

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

SPATIALISATION MULTI-ÉCHELLES DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE (EEN) À L'EST DU CANADA

Par

Noumonvi. Y. Guillaume SENA

Thèse présentée pour l'obtention du grade de
Philosophiae doctor (Ph.D.)
en sciences de la terre

Jury d'évaluation

| | |
|---|--|
| Président du jury et examineur interne | Salah Eddine El Adlouni Université de Moncton |
| Examineur externe | Dominique Tapsoba IREQ- Hydro-Québec |
| Examineur externe | Kalifa Goita Université de Sherbrooke |
| Directeur de recherche | Karem Chokmani INRS-ETE |
| Codirecteur de recherche | Erwan Gloaguen INRS-ETE |
| Codirectrice de recherche | Monique Bernier INRS-ETE |

DÉDICACE

À mon père Feu Edouard SENA,

à ma mère Madeleine Koba

à ma conjointe Lydia,

et à mes enfants, Mathis, Lenora et William

*Ce n'est pas que je suis intelligent,
C'est que je reste souvent plus longtemps*

Avec les problèmes

Albert Einstein

REMERCIEMENTS

Mes remerciements vont à mes directeurs de recherche Karem Chokmani, Erwan Gloaguen et Monique Bernier. Les premiers mots vont à Mr Karem Chokmani qui a assuré la direction de cette thèse. Je voudrais le remercier pour m'avoir donné l'opportunité de travailler sur ce sujet très passionnant, d'avoir cru en moi et, surtout, pour m'avoir donné ma chance d'apporter ma contribution dans ce projet d'analyse de la variabilité spatiale de couvert nival.

Je voudrais ensuite remercier mon co-directeur Erwan Gloaguen pour son aide sans failles dans la compréhension de la géostatistique. Avec lui, j'ai appris que cette discipline peut aider à comprendre beaucoup de choses.

Je voudrais adresser mes remerciements à ma co-directrice, Monique Bernier pour les conseils et les travaux de terrains durant les saisons hivernales. Je remercie Dr. Sophie Duchesne, pour ses conseils.

Aux membres de jury, je dis Merci, pour avoir accepté d'apporter une attention à ce travail.

J'exprime aussi ma reconnaissance aux membres de l'équipe de Télédétection en particulier à Jimmy Poulain pour son aide dans les traitements des données spatiales. Toujours dans le domaine de la recherche, une mention particulière est adressée aux doctorants de l'équipe Télédétection : Oubennaceur Khalid; Tanguy Marion; Charles Gignac, Duguay Yannick, Touati Chaima, Parvin Kalantari et à mon ami El_Alem Anas pour les moments de discussions.

Ensuite, je voudrais remercier le corps professoral et le personnel administratif de l'INRS-ETE.

Pour conclure, je remercie particulièrement ma conjointe Lydia et mes enfants Mathis, Lénora et William pour avoir accepté tous les sacrifices que je leur ai imposés pendant toute la durée de cette thèse. Qu'ils reçoivent mes remerciements.

RÉSUMÉ

Dans l'est du Canada (Québec et Labrador), l'accumulation de neige est la plus élevée après celle de la cordillère occidentale. De tous les paramètres physiques du couvert nival, l'équivalent en eau de la neige est le plus important en raison de son rôle sur la production hydroélectrique, les inondations printanières, les prévisions hydrologiques, etc. Dans sa configuration actuelle, le réseau de stations nivométrique est opérationnel pour des objectifs bien précis, mais offre une vision partielle de la variabilité spatiale du couvert nival ce qui ne permet pas de bien la représenter à l'échelle du territoire. Par ailleurs, les algorithmes de spatialisation (orientés processus, orientée données, hybrides, etc.) produisent des données en dehors des mesures du réseau. Aussi, la télédétection a obtenu des succès sur la présence ou non de la neige, mais elle est éprouvée par la complexité de la variabilité spatiale du couvert nival.

L'objectif de cette étude consiste premièrement, à segmenter le territoire d'étude en zones géographiques aux structures homogènes. Il s'agit de délimiter objectivement les structures de la variabilité spatiale de l'EEN à l'échelle locale et régionale sur la base des processus sous-jacents correspondants, deuxièmement, de procéder à une analyse critique du réseau nivométrique actuel par rapport aux structures de la variabilité spatiale de l'EEN et finalement, de proposer une méthode de spatialisation multi-échelles qui prend en compte les structures spatiales.

Les résultats de la segmentation spatiale démontrent à l'échelle régionale (10 km), l'existence de six zones géographiques aux structures spatiales homogènes différenciées par l'orientation, les formes du relief et l'influence de l'océan. À l'échelle locale (300 m), les résultats de la segmentation spatiale montrent dans les zones, des unités locales marquées par les rôles des formes topographiques (pente, versant concave, orientation etc.) dans le conditionnement et le maintien de la neige au sol.

À l'échelle régionale, l'analyse du réseau de stations nivométriques actuel par rapport aux structures montre que dans les quatre zones (B, D, E et F), la variabilité spatiale de l'EEN peut être modélisée par les stations et les structures (variances, portées, variations à petites échelles) sont différentes d'une région à une autre. Par ailleurs, à cette échelle d'observation, le réseau de stations présente une distribution spatiale

acceptable. Par contre, à l'échelle locale, le nombre très faible de stations ne permet pas d'évaluer la capacité du réseau à modéliser la variabilité spatiale de l'EEN. De plus, les stations sont inégalement réparties, ce qui renforce la redondance des données des stations. Aussi, plus de 23% de la superficie du territoire d'étude sont dépourvues de stations.

À l'échelle régionale, le modèle de régression, exploitant les métavariabiles régionales et ajusté par les résidus de la zone E, explique 68% de la variance de l'EEN. À l'échelle locale, l'estimation locale de l'EEN, obtenue par l'estimation régionale ajustée par les résidus locaux estimés en fonction des métavariabiles locales, explique une variance de 89% et améliore la variance régionale de 21% avec une valeur de Nash de 0,9.

La cartographie de l'EEN, à l'échelle régionale, confirme les rôles des principaux facteurs physiographiques régionaux (altitude, distance à l'océan etc.) dans la variabilité spatiale de la neige. À l'échelle locale, la cartographie de l'EEN démontre les rôles des facteurs physiographiques (courbure concave des versants, pente, adret, etc.) dans l'accumulation et le maintien de la neige au sol.

TABLE DES MATIÈRES

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | INTRODUCTION | 1 |
| 1.1 | CONTEXTE DE L'ETUDE | 1 |
| 1.2 | PROBLEMATIQUE GENERALE | 2 |
| 1.3 | HYPOTHESES DE TRAVAIL..... | 4 |
| 1.4 | OBJECTIFS | 5 |
| 1.5 | ORGANISATION DU DOCUMENT..... | 5 |
| 2 | MÉCANISME DE GENÈSE DU COUVERT NIVAL- CONCEPT D'HÉTÉROGÉNÉITE SPATIALE ET DE VARIABILITE SPATIALE..... | 7 |
| 2.1 | MECANISME DE GENESE DU COUVERT NIVAL | 7 |
| 2.2 | DEFINITION DU CONCEPT DE VARIABILITE SPATIALE | 10 |
| 2.2.1 | <i>Notion d'échelle d'observation</i> | <i>12</i> |
| 2.2.2 | <i>Choix des échelles d'observation de la variabilité spatiale du couvert nival.....</i> | <i>12</i> |
| 2.3 | METHODES DE SPATIALISATION DES PARAMETRES PHYSIQUES DU COUVERT NIVAL | 13 |
| 2.3.1 | <i>Téledétection</i> | <i>14</i> |
| 2.3.2 | <i>Spatialisation par les techniques géostatistiques.....</i> | <i>15</i> |
| 2.3.3 | <i>Approches hybrides.....</i> | <i>16</i> |
| 2.3.4 | <i>Réseaux de neurones et approches bayésiennes.....</i> | <i>17</i> |
| 2.4 | TERRITOIRE D'ETUDE..... | 19 |
| 2.4.1 | <i>Relief.....</i> | <i>19</i> |
| 2.4.2 | <i>Contexte climatique.....</i> | <i>21</i> |
| 2.4.3 | <i>Formations végétales.....</i> | <i>22</i> |
| 2.5 | PROTOCOLES DES CAMPAGNES DE MESURE DANS LES STATIONS NIVOMETRIQUES..... | 23 |
| 2.6 | EXAMEN DES DONNEES NIVALES ET PERIODE D'OBSERVATION DE L'ETUDE | 24 |
| 2.7 | CHOIX DE LA VARIABLE STATISTIQUE NIVALE | 27 |
| 2.8 | PROCESSUS SOUS-JACENTS A LA VARIABILITE SPATIALE DU COUVERT NIVAL | 28 |
| 2.8.1 | <i>Échelle régionale.....</i> | <i>28</i> |
| 2.8.2 | <i>Échelle locale.....</i> | <i>30</i> |
| 2.9 | SYNTHESE DU CHAPITRE 2 | 38 |
| 3 | VARIABILITÉ SPATIALE DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE (EEN) | 41 |
| 3.1 | APPROCHE METHODOLOGIQUE | 41 |
| 3.1.1 | <i>Caractérisation des structures spatiales de l'EEN.....</i> | <i>41</i> |
| 3.1.2 | <i>Segmentation spatiale.....</i> | <i>43</i> |
| 3.2 | RESULTATS ET DISCUSSIONS | 51 |

| | | |
|-----------|---|------------|
| 3.2.1 | <i>Caractérisation des structures de la variabilité spatiale de l'EEN</i> | 51 |
| 3.2.2 | <i>Segmentation spatiale</i> | 55 |
| 3.3 | SYNTHESE DU CHAPITRE 3 | 78 |
| 4 | ANALYSE DU RÉSEAU DE STATIONS NIVOMETRIQUES PAR RAPPORT À LA VARIABILITÉ SPATIALE DE L'EEN | 81 |
| 4.1 | APPROCHES METHODOLOGIQUES | 83 |
| 4.1.1 | <i>Évaluation de la structure de la variabilité spatiale de l'EEN</i> | 83 |
| 4.1.2 | <i>Étude de la répartition spatiale des stations nivométriques</i> | 85 |
| 4.1.3 | <i>Étude de la redondance des stations nivométriques</i> | 86 |
| 4.2 | MATERIELS..... | 87 |
| 4.3 | RESULTATS ET DISCUSSIONS | 88 |
| 4.3.1 | <i>Analyses des structures spatiales à l'échelle régionale</i> | 88 |
| 4.3.2 | <i>Répartition spatiale</i> | 91 |
| 4.3.3 | <i>Analyse de la redondance des stations nivométriques</i> | 100 |
| 4.4 | SYNTHESE DU CHAPITRE 4 | 110 |
| 5 | SPATIALISATION MULTI-ECHELLES DE L'EEN | 113 |
| 5.1 | APPROCHE METHODOLOGIQUE | 114 |
| 5.2 | RESULTATS ET DISCUSSIONS | 118 |
| 5.2.1 | <i>Échelle régionale</i> | 118 |
| 5.3.1. | <i>Échelle locale</i> | 128 |
| 5.3 | SYNTHESE DU CHAPITRE 5 | 141 |
| 6 | CONCLUSION GÉNÉRALE | 143 |
| 6.1 | ÉVALUATION DES HYPOTHESES..... | 143 |
| 6.2 | LIMITES | 148 |
| 6.3 | ASPECTS INNOVATEURS, CONTRIBUTIONS ET RETOMBES | 148 |
| 6.4 | PERSPECTIVES | 149 |
| 7 | REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 151 |
| 8 | ANNEXE A | 163 |
| 9 | ANNEXE B | 165 |
| 10 | ANNEXE C | 173 |
| 11 | ANNEXE D | 177 |
| 12 | ANNEXE E | 179 |
| 13 | ANNEXE F | 185 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|---|-----|
| <i>Tableau 3.1: Corrélation entre les facteurs physiographiques régionaux et les variables de l'EEN.</i> | 56 |
| <i>Tableau 3.2 : Comparaison entre les segments contigus à l'échelle régionale (les valeurs-p du test de Kruskal-Wallis et les boxplots).</i> | 63 |
| <i>Tableau 3.3: Corrélation entre les facteurs physiographiques locaux et les variables de l'EEN</i> | 65 |
| <i>Tableau 3.4: Poids des métavariabiles physiographiques de toutes les zones géographiques à l'échelle locale.</i> | 67 |
| <i>Tableau 3.5 : Comparaison entre les segments contigus de la zone A à l'échelle locale (la valeur-p du test de Kruskal-Wallis et les boxplots).</i> | 73 |
| <i>Tableau 3.6 : Comparaison entre les segments contigus de la zone B à l'échelle locale (les valeurs-p du test de Kruskal-Wallis et les boxplots).</i> | 74 |
| <i>Tableau 3.7: Comparaison entre les segments contigus de la zone D à l'échelle locale (la valeur-p du test de Kruskal-Wallis et les boxplots).</i> | 75 |
| <i>Tableau 3.8 : Comparaison entre les segments contigus de la zone E à l'échelle locale (les valeurs-p et les boxplots).</i> | 76 |
| <i>Tableau 3.9 : Comparaison entre les segments contigus de la zone F à l'échelle locale (la valeur-p du test de Kruskal-Wallis et les boxplots).</i> | 77 |
| <i>Tableau 4.1: Contribution des stations aux axes principaux et leur modalité respective dans l'unité 1 de la zone B.</i> | 100 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|----|
| <i>Figure 2.1: Représentation conceptuelle de données organisées en ‘patches’</i> | 11 |
| <i>Figure 2.2: Carte de la description géographique du territoire d'étude. En rouge les stations nivométriques</i> | 20 |
| <i>Figure 2.3 :Stratégie d'échantillonnage autour d'un repère dans un site nivométrique.</i> | 24 |
| <i>Figure 2.4 : Stations nivométriques selon les périodes d'observation: A (Toutes les stations) ; B (30ans);</i> <i>C (20ans) et D (10ans).</i> | 26 |
| <i>Figure 2.5 : Représentation du pixel central et ses voisins</i> | 32 |
| <i>Figure 2.6 : Décomposition de la radiation solaire globale</i> | 34 |
| <i>Figure 2.7 : Profils des variables morphométriques des versants (A) et les cas de figure pour les</i> <i>courbures verticales du versant (B) (Source : Mazagol (2009))</i> | 36 |
| <i>Figure 3.1 : Méthodologie de la segmentation spatiale.</i> | 47 |
| <i>Figure 3.2 : Variation des structures spatiales du maximum annuel moyen de l'EEN selon la longitude sur</i> <i>le territoire d'étude</i> | 52 |
| <i>Figure 3.3 : Variation des structures spatiales du maximum annuel moyen de l'EEN selon la latitude sur le</i> <i>territoire d'étude</i> | 53 |
| <i>Figure 3.4 : Mise en évidence des structures selon l'Indicateur Local d'Association</i> | 55 |
| <i>Figure 3.5: Méta-variables physiographiques obtenues par la méthode d'analyse canonique de</i> <i>corrélation à l'échelle régionale (A: U1; B: U2 ; C: U3; D: U4).</i> | 58 |
| <i>Figure 3.6: Application de l'outil d'ESP (Drăguț et al. 2010) pour la détermination des différents facteurs</i> <i>d'échelle de la segmentation spatiale à l'échelle régionale</i> | 59 |
| <i>Figure 3.7: Zones géographiques aux structures spatiales homogènes obtenues par la méthode</i> <i>fonctionnelle à l'échelle régionale</i> | 60 |
| <i>Figure 3.8: Métavariabes physiographiques U_{1L} obtenues par la méthode d'analyse canonique de</i> <i>corrélation à l'échelle locale dans les zones A, B, C, D, E et F</i> | 71 |
| <i>Figure 3.9 : Zones géographiques aux structures spatiales homogènes obtenues par la méthode</i> <i>fonctionnelle à l'échelle locale dans les zones A, B, C, D E et F</i> | 72 |
| <i>Figure 4.1 : Formes et décalages des ellipses de confiance sur les composantes principales F_1 et F_2</i> | 87 |
| <i>Figure 4.2: Variogrammes de l'EEN dans les zones B, D, E et F. En noir, les variogrammes</i> <i>expérimentaux et en rouge, les modèles d'ajustement.</i> | 90 |
| <i>Figure 4.3: Courbes de Lorenz et les indices de Gini des zones A, B, D, E et F à l'échelle régionale</i> | 91 |
| <i>Figure 4.4: Courbes de Lorenz et les mesures des inégalités spatiales des stations dans les unités 1 et 2</i> <i>de la zone A à l'échelle locale.</i> | 92 |
| <i>Figure 4.5: Courbes de Lorenz et les mesures des inégalités spatiales des stations dans les unités de la</i> <i>zone B à l'échelle locale.</i> | 94 |

| | |
|--|------------|
| <i>Figure 4.6: Courbes de Lorenz et les mesures des inégalités spatiales des stations dans les unités de la zone D à l'échelle locale.....</i> | <i>95</i> |
| <i>Figure 4.7: Courbes de Lorenz et les mesures des inégalités spatiales des stations dans les unités de la zone E à l'échelle locale.....</i> | <i>98</i> |
| <i>Figure 4.8: Courbes de Lorenz et les mesures des inégalités spatiales des stations dans les unités de la zone F.....</i> | <i>99</i> |
| <i>Figure 4.9: Ellipses de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{re} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations des unités 1 et 6 de la zone B.....</i> | <i>102</i> |
| <i>Figure 4.10: Ellipses de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{re} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations des unités 9 et 10 de la zone B.....</i> | <i>103</i> |
| <i>Figure 4.11: Ellipse de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{re} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations de l'unité 2 de la zone D.....</i> | <i>104</i> |
| <i>Figure 4.12 : Ellipses de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{re} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations des unités 2 et 7 de la zone E.....</i> | <i>107</i> |
| <i>Figure 4.13 : Ellipses de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{re} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations des unités 9 et 10 de la zone E.....</i> | <i>108</i> |
| <i>Figure 4.14 : Ellipses de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{re} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations des unités 1 et 2 de la zone F.....</i> | <i>109</i> |
| <i>Figure 5.1: Approche méthodologique de la spatialisation en fonction des structures délimitées de la variabilité spatiale de l'EEN à l'échelle régionale et locale.....</i> | <i>115</i> |
| <i>Figure 5.2 : Valeurs observées de l'EEN versus valeurs estimées du modèle avec les indices de performance sur le territoire d'étude.....</i> | <i>119</i> |
| <i>Figure 5.3: Valeurs observées de l'EEN versus valeurs estimées selon la validation croisée du modèle ajustée par les résidus avec les indices de performance sur le territoire d'étude.....</i> | <i>121</i> |
| <i>Figure 5.4 : Cartographie du maximum annuel moyen de l'EEN selon les structures identifiées par la méthode fonctionnelle à l'échelle régionale de l'Est du Canada.....</i> | <i>124</i> |
| <i>Figure 5.5 : Carte du maximum moyen annuel de l'EEN par regroupement des structures spatiales homogènes identifiées par l'approche fonctionnelle de l'Est du Canada à l'échelle régionale.....</i> | <i>125</i> |
| <i>Figure 5.6 : Spatialisation de l'EEN en fonction des structures à l'échelle régionale versus le modèle GEMCLIM 3.3.0 et les classes de neige de Strum et al. (1995).....</i> | <i>127</i> |

| | |
|---|------------|
| <i>Figure 5.7 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation régionale (b) et ajustée (c) par les résidus estimés par le modèle zonal (a) avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale dans la zone A.....</i> | <i>129</i> |
| <i>Figure 5.8 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation régionale (b) et ajustée (c) par les résidus estimés par le modèle zonal (a) avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale dans la zone B.....</i> | <i>130</i> |
| <i>Figure 5.9 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation régionale (b) et ajustée (c) par les résidus estimés par le modèle zonal (a) avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale dans la zone D.</i> | <i>132</i> |
| <i>Figure 5.10 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation régionale (b) et ajustée (c) par les résidus estimés par le modèle zonal (a) avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale dans la zone E.....</i> | <i>134</i> |
| <i>Figure 5.11 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation régionale (b) et ajustée (c) par les résidus estimés par le modèle zonal (a) avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale dans la zone F.....</i> | <i>135</i> |
| <i>Figure 5.12 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation locale de l'EEN ajustée par les résidus estimés en fonction des modèles zonaux avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale.....</i> | <i>136</i> |
| <i>Figure 5.13 :Cartographie du maximum annuel moyen de l'EEN selon les structures identifiées par la méthode fonctionnelle à l'échelle locale à l'Est du Canada</i> | <i>139</i> |
| <i>Figure 5.14 :Carte du maximum moyen annuel de l'EEN par regroupement des structures spatiales homogènes identifiées par l'approche fonctionnelle de l'Est du Canada à l'échelle locale ..</i> | <i>140</i> |
| <i>Figure 11.1 : Schéma des paramètres géométriques d'une ellipse</i> | <i>178</i> |

1 INTRODUCTION

La neige est un élément essentiel du climat des régions de l'hémisphère nord. À l'échelle d'un vaste territoire comme celui du Canada, on observe des écarts importants sur la durée et la couverture de neige. Ceci s'explique par la diversité des facteurs climatiques et physiographiques qui conditionnent la variabilité spatio-temporelle de la couverture de neige. Cette variabilité spatio-temporelle de la couverture de neige fait depuis des années l'objet d'études et de travaux pour un meilleur suivi surtout dans le cadre de la gestion des ressources hydrologiques. Le présent travail s'inscrit dans cette optique avec pour but d'aborder les caractéristiques spatiales (structures, échelles d'observation, etc.) de la variabilité spatiale de la neige.

1.1 Contexte de l'étude

La cryosphère occupe une place prépondérante dans le système climatique et dans le cycle hydrologique de la Terre (Pomeroy *et al.*, 1995). Par exemple, le couvert nival est intégré dans les Modèles de Circulation Générale pour simuler les principaux éléments du climat non seulement pour les régions nordiques, mais pour son influence sur le climat global terrestre (Bamzaï *et al.*, 1999, Singh *et al.*, 2000). Au cours des dernières décennies, les changements climatiques affectent la cryosphère et notamment sa variabilité spatio-temporelle. La modélisation de la variabilité spatiale des éléments de la cryosphère a été largement analysée ces dernières années pour répondre à des besoins opérationnels (gestions hydriques, surveillance de la sécheresse, prévisions des inondations et écoulements, etc.) (Lopez Alarcon, 2007).

À partir de la moitié du 20^e siècle, de nombreux modèles de la variabilité spatiale du couvert nival, couplés ou non, à la télédétection ont apporté des solutions réelles de suivi et d'estimation de la neige en dehors des stations de mesures (Bernier *et al.*, 1995, Chen *et al.*, 1998, Edwards *et al.*, 1998, Bernier *et al.*, 1999, Brubaker *et al.*, 2000, Brown *et al.*, 2007a, Clark *et al.*, 2011). Ces stations de mesures ont connu des réductions majeures pendant les années 90 (Brown, 2000). En réponse à ces

réductions, le couplage des données physiographiques et météorologiques à des processus d'interpolation spatiale contribue à améliorer la précision de la cartographie des éléments du climat (neige, pluie, etc.) (Bois, 2007). L'étude de la variabilité spatiale du climat à partir des données des stations a été considérablement améliorée grâce à l'apparition des géostatistiques dans les années 60 (Matheron, 1965), qui ont depuis largement été appliquées à l'analyse de la structure spatiale et à l'interpolation des éléments du climat (Holdaway, 1996). Plusieurs modèles de spatialisation hydrologique proposent des structures spatiales mathématiques selon les données prises en compte. Dans ce travail, la spatialisation basée sur les caractéristiques de la variabilité spatiale de l'équivalent en eau de la neige est considérée.

1.2 Problématique générale

Le couvert nival est l'une des composantes importantes de l'environnement canadien (Env. Canada, 2004). En effet, au Canada, une grande partie du territoire est couverte de neige pendant une période de cinq à huit mois (Brown, 2010). À l'est de ce vaste territoire, les régions du Québec et du Labrador présentent des accumulations de neige dépassant souvent 200 à 300 mm en termes d'équivalent en eau de la neige (Brown, 2010). La surveillance de la neige s'appuie sur un réseau de stations nivométriques très développé et optimisé sur le plan opérationnel (Env. Canada, 2004). Dès le départ, ce réseau de stations de mesures a été conçu pour des besoins opérationnels locaux (suivi de l'état du couvert nival, prévisions météorologiques et hydrologiques, etc.). Ce réseau de stations est plus concentré sous la 55^e latitude, dans les zones d'habitations denses et d'intérêts économiques (Brown *et al.*, 1998, Brasnett, 1999). Dans ce contexte, le réseau ne fournit qu'une donnée partielle de la variabilité spatiale du couvert nival pour l'ensemble du territoire d'étude. À cet effet, des méthodes d'estimation spatiale, telles que la géostatistique (Erxleben *et al.*, 2002), les réseaux de neurones (Evora *et al.*, 2008), les modèles physiques (Turcotte *et al.*, 2006), les modèles hybrides sont proposées pour estimer le couvert nival en dehors des stations. Sur le plan climatique et de validation des algorithmes, la densité et la répartition

spatiale des stations de mesure de la neige apparaissent peu optimales (Richardson-Näslund, 2004).

La télédétection (optique, micro-onde passive ou active, etc.) est une source alternative de données indirectes et continue sur le couvert nival. Elle fournit des résultats satisfaisants sur l'état du couvert nival notamment la présence ou l'absence de la neige (De Sève *et al.*, 2001, Chokmani *et al.*, 2005, Chokmani *et al.*, 2006). Cependant, les approches par télédétection nécessitent d'être améliorées dans les régions (Québec et le Labrador) où les conditions de la neige (couvert nival épais) et le couvert végétal très diversifié (forêt boréale, zone agricole) constituent un grand défi pour l'élaboration d'approches efficaces pour estimer les propriétés de la neige et en mesurer la variabilité spatiale (Brown, 2000, Goïta *et al.*, 2003, Turcotte *et al.*, 2006).

L'accumulation de la neige est le résultat du microclimat, de la topographie, des effets de la végétation, de l'ablation et de la redistribution des particules de neige (Foppa *et al.*, 2007). Les approches classiques de modélisation spatiale ne sont pas adaptées compte tenu du degré élevé de variabilité spatiale et du peu de représentativité des stations de mesures (Schmugge *et al.*, 2002, Pulliainen, 2006). Ces caractéristiques de la variabilité spatiale du couvert nival engendrent des biais dans les algorithmes d'estimation, généralement conçus pour des variables stationnaires du premier, mais pas surtout du second ordre. C'est dans ce cadre que s'inscrit ce travail de recherche. Ce travail se propose d'estimer les valeurs plus représentatives de la variabilité spatiale de l'EEN à l'échelle régionale et locale en tout point de l'est du territoire du Canada. Cette estimation se base sur les structures de la variabilité spatiale de l'EEN en tenant compte des processus sous-jacents mis en place par les facteurs physiographiques. La modélisation de ces processus sous-jacents permet de délimiter et comprendre les dimensions des structures de la variabilité spatiale de l'EEN aux différentes échelles (régionale et locale).

Ce travail de recherche est axé sur la spatialisation multi-échelles du couvert nival sur le territoire du Québec et du Labrador où les chutes de neige, représentant plus de 60% des précipitations, jouent un grand rôle dans l'économie et l'environnement (Brown,

2010). Il s'agira **d'étudier et de modéliser la variabilité spatiale de l'EEN en tenant compte des différents processus sous-jacents à l'échelle régionale et locale et de proposer une cartographie représentative de l'EEN en tout point.**

1.3 Hypothèses de travail

Cherchant à spatialiser l'EEN sur tout l'espace de l'est du Canada sur la base des processus sous-jacents qui conditionnent la variabilité spatiale du couvert nival et en considérant les concepts liés à la variabilité, trois hypothèses sont mises en place:

1. Les structures de la variabilité spatiale de l'EEN sont conditionnées par des processus sous-jacents mis en place par les facteurs physiographiques à l'échelle considérée. On peut donc se baser sur ces facteurs physiographiques pour identifier, caractériser et délimiter les différentes structures de la variabilité spatiale de l'EEN.
2. Les structures spatiales des différentes zones peuvent servir à analyser la capacité du réseau nivométrique actuel à représenter la variabilité spatiale de l'EEN.
3. En exploitant les processus sous-jacents à la variabilité spatiale du couvert nival et les données observées du réseau actuel, il est possible de proposer une méthode de spatialisation multi-échelles de l'EEN (échelle régionale et locale) qui prend en compte les caractéristiques de la variabilité spatiale du couvert nival.

Pour prouver ces hypothèses, des objectifs sont fixés.

1.4 Objectifs

L'objectif principal de ce travail doctoral est de **proposer une approche de spatialisation multi-échelles de l'EEN (échelle régionale et locale) qui prend en compte les caractéristiques de la variabilité spatiale du couvert nival dans l'est du Canada**. Il s'agira spécifiquement:

- ✓ d'analyser la variabilité spatiale de l'EEN et de segmenter l'espace géographique en structures spatiales homogènes en termes d'EEN aux différentes échelles d'observation.
- ✓ de conduire une analyse critique de la densité et de la répartition spatiale du réseau actuel de stations sur la base des structures de la variabilité spatiale de l'EEN.
- ✓ de proposer une méthode de spatialisation multi-échelles basée sur la segmentation spatiale proposée pour laquelle on peut effectuer des transitions d'échelle.

1.5 Organisation du document

Ce document comporte quatre (5) grands chapitres. Le chapitre 1 présente le contexte de l'étude, la problématique générale, les hypothèses et les objectifs de l'étude et s'achève par l'organisation du document. Le chapitre 2 débute par la synthèse de la revue bibliographique des mécanismes de genèse du couvert nival. Il se poursuit par la définition du concept de variabilité spatiale, la détermination des échelles d'étude du couvert nival et une revue bibliographique des approches de spatialisation des paramètres physiques de la neige. Le chapitre 2 se poursuit par la présentation physique du territoire d'étude, l'analyse des données de neige, les protocoles d'échantillonnage de l'EEN et s'achève par l'identification et la quantification des facteurs physiographiques contrôlant la variabilité spatiale de l'EEN.

Le chapitre 3 porte sur l'analyse multi-échelles de la variabilité spatiale du couvert nival. Les structures spatiales sont mises en évidence visuellement en fonction de la position géographique et quantitativement à l'aide de l'Indice d'Association Spatiale. Par la suite, elles sont délimitées objectivement à l'aide de la segmentation spatiale.

Le chapitre 4 porte sur l'analyse critique du réseau de stations nivométriques par rapport à la variabilité spatiale de l'EEN. La capacité du réseau à permettre de modéliser la variabilité spatiale du couvert nival sera évaluée. Par la suite, la répartition, la mesure des inégalités spatiales seront évaluées et les stations redondantes sont identifiées.

Le chapitre 5 porte sur la spatialisation multi-échelles en fonction des structures de la variabilité spatiale de l'EEN délimitées à l'échelle considérée.

2 MÉCANISME DE GENÈSE DU COUVERT NIVAL- CONCEPT D'HÉTÉROGÉNÉITÉ SPATIALE ET DE VARIABILITÉ SPATIALE

L'objectif de ce chapitre est de positionner le sujet de la recherche en mettant l'accent sur les concepts de base et les approches de spatialisation de l'EEN à travers la revue de littérature. Dans une première démarche, le mécanisme du couvert nival est présenté. Par la suite, le concept de variabilité spatiale et les concepts associés sont expliqués. Le territoire d'étude est présenté, suivi du protocole d'échantillonnage de l'EEN et de la quantification des facteurs physiographiques contrôlant la variabilité spatiale de l'EEN.

2.1 Mécanisme de genèse du couvert nival

Les précipitations solides (en particulier la neige) s'élaborent au sein des masses nuageuses à des températures en dessous de 0°C. Pour avoir de la neige, il faut trois conditions :

- ✓ une température assez basse (-0°C);
- ✓ la présence de la vapeur d'eau dans l'atmosphère;
- ✓ la présence de particules dans l'air (poussière, sable, fumée).

Les noyaux de congélation (cendres, sables, sels métalliques ou particules d'argiles en suspension) favorisent la formation des cristaux de glace dans les nuages. Au départ, les gouttelettes se condensent autour des particules de poussières par effet de choc ou sous l'effet de charges électriques de polarités inverses. Les gouttelettes surfondues, dans un état métastable, se transforment en germes et croissent par transfert de vapeur. C'est le développement par dépôt de glace directement de la phase vapeur à la phase solide (Pahaut, 1975). Dans les nuages où coexistent les germes de glace et les gouttelettes d'eau surfondues se produit la diffusion de vapeur vers le cristal de glace par la cristallisation directe de la vapeur d'eau. Cette diffusion rompt l'équilibre au niveau de la gouttelette entre la phase liquide-vapeur. L'évaporation des gouttelettes engendre du cristal qui grossit progressivement jusqu'à sa chute. Les cristaux de neige

sont de formes multiples, mais ils sont toujours de symétrie hexagonale (Libbrecht, 2005). Ce sont les flocons de neige dont la forme finale dépend de nombreuses variables notamment du taux d'humidité, de la température à laquelle ils sont formés, celle des couches d'air qu'ils ont traversés jusqu'au sol. Il existe en effet des formes plus simples, comme des colonnes ou des plaquettes, mais la grande majorité des flocons est plutôt difforme et asymétrique (Pahaut, 1975). Leurs chutes successives constituent un ensemble de couches aux caractéristiques différentes (cohésion, densité, équivalent en eau) formant le couvert nival.

Le couvert nival est le résultat de l'accumulation nette au sol des précipitations de neige (McKay *et al.*, 1981). C'est la surface couverte par la neige. L'étendue du couvert nival est définie comme la superficie de la couverture de neige qui a une valeur de profondeur donnée (Dyer *et al.*, 2006). La limite nivale est la bordure ou la limite séparant une zone couverte de neige et une zone sans neige (DuPont, 1983). La structure et les dimensions du couvert nival sont complexes et variables spatialement et temporellement (McKay *et al.*, 1981). C'est un milieu hétérogène composé de glace, d'air et d'eau sous forme de vapeur, de liquide selon le type de neige (Martini, 2005). Ce milieu se définit par des grandeurs physiques telles que la densité, l'équivalent en eau, la taille des particules, la structure cristalline et l'épaisseur du volume. De toutes ces grandeurs, l'EEN est le plus important dans plusieurs domaines (hydrologie, économie, etc.).

L'EEN est défini comme la quantité d'eau contenue dans une couverture de neige complètement fondue sur une surface horizontale correspondante (Colbeck *et al.*, 1990). Il dérive de la densité et de la hauteur de neige par la relation :

$$EEN = h_s * \rho_s \quad (1)$$

où **EEN** en mm, ρ_s , est la densité relative et h_s (mm) est la hauteur de la neige.

Sur le plan global, l'EEN est requis lors de la validation des modèles de neige et des Grands Modèles de Circulation et de Simulation de la couverture nivale (Armstrong *et al.*, 2008). La connaissance du volume potentiel de l'équivalent en eau du couvert nival est importante pour les prévisions du bilan hydrique mondial. On estime qu'environ les trois quarts des réserves d'eau douce du monde sont sous forme de neige et de glace (Bamzaï *et al.*, 1999). Le couvert nival est un composant essentiel du système climatique global de par son rôle de modification de flux d'énergie et d'humidité entre la surface de la Terre et l'atmosphère (Barnett *et al.*, 1989, Bamzaï *et al.*, 1999). Par exemple, le couvert nival de l'Himalaya influence la mousson d'Asie (Bamzaï *et al.*, 1999).

Sur le plan local, Garstka *et al.* (1958) mentionnent que les prévisions précises du volume d'eau emmagasiné sous forme de neige sont nécessaires afin d'optimiser la gestion des réservoirs utilisés pour la production hydroélectrique et de satisfaire les besoins en eau de l'agriculture et des municipalités. Une liste détaillée des activités dépendantes de telles prévisions est établie par Haefnerh (1977). L'EEN est le paramètre le plus important en hydrologie des milieux nordiques et en météorologie, particulièrement pour la prévision des apports en eau et la prévision des risques naturels (inondations, avalanches) (Buus-Hinkler *et al.*, 2006). Comme partout ailleurs, au Québec, les ressources en eau sont d'une importance vitale tant sur le plan économique, écologique ou social (Brown *et al.*, 2007b). Au Québec, on estime qu'un millimètre d'EEN dans le corridor hydroélectrique La Grande-Caniapiscau correspond à environ un million de dollars de production hydroélectrique (Roy (2006) cité par Dorsaz, 2008). Sur l'ensemble de l'est du Canada, l'EEN constitue environ 30% de l'hydraulicité du réseau des grands complexes hydroélectriques (Audet, 2009). Au vu de son importance sur le plan climatique, économique et environnemental, la complexité de la variabilité spatiale du couvert nival doit être mieux analysée à toutes les échelles d'observation considérée. Pour y parvenir, il demeure essentiel de comprendre les bases des concepts liés à la notion de variabilité spatiale qui est une caractéristique inhérente à la nature.

2.2 Définition du concept de variabilité spatiale

Le concept de variabilité est fortement lié au concept d'hétérogénéité et associé à celui de l'échelle. L'hétérogénéité spatiale se définit comme la complexité et/ou la variabilité d'une propriété qui se réfère à une mesure ayant une dimension spatiale (sol, biomasse, etc.) (Garrigues, 2004). On distingue deux approches pour caractériser l'hétérogénéité spatiale d'une variable ; l'approche structurelle et l'approche fonctionnelle (Li. *et al.*, 1995).

L'approche structurelle se base sur l'analyse des variations de l'intensité du phénomène (EEN, pluie, température...) mesurées dans les stations, sans faire appel à aucun processus sous-jacent externe. La variabilité spatiale du phénomène est décrite par une donnée qualitative ou quantitative mesurée. Ces données doivent avoir une densité et une répartition spatiale permettant de caractériser la variabilité spatiale du phénomène en tout point et à l'échelle concernée. Ce qui n'est toujours pas le cas, puisque les données *in situ* ne donnent que des informations partielles du phénomène d'intérêt (en particulier l'EEN).

L'approche fonctionnelle décrit le fonctionnement des écosystèmes (Kolosa *et al.*, 1991). Elle analyse l'intensité des processus sous-jacents variant dans l'espace (Garrigues, 2004). Elle permet de caractériser les processus biophysiques de surface en étudiant les causes de leur variabilité spatiale. Elle est un niveau supérieur d'analyse qui identifie et étudie le lien de causalité entre le processus et les variations structurelles du système (Garrigues, 2004). Par exemple, la variabilité spatiale de la densité de la végétation est sous l'influence des processus sous-jacents tels que la circulation des basses couches atmosphériques et les échanges des flux de masse et d'énergie entre la surface et l'atmosphère (Garrigues, 2004). Ces processus sous-jacents sont connus en tout point du domaine d'étude. Ils génèrent des structures spatiales (ou patch) du phénomène étudié. La structure spatiale est une entité ou une zone au sein de laquelle les valeurs du phénomène présentent un certain degré

d'homogénéité et un contraste fort avec les valeurs des entités environnantes (Adler *et al.*, 2001).

Selon l'échelle d'observation, des discontinuités peuvent apparaître entre les structures spatiales (Boulet, 1999, Garrigues, 2004). L'appréhension d'une structure à des échelles différentes intègre les notions de hiérarchie des processus dont l'existence peut être prépondérante à une échelle donnée et totalement négligeable à une autre (Boulet, 1999). De même, les multiples causes et les manifestations des processus eux-mêmes peuvent être prépondérantes à une échelle et totalement négligeables à une autre (Boulet, 1999). Ainsi, l'étendue moyenne des structures spatiales délimite l'échelle d'observation à laquelle le processus sous-jacent opère (Deleglise, 2011). Toute variable a une structure qui est fonction de l'échelle d'observation (Tourino Soto, 2005) (Figure 2.1). Cette échelle d'observation est différente de l'échelle naturelle qui ne peut être contrôlée ni mesurée (Blöschl, 1999). Par contre, l'échelle d'observation implique des stratégies d'échantillonnage pour caractériser le phénomène.

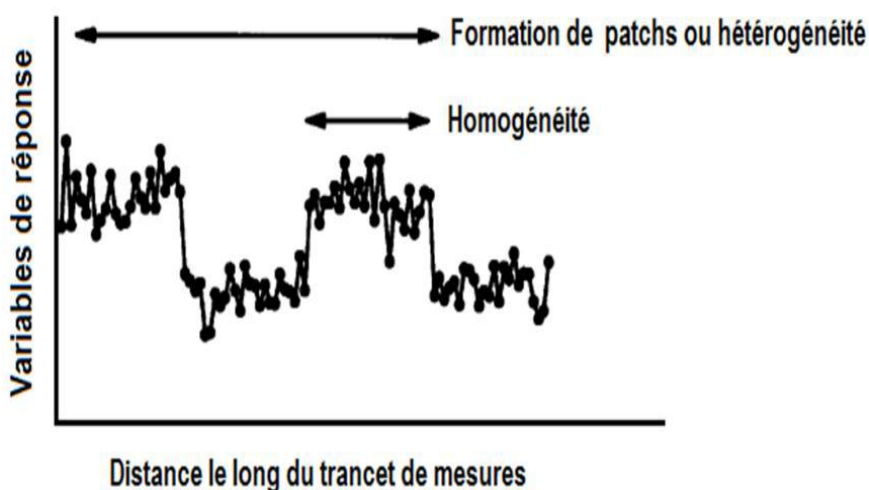


Figure 2.1: Représentation conceptuelle de données organisées en 'patches'

Au sein de chaque patch, les valeurs de la variable étudiée sont distribuées aléatoirement et on ne détecte pas d'hétérogénéité spatiale prédictible. À une échelle plus large qui inclue les différents patches, la distribution des valeurs est prédictible et donc détectée comme formant des 'patches'.(D'après Adler et al., 2001).

2.2.1 Notion d'échelle d'observation

Pour caractériser l'hétérogénéité spatiale d'une propriété de surface, l'échelle d'observation doit permettre de détecter les échelles de variations spatiales du phénomène (Garrigues, 2004). Par exemple, l'étude d'un couvert nival d'une parcelle montre relativement peu d'hétérogénéité dans la distribution et dans l'accumulation; plus d'hétérogénéité si on se met au niveau du bassin versant, de la vallée à basse altitude et relativement peu d'hétérogénéité à très haute altitude.

Le terme "échelle" représente le niveau de détail d'une observation et définit les bornes de notre perception de l'espace (Gustafson, 1998). Dans le cadre de cette étude, la notion d'échelle d'observation adaptée aux sciences environnementales est abordée. C'est l'échelle spatiale à laquelle les processus sous-jacents forment les structures. Elle est caractérisée par la résolution spatiale des données et permet de mesurer la variabilité maximale.

2.2.2 Choix des échelles d'observation de la variabilité spatiale du couvert nival

La classification des échelles d'étude climatique d'Oke (1978) est adoptée par le Global Energy and Water Cycle Exchanges Project (GEWEX). Cette classification propose la microéchelle (10^{-2} à 10^3 m), l'échelle locale (10^3 à 5×10^4 m), la mésoéchelle (5×10^4 à 2×10^5 m) et la macro-échelle (2×10^5 m et plus). Certains auteurs proposent d'autres classifications dans l'étude des variables nivales en supposant que la variabilité spatiale du couvert nival ne peut être analysée que sous différents niveaux que sont (McKay *et al.*, 1981):

- ✓ la macro-échelle ou l'échelle régionale : ce sont des domaines allant à plus de 10^4 m
- ✓ la mésoéchelle ou l'échelle locale caractérisée par des distances linéaires de 10^2 à 10^4 m et enfin
- ✓ la microéchelle caractérisée par des distances de 10 à 10^2 m.

Cette subdivision n'est pas très éloignée des travaux de Marsh (1999) qui souligne dans l'étude du couvert nival et de la fonte de neige que la variabilité du manteau neigeux doit s'observer de la microéchelle (<1 m à 50 m) au méso (50 m à quelques kilomètres) et à la macroéchelle (> quelques kilomètres). D'autres travaux abordent la subdivision des échelles lors de l'analyse du manteau neigeux dans le déclenchement des avalanches. Dans la même optique, l'analyse multi-échelles des caractéristiques de la stratigraphie et de la stabilité du manteau neigeux identifie trois échelles d'observation des processus que sont: l'échelle de la pente (5 à 100 m), l'échelle de portée de montagne (100 m à 1 km) et l'échelle régionale (1 km à 10 km) (Schweizer *et al.*, 2007). Au regard de l'état de l'art, la différence du découpage des échelles dépend des objectifs poursuivis pour l'étude. L'échelle d'observation diffère d'une problématique à l'autre. Cependant, elle est plus dépendante des caractéristiques de l'instrument de mesure. L'échelle d'observation du phénomène doit être choisie en tenant compte des études antérieures et suffisamment large pour couvrir l'intégralité de la variabilité spatiale du phénomène (Gustafson, 1998).

Dans le cadre de cette étude, la variabilité spatiale de l'EEN à l'échelle locale des paramètres physiques de la neige est mesurée sur une ligne de neige longue de 300 m (MDDELCC, 2008). L'échelle régionale retenue se situe entre 10 et 100 km et correspond à l'échelle d'observation des processus des grands agents de circulations atmosphériques (McKay *et al.*, 1981, Marsh, 1999).

2.3 Méthodes de spatialisation des paramètres physiques du couvert nival

La spatialisation intègre les informations secondaires (modèle numérique de terrain par exemple) plus précises que le réseau de mesures et apporte des précisions aux valeurs continues d'intérêt (Carrega, 1994). Dans la section suivante, les études de spatialisation de l'EEN à différentes échelles sont présentées selon les méthodologies appliquées. Il s'agit des algorithmes basés sur les données de la télédétection, les méthodes statistiques, de géostatistique et les techniques combinées ou hybrides.

2.3.1 Télédétection

Plusieurs algorithmes de spatialisation de l'EEN intégrant les images de télédétection se sont développés. En raison de l'émergence et la multiplication des images satellitaires issues des divers capteurs, ces algorithmes permettent d'inférer la présence de la neige ou estiment les paramètres physiques (densité, épaisseur, équivalent en eau). Les différents types de capteurs (micro-ondes actifs et passifs, optiques, etc.) permettent de détecter par rétrodiffusion dans les différentes longueurs d'onde de nombreux paramètres du couvert nival tels que:

- ✓ la hauteur, la densité, l'EEN, la constante diélectrique du couvert neigeux;
- ✓ la taille et la forme des particules;
- ✓ l'écart-type des hauteurs, la longueur de corrélation de l'interface air-neige et du sol et
- ✓ la constante diélectrique du sol.

Dès la fin des années 60, la surveillance en temps réel de la neige a commencé quand l'U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) a produit des analyses hebdomadaires sur la neige. En 1966, l'étendue du couvert nival est classée à l'aide des images optiques de NOAA/NESDIS (Robinson *et al.*, 1993). Les satellites Landsat, Spot et NOAA-AVHRR sont utilisés pour estimer la présence ou non de la neige (Dedieu, 1990, Chokmani *et al.*, 2005, Chokmani *et al.*, 2006). Néanmoins, les auteurs s'accordent pour considérer qu'il n'existe pas de relation directe entre la densité moyenne d'un manteau neigeux (ou son équivalent en eau) et sa réflectance visible ou proche infrarouge pour des épaisseurs supérieures à 40 cm (Leprieur, 1987). En plus la présence des nuages est une source d'erreurs. Ces limites des capteurs optiques sont surmontées par les capacités des capteurs micro-ondes.

Les propriétés du manteau neigeux qui agissent sur la réponse du micro-ondes sont la hauteur, l'équivalent en eau, la teneur en eau liquide, la densité, la taille et la forme des grains, la température de la stratification, ainsi que l'état de la neige (Schmugge *et al.*, 2002). Ces paramètres physiques du couvert nival diffusent les rayonnements

hyperfréquences (micro-ondes) émis par le sol sous-jacent dans toutes les directions (Pulliainen, 2006). Ainsi, il est possible de détecter la neige et d'estimer l'équivalent en eau du couvert nival par les techniques (empiriques, base théorique à partir de calculs de transfert radiatif) de micro ondes passives parce que le nombre de diffuseurs dans un manteau neigeux est proportionnel à l'épaisseur et à la densité de la neige (Chang *et al.*, 1987). Le potentiel des données Radar à Synthèse d'Ouverture a été évalué dans l'estimation de l'EEN dans le bassin versant de la Grande à la baie de James au Québec (Bernier *et al.*, 1999).

Des études démontrent que les variations de l'émission du manteau neigeux givré en profondeur avec une grande structure cristalline augmentent la dispersion du rayonnement micro-onde (Schmugge *et al.*, 2002, Armstrong *et al.*, 2008). Dans ces cas, on observe une baisse de l'émission de surface donnant une surestimation de l'épaisseur ou de l'équivalent en eau de la neige. D'autres difficultés apparaissent au niveau des données micro-ondes avec l'augmentation de la température de brillance dans les conditions de neige humide. Ceci constitue un défi dans l'évaluation de la profondeur ou de l'équivalent en eau de la neige, du fait que les algorithmes ont tendance à produire des valeurs erronées dans certaines conditions. Des travaux démontrent les limites d'estimation à l'aide des données satellitaires sur les terrains complexes (Derksen *et al.*, 2003). Aussi, la détection aéroportée gamma est très dispendieuse pour être implantée sur un vaste territoire. Néanmoins, la télédétection a obtenu des résultats fiables sur l'estimation de l'EEN (Turcotte *et al.*, 2006). En dehors de la télédétection, diverses méthodes (statistiques, géostatistique, probabiliste, réseau de neurones, etc.) sont utilisées pour spatialiser les paramètres physiques du couvert nival.

2.3.2 Spatialisation par les techniques géostatistiques

La géostatistique fournit l'erreur associée à l'estimation et prend en compte le comportement spatial des variables, leurs corrélations avec d'autres variables ou cofacteurs explicatifs de la variabilité du phénomène d'intérêt dans l'espace. Par définition, la géostatistique apporte plus d'informations que les modèles classiques

dans une étude de régionalisation de variables, c'est-à-dire quand les données présentent une autocorrélation spatiale (Lhotellier, 2005). À cet effet, la géostatistique est employée dans plusieurs études de spatialisation des variables hydrométéorologiques.

Particulièrement sur l'EEN, Tapsoba *et al.* (2005) utilisent le krigeage avec dérive externe (KDE) pour estimer l'EEN sur le bassin de la rivière Gatineau. La dérive externe est représentée par le modèle numérique d'altitude (MNA) de 10 km de résolution à l'échelle du bassin versant de la rivière Gatineau. À ce niveau d'observation, le KDE permet d'estimer l'EEN avec une faible erreur dans les secteurs sous-échantillonnés. Cependant, cette étude constate que l'identification et l'intégration de plusieurs cofacteurs corrélés avec l'EEN pourraient améliorer l'estimation, car à cette échelle, la variabilité spatiale du manteau neigeux est sous l'influence de plusieurs facteurs physiographiques et physiques (Tapsoba *et al.*, 2005). À ce sujet, Watson *et al.* (2008) estiment que la modélisation du couvert nival doit inclure l'ensemble des facteurs explicatifs (altitude, végétation, rayonnement solaire, etc.) connus pour influencer la variabilité de l'EEN (Elder *et al.*, 1991, Elder *et al.*, 1998). Dans la modélisation de la variabilité spatiale de l'EEN, l'analyse de la fonction de covariance spatiale par l'intégration des attributs géomorphologiques (pente, élévation, orientation) et du couvert forestier réduit la variance d'estimation (Carroll *et al.*, 1997): ceci confirme les conclusions des travaux de Daly *et al.* (1994) justifiant les rôles de l'altitude et de la pente dans la variation spatiale des précipitations.

En somme, les diverses techniques de la géostatistique permettent d'intégrer les co-variables susceptibles d'agir sur la variabilité spatiale du couvert nival. En dehors de la géostatistique, la méthode bayésienne, l'approche hybride et les réseaux de neurones sont utilisés pour spatialiser l'EEN.

2.3.3 Approches hybrides

L'approche dite hybride est une combinaison de deux ou plusieurs techniques (télé-détection, géostatistique, probabiliste, etc.). L'objectif de cette association est de

comblent les limites d'une approche pour réduire la variance de l'estimation. La pertinence de l'approche hybride est relevée par Evora *et al.* (2008) qui combinent la géostatistique (KED) et les réseaux de neurones pour cartographier l'EEN à l'aide des données de micro-ondes passives. L'algorithme de KED est appliqué pour estimer l'EEN qui est ensuite utilisé comme une cible dans l'algorithme de réseau de neurones. De même, l'arbre de décision binaire et les modèles géostatistiques sont appliqués pour modéliser la distribution spatiale de la neige dans le bassin de Loch Vale (Rocky Mountain National Park dans le Colorado). Ceci a permis de modéliser la profondeur de neige à grande échelle par l'arbre de décision binaire et la variation de la profondeur de la neige à petite échelle par le krigeage (Barry *et al.*, 1995). Certaines approches de spatialisation de l'EEN combinent également l'analyse en composante principale et la régression partielle pour regrouper les variables nivales sur le plan spatial et temporel (Timilsena *et al.*, 2008). Les autres méthodes de spatialisation sont les réseaux de neurones et les modèles stochastiques (Monte-Carlo, simulations) (Coulibaly *et al.*, 2001, Evora *et al.* 2008).

2.3.4 Réseaux de neurones et approches bayésiennes

Les réseaux de neurones (RN) sont des réseaux connectés en processeurs élémentaires fonctionnant en parallèle. Chaque processeur élémentaire calcule une sortie unique sur la base des informations qu'il reçoit. Toute structure hiérarchique de réseaux est évidemment un réseau (Touzet, 1992, Roebber *et al.*, 2003). Les réseaux de neurones et les méthodes statistiques sont largement utilisés en hydrologie, en modélisation de la température, de l'humidité relative et de l'action du vent (Coulibaly *et al.*, 2001, Agarwal *et al.*, 2006). Cependant, il y a eu relativement peu d'études portant sur l'application des réseaux de neurones dans la modélisation de la variabilité spatiale de l'EEN. Toutefois, on peut évoquer l'évaluation de la prévision du manteau neigeux par les réseaux de neurones (Roebber *et al.*, 2003). Aussi Tedesco *et al.* (2004) remarquent que les résultats obtenus par les méthodes neuronales sur la modélisation de la profondeur du manteau neigeux à partir des données satellitaires sont supérieurs à ceux fournis par l'algorithme de polarisation spectrale (SPD) basé sur le modèle de l'algorithme de Chang (Chang *et al.*, 1987). De même, après avoir appliqué trois

algorithmes (régression linéaire simple, régression par morceaux et réseaux de neurones) sur les données micro-ondes passifs SSM/I pour évaluer l'EEN, l'algorithme neuronal fournit une meilleure simulation avec une erreur minimale (De Sève *et al.*, 2008). Ceci se confirme dans les travaux de Tabari *et al.* (2009) où l'estimation de l'EEN par les réseaux de neurones donne une meilleure corrélation et une erreur quadratique moyenne minimale. En dehors des réseaux de neurones, l'approche bayésienne est aussi utilisée dans la modélisation de la variabilité spatiale de l'EEN en tenant compte de la théorie des probabilités. En effet, Seidou *et al.* (2006), remarquent que l'estimation de l'EEN par l'approche bayésienne fournit plus d'informations à l'analyse probabiliste des risques hydrologiques et contribue mieux à la gestion des systèmes hydrologiques. Néanmoins, les facteurs explicatifs retenus dans cette étude se sont limités aux coordonnées géographiques des stations de mesures, celles des points de la grille de prédiction et à l'altitude. Des facteurs environnementaux, tels que les types de formations végétales, les courbures des versants, les distances aux lacs, etc., n'ont pas été intégrés dans cette estimation.

En somme, la spatialisation de l'EEN est effectuée à l'aide de plusieurs méthodes (déterministe, probabiliste, etc.) qui prennent en compte les facteurs contrôlant la variabilité spatiale du couvert nival. Ces méthodes se trouvent confrontées aux nombres élevés de facteurs explicatifs et à la complexité de la variabilité spatiale. Ceci constitue des limites aux algorithmes de spatialisation des variables hydro-météorologiques. Par conséquent, les caractéristiques de la variabilité spatiale du couvert nival doivent être prises en compte. Au regard de l'état de l'art, cette étude se propose d'analyser la variabilité spatiale de l'EEN par l'approche fonctionnelle en tenant compte des processus sous-jacents générés par les facteurs physiographiques. Pour y parvenir, dans la section suivante, le cadre physique du territoire d'étude est décrit, suivi de la présentation des stations nivométriques, du protocole d'échantillonnage de l'EEN et du choix de la variable statistique de l'EEN.

2.4 Territoire d'étude

Les territoires du Québec et du Labrador sont situés à l'est du Canada. Le Québec s'étend du 43° au 65° latitude Nord et du 55° au 82° longitude Ouest (Figure 2.2.). Il a une superficie de 1.667.441 km² et s'étend du nord au sud sur plus de 2000 km et d'est en ouest sur plus de 1500 km. Le Labrador est la partie continentale du territoire de Terre-Neuve. Il couvre une superficie de 405720 km². Le Québec et le Labrador présentent un relief relativement modéré, sous un climat subarctique à l'Arctique avec une formation végétale diversifiée et disposent du plus grand nombre de lacs et de cours d'eau du Canada. Dans les lignes suivantes sont présentés les grands ensembles physiographiques du Québec et du Labrador.

2.4.1 Relief

Le territoire d'étude est marqué par des formes de relief relativement simples. Les grands ensembles de relief sont : les Appalaches, les Basses-Terres du fleuve Saint-Laurent et le Bouclier canadien (MDDELCC, 2002) (Figure 2.2);

- ✓ les Appalaches s'étirent de Terre-Neuve jusqu'au centre de l'État de l'Alabama (sud des États-Unis). Ce sont d'anciennes montagnes fortement érodées avec des cluses étroites à travers des chaînons. Au Québec, les Appalaches culminent au mont Jacques-Cartier (1268 m);

- ✓ les Basses-Terres du fleuve Saint-Laurent sont les plaines d'écoulement du fleuve. Cette plaine se situe entre les Appalaches et le Bouclier canadien;

- ✓ le Bouclier canadien couvre environ 90% du territoire. C'est un relief plat, parsemé de lacs. Au sud, il est plus accidenté où il englobe les hautes terres Laurentiennes (Mont-Tremblant 968 m).

Globalement, dans la direction nord-ouest, l'altitude du territoire d'étude descend graduellement vers les baies de James et d'Hudson. Au nord et à l'est, la pente du relief s'oriente vers la baie d'Ungava et l'Océan Atlantique. Les régions situées le long du Saint-Laurent et le long du littoral sont donc situées à des altitudes relativement près du

niveau de la mer et caractérisées par un relief relativement peu accentué (Fortin *et al.*, 1986).

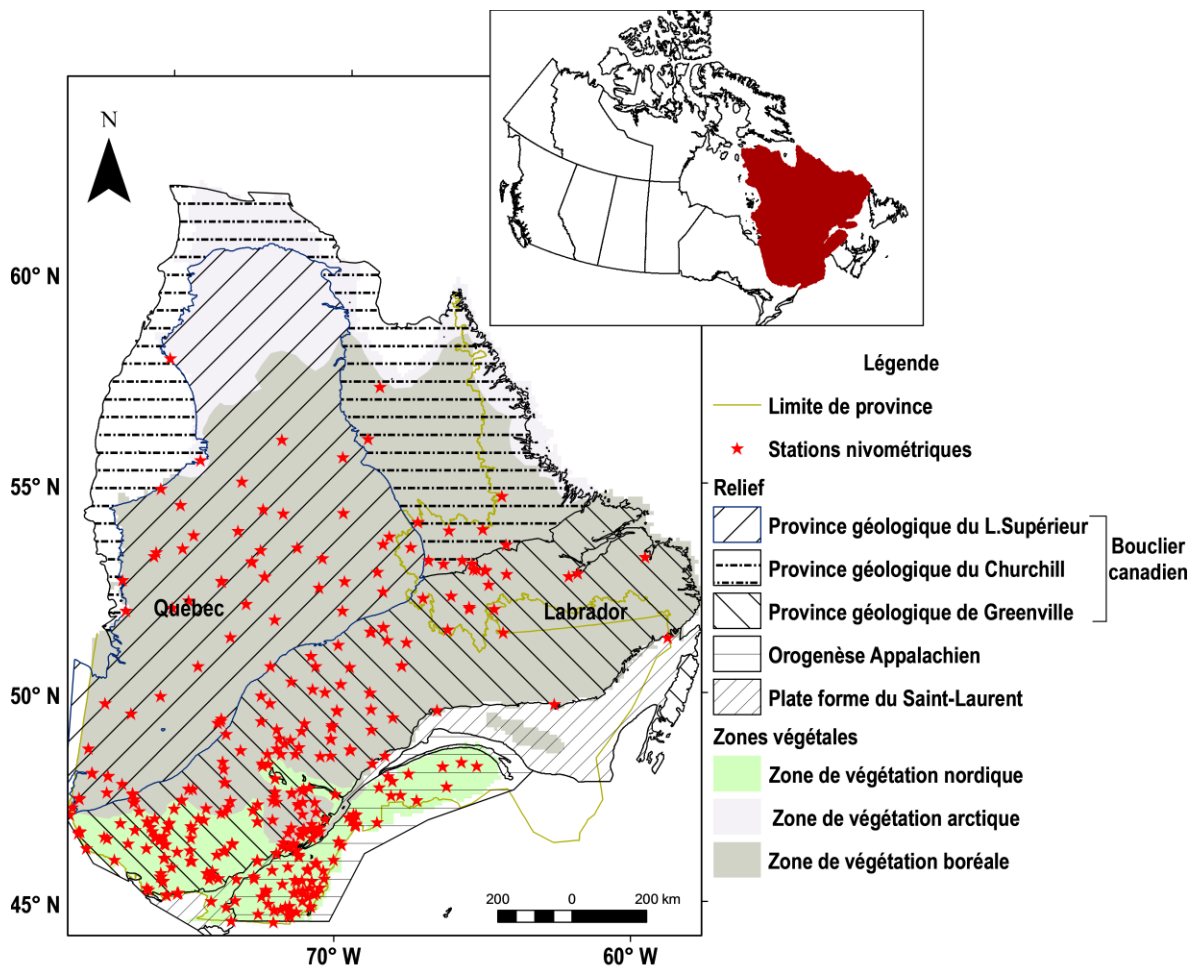


Figure 2.2: Carte de la description géographique du territoire d'étude. En rouge les stations nivométriques

Le relief, loin d'être statique, est soumis aux éléments du climat (vent, température, pluie, neige, etc.) mettant en place une dynamique géomorphologique qui contribue à l'évolution des formes topographiques.

