

ARTICLES

Évaluation des modèles de rayonnement et de classification de la turbulence dans le modèle de dispersion atmosphérique AERMOD

Evaluation of radiation models and turbulence classification in AERMOD atmospheric dispersion model

Richard LEDUC, Ph.D.*, Philippe BARNÉOUD*

Résumé

Les estimations de rayonnement solaire et de rayonnement net par le modèle de dispersion atmosphérique AERMOD (dans le module AERMET) ont été comparées à des mesures à Montréal (Dorval) et Toronto. Pour l'ensemble des données, AERMOD procure une estimation du rayonnement solaire à $\pm 3-5\%$ des mesures et à $\pm 10\%$ selon la nébulosité, à l'exception d'un ciel partiellement couvert à Toronto où la différence moyenne est de $+18\%$. Pour le rayonnement net, les estimations de AERMOD sont meilleures le jour que la nuit car l'écart est de $+12\%$ le jour et $+87\%$ la nuit et pour l'ensemble des résultats, on note une sous-estimation de -13% ; selon la nébulosité, AERMOD surestime ($+24\%$ en ciel partiellement couvert) ou sous-estime (-54% en ciel clair) les observations. On a aussi obtenu les valeurs des paramètres des équations du rayonnement à partir des mesures; les résultats montrent que, même avec des coefficients ajustés localement, certains écarts demeurent assez élevés. L'usage de meilleurs modèles de rayonnement pourrait améliorer les résultats mais l'impact sur les concentrations calculées par le modèle de dispersion atmosphérique demande à être évalué. Les méthodes de la classification de la turbulence selon la méthode de Paquill-Gifford-Turner (PGT) et la méthode d'AERMOD, basée sur un angle critique d'élévation solaire (φ_{crit}), ont été comparées. Sur une base moyenne annuelle, 4% de moins de conditions stables sont déterminées par la méthode du φ_{crit} . La distribution saisonnière des fréquences des conditions stables et convectives diffère selon les deux méthodes. Durant l'hiver, les fréquences simulées sont similaires mais durant l'été, davantage de conditions convectives sont simulées par la méthode du φ_{crit} .

Mots clés

AERMOD. Modèle de dispersion. Régime de turbulence. Rayonnement solaire. Radiation nette.

Abstract

Calculated values of global solar radiation and net radiation by the AERMET preprocessor of AERMOD atmospheric dispersion model (hereafter, AERMOD) are compared to measured values at Montréal (Dorval) and Toronto. Over the whole of the data, AERMOD estimates solar radiation at $\pm 3-5\%$ from the measured values and at $\pm 10\%$ depending on the cloud cover but at $+18\%$ for a partly cloudy sky in Toronto. For the net radiation (for Toronto), AERMOD gives better estimates during daytime ($+12\%$) than at night ($+87\%$) and for the whole data there is an underestimation of -13% ; according to the cloud cover, there is an overestimation ($+24\%$ for partly cloudy sky) or underestimation (-54% for clear sky). The radiation measurements were also used to obtain the parameters used in the radiation equations; results show that even with local coefficients some of the differences are still high. The use of better radiation models could possibly give better results but the impact on calculated concentrations calculated by the atmospheric dispersion model has to be evaluated. Pasquill-Gifford-Turner (PGT) classification of turbulence is compared to the method used in AERMOD based on the calculation of a critical solar elevation angle (φ_{crit}). On an annual basis, φ_{crit} method gives fewer frequencies of stable conditions (-4%). Seasonal distribution of convective and stable conditions is different according to the two tested methods. During winter, both methods give similar frequencies but during summer, more convective conditions are simulated by the φ_{crit} method.

Keywords

AERMOD. Dispersion modeling. Turbulence classification. Solar radiation. Net radiation.

* ODOTTECH Inc. – 3333, chemin Queen-Mary – bureau 301 – Montréal, QC – Canada H3V 1A2E – mail : rleduc@odotech.com – pbarnéoud@odotech.com

1. Introduction

Le modèle de dispersion atmosphérique AERMOD est le modèle réglementaire recommandé par l'agence américaine de protection de l'environnement US-EPA. Le modèle AERMOD [1] utilise, dans son module AERMET, une approche météorologique plus moderne et plus complexe que celle du modèle ISC [2] (remplacé par AERMOD) pour évaluer les paramètres requis dans les calculs de dispersion. Afin d'évaluer la stabilité atmosphérique, AERMOD (l'appellation AERMOD est retenue ici car elle fait appel au système de modélisation) se base sur une approche de bilan d'énergie, contrairement à ISC qui se fonde sur la classification en classes discrètes de Pasquill-Gifford-Turner (PGT) ; l'approche employée dans AERMOD est aussi celle du modèle ADMS [3]. Il est donc nécessaire de calculer, dans un premier temps, le rayonnement solaire global puis le rayonnement net. Par la suite, les autres termes du bilan d'énergie permettent le classement de la stabilité (stable, convectif). Les objectifs de ce texte sont de :

- comparer les estimations du rayonnement solaire total et du rayonnement net de AERMOD avec des valeurs mesurées à deux stations météorologiques ;
- comparer les résultats des méthodes de classification de la turbulence obtenus selon l'approche PGT et selon la nouvelle approche utilisée dans AERMOD.

2. Évaluation du rayonnement solaire total et du rayonnement net dans AERMOD

L'approche se base sur celle décrite dans Holtslag et Van Ulden [4]. Le rayonnement solaire total (Wm^{-2}) est donné par :

$$R = R_0 (1 - an^b) \quad (1)$$

où $a = 0,75$ et $b = 3,4$; n est l'opacité de la couverture nuageuse, exprimée en dixièmes (0 à 1). Le rayonnement solaire total en ciel clair est approximé par :

$$R_0 = c \sin(\varphi_m) + d \quad (2)$$

où $c = 990 Wm^{-2}$ et $d = -30 Wm^{-2}$.

