

Université du Québec à Montréal

Description du cycle diurne de la vitesse du vent observée  
sur des sites AmeriFlux en utilisant une approche  
géométrique et des harmoniques

Projet de session présenté à  
Alejandro Di Luca

Dans le cadre du cours  
SCA7301 - SUJETS EN SCIENCES DE L'ATMOSPHERE  
Et  
SCA7000 - ACTIVITE DE SYNTHESE

Par  
François De Brienne  
DEBF26059406

24 Avril 2024

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>2</b>
<b>2</b>	<b>Fondement théorique</b>	<b>3</b>
2.1	Couche limite planétaire . . . . .	3
2.2	Turbulence et tourbillons dans la CLP . . . . .	3
2.3	Vitesse de frottement du vent . . . . .	4
2.4	Longueur de rugosité . . . . .	5
2.5	Théorie de similarité de Monin-Obukhov . . . . .	5
2.6	Cycle diurne . . . . .	7
2.6.1	Instabilité convective . . . . .	7
2.6.2	Variation diurne du vent . . . . .	9
2.6.3	Effet de surfaces . . . . .	11
2.6.4	Effet topographique . . . . .	12
2.6.5	Effet saisonnier . . . . .	13
<b>3</b>	<b>Données AmeriFlux</b>	<b>15</b>
3.1	Médiane saisonnière et coupure de qualité . . . . .	15
<b>4</b>	<b>Méthodologie</b>	<b>18</b>
4.1	Normalisation . . . . .	18
4.2	Géométrie du cycle diurne . . . . .	19
4.2.1	Centre de la boucle . . . . .	19
4.2.2	Plan de la boucle, vecteurs propres, valeurs propres et variance . . . . .	19
4.2.3	Périmètre . . . . .	21
4.2.4	Aire . . . . .	21
4.3	Décomposition spectrale du cycle diurne . . . . .	21
4.3.1	Théorie classique des harmoniques . . . . .	22
<b>5</b>	<b>Résultats et Discussion</b>	<b>23</b>
5.1	Décomposition du cycle diurne en 2 harmoniques . . . . .	23
5.1.1	Variations saisonnières . . . . .	24
5.2	Géométrie du cycle diurne . . . . .	30
<b>6</b>	<b>Conclusion</b>	<b>35</b>
	<b>Références</b>	<b>37</b>
<b>A</b>	<b>Vérification des calculs pour l'analyse des données</b>	<b>39</b>
<b>B</b>	<b>Codes Python : Jupyter Notebook</b>	<b>42</b>
B.1	Pour la position des stations . . . . .	42
B.2	Pour l'analyse des données . . . . .	42

# 1 Introduction

Dans le but de contribuer à une méthode plus complète permettant de comparer les observations aux résultats de simulations basés sur différents modèles, nous tenterons d'identifier des propriétés géométriques des variations lors du cycle diurne de 3 paramètres ayant des variations diurnes. Ces paramètres étant la vitesse du vent à 10 m, la vitesse de friction du vent à 10m et un paramètre de stabilité provenant de la théorie de similitude de Monin-Obukhov. Plusieurs études ont été effectuées sur le cycle diurne, principalement son effet sur le vent, la température, l'humidité et les précipitations [1, 2, 3, 4]. L'effet sur la stabilité de l'atmosphère et la vitesse de frottement du vent est également étudié, mais principalement de manière qualitative. Nous étudierons l'impact du cycle diurne, ainsi que leurs variations saisonnières, de manière plus quantitative utilisant nos 3 paramètres.

Le cycle diurne, causé principalement par le réchauffement du sol par le rayonnement solaire, a pour effet de réchauffer l'atmosphère, la déstabilisant et mélangeant ainsi les différentes couches de l'atmosphère, et ces propriétés. Ceci entraîne donc les vents de plus haute altitude qui ont de plus fortes intensités vers la surface, augmentant ainsi la vitesse du vent près du sol et la vitesse de frottement du vent. Lorsque le soleil se couche, la température redescend, l'atmosphère se stabilise et la vitesse du vent de surface et la vitesse de frottement du vent redescend. Cet effet est plus prononcé lorsque le sol reçoit plus de rayonnement solaire, et donc l'amplitude de ces variations est plus importante en été qu'en hiver.

Nous utilisons une méthode qui décompose les variations diurnes en une somme de deux harmoniques, une avec une période de 24 heures et une avec une période de 12 heures. Cette méthode est utilisée dans la littérature pour toutes variables météorologiques répondant au forçage de la radiation solaire, mais n'a pas encore été utilisée pour décrire la vitesse de frottement du vent ni notre paramètre de stabilité. Ceci nous permet de mieux caractériser ces paramètres et de quantifier les effets saisonniers, non seulement sur les paramètres eux-mêmes, mais sur les harmoniques les décrivant. Nous étudions également la variation relative de chaque paramètre dans l'espace 3D qu'ils occupent afin de mieux comprendre leur dépendance et la variation de cette dépendance pour différentes saisons, et tentons d'identifier des propriétés géométriques qui pourraient être utilisées dans le futur pour comparer des modèles aux observations.

## 2 Fondement théorique

### 2.1 Couche limite planétaire

La couche limite planétaire (CLP) est la partie de l’atmosphère la plus près du sol et s’étant jusqu’à 500 à 3000 m au-dessus de la surface dépendamment de plusieurs facteurs, incluant la latitude, la saison et l’heure du jour [5]. Nous parlerons plus en détail de ce dernier aspect dans la section 2.6 sur le cycle diurne. La CLP est la région de l’atmosphère qui est directement affectée par les processus à la surface de la terre et qui réagit aux forçages causés par la surface sur une échelle de temps de l’ordre de quelques heures ou moins. La CLP se trouve dans la troposphère et peut être subdivisée davantage, dépendamment de quelles forces sont importantes. La CLP comprend la couche de surface, qui couvre environ 10% de la hauteur de la CLP près du sol, et où la force de Coriolis est négligeable, et la couche d’Ekman, où les forces de gradient de pression, de frottement et de Coriolis sont toutes du même ordre de grandeur [6].

### 2.2 Turbulence et tourbillons dans la CLP

La CLP est caractérisée par des intensités élevées de turbulence due à deux mécanismes, le cisaillement du vent (turbulence mécanique), et à la flottabilité (turbulence thermique). La turbulence cause la formation de tourbillons qui font circuler l’air, mélangeant ainsi les gradients de quantité de mouvement, d’énergie, d’humidité, de gaz et de particules verticalement et horizontalement.

Débutons par la formation de tourbillons par turbulence mécanique. Au niveau du sol, la vitesse du vent est nulle et croît logarithmiquement avec la hauteur dans la couche de surface, soit la couche directement au-dessus du sol. La couche de surface a une épaisseur de 50 à 300 m. Cette croissance de la vitesse du vent cause un cisaillement du vent qui cause des stresses qui, à grande échelle, causent des tourbillons. Le cisaillement du vent peut être causé par exemple si l’air rencontre un obstacle comme un arbre ou un bâtiment. L’obstacle réduit la vitesse du vent le long de sa hauteur, et crée ainsi un gradient de vitesse du vent avec le vent non obstrué, produisant ainsi des rotations du vent et donc des tourbillons [7].

Étudions maintenant la formation de turbulence thermique. Lorsqu’une surface est réchauffée, par le soleil par exemple, l’air directement au-dessus d’elle est également réchauffé par conduction moléculaire. En se réchauffant, l’air prend de l’expansion et devient moins dense que l’air autour et au-dessus d’elle, et donc monte par flottaison. Lorsque celle-ci monte, elle laisse un vide derrière elle qui doit être remplie par l’air qu’elle déplace, créant ainsi un mouvement circulaire. Cette turbulence thermique produit ainsi des tourbillons [7].

Les tourbillons peuvent s’étendre horizontalement ou verticalement et mélangent l’air dans la région où il s’étend. Les tourbillons s’étendant verticalement emportent les vents rapides de plus haute altitude au sol et les vents moins forts proches du sol plus haut, réduisant ainsi le cisaillement du vent.

Le mélange turbulent de quantité de mouvement est proportionnel au négatif du stress de Reynolds. Un stress de Reynolds survient lorsqu'une parcelle d'air subit un mouvement turbulent, ce qui la déforme et applique ainsi un stress sur celle-ci [5]. Considérons le cas d'une parcelle d'air qui subit des fluctuations aléatoires à travers le temps par un cisaillement du vent et par flottaison, et qui se déplace à une vitesse  $\vec{U} = (u, v, w)$ . Chaque composante (par exemple  $u$ ) peut être décomposée en 2, sa valeur moyenne ( $\bar{u}$ ), et sa composante de tourbillon ( $u'$ ), ainsi  $u = \bar{u} + u'$ . Dans le plan  $\hat{x}-\hat{z}$ , la composante de tourbillon  $w'$  mélange la composante  $u'$  dans la direction  $\hat{z}$ , et  $u'$  mélange la composante  $w'$  dans la direction  $\hat{x}$ . Le mélange de quantité de mouvement horizontal peut donc être écrit comme  $\overline{w'u'}$  ( $\text{m}^2/\text{s}$ ), et donc, dans le plan x-z, le stress de Reynolds est :

$$\tau_{zx} = -\rho_a \overline{w'u'} \quad (\text{kg /ms}^2 \text{ ou N/m}^2) \quad (1)$$

où  $\rho_a$  est la densité de l'air ( $\text{kg/m}^3$ ).  $w'$  mélange  $u'$  de la même manière que  $u'$  mélange  $w'$ , ainsi  $\overline{w'u'} = \overline{u'w'}$  et  $\tau_{zx} = \tau_{xz}$ . De manière analogue, dans le plan y-z, nous avons donc  $\tau_{zy} = -\rho_a \overline{w'v'}$ .

Nous pouvons maintenant combiner  $\tau_{zx}$  et  $\tau_{zy}$ , pour obtenir la magnitude totale du flux vertical turbulent de la quantité de mouvement horizontal :

$$|\tau_z| = \rho_a [(\overline{w'u'})^2 + (\overline{w'v'})^2]^{1/2} \quad (2)$$

D'autres quantités mentionnées précédemment sont également transmises de manière analogue [5].

### 2.3 Vitesse de frottement du vent

Lorsque des vents horizontaux se déplacent sur des éléments rugueux dépassant d'une surface, la traînée ralentit le vent près de la surface par rapport au vent en altitude, créant ainsi un cisaillement vertical du vent. Plus la hauteur des éléments rugueux est grande et plus la vitesse horizontale du vent est élevée, plus le cisaillement du vent et le flux vertical de quantité de mouvement horizontal résultant sont importants. Le flux vertical de quantité de mouvement horizontal dans la couche de surface (dénnoté par un indice s) est décrit par la vitesse de frottement du vent :

$$u^* = \rho_a [(\overline{w'u'})_s^2 + (\overline{w'v'})_s^2]^{1/2} = \left( \frac{|\tau_z|}{\rho_a} \right)_s^{1/2} \quad (3)$$

Ceci implique que plus la vitesse de frottement du vent est grande, plus la turbulence mécanique est importante, et plus la quantité de mouvement, l'énergie et les particules dans l'air provenant de l'altitude se mélangent rapidement avec celles à la surface [5]. La vitesse de frottement du vent peut être paramétrée ou déterminée à partir de mesures prises à l'aide d'instrument de covariance des turbulences qui mesurent le vent et d'autres variables d'intérêt à très haute fréquence ( $\geq 1$  Hz), permettant ainsi de calculer le flux turbulent de ses variables.

## 2.4 Longueur de rugosité

La longueur de rugosité n'est pas la hauteur des éléments rugueux dépassant d'une surface, mais un paramètre calculé qui caractérise l'effet de la rugosité sur le flux turbulent. Nous ne nous concentrerons ici que sur la quantité de mouvement. La longueur de rugosité pour la quantité de mouvement ( $z_{0,m}$ ), aussi appelé rugosité aérodynamique, correspond à la hauteur où la vitesse du vent serait nulle si nous extrapolons les données du profil de vitesse, comme présenté à la figure 1. Plus  $z_{0,m}$  est grand, plus il y a de turbulence produite par la rugosité et dans le cas limite, où la surface serait totalement lisse, ce qui est physiquement impossible,  $z_{0,m} = 0$  et la turbulence mécanique est minimum. Dans des cas plus réalistes,  $z_{0,m}$  peut être approximée comme étant  $\approx 1/30^e$  de la hauteur de l'élément rugueux moyen dépassant de la surface [5]. Pour avoir une meilleure approximation, plusieurs paramétrisations ont été proposées pour différents types de terrains. Par exemple, au-dessus d'un environnement urbain d'air  $A_0$  ( $m^2$ ) contenant des structures de hauteur moyenne  $h_0$  (m) et avec une silhouette, mesurée dans le plan vertical normal à la direction du vent,  $S_0$  ( $m^2$ ), nous avons [8, 9] :

$$z_{0,m} \approx 0.5 \frac{h_0 S_0}{A_0} \quad (4)$$

Où 0.5 est le coefficient de traînée moyen au-dessus des structures. Dans le cas d'un environnement recouvert de végétation, de hauteur maximale  $h_c$  et dont l'indice de surface foliaire (LAI pour "Leaf Area Index"), qui est défini comme le ratio entre l'aire recouverte par de la végétation sur l'aire totale, nous avons [10] :

$$z_{0,m} \approx h_c (1 - 0.91 e^{-0.0075 LAI}) \quad (5)$$

## 2.5 Théorie de similarité de Monin-Obukhov

Lorsqu'il y a présence de fort cisaillement du vent en surface, une bonne méthode pour paramétrer les flux d'énergie près de la surface est la Théorie de Similitude de Monin-Obukhov (MOST), qui consiste à regrouper des variables afin de former des groupes de variables sans unité. De nombreuses mesures empiriques sont prises pour obtenir ces groupes sans unité, puis une fonction d'ajustement est utilisée sur une courbe comparant la valeur de ce groupe par rapport à une autre variable. Nous permettant ainsi d'obtenir des valeurs empiriques de ces groupes de variables sans unité.

