

Université de Montréal

**Échanges d'énergie et d'eau des écosystèmes nordiques dans un contexte
de changement climatique**

par

Fanny Payette

Département de géographie

Faculté des arts et sciences

Mémoire présenté à la Faculté des arts et sciences
en vue de l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)
en géographie
option physique

[Décembre, 2015]

© Payette, 2015

Résumé

Le réchauffement climatique affecte fortement les régions nordiques du Canada où le dégel du pergélisol discontinu à sa limite sud est accompagné du mouvement de la limite des arbres vers le nord en zone de pergélisol continu. Ces altérations faites aux paysages de la Taïga des Plaines sont le point de départ de plusieurs rétroactions puisque les changements apportés aux caractéristiques de la surface (au niveau de l'albédo, l'humidité du sol et la rugosité de la surface) vont à leur tour entraîner des modifications biophysiques et éventuellement influencer l'augmentation ou la diminution subséquente des températures et de l'humidité de l'air. Seulement, il y a un nombre important de facteurs d'influence qu'il est difficile de projeter toutes les boucles rétroactives qui surviendront avec les présents changements climatiques en régions nordiques. Dans le but de caractériser les échanges d'eau et d'énergie entre la surface et l'atmosphère de trois sites des Territoires du Nord-Ouest subissant les conséquences de l'augmentation des températures de l'air, la méthode micro-météorologique de covariance des turbulences fut utilisée en 2013 aux sites de Scotty Creek (forêt boréale et tourbière nordique en zone de pergélisol sporadique-discontinu), de Havikpak Creek (forêt boréale nordique en zone de pergélisol continu) et de Trail Valley Creek (toundra arctique en zone de pergélisol continu). En identifiant les procédés biotiques et abiotiques (ex. intensité lumineuse, disponibilité en eau, etc.) d'évapotranspiration aux trois sites, les contrôles par l'eau et l'énergie furent caractérisés et permirent ainsi de projeter une augmentation de la limitation en eau, mais surtout en énergie du site de Trail Valley Creek. La répartition de l'énergie projetée est semblable à celle de Havikpak Creek, avec une augmentation de la proportion du flux de chaleur sensible au détriment de celui latent suite aux modifications des caractéristiques de la surface (albédo, rugosité et humidité du sol). L'augmentation relative du flux d'énergie sensible laisse présager une boucle rétroactive positive de l'augmentation des températures de l'air à ce site. Ensuite, en comparant des données modelées de la hauteur de la couche limite planétaire et des données provenant de profils atmosphériques d'Environnement Canada entre les trois sites, les changements de hauteur de cette couche atmosphérique furent aussi projetés. Trail Valley Creek pourrait connaître une hausse de la hauteur de sa couche limite planétaire avec le temps alors que Scotty Creek connaîtrait une diminution de celle-ci. Ces changements au niveau des couches atmosphériques liés à la répartition des flux d'énergie dans les écosystèmes se répercuteraient alors sur le climat régional de façon difficile à déterminer pour l'instant. Les changements apportés désignent une boucle rétroactive positive des températures de l'air à Trail Valley Creek et l'inverse à Scotty Creek. Les deux axes d'analyse arrivent donc aux mêmes conclusions et soulignent aussi l'importance de l'influence mutuelle entre le climat et les caractéristiques spécifiques des écosystèmes à la surface.

Mots-clés : Changements climatiques, Pergélisol, Covariance des turbulences, Évapotranspiration.

Abstract

Along the southern margin of permafrost, the boreal forest is underlain by ice-rich and relatively warm permafrost which is converted into permafrost-free peatlands and lake ecosystems due to warmer temperatures and increased thaw rates. At the same time, in the continuous permafrost zone the tree-line of the boreal forest is advancing northward into what is currently Arctic tundra. Both land cover changes in the Taiga Plains ecozone are affecting the magnitude of complex feedback loops, including regional biophysical feedbacks through altered net water vapor and heat exchanges caused by changes in land surface albedo, hydrology and surface roughness. Changes affecting the ecosystems are numerous and it is currently hard to estimate the direction (positive or negative) and magnitude of the resulting biophysical feedbacks. To improve our understanding of implications arising from land cover changes, the energy and water exchanges between surface and atmosphere at three sites in the Northwest Territories, Canada are characterized: Scotty Creek (boreal forest-peatland landscape with sporadic permafrost), Havikpak Creek (boreal forest with continuous permafrost) and Trail Valley Creek (tundra with continuous permafrost). The results of this study are based on measurements of water vapor and heat fluxes obtained with the eddy covariance technique, in addition to supporting ancillary measurements (e.g., net radiation, ground heat flux). For the growing season of 2013, biotic and abiotic controls (ex. light intensity, water availability, etc.) of evapotranspiration at the three sites were identified and analyzed leading to a projected increase in water and energy limitation for Trail Valley Creek. This limitation can be explained by increased energy repartition to sensible heat than to latent heat, following alterations of the land surface as the treeline moves towards the arctic tundra landscape. The relative increase in the sensible heat flux is an indication for an amplified positive feedback of rising air temperature. A comparison of modeled planetary boundary layer heights with Environment Canada atmospheric profiles for the sites leads to the same projection of a positive air temperature feedback. As the treeline moves north, at Trail Valley Creek, an increase of its planetary boundary layer is expected and the opposite phenomenon is expected at Scotty Creek. Albedo, hydrology and surface roughness will be modified, affecting energy partitioning and atmospheric layers which in turn will influence climate. The two methods have led to the same conclusion and highlight the importance of mutual influence between climate and land surface characteristics.

Keywords: Climate change, Permafrost, Eddy covariance, Evapotranspiration.

Table des matières

| | | |
|-------|--|----|
| 1 | Cadre Théorique | 1 |
| 1.1 | Régions nordiques et changements climatiques..... | 1 |
| 1.2 | Rétroactions biophysiques et écosystèmes de forêt boréale et de toundra | 2 |
| 1.3 | Échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère..... | 4 |
| 1.4 | Climat, couche limite planétaire et évapotranspiration | 6 |
| 1.5 | Méthode de covariance des turbulences..... | 8 |
| 1.6 | Buts et objectifs..... | 13 |
| 2 | Méthodologie | 15 |
| 2.1 | Sites d'étude..... | 15 |
| 2.2 | Méthodologie pour la prise, le traitement et le post-traitement de données relatives à la méthode de covariance des turbulences et aux mesures supplémentaires..... | 17 |
| 2.2.1 | Collecte de données : méthode de covariance des turbulences..... | 17 |
| 2.2.2 | Prise des mesures supplémentaires..... | 17 |
| 2.2.3 | Traitement des données de covariance des turbulences..... | 18 |
| 2.3 | Méthodes de traitement et d'analyses des données de covariance des turbulences et mesures supplémentaires (chapitre 3)..... | 19 |
| 2.3.1 | Traitement des mesures supplémentaires..... | 19 |
| 2.3.2 | Fermeture du bilan énergétique | 25 |
| 2.3.3 | Paramètres globaux d'évapotranspiration et découpage des données | 25 |
| 2.4 | Méthodes pour les résultats de la couche limite planétaire (chapitre 4)..... | 30 |
| 2.4.1 | Modèle de la couche limite planétaire..... | 30 |
| 2.4.2 | Profils atmosphériques des températures de l'air | 31 |
| 3 | Bilan énergétique et évapotranspiration en lien avec les changements de distribution spatiale de la forêt boréale et de la toundra arctique aux Territoires du Nord-Ouest..... | 31 |
| 3.1 | Résultats | 31 |
| 3.1.1 | Fermeture du bilan énergétique | 31 |
| 3.1.2 | Composantes du bilan énergétique | 38 |
| 3.1.3 | Évapotranspiration | 40 |
| 3.1.4 | Paramètres globaux d'évapotranspiration..... | 44 |
| 3.2 | Discussion | 49 |
| 3.2.1 | Bilan énergétique | 49 |
| 3.2.2 | Composantes Énergétiques..... | 52 |

| | | |
|-------|---|----|
| 3.2.3 | Évapotranspiration | 53 |
| 3.2.4 | Paramètres globaux d'évapotranspiration..... | 54 |
| 3.2.5 | Portée et limites | 57 |
| 3.2.6 | Conclusion partielle | 59 |
| 4 | Changements de la CLP et du climat régional avec les modifications de la distribution spatiale de la végétation aux Territoires du Nord-Ouest | 60 |
| 4.1 | Résultats | 60 |
| 4.1.1 | Couche limite planétaire modelée | 60 |
| 4.1.2 | Hauteur de la couche limite planétaire selon les données de température de l'air en altitude de MODIS et d'Environnement Canada | 65 |
| 4.2 | Discussion | 70 |
| 4.2.1 | Hauteur de la couche limite planétaire modelée..... | 70 |
| 4.2.2 | Hauteur de la couche limite planétaire selon les données de MODIS et d'Environnement Canada..... | 74 |
| 4.2.3 | Portées et limites..... | 75 |
| 4.2.4 | Conclusion partielle | 76 |
| 5 | Conclusion | 77 |
| | Bibliographie..... | 80 |

Liste des tableaux

| | |
|--|----|
| Tableau 1 : Les 5 périodes divisant la saison 2013, noms, dates et jours de l'année (JDA) auxquels elles correspondent aux sites de SCC, HVC et TVC. | 29 |
| Tableau 2 : Pentés du ratio des flux aux trente minutes d'énergie turbulentes et disponibles aux sites de SCC, HVC et TVC avec les données brutes et avec les données comprenant le stockage avec et sans neige pour la période du 1 ^{er} avril 2013 au 31 mars 2014. | 38 |
| Tableau 3 : Moyennes par période (Périodes début d'été, été, fin d'été et Automne) des indices de limitation en eau pour SCC, HVC et TVC. | 42 |
| Tableau 4 : Moyennes par période des moyennes quotidiennes des rapports de Bowen pour les cinq périodes aux sites de SCC, HVC et TVC. | 45 |
| Tableau 5 : Moyennes par périodes du facteur de découplage pour SCC, HVC et TVC. | 46 |
| Tableau 6 : Journées de l'année 2013 pour lesquelles sont modélisées les hauteurs de CLP au cours de 5 périodes pour SCC, HVC et TVC. | 63 |
| Tableau 7 : Valeurs d'albédo et de rugosité de la surface approximations aux trois sites pour le milieu de la saison de croissance (juillet) basé sur Chapin et al. (2005) et Martano (2000). | 72 |

Liste des figures

| | |
|---|----|
| Figure 1 : Évolution des zones composant la couche limite planétaire et leur hauteur selon l'heure locale (basé sur Stull (1988)). | 6 |
| Figure 2 : Les trois sites d'étude Scotty Creek, Havikpak Creek et Trail Valley Creek et division des écorégions selon la forêt boréale et la toundra arctique ainsi que la division des zones de différents types de pergélisol (Carte : gracieuseté de Manuel Helbig). | 16 |
| Figure 3 : A) Couvert de neige à Trail Valley Creek le 3 juin 2013, fin de la première période puisque le couvert de neige est presque disparu, en comparaison avec 3 jours plus tôt B) le 31 mai 2013 où la neige couvrait encore majoritairement le paysage. | 29 |
| Figure 4 : Profil des températures de l'air (°C) aux trois sites pour la période du 1 ^{er} avril 2013 au 31 mars 2014. | 32 |
| Figure 5 : Moyennes quotidiennes des flux aux trente minutes de A) chaleur sensible, B) chaleur latente, C) rayonnement net et D) chaleur dans le sol pour les sites de SCC, HVC et TVC du 1 ^{er} avril 2013 au 31 mars 2014. | 34 |
| Figure 6 : Flux d'énergie turbulente en fonction de l'énergie disponible aux trente minutes pour A) SCC, B) HVC et C) TVC du 1 ^{er} avril 2013 au 31 mars 2014 incluant les données prises en présence d'un couvert de neige. | 35 |
| Figure 7 : Moyennes quotidiennes des flux aux trente minutes de stockage dans l'air en-dessous de la tour de A) chaleur sensible (H stockage), B) chaleur latente (LE stockage) et C) stockage de chaleur dans le sol (G stockage) au-dessus des plaques de flux de chaleur dans le sol pour les sites de SCC, HVC et TVC du 1 ^{er} avril 2013 au 31 mars 2014. | 36 |
| Figure 8 : Flux d'énergie turbulente en fonction de l'énergie disponible (incluant le stockage de chaleur) aux trente minutes pour A) SCC, B) HVC et C) TVC pour les données du 1 ^{er} avril 2013 au 31 mars 2014 prise en l'absence d'un couvert de neige. | 37 |
| Figure 9 : Moyennes diurnes de flux d'énergie (rayonnement net, énergie sensible, énergie latente et flux d'énergie dans le sol) pour la période A) fonte des neiges, B) début d'été, C) été, D) fin d'été et E) automne pour SCC, pour la période F) fonte des neiges, G) début d'été, H) été, I) fin d'été et J) automne pour HVC et pour la période H) fonte de neiges, L) début d'été, M) été, N) fin d'été et O) automne pour TVC. | 39 |
| Figure 10 : A) Moyennes quotidiennes de déficit de pression de vapeur et B) taux quotidiens d'évapotranspiration pour SCC, HVC et TVC du 1 ^{er} avril 2013 au 31 mars 2014. | 41 |
| Figure 11 : Précipitation (P), équivalent en eau de la neige (EEN), l'épaisseur du couvert de neige (ECN) et l'humidité du sol (HS) pour A) SCC, B) HVC et C) TVC du 1 ^{er} avril 2013 au 31 mars 2014. | 43 |
| Figure 12 : Moyennes quotidiennes du ratio de Bowen aux sites de A) SCC, B) HVC et C) TVC du 1 ^{er} avril 2013 au 31 mars 2013. | 45 |
| Figure 13 : Moyennes quotidiennes du milieu du jour de la conductance de la surface en fonction du déficit de saturation pour les périodes A) fonte des neiges, B) début d'été, C) été, D) fin d'été et E) automne pour SCC, HVC et TVC. | 47 |

| | |
|---|----|
| Figure 14 : Moyennes quotidiennes du milieu du jour du coefficient alpha de Priestley-Taylor (α) en fonction de la conductance brute de la surface (Gs) pour les périodes A) fonte des neiges, B) début d'été, C) été, D) fin d'été, E) automne à SCC, HVC et TVC. | 49 |
| Figure 15 : Carte de classification de la végétation à Scotty Creek (Carte : gracieuseté de Helbig, M. basé sur Chasmer et al., 2014). | 51 |
| Figure 16 : Flux diurne moyen d'ondes courtes entrantes aux sites de SCC pour le 3 août 2013(JDA 215) et aux sites de HVC et TVC pour le 26 juillet 2013(JDA 207) respectivement de 8h à 23h. | 61 |
| Figure 17 : Hauteur de la CLP pour SCC le 3 août 2013 (JDA 215), HVC et TVC le 26 juillet 2013 (JDA 207) de 8h à 23h pour SCC et HVC et de 8h à 23h30 pour TVC. | 62 |
| Figure 18 : Hauteur de la couche limite planétaire pour SCC le 10 septembre 2013 (JDA 253), HVC et TVC le 7 août 2013 (JDA 219) de 8h à 23h. | 62 |
| Figure 19 : Hauteur de la CLP pour une journée des périodes fonte des neiges, début d'été, été, fin d'été et automne pour A) SCC, B) HVC et C) TVC. | 64 |
| Figure 20 : Comparaison des températures de l'air entre les données observées d'Environnement Canada (EC) obtenues à A) Inuvik et B) Fort Nelson et celles obtenues à l'aide des profils verticaux de température de l'air de MODIS pour HVC et SCC respectivement. | 66 |
| Figure 21 : Profils des températures de l'air obtenus par MODIS en fonction de la pression de l'air et de l'altitude pour SCC, HVC et TVC le 5 septembre 2013 (JDA 248). | 67 |
| Figure 22 : Profils atmosphériques de températures potentielles de l'air provenant de MODIS et hauteurs de la CLP selon les données d'Environnement Canada pour SCC (Fort Nelson), HVC (Inuvik) et TVC (modulé d'après les données d' Inuvik) pour les périodes A) fonte des neiges, B) début d'été, C) été, D) fin d'été, E) automne et F) le 5 septembre. | 68 |

Liste des abréviations et symboles

| | |
|---------------|---|
| α | Coefficient alpha de Priestley-Taylor |
| β | Rapport de Bowen |
| CLP | Couche limite planétaire |
| C_d | Chaleur spécifique du sol |
| C_p | Chaleur spécifique à pression constante |
| d | Profondeur des plaques de flux de chaleur dans le sol |
| ΔG | Stockage de chaleur dans le sol |
| ΔT_s | Différence de température du sol |
| DPV | Déficit de pression de vapeur |
| EEN | Équivalent en eau de la neige |
| ET | Évapotranspiration |
| G | Flux de chaleur dans le sol |
| Ga | Conductance aérodynamique brute |
| Gs | Conductance de la surface |
| H | Chaleur sensible |
| HS | Humidité du sol |
| HVC | Havikpak Creek |
| JDA | Jour de l'année |
| K | Degrés Kelvin |
| $k\downarrow$ | Ondes courtes entrantes |
| $k\uparrow$ | Ondes courtes sortantes |
| $L\downarrow$ | Ondes longues entrantes |
| $L\uparrow$ | Ondes longues sortantes |
| LE | Chaleur latente |
| Ω | Facteur de découplage |
| ρ_a | Densité de l'air |
| ρ_b | Masse volumique apparente |

| | |
|-----------------------|---|
| ρ_n | Densité de la neige |
| ρ_w | Densité de l'eau |
| R_n | Rayonnement net |
| S | Stockage de chaleur |
| SCC | Scotty Creek |
| S_{latent} | Stockage de chaleur latente dans l'air |
| S_{sensible} | Stockage de chaleur sensible dans l'air |
| θ | Température potentielle de l'air |
| θ_v | Contenu en eau du sol |
| TVC | Trail Valley Creek |

Remerciements

Merci à tous les membres du laboratoire de Biogéosciences Atmosphériques en Hautes Latitudes pour leur aide et soutien tout au long des deux dernières années, mais surtout pour l'esprit d'équipe qui y règne. Merci aussi aux étudiants et professeurs de l'Université Wilfrid-Laurier qui partagent nos expériences de terrain et permettent l'échange et la comparaison de données. Ensuite, merci à ma famille et amis, tout particulièrement à ceux du département de Géographie qui ont rendu unique le temps passé à y étudier.

1 Cadre Théorique

1.1 Régions nordiques et changements climatiques

Plusieurs écosystèmes subissent déjà les conséquences des changements climatiques actuels, en particulier les régions nordiques (Grosse et al. 2011). Dans ces vastes régions, les climats et végétations sont assez divers. Le climat va de la forêt boréale recouvrant le pergélisol sporadique à la toundra arctique surplombant le pergélisol continu (Chapin et al. 2000). On parle d'une zone de pergélisol continu si celui-ci couvre la grande majorité de la région regardée (entre >90-100% couvert) et de pergélisol discontinu (>50-90% couvert) s'il est moins répandu (jusqu'à ce qu'il soit sporadique (10-50%) avant de disparaître plus au sud) (Harris et al. 1988). La hausse des températures de l'air issue des présents changements climatiques amène les zones de pergélisol à se dégrader (en augmentant l'épaisseur de la couche active dégelée en zone de pergélisol continu et l'étendue des zones sans pergélisol en zone de pergélisol discontinu) à un rythme alarmant puisque dans ces régions le plus petit changement de température fait la différence entre un sol gelé et dégelé (Shur et Jorgenson 2007).

Ces changements au niveau du climat, de la végétation et des zones de pergélisol des régions arctiques et subarctiques inquiètent non seulement à cause de la vitesse à laquelle ils prennent place, mais aussi parce que les régions en hautes latitudes ont été d'importants puits de carbone jusqu'à maintenant. Toutes les perturbations à long terme amenées par les changements climatiques ont des répercussions sur ce rôle que jouent les écosystèmes nordiques (McGuire et al. 2010), d'où la pertinence d'observer et de mieux comprendre ces écosystèmes et les changements qui s'y déroulent. D'autant plus que le fait que le rôle de puits ou de source de carbone qu'a l'écosystème soit affecté nous amène aux problématiques des rétroactions pouvant ensuite être engendrées par les présentes tendances climatiques (Grosse et al. 2011).

C'est un exemple de ce qu'on appelle une rétroaction, quand un élément déclencheur verra son effet renforcé ou diminué par les procédés qu'il déclenche. Ces rétroactions amènent beaucoup de questions étant donné l'ampleur et la rapidité des changements ayant lieu, changements qui, de plus, sont difficiles à prévoir pour l'instant (McGuire et al. 2010). Il faut dire que, par définition, une rétroaction peut être négative ou positive tout dépendamment si l'effet initial sera amplifié ou diminué par les procédés qui en découlent (Chapin et al. 2005). Les

rétroactions ne sont cependant pas que négatives ou positives, elles peuvent être présentes à différentes échelles spatiales et temporelles aussi. On distingue deux grandes catégories de rétroactions : elles peuvent être biophysiques ou bien biogéochimiques. Les rétroactions biogéochimiques ont un rôle à l'échelle globale puisqu'elles incluent des composantes telles que le dioxyde de carbone et le méthane puisque les gaz à effet de serre ont un long temps de résidence dans l'atmosphère (Bonan 1992). Ces gaz à effet de serre vont contribuer au réchauffement climatique global puisque les effets de leur émission ne seront pas confinés aux limites du site et qu'ils resteront longtemps dans l'atmosphère. Ce qui est émis à un endroit affecte éventuellement l'ensemble du globe, d'où l'aspect global de ces rétroactions (Bonan 1992).

Les rétroactions biophysiques, elles, ont un rôle plus local, mais vont tout de même influencer le climat, à l'échelle régionale et même globale s'ils affectent les patrons de circulation globaux (Anderson et al. 2011). Les propriétés modifiées affectant le climat sont l'albédo (l'albédo est un ratio qui décrit la proportion de rayonnement incident à ondes courtes qui est réfléchi par la surface, donc plus l'albédo d'une surface est élevé, plus elle réfléchit les rayons incidents à sa surface), la rugosité de la surface du site (en lien avec la texture de la surface, plus la forme de la surface de son idéal, ici on parle de relief, plus celle-ci sera rugueuse) et l'hydrologie du site (l'humidité du sol, la nappe phréatique et les contrôles biologiques reliés à l'eau). Ces propriétés ont comme point commun d'affecter les quantités et formes de transferts d'énergie dans l'atmosphère, ce qui affecte donc le climat local en termes de température de l'air mais aussi de stress hydrique (Anderson et al. 2011). Ces propriétés de la surface émergée vont être modifiées par des changements apportés au paysage du site (a/reforestation, par exemple), modifications qui ont aussi un impact sur les flux de carbone. Cela nous ramène aux impacts sur le climat régional puisque l'afforestation peut, par exemple, diminuer le ruissellement et de ce fait augmenter le stress hydrique de la région. Le passage de la forêt boréale à la tourbière nordique (forme de déforestation) est aussi associé à une hausse de la nappe phréatique et à une augmentation de l'humidité du sol (Bonan et Shugart 1989).

1.2 Rétroactions biophysiques et écosystèmes de forêt boréale et de toundra

Les rétroactions biophysiques amènent des changements complexes au sein des écosystèmes nordiques dont le résultat final est difficile à prédire. Les forêts sont un environnement foncé à albédo faible, elles absorbent donc une partie des rayons incidents et

vont ainsi se réchauffer et éventuellement permettre à l'écosystème environnant de profiter de cette chaleur sensible (Anderson et al. 2011). Au contraire, si un environnement a moins d'arbres et présente seulement une végétation plus claire sans éléments foncés ou presque, par exemple, cela augmente l'albédo et diminue donc la température de l'air ambiant (Anderson et al. 2011). Ensuite, les stomates sont de petites ouvertures sur les feuilles des plantes permettant les échanges de différents gaz (ex. CO₂, H₂O) avec l'atmosphère. L'ouverture de ces stomates est directement reliée à la productivité, photosynthèse, ce qui explique le lien étroit entre les cycles de l'eau et du carbone. Comme l'ouverture des stomates laisse passer les gaz elles laissent échapper dans le processus de la vapeur d'eau tout dépendamment des conditions climatiques (si les rayons incidents à ondes courtes sont trop nombreux ou si la disponibilité en eau est faible, les stomates sont moins prompts à s'ouvrir) (Jarvis et McNaughton 1986). À leur tour, ceux-ci vont affecter le climat local en jouant sur les quantités d'évapotranspiration et sur les quantités de gaz échangés. La relation entre les rétroactions biophysiques et le climat n'est donc pas à sens unique; les deux s'influencent mutuellement. Les quantités de vapeur d'eau dans l'air vont affecter les patrons de précipitation et le développement des nuages. Si les stomates se ferment, l'évapotranspiration sera moindre alors que le flux de chaleur sensible augmentera en même temps. La répartition de l'énergie est directement affectée.

Dans l'arctique, l'albédo est associé au type de paysage qui est lui-même change dû aux températures maintenant plus chaudes qui influencent le couvert végétal. Si la tendance se maintient en termes d'expansion d'arbres et d'arbustes dans ces régions par endroits, le réchauffement atmosphérique pourrait être plus important, c'est-à-dire amener une augmentation des températures plus grande que celle associée aux changements climatiques actuels (Chapin et al. 2005). Donc, dû au réchauffement global de la Terre, la limite des arbres à certains endroits est en mouvement vers le nord puisque les conditions (les températures estivales et la durée de la saison de croissance) permettent maintenant aux arbres de s'étendre, au moins en partie dépendamment des conditions spécifiques au site où cela se produit, à des latitudes plus élevées (MacDonald 1998; D'Arrigo et al. 2009). Il ne faut cependant pas écarter non plus le fait que des températures plus clémentes signifient une arrivée plus hâtive du printemps et donc de la fonte des neiges et, si présentes, des feuilles qui auront pour effet de diminuer les températures (un printemps où les feuilles arrivent plus tôt est plus frais et humide en théorie) (Sakai, Fitzjarrald, et Moore 2001; Davin et de Noblet-Ducoudré 2010). Cependant, le fait de remplacer le couvert humide de mousses par des plantes vasculaires dans les régions à

haute latitude a plutôt pour effet d'augmenter le flux de chaleur sensible (donc plus chaud que frais) (Chapin et al. 2000). La direction finale de ces rétroactions est donc encore plus incertaine puisque certaines zones autrefois seulement recouvertes par la végétation de toundra et enneigées uniformément seront maintenant envahies par la forêt boréale. La toundra a un albédo de 3 à 6 fois plus élevé que la forêt boréale (Chapin et al. 2000). Par conséquent, la forêt boréale réchauffe autant les températures hivernales que celles estivales (dû à la présence d'arbres en opposition à la toundra ou à un sol nu) (Bonan 1992).

Ces changements au niveau du climat et de la végétation vont affecter les flux d'énergie de l'écosystème (Rouse, Eaton, et Petrone 2003). Par flux d'énergie de l'écosystème, on entend ici les transferts énergétiques turbulents entre la surface et l'atmosphère découlant du rayonnement solaire, c'est-à-dire le bilan énergétique de l'écosystème. Le rayonnement net sera soit réparti en chaleur sensible (H), soit en chaleur latente (LE), soit en flux de chaleur dans le sol (G), soit stocké en énergie dans la végétation ou le sol (S).

Il semble qu'il y ait une grande différence entre les taux de changements pour le bilan énergétique de surface pour l'automne et le printemps qui sont deux périodes clés pour l'hydrologie (Betts, Ball, et Mccaughey 2001). Ce sont les dates de premières neiges et de fonte qui sont responsables des asymétries entre le printemps et l'automne (Rouse, Eaton, et Petrone 2003). Le printemps et l'automne sont témoins de beaucoup plus de variations puisque ce que l'on appelle la saison intermédiaire (formée par les deux) est plus sensible au réchauffement/refroidissement de l'environnement à cause de la préparation et fonte du couvert de neige. La saison intermédiaire inclut ce qui est entre les maximums et minimums de l'année, bref généralement le printemps et l'automne. Le printemps est donc très sensible aux changements : 1°C d'augmentation des températures peut causer l'augmentation des flux d'énergie de surface de 7 à 10% (Rouse, Eaton, et Petrone 2003).

1.3 Échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère

Les flux d'énergie de surface forment le bilan énergétique (Équation 1).

$$LE + H = R_n - G \quad (\text{Équation 1})$$

où LE [Wm⁻²] est le flux de chaleur latente et H [Wm⁻²] est la chaleur sensible qui ensemble forment l'énergie turbulente du système et où R_n [Wm⁻²] est le rayonnement net et G [Wm⁻²] le

flux de chaleur dans le sol qui ensemble vont former l'énergie disponible du système. Cependant, les différents flux composant le bilan énergétique de surface ne sont pas tous obtenus de la même façon. Les flux de chaleur latente et de chaleur sensible (flux d'énergie turbulente) sont obtenus à l'aide de la méthode de covariance des turbulences (décrite à la section 1.5) alors que les flux d'énergie disponibles sont obtenus par d'autres méthodes de mesures supplémentaires à la méthode de la covariance des turbulences qui seront décrites plus bas (Baldocchi 2003).

Le rayonnement net (ou bilan radiatif) (R_n) est obtenu en soustrayant les ondes longues (L) et courtes (k) sortantes aux ondes longues et courtes entrantes de l'écosystème (Équation 2). Il représente donc l'apport énergétique du soleil à l'écosystème, point de départ des autres flux d'énergie puisqu'une fois dans le système le rayonnement net sera distribué et prendra différentes formes selon les caractéristiques spécifiques de l'écosystème. Cette énergie sera répartie entre la chaleur sensible (chaleur ressentie, donc la température), la chaleur latente (énergie utilisée pour les changements de phase de l'eau) ou bien sera diffusée dans le sol (Baldocchi et Vogel 1996).

$$R_n = (k\downarrow - k\uparrow) + (L\downarrow - L\uparrow) \quad (\text{Équation 2})$$

Le flux de chaleur latente, flux d'énergie en lien avec les changements de phase de l'eau, peut aussi être exprimé en terme de masse, il devient alors l'évapotranspiration (la transformation de l'eau en vapeur peut soit être considérée selon ses aspects énergétiques ou massiques). L'évapotranspiration sera affectée par les rétroactions biophysiques influençant le climat, mais celui-ci influencera à son tour aussi les taux d'évapotranspiration. Cette réciprocity rappelle l'importance de la relation d'influence mutuelle entre le climat et l'évapotranspiration (ou flux d'énergie). En bref, les forçages à court terme sur l'évapotranspiration sont la météo, l'humidité du sol et la physiologie des stomates qui répondent à l'offre et la demande en vapeur d'eau de l'atmosphère (Burba et Verma 2005). Ceux à long terme sont plutôt en lien avec comment les limitations en eau et température vont affecter la croissance, la capacité photosynthétique et la conductance des stomates. Les conséquences des faibles taux d'évapotranspiration de la forêt boréale sont les taux élevés d'échange de chaleur sensible et le développement diurne d'une large couche limite planétaire (CLP) (Wilson et Baldocchi 2000).

Cependant, il se trouve que d'autres puits et sources d'énergie existent dans les écosystèmes. L'Équation 1 n'est donc pas la seule version, loin de là, du bilan énergétique de surface.

$$LE + H = R_n - G - S \quad (\text{Équation 3})$$

où S (Wm^{-2}) qui se rajoute à l'équation 1 représente le stockage des flux d'énergie dans l'écosystème. Que l'on parle de stockage dans l'air, dans la végétation ou dans le sol, la chaleur emmagasinée par l'écosystème fait aussi partie du bilan énergétique.

1.4 Climat, couche limite planétaire et évapotranspiration

L'atmosphère, couche de gaz entourant la Terre et dans laquelle nous vivons est séparée en plusieurs couches horizontales. À l'intérieur même de la plus basse couche, la troposphère, on retrouve différentes zones puisque les échanges et phénomènes avec l'atmosphère se produisant à la surface vont venir interagir avec les premiers 1 ou 2 km de cette couche (Figure 1).

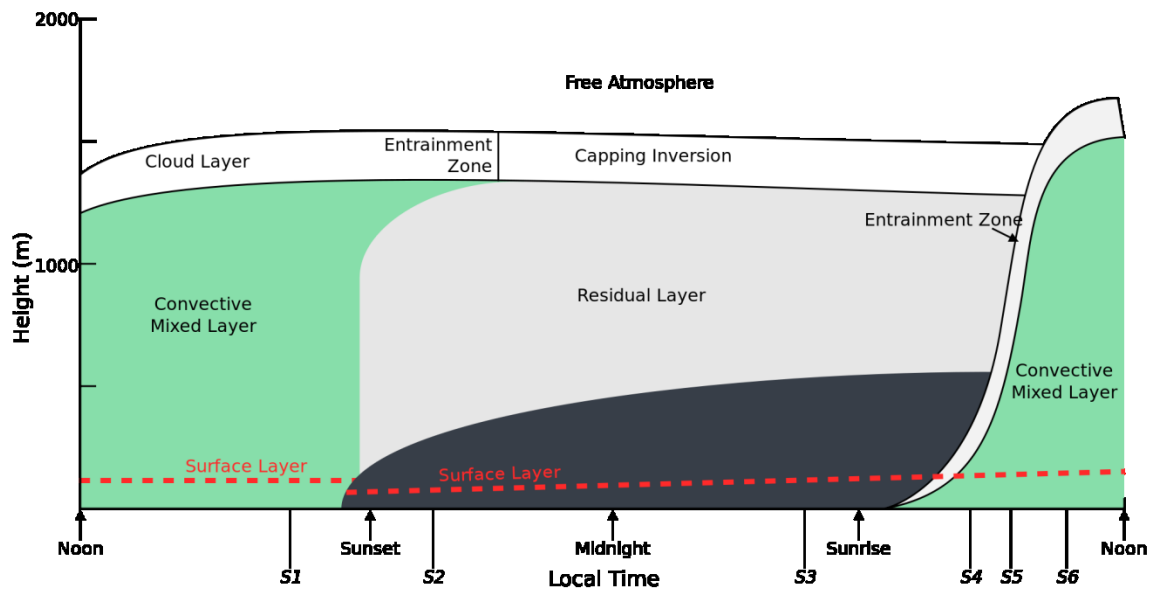


Figure 1 Évolution des zones composant la couche limite planétaire et leur hauteur selon l'heure locale (basé sur Stull (1988)).

La couche de surface est la couche atmosphérique la plus basse, en contact direct avec la surface et influencée par celle-ci. Les mouvements de l'air y sont particulièrement chaotiques et

irréguliers (fortes turbulences) dû au contact direct avec les obstacles à la surface. Ensuite, vient la couche mélangée où les turbulences causées par la surface ont encore assez d'influence pour rendre l'air homogène, d'où le nom de la couche (Cohn et Angevine 2000).

La couche limite planétaire (CLP) est la zone comprenant les deux premières couches, directement au-dessus de la surface. Sa hauteur est en relation directe avec le forçage radiatif rencontré à la surface et la turbulence qu'on y retrouve provient de deux forces qui sont le cisaillement du vent et la poussée hydrostatique (Moeng et Sullivan 1994). Cependant pour bien conceptualiser la couche limite planétaire il n'y a pas que l'albédo (forçage radiatif) dont on doit tenir compte, mais aussi la rugosité de la surface et l'hydrologie de la surface (Garratt 1993). Le lien avec la rugosité de la surface est assez direct, puisqu'une plus grande rugosité amènera une CLP plus haute en lien avec le transport de la quantité de mouvement d'air.

