

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE	3
1.1 MS Micro	3
1.2 Abrupt Change of Surface Condition	4
1.3 Wind Atlas Analysis and Application Programme (WAsP).....	5
1.4 Système de Prévision Éolien.....	6
1.5 Projet ANEMOS	7
1.6 Modèle statistique	7
1.7 Modèle de référence.....	8
CHAPITRE 2 DONNÉES UTILISÉES.....	9
2.1 24 cas de calibration.....	9
2.2 Stations de mesure d'Environnement Canada	9
2.3 Données issues de mâts de mesure	12
CHAPITRE 3 MS MICRO	15
3.1 Théorie	15
3.2 Fonctionnement.....	21
3.3 Caractérisation	23
CHAPITRE 4 ABRUPT CHANGE OF SURFACE CONDITIONS	35
4.1 Théorie	35
4.2 Fonctionnement.....	39
4.3 Caractérisation	40
CHAPITRE 5 COUPLEUR MSM/ACSC	43
5.1 Théorie	43
5.2 Fonctionnement.....	46
5.3 Caractérisation	47
5.3.1 Influence du dn	47
5.3.2 Influence de la rugosité initiale.....	49
5.3.3 Influence de la décomposition en deux composantes distinctes	53
5.3.4 Présentation des résultats	54
CHAPITRE 6 Cap Nord, comparaison avec GMOS (J. Bedard)	67
6.1 Présentation des données	67
6.2 Condition de la simulation	68
6.3 New Reference Model modifié.....	68
6.4 Présentation des résultats	69
CONCLUSION.....	71

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	73
---	----

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 2.1	Récapitulatif des 24 cas de calibration de SPÉO.....9
Tableau 4.1	Correspondance entre la longueur de rugosité et l'épaisseur de la couche de surface.39
Tableau 5.1	Récapitulatif des erreurs.65

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 2.1	Région d'Amqui (la marque indique la station). Tirée de Google Map (2012).10
Figure 2.2	Région de Mont Joli (la marque indique la station). Tirée de Google Map (2012).11
Figure 2.3	Région de New Carlisle (la marque indique la station). Tirée de Google Map (2012).11
Figure 2.4	Région du MÂT 1. Tirée de Google Map (2012).13
Figure 2.5	Région du MÂT 2. Tirée de Google Map (2012).13
Figure 3.1	Saut de rugosité simulé par MSM.24
Figure 3.2	Champ de vitesse normalisé complet.26
Figure 3.3	Champ de vitesse dû à la rugosité.26
Figure 3.4	Champ de vitesse dû à la topographie.27
Figure 3.5	Champ de rugosité de la région d'Amqui.27
Figure 3.6	Champ de topographie de la région d'Amqui.28
Figure 3.7	Vitesse normalisée due à la rugosité pour une ligne de la région d'Amqui.28
Figure 3.8	Erreur moyenne Amqui (MSM et GEM).30
Figure 3.9	Erreur quadratique moyenne Amqui (MSM et GEM).31
Figure 3.10	Erreur quadratique moyenne débaisée Amqui (MSM et GEM).31
Figure 3.11	Erreur moyenne New Carlisle (MSM et GEM).32
Figure 3.12	Erreur quadratique moyenne New Carlisle (MSM et GEM).32
Figure 3.13	Erreur quadratique moyenne débaisée New Carlisle (MSM et GEM).33
Figure 4.1	Saut de rugosité simulé par ACSC.42

Figure 4.2	Vitesse normalisée due à la rugosité pour une ligne de la région d'Amqui.....	42
Figure 5.1	Profil initial de MSM.....	45
Figure 5.2	Profil initial d'ACSC.....	46
Figure 5.3	Écart de vitesse normalisée entre $dn=2$ et $dn=5$ pour un transect d'Amqui.....	48
Figure 5.4	Écart de vitesse normalisée entre $dn=5$ et $dn=10$ pour un transect d'Amqui.....	49
Figure 5.5	Influence de la rugosité initiale pour Amqui sur le vent à 10 m.....	51
Figure 5.6	Influence de la rugosité initiale pour New Carlisle sur le vent à 10 m.....	51
Figure 5.7	Influence de la rugosité initiale pour MÂT 1 sur le vent à 40 m.....	52
Figure 5.8	Influence de la rugosité initiale pour MÂT 2 sur le vent à 40 m.....	52
Figure 5.9	Influence de la superposition.....	53
Figure 5.10	Erreur moyenne Amqui (rugosité initiale de 0,8 m).....	55
Figure 5.11	Erreur quadratique moyenne Amqui (rugosité initiale de 0,8 m).....	56
Figure 5.12	Erreur quadratique moyenne débiaisée Amqui (rugosité initiale de 0,8 m).....	56
Figure 5.13	Erreur moyenne Mont Joli (rugosité initiale de 0,8 m).....	57
Figure 5.14	Erreur quadratique moyenne Mont Joli (rugosité initiale de 0,8 m).....	57
Figure 5.15	Erreur quadratique moyenne débiaisée Mont Joli (rugosité initiale de 0,8 m).....	58
Figure 5.16	Erreur moyenne New Carlisle (rugosité initiale de 0,15 m).....	58
Figure 5.17	Erreur quadratique moyenne New Carlisle (rugosité initiale de 0,15 m).....	59
Figure 5.18	Erreur quadratique moyenne débiaisée New Carlisle (rugosité initiale de 0,15 m).....	59
Figure 5.19	Erreur moyenne MÂT 2 (rugosité initiale de 1,5 m).....	60
Figure 5.20	Erreur quadratique moyenne MÂT 2 (rugosité initiale de 1,5 m).....	60

Figure 5.21	Erreur quadratique moyenne débiaisée MÂT 2 (rugosité initiale de 1,5 m).....	61
Figure 5.22	Erreur moyenne MÂT 1 (rugosité initiale de 1,5 m).	61
Figure 5.23	Erreur quadratique moyenne MÂT 1 (rugosité initiale de 1,5 m).	62
Figure 5.24	Erreur quadratique moyenne débiaisée MÂT 1 (rugosité initiale de 1.5 m).	62
Figure 5.25	Champ de vitesse totale obtenue par le coupleur pour MÂT 2 (40m).....	63
Figure 5.26	Champ de vitesse totale obtenue par GEM-LAM pour MÂT 2 (40m).....	64
Figure 5.27	Champ de vitesse normalisé obtenue par le coupleur pour Amqui (10m).....	66
Figure 6.1	Région du cap Nord (la marque indique la station).	67
Figure 6.3	Erreur quadratique du code GMOS.	70

INTRODUCTION

Avec l'augmentation de la demande et la raréfaction des énergies fossiles, les nouvelles énergies, et notamment les énergies éoliennes, sont en plein essor. Au Québec et ailleurs, de plus en plus de centrales éoliennes sont installées fournissant une puissance de plus en plus importante. Cependant l'intégration au réseau électrique reste un obstacle : en effet, lorsque les éoliennes ne produisent pas d'énergie, il faut produire cette énergie d'une autre manière (avec des centrales utilisant de l'énergie fossile ou hydraulique). Une prévision de la production est indispensable pour laisser le temps aux gestionnaires du réseau électrique de démarrer ou arrêter ces centrales qui ont parfois une grosse inertie.

Pour ce faire une bonne prévision du vent à micro-échelle est indispensable. Un des modèles utilisés est MS Micro, cependant il ne traite pas les changements de rugosité de façon idéale. On se propose de le coupler à un second code de calcul, plus récent et plus performant pour les changements de rugosité, Abrupt Change of Surface Condition.

En premier lieu nous présenterons les données utilisées pour valider le modèle, ensuite les deux modèles seront décrits et enfin le coupleur sera présenté. La validation se fera en comparant les erreurs des différents modèles pour 24 cas de calibration choisis par Environnement Canada pour leur modèle méso-échelle.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTÉRATURE

1.1 MS Micro

MS Micro (MSM) est un code de calcul d'ordre un résolvant les équations de Navier-Stokes. Il s'appuie sur un modèle théorique de base à deux dimensions développé par Jackson et Hunt (1975), qui a été étendu à trois dimensions par Mason et Sykes (1979). Ce modèle est basé sur les séries de Fourier, ce qui implique de nombreuses limitations, en particulier que la solution soit linéaire. Il ne traite que les cas de stratifications neutres de l'atmosphère, un terrain de rugosité constante, périodiques dans les deux directions et ne comportant pas de pente supérieure à 20 %. Cependant l'utilisation des séries de Fourier permet de réduire considérablement le temps de calcul par rapport à des différences finies. La première version de MS Micro, MS3DJH/1 (MS pour Mason et Sykes, 3D pour trois dimensions et JH pour Jackson et Hunt), prend en compte toutes ces limitations (Walmsley et al. 1982). Les auteurs proposent une décomposition du vent en deux composantes, le vent incident (logarithmique) et une perturbation due aux variations de topographie. Ils divisent également l'atmosphère en deux couches, une externe où l'écoulement est considéré comme non visqueux, et une interne où le cisaillement est modélisé par une longueur de mélange. Les équations de continuité et de quantité de mouvement sont posées pour les deux couches avec des variables adimensionnelles, les constantes sont déterminées en appliquant une condition de continuité sur la vitesse entre les deux couches. Il est également considéré une couche de surface dans laquelle les flux turbulents sont considérés comme constants. Ce premier modèle donnant des résultats avec beaucoup de perturbations, une solution proposée est de lisser le terrain avant de faire le calcul ; pour obtenir des résultats acceptables, les auteurs conseillent de lisser neuf fois le terrain (Walmsley et al. 1982). Ce modèle est testé sur un modèle numérique de la colline de Kettles Hill, Alberta.

Une première modification est proposée : MS3DJH/1 ne prend pas en compte la dépendance entre la pression et l'altitude dans la couche externe, cette dépendance ajoutée dans une

deuxième version de MSM, MS3DJH/2 n'apporte pas de changements considérables à faible altitude, mais se révèle très efficace aux altitudes plus élevées (Walmsley et al. 1982). Une seconde modification est également proposée : le code MSM nécessite d'avoir deux échelles de longueur pour adimensionner les variables, une pour la couche interne et une autre pour la couche externe, or ces deux longueurs restent les mêmes, quel que soit l'ordre des composantes de la série de Fourier, il est donc proposé une nouvelle version, MS3DJH/3, dans laquelle ces longueurs sont calculées pour chaque ordre de la série de Fourier (Taylor et al. 1983). Cette nouvelle version donne des résultats meilleurs que les précédentes sur la région de Kettles Hill.

Enfin une dernière modification est apportée : il s'agit d'introduire une rugosité variable sur le terrain simulé (Walmsley et al. 1985). La modélisation des variations de longueur de rugosité se fait à travers la longueur de mélange, et elles n'ont donc d'effet principalement que dans la couche inférieure. La longueur de mélange n'est plus proportionnelle uniquement à l'altitude, mais à la somme de l'altitude et de la longueur de rugosité. La rugosité a donc un impact pour des altitudes faibles, mais lorsque l'altitude devient nettement plus grande que la rugosité (passé quelques dizaines de mètres) l'impact des changements de rugosité devient nul.

1.2 Abrupt Change of Surface Condition

Le code de calcul Abrupt Change of Surface Condition (ACSC) est un code de calcul d'ordre un et demi résolvant les équations de Navier-Stokes pour un écoulement dans deux dimensions. Ce code est basé sur un modèle à une dimension développé par Weng et Taylor (2003). Le schéma de fermeture utilise une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente et une équation diagnostique pour une échelle de longueur turbulente afin de relier les flux turbulents aux gradients de vitesses verticaux (Weng et al. 2009). Il considère, comme pour MSM, une couche de surface dans laquelle les flux sont constants et où les différentes variables sont déterminées avec la théorie de similitude de Monin-Obukhov.

Le code de calcul ACSC permet de simuler différentes variations des conditions de surface. Non seulement il considère les changements de rugosité, mais on peut également lui imposer des changements de température de la surface (via la température de surface ou via un flux de chaleur de surface) ainsi que des changements d'humidité à la surface (via un flux d'humidité de surface). De plus l'utilisation de fonctions de stabilité permet de simuler toutes les stratifications de l'atmosphère.

La résolution du système d'équations modélisées se fait par une méthode d'algèbre linéaire, la LU factorisation développée par Karpik (1988).

L'expérience JYLEX (JYLLand EXperiment, Sempreviva et al. 1988) est utilisée pour valider le modèle. Cette expérience est réalisée sur l'île de Jylland, où plusieurs mâts de mesures ont été placés depuis la ligne de côte jusqu'à 30 kilomètres à l'intérieur des terres. Les résultats obtenus par le code ACSC confirment qu'il est efficace pour simuler les changements de rugosité, et que son efficacité reste bonne même à grande distance du saut de rugosité.

Dans sa thèse de doctorat de 2011 Hong Liu propose un couplage entre GEM-LAM et ACSC. Une validation est faite avec les mesures provenant d'un mât situé sur les bords du lac Érié. L'étude montre que l'utilisation du code ACSC améliore les prévisions du modèle méso-échelle notamment lorsque la direction du vent est normale à la côte. Cependant le choix de la rugosité représentative du site se révèle très important et nécessite des mesures sur le site.

1.3 Wind Atlas Analysis and Application Programme (WAsP)

Le modèle de calcul WAsP a été utilisé pour développer l'atlas de vent européen. Ce code de calcul est basé sur les mêmes bases théoriques que MSM à la différence que les équations de Navier-Stokes sont exprimées dans une base polaire et non cartésienne, il est décrit dans le guide d'utilisation de l'atlas européen (Mortensen et al. 1993). Les limitations de WAsP sont les mêmes que celle de MSM, à savoir que le terrain doit présenter une pente inférieure à 20

% et la stratification de l'atmosphère doit être neutre. Les effets des changements de rugosité se font sentir dans une couche inférieure de l'atmosphère.

Dans sa thèse de doctorat Liu propose également un couplage entre GEM-LAM et ACSC (Liu, 2011). Les résultats obtenus, comparés avec des mesures effectuées sur le bord du la Érié, montrent que WAsP ne rend pas bien compte des changements brusques de rugosité, lorsque la direction du vent est normale à la côte par exemple. De plus le choix de la rugosité du site influence grandement les résultats et nécessite un soin particulier.

1.4 Système de Prévion Éolien

Le projet Système de Prévion Éolien (SPÉO) est un modèle de calcul mis au point par Environnement Canada (EC) et Hydro Québec (HQ) dans le but d'augmenter la résolution horizontale du modèle méso-échelle d'EC qui est de 15 kilomètres (Yu et al. 2012). Il est opérationnel depuis 2007 et produit deux prévisions par jour qui sont fournies à différentes centrales éoliennes via l'Institut de Recherche en Électricité du Québec. Le modèle de calcul utilisé est le modèle méso-échelle canadien (GEM-LAM) à une résolution de 2.5 kilomètres sur un domaine limité (la péninsule Gaspésienne). L'initialisation se fait par une interpolation des résultats du modèle méso-échelle d'EC à la résolution de SPÉO.

La calibration de ce modèle se fait avec 24 cas historiques de 48 heures, couvrant l'année 2005. 3 types de vents sont choisis, des vents faibles, moyens et forts répartis sur l'ensemble de l'année. Ces vents sont choisis grâce aux observations faites par les 13 stations météorologiques d'Environnement Canada de la péninsule Gaspésienne.

Les résultats de ce modèle ont été comparés aux mesures effectuées par trois mâts de mesure situés dans trois centrales éoliennes. Il en ressort une nette réduction des erreurs, notamment des erreurs quadratiques, par rapport au modèle d'EC. Cette amélioration est en moyenne de 18 %, et monte jusqu'à 24 % pour le terrain le plus complexe. Il est également remarqué une amélioration plus prononcée pour les saisons les plus froides.

1.5 Projet ANEMOS

Le projet ANEMOS est un projet de calcul de prévision éolienne mis en place en 2002 par différents acteurs européens du domaine (Kariniotakis et al. 2006). Il a pour but d'améliorer l'intégration au réseau de l'énergie éolienne, tant au point de vue technique qu'économique. Ce projet allie des modèles physique et statistiques. Différents sites sont utilisés pour la validation en Espagne, Allemagne, Danemark, Ireland, France et Grèce. Un modèle physique méso-échelle pouvant atteindre une résolution de 500 mètres est utilisé. Les sorties de ce modèle physique sont ensuite intégrées à différents modèles statistiques prenant en compte différentes variables comme la vitesse ou la direction du vent pour réduire les erreurs. Dépendamment du temps de prévision, il est utilisé des modèles statistiques, pour les prévisions à court terme (jusqu'à 6 heures), ou un couplage de modèles physiques et statistiques pour des prévisions à plus long terme (jusqu'à 48 ou 72 heures).

1.6 Modèle statistique

Une autre façon d'obtenir des prévisions de vent à haute résolution est d'appliquer aux sorties d'un modèle physique méso-échelle un traitement statistique. Joël Bédard a comparé plusieurs méthodes dans son mémoire de maîtrise (Bédard, 2011). Deux types de modèle statistique sont proposés, des régressions horizontales et des réseaux de neurones. Ces modèles sont caractérisés sur deux sites, l'un au Nouveau-Brunswick et l'autre sur l'île du Prince-Édouard. Les données disponibles pour l'étude sont l'intégralité des années 2007 à 2010 produites par SPÉO, trois mois seront utilisés pour déterminer les paramètres des régressions et pour faire l'apprentissage des réseaux de neurones.

Différents types de régression horizontale sont proposés. La plus simple consiste à prendre comme valeur de vent pour le site voulu la valeur de vent du point de la grille méso-échelle le plus proche. Une régression linéaire à partir du point le plus proche est également proposée. Cependant il arrive que le point le plus proche ne soit pas suffisant pour obtenir des résultats fiables, il est donc proposé trois types de régression utilisant plusieurs points en

les pondérant de différentes façons. La première consiste à donner un poids à chaque point en fonction de ses caractéristiques géophysiques. La deuxième détermine les poids de chaque point par apprentissage et la dernière consiste à déterminer des paramètres de régression différents pour chaque direction du vent. Les résultats obtenus par les régressions sont ensuite intégrés à un réseau de neurones afin de déterminer s'il peut y avoir un bénéfice à appliquer ce type de traitement.

La caractérisation de ces modèles statistiques montre que tous les types de régressions proposées améliorent les performances du modèle méso-échelle, la régression la plus efficace étant celle prenant en compte différents points et ayant des paramètres différents par secteur de vent. Cependant il apparaît que l'ajout d'un module à réseau de neurone n'apporte qu'une très faible amélioration dans ce cas, contrairement à la régression ne prenant pas en compte la direction du vent où dans ce cas l'ajout d'un module à réseau de neurone améliore sensiblement la précision.

1.7 Modèle de référence

Afin de comparer les différents modèles, il est important d'avoir un modèle de référence très simple. Habituellement le modèle de référence utilisé est le modèle de la persistance (Bédard, 2011) qui consiste la prévision de vent égale à la dernière mesure de vent effectuée. Ce modèle a de très faibles erreurs pour un temps de prévision très faible, mais cette erreur augmente en même temps que le temps de prévision. Une nouvelle méthode est proposée par Nielsen (Nielsen et al. 1998), elle consiste à une pondération entre la persistance et le vent moyen observé sur le site. À l'instant initial, le poids du vent moyen est nul et le poids de la persistance est égal à un et à l'infini le poids de la persistance est nul et le poids de la moyenne est un. Les poids intermédiaires sont déterminés en fonction du temps écoulé depuis la dernière mesure et du coefficient de corrélation entre la persistance et la mesure après une heure. Il est donc nécessaire d'avoir des données précises sur le site pour pouvoir déterminer les poids à appliquer.

CHAPITRE 2

DONNÉES UTILISÉES

2.1 24 cas de calibration

Afin de calibrer le GEM dans le cadre du projet SPÉO, 24 cas d'événements historiques de 48 heures ont été choisis couvrant toute l'année 2005 avec trois types de vent : huit cas de vent fort, huit de vent moyen et huit de vent faible (Yu, 2012). Les vents forts et faibles sont sélectionnés grâce aux mesures des stations Environnement Canada, puis les vents intermédiaires sont choisis afin de couvrir au mieux toute l'année. Le tableau 2.1 indique pour chacun des cas la date et si le vent est fort, moyen, ou faible ; les dates indiquées correspondent au début de la simulation de 48 heures.

Tableau 2.1 Récapitulatif des 24 cas de calibration de SPÉO.

Vent Fort	Vent Moyen	Vent Faible
20/01 12h00	09/01 00h00	04/02 00h00
08/03 12h00	07/04 00h00	24/02 00h00
12/05 00h00	23/04 00h00	21/03 00h00
20/06 00h00	17/07 00h00	29/05 00h00
02/07 12h00	20/08 00h00	27/06 00h00
29/09 00h00	10/09 00h00	01/08 12h00
24/11 12h00	04/11 00h00	13/10 12h00
26/12 00h00	10/12 00h00	27/11 12h00

2.2 Stations de mesure d'Environnement Canada

Trois stations de mesure d'Environnement Canada (EC) sont choisies pour caractériser les différents codes de calcul, elles sont situées en Gaspésie à Amqui, Mont Joli et New Carlisle.

La région d'Amqui est dans les terres tandis que Mont Joli et New Carlisle sont sur la côte. Les cartes des régions sont données aux figures 2.1, 2.2 et 2.3.

Les données disponibles sont la vitesse du vent et la direction, les deux à une altitude de cinq mètres. Ces données sont des moyennes horaires, disponibles toutes les trois heures, en correspondance avec les cas simulés par GEM-LAM (Global Environmental Multiscale – Limited Area Model). Ces données ne sont pas disponibles pour tous les cas.



Figure 2.1 Région d'Amqui (la marque indique la station).
Tirée de Google Map (2012).

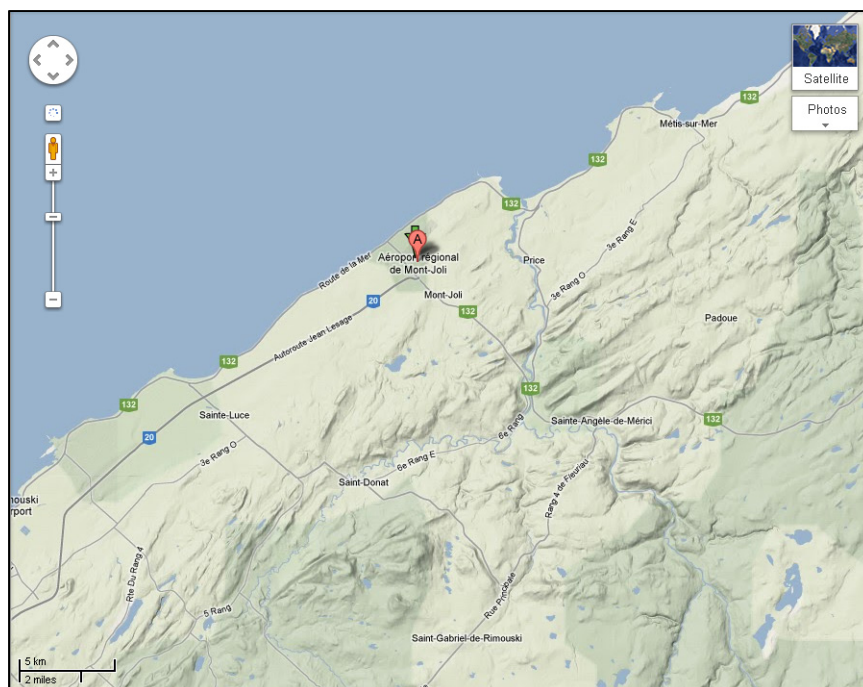


Figure 2.2 Région de Mont Joli (la marque indique la station).
Tirée de Google Map (2012).