L'un de ses groupes de variables sans unité est le paramètre de stabilité  $\zeta$ , qui est défini comme :

$$\zeta = \frac{z}{L}, \quad \begin{cases} \zeta > 0 & \text{Cas stable} \\ \zeta \approx 0 & \text{Cas neutre} \\ \zeta < 0 & \text{Cas instable} \end{cases} \quad (6)$$

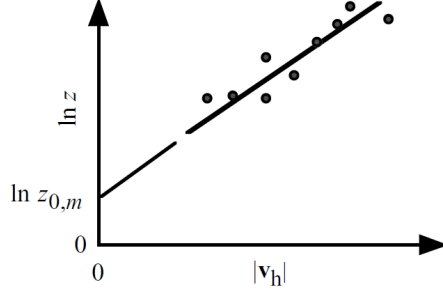


FIGURE 1 – La hauteur de rugosité pour la quantité de mouvement peut être calculée en mesurant la vitesse du vent à différentes hauteurs au même endroit. Les données prises sont ensuite présentées comme le logarithme naturel de la hauteur par rapport à la vitesse du vent. Une droite est ensuite ajustée à ces points et extrapolée. L'altitude où cette droite à une vitesse de 0 est la hauteur de rugosité pour la quantité de mouvement [5].

Où  $z$  est la hauteur par rapport au sol et  $L$  représente la hauteur à partir de laquelle la turbulence par flottabilité commence à dominer sur la turbulence par cisaillement, et est décrite par l'équation :

$$L = - \frac{(u^*)^3 \overline{\theta_v}}{kg(\overline{w'\theta'_v})_s} \quad (7)$$

$$z/L = - \frac{zkg(\overline{w'\theta'_v})_s}{(u^*)^3 \overline{\theta_v}} \quad (8)$$

Où  $u^*$  est la vitesse de frottement du vent à la surface, défini à l'équation 3,  $\overline{\theta_v}$  est la température potentielle virtuelle, soit la température qu'une parcelle d'air sec aurait besoin d'avoir pour être aussi dense qu'une parcelle d'air humide à la même pression,  $k$  est la constante de von Karman, et  $\overline{w'\theta'_v}$  est la composante verticale du flux de flottabilité. [5, 11]

MOST fait l'approximation que :

$$(\overline{w'\theta'_v})_s \approx -u^* \theta^* \quad (9)$$

Où  $\theta^*$  est le facteur d'échelle de la température virtuelle et est proportionnel à  $\overline{\theta_v}(z_r) - \overline{\theta_v}(z_{0,h})$  où  $z_r$  est une hauteur de référence, habituellement 10m et  $z_{0,h}$  est la longueur de rugosité pour l'énergie. Soit la différence verticale de température potentielle virtuelle [5].

Ainsi, plus la température potentielle est grande près du sol (comparativement à une hauteur de référence), plus il y aura d'instabilité dans la couche de surface. Dans tel cas,  $\theta^*$  sera négatif et de grande amplitude, donc  $L$  sera négatif et de petite amplitude et  $\zeta$  sera négatif et de grande amplitude (chacun étant

inversement proportionnel au précédent). Nous avons donc une forte instabilité due à la flottabilité qui se traduit par un  $\zeta$  négatif et de forte amplitude. Inversement, si nous avons une température potentielle virtuelle qui croît avec la hauteur, nous aurons une stratification stable et un  $\zeta$  positif, et plus la température croît rapidement avec la hauteur, plus la couche de surface sera stable, et plus l'amplitude de  $\zeta$  sera grande.

La vitesse du vent de surface peut être estimée en utilisant MOST, résultant en un profil du vent qui croît logarithmiquement avec la hauteur et qui dépend d'un paramètre de correction ( $\Psi$ ) pour prendre en compte la stabilité :

$$u = \frac{u^*}{k} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_{0,m}} \right) - \Psi_m \right] \quad (10)$$

$$\Psi_m = \begin{cases} \Psi_m^{stable} & \text{si } \zeta > 0 \\ 0 & \text{si } \zeta = 0 \\ \Psi_m^{instable} & \text{si } \zeta < 0 \end{cases} \quad (11)$$

L'équation 10 peut également être inversée pour calculer  $u^*$  à partir de  $u$  et de  $\Psi_m$  :

$$u^* = \frac{ku(z)}{\ln \left( \frac{z}{z_{0,m}} \right) - \Psi_m} \quad (12)$$

## 2.6 Cycle diurne

La variation diurne des variables est causée par le changement de radiation solaire près de la surface dans une période de 24 heures et à des impacts, entre autres, sur la température, la pression, et le vent, qui à leur tour ont un impact sur les flux de chaleur latente et sensible en surface. Bien que la variation de radiation solaire soit la cause principale de ce cycle, l'intensité de la variation peut dépendre de plusieurs paramètres, par exemple la saison (les variations diurnes sont plus importantes durant l'été que l'hiver en raison du changement de radiation solaire reçu) et l'effet de la surface (les variations diurnes sont plus importantes sur les continents que sur l'océan puisque l'océan a une très haute capacité calorifique ralentissant le changement de température de celle-ci) [4].

### 2.6.1 Instabilité convective

La structure de la CLP est fortement influencée par le cycle diurne et la turbulence qui en résulte. La figure 2 décrit la variation de la stabilité convective au cours du cycle diurne. Une manière de décrire la stabilité plus intuitivement est



d'utiliser la température potentielle virtuelle  $\theta_v$ , définie comme :

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61r) \quad (13)$$

$$\theta = T \left( \frac{P_0}{P} \right)^{R_d/c_p} \quad (14)$$

Où  $r$  est le rapport de mélange,  $T$  la température,  $P$  la pression,  $P_0$  est la pression de référence, typiquement 1000 hPa,  $R_d$  est la constante des gaz parfaits pour l'air sec et  $c_p$  la capacité calorifique à pression constante. En comparant  $\theta_v$  à l'altitude ( $\hat{z}$ ), nous pouvons déterminer la stabilité de l'atmosphère à des déplacements des parcelles d'air :

- Si  $\theta_v$  croît avec  $\hat{z}$ , l'atmosphère est statiquement stable.
- Si  $\theta_v$  est constant avec  $\hat{z}$ , l'atmosphère est statiquement neutre.
- Si  $\theta_v$  décroît avec  $\hat{z}$ , l'atmosphère est statiquement instable.

Nous pouvons décrire le changement de la stabilité convective à différentes heures de la journée utilisant les courbes de  $\theta_v$  de la figure 2 (figures du bas) :

- S1.** En fin de journée, le soleil a réchauffé le sol toute la journée, et celui-ci a émis de la radiation infrarouge réchauffant l'air au-dessus de lui. Plus l'air est proche du sol, plus elle se fait réchauffer par celui-ci, créant ainsi un profil de température qui décroît avec l'altitude. Ainsi, une parcelle d'air près du sol est plus chaude, et en se réchauffant prend de l'expansion, réduisant ainsi sa densité. Étant maintenant moins dense que l'air autour d'elle, elle monte par flottabilité, et le vide qu'elle laisse derrière elle est rempli par l'air plus dense, créant ainsi des mouvements circulaires. Cette parcelle d'air continuera son ascension jusqu'à ce que l'air au-dessus d'elle soit moins dense, qui correspond à l'atmosphère libre à ce moment de la journée. Ces parcelles d'air ascendantes par convection engendrent la formation de tourbillons mélangeant toute la couche jusqu'à l'atmosphère libre. Nous appelons cette couche, couche de mélange convective (convective mixing layer, ML).
- S2.** Peu après le coucher du soleil, le soleil ne réchauffe plus le sol, mais celui-ci continue toujours à émettre de la radiation par effet corps noir, se refroidissant ainsi plus rapidement que l'air. L'air la plus proche du sol commence à se refroidir par conduction thermique, créant ainsi une inversion de température proche du sol. Ceci empêche le mouvement convectif de l'air et donc de tourbillons, nous avons ainsi une région près du sol très stable, appelé couche limite stable (Stable Boundary Layer, SBL). De plus, maintenant que le soleil ne réchauffe plus le sol, il n'y a plus de nouveau mouvement ascendant par convection, ne créant plus de nouveaux tourbillons. Cependant, les tourbillons déjà présents dans la CLP ne cessent pas d'exister. Les tourbillons créés durant la journée continuent leur mouvement, mais aucun nouveau tourbillon n'est formé. La couche contenant ces tourbillons est appelée couche résiduelle (Residual Layer, RL).
- S3.** À la fin de la nuit, l'inversion de température s'est intensifié et la couche limite stable s'est étendue.

- S4.** Au lever du jour, le soleil commence à réchauffer le sol, qui à son tour réchauffe l'air au-dessus de celui-ci. L'inversion près du sol commence à se défaire (en partant du sol), laissant place à une région où la température diminue avec la hauteur près du sol (comme nous avions à S1, mais pour toute la couche). Nous avons donc de nouveaux tourbillons qui commencent à se former dans cette petite couche de mélange près du sol.
- S5.** Un peu plus tard, toute la couche stable (SBL) a été réchauffée par le sol, devenant une couche de mélange où de nouveaux tourbillons se forment, et la couche résiduelle représente maintenant que la région où les nouveaux tourbillons n'ont pas encore atteint.
- S6.** Encore un peu plus tard, des tourbillons peuvent se former par convection dans la totalité de la CLP, redevenant une couche de mélange convective (ML).

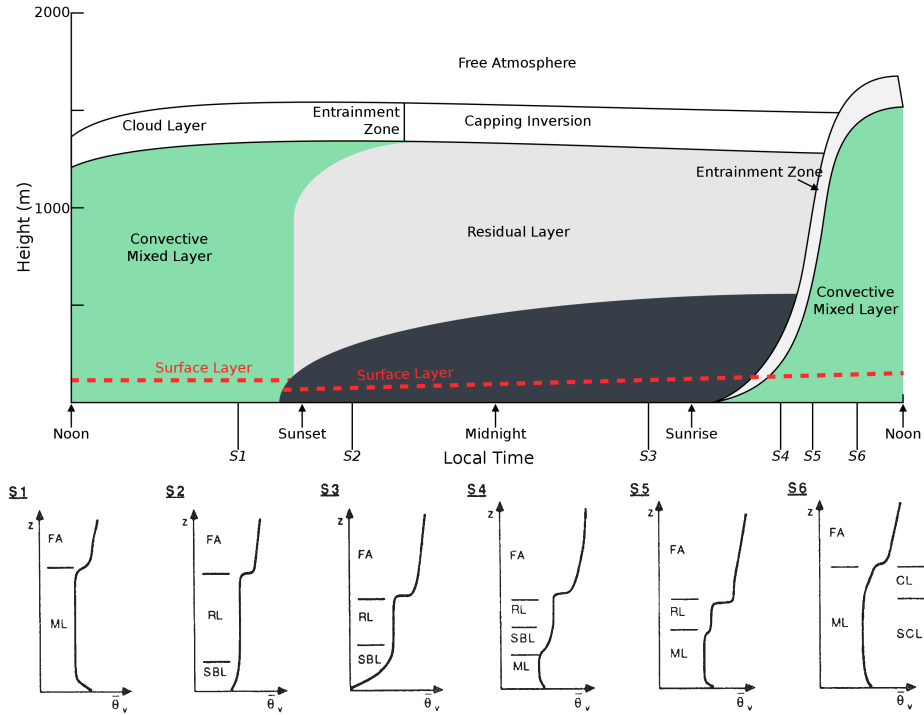


FIGURE 2 – Représentation des différentes couches de la couche limite planétaire au cours du cycle diurne and haut, et variation typique de la température potentielle virtuelle moyenne ( $\overline{\theta_v}$ ) avec la hauteur ( $z$ ) à différents moments de la journée en bas [6].

### 2.6.2 Variation diurne du vent

Tout objet dépassant du sol, qu'il s'agisse d'un brin d'herbe, d'un arbre ou d'une montagne, ralentissant le vent de surface. En hauteur, il y a moins d'obstacles,

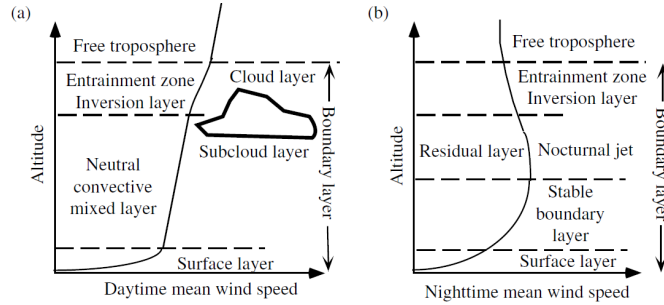


FIGURE 3 – Variation de la vitesse du vent avec l'altitude durant (a) le jour et (b) la nuit, dans la CLP. [7]

et donc le vent est généralement plus rapide qu'en surface, créant ainsi une croissance logarithmique de la vitesse du vent avec la hauteur.

En moyenne, la friction près de la surface fait tourner le vent d'environ  $30^\circ$  dans le sens anti-horaire (dans l'hémisphère nord et horaire dans l'hémisphère sud) comparativement au le vent en altitude, le vent géostrophique, qui est parallèle aux isobares et où la friction est négligeable. La rugosité de la surface peut faire augmenter cette rotation à plus de  $45^\circ$ .

Comme le montre la figure 3, durant le jour, la vitesse du vent augmente de manière logarithmique avec la hauteur dans la couche de surface. Dans la couche de mélange, la température et la vitesse du vent sont relativement uniformes avec la hauteur, car les tourbillons mélangent les vents en altitude à ceux de surface, augmentant ainsi la vitesse du vent au sol et causant du "veering" (rotation horaire de la direction du vent). Au-dessus de la zone d'entraînement, la vitesse du vent augmente jusqu'à celle du vent géostrophique.

Durant la nuit, la vitesse du vent augmente également de manière logarithmique avec la hauteur dans la couche de surface, mais moins fortement que durant le jour. La couche limite stable au-dessus de la couche de surface présente des vents plus forts, en raison de la réduction des tourbillons et des mouvements de mélange. Dans la couche résiduelle, la vitesse du vent diminue jusqu'à atteindre celle du vent géostrophique [7].

Nous avons donc une vitesse des vents de surface qui est maximale durant le jour, en début d'après-midi, et minimale durant la nuit (entre 4 et 5 heure), comme observée par [4]. Ils observent par contre l'effet inverse là où la terre et la mer se côtoient. La raison de cette inversion est présentée dans la section suivante.

### 2.6.3 Effet de surfaces

Dépendamment de si nous mesurons la variation au-dessus de la terre, ou au-dessus de l'océan, les variations de température du cycle diurnes seront différentes. L'océan a une capacité calorifique beaucoup plus élevée que le sol, ce qui veut dire qu'elle requiert plus d'énergie thermique pour augmenter d'un degré. Ainsi, si nous avons 2 régions se trouvant à la même latitude recevant la même quantité de rayonnement solaire au cours d'une journée, la température de la région sur terre aura augmenté davantage que la région au-dessus de l'océan. Cette propriété s'applique également à l'émission d'énergie (par radiation corps noir). L'océan prend plus de temps à se réchauffer, mais également à se refroidir. Ainsi, durant la nuit, une parcelle d'océan émet moins de radiation corps noir qu'une parcelle de terre débutant à la même température. Le cycle diurne a donc des variations plus importantes sur la terre que sur l'océan, ce qui a été observé par [1, 2, 3, 4].

