



HAL
open science

Étude du potentiel éolien du jet nocturne dans la zone sahélienne à partir des observations de radars profileurs de vent.

Saïdou Madougou

► **To cite this version:**

Saïdou Madougou. Étude du potentiel éolien du jet nocturne dans la zone sahélienne à partir des observations de radars profileurs de vent.. Planète et Univers [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2010. Français. NNT: . tel-00530163

HAL Id: tel-00530163

<https://theses.hal.science/tel-00530163>

Submitted on 27 Oct 2010

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.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)
Discipline ou spécialité : *Physique de l'Atmosphère Energétique*

Présentée et soutenue par : Saïdou MADOUGOU

Le jeudi 24 juin 2010

Titre : Etude du potentiel éolien du jet nocturne dans la zone sahélienne à partir des observations de radars profileurs de vent

JURY

Président : Sylvain COQUILLAT, Professeur, Université Paul Sabatier de Toulouse (France)
Rapporteur : Hervé DELBARRE, Professeur, Univ. du Littoral-Côte d'Opale / Dunkerque (France)
Rapporteur : Marc MUSELLI, Maître de Conférences HDR, Univ. de Corse Pascal Paoli (France)
Rapporteur : Agustin EZCURRA, Professeur, Univ. du pays Basque (Univ. del País Vasco - Espagne)
Directeur de thèse : Bernard CAMPISTRON, Physicien, Université Paul Sabatier de Toulouse (France)
Co-directrice de thèse: Frédérique SAÏD, Maître de Conférences, Univ. Paul Sabatier Toulouse (France)
Examineur: Cheikh Mohamed Fadel KEBE, Maître-assistant, Univ. Cheikh Anta Diop Dakar (Sénégal)

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)*
Unité de recherche : *Laboratoire d'Aérologie, UMR 5560 CNRS - UPS*
Directeur(s) de Thèse : *Bernard CAMPISTRON et Frédérique SAÏD*
Rapporteurs : *Hervé DELBARRE, Marc MUSELLI et Agustin EZCURRA*

Je dédie cette thèse à tous ceux qui m'ont soutenu avant et pendant la réalisation de ce travail.

Remerciements

Je remercie tout particulièrement toutes les personnes sans qui cette thèse n'aurait pas pu voir le jour.

Mes remerciements vont en particulier à mes deux Directeurs de thèse, Monsieur Bernard CAMPISTRON et Mme Frédérique SAÏD. Vous avez été mes interlocuteurs privilégiés tout le long de ce travail. Vos conseils et vos encouragements ont été très bénéfiques pour moi. Cette thèse est aussi le fruit de vos multiples sacrifices. Trouvez ici, mes chers Professeurs ma très grande reconnaissance. Merci aussi pour les moments agréables que nous avons passés ensemble.

Je remercie les Professeurs Hervé DELBARRE, Marc MUSELLI et Agustin EZCURRA pour avoir accepté de juger ce travail. Vos éclairages et vos conseils durant la phase finale de cette thèse ont été pour moi la confirmation du succès de ce travail. Je vous remercie également de votre participation à mon jury de thèse.

Je ne pourrais continuer ces remerciements sans me tourner vers mon Président du jury, Professeur Sylvain COQUILLAT, qui a bien voulu répondre favorablement à ma demande. Je vous remercie très sincèrement pour le grand honneur que vous m'avez fait de bien vouloir présider mon jury. Merci aussi d'avoir accepté de juger ce travail.

J'exprime mes profonds remerciements à Monsieur Cheikh Mohamed Fadel KEBE, pour ses conseils, son aide et ses idées qui m'ont été très utiles pour l'élaboration de ce travail. Je vous remercie également de votre participation à ce jury de thèse. Merci pour tout !

Mes remerciements aux Chercheurs du Centre de Recherches Atmosphériques (CRA) de Campistrous que je nomme Marie LOTHON, Guylaine CANUT et Fabienne LOHOU, pour toutes les discussions enrichissantes que nous avons eues ensemble.

Je remercie aussi tout le personnel du CRA (Solène DERRIEN, Marcel ABADIE, Régine RECHAL, Aline CAMPISTRON, Jean-Bernard ESTRAMPES, Eric PIQUE, Jean-Pierre CAZES et Yannick BEZOMBES) pour la sympathie et la gentillesse que vous m'avez exprimées durant mes séjours au CRA.

Mes remerciements vont également au Professeur Franck ROUX, Directeur du Laboratoire d'Aérodynamique et à Mme Gisèle NOZIERES, Secrétaire du Laboratoire d'Aérodynamique, pour leur accueil et leur sympathie.

A ma femme et mon enfant, vous avez supporté et enduré mon absence au moment où j'aurais dû être près de vous. Vous m'avez soutenu dans cette épreuve plus que quiconque. Merci pour tout !

Je me tourne enfin vers tous mes collègues, amis et connaissances, qui de près ou de loin m'ont soutenu pendant la réalisation de ce travail.

AUTEUR : Saïdou MADOUGOU

TITRE DE LA THESE : Etude du potentiel éolien du jet nocturne dans la zone sahélienne à partir des observations de radars profileurs de vent.

DIRECTEURS DE THESE : Bernard CAMPISTRON et Frédérique SAÏD

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : OMP, 14 av Ed Belin, 31400 Toulouse, le 24/06/2010

RESUME ETENDU :

Les données utilisées dans ce travail proviennent de deux radars UHF profileurs de vent installés à Bamako en 2005 et à Niamey en 2006 dans le cadre de la campagne d'Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA). Ces radars produisent en continu des profils verticaux de vent avec une grande résolution temporelle et radiale.

Ce travail présente une étude détaillée des caractéristiques et des variations journalières et saisonnières du vent. Les pics du max du jet des basses couches observé la nuit atteignent environ 14ms^{-1} à 500m d'altitude. Ce jet est aussi présent à 150m du sol. Il induit un important cisaillement de vent avec des conséquences sur le plan aéronautique non négligeables. Sur les sites de ces deux capitales (du Mali et du Niger), ce jet nocturne est une importante source d'énergie éolienne.

Le cycle du vent dans cette région du Sahel est constituée par un fort cycle diurne (jet nocturne la nuit et vent faible pendant la journée) ainsi qu'un cycle saisonnier bien différencié (de l'Harmattan fort pendant la saison sèche et un faible vent de mousson en période de pluies). Cette variabilité du vent nécessite une analyse approfondie de son potentiel éolien. Nous avons effectué, par conséquent, une évaluation des puissances moyennes mensuelles du vent sur les deux sites suivant deux méthodes. Dans la première méthode, nous avons utilisé les distributions de vent observées directement sur les sites. Dans la seconde nous avons utilisé la technique des distributions statistiques de Weibull des vitesses du vent. Les variations mensuelles des vitesses et les distributions statistiques de Weibull de ces vitesses du vent sont présentées, de même que les paramètres de Weibull correspondants. Les valeurs des paramètres de Weibull du jour et de la nuit sont aussi comparées. Il se dégage que la période de l'Harmattan est la plus propice à la production d'énergie éolienne avec des puissances supérieures à 300 W m^{-2} en raison du jet nocturne d'Harmattan. D'autres périodes restent aussi favorables à cette production d'énergie. Ce sont les nuits et tôt le matin pendant la pré-mousson et la mousson avec une puissance supérieure à 100 W m^{-2} . Les résultats montrent que le jet nocturne est une source d'énergie substantielle à condition que les éoliennes soient placées à 150m d'altitude et que de larges capacités de stockage d'énergie soient utilisées pour que l'énergie produite et stockée la nuit puisse être utilisée pendant la journée, moment où la demande est la plus forte.

Une étude économique, incluant le calcul du nombre d'aérogénérateurs nécessaires pour satisfaire la demande d'énergie électrique de la ville de Niamey et le coût du kilowattheure éolien produit, est faite. Les résultats de l'étude montrent que cette énergie est relativement bon marché par rapport aux autres sources d'énergie renouvelables.

MOTS-CLES : Radars profileurs de vent ; Couche limite ; Jet nocturne ; Cisaillement de vent ; Potentiel éolien ; Eolienne.

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE : PHYSIQUE DE L'ATMOSPHERE ENERGETIQUE

INTITULE ET ADRESSE DE L'U.F.R. OU DU LABORATOIRE : Laboratoire d'Aérodynamique (UMR 5560 CNRS / UPS), 8 rte de Lannemezan, 65 300 Campistrous – France.

PhD THESIS: A study of the nocturnal low-level jet wind potential in the Sahel area from wind profiler radars observations.

EXTENDED ABSTRACT

The data used in this work come from two wind profiler radars installed at Bamako in 2005 and at Niamey in 2006, which continuously provided vertical profiles of the wind in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis campaign. The good time resolution associated with the documentation of the vertical profile of the wind is particularly relevant in the Sahel area where the existence of a strong nocturnal low level jet is noted. This work presents a large study of the wind characteristics and the diurnal and seasonal wind variations. The nocturnal low level jet peaks at around 14 m s^{-1} at 500 m. It is still obvious at 150 m. Important wind shears are also shown, together with the impacts on aircraft activity. This nocturnal low level jet is a potential source of energy near these capitals of Mali and Niger in West Africa.

The wind pattern in this Sahel area is marked by a strong diurnal cycle (nocturnal low level jet by night and weak wind during daytime) as well as a strong seasonal cycle (higher Harmattan wind during the dry season and weaker monsoon wind during the rainy period). This variability requires an accurate analysis to be made of the wind potential. We therefore investigated the monthly wind power by two methods. The first involved the wind distributions directly observed. The second was based on the Weibull distributions which were fitted to the data. Day and night were compared. Harmattan period is most propitious with an output power exceeding 300 W.m^{-2} due to the nocturnal jet. Other periods are also favourable to this wind energy production. These are the nights and early mornings during the pre-monsoon and the monsoon with an output power exceeding 100 W.m^{-2} . Results showed that the nocturnal low level jet is an interesting source of energy provided that wind turbines are 150 m high and huge-capacity energy storage are used to, so that the energy stored at night can be restored during the daytime, when the demand is highest.

The economic study included the calculation of the number of wind turbines needed to satisfy the Niamey city demand. Finally, this energy was found to be reasonably cheap relative to other renewable energy sources.

KEYWORDS: wind profiler radars; Boundary layer; Nocturnal low level jet; Wind shears; Wind potential; Wind turbine.

ADMINISTRATIVE DISCIPLINE: ATMOSPHERIC PHYSICS: ENERGETIC

NAME AND ADDRESS OF THE LABORATORY: Laboratoire d'Aérodynamique (UMR 5560 CNRS / UPS), 8 rue de Lannemezan, 65 300 Campistrous – France.

Table des matières

LISTE DES FIGURES	I
LISTE DES TABLEAUX	IV
INTRODUCTION GENERALE	1
PARTIE I : PROBLEMATIQUE.....	7
CHAPITRE 1: GENERALITES SUR LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE ET CIRCULATION ATMOSPHERIQUE EN AFRIQUE DE L'OUEST	9
1.1. INTRODUCTION.....	11
1.2. PRESENTATION GENERALE DE L'ATMOSPHERE	11
1.2.1. Définition de l'atmosphère	11
1.2.2. Structure verticale de l'atmosphère.....	11
1.2.3. Dynamique générale dans la troposphère.....	13
1.3. LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE (CLA).....	15
1.3.1. Définition de la CLA	15
1.3.2. Structure verticale de la CLA	15
1.3.3. Théorie générale et paramétrisations de la CLA.....	17
1.3.3.1. Les variables d'état dans l'étude de la CLA.....	17
1.3.3.2. Les variables spécifiques de la CLA	17
1.3.3.3. Equations de base des écoulements dans la CLA	19
1.3.3.4. Equations d'évolution des grandeurs moyennes	21
a.) Hypothèses simplificatrices.....	21
b.) Equations des grandeurs moyennes.....	21
c.) Equation d'évolution de l'énergie cinétique turbulente moyenne (ECTm).....	22
1.3.4. Forçages dynamique et thermique, et développement de la CLA.....	23
1.3.4.1. Forçage dynamique.....	23
1.3.4.2. Forçage thermique	23
1.4. CARACTERISTIQUES METEOROLOGIQUES DE L'AFRIQUE DE L'OUEST	24
1.4.1. Echanges radiatifs et circulation générale en Afrique de l'ouest.....	24
1.4.1.1. Les échanges radiatifs	24
1.4.1.2. La circulation générale.....	25
a.) Jet d'Est Africain (JEA ou AEJ, African Easterly Jet en anglais)	25
b.) Jet d'Est Tropical (JET ou TEJ, Tropical Easterly Jet)	26
c.) Jet d'Ouest Subtropical (JOST ou STJ, SubTropical Jet).....	26
d.) Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT ou ICTZ)- le Front inter tropical (FIT ou ITD, InterTropical Discontinuity)	26
e.) Les lignes de grains.....	28
f.) Les ondes d'est.....	28

1.4.2.	La mousson ouest africaine et sa variabilité-----	29
1.5.	CONCLUSION DU CHAPITRE I-----	30
CHAPITRE 2: ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE DEVELOPPEMENT DU JET DE BASSES COUCHES ET LES METHODES D'EVALUATION DU POTENTIEL EOLIEN -----		33
2.1.	INTRODUCTION-----	35
2.2.	ELEMENTS DE BIBLIOGRAPHIE SUR LE JET DE BASSES COUCHES -----	35
2.2.1.	Mouvements horizontaux du vent dans la dynamique de l'atmosphère -----	35
2.2.1.1.	La force du gradient de pression -----	35
2.2.1.2.	La force de Coriolis-----	35
2.2.1.3.	Les forces de frottement au sol -----	36
2.2.2.	Variation verticale de la vitesse du vent-----	37
2.2.3.	Description du jet de basses couches -----	40
2.2.4.	Mécanisme de formation du jet de basses couches -----	42
2.2.5.	Conséquences des jets de basses couches -----	44
2.3.	ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE SUR L'EVALUATION DU POTENTIEL EOLIEN -----	45
2.3.1.	Etude statistique-----	45
2.3.1.1.	Distributions des vitesses-----	45
a.)	Distribution de Weibull -----	45
b.)	Distribution hybride de Weibull-----	46
c.)	Distribution de Rayleigh -----	46
2.3.1.2.	Méthodes de détermination des paramètres de Weibull -----	47
a.)	Méthode des moindres carrés -----	47
b.)	Méthode de l'écart type et de la vitesse moyenne -----	48
2.3.1.3.	Roses des vents -----	51
a.)	Roses des distributions des vitesses du vent -----	51
b.)	Roses des fréquences d'occurrence des classes de vent -----	51
2.3.2.	Définitions des paramètres du vent-----	51
2.3.2.1.	Vitesse moyenne et vitesse cubique moyenne -----	51
2.3.2.2.	Ecart type des variations des vitesses -----	52
2.3.2.3.	Vitesse la plus probable et vitesse de plus grande énergie-----	53
2.3.2.4.	Indice de turbulence du vent-----	53
2.3.2.5.	Journée type (ou journée composite)-----	53
2.3.2.6.	Taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente -----	54
2.3.3.	Influence des paramètres de Weibull sur la qualité du potentiel éolien -----	54
2.3.4.	Technologies des éoliennes-----	55
2.3.4.1.	Description -----	55
2.3.4.2.	Eoliennes de pompage-----	57
2.3.4.3.	Eoliennes de production d'électricité-----	58
2.3.5.	Evaluation du potentiel énergétique -----	59
2.3.5.1.	Modélisation de la puissance du vent -----	59
a.)	Puissance théorique moyenne incidente du vent -----	59
b.)	Puissance théorique maximale récupérable (Limite de Betz)-----	60
c.)	Puissance récupérable par une éolienne -----	61
d.)	Puissance utile-----	63
2.3.5.2.	Calcul de la puissance récupérable par le logiciel WASP-----	64

2.3.5.3.	Energie générée	64
2.4.	CONCLUSION DU CHAPITRE II	65
PARTIE II : MATERIELS ET METHODOLOGIE DE MESURE PAR RADAR PROFILEUR DE VENT		
CHAPITRE 3: METHODOLOGIE DE TRAITEMENT ET D'EDITION DES DONNEES DE RADARS PROFILEURS DE VENT		
3.1.	INTRODUCTION	71
3.2.	THEORIE DES RADARS PROFILEURS DE VENT ET METHODOLOGIE DE TRAITEMENT	72
3.2.1.	Présentation des radars profileurs de vent UHF	72
3.2.2.	Principe de fonctionnement	73
3.2.2.1.	Résolution radiale et volume de résolution	75
3.2.2.2.	Effet Doppler et intégrations cohérentes	78
3.2.2.3.	Problème du bruit et intégrations incohérentes	81
3.2.2.4.	Extraction du signal météorologique	84
3.2.2.5.	Equation radar	87
3.2.2.6.	Rétrodiffusion par les nuages et précipitations	88
3.2.2.7.	Rétrodiffusion en air clair	89
3.3.	EDITION DES PARAMETRES	92
3.3.1.	La réflectivité et la hauteur Z_i de la CLA	93
3.3.2.	Le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente	93
3.4.	VALIDATION DES MESURES	94
3.4.1.	Moyens de validation sur le site de mesure	95
3.4.2.	Validation des mesures	95
3.5.	CONCLUSION DU CHAPITRE III	98
PARTIE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS		
CHAPITRE 4: ETUDE DES CARACTERISTIQUES GENERALES DU VENT SUR LES DEUX SITES		
4.1.	INTRODUCTION	103
4.2.	CARACTERISTIQUES DE LA BASSE TROPOSPHERE SUR LES SITES DE BAMAKO ET NIAMEY	104
4.3.	CARACTERISTIQUES DU JET DE BASSES COUCHES SUR LES SITES DE BAMAKO ET NIAMEY	112
4.3.1.	Statistiques du pic du jet sur les deux sites	112
4.3.2.	Conséquences aéronautiques du jet	115

4.3.3.	Choix du niveau de mesure pour l'étude du potentiel éolien -----	119
4.4.	EVALUATION DU POTENTIEL EOLIEN DU JET SUR LES DEUX SITES -----	124
4.4.1.	Caractéristiques moyennes du vent sur les sites de Bamako et Niamey -----	125
4.4.1.1.	Roses des vents et cycles diurnes -----	125
4.4.1.2.	Variations mensuelles des vitesses du vent -----	132
4.4.2.	Caractéristiques de la turbulence sur les sites de Bamako et Niamey -----	135
4.4.3.	Caractéristiques statistiques du vent -----	140
4.4.3.1.	Distributions -----	140
4.4.3.2.	Paramètres de Weibull -----	144
4.4.4.	Puissances disponibles à différentes échelles temporelles -----	145
4.5.	CONCLUSION DU CHAPITRE IV -----	149
CHAPITRE 5: ETUDE TECHNICO-ECONOMIQUE D'UN PROJET DE PRODUCTION D'ENERGIE EOLIENNE SUR LE SITE DE NIAMEY -----		153
5.1.	INTRODUCTION -----	155
5.2.	ANALYSE DES BESOINS DE LA ZONE D'ETUDE DU PROJET -----	155
5.2.1.	Présentation sommaire du Niger -----	155
5.2.2.	Le réseau électrique du Niger -----	156
5.2.3.	Etude de la consommation d'énergie électrique de la zone de Niamey -----	158
5.3.	ETUDE DE CAS D'AEROGENERATEURS A INSTALLER -----	160
5.3.1.	Choix du type d'aérogénérateurs -----	160
5.3.2.	Calcul de la puissance et de l'énergie générée par chaque type d'aérogénérateurs -----	161
5.4.	ETUDE ECONOMIQUE -----	163
5.4.1.	Nombre d'aérogénérateurs nécessaires suivant la demande énergétique -----	163
5.4.2.	Analyse du coût de production du kilowattheure éolien -----	165
5.4.3.	Comparaison du coût de production du kilowattheure avec celui des autres sources d'énergie --	167
5.5.	CONCLUSION DU CHAPITRE V -----	169
CONCLUSION ET PERSPECTIVES -----		171
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES -----		177
ANNEXES -----		189

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Structure verticale de l'atmosphère.....	12
Figure 1.2 : Structure verticale de la troposphère.....	14
Figure 1.3 : Schéma de l'évolution diurne de la CLA.....	16
Figure 1.4 : Bilan radiatif annuel de la Terre.....	25
Figure 1.5: Circulation des vents thermiques et alizés en Afrique de l'Ouest.....	26
Figure 1.6: Positions du FIT et directions des vents pendant les périodes de.....	28
Figure 2.1 : Variation de la vitesse du vent avec l'altitude dans la couche.....	39
Figure 2.2: Evolution du jet nocturne durant une journée.....	40
Figure 2.3: Position du jet de basses couches dans la couche limite planétaire.....	41
Figure 2.4 : Régions où le jet de basses couches est observé	42
Figure 2.5 : Rotation du vecteur vent, dans l'hémisphère nord,	44
Figure 2.6: Influence des valeurs du paramètre k sur la forme des distributions.....	47
Figure 2.7 : Représentation de la fonction de Weibull pour le mois de mars	50
Figure 2.8 : Potentiel éolien calculé à partir des paramètres c et k	55
Figure 2.9: Structure d'une éolienne à axe horizontal	57
Figure 2.10 : Systèmes éoliens de pompage mécanique et électrique d'eau	58
Figure 2.11: Principe de fonctionnement d'une éolienne de production d'électricité.....	58
Figure 2.12 : Représentation du tube de courant du vent au passage	60
Figure 2.13 : Courbe de puissance énergétique d'une éolienne	62
Figure 3.1 : Différents types de radars civils utilisés	71
Figure 3.2 : Le radar profileur de vent UHF installé par l'ASECNA	73
Figure 3.3 : Disposition typique de trois antennes d'un radar	75
Figure 3.4 : Modulation du signal du radar	76
Figure 3.5: Transformée de Fourier du signal de la Fig.3.4	76
Figure 3.6 : Représentation temps - distance des signaux émis par le radar	78
Figure 3.7 : Définition du volume de résolution à 3 dB.....	78
Figure 3.8 : La fréquence d'échantillonnage $1/T_r$,	80
Figure 3.9 : Spectre Doppler avec les régions de concaténation	83
Figure 3.10 : Description du principe de fonctionnement des radars.....	85
Figure 3.11 : Spectres Doppler mesurés sur différentes portes par le radar	87
Figure 3.12 : Echelle typique du domaine inertielle de la turbulence,	91
Figure 3.13: Coupes hauteur–temps du module du vent horizontal	92
Figure 3.14: Différence moyenne et écart-type entre l'estimation des composantes.....	96

Figure 3.15: Exemples de comparaison du vent horizontal	96
Figure 3.16: Différence moyenne et écart-type	98
Figure 4.1 : Carte de la zone d'observations de l'expérience AMMA	103
Figure 4.2: Humidité relative (%) observée	105
Figure 4.3: Régimes des pluies (a) à Bamako 2005 et (b) à Niamey en 2006.....	106
Figure 4.4 : Déplacement de l'ITD (ligne blanche) et du JEA	106
Figure 4.5: Profils verticaux du vent observés la nuit (0h00; 6h00;18h00....	108
Figure 4.6: Journées composites du vent horizontal,	109
Figure 4.7: Coupes hauteur - temps	110
Figure 4.8: Coupes hauteur- temps (a) du vent horizontal, (b) de la réflectivité.....	111
Figure 4.9: Statistiques du jet nocturne (a) à Bamako 2005 (b) à Niamey 2006	112
Figure 4.10: Les caractéristiques du jet nocturne :	114
Figure 4.11 : Fréquences du cisaillement de vent	117
Figure 4.12 : Fréquences du cisaillement de vent en module	118
Figure 4.13 : Fréquences du cisaillement de vent en module et en direction.....	119
Figure 4.14 : Journées types des premières portes	121
Figure 4.15 : Moyenne (a) de la vitesse, (b) de la direction,.....	122
Figure 4.16 : Journées types des premières portes à partir de 150m	123
Figure 4.17 : Roses du module (a, c) et de la fréquence d'occurrence des vents..	126
Figure 4.18 : Journées standard du module et de la direction du vent	127
Figure 4.19 : Roses du module et de la fréquence d'occurrence des vents	129
Figure 4.20 : Même légende qu'en Fig. 4.19, pour le mois d'Août.....	130
Figure 4.21 : Même légende qu'en Fig. 4.18, pour le mois d'Octobre.....	130
Figure 4.22 : Même légende qu'en Fig. 4.19, pour le mois d'Octobre.....	131
Figure 4.23 : Même légende qu'en Fig. 4.18, pour le mois de Décembre.....	131
Figure 4.24 : Même légende qu'en Fig. 4.19, pour le mois de Décembre.....	132
Figure 4.25 : Variations mensuelles des vitesses moyennes et des écarts types...	133
Figure 4.26 : Variations mensuelles des vitesses moyennes du vent	133
Figure 4.27 : Cycles diurnes des indicateurs de turbulence, à 150 m agl,	137
Figure 4.28 : Modèles de coupes hauteur – temps (0 – 500m AGL) du taux	139
Figure 4.29 : Histogrammes des distributions des fréquences d'occurrence	141
Figure 4.30 : même chose qu'en Fig. 4.30 sur la période de mousson.....	143
Figure 4.31 : même chose qu'en Fig. 4.30 sur la période de post-mousson.....	143
Figure 4.32 : même chose qu'en Fig. 4.30 sur la période sèche.....	144
Figure 4.33 : Variations mensuelles de la puissance moyenne	148

Figure 4.34 : Même chose qu'en Fig. 4.34 à Niamey	149
Figure 5.1 : Carte du réseau électrique du Niger de 2000 à 2008.....	157
Figure 5.2: Variation mensuelle de la consommation d'énergie électrique	158
Figure 5.3 : Variations horaires moyennes mensuelles de la consommation.....	159
Figure 5.4: Puissances et énergies électriques,	161
Figure 5.5: Puissances et énergies électriques,	162
Figure 5.6: Puissances et énergies électriques.....	162
Figure 5.7: Nombre d'aérogénérateurs V112, E-82 ou E-70 nécessaires.....	164
Figure 5.8 : Coûts sanitaires et environnementaux, dits « coûts externes »	168

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 : Les valeurs des coefficients de friction suivants le type de terrain.....	38
Tableau 2.2: Vitesse moyenne et vitesse cubique moyenne	52
Tableau 2.3 : Ecart type des variations des vitesses	52
Tableau 2.4 : Les grandes zones de production d'électricité éolienne	59
Tableau 2.5 : Puissance théorique moyenne selon les différentes distributions.....	60
Tableau 3.1: Caractéristiques des deux radars profileurs de vent UHF	74
Tableau 4.1: Statistiques du jet nocturne calculées à partir des données	114
Tableau 4.2: Pourcentage de données mesurées	125
Tableau 4.3: Pourcentages d'occurrence du vent pour différents seuils	134
Tableau 4.4: Pourcentages d'occurrence du vent pour différents seuils	135
Tableau 4.5: Valeurs saisonnières des paramètres de Weibull k et c	146
Tableau 4.6: Même chose qu'en Tableau 4.5, pour Niamey.....	147
Tableau 4.7: Valeurs moyennes saisonnières des vitesses et des puissances.....	147
Tableau 4.8: Même chose qu'en Tableau 4.7, pour Niamey.....	147
Tableau 5.1 : Caractéristiques techniques des trois types d'aérogénérateurs.....	160
Tableau 5.2 : Valeurs du coût de production du kilowattheure,	166
Tableau 5.3 : Comparaison du coût de production du kilowattheure éolien	168

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La situation météorologique en Afrique de l'Ouest est régie par des mouvements d'alizés et des vents thermiques entraînant avec eux des flux d'air sec ou humide donnant naissance à d'importants changements saisonniers. Dans la basse troposphère, le flux de mousson du sud-ouest d'origine océanique des régions méridionales s'oppose au flux d'Harmattan de nord-est, chaud et sec venant des régions septentrionales.

Les propriétés du vent sont étroitement liées à la variation saisonnière, donc à l'environnement météorologique. Le vent est un mouvement des masses d'air provoqué par le réchauffement différentiel de la surface de la terre et la rotation de celle-ci autour de son axe. Le vent horizontal résulte de la force de Coriolis, de celle du gradient horizontal de pression atmosphérique et du frottement des particules d'air sur la surface. Dans la couche limite de surface, le vent varie avec la rugosité du terrain et avec l'altitude. En fin d'après-midi dans les basses couches, quand la turbulence diminue, le frottement ne reste effectif que très près de la surface. Le terme de frottement disparaît, ce qui provoque une oscillation qui conduit à une accélération du vent. Pendant les nuits et tôt les matins, ce vent accéléré est appelé jet de basses couches et pouvait atteindre les 14 m/s. Le matin, ce jet est détruit quand la turbulence réapparaît. Ce jet de basses couches est un phénomène régulier dans cette région.

La connaissance de la variabilité spatio-temporelle de ce vent est essentielle pour la simulation des écoulements et pour l'évaluation de son potentiel éolien.

Aujourd'hui, l'énergie électrique d'origine éolienne est considérée comme la plus prometteuse des énergies renouvelables. Face à la crise énergétique provoquée par l'augmentation du prix de pétrole et pour anticiper la fin des énergies fossiles, de nombreux pays dans le monde cherchent à diversifier leurs ressources énergies. D'origine éolienne, photovoltaïque, hydraulique, géothermique, marémotrice, ou autre, les énergies renouvelables sont les seules ressources d'énergie alternatives capables de répondre au besoin énergétique du monde. En effet, ces sources d'énergies renouvelables sont très abondantes dans le monde. L'énergie éolienne est très importante et bien répartie dans presque toutes les régions du monde. Cette énergie est inépuisable et répond aux préoccupations environnementales soulevées par l'usage des énergies fossiles. La puissance éolienne totale disponible sur la Terre est estimée entre 300 000 à 870 000 GW (Tester et al., 2005). Cela équivaut à plusieurs fois la consommation énergétique mondiale estimée à 8 150 GW (17 480 TWh) en 2007 (CIA, the World Fact Book

2008). En fin d'année 2008, la puissance éolienne installée dans le monde a atteint 121.2 GW (260 TWh) soit 1,5% de la consommation énergétique mondiale (World Wind Energy Association - WWEA, World Wind Energy Report 2008). Selon WWEA, en 2008 l'énergie éolienne a enregistré une croissance de 29% par rapport à 2007.

Le recours à l'énergie éolienne en Afrique est moins développé que sur les autres continents. En dépit de l'énorme potentiel dont dispose l'Afrique, avec les meilleurs sites du monde dans le nord et le sud (WWEA, World Wind Energy Report 2008), les statistiques montrent que seuls 563 MW ont été installés. Pourtant, les petits systèmes éoliens autonomes et décentralisés en association ou non avec d'autres sources d'énergies renouvelables pourraient être la solution à l'électrification et à l'irrigation dans les zones rurales reculées. Ces systèmes d'énergie éolienne peuvent également être utilisés pour l'électrification en milieu urbain. Mais l'utilisation de cette énergie est tributaire de la maîtrise du savoir-faire d'évaluation du potentiel éolien et de la disponibilité des ressources financières.

De plus en plus d'études sur l'énergie éolienne ont vu le jour dans l'objectif d'étudier et d'évaluer le potentiel éolien disponible dans les différentes régions du monde après les travaux fondateurs de Justus et al. (1976 et 1978). En Afrique, seulement quelques études ont été réalisées sur la détermination des ressources éoliennes locales. Youm et al. (2005) ont effectué une étude sur l'évaluation du potentiel éolien dans les zones rurales des côtes nord du Sénégal le long de l'océan Atlantique. Ils ont constaté que le potentiel éolien est plus élevé pendant la saison sèche. En utilisant des mesures de vent effectuées sur une période d'une année sur le site de Gandon dans le nord-ouest du Sénégal, Kébé et al. (2008) ont fait une évaluation du potentiel éolien de la zone, en vue d'une implantation d'un réseau d'éoliennes pour une production d'électricité. Ces deux études mettent en évidence la variabilité du vent entre les jours et les nuits (vents plus forts dans la journée) et le cycle diurne lié à la brise de mer. Toutefois, ces deux études ne montrent pas la présence d'un cycle diurne du vent en dehors de celui de la brise de mer. Ngala et al. (2007) a présenté une analyse des coûts du potentiel éolien à Maiduguri (Nigeria) en utilisant 10 ans (1995 - 2004) de données de vent. Cette étude montre que les vents sont légèrement plus élevés en saison des pluies qu'en saison sèche et encore plus, au cours de la période de transition entre les deux saisons. Kasbadji-Merzouk et al. (2006) estiment que l'énergie éolienne pourrait être utilisée pour le pompage d'eau dans la région des hauts plateaux en Algérie et ont montré

l'importance des quantités d'eau pompées par jour avec le potentiel éolien disponible. Toutefois, ces auteurs ne décrivent pas le régime du vent.

Toutes ces études ont été réalisées à partir de mesures de vent sur le terrain à des hauteurs variant de 2.5 m à 40 m. Certains auteurs ont utilisé des formules empiriques pour déduire le vent d'un niveau de mesure à l'autre.

L'originalité de notre travail réside sur le fait que nous allons utiliser des profils verticaux de vent, avec une très bonne résolution temporelle, ce qui facilitera une étude plus approfondie des caractéristiques du vent dans les basses couches et permettra d'optimiser la détermination du potentiel éolien à des niveaux de mesure correspondant aux hauteurs réelles des éoliennes. En moyenne, la zone sahélienne n'est pas caractérisée par des vents forts à basse altitude. Cependant, la nuit, cette région est affectée par un jet de basses couches atteignant des valeurs intéressantes (Parker et al. 2005a, Lothon et al. 2008) pour une exploitation éolienne. Le maximum du pic de jet peut se produire à des niveaux très variables et dans tous les cas bien au-dessus du niveau standard de mesure des stations météorologiques (10 m). A 10 m, le jet n'est pas perceptible, d'où la nécessité de mesurer l'ensemble du profil vertical dans les basses couches. Par ailleurs, le fait de disposer d'un instrument avec une bonne résolution temporelle est indispensable pour suivre le jet (ce n'est pas le cas des radiosondages de routine, qui ont tendance à manquer l'heure du pic du jet).

Les données utilisées dans cette étude proviennent de deux radars UHF profileurs de vent installés à Bamako en 2005 et à Niamey en 2006 durant l'expérience AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine). Ces radars fournissaient en permanence des profils verticaux de vent. Les mesures permettent de décrire avec une grande résolution temporelle (5 min) et verticale (100 m), en air clair ou sous précipitations, les premiers kilomètres de l'atmosphère. Les variables mesurées sont les 3 composantes du vent et la turbulence atmosphérique (taux de dissipation d'énergie cinétique turbulente), la hauteur de la CLA, et dans les conditions de pluies, le taux de précipitation. Nous n'utiliserons pas les deux derniers paramètres. Les données couvrent huit mois d'observations en saisons sèche et humide.

L'objectif de cette thèse est d'étudier et évaluer le potentiel éolien du jet nocturne dans la zone sahélienne à partir des observations de ces radars et d'explorer la possibilité de production d'électricité éolienne compétitive et connectable au réseau. La thèse est organisée de la façon suivante :

Le premier chapitre rappelle tout d'abord les généralités et les propriétés de la couche limite atmosphérique ainsi que les caractéristiques météorologiques de l'Afrique de l'ouest.

Le chapitre 2, expose une étude bibliographique sur le jet nocturne et les méthodes d'évaluation du potentiel éolien.

Le principe de fonctionnement, la méthodologie de traitement des données des radars profileurs de vent, ainsi que la validation des données sont développés au chapitre 3.

Le chapitre 4 présente les résultats sur les deux sites. Il est consacré à l'étude des caractéristiques de la basse troposphère, du jet de basses couches (statistiques du pic du jet et conséquences aéronautiques de la présence du jet) et à l'évaluation du potentiel éolien (caractéristiques moyennes, turbulentes et statistiques du vent, distributions de Weibull, puissances moyennes disponibles).

Le chapitre 5 présente une étude technico-économique d'un projet de production d'électricité par voie éolienne à Niamey, dont l'objectif est d'explorer la possibilité de production d'électricité éolienne compétitive et connectable au réseau national du Niger. Cette étude économique permettra, à partir du potentiel éolien évalué au chapitre 4, de la consommation d'énergie électrique de la région de Niamey et du nombre d'aérogénérateurs à placer, d'estimer le coût de production du kilowattheure produit.

Enfin, une conclusion générale faisant un bref résumé des principaux résultats du travail et ouvrant quelques perspectives termine cette étude.

PARTIE I : PROBLÉMATIQUE

Chapitre 1: Généralités sur la couche limite atmosphérique et circulation atmosphérique en Afrique de l'ouest -----9

Chapitre 2: Étude bibliographique sur le développement du jet de basses couches et les méthodes d'évaluation du potentiel éolien---33

CHAPITRE 1: GÉNÉRALITES SUR LA COUCHE LIMITE ATMOSPHÉRIQUE ET CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE EN AFRIQUE DE L'OUEST.

1.1. INTRODUCTION	11
1.2. PRESENTATION GENERALE DE L'ATMOSPHERE	11
1.2.1. Définition de l'atmosphère	11
1.2.2. Structure verticale de l'atmosphère	11
1.2.3. Dynamique générale dans la troposphère	13
1.3. LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE (CLA)	15
1.3.1. Définition de la CLA	15
1.3.2. Structure verticale de la CLA	15
1.3.3. Théorie générale et paramétrisations de la CLA	17
1.3.4. Forçages dynamique et thermique, et développement de la CLA	23
1.4. CARACTERISTIQUES METEOROLOGIQUES DE L'AFRIQUE DE L'OUEST	24
1.4.1. Echanges radiatifs et circulation générale en Afrique de l'ouest	24
1.4.2. La mousson ouest africaine et sa variabilité	29
1.5. CONCLUSION	30

1.1. INTRODUCTION

Ce chapitre présente le contexte physique dans lequel s'effectue cette étude. Il situe les notions fondamentales qui seront exploitées tout le long de ces recherches et auxquelles, il sera fait référence pour assurer le bien-fondé de mes hypothèses et méthodes de travail. Après avoir rappelé la présentation générale de l'atmosphère et défini le concept et les propriétés de la couche limite atmosphérique, je présenterai dans la dernière partie de ce chapitre, les caractéristiques météorologiques de l'Afrique de l'ouest, région qui constitue mon champ d'étude.

1.2. PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE L'ATMOSPHÈRE

1.2.1. Définition de l'atmosphère

L'atmosphère est la couche d'air qui entoure la Terre. C'est une enveloppe de gaz et de poussières microscopiques. L'atmosphère terrestre est constituée de plusieurs couches de gaz et de particules en suspension, d'environ 500 km d'épaisseur que la Terre retient à sa surface. Sa densité et sa température diminuent avec l'altitude. Seule la couche la plus basse de l'atmosphère (15 km), renferme des êtres vivants et se trouve brassée par les courants atmosphériques à l'origine des phénomènes climatiques. Du point de vue physique, l'atmosphère obéit aux mêmes lois que l'eau puisqu'il s'agit d'un fluide. Cependant la densité de l'atmosphère est plus faible que celle de l'eau ; de même la capacité calorifique de l'air est bien inférieure à celle de l'eau (Hewitt, 2003, Stull, 1988).

1.2.2. Structure verticale de l'atmosphère

L'atmosphère se subdivise en plusieurs grandes parties en fonction du gradient vertical de température: la troposphère, la stratosphère, la mésosphère, la thermosphère et l'exosphère. Les zones de séparation respectives de ces différentes grandes parties sont : la tropopause, la stratopause et la mésopause. La figure 1.1 décrit en détail la structure verticale de l'atmosphère.

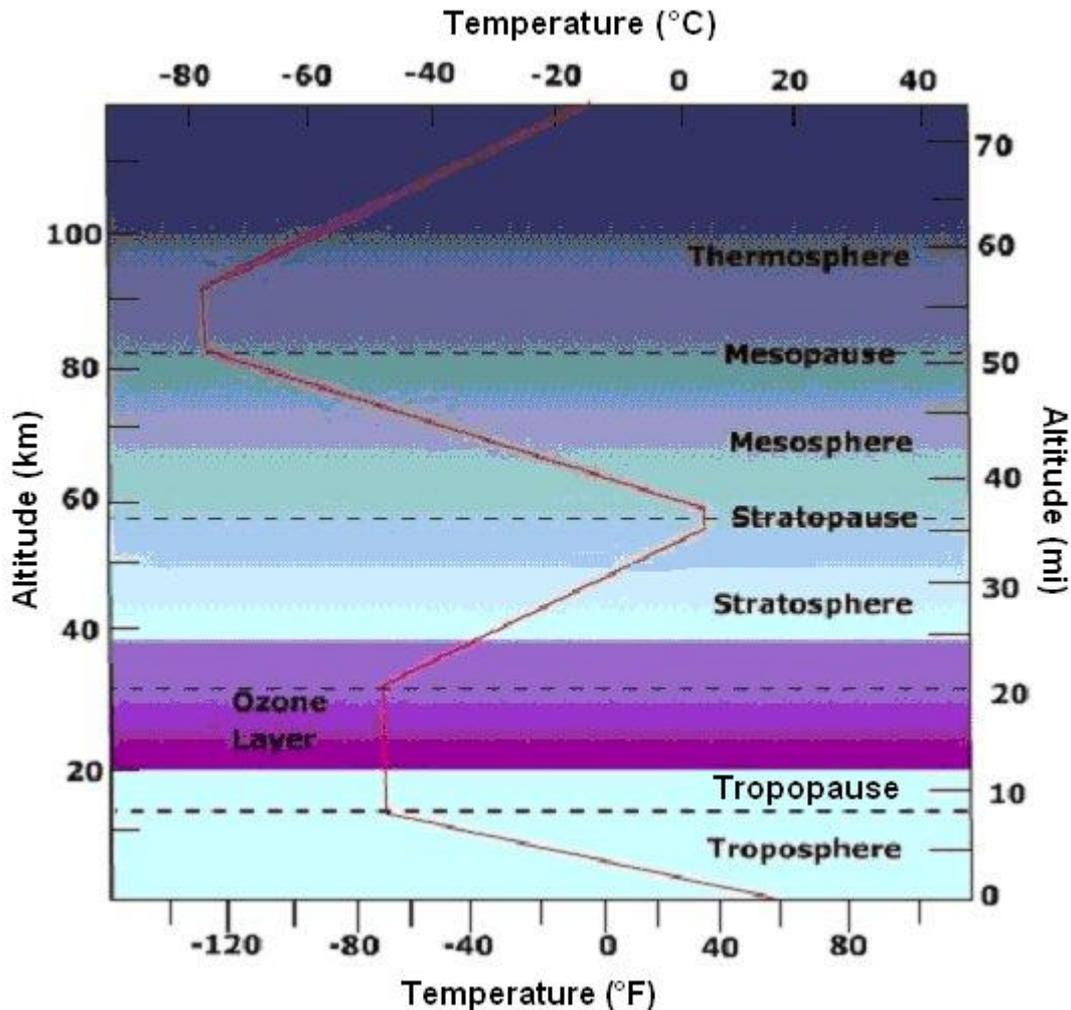


Figure 1.1 : Structure verticale de l'atmosphère (d'après Viers, 1968).

- **La Troposphère**

La troposphère est la couche atmosphérique la plus proche du sol terrestre. Son épaisseur est variable : 7 km de hauteur au-dessus des pôles, 18 km au-dessus de l'équateur et environ 13 km selon les saisons, dans la zone tempérée.

- **La Stratosphère**

La stratosphère est au-dessus de la troposphère. C'est dans la stratosphère qu'on trouve la couche d'ozone. Cette dernière est essentielle à la vie sur Terre, car elle absorbe la majorité du rayonnement solaire ultraviolet extrêmement nocif pour les êtres vivants. Cette absorption provoque un dégagement d'énergie sous forme de chaleur. C'est pourquoi la température augmente en altitude dans la stratosphère.

Les mouvements de l'air y sont moindres. Il s'agit d'un environnement beaucoup plus calme que la basse troposphère.

- **La Mésosphère**

La mésosphère est au-dessus de la stratosphère. Elle est partiellement ionisée pendant la journée. Dans cette couche, la température recommence à décroître avec l'altitude pour atteindre -80°C à une altitude d'environ 80 km. Les poussières et particules qui proviennent de l'espace (les météores) s'enflamment lorsqu'elles entrent dans la mésosphère à cause de la friction de l'air. Ce phénomène apparaît sous la forme «d'étoiles filantes».

- **La Thermosphère**

La thermosphère est l'une des couches parmi les plus hautes de l'atmosphère. Dans cette couche, la température augmente avec l'altitude et peut atteindre plusieurs centaines de degrés Celsius. Elle est entièrement ionisée pendant la journée. La thermosphère atteint des centaines de kilomètres d'altitude et disparaît graduellement dans l'espace. La thermosphère est la région où près des pôles se forment les aurores boréales et australes. La pression y devient presque nulle car les molécules d'air sont très rares.

La partie inférieure de la thermosphère est appelée ionosphère. L'ionosphère réfléchit les ondes courtes (ondes radio). Ces ondes, émises par un émetteur, rebondissent sur l'ionosphère et sont renvoyées vers la Terre. Si elles sont retournées avec un certain angle, elles peuvent faire presque le tour du globe. L'ionosphère permet donc de communiquer avec des régions très éloignées.

La zone de séparation entre la mésosphère et la thermosphère s'appelle la mésopause. C'est la couche la plus froide de l'atmosphère.

L'exosphère est au-dessus de la thermosphère. C'est l'espace de circulation des satellites de télécommunications, météorologiques et des navettes spatiales de moyenne portée.

1.2.3. Dynamique générale dans la troposphère

La troposphère est la partie de l'atmosphère terrestre (la plus basse couche), en contact avec le sol. C'est dans la troposphère qu'évoluent une grande partie des nuages. La troposphère est plus dense que les couches de l'atmosphère au-dessus d'elle, presque toute la vapeur d'eau (ou l'humidité atmosphérique) y est concentrée.

Dans la troposphère, le gradient thermique vertical est globalement négatif et ne s'écarte pas outre mesure d'une moyenne de $-6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$, qui est la valeur constante

utilisée dans le modèle connu sous le nom d'atmosphère standard. Cette décroissance avec l'altitude n'est qu'une tendance moyenne : on observe, en particulier près de la surface, des couches à gradient positif ou négatif. Les gradients verticaux positifs de température sont en général peu intenses. Le gradient thermique vertical ne peut atteindre des valeurs négatives importantes, car le déclenchement de la convection interdit d'aller en deçà du gradient adiabatique sec, voisin de -10 °C/km (Stull 1988).

La journée, comme le rayonnement solaire réchauffe plus vite la surface de la terre que l'air qui la surmonte, l'air chaud près de la surface peut aisément s'élever, étant moins dense que l'air plus froid au-dessus de lui. En montant, l'air va se refroidir et peut être atteindre la saturation, ce qui provoque de la convection et éventuellement des précipitations.

Nous avons souligné au paragraphe 1.2.2 que l'épaisseur de la troposphère est variable selon les régions. Cette variation est liée au fait qu'une couche atmosphérique incluse entre deux surfaces isobares est d'autant plus épaisse que la moyenne verticale des températures y est plus élevée. Cette augmentation de la température moyenne de la troposphère en région tropicale est à l'origine d'une amplification de l'activité convective.

La troposphère peut être subdivisée en deux sous-couches : la Couche Limite Atmosphérique (CLA) ou planétaire (CLP) et la troposphère libre. La figure 1.2 présente la structure verticale de la troposphère.

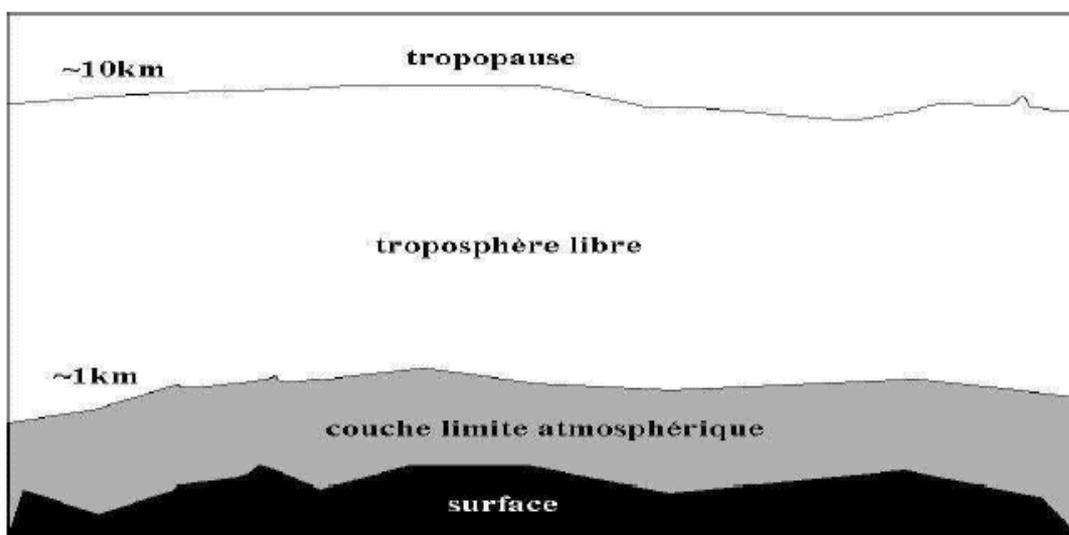


Figure 1.2 : Structure verticale de la troposphère (d'après Stull, 1988)

1.3. LA COUCHE LIMITE ATMOSPHÉRIQUE (CLA)

1.3.1. Définition de la CLA

La théorie de la couche limite a été initiée en 1904 par Ludwig Prandtl. Ce terme a été utilisé pour caractériser l'écoulement d'un fluide au voisinage d'une paroi. Le concept de couche limite répond bien à la couche limite planétaire, qui correspond à la couche dans laquelle les effets de frottements sont les plus significatifs. C'est là que les températures subissent le plus l'influence de l'ensoleillement diurne et du refroidissement radiatif nocturne, et les vents, l'influence du frottement sur la surface. Dans l'atmosphère située près de la surface terrestre, les variations importantes du vent, de la température et de l'humidité se produisent dans la direction verticale. Ces variations sont provoquées par les échanges d'énergies entre la surface et l'atmosphère et par l'effet d'adhérence exercée par la surface sur l'écoulement de l'air. L'atmosphère au voisinage de la surface terrestre est donc considérée comme une « couche limite ».

La hauteur de la CLA varie de quelques dizaines de mètres (cas où l'atmosphère est stratifiée), à quelques kilomètres (si l'atmosphère est instable et accompagnée de phénomènes de convection).

1.3.2. Structure verticale de la CLA

La couche limite atmosphérique présente une structure verticale particulière. L'observation de cette structure, montre deux principales couches : la couche limite de surface et la couche limite mélangée.

- La couche limite de surface (CLS) correspond à la couche d'air qui est en contact direct avec la surface et qui entretient avec elle des échanges énergétiques et massiques. Les échanges se produisant entre le sol, la végétation et cette couche d'air sont habituellement régis par une grandeur appelée « flux » qui représente la quantité de la variable transportée par unité de temps et par unité de surface selon une direction donnée. Les flux de cette couche limite de surface, sont considérés conservatifs dans la journée (c'est-à-dire constants avec Z). La couche de surface est la plupart du temps thermiquement instable la journée, parfois neutre. La nuit, la couche de surface est stratifiée (stable) (Kotroni, 1993).

- La couche de transition a une structure verticale qui varie au cours de la journée en fonction du régime convectif. Ainsi, elle est convective (instable) en conditions diurnes où les gradients thermiques verticaux sont nuls (on parle maintenant de la température potentielle et non plus de la température, qui elle, décroît avec l'altitude). Le rapport de mélange de la vapeur d'eau et les concentrations en gaz non réactifs sont aussi constants avec Z sous l'effet de la turbulence thermique. La couche de transition est alors appelée couche de mélange. En conditions nocturnes, cette couche de transition est découplée de la surface par la couche de surface nocturne qui s'est stratifiée. En absence de source, la turbulence thermique disparaît dans la couche de transition. Il ne reste plus qu'un peu de turbulence dynamique (liée au cisaillement de vent). On appelle cette couche, couche résiduelle car c'est le résidu de la couche limite convective diurne (Stull, 1988).

En altitude, la CLA est coiffée d'une zone appelée « zone d'inversion » où le gradient thermique devient positif (stabilité), marquant ainsi la séparation avec l'atmosphère libre. L'emplacement de cette zone varie en fonction de l'espace, du temps mais aussi de la dynamique atmosphérique. Le sommet de la CLA noté Z_i est une hauteur moyenne considérée généralement dans la zone d'inversion. Cette dernière étant constituée d'un mélange homogène entre les constituants de la CLA et ceux de l'atmosphère libre. La figure 1.3 présente la coupe schématique de la couche limite atmosphérique.

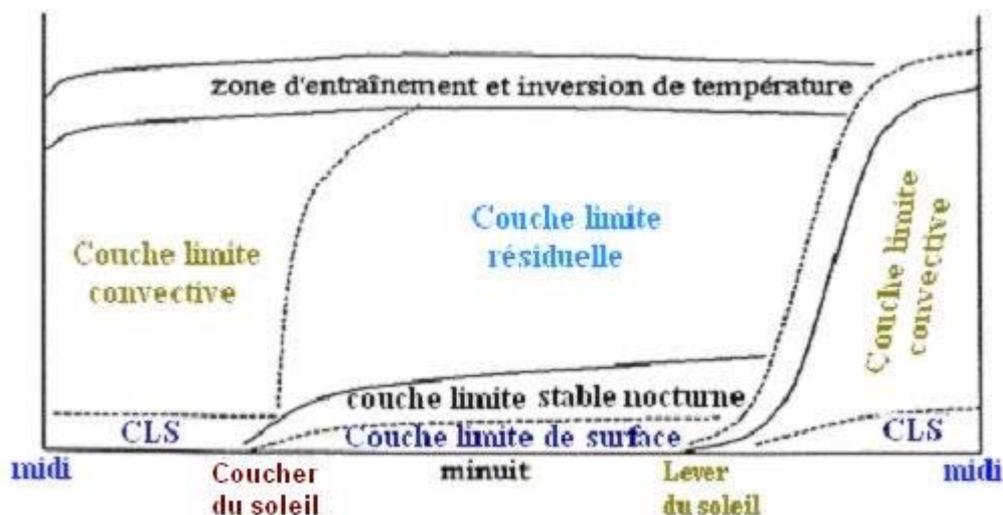


Figure 1.3 : Schéma de l'évolution diurne de la CLA (d'après Stull, 1988).

1.3.3. Théorie générale et paramétrisations de la CLA

1.3.3.1. Les variables d'état dans l'étude de la CLA

L'étude et la modélisation des écoulements atmosphériques dans la CLA se fondent sur les variables d'état de la thermodynamique et de l'hydrodynamique, mais aussi sur des systèmes de coordonnées très spécifiques. Ces variables d'état sont : la pression P , le volume V , la température T . Dans l'étude de la dynamique, l'un des deux systèmes de coordonnées parmi les plus utilisés est le système de coordonnées météorologiques. Il comprend quatre composantes :

- deux composantes horizontales : x orientée dans la direction Est et y orientée dans la direction Nord ;
- une composante verticale z comptée positivement dans la direction du zénith du lieu considéré;
- et une composante temporelle t .

Aux variables d'état précitées, s'ajoutent d'autres variables spécifiques caractéristiques des écoulements qui se produisent dans la CLA.

1.3.3.2. Les variables spécifiques de la CLA

Les variables spécifiques habituellement employées pour décrire les phénomènes physiques se produisant dans la CLA en chacun de ses points et à tout instant sont (Stull 1988) :

- Le vent \vec{V} de composantes horizontales u, v et de composante verticale w .
- La masse volumique ρ du mélange d'air sec et de vapeur d'eau. S'il s'agit seulement d'air sec, on note ρ_a sa masse volumique. ρ_v est celle de la vapeur d'eau.
- La tension de vapeur e est la pression partielle de l'air humide. Elle est donnée par :

$$e = \frac{n_v}{n_a + n_v} P \quad (1.1)$$

où n_v est le nombre de moles de vapeur d'eau, n_a celui de l'air sec, $n = n_a + n_v$, le nombre total de moles de l'échantillon et $P = P_a + e$. P_a est la pression partielle de l'air sec.

- L'humidité relative H ou degré hygrométrique, caractérise l'humidité de l'air en chaque point et à chaque instant. Elle est donnée par :

$$H = 100 \left(\frac{e}{e_w} \right)_T \quad (1.2)$$

Avec e_w la tension de vapeur saturante ou pression partielle des molécules d'air en équilibre avec la phase liquide pour une température donnée.

- L'humidité spécifique (ou contenu en vapeur d'eau) est la masse de vapeur d'eau par unité de masse d'air humide. Elle est notée q et s'écrit :

$$q = \frac{m_v}{m_a + m_v} = \frac{\rho_v}{\rho_a + \rho_v} = \frac{\rho_v}{\rho} = 0.622 \frac{e}{P - 0.378e} \quad (1.3)$$

Avec m_v la masse de vapeur d'eau contenue dans le volume de référence V et m_a celle de l'air sec dans le même volume.

- Le rapport de mélange, r est le rapport entre la masse de vapeur d'eau et celle d'air sec contenues dans le même volume à l'instant considéré. Son expression est donnée par :

$$r = \frac{m_v}{m_a} = \frac{\rho_v}{\rho_a} = 0.622 \frac{e}{P - e} \quad (1.4)$$

- La température potentielle de l'air θ est la température de l'air compressé ou détendu adiabatiquement du niveau de pression où il se trouve vers une pression de 1000 hPa. Elle s'écrit :

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{2/7} \quad (1.5)$$

- La température virtuelle T_v est définie comme la température qu'aurait l'air sec ayant la même masse volumique ρ à la même pression P que l'air humide caractérisé par la température T et le rapport de mélange r . Cette température est introduite pour pouvoir utiliser la loi des gaz parfaits pour l'air humide. Elle est donnée par la relation :

$$T_v \approx T (1 + 0,608 r) \quad (1.6)$$

1.3.3.3. Equations de base des écoulements dans la CLA

Les échanges d'énergie et de matière se produisant dans l'atmosphère sont à la base des différents écoulements se produisant dans la CLA. Ces échanges thermiques et dynamiques décrits par les équations de la mécanique des fluides (de Navier-Stokes) traduisent la conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie. En utilisant les notations réduites de la convention d'Einstein, ces équations de base s'écrivent comme suit (Hewitt, 2003 ; Stull, 1988):

- **Équation des gaz parfaits** (loi des gaz parfaits)

$$P = \Re \rho T_v \quad (1.7)$$

\Re est la constante des gaz parfaits ($\Re = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ pour l'air sec).

- **Équation de conservation de la masse** (équation de continuité)

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial (\rho u_j)}{\partial x_j} = 0 \quad (1.8)$$

où j est l'indice de sommation selon les notations d'Einstein (il apparaît 2 fois dans un même terme de l'équation). u_j représente la vitesse du vent, avec $u_1=u$, $u_2=v$ et $u_3=w$. x_j ($j=1$ à 3) correspond respectivement aux coordonnées x , y et z . Pour un fluide incompressible, cette équation peut être ramenée à :

$$\frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0, \text{ soit } \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.9)$$

- **Équation de conservation de la quantité de mouvement**

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f_c \varepsilon_{ij3} u_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \right] \quad (1.10)$$

I
II
III
IV
V
VI

i n'est pas un indice de sommation, car il n'apparaît qu'une fois dans chaque terme. L'équation est donc équivalente à 3 équations.

t est le temps (coordonnée temporelle) ;

x_i, x_j sont les coordonnées correspondant à l'indice inscrit ;

$\delta_{i,j}$ est le symbole de Kronecker, nul si les deux indices sont différents, un s'ils sont égaux;

g est l'accélération de la pesanteur;

f_c est le paramètre de Coriolis égal à : $2\pi \sin\varphi$ avec φ la latitude;

$\varepsilon_{i,j,k}$ est le tenseur alternatif d'unité, égal à : 0 si deux indices sont identiques, +1 quand les indices sont dans les configurations 123, 312 ou 231 et -1 dans les autres cas ;

$\tau_{i,j}$ est le tenseur de viscosité cinématique.

Le terme I est l'inertie (accumulation locale de la quantité de mouvement) ;

le terme II est l'advection de l'énergie cinétique ;

le terme III est l'action de la gravité ;

le terme IV décrit les effets de Coriolis (l'influence de la rotation de la Terre) ;

le terme V est l'action des forces du gradient de pression ;

le terme VI représente l'action de la viscosité moléculaire.

- Équation de conservation de l'humidité

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u_j \frac{\partial q}{\partial x_j} = \nu_q \frac{\partial^2 q}{\partial x_j^2} + \frac{E}{\rho} \quad (1.11)$$

I II VI VII

q est l'humidité spécifique de l'air ;

ν_q représente la diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau atmosphérique ;

E désigne la masse de vapeur d'eau produite par unité de volume et de temps par évaporation ou fusion (terme source d'humidité).

Les termes I, II et VI sont analogues à ceux définis précédemment.

Le terme VII désigne la contribution de la source nette.

- Équation de conservation de la chaleur

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = \nu_\theta \frac{\partial^2 \theta}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial Q_j^*}{\partial x_j} \right) - \frac{L E}{\rho C_p} \quad (1.12)$$

I II VI VII VIII

ν_θ représente la diffusivité thermique ;

C_p désigne la capacité calorifique de l'air à pression constante ;

Q_j^* est la composante du rayonnement net dans la $j^{\text{ème}}$ direction ;

L désigne la chaleur latente associée au changement de phase de E . Pour le changement de phase liquide-vapeur, L prend la valeur $L_v = 2.5 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$.

Les termes I et II sont analogues à ceux définis précédemment.

Le terme VI représente la diffusion moléculaire, pendant que VII représente la contribution de la source associée à la divergence radiative et enfin VIII est associé au dégagement de la chaleur latente.

1.3.3.4. Équations d'évolution des grandeurs moyennes

Rappelons que toute grandeur instantanée est définie de la manière suivante :

$$X(t) = \overline{X} + x'(t) \quad (1.13)$$

Avec \overline{X} la moyenne et $x'(t)$ la fluctuation au temps t . Généralement, la moyenne est faite sur une durée pouvant aller de 10 à 30 minutes.

a.) Hypothèses simplificatrices

En modélisation, on utilise les équations des variables moyennes pour décrire l'évolution thermodynamique de la CLA. Ces équations issues des relations de base de la mécanique des fluides sont obtenues en appliquant certaines hypothèses simplificatrices. Ces approximations sont :

- i. *l'approximation de l'incompressibilité de l'air ;*
- ii. *les approximations de Boussinesq (d'après De Moor, 1996) à savoir :*
 - le nombre de Mach de l'écoulement (rapport de la vitesse du fluide à la vitesse du son) est petit, et il n'y a pas de très hautes fréquences de mouvements dans l'écoulement ;
 - l'état thermodynamique réel de l'atmosphère s'écarte peu de l'état hydrostatique et les mouvements sont adiabatiques ;
 - l'échelle verticale des mouvements est petite devant l'épaisseur effective de l'atmosphère.

b.) Équations des grandeurs moyennes

En appliquant aux grandeurs instantanées, les hypothèses simplificatrices décrites ci-dessus et les lois de la moyenne de Reynolds, on aboutit aux équations d'évolution pour les grandeurs moyennes suivantes :

- *Équation d'état des gaz parfaits*

$$\frac{\overline{p}}{\mathfrak{R}} = \overline{\rho T_v} \quad (1.14)$$

- *Équation de continuité*

$$\frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x_j} = 0 \quad (1.15)$$

- *Équation de conservation de la quantité de mouvement*

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3} \bar{g} + f_c \varepsilon_{ij3} \bar{u}_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j^2} - \frac{\partial (\overline{u_i' u_j'})}{\partial x_j} \quad (1.16)$$

- *Équation de conservation de l'humidité*

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} = \nu_q \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial x_j^2} + \frac{E}{\rho} - \frac{\partial (\overline{u_j' q'})}{\partial x_j} \quad (1.17)$$

- *Équation de conservation de la chaleur*

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = \nu_\theta \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial \overline{Q_j^*}}{\partial x_j} \right) - \frac{LE}{\rho C_p} - \frac{\partial (\overline{u_j' \theta'})}{\partial x_j} \quad (1.18)$$

c.) *Équation d'évolution de l'énergie cinétique turbulente moyenne (ECTm)*

L'énergie cinétique turbulente moyenne par unité de masse est définie par :

$$\bar{e} = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (1.19)$$

D'après Stull (1988), l'équation d'évolution de \bar{e} est donnée par :

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j} = \delta_{i3} \frac{\bar{g}}{\bar{\theta}_v} (\overline{u_i' \theta_v'}) - \overline{u_i' u_j'} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u_j' e})}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\overline{u_i' p'})}{\partial x_i} - \varepsilon \quad (1.20)$$

I II III IV V VI VII

L'indice i est ici un indice de sommation (comme j) car il apparaît 2 fois dans chaque terme.

Le terme I est l'accumulation de l'ECT.

Le terme II représente l'advection de l'ECT par le vent moyen.

Le terme III décrit la production (ou destruction) de la flottabilité, selon le signe du terme $\overline{u_i' \theta_v'}$: celui-ci est positif de jour sur le sol, et négatif la nuit.

Le terme IV est la production mécanique de l'ECT.

Le terme V décrit le transport turbulent de l'ECT.

Le terme VI est le terme de corrélation avec la pression qui décrit comment l'ECT est répartie à travers les perturbations de pression.

Le terme VII représente la conversion en chaleur (ou la dissipation visqueuse) de l'ECT.

1.3.4. Forçages dynamique et thermique, et développement de la CLA

La surface terrestre exerce divers forçages sur la structure verticale de la CLA. Ces forçages sont le plus souvent de type dynamique ou thermique. A l'intérieur de cette couche limite atmosphérique, ces forçages sont communiqués au fluide grâce aux différents processus de transport. L'une des principales propriétés de l'écoulement au sein de la CLA est son caractère turbulent.

La couche limite atmosphérique évolue tout au long de la journée. Son développement vertical est fonction des conditions dynamiques et thermiques du milieu et des conditions synoptiques.

