

Profil vertical de la vitesse du vent dans la basse couche limite atmosphérique

Nachida Kasbadji Merzouk, Mustapha Merzouk, Boumediene Benyoucef

► **To cite this version:**

Nachida Kasbadji Merzouk, Mustapha Merzouk, Boumediene Benyoucef. Profil vertical de la vitesse du vent dans la basse couche limite atmosphérique. Jean-Jacques BEZIAN. JITH 2007, Aug 2007, Albi, France. ENSTIMAC, 5p., 2007, ISBN 978-2-9511591-6-7. <hal-00167271>

HAL Id: hal-00167271

<https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00167271>

Submitted on 29 Aug 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

PROFIL VERTICAL DE LA VITESSE DU VENT DANS LA BASSE COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE

Nachida KASBADJI MERZOUK^a, Mustapha MERZOUK^b et Boumeddiene BENYOUCEF^c

^a Division Energie Eolienne, CDER, BP. 62, Bouzaréah, Alger, Algérie

^b Université de Blida, Faculté des Sciences de l'Ingénieur, Blida, Algérie

^c URERM, Université Abou Bakr Belkaid, Tlemcen, Algérie

nkmerzouk@cder.dz

Résumé : Partant de la théorie de similitude de Monin-Obukov [1] et les travaux de Dryer 1974 et Paulson 1970 [2 et 3], la longueur de Monin-Obukov a été estimée en utilisant les données météorologiques relevées, sur une période de 6 mois, grâce à pylône installé dans une région semi-aride. Les données sont relevées toutes les 10 mn à des hauteurs allant de 10 à 50 m du sol. Les classes de stabilité atmosphérique, ainsi définies, les tracés des profils verticaux de la vitesse du vent montrent que, quand les conditions atmosphériques sont instables, le mouvement de l'air est fortement turbulent et le profil tend vers l'uniformisation. Par contre, dans le cas où les conditions sont stables le profil est assez proche du cas où les données sont traitées globalement sans distinction des classes de stabilité.

Mots clés : Stabilité atmosphérique, profil vertical du vent, rugosité, Théorie de similitude.

1. INTRODUCTION

L'hypothèse de similitude de Monin-Obukov, [1] est actuellement la plus utilisée pour la description de la variation verticale de la vitesse du vent en fonction de l'altitude dans la basse couche limite atmosphérique. Cette théorie a été complétée par les travaux de Dryer 1974 et Paulson 1970 qui ont donné les expressions des fonctions implicites selon les différentes classes de rugosité, [2,3]. Le but de la présente étude est de modéliser le profil du vent dans une zone semi-aride en fonction de la stabilité thermique de l'atmosphère. Les données vent (vitesse et direction) et éclairage (solaire et réfléchi) nécessaires sont fournies par L'ONM. Données mesurées à des niveaux allant de 10 à 50 m du sol à l'aide d'un pylône installé à Ksar El Chellala. Après traitement (vides et cohérence) ces données ont été départagées selon les classes de stabilité en fonction de la longueur de Monin-Obukov; ce qui a permis le tracé du profil vertical du vent, selon les conditions atmosphériques rencontrées.

2. MODELISATION

Appliquée pour un terrain plat et homogène, la théorie de Monin-Obukov,[1] est basée sur l'hypothèse que le gradient moyen de la vitesse du vent, dépend d'une fonction universelle variable selon les conditions de stabilité de la couche limite atmosphérique. Conditions pouvant être neutres (les forces de turbulence sont en équilibre), stables ou instables (selon la prédominance des forces agissant sur des masses d'air). L'expression de Monin-Obukov, [1], donnant le profil de la vitesse du vent s'écrit :

$$V(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \left(\frac{z}{z_o} \right) - \Psi_M \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_M \left(\frac{z_o}{L} \right) \right) \quad (1)$$

L'expression de la fonction universelle ψ_M dépend de classe de stabilité atmosphérique définie par la longueur Monin-Obukov, à savoir, [2,3] :

$$\psi_M = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \operatorname{Arctan}(x) + \frac{\pi}{2} \quad \text{Pour } L < 0 \quad (\text{cas instable}) \quad (2)$$

$$\psi_M = -5 \left(\frac{z}{L}\right) \quad \text{Pour } L > 0 \quad (\text{cas stable}) \quad (3)$$

Avec :

$$x = \left(1 - 16 \frac{z}{L}\right)^{1/4} \quad L = -\frac{\rho c_p u_*^3 T_o}{\kappa g H} \quad (4)$$

En supposant que la densité de l'air et la chaleur spécifique soient constantes, les paramètres à déterminer pour le calcul de la longueur de Monin-Obukov sont la chaleur sensible, la vitesse de frottement et la rugosité du lieu de d'implantation du pylône de mesure.