2.4.2 Contexte climatique

L'est du Canada est un vaste territoire et, de ce fait, son climat présente de forts écarts liés au relief, à la latitude, à sa position septentrionale, à la double exposition aux vents froids de la baie d'Hudson et aux courants océaniques froids de la côte du Labrador. Des masses d'air polaire balayent le territoire du nord-ouest par la baie d'Hudson, entièrement gelée en hiver, tandis qu'un air plus chaud et plus humide arrive par le sud-ouest et le sud-est. Les précipitations annuelles (pluie et chute de neige) présentent un contraste entre l'est et l'ouest. Les cyclones d'hiver d'origine maritime affectent davantage l'est et laissent d'importantes accumulations de neige (Mingasson, 1957).

Au Labrador, le climat varie du continental à l'arctique avec des hivers longs, froids, souvent neigeux et des étés courts et chauds. Les précipitations annuelles moyennes varient de 432 mm dans le nord du Labrador à 1524 mm dans le sud de l'île de Terre-Neuve. L'une des caractéristiques de ce climat est la présence du brouillard le long des côtes à cause de la rencontre du Gulf Stream et du courant froid du Labrador. En somme, on distingue principalement quatre types de climats à l'est du Canada dont le découpage correspond à celui des zones végétales (Figure 2.2);

- ✓ au sud de la 50^e latitude nord se localise le climat continental humide marqué par un été chaud, des hivers froids et des précipitations abondantes;
- ✓ le climat subarctique se situe entre le 50^e et la 58^e latitude nord aux hivers plus froids et longs. L'été est court et frais. Les pluies sont également plus faibles;
- ✓ au nord, c'est le domaine arctique aux hivers rigoureux. Les températures sont continuellement proches de la valeur de congélation. Les précipitations annuelles de Kuujuaq atteignent 484 mm (neige principalement) contre 1000 mm pour Montréal (pluie et neige). Au nord, les températures froides et les faibles précipitations entretiennent les diverses formes de pergélisols;
- ✓ l'Est (îles de la Madeleine) est le domaine du climat océanique humide. L'influence océanique rend les hivers longs et doux et les étés courts et frais.

Par sa situation géographique et sous l'influence des grands phénomènes atmosphériques (ENSO, El Nino, courants maritimes et polaires), l'est du Canada jouit d'un climat continental et humide avec des chutes nivales importantes. Ce climat constitue une source hydrique permanente aux denses réseaux hydrographiques qui font la particularité du territoire et expliquent en partie la diversité de la flore. Sous ces différents types de climats se sont développées des formations végétales, témoins des caractères plus ou moins rigoureux des climats.

2.4.3 Formations végétales

✓ La formation végétale est fortement liée aux climats (Figure 2.2). Au fur et à mesure que l'on remonte vers le nord, au climat de plus en plus rude, la végétation s'appauvrit. On distingue principalement trois zones de végétation sur l'ensemble du territoire d'étude. Ce sont: la zone tempérée nordique, la zone boréale et la zone arctique. Ces trois zones sont constituées de sous-zones en fonction de la physionomie de la végétation (MRN, 2013);

✓ la zone tempérée nordique. Elle est dominée par des peuplements de feuillus et comprend deux sous-zones: la forêt décidue (érablière à caryer cordiforme, arbustes et plantes herbacées) et la forêt mélangée (sapins baumier et épinette noire, bouleau jaune);

✓ la zone boréale est le domaine des conifères sempervirents et se subdivise en trois sous-secteurs que sont :

➤ le secteur de la forêt boréale continue (résineuses boréales, feuillus, sapinière à bouleau blanc, pessière à mousse);

➤ le secteur de la taïga constitué de forêts de conifères ouvertes sur un sous-bois de lichens et enfin

➤ le secteur de la toundra forestière : un peuplement mosaïque de densité variable (toundra, arbustes, lichens et landes arbustives) entrecoupé de forêts;

✓ la zone arctique est marquée par une végétation arbustive et herbacée. Elle se subdivise en deux domaines que sont :

➤ le domaine de la toundra arctique arbustive (saules, bouleaux nains, herbacés, mousses et lichens) et

➤ le domaine de la toundra arctique herbacée (cypéracées, graminées, mousses et lichens) plus au Nord. Le paysage est dominé par l’affleurement de roches, de sol minéral et des formes de pergélisol.

2.5 Protocoles des campagnes de mesure dans les stations nivométriques

Le réseau nivométrique est l’ensemble de stations de mesure des paramètres physiques de la neige (densité, épaisseur et équivalent en eau). Le réseau nivométrique du territoire d’étude est constitué de 426 stations. Selon les protocoles d’échantillonnage des paramètres physiques de la neige, les mesures de la station sont représentatives de la variabilité des conditions de neige dans un voisinage restreint de la station (MSC, 2004). La station est constituée de 10 repères d’échantillonnage répartis uniformément le long d’une ligne de neige de 300 m de longueur et située en milieu forestier afin de la protéger des vents violents, mais bien dégagés. La Figure 2.3. présente la stratégie d’échantillonnage à suivre autour d’un repère, lequel est représenté par le symbole \oplus . Les emplacements pour la prise de chacun des relevés durant l’hiver sont indiqués par les chiffres 1 à 8. Lors d’un même relevé, si une reprise est nécessaire, elle doit être effectuée près de l’emplacement initial, tel qu’il est indiqué pour le premier relevé (1) par les lettres B et C.

Dans chaque repère d’échantillonnage, l’épaisseur de la neige ainsi que l’équivalent en eau de la neige sont relevés par la moyenne des carottages à 10 points. À chaque repère, si la hauteur de la neige est supérieure à 25 cm, le poids de la carotte est déterminé. L’équivalent en eau de la neige est obtenu par soustraction du poids du carottier vide de cette mesure. Par contre, si la hauteur de neige est inférieure à 25 cm à au moins un repère, l’équivalent en eau est obtenu après avoir soustrait le poids du seau vide de la mesure cumulative des carottes de tous les repères. Les mesures des paramètres physiques du couvert nival sont hebdomadaires ou bihebdomadaires.

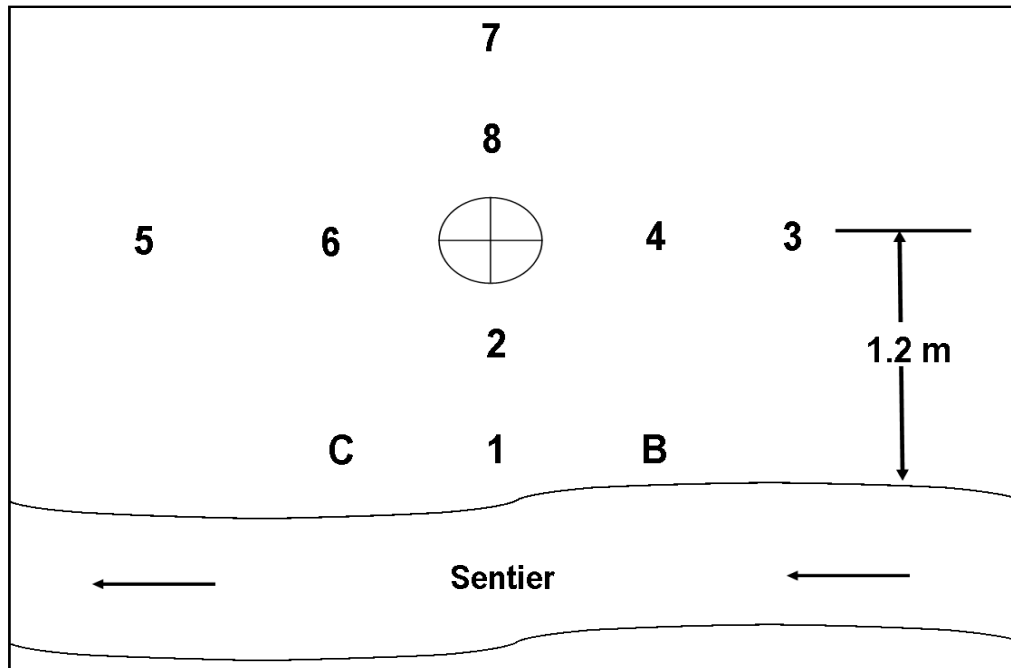


Figure 2.3 : Stratégie d'échantillonnage autour d'un repère dans un site nivométrique.
Source : (MDDELCC, 2008)

Théoriquement, toutes les mesures doivent être faites de manière concomitante. Mais la logistique très exigeante en termes de temps et de moyen ne permet pas de le faire. Cependant, les mesures ont tendance à se concentrer quand les maxima de l'EEN s'observent après la période du mois de janvier.

2.6 Examen des données nivales et période d'observation de l'étude

Selon les recommandations de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM), l'étude des éléments du climat doit s'effectuer sur une échelle temporelle de 30 ans (OMM, 1994). Pour les comparaisons interstations, la période de 30 ans est une échelle temporelle appropriée. Cela suppose l'existence de données de 30 ans et plus pour analyser les éléments du climat. Sur les 426 stations nivométriques couvrant le domaine d'étude (Figure 2.4A), une seule a été mise en service en 1908. La prise en

compte des différentes périodes d'observation (30, 20 et 10 ans) montre une variation du nombre de stations (Figure 2.4. B, C et D).

Les travaux sur les séries temporelles de températures et de précipitations démontrent de fortes variabilités en fonction de la fréquence d'apparition des taches solaires (Lundqvist, 1998). Aussi, l'analyse de la variabilité spatiale du couvert nival à l'Est du Canada prouve que les phénomènes cycliques (El Niño-Southern Oscillation, Nina) ont tendance à modifier les chutes nivales (Brown *et al.*, 1998, Rasmussen *et al.*, 1999, Sobolowski *et al.*, 2007).

Au regard de ceci, les stations qui ont 10 ans et plus ont été retenues dans cette étude (Figure 2.4 D). Cette période d'observation constitue la durée minimale pour tenir compte des événements atmosphériques et océaniques cycliques (cycle solaire, El Niño-Southern Oscillation, Nina, etc.) susceptibles d'influencer l'accumulation de neige (Rasmussen *et al.*, 1999, Sobolowski *et al.*, 2007).

Pour cette étude, on se base sur l'hypothèse que le phénomène neige est stationnaire durant la période d'observation. Au total, 367 stations de 10 ans et plus sont retenues comprenant 193 stations du Ministère du Développement Durable, de l'Environnement de la Lutte contre les Changements Climatiques (MDDELCC), 19 stations de Rio Tinto, 76 stations d'Hydro-Québec et les données historiques de 79 stations d'Environnement Canada (Figure 2.4 D).

Les données retenues de l'EEN des partenaires ont des codes de qualités mentionnant le niveau de qualité. Par exemple au MDDELCC, *chacun des champs de valeur est suivi d'un champ « statut de donnée » qui permet de qualifier la valeur figurant dans le champ qui le précède à la suite des étapes de contrôle de qualité.* A cet effet, le code 1 signifie : Valeur qui a satisfait toutes les exigences du contrôle de qualité. Dans le cas d'une donnée transformée, indique également que toutes les données nécessaires au calcul de la valeur étaient disponibles et de statut « Correct », « Estimé » ou « Forcé ». Dans cette étude, seul le code 1 est retenu. (Pour plus d'information consulté le lien <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/climat/surveillance/sommaire-donnees.htm#statut-don>).

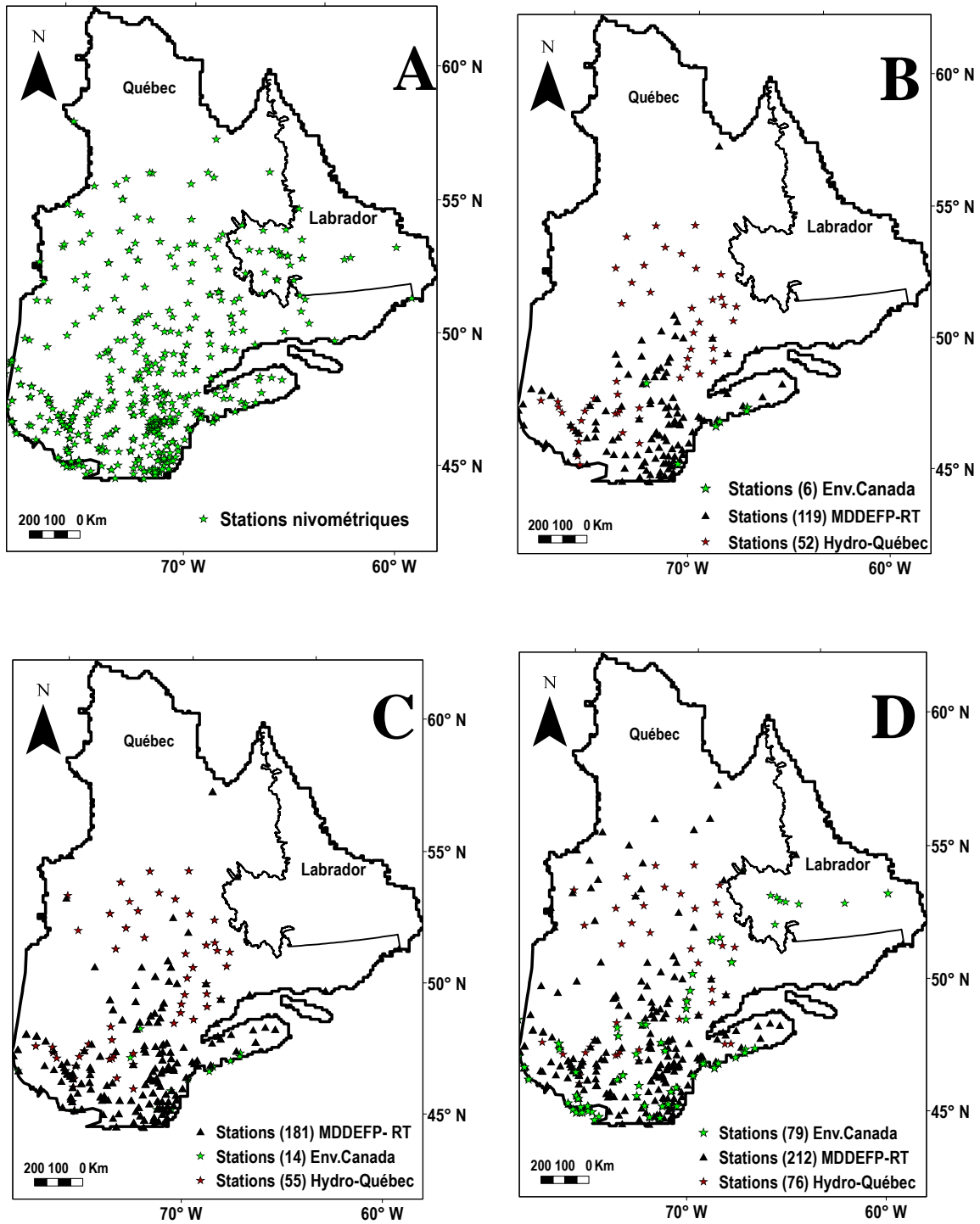


Figure 2.4 : Stations nivométriques selon les périodes d'observation: A (Toutes les stations) ; B (30ans); C (20ans) et D (10ans).

2.7 Choix de la variable statistique nivale

En hydrologie nivale, l'EEN est un processus cumulatif qui démarre dès les premières chutes de neige et s'achève avec les dernières chutes. Certains auteurs s'intéressent à la moyenne annuelle, d'autres à la valeur maximale d'EEN que l'on peut avoir durant une période t . La variable maximale nivale en météorologie ou en climatologie est révélatrice de la limite supérieure des chutes (pluies, neige, etc.) sur le bassin versant. Elle détermine la hauteur maximale des accumulations de neige et estime le plafond des taux de fonte de la neige (Perrier, 1968). C'est une valeur qui estime la quantité d'eau maximale annuelle qui peut alimenter la nappe phréatique dès le début de la fonte estivale (Brown, 2010). De façon opérationnelle, ce sont les valeurs moyennes de l'EEN qui intéressent au premier plan le prévisionniste.

La finalité pour l'hydrologue est d'évaluer à la fin de la période hivernale le volume maximal d'eau qui alimentera le bassin versant, les nappes phréatiques, etc. Dans de pareils cas, le choix de la variable statistique d'intérêt est dépendant des objectifs fixés et de la nature de l'information recherchée. Ceci se retrouve dans les analyses en temps réel de l'EEN qui présentent une gamme variée de périodes de données allant du pas de temps quotidien, mensuel, annuel aux valeurs extrêmes (minimales, maximales) ou aux valeurs de tendance (moyenne, médiane, etc.) (Brown *et al.*, 1998, Brown *et al.*, 2003).

Dans cette étude, le maximum annuel moyen est retenu. Pour chaque station, le maximum annuel moyen de l'EEN a été calculé pour toutes les années d'observation. Par la suite, les variables statistiques de tendance centrale (moyenne des maxima annuels) et de dispersion (écart-type, intervalle interquartile, Q50) ont été calculées pour toutes les stations considérées.

2.8 Processus sous-jacents à la variabilité spatiale du couvert nival

L'analyse de la variabilité spatiale du couvert nival par l'approche fonctionnelle exige la prise en compte des processus sous-jacents mis en place par les facteurs physiographiques à différentes échelles d'observation. Pour modéliser les processus sous-jacents, il faut donner des valeurs quantitatives à chaque facteur physiographique.

2.8.1 Échelle régionale

2.8.1.1 Action de l'altitude

Les travaux récents considèrent l'altitude comme le facteur physiographique le plus important dans la distribution de la couverture de neige, cependant, les effets orographiques dépendent davantage de la pente (Elder *et al.*, 1991, Stahl *et al.*, 2006). À cet effet, Meiman (1968) et Dickison *et al.* (1977) observent des augmentations de 28 mm de l'EEN par 100 m d'altitude dans le Nouveau-Brunswick et 5 à 16 mm dans l'Ouest américain. Dans le nord du Québec, Filion *et al.* (1976) mettent en évidence une augmentation de la profondeur et de la densité du couvert nival en milieu forestier selon un gradient allant de 100 à 180 m d'altitude. À l'échelle régionale, les caractéristiques topographiques sont mieux corrélées avec les précipitations que celles définies à l'échelle locale (Daly *et al.*, 1994). Les rythmes thermiques et pluviométriques en milieu montagnard sont proches de ceux des plaines voisines, mais les températures sont plus basses et les précipitations (pluie, neige) augmentent au moins jusqu'à une altitude qualifiée d'optimale (Daly *et al.*, 1994, Beltrando *et al.*, 1995). Des liens sont établis à l'échelle des vallées entre les précipitations neigeuses et l'élévation (Kronholm *et al.*, 2007). En somme, l'altitude est un facteur important, car les précipitations climatologiques (pluie, neige) augmentent généralement avec l'altitude; un facteur de variation de la température (Daly *et al.*, 1994).

2.8.1.2 Influence de la position géographique

Les travaux d'analyse de la variabilité spatiale du couvert nival à l'échelle régionale démontrent que la variabilité spatiale du couvert nival est essentiellement contrôlée par le régime des précipitations (McKay *et al.*, 1981). Ce dernier dépend de sa position géographique sur le globe et de l'altitude. En effet, les circulations atmosphériques dues aux ondes stationnaires dans l'atmosphère, aux téléconnexions (ENSO, El Niño etc.), aux circulations autour des chaînes de montagnes et aux changements des températures latitudinales sont responsables des processus sous-jacents de la variabilité des précipitations nivales. Ces processus conditionnent les variabilités multidécennales du couvert nival selon la latitude et la longitude. À titre d'exemple, plusieurs travaux ont mis en évidence les incidences des téléconnexions (ENSO, El Niño, Pacific North American, etc.) sur le régime de précipitation québécois et canadien (Brown, 2000, Brown, 2010). Durant les cycles d'El Niño-Southern Oscillation (ENSO), les fluctuations pluviométriques (pluie et neige) importantes surviennent le long des régions côtières. Des hivers plus humides marquent les phases froides d'ENSO. Durant la phase chaude d'ENSO, les hivers sont plus secs près des Grands Lacs et légèrement plus humides dans la portion nord de cette région (Guay *et al.*, 1998). Par ailleurs, la variabilité spatiale du couvert nival est associée aux renforcements par l'ENSO des trajectoires des tempêtes des Grands Lacs (Mote *et al.*, 2005, Eichler *et al.*, 2006). De plus, des liens statistiques significatifs sont mis en évidence entre l'ENSO et le ruissellement du printemps dans les bassins hydrographiques du Québec. En somme, on remarque que la longitude exprime l'enfoncement dans les terres, l'éloignement de l'océan Atlantique donc, la continentalité. Par ailleurs, à chaque latitude correspondent des types de climats qui diffèrent du sud au nord. Généralement, le nord du Québec est caractérisé par de forts gradients spatiaux dans la durée de la couverture de neige allant de 8 mois (octobre-juin) et de 4 mois (Décembre à avril) pour le sud du Québec (Brown 2010). La température moyenne hivernale est de -13.25°C à Kuujuaq (Lat. $58^{\circ}06'$; Long. $68^{\circ}24'$) contre 8.7°C à Wright (Lat. $46^{\circ} 2'$; Long. $76^{\circ} 1'$) (MDDELCC 2001). Par ce découpage, la latitude est

considérée comme un facteur à saisonnalité marqué tandis que la longitude est un facteur de répartition (Oetli *et al.*, 2005).

2.8.1.3 Distance à l'océan

Dans le cas particulier de la variabilité spatiale du couvert nival, l'océan crée un microclimat qui alimente des chutes de neige sur les côtes méridionales et orientales du Québec continental: c'est la Snow Belt (Byrd, 2000). L'air froid de passage sur les eaux chaudes se charge d'humidité formant des nuages convectifs très intenses qui donnent de la neige au-dessus des terres. C'est de la neige en abondance qui tombe en quelques heures le long de minces corridors (Byrd, 2000). Aussi, le ciel est souvent nuageux en hiver tant que la température de l'air est plus froide que la température de l'océan si celui-ci n'est pas gelé. Au sud du Québec, l'accumulation nivale spécifique du couvert nival est due à l'influence conjointe de l'océan et des Grands Lacs. L'influence océanique diminue vers l'intérieur des terres. C'est l'effet de la continentalité.

Au regard de ceci, l'altitude, la longitude, la latitude et la distance à l'océan sont retenues comme les facteurs physiographiques explicatifs de la variabilité spatiale du couvert nival. Ils sont extraits du Modèle d'Élévation Numérique du Canada à la résolution de 10 km x 10 km.

2.8.2 Échelle locale

À l'échelle locale, les travaux recensés dans la littérature montrent que la pente, l'orientation, les courbures de versants, la distance aux plans d'eau et la hauteur des végétaux conditionnent les processus sous-jacents à la redistribution de la neige après précipitation et son maintien au sol (Gray *et al.*, 1981, Jones *et al.*, 2001). Selon la pente, sous l'action du vent, de l'état du site de dépôt et de l'effet de gravité, les particules de neige s'organisent pour former un couvert nival spécifique. Par ailleurs, le couvert nival dure plus longtemps dans les zones peu exposées (ubacs) que dans les zones plus exposées (adrets). Pour cela,

l'emplacement des stations nivométriques, tient compte de l'orientation et de l'exposition aux rayonnements solaires (Watson. *et al.*, 2006).

Aussi, l'accumulation de la neige n'est pas identique sur les différentes courbures (concavité, convexité et convexo-concavité) issues de processus géomorphologique le long des versants. En effet, la neige qui arrive au sol, s'organise selon la gravité, son poids, la rugosité et la forme du site de dépôt pour présenter un manteau neigeux spécifique. Pour cela, les interfluves, les sommets découverts contrastent avec les fortes accumulations des combes à neige (Filion *et al.*, 1976). D'une manière générale, les formes d'un site à un autre interviennent dans l'estimation précise de l'équivalent en eau de la neige à l'échelle locale (Carroll *et al.*, 1997). De même, les courbures des versants sont relativement importantes dans l'organisation des phénomènes météorologiques à l'échelle locale, car elles permettent de modéliser les effets de la topographie sur l'organisation des masses d'air (Filion *et al.*, 1976, Lhotellier, 2005).

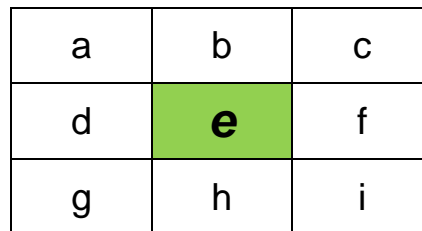
L'accumulation de la neige diffère selon la proximité des plans d'eau, le type de vent et la température de l'air (McKay *et al.*, 1981). En effet, la température du microclimat réorganise l'état physique des particules de neige. Les plans d'eau créent un microclimat qui alimente des bourrasques de neige et augmentent l'action du vent. La température et l'humidité de l'air se modifient au voisinage des plans d'eau pour donner de la neige humide lourde moins susceptible d'être transportée par le vent (McKay *et al.*, 1981, Palacios *et al.*, 1997). Aussi, les plans d'eau interviennent dans la dynamique de l'interface végétation-vent ou obstacle-vent. Selon la hauteur du couvert végétal, le vent, principal agent de transport des particules de neige, a des capacités de mobilisation et de dépôts divers. Cependant, on ne la connaît pas en tout point de l'espace (Swanson, 1970).

Pour y parvenir, dans cette étude son action est comparée à la proportion de rugosité issue de l'interface vent-couvert végétal ou vent-obstacle. Les hauteurs des végétaux n'étant pas les mêmes, alors les interfaces vent et couverts végétaux présentent des dynamiques différentes d'interception des particules de neige. Par conséquent, la distribution de la neige n'est pas la même dans les secteurs forestiers, les prairies, la toundra ou sur les surfaces exploitées (sols agricoles ou friches).

Au regard de tout ceci, les facteurs physiographiques retenus à l'échelle locale sont : la pente, l'orientation, les courbures des versants, la radiation solaire globale d'hiver, les hauteurs des formations végétales et la distance aux plans d'eau.

2.8.2.1 Module de pente

La pente (slope en anglais) est l'inclinaison d'une surface par rapport au plan horizontal. C'est le taux de variation maximale de la valeur Z de chaque pixel d'une surface raster. L'outil Slope du logiciel ArcGis ajuste un plan aux valeurs Z d'un voisinage de 3X3 pixels autour du pixel central (**e**) (Figure 2.5). À partir du pixel central (**e**), les taux de variation de la surface dans les directions horizontale (dz/dx) et verticale (dz/dy) déterminent la pente.



**Figure 2.5 : Représentation du pixel central et ses voisins
(Source : Arcgis10.0)**

La valeur de pente de ce plan est calculée à l'aide de la technique maximale moyenne. L'algorithme de pente est donné par la formule (ArcGis 10.0).

$$Slope_e = ATAN(\sqrt{([dz/dx]^2 + [dz/dy]^2)}) * 180/\pi \quad (2)$$

2.8.2.2 Orientation de la pente

L'orientation de la pente est la direction vers laquelle elle regarde. L'orientation de la pente est un paramètre qui est étroitement lié à la radiation solaire. Elle correspond à la direction vers l'aval de la ligne de plus grande pente à chaque point de grille. L'orientation est mesurée dans le sens horaire, de 0 (plein nord) à 360 (de nouveau plein nord), formant ainsi un cercle complet. Les surfaces planes n'ayant pas de direction de pente se voient attribuer une valeur de -1. Le taux de variation dans la direction x pour le pixel (e) est calculé avec l'algorithme suivant (ArcGis 10.0):

$$[dz/dx] = ((c + 2f + i) - (a + 2d + g))/8 \quad (3)$$

Le taux de variation dans la direction y pour le pixel (e) est de la forme :

$$[dz/dy] = ((g + 2h + i) - (a + 2b + c))/8 \quad (4)$$

Prenant le taux de variation dans la direction x et y pour le pixel (e) l'orientation est calculée comme suit :

$$Orient = 180/\pi * a \tan 2([dz/dy] - [dz/dx]) \quad (5)$$

2.8.2.3 Rayonnement solaire

Le rayonnement du soleil atteint la terre et subit certaines transformations. Le rayonnement solaire global comprend trois composantes : la composante *directe*, la composante *diffuse* et la composante *réfléchie* (Figure 2.6).

✓ La *composante directe* est le flux solaire qui atteint directement le sol. Il est fonction de la hauteur du soleil et de l'angle d'exposition du sol au soleil à l'instant t ;

✓ La *composante diffuse* est la grande partie du rayonnement émis par l'atmosphère ainsi qu'une partie du rayonnement réfléchi par le sol suivant l'inclinaison de la surface réceptrice. Lorsque le ciel est totalement couvert, le rayonnement solaire global incident sur une surface se réduit au rayonnement diffus et enfin

✓ La *composante réfléchie* qui correspond à la partie du flux intercepté par le sol venant des diverses réflexions solaires de l'environnement. La partie réfléchie dépend de l'albédo.

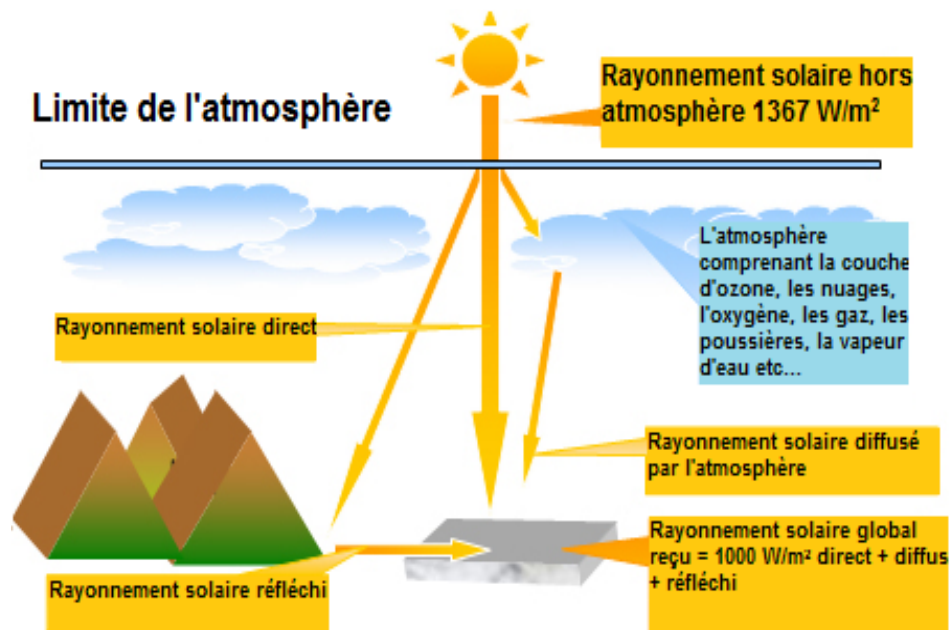


Figure 2.6 : Décomposition de la radiation solaire globale
(Source Toinette (2010))

La température sur la surface de la terre est le résultat d'un équilibre entre toute l'énergie (492 watts par m²) qui chauffe la surface de la terre et toute l'énergie que perd cette même surface (Mélières, 2012). La température est une valeur dont les variations au voisinage de l'environnement humain dépendent du rayonnement solaire, du vent, de l'altitude et de la nature du sol. Cependant, il est difficile de la connaître en tout point de l'espace. Sous l'hypothèse qu'il existe une relation étroite entre le rayonnement solaire global et la température au-dessus du sol (Riou, 1976), le rayonnement solaire global reçu à la surface de la terre durant la période hivernale est retenu comme un facteur direct influençant la variabilité spatiale du couvert nival. Par ailleurs, contrairement aux mesures ponctuelles de la température, ce choix permet d'avoir des valeurs continues de la radiation solaire en tous les points de l'espace.

2.8.2.4 Formes des versants

Dans l'analyse de la variabilité spatiale locale de l'EEN, les formes topographiques demeurent importantes, car elles sont relativement importantes dans l'organisation des phénomènes météorologiques locaux (Pietroniro *et al.*, 2006). La forme des versants présente des courbures qui sont issues de processus géomorphologiques le long des versants. Ce sont (Figure 2.7) :

- ✓ la concavité et la convexité: une courbure négative du relief dans la direction du gradient indique une surface convexe et une courbure positive marque une surface concave.
- ✓ la convexo-concavité est la juxtaposition des deux formes précédentes. Elle est plus complexe à identifier.

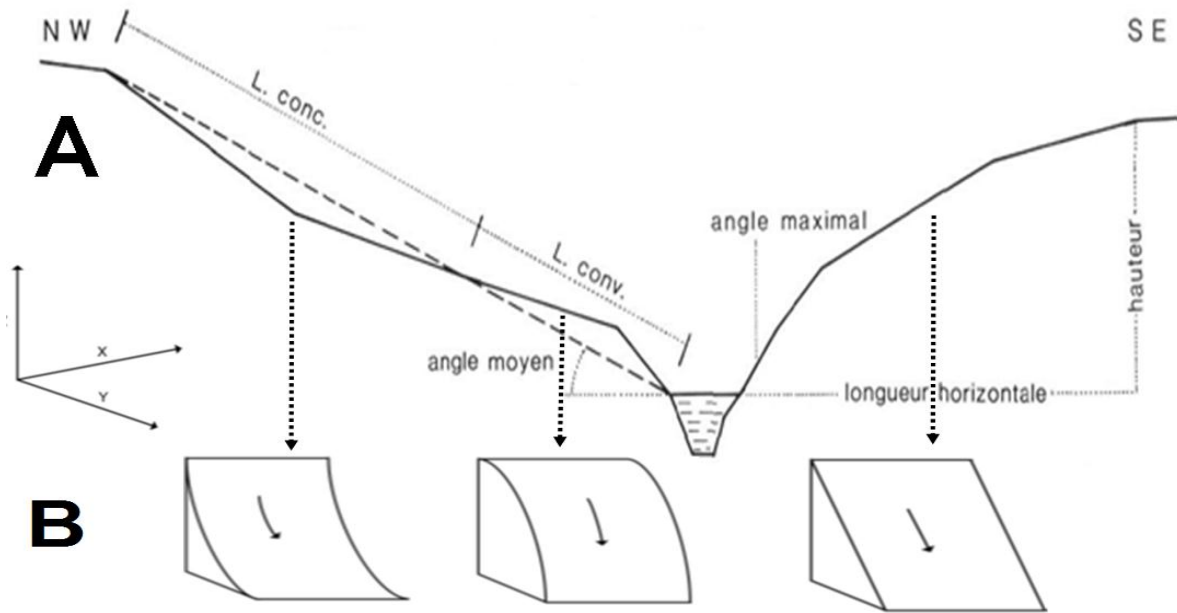


Figure 2.7 : Profils des variables morphométriques des versants (A) et les cas de figure pour les courbures verticales du versant (B) (Source : Mazagol (2009))

2.8.2.5 Hauteurs des végétaux

Le facteur vent à différentes hauteurs du sol et à des intervalles de temps variables (horaires, mensuels, annuels, etc.) est difficilement mesuré ou estimé en tout point de l'espace. Cependant, le rôle du vent ne peut être ignoré dans le maintien et l'accumulation de la neige au sol. L'interface vent-couvert végétal n'est pas identique au niveau des différents types de formations végétales. Il n'existe pas de méthodes spécifiques pour quantifier le rapport neige/couvert végétal.

Certains auteurs utilisent la densité des formations végétales (Anderson *et al.*, 1958, Hardy *et al.*, 1990, Moore *et al.*, 1998, Pomeroy *et al.*, 2002), la fermeture de la canopée (Patch, 1981), ou la totalité de la couverture de la cime des arbres (Bunnell *et al.*, 1990, Winkler *et al.*, 2005). D'autres études se basent sur les variables telles que l'indice foliaire (Leaf Area Index) issu des outils de télédétection comme des indicateurs de la couverture forestière pouvant être transformés par des équations simples en pourcentage de couverture (Pomeroy

et al., 2002). Aussi, peu d'auteurs ont mesuré la proportion du ciel obstruée par le feuillage des arbres à partir d'un point sur le terrain (D'Eon, 2004) et fournir la meilleure façon de mesurer cette variable dans l'accumulation du couvert nival (Pomeroy *et al.*, 2002). Or, le couvert végétal intercepte et redistribue la neige au sol principalement. C'est un piège à neige, un obstacle au vent à des degrés divers. À cet effet, l'accumulation de la neige est inversement proportionnelle à la densité de la formation forestière (Plamondon *et al.*, 1984).

Au regard de la complexité de l'action du couvert végétal dans l'accumulation et la distribution de la neige au sol, pour modéliser l'action continue du couvert végétal, les hauteurs des différentes classes de végétations (Annexe A) seront considérées dans cette étude,.

2.8.2.6 Action des lacs

Tout comme les océans à l'échelle régionale, les retenues d'eau (lacs) sont des facteurs physiographiques explicatifs du microclimat. Un lac est défini comme un plan intérieur d'eau douce ou salée de dimensions appréciables (c'est-à-dire plus grand qu'un étang), trop profond pour permettre à la végétation (à l'exception de la végétation submergée) de s'enraciner complètement dans toute son étendue (RNC, 2009). On dénombre plus de 400.000 lacs et de cours d'eau répertoriés au Québec et Labrador. Le milieu aquatique représente 20.7% de la superficie totale de la province pour 11,5% d'eau douce et 9.2% d'eau saumâtre et salée (RNC 2009). Selon la distance aux lacs, l'humidité de l'air et la dynamique de l'interface végétation-vent ou obstacle-vent conditionnent les types de neige, le maintien et l'accumulation de la neige au sol.

Les distances aux lacs sont extraites de la base de données du Réseau hydro national (RHN) du Canada et ré-échantillonnées à la résolution de 300 m x 300m. Quant à l'action du vent, elle est modélisée à travers l'interface vent-

couvert végétal en considérant les hauteurs des différents types de végétation fournies par l'Inventaire Forestier National du Canada (IFNC., 2004). Les différents types de végétation sont extraits à partir de la carte d'occupation du sol produite par le Centre Canadien de Télédétection (CCT, 1999) et ré-échantillonnée à la résolution spatiale de 300 m x 300 m. Les facteurs physiographiques (pente, courbure, radiation solaire) sont extraits des données numériques d'élévation du Canada à la résolution de 300 m x 300 m (RNC 2000).

2.9 Synthèse du chapitre 2

Le couvert nival joue un rôle important dans le système climatique, le cycle hydrologique de la terre et particulièrement dans l'environnement des régions de hautes latitudes. De sa formation dans les nuages, jusqu'à son dépôt au sol, la neige est un phénomène naturel qui présente une variabilité spatiale. Cette dernière est étudiée par l'approche structurelle qui suppose des mesures suffisantes et complètes de la neige à l'échelle d'un territoire; ce qui n'est pas le cas, car le réseau de stations de mesure ne fournit qu'une vue partielle de cette variabilité spatiale. Par contre, l'étude de la variabilité spatiale du couvert nival par l'approche fonctionnelle prend en compte la dynamique des processus sous-jacents qui génèrent les structures spatiales. Ces processus sous-jacents sont mis en place par des facteurs physiographiques connus en tout point du territoire d'étude. Par ailleurs, les structures sont différentes selon l'échelle d'observation. Dans cette étude, à l'échelle locale, l'échelle d'observation de la variabilité spatiale du couvert nival est celle de la mesure dans les stations nivométriques. À l'échelle régionale, l'échelle des travaux de Marsh (1999) et de McKay *et al.* (1981) est adoptée.

L'hétérogénéité spatiale et les conditions de neige (couvert nival épais) du territoire d'étude éprouvent les algorithmes de spatialisation de la variabilité spatiale des paramètres physiques du couvert nival. En effet, le territoire d'étude

(Québec et Labrador) est un espace fortement diversifié sous un climat arctique et subarctique avec des reliefs moyennement élevés. La végétation comprend des formations forestières plus ou moins fermées, de vastes étendues de prairies et de toundra exposées aux vents polaires. Cet ensemble de facteurs physiographiques, responsables des processus sous-jacents sont quantifiés à l'échelle considérée.

Dans le prochain chapitre, les structures spatiales mises en place par les facteurs physiographiques seront caractérisées, délimitées objectivement aux échelles régionale et locale.

3 VARIABILITÉ SPATIALE DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE (EEN)

Introduction

L'objectif principal présenté dans ce chapitre est ***l'analyse de la variabilité spatiale de l'EEN et la segmentation de l'espace géographique en structures spatiales homogènes en termes d'EEN aux différentes échelles d'observation***. De manière plus spécifique, l'étude consiste à : 1) identifier et caractériser les structures spatiales de l'EEN à l'échelle locale et régionale. La variabilité spatiale de l'EEN sera mise en évidence visuellement en fonction des facteurs physiographiques régionaux (latitude, longitude). Également des indices locaux d'association spatiale seront calculés pour vérifier la présence ou non des structures spatiales en fonction de leur ressemblance : 2) définir les zones géographiques aux structures spatiales homogènes en termes d'EEN à l'échelle considérée. À ce titre, les zones physiographiques présentant des structures spatiales homogènes seront délimitées à l'aide d'une approche de segmentation spatiale multirésolutions intégrant les métavariabiles physiographiques qui contrôlent la variabilité spatiale de l'EEN à chaque échelle. L'intégration des métavariabiles sera réalisée à l'aide des statistiques multivariées.

3.1 Approche méthodologique

3.1.1 Caractérisation des structures spatiales de l'EEN

La modélisation de la variabilité spatiale du couvert nival passe par une description complète des structures spatiales (Kronholm *et al.*, 2007). À cet effet, plusieurs travaux recensés dans la littérature ont analysé la variabilité spatiale des phénomènes climatiques (Fortin *et al.*, 1982), de la production agricole (Ben Arfa *et al.*, 2008) et de la démographie (Morency, 2006). L'analyse variographique est utilisée pour décrire la variabilité des mesures

d'enneigements et définir les structures spatiales de la neige (Kronholm *et al.*, 2007). Dans ce travail, il s'agira de mettre en évidence, de décrire et enfin d'identifier les limites objectives des différentes structures spatiales. Pour y parvenir, une phase de mise en évidence visuelle et quantitative des structures spatiales est menée. Les structures spatiales sont mises en évidence visuellement en fonction de la position géographique et quantitativement à l'aide de l'Indice d'Association Spatiale. Dans la phase de mise en évidence visuelle, les structures spatiales potentielles de la variabilité de l'EEN sont identifiées à l'échelle régionale à l'aide des figures portant en ordonnée les données des moyennes des maxima annuels de l'EEN des stations et en abscisse la latitude et la longitude.

Par la suite, dans l'analyse quantitative, les structures spatiales ont été mises en évidence par la mesure du degré de ressemblance d'une structure spatiale avec ses voisins (Anselin, 1995). Cette méthode de calcul des indicateurs locaux d'association spatiale est fonction de la distance entre les observations et propose des regroupements spatiaux locaux des structures selon leur ressemblance ou dissemblance. Les observations extrêmes, atypiques sont mises en évidence. L'Indice Local d'Association Spatiale (LISA en anglais) est de la forme:

$$I_i = \frac{x_i - \bar{X}}{S_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j} (x_j - \bar{X}) \quad (6)$$

Où x_i est la variable à l'étude, n le nombre d'observations, \bar{X} la moyenne de la variable x_i ; $w_{i,j}$, le poids spatial entre les variables i , j et

$$S_i^2 = \frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j}}{n-1} - \bar{X}^2 \quad (7)$$

Cet indice local d'autocorrélation spatiale montre l'association et la dépendance entre les observations aux différents endroits de l'espace. Il identifie si les structures sont plus ou moins proches les unes des autres (Laffitte *et al.*, 2010). Mais, cet indice est limité par le choix de la matrice de voisinage et ne permet pas de modéliser ni la forme ni les limites explicites des structures spatiales.

3.1.2 Segmentation spatiale

La segmentation spatiale permet de découper l'espace non stationnaire en sous-espace stationnaire pour un ou plusieurs critères significatifs, pertinents, mesurables et accessibles (Drăguț *et al.*, 2010). Les structures des espaces homogènes se caractérisent comme un ensemble de pixels ayant des variances et des moyennes communes (intensité, texture, etc.) qui les différencient des pixels des régions voisines. En télédétection, la segmentation spatiale est utilisée pour découper les images radars et/ou optiques en zones homogènes pour ensuite les classifier. Il existe deux approches de segmentation spatiale à savoir l'approche descendante et l'approche ascendante. L'approche descendante part de l'image entière pour la segmenter en petites régions homogènes en référence à des attributs spectraux ou texturaux. L'image est segmentée selon le principe du diagramme de Voronoï. Dans le cas de l'approche ascendante, le pixel, élément de base de l'image, est sélectionné soit par la méthode dite de bassin versant, soit par un semi de pixels tirés au hasard sur la base de la distance spectrale inférieure à un seuil fixé ou soit au moyen d'un filtre moyen pour lisser l'image et donner naissance à des régions (Definiens, 2003).

Dans cette étude, les processus sous-jacents connus en tout point du territoire d'étude sont représentés par les pixels de l'image sous forme de grille régulière. Pour cela, l'approche ascendante de croissance de région a été choisie. Les pixels sont progressivement agrégés à leurs voisins pour créer des objets de plus en plus grands en respectant le seuil d'hétérogénéité prédéfini. Des objets adjacents de taille et de forme similaires bien repartis dans l'image sont produits. Les paramètres définis par l'utilisateur tels que la couleur (valeur spectrale des

objets) et la forme (texture) sont pondérés pour former le seuil d'hétérogénéité. La segmentation spatiale a été effectuée par le logiciel e-Cognition Définiens via la segmentation multirésolutions qui intègre l'analyse multi-échelles de l'image (Baatz *et al.*, 2001). La segmentation multirésolutions permet de créer différents niveaux qui s'empilent les uns sur les autres, en morcelant ou fusionnant les objets issus de la segmentation initiale. Chaque niveau de segmentation s'emboîte avec le précédent et le suivant. Les objets créés à chaque niveau sont reliés entre eux par un réseau hiérarchique permettant à l'utilisateur d'exploiter les relations entre les différents niveaux pour optimiser les procédures de classification.

La démarche méthodologique de la segmentation spatiale adoptée se compose de trois principales étapes (Figure 3.1). À la première étape, au sein d'un projet sont constituées des métavariabes pour segmenter l'espace géographique. À la seconde étape, l'algorithme multirésolutions est paramétré en fixant les seuils de la valeur spectrale (couleur), de la forme (texture) et les facteurs d'échelle. Les poids des métavariabes déterminés par les statistiques multivariées sont intégrés. La dernière étape de la segmentation spatiale est la validation des résultats par le test non paramétrique de Kurskal-Wallis.

3.1.2.1 Construction des métavariabes

Souvent, les facteurs physiographiques sont optimisés pour expliquer les variables cibles à l'aide des statistiques multivariées telles que l'Analyse en Composantes Principales (ACP) ou l'Analyse Canonique de Corrélations (ACC). Dans ce travail, il s'agit d'optimiser les facteurs physiographiques par une combinaison linéaire des vecteurs maximisant la corrélation entre les variables canoniques. Dans de pareil cas, l'Analyse Canonique de Corrélations est adaptée, car elle permet de caractériser les relations linéaires pouvant exister entre deux ensembles de variables aléatoires (Croux *et al.*, 2003, Baccini *et al.*, 2004). Aussi, elle permet de déterminer des paires de combinaisons linéaires de

chaque ensemble de variables, nommées les variables canoniques, de manière que la corrélation entre les variables canoniques d'une paire est maximisée et la corrélation entre les variables de paires différentes est nulle. On obtient ainsi un ensemble de variables canoniques pour les deux ensembles de variables aléatoires.

Étant donné les ensembles de facteurs physiographiques retenus X (échelle régionale et locale) et l'ensemble de variables du maximum annuel de l'EEN Y (statistique du maximum annuel), l'ACC a pour but de relier les deux ensembles en utilisant des vecteurs de variables canoniques : U pour les variables physiographiques et V pour les variables de l'EEN. Les variables U et V sont les combinaisons linéaires de X et Y . Les coefficients des combinaisons linéaires sont estimés par la maximisation de la corrélation entre les variables aléatoires U et V . Le coefficient de corrélation entre chaque paire d'éléments de vecteur, soit U ou V est nul. Les variables canoniques (U et V) sont données par le système d'équations linéaires suivant :

$$U = \alpha_1 X_1 + \dots + \alpha_q X_q = \alpha X \quad (8)$$

$$V = \beta_1 Y_1 + \dots + \beta_r Y_r = \beta Y \quad (9)$$

Avec $r \leq q$ représentant respectivement l'ensemble des r variables expliquées (l'occurrence les variables du maximum annuel de l'EEN) et l'ensemble q des variables dites explicatives (en l'occurrence les facteurs physiographiques). Les vecteurs des paramètres α et β sont estimés sous les contraintes suivantes:

- 1- Maximisé $Corr(U_i, V_i) = \lambda_i$ avec $i = 1, \dots, p$; (p le rang de la matrice de variance-covariance des X et Y et λ le coefficient canonique de corrélation;
- 2- $Corr(U_i, V_j) = 0$ avec $i \neq j$
- 3- $Var(U_i) = Var(V_j) = 1$ avec $i = 1, \dots, p$

Les variables sont normalisées par la technique de normalisation Boxcox (Dumas, 1982) et sont centrées pour avoir des valeurs représentatives de leur moyenne selon les équations 10 et 12.

$$[X_{Tk}, \lambda] = \text{boxcox}(X_k) \quad (10)$$

$$X_{Tk}^{(\lambda)} = \begin{cases} X_{Tk}^{(\lambda)} & \text{si } \lambda \neq 0 \\ \log X_{Tk} & \text{si } \lambda = 0 \end{cases} \quad (11)$$

$$X_k' = (X_{T(k)} - \overline{X_{T(k)}}) \quad (12)$$

Avec k prenant les valeurs des facteurs physiographiques selon l'échelle considérée.

Le poids de la métavariable U_i est le rapport du coefficient canonique de corrélation au carré entre la métavariable physiographique et la variable canonique d'EEN (V_i) sur la somme totale des coefficients canoniques de corrélation au carré. L'équation du poids est:

$$PU_i = \lambda_i^2 * \frac{1}{\sum_{i=1}^k (\lambda_i)^2} \quad (13)$$

Les métavariabiles de l'EEN (V) sont ponctuelles et ne sont pas connues en tous les points de l'espace. Par contre, les métavariabiles physiographiques (U) optimisées par la variable de l'EEN sont connues en tout point de l'espace. Elles représentent les processus sous-jacents qui conditionnent la variabilité spatiale de l'EEN selon l'échelle d'observation. Par conséquent, seules les métavariabiles (U), sont intégrées dans l'approche de segmentation multirésolutions.

Les coefficients canoniques de la combinaison linéaire ne peuvent pas être interprétés directement comme un indicateur du poids de la variable originale dans la métavariable canonique.

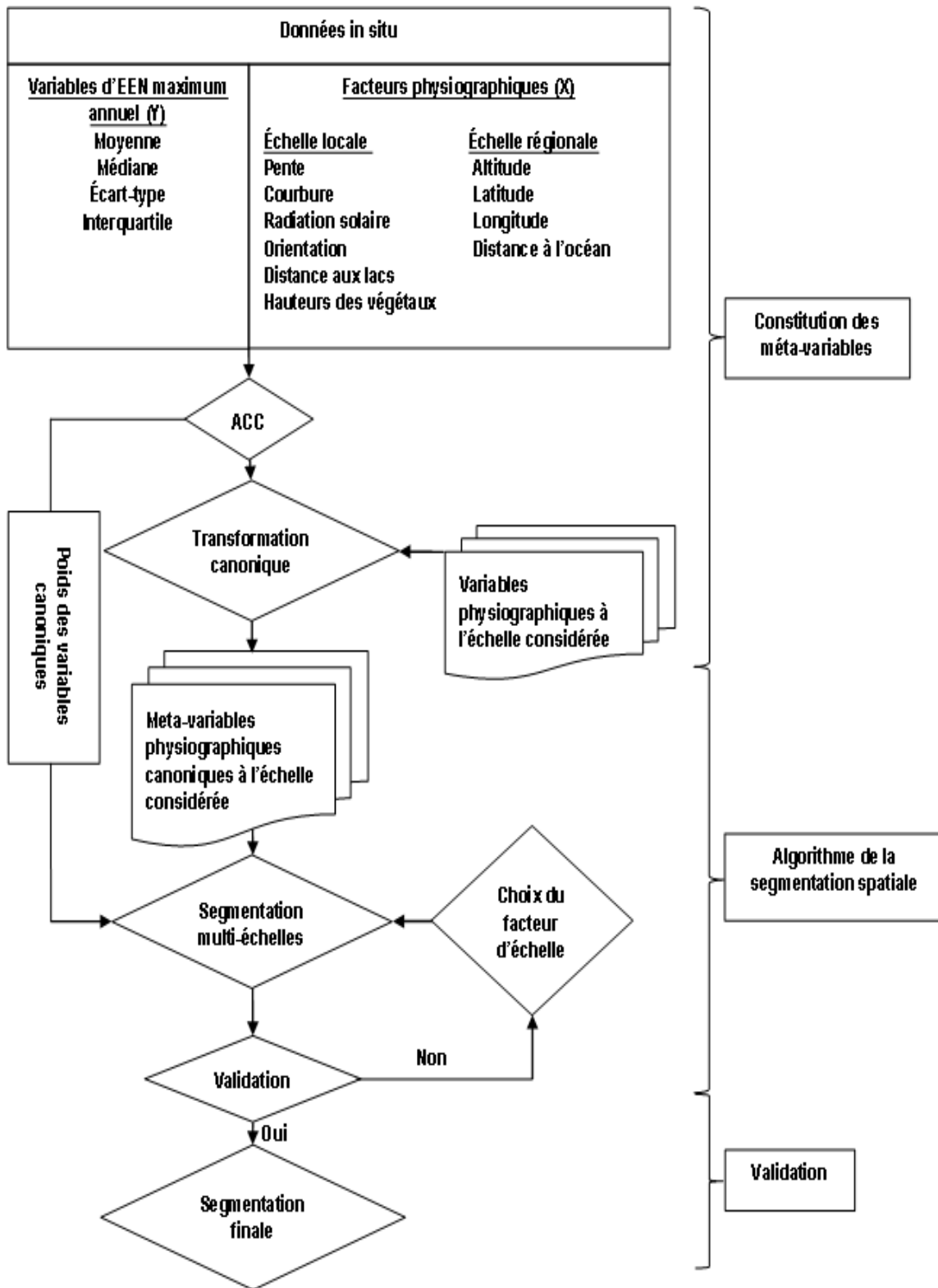


Figure 3.1 : Méthodologie de la segmentation spatiale.

Le poids des variables canoniques peut-être évalué par des approches mathématiques avancées qui dépasse le cadre de la présente étude. Néanmoins, on peut interpréter ce poids par la corrélation entre la variable originale et la métavariable correspondante. Toutefois, ceci ne permet pas de mesurer l'effet conjugué des autres variables originales. On peut interpréter ce poids par l'examen visuel des patrons spatiaux des variables canoniques en ayant à l'esprit les patrons spatiaux des variables originales. C'est cette approche qui a été appliquée dans la présente étude dans l'interprétation des métavariabes.

3.1.2.2 Algorithme de segmentation multirésolutions

La segmentation multirésolutions regroupe les pixels sur la base des critères d'homogénéité et de l'échelle. Le critère d'homogénéité (S_f) se compose de deux paramètres que sont l'hétérogénéité de la couleur ($h_{couleur}$) et l'hétérogénéité de la forme (h_{forme}). Sa formule est:

$$S_f = W.h_{couleur} + (1 - W)h_{forme} \quad (14)$$

où $0 \leq W \leq 1$ est le poids défini pour la valeur forme ou la couleur. Les poids de la forme et de la couleur sont complémentaires et leur somme est égale à 1. La segmentation spatiale exige un minimum de poids de l'hétérogénéité de la couleur et de l'hétérogénéité de la forme (Alban, 2005). En effet, plus l'hétérogénéité de la forme est pondérée moins l'hétérogénéité de la couleur influence la segmentation et vice versa. Par ailleurs, pour l'hétérogénéité de la forme, les valeurs de compacité et de lissage influent également sur la création de l'objet. Une forte pondération du facteur de compacité se traduit par des objets plus compacts et une faible pondération du lissage favorise les formes plus linéaires. Les poids de la compacité et du lissage sont complémentaires et leur somme est égale à 1.

La segmentation spatiale exige également la prise en compte du critère d'échelle. Ce critère fournit les facteurs d'échelle à partir desquels les objets regroupés déterminent des régions aux structures homogènes. Dans ce travail, l'outil *d'Estimation of Scale Parameters (ESP)* de Drăguț *et al.* (2010) est utilisé. L'ESP segmente l'image avec des incréments fixes de paramètres d'échelle et calcule la variance locale de l'hétérogénéité des objets sur l'image en moyennant les variances des objets pour chaque niveau d'objet obtenu par la segmentation. La croissance de la variance locale est proportionnelle au paramètre d'échelle à mesure que l'homogénéité des objets de la scène augmente. Le graphique de la variance locale permet d'évaluer les paramètres d'échelle appropriés (Drăguț *et al.*, 2011). Pour évaluer la dynamique de la variance locale, le graphique du taux de changement de la variance locale d'un niveau d'objet à un autre est ajouté. Les pics dans le graphique ROC-LV correspondent aux changements de structures. Ils indiquent les facteurs d'échelle appropriés auxquels l'image peut être segmentée par rapport à la variance locale des objets. Entre deux pics, les facteurs d'échelles secondaires n'apportent que de légères modifications dans la segmentation (Drăguț *et al.*, 2010).

3.1.2.3 Validation de la segmentation spatiale

Dans la littérature, les critères de validation de la qualité de la segmentation spatiale sont très peu développés. Il n'existe pas de méthodes explicites de validation de la segmentation spatiale. La plupart des approches de validation de la qualité de la segmentation sont d'ordres qualitatifs. Très souvent, la segmentation spatiale procède à des validations d'ordres visuels suivis de la classification (Dissanska *et al.*, 2009). Certains auteurs proposent des validations par des approches-terrains ou de documents de référence (photographies aériennes). Nous ne disposons pas de données permettant de vérifier si les limites établies par les segmentations spatiales décrites plus haut ont un sens réel sur la variabilité spatiale. Le seul moyen dont nous disposons est de vérifier si les observations de l'EEN au niveau des stations situées à l'intérieur d'une

zone géographique aux structures spatiales homogènes sont significativement différentes de celles des groupes de stations dans les zones géographiques contiguës à la zone en question.

Pour ce faire, le test de comparaison statistique non paramétrique de Kruskal-Wallis est appliqué. Le test non paramétrique est un test dont le modèle ne précise pas les conditions que doivent remplir les paramètres de la population dont a été extrait l'échantillon. On ne fait aucune hypothèse sur la distribution des variables. Par contre, les échantillons doivent être aléatoires et simples. Ce test est une alternative à l'analyse de variance des échantillons. Le test de Kruskal-Wallis est adapté aux échantillons de taille faible et compare les rangs des données de l'EEN dans leur liste ordonnée et non pas leur valeur (Poinsot, 2004, Vinatier, 2008). Le test de Kruskal-Wallis est calculé de la manière suivante :

✓ déterminer les rangs des observations (en ignorant l'appartenance au groupe), du petit (rang 1) au plus grand (rang N). Des rangs moyens sont affectés aux ex æquo;

✓ la statistique du test est:

$$k = (N - 1) \frac{\sum_{i=1}^g n_i (\bar{r}_i - \bar{r})^2}{\sum_{i=1}^g \sum_{j=1}^{n_i} (r_{ij} - \bar{r})^2} \quad (15)$$

avec :

- n_i est le nombre d'observations dans la station i ;
- r_{ij} est le rang (parmi toutes les observations) de l'observation j de la station i
- N est le nombre total d'observations de toutes les stations;
- $\bar{r}_i = \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} r_{ij}$; est la moyenne des rangs de chaque échantillon
- $\bar{r} = \frac{1}{2}(N + 1)$ est la moyenne de tous les rangs de toutes les observations.

La taille minimale des échantillons pour comparer deux échantillons sans estimer la moyenne et la variance varie entre 4 et 6 (Poinsot, 2004, Dodge, 2007). Dans cette étude, seules les zones géographiques comportant 4 stations et plus ont été retenues. Le seuil de signification (ou risque d'erreur) de 5% est retenu pour démontrer qu'au moins un groupe de stations diffère significativement des autres groupes de stations des zones adjacentes.

3.2 Résultats et discussions

3.2.1 Caractérisation des structures de la variabilité spatiale de l'EEN

Les Figures 3.2 et 3.3 montrent en abscisse les variables physiographiques (latitude et longitude) et en ordonnée le maximum annuel moyen de l'EEN. Quatre sections de structures de la variabilité spatiale de l'EEN par rapport à la longitude peuvent être identifiées visuellement (Figure 3.2). Entre les longitudes 57°18 et 65°03 ouest (Figure 3.2, section I), il y a une étendue des valeurs du maximum annuel de l'EEN de 101 mm à 398 mm. Cette section correspond à l'extrême Est du territoire d'étude. La forte moyenne du maximum annuel de l'EEN (291 mm) est liée aux actions combinées de l'altitude et de l'océan. En effet, les précipitations abondantes dans les zones maritimes sur les reliefs élevés des Monts (Jacques Cartier 1268 m, Kapatahkatnahiu 623 m) expliquent la croissance de la moyenne d'EEN en allant de l'Est vers l'Ouest. La section II (65°04 à la 72°84 longitude Ouest) correspond au climat continental humide du sud et la partie centrale du Bouclier canadien.