1.3.4.1. Forçage dynamique

Les forçages de surface de type dynamique sont dus à la viscosité de l'écoulement (frottement de l'air sur le sol). D'autre-part, dans les régions à relief très accidenté (les hauts plateaux, les montagnes, les dunes de sable, ...), les obstacles forcent l'air à monter ou à descendre très rapidement.

D'après les travaux de Monin et Obukhov (1954) sur l'analyse dimensionnelle, la vitesse de frottement u_* , exprimant le forçage dynamique au sol, est donnée par :

$$u_*^2 = \left[\overline{(u'w')}_0^2 + \overline{(v'w')}_0^2 \right]^{1/2} \quad (1.21)$$

avec u , la composante longitudinale du vent dans un repère lié au vent moyen ;

v , la composante transversale ;

w , la composante verticale.

$\overline{(u'w')}_0$ et $\overline{(v'w')}_0$ sont les termes moyens du flux de quantité de mouvement au sol.

1.3.4.2. Forçage thermique

Les forçages de type thermique sont dus aux effets du réchauffement/refroidissement induits par les variations diurnes du rayonnement solaire et tellurique.

Le flux de chaleur sensible est le terme qui agit dans la journée sur le développement de la CLA. Il est donné par la relation :

$$Q_h = \rho C_p \overline{w'\theta'} \quad (1.22)$$

Pendant les périodes humides où les teneurs en eau sont élevées, on utilisera le flux de flottabilité qui tient compte du flux de chaleur virtuelle. Son expression est :

$$flux_{(flott)} = \frac{g}{\theta_v} \cdot \overline{w'\theta_v'} \quad (1.23)$$

où θ_v est la température potentielle virtuelle (elle tient compte de la vapeur d'eau).

1.4. CARACTÉRISTIQUES MÉTÉOROLOGIQUES DE L'AFRIQUE DE L'OUEST

1.4.1. Échanges radiatifs et circulation générale en Afrique de l'ouest

1.4.1.1. Les échanges radiatifs

L'analyse de la figure 1.4 montre que le bilan radiatif annuel de la terre est : excédentaire dans les régions tropicales (la courbe bleue est au-dessus de la verte), déficitaire dans les régions polaires. Ceci montre qu'il y a un surplus d'énergie dans les zones tropicales. Il existe alors dans l'atmosphère un flux d'énergie qui se déplace des tropiques vers les plus hautes latitudes car, le système terre - atmosphère reste globalement proche d'un équilibre stationnaire. Ce sont ces différences dans la répartition spatiale du bilan radiatif qui provoquent la mise en mouvement de l'atmosphère pour rééquilibrer la distribution d'énergie dans le système. Les régions les plus chaudes et les océans tropicaux chauffent et humidifient le plus fortement l'atmosphère. Au contact dynamique entre les alizés de l'hémisphère sud et ceux de l'hémisphère nord se trouve la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) appelée équateur météorologique. C'est le déplacement saisonnier de cette ZCIT et les mouvements des différents alizés qui rythment le phénomène de la mousson ouest africaine donnant ainsi naissance aux grands régimes de pluies de l'Afrique de l'Ouest.

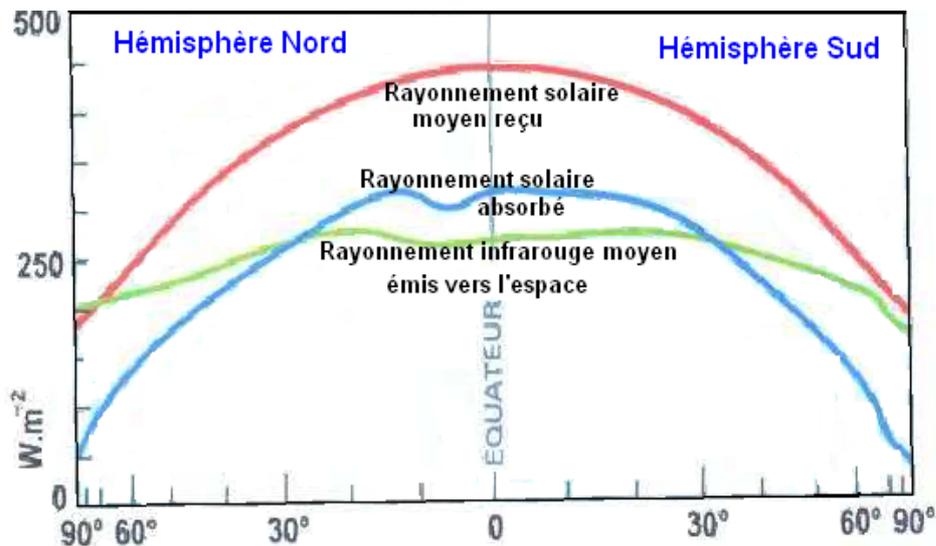


Figure 1.4 : Bilan radiatif annuel de la Terre (d'après Hewitt, 2003).

1.4.1.2. La circulation générale

La situation météorologique en Afrique de l'Ouest est régie par les mouvements des alizés (Harmattan, alizés marins) et des vents thermiques (Jet d'Est Africain, Jet d'Est Tropical, Jet d'Ouest Subtropical) entraînant avec eux des flux d'air sec ou humide donnant naissance à d'importants changements saisonniers. La figure 1.5 décrit la circulation des différents vents thermiques et alizés en Afrique de l'Ouest.

a.) *Jet d'Est Africain (JEA ou AEJ, African Easterly Jet en anglais)*

C'est un vent thermique d'est principalement lié à la différence de température entre l'air chaud du Sahara, siège d'une importante dépression thermique, et l'air plus frais venant du golfe de Guinée (océan Atlantique). Ce vent migre vers le nord en période de mousson. Il souffle dans la moyenne troposphère entre 700 et 500 hPa (3-5 km) (Burpee, 1972, 1974; Charney, 1962). Des études plus récentes (Pytharoulis and Thorncroft, 1999 ; Hsieh and Cook 2008) ont montré des relations entre les caractéristiques de l'AEJ, le gradient thermique et hydrique entre le nord et le sud, les ondes d'est dont on parlera plus loin et la convection sèche au nord de la ZCIT et humide au sud.

b.) Jet d'Est Tropical (JET ou TEJ, Tropical Easterly Jet).

C'est aussi un vent thermique d'est, mais s'étendant de l'Asie à l'Atlantique, et est lié à la différence de température entre les hauts plateaux du Tibet (sud-est asiatique) et l'océan indien. En Afrique de l'ouest, on l'observe autour de 10°N, à un niveau compris entre 100hPa et 200hPa (11-15 km). Il s'étend en se renforçant vers l'ouest pendant la période de mousson (Charney, 1962 ; Burpee, 1972, 1974).

c.) Jet d'Ouest Subtropical (JOST ou STJ, SubTropical Jet)

Les jets subtropicaux tirent leur origine de la déviation vers la droite des cellules de Hadley. Ce sont des vents d'ouest, situés autour de 30° de latitude nord. Ces courants de jets subtropicaux sont situés entre les circulations atmosphériques tropicales et de moyenne latitude vers les 200 mb (15 km) (Charney 1962 ; Burpee, 1972).

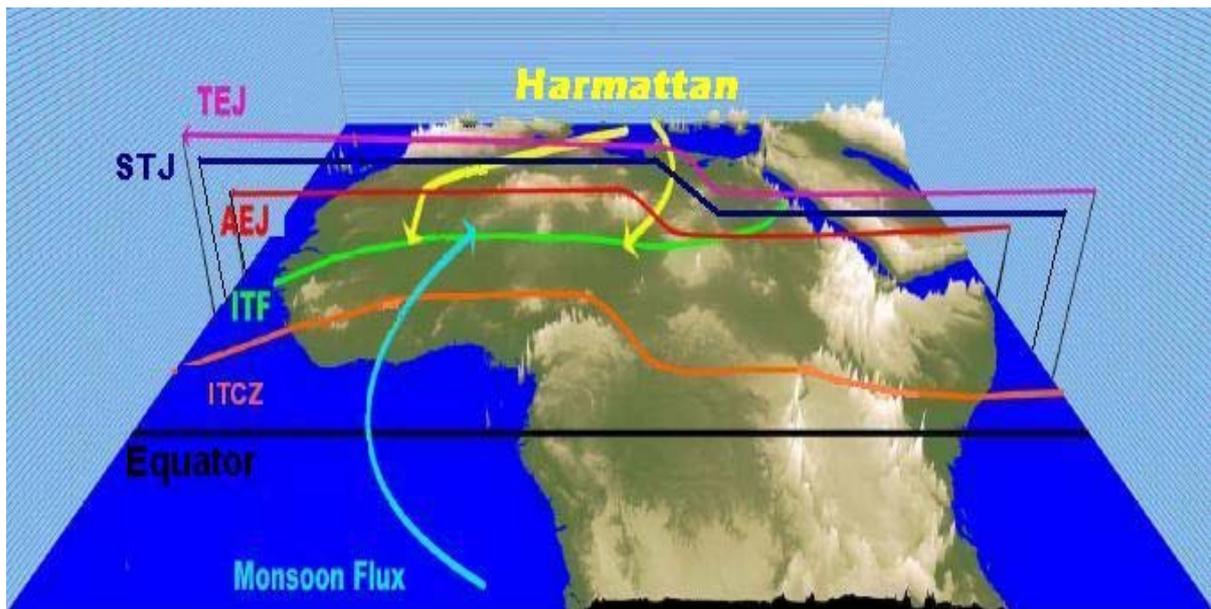


Figure 1.5: Circulation des vents thermiques et alizés en Afrique de l'Ouest (Club du Sahel et de l'Afrique de l'Ouest/OCDE (2007), image satellite NOAA-2000). Les symboles sont explicités dans le texte.

d.) Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT ou ICTZ)- le Front inter tropical (FIT ou ITD, InterTropical Discontinuity)

Les alizés de l'hémisphère nord et les alizés de l'hémisphère sud se rencontrent dans les régions équatoriales formant un flux convergent. Cette bande de convection, à orientation presque zonale, dessine l'équateur météorologique. Elle présente parfois

des ondulations méridiennes nord - sud significatives. La météorologie en Afrique de l'ouest est caractérisée par un déplacement de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT en anglais) entre 5° et 18° de latitude nord. La position la plus méridionale est atteinte en janvier - février et la plus septentrionale au mois d'août (Sivakumar, 1988 ; Sultan et al., 2003 et 2007). Ensuite la ZCIT reprend sa descente vers le sud dès la fin du mois d'août. Cette migration sud-nord de la ZCIT, qui suit le mouvement zénithal du soleil avec un retard d'environ six semaines, est favorisée par le réchauffement progressif de la zone continentale saharienne d'avril à juillet.

Au sud de la ZCIT, les alizés de l'Atlantique sud, chargés de vapeur d'eau et dirigés par les hautes pressions de l'anticyclone de Ste Hélène, se déplacent vers le nord du golfe de Guinée sous l'effet de la force de Coriolis. De l'autre côté, au nord de la ZCIT, souffle l'Harmattan, de secteur nord-est, chaud et sec pendant l'été, un peu moins chaud et intense durant l'hiver boréal. La trace au sol de la discontinuité entre ces deux masses d'air est appelée Front Intertropical (FIT ou ITD, Inter Tropical Discontinuity en anglais). Le FIT est donc la ligne de convergence au sol entre l'Harmattan caractérisé par l'air sec du nord-est et la mousson chargée d'air humide du sud-ouest. Le FIT fait partie des paramètres les plus importants dans les prévisions pluviométriques au Sahel. Ainsi, lorsque le FIT passe au nord d'une région, l'épaisseur d'air humide dans cette zone devient plus grande et les pluies très probables.

Lorsque le continent se réchauffe, en été, il attire l'air qui s'est chargé en humidité au dessus du golfe de Guinée. Ce flux d'air humide remonte vers le nord (vers la bande sahélienne) et, une fois au-dessus du continent, se transforme en systèmes orageux. Au contraire en hiver, le flux de mousson peu intense n'intéresse que la frange côtière du golfe de Guinée (Sultan et al., 2003 et 2007).

La figure 1.6, décrit la circulation atmosphérique des basses couches en Afrique de l'ouest et les positions du FIT pendant les périodes de janvier - février et de juillet - août.

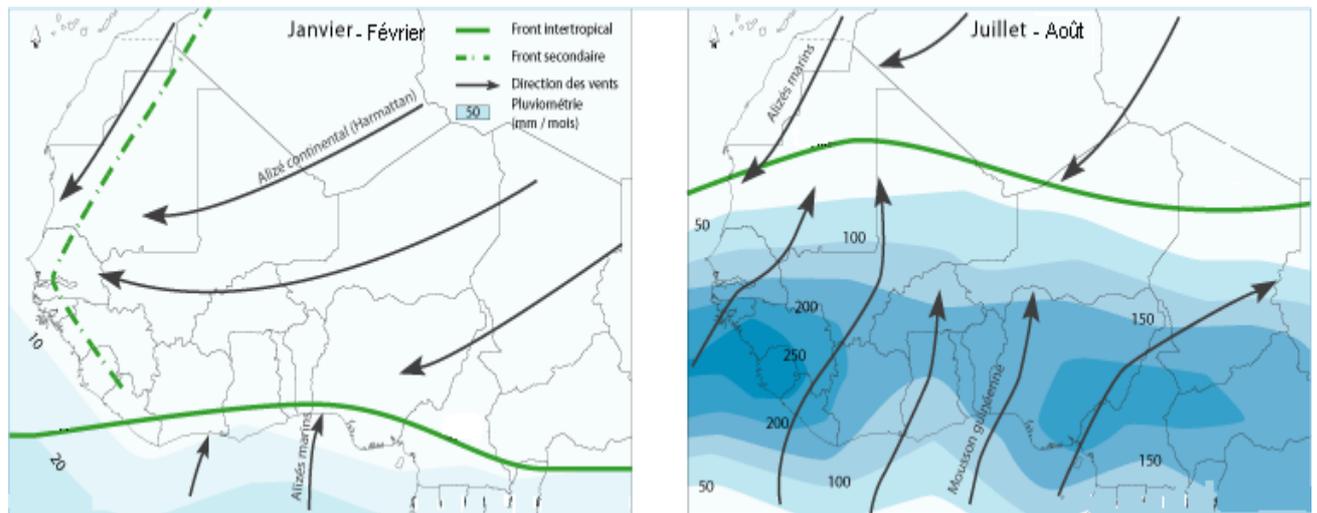


Figure 1.6: Positions du FIT et directions des vents pendant les périodes de janvier - février et de juillet - août en Afrique de l'ouest (Club du Sahel et de l'Afrique de l'Ouest/OCDE 2007).

e.) Les lignes de grains

Ce sont des perturbations mobiles propres aux régions tropicales de l'Afrique de l'ouest et centrale. Elles se déplacent d'est en ouest avec une vitesse d'environ 15 ms^{-1} . Les lignes de grains évoluent entre les 2 courants d'est (le Jet d'Est Africain et le Jet d'Est Tropical). Elles sont considérées comme un alignement plus ou moins homogène de cumulonimbus. Les lignes de grains sont importantes en juillet – août quand la mousson est épaisse. C'est donc de la convection avec des formations nuageuses, qui peut avoir pour origine la situation synoptique (JEA et JET) ou des particularités géographiques comme le relief (sur la boucle du fleuve Niger, l'Oshogbo Hills et le mont Adamaoua). Près de 75% des précipitations sont dues aux lignes de grains dans la zone sahélienne (Aspliden, 1977; Fortune, 1980 ; Mathon et al. 2002) et à peu près la moitié dans la zone soudanienne, plus humide (Fink et al., 2006).

f.) Les ondes d'est

Les ondes d'est ouest africaines sont des perturbations régulières, de 3 à 4,5 jours de périodicité, associées à des ondulations du champ de vent, se déplaçant d'est en ouest dans la moyenne troposphère entre juin et octobre. Elles se superposent au flux d'est des régions tropicales et modulent l'activité des systèmes précipitants, par alternance entre des conditions favorables ou défavorables au déclenchement des mouvements convectifs. L'intensité d'un système convectif dépend de son mouvement

relatif par rapport à l'onde. Les ondes d'est ouest africaines présentent une longueur d'onde de 2000 à 4000 km et s'observent dans la moyenne troposphère (de 700 à 500 hPa). Leur amplitude maximum s'observe autour de 5°N ou 5°S. Ce maximum décroît et approche zéro à la latitude de 20°N, avec une vitesse d'environ 8 ms⁻¹ (De Felice et al., 1993 ; Viltard et al., 1997,1998 et Diedhiou et al., 1998,1999).

Des études expérimentales (Burpee, 1972,1974 ; Albignat and Reed, 1980) et des simulations numériques (Rennick, 1976) montrent que les ondes d'est se développent grâce à un mécanisme d'instabilité barotrope/barocline en association avec les gradients méridiens de vortex potentiel dans le noyau du JEA et les gradients méridiens de température potentielle dans les basses couches. Mais il reste encore de nombreuses incertitudes quant à leur impact sur les régimes pluviométriques à courte échelle de temps. Ces ondes interagissent fortement avec les systèmes convectifs (Duvel, 1990 ; Diedhiou et al., 1999 ; Fink et Reiner, 2003 ; Kiladis et al., 2006).

1.4.2. La mousson ouest africaine et sa variabilité

Les forts contrastes de température entre la surface des océans et celle des continents sont un facteur important des changements rapides et profonds du temps dans les régions intertropicales de l'Afrique. La température superficielle de l'océan varie peu selon les saisons tandis que les surfaces continentales deviennent rapidement surchauffées en été, générant des dépressions thermiques, et très rapidement refroidies en hiver générant des anticyclones thermiques. L'apparition de ces centres d'action continentaux influe sur la vitesse et la direction des vents qui prolongent les alizés en les forçant à souffler des régions les plus froides (océan en été, continent en hiver) vers les régions les plus chaudes (océan en hiver, continent en été). Ce mécanisme saisonnier constitue le phénomène de mousson africaine.

La mousson ouest africaine a lieu de mai à septembre. Elle s'accompagne jusqu'en fin juin d'une extension progressive des précipitations à partir de la bande côtière (située à ~5°N). A ce moment, la ZCIT subit un déplacement abrupt à l'échelle saisonnière jusqu'à 10°N appelé « saut de mousson » (ou « onset ») qui est associé à une baisse momentanée de l'activité convective.

La période pré-onset correspond à l'installation de la ZCIT sur la zone du golfe de Guinée à 5°N, et au début de la saison pluvieuse sur la zone soudano-sahélienne caractérisée par une première augmentation régulière de la pluie (Parker, 2005b et Sultan et al., 2003, 2007). Le saut de mousson est ensuite issu d'un brusque

décalage longitudinal de la ZCIT de 5°N aux mois de mai/juin à 10°N aux mois de juillet/août. Il survient entre le 25 juin et le 10 juillet, et correspond à une deuxième augmentation des pluies sur la zone soudano-sahélienne (Janicot et al., 2007). Cette rupture est associée au passage d'un régime océanique caractérisé par l'augmentation progressive des flux d'air humide de l'océan vers le continent à un régime continental caractérisé par de gros systèmes convectifs de méso-échelle.

Mais l'étude des processus de convection est très complexe car ceux au-dessus des continents diffèrent de ceux au-dessus des océans, en particulier par le cisaillement dans les couches moyennes du JEA et des ondes d'est (formées en bordure de celui-ci), par le cycle diurne, par les conditions d'instabilité et par l'impact de la végétation. Ces différentes actions entre la surface et l'atmosphère se font à travers la couche limite atmosphérique (CLA). La variabilité de cette couche limite a donc un impact majeur sur l'intensité de la mousson à différentes échelles spatio-temporelles. On peut citer par exemple l'importance de l'interaction entre le cycle diurne de la dépression thermique saharienne et le cycle diurne de la turbulence au sein de la CLA. En effet, dans l'après-midi, lorsque la turbulence au sein de la CLA est très active, les vents sont très faibles. La CLA est donc caractérisée par un transport d'air essentiellement vertical qui homogénéise la vapeur d'eau présente dans toute la couche. Après le coucher du soleil, la turbulence diminue rapidement et les vents s'intensifient tout au long de la nuit. Il se produit alors le jet nocturne. La CLA est alors caractérisée par un transport d'air horizontal: dans la partie inférieure de la couche est advecté de l'air humide, tandis que dans la partie supérieure est transporté en retour de l'air plus sec, qui suit les variations baroclines du gradient de pression selon l'altitude (Parker et al., 2005b). La CLA peut ainsi alimenter les systèmes convectifs de méso-échelle dans les basses couches.

1.5. CONCLUSION

Cette étude bibliographique, nous montre que la caractérisation de la couche limite atmosphérique n'est pas simple. Beaucoup de processus restent encore à être clarifiés. Par exemple, la caractérisation de la turbulence dans la CLA est un problème qui est loin d'être résolu de manière définitive dans le cas des couches limites stables, des couches limites de transition, de l'entraînement, etc... L'apparition des modèles LES (Large Eddy Simulation models) qui permettent de décrire la turbulence avec une

résolution de plus en plus fine, contribuent à l'amélioration de la paramétrisation de la couche limite. Par ailleurs l'utilisation de nouveaux instruments, tels que les radars UHF profileurs de vent, permet un suivi temporel continu des caractéristiques dynamiques (moyennes et turbulentes) de la CLA sur toute son épaisseur avec une très bonne résolution temporelle. Dans certaines régions comme l'Afrique de l'ouest, sujettes à des épisodes de sécheresse intenses, la maîtrise des caractéristiques météorologiques de la région constitue encore un défi à relever. L'expérience internationale AMMA sur la mousson africaine commence à apporter des réponses. La dépression thermique saharienne a été étudiée de manière intensive, en particulier en ce qui concerne son cycle diurne, ses interactions avec la convection et avec les pulsations de la mousson (Cuesta et al., 2008, 2009 ; Messenger et al., 2010 ; Grams et al., 2010 ; Lavaysse et al. 2009, 2010a et 2010b). Les ondes d'est et leur interaction avec le jet d'est africain et les systèmes convectifs ont été approfondis par Hall et al. (2006), Thorncroft et al. (2008), Leroux et Hall (2009) et Leroux (2010). De leur côté, Guichard et al. (2009), Flamant et al. (2007, 2009), Abdou et al. (2010), Canut et al. (2010), Kalapureddy et al. (2010), Lohou et al. (2010), Pospichal et al. (2010) et Saïd et al. (2010) se sont tournés vers les interactions de petite échelle entre la surface, la couche limite, la mousson, le JEA et la position de l'ITD.

Pour notre part, suite à l'étude de Lothon et al. (2008), nous nous sommes attachés à essayer de comprendre et de quantifier un mécanisme, qui est celui du jet nocturne, et à en évaluer le potentiel pour des applications à l'éolien. Les jets nocturnes constituent un mécanisme qui est bien connu à l'échelle du globe et qui a fait l'objet de nombreuses études. Par contre, les observations sont beaucoup moins nombreuses en Afrique de l'ouest et sont souvent épisodiques. Nous avons pu profiter de l'environnement expérimental de l'expérience AMMA pour réaliser une étude qui pourrait conduire à des applications économiques directes, essentielles à l'amélioration des conditions de vie au Sahel. Le chapitre qui suit présente une étude bibliographique générale sur le développement du jet nocturne et les méthodes d'évaluation du potentiel éolien.

CHAPITRE 2: ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE DÉVELOPPEMENT DU JET DE BASSES COUCHES ET LES MÉTHODES D'ÉVALUATION DU POTENTIEL ÉOLIEN.

2.1. INTRODUCTION	35
2.2. ELEMENTS DE BIBLIOGRAPHIE SUR LE JET DE BASSES COUCHES	35
2.2.1. Mouvements horizontaux du vent dans la dynamique de l'atmosphère	35
2.2.2. Variation verticale de la vitesse du vent	37
2.2.3. Description du jet de basses couches	40
2.2.4. Mécanisme de formation du jet de basses couches	42
2.2.5. Conséquences des jets de basses couches	44
2.3. ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE SUR L'ÉVALUATION DU POTENTIEL ÉOLIEN	45
2.3.1. Etude statistique	45
2.3.2. Définitions des paramètres du vent	51
2.3.3. Influence des paramètres de Weibull sur la qualité du potentiel éolien	54
2.3.4. Technologies des éoliennes	55
2.3.5. Evaluation du potentiel énergétique	59
2.4. CONCLUSION DU CHAPITRE II	65

2.1. INTRODUCTION

Après un rappel sur la dynamique atmosphérique, ce chapitre présente une synthèse bibliographique sur les origines du jet de basses couches, son mécanisme de formation et son rôle dans notre environnement. La seconde partie expose une étude bibliographique sur la méthodologie d'évaluation du potentiel éolien de ce jet ainsi qu'un état de l'art sur la technique utilisée pour exploiter cette énergie.

2.2. ÉLÉMENTS DE BIBLIOGRAPHIE SUR LE JET DE BASSES COUCHES

2.2.1. Mouvements horizontaux du vent dans la dynamique de l'atmosphère

Le vent est un mouvement des masses d'air provoqué par le réchauffement de la surface de la terre et la rotation de celle-ci autour de son axe. Le mouvement du vent horizontal est régi par trois forces : la résultante du gradient de pression, la force de Coriolis et les forces de frottements au sol.

2.2.1.1. La force du gradient de pression

Lorsque le soleil éclaire la Terre, l'angle d'incidence du rayonnement solaire varie de l'équateur où il est perpendiculaire à la surface, aux pôles où il est rasant. Cette variation angulaire provoque un réchauffement inégal de la surface terrestre. Ce réchauffement différentiel du globe ainsi que la nature des sols et la répartition des océans et des terres produisent des différences de pression à la surface de Terre. Le gradient de pression entraîne un déplacement des masses d'air des hautes pressions vers les basses pressions.

2.2.1.2. La force de Coriolis

La force de Coriolis est issue de la rotation de la Terre autour de son axe. Elle produit une déviation des vents, vers la droite (sens horaire) dans l'hémisphère nord et vers la gauche (sens antihoraire) dans l'hémisphère sud.

2.2.1.3. Les forces de frottement au sol

Comme la terre n'est pas lisse et possède un relief à sa surface, cette configuration exerce une résistance aux déplacements des masses d'air près du sol. Ces forces de frottement traduisent la friction turbulente de l'air avec le sol. L'effet de ces frottements réduit au voisinage du sol l'influence de la force de Coriolis ainsi que la vitesse du vent. Au-delà de la couche limite, cet effet disparaît et les vents circulent parallèlement aux isobares.

Le vent horizontal résulte donc de la force de Coriolis, de celle du gradient horizontal de pression atmosphérique et de la force du frottement des particules d'air sur la surface. Dans le repère terrestre cet équilibre est régi par l'équation :

$$\frac{\partial \vec{V}_h}{\partial t} = - \underset{\text{(I)}}{f \cdot \vec{k} \wedge \vec{V}_h} - \underset{\text{(II)}}{\frac{1}{\rho} \nabla p} + \underset{\text{(III)}}{\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j}} \quad (2.1)$$

où \vec{V}_h représente la vitesse horizontale du vent. \vec{k} est le vecteur unitaire vertical. τ_{ij} est le tenseur de contraintes du fluide. Le terme (I) représente la force de Coriolis, le terme (II) est la force liée au gradient de pression, le terme (III) est la résultante des forces de frottement horizontales. Dans le repère météorologique où U est le vent zonal (orienté vers l'est) et V le vent méridien (orienté vers le nord), l'équation (2.1) s'écrit :

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial U}{\partial t} &= \rho f V - \frac{\partial p}{\partial x} + \rho \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_x}{\partial y} + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \right) \\ \rho \frac{\partial V}{\partial t} &= -\rho f U - \frac{\partial p}{\partial y} + \rho \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (2.2)$$

Dans la troposphère libre, en situation stationnaire (loin des fronts et des zones de forte courbure des isobares), on peut négliger l'accélération horizontale ainsi que le frottement de la surface. Le vent (U_g, V_g), dit géostrophique, résulte de l'équilibre entre la force de Coriolis et la résultante des forces de pression, soit :

$$\begin{aligned}
 U_g &= -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \\
 V_g &= \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}
 \end{aligned}
 \tag{2.3}$$

Le vent de la couche limite (U , V) vérifie par contre:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial U}{\partial t} &= f(V - V_g) + \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_x}{\partial y} + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \right) \\
 \frac{\partial V}{\partial t} &= -f(U - U_g) + \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \right)
 \end{aligned}
 \tag{2.4}$$

Si l'on passe des valeurs instantanées aux valeurs moyennes, on fait apparaître, dans le membre de droite de l'équation (2.4) un terme turbulent qui exprime la divergence verticale du flux de quantité de mouvement.

L'extrémité du vecteur vent horizontal décrit, dans la couche limite et en fonction de l'altitude, une spirale, appelée spirale d'Ekman. La journée, les frottements sont importants dans la couche limite car la turbulence transporte verticalement la quantité de mouvement générée par le frottement de l'air à la surface.

2.2.2. Variation verticale de la vitesse du vent

Dans la couche limite de surface, le vent varie avec la rugosité du terrain et avec l'altitude. En effet, la rugosité du terrain (obstacles naturels ou artificiels) freine le vent de façon plus ou moins marquée. C'est ainsi que, les montagnes, les collines, les forêts, les herbes, les buissons et les constructions freinent considérablement le vent au sol. En revanche, les terrains sablonneux, les savanes sèches influencent très peu les vitesses du vent. Comme conséquence, la vitesse du vent augmente avec l'altitude. C'est pourquoi au 19^{ième} siècle, les moulins à vent étaient généralement installés au sommet des collines, afin de capter le maximum d'énergie possible.

Pour retrouver la vitesse du vent à un niveau différent du point de mesure, on procède souvent à une extrapolation verticale des données du vent. La majorité des travaux, sur la variation du vent avec la rugosité et avec l'altitude dans la couche limite de surface, est basée sur la théorie de similitude de Monin-Obukhov (1954). La variation du module du vent avec la hauteur se produit essentiellement dans la couche de surface (dans laquelle on considère les flux comme conservatifs) où elle

suit une loi de logarithmique. L'expression suivante, issue de la théorie de similitude, exprime la vitesse du vent horizontal V_h en fonction de la rugosité et de l'altitude Z (Stull, 1988).

$$V_h = \left(\frac{u_*}{k}\right) \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) + \Psi_M\left(\frac{Z}{L}\right) \right] \quad (2.5)$$

k est la constante de Von Karman égale à 0.4; Z_0 la longueur de rugosité, L la longueur de Monin-Obukhov :

$$L = - \frac{\theta_v u_*^3}{\kappa g w' \theta_v'} \quad (2.6)$$

Le tableau 2.1 donne les valeurs de Z_0 suivant le type de terrain.

Tableau 2.1 : Les valeurs des coefficients de friction suivants le type de terrain.

Type de terrain	Longueur de rugosité Z_0 (m)
Lac océan et terrains lisses	0,0002
Herbes	0,03
Hautes herbes et arbustes	0,10
Régions forestières	0,40
Petites villes avec quelques arbres	0,80
Villes modernes avec de hautes constructions	1,80

$\Psi_M\left(\frac{Z}{L}\right)$ est une fonction empirique dépendant des conditions de stabilité de la couche de surface (Paulson, 1970). Elle est donnée par :

$\Psi_M\left(\frac{Z}{L}\right)$	$= \left(\frac{4,7 Z}{L}\right)$ pour $\frac{Z}{L} > 0$ (conditions stables) ;	(2.7)
	$= 0$ pour $\frac{Z}{L} = 0$ (conditions neutres) ;	
	$= -2 \ln\left[\frac{(1+x)}{2}\right] - \ln\left[\frac{(1+x^2)}{2}\right] + 2 \tan^{-1}(x) - \frac{\pi}{2}$ pour $\frac{Z}{L} < 0$ (conditions instables) où $x = \left[1 - \left(\frac{15Z}{L}\right)\right]^{1/4}$.	

Le gradient vertical de vent s'écrit :

$$\frac{\partial V_h}{\partial Z} = \frac{u_*}{kZ} \varphi_M \quad (2.8)$$

φ_M est une fonction qui dépend de la stabilité (Businger et al., 1971 et Dyer, 1974). La figure 2.1 montre la variation de la vitesse du vent avec l'altitude, dans la couche de surface, en fonction de la stabilité.

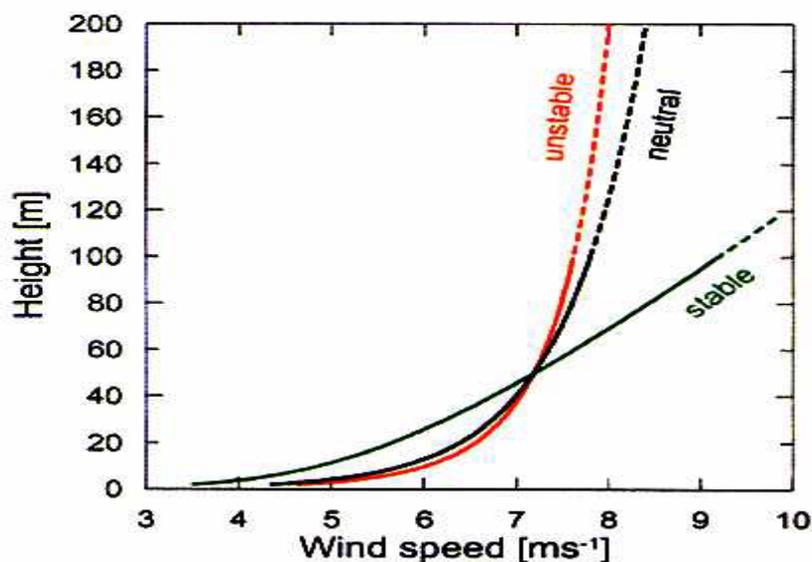


Figure 2.1 : Variation de la vitesse du vent avec l'altitude dans la couche de surface en conditions instable, neutre et stable (Gryning et al., 2007).

L'expression (2.8) permet donc d'extrapoler verticalement la vitesse du vent. Elle présente cependant l'inconvénient d'avoir à mesurer les flux de surface de chaleur sensible et de quantité de mouvement. Comme ces informations ne sont pas toujours accessibles, certains auteurs préfèrent assimiler l'augmentation de la vitesse du vent avec l'altitude, dans la couche de surface, à une loi de puissance (Justus et Mikhail, 1976).

$$\frac{V_2}{V_1} = \left(\frac{Z_2}{Z_1} \right)^n \quad (2.9)$$

avec V_1 , la vitesse du vent à la hauteur Z_1 , V_2 celle de la hauteur Z_2 et n est le coefficient de friction. Il varie d'un lieu à l'autre, notamment en fonction de la rugosité du terrain. Il est de l'ordre de 1/7 pour les terrains dégagés et plats, de 1/2 au centre des grandes villes. Cette loi empirique tient compte approximativement de la rugosité spécifique du lieu de mesure mais néglige les conditions de stabilité.

Au dessus de la couche de surface, le module du vent varie très peu avec l'altitude (à la différence de sa direction qui tourne en décrivant une spirale d'Ekman).

2.2.3. Description du jet de basses couches

Nous avons vu au chapitre 1 que la couche limite planétaire est la partie inférieure de l'atmosphère directement influencée par la surface terrestre. Durant la nuit, la couche limite planétaire n'est plus alimentée par l'énergie solaire et la surface se refroidit plus vite que l'air qui la surmonte. Dans le cas général, la couche de surface nocturne est stable et de ce fait souvent composée de minces couches stratifiées avec des propriétés physiques et chimiques différentes. Dans cette couche, les vents présentent souvent des comportements complexes, bien éloignés du profil vertical logarithmique caractéristique de la couche de surface diurne.

Le jet de basses couches correspond à un pic de vent sur le profil vertical, qui se forme dans les basses couches, au niveau de la couche d'inversion nocturne et disparaît pendant la journée. La plupart des auteurs font état d'heures d'occurrence très tôt le matin (3h00 à 6h00). La figure 2.2 montre un exemple des variations du profil vertical du jet de basses couches observé au cours d'une nuit pendant l'expérience WANGARA, en Australie.

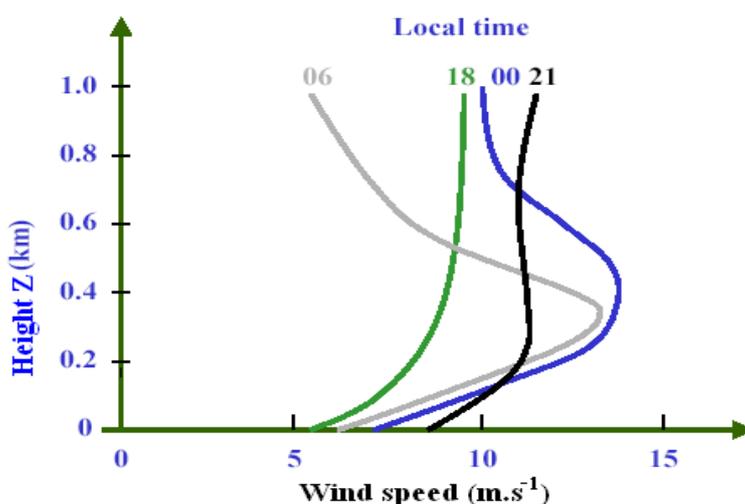


Figure 2.2: Evolution du jet nocturne durant une journée, pendant l'expérience WANGARA (Malcher et al. 1983). Les chiffres correspondent aux heures de mesure des profils.

On s'accorde à dire que le maximum d'intensité du jet de basse couche se situe au sommet de la couche de surface nocturne comme on l'indique sur la figure 2.3. Cependant un certain nombre d'auteurs montrent que la position verticale du maximum est très variable spatialement et ne correspond pas toujours au sommet de la couche de surface nocturne (revue de Stensrud, 1996). En général, le maximum se trouve à un niveau inférieur à 500 m agl. Song et al. (2006) ont remarqué, dans une étude climatologique, que les jets les plus forts se produisent plus haut.

Blackadar (1957) l'expliquait en disant que cela correspond au fait que le jet se renforce au cours de la nuit, en même temps que la stabilité de la couche de surface nocturne se renforce, ce qui décale vers le haut le niveau de l'inversion, niveau où le jet apparaît d'après ses statistiques. En accord avec Banta et al., (2002), Song et al. (2006) montrent aussi que la hauteur absolue du niveau du pic du jet suit les lignes de pression enregistrées au niveau de la mer et n'est pas influencée par le relief. Par ailleurs, le niveau du maximum évolue au cours du temps, pendant la nuit, au fur et à mesure que le vent tourne.

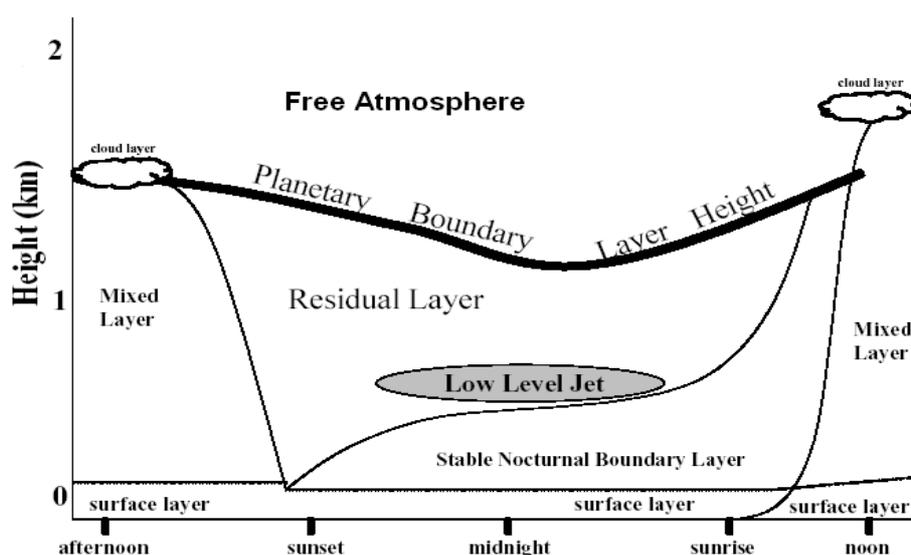


Figure 2.3: Position du jet de basses couches dans la couche limite planétaire (d'après Stull, 1999).

Le jet de basses couches a été décrit en Afrique depuis les années 1930 par Goualt et al. (1938) et Farquharson et al (1939). Mais l'engouement pour son étude n'a débuté que vers les années 1950 suite aux travaux de Blackadar (1957). Ce jet de basses couches est couramment appelé jet nocturne ou nocturnal low-level jet en anglais.

Le jet nocturne est observé sur tous les continents (Fig. 2.4). Il se développe en Afrique (Findlater, 1969 ; Anderson, 1976 ; Ardanuy, 1979; Kelbe, 1988; Jury et Spencer-Smith, 1988; Jury et Tosen, 1989; Parker et al., 2005a; Sultan et al., 2007; Lothon et al., 2008; Abdou et al., 2010), en Amérique du Nord (Means, 1952 ; Bonner, 1968 ; Douglas, 1993 ; Helfan et al., 1995 ; Banta et al., 2002 ; Jiang et al., 2007), en Amérique du Sud (Virji, 1982, 1981), en Europe (Kraus et al., 1985 ; Smedman et al., 1993 ; Cuxart and Jimenez, 2006; Conangla 2006), en Australie

(Wilson, 1975 ; Malcher et Kraus, 1983; Garratt et al., 1985; Brook, 1985; Keenan et al., 1989), en Asie (Findlater, 1969 ; Tao et Chen, 1987), et en Antarctique (Schwerdt Feger, 1975 ; Chiba et Kobayashi, 1986). Ces régions d'apparition fréquente du jet nocturne ont la particularité d'être soit des lieux d'existence d'un fort gradient de température entre deux surfaces (exemple du Sahel), ou bien situées près d'une grande chaîne de montagnes. La figure 2.4 présente les régions du monde où le jet nocturne est connu ou supposé se produire régulièrement.

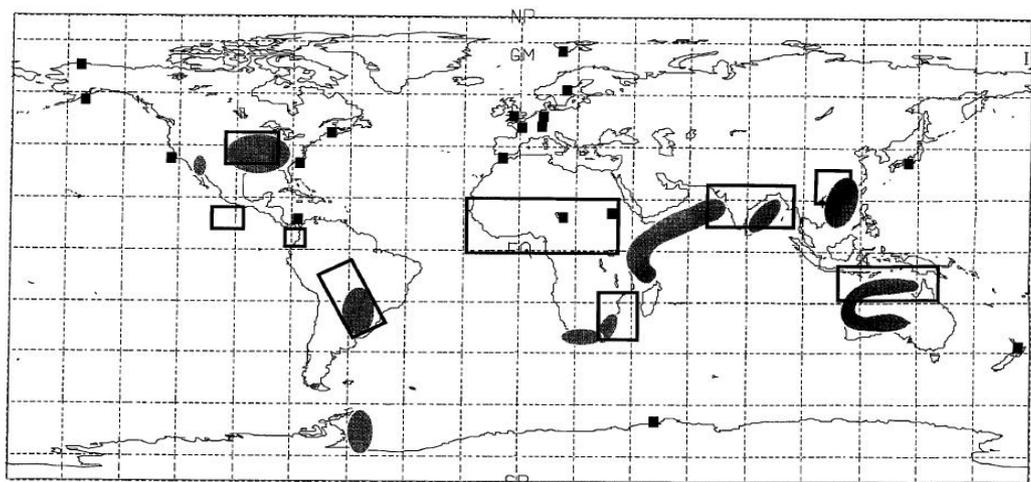


Figure 2.4 : Régions où le jet de basses couches est observé (carrés pleins), connu pour se produire régulièrement (ovales), et enfin où les systèmes convectifs de méso-échelle se produisent fréquemment en été (rectangles évidés) (d'après Stensrud, 1996).

Sur cette figure, on voit que le jet nocturne se produit souvent, quoique non systématiquement, dans les régions où se forment les systèmes convectifs de méso-échelle.

2.2.4. Mécanisme de formation du jet de basses couches

En fin d'après-midi, quand la surface se refroidit et que la couche limite n'est plus alimentée en chaleur, la turbulence diminue très rapidement et le frottement ne reste effectif que très près de la surface. La couche de surface nocturne, stable, qui résulte du refroidissement de la surface déconnecte la couche limite du frottement de la surface. Le terme de frottement disparaît de l'équation (2.4). On a alors :

$$\begin{aligned} \frac{\partial U_N}{\partial t} &= f(V_N - V_g) \\ \frac{\partial V_N}{\partial t} &= -f(U_N - U_g) \end{aligned} \tag{2.10}$$

En combinant ces deux équations et en supposant que le vent géostrophique est stationnaire, on obtient une équation différentielle de la forme (Blackadar, 1957 ; Chimonas, 2005) :

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} + f^2 \Phi = 0 \quad (2.11)$$

où $\Phi = U_N - U_g$ ou $V_N - V_g$. La solution est une oscillation sinusoïdale, de pulsation f , le paramètre de Coriolis et de période $2\pi/f$:

$$\begin{aligned} U_N &= U_g + A \sin(ft) + B \cos(ft) \\ V_N &= V_g - B \sin(ft) + A \cos(ft) \end{aligned} \quad (2.12)$$

A et B dépendent des conditions à l'origine, à savoir du vent de la couche limite en fin d'après-midi.

Physiquement, le phénomène se traduit par une relaxation de la convection diurne quand le frottement disparaît. L'inertie provoque une oscillation qui conduit à une accélération du vent et un module du vent souvent super-géostrophique. Très près de la surface, le frottement n'a pas complètement disparu aussi l'accélération est-elle maximale à quelques centaines de mètres au dessus de la surface. Plus haut, dans la couche résiduelle, le vent diurne était plus proche du vent géostrophique (le frottement était moins important), aussi la relaxation de fin d'après-midi est-elle moins intense, et le jet nocturne est moins fort.

Aux latitudes moyennes, en France par exemple, la période du jet est de 17h environ, ce qui signifie que le maximum du jet se produit environ 8h après l'extinction de la turbulence. A Niamey, cette période est de plus de deux jours (57h). Dans les deux cas, le jet est détruit le matin (donc avant la fin de la période d'oscillation), quand la turbulence réapparaît. Parallèlement à une augmentation du module du vent liée à l'oscillation inertielle, on observe une modification de la direction du vent. Le vent est dévié vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud (Fig. 2.5).

A Niamey, le phénomène de jet est accentué par le fait que le vent géostrophique, qui est un vent thermique provoqué par la dépression de température au niveau du Sahara, présente un maximum vers 18h (il est déphasé par rapport au maximum de température au niveau du Sahara) (Parker et al., 2005a).

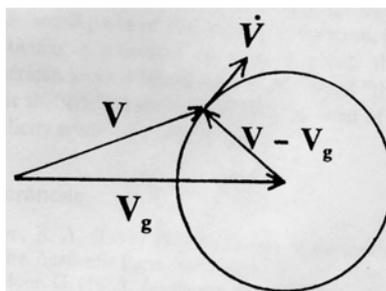


Figure 2.5: Rotation du vecteur vent, dans l'hémisphère nord, en fonction de V_g , le vent géostrophique, et de $V - V_g$, la composante agéostrophique (d'après Persson, 2002). \dot{V} pointée est l'accélération.

Certains auteurs attribuent d'autres causes que l'oscillation inertielle à la formation du jet de basses couches : les blocages d'air stable en présence de relief, les vents thermiques liés à la pente ou aux gradients horizontaux de température (brises de mer ou de terre) peuvent aussi générer des jets dans les basses couches qui présentent des oscillations à l'échelle diurne. Par contre certains jets, associés à des forçages synoptiques de grande échelle sont à placer dans une autre catégorie : en général leur variation diurne est faible et leur développement dépasse souvent l'épaisseur de la couche limite.

2.2.5. Conséquences des jets de basses couches

Le jet de basses couches intervient efficacement dans le transport d'humidité et de la pollution atmosphérique de l'air (McNider et al., 1981). La vapeur d'eau ou les polluants advectés par le jet la nuit sont transportés verticalement par la turbulence pendant la journée et peuvent pénétrer dans la troposphère libre par l'intermédiaire de l'entraînement (Means, 1954 ; Rasmusson, 1967 ; Roads et al., 1994 et Lothon et al., 2008). Ce transport vertical d'humidité peut favoriser la convection, d'autant plus que ce jet se superpose parfois à un jet d'altitude.

Les courants de jet sont aussi à la base des forts cisaillements de vent constatés dans les aéroports, près de la surface et qui compromettent régulièrement les atterrissages et les décollages des avions la nuit (Blackadar 1957).

Le jet de basses couches est aussi à l'origine du soulèvement d'importantes quantités de poussières (tempête de sable ou aérosols) dans certaines régions (par exemple Bodélé au Tchad selon Washington and Todd, 2005 ; Washington et al. 2006, Todd et al., 2008).

Les jets de basses couches, à forte fréquence d'occurrence et présentant des maxima aux environs de 100 à 200 m agl, sont potentiellement importants pour des applications énergétiques (McNider et al., 1981). Ils ouvrent donc une grande perspective pour le développement de l'énergie éolienne (Banta et al., 2002). Cependant cette énergie est dépendante en grande partie de l'intensité et de la fréquence du jet sur le site. C'est pourquoi pour toute exploitation, une évaluation du potentiel éolien de ce jet est indispensable.

2.3. ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE SUR L'ÉVALUATION DU POTENTIEL ÉOLIEN

2.3.1. Étude statistique

2.3.1.1. Distributions des vitesses

Le potentiel éolien se calcule à partir des distributions de la vitesse moyenne. Comme les distributions ne sont pas toujours disponibles, on a pris l'habitude de modéliser les distributions à partir des modèles suivants :

a.) Distribution de Weibull

Le modèle le plus utilisé pour caractériser la distribution des vitesses du vent est la distribution de probabilité de Weibull. La fonction de distribution de Weibull est une fonction exponentielle à deux paramètres : un paramètre d'échelle c (ms^{-1}) et un paramètre de forme k (sans unité) caractéristiques des données du vent (Justus et al., 1978 ; Hennessey et al., 1978). Le paramètre c renseigne sur la moyenne du vent caractéristique du site, tandis que le paramètre k indique le caractère plus ou moins pointu de la distribution. La distribution de Weibull s'exprime mathématiquement par sa fonction de densité de probabilité $f(V)$ donnée par :

$$f(V) = \left(\frac{k}{c}\right) \left(\frac{V}{c}\right)^{k-1} \exp\left(-\left(\frac{V}{c}\right)^k\right) \quad (2.13)$$

$f(V)$ représente la fréquence d'occurrence des vitesses du vent. Pour $k=1$, on obtient la loi exponentielle. Pour $k=3.6$, on obtient l'approximation d'une distribution

gaussienne (Pavia et O'Brein, 1986). La fonction de distribution cumulée de Weibull correspondante $F(V)$ s'écrit :

$$F(V) = \int f(V)dV = 1 - \exp\left(-\left(\frac{V}{c}\right)^k\right) \quad (2.14)$$

b.) Distribution hybride de Weibull

Sur les sites où la fréquence des vents calmes est relativement importante (> 15% du total des vents) la distribution de Weibull ne répond pas parfaitement à la situation (Jensen et al., 1984). En effet, cette proportion assez significative des vents calmes ne peut être négligée. On utilise donc ce qu'on appelle la distribution hybride de Weibull, définie par la fonction de densité de probabilité $f_{hw}(V)$ décrite par :

$$f_{hw}(V) = (1 - F_0) \left(\frac{k}{c}\right) \left(\frac{V}{c}\right)^{k-1} \exp\left(-\left(\frac{V}{c}\right)^k\right) \quad (2.15)$$

avec F_0 la fréquence des vents calmes, donnée à par : $F_0 = f(V)$ pour $V=0$.

c.) Distribution de Rayleigh

La distribution de Rayleigh est un cas particulier, isotrope, de la distribution de Weibull (Hennessey, 1977). C'est le cas où le paramètre de forme k égale 2. La fonction de densité de probabilité, devient alors :

$$f_R(V) = 2 \frac{V}{c^2} \exp\left(-\left(\frac{V}{c}\right)^2\right) \quad (2.16)$$

La figure 2.6 montre les différentes formes que prend la distribution suivant les valeurs de k .

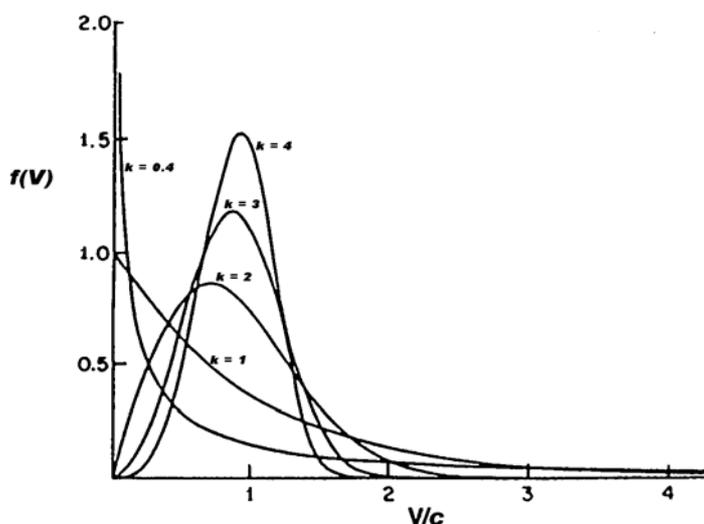


Figure 2.6: Influence des valeurs du paramètre k sur la forme des distributions (d'après Pavia et O'Brein, 1986).

2.3.1.2. Méthodes de détermination des paramètres de Weibull

Plusieurs méthodes sont utilisées pour déterminer les paramètres de Weibull c et k à partir des données statistiques du vent (Justus et al., 1978). Parmi les plus utilisées, on peut retenir : la méthode des moindres carrés et celle utilisant l'écart type de la variation des vitesses et leur vitesse moyenne.

a.) Méthode des moindres carrés

Cette méthode est souvent utilisée pour déterminer les paramètres de Weibull c et k en discrétisant la fonction $f(V)$ en fréquences f_1, f_2, \dots, f_n et en fréquences cumulées $p_1=f_1, p_2=p_1+f_2, \dots, p_n=p_{n-1}+f_n$. En prenant les logarithmes, à savoir $x_i=\ln(V_i)$ et $y_i=\ln[-\ln(1-p_i)]$, on obtient une droite $y= ax+b$ dont on ajuste les coefficients par régression linéaire. On accède ainsi aux paramètres c et k (Justus et al., 1978 ; Garcia et al., 1998 ; Ulgen and Hepbasli, 2001):

$$k = a \tag{2.17}$$

$$c = \exp\left(-\frac{b}{a}\right) \tag{2.18}$$

b.) Méthode de l'écart type et de la vitesse moyenne

Si l'on ne dispose que de la vitesse moyenne du vent et de l'écart-type, on peut calculer les paramètres de forme à partir des formulations suivantes (Justus et al., 1978 ; Weisser, 2002 ; Gökçek et al., 2007) :

$$k = \left(\frac{\sigma}{\bar{V}} \right)^{-1.086} \quad (2.19)$$

$$c = \frac{\bar{V}}{\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right)} \quad (2.20)$$

avec $\Gamma(x)$ la fonction Gamma définie par :

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} \exp(-t)t^{x-1} dt \quad \text{et} \quad \Gamma(1+x) = x\Gamma(x) \quad (2.21)$$

L'expression de c dérive de la définition de la fonction de Weibull, celle de k est une approximation du coefficient de variation $\frac{\sigma}{\bar{V}}$:

$$\left(\frac{\sigma}{\bar{V}} \right)^2 = \frac{\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right)}{\Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right)} - 1 \quad (2.22)$$

Deux exemples sont présentés en figure 2.7 pour comparer les différentes méthodes. On peut remarquer tout d'abord que le cas de mars montre une distribution exponentielle ($k < 1$). Si l'on compare les deux méthodes, les coefficients k sont très proches : 0.80 et 0.79 pour mars (Fig. 2.7c et 2.7e), 1.48 et 1.49 pour septembre (Fig. 2.7d et 2.7f). Par contre les coefficients c sont un peu différents. Notre choix s'est arrêté sur la méthode de la vitesse moyenne et de l'écart type car les résultats théoriques imposent que la valeur de c soit supérieure au vent moyen pour $k > 1$ et le contraire dans l'autre cas. Or ceci n'était pas toujours le cas pour les distributions ajustées. Par exemple pour le cas de septembre, pour lequel $k > 1$, on trouve un coefficient c de 3.5 ms^{-1} , inférieur au vent moyen (3.7 ms^{-1}) pour la méthode de régression (Fig. 2.7d), alors qu'on trouve $c = 4.1 \text{ ms}^{-1}$, supérieur au vent moyen, avec la méthode de la moyenne et de l'écart-type (Fig. 2.7f).

Pour le cas de mars, la fonction de Weibull hybride a été utilisée car le pourcentage de vent calme (inférieur à 0.5 m/s) est supérieur à 15%. Dans ce cas particulier, si la fonction de Weibull hybride améliore l'approximation de la

distribution pour les vents très faibles, elle sous-estime les autres valeurs de vent (Fig. 2.7g), ce qui conduira à une sous-estimation de la puissance théorique moyenne (Eq. 2.34). On peut de ce fait se poser la question sur l'utilité d'une telle opération, dans la mesure où les vents faibles sont en dessous du seuil de démarrage des éoliennes et ne participeront pas au calcul de la puissance utile (Eq. 2.42). Nous reprendrons cette discussion en paragraphe 4.4.4.1.

Rappelons que dans le cas des observations AMMA, nous disposons des distributions pour calculer le potentiel éolien, si bien que comme le précisent Justus et al. (1978), les distributions de Weibull sont un peu superflues. Ces derniers montrent que la seule raison d'utiliser une distribution de Weibull quand on dispose d'une distribution de valeurs observées, est que l'on peut ajuster les paramètres de Weibull à un niveau donné quand les informations dont on dispose ne sont pas au bon niveau. Pour cela, ils proposent d'utiliser (Justus et Mikhail, 1976) :

$$c(Z) = c_a (Z / Z_a)^n \quad (2.23)$$

$$k(Z) = k_a \frac{[1 - 0.088 \ln(Z_a / 10)]}{[1 - 0.088 \ln(Z / 10)]} \quad (2.24)$$

quand la mesure est faite au niveau Z_a et que l'on souhaite calculer les coefficients au niveau Z . La puissance n est donnée par :

$$n = \frac{[0.37 - 0.088 \ln(c_a)]}{[1 - 0.088 \ln(Z_a / 10)]} \quad (2.25)$$

Dans le cas du jet nocturne, le profil vertical du vent ne suit ni une loi logarithmique, ni une loi de puissance. A notre connaissance, aucune étude n'a pour l'instant été faite sur cette variation verticale, tant les paramètres directeurs sont nombreux (le gradient dépend probablement du niveau du jet, qui dépend de la stabilité de la couche de surface nocturne, du vent géostrophique). Les expressions 2.23 à 2.25 ne pourront donc être utilisées

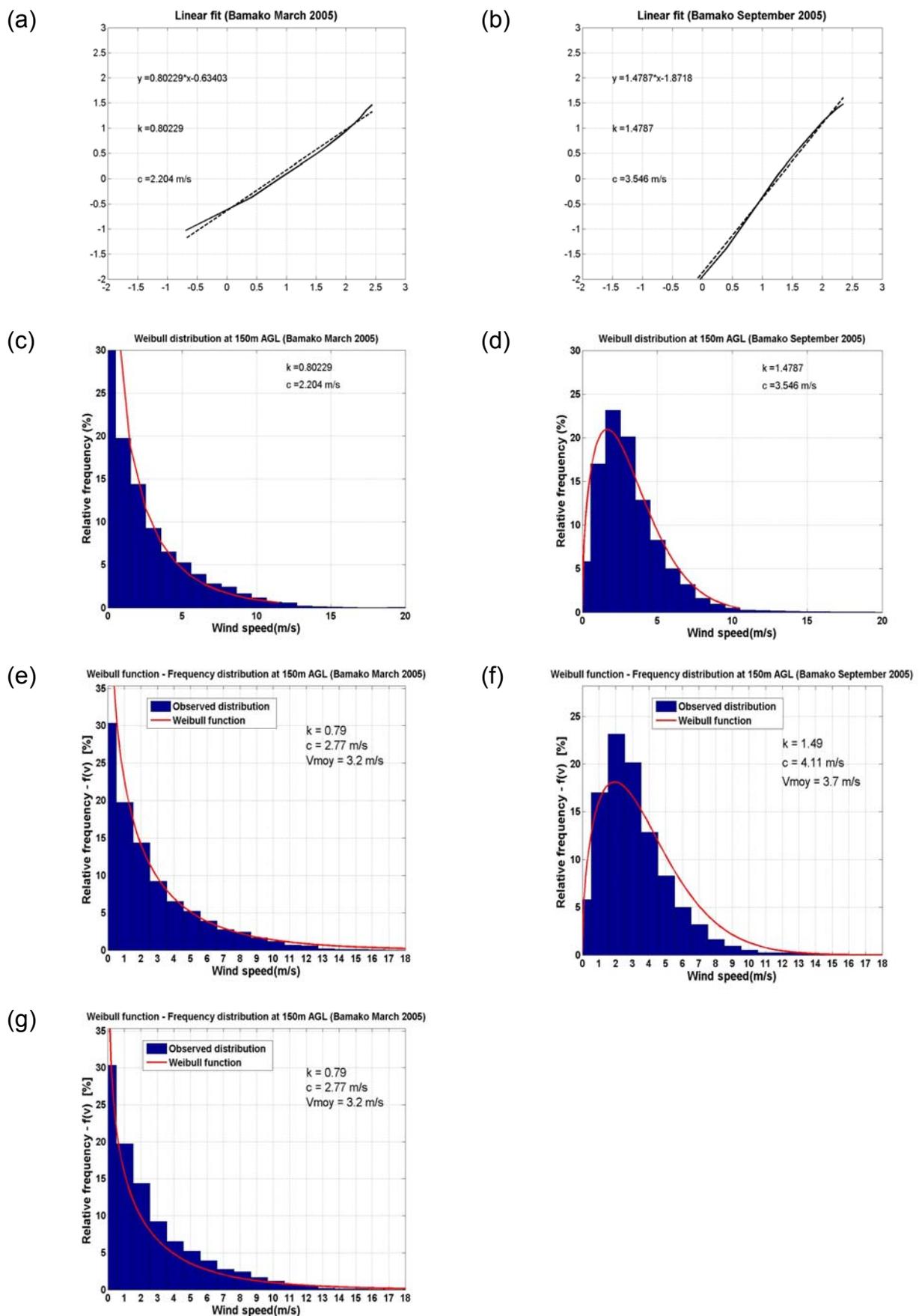


Figure 2.7 : Représentation de la fonction de Weibull pour le mois de mars à gauche et de septembre à droite, à partir: (c et d) des ajustements présentés en (a) et (b), (e et f) des coefficients c et k issus de la méthode de la moyenne et de l'écart type, (g) Weibull hybride pour le mois de mars.

2.3.1.3. Roses des vents

a.) *Roses des distributions des vitesses du vent*

Les roses des distributions des vitesses du vent sont des distributions des vitesses du vent en module (en ms^{-1}) par secteur de direction donnée. La rose des vents se compose généralement de p secteurs de q degrés chacun (avec $pq=360^\circ$).

b.) *Roses des fréquences d'occurrence des classes de vent*

Les roses des fréquences d'occurrence des classes de vent sont des distributions des vitesses du vent en fréquence d'occurrence (% de temps pendant lequel le vent souffle dans une direction). Le rayon de chacun des secteurs coniques indique la fréquence relative du vent dans cette direction.

2.3.2. Définitions des paramètres du vent

Les paramètres définis dans ce paragraphe découlent directement des expressions définies au paragraphe 2.3.1.2. L'intérêt de passer par une distribution de Weibull (alors qu'on a directement accès au vent moyen) vient d'une propriété bien utile de la distribution de Weibull : si V est distribuée selon une distribution de Weibull de paramètre (c, k) , V^m l'est aussi selon une distribution de Weibull de paramètres $(C^m, k/m)$. Cependant, c'est la façon de procéder en général, car par ailleurs, pour calculer la puissance utile (§ 2.3.5.1), la distribution de Weibull deviendra nécessaire.

2.3.2.1. Vitesse moyenne et vitesse cubique moyenne

La connaissance de la vitesse moyenne et de la vitesse cubique moyenne sont nécessaires pour l'évaluation du potentiel éolien. Partant des données du vent, la vitesse moyenne pondérée est obtenue selon Stevens et al. (1979) par :

$$\bar{V} = \int_0^{\infty} V f(V) dV \quad (2.26)$$

La vitesse cubique moyenne est donnée par :

$$\overline{V^3} = \int_0^{\infty} V^3 f(V) dV \quad (2.27)$$

Le tableau 2.2 résume les différentes valeurs de la vitesse moyenne et de la vitesse cubique moyenne suivant les trois sortes de distributions.

Tableau 2.2: Vitesse moyenne et vitesse cubique moyenne suivant les différentes distributions.

Distributions	\bar{V}	\bar{V}^3
Weibull	$c \Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right)$	$c^3 \Gamma\left(1 + \frac{3}{k}\right)$
Hybride de Weibull	$(1 - F_0) c \Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right)$	$(1 - F_0) c^3 \Gamma\left(1 + \frac{3}{k}\right)$
Rayleigh	$0,886 c$	$1,32 c^3$

2.3.2.2. Écart type des variations des vitesses

L'écart type des variations des vitesses $\sigma(V)$ caractérise la turbulence globale du vent horizontal sur toute la gamme de fréquences (tout le spectre). Il est donné par :

$$\sigma(V) = \sqrt{\text{Var}(V)} \quad (2.28)$$

$$\text{avec } \text{Var}(V) = \int_0^\infty (V - \bar{V})^2 f(V) dV \text{ ou } \text{Var}(V) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (V_i - \bar{V})^2 \quad (2.29)$$

Le tableau 2.3 résume les différentes valeurs de l'écart type des variations des vitesses suivant les trois sortes de distributions.

Tableau 2.3: Ecart type des variations des vitesses suivant les différentes distributions.

