



Université Abdou Moumouni

Faculté des Sciences et Techniques
Département de Géologie

Université de Rouen

UFR Sciences et Techniques
Ecole doctorale Normande Biologie Intégrative, Santé, Environnement (EdNBISE)
UMR CNRS-INSU 6143 Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C)

**THESE DE DOCTORAT
(Cotutelle)**

Discipline : Sciences de la terre, de l'univers et de l'environnement
Spécialité : Géosciences-Environnement

Présentée par :

Bouba Hassane

**Variabilité de la dynamique éolienne au sol (direction et vitesse du vent)
et de ses conséquences (visibilité horizontale)
au Sahel central et Sahara méridional entre 1950 et 2009
(Exemple de quelques stations synoptiques au Niger)**

Version provisoire

Soutenance prévue le 18 décembre 2013

JURY :

| | | |
|--------------------|---|--------------|
| K. J-M. Ambouta | Professeur, Université de Tahoua, Niger | Rapporteur |
| P. Camberlin | Professeur, CRC, Université de Bourgogne | Rapporteur |
| N. Martiny | MCF, CRC, Université de Bourgogne | Examinatrice |
| B. Ngounou Ngatcha | Professeur, Université de Ngaoundéré | Examineur |
| J-L. Rajot | CR, IRD, Bioemco, Université de Créteil | Examineur |
| D. Sebag | MCF, M2C Université de Rouen & IRD LMI PICASS-EAU Ngaoundéré | Examineur |
| Z. Garba | Professeur, Université A. Moumouni | Co-Directeur |
| A. Durand | Professeur, M2C, Université de Rouen | Co-Directeur |



REMERCIEMENTS

Cette page de remerciement n'est pas seulement une nécessité mais un devoir vis-à-vis de l'ensemble des personnes que nous avons eu à côtoyer, à déranger et souvent à demander plus pendant les années consacrées à ces travaux de thèse. Mener un travail de thèse nécessite la confiance de plusieurs personnes.

Je remercie sincèrement MM. Karimou J.M. Ambouta, Pierre Camberlin, Nadège Martiny, Benjamin Ngounou Ngatcha, Jean-Louis Rajot, David Sebag, Zibo Garba et Alain Durand pour l'honneur qu'ils me font de siéger dans mon jury de thèse.

Je suis reconnaissant envers Monsieur le Professeur Zibo Garba pour les encouragements et la confiance qui se matérialisent aujourd'hui par ce travail. Le chemin a été long mais avec votre optimisme, et surtout la confiance, nous sommes arrivés.

Comment exprimer ma sincère reconnaissance à Monsieur le Professeur Alain Durand ? Sans votre confiance, votre abnégation et surtout votre optimisme, ce travail n'en serait pas là aujourd'hui. Je ne saurais trouver les mots pour vous remercier tant pour l'encadrement que pour toutes les autres aides matérielles et sociales. Merci du fond de cœur à vous-même et à votre épouse dont les sourires et l'attention ne m'ont jamais manqué à chaque occasion.

Je suis reconnaissant envers M. David Sebag pour les conseils et les bonnes astuces. Trouvez ici, mes sincères remerciements à vous et votre famille pour toute l'attention et les soutiens.

J'ai bénéficié d'un cadre de travail idéal au laboratoire M2C de Rouen. Je voudrais alors dire MERCI à Monsieur le Professeur Benoit Laignel d'avoir accepté de m'accueillir dans ce laboratoire. Mes remerciements vont également à Monsieur le Professeur Robert Lafite qui a continué à œuvrer dans le même sens. Au-delà, je voudrais exprimer ma sincère gratitude envers tous les membres du M2C dont les conseils et la disponibilité n'ont jamais fait défaut. Mention spéciale à Maria Decaux, tata Maria, pour toute ta disponibilité. C'est aussi l'occasion de dire merci à mes collègues doctorants dont les soutiens n'ont jamais manqué : Bastien Dieppois, Sanae El Janiyani, Nicolas Friter, Serafina Séchi, Rolf M. Obame, Issa Sakho, Mariama Kaba, Abdellahi Soueid, Maxence Lemoine, Stéphane Chedeville, Léa... Les anciens doctorants Ismaïl Slimani et Yann Ferret, merci pour les conseils. Mon colloc et ami Abdoul Salam Koroney, mes amis Boubacar Ali Maazou, Karim Zoumari, Sidikou, Souleymane, Rachid, les autres compatriotes nigériens à Rouen, merci pour ces moments partagés.

M. Diedhiou Arona, merci pour les soutiens. Merci pour l'apprentissage aux méthodes de spatialisation et la familiarisation aux réanalyses lors de mon séjour au LTHE.

Au département de Géologie de l'université Abdou Moumouni de Niamey, je remercie Mme le Professeur Kadi Alzouma, MM. Harouna Moussa, Konaté Moussa, Soumaïla Amadou, Nazoumou Yahaya, Ahmed Y. Liboré, Sahirou Gaya, Nouhou Halitt, Boureima Ousmane pour tous les conseils. C'est aussi l'occasion de dire merci à Abdourahmane Touré et à mon frère et ami Kader M. Issaka ainsi qu'à tout le personnel du département.

Dans la recherche des données utilisées dans ce travail, j'ai bénéficié du soutien du personnel de la Direction de la Météorologie Nationale du Niger. Trouver ici toute ma gratitude et mes encouragements pour le travail que vous faites et dont j'ai pu valoriser une partie.

Si j'ai tenu et résisté jusqu'à l'aboutissement de ce travail c'est aussi parce que j'ai pu compter sur le soutien de ma famille. Mention spéciale à mon épouse Rahilatou. Merci pour ton amour, ta patience et tes soutiens. Tu as trop subi mon indisponibilité.

Je remercie sincèrement mes mamans, mes frères et sœurs. Mention spéciale à mon grand frère Boubacar Hassane pour le rôle du père que vous jouez et qui nous fait supporter le départ prématuré de Baba. Que M. & Mme Diaouga, M. & Mme Boubé Hambali, la famille Chérif et mes amis de tous les jours (Hamadou Hassane, Madou Gambo, Ousmane Chérif, Mahamadou Mani) trouvent toute ma reconnaissance et tous mes remerciements.

| | |
|---|-----------|
| I. INTRODUCTION GENERALE | 1 |
| II. CADRE CLIMATIQUE | 5 |
| 1. DYNAMIQUE DU CLIMAT GLOBAL | 5 |
| 1.1. BILAN ÉNERGÉTIQUE GLOBAL | 5 |
| 1.2. LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE GÉNÉRALE | 7 |
| 1.3. LA CIRCULATION OCÉANIQUE GÉNÉRALE | 9 |
| 2. LA MOUSSON OUEST-AFRICAINE | 10 |
| 2.1. LES MÉCANISMES DE LA MOUSSON | 10 |
| 2.2. LES PRÉCIPITATIONS EN AFRIQUE DE L'OUEST ET LEUR ÉVOLUTION DEPUIS 1950 | 13 |
| 3. LES VENTS | 17 |
| 3.1. VENTS ET GRANDS DOMAINES CLIMATIQUES AFRICAINS | 17 |
| 3.2. RÔLE DU RELIEF ET PERMANENCE DE L'ACTION DES VENTS AU SOL À L'ÉCHELLE DU QUATERNAIRE SUPÉRIEUR | 19 |
| 4. LES AÉROSOLS TERRIGÈNES EN AFRIQUE DE L'OUEST | 21 |
| 4.1. SOURCES | 21 |
| 4.2. MÉCANISMES D'ÉMISSION | 25 |
| 4.3. TRANSPORT | 27 |
| 4.4. IMPACTS DES AÉROSOLS | 27 |
| III. DONNÉES ET MÉTHODES | 29 |
| 1. LOCALISATION DES STATIONS | 29 |
| 2. LES DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES | 30 |
| 2.1. LES MESURES DES VENTS | 30 |
| 2.2. LES MESURES DE VISIBILITÉ HORIZONTALE | 31 |
| 3. LES DONNÉES DES RÉANALYSES | 33 |
| 1.1. NCEP-NCAR (R1) | 33 |
| 3.2. ERA 40 ET ERA INTERIM | 33 |
| 3.3. 20CR | 34 |
| 3.4. LES DONNÉES SYNOP DU NCAR | 34 |
| 4. LES MÉTHODES | 34 |
| 4.1. ANALYSE DE L'HOMOGENÉITÉ | 34 |
| 4.2. ANALYSE DES CORRÉLATIONS | 35 |
| 4.3. LES CIRCULATIONS ZONALE ET MÉRIDIANNE | 35 |

| | |
|--|----|
| 4.4. LE DIAGRAMME DE TAYLOR----- | 36 |
| 4.5. ANALYSE DES TENDANCES ET DES VARIABILITÉS PLURI-ANNUELLES ----- | 37 |
| 4.6. COURBES D’HYSTÉRÉSIS ET INTERCORRÉLOGRAMMES ----- | 38 |

IV. LES VENTS ET LES PRÉCIPITATIONS : MISE EN ÉVIDENCE DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE AU SAHEL CENTRAL (SE NIGER) PAR LES FLUCTUATIONS DES VENTS OBSERVÉS EN SURFACE. ----- 39

| | |
|---|-----------|
| 1. INTRODUCTION----- | 39 |
| 2. PRÉSENTATION DU SITE----- | 40 |
| 2.1. CADRE GÉOGRAPHIQUE, GÉOMORPHOLOGIQUE ET CLIMATIQUE ----- | 40 |
| 2.2. ÉVOLUTION RÉGIONALE DES PRÉCIPITATIONS ----- | 42 |
| 3. DONNÉES ET MÉTHODES----- | 43 |
| 4. ÉVOLUTION LOCALE DES PRÉCIPITATIONS ----- | 45 |
| 4.1. VARIATIONS SAISONNIÈRES----- | 45 |
| 4.2. VARIATIONS INTERANNUELLES ----- | 45 |
| 5. ÉVOLUTION DES VENTS ----- | 47 |
| 5.1. VARIATIONS SAISONNIÈRES----- | 47 |
| 5.2. LES VARIATIONS INTERANNUELLES ET LES RUPTURES ----- | 50 |
| 6. SYNTHÈSE-DISCUSSION ----- | 57 |
| 6.1. A L’ÉCHELLE SAISONNIÈRE ----- | 57 |
| 6.2. A L’ÉCHELLE INTERANNUELLE ----- | 58 |
| 7. CONCLUSION ----- | 61 |

V. COMPARAISON DES MESURES DE VENT À 10 M DU SOL AVEC LES DONNÉES DES RÉANALYSES ENTRE 1950 ET 2009. ----- 63

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUCTION----- | 63 |
| 2. COMPARAISONS DES RÉANALYSES ET DES OBSERVATIONS----- | 65 |
| 2.1. COMPARAISONS DES SÉRIES MENSUELLES----- | 65 |
| 2.2. COMPARAISONS DES SÉRIES ANNUELLES ----- | 67 |
| 3. CYCLES SAISONNIERS----- | 69 |
| 3.1. ANALYSE DE L’ANNÉE MOYENNE ----- | 69 |
| 3.2. LES VENTS DE SAISON DES PLUIES (JJA) ----- | 71 |
| 3.3. LES VENTS DE SAISON SÈCHE (DJF) ----- | 73 |
| 3.4. EN RÉSUMÉ----- | 75 |
| 4. COMPARAISON DES FICHIERS JOURNALIERS SYNOP ET TCM----- | 75 |

| | |
|---|-----------|
| 4.1. COMPARAISON DES MESURES JOURNALIÈRES ----- | 75 |
| 4.2. COMPARAISON DES DONNÉES MENSUELLES----- | 78 |
| 5. CONCLUSION ----- | 81 |

VI. LA VISIBILITÉ HORIZONTALE, TÉMOIN DE LA DÉGRADATION ENVIRONNEMENTALE AU NIGER DEPUIS 1950. ----- 85

| | |
|---|------------|
| 1. INTRODUCTION ----- | 85 |
| 2. VISIBILITÉ HORIZONTALE ET PLUVIOMÉTRIE ----- | 86 |
| 2.1. VARIABILITÉ INTERANNUELLE----- | 86 |
| 2.2. CYCLE SAISONNIER ----- | 88 |
| 3. ÉVOLUTION MENSUELLE DES DIFFÉRENTS TYPES DE VISIBILITÉ BASSE ----- | 90 |
| 3.1. TYPES DE TEMPS MÉTÉOROLOGIQUE DE VISIBILITÉ BASSE ----- | 91 |
| 3.2. CLASSES DE DISTANCE DE VISIBILITÉ BASSE ----- | 93 |
| 4. ÉVOLUTION INTERANNUELLE DES DIFFÉRENTES CLASSES DE VISIBILITÉ BASSE ----- | 95 |
| 4.1. TYPES DE TEMPS MÉTÉOROLOGIQUE DE VISIBILITÉ BASSE ----- | 95 |
| 4.2. CLASSES DE DISTANCE DE VISIBILITÉ BASSE ----- | 97 |
| 5. RELATIONS VENT-VISIBILITÉ ----- | 100 |
| 5.1. LES STATIONS SAHÉLIENNES ----- | 100 |
| 5.2. LA STATION DE BILMA ----- | 103 |
| 6. CONCLUSION ----- | 104 |

VII. DYNAMIQUE ÉOLIENNE ET VISIBILITÉ HORIZONTALE DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DU BASSIN DU LAC TCHAD (MAÏNÉ-SOROA ET NGUIGMI) : VARIATIONS À L'ÉCHELLE JOURNALIÈRE.----- 107

| | |
|--|------------|
| 1. INTRODUCTION ----- | 107 |
| 2. CYCLE DIURNE DES VISIBILITÉS HORIZONTALES ET DES VITESSES DES VENTS. ----- | 108 |
| 3. CYCLES MOYENS JOURNALIERS ----- | 110 |
| 4. RELATIONS SAISONNIÈRE ET INTRA-SAISONNIÈRE ----- | 113 |
| 4.1. VITESSE DE VENT – VISIBILITÉ HORIZONTALE----- | 113 |
| 4.2. ANALYSE DE PÉRIODES PLUS COURTES----- | 116 |
| 5. CONCLUSION ----- | 119 |

VIII. CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES ----- 121

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES ----- 128

LISTE DES FIGURES ----- 140

ANNEXES ----- 143

I. INTRODUCTION GENERALE

Le Sahel de l'Afrique de l'Ouest constitue la bordure semi-aride du Sahara. C'est une région caractérisée naturellement par une forte variabilité des précipitations mais elle a connu, en plus, plusieurs sécheresses très importantes depuis la fin de la décennie 1960 (*e.g.* Janicot et Fontaine, 1993 ; L'Hôte *et al.*, 2002). Outre des famines dramatiques et une diminution drastique des troupeaux, ces sécheresses ont provoqué une dégradation de l'environnement sahélien qui est naturellement fragile (UNEP, 1992). La diminution de la couverture végétale a été suivie par une remobilisation des dunes par le vent (*e.g.* Courrel & Chamard, 1987 ; Tidjani, 2008) et une augmentation des fréquences et des quantités de poussières émises dans l'atmosphère (N'Tchayi *et al.*, 1997 ; Ozer, 2001 ; Anuforum, 2007), ce qui a eu des conséquences sanitaires au niveau régional (*e.g.* Agier *et al.*, 2013 ; Martiny & Chiapello, 2013).