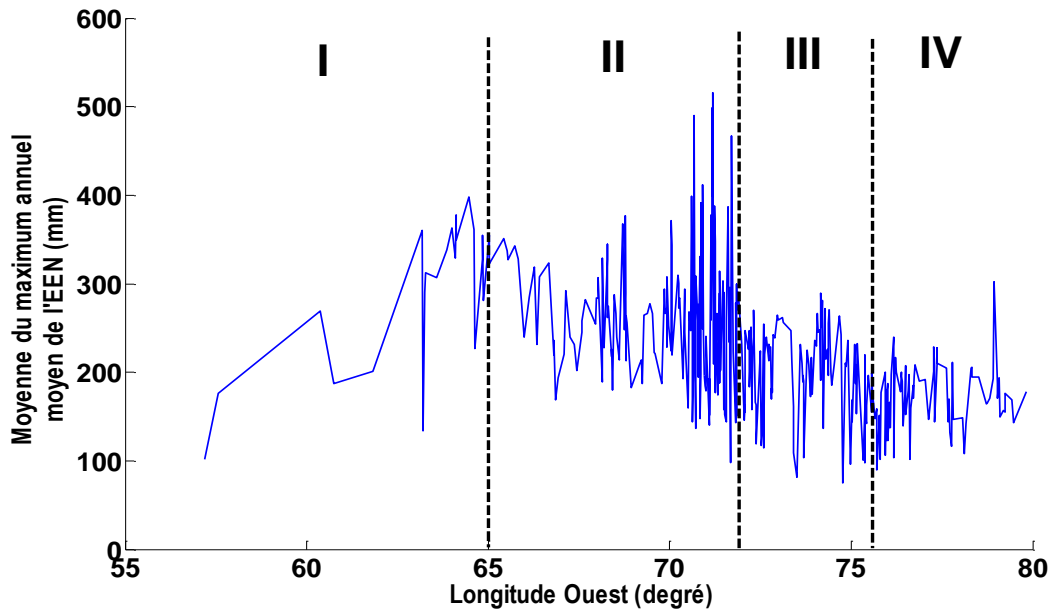


Figure 3.2 : Variation des structures spatiales du maximum annuel moyen de l'EEN selon la longitude sur le territoire d'étude

La moyenne (264 mm) et le maximum (515 mm) de l'EEN peuvent s'expliquer par la présence des Monts situés au contact des provinces géologiques du Bouclier canadien (Lac-Supérieur, Churchill, Greenville). L'action de l'altitude est un facteur explicatif à cette longitude car l'influence des vents océaniques est moins importante qu'à la section I. La variabilité (76 mm) peut être due en partie aux zones habitées où l'échantillonnage est plus dense. La section III (72°84 à la 75°56 longitude ouest) s'ouvre sur les piémonts des plateaux et des monts du Bouclier canadien. Elle a une moyenne de 203 mm avec une tendance à la baisse et une variance de 49 mm. Ceci peut s'expliquer par l'exposition de cette partie ouest du Bouclier canadien aux vents humides des baies de Hudson et de James. Au sud de cette section, c'est le domaine du climat continental humide, tandis que le centre et le nord correspondent respectivement aux climats subarctique et arctique. La section IV (75°56 à la 79°83 longitude Ouest) englobe les basses terres de l'ouest sous l'influence des vents humides des baies (Hudson et James). Le maximum annuel moyen de l'EEN est plus élevé que dans le secteur III. Cependant, la section IV présente une faible moyenne d'EEN (170 mm) et un faible écart-type (35 mm) par rapport aux autres sections.

Du nord au sud, visuellement, on peut distinguer cinq structures spatiales de la variabilité spatiale de l'EEN (Figure 3.3). La section I (45°01 à la 47°45 latitude nord) correspond aux zones habitées où la densité des stations de mesure est plus élevée par rapport au nord. Dans ce secteur, le climat continental humide avec ses forêts mixtes et le relief élevé de Laurentides tel que les Monts de La Tuque expliquent les fortes valeurs du maximum annuel de l'EEN (515 mm).

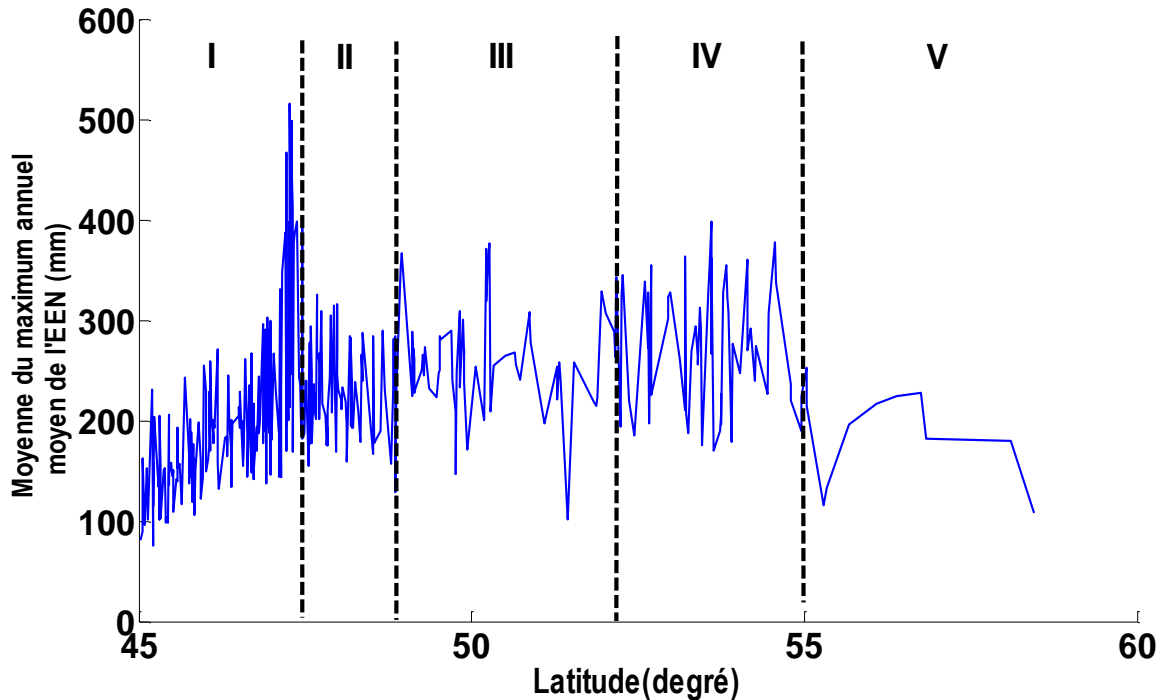


Figure 3.3 : Variation des structures spatiales du maximum annuel moyen de l'EEN selon la latitude sur le territoire d'étude

De la 47°45 à la 48°85 latitude nord, se localise la section II qui se différencie de la section I par sa tendance stationnaire avec un maximum de 392 mm et un écart-type de 47 mm. C'est un domaine forestier de feuillus et de conifères, cependant le relief est plus accidenté par rapport à la section I. La section III (48°85 à la 52°17 latitude nord) avec une moyenne de 260 mm et un écart-type de 50 mm correspond à la partie méridionale du Bouclier canadien et les basses terres de l'ouest. En effet, en remontant le bouclier, l'altitude augmente et le relief devient plus accidenté. Cette section est moins échantillonnée dans sa partie ouest que dans la section II. La section IV (52°17 à la 55°03 latitude nord)

correspond aux domaines des principaux monts du bouclier et de la végétation nordique. La forte variabilité du maximum annuel de l'EEN peut être due à la présence des monts du bouclier et à la végétation forestière boréale et humide. Au-delà de la 55°03 latitude nord (section V), c'est le domaine arctique avec une tendance à la basse et parfois stationnaire. C'est un territoire ouvert où la température très basse, pouvant atteindre - 40°C et associée aux forts vents, donne de la neige difficilement mesurée dans les rares stations nivométriques.

En somme, quatre et cinq grandes structures potentielles de la variabilité spatiale de l'EEN respectivement selon la longitude et la latitude peuvent être identifiées visuellement. Elles se rapprochent des classes de climat avec des variances spécifiques liées aux effets combinés du relief et du climat.

De manière quantitative, l'Indice d'Association Spatiale Locale (LISA en anglais) vient confirmer le constant visuel et démontre l'existence des structures spatiales de l'EEN. Cet indice se base sur l'hypothèse que les valeurs de l'EEN en un point sont fonction des valeurs dans le voisinage. Cet indice identifie trois structures spatiales différentes (Figure 3.4).

Une structure aux faibles valeurs d'EEN au sud du domaine d'étude et une structure aux valeurs élevées de l'EEN sur le plateau du bouclier. Elles sont séparées par la structure aux valeurs intermédiaires d'EEN que les statistiques spatiales de l'Indice d'Association Spatiale Locale ne permettent pas de classer dans l'une ou l'autre structure. Des structures de groupe de valeurs extrêmes (fortes et faibles) sont également identifiées.

Ces deux méthodes de mise en évidence visuelle et quantitative montrent que l'EEN n'est pas stationnaire aussi bien au niveau de sa moyenne que de sa variance dans l'espace. Cependant, elles ne permettent pas de délimiter explicitement les limites spatiales objectives de chaque structure. Ceci justifie le recours à la segmentation spatiale que nous proposons dans la section suivante.

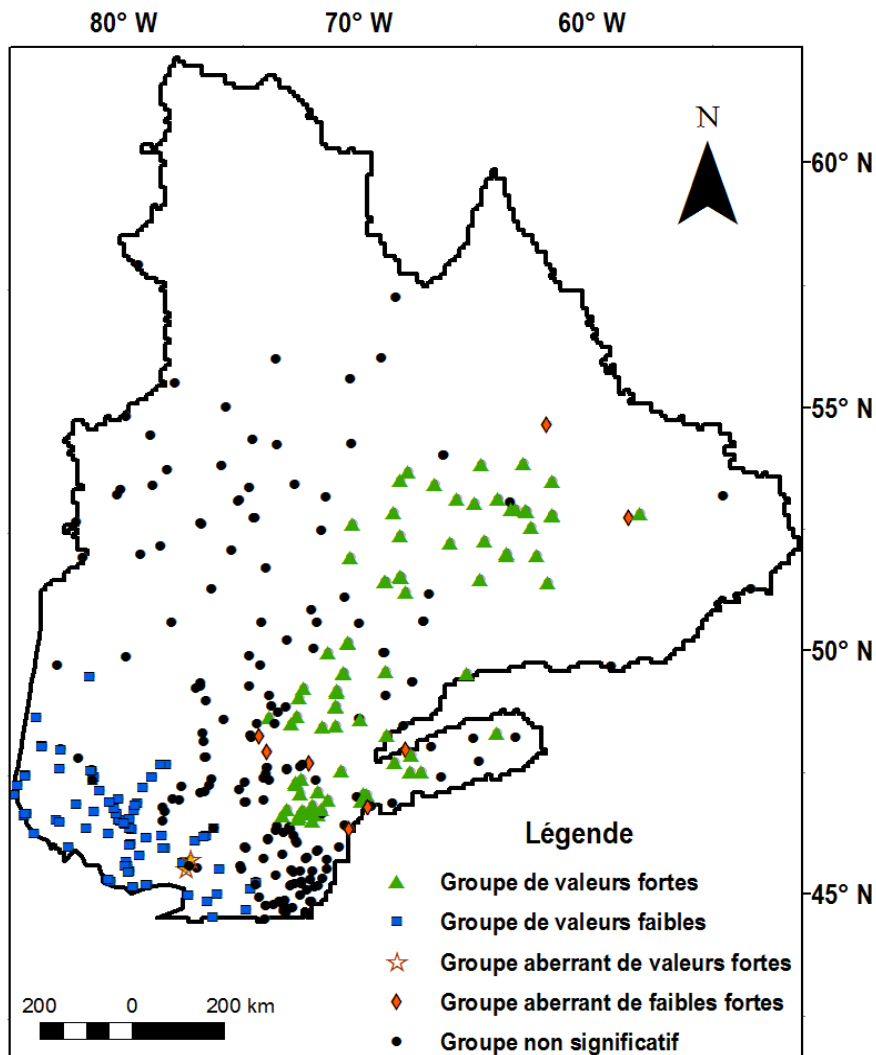


Figure 3.4 : Mise en évidence des structures selon l'Indicateur Local d'Association Spatiale d'Anselin (1994)

3.2.2 Segmentation spatiale

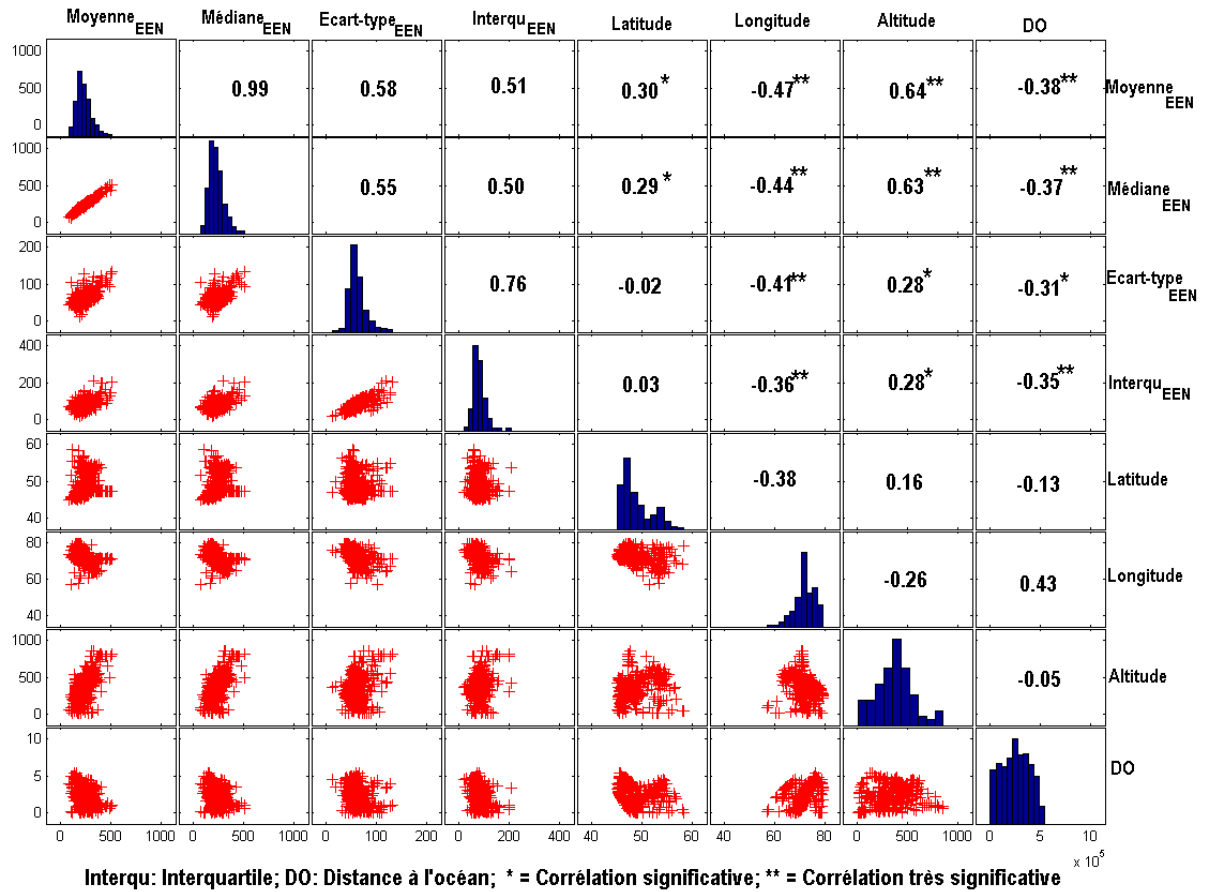
3.2.2.1 Échelle régionale

3.2.2.1.1 Analyse exploratoire des données

Le Tableau 3.1 montre les histogrammes, les diagrammes de dispersion ainsi que les coefficients de corrélation entre les variables statistiques du maximum annuel de l'EEN et les variables physiographiques à l'échelle régionale. La totalité des histogrammes des variables est asymétrique ce qui impose une

transformation normale préalable à l'application de l'analyse canonique de corrélation. La moyenne, la médiane et l'interquartile du maximum annuel de l'EEN ont des distributions légèrement asymétriques à gauche tandis que la distribution de l'écart-type est symétrique.

Tableau 3.1: Corrélation entre les facteurs physiographiques régionaux et les variables de l'EEN.



La latitude présente une distribution presque bimodale en raison de la forte présence de stations dans les secteurs sud du territoire. La longitude a une distribution asymétrique à droite du fait de la forte présence de stations à l'est du territoire.

L'altitude et la distance à l'océan ont une distribution presque normale. Le coefficient de corrélation le plus élevé s'observe entre l'altitude et la moyenne du maximum annuel de l'EEN. En effet, les précipitations de neige croissent avec l'altitude où la température est plus basse (Beltrando *et al.*, 1995).

À l'inverse, le coefficient de corrélation ($r=-0,47$) entre la longitude et la moyenne du maximum annuel de l'EEN montre qu'avec l'effet de continentalité, à mesure que l'on s'enfonce dans les terres, la moyenne du maximum annuel de l'EEN baisse. De même, la corrélation négative entre la distance à l'océan et la moyenne du maximum annuel de l'EEN démontre la baisse de l'influence des masses d'air humide au fur et à mesure que l'on s'éloigne des côtes. En hiver, les vents d'Ouest (dépression d'Islande) chargés d'humidité donnent plus de neige dans la partie est du territoire d'étude que vers l'intérieur des terres (Leduc *et al.*, 1985).

La corrélation entre la latitude et la moyenne du maximum annuel de l'EEN est relativement faible, mais significative (valeur de $p < 0,05$). Comme il a été mentionné plus haut, dans les hautes latitudes, la neige tombe sous une forme très différente de celle des latitudes moyennes. Ce sont de fins cristaux en forme de colonne ou de plaques épaisses. L'air se remplit de fines paillettes qui flottent longuement avant d'atteindre le sol. Ce sont des chutes horizontales rarement enregistrées par les stations nivométriques ce qui fausse souvent les mesures (Corbel, 1958). À ceci s'ajoute le nombre très réduit de stations dans ces latitudes.

3.2.2.1.2 Construction des métavariabiles à l'échelle régionale

À l'échelle régionale, les combinaisons linéaires des métavariabiles (U_1 à U_4) sont obtenues par l'analyse canonique de corrélation (Figure 3.5) selon l'équation 8. La métavariabiale U_1 présente une gamme de patrons spatiaux correspondant aux patrons spatiaux de la variable altitude (Figure 3.5A).

$$U_1 = -0,11X'_{lat} - 1,3 \cdot 10^{-8} X'_{long} + 0,01X'_{Alt} - 0,06X'_{distOcean} \quad (16)$$

$$U_2 = 0,33X'_{lat} - 4,6 \cdot 10^{-8} X'_{long} - 0,003X'_{Alt} - 0,04X'_{distOcean} \quad (17)$$

$$U_3 = 0,17X'_{lat} + 5,14 \cdot 10^{-8} X'_{long} + 0,01X'_{Alt} - 0,13X'_{distOcean} \quad (18)$$

$$U_4 = -0,17X'_{lat} - 1,5 \cdot 10^{-8} X'_{long} + 0,01X'_{Alt} - 0,13X'_{distOcean} \quad (19)$$

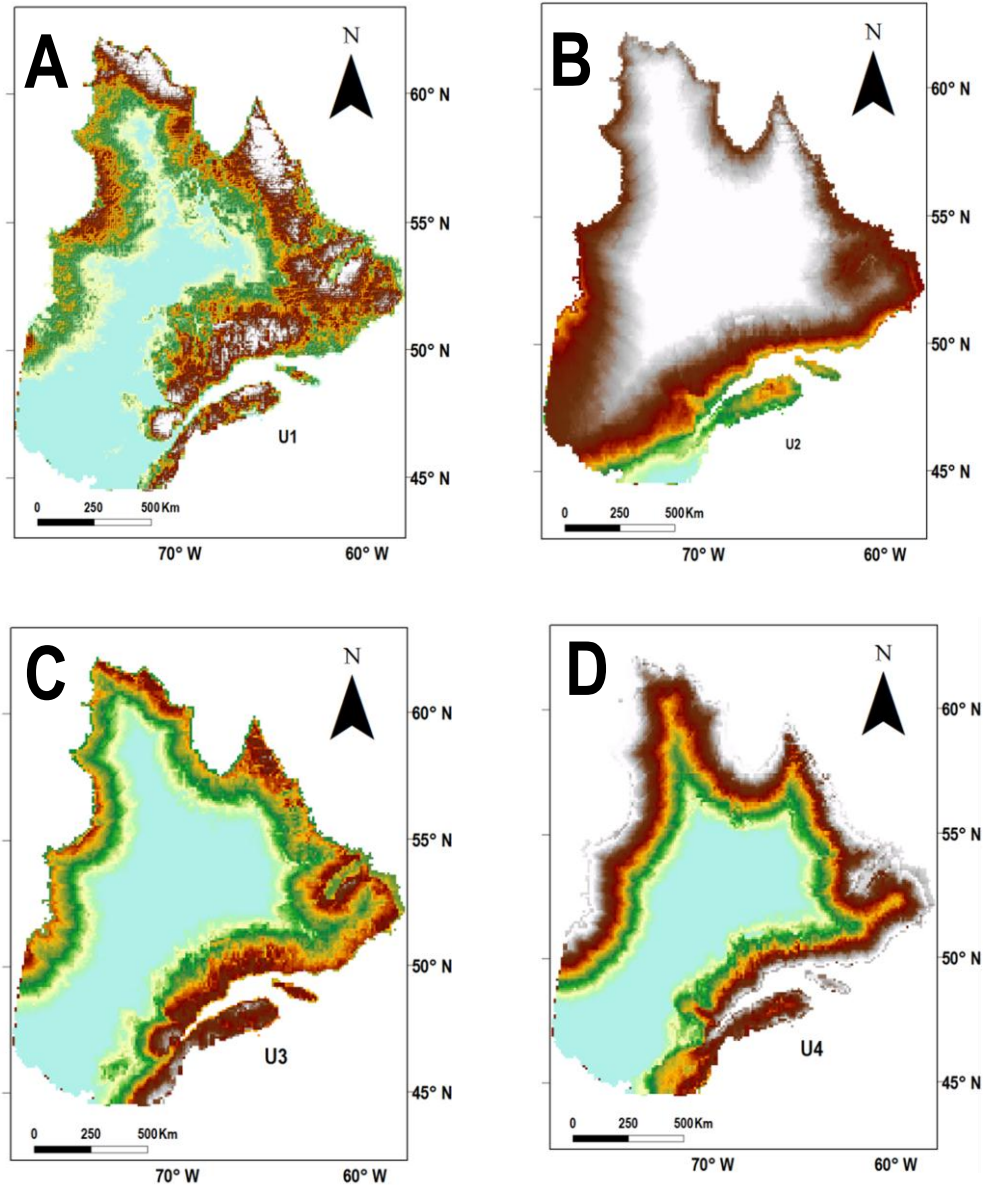


Figure 3.5: Méta-variables physiographiques obtenues par la méthode d'analyse canonique de corrélation à l'échelle régionale (A: U1; B: U2 ; C: U3; D: U4).

La variable altitude est la plus corrélée avec la moyenne du maximum annuel de l'EEN ($r=0,64$) (Tableau 3.1). La métavariable U_1 a le coefficient de pondération le plus élevé (0,69). La métavariable (U_2) a un poids (PU_1) de 0,26 et présente peu de patrons spatiaux par rapport à U_1 (Figure 3.5B). Les métavariables (U_2 et U_3) présentent des gammes de variations similaires en partie aux patrons spatiaux des variables de l'altitude, de la longitude et de la distance à l'océan. Les métavariables U_3 et U_4 ont des poids respectifs de 0,03 et 0,001. Elles présentent peu de patrons spatiaux par rapport aux deux premières métavariables et aux variables originales (Figure 3.5C et Figure 3.5D).

3.2.2.1.3 Segmentation spatiale

L'ESP a été définie dans la section précédente comme l'outil de détermination des facteurs d'échelle auxquels la segmentation spatiale peut être effectuée. Ainsi, aux différents facteurs d'échelle identifiés par des carrés (Figure 3.6), il est à constater qu'en augmentant le facteur d'échelle, le nombre de zones géographiques présumées ayant des structures spatiales homogènes décroît de 131 zones aux facteurs d'échelle 4 à 6 zones au facteur d'échelle 30.

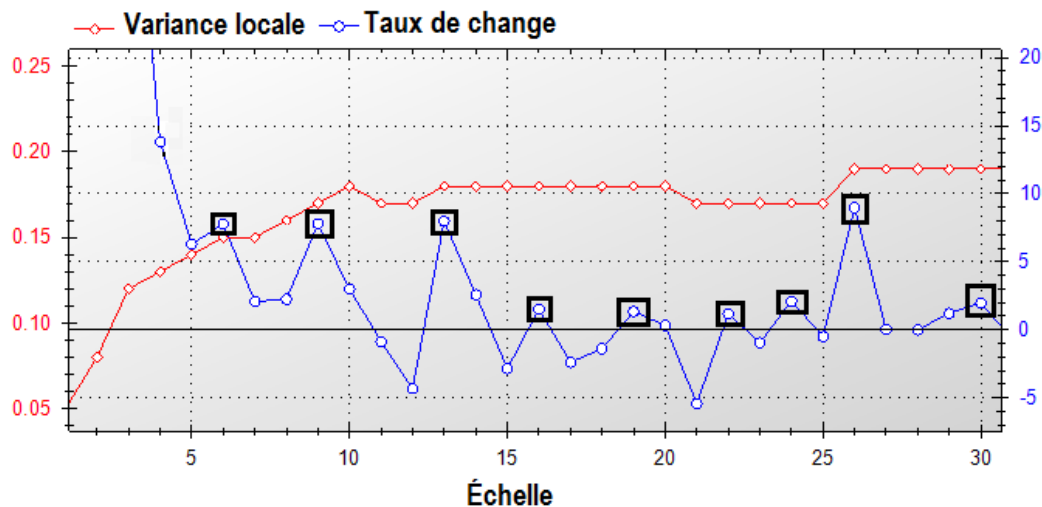


Figure 3.6: Application de l'outil d'ESP (Drăguț et al. 2010) pour la détermination des différents facteurs d'échelle de la segmentation spatiale à l'échelle régionale

Seul le résultat de la segmentation avec le facteur d'échelle 30 répondant au test de validation est présenté et discuté. Les zones géographiques (A, B, C, D, E et F) se différencient par leurs caractéristiques physiographiques (Figure 3.7).

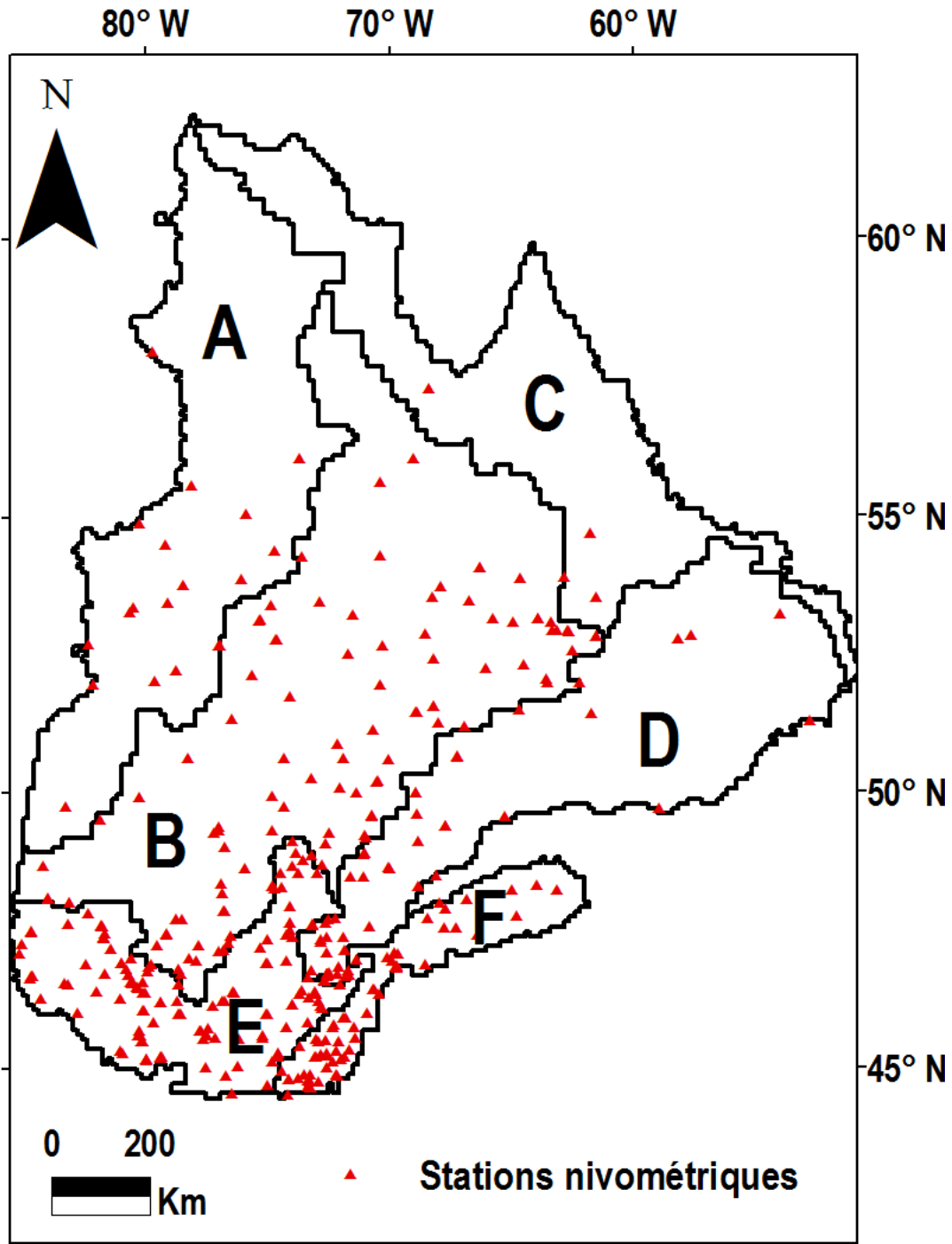


Figure 3.7: Zones géographiques aux structures spatiales homogènes obtenues par la méthode fonctionnelle à l'échelle régionale

La zone A englobe les plaines les baies (Hudson et de James) et touche à l'est les piémonts des hauts reliefs du Bouclier canadien. C'est un domaine de plaine sous la forte influence des vents polaires avec une moyenne d'EEN estimée à 183 mm. Au nord, elle regroupe les Monts d'Youville et une partie des Monts Puvimilug. Vers le sud, la zone A recoupe les basses terres de la baie James ouvertes aux vents.

La zone B, dans l'axe nord-est, sud-ouest regroupe une grande partie du relief moyen (500 à 700 m) et les monts (Tichégami 776 m, Otish 1128 m) situés dans la zone de contact des unités géologiques du Bouclier canadien (Lac-Supérieur, Greenville et Churchill). L'effet de l'altitude explique la moyenne de 260 mm d'EEN observée sur l'ensemble de cette zone. La partie ouest de la zone B inclut les piémonts (300 m) du Bouclier canadien menant aux plaines des baies (Hudson et James). Par sa position centrale, elle est plus influencée par les vents polaires du nord, moins par les vents d'Est des baies et les vents humides de l'océan Atlantique.

La zone C localisée au nord du territoire d'étude a un maximum annuel moyen d'EEN de 244 mm. Elle inclut les reliefs accidentés des terres hautes du nord-ouest (Cratère des Pingualuit) et du nord-est du Labrador (Mont Jacques-Rousseau 1261 m). Elle est sous l'influence des vents polaires de l'Arctique avec les basses terres de la baie d'Ungava canalisant le vent vers l'intérieur des terres.

La zone D s'étire du nord au sud le long de la rive ouest du fleuve Saint-Laurent. Elle inclut les hautes terres du nord et nord-est du Labrador et la partie orientale du Bouclier canadien. L'influence océanique très forte sur le relief littoral explique la forte moyenne du maximum annuel d'EEN (320 mm).

Au sud du territoire d'étude, la zone E comprend les terres relativement plates des Laurentides, de l'Outaouais et d'Abitibi-Témiscamingue. On y trouve des reliefs élevés tels que les monts Severson et Mont-Tremblant (968 m). Elle est

moins influencée par les vents océaniques et à cette basse latitude, la moyenne du maximum annuel de l'EEN est de 191 mm.

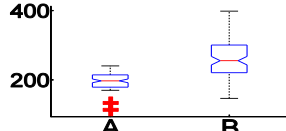
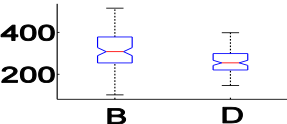
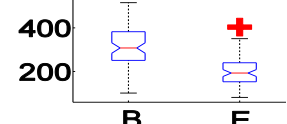
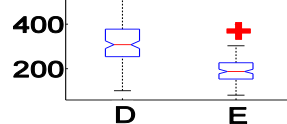
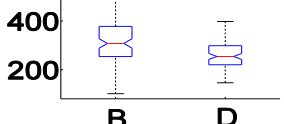
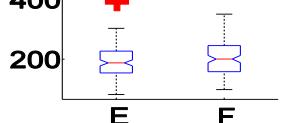
La zone F regroupe uniquement les Appalaches de la Gaspésie et du Bas-Saint Laurent. Au nord, se trouvent les monts Albert (1154 m), Longue-Vue (625 m) et au sud les piémonts. Du nord au sud, la partie est de la zone F présente un alignement de montagnes. La moyenne de 208 mm du maximum annuel moyen d'EEN témoigne de la forte influence océanique sur les précipitations neigeuses dans ce milieu au relief relativement élevé.

3.2.2.1.4 Validation de la segmentation spatiale à l'échelle régionale

Les résultats de la validation de la segmentation spatiale à l'ESP 30 sont présentés dans le Tableau 3.2. Les comparaisons des moyennes sont significatives d'une zone à l'autre excluant la zone C. En effet, avec trois (3) stations, la zone C n'est pas incluse dans le test de comparaison. Sur le reste, les boxplots et les valeurs de p montrent que les données d'EEN ont des valeurs significativement différentes d'une zone à l'autre. Par exemple, dans la zone A, l'EEN a une valeur maximale de 240 mm contre 398 mm dans la zone B. Les zones E et F ont des valeurs maximales respectives de 398 mm et 351 mm, des minimas respectifs de 81 mm et 98 mm. La valeur médiane de l'EEN est de 187 mm pour la zone E et 200 mm pour la zone F.

Les valeurs de p significatives (<0.05) confirment les limites des structures spatiales identifiées et permettent de les retenir comme deux (2) zones aux structures spatiales distinctes en terme de la moyenne du maximum annuel de l'EEN. L'ensemble de ces résultats de la segmentation spatiale se trouve renforcé par comparaison aux études antérieures de classification des types de neige. Les limites de structures identifiées se rapprochent de l'étude de structures spatiales de la moyenne de la densité de neige identifiée durant les périodes de février et mars (Brown, 2014).

Tableau 3.2 : Comparaison entre les segments contigus à l'échelle régionale (les valeurs-p du test de Kruskal-Wallis et les boxplots).

| Boxplots | | | | | | |
|---------------------------------------|--------------|----------------|---|--|---|--|
| | | A (n=18) | B (n=103) | D (n=50) | E (n=128) | F (n=58) |
| valeur de p (niveau de signification) | A (n=18) | - |  | - | - | - |
| | B (n=103) | 10^{-6}^{**} | - |  |  | - |
| | D (n=50) | - | $6 \times 10^{-5}^{**}$ | - |  |  |
| | E (n=128) | - | 0^{**} | 10^{-16}^{**} | - |  |
| | F (n=58) | - | - | $4 \times 10^{-10}^{**}$ | $5 \times 10^{-2}^*$ | - |

-: sans objet ; n= nombre de stations nivométriques dans les zones géographiques ; **: Test hautement significatif (valeur de $p \leq 0,01$)

*: Test significatif (valeur de $p \leq 0,05$)

De même, des similitudes apparaissent globalement entre les limites des structures régionales identifiées et les grandes zones climatiques de l'est du Canada (MDDELCC, 2001). Ceci confirme le rôle des grandes circulations atmosphériques dans la variabilité spatiale du couvert nival dans les hautes latitudes.

Par ailleurs, les classifications de neige des maritimes et de la toundra de Sturm et al. (1995) correspondent approximativement aux zones géographiques aux structures homogènes F et D identifiées. La zone B se rapproche de la classe de neige de la Taïga et plus à l'ouest, la zone A de la classe de neige de la Toundra (Sturm *et al.*, 1995). En somme, les limites des structures identifiées se rapprochent des classes de neige en fonction des grands agents de circulation atmosphérique qui affectent l'est du Canada.

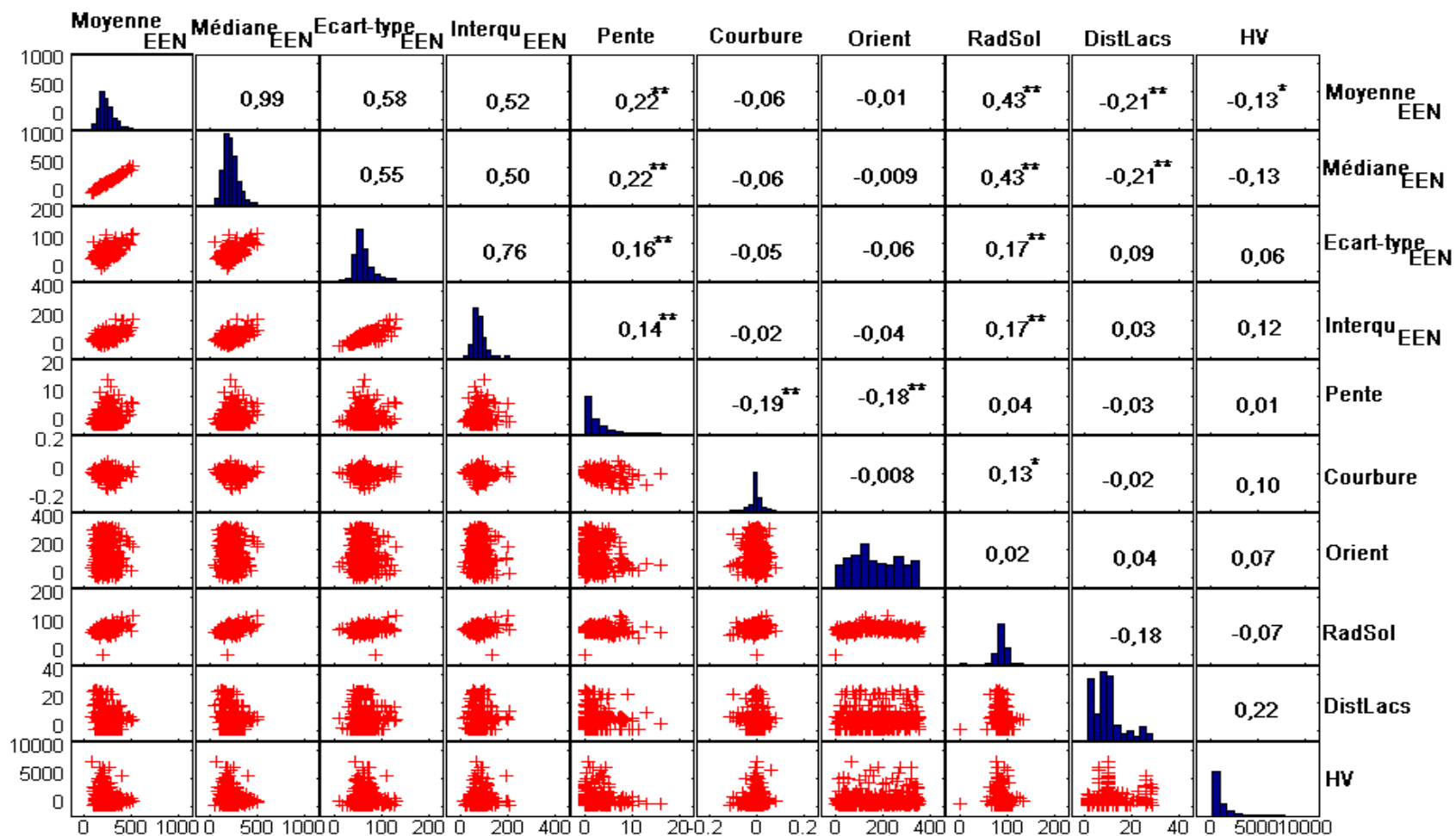
3.2.2.2 Échelle locale

3.2.2.2.1 Analyse exploratoire des données

Le Tableau 3.3 montre les histogrammes, les diagrammes de dispersion ainsi que les coefficients de corrélation entre les variables statistiques du maximum annuel moyen de l'EEN et les variables physiographiques à l'échelle locale. Les histogrammes des variables du maximum annuel moyen d'EEN ont en général des distributions moyennement symétriques. Les variables physiographiques locales telles que la pente, la distance aux lacs et la hauteur des végétaux ont des distributions asymétriques à droite. Les histogrammes de la radiation solaire et de la courbure sont moyennement symétriques.

Les coefficients de corrélation sont en général très faibles. Comme souligné plus haut par Daly *et al.* (1994), les caractéristiques topographiques sont mieux corrélées à l'échelle régionale avec les précipitations que celles définies à l'échelle locale. Ce qui suppose que les facteurs physiographiques régionaux sont les principaux éléments de la variabilité spatiale du couvert nival. À l'échelle locale, l'organisation et le maintien de la neige au sol sont faiblement contrôlés par certains facteurs tels que la pente ($R^2 = 0,22$), la radiation solaire ($R^2 = 0,43$), la distance aux lacs ($R^2 = -0,21$) et la hauteur des végétaux ($R^2 = -0,13$).

Tableau 3.3: Corrélation entre les facteurs physiographiques locaux et les variables de l'EEN



RadSol = Radiation solaire; DistLacs = Distances aux lacs, HV = Hauteurs des végétaux ;

** = Corrélation très significative (valeur de $p < 0,005$); * = Corrélation significative (valeur de $p < 0,05$)

Ces corrélations sont très faibles, mais significatives. Les formations forestières très développées au sud du territoire d'étude constituent d'excellents obstacles au transit des particules de neige par le vent humide de l'atlantique. En dehors de la hauteur des végétaux, la corrélation entre l'EEN et la radiation solaire peut s'expliquer par le maintien de la neige plus longtemps au sol sur les versants à l'abri des radiations solaires.

3.2.2.2 Construction des métavariabiles à l'échelle locale

Les facteurs physiographiques et les données de neige à l'échelle locale ont permis d'estimer les combinaisons linéaires des métavariabiles locales dans chacune des six zones géographiques selon l'équation 8. Afin d'alléger le texte, seules les combinaisons des métavariabiles de la zone D sont présentées (équations 20 à 25). Les autres équations des combinaisons des métavariabiles sont présentées dans l'annexe B.

$$U_{1L} = 0,6X_{pente} - 2,1X_{courbure} + 1,1X_{RadSol} - 22X_{Orient} + 5X_{DL} + 0,2X_{HV} \quad (20)$$

$$U_{2L} = -0,8X_{pente} - 2,8X_{courbure} + 3,1X_{RadSol} + 33,9X_{Orient} - 1,9X_{DL} + 0,09X_{HV} \quad (21)$$

$$U_{3L} = -0,1X_{pente} - 4,1X_{courbure} - 3,2X_{RadSol} + 9,7X_{Orient} - 3,3X_{DL} + 0,4X_{HV} \quad (22)$$

$$U_{4L} = -0,3X_{pente} + 8,5X_{courbure} + 0,8X_{RadSol} - 11X_{Orient} - 10,2X_{DL} + 0,03X_{HV} \quad (23)$$

$$U_{5L} = -0,3X_{pente} + 3,6X_{courbure} - X_{RadSol} + 22,3X_{Orient} + 12,4X_{DL} + 0,05X_{HV} \quad (24)$$

$$U_{6L} = -2X_{pente} + 3,8X_{courbure} - X_{RadSol} - 13X_{Orient} + 6,2X_{DL} + 0,1X_{HV} \quad (25)$$

Les métavariabiles U_{1L} présentant plus de patrons spatiaux sont présentées (Figure 3.8). Leur poids dans toutes les zones est supérieur aux autres poids des métavariabiles (Tableau 3.4). Dans la zone A, la métavariabille U_{1LA} a un poids (PU_{1LA}) de 0,41 et présente des patrons spatiaux semblables à ceux des variables de la distance aux lacs, de la hauteur des végétaux et de la pente. La métavariabille U_{1LB} de la zone B, au poids

(PU_{1LB}) de 0,54, a des patrons spatiaux proches de ceux de la hauteur des végétaux et de la courbure des versants.

Dans la zone C, la métavariable U_{1LC} se rapproche des patrons spatiaux de la radiation solaire, de la distance aux lacs et de la pente. Dans la zone D, la métavariable U_{1LD} présente des patrons spatiaux semblables à ceux de la hauteur des végétaux et de la pente. Dans la zone E, la métavariable U_{1LE} a des patrons spatiaux similaires à ceux des courbures des versants et de la pente. Dans la zone F, la métavariable U_{1LF} se rapproche des patrons spatiaux de la radiation solaire et de la distance aux lacs. Les autres métavariations locales de toutes les zones sont affichées en annexe B.

Tableau 3.4: Poids des métavariations physiographiques de toutes les zones géographiques à l'échelle locale.

| | U_{1L} | U_{2L} | U_{3L} | U_{4L} | U_{5L} | U_{6L} |
|---------------|---------------------|---------------------|---------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| Zone locale A | 41×10^{-2} | 25×10^{-2} | 2×10^{-1} | 9×10^{-3} | 2×10^{-2} | 5×10^{-5} |
| Zone locale B | 54×10^{-2} | 35×10^{-2} | 8×10^{-2} | 2×10^{-2} | 10^{-2} | 7×10^{-4} |
| Zone locale C | 62×10^{-2} | 22×10^{-2} | 8×10^{-2} | 5×10^{-2} | 6×10^{-3} | 6×10^{-6} |
| Zone locale D | 65×10^{-2} | 14×10^{-2} | 11×10^{-2} | 4×10^{-2} | 2×10^{-2} | 10^{-3} |
| Zone locale E | 7×10^{-1} | 16×10^{-2} | 7×10^{-2} | 3×10^{-2} | 8×10^{-2} | 3×10^{-5} |
| Zone locale F | 44×10^{-2} | 29×10^{-2} | 15×10^{-2} | 7×10^{-2} | 2×10^{-2} | 10^{-2} |

3.2.2.2.3 Segmentation spatiale

À l'échelle locale, afin d'alléger le texte, les segmentations spatiales qui ne répondent pas au test de comparaison ne sont pas décrites. Les descriptions sont suivies de l'analyse des tests de comparaison de chaque segmentation spatiale. Dans la zone A,

quatre unités géographiques locales ont été identifiées au facteur d'échelle 300 par l'ESP (Figure 3.9A). La segmentation spatiale est contrôlée par les bassins versants des principaux cours d'eau. Généralement, ceux de la baie d'Hudson ont des pentes faibles avec des courbures moyennement concaves. On y trouve les forêts du nord à densité moyenne à faible sous l'influence des vents humides des baies (Hudson et James). Au nord, l'unité géographique (1) regroupe les espaces ouverts de tourbières. La seconde unité (2) présente des bassins versants aux pentes très faibles et des formes plus concaves. Au sud, les unités géographiques (3 et 4) comportent également les formations basses de tourbières et d'arbustes par endroits. Cependant, les pentes des vallées sont faibles dans les roches sédimentaires, intrusives et volcaniques.

Dans la zone B, la segmentation spatiale est contrôlée principalement par la topographie complexe du Bouclier canadien, marquée à l'est et au centre par la dominance des plans d'eau (Figure 3.9B). Au nord, la zone B englobe la ligne de contact entre les provinces géologiques du bouclier formant les monts Torngat et les lacs. En effet, les zones d'affaissement des failles correspondent aux unités hydrographiques distinctes telles que les lacs Mistissini, Manicouagan, Caniapiscau, Albanel, etc. À l'extrême nord, les bassins versants des rivières sont plus convexes avec des fortes pentes sur les piémonts des monts Pingualuit, Qingaujaaluk (352 m) et Kanamikutau (440 m). Au sud, se distingue l'unité 10 incluant les vallées aux pentes élevées (59°) des formations lithologiques intrusives et métamorphiques des Monts La Tour (579m), Chatigny (579 m) et Koaskiwonatinak (663 m). C'est le domaine de formations forestières mixtes uniformes avec des conifères au nord. Au centre, les zones géographiques englobent les piémonts aux pentes abruptes des monts Otish (1128 m) et Tichegami (776 m). C'est le domaine des forêts à faible densité du nord avec des peuplements de lichens, de fougères et d'arbustes au sol. À l'ouest, l'unité 8 située sur les basses terres intrusives et volcaniques se prolonge sur une grande partie des formations superficielles et sédimentaires à l'ouest de la baie de James. Les formes des bassins versants sont globalement concaves. Cette unité géographique s'étire du centre vers le sud-ouest regroupant plusieurs cours d'eau (Assinica, Nottaway etc.). À l'est, se suivent des unités géographiques (1, 3, 4, 5, 6, 7, 9) regroupant les principaux

grands monts du bouclier (Severson et Geren 860 m). Ces unités comportent les bassins versants des principaux cours d'eau des monts tels que Groulx et Babel (952 m), Veyrier (1104 m) et les piémonts des monts Otish et Yapeitso (1128 m). Ce sont des zones aux pentes abruptes et des versants globalement convexes. C'est le domaine des forêts nordiques de conifères de faible densité.

La segmentation spatiale de la zone C détermine au facteur d'échelle 900 de l'ESP, quatre unités géographiques (Figure 3.9C). Cette segmentation est contrôlée par la topographie élevée et complexe du nord du territoire d'étude. Le long de la mer de Labrador, les versants aux pentes abruptes des bassins versants des cours d'eau exposés aux vents sont des secteurs de transit des particules de neige vers les fonds de vallée. Dans cette zone dénudée de couvert végétal, la surface plane des eaux de surface accroît l'action du vent sur la mobilisation des particules de neige en fonction des obstacles variables rencontrés.

Dans la zone D, la segmentation spatiale détermine au facteur d'échelle 200 de l'ESP, une vingtaine de zones géographiques. Seules deux zones au sud comportent le nombre suffisant de stations répondant au test de comparaison. La segmentation spatiale est contrôlée par la hauteur des végétaux, la distance aux lacs et la topographie complexe des bassins versants. De la Mer du Labrador jusqu'au golfe du Saint-Laurent, tout au long de la façade atlantique, les cours d'eau descendant du Bouclier canadien vers les basses terres du Saint-Laurent ont des versants convexes (Figure 3.9D). Ce sont des bassins versants aux pentes élevées dans les formations lithologiques intrusives et métamorphiques des monts (Kapatkatnahlu, Macatina, Brador, Grands Jardin). Des discontinuités spatiales hydrologiques entre les zones sont délimitées. En effet, on peut noter au sud, le bassin versant de la rivière Saguenay entre l'unité 1 et l'unité 2 et au nord-est, le lac Melville dans les montagnes Mealy au Labrador. L'unité 1 et l'unité 2 sont des domaines de conifères à densité moyenne sous la forte influence des vents maritimes.

La segmentation spatiale de la zone E est contrôlée par la complexité de la hauteur des végétaux et la topographie (Figure 3.9E). Les unités géographiques déterminées

englobent les piémonts aux versants abrupts des monts Chantigny (579 m) et des monts Grands Jardin. Les bassins versants aux pentes élevées et aux courbures convexo-concaves dominant le long des cours d'eau. C'est l'exemple de l'unité 8 englobant les Monts-Tremblant (998 m) et ses piémonts. Les pentes élevées et les versants abrupts sont des zones de transit des particules de neige, sous l'effet du vent, de la gravité, vers les sites d'accumulation que sont les secteurs concaves des versants. L'unité 9 regroupe les basses terres du fleuve Saint-Laurent en contact avec le massif appalachien. Les versants généralement concaves du vieux massif appalachien accumulent les particules de neige. Les unités 1, 4, 6, et 7 comportent les bassins versants des cours d'eau des Monts Laurier, Sir Wilfried (783 m). Plus à l'ouest, les unités géographiques locales regroupent les bassins versants aux pentes variables et aux courbures convexo-concaves des basses et hautes terres des Laurentides et de l'Outaouais. En général, la zone E se caractérise par des forêts de conifères, de feuillus, des forêts mixtes intermédiaires et des terres agricoles ou en mosaïques. Ces types de formations végétales s'opposent davantage au transit des particules de neiges.

La segmentation spatiale de la zone F est contrôlée par la topographie du relief appalachien et la hauteur des végétaux (Figure 3.9F). En effet, au nord, l'unité 1 regroupe l'ensemble du relief appalachien des monts Chics-Chocs et Notre-Dame. Les versants apparaissent plus concaves ce qui correspond aux formes érodées du massif appalachien. Au sud, l'unité géographique 2 comprend une partie des terres basses du Saint-Laurent, les collines de Bécancour et les monts Suttons Stoke du relief appalachien. La morphologie des bassins versants est relativement marquée par des pentes élevées avec des courbures convexo-concaves. Ce domaine est couvert de forêts mixtes et de terres agricoles. La présence de forêts mixtes et la prédominance des formes concaves des versants favorisent les divers types d'accumulation des particules de neige.

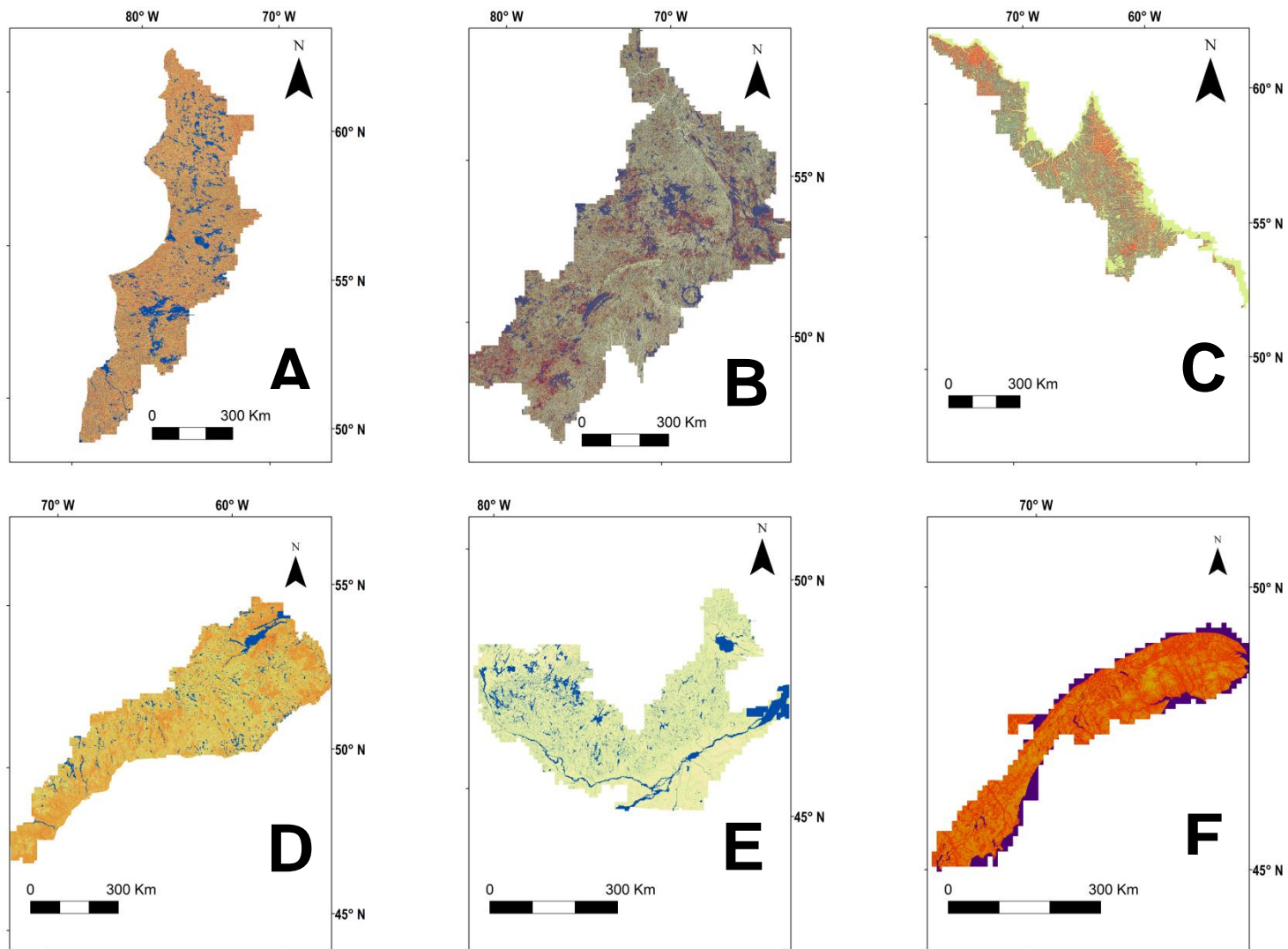


Figure 3.8: Métavariabes physiographiques U_{1L} obtenues par la méthode d'analyse canonique de corrélation à l'échelle locale dans les zones A, B, C, D, E et F

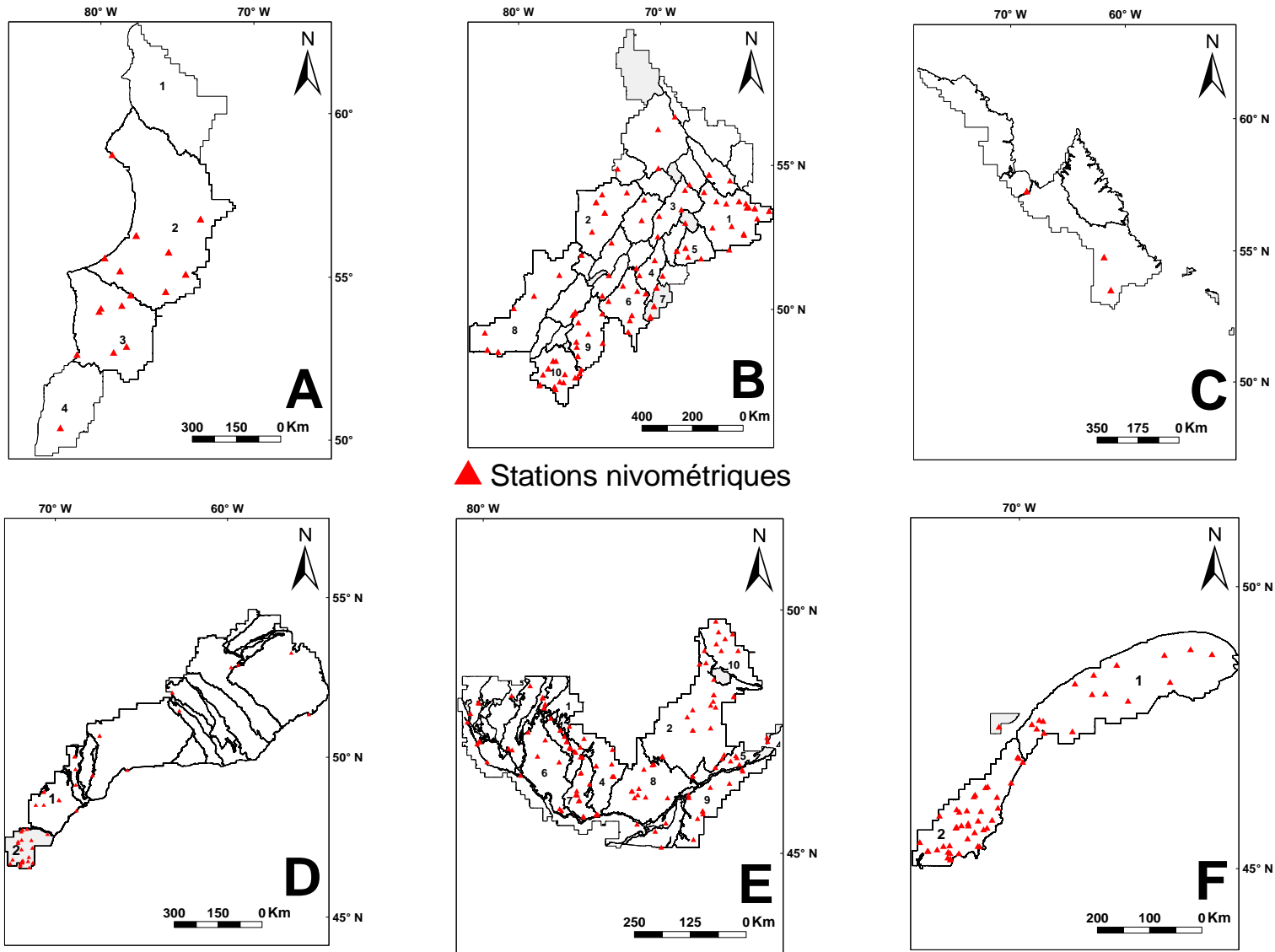


Figure 3.9 : Zones géographiques aux structures spatiales homogènes obtenues par la méthode fonctionnelle à l'échelle locale dans les zones A, B, C, D E et F

3.2.2.2.4 Validation de la segmentation spatiale à l'échelle locale

Les tests de comparaison des différentes segmentations spatiales à l'échelle locale sont présentés dans les Tables (5, 6, 7, 8 et 9). Le Tableau 3.5. présente la validation de la segmentation spatiale de la zone A entre les deux (2) unités géographiques locales aux nombres de données de neige suffisants.

