{\text{air humide}}$]

q_a est l'humidité spécifique de l'air [$\text{kg}_{\text{eau}} / \text{kg}_{\text{air humide}}$]

r_a est la résistance de l'air au transferts de vapeur d'eau [s / m].

Cette dernière est calculée grâce à l'équation suivante :

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_m - d_0}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_v - d_0}{z_{0v}}\right)}{\kappa^2 U} \quad (6.14)$$

où :

z_m est la hauteur de mesure de la vitesse du vent [m]

z_v est la hauteur de mesure de l'humidité de l'air [m]

d_0 est la hauteur du plan de déplacement zéro [$\approx (2/3)h_0$; m]

z_{0m} est la longueur de rugosité pour la quantité de mouvement [$\approx (h_0/10)$; m]

z_{0v} est la longueur de rugosité pour l'humidité [$\approx (h_0/100)$; m]

h_0 est la hauteur moyenne de la végétation [m]

κ est la constante de Von Kármán [$\approx 0,4$; sans unités]

U est la vitesse du vent [m / s].

La formulation de Penman est à la base faite pour des conditions neutres, ce qui explique l'absence des termes Ψ_m dans la formulation de r_a (voir section 7.1.1).

L'équation 6.11 sépare l'ET en deux composantes distinctes : le premier terme du côté droit de l'équation représente l'ET associée à l'énergie disponible, alors que le deuxième terme traite de l'ET occasionnée par le pouvoir évaporant de l'air. Selon cette interprétation, si une masse d'air sec se tenait immobile au-dessus d'une surface, l'ET aurait tendance à la rendre saturée en eau, et donc E_A devrait tendre vers zéro. Le terme de droite est donc en général associé à une évaporation causée par l'advection d'air plus sec au-dessus de la surface. Conséquemment, le terme de gauche est défini comme l'ET à l'équilibre, soit celle d'une surface saturée vers une atmosphère infiniment près de la saturation.

Étant donné sa relative simplicité, cette équation a été testée sur tous les sites expérimentaux.

6.1.6 Priestley-Taylor

La formulation de Priestley et Taylor (1972) est une simplification de l'équation de Penman. Les auteurs estiment que le principal facteur influençant l'ET est la radiation nette solaire, ou l'énergie disponible, et donc ne prennent pas en compte les termes exprimant le pouvoir évaporant de l'air, dans le but de minimiser les données nécessaires. L'équation résultante est la suivante :

$$E_{flux} = \frac{\alpha}{L_v} \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \right] \quad (6.15)$$

où :

α est une constante liant l'ET à l'équilibre et l'ET réelle.

Tel que spécifié plus tôt, le terme entre crochets représente l'ET à l'équilibre, c'est-à-dire lorsque la surface est saturée et l'air également. Toutefois, comme l'atmosphère n'est pas un système fermé et que donc l'air n'est jamais totalement saturé, puisque de l'air sec en haute altitude peut descendre vers la surface, cette valeur d'ET est généralement considérée comme une limite inférieure, mais pas l'ET complète (Slatyer et McIlroy, 1961). C'est ce qui explique la présence du coefficient α . Celui-ci est traditionnellement fixé à 1,26 pour une surface saturée (Eichinger *et al.*, 1996). Par contre, il est en général plus commun d'optimiser le coefficient α avec des données observées pour avoir des estimations plus précises. À titre indicatif, pour des tourbières, ce coefficient varie entre 0,7 et 0,8 (Kellner *et al.*, 2001 ; Petrone *et al.*, 2007 ; Parmentier *et al.*, 2009).

En étant une simplification empirique de l'équation de Penman, cette équation est aussi à l'origine dérivée pour des conditions atmosphériques neutres. Toutefois, le grand facteur empirique de cette formulation lui permet de s'ajuster aisément aux autres conditions. Cette équation a été testée sur les trois sites d'études en regard de sa grande capacité d'adaptation et de sa popularité générale dans la communauté scientifique.

6.1.7 Penman-Monteith

La formulation de Penman-Monteith est une modification de l'équation originale de Penman. Cette dernière a été conçue pour mesurer l'ET au-dessus d'une surface d'eau libre ou saturée,

alors que Monteith (1965) l'a modifiée avec la résistance stomatale r_s pour tenir compte de la végétation en présence. Cette équation fait donc la distinction entre l'évaporation et la transpiration, expliquée à la section 1.2. L'équation de Penman-Monteith est encore aujourd'hui une des plus élaborées pour estimer l'ET dans plusieurs environnements. Conséquemment, elle demande le plus de données d'entrées, tant au niveau météorologique que physique, sur le site en présence. Également, c'est la seule formulation qui calcule l'évapotranspiration réelle (ETR). Elle s'écrit sous la forme suivante :

$$E_{flux} = \frac{1}{L_v} \left[\frac{\Delta}{(\Delta + \gamma(1 + (r_s / r_a)))} (R_n - G) + \frac{1}{(\Delta + \gamma(1 + (r_s / r_a)))} E_A \right] \quad (6.16)$$

où :

r_s est la résistance stomatale de la végétation en présence [s / m].

Les deux termes distinctifs de la formulation originelle de Penman sont encore présents, mais chacun d'eux est corrigé par le rapport de la résistance stomatale r_s sur la résistance aérodynamique r_a . L'idée derrière cette correction est de concevoir que l'air à l'intérieur des feuilles est saturé, mais pas à l'extérieur, et que les stomates fournissent une résistance au transfert d'humidité.

Le problème le plus récurrent avec l'équation de Penman-Monteith est d'estimer la résistance stomatale r_s . Dans cette étude, celle-ci fut optimisée pour obtenir les résultats le plus près possible, en termes d'erreur moyenne normalisée (voir NME, section 2.3.1), des données observées par la covariance des tourbillons. Pour ce faire, les données étaient séparées entre le jour et la nuit, puisque l'absence de rayonnement a pour effet de fermer les stomates des plantes, augmentant ainsi considérablement r_s . La formulation a été testée sur le site Nécopastic seulement, vu sa complexité et le temps de calcul nécessaire à l'optimisation. Sur ce site, la résistance stomatale de jour est d'environ 165 s / m et de 870 s / m pour la nuit.

6.1.8 Optimisation

Le concept d'évapotranspiration potentielle (ETP) a d'abord été introduit par Thornthwaite (1948), mais demeure un concept extrêmement flou. De nos jours, l'ETP est reconnu comme étant l'ET maximale sur une grande surface recouverte complètement et uniformément d'une

végétation en croissance active et adéquatement alimentée en eau (Brutsaert, 2005). Par contre, les processus biologiques inclus dans la transpiration font en sorte qu'elle varie à des taux différents d'un taux dit potentiel. Il est donc plus adéquat de parler d'évaporation potentielle (EP), soit l'évaporation maximale provenant d'une grande surface uniforme suffisamment humide pour rendre la couche d'air adjacente saturée. Une ambiguïté subsiste toutefois dans l'estimation de l'EP, souvent effectuée avec les modèles mentionnés précédemment. En effet, ceux-ci calculent une évaporation à partir de données météorologiques réelles et donc pas nécessairement dans des conditions « potentielles ». Pour cette raison, il est plus adéquat de parler d'une évaporation potentielle apparente (EPA) pour les résultats des modèles.

Chacun des modèles présentés précédemment (à l'exception de Penman-Monteith) est utilisé pour calculer l'EPA. Par contre, l'évapotranspiration réelle (ETR) est la plupart du temps inférieure à l'EPA, puisque les conditions de potentialité sont rarement observées. Pour pallier à ce problème, l'EPA a besoin d'être corrigée avec un coefficient empirique qui variera selon les sites. Ce coefficient n'est pas sans rappeler le α de Priestley-Taylor, et pour cette raison il sera nommé α pour tous les modèles.

L'optimisation est effectuée avec une régression linéaire des moindres carrés avec l'origine fixée à zéro. L'algorithme trouve la valeur du coefficient α qui, lorsque multiplié aux données modélisées, fait en sorte que ladite régression donne une pente de 1. Cela dit, les régressions linéaires tracées dans les graphiques de la section 6.2 ne sont pas contraintes de passer par l'origine pour exprimer les biais des méthodes. Par exemple, une régression linéaire avec une ordonnée à l'origine positive montre que la méthode tend à surestimer l'ET lorsque sa valeur mesurée est faible, et vice-versa. Il est aussi plus aisé de cette façon de relier les valeurs observées aux valeurs simulées.

6.2 Résultats

Cette section présente les résultats de modélisation de l'ET par les méthodes antérieures. Chacune des méthodes est comparée aux données observées par la méthode CT et pour les sites d'étude où elles sont appliquées (voir Tableau 6.1). Les indicateurs de comparaison utilisés sont ceux présentés à la section 2.3. Dans tous les graphiques de cette section, la ligne solide est la régression linéaire des données, et la ligne pointillée est la ligne 1:1. Les Tableau 6.2 et 6.3 présentent les résultats généraux de modélisation des modèles antérieurs.

Tableau 6.2 : Résultats de modélisation par les méthodes antérieures : échelle journalière

Méthode	Propriété	Nécopastic	Mer Bleue	Western Peatland
Hydro-Québec	α	0,74	0,52	0,49
	NME	0,27	0,32	0,34
	R ²	0,66	0,15	0,36
	RMSE [mm]	0,72	0,95	0,80
Thornthwaite	α	0,60	-	-
	NME	0,26	-	-
	R ²	0,56	-	-
	RMSE [mm]	0,71	-	-
Linacre	α	0,79	-	-
	NME	0,31	-	-
	R ²	0,13	-	-
	RMSE [mm]	0,99	-	-
Hargreaves-Samani	α	0,74	0,55	0,55
	NME	0,26	0,26	0,29
	R ²	0,59	0,20	0,45
	RMSE [mm]	0,67	0,76	0,67
Penman	α	0,58	0,42	0,28
	NME	0,07	0,02	0,21
	R ²	0,92	0,87	0,68
	RMSE [mm]	0,32	0,27	0,52
Priestley-Taylor	α	0,86	0,68	0,62
	NME	0,10	0,05	0,21
	R ²	0,92	0,81	0,69
	RMSE [mm]	0,44	0,32	0,50
Penman-Monteith	α	1,18	-	-
	NME	0,12	-	-
	R ²	0,85	-	-
	RMSE [mm]	0,51	-	-

Tableau 6.3 : Résultats de modélisation par les méthodes antérieures : échelle demi-horaire

Méthode	Propriété	Nécopastic	Mer Bleue	Western Peatland
Penman	α	0,54	0,41	0,31
	NME	0,44	0,05	0,38
	R ²	0,75	0,91	0,81
	RMSE [mm]	0,03	0,02	0,02
Priestley-Taylor	α	0,76	0,61	0,59
	NME	0,46	0,08	0,43
	R ²	0,84	0,88	0,83
	RMSE [mm]	0,03	0,02	0,02
Penman-Monteith	α	1,12	-	-
	NME	0,44	-	-
	R ²	0,78	-	-
	RMSE [mm]	0,03	-	-

6.2.1 Hydro-Québec

La Figure 6.1 présente la comparaison des données modélisées et des données observées, pour les trois sites et à l'échelle journalière seulement.

Les performances de cette équation sont encore une fois surprenantes, spécialement pour le site Nécopastic, où elle explique 66% de la variance des données observées, en plus d'obtenir une erreur moyenne similaire à Thornthwaite ou Hargreaves-Samani. Les résultats graphiques démontrent bien la tendance linéaire des points pour le site québécois. Néanmoins, les métriques de comparaison déclinent fortement pour les sites Mer Bleue et Western Peatland.

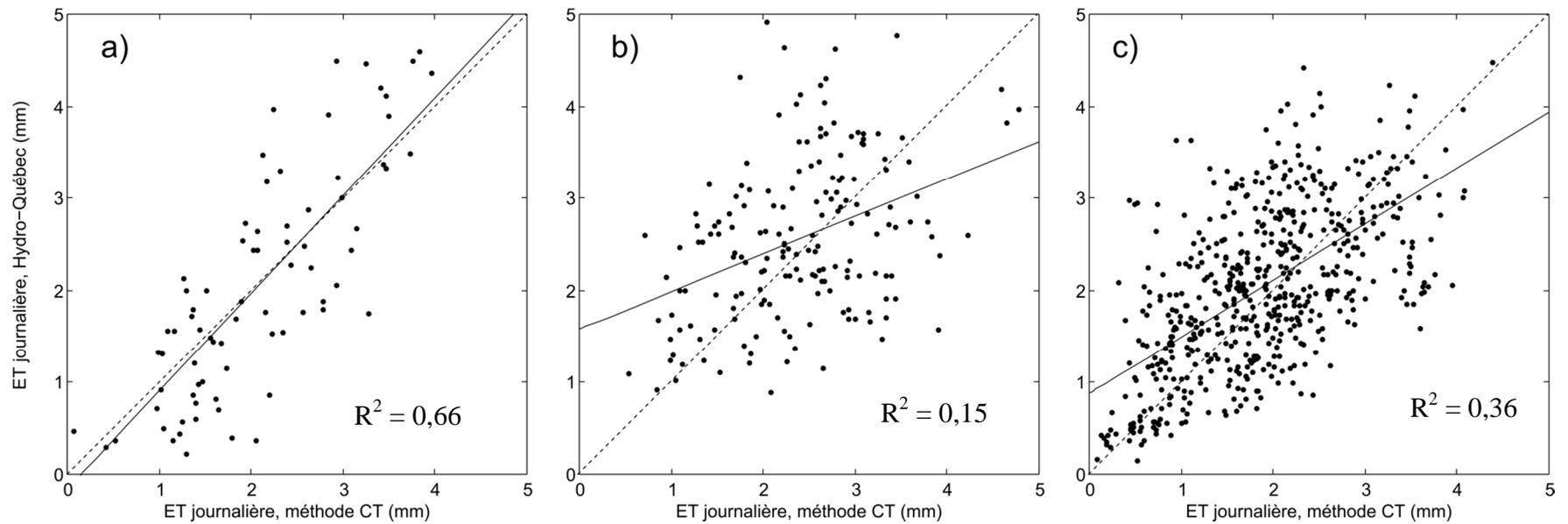


Figure 6.1 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et le modèle Hydro-Québec (journalier) pour : (a) Nécopastic ; (b) Mer Bleue ; et (c) Western Peatland (ligne pointillée : ligne 1:1 ; ligne pleine : régression linéaire des moindres carrés)

Les coefficients α demeurent inférieurs à 1, avec une décroissance du milieu le plus humide et le plus sujet à de bonnes performances de l'équation (Nécopastic, $\alpha = 0,74$) vers le milieu le moins humide et le plus différent du milieu d'origine de l'équation (Western Peatland, $\alpha = 0,49$).

6.2.2 Thornthwaite

La Figure 6.2 présente la comparaison des données observées et modélisées avec l'équation de Thornthwaite pour l'échelle journalière sur la tourbière Nécopastic. Tel que prévu, cette méthode offre de faibles performances, n'expliquant que 56% de la variance des données observées. Cette approche demeure imprécise et discutable étant donné son manque de sens physique.

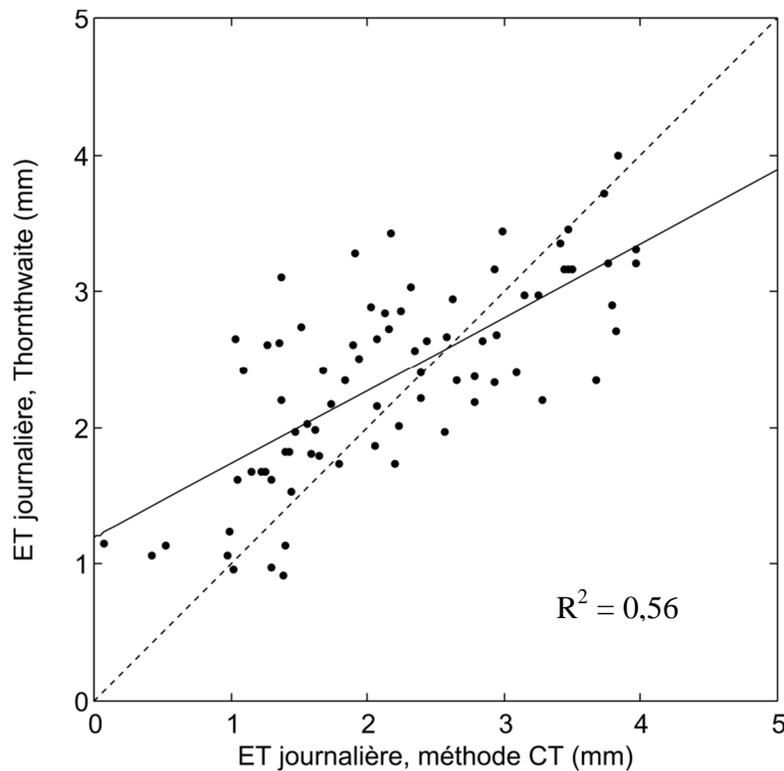


Figure 6.2 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et le modèle Thornthwaite (journalier) (ligne pointillée : ligne 1:1 ; ligne pleine : régression linéaire des moindres carrés)

6.2.3 Linacre

L'équation de Linacre est une simplification empirique de l'équation de Penman-Monteith, pour une échelle journalière. Ce modèle conserve une base physique en dépendant de l'humidité de l'atmosphère et en effectuant une approximation grossière de la radiation entrante grâce à

l'albédo, la latitude et l'altitude. Si ces deux derniers paramètres étaient aisément obtenus, l'albédo demeure une propriété de la surface qui peut changer au cours d'une saison. La Figure 6.3 présente l'histogramme des valeurs d'albédo pour toute la saison de mesure sur Nécopastic. Ces valeurs sont obtenues en divisant les valeurs mesurées de radiations à courtes longueurs d'onde sortantes sur celles entrantes.

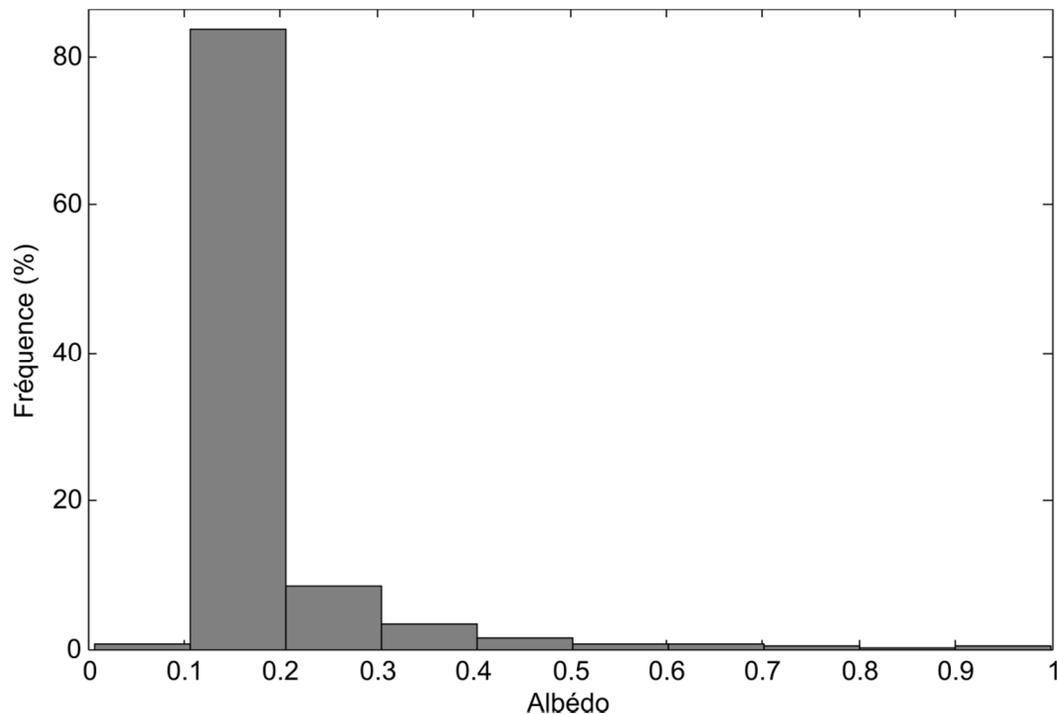


Figure 6.3 : Histogramme des valeurs d'albédo pour l'été 2012 sur Nécopastic

Selon cette figure, l'albédo de la surface de la tourbière se situe majoritairement entre 0,1 et 0,2. Ceci est comparable à d'autres valeurs obtenues dans la littérature pour des tourbières (0,11 à 0,17, Kim et Verma, 1996 ; 0,11 à 0,15, Kellner, 2001). Les plus hautes valeurs d'albédo sont généralement obtenues lors d'épisodes de faibles radiations nettes (le soir, la nuit et le matin). Quelques valeurs au-dessus de 50% sont visibles et fort probablement le signe d'une défaillance du radiomètre. Un cycle journalier semble établi, avec des pics le matin et le soir causés par la rosée et l'angle d'incidence des rayons solaires et des valeurs stables autrement. Néanmoins, pour le modèle de Linacre, une valeur fixe fut utilisée, soit 0,16, la moyenne pour toute la saison.