L'angle d'élévation solaire φ_m est la moyenne de l'élévation (φ) de l'heure précédente ($h-1$) et de l'heure actuelle (h) :

$$\varphi_m = 0,5 (\varphi(h-1) + \varphi(h)) \quad (3)$$

Le rayonnement net R_n (Wm^{-2}) s'exprime avec l'approximation suivante :

$$R_n = \frac{(1 - r(\varphi)) R + c_1 T_{air}^6 - \sigma T_{air}^4 + c_2 n}{1 + c_3} \quad (4)$$

où $c_1 = 5,31 \times 10^{-13} Wm^{-2}K^{-6}$; $c_2 = 60 Wm^{-2}$; $c_3 = 0,12$; $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$ (constante de Stefan-Boltzmann) ; T_{air} est la température de l'air (sous abri) en K. L'albédo (quotient entre le rayonne-

ment solaire réfléchi et le rayonnement solaire incident) de la surface est $r(\varphi)$ où φ est l'élévation solaire en degrés et s'exprime par :

$$r(\varphi) = r' + (1 - r') \exp(a_1 \varphi + a_2) \quad (5)$$

où $a_1 = -0,1$; $a_2 = -0,5 (1 - r')^2$ avec $r' = r(\varphi = 90^\circ)$ i.e. r' est l'albédo pour une élévation solaire de 90° .

Les coefficients a , b , c , et d des expressions 1 et 2 ci-dessus ont été retenus par Holtslag et Van Ulden à partir de valeurs publiées et ont été vérifiés sur leurs mesures (en Hollande). Ces coefficients donnent des estimations de R_0 (rayonnement solaire total en ciel clair) avec une erreur d'environ 11 % ; la racine de l'erreur quadratique moyenne (REQM) est de $46,7 Wm^{-2}$ pour un ciel peu nuageux et de $86,3 Wm^{-2}$ pour un ciel nuageux. Pour l'ensemble des observations dont disposaient les auteurs la REQM est de $82,2 Wm^{-2}$.

3. Données

Toutes les données ont été fournies par Environnement Canada et dans ce texte, on conservera l'appellation RF1 (Wm^{-2}) pour le rayonnement solaire total et RF4 (Wm^{-2}) pour le rayonnement net. Les données utilisées sont les données horaires de RF1 et d'opacité pour Montréal (Dorval $45^\circ 28'N$; $73^\circ 45'W$) pour la période 2000-2004 ; RF4 n'y est pas mesuré. Pour Toronto, les données de RF1 et RF4 couvrent la période du 1^{er} janvier 1983 au 31 mai 1988 (dernière année de mesure) à la station *Toronto Meteorological Research Station* ($43^\circ 48'N$; $79^\circ 33'W$) ; les observations météorologiques horaires (opacité, température) de l'aéroport international Pearson ($43^\circ 40'N$; $79^\circ 36'W$) portent sur la même période. Les deux stations sont séparées d'environ 15 km. Les observations pour la nébulosité sont celles de l'opacité car (dans AERMOD) celle-ci est préférée [5] à l'étendue de la couverture nuageuse mais cette dernière peut aussi être employée. L'usage de l'une ou l'autre valeur produira des estimations différentes car, par exemple, une couverture nuageuse étendue peut avoir une faible opacité ; cet aspect sera traité ultérieurement dans une étude de sensibilité du modèle. Dans le texte qui suit, le terme nébulosité et les autres se référant à la couverture nuageuse (tel ciel nuageux par exemple) concernent l'opacité de la couverture nuageuse.

4. Comparaison du rayonnement solaire et du rayonnement net

Les observations météorologiques horaires ont servi pour calculer les valeurs du rayonnement solaire total pour les élévations solaires (φ_m) de 10° et plus (comme dans Holtslag et Van Ulden) et du rayonnement net selon la procédure de AERMOD (RF1-AERMOD et RF4-AERMOD) décrite ci-dessus.

On estimera par régression (avec l'ensemble des observations) pour Montréal et Toronto les valeurs des coefficients a , b , c , et d ; pour le rayonnement net à Toronto, les coefficients c_1 , c_2 et c_3 ont aussi été obtenus. Ces coefficients permettront de comparer les valeurs calculées avec AERMOD, celles obtenues avec des coefficients locaux (RF1' et RF4') et celles mesurées.

L'angle d'élévation solaire a été calculé selon la procédure de AERMOD.

4.1. Résultats pour Montréal

À Montréal, seul le rayonnement solaire total est disponible. On dispose de 16 998 observations avec un rayonnement non nul (Tableau 1) ; la moyenne mesurée est de 357 Wm^{-2} alors que celle estimée par AERMOD est de 346 Wm^{-2} soit une sous-estimation d'environ -3% . La REQM est de 91 Wm^{-2} et les deux séries sont corrélées avec $r = 0,93$; le coefficient de variation ($\text{CV} = \text{REQM}/\text{moyenne mesurée}$) est de 25% .

Dans le cas d'un ciel clair ($n = 0$), on dispose de 1 917 observations. La valeur moyenne de RF1-AERMOD est d'environ 7% inférieure à la moyenne observée et REQM est de 59 Wm^{-2} ($\text{CV} = 12 \%$). Les coefficients de l'équation estimant le rayonnement solaire en ciel clair obtenus pour Montréal sont $c = 1070,1 \text{ Wm}^{-2}$ et $d = -35,8 \text{ Wm}^{-2}$. Avec ces coefficients, la moyenne de RF1' est identique à celle des mesures ; la REQM de 46 Wm^{-2} est plus petite que dans le cas de RF1-AERMOD et CV ($9,4 \%$) est aussi inférieur.