De nombreuses études ont été consacrées à la description et à la compréhension de ces variations climatiques (*in* Nicholson, 2011). Pour la plupart elles ont porté d'abord sur la pluviométrie. Pourtant, à ces latitudes, les précipitations ne constituent pas des conditions climatiques permanentes. Elles sont concentrées dans une partie de l'année, la saison des pluies, et se résument à quelques dizaines de jours de pluie alors que les jours sans vent y sont peu fréquents (Leroux, 1983). De plus, si les variations des vents accompagnent les variations de la pluviométrie, elles accompagnent aussi les variations de l'environnement. Les interactions vent-pluie-végétation-sol se reflètent dans l'érosion éolienne et la charge en poussières dans l'atmosphère.

Des programmes internationaux ont réalisé des campagnes de mesure en continu des divers paramètres climatiques (AMMA ISSC, 2005), mais ces mesures ne couvrent que les périodes les plus récentes et n'intègrent donc pas les périodes des plus fortes variabilités climatiques (1968-1972 et 1983-1986). Seules les archives des mesures des stations météorologiques permettent de couvrir ces périodes, mais la solution généralement adoptée passe par l'utilisation de diverses réanalyses qui peuvent présenter des différences avec les mesures d'observations (Poccard *et al.*, 2000; Stickler & Brönniman, 2011).

Notre travail vise donc à une meilleure compréhension de la dynamique éolienne au Niger (Sahel central et Sahara méridional) en relation avec l'évolution climatique régionale depuis 1950. Nous utiliserons les mesures tri-journalières (6h, 12h et 18h) du vent à 10 m du sol (direction et vitesse) et de la visibilité horizontale, ainsi que les observations du type de temps

météorologique accompagnant la visibilité basse de 1950 à 2009. Ces données proviennent des archives de la Direction de la Météorologie Nationale du Niger (DMN), où nous les avons transcrites sur support informatique. Elles concernent les stations de Niamey (aéroport), Maïné-Soroa, Nguigmi et Bilma. Ces stations appartiennent au réseau des 16 stations synoptiques du Niger ; les plus à l'Est appartiennent à la partie occidentale du bassin du Lac Tchad (Nguigmi et Maïné-Soroa), la plus septentrionale appartient au Sahara méridional (Bilma) et la plus occidentale appartient au bassin du fleuve Niger (Niamey).

Notre manuscrit s'articulera ainsi qu'il suit :

Après avoir rappelé le cadre climatique à travers les principaux éléments du climat global et régional, nous présenterons les traits caractéristiques propres à la région étudiée (partie II). Ensuite nous présenterons les stations et les données utilisées dans ce travail avant d'exposer les méthodes utilisées (partie III). Ainsi, la segmentation a été utilisée pour discuter de l'homogénéité des séries temporelles et mettre en évidence les ruptures, par les changements de moyennes. Pour analyser les tendances et les variations pluriannuelles des séries chronologiques, nous avons utilisé la régression polynomiale non-paramétrique localement pondérée (LOESS) qui a l'avantage de combiner la régression linéaire avec les flexibilités d'une régression non-linéaire. Pour les comparaisons des données d'observation et des données des réanalyses issues d'un modèle, nous utiliserons le diagramme de Taylor qui permet une comparaison quantitative (coefficient de corrélation, écart-carré et écart-type). Toujours pour la comparaison des séries chronologiques, nous utiliserons des techniques de corrélation simple et des méthodes d'estimations des différences (écart-type et écart-carré). Afin d'analyser les relations systémiques entre différentes variables (x et y), nous utiliserons des diagrammes de l'évolution de ces variables au cours du cycle annuel, susceptibles de mettre en évidence un cycle d'hystérésis. Ces diagrammes seront complétés par la méthode d'intercorrélation (CCF) permettant de quantifier la dépendance linéaire entre les signaux d'entrée et de sortie. A chacune des étapes de comparaison ou d'analyse, les tests de significativité de Mann-Kendall, non-paramétriques, ont été réalisés afin de tester le degré de significativité des tendances.

Dans la partie IV, nous aborderons l'analyse des données du vent (direction et vitesse) des stations de Maïné-Soroa et Nguigmi. L'objectif est de savoir s'il est possible d'appréhender les variations du climat de cette région à partir des mesures du vent. A travers les méthodes statistiques classiques (moyenne, écart-type) et l'analyse des roses des vents, nous analyserons les mesures du vent à différentes échelles de temps (journalière, saisonnière et

interannuelle). La segmentation et la méthode LOESS seront utilisées afin de comparer les moyennes annuelles des vitesses des vents aux variations établies à partir de la pluviométrie. Pour explorer plus en détail les caractéristiques des vents en relation avec l'évolution du climat, nous explorerons les variations des vents (directions et vitesses) suivant différentes périodes sèches et humides déterminées à partir des précipitations locales.

La partie V abordera la question des réanalyses utilisées fréquemment dans cette région pour remédier au problème de la faible densité des stations. Nous comparerons ainsi les observations des vents des stations synoptiques de Niamey, Maïné-Soroa et Bilma à différentes réanalyses des vents à 10 m du sol (NNR-1, ERA 40, ERA-Interim et 20CR). Ainsi, nous comparerons les séries mensuelles et annuelles des vents zonaux et méridiens des observations et des réanalyses à partir du diagramme de Taylor. Nous analyserons ensuite la capacité des jeux réanalysés à reproduire les cycles saisonniers. Pour cela, nous utiliserons premièrement les méthodes de corrélation et les estimations des écarts-quadratiques. Puis, nous poursuivrons la comparaison des séries moyennes annuelles lors des saisons d'été (JJA) et d'hiver (DJF). Enfin, nous tenterons de comprendre certains biais des réanalyses au travers d'une étude comparative entre nos archives météorologiques (TCM) et les fichiers des mesures météorologiques du NCAR (SYNOP) utilisées lors de la procédure d'assimilation des réanalyses (sauf 20CR).

Dans les parties VI et VII, la réponse de l'environnement aux variations combinées des précipitations et des vitesses des vents est appréhendée au travers des données de visibilité horizontale. La partie VI sera consacrée à la comparaison des variations à Niamey, Maïné-Soroa, Nguigmi et Bilma (cycles saisonniers et évolution interannuelles). A partir de la segmentation, nous caractériserons les homogénéités des variations interannuelles des visibilités et des précipitations locales. Nous analyserons dans un premier temps, les fréquences saisonnières des types de temps météorologiques caractéristiques des visibilités basses ainsi que les différentes classes de distance de basse visibilité. Puis, dans un second temps, nous discuterons des grandes variations de l'évolution interannuelle de ces types et classes pour chacune des stations. Enfin, nous analyserons les relations vitesse du vent-visibilité horizontale suivant les périodes de variation de la pluviométrie. La partie VII, poursuivra l'analyse des relations vitesse du vent-visibilité horizontale à travers les variations d'échelle journalière à Maïné-Soroa et à Nguigmi. Nous analyserons d'abord les variations intra-journalières des vitesses des vents et des visibilités horizontales. A partir des moyennes journalières des trois observations, nous comparerons les évolutions diurnes des vitesses et

des visibilités entre les périodes 1950-1970 et 1971-1992. Nous poursuivrons cette comparaison en examinant les évolutions systémiques des modes saisonniers de la vitesse du vent et de la visibilité horizontale. Enfin, à l'aide de la procédure d'intercorrélation (CCF), nous analyserons la réponse impulsionnelle de réaction de la visibilité aux fluctuations de la vitesse du vent lors des périodes humides et arides.

Enfin, nous concluons (partie VIII) et proposerons des perspectives pour ce travail.

Les parties IV à VII ont été écrites en vue de publications indépendantes. Seule la partie IV a été finalisée. Le temps nous a manqué. Mais, de ce fait, ces parties peuvent présenter des redondances notamment pour l'introduction et les références bibliographiques.

II. Cadre climatique

1. Dynamique du climat global

1.1. Bilan énergétique global

La circulation générale de l'atmosphère décrit l'ensemble des mouvements et trajectoires des masses d'air dans l'atmosphère. L'énergie à l'origine de ces mouvements provient essentiellement du soleil ($342 \text{ W/m}^2/\text{an}$), sous la forme de rayonnement électromagnétique.

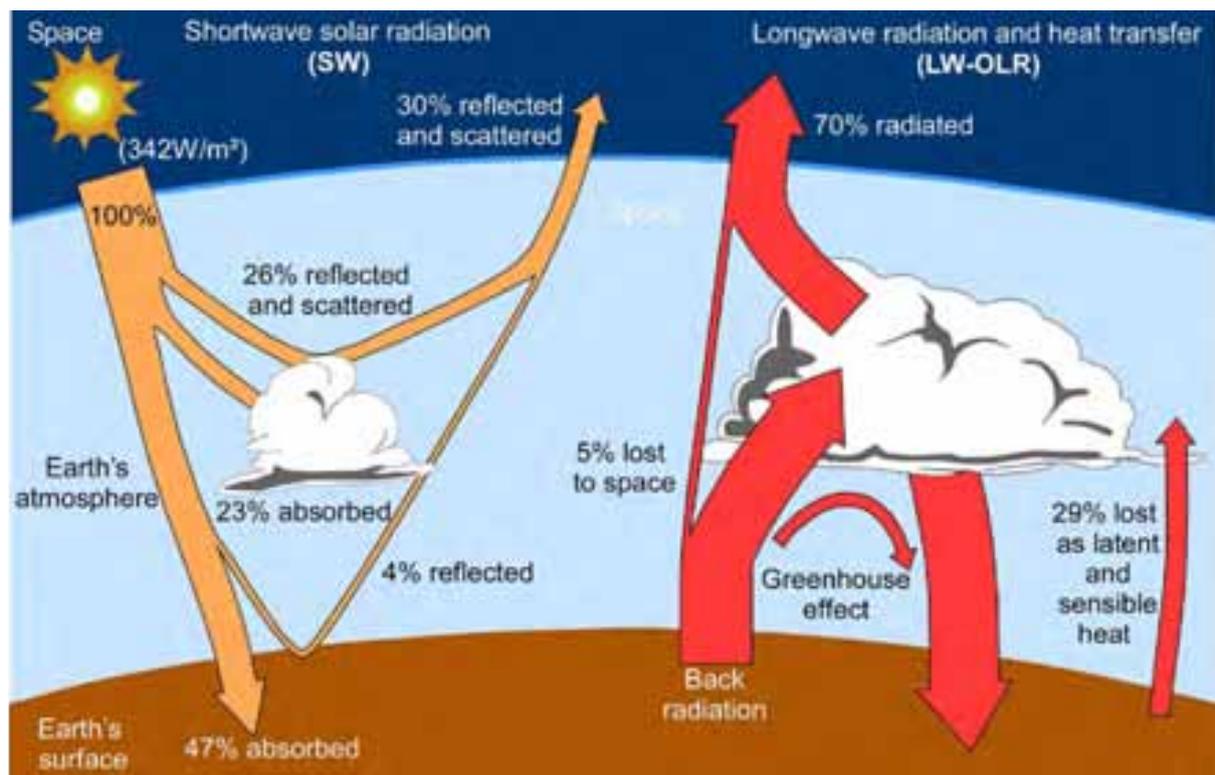


Figure 1 : Schéma représentant le bilan énergétique de l'atmosphère (d'après Ruddiman, 2001 ; in Dieppois, 2013).