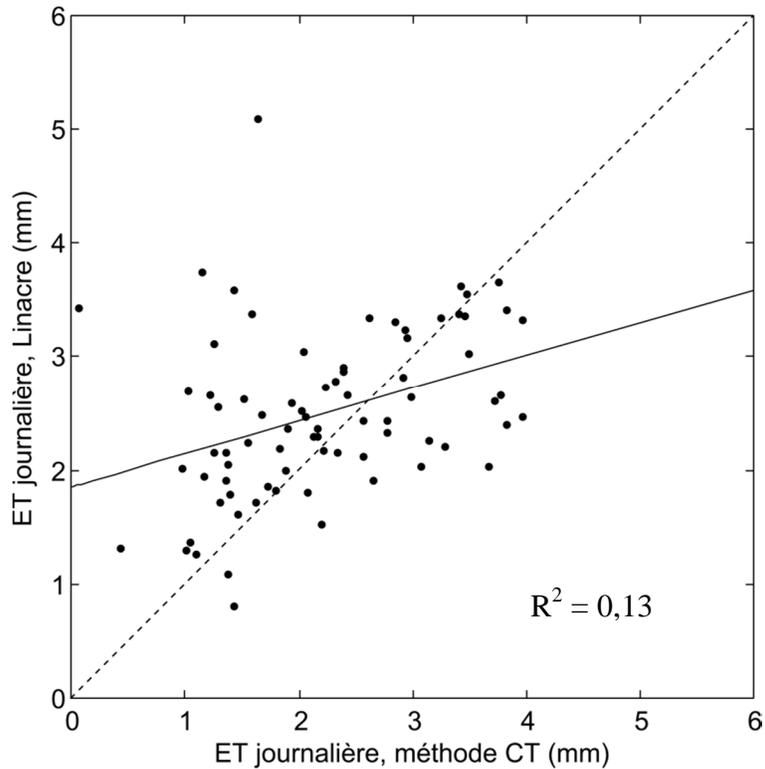


Figure 6.4 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et le modèle Linacre (journalier) (ligne pointillée : ligne 1:1 ; ligne pleine : régression linéaire des moindres carrés)

En termes de modélisation, l'équation de Linacre demeure imprécise, et les performances sont les plus faibles recensées, selon toutes les métriques de comparaison utilisées. La Figure 6.4 présente les résultats de modélisation comparés aux données observées.

Encore une fois, la valeur du coefficient α demeure physiquement plausible à 0,79, signe que l'ETR ne dépasse pas l'EPA prévue par Linacre.

6.2.4 Hargreaves-Samani

La formulation empirique de Hargreaves-Samani demeure empirique, mais prend en compte plusieurs concepts physiques associés à l'ET, comme la radiation solaire et l'humidité de l'air. La Figure 6.5 présente la comparaison des données observées et modélisées selon cette équation.

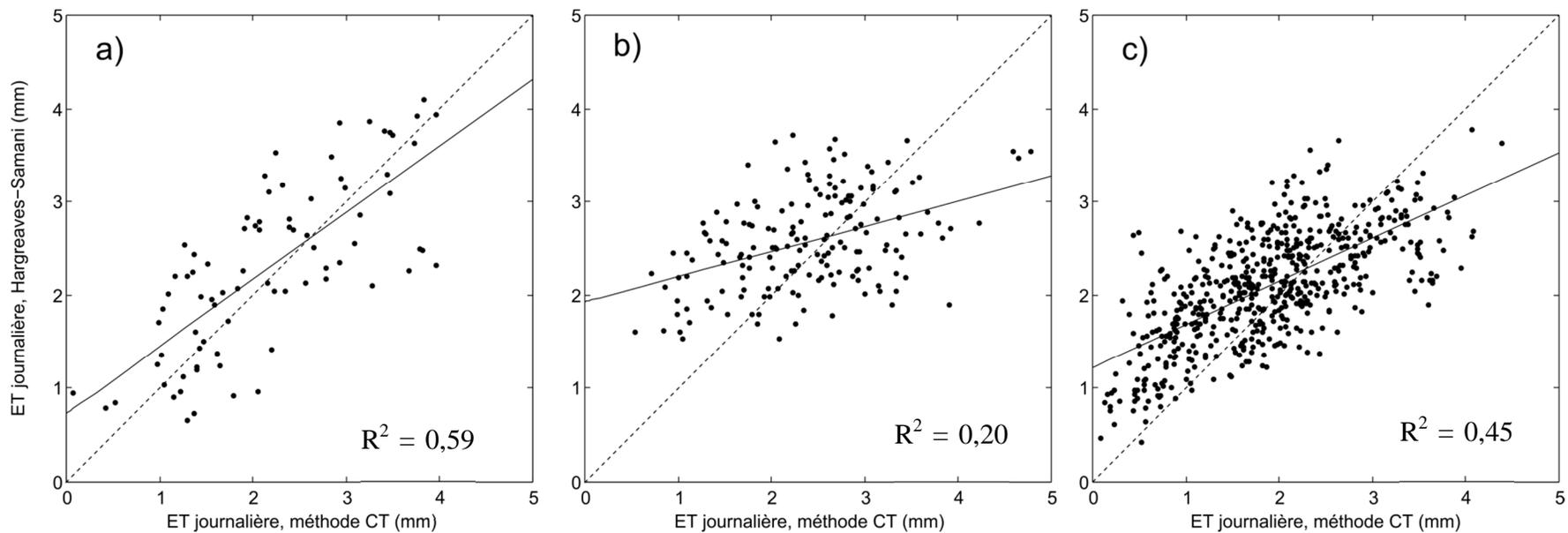


Figure 6.5 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et le modèle Hargreaves-Samani (journalier) pour : (a) Nécopastic ; (b) Mer Bleue ; et (c) Western Peatland (ligne pointillée : ligne 1:1 ; ligne pleine : régression linéaire des moindres carrés)

Les meilleures performances du modèle surviennent sur le site Nécopastic, mais il est fort possible que seul le faible nombre de jours de mesure explique ce résultat.

Les valeurs α pour le modèle de Hargreaves-Samani sont 0,74 ; 0,55 et 0,55 pour respectivement Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland.

6.2.5 Penman

La Figure 6.6 représente graphiquement les résultats d'ET obtenus avec Penman en comparaison avec les données mesurées avec la méthode CT, pour tous les sites et aux échelles journalière et demi-horaire.

La performance journalière est quasi parfaite pour les sites Nécopastic et Mer Bleue. Pour ces sites, la variance des données mesurées est expliquée à près de 90%, et la NME est sous la barre des 10%, avec un minime 2% pour la Mer Bleue. Il est toutefois important de spécifier que pour ce dernier site, la présence de données de radiation nette R_n pour l'été 2003 seulement (1 sur 5 étés) diminue le nombre de jour où l'ET est calculée, et en général les modèles ont plus de facilité à s'ajuster à un faible nombre de points. En termes d'échelle demi-horaire, les performances diminuent pour Nécopastic, mais le modèle a une erreur moyenne de seulement 5% pour la Mer Bleue et explique encore plus de 90% de la variance des données observées. Il n'en demeure pas moins que l'équation de Penman semble idéale pour l'estimation de l'ET sur des tourbières ouvertes. Les performances déclinent toutefois sur Western Peatland, une tourbière forestière aux comportements évaporatifs nettement différents et pour laquelle le bilan énergétique en surface est plus complexe à décrire.

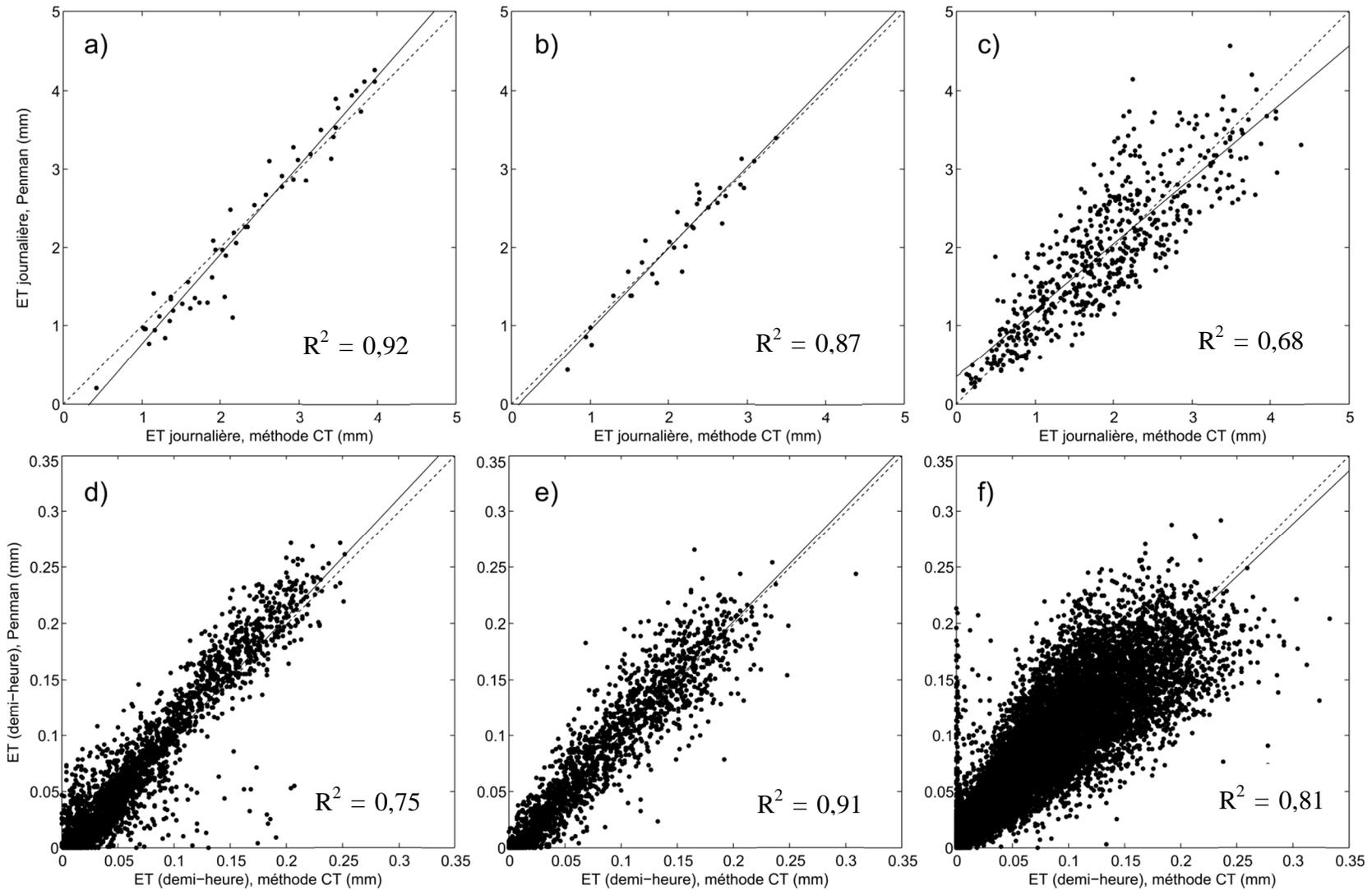


Figure 6.6 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et le modèle Penman à échelle de temps journalière pour : (a) Nécopastic ; (b) Mer Bleue ; et (c) Western Peatland ; et à échelle de temps demi-horaire pour : (d) Nécopastic ; (e) Mer Bleue ; et (f) Western Peatland (ligne pointillée : ligne 1:1 ; ligne pleine : régression linéaire des moindres carrés)

Les coefficients α permettent, dans le cas de l'équation de Penman, de déterminer à quelle proportion l'ET du site se rapproche de celle qu'aurait théoriquement une surface d'eau libre ou saturée sous les mêmes conditions. Ces coefficients démontrent en un sens que la très haute nappe phréatique de Nécopastic rapproche cette tourbière d'une surface saturée ($\alpha = 0,58$ et $0,54$), alors que la nappe plus profonde de la Mer Bleue a un effet contraire ($\alpha = 0,42$ et $0,41$). Le Western Peatland, avec sa surface couverte de végétation de grande taille, a un comportement très éloigné d'une surface d'eau libre ($\alpha = 0,28$ et $0,30$).

6.2.6 Priestley-Taylor

L'équation de Priestley-Taylor est une simplification de l'équation de Penman, où l'on considère que le pouvoir évaporant de l'air peut être estimé par un facteur de proportionnalité de l'ET à l'équilibre. Il est donc supposé qu'après l'ajustement avec le coefficient α , l'estimation de l'ET soit juste, pour une surface d'eau libre ou saturée et des conditions d'advection minimale. La Figure 6.7 présente les résultats d'ET obtenus avec Priestley-Taylor, comparés avec les données mesurées par la méthode CT, pour tous les sites et aux échelles journalière et demi-horaire.

Ce modèle, comme celui de Penman, obtient des résultats très près des données observées pour le site Mer Bleue. Bien qu'encore une fois le faible nombre de points sur ce site puisse être en cause, il demeure que le modèle performe à un niveau très élevé (NME = 8% à l'échelle demi-horaire). Les performances du modèle déclinent encore une fois nettement pour le site Western Peatland, pour les mêmes raisons que celles citées plus tôt (section 6.2.5).

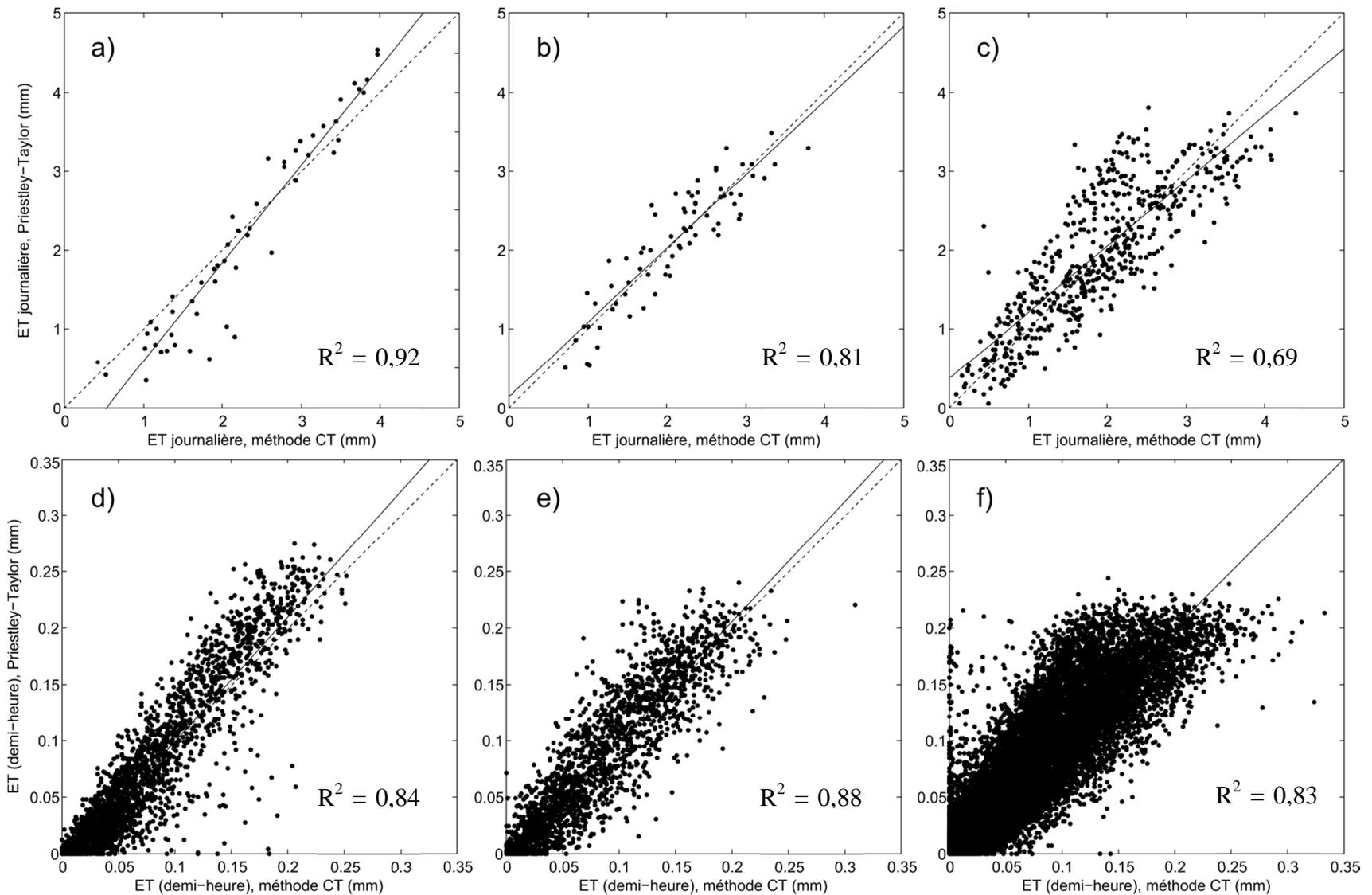


Figure 6.7 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et le modèle Priestley-Taylor à échelle de temps journalière pour : (a) Nécopastic ; (b) Mer Bleue ; et (c) Western Peatland ; et à échelle de temps demi-horaire pour : (d) Nécopastic ; (e) Mer Bleue ; et (f) Western Peatland (ligne pointillée : ligne 1:1 ; ligne pleine : régression linéaire des moindres carrés)

Pour l'équation de Priestley-Taylor, les coefficients α expriment la proportion de l'ET par rapport à la valeur théorique d'ET à l'équilibre, soit pour une surface et l'atmosphère saturée. Tel qu'observé dans d'autres exemples de la littérature (voir section 6.1.5), les valeurs optimisées de α sont bien en deçà de la valeur classique de 1,26. Encore une fois, la différence notable entre les hauteurs de nappe phréatique des trois sites influe sur l'idée d'une surface saturée, et les coefficients α suivent la même tendance. Le site le plus humide, Nécopastic, obtient les coefficients les plus élevés ($\alpha = 0,86$ et $0,76$), suivi de la Mer Bleue ($\alpha = 0,68$ et $0,61$) et de Western Peatland ($\alpha = 0,62$ et $0,59$).

6.2.7 Penman-Monteith

Le modèle de Penman-Monteith est le plus exigeant des modèles utilisés dans cette étude en termes de données entrantes nécessaires. À ce titre, les performances du modèle sont excellentes, comme en font foi les données présentées aux Tableaux 6.2 et 6.3. Les graphiques des Figures 6.8 et 6.9 démontrent les tendances très linéaires qu'obtiennent les résultats, lorsque comparés aux données mesurées avec la méthode CT. Le modèle performe avec plus de justesse à échelle journalière, ce qui peut être un effet d'équilibre entre les périodes stables et instables, tout comme un artefact statistique dû au moins grand nombre de points.

De tous les modèles testés, Penman-Monteith est le seul qui sous-estime en moyenne (~6%) l'ET au-dessus de Nécopastic ($\alpha > 1$). Ce constat était aussi à prévoir étant donné que le modèle est le seul à prédire l'ETR. D'ailleurs, les coefficients α sont très près de l'unité, ce qui est signe que le modèle performerait bien même sans l'ajustement fait *a posteriori*.

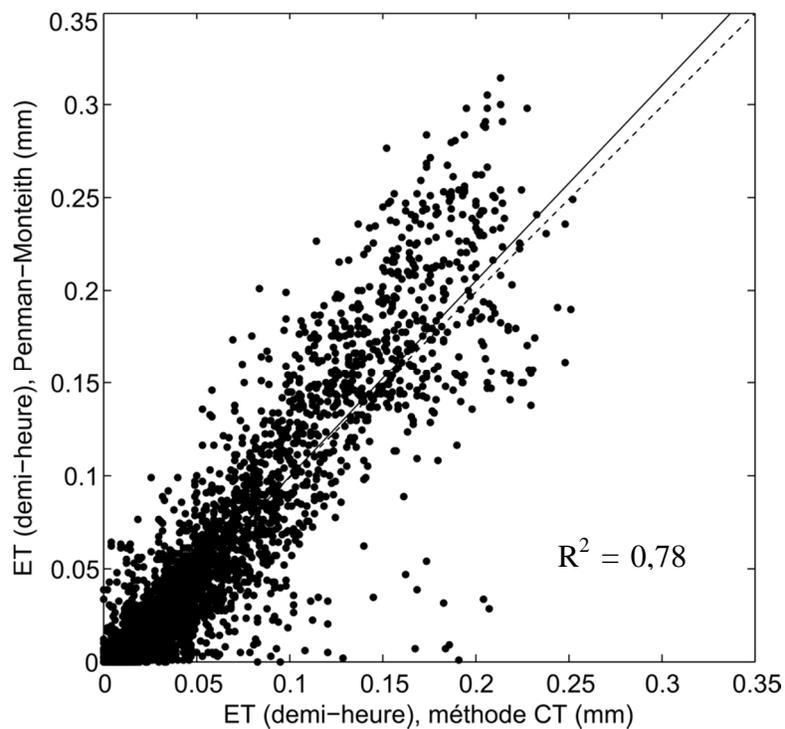


Figure 6.8 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et le modèle Penman-Monteith (demi-heure) pour Nécopastic (ligne pointillée : ligne 1:1 ; ligne pleine : régression linéaire des moindres carrés)

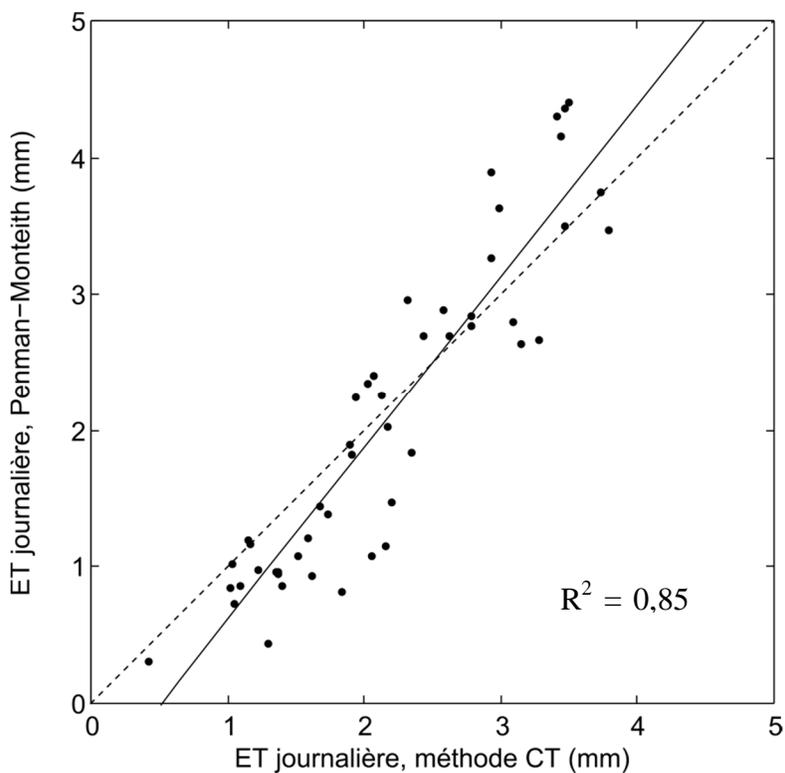


Figure 6.9 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et le modèle Penman-Monteith (journalier) pour Nécopastic (ligne pointillée : ligne 1:1 ; ligne pleine : régression linéaire des moindres carrés)

6.3 Discussion

Les modèles présentés peuvent être séparés en deux groupes distincts : les modèles à base empirique (Hydro-Québec, Thornthwaite, Linacre, Hargreaves-Samani) et les modèles basés sur le bilan d'énergie (Penman, Priestley-Taylor, Penman-Monteith). De façon générale, les résultats permettent d'observer une performance nettement supérieure par le deuxième groupe. Les performances du premier sont toutefois dépendantes des coefficients empiriques qui les composent et peuvent être sujets à de meilleure performance en certains lieux. Pour ce premier groupe, une observation visuelle et les coefficients R^2 démontrent que la tendance linéaire entre les mesures de la méthode CT et les valeurs modélisées ne peut être vérifiée.