Dans le cas d'un ciel nuageux, les coefficients ajustés pour Dorval sont $a = 0,70$ et $b = 2,33$.

On constate une augmentation de REQM avec la classe de nébulosité ; avec AERMOD, REQM atteint un peu plus de 100 Wm^{-2} en ciel nuageux. Pour les deux premières classes de nébulosité, la différence avec la moyenne mesurée est de -3% et de $+4 \%$ et atteint -10% en ciel nuageux ; AERMOD sous-estime donc de manière à peu près semblable le rayonnement solaire en ciel clair (-7%) et celui en ciel nuageux (-10%). Le modèle ajusté avec les données locales (RF1') surestime les mesures sur l'ensemble des classes de nébulosité ($3,9 \%$, $3,4 \%$ et $0,6 \%$). Globalement, sur l'ensemble des données, RF1' surestime les mesures de $2,4 \%$ en moyenne avec une REQM de 89 Wm^{-2} et CV de 25% (semblable à celui de RF1-AERMOD).

Les coefficients de corrélation pour les deux estimations sont identiques ou très proches, peu importe la nébulosité ; les valeurs diminuent avec une augmentation de la nébulosité et passent de $0,98$ en ciel clair à $0,78$ en ciel nuageux.

On note, au Tableau 1, une valeur moyenne de RF1 plus élevée avec un ciel partiellement nuageux qu'en ciel clair. Cette augmentation pourrait être attribuable au fait que des nuages se développent le matin mais pas suffisamment rapidement pour compenser l'effet de l'élévation du soleil dans le ciel qui provoque la hausse de rayonnement. Cette tendance est aussi reproduite dans RF1-AERMOD et RF1'.

Tableau 1.
Résultats pour le rayonnement solaire à Montréal (Wm^{-2}).

	Nébulosité				Total
	0	1-2-3	4-5-6-7	8-9-10	
N	1 917	4 102	3 459	7 520	16 998
RF1(ET)	487,1 (223,1)	519,2 (236,7)	445,8 (228,9)	194,4 (159,9)	356,9 (250,3)
RF1-AERMOD	453,8 (202,0)	505,0 (213,4)	465,2 (198,2)	175,6 (116,0)	346,4 (230,2)
r	0,98	0,96	0,90	0,78	0,93
REQM	59,0	65,5	103,9	102,2	90,8
CV (%)	12,1	12,6	23,3	52,6	25,4
RF1'	487,2 (218,3)	539,4 (227,6)	460,9 (199,9)	195,6 (110,0)	365,5 (234,4)
r	0,98	0,97	0,89	0,78	0,93
REQM	45,9	65,2	104,4	101,2	89,4
CV (%)	9,4	12,6	23,4	52,1	25,0

N : Nombre d'observations.

ET : Écart-type.

RF1-AERMOD : RF1 calculé selon AERMOD.

r : Corrélation.

RF1' : RF1 calculé selon AERMOD mais avec les coefficients de Montréal.

REQM : Racine de l'erreur quadratique moyenne.

CV = REQM/moyenne observée.

4.2. Résultats pour Toronto

4.2.1. Rayonnement solaire

À Toronto, on dispose de 19 255 observations (Tableau 2) ; la moyenne mesurée est de 343 Wm^{-2} alors que celle estimée par AERMOD est de 359 Wm^{-2} soit une surestimation de 4,5 %. La REQM est de 164 Wm^{-2} (CV = 40 %) et les deux séries sont corrélées avec $r = 0,80$.

La moyenne du rayonnement solaire total en ciel clair est de 522 Wm^{-2} ; avec AERMOD, cette valeur est de 489 Wm^{-2} , soit une sous-estimation de - 6 %. Avec AERMOD, REQM est de 184 Wm^{-2} et CV est de 35 % ; cette erreur est plus importante qu'à Montréal.

Les coefficients ajustés pour le calcul du rayonnement solaire total en ciel clair sont $c = 994,2 \text{ Wm}^{-2}$ et $d = 0,76 \text{ Wm}^{-2}$. Avec ces coefficients, RF1' est, en moyenne, identique à celui mesuré ; l'erreur demeure cependant élevée à près de 181 Wm^{-2} et CV est de 35 % ; ces valeurs sont aussi plus élevées qu'à Montréal.

Avec le modèle AERMOD tenant compte de la nébulosité, on constate que REQM varie selon la classe de nébulosité (181 Wm^{-2} à environ 130 Wm^{-2}) et CV passe de 38 % à 68 %. On note une surestimation des mesures de 8 % et 18 % pour les deux premières classes de nébulosité mais une sous-estimation de - 5 % pour la dernière classe.

Les coefficients calculés localement pour tenir compte de la nébulosité sont $a = 0,69$ et $b = 1,48$. Avec ces derniers (et ceux en ciel clair), RF1' surestime de 2,6 % la moyenne de l'ensemble des valeurs. Les

résultats en fonction de la nébulosité sont aussi meilleurs que ceux avec AERMOD surtout pour la deuxième (+ 1 %) classe de nébulosité ; la REQM (177 Wm^{-2}) est plus faible dans cette classe par rapport à AERMOD. Les valeurs de CV sont un peu plus faibles mais proches sauf pour la troisième classe qui connaît une légère hausse.

Les coefficients de corrélation diminuent avec une augmentation de la nébulosité dans les deux cas (de 0,75 en ciel clair à 0,66 en ciel nuageux) et sont inférieurs à ceux obtenus à Montréal.

Les moins bons résultats obtenus à Toronto par rapport à Montréal sont fort probablement dus au fait que les observations de rayonnement et les observations de nébulosité ne sont pas au même endroit.