En termes d'hydrologie (humidité du sol et nappe phréatique), il n'y a pas que les faibles taux d'évapotranspiration comme mentionné ci-dessus qui amènent une large CLP. Des différences importantes dans l'humidité des sols à l'intérieur d'une région mènent aussi à ce phénomène (Ookouchi et Segal 1984). En effet, si un gradient assez important de l'humidité des sols est présent, cela amènera une circulation à l'échelle méso (échelle intermédiaire où l'on retrouve des phénomènes météo tel qu'un orage) capable d'affecter la structure de la CLP. Les modifications apportées sont plus ou moins grandes en fonction de la différence de saturation des sols (plus l'écart d'humidité entre les deux est grand, plus les effets seront importants), la végétation présente ou non et le relief des régions entrent aussi en ligne de compte à cause de leur rôle sur l'hydrologie des écosystèmes qui influence la circulation à l'échelle méso et donc les couches atmosphériques (Ookouchi et Segal 1984).

L'évapotranspiration et la structure de la CLP sont donc directement liées et l'hydrologie des écosystèmes affecte cette même couche. Ce fait pose de nouveau la question de la présence ou de l'absence d'une zone forestière. La présence de forêt ou son absence aura un impact majeur sur les écosystèmes puisqu'en plus de permettre ou non le stockage de chaleur, sa présence affecte l'albédo, la température, le couplage sol-atmosphère et la CLP (Anderson et al. 2011). La CLP sera donc affectée de plusieurs façons par les changements climatiques qui résulteront en modifications des écosystèmes et de leurs caractéristiques de surface.

L'altitude à laquelle se situe la CLP et les raisons pour lesquelles on la retrouve à cette altitude ont un impact puisque c'est dans cette zone près de la surface que tous les échanges turbulents d'eau et de chaleur se font. Cette zone a donc un fort impact sur le climat puisque les échanges qui s'y déroulent forment les phénomènes météorologiques rencontrés quotidiennement à la surface, mais les échanges surface-atmosphère sont aussi les déclencheurs de phénomènes climatiques tels que le couvert nuageux (Garratt 1993). En influençant l'évapotranspiration et la redistribution de l'eau dans l'atmosphère, la CLP va fortement modifier la distribution (même globale) des nuages de types cumulus et stratiformes (Adegoke, Pielke, et Carleton 2007; Garratt 1993).

Finalement, juste avant l'atmosphère libre (là où la surface n'a plus d'influence), on retrouve la zone d'entraînement. Cette zone porte ce nom puisque c'est là où l'air sec et chaud qui est entraîné depuis l'atmosphère libre vient se mêler à la CLP (Cohn et Angevine 2000). À ce niveau, il y a une inversion bloquante, elle va croître en altitude alors que la CLP grandie. C'est alors qu'on entraîne l'air sec et chaud de l'atmosphère libre dans cette couche.

1.5 Méthode de covariance des turbulences

La méthode de covariance des turbulences est communément utilisée en micrométéorologie et est présentement la méthode la plus efficace pour effectuer la prise de données en continu de flux net entre la surface et des gaz atmosphériques tels que la vapeur d'eau et des flux d'énergie.

On doit les concepts fondamentaux de la méthode de covariance des turbulences à M. Reynolds (généralement connu pour la moyenne de Reynolds et le nombre de Reynolds qui sont aussi utiles en microclimatologie) développés vers la fin du 19e siècle (Baldocchi 2003). Cependant, étant donné les limitations technologiques de l'époque, la première véritable utilisation de la technique daterait de 1926 même si les bases théoriques ont été établies avant cela. Bien sûr, toute la technologie requise pour effectuer la prise de données à haute fréquence n'était pas accessible à l'époque (en outre les analyseurs de gaz qui seront décrits plus bas dont l'idée date seulement d'une quarantaine d'années, les premières expérimentations avaient donc dû se restreindre à de très courtes périodes d'utilisation de la méthode et utiliser des techniques comme la photographie (Baldocchi 2003). C'est dans les années 50 que les choses ont ensuite évoluées, menant entre autres à des instruments qui permettent de prendre plusieurs données par seconde (début des anémomètres). Ces avancées comportent aussi la théorie de similitude

de Monin-Obukhov (1954), basée sur différents concepts dont la longueur d'Obukhov (Obukhov 1946), qui permet d'obtenir les flux de gradient de surface. Les prochaines avancées rapides dans ce domaine ont découlé du développement de la technologie généralisée des années 90. Depuis ce temps, le perfectionnement des instruments ne cesse et la méthode a de plus en plus de cas à son actif.

En effet, la méthode de covariance des turbulences est maintenant reconnue et utilisée à travers le monde. Il existe même un réseau nommé Fluxnet qui englobe plusieurs sites (on en dénombrait plus de 680 au printemps 2014 (Fluxnet 2015) où des tours micrométéorologiques sont utilisées (Baldocchi et al. 2001).

La méthode a comme principe de base que l'atmosphère contient des parcelles d'air turbulentes (i.e. des tourbillons) avec des mouvements en trois dimensions comprenant une composante verticale vers le haut ou vers le bas (Baldocchi 2003). Ces turbulences vont transporter des éléments traces (gaz, énergie). Avec la technique de covariance des turbulences le but est de prendre un échantillon instantané de ces turbulences pour voir le déplacement net de ces éléments entre la surface émergée et l'atmosphère (Baldocchi 2003). Cela est possible grâce à la covariance entre ces éléments traces et le vent. C'est ici qu'entre en jeu la moyenne de Reynolds puisque ce concept permet de faire l'analyse statistique de la densité de flux de masse verticale instantanée qui permet d'obtenir la différence nette de matériel en mouvement (Baldocchi 2003).

La technique a deux instruments principaux basés sur les principes ci-haut, soit l'anémomètre à ultrasons et l'analyseur de gaz. Ils doivent être appuyés par des instruments météorologiques qui fournissent des données supplémentaires, mais ils restent les deux instruments centraux de la méthode. L'anémomètre à ultrasons permet d'obtenir les composantes du vent ainsi que la température de l'air en haut de la tour. Cela permet donc de calculer le flux de chaleur sensible (Équation 4). L'analyseur de gaz permet le calcul du flux de chaleur latente en fournissant la fluctuation de la concentration de vapeur d'eau que l'on met encore une fois en parallèle avec la composante verticale du vent (Équation 5).

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (\text{Équation 4})$$

$$LE = L\rho\overline{w'q'} \quad (\text{Équation 5})$$

où H (Wm^{-2}), le flux de chaleur sensible est égal à la covariance entre les fluctuations de vent vertical et de température virtuelle (avec le symbole ' qui représente la déviation à la moyenne des variables) ensuite multiplié par la densité de l'air (ρ ; $kg\ m^{-3}$) et la chaleur spécifique à pression constante (c_p ; $J\ K^{-1}$) et où LE (Wm^{-2}) est le flux de chaleur latente décrit lui aussi par la covariance de la composante verticale du vent mais avec le rapport de mélange de H_2O (q' ; g de vapeur d'eau par kg d'air sec) ensuite multiplié par la densité de l'air et la chaleur latente de vaporisation (L ; $kJ\ kg^{-1}$) (Launiainen et al. 2005). L'analyseur de gaz peut être à chemin ouvert ou fermé. Comme le nom l'indique celui à chemin ouvert à un espace à découvert entre les deux capteurs alors que celui à chemin fermé aspire l'air à l'intérieur pour la prise de mesure. Les avantages principaux de l'analyseur de gaz à chemin ouvert sont la baisse demande énergétique de l'appareil et sa rapidité permettant la prise de données à haute fréquence.

Grâce à sa prise de données à haute fréquence, la méthode de covariance des turbulences permet donc d'obtenir les flux aux trente minutes (après traitement des données brutes comme décrit à la section 2) des gaz et de l'énergie échangés entre la surface et l'atmosphère. La moyenne faite sur trente minutes est utilisée puisqu'elle est généralement assez longue pour prendre en considération les turbulences à différentes échelles (celles à plus basses fréquences entre autres), mais assez courte pour donner une couverture précise des flux qui vont changer au cours de la journée (Baldocchi 2003). La prise de donnée à haute fréquence, elle, est nécessaire pour bien distinguer tous les signaux reçus. Sinon les turbulences à haute fréquence ne pourraient être différenciées les uns des autres (Baldocchi, Hincks, et Meyers 1988). La grande majorité du transport de turbulences a lieu à haute fréquence (en moins d'une seconde par exemple), dépendamment de la hauteur de la prise de données. La méthode permet donc une surveillance microclimatologique tout-à-fait unique d'un écosystème grâce à la fréquence de la prise de données qui donne une couverture temporelle précise (chaque trente minutes) inatteignable avec d'autres méthodes, mais qui peut aussi être continue sur une longue période de temps (s'étendre sur plusieurs années par exemple).

La méthode de covariance des turbulences a ses limites même si elle est présentement à la fine pointe de la technologie en termes de méthode microclimatologique. Les limites de la méthode découlent principalement de la théorie même à la base de celle-ci qui assume que la

méthode sera utilisée à un site présentant peu ou aucun relief (terrain plat), sous des conditions environnementales stables et pour une zone comprenant une empreinte homogène (c'est-à-dire que la végétation ou la rugosité de la surface ne varient pas de façon drastique à l'intérieur de la zone) (Wilson et al. 2002).

Bien sûr, tous ces critères sont difficilement atteignables en réalité. La méthode de covariance des turbulences est utilisée mondialement et à travers des types d'écosystèmes tout-à-fait différents. Une façon commune de valider si la technique s'applique bien au site choisi est de regarder la fermeture du bilan énergétique tel que décrit par les Équations 1 et 3.

Les deux côtés de l'équation du bilan énergétique (Équation 1) devraient être égaux en théorie (le système devrait avoir une pente de 1) puisque l'énergie sera conservée, mais c'est rarement le cas pour les sites expérimentaux. Une étude menée à travers quelques vingt-deux sites utilisant la méthode de covariance des turbulences a trouvé qu'en moyenne ils présentent une pente de 0.79 ± 0.01 (Wilson et al. 2002) plutôt que de 1, même chose pour Stoy et al. (2013) qui ont trouvé une moyenne de 0.84 entre 173 du réseau Fluxnet (Stoy et al. 2013). Les principales causes de non-fermeture sont nombreuses et variées. C'est pourquoi le tout devient du cas par cas et chaque site doit être analysé de façon à ce que l'on puisse comprendre son caractère spécifique et éventuellement y apporter les corrections nécessaires (Wohlfahrt et Widmoser 2013).

Tout d'abord, les premières hypothèses concernant le problème du bilan énergétique ont intuitivement choisi la piste du mal-fonctionnement au niveau technique et expérimental (Wilson et al. 2002). Les instruments utilisés pour la covariance des turbulences sont issus d'une technologie assez pointue. Il en résulte donc qu'ils peuvent être capricieux. Par exemple, des précipitations ou de la poussière altèrent ou empêchent complètement la prise de données par les analyseurs de gaz à système ouvert. Cependant, on s'est vite rendu compte que cela ne peut expliquer le manquement de fermeture de la balance énergétique en entier, et il est même douteux que cela soit significatif tout court surtout pour les sites plutôt homogènes (Wilson et al. 2002). De plus, il est improbable que ces biais dus aux instruments ou aux aires de source aient des répercussions sur les flux turbulents (ou de dioxyde de carbone) (Vickers et Mahrt 1997) puisque les données seront filtrées selon les méthodes décrites au chapitre 2. Les résultats qui sont donc biaisés et clairement erronés ne sont pas pris en compte et puisque les méthodes décrites se basent surtout sur la moyenne pour éliminer des données. Si l'on

considère cette source d'erreur comme importante pour le bilan énergétique, cela revient à mettre en doute les tendances principales, donc l'ensemble de notre expérience. La méthode tenant compte de la vitesse de frottement, empêche, elle, les données prises à un moment où l'environnement ne permettait pas à la méthode de covariance des turbulences n'est pas adéquate de faire partie de cette moyenne. La surface n'est pas couplée avec l'atmosphère plus haut (là où les mesures de flux sont prises) alors la prise de données ne peut être effectuée quand les turbulences ne dominent pas. Ceci ayant d'ailleurs été décrit comme une source d'erreur (surtout pour la nuit) (Wilson et al. 2002). En deçà d'une certaine valeur de la vitesse de frottement (contrainte de cisaillement exprimée en terme de vitesse), les données de flux turbulents ne sont pas utilisés puisque ceux-ci tendent vers zéro lorsque les turbulences font de même (vitesse de friction très basse) (Massman et Lee 2002).

Une des particularités de la méthode qui a été critiquée est la moyenne de 30 minutes utilisée en général pour la covariance des turbulences. Cette moyenne de temps est généralement utilisée puisqu'elle permet aux vecteurs de vitesse d'être parallèles au sol pour les calculs effectués assez près de la surface. Par contre cela n'est pas le cas lorsque l'on parle d'une végétation plus haute (Finnigan et al. 2003; Foken et al. 2006). Cette différence d'échelle permettrait un angle entre le vecteur et le sol, laissant éventuellement la place à une vitesse verticale moyenne du vent, alors que l'on assume qu'il n'y en a pas. De plus, il fut trouvé qu'une moyenne de temps telle que celle-ci va toujours sous-estimer les flux turbulents (chaleur latente et sensible) puisqu'elle ne permet pas de tenir compte du passage des oscillations à faible fréquence à la tour peu importe le type d'environnement (Finnigan et al. 2003; Sakai, Fitzjarrald, et Moore 2001). On avança qu'une période de 4h serait plus adaptée pour regarder les flux turbulents puisque cela permettrait de fermer la balance énergétique en réglant les problèmes d'oscillations à faible fréquence (Finnigan et al. 2003). Cependant on perd alors les changements au niveau des flux survenant au cours de cette période. Il n'y a pas de période de temps parfaite et la moyenne de 30 minutes reste celle qui offre le plus d'avantages pour observer les flux turbulents.

Foken (2008) passa en revue toutes ces sources d'erreurs et déduit que le problème de la balance énergétique est définitivement une question d'échelle. C'est-à-dire que la seule problématique non résolue quant à la non-fermeture de la balance énergétique est la participation des turbulences plus larges (Foken 2008). Les causes de celles-ci furent déjà

discutées et restent les zones hétérogènes qui créent des turbulences tout-à-fait différentes des plus petites. Il faudrait donc un système de mesure de moyenne régionale bien que les moyennes sur des périodes plus longues peuvent aussi aider à tenir compte de ces larges turbulences tant que celles-ci sont stationnaires (Foken 2008). Selon ces déductions, la méthode de covariance des turbulences avec une tour à une certaine hauteur comme elle est appliquée présentement ne peut tout simplement pas inclure ces turbulences dans ses mesures (elle ne les voit pas). Foken (2008) proposa même une nouvelle version de la balance énergétique qui inclut explicitement ces larges turbulences :

$$0 = Q_s - Q_g - (QH)_s - (QH)_l - (QE)_s - (QE)_l \quad (\text{Équation 6})$$

où s représente les petites turbulences et l les larges. Alors, les petites seraient mesurées par la tour et les larges ne peuvent soit pas être prises en compte ou sont incluses dans l'advection (Foken 2008).

En bref, on peut classer en trois catégories les sources d'erreur provoquant la non-fermeture du bilan énergétique : les filtres apposés aux fréquences basse, l'advection et l'empreinte du système (Baldochi 2003). Ces trois catégories nous ramènent bien sûr à la principale cause de non-fermeture trouvée ci-haut : les turbulences à échelle plus larges. Toutes ces explications justifient pourquoi une non-fermeture du bilan énergétique (jusqu'à un certain point) est acceptée à beaucoup de sites comme étant inévitable.

1.6 Buts et objectifs

Suite à la revue des présentes conclusions retrouvées dans la littérature scientifique, on peut stipuler que les changements des caractéristiques de la surface des écosystèmes nordiques en lien avec les changements climatiques ne seront pas sans conséquences pour le climat de ces régions. Cependant, il est aussi évident que trop de rétroactions dont nous ignorons la force et la direction découleront de ces modifications pour prédire quel sera le résultat dans les prochaines décennies (par exemple, allons-nous vers des systèmes plus ou moins limités en eau? La température augmentera-t-elle encore plus ou diminuera-t-elle?, etc.). Pourtant, ces changements sont critiques à long terme pour le climat des régions nordiques et éventuellement celui global. Ce projet cherche donc à faire avancer les connaissances sur les implications des modifications que subissent les écosystèmes nordiques sur le climat dans le but

d'aider les projections pouvant être faites quant aux conséquences et rétroactions futures dans le contexte des changements climatiques.

Le but de mon projet de recherche est de caractériser les dynamiques des échanges d'eau et d'énergie à travers le gradient climatique (de la forêt boréale à la toundra arctique) et de pergélisol (de type discontinu à continu) formé par trois sites de la taïga des plaines : Scotty Creek (SCC), Havikpak Creek (HVC) et Trail Valley Creek (TVC). À ces trois sites, la méthode de covariance des turbulences est utilisée pour mesurer les flux de carbone, d'eau et d'énergie entre la surface du sol et l'atmosphère. Pour atteindre le but de mon projet, deux axes seront suivis. Le premier consiste à regarder les données obtenues grâce à la méthode de covariance des turbulences et le deuxième à poursuivre le but établi à travers les données des profils atmosphériques de températures de l'air (et de la hauteur de la CLP) et avec des données modelées de la hauteur de la CLP.

Les trois objectifs poursuivis à travers le premier axe consistent respectivement (1) en l'évaluation de la fermeture du bilan énergétique pour constater la performance de la méthode de covariance des turbulences aux trois sites, (2) en la caractérisation des échanges d'énergie, de l'évapotranspiration ainsi que des paramètres globaux en lien avec ceux-ci (tels que le coefficient alpha de Priestley-Taylor, le facteur de découplage, le ratio de Bowen, etc. qui seront décrits dans la section analyse) à l'échelle d'écosystème et à différentes échelles temporelles et (3) en la constatation des procédés biotiques et abiotiques de l'évapotranspiration et des échanges énergétiques à travers les différentes périodes de l'année aux différents sites.

Dans le deuxième axe, le quatrième objectif sera d'établir le lien avec le climat régional à travers les changements au niveau de la CLP. En regardant l'évolution de la CLP à travers les sites à l'aide de profils atmosphériques de températures et d'un modèle, des projections des modifications suivant les changements climatiques seront faites et comparées à celles déduites des trois autres objectifs.

Le questionnement derrière ce but est de trouver les différences et ressemblances entre les sites en termes d'échanges d'eau et d'énergie entre leur surface et l'atmosphère, mais aussi d'en arriver à distinguer les effets respectifs des différents climats et types de pergélisol sur les échanges énergétiques de surface et leur bilan sur l'évapotranspiration. Le tout étant facilité par le fait que les deux sites plus au sud (SCC et HVC) ont des écosystèmes similaires en terme de

végétation alors que les deux sites plus au nord (HVC et TVC) partagent le même type de pergélisol et le même climat, mais des différents écosystèmes. Dans ce contexte, l'année 2013 fut analysée. Les questions pouvant être adressées à travers les données dans le cadre de mon projet de recherche sont donc de savoir 1) comment les changements de la surface du sol vont affecter l'évapotranspiration et les échanges énergétiques? 2) Quels sont les effets du climat sur ceux-ci, en parallèle avec les différentes saisons et leur durée? 3) Finalement, quels sont les facteurs contrôlant les taux d'évapotranspiration et les échanges d'énergie lorsque le système est sous des conditions moins favorables (limité en eau et énergie)?

2 Méthodologie

2.1 Sites d'étude

Le site d'étude le plus au sud est Scotty Creek (61°18' N, 121°18' W) près de Fort Simpson aux Territoires du Nord-Ouest. Le site de tourbière nordique en partie recouvert par la forêt boréale subit des changements au niveau du paysage et se transforme rapidement en milieu plus humide, la zone d'étude englobe aussi plusieurs lacs (Quinton et Gray 2001). Le site présente du pergélisol discontinu qui se dégrade rapidement et se situe dans la partie sud de la taïga des plaines (Hayashi et al. 2007). Le site est majoritairement tourbeux avec certaines zones qui sont des plateaux de forêt et d'autres des milieux humides (tourbières ombrotrophiques et hétérotrophiques) (Quinton, Hayashi, et Chasmer 2009). Le sol présent au site est exclusivement organique dans les premiers mètres en dessous de la surface (Quinton et Gray 2001). L'espèce principale recouvrant ces plateaux de forêt boréale est l'épinette noire (*Picea mariana*), sinon les zones non-forestières sont, elles, entièrement recouvertes de différentes espèces d'arbustes, de bryophytes, de lichen, etc. Le site connaît de courts étés et a un climat subarctique avec une moyenne de température annuelle autour de -2.8°C et une moyenne de précipitations annuelles (pluie seulement) de 192mm pour la période de 1983-2013 pour la région de Fort Simpson (Environnement Canada 2015) et un couvert de neige qui a atteint environ 67cm au site (Haughton, données non-publiées). L'année 2013 est légèrement en haut de la moyenne des températures pour ces trente années avec une moyenne des températures de -2.1°C, mais légèrement en dessous pour les précipitations annuelles sous forme liquide avec une somme de 175mm en 2013 (Environnement Canada 2015). Les précipitations sous forme de neige furent aussi légèrement inférieures puisqu'en général elles sont entre 80 et 90cm (Environnement Canada 2015).

Ensuite, plus au nord se trouve le site de Havikpak Creek (68°20'N 133°30' W), près de Inuvik aussi aux Territoires du Nord-Ouest. Étant à une latitude plus élevée que SCC, il présente du pergélisol continu bien que lui aussi soit recouvert par la forêt boréale, dominée par les épinettes noires, et présente un couvert de lichen au sol (Eaton, Rouse, et Lafleur 2001). Le sol présente une mince couche organique avant d'être plutôt argileuse (Eaton, Rouse, et Lafleur 2001). La région d'Inuvik a une température moyenne de -8.5°C pour la période de 1983 à 2013 et une moyenne de 101 mm pour les précipitations annuelles au cours de la même période (Environnement Canada 2015). L'année 2013 présente une moyenne des températures de l'air de -7.6°C et est donc d'environ 1°C au-dessus des tendances des 30 années précédentes (Environnement Canada 2015).

Trail Valley Creek (68°45' N 133°30'W), site le plus au nord des trois, est dominé par la toundra arctique, la végétation est dominée par différentes espèces d'herbes, de lichen et de mousses avec quelques arbuste. (Eaton, Rouse, et Lafleur 2001; CCRN 2015). Le site présente un pergélisol de type continu et a un sol plus minéral qu'organique (Eaton, Rouse, et Lafleur 2001). Le site a une température moyenne de -10°C, une moyenne de précipitations annuelles d'environ 90mm et présente généralement de la neige au sol sur environ 8 mois de l'année (pour la période de 1991 à 2013) (Marsh pour Changing Cold Regions Networks 2015).

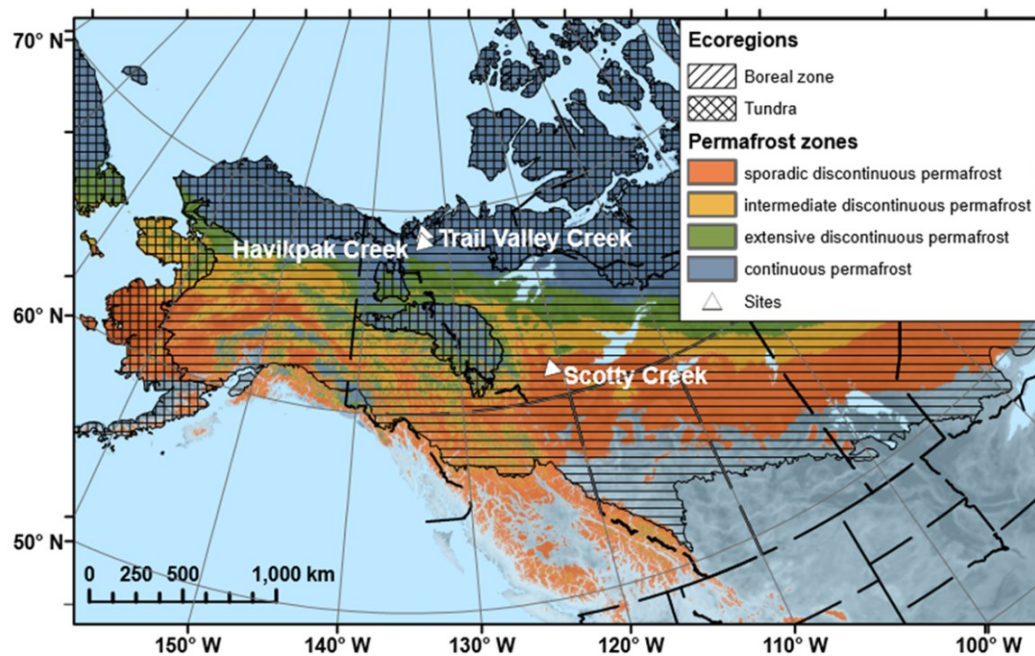


Figure 2 Les trois sites d'étude SCC, HVC et TVC et division des écorégions selon la

forêt boréale et la toundra arctique ainsi que la division des zones de différents types de pergélisol (Carte : gracieuseté de Manuel Helbig).

2.2 Méthodologie pour la prise, le traitement et le post-traitement de données relatives à la méthode de covariance des turbulences et aux mesures supplémentaires

L'observation faite aux trois sites expérimentaux à travers la collecte et le traitement des données de covariance des turbulences s'inscrit dans le travail effectué par l'ensemble du Laboratoire des biogéosciences atmosphériques en hautes latitudes. Les méthodes décrites ici avaient donc déjà été élaborées et réalisées dans l'ensemble avant le début de ce projet par différents membres de l'équipe (notamment Karoline Wischnewski (technicienne de laboratoire), Manuel Helbig (étudiant au doctorat) et Oliver Sonnentag (directeur du laboratoire)).

2.2.1 Collecte de données : méthode de covariance des turbulences

La méthode de covariance des turbulences est utilisée aux trois sites de recherche. Telle qu'appliquée aux trois sites, elle permet d'obtenir des données pour les flux de chaleur sensible et latente à haute fréquence (aux 30 minutes après le post-traitement). La hauteur à laquelle se trouvent ses instruments dépend de la hauteur de la végétation environnante (pour éviter le plus possible de fausser les résultats à cause des turbulences provenant de la rugosité de la végétation au sol qui cause des flux très hétérogènes). Aux trois sites, le EC150 (Campbell Scientific, Inc., Edmonton, AB) est l'analyseur de gaz à chemin ouvert utilisé et le CSAT3D (Campbell Scientific, Inc., Edmonton, AB) l'anémomètre à ultrasons. Ils se trouvent à une hauteur de 15.21m à SCC, de 11.8m à HVC et de 4.06m à TVC.

2.2.2 Prise des mesures supplémentaires

Un radiomètre différentiel de modèle CNR4 (Campbell Scientific, Inc., Edmonton, AB) pour le site de SCC (13.44m de hauteur) et CNR1 (Campbell Scientific, Inc., Edmonton, AB) pour les sites de HVC et TVC (respectivement 10 et 2.37m) sont utilisés pour obtenir les données de radiations nettes.

Un radiomètre différentiel est constitué de quatre capteurs (deux pointés vers le sol, deux vers le haut) qui vont respectivement s'occuper des ondes longues entrantes et sortantes et des ondes courtes entrantes et sortantes. Ensuite, des plaques de flux de chaleur dans le sol HFT3 (Campbell Scientific, Inc., Edmonton, AB) sont installées dans le sol pour obtenir le flux de chaleur dans le sol. Elles se trouvent à une profondeur de 8cm pour le site de SCC, à 5 et 9cm

(sol organique et minéral respectivement) pour le site de HVC et 6cm pour TVC. Les plaques de flux de chaleur dans le sol calculent le flux à partir de la différence de chaleur entre ses deux surfaces (celle du haut et celle du bas). Ensuite, pour la température et l'humidité de l'air le HC2S3 (Campbell Scientific, Inc., Edmonton, AB) est utilisé aux sites de SCC et HVC (à une hauteur respective de 15.21 et 11.8m) et le HMP3SCF (Campbell Scientific, Inc., Edmonton, AB) à TVC à une hauteur de 4.06m. L'humidité des sols est obtenue grâce au réflectomètre du contenu volumétrique en eau CS616 (Campbell Scientific, Inc., Edmonton, AB) aux trois sites.

2.2.3 Traitement des données de covariance des turbulences

La méthode de covariance des turbulences devrait être utilisée lors de conditions environnementales stationnaires, l'aire à l'étude être homogène et présenter peu de relief (Baldocchi 2003). Les sites répondant à tous ces critères sont rares (autant en termes spatiaux que temporels) et donc l'application de la méthode se fait souvent sous des conditions imparfaites, mais nécessite des corrections par la suite. Les données brutes obtenues par la méthode sont traitées à l'aide du logiciel EddyPro 5 (LI-COR, Inc. Lincoln, NE) dans le but d'obtenir les flux aux demi-heures. Le logiciel d'exploitation permet alors de traiter les données sous plusieurs aspects. D'abord, l'angle d'inclinaison de l'anémomètre à ultrasons sera aligné aux lignes directrices des vents locaux à l'aide de la méthode d'ajustement plan qui utilise une séquence de périodes de moyennes avec différentes directions de vent pour s'adapter à un plan définissant les angles de rotation constants (Paw et al., 2000; Wilczak et al., 2001).

Ensuite, pour s'assurer de la qualité des séries de données temporelles de trente minutes, les flux de chaleur latente et sensible vont être vérifiées à l'aide d'un algorithme de détection des pics et des tests pour la résolution d'amplitude (décrochage, asymétrie et kurtosis), la non-continuité, et les temps de décalage (Vickers et Mahrt 1997). Un algorithme de maximisation de covariance est appliqué pour compenser le temps de décalage entre le signal de la vitesse du vent et le signal de la densité de vapeur d'eau, retard causé par la séparation des sondes (Fan et al. 1990). Les fluctuations des turbulences sont seulement calculées pour la période de 30 minutes si plus de 90% des données de cette période sont disponibles

Les turbulences sont présentes à plusieurs échelles dans l'atmosphère et le système de covariance des turbulences ne peut tenir compte de toutes ces échelles et sous-estime donc leur contribution aux flux énergétiques (Baldocchi 2003). Des fonctions de transfert spectral sont appliquées pour corriger l'atténuation spectrale des mesures de covariance des

turbulences dues à ce fait. Les corrections spectrales pour faibles fréquences ont été faites suivant Moncrieff et al. (2004) et les corrections spectrales analytiques pour les fréquences élevées sont basées sur les équations proposées par Moncrieff et al. (1997). La magnitude des corrections spectrales pour les sondes utilisées sont généralement faibles pour un système à chemin ouvert avec une très petite séparation entre les capteurs (environ 3cm).

L'analyseur de gaz EC150 mesure la densité des gaz plutôt que le rapport de mélange ce qui est un problème puisque la densité des gaz est affectée par les changements de température de l'air, créant des fluctuations de densité. Donc, les fluctuations dans la densité de l'air calculée par l'analyseur de gaz sont partiellement causées par des fluctuations de densité sans lien avec les fluctuations des flux de chaleur latente. Pour tenir compte de cet effet, le terme de Webb-Pearman-Leuning (WPL) est appliqué pour calculer le flux de chaleur latent (Webb et al.,1980). Pour le flux de chaleur sensible, une correction de ce flux obtenu à l'aide de l'anémomètre à ultrasons est appliquée selon Van Dijk, Moene et De Bruin (2004) pour prendre en compte les effets de fluctuation de l'humidité sur les données de température prises à l'aide de l'anémomètre à ultrasons.

Les séries de données sont alors importées dans Matlab (The MathWorks inc. 2013) où plus de tests sont faits. D'abord, la détection des pics est à nouveau faite cette fois selon la méthode décrite par Papale et al. (2006). Cette deuxième détection est effectuée puisque la première faite sur les données à haute fréquence n'a pu être aussi pointue et enlever les pics formés par la moyenne de 30 minutes qui le seront lors de celle-ci. Ensuite, comme la méthode repose sur les turbulences de l'atmosphère, un minimum de vitesse de frottement (fixé à 0.2 ms^{-1} défini comme proposé par Papale et al. (2006)) est nécessaire pour assurer des données de qualité. Les données en dessous de ce minimum fixé seront donc écartées (Papale et al. 2006), données incluant les flux de chaleur sensible et de chaleur latente (le minimum de vitesse de friction pour l'écosystème est jugé valide pour ces flux aussi).

2.3 Méthodes de traitement et d'analyses des données de covariance des turbulences et mesures supplémentaires (chapitre 3)

2.3.1 Traitement des mesures supplémentaires

Les données de radiations nettes du système vont aussi subir les corrections à l'aide du logiciel d'exploitation dans Matlab. C'est-à-dire l'enlèvement des pics selon la méthode décrite par Papale et al. (2006). Le même processus d'enlèvement des pics est appliqué au flux de

chaleur dans le sol. Cette section définit les différents traitements et calculs qui s'appliquent aux mesures supplémentaires utilisées pour le premier axe d'analyse.

2.3.1.1 Flux de chaleur dans le sol, chaleur spécifique du sol et stockage

La chaleur spécifique ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$) est une caractéristique spécifique de la matière et est définie comme étant la quantité d'énergie nécessaire pour que 1g de cette matière voit sa température augmenter de 1°K (Beiser 1988). Cette propriété caractéristique peut être trouvée grâce à la calorimétrie. Il existe une multitude de méthodes calorimétriques permettant d'obtenir la chaleur spécifique d'un échantillon de matière en particulier. Obtenir la chaleur spécifique du sol est nécessaire pour atteindre les objectifs présentés ci-haut puisque le stockage de chaleur dans le sol est une composante non-négligeable du bilan énergétique et que son calcul inclut la chaleur spécifique du sol (Sánchez, Caselles, et Rubio 2010). Il est toujours possible d'utiliser des valeurs empiriques trouvées dans la littérature pour des sites semblables, mais comme la chaleur spécifique diffère beaucoup d'un type de sol à l'autre et que les données spécifiques aux sites étudiés ne sont pas abondantes, l'obtention de données spécifiques aux sites fut jugée pertinente. La calorimétrie à balayage différentiel fut utilisée dans le cadre de cette expérience pour obtenir la chaleur spécifique d'un échantillon représentatif des sols de chacun des trois sites. Cette technique, utilise une augmentation et une diminution des températures du sol contrôlée pour rendre avec exactitude la chaleur spécifique d'un échantillon dont la masse est connue (Fortier, Sliger, et de Granpré 2014).

Cette technique a l'avantage d'être précise et fiable, mais la plus grande cause d'erreur vient de la très petite quantité de matière étant analysée à chaque test (quelques mg). Les manipulations doivent donc être effectuées avec beaucoup de soin pour permettre à la méthode de rendre toute la précision dont elle est capable. De plus, les quelques mg de sol sélectionnés pour analyse se doivent d'être le plus représentatif possible du site en entier (i.e., sol minéral ou organique ou mélange des deux selon la composition générale du sol au site).