À titre d'exemple, comme l'équation d'Hydro-Québec a été développée par un organisme québécois, il est logique de penser que ses coefficients soient plus adaptés aux milieux de cette province, particulièrement pour les territoires boréaux où se retrouvent la majorité des complexes hydroélectriques et la tourbière Nécopastic. Ceci pourrait expliquer la performance surprenante de cette formulation sur ce site. Accessoirement, l'équation est donc moins adaptée pour les climats différents du sud de l'Ontario et des plaines de l'Ouest canadien.

L'équation de Thornthwaite obtient quant à elle de faibles performances, mais celles-ci sont néanmoins nettement plus élevées que celle de l'équation de Linacre, pour toutes les métriques de comparaison. C'est particulièrement le cas au niveau du R^2 , où Thornthwaite explique 56% de la variance, contrairement aux 13% de Linacre. Il est fort possible que les coefficients empiriques dans l'équation de Linacre dépendent du site de mesure, alors que Thornthwaite est beaucoup plus ajustable pour un site donné.

La base légèrement plus physique du modèle de Hargreaves-Samani peut aussi expliquer les meilleures performances de cette formulation. Elle demeure toutefois nettement inférieure aux modèles de bilan d'énergie et même à l'équation d'Hydro-Québec pour le site Nécopastic.

L'équation de Penman est celle qui a la meilleure performance pour tous les sites, peu importe l'échelle temporelle ou la métrique statistique utilisée. Le modèle Priestley-Taylor performe en général moins bien que cette dernière, mais demeure une formulation de haute qualité pour représenter l'ET sur les tourbières, obtenant notamment des performances au-dessus de celle de Penman-Monteith.

Pour ce dernier modèle, les indicateurs statistiques pointent vers une bonne performance, quoique généralement inférieure à l'équation plus simple de Penman et parfois même à celle de Priestley-Taylor. Il est fort probable que le choix de deux résistances stomatales fixes durant le jour (165 s / m) et la nuit (870 s / m) pour tout l'été, alors que la végétation varie grandement durant cette période, limite ses performances.

Les trois modèles précédents (Penman, Priestley-Taylor et Penman-Monteith) sont tous basés sur une approche par bilan d'énergie à la surface. Tel que déclaré par Kellner (2001), il semble que ce type d'approche soit très efficace pour ces environnements. Également, la meilleure performance de Penman par rapport à Priestley-Taylor suggère que la notion de pouvoir évaporant de l'atmosphère permet de mieux expliquer la variance des résultats, ce qui semble logique. Tel qu'expliqué plus tôt, l'addition d'une résistance stomatale variable durant la saison de croissance permettrait fort probablement de placer Penman-Monteith au premier rang.

La Figure 6.10 présente l'ET cumulative sur Nécopastic pour les trois modèles basés sur le bilan d'énergie en comparaison avec l'ET cumulative observée. Les modèles suivent l'ET observée en début de saison, mais s'en éloignent graduellement pour décrocher vers le début du mois de juillet pour Priestley-Taylor et la mi-août pour Penman et Penman-Monteith. Les modèles Penman et Penman-Monteith montrent des épisodes d'ET négative (condensation) importantes qui ne sont pas présentes ni dans les observations, ni pour le modèle Priestley-Taylor.

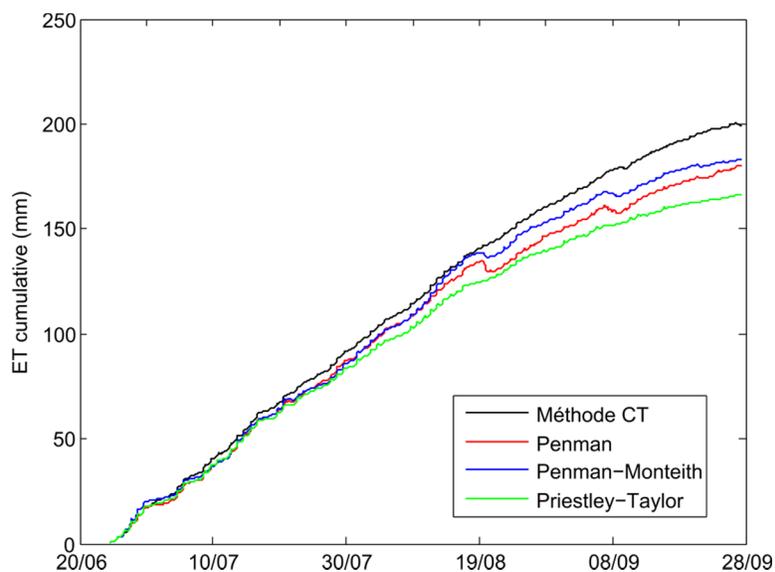


Figure 6.10 : Comparaison de l'ET cumulative sur Nécopastic (2012) avec la méthode CT et les modèles Penman, Penman-Monteith et Priestley-Taylor

Pour tous les modèles sauf Penman-Monteith, les coefficients α sont plus petits que l'unité et décroissent du site le plus humide vers le site le moins humide (Nécopastic, Mer Bleue, Western Peatland). Ceci était prévu pour tous les modèles, puisque l'ETR est logiquement plus faible que l'EPA, et que seul le modèle de Penman-Monteith semble prédire avec exactitude l'ETR.

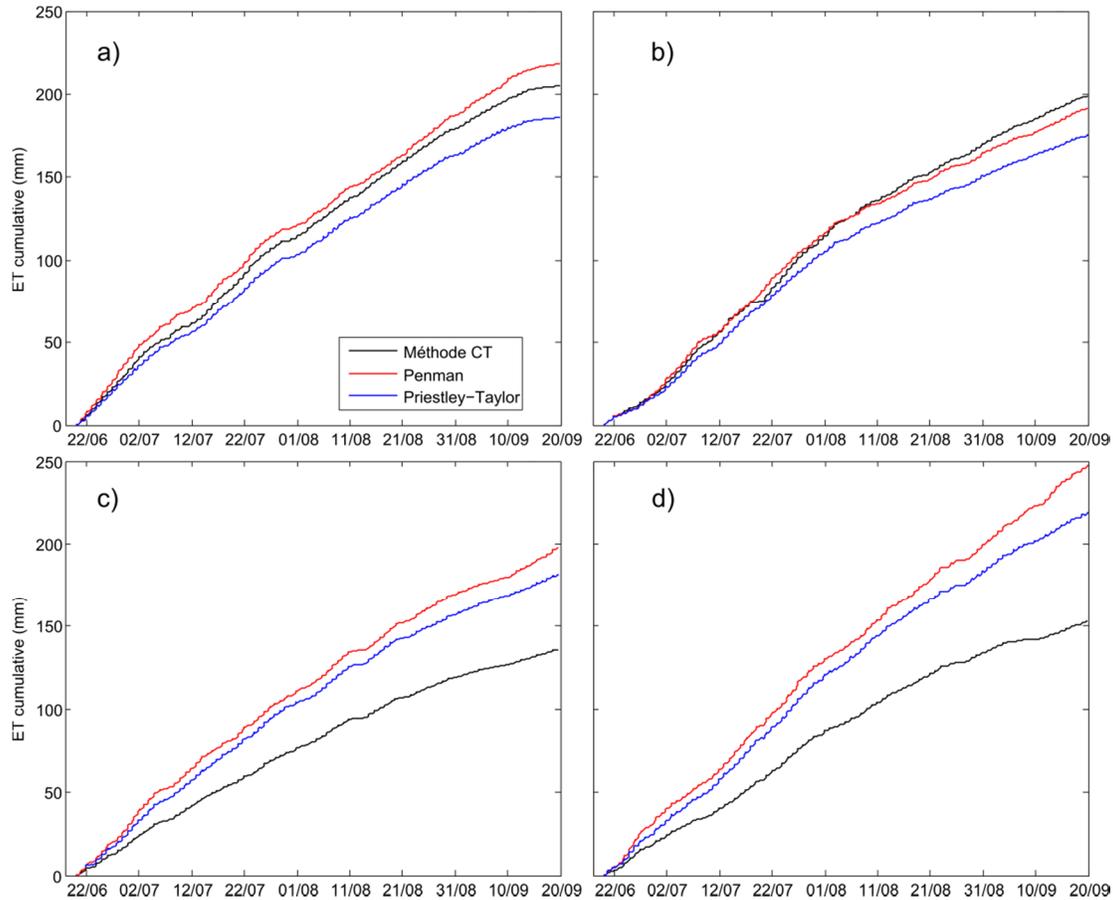


Figure 6.11 : Comparaison de l'ET cumulative sur Western Peatland avec la méthode CT et les modèles Penman et Priestley-Taylor pour les étés : (a) 2006 ; (b) 2007 ; (c) 2008 et ; (d) 2009

Dans le cadre de cette étude, les paramètres α sont optimisés avec toute la période de mesure, même si ce n'est pas conseillé en général (Price, 1991). La Figure 6.11, présentant l'ET cumulative sur Western Peatland par la méthode CT et les modèles Penman et Priestley-Taylor pour les étés 2006 à 2009, montre que les modèles sont près de la courbe observée lors des années plus humides (2006-2007), mais surestiment grandement l'ET observée lors des étés plus secs (Penman : ~43% en 2008, ~67% en 2009 ; Priestley-Taylor : ~32% en 2008, ~43% en 2009). Cette surestimation est certainement un effet de compensation causé par l'optimisation interannuelle.

7 MÉTHODE D'ESTIMATION PROPOSÉE : APPROCHE DES TRANSFERTS MASSIQUES

Les modèles présentés au chapitre 6 sont tous efficaces à différents degrés. En général, plus le modèle est basé sur des principes physiques, plus sa comparaison avec les données observées est avantageuse. À l'inverse, une forte tendance empirique le rend moins précis, ou dépendant du lieu de mesure. Malheureusement, cette tendance est souvent assujettie au besoin d'un grand nombre de données d'entrée pour une bonne performance, ce qui est limitatif dans des territoires aussi isolés et éloignés que les tourbières boréales. Dans cette situation, il y a donc un compromis à faire entre la complexité des données d'entrée et la performance de la modélisation. La clé du succès dans une telle situation est de conserver une approche physiquement viable, mais d'effectuer des hypothèses simplificatrices valables pour tous les environnements à l'étude.

Ce chapitre présente le modèle répondant à ces exigences : l'approche des transferts massiques. Celui-ci a non seulement de fortes bases physiques (théorie atmosphérique de similarité de Monin-Obukhov), mais est aussi simple en application. Le chapitre présente d'abord la méthode derrière son développement et ensuite les résultats sont décrits et analysés. Ces résultats, comme pour le chapitre 6, sont majoritairement une comparaison avec les données observées par la méthode CT. Il est important de noter que celle-ci n'est pas exempte d'incertitudes. Les résultats présentés ne sont donc pas à prendre comme des performances absolues du modèle.

7.1 Méthode

Cette section présente la théorie physique derrière l'approche des transferts massiques, suivie des hypothèses posées. Par la suite, une explication des paramètres ajustables de modélisation est faite, ainsi qu'un sommaire du fonctionnement du modèle. Finalement, une caractérisation des incertitudes intrinsèques au modèle est présentée.

7.1.1 Théorie de similarité de Monin-Obukhov

Les phénomènes se produisant dans la couche limite atmosphérique sont complexes, et notre connaissance des processus physiques la constituant est trop limitée pour obtenir des lois basées sur des principes purement fondamentaux (Stull, 1988 ; Garratt, 1994 ; Kaimal et

Finnigan, 1994). Il est toutefois possible d'identifier des caractéristiques répétitives qui suggèrent que des relations empiriques universelles, soit des fonctions utilisant des facteurs de proportionnalité fixes *a priori* sans sens physique, pourraient décrire avec justesse les variables intéressantes. Ces relations empiriques, effectuées sur des groupements adimensionnels de variables d'échelles caractéristiques, sont contenues dans des théories dites de similarité.

La théorie de similarité de Monin-Obukhov (MOST) est habituellement appliquée à la couche atmosphérique de surface, soit celle où les flux ne varient pas par plus de 10% de leur ampleur avec la hauteur, aussi estimée par la couche de flux constants (voir Figure 1.3) (Monin et Yaglom, 1971).

MOST est applicable lorsque les vents ne sont pas calmes et que la vitesse de friction u_* est non nulle. Elle est typiquement utilisée pour les couches de surface horizontalement homogènes. Les variables d'échelle caractéristiques utilisées dans MOST sont la hauteur de mesure z [m], la vitesse de friction u_* [m / s], la longueur d'Obukhov L [m] et des échelles caractéristiques de température et d'humidité T_{a^*} [K] et q_{a^*} [kg_{eau} / kg_{air humide}] décrites par (Stull, 1988) :

$$T_{a^*} = \frac{\overline{w'T_a'}}{u_*} \quad (7.1)$$

où :

w' est la fluctuation instantanée de la vitesse du vent verticale [m / s]

T_a' est la fluctuation de la température de l'air [K]

u_* est la vitesse de friction de l'air [m / s].

$$q_{a^*} = \frac{\overline{w'q_a'}}{u_*} \quad (7.2)$$

où :

q_a' est la fluctuation de l'humidité spécifique de l'air humide [kg_{eau} / kg_{air humide}].

La longueur d'Obukhov est quant à elle décrite par l'équation 1.1, recopiée en partie ici :

$$L = \frac{-u_*^3 T_a}{\kappa g (\overline{w'T_a'} + 0,61 T_a \overline{w'q_a'})} \quad (7.3)$$

où :

κ est la constante de Von Kármán

g est la constante gravitationnelle [=9,81 m / s²].

Ces cinq échelles caractéristiques (z , u_* , L , q_{a*} , T_{a*}) peuvent ensuite être utilisées dans une analyse dimensionnelle pour exprimer toutes les propriétés d'écoulement de la couche de surface avec des fonctions adimensionnelles du paramètre de stabilité $\zeta = z/L$. Ces fonctions de stabilité prennent les symboles Ψ_m pour celle sur la quantité de mouvement et Ψ_t et Ψ_v pour respectivement les scalaires de température et d'humidité spécifique. Sous des conditions atmosphériques stables ($\zeta > 1$), ces fonctions sont décrites par les équations suivantes (Brutsaert, 2005) :

pour $0 < \zeta < 1$:

$$\Psi_m(\zeta) = \Psi_t(\zeta) = \Psi_v(\zeta) = -5\zeta \quad (7.4)$$

et pour $\zeta > 1$:

$$\Psi_m(\zeta) = \Psi_t(\zeta) = \Psi_v(\zeta) = -5 - 5 \ln(\zeta) \quad (7.5)$$

Pour des conditions atmosphériques instables ($\zeta < 1$), les fonctions pour la quantité de mouvement et pour les scalaires sont différentes. Des équations empiriques ont été trouvées, avec les coefficients a , b , c , d et n respectivement constants et égaux à 0,33; 0,41; 0,33; 0,057; et 0,78. Pour la quantité de mouvement, les équations suivantes sont valides (Brutsaert, 2005) :

pour $\zeta \leq -b^{-3}$:

$$\begin{aligned} \Psi_m(\zeta) = \ln(a - \zeta) - 3b(-\zeta)^{1/3} + \frac{ba^{1/3}}{2} \ln \left[\frac{(1 + \Omega)^2}{(1 - \Omega + \Omega^2)} \right] \\ + 3^{1/2} ba^{1/3} \tan^{-1} \left[\frac{(2\Omega - 1)}{3^{1/2}} \right] + \Psi_0 \end{aligned} \quad (7.6)$$

et pour $\zeta \geq -b^{-3}$:

$$\Psi_m(\zeta) = \Psi_m(b^{-3}) \quad (7.7)$$

où le terme Ω est un changement de variable utilisé pour des fins de simplification et défini par :

$$\Omega = (-\zeta / a)^{1/3} \quad (7.8)$$

et le terme Ψ_0 est une constante d'intégration définie par :

$$\Psi_0 = -\ln(a) + \frac{3^{1/2} b a^{1/3} \pi}{6} \quad (7.9)$$

Dans ces conditions, les fonctions pour la température et l'humidité sont égales et données par l'équation suivante :

$$\Psi_t(\zeta) = \Psi_v(\zeta) = \left(\frac{1-d}{n} \right) \ln \left(\frac{c + (-\zeta)^n}{c} \right) \quad (7.10)$$

Il est à noter que ces fonctions s'annulent lorsqu'évaluées pour des conditions quasi neutres ($\zeta \approx 0$). Également, ces fonctions, associées aux échelles caractéristiques mentionnées précédemment, permettent d'exprimer les profils des propriétés d'écoulement de la couche limite de surface, pour toutes les conditions atmosphériques. Ces équations de profils s'expriment comme suit, lorsque le niveau le plus bas considéré est la surface du sol (Brutsaert, 2005) :

$$\bar{U} = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z_m - d_0}{z_{0m}} \right) - \Psi_m \left(\frac{z_m - d_0}{L} \right) + \Psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L} \right) \right] \quad (7.11)$$

où :

\bar{U} est la moyenne de la vitesse du vent [m / s]

z_m est la hauteur de mesure de la vitesse du vent [m]

d_0 est la hauteur du plan de déplacement nul [m]

z_{0m} est la longueur de rugosité pour la quantité de mouvement [m].

$$\bar{T}_{sfc} - \bar{T}_a = \frac{H_{MOST}}{\kappa u_* \rho_a c_p} \left[\ln \left(\frac{z_t - d_0}{z_{0t}} \right) - \Psi_t \left(\frac{z_t - d_0}{L} \right) + \Psi_t \left(\frac{z_{0t}}{L} \right) \right] \quad (7.12)$$

où :

$\overline{T_{sfc}}$ est la moyenne de température de surface [K ou °C]

$\overline{T_a}$ est la moyenne de température de l'air [K ou °C]

H_{MOST} est le flux de chaleur sensible trouvé avec MOST [W / m²]

ρ_a est la masse volumique de l'air humide [kg / m³]

c_p est la chaleur spécifique de l'air humide [J kg⁻¹ K⁻¹]

z_t est la hauteur de mesure de la température [m]

z_{0t} est la longueur de rugosité pour la température [m].

$$\overline{q_{sfc}} - \overline{q_a} = \frac{LE_{MOST}}{L_v \kappa u_* \rho_a} \left[\ln \left(\frac{z_v - d_0}{z_{0v}} \right) - \Psi_v \left(\frac{z_v - d_0}{L} \right) + \Psi_v \left(\frac{z_{0v}}{L} \right) \right] \quad (7.13)$$

où :

$\overline{q_{sfc}}$ est la moyenne de l'humidité spécifique de surface [kg_{eau} / kg_{air humide}]

$\overline{q_a}$ est la moyenne de l'humidité spécifique de l'air [kg_{eau} / kg_{air humide}]

LE_{MOST} est le flux de chaleur latente trouvé avec MOST [W / m²]

L_v est la chaleur latente de vaporisation de l'eau [J / kg]

z_v est la hauteur de mesure de l'humidité [m]

z_{0v} est la longueur de rugosité pour l'humidité [m].

Ces équations font le lien entre le flux concerné et une mesure directe de la propriété à deux hauteurs, et ce en fonction des conditions de stabilité atmosphériques. Ce développement en profil sert de base pour l'approche des transferts massiques, en assumant d'abord quelques hypothèses simplificatrices.

7.1.2 Hypothèses simplificatrices

Les équations 7.11 à 7.13 peuvent servir à obtenir la vitesse de friction et les flux de chaleurs sensible et latente si plusieurs variables environnementales sont mesurées (vitesse du vent, température de l'air et du sol, humidité de l'air et du sol, pression atmosphérique, etc.). Par

contre, la présence de la longueur d'Obukhov, aussi dépendante des flux de chaleurs sensible et latente (voir équation 1.1 et 7.3) rend la résolution du système d'équations plus complexe, nécessitant un processus itératif (trois équations, quatre inconnus : u_* , H_{MOST} , LE_{MOST} et L). Cette résolution est possible, mais peut s'avérer longue et fastidieuse. Pour contourner ce problème, quatre hypothèses sont posées avant l'application du modèle. La pertinence des trois premières est vérifiée à la section 7.2.1, alors que la quatrième touche un paramètre d'optimisation et à ce titre est une limitation acceptée et non vérifiée dans cet ouvrage.