Distributions	$\sigma(V)$	$\text{Var}(V)$
Weibull	$c \cdot \sqrt{\left[\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right) \right]}$	$c^2 \left[\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right) \right]$
Hybride de Weibull	$c \cdot \sqrt{(1 - F_0) \left[\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right) \right]}$	$(1 - F_0) c^2 \left[\Gamma\left(1 + \frac{2}{k}\right) - \Gamma^2\left(1 + \frac{1}{k}\right) \right]$
Rayleigh	$0,4632 c$	$0,2146 c^2$

2.3.2.3. Vitesse la plus probable et vitesse de plus grande énergie

La vitesse la plus probable est la vitesse la plus fréquente dans la distribution des fréquences d'occurrence des vitesses du vent. La vitesse de plus grande énergie correspond à la vitesse du vent qui contient le maximum d'énergie possible.

Elles sont calculées à partir de la fonction de densité de probabilité des vitesses ainsi que des valeurs de la vitesse moyenne et de la vitesse cubique moyenne (Jamil et al., 1995). Elles sont exprimées par :

$$V_{PP} = c \left(1 - \frac{1}{k} \right)^{1/k} \quad (2.30)$$

$$V_{MaxE} = c \left(1 + \frac{2}{k} \right)^{1/k} \quad (2.31)$$

2.3.2.4. Indice de turbulence du vent

L'indice de turbulence caractérise le degré de turbulence (intensité de turbulence) du vent pendant une durée déterminée. Il influe sur la durée de vie de l'éolienne à travers les fluctuations qu'il induit sur les pales et le rotor de l'aérogénérateur. L'indice de turbulence est calculé sur une durée de 10 minutes, afin de se trouver dans le 'gap' spectral du spectre du vent.

L'indice de turbulence est le rapport entre l'écart type de la fluctuation de la vitesse $\sigma(V)$ et le module moyen de cette vitesse \bar{V} :

$$\tau = \frac{\sigma(V)}{\bar{V}} \quad (2.32)$$

2.3.2.5. Journée type (ou journée composite)

La journée composite de la vitesse du vent (ou de la direction) d'un mois ou d'une année est déterminée en calculant la moyenne pondérée des vitesses du vent du mois (ou de l'année) affectées des variations angulaires de leurs directions.

2.3.2.6. Taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente

Le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε caractérise aussi la turbulence, mais dans la partie haute fréquence du spectre des vitesses du vent. Ce paramètre correspond à la dissipation de l'énergie de l'ensemble des trois composantes de la vitesse du vent contrairement à l'écart type utilisé précédemment, qui ne caractérise que celui de la vitesse horizontale. Il inclut donc les fluctuations de la vitesse verticale qui sont liées à la convection et au frottement. En effet, en absence d'advection et de vitesse verticale de méso-échelle, l'expression du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε est donnée par:

$$\varepsilon = \frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta_v'} - \overline{w'u'} \frac{\partial \overline{U}}{\partial z} \quad (2.33)$$

2.3.3. Influence des paramètres de Weibull sur la qualité du potentiel éolien

Les paramètres de Weibull c et k permettent d'accéder directement aux caractéristiques du potentiel éolien puisque la puissance théorique moyenne développée par une éolienne est directement proportionnelle au cube de la vitesse moyenne (voir le § 2.3.5). La figure 2.8 montre un exemple du calcul de la puissance pour un couple de paramètres c et k .

Pour une rentabilité optimale des éoliennes, les valeurs de c devraient être comprises entre 6 et 15 ms^{-1} (ISES, 2007), ceci résultant des courbes de puissance optimales des éoliennes (voir plus loin en § 2.3.5.1-c).

Les valeurs optimales de k pour obtenir une forte puissance sont les valeurs proches de 1,5, d'après Pavia et O'Brein (1986), de façon à ce que la distribution en puissance ait un étalement suffisant (rappelons que le coefficient de forme de la distribution en puissance vaut $k/3$). A c constant, avec $k > 1.5$, les distributions étalées offriront un meilleur potentiel que les distributions pointues.

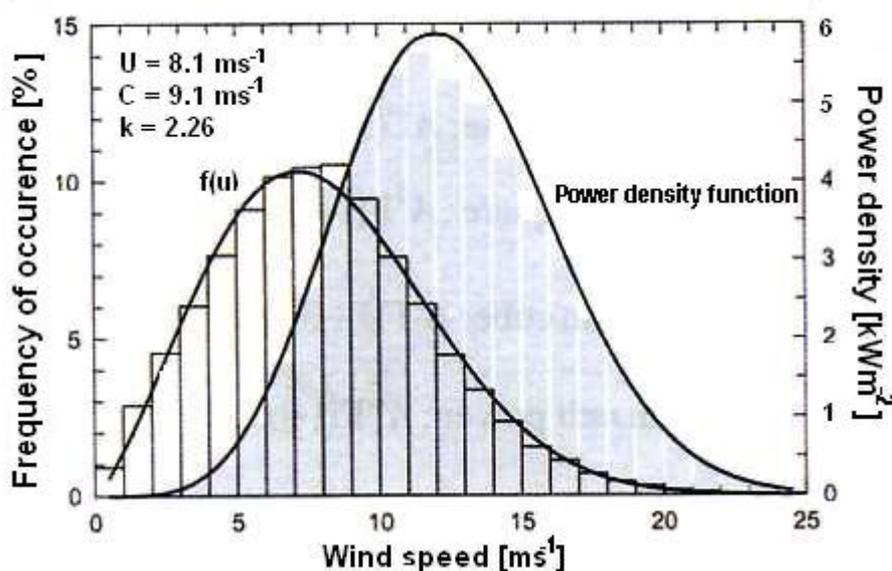


Figure 2.8 : Potentiel éolien calculé à partir des paramètres c et k (d'après ISES, 2007).

2.3.4. Technologies des éoliennes

2.3.4.1. Description

Depuis les premières utilisations des éoliennes à nos jours, leur technologie a fortement évolué. Sur le principe qui servait à faire tourner les moulins au 16^{ème} siècle, l'éolienne est aujourd'hui une machine capable de capter l'énergie cinétique du vent et de la transformer en énergie électrique. La puissance nominale d'un aérogénérateur a évolué de moins de 100 kW à 5 MW actuellement, capable de ce fait d'alimenter des milliers de foyers en électricité. De plus, l'énergie éolienne est une énergie propre et renouvelable.

Une éolienne est constituée de pales, d'une nacelle, d'un système d'orientation, d'un mât et d'une armoire de couplage au réseau électrique (Fig. 2.9).

- **Les pales** sont un dispositif aérodynamique (surface portante) en matériaux composites à base de fibres de verre, de plastique ou de bois. Leur conception est le fruit d'études aérodynamiques diverses. Les pales sont fixées à un moyeu pour former le rotor. Elles sont destinées à tourner autour de l'axe du rotor dès la présence de vent suffisant.
- **La nacelle** est l'enveloppe qui protège la boîte d'engrenages, le générateur et les autres composants contre l'action des éléments de dégradation. Elle renferme :
 - Un moyeu pourvu d'un système qui lui permet d'orienter les pales afin de réguler leur vitesse de rotation.

- Un rotor, qui transforme l'énergie cinétique reçue des pales en énergie mécanique de rotation.
- Des freins permettant d'arrêter les pales pour les cas de vitesses de vent très fortes qui pourraient endommager l'éolienne ou la rendre incontrôlable.
- Un multiplicateur, qui est l'intermédiaire entre l'arbre primaire et l'arbre secondaire. Il permet de réduire le couple et/ou d'augmenter la vitesse de rotation.
- Un générateur assurant la production électrique en transformant l'énergie mécanique de rotation en énergie électrique. Il fonctionne comme un alternateur (produisant du courant alternatif) ou une dynamo (produisant du courant continu). De nos jours, l'alternateur est le plus utilisé pour des raisons de coût et de rendement.
- Un système de régulation électrique servant à ralentir le rotor du générateur en cas de surrégime.
- Un système de refroidissement à huile, à eau ou à air, destiné au multiplicateur et au générateur.
- **Le système d'orientation** : c'est une couronne dentée équipée d'un moteur qui permet d'orienter les pales de l'éolienne face au vent (dans l'axe du vent) et de les verrouiller.
- **Le mât (ou tour)** : c'est un tube en acier, pilier de toute l'infrastructure. Sa hauteur est importante car plus elle augmente, plus la vitesse du vent augmente, mais en même temps le coût de la structure augmente aussi. En général, le mât a une taille légèrement supérieure au diamètre du rotor.
- **L'armoire de couplage au réseau électrique ou au système de stockage** : elle rend compatible l'énergie produite avec celle du réseau ou de la tension des récepteurs grâce à un transformateur.

Certaines éoliennes possèdent aussi dans leur structure un système de contrôle électronique (qui gère le fonctionnement général de l'éolienne) et des outils de mesures du vent (anémomètre et girouette) dont les données sont transmises à l'informatique de commande pour stockage ou analyse. De même, si l'électricité produite n'est pas directement injectée dans le réseau ou utilisée, des batteries de stockage de cette énergie sont nécessaires.

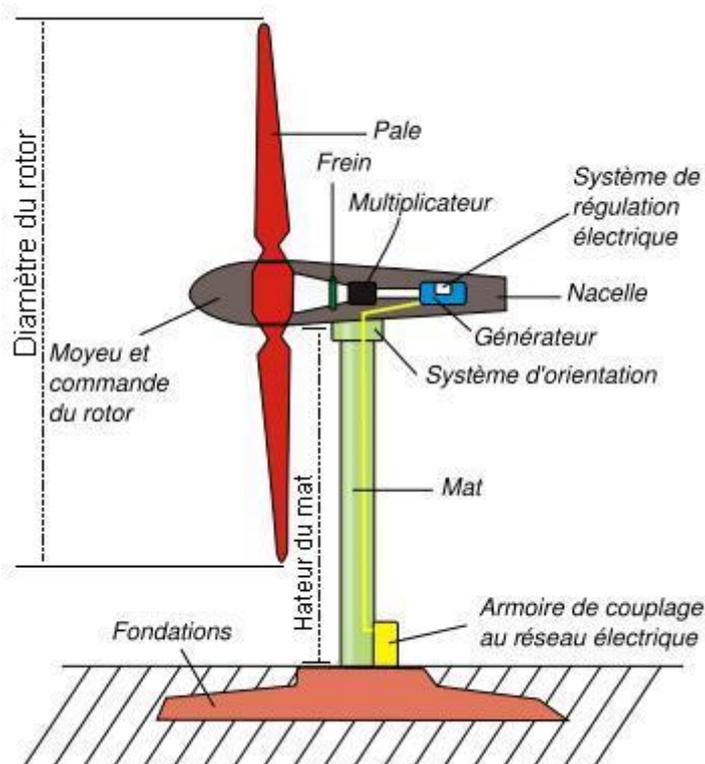


Figure 2.9: Structure d'une éolienne à axe horizontal (Source <http://fr.wikipedia.org/wiki/Éolienne>).

On trouve **deux types d'éoliennes**, les éoliennes à axe horizontal et les éoliennes à axe vertical. Les éoliennes à axe horizontal sont basées sur le principe des moulins à vent et comportent généralement 2, 3 à 4 pales pour des questions de performance et de contraintes sur la machine. Les éoliennes à axe vertical ont leur dispositif de conversion d'énergie au pied de l'éolienne et leur axe perpendiculaire à la direction du vent.

2.3.4.2. Éoliennes de pompage

L'éolienne a été utilisée pour le pompage d'eau bien avant que l'on ne découvre son usage électrique. Deux types de technologies de pompage éolien d'eau sont utilisés: l'éolienne de pompage mécanique et l'éolienne de pompage électrique. La figure 2.10 décrit les deux systèmes de pompage éolien.

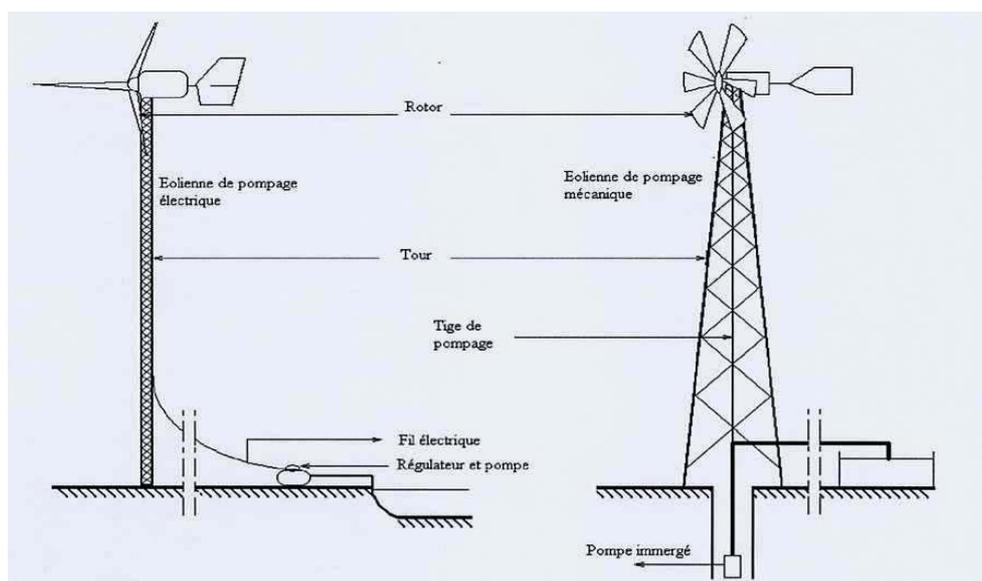


Figure 2.10 : Systèmes éoliens de pompage mécanique et électrique d'eau (d'après <http://canmetenergie-canmetenergy.rncan-nrcan.gc.ca>).

2.3.4.3. Éoliennes de production d'électricité

Les éoliennes de production d'électricité encore appelées aérogénérateurs sont de nos jours les plus utilisées et les plus développées. Elles sont installées sur terre comme sur mer. La technologie des aérogénérateurs est en pleine phase de développement.

De nombreux pays se lancent dans l'installation d'éoliennes de grande puissance. Cette tendance vise à lutter non seulement contre l'usage des énergies produisant des gaz à effet de serre, mais aussi pour se tourner vers des sources d'énergie sur lesquelles on peut se fier à long terme. De puissants aérogénérateurs de 1 à 5 MW de puissance nominale sont installés surtout en off-shore et forment de vastes champs éoliens. En fin 2007, la production mondiale se chiffre à environ 94 GW de puissance électrique pour la partie raccordée aux réseaux nationaux.

Le principe de fonctionnement d'une éolienne de production d'électricité peut se résumer par le schéma de la figure 2.11.

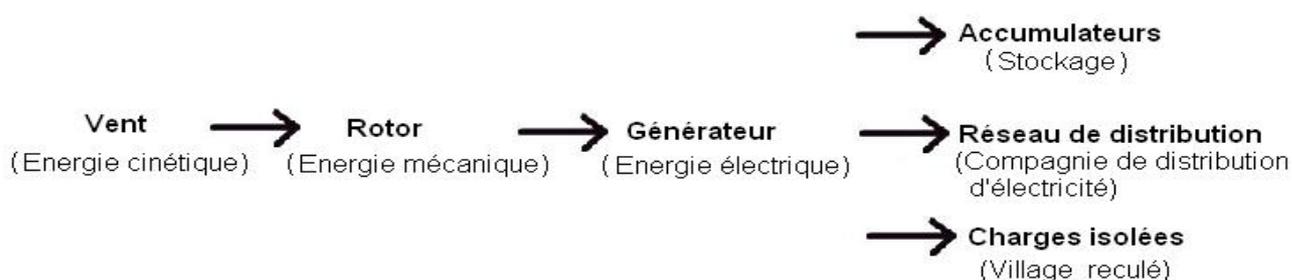


Figure 2.11 : Principe de fonctionnement d'une éolienne de production d'électricité.

Le tableau 2.4 présente les grandes zones de production d'électricité éolienne dans le monde.

Tableau 2.4 : Les grandes zones de production d'électricité éolienne dans le monde.

Pays et zones	Puissance installée en 2006 (GW)	Puissance installée en 2007 (GW)	Progression 2006 - 2007 (%)
Union européenne	48,12	56,35	+ 17 %
Reste de l'Europe	0,56	0,67	+ 20 %
Etats-Unis	11,60	16,82	+ 45 %
Canada	1,46	1,77	+ 21 %
Inde	6,27	8,00	+ 28 %
Japon	1,39	1,40	+ 1 %
Chine	2,59	6,00	+ 232 %
Reste de l'Asie	0,39	0,39	0
Reste du monde	1,99	2,28	+ 15 %
TOTAL monde	74,39	93,68	+ 26 %

Source: EuroObserv'ER 2008/AWEA 2008/Wind Power /GWEC.

2.3.5. Évaluation du potentiel énergétique

2.3.5.1. Modélisation de la puissance du vent

a.) Puissance théorique moyenne incidente du vent

Lorsque le vent souffle sur un site, la puissance théorique moyenne incidente \bar{P} par unité de surface, est donnée par :

$$\bar{P} = \frac{1}{2} \rho \overline{V^3} \quad (2.34)$$

$\overline{V^3}$ la vitesse cubique moyenne du vent est donnée par l'expression (2.27).

Le tableau 2.5 donne les expressions de la puissance disponible ou récupérable suivant la distribution de Weibull, l'hybride de Weibull et celle de Rayleigh.

Tableau 2.5 : Puissance théorique moyenne selon les différentes distributions.

Distributions	Puissance disponible
Weibull	$\frac{1}{2} \rho c^3 \Gamma\left(1 + \frac{3}{k}\right)$
Hybride de Weibull	$\frac{1}{2} \rho (1 - F_0) c^3 \Gamma\left(1 + \frac{3}{k}\right)$
Rayleigh	$0,66 \rho c^3$

b.) Puissance théorique maximale récupérable (Limite de Betz)

Indépendamment des modèles des aérogénérateurs, toute l'énergie contenue dans le vent arrivant sur une éolienne ne sera pas entièrement transformée en énergie mécanique. En effet, si cela pouvait être le cas, le vent « continuerait son chemin » avec une vitesse nulle. En réalité, la vitesse du vent en aval du rotor n'est jamais nulle. Donc, une partie du flux du vent arrivant sur les hélices du rotor passera à travers les pales ou sera déviée au passage comme le décrit la figure 2.12.

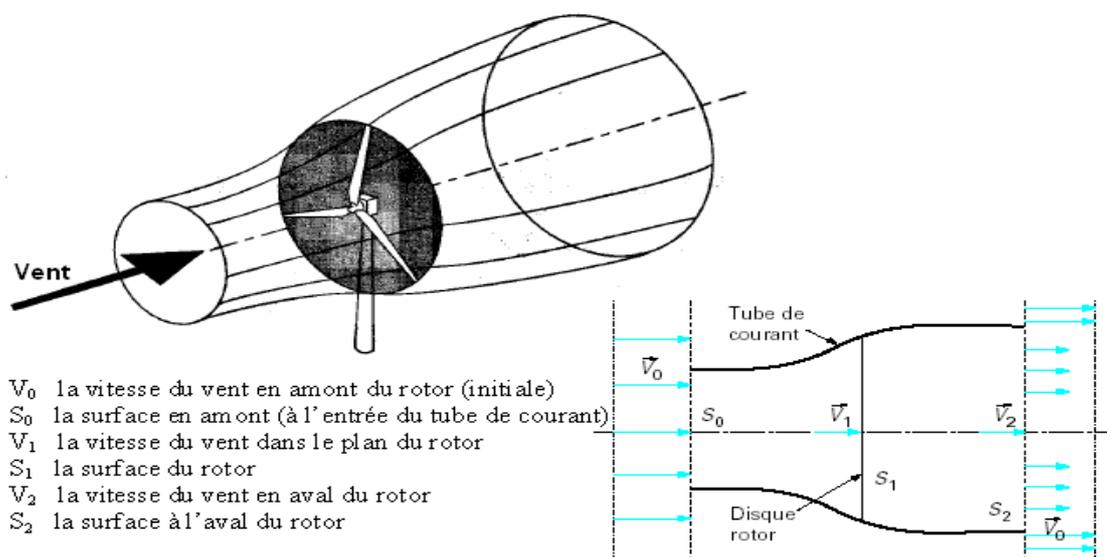


Figure 2.12 : Représentation du tube de courant du vent au passage sur une éolienne (d'après Betz, 1926).

Ce furent les travaux de Betz (1926) qui explicitèrent cette théorie matérialisée par une loi qui porte son nom. La loi de Betz stipule qu'une éolienne ne pourra jamais convertir en énergie mécanique plus de 16/27 (59%) de l'énergie cinétique contenue dans le vent. En effet, Betz démontre qu'en appliquant la théorie de Froude et les

hypothèses associées à l'écoulement du courant de vent sur l'éolienne (Fig. 2.12) on obtient :

- La puissance absorbée par le rotor par unité de surface ($W.m^{-2}$) :

$$P = \rho V_1^2 (V_0 - V_2) \quad (2.35)$$

avec $V_0 > V_1 > V_2$.

- La variation de l'énergie cinétique du vent (par seconde):

$$\Delta E_C = \frac{1}{2} \rho V_1 (V_0^2 - V_2^2) \quad (2.36)$$

Comme $P = \Delta E_C$ et $V_1 = \frac{V_0 + V_2}{2}$, alors :

$$P = \frac{1}{2} \rho \left(\frac{V_0 + V_2}{2} \right) (V_0^2 - V_2^2) \quad (2.37)$$

L'étude de la variation de la puissance en fonction de la vitesse aval, $\frac{\partial P}{\partial V_2}$, fournit

une seule racine physiquement acceptable : $V_2 = \frac{V_0}{3}$ correspondant au maximum de la puissance. En remplaçant V_2 dans l'équation (2.37), la puissance maximale qui peut être extraite sera :

$$P_{Max} = \frac{1}{2} \rho \left(\frac{2}{3} V_0 \right) \left(\frac{8}{9} V_0^2 \right) \quad (2.38)$$

Comme V_0 est la vitesse en amont ($V_0^3 = \bar{V}^3$) et en se référant à l'équation (2.34), on obtient :

$$P_{Max} = \frac{16}{27} \bar{P} \quad (2.39)$$

Donc, la puissance théorique maximale récupérable par une éolienne est égale à 16/27 de la puissance théorique moyenne incidente du vent qui traverse l'éolienne.

c.) Puissance récupérable par une éolienne

Chaque éolienne admet parmi ses paramètres techniques trois données de vitesse essentielles pour son exploitation. Il s'agit de :

- La vitesse de démarrage V_D : c'est la vitesse à partir de laquelle l'éolienne commence à produire de l'énergie. En deçà de ce seuil l'éolienne ne produit aucune énergie.

- La vitesse nominale V_N : c'est la vitesse à partir de laquelle, l'éolienne atteint son seuil maximal de production d'énergie. Ce seuil reste constant jusqu'à la vitesse de coupure.
- La vitesse de coupure V_C : c'est la vitesse à partir de laquelle l'éolienne arrête de produire de l'énergie pour cause d'arrêt automatique des pales par sécurité. Les vitesses au-delà de V_C n'ont aucun effet dans le calcul de l'énergie.

La figure 2.13 décrit la courbe de puissance énergétique d'une éolienne.

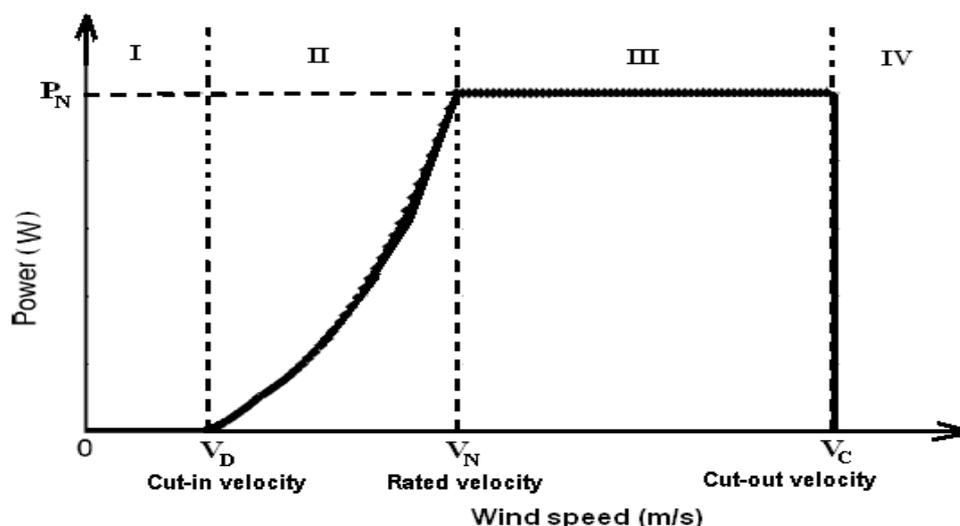


Figure 2.13 : Courbe de puissance énergétique d'une éolienne en fonction des vitesses du vent (d'après Mathew et al., 2002).

La courbe montre que la puissance énergétique récupérable par une éolienne varie très rapidement avec la vitesse du vent. En effet, une éolienne ne délivre sa puissance nominale que dans un intervalle de vitesses du vent restreint.

- Pour les vitesses du vent autour de V_D (mais $> V_D$), les pales démarrent leur rotation : on dit que c'est la fourchette d'accrochage.
- Au voisinage de V_N , la puissance délivrée augmente très rapidement. C'est la fourchette de croissance exponentielle de la puissance.
- Entre V_N et V_C , la rotation des pales est freinée par inclinaison des pales au niveau du moyeu. Cela permet d'éviter à la machine les trop fortes contraintes mécaniques dues aux très grandes vitesses. Dans cette fourchette de vitesses, l'énergie délivrée est alors constante.
- Au-delà de V_C , l'éolienne est arrêtée. C'est la vitesse de coupure.

Ainsi, la puissance idéale $P_{Récupérable}$ (en W) par une éolienne est donnée par :

$$P_{Récupérable} = \frac{1}{2} \rho A \int_0^{\infty} V^3 f(V) dV = \frac{1}{2} \rho A \int_{V_D}^{V_N} V^3 f(V) dV + \frac{1}{2} A \rho \int_{V_N}^{V_C} V^3 f(V) dV \quad (2.40)$$

où A est la surface balayée par le rotor ($A = \pi D^2/4$, avec D le diamètre du rotor). Comme la densité de la puissance nominale est égale à :

$$P_N = \frac{1}{2} \rho A (V_N)^3 \quad (2.41)$$

Cette puissance récupérable peut être écrite sous la forme (Tsang-Jung Chang et al., 2003) :

$$P_{Récupérable} = \begin{cases} 0 & \text{pour } V < V_D \\ \frac{1}{2} \rho A \int_{V_D}^{V_N} V^3 f(V) dV & \text{pour } V_D \leq V < V_N \\ P_N \int_{V_N}^{V_C} f(V) dV & \text{pour } V_N \leq V \leq V_C \\ 0 & \text{pour } V > V_C \end{cases} \quad (2.42)$$

d.) Puissance utile

L'éolienne comme, tous les systèmes réels, ne transforme pas intégralement l'énergie cinétique du vent en électricité. Elle possède un rendement (ou coefficient de puissance) en raison des irréversibilités qui entrent dans les transformations. Le coefficient de puissance indique l'efficacité avec laquelle l'éolienne convertit l'énergie du vent en électricité. La valeur du coefficient de puissance (η) de l'éolienne est obtenue en faisant le rapport entre la puissance nominale donnée par le constructeur et la puissance électrique théorique calculée pour une vitesse de vent constante et égale à sa vitesse nominale. Cette valeur du coefficient de puissance est toujours inférieure ou égale à la limite de Betz (0.59). Un coefficient de performance correct se situe entre 0.3 et 0.5.

$$\eta = \frac{P_{Nominale}}{P_{Calculée}} \quad (2.43)$$

La puissance utile d'une éolienne est égale au produit du coefficient de puissance de l'éolienne (η) par la puissance récupérable ($P_{Récupérable}$) par la même éolienne en fonctionnement entre sa vitesse de départ et sa vitesse de coupure.

$$P_{Utile} = \eta P_{Récupérable} \quad (2.44)$$

2.3.5.2. Calcul de la puissance récupérable par le logiciel WAsP

WAsP (Wind Atlas Analysis and Application Programme) est un logiciel développé par des chercheurs du laboratoire RISO au Danemark avec l'aide de l'Union Européenne. Ce logiciel, utilisé dans près de 100 pays pour le calcul du potentiel éolien, nécessite la connaissance des données météorologiques mensuelles des sites telles que : les vitesses et les directions du vent, la hauteur des mesures, la latitude et la longitude du lieu ainsi que la rugosité du terrain.

WAsP utilise comme modèle de distribution des vitesses, la densité de probabilité cumulée de Weibull $F(V)$ décrite par l'équation (2.14).

Le calcul par WAsP permet ainsi d'obtenir, la vitesse moyenne du vent \bar{V} , les paramètres c et k de Weibull, la puissance moyenne récupérable (en $W.m^{-2}$), l'histogramme des distributions des fréquences des vitesses ainsi que la rose des vents.

La méthodologie de WAsP a trouvé son aboutissement dans la publication de l'Atlas Eolien Européen en 1989. Cet atlas est très rapidement devenu une référence en Europe, et la méthode massivement utilisée à partir des années 1990.

D'une manière générale, WasP donne de bons résultats. Mais comme tous les modèles numériques, la précision de ses résultats dépend à la fois de la résolution des calculs, de la validité des données et des erreurs dans l'approximation des distributions.

2.3.5.3. Énergie générée

L'énergie générée (en Wh) par une éolienne est le produit de la puissance utile récupérée par l'éolienne et du temps T de fonctionnement(en heures).

$$E_{Générée} = T.P_{Utile} \quad (2.45)$$

T est le temps de fonctionnement pendant lequel l'éolienne a produit la puissance en question.

2.4. CONCLUSION

En Afrique de l'ouest où l'intensité du vent est en moyenne assez faible, le jet nocturne est une aubaine qui permet de susciter des espoirs quant à son utilisation en termes d'énergie éolienne. Même si le jet nocturne a fait l'objet de nombreuses études dans le monde, on constate que la maîtrise de son importance, de ses caractéristiques et de ses périodes d'apparition sont encore une préoccupation. On a vu qu'il ne se produit pas au niveau du sol, d'où la nécessité d'évaluer avec précision à quel niveau l'énergie qu'il permettra de récupérer est rentable. De même, il n'est pas disponible pendant 24h, d'où la nécessité de connaître son cycle diurne, de façon à le confronter aux besoins journaliers en énergie électrique.

Après l'étude bibliographique, nous pouvons dorénavant nous consacrer à la présentation des données expérimentales, puisque ce travail est basé sur les données d'observations continues de radars profileurs de vent ayant fonctionné en Afrique de l'ouest durant la campagne AMMA. La méthodologie de traitement, d'édition et la validation de ces données sont développées au chapitre 3.

PARTIE II : MATÉRIELS ET MÉTHODOLOGIE DE MESURE PAR RADAR PROFILEUR DE VENT

Chapitre 3: Méthodologie de traitement et d'édition des données de radars profileurs de vent-----69

CHAPITRE 3: MÉTHODOLOGIE DE TRAITEMENT ET D'ÉDITION DES DONNÉES DE RADARS PROFILEURS DE VENT

3.1. INTRODUCTION -----	71
3.2. THEORIE DES RADARS PROFILEURS DE VENT ET METHODOLOGIE DE TRAITEMENT -----	72
3.2.1. Présentation des radars profileurs de vent UHF -----	72
3.2.2. Principe de fonctionnement -----	73
3.3. EDITION DES PARAMETRES -----	92
3.3.1. La réflectivité et la hauteur Z_i de la CLA -----	93
3.3.2. Le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente -----	93
3.4. VALIDATION DES MESURES -----	94
3.4.1. Moyens de validation sur le site de mesure -----	95
3.4.2. Validation des mesures -----	95
3.5. CONCLUSION DU CHAPITRE III -----	98

3.1. INTRODUCTION

Réservés depuis longtemps aux seules applications militaires, les radars (RADio Detection And RAnding) sont utilisés aujourd'hui pour le contrôle et la surveillance du trafic aérien et routier, pour la météorologie et pour le sondage de l'atmosphère. On distingue donc outre les radars militaires, des radars météorologiques, des radars astronautiques, des radars aéronautiques, des radars profileurs de vent, etc. Les radars Doppler à impulsions, appelés aussi profileurs de vent ou sondeurs atmosphériques, permettent de déduire les profils verticaux de vent (Woodman et Guillen, 1974) grâce à leur capacité à échantillonner à distance les signaux rétrodiffusés et à restituer les trois composantes du vecteur vent.

La figure 3.1 ci-dessous présente les différents types de radars civils utilisés en météorologie et pour le sondage de l'atmosphère avec leurs caractéristiques, leurs longueurs d'ondes et leurs champs d'action.

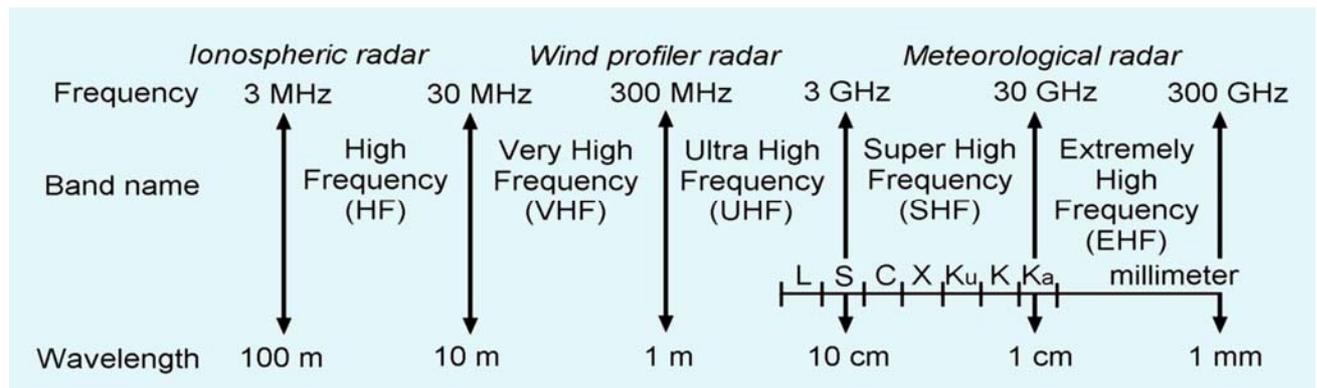


Figure 3.1 : Différents types de radars civils utilisés en météorologie et pour le sondage de l'atmosphère.

Les radars utilisés actuellement pour le sondage atmosphérique ou les mesures du vent fournissent des données en continu. Les radars ST/MST (S = Stratosphère, T = Troposphère et M = Mésosphère) sont de deux types :

- Les radars VHF émettant dans la bande de fréquences de 30 à 300 MHz et de longueurs d'onde 10 m à 1 m, se divisent en radars VHF ST ou radars strato-troposphériques utilisés pour l'étude de la stratosphère et de la troposphère (2 à 20 km) et en radars VHF, MST ou radars méso-strato-troposphériques utilisés pour l'étude de la mésosphère, de la stratosphère et de la troposphère (2 à 100 km).

- Les radars UHF (300 MHz à 3 GHz, de longueurs d'onde 1 m à 10 cm) ont été mis au point pour le sondage de la basse troposphère (0.1 à 6 km) afin d'établir les profils de vent dans la couche limite atmosphérique avec une très bonne résolution verticale et temporelle (Ecklund et al., 1988, 1990).

Dans ce chapitre, nous présentons tout d'abord un rappel sur la théorie des radars profileurs de vent UHF qui ont servi de support instrumental à notre étude ainsi que sur la méthode de traitement des données. Après une brève présentation des données éditées, nous terminons par la validation de la vitesse du vent mesurée par radar.

3.2. THÉORIE DES RADARS PROFILEURS DE VENT ET MÉTHODOLOGIE DE TRAITEMENT

Cette partie présente un bref aperçu de la théorie et des principes généraux des radars profileurs de vent UHF, issu des différents travaux qui ont été réalisés au laboratoire d'Aérodynamique de 1999 à nos jours (Jacoby-Koaly, 2000, Girard-Arduin, 2001 et Puygrenier, 2005) sur la théorie et les applications des radars profileurs de vent. Nous décrivons ensuite les différents traitements nécessaires pour extraire le signal météorologique. Enfin, à partir de l'équation radar, nous discuterons des cibles atmosphériques qui produisent les échos.

3.2.1. Présentation des radars profileurs de vent UHF

Les radars profileurs de vent UHF sont composés d'un émetteur, d'antennes, d'un récepteur, d'une électronique de commande et d'un système de traitement du signal.

- L'émetteur génère l'onde (électromagnétique). L'émetteur du radar comprend: un oscillateur permanent, un amplificateur et un modulateur ;
- Les antennes diffusent l'onde générée par l'émetteur vers la cible avec le moins de perte possible. Elles sont aussi sollicitées pendant la réception ;
- Un récepteur reçoit le signal incident, l'amplifie et le traite;
- L'électronique de commande dirige l'onde vers les antennes lors de l'émission du signal et aussi lors du retour depuis les antennes vers le récepteur ;

- Le système de traitement des données permet de traiter le signal brut et d'en extraire les paramètres utiles (échos météorologiques) et affiche les résultats obtenus.

Le tableau 3.1 résume les caractéristiques des deux radars profileurs de vent UHF utilisés pour cette étude. Le premier, commercialisé par Degreane-Horizon (Degrewind PCL 1300), a été installé par l'ASECNA (Agency for Aerial Navigation Safety in Africa and Madagascar) sur l'aéroport de Bamako à partir de 2005, afin de pouvoir fournir aux pilotes des alertes en cas de cisaillement vertical du vent important dans les basses couches. Le deuxième, commercialisé par Vaïsula, a été mis en œuvre par l'équipe américaine d'ARM (Atmospheric Radiation Measurements), dans le cadre d'AMMA pendant l'année 2006. Les paramètres du tableau 3.1 vont être décrits dans la suite. La figure 3.2 présente une photographie du radar profileur de vent de Bamako en (a) et celle de Niamey en (b). Les antennes du radar de Bamako sont constituées par les tubes que l'on voit apparaître sur les panneaux (ici, une antenne verticale et 2 obliques).

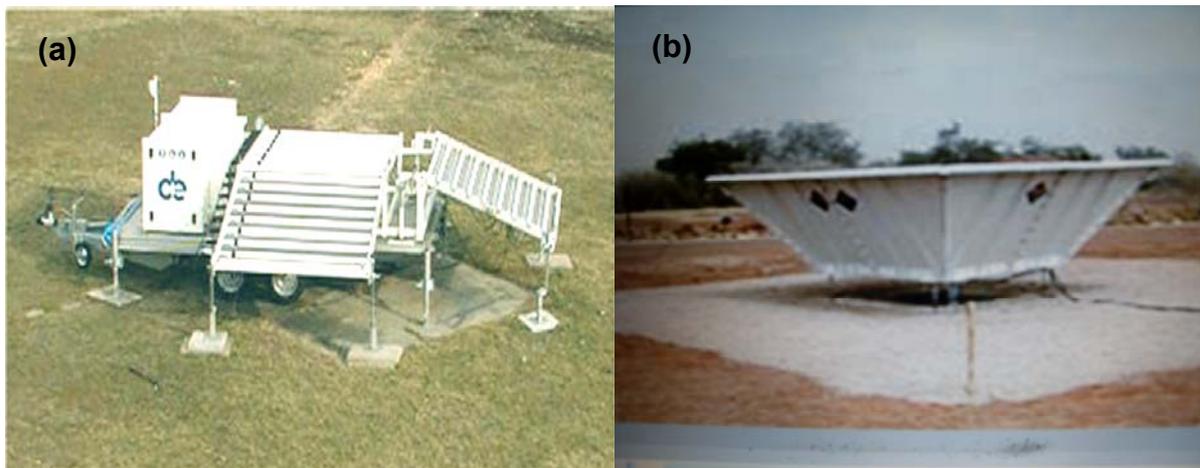


Figure 3.2 : Les radars profileurs de vent UHF installés par (a) l'ASECNA à partir de 2005 à Bamako (b) par ARM en 2006 à Niamey.

3.2.2. Principe de fonctionnement

Les radars profileurs de vent UHF fonctionnent suivant la méthode Doppler Beam Swinging (DBS) qui permet de déterminer les trois composantes du vent, sa direction et les autres éléments de la turbulence atmosphérique à partir de la mesure de la fréquence Doppler le long d'au moins trois faisceaux étroits. Le radar profileur de vent fonctionne à très grande résolution (100 à 200 m à la verticale et moins de 100 m à l'horizontale) et pointe verticalement. Pour mesurer le vent horizontal, le

signal est dirigé dans trois (au minimum) directions différentes. Pour obtenir la vitesse verticale, on pointe vers le zénith. Dans leur principe de fonctionnement, ces profileurs détectent la variation de l'indice de réfraction de l'air selon la théorie de diffusion de Bragg. Ces radars mesurent dans une large gamme de longueurs d'onde. Leur spectre étant plus large que celui des radars météorologiques, ils détectent souvent des cibles autres que le vent telles que les oiseaux, les insectes, la pluie et le passage des avions. C'est pour cela que dans le traitement des données, il faut filtrer ces cibles et isoler le signal météorologique, à savoir les caractéristiques du vent et la réflectivité.

Tableau 3.1: Caractéristiques des deux radars profileurs de vent UHF installés à Bamako en 2005 et à Niamey en 2006, en version mode bas (documentation Degreane et ARM). Les caractéristiques en mode haut n'étant pas utilisées dans le cadre de cette thèse, elles ne sont pas présentées ici.

Caractéristiques techniques	Valeurs usuelles	
	UHF de l'ASECNA installé à Bamako	UHF d'ARM installé à Niamey
Fréquence d'émission f_o (MHz)	1290	915
Longueur d'onde d'émission λ_o (cm)	23	33
Nombre de faisceaux	3	5
Puissance émise (kW)	0.5	0.5
Nombre de niveaux	58	40
Dimension des antennes D^2 (m ²)	4	4
Altitude premier niveau (m asl)	449=378+71	372=222+150
Intervalle de hauteur entre niveaux (m)	37.5	60
Site des faisceaux (degré/sol)	90 ; 73 ; 73	90; 66.4; 66.4; 66.4; 66.4
Azimut des faisceaux (degré/nord)	0 ; 170 ; 80	0.0; 0.0; 270; 180; 90
Ouverture des faisceaux (degré)	8.5	6.0
Durée du train d'onde τ (μ s)	1	0.4
Période de répétition des impulsions T_r (μ s)	40	21
Fréquence de répétition des impulsions f_r (Hz) : $f_r = 1/T_r$	25 000	47 619
Longueur d'impulsion équivalente h (m) : $h=C\tau$	300	120
Résolution radiale (m) : $C\tau/2$	150	60
Distance radiale d'ambiguïté (portée) (m) : $CT_r/2$	6000	3150
Distance radiale maximale (m) :	2208 = (58-1)*37.5+71	2490= (40-1)*60+150
Nombre de points fft par spectre	128	64
Nombre d'intégrations cohérentes	72	383
Nombre d'intégrations incohérentes	6	5
Intervalle temporel moyen entre profils (s) avant/après application du consensus	27/150	26/300

Nous ne présenterons ici qu'une brève description des caractéristiques physiques et du principe de fonctionnement. La technique du radar est largement détaillée dans les ouvrages tels que Gossard et Strauch (1983) et Doviack et Zrnić (1984).

3.2.2.1. Résolution radiale et volume de résolution

Les radars profileurs de vent, comme les autres radars, émettent des impulsions électromagnétiques, produites par un oscillateur permanent puis amplifiées par un amplificateur avant de subir une modulation de fréquence. Les antennes (en général émettrices et réceptrices) envoient l'onde électromagnétique dans l'atmosphère suivant des faisceaux étroits jusqu'à sa réflexion par la cible. La figure 3.3 donne un exemple de disposition typique d'antennes de radar profileurs de vent.

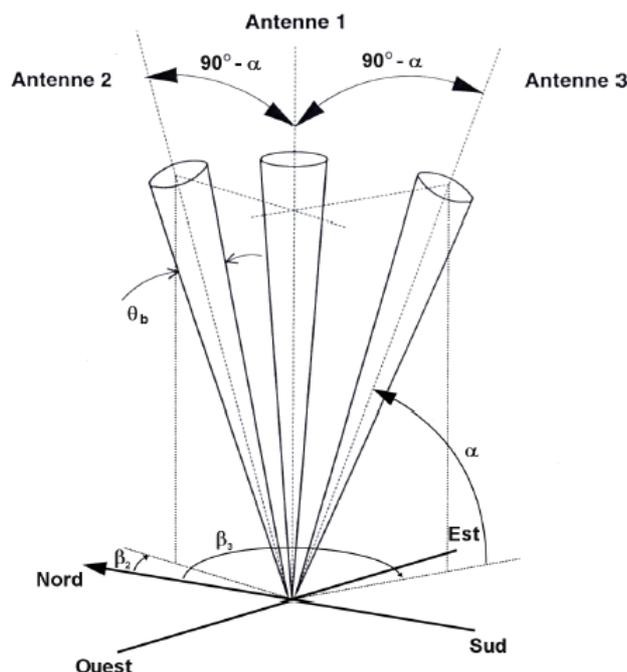


Figure 3.3 : Disposition typique de trois antennes d'un radar profileur de vent. L'antenne 1 tire au zénith (antenne verticale) et les antennes 2 et 3 tirent avec des angles d'élévation α par rapport au sol et azimut β_2 et β_3 par rapport au nord météorologique (antennes obliques). L'ouverture du faisceau à 3 dB est de $\theta_b = 8.5^\circ$.

Le signal monochromatique haute fréquence (f_0) émis par le radar est modulé par un train d'ondes de durée τ (appelé impulsion : $1\mu\text{s}$ pour le radar de Bamako), et de période de répétition T_r ($40\mu\text{s}$ à Bamako), (voir Fig. 3.4). Le signal est ensuite amplifié et envoyé dans l'atmosphère à l'aide d'une antenne à faisceau étroit.

L'émission est donc coupée au bout de τ secondes et l'antenne bascule immédiatement en mode récepteur pour récupérer les signaux rétrodiffusés par les cibles. A chaque basculement, l'horloge du récepteur est remise à zéro, afin d'échantillonner à distance les composantes en phase et en quadrature du signal démodulé et filtré. La transformée de Fourier du signal de la figure 3.4 est représentée sur la figure 3.5. B_o est la bande passante qui vaut théoriquement $2/\tau$, à condition qu'aucun filtrage n'ait été effectué (bande passante infinie du récepteur), ce qui n'est pas le cas dans la réalité. Sur la figure 3.5, la bande passante vaut en réalité $1.2/\tau$.

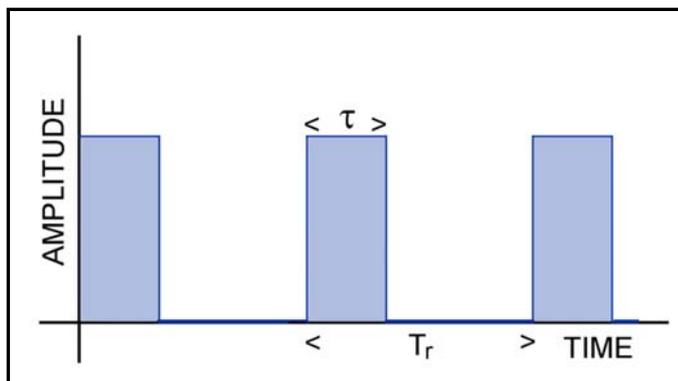


Figure 3.4 : Modulation du signal du radar (à l'intérieur des rectangles bleus) par un signal rectangulaire intermittent, de durée τ et de période T_r .

Un signal reçu à l'instant t_i , pourra provenir aussi bien de la distance radiale (distance de l'émetteur à la cible) $r_i = Ct_i/2$, qui correspond à l'impulsion émise au début du train d'onde, que de la distance radiale $r_i - C\tau/2$ qui correspond au niveau de la cible atteint par la fin du train d'ondes (C est la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dans le vide, soit 3.10^8 ms^{-1}). Donc l'écho radar reçu à un instant sera issu de la rétrodiffusion des cibles sur un intervalle de $r \pm C\tau/4$ (Fig. 3.6).

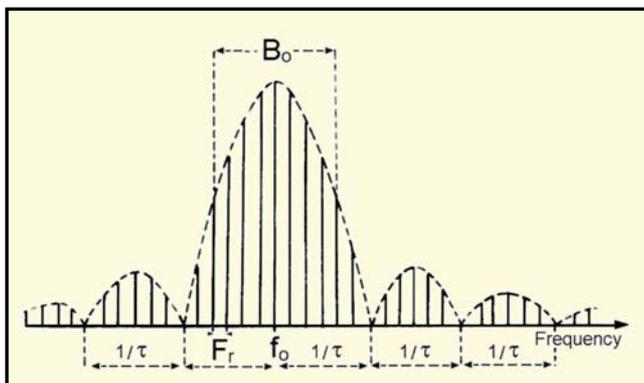


Figure 3.5 : Transformée de Fourier du signal de la Fig.3.4 qui montre la bande passante du signal reçu.

L'aptitude du radar à discriminer deux cibles proches définit sa résolution. Le radar admet deux types de résolution : la résolution radiale et la résolution transversale. La résolution radiale du radar concerne des cibles dans la même direction de visée tandis que la transversale concerne des cibles situées à la même distance du radar mais dans des directions différentes.

L'intervalle $C\tau/2$ correspond donc à l'intervalle de résolution radiale du radar ($1.2 * C\tau/2$ si l'on tient compte du fait que le récepteur n'a pas une bande passante infinie). L'espacement entre deux portes successives du radar est généralement choisi égal à $C\tau/2$. C'est le cas du radar de Niamey (60m), mais pas celui de Bamako dont le signal est sur-échantillonné (37.5 m entre 2 portes alors que $C\tau/2=150$ m) (tableau. 3.1).

La distance $C\tau/2$ correspond aussi à la distance minimale de détection du radar (à partir du sol).

La portée du radar (ou distance minimale non ambiguë) est déterminée par T_r et vaut $CT_r/2$. Les échos provenant de cibles situées à des distances supérieures à la portée sont reçus par l'impulsion suivante. Par conséquent T_r doit être suffisamment grand pour que les échos en provenance de cibles éloignées soient négligeables. C'est le cas en particulier des conditions précipitantes où le signal peut provenir de cibles très éloignées (sommet des cumulo-nimbus). D'un autre côté, augmenter T_r réduit la sensibilité du radar (on verra plus loin que plus $f_r=1/T_r$ est grand, plus le bruit se répartit sur une bande large).

La puissance moyenne du signal est proportionnelle à $A^2 \tau/T_r$ où A^2 est l'amplitude maximale (elle dépend de l'émetteur). Si l'on veut augmenter la portée du radar, en augmentant T_r , c'est au détriment de la résolution. D'ailleurs, les deux profileurs que nous utilisons ici sont configurés pour fonctionner alternativement en 2 modes, dits bas (portée faible, bonne résolution, pour décrire au mieux la couche limite par exemple) et haut (portée plus importante et résolution dégradée).

Le volume « diffusant » est appelé volume de résolution, car il caractérise l'aptitude du radar à discriminer deux cibles distinctes dans l'atmosphère. La largeur du faisceau d'antenne à -3dB (mi-puissance) vaut approximativement $1.27 \lambda_0/D$, D étant le diamètre de l'antenne. Le volume de résolution V_r de l'impulsion centrée sur r et correspondant à une largeur de faisceau à -3 dB vaut:

$$V_r = \frac{\pi r^2 \theta_b \Phi_b}{4} \cdot \frac{C \tau}{2} \quad (3.1)$$

Le couple d'angles (θ_b, Φ_b) est défini sur la figure 3.7 (on définit deux angles quand la section est elliptique. Dans notre cas, $\theta_b = \Phi_b$). Pour accroître le pouvoir de résolution, on choisit une antenne directrice (θ_b et Φ_b faibles) et des impulsions courtes. De même, pour une antenne donnée, il vaut mieux choisir une longueur d'onde courte.

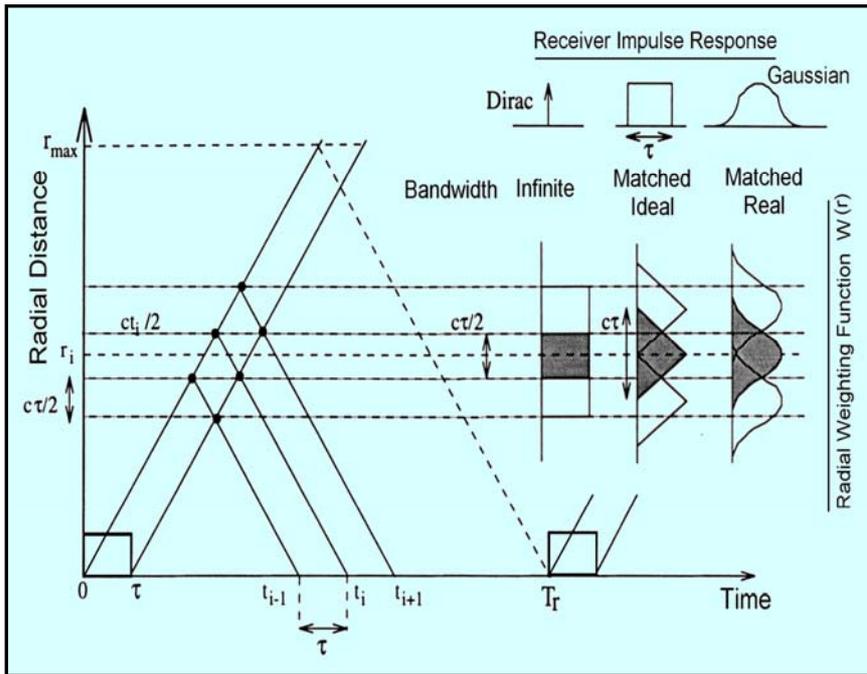


Figure 3.6 : Représentation temps - distance des signaux émis par le radar et réfléchis par les cibles atmosphériques.

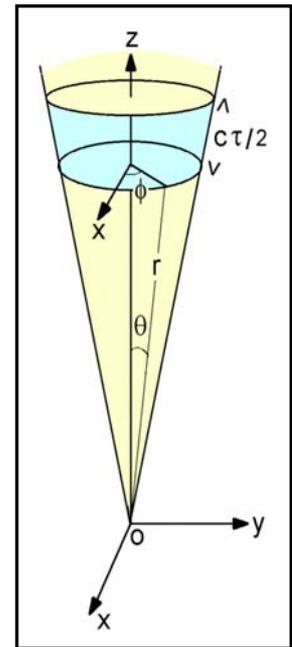


Figure 3.7 : Définition du volume de résolution à 3 dB.

3.2.2.2. Effet Doppler et intégrations cohérentes

Lorsque l'émetteur envoie dans l'atmosphère une onde, celle-ci est réfléchiée par des discontinuités diélectriques (cibles) et le signal de retour est détecté par le récepteur. La position de la cible est estimée grâce au temps de retour du signal et la vitesse est mesurée à partir du changement de fréquence du signal. Lorsque la cible se déplace par rapport au radar avec une vitesse radiale v_r , la fréquence de l'écho présente un décalage dû à l'effet Doppler. La valeur f_d de cette fréquence Doppler est donnée par :

$$f_d = -\frac{2 v_r}{\lambda_0} \quad (3.2)$$

Par convention, v_r est négative lorsque la cible se rapproche du radar. Elle représente la projection du vecteur vent sur l'axe de visée de l'antenne. λ_0 est la longueur d'onde radar donnée par $\lambda_0 = \frac{C}{f_0}$, où C est la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le vide et f_0 la fréquence d'émission du radar.

Les radars Doppler conservent en mémoire la référence de l'onde incidente. Ainsi, même après mélange de l'onde incidente avec l'onde réfléchie, on peut déduire la fréquence Doppler. Toutefois, cette information à elle seule ne suffit pas à lever l'ambiguïté sur le sens de déplacement des cibles par rapport au radar (rapprochement ou éloignement des cibles vis-à-vis du radar). Pour cela on procède à la démodulation du signal après amplification afin de disposer des composantes réelle et imaginaire du signal.

Pour une porte donnée, les signaux 'réel' et 'imaginaire' sont échantillonnés à la période de répétition des impulsions T_r . Le théorème de Shannon indique que la fréquence Doppler maximale mesurable $f_{d \max}$ (fréquence de Nyquist) est :

$$f_{d \max} = \frac{1}{2T_r} \quad (3.3)$$

Des problèmes d'ambiguïté apparaissent à partir de cette fréquence de repliement : lorsque f_d n'est pas dans le domaine $[-f_{d \max} ; +f_{d \max}]$, la fréquence mesurée sera repliée à l'intérieur de cet intervalle. La vitesse radiale maximale $v_{r \max}$ correspondant à cette vitesse maximale est :

$$v_{r \max} = \frac{\lambda_0}{4T_r} \quad (3.4)$$

Pour le radar de Bamako, la fréquence Doppler limite est de 12 500 Hz et la vitesse limite est de 1437 ms^{-1} , ce qui est largement supérieur aux vitesses de vent susceptibles d'être mesurées (quelques dizaines de ms^{-1}). Les signaux atmosphériques sont donc largement sur-échantillonnés (Fig. 3.8). Par exemple, si le radar acquiert des échantillons pendant 0.8s, la série temporelle du signal est constituée de $N=0.8/(40 \cdot 10^{-6})=20\ 000$ points.

La raison de ce sur-échantillonnage est qu'il permet de répartir la puissance du bruit sur un large intervalle de Nyquist, ce qui permet de mieux extraire le signal atmosphérique.

Cependant, pour éviter de réaliser des transformées de Fourier sur un tel nombre de points, on adopte la technique d'intégration cohérente. Cette technique consiste à sommer, pour une portée donnée, N_{CI} échantillons successifs (Fig. 3.8) pour ne retenir qu'un seul point sur N_{CI} .

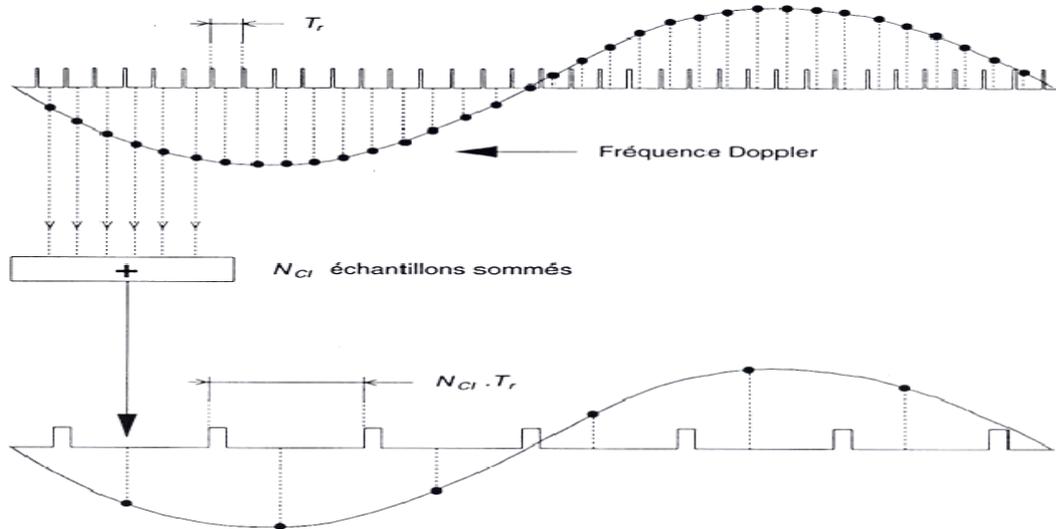


Figure 3.8 : La fréquence d'échantillonnage $1/T_r$ est très élevée devant les fréquences Doppler observées. Le signal est donc sur-échantillonné, ce qui permet de sommer N_{CI} échantillons successifs. La période d'échantillonnage résultante de cette opération d'intégration cohérente (ou sommation cohérente) est $T_e = N_{CI} T_r$.

Dans le cas de Bamako, le nombre d'intégrations cohérentes est de 72, ce qui fait passer la fréquence de Nyquist de 12 500 à 174 Hz et la vitesse radiale maximale de 1437 à 20 ms^{-1} .

Il faut noter cependant que, la réponse de l'intégration cohérente en sinus cardinal n'est pas parfaite et tend à atténuer le signal pour les fréquences s'approchant de $f_{d \max}$. Cette atténuation est de l'ordre de 1 dB pour $f = f_{d \max}/2$.

On obtient les composantes U, V et W du vent à partir du système d'équations :

$$v_r^i(z) = -\cos \alpha_i \sin \beta_i U(z) - \cos \alpha_i \cos \beta_i V(z) - \sin \alpha_i W(z) \quad (3.5)$$

où i est le numéro de l'antenne et V_r^i est la vitesse radiale mesurée avec l'antenne i . Les angles α_i et β_i sont définis sur la Fig. 3.3. Il suffit de trois équations, donc de 3 antennes pour résoudre le système ; on suppose alors que le vent est homogène horizontalement entre les différentes antennes. On voit de ce fait l'intérêt de disposer d'antennes à site élevé. Dans le cas d'antennes supplémentaires, comme à Niamey (5 antennes), on a un système surdéterminé que l'on résout par un ajustement par moindres carrés. La redondance des signaux peut être utile par contre pour

discriminer l'écho météorologique du bruit ou d'échos parasites (vagues, dans le cas d'un radar situé près d'une côte, oiseau, avion, écho de sol ...).

Dans le cas de Bamako, pour un vent de sud ou de nord, la vitesse radiale maximale de 20 ms^{-1} conduit à une valeur limite du vent de $20/\cos(73) = 68 \text{ ms}^{-1}$, ce qui est une limite supérieure acceptable.

En pratique, pour les deux modes d'acquisition bas et haut, il est prévu une plage d'ambiguïté en vitesse variable permettant d'ajuster au mieux la définition des spectres Doppler en fonction de la vitesse maximum observée.

3.2.2.3. Problème du bruit et intégrations incohérentes

Une fois les intégrations cohérentes effectuées, une transformée de Fourier rapide (FFT) complexe est calculée pour chacune des portes. Un spectre de densité de puissance ou spectre Doppler est alors obtenu pour chacune des portes (Fig. 3.9).

Toutefois, avant d'effectuer la FFT, les échantillons temporels sont multipliés par une fenêtre de pondération, afin de diminuer les phénomènes de Gibbs. En effet, la transformée de Fourier d'une fenêtre rectangulaire possède un grand nombre de lobes secondaires qui décroissent lentement avec la fréquence. La convolution dans l'espace des fréquences de la transformée de Fourier du signal avec celle de cette fenêtre a pour effet d'augmenter la puissance du bruit apparente et ainsi de masquer les signaux atmosphériques faibles. A l'inverse, une fenêtre de type Hanning possède un lobe principal un peu plus large mais pratiquement aucun lobe secondaire. Ce type de fenêtre permet ainsi de contenir le bruit et de faciliter la détection du signal atmosphérique.

On calcule pour chacune des portes la FFT sur N_{FFT} points avec une période d'échantillonnage de $T_e = N_{CI} T_r$, soit une résolution fréquentielle :

$$\Delta f = \frac{1}{N_{FFT} N_{CI} T_r} \quad (3.6)$$

ce qui permet d'exprimer la résolution en vitesse correspondante par :

$$\Delta v_r = \frac{c}{2f_0} \frac{1}{N_{FFT} N_{CI} T_r} \quad (3.7)$$

Pour l'UHF de Bamako, on obtient $\Delta f = 2.7 \text{ Hz}$ et $\Delta v_r = 0.31 \text{ ms}^{-1}$.

Une grandeur particulièrement importante, qu'il faut maximiser, est la détectabilité. Cette grandeur traduit la capacité à détecter le pic du signal utile dans le bruit et s'exprime par :

$$D = \frac{S_r - \bar{S}_n}{\Delta \bar{S}_n} \quad (3.8)$$

où S_r représente l'amplitude du pic maximum correspondant au signal atmosphérique, \bar{S}_n est le niveau moyen du bruit et $\Delta \bar{S}_n$ son écart type (Fig. 3.9).

La détectabilité peut être améliorée en effectuant un certain nombre d'intégrations incohérentes, c'est à dire en sommant N_{SP} spectres successifs. Cette opération a pour effet de diminuer la variance du bruit d'un facteur N_{SP} , et par conséquent d'améliorer la détectabilité d'un facteur $\sqrt{N_{SP}}$. Par contre, l'opération d'intégrations incohérentes ne modifie pas le niveau moyen du bruit et le rapport signal sur bruit reste donc inchangé.

Finalement, compte tenu des intégrations incohérentes, le temps d'acquisition d'un spectre Doppler (pour un faisceau) est égal à :

$$T_a = \alpha_{rec} \left[N_{SP} N_{FFT} N_{CI} T_r / \varphi_{180} \right] \quad (3.9)$$

φ_{180} et α_{rec} sont explicités dans le paragraphe ci-dessous.

Pour éliminer les raies parasites cohérentes (50 Hz par exemple), on introduit un déphasage de 180° entre 2 tirs. Il y a ensuite une sommation par paires de tirs consécutifs et la retenue d'un point sur deux et donc division par 2 de f_r (le coefficient φ_{180} vaut donc 0.5). Par ailleurs, l'utilisation d'une fenêtre de pondération fait qu'une partie des points sur les bords des séries temporelles a un faible impact sur le calcul du spectre Doppler. On peut donc les réutiliser pour le spectre suivant. C'est ce que l'on appelle le recouvrement spectral. On utilisera un recouvrement de 50% soit $\alpha_{rec}=0.5$. Ceci permet de diminuer le temps des analyses.

Dans le cas du radar de Bamako, la FFT est effectuée sur $N_{FFT} = 128$ points avec une fenêtre de pondération de type Hanning. Le nombre d'intégrations cohérentes $N_{CI} = 72$ et le nombre d'intégrations incohérentes est $N_{SP} = 6$; donc le temps d'acquisition du spectre Doppler est $T_a = 2.2$ s. Ce radar étant constitué de 3 antennes, effectuant des tirs séquentiellement, la durée d'un cycle de mesures est de 3×2.2 s = 6.6 s à multiplier par 2 (mode bas, puis mode haut). Il a été constaté que la durée du cycle réel est environ le double de la durée d'acquisition théorique ce qui conduit à une résolution temporelle du radar d'environ 27 s.