Pour les données de flux de chaleur dans le sol, les plaques de flux de chaleur dans le sol ne nous informent que sur le flux à l'endroit précis où elles se trouvent. C'est pourquoi il faut tenir compte du stockage de chaleur dans le sol au-dessus des plaques de flux de chaleur dans le sol puisqu'il peut se révéler très important en terme quantitatif par moments (Sánchez, Caselles, et Rubio 2010). Pour être en mesure de calculer ce stockage, il faut connaître plusieurs propriétés du sol. Ce stockage, ΔG (W m^{-2}), est défini par :

$$\Delta G = (\Delta T_s * C_s * d)/t \quad (\text{Équation 7})$$

où ΔT_s est la différence de température (K), d est la profondeur des plaques de flux de chaleur dans le sol (m), t est l'intervalle de temps (s) et C_s est :

$$C_s = \rho_b (C_d + \rho_w \Theta_v C_w) \quad (\text{Équation 8})$$

où ρ_b est la masse volumique apparente (kg m^{-3}), C_d est la chaleur spécifique du sol ($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$), ρ_w est la densité de l'eau (kg m^{-3}), C_w sa chaleur spécifique ($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$) et Θ_v est le contenu en eau du sol (Sánchez, Caselles, et Rubio 2010).

2.3.1.2 Stockage dans l'air en-dessous du point de mesure

Ensuite, une autre forme de stockage dont on doit tenir compte est le stockage de chaleur dans l'air en dessous de la tour (Lindroth, Mölder, et Lagergren 2010). Il peut être calculé à l'aide des équations suivantes pour le stockage de chaleur sensible et celui de chaleur latente, respectivement:

$$S_{sensible} = \rho_a * c_p \int_0^{z_{sonic}} \frac{\delta T}{\delta t} dz \quad (\text{Équation 9})$$

$$S_{latente} = \rho_a * L \int_0^{z_{sonic}} \frac{\delta q}{\delta t} dz \quad (\text{Équation 10})$$

où ρ_a est la densité de l'air (kg m^{-3}), c_p est la chaleur spécifique de l'air ($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$), L est la chaleur latente de fusion (kJ kg^{-1}), T est la température moyenne de l'air (K), q est l'humidité spécifique de l'air (kg kg^{-1}) et z est les différentes hauteurs auxquelles sont prises les données (pour T et q en m), z_{sonic} étant la plus haute (celle calculée par la tour) (Lindroth, Mölder, et Lagergren 2010).

2.3.1.3 Flux d'énergie et la neige

Le couvert de neige est un élément important à considérer lorsqu'on regarde le bilan énergétique de l'écosystème. La neige affecte les flux d'énergie de l'écosystème. En effet, aussi bien le rayonnement net, les flux d'énergie turbulente que le flux de chaleur dans le sol sont

affectés dans leur répartition et même leur direction (Pomeroy et Brun 2001). Les effets encourus sont différents dépendamment du stade d'évolution du couvert de neige et du site étudié (i.e., sorte de végétation, pergélisol, etc.). La tendance générale reste que le flux de chaleur latente dans la neige (utilisé pour le changement de phase) domine lors de la fonte des neiges (de par son importance en fin de saison froide) puisque la neige a besoin de beaucoup d'énergie pour fondre (fait expliqué par son énergie de fusion très élevée) laissant peu de place à une augmentation de la température (flux de chaleur sensible). Cela est assez intuitif puisque la chaleur latente est directement liée au contenu en eau et le couvert de neige est une bonne réserve d'eau prête à changer de phase. Sinon, on peut dire que le rayonnement net va augmenter avec le temps dû non seulement à un angle d'inclinaison plus propice à la réception du rayonnement avec la fin de l'hiver, mais aussi avec l'albédo de la neige qui décroît (Pomeroy et Brun 2001). Ces changements sont apportés par les caractéristiques spécifiques de la neige telles que son albédo élevé, sa faible rugosité, sa capacité à isoler, etc. Les caractéristiques de la neige viennent donc jouer sur les flux d'énergie du système d'une façon difficile à prendre en compte. C'est pourquoi il fut donc décidé pour l'analyse du bilan énergétique que toute l'année 2013 serait comparée à la période sans couvert de neige de cette même année. De cette façon, il sera possible de constater si la fermeture du bilan énergétique semble diminuée simplement par le fait que les effets de la neige ne sont pas regardés et qu'aucune correction n'ait été apportée (Nakai et al. 2013).

2.3.1.4 *Équivalent en eau de la neige*

L'équivalent en eau de la neige (EEN) a dû être calculé pour les trois sites puisque seule l'épaisseur de la neige est mesurée pour ceux-ci. Cette variable permet de bien comparer les précipitations hivernales reçues aux trois sites, puisque ceux-ci reçoivent la majorité de leur précipitation sous forme de neige, mais que leurs différentes densités ne permettent pas de comparer leur hauteur directement. Cependant, la relation entre l'épaisseur du couvert de neige et l'équivalent en eau de la neige est directe puisqu'il s'agit de multiplier le premier par la densité de la neige pour obtenir le second (Équation 11) (Golding et Swanson 1986; Cline 1997).

$$EEN = \rho_n * d_n \quad (\text{Équation 11})$$

où ρ_n est la densité en g/mm³ de la neige et d_n l'épaisseur du couvert de neige en mm, on obtient ainsi l'équivalence en eau de la neige (EEN) en mm.

Les données de densité de neige n'existent pas pour les trois sites. Il est cependant possible d'obtenir celles-ci grâce à la température de l'air selon les relations empiriques de Brown, Brasnett et Robinson (2003).

Ensuite, les données obtenues furent comparées aux données expérimentales recueillies à SCC (Haughton, données non-publiées) pour valider la méthode. Un simple test-t a pu permettre de déterminer si les données n'étaient pas statistiquement significativement différentes.

2.3.1.5 *Température potentielle*

La température potentielle est la température que l'air aurait si on l'amène de façon adiabatique jusqu'à une pression standard de 1000 hPa. C'est donc une conversion très pratique lorsque l'on a des températures provenant des différentes altitudes (dans ce cas, les températures prises aux tours de différentes hauteurs) ou pour comparer des profils atmosphériques. Utiliser directement les températures de l'air ne permettrait pas de les comparer puisque la baisse de pression atmosphérique lorsque l'on monte en altitude fait diminuer la température de l'air. Par contre, comparer les températures au sol entre les trois sites n'est pas plus juste puisque les sites présentent différentes végétation, cela vient changer les températures au sol (par exemple, ombre, vent, etc. vont affecter les températures).

Les températures potentielles aux trois sites furent calculées selon l' (Équation 12 :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{0.286} \quad (\text{Équation 12})$$

où θ est la température potentielle (°C), T est la température de l'air (°C), P_0 est 1010 hPa et P la pression atmosphérique à l'altitude correspondant à celle de T (hPa) (Zhou et al. 2012).

Les températures potentielles des sites sont utilisées lorsque l'on veut comparer la température de l'air entre les trois sites. Aussi, la température potentielle de l'air sera utilisée pour les profils atmosphériques pour enlever l'impact du gradient de pression sur les données de température de l'air en altitude.

2.3.1.6 *Humidité du sol*

L'instrumentation permettant d'obtenir les données d'humidité du sol aux trois sites (CS616 de Campbell Scientific) est en fait destinée à des sols minéraux et non organiques comme le sont

ceux-ci. Voilà pourquoi des tests de calibration furent faits en laboratoire par Karoline Wischnewski pour le sol de SCC de façon à corriger les données expérimentales de façon à tenir compte des propriétés caractéristiques du sol propres à ce site (Annexe 2). La méthode suivie vient directement du manufacturier (Instruction Manual CS616-CS625 Campbell Scientific 2002).

Celle-ci consiste à ajouter jusqu'à saturation une quantité d'eau connue à un certain intervalle de temps à un volume connu d'échantillon de sol pour pouvoir alors calibrer l'instrument selon la courbe connue. Ainsi la calibration pour le sol organique est effectuée et seuls les résultats après cette correction seront montrés.

2.3.1.7 Filtrage et remplissage des données supplémentaires

Pour les trois sites, les données supplémentaires furent filtrées selon Papale et al. (2006). Cette méthode permet d'uniformiser le filtrage et donc rend plus facile la comparaison entre sites. Bien qu'elle soit tout d'abord destinée aux écosystèmes de forêt, elle s'applique tout aussi bien à d'autres écosystèmes. Pour filtrer, la méthode proposée se base sur la vitesse de friction, les corrections de stockage et la détection des pics (Papale et al. 2006).

Pour le site de SCC, lorsque possible les trous dans le jeu de données supplémentaires pour 2013 furent remplis à l'aide des données prises au site par l'Université Wilfrid-Laurier (Quinton, données non-publiées). Pour le site de HVC, les données d'Environnement Canada obtenues à la station météorologique d'Inuvik (à quelques kilomètres seulement de HVC) furent utilisées (Environnement Canada 2015). Finalement, pour le site de TVC, comme une prise de données est aussi effectuée par Environnement Canada, ces données ont pu être utilisées au besoin (Environnement Canada 2015). Le remplissage de données pour les trois sites s'effectue d'après une simple régression linéaire bâtissant un modèle linéaire sur la comparaison entre les deux jeux de données pour une variable spécifique (effectué avec l'humidité relative de l'air et la température de l'air). Les données manquantes et remplacées sur la période de 17520 données s'élevaient à 6112 pour SCC et 943 pour TVC pour la température de l'air. Pour l'humidité relative de l'air, 6189 données étaient manquantes sur les 17520 de la période étudiée à SCC et ont été remplacées et encore une fois 943 données pour TVC (il s'agit ici des données aux demi-heures).

Le filtrage et remplissage des données secondaires a été effectué avec l'aide de Karoline Wischnewski qui a fourni le squelette du script utilisé (Annexe 1).

2.3.2 Fermeture du bilan énergétique

La fermeture du bilan énergétique de surface peut prendre plusieurs significations différentes. Le but ici était de vérifier le bon fonctionnement de la méthode de covariance des turbulences aux trois sites d'étude. L'idéal serait d'obtenir une parfaite fermeture (donc un reste de 0), mais comme ce ne sera jamais le cas (Foken 2008), il s'agit plutôt de constater le degré de fermeture et de voir s'il est satisfaisant ou non. Le ratio du bilan énergétique (rapport du flux d'énergie turbulente par le flux d'énergie disponible) peut aussi être un bon indicateur de la distribution des différentes composantes énergétiques. La pente et le zéro (point d'interception) de cette relation entre le flux d'énergie turbulente et celui disponible sont aussi pertinents pour l'analyse du bilan énergétique (Wilson et al. 2002). Ensuite des statistiques de base ont été faites sur ces données (r^2 et la valeur-p) dans le but de confirmer les conclusions sous-tendues par l'analyse de la fermeture, ratio et pente du bilan énergétique. Comparer les deux côtés de l'équation permet aussi de voir par la pente obtenue lequel des deux types d'énergie (turbulente ou disponible) est sur ou sous-estimé.

2.3.3 Paramètres globaux d'évapotranspiration et découpage des données

2.3.3.1 Paramètres globaux

L'atteinte de l'objectif portant sur la caractérisation des échanges d'énergie, de l'évapotranspiration et des paramètres vise d'abord à caractériser les échanges d'énergie et d'eau à différentes échelles temporelles. C'est-à-dire regarder les tendances des paramètres globaux pour une période diurne, mensuelle, annuelle et voir les différentes informations que ces échelles peuvent apporter. Cette caractérisation basée sur différentes périodes pourra ensuite permettre de comparer les trois sites et voir les différences majeures des trois sites en termes de leurs contrôles abiotiques de l'évapotranspiration. Pour prendre en considération les différences latitudinales des sites, des plages de temps différentes seront comparées, on évite de voir des différences entre les sites qui sont uniquement dues à leur séparation géographique. La phénologie est l'étude de la synchronisation d'évènements biologiques, mais qui sont aussi bien contrôlés par des procédés biotiques que abiotiques (Richardson et al. 2013). Il existe une influence entre le climat et les évènements phénologiques, mais aussi entre différents évènements phénologiques.

Caractériser les taux d'évapotranspiration et les comparer au déficit de pression de vapeur (DPV) permet de voir leur relation, à quel point ils varient ensemble et donc de déterminer

d'emblée l'importance du stress hydrique aux sites. Aussi, cela facilite la comparaison des sites puisqu'on voit leur réponse à différents contrôles sur la météo, on peut donc prendre en compte les différences au niveau des conditions météorologiques. Le DPV est une variable qui, si elle est élevée, aide à maintenir la rétroaction négative entre la fermeture des stomates et la hausse des échanges de chaleur sensible (Baldocchi et Vogel 1996). Le DPV nous informe sur comment l'air est loin de la saturation à un site. On s'attend donc généralement à une corrélation positive entre l'évapotranspiration et le DPV (relation plus ou moins linéaire puisqu'ils sont liés, mais sont aussi influencés par d'autres facteurs tels que les radiations solaires). Cette relation va jusqu'à un certain point où si les valeurs de DPV sont trop grandes, les stomates se fermeraient complètement empêchant les taux d'évapotranspiration d'augmenter.

Pour évaluer la limitation en eau des sites, l'indice de limitation en eau consiste en la division des précipitations sur un intervalle spécifique par l'évapotranspiration au cours de ce même laps de temps (Budyko 1958). Si l'indice résultant est inférieur à 0.5, on peut considérer le site comme limité en eau sur la période observée. Le principe derrière cet indice est tout simplement que si le site perd en évapotranspiration deux fois plus d'eau qu'il n'en reçoit en précipitation, il est limité en eau (Zhang, Dawes, et Walker 2001).

Ensuite, quelques paramètres globaux seront aussi caractérisés. On parle des moyennes aux 30 minutes du rapport de Bowen, du facteur de découplage, de la conductance de surface brute et du coefficient alpha de Priestley-Taylor. Le rapport de Bowen (β) est le ratio entre les flux de chaleur sensible et de chaleur latente (Baldocchi et al. 2001). Il informe sur la répartition des deux flux d'énergie turbulents, permet d'identifier lequel domine l'écosystème. Si β est plus grand que 1 c'est l'énergie sensible qui domine s'il est plus petit c'est que l'énergie latente domine l'écosystème.

Le facteur de découplage (Ω) exprime le degré de couplage entre la végétation et l'atmosphère (Jarvis et McNaughton 1986). Il peut être calculé à l'aide de la formule suivante :

$$\Omega = \frac{\varepsilon + 1}{\varepsilon + 1 + \frac{G_a}{G_s}} \quad (\text{Équation 12})$$

où ε est s/g, s est la pente de la relation entre la pression de vapeur de saturation et la température, G_a est la conductance aérodynamique brute (mm/sec) et G_s est la conductance brute de surface (mm/sec) (Ryu et al. 2008). Il indique aussi si l'évapotranspiration est contrôlée par le déficit de saturation ou par le rayonnement (Runkle et al. 2014).

La conductance de surface brute (G_s) est une intégration pondérée de la conductance de feuille individuellement et peut être calculée à partir de l'inversion de l'équation de Penman-Monteith (Monteith 1965) puisqu'elle est l'inverse de la résistance :

$$\frac{1}{G_s} = \frac{1}{G_a} \left\{ \frac{\varepsilon(R_n - G) + \rho C_p G_a DPV / \gamma}{LE} - \varepsilon \right\} - 1 \quad (\text{Équation 13})$$

Où ρ est la densité de l'air (kg m^{-3}), C_p est la chaleur spécifique de l'air ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), D est le déficit de pression de vapeur (kPa), γ est la constante psychométrique et G_a est la conductance aérodynamique brute (Ryu et al. 2008). La conductance de la surface reflète quels sont les contrôles biotiques de l'évapotranspiration, c'est-à-dire les contrôles des stomates.

Le coefficient alpha de Priestley-Taylor (α), lui, est le rapport entre le flux de chaleur latente mesuré et celui à l'équilibre d'évaporation (λE_{eq}) qui est calculé grâce à l'Équation 13 (Priestley et Taylor 1972) :

$$\alpha = \frac{R_n - G}{s + \gamma} \quad (\text{Équation 14})$$

Dans le but d'identifier les procédés abiotiques influençant l'évapotranspiration et les échanges d'énergie au cours des différentes périodes de l'année, les paramètres définis ci-dessus seront regardés pour différentes périodes de temps comprises dans la période à l'étude (du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014). Des tests statistiques, le test-t de signifiante (avec $\alpha=0.05$) et des tests de variance multifactorielle ANOVA (analyse de la variance) utilisant la méthode Scheffé (effectués à l'aide de Matlab), seront aussi faits pour voir si les périodes mentionnées sont significativement différentes ou non les unes des autres pour les paramètres globaux lorsque pertinent.

Aussi, pour certains graphiques de relation entre les données, les valeurs des moyennes de milieu du jour ont été utilisées lorsque jugé pertinent. Le milieu du jour étant le moment où le soleil est à son zénith pour un endroit en particulier. L'avantage à utiliser les moyennes de milieu du jour réside dans le fait qu'on obtient une valeur pour un paramètre alors que le soleil était à son point le plus fort, point où les procédés d'intérêt sont à leur maximum. Cela s'explique par le fait que les paramètres dépendent fortement du rayonnement net au site, on pourrait donc avoir des valeurs de milieu de jour qui sont semblables pour un mois d'automne et un mois d'été alors que leurs moyennes seront tout-à-fait différentes due aux heures d'ensoleillement qui sont différentes (Grelle, Lindroth, et Mo 1999). Pour empêcher les différences entre les périodes de jour qui changent avec les périodes et même entre les sites (SCC se trouve beaucoup plus au sud et connaîtra donc des journées généralement plus longues) ce sont donc les moyennes de milieu de jour qui seront utilisées. Le milieu du jour fut tout simplement établi comme le moment correspondant au midi solaire. Les midis solaires des trois sites furent établis à partir du NOAA Solar Calculator (NOAA-Earth System Research Laboratory 2015). Le midi solaire se trouve être à 14h pour SCC et à 15h pour HVC et TVC (plus ou moins 10 minutes en général) et ce pour l'ensemble de la zone temporelle à l'étude définie à la prochaine section. De telles moyennes sont utilisées lorsque des points fixes (dont la situation dans le temps importe peu) sont le sujet d'intérêt.

2.3.3.2 Découpage des données en périodes

Suite au calcul des paramètres définis ci-dessus, ils seront regardés (ainsi que les flux d'énergie de l'écosystème) au travers de différentes périodes. Car comme il fut mentionné plus haut, la phénologie des écosystèmes sera affectée par les changements de climat, mais son comportement vient aussi influencer les caractéristiques du climat à un certain niveau. La prise de données aux trois sites a débutée au printemps 2013 (aux environs des mois d'avril/mai tout dépendamment du site). Les 365 jours (une année) d'intérêt furent conséquemment définis comme allant du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014. Il sera donc question de cette période lorsqu'une allusion sera faite à une moyenne annuelle puisque cette période comprends 365 jours bien que répartie sur deux années (2013 et 2014).

Par contre, les analyses par périodes ne seront faites que sur une partie de ces 365 jours, les tranches de temps regardées vont respectivement du 16 avril 2013 au 13 septembre 2013 pour SCC, du 28 avril 2013 au 25 septembre 2013 pour HVC et du 3 mai 2013 au 1^{er} octobre 2013

pour TVC. Les dates de début de première période (fonte des neiges) remontent à exactement 30 jours avant la fin de la fonte des neiges pour chaque site. Pour déterminer la date exacte de la fin de la fonte du couvert de neige, l'albédo aux trois sites fut regardé en s'appuyant des données d'épaisseur de neige (Figure 11) et des photos quotidiennes prises aux sites. L'albédo est le rapport de l'énergie solaire réfléchi par une surface à l'énergie solaire incidente et diminue donc drastiquement lorsqu'il n'y a plus de neige pour réfléchir les ondes entrantes.

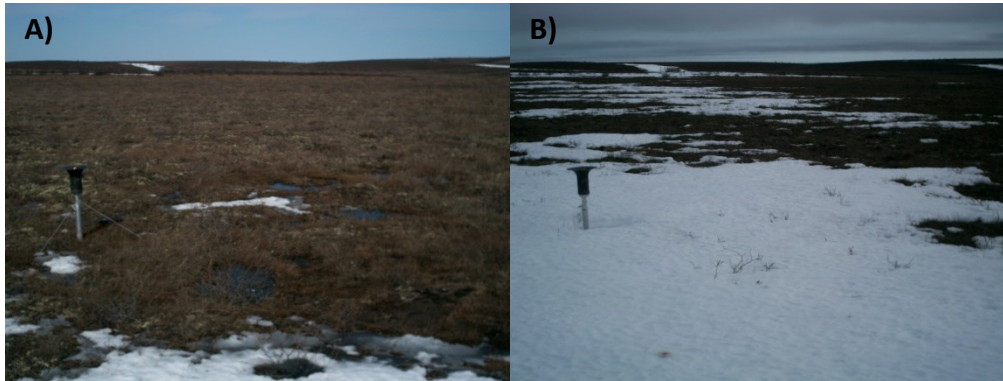


Figure 3 A) Couvert de neige à TVC le 3 juin 2013, fin de la première période puisque le couvert de neige est presque disparu, en comparaison avec 3 jours plus tôt B) le 31 mai 2013 où la neige couvrait encore majoritairement le paysage.

Donc la fin de la période fonte des neiges correspond à la fin du couvert de neige au site et par la suite chaque période est d'une durée de 30 jours. Leurs dates respectives et leurs noms (pour faciliter leur appellation seulement,) sont présentés au **Erreur ! Source du renvoi introuvable..**

Tableau 1 : Les 5 périodes divisant la saison 2013, noms, dates et jours de l'année (JDA) auxquels elles correspondent aux sites de SCC, HVC et TVC.

| | SCC | HVC | TVC |
|------------------|--|--|---|
| Fonte des neiges | 16 avril au 16 mai 2013 (JDA 106 à 136) | 28 avril au 28 mai 2013 (JDA 118 à 148) | 3 mai au 3 juin 2013 (JDA 123 à 153) |
| Début d'été | 16 mai au 15 juin 2013 (JDA 136 à 166) | 28 mai au 27 juin 2013 (JDA 148 à 178) | 3 juin au 3 juillet 2013 (JDA 153 à 183) |

| | | | |
|-----------|---|---|---|
| Été | 15 juin au 15 juillet 2013 (JDA 166 à 196) | 27 juin au 27 juillet 2013 (JDA 178 à 208) | 3 juillet au 2 août 2013 (JDA 183 à 213) |
| Fin d'été | 15 juillet au 14 août 2013 (JDA 196 à 226) | 27 juillet au 26 août 2013 (JDA 208 à 238) | 2 août au 1 ^{er} septembre 2013 (JDA 213 à 243) |
| Automne | 14 août au 13 septembre 2013 (JDA 226 à 256) | 26 août au 25 septembre 2013 (JDA 238 à 268) | 1 ^{er} septembre au 1 ^{er} octobre (JDA 243 à 273) |

La couverture en termes de données sur ces cinq périodes n'est pas complète, la prise de donnée et le post-traitement amènent des trous dans les données. La plupart des trous dans les données sont négligeables ou ont pu être remplis grâce à des sources externes (Environnement Canada, etc.), mais la fonte des neiges pour le site de SCC étant plus tôt que ceux des deux autres sites, la première période commence si tôt qu'il n'y a que quelques jours de couverts pour la première période à ce site. Il arrive donc que la couverture par les données soit pauvre, mais dans l'ensemble elle est généralement complète et représentative.

2.4 Méthodes pour les résultats de la couche limite planétaire (chapitre 4)

2.4.1 Modèle de la couche limite planétaire

Pour compléter l'interprétation des échanges d'eau et d'énergie aux trois sites et leur lien avec le climat, la hauteur de la CLP fut modélisée à partir de différents paramètres météorologiques des sites. La hauteur de la CLP est affectée par les changements dans les flux observés découlant des changements des caractéristiques spécifiques de la surface des écosystèmes. Les effets des changements observés dans les flux furent donc caractériser pour les changements qu'ils créent au niveau des dynamiques de la CLP. La méthode utilisée est basée sur la relation entre la balance énergétique de surface et le développement de la CLP. L'(Équation 15 montre les différents paramètres impliqués dans la relation.

$$\rho_a C_p h \frac{d\theta_m}{dt} = H + \rho_a C_p (\theta_e - \theta_m) \frac{dh}{dt} \quad (\text{Équation 15})$$

où ρ_a est la densité de l'air (kg/m^3), C_p est la chaleur spécifique de l'air à pression constante ($\text{Jkg}^{-1}\text{k}^{-1}$), h est la hauteur de la couche mélangée (m), $\frac{d\theta_m}{dt}$ est le taux de changement dans le temps de la température potentielle (k), H est la chaleur sensible à la surface (W m^{-2}). θ_m fait référence à la couche mixte alors que θ_e fait référence à la masse d'air au-dessus de la zone

d'entraînement (Baldocchi et Ma 2013; McNaughton et Spriggs 1986). À part la chaleur sensible, la chaleur latente est une des variables déterminant aussi le taux de changement dans le temps de la hauteur de la CLP ($\frac{dh}{dt}$). La hauteur de la CLP est donc étroitement liée au bilan énergétique de l'écosystème. Le modèle respecte donc les hypothèses au sujet de la hauteur de la CLP voulant que celle-ci soit d'abord déterminée par la chaleur sensible de l'écosystème puis par l'humidité (chaleur latente).

$\rho_a C_p h \frac{d\theta}{dt} = H + \rho_a C_p \theta_e - \theta \frac{dh}{dt}$ (Équation 15, on peut donc retracer les quantités d'énergie qui ont été entraînées dans la CLP depuis l'atmosphère libre se situant au-dessus de celle-ci. Le modèle sera référé comme le modèle de la CLP dans les chapitres suivant.

Les

Les

2.4.2 Profils atmosphériques des températures de l'air

Les

Les

Suite

Les

Ces

3 Bilan énergétique et évapotranspiration en lien avec les changements de distribution spatiale de la forêt boréale et de la toundra arctique aux Territoires du Nord-Ouest

3.1 Résultats

3.1.1 Fermeture du bilan énergétique

Les trois sites expérimentaux situés aux Territoires du Nord-Ouest sont dans des zones écoclimatique sèches bien que le site de SCC soit dans celle boréale continentale alors que les deux autres sites soit dans celle subarctique. Cette différence au niveau de la latitude transparaît dans leurs différences de températures (Figure 4). Le site de SCC a des températures légèrement plus élevées tout-au-long de l'année.

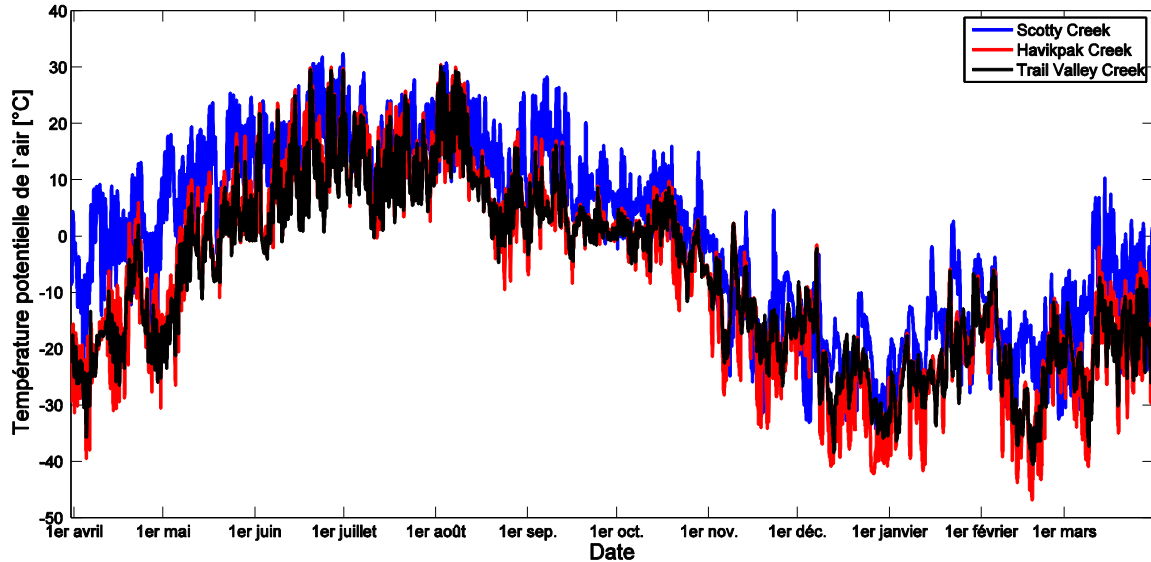


Figure 4 Profil des températures de l'air ($^{\circ}\text{C}$) aux trois sites pour la période du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014.

Les différentes composantes du bilan énergétique telles que définies furent regardées aux trois sites pour la période du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014 dans le but de constater la fermeture de celle-ci et de ce fait le bon fonctionnement de la méthode de covariance des turbulences aux sites. Ces composantes sont aussi affectées par le positionnement des $Rn-G$ (Équation 1, les composantes énergétiques considérées sont les flux de chaleur sensible et latente, le rayonnement net et le flux de chaleur dans le sol. Ces quatre composantes du bilan énergétique des écosystèmes forment deux groupes que l'on appelle respectivement les flux d'énergie turbulente (chaleur latente et sensible) et les flux d'énergie disponibles (rayonnement net et flux de chaleur dans le sol).

Les composantes énergétiques de la Figure 5 varient dans le temps avec les changements saisonniers, le rayonnement net dépend directement de la durée et de l'intensité d'ensoleillement reçue au site (ainsi que les caractéristiques spécifiques de la surface) et donc les composantes énergétiques qui découlent de l'énergie entrante dans l'écosystème. Le flux de chaleur sensible des trois sites sera plus élevé de façon générale que leur flux de chaleur latente. Aussi, le site de SCC présente des valeurs à tendance plus élevées au cours, surtout, de la saison estivale pour les flux de chaleur sensible, latente et le rayonnement net bien que ce soit plutôt le cas de TVC pour le flux de chaleur dans le sol.

Ces composantes principales du bilan énergétique des écosystèmes montrées à la Figure 5 furent alors séparées selon l'Équation 1 et les pentes formées par le ratio des flux d'énergie disponible et d'énergie turbulente aux trente minutes sont montrées à la Figure 6.

Les sites de SCC, HVC et TVC ne font pas exception à l'ensemble des sites expérimentaux pour lesquels la fermeture du bilan énergétique n'est pas atteinte (Wilson et al. 2002). À la Figure 6, la pente du bilan énergétique de TVC est la seule qui n'est pas statistiquement significativement différente de la pente 1:1. Les pentes des trois sites ne sont pas significativement différentes entre elles. Cependant d'autres sources d'énergie, en particulier le stockage, peuvent être considérées pour améliorer la fermeture du bilan énergétique (Équation 3).

Le stockage de chaleur dans le système est un élément clé à considérer car ces sources et puits de chaleur font partie du système bien qu'ils ne soient pas directement quantifiables par la méthode de covariance des turbulences. Pour obtenir le stockage de chaleur dans le sol à l'aide des équations 7 et 8, la chaleur spécifique du sol aux trois sites fut d'abord calculée de manière expérimentale. La méthode calorimétrique a permis d'obtenir la chaleur spécifique des sols aux trois sites qui fut ensuite utilisée pour calculer le stockage de chaleur dans le sol en relation avec les mesures de températures du sol prises aux trois sites. Les valeurs de chaleur spécifique obtenues expérimentalement sont de 1.75 ± 0.24 , 1.64 ± 0.17 et 1.59 ± 0.27 $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ respectivement pour les sites de SCC, HVC et TVC à une température de 5°C.

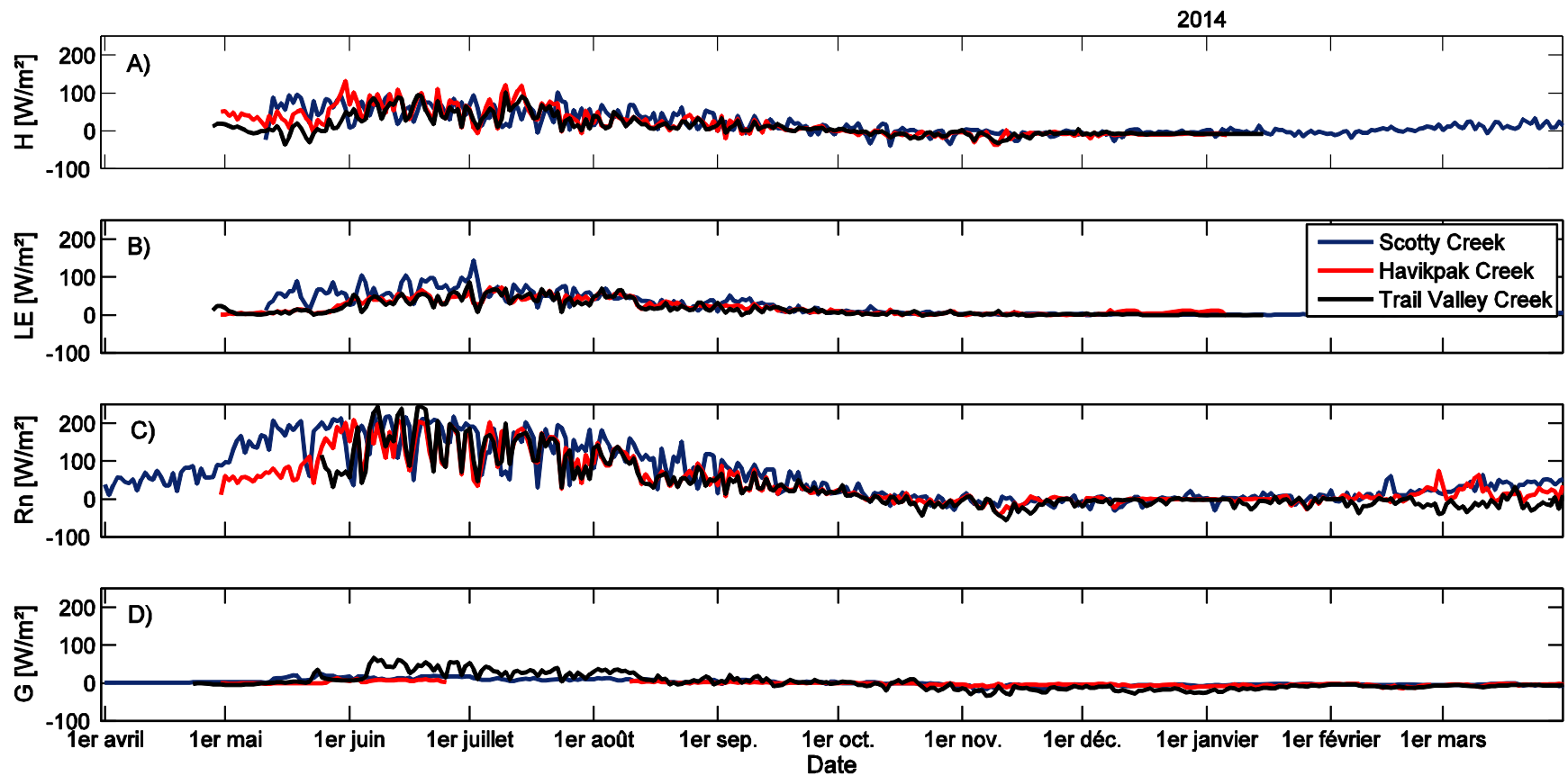


Figure 5 Moyennes quotidiennes des flux aux trente minutes de A) chaleur sensible, B) chaleur latente, C) rayonnement net et D) chaleur dans le sol pour les sites de SCC, HVC et TVC du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014.