4.2.2. Rayonnement net

Pour le calcul du rayonnement net (RF4), la valeur de l'albédo est nécessaire. Dans le modèle AERMOD, l'albédo initial est celui pour une élévation solaire (théorique) de 90° [1] ; le guide AERMET [5] spécifie cependant un albédo initial pour un angle d'au moins 30° . À Toronto, on dispose des mesures de rayonnement solaire réfléchi et on a ainsi obtenu l'albédo médian pour les élévations de plus de 30° ; la valeur de 0,20 a été retenue.

Au total, on dispose de 44 846 observations de rayonnement net. La moyenne estimée par AERMOD (55 Wm^{-2}) pour l'ensemble des données (Tableau 3) est inférieure à la valeur mesurée (64 Wm^{-2}), la différence étant de - 13 %. La REQM entre les deux séries de valeurs est de 83 Wm^{-2} et CV est de 130 %.

Tableau 2.
Résultats pour le rayonnement solaire à Toronto (Wm^{-2}).

	Nébulosité				Total
	0	1-2-3	4-5-6-7	8-9-10	
N	2 364	4 563	4 005	8 323	19 255
RF1(ET)	521,7 (274,3)	472,9 (277,3)	407,0 (250,3)	190,3 (175,3)	343,0 (269,4)
RF1-AERMOD	488,7 (205,7)	508,3 (214,6)	484,1 (199,2)	180,7 (119,3)	358,6 (233,9)
r	0,75	0,77	0,72	0,68	0,80
REQM	183,5	181,4	190,9	129,6	163,6
CV (%)	35,1	38,4	46,9	68,1	39,8
RF1'	521,6 (206,5)	510,2 (203,5)	411,1 (166,5)	188,1	351,8 (214,9)
r	0,75	0,77	0,71	0,66	0,80
REQM	180,5	180,2	177,3	134,3	161,4
CV (%)	34,6	38,1	43,6	70,6	47,1

N : Nombre d'observations.

ET : Écart-type.

RF1-AERMOD : RF1 calculé selon AERMOD.

r : Corrélation.

RF1' : RF1 calculé selon AERMOD mais avec les coefficients de Montréal.

REQM : Racine de l'erreur quadratique moyenne.

CV = REQM/moyenne observée.

Tableau 3.
Résultats pour le rayonnement net à Toronto (Wm^{-2}).

	Nébulosité				Total
	0	1-2-3	4-5-6-7	8-9-10	
N	7 669	9 448	7 332	20 397	44 846
RF4(ET)	51,2 (186,6)	102,5 (201,7)	105,5 (178,8)	36,2 (90,1)	64,0 (156,3)
RF4-AERMOD	23,8 (180,7)	100,6 (212,7)	130,6 (202,7)	19,3 (82,6)	55,4 (164,5)
r	0,90	0,88	0,86	0,80	0,87
REQM	88,4	102,7	106,5	57,0	83,0
CV (%)	172,7	100,2	100,9	157,9	129,7
RF4'	45,1 (165,9)	106,9 (183,4)	109,1 (151,3)	34,8 (68,7)	63,9 (137,3)
r	0,90	0,88	0,86	0,79	0,87
REQM	83,1	96,8	92,4	55,1	77,0
CV (%)	162,3	94,4	87,6	152,6	120,3

RF4-AERMOD : RF4 calculé selon AERMOD.

RF4' : RF4 calculé selon AERMOD mais avec les coefficients de Toronto.

REQM : Racine de l'erreur quadratique moyenne.

CV = REQM/moyenne observée.

On constate qu'en fonction de la nébulosité, les valeurs prévues par AERMOD sont supérieures en moyenne à celles observées pour les nébulosités de 4 à 7 (24 %) mais inférieures dans les autres cas, surtout en ciel clair (– 54 %). Les REQM vont de $88 Wm^{-2}$ en ciel clair à $107 Wm^{-2}$ pour les nébulosités de 4 à 7 puis diminuent à $57 Wm^{-2}$ pour un ciel nuageux (de 8/10 et plus) ; les CV sont au-dessus de 100 %.

Les valeurs des coefficients calculés avec l'ensemble des données sont $c_1 = 5,81 \cdot 10^{-13} Wm^{-2}K^{-6}$, $c_2 = 57,2 Wm^{-2}$ et $c_3 = 0,30$. Avec ces valeurs (et les coefficients calculés pour le rayonnement solaire total), on a obtenu les valeurs estimées du rayonnement net (RF4').

On constate (Tableau 3) pour RF4' que sur l'ensemble des données, la REQM moyenne diminue à $77 Wm^{-2}$ et que la moyenne estimée est à toute fins pratique égale à celle mesurée ($64 Wm^{-2}$). En fonction de la nébulosité, la REQM et CV varient de la même manière qu'avec AERMOD mais avec des valeurs plus faibles. Les moyennes sont davantage proches des moyennes mesurées ; les différences sont respectivement de – 12 % (ciel clair), 4 %, 3 % et – 4 % (ciel nuageux). Le modèle avec les coefficients ajustés localement donne ainsi de meilleurs résultats. Cependant, on constate que dans ce cas et avec AERMOD, la REQM est nettement supérieure à celle rapportée dans Holtslag et Van Ulden qui donnent des valeurs entre $24 Wm^{-2}$ et $28 Wm^{-2}$ selon la nébulosité. Les coefficients de corrélation sont identiques avec ceux de RF4-AERMOD et vont de 0,90 en ciel clair à 0,79 en ciel nuageux.

Le Tableau 4 donne les mêmes résultats pour le jour (élévation solaire de 10° et plus) et la nuit (élévation sous l'horizon). Le jour, AERMOD surestime RF4 de + 12 % alors que RF4' est de 5 % supérieur en

Tableau 4.
Résultats pour le rayonnement net à Toronto (Wm^{-2})
(jour/nuit).