Environ 30% du rayonnement solaire de courte longueur d'onde (SW : Short Wave) sont directement renvoyés vers l'espace après réflexion par les nuages et la surface (Fig. 1). Par conséquent, seuls 70% des 342 W/m^2 , soit 240 W/m^2 , sont effectivement impliqués dans le système climatique. En assimilant la Terre à un corps noir, et en application de la loi de Stefan-Boltzmann ($E = \sigma T^4$), la température moyenne annuelle de la Terre devrait être de $-16 \text{ }^\circ\text{C}$, alors qu'elle est d'environ $15 \text{ }^\circ\text{C}$. Or, si on assimile la Terre à un corps noir à $15 \text{ }^\circ\text{C}$, l'énergie émise par la Terre serait de 390 W/m^2 . De plus, cette énergie est émise sous forme de rayonnement de plus grande longueur d'onde (LW : Long Wave), proche du rayonnement infrarouge. Par conséquent, il existe une différence de 150 W/m^2 entre le flux d'énergie émis

annuellement par la terre (390 W/m^2) et le flux émis vers l'espace (240 W/m^2). Ces 150 W/m^2 absorbés par la Terre, les nuages, les aérosols, la vapeur d'eau, les gaz présents dans l'atmosphère (e.g. CO_2 , CH_4 ...) constituent l'effet de serre (Fig. 1).

Le bilan radiatif de notre planète peut donc être défini comme la différence entre le rayonnement SW net entrant au sommet de l'atmosphère (i.e. rayonnement entrant moins rayonnement réfléchi : SW, Fig. 1) et le rayonnement sortant de grande longueur d'onde (Outgoing Longwave Radiation : OLR, Fig. 1).

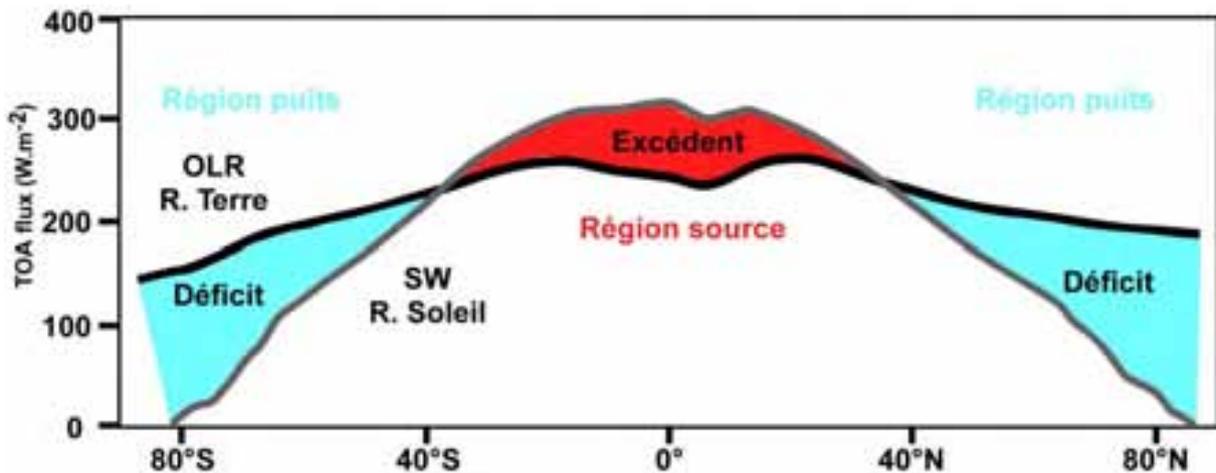


Figure 2 : Le déséquilibre énergétique régional moyen de la terre (d'après Gastineau, 2008).

Sur la base d'observations satellites du Projet International de Climatologie Satellitaire des Nuages (ICSSP), Gastineau (2008) constate que la quantité de rayonnement solaire SW absorbé et la quantité de rayonnement OLR émis sont régionalement inégales (Fig. 2). En moyenne annuelle, il y a un excès d'énergie radiative entre 35°S et 35°N et un déficit en énergie radiative croissant vers les latitudes polaires.

L'atmosphère et l'Océan, de par leurs mouvements, sont responsables du transport d'énergie des zones excédentaires vers les zones déficitaires (Dhonneur, 1985). Ce transport équilibre ainsi les sources et les puits d'énergie radiative. Cette redistribution méridienne de l'énergie s'effectue sous forme de chaleur sensible et latente par l'évaporation (Fig. 1). Selon Trenberth & Caron (2001), l'Océan est à l'origine de 22% et 11% de ce transport énergétique respectivement dans l'hémisphère nord et l'hémisphère sud. L'atmosphère réalise donc la majorité du transport énergétique compensant les sources et les puits d'énergie radiative. Néanmoins, comme le souligne Held (2001) puis Czaja & Marshall (2005), sous les tropiques la majorité des transports d'énergie est assurée par l'Océan.

1.2. La circulation atmosphérique générale

a) La circulation méridienne de Hadley

La circulation méridienne est un des plus vieux phénomènes compris et décrits par les climatologues. L'air s'élève près de l'équateur, produisant une convergence des vents en surface et une divergence en altitude, la conservation du moment cinétique impliquant en altitude une évacuation vers les pôles. Synthétiquement, cette circulation permet d'équilibrer les régions sources (intertropicales) et les régions puits (hautes latitudes) selon une circulation en rouleau.

La figure 3 illustre la circulation méridienne en moyenne zonale, en été et en hiver. L'atmosphère tropicale est caractérisée par deux cellules de Hadley. Il s'agit de deux cellules de circulation rotationnelle de part et d'autre d'un « équateur météorologique », la cellule de l'hémisphère d'hiver étant la plus forte (Fig. 3).

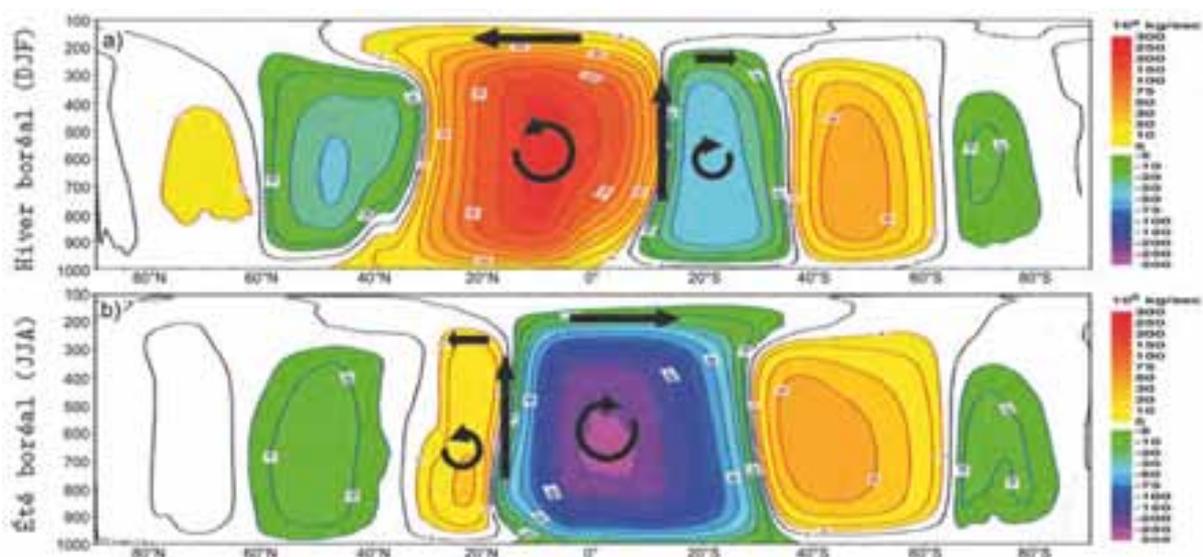


Figure 3 : Circulation méridienne moyenne et évolution saisonnière par la fonction de courant méridienne sur la période 1970-2006 (adaptée de l'atlas ERA-40, in Dieppois 2013).

Représentations de la moyenne d'hiver (a) et d'été (b). Une valeur positive (rouge) ou négative (bleu) de la fonction de courant décrit une circulation dans le sens indirect ou direct.

Dans la zone intertropicale, au sein des cellules de Hadley, les vents de la basse troposphère convergent au niveau de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT, soulignée par les flèches verticales ; Fig. 3) où l'air subit une ascendance en réponse aux mouvements de convection associés à la formation des précipitations. La branche ascendante de la circulation de Hadley se situe dans l'hémisphère d'été.

Sur les continents, les zones de subsidence des cellules de Hadley peuvent être schématiquement décrites comme arides et très chaudes : arides, car l'air subsistant est très

sec; très chaudes, car l'air subsidant est comprimé et se réchauffe. C'est ainsi que s'explique la grande ceinture des déserts dans l'hémisphère nord (Sahara, péninsule arabique, Sud-Ouest des Etats-Unis et Nord du Mexique) comme dans l'hémisphère sud (Kalahari, Australie, Atacama).

Au regard des transports énergétiques dans l'atmosphère (Gastineau, 2008) :

- le transport de la vapeur d'eau (chaleur latente), comme le transport de chaleur (température), marquent les mouvements de la basse troposphère et s'effectuent par la circulation de Hadley des branches subsidentes à 30°N et 30°S vers la ZCIT ;
- le transport de l'énergie potentielle (géopotentielle), elle-même proportionnelle à la hauteur de l'atmosphère, s'effectue de la ZCIT vers les subtropiques.

Ainsi, aux tropiques, les transports énergétiques sont le fait de la circulation de Hadley. A l'inverse, aux moyennes latitudes les transports de vapeur d'eau et de température par la circulation moyenne (cellules de Ferrel) sont faibles, voir presque nuls. Ils sont réalisés par les composantes transitoires et stationnaires causées par l'instabilité barocline, dont les dépressions et les anticyclones sont des manifestations. La circulation générale de l'atmosphère des moyennes latitudes est donc fondamentalement différente de celle de la zone intertropicale et reflète une modification du forçage dans le système océan-atmosphère.

b) La circulation zonale de Walker

Superposée aux cellules de Hadley orientées Nord-Sud, une circulation zonale orientée Est-Ouest possède également un rôle déterminant sur le climat de la planète et particulièrement aux basses latitudes. Cette circulation est communément appelée circulation de Walker. Ce terme fut introduit pour la première fois par le professeur Jacob Bjerknes (1969) en hommage aux travaux de Sir Gilbert Walker (*e.g.* Walker, 1910, 1923, 1936). Plusieurs facteurs expliquent l'existence d'une circulation longitudinale au niveau des tropiques :

- la diminution de la force de Coriolis des Pôles vers l'équateur;
- les températures de surface de l'Océan (SSTs) ont de fortes variations longitudinales dues aux courants océaniques et aux vents de surface ;
- il existe d'importants contrastes de chauffage thermique entre les continents et les océans.

Un schéma classique de cette circulation, proposé par Webster (2004), est représenté sur la figure 4. Cette circulation est plus développée sur l'océan Pacifique, où elle est évidente toute l'année. Pour des conditions normales, les zones d'ascendance dans la région équatoriale sont plutôt localisées au niveau de l'Océanie, de l'Afrique et de l'Amazonie (Fig. 4). A l'inverse, des zones de subsidence sont observées au niveau de l'Ouest de l'océan Indien, de l'océan

Pacifique Est et de l'océan Atlantique (Webster, 1983 ; Hastenrath *et al.*, 2002; Hastenrath; 2007).

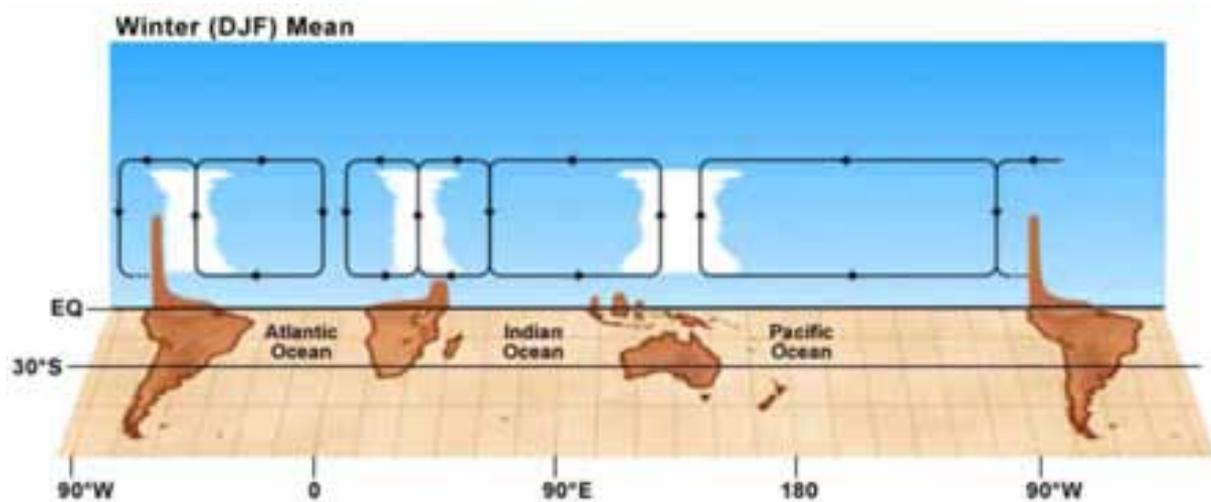


Figure 4 : Circulation de Walker moyenne en hiver entre décembre et février (DJF)
(<http://www.meted.ucar.edu>).