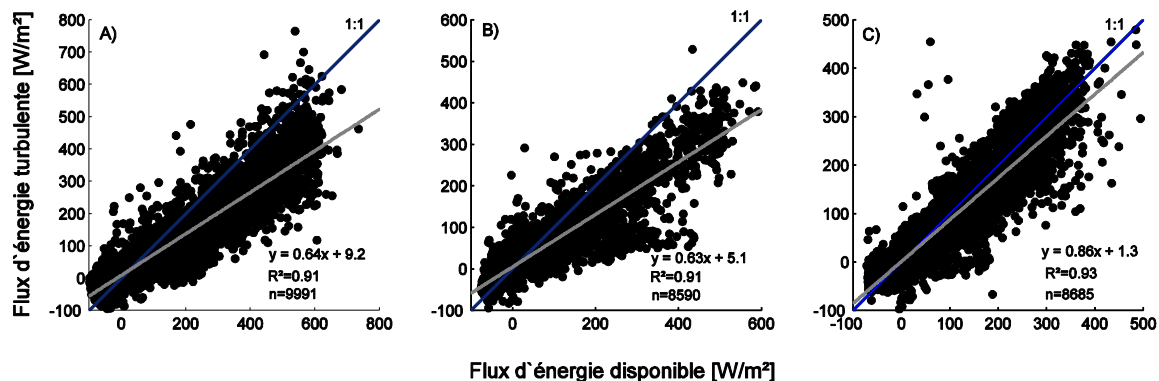


Figure 6 Flux d'énergie turbulente en fonction de l'énergie disponible aux trente minutes pour A) SCC, B) HVC et C) TVC du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014 incluant les données prises en présence d'un couvert de neige.

Le stockage de chaleur dans le sol varie en fonction des sites et des périodes mais amène une contribution proportionnellement importante au flux de chaleur dans le sol résultant (Figure 7).

Les stockages de chaleur latente et sensible dans l'air en-dessous de la tour furent aussi calculés à l'aide de mesures supplémentaires à la méthode de covariance des turbulences (Figure 7). Bien que les flux de ces stockages ne soient pas aussi élevés que ceux du flux de chaleur dans le sol, ils furent ajoutés aux flux d'énergie obtenus de chaleur latente et sensible puisqu'au final leur influence reste à considérer. Sur toute la période, la différence apportée par ces stockages est petite, mais pour certaines moyennes de trente minutes ils amènent des changements notables (jusqu'à 10% de la valeur des flux non-modifiés, les valeurs plus grandes étant concentrées le matin et en soirée), ce qui peut alors éventuellement améliorer la fermeture du bilan énergétique. À partir de ce point, les données présentées seront donc les données corrigées et non plus les données brutes.

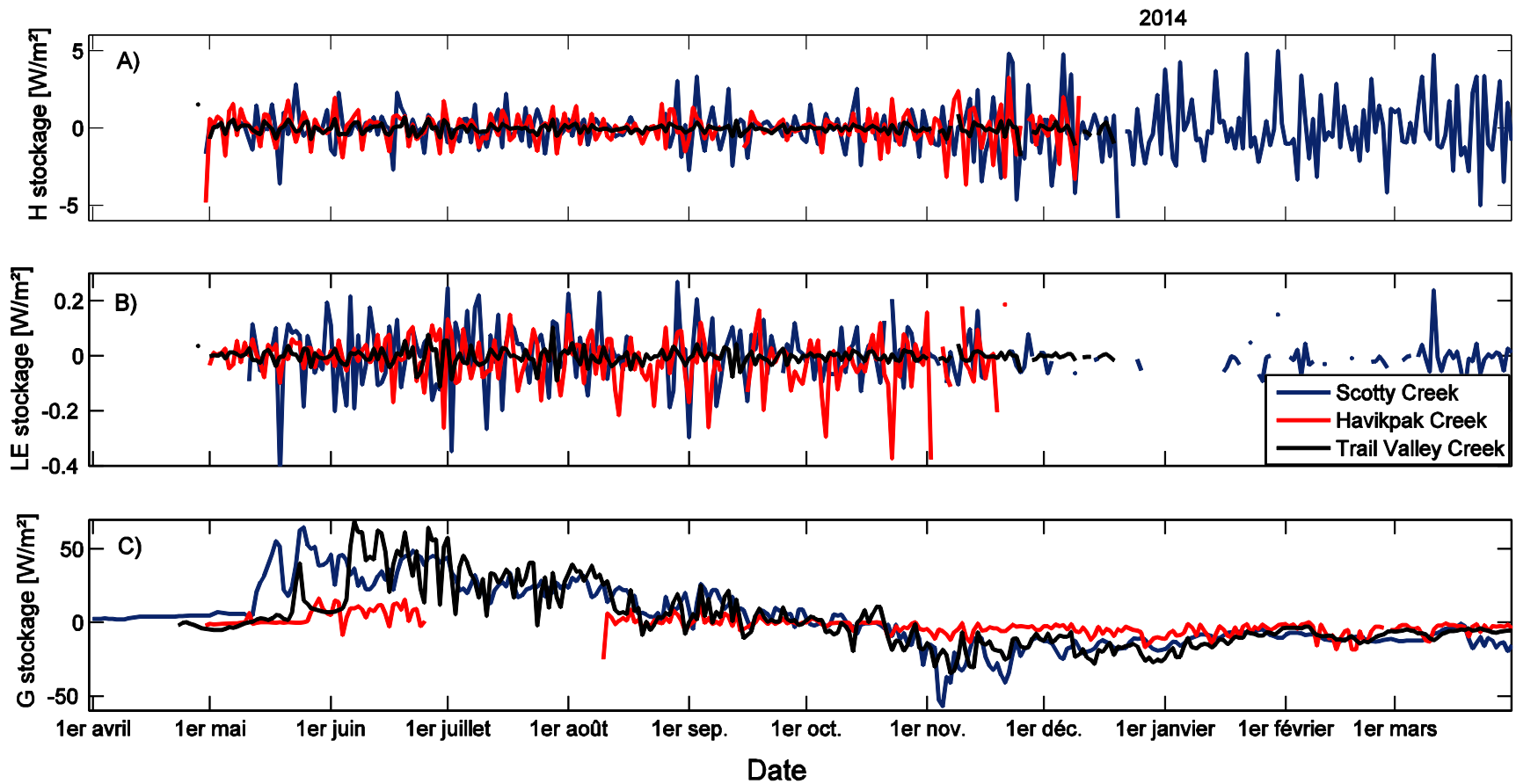


Figure 7 Moyennes quotidiennes des flux aux trente minutes de stockage dans l'air en-dessous de la tour de A) chaleur sensible (H stockage), B) chaleur latente (LE stockage) et C) stockage de chaleur dans le sol (G stockage) au-dessus des plaques de flux de chaleur dans le sol pour les sites de SCC, HVC et TVC du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014.

Les différentes formes de stockage vont venir accentuer l'amplitude des flux de chaleur (au final les flux sont représentés par les quantités présentées aux Figures 5 et 7) et donc éventuellement aider à atteindre la fermeture du bilan énergétique en théorie. Le trou dans les données de stockage de chaleur dans le sol de HVC provient d'un problème technique où la prise de données de température du sol s'est arrêtée et comme il n'existe pas d'autre source de données pour cette variable à ce site, aucun remplissage n'a pu être fait.

Pour ce qui est du stockage dans l'air en-dessous de la tour, il est commun que le stockage de chaleur sensible soit beaucoup grand que celui de chaleur latente qui est presque négligeable et les trois sites expérimentaux ne font pas exception à cette tendance (Lindroth, Mölder, et Lagergren 2010). Tout-de-même, au final ces flux sont présents dans les écosystèmes et doivent donc être considérés puisque leur influence pourrait venir changer la fermeture du bilan énergétique.

Les flux de stockage calculés à partir des données de covariance des turbulences et des mesures supplémentaires furent donc ajoutés aux flux initiaux. Les pentes de la relation de l'énergie turbulente en fonction de l'énergie disponible sont différentes après l'ajout du stockage (Figure 8 et Tableau 2). Les données utilisées font aussi partie de la période où les trois sites ne présentent respectivement pas de couvert de neige pour ne pas avoir à prendre en compte les flux supplémentaires apportés par la neige qui peuvent difficilement être quantifiés avec les données disponibles.

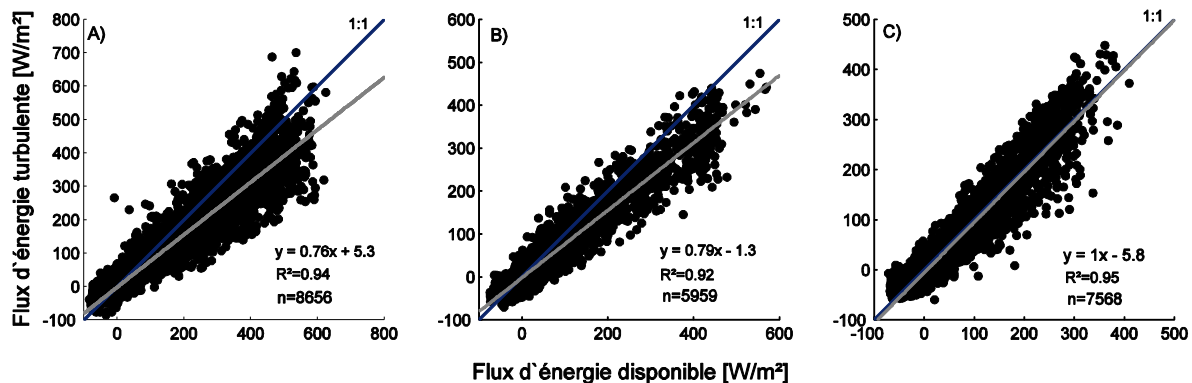


Figure 8 Flux d'énergie turbulente en fonction de l'énergie disponible (incluant le stockage de chaleur) aux trente minutes pour A) SCC, B) HVC et C) TVC pour les données du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014 prise en l'absence d'un couvert de neige.

Les pentes de flux d'énergie turbulente en relation avec le flux d'énergie disponible sont toutes plus proches de la pente 1:1 aux trois sites après les modifications apportées. Les pentes respectives sont donc améliorées (dans une perspective de fermeture du bilan énergétique) par l'ajout du stockage mais aussi par le retrait des périodes avec couvert de neige. Les périodes ne présentant pas de neige aux différents sites expérimentaux ne sont pas les mêmes, la période va du 16 mai au 11 décembre 2013 à SCC, du 28 mai au 24 octobre 2013 à HVC et du 3 juin au 24 octobre 2013 à TVC (les sites ont reçus des précipitations sous forme de neige avant ou après ces dates parfois, mais aucun couvert n'était présent au sol aux sites respectifs avant ou après les dates ci-dessus).

Ne pas prendre en compte les données prises en présence d'un couvert de neige fut utilisé comme solution ne pas avoir à considérer les flux et stockage de chaleur très complexes que la neige implique. Les pentes calculées à partir des données incluant les flux de stockage pour 2013 au complet et la période sans neige de 2013 (différente pour chaque site) montrent que chacune des modifications apportées améliore les pentes des bilans énergétiques aux trois sites (Tableau 2).

Tableau 2 Pentes du ratio des flux aux trente minutes d'énergie turbulentes et disponibles aux sites de SCC, HVC et TVC avec les données brutes et avec les données comprenant le stockage avec et sans neige pour la période du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014.

| | Données brutes | Données avec stockage | Données avec stockage sans période avec neige |
|-----|----------------|-----------------------|---|
| SCC | 0.64±0.09 | 0.74±0.09 | 0.76±0.08 |
| HVC | 0.63±0.08 | 0.70±0.07 | 0.79±0.06 |
| TVC | 0.86±0.07 | 0.99±0.07 | 1.00±0.06 |

3.1.2 Composantes du bilan énergétique

Les différentes composantes du bilan énergétique résultantes après l'ajout des flux de stockage pour les trois sites au cours des cinq périodes sont présentées (Figure 9).

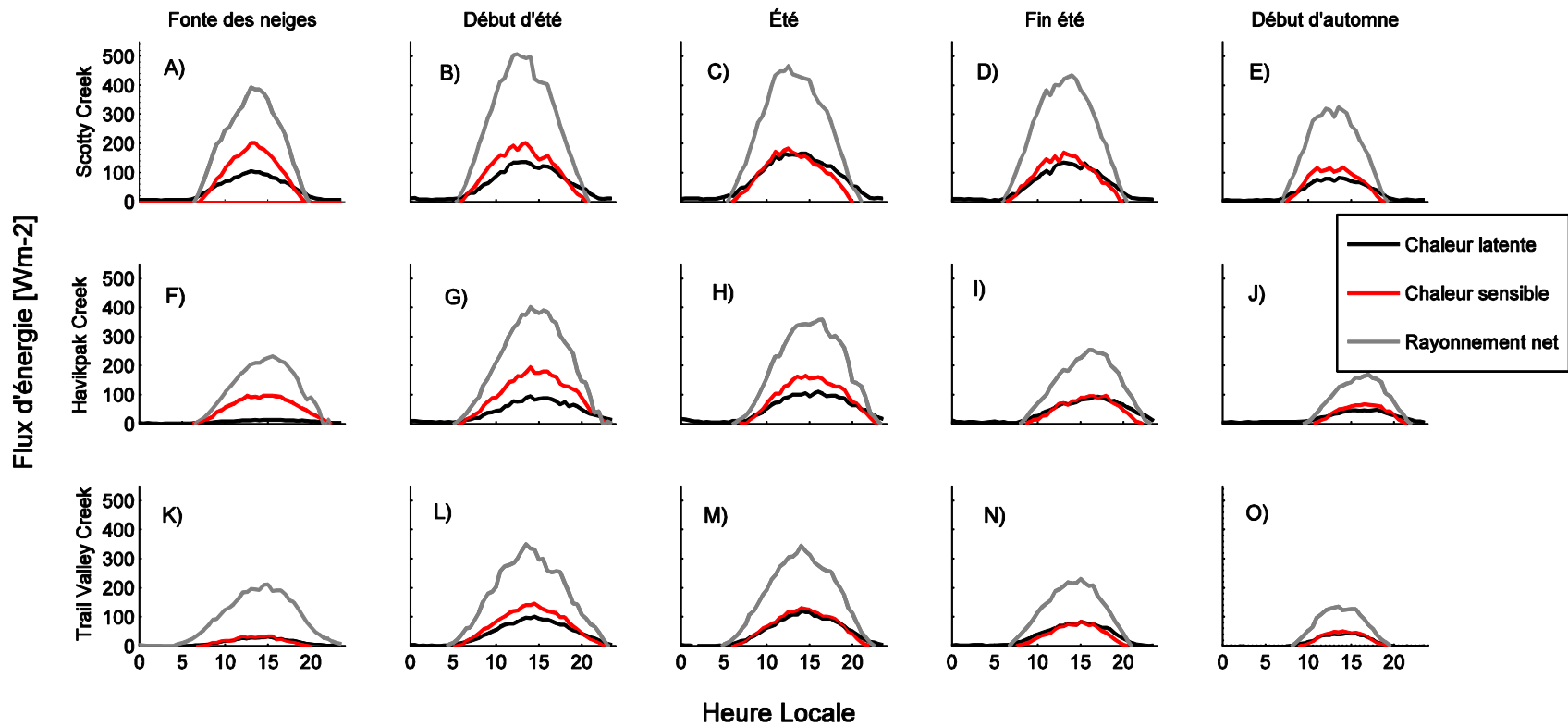


Figure 9 Moyennes diurnes de flux d'énergie (rayonnement net, énergie sensible, énergie latente et flux d'énergie dans le sol) pour la période A) fonte des neiges, B) début d'été, C) été, D) fin d'été et E) automne pour SCC, pour la période F) fonte des neiges, G) début d'été, H) été, I) fin d'été et J) automne pour HVC et pour la période H) fonte de neiges, L) début d'été, M) été, N) fin d'été et O) automne pour TVC.

La Figure 9 montre que le flux de rayonnement net diurne moyen est plus élevé à SCC qu'aux deux sites nordiques. Cette relation découle de la location géographique des trois sites (déjà observée à la Figure 5), avec le site de SCC se trouvant à une altitude beaucoup plus basse que les deux autres sites. Mais ici l'on peut aussi voir grâce aux moyennes diurnes que le rayonnement net atteint son sommet un peu plus tôt dans la journée à SCC qu'aux deux sites, ce qui s'explique par la différence entre leurs midi solaires. Excepté pour la période fonte des neiges les valeurs de rayonnement net sont comparables entre HVC et TVC. HVC est celui des deux sites avec les valeurs les plus élevées de rayonnements net cependant avec des valeurs qui montent à plus de 420 Wm^{-2} , surtout pour les périodes début d'été et été. Alors que TVC atteint à peine 400 Wm^{-2} à son plus fort pour ces mêmes périodes.

Pour la période été, la différence entre les flux de chaleur sensible et latente est plus grande à HVC. Les sites de SCC et TVC ont des valeurs pour ces deux flux qui se rapprochent beaucoup (les valeurs des flux à chaque site et non entre les deux sites) aux cours de cette période (leur ratio de Bowen s'approche de 1). La répartition des flux de chaleur est donc assez différente entre les sites à travers les saisons.

3.1.3 Évapotranspiration

Le déficit de pression de vapeur (DPV; kPa) ainsi que les taux d'évaporation quotidien (ET; mm/jour) pour les trois sites sont présentés à la Figure 10.

Pour les sites de HVC et TVC, on voit une augmentation drastique (de 2 à 3 mm/jour de plus en seulement un jour ou deux) des taux d'évapotranspiration coïncidant avec la fonte des neiges (fin de la période 1). Les sites de SCC et HVC sont à leur maximum pour les taux d'évapotranspiration par jour à la période été. Le site de TVC, quant à lui, ne présente pas des taux plus élevés à cette période. Les taux d'évapotranspiration ainsi que les valeurs de déficit de pression de vapeur les plus élevés se retrouvent à SCC. Les deux autres sites ont des valeurs de déficit de pression de vapeur plus petites mais visiblement différentes (HVC généralement plus grands que ceux de TVC) alors que leurs taux d'évapotranspiration n'ont pas la même amplitude dans leurs différences (presque les mêmes).

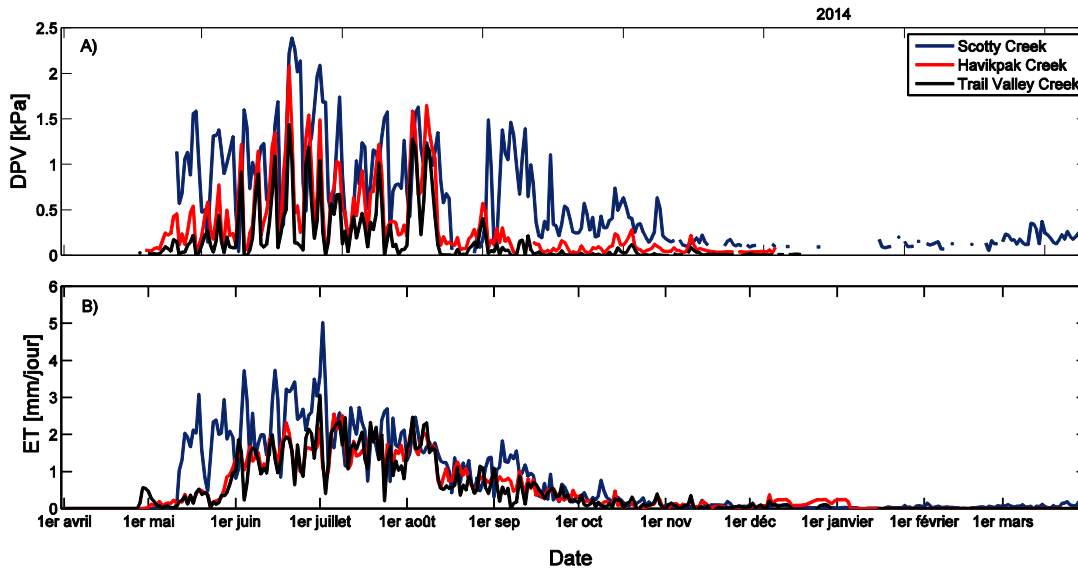


Figure 10 A) Moyennes quotidiennes de déficit de pression de vapeur et B) taux quotidiens d'évapotranspiration pour SCC, HVC et TVC du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014.

TVC n'étant que légèrement en-deçà des taux d'évapotranspiration de HVC. Il n'en reste pas moins qu'aux trois sites, la relation directe entre le DPV et les taux d'évapotranspiration est claire, un déficit de pression de vapeur plus élevé signifie de plus grands taux d'évapotranspiration. Cette relation est attendue puisque l'homéostasie appelle naturellement plus de transpiration lorsque les stomates s'ouvrent sous des conditions plus secs (Jarvis et McNaughton 1986). Ceux-ci vont tendre à se fermer lors de ces conditions sèches pour éviter trop de perte d'humidité, mais le gradient d'humidité très grand entre la feuille et l'air va venir accélérer l'évapotranspiration. Cette relation n'est pas directe, car d'autres contrôles environnementaux interviennent dont le rayonnement net. L'interaction entre le contrôle par l'énergie et le déficit de saturation est confondant puisque les journées avec un rayonnement élevé auront aussi tendance à être celle où l'air est le plus sec, les deux facteurs influençant l'ouverture des stomates de façon opposée.

Le site de SCC a la relation la plus corrélée des trois sites entre les taux d'évapotranspiration et le déficit de pression de vapeur (r^2 de 0.61). Au contraire, la relation est plus faible (corrélation la moins significative avec un r^2 de 0.38) pour le site de HVC.

En termes d'évapotranspiration, les taux quotidiens [mm/jour] vont jusqu'à maximum 5.03 pour SCC avec une moyenne de 1.97 ± 0.53 , atteignent un maximum de 2.55 pour HVC avec une moyenne de 1.07 ± 0.42 et piquent à 3.07 avec une moyenne de 0.91 ± 0.40 pour TVC. Les taux d'évapotranspiration maximums pour des tourbières retrouvés dans la littérature se situent entre 4 et 6 mm/jour s'il s'agit d'un milieu humide avec forêt (Lafleur et al. 2005).

La Figure 11 montre les précipitations (P; mm), l'épaisseur du couvert de neige (ECN; m), l'équivalent en eau de la neige (EEN; mm) et l'humidité du sol (HS; %) aux trois sites à travers la période du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014. La majorité des précipitations liquides aux trois sites a lieu entre la mi-juin et la fin du mois d'août approximativement (donc les périodes 3 et 4 principalement, été et fin d'été). Les trois sites reçoivent tout-de-même la majorité de leurs précipitations annuelles sous forme solide (la neige représente 50% des précipitations seulement à SCC mais plus de 60% aux deux autres sites). Ensuite, l'humidité du sol ne suit pas le même patron entre les sites de forêt boréale et celui de toundra arctique, qui est d'ailleurs relativement plus humide

L'indice de limitation en eau (Tableau 3) permet d'évaluer la limitation en divisant les précipitations par l'évapotranspiration d'un site (ratio). La logique voulant que si on perd en évapotranspiration jusqu'à deux fois plus que ce que le site reçoit en précipitation, le site peut être considéré comme limité en eau (ratio de 0.5 et moins).

Tableau 3 Moyennes par période (Périodes début d'été, été, fin d'été et Automne) des indices de limitation en eau pour SCC, HVC et TVC.

| | Début d'été | Été | Fin d'été | Automne |
|-----|-------------|------|-----------|---------|
| SCC | 0.75 | 0.87 | 0.94 | 1.35 |
| HVC | 0.48 | 2.44 | 0.98 | 2.14 |
| TVC | 1.09 | 3.07 | 2.4 | 3.01 |

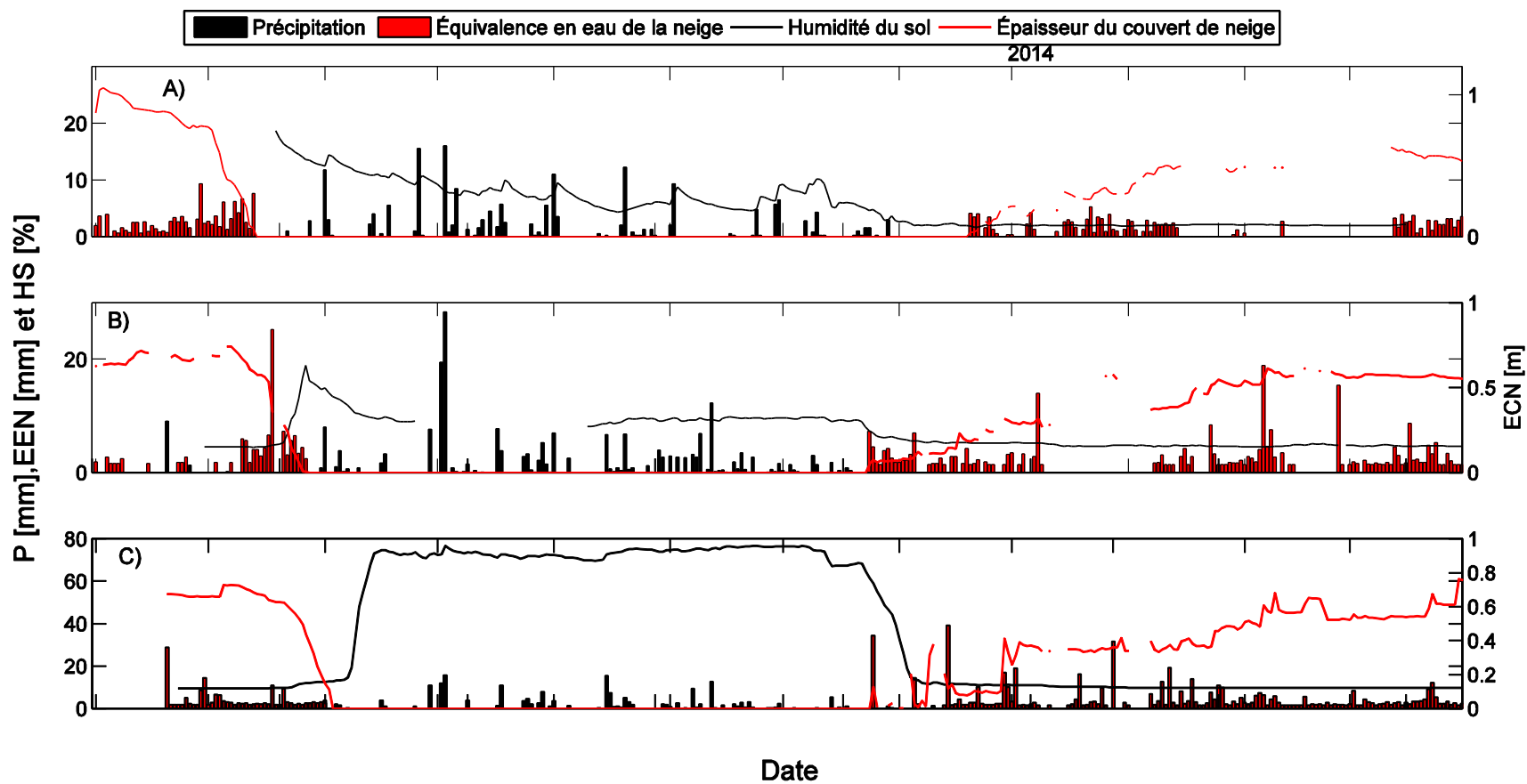


Figure 11 Précipitation (P), équivalent en eau de la neige (EEN), l'épaisseur du couvert de neige (ECN) et l'humidité du sol (HS) pour A) SCC, B) HVC et C) TVC du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2014.

Il se trouve qu'au cours de toutes les 4 périodes (l'indice pour la période fonte de neiges ne fut pas calculé puisque les précipitations y sont autant sous forme de neige que sous forme liquide et le couvert de neige joue sur l'évapotranspiration), le site de SCC se trouve en haut de 0.5, bien qu'inférieur à 1 sauf pour la période automne (Tableau 3). L'indice de limitation en eau de TVC n'est jamais inférieur à 1 tout au long des 4 périodes. Le site de HVC présente un indice inférieur à 0.5 seulement pour la période début d'été, les indices de limitation en haut pour le site sont plus petits que ceux de TVC pour toutes les périodes.

Il est préférable de regarder l'indice dans l'ensemble puisque l'intérêt est de voir si au final les écosystèmes sont limités en eau, et à quel point au cours d'une période. Si l'on regardait l'indice pour chaque journée ou des périodes plus courtes, les résultats seraient confondants puisque les journées recevant les précipitations vont avoir des indices beaucoup plus élevés, suivies par les journées nuageuses. L'écart entre les indices de jour en jour est donc très grand même si ces deux jours se suivent.

3.1.4 Paramètres globaux d'évapotranspiration

Le rapport de Bowen (β) est un indice qui permet de voir comment l'énergie est répartie dans le système entre les énergies latentes et sensibles. Lorsqu'il est plus grand que 1 cela veut dire que l'énergie sensible domine alors qu'un ratio plus petit que 1 signifie que c'est plutôt l'énergie latente (Figure 12).

En général le rapport de Bowen sera moins grand au site de SCC qu'aux deux autres sites, du moins l'amplitude de ses fluctuations est moins prononcée pour le début de la période d'étude à travers les cinq périodes. La ligne horizontale à $\beta=1$ permet de visualiser la limite entre les moments où les écosystèmes sont dominés par l'énergie latente ou sensible. Le site de SCC est donc beaucoup plus proche d'être dominé par l'énergie latente lors de la période de croissance (environ de début mai à la mi-août) que les deux autres sites.

Pour voir plus précisément les fluctuations entre chaque période, le Tableau 4 montre la moyenne des rapports de Bowen pour chacune des cinq périodes.

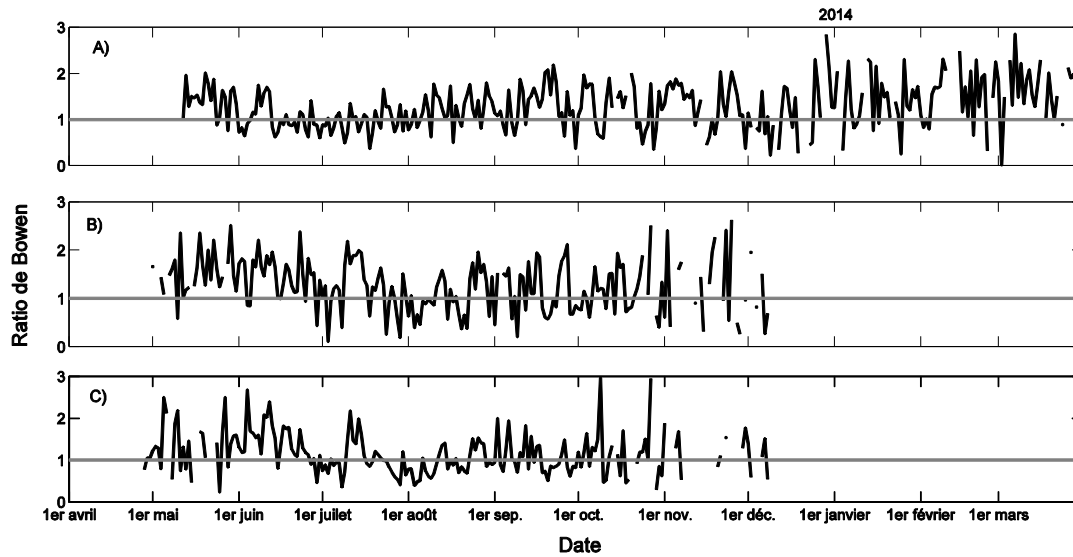


Figure 12 Moyennes quotidiennes du ratio de Bowen aux sites de A) SCC, B) HVC et C) TVC du 1^{er} avril 2013 au 31 mars 2013.

Tableau 4 Moyennes par période des moyennes quotidiennes des rapports de Bowen pour les cinq périodes aux sites de SCC, HVC et TVC.

| | Fonte des neiges | Début d'été | Été | Fin d'été | Automne |
|-----|------------------|-------------|-----------|-----------|-----------|
| SCC | 1.45±0.34 | 1.28±0.40 | 0.91±0.21 | 1.08±0.31 | 1.21±0.36 |
| HVC | 1.54±0.42 | 1.55±0.42 | 1.26±0.31 | 0.96±0.43 | 1.21±0.49 |
| TVC | 1.36±0.56 | 1.40±0.49 | 1.01±0.41 | 0.94±0.31 | 1.06±0.38 |

Le site de HVC est celui des trois présentant les ratios de Bowen les plus élevés au courant des cinq périodes en moyenne (excepté à la période fin d'été). Il est donc celui où le flux de chaleur sensible domine le plus par rapport à celui de chaleur latente. En moyenne les sites présentant des valeurs en-dessous de 1 pour une période sont rares bien que la Figure 12 permette de constater que par moments cela est le cas à travers les périodes, ce n'est juste pas reflété dans les moyennes. En moyenne la chaleur sensible va donc dominer aux trois sites.

Le facteur de découplage (Ω) est un paramètre qui permet de constater de façon simple s'il y a une forte relation (couplage en terme de réponse de l'évapotranspiration) entre l'atmosphère

et les feuilles (Jarvis et McNaughton 1986), plus Ω sera près de 0, plus c'est le cas. Ces sites vont par exemple être des forêts de conifères où l'évapotranspiration ne sera pas indépendante du déficit de pression de vapeur, alors que c'est plutôt le cas contraire lorsque les valeurs s'approchent de 1 (environnements où l'évapotranspiration sera plutôt contrôlée par le rayonnement net).

Tableau 5 Moyennes par périodes du facteur de découplage pour SCC, HVC et TVC.

| | SCC | HVC | TVC |
|------------------|------|------|------|
| Fonte des neiges | 0.14 | 0.98 | 0.82 |
| Début d'été | 0.11 | 0.97 | 0.11 |
| Été | 0.03 | 1.02 | 0.12 |
| Fin d'été | 0.12 | 0.99 | 0.16 |
| Automne | 0.09 | 0.98 | 0.14 |

Le site de HVC montre des tendances plus élevées de facteur de découplage que les deux autres sites expérimentaux (Tableau 5). Bien les trois sites se trouvent la grande majorité du temps en-dessous de 0.5 laissant tendre à conclure que la végétation aux sites soit relativement plus couplée que découplée de l'atmosphère, ils le sont à différents niveaux et ne varient pas de la même façon à travers le temps.

Le facteur de découplage atteint un sommet à 0.59 (ce maximum n'est pas visible dans le tableau des moyennes) pour SCC vers la fin de la période début d'été (plus précisément à la transition entre les périodes début d'été et été). Après quoi celui-ci reste relativement bas, ne dépassant pas le 0.4 laissant entendre que la végétation sera bien couplée avec l'atmosphère. Pour HVC, les tendances du facteur de découplage laissent présumer que le site sera plus contrôlé par l'énergie disponible que le déficit de saturation, relativement en comparaison avec les deux autres sites puisque son facteur de découplage est plus petit. Le site de TVC est apparemment celui présentant le couplage le plus important entre la végétation et l'atmosphère. Celui-ci diminue toutefois un peu à partir de la mi-juillet environ, laissant un plus grand contrôle à l'énergie disponible du système qu'auparavant en comparaison avec celui du déficit de pression de vapeur (bien qu'il reste plus grand en absolu, il diminue relativement à ses

valeurs précédentes et celles venant ensuite).

La conductance brute de la surface et le déficit de pression de vapeur sont deux paramètres d'évapotranspiration qui furent utilisés pour analyser les procédés d'évapotranspiration aux trois sites. La relation entre ces deux paramètres présente généralement la forme d'une décroissance exponentielle lorsque la conductance de surface est exprimée en fonction du déficit de saturation (Ryu et al. 2008; Kelliher et al. 1997). La Figure 13 montre cette tendance pour les sites de SCC, HVC et Trail Valley aux cours des cinq périodes.