	Jour	Nuit
N	19 050	18 176
RF4(ET)	178,3 (181,9)	– 27,8 (24,4)
RF4-AERMOD	200,4 (162,7)	– 52,1 (22,6)
r	0,79	0,73
REQM	115,9	29,9
ICVI (%)	65,0	107,6
RF4'	187,9	– 28,4 (19,5)
r	0,79	0,72
REQM	111,7	17,1
ICVI (%)	62,6	61,5

moyenne. La nuit, AERMOD surestime de 87 % la perte radiative (– $52 Wm^{-2}$) par rapport à celle qui est mesurée (– $28 Wm^{-2}$) alors que pour RF4', les valeurs sont très proches. Les valeurs calculées par AERMOD sont ainsi meilleures en moyenne le jour que la nuit.

Notons pour terminer que le fait de rapporter la nébulosité en valeurs entières induit des erreurs qui augmentent avec celle-ci. Par exemple, avec une valeur de $R_0 = 800 Wm^{-2}$, R varie de – 0,12 % (par rapport à la valeur obtenue avec $n = 0,1$) avec n qui va de 0,05 à 0,15 ; la variation est de – 42 % pour n entre 0,85 et 0,95 (par rapport à $n = 0,9$). On note de plus une distribution inégale des effectifs des classes de nébulosité ; par exemple, la dernière classe est nettement plus fréquente que la classe précédente. Ceci pourrait expliquer certains des écarts observés.

5. Comparaison des méthodes de classification de la turbulence

5.1. Classification de la turbulence

La turbulence atmosphérique dans les modèles de dispersion atmosphérique tels que ISC est définie selon les classes de stabilité de Pasquill-Gifford-Turner (PGT) [6] présentées au Tableau 5. Le régime de turbulence atmosphérique est discrétisé en six classes, couvrant les conditions d'instabilité (classes A, B et C), les conditions neutres (D) et les conditions stables (E, F). L'identification à une classe donnée est réalisée en fonction de deux facteurs : les termes de turbulence thermique et mécanique. Le jour, la turbulence thermique est évaluée en fonction du degré d'insolation reçue et la nuit la couverture nuageuse est le paramètre régulant la turbulence thermique. La turbulence mécanique est quant à elle directement liée à la vitesse du vent, plus cette dernière est élevée, plus le mélange des couches atmosphériques sera favorisé, ce qui fera tendre l'atmosphère vers un régime neutre.

Dans cette méthode de classification de la stabilité, la transition entre les conditions convectives (CLC : couche limite convective) et stables (CLS : couche limite stable) est basée sur le cycle diurne/nocturne avec un ajustement par rapport à l'heure du lever et du coucher du soleil [6, 7]. En effet, les conditions diurnes de CLC (classes A, B, C ou D) débutent une heure après le lever du soleil et se terminent une heure avant le coucher du soleil. Les conditions nocturnes de CLS (classes D, E ou F) prévalent donc d'une heure précédant le coucher du soleil jusqu'à une heure après le lever du soleil. Mentionnons que la classe neutre (D) peut être présente dans les deux régimes.

Dans le modèle AERMOD, la classification des régimes de turbulence atmosphérique est plus complexe : la structure et la croissance de la couche limite planétaire est déterminée par les flux de chaleur et de quantité de mouvement qui à leur tour dépendent des paramètres de surface (albédo, rugosité de surface, humidité de surface disponible). Les paramètres caractéristiques de l'atmosphère caractérisant le régime de turbulence sont basés sur la

théorie de la similarité (longueur de Monin-Obukhov, vitesse de friction). Un des avantages de la méthode utilisée dans AERMOD est qu'elle permet d'avoir une fonction continue de la turbulence comparativement à la méthode de PGT. La représentation et l'évolution de la turbulence atmosphérique sont ainsi plus réalistes dans AERMOD.

Dans AERMOD, la transition CLC/CLS est définie selon l'énergie disponible dans l'atmosphère pour générer des conditions convectives ou stables. Ainsi, on pose que la transition CLC/CLS a lieu lorsque le terme Rn de l'équation (4) est nul. En reformulant les termes de cette équation, on obtient un angle critique d'élévation solaire défini par :

$$\sin \varphi_{crit} = \frac{1}{c} \left[\frac{-c_1 T_{air}^6 + \sigma T_{air}^4 - c_2 n}{(1 - r\{\varphi\})(1 - an^b)} - d \right] \quad (6)$$

L'angle φ_{crit} dépend de l'albédo (variant avec l'angle d'élévation solaire), de la température de l'air et de la couverture nuageuse. Lorsque l'angle d'élévation solaire est supérieur à φ_{crit} , les conditions de CLC prévalent tandis que lorsqu'il est inférieur, des conditions de CLS s'installent dans la couche limite planétaire.

5.2. Comparaison avec les données de Toronto

Les données de Toronto ont été utilisées afin de comparer les deux approches de classification des régimes de turbulence, soit la méthode PGT basée sur les heures de lever/coucher du soleil et la méthode employée du φ_{crit} dans AERMOD, basée sur un bilan d'énergie. Concernant cette dernière, les coefficients locaux (section 4.2) de l'équation (6) et ceux d'AERMOD (section 2) ont été utilisés afin d'évaluer l'impact d'un paramétrage local du bilan radiatif.