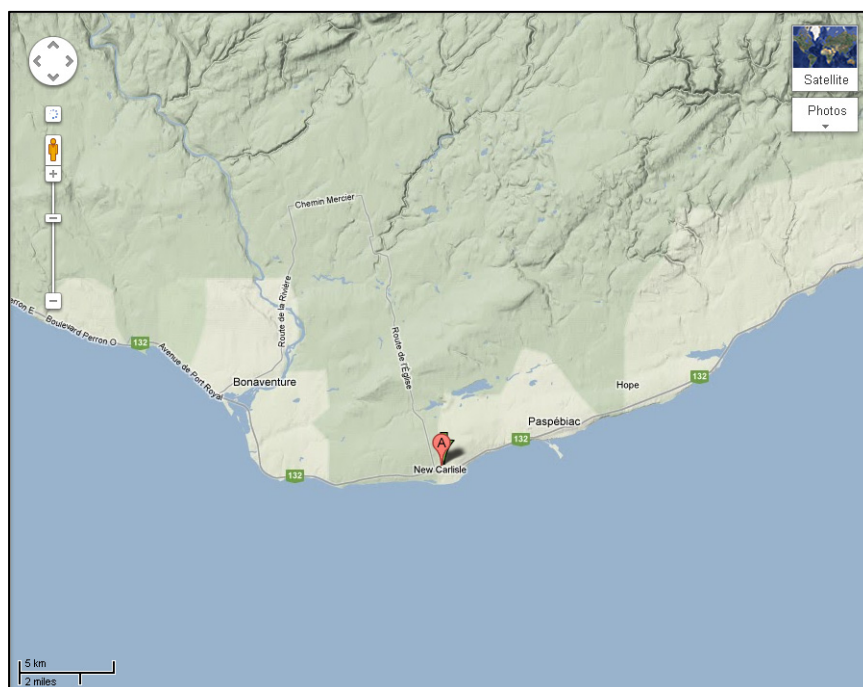


Figure 2.3 Région de New Carlisle (la marque indique la station).
Tirée de Google Map (2012).



2.3 Données issues de mâts de mesure

Le développement éolien de ces dernières années a donné lieu à de nombreuses campagnes de mesure de la ressource éolienne. Bien que ces données soient confidentielles, elles sont très utiles pour valider les modèles. Sous condition de non-divulgateur de paramètres permettant de déterminer leur provenance exacte, les données de deux mâts sont également utilisées pour caractériser les différents codes de calcul. Le premier, que l'on nommera MÂT 1, est situé sur les côtes de la Baie des Chaleurs, le second, MÂT 2, sur les côtes du Saint Laurent.

Les données disponibles sont la vitesse moyenne sur une heure ainsi que l'écart-type sur cette période. Elles sont à une altitude de 40 mètres. L'écart-type de la vitesse permet de détecter les défaillances du matériel. En effet un écart type nul sur une période d'une heure (donc un vent constant sur cette même période) est très peu probable et est significatif d'un blocage de l'anémomètre. Pour les cas disponibles, aucun défaut de mesure n'a été identifié. Comme pour les stations EC tous les cas ne sont pas disponibles pour les mâts.

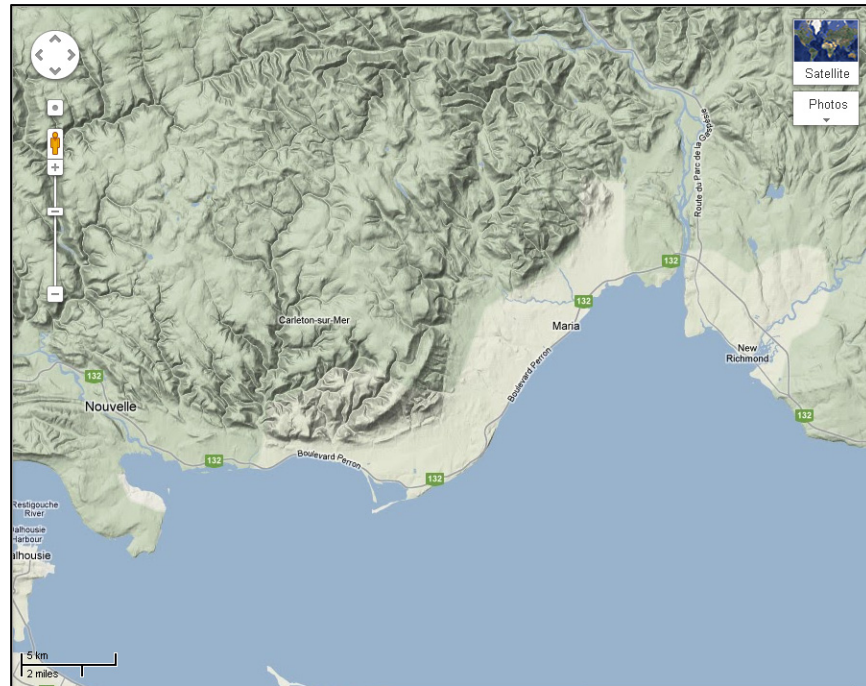


Figure 2.4 Région du MÂT 1. Tirée de Google Map (2012).

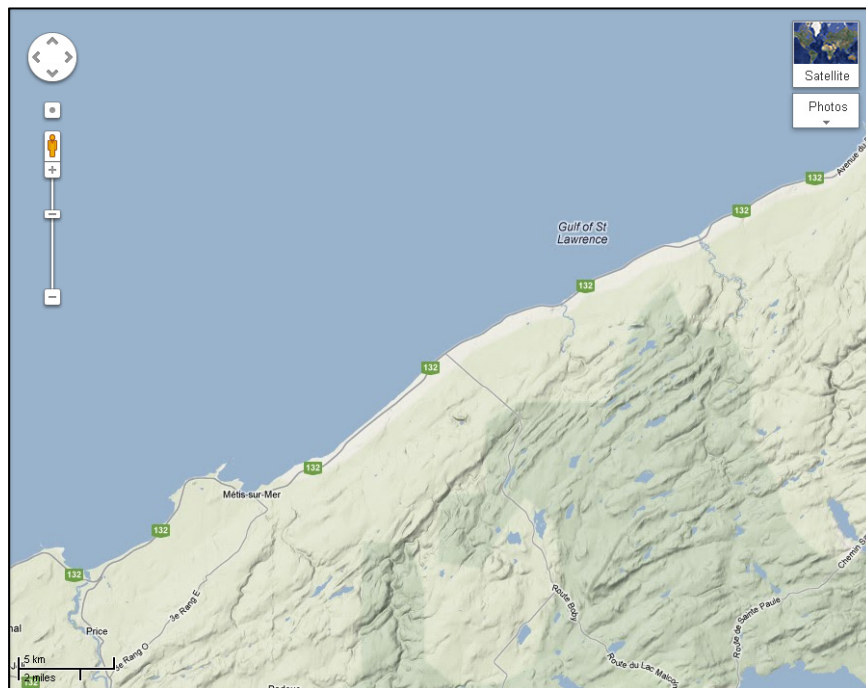


Figure 2.5 Région du MÂT 2. Tirée de Google Map (2012).

CHAPITRE 3

MS MICRO

3.1 Théorie

MSM est un solveur des équations de Navier Stokes développé dans les années 1980. La résolution mathématique du système d'équations se fait à l'aide des séries et de la transformée de Fourier. Plusieurs hypothèses sont posées afin de simplifier les équations, notamment sur le domaine géophysique. La pente doit être inférieure à 20 % et, pour respecter les conditions de la décomposition de Fourier, le domaine doit être périodique à l'infini ; cela implique donc l'ajout, autour du domaine réel, d'une bande de terrain plat et de rugosité constante qui, elle, n'a pas de lien avec le site simulé. De plus, il n'est simulé que la stratification neutre de l'atmosphère, ce qui signifie l'absence de flux thermique et que le vent incident doit être de profil logarithmique pur, ce qui est supposé. On impose également au vent incident d'être orienté suivant l'axe x , choisi de façon à satisfaire cette condition.

La modélisation de MSM se fait en divisant l'atmosphère en deux couches distinctes, l'une externe dans laquelle le flot est considéré comme non visqueux, et l'autre interne où la turbulence due au cisaillement est représentée par une simple longueur de mélange. La hauteur de la couche interne est notée l et sera déterminée par la suite. Une condition de continuité des vitesses entre les deux couches est également imposée.

La description du domaine à simuler se fait avec deux valeurs, l'élévation du sol z_s et la rugosité z_0 qui sont définies par :

$$z_s = hf(X,Y) \quad (3.1)$$

et

$$z_0 = z_0^* m_r^{g(X,Y)} \quad (3.2)$$

où h est la hauteur maximale du domaine, $f(X,Y)$ une fonction d'ordre un représentant les variations d'altitude sur le domaine, z_0^* la rugosité représentative du domaine, m_r l'amplitude de variation de la rugosité sur le domaine et $g(X,Y)$ une fonction également d'ordre un représentant les variations de cette rugosité.

Les variables X et Y sont des coordonnées adimensionnelles définies par

$$(X, Y) = \frac{(x, y)}{L} \quad (3.3)$$

avec L la longueur représentative du domaine.

On introduit également la hauteur d'élévation par rapport au sol Δz et la variable adimensionnelle Z :

$$\Delta z = (z - z_s) \quad (3.4)$$

$$Z = \Delta z / l \quad (3.5)$$

Le vent incident u_0 est défini comme étant logarithmique et dépend de conditions en amont du domaine simulé, à savoir la rugosité z_{0a} (qui est également la rugosité de la bande de terrain plat entourant le site) et la vitesse de friction u_{*a} :

$$u_0(\Delta z) = \frac{u_{*a}}{k} \ln\left(\frac{\Delta z + z_{0a}}{z_{0a}}\right) \quad (3.6)$$

avec k la constante de Von Karman. En pratique le vent incident est déterminé à l'aide du vent géostrophique, d'un mât de mesure ou d'un modèle méso-échelle.

Le vent sur l'ensemble du domaine (u, v) est modélisé comme la somme du vent incident et d'une perturbation $(\Delta u, \Delta v)$, induite à la fois par la topographie et la rugosité du domaine :

$$u(X, Y, Z) = u_0(Z) + \Delta u(X, Y, Z) \quad (3.7)$$

$$v(X, Y, Z) = \Delta v(X, Y, Z) \quad (3.8)$$

Ces perturbations sont modélisées à l'aide de perturbations adimensionnelles dues à la topographie (U^T, V^T, W^T) ou à la rugosité (U^R, V^R, W^R) :

$$\Delta u = u_*(\varepsilon_T U^T + \varepsilon_R U^R) \quad (3.9)$$

$$\Delta v = u_* \varepsilon_T V^T \quad (3.10)$$

Les constantes ε_T et ε_R sont déterminées par la suite pour faire coïncider les résultats de la couche inférieure avec les résultats de la couche supérieure. Il y a une distinction entre la constante pour la rugosité et celle pour la topographie car la résolution se fait indépendamment pour les deux perturbations. On peut remarquer qu'on considère la perturbation pour la composante V comme uniquement due à la topographie, cela s'explique par le fait que le vent incident étant aligné sur l'axe des x , la composante en V est juste due à la topographie.

La composante verticale du vent w peut se modéliser comme suit (Walmsley et al 1985) :

$$w = \frac{h}{L} \frac{\partial f}{\partial X} (u_0 + u_*(\varepsilon_T U^T + \varepsilon_R U^R)) + \frac{h}{L} \frac{\partial f}{\partial y} u_* \varepsilon_T V^T + \frac{l \cdot u_*}{L} (\varepsilon_T W^T + \varepsilon_R W^R) \quad (3.11)$$

Les deux premiers termes décrivent la condition d'une vitesse normale au sol nul (seule une composante induite par la pente au sol est calculée), la troisième composante représente des

perturbations dues à la topographie et à la rugosité (déterminées par les équations de continuité).

Cette modélisation permet d'écrire les équations de continuité et les équations de quantité de mouvement comme suit :

$$\frac{\partial U^T}{\partial X} + \frac{\partial V^T}{\partial Y} + \frac{\partial W^T}{\partial Z} = 0 \quad (3.12)$$

$$\frac{\partial U^R}{\partial X} + \frac{\partial W^R}{\partial Z} = 0 \quad (3.13)$$

$$\frac{\partial U^T}{\partial X} = -\frac{\partial P^T}{\partial X} + \frac{\partial}{\partial Z} ((Z + Z_0^*) \frac{\partial U^T}{\partial Z}) \quad (3.14)$$

$$\frac{\partial V^T}{\partial X} = -\frac{\partial P^T}{\partial Y} + 0.5 \frac{\partial}{\partial Z} ((Z + Z_0^*) \frac{\partial V^T}{\partial Z}) \quad (3.15)$$

$$\frac{\partial U^R}{\partial X} = \frac{\partial}{\partial Z} ((Z + Z_0) \frac{\partial U^R}{\partial Z}) \quad (3.16)$$

Le terme P^T est la pression de surface normalisée par $\varepsilon_T \rho u_*^2 \frac{\ln(l/z_0)}{k}$, il n'apparaît que dans les équations concernant la topographie car il est dû aux changements de topographie, il provient de la couche supérieure où le flot est considéré comme non visqueux. Le terme P^T est déterminé en résolvant l'équation pour un flot non visqueux et non rotationnel.

$$\frac{\partial^2 P^T}{\partial X^2} + \frac{\partial^2 P^T}{\partial Y^2} + \frac{\partial^2 P^T}{\partial \varepsilon^2} = 0 \quad (3.17)$$

Dans cette équation le terme $\mathcal{E}$ est une nouvelle variable adimensionnelle d'altitude utilisée pour résoudre l'équation de pression dans la couche supérieure. On pose :

$$\mathcal{E} = z/L \quad (3.18)$$

La condition à la frontière inférieure est la continuité de la vitesse verticale, en terme adimensionnel cela donne (Walmsley et al. 1982) :

$$\frac{\partial P^T}{\partial \mathcal{E}} = -\frac{\partial^2 f}{\partial X^2} \quad (3.19)$$

La normalisation du terme P^T incluant la constante ε_T on peut déterminer sa valeur en imposant une continuité dans le terme de pression, cela mène à avoir comme relation (Walmsley et al 1982) :

$$\varepsilon_T = \frac{h \ln^2(L/z_{0a} + 1)}{Lk \ln(l/z_{0a} + 1)} \quad (3.20)$$

Dans les équations de quantité de mouvement pour U^T et V^T la rugosité utilisée Z_0^* est une rugosité représentative et adimensionnelle définie par :

$$Z_0^* = z_0^*/l \quad (3.21)$$

Ceci s'explique par le fait que la rugosité n'a pas à avoir d'impact sur la détermination de (U^T, V^T) ses effets étant pris en compte par l'équation de quantité de mouvement pour U^R dans laquelle on fait apparaître une rugosité adimensionnelle dépendant, elle, de la position.

$$Z_0(X, Y) = z_0(X, Y)/l \quad (3.22)$$

De plus on peut maintenant déterminer la hauteur de la couche inférieure l en équilibrant dans l'équation de quantité de mouvement pour U^T le terme de gradient de cisaillement et le terme d'accélération due à la pression (Walmsley et al 1985). Cela mène à :

$$\frac{l}{L} \ln \left(\frac{l}{z_{0a}} + 1 \right) = 2k^2 \quad (3.23)$$

Pour modéliser les changements de rugosité, la longueur de mélange choisie est $k(\Delta z + z_0)$. Les effets d'un changement de rugosité se feront donc sentir pour une altitude Δz du même ordre que z_0 . Lorsque $\Delta z \gg z_0$ le changement de rugosité n'affectera pas le flot.

Dans une couche basse de l'atmosphère de hauteur z_w ($z_w < l$) et de hauteur normalisée Z_w où l'on considère les flux comme constants, on a pour définition du flot :

$$u = (\Delta z + z_0) \ln \left(\frac{\Delta z + z_0}{z_0} \right) \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3.24)$$

et

$$v = (\Delta z + z_0) \ln \left(\frac{\Delta z + z_0}{z_0} \right) \frac{\partial v}{\partial z} \quad (3.25)$$

En appliquant cette relation à la hauteur z_w , en remplaçant les termes u et v par leurs définitions initiales et après simplification on obtient comme conditions limites pour les perturbations dues à la topographie à $\Delta z = z_w$ (Walmsley et al 1985).

$$U^T = Z_w \ln \left(\frac{Z_w}{Z_0^*} \right) \frac{\partial U^T}{\partial Z} \quad (3.26)$$

et

$$V^T = Z_w \ln\left(\frac{Z_w}{Z_0^*}\right) \frac{\partial V^T}{\partial Z} \quad (3.27)$$

On définit ε_R et g_u comme suit :

$$\varepsilon_R = \frac{\ln(m_r)}{k} \quad (3.28)$$

et

$$\frac{\ln(Z_{0a}/Z_0^*)}{k} = \varepsilon_R g_u \quad (3.29)$$

On obtient également la condition limite pour la perturbation due à la rugosité (Walmsley et al 1985).

$$g(X, Y) - g_u + U^R = Z_w \ln(Z_w/Z_0^*) \frac{\partial U^R}{\partial Z} \quad (3.30)$$

La résolution du système d'équations ainsi défini (équations 3.12 à 3.17) se fait avec la transformée de Fourier (Walmsley et al. 1985). A noter que le système est linéaire en U^R , U^T et V^T , la résolution se fait donc pour le « speed-up » défini par :

$$s(x, y, z) = u(x, y, z) / u_0(x, y, z) \quad (3.31)$$

3.2 Fonctionnement

MSM étant un code de calcul stationnaire (il n'y a aucune dérivée temporelle dans la modélisation) il ne permet pas de faire de la prévision sans apport extérieur d'information prévisionnelle (en pratique on utilise comme vent incident une valeur issue d'un modèle prévisionnel méso-échelle). Cependant son avantage est le temps de calcul relativement court pour de la micro-échelle (pour une grille carrée de 256 points de côté espacés chacun de 200

mètres la résolution se fait en quelques secondes). Il permet donc d'effectuer un post-traitement sur des fichiers de prévisions générés par le code utilisé par EC, GEM-LAM, qui eux sont à méso-échelle (2500 mètres pour les fichiers utilisés). Les entrées et sorties du code sont stockées dans des fichiers de standard .fst (aussi appelé .std) pour plus d'informations sur le format .fst on peut consulter le site de RPN.COMM à l'adresse <http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/rpn.comm/weblog/index.php> (utilisateur : science ; mot de passe : science)

Pour ce faire on place une grille micro-échelle au-dessus de chaque point méso-échelle. Le profil de vent d'entrée de MSM sera généré par une extrapolation du vent de sortie de GEM-LAM sur un profil logarithmique correspondant à la rugosité amont de MSM (celle de la zone plate entourant le domaine simulé).

Différentes options permettent de paramétrer l'exécution du code ; une nous est particulièrement utile pour la réalisation du coupleur ; il s'agit de l'option *flat_Z0* qui permet de ne pas prendre en compte les effets des changements de rugosité (le terrain réel est remplacé par un terrain de même topographie, mais de rugosité constante correspondant à la rugosité amont). C'est en activant cette option que nous obtenons la solution MSM pour la topographie qui sert d'entrée au coupleur. Une autre option utilisée est *d_topo* qui permet de choisir si on utilise comme topographie le champ micro-échelle ou la différence entre le champ micro-échelle et le champ méso-échelle. L'utilisation habituelle de MSM choisit comme champ topographique la différence entre le champ méso-échelle et le champ micro-échelle.

Nous obtenons en sortie des champs de vitesse ainsi qu'un speed-up défini comme étant le rapport de la vitesse en ce point sur la vitesse amont ($u(x,y)/u_0$). Des sorties additionnelles peuvent être demandées en le précisant dans les paramètres d'entrées.

3.3 Caractérisation

Pour illustrer le fonctionnement de MSM une simulation pour un simple saut de rugosité est tout d'abord effectuée, et ce à plusieurs hauteurs. La rugosité varie de 0.001 mètre à 1.5 mètre, ce qui représente une transition entre un plan d'eau (lac ou mer) avec un terrain forestier (de plus 1,5 mètre représente le maximum de rugosité utilisé). On peut voir sur la figure 3.1 la vitesse en mètres par seconde pour des hauteurs variant entre 5 et 100 mètres. Si on peut voir un net impact dû au changement de rugosité à cinq mètres d'altitude (trait plein), avec une réduction de la vitesse d'environ un mètre par seconde presque instantanément, on peut également constater que l'impact du saut de rugosité s'amenuise à mesure que l'altitude augmente. À 20 mètres il y a encore quelques variations dont l'écart maximal n'est que de l'ordre de 0.2 mètre par seconde à environ 3000 mètres du saut, tandis qu'à 50 et 100 mètres le vent est quasiment constant. Ceci s'explique par la modélisation de MSM. En effet la longueur de mélange est proportionnelle à la somme de l'altitude et de la longueur de rugosité ($k(\Delta z + z_0)$). En considérant l'ordre de grandeur de la rugosité à un, on peut constater qu'à partir d'une altitude dépassant une dizaine de mètres l'effet de la rugosité ne rentre plus en compte dans le calcul de la longueur de mélange, celle-ci étant trop faible par rapport à l'altitude.

La figure 3.1 illustre également l'effet de la résolution par les séries de Fourier. Celles-ci impliquent deux choses, la première est due à l'obligation d'avoir un domaine infiniment périodique dans les deux directions horizontales, ce qui implique d'avoir une bande de terre plate fictive autour de domaine réel (de l'eau dans notre cas). Ceci est illustré par l'accélération du vent à la droite de la courbe (visible très clairement à cinq mètres). Le second effet des séries de Fourier finies (avec un nombre de termes limité) est la perturbation sinusoïdale des courbes ; ce phénomène est appelé l'effet de Gibbs et prend sa source aux discontinuités. La courbe à cinq mètres présente de nombreuses oscillations de faible amplitude, tandis que les autres courbes présentent, elles, des oscillations de longueur d'onde et d'amplitude supérieures. Ceci est dû au fait que la résolution ne se fait que pour les premiers termes de la série. On peut également remarquer que la symétrie du domaine (le

saut de rugosité est situé au centre) implique une symétrie dans les oscillations des courbes autour du point de discontinuité.