Tableau 3.5 : Comparaison entre les segments contigus de la zone A à l'échelle locale (la valeur-p du test de Kruskal-Wallis et les boxplots).

| | | Boxplot | |
|---|------------|----------------|---------|
| | | 2 (n=8) | 3 (n=6) |
| Les valeurs de p (niveau de signification) | 2 (n=8) | - | |
| | 3 (n=6) | 10^{-3}^{**} | - |

-: sans objet

n= nombre de stations nivométriques dans les zones géographiques

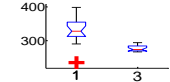
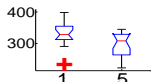
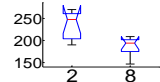
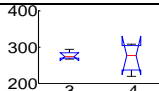
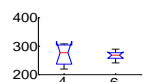
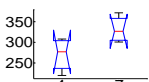
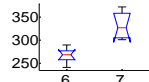
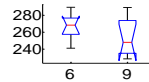
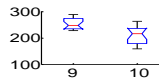
** : Test hautement significatif (valeur de $p \leq 0.01$)

* : Test significatif (valeur de $p \leq 0.05$)

Les distributions des données de neige sont différentes dans les unités 2 et 3 avec des médianes respectives de 216 mm et 116 mm. Les données de neige dans l'unité 2 sont plus étalées et plus dissymétriques. La valeur significative de p (10^{-3}) confirme la limite entre les deux structures spatiales des zones adjacentes.

Dans la zone B, les valeurs centrales des données de neige sont différentes d'une zone à l'autre (par exemple 328 mm dans l'unité 1 contre 277 mm dans l'unité 3) (Tableau 3.6). Les maxima annuels de l'EEN sont 398 mm dans l'unité 1 contre 294 mm dans l'unité 3.

Tableau 3.6 : Comparaison entre les segments contigus de la zone B à l'échelle locale (les valeurs-p du test de Kruskal-Wallis et les boxplots).

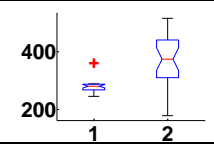
| | | Boxplots | | | | | | | | | | |
|--|--------------|--------------------------|----------------------------|---|---|--|---|---|---|---|---|---|
| | | 1 (n=18) | 2 (n=7) | 3 (n=4) | 4 (n=6) | 5 (n=6) | 6 (n=7) | 7 (n=4) | 8 (n=8) | 9 (n=8) | 10 (n=17) | |
| Les valeurs de p (niveau de signification) | 1 (n=18) | - | - |  | - |  | - | - | - | - | - | |
| | 2 (n=7) | - | - | - | - | - | - | - |  | - | - | |
| | 3 (n=4) | 10^{-3**} | - | - |  | - | - | - | - | - | - | |
| | 4 (n=6) | - | - | 5x10^{-3**} | - | - |  |  | - | - | - | |
| | 5 (n=6) | 10^{-3**} | - | - | - | - | - | - | - | - | - | |
| | 6 (n=7) | - | - | - | 5x10^{-3**} | - | - |  | - |  | - | - |
| | 7 (n=4) | - | - | - | 2x10^{-4**} | - | 8x10^{-4**} | - | - | - | - | |
| | 8 (n=8) | - | 2x10^{-4**} | - | - | - | - | - | - | - | - | |
| | 9 (n=8) | - | - | - | - | - | 16x10^{-3**} | - | - | - |  | |
| | 10 (n=17) | - | - | - | - | - | - | - | - | 4x10^{-5**} | - | |

-: sans objet ; n= nombre de stations nivométriques dans les zones géographiques ; **: Test hautement significatif (valeur de $p \leq 0.01$) ;*: Test significatif (valeur de $p \leq 0.05$)

Les écarts interquartiles sont différents (par exemple 45 mm dans l'unité 1 contre 15 mm dans l'unité 3). D'une manière générale, les distributions sont dissymétriques d'une zone à l'autre. Cette tendance s'observe au niveau de toutes les distributions des données de neige des zones considérées.

Dans la zone D, les distributions sont différentes d'une unité à l'autre avec des valeurs médianes différentes (281 mm pour l'unité 1 et 374 mm pour l'unité 2) (Tableau 3.7). Le maximum est de 367 mm dans l'unité 1 contre 515 mm dans l'unité 2. L'écart interquartile est de 130 mm dans l'unité 2 et de 20 mm dans l'unité 1. La valeur significative de valeur de p (2×10^{-3}) confirme la différence entre les données de neige des zones adjacentes. Le maximal est de 207 mm dans l'unité 3 et de 160 mm dans l'unité 6.

Tableau 3.7: Comparaison entre les segments contigus de la zone D à l'échelle locale (la valeur- p du test de Kruskal-Wallis et les boxplots).

| | | Boxplot | |
|---|-------------|-------------------------|--|
| | | 1 (n=7) | 2 (n=27) |
| Les valeurs de p (niveau de signification) | 1 (n=7) | - |  |
| | 2 (n=27) | $2 \times 10^{-3}^{**}$ | - |

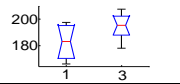
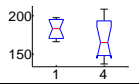
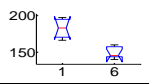
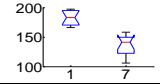
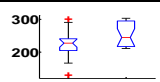
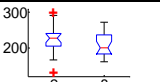
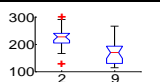
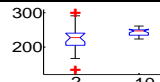
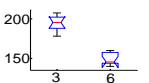
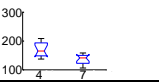
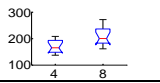
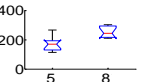
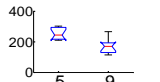
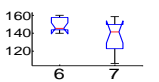
-: sans objet

n= nombre de stations nivométriques dans les zones géographiques

** : Test hautement significatif (valeur de $p \leq 0.01$)

* : Test significatif (valeur de $p \leq 0.05$)

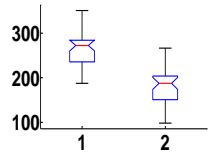
Tableau 3.8 : Comparaison entre les segments contigus de la zone E à l'échelle locale (les valeur-p et les boxplots).

| Boxplots | | 1 (n=6) | 2 (n=21) | 3 (n=9) | 4 (n=12) | 5 (n=6) | 6 (n=6) | 7 (n=12) | 8 (n=9) | 9 (n=11) | 10 (n=7) |
|--|-------------|--|--|---|---|--|---|---|---|---|---|
| Les valeurs de p (niveau de signification) | 1 (n=6) | - | - |  |  | - |  |  | - | - | - |
| | 2 (n=21) | - | - | - | - |  | - | - |  |  |  |
| | 3 (n=9) | $7 \times 10^{-4**}$ | - | - | - | - |  | - | - | - | - |
| | 4 (n=12) | $5 \times 10^{-3**}$ | - | - | - | - | - |  |  | - | - |
| | 5 (n=6) | - | 15×10^{-4} | - | - | - | - | - |  |  | - |
| | 6 (n=6) | $3 \times 10^{-3**}$ | - | 10^{-3} | - | - | - |  | - | - | - |
| | 7 (n=12) | $7 \times 10^{-4**}$ | - | - | - | $2 \times 10^{-3**}$ | - | $2 \times 10^{-3**}$ | - | - | - |
| | 8 (n=9) | - | $5 \times 10^{-3**}$ | - | $2 \times 10^{-2*}$ | $4 \times 10^{-3**}$ | - | - | - | - | - |
| | 9 (n=11) | - | $6 \times 10^{-4**}$ | - | - | $4 \times 10^{-3**}$ | - | - | - | - | - |
| | 10 (n=7) | - | 10^{-3**} | - | - | - | - | - | - | - | - |

-: sans objet ; n= nombre de stations nivométriques dans les zones géographiques ; **: Test hautement significatif (valeur de $p \leq 0.01$) ;*: Test significatif (valeur de $p \leq 0.05$)

Le Tableau 3.8 de la validation de la segmentation spatiale de la zone E montre que les données de neige sont différentes d'une unité géographique à l'autre. Dans la totalité des unités, les valeurs d'EEN sont différentes les unes des autres. Par exemple, dans l'unité 3 la médiane est de 195 mm contre 145 mm dans l'unité 6. Dans l'unité 4, le maximum de l'EEN est de 208 mm contre 158 mm dans l'unité 7. Dans l'unité 10, le minimum de l'EEN est de 223 mm contre 128 mm. Ces différentes de valeurs de l'EEN se confirment par des valeurs de p allant de significative à très significative.

Tableau 3.9 : Comparaison entre les segments contigus de la zone F à l'échelle locale (la valeur- p du test de Kruskal-Wallis et les boxplots).

| | Boxplot | | |
|---|-------------|------------|---|
| | 1 (n=16) | 2 (n=40) | |
| Les valeurs de p (niveau de signification) | 1 (n=16) | - |  |
| | 2 (n=40) | 0** | - |

-: sans objet

n= nombre de stations nivométriques dans les zones géographiques

** : Test hautement significatif (valeur de $p \leq 0.01$)

* : Test significatif (valeur de $p \leq 0.05$)

Dans le Tableau 3.9 de la validation de la segmentation de la zone F, les maxima sont 351 mm et 266 mm dans l'unité 1 et l'unité 2. La valeur minimale est de 187 mm et de 98 mm respectivement dans les unités 1 et 2. Ces valeurs de l'EEN entre les deux unités démontrent que les structures des unités 1 et 2 sont différentes.

3.3 Synthèse du chapitre 3

Le premier objectif de cette thèse était ***d'analyser la variabilité spatiale de l'EEN et de segmenter l'espace géographique en structures spatiales homogènes en termes de l'EEN aux différentes échelles d'observation***. Cet objectif a été atteint sous l'hypothèse que le phénomène neige est stationnaire sur toute la période des observations. Dans un premier temps, les différentes structures de la variabilité spatiale du maximum annuel moyen de l'EEN ont été mises en évidence visuellement en fonction des positions géographiques (latitude et longitude) et quantitativement à l'aide de l'Indice Local d'Association Spatiale basé sur la similitude des valeurs des données des stations. Ces deux méthodes montrent que l'EEN n'est pas stationnaire à travers le territoire à l'étude, aussi bien au niveau de sa moyenne que de sa variance. Cependant, les limites des structures spatiales demeurent subjectives. Ce qui justifie le recours à la segmentation spatiale.

Par la suite, l'algorithme de segmentation spatiale a été appliqué pour délimiter explicitement les limites des structures de la variabilité spatiale de l'EEN. Cet algorithme a été appliqué sur les métavariabiles physiographiques obtenues à l'aide de l'Analyse Canonique de Corrélation. Ces métavariabiles physiographiques sont porteuses de l'information sur la variabilité spatiale de la neige à chaque échelle considérée puisqu'elles sont corrélées avec l'EEN. Ensuite, les résultats de la segmentation spatiale ont été validés, en comparant les données de neige des zones géographiques adjacentes, à l'aide du test statistique non paramétrique de Kruskal-Wallis.

Ainsi, à l'échelle régionale, l'algorithme de segmentation spatiale multirésolutions permet d'identifier six zones géographiques aux structures spatiales homogènes en termes d'EEN. Ces zones géographiques se rapprochent de la disposition des ensembles de relief (altitude), des classes climatiques, etc. À l'échelle locale, la segmentation spatiale a permis d'identifier plusieurs zones géographiques locales. À ce niveau d'observation, les structures identifiées dans les unités locales de la variabilité spatiale de l'EEN démontrent le rôle dominant des facteurs physiographiques (pente, courbure, etc.) dans le maintien et la redistribution du couvert nival au sol.

Par ailleurs, les résultats de cette étude posent les bases de deux analyses. La première est de porter un regard critique sur le réseau nivométrique actuel en termes de sa densité et de sa répartition spatiale. Ceci mène à l'identification des stations redondantes. Enfin, la deuxième analyse est l'amélioration des approches de spatialisation des paramètres physiques du couvert nival.

Les résultats de ce chapitre se trouvent limités par la faible taille de l'échantillonnage des mesures. Cette dernière influence la qualité des résultats, car certaines limites de structures spatiales ne peuvent être confirmées en raison de l'absence ou de la taille très faible (< 4) de stations nivométriques dans certaines zones délimitées.

4 ANALYSE DU RÉSEAU DE STATIONS NIVOMETRIQUES PAR RAPPORT À LA VARIABILITÉ SPATIALE DE L'EEN

L'un des résultats de l'analyse de la variabilité spatiale de l'EEN est de proposer la base de l'analyse critique du réseau nivométrique. Ceci demeure important, car le suivi de la variabilité spatiale de la neige s'appuie sur le réseau de stations nivométriques. Dans ce chapitre, le réseau est étudié par rapport aux structures délimitées de variabilité spatiale de l'EEN à l'échelle régionale et locale.

Les stations du réseau nivométrique fournissent les premières données in situ des paramètres physiques de la neige (densité, hauteur et équivalent en eau). L'objectif principal du réseau de stations nivométriques est de saisir la variabilité spatiale de la neige. Au plan opérationnel, ce réseau de stations nivométriques apporte des solutions réelles aux problèmes de sécurité publique (météorologie, hydrologie, etc.). Le réseau de stations nivométriques est optimisé pour répondre à des problèmes pratiques reliés à la gestion des réservoirs hydroélectriques. Au plan d'une analyse climatique, il est peu représentatif de la variabilité spatiale de la neige selon l'échelle à laquelle on l'observe (Richardson-Näslund, 2004). Dans de pareils cas, la capacité du réseau de stations nivométriques à permettre de modéliser la variabilité spatiale de l'EEN est réduite. En outre, l'inégale répartition spatiale des stations nivométriques est un défi dans l'analyse quantitative de la variabilité spatiale et la validation des algorithmes d'estimation spatiale et de télédétection à l'échelle considérée.

Les études portant sur les réseaux de stations de mesures des éléments du climat (pluie, température, etc.) (Lhotellier, 2005, Van Vyve, 2006), des variables hydroclimatiques (St-Hilaire *et al.*, 2004) sont abondantes dans la littérature. Cependant, il est à remarquer que généralement, ces études sont des réponses à la baisse de la densité des réseaux des stations après les pressions financières des gouvernements, aux changements des priorités et des besoins des communautés. En effet, aux États-Unis dans l'État de l'Illinois, le réseau de stations passe de 358 à 189 stations entre 1971 et 2001 (Knapp *et al.*, 2003). Au Canada, l'analyse du réseau

depuis ses débuts en 1890 jusqu'en 1930, montre une augmentation du nombre de stations de mesures, suivie d'une décroissance de 28% dans les années 40 à cause de la conjoncture économique et de l'évolution des priorités sociales (Pilon *et al.*, 1996, Mishra *et al.*, 2009). À la fin des années 50, la densité du réseau a doublé pour atteindre plus de 3000 stations. Cependant, vers la fin des années 80, le réseau canadien ne répondait plus aux normes de stations minimum exigées par l'Organisation Mondiale de la Météorologie dans certaines régions du Canada (Pilon *et al.* 1996). Par la suite, les pressions budgétaires ont entraîné la fermeture de plusieurs stations qui passèrent de 2608 à 1582 entre 1981 et 1999 (Mishra *et al.*, 2009).

Peu d'études se sont penchées sur l'analyse de la capacité du réseau de stations nivométriques à modéliser la variabilité spatiale du couvert nival. Cependant, on peut souligner l'étude de Charbonneau *et al.* (1978) dans la région du Lac Saint-Jean proposant une cartographie optimale du réseau de stations nivométriques. Les stations redondantes sont identifiées en tenant compte du type de précipitation, du pas de temps et de la saison. Afin d'optimiser la précision des estimations, de divers scénarii d'implantation de nouvelles stations sont proposés. Par ailleurs, la capacité d'un réseau de faible densité à saisir la variabilité spatiale de la neige est modélisée à l'échelle régionale (Fortin. *et al.*, 1983). Ceci a permis d'attribuer des stations à des régions statistiquement homogènes et a déterminé les fonctions de structures selon la distance entre les stations dans la province du Québec. À l'échelle locale, Tapsoba *et al.* (2005) évaluent la dégradation du réseau nivométrique du bassin versant de la rivière Gatineau, à l'aide de la racine de la moyenne des erreurs quadratiques (RMEQ) du modèle de krigeage avec l'altitude prise comme la dérive externe. Les variations de RMEQ sont presque linéaires pour la suppression de la moitié des stations et augmentent au-delà.

Généralement, ces études d'analyse du réseau de stations nivométriques abordent les stratégies de conception dynamique des réseaux, le type de densité d'un réseau pour réduire la variance de l'interpolation spatiale des variables hydro-climatiques. Dans ces études, la capacité du réseau à saisir la variabilité spatiale du phénomène est peu explicite. Par ailleurs, les données des stations d'une structure sont prises en compte

pour modéliser la variabilité spatiale de l'EEN sur d'autres structures sans tenir compte de leurs limites et de l'échelle considérée. Cela peut constituer des erreurs de modélisation de la variabilité de l'EEN. Par contre, en se basant sur les limites des structures spatiales de l'EEN, d'une part, on peut combler ce manque en évaluant la capacité du réseau à modéliser la variabilité spatiale de l'EEN et d'autre part, mieux définir la stratégie de maintien du réseau des stations plus représentatives et informatives sur l'EEN. Nous incluerons donc la capacité des stations nivométriques à modéliser la variabilité spatiale de l'EEN dans les zones géographiques aux structures spatiales homogènes en termes d'EEN et l'identification des stations redondantes des différentes structures délimitées selon l'échelle considérée.

Ainsi, ce chapitre porte sur le second objectif de la thèse soit ***de mener une analyse critique du réseau de stations nivométriques existant sur la base des structures de la variabilité spatiale de l'EEN.*** De manière plus spécifique, il sera question 1) d'évaluer la capacité du réseau actuel de stations nivométrique à saisir la variabilité spatiale de l'EEN; 2) d'analyser la répartition spatiale et la redondance des données des stations nivométriques par rapport aux structures de la variabilité spatiale de l'EEN. Dans une première phase, la variabilité spatiale de l'EEN sera analysée à l'aide de l'analyse variographique dans les zones géographiques aux structures identifiées à la section précédente. Par la suite, la courbe de Lorenz permettra de caractériser les types de répartition des stations du réseau et de la mesurer à l'échelle considérée. Enfin, sur une période d'observation suffisamment longue, la redondance des données des stations sera identifiée à l'aide des ellipses de confiance sur les stations obtenues par les statistiques multivariées.

4.1 Approches méthodologiques

4.1.1 Évaluation de la structure de la variabilité spatiale de l'EEN

Plusieurs travaux ont tenté de modéliser la variabilité spatiale des éléments du climat (Taupin, 1997, Bohnenstengel *et al.*, 2011). Pour décrire une variable régionalisée qui s'étend dans une zone géographique et qui présente des structures spatiales simples,

l'analyse variographique est l'outil approprié (Emery, 2001). Kronholm *et al.* (2007) l'ont utilisé pour définir la variabilité des mesures d'enneigements et les structures spatiales du couvert nival sur la pente. Les structures spatiales des hauteurs de la neige sur des pistes sont étudiées à l'aide du semi-variogramme expérimental pour les résidus de la régression linéaire entre les hauteurs de la neige et les coordonnées des sites (Webster *et al.*, 2001). Par la suite, les plus grandes distances de l'autocorrélation sont déterminées entre les sites de mesure (Kronholm *et al.*, 2003). Dans cette étude, l'analyse variographique est utilisée parce que l'objectif est d'évaluer la capacité du réseau actuel à permettre de modéliser la variabilité spatiale de l'EEN. La relation spatiale entre les stations de mesure est définie par la longueur de corrélation à l'aide du variogramme par la formule:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var}[(Z(x_i) - Z(x_i + h))] \quad (26)$$

Avec γ , la moitié de la différence de l'écart quadratique moyen entre les ensembles de paires de données de l'EEN à des stations x_1, \dots, x_n ;

- Z , la variable aléatoire de nature continue (en occurrence le maximum annuel moyen de l'EEN);
- $x_i = (x_{i1}, \dots, x_{id})$ le vecteur désigne la coordonnée du $i^{\text{ème}}$ point auquel on s'intéresse; les points x_i appartiennent à un domaine \mathbf{D} : $x_i \in D \subseteq R^d$;
- h le vecteur distance entre deux points arbitraires x_i et x_j est défini par :

$$h_{ij} = x_i - x_j = (x_{i1} - x_{j1}, \dots, x_{id} - x_{jd})$$

Le variogramme mesure la dissimilitude entre des valeurs séparées d'une distance h (pour plus d'informations sur le variogramme voir Goovaerts (1997)). Les indices du variogramme permettent de caractériser la structure spatiale du phénomène en considérant le rapport suivant :

$$\beta = C / C_0 + C \quad (27)$$

✓ Si β est élevé, l'effet pépité est plus faible (<0.5), ce qui se traduit par une variabilité spatiale due à la distance entre les stations; dans ce cas, $C_0 < 10\% * C$;

✓ Si β est faible, l'effet pépité est plus grande (>0.5) dans ce cas, la variabilité spatiale est due à l'effet pépité.

4.1.2 Étude de la répartition spatiale des stations nivométriques

La répartition spatiale des stations nivométriques est l'état de la couverture de l'espace par les stations. Cette notion est souvent abordée en statistique économique, en démographique et en santé. Par contre, elle est peu abordée dans l'analyse des réseaux de mesure. Les méthodes adoptées sont celles de l'analyse de la courbe de Lorenz et la mesure de l'équité spatiale des stations.

La courbe de Lorenz est la représentation de la proportion cumulative des stations (axe X) par rapport à la proportion cumulative des maxima annuels moyens de l'EEN (axe Y). La bissectrice représente une répartition égalitaire des stations. Plus grand est le pourcentage de stations concentrées sur un petit espace (réparties de façon non proportionnelle par rapport à l'espace), plus grande sera la déviation de la courbe de Lorenz vers le bas par rapport à l'axe de l'égalité. Cette répartition inégale est mesurée par l'indice de Gini (IG).

L'indice de Gini (IG) se calcule en rapportant la surface du triangle formé par la bissectrice sur celle de la zone délimitée par la courbe des maxima annuels moyens de l'EEN. Un indice de Gini proche de 1 indique que la majorité des stations a une répartition inégale. Par contre, un IG proche de 0 indique que les stations sont réparties de façon relativement égale dans l'espace. La formule de Gini de Brown (Dixon *et al.*, 1987) est appliquée dans cette étude :

$$IG = 1 - \sum_{i=1}^n (X_i + X_{i-1})(Y_i + Y_{i+1}) \quad (28)$$

Avec n le nombre de stations, X la part cumulée du nombre de stations et Y la part cumulée de l'EEN.

4.1.3 Étude de la redondance des stations nivométriques

Dans les études de conceptions du réseau de mesures (hydrométriques, températures, pluviométriques, etc.), la densité spatiale permet d'évaluer le nombre de stations qui couvre un espace bien délimité (Husain, 1989, Knapp *et al.*, 2003, Mishra *et al.*, 2009). Les techniques basées sur l'entropie (Mishra *et al.*, 2010), l'interpolation spatiale (Nour *et al.*, 2006) et la méthode statistique (Charbonneau *et al.*, 1978) évaluent la densité spatiale des stations de mesures. Dans ce travail, il est question d'étudier le comportement des stations du réseau les unes par rapport aux autres et d'en faire ressortir, s'il y a lieu, les redondances. Ceci est réalisé en recourant à l'analyse des ellipses de confiance autour des stations obtenues par l'Analyse en Composantes Principales (ACP) sur les données de neige de chaque zone.

Dans un premier temps, les stations sont regroupées en classe selon leur contribution aux composantes principales. Les stations d'une même composante forment une classe considérée comme une variable qualitative supplémentaire dans la description des individus par rapport aux composantes principales. Par la suite, l'examen de la projection des corrélations entre les stations originales et les composantes principales (les saturations, ou 'loadings') permet d'identifier certains regroupements des stations. Cette méthode de l'ACP utilise la corrélation entre la station j et les composantes principales pour renseigner sur les comportements des stations. Les ellipses de confiance pour un niveau de probabilité donné à 95% autour des classes (modalités) démontrent si deux classes sont significativement différentes ou non. La construction des ellipses est expliquée en annexe D. Ces ellipses d'égalité de probabilité sont calculées à l'aide d'une loi normale (variance, moyenne) à deux variables, en tenant pour acquis que telle ou telle station fait partie d'un groupe gaussien (au moins 3 stations) (Charbonneau *et al.*, 1978). Si une station est à l'intérieur de l'ellipse, on ne peut rejeter l'hypothèse qu'elle fait partie du groupe selon le niveau de probabilité correspondant au tracé de l'ellipse. Par contre, si une station est à l'extérieur de l'ellipse on ne peut accepter l'hypothèse qu'elle fait partie du groupe toujours à un niveau de probabilité de 95%. L'interprétation des ellipses est la suivante (Figure 4.1):

✓ la redondance est d'autant plus forte pour un groupe que les axes de l'ellipse sont de faible dimension et de longueur sensiblement équivalente (A);

✓ une ellipse allongée signifie que le phénomène ne peut être bien représenté par une seule station (B);

✓ des ellipses qui se chevauchent, d'axes confondus ou légèrement décalés signifient que les données de l'EEN sont comparables et redondantes dans les stations correspondantes (C).

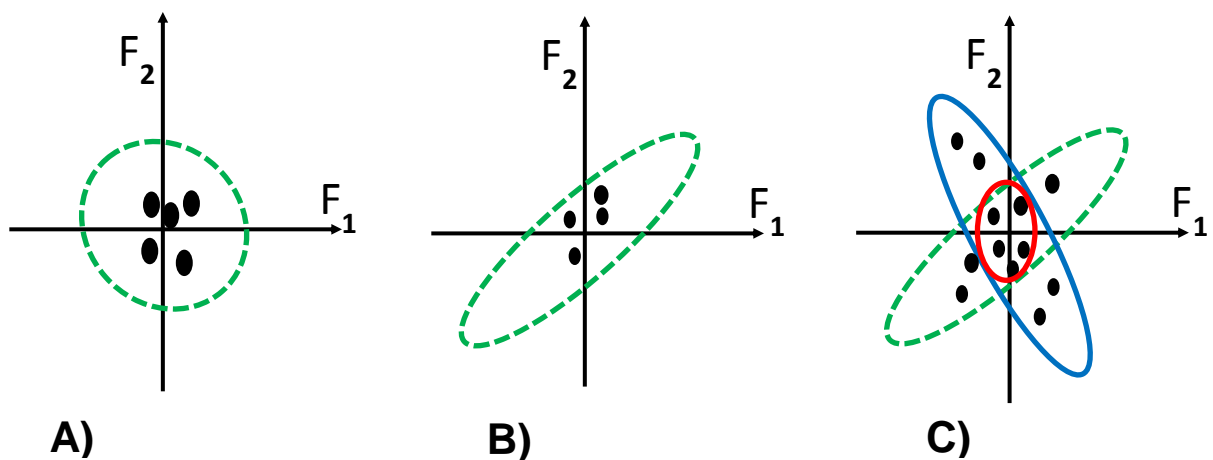


Figure 4.1 : Formes et décalages des ellipses de confiance sur les composantes principales F_1 et F_2

4.2 Matériels

L'évaluation de la capacité du réseau nivométrique à représenter la structure de la variabilité spatiale par l'analyse variographique nécessite une taille d'échantillons d'au moins 50 stations, préférablement 100 (Marcotte, 2013). L'augmentation de la densité de mesures permet généralement d'améliorer la fiabilité des semivariogrammes de l'échantillon (Webster *et al.*, 1992). Dans ce travail, l'analyse variographique sera étudiée sur les structures identifiées à l'échelle régionale, car la taille des stations est suffisamment grande. Par contre, dans les unités géographiques identifiées à l'échelle locale, l'analyse variographique est limitée, car la taille des stations est inférieure ou égale à 20 par unité.

L'analyse de la répartition spatiale des stations sera effectuée au niveau local et régional. Dans l'analyse de la redondance des stations, il est nécessaire d'avoir une période d'observation concomitante suffisamment longue entre les stations pour que les coefficients de corrélation soient significatifs. La période d'observation concomitante de 30 ans est retenue, car elle permet les comparaisons interstations (OMM, 1994). Cette analyse sera menée sur les stations identifiées dans les unités géographiques à l'échelle locale.

4.3 Résultats et discussions

4.3.1 Analyses des structures spatiales à l'échelle régionale

L'analyse des structures spatiales est effectuée sur les données des stations des zones géographiques (B, D, E et F) aux structures spatiales homogènes en termes d'EEN. Le nombre réduit de stations dans les zones A (14 au total) et C (3 au total) limite l'application de la méthode dans les dites-zones.

Dans la zone B, l'analyse variographique permet de distinguer une variance $\gamma(h_B)$ de 2890 jusqu'à la portée de 600 km et au pas de 5 km (Figure 4.2 zone B). Ce qui indique que les stations ont une corrélation entre elles jusqu'à la distance de 600km et deviennent indépendantes au-delà. En supposant que les erreurs de mesure sont quasi nulles selon les protocoles de mesures de l'EEN, la microstructure (200) s'explique par le fait que dans la zone B, les fortes valeurs de l'EEN sont très proches des secteurs de faibles valeurs. Les valeurs des indices ($C_0 < 10\%C$, $\beta_B = 0,93$) démontrent que la structure spatiale est due principalement à la distance entre les stations. Ce constat s'observe également dans la zone D, où les valeurs de $\beta_D = 0,92$ et $C_0 < 10\%C$ montrent que la structure de la variabilité spatiale de l'EEN est fonction de la distance entre les stations.

Le variogramme de la zone D (Figure 4.2 zone D) montre l'existence de structure spatiale $\gamma(h_D) = 11000$ à la distance de 210 km et au pas de 9 km. La présence de la microvariation (effet pépite : $C_0 = 950$) est probablement due, comme dans le cas de la

zone B, à l'espacement entre les paires de stations de valeurs différentes très proches. Dans la zone D, les valeurs élevées de l'EEN des stations des piémonts des monts (Raoul-Blanchard et Veyrier par exemple) sont très proches de celles de faibles valeurs des secteurs de bassins de la Saguenay et de Manicouagan.

La zone E couvre une grande partie des Basses-Terres du Saint-Laurent et présente la plus forte densité de stations de mesures du territoire d'étude. La microstructure dans la zone E est la plus faible (effet pépité : $C_0 = 154$) de toutes les zones identifiées. Ceci peut expliquer la faible valeur de la microstructure (effet pépité) observée dans cette zone. Les valeurs de $\beta = 0,93$ et $C_0 < 10\%C$ confirment l'existence de structure spatiale jusqu'à la distance de 174 km. Au-delà de cette distance, les données d'EEN fournies par les stations sont indépendantes. La structure spatiale de l'EEN ($\gamma(h) = 2100$) est bien définie jusqu'à la distance de 174km au pas de 5km (Figure 4.2 zone E).

L'analyse variographique dans la zone F, démontre comme dans les autres zones, l'existence de structure spatiale ($\gamma(h) = 3300$) au pas de 5km jusqu'à la distance de 370 km (Figure 4.2 zone F). L'existence de la microstructure ($\gamma(h) = 300$) est probablement due à la très courte distance entre les stations que l'on ne peut modéliser. La valeur de l'effet pépité a une grande influence sur la structure de la zone, car C_0 est légèrement inférieur à $10\%C$. Dans l'ensemble, la structure de la variabilité spatiale de l'EEN dans la zone F est fonction de la distance entre les stations car l'indice est fort ($\beta = 0,91$).

Sur l'ensemble des zones géographiques (B, D, E et F), l'étude variographique permet d'établir une analyse détaillée de la structure spatiale de l'EEN. Les stations nivométriques modélisent la structure spatiale de l'EEN jusqu'à des distances spécifiques à chaque zone. Les microstructures sont probablement dues aux valeurs entre des paires de stations à des distances plus courtes que celles des modèles. Dans les lignes qui suivent sera abordée la répartition spatiale des stations afin de déterminer si les stations couvrent également les structures délimitées.

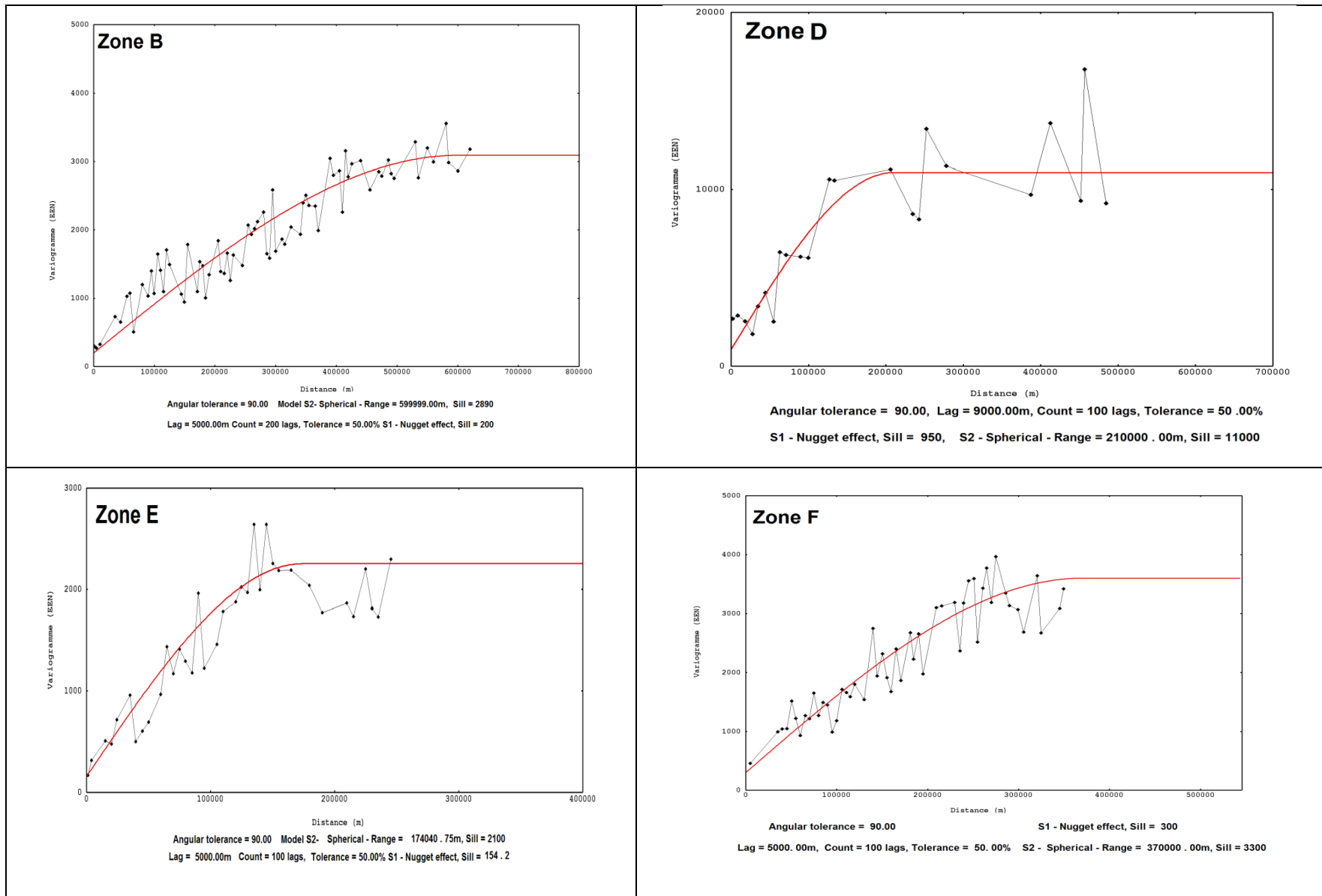


Figure 4.2: Variogrammes de l'EEN dans les zones B, D, E et F. En noir, les variogrammes expérimentaux et en rouge, les modèles d'ajustement.

4.3.2 Répartition spatiale

À l'échelle régionale, la répartition spatiale des stations nivométriques dans toutes les zones géographiques aux structures spatiales homogènes en termes d'EEN montre une répartition spatiale égalitaire par les stations. Les courbes de Lorenz se confondent pratiquement avec la droite de la répartition égalitaire (bissectrice). Ceci se confirme par des valeurs d'*IG* pratiquement nulles (Figure 4.3).

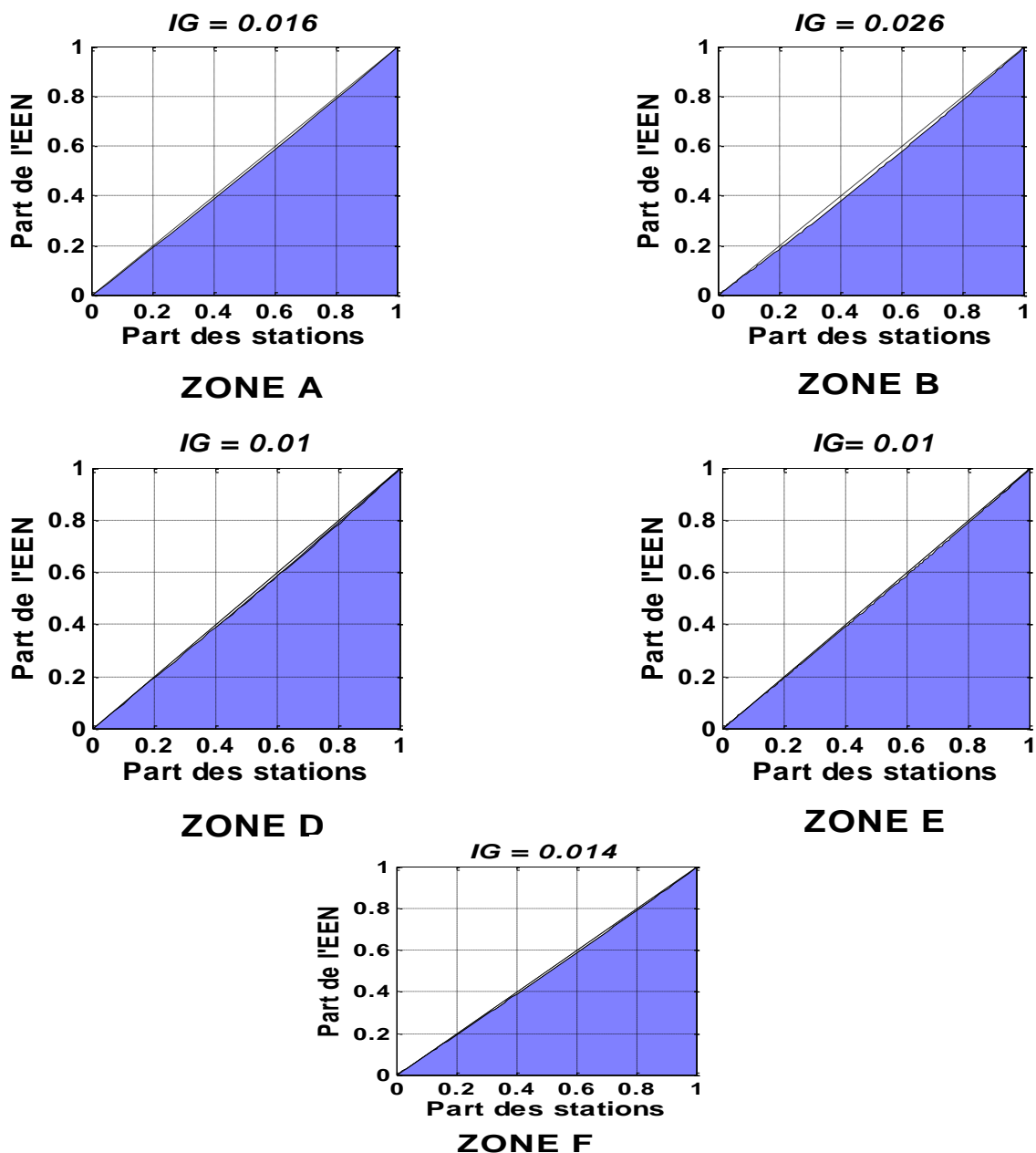


Figure 4.3: Courbes de Lorenz et les indices de Gini des zones A, B, D, E et F à l'échelle régionale

À l'échelle locale, la répartition spatiale des stations nivométriques n'est pas identique dans toutes les unités géographiques identifiées. Dans l'unité 2 de la zone A, la courbe de Lorenz montre qu'environ 90% des stations ne fournissent que 72% des données du maximum annuel moyen de l'EEN (Figure 4.4).

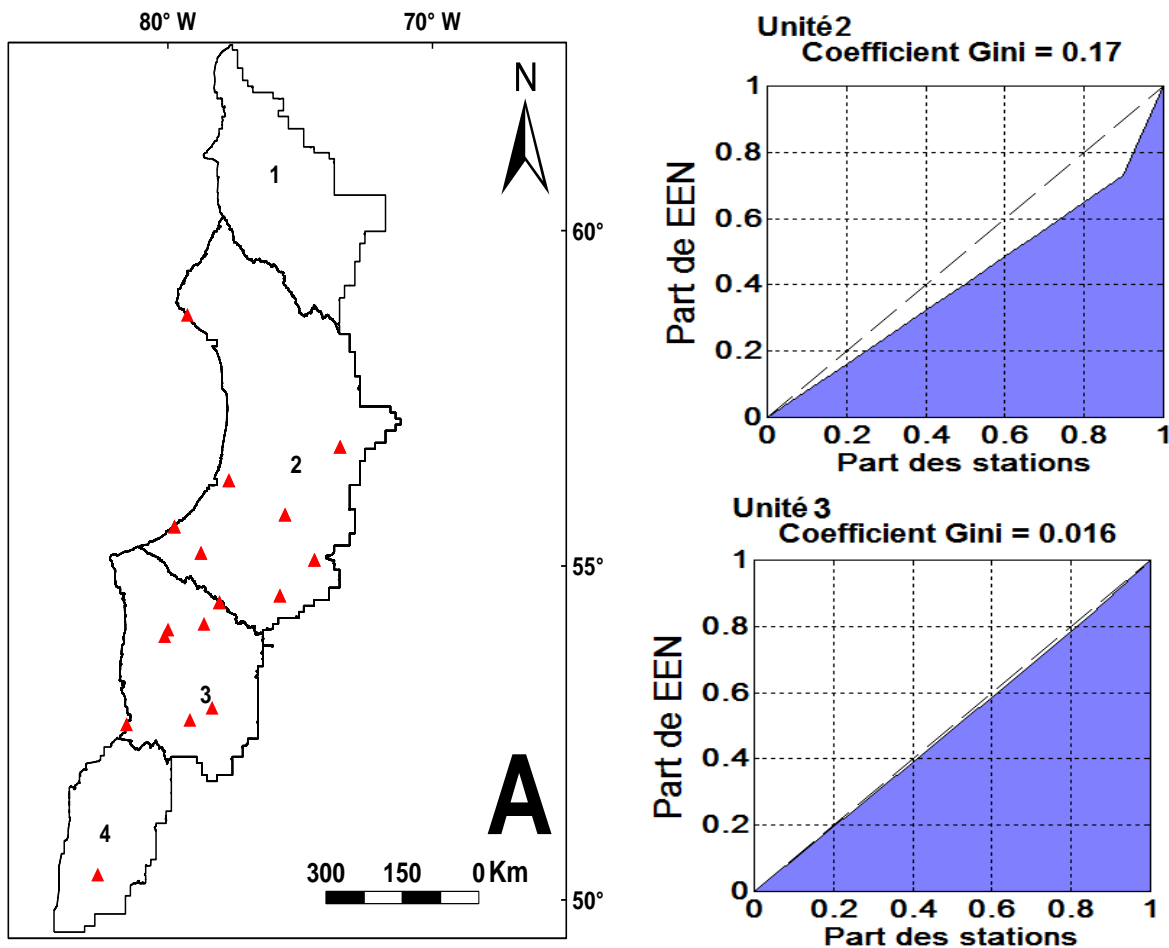


Figure 4.4: Courbes de Lorenz et les mesures des inégalités spatiales des stations dans les unités 1 et 2 de la zone A à l'échelle locale.

Cette légère inégalité spatiale des stations dans l'unité 2 avec un *IG* de 0,17 démontre que plus on se rapproche des hautes latitudes, plus le nombre de stations diminue pour atteindre une seule station (Inukjuak : Lat. nord 58.45 ; Long. ouest 78.11) sur le littoral au nord du territoire d'étude. Par contre dans l'unité 3, sous la 55° latitude, les stations ont une répartition spatiale égalitaire avec un *IG* de valeur nulle.

Dans l'ensemble, les inégalités spatiales sont moins fortes dans la zone B (Figure 4.5). Dans l'unité 1, le couvert nival est suivi par un réseau de stations nivométriques réparti également ($IG=0$) autour des principaux lacs de la centrale hydroélectrique de Churchill Falls.

Dans l'unité 10 au sud de la zone B, les stations présentent une répartition presque égalitaire que dans l'unité 1 avec de légers regroupements des stations au centre et au sud. À l'ouest de la zone B, les stations (82%) de l'unité 2 situées le long des Grands Lacs au centre fournissent 62% des données d'EEN. À l'est, de la zone B, 35% des données nivales proviennent de 70% des stations nivométriques installées dans l'unité 5, principalement, au sud sur les affluents de la réserve Manicouagan des piémonts des monts Veyrier et Groulx. De ce fait, toute la partie nord de l'unité 5 est dépourvue de stations donnant un IG de 0,34. Ce constat d'inégale répartition se remarque dans l'unité 6 où les stations (38%) réparties à l'est sur les piémonts des monts (Tescamicamie 554 m et Hélicon 467 m), au sud et au nord au bord des lacs ne fournissent que 15% des données de l'EEN. La partie centrale de l'unité 6 est moins échantillonnée ce qui se confirme par un IG de 0,22.

L'inégale répartition spatiale des stations dans l'unité 7 est plus forte avec un IG de 0,3 où les stations sont alignées sur l'axe nord-sud. Cette inégale répartition spatiale se confirme avec 49% des stations fournissant 19% des données d'EEN. Pratiquement, la même valeur d' IG (0,27) s'observe dans l'unité 9 où 35% des stations donnent moins de 10% des valeurs d'EEN. Les stations sont situées au niveau des multiples retenus d'eau du sud et le long de la réserve faunique Ashuapmushuan.

Dans l'unité 8, située au sud-ouest de la zone B, la répartition spatiale des stations montre que 77% des données d'EEN sont fournies par 92% des stations. Les stations se situent dans les secteurs de forte concentration humaine au sud et le long des affluents des principaux lacs du nord et du centre de l'unité 8.

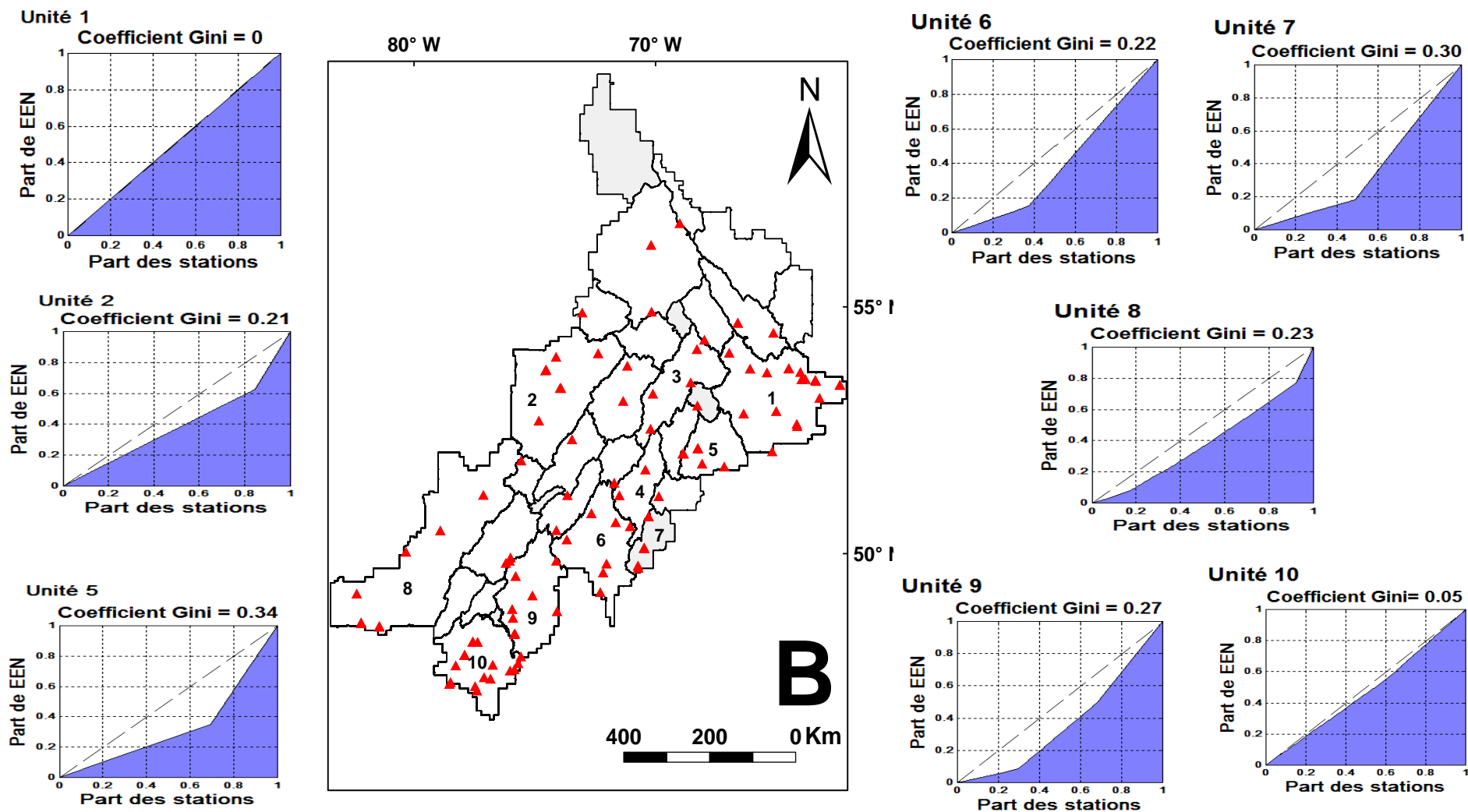


Figure 4.5: Courbes de Lorenz et les mesures des inégalités spatiales des stations dans les unités de la zone B à l'échelle locale.

L'unité 1 de la zone D comporte des stations inégalement réparties ($IG=0,34$) où 39% des données de l'EEN sont fournies par 72% des stations nivométriques (Figure 4.6).

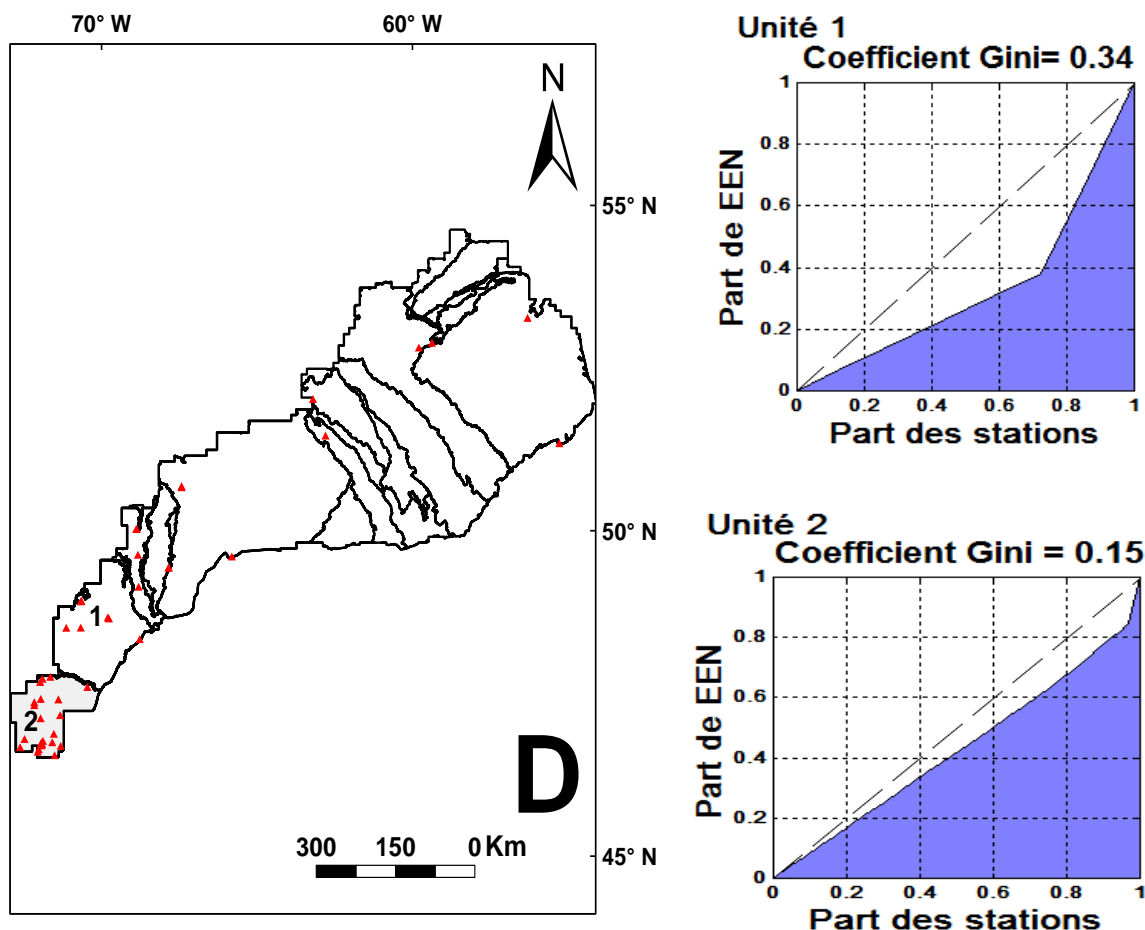


Figure 4.6: Courbes de Lorenz et les mesures des inégalités spatiales des stations dans les unités de la zone D à l'échelle locale

Tout comme dans les autres unités, ces stations se situent à l'embouchure des lacs et à proximité des zones de concentrations humaines. De même, dans l'unité 2 au sud de la zone D, la présence des Parcs nationaux (Hautes-Georges-de-la-Rivière-Malbaie, Jacques-Cartier etc.) et de la Réserve faunique des Laurentides explique la répartition égalitaire dans la partie méridionale du lac Saint-Jean. Le couvert nival des piémonts de la série des monts Grands-Jardins (mont Raoul-Blanchard, mont Lac des Cygnes, mont Érables, etc.) est suivi par des stations également réparties ($IG=0,1$). Au nord de

l'unité 2, le long de la rivière Saguenay est échantillonné par une série de stations (92%) fournissant 83% des données de l'EEN.

Dans l'ensemble, les stations nivométriques de la zone E présentent à l'exception de l'unité 1, une répartition spatiale inégale au niveau des courbes de Lorenz (Figure 4.7). La répartition égalitaire des stations de l'unité 1, le long du lac Cabonga jusqu'au sud du lac Baskatong, s'explique par la présence partielle de la réserve faunique la Verendrye. Par contre, dans l'unité 2 limitée au nord par le lac Saint-Jean, 68% des stations fournissent 37% des données d'EEN ce qui correspond à un *IG* de 0,4 avec un manque de stations dans le sud. Cette unité englobe une partie de la réserve faunique des Laurentides ce qui explique le regroupement des stations au nord autour des affluents des lacs.

Dans le cas de l'unité 3 recouvrant une grande partie de la réserve faunique la Verendrye, les stations sont situées le long de l'axe routier ce qui correspond à un *IG* de 0.37. Dans cette unité, presque 57% des données d'EEN proviennent de 82% des stations. De même, les stations (92%) de l'unité 4 se regroupent autour des sites du Mont Laurier fournissant 61% des données d'EEN. Cette inégale répartition des stations (*IG* = 0,29) présente un manque de données sur la partie sud de l'unité jusqu'au la rivière de l'Outaouais. La même répartition inégale des stations s'observe dans l'unité 5 où l'agglomération de la ville de Québec (aéroport et Valcartier) concentre les stations de mesure. Dans la partie ouest de la zone E, l'unité 6 s'étire de la réserve faunique la Verendrye à la rivière de l'Outaouais au sud. Les stations se répartissent dans la Zone d'Exploitation Contrôlée (ZEC) de Pontiac à l'est et au sud dans les villes de la grande plaine de la rivière Outaouais. Cette répartition inégale des stations correspond à un *IG* de 0,4 où 41% d'EEN sont obtenus par 81% des stations. La même valeur d'inégale répartition des stations s'observe dans l'unité 7 regroupant le bassin versant de la rivière Gatineau. Les stations (75%) installées le long de la rivière et des affluents des lacs du nord de l'unité fournissent 37% des données de l'EEN. Le nombre très limité de stations nivométriques dans le bassin a été souligné par Tapsoba *et al.* (2005). Dans

l'unité 8, les stations (92%) regroupées au voisinage du Mont-Tremblant et du principal axe routier et ne fournissant que 60% des données d'EEN. Cette répartition inégale ($IG=0,3$) montre des stations au centre et dans l'agglomération Saint-Michel-des-Saints de la réserve du Parc régional du Lac Taureau. Le regroupement des stations autour des zones urbaines marque distinctement l'unité 9 dans laquelle l'inégale répartition ($IG=0,5$) est plus forte. En effet, les stations (81%) principalement installées dans les zones d'habitations de la plaine du fleuve Saint-Laurent ne fournissent que 22% des données d'EEN. Au nord de la zone E, se situe l'unité 10 dans laquelle les stations (41%) localisées sur les piémonts des Monts Témiscamie produisent 20% de l'EEN. Ceci inégale répartition ($IG=0,2$) présente un manque de stations vers le sud et peut s'expliquer par l'importance du suivi du couvert nival dans les zones d'altitude.

Dans la zone F, les stations de l'unité 1 se répartissent le long des principaux axes routiers ce qui présente un manque de stations dans la région du centre (Figure 4.8). De ce fait, près de 29% des données d'EEN sont fournies presque par 82% des stations. La répartition est plus égalitaire ($IG=0,1$) au sud dans l'unité 2 où 37% des stations fournissent 25% des données de l'EEN. C'est une zone de fortes densités humaines avec un réseau de stations plus dense couvrant mieux l'espace.

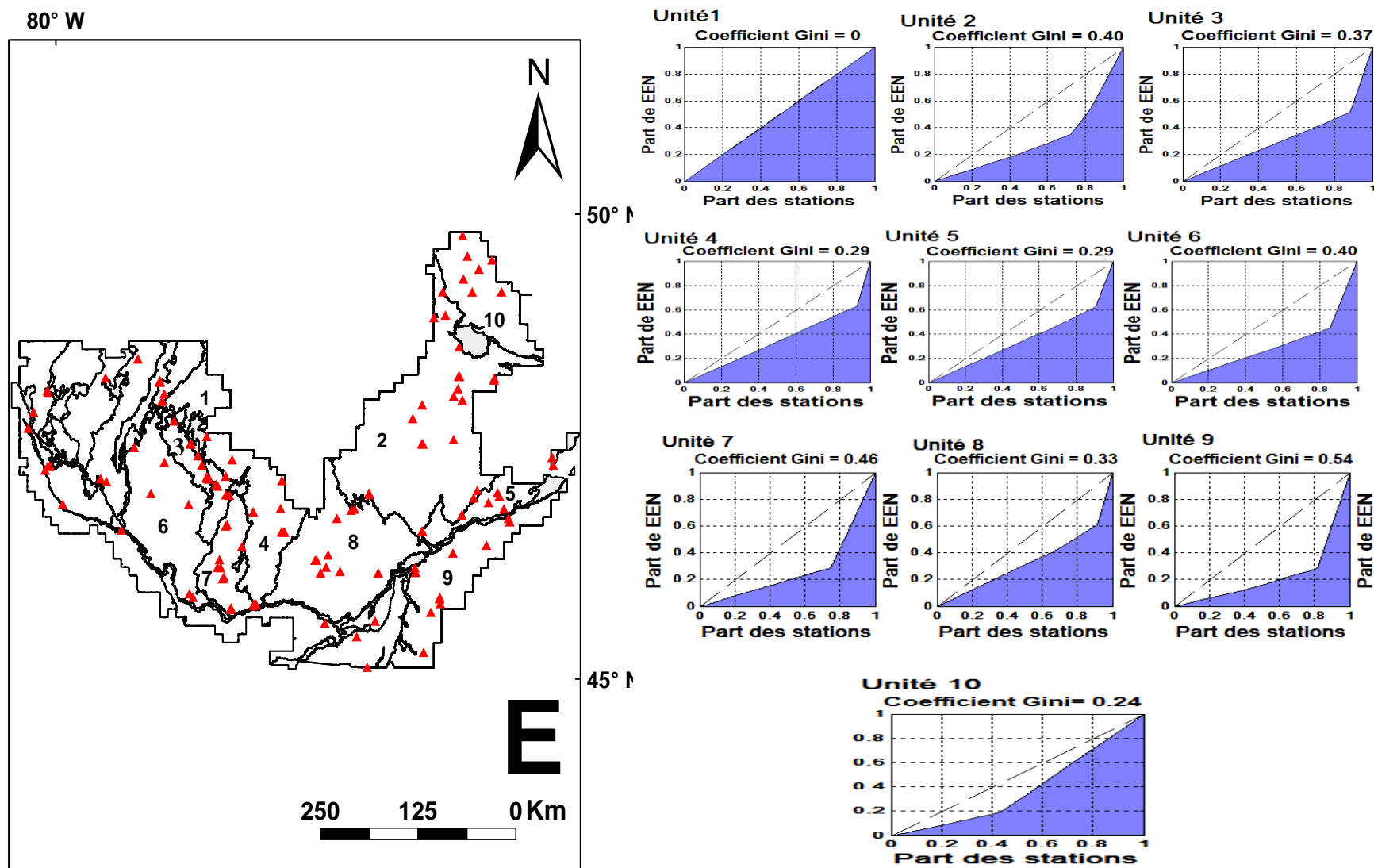


Figure 4.7: Courbes de Lorenz et les mesures des inégalités spatiales des stations dans les unités de la zone E à l'échelle locale

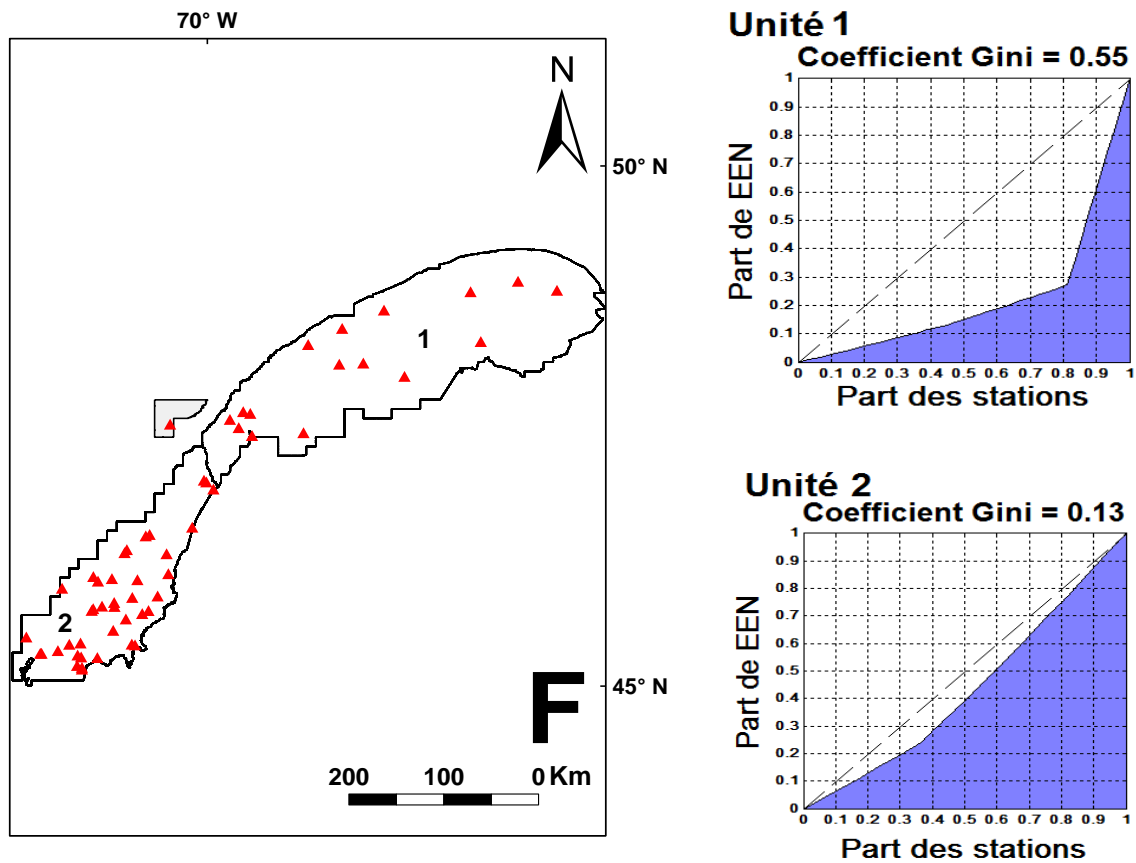


Figure 4.8: Courbes de Lorenz et les mesures des inégalités spatiales des stations dans les unités de la zone F.