Le Tableau 6 présente les fréquences de conditions convectives (CLC) et stables (CLS) comptabilisées pour les six années de données. Pour l'ensemble des données, les résultats des méthodes de PGT et du φ_{crit} avec les coefficients d'AERMOD sont semblables avec respectivement 58,2 % et 58,7 % de conditions CLS calculées. Toutefois, les résultats avec la méthode du φ_{crit} avec les coefficients locaux montrent qu'environ 4 % de moins de conditions CLS ont été déterminées. Le paramétrage avec les coefficients locaux permet-

Tableau 5.
Définition des classes de stabilité selon Pasquill-Gifford-Turner (PGT).

Vitesse du vent (m/s)	Jour Rayonnement solaire			Nuit Couverture nuageuse	
	Forte	Moyenne	Légère	> = 4/8	< = 3/8
< 2	A	A – B	B	–	–
2-3	A – B	B	C	E	F
3-5	B	B – C	C	D	E
5-6	C	C – D	D	D	D
> 6	C	D	D	D	D

tant une meilleure représentation du bilan radiatif, les modèles de PGT et du φ_{crit} avec les coefficients par défaut d'AERMOD surestiment ainsi l'occurrence de conditions CLS.

L'examen des variations moyennes mensuelles des régimes de stabilité fait apparaître des différences en fonction des saisons (Figure 1). L'utilisation du φ_{crit} avec les coefficients d'AERMOD montre que ce sont durant les mois d'hiver (décembre et janvier) et d'été (juin et juillet) où l'on retrouve les plus grands écarts de conditions CLS par rapport à la méthode de PGT. En effet, il y a 7,4 % de plus de conditions stables déterminées en moyenne en janvier avec le φ_{crit} (avec coefficients d'AERMOD) et 4,5 % de moins en juillet. En été, cela signifie que les transitions CLS/CLC en matinée et CLC/CLS en soirée se produisent sur une période inférieure à une heure par rapport aux heures de lever et coucher du soleil. Ceci peut être expliqué par une ascension plus haute du soleil le long de l'écliptique durant les mois d'été, de

sorte que le matin le rayonnement solaire devient rapidement significatif au sol et que le rayonnement net devient positif moins d'une heure après le lever du soleil. Également, le soir durant l'été, le rayonnement solaire demeure encore important avant le coucher du soleil et des conditions convectives peuvent alors persister jusqu'à plus d'une heure précédant le début de la nuit. En hiver, il s'agit du phénomène inverse qui se produit car les transitions de régimes de turbulence peuvent se produire plus d'une heure après le lever du soleil et avant le début de la nuit étant donné la basse trajectoire du soleil dans le ciel et ainsi la quantité moindre d'énergie radiative reçue au sol.

En ce qui concerne la comparaison de la méthode du φ_{crit} utilisant les coefficients locaux avec celle de PGT, des tendances différentes sont observées car c'est durant les mois de décembre et de janvier que les occurrences de conditions stables et convectives sont similaires à la méthode de PGT. Cela signifie que durant les mois de faible rayonnement solaire, le

Tableau 6.
Fréquences de conditions CLC et CLS à Toronto selon les méthodes de classification de PGT et du φ_{crit} (φ_{CA} : coefficients AERMOD ; φ_{CL} : coefficients locaux).

Régime de turbulence	PGT (N)	PGT (%)	φ_{CA} (N)	φ_{CA} (%)	φ_{CL} (N)	φ_{CL} (%)
CLS	30 604	58,2	30 859	58,7	28 659	54,5
CLC	22 004	41,8	21 749	41,3	23 949	45,5

PGT : Pasquill-Gifford-Turner.

CLS : Couche limite stable.

CLC : Couche limite convective.

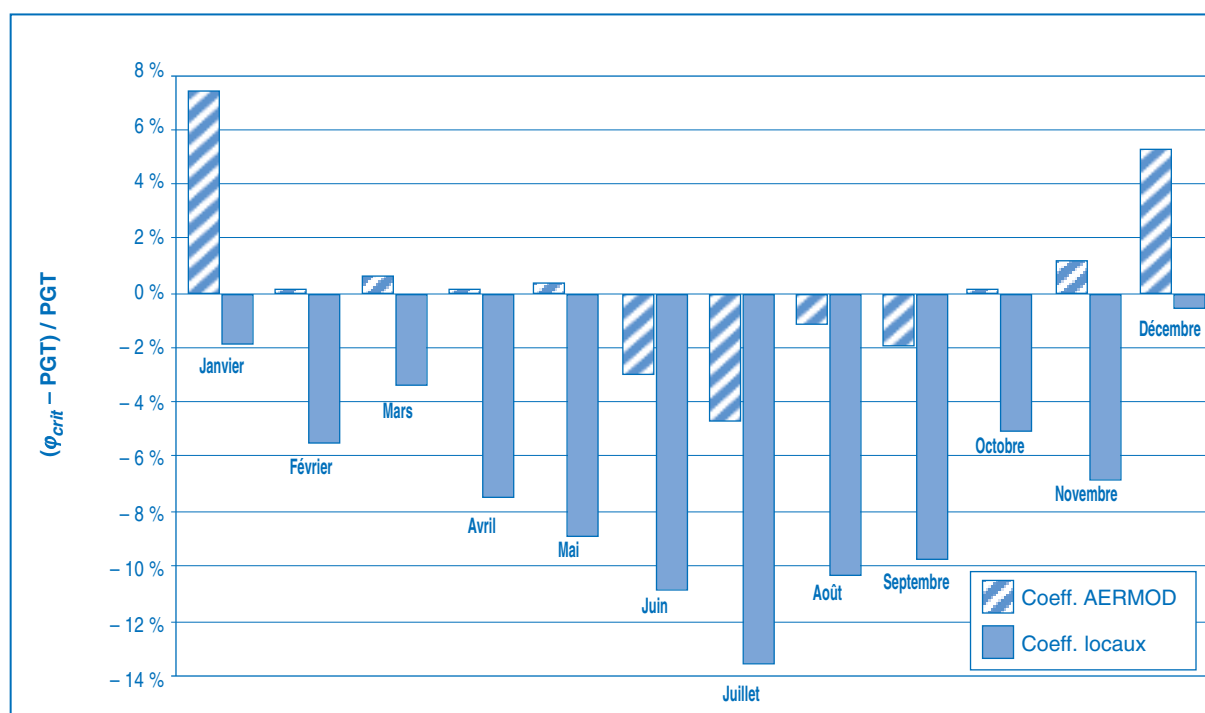


Figure 1.
Comparaison de la fréquence moyenne mensuelle de conditions de CLS déterminées avec le φ_{crit} (coefficients d'AERMOD et locaux) par rapport aux résultats de PGT.