La première hypothèse est la clé de l'approche des transferts massiques. En effet, le modèle assume des conditions atmosphériques quasi neutres ($-0,1 < \zeta < 0,1$) en tout temps. Cette supposition simplifie grandement les équations 7.11 à 7.13, puisque les termes Ψ_m , Ψ_t et Ψ_v deviennent nuls. La dépendance à la longueur d'Obukhov est donc disparue, ce qui rend la résolution du système d'équations facilitée. Le nouveau système est le suivant :

$$u_* = \frac{\kappa \bar{U}}{\ln\left(\frac{z_m - d_0}{z_{0m}}\right)} \quad (7.14)$$

$$H_{TM} = \frac{\kappa u_* \rho_a c_p (\bar{T}_{sfc} - \bar{T}_a)}{\ln\left(\frac{z_t - d_0}{z_{0t}}\right)} = \frac{\kappa^2 \bar{U} \rho_a c_p (\bar{T}_{sfc} - \bar{T}_a)}{\ln\left(\frac{z_t - d_0}{z_{0t}}\right) \ln\left(\frac{z_m - d_0}{z_{0m}}\right)} \quad (7.15)$$

où :

H_{TM} est le flux de chaleur sensible trouvé avec les transferts massiques [W / m^2].

$$LE_{TM} = \frac{L_v \kappa u_* \rho (\bar{q}_{sfc} - \bar{q}_a)}{\ln\left(\frac{z_v - d_0}{z_{0v}}\right)} = \frac{L_v \kappa^2 \bar{U} \rho_a (\bar{q}_{sfc} - \bar{q}_a)}{\ln\left(\frac{z_v - d_0}{z_{0v}}\right) \ln\left(\frac{z_m - d_0}{z_{0m}}\right)} = Ce L_v \rho_a \bar{U} (\bar{q}_{sfc} - \bar{q}_a) \quad (7.16)$$

où :

LE_{TM} est le flux de chaleur latente trouvé avec les transferts massiques [W / m^2]

Ce est un coefficient de transfert déterminé de façon empirique ou théorique [-] :

$$Ce = \frac{\kappa^2}{\ln\left(\frac{z_v - d_0}{z_{0v}}\right) \ln\left(\frac{z_m - d_0}{z_{0m}}\right)} \quad (7.17)$$

Il est important de noter que la dernière formulation dans l'équation 7.16 est l'expression de l'approche de transferts massiques (« bulk-transfer approach ») telle que décrite par Brutsaert (2005). Cette approche est typiquement utilisée au-dessus d'une surface d'eau libre, puisque l'humidité de surface peut être prise comme à saturation. Brutsaert (2005) spécifie que plusieurs études ont déterminé que le coefficient de transfert des océans est de l'ordre de $Ce \cong (1,2 \pm 0,3) \times 10^{-3}$, avec une mesure prise à une hauteur de 10 m. Cette valeur est aussi utilisable pour les lacs, mais il est plus avisé de caler le coefficient de façon indépendante sur chaque site.

La deuxième hypothèse sert à simplifier le nombre de données d'entrée nécessaires en faisant l'hypothèse d'une surface saturée en eau, comme c'est habituellement fait dans l'approche de transferts massiques. En effet, cette hypothèse permet de ne pas avoir à mesurer l'humidité à la surface, en la considérant comme au maximum de sa capacité. Conséquemment, elle se calcule selon l'équation constituante suivante :

$$\overline{q}_{sfc} = \frac{0,622}{p \left(e_s(T_{sfc}) \right)^{-1} - 0,378} \quad (7.18)$$

où :

p est la pression atmosphérique [Pa]

$e_s(T_{sfc})$ est la tension de vapeur à saturation évaluée avec la température de surface [Pa].

La troisième hypothèse touche les paramètres concernant la rugosité de la surface en présence, soit les termes z_{0m} et d_0 . Ceux-ci sont considérés constants, et leur évaluation découle d'approximations fréquemment utilisées (Brutsaert, 2005) :

$$z_{0m} = h_0 / 10 \quad (7.19)$$

$$d_0 = \frac{2}{3} h_0 \quad (7.20)$$

La longueur de rugosité pour la quantité de mouvement et la hauteur du plan de déplacement nul sont donc estimées à l'aide d'une hauteur de végétation moyenne h_0 . Cette dernière est évaluée selon le site d'étude et peut varier dans le temps, mais pas dans le cadre de cette étude.

La dernière hypothèse touche les paramètres de rugosité pour les scalaires de la température et de l'humidité z_{0t} et z_{0v} . Ceux-ci sont encore une fois considérés constants dans le temps, mais peuvent varier selon les sites d'études. Pour ce faire, ces longueurs de rugosité seront ajustées grâce aux paramètres κB_t^{-1} et κB_v^{-1} . Une description plus détaillée de ceux-ci est disponible à la section suivante (7.1.3).

Ces hypothèses simplificatrices permettent de résoudre les équations 7.14 à 7.16 avec seulement cinq séries temporelles de variables météorologiques et trois paramètres ajustables. Le fonctionnement est décrit à la section suivante.

7.1.3 Paramètres ajustables et optimisation

L'ajustement et l'optimisation du modèle sont possibles grâce aux deux paramètres κB_t^{-1} et κB_v^{-1} et aussi grâce à la hauteur moyenne de végétation h_0 . Les trois sont considérés constants dans le temps pour la simplicité du modèle, même si ce n'est probablement pas le cas (voir section 7.2.1). Le paramètre h_0 est obtenu par des observations sur le terrain.

D'abord introduits par Owen et Thompson (1963), les coefficients κB_t^{-1} et κB_v^{-1} expriment la différence entre la résistance de l'air au transfert de quantité de mouvement (r_{am}) et la résistance de l'air au transfert de température (r_{at}) ou d'humidité (r_{av}). Ces différences sont respectivement appelées les résistances d'excès r_{bt} et r_{bv} . En effet, la résistance de l'air aux transferts de scalaires est plus grande que celle au transfert de quantité de mouvement, si bien que des paramètres adimensionnels B_t^{-1} et B_v^{-1} peuvent être définis (Verma, 1989) :

$$B_t^{-1} = u_* (r_{at} - r_{am}) = u_* r_{bt} \quad (7.21)$$

$$B_v^{-1} = u_* (r_{av} - r_{am}) = u_* r_{bv} \quad (7.22)$$

Dans le cas de conditions neutres, les résistances d'excès r_{bt} et r_{bv} s'expriment par la fraction logarithmique de la longueur de rugosité de la quantité de mouvement sur celle des scalaires (Verma, 1989) :

$$r_{bt} = \frac{1}{\kappa u_*} \ln \left(\frac{z_{0m}}{z_{0t}} \right) \quad (7.23)$$

$$r_{bv} = \frac{1}{\kappa u_*} \ln \left(\frac{z_{0m}}{z_{0v}} \right) \quad (7.24)$$

Et donc, les coefficients κB_t^{-1} et κB_v^{-1} s'expriment selon les équations suivantes :

$$\kappa B_t^{-1} = \ln \left(\frac{z_{0m}}{z_{0t}} \right) \quad (7.25)$$

$$\kappa B_v^{-1} = \ln \left(\frac{z_{0m}}{z_{0v}} \right) \quad (7.26)$$

Plusieurs valeurs de ces paramètres sont disponibles dans la littérature, pour différents environnements. Le Tableau 7.1 présente des valeurs typiques.

Les auteurs de ces études dénotent aussi des caractéristiques importantes sur ces deux paramètres. Sugita et Brutsaert (1996) notent que la valeur κB_t^{-1} dépend de la méthode utilisée pour mesurer la température de la surface. Moriwaki et Kanda (2006) observent que κB_t^{-1} semble suivre un cycle diurne, avec un maximum en après-midi, au temps le plus chaud du jour. Ils dénotent également que κB_v^{-1} dépend du déficit en tension de vapeur de l'air VPD , de la vitesse de friction u_* et du temps écoulé depuis la dernière précipitation. Ces trois derniers facteurs peuvent en effet changer la disponibilité de l'eau en surface.

Il existe également beaucoup d'études tentant de modéliser les deux paramètres à l'aide de lois empiriques (Verma, 1989; Qualls et Brutsaert, 1996; Cahill *et al.*, 1997; Verhoef *et al.*, 1997; Crago *et al.*, 2005). Habituellement, ces lois dépendent du nombre de Reynolds de l'écoulement d'air local. Cet ouvrage ne se penche pas explicitement sur ces relations, puisque les paramètres ajustables sont gardés constants par simplicité (voir section 7.2.1).

Tableau 7.1 : Revue de littérature des valeurs des paramètres κB_t^{-1} et κB_v^{-1} selon les différents terrains

κB_t^{-1}		
Référence	Type de terrain	Valeur
Brutsaert (1982)	Surface végétale homogène	2
Kohsiek <i>et al.</i> (1993)	Plat semi-aride	3,68
Stewart <i>et al.</i> (1994)	Variation de 8 terrains semi-arides	3,5 - 12,5
Malhi (1996)	Vignes	6
	Buissons forestiers, arbres isolés	23
Sugita et Brutsaert (1996)	Petite colline végétale (printemps)	15
	Petite colline végétale (automne)	5
Verhoef <i>et al.</i> (1997)	Vignes	8
	Savane	12
Voogt et Grimmond (2000)	Zone industrielle	20 - 27
Mölder et Kellner (2002)	Tourbière ombrotrophe	3,2
Moriwaki et Kanda (2006)	Zone urbaine (banlieue)	7
Nadeau <i>et al.</i> (2009)	Zone urbaine (campus)	~6
κB_v^{-1}		
Référence	Type de terrain	Valeur
Brutsaert <i>et al.</i> (1990)	Prairie	7 - 12
Kotani et Sugita (2005)	Hauts herbes	7 - 34
	Forêt	14 - 27
Moriwaki et Kanda (2006)	Zone urbaine (banlieue)	40 - 600
Park <i>et al.</i> (2010)	Sol nu	0 - 10
	Prairie	10 - 30

Dans le cadre de cette étude, les paramètres κB_t^{-1} et κB_v^{-1} peuvent être optimisés ou estimés avec des valeurs provenant de la littérature. Toutefois, peu d'études font état d'une plage de valeurs de ces paramètres pour des tourbières, comme en fait foi le Tableau 7.1, où seule l'étude de Mölder

et Kellner (2002) traite de ce type d'environnement. Néanmoins, comme les données de la méthode CT sont présentes, l'optimisation est possible. Celle-ci est faite en faisant varier les paramètres κB_t^{-1} et κB_v^{-1} par incrémentation et en calculant à chaque pas les valeurs des flux du modèle. Les valeurs de κB_t^{-1} et κB_v^{-1} sont choisies pour que la régression linéaire des données modélisées en fonction des données observées soit le plus près possible de la ligne 1:1 (κB_v^{-1}) ou pour minimiser l'erreur moyenne normalisée (κB_t^{-1}). Il est important de noter que même s'il est présenté ici, le paramètre κB_t^{-1} est peu utilisé dans cette étude, puisque l'approche des transferts massiques est utilisée pour évaluer l'ET et non le flux de chaleur sensible. Sommairement, le paramètre κB_v^{-1} est un coefficient d'ajustement comparable aux coefficients α utilisés sur les modèles antérieurs d'estimation de l'ET. Les valeurs d'ET modélisées seront inversement proportionnelles à la grandeur de ce paramètre.

7.1.4 Fonctionnement et données d'entrée

Les cinq étapes menant à l'évaluation des flux de chaleurs sensible et latente sont les suivantes :

1. Trouver z_0 et d_0 à l'aide des équations 7.19 et 7.20 et d'une estimation de la hauteur de végétation moyenne h_0 .
2. Calculer l'humidité spécifique de surface $\overline{q_{sfc}}$ avec l'équation 7.18.
3. Obtenir la vitesse de friction u_* avec l'équation 7.14.
4. Estimer ou optimiser les paramètres κB_t^{-1} et κB_v^{-1} et obtenir z_{0t} et z_{0v} avec les équations 7.25 et 7.26.
5. Obtenir LE_{TM} avec l'équation 7.16.

Évidemment, l'ET est ensuite obtenue en divisant le flux de chaleur latente par la chaleur latente de vaporisation de l'eau.

Pour accomplir ces étapes, le modèle ne nécessite que cinq séries temporelles de variables météorologiques : la vitesse du vent U , la température de surface T_{sfc} , la température de l'air T_a , la pression atmosphérique p et l'humidité relative de l'air RH_a . En plus de ces séries temporelles, l'approche des transferts massiques nécessite aussi des valeurs constantes, dépendantes du site d'étude : la hauteur de végétation moyenne h_0 et le paramètre κB_v^{-1} . Cette complexité est à mi-chemin entre celle de Hargreaves-Samani et celle de Priestley-Taylor. Ce dernier modèle

nécessite la radiation nette et le flux de chaleur dans le sol, deux composantes complexes à mesurer, mais ne nécessite pas de mesures de la température du sol ou de la vitesse du vent.

7.1.5 Incertitude du modèle

L'incertitude majeure du modèle tient d'abord dans son hypothèse de base de la quasi-neutralité permanente. Étant donné le montage expérimental en présence pour les trois sites d'étude, soit une tour à flux utilisant la méthode CT, il est possible de connaître la stabilité véritable ζ en présence et ainsi prévoir l'erreur du modèle. Ceci est possible en isolant LE_{MOST} dans l'équation 7.13, puis en remplaçant la valeur de la vitesse de friction de l'équation 7.11 :

$$LE_{MOST} = \frac{L_v \kappa^2 \bar{U} \rho_a (\bar{q}_{sfc} - \bar{q}_a)}{\left[\ln\left(\frac{z_m - d_0}{z_{0m}}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_m - d_0}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z_v - d_0}{z_{0v}}\right) - \Psi_v\left(\frac{z_v - d_0}{L}\right) + \Psi_v\left(\frac{z_{0v}}{L}\right) \right]} \quad (7.27)$$

Pour connaître l'erreur relative due à la stabilité δ_s , on prendra LE_{MOST} comme étant la valeur « réelle » et la valeur de l'équation 7.16 comme étant la valeur estimée :

$$\delta_s = \frac{|LE_{MOST} - LE_{TM}|}{LE_{MOST}} \quad (7.28)$$

qui peut se simplifier après quelques manipulations algébriques par :

$$\delta_s = \frac{|S_1 - S_2|}{S_1} \quad (7.29)$$

où :

$$S_1 = \ln\left(\frac{z_m - d_0}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_v - d_0}{z_{0v}}\right) \quad (7.30)$$

$$S_2 = \left[\ln\left(\frac{z_m - d_0}{z_{0m}}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_m - d_0}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z_v - d_0}{z_{0v}}\right) - \Psi_v\left(\frac{z_v - d_0}{L}\right) + \Psi_v\left(\frac{z_{0v}}{L}\right) \right] \quad (7.31)$$

La quantification de cette erreur permet de déterminer l'incertitude du modèle selon la stabilité atmosphérique, en plus de quantifier la validité de l'hypothèse de la quasi-neutralité permanente (voir section 7.2.1).

Le modèle est aussi probablement biaisé par l'hypothèse d'une surface saturée en eau, ce qui n'est évidemment pas toujours le cas. Théoriquement, cette hypothèse pourrait causer une surestimation du flux évaporatif. L'erreur associée à celle-ci est toutefois difficile à mesurer, puisqu'aucune mesure directe de l'humidité de la surface n'est faite. Par contre, en connaissant l'ET observée par la méthode CT et tous les autres paramètres de l'équation 7.13, il est possible d'isoler une humidité spécifique de surface théorique, $q_{sfc,théorique}$:

$$q_{sfc,théorique} = \left(\frac{LE_{CT}}{L_v \kappa u_* \rho_a} \right) \left[\ln \left(\frac{z_v - d_0}{z_{0v}} \right) - \Psi_v \left(\frac{z_v - d_0}{L} \right) + \Psi_v \left(\frac{z_{0v}}{L} \right) \right] + q_a \quad (7.32)$$

où :

LE_{CT} est le flux de chaleur latente mesuré avec la méthode CT [W / m^2].

Cette humidité spécifique théorique de surface n'est toutefois pas à considérer comme étant une valeur réelle. Elle découle quand même d'un modèle dont le résultat dépend de plusieurs paramètres ajustés (z_{0v} et d_0). Pour cette raison, il arrive que la valeur de $q_{sfc,théorique}$ soit supérieure à celle d'une surface saturée, ce qui n'est logiquement pas plausible. Ces valeurs seront donc retirées de l'analyse subséquente.

Grâce à cette humidité théorique, il est possible d'obtenir un terme d'erreur tenant compte de la saturation de la surface, δ_{sfc} :

$$\delta_{sfc} = \frac{|LE_{CT(par MOST)} - LE_{TM}|}{LE_{CT(par MOST)}} = \frac{|q_{sfc,théorique} - q_{sfc,saturé}|}{q_{sfc,théorique} - q_a} \quad (7.33)$$

La quantification de cette erreur permet de déterminer l'incertitude du modèle selon l'humidité de surface, en plus de quantifier la validité de l'hypothèse de la saturation de surface (voir section 7.2.1).

7.2 Résultats et discussions

Les méthodes antérieures d'estimation de l'ET ont toutes leurs qualités et leurs défauts : elles peuvent prédire l'ET avec une grande justesse, mais demander des données nombreuses et complexes en entrée (Penman-Monteith, Penman, Priestley-Taylor), ou elles peuvent demeurer simple en application, mais perdre en précision (Hargreaves-Samani, Linacre, Thornthwaite), alors que certaines formulations encore plus simples ont tellement de coefficients empiriques que leurs performances sont largement dépendantes du site d'étude analysé (Hydro-Québec).

Cette section présente les résultats de modélisation de l'alternative proposée aux modèles antérieurs : l'approche des transferts massiques. Le Tableau 7.2 présente les variables ajustées et les performances du modèle pour les trois sites d'étude, aux échelles journalière et demi-horaire. À titre indicatif, une comparaison est également faite avec les modèles se rapprochant le plus de l'approche des transferts massiques selon le nombre de données d'entrées, soit Priestley-Taylor (plus demandant) et Hargreaves-Samani (moins demandant). Ce dernier modèle n'est toutefois pas disponible à l'échelle demi-horaire.

La section présente d'abord une vérification de la plausibilité des hypothèses de modélisation posées à la section 7.1.2. Ensuite, les résultats détaillés de chacun des sites d'étude sont présentés, d'abord à l'échelle journalière, puis à l'échelle demi-horaire.

Tableau 7.2 : Résultats de modélisation du modèle des transferts massiques

Paramètres de modélisation			
Résultats	Nécopastic	Mer Bleue	Western Peatland
Pourcentage de périodes neutres	76,1	42,8	40,1
κB_v^{-1} (journalier)	10,9	21,4	23,8
κB_v^{-1} (demi-horaire)	11,0	17,6	22,7
κB_t^{-1} (demi-horaire)	3,9	-	11,5
Ce (journalier) ($\times 10^{-3}$)	2,32	1,56	2,26
Ce (demi-horaire) ($\times 10^{-3}$)	2,31	1,83	2,36
h_0	0,5	0,32	4,02
Performances journalières			
Résultats	Nécopastic	Mer Bleue	Western Peatland
Transferts massiques	0,16	0,27	0,31
NME Priestley-Taylor	0,10	0,05	0,21
Hargreaves-Samani	0,26	0,26	0,29
Transferts massiques	0,82	0,43	0,59
R ² Priestley-Taylor	0,92	0,81	0,69
Hargreaves-Samani	0,59	0,20	0,45
Transferts massiques	0,55	0,85	0,75
RMSE [mm] Priestley-Taylor	0,44	0,32	0,50
Hargreaves-Samani	0,67	0,76	0,67
Performances demi-horaires			
Résultats	Nécopastic	Mer Bleue	Western Peatland
Transferts massiques	0,44	0,50	0,52
NME Priestley-Taylor	0,46	0,08	0,43
Transferts massiques	0,74	0,60	0,66
R ² Priestley-Taylor	0,84	0,88	0,83
Transferts massiques	0,03	0,05	0,04
RMSE [mm] Priestley-Taylor	0,03	0,02	0,02

7.2.1 Vérification de la validité des hypothèses posées

Il y a quatre hypothèses posées pour calculer l'ET à l'aide de l'approche des transferts massiques : (i) la quasi-neutralité se produit en tout temps; (ii) l'humidité relative de la surface est toujours à 100%; (iii) les paramètres de rugosité de la surface sont fixes et fonctions de la hauteur moyenne de végétation h_0 ; et (iv) la longueur de rugosité scalaire z_{0v} est fixe et calculée avec le paramètre ajustable κB_v^{-1} . Les trois premières hypothèses sont vérifiées dans cette section.

Il est important de noter qu'au cours de cette étude, les paramètres κB_t^{-1} et κB_v^{-1} sont pris comme constants et que c'est un choix qui est fait pour simplifier la modélisation. Tel que vu à la section 7.1.3, il est possible d'ajuster ceux-ci selon certains paramètres atmosphériques. Toutefois, plusieurs des formulations disponibles ont été testées sur les trois sites et n'amélioreraient pas significativement les résultats l'approche des transferts massiques. Comme le choix d'un paramètre κB_v^{-1} fixe donne une modélisation de qualité égale à celle utilisant un κB_v^{-1} variable, l'hypothèse d'une longueur de rugosité scalaire z_{0v} constante n'est pas vérifiée dans ce document.