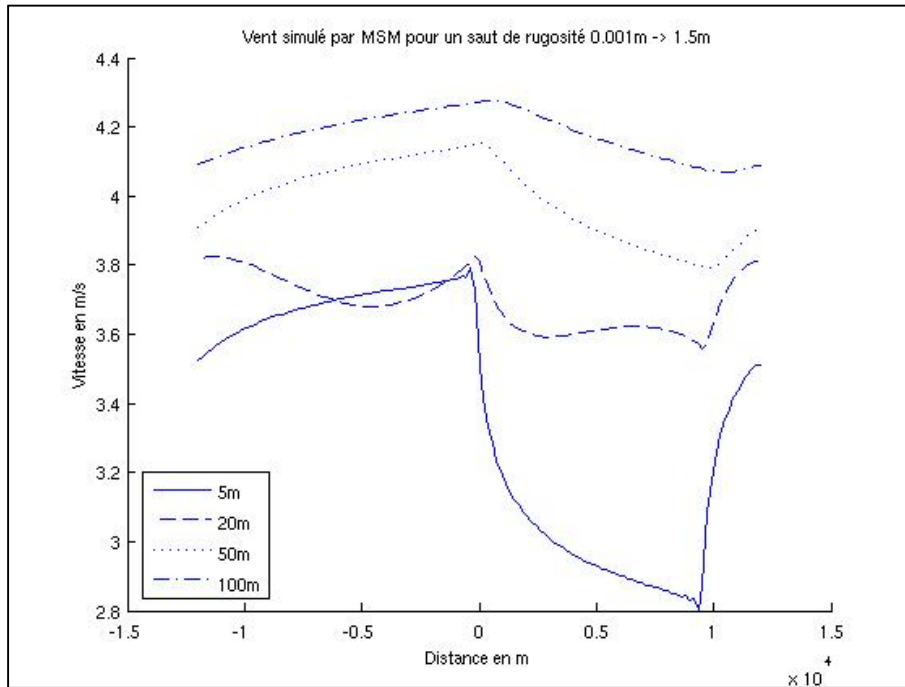


Figure 3.1 Saut de rugosité simulé par MSM.

Dans son fonctionnement normal, MSM permet de simuler des champs de rugosité bien plus complexes qu'une simple marche associée à un champ de topographie. Comme expliqué dans la première partie de ce chapitre il opère par superposition en calculant séparément la perturbation due à la topographie et celle due à la rugosité. Pour caractériser son fonctionnement sur des champs géophysiques plus complexes, une simulation pour la zone géographique d'Amqui est ensuite réalisée. Les figures suivantes montrent le champ de vitesse normalisée complet (figure 3.2), celui uniquement dû à la rugosité (figure 3.3) et celui uniquement dû à la topographie (figure 3.4).

On peut voir sur la figure 3.2, à la périphérie du domaine, la trace de la bande de terrain plat et de rugosité constante. Le cadre blanc marque la zone dans laquelle le domaine géophysique utilisé par MSM représente réellement le site (il exclut la bande de terrain plat

et de rugosité constante), le cadre noir lui contient la zone habituellement exploitée des résultats de MSM. On voit également que le changement de rugosité à la frontière de cette bande engendre un brusque changement de vitesse. En observant la décomposition des perturbations entre la rugosité et la topographie (figures 3.3 et 3.4), on observe que la topographie a bien plus d'influence que la rugosité, le « speed-up » dû aux variations d'altitude (figure 3.4) varie entre 0,7 et 1,6, soit plus de 125 % de variation entre la plus grande et la plus petite vitesse alors que celui dû aux variations de surface (figure 3.3) ne varie que de 0,7 à 1,25 soit près de deux fois moins. Ces simulations étant réalisées à 10 mètres, cela s'explique comme pour le saut de rugosité simple par la modélisation choisie pour la longueur de mélange. Les champs de rugosité et de topographie sont donnés aux figures 3.5 et 3.6, ces champs proviennent directement du fichier de définition géophysique, par conséquent il ne représente pas la zone de terrain plat et à rugosité constante sur les bords. Sur le champ de topographie, on peut voir des valeurs négatives qui sont dues à l'option *d_topo*, cela signifie que l'altitude du champ micro-échelle est inférieure à l'altitude du champ méso-échelle.

La figure 3.7 représente la vitesse normalisée due à la rugosité correspondant à une ligne de la région d'Amqui (la ligne correspondante est indiquée en blanc sur la figure 3.3), le profil de rugosité est représenté en ligne pointillée. On peut remarquer une accélération au-dessus du lac, mais celle-ci est très localisée et très brusque, autrement la vitesse est quasiment constante malgré de fortes variations de rugosité.

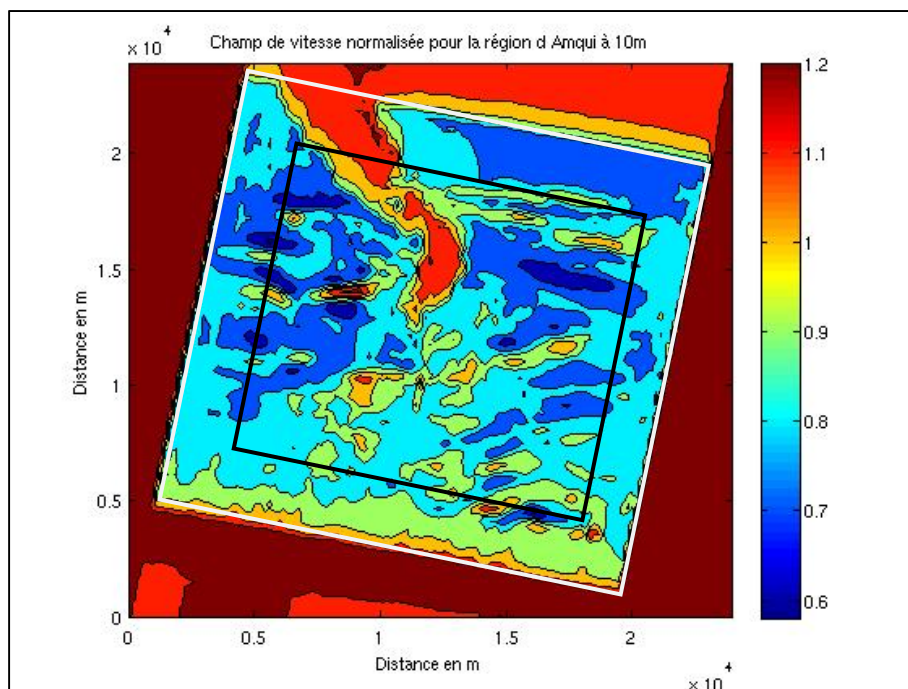


Figure 3.2 Champ de vitesse normalisé complet.

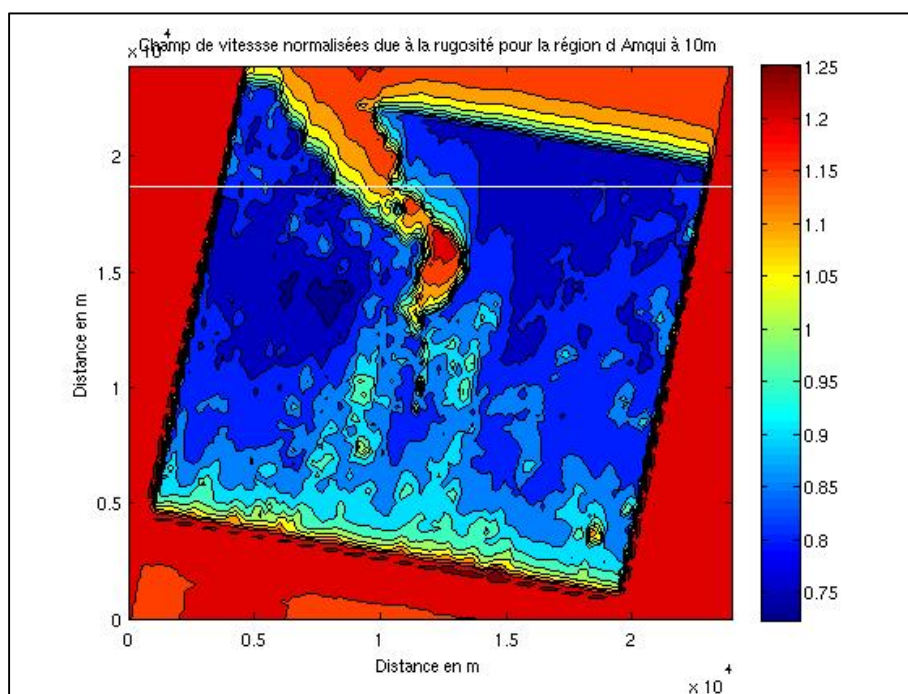


Figure 3.3 Champ de vitesse dû à la rugosité.

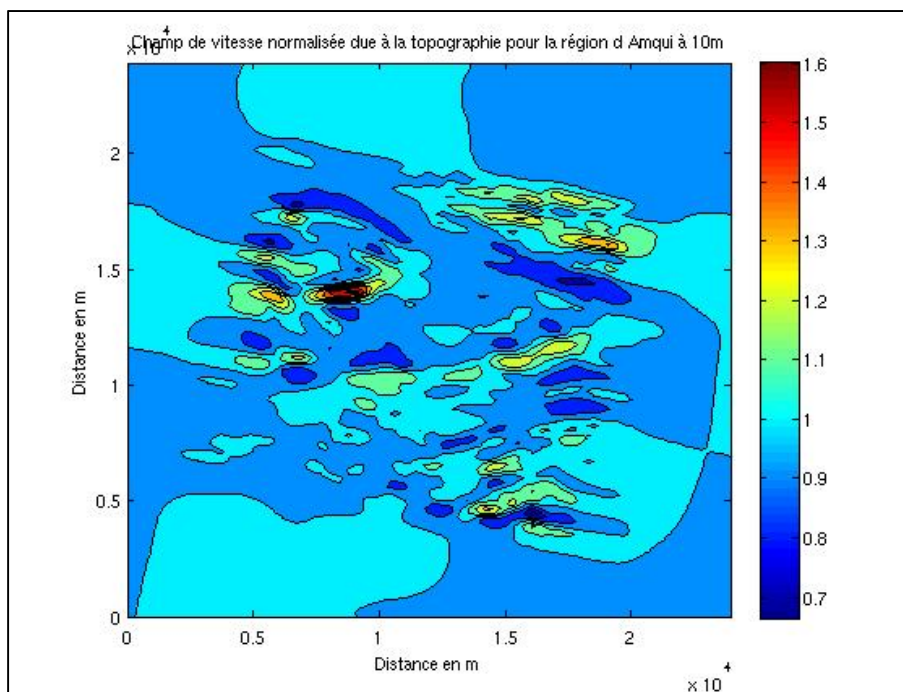


Figure 3.4 Champ de vitesse dû à la topographie.

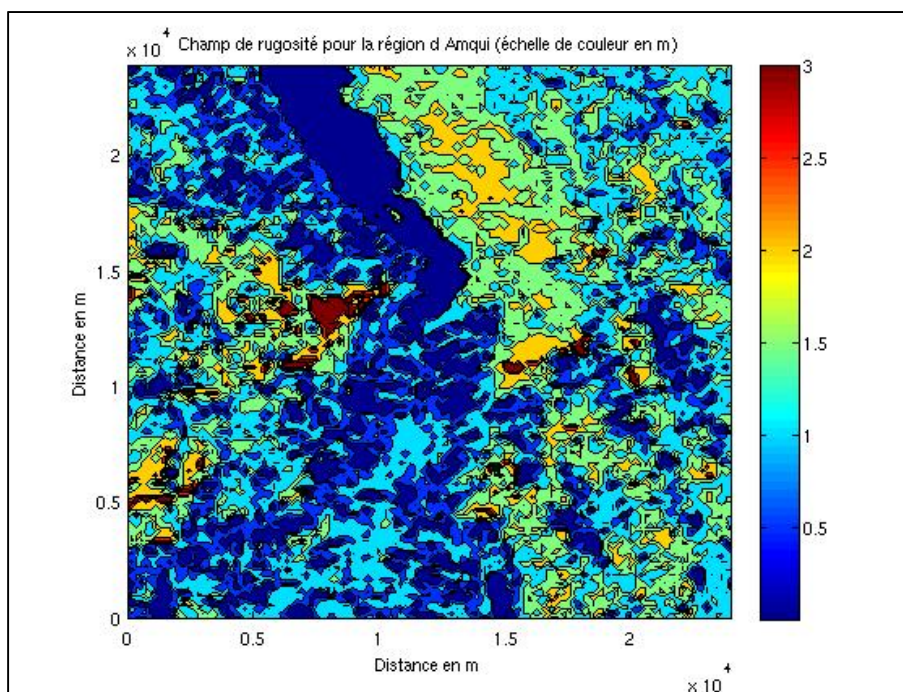


Figure 3.5 Champ de rugosité de la région d'Amqui.

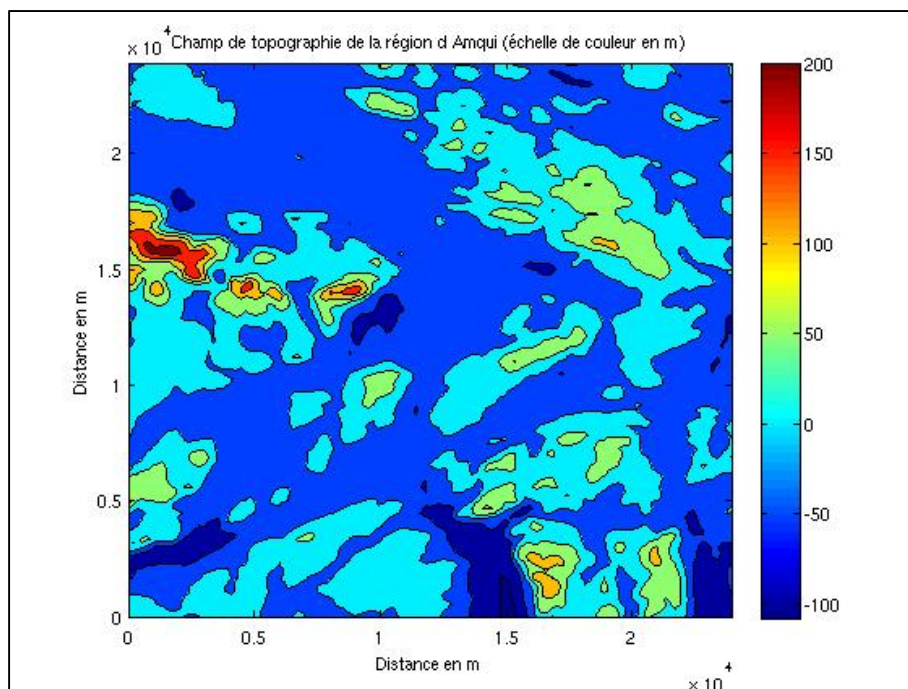


Figure 3.6 Champ de topographie de la région d'Amqui.

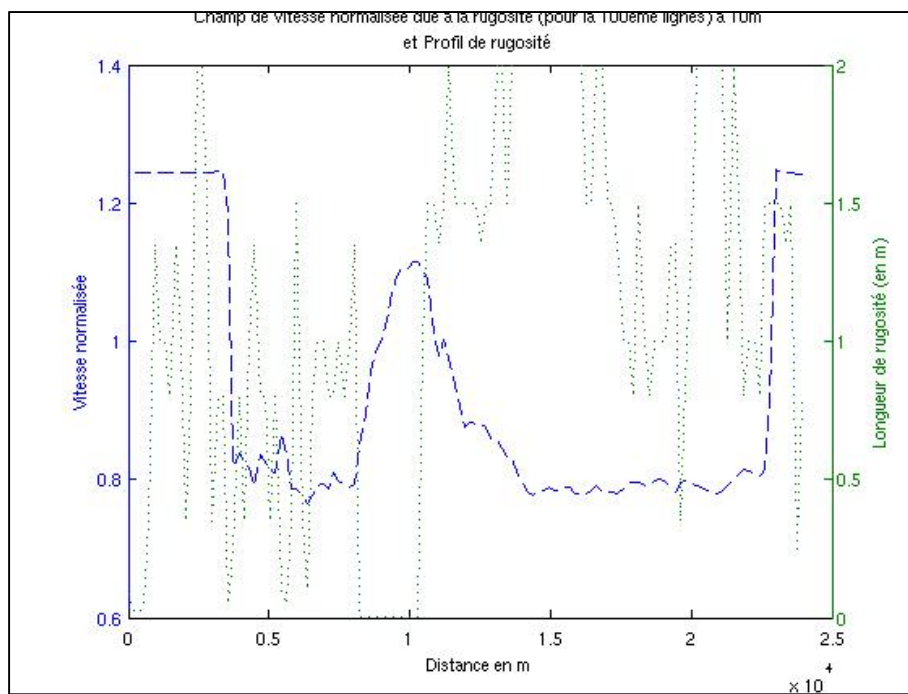


Figure 3.7 Vitesse normalisée due à la rugosité pour une ligne de la région d'Amqui.

Enfin pour estimer la précision de MSM les erreurs moyennes, quadratiques et quadratiques débiaisées (erreur quadratique de la prévision moins l'erreur moyenne) sont calculées pour les 24 cas de calibration répartis sur l'année 2005. Ces erreurs sont présentées sur les figures 3.8 à 3.13. Les formules utilisées sont les suivantes :

$$Em(t) = \frac{1}{Nrun} \sum_{run=1}^{Nrun} V_{MSM}(t) - V_{OBS}(t) \quad (3.32)$$

$$Emq(t) = \sqrt{\frac{1}{Nrun} \sum_{run=1}^{Nrun} (V_{MSM}(t) - V_{OBS}(t))^2} \quad (3.33)$$

$$Emqd(t) = \sqrt{\frac{1}{Nrun} \sum_{run=1}^{Nrun} (V_{MSM}(t) - V_{OBS}(t) - Em(t))^2} \quad (3.34)$$

où $Em(n)$ est l'erreur moyenne sur les 48 heures de prévision du LAM pour le cas n , $Emq(n)$ l'erreur quadratique et $Emqd(n)$ l'erreur quadratique débiaisée (erreur quadratique moins erreur moyenne). Nt correspond au nombre de pas de temps réalisés (17, les fichiers de sorties du LAM étant disponibles toutes les trois heures).

A noter qu'en pratique on ne prend pas en compte le premier cas (pour $t = 0$ car le LAM est en phase d'initialisation, les résultats obtenus ne sont donc pas crédibles), le premier cas pris en compte est pour $t = 3$.

On remarque que pour la station d'Amqui le LAM est plus performant que MSM (on peut voir que l'erreur moyenne, figure 3.6, oscille autour de zéro avec une amplitude d'un demi-mètre par seconde tandis que MSM obtient une erreur autour de 0.6 mètre seconde avec un maximum à 1.3). Pour l'erreur quadratique (figure 3.7) on observe la même tendance avec le LAM donnant des résultats nettement meilleurs que MSM, par contre lorsque l'on ôte l'influence de l'erreur moyenne sur l'erreur quadratique (figure 3.8), la supériorité du LAM devient moindre.

Pour la station de New Carlisle par contre MSM donne une meilleure précision que le LAM, l'erreur moyenne (figure 3.9) est constamment inférieure d'environ un demi-mètre par seconde pour MSM. Les erreurs quadratiques (figure 3.10) et quadratiques débiaisées (figure 3.11) sont également plus faibles pour MSM.

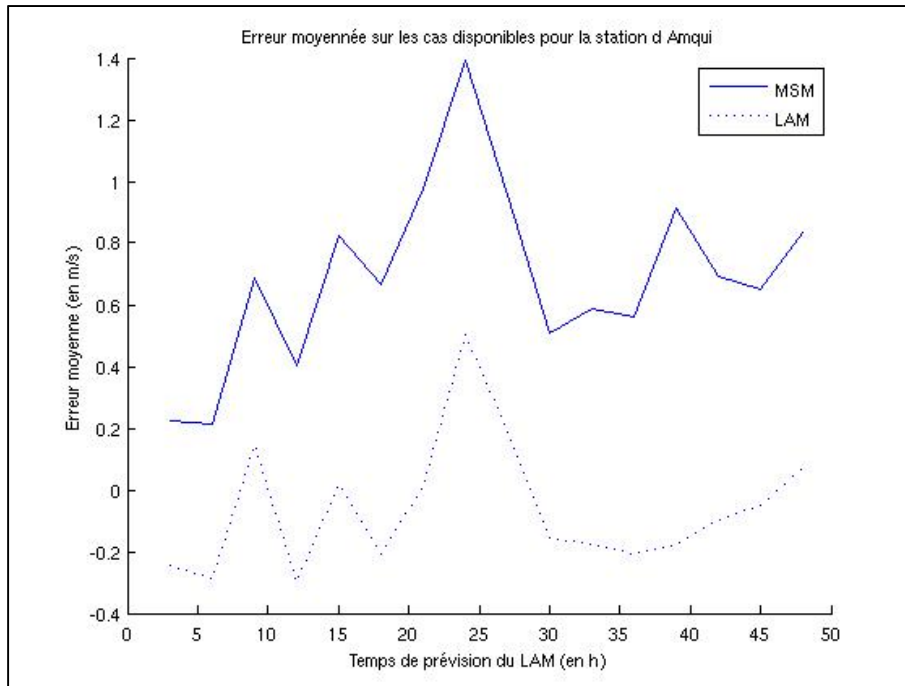


Figure 3.8 Erreur moyenne Amqui (MSM et GEM).

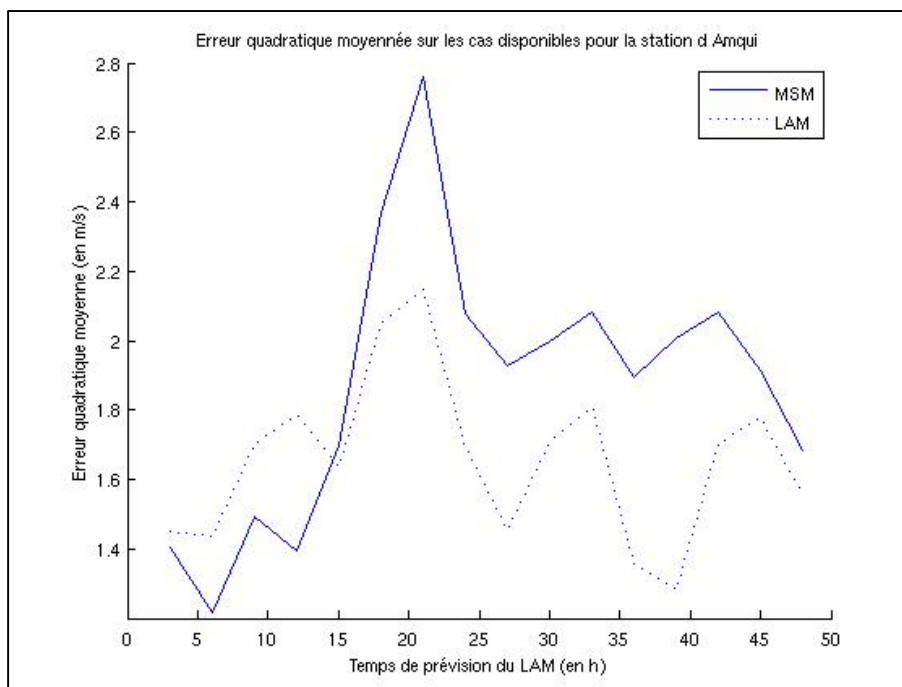


Figure 3.9 Erreur quadratique moyenne Amqui (MSM et GEM).