Si nous avons une région continentale adjacente à une région océanique, nous avons des phénomènes appelés brise de terre et brise de mer. Considérons le cas durant le jour, la terre se réchauffe davantage que la mer à côté d'elle. L'air chaud au-dessus de la terre prends de l'expansion et devient moins dense que l'air autour d'elle, montant ainsi par flottaison. La région chaude en prenant de l'expansion diminue sa pression et l'air plus froid à une plus haute pression. Ainsi, l'air se déplace également de là où la pression est la plus élevée, au-dessus de la mer, vers là où elle est plus faible, au-dessus de la terre. Le vide laissé par l'air froid au-dessus de la mer est comblé par l'air au-dessus, créant un mouvement descendant au-dessus de l'océan. Avec ces mouvements à la surface, nous avons des hautes pressions qui se forment au-dessus de la terre où l'air chaud monte et de basse pression où l'air descend vers la surface de la mer. Nous avons donc un mouvement en altitude de la haute pression (en altitude au-dessus de la terre) et de basse pression (en altitude au-dessus de la mer) complétant la boucle. Nous avons ainsi l'air plus froid au-dessus de la mer qui se déplace vers l'air plus chaud au-dessus de la terre, puis l'air au-dessus de la terre monte par flottabilité, puis se déplace vers la mer en altitude par gradient de pression et enfin redescend vers la surface de la mer. Ce phénomène est appelé brise de mer [12]. Nous avons également une convergence de l'air en surface au-dessus de la terre et une divergence à la surface au-dessus de la mer. Si nous considérons le cas durant la nuit, la terre émet davantage de radiation que la mer, et donc devient plus froide que celle-ci. Nous avons donc la situation inverse où maintenant la terre est plus froide, et la mer est plus chaude, cette situation est appelée brise de terre. Donc, la position géographique, même en restant sur le continent, a un impact sur les fluctuations diurnes de plusieurs paramètres, comme la direction et la divergence du vent, ainsi que les paramètres que ceux-ci impactent.

Cet effet est observé par exemple par [2], qui observe le maximum de divergence au-dessus de la terre et de l'océan qu'il borde à 12 h de différence. Ayant donc un maximum de divergence au-dessus de la terre lors de la brise de terre et un

maximum de divergence au-dessus de la mer lors des brises de mer.

L'effet de brise de terre et de mer n'est par contre pas toujours la raison de cette différence, puisque [1] observe également que le maximum d'intensité de la vitesse du vent est durant le jour au-dessus de la terre et durant la nuit au-dessus de l'eau, et s'étendant jusqu'à environ 100 m sur terre. Cependant, de fortes forces synoptiques dominent sur les effets de brise de terre et de mer à l'endroit observé. La cause principale semble être le forçage thermique qui change la stabilité des couches. Plus il y a d'instabilité, plus les vents de surfaces sont forts (comme expliqué précédemment, puisque les tourbillons emportent vers le sol les vents plus forts en altitude.). Durant la nuit, une couche de surface stable se forme au-dessus de la terre et de la mer. Si le vent qui souffle sur la mer durant le jour est plus chaud que celle-ci (puisque la mer se réchauffe lentement et l'air provenant de la terre se réchauffe rapidement), la couche de surface au-dessus de la mer restera stable et il y aura un découplage entre le cycle diurne sur la terre et sur la mer. Cette stabilité peut toujours être brisée par une advection d'air plus froide que la mer au-dessus de celle-ci. Ainsi le vent plus chaud provenant de la terre cause cette inversion qui empêche la formation de tourbillons au-dessus de la mer qui aurait pour effet d'augmenter la vitesse des vents de surface. Sans la présence de cette advection, le cycle diurne se développerait de la même manière au-dessus de la terre ou de la mer (mais avec moi grande intensité au-dessus de la mer en raison de sa grande capacité calorifique).

Le profil vertical de la vitesse du vent dépend aussi de la rugosité de la surface, plus la rugosité est grande, plus il y aura de cisaillement et plus la vitesse du vent sera petite en surface, et donc plus la couche de surface sera grande. Et inversement lorsque la rugosité de la surface est petite. [1] trouve que la différence de température a le plus grand impact sur l'amplitude du cycle diurne, alors que la rugosité a le plus grand impact sur la distribution vertical de la vitesse du vent.

#### **2.6.4 Effet topographique**

La présence de relief topographique, comme une montagne ou une vallée a également un impact sur le vent à la surface. Durant le jour, le côté ensoleillé d'une montagne est réchauffé davantage que le bas de la vallée, créant une masse d'air chaud, et donc moins dense, causant un mouvement ascendant appelé brise de montagne. Durant la nuit, les parois de la montagne se refroidissent plus rapidement que l'air. Ainsi, l'air au-dessus des parois de la montagne se refroidit plus rapidement par contact thermique et, étant sur les parois d'une montagne, et ayant une plus grande densité en raison de leur plus faible température, descend dans la vallée au pied de la montagne. De plus, le refroidissement par radiation est plus prononcé pour les régions de haute altitude, amplifiant ainsi les variations du cycle diurne [2].

### 2.6.5 Effet saisonnier

L'inclinaison de la terre par rapport à son axe de rotation autour du soleil est la cause principale des variations saisonnières de température. L'axe de rotation de la Terre est incliné d'environ  $23,5^\circ$  et, comme le montre la figure 4, ceci a un impact sur la radiation solaire que le sol reçoit par unité de surface dépendamment de la saison et de l'hémisphère. Concentrons-nous sur l'hémisphère du nord.

En été, l'angle d'incidence du soleil est plus élevé à midi, et en hiver, cet angle est moins élevé. Cela veut dire que les rayons du soleil (ondes courtes) sont plus concentrés en été qu'en hiver, réchauffant davantage le sol, et par conséquent l'atmosphère, en été qu'en hiver.

Lors de la nuit, le sol se refroidit en émettant de la radiation par effet corps noir, et la variation de température entre l'été et l'hiver n'a pas un grand impact sur la quantité de radiation émise (le sol émet de la radiation par effet corps noir en tout temps, mais durant le jour le gain en énergie provenant du soleil domine). Ainsi, la radiation émise est similaire en été et en hiver, mais la radiation absorbée est plus importante en été qu'en hiver, causant une plus grande variation de température au cours du cycle diurne en été qu'en hiver.

L'inclinaison de la Terre par rapport à son axe de rotation autour du Soleil est la cause principale des variations saisonnières de température. L'axe de rotation de la Terre est incliné d'environ  $23,5^\circ$  et, comme le montre la figure 4, cela a un impact sur la quantité de radiation solaire que le sol reçoit par unité de surface en fonction de la saison et de l'hémisphère. Concentrons-nous sur l'hémisphère nord.

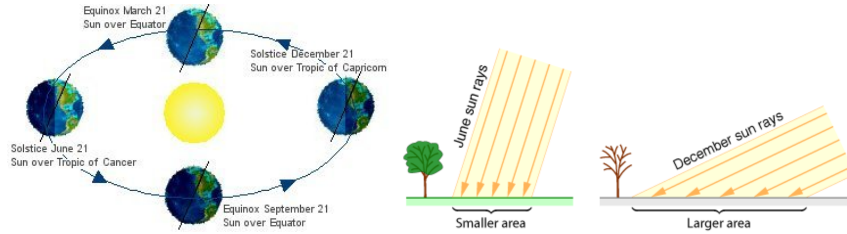


FIGURE 4 – Axe d'inclinaison de la terre relative à la position du soleil pour chaque saison (à gauche [13]) et impact sur l'angle incident des rayons du soleil aux latitudes moyennes dans l'hémisphère nord (à droite [14]).

En été, l'angle d'incidence du Soleil est plus élevé à midi, et en hiver, cet angle est moins élevé. Cela signifie que les rayons du Soleil (ondes courtes) sont plus concentrés en été qu'en hiver, réchauffant davantage le sol, et par conséquent l'atmosphère, en été qu'en hiver. Le sol émet de la radiation par effet de corps noir. L'énergie émise par la terre peut être décrite par la loi de Stefan :

$$E = \sigma T^4 \quad (15)$$

Où  $E$  est l'énergie émise,  $T$  la température en Kelvin et  $\sigma$  la constante de Stefan–Boltzmann. Pendant le jour, l'ajout d'énergie par le soleil domine, et pendant la nuit le sol se refroidit. Durant l'été, le sol est plus chaud, et donc émet plus d'énergie durant la nuit, comparativement à l'hiver. Ainsi, nous avons une plus grande variation de température au cours de l'été qu'au cours de l'hiver lors du cycle diurne.

### 3 Données AmeriFlux

Nous utilisons les données AmeriFlux BASE sous la politique d'utilisation de données CC-BY-4.0 [15], qui est un réseau de 311 sites à travers l'Amérique du Nord, l'Amérique Centrale et l'Amérique du Sud qui mesure plusieurs paramètres, incluant la vitesse du vent à 10 m ( $u_{10m}$ ), la vitesse de frottement du vent ( $u^*$ ) ainsi que le paramètre de stabilité  $z/L$ , que nous étudierons dans ce rapport. Ces stations fournissent des données dans une période de 6 ans entre 2015 et 2020, et certaines stations prennent des données toutes les 30 minutes, alors que d'autres en prennent toutes les heures. Cependant, certains points de données sont manquants et nous avons sélectionné 27 stations en Amérique du Nord, présenté dans la figure 5, qui contenaient au moins l'équivalent d'un an de données horaires dans cette période. Les données sont prises à des intervalles de 30 minutes ou 1h indépendamment de la station et à des hauteurs différentes. Ainsi une préanalyse de ces données a été effectuée par Tim Wittaker et Alejandro Di Luca pour ajuster la valeur du vent mesuré à différentes hauteurs à une hauteur standard de 10 m, nous donnant ainsi les valeurs de  $u_{10m}$  utilisé. Cette préanalyse convertit également les données en données horaires pour toutes les stations afin de faciliter leur comparaison.

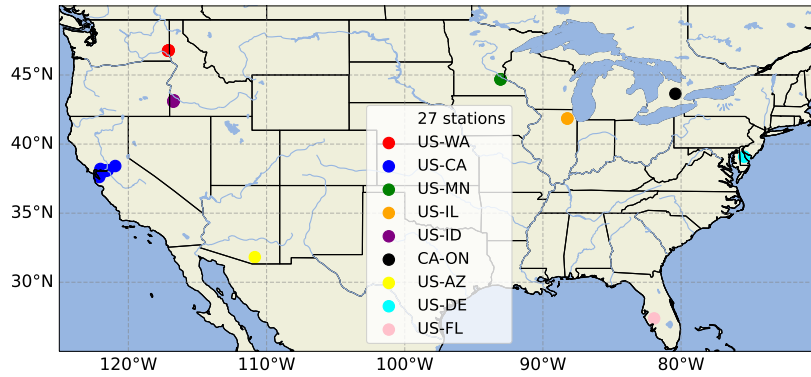


FIGURE 5 – Position des 27 stations utilisées.

#### 3.1 Médiane saisonnière et coupure de qualité

Le cycle diurne varie d'intensité dépendamment de la saison, comme discuté dans la section 2.6.5. Dans notre analyse, nous utilisons la médiane des valeurs de  $u_{10m}$ ,  $u^*$  et  $z/L$  pour chaque heure, chaque saison et chaque année. Nous définissons les saisons par leurs 3 mois principaux, soit décembre, janvier et février pour l'hiver, mars, avril et mai pour le printemps et ainsi de suite. Afin que les médianes soient représentatives de la saison qui leur est attribuée, nous effectuons une coupure de qualité. Puisque nous observons la valeur horaire durant une saison, une saison comprend 3 mois d'environ 30 jours et chaque jour à 24 heures, ainsi le nombre de données maximal est d'environ  $24 \times 30 \times 3 =$



2160. Nous requérons un minimum de 75% de cette valeur, soit 1620 points de données, pour considérer une boucle saisonnière. Sur les 468 saisons se trouvant dans notre ensemble de données, un total de 252 passe notre coupure, dont la distribution en années et en position des stations est présentée dans la figure 6. Nous avons une bonne répartition de nos données dans les années, mais notons que l'ensemble de données que nous étudions comprend 80 étés, 72 printemps, 62 automnes et 38 hivers. Nous avons donc plus de deux fois plus d'étés que d'hivers. Notons également que plus de la moitié de nos données proviennent de stations se trouvant en Californie.

La figure 7 compare l'ensemble de données total de toutes les stations avant coupure (en haut) et après coupure (en bas). Nous avons clairement des données aberrantes avant et après notre coupure, la section 4.1 explique comment nous abordons ce problème.

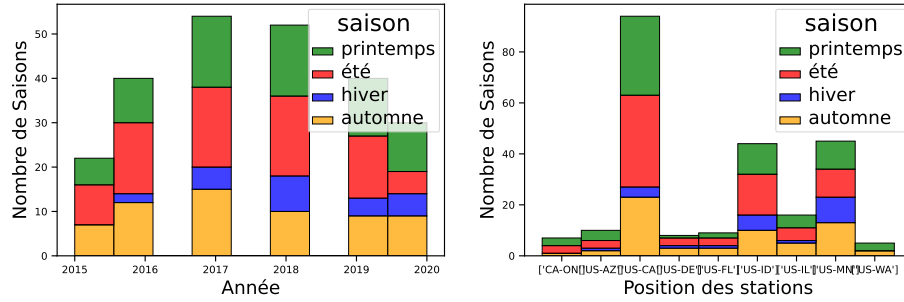


FIGURE 6 – Distribution des 252 saisons utilisées dans notre analyse qui comprennent au moins 75% des données. À droite, nous avons la distribution temporelle en années, et à gauche la distribution spatiale. La position géographique correspondant aux identifiants utilisés à la figure 5.