7.2.1.1 Quasi-neutralité

L'idée d'utiliser l'approche des transferts massiques découle de l'observation de conditions quasi neutres très fréquentes sur la tourbière Nécopastic. À ce titre, la section 5.1 démontre bien la pertinence de l'hypothèse de quasi-neutralité invariante temporellement. Ces conditions atmosphériques sont retrouvées 76,1%, 42,8% et 40,1% du temps respectivement pour les sites Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland.

Il est aussi possible d'évaluer la validité de cette hypothèse en regardant la distribution de l'erreur due à la stabilité atmosphérique δ_s (voir section 7.1.5). Celle-ci est exposée à la Figure 7.1.

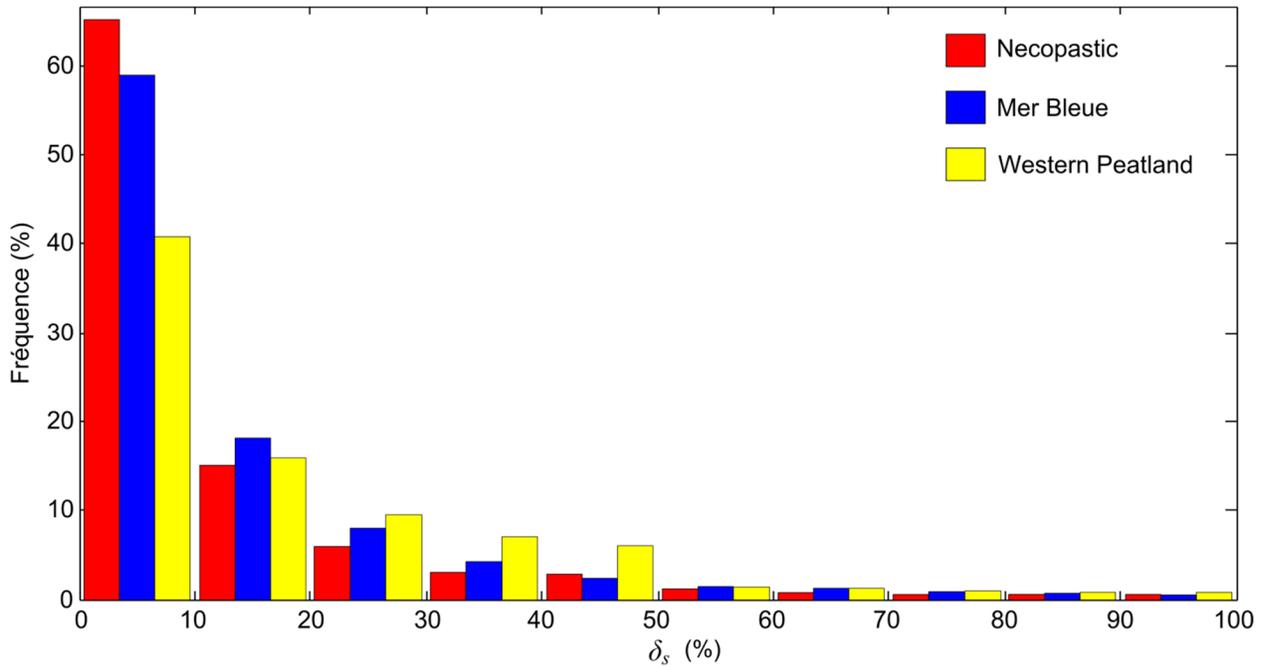


Figure 7.1 : Distribution de l’erreur due à la stabilité atmosphérique δ_s pour tous les sites (0-100%)

Ce graphique démontre que δ_s semble dépendre du pourcentage total de périodes sous conditions quasi neutres. En effet, l’erreur est minimale (entre 0% et 10%) pour près de 65% du temps (échelle demie horaire) sur Nécopastic, alors que cette valeur diminue à environ 59% et 40% pour Mer Bleue et Western Peatland respectivement. Les valeurs moyennes de δ_s sont de 11%, 13% et 18% et les valeurs médianes sont de 5,3%, 7,6% et 15,7% pour respectivement Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland.

Le lien entre δ_s et le paramètre de stabilité ζ dépend de trois facteurs : les hauteurs de mesure du vent z_m et de l’humidité z_v , les paramètres de rugosité (d_0 , z_{0m} , z_{0v}) et les fonctions Ψ_m et Ψ_v . Il est donc possible de tracer la courbe de δ_s en fonction de ζ , pour chacun des sites, ce qui est fait à la Figure 7.2. Celle-ci permet de remarquer que l’erreur δ_s prend des valeurs beaucoup plus importantes dans des situations très stables ($\zeta > 0,5$), comparativement à dans des situations très instables ($\zeta < -0,5$). De plus, les courbes de δ_s sont semblables pour les trois sites, sauf dans des cas extrêmement stables.

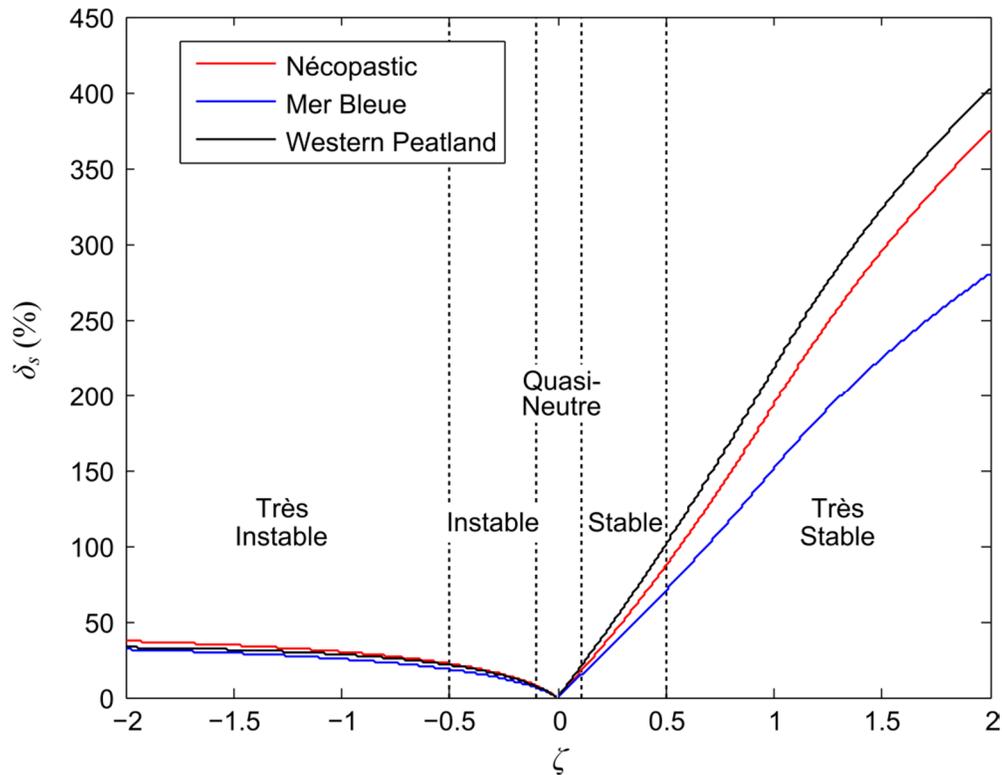


Figure 7.2 : Variation de l'erreur due à la stabilité δ_s en fonction du paramètre de stabilité ζ

Il est important de noter que les larges erreurs occasionnées en conditions très stables ont un faible impact sur les résultats finaux de l'ET, puisque celle-ci est habituellement très faible dans de telles conditions atmosphériques. Il va sans dire que l'erreur associée à une hypothèse de quasi-neutralité permanente peut prendre de larges valeurs. Toutefois, la récurrence de celles-ci est faible, ce qui permet de justifier l'hypothèse posée.

7.2.1.2 Surface saturée

L'hypothèse d'une surface saturée découle d'un souci de simplification dans l'approche des transferts massiques pour éviter d'avoir à mesurer l'humidité de la surface. Par contre, il est évident que la surface n'est pas toujours saturée, et ce surtout pour les sites Mer Bleue et Western Peatland, où la nappe phréatique n'est jamais au-dessus de 30 cm sous la surface. Cette section vérifie donc la validité de cette hypothèse et tente de quantifier l'erreur y étant associée.

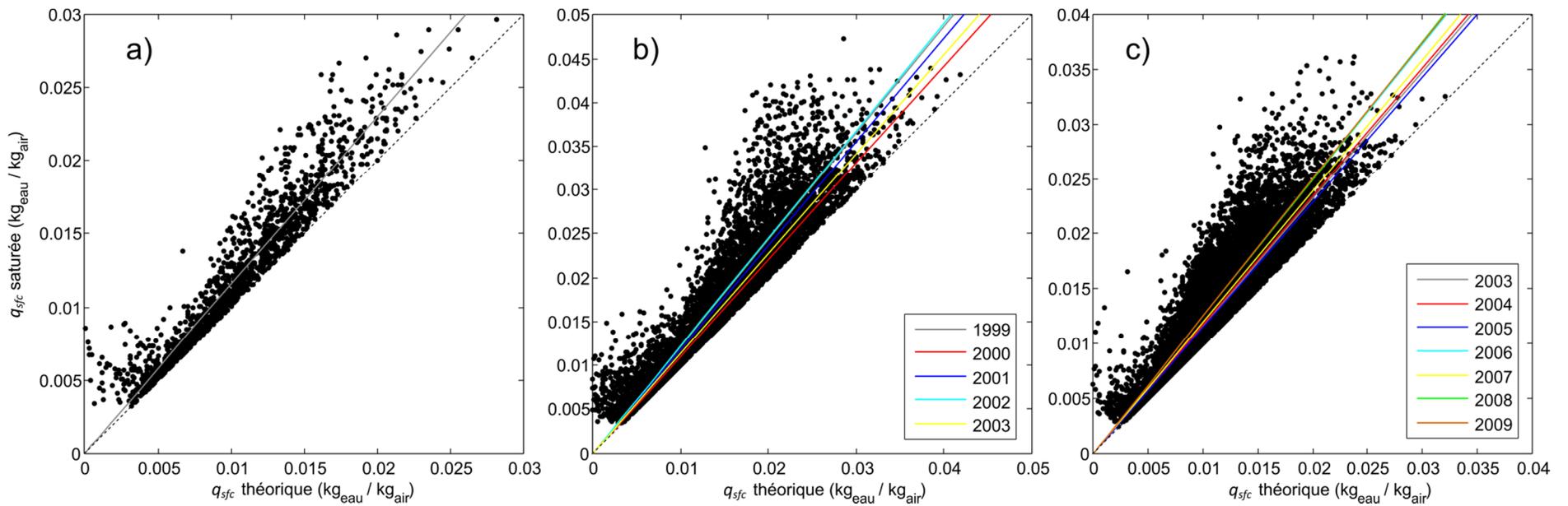


Figure 7.3 : Comparaison de l'humidité spécifique de surface saturée utilisée et de l'humidité spécifique de surface théorique pour : (a) Nécopastic (2012) ; (b) Mer Bleue (1999 – 2003) ; et (c) Western Peatland (2003 – 2009) (ligne pointillée : ligne 1:1 ; lignes pleines : régressions linéaires des moindres carrés)

La Figure 7.3 présente la comparaison de l'humidité spécifique de la surface saturée avec l'humidité spécifique de surface théorique calculée selon la méthode présentée à la section 7.1.5. Il est utile de rappeler que l'humidité de surface saturée dépend de la température de surface seulement. Également, les cas où $q_{sfc,théorique} > q_{sfc,saturée}$ ont été retirés de l'analyse, ce qui explique une coupure le long de la ligne 1:1. Pour les sites Mer Bleue et Western Peatland, la régression linéaire avec origine fixée à zéro est tracée pour chaque été de mesure.

La nappe phréatique du site Mer Bleue est relativement stable d'été en été (~54 cm sous la surface en moyenne) sauf pour les étés 2000 (~ -35 cm) et 2003 (~ -50 cm). Conséquemment, ces étés sont ceux où l'hypothèse d'une saturation de la surface surestime le moins l'humidité spécifique théorique, comme le montrent les pentes plus faibles. Une tendance semblable est observable sur Western Peatland, où les étés 2003 à 2005 ont une nappe phréatique relativement stable en moyenne (~ -30 cm) alors qu'une augmentation de la profondeur est ensuite observée (2006 : ~ -46 cm ; 2007 : ~ -50 cm ; 2008 : ~ -55 cm ; 2009 : ~ -66 cm). Les pentes des courbes augmentent elles aussi avec le temps. Ceci laisse donc croire, comme la logique le dicte, qu'une nappe phréatique plus profonde induit le fait que la supposition d'une surface saturée est une surestimation de l'humidité de surface.

La Figure 7.4 présente la distribution de l'erreur due à la surface saturée δ_{sfc} pour les trois sites d'études. Les valeurs de δ_{sfc} sont prises en absolu et sont bornées à 100%, puisque peu de valeurs sont au-dessus. Une observation rapide de ce graphique montre une distribution beaucoup plus étendue de l'erreur, spécialement en comparaison avec celle due à la stabilité atmosphérique δ_s (Figure 7.1). Encore une fois, l'erreur se concentre dans de plus basses valeurs pour Nécopastic que pour les deux autres sites, ce qui est fort probablement dû à la nappe phréatique nettement plus haute.

À première vue, ce graphique semble démontrer que d'assumer une surface saturée serait une plus grande source d'erreur que d'assumer la quasi-neutralité permanente. D'un point de vue physique, l'idée est plausible : les trois sites sont certainement plus souvent quasi neutres que totalement humides en surface, particulièrement pour un site très sec comme Western Peatland, où les précipitations sont généralement faibles. Il faut cependant rappeler que les deux calculs d'erreur ne sont pas comparables directement.

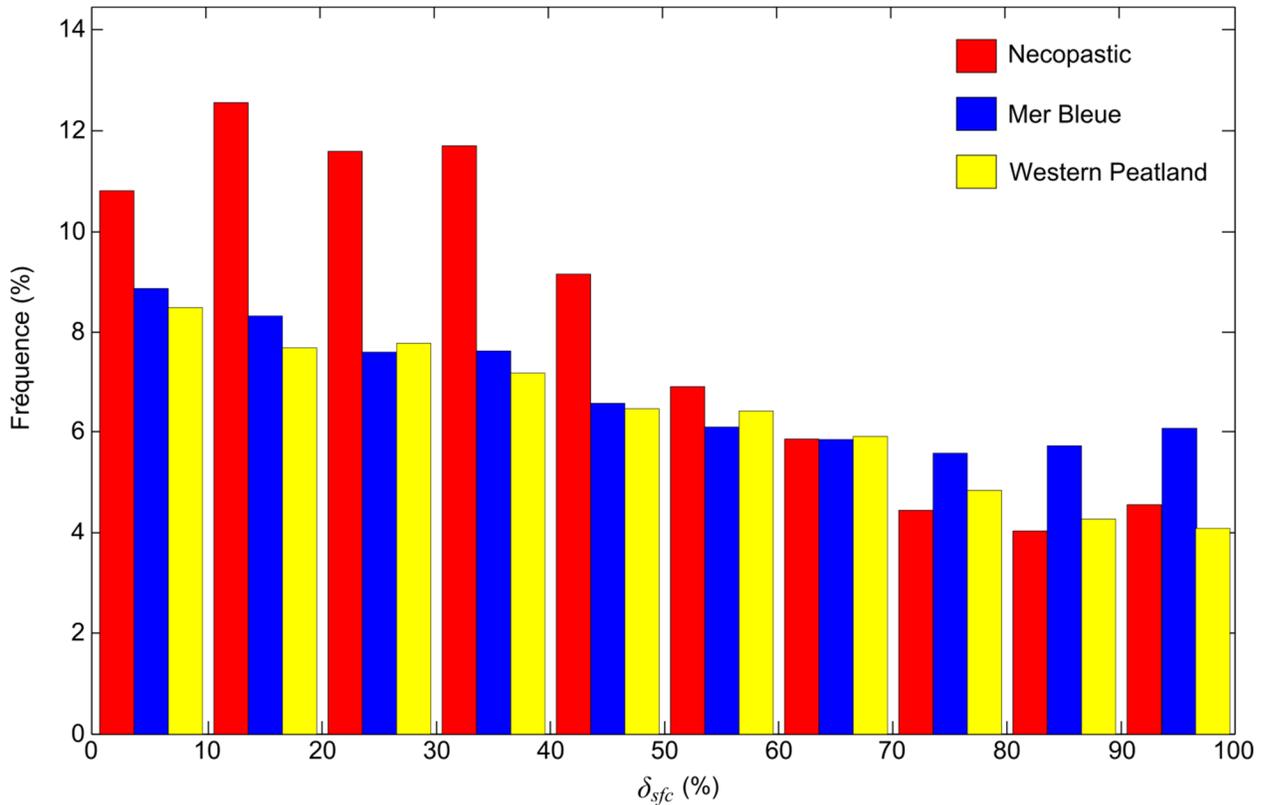


Figure 7.4 : Distribution de l'erreur due à l'humidité de surface δ_{sfc} pour tous les sites (0-100%)

L'erreur due à la stabilité est une comparaison de la réponse du modèle des transferts massiques avec et sans la prise en compte de la stabilité atmosphérique. De son côté, l'erreur due à l'humidité de surface est une comparaison de l'ET observée, exprimée avec le modèle des transferts massiques, et de celle pour une surface saturée, aussi exprimée avec l'approche des transferts massiques. La différence fondamentale entre ces deux erreurs réside dans le fait que la deuxième se compare aux résultats « réels », alors que ce n'est pas le cas pour la première. Ceci peut aussi expliquer une erreur δ_{sfc} plus importante en proportion.

Au final, la distribution très étalée de δ_{sfc} ne peut permettre de conclure que l'hypothèse d'une surface saturée est inadéquate, sans permettre non plus de la juger adéquate. Le calcul de cette erreur dépend de paramètres de modélisation ajustables (z_{0v} et d_0) qui, en prenant d'autres valeurs, pourrait faire en sorte que l'erreur diminue. Elle est somme toute un indicateur de l'influence possiblement non-négligeable d'assumer une surface saturée. Elle tend également à confirmer qu'une nappe phréatique élevée semble réconforter la validité de l'hypothèse. De

façon générale, confirmer ou infirmer cette hypothèse dépendrait essentiellement d'une mesure directe de l'humidité de surface, ce qui n'est pas simple à obtenir.

7.2.1.3 Rugosité de surface fonction de la hauteur de végétation moyenne

Cette hypothèse est usuelle en micrométéorologie (Brutsaert, 2005), mais il convient néanmoins d'en vérifier la pertinence. Pour le site Nécopastic, des observations terrains ont permis d'estimer la hauteur de végétation moyenne h_0 à 0,5 m. Cette estimation demeure toutefois très arbitraire, puisqu'aucun recensement rigoureux des espèces et surtout de leur hauteur n'a été fait. Néanmoins, il est possible de connaître la valeur théorique de la longueur de rugosité z_{0m} avec l'équation 7.14. En effet, chacun des termes de cette équation est connu, puisque le montage de la méthode CT donne une valeur précise de la vitesse de friction u_* . Évidemment, le plan de déplacement nul d_0 dépend aussi de h_0 , mais dans son cas, l'hypothèse de sa valeur $d_0 = (2/3)h_0$ est cette fois-ci nettement répandue et acceptée (Brutsaert, 2005).

Le calcul de z_{0m} est effectué et tracé dans un histogramme de type « rose des vents », à la Figure 7.5. La médiane de chaque tranche est affichée sur le côté droit de la figure. Ici, le choix de la médiane est fait puisque z_{0m} peut prendre des valeurs aberrantes très élevées qui faussent la moyenne. Ces médianes varient de 0,0272 (#14) à 0,0928 (#12). Par contre, dans la direction des vents dominants, la médiane est près de $h_0 / 10$. Globalement, l'hypothèse semble satisfaisante compte tenu de l'avantage qu'elle offre en simplicité sur ce site.

Pour les autres sites, les métadonnées fournies ne comportaient pas de mesures précises d'une hauteur moyenne de végétation. Pour l'obtenir, un processus itératif d'optimisation est utilisé. D'abord, une valeur initiale de h_0 est fixée, avec laquelle d_0 est calculé selon l'équation de notre hypothèse. Ensuite, cette valeur est insérée dans l'équation 7.14 pour créer une distribution de z_{0m} . La médiane de cette distribution est ensuite utilisée pour calculer une valeur de h_0 et le processus recommence jusqu'à la convergence. Ceci a permis de trouver les valeurs de h_0 introduites au Tableau 7.2, soit 0,32 m et 4,02 m pour respectivement Mer Bleue et Western Peatland. Ces valeurs appuient la validité de l'hypothèse posée, en plus d'être physiquement acceptable selon les descriptions sommaires des végétations en présence sur les sites.