La circulation de Walker connaît également des variations d'une année à l'autre en réponse aux variations océaniques. Par exemple, Yano *et al.*, (2002) montrent que le moteur de la circulation de Walker n'est pas le gradient Est-Ouest de SSTs au premier ordre, mais le refroidissement dans les zones subsidentes qui est proportionnel à l'aire occupée par ces mêmes zones. Néanmoins, ces derniers travaux admettent que les gradients de SSTs changent la structuration du profil vertical de la circulation zonale par libération de chaleur latente. Par conséquent, une variabilité comme l'El Niño-Southern Oscillation (ENSO) modifie fortement cette circulation. En conditions El Niño, les ascendances d'air se déplacent vers le centre de l'océan Pacifique, modifiant les mouvements d'air au niveau du bassin Amazonien et de l'Afrique, mais également sur l'ensemble du globe (*e.g.* Wyrski, 1982 ; Lau & Yang, 2003 ; Wang, 2002a et b; Weng *et al.*, 2007).

La conséquence majeure de la circulation de Walker est une tendance pour les côtes ouest des continents, au niveau des subtropiques et des latitudes moyennes, à être considérablement plus sèches (branches subsidentes) que les parties est (branches ascendantes ; Fig. 4).

1.3. La circulation océanique générale

Comparé à l'atmosphère, l'Océan constitue une couche plus mince, de quatre kilomètres d'épaisseur en moyenne, mais beaucoup plus dense : la masse volumétrique de l'Océan est environ 250 fois plus importante que celle de l'atmosphère. Cette masse importante s'écoule à toutes les échelles de temps et d'espace, de quelques heures à des centaines d'années et de quelques kilomètres à des milliers de kilomètres. Autrement dit, l'Océan possède une

«mémoire» à long-terme. Cela signifie que l'Océan peut stocker en abondance de la chaleur, mais qu'il la transporte lentement. A l'inverse, l'atmosphère des moyennes et hautes latitudes possède un comportement stochastique et chaotique, *i.e.* qu'en l'absence de forçage externe, l'atmosphère passerait quasi-aléatoirement d'un régime à un autre en un délai très court.

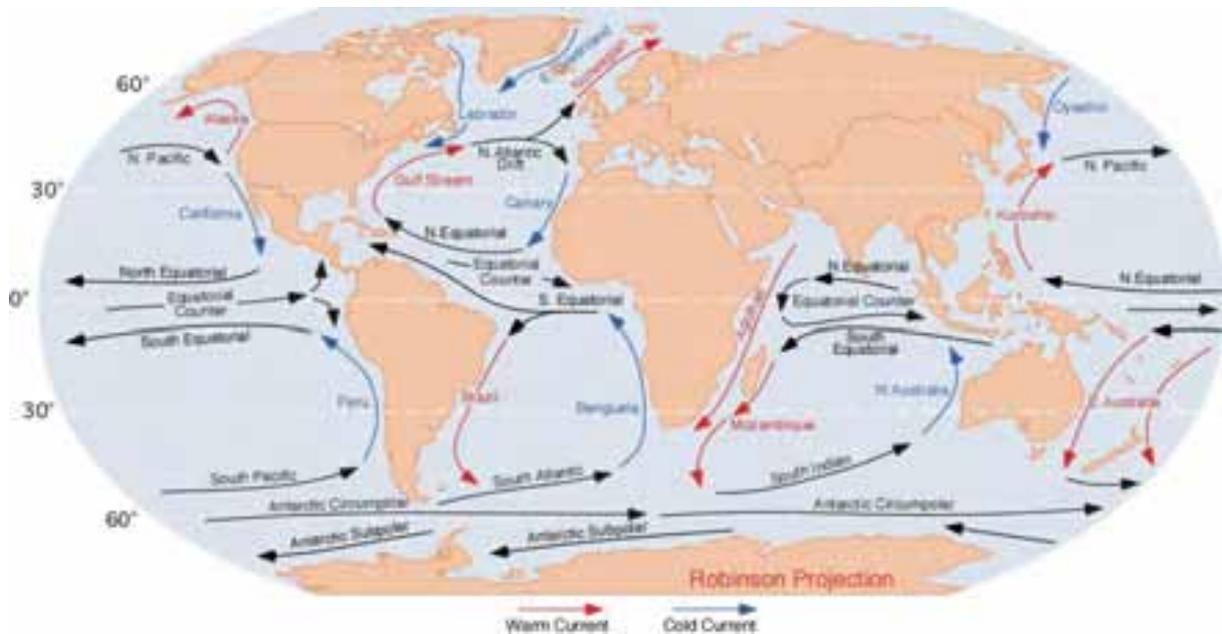


Figure 5 : Les courants marins de surface (www.physicalgeography.net).

Les courants chauds (froids) sont indiqués en rouge (bleu).

Cette distinction est bien sûr un peu simpliste, puisqu'en surface la circulation océanique a comme moteur essentiel l'entraînement de l'eau par le frottement des vents. Les courants océaniques de surface suivent les principales directions de la circulation atmosphérique générale (Fig. 5). Il y a cependant lieu de tenir compte des obstacles que constituent les continents, sans équivalents dans l'atmosphère, ainsi que de la force de Coriolis. La circulation océanique se résout alors en gyres, équivalentes aux anticyclones de la circulation atmosphérique (Fig. 5).

2. La mousson Ouest-africaine

Mousson est un mot d'origine arabe (*mawsim*) qui signifie « saison ». Elle représente le renversement saisonnier de la direction des vents et concerne, à l'échelle planétaire, les régions comprises entre 25°S-35°N (Ramage, 1971).

2.1. Les mécanismes de la mousson

La mousson africaine est le résultat d'un fort couplage entre l'Océan, l'atmosphère et le continent. La circulation de mousson est organisée, dans les basses couches, autour de deux

éléments clés qui sont le **flux de mousson**, *flux de SW* venant du Golfe de Guinée, et l'**Harmattan**, *flux de NE* venant des zones désertiques (Fig. 6). Au printemps, l'élévation du soleil entraîne une augmentation des températures de surface de l'Atlantique Tropical Nord et du continent africain. L'Océan, ayant une plus grande inertie thermique que le continent, la température de surface du continent est plus élevée que celle de l'Océan. Cette différence crée un gradient thermique méridien essentiel dans la dynamique de la mousson africaine. Ce gradient de température renforce les alizés de l'hémisphère sud (vents de SE) qui peuvent alors traverser l'équateur. Une fois dans l'hémisphère nord, ces vents chargés d'humidité sont déviés vers l'Est par la force de Coriolis et amènent sur le continent l'humidité nécessaire à la formation de zones de convection nuageuse (~80% des précipitations sahéliennes ; Mathon & Laurent, 2001). De la même manière, les alizés de l'hémisphère nord sont renforcés. La rencontre du flux de mousson (air humide) et de l'harmattan (air sec) forme une zone de convergence près de la surface appelée Front Inter-Tropical (FIT), positionnée autour de 20°N en juillet, et correspondant au sol à la ZCIT dans la troposphère moyenne (Fig. 6).

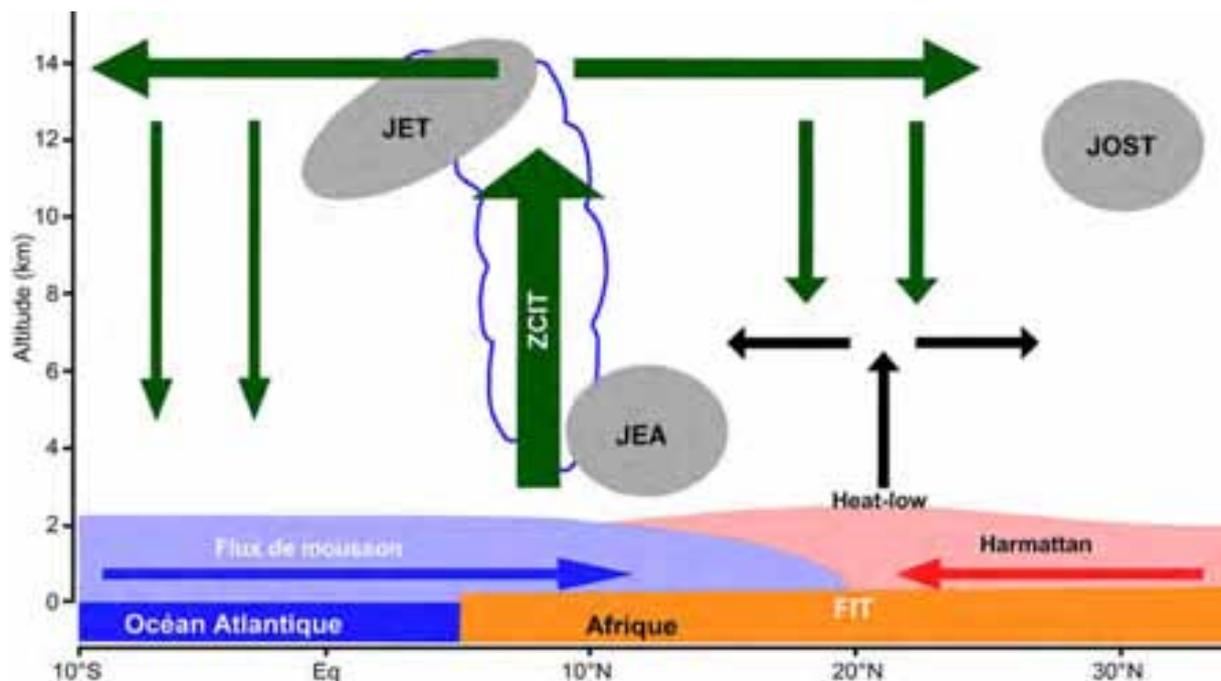


Figure 6 : Schéma conceptuel représentant la moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal, la circulation méridienne et verticale et les vents dominants (in Peyrillé, 2006).

En altitude, la circulation atmosphérique est caractérisée par la présence de courants jets (Fig. 6) : le Jet d'Est Tropical (JET), le Jet d'Est Africain (JEA) et le Jet d'Ouest Sub-Tropical (JOST). Les fluctuations du JET et du JEA sont considérées par certains comme les éléments

fondamentaux de la variabilité interannuelle des précipitations en Afrique de l'Ouest (*e.g.* Grist & Nicholson, 2001 ; Nicholson, 2008, 2009).

Le JET est un jet de haute troposphère, situé entre 100 et 200 hPa. Entre fin juin et début septembre, il se positionne sur l'Afrique de l'Ouest entre 5°N et 15°N et atteint une vitesse moyenne de 16-20 m.s⁻¹ (Fig. 6). Ce vent thermique qui se forme en réponse au gradient thermique établi entre l'océan Indien et les hauts-plateaux tibétains, introduit une source de chaleur dans les couches moyennes et élevées de la troposphère pendant l'été (Janicot & Fontaine, 1993). Ainsi, à grande échelle, la mousson indienne alimente le JET via la cellule de Walker appelée également mousson transverse, mais également par la convection indienne (Sathiyamoorthy *et al.*, 2007). Cette cellule permet de transporter de l'énergie potentielle sur de grandes distances et participe ainsi au maintien du JET jusqu'en Afrique de l'Est. Le JET se renforce à nouveau sur l'Afrique de l'Ouest sous l'influence des mouvements ascendants et de la convection profonde (libérant de la chaleur latente).

Le JEA, propre à l'Afrique, est formé en réponse aux gradients de température (*e.g.* Burpee, 1972; Thorncroft & Blackburn, 1999) et d'humidité de surface (Cook, 1999), ainsi qu'aux mécanismes de feedback liés au couvert végétal (incluant l'albédo ; Wu *et al.*, 2009). Il est localisé entre 15°W et 15°E dans la moyenne troposphère, entre 600 et 700 hPa, et atteint une vitesse moyenne de 8 à 10 m.s⁻¹ pendant l'été boréal (*in* Janicot & Fontaine, 1993, Fig. 6). Par ailleurs, le JEA organise la convection et, notamment, les Systèmes Convectifs de Meso-échelle (MCS ou lignes de grains), soit en orientant le système, soit en augmentant le cisaillement dans les basses couches (*e.g.* Lafore & Moncrief, 1989 ; Weisman & Rotunno, 2004 ; Mohr & Thorncroft, 2006). De plus, cette organisation est en grande partie liée à la génération de perturbations d'échelle synoptique, se propageant vers l'Ouest, appelées ondes d'Est africaines (*e.g.* Burpee, 1972 ; Leroux & Hall, 2009). En effet, les MCS se positionnent souvent en des endroits privilégiés de l'onde et se propagent également vers l'Ouest, à peu près à la même vitesse que le JEA.

Le JOST est observé dans la haute troposphère subtropicale, vers 200 hPa et 30°N (Fig. 6). Ce jet est lié à la circulation de Hadley et a pour origine la conservation du moment angulaire d'Ouest sur le côté polaire de la cellule de Hadley. Contrairement à ce qui se passe l'hiver, le JOST s'affaiblit en été du fait du gradient de température moins intense entre le pôle nord et l'équateur (Peyrillé, 2006).

Les deux structures convectives essentielles dans le fonctionnement de la mousson africaine sont la ZCIT, zone de convection humide, et la dépression thermique Saharienne ou « Heat

Low », zone de convection sèche (Fig. 6). Ces deux structures correspondent respectivement à un maximum de température potentielle équivalente et à un maximum de température de surface. Contrairement à la situation sur l'Océan, la ZCIT continentale ne se positionne pas à la verticale du FIT (Fig. 6), en raison de la forte inhibition convective associée à la sécheresse de l'atmosphère sahélienne.