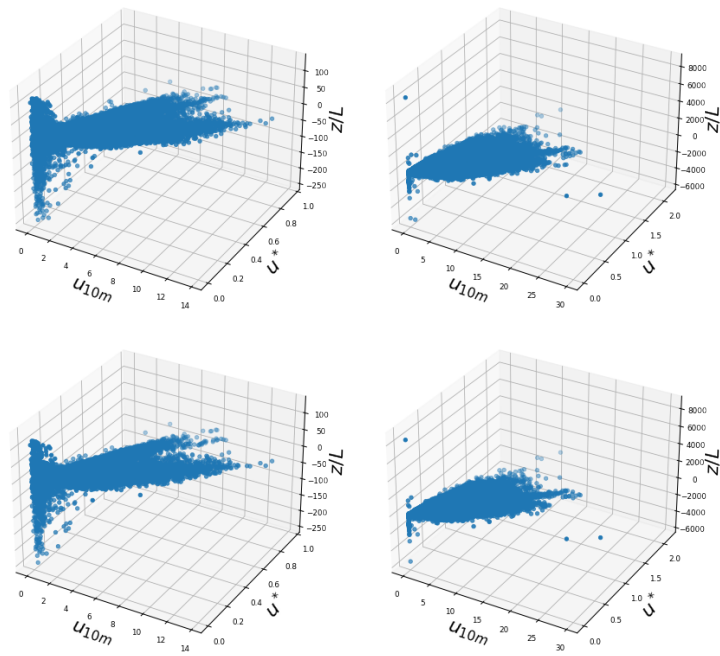


FIGURE 7 – Ensemble de données complet (en haut) et après coupure de qualité (en bas) pour la station 10 (US-EDN, à gauche) et toutes les stations (à droite).

## 4 Méthodologie

Afin d'étudier la vitesse du vent à 10 m ( $u_{10m}$ ) utilisant MOST, l'équation 10 nous informe que nous avons besoin de  $u^*$  et  $z/L$ . Ces trois paramètres sont interconnectés et sont intéressants pour identifier des propriétés géométriques du vent de surface. En calculant la médiane des valeurs de  $u_{10m}$ ,  $u^*$  et  $z/L$  pour chaque heure, nous remarquons la présence d'une boucle dans le cycle diurne, voir figure 8. Nous appelons cet ensemble de 24 points une boucle et calculons la valeur de ces 24 points utilisant la fonction `calculate_seasonal_hourly_median(...)` (voir annexe B.2.) Nous caractérisons le cycle diurne dans l'espace  $u_{10m}$ ,  $u^*$  et  $z/L$  en calculant plusieurs paramètres utilisant les méthodes décrites dans la section 4.2 et dont la vérification des calculs est présenté en annexe A. Nous analysons également l'effet du cycle diurne sur  $u_{10m}$ ,  $u^*$  et  $z/L$  individuellement à l'aide d'une décomposition présentée à la section 4.3.

### 4.1 Normalisation

Nous effectuons une normalisation afin de pouvoir plus facilement comparer les données obtenues par les différentes stations qui pourraient avoir de plus fortes variations absolues dépendamment de leurs positions géographiques en utilisant la fonction `normalize_df(...)` (voir annexe B.2). La normalisation permet de comparer les variations relatives de chaque paramètre avec les autres stations, mais aussi la variation relative entre les différents paramètres et rend tous nos paramètres sans unités. Ainsi, lors de notre description géométrique, nous n'aurons pas à nous soucier des unités qui n'auraient pas vraiment de significations. Nous effectuons une normalisation utilisant la fonction `normalize_df(...)` (voir annexe B.2) sur les paramètres  $u^*$  (la vitesse de frottement) et  $u_{10m}$  (la vitesse du vent) ont toutes deux des valeurs positives ou nulles et sont exprimé en  $ms^{-1}$ . La normalisation est effectuée pour chaque station séparément. Pour chaque saison de chaque station, nous calculons la boucle du cycle diurne, soit la valeur médiane horaire. Nous divisons ensuite chaque valeur de  $u_{10m}$  et  $u^*$  par la valeur de point de boucle la plus élevé pour chaque station. Ainsi, nous pouvons avoir des valeurs  $u_{10m}$  et  $u^*$  supérieur à 1, cependant, toutes les médianes décrivant les boucles ont maintenant des valeurs entre 0 et 1. Nous utilisons cette normalisation puisque certaines stations ont des valeurs très élevées qui pourrait être considérées comme aberrantes, voir figure 9 ce qui réduirait de beaucoup toutes ses valeurs si nous normalisions en divisant chaque valeur par la valeur maximale pour ce paramètre. N'étant pas assez familiers avec l'étendue des valeurs physiquement possible de chaque paramètre, nous préférons utiliser une méthode qui ne requiert pas l'identification de données aberrantes, ce pour quoi nous avons opté pour cette méthode. C'est également la raison pour laquelle la boucle est calculée utilisant la médiane. Pour ce qui est de  $z/L$ , comme discuté dans la section 2.5, ce paramètre est déjà sans unité, et il peut prendre des valeurs négatives. Nous avons donc décidé de ne pas normaliser  $z/L$ . Tous les calculs effectués utilisent les données ayant passé la coupure décrite en 3.1 et sont normalisé par la méthode décrite ici. La figure 9 présente les données avant

et après la normalisation, respectivement.

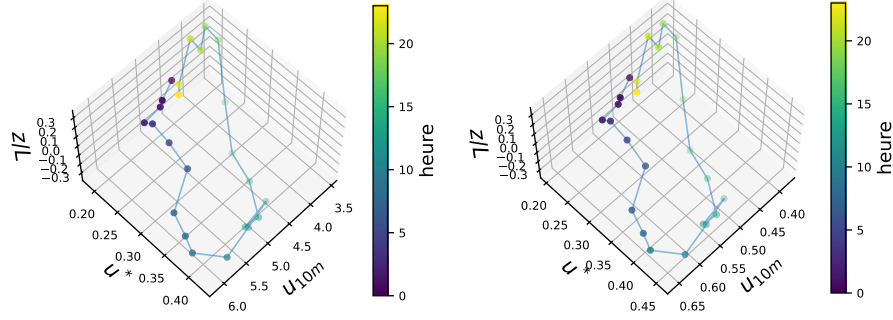


FIGURE 8 – Valeurs médianes pour chaque heure en été 2018 pour la station 2 (US-CF1), avant normalisation (à gauche) et après normalisation (à droite). Une ligne est également présentée entre chaque heure successive permettant de mieux visualiser la boucle engendrée par ces données.

## 4.2 Géométrie du cycle diurne

### 4.2.1 Centre de la boucle

Nous calculons la moyenne des 24 heures composant la boucle pour chaque composante ( $u_{10m}$ ,  $u^*$  et  $z/L$ ), et appelons ce point le centre de la boucle. Nous utilisons la fonction `Orbit_center(...)` (voir annexe B.2) pour effectuer ce calcul.

### 4.2.2 Plan de la boucle, vecteurs propres, valeurs propres et variance

Nous calculons ensuite les vecteur propre et leurs valeur propre associé pour les points de la boucle. Nous calculons ensuite le ratio entre chaque valeur propre et la somme des valeurs propre, nous donnant ainsi la proportion de la variance due aux variations dans l'axe du vecteur propre leur étant associé. Ce ratio est dénoté "Variance ratios" ou "contribution de l'axe" dans nos figure. Nous utilisons les deux vecteur propres ayant les valeurs propres les plus grandes pour décrire le plan occupé par la boucle et appelons ce plan "plan de la boucle". Ce calculer et celui déterminant les vecteurs propre et les valeurs propre sont effectuer utilisant la fonction `Eigenvalues_and_Eigenvectors(...)` (voir annexe B.2).

Nous caractérisons ensuite le plan qui contient les points de la boucle par 2 angles, qui décrivent l'inclinaison par rapport au plan  $u_{10m} - u^*$ . Nous nommons l'angle de rotation dans le plan  $u_{10m} - z/L$  :  $\varphi_{u_{10m}}$  et l'angle de rotation dans le plan  $u_{10m} - z/L$  :  $\varphi_{u^*}$ , et les calculons utilisant la fonction `plane_angles(...)` (voir annexe B.2).

Il est a noter que nous ne désignons pas un côté du plan comme étant le dessus ou le dessous de celui-ci. Ainsi, l'angle qui décrit l'inclinaison est périodique

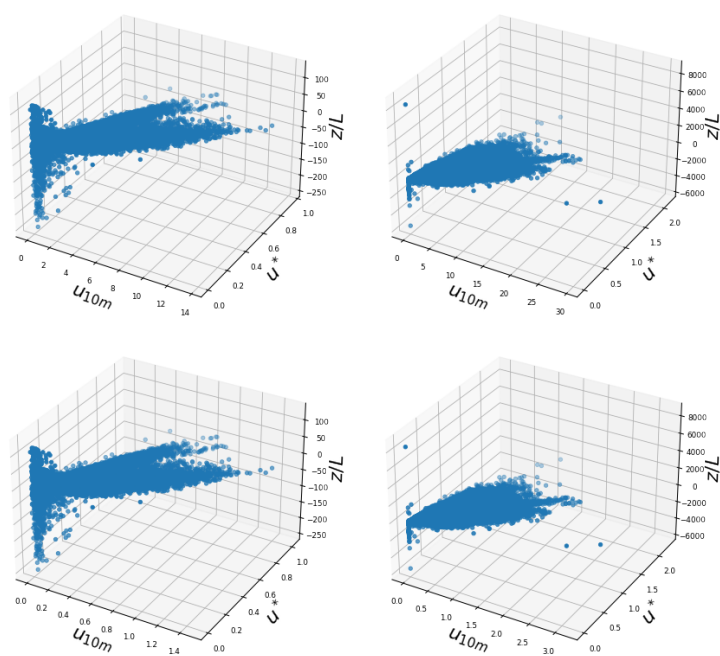


FIGURE 9 – Ensemble de données avant normalisation (en haut) et après normalisation (en bas) pour la station 10 (US-EDN, à gauche) et toutes les stations (à droite).

sur  $180^\circ$ . Les angles calculés varient entre  $-180^\circ$  et  $180^\circ$ , et afin de représenter cette périodicité, nous transformons les angles en additionnant  $180^\circ$  aux angles de moins de  $0^\circ$ , nous donnant maintenant des angles entre  $0^\circ$  et  $180^\circ$ . Pour chaque point de la boucle, nous identifions le point le plus proche de celui-ci qui se trouve dans le plan de la boucle, nous appellerons ses points "points du plan".

#### 4.2.3 Périmètre

Nous caractérisons ensuite l'étendue de la variation des paramètres dans la boucle en utilisant le périmètre. Le périmètre est calculé en additionnant la distance euclidienne entre chaque point consécutif formant la boucle (incluant la distance entre le dernier et le premier point).

#### 4.2.4 Aire

Une autre manière de caractériser l'étendue de la variation des paramètres dans la boucle est en calculant l'aire. Il peut être difficile de définir la forme engendrée par le point de la boucle en 3 dimensions. Nous définissons donc l'aire comme étant l'aire circonscrit par les points du plan.

Pour ce faire, nous utilisons un algorithme de la librairie shapely de python qui utilise une formule de lacet ("shoelace formula"), qui consiste à remplir l'aire occupée par les points de triangle et de calculer l'aire total [16, 17]. Cette méthode ne peut être utilisée que pour des coordonnées bi-dimensionnel, et quoique les points du plan se trouvent dans un plan 2D, ils ont encore des coordonnées en 3 dimensions. Nous effectuons donc une rotation des points du plan par rapport au centre du plan utilisant les 2 angles calculés, soit  $\varphi_{u_{10m}}$  et  $\varphi_{u^*}$ . Nous pouvons donc maintenant discarter la composante en  $z/L$ , qui devrait maintenant être la même pour tous les points, nous donnant des coordonnées en 2 dimensions qui peuvent maintenant être utilisées pour calculer l'aire des points du plan utilisant la méthode de lacet. Nous effectuons ces calculs utilisant les fonctions `rotate_points_around_point(...)` et `calculate_enclosed_area(...)` (voir annexe B.2), et la vérification de ces calculs est présentée dans l'annex A.

### 4.3 Décomposition spectrale du cycle diurne

Les variations de paramètres au cours du cycle diurne sont souvent approximées comme étant une combinaison linéaire de 2 harmoniques, une ayant un cycle diurne (un min et un max par 24 heures) et une ayant un cycle semi-diurne (2 min et 2 max par 24h). Le paramètre étudié, que l'on dénote Y, peut être représenté comme suit :

$$Y(t') = Y_0 + S_1(t') + S_2(t') + \text{résiduel} \quad (16)$$

$$S_n(t') = A_n \sin(nt' + \sigma_n) = a_n \cos(nt') + b_n \sin(nt') \quad (17)$$

Où  $Y_0$  représente la valeur moyenne journalière du paramètre Y,  $n = \{1, 2\}$  pour le cycle diurne et semi-diurne respectivement,  $A_n$  est l'amplitude du cycle

$n$ ,  $\theta_n$  est la phase et  $t'$  est le temps solaire local en radian ( $t' = t_{local}2\pi/24$ )[2]. Cette approximation est utilisée par [2] pour décrire les variations de la température de l'air, la pression de surface, l'humidité relative et l'humidité à la surface, et résulte en de bonnes approximations. Cette approximation est également utilisée pour décrire la variation diurne de la vitesse du vent et de la divergence du vent [3, 4]. Nous utilisons la valeur médiane horaire du paramètre étudié comme valeur de  $Y(t')$  et calculons cette décomposition avec la fonction `Cycle_Diurne(...)` (voir annexe B.2).

Cette méthode semble donc permettre de décrire la variation de tous les paramètres affectés par le cycle diurne. Nous utiliserons cette décomposition pour décrire la variation du vent à 10 m ( $u_{10m}$ ), comme effectuer par [2, 3, 4], mais également pour décrire  $u^*$  et  $z/L$ . De l'équation 12, nous avons une relation linéaire entre  $u_{10m}$  et  $u^*$  et pouvons donc supposer que si une décomposition est appropriée pour  $u_{10m}$ , elle le sera également pour  $u^*$ . Combinant l'équation 7, décrivant  $L$ , avec l'approximation de MOST, nous avons :

$$\frac{z}{L} = -\frac{zkg\theta^*}{(u^*)^2\theta_v} \quad (18)$$

Donc  $z/L$  est proportionnel à  $\theta^*/[(u^*)^2\theta_v]$ , trois paramètres qui sont affecté par le cycle diurne. Il n'est donc pas clair si cette décomposition peut être appliquée au paramètre  $z/L$ . La figure 10 comparent la variance (dénotée var) et le  $\chi^2_\nu$  ( $\chi^2$  réduit) entre les données et la courbe obtenue par décomposition pour  $u_{10m}$ ,  $u^*$  et  $z/L$ . Le  $\chi^2_\nu$  est calculé en comparant les 24 points horaires à la courbe ajuster ayant 4 variables à optimiser, comme décrit aux équations 16 et 17, et utilisant la méthode décrite dans . Nous obtenons des très faibles variance,  $\chi^2_\nu$  et une valeurs de  $P$  du  $\chi^2_\nu$  très près de 1 pour chacune des 3 variables. Les valeurs obtenues pour  $u_{10m}$  et  $u^*$  sont très similaire et des valeurs plus élevé sont obtenue pour  $z/L$ , mais elles décrivent toutes un ajustement très bon de la courbe aux données. Nous sommes donc justifiés d'utiliser cette décomposition pour décrire  $u^*$  et  $z/L$ .