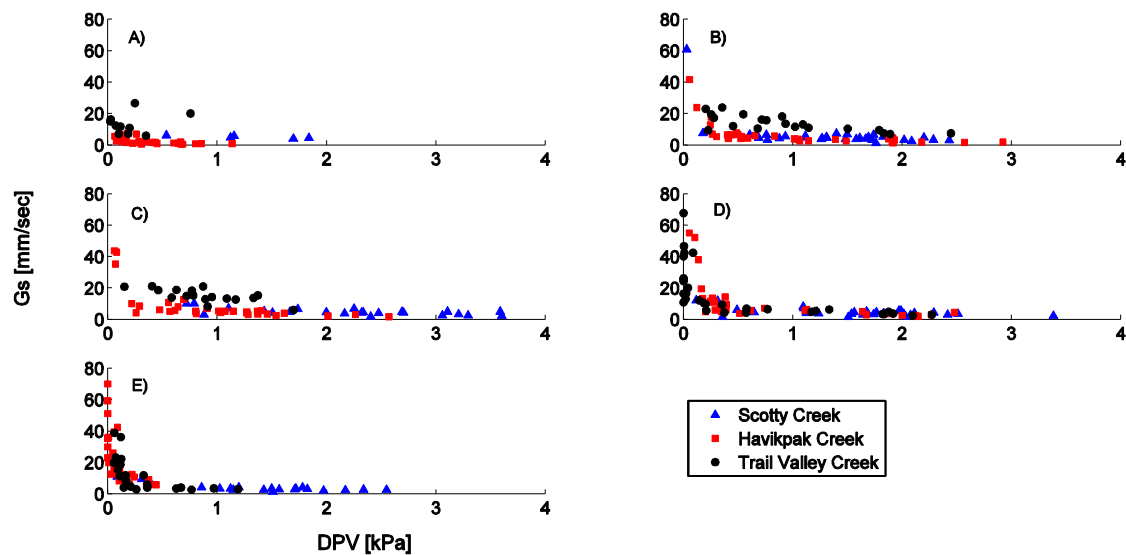


Figure 13 Moyennes quotidiennes du milieu du jour de la conductance de la surface en fonction du déficit de saturation pour les périodes A) fonte des neiges, B) début d'été, C) été, D) fin d'été et E) automne pour SCC, HVC et TVC.

Les sites de HVC et de TVC présentent des valeurs de conductance de surface plus élevées que celles de SCC qui en revanche va avoir des valeurs de DPV plus grands (jusqu'à environ 4 kPa ce qui est beaucoup plus élevé que les valeurs à la Figure 10 puisque les moyennes de milieu de jour présentées ici sont les moyennes des données maximales et ne sont pas réduites par les données moins élevées présentes aux autres moments de la journée). Cette relation est attendue puisqu'une augmentation du déficit d'humidité amène généralement une baisse de la conductance brute de la surface (Wever, Flanagan, et Carlson 2002). Les valeurs de conductance de la surface pour la période de fonte des neiges sont généralement plus basses que pour les

autres périodes, sur un couvert de neige on attend des valeurs de conductance de la surface très basses. Quant aux valeurs de conductance brute de la surface les plus élevées, ce sont plutôt les périodes de fin d'été et d'automne qui mènent généralement, bien que la période de fin d'été présente des déficits de pression de vapeur allant d'élevés à assez bas, alors que c'est seulement le cas à SCC pour la période automne. C'est seulement au site SCC que l'on retrouve DPV les plus élevés au cours de la période été.

Les valeurs les plus élevées de conductance brute de la surface se retrouvent concentrées à HVC et TVC. HVC a les valeurs maximales pour les périodes été et automne. Leur déficit de pression de vapeur est aussi très élevé pour les périodes début d'été et fin d'été, mais même à ces moments leurs valeurs moyennes de conductance de la surface sont bien plus élevées que celles de SCC. Pour les périodes été, fin d'été et automne, HVC a les moyennes de conductance de la surface les plus grandes. Pour les deux périodes précédentes (fonte des neiges et début d'été), c'est plutôt TVC.

Le coefficient alpha de Priestley-Taylor reflète quant à lui la fraction d'eau disponible pour évaporer à la surface. Généralement, il augmentera donc avec la conductance brute de la surface, plus rapidement au début jusqu'à se stabiliser. Cette relation s'explique puisque les stomates de la végétation des écosystèmes sera moins fermée (conduiront plus facilement) quand l'eau est moins limitée, jusqu'à ce que d'autres facteurs entrent en compte (Engstrom et al. 2007).

On peut voir la tendance à la Figure 14 entre le coefficient alpha et la conductance brute de la surface pour les trois sites. Pour le site de SCC, l'étendue plus restreinte des valeurs de conductance de la surface vont limiter la tendance une échelle plus petite que celle des deux sites plus au nord.

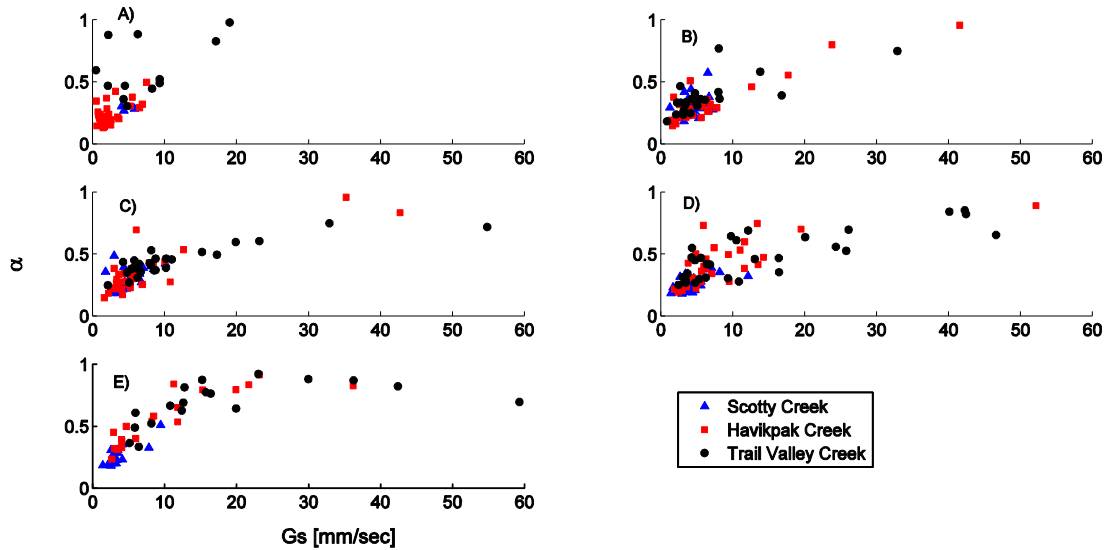


Figure 14 Moyennes quotidiennes du milieu du jour du coefficient alpha de Priestley-Taylor (α) en fonction de la conductance brute de la surface (G_s) pour les périodes A) fonte des neiges, B) début d'été, C) été, D) fin d'été, E) automne à SCC, HVC et TVC.

Le site de HVC présente des valeurs d'alpha assez élevées en accordance avec ses données de conductance de la surface importantes (exception faite de la période 1). Cependant, même si ses extrêmes vont être aussi élevés que les données de TVC aux périodes fonte des neiges, fin d'été et automne, en moyennes le coefficient alpha de HVC reste concentré dans des valeurs plus basses que celles de TVC.

Les tendances générales formées par les trois sites ne varient pas beaucoup entre les périodes bien que celles à l'intérieur d'un même site vont changer. Les courbes d'un même site entre les cinq périodes sont toutes significativement différentes ($p < 0.045$) ici. C'est la même chose si l'on compare les courbes individuelles de chaque site à l'intérieur d'une même période. Pour ce qui est des courbes formées par les trois sites pour chaque période, celles de début et de fin d'été ne présentent pas de différences significatives ainsi que celles d'été et d'automne. Elles sont toutes significativement différentes de celle de fonte des neiges.

3.2 Discussion

3.2.1 Bilan énergétique

La dominance de SCC dans les trois premières composantes énergétiques (le rayonnement net et les flux de chaleur latente et sensible) s'explique par sa situation géographique à latitude

moins élevée, l'avantageant au niveau du rayonnement solaire reçu. Les différences marquées au niveau du flux de chaleur dans le sol au site de TVC peuvent provenir du fait que ce site est, contrairement aux deux autres, pourvu de végétation basse et éparse seulement. C'est donc possiblement qu'il y aurait beaucoup plus de chaleur emmagasinée dans la végétation aux deux sites de forêt boréale en comparaison avec le site de toundra arctique qu'est TVC et moins dans leur sol.

La différence entre les pentes des Figures 5 et 7 montre que le stockage doit donc être pris en compte bien qu'il soit plus petit que les autres flux de chaleur. Il reste une partie non-négligeable du bilan énergétique lorsque les trois composantes de stockage sont considérées. C'est le stockage de chaleur dans le sol qui présente les flux de stockage les plus élevés aux trois sites comme il est général attendu (Lindroth, Mölder, et Lagergren 2010; Haverd et al. 2007).

TVC est le plus homogène et a une pente de 1. De plus, il est apparemment aussi celui où l'échelle des turbulences vient le moins influencer les flux observés par la technique de covariance des turbulences. HVC, lui, a une pente correspondant exactement à la moyenne observée par Wilson et al. (2002) à travers une vingtaine de sites (0.79 ± 0.01).

Le site de SCC présente la plus petite pente des trois sites avec 0.76 ± 0.08 , ce qui est légèrement en-dessous de la moyenne des sites expérimentaux utilisés par Wilson et al. (2002). Le site de SCC est le plus hétérogène des trois sites à l'étude, il y a à la fois des plateaux de forêt boréale, des zones humides et un lac dans l'empreinte de la tour. Ces différents types de végétation ont différentes rugosités, ce qui entraîne directement la cause principale de non-fermeture du bilan énergétique qui est les différentes échelles de turbulences qui ne peuvent être prises en compte par la méthode.

La Figure 15 montre les différents types de végétation se trouvant dans l'empreinte de la tour à SCC (cercle vert). Le site est donc divisé en forêt boréale, zones de tourbières et lac sans compter les divisions subséquentes entre zones avec ou sans pergélisol (Chasmer et al. 2014). Ce couvert des plus hétérogènes comprend même une partie du lac renforçant l'hypothèse selon laquelle la méthode de covariance des turbulences aura moins de facilité à capter les variétés d'échelles de turbulences présentes à ce site qu'à un site homogène comme TVC (Foken 2008).

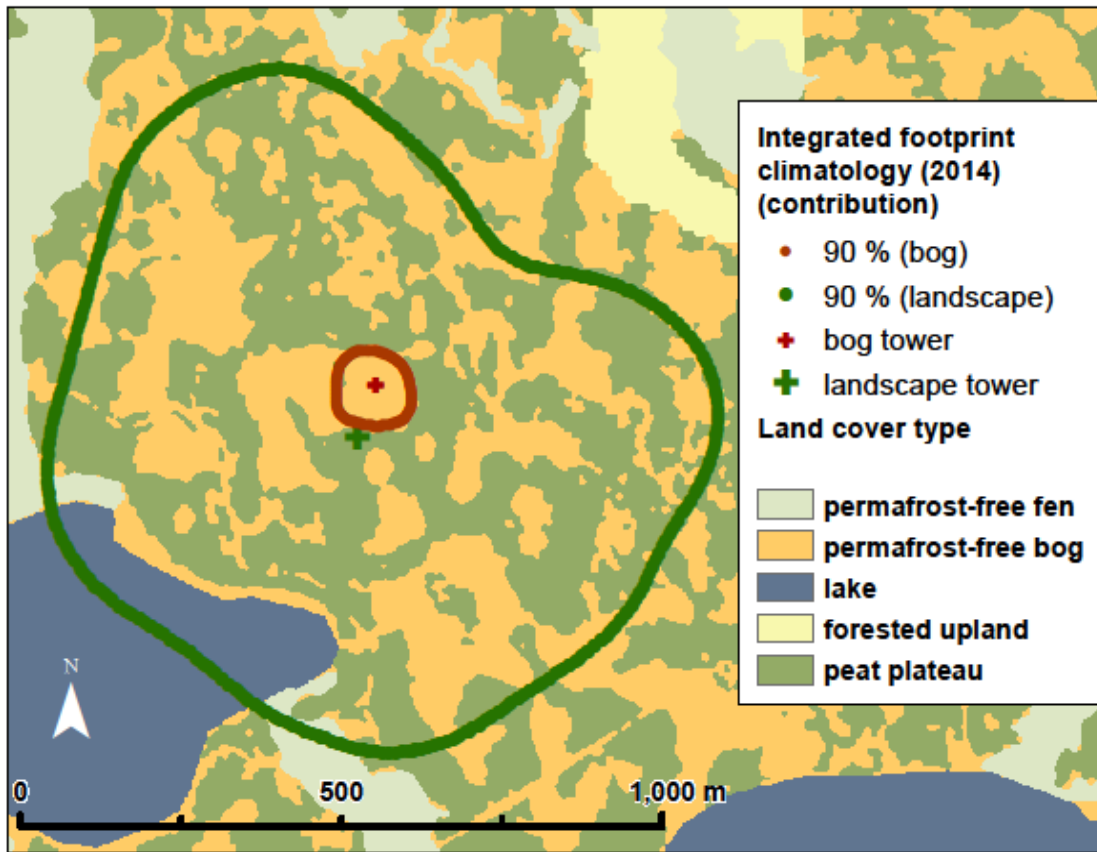


Figure 15 Carte de classification de la végétation à SCC (Carte : gracieu seté de Helbig, M. basé sur Chasmer et al., 2014).

Le stockage d'énergie dans le sol au-dessus des plaques de flux de chaleur dans le sol et dans l'air en-dessous de la tour n'est pas négligeable (Figure 5). Ces composantes du bilan énergétique ne peuvent être directement prises en compte par la méthode de covariance des turbulences. La fermeture du bilan énergétique serait aussi améliorée si le calcul des flux de stockage pouvait se faire avec une fine résolution verticale des températures et de l'humidité de l'air. Ces variables varient spatialement à la verticale, mais nous sommes limités à utiliser un seul point de référence pour ces valeurs.

Constater le niveau de fermeture du bilan énergétique des trois sites comme ci-dessus a comme utilité d'assurer que les données utilisées témoignent de la majorité des échanges d'eau et d'énergie survenant au site. Cela permet aussi de savoir quel(s) site(s) risquent d'être problématique sous certains aspects. Par exemple, le modèle pour la hauteur de la CLP utilise les flux de chaleur latente et sensible comme information de base (forçage). Il peut donc être affecté par la sous-estimation de certains flux d'énergie, c'est pourquoi les informations ci-

dessus doivent être considérées de façon à être plus prudent dans l'application du modèle au site de SCC qu'au site de TVC, par exemple.

En bref, les analyses faites ont démontré que les sites de SCC, HVC et TVC présentent des pentes moyennes calculées à partir des données de flux aux trente minutes ressemblant à celles d'autres sites expérimentaux et qu'ils présentent des r^2 et valeurs- p satisfaisants pour utiliser les données pour analyses ultérieures.

3.2.2 Composantes Énergétiques

Les composantes du bilan énergétique montrent que les flux d'énergie et leur répartition aux trois sites varient d'une façon différente à travers les cinq périodes. Les similitudes entre le rayonnement net à HVC et TVC pour les périodes de début d'été et d'automne déterminent premièrement qu'il est légitime de comparer les deux sites aux mêmes dates (et/ou périodes) puisqu'ils ne sont pas significativement différents. Et ensuite, dû à leur peu de séparation latitudinale, on peut conclure que les différences constatées pour les composantes de leur bilan énergétique proviennent de caractéristiques spécifiques de la surface aux sites (forêt boréale vs toundra arctique).

Au contraire, les différences au niveau de la répartition des flux énergétiques que l'on retrouve entre SCC et HVC auront plutôt tendance à provenir de leur différence de climat entraînant des rayonnements nets différents. Leurs caractéristiques spécifiques sont moins à même d'entrer en jeu puisque les deux sites sont des écosystèmes de forêts boréales (tout-de-même de types différents puisque SCC est un milieu humide). Il faut considérer le fait que le site de SCC connaît actuellement des changements rapides et perdra ses zones de forêt boréale avec la dégradation du pergélisol au site. Ce sont donc deux sites de forêt boréale assez différents qui sont comparés ici, un site qui est un mélange de tourbière nordique (milieu humide) et de forêt boréale (SCC) et un site de forêt boréale à la limite des arbres (HVC). Tout-de-même, leurs caractéristiques de surface se rapprochent plus entre elles qu'avec celles de la toundra arctique (c'est-à-dire avec la présence ou non d'arbres).

Les valeurs de rayonnement net de l'écosystème pour HVC et Trail Valley varient de façon semblable à d'autres écosystèmes en pareilles latitudes (Rouse, Lafleur, et Griffis 2000; Eugster et al. 2000). La répartition entre chaleur latente et sensible est aussi typique de ces latitudes avec une dominance du flux de chaleur sensible excepté lors des temps plus chauds (exemple : été) où la chaleur latente dominera puisque ce moment coïncide avec le pic d'humidité du sol

qui suit la fonte des neiges (Eugster et al. 2000). Cette relation n'est cependant pas retrouvée dans les flux de chaleur des sites expérimentaux, où le flux de chaleur latente sera parfois égal à celui de chaleur sensible, mais ne le dépassera jamais même au milieu de la saison de croissance (de par leur climat particulièrement sec).

Le rayonnement net à SCC se trouve aussi dans les valeurs moyennes d'un site de tourbière nordiques avec une forêt d'épinettes noires, valeurs autour de 380 Wm^{-2} (Jarvis et al. 1997). Tout comme pour les deux autres sites, il est aussi fréquent de trouver des sites ressemblant à SCC avec une répartition des flux de chaleur où la chaleur sensible domine, bien que le flux de chaleur sensible du site reste relativement plus bas (jusqu'à 20 Wm^{-2} de différence aux moments les plus bas) que ce que l'on constate généralement (Eugster et al. 2000).

3.2.3 Évapotranspiration

Les valeurs d'évapotranspiration maximums et moyennes obtenues pour SCC sont très près des normales pour les tourbières nordiques (voir résultats) même si sa moyenne qui ne dépasse pas 2 mm/jour est inférieure aux taux moyens d'autres sites qui vont plutôt varier en moyenne entre 2 à 3 mm/jour (Lafleur et al. 2005). Cette différence pourrait s'expliquer par le fait que SCC est une tourbière nordique où l'énergie est limitée due à la latitude élevée du site et qu'il fait partie d'un climat subarctique continental sec.

Pour ce qui est des écosystèmes plus nordiques, les maximums d'évapotranspiration vont atteindre jusqu'à environ 3 mm/jour avec des moyennes entre 1.3 et 2.7 mm/jour dépendamment des sites (Blok et al. 2011; McFadden, Chapin, et Hollinger 1998). Ce qui est le cas pour les sites de HVC et TVC, par contre les moyennes des taux d'évapotranspiration quotidiens aux sites sont légèrement inférieures aux moyennes des autres sites (les moyennes sont plutôt de 0.5 mm/jour environ). L'année 2013 n'était pas particulièrement humide pour les Territoires du Nord-Ouest en général, au contraire elle se situait en-deçà des moyennes de précipitation ce qui peut expliquer les taux d'évapotranspiration plus faibles (Environnement Canada-Climat 2014).

En ce qui concerne les taux d'évapotranspiration quotidiens lorsque l'on compare les trois sites, le site de SCC est celui présentant la plus forte moyenne et les valeurs maximales les plus élevées. Si on compare les deux sites nordiques, HVC présente la moyenne la plus forte bien que TVC atteigne des valeurs maximales plus grandes, ceux-ci ne sont cependant significativement différents d'un point-de-vue statistique.

Bien que les trois sites ne présentent pas des moyennes significativement différentes ($p=0.1$ en moyenne) du point-de-vue de leur précipitation (ils sont tous trois d'ailleurs classifiés dans la même zone climatique) ils connaissent des variations en termes d'humidité du sol. Le site de TVC présente une courbe d'humidité du sol qui est typiques d'écosystèmes de toundra et leur végétation basse de mousse qui va retenir l'eau puisqu'elle évapore peu (Eaton, Rouse, et Lafleur 2001). Cela contraste grandement avec les deux écosystèmes de forêt boréale et pourrait éventuellement être la source des différences observées. Toutefois, les données d'humidité du sol à TVC sont anormalement élevées même pour un site de toundra arctique laissant supposer un problème dans l'application de l'instrumentation au site qui n'a pu être calibré contrairement au site de SCC. Cela est probablement simplement dû à l'installation de l'instrument trop en surface (alors que la profondeur devrait être la même aux trois sites), il a donc enregistré des données tout en étant continuellement saturé au cours de la saison de croissance. Malgré tout, la courbe a une forme typique pour un site de toundra arctique avec un niveau d'humidité qui augmente à la fonte des neiges et maintient un plateau de valeurs élevées durant toute la saison de croissance bien que les données soient beaucoup plus grandes que celles attendues (Sturm et al. 2005; Hinzman et al. 1991).

L'indice de limitation en eau indique que seul le site de HVC pour la période début d'été connaît une réelle limitation en eau (qui serait d'origine hydrologique et non météorologique). D'ailleurs à la Figure 9 on peut voir que le flux de chaleur latente au site est moindre que ceux des deux autres sites à la même période. Le site de TVC ne reçoit pas drastiquement plus de précipitations que les autres sites contrairement à ce que pourrait laisser croire ses indices de limitation en eau peu élevés, c'est plutôt ses taux d'évapotranspiration moindres qui vont empêcher le site d'apparaître aussi limité en eau. Ces trois sites étant en zone de climat subarctique connaissent donc tous trois une limitation en eau. Parfois l'indice de limitation en eau pourrait aussi refléter l'évaporation provenant de l'eau de la fonte des neiges jusqu'à tard dans la saison de croissance, menant alors à des taux qui indiqueraient une limitation alors qu'il n'y en aurait pas vraiment. Il pourrait ne pas y avoir de précipitations, mais l'eau être disponible depuis les réserves provenant de la fonte des neiges.

3.2.4 Paramètres globaux d'évapotranspiration

L'analyse des paramètres globaux d'évapotranspiration abonde dans le même sens, le ratio de Bowen est plus petit pour TVC en comparaison avec les sites de SCC et HVC. Cela s'explique

facilement puisque le flux d'énergie sensible au site est moins grand tout au long des cinq périodes (Figure 8).

Cette répartition d'énergie dans le système du site de TVC provient entre autres de la couverture de la surface qui n'inclut pas de forêt boréale emmagasinant de l'énergie qui se traduit en chaleur sensible pour l'écosystème. Ce facteur énergétique différenciant les écosystèmes avec ou sans forêt est souvent en opposition cependant avec le fait que bien que les arbres vont emmagasiner de la chaleur, ils vont aussi rafraîchir leur écosystème en jouant sur l'énergie latente lors de la photosynthèse (Chapin et al. 2005). Les valeurs trouvées au site sont dans les normales pour un site de toundra arctique qui vont aller d'environ 0.4 à 1.4 avec l'humidité du site (Mcfadden, Chapin, et Hollinger 1998). Le site de TVC est donc relativement plutôt sec avec un ratio de Bowen variant entre 0.96 et 1.4.

Les valeurs de ratio de Bowen ne sont jamais tellement plus grandes pour le site de SCC (même inférieures à la période de début d'été), non pas parce que le flux de chaleur sensible est modéré à ce site aussi, mais plutôt parce que celui de chaleur latente est plus important. En effet, la Figure 10 montre clairement que les taux d'évapotranspiration dominent ceux des deux autres sites à travers les cinq périodes. C'est aussi un effet du climat (latitude) puisqu'il y a plus d'énergie disponible, cependant si l'on veut comparer les trois sites, c'est la répartition de cette énergie qui est reliée aux caractéristiques de la surface. Le site connaît de plus longues périodes propices à la photosynthèse que les deux autres sites grâce à ses heures d'ensoleillement plus longues dû à sa position géographique et il y fait plus chaud sur une période de temps plus longue. Ces valeurs sont dans l'intervalle attendue pour une tourbière nordique avec forêt boréale qui se situeront entre 1 et 2 généralement, cela varie avec le déficit de pression de vapeur du site (Jarvis et al. 1997).

Le facteur de découplage semble apporter des conclusions qui vont à l'encontre de ce qui a été observé jusqu'ici voulant que le site de HVC soit plus limité en eau que les sites de SCC et TVC. En effet, HVC présente les valeurs les plus élevées des trois sites et bien que celles-ci restent généralement inférieures à 0.5, signifiant ainsi qu'il est celui des trois sites qui est le plus découplé de l'atmosphère. C'est-à-dire que ces taux d'évapotranspiration vont tendre à être plus contrôlés par le rayonnement net que par le déficit de saturation. Ceci explique tout-de-même les tendances constatées à la Figure 10 voulant que la différence entre les déficits de saturation aux sites de HVC et de TVC soit plus importante que celle entre leurs taux

d'évapotranspiration. Bref, l'évapotranspiration à HVC est moins contrôlée par le DPV qu'à TVC. Il s'agirait donc que l'évapotranspiration à HVC n'est pas autant contrôlée par le déficit de saturation que celle de TVC.

Ce n'est pas que le site ne serait pas limité en eau, mais tout simplement que la limitation en énergie prend le dessus au cours de certaines périodes au site de HVC, du moins comparativement aux deux autres sites. De plus, pour des sites de forêt boréale il est typique dans la littérature que les valeurs du facteur de découplage soient d'environ 0.5 pour la saison de croissance (Wilson et Baldocchi 2000). Laissant les sites de SCC et de HVC en-deçà des moyennes d'autres sites (bien que SCC soit plutôt un site de tourbière nordique avec forêt boréale), ce qui met l'accent sur le fait que les sites présentent des différences entre eux au niveau des degrés de limitation mais restent tous contrôlés par le déficit de saturation en général.

Généralement, un déficit de saturation plus grand résulte en une conductance brute de la surface plus petite. Cela s'explique par le fait que la conductance sera réduite si les stomates tendent à rester fermés pour contrer la perte de vapeur d'eau pouvant être occasionnée par un environnement faible en humidité (Schulze, Kelliher, and Korner 1994).

SCC présente des valeurs de conductance brute de la surface maximales qui se comparent avec celles d'autres sites de forêt et de tourbières qui furent établies à 16 mm/s par Kelliher et al. (1997). Les très grandes valeurs de conductances de la surface constatées pour HVC peuvent s'expliquer par la diminution soudaine du déficit de saturation du site aux périodes de fin d'été et d'automne (surtout à la période automne où il dépasse drastiquement les deux autres sites). Le fait qu'il domine à une période limitée en eau comme la période été prend cependant une autre signification et rejoint les éléments pointant l'importance limitation en énergie du site. Ces mois les plus chauds sont généralement là où la conductance de la surface est très basse dans les écosystèmes où l'énergie n'est pas limitée (ou beaucoup moins) (Ryu et al. 2008; Addington et al. 2004)

Les contrôles exercés sur la conductance brute de la surface et l'évapotranspiration sont l'énergie et l'eau disponibles dans l'écosystème. Plus précisément, les flux énergétiques, le déficit de saturation et le contenu en eau du sol vont venir influencer à différents degrés ces deux paramètres d'évapotranspiration des écosystèmes (Kelliher et al. 1997).

Le site de SCC présente des valeurs de coefficient d'alpha de Priestley Taylor inférieures aux deux autres sites. Cette tendance générale renforce l'idée que ce site à plus basse latitude que les deux autres verra ses taux d'évapotranspiration principalement dominés par la disponibilité de l'eau au site. Le noyau (concentration maximale des données) des données de HVC et de TVC reste concentré vers des valeurs plutôt basses de α (généralement autour de 0.6). Cependant, leurs valeurs maximales vont souvent tendre vers 1. Ces valeurs sont basses pour un site de toundra arctique qui sont typiquement autour de 1 ou 0.95 (Engstrom et al. 2007), mais correspondent bien à un site de toundra arctique sec qui auront des valeurs entre 0.5 et 0.7 en moyenne (de Bruin et Holtslag 1982).

HVC a des valeurs maximales dépassant généralement celles de TVC, mais ces données sont plus sporadiques et TVC présentera plus de valeurs d'alpha élevées. La moyenne des valeurs du coefficient alpha pour HVC est de 0.5 ce qui est à peine en-dessous des moyennes pour un site de forêt boréale alors que SCC avec ses moyennes allant de 0.5 à 0.3 selon les périodes est assez en-deçà de la moyenne allant jusqu'à 0.8 pour un site de tourbière nordique (Brümmer et al. 2012). Démontrant la limitation en eau importante du site de SCC surtout aux périodes intermédiaires où le coefficient alpha ne devrait pas être aussi bas.

Au final, cela indique que le site de SCC sera plus limité en eau et que HVC est le site présentant les limitations les plus importantes en énergie parmi les trois sites. Ils sont tous trois limités en énergie d'une certaine façon de par leur situation géographique (ce sont des sites nordiques) et en eau de par leur situation dans des zones écoclimatique subarctique sèche (HVC et TVC) et boréale continentale sèche (SCC), mais ces deux contrôles se font respectivement sentir plus fortement à ces sites en particulier. Le site de SCC, lui, reçoit plus de rayonnement solaire que les deux autres étant plus au sud ce qui permet au site de voir sa limitation en énergie moindre comparativement à un site aux caractéristiques semblables mais plus au nord tel que HVC. La dominance du contrôle abiotique par l'énergie empêche le site de présenter les facteurs d'un contrôle par l'eau aussi grand. Quant à TVC sa condition de toundra arctique fait en sorte que ses taux d'évapotranspiration sont naturellement plus bas, la limitation en eau et en énergie se faisant donc moins sentir que pour un écosystème de forêt boréale.

3.2.5 Portée et limites

La portée principale de l'ensemble des résultats et analyses présentés ci-haut est probablement l'échelle spatiale à laquelle peuvent être portées ces conclusions. La ligne des

arbres délimitant une zone boisée devenant de la toundra arctique n'est pas propre à HVC et TVC. Globalement le réchauffement des températures entraîne des modifications des caractéristiques spécifiques de la surface des écosystèmes. Mais plus précisément, les zones de toundra voyant les arbres envahir leur territoire peuvent être généralisées à près de la moitié des zones nordiques (D'Arrigo et al. 2009). Par contre, certaines caractéristiques spécifiques aux sites étudiés ne peuvent être négligées (ex. taux de précipitation, d'évapotranspiration, etc.). C'est-à-dire que les sites expérimentaux de SCC, HVC et TVC sont tous les trois dans une zone climatique subarctique continentale sèche (impliquant peu de précipitations et des températures froides). Les résultats obtenus pourraient très bien ne pas s'appliquer à des régions nordiques subissant les mêmes changements, mais ayant d'importantes différences au niveau du climat.

Une autre limite potentielle de la méthode d'analyse utilisée découle du fait qu'une seule année fut regardée. Cependant, cela reste une limitation assez faible puisque le but est de comparer les sites entre eux et qu'ils ont été soumis aux mêmes variations et particularités climatiques de l'année 2013.

L'année 2013 semble avoir été légèrement au-dessus des normales climatiques des températures de l'air pour les trois sites (Environnement Canada, 2015). Les trois sites font en effet partie des zones du Canada ayant subies des températures supérieures aux moyennes pour l'année 2013. Cependant, les écarts de température demeurent entre 0.5 et 1.5°C environ pour SCC, HVC et TVC. Aussi, en regardant les réponses des écosystèmes à des facteurs météorologiques (ex. le déficit de saturation), on prend compte en quelque sorte de la variabilité interannuelle (si on assume que la réponse des écosystèmes ne change pas).

Pour ce qui est des précipitations, l'année 2013 fut légèrement plus sèche que les normales climatiques pour la région (de 10 à 30% de précipitations de moins pour l'année). Notamment, la zone sud-est des Territoires du Nord-Ouest fait partie des zones qui sont présentes d'importantes différences à la moyenne. Cependant, ce n'est pas le cas du nord du territoire et seulement légèrement à l'ouest, donc les sites de SCC, HVC et TVC sont considérés seulement un peu plus secs que la moyenne des années passées (environ une différence de 10% avec la période 1981 à 2010) (Environnement Canada 2015).

Avoir une seule année n'est donc pas une limitation très grande puisqu'il est possible de situer celle-ci par rapport aux autres et qu'au final c'est une comparaison entre sites qui était visée. Les trois sites ont subi environ les mêmes écarts à la moyenne les uns les autres. Avoir une seule année ne peut donc nuire à la compréhension des procédés contrôlant l'évapotranspiration. En plus, la comparaison de données entre les sites permet d'avoir connaissance de leurs différence tant en terme d'évapotranspiration que de composantes énergétiques. Une seule année est suffisante pour cela.

3.2.6 Conclusion partielle

Avec les présents changements climatiques qui entraînent le mouvement d'une partie de la ligne des arbres vers le nord bien que ce ne soit le cas qu'à certains endroits (D'Arrigo et al. 2009), on cherchait à savoir ce qui pourrait advenir des limitations et contrôles sur l'évapotranspiration à TVC avec le temps. Le site connaîtra des changements au niveau de son albédo, la rugosité de sa surface et de son hydrologie suite aux modifications de sa surface.

Les données de l'année 2013 regardées dans ce chapitre permettent de projeter que si les conditions non-considérées (les aspects biologiques précis liés à la végétation n'ont pas été analysés, par exemple les sols, etc.) devaient rester les mêmes alors que la forêt boréale envahit les paysages de toundra à TVC, le site se retrouvera lui aussi avec une importante limitation en eau et en énergie de l'évapotranspiration de son écosystème. En effet, si on projette que le site prendra les caractéristiques de HVC, des contrôles de l'évapotranspiration au site seront exercés de façon importante par le rayonnement net et l'hydrologie du site. Limitations que le site de TVC connaît déjà de façon plus modérée. Les contrôles abiotiques dominants de l'évapotranspiration basculeront vers le rayonnement net. Ces changements seront entraînés par le débalancement des forces entre les flux de chaleur latente et sensible de l'écosystème. En effet, l'énergie latente verra son amplitude diminuée au profit de l'énergie sensible si on prétend qu'on peut appliquer les conditions énergétiques présentes de HVC à TVC. Le tout avec des taux d'évapotranspiration légèrement plus élevés.

Le site de SCC, lui, connaît déjà une importante limitation de l'évapotranspiration par l'énergie disponible. De par sa position géographique, le rayonnement net contrôle les taux d'évapotranspiration au site.

Bref, on peut projeter une augmentation du contrôle par l'énergie (rayonnement net) de l'évapotranspiration du site de TVC avec le mouvement de la limite des arbres vers le nord

accompagnée d'une augmentation de la limitation en eau du site (principal contrôle biotique) si celui-ci en vient à prendre les caractéristiques du site de HVC présentées dans ce chapitre.

4 Changements de la CLP et du climat régional avec les modifications de la distribution spatiale de la végétation aux Territoires du Nord-Ouest

4.1 Résultats

4.1.1 Couche limite planétaire modelée

La hauteur de la CLP a été modelée selon McNaughton et Spriggs (1986) aux trois sites pour certains jours sélectionnés selon les critères prescrits par le modèle. C'est-à-dire que des journées ensoleillées, sans couvert nuageux interférant avec les ondes courtes.

Les journées choisies pour comparer les trois sites sont le 26 juillet (JDA 208) pour HVC et TVC et le 3 août (JDA 215) pour SCC. Cette sélection s'explique par le fait que ces journées sont toutes au cœur de l'été et que les courbes pour les ondes courtes entrantes aux trois sites sont comparables pour ces journées (Figure 16).