paramétrage local du rayonnement net correspond à une transition CLS/CLC et CLC/CLS approximativement égale à une heure par rapport au lever et coucher du soleil. Pour les autres mois, on observe une nette tendance, centrée sur la saison estivale, de proportions relatives plus élevées de conditions CLS. La plus grande différence est constatée, tout comme dans le cas du paramétrage d'AERMOD, au mois de juillet où 13 % de moins de conditions CLS sont recensées par la méthode du φ_{crit} avec coefficients locaux par rapport à la méthode de PGT.

En résumé, l'utilisation d'un paramétrage local dans le modèle de rayonnement net d'AERMOD a une incidence significative sur la distribution des fréquences des régimes de turbulence atmosphérique. En se basant sur les résultats obtenus à Toronto, si l'on considère que l'emploi d'un paramétrage local permet de mieux représenter la réalité à travers les bilans d'énergie, l'utilisation du paramétrage par défaut d'AERMOD provoque un accroissement des conditions stables ; ceci aura des implications au niveau des résultats obtenus avec le modèle de dispersion atmosphérique. En effet, des conditions atmosphériques stables où prévalent de faibles turbulences thermique et mécanique engendreront une dilution moindre des panaches de polluants dans l'atmosphère ; des niveaux plus élevés de concentrations en air ambiant seront ainsi modélisés.

Il est intéressant de noter qu'avec l'emploi de la méthode du φ_{crit} , tel que l'avaient noté Holtslag et Van Ulden [4], des conditions de CLS persistantes jusqu'à tard durant le jour sont possibles en hiver lorsque le rayonnement solaire est insuffisant pour générer un flux net radiatif positif au sol. Ce phénomène n'a toutefois pas été observé à Toronto étant donné sa latitude moyenne (43°N) mais il serait théoriquement possible de l'observer à des latitudes supérieures.

6. Conclusion

Les valeurs estimées de rayonnement solaire et de rayonnement net par le modèle de dispersion AERMOD ont été comparées à des mesures à Montréal (RF1) et Toronto (RF1 et RF4).

Pour l'ensemble des données, AERMOD sous-estime le rayonnement solaire total de -3 % à Montréal et surestime de +4,5 % à Toronto ; le coefficient de variation (CV) est plus important à Toronto (40 %) qu'à Montréal (25 %).

En ciel clair, AERMOD sous-estime de manière semblable le rayonnement solaire à Montréal et Toronto (environ -7 %) mais le coefficient de variation est plus important à Toronto (35 %) qu'à Montréal (12 %). AERMOD sous-estime aux deux endroits le rayonnement solaire lorsque la nébulosité est de 8/10 et plus, soit de -10 % à Montréal et -5 % à Toronto. À Toronto, on note une surestimation en présence de nuages (nébulosité de 1 à 7), importante (+18 %) en ciel partiellement couvert. À Montréal, AERMOD sous-estime légèrement (-2 %) en ciel partiellement

dégagé (nébulosité de 1 à 3) et surestime (+4 %) en ciel partiellement couvert. Les coefficients de variation sont plus élevés à Toronto qu'à Montréal.

En ce qui concerne le rayonnement net, AERMOD sous-estime les valeurs de -13 % en moyenne. En ciel clair, la différence est de -54 % en moyenne et le coefficient de variation est de plus de 170 %. En ciel nuageux, on constate soit une sous-estimation (-48 %) ou une surestimation (24 %) selon que le ciel est plus ou moins couvert ; le coefficient de variation est d'au moins 100 %.

Globalement, on constate ainsi que pour le rayonnement solaire, les estimations moyennes obtenues avec AERMOD sont à ± 10 % environ des mesures, sauf pour un ciel partiellement couvert à Toronto ; selon la nébulosité, les REQM atteignent 100 Wm^{-2} à Montréal et 190 Wm^{-2} à Toronto. Le rayonnement net pour l'ensemble des données est sous-estimé de -13 % mais, selon la nébulosité, il est soit surestimé (+24 %) soit sous-estimé (-54 % en ciel clair). Les résultats obtenus par AERMOD sont meilleurs en moyenne le jour que la nuit.

On constate aussi que l'on a obtenu de moins bons résultats à Toronto probablement dû au fait que les deux séries de mesures ne sont pas au même endroit (même si la distance est relativement faible) ; ceci montre l'importance des données locales.

Les coefficients ajustés localement (ce qui est possible à un nombre restreint d'endroits) procurent de meilleurs résultats ; les écarts moyens et les REQM diminuent mais ces derniers demeurent néanmoins assez élevés montrant ainsi des écarts importants avec les observations. Un meilleur modèle de rayonnement pourrait éventuellement fournir de meilleurs résultats mais il reste à déterminer quel serait l'impact de cette amélioration sur le calcul des concentrations calculées par le modèle de dispersion atmosphérique.