2.1. Détermination de l'échange par chaleur sensible

Le flux échangé par chaleur sensible déterminé à partir d'un bilan d'énergie sur l'interface sol-air permet d'écrire que la somme des flux échangés par chaleur sensible H , chaleur latente E et par convection G est égale à l'échange radiatif net [4,5], tel que :

$$H + E + G = Q \quad (5)$$

Le flux net échangé par rayonnement entre la surface du sol et l'environnement est donné par :

$$Q = (1-r)I_g - L^- \quad (6)$$

ou r l'albédo, L^- le rayonnement infrarouge émis par le sol et I_g l'éclairement global incident. Après décomposition de l'éclairement incident en éclairement solaire émis dans le visible et dans l'infrarouge, il vient [6] :

$$Q = (1-r) \left(\frac{I_{\text{visible}}}{I_{g,\text{mesuré}}} \right) I_{g,\text{mesuré}} + L^+ - L^- \quad (7)$$

En assimilant le soleil à un corps noir, on peut estimer, [7] que le rapport de l'éclairement visible à l'éclairement global est de 0.588.

$$Q = 0.588(1-r)I_{g,\text{mesurée}} + L^+ - L^- \quad (8)$$

L'infrarouge incident L^+ est fonction de la nébulosité N et est estimé par :

$$L^+ = c_1 T^6 + c_2 N \quad (9)$$

Avec N égal à zéro par ciel clair et c_1 , c_2 et c_3 des coefficients de proportionnalité qui dépendent de la nature du sol. Enfin, en assimilant la terre à un corps noir, l'infrarouge émis par le sol s'écrit :

$$L^- = \sigma T_s^4 \quad (10)$$

Attendu que la température équivalente du sol T_s n'est généralement pas mesurée, l'expression précédente est approximée à [5]:

$$L^- = \sigma T_o^4 + c_G Q \quad (11)$$

Enfin, l'échange de chaleur par convection est fonction du flux radiatif net Q , tel que :

$$G = c_G Q \quad (12)$$

Expression dans laquelle c_G représente le rapport entre le flux de chaleur émis par le sol et l'échange radiatif net, [5]. En considérant le fait que le mât de mesure se trouve sur un terrain sec et nu, le flux de chaleur latente E est nul (pas d'évaporation d'eau). En remplaçant dans l'équation (8), la chaleur sensible s'écrit :

$$H = (1 - c_G) \frac{0.588(1 - r)I_{g,mesuré} + c_1 T^6 - \sigma T^4 + c_2 N}{1 + c_3} \quad (13)$$

2.2. Détermination de la rugosité et vitesse de frottement

Dans l'hypothèse d'une atmosphère de stabilité neutre, la fonction universelle ψ_M s'annule définissant ainsi un profil logarithmique de la vitesse du vent. La rugosité du sol z_o et la vitesse de frottement u_* sont alors déterminées à partir du tracé logarithmique de la vitesse en fonction de l'altitude.

3. RESULTATS ET DISCUSSION

3.1. Mât de mesure

Le pylône de mesures des paramètres météorologiques a été implanté par l'ONM à la station météorologique de Ksar El Chellala. Située dans les hauts plateaux algériens, cette dernière est considérée comme une zone semi-aride avec un climat sec et rude, très chaud en été et souvent très froid en hiver. Chacun des 5 paliers ainsi que les mâts de 2 et 4m, disposent d'une station ENERCO comprenant une unité d'acquisition et des capteurs de mesures. Les mesures de la température, de l'éclairement global et de la vitesse du vent sont prélevées toutes les 10mn.

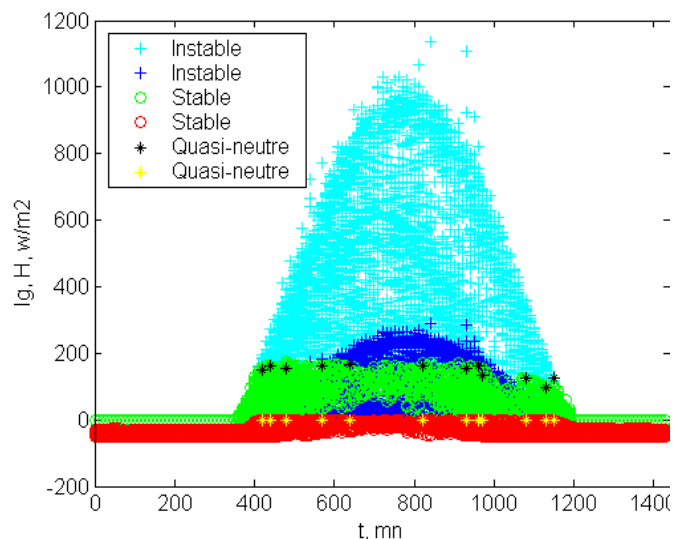


Figure 1 Variations de l'éclairement global et du Flux échangé par chaleur sensible selon la classe de stabilité.