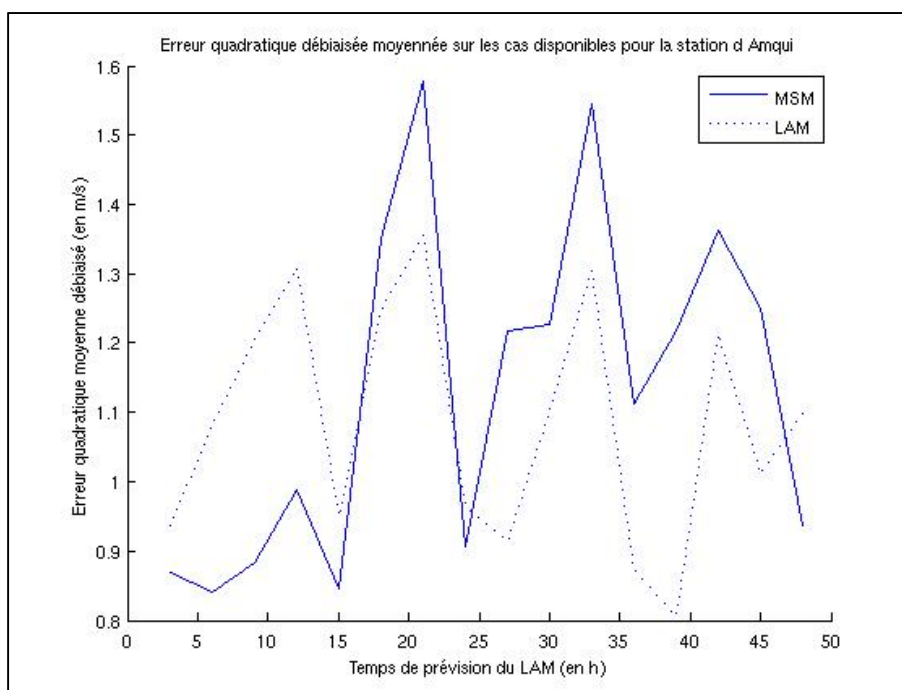


Figure 3.10 Erreur quadratique moyenne débiaisée Amqui (MSM et GEM).



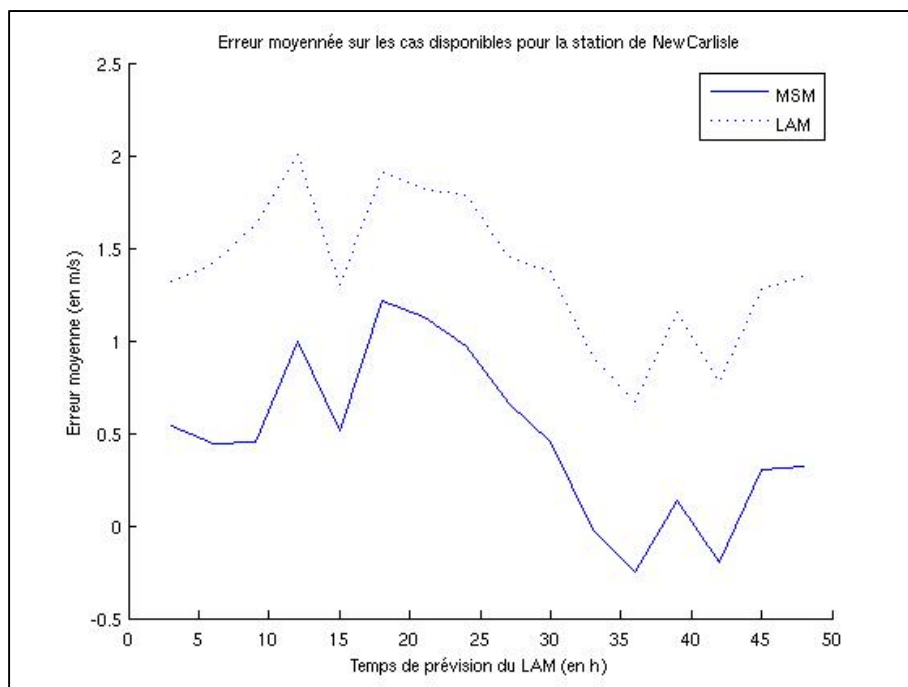


Figure 3.11 Erreur moyenne New Carlisle (MSM et GEM).

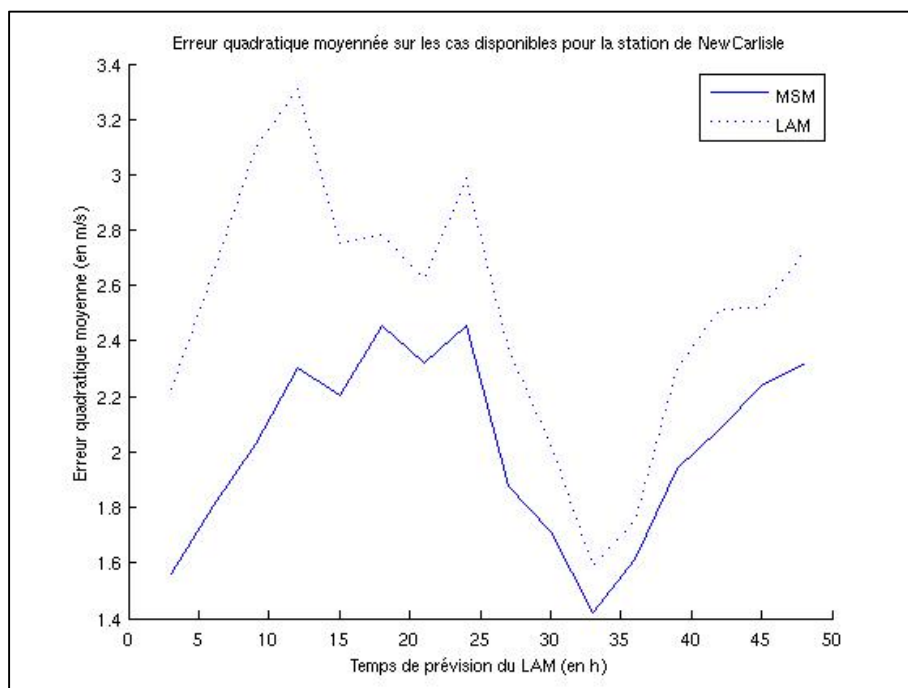


Figure 3.12 Erreur quadratique moyenne New Carlisle (MSM et GEM).

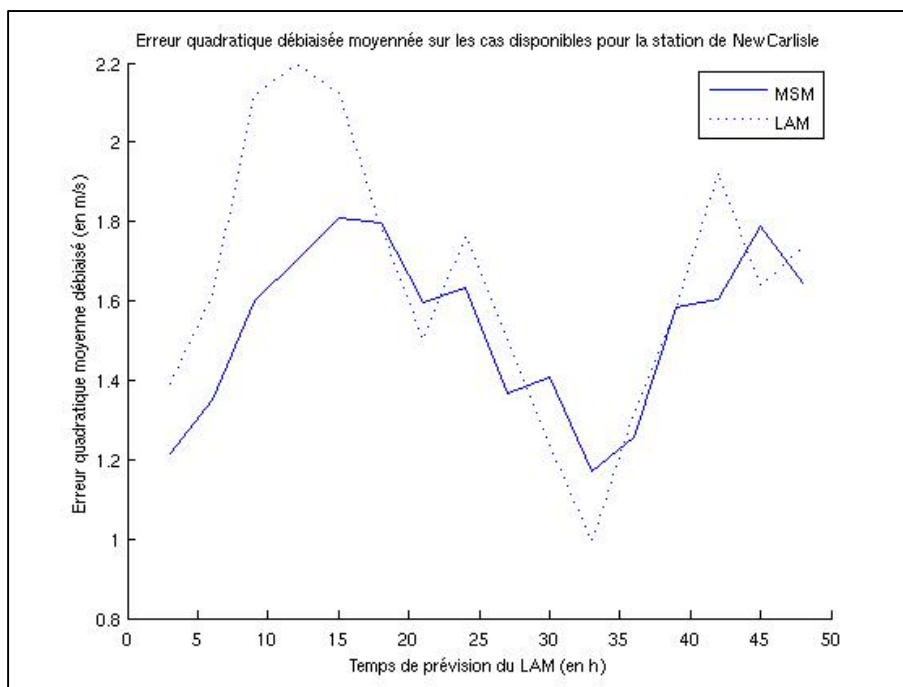


Figure 3.13 Erreur quadratique moyenne débaisée New Carlisle (MSM et GEM).

CHAPITRE 4

ABRUPT CHANGE OF SURFACE CONDITIONS

4.1 Théorie

Le code de calcul nommé ACSC est un code simulant les effets des changements de conditions de la surface sur le flot atmosphérique ; cependant il ne permet de simuler qu'une « tranche » de l'atmosphère : en effet, il ne fonctionne que sur deux dimensions (x, z). Il a été développé dans les années 2000 par des chercheurs de l'université de York à Toronto (Weng et al. 2009). Ce code résout les équations de Navier Stokes grâce à une modélisation d'ordre un et demi (de type E-1) : il s'appuie sur une équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente E et sur une équation diagnostique pour une échelle de longueur l . Il prend en compte les effets de la rugosité, les effets thermiques ainsi que les effets dus à l'humidité de l'air ; de plus, il est possible de changer les conditions de la surface aux distances voulues. Notre étude ne portant que sur la stratification neutre de l'atmosphère, les équations et la modélisation présentées par la suite ne feront pas apparaître les termes représentant les effets thermiques et humides, ceux-ci étant toujours nuls. Le gradient de pression est représenté par le vent géostrophique (U_g, V_g), et on impose que le vent de surface soit parallèle à l'axe x pour $z \approx 0$. On considère également le flot comme étant stationnaire. Pour finir, ce code ne permet pas de simuler des variations de topographie.

Les équations gouvernant le flot sont l'équation de continuité et les équations de quantité de mouvement :

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (4.1)$$

$$U \frac{\partial U}{\partial x} + W \frac{\partial U}{\partial z} = f(V - V_g) - \frac{\partial \langle uw \rangle}{\partial z} \quad (4.2)$$

$$U \frac{\partial V}{\partial x} + W \frac{\partial V}{\partial z} = -f(U - U_g) - \frac{\partial \langle vw \rangle}{\partial z} \quad (4.3)$$

où (U, V, W) sont les composantes du vent sur les axes (x, y, z) , f est le paramètre de Coriolis (en pratique on le fixe à 10^{-4}). Le système d'équations 4.1 à 4.3 est un système parabolique qui est initialisé à $x = 0$ pour toute la couche puis est ensuite résolu pour $x = x + \Delta x$ et ainsi de suite jusqu'à atteindre la distance voulue.

Les flux de quantité de mouvement sont modélisés comme proportionnels aux gradients de vitesse et à une diffusivité K_m :

$$\langle uw \rangle = -K_m \frac{\partial U}{\partial z} \quad (4.4)$$

$$\langle vw \rangle = -K_m \frac{\partial V}{\partial z} \quad (4.5)$$

La fermeture se fait en modélisant la diffusivité à l'aide de l'échelle de longueur turbulente et de l'énergie cinétique turbulente. L'expression pour la diffusivité est :

$$K_m = l_m (\alpha E)^{1/2} \quad (4.6)$$

où l_m est une longueur de mélange turbulente, α est une constante décrivant l'équilibre entre le cisaillement de surface et l'énergie cinétique turbulente.

L'équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente est :

$$U \frac{\partial E}{\partial x} + W \frac{\partial E}{\partial z} = P_s + P_b - \frac{(\alpha E)^{3/2}}{l_d} + \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial E}{\partial z}) \quad (4.7)$$

où l_d est une longueur de dissipation, et P_s et P_b respectivement les termes de production dus respectivement au cisaillement et à la flottabilité ; étant donné que nous ne considérons que la stratification neutre de l'atmosphère, le terme de production dû à la flottabilité sera nul, celui-ci étant proportionnel au flux de chaleur qui lui-même est nul. Le terme $\frac{(\alpha E)^{3/2}}{l_d}$ représente la dissipation de l'énergie cinétique turbulente.

On peut remarquer que la variation de l'énergie cinétique turbulente est proportionnelle à l'énergie turbulente elle-même (par l'effet du troisième terme à droite de l'équation 4.7), il est donc impératif que l'énergie turbulente de départ ne soit pas nulle car dans ce cas elle ne pourra jamais évoluer, on impose donc $E \geq E_{min}$, et $E_{min} = 10^{-4}$.

Le terme de production dû au cisaillement et les longueurs de mélange et de dissipation sont définis comme suit :

$$P_s = -\langle uw \rangle \frac{\partial U}{\partial z} - \langle vw \rangle \frac{\partial V}{\partial z} \quad (4.8)$$

$$\frac{1}{l_m} = \frac{1}{l_d} = \frac{\phi_m}{k(z + z_0)} + \frac{1}{l_b} \quad (4.9)$$

ici k est la constante de Von Karman, ϕ_m est une fonction de stabilité et l_b est une longueur définissant la valeur limite de l_m , elle peut être proportionnelle à $\frac{U_g}{f}$ ou constante, dans notre cas elle est fixée à 40 mètres.

La fonction de stabilité est définie par :

$$\phi_m = (1 - \gamma_m \zeta)^{1/4} \quad (4.10)$$

où $\gamma_m = 16$ et ζ une fonction proportionnelle à la hauteur et inversement proportionnelle à la longueur de Monin-Obukhov ; dans le cas de stratification neutre, la longueur de Monin-

Obukhov tend vers l'infini : la fonction ζ tend donc vers zéro ce qui donne $\phi_m = 1$. Dans le cas de stratification neutre on a donc la même modélisation pour la longueur de mélange que pour MSM, à l'exception de la valeur limite l_m .

En plus de cette modélisation, une couche de surface, de hauteur l_w , dans laquelle les flux sont constants est définie. Dans cette couche de surface les profils de vitesses sont considérés comme logarithmique et définie par :

$$U(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z + z_0}{z_0} \right) \cos(\theta) \quad (4.11)$$

$$V(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z + z_0}{z_0} \right) \sin(\theta) \quad (4.12)$$

où u_* est la vitesse de friction de surface, définie pour assurer la continuité de la vitesse pour $z = z_w$ et θ l'angle entre le vecteur du vent à l'altitude l_w et l'axe des x . La valeur de la vitesse de friction est déterminée de façon à assurer la continuité des vitesses entre les deux couches.

Les conditions limites nécessaires à la résolution sont les suivantes : pour $z = 0$, $U = V = W = 0$ et pour $z = z_D$ (le haut de la couche), $U = U_g$, $V = V_g$ et $W = 0$.

L'épaisseur l_w de la couche est déterminée par rapport à la longueur de rugosité de façon empirique avec une table de valeur (tableau 4.1), une interpolation logarithmique est effectuée pour les valeurs de longueur de rugosité intermédiaire.

Tableau 4.1 Correspondance entre la longueur de rugosité et l'épaisseur de la couche de surface.

Longueur de rugosité (z_0) en m	0.0001	0.001	0.01	0.1	1	5
Épaisseur de la couche de surface (l_w) en m	0.05	0.08	0.1	0.5	4	10

Pour assurer une résolution assez fine proche de la surface, où l'influence d'un changement de rugosité est plus importante, un changement de coordonnée verticale est effectué, on pose :

$$\eta = \ln \left(\frac{z + z_0}{z_0} \right) + \frac{z}{\lambda} \quad (4.13)$$

où λ est une constante fixée à 100 mètres. La hauteur de la couche simulée est de 4000 mètres et le nombre de points est de 140.

Le profil de vent initial correspond à une stratification neutre de l'atmosphère et est imposé par le vent géostrophique et par la rugosité amont.

La résolution se fait par une méthode d'algèbre linéaire, la LU factorisation (Karpik, 1987).

4.2 Fonctionnement

Le code ACSC fonctionne en deux dimensions, seul l'effet de la force de Coriolis crée une composante latérale de vent. Les entrées du modèle sont des profils équilibrés correspondant à une rugosité et un vent géostrophique donnés, ils sont obtenus en imposant une rugosité et un vent géostrophique (le profil du vent est quelconque) et en laissant le code équilibrer les

différentes variables sur une longue distance jusqu'à ne plus avoir de variation ($\frac{\partial}{\partial x} = 0$). Il est nécessaire de fournir au code toutes les variables utilisées, à savoir : les différentes constantes physiques, le vent géostrophique, les niveaux de sortie voulus, les profils de vent (U, V), température, énergie cinétique turbulente, flux de quantité de mouvement ($\langle uw \rangle, \langle vw \rangle$), flux thermique, ainsi que la diffusivité et les longueurs de mélange et de dissipation (l_m, l_d). Il faut également renseigner la distance à simuler ainsi que le profil de rugosité sur la ligne simulée (différentes rugosités et distances des changements). Toutes les variables sont obtenues en sortie, elles sont imprimées dans des fichiers textes ou binaires.

4.3 Caractérisation

Comme pour MSM, la première simulation effectuée pour caractériser le fonctionnement d'ACSC est un simple saut de rugosité (de 0.001 mètre à 1.5 mètre) résolu pour différentes hauteurs. On peut voir sur la figure 4.1 les résultats obtenus. Si on compare aux résultats pour le même saut de rugosité et le même vent incident obtenus par MSM (figure 3.1), on remarque très nettement que l'influence du saut de rugosité se fait sentir bien plus haut et bien plus fortement. Le vent simulé à cinq mètres devient presque instantanément inférieur à un mètre seconde, alors que MSM, lui, gardait un vent de l'ordre de trois mètres seconde à la même hauteur. Pour le vent à 20 mètres, MSM ne trouvait qu'une perte de vitesse inférieure au mètre seconde tandis qu'ACSC en propose une de presque deux mètres seconde. Pour les hauteurs supérieures (50 et 100 mètres) ACSC simule, lui, un fort impact du changement de rugosité (perte de près de deux mètres seconde à 50 mètres et de plus d'un mètre seconde à 100 mètres). On voit donc que la modélisation plus précise utilisée par ACSC permet de mieux rendre compte des effets d'un changement de rugosité sur la couche limite atmosphérique.

Simulons également la centième ligne du champ de rugosité d'Amqui comme pour la figure 3.5 (en effet ACSC fonctionnant dans les dimensions (x, y) il ne permet pas d'obtenir une coupe (y, z) , d'où la nécessité de développer un coupleur). La comparaison entre le résultat obtenu par MSM et celui obtenu par ACSC est montrée à la figure 4.2. On voit, d'une part,

que la non-obligation d'avoir un terrain de rugosité constante en amont et en aval du champ de rugosité réel permet de simuler une plus grande zone et de supprimer les effets de bords, et, d'autre part, que l'impact du lac (situé dans la zone où la vitesse est maximale) est plus marqué pour la simulation par ACSC que pour celle par MSM. Cela coïncide avec les observations faites sur le saut de rugosité, il semble qu'ACSC donne plus d'impact à un changement de rugosité que MSM. Cela se confirme également par les variations de vitesse plus importantes sur le sol en amont et en aval du lac. MSM ne donne que des variations très faibles (de l'ordre de deux à cinq %) et un vent (dû à la rugosité) quasiment constant au-dessus du sol malgré des variations importantes de la rugosité (elle varie de 0,2 mètre à deux mètres, figure 4.2). ACSC, par contre, obtient des variations plus importantes (elles peuvent aller jusqu'à 20 % en vitesse normalisée sur le côté droit de la courbe). Dans ce cas la hauteur de la couche de surface est d'environ cinq mètres, ce qui explique la variation très brusque de vitesse pour cette altitude ; la variation résiduelle est due à l'adaptation de la vitesse de friction par rapport à la couche supérieure.

La variabilité accrue du vent n'est pas due à la définition de la longueur de mélange, qui est la même pour MSM et pour ACSC mais à la modélisation de la diffusivité utilisée dans la détermination des flux de quantité de mouvement. En effet, celle-ci est proportionnelle à la longueur de mélange, mais également à l'énergie cinétique turbulente (équation 4.6). C'est donc l'énergie cinétique turbulente qui se charge de propager plus haut et avec plus d'intensité l'effet des variations de rugosité.

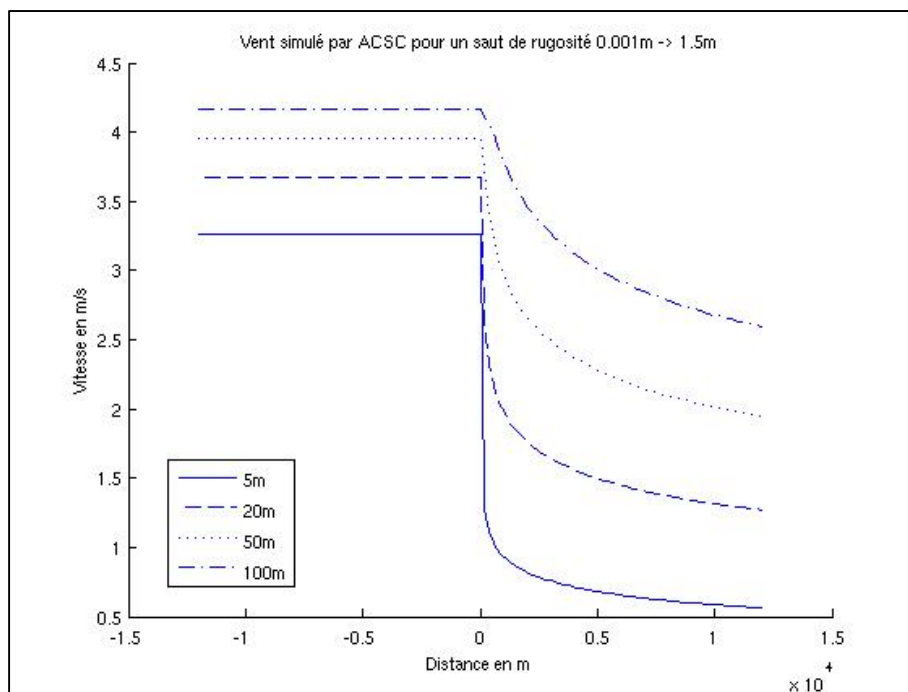


Figure 4.1 Saut de rugosité simulé par ACSC.