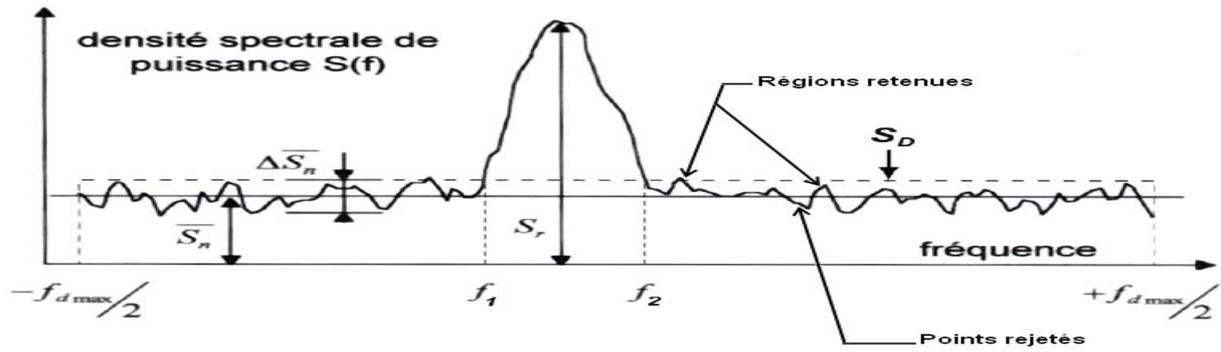


Figure 3.9 : Spectre Doppler avec les régions de concaténation en fonction du niveau de bruit moyen. Les grandeurs \bar{S}_n , $\Delta\bar{S}_n$ et S_D représentent respectivement la valeur moyenne du bruit, l'écart type du bruit et le seuil en détectabilité (avec $S_D = \bar{S}_n + \Delta\bar{S}_n$). La quantité S_r représente l'amplitude du pic maximum correspondant au signal atmosphérique, qui est délimité par les fréquences f_1 et f_2 . $f_{d\max}/2$ est la fréquence Doppler maximale mesurable.

Le signal minimal détectable P_{\min} à l'entrée du récepteur dépend de la sensibilité du récepteur. Il caractérise l'aptitude du récepteur radar à détecter les signaux faibles. Ce signal est limité par le bruit à l'entrée du récepteur.

Le bruit est souvent d'origine interne ou externe. Celui d'origine externe provient principalement de l'émission cosmique et des sources atmosphériques. Dans la bande UHF, le bruit cosmique est négligeable devant le bruit interne (inférieur à 10 K contre 290 K pour le bruit interne). Le bruit d'origine interne ou bruit thermique à l'entrée d'un récepteur idéal est créé par l'agitation thermique des électrons. C'est un bruit blanc c'est-à-dire qu'il affecte toutes les longueurs d'onde. Sa puissance moyenne est donnée par :

$$P_n = k T B_o \quad (3.10)$$

où k est la constante de Boltzmann ($k = 1.38 \cdot 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$) et T est la température du récepteur. La bande passante du récepteur, nous l'avons vu, est conditionnée par la durée du train d'onde et vaut $B_o = 1.2/\tau$. Aussi est-il nécessaire d'établir un compromis entre un bruit faible et une perte du signal faible. L'ordre de grandeur du bruit du récepteur est de 1.8 dB. Or les signaux météorologiques sont souvent des signaux de faible puissance, d'où la difficulté de les extraire du bruit.

Le rapport signal sur bruit (RSB) est défini comme le quotient de la puissance du signal reçu P_r sur celle du bruit P_n .

$$RSB = \frac{P_r}{P_n} \quad (3.11)$$

Pour conclure, le fonctionnement d'un radar type profileur est résumé sur le schéma de la figure 3.10.

3.2.2.4. Extraction du signal météorologique

La durée d'acquisition d'un spectre Doppler est de quelques secondes. Ces spectres constituent une quantité importante de données (environ 100 Mo/jour). Leur traitement nécessite l'utilisation d'un algorithme de consensus qui trie tous les pics sélectionnés et détermine les pics d'échos météorologiques.

L'extraction du signal météorologique est un processus complexe effectué en plusieurs étapes : la suppression des points centraux, l'identification et la sélection des pics, l'attribution des coefficients de qualité aux différents pics sélectionnés et enfin l'établissement d'un algorithme de consensus pour la détermination du vecteur vent de chaque porte. La figure 3.11 donne un exemple de spectres Doppler du signal météorologique, mesurés sur les différentes portes.

Nous allons décrire succinctement les différentes étapes du traitement.

Sur les spectres Doppler obtenus après intégrations incohérentes, la valeur moyenne du bruit \bar{S}_n est déterminée ainsi qu'un seuil de détectabilité à $3\Delta\bar{S}_n$ (Fig. 3.9). Lorsque plusieurs raies spectrales successives émergent au dessus du seuil de détectabilité (minimum de 5), elles sont assimilées à un pic de signal. Cette opération permet de détecter plusieurs pics du signal, dont seuls quelques uns, d'amplitude maximale, sont retenus (en général 3). Le pic du signal atmosphérique n'étant pas connu a priori, cette opération permet de sélectionner plusieurs pics susceptibles de correspondre au signal recherché. Pour chacun des pics, les 3 premiers moments sont ensuite calculés. Ils sont définis par :

$$m_0 = \sum_{i=n_1}^{n_2} (S_i - \bar{S}_n) \quad (3.12)$$

$$m_1 = \sum_{i=n_1}^{n_2} (i - m)(S_i - \bar{S}_n) \quad (3.13)$$

$$m_2 = \sum_{i=n_1}^{n_2} (i - m)^2 (S_i - \bar{S}_n) \quad (3.14)$$

où $m=1+N_{ff}/2$ est un terme permettant de recentrer le spectre de $-N_{ff}/2$ à $N_{ff}/2$. La fréquence Doppler et la vitesse radiale sont obtenues par multiplication de ces points à la résolution fréquentielle Δf et en vitesse Δv_r (Eq. 3.6 et 3.7).

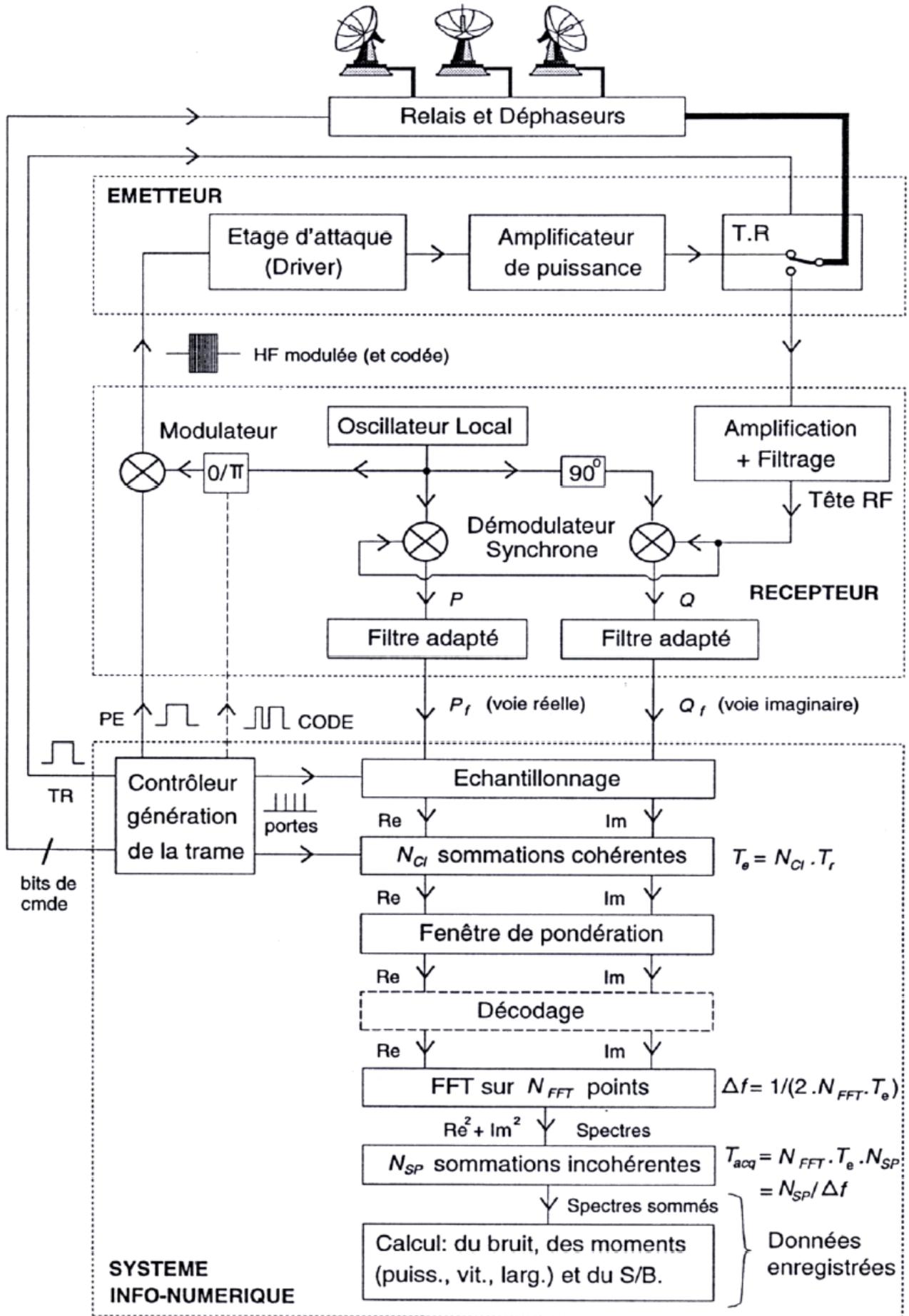


Figure 3.10 : Description du principe de fonctionnement des radars profilers de vent (Spano, 2000).

La puissance moyenne du signal est donnée par le moment d'ordre 0 :

$$\bar{P} = m_0 \quad (3.15)$$

La fréquence Doppler moyenne est donnée par le moment d'ordre 1 :

$$\bar{f}_d = \frac{m_1}{m_0} \quad (3.16)$$

Et la variance est donnée par le moment d'ordre 2 :

$$\sigma^2 = \frac{m_2}{m_0} - \left(\frac{m_1}{m_0} \right)^2 \quad (3.17)$$

où la largeur spectrale du pic est égale à 2σ .

Sur la figure 3.11, les données résultent de la sélection de trois pics et du calcul de leurs moments spectraux respectifs. Les croix indiquent la vitesse radiale (barre verticale, échelle normalisée par le maximum à chaque niveau) et la largeur spectrale (barre horizontale) du pic retenu. Sur cet exemple, les pics correspondants au signal météorologique sont aisément identifiables par continuité verticale. Des pics de bruit s'observent également à tous les niveaux. Dans les portes basses, des échos de sol sont également visibles. Il arrive aussi souvent dans ces basses portes, que les échos de sol et les échos météos ne forment qu'un seul pic. Dans ce cas, il est alors nécessaire de déconcaténer ces pics bimodaux et obtenir les pics météos et les échos de sol séparément.

Contrairement à l'exemple précédent, la détermination du pic du signal atmosphérique parmi les pics sélectionnés peut être plus délicate (signal atmosphérique de faible amplitude, présence d'échos parasites...). Pour cela, on a recours à un consensus qui va retenir parmi les pics sélectionnés celui ayant le plus de probabilité d'être le signal météorologique. Ce tri est réalisé, pour un échantillon de données acquises sur plusieurs dizaines de minutes, à partir de tests d'élimination (seuil de puissance) et des critères de continuité temporelle et verticale (principalement) sur les différents moments. Le consensus a pour effet de réduire la résolution temporelle de la mesure radar. En contrepartie, il permet d'éliminer les pics de signaux parasites et améliore la qualité de la mesure. Dans le cas de l'UHF de Bamako, le consensus est effectué sur un échantillon de données acquises sur 30 min et répété toutes les 2.5 min. Ce consensus fournit in fine les moments moyens calculés à partir des moments de tous les pics sélectionnés auxquels ont été attribués préalablement des coefficients de pondération, fonction de leur probabilité d'être l'écho atmosphérique (pour plus de détails, voir Jacoby-Koaly, 2000).

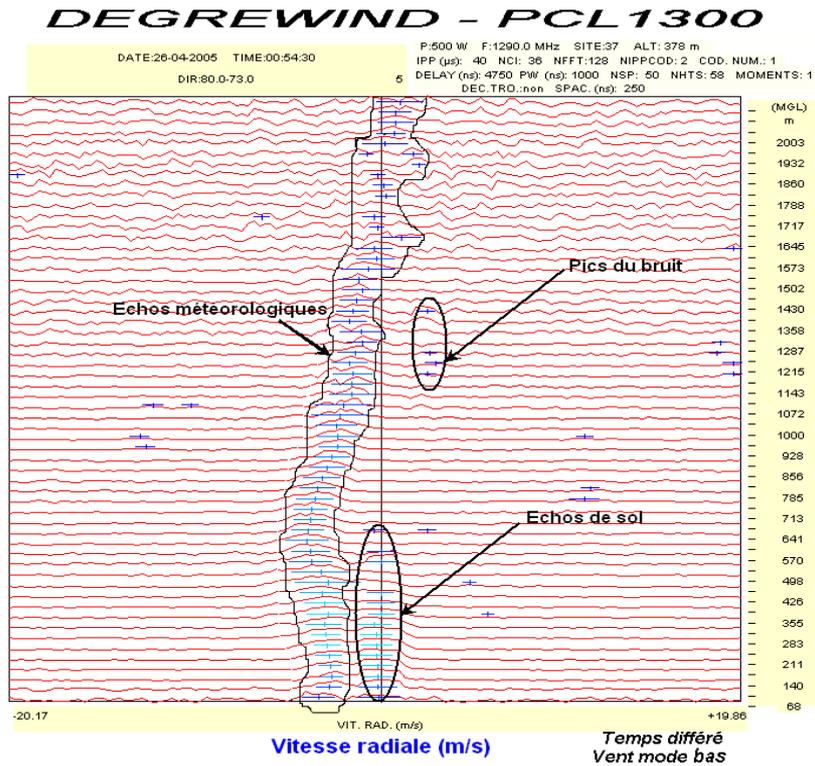


Figure 3.11 : Spectres Doppler mesurés sur différentes portes par le radar UHF de Bamako en 2005. La détermination du signal atmosphérique sur chacune des portes se fait par continuité verticale. On observe également des pics de bruit ainsi que des échos de sol.

3.2.2.5. Équation radar

L'équation du radar permet de relier la puissance moyenne du signal rétrodiffusé aux propriétés du volume diffusant ou de la cible, en fonction des caractéristiques techniques du radar et des conditions de propagation.

Le pouvoir de rétrodiffusion d'une cible ponctuelle est caractérisé par sa section droite de rétrodiffusion σ . Le pouvoir de rétrodiffusion d'un ensemble de i cibles discrètes contenues dans le volume de résolution est caractérisé par sa réflectivité η . Cette dernière est définie comme la somme des sections droites de rétrodiffusion de chacune des cibles σ_i par unité de volume.

$$\eta = \frac{1}{V} \sum \sigma_i \quad (3.18)$$

La puissance moyenne \bar{P}_r , rétrodiffusée et reçue par l'antenne à la distance radiale r , est liée à la réflectivité η suivant la formule ci-dessous appelée équation radar :

$$\bar{P}_r = \frac{P_t \lambda_0^2 G_0^2 \theta_b \Phi_b L C \tau}{1024 \pi^2 \ln(2) r^2} \eta \quad (3.19)$$

où P_t est la puissance transmise (puissance crête des impulsions), G_o est le gain en puissance de l'antenne, L est le facteur d'atténuation de l'onde associé aux pertes dans l'atmosphère et dans la chaîne de réception du radar (dues aux caractéristiques techniques).

3.2.2.6. Rétrodiffusion par les nuages et précipitations

Depuis des années, plusieurs études (Röttger, 1990) ont montré que les radars profileurs de vent VHF et UHF enregistrent de forts échos en présence de couches nuageuses probablement dus à la combinaison d'une turbulence plus forte à l'intérieur des nuages et des valeurs de réflectivité plus importantes associées à la vapeur d'eau. Quant aux précipitations, elles sont caractérisées par une structure en double-pic des spectres de vitesse verticale, l'un des spectres étant lié au mouvement de l'air et l'autre à la vitesse de chute des hydrométéores. Avec les UHF, le pic dû à la vitesse de chute des gouttes d'eau est prépondérant, ce qui fait qu'il est difficile d'évaluer la vitesse verticale associée au mouvement de l'air.

Dans la plupart des cas, les conditions de l'approximation de Rayleigh sur la rétrodiffusion dans les nuages et les précipitations sont satisfaites aux longueurs d'onde des radars. Si l'on admet que les caractéristiques physiques et la répartition des diffuseurs sont homogènes au sein du volume de résolution radar, la théorie de diffusion de Rayleigh conduit à la relation suivante entre la section droite de rétrodiffusion σ et le diamètre D des diffuseurs supposés sphériques :

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda_o^4} |K|^2 D^6 \quad (3.20)$$

avec $|K|^2 = 0,93$ pour les milieux liquides et $|K|^2 = 0,176$ pour la glace, ce qui permet d'écrire :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda_o^4} |K|^2 \sum_i D_i^6 \quad (3.21)$$

Le facteur de réflectivité radar Z peut être écrit comme la somme de la puissance sixième des diamètres des particules.

$$Z = \sum_i D_i^6 \quad (3.22)$$

avec $Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^6 dD$, où $N(D)dD$ est le nombre de particules de dimensions

comprises entre D et $D+dD$. L'unité utilisée pour Z est le $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ ou le dBZ si l'on considère $10 \log(Z)$.

On peut donc écrire :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda_o^4} |K|^2 Z \quad (3.23)$$

La réflectivité η est proportionnelle à λ_o^{-4} . Ce qui fait que les UHF (de longueur d'onde plus courte que les VHF) contribuent à donner plus d'importance à la diffusion par les hydrométéores.

Lorsque les conditions de l'approximation de Rayleigh ne sont pas satisfaites, on introduit le facteur de réflectivité équivalent Z_e . Ce facteur Z_e est égal au facteur de réflectivité d'une population de particules liquides et sphériques satisfaisant à l'approximation de Rayleigh et produisant un signal de même puissance. Dans ce cas, on a alors $|K|^2 = 0,93$, et l'équation (3.23) devient :

$$\eta = 2.8 \times 10^{-8} \lambda_o^{-4} Z_e \quad (3.24)$$

où η est en m^{-1} , λ_o en cm et Z_e en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$.

Les facteurs de réflectivité Z ou Z_e peuvent être reliés à des quantités physiques liées aux nuages et aux précipitations par des expressions statistiques de la forme :

$$Z = a X^b \quad (3.25)$$

où X peut être le taux de précipitation, le contenu en eau des précipitations ou bien le diamètre volumique médian. Les constantes a et b sont définies à partir du volume de résolution. Leurs valeurs sont calculées à partir de l'expression (3.31)

3.2.2.7. Rétrodiffusion en air clair

D'importants travaux sur les applications météorologiques des radars centimétriques ont montré la présence d'échos détectés à partir de régions de l'atmosphère dépourvues de toute cible ou de tout phénomène météorologique visible. L'utilisation par la suite de radars modernes à haute résolution a permis de confirmer que ces échos proviennent des fluctuations de l'indice de réfraction de l'air ou par des cibles particulières telles que les oiseaux ou les insectes. Les inhomogénéités spatiales de l'indice de réfraction de l'air sont produites par la

turbulence atmosphérique (cisaillements verticaux de vent, déferlement d'ondes ou convection).

L'indice de réfraction de l'air n est relié aux propriétés thermodynamiques de l'atmosphère par la relation:

$$n = 1 + 10^{-6} \left(\frac{77.6}{T} \right) \left(P + 4810 \frac{e}{T} \right) \quad (3.26)$$

T est la température absolue, P la pression et e la pression partielle en vapeur d'eau.

La turbulence est l'une des principales causes des fluctuations de l'indice de réfraction en air clair. Ottersten (1969a ; 1969b ; 1969c) reprend et développe les bases de la théorie établie par Tatarski (1961) qui permet de relier la puissance retrodiffusée par le radar à la turbulence d'air clair. Il se place tout comme Tatarski dans le domaine inertiel de la turbulence décrit par la théorie de similitude de Kolmogorov dans le cas d'une turbulence localement isotrope dans un milieu incompressible.

Dans le domaine inertiel défini par Kolmogorov, Ottersten (1969c) a abouti à la relation suivante :

$$\eta = 0.38 C_n^2 \lambda_o^{-1/3} \quad (3.27)$$

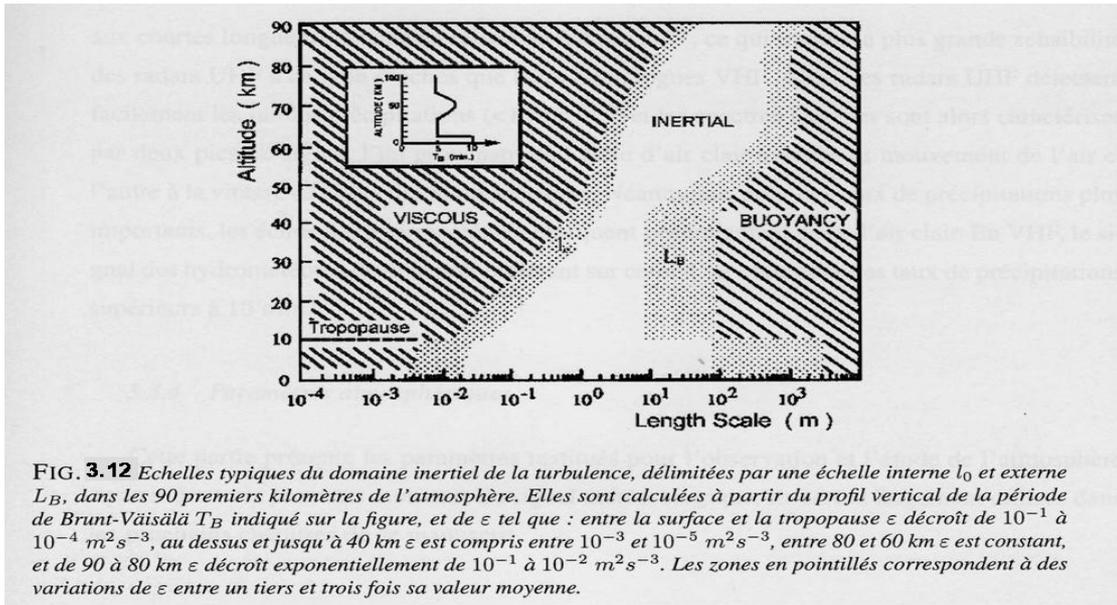
où η est la réflectivité radar due aux fluctuations de l'indice de réfraction d'échelle $\lambda/2$ (on suppose que $\lambda/2$ se situe dans le domaine inertiel); C_n^2 est la constante de structure de l'indice de réfraction ($m^{-2/3}$) définie par l'intermédiaire de la fonction de structure de l'indice de réfraction $D_n(r)$:

$$D_n(r) = \langle [n(x+r) - n(x)]^2 \rangle = C_n^2 r^{2/3} \quad (3.28)$$

Les crochets correspondent à l'opérateur de moyenne spatiale.

La figure 3.12 présente les échelles typiques du domaine inertiel dans les 90 premiers kilomètres de l'atmosphère. Elle montre que le domaine inertiel tend à se réduire avec l'altitude, en raison de la diminution de la turbulence. Ainsi, un radar VHF émettant à 45 MHz peut détecter des variations spatiales de l'indice de réfraction, d'échelles $\lambda_o/2 = 3.33 \text{ m}$ jusqu'à des altitudes d'environ 50 km. Par contre le radar UHF PCL1300 ne peut détecter les fluctuations de n , d'échelles $\lambda_o/2 = 0.12 \text{ m}$ que jusqu'à environ une dizaine de kilomètres d'altitude. Ceci explique pourquoi les radars UHF et VHF sont utilisés pour sonder respectivement la basse troposphère et, la troposphère et la basse stratosphère.

Par ailleurs l'équation (3.27) indique également que la réflectivité radar diminue quand la longueur d'onde augmente.



A partir des relations (3.23) et (3.27) on peut comparer le pouvoir de rétrodiffusion des nuages et de l'air clair avec :

$$Z = 1.335 \cdot 10^{-3} \lambda^{11/3} C_{ne}^2 \quad (3.29)$$

où Z est exprimé en $\text{mm}^6 \text{m}^{-1}$, C_{ne}^2 est la constante de structure de l'indice de réfraction équivalent ($\text{m}^{-2/3}$) et λ en m.

Des gradients verticaux très prononcés de l'indice de réfraction peuvent également se développer en présence de couches stables de l'atmosphère dépourvues de turbulence. Ils sont de l'ordre de $\lambda/2$ et engendrent des réflexions de type spéculaire qui sont détectables par des radars de longueur d'onde métrique essentiellement en visée verticale.

La présence d'insectes et d'oiseaux est aussi une autre cause de rétrodiffusion en air clair. En effet, durant certaines périodes de l'année, on peut détecter la présence d'insectes dans les basses couches de l'atmosphère sur une épaisseur variable avec la latitude et les conditions thermodynamiques. Les échos ponctuels produits par les insectes sont observés dans les meilleures conditions en visée verticale par des radars de longueurs d'onde inférieures ou égales à 3 cm. Les radars de longueurs d'onde supérieures ou égales à 10 cm ne détectent pas les petits insectes, mais sont beaucoup plus sensibles aux oiseaux. Les petits insectes ou gros insectes dynamiques constituent de bons traceurs radar des mouvements de l'air dans les basses couches atmosphériques en raison de leur nombre, de leur

répartition homogène et de leur faible vitesse propre. Par contre, les oiseaux ne constituent pas de bons traceurs à cause de leur vitesse propre trop importante par rapport à celle de l'écoulement atmosphérique.

3.3. ÉDITION DES PARAMETRES

La figure 3.13 présente les coupes hauteur-temps du module du vent horizontal en mode bas et de la vitesse verticale du vent en mode haut à Bamako en 2005 et à Niamey en 2006 sur l'ensemble de l'année.

Une partie importante de mon travail a consisté à éditer ces données mensuellement ou par périodes de 5 jours, afin de les contrôler.

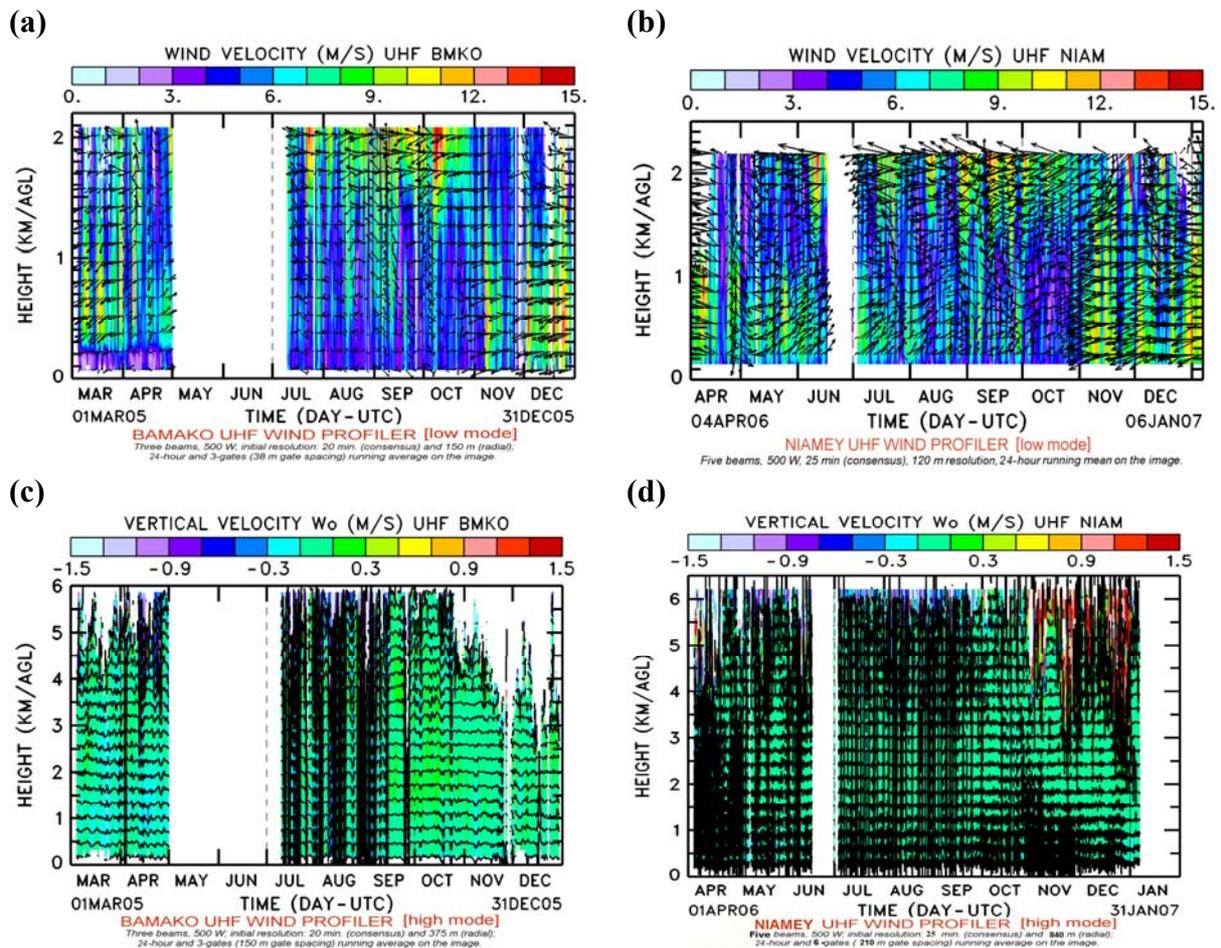


Figure 3.13: Coupes hauteur-temps du module du vent horizontal en mode bas (en haut) et de la vitesse verticale en mode haut (en bas) à Bamako en 2005 et à Niamey en 2006 sur l'ensemble de l'année.

Les bandes verticales noires représentent les épisodes de pluie (vitesse verticale des gouttes de pluie très importante par rapport à celle de l'air clair).

3.3.1. La réflectivité et la hauteur Z_i de la CLA

L'équation radar (3.19), décrite au paragraphe 3.2.2.5, lie la réflectivité η à la puissance moyenne du signal (ou moment d'ordre 0).

Selon l'origine des rétrodiffusions produites, certains paramètres comme la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air C_n^2 , pourront être déduites de cette équation. Dans le cas d'une rétrodiffusion par les inhomogénéités spatiales de l'indice de réfraction de l'air produite par la turbulence atmosphérique, C_n^2 peut être obtenu de l'expression (3.27). Dans la basse troposphère du jour, les radars UHF peuvent détecter le sommet Z_i de la couche limite atmosphérique à travers les fortes valeurs de C_n^2 dues aux importantes variations spatiales de l'indice de réfraction de l'air n au sommet de la CLA.

Des exemples de coupes hauteur – temps de l'évolution de la hauteur Z_i de la couche limite atmosphérique à Bamako et à Niamey sont présentées sur les figures 4.7-b et 4.8-b au chapitre suivant.

3.3.2. Le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente

Le moment d'ordre 2 caractérisant le signal météorologique est la variance σ^2 . On définit la largeur spectrale L_s par $L_s=2\sigma$.

Plusieurs études telles que celles de Fish and Clifford (1974), Gossard et al. (1998), White et al. (1999) et Jacoby-Koaly (2000), ont permis de développer des méthodes de restitution du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente par le radar UHF.

Connaissant la largeur spectrale du pic du signal météorologique, on décrit l'expression du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε dans l'hypothèse d'une turbulence homogène et isotrope dans le domaine inertiel du spectre de la turbulence (modèle de Kolmogorov) par :

$$\varepsilon = \sigma_T^3 \left(\frac{4\pi}{A} \right)^{3/2} \left[12 \Gamma(2/3) \int_0^{\pi/2} \int_0^{\pi/2} \sin^3 \theta \left(b^2 \cos^2 \theta + a^2 \sin^2 \theta + \frac{(vt_d)^2}{12} \sin^2 \theta \cos^2 \varphi \right)^{1/3} d\theta d\varphi \right]^{-3/2} \quad (3.30)$$

où σ_T est la variance associée à la turbulence de petite échelle, v la vitesse du vent, t_d la durée d'acquisition d'une série temporelle du signal (de l'ordre de la dizaine de secondes), $A = 1.6$, la constante de Kolmogorov. Les constantes a et b sont définies à partir du volume de résolution. Pour un faisceau conique à section circulaire à 3 dB

et une réponse gaussienne du filtre "adapté" du récepteur, les constantes a et b sont données par :

$$a = r\sigma_a = \frac{r\theta_b}{4\sqrt{\ln 2}} \quad \text{et} \quad b = r\sigma_b = \frac{h}{8\sqrt{\ln 2}} \quad (3.31)$$

où θ_b est l'ouverture du faisceau, $h = c\tau$, la longueur de l'impulsion, σ_a et σ_b sont respectivement les écarts types associés à l'ouverture du faisceau et à la longueur de l'impulsion.

Des exemples de coupes hauteur-temps de l'évolution du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente à Bamako et à Niamey sont présentées sur les figures 4.7-c et 4.8-c au chapitre suivant.

3.4. VALIDATION DES MESURES

Nous ciblerons la validation du radar sur celle de la vitesse horizontale du vent car c'est essentiellement ce paramètre qui sera utilisé dans le cadre de cette étude. Rappelons que les mesures du radar profileur de vent UHF Degrewind PCL 1300 ont déjà fait l'objet de plusieurs campagnes de validation, en comparaison aux mesures d'autres instruments de référence (sondages, SODAR), menées sur le site du Centre de Recherches Atmosphériques de Campistrous entre 1998 et 2005 et sur plusieurs autres sites en Europe.

Plusieurs articles et rapports (Jacoby-Koaly et al., 2000 ; Girard-Ardhuin 2001 ; Heo et al., 2003; Roussillo, 2001 ; Kalapureddy et al. 2010) sur la validation des mesures radar ont été publiés. Suite à ces comparaisons, les différents auteurs ont conclu que le radar UHF Degrewind PCL 1300 fournit des mesures de vent très fiables.

Nous avons tenu par contre à valider les données du profileur UHF d'ARM ce qui nous a permis de contrôler ses performances en région sèche (2005 est la première année où des radars profileurs de vent ont été utilisés au Sahel), ce qui n'était pas acquis, et de vérifier si la porte la plus basse (150m) n'était pas contaminée par les échos de sol.

3.4.1. Moyens de validation sur le site de mesure

Au même moment où avaient eu lieu les mesures du profileur de Niamey, plusieurs dispositifs expérimentaux de mesures des paramètres atmosphériques étaient déployés en cette période d'observation intensive du programme AMMA. Nous avons utilisé les informations des sondeurs atmosphériques (radiosondages) ainsi que celles du radar météorologique doppler bande C (5 cm) du Massachusetts Institute of Technology (MIT), qui a réalisé des mesures continues sur les systèmes précipitants, à proximité de l'UHF d'ARM, de juillet à septembre 2006. Uniquement les mesures de juillet ont été traitées en mode air clair.

3.4.2. Validation des mesures

Les données UHF correspondent à une moyenne sur 5 profils (27 mn). La comparaison avec les radiosondages a été réalisée mensuellement, avec une densité de radiosondages qui s'est intensifiée entre juin et août (7 à 8 radiosondages au lieu de 4 par jour). Les résultats sont montrés sur la figure 3.14 pour trois périodes caractéristiques différentes : période sèche (décembre), période humide (août) et période de transition sèche-humide (mai) sous la forme des profils des différences moyennes obtenues sur chacune des composantes du vent et sur le module du vent, ainsi que l'écart-type des différences.

Quelque soit le niveau, la différence moyenne est toujours inférieure à 1 ms^{-1} en mai et août et proche de 1 ms^{-1} en décembre avec des écart-types des différences pouvant atteindre 2 ms^{-1} en mai et août et 3 ms^{-1} en décembre. Cette comparaison donne de très bons résultats, surtout si l'on remarque que les différences proviennent souvent d'un décalage de niveau entre les résultats des deux types d'instruments, comme on peut le voir sur la figure 3.15. Cette figure montre un cas qui marche bien et un autre où l'on peut remarquer un décalage constant des points de mesure, sur la verticale, qui peut conduire à des différences atteignant 4 ms^{-1} par exemple (à 500m), quand le gradient de vent est très important. Le fait que les différences les plus fortes surviennent en décembre est cohérent avec le fait que le jet soit plus fort à cette saison, d'où un gradient vertical plus fort. Cette différence sur la position verticale des pics des profils se reproduit assez souvent, en priorité la nuit, mais elle n'est pas systématique. Elle n'affecte d'ailleurs pas systématiquement tous les niveaux. Pour s'assurer qu'il n'y avait pas de biais de l'un

des deux instruments, nous avons comparé les résultats à ceux d'un troisième moyen de mesure, pendant le mois de juillet, qui est le radar Doppler en bande C de l'Université du Massachusetts. Les résultats sont présentés sur la figure 3.16.

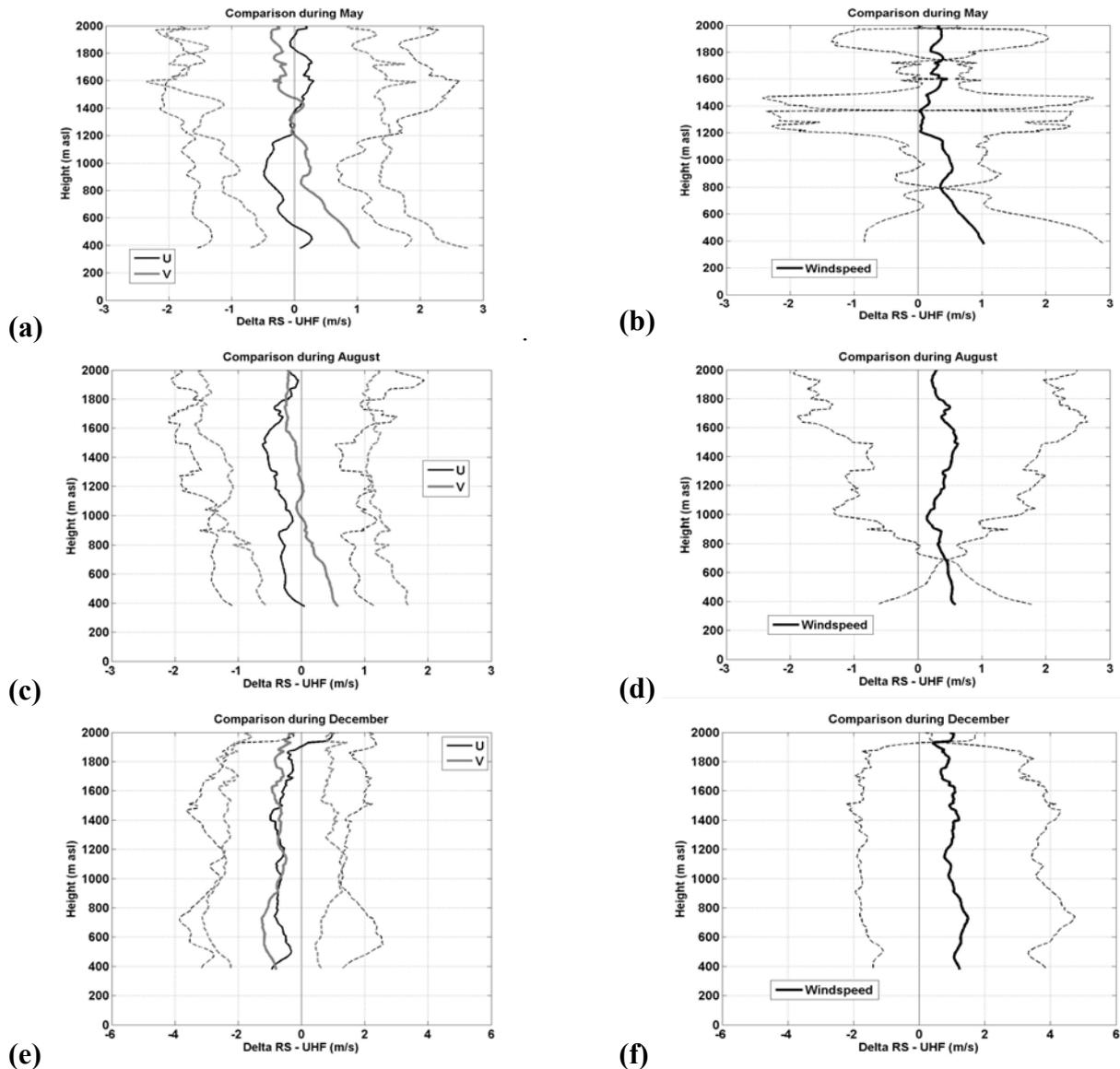


Figure 3.14: Différence moyenne et écart-type entre l'estimation des composantes du vent horizontal zonal (U) et méridien (V) (gauche) et du module du vent (droite) par les radiosondages et l'UHF à Niamey pour 3 périodes de l'année.

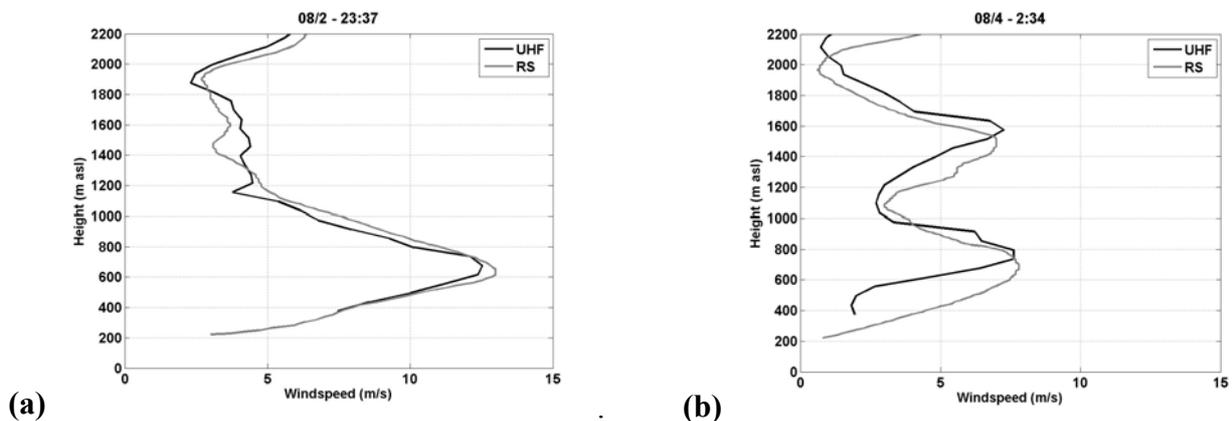


Figure 3.15: Exemples de comparaison du vent horizontal entre les radiosondages et l'UHF.

Les résultats sont légèrement meilleurs entre les deux radars qu'entre radiosondages et radar. De plus, quand il existe des différences de niveaux des pics entre le profil UHF et le profil du radiosondage, les pics du radar MIT se retrouvent aux mêmes niveaux que ceux de l'UHF. Pourtant, le volume de résolution de chacun des radars, certes bien plus grand que celui des radiosondes, n'est pas comparable. Le radar du MIT est un radar à balayage et donc moyenne sur une grande surface. Le radar UHF a une ouverture d'antenne de 8.5° , donc une beaucoup plus petite surface de résolution. Dans tous les cas, la surface de résolution dépend de la distance radiale. Notons cependant que du fait de la bonne résolution temporelle de chacun des radars, les mesures effectuées dans les basses couches avec le radiosondage sont proches dans le temps de celle des radars. Pour l'UHF, le profil radar correspond à une moyenne de 5 profils à savoir 27 minutes, ce qui devrait lisser les résultats par rapport aux mesures instantanées des radiosondages. Ce lissage devrait conduire à un écrêtage des valeurs des maxima et minima, mais ce n'est pas le cas.

Il est intéressant de remarquer aussi sur ces courbes que pour deux niveaux caractéristiques : niveau du pic du jet (400-500m) ou interface entre mousson et Harmattan (1400-1700m), les écarts et la variabilité de l'écart sont les plus faibles.

On voit par ailleurs sur la figure 3.16 que les mesures du MIT permettent d'accéder à un niveau plus bas (50m) que celui de la première porte de l'UHF (150m). Il aurait été intéressant d'estimer le potentiel éolien également à 100m (le jet nocturne n'apparaît pas à 50m d'après Abdou et al. 2010), mais on ne disposerait pas alors de données en période de pré-mousson et en période sèche, car le radar du MIT n'était pas présent pendant ces périodes.

Nous concluons en disant que la comparaison entre les trois types d'instruments donne d'excellents résultats. Elle est d'autant plus intéressante que les systèmes de mesure sont très différents : mesure ponctuelle directe avec les radiosondages, rétrodiffusion sur des cibles très différentes pour les deux radars : fluctuations de l'indice de réfraction de l'air (UHF) ou insectes (radar du MIT).

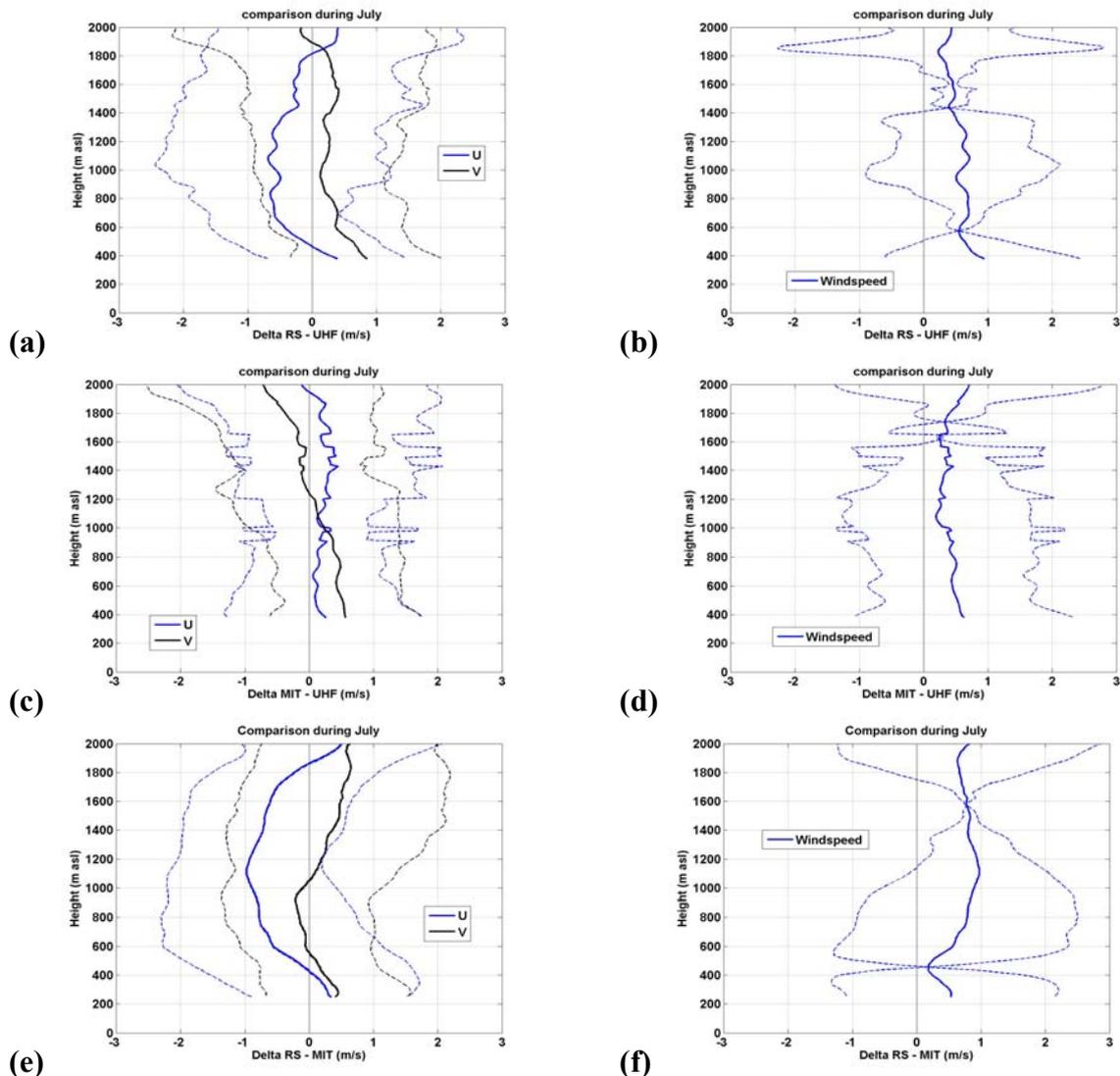


Figure 3.16: Différence moyenne et écart-type entre l'estimation des composantes du vent horizontal zonal (U) et méridien (V) (gauche) et du module du vent (droite) par les radiosondages, l'UHF ou le radar du MIT à Niamey pour le mois de juillet 2006.

3.5. Conclusion

Nous avons vu dans ce chapitre que l'extraction d'un signal météorologique à partir d'un signal radar rétrodiffusé est une opération compliquée, rendue délicate par la faible intensité du signal air clair par rapport au bruit. La mesure exige donc un réglage optimal des caractéristiques radars.

La comparaison des mesures de vent horizontal effectuées par le radar UHF de Niamey avec celles des radiosondages ou celles du radar doppler bande C du MIT a montré des résultats très bons (erreur moyenne inférieure ou égale à 1 ms^{-1}), ce qui n'était pas forcément acquis dans cette région du monde où l'air peut être très sec, ce qui diminue l'efficacité du radar. Enfin, le niveau 150 m, qui est celui de la porte la plus basse de l'UHF de Niamey, s'est révélé tout à fait utilisable.

PARTIE III : RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

Chapitre 4: Étude des caractéristiques générales du vent sur les deux sites -----101

Chapitre 5: Étude technico-économique d'un projet de production d'énergie éolienne sur le site de Niamey -----153

CHAPITRE 4: ÉTUDE DES CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DU VENT SUR LES DEUX SITES.

4.1. INTRODUCTION	103
4.2. CARACTÉRISTIQUES DE LA BASSE TROPOSPHÈRE SUR LES SITES DE BAMAKO ET NIAMEY	104
4.3. CARACTÉRISTIQUES DU JET DE BASSES COUCHES SUR LES SITES DE BAMAKO ET NIAMEY	112
4.3.1. Statistiques du pic du jet sur les deux sites	112
4.3.2. Conséquences aéronautiques du jet	115
4.3.3. Choix du niveau de mesure pour l'étude du potentiel éolien	119
4.4. ÉVALUATION DU POTENTIEL ÉOLIEN DU JET SUR LES DEUX SITES	124
4.4.1. Caractéristiques moyennes du vent sur les sites de Bamako et Niamey	125
4.4.1.1. Roses des vents et cycles diurnes	125
4.4.1.2. Variations mensuelles des vitesses du vent	132
4.4.2. Caractéristiques de la turbulence sur les sites de Bamako et Niamey	135
4.4.3. Caractéristiques statistiques du vent	140
4.4.3.1. Distributions	140
4.4.3.2. Paramètres de Weibull	144
4.4.4. Puissances disponibles à différentes échelles temporelles	145
4.5. CONCLUSION DU CHAPITRE IV	149

4.1. INTRODUCTION

Les observations recueillies pour cette étude couvrent deux fois huit mois de mesures obtenues dans le cadre de l'expérience internationale AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis), destinée à améliorer la connaissance de la mousson africaine (Redelsperger et al., 2006 ; Lebel et al., 2010). Dans le cadre de cette campagne, de nombreux moyens de mesures ont été mis en œuvre sur toute l'Afrique de l'Ouest et dans le golfe de Guinée. Nous nous intéresserons essentiellement ici à des observations acquises par les radars UHF sur deux sites de mesure, caractéristiques de la bande sahélienne. Ils étaient situés sur les aéroports de Bamako (378 m asl, latitude 12.53°N, longitude 7.95°W) en 2005 et de Niamey (226 m asl, latitude 13.50°N, longitude 2.20°E) en 2006 (Fig. 4.1).

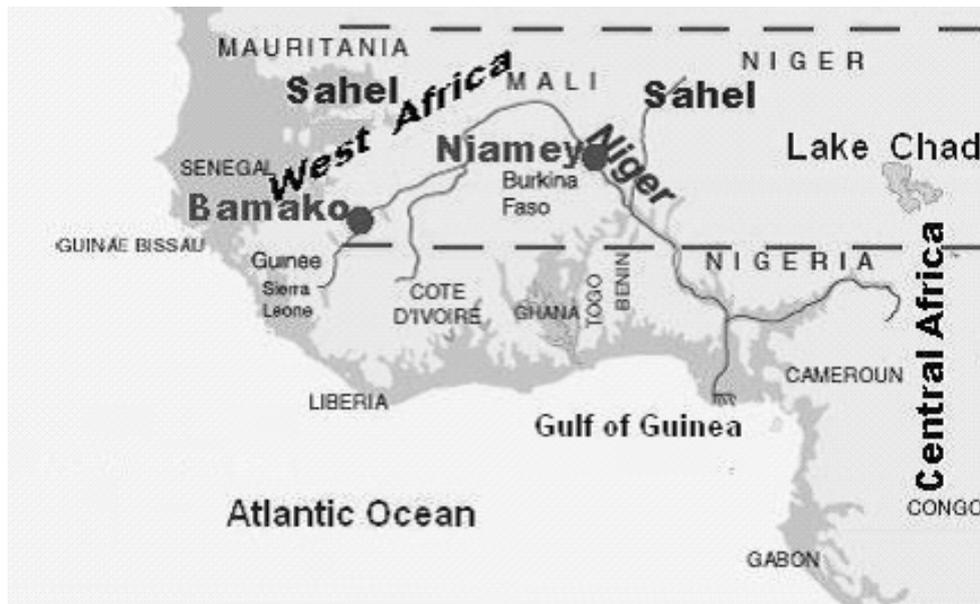


Figure 4.1 : Carte de la zone d'observations de l'expérience AMMA avec la zone sahélienne (délimitée par les pointillés) et la position des deux sites de mesures (Bamako et Niamey).

Les propriétés du vent dans cette région sont étroitement liées à la variation saisonnière, aussi dans un premier temps allons nous nous attacher à décrire l'environnement météorologique et à définir avec précision les différentes saisons. Nous présenterons ensuite des exemples de profils de vent caractérisés par un jet nocturne important avant de réaliser une statistique annuelle sur les caractéristiques du jet nocturne (heure et fréquence d'occurrence, intensité et niveau du maximum de jet). Nous présenterons aussi une étude des conséquences aéronautiques de ce jet nocturne sur les deux sites.

La représentation des journées composites du module du vent permettra ensuite de sélectionner le niveau adéquat pour l'étude du potentiel éolien. Avant d'estimer ce potentiel, il est nécessaire de bien connaître les caractéristiques du vent sur les sites : directions privilégiées, variations diurnes et saisonnières. C'est ce qui sera effectué à l'aide de la représentation des roses des vents et des cycles diurnes. Une étude de l'indice de turbulence et du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente montrera le degré de turbulence qui est responsable d'usure précoce des éoliennes quand cette turbulence est trop importante. Enfin, outre les valeurs de l'intensité du vent et de leurs distributions statistiques, une évaluation de la puissance éolienne disponible donnera une idée du potentiel éolien sur chacun des sites.

4.2. CARACTÉRISTIQUES DE LA BASSE TROPOSPHÈRE SUR LES SITES DE BAMAKO ET NIAMEY

La bande sahélienne est caractérisée toute l'année par deux saisons: une saison sèche de 5 à 6 mois et une saison des pluies de 4 à 5 mois séparées à chaque fois par une période de transition. L'humidité relative est l'un des facteurs majeurs qui permet de différencier les périodes humides et sèches. La figure 4.2 présente l'humidité relative observée à Bamako en 2005 et à Niamey en 2006 à partir des données des radiosondages. La résolution temporelle de chacune des figures est la résolution la plus forte qui était disponible à savoir 2 radiosondages par jour à 0h00 et 12h00 à Bamako et 4 radiosondages par jour à 6h00, 12h00, 18h00 et 24h00 à Niamey (la cadence a même été parfois de 8 radiosondages par jour pendant des périodes limitées, de 15 jours, pendant la période des pluies).

Cette figure montre que les basses couches sont progressivement humidifiées de mai à juin puis complètement humidifiées de juin à août pour s'assécher à nouveau progressivement de mi-septembre à octobre comme le confirme la figure 4.3 qui quantifie la distribution des pluies sur les deux sites. En réalité, l'étude de la direction du vent (présentée au §4.4.1.1) indique que la mousson est pleinement installée uniquement de mai à septembre à Bamako en 2005 et de mi-mai à septembre à Niamey en 2006. Ce décalage de 15 jours est lié au début tardif du démarrage des pluies à Niamey en 2006. Remarquons aussi que Niamey est située à presque un degré de latitude nord de Bamako et reçoit moins de pluies. Pendant la période de mousson (juillet à septembre), toute la basse troposphère est humidifiée jusqu'aux 6 à 7 premiers kilomètres, grâce à un développement vertical des systèmes convectifs.

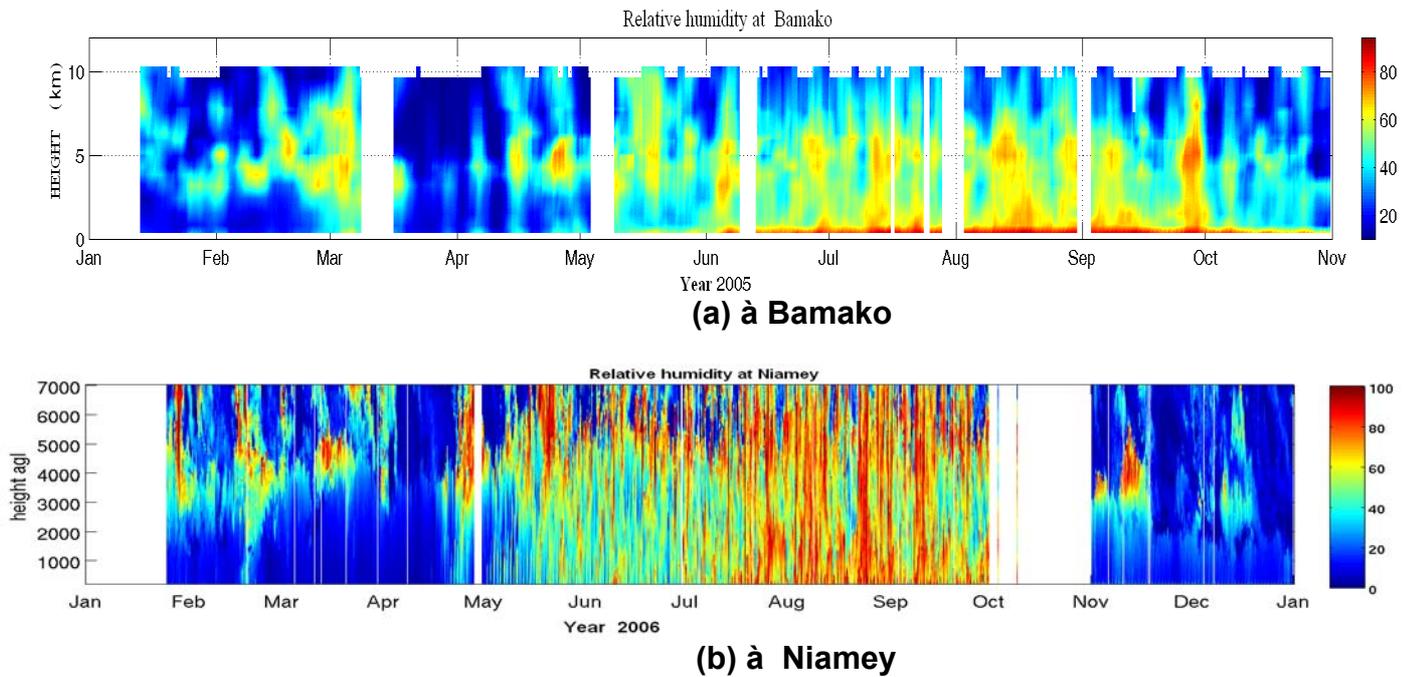


Figure 4.2: Humidité relative (%) observée (a) à Bamako en 2005 et (b) à Niamey en 2006 à partir des données de radiosondages (Sources des données : Radiosondages de l'ASECNA pour Bamako, ARM AMMA Database pour Niamey).

La saison sèche s'étend de novembre à février à Bamako et de novembre à mars à Niamey. Les deux périodes, sèches et humides sont séparées par un à deux mois de situations intermédiaires, quand l'ITD oscille entre le nord et le sud du lieu de mesure si bien que le site est tour à tour affecté par un flux de mousson ou par un flux d'Harmattan. Nous nommerons ces périodes pré-mousson (période d'humidification entre la saison sèche et la saison des pluies) et post-mousson (période d'assèchement entre la saison des pluies et la saison sèche). Sur la figure 4.2, des traces d'humidité sont également visibles pendant la saison sèche dans la partie inférieure de la couche limite atmosphérique ou au sommet de la couche saharienne (5 km).

La figure 4.4, extraite de Kalapureddy et al. (2010) illustre le déplacement de l'ITD (ligne blanche) entre les périodes qu'ils ont définies : (a) pré-mousson (avril, mai), (b) mousson (juin, juillet, août, septembre), (c) post-mousson (octobre) et (d) saison sèche (novembre, décembre, janvier, février, mars). 'N' représente Niamey, et 'D' Djougou. L'ITD, bien au sud de Niamey (et de Bamako) en saison sèche, passe au nord en pré-mousson, pour redescendre au sud en post-mousson.

Les auteurs présentent sur cette figure le vent horizontal à 700 hPa (échelle de gris et vecteurs) et la température à 925 hPa, moyens sur chaque saison, donnés par les analyses d'ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts). La

position moyenne de l'ITD déduite de la température du point de rosée à 2 m obtenue avec le modèle est également indiquée.

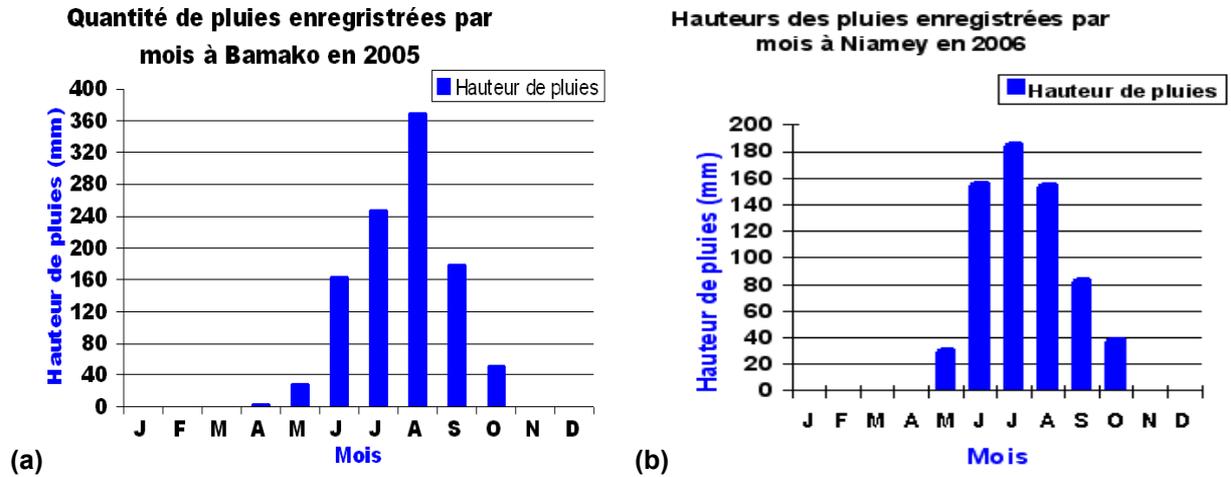


Figure 4.3: Régime des pluies (a) à Bamako 2005 et (b) à Niamey en 2006 (Sources: Centre Agrhymet pour les données de Bamako et Direction de la Météorologie Nationale pour les données de Niamey).