En somme, il est à constater que les stations nivométriques du territoire d'étude couvrent inégalement l'espace à l'échelle locale. On remarque de fortes concentrations de stations dans des secteurs d'intérêts économiques, les agglomérations urbaines, le long des axes routiers, etc. Ces stations répondent à des besoins locaux (sécurité publique, gestion des ressources hydriques, etc.) et sont très opérationnelles. Cependant, de telles répartitions des stations ne permettent pas de suivre la variabilité spatiale dans les différentes unités délimitées et contribueront à la redondance des données au niveau des stations. Dans les lignes qui suivent, il sera question d'évaluer la redondance des stations à travers l'analyse de leur densité spatiale dans les différentes unités identifiées.

4.3.3 Analyse de la redondance des stations nivométriques

Les zones A et C ne présentent pas de stations aux périodes d'observations concomitantes suffisamment longues permettant l'application de la méthode. Dans la zone B, l'analyse de la densité spatiale est effectuée dans les unités 1, 6, 9 et 10. Le Tableau 4.1 montre les classes (modalité) des stations de l'unité 1 de la zone B. Cette procédure étant similaire dans les autres unités, seule celle de l'unité 1 de la zone B est présentée dans le texte. Les autres classes sont présentées en annexe C. La classe 1 est composée des stations (St1, St2, St5, St6, St10 et St11) ayant les plus fortes contributions sur l'axe F1. La classe 2 se compose des stations (St3, St4, St7, St8, St9, St12 et St13) ayant les plus fortes contributions sur l'axe F2.

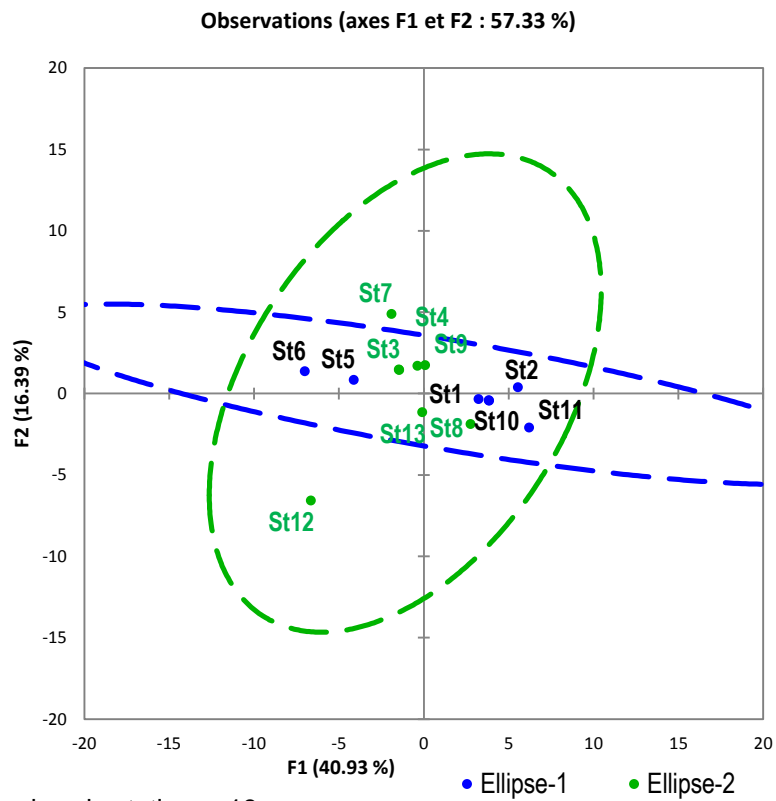
Tableau 4.1: Contribution des stations aux axes principaux et leur modalité respective dans l'unité 1 de la zone B.

| <i>Stations</i> | <i>Contributions des observations (%)</i> | | <i>Classes ou Modalité</i> |
|-----------------|---|---------------|------------------------------------|
| | <i>F1</i> | <i>F2</i> | |
| St1 | 6.726 | 0.188 | 1 |
| St2 | 13.759 | 0.217 | 1 |
| St3 | 1.077 | 2.350 | 2 |
| St4 | 0.088 | 3.257 | 2 |
| St5 | 8.075 | 0.693 | 1 |
| St6 | 22.964 | 1.896 | 1 |
| St7 | 1.733 | 27.675 | 2 |
| St8 | 3.623 | 3.875 | 2 |
| St9 | 0.001 | 3.566 | 2 |
| St10 | 4.789 | 0.102 | 1 |
| St11 | 18.232 | 4.538 | 1 |
| St12 | 18.929 | 50.128 | 2 |
| St13 | 0.004 | 1.516 | 2 |

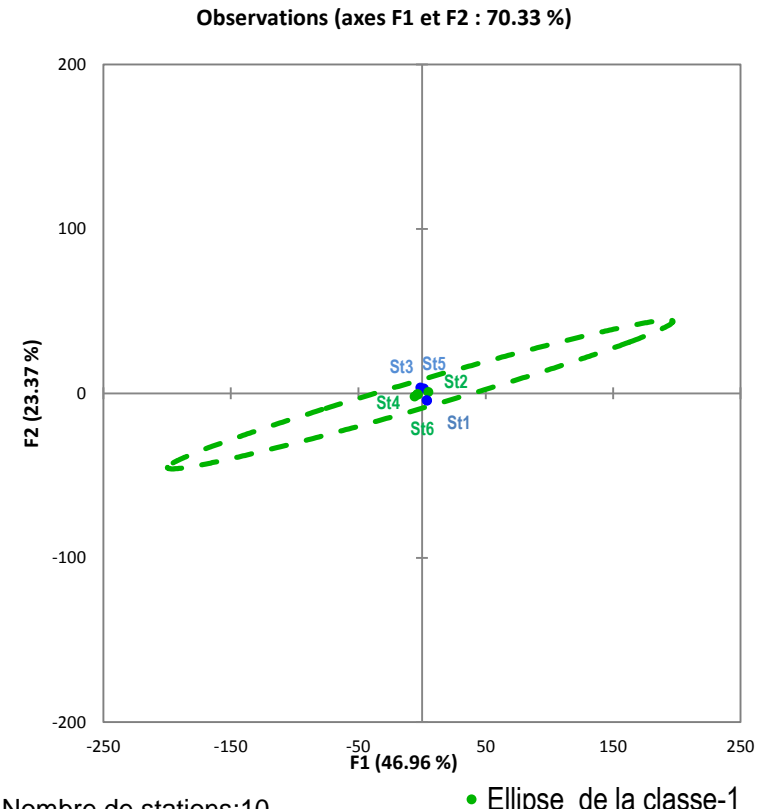
Dans l'unité 1 de la zone B, l'ellipse 2 de la classe 2 montre un groupe des stations (13) apparemment homogène que l'on peut garder (Figure 4.9). La forme de l'ellipse 1 de la classe 1 montre que les données de neige ne peuvent être bien représentées par une seule station. L'ajout de stations complémentaires serait nécessaire pour fournir plus de données sur la variabilité spatiale de l'EEN. Le chevauchement des ellipses des classes 1 et 2 démontre que les données des stations sont redondantes. Aussi, les corrélations entre les stations (Annexe D, unité 1, Zone B) sont très fortes. Les coefficients sont différents de 0 à un niveau de signification $\alpha = 0,05$. Toutefois, la station St12 très proche de l'ellipse de classe 1 doit être gardée, car elle est la seule à être moins corrélée aux autres.

Dans les unités 6 et 9, les formes des ellipses montrent qu'il faut plus d'une station pour fournir les données de la neige (Figure 4.9 et Figure 4.10). Cependant, dans les deux cas, les données de l'EEN sont redondantes dans les stations actuelles. En effet, dans l'unité 6, la période concomitante entre les stations (6 stations sélectionnées sur 10) est de 1980 à 2010. Les corrélations démontrent que les stations St1, St2, St3 et St4 peuvent être gardées tandis que les St5 et St6 présentent de fortes corrélations avec la St1 et la St2. La station St6 est moins corrélée aux stations St3 et St4. Dans l'unité 9, seule la station St2 est moins corrélée avec les autres. Ce constat impose une réorganisation spatiale des stations, car il est nécessaire de déplacer des stations dans les secteurs peu échantillonnés de l'unité 9.

Dans l'unité 10 de la zone B (Figure 4.10), la période concomitante entre les stations (8 stations sélectionnées sur 17) s'observe entre 1977 et 2012. L'ellipse de la classe 1 regroupe des stations apparemment homogènes. La forme de l'ellipse de la classe 2 montre qu'un ajout de stations améliorerait les données sur l'EEN. Toutefois, les deux groupes de stations fournissent des données redondantes, car seule la station St5 est moins corrélée avec les autres stations (Annexe D, unité 10, zone B). La station St4 présente une faible corrélation avec la St2. Cependant, dans l'ensemble, une réorganisation spatiale pourrait améliorer le suivi de l'EEN.

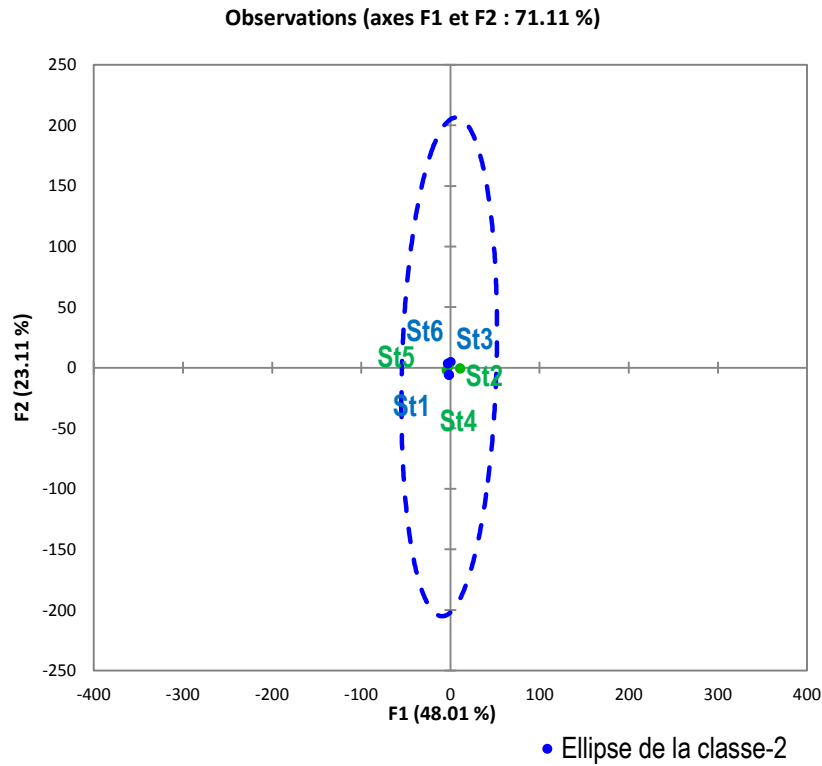


Nombre de stations : 18
 Nombre de stations retenues : 13
 Années concomitantes: 1972-2011 (39 ans) **Unité 1**



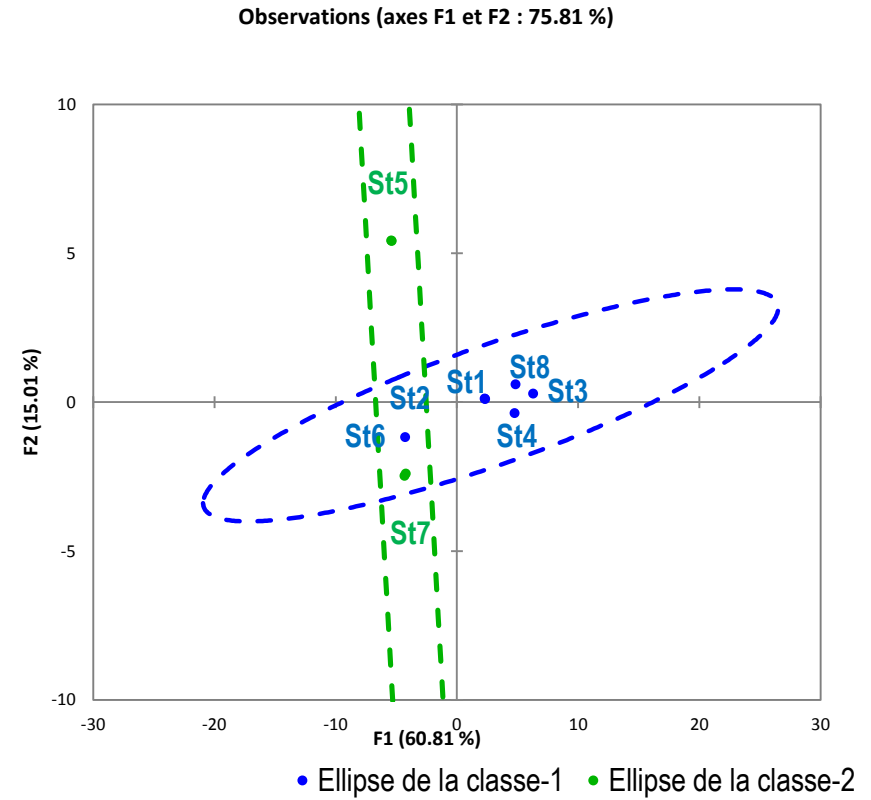
Nombre de stations: 10
 Nombre de stations retenues: 6
 Années concomitantes 1980-2010 (30 ans) **Unité 6**

Figure 4.9: Ellipses de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{re} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations des unités 1 et 6 de la zone B.



Nombre de stations: 10
 Nombre de stations retenues: 6
 Années concomitantes : 1955-2012 (57ans)

Unité 9



Nombre de stations: 17
 Nombre de stations retenues: 8
 Années concomitantes: 1977-2012 (37 ans)

Unité 10

Figure 4.10: Ellipses de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{re} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations des unités 9 et 10 de la zone B.

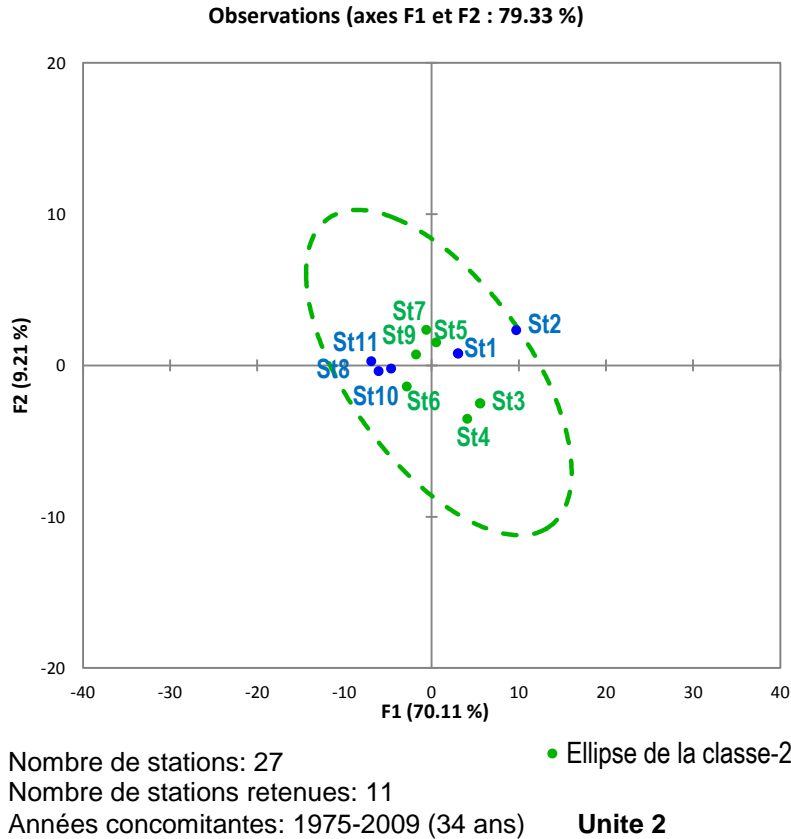


Figure 4.11: Ellipse de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{er} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations de l'unité 2 de la zone D.

Dans la zone D (Figure 4.11), seules onze stations sur 27 de l'unité 2 présentent des périodes d'observations concomitantes entre 1975 et 2009. L'ellipse de la classe 2 moyennement allongée indique que les données de neige ne peuvent être bien représentées par une seule station dans cette unité. Cependant, les stations actuelles sont fortement corrélées entre elles, sauf la station St2 située sur l'ellipse (Annexe D, unité1, zone D). La station St11 est faiblement corrélée avec les St1, St3 et St4. Au regard de ceci, il demeure important de déplacer la majorité des stations afin d'améliorer le suivi de la variabilité spatiale de l'EEN.

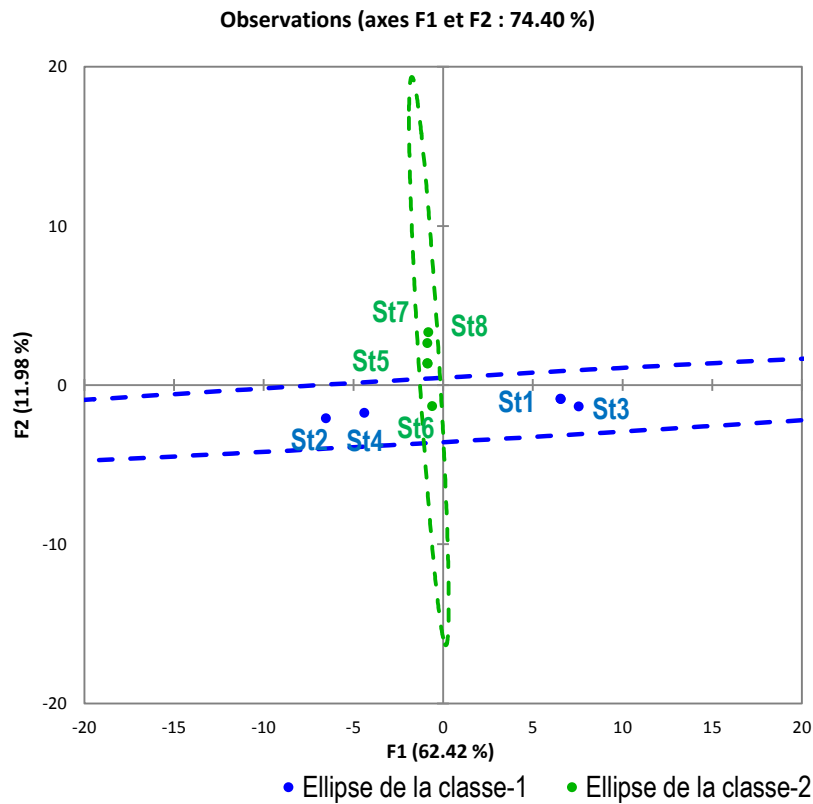
Dans la zone E, l'analyse de la densité spatiale est effectuée sur les stations des unités 2, 7, 9 et 10 présentant les périodes d'observations concomitantes (Figure 4.12 et Figure 4.13). En effet, sur vingt et une (21) stations de l'unité 2, neuf (8) stations sont retenues sur la période d'observation concomitante entre 1970 et 2002. Les formes des ellipses des deux classes indiquent qu'il est nécessaire d'ajouter des stations dans chaque classe pour mieux représenter la variabilité spatiale de l'EEN. De plus, le chevauchement des ellipses signifie que dans les deux classes, les données fournies par les stations sont redondantes (Figure 4.12). Les stations de la classe 1 (St1, St2, St3 et St4) sont faiblement corrélées à la station St8 de la classe 2. Les stations de la classe 2 (St5, St6, St7 et St8) présentent une intercorrélacion élevée sauf avec la station St8. En somme, les corrélacions sont significatives entre les stations à l'exception des stations St8 dont les faibles corrélacions (0,2 avec la St2 et 0,18 avec la St4 par exemple) indiquent un besoin de réorganisation spatiale des stations (Annexe D, unité 2, zone E). Dans l'unité 7 de la zone E, sur treize (13) stations, six (6) présentent une période d'observation concomitante entre 1956 et 1986. La forme de l'ellipse indique la nécessité d'ajout de stations pour bien représenter la variabilité spatiale de l'EEN (Figure 4.12). Les stations du groupe présentent des valeurs d'intercorrélacion très fortes (Annexe D, unité 7, zone E). La station St6 étant à l'extérieur de l'ellipse de la classe1, l'hypothèse de la garder peut être acceptée du fait qu'elle est moins corrélée avec les autres stations (Annexe D, unité 7, zone E).

Sept (7) stations sur onze (11) sont retenues dans l'unité 9 (Figure 4.13). La période d'observation concomitante entre les stations s'étend de 1980 à 2009. L'ensemble des stations de l'unité 9 est regroupé par une ellipse de forme allongée indiquant qu'il faut plus d'une station pour un meilleur suivi de la variabilité spatiale de l'EEN. Cependant, l'intercorrélacion des stations signifie que dans ces groupes, les données sont redondantes dans les stations correspondantes. La station St1 peut être conservée, car elle est moins corrélée aux stations St4, St5, St6 et St7 (Annexe D, unité 9, zone E). Dans ce pareil cas, il est nécessaire de déplacer les stations pour un meilleur suivi de l'EEN. Par contre dans l'unité 10 de la zone E, les stations (4 retenues sur 7) sont faiblement corrélées entre elles. Les coefficients de corrélacion sont significatifs, mais

très faibles (Annexe D, unité 10, zone E). Aussi, la forme de l'ellipse indique que les stations peuvent être gardées selon la forme presque homogène de l'ellipse de la classe 1. Elles sont nécessaires et fournissent des informations suffisantes de la neige (Figure 4.13). Ce qui confirme que les stations sont spatialement bien distribuées.

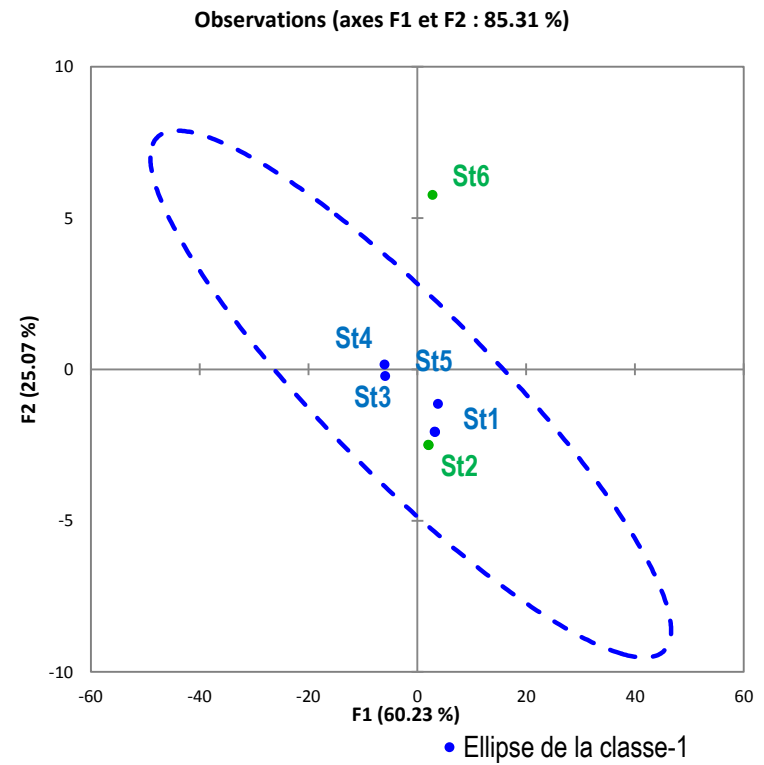
Dans la zone F, les formes des ellipses des deux classes indiquent que la variabilité spatiale de l'EEN ne peut être représentée par une seule station (Figure 4.14). Dans le groupe de stations de la classe 2 (unité 1), des stations peuvent être ajoutées, car la forme de l'ellipse est allongée. Ceci est plus accentué dans les groupes de l'ellipse de la classe 1 dont l'ellipse est plus aplatie et allongée. De plus, les données de l'EEN sont comparables et redondantes dans les stations correspondantes. En effet, dans l'unité 1, sur seize stations, onze présentent une période d'observation concomitante de 1978 à 2009. L'intercorrélation dans la classe 1 est très forte en dehors des stations St8, St9 et St11 (Annexe D, unité 1, zone F). L'intercorrélation est élevée dans la classe 2, en dehors de la station St10 qui peut être maintenue. De ce constat, on peut supposer pour un suivi optimal de la variabilité spatiale de l'EEN, les stations doivent être déplacées.

Dans l'unité 2, la forme de l'ellipse de la classe 2 est plus homogène ce qui suppose que toutes les stations sont nécessaires. L'intercorrélation entre les stations de l'unité 2 permet de les garder (Annexe D, unité 2, zone F). La forme étendue de l'ellipse de la classe 1 montre qu'il faut plus d'une station pour représenter l'EEN. L'intercorrélation de la classe 1 présente des valeurs élevées entre les stations. Les faibles corrélations entre certaines stations (St15, St21 et St22) indiquent qu'elles peuvent être retenues. Le chevauchement des ellipses démontre de la redondance des données entre les deux groupes. (Annexe D, unité 2, zone F).



Nombre de stations: 21
 Nombre de stations retenues: 8
 Années concomitantes: 1970-2002 (32 ans)

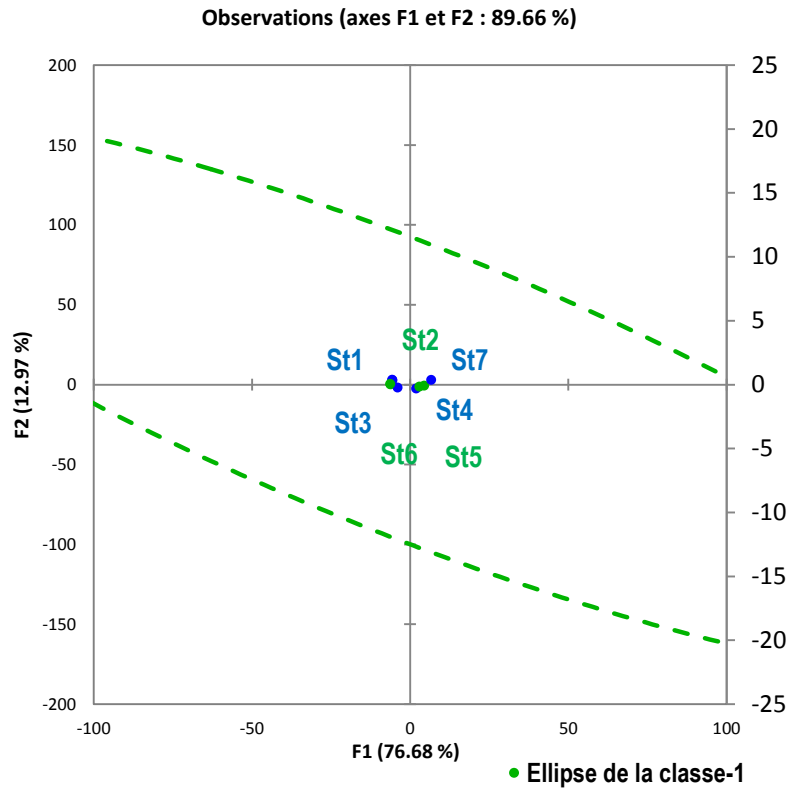
Unité 2



Nombre de stations 13
 Nombre de stations retenues : 6
 Années concomitantes: 1956-1986 (30 ans)

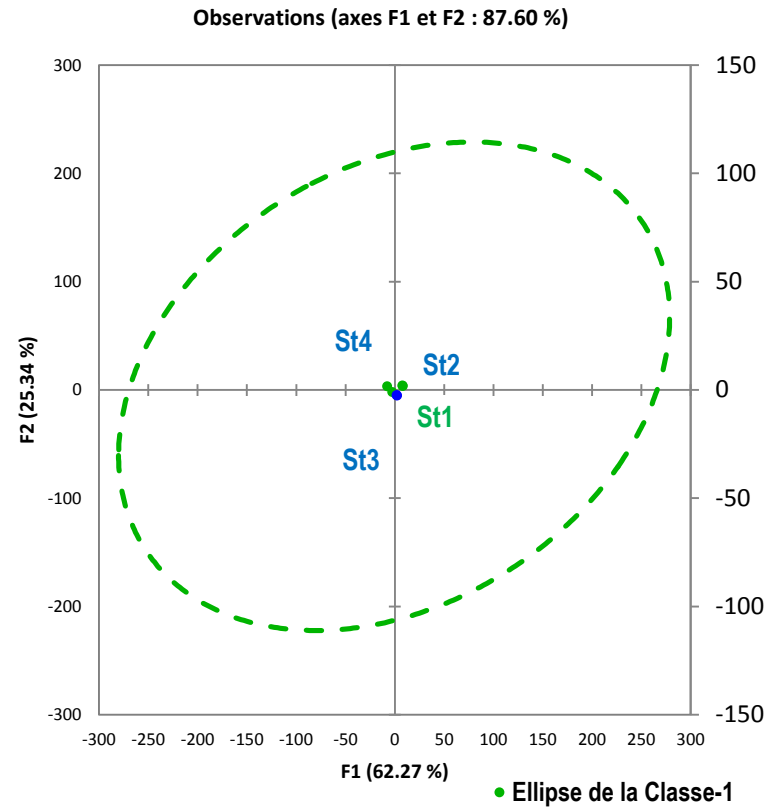
Unité 7

Figure 4.12 : Ellipses de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{re} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations des unités 2 et 7 de la zone E



Nombre de stations 11
 Nombre de stations retenues: 7
 Années concomitantes: 1980-2009 (29 ans)

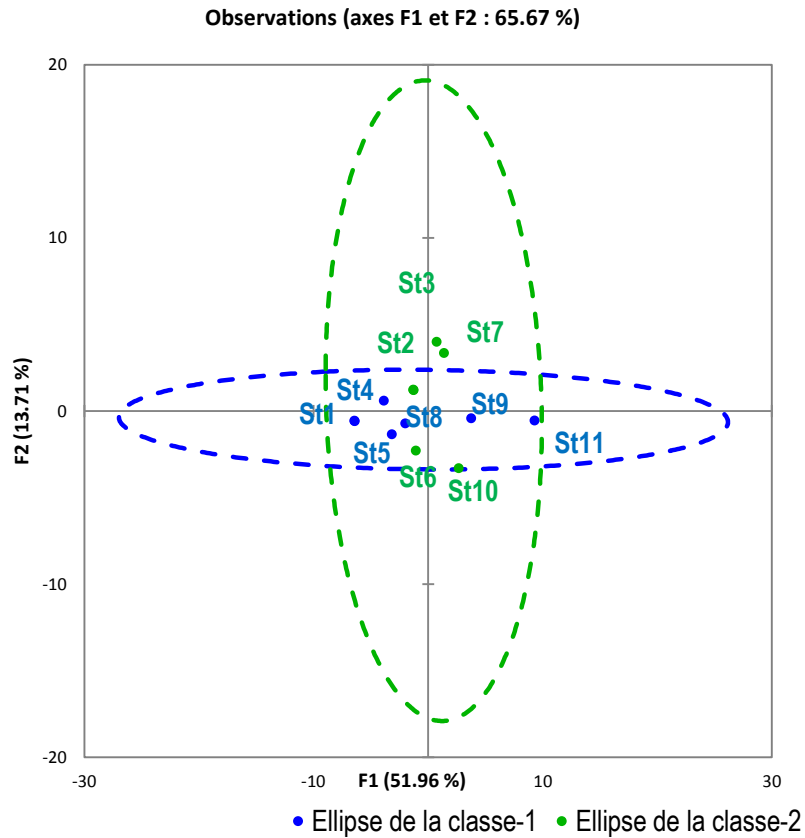
Unité 9



Nombre de stations: 7
 Nombre de stations retenues : 4
 Années concomitantes: 1957-2010 (53 ans)

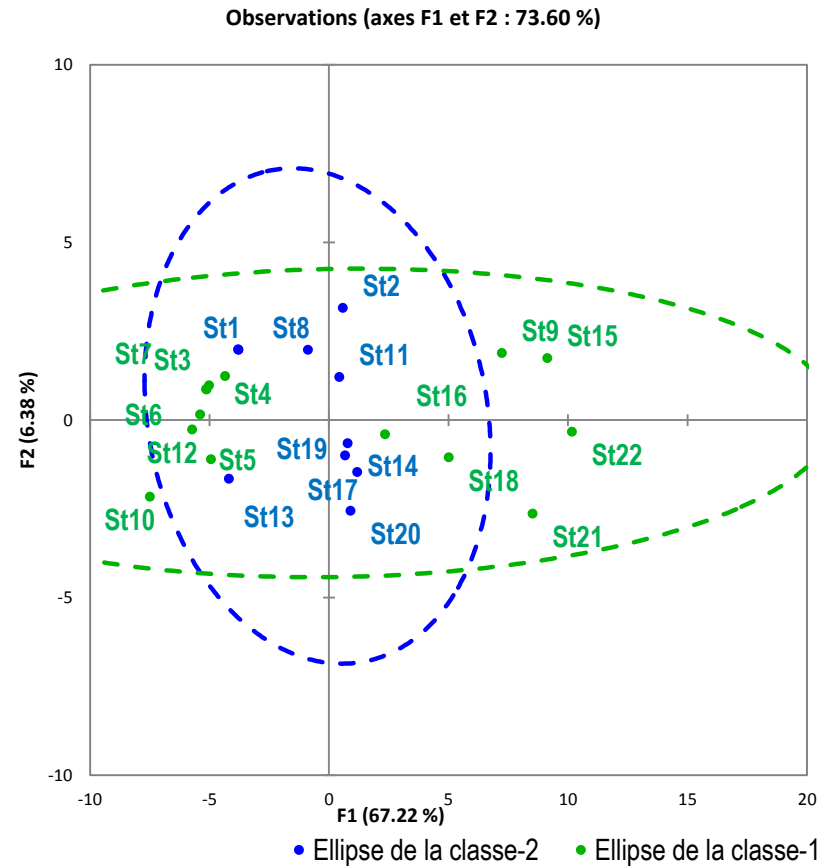
Unité 10

Figure 4.13 : Ellipses de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{re} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations des unités 9 et 10 de la zone E.



Nombre de stations:16
 Nombre de stations retenues : 11
 Années concomitantes : 1978-2009 (31 ans)

Unité1



Nombre de stations:40
 Nombre de stations retenues: 22
 Années concomitantes : 1970-2009 (39)

Unité 2

Figure 4.14 : Ellipses de proximités à 95% établies d'après les coefficients de corrélation entre la 1^{re} et la 2^e, composantes principales autour des classes des stations des unités1 et 2 de la zone F.

4.4 Synthèse du chapitre 4

Le chapitre portait sur le second objectif de la thèse soit l'analyse critique du réseau de stations nivométriques par rapport aux structures délimitées de la variabilité spatiale de l'EEN. Cet objectif a été atteint en évaluant dans un premier temps, la capacité du réseau de mesure à modéliser la structure spatiale de l'EEN à l'aide de l'analyse variographique. Dans une seconde phase, la répartition spatiale des stations est analysée à l'aide de la courbe d'inégale répartition et de la mesure de cette répartition spatiale par l'indice de Gini. Enfin, la dernière phase a mené à identifier les stations redondantes à l'échelle locale par les descriptions des ellipses de proximités proposées par les statistiques multivariées de l'Analyse en Composantes Principales.

Ainsi, l'analyse variographique basée sur la longueur de corrélation entre les stations a permis de démontrer l'existence de structure spatiale entre les stations à l'échelle régionale. Dans chaque zone géographique aux structures spatiales homogènes en termes de l'EEN, le réseau de stations nivométriques modélise la structure spatiale à des distances différentes. Aussi, des microvariations existent dans chaque zone, ce qui suppose de fortes différences entre les données de stations très proches. Les résultats de cette analyse du réseau démontrent la capacité du réseau de stations nivométriques à permettre la modélisation de la variabilité spatiale du maximum annuel moyen de l'EEN. Par ailleurs, les résultats de la répartition spatiale montrent que les stations couvrent de manière égale les zones à l'échelle régionale. Cependant, à l'échelle locale, le nombre très faible des stations par unité ne permet pas d'évaluer la capacité de modélisation de la variabilité spatiale de l'EEN par les stations du réseau à ce niveau d'observation. De même, les stations sont inégalement réparties dans l'espace. Ceci renforce la redondance des données d'EEN entre les stations regroupées autour des zones d'activités économiques et des centres urbains. Cette phase a permis d'identifier le groupe de stations susceptibles de fournir des données redondantes d'EEN et les groupes de stations homogènes. Cependant, les résultats de ces analyses ne

permettent pas d'identifier spécifiquement les secteurs susceptibles d'être couverts par plusieurs stations, ni les stations à déplacer ou à supprimer.

Malgré leur répartition spatiale inégale et la redondance des données à l'échelle locale, les stations nivométriques fournissent les données in situ, sur lesquelles se base la spatialisation pour constituer des valeurs continues du couvert nival. Dans le chapitre suivant, le maximum annuel moyen de l'EEN sera estimé en fonction des structures délimitées à l'échelle considérée.

5 SPATIALISATION MULTI-ÉCHELLES DE L'EEN

L'analyse de la variabilité spatiale de l'EEN a permis d'identifier et de délimiter de manière objective les limites des structures. Par la suite, la capacité du réseau de stations nivométriques à modéliser la variabilité spatiale de l'EEN a été évaluée et les stations redondantes ont été identifiées dans les unités géographiques aux structures homogènes en termes de l'EEN. Dans ce chapitre, la spatialisation de l'EEN en fonction des structures délimitées à l'échelle locale et régionale sera discutée.

Le développement des méthodes de spatialisation des variables ponctuelles est la réponse à l'incapacité de procéder à des mesures en tous les points (Blöschl *et al.*, 1995). La spatialisation permet à partir de la distribution discrète de la variable d'intérêt de constituer une distribution continue. Dans le cas particulier de l'étude de la variabilité spatiale des paramètres physiques de la neige, les techniques de spatialisation fournissent des résultats satisfaisants (Edwards *et al.*, 1998, Elder *et al.*, 1998, Carroll *et al.*, 1999, Tapsoba *et al.*, 2005). Cependant, le nombre élevé et la diversité des variables explicatives constituent des limites pour les algorithmes de spatialisation. L'hétérogénéité spatiale et les conditions de neige rendent complexe l'analyse de la variabilité spatiale du couvert nival (Goïta *et al.*, 2003). Ceci constitue des erreurs dans les estimations qui sont peu représentatives de la variabilité spatiale de l'EEN. La spatialisation multi-échelles de l'EEN en fonction des structures délimitées se propose de combler ce vide en estimant des valeurs plus représentatives de l'EEN. Ceci contribuera à une meilleure gestion des ressources hydriques durant la période de fonte printanière en tout point du territoire d'étude.

Le troisième objectif de la recherche doctorale est de **développer une méthode de spatialisation multi-échelles qui prend en compte la segmentation spatiale proposée dans l'analyse de la variabilité spatiale de l'EEN**. Pour y parvenir, il s'agira de spatialiser l'EEN dans les zones et unités géographiques aux structures spatiales homogènes délimitées à l'échelle locale et régionale.

5.1 Approche méthodologique

Dans les différentes zones et unités géographiques aux structures spatiales homogènes en termes d'EEN (échelle régionale et locale telles que définies dans les chapitres précédents), les métavariabes physiographiques de chaque zone ou unité sont utilisées dans l'estimation de l'EEN comme des variables secondaires explicatives. La méthodologie de spatialisation adoptée se subdivise en deux parties (Figure 5.1).

Dans la première partie, à l'échelle régionale, une régression multi polynomiale est établie en fonction des métavariabes (U_1, U_2, U_3, U_4) et du maximum annuel moyen de l'EEN des stations sur tout le territoire d'étude. Soit la fonction de prédiction $f(x)$ avec le terme qui peut être modélisé comme la fonction linéaire des métavariabes secondaires variant de façon régulière.

$$f(x) = a + bx \quad (29)$$

avec a et b les coefficients d'ajustement de la prédiction du modèle; X est la variable secondaire définie sur X élément de R^2 . La fonction aléatoire $Z(x)$ est une combinaison de la tendance et de variable aléatoire :

$$EEN_{Est} = f(x) + \varepsilon \quad (30)$$

Où ε est la variable aléatoire (résidu) de moyenne nulle avec un variogramme qui décrit la dépendance spatiale à petite échelle.

La régression multi polynomiale $f(x)$ ajuste la variable explicative (ou plusieurs variables explicatives) à la variable dépendante de manière non linéaire (Borcard, 2005). Cette méthode consiste à ajouter à la variable explicative de nouvelles variables construites mises au carré, au cube, etc. L'équation de la régression polynomiale, pour un polynôme du m-ième ordre est sous la forme:

$$f(x) = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_nx^2 + a_{n+1}x_2^2 + \dots + a_{nm}x_n^m \quad (31)$$

avec : $f(x)$: variable de l'EEN; x : variables explicatives; a : coefficients.

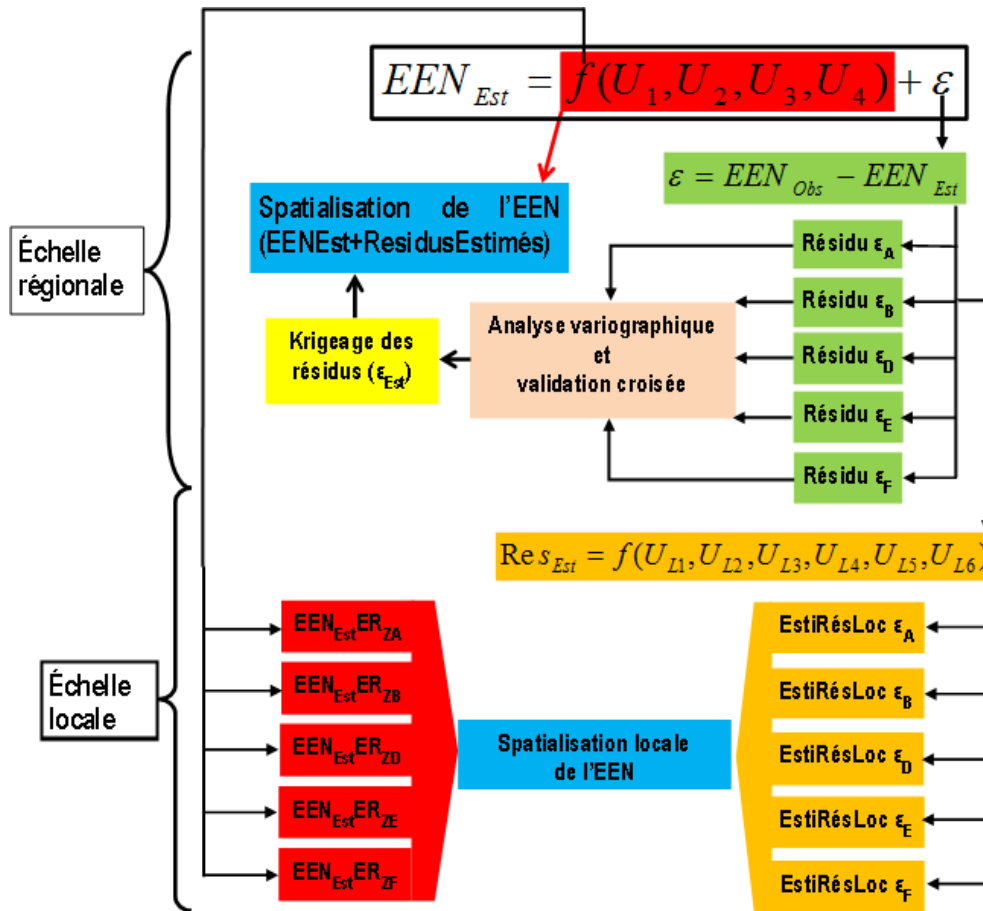


Figure 5.1: Approche méthodologique de la spatialisation en fonction des structures délimitées de la variabilité spatiale de l'EEN à l'échelle régionale et locale

Par la suite, les résidus sont extraits dans chacune des zones géographiques aux structures homogènes en termes d'EEN. Les prédictions de la variable aléatoire (ou résidus) ε par le modèle variographique présentant une distribution proche de la diagonale 1 :1 et une structure spatiale sont ajoutées à $f(x)$ pour obtenir EEN_{Est} . Ceux présentant une structure sont krigés et retenus pour corriger la partie déterministe de l'estimation de l'EEN (Figure 5.1: Echelle régionale). Le krigeage ordinaire est effectué pour interpoler les résidus du modèle de régression qui passent l'analyse variographique. Le krigeage ordinaire est appliqué, car l'espérance (moyenne) n'est pas

connue avec certitude (pour plus d'informations sur le krigeage ordinaire, consulter Goovaerts (1997)).

Dans la deuxième partie (Figure 5.1: Echelle locale), une régression est effectuée en fonction des métavariabes physiographiques locales pour estimer les résidus des zones de l'échelle régionale. À l'échelle locale, les résidus de l'estimation régionale de l'EEN sont réorganisés par les facteurs physiographiques locaux pour mettre en place des types d'accumulation spécifiques à chaque zone. À cet effet, le modèle de régression multi polynomiale exploite les métavariabes physiographiques locales et les résidus issus de l'estimation régionale de chaque zone. Par la suite, l'estimation locale finale de l'EEN est l'estimation régionale corrigée par les résidus estimés par les métavariabes physiographiques locales dans chaque zone à l'échelle locale.

Les modèles sont validés par la technique de *validation croisée*. Cette technique consiste à enlever temporairement une mesure de l'EEN de la base de données et d'utiliser le reste de la base comme la donnée de calibration pour ensuite estimer la mesure de l'EEN enlevée. Cette opération se répète pour l'ensemble de la base de données pour aboutir à une estimation de toutes les mesures de l'EEN permettant une comparaison entre les valeurs estimées/mesurées via les indices d'évaluation. Pour la présente thèse, quatre indices d'évaluations statistiques ont été utilisés (le coefficient de détermination (R^2), le Biais, l'erreur quadratique moyenne relative (EQMr) et le critère de NASH relatif) dont les formules sont représentées par les équations (32) (33) (34) et (35) respectivement.

Le critère du NASH évalue la performance des modèles en comparant les valeurs estimées avec la moyenne de celles mesurées. Pour un NASH négatif, il serait préférable d'utiliser la moyenne des valeurs mesurées que celles estimées par le modèle, qui est très peu performant. Le modèle commence à être satisfaisant à partir d'un NASH \geq à 0,8; le modèle est parfait pour un NASH=1 (Nash *et al.*, 1970).

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (M_i - \overline{M})(Es_i - \overline{Es})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (M_i - \overline{M})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Es_i - \overline{Es})^2}} \right]^2 \quad (32)$$

$$BIAIS_r = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Es_i - M_i}{M_i} \right) \quad (33)$$

$$EQMr = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Es_i - M_i}{M_i} \right)^2} \quad (34)$$

$$NASH_r = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (M_i - Es_i)^2}{\sum_{i=1}^n (M_i - \overline{M})^2} \quad (35)$$

où n est la taille de l'échantillon, M et Es sont les valeurs mesurées et estimées, et \overline{M} et \overline{Es} sont les moyennes des valeurs mesurées et estimées.

Les indices sont donnés sous forme relative dans le but de réduire le contraste entre les valeurs mesurées et estimées tant pour les fortes valeurs que les plus faibles. Les formes absolues des indices quantifient les différences absolues entre les valeurs observées et celles estimées. Une sur ou sous-estimation des fortes valeurs a une influence plus grande que celles des plus faibles. En utilisant les formes relatives des indices, on réduit l'influence de la différence absolue calculée pour les fortes valeurs d'EEN. En contrepartie, la différence absolue calculée pour les faibles valeurs d'EEN est pareillement haussée (Krause *et al.*, 2005).

À l'échelle régionale, la cartographie des valeurs continues de l'EEN est réalisée dans des projets constitués des métavariabes physiographiques régionaux, du krigeage des résidus présentant une structure spatiale. À l'échelle locale, dans chaque zone, la cartographie des valeurs continues de l'EEN est composée de l'estimation régionale et des résidus estimés par le modèle zonal de régression de stepwise en fonction des méta-variables physiographiques locales de ladite zone.

5.2 Résultats et discussions

5.2.1 Échelle régionale

La fonction de régression multi polynomiale est appliquée sur les métavariabiles physiographiques régionales U_1, U_2, U_3 et U_4 toutes les stations nivométriques du territoire d'étude. La fonction multi polynomiale de degré 3 obtenue est de la forme :

$$EstEEN_{ER} = 45,27U_1 + 8,41U_4 - 19,28U_2^2 + 11,85U_3^2 + 3,08U_3^3 + 240,87 \quad (36)$$

Le modèle permet d'estimer les valeurs du maximum annuel de l'EEN avec une variance expliquée à l'aide du coefficient de détermination $R^2=0,65$ (Figure 5.2). Cette valeur montre que 65% de la variation du maximum annuel moyen de l'EEN est expliquée par le modèle de régression et que 35% restent par conséquent inexpliquées. Les estimations relativement très écartées de la diagonale démontrent que le modèle a tendance à sous-estimer les plus fortes valeurs d'EEN (BIAISr = -3,39%).

L'analyse variographique des résidus est effectuée dans les zones B, D, E et F (voir Annexe E). Dans la zone A, le nombre de stations (18) est très faible ce qui constitue une limite à l'analyse variographique.

Dans la zone B, l'analyse variographique des résidus montre une variance de 856 jusqu'à la distance de 42 km au pas de 10 km (Annexe E, Variogramme des résidus de la zone B). Avec une microvariation à petite échelle ($C_0 = 260$), le rapport ($\beta = 0,7$) démontre que la variation spatiale est due à la distance entre les stations.

Le graphique des résidus en fonction des estimations (voir Annexe E, zone B) montre une distribution des points éloignés de la diagonale 1 :1.

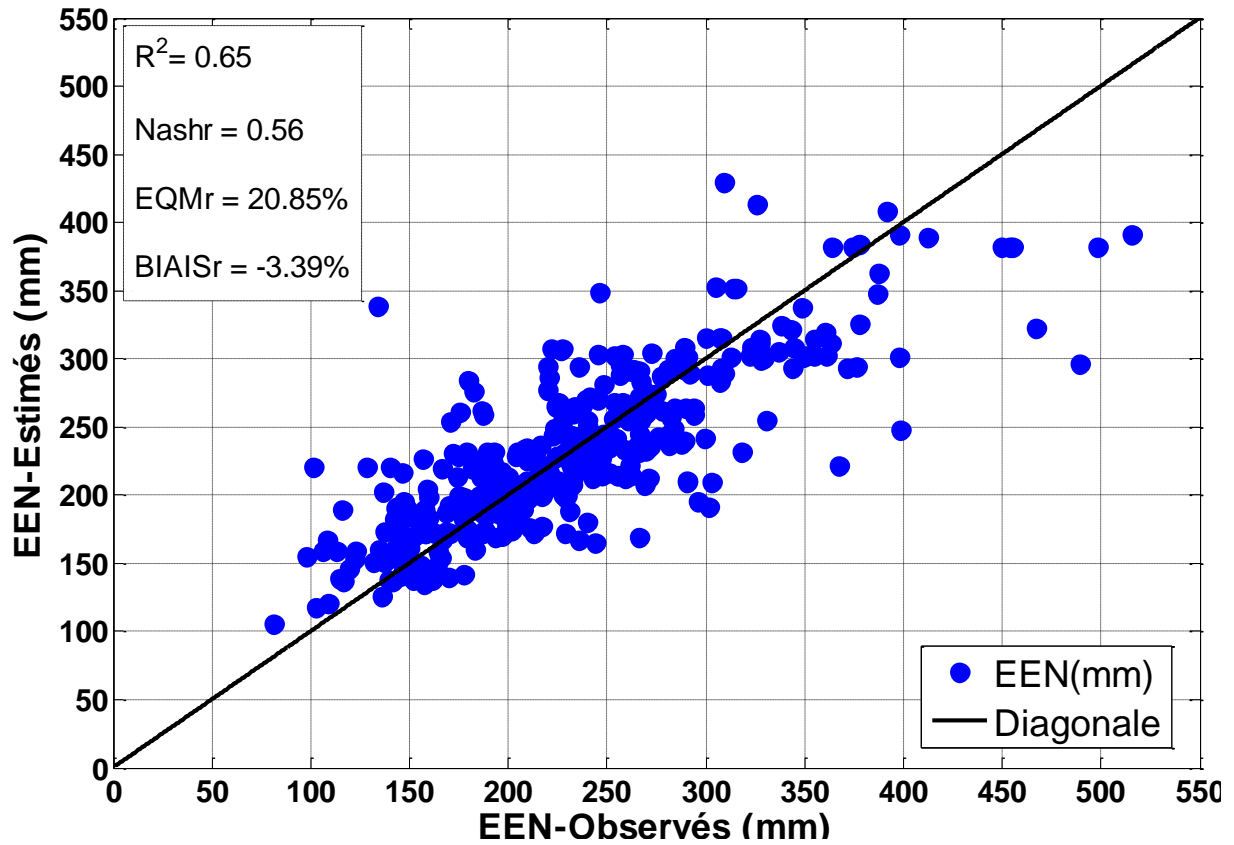


Figure 5.2 : Valeurs observées de l'EEN versus valeurs estimées du modèle avec les indices de performance sur le territoire d'étude.

Dans la zone D, la microvariation des résidus ($C_0 = 1000$) est la plus élevée des autres zones. La variance entre les stations ($\gamma(h_D) = 4200$) est atteinte à 100 km au pas de 2 km (Annexe E, Variogramme des résidus de la zone F). Le rapport ($\beta = 0,8$) montre également que la variation est due à la distance entre les stations et non à l'effet pépité. La *validation croisée* des résidus de la zone D, selon le modèle sphérique du variogramme explique 57% de la variance des résidus pour 43% non expliquée (Annexe E, Variogramme des résidus de la zone D). Par contre, le graphique des résidus en fonction des estimations (voir Annexe E, zone D) montre une distribution des points très éloignée de la diagonale 1 :1.

La variation à très courte échelle ($C_0 = 90$) des résidus de la zone E est la plus faible des zones. Ceci peut s'expliquer par la forte densité d'échantillonnage qui atténue les

variations aux distances inférieures au pas d'incrémentation. Par ailleurs, jusqu'à la distance de 150 km, la corrélation est forte entre les résidus des stations avec la présence de structure spatiale $\gamma(h_E) = 1250$. Par comparaison aux autres zones, les résultats de la *validation croisée* des résidus de la zone E, par le modèle sphérique du variogramme explique 70% de la variance des résidus pour 30% non expliquée (Annexe E, Variogramme des résidus de la zone E). Le rapport ($\beta = 0,9$) montre que la distance explique le mieux la variabilité de l'EEN dans la zone B. Par ailleurs, le graphique des estimations mesurées des résidus en fonction de celles estimées par le modèle variographique montre une bonne distribution des points par rapport à la diagonale 1 :1.

Par contre dans la zone F, l'analyse variographique des résidus montre une variance de $\gamma(h_E) = 400$ pour une microvariation de $C_0 = 510$. Le rapport $\beta = 0,4$ est très faible et montre que la variation est due à l'effet pépète. Aussi, les résultats de la *validation-croisée* montrent que la distribution des points est très éloignée de la diagonale 1 :1. La variance des résidus expliquée par le modèle variographique est presque nulle.

Les prédictions des résidus obtenues par *validation croisée* dans la zone E ont été ajoutées à la fonction $f(x)$ pour obtenir la valeur estimée de l'EEN $Z(x)$. Les résultats du modèle ajusté par les résidus de la zone E ont été satisfaisants avec une amélioration de la variance de 3% ($R^2 = 0,68$) contre 32% non expliquée par le modèle ajusté. Le NASHr indique que la modélisation par le krigeage des résidus est robuste avec un taux de succès de 83%. L'EQM et le BIAIS ont respectivement baissé d'environ 2 % et de 8%. Ce qui permet de conclure que les résultats de modèle d'estimation de l'EEN sont satisfaisants. La robustesse du modèle est aussi confirmée par le graphique de l'EEN mesuré en fonction de l'EEN estimé avec une meilleure distribution des points le long de la diagonale 1 :1. Les faibles valeurs de l'EEN sont mieux estimées par le modèle ajusté (Figure 5.3).

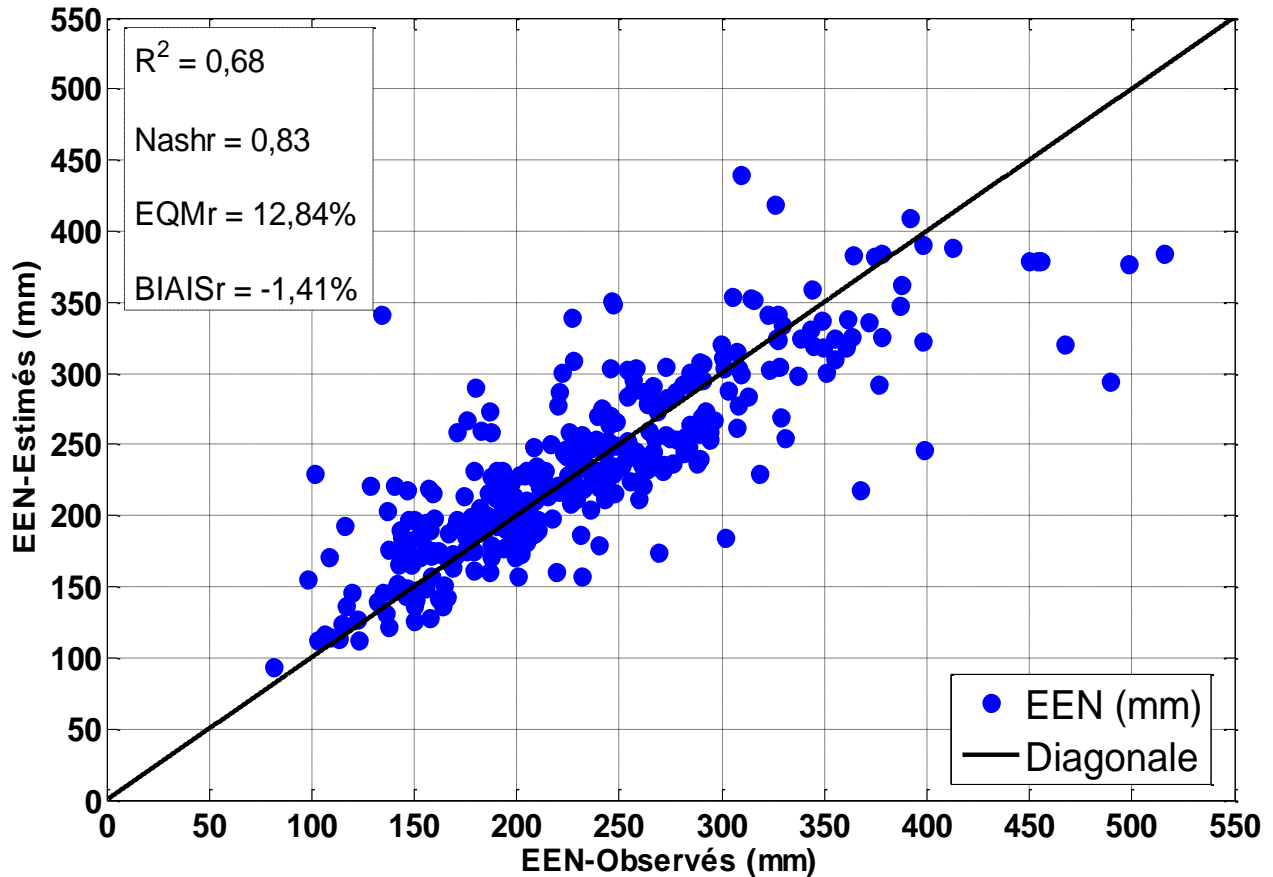


Figure 5.3: Valeurs observées de l'EEN versus valeurs estimées selon la validation croisée du modèle ajustée par les résidus avec les indices de performance sur le territoire d'étude.