2.2. Les précipitations en Afrique de l'Ouest et leur évolution depuis 1950

Le cycle saisonnier des précipitations en Afrique de l'Ouest est modulé, entre autres, par le balancement saisonnier méridien de la ZCIT. La pluviométrie montre donc un fort gradient méridien, résultat de la structure et de la dynamique méridienne du FIT, engendrant une distribution quasi-zonale des isohyètes avec une forte baisse des précipitations vers le Nord (Taupin *et al.*, 1998 et Fig. 8). La figure 7 présente l'évolution des précipitations journalières (lissées sur 5 jours) au cours de l'année sur la bande sahélienne en Afrique de l'Ouest. De façon générale, le régime sahélien (et soudano-sahélien) présente un cycle unimodal entre juillet et septembre.

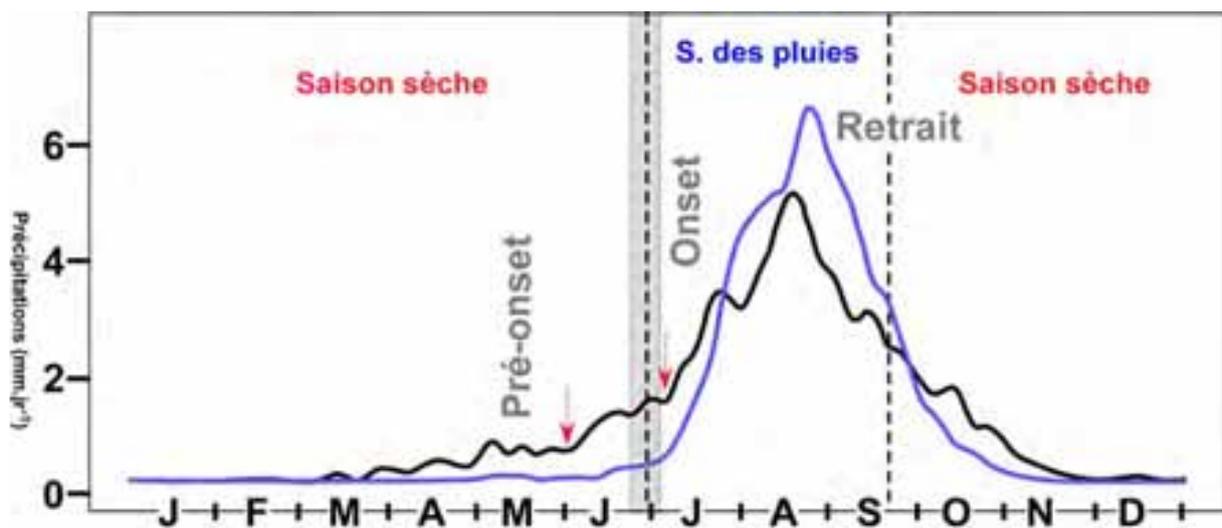


Figure 7 : Evolution saisonnière des régimes pluviométriques dominant en Afrique de l'Ouest (in Dieppois 2013).

La courbe noire représente les précipitations journalières moyennes (mm.jour^{-1}) : données NCEP-NCAR-1) au Sahel ouest-africain oriental ($12.5-18^{\circ}\text{N}$, $2-10^{\circ}\text{E}$) lissées sur 5 jours par filtrage LOESS sur la période 1948-2010. Idem bleu, pour les précipitations au Sahel ouest-africain occidental ($12.5-18^{\circ}\text{N}$, $18.5-2.5^{\circ}\text{W}$). Les flèches marquent les ruptures de pente, après la phase de « Pré-onset » et avant la phase d' « Onset ».

Le déplacement de la bande de précipitations ne se fait pas de manière régulière et continue. En effet, bien que la migration de la ZCIT suive le mouvement apparent du Soleil, les

interactions avec la surface terrestre, l'atmosphère et l'Océan perturbent son évolution (e.g. Li & Philander, 1997 ; Sultan & Janicot, 2000 ; Chou *et al.*, 2001).

Ainsi, Thorncroft *et al.* (2011), en se fondant sur les déplacements annuels du maximum de précipitations, mettent en évidence quatre phases clés. La mise en place des précipitations associées à la mousson au travers du déplacement méridien de la ZCIT apparaît très clairement sur la figure 8.

En hiver boréal (Fig. 8 a), c'est la grande saison sèche en Afrique de l'Ouest. Les précipitations moyennes sont très faibles sur la côte guinéenne (50-70 mm.mois⁻¹) et nulles sur le reste de la région. Cette répartition est due à la présence de la ZCIT sur l'Océan, d'où l'appellation de phase océanique ; c'est également la période où la ZCIT occupe sa position la plus méridionale. En surface, toute la région sahélienne est alors sous la prédominance des vents d'harmattan.

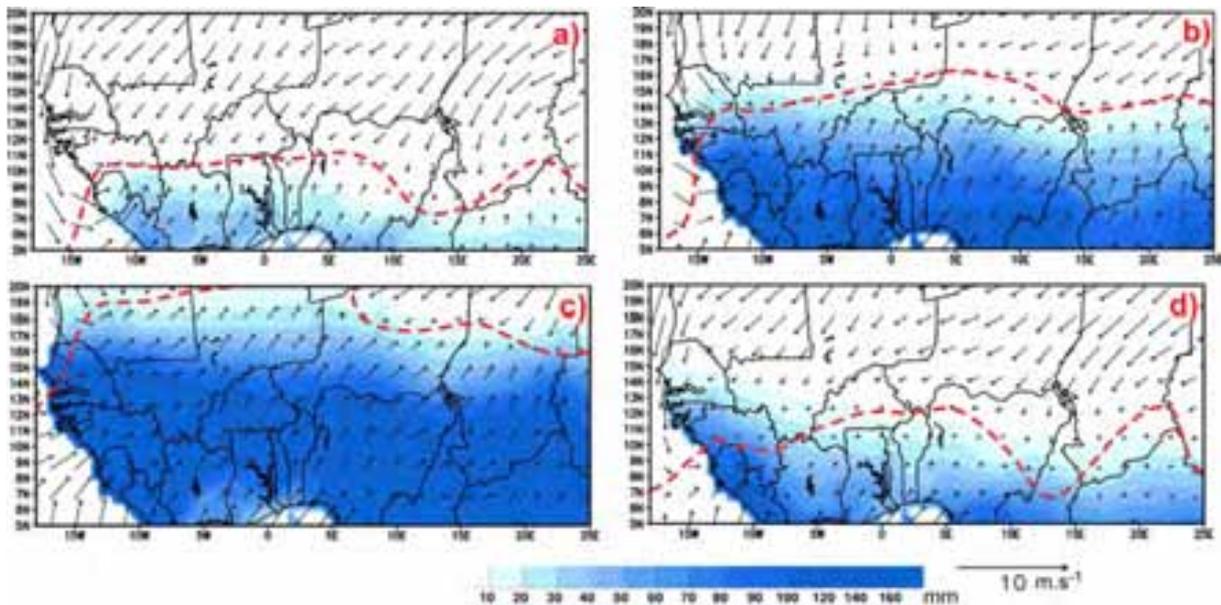


Figure 8 : Cycle saisonnier moyen des précipitations et des vents à 10 m du sol

Les précipitations sont issues du CRU TS 3.10.01 (Mitchell & Jones, 2005) et les vents des réanalyses NCEP-NCAR. Les tirés rouge indiquent les positions du FIT, le dégradé bleu représente les cumuls mensuels des précipitations et les flèches indiquent les vents à 10 m du sol entre décembre et février (a), mars à mai (b), juin à août (c), septembre à novembre (d.)

Début mai la ZCIT migre brusquement de 2°N à 5°N (Fig. 8 b ; Sultan & Janicot, 2000 et 2003) : c'est la phase de pré-mousson appelée « pré-onset » ou phase côtière. Pendant cette période, le FIT remonte jusqu'à 15°N et le JEA se renforce et migre vers 10°N.

Au Sahel, cette remontée printanière du FIT, liée à un renforcement des vents de mousson, s'accompagne d'une instabilité locale et de phénomènes pluvieux intermittents marquant les

premières pluies de la saison (Sultan & Janicot, 2000 ; Fig. 7). Ainsi, si l'on se reporte à la distribution journalière moyenne des précipitations du Sahel (et surtout dans la partie orientale), cela se traduit par une rupture de pente au sein du cycle saisonnier entre mai et juin (Fig. 7). C'est la vision traditionnelle du démarrage de la saison humide au Sahel.

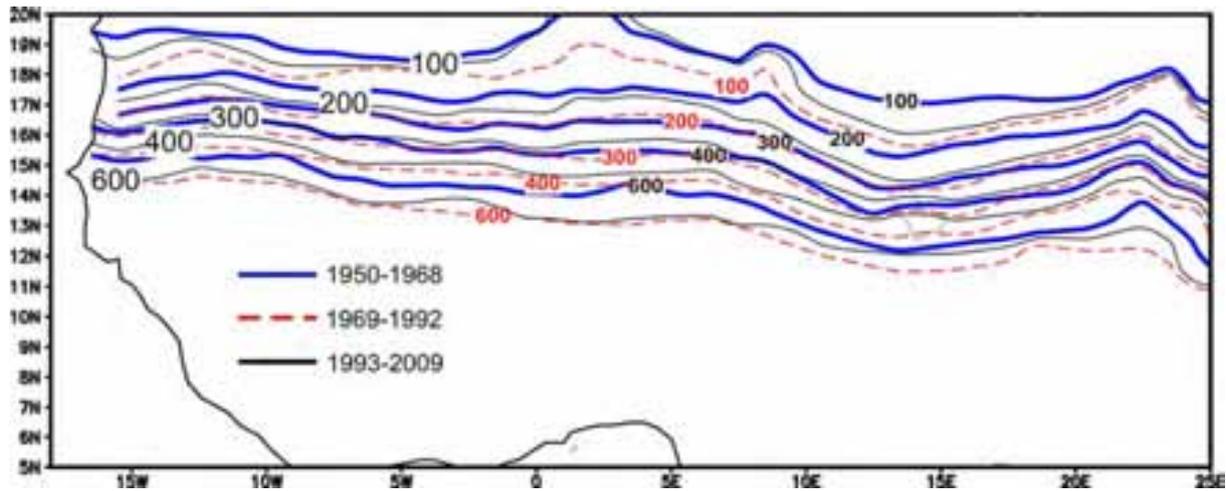
La seconde période correspond à la saison des pluies au Sahel et à la petite saison sèche sur les côtes de Guinée (Fig. 8 c). Une deuxième rupture de pente est détectée dans l'évolution saisonnière des pluies au Sahel (seconde flèche sur la figure 7). Elle correspond au déplacement rapide, vers la fin juin (24 juin avec un écart-type de 7 jours), de la ZCIT sur les latitudes les plus au Nord (10°N ; Sultan & Janicot, 2000) et est accompagnée par la formation de nuages à fort développement vertical associés aux MCS (Le Barbé *et al.*, 2002). Pendant cette période, toute la région sahélienne est soumise aux vents de mousson, le FIT atteint même la latitude 18°N.

La période de progression rapide ou « saut » de la ZCIT est alors appelée « Onset » et correspond à la période de mise en place de la mousson sur le domaine sahélien ; par conséquent, cette partie de la saison est également nommée phase sahélienne. Nous ne détaillerons pas ici les différents mécanismes associés à la mise en place de la mousson ; cette information est disponible dans de nombreux travaux (*e.g.* Sultan & Janicot, 2003 ; Janicot *et al.*, 2009 et 2011 ; Chauvin *et al.*, 2010).

Enfin, à partir de fin août ou début septembre, la ZCIT débute sa phase de retrait. De ce fait, la zone de pluie se retire vers le Sud (Fig. 8 d). Cette période correspond au retrait du FIT par une baisse des vents de mousson, et on observe donc une très forte diminution des pluies au Sahel (Fig. 7 et Fig. 8 d).

A partir de la fin de la décennie 1960, le Sahel a connu un fort déficit pluviométrique (Le Barbé & Lebel, 1997 ; Fig. 9). Les grandes sécheresses qui s'ensuivirent ont provoqué des famines et décimé les troupeaux (Toupet, 1992 ; UNEP, 1992).

Par ailleurs, les travaux de Nicholson (1993), Lebel *et al.* (2000) et Le Barbé *et al.* (2002) montrent que la sécheresse n'a pas été limitée au Sahel mais s'est étendue jusqu'à la côte du Golfe de Guinée. Sur le réseau d'observation d'Afrique de l'Ouest, ce déficit moyen est estimé à 180 mm.an⁻¹ en comparant 1950-1970 et 1971-1990. De plus, dans la région, le déficit pluviométrique correspond à une diminution du nombre des événements pluvieux surtout au cours des mois de juillet et août (Le Barbé & Lebel, 1997).



**Figure 9 : Variations des pluies au Sahel entre 1950 et 2009
(CRU TS 3.10.01 ; Mitchell & Jones, 2005)**

On distingue globalement une période humide 1950-1968 précédant une période aride 1969-1992, marquée par le déplacement des isohyètes vers le Sud. On voit par exemple l'isohyète 200 mm qui passe presque au niveau qu'occupait l'isohyète 300 mm pendant la période humide. Pour la période 1993-2009, on remarque une hausse sensible des précipitations marquant la fin de la longue période de sécheresse (Nicholson, 2005).