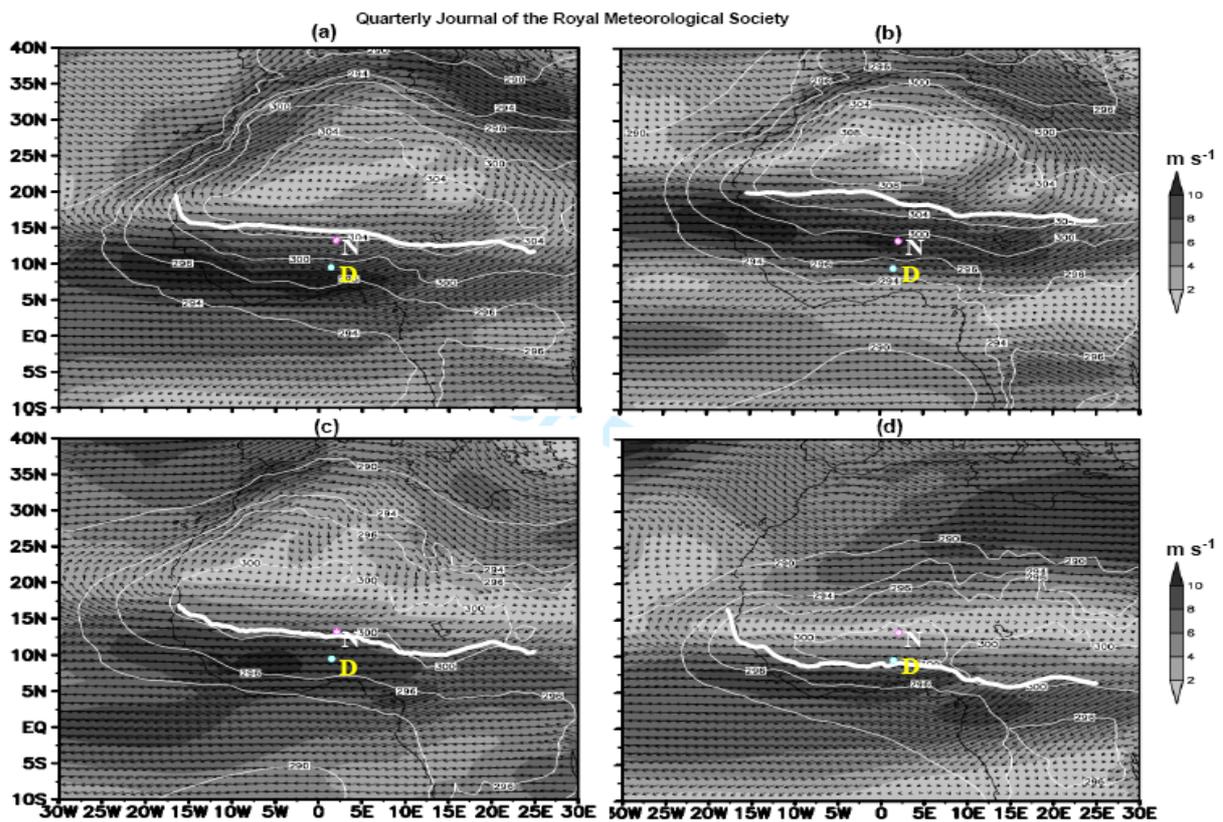


Figure 4.4 : Déplacement de l'ITD (ligne blanche) et du JEA (zone colorée la plus sombre) entre les périodes (a) de pré-mousson (avril, mai) (b) de mousson (juin, juillet, août, septembre) (c) de post-mousson (octobre) (d) sèche (novembre, décembre, janvier, février, mars). 'N' représente Niamey, et 'D' Djougou (d'après Kalapureddy et al., 2010).

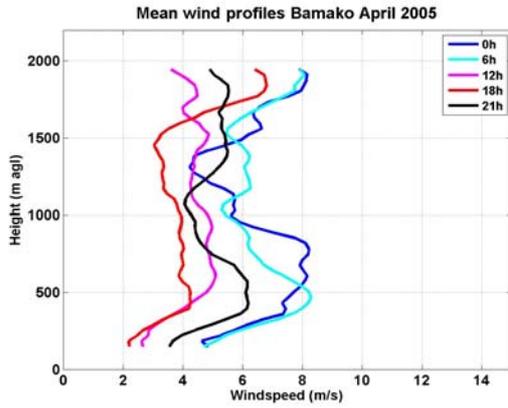
Les vents d'Est (JEA) sont toujours positionnés au sud de l'ITD, qui est étroitement liée aux gradients méridionaux de température et d'humidité. A l'instar de l'ITD, ces vents se déplacent vers le nord en début de mousson et vers le sud au cours de sa retraite. Pendant la mousson, le JEA est centré autour de 15° N, avec un vent atteignant 10 ms^{-1} en moyenne à 700 hPa sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest et un maximum vers les côtes occidentales. Durant les périodes de transition de pré-mousson et de post-mousson, l'ITD est situé près des latitudes de Niamey et de Bamako. En période d'Harmattan, l'ITD se situe plus au sud, vers Djougou (Bénin).

La troposphère est la plus basse couche de l'atmosphère en contact avec la surface du sol. On a vu que c'est là que les vents subissent l'influence du frottement au sol, mais cette influence diminue brusquement la nuit quand la turbulence cesse. Des variations importantes du module du vent peuvent alors se produire par inertie, car les deux forces subsistant ne sont plus que la force de pression et la force de Coriolis. Des pics de vent apparaissent alors sur le profil vertical au niveau de la couche d'inversion nocturne. Ces pics disparaissent pendant la journée.

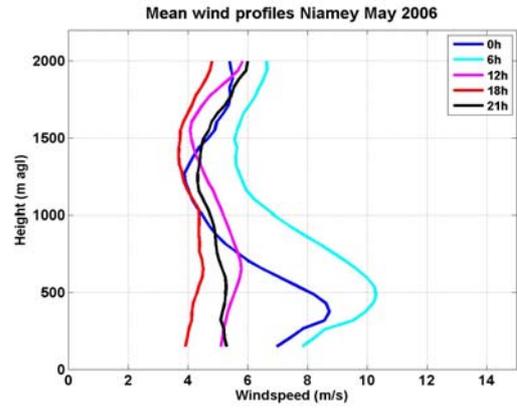
Les figures 4.5 présentent les profils verticaux mensuels du vent observés sur les sites de Bamako en 2005 et de Niamey en 2006 à 0h00, 6h00, 12h00, 18h00 et 21h00 TU pendant les quatre périodes caractéristiques : avril à Bamako et mai à Niamey pour la période de pré-mousson, août, octobre, décembre respectivement pour la mousson, la post-mousson et la saison sèche sur les deux sites. Les profils verticaux étant assez dispersés à Bamako, les profils ont été lissés sur 5 portes, à savoir $4 \times 38\text{m}$ soit 152m , ce qui correspond à la résolution verticale du radar (longueur d'impulsion = 300m).

Ces figures montrent une augmentation des vitesses du vent entre 200 et 800m avec un maximum bien marqué entre 0h00 et 6h00, surtout en période sèche ou en pré-mousson. Ce jet de basses couches est beaucoup moins marqué en période de mousson. Il n'apparaît en août à Niamey qu'à 0h00 ou 6h00 (6 et 8 ms^{-1}) et est assez près de la surface. En général, le jet n'est pas encore formé à 18h00. Il n'est pas aussi toujours bien en place à 21h00, comme l'avaient montré Malcher et al. (1983) avec les données de Wangara. Le maximum du jet (vitesses de l'ordre de 14 ms^{-1}) se situe en saison sèche, à 6h00. Le maximum du jet ne se trouve pas à un niveau constant sur les différentes figures et l'évolution entre 21h00, 0h00 et 6h00 n'a rien de régulier.

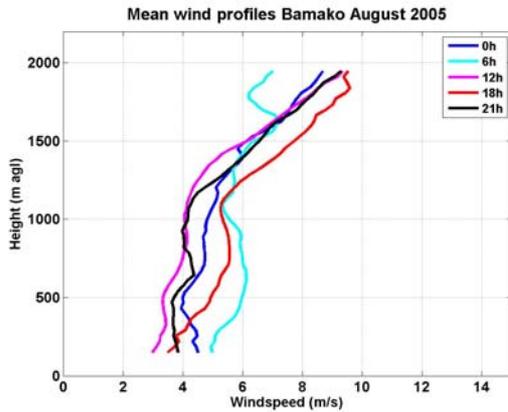
(i-a) avant la mousson à Bamako



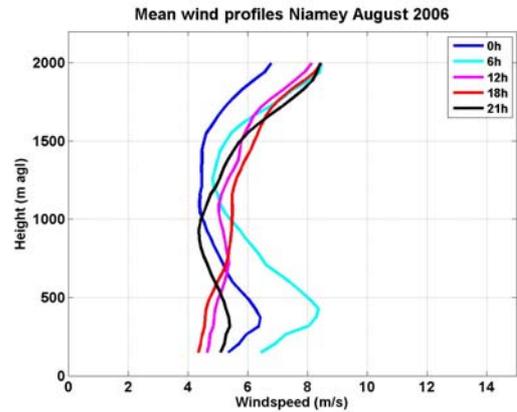
(i-b) avant la mousson à Niamey



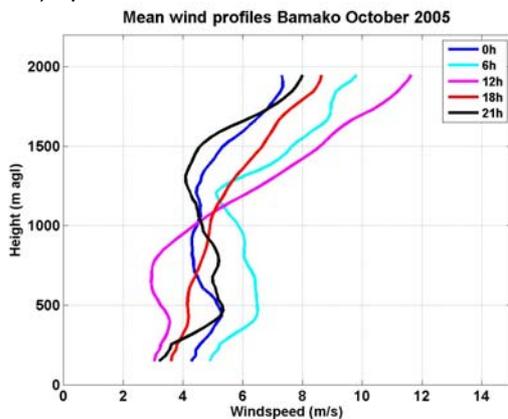
(ii-a) pendant la mousson à Bamako



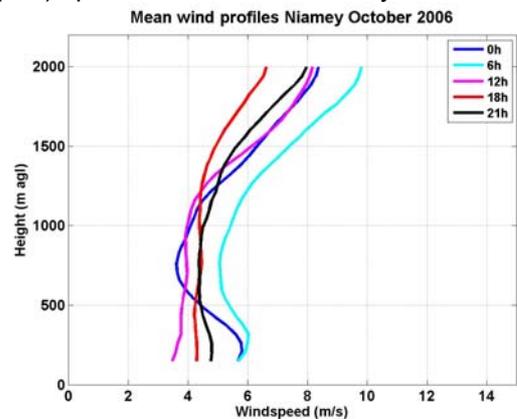
(ii-b) pendant la mousson à Niamey



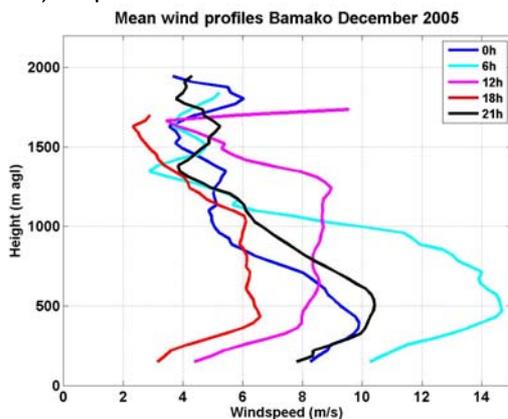
(iii-a) après la mousson à Bamako



(iii-b) après la mousson à Niamey



(iv-a) en période d'Harmattan à Bamako



(iv-b) en période d'Harmattan à Niamey

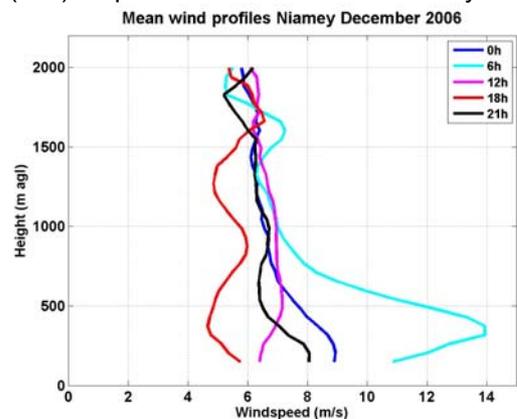


Figure 4.5 : Profils verticaux du vent observés la nuit (0h00 ; 6h00 ; 18h00 et 21h00), sur les sites (a) de Bamako en 2005 et (b) de Niamey en 2006 (i) avant la mousson, (ii) pendant la mousson, (iii) après la mousson (iv) pendant l'Harmattan.

Malgré la variabilité des profils, la répétitivité de la structure du jet dans les basses couches a permis l'élaboration d'une journée composite correspondant à la moyenne des profils sur chaque demi-heure pendant chaque mois. A ce niveau, une discussion s'impose sur la notion de moyenne. Mathématiquement, la moyenne d'un vecteur se calcule à partir de la moyenne des composantes. Or pendant une demi-heure, le vent tourne beaucoup et peut prendre des valeurs opposées en direction. Le module moyen est donc sous-estimé par rapport à la moyenne des modules. L'objectif principal de cette étude est d'estimer le potentiel éolien. Il est de ce fait plus judicieux d'effectuer cette moyenne directement sur les modules. Mais nous reviendrons par la suite (§ 4.3.3) sur cette discussion.

La figure 4.6, présente les journées composites du vent horizontal, des mois d'août et de décembre à Bamako et à Niamey.

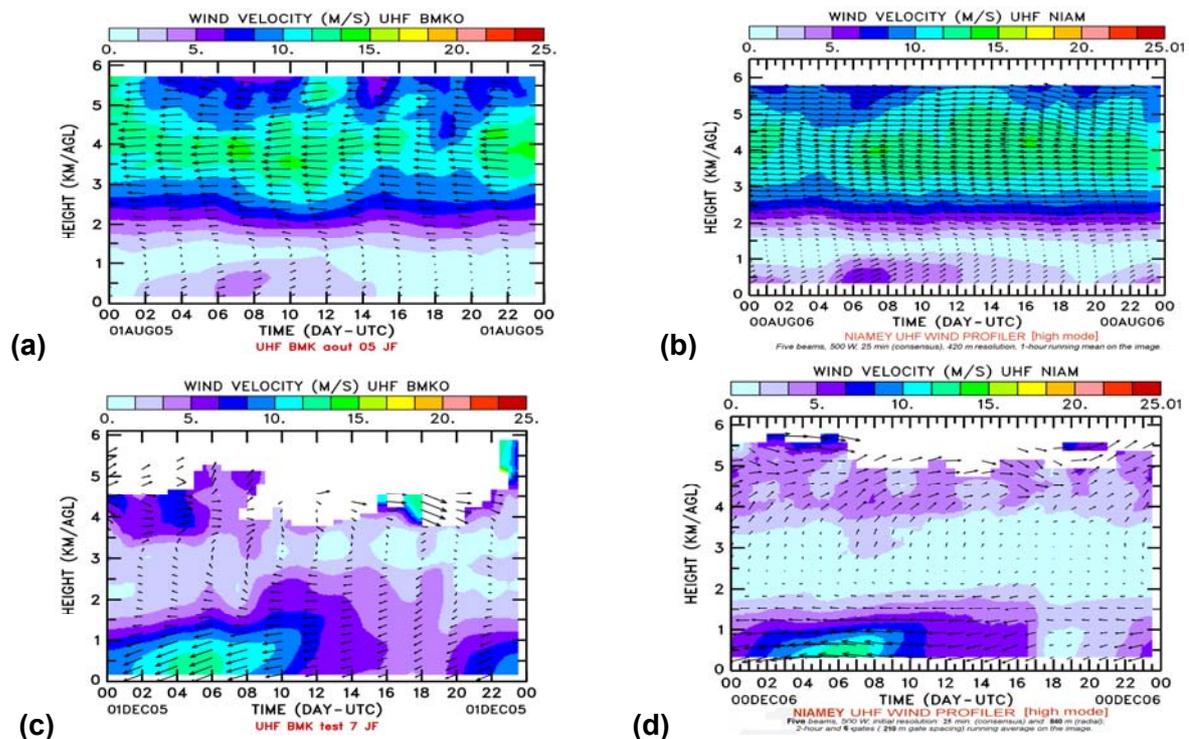


Figure 4.6: Journées composites du vent horizontal, des mois d'août (a) à Bamako en 2005 et (b) à Niamey en 2006, et de décembre (c) à Bamako en 2005 et (d) à Niamey en 2006, obtenues à partir des données de radars profileurs de vent (l'échelle de couleur montre l'intensité de la vitesse du vent).

Les coupes hauteur-temps (a) et (b) caractérisent la saison des pluies respectivement à Bamako et à Niamey, tandis que les coupes (c) et (d) caractérisent la saison sèche. Durant la saison des pluies, le cœur du JEA est positionné aux latitudes de Niamey et Bamako : il souffle régulièrement d'est en ouest sur les deux sites avec des vitesses d'environ 15 ms^{-1} et s'étend de 3 à 5,5 km. Le flux de mousson, soufflant du sud-ouest, reste très faible dans les basses couches, en

particulier pendant la journée. L'interface entre les deux flux se situe à peu près au niveau 1500 m. On remarque aussi, la présence du jet de basses couches pendant la nuit. Ce jet n'atteint que $5\text{-}6\text{ ms}^{-1}$ en période de mousson. Il est beaucoup plus marqué pendant la saison sèche où il atteint 13 ms^{-1} . Cette fois sa direction est de nord-est, comme celle de l'Harmattan, qui souffle jusqu'à 2-3 km. Au-dessus de 4 km, on retrouve le Jet d'Ouest Subtropical.

Sur les deux sites, le jet nocturne disparaît dans la journée suite à l'apparition de la turbulence. Remarquons enfin, que les radars ont peu de mesures au dessus de 4 km (surtout à Bamako) en raison de la sécheresse de l'air (pas de fluctuation de l'indice de réfraction donc pas de mesure).

Ces deux saisons caractéristiques (la saison sèche et la saison des pluies) sont séparées par une période de transition. Lothon et al. (2008) ont montré que le jet nocturne est particulièrement visible dans la période de pré-mousson (avril à Bamako, mai à Niamey). Un exemple des caractéristiques de la basse troposphère pendant cette période est présenté sur les figures 4.7 et 4.8 sous la forme des coupes hauteur-temps du vent horizontal, de la réflectivité et du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, obtenues à Bamako du 26 au 29 avril 2005 et à Niamey du 03 au 06 mai 2006.

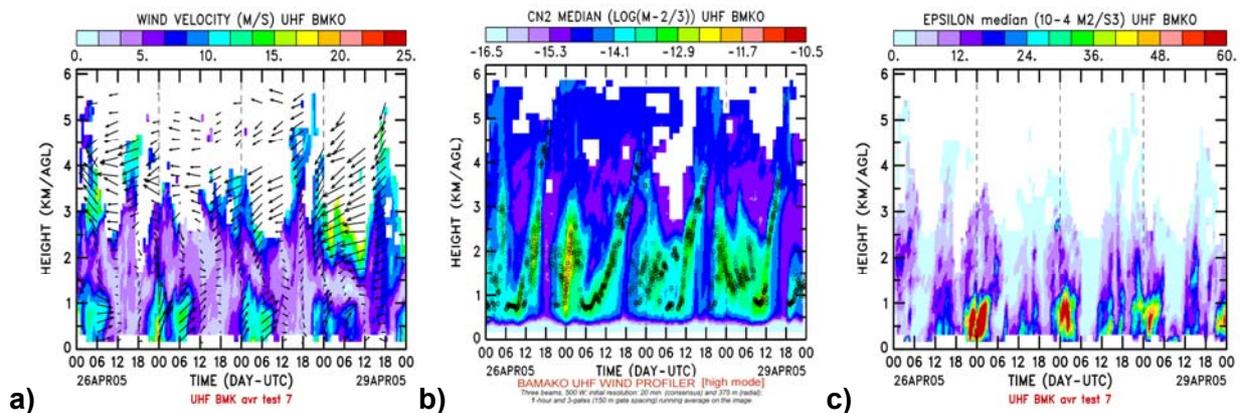


Figure 4.7: Coupes hauteur - temps (a) du vent horizontal, (b) de la réflectivité et (c) du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, obtenues à Bamako du 26 au 29 avril 2005.

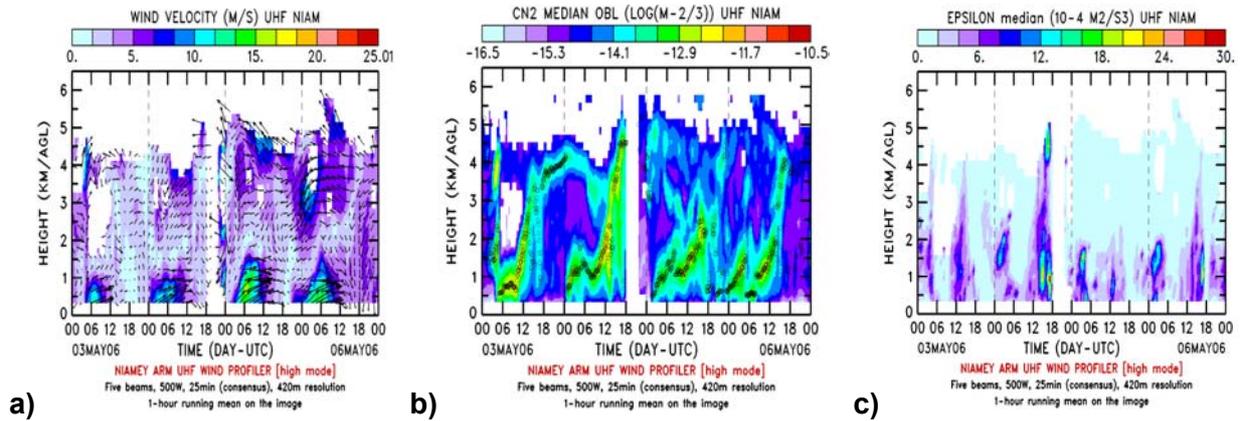


Figure 4.8: Coupes hauteur- temps (a) du vent horizontal, (b) de la réflectivité et (c) du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, obtenues à Niamey du 03 au 06 mai 2006.

Les figures 4.7-a et 4.8-a montrent l'apparition du jet de basses couches, chaque nuit, pendant quatre jours consécutifs. Cette période correspond au moment où l'ITD est situé près de Bamako ou de Niamey. Il en résulte une alternance entre les deux régimes de vents, mousson la nuit et Harmattan le jour, dans les basses couches, car l'ITD se déplace vers le sud le jour et vers le nord la nuit, à cause du cycle diurne de la dépression thermique saharienne. Tôt le matin, le jet peut atteindre la vitesse de 10 ms^{-1} sur une couche de 1200 m d'épaisseur. Ce jet est à peu près centré autour de 06h00 UTC à Niamey, un peu plus tôt à Bamako, et disparaît peu après 10h00 UTC. Durant cette période, la mousson, soufflant du sud-ouest en apportant de l'humidité, provoque d'importants cisaillements du vent ainsi qu'un très fort gradient d'humidité à son sommet au-dessus duquel souffle l'Harmattan. Ces cisaillements et ce gradient d'humidité produisent un maximum de réflectivité qui est du reste bien marqué, sur les figures 4.7-b et 4.8-b. Sur ces figures, on voit apparaître, la nuit, un maximum de réflectivité qui correspond à la partie supérieure du jet. Après le lever du soleil, la turbulence thermique augmente et détruit progressivement le jet. Le développement de la couche limite atmosphérique (le sommet Z_i de la CLA est indiqué par le maximum de réflectivité, symbolisé par des points noirs sur les figures) débute lentement le matin (avant 10h00) et accélère une fois que le vent cesse. Le sommet de la couche limite atmosphérique peut atteindre 4-5 km (26 avril à Bamako, le 4 mai à Niamey). Le développement des couches limites apparaît aussi entre 12h00 et 18h00 sur les figures 4.7-c et 4.8-c où est représenté le taux de dissipation d'énergie cinétique turbulente. Par contre les fortes valeurs nocturnes de la dissipation restent à ce jour, inexpliquées.

4.3. CARACTÉRISTIQUES DU JET DE BASSES COUCHES SUR LES SITES DE BAMAKO ET NIAMEY

Le jet de basses couches en Afrique de l'ouest est important car c'est un processus à grande échelle qui distribue horizontalement l'humidité dans les basses couches pendant la nuit. L'humidité est ensuite transportée verticalement dans la basse troposphère, pendant la journée, grâce à la turbulence. Pendant l'hiver, le jet nocturne existe toujours (c'est même pendant cette période qu'il est le plus fort) mais il ne transporte plus d'humidité. Ce paragraphe présente les statistiques du pic du jet de basses couches observé sur les sites de Bamako et Niamey, ainsi qu'une étude sur les conséquences aéronautiques de ce jet. Une présentation détaillée des raisons du choix des niveaux de mesures utilisés pour l'évaluation du potentiel éolien sur les deux sites termine cette partie.

4.3.1. Statistiques du pic du jet sur les deux sites

La figure 4.9 présente les statistiques des caractéristiques du pic du jet relevées à Bamako en 2005 et Niamey en 2006. Les critères utilisés pour définir un pic de jet nocturne sont les suivants :

- maximum du vent situé entre 0 et 1500 m ;
- différence minimale de 2 ms^{-1} entre l'intensité du pic et le maximum de vent en journée ;
- pas de système convectif.

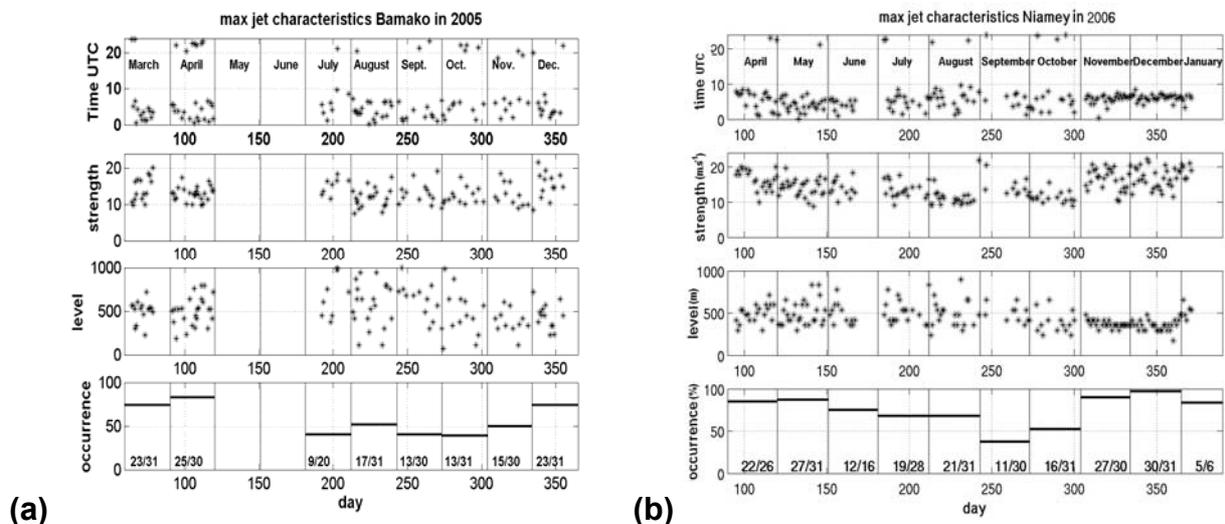


Figure 4.9: Statistiques du jet nocturne (a) à Bamako 2005 (b) à Niamey 2006 avec (i) l'heure du maximum du jet, (ii) son intensité, (iii) son niveau par rapport au sol (iv) le pourcentage mensuel de sa fréquence d'occurrence, obtenues à partir des données des radars UHF.

La figure 4.9-b indique, à Niamey, une diminution de l'intensité du jet de 20 à 10 ms^{-1} depuis le début de la période de transition (avril - mai) jusqu'à la fin de la saison des pluies. Le jet atteint son maximum (22 ms^{-1}) pendant la saison sèche. L'intensité maximale est beaucoup plus variable en saison sèche. L'occurrence du jet diminue de 80% à 50% du début à la fin de la saison des pluies. Elle augmente à nouveau à 90% et 95% en novembre et décembre. Les statistiques relatives à l'heure et au niveau du jet max sont très stables de novembre à janvier : le maximum de jet se produit vers 6h à environ 400 m. Ces deux paramètres sont beaucoup plus dispersés pendant la saison des pluies. Le niveau du pic peut atteindre 800 m et le maximum survient entre 20 et 10h. Il semblerait qu'il y ait deux types de fonctionnement du jet à Niamey, entre la saison sèche et les autres saisons. Il faut remarquer par ailleurs que le jet d'hiver (saison sèche) est de l'Harmattan dans une couche très épaisse d'Harmattan (Lothon et al. 2008), alors que celui d'été est de la mousson dans une couche de mousson un peu plus épaisse, mais guère (Saïd et al. 2010). Enfin, pour les saisons intermédiaires, le jet de mousson est directement surmonté par l'Harmattan (Saïd et al. 2010). Il serait intéressant de relier ces différences de caractéristiques au comportement de la couche de surface nocturne, en liaison en particulier avec la charge en aérosols de cette couche. Ceci dépasse le cadre de notre étude. Nous pouvons simplement remarquer que les fortes occurrences du jet en hiver confirment les résultats de Baas et al. (2009), qui ont montré, à partir d'une statistique de 6 ans d'enregistrements de jet nocturne (à Cabauw, aux latitudes moyennes), que la probabilité de formation d'un jet est d'autant plus grande que le vent géostrophique est faible et que le refroidissement nocturne est fort. C'est justement le cas en hiver à Niamey car le JEA est situé bien plus au sud et les températures nocturnes sont les plus basses (ciel clair quand il n'y a pas de poussières désertiques).

A Bamako, les paramètres sont variables tout au long de l'année. Le pic du jet varie là aussi entre 10 et 20 ms^{-1} quelle que soit la saison et peut survenir avant comme après minuit. Le niveau du pic varie entre 200 et 1000 m. On observe, comme à Niamey, une diminution de l'occurrence du jet en pleine période de mousson (80 à 40%). Le pourcentage d'occurrence est en général moins élevé à Bamako qu'à Niamey. Cependant, du fait de la difficulté des mesures en période sèche, et en particulier à Bamako où le radar a dysfonctionné, nous devons considérer ce résultat avec précaution.

La figure 4.10 montre la distribution des caractéristiques du pic du jet nocturne à Bamako et à Niamey et le tableau 4.1 résume les moyennes et écart-types annuels.

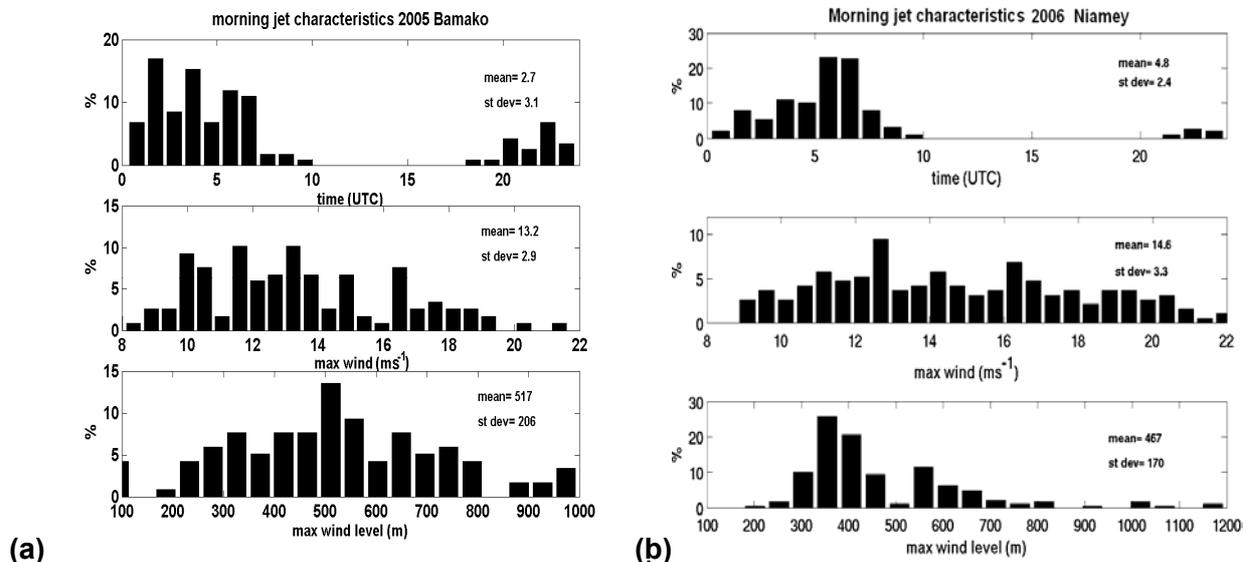


Figure 4.10: Les caractéristiques du jet nocturne : (i) le temps du maximum du jet, (ii) l'intensité du maximum du jet, (iii) sa position au dessus du sol, obtenues à partir des données UHF (a) à Bamako en 2005 (b) à Niamey en 2006.

Tableau 4.1: Statistiques du jet nocturne calculées à partir des données de radars profileurs de vent installés à Bamako en 2005 et à Niamey en 2006.

	Heure d'occurrence du pic du vent (h)	Vitesse du pic du vent (ms^{-1})	Niveau du pic du vent (m)
BAMAKO 2005	2.7 ± 3.1	13.2 ± 2.9	517 ± 206
NIAMEY 2006	4.8 ± 2.4	14.6 ± 3.3	467 ± 170

Ce tableau et les distributions confirment les tendances décrites précédemment. L'heure d'occurrence présente des intervalles de temps plus probables, en fin de nuit, à Niamey mais dans les deux cas, les pics du jet peuvent survenir à n'importe quelle heure de la nuit. Les autres caractéristiques (niveau moyen et intensité) sont similaires : le niveau moyen du maximum du jet est d'environ 500 m. Il est un peu plus variable à Bamako. Le jet maximal moyen annuel est du même ordre de grandeur sur les deux sites (14 ms^{-1}) avec des variabilités sensiblement identiques. L'intensité à Niamey est un peu plus variable, sans doute à cause de la période sèche.

Ces caractéristiques sont celles que l'on retrouve dans les travaux sur le jet nocturne qui ont été réalisés dans la région (Parker et al. 2005a dans la région de Niamey ; Washington et al. 2006 vers le lac Tchad) à la différence que nos résultats

sont tous issus d'observations, sur une très longue période alors que les auteurs cités précédemment se sont basés sur des observations de courte durée et sur des ré-analyses ERA40 et/ou NCEP.

4.3.2. Conséquences aéronautiques du jet

Le cisaillement de vent entre deux niveaux correspond à la différence entre les deux vecteurs vents. Il se définit donc à la fois en module et en direction :

$$CIS_{\text{mod}} = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (4.1)$$

$$CIS_{\text{dir}} = \arctg \left[\frac{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)}{\left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)} \right] \quad (4.2)$$

Les cisaillements de vent sont connus pour perturber la navigation aérienne plus particulièrement au décollage et à l'atterrissage en modifiant la vitesse du vent relatif ou en produisant des turbulences. Ils constituent donc des risques majeurs au décollage et à l'atterrissage (Blackadar 1957). Ce phénomène de cisaillement de vent est déjà connu comme directement ou indirectement responsable de nombreuses catastrophes aériennes entre 1964 à 1986, dans certaines régions du monde et en particulier aux Etats-Unis où le trafic est très important (Federal Aviation Administration, 1988 ; voir les statistiques d'accidents aériens liés au cisaillement sur la circulaire de la Federal Aviation Administration 1988).

Le cisaillement apparaît par exemple près du sol, où il peut être dû à des phénomènes comme le jet de basses couches, les rafales descendantes d'orages ou à la présence de gros obstacles au sol (montagnes, gros bâtiments, etc.). Dans la basse troposphère sahélienne, un cisaillement vertical du vent apparaît aussi entre la couche de mousson et la couche d'Harmattan, comme on a pu le constater sur la figure 4.6 (au niveau 1500 m, en août).

Abdou et al. (2010) ont calculé l'intensité du cisaillement entre 30 et 300m, à partir des observations des SODARS, installés dans le cadre des observations AMMA, sur des sites situés à une soixantaine de kilomètres à l'est de Niamey. Le premier auteur est prévisionniste à la Direction de la Météorologie Nationale à Niamey, et il connaît les normes de sécurité à respecter pour les avions se posant ou décollant d'un aéroport. En pratique, une alerte est enclenchée quand le vent mesuré

par les radiosondages à 600 m est supérieur à 30 nœuds (15 ms^{-1}). En considérant que le cisaillement est maximum entre 0 et 300 m, d'après les observations qu'ils ont faites entre le début juin et la mi-août, ce seuil de 15 ms^{-1} correspond à un cisaillement de 5 ms^{-1} par 100m ($5 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$). Kaplan et al. (2000) qui décrivent une campagne de mesures faite à proximité de l'aéroport de Dallas, dans les grandes plaines américaines, indiquent que le cisaillement moyen est de 2.9 ms^{-1} par 100m, à 200-300m, c'est-à-dire au-dessous du maximum du jet nocturne situé à 500 m en moyenne.

Nous avons fait les calculs de cisaillement sur plusieurs épaisseurs, entre le niveau bas et 2000 m. Nous avons rajouté comme information supplémentaire la direction du vecteur cisaillement. Dans chaque tranche de niveaux, l'histogramme des valeurs de cisaillement a été calculé pour la pré-mousson, la mousson et l'Harmattan (la post-mousson n'a rien de caractéristique). Les résultats sont montrés ici uniquement pour la couche la plus basse (150-300 m), la plus critique. Les distributions sont présentées en figures 4.11, 4.12 et 4.13 par tranche de 2 ms^{-1} par 100m pour le module et par tranche de 30° pour la direction.

La figure 4.11 présente les fréquences du cisaillement de vent en module et en direction observées en période de pré-mousson en 2005 à Bamako (avril) et en 2006 à Niamey (mai). Les intervalles de probabilité qui nous intéressent le plus sont ceux qui correspondent à des cisaillements supérieurs à 4 ms^{-1} par 100m, pour lesquels il y a un danger pour l'aéronautique. C'est le cas à Bamako, où l'on trouve en pré-mousson des fréquences de cisaillement de 10 à 20% pour l'intervalle $4-6 \text{ ms}^{-1}$ par 100m, au moment du jet nocturne, à savoir de 21h à 6h (Fig. 4.11-a). Il existe même des cas, peu probables (4%) certes, où le cisaillement peut atteindre $6 \text{ à } 8 \text{ ms}^{-1}$ par 100m. Comme prévu, le cisaillement est moins important pendant la journée, mais ceci est beaucoup mieux marqué à Niamey.

Sur ce site, pendant la nuit (Fig. 4.11-b), on s'aperçoit que la période à craindre est entre 3h et 6h, période qui correspond bien à celle de l'établissement du jet, plus limité dans le temps qu'à Bamako (Fig. 4.9-b). La fréquence des cisaillements compris entre $4 \text{ et } 6 \text{ ms}^{-1}$ par 100m est un peu plus faible, par contre celle de la tranche $2-4 \text{ ms}^{-1}$ par 100m est parfaitement marquée pendant le jet nocturne, le matin, jusqu'à 6h. Le cisaillement en direction est quasiment réparti équitablement dans toutes les directions à Bamako (Fig. 4.11-c). Il présente une direction privilégiée de $210-270^\circ$ au moment du jet à Niamey qui correspond à un cisaillement de travers et qui peut-être dangereux pour les avions.

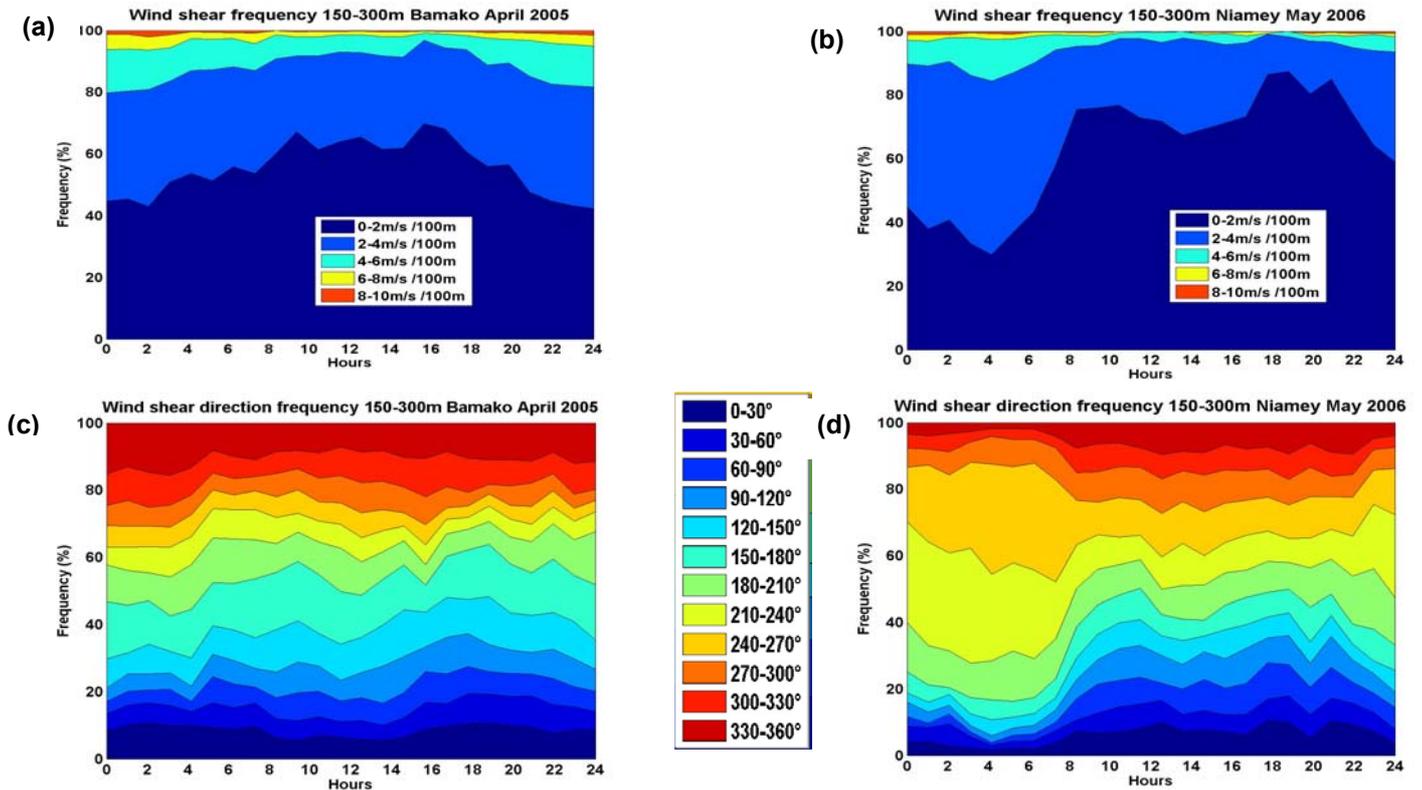


Figure 4.11 : Fréquences du cisaillement de vent (a, b) en module, (c, d) en direction observées en période de pré-mousson à Bamako (à gauche) et à Niamey (à droite).

Pour les tranches d'altitude : 300-500m, 500-1000m, 1000-1500m et 1500-2000m (pas montrées ici), la fréquence des forts cisaillements en module est systématiquement inférieure. On retrouve cependant des fréquences de cisaillement compris entre 2 et 4 ms^{-1} par 100m non négligeables (jusqu'à 20%), jusqu'à 2000m à Niamey, pendant la journée. Elles correspondent au cisaillement entre Harmattan et mousson, au sommet de la couche limite (Kalapureddy et al., 2010). Ces cisaillements sont moins dangereux pour l'aviation dans la mesure où ils se produisent moins près du sol. Néanmoins, l'information fournie à la tour de contrôle par les UHF est indispensable : les pilotes ne peuvent se fier ni au vent qu'ils mesurent au dessus de 1000 m car c'est en général de l'Harmattan, ni à celui mesuré en surface à la station météo, car le jet de mousson se trouve entre ces deux niveaux. C'est pour cela que des alertes sont déclenchées à Bamako, à partir des mesures du cisaillement de vent par les profileurs, dès que ce dernier dépasse le seuil de 5 ms^{-1} par 100m.

Pendant la période de mousson (Fig. 4.12), les fréquences de cisaillement dangereux sont nettement moins fortes sur les deux sites (de l'ordre de 10% à Bamako, et moins que 5 % à Niamey) en raison de la diminution du module du vent. Les cisaillements en direction correspondant à un vent de travers sont là encore un peu plus fréquents à Niamey qu'à Bamako, pendant la nuit.

Ces résultats diffèrent de ceux qu'ont obtenus Abdou et al. (2010), avec les SODARS à Niamey pendant la période de Mousson : ils notent en effet des fréquences de cisaillement ne dépassant pas 10% pour l'intervalle 0 - 2 ms⁻¹ par 100m, de 55 à 70% pour l'intervalle 2 - 4 ms⁻¹ par 100m et de 15 à 35% pour l'intervalle 4 - 6 ms⁻¹ par 100m, pendant la période du jet. Cette différence dans les résultats semble indiquer que des cisaillements importants se produisent entre 30 et 150m, où nous n'avons pas de mesure avec l'UHF. Il est possible aussi que la différence soit liée à la situation géographique : l'aéroport de Niamey est situé au bord du fleuve Niger, mais pas tout au fond de la vallée, au pied des plateaux qui s'élèvent à une quarantaine de mètres du fond de vallée. Les sites des SODARS sont situés à 60 km à l'est de l'aéroport et la dénivelée entre les deux lieux est de 10m. Il est possible que la mousson, qui souffle d'ouest sud-ouest subisse une légère accélération du fond de vallée au plateau. D'ailleurs Abdou et al. (2010) indiquent un jet maximum moyen de 10 ms⁻¹ à 300-400 m alors qu'il est à l'aéroport de 8.5 ms⁻¹ en août et 9.2 ms⁻¹ en juillet. Cette différence sur le module pourrait expliquer que le cisaillement soit plus important sur le plateau.

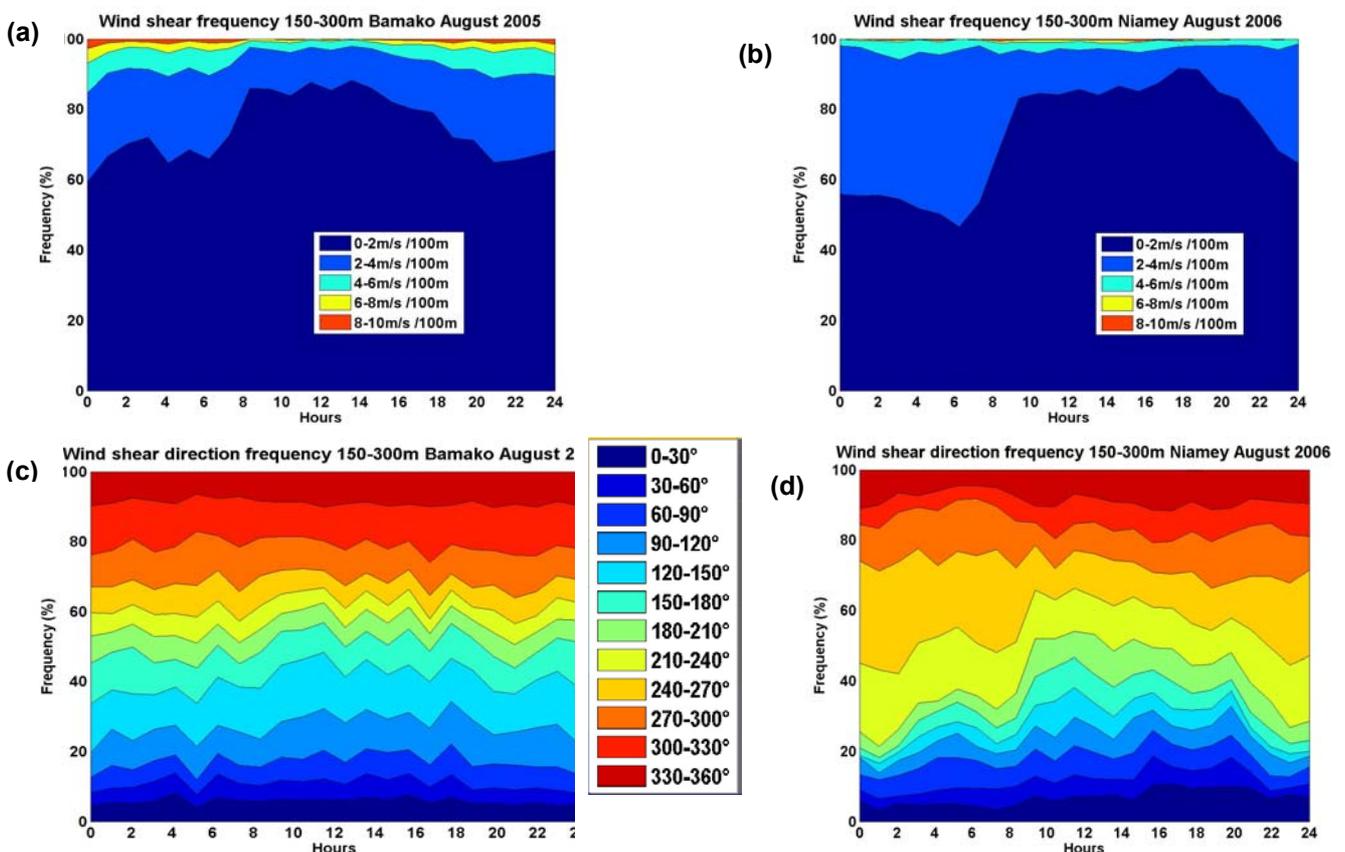


Figure 4.12 : Fréquences du cisaillement de vent en module (en haut) et en direction (en bas) observées en période de mousson à Bamako (à gauche) et à Niamey (à droite).

La période sèche (Fig. 4.13) est la période la plus dangereuse pour l'aviation, et d'autant plus que la visibilité est réduite par les poussières désertiques véhiculées par l'Harmattan. Comme on l'a vu précédemment, les cisaillements dangereux se produisent surtout au moment du jet, mais on trouve aussi des cas de cisaillement de $8-10 \text{ ms}^{-1}$ par 100m pendant la journée à Bamako. A Niamey par exemple, vers 6h00 TU, la probabilité de subir un cisaillement dangereux est de 60%, à Bamako de 15 à 25%, n'importe quand dans la journée. D'ailleurs à Niamey, entre 300 et 500m, il reste encore 20% de probabilité de subir un cisaillement dangereux. Les directions privilégiées du vecteur cisaillement au moment du jet sont comprises, en grosse majorité, entre 30 et 120° ce qui s'explique par le fait que le jet d'Harmattan est dans un flux général d'Harmattan et aussi parce que le vent est plus stationnaire que dans les autres cas (voir la rose des vents de décembre dans le § 4.4.1.1).

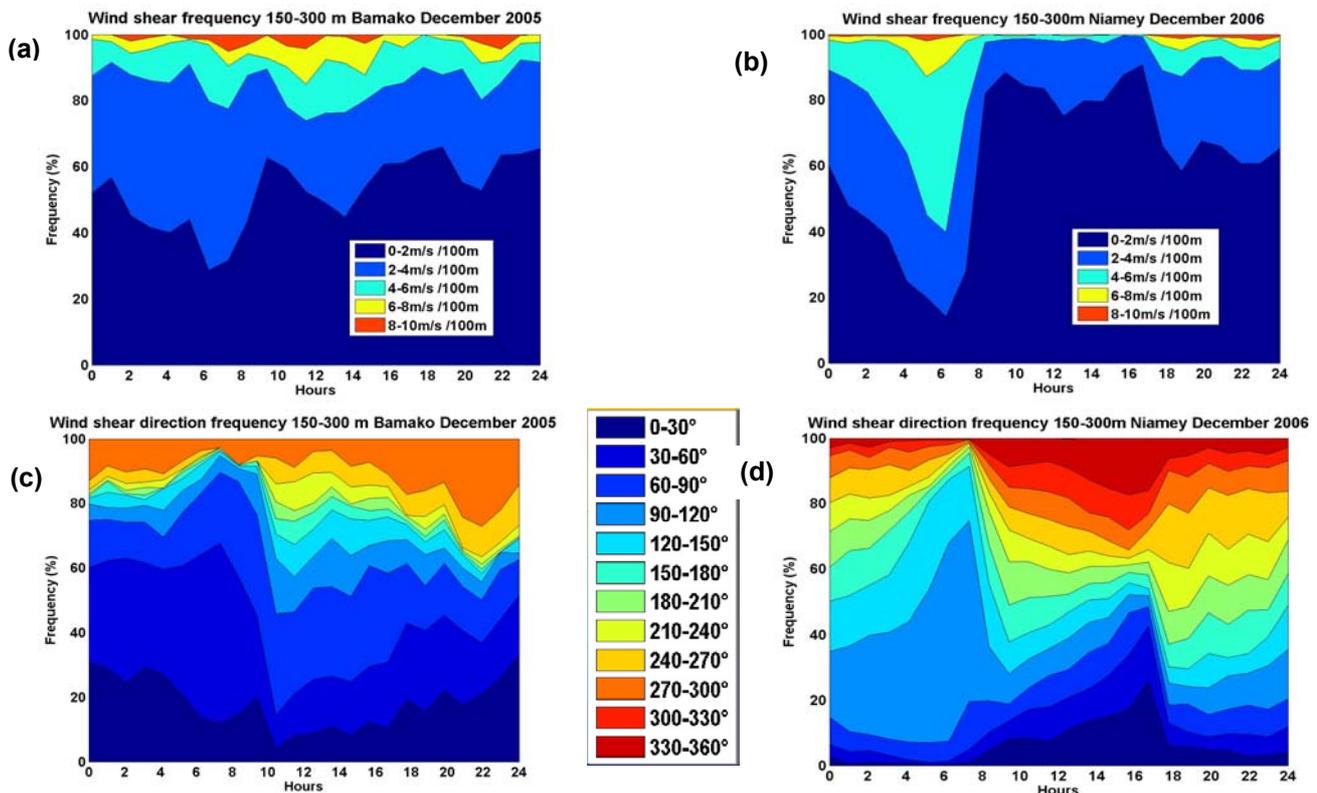


Figure 4.13 : Fréquences du cisaillement de vent en module (en haut) et en direction (en bas) observées en période sèche à Bamako (à gauche) et à Niamey (à droite).

4.3.3. Choix du niveau de mesure pour l'étude du potentiel éolien

Pour l'évaluation du potentiel éolien, il est nécessaire de connaître les mesures du vent de manière précise aux différentes hauteurs d'exploitation des éoliennes. On aura tendance à utiliser les portes les plus basses des profileurs de vent. La difficulté est que ces portes sont celles qui sont les plus sensibles aux échos de sol. Malgré la

sophistication des algorithmes que nous avons utilisés (voir chapitre 3), nous ne pouvons complètement nous affranchir des échos de sol. C'est pourquoi dans ce paragraphe nous attachons nous à définir les niveaux les plus fiables pour l'étude du potentiel éolien.

En mode bas, les portes de mesure du radar de Bamako sont espacées de 38m, la première porte étant à 71m agl car les mesures sont sur-échantillonnées. La première mesure ne devrait pas se situer à un niveau inférieur à la demi-longueur d'impulsion, à savoir 150m. Pour celui de Niamey, en mode bas, les portes de mesure sont espacées de 60m avec la première porte à 150m agl or la demi longueur d'impulsion est de 60m, ce qui laisse une marge tout à fait raisonnable (on l'a vu d'ailleurs au chapitre 3, avec les résultats de la comparaison).

La figure 4.14 présente les journées composites du module du vent, moyenné sur une heure pour les différentes portes les plus basses (jusqu'à 300 m agl), pour les quatre périodes caractéristiques de l'année. Les épisodes de pluie ont été filtrés.

Les observations du radar de Niamey sont conformes à la théorie. La vitesse du vent croît, de 150 m à 270 m pendant la nuit (jet nocturne, stratification verticale). Le vent est bien mieux mélangé pendant la journée mais on peut remarquer que le niveau 150m reste un peu inférieur. Il est en effet au niveau de la couche de surface où le profil de vent décroît avec Z_i de façon logarithmique. La nuit, les variations sont d'autant plus importantes entre les niveaux, que le jet est fort (par exemple en décembre).

A Bamako, on retrouve des résultats similaires entre 147 m et 299 m sauf au mois d'août où le vent varie peu sur la verticale dans les basses couches. Par contre sur ce site, les deux portes les plus basses (71 et 109 m) ne restituent pas le vent correctement : les valeurs de vent restituées à ces deux niveaux sont souvent supérieures à celles du vent mesuré à 147 m, preuve que ces deux portes sont influencées par les échos de sol.

Pendant la journée sur les deux sites, le module du vent décroît au fur et à mesure que la turbulence augmente.

En matière d'énergie éolienne, ce sont les niveaux les plus ventés qui présentent le plus grand intérêt. Mais, les niveaux hauts sont difficiles à exploiter au risque de se confronter à la mise en place onéreuse de mâts très hauts pour les éoliennes. La hauteur des mâts des éoliennes est importante car plus elle augmente, plus les vitesses du vent augmentent, mais en même temps le coût de la structure augmente aussi.

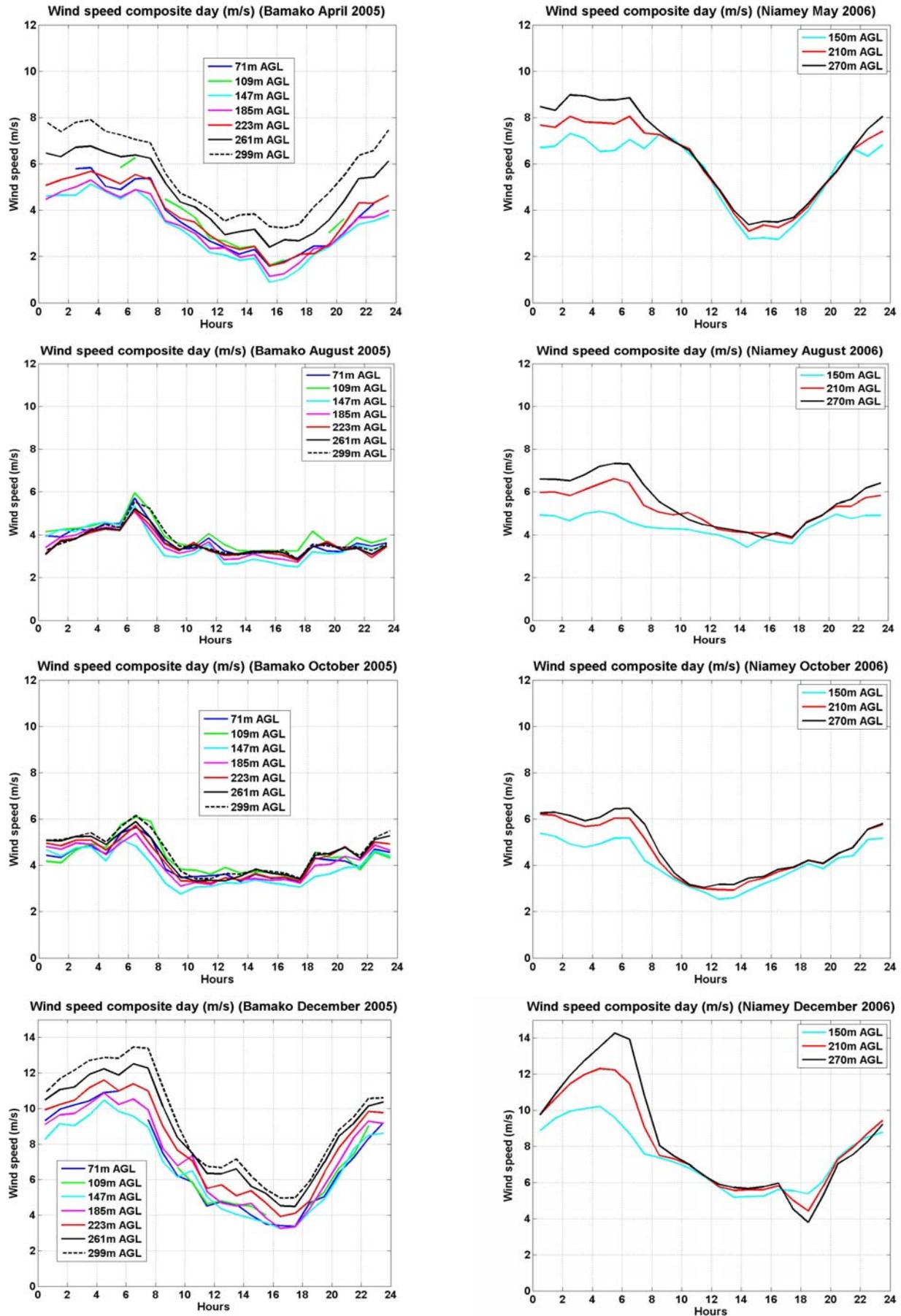


Figure 4.14 : Journées types des premières portes pour les mois d'avril / mai, août, octobre et décembre à Bamako (à gauche) et à Niamey (à droite). L'échelle verticale change pour le mois de décembre.

Compte tenu des résultats précédents, nous ne retiendrons pour la suite que le vent mesuré au niveau 150m à Bamako et à Niamey. Ce résultat est cohérent avec ceux qui ont été obtenus par Abdou et al. (2010), à partir des observations par SODAR à proximité de Niamey pendant l'été 2006, qui sont reproduits ici sur la figure 4.15. L'avantage du SODAR par rapport au radar UHF est qu'il permet d'accéder à des niveaux plus bas (ici 30m). On peut voir sur les courbes présentées par Abdou et al., (2010) que le jet nocturne n'est visible que dans les couches supérieures à 100m, ce qui est cohérent avec les résultats obtenus en surface à Djougou en 2006 et relatés dans Lothon et al. (2008). De ce fait il n'y a aucun regret à ne pas utiliser les portes basses à Bamako, qui n'auraient pas permis de toutes façons de détecter le jet.

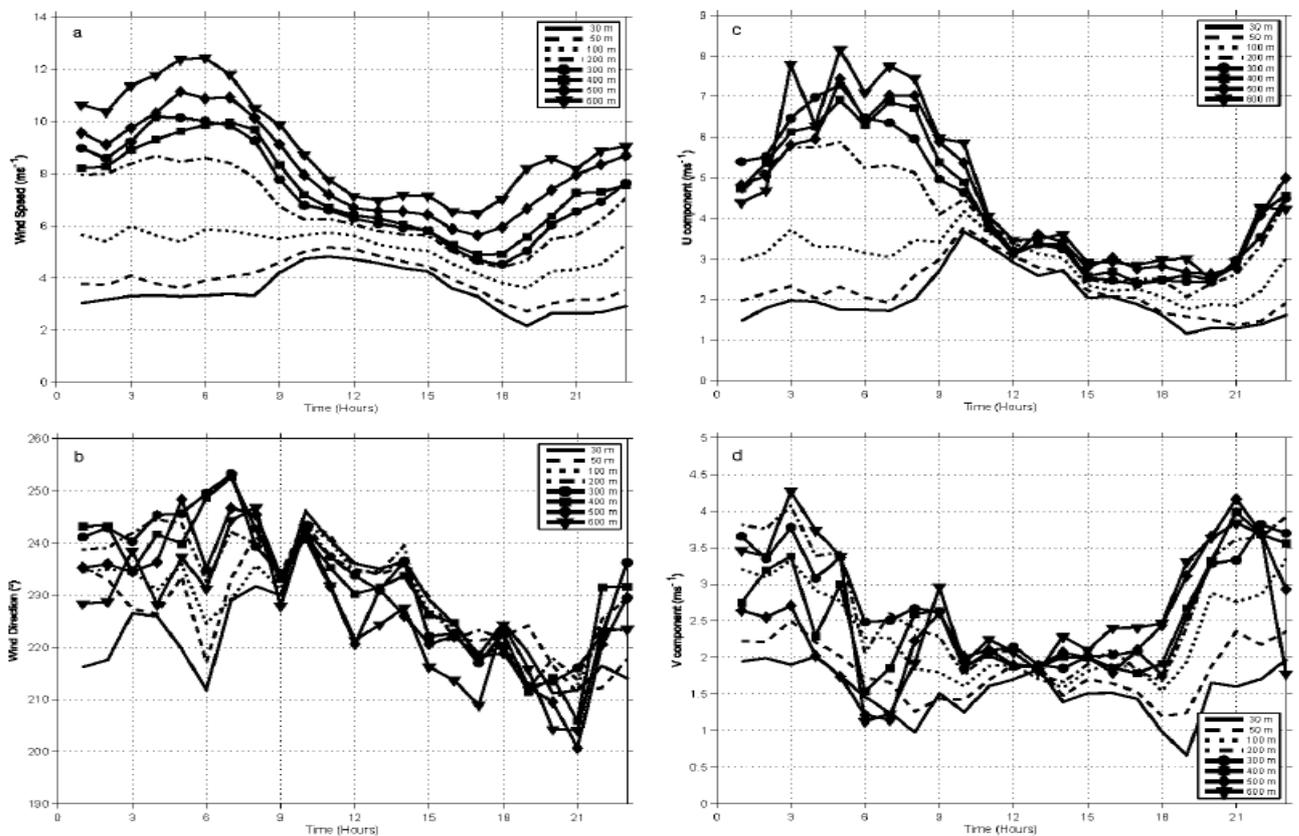


Figure 4.15 : Moyenne (a) de la vitesse, (b) de la direction, (c) de la composante zonale et (d) de la composante méridienne du vent en fonction du temps (TU, tracé en fin de chaque heure) pour des hauteurs agl variant de 30m à 600m. Les données sont moyennées sur tous les jours et sur tous les sites. NB: les échelles du vent en (a), (c) et (d) sont différentes (d'après Abdou et al., 2010).

Nous allons revenir à présent sur la notion de la moyenne évoquée plus haut. Nous représentons sur la figure 4.16 les journées composites mensuelles du vent sur les premiers niveaux à partir de 150m, en moyennant les modules (en traits pleins) ou les composantes (tiretés). Les résultats sont fondamentalement différents. En général, sauf en hiver, la moyenne sur les composantes conduit à une réduction sensible du

module : 3.5 ms^{-1} la journée à 6 ms^{-1} pendant la nuit de réduction par exemple, à Bamako en avril. Ceci montre l'anisotropie de la direction du vent (sur un intervalle d'une demi-heure).