La cartographie continue de l'EEN est réalisée dans chacune des zones délimitées. Dans la zone A, la cartographie continue des valeurs de l'EEN, présente des valeurs de 250 à 300 mm le long du piémont est du Bouclier canadien (Figure 5.4A). Au nord de la station Inukjuak, les monts D'Youville et Puvirnituk aux sommets fortement enneigés avec des valeurs d'EEN de 250 à 300 mm se prolongent vers la baie Hudson (Figure 5.4A). Les stations (Lac-Bolem, Lac Kanaapscow, Bienvielle et Lac Mollet) des piémonts du bouclier et les collines (Qingaaluq (400 m) et Umiujaq (400 m) sur le littoral de la baie se situent dans la zone de valeur élevée de l'EEN (250 - 300 mm). Les paliers de valeurs de l'EEN diminuent graduellement, des piémonts ouest du Bouclier canadien vers les basses terres des baies. Ceci montre que dans cette zone, l'altitude des piémonts constituerait une barrière aux vents humides des baies, donnant plus de neige sur la partie ouest des piémonts que le long du littoral.

Dans la zone B, la spatialisation de l'EEN montre des valeurs (200 à 300 mm) sur la ligne des monts Tichégami, Otish, Témiscamie, Severson et Uapahtkueh (Figure 5.4 B). La partie Est des piémonts des monts est une zone d'accumulation de neige estimée entre 300 et 400 mm. En effet, les piémonts est du mont Otish menant au réservoir Manicouagan, présentent des valeurs entre 300 et 350 mm d'EEN tandis que la dépression du réservoir a de valeurs estimées entre 350 à 400 mm. Au sud, les sommets élevés des Laurentides (mont Kaoskiwonatinak (627 m)), par exemple, ont des valeurs d'EEN estimées entre 300 et 350 mm. L'estimation de l'EEN dans la partie sud-ouest de la zone B montre des valeurs élevées entre 300 et 350 m sur les reliefs élevés des Laurentides (mont Reid (424m)) et 250 à 300 mm sur les piémonts sud-ouest des Monts Témiscamie. Au nord, s'étire une zone d'estimation de valeurs élevées (300 à 400 mm) démontrant le rôle de barrière des montagnes du nord (monts Jacques-Rousseau, d'Iberville) aux vents polaires. En somme, les estimations aux valeurs élevées sont localisées sur le Bouclier canadien (Province de Greenville et du Lac-Supérieur).

Dans la zone C (Figure 5.4 C), la spatialisation de l'EEN montre des valeurs estimées entre 300 et 350 mm sur toute la limite nord avec des points de fortes valeurs (400 m) sur les sommets des monts Torngat. En effet, toute la limite nord du territoire d'étude est une zone montagneuse comprenant, le long de la mer Labrador, les Monts Torngat (Jacques-Rousseau 1261 m, Iberville 1662 m) et le Cratère des Pingualuit le long du détroit d'Hudson plus au nord. Ces monts constituent des barrières aux vents polaires, donnant des accumulations de fortes valeurs sur la partie nord. Les basses terres de la baie d'Ungava présentent des valeurs comprises entre 250 et 300 mm.

De même, dans la zone D (Figure 5.4 D), les fortes valeurs estimées (300 à 400 mm) de l'EEN se retrouvent sur les sommets des Laurentides le long du Saint-Laurent. Au sud de la zone D, les valeurs élevées témoignent du rôle de l'altitude des Monts Grands Jardins (Monts Raoul-Blanchard (1175 m), Erables (1033 m), etc.) et les Monts Valin (984 m) dans l'accumulation de la neige au sol. Les formations forestières (conifères, feuillus, etc.) et les piémonts des montagnes du littoral (Groulx, Kapatahkatnahiu etc.)

ont des valeurs comprises entre 250 et 400 mm. Au nord de la zone D, une grande partie aux valeurs estimées entre 250 et 300 mm et qui correspond aux secteurs de basse terre du nord. Les zones de fortes valeurs (300 à 400 mm) sont localisées sur les monts tels que le Happy Valley Goose Bay de Churchill Falls et les montagnes du nord.

Dans la zone E (Figure 5.4 E), les valeurs estimées de l'EEN, sur l'axe des Monts Tremblant (998 m) et Raoul-Blanchard (1175 m), correspondent aux valeurs des zones montagneuses sous la latitude 50° nord avec des valeurs élevées (339 mm) sur les sommets. Sur les terres relativement basses de l'Outaouais et de Témiscamingue, les valeurs estimées de l'EEN se situent entre 100 et 250 mm. Les Basses-Terres du Saint-Laurent et le sud du territoire d'étude sont les secteurs de très faibles accumulations de neige (100-200 mm). Les parties sud des Monts Chatigny (585 m) et Kaoskiwonatinak (627 m) présentent des valeurs estimées entre 300 et 400 mm contre 100 à 200 mm dans le bassin du réservoir du fleuve Saguenay. Le rôle de l'altitude sur l'accumulation de neige s'observe également au nord et au centre de la zone F (Figure 5.4 F). Sur les sommets des Monts Notre Dame et Chic-Choc se répartissent dans les basses vallées du littoral des maritimes les fortes valeurs estimées (250 à 400 mm) et les valeurs relativement faibles d'EEN (100 à 250 mm). Au sud de la zone F, au contact des basses terres du Saint-Laurent, les valeurs estimées se confondent avec la gamme de valeur faible d'EEN de la zone E.

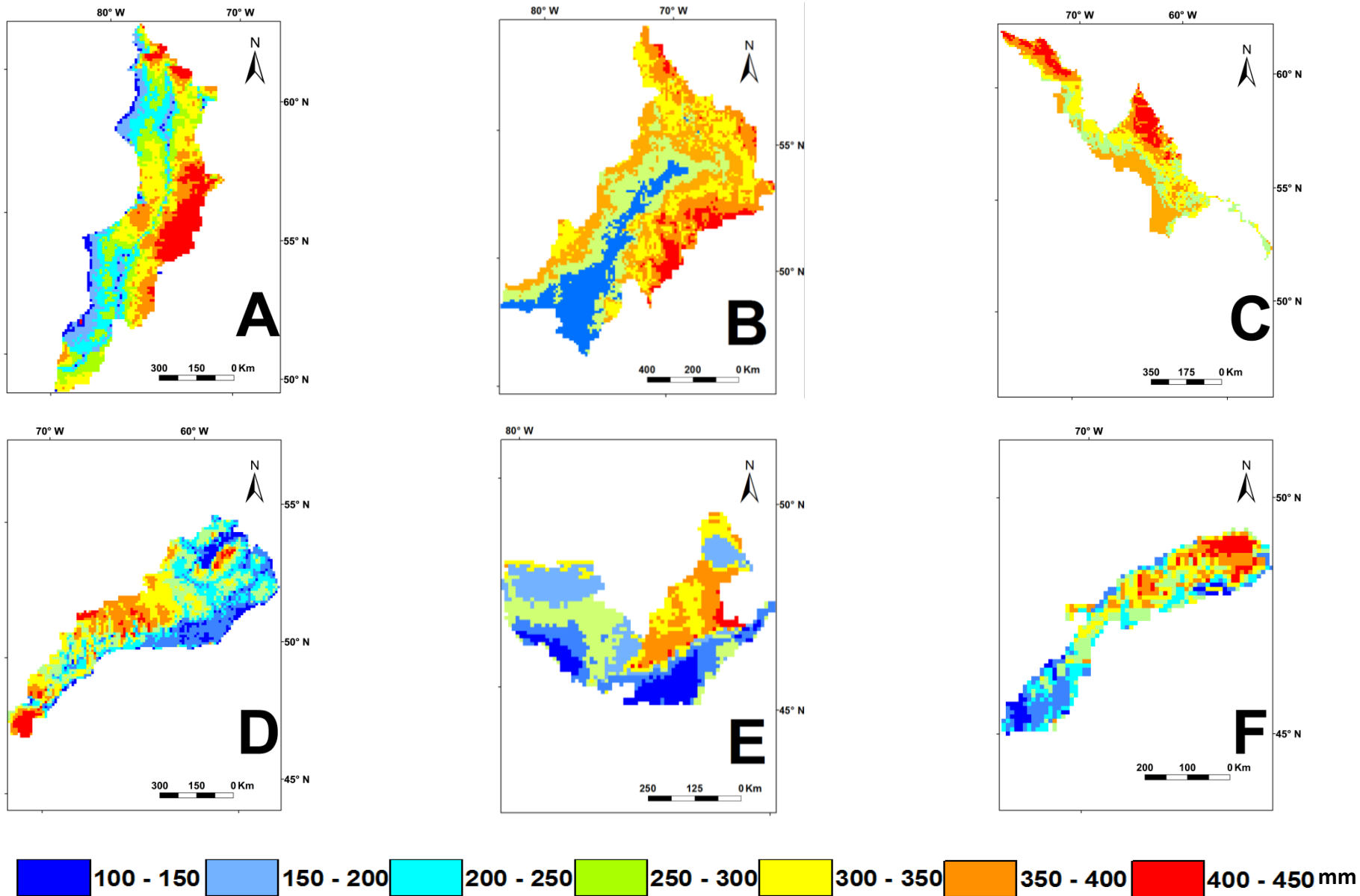


Figure 5.4 : Cartographie du maximum annuel moyen de l'EEN selon les structures identifiées par la méthode fonctionnelle à l'échelle régionale de l'Est du Canada

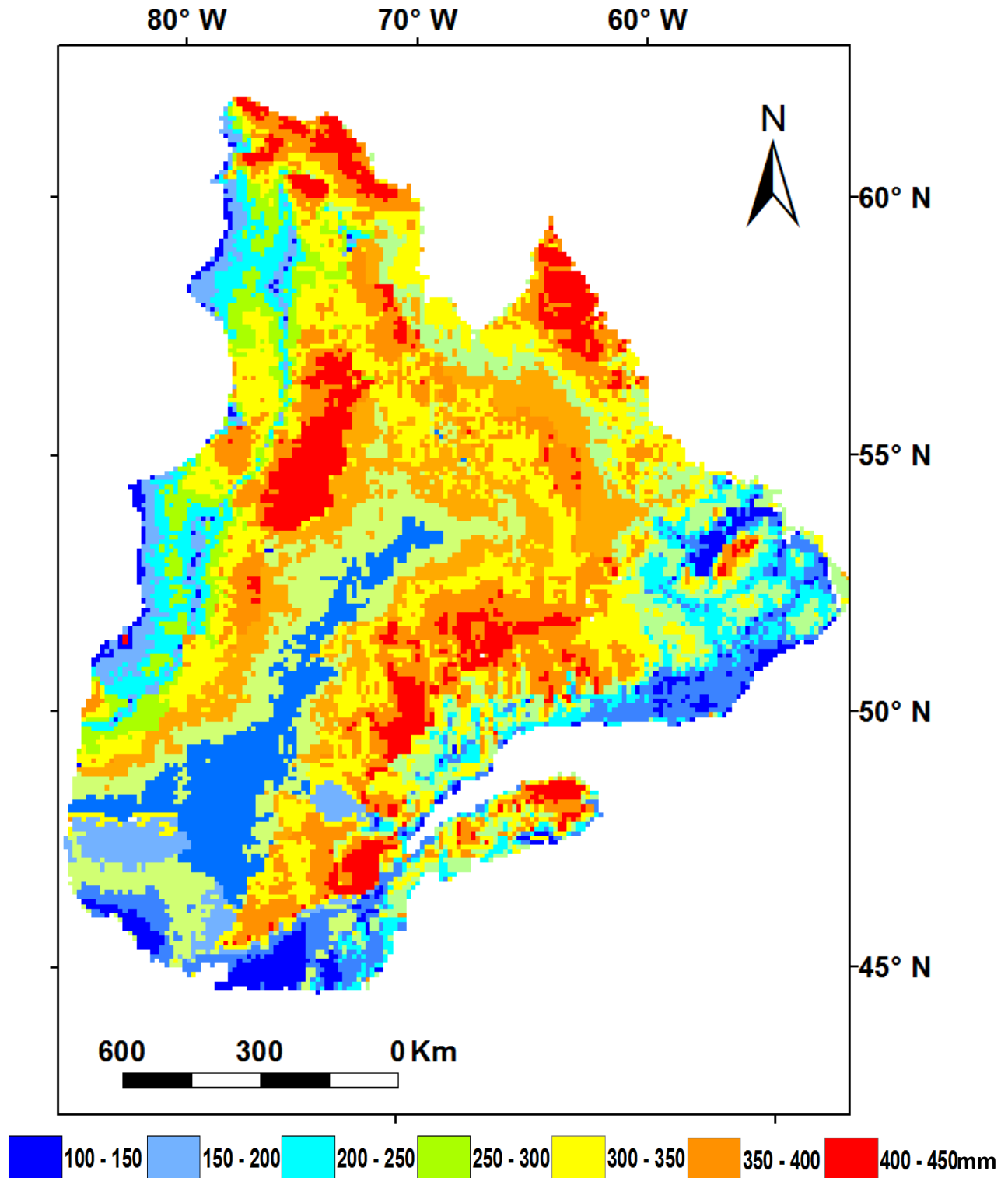


Figure 5.5 : Carte du maximum moyen annuel de l'EEN par regroupement des structures spatiales homogènes identifiées par l'approche fonctionnelle de l'Est du Canada à l'échelle régionale.

En général, à l'échelle régionale, les résultats de la spatialisation du maximum annuel moyen de l'EEN tenant compte des limites des structures délimitées se rapprochent de la disposition des grands ensembles du relief du territoire d'étude (Figure 5.5). En effet, l'ensemble du relief (Bouclier canadien, Appalaches, etc.) et les montagnes du nord du territoire d'étude sont des zones de fortes accumulations. Vers les basses terres et les littoraux, des valeurs moyennes à faibles accumulations sont estimées sur l'ensemble du territoire d'étude. Ce résultat confirme le rôle de l'altitude dans l'accumulation de la neige démontré dans la segmentation spatiale à l'échelle régionale. La carte du maximum annuel moyen de l'EEN obtenue par le regroupement des structures délimitées se rapproche des simulations du couvert nival sur l'est du Canada par le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) et le Global Environnement Multiscale in Climat Model (GEMCLIM) (Roy (2006) cité par Dorsaz, 2008). Ces modèles identifient à l'échelle régionale de 55 km d'environ, des isolignes de fortes valeurs d'EEN (plus de 300 mm) sur les monts Torngat du nord et nord-est ; et sur l'axe central, une zone d'isolignes de 250 mm. Les résultats de la spatialisation selon les structures démontrent une bonne concordance avec les patrons de valeurs des modèles régionaux. Le modèle GEMCLIM présente une surestimation des valeurs de l'EEN sur le littoral du Labrador (Blanc-Sablon 100 mm, Natashquan 200 mm, Sept-îles 318 mm) par rapport aux résultats de la spatialisation en fonction des structures délimitées (Figure 5.6). De plus, la cartographie du maximum annuel moyen de l'EEN selon les structures distingue plus objectivement les limites des valeurs d'EEN que les isolignes des modèles régionaux. Par ailleurs, la cartographie du maximum annuel de l'EEN est conforme aux classes de neige déterminées par Sturm *et al.* (1995) (Figure 5.6) et se rapproche des travaux de simulation de l'EEN par Langlois *et al.* (2014) à l'aide des données in situ et satellitaires par des modèles régionaux.

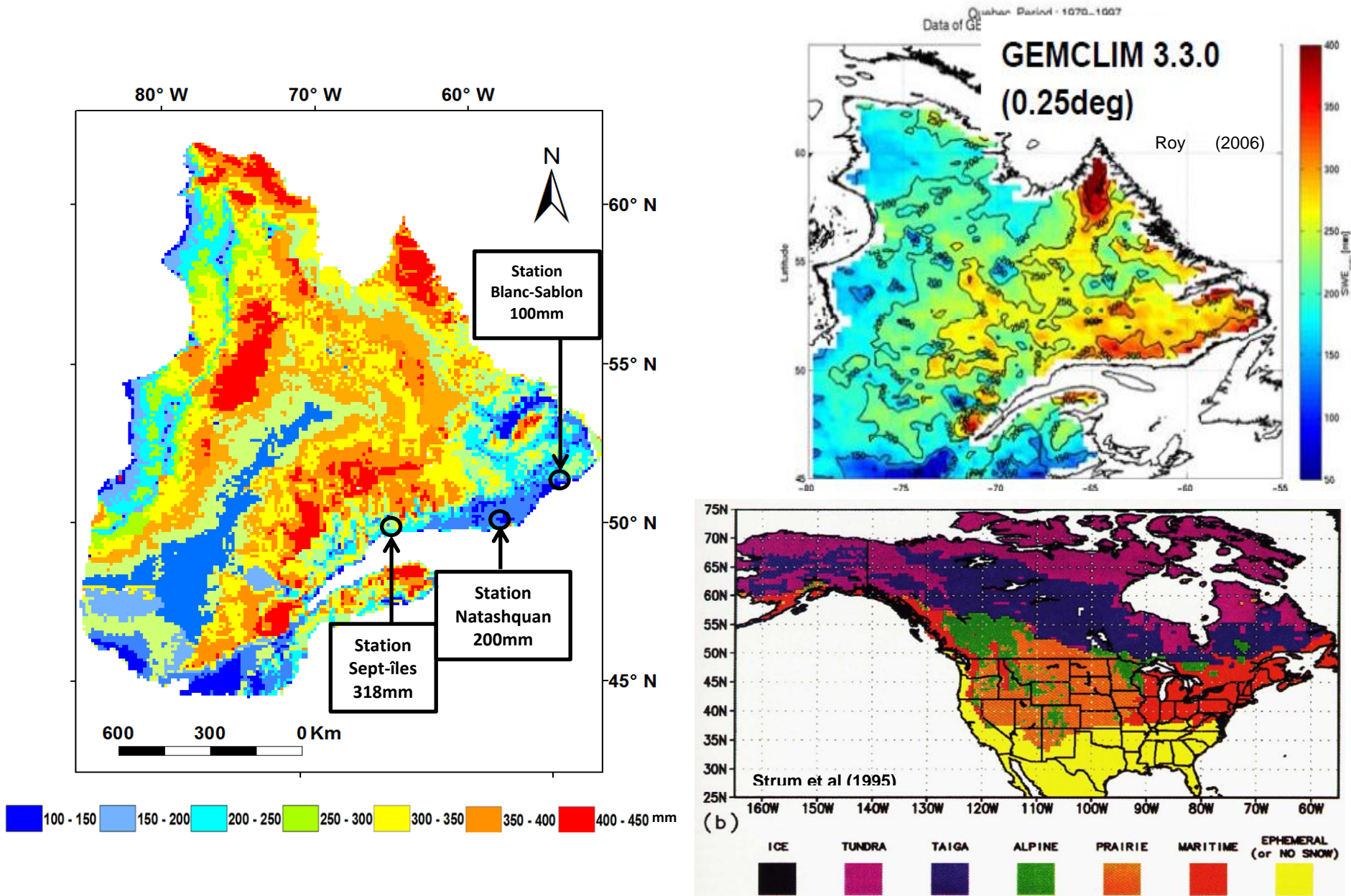


Figure 5.6 : Spatialisation de l'EEN en fonction des structures à l'échelle régionale versus le modèle GEMCLIM 3.3.0 et les classes de neige de Strum et al.(1995)

5.3.1. Échelle locale

Comme mentionnés plus haut, les modèles zonaux de régression des résidus permettent d'estimer les résidus en fonction des métavariabiles locales pour estimer l'EEN à l'échelle locale. Dans les zones A et B, les modèles zonaux de régression des résidus sont:

$$REst_{ZA} = -19,11U_{1LZA} - 5,177 \quad (37)$$

$$REst_{ZB} = 9,48U_{4LZB}^2 + 4,11 \quad (38)$$

avec U_{LZ} : les métavariabiles physiographiques locaux de la zone correspondante.

En général, les résultats de la *validation-croisée* obtenus dans chacune des zones A et B, présentés par les Figures 5-7 et 5.8 montrent que les modèles zonaux de régressions des résidus sont peu robustes. En effet, les modèles zonaux des résidus expliquent 35% et 30% de la variation des résidus respectivement dans les zones A et B (Figure.5.7a et 5.8a). Les valeurs du NASHr (-0,77 dans la zone A et -0,38 dans la zone B) indiquent que les modèles ne sont pas fiables dans la restitution des résidus régionaux observés de l'EEN. Ces valeurs négatives du Nash indiquent que les valeurs moyennes des résidus sont considérées plus précises que les résultats obtenus par la modélisation. La performance très modeste des modèles de régression de la partie aléatoire (résidus) s'observe au niveau de la distribution des points le long de la diagonale 1 :1 des figures. La dispersion des points est plus importante pour les valeurs extrêmes des résidus (Figure 5.8a, zone B par exemple). Ceci mène à supposer que la majorité de l'erreur calculée pour l'ensemble des modèles (EQMr) est originaire des valeurs extrêmes. Les BIAISr négatifs de l'ensemble des modèles (-26% pour la zone A et -81% pour la zone B) indiquent que les modèles ont tendance à sous-estimer les résidus.

La Figure 5.7c présente l'ajustement de l'EEN par les résidus estimés par le modèle zonal de régression de la Zone A.

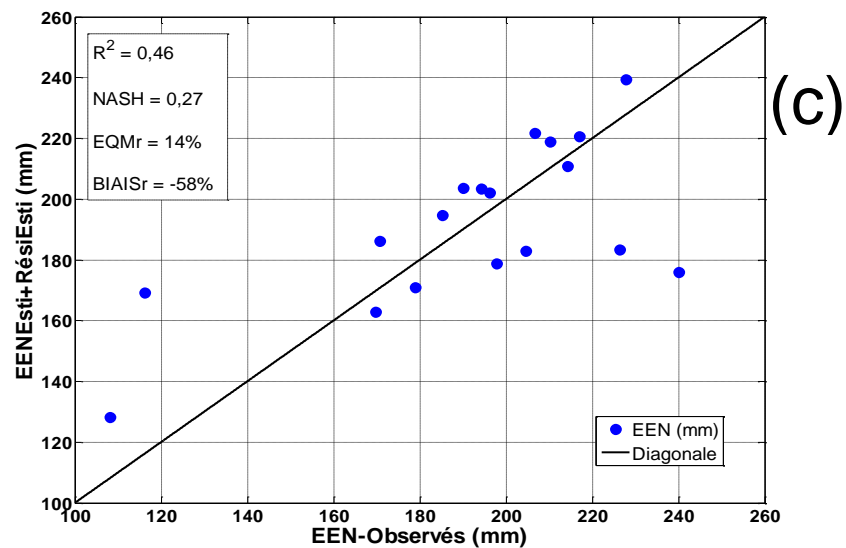
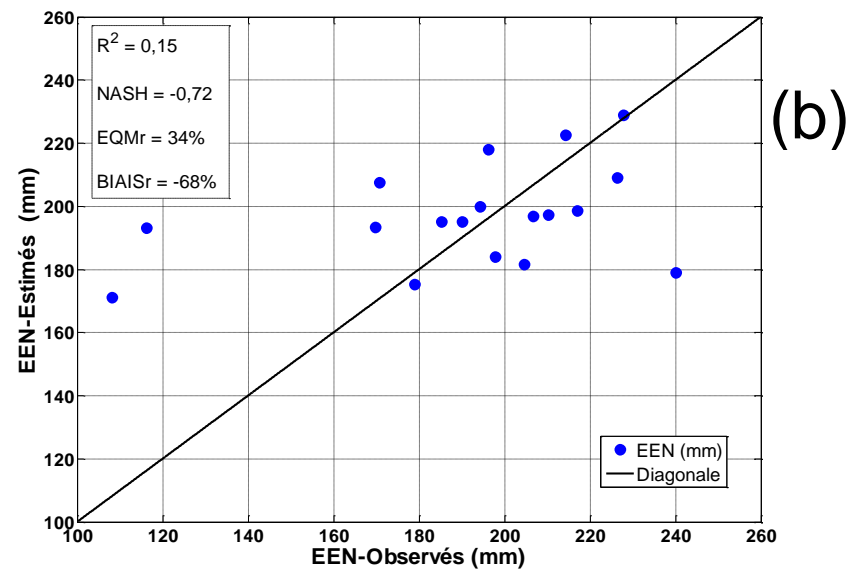
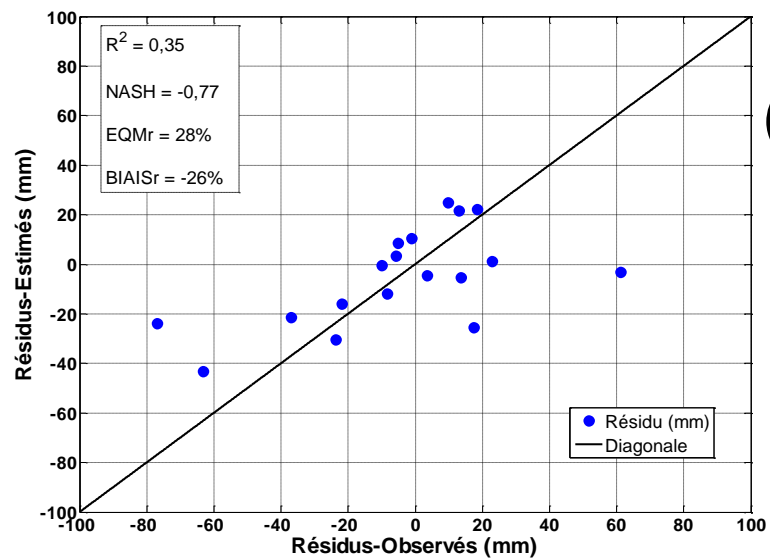


Figure 5.7 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation régionale (b) et ajustée (c) par les résidus estimés par le modèle zonal (a) avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale dans la zone A

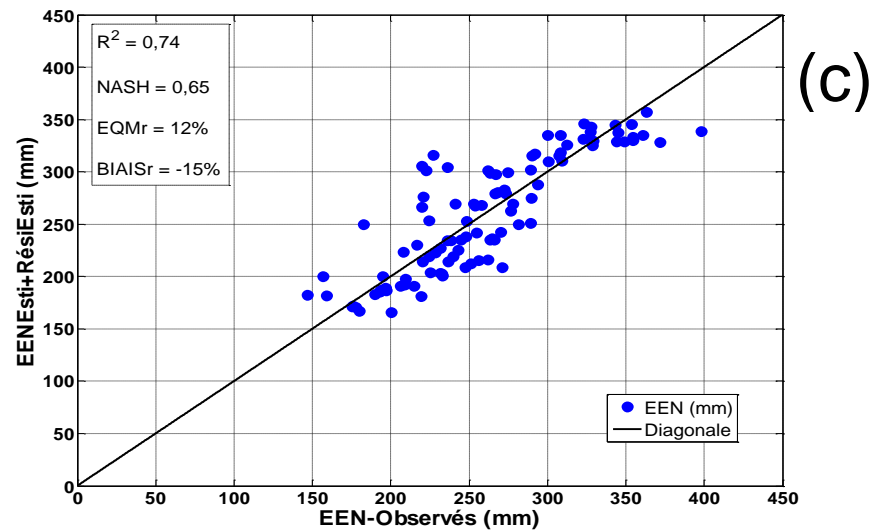
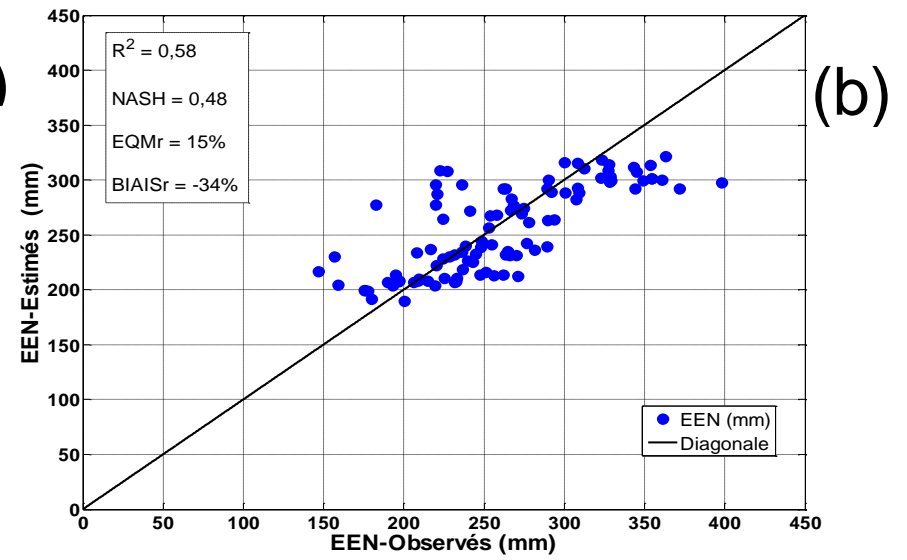
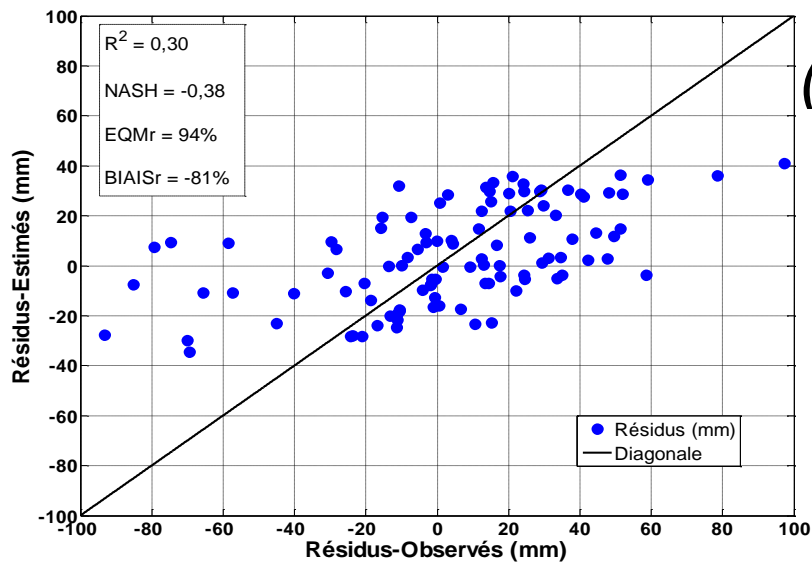


Figure 5.8 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation régionale (b) et ajustée (c) par les résidus estimés par le modèle zonal (a) avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale dans la zone B

Le modèle zonal explique 35% de la variance des résidus par les métavariabiles physiographiques locales et permet d'augmenter la variance expliquée de 31% par rapport à l'estimation régionale de l'EEN ($R^2=0,46$ contre 0,15) (Figures.5.7b et 5.7c). La valeur du Nash de l'estimation locale est très faible (0,27), mais elle est meilleure au modèle d'estimation régionale dont le Nash est négatif (-0,72).

Le même constat, s'observe dans la zone B (Figure 5.8c), où l'ajout des résidus estimés explique 74% de la variance de l'EEN à l'échelle locale et améliore la variance de 16% (Figure 5.8 b et c). Dans ce cas, le modèle d'estimation de l'EEN est plus performant avec un Nash plus élevé (0,65). L'ajout des résidus estimés en fonction des métavariabiles locales par le modèle zonal réduit le BIAISr et l'EQMr de l'estimation régionale respectivement de 19% et 3% (Figure.5.8c).

Dans la zone C, la taille réduite des stations (3 au total) ne permet pas d'estimer les résidus en fonction des métavariabiles physiographiques locales par un modèle zonal. Dans ce cas, afin d'estimer les valeurs de l'EEN à l'échelle locale, la procédure de ré-échantillonnage des pixels a été appliquée pour estimer les valeurs de l'EEN à l'échelle locale de 300 m x 300 m.

Dans la zone D, le modèle d'estimation des résidus est :

$$REst_{ZD} = 17,638U_{VLZD}^2 + 6,157U_{VLZD}^3 - 14,208 \quad (39)$$

Le résultat de la *validation-croisée* montre que le modèle zonal de régression des résidus en fonction des métavariabiles locales est très peu performant (Figure 5.9a). Il n'explique que 21% de la variance des résidus. De plus, la valeur négative du Nash (-0,23) indique dans ce cas également que les valeurs moyennes des résidus de la zone D sont plus précises que les résultats obtenus par la modélisation. La dispersion des points le long de la diagonale 1:1 prouve la faible robustesse du modèle avec l'EQMr de 74%.

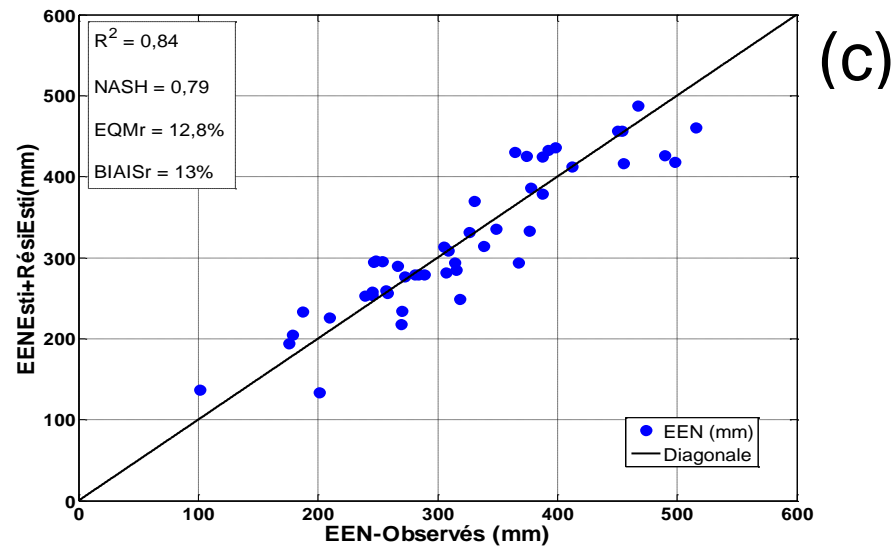
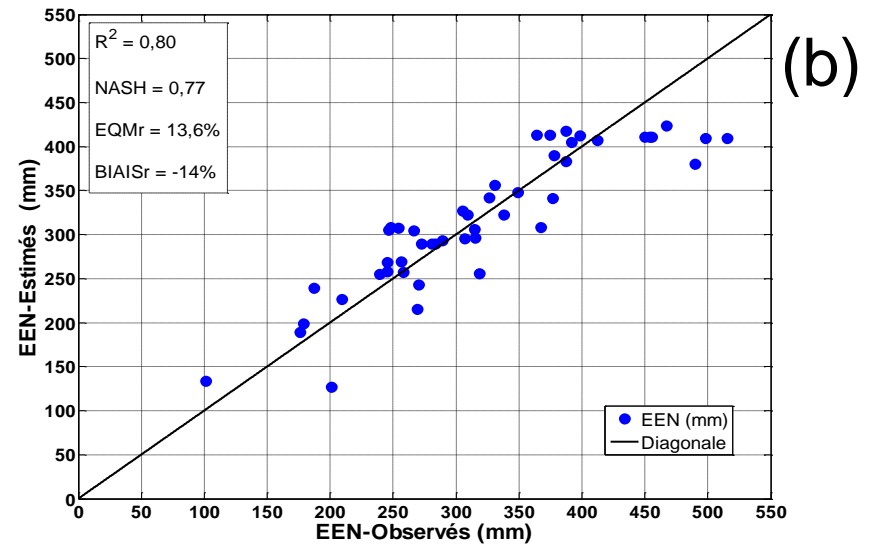
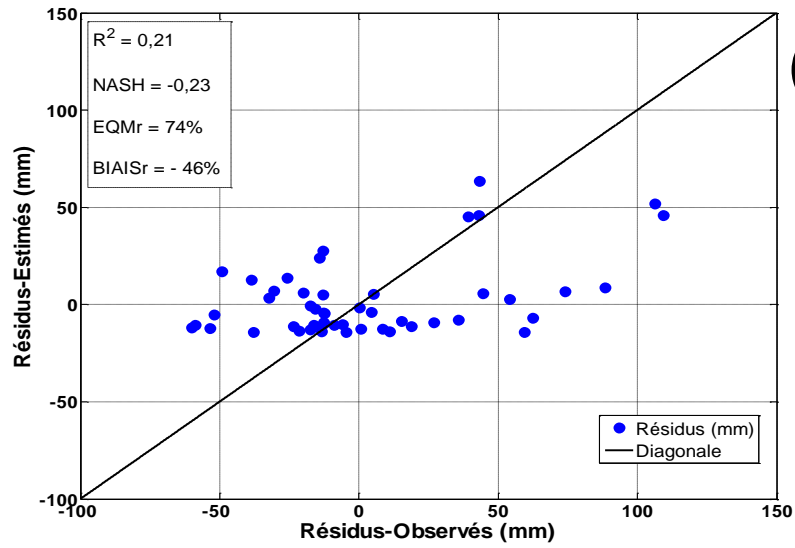


Figure 5.9 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation régionale (b) et ajustée (c) par les résidus estimés par le modèle zonal (a) avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale dans la zone D.

Cependant, la valeur de p très significative du coefficient de détermination ($R^2 = 0,21$) permet de tenir compte de cette part de variance expliquée des résidus par les métavariabes. À cet effet, l'ajout des résidus estimés à l'estimation régionale explique 84% de la variance locale de l'EEN (Figure.5.9c). Les indices de validation (Nash= 0,79 et EQMr =12%) montrent que le modèle est performant et que les estimations sont proches des observations.

Les modèles d'estimation des résidus dans les zones E et F en fonction des métavariabes locales sont de :

$$REst_{ZE} = -6,33U_{2LZE} - 7,1757U_{3LZE} - 5,24U_{1LZE}^3 + 0,703 \quad (40)$$

$$REst_{ZF} = -22,72U_{1LZF} + 5,10U_{1LZF}^3 + 5,829U_{2LZF}^3 - 1.803 \quad (41)$$

Comme dans les modèles zonaux d'estimation des résidus en fonction des métavariabes locales dans les autres zones, la valeur du Nash de la zone E a une valeur négative. Le modèle des résidus explique 35% de la variance contre 23% dans la zone F (Figure.5.11a). De plus, la dispersion des points le long de la diagonale 1:1 dans la zone F est moins bonne que celle de la zone E. De ce fait, les résultats d'estimation locale de l'EEN dans la zone E présentent les résultats les plus performants avec une variance expliquée plus élevée (85% dans la zone E et 64% dans la zone F) et un critère de Nash élevé que celle de la zone F (0,83 dans la zone E et 0,70 dans la zone F) (Figure.5.10c et Figure.5.11c). La dispersion des points le long de la diagonale 1:1 est plus homogène avec une EQMr de 10,3% contre 18% pour la zone F. Aussi, la valeur négative du BIAISr dans les deux zones montre le modèle d'estimation a tendance à sous-estimer les valeurs de l'EEN.

Sur l'ensemble du territoire d'étude, à l'échelle locale, l'estimation de l'EEN ajustée par les résidus estimés en fonction des métavariabes locales démontre que 89% de la variance est expliquée contre 68% à l'échelle régionale (Figure 5.12). Les résidus estimés en fonction des métavariabes locaux améliorent la performance de l'estimation confirmée par la valeur du Nash (0,9).

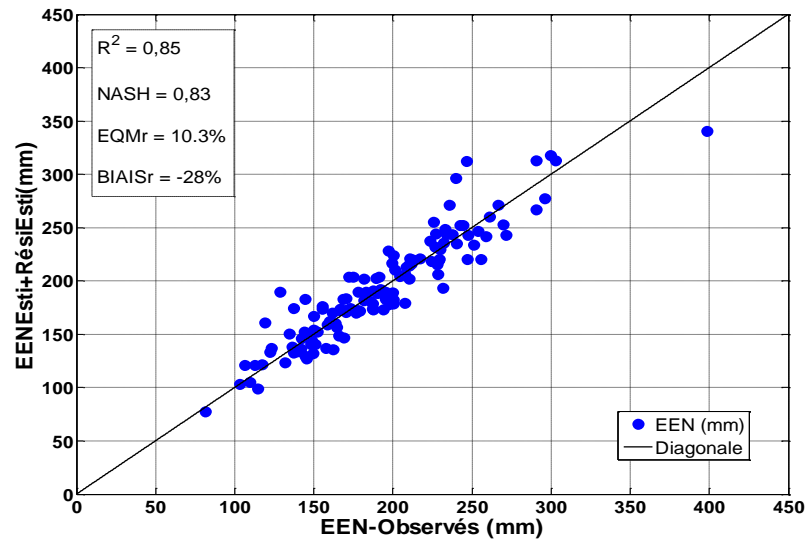
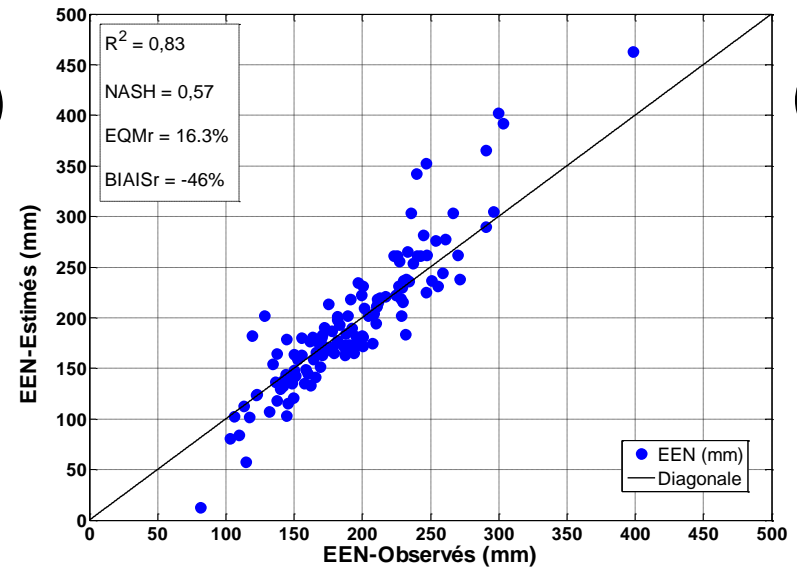
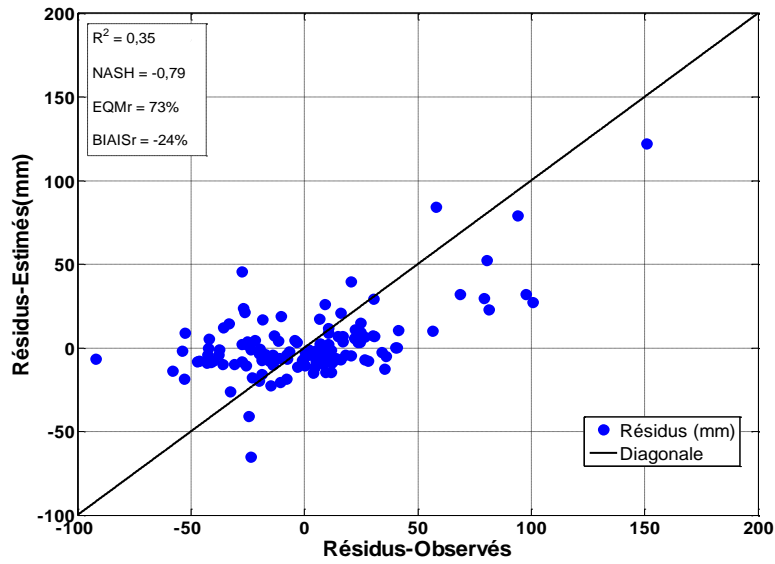


Figure 5.10 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation régionale (b) et ajustée (c) par les résidus estimés par le modèle zonal (a) avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale dans la zone E.

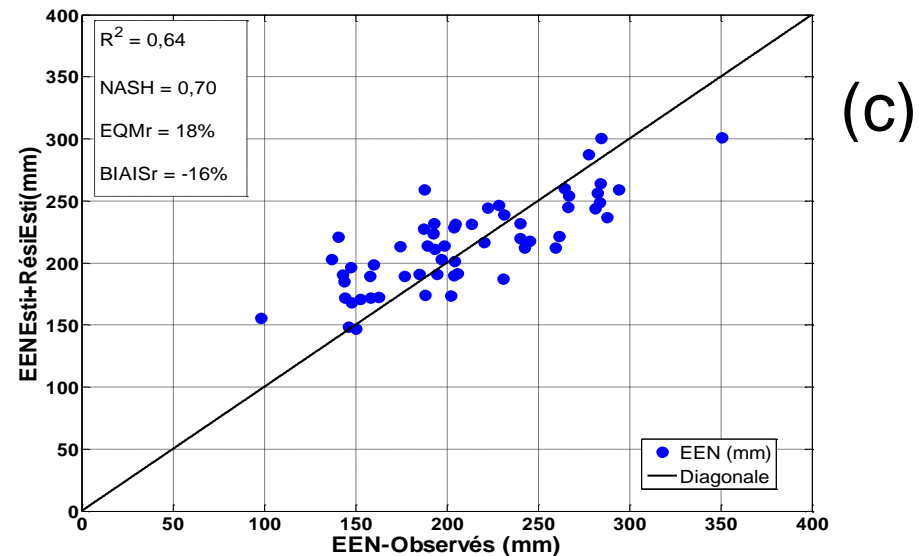
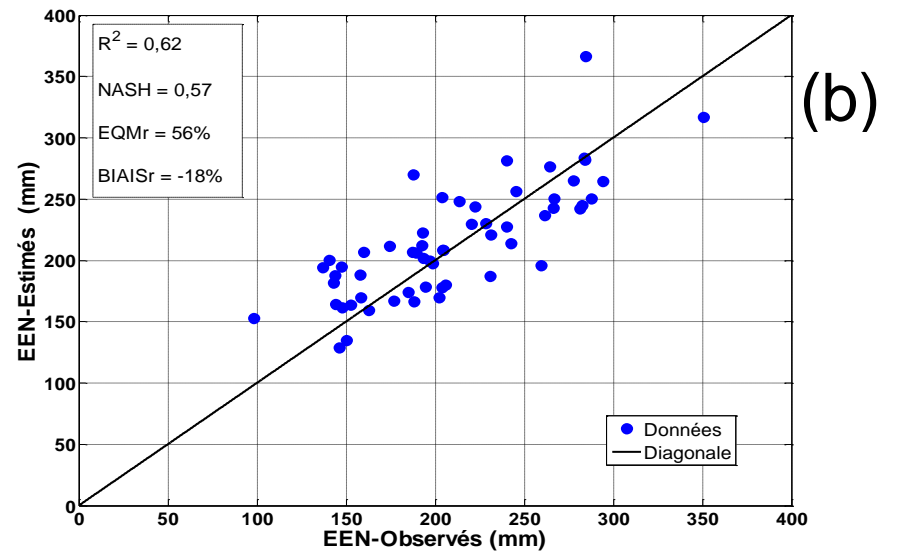
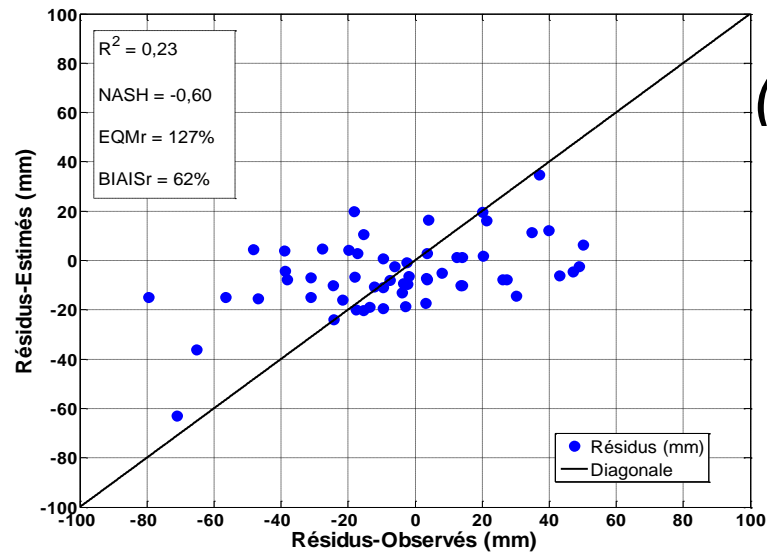


Figure 5.11 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation régionale (b) et ajustée (c) par les résidus estimés par le modèle zonal (a) avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale dans la zone F.

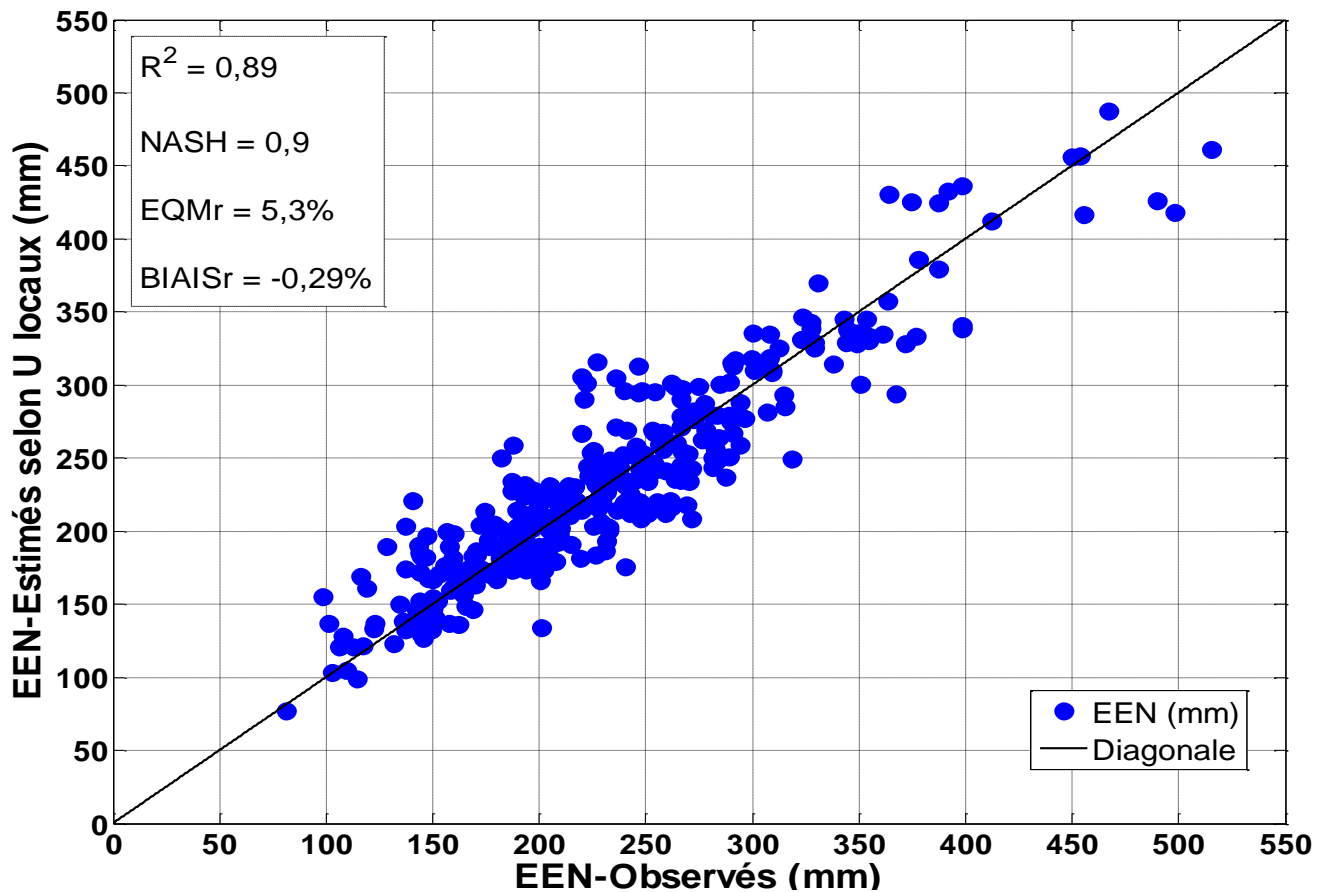


Figure 5.12 : Valeurs observées de l'EEN versus l'estimation locale de l'EEN ajustée par les résidus estimés en fonction des modèles zonaux avec les indices de performance des modèles à l'échelle locale.

La dispersion des points le long de la diagonale est homogène avec une EQMr de 5.3% contre 12,81% à l'échelle régionale. Ce résultat démontre que 21% de la variabilité spatiale de l'EEN sont expliquées par les métavariabiles physiographiques locales.

La cartographie de la spatialisation de l'EEN dans les différentes zones à l'échelle locale est constituée des projets des métavariabiles des modèles zonaux de régression des résidus et des estimations régionales des dites zones. Les résultats présentés dans la Figure 5.13 montrent des paliers de valeurs d'EEN spécifiques aux processus sous-jacents locaux mis en place par les facteurs physiographiques de chaque zone. En effet, au nord de la zone A, les sommets des monts d'Youville et les piémonts menant au Bouclier canadien ont des valeurs élevées (300 à 450 mm) (Figure 5.13A). Sur le

littoral des baies de Hudson et James, ces valeurs élevées de l'EEN sur les collines Qingaaluk (400 m), d'Umiujaq (400 m) entrecouper les faibles valeurs (250 à 300 mm) du maximum annuel moyen de l'EEN localisées le long des baies. C'est une zone ouverte aux vents des baies, au relief monotone, peu élevé et d'accumulation moyenne d'EEN (250 à 300 mm). Vers l'intérieur des terres, les formations forestières constituent des secteurs de fortes accumulations de plus de 300 mm.

Dans la zone B, la spatialisation de l'EEN confirme l'accumulation identifiée dans la modélisation régionale (Figure 5.13B). À ce niveau d'observation, la ligne des lacs sur les monts (Tichégami, Otish, Témiscamie, Severson et Uapahtkueh), présente des secteurs de faibles valeurs (200 à 250 mm) découpant les valeurs élevées (300 à 450 mm) de l'ensemble. Ces valeurs élevées de l'EEN sont localisées sur les versants exposés aux vents humides océaniques et sur les piémonts des monts du nord. La partie centrale de la zone B, est une succession des grands lacs tels que le lac Caniapiscau au nord et le lac Mistassini plus au centre-sud. C'est un secteur peu accidenté aux valeurs d'EEN comprises entre 250 et 300 mm. À l'ouest, les valeurs élevées d'EEN, identifiées sur le Mont Reid (425 m) entrecouper les valeurs (250 à 350 mm) des piémonts ouest du bouclier. De même au sud, les piémonts du mont Chantigny montrent des valeurs de l'EEN estimées entre 250 et 450 mm. La partie sud de la zone B, menant aux terres relativement moyennes et basses, présente des valeurs comprises entre 100 et 300 mm.

L'estimation spatiale de l'EEN dans la zone C (Figure 5.13C) montre des valeurs moyennes à faibles (150 à 200 mm) dans la baie d'Ungava aux reliefs moyens. Cependant, cette procédure d'estimation spatiale ne permet pas de modéliser les comportements des microreliefs (concavité et convexité des formes) dans le maintien et la redistribution du couvert nival au sol dans cette zone. Toutefois, on peut remarquer que les valeurs estimées sont élevées et suivent la disposition de l'ensemble du relief nordique. On peut supposer que sur les sommets balayés par des vents polaires, l'estimation de l'EEN donnerait des valeurs très faibles tandis que sur les ubacs moyennement concaves, non exposés aux vents, les valeurs estimées seraient élevées. Dans l'extrême nord, les vallées du cratère de Pingualuit et les cours d'eau

littoraux présenteraient des valeurs élevées et de faibles valeurs sur les collines et monts.

Dans la zone D, la spatialisation de l'EEN présente des valeurs élevées (300 à 450 mm) sur les monts, les piémonts et les bas-fonds des versants de la partie est des monts Otish et Groulx (Figure 5.13D). Ces mêmes valeurs s'observent sur les monts Kapatahkatnahiu qui forment des barrières aux vents humides océaniques. Au nord et au nord-ouest, les monts et les vallées de Happy Valley-Goose Bay sont des zones d'accumulations estimées entre 250 et 350 mm. Au sud, de part et d'autre de la rivière Saguenay, les monts Grands Jardin (Raoul-Blanchard, Conscrits etc.) et Valin (984m) présentent des fortes valeurs (250 à 400 mm). Les zones de dépressions (Réservoir Manicouagan, Saint-Jean, etc.) sont des zones de faibles accumulations (0 à 150 mm). Les terres moyennes du nord-est du littoral sont des secteurs d'accumulation élevée du fait du piégeage des particules de neige par les formations forestières.

Les plus faibles valeurs estimées (100 à 250 mm) dominent la zone E, (Figure 5.13E). Le nord-est de la zone E, marquée par l'alignement des Monts Sir-Wilfried, Laurier, Tremblant, Grands Jardins est un ensemble des secteurs de fortes accumulations aux valeurs estimées entre 300 et 450 mm. De même les piémonts des monts Chantigny aux valeurs élevées (250 à 300 mm) entrecoupent les valeurs moyennes de 200 à 250 mm du lac Saguenay. À l'est, les valeurs de 200 à 250 mm sont localisées sur les terres élevées d'Abitibi. Les résultats de spatialisation montrent des valeurs élevées au nord de la zone E sur les secteurs en altitude (bassin de Gatineau) et de faibles valeurs dans les secteurs de basses vallées (plus au sud) et confirment les travaux de Tapsoba *et al.* (2005) sur le bassin de Gatineau.

La spatialisation de l'EEN dans la zone F démontre du rôle majeur des formes concaves dans l'accumulation de la neige. Sur le relief appalachien, les formes concaves des vallées des monts Chics-Chocs ont des valeurs estimées entre 300 et 450 mm (Figure 5.13F).