3.2. Echange par Chaleur sensible

Vu que le site d'implantation du pylône est semi-aride, les coefficients c_G et c_3 sont pris respectivement égaux à 0.1 et 0.38, [5]. La nébulosité moyenne et l'albédo (sable sec) sont estimés, respectivement à 0.3 et 0.25, [8].

Une simulation numérique, basée sur une méthode itérative a été développée pour le calcul de l'échange par chaleur sensible. En figure 1, sont tracés, l'éclairement global incident I_g et la quantité de chaleur sensible H , selon les classes de stabilité atmosphérique. Cette dernière varie entre -50 et 290 W/m^2 . Sachant que pour H positive les conditions atmosphériques sont instables (les masses d'air s'échauffent et montent), pour H négative les conditions sont stables (les masses d'air se refroidissent et descendent) et que proche de zéro

les conditions sont neutres, les différentes mesures ont été classifiées. Les résultats obtenus montrent que le passage des conditions stables aux conditions instables se fait lorsque l'éclairement solaire atteint 14% du maximum.

3.3. Calcul de la rugosité et de la vitesse de frottement

En figure 2 est représenté la courbe d'ajustement linéaire de la vitesse du vent en fonction de $\log(z)$. L'intersection avec l'axe des ordonnées y permet la détermination de la rugosité du sol qui est estimée à 0.0748 m. Valeur assez proche de celle fournie par l'Office National de Météorologie pour le site considéré (0.08m). Par ailleurs, la vitesse de frottement représentant la tangente est égale à 0.4657.

3.4. Profil vertical de la vitesse

La détermination du flux de chaleur sensible, de la vitesse de frottement et de la rugosité du sol permet le calcul de la longueur de Monin Obukov à l'aide de l'équation 4 et de départager les données selon la classe de stabilité. Sur les 16986 données représentant la période de mesures, 75% représente la classe stable et 25% la classe instable.

En figure 3 sont tracés les profils verticaux de la vitesse du vent selon la classe de stabilité ainsi que globalement sans distinction de classe. Pour des conditions instables, le mouvement de l'air est fortement turbulent. Ces conditions se manifestent durant la journée et spécialement pendant le lever du soleil. Les frottements sont alors faibles par rapport à la turbulence, ($u_* = 0.2975$). Enfin, les profils de la vitesse du vent, dans les conditions stables et indifféremment de la classe ont la même allure et tendent à se rejoindre avec l'altitude. Ces conditions se manifestent généralement pendant la nuit ou par ciel nuageux. Les frottements au sol sont alors plus élevés.

CONCLUSION

Une méthode permettant la caractérisation du profil vertical du vent dans la couche limite atmosphérique à partir de la mesure de l'éclairement solaire incident, de la température ambiante et de la vitesse du vent à plusieurs niveaux a été présentée. Ceci a permis la caractérisation du profil de la vitesse du vent pour une zone semi-aride. En effet, les

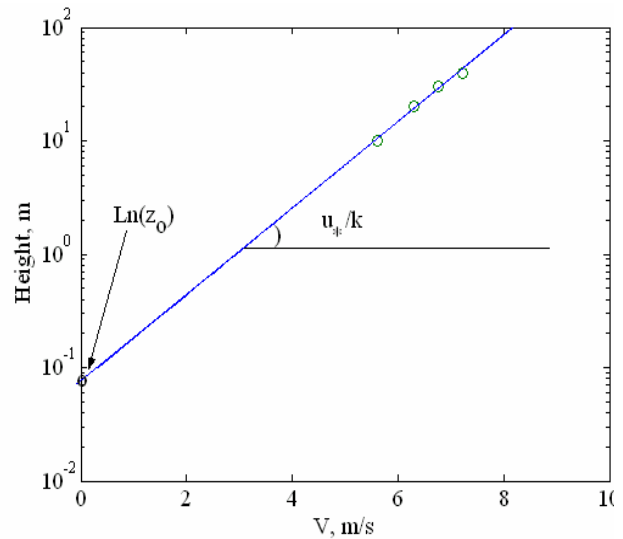


Figure 2 : Détermination de la rugosité et de la vitesse de frottement.