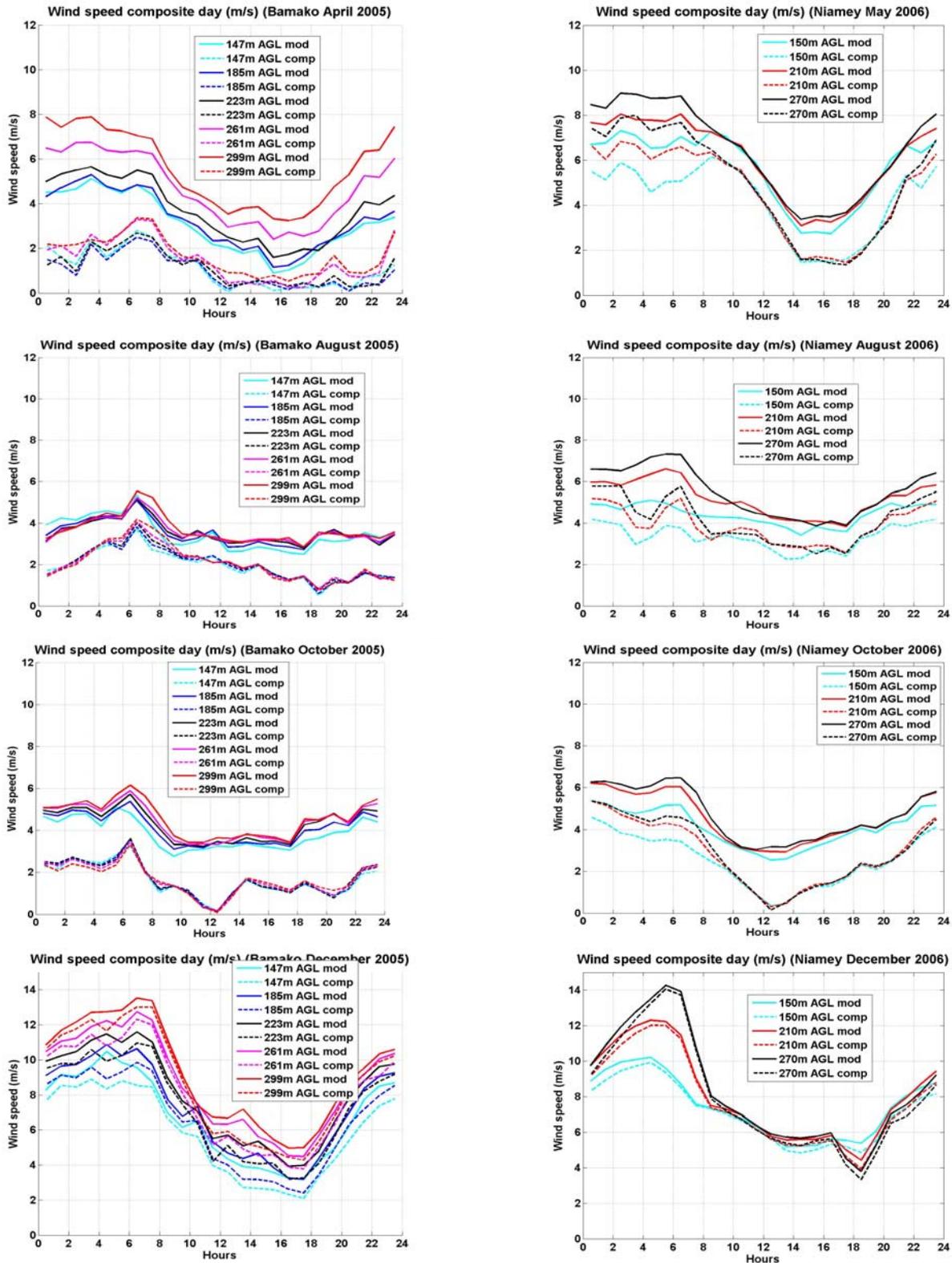


Figure 4.16 : Journées types des premières portes à partir de 150m pour les mois d'avril / mai, août, octobre et décembre à Bamako (à gauche) et à Niamey (à droite). L'échelle verticale change pour le mois de décembre. Les traits pleins correspondent à des moyennes sur les modules, les tirets à des moyennes sur les composantes.

En décembre, on montrera plus loin (paragraphe 4.4.1, Fig. 4.23) que l'écoulement est beaucoup plus stationnaire (direction est nord-est) si bien que l'écart entre les deux méthodes s'amoinde. On peut remarquer d'ailleurs que la rose des vents en fréquence à Niamey (Fig. 4.23-d) est beaucoup plus isotrope que celle de Bamako (Fig. 4.23-c), ce qui explique l'écart presque négligeable entre les deux méthodes à Niamey. La différence entre les deux modes de calcul n'est que de 2 ou 3 ms^{-1} à Niamey en mai, de même que sur les deux sites, en période de mousson ou post-mousson.

La couche limite est la plupart du temps mieux mélangée la journée que la nuit et les résultats moyens par composante montrent systématiquement un mélange (sauf à Bamako en décembre). Le vent décroît systématiquement de 6h00 TU, heure à laquelle la turbulence thermique commence à se développer en surface et vient détruire le jet, jusqu'à 18h00 TU en général (sauf en octobre à Niamey où le vent se met à réaugmenter dès 12h00 TU).

4.4. ÉVALUATION DU POTENTIEL ÉOLIEN DU JET SUR LES DEUX SITES

Pour l'installation et l'exploitation de l'énergie éolienne, l'évaluation du potentiel constitue la première étape avant toute implantation du système. Il s'avère donc nécessaire de connaître la distribution statistique ainsi que l'énergie éolienne disponible dans le temps. A partir des mesures effectuées, on va déterminer les caractéristiques moyennes et statistiques du vent, à savoir : les roses des vents, les variations mensuelles ou saisonnières des vitesses, les caractéristiques turbulentes du vent dans le milieu, les distributions statistiques des vitesses et la puissance moyenne récupérable par mètre carré sur chacun des sites. Dans la littérature, les spécialistes approximent souvent les distributions du vent à la distribution de Weibull, qui permet de caractériser les distributions à l'aide de deux paramètres (Issac et al., 1999 ; Mathew et al., 2002; Ulgen et al., 2002) ou dans des cas particuliers à la distribution de Rayleigh (Celik et al., 2003). Cependant, d'autres auteurs utilisent des logiciels statistiques tout faits tel que WASP, mais dans tous les cas les principes et les résultats restent sensiblement les mêmes.

4.4.1. Caractéristiques moyennes du vent sur les sites de Bamako et Niamey

4.4.1.1. Roses des vents et cycles diurnes

Les roses des vents sont des distributions des vitesses du vent en module ou en fréquence d'occurrence (% de temps pendant lequel le vent souffle dans une direction) par secteur de direction. Ces roses permettent de décrire dans chaque direction l'intensité du module de vent et sa fréquence. Cette partie présente les roses des vents des quatre périodes de l'année à Bamako et à Niamey. Auparavant, nous présentons dans le tableau 4.2 le pourcentage de couverture des données, pendant chacun des mois d'observation. Il représente le nombre de mesures de vent sur le nombre total de profils potentiellement restitués. La différence avec 100% est un indicateur de la difficulté de la mesure (conditions trop sèches ou échos trop difficiles à isoler).

Tableau 4.2 : Pourcentage de données mesurées par rapport au nombre de mesures potentiellement réalisables, à Bamako et à Niamey, sans filtrer/en filtrant la pluie.

Mois	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
BAMAKO	82	86	-	-	98/89	89/79	94/88	90/89	65	60
NIAMEY	-	83	86	-	90/85	98/90	99/94	99	98	98

Le taux de couverture des données est proche de 100% en période de mousson. Il diminue un peu quand l'air est plus sec comme en mars et avril. Cependant il reste très performant à Niamey en période sèche. Les conditions de mesure se sont dégradées en novembre et décembre à Bamako et d'ailleurs le radar est tombé en panne fin décembre.

La figure 4.17 illustre les roses de la période de pré-mousson caractérisée par le mois d'avril à Bamako et celui de mai à Niamey. On utilise la même échelle de vitesse ou de fréquence pour l'ensemble des situations.

Les roses du module de vent de ces mois de pré-mousson indiquent une fréquence un peu plus marquée des vents de sud-ouest à Bamako ou sud - sud-ouest à Niamey (Fig. 4.17-b et d). Ces directions de vent sont aussi celles pour lesquelles le vent est le plus fort (5 à 6 ms⁻¹) (Fig. 4.17-a et c). Pendant la période de pré-mousson, l'ITD se situe près des deux villes. Au cours de son cycle diurne, lié au cycle diurne de la dépression thermique saharienne, l'ITD descend en latitude du nord vers le sud

entre la nuit et le jour. De ce fait, à latitude fixe et quand sa position moyenne est proche, ce front peut osciller entre le nord de ces villes (dans ce cas on se retrouve en régime de mousson, de direction sud-ouest) et le sud (on est alors en régime d'Harmattan, de direction nord-est). La rose des fréquences confirme la prédominance de la mousson à concurrence de 40 à 50% (en sommant sur les secteurs de mousson). Il subsiste des cas, moins probables, d'Harmattan, qui peuvent atteindre 5 ou 6 ms^{-1} .

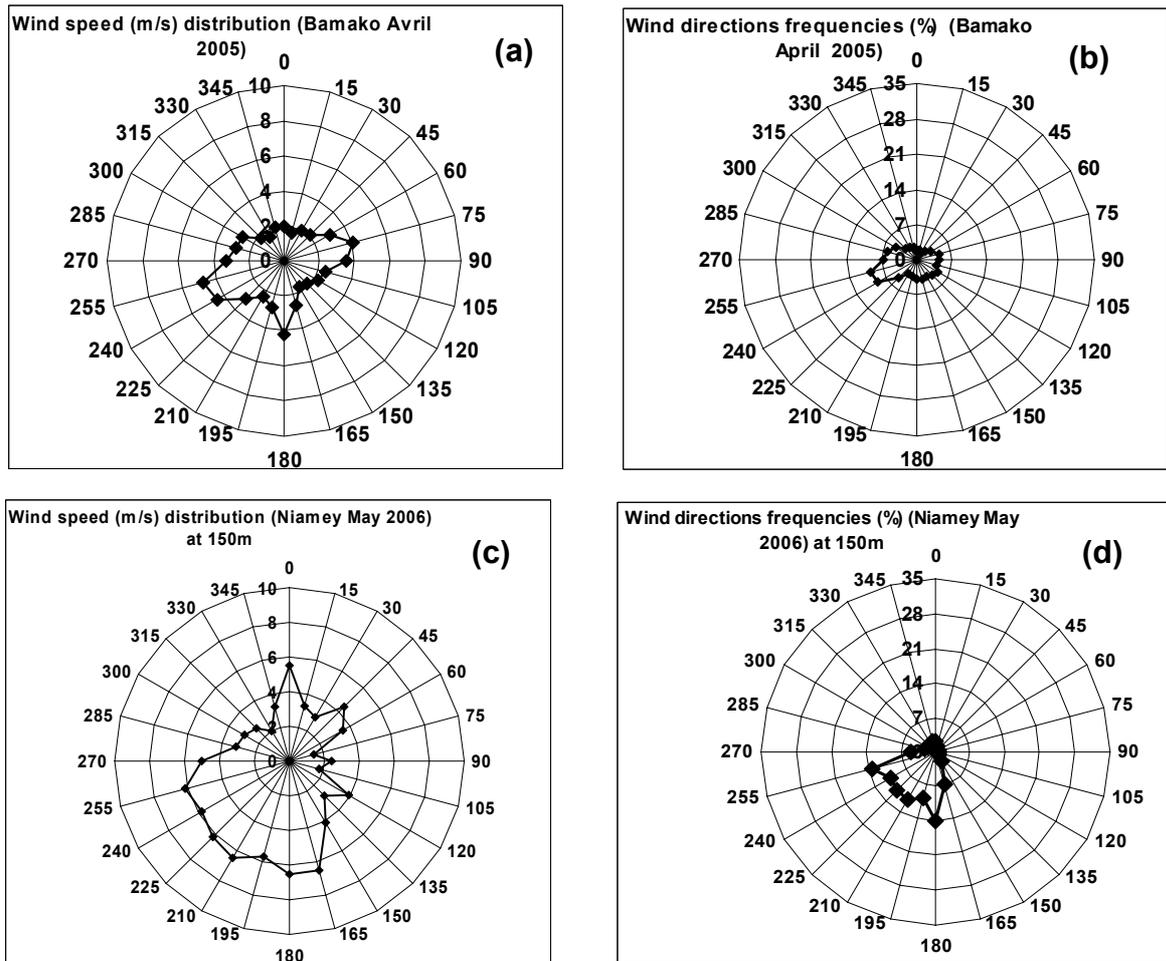


Figure 4.17 : Roses du module (a, c) et de la fréquence d'occurrence des vents (b, d) du mois d'avril 2005 à Bamako (haut) et de mai 2006 à Niamey (bas), à 150m agl.

Sur la figure 4.14, on avait noté, dans les basses couches, la présence d'un cycle diurne de la vitesse du vent, associé au jet nocturne : le vent est plus fort la nuit et tôt le matin. La figure 4.18 présente le cycle diurne du module et de la direction du vent sur les deux sites à 150 m agl. A Bamako en avril, le vent souffle bien du sud-ouest la nuit (jet nocturne de mousson). Pendant la journée, le vent, plus faible, oscille entre l'ouest et le nord-est, preuve que l'ITD repasse au sud de la ville (d'après la rose de la figure 4.17-b la fréquence est faible mais non négligeable). Par contre à Niamey

en mai, la probabilité d'occurrence de l'Harmattan pendant la journée est encore plus faible si bien que cette direction n'apparaît pas sur le cycle diurne moyen du mois (Fig. 4.18-b). Ces résultats étaient déjà illustrés sur les figures 4.7-a et 4.8-a qui montraient sur quelques jours, l'alternance entre la mousson et l'Harmattan en fin d'après-midi à Bamako (Fig. 4.7-a) et un vent faible qui tournait vers le nord sans avoir le temps de s'établir à Niamey en fin d'après-midi (Fig. 4.8-a).

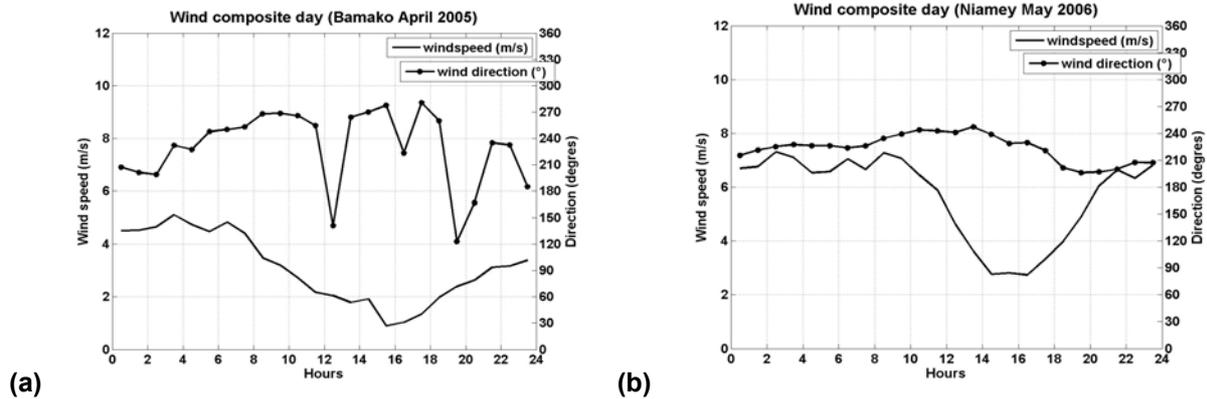


Figure 4.18 : Journées standard du module et de la direction du vent en Avril à Bamako (a) et en mai à Niamey (b), à 150m agl.

En résumé et compte tenu que le module du vent à 150m est inférieur à 3 ms^{-1} pendant la journée, la période de pré-mousson est favorable pour une exploitation éolienne essentiellement la nuit, pendant le jet nocturne.

Les figures 4.19 présentent les roses de la période de mousson caractérisée par le mois d'août à Bamako et à Niamey. On se trouve en pleine saison des pluies avec une répartition homogène de la vitesse dans tous les secteurs à composante d'ouest (Fig. 4.19-a et e). Mais les roses de la fréquence montrent que la direction prédominante est toujours celle du sud-ouest. Les fortes vitesses de vent d'est sont associées à des systèmes convectifs. Elles disparaissent en partie après filtrage de la pluie (Fig. 4.19-c-d-g-h). Cependant ce filtrage ne concerne que l'épisode de pluies et non pas les fortes rafales précédant les lignes de grain qui se produisent généralement en fin d'après-midi vers 18h -19h. Ces dernières subsistent encore dans la rose des modules.

Le cycle diurne est peu marqué, en module comme en direction (Fig. 4.20) avec un jet nocturne de mousson qui atteint juste 4 à 5 ms^{-1} , favorable à la production de l'énergie éolienne. Pendant la journée, le vent est encore de la mousson, de l'ordre de 3 - 3.5 ms^{-1} .

La figure 4.21 illustre les roses des vents de la période de post-mousson caractérisées par le mois d'octobre à Bamako et à Niamey. Les vents sont quasiment anisotropes tant en module qu'en fréquence d'occurrence. La mousson n'est plus que faiblement prédominante. L'Harmattan se rétablit ce qui montre que l'ITD se trouve proche des deux villes et passe parfois au sud pendant la journée.

Le cycle diurne en direction est bien marqué avec une alternance entre la mousson (pendant la nuit et le matin) et l'Harmattan l'après midi (Fig. 4.22). Les heures de présence du jet nocturne (de 3 à 5 ms^{-1}) sont une tranche favorable à la production de l'énergie éolienne. On peut aussi utiliser à Bamako, les heures de la journée où le module du vent dépasse légèrement 3 ms^{-1} .

Enfin, la figure 4.23 présente les roses des vents de la période sèche caractérisée par le mois de décembre sur les deux sites. Le vent est essentiellement de l'Harmattan. L'ITD est repassé définitivement au sud des deux villes. Les roses des fréquences sont redevenues unidirectionnelles. Les vents forts commencent à s'installer avec des modules de vitesses qui pointent à 8-9 ms^{-1} .

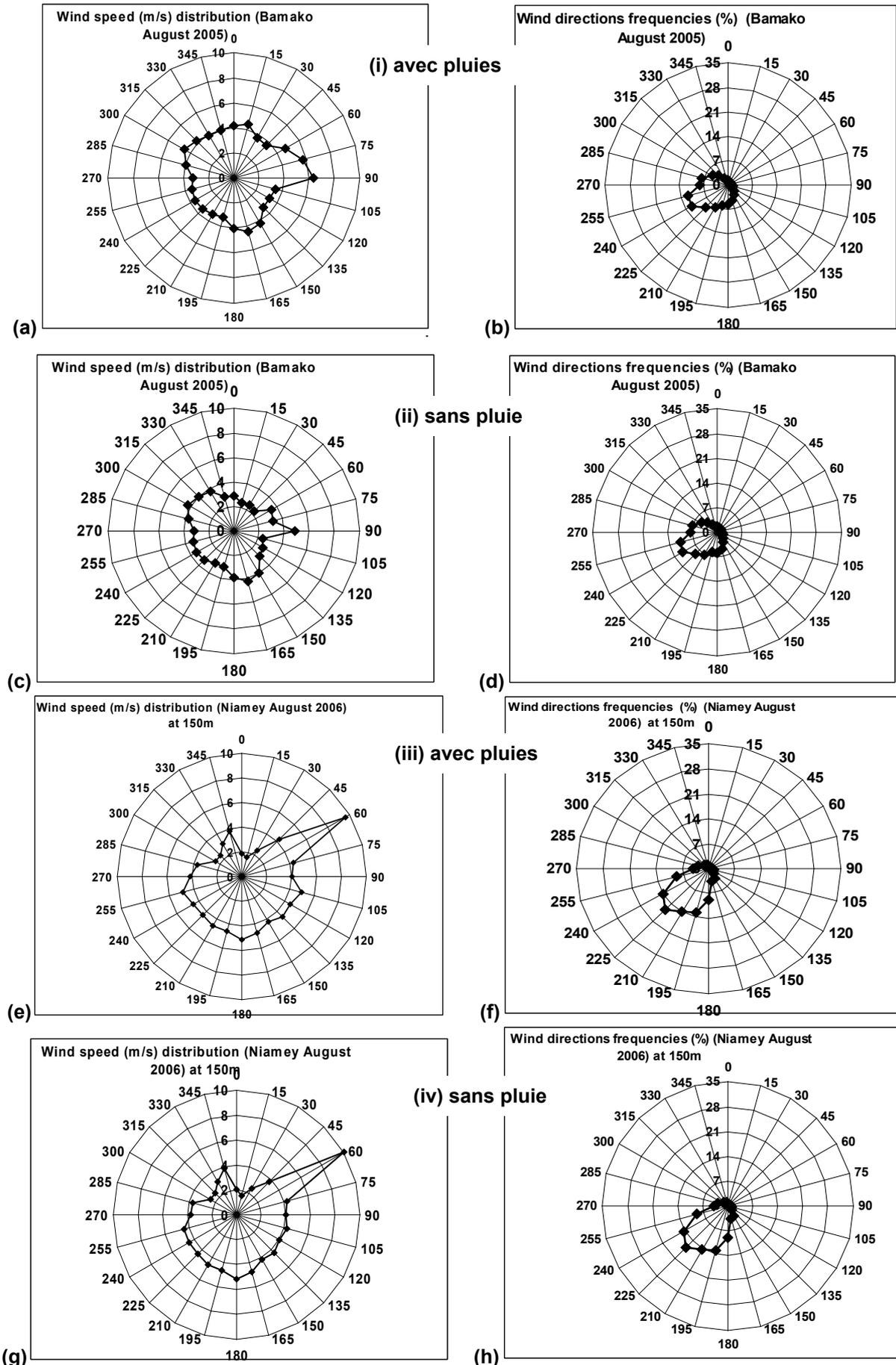
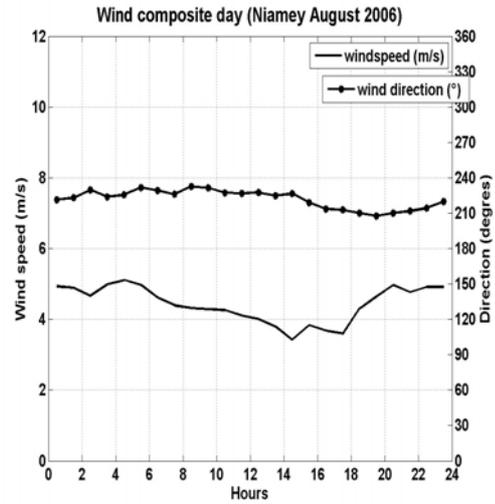
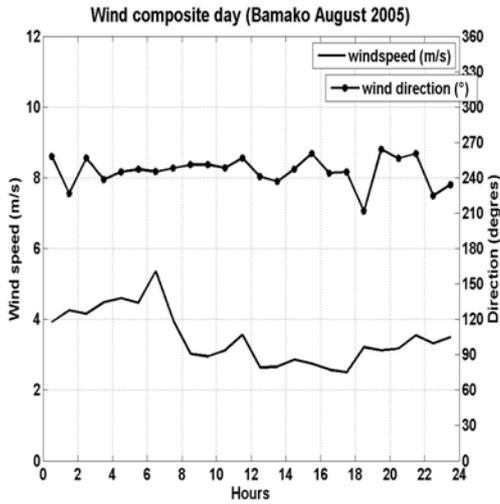


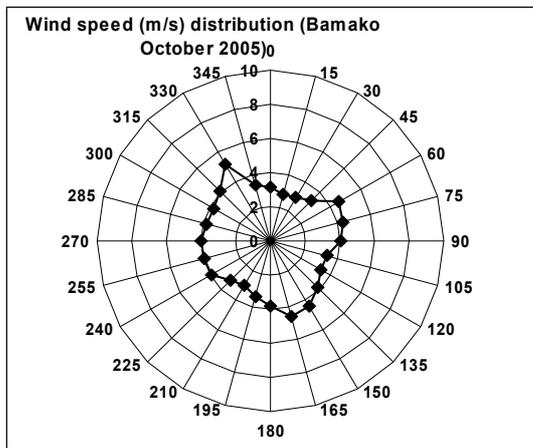
Figure 4.19 : Roses du module et de la fréquence d'occurrence des vents du mois d'août à Bamako et à Niamey, avec toutes les observations (a et b, pour Bamako ; e et f pour Niamey) ou en filtrant les épisodes de pluie (c et d ou g et h).



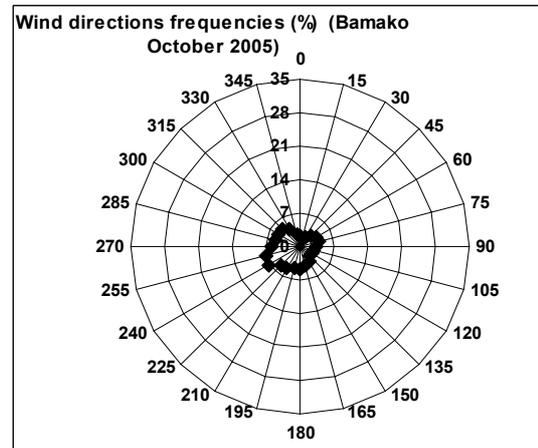
(a)

(b)

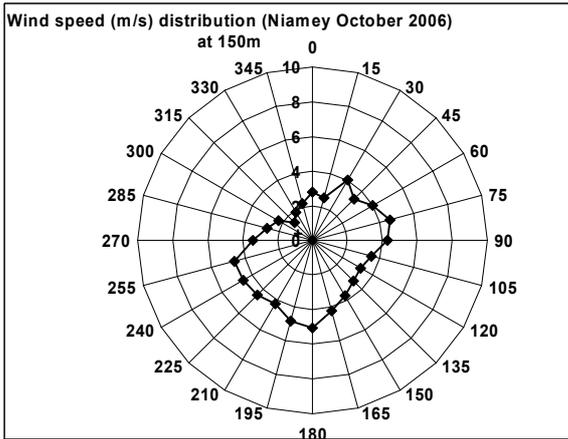
Figure 4.20 : Même légende qu'en Fig. 4.18, pour le mois d'Août.



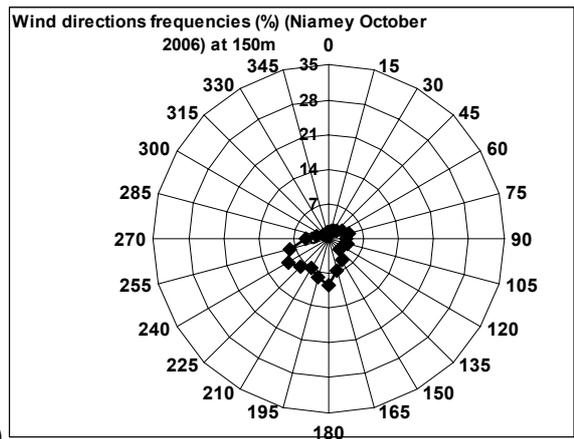
(a)



(b)

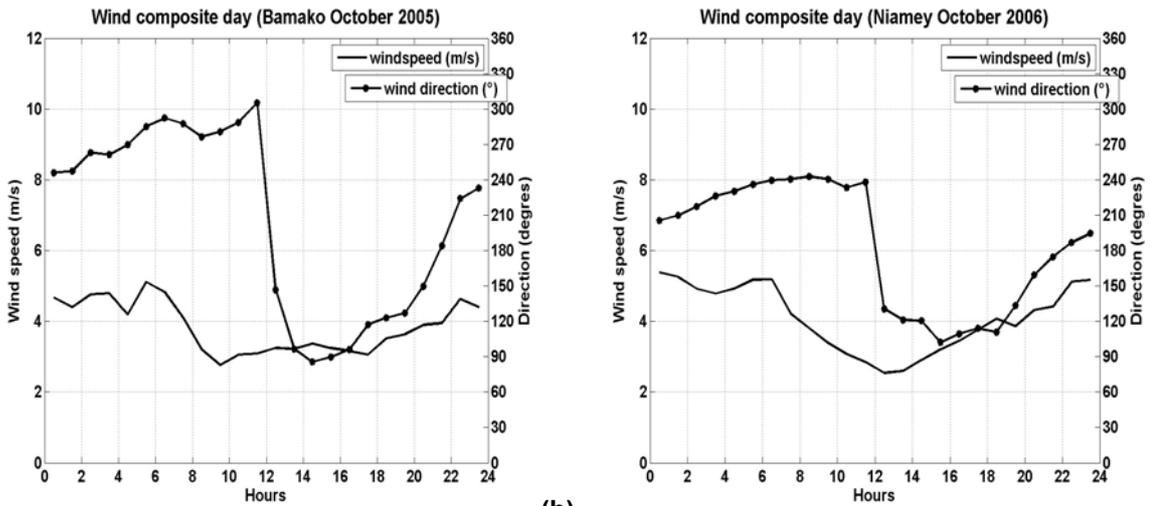


(c)



(d)

Figure 4.21 : Même légende qu'en Fig. 4.17, pour le mois d'Octobre.



(a) (b)
Figure 4.22 : Même légende qu'en Fig. 4.18, pour le mois d'Octobre.

Le cycle diurne en direction est quasiment inexistant (Fig. 4.24). L'Harmattan est tout à fait stationnaire (Fig. 4.23-b et d). Il est le plus fort la nuit et en début de matinée, pendant le jet, et encore plus fort que pour les autres périodes de l'année. Cette période de vent chaud et sec continuera jusqu'au mois de février ou début mars.

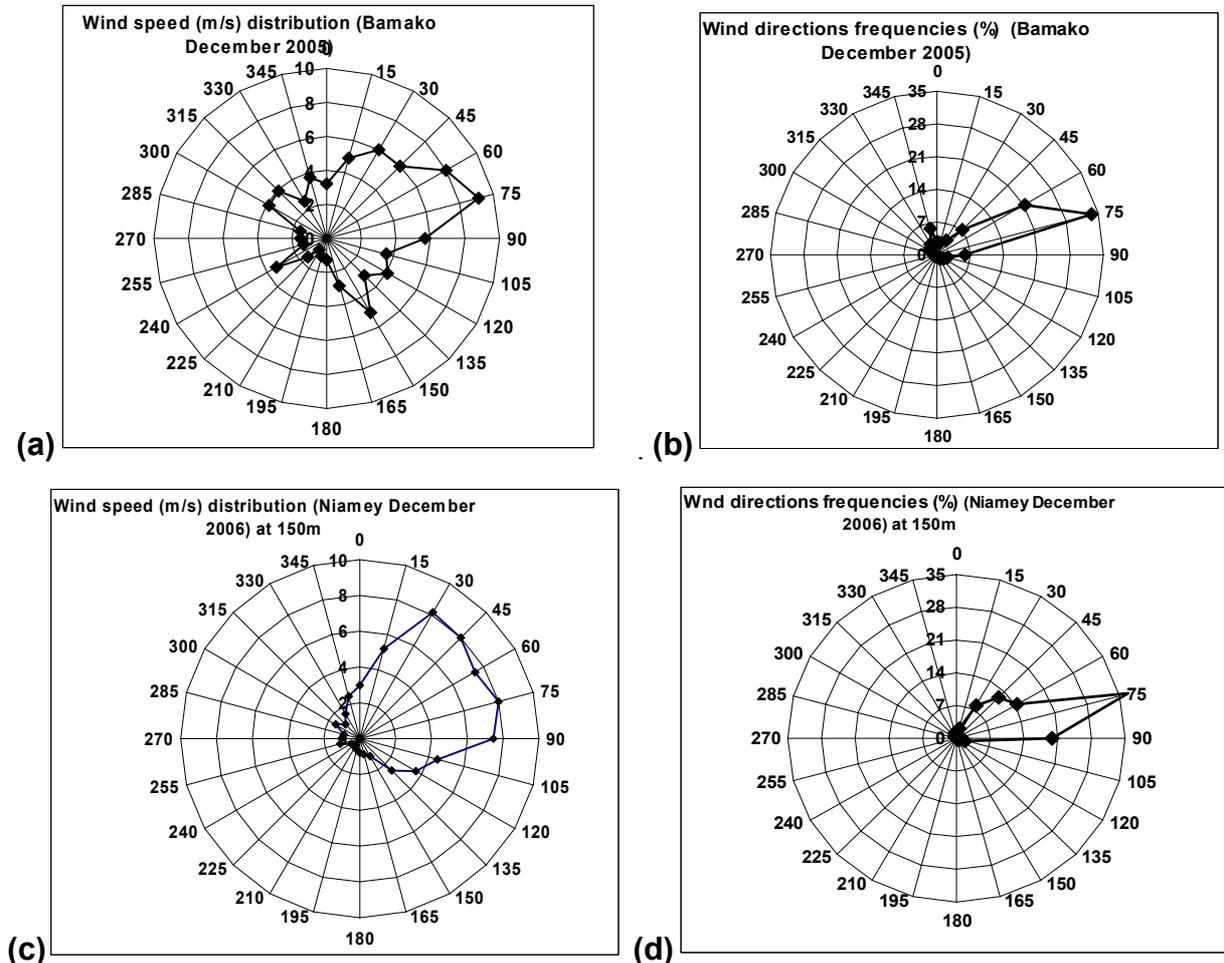


Figure 4.23 : Même légende qu'en Fig. 4.17, pour le mois de Décembre.

Les conditions sont là encore très favorables à la production d'énergie éolienne et ceci, pendant toute la journée, même si le cycle diurne du module de la vitesse présente un affaiblissement des vitesses pendant tout l'après-midi avant de se rétablir à nouveau en début de nuit (Fig. 4.24).

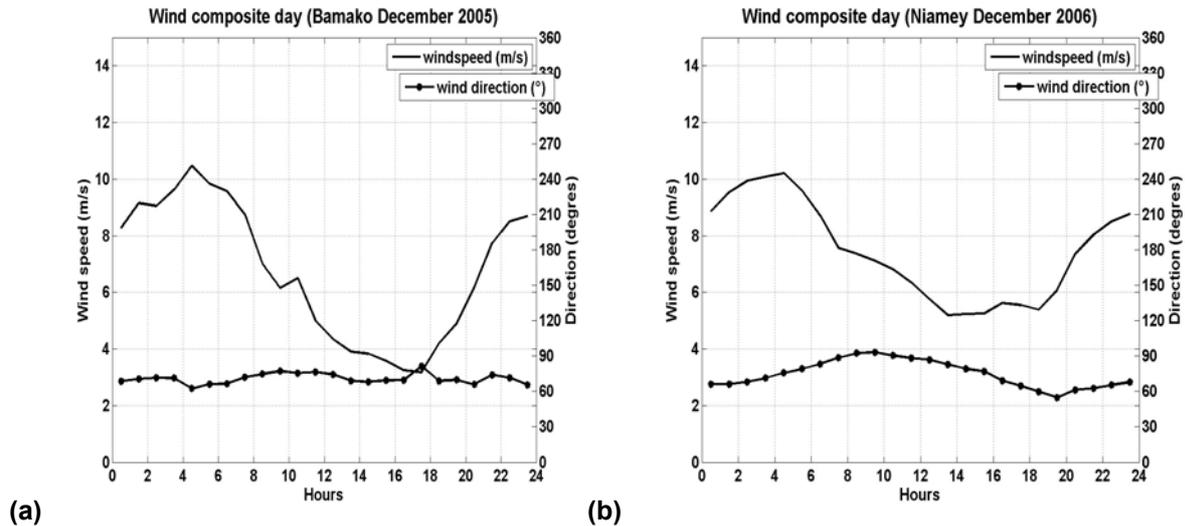


Figure 4.24 : Même légende qu'en Fig. 4.18, pour le mois de Décembre.

4.4.1.2. Variations mensuelles des vitesses du vent

Afin de mieux comparer les possibilités du potentiel éolien, nous avons représenté sur les figures 4.25 les variations mensuelles des vitesses moyennes et des écarts types du vent à Bamako et à Niamey à 150 m. Dans ce paragraphe, les observations ne sont pas filtrées des épisodes de pluie, en cohérence avec la suite du travail sur le potentiel éolien (conditions réellement observées).

A Bamako, les vitesses moyennes mensuelles varient très peu de la période de pré-mousson à la mousson (3 à 4 ms^{-1}), puis, se mettent à augmenter pour atteindre 7 ms^{-1} en période d'Harmattan. A Niamey, elles décroissent de la pré-mousson (6 ms^{-1}) à la post-mousson (4 ms^{-1}). En période de mousson, la vitesse moyenne est d'environ (4 à 5 ms^{-1}). Pendant l'Harmattan, les vitesses moyennes atteignent 7 à 7.5 ms^{-1} . Ceci confirme la présence durant la période d'Harmattan sur les deux sites, d'un fort jet de basses couches évoqué précédemment avec l'étude des roses des vents et des journées types. L'écart type quant à lui est plus faible en pleine mousson.

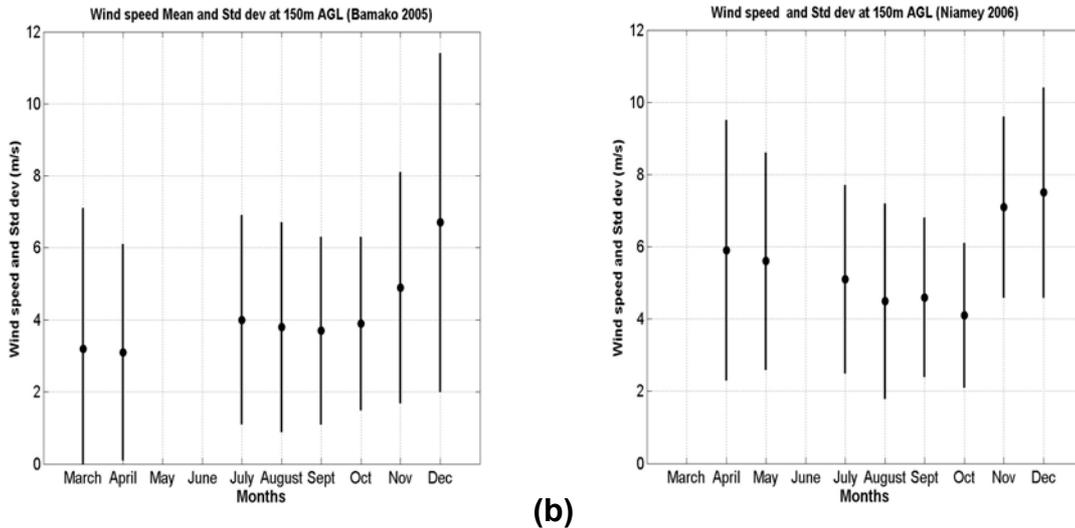


Figure 4.25 : Variations mensuelles des vitesses moyennes et des écarts types du vent à 150 m agl (a) à Bamako et (b) à Niamey.

La figure 4.26 permet de faire la distinction entre les moyennes de nuit (20h à 8h), de jour (8h à 20h) et celles de tout le cycle diurne.

Les valeurs moyennes mensuelles des vitesses nocturnes sont nettement plus importantes que celles de la journée et donc logiquement supérieures à la moyenne totale de tout le cycle diurne, quelque soit le mois de l'année. Ceci confirme bien que c'est essentiellement le jet nocturne qui produit du vent. L'écart est encore plus important en saison sèche (décembre) qu'en saison des pluies. Enfin les écarts entre nuit et jour sont du même ordre à Bamako et à Niamey.

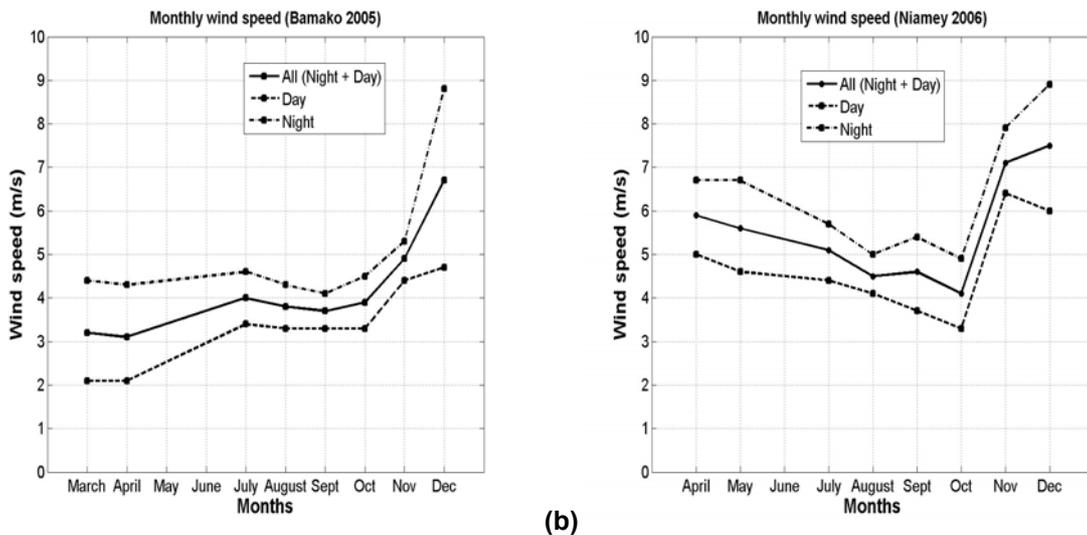


Figure 4.26 : Variations mensuelles des vitesses moyennes du vent suivant les différents cycles journaliers sur les deux sites de mesure.

Il est nécessaire, pour calculer le potentiel éolien, de déterminer les histogrammes des vitesses du vent. Ces histogrammes seront présentés à la fin du chapitre. A partir de ces histogrammes, il est intéressant de calculer les fréquences cumulées pour atteindre tel ou tel seuil de vent. Ces résultats sont présentés dans les tableaux 4.3 et 4.4 où l'on trouve les pourcentages d'occurrence du vent à partir des seuils : 3, 5 et 7 ms^{-1} . Sont présentés aussi sur ces tableaux les intervalles de temps propices à la production d'énergie éolienne (vitesses > 3 ms^{-1}).

Tableau 4.3: Pourcentages d'occurrence du vent pour différents seuils (> 3 ms^{-1} ; > 5 ms^{-1} et > 7 ms^{-1}) à Bamako. Intervalles de temps propices à la production d'énergie éolienne.

Mois	Vitesses > 3 ms^{-1} (en %)	Vitesses > 5 ms^{-1} (en %)	Vitesses > 7 ms^{-1} (en %)	Intervalle de temps propice à la production d'énergie
Mars	37	20	10	21H - 11H
Avril	39	19	8	21H - 10H
Juillet	58	22	16	19H - 16H
Août	60	22	17	18H - 12H
Septembre	62	29	10	18H30 - 14H
Octobre	66	34	15	0H - 24H
Novembre	68	41	22	0H - 24H
Décembre	74	61	48	0H - 24H

Sur le site de Bamako, les mois de mesure présentant le moins bon potentiel éolien sont ceux de pré-mousson (mars, avril) pour lesquels moins de 40% des cas dépassent 3 ms^{-1} . C'est à cause du passage à l'Harmattan pendant la journée (de 10-11h à 21h). Le reste de l'année, le potentiel éolien est bon pour 58% des cas au minimum et les après-midi sont là encore moins favorables en période de mousson. Les conditions hivernales sont les meilleures pour la production éolienne. Même si les journées standard indiquent des opportunités jour et nuit, il existe des cas où le vent reste inférieur à 3 ms^{-1} puisque le pourcentage de cas de vent supérieurs à 3 ms^{-1} n'est que de 74% (en décembre).

A Niamey, ce pourcentage est toujours supérieur ou égal à 67%, et c'est le mois de post-mousson (octobre) qui est le moins favorable. Les plages de temps favorables sont très étendues quelque soit le mois. Les mois d'hiver présentent un

pourcentage de cas important pour les vents moyens et forts (80 % de vents $> 5 \text{ ms}^{-1}$ et 54 à 60% de cas $> 7 \text{ ms}^{-1}$).

Tableau 4.4: Pourcentages d'occurrence du vent pour différents seuils ($> 3 \text{ ms}^{-1}$; $> 5 \text{ ms}^{-1}$ et $> 7 \text{ ms}^{-1}$) à Niamey. Intervalles de temps propices à la production d'énergie éolienne.

Mois	Vitesses $> 3 \text{ ms}^{-1}$ (en %)	Vitesses $> 5 \text{ ms}^{-1}$ (en %)	Vitesses $> 7 \text{ ms}^{-1}$ (en %)	Intervalle de temps propice à la production d'énergie (vents $> 3 \text{ ms}^{-1}$)
Avril	72	59	40	0H - 24H
Mai	75	60	34	17H - 14H30
Juillet	78	53	18	0H - 24H
Août	74	40	9	0H - 24H
Septembre	73	43	12	0H - 24H
Octobre	67	35	8	15H - 11H
Novembre	94	80	54	0H - 24H
Décembre	90	82	60	0H - 24H

4.4.2. Caractéristiques de la turbulence sur les sites de Bamako et Niamey

Le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε , est une grandeur essentielle dans la caractérisation des écoulements. Il permet en effet de caractériser la turbulence dans la partie haute fréquence du spectre des vitesses du vent. Avec les profileurs, la mesure du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente est basée sur l'estimation de la largeur du pic du spectre de la vitesse (Jacoby-Koaly et al. 2002) et donne une information de la turbulence à haute fréquence (chapitre 3). On peut obtenir une autre information sur la turbulence en utilisant l'écart type des variations des vitesses sur une période donnée. En particulier, l'indice de turbulence caractérise le degré de turbulence (intensité de turbulence) du vent pendant une durée déterminée. Typiquement, cet indice est calculé sur une durée minimale de 10 minutes (afin de se trouver dans le 'gap' spectral du spectre du vent). L'indice de turbulence est défini par le rapport entre $\sigma(V)$, l'écart type de la vitesse et V , le module moyen : $\tau = \frac{\sigma(V)}{V}$. L'indice de turbulence influe sur la durée de vie de l'éolienne à travers les fluctuations qu'il induit sur l'aérogénérateur. On considère que la turbulence devient problématique quand l'indice dépasse 1 (Kebe et al., 2008).

Cependant, ces deux estimations de la turbulence ne concernent pas les mêmes bandes de fréquence (ou de longueurs d'ondes) du spectre d'énergie, ni les mêmes variables : l'écart type est celui de la vitesse horizontale, alors qu' ε est la dissipation de l'énergie de l'ensemble des trois composantes (dissipation de l'énergie cinétique turbulente) ce qui inclut donc les fluctuations de vitesse verticale qui sont liées à la convection. Nous avons considéré à Bamako des échantillons de 12 minutes (29 minutes à Niamey) soit 5 profils, ce qui correspond à des longueurs d'onde de 1 à 10-20 km en vertu de l'hypothèse de Taylor (1938) de l'atmosphère gelée. Or ce qu'on appelle turbulence concerne plutôt les mouvements d'échelle spatiale inférieure, à savoir quelques mètres à 3-4 km (Stull, 1988). Dans ce domaine, Banta et al. (2006) donnent des valeurs typiques de $\sigma(U)/U = 0.05$ et Kaimal et Izumi (1965), de $\sigma(W)/W=0.012$, au niveau du jet nocturne. ε fait référence aux échelles les plus petites de cet intervalle, mais nous n'avons pas trouvé, dans la littérature, de mesures de la dissipation dans le jet, à part dans les études de Kaplan et al. (2000) qui sont commentées plus loin.

Nous avons voulu savoir si les caractéristiques des deux types de turbulence avaient des points communs. Pour cela, nous avons représenté les cycles diurnes du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, de l'écart type du vent et de l'indice de turbulence du vent à 150m d'altitude (Fig. 4.27-a à 4.27-h). L'énergie cinétique turbulente ε a été multipliée par un facteur 500 pour pouvoir la comparer à l'écart type du vent (même si l'unité des deux paramètres n'est pas la même). Nous n'avons pas conservé les valeurs nocturnes de la dissipation car elles sont très fortes sans qu'on en comprenne la raison. Nous avons comparé les résultats pour différentes manières d'effectuer les moyennes des indices de turbulence : moyenne sur les composantes du vent, moyenne des écarts types et des modules, moyenne des quotients ou quotient des moyennes. Les résultats ne sont pas sensiblement différents.

Il n'y a pratiquement pas de différence entre les images avec pluies (même si elles ne sont pas présentées ici) et sans pluie de l'écart type et d' ε . Les valeurs extrêmes augmentent très légèrement après filtrage car la turbulence filtrée pendant les pluies est de la turbulence faible. Les résultats présentés ici sont filtrés de la pluie.

Le cycle diurne le plus typique est celui de Bamako en post-mousson (Fig. 4-27-e) : on voit clairement apparaître trois oscillations de $\sigma(V)$: celle du milieu est liée à la convection, pendant la journée. Elle est encore plus marquée sur ε qui inclut les

fluctuations de la vitesse verticale. Les deux autres oscillations correspondent aux incidences du jet nocturne.

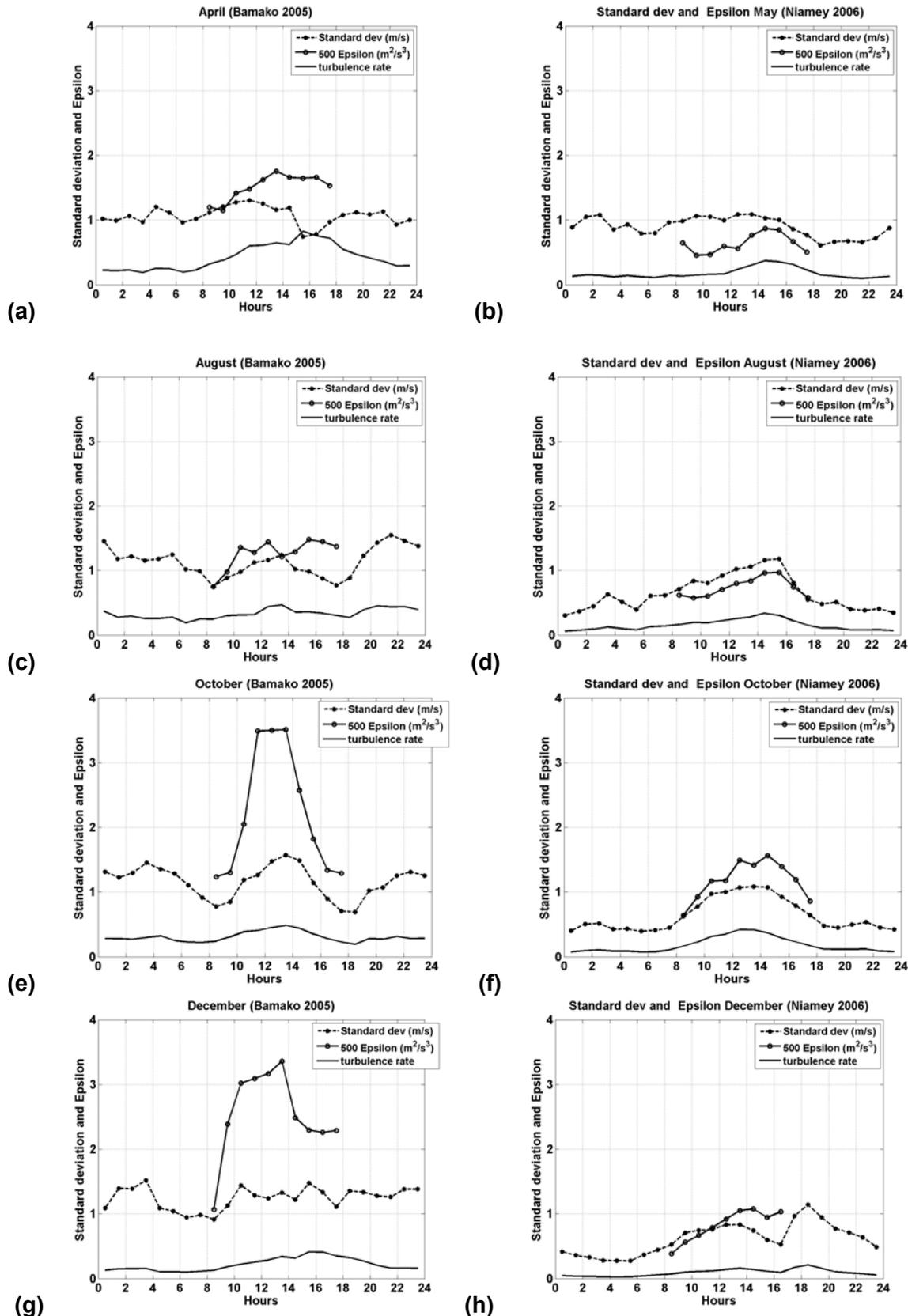


Figure 4.27 : Cycles diurnes des indicateurs de turbulence, à 150 m agl, à Bamako (gauche) et à Niamey (droite).

En dehors de ce cas, l'écart type du vent ne présente pas un cycle diurne très marqué (cela vient aussi de l'échelle). Quelque soit la période de l'année, $\sigma(V)$ ne dépasse jamais 1.5 ms^{-1} . L'influence du jet nocturne sur l'écart type reste cependant à prouver car $\sigma(V)$ n'augmente pas la nuit, à Niamey, là où le jet est le plus fort. Il aurait même tendance à être inférieur à celui qui est mesuré pendant les autres mois (cohérent avec le résultat sur la comparaison des méthodes de calcul de la moyenne, cf. Fig. 4.16). En réalité, $\sigma(V)$ augmente quand la distribution en direction des vents est isotrope (comme en octobre à Bamako) et diminue dans les cas de forte anisotropie (décembre à Niamey) ce qui paraît évident. Par ailleurs, les oscillations nocturnes de $\sigma(V)$ ne dépassent pas les oscillations diurnes, ce qui montre simplement que l'écart-type est d'autant plus important que le vent est faible (et donc non stationnaire).

Pendant la journée, les variations de $\sigma(V)$ sont parfois en phase avec celles d' ε (octobre et décembre à Bamako, août et octobre à Niamey) mais dans les autres cas, $\sigma(V)$ commence à décroître alors qu' ε atteint son maximum (entre 14 et 16h). La décroissance de $\sigma(V)$ est liée au fait que l'intensité du vent se met à augmenter à nouveau vers 14-16h alors que la convection est maximale (donc ε est fort).

Kaplan et al. (2000) ont modélisé la turbulence liée au jet nocturne à l'aéroport de Dallas. Ils indiquent des taux de dissipation nocturnes bien plus forts que ceux de la journée (au maximum $0.5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ la journée, pour 0.5 à $2\text{-}3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ la nuit). Leur figure 18 a été reproduite en figure 4.28. En comparaison, nos valeurs diurnes maximales varient de 3 à $7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$, ce qui est déjà très fort.

Le taux de turbulence reste toujours inférieur à 1, ce qui permet de préserver la longévité des éoliennes (noter que nos taux de turbulence sont naturellement plus élevés que la valeur de $\sigma(U)/U = 0.05$ indiquée par Banta et al., 2006, ce qui est normal puisqu'il ne s'agit pas de la même zone de fréquences). Il a tendance à augmenter légèrement pendant la journée, quand le vent est faible. Il est justifié de penser que le taux de turbulence 'basse-fréquence' (celui de la communauté éolienne) est plus à même d'endommager les éoliennes que le taux 'haute-fréquence'. Même si l'écart type et le taux de turbulence sont un peu plus faibles à Niamey, on ne pourra cependant pas négliger l'usure des éoliennes par les aérosols qui sont particulièrement gros (aérosols désertiques) et fréquents à cette époque de l'année.

Les distributions en direction de l'écart type du vent et de l'indice de turbulence ont aussi été étudiées sous forme de roses (non montrées ici). Les roses de l'écart type sont isotropes, si bien que celles de l'indice de turbulence sont essentiellement définies par celles du module du vent : les plus forts indices de turbulence se retrouvent dans les directions où le vent est faible.

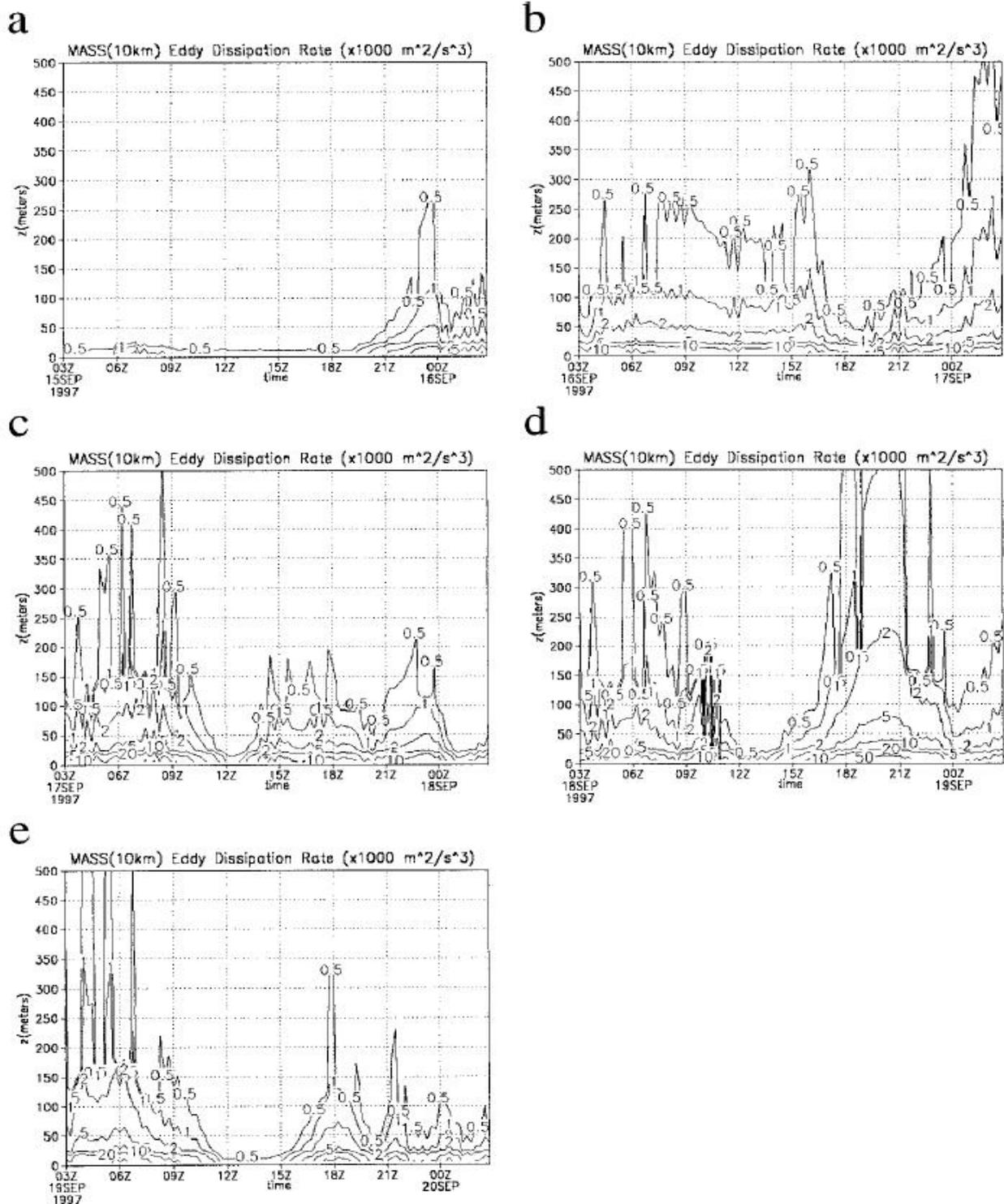


Figure 4.28 : Modèles de coupes hauteur – temps (0 – 500m AGL) du taux de dissipation nocturnes ($\times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) à DFW valable de 0300 – 0300 UTC du (a) 15-16 sep 1997, (b) 16-17 sep 1997, (c) 17 – 18 sep 1997, (d) 18 – 19 sep 1997 et (e) 19 – 20 sep 1997 (TAPPS, Aéroport de Dallas – USA).

4.4.3. Caractéristiques statistiques du vent

4.4.3.1. Distributions

Les caractéristiques statistiques du vent permettent de connaître la répartition des vitesses du vent sous la forme d'histogrammes de fréquences d'occurrence. Les distributions sont calculées par intervalle de 1 ms^{-1} . Dans la pratique, on assimile ce type d'histogramme à une fonction de densité de probabilité des vitesses. Dans cette approche, la distribution de probabilité de Weibull est à l'heure actuelle le standard pour la représentation statistique de la climatologie des sites éoliens.

Nous avons vu au paragraphe 2.3.1.1 que la distribution de Weibull est une fonction à deux paramètres : un paramètre d'échelle c (ms^{-1}) et un paramètre de forme k . Lorsque la fréquence des vents calmes sera relativement importante (fréquence du premier canal $> 15\%$ des cas), nous appliquerons la distribution hybride de Weibull (Eq. 2.15). Les distributions mensuelles ont été calculées puis regroupées pour calculer les distributions saisonnières avec :

- pour la pré-mousson : mars, avril, mai ;
- pour la mousson : juin, juillet, août, septembre ;
- pour la post-mousson : octobre ;
- pour la période sèche : novembre, décembre.

La figure 4.29 présente, en période de pré-mousson, les histogrammes de la vitesse du vent et de la fonction de distribution statistique de Weibull obtenus le jour, la nuit et durant tout le cycle à 150 m agl sur les sites de Bamako et de Niamey. Les paramètres de Weibull c et k sont approximés par des lois qui dépendent de l'écart type et de la vitesse moyenne (§ 2.3.1.2).

On va voir par la suite, qu'en général, les distributions du régime nocturne présentent un caractère plus isotrope que celles du régime diurne. En pré-mousson, ces distributions ont toutes en commun le fait d'avoir un pourcentage de vents faibles important, surtout lié aux vents diurnes. Par contre les vents forts sont répartis très différemment d'un site à l'autre : alors que la distribution est exponentielle à Bamako ($k < 1$), jour et nuit, ce qui signifie que les vents restent faibles quel que soit le régime, elle est très nettement bimodale, à Niamey. Cette bimodalité (Fig. 4.29-iii de Niamey) vient de la juxtaposition des valeurs de jour (faibles) à celles de nuit (fortes), en absence de valeurs intermédiaires, ce qui témoigne de régimes de vents différents.

Par ailleurs, les distributions de Niamey sont déjà légèrement bimodales, de jour comme de nuit (alternance entre la mousson et l'Harmattan, vu la proximité de l'ITD). La fonction de Weibull est assez bien adaptée aux distributions de Bamako, par contre elle ne permet pas de reconstituer correctement les distributions bimodales de Niamey.

La figure 4.30 présente les histogrammes de la période de mousson. Le jet nocturne est moins fort en période de mousson et la mousson diurne forcit : les différences entre le jour et la nuit s'amenuisent, ce qui fait que même les distributions du cycle entier deviennent un peu plus isotropes sur les deux sites. C'est la nuit que les distributions de Weibull sont les plus proches des distributions mesurées.

Nous présentons en figure 4.31 les résultats de la période de post-mousson. Les distributions ne sont pas très différentes des précédentes. Les fonctions de Weibull sont bien adaptées à Bamako. A Niamey, la distribution réelle est beaucoup plus aplatie sur l'ensemble du cycle diurne.

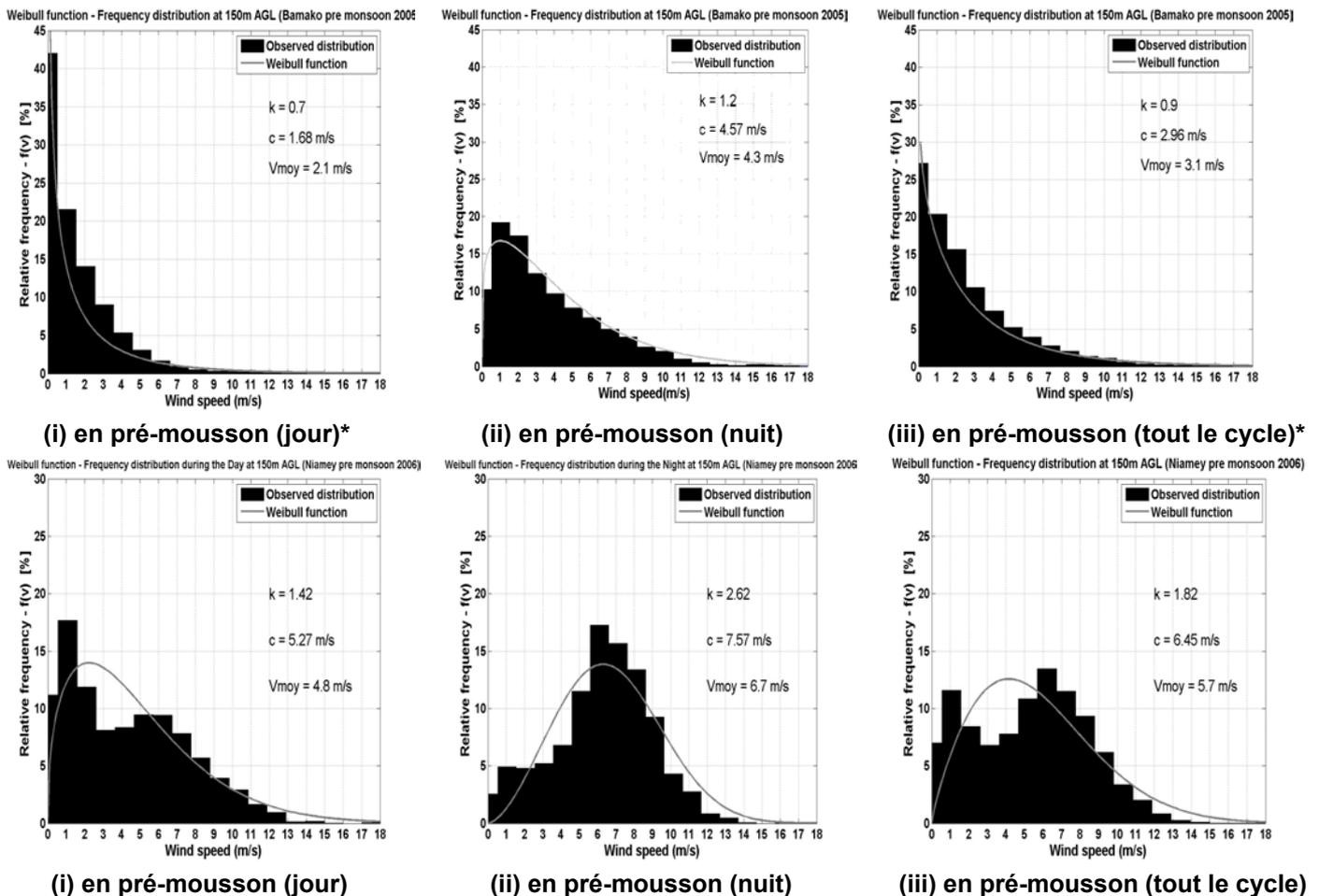


Figure 4.29 : Histogrammes des distributions des fréquences d'occurrence et de la fonction de distribution de Weibull des vitesses du vent pendant la période de pré-mousson obtenus le jour, la nuit et tout le cycle à Bamako (en haut) et à Niamey (en bas). * indique que la distribution hybride de Weibull a été utilisée.