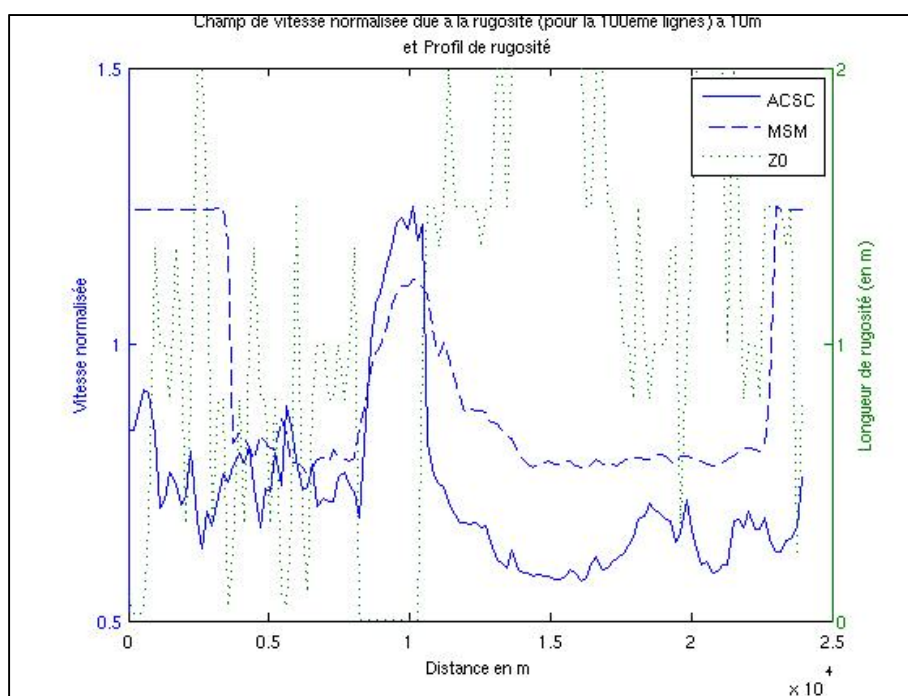


Figure 4.2 Vitesse normalisée due à la rugosité pour une ligne de la région d'Amqui.

CHAPITRE 5

COUPLEUR MSM/ACSC

5.1 Théorie

Dans le but d'améliorer les performances de MSM quant à la gestion des changements de rugosité un couplage avec ACSC est proposé. La modélisation de MSM amène à la décomposition suivante du vent sur tout le domaine :

$$\mathbf{u}^{MSM}(x, y, z) = \mathbf{u}_0^{MSM}(z) + \Delta \mathbf{u}_r^{MSM}(x, y, z) + \Delta \mathbf{u}_t^{MSM}(x, y, z) \quad (5.1)$$

Les indices « t » et « r » indiquent si la perturbation est due à la topographie ou à la rugosité.

Les deux perturbations étant calculées indépendamment on se propose de remplacer la perturbation due à la rugosité issue de la résolution de MSM par une autre perturbation de rugosité issue elle de la résolution d'ACSC.

Pour ce faire on simule avec MSM un champ de vitesse dépendant uniquement de la topographie du domaine (en utilisant la variable « FLAT_Z0 » de MSM). On obtient donc un champ de vitesse dont la perturbation due à la rugosité est nulle (la rugosité étant constante). On obtient donc le champ de vitesse suivant :

$$\mathbf{u}^{MSM(z_0 \text{ cst})}(x, y, z) = \mathbf{u}_0^{MSM}(z) + \Delta \mathbf{u}_t^{MSM}(x, y, z) \quad (5.2)$$

Il faut donc maintenant déterminer une perturbation due aux variations de rugosité.

Si l'on considère un terrain plat la perturbation de MSM due à la rugosité serait égale à :

$$\Delta \mathbf{u}_r^{MSM}(x, y, z) = \mathbf{u}^{MSM(z_s \text{ cst})}(x, y, z) - \mathbf{u}_0^{MSM}(z) \quad (5.3)$$

Donc, par analogie nous pouvons déterminer une perturbation de rugosité avec ACSC de la même façon :

$$\Delta \mathbf{u}_r^{ACSC}(x, y, z) = \mathbf{u}^{ACSC}(x, y, z) - \mathbf{u}_0^{ACSC}(z) \quad (5.4)$$

Nous définissons donc le champ de vitesse obtenue par le coupleur comme étant :

$$\mathbf{u}^{Coupleur}(x, y, z) = \mathbf{u}^{MSM(z_0 \text{ cst})}(x, y, z) + \Delta \mathbf{u}_r^{ACSC}(x, y, z) \quad (5.5)$$

Cependant, le code de calcul ACSC ne fonctionnant pas en trois dimensions, mais uniquement pour une « tranche » de l'atmosphère, on ne peut donc pas directement obtenir le champ vectoriel de perturbation $\Delta \mathbf{u}_r^{ACSC}$. Il est donc nécessaire de traiter les deux composantes du vent séparément et ligne par ligne puis de procéder à une superposition des composantes.

$$u^{Coupleur}(x, y, z) = u^{MSM(z_0 \text{ cst})}(x, y, z) + \Delta u_r^{ACSC}(x, y, z) \quad (5.6)$$

$$v^{Coupleur}(x, y, z) = v^{MSM(z_0 \text{ cst})}(x, y, z) + \Delta v_r^{ACSC}(x, y, z) \quad (5.7)$$

En conséquence, on considère chaque composante du vent comme indépendante, elle est alors alignée avec la grille. On détermine pour chacune des lignes (ou colonnes) la perturbation de rugosité avec ACSC puis on réassemble les deux composantes pour avoir le champ vectoriel. En cas de composante négative, il faut parcourir les lignes (ou colonnes) à l'envers, car ACSC ne fonctionne qu'avec des vents positifs.

On peut noter que le champ de vitesse obtenu par le coupleur va dépendre de la quantité $\mathbf{u}_0^{MSM} - \mathbf{u}_0^{ACSC}$ or les profils initiaux de MSM et d'ACSC n'ayant pas la même allure il faut choisir le profil initial d'ACSC de façon à minimiser cette quantité. Les figures 5.1 et 5.2 montrent respectivement les profils initiaux de MSM et d'ACSC. La valeur du vent géostrophique est inférieure pour ACSC, ceci est dû au fait que les fichiers initiaux d'ACSC

ne sont disponibles que pour des vents géostrophiques tous les deux mètres seconde. On peut constater que pour une altitude de 100 mètres le profil initial de MSM donne un vent de 3.8 mètres par seconde alors que celui d'ACSC donne 4 mètres par seconde.

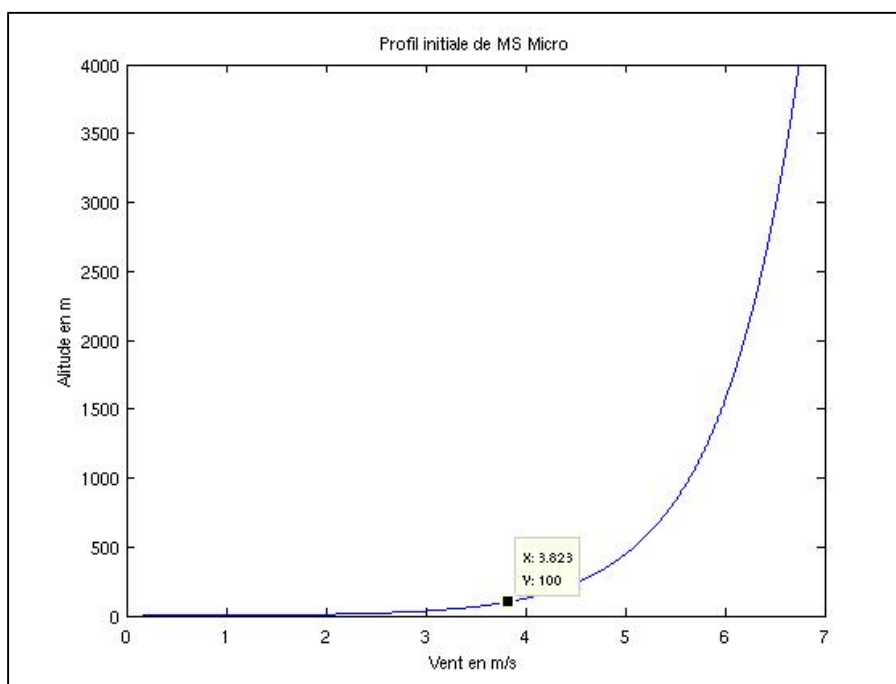


Figure 5.1 Profil initial de MSM

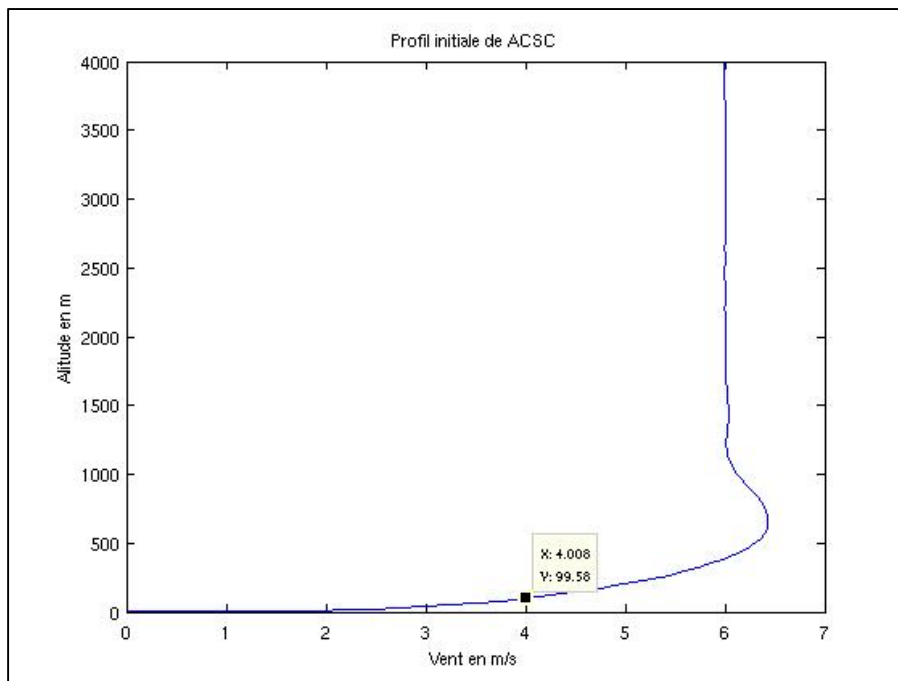


Figure 5.2 Profil initial d'ACSC

5.2 Fonctionnement

Le coupleur proposé est codé dans le langage FORTRAN95. Les fichiers d'entrée et de sortie sont des fichiers de type « fst » comme ceux utilisés par MSM.

Dans un premier temps on simule avec MSM le champ de vitesse pour un domaine représentant la topographie réelle du site simulé, mais avec une rugosité constante. Le fichier obtenu complété par le champ de rugosité du site fera office de fichier d'entrée du coupleur. Pour chacune des composantes du vent, il est déterminé un vent géostrophique moyen sur l'ensemble de la grille (par une extrapolation logarithmique à l'altitude de 4000 mètres, altitude du sommet de la couche simulé par ACSC où le vent est imposé égal au vent géostrophique, de la vitesse de normalisation choisie par MSM). Cette vitesse extrapolée nous donne la valeur du module du vent géostrophique. Avec ce vent géostrophique et la rugosité représentative du domaine (choisie empiriquement en fonction de la configuration

du site simulé), on peut définir le fichier des profils initiaux permettant de faire fonctionner ACSC.

La lecture du champ de rugosité du terrain permet, pour chacune des lignes ou colonnes du domaine, de déterminer un profil de rugosité puis d'exécuter le code ACSC.

Afin d'avoir un certain nombre de pas d'intégration entre deux changements de rugosité (qui peuvent intervenir entre deux points de la grille MSM), on impose d'avoir un pas d'intégration pour ACSC inférieur à l'espacement des points sur la grille de sortie de MSM. On fixe le rapport entre le pas d'intégration d'ACSC et l'espacement des points de la grille MSM à cinq, afin d'avoir des temps de calcul raisonnables (environs deux à trois minutes par grille). On nomme ce paramètre dn .

Il est possible de réduire considérablement le temps de calcul si on choisit de ne pas faire la simulation sur toute la grille, mais uniquement à un point voulu. Pour ce faire on exécute le coupleur uniquement pour la ligne et la colonne correspondant au point ciblé. Le temps de calcul est donc réduit en rapport du nombre de lignes de la grille (ou le nombre de colonnes, la grille étant carrée).

5.3 Caractérisation

5.3.1 Influence du dn

Le paramètre dn correspond aux nombres de points d'intégration d'ACSC entre deux points de la grille MSM (et donc potentiellement deux sauts de rugosité). Ce paramètre influe énormément sur le temps de calcul et doit donc être choisi judicieusement. S'il n'y a pas assez de points entre deux sauts de rugosité, le code ACSC ne pourra pas obtenir un vent crédible avant le saut suivant. Par contre, si le pas d'intégration d'ACSC est trop faible, le temps de calcul augmentera considérablement. Pour $dn = 2$ le temps de calcul est d'environ une minute, pour $dn = 10$ il atteint plus de cinq minutes pour la même grille.

Les figures 5.3 et 5.4 montrent les différences de vitesses normalisées pour différents dn . On voit que si on le réduit de cinq à deux, une grosse différence sur la vitesse normalisée peut apparaître localement (figure 5.3). Si la plupart du temps, la différence est inférieure à plus ou moins cinq pour cent elle peut atteindre en pic environs 30 %, ce qui est considérable. En revanche, le fait de l'augmenter à dix (figure 5.4) n'apporte pas une grosse amélioration, l'écart est globalement à un pour cent, avec des pics autour de cinq pour cent. La valeur choisie de cinq semble donc être un bon compromis entre la précision et le temps de calcul.

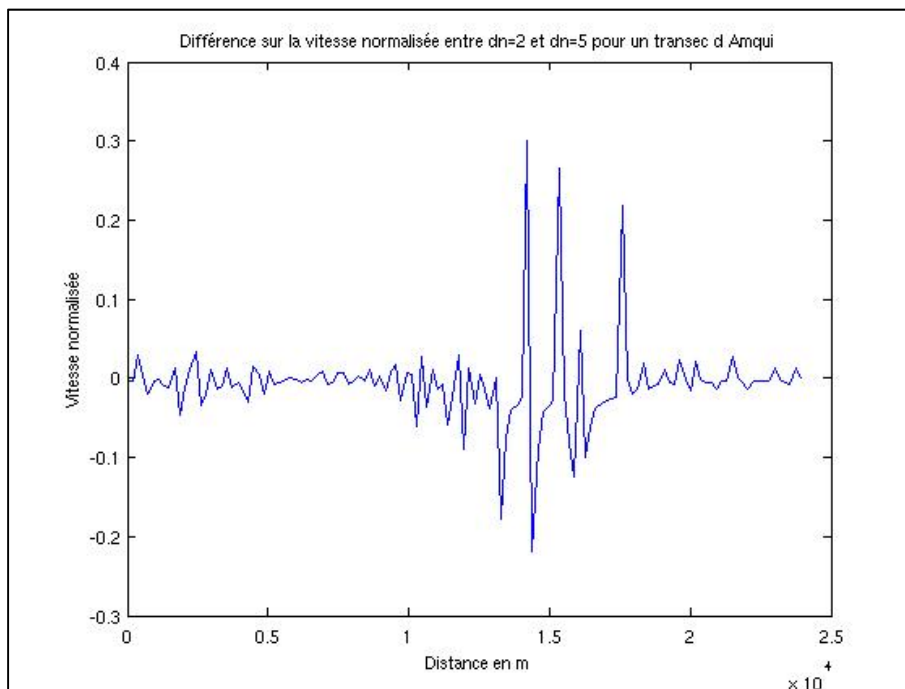


Figure 5.3 Écart de vitesse normalisée entre $dn=2$ et $dn=5$ pour un transect d'Amqui.

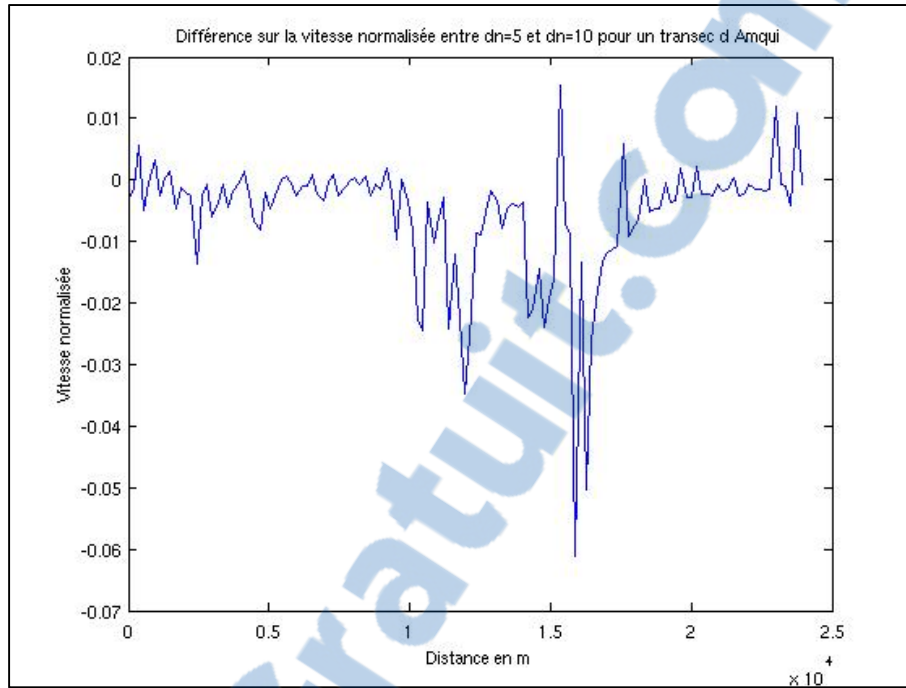


Figure 5.4 Écart de vitesse normalisée entre $dn=5$ et $dn=10$ pour un transect d'Amqui.

5.3.2 Influence de la rugosité initiale

Le choix de la rugosité initiale pour le profil d'entrée influe énormément sur le résultat de la simulation ; en effet, la perturbation de rugosité est déterminée en soustrayant la vitesse simulée par ACSC avec la vitesse initiale, qui est, elle, très liée à la rugosité initiale, surtout à faible altitude. La perturbation due à la rugosité sera donc plus importante si la rugosité initiale est faible et a contrario plus faible pour une rugosité initiale élevée. Cette rugosité initiale est déterminée pour chaque site en effectuant plusieurs essais et en déterminant la rugosité initiale optimale par comparaison des erreurs moyennes. Cette méthode empirique présente comme défaut de ne pas pouvoir déterminer la rugosité initiale optimale d'un site sans avoir de mesure de vent sur ce site. Idéalement une règle physique devrait permettre de déterminer cette rugosité uniquement avec les informations disponibles par prévision (par exemple déterminer le vent géostrophique en utilisant le gradient de pression obtenu par GEM-LAM puis choisir la rugosité initiale de façon à avoir $\mathbf{u}_0^{MSM} - \mathbf{u}_0^{ACSC} = \mathbf{0}$).

Les figures suivantes (5.5 à 5.8) montrent l'influence de la rugosité initiale sur l'erreur moyenne pour différents sites. On remarque sur les stations EC que la rugosité incidente optimale n'est pas la même ; pour la région d'Amqui (figure 5.5), elle est de 0,8 mètre tandis que pour la région de New Carlisle (figure 5.6), elle est de 0,15 mètre. Ceci peut s'expliquer par la différence de topographie entre les deux régions. En effet Amqui est au milieu des terres tandis que New Carlisle est sur la côte. La rugosité moyenne du champ géophysique est donc plus faible pour New Carlisle car elle contient une grande partie de mer. On peut également remarquer que le fait de prendre une rugosité initiale trop faible a pour effet de sous-estimer la vitesse du vent ; ceci est dû, comme expliqué plus haut, à la façon de déterminer la perturbation de rugosité. Pour les deux mâts (figures 5.7 et 5.8), qui sont à une altitude supérieure (40 mètres), la rugosité optimale est de 1,5 mètre. Le fait de la réduire a pour effet également de sous-estimer la vitesse du vent. Ces deux mâts étant également sur la côte, cela ne correspond pas avec la rugosité bien plus faible pour New Carlisle, on peut donc en conclure qu'il y a une influence non seulement de la rugosité moyenne du domaine simulé, mais également de l'altitude de la simulation (les stations EC sont, elles, à 10 mètres d'altitude).

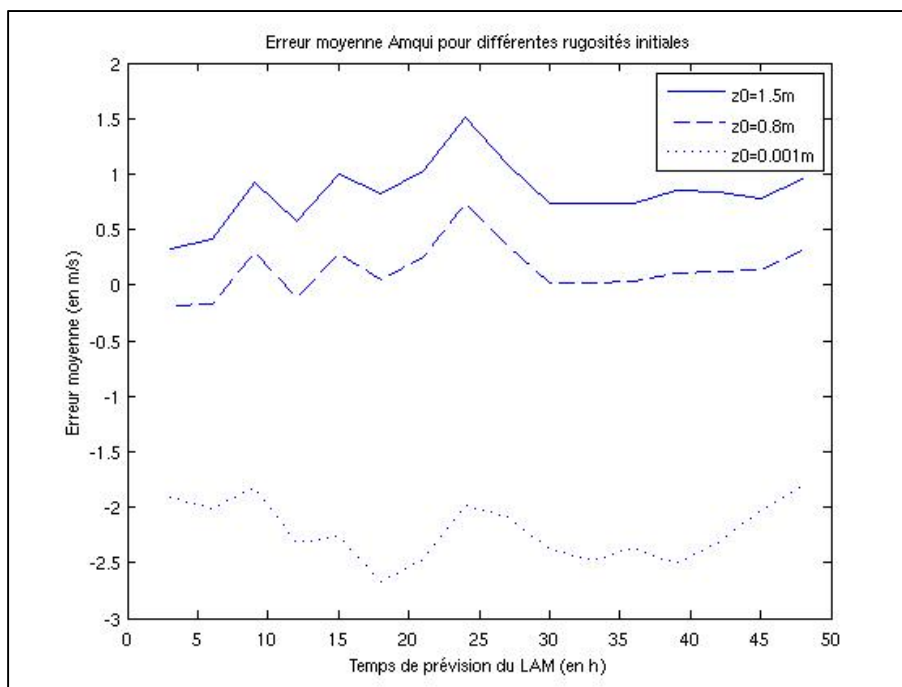


Figure 5.5 Influence de la rugosité initiale pour Amqui sur le vent à 10 m.