#### 4.3.1 Théorie classique des harmoniques

La théorie classique expliquant la cause des harmoniques attribue l'harmonique diurne au réchauffement du sol par radiation solaire et l'harmonique semi-diurne aux marées. Cette théorique prédit que le réchoffement solaire de l'ozone expliquer 2/3 de l'harmonique semi-diurne et que la vapeur d'eau et le réchauffement su sol explique le reste [18]. Par contre, certaines études plus tard ont remarquer des variations zonales dans l'amplitude de l'harmonique semi-diurne étaient trop grande pour être expliqué par les variations d'ozone et de vapeur d'eau [19]. Ils trouvent également, que le réchaufement du sol n'a pas un grand impact sur l'harmonique semi-diurne.

## 5 Résultats et Discussion

### 5.1 Décomposition du cycle diurne en 2 harmoniques

La figure 10 présente la valeur médiane de chaque heure utilisant toutes les stations pour  $u_{10m}$ ,  $u^*$  et  $z/L$  lors d'un cycle diurne, ainsi que la courbe d'ajustement à ces données qui est la somme d'une harmonique diurne et une semi-diurne. On constate que l'harmonique diurne domine sur la semi-diurne, et que le maximum se trouve en début d'après-midi. Ce qui concorde avec les résultats de [1, 2, 3, 4].

Le maximum de la vitesse du vent en surface survient à 14h23, soit 1h31 plus tard que le maximum de  $u^*$ , représentant le transfert de turbulence mécanique au sol. Ce délai est causé par le temps nécessaire à la turbulence à se propager dans la couche limite. La radiation solaire reçue au sol par unité de surface est maximale vers midi, puisque c'est le moment où le sol est le plus haut dans le ciel. Ceci augmente la température de la surface, réchauffant l'air au-dessus d'elle, ce qui lui fait prendre de l'expansion et réduit sa densité. Avec une plus faible densité que l'air autour d'elle, cette masse d'air monte par flottaison et déplace l'air autour, causant de la turbulence, ce qui mélange l'atmosphère et la quantité de mouvement du vent, augmentant la turbulence mécanique. De plus, les variations de température prennent un certain temps à se propager au travers de la couche, et augmentent la hauteur de la couche limite, ce qui permet de transmettre plus de quantité de mouvement à la surface, puisque la vitesse du vent croît logarithmiquement avec l'altitude. Nous avons donc un maximum de turbulences mécanique peu après midi, puis un maximum de vitesse du vent à 10 m 1h31 plus tard, lorsque la quantité de mouvement est bien mélangée au travers de toute la couche et la quantité de mouvement des vents de plus haute altitude est bien mélanger avec celui de surface.

Le maximum de  $z/L$  survient encore plus tôt, à 11h07, soit pratiquement 2 heures avant le maximum de  $u^*$ , et même avant le maximum de radiation solaire.  $z/L$  décrit la stabilité, et plus sa valeur est faible, plus l'atmosphère est instable. Nous remarquons que  $z/L$  débute à diminuer lorsque le soleil se lève<sup>1</sup>. Lors du lever du soleil, le sol est réchauffé, réchauffant l'air au-dessus d'elle et débutant la formation de nouveaux tourbillons, et ce réchauffement et ces tourbillons s'étendent dans la couche limite, déstabilisant l'atmosphère et réduisant la valeur de  $z/L$ . La turbulence thermique déplace l'air ainsi que ses propriétés, comme sa quantité de mouvement, augmentant ainsi la turbulence mécanique. De l'équation 7, nous savons que  $z/L \propto (\overline{w'\theta'_v})_s / (u^*)^3$ . Ainsi si l'augmentation de  $(u^*)^3$  est plus grande que l'augmentation de  $(\overline{w'\theta'_v})_s$ , la valeur de  $z/L$  s'approche de 0. Nous avons donc un moment, avant midi, où l'augmentation de la

---

1. Il est à noter que, comme mentionner dans la section 3.1, notre ensemble de données comprend environ la moitié moins du mois d'hiver que toutes les autres saisons, et donc cette analyse de toutes les saisons confondues représente moins l'hiver, expliquant pourquoi l'heure du début de l'augmentation de  $z/L$  est plus proche de l'heure du lever du soleil d'été que d'hiver.



turbulence mécanique devient plus grande que l'augmentation de la turbulence thermique et  $z/L$  commence à s'approcher de 0, malgré le fait que la turbulence thermique continue à croître.

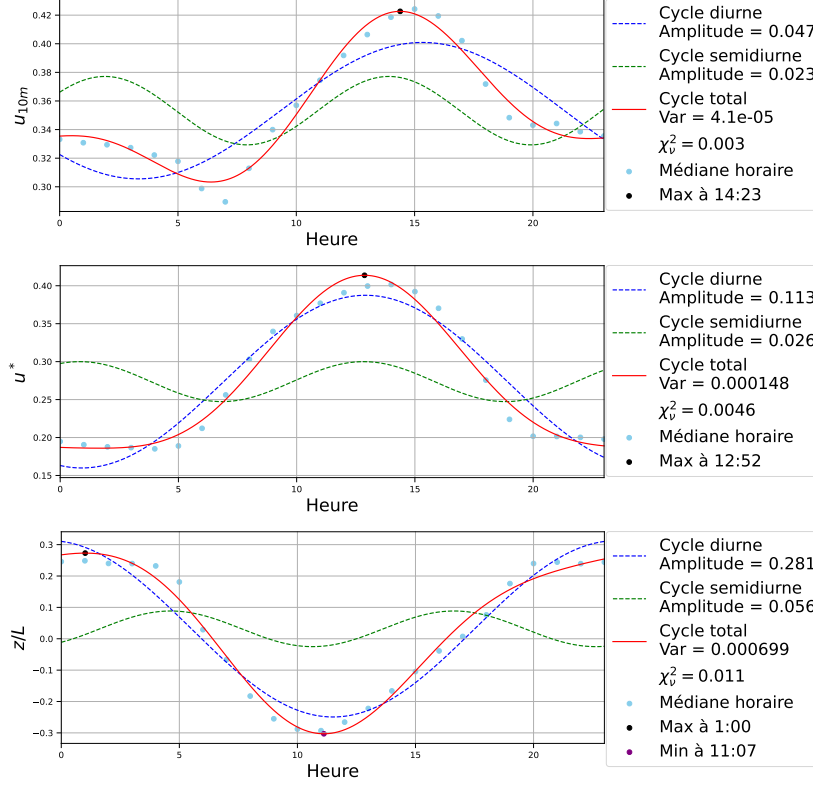


FIGURE 10 – Valeur moyenne à chaque heure, de  $u_{10m}$  (en haut),  $u^*$  (au centre) et  $z/L$  (en bas) lors d'un cycle diurne, pour toutes les stations confondues. La courbe rouge représente la courbe d'ajustement avec sa variance qui est la somme de la courbe bleue (harmonique diurne, une période par 24 heures) et la courbe verte (harmonique semi-diurne, deux périodes par 24 heures).

### 5.1.1 Variations saisonnières

Étudions maintenant l'impact des variations saisonnières sur chaque paramètre. La figure 11 présente les variations du vent de surface à 10 m,  $u_{10m}$ , pour chaque saison. Le  $\chi^2_\nu$  est plus élevé pour l'hiver, ce qui est attendu, puisque les valeurs horaires sont basées sur seulement 38 hivers, soit environ la moitié du nombre utilisé pour l'été. Nous observons des variations plus importantes en été qu'en hiver. Ceci peut être expliqué par le fait que la couche limite est plus haute en été qu'en hiver, et que la vitesse du vent croît de manière logarithmique avec l'altitude. Ainsi, en été, les tourbillons peuvent aller chercher plus d'air

ayant une plus grande quantité de mouvement en altitude et l'emporter au sol, causent de plus grandes variations diurnes en été qu'en hiver. De même manière puisque la couche limite est plus basse en hiver, cela prend moins de temps aux tourbillons à couvrir toute la couche limite, et donc le maximum est atteint plus tôt dans la journée en hiver qu'en été. Nous trouvons que le maximum se trouve 1h05 plus tôt en hiver par rapport à l'été, ce qui est une différence non négligeable par rapport au 1h30 obtenue par [4]. La figure 12, qui présente le cycle diurne d'hiver en US-AZ (2 hivers) et en US-MN (9 hivers), montre que la position semble avoir une influence sur le moment où le maximum est atteint. Il y a une différence de 1h32 entre le maximum de variation de ces deux stations, ce qui est plus grand que la différence temporelle du maximum de variation entre l'été et l'hiver, utilisant toutes les stations. Puisque nous avons si peu de données, et n'avons effectué aucune coupure, il est difficile de déterminer si ce que nous observons est bien représentatif de la réalité.

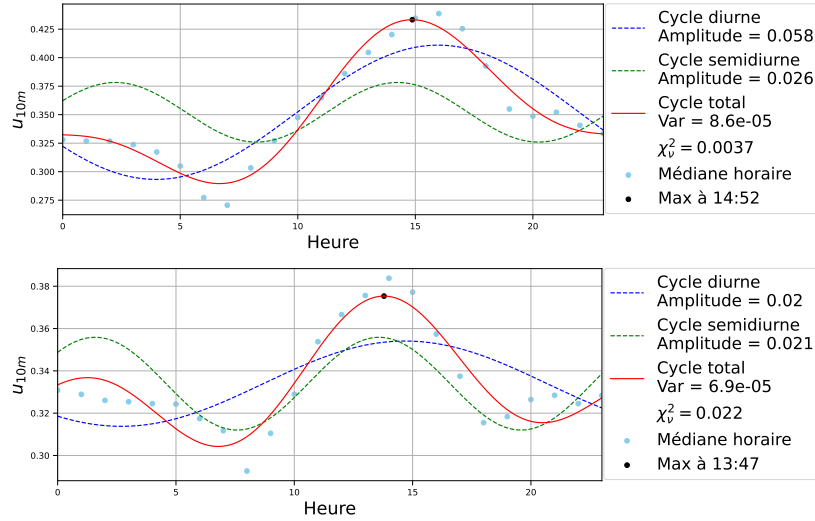


FIGURE 11 – Valeur moyenne à chaque heure, pour toutes les stations confondues, de  $u_{10m}$  en été (en haut), et en hiver (en bas) lors d'un cycle diurne. La courbe rouge représente la courbe d'ajustement avec sa variance qui est la somme de la courbe bleue (harmonique diurne, une période par 24 heures) et la courbe verte (harmonique semi-diurne, deux périodes par 24 heures).

Analysons maintenant l'impact des variations saisonnières sur la décomposition spectrale des variations diurne de  $u_{10m}$ , considérant toujours la figure 11. L'amplitude de l'harmonique diurne est beaucoup plus grande en été qu'en hiver. Ceci est donc consistant avec l'idée que l'amplitude de l'harmonique diurne est principalement causée par le réchauffement du sol par la radiation solaire, et est également ce qui est observé par [19]. L'amplitude de l'harmonique semi-diurne quant à elle semble restée similaire indépendamment des saisons, et donc indé-

pendante de la radiation solaire. Leur amplitude semble être plus influencée par la position de la station, comme on peut le constater, à figures 12 qui présente le cycle diurne d’hiver en US-AZ (2 hivers) et en US-MN (9 hivers). L’amplitude de l’harmonique semi-diurne domine uniquement pour US-AZ, qui est basé sur 2 saisons. Cependant, je ne crois pas qu’il est justifié de discriminer les données de US-AZ, qui a un  $\chi^2_\nu$  de 0.1761, étant donné que US-DE a un  $\chi^2_\nu$  de 0.5737, et est également basé sur 2 saisons. US-AZ et US-MN ne se trouvent pas proches de l’océan, et donc cette variation ne peut être causée par les brises de terre et de mer, mais l’est des États-Unis est beaucoup plus montagneux que l’ouest, et donc l’augmentation de la vitesse du vent durant la nuit et la diminution durant le jour à US-AZ pourrait être causée par les brises de vallées et de montagnes. De plus, avoir de fortes différences d’amplitude pour l’harmonique semi-diurne à 2 endroits aux États-Unis, contredit la supposition de la théorie classique [18], qui prédit que la majorité de l’harmonique semi-diurne serait causé par le réchauffement de l’ozone par la radiation solaire, puisque l’épaisseur est constante au-dessus des États-Unis. L’harmonique diurne domine en été alors que la diurne et la semi-diurne sont d’amplitude comparable en hiver. Les résultats d’hivers sont moins fiables, étant basés sur uniquement 38 saisons, mais l’automne est basé sur 62 saisons, ce qui est comparable aux deux autres saisons, et à part l’hiver, ils ont tous une variance et un  $\chi^2_\nu$  comparable. Ceci pourrait donc impliquer qu’en hiver la radiation solaire n’est pas forcément le phénomène dominant les variations du cycle diurne.

Les variations saisonnières pour  $u^*$  et  $z/L$  sont similaires, nous les étudierons donc simultanément, utilisant les figures 13 et 14. Malgré le fait que le spectre d’été est basé sur plus des deux fois plus de données que celui d’hiver, pour  $u^*$  et  $z/L$ , le  $\chi^2_\nu$  est plus grand en été qu’en hiver. Ceci est peut-être encore dû au fait que les variations dépendent de la station. Pour  $u^*$ , si l’on regarde spécifiquement les 3 endroits ayant le plus de saisons d’été, comme le montre la figure 15, l’été à US-ID, a un maximum à 13 :17 et un  $\chi^2_\nu = 0.0061$  et l’été à US-MN a un maximum à 12 :13 et un  $\chi^2_\nu = 0.0071$ . Ces deux endroits ont des  $\chi^2_\nu$  assez faibles, mais incompatibles, causant une augmentation du  $\chi^2_\nu$  lorsque nous mettons toutes les stations ensemble. De plus, ces deux maximum sont encore plus loin de celui à US-CA, qui se trouve à 14h55 et est la position ayant le plus de saisons d’été, mais également un très haut  $\chi^2_\nu = 0.0245$ . Tous ces facteurs font que le  $\chi^2_\nu$  d’été est très grand lorsque nous considérons toutes les positions ensemble. Pour  $z/L$ , nous avons également des endroits avec des  $\chi^2_\nu$  très faible et d’autres très élevés. Ceci remet également en question s’il est approprié d’effectuer cette analyse en prenant la médiane de mesures prises à différentes stations et s’il serait mieux de les analyser séparément. Nous observons des variations diurnes de plus grandes amplitudes en été qu’en hiver, et que le maximum de variations survient 1h04 plus tôt en été qu’en hiver pour  $u^*$  pour les mêmes raisons que nous avons expliquées pour  $u_{10m}$ .