L'explication la plus simple des sécheresses au Sahel est d'envisager une position estivale plus méridionale de la ZCIT (Krauss, 1977). Or, Nicholson (1986), puis Janicot (1992a et b) montrent que les variations pluviométriques ne sont pas forcément synchrones sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. On peut observer plusieurs cas de structures spatiales des champs d'anomalies pluviométriques. Dans un premier cas, la sécheresse au Sahel coïncide avec une anomalie pluviométrique positive plus au Sud et la ZCIT occupe effectivement une position plus méridionale (type -/+ ; Fig. 10b) ; mais, dans un second cas (type -/- ; Fig. 10d) la sécheresse est généralisée à toute l'Afrique de l'Ouest : il y a une diminution générale de la convection malgré une position « normale » de la ZCIT (e.g. Tanaka *et al.*, 1975 ; Nicholson, 1980). Les explications proposées mettent en cause les aérojets (Newell & Kidson, 1984). Schématiquement, l'explication proposée est la suivante (e.g. Janicot, 1992 a et b ; Fontaine & Janicot, 1995) : (1) dans le cas d'une sécheresse généralisée (type -/-), alors que la ZCIT a une position « normale », il y a un décalage vers l'Est de la branche subsidente de la circulation de Walker. La vitesse du JET diminue fortement (jusqu'à 10 m.s^{-1}) ainsi que l'intensité de la circulation de Hadley Sud. (2) dans le cas d'une sécheresse restreinte au Sahel avec renforcement des précipitations plus au Sud (type -/+), il y a une convergence d'humidité de surface plus importante au Sud de 10°N et une diminution de la hauteur d'eau précipitable au Nord de 10°N , ce qui correspond bien à un recul de la ZCIT. On observe alors un renforcement de la vitesse moyenne du JEA ($\sim 12 \text{ m.s}^{-1}$) alors que celle du JET n'est pas

affectée. On note également que les axes des aérojets sont alors décalés de 2 à 3 ° vers le Sud (e.g. Grist & Nicholson, 2001 ; Nicholson, 2008). On attribue donc désormais un rôle majeur aux aérojets (Nicholson, 2008 et 2009).

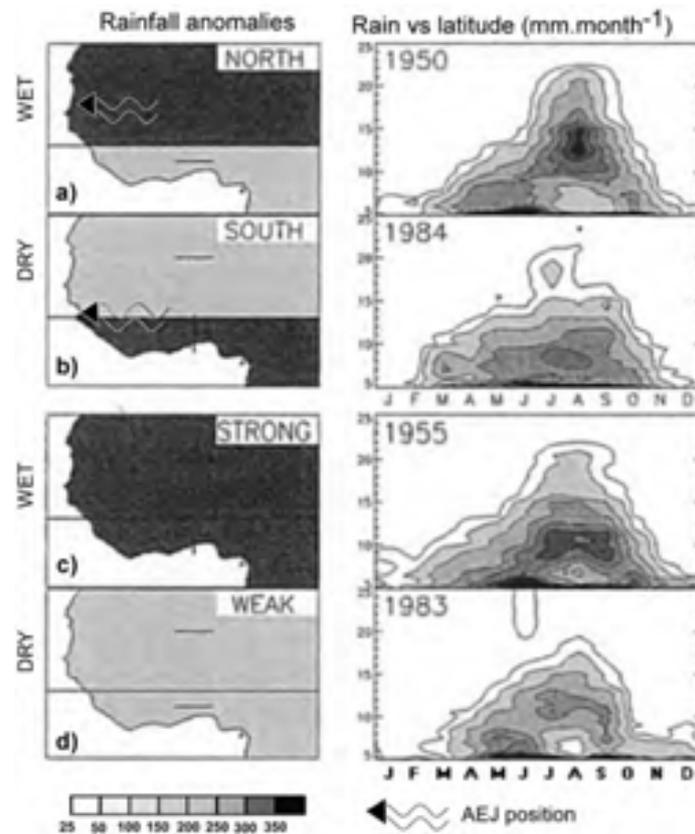


Figure 10 : Illustration des types d'anomalies pluviométriques en Afrique de l'Ouest (in Nicholson & Webster, 2007).

+/- = excédent/déficit pluviométrique (cumuls mensuels en fonction de la latitude à droite). Les anomalies sont associées aux changements d'intensité des pluies ou au changement de leur extension latitudinale. Dans le cas des dipôles (a et b), la position de l'axe du Jet Africain d'Est est plus au Nord (+/-) ou plus au Sud (-/+) par rapport à sa position normale. Dans les autres cas (-/- et +/+), le JEA est à sa position normale.

3. Les vents

3.1. Vents et grands domaines climatiques africains

Par sa position géographique, l'Afrique appartient presque entièrement au domaine tropical. Seules ses bordures septentrionales et méridionales subissent des influences tempérées pendant l'hiver (Fig. 11 c). D'une façon générale, il n'existe pas de relief côtier important capable de former une barrière méridienne, comparable à la cordillère des Andes par exemple, et le continent est largement ouvert aux circulations atmosphériques provenant des océans.

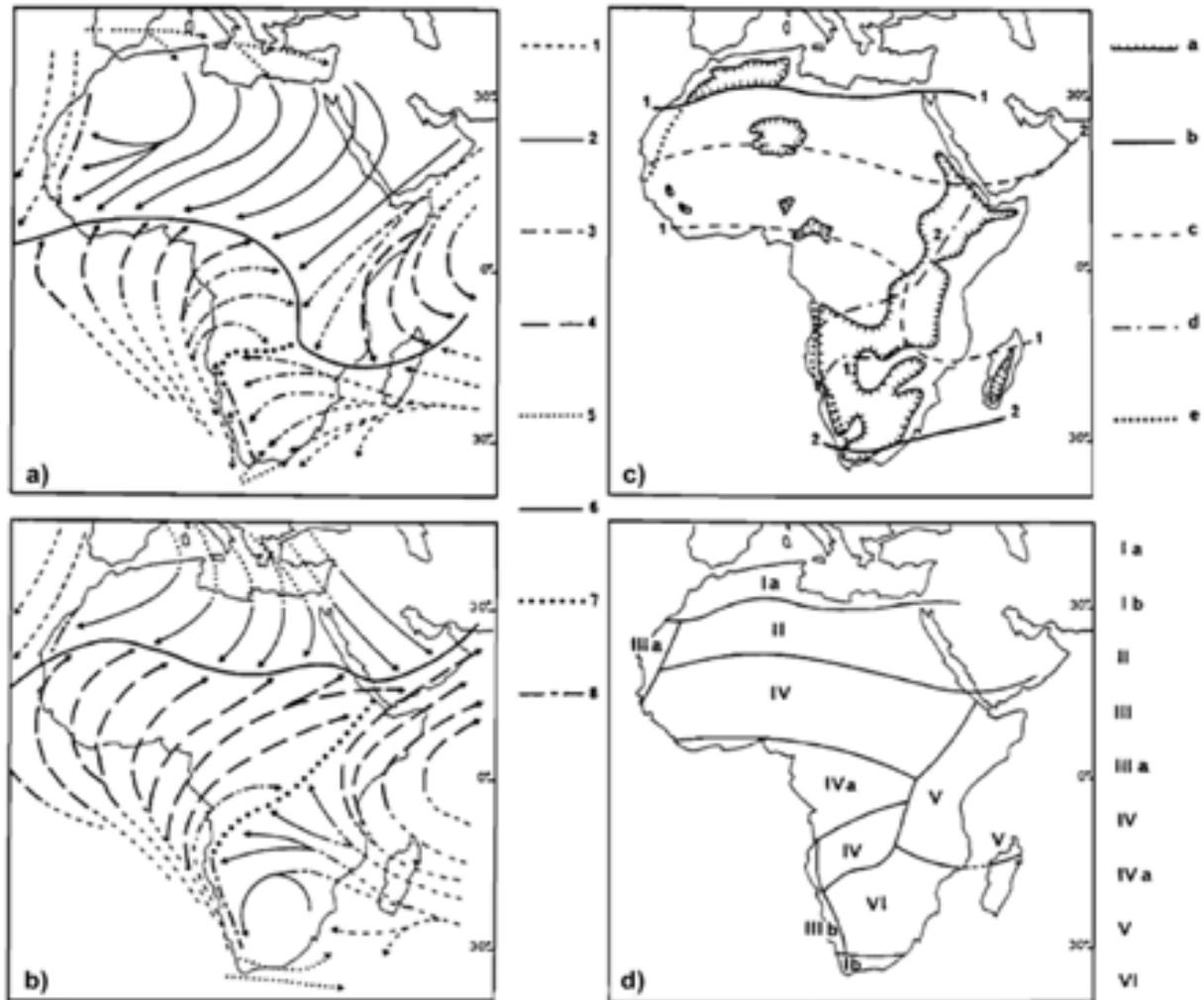


Figure 11 : Les vents et discontinuités sur l'Afrique en janvier-février (a) et en juillet-août (b), et les grands domaines climatiques (d) déduits des facteurs dynamiques (c) (d'après Leroux, 1975, in Durand, 1995).

a et b : Le FIT (Front Inter-Tropical), qui constitue l'équateur météorologique, est accompagné par les précipitations les plus intenses. La Confluence Inter-Océanique ou CIO, marque la limite des influences de l'Atlantique et de l'Océan Indien. Elle peut être le siège de précipitations lorsque les deux masses d'air confluentes sont humides. Les Fronts des Alizés ou FAL peuvent être parfois le siège de faibles précipitations. 1 : alizés maritimes ; 2 : alizés continentaux ; 3 : alizés maritimes continentalisés et alizés déviés ; 4 : moussons ; 5 : air froid et humide ; 6 : FIT ; 7 : CIO ; 8 : FAL.

c : a : isohypse 1000m très schématisée ; b : limite de pénétration moyenne du Front Polaire en janvier (1) et en juillet (2) ; c : position moyenne de la trace au sol du FIT en janvier (1) et en juillet (2) ; d : position moyenne de la trace au sol de la CIO ; e : position moyenne de la trace au sol du FAL.

d : Ia : domaine de l'air polaire boréal direct (domaine méditerranéen) ; Ib : domaine de l'air polaire austral direct ; II : domaine de l'alizé continental (Sahara) ; III : domaine de l'alizé maritime ; IIIa : désert côtier "froid" ; IV : domaine de la mousson atlantique ; IVa : domaine de la mousson permanente ; V : domaine des moussons d'Afrique orientale ; VI : domaine de l'alizé de l'Océan Indien.

Compte tenu de la répartition des masses d'air et de leur dynamique (Fig. 11 a-b), Leroux (1975) définit en Afrique nord-équatoriale les domaines suivants (Fig. 11d) :

- Le domaine de l'air polaire, ou domaine méditerranéen (Fig. 11 d, I a). Il subit en hiver l'intervention directe de l'air polaire qui entraîne un abaissement notable des températures et provoque des pluies, généralement courtes, mais intenses. Les étés y sont chauds et secs.
- Le domaine de l'alizé continental (Fig. 11 d, II). Il correspond au Sahara qui subit toute l'année l'action de l'alizé continental subsident, de direction initiale N ou NE. Initialement froid et humide, l'alizé continental se transforme rapidement en un vent chaud, très sec et instable et fréquemment chargé de poussières : l'Harmattan. Au Sahara, l'amplitude thermique annuelle est considérable. Les précipitations, rares et irrégulières, sont liées soit aux invasions d'air polaire, soit à l'extrême montée de la mousson atlantique.
- Le domaine de la mousson atlantique (Fig. 11 d, IV). En Afrique occidentale, la mousson n'affecte en permanence que le littoral. Ce dernier connaît des précipitations abondantes et constantes, sans véritable saison sèche. L'amplitude thermique y est faible. En été la zone de forte pluviosité remonte jusque vers 12°N et la pluviosité diminue sur la côte. Au Nord de la zone littorale alternent donc saison sèche et saison des pluies, dont la durée et l'ampleur vont en diminuant en s'éloignant du littoral alors que l'amplitude thermique va en augmentant.

3.2. Rôle du relief et permanence de l'action des vents au sol à l'échelle du Quaternaire supérieur

La surface continentale en Afrique au Nord de l'équateur, dans sa partie occidentale, est constituée en grande majorité de bassins dont les altitudes sont inférieures à 500 m d'altitude, (Fig. 12). Les reliefs, dont les plus hauts dépassent 1000 m d'altitude, constituent des obstacles orientés NW-SE (Hoggar, Tibesti et Ennedi) et NE-SW (Cameroun, Ouaddaï et Ennedi, d'une part, au Sud, et les chaînes atlasiques, d'autre part, au Nord). Au Nord de 12°N environ, en dehors de ces massifs montagneux, la géomorphologie de l'Afrique de l'Ouest est marquée par l'importance de grandes surfaces planes, anciennes plaines alluviales, et des dépressions, reliques d'anciens lacs asséchés. Autrement dit, la géomorphologie de ces zones aujourd'hui arides est en grande partie héritée des périodes plus humides du Quaternaire (Durand, 1995). Il en est de même pour la couverture sédimentaire superficielle. Ce sont les périodes humides antérieures qui, par altération et érosion du substratum, ont fourni d'énormes quantités de matériel détritique sur lesquelles s'exerce l'action du vent en période aride. Ces zones basses sont en effet caractérisées par l'importance de la dynamique

sédimentaire éolienne. Le vent est un agent géodynamique particulièrement efficace lorsqu'il peut agir sur une surface non protégée par la végétation. Ses effets s'expriment de trois manières : par enlèvement de matériel ou déflation, par sculpture ou corrasion, par dépôt ou accumulation (Mainguet *et al.*, 1980).