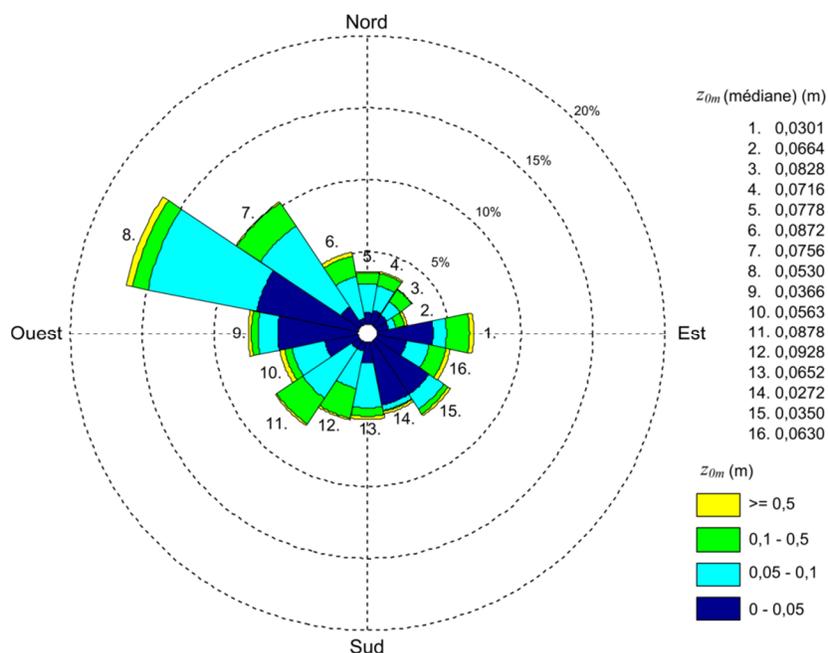


Figure 7.5 : Histogramme de type « rose des vents » de la longueur de rugosité z_{0m} sur le site Nécopastic, été 2012

Finalement, l'hypothèse d'utiliser une hauteur de végétation fixe durant l'été semble plausible, puisqu'aucune tendance notable n'est détectée vers une augmentation ou diminution de celle-ci, que ce soit de façon intra-annuelle ou interannuelle. Il faut par contre noter que la rugosité augmente théoriquement avec l'apparition du feuillage durant l'été.

7.2.2 Échelle journalière

Le modèle des transferts massiques calcule les valeurs d'ET à l'échelle demi-horaire, et une sommation de toutes les périodes de la journée permet d'obtenir une valeur d'ET journalière. D'un point de vue hydrologique, le calcul de valeurs d'ET à échelle journalière est adéquat, car il s'agit d'un pas de temps fréquemment utilisé en modélisation hydrologique. La performance de l'approche des transferts massiques à cette échelle est donc d'une grande importance dans un contexte de gestion des ressources en eau.

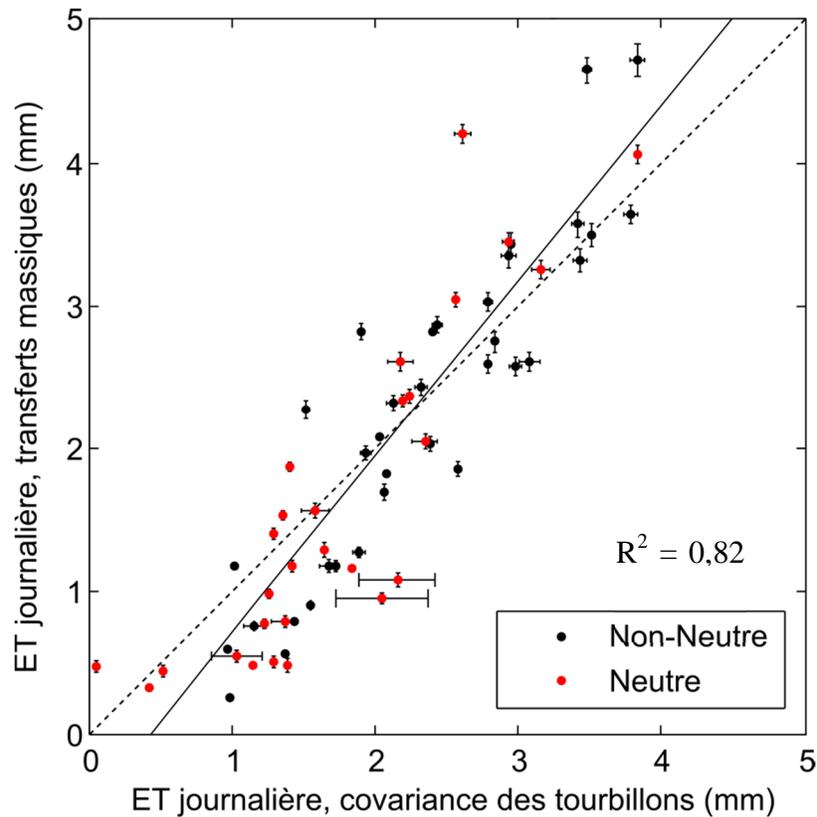


Figure 7.6 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et l'approche des transferts massiques (journalier) sur Nécopastic (ligne pointillée : ligne 1:1 ; ligne pleine : régression linéaire des moindres carrés)

Le modèle obtient ces meilleures performances à cette échelle, particulièrement pour le site Nécopastic. La Figure 7.6 présente la comparaison des valeurs d'ET du modèle avec celle de la méthode CT, alors que la Figure 7.7 présente les mêmes résultats pour Mer Bleue et Western Peatland. Sur le graphique du site Nécopastic, l'erreur sur les valeurs observées (axe des x) est calculée par le logiciel EddyPro® grâce à la technique d'estimation des incertitudes aléatoires (Finkelstein et Sims, 2001), alors que l'erreur sur les valeurs modélisées (axe des y) est la somme de l'incertitude des appareils de mesures et de l'erreur due à la stabilité atmosphérique δ_s .

De plus, sur ces figures, les journées identifiées comme étant neutres sont celles où une proportion de périodes de 30 minutes (fonction du site) est sous conditions quasi neutres ($0,1 < \zeta < 0,1$). La proportion utilisée est la même que la proportion totale de périodes quasi neutres sur l'ensemble des étés de mesure (Nécopastic : 76,1% ; Mer Bleue : 42,8% ; Western Peatland : 40,1%). Dans les trois graphiques, il ne semble pas y avoir de tendance précise sur l'influence d'une prépondérance de périodes quasi neutres durant la journée (points rouges) en

comparaison de journées non neutres (points noirs). Tel que précisé, l'influence de la quasi-neutralité est nettement plus visible à l'échelle demi-horaire.

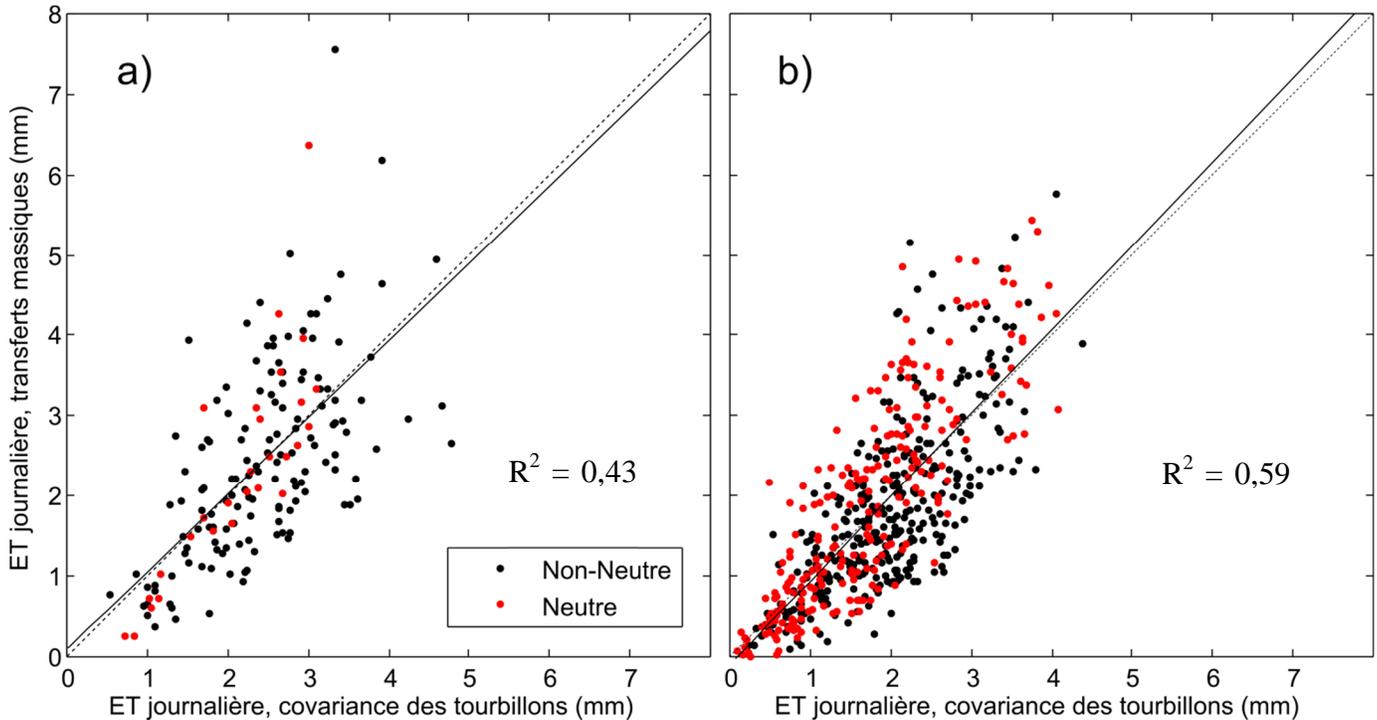


Figure 7.7 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et l'approche des transferts massiques (journalier) sur a) Mer Bleue ; et b) Western Peatland (ligne pointillée : ligne 1:1 ; ligne pleine : régression linéaire des moindres carrés)

Ces graphiques, ainsi que les indicateurs statistiques du Tableau 7.2, démontrent que l'approche des transferts massiques offre une bonne alternative au modèle Priestley-Taylor, avec une NME légèrement supérieure, particulièrement pour les sites Nécopastic et Western Peatland. Évidemment, les modèles basés sur le bilan d'énergie ont de meilleures performances étant donnée l'addition en entrée de la radiation nette, qui est un important facteur d'influence de l'ET. Logiquement, la qualité des estimations de l'approche des transferts massiques semble proportionnelle à la proportion de périodes quasi neutres. Cette relation est toutefois plus visible à l'échelle demi-horaire (section 7.2.3). Le modèle explique toutefois une plus grande partie de la variance que Hargreaves-Samani, qui utilise pourtant sensiblement les mêmes données d'entrée, mais à l'échelle journalière.

Une observation des Figures 7.6 et 7.7 montre que le modèle des transferts massiques semble surestimer l'ET lorsque les valeurs observées et modélisées sont au-dessus de 3 mm pour les trois sites. Cette surestimation est d'environ ~18%, ~20% et ~18% pour Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland, respectivement. Ceci explique les plus grandes valeurs de RMSE, puisque cet indicateur statistique est sensible aux erreurs sur les valeurs élevées. Il est à noter que la surestimation est évaluée comme la moyenne des écarts relatifs entre les valeurs simulées et observées. Cette surestimation est possiblement causée par l'hypothèse de la surface saturée, puisque lors des journées de forte ET, soit celle où la radiation solaire est la plus forte, il y a fort à parier que la surface soit sèche. Cette erreur ne semble pas visible sur le site Nécopastic, possiblement une conséquence de la nappe phréatique toujours près du sol.

Toutefois, aucune corrélation claire n'est observable avec la hauteur de la nappe phréatique, ce qui est possiblement le signe que ce n'est pas le seul facteur influençant l'humidité de la surface. La pluie, par exemple, est certainement un facteur influençant l'eau disponible pour évaporation en surface. À titre indicatif, sur Nécopastic, les deux points avec la valeur en y la plus élevée sur la Figure 7.6, qui surestiment de façon importante l'ET réelle, sont ceux du 28 juin et du 11 août 2012, deux journées précédées par plusieurs autres sans pluies, qui ont certainement pu assécher la tourbe de surface. Cette constatation est aussi vraie pour les trois points les plus élevés sur le site Mer Bleue (10 août 2001, 4 juillet 2002 et 23 août 2003). Les cinq points les plus élevés du Western Peatland surviennent aux dates suivantes : 30 juin et 22 juillet 2006, 1^{er} et 5 juillet 2007, 1^{er} juillet 2008. Ces trois dernières dates sont bel et bien précédées par une absence de pluie pendant quelques jours. Les deux premières sont toutefois précédées de journées très pluvieuses (5,4 mm le 29 juin 2006 ; entre 4 et 5 mm le 18 et le 19 juillet 2006). Néanmoins, une observation détaillée démontre que ces épisodes de pluies sont des orages violents qui durent très peu de temps. Il est possible que ces pluies courtes et intenses s'évaporent rapidement sans gorgier la partie supérieure de la tourbe, ou alors qu'il y ait ruissellement.

Les paramètres optimisés κB_v^{-1} à l'échelle journalière tombent dans les gammes possibles présentées à la section 7.1.3. Encore une fois, l'écart entre les trois sites est possiblement causé par la différence significative d'humidité à la surface, puisque le paramètre κB_v^{-1} est une expression de la résistance de l'air à recevoir de l'humidité, qui est probablement dépendante de l'humidité disponible à la surface pour évaporation. Les paramètres C_e de l'approche des

transferts massiques sont plus élevés que la valeur de référence au-dessus des océans (~0,0012), ce qui renforce l'importance d'un calage de celui-ci.

7.2.3 Échelle demi-horaire

Si l'échelle journalière revêt une importance particulière dans le domaine hydrologique, l'échelle demi-horaire est celle qui permet la comparaison la plus complète avec les résultats de la méthode CT. Également, le plus grand nombre de points disponibles rend l'analyse statistique plus robuste. Finalement, l'étude du bilan d'énergie est beaucoup plus précise et pertinente à cette échelle qu'à la journée, étant donné la grande variation de chacun des termes selon le cycle diurne. Toutefois, ce travail de recherche se concentre sur l'ET et donc sur le flux de chaleur latente principalement.

Les Figures 7.8 à 7.10 présentent la comparaison des résultats d'ET par l'approche des transferts massiques et par la méthode CT, pour les trois sites d'étude. Le graphique de gauche de chacune des figures montre une séparation des points selon les conditions de stabilité atmosphérique, alors que le graphique de droite sépare les points selon le jour et la nuit. Les droites pleines représentent les régressions linéaires des points de même couleur, alors que les droites pointillées sont les régressions linéaires de l'ensemble des points.

Les performances du modèle des transferts massiques (Tableau 7.2) à l'échelle demi-horaire diminuent de façon importante au niveau de la NME pour tous les sites par rapport à l'échelle journalière, ce qui est aussi aisément visible sur les graphiques, où les points sont nettement plus dispersés autour de la ligne 1:1. Par contre, pour les sites Mer Bleue et Western Peatland, le modèle explique mieux la variance des données, avec des valeurs respectives de R^2 égale à 0,60 et 0,66. Sur le site Nécopastic, le modèle se compare avantageusement à Priestley-Taylor. La comparaison est toutefois moins avantageuse sur Western Peatland, et les performances de très haute qualité du modèle Priestley-Taylor sur Mer Bleue sont difficiles à reproduire. Il est toutefois utile de rappeler que pour le site Mer Bleue, les données de radiation nette ne sont disponibles que pour l'été 2003. Comme Priestley-Taylor nécessite ces données en entrée, le nombre de points de comparaison entre le modèle et les données observées est sensiblement réduit, ce qui facilite l'ajustement du coefficient α du modèle.

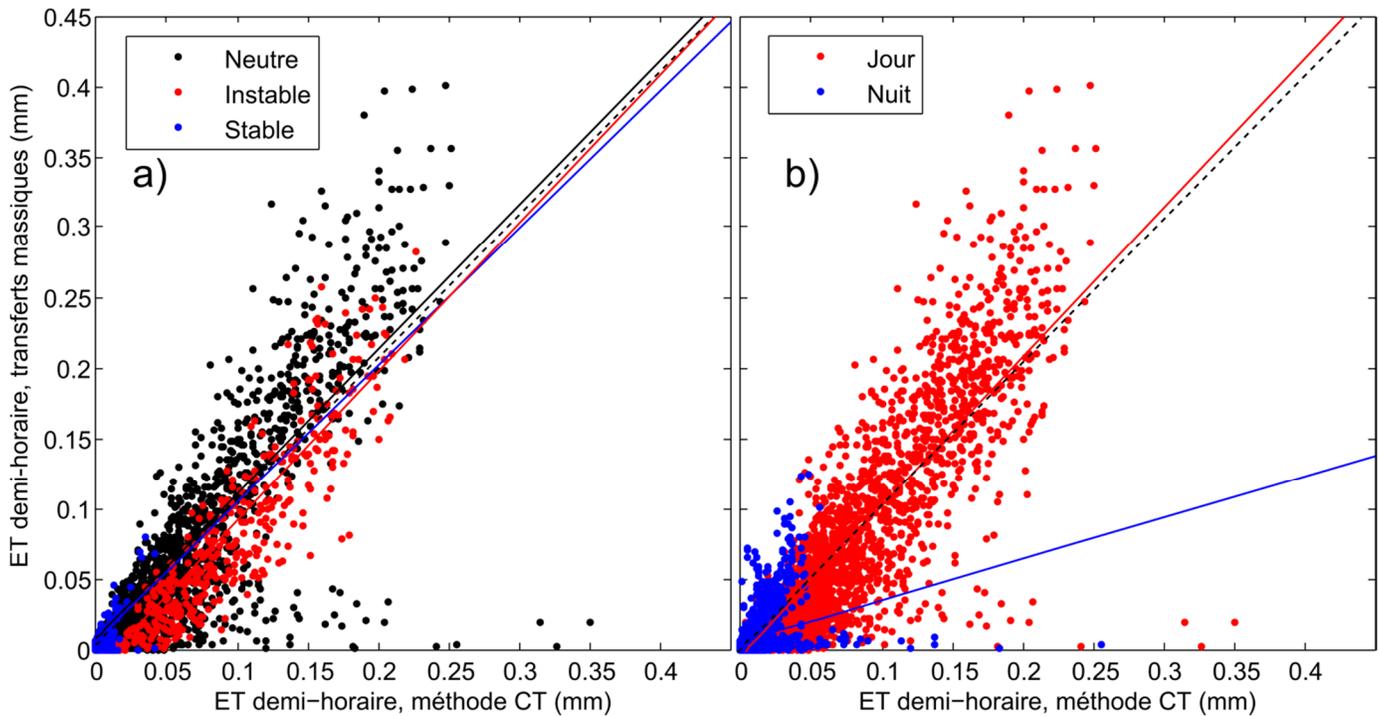


Figure 7.8 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et l'approche des transferts massiques (demi-horaire) sur Nécopastic, classification par : (a) stabilité atmosphérique ; et (b) jour et nuit (ligne pointillée : régression linéaire des moindres carrés pour tous les points ; lignes pleines : régressions linéaires des moindres carrés pour les points de même couleur)

Les conditions de stabilité atmosphérique sont présentes en différentes proportions sur chacun des sites, mais une tendance est néanmoins visible : l'approche des transferts massiques surestime l'ET en conditions quasi neutres, mais la sous-estime en situation instable. Cette tendance est difficile à détecter sur le site Nécopastic, étant donné le faible nombre de périodes instables ou stables. Plus précisément, une surestimation relative de ~5%, ~24% et ~26% est observée lors des périodes quasi neutres pour respectivement Nécopastic, Mer Bleue et Western Peatland, alors que les conditions instables voient une sous-estimation relative de ~16%, ~27% et ~26% pour les trois sites dans le même ordre. Le résultat global du modèle semble donc atteindre un équilibre entre ces deux situations, qui est fort probablement causé par le processus d'optimisation du paramètre κB_v^{-1} . On peut donc penser que la surestimation en conditions quasi neutres est un artéfact causé par l'optimisation. Lors des conditions stables, une importante surestimation relative est aussi observable (~63%, ~24%, ~109%, dans le même ordre), mais les faibles valeurs de l'ET en de telles situations donnent un plus grand poids aux larges erreurs.