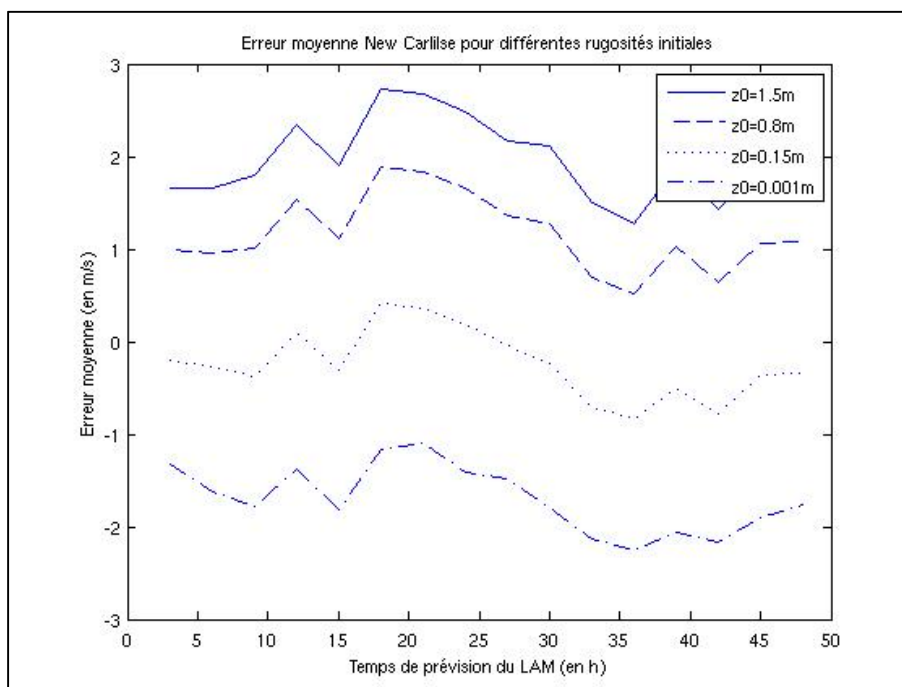


Figure 5.6 Influence de la rugosité initiale pour New Carlisle sur le vent à 10 m.



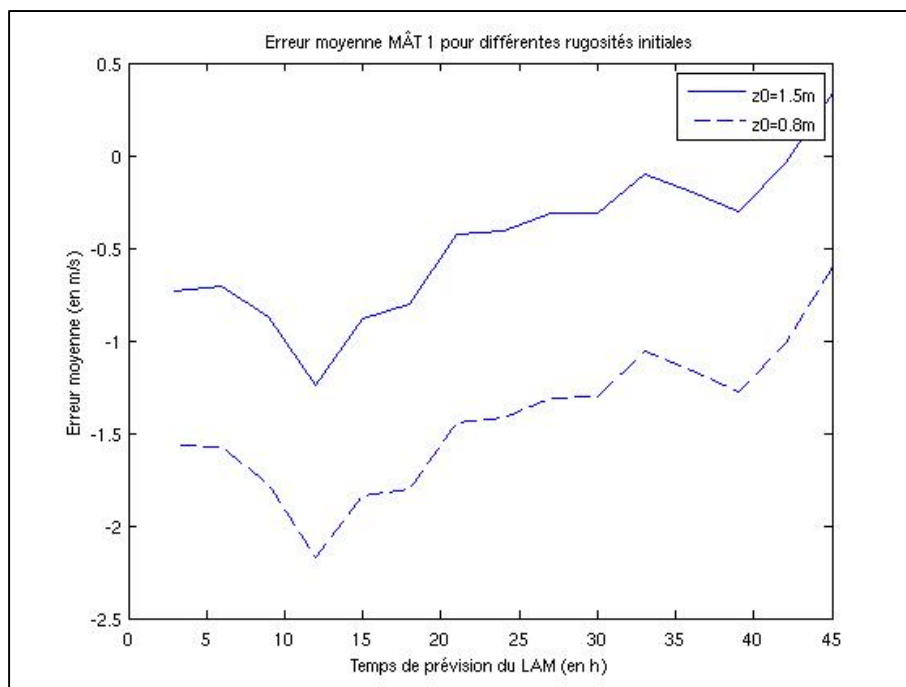


Figure 5.7 Influence de la rugosité initiale pour MÂT 1 sur le vent à 40 m.

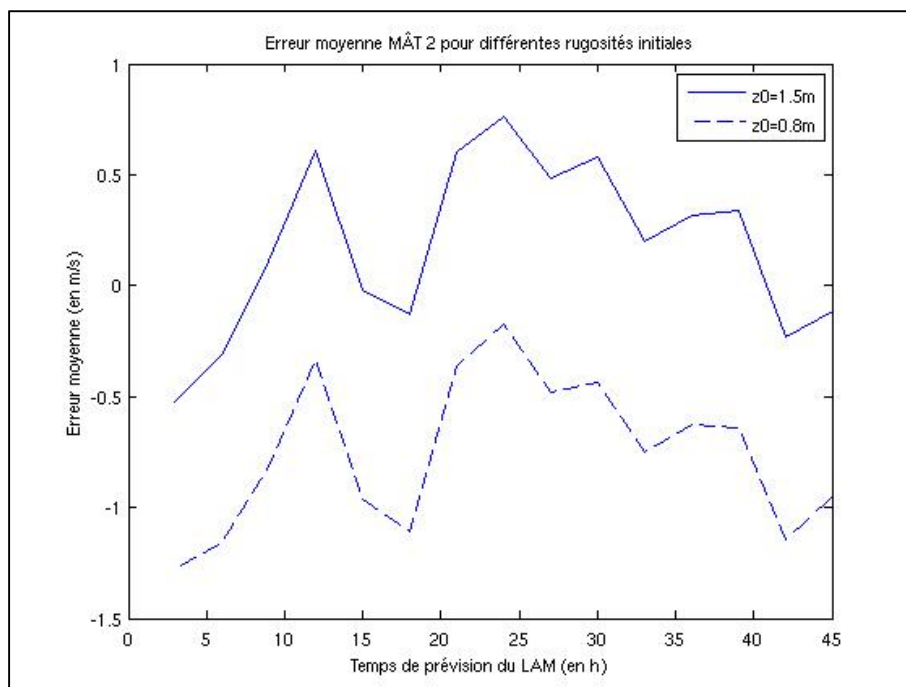


Figure 5.8 Influence de la rugosité initiale pour MÂT 2 sur le vent à 40 m.

5.3.3 Influence de la décomposition en deux composantes distinctes

Le code ACSC ne fonctionnant que dans deux dimensions (une hauteur et une longueur) il faut, pour pouvoir simuler un domaine en trois dimensions, soit parvenir à aligner la grille de simulation avec le vent (ce qui est presque impossible à cause de la déviation angulaire du vent induite par la topographie du site qui peut aller jusqu'à 20 degrés), soit procéder par composante en effectuant un balayage des lignes et des colonnes de la grille avant d'effectuer une superposition des deux composantes. C'est cette deuxième approximation qui a été choisie. Afin de s'assurer que cette approximation ne crée pas d'erreurs trop importantes, un saut de rugosité de la même intensité que celui simulé par ACSC (0,001 mètre à 1,5 mètre), mais en diagonale de la grille est simulé. Le vent incident est lui aussi en diagonale afin de répéter les mêmes conditions. Les résultats sont présentés à la figure 5.9 pour les altitudes de 20 et 50 mètres.

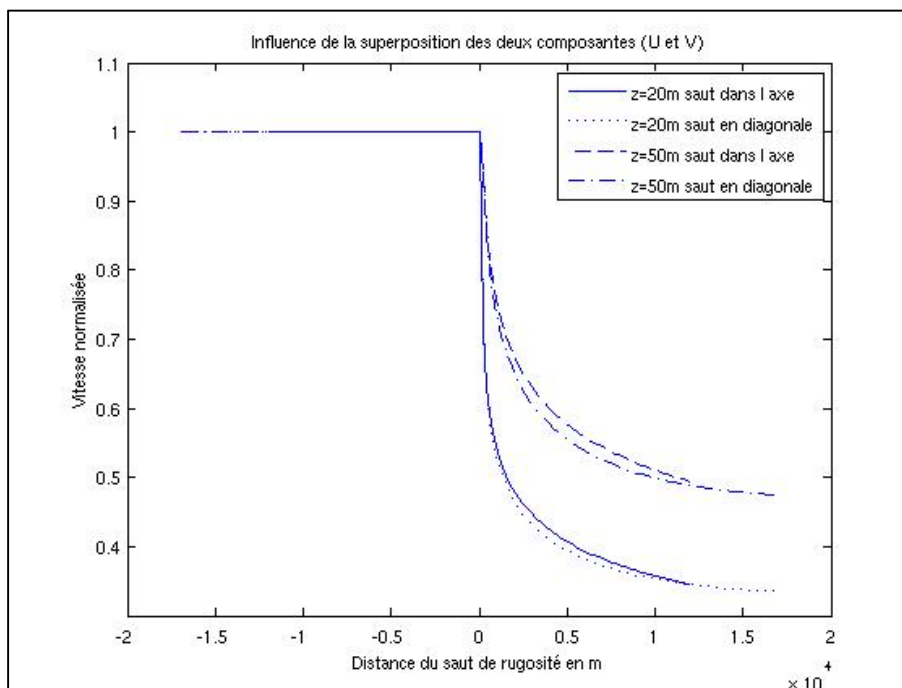


Figure 5.9 Influence de la superposition.

On peut voir que les deux sauts de rugosité donnent presque les mêmes résultats, la plus grosse différence se trouve pour l'altitude de 50 mètres où l'on peut voir un écart d'environ deux à trois pour cent entre les deux courbes ; cependant, à la fin du graphe, on peut voir les deux courbes se rapprocher et presque se confondre. Pour une altitude de 20 mètres, la différence entre les deux courbes est encore plus faible, de l'ordre de un à deux pour cent. Ces résultats nous montrent que l'impact de la superposition des composantes du vent est minime pour un cas simple. Un profil de rugosité réel n'étant qu'une succession de sauts de rugosité on peut estimer que cette méthode de superposition n'apportera pas de grosses erreurs aux résultats.

5.3.4 Présentation des résultats

Dans cette section sont présentées les erreurs pour le coupleur sur l'ensemble des sites choisis (Noté ACSC en légende des courbes) ; les formules utilisées pour calculer ces erreurs sont les mêmes que celles utilisées pour calculer les erreurs de MSM dans le chapitre 3 (équations 3.33, 3.34 et 3.35).

Pour les stations EC on remarque une amélioration des erreurs moyennes (figures 5.10, 5.13 et 5.16) avec le coupleur par rapport à MSM et GEM-LAM, exépté pour la station d'Amqui où GEM-LAM est légèrement plus efficace. Pour les erreurs quadratiques et quadratiques débiaisées (figures 5.11, 5.12, 5.14, 5.15, 5.17 et 5.18), on obtient également une bonne amélioration vis-à-vis de MSM et GEM-LAM à l'expection d'Amqui où le coupleur n'obtient une précision que très légèrement supérieure. Pour le MÂT 2, on obtient une bonne amélioration avec le coupleur par rapport à MSM-LAM pour l'erreur moyenne (figure 5.19), néanmoins les résultats de GEM-LAM sont également de bonne qualité. Pour ce qui est des erreurs quadratique et quadratique débiaisée (figures 5.20 et 5.21), la différence entre les trois codes est très faible. Pour MÂT 1 (figures 5.22, 5.23 et 5.24) l'usage du coupleur donne une légère amélioration vis-à-vis de MSM, par contre le GEM-LAM est plus précis.

L'usage du coupleur est donc bénéfique pour améliorer la précision de MSM, par contre dans certains cas, notamment pour les altitudes élevées (40 mètres pour les mâts), le bénéfice est plus marginal.

Tout comme pour les erreurs présentées dans le chapitre 3, il n'est pas pris en compte le premier pas de temps de GEM-LAM ; de plus la mesure pour le derniers pas de temps n'est pas disponible au niveau des mâts, celle-ci n'entre donc pas non plus en ligne de compte.

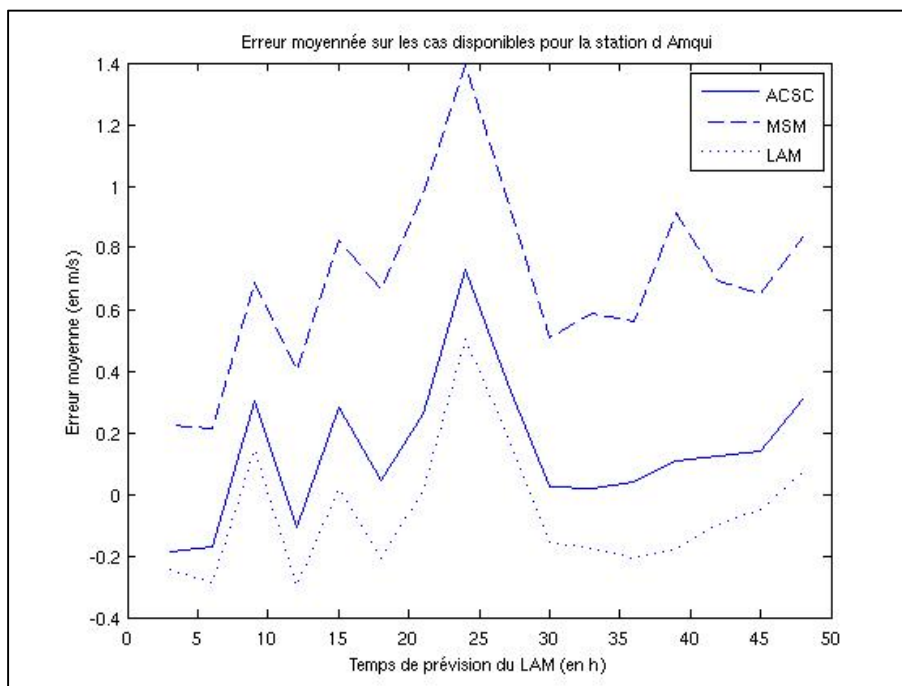


Figure 5.10 Erreur moyenne Amqui (rugosité initiale de 0,8 m).

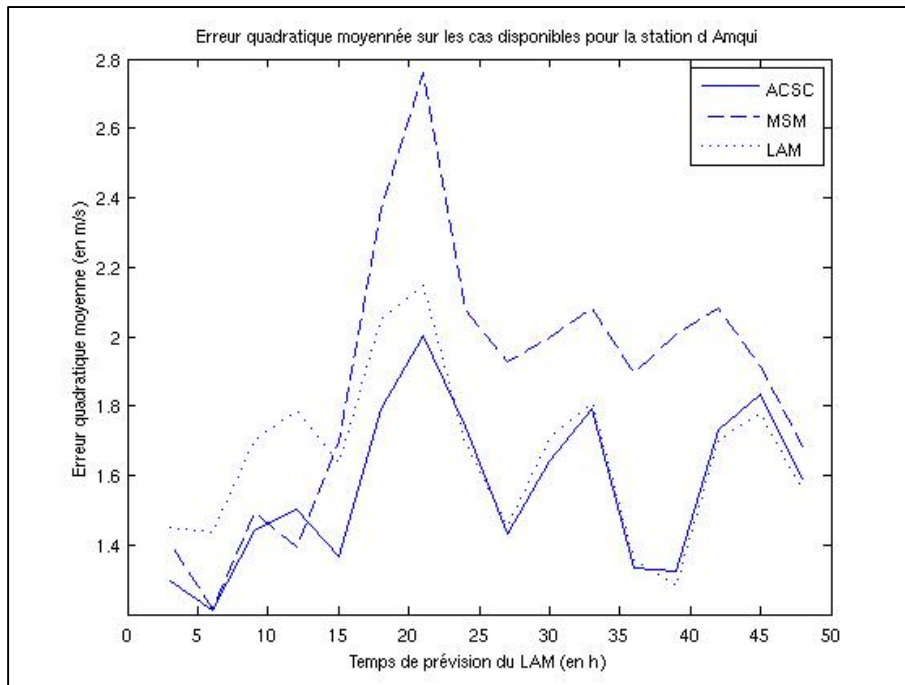


Figure 5.11 Erreur quadratique moyenne Amqui
(rugosité initiale de 0,8 m).

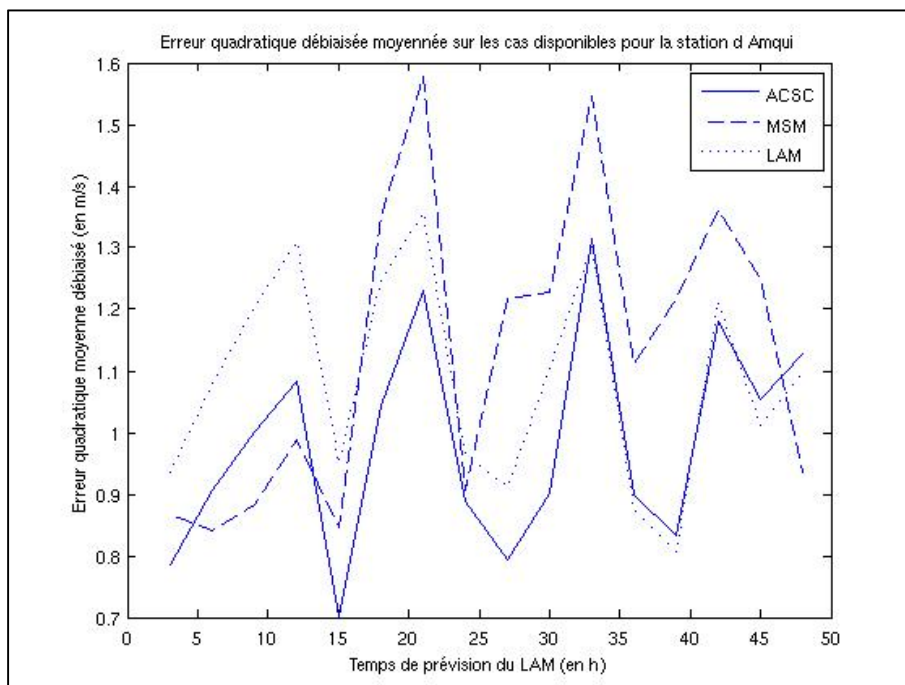


Figure 5.12 Erreur quadratique moyenne débiaisée Amqui
(rugosité initiale de 0,8 m).

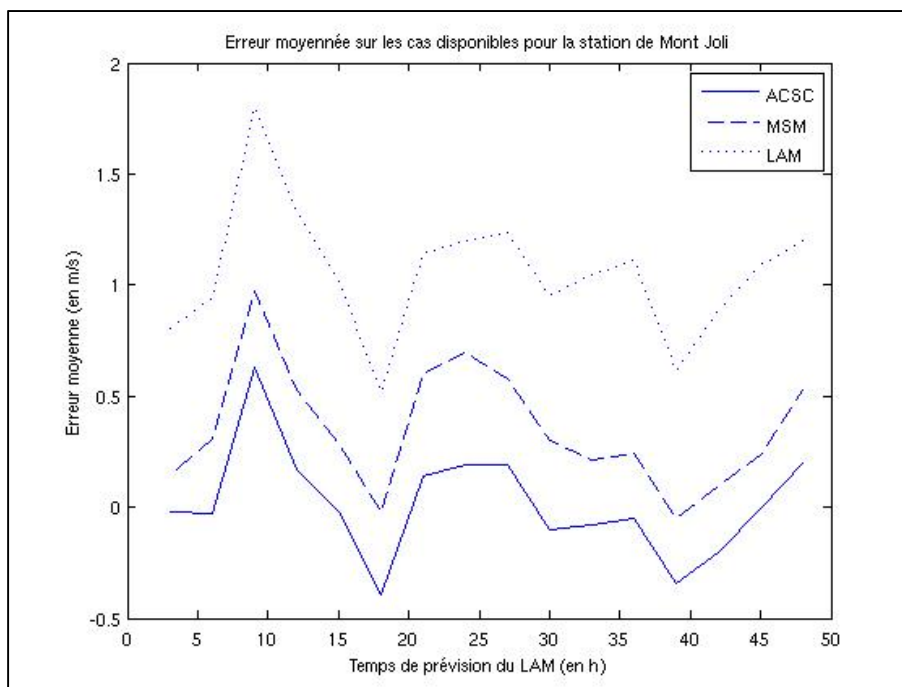


Figure 5.13 Erreur moyenne Mont Joli (rugosité initiale de 0,8 m).

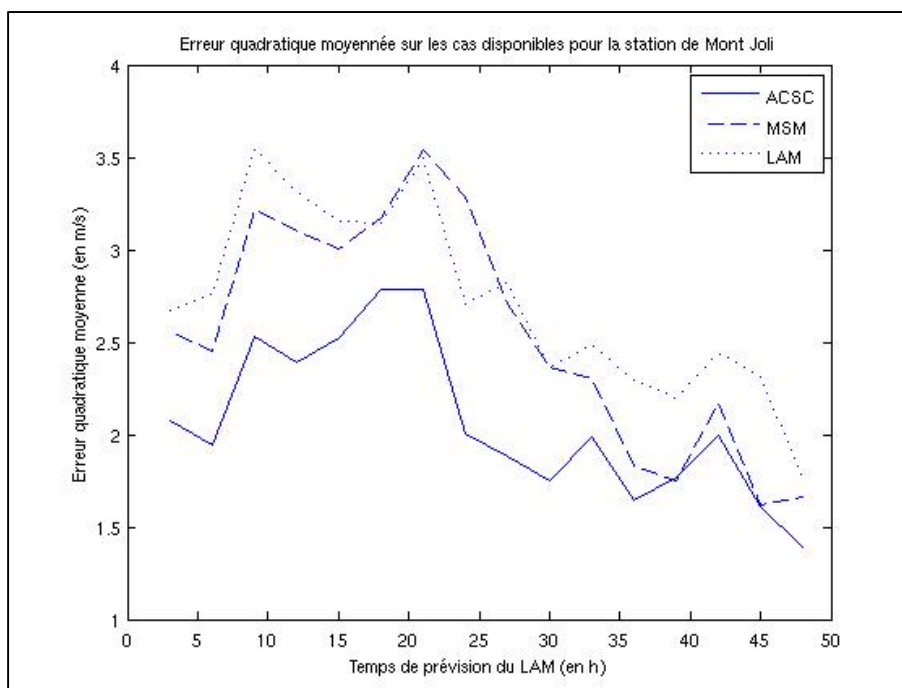


Figure 5.14 Erreur quadratique moyenne Mont Joli (rugosité initiale de 0,8 m).

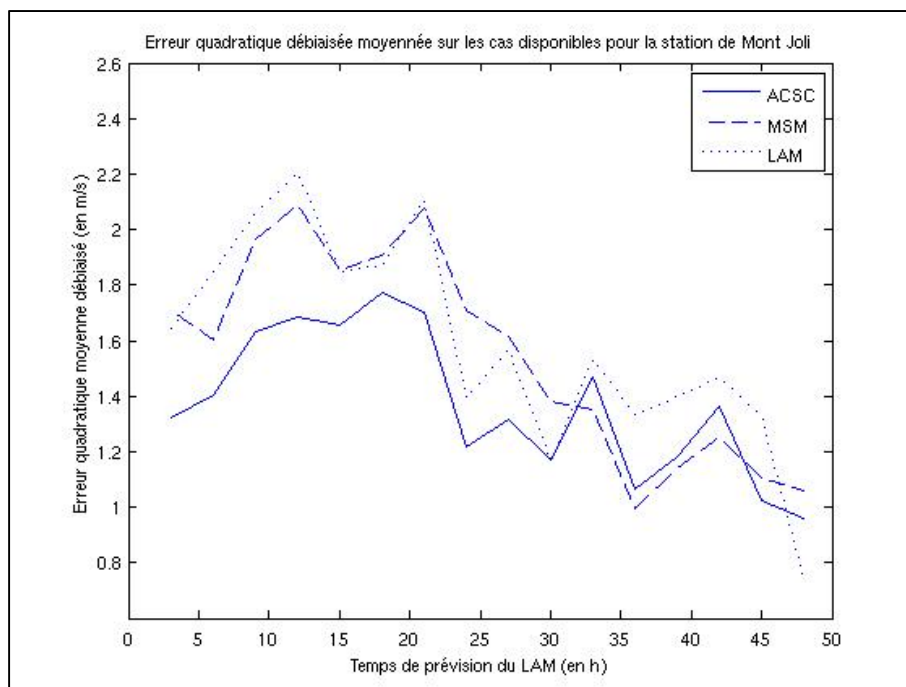


Figure 5.15 Erreur quadratique moyenne débiaisée Mont Joli (rugosité initiale de 0,8 m).