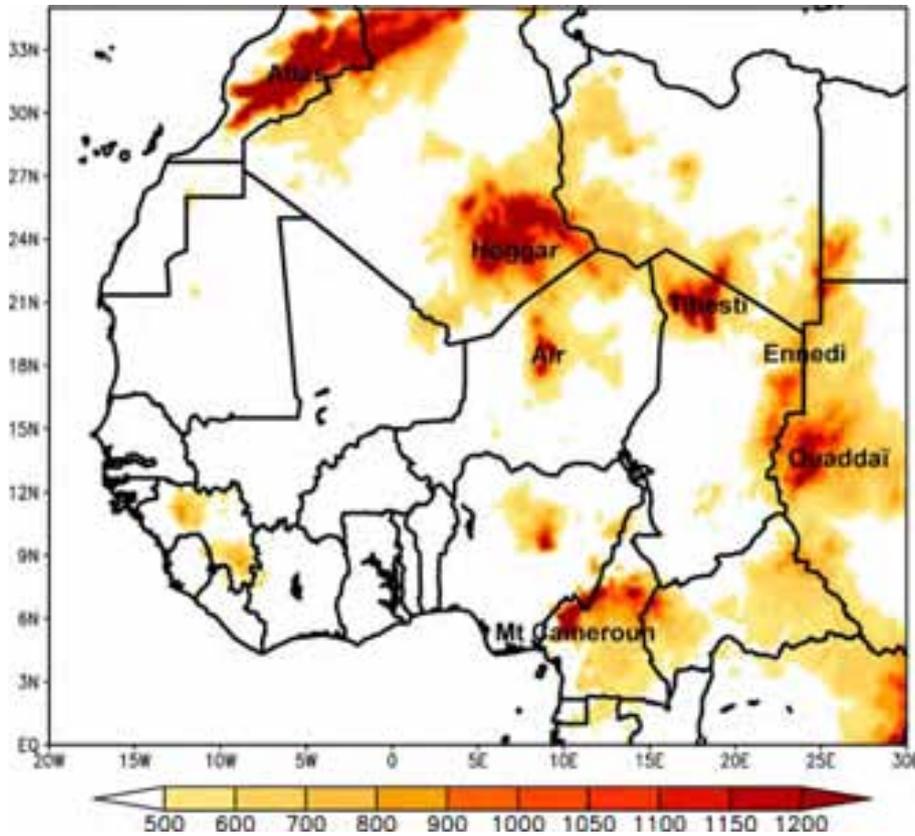


Figure 12 : Relief de l'Afrique au Nord de l'équateur.

Le lien entre la dynamique sédimentaire éolienne et la circulation atmosphérique générale a pu être définitivement démontré depuis que les images à partir des satellites ont permis d'obtenir une échelle d'observation suffisante. Ainsi, Mainguet & Guy (1974) ont montré que le Sahara et le Sahel constituent une seule unité fonctionnelle du point de vue des phénomènes sédimentaires éoliens au sol : les ergs du Sahara et du Sahel ne sont pas indépendants, ils sont reliés par des "courants de matériel éolien" à l'échelle continentale, dont les alizés sont responsables et où se succèdent phénomènes d'érosion, de transport et de dépôt (Fig. 13). Les différences par rapport à la direction générale des alizés (NE-SW, Fig. 11) sont dues à des déviations provoquées par les obstacles que constituent les reliefs trop importants, comme c'est le cas au centre du Sahara. Ces déviations sont parfois considérables, susceptibles même d'aboutir à des trajectoires de retour, inverses de la direction générale des alizés (Mainguet & Canon, 1976 ; Fig. 13). Cette circulation correspond à la carte des vents au sol en hiver, ce qui

indiquerait que c'est alors que la dynamique sédimentaire éolienne est la plus importante (Mainguet & Canon, 1976).

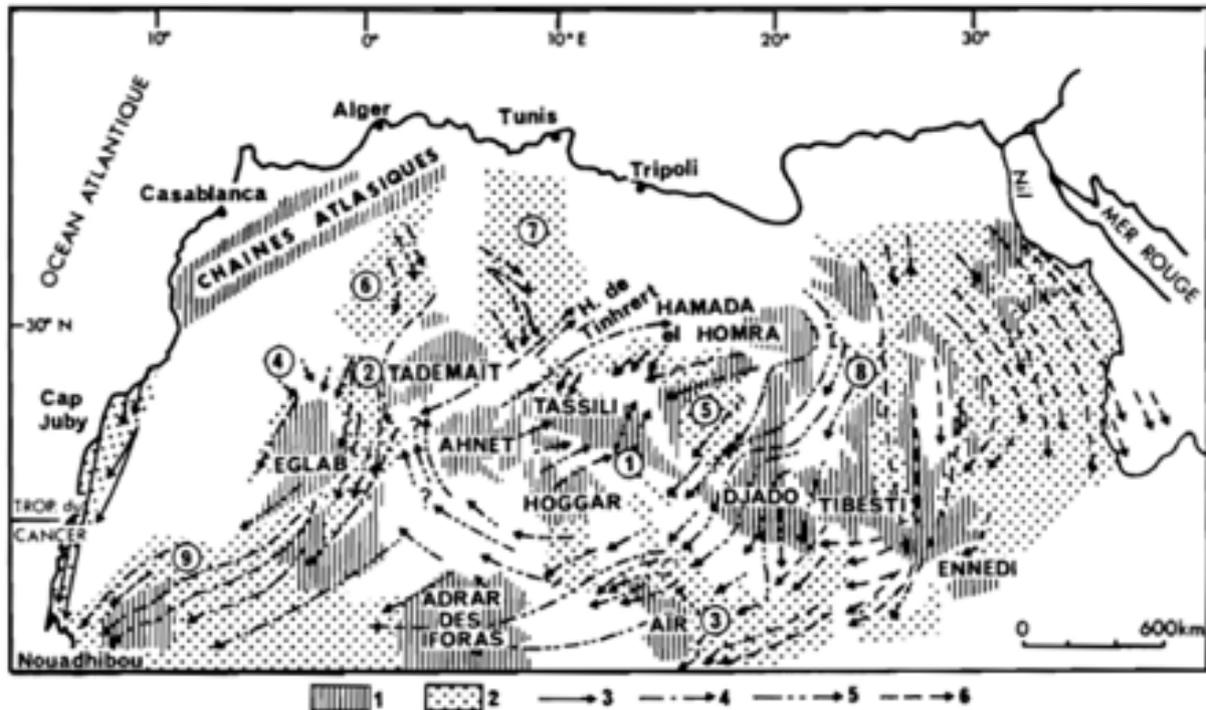


Figure 13 : Courants de la dynamique sédimentaire éolienne au Sahara (d'après Mainguet & Guy, 1974 et Mainguet & Canon, 1976 ; in Durand 1995).

1 : reliefs ou zones sans dépôts sableux; 2 : ergs ou surfaces à nappage sableux.

Principales directions : 3 : courant sableux atlantique; 4 : courant sableux occidental; 5 : circulation cellulaire du Sahara central; 6 : courant sableux oriental.

Principaux ergs : 1) Erg Admer; 2) Erg Chech ; 3) Erg de Fachi-Bilma et du Ténéré; 4) Erg Iguidi ; 5) Erg de Mourzouk ; 6) Grand Erg Occidental; 7) Grand Erg Oriental; 8) Erg Rebiana; 9) Erg Makteir.

4. Les aérosols terrigènes en Afrique de l'Ouest

La réduction de la visibilité horizontale en Afrique de l'Ouest est essentiellement attribuée aux aérosols terrigènes (Bertrand *et al.*, 1979 ; N'Tchayi *et al.*, 1997). Ces aérosols sont des produits de l'érosion éolienne à la surface du sol au Sahara et au Sahel (*e.g.* Dubief, 1952 ; Ozer, 2001 ; Rajot *et al.*, 2012). Les aérosols terrigènes d'origine sahélienne sont les témoins d'une dégradation environnementale, voire de la désertification (Ozer, 2001).

4.1. Sources

La localisation des sources de poussière a longtemps été faite à partir des mesures météorologiques (vents et visibilité horizontale) (*e.g.* Bertrand *et al.*, 1979 ; Goudie & Middleton, 1992 ; N'Tchayi *et al.*, 1997 ; Ozer, 2001 ; Anuforum, 2007). Mais, avec l'indice

d'aérosols TOMS AI (*Total Ozone Mapping Spectrometer absorbing Aerosol Index*) et l'IDDI (*Infra-Red Difference Dust Index*), mesurés depuis les satellites, la localisation des sources a été précisée (e.g. Herman *et al.*, 1997 ; Middleton & Goudie, 2001 ; Prospero *et al.*, 2002 ; Washington *et al.*, 2003 ; Fig. 14).

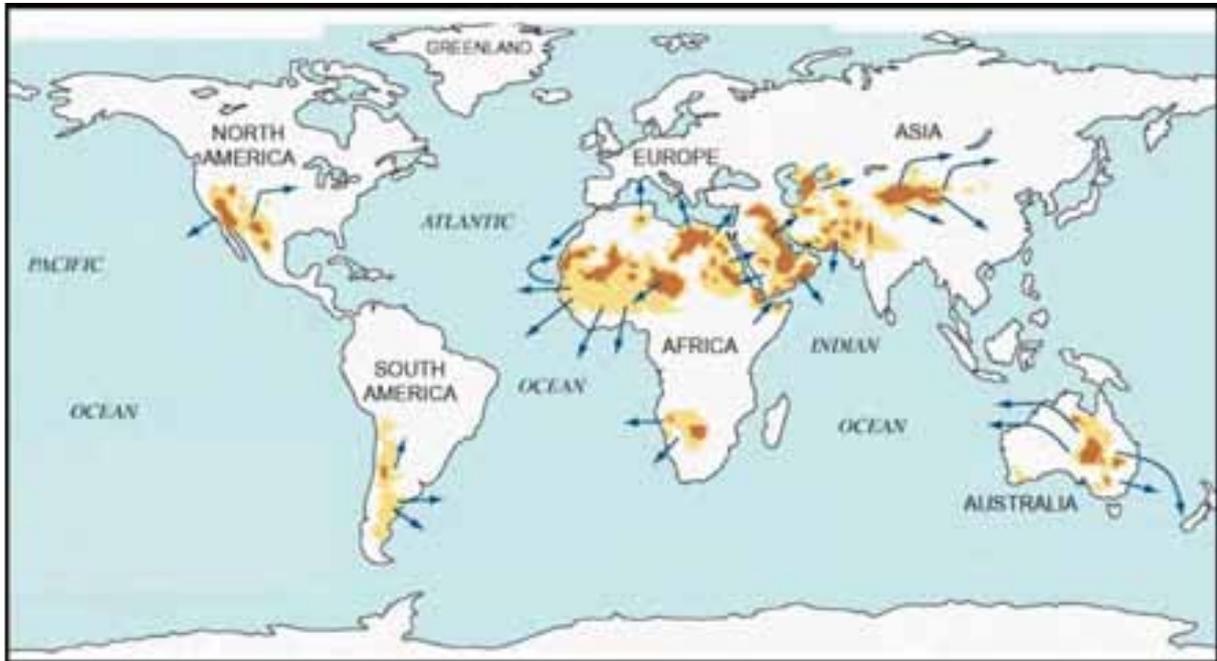


Figure 14 : Carte des sources de poussières (d'après Muhs, 2013).

Les flèches indiquent le sens des transports de poussières ; les sources les plus actives sont colorées en marron foncé. L'importance des sources identifiées est déterminée par la fréquence d'occurrence des jours avec des indices d'aérosols TOMS AI supérieures à 0,7.

Les sources les plus importantes sont des dépressions topographiques en zones arides et semi-arides. Ces zones sont des réservoirs d'abondants matériaux à texture fine et facilement mobilisables par les vents. Ce sont, notamment, d'anciennes plaines inondables et d'anciennes zones lacustres dans des régions où les précipitations moyennes annuelles sont inférieures à 100 mm (Goudie & Middleton, 2001 ; Prospero *et al.*, 2002 ; Engelstaedter *et al.*, 2003) . Ce sont (Fig. 14) : le Sahara, le Sahel, le Kalahari et l'Okavango en Afrique, la péninsule arabique, le désert de Tar au Pakistan, le désert de Gobi, le Centre et le Sud-est de l'Australie, le désert de Mojave en Californie, le désert de Chihuahua au Mexique, les piémonts occidentaux des Andes en Amérique du Sud (e.g. Pampa).

En Afrique, ce sont surtout les sources situées au Nord de l'équateur qui sont identifiées comme les plus importantes et les plus actives du continent. Il s'agit, d'une part, de la région située entre le Nord-Mali, le Sud-Algérie et l'Ouest Mauritanien et, d'autre part, de la dépression du Bodélé au Nord du Tchad (Fig. 15). A ces principales sources s'ajoutent des

sources relativement moins importantes : les déserts libyen et nubien et, de façon générale, tout le Sahel. (Fig. 14 et 15).