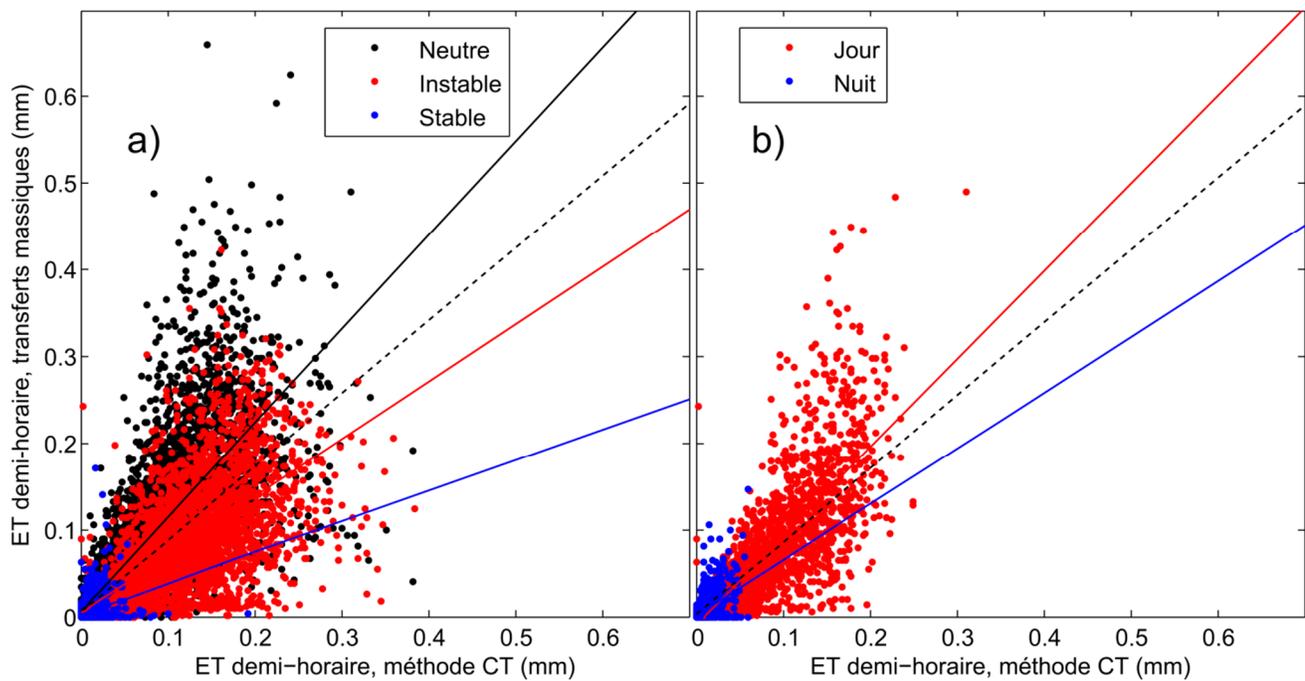


Figure 7.9 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et l'approche des transferts massiques (demi-horaire) sur Mer Bleue, classification par : (a) stabilité atmosphérique ; et (b) jour et nuit (ligne pointillée : régression linéaire des moindres carrés pour tous les points ; lignes pleines : régressions linéaires des moindres carrés pour les points de même couleur)

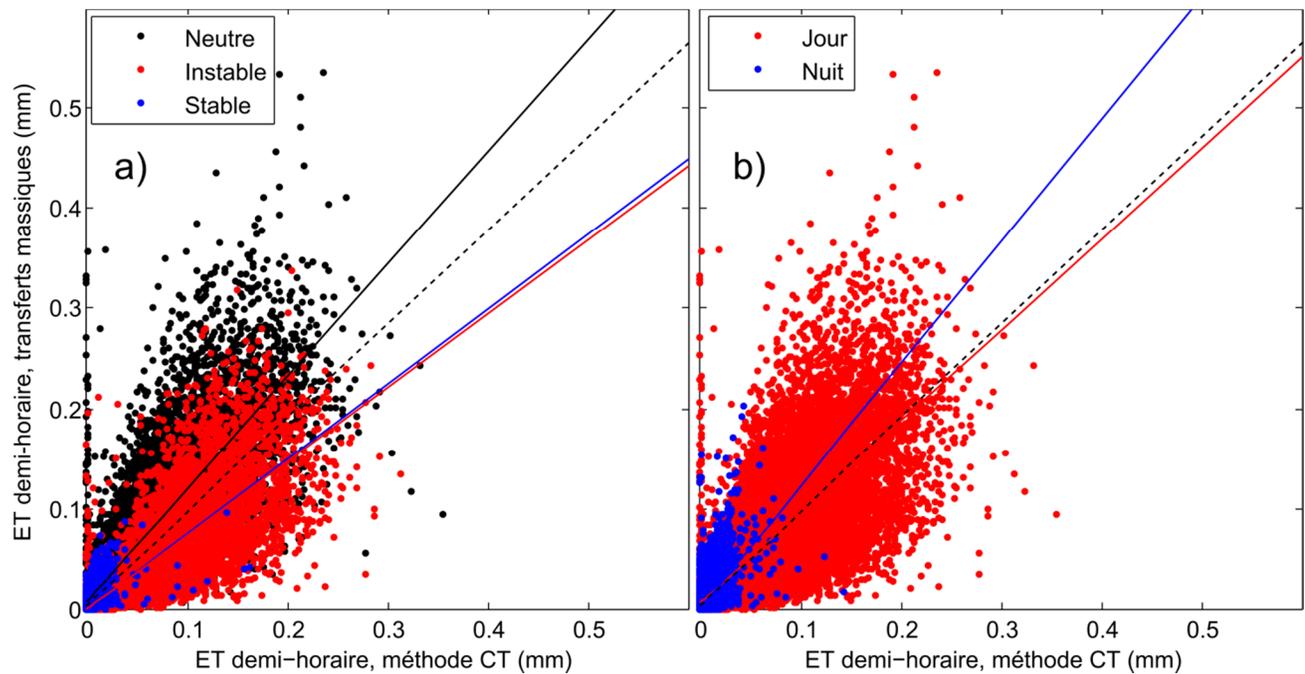


Figure 7.10 : Comparaison de l'ET par la méthode CT et l'approche des transferts massiques (demi-horaire) sur Western Peatland, classification par : (a) stabilité atmosphérique ; et (b) jour et nuit (ligne pointillée : régression linéaire des moindres carrés pour tous les points ; lignes pleines : régressions linéaires des moindres carrés pour les points de même couleur)

Un constat semble se dégager pour la différenciation entre le jour et la nuit, mais il dépend du site de mesure. Sur Nécopastic, le modèle produit une légère surestimation (~0,8%) le jour, mais une forte sous-estimation (~9,5%) la nuit. Sur Mer Bleue, une sous-estimation est observée le jour (~8,5%), alors qu'une surestimation (~16%) est visible la nuit. Pour ce graphique, toutefois, étant donné que la détermination du jour et de la nuit est effectuée avec la radiation nette (nuit : $R_n < 0 \text{ W / m}^2$), seuls les points de l'été 2003 sont présentés. Étant donné que la majorité des points quasi neutres sont retrouvés durant le jour, il est permis de penser que la régression linéaire sur les données durant le jour de tous les étés disponibles aurait montré une surestimation de l'ET. Une tendance contraire est visible pour le site Western Peatland, où une surestimation se produit la nuit (~111%) et une sous-estimation (~0,3%) le jour. De façon générale, pour toutes les situations de conditions stables ou nocturnes, les faibles valeurs d'ET observées peuvent mener à un désaccord entre la tendance observée par la régression linéaire (pente de la droite en comparaison de la pente 1:1) et par l'analyse statistique (surestimation ou sous-estimation). En effet, une erreur absolue d'amplitude faible a tout de même un poids relatif élevé, ce qui crée un impact important sur la moyenne statistique de l'erreur. Cet effet est moins prononcé pour la méthode des moindres carrés utilisée dans les régressions linéaires.

Encore une fois, l'approche des transferts massiques semble effectuer une surestimation dans certaines situations lorsque l'ET mesurée par la méthode CT et modélisée dépasse une certaine valeur (~0,15 mm, Figures 7.8 à 7.10) pour les trois sites (Nécopastic : ~21% ; Mer Bleue : ~18% ; Western Peatland : ~16%). Il est néanmoins intéressant d'observer que ces points sont pratiquement toujours observés lors de conditions quasi neutres, et ce pour tous les sites de mesure. Ceci est cohérent avec le fait que le modèle semble en général surestimer l'ET en conditions quasi neutres. Il est fort possible qu'une optimisation effectuée pour les conditions quasi neutres seulement puisse annuler cet effet. De plus, il est encore une fois possible que cette surestimation soit causée par la supposition d'une surface saturée, puisque ces maxima dans l'ET surviennent aux périodes où la radiation solaire est maximale, ce qui est généralement signe d'une surface sèche. De nouveau, la corrélation entre la profondeur de la nappe phréatique et la surestimation du modèle n'est pas claire. Par contre, ces maxima sont observés lorsque la radiation nette est maximale et font la plupart du temps partie des journées avec la plus forte ET modélisée qui elle aussi surestime l'ET mesurée. Tel que vu plutôt, cette surestimation

journalière est souvent précédée de longues périodes sans pluies qui peuvent expliquer un assèchement de la surface.

La Figure 7.11 présente le cycle journalier moyen pour tous les sites d'étude pour l'ET mesurée avec la méthode CT et pour l'ET modélisée avec l'approche des transferts massiques. Deux principaux constats en émergent. D'abord, il semble y avoir un délai temporel entre le moment où l'ET mesurée commence à augmenter au lever du soleil et celui où le modèle commence à générer cette montée, et ce, pour les trois sites d'étude. Il est possible que ceci soit causé par l'évaporation de la rosée matinale. En effet, celle-ci génère un flux de chaleur latente que le montage CT mesure. Par contre, ce changement de phase empêche la variation de température de la surface et donc de son humidité. Ainsi, le gradient d'humidité avec la hauteur demeure invariant durant cette période pour le modèle, et aucune ET n'est calculée. Ensuite, le modèle ne parvient pas à obtenir une valeur adéquate pour le maximum d'ET journalière, le surestimant (~8%) sur les sites Nécopastic et Western Peatland et le sous-estimant (~8%) pour Mer Bleue. La surestimation au maximum d'ET est un résultat expliqué mainte fois dans ce document par la violation de l'hypothèse d'une surface saturée. Dans le cas de la sous-estimation sur le site Mer Bleue, la forte importance de la radiation sur le flux de chaleur latente et la plus grande valeur maximale de radiation solaire due à la latitude plus faible peut expliquer l'incapacité du modèle à bien décrire le phénomène.

Les valeurs des paramètres κB_v^{-1} sont encore une fois dans la gamme de plausibilité suggérée par les études antérieures présentées à la section 7.1.3. La différence entre la valeur de ce paramètre aux échelles demi-horaire et journalière est pratiquement nulle pour Nécopastic, mais importante pour les deux autres sites, particulièrement Mer Bleue. Ceci est probablement causé par le plus grand nombre de points qui a pour effet de minimiser l'influence des quelques points en nette surestimation de l'ET mesurée. Comme l'ET modélisée est inversement proportionnelle à κB_v^{-1} , une valeur plus élevée de ce paramètre a tendance à faire diminuer la pente de la régression linéaire des valeurs simulées en fonction des valeurs observées. Le moins grand poids des points avec une nette surestimation implique donc que l'optimisation de κB_v^{-1} nécessite une moins grande valeur pour obtenir un équilibre le long de la ligne 1:1.

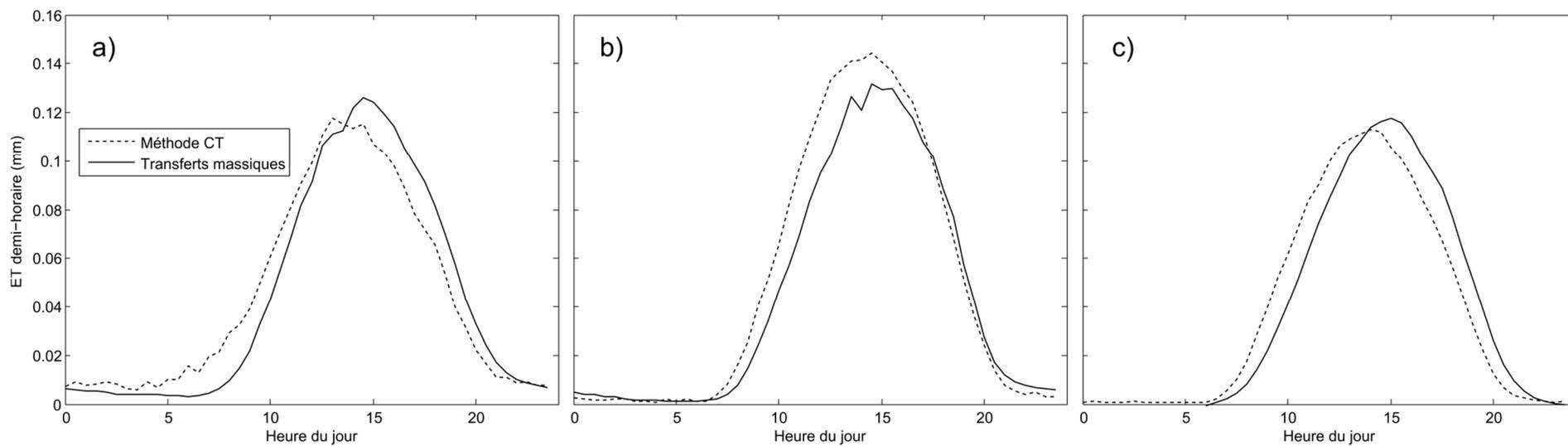


Figure 7.11 : Comparaison du cycle journalier d'ET mesuré avec la méthode CT et modélisé avec l'approche des transferts massiques pour : (a) Nécopastic (2012) ; (b) Mer Bleue (moyenne interannuelle) ; et (c) Western Peatland (moyenne interannuelle)

8 CONCLUSION

Ce travail cherchait à combler une lacune de la littérature scientifique concernant les bilans hydrologiques et énergétiques sur les tourbières boréales. Le **premier objectif** consistait à améliorer la compréhension des phénomènes contrôlant l'ET et les autres termes du bilan énergétique à l'aide de mesures *in-situ*. Le **deuxième objectif** visait à décrire et expliquer les conditions atmosphériques inhabituelles observées de dominance de la quasi-neutralité. Finalement, le **troisième objectif** de travail portait sur le développement d'une méthode d'estimation simple et précise de l'ET profitant des conditions atmosphériques uniques et se comparant avantageusement aux meilleures méthodes connues. Pour ce faire, l'analyse utilisait des données obtenues sur trois tourbières boréales canadiennes. Les données de la première, Nécopastic, ont été obtenues grâce à une campagne de mesure originale à l'été 2012. Les deux autres sites (Mer Bleue et Western Peatland) ont pu être analysés grâce aux apports du réseau Fluxnet-Canada, et ces sites étaient instrumentés pour plusieurs étés (Mer Bleue : 1999 – 2003; Western Peatland : 2003 – 2009). Sur chacun des sites, un système utilisant la méthode CT mesurait les termes turbulents du bilan énergétique, incluant l'ET, alors que des instruments complémentaires permettaient l'utilisation de modèles d'estimation.

L'approche méthodologique pour répondre au premier volet du **premier objectif** reposait sur la mesure et le traitement efficace de l'ET sur chacun des sites et tentait d'expliquer les phénomènes qui influencent son comportement. Le site Mer Bleue est le site avec l'ET la plus forte, en raison d'un rayonnement solaire plus puissant dû à la latitude plus faible du site. Le site Nécopastic obtient une ET légèrement inférieure, mais nettement plus élevée que Western Peatland. Sur ce dernier site, une chute dans l'ET cumulative de la saison est observée après 2008, possiblement causée par une augmentation graduelle de la profondeur du niveau de la nappe phréatique tout au long de la période d'étude. Ce phénomène n'est d'ailleurs pas observé sur le site Mer Bleue, alors que la présence d'un seul été de données sur Nécopastic empêche de tirer une conclusion. Globalement, le rayonnement solaire, et ce sans surprise, semble être le moteur principal de l'ET. La profondeur de la nappe phréatique ne semble pas avoir d'influence sur l'ET, à moins de chuter drastiquement (à environ -60 cm). Durant les épisodes de précipitations, l'ET chute à cause de la faible capacité de l'air à recevoir de l'humidité et du

faible rayonnement causé par la présence de nuages. Par contre, la surface humidifiée semble augmenter l'ET les jours suivants.

En ce qui a trait au deuxième volet du **premier objectif**, le bilan d'énergie suit une tendance similaire à l'ET, son comportement étant majoritairement influencé par la puissance du rayonnement solaire. Celui-ci, tel que spécifié plus tôt, est le plus important sur le site Mer Bleue en raison de la faible latitude. Pour les deux autres sites, la latitude n'est pas un facteur, mais le climat sec de l'Ouest canadien favorise l'absence de nuages, causant un plus grand rayonnement sur Western Peatland que sur Nécopastic. Pour tous les sites, le flux de chaleur latente domine le flux de chaleur sensible (rapport de Bowen < 1), particulièrement pour Nécopastic. Le stockage d'énergie dans la tourbe et le flux de chaleur dans le sol sont des termes importants sur les deux tourbières ouvertes, Nécopastic et Mer Bleue, mais n'était pas mesuré sur Western Peatland. Le bilan d'énergie des deux premiers sites peut parfois être apparenté à celui d'un lac en raison d'un stockage important en début de journée suivi d'un relâchement par flux turbulents.

Le **second objectif** visait la description et la compréhension de la climatologie de la stabilité atmosphérique et donc des conditions très inhabituelles où la quasi-neutralité est prépondérante. Sur chacun des sites d'étude, ces conditions sont majoritairement retrouvées durant le jour. Pour le site Nécopastic, la majorité de la journée est quasi neutre, mais les deux autres sites subissent simplement une élongation temporelle des habituelles périodes de transitions quasi neutres entre la stabilité nocturne et l'instabilité du jour. La quasi-neutralité est présente lorsque les effets de flottabilité thermique sont très faibles et que la turbulence mécanique est prééminente. Trois phénomènes contribuent à affaiblir la flottabilité thermique : le stockage de chaleur dans le médium tourbe/eau, la priorisation du flux de chaleur latente sur le flux de chaleur sensible et la présence fréquente de brouillard et de nuages. Les deux premiers phénomènes ont pour effet de réduire l'influence du flux de chaleur sensible sur le bilan d'énergie, diminuant ainsi la différence de température entre la surface et l'air, et semblent tout deux dépendant de la hauteur de la nappe phréatique. Le troisième phénomène réduit l'énergie globale apportée au système, la radiation nette. La turbulence mécanique est effectivement prééminente sur les trois sites, comme en font foi les vitesses de friction fréquemment au-dessus de $0,2 \text{ m/s}$.

Le **troisième objectif** du mémoire était de trouver une méthode d'estimation de l'ET capitalisant sur les caractéristiques uniques des tourbières boréales et rivalisant de performances avec des

formulations déjà connues, en minimisant les données d'entrées nécessaires. Pour les trois sites, les modèles basés sur le bilan d'énergie (Penman, Priestley-Taylor, Penman-Monteith) sont ceux ayant obtenu les meilleures performances. Ceci était évidemment prévisible, puisqu'ils sont ceux utilisant le plus de données d'entrées, surtout considérant l'influence importante de la radiation nette sur l'ET. Le modèle Penman performe mieux que celui de Penman-Monteith en raison d'une estimation grossière de la résistance stomatale dans cette dernière formulation. L'équation de Penman obtient aussi une meilleure performance que celle de Priestley-Taylor, ce qui laisse penser que le calcul du pouvoir évaporant de l'air est important pour expliquer la variance de l'ET observée. Les modèles empiriques obtiennent de moins bonnes performances, ayant notamment de la difficulté à expliquer la variance des données mesurées. Globalement, le constat logique dictant que plus l'on donne d'informations à un modèle, mieux il performe, semble respecté.

Le deuxième volet du **troisième objectif** de ce travail était d'estimer l'ET avec l'approche des transferts massiques, soit l'équivalent de l'approche des transferts massiques, et de situer ses performances selon les autres modèles. Le modèle des transferts massiques parvient à approcher les performances de Priestley-Taylor, mais sans la nécessité d'utiliser le rayonnement net, ce qui est un avantage certain sur des environnements isolés comme les tourbières boréales. Il est également plus performant que les modèles empiriques étant donné sa base physique solide. Le modèle effectue une surestimation de l'ET (jusqu'à ~26%) lors des périodes quasi neutres pour pallier à la sous-estimation (jusqu'à ~27%) en d'autres temps, ce qui est causé par l'optimisation des paramètres ajustables. Les performances du modèle semblent dépendre de la proportion de périodes sous conditions quasi neutres, ce qui semble logique dans le contexte. La hauteur de la nappe phréatique joue un rôle important sur les performances du modèle, en influant sur le contenu en eau de la tourbe et donc sur l'eau disponible pour le stockage de chaleur et pour l'évaporation, qui ont des impacts inhérents sur la proportion de périodes quasi neutres.

Les incertitudes principales du modèle sont liées aux hypothèses posées. Si l'erreur due à la stabilité atmosphérique semble négligeable, celle due à la supposition d'une surface saturée peut être influente. À ce titre, le modèle semble surestimer l'ET (jusqu'à ~122%, le 10 août 2001 sur Mer Bleue) lorsque la surface de la tourbe est sèche, alors qu'aucune pluie n'est tombée depuis plusieurs jours. La nappe phréatique ne semble pas jouer un rôle sur cette erreur. Une mesure directe de l'humidité à la surface permettrait de mieux quantifier ce facteur.

Il semble donc que les environnements très humides des tourbières boréales semblables à Nécopastic puissent être bien décrits par l'approche des transferts massiques, typiquement utilisée sur des lacs. Malgré les erreurs mentionnées, l'approche des transferts massiques demeure un outil efficace d'estimation de l'ET sur certaines tourbières boréales pour tout hydrologue travaillant dans ces environnements cruciaux. Ceci est particulièrement vrai si l'on considère le caractère isolé et éloigné du milieu boréal, où des mesures de la radiation nette depuis le sol sont rarement disponibles. En fait, la simplicité et le faible coût des appareils nécessaires au modèle permettent de penser qu'il s'agit d'un avancement important dans le domaine, spécialement dans un contexte opérationnel d'hydrologie par bassin versant. Ultimement, le modèle devrait être testé sur d'autres types de milieux humides et même d'autres environnements, si ceux-ci sont aussi caractérisés par des conditions quasi neutres fréquentes.

9 RÉFÉRENCES

Admiral SW, Lafleur PM & Roulet NT (2006) Controls on latent heat flux and energy partitioning at a peat bog in eastern Canada. *Agric. For. Meteorol.* 140(1):308-321.

Amiro BD, Barr AG, Black TA, Iwashita H, Kljun N, McCaughey JH, Morgenstern K, Murayama S, Nesic Z, Orchansky AL & Saigusa N (2006) Carbon, energy and water fluxes at mature and disturbed forest sites, Saskatchewan, Canada. *Agric. For. Meteorol.* 136(3-4):237-251.

Aselmann I & Crutzen P (1989) Global distribution of natural freshwater wetlands and rice paddies, their net primary productivity, seasonality and possible methane emissions. *J. Atmos. Chem.* 8(4):307-358.

Bailey WG, Oke TR & Rouse W (1997) *Surface Climates of Canada*. McGill-Queen's University Press, Montreal. 369 p.