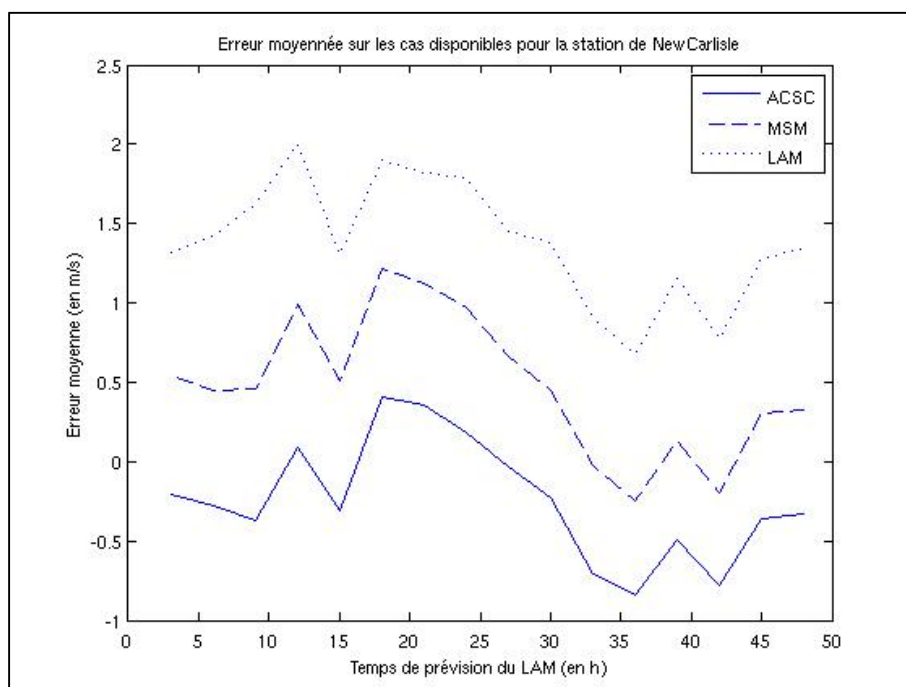


Figure 5.16 Erreur moyenne New Carlisle (rugosité initiale de 0,15 m).

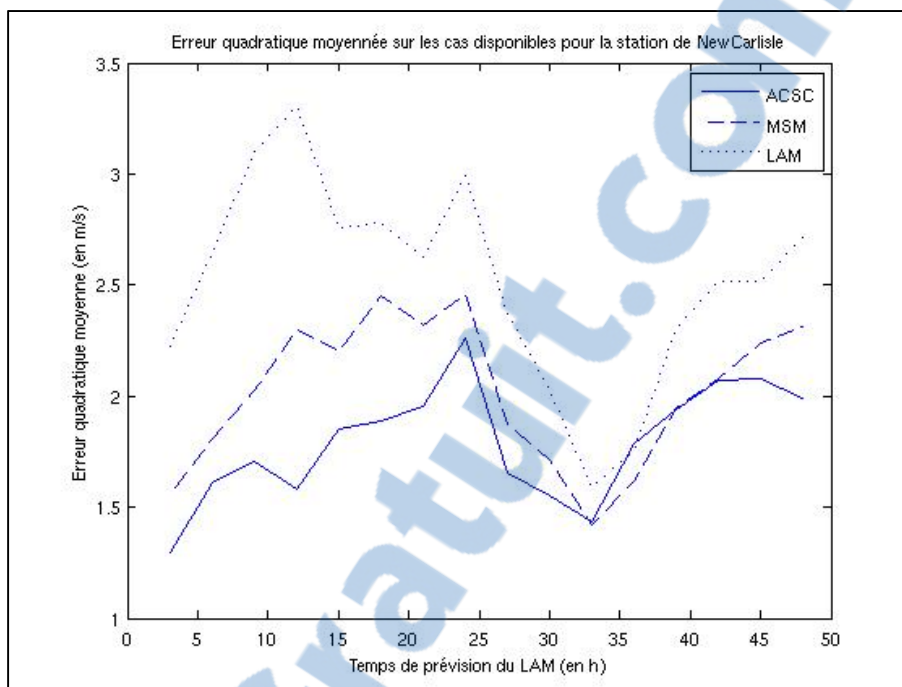


Figure 5.17 Erreur quadratique moyenne New Carlisle (rugosité initiale de 0,15 m).

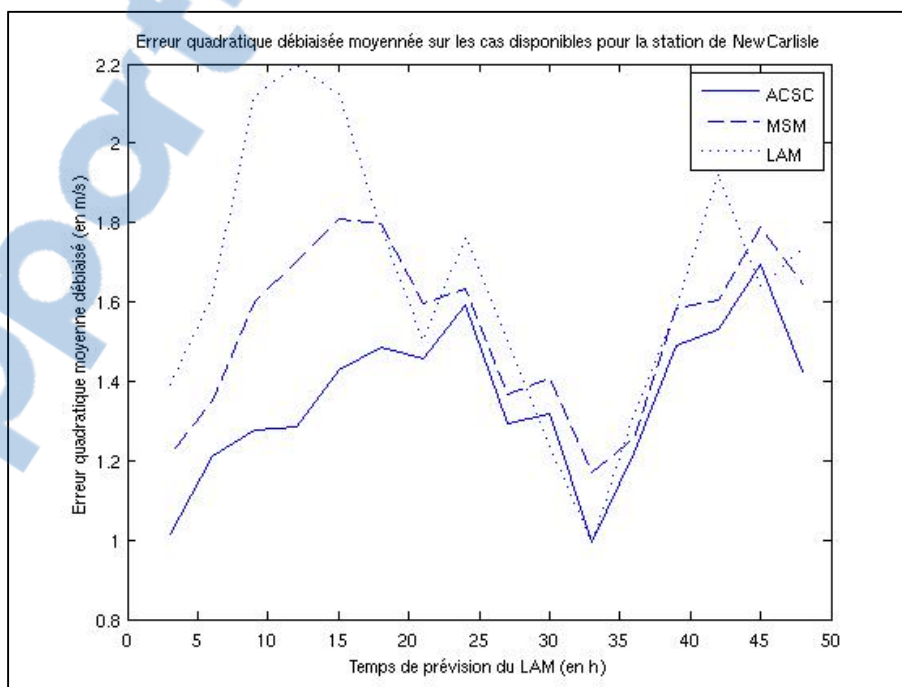


Figure 5.18 Erreur quadratique moyenne débiaisée New Carlisle (rugosité initiale de 0,15 m).

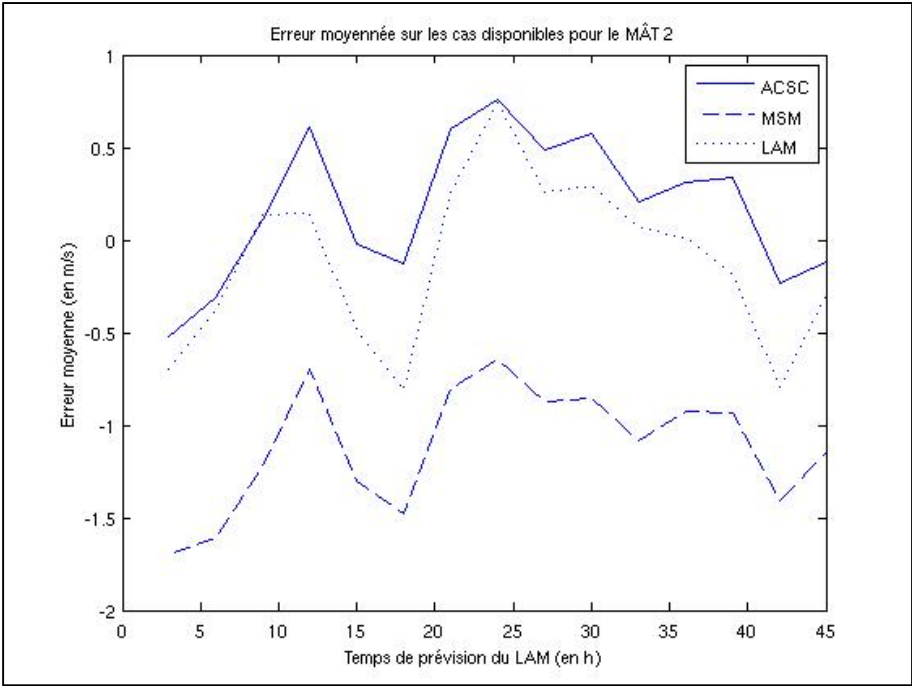


Figure 5.19 Erreur moyenne MÂT 2
(rugosité initiale de 1,5 m).

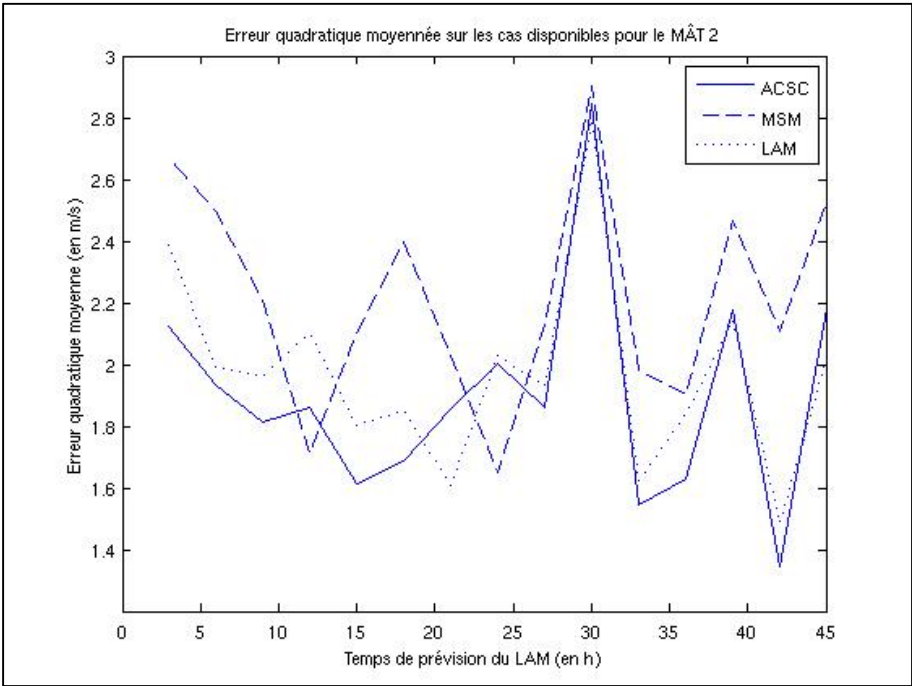


Figure 5.20 Erreur quadratique moyenne MÂT 2
(rugosité initiale de 1,5 m).

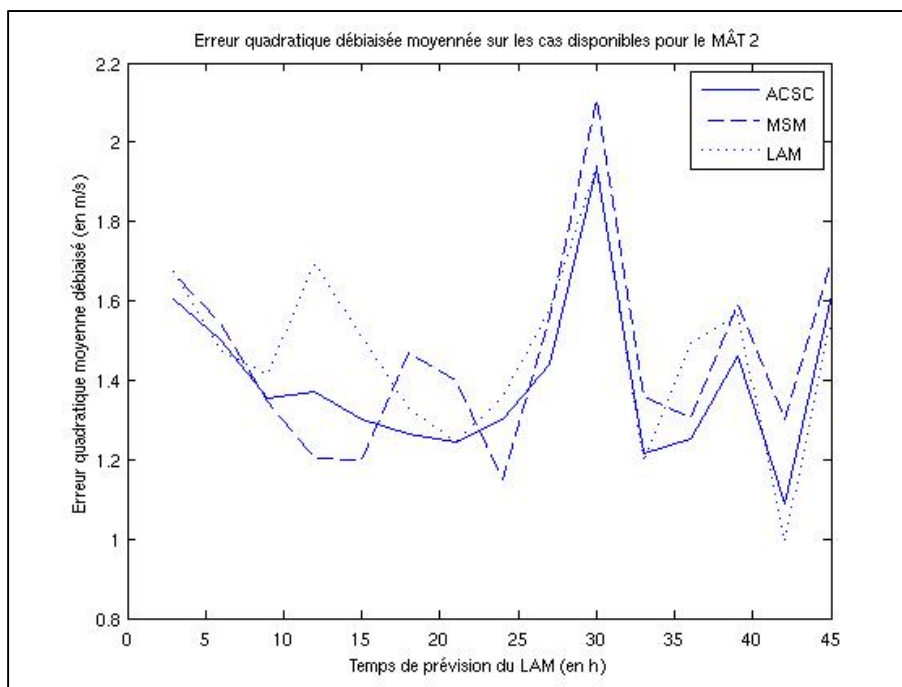


Figure 5.21 Erreur quadratique moyenne débiaisée MÂT 2 (rugosité initiale de 1,5 m).

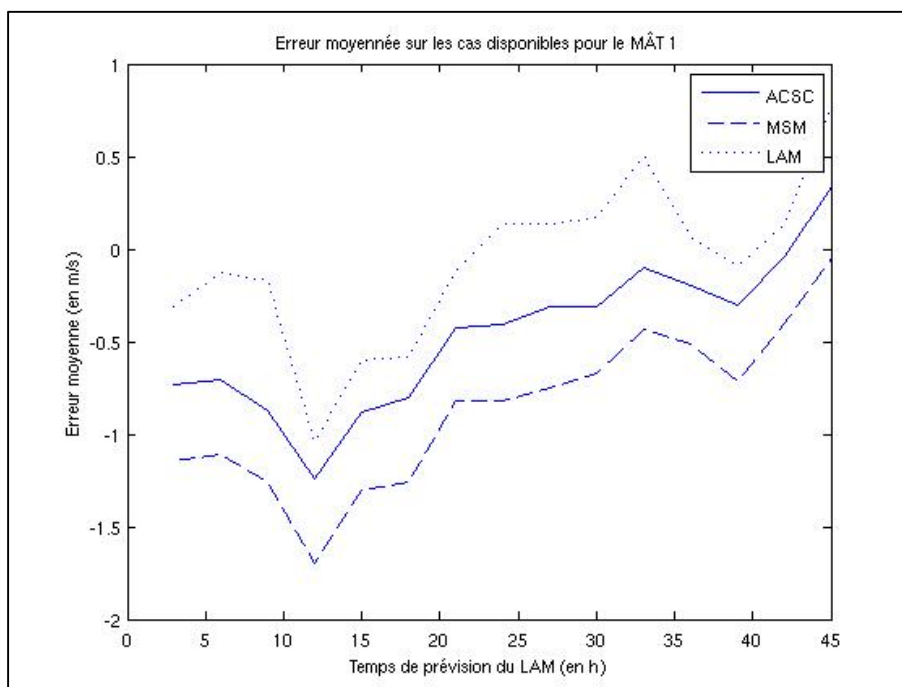


Figure 5.22 Erreur moyenne MÂT 1 (rugosité initiale de 1,5 m).



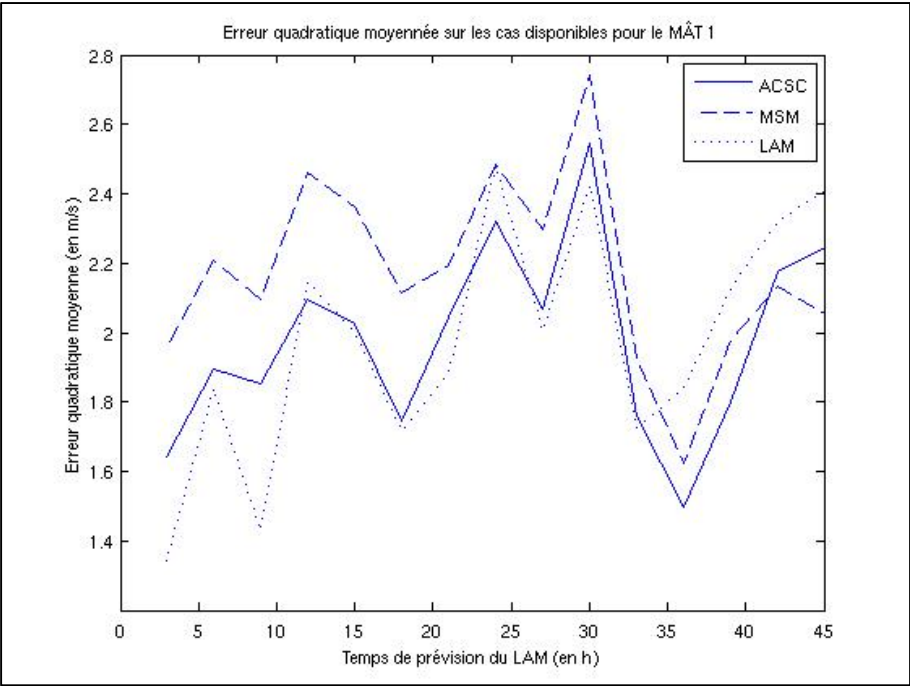


Figure 5.23 Erreur quadratique moyenne MÂT 1 (rugosité initiale de 1,5 m).

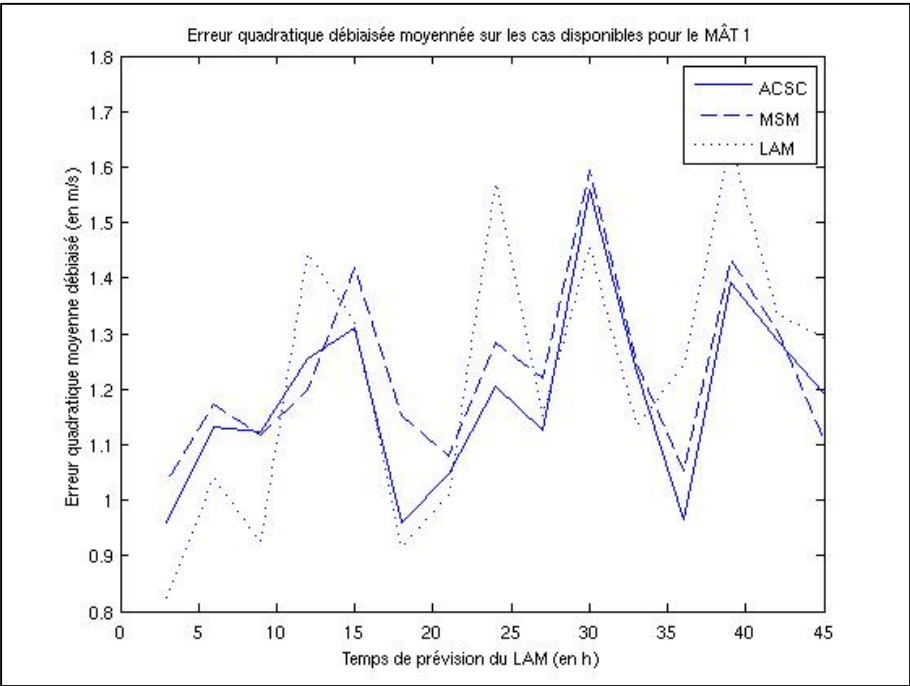


Figure 5.24 Erreur quadratique moyenne débiaisée MÂT 1 (rugosité initiale de 1.5 m).

On remarque que pour les mâts de mesure, à l'altitude de 40 mètres, le coupleur obtient une meilleure précision que MSM seul, mais reste au même niveau que GEM-LAM. Cependant, comme le montre la figure 5.25, le champ de vitesse obtenue par le coupleur est très détaillé par rapport à celui de GEM-LAM, figure 5.26, (sur les figures 5.25 et 5.26, le trait blanc représente la ligne de cote). Ceci est dû à la résolution de la grille qui est la même que MSM (environ 200 mètres entre chaque point). On peut donc considérer comme bénéfique l'utilisation du coupleur qui amène une plus grande variabilité dans le champ de vitesse que GEM-LAM, qui, lui, n'offre une résolution que de 2500 mètres. Dans l'optique de prévoir l'énergie fournie par chaque éolienne d'un parc avoir un champ de vitesse très détaillé est un avantage.

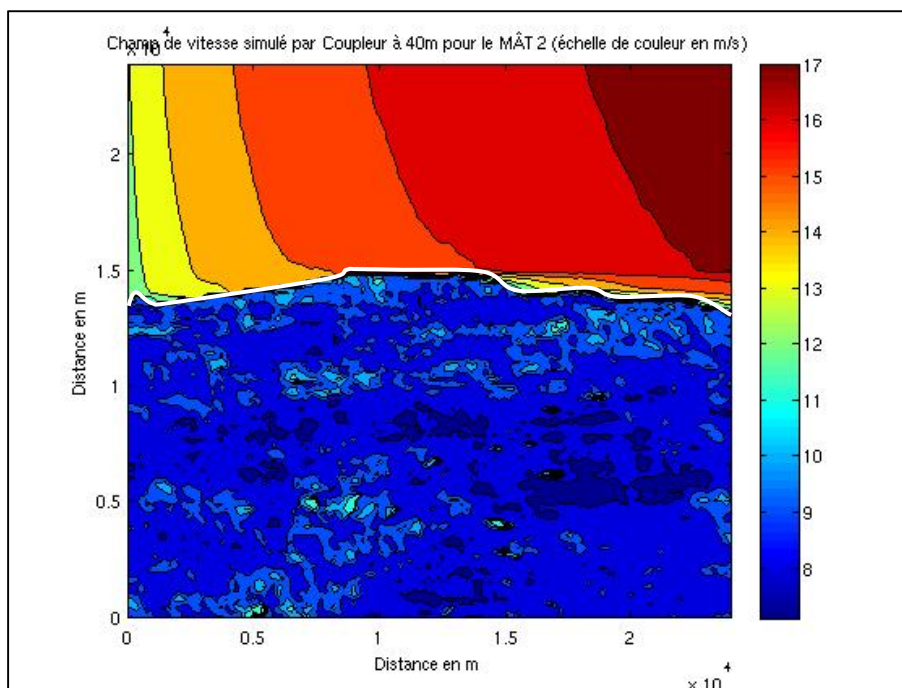


Figure 5.25 Champ de vitesse totale obtenue par le coupleur pour MÂT 2 (40m).