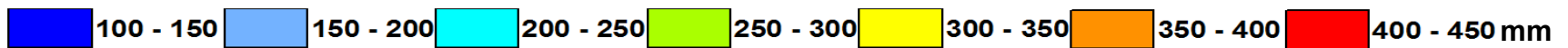
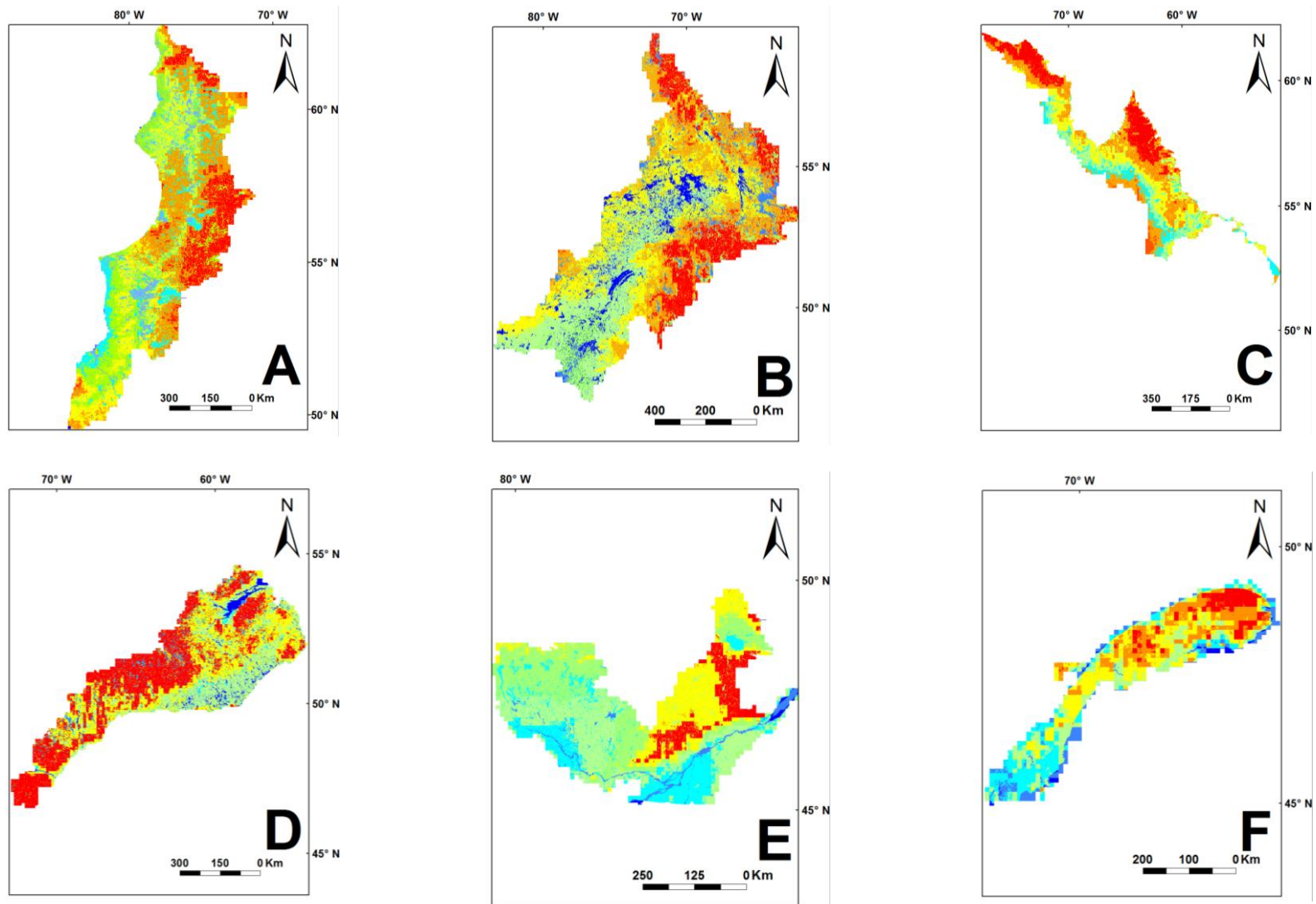


Figure 5.13 :Cartographie du maximum annuel moyen de l'EEN selon les structures identifiées par la méthode fonctionnelle à l'échelle locale à l'Est du Canada

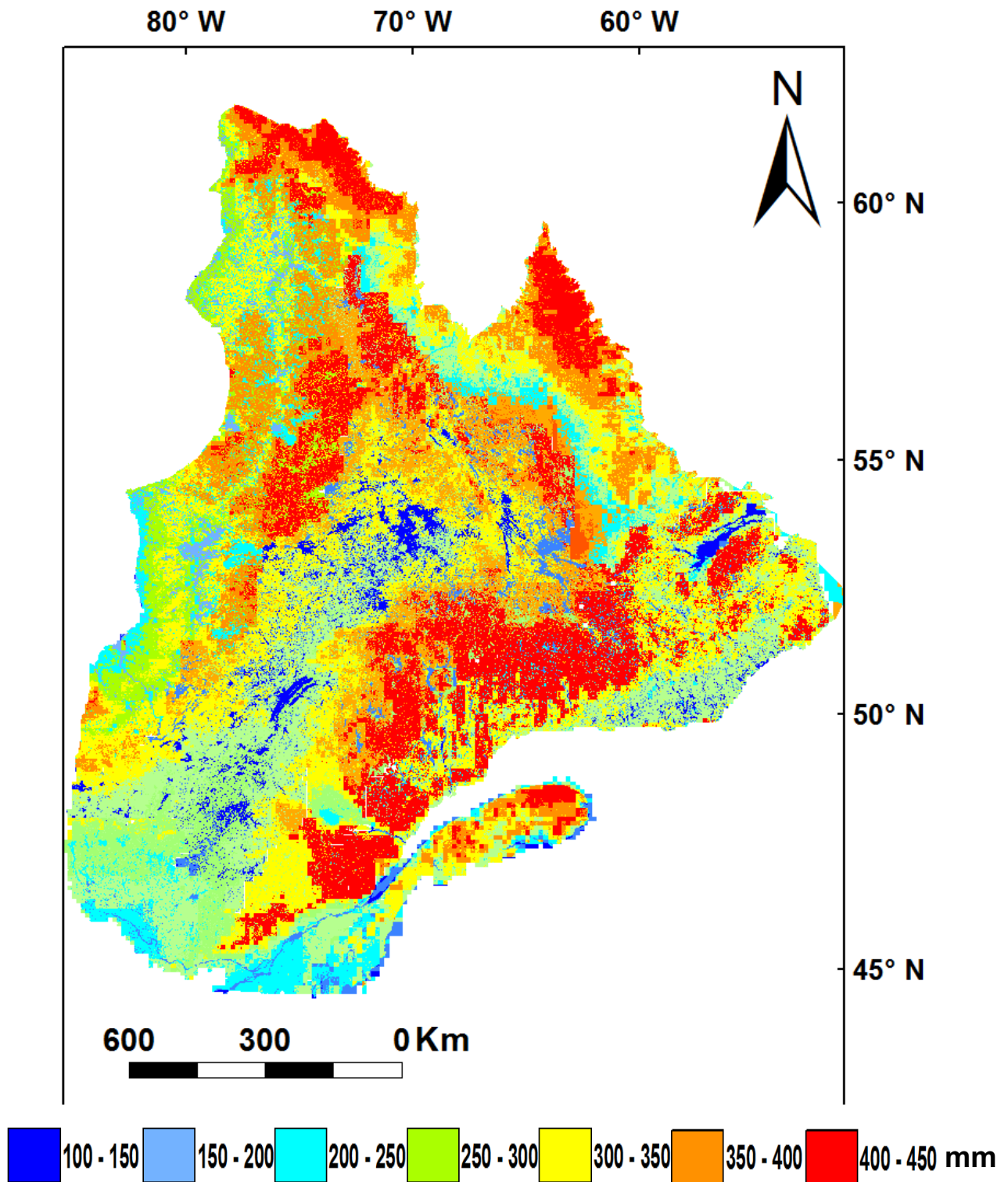


Figure 5.14 : Carte du maximum moyen annuel de l'EEN par regroupement des structures spatiales homogènes identifiées par l'approche fonctionnelle de l'Est du Canada à l'échelle locale

Les vallées érodées des cours d'eau descendant les monts sont des zones de valeurs élevées. Sur les terres moyennement élevées se localisent les valeurs moyennes (250 à 300 mm). Au sud, l'accumulation de l'EEN est moyenne (200 à 250 mm) et correspond aux valeurs du sud du territoire d'étude.

Dans l'ensemble, à l'échelle locale, les valeurs estimées de l'EEN confirment l'estimation régionale avec plus de variations sur les grands ensembles (Figure 5.14). L'est du territoire d'étude est un espace ouvert aux vents, de formations végétales de petite taille, de formes complexes de courbures et de pentes des versants, aux accumulations moyennes d'EEN allant de 100 à 300 mm. En remontant le piémont du bouclier, l'accumulation de l'EEN augmente pour atteindre 450 mm. Sur les monts de l'Est (Groulx, Otish, et Severson etc.) et les sommets du relief appalachien, les valeurs de plus de 300 mm montrent les rôles majeurs du refroidissement de l'air en fonction de l'altitude et des formations forestières dans l'accumulation et le maintien de la neige au sol. Les valeurs estimées confirment le rôle de barrières des montagnes du littoral aux vents humides de l'Atlantique. Le centre du territoire d'étude est un secteur au relief peu élevé et dominé par les formations forestières. Au sud, les valeurs estimées sont généralement faibles sur les basses terres des Laurentides et élevées sur les hautes terres. Ce résultat montre que l'accumulation de la neige est généralement faible au sud du territoire d'étude que vers le nord. Au nord du territoire d'étude (Nunavik par exemple), les secteurs à l'abri du vent polaire sont des zones de fortes accumulations et démontrent le rôle majeur du microrelief (courbure, pente, etc) dans l'organisation et le maintien de la neige au sol.

5.3 Synthèse du chapitre 5

Afin de répondre au troisième objectif de la thèse, la spatialisation multi-échelles de l'EEN a été modélisée selon les structures de la variabilité spatiale. Le modèle de régression a permis d'établir une estimation spatiale sur l'ensemble du territoire. Le modèle de régression est amélioré par l'ajout des résidus estimés en fonction des méta-variables. À l'échelle régionale, le modèle de régression est appliqué sur les

métavariabes physiographiques et toutes les stations nivométriques du territoire d'étude. Dans les cas où les résidus présentent une structure spatiale, les résidus ont été krigés dans les différentes zones géographiques aux structures homogènes en termes de l'EEN. À l'échelle locale, l'accumulation et le maintien de la neige au sol sont la conjonction de l'estimation régionale et du remaniement des résidus régionaux par les facteurs physiographiques locaux. Dans ce cas, les résidus régionaux de chaque zone ont été modélisés en fonction des métavariabes physiographiques locales.

Les résultats de l'estimation spatiale de l'EEN montrent le rôle de l'altitude dans l'accumulation de la neige à l'échelle régionale. Les monts et les plateaux élevés s'opposent aux vents humides chargés de précipitation de neige. Dans chacune des différentes zones géographiques, les valeurs élevées de l'EEN s'observent sur les sommets élevés des monts et plateaux. L'effet de l'altitude se confirme au niveau des piémonts des monts du Bouclier canadien. À l'échelle locale, les valeurs élevées de l'EEN sont observées sur les formes concaves des bassins versants. Les sommets des reliefs présentent des discontinuités d'accumulation de l'EEN correspondant aux secteurs de dépressions ou de versants convexes des piémonts. Les ubacs présentent les valeurs de fortes accumulations le long des grandes montagnes (Appalaches, Mont Groulx, etc.).

6 CONCLUSION GÉNÉRALE

6.1 Évaluation des hypothèses

L'objectif de cette thèse était **de proposer une approche de spatialisation multi-échelles de l'EEN (échelle régionale et locale) qui prend en compte les caractéristiques de la variabilité spatiale du couvert nival dans l'Est du Canada.**

Cette thèse est basée sur trois hypothèses dont la première est :

- 1. Les structures de la variabilité spatiale de l'EEN sont conditionnées par des processus sous-jacents mis en place par les facteurs physiographiques à l'échelle considérée. On peut donc se baser sur ces facteurs physiographiques pour identifier, caractériser et délimiter les différentes structures de la variabilité spatiale de l'EEN.*

Dans une première démarche, les structures de la variabilité spatiale de l'EEN ont été mises en évidence visuellement par rapport aux facteurs de positions géographiques (longitude et latitude). Dans une approche quantitative, l'Indice Local d'Association Spatiale a été utilisé pour mettre en évidence les structures spatiales en fonction de leurs ressemblances. Les résultats démontrent que le maximum annuel moyen de l'EEN n'est pas stationnaire dans l'espace, aussi bien au niveau de sa moyenne que de sa variance. Toutefois, ces méthodes n'ont pas permis pas de délimiter objectivement les structures spatiales. Cela implique que le phénomène de la neige est différent d'un endroit à un autre. De ce fait, les données de neige d'une zone ne peuvent pas être prises en compte dans la spatialisation d'une autre zone, car les structures spatiales sont différentes d'une zone à l'autre. Aussi, ces résultats indiquent qu'il y a une limite que les méthodes conventionnelles de spatialisation (méthodes de voisinage, statistique, etc.) ne doivent pas franchir pour estimer l'EEN. Généralement, ces limites sont des sources d'erreurs et de biais dans les méthodes classiques de spatialisation. De plus, il existe une absence de méthode pour délimiter ces structures de façon

explicite. Dans cette thèse, en raison de la distribution spatiale inégale des stations de mesures, l'approche fonctionnelle a été utilisée. Cette approche se base sur les processus sous-jacents exogènes qui coordonnent la variabilité spatiale du couvert nival pour délimiter les structures spatiales. Les processus sous-jacents, mis en place par les facteurs physiographiques, sont responsables des structures spatiales. Pour y parvenir, l'Analyse Canonique de Corrélation a été utilisée pour optimiser les facteurs physiographiques par les données du maximum annuel moyen de l'EEN. Ensuite, l'algorithme de spatialisation multirésolutions a été appliqué pour délimiter le territoire d'étude en zones géographiques aux structures spatiales homogènes en termes d'EEN. La segmentation spatiale a été validée par le test statistique non paramétrique de Kruskal-Wallis et a démontré que l'EEN est différent d'une structure à l'autre. La segmentation spatiale a été réalisée à l'échelle locale et régionale.

Ainsi, à l'échelle régionale, le territoire a été découpé en six régions géographiques homogènes qui correspondent au relief majeur du Bouclier canadien (zones B, C, et D), aux secteurs des piémonts du bouclier (partie est de la zone A), aux zones de plaine (zone E) et au relief appalachien (zone F). Ces résultats de la segmentation spatiale concordent avec les découpages des grands types de climats, les connaissances antérieures sur les grandes classes de neige et les limites des structures de la densité de la neige. De plus, la segmentation spatiale obtenue apporte plus de précision sur les limites des structures de la variabilité spatiale de l'EEN que celles obtenues par les Modèles de Simulation Régionale du Climat. À l'échelle locale, le territoire d'étude a été découpé en unités géographiques plus petites, dominées par les rôles de la morphologie des versants, la pente et la distance aux plans d'eau dans le maintien et l'accumulation de la neige au sol.

La neige, dans les différentes zones et les unités géographiques délimitées, est échantillonnée par le réseau de stations nivométriques dont le but est de permettre de modéliser la variabilité spatiale du couvert nival. Ceci a conduit à émettre la seconde hypothèse suivante :

2. *Les structures spatiales des différentes zones peuvent servir à analyser la capacité du réseau nivométrique actuel à représenter la variabilité spatiale de l'EEN.*

Pour vérifier cette hypothèse, dans un premier lieu, la capacité des stations nivométriques à permettre de modéliser la variabilité spatiale de l'EEN a été évaluée à l'aide de l'analyse variographique. L'analyse variographique a été calculée sur les données de neige des zones géographiques ayant le nombre suffisant de stations nivométriques (50 stations et plus). En second lieu, la répartition spatiale et la redondance des stations dans les zones délimitées aux structures spatiales homogènes ont été analysées en utilisant les courbes de Lorenz, l'indice de Gini (*IG*) et les ellipses de proximité obtenues à partir de l'Analyse en Composante Principale.

L'analyse variographique a été conduite sur quatre régions (B, D, E et F) sur six à l'échelle régionale ayant un nombre de stations nivométriques suffisant (plus de 50 stations). Les zones A et C (14 et 3 stations respectives) ne disposent pas de nombre de stations insuffisant pour pouvoir conduire une analyse variographique. Ces zones sont à prioriser dans l'installation de stations pour avoir le nombre suffisant de stations pour modéliser la variabilité spatiale de l'EEN. Dans les quatre zones (B, D, E et F), la variabilité spatiale de l'EEN a été modélisée et démontre que les structures et les formes (variances, portées, variations à petites échelles) sont différentes d'une région à une autre. Ceci vient corroborer les limites établies à l'étape précédente. Les résultats de l'analyse de la répartition spatiale montrent une répartition égalitaire acceptable des stations à l'échelle régionale. En dehors de la zone C au nord, la répartition spatiale des stations du reste (86% de la surface totale) du territoire d'étude permet de caractériser la variabilité spatiale à l'échelle régionale.

À l'échelle locale, aucune unité géographique délimitée ne dispose du nombre de stations suffisant pour établir l'analyse variographique. Il existe des unités dépourvues complètement de stations. Sur l'ensemble du territoire, 23% de la superficie du territoire ne dispose d'aucune station à l'échelle locale. Dans les unités géographiques

où des stations existent, l'analyse variographique n'a pu être effectuée car la distance entre les stations ne permet pas de saisir la variabilité spatiale à courte distance. Même le réseau de stations nivométriques dans certaines unités n'est pas adéquat pour étudier ni la répartition spatiale ni la redondance des stations à l'échelle locale. Il existe des unités géographiques, où il faudrait ajouter ou déplacer des stations pour saisir la variabilité spatiale. Ce qui conduit à constater que le réseau nivométrique actuel ne permet de saisir que la variabilité spatiale régionale de l'EEN. Très souvent, les stations sont regroupées autour des zones d'intérêts (activités économiques, axes routiers, réserves fauniques, etc.). Cette inégale répartition spatiale des stations accroît la redondance des données de l'EEN. Ceci est mis en évidence par les résultats de l'analyse des ellipses de proximité autour des stations. Les formes des ellipses et les corrélations entre les stations ont démontré qu'il faut réorganiser le réseau pour fournir les données représentatives de la variabilité spatiale de l'EEN. De plus, les résultats de la segmentation spatiale indiquent qu'il est nécessaire, pour un meilleur suivi de la variabilité spatiale du couvert nival, de réorganiser la répartition spatiale des stations. Toutefois, malgré le caractère partiel des données des stations, elles demeurent les premières sources de données *in situ* sur lesquelles se basent les modèles de spatialisation. Ceci a mené à la dernière hypothèse de recherche de la thèse :

3. *En exploitant les processus sous-jacents à la variabilité spatiale du couvert nival et les données observées du réseau actuel, il est possible de proposer une méthode de spatialisation multi-échelles de l'EEN (échelle régionale et locale) qui prend en compte les caractéristiques de la variabilité spatiale du couvert nival.*

Pour valider cette hypothèse, on a adopté la méthode du krigeage de régression pour estimer le maximum annuel moyen de l'EEN en tous les points du territoire à l'échelle régionale et locale. Cette méthode permet de tenir compte de deux composantes qui sont la partie déterministe et la partie aléatoire. Dans la partie déterministe, le modèle de krigeage de régression utilise les métavariabiles physiographiques comme des variables explicatives et dans la partie aléatoire, les résidus de la régression sont

calculés par régions et passent le processus d'analyse variographique. Ceux qui présentent une structure spatiale sont krigés pour tenir compte de la composante aléatoire et améliorer l'estimation de l'EEN.

Ainsi, à l'échelle régionale, le modèle de régression de stepwise exploite les métavariabes physiographiques pour tout le territoire et ensuite par zone, les résidus ont été modélisés par krigeage. A l'échelle locale, le modèle de régression de stepwise exploite les métavariabes physiographiques locales et les résidus issus de l'estimation régional de chaque zone. Par la suite, l'estimation locale finale de l'EEN est l'estimation régionale corrigée par les résidus estimés par les métavariabes physiographiques locales dans chaque zone à l'échelle locale. A chaque étape (régionale et locale), l'estimation a été validée par l'approche de *validation-croisée*.

A l'échelle régionale (10 km), le modèle de régression explique 68% de la variance. Seuls les résidus de la zone E présentant une structure spatiale ont permis d'ajuster l'estimation régionale. A l'échelle locale (300 m), les modèles de régression des résidus des différentes zones ont amélioré les variances. Globalement, l'ajustement de l'estimation régionale de l'EEN par les résidus locaux estimés explique une variance de 89% et améliore la variance régionale de 21% avec une valeur de Nash de 0,9. Ceci démontre que la variabilité de l'EEN est expliquée par les déterminants régionaux mais environ 21% de la variance sont conditionnées par les déterminants locaux

A l'échelle régionale, la cartographie de l'EEN confirme les rôles des principaux facteurs physiographiques régionaux dans l'accumulation de la neige. Les zones en altitude (les monts et les piémonts) présentent des valeurs élevées de l'EEN. Dans la zone A, sur les basses terres de l'ouest, les valeurs élevées sont estimées sur les piémonts au contact du bouclier. Au nord, les montagnes de Torngat, du cratère de Pingualuit et D'Youville ont de fortes accumulations de neige avec des valeurs estimées entre 300 et 450 mm (zone C). De même dans les maritimes, le sommet du relief appalachien est une zone de forte accumulation (300 à 400 mm) (zone F).

À l'échelle locale, la cartographie de l'EEN démontre les rôles des facteurs physiographiques (courbure concave des versants, pente, adret, etc.) dans l'accumulation de la neige. Sur les sommets élevés des monts de la partie est du territoire d'étude, les valeurs élevées de l'EEN s'observent sur les sommets forestiers. Dans les maritimes, les sommets érodés du relief appalachien sont des pièges de neige estimés à plus de 300 mm d'EEN. Dans l'ouest du territoire d'étude (zone A), la complexité des formes des bassins versants et les basses formations végétales conditionnent les valeurs moyennes estimées de l'EEN. L'approche proposée a permis de spatialiser l'EEN en fonction des structures délimitées à l'échelle considérée.

6.2 Limites

La principale limite de cette méthode est la taille de l'échantillon de stations et sa représentativité des phénomènes. Ensuite, la disponibilité, la qualité et la précision des données physiographiques à la résolution voulue constituent également une limite dans le cas de l'application de la méthode sur d'autres phénomènes naturels.

6.3 Aspects innovateurs, contributions et retombés

Un des aspects innovateurs de la présente thèse réside dans le fait qu'elle se trouve à l'interface de plusieurs disciplines que sont la géomorphologie, la géostatistique, les méthodes statistiques multivariées et la télédétection. La contribution globale de cette thèse est la spatialisation de l'EEN tenant compte de la structure spatiale. Cette thèse présente des apports conceptuels déclinés en trois points.

En premier point, ce travail propose une méthode conceptuelle fonctionnelle d'aborder l'analyse de la variabilité spatiale de phénomène naturel (en occurrence le maximum annuel moyen de l'EEN) de façon optimale dans le cas où la distribution spatiale du réseau de stations de mesure est inadéquate. La méthode fonctionnelle se base sur les processus sous-jacents de la variabilité spatiale du phénomène naturel et permet de découper explicitement le territoire d'étude en structures spatiales homogènes en termes d'EEN.

Le second apport conceptuel est que cette méthode a permis de fournir une critique du réseaux actuels en fonction des structures délimitées à l'échelle régionale et locale. Enfin le troisième apport conceptuel de la méthode proposée est la prise en compte des structures spatiales délimitées dans l'estimation optimale de l'EEN à l'échelle considérée (régionale et locale).

Cette thèse présente un apport thématique de la nouvelle façon de comprendre la variabilité spatiale de l'EEN en proposant des cartes de l'EEN prenant en compte des limites des structures de la variabilité spatiale à l'échelle régionale (10 km) et à l'échelle locale (300 m). Par ailleurs, l'autre apport thématique de cette thèse est la quantification de la part de la variabilité locale (89%) par rapport à celui de la variabilité régionale (68%) de l'EEN. Enfin, le dernier apport thématique de ce travail est la démonstration de la défaillance du réseau de stations de mesure à l'échelle locale.

Les résultats du premier objectif de cette thèse ont fait l'objet de publication dans la revue *Hydrological Sciences Journal* sous l'identification *HSJ-2014-0034.R2*. Un des réviseurs mentionne: "*Valuable contribution to factual information about the hydrology of a region*" de l'article.

6.4 Perspectives

La méthodologie adaptée et les résultats de ce travail offrent plusieurs perspectives qui peuvent enrichir la réflexion sur l'étude de la variabilité spatiale de la neige dans un contexte de changement climatique. Cette méthode peut s'appliquer sur d'autres paramètres physiques de la neige (densité, hauteur) et sur d'autres variables d'intérêt (minimum annuel, maximum mensuel, moyenne mensuelle, etc.). Cette étude peut mener à une analyse plus poussée de l'optimisation du réseau des stations de mesures de la neige en déplaçant ou en relocalisant les stations.

L'approche de segmentation spatiale adaptée peut servir dans un cadre prospectif si l'on dispose de données de l'EEN issues de simulation de Modèle Régional du Climat

(par exemple le Modèle Régional Canadien du Climat). Dans ce cas, on procèdera par une approche structurelle puisque l'on dispose des données de neige en tout point. Toutefois, les données simulées des Modèles Régionaux du Climat sont à l'échelle régionale, ce qui ne permet pas de procéder à la segmentation spatiale à l'échelle locale. Ceci peut permettre de comparer l'évolution des structures spatiales de la variabilité spatiale du phénomène naturel dans un climat futur.

7 RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adler PB, Raff DA & Lauenroth WK (2001) The effect of grazing on the spatial heterogeneity of vegetation. . *Oecologia* 128:465-479.
- Agarwal A, Mishra SK, Ram S & Singh JK (2006) Simulation of Runoff and Sediment Yield using Artificial Neural Networks. *Biosystems Engineering* 94(4):597-613.
- Alban T (2005) Application de l'approche orientée-objet à l'extraction de fragments forestiers à partir de scènes Spot. Université de Toulouse. Master Science de l'information Géoréférencée pour la Maîtrise de l'environnement et l'Aménagement des territoires), p 30.
- Anderson HW, Rice RM & West AJ (1958) Snow in forest openings and forest stands. *Proc. Soc. Am. For* (46–50).
- Anselin L (1995) Local indicators of spatial association (LISA). *Geographical Analysis* 27(2):93-115.
- Armstrong RL & Brun E (2008) Snow and climate: Physical processes, surface energy exchange and modeling. *Cambridge, Cambridge University Press:222*.
- Audet C (2009) Localisation de stations de mesure automatisée du couvert nival. Département de mathématiques et génie industriel (Ecole Polytechnique de Montreal).
- Baatz M & Schäpe A (2001) Multiresolution Segmentation: an optimization approach for high quality multi-scale image segmentation. *In Angewandte geographische informationsverarbeitung, Edited by: Strobl, J., Blaschke, T. and Griesebner, G. 12–23. Heidelberg: Wichmann-Verlag.*
- Baccini A & Besse P (2004) *Data mining. Exploration Statistique*. Université Paul Sabatier, Toulouse III. 142 p. www.lsp.ups-tlse.fr/Besse
- Bamzai AS & Shukla J (1999) Related between Eurasian snow cover, snow depth, and the Indian summer monsoon : an observational study. *J. Climate* 12 (10):3117-3132.
- Barnett TP, Dumenil L, Schlese U, Roeckner E & Latif E (1989) Effects of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J. Atmos.-Ocean* 33:771-685.
- Barry JP, Chuck B, Rafe D, A. S & Sarah E (1995) Climate-related, long-term faunal changes in a California rocky intertidal community. *Science* 267:672-675.
- Beltrando G & Chémery L (1995) *Dictionnaire du climat* Paris, Larousse. 344 p
- Ben Arfa N, Rodriguez C & Daniel K (2008) Dynamiques spatiales de la production agricole en France in 2èmes journées de recherches en sciences sociales INRA SFER CIRAD(France), p 25.
- Bernier M, Fortin J-P & Gauthier Y (1995) Potential of RADARSAT data to estimate the snow water equivalent based on results from ERS-1. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. p 1496-1498.

- Bernier M, Fortin J-P, Gautier Y, Bisson J-L & Vincent TP (1999) Estimation de l'équivalent en eau du couvert nival au moyen d'images radar satellitaires. *Revue des Sciences de l'Eau, Rev.Sci.Eau* 12(2):407- 423.
- Blöschl G (1999) Scaling issues in snow hydrology. *Hydrological Processes* 13(14-15):2149-2175.
- Blöschl G & Sivapalan M (1995) Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrological Processes* 9(3-4):251-290.
- Bohnenstengel SI, Schlünzen KH & Beyrich F (2011) Representativity of in situ precipitation measurements – A case study for the LITFASS area in North-Eastern Germany. *Journal of Hydrology* 400(3–4):387-395.
- Bois B (2007) *Cartographie agroclimatique à méso-échelle : Méthodologie et application à la variabilité spatiale du climat en Gironde viticole: Conséquences pour le développement de la vigne et la maturation du raisin*. 3ième (Bordeaux 1, Ecole Doctorale: Sciences et Environnements). 210 p(Consulté le 12 décembre 2007)
- Borcard D (2005) Régression linéaire simple de modèle II.
- Boulet G (1999) *Modélisation des Changements d'échelle et de prise en compte des hétérogénéités de surface et de leur variabilité spatiale dans les interactions sol-végétation-atmosphère*. 3 (Université Joseph-Fourier, Université Joseph-Fourier). 264 p
- Brasnett B (1999) A global analysis of snow depth for numerical weather prediction. *Journal of Applied Meteorology* 38(6):726-740.
- Brown R (2000) Northern Hemisphere Snow Cover Variability and Change, 1915 à 97. *Journal of Climate* 13(13):2339-2355.
- Brown R (2010) Analysis of snow cover variability and change in Québec, 1948–2005. *Hydrological Processes* 10.1002/hyp.7565.
- Brown R (2014) Mean snow density from snow courses in Feb, March, April (1966-1985). *unpublished*.
- Brown R & Braaten RO (1998) Spatial and temporal variability of Canadian monthly snow depths, 1946-1995. *Atmosphere - Ocean* 36(1):37-54.
- Brown R, Brasnett B & Robinson D (2003) Gridded North American monthly snow depth and snow water equivalent for GCM evaluation. *Atmosphere - Ocean* 41(1):1-14.
- Brown R, Derksen C & Wang L (2007a) Assessment of spring snow cover duration variability over northern Canada from satellite datasets. *Remote Sensing of Environment* 111(2-3):367-381.
- Brown R & Tapsoba D (2007b) Improved mapping of snow water over Quebec. *64th Eastern snow confrence. St John's Newfoundland, Canada*.
- Brubaker KL, Jasinski M, Chang ATC & Josberger E (2000) Interpolating sparse surface measurements for calibration and validation of satellite-derived snow water equivalent in Russian Siberia. *IAHS-AISH Publication* (267):93-98.
- Bunnell F & Vales D (1990) Comparison of methods for estimating forest overstory cover: differences among techniques. *Can. J. Forest Res.* 20:101-107.

- Buus-Hinkler J, Hansen BU, Tamstorf MP & Pedersen BS (2006) Snow-vegetation relations in a High Arctic ecosystem: Inter-annual variability inferred from new monitoring and modeling concepts. *Remote Sensing of Environment* 105(3):237-247.
- Byrd G (2000) *Lake-Effet Snow*. Ontario), <http://www.comet.ucar.edu/class/smfaculty/byrd/index.htm> (Consulté le janvier 2012)
- Carrega P (1994) *Topoclimatologie et habitat. Analyse spatiale quantitative et appliquée*. 408 p
- Carroll SS, Carroll TR & Poston RW (1999) Spatial modeling and prediction of snow-water equivalent using ground-based, airborne, and satellite snow data. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres* 104(D16):19623-19629.
- Carroll SS & Cressie N (1997) Spatial modeling of snow water equivalent using covariances estimated from spatial and geomorphic attributes. *Journal of Hydrology* 190(1-2):42-59.
- CCT (1999) Centre Canadien de Télédétection. Atlas Canada. Ressources naturelles Canada. in *Canada Couverture des terres* (MCR 103F, Ottawa), p Série de cartes de référence de l'Atlas national du Canada.
- Chang, Foster J & Hall D (1987) Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters. *Annals of glaciology* 9(9):39-44.
- Charbonneau R, Fortin J-P, Lardeau J-P, Morin G & Sochanska W (1978) Analyse des précipitations du bassin versant de la rivière Eaton. (INRS, INRS), p 103.
- Chen C, Nijssen B, Wang Y, Tsang L, Hwang J-N & Lettenmaier D-P (1998) Mapping the spatial distribution and time evolution of snow water equivalent using neural network iterative approach and a snow hydrology model. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. p 1258-1260.
- Chokmani K, Bernier M & Gauthier Y (2006) Suivi spatio-temporel du couvert nival du Québec à l'aide des données NOAA-AVHRR. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science, Rev. Sci. Eau* 19(3):163-179.
- Chokmani K, Bernier M & Slivitzky M (2005) Validation of a method for snow cover extent monitoring over Quebec (Canada) using NOAA-AVHRR data. *EARSe Le Proceedings* 4(1):106-118.
- Clark MP, Hendriks J, Slater AG, Kavetski D, Anderson B, Cullen NJ, Kerr T, Örn Hreinsson E & Woods RA (2011) Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models: A review. *Water Resources Research* 47(7).
- Colbeck S, Akitaya E, Armstrong R, Gubler H, Lafeuille J, Lied K, McClung D & Morris E (1990) *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground International Commission on Snow and Ice (IAHS)*. University of Colorado Boulder. 23 p
- Corbel J (1958) La neige dans les régions hautement polaires (Canada, Groenland) au-delà du 80° latitude Nord. *Revue de géographie alpine*:343-366.
- Coulibaly P, Bobée B & Anctil F (2001) Improving extreme hydrologic events forecasting using a new criterion for artificial neural network selection. *Hydrological Processes* 15(8):1533-1536.

- Croux A & Dehon B (2003) Analyse canonique basée sur des estimateurs robustes de la matrice de covariance. (Université Libre de Bruxelles), p 21.
- D'Eon R (2004) Snow depth as a function of canopy cover and other site attributes in a forested ungulate winter range in southeast British Columbia. *BC. J. Ecosyst. Manage* 3(1-9).
- Daly C, Neilson R & Phillips DL (1994) A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *J. Appl. Meteorol.* 33:140-158.
- De Sève D, Bernier M, Fortin JP & Walker A (2001) Estimation de l'équivalent en eau de la neige au sol dans un milieu de taiga à l'aide des données SSM/I. *Téledétection* 2(1):13-28.
- De Sève D, Evora ND & Tapsoba D (2008) Comparison of three algorithms for estimating Snow Water Equivalent (SWE) over the La Grande River watershed using SSM/I data in the context of Hydro-Québec's hydraulic power management. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. p 4257-4260.
- Dedieu JP (1990) Contribution de la neige et des glaciers dans le débit des rivières: suivi par télédétection spatiale. *Hydrology in Mountainous Regions. I- Hydrological Measurements: The Water Cycle* (Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990, IAHS Publ, p 137-145.
- Definiens (2003) *eCognition User Guide 4* Germany. 258 p
- Deleglise C (2011) *Hétérogénéité spatiale des composantes spécifiques et fonctionnelles des communautés prairiales subalpines dans un contexte de déprise pastorale*. (Université de Grenoble, Grenoble). 290 p
- Derksen C, Walker A & Goodison B (2003) A comparison of 18 winter seasons of in situ and passive microwave-derived snow water equivalent estimates in Western Canada. *Remote Sensing of Environment* 88(3):271-282.
- Dickison RBB & Daugharty DA (1977) Effects of forest cover and topography on snow cover in the Nashwaak experimental watershed project. in *Proc. 2nd Conference on Hydrometeorology* (Toronto), p 245-250.
- Dissanska M, Bernier M & Payette S (2009) Object-based classification of very high resolution panchromatic images for evaluating recent change in the structure of patterned peatlands. *Can. J. Remote Sensing* 35(2):189-215.
- Dixon, Weiner J, Mitchell-Olds T & Woodley R (1987) Bootstrapping the Gini Coefficient of Inequality. *Ecology* 68(5):1548-1551.
- Dodge Y (2007) *Statistique. Dictionnaire encyclopédique*. Springer Paris
- Drăguț L & Eisank C (2011) Object representations at multiple scales from digital elevation models. *Geomorphology* 129:183-189.
- Drăguț L, Tiede D, Levick A & Shaun R (2010) ESP: a tool to estimate scale parameter for multiresolution image segmentation of remotely sensed data. *International Journal of Geographical Information Science* 24(6):859-871.
- Dumas F (1982) Méthodes de normalisation des données. *Revue de Statistique Appliquée* 30(4):23-38.

- DuPont J (1983) Utilisation des données acquises par télédétection pour la mise à jour des modèles hydrologiques de fonte nivale. in *B.Sc. géographie physique Thèse de maîtrise* Université du Québec Québec C. P. 7 5 0 0 , Sainte-Foy GIV 4C7), p 244.
- Dyer JL & Mote TL (2006) Spatial variability and trends in observed snow depth over North America. *Geophysical Research Letters* 33(16).
- Edwards L, Bernsdorf B, Pauly M, Burney JR, Satish MG & Brimacombe M (1998) Spatial interpolation of snow depth and water equivalent measurements in Prince Edward Island, Canada. *Canadian Agricultural Engineering* 40(3):161-168.
- Eichler T & Higgins W (2006) Climatology and ENSO-related variability of North America extratropical cyclone activity. *Journal of Climate* 19:2076-2093.
- Elder K, Dozier J & Michaelsen J (1991) Snow accumulation and distribution in an Alpine Watershed. *Water Resources Research* 27(7):1541-1552.
- Elder K, Rosenthal W & Davis RE (1998) Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed. *Hydrological Processes* 12(10-11):1793-1808.
- Emery X (2001) Géostatistique Linéaire. *Géostatistique Linéaire*, Géostatistique ÉDMDPCD (Édit.)École des Mines de Paris. Centre de Géostatistique. p 405.
- Env. Canada (2004) Menaces pour la disponibilité de l'eau au Canada. in *Série de rapport d'évaluation scientifique de l'INRE et Série de documents d'évaluation de la science de la DGSAC*, Édit Scientifique INDRBurlington, Ontario), p 438.
- Erxleben J, Elder K & Davis RE (2002) Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow distribution in the Colorado Rocky Mountains. *Proceedings of The Western Snow Conference*. p 157-167.
- Evora ND, Tapsoba D & De Sève D (2008) Combining artificial neural network models, geostatistics, and passive microwave data for snow water equivalent retrieval and mapping. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 46(7):1925-1939.
- Filion L & Payette S (1976) La dynamique de l'enneigement en région héli-arctique, Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec. *Cahiers de géographie du Québec* 20(50):275-302.
- Foppa N, Stoffel A & Meister R (2007) Synergy of in situ and space borne observation for snow depth mapping in the Swiss Alps. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 9(3):294-310.
- Fortin, Jacques G & Morin G (1986) Analyse des réseaux nivométriques de Québec en vue de leur rationalisation. in *Integrated Design of Hydrological Networks*. IAHS Publ(Budapest), p 14.
- Fortin, Morin G & Dupont L (1982) Variation saisonnière de l'homogénéité spatiale et de la structure régionales de la pluie au Québec *Atmosphère-Océan* 20(3):227-241.
- Fortin., Morin G & Dupont L (1983) La rationalisation du réseau météorologique du Québec: stratégie d'intervention et méthodes d'analyse des données. *Atmosphère-Océan* 21(4):365-386.

- Garrigues S (2004) *Hétérogénéité spatiale des surfaces terrestres en télédétection: caractérisation et influence sur l'estimation des variables biophysiques*. (Université de Rennes 3 ième cycle, Rennes). 380 p
- Garstka WV, D. LL & Goodell BC (1958) Factors effecting snowmelt and streamflow. (Bureau of Reclamation and USA Forest Serv. 1946-53, Coop.Snow Invest., U.S Gov. Print. Off., Wash. D.C, USA), p 189.
- Goïta K, Walker AE & Goodison BE (2003) Algorithm development and use for the estimation of snow water equivalent in the boreal forest using passive microwave data. *Int. J. Remote Sensing* 24(3):1097-1102 in Turcotte et al.,(2006).
- Goovaerts P (1997) *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press. xiv + 483 pp. p(Consulté le 1998)
- Gray DM & Male DH (1981) *Handbook of Snow*. 776 p
- Guay JF, Rasmussen PF, Slivitzky M & Bobée B (1998) Les oscillations climatiques à moyennes fréquences: causes possibles, mécanismes et effets connus au Canada et au Québec. in *INRS-Eau, rapport de recherche* (INRS, Québec), p 84.
- Gustafson EJ (1998) Quantifying Landscape Spatial Pattern: What Is the State of the Art? *Ecosystems* (1):143-156.
- Haefnerh H (1977) Snow cover monitoring from satellite data under European conditions. in *In: Proc. of Remote Sensing Application Agriculture and Hydrology*(Spra, Italy), p 339.
- Hardy JP & Hansen-Britow KJ (1990) Temporal accumulation and ablation patterns of the seasonal snowpack in forests in varying stages of growth. *Proceedings of the 58th Western Snow Conference*. (Sacramento, CA April 17-19, 1990.), p 32-34.
- Holdaway MR (1996) Spatial modeling and interpolation of monthly temperature using kriging. *Climate Research* 06(3):215-225.
- Husain T (1989) Hydrologic uncertainty measure and network design. *Water Resources Bulletin* 25(3):527-534.
- IFNC. (2004) *Inventaire forestier national du Canada. Schéma de classification de la couverture terrestre.*, https://nfi.nfis.org/photo_plot.php?lang=fr (Consulté le Février)
- Jones HG, Pommeroy JW, Walker AD & Hoham RW (2001) *Snow Ecology*. Cambridge University Press. 450 p
- Knapp V & Markus M (2003) Evaluation of the Illinois Streamflow Gaging Network. Édité 2003-05 CR (Illinois Department of Natural Resources), p 109.
- Kolosa K & Rollo C (1991) The heterogeneity of heterogeneity. In J. Kolosa and STA. Pickett, editors. *Ecological heterogeneity*. Springer Verlag New-York:1-23.
- Krause P, Boyle D & Bäse F (2005) Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences* 5(5):89-97.
- Kronholm & Birkeland KW (2007) Reliability of sampling designs for spatial snow surveys. *Computers & Geosciences* 33(9):1097-1110.

- Kronholm & Schweizer J (2003) Snow stability variation on small slopes. *Cold Regions Science and Technology* 37(3):453-465.
- Laffitte P & Marc. A (2010) Méthodes d'analyse des autocorrélations spatiales *Département d'Enseignement et de Recherche en Informatique et Technologies Urbaines* EIVP 54.
- Langlois A, Bergeron J, Brown R, Royer A, Harvey R, Roy A, Wang L & Thériault N (2014) Evaluation of CLASS 2.7 and 3.5 Simulations of Snow Properties from the Canadian Regional Climate Model (CRCM4) over Québec, Canada. *Journal of Hydrometeorology* 15(4):1325-1343.
- Leduc R & Gervais R (1985) *Connaître la météorologie*. Montréal
- Leprieur C (1987) Télédétection de la neige, lien avec les réseaux de mesures existant au sol. in *Agrométéorologie INRAToulouse*), p 137-145.
- Lhotellier R (2005) Spatialisation des températures en zone de montagne alpine. *Thèse de doctorat à l'Université Joseph Fourier - Grenoble I* Discipline : Géographie:352.
- Li. & Reynolds JF (1995) On definition and quantification of heterogeneity. *Oikos* 73(2):280-284.
- Libbrecht KG (2005) The physics of snow crystals. *Reports on Progress in Physics* 68(4):855.
- Lopez Alarcon PP (2007) *Impact de la variabilité climatique sur le cryosphère du Campo de Hielo Norte : Apport de la télédétection* 3ième (Université Montpellier II, France). 143 p
- Lundqvist O (1998) La Spatialisation de Données Climatiques: une étude du climat de la Saskatchewan. in *Mémoire présenté à la Faculté des études supérieures de l'Université Laval pour l'obtention du grade de maître es art (M. A.)*Faculté des Lettres Université Laval), p 215.
- Marcotte D (2013) *Géostatistique.*), <http://geo.polymtl.ca/~marcotte/>
- Marsh P (1999) Snowcover formation and melt: recent advances and future prospects. *Hydrological Processes* 13(14-15):2117-2134.
- Martini A (2005) *Télédétection d'un couvert neigeux en milieux alpins à partir de données SAR polarimétriques multi-fréquentielles et multi-temporelles.* (Thèse de l'Université de Rennes1, Rennes-France). 197 p
- Matheron G (1965) La Théorie des Variables Régionalisées et ses Applications. *Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau* 5:1-212.
- Mazagol P (2009) *Recherche de Variables contribuant à l'organisation d'un paysage de montagne: Le cas des Hautes Chaumes des Monts du Forez.* Thèse de doctorat (Université Jean Monnet, Saint-Étienne-France). 320 p
- McKay GA & Gray DM (1981) *Distribution of snow cover in Handbook of Snow.* 153-190 p
- MDDELCC (2001) *Contribution du Service de la cartographie écologique: Une classification climatique du Québec à partir de modèles de distribution spatiale de données climatiques mensuelles : vers une définition des bioclimats du Québec.* Ministère du Développement Durable, de l'Environnement de la Lutte contre les Changements Climatiques, Québec), <http://www.mddep.gouv.qc.ca/changements/classification/model-clima.pdf> (Consulté le Février)

- MDDELCC (2002) *Ministère du Développement Durable, de l'Environnement de la Lutte contre les Changements Climatiques: Aires protégées au Québec et les provinces naturelles.*, http://mddefp.gouv.qc.ca/biodiversite/aires_protegees/provinces/partie3.htm#relief
- MDDELCC (2008) Manuel d'instructions à l'usage des observateurs en nivométrie, Québec (Ministère du Développement Durable, de l'Environnement de la Lutte contre les Changements Climatiques, Québec), p 32.
- Meiman JR (1968) Snow accumulation related to elevation, aspect and forest canopy. in *Proc. CNC-IHD Workshop Seminar on Snow Hydrology* Fredericton (N.-B.), p 36-47.
- Mélières M-A (2012) *Température moyenne à la surface de la Terre et effet de serre*. CNRS, Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement (LGGE) Grenoble-France), <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim1/sysfacte/effetserre/index.htm#origenerg> (Consulté le 2012)
- Mingasson C (1957) Observations sur l'influence hydrologique de la neige dans l'Est du Canada. *Cahiers de géographie du Québec* 2(3):75-86.
- Mishra AK & Coulibaly P (2009) Developments in hydrometric network design: A review. *Reviews of Geophysics* 47(2).
- Mishra AK & Coulibaly P (2010) Hydrometric network evaluation for Canadian watersheds. *Journal of Hydrology* 380(3-4):420-437.
- Moore C & Mc Caughey W (1998) Snow accumulation under various forest stand densities at Tenderfoot Creek Experimental Forest, Montana, USA. in *Proceedings of the 54th Eastern Snow Conferences* Banff, Alberta,), p 42-51.
- Morency C (2006) Étude de méthodes d'analyses spatiales et illustration à l'aide de l'aide de micro données urbaines de la grande région de Montréal *Les Cahiers Scientifiques du Transport* 49:77-102.
- Mote PW, Hamlet AF, M.P. C & Lettenmaier DP (2005) Declining mountain snowpack in western North America. *Bulletin of the American Meteorological Society* 86:39-49.
- MRN (2013) *Ministère des Ressources Naturelles: Zones de végétation et domaines bioclimatiques du Québec.*, <http://www.mrn.gouv.qc.ca/forets/inventaire/inventaire-zones-carte.jsp>
- MSC (2004) Aerological Observer's Course. Module 2.5-Snow Survey. (Environnement Canada, Service Météorologie du Canada), p 43.
- Nash J & Sutcliffe J (1970) River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology* 10(3):282-290.
- Nour MH, Smit DW & Gamal El-Din M (2006) Geostatistical mapping of precipitation: implications for rain gauge network design. *Water Science & Technology* 53(10):101-110.
- Oetli P & Camberlin P (2005) Influence of topography on monthly rainfall distribution over East Africa. *Climate Research* 28(199-212).
- Oke TR (1978) *Boundary Layer Climates*. London. 372 p

- OMM (1994) Guide des Pratiques Hydrologiques; Acquisition et traitement des données, Analyses, prévisions et autres applications. Cinquième édition:829p.
- Pahaut E (1975) Les cristaux de neige et leurs métamorphoses - Formation -1. *Monographie, Paris* (96 ,Météo. Nat):58 p., 57 tabl. et fig., 94 photos. .
- Palacios D & Sánchez-Colomer MG (1997) The distribution of high mountain vegetation in relation to snow cover: Peñalara Spain *CATENA* 30(1): 1-40.
- Patch JR (1981) Effects of forest cover on snow cover distribution in the Nashwaak Experimental Watershed Project. in *Proceedings: Eastern Snow Conference, 38th annual meeting* New Brunswic), p 76-87.
- Perrier R (1968) Les pluies maximales probables au Québec *Cahiers de géographie du Québec* 12(27):421-428.
- Pietroniro A, Fortin V, Kouwen N, Neal C, Turcotte R, Davison B, Verseghy D, Soulis E, Caldwell R & Evora N (2006) Using the MESH modelling system for hydrological ensemble forecasting of the Laurentian Great Lakes at the regional scale. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions Discussions* 3(4):2473-2521.
- Pilon PJ, Yuzyk TR, Hale RA & Day TJ (1996) Challenges facing surface water monitoring in Canada *Canadian Water Resources Journal* 21(2):157-164.
- Plamondon AP, Prévost M & Naud RC (1984) Accumulation et fonte de la neige en milieux boisé et déboisé. *Géographie physique et Quaternaire* 38(1):27-35.
- Poinsot D (2004) *Statistiques pour statophobes.*, <http://perso.univ-rennes1.fr/denis.poinsot>
- Pomeroy J, Gray D, N. H & Janowicz J (2002) Prediction of seasonal snow accumulation in cold climate forests. *Hydrol. Proc* 16(3543-3558).
- Pomeroy J & Gray DM (1995) Snowcover-Accumulation, Relocation and Management. *National Hydrology Research Institute Science, Saskatoon Report No. 7*: 144.
- Pulliainen J (2006) Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations. *Remote Sensing of Environment* 101(2):257-269.
- Rasmussen P, Fortin V, Slivitzky M & Bobée B (1999) Impact des oscillations climatiques a basse fréquence sur les apports des rivières québécoises: étude statistique exploratoire. in *Research Report R-541* (Institut national de recherche scientifique, INRS-Eau, Sainte-Foy, Québec, July).
- Richardson-Näslund C (2004) Spatial characteristics of snow accumulation in Dronning Maud Land, Antarctica. *Global and Planetary Change* 42(1-4):31-43.
- Riou C (1976) La relation entre la température et le rayonnement solaire. *Orstom.Collection de Préférence*:15.
- RNC (2009) *Ressources Naturelles Canada. Sciences du Climat.*, <http://www.rncan.gc.ca/sciences-terre/node/188>
- Robinson D, Dewey K & Heim R (1993) Global snow cover monitoring. *An update, Bulletin of the American Meteorological Society* 74(1689-1696).

- Roebber PJ, Bruening SL, Schultz DM & Cortinas JV (2003) Improving Snowfall Forecasting by Diagnosing Snow Density. *Weather and Forecasting* 18(2):264-287.
- Roy (2006) cité par Dorsaz F (2008) Evaluation des simulations du couvert nival sur le Québec par le modèles MRCC 4.2.3 et GEMCLIM 3.3.0. Édit Ouranos UDQÀM), p 49.
- Schmugge TJ, Kustas WP, Ritchie JC, Jackson TJ & Rango A (2002) Remote sensing in hydrology. *Advances in Water Resources* 25(8-12):1367-1385.
- Schweizer J & Kronholm K (2007) Snow cover spatial variability at multiple scales: Characteristics of a layer of buried surface hoar. *Cold Regions Science and Technology* 47(3):207-223.
- Seidou O, Fortin V, St-Hilaire A, Favre AC, El Adlouni S & Bobe B (2006) Estimating the snow water equivalent on the Gatineau catchment using hierarchical Bayesian modelling. *Hydrological Processes* 20(4):839-855.
- Singh PR & Gan T-Y (2000) Retrieval of Snow Water Equivalent Using Passive Microwave Brightness Temperature Data. *Remote Sensing of Environment* 74(2):275-286.
- Sobolowski S & Frei A (2007) Lagged relationships between North American snow mass and atmospheric teleconnection indices. *International Journal of Climatology* 27:221-231.
- St-Hilaire A, Jacques C, M S, M., Seidou O, Tapsoba D & Fortin V (2004) Approche bayésienne pour l'étude des réseaux de station de mesure du couvert nival. . (INRS-ETE), p 25 et 22 annexes.
- Stahl K, Moore RD, Floyer JA, Asplin MG & McKendry IG (2006) Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology* 139(3-4):224-236.
- Sturm M, Holmgren J & Liston GE (1995) A Seasonal Snow Cover Classification System for Local to Global Applications. *Journal of Climate* 8(5):1261-1283.
- Swanson RH (1970) Local snow distribution is not function of local topography under continuous tree cover. *Journal of hydrology* 9(2):292-298.
- Tabari H, Marofi S, Zare Abyaneh RH & Sharifi M (2009) Comparison of artificial neural network and combined models in estimating spatial distribution of snow depth and snow water equivalent in Samsami basin of Iran
- Tapsoba D, Fortin V, Anctil F & Hache M (2005) Use of the kriging technique with external drift for a map of the water equivalent of snow: application to the Gatineau River Basin. *Apport de la technique du krigeage avec dérive externe pour une cartographie raisonnable de l'équivalent en eau de la neige: Application aux bassins de la rivière Gatineau* 32(1):289-297.
- Taupin J-D (1997) Caractérisation de la variabilité spatiale des pluies aux échelles inférieures au kilomètre en région semi-aride (région de Niamey, Niger). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 325(4):251-256.

- Tedesco M, Pulliainen J, Takala M, Hallikainen M & Pampaloni P (2004) Artificial neural network-based techniques for the retrieval of SWE and snow depth from SSM/I data. *Remote Sensing of Environment* 90(1):76-85.
- Timilsena J & Piechota T (2008) Regionalization and reconstruction of snow water equivalent in the upper Colorado River basin. *Journal of Hydrology* 352(1-2):94-106.
- Toinette S (2010) Évaluation du rayonnement solaire et de la température à la Réunion à l'aide d'un modèle régional de climat. in *Master 1 de Physique et Ingénierie* (Faculté des Sciences et Technologies, Université de la Réunion), p 63.
- Tourino Soto I (2005) *Mise en relation de la cartographie du rendement avec la distribution spatiale de l'état de surface du sol observée par télédétection. Application dans un contexte d'agriculture de précision.* 3Université de Toulouse). 370 p
- Touzet C (1992) Les Réseaux de Neurones artificiels: Introduction au Connexionnisme: Cours, Exercices et Travaux Pratiques.).
- Turcotte R, Fortin LG, Fortin V, J.-P. F & Villeneuve J-P (2006) Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Nordic Hydrology* 38 (3):211-234.
- Van Vyve N (2006) Caractérisation de la variabilité spatio-temporelle de la pluie au Fakara, Niger. (Faculté d'ingénierie biologique, agronomique et environnementale, Université Catholique de Louvain), p 75.
- Vinatier S (2008) Compléments de Mathématique. in *Licence de Biologie, 3ième semestre*, Édit Limoges FDSETDCours de Mathématiques), p 3.
- Watson, Anderson TN, Newman WB, Cornish SS, Thein TR, A. R, Garrott PJ, White F & Watson GR (2008) Chapter 6 Modeling Spatial Snow Pack Dynamics. *Terrestrial Ecology*, Elsevier, Vol 3. p 85-112.
- Watson., Anderson TN, Newman WB, Alexander SE & Garrott RA (2006) Optimal sampling schemes for estimating mean snow water equivalents in stratified heterogeneous landscapes. *Journal of Hydrology* 328(3-4):432-452.
- Webster R & Oliver MA (1992) Sample adequately to estimate variograms of soil properties. *Journal of Soil Science* 43(1):177-192.
- Webster R & Oliver MA (2001) *Geostatistics for environmental scientists. Statistics in Practice.*
- Winkler RD, Spittlehouse D.L & Golding DL (2005) Measured differences in snow accumulation and melt among clearcut, juvenile, and mature forests in southern British Columbia *Hydrol. Proc* 19: 51-62.