Baird AJ (1997) Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. *Hydrol. Process.* 11(3):287-295.

Baldocchi D, Falge E, Gu L, Olson R, Hollinger D, Running S, Anthoni P, Bernhofer C, Davis K, Evans R, Fuentes J, Goldstein A, Katul G, Law B, Lee X, Malhi Y, Meyers T, Munger W, Oechel W, Paw U KT, Pilegaard K, Schmid HP, Valentini R, Verma S, Vesala T, Wilson K & Wofsy S (2001) FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 82(11):2415-2434.

Blanken PD, Rouse WR & Schertzer WM (2003) Enhancement of evaporation from a large northern lake by the entrainment of warm, dry air. *J. Hydrometeorol.* 4(4):680-693.

Blanken PD, Spence C, Hedstrom N & Lenters JD (2011) Evaporation from Lake Superior: 1. Physical controls and processes. *J. Great Lakes Res.* 37(4):707-716.

Boelter DH & Verry ES (1977) *Peatland and water in the northern Lake States*. General Technical Report NC-31, USDA, Forest Service, North Central Forest Experiment Station, St Paul, Minnesota. 22 p.

Brunet Y & Irvine M (2000) The control of coherent eddies in vegetation canopies: Streamwise structure spacing, canopy shear scale and atmospheric stability. *Boundary-Layer Meteorol.* 94(1):139-163.

Brutsaert W (1982) *Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications*. Reidel, Boston, Massachusetts. 299 p.

Brutsaert W (2005) *Hydrology: an introduction*. Cambridge University Press, New York. 605 p.

Brutsaert W, Sugita M & Fritschen LJ (1990) Inner region humidity characteristics of the neutral boundary layer over prairie terrain. *Water Resour. Res.* 26(12):2931-2936.

Budyko MI (1974) *Climate and life*. Academic, New York. 508 p.

Burba G (2013) *Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulatory Applications: A Field Book on Measuring Ecosystem Gas Exchange and Areal Emission Rates*. LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska. 331 p.

Cahill AT, Parlange MB & Albertson JD (1997) On the Brutsaert temperature roughness length model for sensible heat flux estimation. *Water Resour. Res.* 33(10):2315-2324.

Clerc C (2009) *Suivi de la nappe, de la recharge et de l'écoulement à l'aide de méthodes in situ afin de comprendre la dynamique de tourbières ombrotrophes de la région de la Baie de James*. Mémoire de maîtrise en Sciences de l'Eau, Institut national de la recherche scientifique – Centre Eau Terre Environnement, Québec. 216 p.

Coursolle C, Giasson M-A, Margolis HA & Bernier PY (2012) Moving towards carbon neutrality: CO₂ exchange of a black spruce forest ecosystem during the first 10 years of recovery after harvest. *Can. J. For. Res.* 42(11):1908-1918.

Crago R, Hervol N & Crowley R (2005) A complementary evaporation approach to the scalar roughness length. *Water Resour. Res.* 41(6).

Dawson CW, Abrahart RJ & See LM (2007) HydroTest: A web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrological forecasts. *Environ. Model. Softw.* 22(7):1034-1052.

Dimitrov DD, Grant RF, Lafleur PM & Humphreys ER (2010a) Modeling peat thermal regime of an ombrotrophic peatland with hummock–hollow microtopography. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74(4):1406.

Dimitrov DD, Grant RF, Lafleur PM & Humphreys ER (2010b) Modeling the subsurface hydrology of Mer Bleue bog. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74(2):680-694.

Dionne FL, Ciobanas AI & Rousseau AN (2008) *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 interne No R-1036, Institut national de la recherche scientifique – Centre Eau Terre Environnement, Québec, 49 p.

Dissanayaka SH, Hamamoto S, Kawamoto K, Komatsu T & Moldrup P (2012) Thermal properties of peaty soils: Effects of liquid-phase impedance factor and shrinkage. *Vadose Zone J.* 11(1):0-0.

Dorsey J, Nemitz E, Gallagher M, Fowler D, Williams P, Bower K & Beswick K (2002) Direct measurements and parameterisation of aerosol flux, concentration and emission velocity above a city. *Atmos. Environ.* 36(5):791-800.

Dullien FA (1991) *Porous media: fluid transport and pore structure*. Academic press, San Diego, California. 574 p.

Eichinger WE, Parlange MB & Stricker H (1996) On the concept of equilibrium evaporation and the value of the Priestley-Taylor coefficient. *Water Resour. Res.* 32(1):161-164.

Falge E, Baldocchi D, Olson R, Anthoni P, Aubinet M, Bernhofer C, Burba G, Ceulemans R, Clement R & Dolman H (2001a) Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agric. For. Meteorol.* 107(1):43-69.

Falge E, Baldocchi D, Olson R, Anthoni P, Aubinet M, Bernhofer C, Burba G, Ceulemans R, Clement R & Dolman H (2001b) Gap filling strategies for long term energy flux data sets. *Agric. For. Meteorol.* 107(1):71-77.

Fan SM, Wofsy SC, Bakwin PS, Jacob DJ & Fitzjarrald DR (1990) Atmosphere-biosphere exchange of CO₂ and O₃ in the central Amazon forest. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 95(D10):16851-16864.

Finkelstein PL & Sims PF (2001) Sampling error in eddy correlation flux measurements. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 106(D4):3503-3509.

Flanagan LB & Syed KH (2011) Stimulation of both photosynthesis and respiration in response to warmer and drier conditions in a boreal peatland ecosystem. *Glob. Chang. Biol.* 17(7):2271-2287.

Foken T (2008) The energy balance closure problem: An overview. *Ecol. Appl.* 18(6):1351-1367.

Fortin J-P, Turcotte R, Massicotte S, Moussa R, Fitzback J & Villeneuve J-P (2001) Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. I: Description of model. *J. Hydrol. Eng.* 6(2):91-99.

Fourier J (1822) *Théorie analytique de la chaleur*. Chez Firmin Didot, père et fils, Paris. 639 p.

Fraser C, Roulet N & Moore T (2001) Hydrology and dissolved organic carbon biogeochemistry in an ombrotrophic bog. *Hydrol. Process.* 15(16):3151-3166.

Froidevaux M, Higgins CW, Simeonov V, Ristori P, Pardyjak E, Serikov I, Calhoun R, Bergh Hvd & Parlange MB (2013) A Raman lidar to measure water vapor in the atmospheric boundary layer. *Adv. Water Resour.* 51:345-356.

Fuehrer P & Friehe C (2002) Flux corrections revisited. *Boundary-Layer Meteorol.* 102(3):415-458.

Fung I, John J, Lerner J, Matthews E, Prather M, Steele LP, Fraser PJ (1991) Three-dimensional model synthesis of the global methane cycle. *J. Geophys. Res.* 96, 13033-13065.

Garratt J (1990) The internal boundary layer—a review. *Boundary-Layer Meteorol.* 50(1-4):171-203.

Garratt JR (1994) *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, Cambridge, Massachusetts. 336 p.

Gash J & Culf A (1996) Applying a linear detrend to eddy correlation data in realtime. *Boundary-Layer Meteorol.* 79(3):301-306.

Grindat S, Nadeau DF & Rousseau AN (2012) *A practical guide for micrometeorological measurements : Lessons learned from the James Bay field campaign 2012*. Rapport n° 1317, Institut national de la recherche scientifique - Centre Eau Terre Environnement, Québec. 68 p.

Halliwell DH & Rouse WR (1987) Soil heat flux in permafrost: characteristics and accuracy of measurement. *J. Climatol.* 7(6):571-584.

Hargreaves GH & Samani ZA (1982) Estimating potential evapotranspiration. *J. Irrig. Drain. Div.* 108(3):225-230.

Hayward P & Clymo R (1982) Profiles of water content and pore size in *Sphagnum* and peat, and their relation to peat bog ecology. *Proc. R. Soc. Lond. Series B. Biol. Sci.* 215(1200):299-325.

Heimann M & Reichstein M (2008) Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. *Nature* 451(7176):289-292.

Higgins CW, Meneveau C & Parlange MB (2007) The effect of filter dimension on the subgrid-scale stress, heat flux, and tensor alignments in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Ocean. Tech.* 24(3):360-375.

Higgins CW, Pardyjak ER, Froidevaux M, Simeonov V & Parlange MB (2013) Measured and estimated water vapor advection in the atmospheric surface layer. *J. Hydrometeorol.* 14(6):1966-1972.

Humphreys ER, Lafleur PM, Flanagan LB, Hedstrom N, Syed KH, Glenn AJ & Granger R (2006) Summer carbon dioxide and water vapor fluxes across a range of northern peatlands. *J. Geophys. Res.: Biogeosci.* 111(G4).

Ingham DB & Pop I (2002) *Transport phenomena in porous media II*. Elsevier, Oxford-San Diego. 450 p.

Intergovernmental Panel on Climate Change (2013) *Climate Change 2013: The Scientific Basis Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, Massachusetts. 1535 p.

Kaimal JC & Finnigan JJ (1994) *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*. Oxford University Press, New York. 289 p.

Kellner E (2001) Surface energy fluxes and control of evapotranspiration from a Swedish *Sphagnum* mire. *Agric. For. Meteorol.* 110(2):101-123.

Kim J & Verma SB (1996) Surface exchange of water vapour between an open *Sphagnum* fen and the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.* 79(3):243-264.

Klock R, Simard G, Mullock J (2000) *The Weather of Ontario and Quebec*. Rapport technique, Nav Canada. 227 p.

Kohsiek W, De Bruin H & Van den Hurk B (1993) Estimation of the sensible heat flux of a semi-arid area using surface radiative temperature measurements. *Boundary-Layer Meteorol.* 63(3):213-230.

Kotani A & Sugita M (2005) Seasonal variation of surface fluxes and scalar roughness of suburban land covers. *Agric. For. Meteorol.* 135(1):1-21.

Lafleur PM, Roulet NT, Bubier JL, Frohking S & Moore TR (2003) Interannual variability in the peatland-atmosphere carbon dioxide exchange at an ombrotrophic bog. *Glob. Biogeochem. Cycles* 17(2):1036.

Leclerc M, Shaw R, Hartog Gd & Neumann H (1990) The influence of atmospheric stability on the budgets of the Reynolds stress and turbulent kinetic energy within and above a deciduous forest. *J. Appl. Meteorol.* 29(9):916-933.

LI-COR Inc. (2014) *EddyPro 5: Eddy covariance software's instruction manual*. Lincoln, Nebraska. (ftp://ftp.licor.com/perm/env/EddyPro/Manual/EddyPro5_User_Guide.pdf)

Liebenthal C & Foken T (2003) On the significance of the Webb correction to fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.* 109(1):99-106.

Linacre ET (1977) A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agric. Meteorol.* 18(6):409-424.

Liu H, Feng J, Järvi L & Vesala T (2012) Four-year (2006–2009) eddy covariance measurements of CO₂ flux over an urban area in Beijing. *Atmos. Chem. Phys.* 12(17):7881-7892.

Mahrt L, Vickers D, Edson J, Wilczak JM, Hare J & Højstrup J (2001) Vertical structure of turbulence in offshore flow during RASEX. *Boundary-Layer Meteorol.* 100(1):47-61.

Malhi Y (1996) The behaviour of the roughness length for temperature over heterogeneous surfaces. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 122(533):1095-1125.

Matthews E & Fung I (1987) Methane emission from natural wetlands: Global distribution, area, and environmental characteristics of sources. *Glob. Biogeochem. Cycles* 1(1):61-86.

Mauder M & Foken T (2011) *Documentation and instruction manual of the eddy-covariance software package TK3*. Arbeitsergebnisse nr 46, Universität Bayreuth, Bayreuth, Germany. 60 p.

Moffat AM, Papale D, Reichstein M, Hollinger DY, Richardson AD, Barr AG, Beckstein C, Braswell BH, Churkina G & Desai AR (2007) Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes. *Agric. For. Meteorol.* 147(3):209-232.

Mölder M & Kellner E (2002) Excess resistance of bog surfaces in central Sweden. *Agric. For. Meteorol.* 112(1):23-30.

Moncrieff J, Clement R, Finnigan J & Meyers T (2005) Averaging, detrending, and filtering of eddy covariance time series. *Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis*, Springer, Dordrecht, The Netherlands. pp. 7-31.

Moncrieff JB, Massheder J, De Bruin H, Elbers J, Friborg T, Heusinkveld B, Kabat P, Scott S, Søgaard H & Verhoef A (1997) A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *J. Hydrol.* 188:589-611.

Monin A & Yaglom A (1971) *Statistical Fluid Mechanics, vol I*. MIT Press, Cambridge, Massachusetts. 769 p.

Monteith J (1965) Evaporation and environment. *The State and Movement of Water in Living Organisms*. Cambridge University Press, Cambridge, p 205-234.

Moriwaki R & Kanda M (2006) Scalar roughness parameters for a suburban area. *J. Meteorol. Soc. Japan* 84(6):1063-1071.

Nadeau DF, Brutsaert W, Parlange MB, Bou-Zeid E, Barrenetxea G, Couach O, Boldi MO, Selker JS & Vetterli M (2009) Estimation of urban sensible heat flux using a dense wireless network of observations. *Environ. Fluid Mech.* 9(6):635-653.

Nadeau DF, Pardyjak ER, Higgins CW, Huwald H & Parlange MB (2013a) Flow during the evening transition over steep Alpine slopes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 139(672):607-624.

Nadeau DF, Rousseau AN, Coursolle C, Margolis HA & Parlange MB (2013b) Summer methane fluxes from a boreal bog in northern Quebec, Canada, using eddy covariance measurements. *Atmos. Environ.* 81:464-474.

Nield DA & Bejan A (2006) *Convection in porous media*. Springer, New York. 657 p.

Novak M & Black T (1985) Theoretical determination of the surface energy balance and thermal regimes of bare soils. *Boundary-Layer Meteorol.* 33(4):313-333.

Novick KA, Stoy PC, Katul GG, Ellsworth DS, Siqueira MB, Juang J & Oren R (2004) Carbon dioxide and water vapor exchange in a warm temperate grassland. *Oecologia* 138(2):259-274.

Ochsner TE, Sauer TJ & Horton R (2007) Soil heat storage measurements in energy balance studies. *Agron. J.* 99(1):311-319.

Oke TR (1987) *Boundary layer climates*. Routledge, New York. 435 p.

Owen P & Thomson W (1963) Heat transfer across rough surfaces. *J. Fluid Mech.* 15(03):321-334.

Paavilainen E & Päivänen J (1995) *Peatland forestry: ecology and principles*. Springer, Verlag-Berlin-Heidelberg. 253 p.

Park S-J, Park S-U & Ho C-H (2010) Roughness length of water vapor over land surfaces and its influence on latent heat flux. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 21:855-867.

Parlange MB, Eichinger WE & Albertson JD (1995) Regional scale evaporation and the atmospheric boundary layer. *Rev. Geophys.* 33(1):99-124.

Parmentier F, Van der Molen M, de Jeu R, Hendriks D & Dolman A (2009) CO₂ fluxes and evaporation on a peatland in the Netherlands appear not affected by water table fluctuations. *Agric. For. Meteorol.* 149(6):1201-1208.

Payette S & Rochefort L (Édit.) (2001) *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Presses Université Laval, Québec. 625 p.

Penman HL (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. Lond. Series A. Math. Phys. Sci.* 193(1032):120-145.

Penman HL (1963) Vegetation and hydrology. *Soil Sci.* 96(5):357.

Petrone R, Silins U & Devito K (2007) Dynamics of evapotranspiration from a riparian pond complex in the western boreal forest, Alberta, Canada. *Hydrol. Process.* 21(11):1391-1401.

Price JS (1991) Evaporation from a blanket bog in a foggy coastal environment. *Boundary-Layer Meteorol.* 57(4):391-406.

Priestley C & Taylor R (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.* 100(2):81-92.

Qualls RJ & Brutsaert W (1996) Effect of vegetation density on the parameterization of scalar roughness to estimate spatially distributed sensible heat fluxes. *Water Resour. Res.* 32(3):645-652.

Reichstein M, Falge E, Baldocchi D, Papale D, Aubinet M, Berbigier P, Bernhofer C, Buchmann N, Gilmanov T & Granier A (2005) On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Glob. Chang. Biol.* 11(9):1424-1439.

Roulet NT, Lafleur PM, Richard PJ, Moore TR, Humphreys ER & Bubier J (2007) Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland. *Glob. Chang. Biol.* 13(2):397-411.

Rouse WR (1984) Microclimate at arctic tree line 3. The effects of regional advection on the surface energy balance of upland tundra. *Water Resour. Res.* 20(1):74-78.

Rouse WR, Hardill SG & Lafleur P (1987) The energy balance in the coastal environment of James Bay and Hudson Bay during the growing season. *J. Climatol.* 7(2):165-179.

Schwarzl K, Renger M, Sauerbrey R & Wessolek G (2002) Soil physical characteristics of peat soils. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 165(4):479.

Shimoyama K, Hiyama T, Fukushima Y & Inoue G (2004) Controls on evapotranspiration in a west Siberian bog. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 109(D8).

Silins U & Rothwell RL (1998) Forest peatland drainage and subsidence affect soil water retention and transport properties in an Alberta peatland. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62(4):1048-1056.

Slatyer RO & McIlroy IC (1961) *Practical Microclimatology*. C.S.I.R.O., Melbourne, Australia. 330 p.

Stewart JB, Kustas WP, Humes KS, Nichols WD, Moran MS & De Bruin H (1994) Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship for eight semiarid areas. *J. Appl. Meteorol.* 33(9):1110-1117.

Stull RB (1988) *An introduction to boundary layer meteorology*. Springer, Dordrecht, The Netherlands. 670 p.

Sugita M & Brutsaert W (1996) Optimal measurement strategy for surface temperature to determine sensible heat flux from anisothermal vegetation. *Water Resour. Res.* 32(7):2129-2134.

Syed KH, Flanagan LB, Carlson PJ, Glenn AJ & Van Gaalen KE (2006) Environmental control of net ecosystem CO₂ exchange in a treed, moderately rich fen in northern Alberta. *Agric. For. Meteorol.* 140(1):97-114.

Thibault S & Payette S (2009) Recent permafrost degradation in bogs of the James bay area, northern Quebec, Canada. *Permafrost Periglacial Process.* 20:383-389.

Thomas C (2001) *Integral Turbulence Characteristics and Their Parameterisations*. Diploma thesis in Micrometeorology, University of Bayreuth, Bayreuth, Germany. 101 p.

Thorntwaite CW (1948) An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* 38(1):55-94.

Turcotte R, Fortin L, Fortin V, Fortin J-P & Villeneuve J-P (2007) Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Quebec, Canada. *Nord. Hydrol.* 38(3):211-234.

Turcotte R, Rousseau A, Fortin J-P & Villeneuve J-P (2003) A process-oriented, multiple-objective calibration strategy accounting for model structure. *Water Sci. Appl.* 6:153-163.

Van Dijk A, Moene A & De Bruin H (2004) *The principles of surface flux physics: theory, practice and description of the ECPACK library*. Internal Report 2004/1, Wageningen University, Wageningen, The Netherlands. 98 p.

Vercauteren N, Bou-Zeid E, Parlange MB, Lemmin U, Huwald H, Selker JS & Meneveau C (2008) Subgrid-scale dynamics of water vapour, heat, and momentum over a lake. *Boundary-Layer Meteorol.* 128(2):205-228.

Verhoef A, De Bruin H & Van Den Hurk B (1997) Some practical notes on the parameter kB^{-1} for sparse vegetation. *J. Appl. Meteorol.* 36(5):560-572.

Verma S (1989) Aerodynamic resistances to transfers of heat, mass and momentum. *Estimation of Areal Evapotranspiration*. Black TA, Spittlehouse DL, Novak MD & Price DT (Édit), International Association of Hydrological Sciences, Oxford, United Kingdom. p. 13-20.

Verry E (1988) Hydrology of wetlands and man's influence on it. *Proceedings of the International Symposium on the Hydrology of Wetlands in Temperate and Cold Regions*. Joensuu, Finland, 6-8 June 1988.

Vickers D & Mahrt L (1997) Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *J. Atmos. Ocean. Tech.* 14(3):512-526.

Vitt DH, Halsey LA, Thormann MN & Martin T (1998) *Peatland Inventory of Alberta. Phase 1: Overview of Peatland Resources in the Natural Regions and Subregions of the Province*. Sustainable Forest Management Network, University of Alberta, Edmonton. 117 p.

Voogt JA & Grimmond C (2000) Modeling surface sensible heat flux using surface radiative temperatures in a simple urban area. *J. Appl. Meteorol.* 39(10):1679-1699.

Webb EK, Pearman GI & Leuning R (1980) Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 106(447):85-100.

Wilczak JM, Oncley SP & Stage SA (2001) Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorol.* 99(1):127-150.

Williams CA, Reichstein M, Buchmann N, Baldocchi D, Beer C, Schwalm C, Wohlfahrt G, Hasler N, Bernhofer C, Foken T, Papale D, Schymanski S & Schaefer K (2012) Climate and vegetation controls on the surface water balance: Synthesis of evapotranspiration measured across a global network of flux towers. *Water Resour. Res.* 48(6).

Williams TG & Flanagan LB (1996) Effect of changes in water content on photosynthesis, transpiration and discrimination against $^{13}\text{CO}_2$ and $\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$ in *Pleurozium* and *Sphagnum*. *Oecologia* 108(1):38-46.

Zoltai S & Pollett F (1983) Wetlands in Canada, Their Classification, Distribution, and Use. *Ecosystems of the World (4B) : Mires, Swamp, Bog, Fen, and Moor, Vol. 2*. Gore AJP (Édit), Elsevier Scientific, Amsterdam, The Netherlands. p. 245-268.