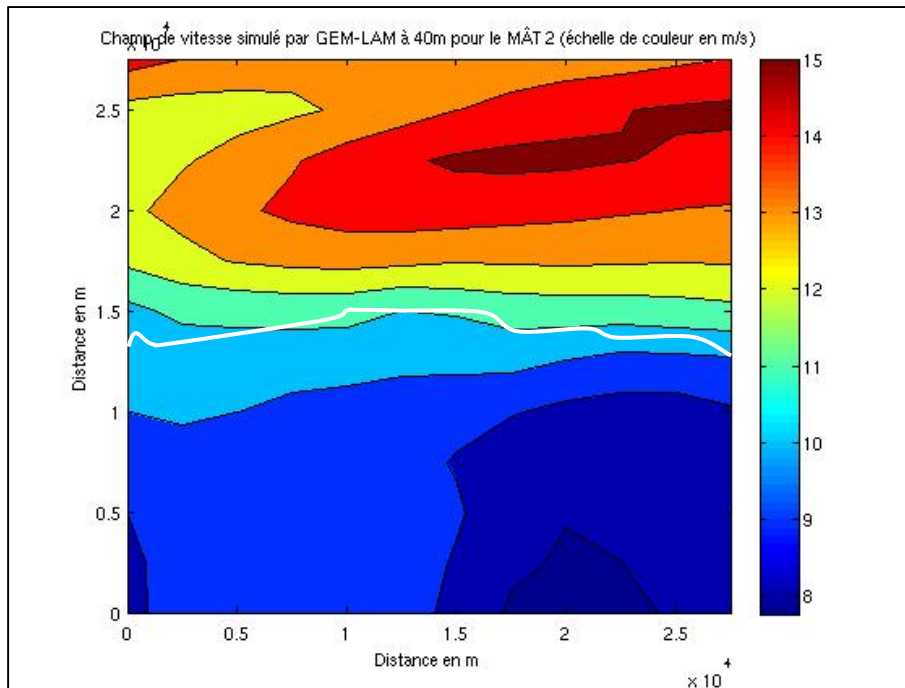


Figure 5.26 Champ de vitesse totale obtenue par GEM-LAM pour MÂT 2 (40m).

Le tableau 5.1 présente les erreurs pour tous les sites, moyennées pour toutes les heures (excepter le pas de temps initial et le dernier pas de temps pour les mâts) de prévision de GEM-LAM. EM signifie erreur moyenne, EMQ, erreur quadratique moyenne et EMQD erreur quadratique moyenne débiaisée. Les formules utilisées sont les formules 3.32, 3.33 et 3.34.

Tableau 5.1 Récapitulatif des erreurs.

Station	Code	EM	EMQ	EMQD
Amqui z0i=0.8m z=10m	ACSC	0.1422	1.5644	0.9840
	MSM	0.6928	1.8750	1.1330
	GEM-LAM	-0.0600	1.6595	1.0860
Mont Joli z0i=0.8m z=10m	ACSC	0.0163	2.0665	1.3711
	MSM	0.3536	2.5459	1.5500
	GEM-LAM	1.0544	2.7176	1.5953
New Carlisle z0i=0.15m z=10m	ACSC	-0.2243	1.7908	1.3572
	MSM	0.4781	2.0203	1.5330
	GEM-LAM	1.3838	2.5143	1.6522
MÂT 1 z0i=1.5m z=40m	ACSC	-0.4670	1.9806	1.1827
	MSM	-0.8634	2.1752	1.2273
	GEM-LAM	-0.0753	1.9803	1.2203
MÂT 2 z0i=1.5m z=40m	ACSC	0.1778	1.8984	1.3969
	MSM	-1.1118	2.2195	1.4609
	GEM-LAM	-0.1154	1.9714	1.4691

Pour finir, la figure 5.25 montre le champ de vitesse normalisée obtenue par le coupleur pour la région d'Amqui à 10m. Le cas présenté correspond au cas simulé par MSM et présenté à la figure 3.2. On remarque une plus grande amplitude de variation pour la simulation du coupleur (de 0.6 à 1.6) par rapport à MSM (de 0.6 à 1.2). De plus la transition au-dessus du lac crée une accélération beaucoup plus diffuse que celle de MSM. Ceci montre l'avantage d'utiliser un modèle plus performant pour le traitement de la rugosité.

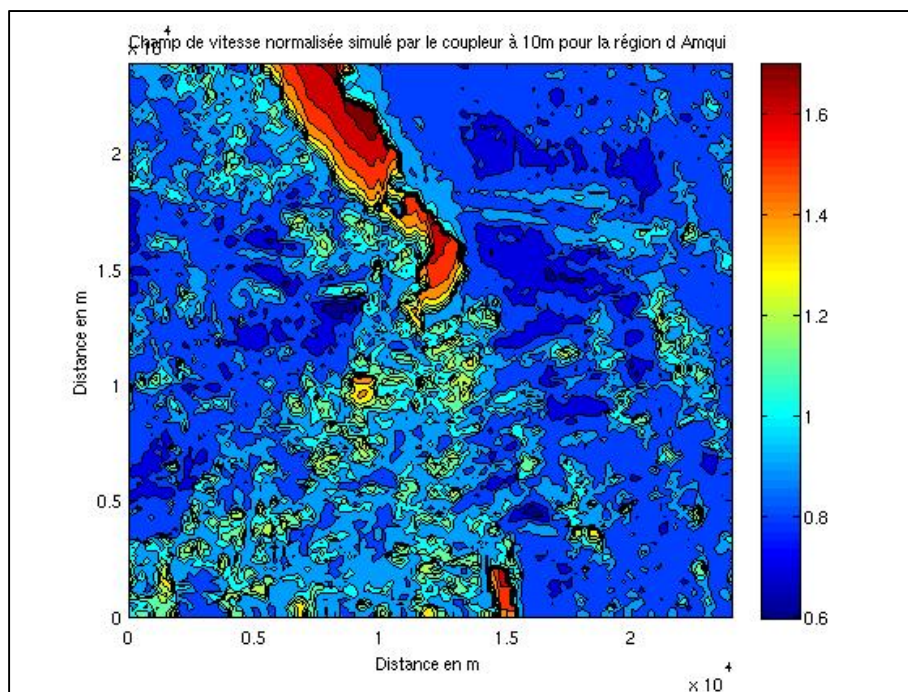


Figure 5.27 Champ de vitesse normalisée obtenue par le coupleur pour Amqui (10m).

CHAPITRE 6

Cap Nord, comparaison avec GMOS (J. Bedard)

6.1 Présentation des données

Les données utilisées dans cette section proviennent d'un mât de mesure situé sur l'île du Prince-Édouard, à proximité du cap Nord. La figure 6.1 montre la localisation exacte du mât. Les données disponibles sont des moyennes sur une heure ainsi que l'écart type sur cette période. Elles sont à une altitude de 40 mètres. L'écart type de la vitesse permet de détecter les défaillances du matériel. En effet un écart type nul sur une période d'une heure (donc un vent constant sur cette même période) est très peu probable et est significatif d'un blocage de l'anémomètre. Pour les cas disponibles, aucun défaut de mesure n'a été identifié. Les simulations sont effectuées sur les 24 cas présentés dans le chapitre 2.

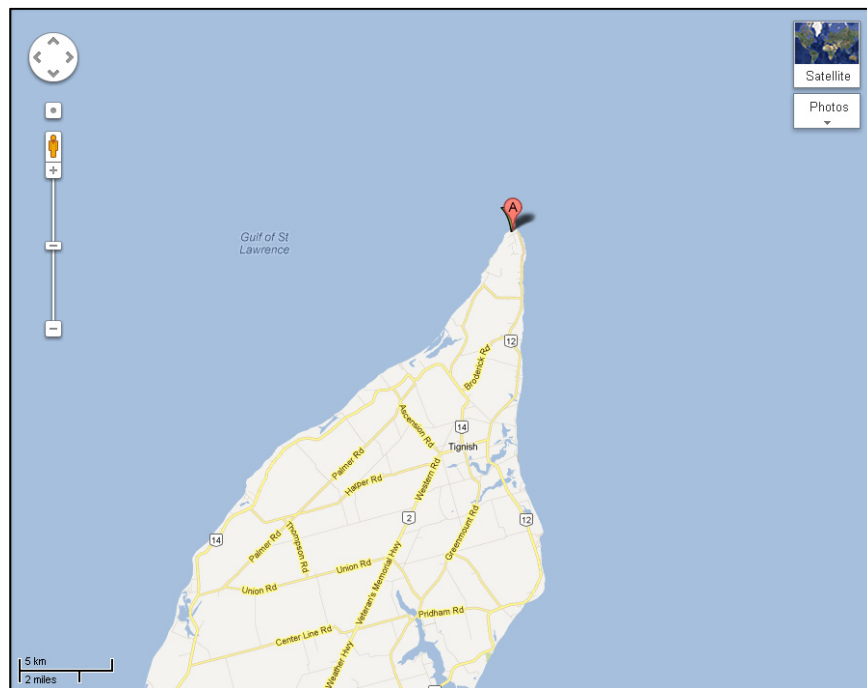


Figure 6.1 Région du cap Nord (la marque indique la station).

6.2 Condition de la simulation

Le mât de mesure se trouvant très proche de la côte (environs 200 mètres) on décide de réduire la résolution de la grille à 50 mètres de façon à avoir plusieurs points entre la côte et le mât. De plus pour le fonctionnement standard de MSM le champ topographique utilisé est la différence entre la topographie méso-échelle et la topographie micro-échelle ($d_topo=1$), afin de ne pas simuler deux fois l'effet de la topographie méso-échelle (celle-ci étant déjà pris en compte dans la valeur du vent donnée par le modèle méso-échelle). Dans ce cas le point de la grille méso-échelle le plus proche du mât étant situé sur l'océan on désactive cette option afin d'avoir un champ topographique le plus fidèle à la réalité. Pour ce faire on désactive lors de l'exécution de MSM l'option d_topo .

6.3 New Reference Model modifié

Les erreurs présentées dans le mémoire de J. Bédard (Bédard, 2011) sont normalisées avec un modèle statistique de référence. Dans le but de comparer avec nos résultats il est impératif d'appliquer la même normalisation.

Le modèle de référence utilisé est développé par Nielsen (Nielsen, 1998). Il consiste à considérer comme prévision un assemblage entre la persistance (dernier vent mesuré) et le vent moyen sur le site.

$$U_{prev}(t) = U_{pers} \cdot a_k(t) + U_{moy} \cdot (1 - a_k(t)) \quad (6.1)$$

Où a_k est un facteur diminuant avec le temps de façon à avoir comme prévision pour un temps très éloigné le vent moyen. Le facteur a_k est une fonction de la corrélation entre le vent à l'instant t et le vent à l'instant $t + 1$ et du temps. Cette corrélation demandant de nombreuses mesures qui ne sont pas disponibles dans notre cas on définit arbitrairement un modèle de référence modifier comme suit :

$$a_k(t) = 1/t \quad (6.2)$$

Avec t en heure. Comme dans le chapitre 5 on ne considère pas l'instant initial ($t = 0$) car celui-ci correspond à l'initialisation du GEM-LAM, il n'y a donc pas de problème de division par zéro pour le premier facteur.

6.4 Présentation des résultats

La figure 6.2 montre l'erreur quadratique moyenne normalisée du couleur pour le site de cap Nord, la figure 6.3 montre l'erreur quadratique moyenne normalisée pour le modèle statistique GMOS (Bédard, 2011).

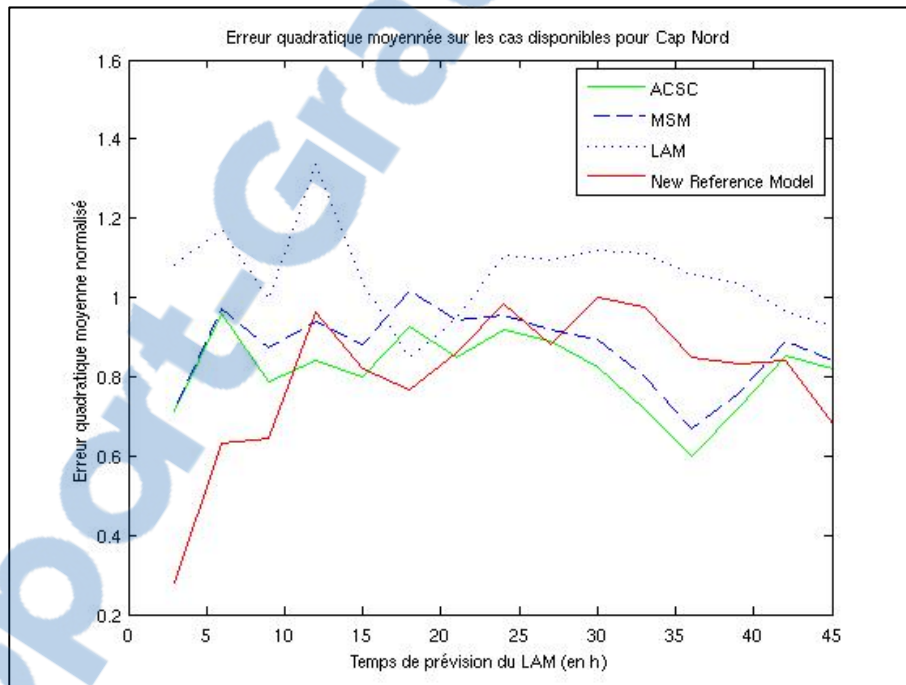


Figure 6.2 Erreur quadratique normalisée pour cap Nord (rugosité initiale de 0.001 m).

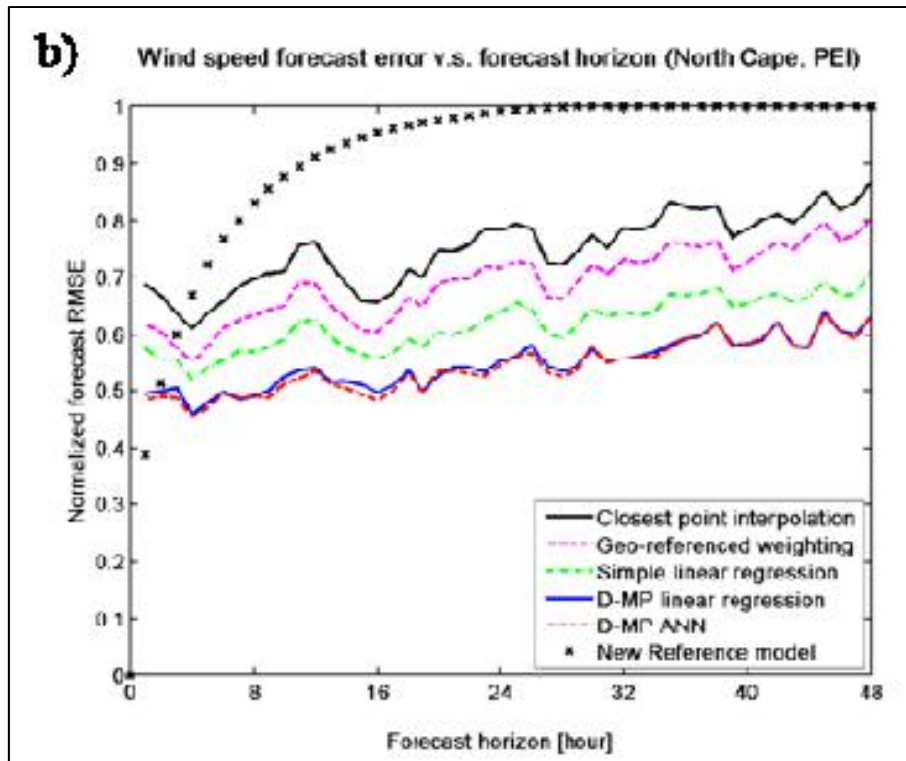


Figure 6.3 Erreur quadratique du code GMOS.

On peut constater que l'utilisation du coupleur améliore légèrement les performances de MSM, et améliore très nettement les performances de GEM-LAM. L'erreur quadratique moyenne normalisée est d'environ 0.8 pour le coupleur (figure 6.2) et elle est de 0.5 pour la meilleure régression du modèle GMOS (figure 6.3). De plus l'amélioration de l'erreur quadratique entre le coupleur et GEM-LAM est d'environ 30 % (de 1.1 à 0.8), ce qui est supérieur aux deux mâts précédents, et celle entre le modèle méso-échelle (closest point interpolation) et la meilleure régression du GMOS est de 26% (0.75 à 0.55). Le gain de précision obtenu en utilisant le coupleur est donc légèrement supérieur à celui de GMOS.

Néanmoins il est normal d'avoir une bonne amélioration vis-à-vis de GEM-LAM car le point le plus proche du modèle méso se trouve au-dessus de l'eau, alors que le point choisi pour le coupleur est lui au-dessus de la terre.

La différence d'allure de la courbe d'erreur du modèle de référence tient au fait qu'un beaucoup plus grand nombre de cas est utilisé pour la validation du GMOS. Cette validation prend en compte des mesures sur trois années entières et non sur juste 24 cas de 48 heures.

CONCLUSION

L'objectif de l'étude était de proposer un coupleur permettant d'améliorer les performances de MSM. Les résultats des simulations sur 24 cas de calibration ont été comparés aux mesures effectuées par des stations d'EC (à 10 mètres) et par des mâts de mesure (à 40 mètres).

En effectuant un choix judicieux pour la rugosité initiale du coupleur on arrive à améliorer les résultats de MSM à dix mètres, notamment pour les erreurs moyennes et, en moindre mesure, pour les erreurs quadratiques et quadratiques débiaisées. Cependant, dans le cas où la solution à méso-échelle produite par GEM – LAM est plus précise que celle de MSM, le code de calcul ACSC couplé à MSM (le coupleur) ne peut qu'obtenir une précision comparable au GEM – LAM pour les erreurs moyennes. Pour les mesures à 40 mètres le GEM – LAM est plus précis que MSM. Dans ce cas, tout comme pour les mesures à 10 mètres, le coupleur permet d'améliorer grandement la précision de MSM mais l'amélioration est plus marginale pour GEM–LAM, sauf pour cap Nord où celui-ci est plus performant, ceci est probablement dû à la topographie particulièrement complexe du site. Cependant, la plus grande variabilité du champ de vitesse obtenue par le coupleur (davantage même que le MSM seul) et sa haute résolution (environ 200 mètres) est un atout vis-à-vis de GEM-LAM qui, lui, avec une résolution de 2500 mètres, n'offre pas une aussi bonne variabilité spatiale. Afin de confirmer cet avantage du coupleur, une validation serait nécessaire sur un site comprenant deux mâts de mesure sur une même grille de simulation.

Le paramètre le plus influent sur la précision du coupleur est le profil initial. En comparant les résultats du coupleur pour différentes rugosités initiales avec les mesures on peut déterminer la rugosité initiale optimale pour le site, cependant, dans le but d'obtenir des prévisions valables pour des sites où il n'y a pas d'appareil de mesure il serait bon de pouvoir, à l'aide d'un algorithme, la calculer avec une bonne précision. Cette tâche est compliquée par le fait que la rugosité initiale optimale semble aussi être influencée par l'altitude de la simulation. Pour déterminer plus précisément le vent géostrophique simulant

le gradient de pression, l'utilisation du champ de pression calculé par GEM – LAM puis la condition imposant que $\mathbf{u}_0^{MSM} - \mathbf{u}_0^{ACSC} = \mathbf{0}$ pourraient permettre de déterminer plus précisément le profil initial à utiliser. Avec une méthode précise de choix du fichier initial pour différents types de terrains, le coupleur pourrait être utilisé pour déterminer des potentiels éoliens.

Enfin, le code de calcul ACSC couplé à MSM permet de traiter non seulement les effets des changements de rugosité, mais également les effets de variation de température de la surface (via la température ou le flux de chaleur à la surface) ainsi que les effets de flux d'humidité. Afin de mieux décrire les phénomènes physiques entrant en jeu il pourrait être judicieux d'intégrer au coupleur ces deux variables dont GEM-LAM peut fournir des entrées. De plus, l'hypothèse de stratification neutre de l'atmosphère n'est pas représentative de la réalité physique ; modifier le coupleur pour simuler des cas de stratification stable pourrait également être bénéfique, cependant MSM fonctionnant uniquement pour la stratification neutre, le fait d'y associer une stratification stable ou instable par ACSC risque d'être peu représentatif des phénomènes physiques.

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bédard, Joël. 2011. « Improvement of Short-Term Numerical Wind Predictions ». Mémoire de maîtrise en génie mécanique, Montréal, École de technologie supérieure, 118 p.
- Jackson, P.S. et Hunt, J.C.R. 1975. « Turbulent Wind Flow Over a Low Hill ». *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 101, 929-955.
- Kariniotakis, G.N., Marti, I., Nielsen, T.S., Giebel, G., Tambke, J., Wadl, I., Usaola, J., Brownsword, R., Kallos, G., Focken, U., Sanchez, I., Hatzigiorgiou, N, Palomares, A.M, Frayssinet, P., 2006. « Advanced Short-term Forecasting of Wind Generation – Anemos ». IEEE TRANS. ON POWER SYSTEMS – invited paper to Special Section on Power System Performance Issues Associated with Wind Energy.
- Karpik, S.R., 1988. « An improved method for integrating the mixed spectral finite difference (MSFD) model equations ». *Boundary-Layer Meteorology*, 43, 273-286.
- Liu, Hong. 2011. « Wind speed forecasting for wind energy applications ». Thèse de doctorat en génie mécanique, Toronto, Université de York, 222 p.
- Mason, P.J. et Sykes, R.I. 1979. « Flow over an Isolated Hill of Moderate Slope ». *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 105, 383-395.
- Nielsen, T.S. Joensen, A. et Madsen, H. 1998. « A New Reference for Wind Power Forecasting ». *Wind Energy*, 1, 29-34.
- Sempreviva, A.M., Larsen, S.E., Mortensen, N.G, 1988. « Roughness Change Effects for Small and Large Fetches ». Risø-M-2749, Risø National Laboratory, Roskilde, Danemark.
- Taylor, P.A., Walmsley, J.L. et Salmon, J.R. 1983. « A Simple Model of Neutrally Stratified Boundary-Layer Flow Over Real Terrain Incorporating Wavenumber-Dependent Scaling ». *Boundary-Layer Meteorology*, 26, 169-189.
- Troen, I. et Petersen, E.L. 1989. *European Wind Atlas*. Roskilde (Danemark) : Risø National Laboratory, 656 p.
- Walmsley, J.L., Salmon, J.R. et Taylor, P.A. 1982. « On the Application of a Model of Boundary-Layer Flow Over Low Hills to Real Terrain ». *Boundary-Layer Meteorology*, 23, 17-46.
- Walmsley, J.L., Taylor, P.A. et Keith, T. 1986. « A Simple Model of Neutrally Stratified Boundary-Layer Flow Over Complex Terrain with Surface Roughness Modulation (MS3DJH/3R) ». *Boundary-Layer Meteorology*, 26, 157-186.

- Weng, W., Taylor, P.A. et Salmon, J.R. 2009. « A 2D numerical model of boundary-layer flow over single and multiple surface condition changes ». *J.-Wind-Eng.-Ind-Aerodyn*, doi : 10.1016/j.jweia.2009.10.006
- Yu, W., Plante, A., Dyck, S., Chardon, L., Forcione, A., Choisnard, J., Benoit, R., Glazer, A., Roberge, G., Petrucci, F., Bourret, J., Antic, S. 2012 « An operational application of NWP models in a wind power forecasting demonstration experiment ». *J.Wind-Eng.-Ind-Aerodyn*, dépôt en cours.