La figure 4.32 présente les résultats de la période d'Harmattan. A Bamako, la fréquence d'occurrence du vent nocturne est pratiquement équi-répartie sur la gamme de vitesses, aussi la fonction de Weibull est-elle assez mal adaptée. On soupçonne l'état de dégradation du radar d'être à l'origine de tels résultats (Tab. 4.2). Remarquons que ceci n'était pas visible sur les roses des vents. La distribution diurne et celle de l'ensemble du cycle, ainsi que l'ensemble des distributions de Niamey (ces dernières sont quasiment gaussiennes) sont plus classiques et bien représentées par des fonctions de Weibull.

L'une des conclusions de ce paragraphe est que la distribution de Weibull ou l'hybride de Weibull représentent bien les distributions observées sauf dans deux cas : quand les distributions des observations sont bimodales ou bien lorsqu'elles sont très aplaties.

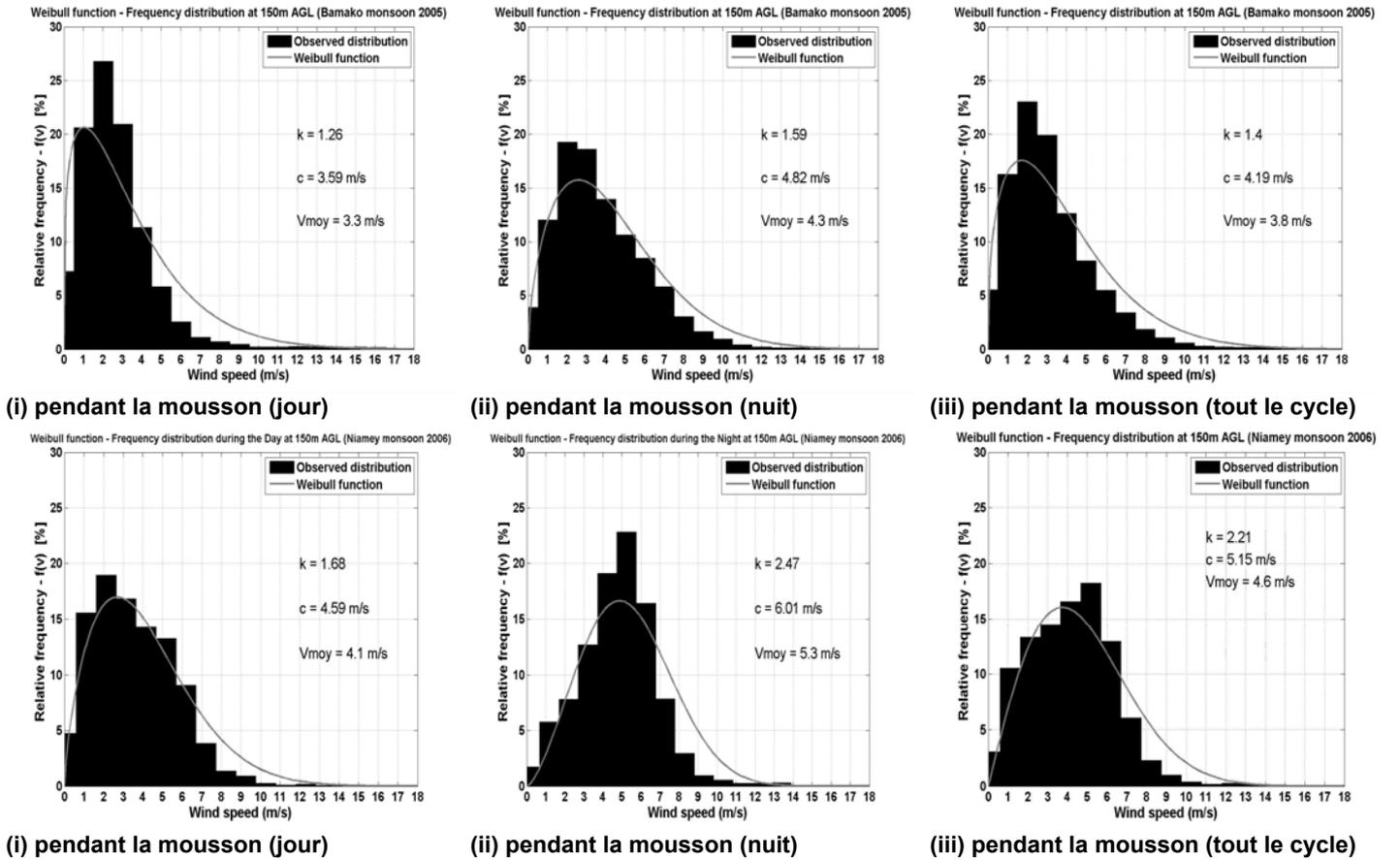


Figure 4.30 : même chose qu'en Fig. 4.29 sur la période de mousson.

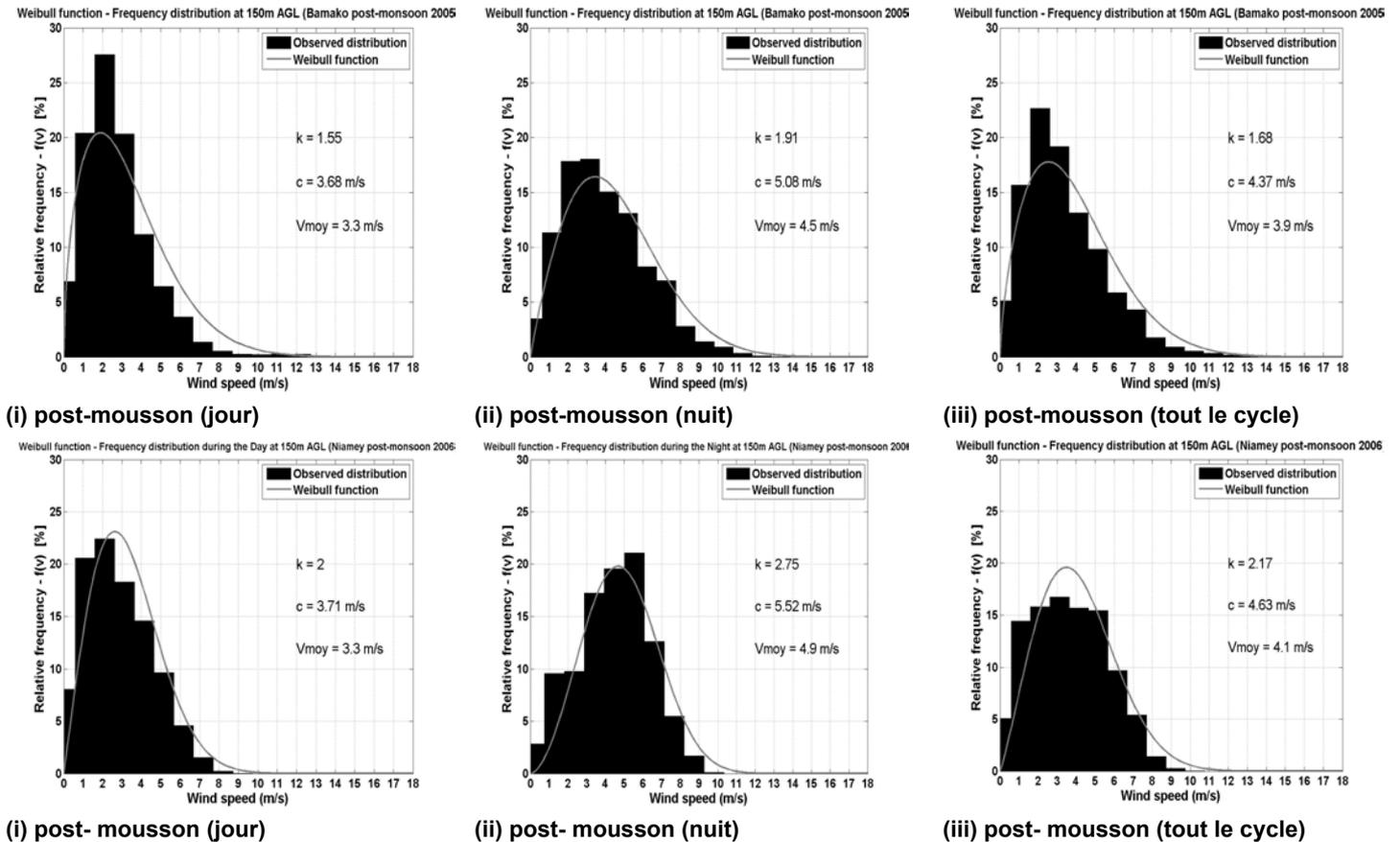


Figure 4.31 : même chose qu'en Fig. 4.29 sur la période de post-mousson.

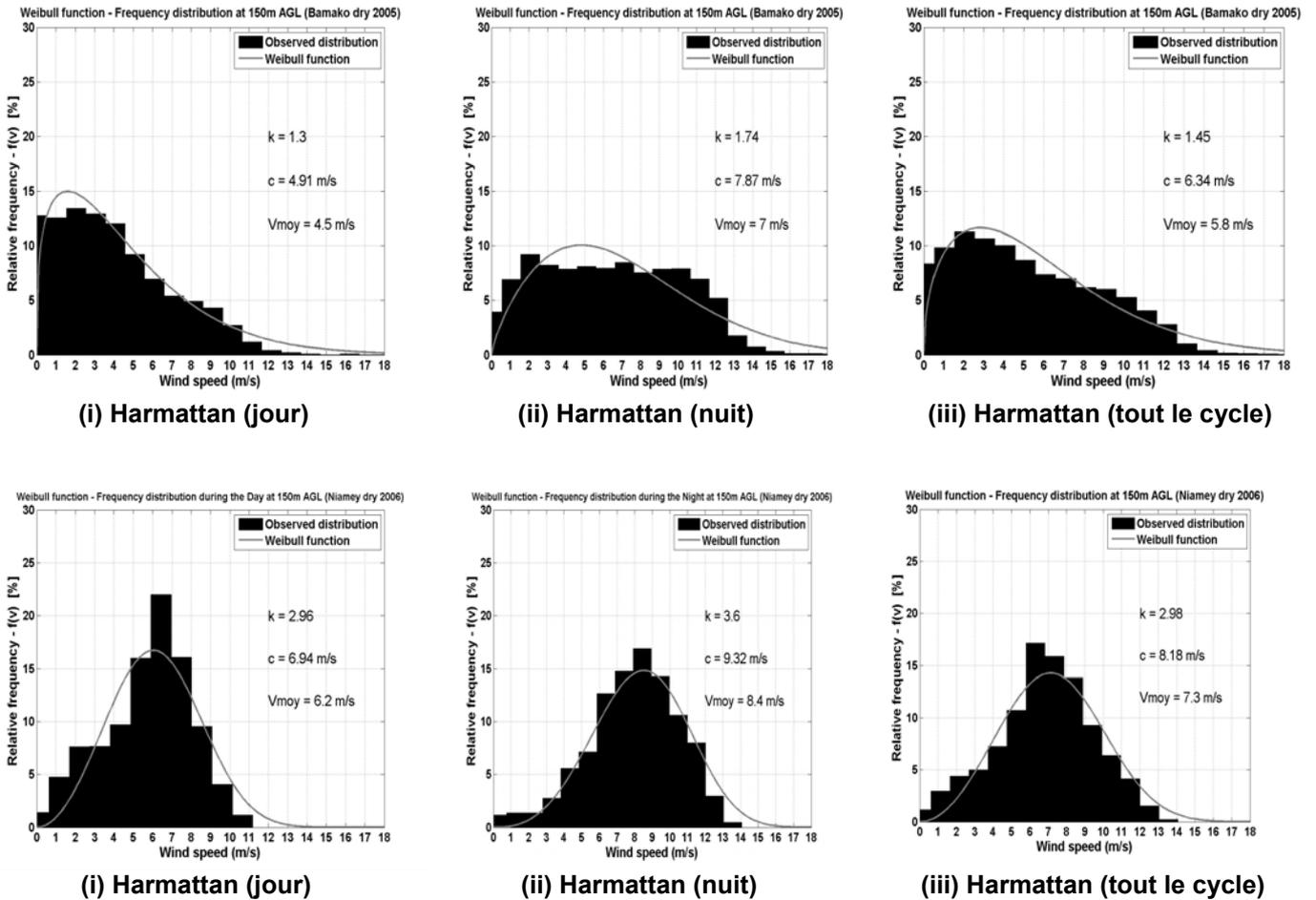


Figure 4.32 : même chose qu'en Fig. 4.29 sur la période sèche.

4.4.3.2. Paramètres de Weibull

Les tableaux 4.5 et 4.6 récapitulent les valeurs saisonnières des paramètres de Weibull c et k . Rappelons-le, le paramètre c est lié à la valeur moyenne du vent. Quelque soit la saison et le site, on retrouve toujours une vitesse moyenne inférieure le jour par rapport à la nuit, ce qui est conforme aux résultats mensuels vus précédemment (Fig. 4.26). De même, le vent est plus fort en pré-mousson qu'en mousson, à Niamey par rapport à Bamako et il est le plus fort en saison sèche à Niamey (comme vu précédemment, Fig. 4.25). Il semblerait donc que la période de pré-mousson à Niamey (avril-mai) soit plus révélatrice de la transition qu'elle ne l'est à Bamako (mars-avril).

Le paramètre k quantifie le caractère plus ou moins pointu des distributions. Des valeurs de $k < 1$ indiquent la prédominance des vents faibles, $k=2$ des conditions

isotropes. Pour les valeurs de k comprises entre 1 et 2, les vents sont dispersés, alors que des valeurs supérieures à deux indiquent une direction privilégiée. Dans notre cas, les distributions deviennent de plus en plus étroites, sur les deux sites, quelle que soit l'heure, entre la pré-mousson, la mousson et la post-mousson, indiquant que le régime de vent devient de plus en plus anisotrope. Cette tendance continue à Niamey en hiver alors que la distribution se ré-aplatit en hiver à Bamako.

On peut remarquer aussi que le jet nocturne présente systématiquement une direction privilégiée à Niamey, puisque les coefficients sont systématiquement supérieurs à 2 et que cette tendance est la plus marquée en hiver.

La puissance éolienne maximale théorique est une optimisation entre les deux paramètres c et k : elle sera d'autant plus importante que c est fort avec un coefficient k suffisamment fort (> 1.5) (voir § 2.3.3), mais pas trop fort.

On présente en annexe 1-a le récapitulatif des valeurs mensuelles des paramètres de Weibull obtenues la nuit, le jour et durant tout le cycle diurne sur les deux sites. Il retrace bien évidemment les tendances vues précédemment.

4.4.4. Puissances disponibles à différentes échelles temporelles

La puissance récupérable est proportionnelle au cube de la vitesse moyenne du vent. On peut la calculer à partir de la distribution des vitesses ou à partir des expressions des vitesses exprimées en fonction des paramètres de Weibull c et k (voir paragraphe 2.3.5.1).

Les tableaux 4.7 et 4.8 donnent les valeurs moyennes saisonnières des vitesses et des puissances obtenues le jour, la nuit et durant tout le cycle diurne à Bamako et à Niamey. On trouvera en annexe 1-b le récapitulatif des valeurs moyennes mensuelles des vitesses et des puissances. Les courbes correspondantes sont présentées en figures 4.33 et 4.34. En annexe 1-c, on a récapitulé les énergies mensuelles correspondantes en Wh m^{-2} .

Examinons tout d'abord les différences entre les deux calculs de puissance. Les calculs sont à peu près équivalents pour Niamey, mais différents à Bamako, en particulier en hiver : la nuit, on trouve 460 W m^{-2} avec Weibull pour 392 W m^{-2} avec la distribution réelle: la distribution de Weibull n'est pas adaptée dans ce cas-là. Cette différence est bien évidemment liée à l'inadaptation, déjà soulignée, de la distribution de Weibull, à cause du dysfonctionnement probable du radar.

Par contre à notre étonnement, les différences sur la puissance ne sont pas très marquées entre les deux méthodes à Niamey en pré-mousson, alors que les distributions étaient bimodales.

Il est à noter que si l'on n'avait pas utilisé la distribution de Weibull hybride pour les distributions à vent calme, on aurait obtenu des valeurs démesurément grandes de la puissance par rapport aux valeurs obtenues avec les distributions observées.

Dans les tableaux 4.7 et 4.8, on retrouve bien le résultat précédemment subodoré d'un potentiel éolien optimal en période sèche, sur les deux sites, à cause du jet nocturne mais aussi du vent diurne. Par exemple, à Bamako, pour le cycle diurne complet, le vent moyen double quasiment entre la pré-mousson et la période sèche (3.1 à 5.8 ms^{-1}) alors que la puissance est multipliée par 2.8 (98 à 271 Wm^{-2}). Remarquons au passage que les puissances disponibles sont presque équivalentes (271 et 327 Wm^{-2} pour tout le cycle diurne) à Niamey et à Bamako en hiver, malgré un vent moyen plus fort à Niamey (7.3 ms^{-1}) qu'à Bamako (5.8 ms^{-1}). Ceci provient de la forme plus aplatie de la distribution de Bamako ($k=2.98$ à Niamey pour 1.45 à Bamako).

Tableau 4.5: Valeurs saisonnières des paramètres de Weibull k et c obtenues la nuit, le jour et durant tout le cycle diurne à Bamako. * indique que la distribution de Weibull hybride a été utilisée.

Saisons	Paramètres de Weibull					
	de forme k			d'échelle c (ms^{-1})		
	Diurne	Nocturne	Tout le cycle	Diurne	Nocturne	Tout le cycle
Pré-mousson	0.70*	1.20	0.90*	1.68*	4.57	2.96*
Mousson	1.26	1.59	1.40	3.59	4.82	4.19
Post-mousson	1.55	1.91	1.68	3.68	5.08	4.37
Harmattan	1.30	1.74	1.45	4.91	7.87	6.34

Tableau 4.6: Même chose qu'en Tableau 4.5, pour Niamey.

Saisons	Paramètres de Weibull					
	de forme k			d'échelle c (ms ⁻¹)		
	Diurne	Nocturne	Tout le cycle	Diurne	Nocturne	Tout le cycle
Pré-mousson	1.42	2.62	1.82	5.27	7.57	6.45
Mousson	1.68	2.47	2.21	4.59	6.01	5.15
Post-mousson	2.00	2.75	2.17	3.71	5.52	4.63
Harmattan	2.96	3.60	2.98	6.94	9.32	8.18

Tableau 4.7: Valeurs moyennes saisonnières des vitesses et des puissances obtenues le jour, la nuit et durant tout le cycle diurne à Bamako, à partir des coefficients de Weibull/des distributions mesurées. * indique que la distribution de Weibull hybride a été utilisée.

Saisons	Vitesse moyenne (ms ⁻¹)			Puissance disponible (Wm ⁻²)		
	Diurne	Nocturne	Tout le cycle	Diurne	Nocturne	Tout le cycle
Pré-mousson	2.1	4.3	3.1	61*/48	190/156	107*/98
Mousson	3.3	4.3	3.8	81/93	121/119	101/106
Post-mousson	3.3	4.5	3.9	57/56	110/108	83/82
Harmattan	4.5	7.0	5.8	192/155	460/392	326/271

Tableau 4.8: Même chose qu'en Tableau 4.7, pour Niamey.

Saisons	Vitesse moyenne (ms ⁻¹)			Puissance disponible (Wm ⁻²)		
	Diurne	Nocturne	Tout le cycle	Diurne	Nocturne	Tout le cycle
Pré-mousson	4.8	6.7	5.7	196 / 199	279 / 275	238 / 235
Mousson	4.1	5.3	4.6	96 / 86	145 / 137	99 / 94
Post-mousson	3.3	4.9	4.1	41 / 41	105 / 104	73 / 73
Harmattan	6.2	8.4	7.3	202 / 200	458 / 453	319 / 327

La période de pré-mousson à Niamey est aussi intéressante : 235 Wm⁻² pour tout le cycle (doublement de la puissance par rapport à celle de la période de mousson). Nous avons émis précédemment des réserves pour la période de pré-mousson à Bamako (paragraphe 4.4.1.2) à cause de la faiblesse du vent pendant la

journée. Les résultats sur tout le cycle montrent cependant que le jet nocturne compense les faiblesses diurnes, si bien que la puissance sur tout le cycle est équivalente à celle de la période de mousson (environ 100 W m^{-2}).

La période de post-mousson est la moins intéressante, sur les deux sites. La puissance sur l'ensemble du cycle est de l'ordre de $75\text{-}80 \text{ W m}^{-2}$. Si l'on examine de près les résultats des tableaux 4.5 et 4.7, on s'aperçoit que ce ne sont pas les valeurs moyennes du vent qui font la différence de potentiel entre la mousson et la post-mousson à Bamako, mais le fait que les distributions de post-mousson soient un peu plus pointues.

Les figures 4.33 et 4.34 montrent des tendances similaires pour le potentiel éolien que les tendances décrites pour les moyennes mensuelles de vent (Fig. 4.26): potentiel quasiment constant à Bamako pendant toute l'année sauf en saison sèche où l'augmentation est très forte en décembre. La diminution est très nette entre la période de pré-mousson et la post-mousson à Niamey, puis augmente fortement en période sèche. En général, le potentiel est un peu meilleur à Niamey qu'à Bamako sauf en décembre. En pleine mousson, les différences entre le jour et la nuit sont les moins marquées.

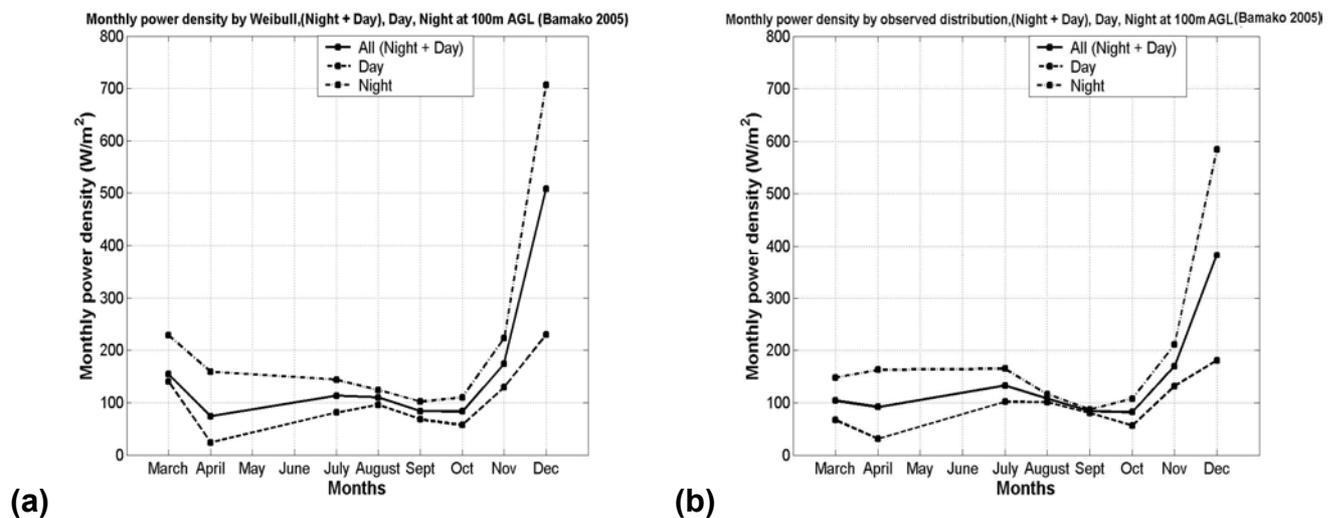
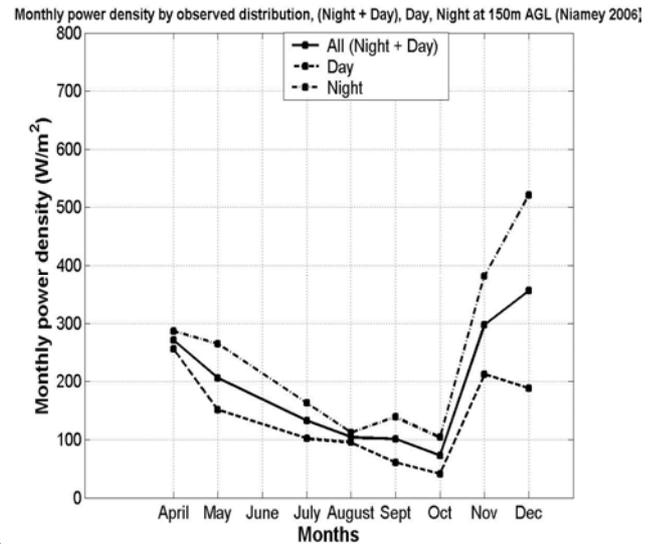
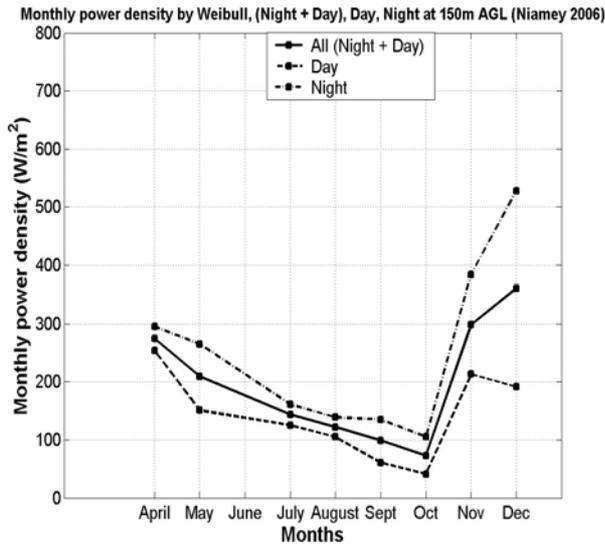


Figure 4.33 : Variations mensuelles de la puissance moyenne obtenues à partir (a) des coefficients de Weibull (b) des distributions mesurées, le jour, la nuit et durant tout le cycle diurne à Bamako.



(c) **Figure 4.34** : Même chose qu'en Fig. 4.33 à Niamey.

(d)

4.5. CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons tout d'abord décrit les caractéristiques de la basse troposphère avant d'établir les statistiques du jet de basses couches soufflant dans cette région. Les conséquences aéronautiques de ce jet ont été exposées avant de faire une analyse qui nous a permis de choisir le vent mesuré au niveau 150m pour l'évaluation du potentiel éolien sur les deux sites.

L'analyse des caractéristiques de la basse troposphère sahélienne permet de subdiviser l'année en deux grandes saisons : une saison sèche (ou période d'Harmattan) et une saison des pluies (ou période de mousson). Ces deux périodes sont séparées par deux situations intermédiaires dénommées pré-mousson (période entre la saison sèche et la saison des pluies) et post-mousson (période entre la saison des pluies et la saison sèche). Pendant ces périodes l'ITD oscille entre le nord et le sud de chacun des sites de mesures et cette oscillation peut se produire à l'échelle de la journée ce qui s'accompagne d'un basculement dans la direction du vent entre la nuit (mousson, de sud-ouest) et le jour (Harmattan de nord-est).

Les profils verticaux de vent sur les deux sites montrent une augmentation des vitesses du vent, la nuit, entre 100 et 800m avec un maximum bien marqué entre 0h00 et 6h00, surtout en période sèche et en pré-mousson. Les pics nocturnes constatés sur ces profils verticaux de vent correspondent à un jet de basse couche qui se développe pendant la nuit. Il est beaucoup plus marqué pendant la saison sèche où il atteint 13 ms^{-1} . Sa direction, qui dépend de la position de l'ITD par rapport à la

zone de mesures est alors de nord-est, comme celle de l'Harmattan, qui souffle jusqu'à 2-3 km. Ce jet de basses couches est beaucoup moins marqué en période de mousson. Durant la saison des pluies, le cœur du JEA est positionné aux latitudes de Niamey et Bamako. Il souffle régulièrement d'est en ouest sur les deux sites avec des vitesses d'environ 15 ms^{-1} et s'étend de 3 à 5,5 km. Le flux de mousson, soufflant du sud-ouest, reste très faible dans les basses couches, en particulier pendant la journée. L'interface entre les deux flux se situe à peu près au niveau 1000 m. Le jet nocturne se développe à l'intérieur du jet de mousson, dans les basses couches. C'est un processus de grande échelle qui redistribue horizontalement l'humidité dans les basses couches pendant la nuit. Il se développe au coucher du soleil, avec la disparition de la turbulence thermique.

Tout au long de l'année, on remarque trois périodes de présence significative de ce jet : en saison sèche (période d'Harmattan), en période de mousson (de juin à septembre), en pré-mousson. Les statistiques montrent à Niamey, que le jet atteint son maximum (22 ms^{-1}) pendant la saison sèche. L'intensité maximale est beaucoup plus variable en saison sèche. Son occurrence diminue de 80 % à 50 % du début à la fin de la saison des pluies. Elle augmente à nouveau à 90 % et 95 % en novembre et décembre. Quant à l'heure et le niveau du jet maximum, il se produit vers 6h à environ 400 m. Mais ces deux paramètres sont beaucoup plus dispersés pendant la saison des pluies. Le niveau du pic peut atteindre 800 m et le maximum survient entre 0 et 10 h. A Bamako, les paramètres sont beaucoup plus variables tout au long de l'année. Le pic du jet varie entre 10 et 20 ms^{-1} quelle que soit la saison mais il peut survenir avant comme après minuit. Le niveau du pic varie entre 200 et 1000 m. On observe, comme à Niamey, une diminution de l'occurrence du jet en pleine période de mousson (80 à 40%). L'heure d'occurrence du jet est proche de 2 h avec une grande variabilité alors qu'elle est proche de 6 h à Niamey et moins variable. Le niveau moyen du maximum du jet est proche de 700 m, mais aussi plus variable à Bamako qu'à Niamey. Enfin, le jet maximal moyen annuel est du même ordre de grandeur sur les deux sites (14 ms^{-1}) avec des variabilités identiques.

Les jets nocturnes de forte intensité peuvent provoquer des cisaillements de vent importants dans les basses couches, tant en module qu'en direction. Les probabilités de cisaillement fort sont les plus importantes entre 150 et 270 m. On trouve, au moment du jet à Niamey, 60% de cas de cisaillement supérieur à 4 ms^{-1} par 100 m sur cette couche, pour 20% sur la couche de 270-500 m. Des cisaillements supérieurs à 4 ms^{-1} par 100 m, existent à Bamako, où l'on trouve en pré-mousson des

fréquences de cisaillement de 10 à 20% pour la tranche 4-6 ms⁻¹ par 100 m, au moment du jet nocturne (21 h à 6 h). Il existe même des cas, moins probables où le cisaillement peut atteindre 6 à 8 ms⁻¹ par 100 m. A Niamey, la période à craindre est entre 3 h et 6 h, période qui correspond à celle du maximum du jet. Ces cisaillements des très basses couches sont les plus dangereux pour l'aviation. Ce sont ces cisaillements importants qui ont justifié l'achat du profileur de vent de Bamako, pour permettre de lancer des messages d'alerte aux avions avant les décollages ou les atterrissages.

Après une analyse des journées composites du module du vent sur les deux sites, nous avons remarqué que la vitesse du vent croît, de 150 m à 270 m à Niamey pendant la nuit et les variations sont d'autant plus importantes entre les niveaux que le jet est fort. A Bamako, les résultats sont similaires à ceux de Niamey entre 150 m et 300 m. Par contre sur ce site, les deux portes les plus basses (70 et 110 m) ne restituent pas le vent correctement. Les valeurs de vent restituées à ces deux niveaux sont souvent supérieures à celles du vent mesuré à 150 m. Suite à ces différents résultats et compte tenu qu'en matière d'éolienne on ne peut pas choisir des niveaux trop élevés, nous avons retenu pour l'évaluation du potentiel éolien le vent mesuré au niveau 150 m sur les deux sites.

L'analyse des roses des vents sur les deux sites montre que les variations des vitesses du vent sont fonction des phénomènes dynamiques et thermiques du milieu et des conditions synoptiques. Par ailleurs, les directions du vent dépendent beaucoup de l'alternance entre mousson (ouest sud-ouest) et Harmattan (est nord-est). La période d'Harmattan est très propice à la production d'énergie éolienne sur toute la journée avec une puissance supérieure à 300 Wm⁻² due aux vents forts. Pendant cette période, les conditions sont optimales côté vitesse et aussi côté usure des éoliennes car la turbulence est faible. D'autres périodes restent favorables à cette production d'énergie : ce sont les nuits et tôt le matin pendant la pré-mousson et la mousson avec une puissance supérieure à 100 Wm⁻², grâce au jet nocturne qui permet d'avoir un vent suffisamment fort à 150 m. C'est donc une chance malgré un maximum du jet situé beaucoup plus haut. La période de post-mousson est la moins propice.

L'indice de turbulence lui, varie très peu, mais dans la plupart des cas où les vitesses dépassent 4 ms⁻¹, cet indice est de l'ordre de 0,2 à 0,4, ce qui est favorable à la longévité des aérogénérateurs. Ceci est dû essentiellement à l'augmentation du

module du vent dans les directions privilégiées, l'écart type des variations des vitesses restant à peu près isotrope et assez peu variable dans le temps.

Notons enfin que la modélisation des distributions par des fonctions de Weibull n'est pas toujours optimale, notamment en période de pré-mousson à Niamey, où les distributions sont bimodales. C'est pourquoi dans le chapitre suivant nous utiliserons uniquement les résultats issus des distributions observées.

L'énergie générée dépend du potentiel éolien du lieu et aussi de l'aérogénérateur utilisé. Il est donc nécessaire de noter l'importance du choix des aérogénérateurs appropriés au lieu, ce qui va être effectué dans le chapitre suivant. En ce qui concerne leur longévité, il faudrait prolonger l'étude sur une analyse de l'usure des pales due aux aérosols, la poussière associée à l'Harmattan étant particulièrement abrasive.

CHAPITRE 5: ÉTUDE TECHNICO-ÉCONOMIQUE D'UN PROJET DE PRODUCTION D'ÉNERGIE ÉOLIENNE SUR LE SITE DE NIAMEY

5.1.	INTRODUCTION -----	155
5.2.	ANALYSE DES BESOINS DE LA ZONE D'ETUDE DU PROJET-----	155
5.2.1.	Présentation sommaire du Niger-----	155
5.2.2.	Le réseau électrique du Niger -----	156
5.2.3.	Etude de la consommation d'énergie électrique de la zone de Niamey-----	158
5.3.	ETUDE DE CAS D'AEROGENERATEURS A INSTALLER-----	160
5.3.1.	Choix du type d'aérogénérateurs -----	160
5.3.2.	Calcul de la puissance et de l'énergie générée par chaque type d'aérogénérateurs -----	161
5.4.	ETUDE ECONOMIQUE-----	163
5.4.1.	Nombre d'aérogénérateurs nécessaires suivant la demande énergétique -----	163
5.4.2.	Analyse du coût de production du kilowattheure éolien -----	165
5.4.3.	Comparaison du coût de production du kilowattheure avec celui des autres sources d'énergie -	167
5.5.	CONCLUSION DU CHAPITRE V -----	169

5.1. INTRODUCTION

Ce chapitre présente une étude technico-économique d'un projet de production d'électricité par voie d'énergie éolienne. L'objectif de cette étude est d'explorer la possibilité de production d'électricité éolienne compétitive et connectable au réseau national du Niger. Cette étude économique permettra, à partir du potentiel éolien évalué au chapitre précédent, de la consommation d'énergie électrique de la région de Niamey (facteur de charge) et du nombre d'aérogénérateurs à placer, d'estimer le coût de production du kilowattheure produit.

Ainsi, dans la première partie de ce chapitre, nous présenterons une analyse des besoins de la zone d'étude afin de dégager la consommation d'énergie électrique de la région de Niamey qui constitue la zone de couverture du projet.

Dans la seconde partie, nous traiterons du choix du type d'aérogénérateurs à placer et de l'estimation de la puissance et de l'énergie générable par chaque type d'aérogénérateurs.

La troisième partie présentera les résultats de l'étude sur le nombre d'aérogénérateurs à placer et sur le coût de production du kilowattheure éolien produit. Une comparaison du coût de ce kilowattheure avec celui des autres sources d'énergie terminera cette étude.

5.2. ANALYSE DES BESOINS DE LA ZONE D'ÉTUDE DU PROJET

5.2.1. Présentation sommaire du Niger

Le Niger est un pays continental de l'Afrique de l'ouest d'une superficie de 1 267 000 km², s'étendant entre 11.37 et 23.33° de latitude nord et 0.06 et 16.00° de longitude est. Il est limité au nord par l'Algérie et la Libye, à l'est par le Tchad, au sud par le Nigéria et le Bénin, et à l'ouest par le Burkina Faso et le Mali. Sa population est estimée à 15 203 822 habitants en 2010, avec 80% de ces habitants vivant dans les campagnes. La capitale, Niamey a une population de 1 146 000 habitants (INS, 2010).

En matière d'accès à l'électricité, la situation n'est pas du tout reluisante. En 2004, le taux d'accès à l'électricité est de 7% (MME, 2004). Le code de l'électricité n'a été réellement adopté qu'en 2003. Ce code fixe les règles encadrant les activités de production, de transport, de distribution, d'importation et d'exportation de l'énergie électrique.

5.2.2. Le réseau électrique du Niger

La disponibilité totale en énergie électrique au Niger est de 407.6 GWh en 2006, avec 87.48 % (356.6 GWh) importés du Nigéria voisin, pour une production nationale de 51 GWh dont 24.7 GWh par des sociétés privées. Les unités de production électrique installées dans le pays utilisent toutes des sources d'énergie fossile : charbon, fioul et diesel. Le réseau électrique national est constitué de 1 065 km de lignes de transport et 2 629 km de lignes de distribution. En 2004, le nombre d'habitants couverts par le réseau électrique est d'environ 2 404 607 résidents dans 217 localités sur environ les 10 000 que compte le pays (Fig 5.1). Cet accès au réseau électrique est loin d'être homogène sur l'ensemble du territoire du fait des inégalités spatiales très fortes entre d'un côté, les 20% d'urbains qui consomment 99% de l'électricité totale du pays et de l'autre, les 80% des ruraux qui se répartissent les 1% restants. La moyenne de couverture en électricité varie de 55% à Niamey à seulement 1% dans les zones rurales. Le poids du secteur électrique de la capitale est très important comparé à celui du reste du pays. En effet sur les 149 076 abonnés, 48.85% (72 823) résident à Niamey (Société Nigérienne d'Electricité - Nigelec, 2006).

Au Niger, les sources d'énergies renouvelables sont très peu exploitées eu égard au potentiel disponible. De 1960 à 2004, la puissance photovoltaïque installée est seulement de 488,3 kWc (kilowatt crête : puissance nominale produite par des panneaux solaires photovoltaïques sous un ensoleillement standard de 1000 W/m^2 à 25°C), destinée essentiellement au pompage d'eau, aux télécommunications et dans de rares cas à l'électrification rurale. Quant à l'énergie éolienne, seulement une quarantaine d'installations éoliennes (39 éoliennes) sont à signaler et sont destinées spécifiquement au pompage d'eau (MME, 2004).

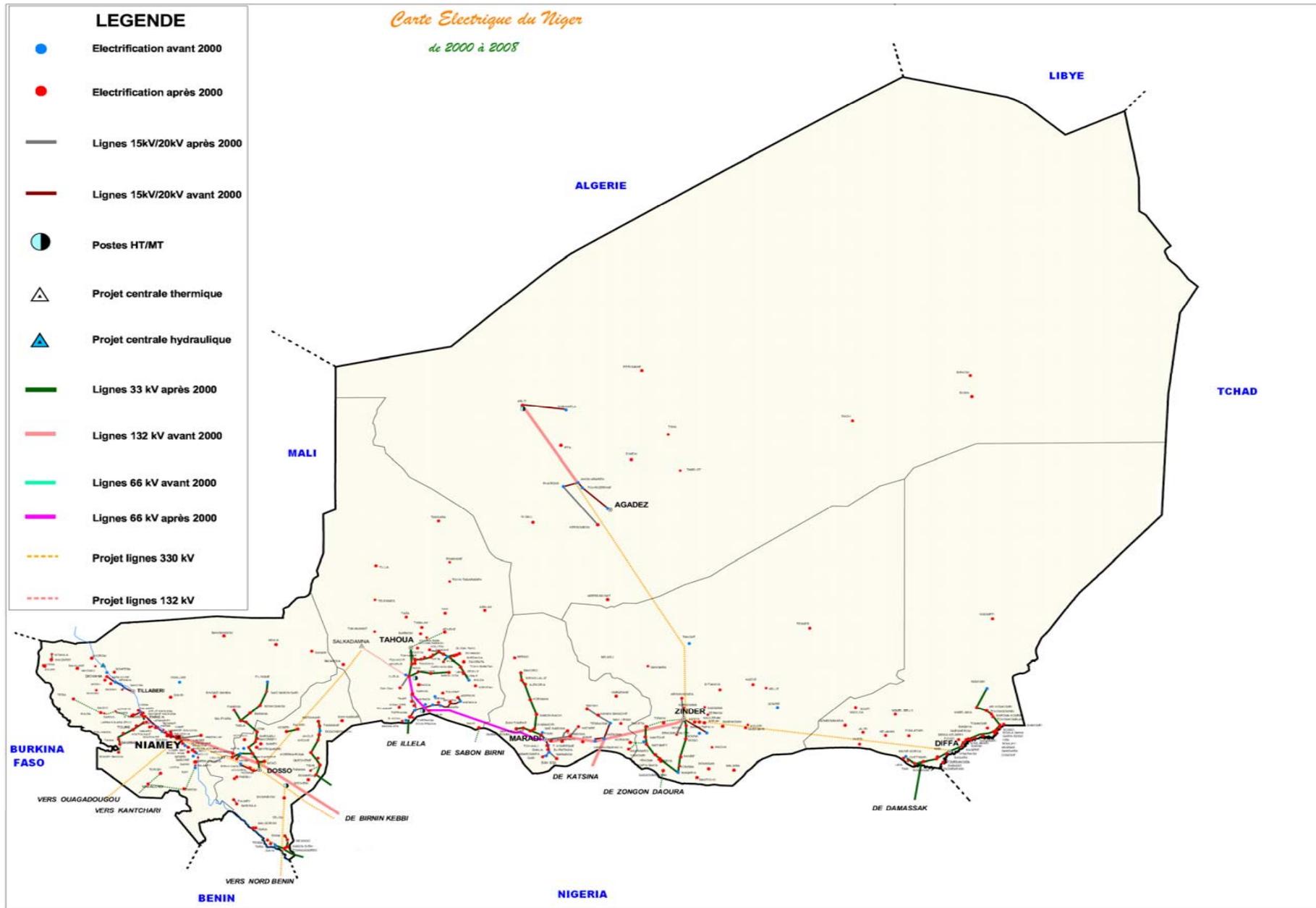


Figure 5.1 : Carte du réseau électrique du Niger de 2000 à 2008 (Source : Société Nigérienne d'Electricité – NIGELEC, 2008).

5.2.3. Étude de la consommation d'énergie électrique de la zone de Niamey

La consommation d'énergie électrique de Niamey varie selon les saisons, les jours et les heures de la journée.

L'analyse de la figure 5.2 sur la variation mensuelle de la consommation d'énergie électrique de Niamey montre une courbe formée de quatre parties. La période d'Harmattan (de novembre à février) est caractérisée par une faible consommation d'électricité due à la non-utilisation de la climatisation dans les services et les ménages car cette saison est moins chaude que les autres saisons. Les mois de mars à mai représentant la période de pré-mousson, chaude et sèche, présentent une forte consommation d'électricité due à l'usage généralisé de la climatisation. La période de mousson, humide et moins chaude, s'étalant de juin à septembre, est caractérisée par une consommation moyenne d'électricité. Pendant cette période, les écoles sont vacantes et beaucoup de fonctionnaires partent en vacances, d'où une utilisation plus modérée de la climatisation. La période de post-mousson (mois d'octobre), chaude et humide, présente une forte consommation d'électricité. Cette période coïncide avec la rentrée des classes et la reprise des activités chez les élèves et les fonctionnaires de retour des vacances.

Monthly energy consumption at Niamey in 2006

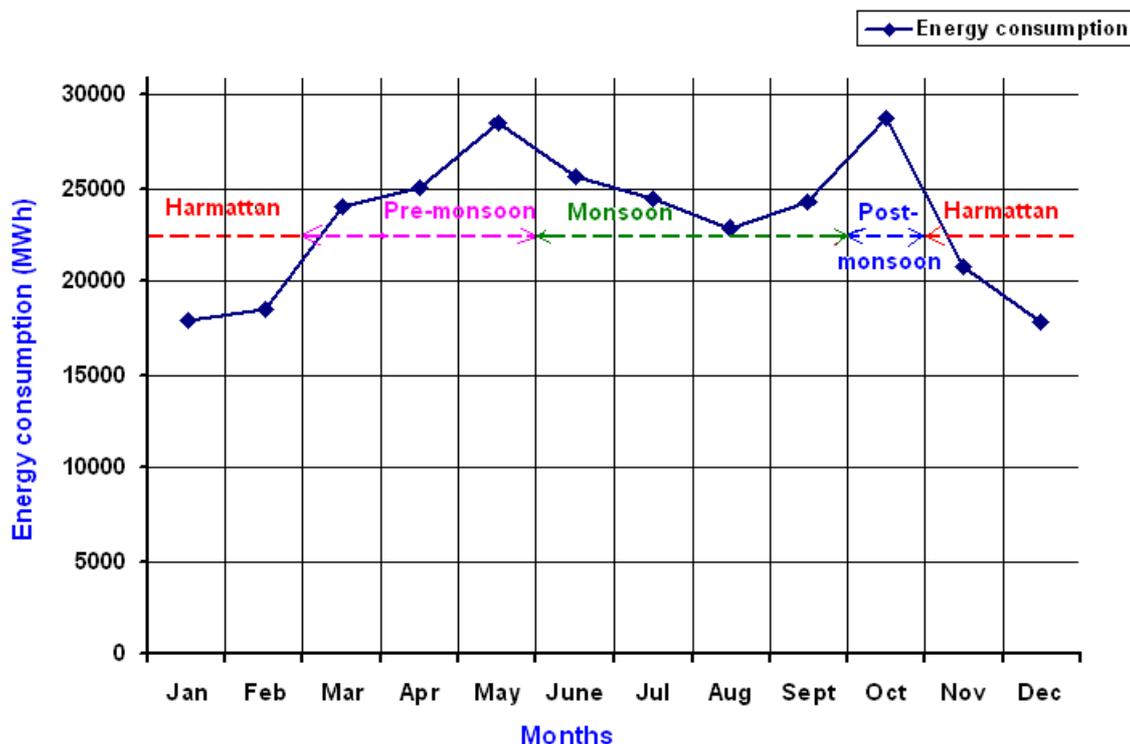


Figure 5.2: Variation mensuelle de la consommation d'énergie électrique de Niamey (source: Nigelec, 2006).

La figure 5.3 présente les variations horaires moyennes mensuelles de la consommation d'énergie électrique de Niamey en 2006. Cette figure montre des courbes à trois allures. La première partie (de 0 heure à 7 heures) présente une faible consommation d'électricité. Dans cette période, l'usage de l'électricité se résume à l'éclairage et à la consommation domestique. De 7 heures à 19 heures, la période est caractérisée par une forte consommation d'énergie électrique due aux fortes activités humaines (climatisation, éclairage des bureaux, industries, etc.). La dernière partie des courbes (de 19 heures à 24 heures) présente une consommation moyenne d'électricité due à l'éclairage (public et privé) et aux besoins domestiques. En période d'Harmattan, cette consommation augmente en fin de journée à cause de la présence régulière des habitants dans leurs foyers (il fait plus frais).

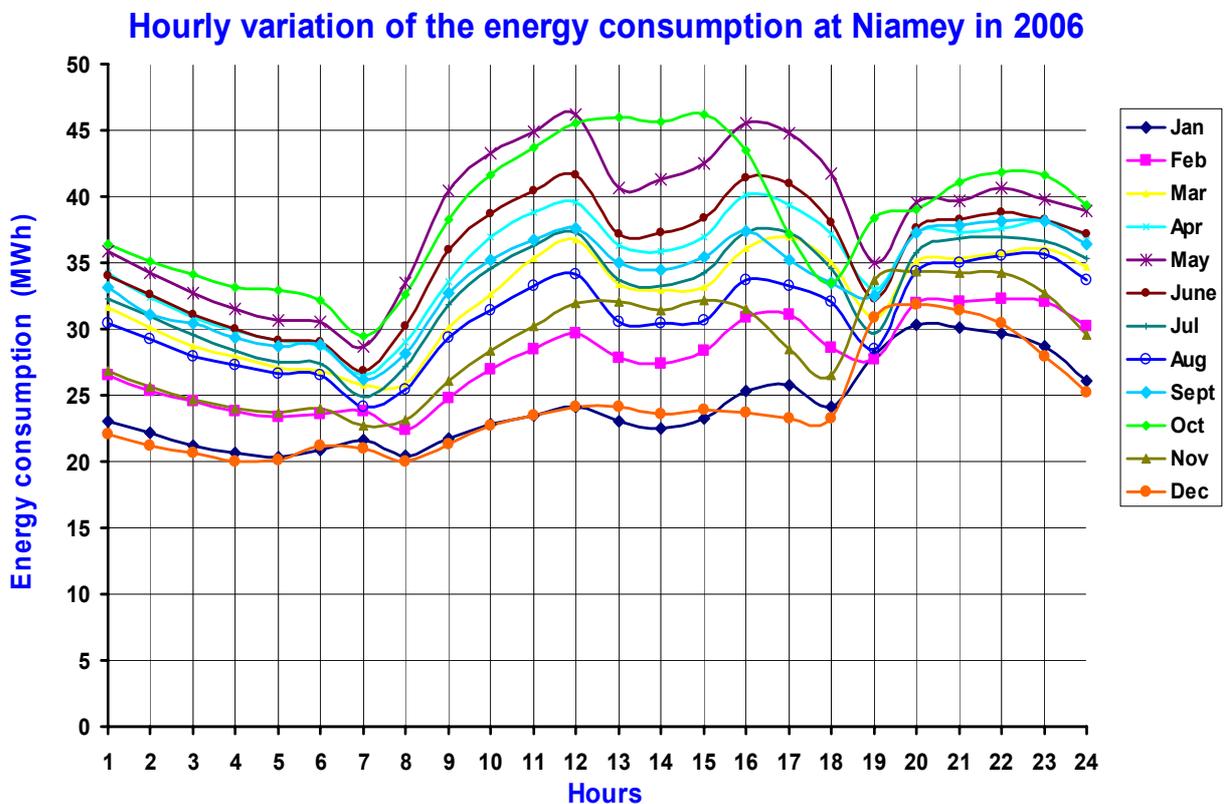


Figure 5.3 : Variations horaires moyennes mensuelles de la consommation d'énergie électrique de Niamey (source : Nigelec, 2006).

L'analyse des données jour par jour (non présentée ici) montre également une différence pendant la journée entre les jours des journées ouvrables de la semaine caractérisés par une forte consommation et le weekend (samedi et dimanche) marqués par une faible consommation d'énergie, ce qui indique que les consommations domestiques ne sont pas prépondérantes.

5.3. ÉTUDE DE CAS D'AÉROGÉNÉRATEURS À INSTALLER

5.3.1. Choix du type d'aérogénérateurs

Rappelons tout d'abord que les caractéristiques du vent sur les deux sites ont été établies à 150m de hauteur (chapitre 4). Les statistiques obtenues à Niamey montrent que le pourcentage des vitesses du vent supérieures à 7 ms^{-1} varie de 8% en octobre à 60% en décembre. Celui des vitesses supérieures à 3 ms^{-1} varie de 67% en octobre à 94% en novembre. Les fortes valeurs de ces vitesses peuvent atteindre 20 m/s en période d'Harmattan. Les valeurs moyennes mensuelles, quant à elles, varient de 4.1 ms^{-1} en octobre à 7.5 ms^{-1} en décembre. Enfin signalons que l'objectif principal de cette étude technico-économique est d'étudier la possibilité de production d'électricité éolienne compétitive et connectable au réseau électrique national en vue de pallier la pénurie et la dépendance énergétique du Niger.

En conséquence, le choix du type d'aérogénérateurs à placer doit se porter sur des machines à hauteur de 150 m de moyeu, capables de démarrer une production d'électricité à vitesse faible (2 à 3 ms^{-1}), capables d'atteindre leur puissance nominale aux environs de 12 ms^{-1} et une vitesse de coupure autour de 25 ms^{-1} . Aussi, ces aérogénérateurs doivent être de puissance nominale d'au moins 2 MW et connectables au réseau électrique. Ils doivent aussi être faits pour une implantation sur terre ferme (onshore). Enfin, on s'abstient de mettre un plafond sur le prix des aérogénérateurs (la hauteur des capitaux à investir est laissée à l'appréciation des décideurs).

Au vu de ce qui précède, trois types d'aérogénérateurs sont à retenir. Ce sont : les aérogénérateurs Vestas V112, les aérogénérateurs Enercon E-82 et Enercon E-70. Les caractéristiques techniques de ces trois types aérogénérateurs sont données dans le tableau 5.1.

Tableau 5.1 : Caractéristiques techniques des trois types d'aérogénérateurs (source : sites Vestas et Enercon).

Aérogénérateurs	Puissance nominale (kW)	Vitesse de démarrage (m/s)	Vitesse nominale (m/s)	Vitesse de coupure (m/s)	Diamètre du rotor (m)	Surface balayée (m^2)
Vestas V112	3 000	3	12	25	112	9852
Enercon E-82	2 000	2	13	25	82	5281
Enercon E-70	2 300	2	16	25	71	3959

5.3.2. Calcul de la puissance et de l'énergie générées par chaque type d'aérogénérateurs

A partir des caractéristiques techniques de chacun des aérogénérateurs (surface balayée par le rotor, vitesse de démarrage, vitesse nominale et vitesse de coupure) et les données des distributions statistiques du vent obtenues sur le site, nous calculons la puissance et l'énergie récupérable sur chacun des aérogénérateurs. Pour cela, nous optons pour la méthode de l'histogramme des distributions des fréquences d'occurrence des classes de vent. Cette méthode permet en effet de calculer la puissance et l'énergie générable par un aérogénérateur en effectuant la superposition de la courbe de réponse énergétique de l'aérogénérateur (en kW) à l'histogramme des distributions réelles des fréquences d'occurrence des classes de vent et cela en multipliant les données terme à terme. Ainsi, la puissance est obtenue directement en kilowatts (kW) et l'énergie en mégawatheures (MWh) en multipliant cette puissance par le nombre d'heures mensuelles de fonctionnement.

La figure 5.4 présente les puissances et les énergies électriques récupérables mois par mois à partir de l'aérogénérateur Vestas V122 à Niamey. Les colonnes vides sont dues au manque de données de vent.

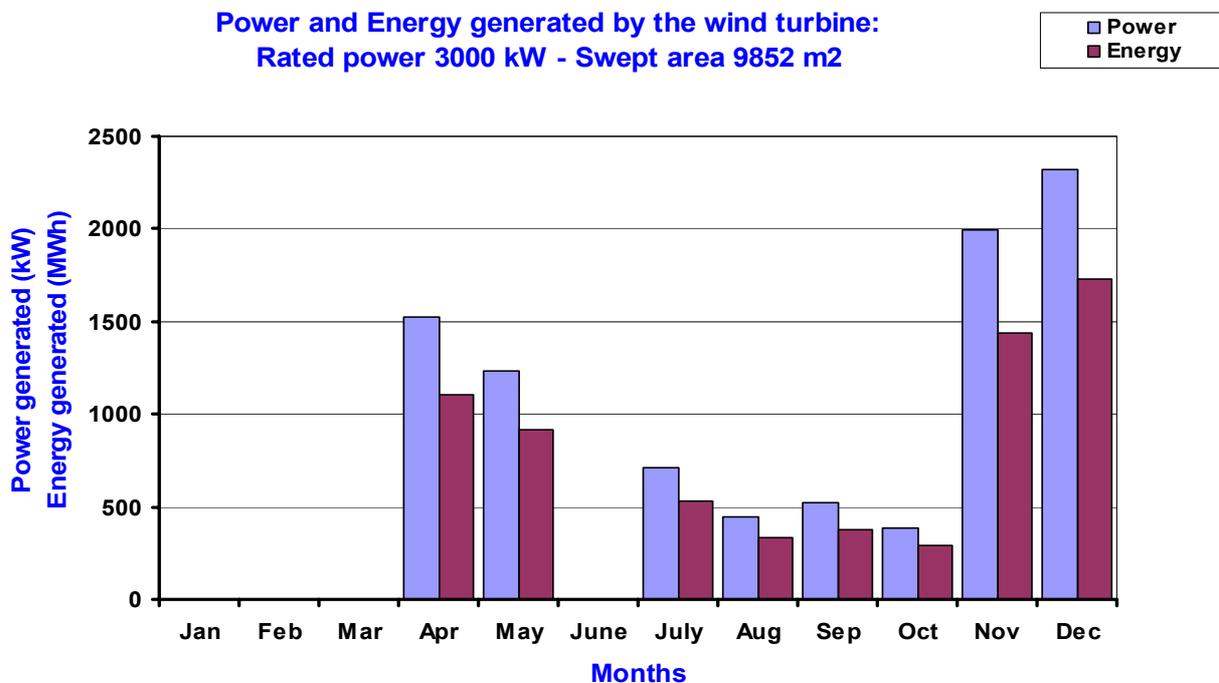


Figure 5.4: Puissances et énergies électriques récupérables par un aérogénérateur Vestas V122 à Niamey.

Les résultats montrent que l'aérogénérateur V112 générerait des puissances de 389 et 2 322 kW, respectivement en octobre et en décembre. L'énergie quant à elle varie de 289 MWh en octobre à 1 727 MWh en décembre. Il se dégage, comme déjà énoncé au chapitre précédent, que la période d'Harmattan produira plus d'énergie.

Les figures 5.5 et 5.6 présentent les puissances et les énergies électriques récupérables mois par mois à partir des aérogénérateurs Enercon E-82 (Fig. 5.5) et E-70 (Fig. 5.6) à Niamey.

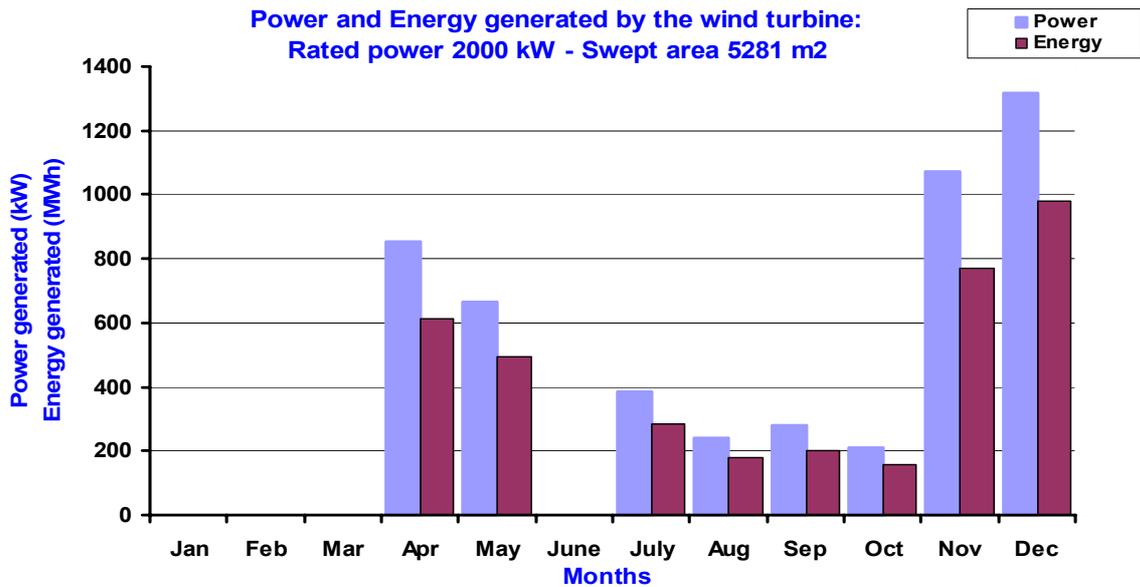


Figure 5.5: Puissances et énergies électriques récupérables par un aérogénérateur Enercon E-82 à Niamey.

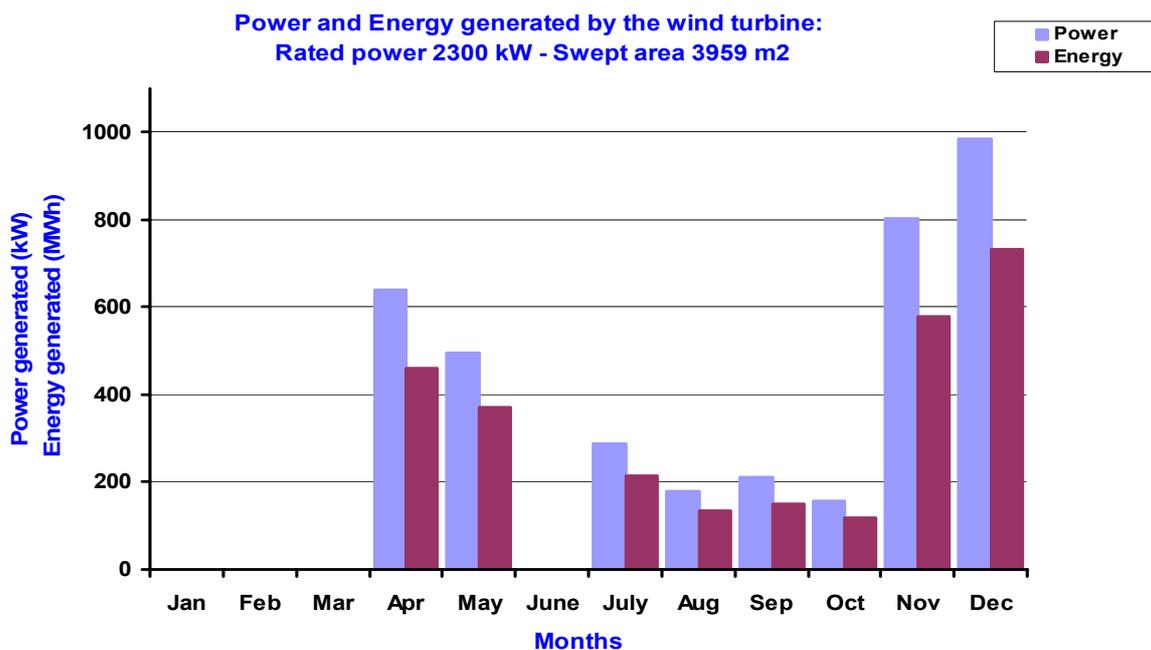


Figure 5.6: Puissances et énergies électriques récupérables par un aérogénérateur Enercon E-70 à Niamey.

L'aérogénérateur E-82 produirait une puissance de 210 kW en octobre contre 157 kW avec E-70. En décembre, l'aérogénérateur E-82 fournirait 1 315 kW pour 986 kW avec E-70. L'énergie quant à elle varie de 116 MWh en octobre à 733 MWh en décembre pour l'aérogénérateur E-70 et de 156 MWh en octobre à 978 MWh en décembre avec E-82.

Il ressort de ces résultats que la puissance et l'énergie récupérable dépendront non seulement de la courbe de réponse énergétique de l'aérogénérateur, de l'aire balayée par celui-ci mais aussi de l'histogramme de fréquences d'occurrence des classes de vent, c'est-à-dire des caractéristiques respectivement de l'aérogénérateur choisi et du potentiel éolien du lieu. Il faut donc souligner, pour toute étude de faisabilité d'un projet de production d'énergie éolienne, l'importance du choix de l'aérogénérateur.

5.4. ÉTUDE ÉCONOMIQUE

Cette partie présente les résultats du calcul du nombre d'aérogénérateurs nécessaires à placer pour satisfaire la demande énergétique et du coût du kilowattheure éolien produit. Une comparaison du prix de ce kilowattheure avec le prix de celui des autres sources d'énergie termine cette étude. Nous avons utilisé, pour les calculs présentés à la suite, le logiciel HOMER du National Renewable Energy Laboratory en version 2.67 beta. Ce logiciel utilise les vitesses moyennes mensuelles. Ne disposant pas de celles de janvier, février, mars et juin, nous avons complété ces données en faisant des extrapolations à partir des données observées, en vérifiant la pertinence de l'opération à partir des données des radiosondages.

5.4.1. Nombre d'aérogénérateurs nécessaires suivant la demande énergétique

La figure 5.7 présente le nombre d'aérogénérateurs V112, E-82, ou E-70 nécessaires pour satisfaire la demande énergétique mois par mois à Niamey en 2006.

Soulignons que le nombre d'aérogénérateurs nécessaires pour satisfaire une demande énergétique varie selon la demande énergétique elle-même (la charge) et selon le potentiel éolien disponible au site d'implantation des aérogénérateurs. A titre illustratif, pendant les mois de novembre à février, la demande énergétique à Niamey est faible, par contre le potentiel éolien est très important. Selon les simulations, le nombre d'aérogénérateurs nécessaires pour satisfaire la demande énergétique varie

de 10 à 14 pour les V112 selon les mois, de 17 à 27 pour les E-82, ou encore de 23 à 36 pour les E-70. Par contre, durant la période de post-mousson (mois d'octobre), la consommation d'énergie est maximale et le potentiel éolien est minimal. Le nombre d'aérogénérateurs nécessaires passe à 100 aérogénérateurs pour les V112, 184 pour les E-82, ou 246 pour les E-70.

En période de moyenne consommation (période de mousson), caractérisée par un potentiel éolien plus ou moins important grâce au jet nocturne qui apparaît les nuits et tôt le matin, le nombre d'aérogénérateurs nécessaires varie de 35 à 69 pour les V112, de 66 à 129 pour les E-82, ou de 88 à 172 pour les E-70.

Eu égard donc à ce nombre élevé d'aérogénérateurs en certaines périodes, la solution est l'acquisition d'une grande capacité de stockage d'énergie. Cette énergie pourrait être produite en grande quantité et avec un nombre moindre d'aérogénérateurs durant les périodes de fort potentiel éolien qui coïncident avec les moments de faible consommation d'électricité. Ces périodes sont les nuits et tôt le matin avec jet nocturne en périodes de mousson et de pré-mousson et au besoin sur toute la période d'Harmattan.