Un test t statistique sur les flux d'ondes courtes entrantes a montré qu'ils ne sont pas significativement différents entre les trois sites pour la période montrée à la Figure 16 ($p=0.8$, $p=0.7$ et $p=0.7$ respectivement pour les trois courbes comparées entre elles). Alors, la hauteur de la CLP fut modelée pour les trois sites pour les journées respectives choisies dans le but de comparer le comportement observé entre les sites (Figure 17). Aussi, ce sont trois journées qui ne sont pas trop séparées dans le temps, la situation nordique des trois sites (latitude élevée) fait en sorte que la longueur d'ensoleillement des jours change très rapidement lorsque l'on se rapproche de la fin de l'été. La durée d'ensoleillement est un facteur dans la hauteur de la CLP puisque plus les jours sont longs plus il y aura d'énergie sensible fournie à l'écosystème en général, mais surtout l'heure de tombée de la hauteur de la CLP sera différente (qui correspond environ à l'heure du coucher du soleil).

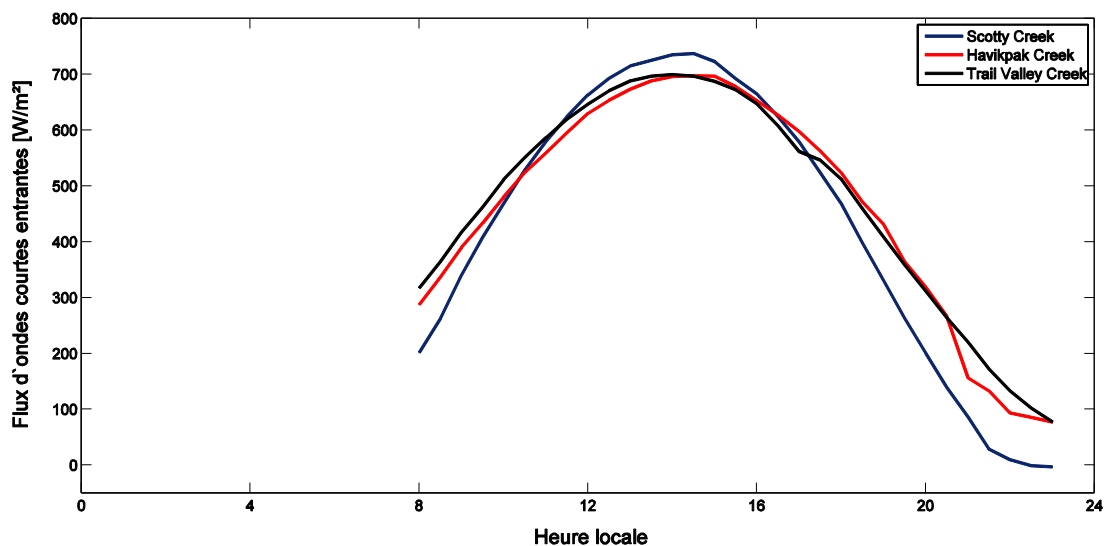


Figure 16 Flux diurne moyen d'ondes courtes entrantes aux sites de SCC pour le 3 août 2013(JDA 215) et aux sites de HVC et TVC pour le 26 juillet 2013(JDA 207) respectivement de 8h à 23h.

La comparaison montre que la hauteur de la CLP aux sites de SCC et de HVC est semblable tout au long de la journée, exceptée vers la fin, où la CLP de SCC va diminuer plus tôt. Cela résulte en une hauteur finale de la CLP plus grande pour HVC (environ 1900m contre 1800m pour SCC), différence qui n'est pas significative tout comme la différence entre leurs flux d'ondes courtes entrantes pour cette journée. La hauteur de la CLP à TVC demeure plus basse tout au long du jour et descend plus tard dû aux heures d'ensoleillement plus étendues. TVC présente, après 19h, une hauteur de sa CLP significativement plus basse que les deux autres sites.

Un peu plus tard dans la saison de croissance, le développement de la CLP pour les journées de l'année 219 pour HVC et TVC (7 août 2013) et 253 pour SCC (10 septembre 2013) put aussi être comparé (Figure 18). La fenêtre temporelle est plus grande ici, mais les ondes courtes entrantes n'étaient pas significativement différentes à cette date non plus.

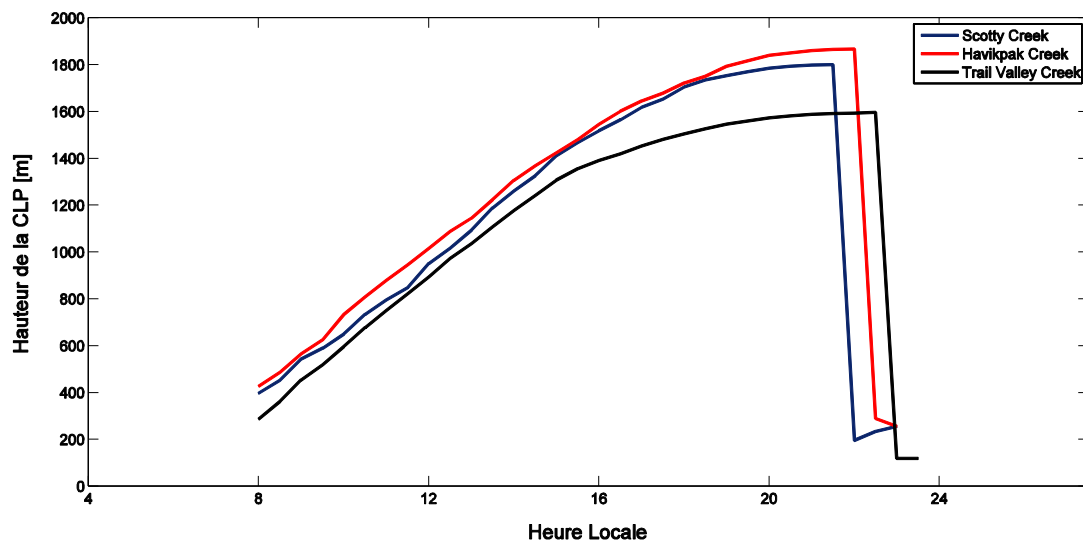


Figure 17 Hauteur de la CLP pour SCC le 3 août 2013 (JDA 215), HVC et TVC le 26 juillet 2013 (JDA 207) de 8h à 23h pour SCC et HVC et de 8h à 23h30 pour TVC.

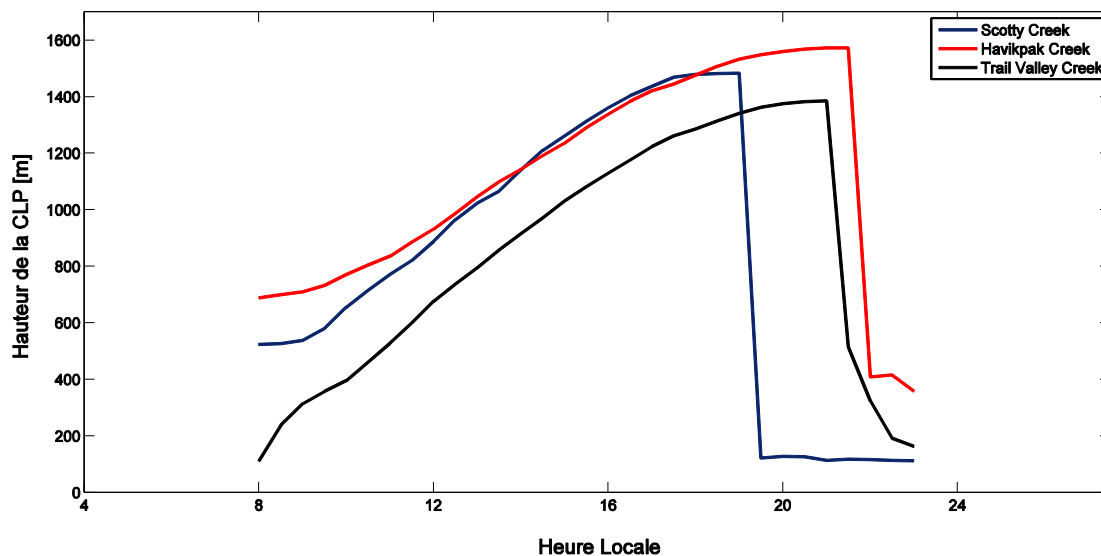


Figure 18 Hauteur de la couche limite planétaire pour SCC le 10 septembre 2013 (JDA 253), HVC et TVC le 7 août 2013 (JDA 219) de 8h à 23h.

Les différences entre les sites semblent plus prononcées ici, mais il faut considérer que la différence de temps séparant les journées choisies pour les deux graphiques ne sont pas les mêmes. Vers la fin de l'été, une plus grande séparation temporelle fut nécessaire entre les sites nordiques et celui de SCC pour permettre aux ondes courtes entrantes de ne pas être significativement différentes. La hauteur de la CLP à SCC et à HVC est environ la même lorsqu'on regarde seulement la période de croissance diurne et non les extrémités (HVC termine encore

une fois avec une CLP plus haute à 1650m contre 1500m environ pour SCC). Trail Valley Creek maintient encore une fois des hauteurs significativement plus basses.

Ces deux exemples de journées d'été ou fin d'été dégagées (Figures 17 et 18) permettent de déterminer le comportement général du développement de la CLP aux trois sites pour la saison de croissance 2013.

Les fluctuations au cours des cinq périodes à l'intérieur des sites respectifs furent alors regardées (Figure 19). Le but de cette comparaison est seulement inter-période à priori pour chaque site et non inter-sites puisque comme le montre la Figure 16, différentes journées sont nécessaire entre SCC et les deux sites nordiques de façon à obtenir des données de flux d'ondes courtes entrantes comparables. Tout-de-même, les modulations de la hauteur de la CLP au cours des périodes peuvent être comparées entre les trois sites. Les journées ensoleillées de l'année 2013 couvrant les cinq périodes et présentées à la Figure 19 sont définies à l'aide du Tableau 6 .

Tableau 6 Journées de l'année 2013 pour lesquelles sont modélisées les hauteurs de CLP au cours de 5 périodes pour SCC, HVC et TVC.

| | SCC | HVC | TVC |
|------------------|--------------|--------------|--------------|
| Fonte des neiges | 13 mai | 13 mai | 27 mai |
| Début d'été | 11 juin | 18 juin | 18 juin |
| Été | 22 juillet | 22 juillet | 22 juillet |
| Fin d'été | 11 août | 7 août | 7 août |
| Automne | 10 septembre | 17 septembre | 10 septembre |

Lorsque possible, les journées sélectionnées devaient correspondre aux journées pour lesquelles des profils de température de l'air obtenues à l'aide des produits de MODIS (section suivante) étaient disponibles, ou du moins s'en rapprocher le plus possible dans le but de permettre une comparaison entre les deux approches.

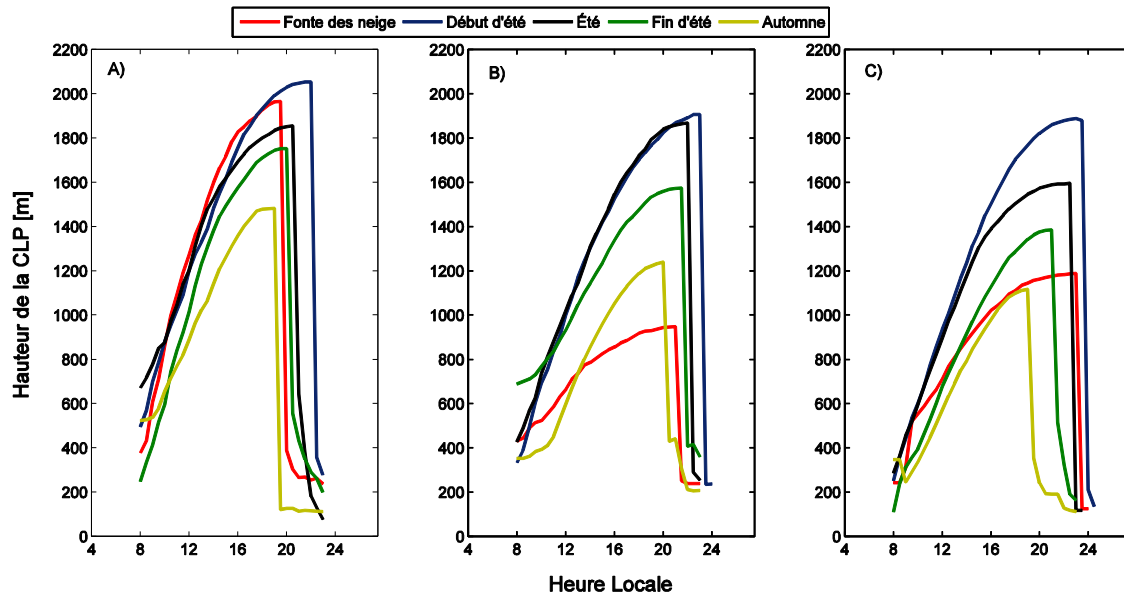


Figure 19 Hauteur de la CLP pour une journée des périodes fonte des neiges, début d'été, été, fin d'été et automne pour A) SCC, B) HVC et C) TVC.

Le site de SCC présente généralement des hauteurs plus élevées pour sa CLP que les deux autres sites lorsqu'on compare les périodes. L'exception à cette tendance se trouve à la troisième période, pour celle-ci la hauteur de la CLP à HVC se rapproche beaucoup de celle de SCC (comme constaté aux Figure 17 et 18). La différence entre les courbes de la période de fonte des neiges de SCC et HVC est, il faut cependant considérer le fait que le site de HVC présentait un couvert de neige beaucoup plus important que celui de SCC à cette date. Cela permet donc de voir l'influence de la neige et de sa fonte sur la CLP. La courbe des hauteurs de la CLP de TVC est plus élevée que celle de HVC pour la période de fonte des neiges ce qui s'explique par les presque deux semaines qui séparent les données représentées, le rayonnement incident à TVC était plus grand.

Le modèle utilisé permet aussi d'obtenir la quantité d'énergie entraînée depuis l'atmosphère libre au-dessus de la CLP (zone d'entraînement) une fois que l'on connaît les variations dans la hauteur de la CLP du site (Baldochi et Ma 2013). Les données varient beaucoup entre les sites et dans le temps au cours de la période regardée (même beaucoup au cours d'une journée puisque cette énergie est directement liée à la hauteur de la CLP). Les quantités (en Wm^{-2}) entraînées dans la CLP ne varient pas de la même façon au cours des saisons aux trois sites. Les tendances générales montrent cependant que le site de SCC sera celui avec les flux d'énergie

entraînée les plus élevés (jusqu'à 43 Wm^{-2} en fin d'été) avec jusqu'à une fois et demi les quantités entraînées à TVC (les quantités entraînées montent au plus haut à 30 Wm^{-2} à la période début d'été). Le site de HVC, lui, verra les quantités se trouver entre celles des deux autres sites en général (moyennes des maximums de milieu de journée autour de 36 Wm^{-2}).

4.1.2 Hauteur de la couche limite planétaire selon les données de température de l'air en altitude de MODIS et d'Environnement Canada

Les données de température de l'air en altitude obtenues à l'aide des produits MODIS furent comparées aux données expérimentales (ballon-sonde) d'Environnement Canada aux stations météorologiques d'Inuvik et de Fort Nelson dans le but de vérifier les résultats du modèle de la CLP de la section précédente. Les sources de données forment toutes deux des profils verticaux de température de l'air à partir desquels la hauteur de la CLP peut être dérivée. Les données sont disponibles pour la station météorologique d'Inuvik qui se trouve à moins de deux kilomètres seulement du site de HVC. Les données de la station météorologique de Fort Nelson furent comparées à celles obtenues pour SCC à l'aide du modèle bien que la distance entre les deux soit importante (Fort Nelson est à environ 450 km au sud du site). Il n'y a pas d'aire prescrite pour laquelle sont représentatives les données d'un ballon-sonde, il est clair que Fort Nelson et SCC sont assez distants et c'est une autre question qu'adressent les régressions linéaires entre les deux sources de données. Il se trouve que les données obtenues à l'aide du modèle correspondent de façon très satisfaisantes à celles expérimentales et ce pour les jours étudiés pour SCC et HVC et à toutes les altitudes disponibles avec les données de MODIS pour tous les jours observés (Figure 20).

La Figure 20 montre la relation linéaire entre les données de températures verticales de l'air provenant du produit MODIS et celles de ballons-sondes. Les données de températures utilisées dans la comparaison sont l'ensemble des températures à différentes altitudes aux jours utilisés et montrés à la Figure 22. Il s'agit donc de six journées différentes (une journée ensoleillée par période et une journée pluvieuse).

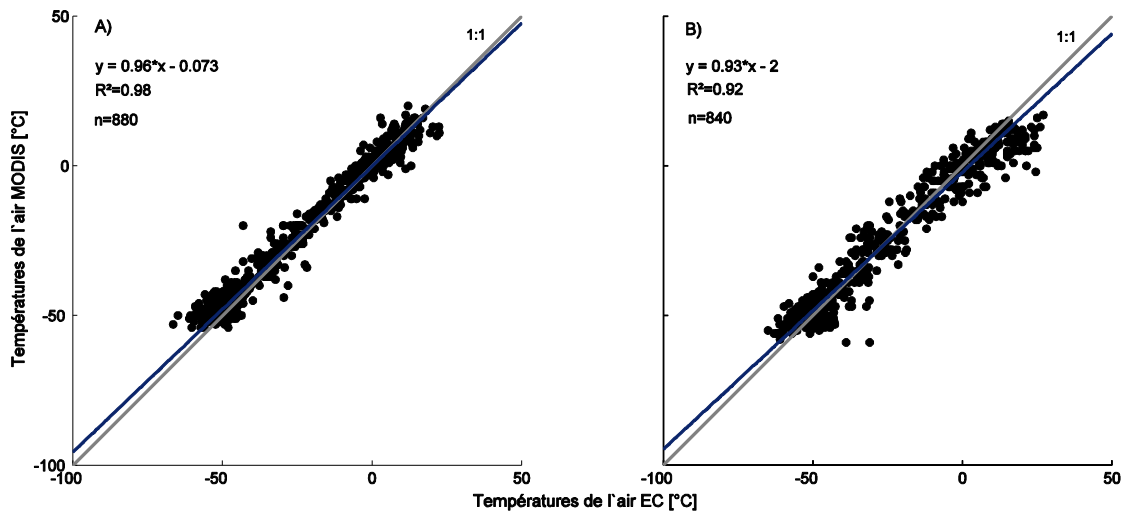


Figure 20 Comparaison des températures de l'air entre les données observées d'Environnement Canada (EC) obtenues à A) Inuvik et B) Fort Nelson et celles obtenues à l'aide des profils verticaux de température de l'air de MODIS pour HVC et SCC respectivement.

La pente obtenue en comparant les deux sources de données pour SCC et Fort Nelson est de 0.93 et le R^2 est de 0.92 alors qu'ils sont légèrement plus élevés pour HVC et Inuvik avec une pente de 0.96 et un R^2 est de 0.98. La précision est moindre pour Fort Nelson et SCC lorsqu'on compare les données de température de l'air des deux endroits. Les données issues du produit MODIS sont considérées très près des valeurs observées et seront conséquemment utilisées aux trois sites. Malheureusement aucune donnée expérimentale n'est disponible pour le site de TVC comme la station la plus représentative du site serait aussi Inuvik. Il est donc simplement assumé que les données de MODIS sont aussi adéquates à ce troisième site qu'aux deux premiers. Comme les données des stations météorologiques d'Environnement Canada seront utilisées de concert avec celles de MODIS pour déterminer avec plus de précision où se trouve la CLP, la station d'Inuvik sera utilisée autant pour HVC que pour TVC, mais les valeurs de la station seront modulées d'après les résultats du modèle de la CLP de la section 4.1. Cela est facilité par l'utilisation des mêmes journées (ou presque) dans les deux sections, il suffit alors de prendre la différence instantanée entre les valeurs des deux stations et de l'appliquer ici.

La Figure 21 montre les profils atmosphériques aux trois sites pour une journée pluvieuse (donc présentant un couvert nuageux) de septembre 2013 (JDA 248), cette journée est montrée comme un exemple des profils atmosphériques bruts obtenus avec le produit MODIS. Une journée pluvieuse a été spécifiquement choisie puisqu'aucune n'a pu être analysée jusqu'ici dû aux contraintes du modèle de la CLP de la section 4.1.1.

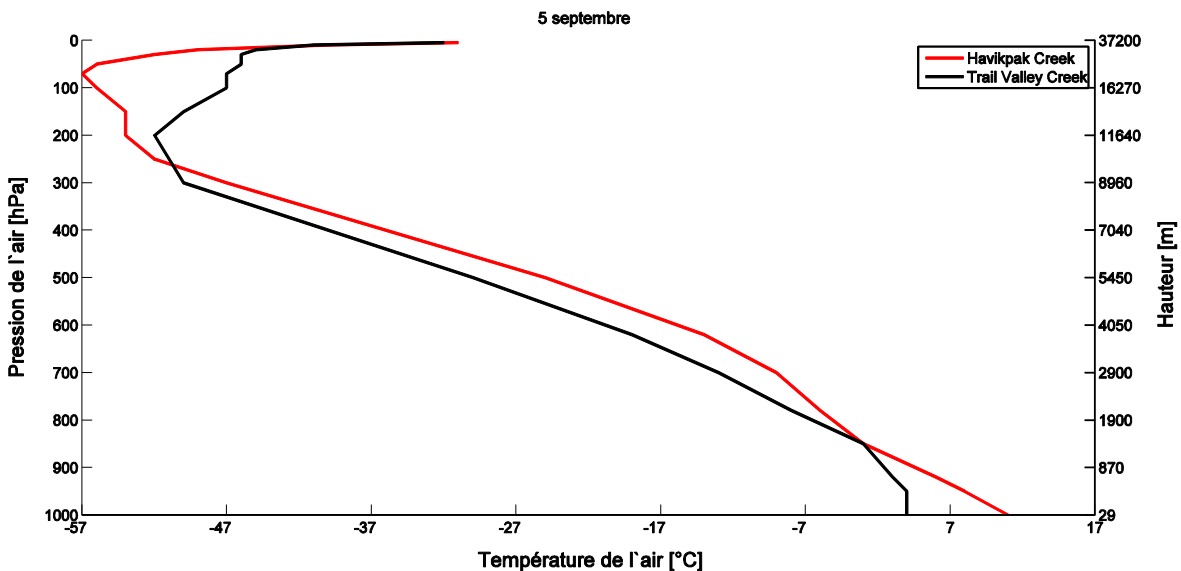


Figure 21 Profils des températures de l'air obtenus par MODIS en fonction de la pression de l'air et de l'altitude pour SCC, HVC et TVC le 5 septembre 2013 (JDA 248).

L'ensemble des données des profils de températures obtenus par MODIS nous montrent comment les températures de l'air vont varier aux trois sites avec l'altitude. Cependant, présenté de cette façon, avec la température de l'air, il est pratiquement impossible de déterminer la hauteur de la CLP (autant pour une journée ensoleillée que celle-ci). Il faut utiliser la température potentielle de l'air plutôt et seulement la partie inférieure (basse altitude puisque la CLP se situe rarement à plus de 2000m d'altitude) des données obtenues à l'aide de MODIS pour pouvoir obtenir la situation approximative de la CLP. Le modèle de la hauteur de la CLP utilisé à la section 4.1 ne put être utilisé pour comparer les données de hauteur de la CLP pour cette journée pluvieuse de septembre puisqu'il ne s'applique qu'aux journées dégagées. Les profils de température de l'air servent donc aussi à comparer cette journée pluvieuse entre les sites en plus de fournir un moyen de vérifier les résultats obtenus avec le modèle de la CLP.

Les profils de température potentielle de l'air sont présentés pour les cinq périodes (une journée par période) et pour la journée pluvieuse du 5 septembre 2013 aux trois sites à la Figure

22. Les profils de températures potentielles furent jumelés aux hauteurs de la CLP tirées des données de ballon-sonde d'Environnement (lignes horizontales). Les hauteurs de la CLP tirées des profils atmosphériques sont aussi basées sur la grande différence des paramètres qu'on retrouve à la CLP (changements drastiques de point de rosée, de direction des vents, etc.).

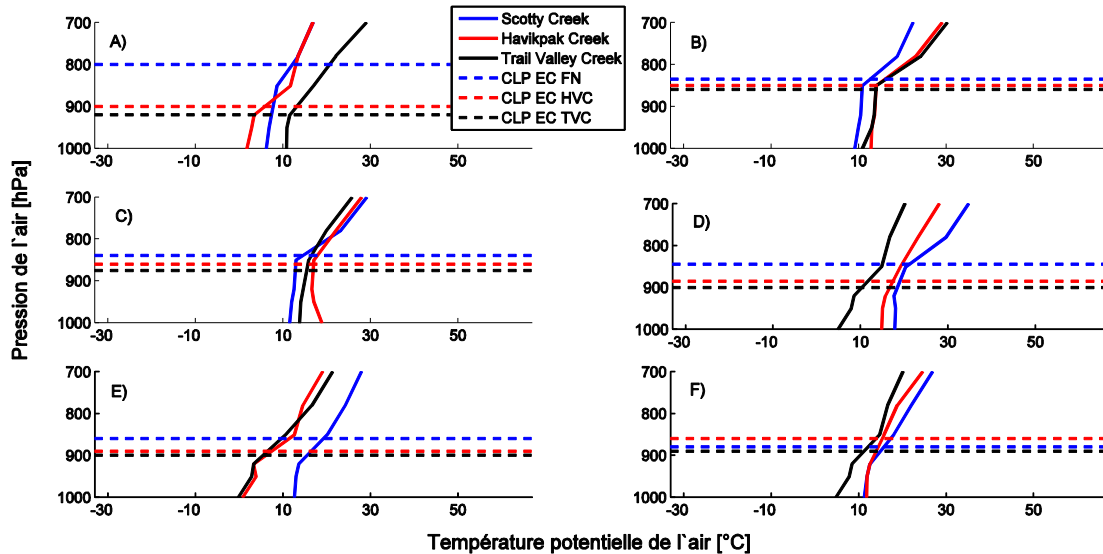


Figure 22 Profils atmosphériques de températures potentielles de l'air provenant de MODIS et hauteurs de la CLP selon les données d'Environnement Canada pour SCC (Fort Nelson), HVC (Inuvik) et TVC (modulé d'après les données d'Inuvik) pour les périodes A) fonte des neiges, B) début d'été, C) été, D) fin d'été, E) automne et F) le 5 septembre.

Les données de température potentielle de l'air dérivées des données obtenues à l'aide de MODIS, ainsi que la hauteur de la CLP obtenues à partir des données de ballon-sonde produites par Environnement Canada sont montrées ensemble puisque bien que les profils de température potentielle de l'air permettent de constater la hauteur de la CLP grâce au point la température potentielle varie, ils ne sont pas aussi précis qu'on pourrait le souhaiter. La résolution offerte ne permet pas de savoir avec précision où la CLP se trouve mais plutôt de déterminer un intervalle dans lequel on la retrouve. Cet intervalle est déjà une information satisfaisante, mais compléter l'information avec les données des ballons-sondes précise la donnée de la hauteur de la CLP tout en confirmant le résultat avec une source de plus. MODIS offre une résolution entre 20 et 50 hPa alors que les profils atmosphériques d'Environnement Canada vont au moins avoir une résolution de alors 15 hPa dans les premiers 1000m de

l'atmosphère. La journée du 5 septembre 2013 (JDA 248) est aussi présentée puisque les journées non-dégagées et pluvieuses ne peuvent être représentées à l'aide du modèle de la CLP utilisé à la section précédente, le graphique sert donc à étendre les conclusions potentielles au-delà des journées dégagées.

Les données de hauteur de la CLP se recoupent entre les deux sources de données utilisées. Contrairement aux résultats de la section précédente, la plus haute CLP revient ici au site SCC. Cela s'explique par le fait que contrairement aux journées modélisées, celles ici se réfèrent plutôt aux périodes laissant donc les sites avec des valeurs d'ondes courtes entrantes complètement différentes lors des journées observées. Pour une même journée, il est commun de retrouver de plus grande valeurs d'ondes entrantes au site de SCC de par sa location géographique plus au sud.

La seule exception à cette tendance est pour le jour de l'année 248 où la CLP la plus élevée est plutôt à HVC. Cette journée pluvieuse confirme les tendances des observations du modèle de la CLP de la section précédente voulant que lorsqu'il n'y a pas de différence dans les ondes courtes entrantes entre SCC et HVC, les deux sites vont se rapprocher au niveau de la hauteur de la CLP. Cependant, la hauteur de la CLP à HVC rejoint mais aussi dépasse celle de SCC. Ce fait semble provenir des différences au niveau des précipitations au cours de cette journée. Le JDA 248 est pluvieux aux deux sites, mais ceux-ci ne connaîtront pas nécessairement la même couverture nuageuse toute la journée ni les mêmes précipitations résultantes.

En comparant les valeurs de hauteur de la CLP des différents sites au cours des périodes (les valeurs sont comparées en mètres puisque les données en fonction de la pression atmosphérique de MODIS sont convertis pour être exprimées en fonction de l'altitude à partir des profils atmosphériques qui offrent les deux variables), on constate qu'elles correspondent toutes de façon satisfaisante aux résultats obtenus à l'aide du modèle de la CLP. Il n'y a aucune différence significative entre les résultats obtenus pour la hauteur de la CLP aux différents sites aux différentes périodes entre les trois méthodes utilisées.

4.2 Discussion

4.2.1 Hauteur de la couche limite planétaire modelée

4.2.1.1 *La répartition énergétique dans l'écosystème et la couche limite planétaire*

Les journées pouvant être modelées (selon la nature du modèle de la CLP, ex. pas de couvert nuageux) étaient beaucoup plus nombreuses pour le site de TVC que pour les deux autres sites. Le modèle est applicable de manière plus efficace à un écosystème homogène puisque les facteurs influençant la hauteur de la CLP seront mieux pris en compte dans la prise de mesure par la méthode de covariance des turbulences. En lien avec la fermeture du bilan énergétique des sites qui se rapportent aussi en partie à cette homogénéité des sites expérimentaux. Le modèle de la CLP prend directement en compte les flux pour modeler la hauteur de la CLP, donc si ceux-ci sont complets et représentatifs, les données obtenues le sont aussi.

Pour expliquer la différence constatée entre la hauteur de la CLP à TVC en comparaison avec les deux autres sites, il faut se référer aux caractéristiques spécifiques influençant celle-ci; soit l'albédo, la rugosité de la surface et l'hydrologie des sites (voir Tableau 7 et Figure 11). La différence peut s'expliquer par la hauteur beaucoup plus basse de la végétation à TVC, le site a une rugosité de sa surface plus petite et les arbres augmentent le niveau de turbulence mécanique qui vient mélanger la chaleur sensible et augmente la température de l'air des écosystèmes (Eugster et al. 2000). Aussi, l'humidité du sol y est plus grande et les limitations en eau y sont moins importantes. Ces caractéristiques vont aussi amener une CLP généralement plus basse en entraînant une répartition vers la chaleur latente de l'écosystème plus que celle sensible (Garratt 1993).

Au contraire, un site avec d'importantes limitations en eau comme HVC verra généralement sa CLP à une plus grande altitude de ce fait. On peut présumer d'un tel site que la plus grande partie de son énergie soit répartie vers l'énergie sensible et non latente puisque le site est limité en eau de façon plus sévère que TVC. La répartition de l'énergie dans l'écosystème influence donc la hauteur de la CLP par son lien étroit avec l'hydrologie pour la chaleur latente et la répartition du rayonnement net en chaleur sensible a une influence directe sur la température de l'air à la surface (Eugster et al. 2000; Esau, Davy, et Outten 2012).

Les similitudes constatées entre les périodes de début d'été et été pour la hauteur de la CLP à HVC (Figure 19) ne se présentent pas aux deux autres sites. En effet, les deux autres sites présentent des courbes de hauteur de la CLP qui vont en diminuant de la période début d'été à

la période automne ce qui est expliqué par la relation directe entre le flux d'ondes courtes entrantes de l'écosystème (ou albédo de la surface) et la hauteur de la CLP (Sanchez-Mejia et Papuga 2014). Cependant, on peut voir que le site de HVC présente une relation différente pour les périodes de début d'été et d'été, en effet la hauteur de la CLP diminue seulement à partir de la période de fin d'été pour le site. Pourtant les jours sélectionnés pour les deux périodes ne font pas exception à la tendance générale de décroissance du flux d'ondes courtes entrantes alors que l'on va vers l'automne. Ensuite, étant donné que les données proviennent toutes du même site, on ne peut pas non plus présumer que la rugosité de la surface soit un facteur influençant cette relation. Il ne reste donc plus que l'humidité du site qui peut être en cause pour expliquer ce comportement singulier (relativement aux deux autres sites). C'est donc que la période été au site de HVC sera relativement plus limitée en eau (il y a moins d'humidité du sol donc moins d'évapotranspiration potentielle) qu'elle le sera aux sites de SCC et de TVC (Garratt 1993).

En regardant les fluctuations de la hauteur de la CLP en parallèle avec celles du ratio de Bowen (Figure 12), on peut d'ailleurs aussi voir pourquoi les différents sites vont varier différemment entre les périodes. Par exemple, la dominance du flux de chaleur sensible entre les périodes début d'été et été paraît en l'absence de déclin de la hauteur de la CLP à HVC entre ces périodes. Alors que pour les deux autres sites, la hauteur de la CLP chute, tout comme leur ratio de Bowen d'une période à l'autre.

Une augmentation de l'évapotranspiration (du moins potentielle) et des précipitations à un site est généralement associée à une diminution de son albédo, une augmentation de l'humidité de son sol et une augmentation de la rugosité de sa surface (Garratt 1993). Voilà pourquoi le lien est aussi fait entre une CLP plus élevée en altitude et l'augmentation potentielle de ET à un site (et donc du flux d'énergie latente).

Contrairement au site de TVC, le site de SCC verra la rugosité de sa surface diminuer avec le temps. Un écosystème de tourbière générerait donc une CLP plus basse qu'un de forêt boréale suivant cet aspect. Son albédo risque d'augmenter légèrement plutôt que de diminuer puisque la forêt boréale est plus foncée qu'une tourbière nordique (Bonan 2008). Bien sûr la différence entre les deux albédos est plus faible en été, mais assez importante lorsqu'un couvert de neige est présent aux sites (environ 0.8 pour la toundra et 0.2 pour la forêt boréale) (Chapin et al. 2005). Cependant, il est plutôt incertain de stipuler ce qui se produira au niveau de l'hydrologie.

Tant que la forêt boréale sera présente à SCC, la chaleur sensible qu'ils emmagasinent sera facilement utilisée pour augmenter la température de l'air au site puisque la disparition du pergélisol au site permettra au sol de se réchauffer (le flux de chaleur dans le sol ne sera plus utilisé pour transformer le sol gelé) augmentant le gradient de températures entre lui et l'air (Eugster et al. 2000). À long terme le site sera une tourbière nordique qui ne présentera plus de plateaux de forêt boréale, changeant grandement les mécanismes de turbulence au site.