Analysons maintenant l’impact des variations saisonnières sur la décomposition spectrale des variations diurne de  $u^*$  considérant toujours les figures 13. Le  $\chi^2_\nu$  de  $z/L$  est assés haut en été et en hiver et ne sera donc pas considéré dans cette

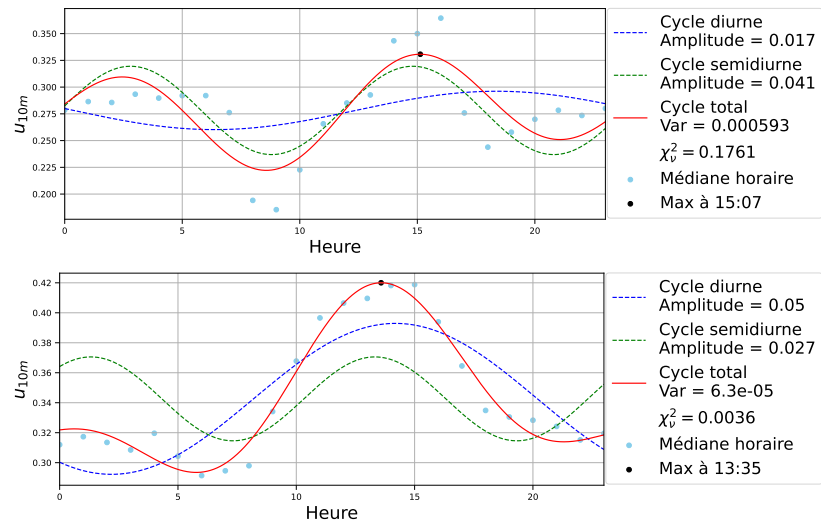


FIGURE 12 – Valeur moyenne à chaque heure en hiver lors d’un cycle diurne pour les stations aux positions US-AZ (en haut), utilisant 2 hivers, et US-MN (en bas), utilisant 9 hivers . La courbe rouge représente la courbe d’ajustement avec sa variance qui est la somme de la courbe bleue (harmonique diurne, une période par 24 heures) et la courbe verte (harmonique semi-diurne, deux périodes par 24 heures).

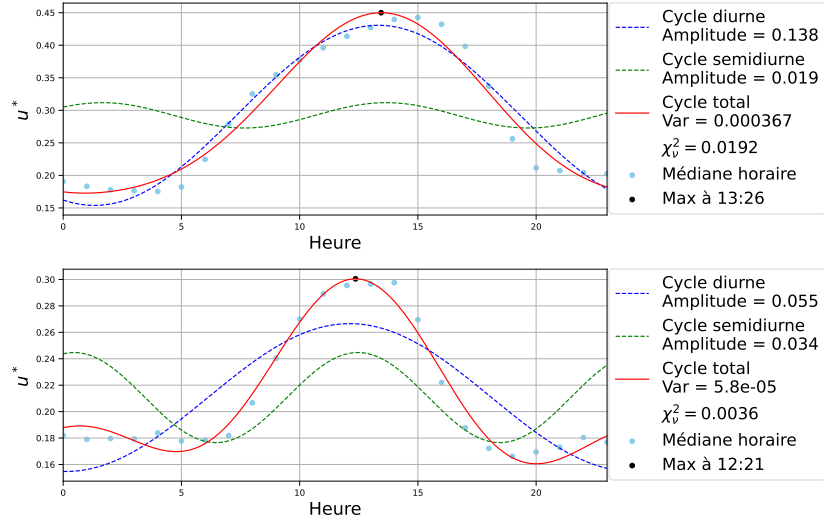


FIGURE 13 – Valeur moyenne à chaque heure, pour toutes les stations confondues, de  $u^*$  en été (en haut), et en hiver (en bas) lors d'un cycle diurne. La courbe rouge représente la courbe d'ajustement avec sa variance qui est la somme de la courbe bleue (harmonique diurne, une période par 24 heures) et la courbe verte (harmonique semi-diurne, deux périodes par 24 heures).

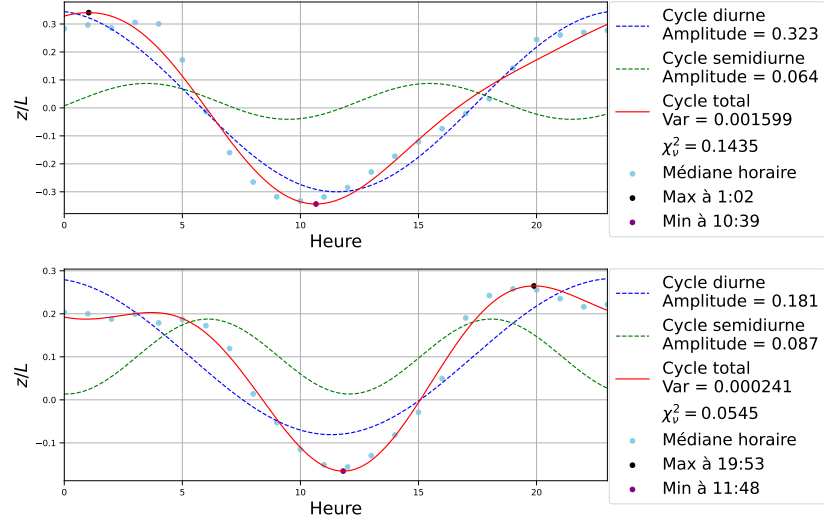


FIGURE 14 – Valeur moyenne à chaque heure, pour toutes les stations confondues, de  $z/L$  en été (en haut), et en hiver (en bas) lors d'un cycle diurne. La courbe rouge représente la courbe d'ajustement avec sa variance qui est la somme de la courbe bleue (harmonique diurne, une période par 24 heures) et la courbe verte (harmonique semi-diurne, deux périodes par 24 heures).

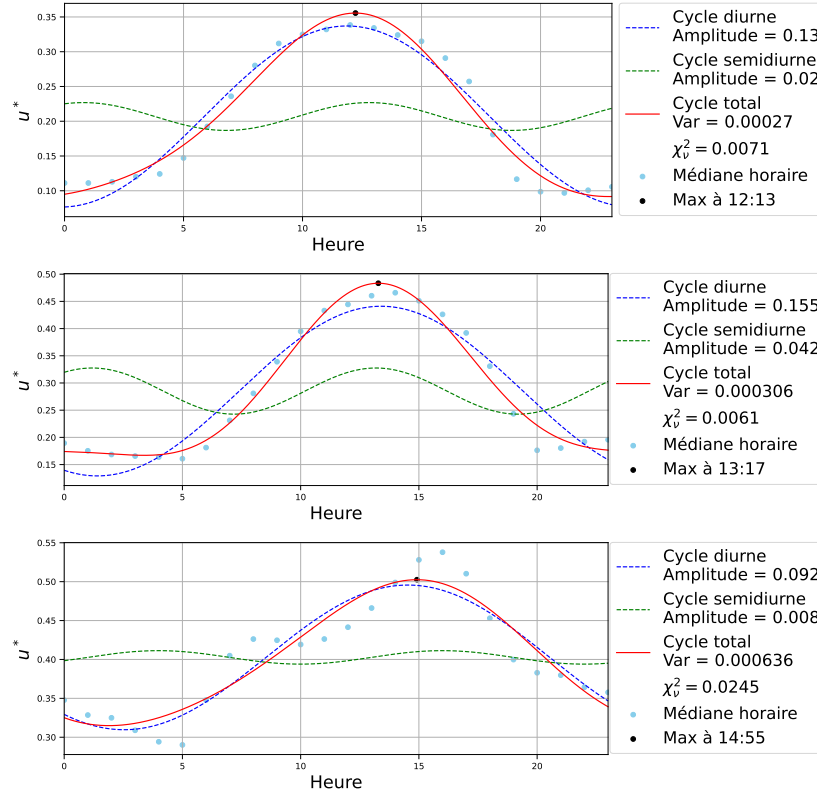


FIGURE 15 – Valeur moyenne à chaque heure en été lors d’un cycle diurne pour les stations aux positions US-MN (en haut), utilisant 11 étés, US-ID (en au centre), utilisant 16 étés, et US-CA (en bas), utilisant 36 étés . La courbe rouge représente la courbe d’ajustement avec sa variance qui est la somme de la courbe bleue (harmonique diurne, une période par 24 heures) et la courbe verte (harmonique semi-diurne, deux périodes par 24 heures).

analyse. L’amplitude de l’harmonique diurne est plus grande en été et plus faible en hiver. Ces anomalies sont parfaitement compatibles avec l’idée qu’elles sont causées par le réchauffement du sol par radiation solaire. L’amplitude de l’harmonique semi-diurne est plus faible en été et plus élevée en hiver. L’épaisseur de la couche d’ozone varie à travers les saisons, étant plus épaisse durant l’hiver que durant l’été. Ainsi, pour  $u^*$ , la variation de l’amplitude de l’harmonique est compatible avec l’idée qu’elle est affectée par le réchauffement solaire de l’ozone, comme le prédit la théorie classique [18].

## 5.2 Géométrie du cycle diurne

Décrivons maintenant la géométrie du cycle diurne dans l’espace 3D de  $u_{10m}$ ,  $u^*$  et  $z/L$ . Comme le montre la figure 16 la distribution de la position du centre de la boucle semble avoir 2 branches lorsqu’on compare  $z/L$  à  $u_{10m}$  et  $u^*$ . Ceci peut être expliqué par le fait que, comme discuter dans la section 2.5 sur MOST, les équations décrivant  $u_{10m}$  et  $u^*$ , soit 10 et 12 respectivement, dépendent de  $\Psi_m$ , qui est représenté par une fonction différente dépendamment de la valeur de  $z/L$ . Ainsi, la valeur de  $z/L$  détermine le  $\Psi_m$  utilisé pour décrire  $u_{10m}$  et  $u^*$ .  $z/L$  à principalement de faibles valeurs, mais peut prendre des valeurs plus élevées lorsque  $u_{10m}$  ou  $u^*$  à de faibles valeurs.

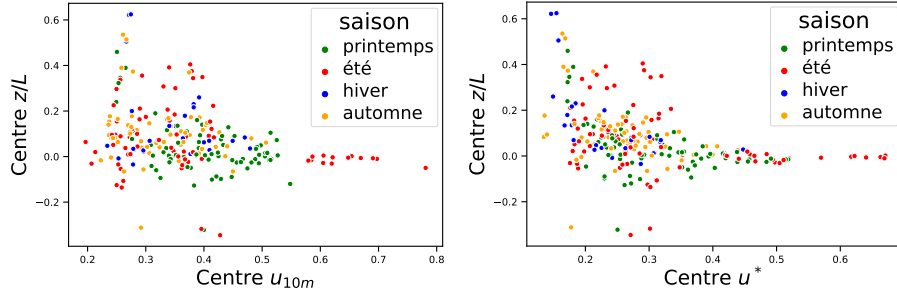


FIGURE 16 – Valeurs du centre de la boucle de  $z/L$  comparativement à  $u_{10m}$  (à gauche) et  $u^*$  (à droite) pour différentes saisons, incluant toutes les stations et toutes les années.

La figure 17 compare les variations en  $u_{10m}$  et à celles en  $u^*$ , et montre une corrélation positive entre eux. Ceci peut être expliqué par le fait que  $u^*$  représente le transfert de quantité de mouvement turbulent à la surface, et donc plus la surface reçoit de quantité de mouvement, plus  $u_{10m}$ , le vent à 10 m, est grand. Ce qui est également ce à quoi nous attendions de l’équation 10 qui montre une relation linéaire et positive entre  $u_{10m}$  et  $u^*$ ,

Un résultat intéressant que nous obtenons est le fait que les points dans l’espace des 3 variables forment une boucle, mais que cette boucle occuper principalement un espace 2D. En identifiant les vecteurs propres et leurs valeurs propres, nous pouvons déterminer l’impact de la variation dans chacun des axes (iden-

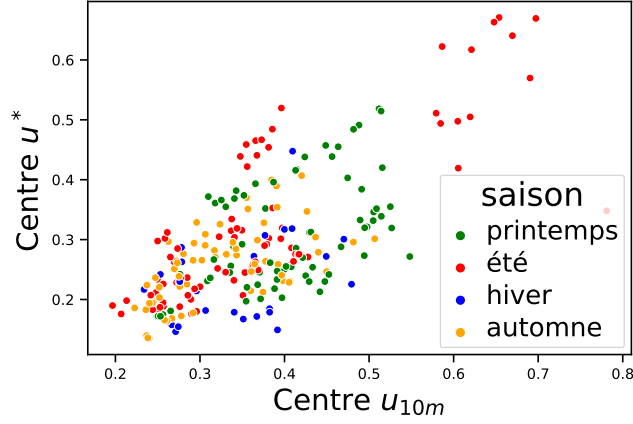


FIGURE 17 – Valeurs du centre de la boucle de  $u_{10m}$  et  $u^*$  pour différentes saisons, incluant toutes les stations et toutes les années.

tifié par les vecteurs propres) sur la variance totale, et nous trouvons que l'axe contribuant le moins contribue entre 3% et 0.006% de la variance totale pour nos 252 saisons. Les boucles avec la plus faible et la plus grande contribution du 3<sup>e</sup> axe, ainsi qu'une boucle typique, sont présentés à la figure 18.

La figure 19 montre une forte corrélation négative entre les constitutions des variances dues à l'axe principal et dû à l'axe secondaire, indiquant que lorsque l'un est moins important, l'autre devient plus important, nous indiquant qu'ils sont bien les axes dominants, et que lorsque l'un d'eux diminue, ce n'est pas le 3<sup>e</sup> qui augmente, confirmant que ces points occupent bien un plan.

Comme nous l'avons vu lors de notre étude des paramètres individuels dans la section 5.1.1, l'amplitude des variations diurnes est toujours plus grande en été qu'en hiver. Ainsi, il n'est pas surprenant que l'air circonscrit par les points de la boucle soit plus grand en été qu'en hiver, comme le montre la figure 20.