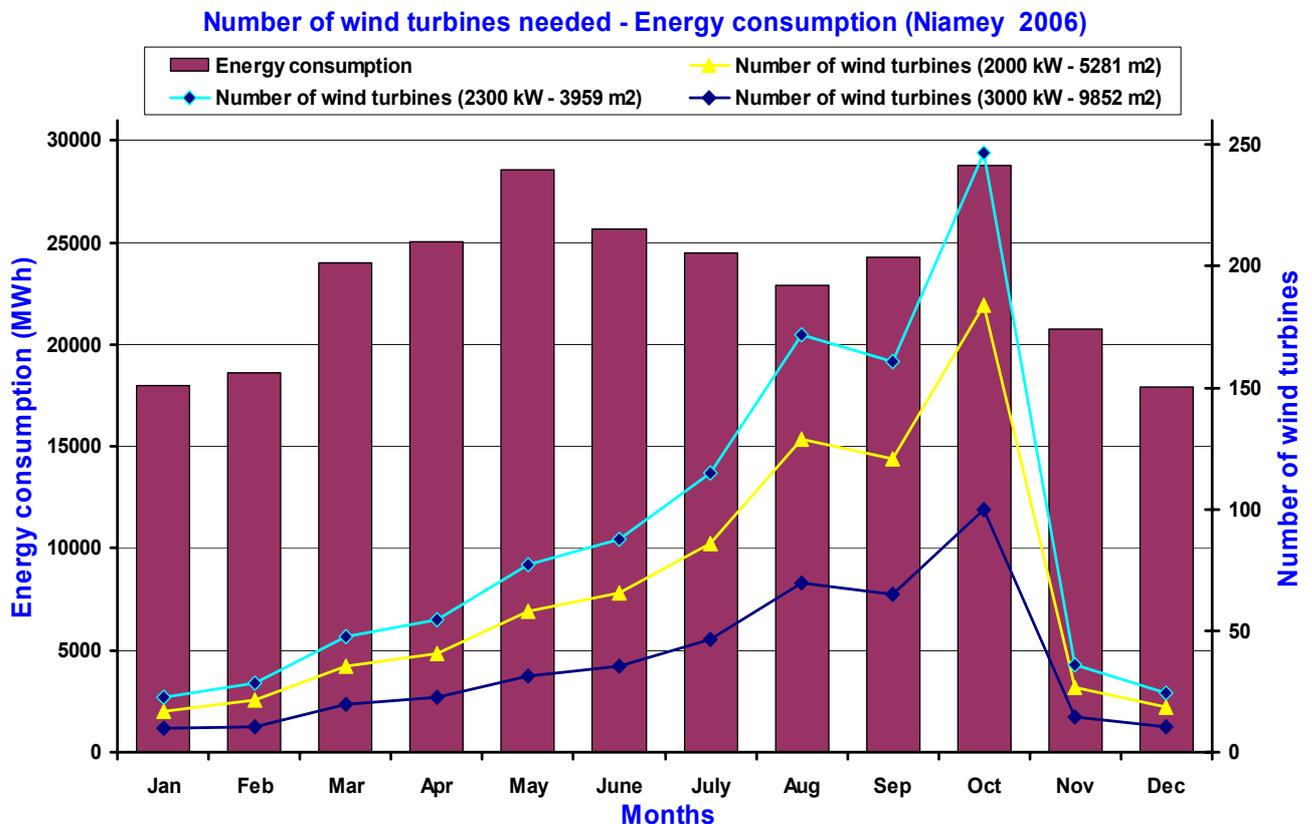


Figure 5.7: Nombre d'aérogénérateurs V112, E-82 ou E-70 nécessaires pour satisfaire la consommation d'énergie électrique de Niamey en 2006.

Notons cependant que ce stockage d'énergie, grâce à l'utilisation de batteries, ne peut se faire que de la nuit au jour, et pas d'une saison à l'autre.

5.4.2. Analyse du coût de production du kilowattheure éolien

L'analyse économique d'un système éolien permet de déterminer le coût de production du kilowattheure (CP_{kWh}) à partir du coût total net actualisé et du nombre total de kilowattheures produits sur l'ensemble de la période de fonctionnement de l'installation.

Le coût total net actualisé comprend : le coût des investissements, le coût des opérations et de maintenance et les coûts des emprunts (les intérêts) sur les capitaux engagés. Le coût du combustible et celui de l'élimination des déchets sont nuls dans le cas de l'éolien. L'ensemble de ces coûts peut être détaillé sous forme des postes suivants :

- le prix d'achat des aérogénérateurs ;
- le prix d'achat des batteries et onduleurs ;
- le prix d'achat des équipements de raccordement au réseau (câbles et accessoires) ;
- les frais d'installation des aérogénérateurs (main d'œuvre, mise en service) ;
- les prix des bâtiments pour les instruments et installations techniques ;
- les frais préliminaires (études techniques et financières, prospection et travaux de reconnaissance) ;
- les frais administratifs (les frais d'achat du terrain, droits administratifs, assurances) ;
- les droits et indemnités (droits de passage, concessions, autorisation, indemnisations) ;
- les frais des voies de communications permettant l'accès au lieu (accès routier, raccordement de télécommunication) ;
- les coûts d'exploitation, d'entretien et de remplacement des composants usés ;
- les coûts des emprunts sur les capitaux engagés.

Il faut souligner que les valeurs indiquées sont bien entendu fluctuantes étant donné que les coûts de construction, les coûts de fonctionnement, les coûts des emprunts et le temps de construction varient dans l'espace et dans le temps. Ce coût de production n'inclut pas les coûts afférents aux différentes taxes (TVA, taxes

communautaires, contribution tarifaire d'acheminement du réseau, etc.) ni les coûts marginaux externes dus aux émissions des gaz à effet de serre, ni ceux se rapportant à la préservation de la santé des populations. Donc, ce coût n'est pas le prix d'achat du kilowattheure chez le consommateur (prix toutes taxes confondues).

A partir de ce qui précède, l'équation de calcul du coût de production du kilowattheure (CP_{kWh}) peut être normalisée par :

$$CP_{kWh} = \frac{C_{Total,Net,Actualisé}}{N_{Total,kWh,produit}} \quad (5.1)$$

où $C_{Total,Net,Actualisé}$ représente le coût total net actualisé et $N_{Total,kWh,produit}$ le nombre total de kilowattheures produits.

Le tableau 5.2 présente les valeurs du coût total net actualisé, du coût de production du kilowattheure, la durée de vie du projet et le taux d'émission des gaz à effet de serre selon les trois types d'aérogénérateurs choisis. Il faut noter aussi que pour chaque cas d'étude, des convertisseurs CC/CA (courant continu / courant alternatif), d'une capacité totale de 60 MW et d'une durée de vie de 20 ans, sont utilisés pour convertir et onduler le courant continu délivré par les aérogénérateurs en courant alternatif. Des batteries solaires (32 320 batteries) d'une capacité de 1900 Ah (7,6 kWh) chacune, de durée de vie 10 ans, sont également utilisées pour le stockage de l'énergie avant le passage au réseau.

Tableau 5.2 : Valeurs du coût de production du kilowattheure, du taux d'émission des gaz à effet de serre et de la durée de vie du projet, selon les trois types d'aérogénérateurs choisis.

Type d'aérogénérateur	Nombre d'aérogénérateurs utilisés	Coût total net actualisé (€)	Durée de vie du projet (an)	Coût du kilowattheure (€ / kWh)	Emissions de gaz à effet de serre (kg / an)
Vestas V112	100	92 237 418	20	0.093	0
Enercon E-82	184	117 341 553	20	0.129	0
Enercon E-70	246	122 572 283	20	0.137	0

L'analyse des résultats montre tout d'abord que ce coût diminue avec l'envergure de l'aérogénérateur (puissance nominale, surface balayée). Par ailleurs, ce coût de production de 0.093 à 0.137 €/kWh, même s'il semble élevé, se situe dans la fourchette des coûts de production souvent indiqués dans la littérature. En 2004,

selon une étude du World Energy Council, le coût de production du kilowattheure éolien de grande puissance varie de 0.03 à 0.13 €/kWh (UNDP and WEC, 2004). Selon une étude de Ngala et al. (2007) sur l'analyse des coûts production d'énergie éolienne à Maiduguri (Nigeria), ce coût varie de 0,311 à 0.388 € pour un site bien venté et de 0.466 à 0.621 €/kWh pour un site moins venté.

A titre de comparaison, le tarif de base de l'électricité toutes taxes confondues au Niger est de 0.12 €/kWh et cela depuis plus de 20 ans, ce qui rend l'alternative éolienne tout à fait concurrentielle. En France, l'arrêté ministériel du 10 juillet 2006 impose à l'entreprise EDF (Electricité de France) un tarif de rachat de l'électricité éolienne à 0.082 €/kWh, alors que le tarif option de base pour le consommateur est de 0.11 €/kWh TTC au 15 août 2009.

Il faut signaler que les coûts externes dus aux émissions des gaz à effet de serre et ceux afférents à la préservation de la santé des populations seront nuls ou tout au plus très minimisés. L'énergie éolienne est une « énergie propre ». Mais, il faut souligner aussi, qu'au bout de 10 ans sur les 20 ans que durera le projet, il va falloir changer au moins une fois l'ensemble des batteries. Ceci est pris en compte dans le calcul des coûts.

5.4.3. Comparaison du coût de production du kilowattheure avec celui des autres sources d'énergie

D'origine thermique, nucléaire, géothermique, hydraulique, éolien, photovoltaïque, biomassique, marémotrice, ou autre, l'électricité est le principal vecteur de toute économie. Le courant que nous utilisons (ou consommons), est la conversion des sources d'énergie en électricité (offre finale). A ce titre, la comparaison du coût de production présente un intérêt important puisque c'est par l'intermédiaire de ce coût que de nouvelles sources seront jugées compétitives sur le marché de la production.

Le tableau 5.3 présente à titre de comparaison le coût de production du kilowattheure éolien avec ceux des autres filières de production. Ce tableau montre que le coût de production du kilowattheure éolien même s'il est supérieur à celui des sources d'énergies fossiles (charbon, fioul ou turbines à gaz) et à celui des grandes filières (centrales nucléaires et hydroélectriques), reste cependant compétitif voir plus compétitif que celui des autres sources d'énergies renouvelables. Mais, face aux

surcoûts et aux dangers qu'engendre l'exploitation des sources d'énergies fossiles sur l'environnement et sur la santé des populations (Fig. 5.8), il est indispensable d'utiliser d'autres critères que le coût de production pour faire le choix d'une source d'énergie. L'équilibre écologique de la planète est aujourd'hui en danger alors que la consommation mondiale d'énergie ne cesse d'augmenter. La solution est d'aller entièrement vers les énergies renouvelables.

Tableau 5.3 : Comparaison du coût de production du kilowattheure éolien avec ceux des autres filières de production (sources : UNDP and WEC, 2004).

Sources d'énergie	Coût de production (€ / kWh)
Thermiques (charbon, fioul, gaz)	0.02 à 0.04
Nucléaire	0.02 à 0.037
Hydroélectrique	0.02 à 0.12
Eolienne	0.03 à 0.13
Photovoltaïque	0.25 à 1.6
Biomasse	0.03 à 0.12
Marémotrice	0.08 à 0.40
Géothermique	0.02 à 0.10

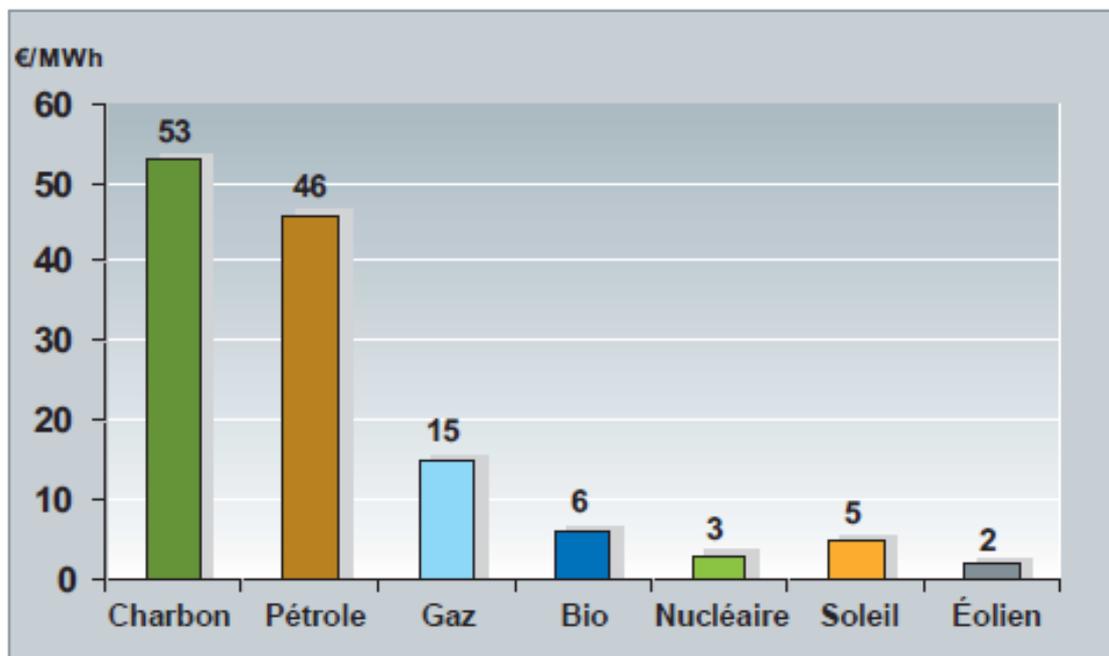


Figure 5.8 : Coûts sanitaires et environnementaux, dits « coûts externes » pour différentes sources d'énergie (Source : Commissariat à l'Énergie Atomique, Saclay et Groupe Moniteur, 2005).

5.5. CONCLUSION

L'étude économique d'un projet d'énergie éolienne permet de dégager deux types d'information : le coût total net actualisé du projet et le coût de production du kilowattheure produit. Le coût de production du kilowattheure obtenu, de 0.093 à 0.137 €/kWh, même s'il est supérieur à celui des grandes filières de production d'électricité, reste cependant compétitif face à celui des autres sources d'énergies renouvelables. A Niamey, il est même comparable au coût du kilowattheure actuellement en cours, qui est de source essentiellement fossile. L'apport de l'éolien serait sans contexte un atout pour le Niger, et présenterait l'avantage d'accéder à l'indépendance énergétique vis-à-vis du Nigéria, de créer des emplois et d'élargir le réseau national.

Les résultats obtenus ici constituent donc la base pour identifier la meilleure combinaison à faire pour exploiter cette énergie éolienne tant sur le plan environnemental qu'économique. Par contre cette conversion à l'éolien dépend d'une politique économique et financière audacieuse, basée sur un calcul à long terme, car elle nécessite un investissement conséquent, et d'autant plus conséquent qu'il est nécessaire d'aller chercher le vent à 150 m.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

C'est en 2005 à l'aéroport de Bamako que le premier radar profileur de vent a été utilisé sur le continent africain par l'ASECNA, ceci pour améliorer la sécurité aérienne. Depuis, un autre radar a été installé à Ouagadougou (en 2007) à des fins identiques. Pendant les périodes d'observations intensives de l'expérience AMMA, des radars profileurs ont été installés en 2006 à Niamey (Niger) et en 2005-2006 à Djougou (Bénin). Enfin, récemment, en 2009, l'observatoire de la Réunion (OPAR) vient de s'équiper d'un radar UHF pour l'observation des alizés. Ce premier radar profileur installé en Afrique était donc un précurseur, et il a permis de faire la preuve que ce type d'instrument, dont les cibles sont liées à l'indice de réfraction de l'air (et en particulier aux fluctuations d'humidité), pouvait fonctionner en région sahélienne comme aux latitudes moyennes, malgré l'aridité des conditions atmosphériques. En comparant les mesures de profils verticaux de vent restitués par l'UHF, à ceux directement mesurés avec les radiosondages pendant plusieurs mois, ou restitués (pendant un mois) par le radar Doppler en bande C du MIT, nous avons fait la preuve de la bonne qualité des mesures (différences de l'ordre de 1 m s^{-1} au maximum).

L'avantage incontestable du profileur sur les radiosondages est sa résolution temporelle : 5 min au lieu de plusieurs heures. Même si la cadence des radiosondages a été augmentée à 4 par jours (ou même à 8 sur des périodes de 15 jours) pendant l'année 2006 à Niamey, elle est restée à 2 par jour à Bamako en 2005 : 0000 et 1200 TU, ce qui présente l'inconvénient majeur de manquer la période où le jet nocturne est le plus fort. Par ailleurs, le fait d'avoir des informations sur la verticale est primordial dans la mesure où le jet nocturne est très peu sensible en surface (Lothon et al., 2008). Nous avons donc profité de l'opportunité de disposer de deux jeux de données de 8 mois chacun pour étudier les caractéristiques du vent dans les basses couches dans la région sahélienne. A noter que ce sont les jeux de données les plus importants obtenus jusqu'alors, en terme de durée, dans la région Sahélienne.

L'étude a permis de mettre en évidence de manière statistique le caractère saisonnier de l'écoulement avec, dans les basses couches à savoir le premier millier de mètres, une prédominance de l'Harmattan chaud et sec (nord-est) en saison sèche, de la mousson relativement plus fraîche et plus humide (sud-ouest) en saison des pluies, et une alternance entre ces deux régimes en période transitoire entre ces deux saisons. Par ailleurs, un cycle diurne important a été relevé avec des vents forts la nuit, liés au jet nocturne et des vents beaucoup plus faibles pendant la journée.

Après avoir établi une statistique des caractéristiques du pic du jet nocturne et évalué les forts cisaillements qui sont susceptibles d'être générés par ce jet et qui mettent

en danger les atterrissages ou décollages des avions, nous nous sommes intéressés au vent à 150 m, c'est-à-dire au niveau de la porte de mesure des radars la plus basse, qui est aussi le niveau où le jet nocturne commence à apparaître (le pic du jet est situé en moyenne à 500 m). L'objectif en effet est de vérifier si les régimes de vent au Sahel peuvent être utilisés pour des applications éoliennes.

Quoique disposant des distributions des vents, ce qui nous dispensait d'utiliser les méthodes traditionnelles d'évaluation du potentiel éolien, nous avons néanmoins appliqué ces méthodes pour en vérifier la fiabilité, pour les régimes de vents rencontrés au Sahel. La méthode la plus couramment utilisée est d'approcher la distribution du vent à une distribution de Weibull (double fonction exponentielle). La plupart du temps, de grands échantillons temporels (plusieurs années de mesure) sont utilisés pour évaluer le potentiel éolien, aussi les variables mesurées sont-elles au mieux un vent moyen horaire et un écart-type journalier. Ces moments permettent de calculer les paramètres d'échelle c et de forme k de la distribution de Weibull. Nous avons comparé les distributions mensuelles et saisonnières observées à Niamey et à Bamako aux distributions correspondantes de Weibull. La comparaison était bonne, sauf dans deux cas :

- quand la distribution des valeurs observées était bimodale, ce qui était le cas en période de pré-mousson à Niamey (module du vent très anisotrope : mousson forte et Harmattan faible).
- quand la distribution était très aplatie comme c'était le cas en Décembre à Bamako, mais nous avons soupçonné alors un mauvais fonctionnement du radar (son fonctionnement s'est dégradé en fin d'année).

Nous avons pu évaluer le potentiel éolien, et comparer les estimations obtenues à partir des deux types de distribution, ceci par saison et en distinguant entre les mesures diurnes et nocturnes. Curieusement, les résultats n'ont divergé sensiblement que dans le cas de Bamako. Ils montrent que la période d'Harmattan (saison sèche) est la plus propice à la production d'énergie éolienne, de jour comme de nuit et sur les deux sites, avec une puissance supérieure à 300 W m^{-2} . Pendant cette période, les conditions sont optimales côté vitesse et aussi côté usure des éoliennes car la turbulence est faible (le vent est stationnaire). Les autres périodes favorables sont les nuits et tôt le matin pendant la pré-mousson et la mousson avec une puissance supérieure à 100 W m^{-2} , grâce au jet nocturne qui permet d'avoir un vent suffisamment fort à 150 m.

Nous avons terminé par une étude économique qui nous a permis de faire des calculs précis pour évaluer le coût d'un parc éolien susceptible de remplir les besoins

énergétiques de la capitale du Niger, Niamey, qui regroupe près de 50 % de la population urbaine du pays et 50 % des abonnés au réseau électrique. Au vu des résultats exposés précédemment, nous avons fait le choix de trois types d'aérogénérateurs (du type grand éolien), connectés au réseau et capables de fonctionner à 150 m, et avons prévu de stocker avec des batteries, l'énergie accumulée pendant la nuit pour la restituer le jour. En effet la demande est la plus grande pendant la journée. Le nombre d'aérogénérateurs nécessaires varie de 10 à 246 suivant le mois ou le type d'aérogénérateur choisi. Mensuellement, comme journalièrement, il y a anti-corrélation entre le potentiel éolien et la demande en énergie, puisque la demande est la plus forte en octobre quand le potentiel est le moins fort, et la moins forte en hiver quand le potentiel est fort.

L'analyse des coûts montre que l'on peut parvenir à un prix du kWh variant entre 9 14 centimes d'euros ce qui reste très compétitif par rapport aux autres sources d'énergies renouvelables.

Cette étude ouvre donc des perspectives prometteuses dans le sens de l'utilisation de l'énergie éolienne au Niger, qui pour l'instant importe son électricité, produite à partir d'énergie fossile, du Nigéria. Ceci pourrait non seulement œuvrer pour la dépendance énergétique du pays et pourrait permettre d'étendre le réseau électrique à l'ensemble du pays. Cependant l'investissement requis est important, si bien que la décision ne sera pas facile.

Pour parfaire cette étude, il serait convenable d'étendre les périodes de mesures sur une plus longue période et de faire coïncider les données économiques et financières à la période d'étude : en effet, nous nous sommes basés sur les observations de 2006, la demande en électricité de 2006, mais des coûts financiers de 2009. Il n'y a plus d'UHF actuellement à Niamey, et celui de Bamako ne fonctionne pas régulièrement (par ailleurs il est très difficile de récupérer ces données). Peut-être l'achat d'un SODAR, moins onéreux, pourrait résoudre le problème. Resterait à prouver tout de même qu'il fonctionne correctement en période sèche.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdou K., Parker D.J., Brooks B., Kalthoff N. and Lebel T., 2010: The diurnal cycle of lower boundary layer wind in the West African monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **136** (1) 66-76. DIO 10.1002/qj.536
- Albignat, J. P., and Reed R. J., 1980: The origin of African wave disturbances during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1827–1839.
- Anderson D.L.T., 1976: The low-level jet as a western boundary current. *Mont. Weat. Rev.*, **104**, 907-921.
- Ardanuy P., 1979. On the observed diurnal oscillation of the Somali jet. *Monthly Weather Review* **107**: 1694–1700.
- Aspliden, C. I., 1977. Diurnal and semidiurnal low-level wind cycles over a tropical island. *Bound.-Layer Meteor.* **12**, 187–199.
- Baas, P., Bosveld F. C., and H. Klein Baltink, 2009: A Climatology of Nocturnal Low-Level Jets at Cabauw. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 1627-1642. DOI: 10.1175/2009JAMC1965.1.
- Banta, R. M., Pichugina Y. L., and W. A. Brewer, 2006: Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2700– 2719.
- _____, Newsom R.K., Lundquist J.K., Pichugina Y.L., Coulter R.L. and L. Mahrt, 2002: Nocturnal low-level jet characteristics over Kansas during CASES-99. *Bound. Layer Meteor.*, **105**, 221-252.
- Betz Albert: *Wind-Energie und ihre Ausnutzung durch Windmühlen*, Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen (1926). Ökobuch Verlag, Staufen 1994, ISBN 3-922964-11-7 (unveränderter Nachdruck).
- Blackadar, A. K., 1957: Boundary layer and maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **38**, 283–290.
- Bonner W. D. 1968: Climatology of the low level jet. *Mont. Weat. Rev.* **96**, 833–850.
- Brook RR. 1985. The Koorin nocturnal low-level jet. *Bound. Layer Meteor.* **32**, 133-154.
- Burpee, R. W., (1972): The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 77–90.
- _____, (1974): Characteristics of North African easterly waves during the summer of 1968 and 1969. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1556 – 1570.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971: Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181–189.

- Canut G., Lothon M., Saïd F., and Lohou F., 2010: Observation of entrainment at the interface between monsoon flow and Saharan Air Layer, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, DOI: 10.1002/qj.471.
- Celik, A.N., 2003: A statistical analysis of wind speed power based on the Weibull and Rayleigh models at the southern region of Turkey. *Renew. Energ.* **29**, 593-604.
- Charney, J. G. and M. E. Starn (1962): on the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 159 – 172.
- Chiba O, Kobayashi S. 1986: A study of the structure of low-level katabatic winds at Mizuho Station, East Antarctica. *Bound. Layer Meteor.*, **37**: 343–355.
- Chimonas G. 2005: The Nighttime Accelerations of the Wind in the Boundary Layer. *Bound. Layer Meteor.*, 116 (3), 519-531.
- CIA, 2008: The World Factbook CIA (USA). *Rank Order - Electricity consumption*. [Available online at <https://www.cia.gov/library/publications/download/download-2008/index.html>]
- Commissariat à l’Energie Atomique, Saclay et Groupe Moniteur (2005) : L’énergie nucléaire du futur : quelles recherches pour quels objectifs ? Éditions du Moniteur, Paris. ISBN 2-281-11307-8. pp 101.
- Conangla, L. and J. Cuxart, 2006: On the turbulence in the Uppert Part of the Low-Level Jet: an experimental and numerical study; *Bound.-Layer Meteor.*, **118**, (2), 379-400.
- Cuesta J., J. H. Marsham, D. J. Parker and C. Flamant, 2009, 'Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer', *Atmos. Sci. Lett.*, 10, doi:10.1002/asl.207
- _____, E. Dimitri, M. Mimouni, P.H. Flamant, C. Loth, F. Gibert, F. Marnas, A. Bouklila, M. Kharef, B. Ouchène, M. Kadi, and C. Flamant, 2008: Multi-platform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006, *J. Geophys. Res.*, **113**, D00C07, doi:10.1029/2007JD009417.
- Club du Sahel et de l’Afrique de l’Ouest/OCDE (2007), image du satellite NOAA-2000. www.oecd.org/sah.
- Cuxart, J., and Jimenez, M.A., 2006: Study of an observed Low-Level Jet through Large-Eddy Simulations. *17th Boundary Layer and Turbulence Symposium, 22-25 May 2006, San Diego, California (USA)*. American Meteorological Society (AMS).
- De Félice, P., A. Vilard and J Oubiuh, 1993: A synoptic-scale wave of 6-9 day period in the

- Atlantic tropical troposphere during summer 1981. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1291-1298.
- De Moor G., 1996: Les théories de la turbulence dans la couche limite atmosphérique, Cours et manuels de l'Ecole Nationale de la Météorologie, METEO France, 312 p.
- Diedhiou A., S. Janicot, A. Viltard and P. de Félice, 1998: Evidence of two regimes of Easterly waves over West Africa and Tropical atlantic. *Geophys. Res. Letter*, **25**, (15), 2805 - 2808.
- _____, S. Janicot, A. Viltard, P. de Félice and H Laurent, 1999: Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and Tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dyn.*, **15**, 795 – 822.
- Douglas M. W. 1993. The summertime low-level jet over the Gulf of California mean structure and synoptic variation. *Preprints, 20th Conference Hurricanes and Tropical Meteorology*. American Meteorological Society: San Antonio, TX, 504–507.
- Doviak, R. J. and D. S. Zrnić: 1984, Doppler radar and weather observation. *Academic Press*, 458 pp.
- Duvel, J. P. (1990). Convection over tropical Africa and the Atlantic ocean during northern summer. Part II: Modulation by easterly waves. *Mon. Weat. Rev.*, **118**, 1855-1868.
- Dyer, A. J., 1974: A review of flux-profile relationships. *Bound.-Layer Meteor.*, **7**, 363–372.
- Ecklund, W.L., D.A. Carter, and B.B. Balsley, 1988: A UHF wind profiler for the boundary layer: brief description and initial results. *J. Atmos. Oceanic. Tech.*, **5**, 432-441.
- _____, Carter D. A., Balsley B. B., Courier P. E. , Green J. L. Weber, B. L, and Gage K. S., 1990: Field tests of a lower tropospheric wind profiler. *Radio Sci.*, **25**, 899 -906.
- EuroObserv'ER 2008/AWEA 2008/Wind Power /GWEC.
- Farquharson, S. J., 1939: The diurnal variation of wind over tropical Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **65**, 165-183.
- Federal Aviation Administration, 1988: *Pilot wind shear guide; Advisory circular AC N° 00 54 of 25/11/1998*. Federal Aviation Administration, US department of transportation, 64 pp. [Available online at: [http://rgl.faa.gov/Regulatory_and_Guidance_Library/rgAdvisoryCircular.nsf/list/AC%2000-54/\\$FILE/AC00-54.pdf](http://rgl.faa.gov/Regulatory_and_Guidance_Library/rgAdvisoryCircular.nsf/list/AC%2000-54/$FILE/AC00-54.pdf)]
- Findlater J. 1969. A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **95**: 362–380.
- Fink, A. H., D. G. Vincent and V. Ermert, 2006: Rainfall types in the West Africa Sudanian Zone during the summer monsoon 2002. *Mon Wea Rev.* **134**, (8), 2143-2164.

- _____ and A. Reiner, 2003: Spatio-temporal Variability of the Relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999. *J. Geophys Res.*, 108(D11), ACL 5-105-17, 4332, doi:10.1029/2002JD002816.
- Fish A. S. and Clifford S. F., 1974: A study of convection by a stable layer using Doppler radar and acoustic echo sounders. *J. Atm; Sci.*, **31**, 1622 – 1628.
- Flamant, C., J.-P. Chaboureau, D.J.P. Parker, C. M. Taylor, J.-P. Cammas, O. Bock, F. Timouk, and J. Pelon, 2007: Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 1175-1189.
- _____, Knippertz P., Parker D., Chaboureau J.-P., Lavaysse C., Agusti-Panareda A., and L. Kergoat, 2009a: The impact of a mesoscale convective system cold-pool on the northward propagation of the inter-tropical discontinuity over West Africa, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **135**, 139-165.
- Fortune Michael, 1980 : Properties of African Squall Lines Inferred from Time-Lapse Satellite Imagery. *Mont. Weat. Rev.*, **108**, (2), 153-168.
- Garcia A, Torres J. L, Prieto E, de Francisco A, 1998 : Fitting wind speed distributions: a case study. *Solar Energy* ; **62**, 139–144.
- Garratt, J.R., 1985. The inland boundary layer at low latitudes: 1. The nocturnal jet. *Bound. Lay. Meteorol.*, **32**, 307-327.
- Gokcek M, Bayulken A, Bekdemir S, 2007: Investigation of wind characteristics and wind energy potential in Kirklareli, Turkey. *Renew. Energy*; **32**, 1739–52.
- Gossard, E. E., D. E. Wolfe, K. P. Moran, R. A. Paulus, K. D. Andersen, and L. T. Rogers: 1998, Measurement of clear-air gradients and turbulence properties with radar wind profilers. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 321–342.
- _____, and Strauch R. G., 1983: *Radar observations of clear air and clouds*, Elsevier, 280 p.
- Goualt, J., 1938: Vents en altitude à Fort Lamy (Tchad). *Ann. Phys. Du Globe de la France d'Outre-Mer.* **5**, 70-91.
- Grams, C. M., S. C. Jones, J. H. Marsham, D. J. Parker, J. M. Haywood and V. Heuveline, 2010, 'The Atlantic inflow to the Saharan heat low: observations and modelling', *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, in press, xx-yy. doi:10.1002/qj.429
- Gryning, S.-E., E. Batchvarova, B. BrÄummer, H. Jørgensen, and S. Larsen, 2007: On the extension of the wind profile over homogeneous terrain beyond the surface layer. *Bound.-Layer Meteorol.*, **124**, 251-268.

- Guichard, F., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, P. Hiernaux and F. Lavenu, 2009: Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: seasonal and diurnal cycles, *J. Hydrology* (AMMA special issue), doi:10.1016/j.jhydrol.2008.09.007.
- Hall NMJ, Kiladis GN, Thorncroft CD. 2006. Three dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part II: Dynamical modes. *J. Atmos. Sci.* **63**: 2231–2245.
- Helfand H.M. and S.D. Schubert, 1995. Climatology of the Great Plains low-level jet and its contribution to the continental moisture budget of the United States. *J. Clim.*, **8**, 784-806.
- Hennessey, J.P., 1978: A comparison of the Weibull and Rayleigh distributions for estimating wind power potential. *Wind Engin.*, **2**, 156–164.
- _____, 1977: Some aspects of wind power statistics. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 63-70.
- Heo, B. K., S. Jacoby-Koaly, K. E. Kim, B. Campistron, B. Benech, and E. S. Jung, 2003: Use of the Doppler spectral width to improve the estimation of the convective boundary Layer height from UHF wind Profiler observations. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **20**, 408-424.
- Hewitt C. N., Andrea V. Jackson (2003) Handbook of atmospheric science: principles and applications, Wiley-Blackwell, ISBN 0632052864, 633 pp.
- HOMER version 2.67 beta., Online at: <https://analysis.nrel.gov/homer/>
- Hsieh J.S. Cook K.H., 2008: On the instability of the African Easterly Jet and the generation of African waves: Reversals of the potential vorticity gradient. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 2130-2151.
- <http://canmetenergie-canmetenergy.rncan-nrcan.gc.ca> (site ressources naturelles Canada)
- <http://www.enercon.de/en/home.htm>
- <http://www.vestas.com/en/wind-power-solutions/wind-turbines.aspx>
- <http://fr.wikipedia.org/wiki/Éolienne>.
- INS, 2010 (Institut National de la Statistique - Niger). <http://www.stat-niger.org> ou <http://www.ins.ne>.
- ISES (International Solar Energy Society), 2007: Wind Energy Pocket Reference Book. IBSN 0-977 1282-1-0.
- Jacoby-Koaly, S., B. Campistron, S. Bernard, B. Benech, F. Arduin-Girard, J. Dessens, E. Dupont, and B. Carissimo, 2002: Turbulent dissipation rate in the boundary layer via UHF wind profiler Doppler spectral width measurements. *Bound.-layer Meteor.*, **103**, 361-389.
- _____, 2000 : Application d'un radar profileur de vent UHF à l'étude de la

- couche limite atmosphérique. *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier de Toulouse.
- Jamil M, Parsa S, Majidi M., 1995: Wind power statistics and an evaluation of wind energy density. *Renew. Energy*, **6**, 623–628.
- Janicot, S., and B. Sultan, 2007: The large-scale context of the West African Monsoon in 2006. Preprints, *12th CLIVAR Exchanges*, International CLIVAR Project Office, Southampton, United Kingdom, 11–17.
- _____, C. D. Thorncroft, A. Ali, N. Asencio, G. Berry, O. Bock, B. Bourles, G. Caniaux, F. Chauvin, A. Deme, L. Kergoat, J-P. Lafore, C. Lavaysse, T. Lebel, B. Marticorena, F. Mounier, P. Nedelec, J-L. Redelsperger, F. Ravegnani, C.E. Reeves, R. Roca, P. De Rosnay, H. Schlager, B. Sultan, M. Tomasini, A. Ulanovsky, Acmad Forecasters Team, 2008: Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Annal. Geophys.*, **26**, Issue 9, 2569-2595.
- Jensen O., Petersen E. L., Troen I., 1984: "World climate applications programme: extrapolation of mean wind statistics with special regard to wind energy applications," World meteorological organization, WMO/TD-No. 15.
- Jiang Xianan , Ngar-Cheung Lau, Isaac M. Held, Jeffrey J. Ploshay, 2007: Mechanisms of the Great Plains Low-Level Jet as Simulated in an AGCM. *J. Atmos. Sci.*, **64**, (2), 532-547.
- Johnson R. H., 1979: The role of convective-scale precipitation downdrafts in cumulus and synoptic scale interactions. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1890 -1910.
- Jury M. R, Spencer-Smith G. 1988: Doppler sounder observations of trade winds and sea breeze along the African west coast near 34 degrees S, 19 degrees E. *Boundary-Layer Meteorology* **44**: 373–405.
- _____, Tosen GR. 1989: Characteristics of the winter boundary layer over the African Plateau: 26 degrees S. *Boundary-Layer Meteorology* **49**: 53–76.
- Justus, C.G., and A. Mikhail, 1976: Height variation of wind speed and wind distribution statistics. *Geophys. Res. Lett.*, **3**, 261– 264.
- _____, W.R Hargraves., A. Mikhail and D. Graber, 1978: Methods for estimating wind speed frequency distributions. *J. Appl. Meteor.* **17**, 350 - 553.
- Kaimal, J. C., and Y. Izumi, 1965: Vertical velocity fluctuations in a nocturnal low-level jet. *J. Appl. Meteor.*, **4**, 576–584.
- Kalapureddy M. C. R., M. Lothon, B. Campistron, F. Lohou, and F. Saïd, 2010: Wind profiler analysis of the African Easterly Jet in relation with the Boundary-layer and

- the Saharan Heat Low. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **136** (1) 77-91. DIO 10.1002/qj.494.
- Kaplan, M.L., Y.L. Lin., J.J. Charney, K.D. Pfeiffer, D.B. Ensley, D.S. DeCroix, R.P. Weglarz, 2000: A terminal area PBL prediction system at Dallas-Fort Worth and its application in simulating diurnal PBL jets. *Bull. Am. Met. Soc.* **81**, 2179-2204.
- Kasbadji-Merzouk, N. and M. Merzouk, 2006: Estimation du potentiel énergétique éolien utilisable. Application au pompage dans les Hauts Plateaux. *Rev. Energ. Renev.*, **9** (3), 155 – 163.
- Kebe, C.M. F., Sambou V., Ould Bilal B., Ndiaye P.A. and Lo S.M., 2008 : Evaluation du potentiel éolien du site de Gandon dans la région nord du Sénégal. Preprints, *International Metrology Conference, CAFMET2008*. Tunis, Tunisia, 22-24.
- Keenan T.D, McBride J, Holland G, Davidson N, Gunn B, 1989: Diurnal variations during the Australian monsoon experiment (AMEX) phase II. *Mont. Weat. Rev.* **117**, 2535-2552.
- Kelbe B. 1988. Features of westerly waves propagating over southern Africa during summer. *Monthly Weather Review* **116**: 60–70.
- Kiladis G, Thorncroft C, Hall N. 2006. Three dimensional structure and dynamics of African Easterly Waves. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.* **63**: 2212-2230.
- Kotroni Vassiliki, 1993 : Étude de la dynamique du jet de basses couches et de son rôle sur la discontinuité frontale à partir de données du radar ST et du Sodar obtenues lors de l'expérience FRONTS87 - Thèse de doctorat. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 229 p + annexes.
- Kraus, H., J. Malcher and E. Schaller, 1985: Nocturnal low-level jet during PUUK, Bound.-Layer Meteor., **31**, 187-195.
- Lavaysse C., C. Flamant, S. Janicot and P. Knippertz, 2010a: Links between African easterly waves, mid-latitude circulation and the intra seasonal pulsations of the West African Heat Low, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, in press. doi:10.1002/qj.555.
- _____. Flamant and S. Janicot, 2010b: Regional scale convection patterns during intense and weak phases of the Saharan Heat Low, *Atmos. Sci. Lett.*, submitted.
- _____, Flamant, S. Janicot, D.J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan and J. Pelon. Seasonal evolution of the West African heat low, a climatological perspective. *Climate Dynamics*, (DOI: 10.1007/s00382-009-0553-4), 2009.
- Lebel, T., D.J. Parker, C. Flamant, B. Bourles, B. Marticorena, E. Mougin, C. Peugeot, A. Gaye, J. Haywood, J-B. NGamini, J. Polcher, J-L. Redelsperger, C.D. and

- Thorncroft, 2010: The AMMA field campaigns: Multiscale and multidisciplinary observations in the West African region, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, in Press.
- Lee, Y., B. Campistron and K. E Kim, 2010: Retrieval of the 3D wind fields using the AMMA synoptic wind profiler network. *Submitted to Mont. Wea. Rev.*
- Leroux S, Hall NMJ. 2009. On the relationship between African easterly waves and the African Easterly Jet. *J. Atmos. Sci.* **66**: 2303–2316.
- _____, Hall N.M.J. and G.N. Kiladis, 2010: A climatological study of transient-mean flow interactions over West Africa. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, in press, DOI: 10.1002/qj.474.
- Lohou, F., F. Saïd, M. Lothon, P. Durand, and D. Serça, 2010: Impact of boundary-layer processes on near-surface turbulence within the West African Monsoon. *Bound. - Layer Meteor., In Press.*
- Lothon, M., F. Saïd, F. Lohou and B. Campistron, 2008: Observation of the diurnal cycle in the low troposphere of West Africa. *Mont. Wea. Rev.*, **136**, 3477-3500.
- Malcher, J. and H. Kraus, 1983: Low-level jet phenomena described by an integrated dynamical PBL model. *Bound.-Layer Meteor.*, **27**, 327-343.
- Mathew, S., K.P. Pandey, V. Anil Kumar, 2002: Analysis of wind regimes for energy estimation. *Renew. Energ.*, **25**, 381–399.
- Mathon V., H. Laurent and T. Lebel, 2002. Mesoscale convective systems rainfall in the Sahel. *J. Applied Meteor.*, **41**, 1081-1092.
- McNider, R. T., and R. A. Pielke, 1981: Diurnal boundary-layer development over sloping terrain. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2198–2212.
- Means, L. L., 1952 : On thunderstorm forecasting in the central United States. *Mon. Weat. Rev.*, **80**, 165 – 189.
- _____, 1954: A study of the mean southerly wind-maximum in low levels associated with a period of summer precipitation in the Middle West. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **35**, 166-170;
- Messenger C., D. J. Parker, O. Reitebuch, A. Agusti-Panareda, C. M. Taylor and J. Cuesta, 2010: Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset: observations and analyses from the research flights of 14 and 17 July. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, in press, xx-yy. doi:10.1002/qj.469
- MME, 2004 (Ministère des mines et de l'énergie – BP : 11 700, Niamey - Niger).
Déclaration de politique énergétique du Niger.
- Monin A.S., Obukhov A.M., 1954: Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere - *Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst. Tr*, vol 151, 163-187.

- Ngala, G.M., B. Alkali, M.A. Aji, 2007: Viability of wind energy as a power generation source in Maiduguri, Borno state, Nigeria. *Renewable Energy*, **32**, 2242 - 2246.
- NIGELEC, 2008 (Société Nigérienne d'Electricité – BP : 11 202, Niamey - Niger) : Rapport général sur l'énergie électrique du Niger.
- NIGELEC, 2006 (Société Nigérienne d'Electricité – BP : 11 202, Niamey - Niger): Rapport de la consommation d'énergie électrique du Niger.
- Ottersten H, 1969a: Atmospheric structure and radar backscattering in clear air. *Radio. Sci.*, **4**, 1179-1193.
- _____, 1969b: Mean vertical gradient of potential refractive index in turbulent mixing and radar detection of CAT, *Radio. Sci.*, **4**, 1247-1249.
- _____, 1969c: Radar backscattering from the turbulent clear atmosphere. *Radio. Sci.*, **4**, 1251-1255.
- Parker, D. J., Fink A., Janicot S., J-B. Ngamini, M. Douglas, E. Afiesimama, A. Agusti-Panareda, A. Beljaars, F. Dide, A. Diedhiou, T. Lebe, J. Polcher, J-L. Redelsperger, C.D. Thorncroft, G.A. Wilson, 2008: The AMMA radiosonde program and its implications for the future of atmospheric monitoring over Africa. *Bull. Am. Met. Soc.* **89**, 1015-1027.
- _____, R. R. Burton, A. Diongue-Niang, R. J. Ellis, M. A. Felton, C. M. Taylor, C. D. Thorncroft, P. Bessemoulin, and A. M. Tompkins, 2005b: The diurnal cycle of the West African Monsoon circulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2839 - 2860.
- _____, Thorncroft C. D., Burton R. R., and Diongue A. (2005a): Analysis of the African Easterly Jet using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1461–1482.
- Paulson C.A., 1970: "The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer". *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857-861.
- Pavia Edgar G. and O'Brein James J., 1986: Weibull statistics of wind speed over the ocean. *J. Clim Appl. Meteor.*, **25**, 1324 – 1332.
- Persson, P. Ola G., C. W. Fairall, E. L. Andreas, P. S. Guest, and D. K. Perovich, 2002: Measurements near the Atmospheric Surface Flux Group tower at SHEBA: Near-surface conditions and surface energy budget. *J. Geophys. Res.*, **107**, C10, 8045, doi:10.1029/2000JC000705.
- Pospichal B., D. Bou Karam, S. Crewell, C. Flamant, A. Hünerbein, O. Bock and F. Saïd, 2010: Diurnal cycle of the inter-tropical discontinuity over West Africa analysed by remote sensing and mesoscale modelling, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, in press. doi:10.1002/qj.435

- Puygrenier Vincent, 2005 : Etude de la couche limite atmosphérique côtière durant Escompte 2001. Evaluation et amélioration des performances d'un radar UHF. *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier de Toulouse.
- Pytharoulis I. and Thorncroft C.D., 1999: The low-level structure of African Easterly waves in 1995. *Mon. Weat. Rev.*, **127**, 2266-2280.
- Rasmusson, E. M., 1967: Atmospheric water vapour transport and the water balance of North America: Part I. Characteristics of the water vapour flux field. *Mon. Weat. Rev.*, **95**, 403– 426.
- Redelsperger, J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker and J. Polcher, 2006: "African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign." *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **87**(12): 1739-1746.
- Rennick, M. A., 1976: The generation of African waves. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1955–1969.
- Roads, J. O., S.-C. Chen, A. K. Guetter, and K. P. Georgakakos, 1994: Large-scale aspects of the United States hydrologic cycle. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 1589-1610.
- Röttger J., 1990: UHF/VHF radar techniques for atmospheric research and wind profiler applications, in D. Atlas (ed.), radar in metrology, AMS, 45 Beacon St., Boston, MA, 235-281.
- Roussillo, S., 2001: Mesure de vent et de turbulence par radar UHF. Comparaison avec des mesures in situ. Rapport interne CRA/LA, 50 pp.
- Saïd F., Canut G., Durand P., Lohou F. and Lothon M., 2010: Seasonal evolution of the boundary-layer turbulence measured by aircraft during AMMA 2006 Special Observation Period., *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, DOI: 10.1002/qj.475.
- Schwerdtfeger W. 1975. The effect of the Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Weddell Sea. *Mont. Weat. Rev.*, **103**: 45 -51.
- Sivakumar, M.V.K, 1988: Predicting rainy season potential from the onset of rains in Southern Sahelian and Sudanian climatic zones of West Africa, *Agricult. And Forest. Meteorol.*, **42**, 295-305.
- Smedman, A-S., M. Tjernström, and U. Högström, 1993: Analysis of the turbulence structure of a marine low-level jet. *Bound.-Layer Meteor.*, **66**:105–126.
- Song Yang, Eric A. Smith, 2006: Mechanisms for Diurnal Variability of Global Tropical Rainfall Observed from TRMM. *J. Clim.*, **19**, (20), 5190-5226.
- Spano, E.: 2000, Codage en phase et traitement des signaux en radar météorologie: étude théorique et réalisation. Thèse de doctorat, Université de Toulon et du Var.
- Stensrud, D.J., 1996: Importance of low-level jets to climate: A rev. *J. Clim.*, **9**, 1698-1711.

- Stevens M. J. M, Smulders PT, 1979: The estimation of the parameters of the Weibull wind speed distribution for wind energy utilization purposes. *Wind Engineering*; **3**,132–45.
- Stull Roland B., 1988: Introduction to Boundary Layer Meteorology; *Atmospheric Sciences Library*, ISBN: 9789027727695.
- Sultan, B. and Janicot S., 2003: The West African monsoon dynamics. Part II: The preonset and the onset of the summer monsoon. *J. Climate*, **16**, 3407-3427.
- _____, Janicot S., and P. Drobinski, 2007: Characterization of the diurnal cycle of the West African Monsoon around the monsoon onset. *J. Climate*, **20**, 4014 - 4032.
- Tao S, Chen L. 1987. A review of current research on the East Asian Monsoon in China. *Monsoon Meteor.*, Chang CP, Krishnamurti TN (eds). Oxford University Press: Oxford, UK; 60–92.
- Tatarski V. I., 1961: Wave propagation in turbulent medium, translated by R. A. Silverman, McGraw-Hill, New York, 285 p.
- Taylor, G.I., 1938 : The spectrum of turbulence. *Proc. R. Soc.*, A164, 476-490.
- Tester, J. W., E. M. Drake, M.J. Driscoll, M.W. Golay, W.A. Peters, 2005. *Sustainable Energy: Choosing Among Options*. The MIT Press. ISBN 0262201534. 884 pp.
- Todd, M. C., et al. 2008: Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: An intercomparison of model performance over the Bodélé Depression, northern Chad, *J. Geophys. Res.*, **113**, D24107, doi:10. 1029/2008JD010476.
- Thorncroft C, Hall N, Kiladis G. 2008. Three dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part III: Genesis. *J. Atmos. Sci.* **65**: 3596–3607.
- Touré, S., 2005: Investigations on the Eigen-coordinates method for the 2-parameter Weibull distribution of wind speed. *Renew. Energ.*, **30**, 511–521.
- Tsang-Jung Chang, Yu-Ting Wu, Hua-Yi Hsu, Chia-Ren Chu, Chun-Min Liao, (2003): Assessment of wind characteristics and wind turbine characteristics in Taiwan. *Renew. Energy*, **28**, 851–871.
- Ulgen K., A. Hepbasli, 2002: Determination of Weibull parameters for wind energy analysis of Izmir, Turkey. *Int J. Energy Res.*, **26**, 495-506.
- UNDP and WEC (United Nations Development Program and World Energy Council), 2004: *World energy assessment*, New York. ISBN: 92-1-126167-8; pp 508.
- Viers, G., 1968 : Éléments de climatologie. *Éditions Fernand Nathan*, Paris, 224 pp.
- Viltard, A., Oubuih J., De Félice P. and Laurent, 1998: Rainfall and 6 – 9 day wavelike disturbance in West-Africa during summer 1989. *Meteor. Atmos. Phys.*, **66**, 229 – 234.

- _____, Oubuih J. and De Félice P., 1997: Comparison of the African and 6 – 9 day wavelike disturbances patterns over West-Africa and tropical Atlantic during summer 1985. *Meteor. Atmos. Phys.*, **62**, 91 – 99.
- Virji H. 1981. A preliminary study of summer time tropospheric circulation patterns over South America from cloud winds. *Mont. Weat. Rev.*, **109**: 599–610.
- _____, 1982: An estimate of the summertime tropospheric vorticity budget over South America. *Mont. Weat. Rev.*, **110**: 217–224.
- Washington, R. and M.C.Todd, 2005: Atmospheric Controls on Mineral Dust Emission from the Bodélé Depression, Chad: The role of the Low Level Jet, *Geophys. Res. Lett.*, **32** (17): Art. No. L17701.
- _____, Todd M.C., Engelstaedter S., Mbainayel S., Mitchell F., 2006: Dust and the low-level circulation over the Bodele Depression, Chad: Observations from BoDEx 2005. *J. Geophys. Res.* **111**, D03201, DOI: 10.1029/2005JD006502.
- WAsP (Wind Atlas Analysis and Application Programme), site web: <http://www.wasp.dk/>
- Weisser, D., 2003: A wind energy analysis of Grenada: an estimation using the 'Weibull density function. *Renew. Energ.*, **28**, 1803 – 1812.
- White, A. B., R. J. Lataitis, and R. S. Lawrence: 1999: Space and time filtering of remotely sensed velocity turbulence. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 1967–1972.
- Wilson MA. 1975. Atmospheric tidal motions over Australia below 20 kilometers. *Mont. Weat. Rev.*, **103**: 1110–1120.
- Woodman R. F. and Guillen A., 1974: Radar observations of wind and turbulence in the stratosphere and mesosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 493 – 505.
- World Wind Energy Association, 2008: *World Wind Energy Report 2008*. Available online at http://www.wwindea.org/home/images/stories/worldwindenergyreport2008_s.pdf.
- Youm I, J. Sarr, M. Sall, A. Ndiaye and M.M. Kane, 2005: Analysis of wind data and wind energy potential along the northern coast of Senegal. *Rev. Energ. Renev.*, **8**, 95 - 108.

ANNEXES

ANNEXE N°1-a : Valeurs mensuelles des paramètres

Tableau 1.a.1 : Valeurs mensuelles des paramètres de Weibull k et c obtenues la nuit, le jour et durant tout le cycle diurne à Bamako. * indique que la distribution de Weibull hybride a été utilisée.

Mois	Paramètres de Weibull					
	<i>Paramètre de forme k</i>			<i>Paramètre d'échelle c (ms^{-1})</i>		
	Diurne	Nocturne	Tout le cycle	Diurne	Nocturne	Tout le cycle
Mars	0.57*	1.12	0.79*	1.34*	4.54	2.77*
Avril	0.95*	1.30	1.04*	2.05*	4.60	3.14*
Juillet	1.33	1.60	1.44	3.75	5.13	4.42
Août	1.12	1.57	1.31	3.39	4.82	4.09
Septembre	1.39	1.62	1.49	3.65	4.60	4.11
Octobre	1.55	1.91	1.68	3.68	5.08	4.37
Novembre	1.60	1.61	1.58	4.93	5.95	5.41
Décembre	1.12*	2.23	1.48	4.86*	9.94	7.46

Tableau 1.a.2 : Même chose que pour le tableau 1.a.1, à Niamey.

Mois	Paramètres de Weibull					
	<i>Paramètre de forme k</i>			<i>Paramètre d'échelle c (ms^{-1})</i>		
	Diurne	Nocturne	Tout le cycle	Diurne	Nocturne	Tout le cycle
Avril	1.32	2.43	1.71	5.45	7.60	6.56
Mai	1.55	2.83	1.95	5.13	7.51	6.34
Juillet	1.65	2.86	2.08	4.96	6.41	5.73
Août	1.59	2.01	1.77	4.59	5.59	5.10
Septembre	1.98	2.81	2.22	4.22	6.03	5.15
Octobre	2.00	2.75	2.17	3.71	5.52	4.63
Novembre	3.30	3.39	3.18	7.16	8.75	7.98
Décembre	2.71	3.98	2.84	6.72	9.85	8.37

ANNEXE N°1-b : Puissance théorique moyenne mensuelle

Tableau 1.b.1 : Valeurs moyennes mensuelles des vitesses et des puissances obtenues le jour, la nuit et durant tout le cycle diurne à Bamako, à partir des coefficients de Weibull/des distributions mesurées.* indique que la distribution de Weibull hybride a été utilisée.

Mois	Vitesse moyenne (ms⁻¹)			Puissance disponible (Wm⁻²)		
	<i>Diurne</i>	<i>Nocturne</i>	<i>Tout le cycle</i>	<i>Diurne</i>	<i>Nocturne</i>	<i>Tout le cycle</i>
Mars	2.1	4.4	3.2	140*/67	229/148	154*/104
Avril	2.1	4.3	3.1	24*/31	159/163	74*/92
Juillet	3.4	4.6	4.0	81/102	144/165	113/133
Août	3.3	4.3	3.8	96/101	124/116	110/108
Septembre	3.3	4.1	3.7	68/80	102/87	84/84
Octobre	3.3	4.5	3.9	57/56	110/108	83/82
Novembre	4.4	5.3	4.9	129/132	223/211	174/170
Décembre	4.7	8.8	6.7	230*/181	707/584	508/383

Tableau 1.b.2 : Même chose que pour le tableau 1.b.1, à Niamey.

Mois	Vitesse moyenne (ms⁻¹)			Puissance disponible (Wm⁻²)		
	<i>Diurne</i>	<i>Nocturne</i>	<i>Tout le cycle</i>	<i>Diurne</i>	<i>Nocturne</i>	<i>Tout le cycle</i>
Avril	5.0	6.7	5.9	254 / 256	295 / 287	274 / 271
Mai	4.6	6.7	5.6	151 / 151	265 / 265	209 / 206
Juillet	4.4	5.7	5.1	125 / 102	161 / 163	144 / 133
Août	4.1	5.0	4.5	105 / 95	139 / 112	122 / 104
Septembre	3.7	5.4	4.6	61 / 61	135 / 139	99 / 101
Octobre	3.3	4.9	4.1	41 / 41	105 / 104	73 / 73
Novembre	6.4	7.9	7.1	213 / 212	384 / 381	298 / 297
Décembre	6.0	8.9	7.5	191 / 188	528 / 521	361 / 356

ANNEXE N°1-c : Energie mensuelle disponible

Tableau 1.c.1 : Valeurs moyennes mensuelles de l'énergie récupérable obtenues à partir des coefficients de Weibull / des distributions mesurées, le jour, la nuit et durant tout le cycle diurne à Bamako.

Mois	Vitesse moyenne (ms⁻¹)			Energie disponible (Whm⁻²)		
	<i>Diurne</i>	<i>Nocturne</i>	<i>Tout le cycle</i>	<i>Diurne</i>	<i>Nocturne</i>	<i>Tout le cycle</i>
Mars	2.1	4.4	3.2	1680* / 804	2748 / 1776	3696* / 2496
Avril	2.1	4.3	3.1	288* / 372	1908 / 1956	1752* / 2208
Juillet	3.4	4.6	4.0	972 / 1224	1728 / 1980	2712 / 3192
Août	3.3	4.3	3.8	1152 / 1212	1488 / 1392	2640 / 2592
Septembre	3.3	4.1	3.7	816 / 960	1224 / 1044	2016 / 2016
Octobre	3.3	4.5	3.9	684 / 672	1320 / 1296	1992 / 1968
Novembre	4.4	5.3	4.9	1548 / 1584	2676 / 2532	4176 / 4080
Décembre	4.7	8.8	6.7	2760 / 2172	8484 / 7008	12192 / 9192

Tableau 1.c.2 : Même chose que pour le tableau 1.c.1, à Niamey.

Mois	Vitesse moyenne (ms⁻¹)			Energie disponible (Whm⁻²)		
	<i>Diurne</i>	<i>Nocturne</i>	<i>Tout le cycle</i>	<i>Diurne</i>	<i>Nocturne</i>	<i>Tout le cycle</i>
Avril	5.0	6.7	5.9	3048 / 3072	3540 / 3444	6576 / 6504
Mai	4.6	6.7	5.6	2352 / 2352	3348 / 3348	5016 / 4944
Juillet	4.4	5.7	5.1	1500 / 1224	1932 / 1956	3456 / 3192
Août	4.1	5	4.5	1260 / 1140	1668 / 1344	2928 / 2496
Septembre	3.7	5.4	4.6	732 / 732	1620 / 1668	2328 / 2424
Octobre	3.3	4.9	4.1	492 / 492	1260 / 1248	1752 / 1752
Novembre	6.4	7.9	7.1	2556 / 2544	4608 / 4572	7152 / 7128
Décembre	6.0	8.9	7.5	2292 / 2256	6336 / 6252	8664 / 8544

Tableau 1.c.3: Valeurs moyennes saisonnières de l'énergie obtenues à partir des coefficients de Weibull/des distributions mesurées, le jour, la nuit et durant tout le cycle diurne à Bamako.

Saisons	Vitesse moyenne (ms ⁻¹)			Energie disponible (Whm ⁻²)		
	Diurne	Nocturne	Tout le cycle	Diurne	Nocturne	Tout le cycle
Pré-mousson	2.1	4.3	3.1	732* / 576	2280 / 1872	2568* / 2352
Mousson	3.3	4.3	3.8	972 / 1116	1452 / 1428	2424 / 2544
Post-mousson	3.3	4.5	3.9	684 / 672	1320 / 1296	1992 / 1968
Harmattan	4.5	7.0	5.8	2304 / 1860	5520 / 4704	7824 / 6504

Tableau 1.c.4: Même chose que pour le tableau 1.c.3, à Niamey.

Saisons	Vitesse moyenne (ms ⁻¹)			Energie disponible (Whm ⁻²)		
	Diurne	Nocturne	Tout le cycle	Diurne	Nocturne	Tout le cycle
Pré-mousson	4.8	6.7	5.7	2352 / 2388	3348 / 3300	5712 / 5640
Mousson	4.1	5.3	4.7	1152 / 1032	1740 / 1644	2376 / 2256
Post-mousson	3.3	4.9	4.1	492 / 492	1260 / 1248	1752 / 1752
Harmattan	6.2	8.4	7.3	2424 / 2400	5496 / 5436	7920 / 7848

LISTE DES PUBLICATIONS

▪ Publications soumises dans une revue internationale à comité de lecture

1.) DESCRIPTION OF THE NOCTURNAL LOW LEVEL JET AT BAMA KO AND NIAMEY FOR A WIND ENERGY APPLICATION (PART I),

by Madougou Saïdou, Saïd Frederique, and Campistron Bernard; submitted to the Journal of Applied Meteorology and Climatology of the American Meteorological Society.

Package ID: 15628.

2.) NOCTURNAL LOW-LEVEL JET WIND ENERGY POTENTIAL AT BAMA KO AND NIAMEY (PART II),

by Madougou Saïdou, Saïd Frederique, Campistron Bernard, and Kebe Cheikh Fadel Mouhamed; submitted to the Journal of Applied Meteorology and Climatology of the American Meteorological Society.

Package ID: 15629.

▪ Communications à des conférences internationales

1.) “NINE MONTHS OF UHF WIND PROFILER RADARS OBSERVATION OF THE LOWER ATMOSPHERE AT BAMA KO AND NIAMEY.” (2007). By S. Madougou, B. Campistron, F. Saïd, M. Lothon, and F. Lohou, G. Canut AMMA 2nd International Conference 2007, November 26-30, Karlsruhe (Germany).

2.) “DRY AND HUMID PERIOD AT BAMA KO (MALI) OBSERVED IN 2005 WITH AN UHF WIND PROFILER RADAR.” (2005). By Campistron B., F. Saïd, S. Madougou, C. S. Sow, D. Badiane, C. F. Kébé, and F. Traoré. AMMA, 1st international conference, November 28th - December 4th 2005, Dakar (Senegal).

PhD THESIS: A study of nocturnal low-level jet wind potential in the Sahel zone from the radar wind profilers observations.

SHORT ABSTRACT:

This work presents a large study of the wind characteristics and the diurnal and seasonal wind variations obtained from the data of two wind profiler radars installed at Bamako in 2005 and at Niamey in 2006. The nocturnal low level jet peaked at 14 m s^{-1} at 500 m. It was still obvious at 150 m. Important wind shears were also shown, together with the impacts on aircraft activity.

The wind pattern was marked by a strong diurnal cycle as well as a strong seasonal cycle. A wind assessment was made by two methods. The first involved the wind distributions directly observed. The second was based on the Weibull distributions. Day and night were compared. Results showed that the nocturnal low level jet was an interesting source of energy provided that wind turbines were 150 m high and huge-capacity energy storage was used, so that the energy stored at night could be restored during the daytime, when the demand is highest. Harmattan period is most propitious with an output power exceeding 300 W m^{-2} due to the nocturnal jet.

The economic study results showed that this energy was found to be cheap relative to other renewable energy sources.

KEYWORDS: wind profiler radars; Boundary layer; Nocturnal low level jet; Wind shears; Wind potential; Wind turbines.

ADMINISTRATIVE DISCIPLINE: ATMOSPHERIC PHYSICS ENERGETIC

NAME AND ADDRESS OF THE LABORATORY: Laboratoire d'Aérologie (UMR 5560 CNRS / UPS), 8 rte de Lannemezan, 65 300 Campistrous – France.

AUTEUR : Saïdou MADOUGOU

TITRE DE LA THESE : Étude du potentiel éolien du jet nocturne dans la zone sahéenne à partir des observations de radars profileurs de vent.

DIRECTEURS DE THESE : Bernard CAMPISTRON et Frédérique SAÏD

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : OMP, 14 av Ed Belin, 31400 Toulouse, le 24/06/2010

RÉSUMÉ COURT :

Ce travail présente une étude détaillée des caractéristiques et des variations journalières et saisonnières du vent obtenues à partir des données de deux radars UHF profileurs de vent installés à Bamako en 2005 et à Niamey en 2006. Les pics du jet nocturne observés atteignent 14 ms^{-1} à 500m d'altitude. Ce jet est aussi présent à 150m. On note la présence d'un important cisaillement de vent aux conséquences aéronautiques non négligeables.

Le cycle du vent est caractérisé par un fort cycle diurne ainsi qu'un cycle saisonnier bien distinct. Une évaluation du potentiel éolien est faite suivant deux méthodes : celle s'appuyant sur les distributions de vent observées directement sur les sites et celle utilisant les distributions statistiques de Weibull. Les variations mensuelles du module du vent et les distributions statistiques des vitesses sont présentées, de même que les paramètres de Weibull correspondants et les puissances moyennes récupérables. Les valeurs des paramètres de Weibull du jour et de la nuit sont comparées. Les résultats montrent que le jet nocturne est une importante source d'énergie à condition que les aérogénérateurs soient placés à 150m d'altitude et que de larges capacités de stockage d'énergie soient installées pour que l'énergie produite et stockée la nuit puisse être utilisée pendant la journée.

Les résultats de l'étude économique montrent que cette énergie est bon marché en comparaison avec les autres sources d'énergie renouvelables.

MOTS-CLES : Radars profileurs de vent ; Couche limite ; Jet nocturne ; Cisaillement de vent ; Potentiel éolien ; aérogénérateurs.

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE : PHYSIQUE DE L'ATMOSPHERE ÉNERGÉTIQUE

INTITULÉ ET ADRESSE DE L'U.F.R. OU DU LABORATOIRE : Laboratoire d'Aérodynamique (UMR 5560 CNRS / UPS), 8 rte de Lannemezan, 65 300 Campistrous – France.