Tableau 7 Valeurs d'albédo et de rugosité de la surface approximées aux trois sites pour le milieu de la saison de croissance (juillet) basé sur Chapin et al. (2005) et Martano (2000).

| | Albédo | Rugosité de la surface (m) |
|-----|--------|----------------------------|
| SCC | 0.17 | 0.51 |
| HVC | 0.15 | 0.43 |
| TVC | 0.11 | 0.36 |

Les valeurs d'albédo et de rugosité de la surface vont varier aux trois sites avec les saisons (en autres avec le couvert de neige qui augmente l'albédo et diminue la rugosité de la surface). Les valeurs typiques tirées de la littérature sont données ici comme représentation de la différence de ces caractéristiques aux trois sites au milieu de la saison de croissance. De faibles variations au niveau de ces variables et de l'hydrologie des sites vont venir grandement influencer la hauteur de la CLP.

4.2.1.2 La couche limite planétaire et le climat

L'étude sur laquelle est basé le modèle utilisé pour la CLP a trouvé, en comparant une zone boisée et une zone de végétation basse (dans une toute autre zone climatique, pour deux sites de la savane des plaines), que les zones boisées vont avoir une température potentielle et une hauteur de la CLP plus élevées (Baldocchi et Ma 2013). L'effet peut être moindre si le réchauffement dû à la présence forestière est balancé avec un site en zone de pergélisol qui prendra beaucoup de la chaleur sensible du sol, diminuant le réchauffement de l'air (Eugster et al. 2000), mais les sites de HVC et TVC sont tous deux en zone de pergélisol.

Un autre modèle (Hill, Williams, et Moncrieff 2008) a trouvé que la rugosité de la surface est celle des trois caractéristiques de la surface discutées (la rugosité de la surface, l'hydrologie de

la surface et l'albédo) qui va le moins influencer la hauteur de la CLP (il s'agit du modèle biosphère qui modélise les interactions entre la CLP et la forêt boréale). Son influence consiste à permettre le mélange de l'air par les turbulences mécaniques qui permet à la CLP de prendre de l'altitude et contrôle donc l'air chaud entraîné depuis l'atmosphère libre. Cependant, tout cela aura lieu ou non selon les deux autres facteurs, l'albédo déterminera premièrement l'énergie disponible pour le mélange et l'hydrologie influence la répartition de celle-ci (Hill, Williams, et Moncrieff 2008). Les équations du modèle sont d'ailleurs aussi basées sur les entrants thermiques, ce sont eux qui contrôlent cette dynamique.

Les modifications apportées à la hauteur de la CLP vont directement influencer le climat régional. La CLP est une zone où les turbulences mécaniques présentes vont venir mélanger la chaleur et l'humidité (ainsi que d'autres scalaires mais non-météorologiques) (Holtslag et Boville 1993). En changeant ainsi la répartition de la chaleur dans l'air au-dessus des écosystèmes ainsi que de l'humidité de l'air et finalement de la couverture nuageuse, le climat régional se trouve très affecté des changements de la hauteur de la CLP.

Cependant, considérer les modifications apportées au climat local sans tenir compte de la réponse biologique du site peut amener des scénarios exagérés (Hill, Williams, et Moncrieff 2008). Nous ne savons pas comment la végétation au site réagira aux changements qu'elle aura induits au climat, à un certain moment il est probable qu'un environnement plus chaud et sec forcera la conductance des stomates à réduire ce qui diminuera les effets du couplage de la surface avec l'atmosphère (Hill, Williams, et Moncrieff 2008).

De plus, les rétroactions au niveau des nuages, bien que difficiles à prédire, sont une source des changements du climat régional puisqu'ils vont affecter le niveau de radiation ainsi que le réchauffement ou non de la surface par leur présence à une certaine hauteur, leur type, et tout simplement leur position (Karl et Trenberth 2003). Le couvert nuageux est dépendant de la hauteur des différentes couches atmosphériques puisqu'on retrouve ceux-ci au niveau de condensation (où la température atteint le point de rosée et la vapeur d'eau contenue dans l'air se condense). En modifiant la hauteur de la couche mixte, on déplace aussi la hauteur des nuages, ce qui influence alors le climat. Le climat des régions nordiques est plus facilement affecté par le déplacement de la CLP puisque celle-ci étant généralement plus basse qu'en latitudes moyennes, les changements qu'elle connaît affecteront plus fortement la température de l'air de la surface (Esau, Davy, et Outten 2012).

4.2.1.3 *Énergie entraînée depuis l'atmosphère libre*

Le modèle permet aussi de voir quelle quantité d'énergie proviendra de la zone d'entraînement à chaque site (Baldocchi et Ma 2013). Cela explique en partie la source d'énergie contribuant à l'augmentation de la hauteur de la CLP à TVC qui est projetée pour un futur où le mouvement de la limite des arbres vers le nord se continue. En effet, ces quantités d'énergie entraînées varient beaucoup dans le temps et entre les sites comme cela dépend beaucoup du couvert nuageux (Hägeli, Steyn, et Strawbridge 2000). Cependant, il existe une relation entre l'épaisseur de la couche mixte et la zone d'entraînement.

Comme la zone d'entraînement est une expansion mécanique de la CLP, elle est grandement affectée par les propriétés de la surface, particulièrement des changements au niveau des flux d'énergie de la surface (Hägeli, Steyn, et Strawbridge 2000; Seguin 1973). Une autre raison pourquoi l'épaisseur de la zone d'entraînement varie autant spatialement que temporellement (Cohn et Angevine 2000).

4.2.2 Hauteur de la couche limite planétaire selon les données de MODIS et d'Environnement Canada

Les données obtenues à l'aide des produits MODIS montrent les mêmes tendances voulant que la hauteur de la CLP soit plus élevée à SCC et plus basse à Trail Valley pour une même période, bien qu'il y ait quelques différences mineures majoritairement dû au manque de précision des températures de l'air près de la surface. Les profils dérivés de MODIS furent alors jumelés aux valeurs de la hauteur de la CLP obtenues grâce aux ballons-sondes d'Environnement Canada pour permettre d'avoir des résultats d'une plus grande précision.

Dans une même période, on obtient donc SCC avec les hauteurs de CLP les plus élevées, suivi de près par HVC et finalement TVC. Diviser par périodes ne signifie pas que les journées représentées comprennent les même flux d'ondes courtes entrantes donc on retrouve les même différences qu'à la Figure 19 entre les sites. Le JDA pluvieux 248 confirme les tendances des observations du modèle de la section précédente voulant que lorsqu'il n'y a pas de différence dans les ondes courtes entrantes entre SCC et HVC, les deux sites vont se rapprocher au niveau de la hauteur de la CLP. Cependant, la hauteur de la CLP à HVC rejoint mais aussi dépasse celle de SCC. Ce fait semble provenir des différences au niveau des précipitations au cours de cette journée. Le JDA 248 est pluvieux aux deux sites, mais ceux-ci ne connaîtront pas nécessairement la même couverture nuageuse toute la journée ni les même précipitations

résultantes. Il n'y a pas que le type de végétation qui influence la hauteur des couches atmosphériques (Hill, Williams, et Moncrieff 2008).

La Figure 22 montre que la différence entre les hauteurs de la CLP aux trois sites est plus grande aux périodes clés (les périodes de fonte des neiges, de fin d'été et d'automne). Au milieu de la saison de croissance, les hauteurs des trois sites vont plutôt se rapprocher alors qu'elles tendent à différer beaucoup plus au printemps et à l'automne. Ces périodes sont déjà des périodes clé au niveau climatique puisque le moment d'arrivée et de départ du couvert de neige est crucial pour le reste du développement de la saison de croissance et surtout des flux d'énergie (Rouse, Eaton, et Petrone 2003).

4.2.3 Portées et limites

Obtenir avec précisions des données pour quelque chose qui varie autant dans le temps et dans l'espace que la hauteur de la CLP est complexe et reste seulement précis jusqu'à un certain point (la hauteur de la CLP varie dans le temps et l'espace et la situer est toujours approximatif). D'où l'intérêt de comparer plusieurs méthodes. Les résultats pointent tous vers une CLP plus haute aux sites de forêt boréale ce qui est aussi attendu dans la littérature sur le sujet (s'expliquant entre autres puisque la rugosité de leur surface est plus grande et qu'ils sont plus au sud de par leur position géographique), les tendances générales sont donc fiables même si les nombres exactes sont à prendre avec prudence.

La portée de l'analyse effectuée réside donc plutôt dans la variété des outils utilisés plutôt que dans la confiance mise en chaque procédé individuel utilisé. Quatre sources différentes ont peut-être donné des résultats qui varient un peu d'une méthode à l'autre, mais elles appuient toutes au final la conclusion générale voulant que l'impact sur le climat résultant des changements climatiques actuels soit l'augmentation de la hauteur de la CLP à TVC avec le mouvement de la limite des arbres vers le nord. Autant les données modelées que celles provenant d'une prise de mesure aux sites (lorsque disponibles) permettent d'arriver à cette conclusion.

Une autre limite de la méthode est que l'échelle des phénomènes observés ici (locale et régionale pour le climat) ne permet pas de prendre en compte tous les éléments qui viendront influencer les résultats. L'analyse produite ne prend pas en compte, par exemple, des rétroactions futures quant aux gaz à effet de serre, ou plutôt assume qu'ils seront de nature à maintenir aussi l'augmentation des températures de l'air. Il est de plus en plus répandu dans la

littérature que ceux-ci pourraient venir accélérer les changements en cours (Schoor et al. 2008; Bonan 2008). Cependant on ignore encore à quel niveau, ni quelles quantités seront relâchées par un site de tourbière tel que SCC (Bonan 2008). Les analyses peuvent difficilement prendre en considération que le cycle hydrologique sera perturbé puisque l'atmosphère verra sa capacité à retenir la vapeur d'eau augmenter avec sa température (Karl et Trenberth 2003). Sans compter que la formation des nuages et le cycle des précipitations risquent de changer. La question des boucles rétroactives est donc trop large pour être abordée dans son ensemble et doit être disséquée comme il fut fait dans les deux derniers chapitres pour n'en regarder qu'une partie à la fois.

En bref, le modèle et les profils atmosphériques utilisés sont limités dans leur précision quant à l'emplacement exact de la CLP et tous les procédés qui ne peuvent être pris en compte. Cependant, cela est balancé par le fait que plusieurs sources de données furent utilisées pour valider les résultats et que les conclusions s'appliquent à toutes les zones nordiques subissant présentant des changements semblables.

4.2.4 Conclusion partielle

Comme les trois principaux aspects contrôlant la hauteur de la CLP sont l'albédo, la rugosité de la surface et l'hydrologie du site c'est donc que c'est trois éléments seront généralement semblables pour SCC et HVC, mais différent grandement pour le site de TVC puisqu'il en sera de même pour la hauteur de leur CLP (Tableau 7).

Cette étroitesse entre les flux énergétiques, l'humidité des écosystèmes et la hauteur de leur CLP permet de projeter encore une fois ce qu'il adviendra au site de TVC avec le présent et futur mouvement de la ligne des arbres vers le nord découlant des changements climatiques actuels. De toute évidence, en voyant son flux de chaleur sensible augmenter au détriment de celui de chaleur latente, le site verra aussi la hauteur de sa CLP prendre de l'altitude. Cette affirmation provient non seulement des différences présentes constatées entre HVC et TVC en ce qui a trait à leur CLP mais aussi aux caractéristiques spécifiques des deux sites amenant à ces résultats.

En même temps, le site de SCC devrait connaître une diminution de la hauteur de sa CLP alors que les plateaux de forêt boréale disparaîtront avec la dégradation du pergélisol menant éventuellement à la disparition du pergélisol discontinu au site.

Une augmentation de la hauteur de la CLP à TVC et une possible diminution à SCC ne signifie pas de façon directe une augmentation et diminution respectives des températures à ces sites. Des modifications directes au climat, oui cependant. Surtout que les périodes d'extrêmes différences comme le printemps risquent d'être les plus touchées comme la Figure 22 le souligne avec les tendances de la période fonte des neiges et de la période automne.

On peut donc en conclure, que le climat sera affecté par les modifications projetées de la hauteur de la CLP aux sites de SCC et TVC sous les changements climatiques. Ces modifications viendraient de pair avec une augmentation des températures de l'air au site de TVC causée par l'augmentation des quantités d'air chaud entraîné de puis l'atmosphère libre s'en suivant. Outre l'augmentation des températures de l'air au site et une possible diminution pour SCC, la plupart des rétroactions au niveau du climat régional sont difficile à prédire à ce stade.

5 Conclusion

Pour pouvoir caractériser les échanges d'eau et d'énergie entre la surface et l'atmosphère des écosystèmes nordiques en lien avec les changements climatiques actuels, identifier les procédés biotiques et abiotiques contrôlant l'évapotranspiration et projeter les changements qui adviendront, trois sites des Territoires du Nord-Ouest furent analysés et comparés. Les caractéristiques spécifiques de leur surface seront grandement modifiées avec la hausse des températures découlant des changements de la surface émergée et de ses caractéristiques spécifiques actuelles résultant en boucles rétroactives biophysiques complexes.

Les résultats obtenus à l'aide de la méthode de covariance des turbulences, utilisée aux trois sites expérimentaux de la Taïga des plaines aux Territoires du Nord-Ouest, permettent de projeter une augmentation de la limitation en énergie et en eau du site de Trail Valley avec le mouvement de la forêt boréale vers le nord qui transformera les paysages de toundra arctique qu'on y retrouve actuellement en forêt boréale nordique à long terme. Les projections quant à la répartition des flux d'énergie au site sont une hausse relative de l'importance du flux de chaleur sensible au détriment des flux de chaleur dans le sol et de celui de chaleur latente. Bien qu'en absolu le flux de chaleur latente devrait augmenter, au contraire le flux de chaleur dans le sol devrait diminuer selon les projections.

On peut conclure de cette répartition d'énergie que la rétroaction d'augmentation de la température de l'air qui en résulterait serait positive puisque le site verrait son énergie sensible relative augmenter de façon importante.

Cependant, les caractéristiques spécifiques de la surface se verront autant influencées par le climat et ses changements qu'ils l'influenceront. La relation entre les changements au niveau des flux d'énergie de l'écosystème et de l'évapotranspiration sont liés avec, en autres, la hauteur de la CLP (l'altitude à laquelle on retrouve la CLP ayant une influence sur le climat régional d'une zone).

Les résultats de la méthode de covariance des turbulences et ceux de la hauteur de la CLP modelés et provenant de profils ont pu être combinés et ont permis d'aller plus loin quant aux conclusions tirées à propos des rétroactions éventuelles amenées par les présents changements des caractéristiques spécifiques de la surface des régions nordiques.

En utilisant les données modelées de la CLP et les profils atmosphériques de température de l'air, il a été projeté que le mouvement de la limite des arbres vers le nord causera une augmentation des hauteurs moyennes de la CLP au site de TVC et probablement une diminution, légère, de celle-ci au site de SCC. Ces modifications découlant d'abord des changements importants dans la rugosité de leur surface aux deux sites, opposés l'un à l'autre. La rugosité de surface d'une forêt boréale nordique est beaucoup plus élevée que celle de la toundra arctique ou d'une tourbière nordique. Le débalancement de l'hydrologie suivant l'arrivée de la forêt boréale au site de TVC est aussi propice à causer une augmentation de la hauteur de la CLP (en se basant sur une acquisition projetée des caractéristiques spécifiques de HVC par TVC alors que leur végétation deviendra semblable). La quantité d'air sec chaud entraîné depuis l'atmosphère libre au-dessus de la CLP sera aussi augmentée à TVC à la suite de l'augmentation de la hauteur de la CLP au site. Au contraire, ces quantités risquent de diminuer pour SCC.

Cette augmentation de la hauteur de la CLP à TVC, en autres avec l'air chaud sec entraîné et la répartition des flux d'énergie augmentant la proportion de chaleur sensible, amène des conclusions semblables à celles tirées des données de covariance des turbulences, c'est-à-dire qu'un tel changement est propice à encourager une boucle rétroactive positive de l'augmentation des températures de l'air à ce site. Le climat régional verra plusieurs autres de

ses aspects bouleversés, mais il est impossible à partir de ces données de regarder les patrons de précipitation en résultant ou les modifications au niveau du couvert nuageux.

Bref, les deux axes sous lesquels furent abordés le questionnement quant aux projections pouvant être faites pour le futur de ces sites en changement amènent tous deux à penser que le réchauffement de l'air pourrait être une rétroaction positive au site de TVC.

Plusieurs aspects restent donc à être étudiés pour bien comprendre les boucles rétroactives que connaissent présentement les écosystèmes nordiques sous l'effet des changements climatiques. Au regard des résultats présentés et des connaissances actuelles en micrométéorologie, les projections décrites restent les suppositions les plus probables de se produire. Les aspects analysés influencent les échanges d'eau et d'énergie dans les écosystèmes nordiques, leur répartition et effet sur le climat régional. Ils permettent donc d'établir des projections plausibles quant à l'avenir de ces trois sites des Territoires du Nord-Ouest dans le contexte des changements climatiques.

Bibliographie

- Addington, R.N., R.J. Mitchell, R.A. Oren, et A. Donovan. 2004. "Stomatal Sensitivity to Vapor Pressure Deficit and Its Relationship to Hydraulic Conductance in *Pinus Palustris*." *Tree Physiology* 24: 561–569.
- Adegoke, J. O., R. Pielke, et A. M. Carleton. 2007. "Observational and Modeling Studies of the Impacts of Agriculture-Related Land Use Change on Planetary Boundary Layer Processes in the Central U.S." *Agricultural and Forest Meteorology* 142 (2) : 203–215.
- Anderson, R. G., J. G. Canadell, J. T. Randerson, R. B. Jackson, B. Hungate, D. D. Baldocchi, G. Ban-Weiss, G.B. Bonan, K. Caldeira, L. Cao, N.S. Diffenbaugh, K.R. Gurney, L.M. Kueppers, B.E. Law, S. Luysaert, T.L. O'Halloran. 2011. "Biophysical Considerations in Forestry for Climate Protection." *Frontiers in Ecology and the Environment* 9 (3) : 174–182.
- Baldocchi, D. D., et S. Ma. 2013. "How Will Land Use Affect Air Temperature in the Surface Boundary Layer? Lessons Learned from a Comparative Study on the Energy Balance of an Oak Savanna and grassland in California, USA." *Tellus* 1: 1–19.
- Baldocchi, D. D., E. Falge, L. Gu, R. Olson, D. Hollinger, S. Running, P. Anthoni, C.H. Bernhofer, K. Davis, R. Evans, J. Fuentes, A. Goldstein, G. Katul, B. Law, X. Lee, Y. Malhi, T. Meyers, W. Munger, W. Oechel, K.T.U. Paw, K. Pilegaard, H.P. Schmid, HR. Valentini. 2001. "FLUXNET : A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide , Water Vapor , and Energy Flux Densities." *Bulletin of the American Meteorological Society* 82 (11): 2415–2434.
- Baldocchi, D.D. 2003. "Assessing the Eddy Covariance Technique for Evaluating Carbon Dioxide Exchange Rates of Ecosystems: Past, Present and Future." *Global Change Biology* 9: 1–14.
- Baldocchi, D.D., B.B. Hincks, et T.P. Meyers. 1988. "Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods." *Ecology* 69 (5): 1331–1340.
- Baldocchi, D. D., et C. Vogel. 1996. "Energy and CO₂ Flux Densities above and below a Temperate Broad-Leaved Forest and a Boreal Pine Forest." *Tree Physiology* 16 (2): 5–16.
- Beiser, A. *Schaum's outline of theory and problems of physical science*. New York : McGraw-Hill, 1988.
- Betts, Alan K, John H Ball, et J Harry Mccaughey. 2001. "Near-Surface Climate in the Boreal Forest." *Journal of Geophysical Research* 106 (24): 33,529–33,541.
- Blok, D., M. M. P. D. Heijmans, G. Schaepman-Strub, J. Ruijven, F. J. W. Parmentier, T. C. Maximov, et F. Berendse. 2011. "The Cooling Capacity of Mosses: Controls on Water and

- Energy Fluxes in a Siberian Tundra Site." *Ecosystems* 14 (7) : 1055–1065.
- Bonan, G. B. 2008. "Effects of Boreal Forest Vegetation on Global Climate." *Nature* 359: 716–718.
- Bonan, Gordon B, and H H Shugart. 1989. "Environmental Factors and Ecological Processes in Boreal Forests." *Annual Review of Ecology and Systematics* 20 (1989): 1–28.
- Brown, R. D., B. Brasnett, et D. Robinson. 2003. "Gridded North American Monthly Snow Depth and Snow Water Equivalent for GCM Evaluation." *Atmosphere-Ocean* 41 (1): 1–14.
- Brümmer, C., T.A. Black, R.S. Jassal, N.J. Grant, D.L. Spittlehouse, B. Chen, Z. Nestic, B.D. Amiro, M.A. Arain, A.G. Barr, C.P. Bourque, C. Coursolle, A.L. Dunn, L.B. Flanagan, E.R. Humphreys, P.M. Lafleur, H.A. Margolis, J.H. McCaughey, S.C. Wofsy. 2012. "How Climate and Vegetation Type Influence Evapotranspiration and Water Use Efficiency in Canadian Forest, Peatland and Grassland Ecosystems." *Agricultural and Forest Meteorology* 153: 14–30.
- Budyko, M. I. 1958 "The Heat Balance of the Earth's Surface. ", traduit du russe par N. A. Stepanova, U.S. Dep. of Commerce : 1-259.
- Burba, G. G., et S. B. Verma. 2005. "Seasonal and Interannual Variability in Evapotranspiration of Native Tallgrass Prairie and Cultivated Wheat Ecosystems." *Agricultural and Forest Meteorology* 135 (1-4): 190–201.
- Chapin, F. S., M. Sturm, M. C. Serreze, J. P. McFadden, J. R. Key, H. Lloyd, D. McGuire, T.S. Rupp, A.H. Lynch, J.P. Schimel, J. Beringer, W.L. Chapman, H.E. Epstein, E.S. Euskirchen, L.D. Hinzman, G. Jia, C.L. Ping, K.D. Tape, C.D. Thompson, D. Walker, D J.M. Welker. 2005. "Role of Land-Surface Changes in Arctic Summer Warming." *Science* 310 (28): 657–60.
- Chapin, F.S., A.D. McGuire, J. T. Randerson, R. Pielke, D. D. Baldocchi, S. E. Hobbie, N. T. Roulet, W. Eugster, E. Kasischke, E.B. Rastetter, S. Zimov, S. Running. 2000. "Arctic and Boreal Ecosystems of Western North America as Components of the Climate System." *Global Change Biology* 6: 211–223.
- Chasmer, L., C. Hopkinson, T. Veness, W. Quinton, et J. Baltzer. 2014. "A Decision-Tree Classification for Low-Lying Complex Land Cover Types within the Zone of Discontinuous Permafrost." *Remote Sensing of Environment* 143: 73–84.
- Cline, D.W. 1997. "Snow Surface Energy Exchanges and Snowmelt at a Continental, Midlatitude Alpine Site." *Water Resources Research* 33 (4): 689–701.
- Cohn, S.A., et W.M. Angevine. 2000. "Boundary Layer Height and Entrainment Zone Thickness Measured by Lidars and Wind-Profiling Radars." *Journal of Applied Meteorology* 39: 1233–1247.
- D'Arrigo, Rosanne, Gordon Jacoby, Brendan Buckley, John Sakulich, David Frank, Rob Wilson, Ashley Curtis, et Kevin Anchukaitis. 2009. "Tree Growth and Inferred Temperature

- Variability at the North American Arctic Treeline." *Global and Planetary Change* 65 (2): 71–82.
- Davin, Edouard L., et N. de Noblet-Ducoudré. 2010. "Climatic Impact of Global-Scale Deforestation: Radiative versus Nonradiative Processes." *Journal of Climate* 23 (1): 97–112.
- De Bruin, H., et B. Holtslag. 1982. "A Simple Parameterization of the Surface Fluxes of Sensible and Latent Heat During Daytime Compared With Penman- Monteith Concept." *Journal of Applied Meteorology* 21 (11): 1610–1621.
- Eaton, A.K., W.R. Rouse, et P.M. Lafleur. 2001. "Surface Energy Balance of the Western and Central Canadian Subarctic: Variations in the Energy Balance among Five Major Terrain Types." *Journal of Climate* 14 : 3692–3703.
- ECMWF "ERA-Interim, Daily" Consulté Septembre, 2015.
<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily>.
- Environment Canada "Climate." Consulté mars, 2015.
http://climate.weather.gc.ca/climate_normals/results_1981_2010_e.html?stnID=1656&lang=e&province=NT&provSubmit=go&dCode=1.
- Engstrom, R., D.A. Stow, G. Vourlitis, et W. Oechel. 2007. "Priestley – Taylor Alpha Coefficient : Variability and Relationship to NDVI in Arctic Tundra Landscapes." *Journal of the American Water Resources Association*: 1–36.
- Esau, I., R. Davy, et S. Outten. 2012. "Complementary Explanation of Temperature Response in the Lower Atmosphere." *Environmental Research Letters* 7: 1-7.
- Eugster, W., W.R. Rouse, R. Pielke Sr., J.P. McFadden, D.D. Baldocchi, T.G. Kittel, F.S. Chapin, G. Liston, et P.L. Vidale. 2000. "Northern Ecosystems and Land-Atmosphere Energy Exchange in Arctic Tundra and Boreal Forest: Available Data and Feedbacks to Climate." *Global Change Biology* 6: 84–115.
- Fan, S., S. C. Wofsy, P. S. Bakwin, D. J. Jacob, et D. R. Fitzjarrald. 1990. "Atmosphere-Biosphere Exchange of CO₂ and O₃ in the Central Amazon Forest." *Journal of Geophysical Research* 95 (10): 851–864.
- Finnigan, J. J., R. Clement, Y. Malhi, R. Leuning, et H.A. Cleugh. 2003. "Re-Evaluation of Long-Term Flux Measurement Techniques. Part I: Averaging and Coordinate Rotation." *Boundary-Layer Meteorology* 107 (1): 1–48.
- Fluxnet "Fluxnet A Global Network- Introduction." Consulté août, 2015.
<http://fluxnet.ornl.gov/introduction>.
- Foken, T., F. Wimmer, M. Mauder, C. Thomas, et C. Liebenthal. 2006. "Some Aspects of the Energy Balance Closure Problem." *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 6 (2): 3381–3402.

- Foken, T. 2008. "THE ENERGY BALANCE CLOSURE PROBLEM : AN OVERVIEW." *Ecological Applications* 18 (6): 1351–1367.
- Fortier, D., M. Sliger, et I. de Granpré. 2014. "Innovation En Géotechnique Du Pergélisol." non-publié: 33 pages.
- Garratt, J. R. 1993. "Sensitivity of Climate Simulations to Land-Surface and Atmospheric Boundary-Layer Treatments-A Review." *Journal of Climate* 6 (3): 419–448.
- Golding, L., et R. H. Swanson. 1986. "Snow Distribution Patterns in Clearings and Adjacent Forest." *Water Resources Research* 22 (13): 1931–1940.
- Grelle, A., A. Lindroth, et M. Mo. 1999. "Seasonal Variation of Boreal Forest Surface Conductance and Evaporation" 99: 563–578.
- Grosse, G., J. Harden, M. Turetsky, D. McGuire, P. Camill, C. Tarnocai, S. Frohling, E.G. Schuur, T. Jorgenson, S. Marchenko, V. Romanovsky, K.P. Wickland, N. French, M. Waldrop, L. Bourgeau-Chavez, R.G. Striagl. 2011. "Vulnerability of High-Latitude Soil Organic Carbon in North America to Disturbance." *Journal of Geophysical Research* 116 (28): 1–23.
- Hägeli, P., D.G. Steyn, et K.B. Strawbridge. 2000. "Spatial and Temporal Variability of Mixed-Layer Depth and Entrainment Zone Thickness." *Boundary-Layer Meteorology* 96: 47–71.
- Harris, S. A., H. M. French, J. A. Heginbottom, G. H. Johnston, B. Ladanyi, D. C. Sego, et R. van Everdingen. 1988. "Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms." *Associate Committee on Geotechnical Research* (142): 1–154.
- Haverd, V., M. Cuntz, R. Leuning, et H. Keith. 2007. "Air and Biomass Heat Storage Fluxes in a Forest Canopy: Calculation within a Soil Vegetation Atmosphere Transfer Model." *Agricultural and Forest Meteorology* 147: 125–139.
- Hayashi, M., N. Goeller, W.L. Quinton, et N. Wright. 2007. "A Simple Heat-conduction Method for Simulating the Frost-table Depth in Hydrological Models." *Hydrological Processes* 21: 2610–2622.
- Hill, T. C., M. Williams, et J. B. Moncrieff. 2008. "Modeling Feedbacks between a Boreal Forest and the Planetary Boundary Layer." *Journal of Geophysical Research* 113 : 1–15.
- Hinzman, L.D., D.L. Kane, R.E. Gieck, and K.R. Everett. 1991. "Hydrologic and Thermal Properties of the Active Layer in the Alaskan Arctic." *Cold Regions Science and Technology* 19 (2): 95–110.
- Holtslag, A.A.M., et B.A. Boville. 1993. "Local versus Nonlocal Boundary-Layer Diffusion in a Global Climate Model." *Journal of Climate* 6 (10): 1825–1842.
- Instruction manual - Campbell Scientific. 2012. "CS616 and CS625 Water Content Reflectometers," *Campbell Scientific* : 1-30.

- Jarvis, P.G., J.M. Massheder, S.E. Hale, J.B. Moncrieff, M Rayment, et S.L. Scott. 1997. "Seasonal Variation of Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Exchanges of a Boreal Black Spruce Forest." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 102 : 28953–28966.
- Jarvis, P.G., et K.G. McNaughton. 1986. "Stomatal Control of Transpiration: Scaling up from Leaf to Region." *Advances in Ecological Research* 15 : 1-49.
- Karl, T. R., et K. E. Trenberth. 2003. "Modern Global Climate Change." *Science (New York, N.Y.)* 302 : 1719–23.
- Kelliher, F.M., D.Y. Hollinger, E.D. Schulze, N.N. Vygodskaya, J.N. Byers, J.E. Hunt, T.M. McSeveny, I. Milukova, A. Sogatchev, A. Varlargin, W. Ziegler, A. Arneth, G. Bauer. 1997. "Evaporation from an Eastern Siberian Larch Forest." *Agricultural and Forest Meteorology* 85 (3-4): 135–147.
- Lafleur, P. M., R. Hember, S. W. Admiral, et N. T. Roulet. 2005. "Annual and Seasonal Variability in Evapotranspiration and Water Table at a Shrub-Covered Bog in Southern Ontario, Canada." *Hydrological Processes* 19 (18): 3533–3550.
- Launiainen, S., J. R., J. Pumpanen, L. Kulmala, P. Kolari, P. Keronen, E. Siivola, T. Pohja, P. Hari, et T. Vesala. 2005. "Eddy Covariance Measurements of CO₂ and Sensible and Latent Heat Fluxes during a Full Year in a Boreal Pine Forest Trunk-Space." *Boreal Environment Research* 10 (6): 569–588.
- Lindroth, A., M. Mölder, et F. Lagergren. 2010. "Heat Storage in Forest Biomass Improves Energy Balance Closure." *Biogeosciences* 7: 301–313.
- MacDonald, G.M. 1998. "Response of the Central Canadian Treeline to Recent Climatic Changes." *Annals of the Association of American Geographers* 88 (2): 183–208.
- Massman, W. J., et X. Lee. 2002. "Eddy Covariance Flux Corrections and Uncertainties in Long-Term Studies of Carbon and Energy Exchanges." *Agricultural and Forest Meteorology* 113 (4): 121–144.
- Marsh, P. "Changing Cold Regions Network - Trail Valley Creek, NWT." Consulté Juin 2015. <http://ccrnetwork.ca/science/WECC/sub-arctic-lowlands/trail-valley-creek.php>.
- Martano, P. 2000. "Estimation of surface roughness length and displacement height from single-level sonic anemometer data." *Journal of applied Meteorology and Climatology* 39 (5) : 708-715.
- MATLAB Release 2013b (Student version), The MathWorks, Inc., Natick, Massachusetts, United States, 2013.
- Mcfadden, J.P., F.S. Chapin, et D.Y. Hollinger. 1998. "Subgrid-Scale Variability in the Surface Energy Balance Tundra." *Journal of Geophysical Research - Atmospheres* 103 : 28,947–28,961.

- McGuire, A. D., R. W. Macdonald, E. A. Schuur, J. W. Harden, P. Kuhry, D. J. Hayes, T. R. Christensen, et M. Heimann. 2010. "The Carbon Budget of the Northern Cryosphere Region." *Current Opinion in Environmental Sustainability* 2 (4): 231–236.
- McNaughton, K.G. et T.W. Spriggs. 1986. "A mixed-layer model for regional evaporation." *Boundary-Layer Meteorology* 34 (3) : 246-262.
- Moeng, C.H., et P.P. Sullivan. 1994. "A Comparison of Shear-and Buoyancy-Driven Planetary Boundary Layer Flows." *Journal of the Atmospheric Sciences* 51 (7): 999–1022.
- Moncrieff, J. B., J. M. Massheder, H. de Bruin, J. Elbers, T. Friborg, B. Heusinkveld, P. Kabat, S. Scott, H. Soegaard, et A. Verhoef. 1997. "A System to Measure Surface Fluxes of Momentum, Sensible Heat, Water Vapour and Carbon Dioxide." *Journal of Hydrology* 188: 589–611.
- Moncrieff, J., R. Clement, J. Finnigan, et T. Meyers. 2004 "Averaging, Detrending, and Filtering of Eddy Covariance Time Series.", *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis* : 7-31.
- Monteith, J.L. 1965. "Evaporation and Environment." *Symposia of the Society for Experimental Biology*: 205–233.
- Nakai, T., Y. Kim, R. C. Busey, R. Suzuki, S. Nagai, H. Kobayashi, H. Park, K. Sugiura, et A. Ito. 2013. "Characteristics of Evapotranspiration from a Permafrost Black Spruce Forest in Interior Alaska." *Polar Science* 7 (2): 136–148.
- NASA - LAADS web "LAADS web - Level 1 and Atmosphere Archives and Distribution System." Consulté Mars and Avril 2015, <https://ladsweb.nascom.nasa.gov/>.
- NOAA - Earth System Research Laboratory "NOAA Solar calculator." Consulté Juillet, 2015. <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/grad/solcalc/>.
- Ookouchi, Y., et M. Segal. 1984. "Evaluation of Soil Moisture Effects on the Generation and Modification of Mesoscale Circulations." *Monthly Weather Review* 112: 2281–2292.
- Papale, D., M. Reichstein, M. Aubinet, E. Canfora, C. Bernhofer, W. Kutsch, B. Longdoz, S. Rambal, R. Valentini, T. Vesala, D. Yakir. 2006. "Towards a Standardized Processing of Net Ecosystem Exchange Measured with Eddy Covariance Technique: Algorithms and Uncertainty Estimation." *Biogeosciences* 3 (4): 571–583.
- Paw U.K., D.D. Baldocchi, T.P. Meyers. 2000. "Correction of eddy covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes." *Boundary Layer Meteorology* 97 : 487-511.
- Pomeroy, J.W., et E. Brun. 2001. "Physical Properties of Snow." *Snow Ecology*.
- Priestley, C.H.B., et R.J. Taylor. 1972. "On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation

Using Large-Scale Parameters." *Monthly Weather Review*: 81–92.