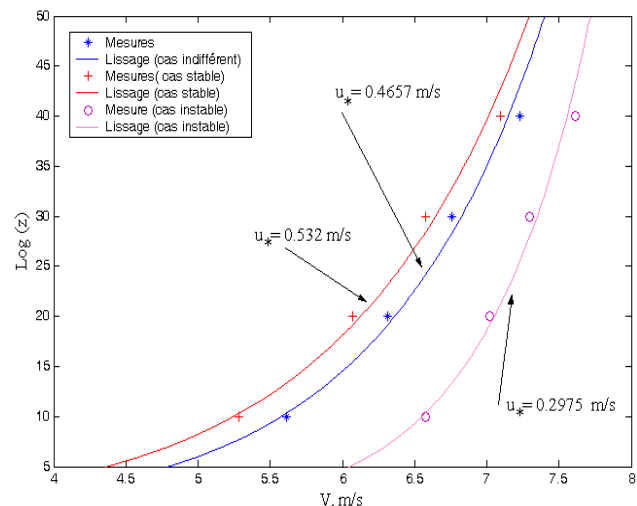


Figure 3 : Profil logarithmique de la vitesse du vent selon et indifféremment de la classe de stabilité.

conditions atmosphériques sont très sensibles aux climats. Le passage de la classe de stabilité stable à instable se fait lorsque l'éclairement solaire est à 14% de son maximum atteint.

Les résultats montrent que le profil vertical de la vitesse du vent varie selon la classe de stabilité de atmosphérique (stable ou instable) et que l'hypothèse de neutralité posée par plusieurs auteurs n'est pas fondée.

Enfin, il faut signaler que les conditions neutres de stabilité sont très difficiles à cerner (H proche de zéro), seules 10 mesures sur les 16986 ont été recensées.

Nomenclature

c_p	Chaleur spécifique de l'air à pression constante, $Jkg^{-1}K^{-1}$	$I_{visible}$	Eclairement solaire émis dans le visible, Wm^{-2}
c_1	Constante empirique,[5] égale à $5.31*10^{-12}$, $Wm^{-2}K^{-6}$	L	Longueur Monin-Obukov, m
c_2	Constante empirique valable pour les altitudes égales à 60 Wm^{-2} [5]	L^+	Eclairement infrarouge incident, Wm^{-2}
c_3, c_G	Coefficients dépendant de la nature du sol	L^-	Infrarouge émis par le sol, Wm^{-2}
g	Accélération de la pesanteur, ms^{-2}	Q	Echange radiatif net sol-environnement, Wm^{-2}
u_*	Vitesse de frottement, ms^{-1}	T_o	Température ambiante, mesurée à 2m du sol, K
z	Altitude du lieu, m	T_s	Température équivalente du sol, K
z_o	Rugosité du sol, m	V	Vitesse du vent, ms^{-1}
E	Flux échangés par chaleurs latente sol-air, Wm^{-2}	κ	Constante de Von-Karman
G	Flux échangé par convection sol-air, Wm^{-2}	ρ	Masse volumique de l'air, k/m^{-3}
H	Flux de chaleur sensible sol-air, Wm^{-2}	σ	Constante de Stephan-Boltzman, $Wm^{-2}K^{-4}$
$I_{gmesuré}$	Eclairement solaire global mesuré, Wm^{-2}	Ψ_M	Fonctions implicites

REFERENCES

1. A.S. Monin et A.M. Obukov, Basic Regularity in Turbulent Mixing Surfaces Layer of the Atmospheric. *Akad. Nauk. S.S.S.R.. Trud Geof. Inst.*, Volume 24, pp 151, 1954.
2. A.J. Dyer, A Review of Flux Profile Relationships, *Int. J. Boundary Layer Meteorology*, Volume 7, pp, 363-372, 1974.
3. C.A. Paulson, The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer, *Int. J. Applied Meteorology*, 1970.
4. B. Itier, Une Méthode Simplifiée pour la Mesure du Flux de Chaleur Sensible, *J. Recherche Atmosphérique* Volume 14/1, pp17-44, 1980.
5. A.A.M. Holtslag et A.P. Van Ulden, A Simple Scheme for Daytime Estimates of the Surface Fluxes from Routine Weather Data, *J. Climate Ap. Meteorogy*, Vol. 22/4, 1983.
6. N. Kasbadji Merzouk, Evaluation du Gisement Energétique Eolien. Contribution à la détermination du Profil Vertical de la Vitesse du Vent en Algérie. *Thèse de doctorat d'état en physique énergétique, Université de Tlemcen*, 2006.
7. M. Merzouk, Contribution à la Détermination des Performances Théoriques et Expérimentales des Capteurs Solaires à Tubes Sous-vide en Régime Transitoire. *Thèse de doctorat d'état en physique énergétique, Université de Tlemcen*, 2004.
8. M. Capderou, Atlas Solaire de l'Algérie. Modèles Théoriques et Expérimentaux. *Office des Publications Universitaire*, mai 1988.