8 ANNEXE A

HAUTEURS DES DIFFÉRENTES CLASSES DES VÉGÉTAUX

| LES DIFFÉRENTES CLASSES DE FORMATION VÉGÉTALE ET LES HAUTEURS MOYENNES CORRESPONDANTES | | | | | |
|--|--------------------------------|-------------------------------------|---------------------------------------|----|-----|
| Les classes | La subdivision des classes | La sous-subdivision | Haut. Moy (m) | | |
| TERRITOIRE BOISÉ | Forêt de conifères | Densité élevée | 17 | | |
| | | Densité moyenne | Forêt du sud | 13 | |
| | | | Forêt du nord | 9 | |
| | | Densité faible | Forêt du sud | 8 | |
| | | | forêt du nord | 5 | |
| | Forêt de feuillue | | 20 | | |
| | Forêt mixte | Forêt de conifère mixte | | 15 | |
| | | F.intermédiaire mixte | F.uniforme intermédiaire mixte | 16 | |
| | | | F.hétérogène intermédiaire mixte | 16 | |
| | | F. de feuillue mixte | | 17 | |
| | Forêt brûlée | Faible couverture de végétaux verts | | 1 | |
| | | Couverture végétale verte | | 2 | |
| TERRITOIRE OUVERT | Arbustaie de transition boisée | | 2 | | |
| | Milieu humide arbustaie | Densité élevée | | 1 | |
| | | Densité moyenne | | 1 | |
| | Prairie | | 0.5 | | |
| | Toundra | Toundra à arbustes | A dominance de lichens | 1 | |
| | | et lichens | A dominance par les arbustes | 1 | |
| | | Territoire non boisé | Arbustes, lichens et herbacés | | 0.5 |
| | | | Faible couvert végétal | | 0.5 |
| | | | Très faible couvert végétal | | 0.5 |
| | | | Sols dénudés et affleurements rocheux | | 0.5 |
| TERRITOIRE EN VALEUR | Zone agricole | Biomasse élevée | 2 | | |
| | | Biomasse moyenne | 1.5 | | |
| | | Faible biomasse | 1 | | |
| | Surface Mosaïque | Zone agricole sur sol boisé | | 5 | |
| | | zone boisée avec terres agricoles | | 5 | |
| | | Terre cultivées et autres | | 3 | |
| | Territoire urbain et bâtis | | 10 | | |
| ZONE SANS | Eau | | 0 | | |
| COUVERT | Neige/glace | | 0 | | |

Source: Landcover 2000

9 ANNEXE B

COMBINAISON LINÉAIRE DES META-VARIABLES À L'ÉCHELLE LOCALE

ZONE A

$$U_{1LA} = 0.02 * X_{penteZA} - 1.18 * X_{courbureZA} + 0.62 * X_{RadSolZA} - 0.09 * X_{OrientZA} + 1.2 * X_{DLZA} - 2.2 * X_{HVZA}$$

$$U_{2LA} = -2.7 * X_{penteZA} - 1.4 * X_{courbureZA} - 0.14 * X_{RadSolZA} - 0.31 * X_{OrientZA} - 12.6 * X_{DLZA} + 1.6 * X_{HVZA}$$

$$U_{3LA} = -0.43 * X_{penteZA} + 0.68 * X_{courbureZA} - 0.26 * X_{RadSolZA} - 0.35 * X_{OrientZA} + 8.38 * X_{DLZA} - 6.43 * X_{HVZA}$$

$$U_{4LA} = 2.05 * X_{penteZA} + 0.25 * X_{courbureZA} + 0.03 * X_{RadSolZA} - 0.49 * X_{OrientZA} - 11.11 * X_{DLZA} + 1.21 * X_{HVZA}$$

$$U_{5LA} = -1.14 * X_{penteZA} + 4.21 * X_{courbureZA} + 0.10 * X_{RadSolZA} - 0.10 * X_{OrientZA} + 5.73 * X_{DLZA} + 2.92 * X_{HVZA}$$

$$U_{6LA} = -0.70 * X_{penteZA} + 2.30 * X_{courbureZA} + 0.02 * X_{RadSolZA} + 0.50 * X_{OrientZA} - 2.51 * X_{DLZA} - 2.61 * X_{HVZA}$$

ZONE B

$$U_{1LB} = -2.32 * X_{penteZB} + 5.16 * X_{courbureZB} + 0.12 * X_{RadSolZB} + 0.05 * X_{OrientZB} + 0.71 * X_{DLZB} - 0.50 * X_{HVZB}$$

$$U_{2LB} = -0.17 * X_{penteZB} + 0.38 * X_{courbureZB} - 0.01 * X_{RadSolZB} - 0.03 * X_{OrientZB} - 13.02 * X_{DLZB} + 1.40 * X_{HVZB}$$

$$U_{3LB} = -1.5 * X_{penteZB} + 10.71 * X_{courbureZB} - 0.04 * X_{RadSolZB} - 0.01 * X_{OrientZB} - 1.28 * X_{DLZB} - 1.31 * X_{HVZB}$$

$$U_{4LB} = 1.94 * X_{penteZB} - 3.59 * X_{courbureZB} + 0.07 * X_{RadSolZB} - 0.03 * X_{OrientZB} - 4.54 * X_{DLZB} - 2.61 * X_{HVZB}$$

$$U_{5LB} = 4.31 * X_{penteZB} - 3 * X_{courbureZB} + 0.007 * X_{RadSolZB} + 0.04 * X_{OrientZB} + 1.68 * X_{DLZB} + 0.66 * X_{HVZB}$$

$$U_{6LB} = 0.16 * X_{penteZB} - 0.27 * X_{courbureZB} - 0.05 * X_{RadSolZB} + 0.11 * X_{OrientZB} - 7.36 * X_{DLZB} - 1.46 * X_{HVZB}$$

ZONE E

$$U_{1LE} = 0.50 * X_{penteZE} + 1.2 * X_{courbureZE} - 0.003 * X_{RadSolZE} + 0.02 * X_{OrientZE} - 48.46 * X_{DLZE} + 0.06 * X_{HZZE}$$

$$U_{2LE} = 2.03 * X_{penteZE} + 2.08 * X_{courbureZE} - 0.002 * X_{RadSolZE} + 0.01 * X_{OrientZE} + 25.66 * X_{DLZE} - 0.14 * X_{HVZE}$$

$$U_{3LE} = 1.86 * X_{penteZE} - 9.21 * X_{courbureZE} + 0.001 * X_{RadSolZE} + 0.02 * X_{OrientZE} + 5.09 * X_{DLZE} + 0.01 * X_{HVZE}$$

$$U_{4LE} = -2.79 * X_{penteZE} + 3.11 * X_{courbureZE} - 0.005 * X_{RadSolZE} + 0.02 * X_{OrientZE} - 8.31 * X_{DLZE} + 0.08 * X_{HVZE}$$

$$U_{5LE} = 0.11 * X_{penteZE} - 3.41 * X_{courbureZE} - 0.006 * X_{RadSolZE} + 0.01 * X_{OrientZE} + 1.25 * X_{DLZE} + 0.03 * X_{HVZE}$$

$$U_{6LE} = 0.71 * X_{penteZE} - 3.05 * X_{courbureZE} + 0.002 * X_{RadSolZE} - 0.01 * X_{OrientZE} - 24.87 * X_{DLZE} - 0.29 * X_{HVZE}$$

ZONE F

$$U_{1LF} = 0.67 * X_{penteZF} - 1.65 * X_{courbureZF} - 0.05 * X_{RadSolZF} + 0.04 * X_{OrientZF} - 8.01 * X_{DLZF} + 0.03 * X_{HZZF}$$

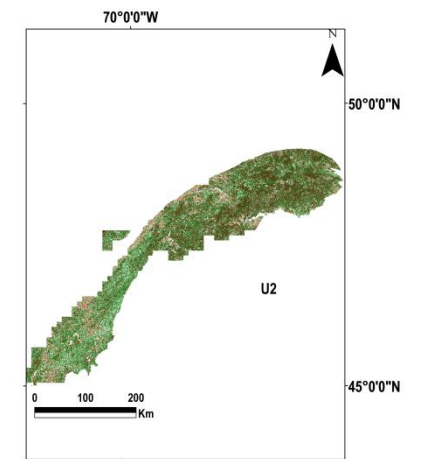
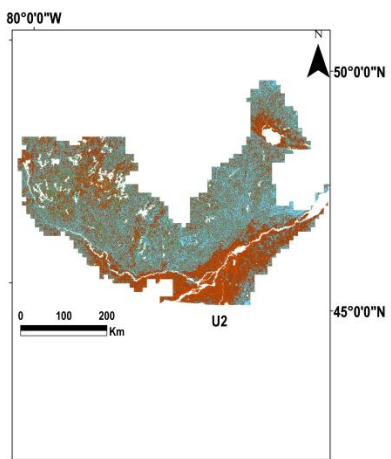
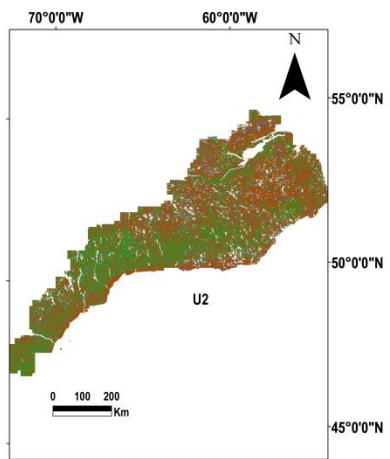
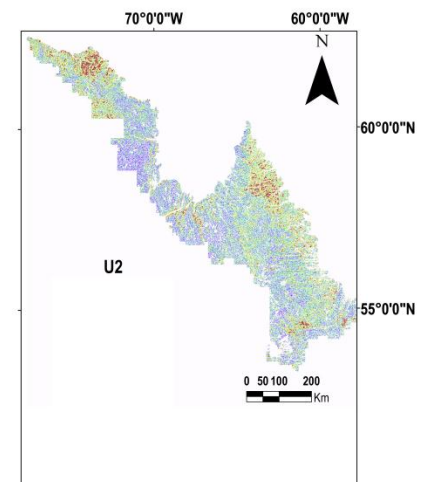
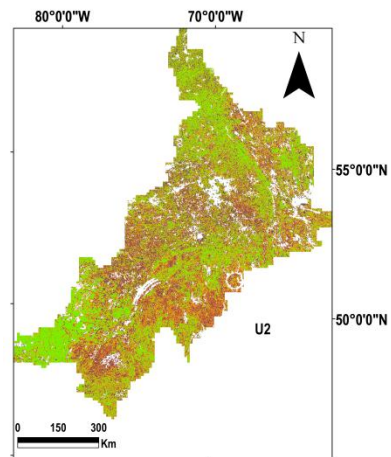
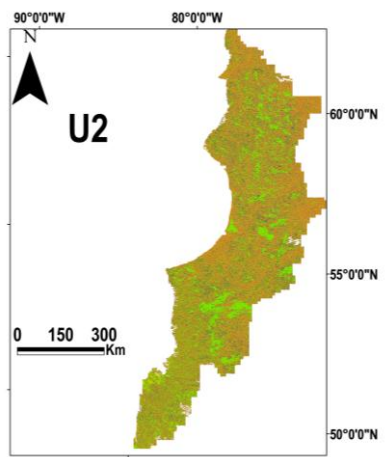
$$U_{2LF} = -0.41 * X_{penteZF} + 7.31 * X_{courbureZF} - 0.02 * X_{RadSolZF} - 0.06 * X_{OrientZF} - 1.84 * X_{DLZF} - 0.10 * X_{HVZF}$$

$$U_{3LF} = 0.53 * X_{penteZF} - 1.2 * X_{courbureZF} + 0.02 * X_{RadSolZF} + 0.02 * X_{OrientZF} + 11.51 * X_{DLZF} - 0.09 * X_{HVZF}$$

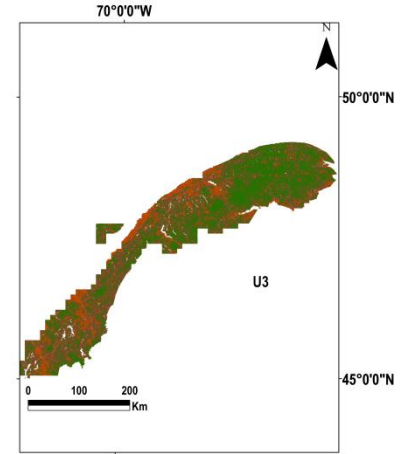
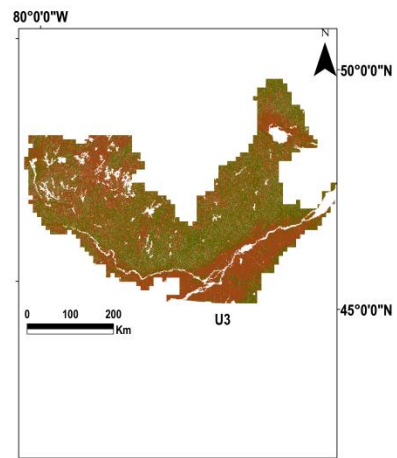
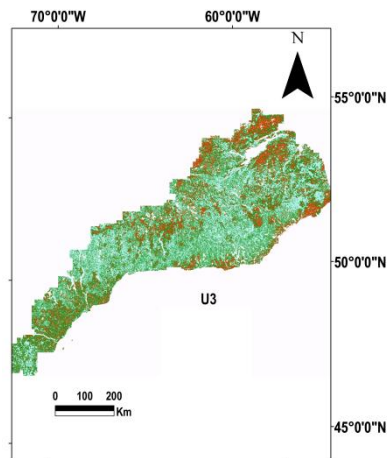
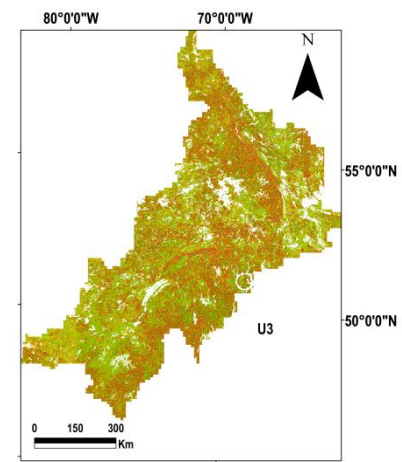
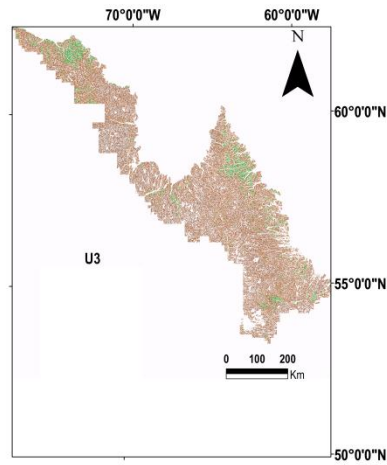
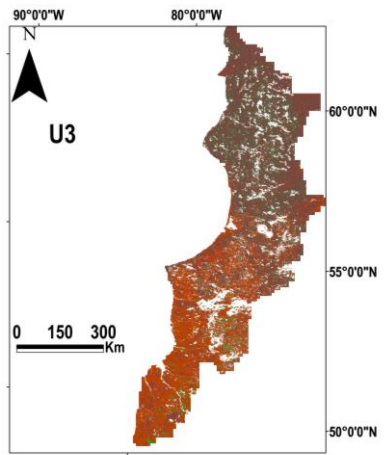
$$U_{4LF} = 1.45 * X_{penteZF} + 1.52 * X_{courbureZF} + 0.01 * X_{RadSolZF} - 0.02 * X_{OrientZF} + 6.78 * X_{DLZF} + 0.06 * X_{HVZF}$$

$$U_{5LF} = 0.95 * X_{penteZF} - 4.74 * X_{courbureZF} + 0.03 * X_{RadSolZF} + 0.04 * X_{OrientZF} - 21.53 * X_{DLZF} - 0.01 * X_{HVZF}$$

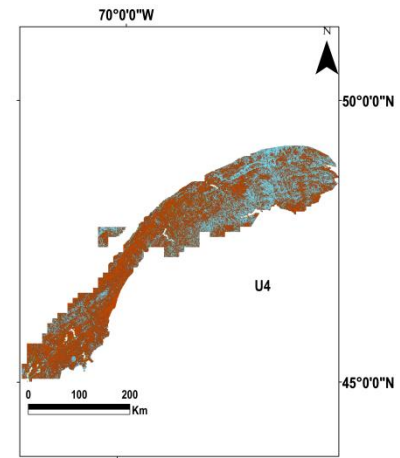
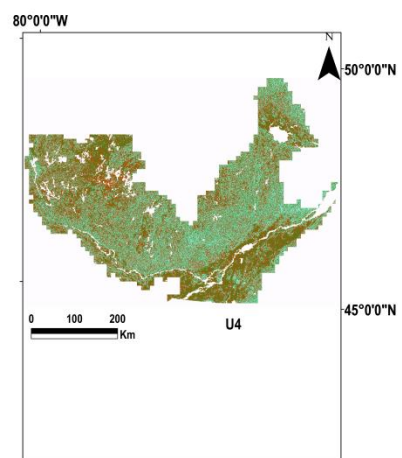
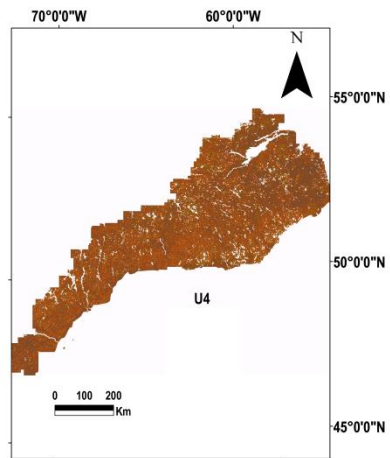
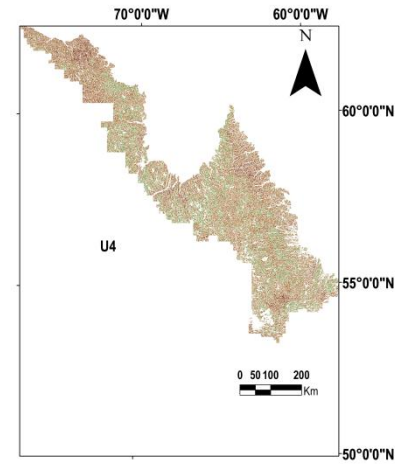
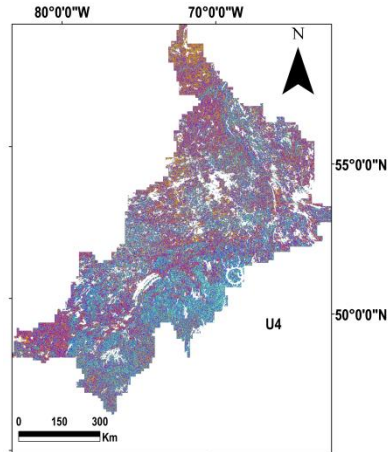
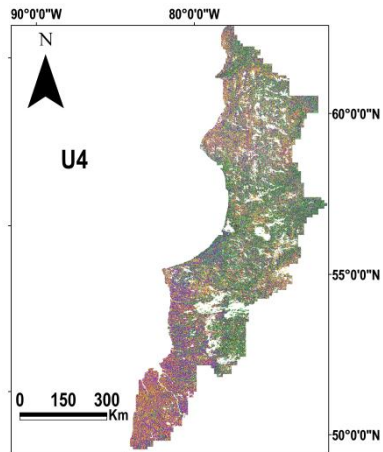
$$U_{6LF} = 0.76 * X_{penteZF} - 6.42 * X_{courbureZF} - 0.03 * X_{RadSolZF} - 0.01 * X_{OrientZF} + 3.25 * X_{DLZF} - 0.05 * X_{HVZF}$$



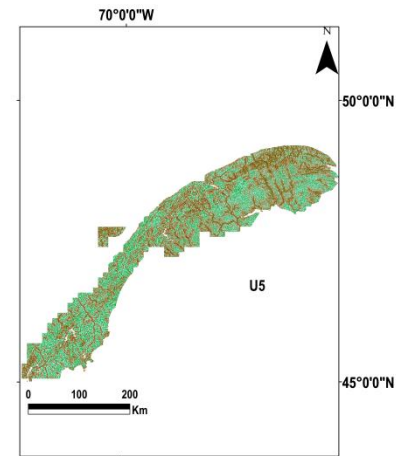
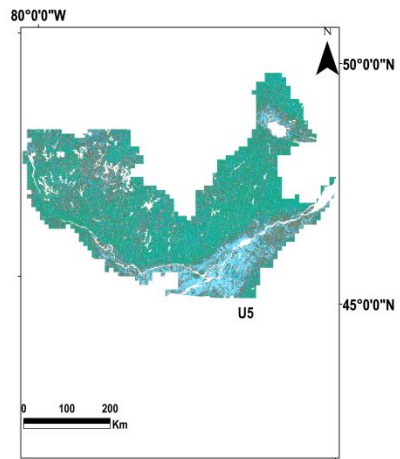
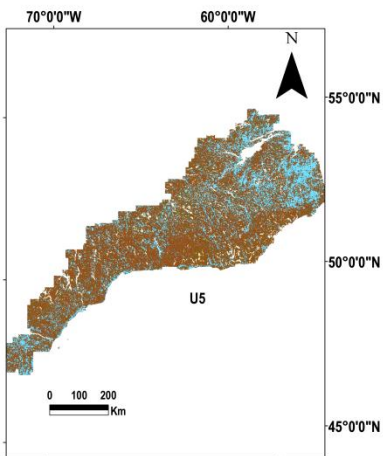
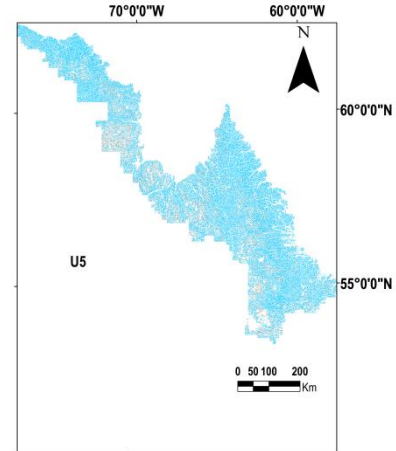
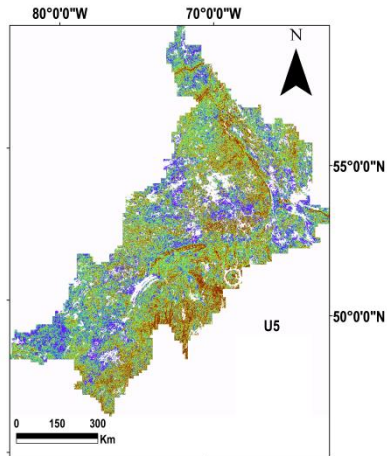
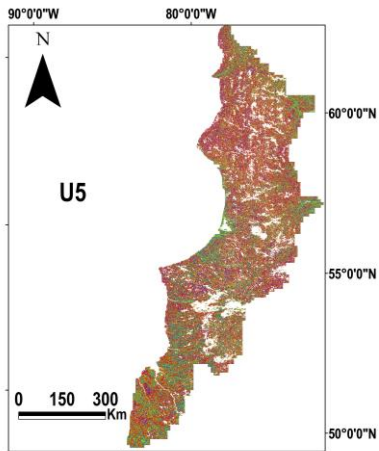
Méta-variables physiographiques U2 des zones géographiques à l'échelle locale



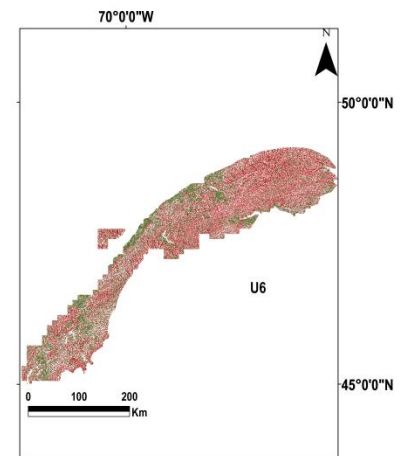
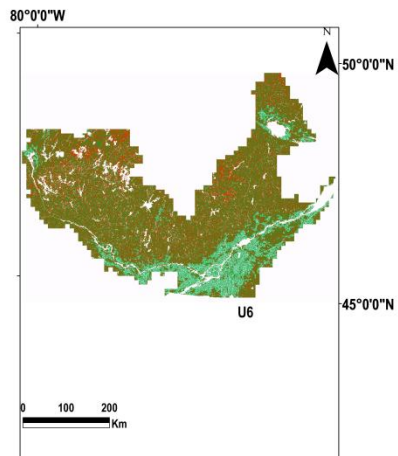
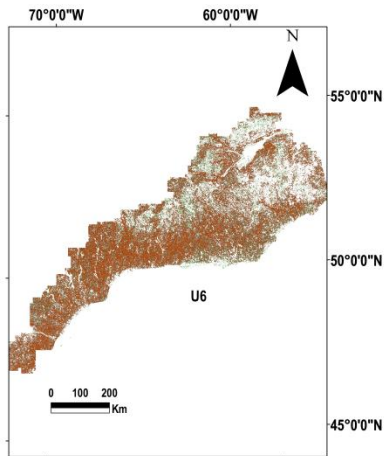
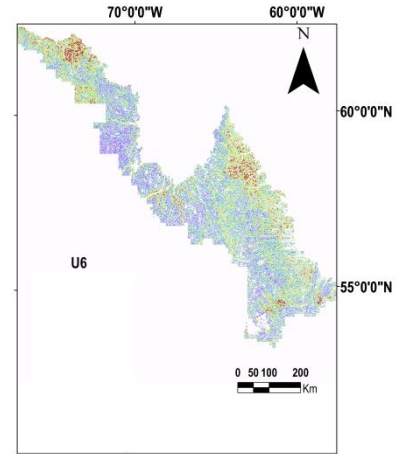
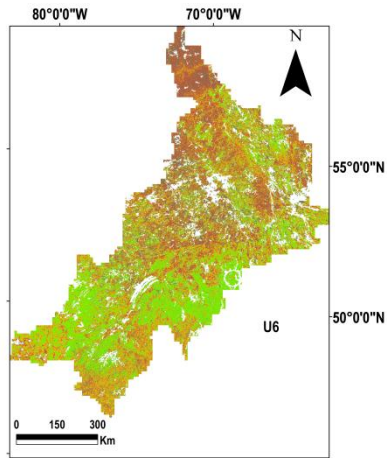
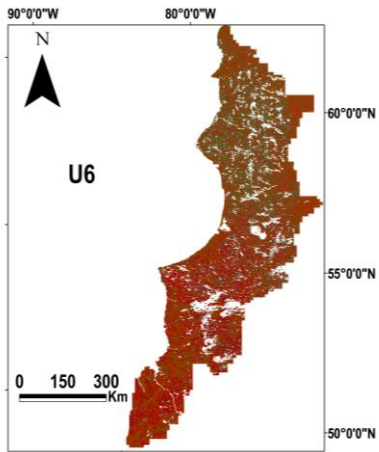
Méta-variables physiographiques U3 des zones géographiques à l'échelle locale



Méta-variables physiographiques U4 des zones géographiques à l'échelle locale



Méta-variables physiographiques U5 des zones géographiques à l'échelle locale



Méta-variables physiographiques U6 des zones géographiques à l'échelle locale

10 ANNEXE C

CONTRIBUTION DES STATIONS AUX COMPOSANTES PRINCIPALES ET LEURS MODALITÉS RESPECTIVES DANS LES UNITÉS À L'ECHELLE LOCALE

Les unités 6, 9 et 10 de la zone B.

Unité 6

| Stations | Contributions des observations (%) | | Classes ou Modalité |
|----------|------------------------------------|---------------|---------------------|
| | F1 | F2 | |
| St1 | 1.357 | 49.036 | 2 |
| St2 | 76.967 | 0.602 | 1 |
| St3 | 0.024 | 28.286 | 2 |
| St4 | 12.854 | 5.685 | 1 |
| St5 | 3.578 | 0.803 | 1 |
| St6 | 5.220 | 15.588 | 2 |

Unité 9

| Stations | Contributions des observations (%) | | Classes ou Modalité |
|----------|------------------------------------|---------------|---------------------|
| | F1 | F2 | |
| St1 | 18.237 | 42.911 | 2 |
| St2 | 1.881 | 19.021 | 2 |
| St3 | 1.509 | 26.821 | 2 |
| St4 | 12.110 | 1.563 | 1 |
| St5 | 27.776 | 1.327 | 1 |
| St6 | 38.487 | 8.358 | 1 |

Unité 10

| Stations | Contributions des observations (%) | | Classes ou Modalité |
|----------|------------------------------------|---------------|---------------------|
| | F1 | F2 | |
| St1 | 3.067 | 0.025 | 1 |
| St2 | 10.487 | 3.173 | 1 |
| St3 | 22.658 | 0.199 | 1 |
| St4 | 12.932 | 0.314 | 1 |
| St5 | 16.526 | 67.919 | 2 |
| St6 | 10.723 | 14.209 | 2 |
| St7 | 10.190 | 13.320 | 2 |
| St8 | 13.417 | 0.841 | 1 |

Unité 2 de la zone D.

| Stations | Contributions des observations (%) | | Classes ou Modalité |
|----------|---------------------------------------|---------------|---------------------------|
| | F1 | F2 | |
| St1 | 3.448 | 1.766 | 1 |
| St2 | 34.809 | 15.463 | 1 |
| St3 | 11.497 | 17.673 | 2 |
| St4 | 6.209 | 35.268 | 2 |
| St5 | 0.102 | 6.612 | 2 |
| St6 | 3.019 | 5.491 | 2 |
| St7 | 0.141 | 15.513 | 2 |
| St8 | 13.733 | 0.397 | 1 |
| St9 | 1.174 | 1.461 | 2 |
| St10 | 8.034 | 0.122 | 1 |
| St11 | 17.835 | 0.235 | 1 |

Les unités 2, 7, 9 et 10 de la zone E

Unité 2

| Stations | Contributions des observations (%) | | Classes ou Modalité |
|----------|---------------------------------------|---------------|---------------------------|
| | F1 | F2 | |
| St1 | 26.128 | 2.393 | 1 |
| St2 | 25.945 | 13.795 | 1 |
| St3 | 34.736 | 5.629 | 1 |
| St4 | 11.598 | 9.598 | 1 |
| St5 | 0.453 | 5.870 | 2 |
| St6 | 0.247 | 5.411 | 2 |
| St7 | 0.443 | 22.130 | 2 |
| St8 | 0.449 | 35.175 | 2 |

Unité 7

| Stations | Contributions des observations (%) | | Classes ou Modalité |
|----------|---------------------------------------|---------------|---------------------------|
| | F1 | F2 | |
| St1 | 9.900 | 9.506 | 1 |
| St2 | 4.068 | 13.845 | 2 |
| St3 | 32.302 | 0.107 | 1 |
| St4 | 33.416 | 0.059 | 1 |
| St5 | 13.193 | 2.863 | 1 |
| St6 | 7.121 | 73.621 | 2 |

Les unités 9 et 10 de la zone E

Unité 9

| Stations | Contributions des observations (%) | | Classes ou Modalité |
|----------|---------------------------------------|-------------|---------------------------|
| | F1 | F2 | |
| St1 | 19.4 | 28.4 | 2 |
| St2 | 24.1 | 0.1 | 1 |
| St3 | 9.6 | 12.1 | 2 |
| St4 | 2.1 | 21.8 | 2 |
| St5 | 5.1 | 4.4 | 1 |
| St6 | 11.9 | 1.1 | 1 |
| St7 | 27.5 | 31.8 | 2 |

Unité 10

| Stations | Contributions des observations (%) | | Classes ou Modalité |
|----------|---------------------------------------|-------------|------------------------|
| | F1 | F2 | |
| St1 | 3.5 | 46.3 | 2 |
| St2 | 48 | 26.5 | 1 |
| St3 | 4.9 | 7.5 | 2 |
| St4 | 43.3 | 19.4 | 2 |

Les unités 1 et 2 de la zone F

Unité 1

| Stations | Contributions des observations (%) | | Classes ou Modalité |
|----------|---------------------------------------|-------------|---------------------------|
| | F1 | F2 | |
| St1 | 22.5 | 0.6 | 1 |
| St2 | 0.8 | 3 | 2 |
| St3 | 0.3 | 33 | 2 |
| St4 | 8.2 | 0.7 | 1 |
| St5 | 5.4 | 3.7 | 1 |
| St6 | 0.6 | 10.7 | 2 |
| St7 | 1 | 23.3 | 2 |
| St8 | 2.1 | 1 | 1 |
| St9 | 7.7 | 0.3 | 1 |
| St10 | 3.8 | 22.6 | 2 |
| St11 | 47 | 0.6 | 1 |

Unité 2

| Stations | Contributions des observations (%) | | Classes ou Modalité |
|----------|---------------------------------------|---------------|---------------------------|
| | F1 | F2 | |
| St1 | 2.4 | 6.984 | 2 |
| St2 | 0 | 17.817 | 2 |
| St3 | 4.4 | 1.340 | 1 |
| St4 | 4.2 | 1.709 | 1 |
| St5 | 4.1 | 2.165 | 1 |
| St6 | 4.9 | 0.045 | 1 |
| St7 | 3.2 | 2.735 | 1 |
| St8 | 0.1 | 6.950 | 2 |
| St9 | 8.8 | 6.380 | 1 |
| St10 | 9.5 | 8.258 | 1 |
| St11 | 0 | 2.628 | 2 |
| St12 | 5.5 | 0.125 | 1 |
| St13 | 2.9 | 4.842 | 2 |
| St14 | 0.102 | 0.747 | 2 |
| St15 | 14.081 | 5.434 | 1 |
| St16 | 0.924 | 0.282 | 1 |
| St17 | 0.076 | 1.750 | 2 |
| St18 | 4.235 | 1.960 | 1 |
| St19 | 0.237 | 3.785 | 2 |
| St20 | 0.138 | 11.550 | 2 |
| St21 | 12.278 | 12.325 | 2 |
| St22 | 17.462 | 0.190 | 1 |

11 ANNEXE D

Construction des ellipses de confiance

On recherche à analyser et interpréter géométriquement les précisions des résultats obtenus après le processus des moindres carrés. Lorsqu'il s'agit d'une seule variable, on utilise les intervalles de confiance. Mais lorsqu'il s'agit de deux variables interdépendantes comme les classes (2 au total) de contribution aux axes composantes principales, on utilise des ellipses de confiance.

La majorité des tests statistiques concernant la théorie d'ajustement par les moindres carrés suivent une loi normale. Ainsi pour une seule variable, la distribution de la loi normale ressemble à une cloche et pour deux variables, la distribution de la loi normale ressemble à une cloche en 3D à base elliptique. Pour déterminer les régions de confiance, cette cloche 3D est coupée par un plan horizontal dont la hauteur est régie par le paramètre k . La vue en coupe de cette cloche est donc une ellipse. Il s'agit de l'ellipse de confiance pour une probabilité donnée. La valeur de cette probabilité dépend de la valeur sélectionnée de k . La loi normale est caractérisée par la moyenne μ pour l'exactitude et par la variance σ pour la précision. Seule la précision entre en compte dans le calcul d'une ellipse. Pour une loi normale à deux variables i et j , on prend en compte les deux variances σ_i^2 et σ_j^2 ainsi que la covariance σ_{ij} . Toutes ces informations sont inscrites dans la matrice de variance/covariance Q_{ij} de ces deux variables obtenue à la fin des calculs.

$$Q = \begin{bmatrix} \sigma_i^2 & \sigma_{ij} \\ \sigma_{ij} & \sigma_j^2 \end{bmatrix} \quad (42)$$

Une ellipse est composée de trois paramètres : le demi grand axe a , le demi petit axe b et son inclinaison β . Ces paramètres sont représentés dans la figure 11.1. Il est possible de les calculer à partir de la matrice de variance/covariance .

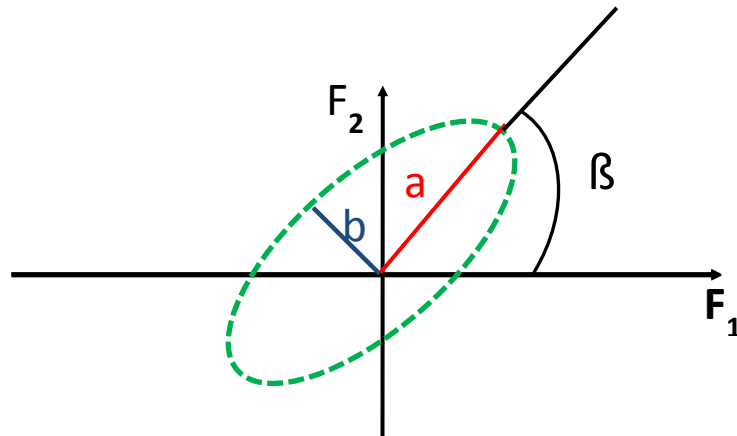


Figure 11.1 : Schéma des paramètres géométriques d'une ellipse

En effet, les axes de l'ellipse sont les racines carrées des valeurs propres de Q_{ij} , a étant toujours plus grand que b . En pratique, les trois paramètres sont calculés à partir des équations (42).

$$a = k \sqrt{\frac{1}{2} \left(\sigma_i^2 + \sigma_j^2 + \sqrt{(\sigma_i^2 - \sigma_j^2) + 4\sigma_{ij}^2} \right)} \quad (43)$$

$$b = k \sqrt{\frac{1}{2} \left(\sigma_i^2 + \sigma_j^2 - \sqrt{(\sigma_i^2 - \sigma_j^2) + 4\sigma_{ij}^2} \right)} \quad (44)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{2\sigma_{ij}}{\sigma_i^2 - \sigma_j^2} \right) \quad (45)$$

On peut voir que la taille de l'ellipse dépend de la valeur de k , c'est-à-dire du seuil de confiance. Le tableau A.1 donne les différentes valeurs de k en fonction de la probabilité. Cela suit la loi du χ^2 à 2 degrés de liberté (χ_2^2).

Tableau : valeurs de k en fonction de la probabilité

| | | | | | | | |
|---------------|-------------------|-------|-----------------|-------|-------|-------------------|-------|
| Probabilité | 1 σ (0,39) | 0,5 | 2 σ (0,) | 0,90 | 0,95 | 3 σ (0,98) | 0,99 |
| Valeur de k | 1,00 | 1,177 | 2,000 | 2,146 | 2,448 | 3,000 | 3,035 |

12 ANNEXE E

MATRICE DE CORRELATION ENTRE LES STATIONS RETENUES DANS L'ANALYSE DE LA DENSITÉ SPATIALE

Stations des unités de la zone B

| Stations | St1 | St2 | St3 | St4 | St5 | St6 | St7 | St8 | St9 | St10 | St11 | St12 | St13 |
|----------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|
| St1 | 1.0 | 0.9 | 0.8 | 0.7 | 0.8 | 0.8 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.2 | 0.8 |
| St2 | | 1.0 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 0.7 | 0.6 | 0.8 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.1 | 0.8 |
| St3 | | | 1.0 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 0.7 | 0.7 | 0.8 | 0.7 | 0.7 | 0.3 | 0.8 |
| St4 | | | | 1.0 | 0.9 | 0.8 | 0.7 | 0.7 | 0.9 | 0.7 | 0.7 | 0.0 | 0.7 |
| St5 | | | | | 1.0 | 0.9 | 0.7 | 0.6 | 0.8 | 0.7 | 0.6 | 0.2 | 0.8 |
| St6 | | | | | | 1.0 | 0.7 | 0.6 | 0.8 | 0.8 | 0.6 | 0.2 | 0.8 |
| St7 | | | | | | | 1.0 | 0.6 | 0.7 | 0.6 | 0.8 | 0.0 | 0.6 |
| St8 | | | | | | | | 1.0 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.3 | 0.8 |
| St9 | | | | | | | | | 1.0 | 0.8 | 0.6 | 0.1 | 0.7 |
| St10 | | | | | | | | | | 1.0 | 0.6 | 0.0 | 0.7 |
| St11 | | | | | | | | | | | 1.0 | 0.1 | 0.7 |
| St12 | | | | | | | | | | | | 1.0 | 0.2 |
| St13 | | | | | | | | | | | | | 1.0 |

Unité 6

| Stations | St1 | St2 | St3 | St4 | St5 | St6 |
|----------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|
| St1 | 1 | 0.484 | 0.133 | 0.381 | 0.764 | 0.522 |
| St2 | | 1 | 0.411 | 0.615 | 0.711 | 0.731 |
| St3 | | | 1 | 0.508 | 0.347 | 0.447 |
| St4 | | | | 1 | 0.516 | 0.436 |
| St5 | | | | | 1 | 0.691 |
| St6 | | | | | | 1 |

Les valeurs en gras sont différentes de 0 à un niveau de signification $\alpha=0.05$

Unité 9

| Stations | St1 | St2 | St3 | St4 | St5 | St6 |
|----------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|
| St1 | 1 | 0.216 | 0.537 | 0.717 | 0.734 | 0.590 |
| St2 | | 1 | 0.163 | 0.072 | 0.139 | 0.086 |
| St3 | | | 1 | 0.563 | 0.750 | 0.631 |
| St4 | | | | 1 | 0.809 | 0.642 |
| St5 | | | | | 1 | 0.699 |
| St6 | | | | | | 1 |

Unité 10

| Stations | St1 | St2 | St3 | St4 | St5 | St6 | St7 | St8 |
|----------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| St1 | 1 | 0.514 | 0.755 | 0.773 | 0.491 | 0.612 | 0.606 | 0.778 |
| St2 | | 1 | 0.541 | 0.494 | 0.469 | 0.644 | 0.646 | 0.513 |
| St3 | | | 1 | 0.927 | 0.445 | 0.587 | 0.596 | 0.857 |
| St4 | | | | 1 | 0.424 | 0.574 | 0.580 | 0.902 |
| St5 | | | | | 1 | 0.735 | 0.738 | 0.503 |
| St6 | | | | | | 1 | 0.997 | 0.642 |
| St7 | | | | | | | 1 | 0.647 |
| St8 | | | | | | | | 1 |

Stations de l'unité 1 de la zone D

| Stations | St1 | St2 | St3 | St4 | St5 | St6 | St7 | St8 | St9 | St10 | St11 |
|----------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| St1 | 1 | 0.75 | 0.70 | 0.67 | 0.79 | 0.69 | 0.62 | 0.54 | 0.63 | 0.58 | 0.45 |
| St2 | | 1 | 0.67 | 0.56 | 0.59 | 0.44 | 0.49 | 0.38 | 0.49 | 0.26 | 0.22 |
| St3 | | | 1 | 0.87 | 0.65 | 0.70 | 0.55 | 0.64 | 0.68 | 0.52 | 0.48 |
| St4 | | | | 1 | 0.67 | 0.77 | 0.52 | 0.62 | 0.72 | 0.58 | 0.49 |
| St5 | | | | | 1 | 0.85 | 0.87 | 0.70 | 0.80 | 0.70 | 0.61 |
| St6 | | | | | | 1 | 0.72 | 0.80 | 0.75 | 0.79 | 0.65 |
| St7 | | | | | | | 1 | 0.80 | 0.87 | 0.69 | 0.76 |
| St8 | | | | | | | | 1 | 0.80 | 0.78 | 0.82 |
| St9 | | | | | | | | | 1 | 0.66 | 0.75 |
| St10 | | | | | | | | | | 1 | 0.86 |
| St11 | | | | | | | | | | | 1 |

Les valeurs en gras sont différentes de 0 à un niveau de signification $\alpha=0.05$

ZONE E

Unité 2

| Stations | St1 | St2 | St3 | St4 | St5 | St6 | St7 | St8 |
|----------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| St1 | 1 | 0.446 | 0.930 | 0.438 | 0.631 | 0.716 | 0.638 | 0.353 |
| St2 | | 1 | 0.582 | 0.497 | 0.548 | 0.643 | 0.441 | 0.201 |
| St3 | | | 1 | 0.398 | 0.644 | 0.783 | 0.650 | 0.455 |
| St4 | | | | 1 | 0.546 | 0.485 | 0.526 | 0.183 |
| St5 | | | | | 1 | 0.615 | 0.778 | 0.456 |
| St6 | | | | | | 1 | 0.580 | 0.399 |
| St7 | | | | | | | 1 | 0.523 |
| St8 | | | | | | | | 1 |

Unité 7

| Stations | St1 | St2 | St3 | St4 | St5 | St6 |
|----------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|
| St1 | 1 | 0.984 | 0.788 | 0.767 | 0.853 | 0.306 |
| St2 | | 1 | 0.835 | 0.815 | 0.855 | 0.244 |
| St3 | | | 1 | 0.991 | 0.754 | 0.469 |
| St4 | | | | 1 | 0.731 | 0.256 |
| St5 | | | | | 1 | 0.382 |
| St6 | | | | | | 1 |

Unité 9

| Stations | St1 | St2 | St3 | St4 | St5 | St6 | St7 |
|----------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| St1 | 1 | 0.795 | 0.565 | 0.301 | 0.319 | 0.338 | 0.132 |
| St2 | | 1 | 0.884 | 0.706 | 0.652 | 0.695 | 0.607 |
| St3 | | | 1 | 0.869 | 0.790 | 0.760 | 0.788 |
| St4 | | | | 1 | 0.883 | 0.841 | 0.674 |
| St5 | | | | | 1 | 0.950 | 0.779 |
| St6 | | | | | | 1 | 0.773 |
| St7 | | | | | | | 1 |

Unité 10

| Stations | St1 | St2 | St3 | St4 |
|----------|-----|-------|-------|-------|
| St1 | 1 | 0.474 | 0.363 | 0.209 |
| St2 | | 1 | 0.309 | 0.080 |
| St3 | | | 1 | 0.253 |
| St4 | | | | 1 |

Les valeurs en gras sont différentes de 0 à un niveau de signification $\alpha=0.05$

Unité 1

| Stations | St1 | St2 | St3 | St4 | St5 | St6 | St7 | St8 | St9 | St10 | St11 |
|----------|----------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| St1 | 1 | 0.886 | 0.791 | 0.640 | 0.683 | 0.773 | 0.538 | 0.334 | 0.456 | 0.184 | 0.283 |
| St2 | | 1 | 0.781 | 0.770 | 0.708 | 0.713 | 0.631 | 0.411 | 0.605 | 0.372 | 0.203 |
| St3 | | | 1 | 0.810 | 0.578 | 0.775 | 0.531 | 0.096 | 0.280 | 0.249 | 0.220 |
| St4 | | | | 1 | 0.592 | 0.898 | 0.524 | 0.193 | 0.389 | 0.299 | 0.318 |
| St5 | | | | | 1 | 0.649 | 0.557 | 0.367 | 0.373 | 0.399 | 0.406 |
| St6 | | | | | | 1 | 0.544 | 0.350 | 0.792 | 0.708 | 0.389 |
| St7 | | | | | | | 1 | 0.520 | 0.584 | 0.171 | 0.381 |
| St8 | | | | | | | | 1 | 0.383 | 0.104 | 0.405 |
| St9 | | | | | | | | | 1 | 0.358 | 0.432 |
| St10 | | | | | | | | | | 1 | 0.329 |
| St11 | | | | | | | | | | | 1 |

Unité 2

| Stations | St1 | St2 | St3 | St4 | St5 | St6 | St7 | St8 | St9 | St10 | St11 | St12 | St13 | St14 | St15 | St16 | St17 | St18 | St19 | St20 | St21 | St22 | |
|----------|-----|-------------|------|------|------|------|------|-------------|------------|------|------------|------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------|
| St1 | 1 | 0.33 | 0.89 | 0.86 | 0.64 | 0.64 | 0.83 | 0.47 | 0.5 | 0.66 | 0.3 | 0.8 | 0.4 | 0.50 | 0.34 | 0.45 | 0.37 | 0.49 | 0.48 | 0.36 | 0.31 | 0.31 | |
| St2 | | 1 | 0.77 | 0.66 | 0.64 | 0.84 | 0.75 | 0.30 | 0.5 | 0.66 | 0.2 | 0.7 | 0.2 | 0.66 | 0.42 | 0.42 | 0.32 | 0.66 | 0.21 | 0.35 | 0.48 | 0.55 | |
| St3 | | | 1 | 0.90 | 0.72 | 0.80 | 0.81 | 0.88 | 0.5 | 0.70 | 0.8 | 0.8 | 0.7 | 0.61 | 0.48 | 0.69 | 0.64 | 0.57 | 0.61 | 0.74 | 0.38 | 0.37 | |
| St4 | | | | 1 | 0.62 | 0.73 | 0.87 | 0.82 | 0.5 | 0.69 | 0.9 | 0.9 | 0.7 | 0.58 | 0.43 | 0.53 | 0.56 | 0.57 | 0.62 | 0.68 | 0.42 | 0.33 | |
| St5 | | | | | 1 | 0.60 | 0.60 | 0.79 | 0.6 | 0.73 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 0.80 | 0.83 | 0.67 | 0.85 | 0.77 | 0.74 | 0.69 | 0.57 | 0.61 | |
| St6 | | | | | | 1 | 0.78 | 0.77 | 0.5 | 0.67 | 0.8 | 0.8 | 0.7 | 0.69 | 0.43 | 0.45 | 0.63 | 0.68 | 0.78 | 0.57 | 0.48 | 0.50 | |
| St7 | | | | | | | 1 | 0.84 | 0.4 | 0.76 | 0.8 | 0.8 | 0.7 | 0.61 | 0.34 | 0.42 | 0.57 | 0.58 | 0.65 | 0.48 | 0.45 | 0.39 | |
| St8 | | | | | | | | 1 | 0.6 | 0.80 | 0.3 | 0.9 | 0.2 | 0.74 | 0.57 | 0.56 | 0.20 | 0.74 | 0.43 | 0.22 | 0.46 | 0.50 | |
| St9 | | | | | | | | | 1 | 0.64 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.68 | 0.60 | 0.89 | 0.77 | 0.75 | 0.65 | 0.71 | 0.56 | 0.46 | |
| St10 | | | | | | | | | | 1 | 0.9 | 0.8 | 0.8 | 0.75 | 0.57 | 0.62 | 0.73 | 0.72 | 0.73 | 0.71 | 0.61 | 0.52 | |
| St11 | | | | | | | | | | | 1 | 0.9 | 0.4 | 0.77 | 0.60 | 0.69 | 0.43 | 0.77 | 0.30 | 0.41 | 0.60 | 0.57 | |
| St12 | | | | | | | | | | | | 1 | 0.86 | 0.82 | 0.72 | 0.71 | 0.31 | 0.77 | 0.42 | 0.30 | 0.54 | 0.54 | |
| St13 | | | | | | | | | | | | | 1 | 0.81 | 0.66 | 0.63 | 0.48 | 0.82 | 0.20 | 0.45 | 0.62 | 0.62 | |
| St14 | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0.73 | 0.70 | 0.89 | 0.90 | 0.90 | 0.85 | 0.71 | 0.75 | |
| St15 | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0.69 | 0.75 | 0.68 | 0.67 | 0.67 | 0.51 | 0.62 | |
| St16 | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0.73 | 0.75 | 0.70 | 0.74 | 0.57 | 0.48 | |
| St17 | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0.93 | 0.34 | 0.22 | 0.70 | 0.74 | |
| St18 | | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0.91 | 0.92 | 0.77 | 0.76 | |
| St19 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0.40 | 0.76 | 0.79 | |
| St20 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0.80 | 0.80 | |
| St21 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0.78 |
| St22 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 |

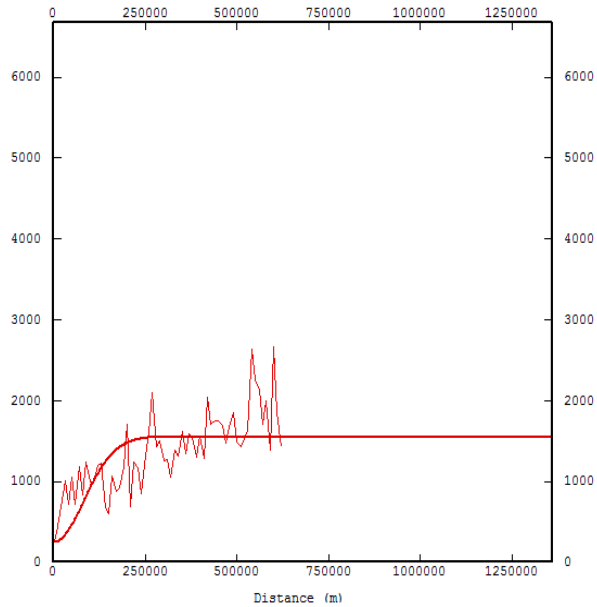
Les valeurs en gras sont différentes de 0 à un niveau de signification $\alpha=0.05$

Corrélations moins élevés en rouge

13 ANNEXE F

VARIOGRAMMES ET VALIDATION CROISEE DES RÉSIDUS À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

ZONE B



Isatis

D:/utilisateur/SENA/Isatis/ZoneB/ResiduZoneB

- Variable #1 : Residu

Variogram : in 1 direction(s)

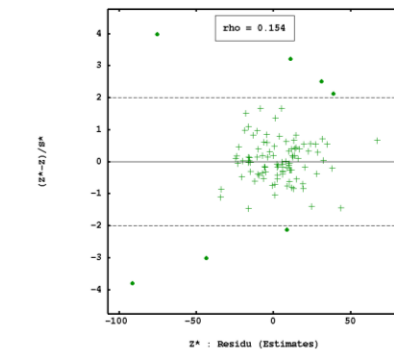
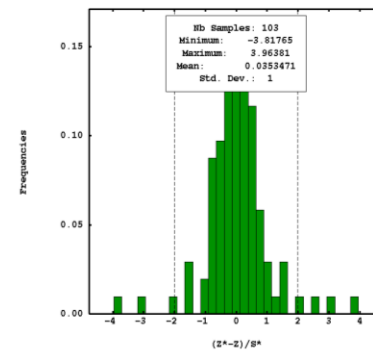
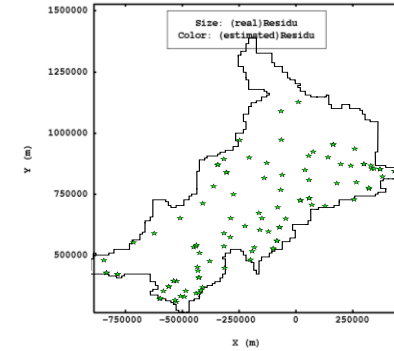
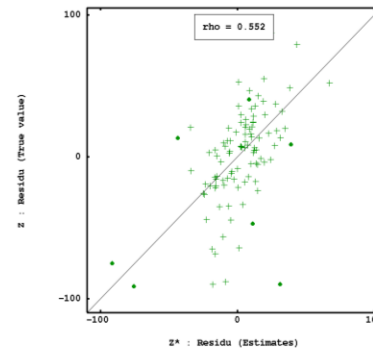
D1 Angular tolerance = 90.00

Lag = 10000.00m, Count = 150 lags, Tolerance = 50.00%

Model : 2 basic structure(s)

S1 - Nugget effect, Sill = 260.8

S2 - Gaussian - Scale = 42015.39m,



D:/utilisateur/SENA/Isatis/ZoneB/ResiduZoneB

- Variable #1 : Residu

Standard Parameter File for Model: FitVarioResiZoneB

Standard Parameter File for Neighborhood: NeightTestFisVarioZoneB

Cross validation statistics based on 103 test data

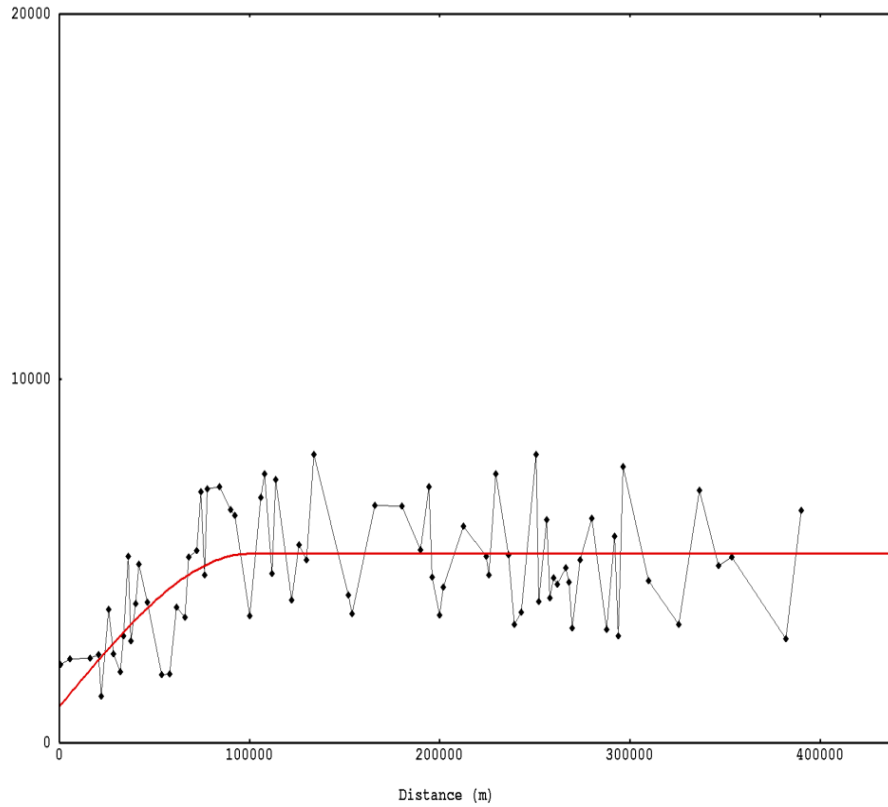
| | Mean | Variance |
|------------|---------|-----------|
| Error | 2.24456 | 820.60509 |
| Std. Error | 0.03535 | 1.00000 |

Cross validation statistics based on 96 robust data

| | Mean | Variance |
|------------|---------|-----------|
| Error | 1.11707 | 636.69666 |
| Std. Error | 0.00936 | 0.39844 |

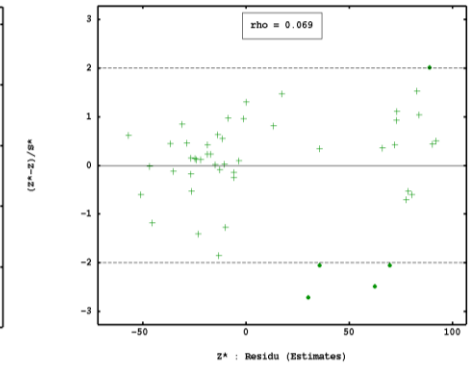
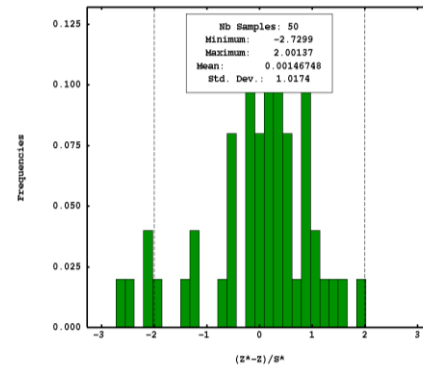
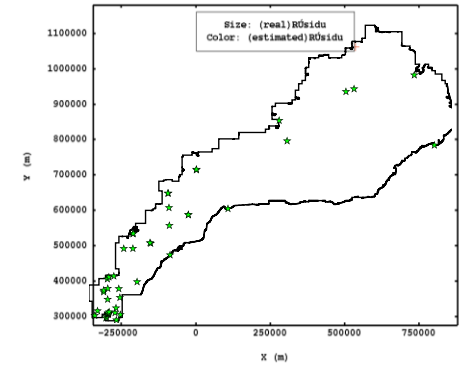
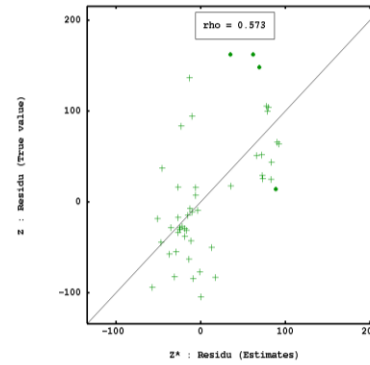
↳ data is robust when its Standardized Error lies between -2.000000 and 2.000000

ZONE D



```

Isatis
D:/utilisateur/SENA/Isatis/ZoneD/ResiduZoneD      Angular tolerance = 90.00
- Variable #1 : RUsidu                            Lag = 2000.00m, Count = 200 lags, Tolerance = 50.00%
Variogram : in 1 direction(s)                    Model : 2 basic structure(s)
D1 :                                              S1 - Nugget effect, Sill = 1000
                                              S2 - Spherical - Range = 100000.00m, Sill = 4200
    
```

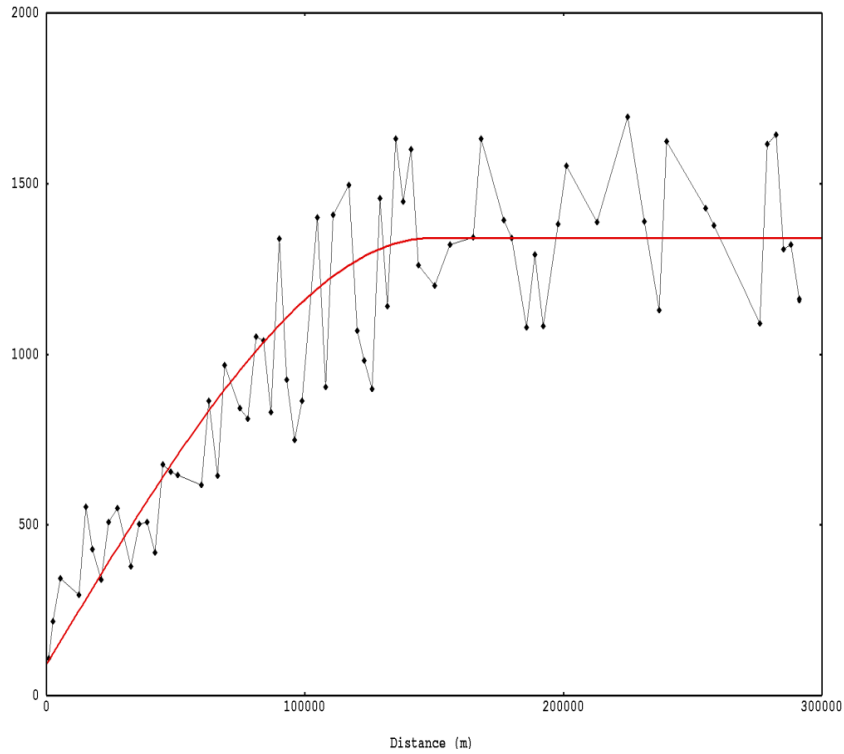


```

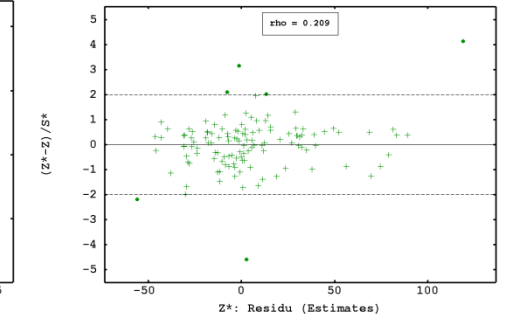
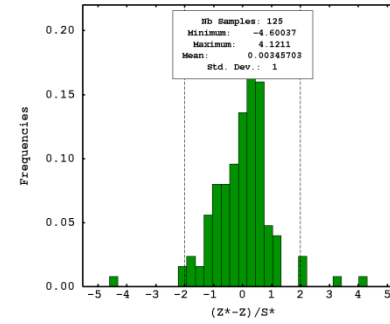
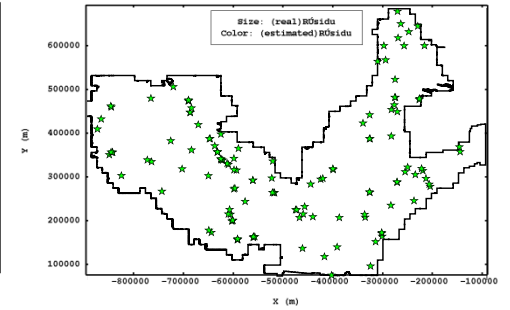
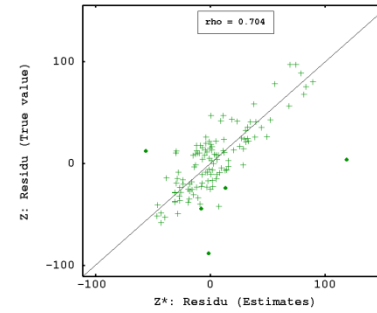
Isatis
D:/utilisateur/SENA/Isatis/ZoneD/ResiduZoneD
- Variable #1 : RUsidu
Standard Parameter File for Model: FitVarioResiZoneD
Standard Parameter File for Neighborhood: FitVarioResiZoneD
Cross validation statistics based on 45 robust data
Cross validation statistics based on 50 test data
    
```

| | Mean | Variance |
|------------|---------|------------|
| Error | 8.49293 | 2477.91908 |
| Std. Error | 0.16502 | 0.54048 |

ZONE E



Isatis
 D:/utilisateur/SENA/Isatis/ZoneE/ResiduE
 - Variable #1 : RÚsidu
 Variogram : in 1 direction(s) Model : 2 basic structure(s)
 D1 Angular tolerance = 90.00 S1 - Nugget effect, Sill = 90
 Lag = 3000.00m, Count = 100 lags, Tolerance = 50.00% S2 - Spherical - Range = 148981.00m, Sill = 1250



Isatis
 D:/utilisateur/SENA/Isatis/ZoneE/ResiduE
 - Variable #1 : RÚsidu
 Standard Parameter File for Model: FitVarioResiZoneE
 Standard Parameter File for Neighborhood: NeightTestFisVarioZoneE
 Cross validation statistics based on 112 robust data

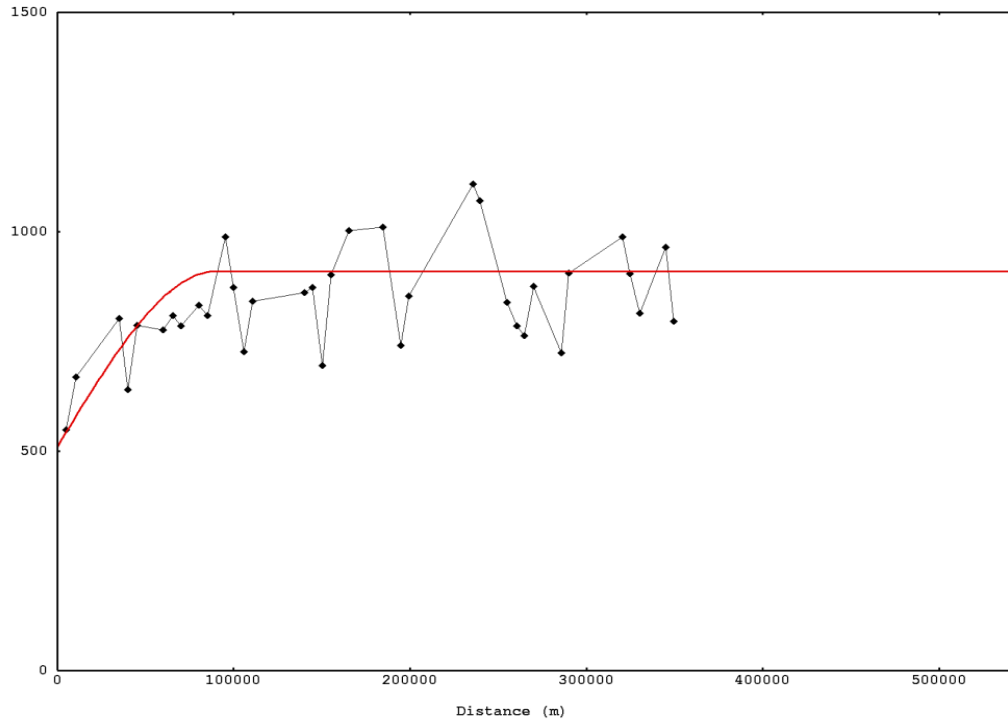
| | Mean | Variance |
|------------|---------|-----------|
| Error | 1.16493 | 221.56901 |
| Std. Error | 0.05014 | 0.80640 |

 Cross validation statistics based on 125 test data

| | Mean | Variance |
|------------|---------|-----------|
| Error | 0.28820 | 653.61253 |
| Std. Error | 0.00346 | 1.00000 |

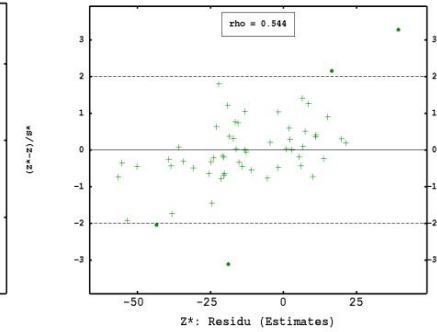
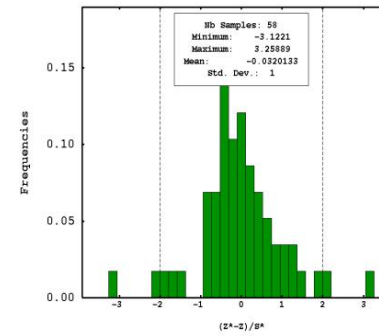
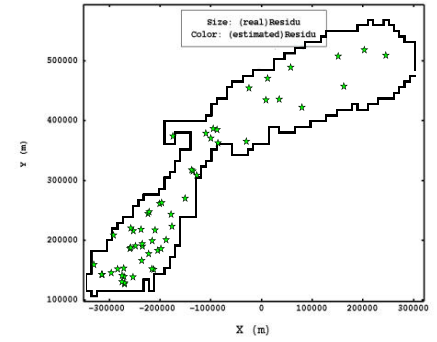
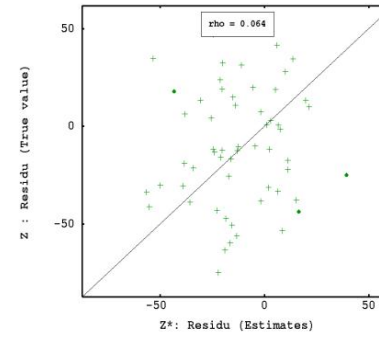
 A data is robust when its Standardized Error lies between -2.000000 and 2.000000

ZONE F



```

Isatis
D:/utilisateur/SENA/Isatis/ZoneF/ResiduZoneF
- Variable #1 : Residu
Variogram : in 1 direction(s)
D1 :
  Angular tolerance = 90.00
  Lag = 5000.00m, Count = 100 lags, Tolerance = 50.00%
Model : 2 basic structure(s)
S1 - Nugget effect, Sill = 510
S2 - Spherical - Range = 90000.00m, Sill = 400
    
```



```

Isatis
D:/utilisateur/SENA/Isatis/ZoneF/ResiduZoneF
- Variable #1 : Residu
Standard Parameter File for Model: FitVarioResiZoneF
Standard Parameter File for Neighborhood: NeightTestPisVarioZoneF
Cross validation statistics based on 58 test data
    
```

| | Mean | Variance |
|------------|----------|------------|
| Error | -2.61659 | 1246.78511 |
| Std. Error | -0.03201 | 1.00000 |

Cross validation statistics based on 54 robust data

| | Mean | Variance |
|------------|----------|------------|
| Error | -2.73698 | 1039.52037 |
| Std. Error | -0.03836 | 0.53438 |