Deux modèles de classification des régimes de turbulence en conditions convectives et stables ont été comparés pour les données de Toronto, soit la méthode classique de Pasquill-Gifford-Turner (PGT) et celle du φ_{crit} d'AERMOD avec les coefficients par défaut et locaux du modèle de rayonnement net. Sur une base moyenne annuelle, les fréquences de conditions stables et convectives selon les approches de PGT et du φ_{crit} avec coefficients d'AERMOD sont plus proches avec 58 % de conditions stables. En analysant les moyennes mensuelles, certaines disparités sont observées et l'on retrouve durant les mois d'hiver (janvier : +7,4 %) et d'été (juillet : -4,5 %) les plus grands écarts de fréquences de conditions stables du modèle du φ_{crit} avec coefficients d'AERMOD par rapport à la méthode de PGT. Concernant le modèle du φ_{crit} utilisant les coefficients locaux, les mois d'hiver sont ceux où les occurrences de conditions stables et convectives sont les plus proches de celles de la méthode de PGT. Toutefois, tout le reste de l'année et en particulier durant la saison estivale, moins de conditions stables sont observées (juillet : -13 %) par rapport à l'approche de PGT. L'utilisation

d'un paramétrage local dans le modèle de rayonnement net d'AERMOD a ainsi une incidence significative sur la distribution annuelle et saisonnière des fréquences des régimes de turbulence atmosphérique.

De manière générale, l'emploi de la méthode du φ_{crit} dans AERMOD, basée sur un bilan d'énergie, apparaît préférable à la méthode PGT qui représente une approximation moyennée sur une année de la période de transition CLC/CLS. De plus, la méthode du φ_{crit} permet de tenir compte de la localisation géographique, des caractéristiques du terrain (albédo) et de la météorologie locale (nébulosité et température).

Les différences relevées auront un impact sur les valeurs des concentrations calculées par le modèle de dispersion. Une analyse de sensibilité du modèle AERMOD en fonction des paramètres étudiés ici

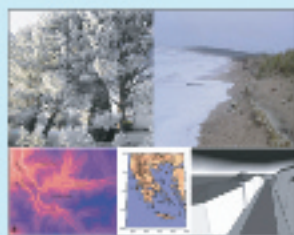
(albédo, φ_{crit} , température, etc.) et de certains autres, tel que l'usage de la couverture nuageuse (étendue) au lieu de l'opacité, permettra d'évaluer la grandeur de cet impact ; ce travail est en cours de réalisation.

Remerciements

Nous remercions Mme Maria Petrou, *Environnement Canada* (Downsview) de nous avoir transmis les données horaires et de rayonnement de Toronto et M. Adrien Julien, *Environnement Canada* (Montréal) pour les données de Montréal. Nous remercions aussi M. Éric Delisle (SNC-Lavalin) et Mme Nathalie Barette (Université Laval) pour leurs judicieux commentaires.

Références

1. Environmental Protection Agency. AERMOD : description of model formulation. EPA-454/R-03-004, 2004 : 91 p.
2. Environmental Protection Agency. User's Guide for the Industrial Source Complex (ISC3) Dispersion Models. Vol. II – Description of Model Algorithms. EPA-454/B-95-003b, 1995 : 128 p.
3. Thomson DJ. The met input module. ADMS 3, P05/01N/03, 2003 : 34 p.
4. Holtslag AAM, Van Ulden AP. A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 1983 ; 22 (4) : 517-29.
5. Environmental Protection Agency. User's guide for the AERMOD meteorological preprocessor (AERMET). EPA-454/B-03-002, 2004 : 252 p.
6. Pasquill F, Smith FB. Atmospheric diffusion. Third Edition. Ellis Horwood Series in Environmental Science, Chichester, England, 1983 : 437 p.
7. Mohan M, Siddiqui TA. Analysis of various schemes for the estimation of atmospheric stability classification. *Atmospheric Environment* 1988 ; 32 (21) : 3775-81.



Climatologie

**Revue annuelle de
l'Association Internationale de Climatologie**

La revue **Climatologie** publie des articles de qualité qui font le point sur des recherches originales en climatologie, au sens très large du terme.

En relation avec le climat, les auteurs peuvent entre autres aborder des **sujets touchant à l'agronomie, la foresterie, la télédétection, la qualité de l'air, les ressources en eau, les méthodes géostatistiques, les réseaux de mesures, l'espace urbain, l'océan et l'espace côtier, les risques environnementaux**, etc.

La revue privilégie les articles qui proposent une **méthodologie objective** et évite les articles seulement fondés sur une description d'épisodes météorologiques. Tous les terrains d'études et toutes les échelles d'analyses sont acceptés.

Les articles sont, sauf exception, **publiés en français, sans limitation du nombre de pages**. Les manuscrits soumis au comité de rédaction doivent être inédits. Ils ne doivent pas avoir été soumis à une autre revue pour publication concomitante. Ils ne peuvent être publiés dans une autre revue sans l'autorisation du comité de rédaction.

Les manuscrits peuvent être envoyés à tout moment de l'année au Directeur de Publication :

Pr. Sylvain BIGOT

(Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement)

Université Joseph Fourier, Grenoble 1

Institut de Géographie Alpine, 14 bis, Avenue Marie Reynoard - 38 100 Grenoble

Tél. : 33(0)4.76.82.20.14 / Fax. : 33(0)4.76.82.20.01

Courriel : sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr

La date limite de soumission des articles pour publication dans le volume de l'année 2009 est fixée au 1^{er} décembre 2008.

Les normes de présentation des articles sont consultables sur le site de l'AIC : <http://www.acara.be/AIC/>

Les demandes d'adhésion à l'AIC sont téléchargeables sur le site et sont à renvoyer au Trésorier de l'AIC : Pr. Gérard BELTRANDO (Université Paris 7 Denis Diderot)