- Quinton, W.L., M. Hayashi, et L.E. Chasmer. 2009. "Peatland Hydrology of Discontinuous Permafrost in the Northwest Territories : Overview and Synthesis." *Canadian Water Resources Journal* 34 (4): 311–328.
- Quinton, W.L., et D.M. Gray. 2001. "Estimating Subsurface Drainage from Organic-Covered Hillslopes Underlain by Permafrost: Toward a Combined Heat and Mass Flux Model." *IAHS Scientific Assembly at Maastricht, the Netherlands Publications* N 270: 333–341.
- Richardson, A.D., T. F. Keenan, M. Migliavacca, Y. Ryu, O. Sonnentag, et M. Toomey. 2013. "Climate Change, Phenology, and Phenological Control of Vegetation Feedbacks to the Climate System." *Agricultural and Forest Meteorology* 169: 156-173.
- Rouse, W.R., P.M. Lafleur, et T.J. Griffis. 2000. "Controls on Energy and Carbon Fluxes from Select High-Latitude Terrestrial Surfaces." *Physical Geography* 21 (4): 345–367.
- Rouse, W.R., A.K. Eaton, et R.M. Petrone. 2003. "Seasonality in the Surface Energy Balance of Tundra in the Lower Mackenzie River Basin." *Journal of Hydrometeorology* 4: 673–679.
- Runkle, B.R.K., C. Wille, M. Gažovič, M. Wilmking, et L. Kutzbach. 2014. "The Surface Energy Balance and Its Drivers in a Boreal Peatland Fen of Northwestern Russia." *Journal of Hydrology* 511 (April): 359–373.
- Ryu, Y., D. D. Baldocchi, S. Ma, et T. Hehn. 2008. "Interannual Variability of Evapotranspiration and Energy Exchange over an Annual Grassland in California." *Journal of Geophysical Research* 113 (D09104) : 1-16.
- Sakai, R.K., D.R. Fitzjarrald, et K.E. Moore. 2001. "Importance of Low-Frequency Contributions to Eddy Fluxes Observed over Rough Surfaces." *Journal of Applied Meteorology* 40 (1): 2178–2193.
- Sánchez, J. M., V. Caselles, et E. M. Rubio. 2010. "Analysis of the Energy Balance Closure over a FLUXNET Boreal Forest in Finland." *Hydrology and Earth System Sciences* 14 (8) : 1487–1497.
- Sánchez, J.M., Z. Mayari, et S. Papuga. 2014. "Observations of a Two-Layer Soil Moisture Influence on Surface Energy Dynamics and Planetary Boundary Layer Characteristics in a Semiarid Shrubland." *Water Resources Research* 50 (1) : 306–317.
- Schulze, E.D., F.M. Kelliher, et C. Korner. 1994. "Relationships among Maximum Stomatal Conductance, Ecosystem Surface Conductance, Carbon Assimilation Rate, and Plant Nitrogen Nutrition: A Global Ecology." *Annual Review of Ecology and Systematics* 25: 629–660.
- Schuur, E. G., J. Bockheim, J. G. Canadell, E. Euskirchen, C. B. Field, S. V. Goryachkin, S. Hagemann, P. Kuhry, P.M. Lafleur, H. Lee, G. Mazhitova, F.E. Nelson, A. Rinke, V.E.

- Romanovsky, N. Shiklomanov, C. Tarnocai, S. Venevsky, J.G. Vogel, S.A. Zimov. 2008. "Vulnerability of Permafrost Carbon to Climate Change: Implications for the Global Carbon Cycle." *BioScience* 58 (8): 701-714.
- Seguin, B. 1973. "Rugosité Du Paysage et évapotranspiration Potentielle à L'échelle Régionale." *Agricultural Meteorology* 11: 79–98.
- Shur, Y.L., et M.T. Jorgenson. 2007. "Patterns of Permafrost Formation and Degradation in Relation to Climate and Ecosystems." *Permafrost and Periglacial Processes* 19: 7–19.
- Stoy, Paul C., Matthias Mauder, Thomas Foken, Barbara Marcolla, Eva Boegh, Andreas Ibrom, M. Altaf Arain, Arneth, M. Aurela, C. Bernhofer, A. Cescatti, E. Dellwik, P. Duce, D. Gianelle, E. van Gorsel, G. Kiely, A. Knohl, H. Margolis, H. McCaughey, L. Merbold, L. Montagnani, D. Papale, M. Reichstein, M. Saunders, P. Serrano-Ortiz, M. Sottocornola, D. Spano, F. Vaccari, A. Varlagin. 2013. "A Data-Driven Analysis of Energy Balance Closure across FLUXNET Research Sites: The Role of Landscape Scale Heterogeneity." *Agricultural and Forest Meteorology* 171-172 (April): 137–152.
- Sturm, M., J. Schimel, G. Michaelson, J.M. Welker, S.F. Oberbauer, G.E. Liston, J. Fahnestock, et V.E. Romanovsky. 2005. "Winter Biological Processes Could Help Convert Arctic Tundra to Shrubland." *BioScience* 55 (1): 17.
- Stull, R.B., 1988. *An introduction to Boundary Layer Meteorology*. Vancouver: Kluwer Academic Publishers. Consulté Avril 2015.
- University of Wyoming "Department of Atmospheric Sciences" Upper air soundings. Consulté juin et juillet 2015. <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.
- Van Dijk, A. , F. Moene, et H. R. De Bruin. 2004. "The Principles of Surface Flux Physics : Theory , Practice and Description of the ECPACK Library." *Quality Internal Report* (1): 99.
- Vickers, D., et L. Mahrt. 1997. "Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data." *Journal of Atmospheric and Oceanic technology* 14: 512–526.
- Webb, E.K., G. Pearman, et R. Leuning. 1980. "Correction of Flux Measurements for Density Effects due to Heat and Water Vapour Transfer." *Quarterly Journal of the Meteorologic Society* 106: 85–100.
- Wever, L., L. B. Flanagan, et P. J. Carlson. 2002. "Seasonal and Interannual Variation in Evapotranspiration, Energy Balance and Surface Conductance in a Northern Temperate Grassland." *Agricultural and Forest Meteorology* 112 (1) : 31–49.
- Wilczak, J.M., S.P. Oncley, et S.A. Stage. 2001. "Sonic Anemometer Tilt Correction Algorithms." *Boundary-Layer Meteorology* 99: 127–150.
- Wilson, K. B., et D. D. Baldocchi. 2000. "Seasonal and Interannual Variability of Energy Fluxes over a Broadleaved Temperate Deciduous Forest in North America." *Agricultural and*

Forest Meteorology 100 (1) : 1–18.

Wilson, K. B., A. Goldstein, E. Falge, M. Aubinet, D.D. Baldocchi, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Ceulemans, H. Dolman, C. Field, A. Grelle, A. Ibrom, B.E.Law, A. Kowalski, T. Meyers, J. Moncrieff, R. Monson, W. Oechel, J. Tenhunen, R. Valentini, S. Verma, 2002. “Energy Balance Closure at FLUXNET Sites.” *Agricultural and Forest Meteorology* 113 : 223–243.

Wohlfahrt, G., et P. Widmoser. 2013. “Can an Energy Balance Model Provide Additional Constraints on How to Close the Energy Imbalance?” *Agricultural and Forest Meteorology* 169 : 85–91.

Zhang, L., W. R. Dawes, et G. R. Walker. 2001. “Response of Mean Annual Evapotranspiration to Vegetation Changes at Catchment Scale.” *Water Resources Research* 37 (3) : 701–708.

Zhou, Y., W. Ju, X. Sun, X. Wen, et D. Guan. 2012. “Significant Decrease of Uncertainties in Sensible Heat Flux Simulation Using Temporally Variable Aerodynamic Roughness in Two Typical Forest Ecosystems of China.” *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 51 (6) : 1099–1110.

Annexe 1: Script utilisé dans MATLAB pour filtrer et le remplissage des variables utilisées (Script écrit en collaboration avec Karoline Wickneski).

```
%% Filtering and Gapfilling Data for 01.04.2013–31.03.2014
%% Load all data
clear all
load('dataRAW.mat')
%% Copy all Files
SCCfilt=SCC;
SCCwlufilt=SCCwlu;
TVCfilt=TVC;
HVCfilt=HVC;
%% filter biomet-data
% after visual inspection simple filtering of spikes bigger than x
times
% the standard deviation of differences
SCCfilt.GHF_4=std_filt(SCC.GHF_4,3);
SCCfilt.T_15=std_filt(SCC.T_15,4);
SCCfilt.T_ep=SCC.T_ep-273.15;
TVCfilt.LE_strg(TVC.LE_strg>50)=NaN;
TVCfilt.LE_strg(TVC.LE_strg<-50)=NaN;
TVCfilt.LE_strg=std_filt(TVCfilt.LE_strg,3);
for i=1:3
    SCCfilt.LE_strg=std_filt(SCCfilt.LE_strg,3);
end
HVCfilt.H_strg=std_filt(HVCfilt.H_strg,3);
HVCfilt.LE_strg(HVC.LE_strg>100)=NaN;
HVCfilt.PA_ep(HVCfilt.PA_ep<8*10^4)=NaN;
SCCwlufilt.SD_BOG=1.06-SCCwlufilt.SD_BOG;
SCCwlufilt.SD_BOG(SCCwlufilt.SD_BOG<0)=NaN;
SCCwlufilt.SD_PLT=1.45-SCCwlufilt.SD_PLT;
SCCwlufilt.SD_PLT(SCCwlufilt.SD_PLT<0)=NaN;
HVCfilt.SD(HVC.SD<0)=NaN;
TVCfilt.SD(TVC.SD<0)=NaN;
TVCfilt.SD(TVC.SD>0.8)=NaN;
% snowfree period from LapseCam/Albedo/SR50a
% SCC: 16.05.2013 - 12.11.2013 (DOY:136-316)
% HVC: 28.05.2013 - 24.10.2013 (DOY:148-297)
% TVC: 03.06.2013 - 25.10.2013 (DOY:154-298)
% SCCwlu.PLT: 14.05.2013 - 20.11.2013 (DOY:134-324)
% SCCwlu.BOG: 08.05.2013 - 12.11.2013 (DOY:128-316)
inds=find(SCC.MATLABTIME==datenum('16.05.2013','dd.mm.yyyy'));
inde=find(SCC.MATLABTIME==datenum('12.11.2013','dd.mm.yyyy'));
SCCfilt.SD(inds:inde)=0;
inds=find(SCC.MATLABTIME==datenum('28.05.2013','dd.mm.yyyy'));
inde=find(SCC.MATLABTIME==datenum('24.10.2013','dd.mm.yyyy'));
HVCfilt.SD(inds:inde)=0;
inds=find(SCC.MATLABTIME==datenum('03.06.2013','dd.mm.yyyy'));
inde=find(SCC.MATLABTIME==datenum('25.10.2013','dd.mm.yyyy'));
TVCfilt.SD(inds:inde)=0;
inds=find(SCC.MATLABTIME==datenum('14.05.2013','dd.mm.yyyy'));
inde=find(SCC.MATLABTIME==datenum('20.11.2013','dd.mm.yyyy'));
SCCwlufilt.SD_PLT(inds:inde)=0;
inds=find(SCC.MATLABTIME==datenum('08.05.2013','dd.mm.yyyy'));
inde=find(SCC.MATLABTIME==datenum('12.11.2013','dd.mm.yyyy'));
```

```

SCCwlufilt.SD_BOG(inds:inde)=0;
SCCwlufilt.SD_BOG=std_filt(SCCwlufilt.SD_BOG,3);
for i=1:3
    SCCwlufilt.SD_PLT=std_filt(SCCwlufilt.SD_PLT,3);
    HVCfilt.SD=std_filt(HVCfilt.SD,4);
    TVCfilt.SD=std_filt(TVCfilt.SD,2);
end
SCCfilt.SoilMois=std_filt(SCC.SoilMois,3);
%% Copy filtered files
SCCgap=SCCfilt;
TVCgap=TVCfilt;
HVCgap=HVCfilt;
%% gapfilling with linear regression
% incoming shortwave
mdl=LinearModel.fit([SCCfilt.PARin],SCCfilt.SWin);
f=predict(mdl,SCCfilt.PARin);
SCCgap.SWin(isnan(SCCfilt.SWin))=f(isnan(SCCfilt.SWin));
mdl =
LinearModel.fit([SCCwlufilt.SWin_BOG,SCCwlufilt.SWin_PLT],SCCfilt.SWin)
;
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.SWin_BOG,SCCwlufilt.SWin_PLT]);
SCCgap.SWin(isnan(SCCgap.SWin))=f(isnan(SCCgap.SWin));
% outgoing shortwave
mdl=LinearModel.fit([SCCfilt.PARout],SCCfilt.SWout);
f=predict(mdl,SCCfilt.PARout);
SCCgap.SWout(isnan(SCCfilt.SWout))=f(isnan(SCCfilt.SWout));
mdl =
LinearModel.fit([SCCwlufilt.SWout_BOG,SCCwlufilt.SWout_PLT],SCCfilt.SWout);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.SWout_BOG,SCCwlufilt.SWout_PLT]);
SCCgap.SWout(isnan(SCCgap.SWout))=f(isnan(SCCgap.SWout));
% incoming longwave
mdl =
LinearModel.fit([SCCwlufilt.LWin_BOG,SCCwlufilt.LWin_PLT],SCCfilt.LWin)
;
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.LWin_BOG,SCCwlufilt.LWin_PLT]);
SCCgap.LWin(isnan(SCCgap.LWin))=f(isnan(SCCgap.LWin));
% outgoing shortwave
mdl =
LinearModel.fit([SCCwlufilt.LWout_BOG,SCCwlufilt.LWout_PLT],SCCfilt.LWout);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.LWout_BOG,SCCwlufilt.LWout_PLT]);
SCCgap.LWout(isnan(SCCgap.LWout))=f(isnan(SCCgap.LWout));
% ground heat flux
mdl =
LinearModel.fit([SCCwlufilt.GHF_UP,SCCwlufilt.GHF_BOG],SCCfilt.GHF_1);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.GHF_UP,SCCwlufilt.GHF_BOG]);
SCCgap.GHF_1(isnan(SCCgap.GHF_1))=f(isnan(SCCgap.GHF_1));
mdl =
LinearModel.fit([SCCwlufilt.GHF_UP,SCCwlufilt.GHF_BOG],SCCfilt.GHF_2);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.GHF_UP,SCCwlufilt.GHF_BOG]);
SCCgap.GHF_2(isnan(SCCgap.GHF_2))=f(isnan(SCCgap.GHF_2));
mdl =
LinearModel.fit([SCCwlufilt.GHF_UP,SCCwlufilt.GHF_BOG],SCCfilt.GHF_3);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.GHF_UP,SCCwlufilt.GHF_BOG]);
SCCgap.GHF_3(isnan(SCCgap.GHF_3))=f(isnan(SCCgap.GHF_3));

```

```

mdl =
LinearModel.fit([SCCwlufilt.GHF_UP,SCCwlufilt.GHF_BOG],SCCfilt.GHF_4);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.GHF_UP,SCCwlufilt.GHF_BOG]);
SCCgap.GHF_4(isnan(SCCgap.GHF_4))=f(isnan(SCCgap.GHF_4));
%Relative humidity at 15
mdl = LinearModel.fit([SCCfilt.RH_2],SCCfilt.RH_15);
f=predict(mdl,[SCCfilt.RH_2]);
SCCgap.RH_15(isnan(SCCgap.RH_15))=f(isnan(SCCgap.RH_15));
mdl = LinearModel.fit([SCCwlufilt.RH_PLT],SCCfilt.RH_15);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.RH_PLT]);
SCCgap.RH_15(isnan(SCCgap.RH_15))=f(isnan(SCCgap.RH_15));
%Relative humidity at 2
mdl = LinearModel.fit([SCCfilt.RH_15],SCCfilt.RH_2);
f=predict(mdl,[SCCfilt.RH_15]);
SCCgap.RH_2(isnan(SCCgap.RH_2))=f(isnan(SCCgap.RH_2));
mdl = LinearModel.fit([SCCwlufilt.RH_PLT],SCCfilt.RH_2);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.RH_PLT]);
SCCgap.RH_2(isnan(SCCgap.RH_2))=f(isnan(SCCgap.RH_2));
%Air temperature at 15
mdl = LinearModel.fit([SCCfilt.T_2],SCCfilt.T_15);
f=predict(mdl,[SCCfilt.T_2]);
SCCgap.T_15(isnan(SCCgap.T_15))=f(isnan(SCCgap.T_15));
mdl = LinearModel.fit([SCCwlufilt.T_PLT],SCCfilt.T_15);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.T_PLT]);
SCCgap.T_15(isnan(SCCgap.T_15))=f(isnan(SCCgap.T_15));
%Air temperature at 2
mdl = LinearModel.fit([SCCfilt.T_15],SCCfilt.T_2);
f=predict(mdl,[SCCfilt.T_15]);
SCCgap.T_2(isnan(SCCgap.T_2))=f(isnan(SCCgap.T_2));
mdl = LinearModel.fit([SCCwlufilt.T_PLT],SCCfilt.T_2);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.T_PLT]);
SCCgap.T_2(isnan(SCCgap.T_2))=f(isnan(SCCgap.T_2));
%Soil temperature
mdl =
LinearModel.fit([SCCwlufilt.TS_5_UP,SCCwlufilt.TS_10_UP],SCCfilt.TS_1_2
);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.TS_5_UP,SCCwlufilt.TS_10_UP]);
SCCgap.TS_1_2(isnan(SCCgap.TS_1_2))=f(isnan(SCCgap.TS_1_2));
mdl =
LinearModel.fit([SCCwlufilt.TS_5_UP,SCCwlufilt.TS_10_UP],SCCfilt.TS_3_4
);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.TS_5_UP,SCCwlufilt.TS_10_UP]);
SCCgap.TS_3_4(isnan(SCCgap.TS_3_4))=f(isnan(SCCgap.TS_3_4));
%Soil temperature Havikpak
mdl =
LinearModel.fit([SCCwlufilt.TS_5_UP,SCCwlufilt.TS_10_UP],HVCfilt.TS);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.TS_5_UP,SCCwlufilt.TS_10_UP]);
HVCgap.TS(isnan(HVCgap.TS))=f(isnan(HVCgap.TS));
%u star
mdl = LinearModel.fit([SCCwlufilt.WS_BOG],SCCfilt.u_star);
f=predict(mdl,[SCCwlufilt.WS_BOG]);
SCCgap.u_star(isnan(SCCgap.u_star))=f(isnan(SCCgap.u_star));
%air density
mdl = LinearModel.fit([SCCgap.T_15],SCCfilt.rho_air);
f=predict(mdl,[SCCgap.T_15]);
SCCgap.rho_air(isnan(SCCgap.rho_air))=f(isnan(SCCgap.rho_air));
%ustar HVC

```

```

mdl = LinearModel.fit([HVCgap.WS],HVCfilt.u_star);
f=predict(mdl,[HVCgap.WS]);
HVCgap.u_star(isnan(HVCgap.u_star))=f(isnan(HVCgap.u_star));
%air density HVC
mdl = LinearModel.fit([HVCgap.T],HVCfilt.rho_air);
f=predict(mdl,[HVCgap.T]);
HVCgap.rho_air(isnan(HVCgap.rho_air))=f(isnan(HVCgap.rho_air));
%VPD
mdl = LinearModel.fit([SCCgap.RH_2],SCCfilt.VPD);
f=predict(mdl,[SCCgap.RH_2]);
SCCgap.VPD(isnan(SCCgap.VPD))=f(isnan(SCCgap.VPD));
SCCgap.VPD(SCCgap.VPD<0)=NaN;
%VPD HVC
mdl = LinearModel.fit([HVCgap.RH],HVCfilt.VPD);
f=predict(mdl,[HVCgap.RH]);
HVCgap.VPD(isnan(HVCgap.VPD))=f(isnan(HVCgap.VPD));
%VPD TVC
mdl = LinearModel.fit([TVCgap.RH],TVCfilt.VPD);
f=predict(mdl,[TVCgap.RH]);
TVCgap.VPD(isnan(TVCgap.VPD))=f(isnan(TVCgap.VPD));
%Trail Valley Swouy
mdl=LinearModel.fit([HVCgap.SWout],TVCfilt.SWout);
f=predict(mdl,HVCgap.SWout);
TVCgap.SWout(isnan(TVCfilt.SWout))=f(isnan(TVCfilt.SWout));
%Trail Valley Swin
mdl=LinearModel.fit([HVCgap.SWin],TVCfilt.SWin);
f=predict(mdl,HVCgap.SWin);
TVCgap.SWin(isnan(TVCfilt.SWin))=f(isnan(TVCfilt.SWin));
%TVC air temp
mdl=LinearModel.fit([TVCcemp],TVCfilt.T);
f=predict(mdl,TVCcemp);
TVCgap.T(isnan(TVCfilt.T))=f(isnan(TVCfilt.T));
%TVC RHfix evcan
mdl=LinearModel.fit([TVCecRH],TVCfilt.RH);
f=predict(mdl,TVCecRH);
TVCgap.RH(isnan(TVCfilt.RH))=f(isnan(TVCfilt.RH));

%% filter Scotty Creek flux-data
% filtering of H, LE and ET after Papale et al. (2006)
% [flux_filt] = filter_papale(gas_flux,flg, z, sw_thr, sw_in)
% gas_flux = eddy_flux + storage_flux
% flg = quality flag with values 0, 1 or 2
% z = determines strength of the filter (i.e. 4, 5.5, 7)
% sw_thr = thres. to split dataset into night- and daytime data (e.g.
20 W m-2)
% sw_in = incoming radiation
SCCfilt.H = filter_papale(SCC.H+SCC.H_strg,SCC.H_qc, 5.5, 20,
SCCgap.SWin);
SCCfilt.LE = filter_papale(SCC.LE+SCC.LE_strg,SCC.LE_qc, 5.5, 20,
SCCgap.SWin);
SCCfilt.ET = filter_papale(SCC.ET,'n', 4, 20, SCCgap.SWin);
HVCfilt.H = filter_papale(HVC.H+HVC.H_strg,HVC.H_qc, 5.5, 20,
HVCgap.SWin);
HVCfilt.LE = filter_papale(HVC.LE+HVC.LE_strg,HVC.LE_qc, 5.5, 20,
HVCgap.SWin);
HVCfilt.ET = filter_papale(HVC.ET,'n', 4, 20, HVCgap.SWin);

```



```

TVCfilt.H = filter_papale(TVC.H+TVC.H_strg,TVC.H_qc, 5.5, 20,
TVCgap.SWin);
TVCfilt.LE = filter_papale(TVC.LE+TVC.LE_strg,TVC.LE_qc, 5.5, 20,
TVCgap.SWin);
TVCfilt.ET = filter_papale(TVC.ET,'n', 4, 20, TVCgap.SWin);
%% gapfill flux data
% function [filled, only_filled, qc] =
gapfill(tofill,Rg,dRg,Ta,dTa,VPD,dVPD,time,stmax)
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% filled = gap-filled time series
% only_filled = all data is from the gap-filling algorithm
% qc = quality control value (see Reichstein et al. 2005)
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% tofill = variable to be gapfilled
% vectors containing Rg (Wm^-2), T(degC), VPD(hPa)
% dRg, dTa, dVPD % range of allowed departure (e.g. 50 W m-2 s-1, 2.5
C, 5 hPa)
% time = vector containing NaN_fill(datenum) halfhourly-values
% stmax: max. level of gap-filling procedure (1-8) see Reichstein et
al. 2005
% all vectors the same length!!!
[SCCgap.H, ~, SCCgap.Hqc] =
gapfill(SCCfilt.H,SCCgap.SWin,50,SCCgap.T_15,2.5,SCCgap.VPD,5,SCCgap.MA
TLABTIME,8);
[SCCgap.LE, ~, SCCgap.LEqc] =
gapfill(SCCfilt.LE,SCCgap.SWin,50,SCCgap.T_15,2.5,SCCgap.VPD,5,SCCgap.M
ATLABTIME,8);
[SCCgap.ET, ~, SCCgap.ETqc] =
gapfill(SCCfilt.ET,SCCgap.SWin,50,SCCgap.T_15,2.5,SCCgap.VPD,5,SCCgap.M
ATLABTIME,8);
[HVCgap.H, ~, HVCgap.Hqc] =
gapfill(HVCfilt.H,HVCgap.SWin,50,HVCgap.T,2.5,HVCgap.VPD,5,HVCgap.MATLA
BTIME,8);
[HVCgap.LE, ~, HVCgap.LEqc] =
gapfill(HVCfilt.LE,HVCgap.SWin,50,HVCgap.T,2.5,HVCgap.VPD,5,HVCgap.MATL
ABTIME,8);
[HVCgap.ET, ~, HVCgap.ETqc] =
gapfill(HVCfilt.ET,HVCgap.SWin,50,HVCgap.T,2.5,HVCgap.VPD,5,HVCgap.MATL
ABTIME,8);
[TVCgap.H, ~, TVCgap.Hqc] =
gapfill(TVCfilt.H,TVCgap.SWin,50,TVCgap.T,2.5,TVCgap.VPD,5,TVCgap.MATLA
BTIME,8);
[TVCgap.LE, ~, TVCgap.LEqc] =
gapfill(TVCfilt.LE,TVCgap.SWin,50,TVCgap.T,2.5,TVCgap.VPD,5,TVCgap.MATL
ABTIME,8);
[TVCgap.ET, ~, TVCgap.ETqc] =
gapfill(TVCfilt.ET,TVCgap.SWin,50,TVCgap.T,2.5,TVCgap.VPD,5,TVCgap.MATL
ABTIME,8);

```

Annexe 2 : Calibration des données d'humidité du sol de Scotty Creek selon les tests effectués en laboratoire

```
%Based on the instruction manual of the CS616-CS625 Campbell Scientific
%2012
plt =[14.82 0;14.93 0.070200194;15.43 0.156803951 ;15.64 0.208307611
;16.10 0.257165535 ;17.07 0.315724491 ;...
18.68 0.339006967 ;18.93 0.362642208 ;19.60 0.421730311 ;21.38
0.460534439 ;23.41 0.516094894 ;...
29.08 0.571831731 ;32.90 0.592115707 ;34.20 0.631978129 ;36.24
0.668030691 ;37.35 0.707998942 ;...
37.90 0.748037746 ;38.11 0.796013758 ;38.25 0.844342535 ;38.38
0.888085369 ;38.45 0.946644325 ;...
30.66 0.660035276 ;29.68 0.628032913 ;29.44 0.620032349 ;28.92
0.594937825 ;28.54 0.579945321 ;...
27.95 0.553487962 ;27.78 0.546256284 ;27.33 0.517153188 ;26.95
0.494223476 ;26.82 0.486109886 ;...
26.72 0.47905459 ;26.60 0.469000794 ;26.50 0.461945498 ;26.25
0.444483641 ;26.18 0.435311756 ;26.06 0.425610724];
Polynom=@(p,x) p(1).*x.^2 + p(2).*x + p(3);
PolyCS616=NonLinearModel.fit(plt(:,1),plt(:,2),Polynom,[-0.0002,
0.0358, -0.3264]);
TCcor=ones(size(SCC.Period_1)).*NaN;
Calib=ones(length(SCC.Period_1),2).*NaN;
plus=SCC.Period_1>=0;
minus=SCC.Period_1<0;
TC=SCC.TS_1_2;
TCcor(plus)=SCC.Period_1(plus)+(20-TC(plus)).*(0.526-
0.052.*SCC.Period_1(plus)+0.00136.*SCC.Period_1(plus).^2);
TCcor(minus)=SCC.Period_1(minus)+20*(0.526-
0.052.*SCC.Period_1(minus)+0.00136.*SCC.Period_1(minus).^2);
Calib(:,1)=Polynom(PolyCS616.Coefficients.Estimate,SCC.Period_1);
plus=SCC.Period_2>=0;
minus=SCC.Period_2<0;
TC=SCC.TS_3_4;
TCcor(plus)=SCC.Period_2(plus)+(20-TC(plus)).*(0.526-
0.052.*SCC.Period_2(plus)+0.00136.*SCC.Period_2(plus).^2);
TCcor(minus)=SCC.Period_2(minus)+20*(0.526-
0.052.*SCC.Period_2(minus)+0.00136.*SCC.Period_2(minus).^2);
Calib(:,2)=Polynom(PolyCS616.Coefficients.Estimate,SCC.Period_2);
SCC.SoilMoist=mean(Calib,2);
```

Annexe 3 Exemple de calcul des paramètres globaux d'évapotranspiration pour le site de Scotty Creek

```
%Bulk surface conductance (Penman-Monteith, 1965) in m/sec
%Scotty (B based on Garratt&Hicks, 1973)
es=PLTECUdeM.e_hmp_Avg(1:15574);
ef=e;
p=SCCgap.rho_air;
cp=1006.1;
airts=SCCgap.T_2;
s=(4098*(0.6108*exp(17.27*airts./(airts+273.3))))./((airts+273.3).^2);%
kPa/K
g=0.000665*SCCgap.PA_ep;%kPa/K
es=s./g;%unitless
ga=SCCgap.WS./(SCCgap.u_star).^2+(0.4*(2)^(-1))./(0.4*SCCgap.u_star);
%Runkle 2014 surface nergy balance
parta=es.*(SCCgap.LE+SCCgap.H);
partb=p.*cp.*(1./ga).*(SCCgap.VPD/1000)./g;
gsr=ga.*((parta+partb)./SCCgap.LE-es);
gs=1./gsr;%mm/sec
%decoupling factor (Jarvis and McNaughton, 1986) unitless
%Scotty
ome=(es+1)./(es+1+ga./gs);
omeS=[SCCgap.MATLABTIME ome];
%Priestley-Taylor alpha (Priestley and Taylor, 1972) unitless
%Scotty
LEeq=(SCCgap.LE+SCCgap.H).*s./(s+g)*1000;
alpha=SCCgap.LE./LEeq;
```

Annexe 4 Script du modèle de la couche limite planétaire

```
function [h,ea,Ta] =
PBL_model(H,LE,rho,ustar,Pa,ea,Ta,T_pot_entr,e_entr)
% input
% ustar;          %friction velocity
% LE;            %latent heat [W/m2]
% H;            %sensible heat [W/m2]
% rho           %air density [Km/m3]
% ea            %initial vapour pressure [Pa]
% Ta           %initial potential temperature [C]
% Pa           %pressure [Pa]
% This code is written for a coupled quadratic ET-PBL model.

% References:
% Paw U, K. T., and W. G. Gao (1988), Applications of solutions to
non-linear energy budget equations, Agric. Forest. Meteorol., 43(2),
121-145.
% McNaughton, K. G. and T. W. Spriggs (1986). "A mixed-layer model for
regional evaporation." Boundary-Layer Meteorology 34: 243-262.
% Henderson-Sellers, B. (1984), A new formula for latent heat of
vaporization of water as a function of temperature, Q. J. R. Meteorol.
Soc., 110(466), 1186-1190.
% Garratt, J. R. (1992), The atmospheric boundary layer, Cambridge
University Press, Cambridge, UK.
% Prata, A. J. (1996), A new long-wave formula for estimating downward
clear-sky radiation at the surface, Q. J. R. Meteorol. Soc., 122(533),
1127-1151.
% Baldocchi, D. D., T. Krebs, and M. Y. Leclerc (2005), "Wet/dry
Daisyworld": a conceptual tool for quantifying the spatial scaling of
heterogeneous landscapes and its impact on the subgrid variability of
energy fluxes, Tellus, Ser. B, 57(3), 175-188.
% ////////////////////////////////////////////////////
% Contact information:
% Youngryel Ryu, Ph.D. Student
% Homepage: http://nature.berkeley.edu/~yryu
% ////////////////////////////////////////////////////
% 15 Aug 2008
% modified Matteo Detto April 2009
% modified Manuel Helbig November 2014
% ===== constants and parameters
=====
n=length(ustar);
elev = 130;          % elevation(m)
lat = 61;           % latitude
%pres=101325;       % pressure (Pa)
dt=1800;           % time step (s)
%assumed to be constant here
jump=4e-3;         % gradient of virtual potential
temp (K m-1) (see equ. 8 in Baldocchi & Ma 2013)
c1=0.2;            % neutral PBL constant
lambda=2.460*10^6; % latent heat of vaporization
[J/kg]
Cp=1005;           % specific heat of air (J kg-1 K-1)
psy=Cp.*Pa./(0.622*lambda); % psychrometric const [pa K-1];
f=2*(2*pi/24/3600)*sin(lat/180*pi); % coriolis [1/s]
```

```

                                % difference between potential temperature in
mixed and above mixed layer [K]
                                % difference between specific humidity in mixed
and above mixed layer [K]

%-----
% initial pbl height (m) for neutral condition
if ustar(1)>0
    h(1)=c1*ustar(1)/f;
else
    h(1)=200;
end

b=[];

for i=1:n-1
    % n-i
    % coupled PBL growth with LE (McNaughton and Spriggs 1986)

    % no entrainment of warm air above the mixed layer!!!
    %dT=H(i)*dt./(h(i).*rho(i).*Cp); % change in air temperature with
PBL growth
    %dq=LE(i)*dt./(h(i).*rho(i).*Cp./psy(i)); % change in specific
humidity with PBL growth

    % virtual temperature heat flux
    Hv=H(i)+0.07.*LE(i); % equ. 7 in Baldocchi & Ma 2013
    if Hv>0
        % growth of the boundary layer in m
        dz=Hv.*dt./(rho(i).*Cp.*h(i).*jump); % equ. 6 in Baldocchi & Ma
2013
        h(i+1)=h(i)+dz;
        % change in air temperature with PBL growth (equ. 4 in
Baldocchi &
        % Ma 2013)
        dT=(H(i)*dt+rho(i).*Cp.*dz.*(T_pot_entr-
Ta(i)))./(h(i).*rho(i).*Cp);
        % change in specific humidity with PBL growth (equ. 4 in
Baldocchi &
        % Ma 2013)
        dq=(LE(i)*dt+rho(i).*dz.*(e_entr-
ea(i)))./(h(i).*rho(i).*Cp./psy(i));
        ea(i+1)=ea(i)+dq;
        Ta(i+1)=Ta(i)+dT;
    elseif Hv<=0 & ustar(i)>0
        h(i+1)=c1*ustar(i)/f;
        dz = h(i+1)-h(i);
        % check what happens if virtual heat flux is negative!!!
        % change in air temperature with PBL growth (equ. 4 in
Baldocchi &
        % Ma 2013)
        dT=(H(i)*dt+rho(i).*Cp.*dz.*(T_pot_entr-
Ta(i)))./(h(i).*rho(i).*Cp);
        % change in specific humidity with PBL growth (equ. 4 in
Baldocchi &
        % Ma 2013)

```

```

    dq=(LE(i)*dt+rho(i).*dz.*(e_entr-
ea(i)))./(h(i).*rho(i).*Cp./psy(i));
    ea(i+1)=ea(i)+dq;
    Ta(i+1)=Ta(i)+dT;
    elseif (Hv<=0 & isnan(ustar(i))==1) | isnan(Hv)==1
        h(i+1)=c1*abs(randn)/6/f;
        dz = h(i+1)-h(i);
        b=[b (i+1)];
        % change in air temperature with PBL growth (equ. 4 in
Baldocchi &
        % Ma 2013)
        dT=(H(i)*dt+rho(i).*Cp.*dz.*(T_pot_entr-
Ta(i)))./(h(i).*rho(i).*Cp);
        % change in specific humidity with PBL growth (equ. 4 in
Baldocchi &
        % Ma 2013)
        dq=(LE(i)*dt+rho(i).*dz.*(e_entr-
ea(i)))./(h(i).*rho(i).*Cp./psy(i));
        ea(i+1)=ea(i)+dq;
        Ta(i+1)=Ta(i)+dT;
    end
end
h(b)=nan;

```