Une autre méthode permet de séparer les saisons davantage, comme le montre la figure 21. De manière générale, comme nous l'avons vu dans la section 5.1.1, l'amplitude des variations est plus grande en été qu'en hiver, et donc de manière générale, plus le centre de  $u^*$  est grand, plus nous avons de chance d'être en été et plus il est faible, plus nous avons de chance d'être en hiver. Si nous n'avons que des variations dues à des harmoniques diurnes, nous nous attendons à avoir tous les points dans un plan, puisqu'une harmonique diurne forme une boucle plane dans un espace 3D. Ainsi, toutes les variations par rapport aux harmoniques diurnes contribuent à amplifier la contribution de l'axe 3, et ceci inclut les variations dues à l'harmonique semi-diurne. Dans la section 5.1.1, nous avons trouvé que l'harmonique semi-diurne était plus grande en hiver qu'en été pour  $u^*$ , expliquant pourquoi les valeurs les plus grandes de la contribution de l'axe 3 se trouvent en hiver. Nous avons également trouvé que l'amplitude



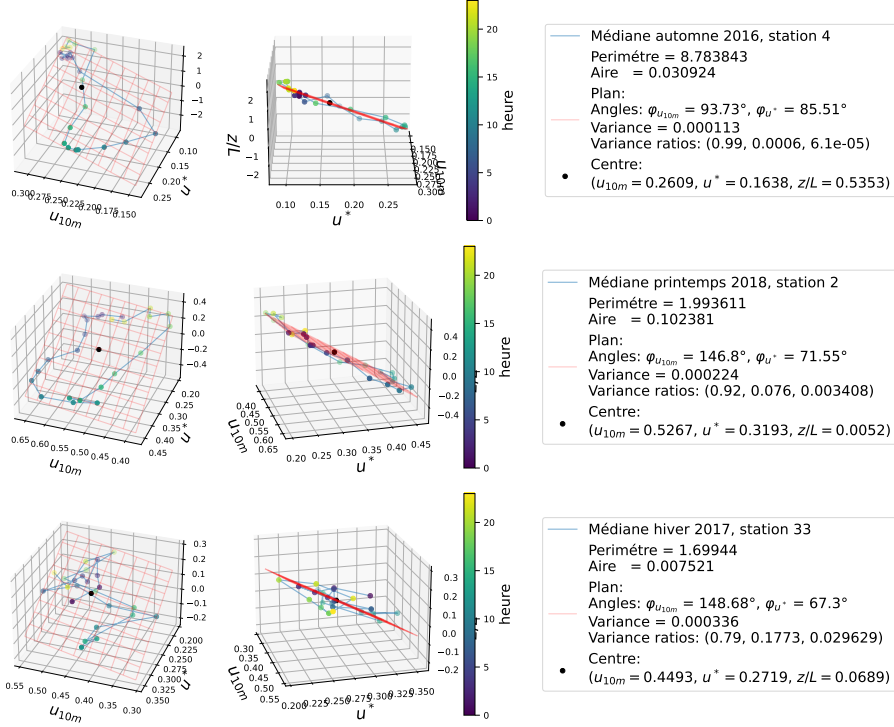


FIGURE 18 – Boucle pour l'automne 2016 de la station 4 (en haut), le printemps 2018 de la station 2 (au centre) et l'hiver 2017 de la station 33 (en bas), vue de face (à gauche) et à travers le plan (à droite).

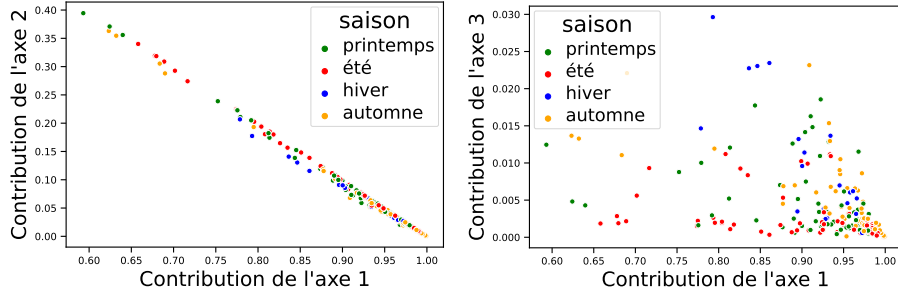


FIGURE 19 – Comparaison de la contribution à la variance totale de l'axe dominant à l'axe secondaire (à gauche) et l'axe tertiaire (à droite).

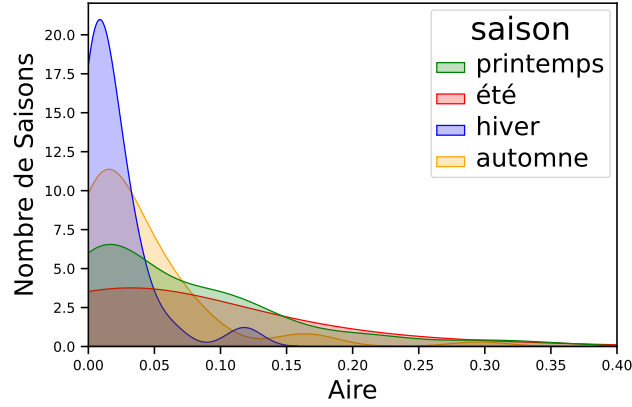


FIGURE 20 – Courbe d’ajustement sur la relation entre l’air et le nombre de saisons.

de l’harmonique semi-diurne était stable avec les saisons pour  $u_{10m}$ , expliquant également pourquoi nous ne trouvons pas de corrélation saisonnière lorsque l’on compare le centre de  $u_{10m}$  avec la contribution de l’axe 3.

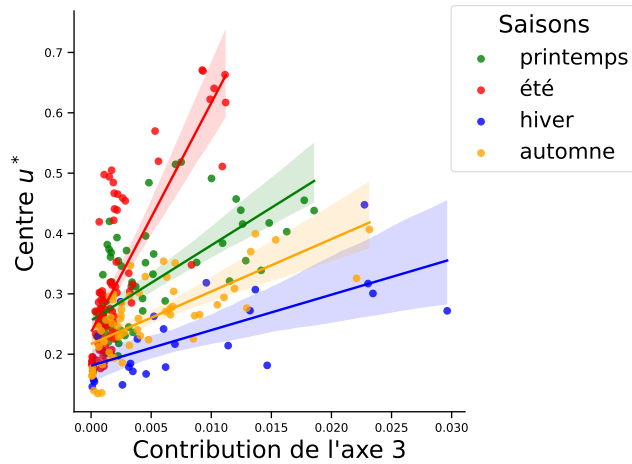


FIGURE 21 – Droite d’ajustement sur la relation entre la contribution du 3<sup>e</sup> axe contribuant à le centre de  $u^*$ .

Ainsi, si les variations par rapport au plan nous informe sur l’amplitude des harmoniques semi-diurnes, l’angle d’inclinaison nous informe sur l’amplitude des harmoniques diurnes, puisque celle-ci sont responsable de la formation des la boucle dans l’espace 3D. La figure 22 présente l’inclinaison du plan contenant les points de la boucle par rapport au plan  $u_{10m}-u^*$ . Ainsi, un angle de  $0^\circ$  (ou

180°) correspond à une amplitude nulle du cycle diurne, et plus l'angle est proche de 90°, plus l'amplitude de l'harmonique diurne est grande. Nous observons que plus l'un des angles est proche de 90°, plus l'autre l'est également et inversement, et ceci concorde avec ce que nous avons observé précédemment à la figure 17, soit que  $u_{10m}$  et  $u^*$  sont positivement corrélés, donc si l'un croît, l'autre croît également, et il en va de même pour l'amplitude de leur harmonique diurne.

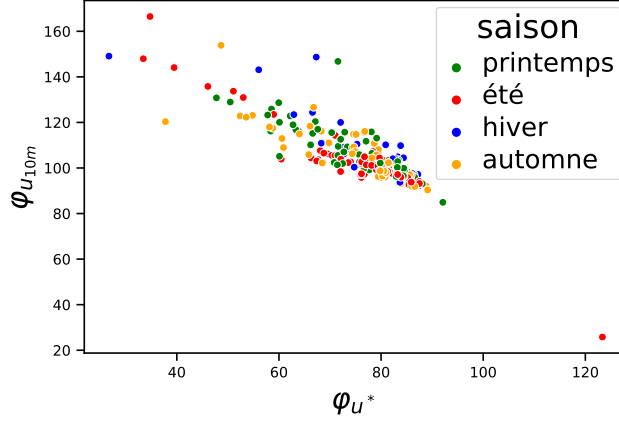


FIGURE 22 – Valeurs des angles d'inclinaison du plan qui contient les points de la boucle comparativement au plan  $u_{10m}-u^*$  dans l'axe  $u_{10m} - z/L$  ( $\varphi_{u_{10m}}$ ) et  $u^* - z/L$  ( $\varphi_{u^*}$ ) pour différentes saisons, incluant toutes les stations et toutes les années.

## 6 Conclusion

Dans ce rapport, nous avons étudié le cycle diurne des vents à la surface et la relation avec d'autres variables de surface comme la vitesse de frottement et la stabilité, afin d'essayer d'identifier des propriétés géométriques pouvant nous permettre d'améliorer nos comparaisons entre observations et simulations.

Une étude du cycle diurne n'avait encore jamais été faite de manière quantitative sur la vitesse de frottement et le paramètre de stabilité  $z/L$ , et nous avons déterminé que la décomposition spectral de leurs variations diurnes en deux harmoniques, une diurne et une semi-diurne, était une bonne représentation pour ces deux paramètres et semble effectivement une bonne décomposition pour toute variable météorologique répondant au forçage de la radiation solaire. Nous avons discuté des causes des variations d'amplitude des harmoniques ainsi que la cause du déplacement temporel du maximum d'intensité de variation à travers les saisons. Nous avons trouvé que l'harmonique diurne semble bien être causé par le réchauffement du sol par radiation solaire, et donc a la même cause pour tous les paramètres. Par contre, pour l'harmonique semi-diurne, son amplitude était constante à travers les saisons pour  $u_{10m}$ , mais variait dépendamment de la position, ce qui est incompatible avec la théorie classique qui dit que la cause principale de la variation d'amplitude de l'harmonique semi-diurne est le réchauffement de l'ozone par radiation solaire. Par contre, pour  $u^*$ , nous avons trouvé que l'amplitude de l'harmonique semi-diurne était plus grande en hiver qu'en été, ce qui est compatible avec la théorie classique. Donc, l'harmonique semi-diurne semble avoir des causes différentes dépendamment du paramètre étudié, et son amplitude peut dépendre de la position et de la saison. Par exemple, le fait que nous avons si peu de données, principalement en hiver, met en doute l'exactitude de nos résultats. Aussi, le fait que la position temporelle du maximum d'intensité ainsi que l'amplitude des harmoniques semblent être fortement influencées par la position des stations, et que ces variations sont parfois plus importantes que les variations entre l'été et l'hiver, nous port à croire qu'une étude du cycle diurne considérant les stations individuellement pourrait donner des résultats plus précis, mais à ce moment nos analyses seraient affectées davantage par les erreurs systématiques de chaque station. Effectuer des coupures et utiliser les moyennes à la place des médianes comme nous l'avons fait devrait aussi être considérée dans des études futures afin d'avoir une meilleure représentation des données.

Nous avons ensuite effectué une étude de la géométrie du cycle diurne dans l'espace des 3 paramètres, et avons trouvé que les variations du cycle diurne se trouvaient dans une boucle et que cette boucle se trouvait principalement dans un plan. Nous avons expliqué cela par le fait qu'une variation suivant une harmonique diurne dans un espace 1D forme une boucle plane dans un espace 3D et que les variations par rapport à ce plan sont causées par des variations par rapport à l'harmonique diurne, et donc l'harmonique semi-diurne. Nous utilisons une combinaison d'ondes pour décrire le cycle diurne de chaque paramètre individuellement, mais il serait aussi intéressant d'essayer d'optimiser

des boucles avec différent nombre de périodes à la boucle en 3 dimensions, certaines propriétés de la boucle que nous obtenons en 1 dimension par paramètre pourraient mieux prendre en compte l'interaction entre les différentes variables. Nous n'avons pas encore comparé les caractérisations géométriques à différents modèles, il est donc encore difficile à ce stade de savoir quels paramètres seraient les plus utiles. Nous avons tout de même trouver des paramètres qui sont prometteurs, comme l'angle d'inclinaison du plan qui pourrait nous donner de l'information sur l'amplitude de l'harmonique diurne, et la contribution de l'axe 3 à la variance, qui pourrait nous donnée de l'information sur l'amplitude de l'harmonique semi-diurne. Nous n'avons pas testé cette hypothèse du lien entre les propriétés géométriques et les harmoniques, et il serait important de vérifier si cette relation est bien là.

## Références

- [1] R. J. BARTHELMIE, B. GRISOGONO et S. C. PRYOR. « Observations and simulations of diurnal cycles of near-surface wind speeds over land and sea ». In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 101.D16 (1996), p. 21327-21337. DOI : [10.1029/96JD01520](https://doi.org/10.1029/96JD01520).
- [2] Aiguo DAI et Clara DESER. « Diurnal and semidiurnal variations in global surface wind and divergence fields ». In : *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 104.D24 (1999), p. 31109-31125. DOI : [10.1029/1999JD900927](https://doi.org/10.1029/1999JD900927).
- [3] Yuntao WEI et Zhaoxia PU. « Diurnal cycle of precipitation and near-surface atmospheric conditions over the maritime continent: land-sea contrast and impacts of ambient winds in cloud-permitting simulations ». In : *Climate Dynamics* 58.9 (mai 2022), p. 2421-2449. ISSN : 1432-0894. DOI : [10.1007/s00382-021-06012-3](https://doi.org/10.1007/s00382-021-06012-3).
- [4] Aiguo DAI. « The diurnal cycle from observations and ERA5 in surface pressure, temperature, humidity, and winds ». In : *Climate Dynamics* 61.5 (sept. 2023), p. 2965-2990. ISSN : 1432-0894. DOI : [10.1007/s00382-023-06721-x](https://doi.org/10.1007/s00382-023-06721-x).
- [5] Mark Z. JACOBSON. *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. 2nd. Cambridge, UK : Cambridge University Press, 2005. Chap. Chapter 8. DOI : [10.1017/CB09781139165389](https://doi.org/10.1017/CB09781139165389).
- [6] Roland B. STULL. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht, Boston, London : Kluwer Academic Publishers, 1988. DOI : [10.1007/978-94-009-3027-8](https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8).
- [7] Mark Z. JACOBSON. *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. 2nd. Cambridge, UK : Cambridge University Press, 2005. Chap. Chapter 4. DOI : <https://doi.org/10.1017/CB09781139165389>.
- [8] H. LETTAU. « Note on Aerodynamic Roughness-Parameter Estimation on the Basis of Roughness-Element Description ». In : *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 8.5 (1969), p. 828-832. DOI : [10.1175/1520-0450\(1969\)008<0828:NOARPE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1969)008<0828:NOARPE>2.0.CO;2).
- [9] Ronald L. PETERSEN. « A wind tunnel evaluation of methods for estimating surface roughness length at industrial facilities ». In : *Atmospheric Environment* 31.1 (1997), p. 45-57. ISSN : 1352-2310. DOI : [10.1016/S1352-2310\(96\)00154-9](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(96)00154-9).
- [10] P.J. SELLERS et al. « A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMS. Part I: Model Formulation ». In : *Journal of Climate* 9.4 (1996), p. 676-705. DOI : [10.1175/1520-0442\(1996\)009<0676:ARLSPF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<0676:ARLSPF>2.0.CO;2).
- [11] J.R. GARRATT. « Review: the atmospheric boundary layer ». In : *Earth-Science Reviews* 37.1 (1994), p. 89-134. ISSN : 0012-8252. DOI : [10.1016/0012-8252\(94\)90026-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90026-4).

- [12] C.D. AHRENS et R. HENSON. *Meteorology Today*. MindTap Course List Series. Cengage Learning, 2016. ISBN : 9781305113589.
- [13] NATIONAL WEATHER SERVICE. *Seasons*. <https://www.weather.gov/fsd/season>. Accessed: 2024-06-18. 2024.
- [14] Daniel V. SCHROEDER. *Understanding Astronomy: The Sun and the Seasons*. <https://physics.weber.edu/schroeder/ua/sunandseasons.html>. Department of Physics, Weber State University. Accessed: 2024-06-18. 2024.
- [15] Gilberto PASTORELLO et al. « The FLUXNET2015 dataset and the ONE-Flux processing pipeline for eddy covariance data ». In : *Scientific Data* 7.1 (juill. 2020), p. 225. ISSN : 2052-4463. DOI : [10.1038/s41597-020-0534-3](https://doi.org/10.1038/s41597-020-0534-3).
- [16] Sean GILLIES. *The Shapely User Manual*. Accessed: 2024-05-22. 2024. URL : <https://shapely.readthedocs.io/en/stable/manual.html>.
- [17] Shapely DEVELOPERS. *Shapely Documentation: shapely.Polygon*. Accessed: 2024-05-22. 2024. URL : <https://shapely.readthedocs.io/en/stable/reference/shapely.Polygon.html>.
- [18] Sydney CHAPMAN et Richard S. LINDZEN. *Atmospheric Tides: Thermal and Gravitational*. 1<sup>re</sup> éd. Springer Book Archive. Springer Dordrecht, 1970, p. IX, 200. ISBN : 978-90-277-0113-8. DOI : [10.1007/978-94-010-3399-2](https://doi.org/10.1007/978-94-010-3399-2).
- [19] Aiguo DAI et Junhong WANG. « Diurnal and Semidiurnal Tides in Global Surface Pressure Fields ». In : *Journal of the Atmospheric Sciences* 56.22 (1999), p. 3874-3891. DOI : [10.1175/1520-0469\(1999\)056<3874:DASTIG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<3874:DASTIG>2.0.CO;2). URL : [https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/56/22/1520-0469\\_1999\\_056\\_3874\\_dastig\\_2.0.co\\_2.xml](https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/56/22/1520-0469_1999_056_3874_dastig_2.0.co_2.xml).

## A Vérification des calculs pour l'analyse des données

Puisque nous effectuons des rotations dans un espace 3D et que nous effectuons des rotations successives dans 2 axes différent, il est à noter que l'ordre des opérations est important. De plus, si nous avons un plan A avec une inclinaison dans 2 axes (par exemple l'angle que nous avons entre  $z/L$  et  $u^*$  et entre  $z/L$  et  $u_{10m}$ ) par rapport à un autre plan B (par exemple, le plan  $u^*-u_{10m}$ ), si nous effectuons simplement une rotation inverse des 2 angles d'inclinaison sur le plan A, celui-ci ne sera pas parallèle au plan B, puisque la première rotation change l'angle d'inclinaison par rapport au deuxième axe. Ainsi, après avoir effectué la rotation dans le premier axe, nous calculons à nouveau l'angle entre les deux plans dans le second axe avant d'effectuer la seconde rotation, s'assurant ainsi que le plan A et B sont bien parallèle. Les angles mentionnés dans cette vérification sont ceux pertinents pour les vérifications, les calculs complets effectués sont présentés dans la section "Test" de l'annexe B.2.

Nous définissons d'abord une boucle délimitant une aire que nous pouvons facilement calculer. Pour ce faire, nous définissons notre boucle test dans un plan 2D et nous délimitons une aire autour d'un carré de dimensions  $10 \times 10$  et d'un autre de dimensions  $5 \times 5$ , présenté à la figure 23, délimitant ainsi une aire de  $10 \times 10 + 5 \times 5 = 125$ .

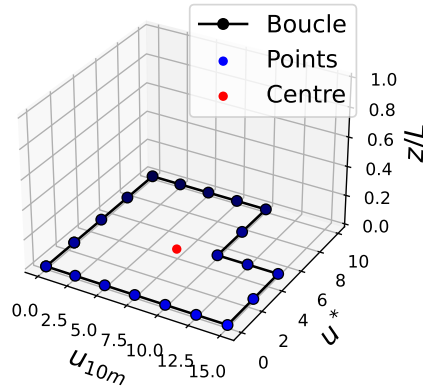


FIGURE 23 – Les points et le centre d'une boucle test.

Nous effectuons ensuite une rotation sur les points de la boucle utilisant la fonction `rotate_points_around_point(...)` (voir annexe B.2) et des valeurs typiques d'angles, soit  $160^\circ$  entre  $z/L$  et  $u^*$  et  $15^\circ$  entre  $z/L$  et  $u_{10m}$ . Nous calculons la distance entre chaque point avant et après la rotation et ne remarquons aucune différence, comme on peut le constater à la figure 24, indiquant que le périmètre reste inchangé lors de cette transformation (ce qui est ce à quoi nous nous attendons si la transformation est effectuée correctement). Nous ef-



fectuons ensuite toute la démarche normalement effectuée au cours de l'analyse des données sur ces points après rotation.

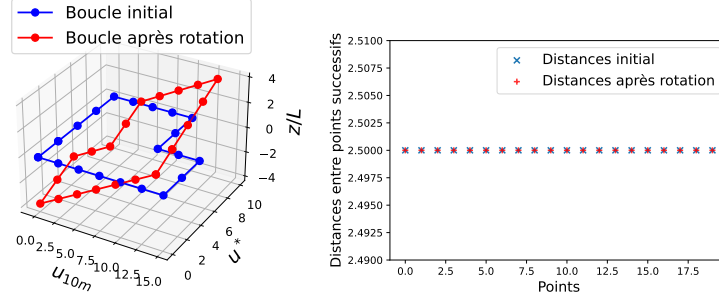


FIGURE 24 – Représentation graphique de la boucle initiale (en bleu à gauche) et la même boucle après rotation (en rouge à gauche), ainsi que la distance entre chaque point consécutif (à droite) pour ces deux boucles (en bleu et orange respectivement).

Nous déterminons ensuite le plan dans lequel la boucle se trouve après rotation utilisant la fonction `Eigenvalues_and_Eigenvectors(...)` (voir annexe B.2), et déterminons ensuite les angles qui décrivent ce plan utilisant la fonction `plane_angles(...)` (voir annexe B.2). Nous avons utilisé les angles  $160^\circ$  entre  $z/L$  et  $u^*$  et  $15^\circ$  entre  $z/L$  et  $u_{10m}$  et avons obtenue les angles  $160.0000002^\circ$  entre  $z/L$  et  $u^*$  et  $14.9999993^\circ$  entre  $z/L$  et  $u_{10m}$  après rotation. Cette différence peut être attribuée aux erreurs d'arrondissement. Nous effectuons ensuite une rotation de ces points utilisant les angles mesurés ainsi que la fonction `rotate_points_around_point(...)` (voir annexe B.2) afin de remettre la boucle dans le plan  $u_{10m}-u^*$ . La figure 25 permet de comparer graphiquement la position des points de la boucle initiale et après une rotation puis la rotation inverse, et le tableau 1 présente les valeurs numériques des positions de chaque point pour ces 2 boucles. Ceci confirme que les angles mesurés par la fonction `plane_angles(...)` sont les bons et que la rotation effectuée par la fonction `rotate_points_around_point(...)` met bien les points dans le plan  $u_{10m}-u^*$ .

Une fois que nos points sont dans le plan  $u_{10m}-u^*$ , nous utilisons la fonction `calculate_enclosed_area(...)` (voir annexe B.2) pour calculer l'aire dans la boucle. La figure 26 nous donne une représentation graphique de la méthode utilisée pour calculer l'aire (il est à noter que le calcul effectué des additions et des soustractions d'aire, ce pour quoi une région se trouve hors de la boucle). Comme mentionné précédemment, nous pouvons calculer manuellement l'aire circonscrite par la boucle, nous donnant 125. La fonction `calculate_enclosed_area(...)`, appliquée sur la boucle après avoir effectué une rotation puis une rotation inverse sur celle-ci, nous donne 124.99999999999896, ce qui est également attribuable aux erreurs d'arrondissement, validant ainsi cette fonction.

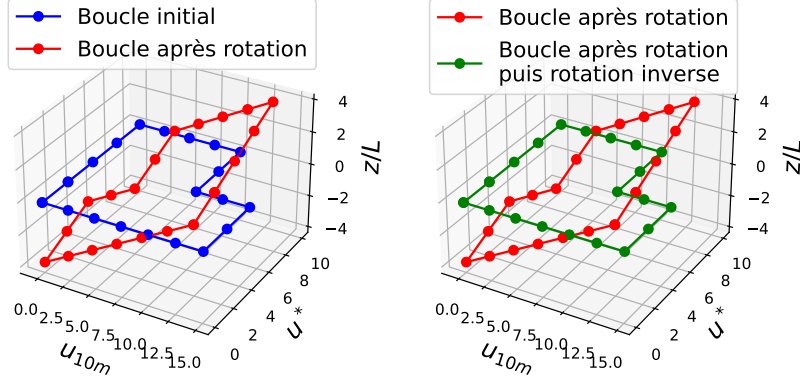


FIGURE 25 – Position des points de la boucle initiale (en bleu à gauche), après rotation (en rouge) et après rotation, puis rotation inverse (en vert à droite).

Valeur initiales			Valeurs après rotation puis rotation inverse		
$u_{10m}$	$u^*$	$z/L$	$u_{10m}$	$u^*$	$z/L$
0.0	0.0	0	-4.035194e-09	6.277003e-09	5.563638e-07
2.5	0.0	0	2.500000e+00	4.035230e-09	5.647303e-07
5.0	0.0	0	5.000000e+00	1.793456e-09	5.730967e-07
7.5	0.0	0	7.500000e+00	-4.483169e-10	5.814631e-07
10.0	0.0	0	1.000000e+01	-2.690091e-09	5.898295e-07
12.5	0.0	0	1.250000e+01	-4.931864e-09	5.981959e-07
15.0	0.0	0	1.500000e+01	-7.173638e-09	6.065623e-07
15.0	2.5	0	1.500000e+01	2.500000e+00	2.844569e-07
15.0	5.0	0	1.500000e+01	5.000000e+00	-3.764856e-08
12.5	5.0	0	1.250000e+01	5.000000e+00	-4.601497e-08
10.0	5.0	0	1.000000e+01	5.000000e+00	-5.438139e-08
10.0	7.5	0	1.000000e+01	7.500000e+00	-3.764868e-07
10.0	10.0	0	1.000000e+01	1.000000e+01	-6.985923e-07
7.5	10.0	0	7.500000e+00	1.000000e+01	-7.069587e-07
5.0	10.0	0	5.000000e+00	1.000000e+01	-7.153251e-07
2.5	10.0	0	2.500000e+00	1.000000e+01	-7.236915e-07
0.0	10.0	0	4.931905e-09	1.000000e+01	-7.320580e-07
0.0	7.5	0	2.690129e-09	7.500000e+00	-4.099525e-07
0.0	5.0	0	4.483560e-10	5.000000e+00	-8.784706e-08
0.0	2.5	0	-1.793420e-09	2.500000e+00	2.342584e-07

TABLE 1 – Valeur numérique des coordonnées initiales et des coordonnées après rotation puis rotation inverse.

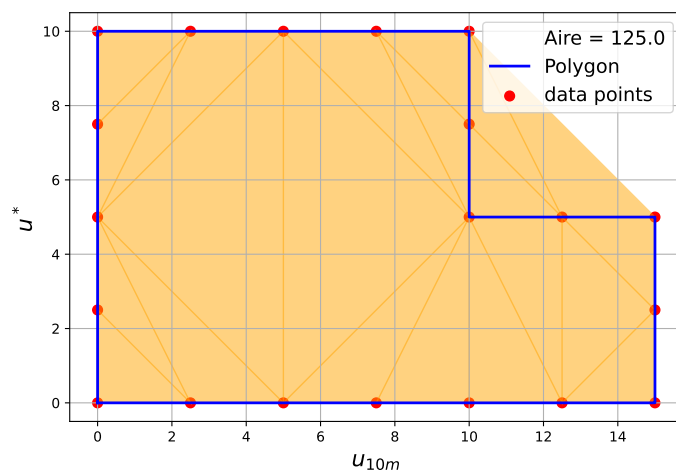


FIGURE 26 – Boucle dans le plan  $u_{10m}-u^*$  ainsi qu’une visualisation de la méthode utilisée pour mesurer l’aire circonscrite par la boucle.

## B Codes Python : Jupyter Notebook

Les codes Utilisé se trouve dans la page GitHub : [Code-Python-Stage-Meteo-2024](#).

### B.1 Pour la position des stations

Voir le fichier [Map\\_des\\_stations.ipynb](#).

### B.2 Pour l’analyse des données

Voir le fichier [Analyse\\_du\\_cycle\\_diurne.ipynb](#).