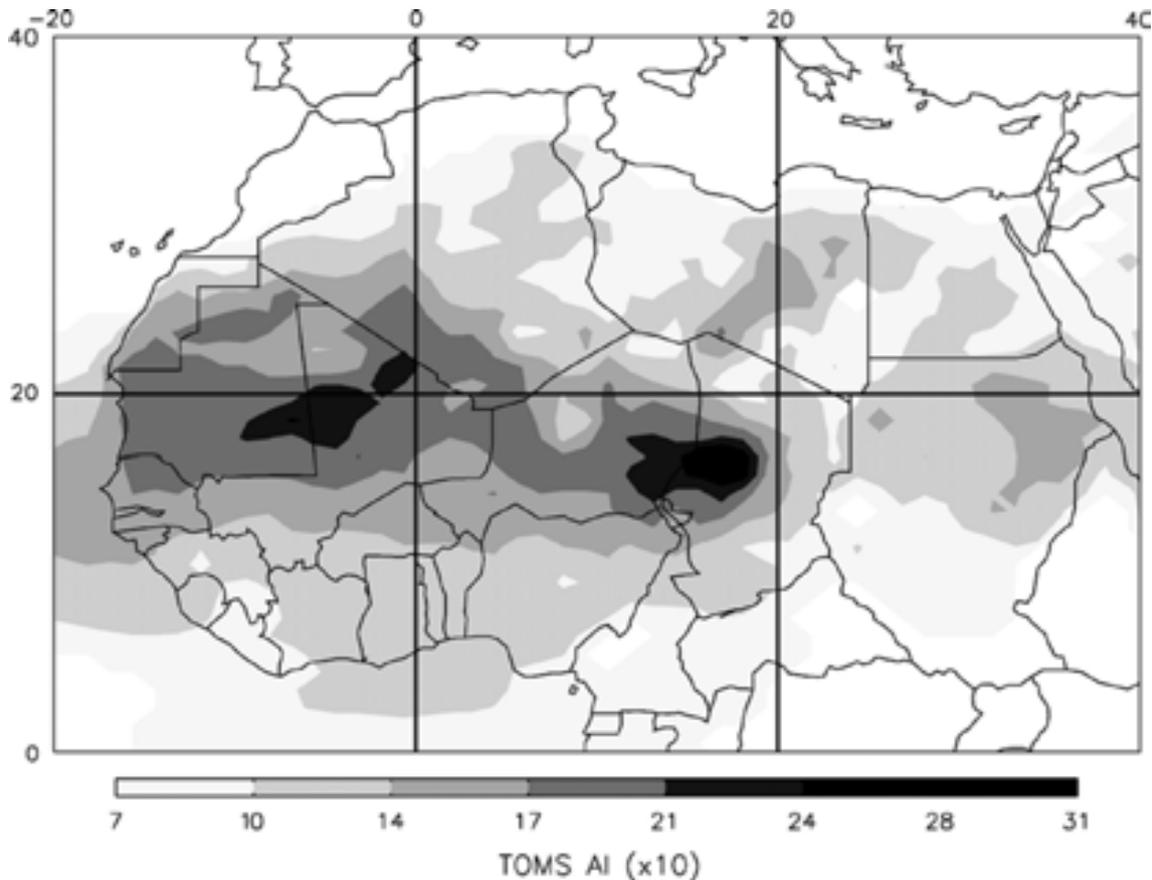


Figure 15 : Mesures moyennes (1980-1992) de l'indice d'aérosols (TOMS AI) en Afrique nord-équatoriale (d'après Engelstaedter *et al.*, 2006).

Ces sources de poussières africaines fournissent de 500 à 1000 Tg/an d'aérosols terrigènes, soit près de la moitié de la quantité globale des poussières émises dans l'atmosphère (*e.g.* Engelstaedter *et al.*, 2006 ; Goudie & Middleton, 2001).

La plus importante de toutes ces sources est le Bodélé (Washington *et al.*, 2003). Il s'agit d'une dépression (~ 40000 km²) située à la sortie du couloir que forment les massifs du Tibesti (3415 m) et de l'Ennedi (1450 m) (Fig. 16). Cette région très aride (P < 50 mm) correspond en grande partie à d'anciens lacs interdunaires ; le substrat est donc constitué pour moitié de diatomites très meubles et pour moitié de sables éoliens fins. Les émissions sont actives toute l'année (Fig. 17 ; Washington *et al.*, 2006 ; Schwanghart & Stuu, 2008). Pendant un événement intense, les poussières mobilisées depuis le Bodélé représenteraient de 6 à 18% des émissions globales et peuvent atteindre 1 Tg/jour (*e.g.* Washington *et al.*, 2003, Todd *et al.*, 2007).

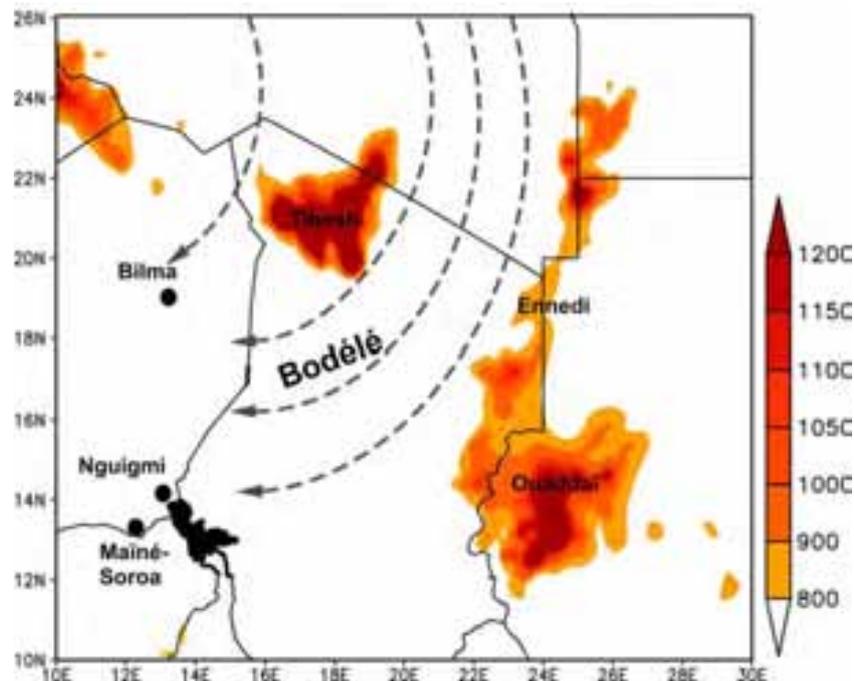


Figure 16 : La dépression du Bodélé et le couloir de vent.

Les reliefs qui dépassent 800 m d'altitude sont représentés en orange à rouge, les flèches indiquent le couloir de vent formé par le Tibesti et l'Ennedi et qui débouche sur le Bodélé.

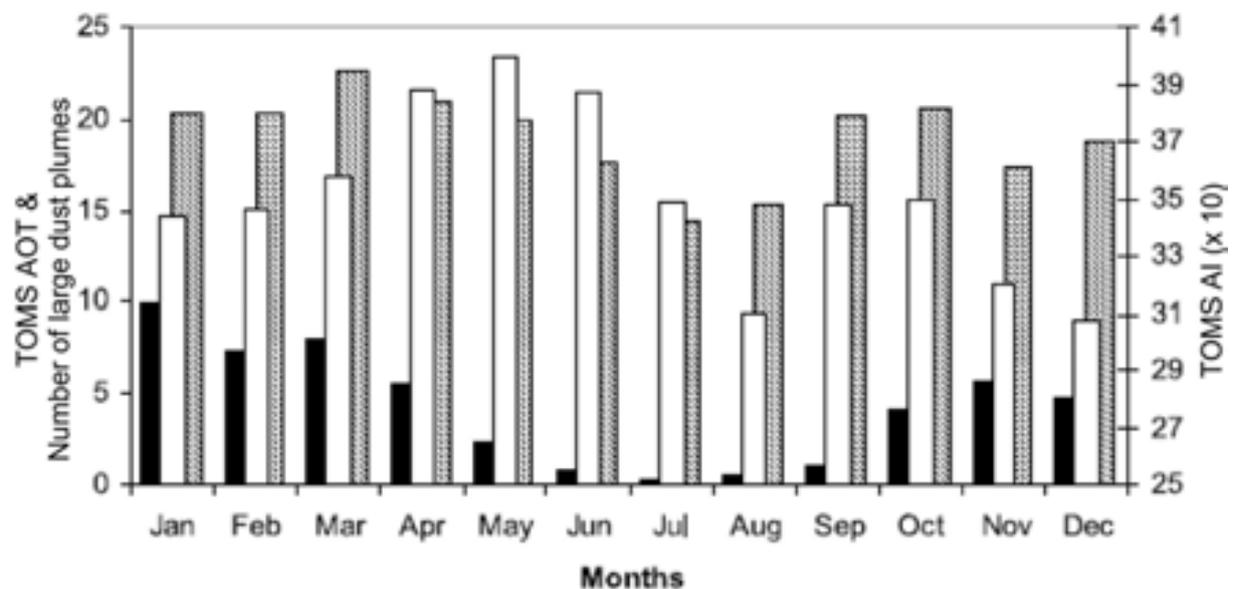


Figure 17 : Valeurs moyennes mensuelles des estimations de poussière issues de la dépression du Bodélé par diverses mesures depuis les satellites (in Washington et al., 2006).

L'épaisseur optique des aérosols ou TOMS AOT mesure la transparence de l'atmosphère (1979-1992 ; hachurés) ; Nombre des grands panaches de poussières sur le Bodélé (janvier à septembre 2002 et octobre à décembre 2004 ; noir) ; l'indice d'aérosol TOMS (AI x 10), (1979-1992 ; blanc) mesure l'indice d'absorption des aérosols par l'atténuation spectrale de la diffusion de Rayleigh ; cependant, il sous-estime les poussières des altitudes inférieures à 1,5 km (Herman et al., 1997).

4.2. Mécanismes d'émission

a) Dynamique sédimentaire

La dynamique sédimentaire éolienne dans cette région est facilitée par la disponibilité du matériel détritique meuble et la faible protection par la végétation, rare au Sahara, clairsemée ou contractée et essentiellement saisonnière au Sahel (Mainguet, 2003). Bagnold (1941) propose de classer la dynamique des particules des sols sous l'action du vent en 3 processus liés à la taille des particules et à la vitesse du vent.

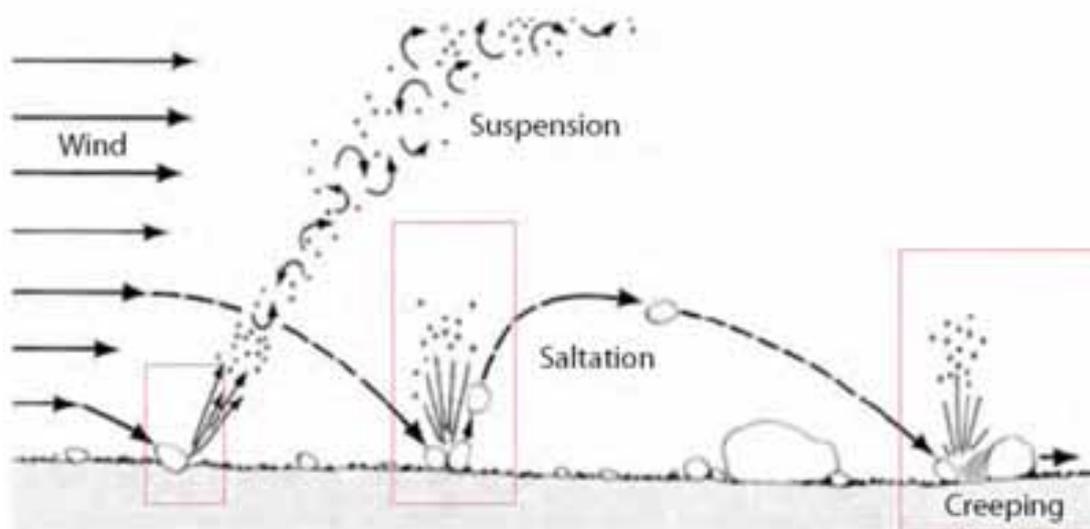


Figure 18 : Classification des mouvements des particules (Bagnold, 1941 in Schepanski, 2008).

Il distingue ainsi (Fig. 18) :

- **Le roulement** qui concerne les particules de taille supérieure à 2000 μm . Ces particules exigent des vitesses de vent assez importantes pour être déplacées par simple roulement sur le sol ;
- **La saltation** qui est de loin le processus le plus important dans le mécanisme de l'érosion éolienne. Elle concerne les particules de diamètre compris entre 63 et 2000 μm . Elle procède par des bonds successifs. Les particules s'élèvent à la verticale grâce au vent mais retombent rapidement sous l'effet de la gravité. Elles provoquent ainsi des chocs avec les particules du sol et se fracassent en particules plus fines : le sandblasting (e.g. Gillette & Walker, 1977 ; Zender *et al.*, 2003). Ces particules plus fines sont alors prises en charge par le vent et mises en suspension (e.g. Marticorrena & Bergametti, 1995 ; Grini *et al.*, 2005) ;
- **La suspension** concerne généralement les particules dont le diamètre est inférieur à 63 μm . On notera néanmoins dans la région étudiée (Ténéré et Manga) l'existence de particules

déposées par suspension alors qu'elles ont un diamètre pouvant atteindre 100 μm (Mac Tainsh, 1980, 1984 et 1987 ; Garba, 1997 ; Garba *et al.*, 2003). Ces particules sont suffisamment petites, et donc moins sensibles à la force de gravité par rapport à la portance des vents, pour être mises en suspension dans l'atmosphère par les tourbillons et les forces ascensionnelles (Shao, 2001). L'essentiel des particules fines mises en suspension dans l'atmosphère sont issues du sandblasting ; la mobilisation des particules fines directement arrachées du sol est moins importante du fait des forces de cohésion interparticulaires (*e.g.* Shao *et al.*, 1993).

b) Vent

Le vent peut mobiliser des aérosols terrigènes en fonction de sa vitesse et en fonction de la nature et de l'état des sols (*i.e.* granulométrie, rugosité, humidité) (*e.g.* Chepil, 1951 ; Gilette, 1978 ; Gilette *et al.*, 1982). Entre novembre et mai environ, les vents agissent à ces latitudes, sur un substratum « dénudé ». Il suffit d'une vitesse d'environ 6 m.s^{-1} pour que les vents soient capables de mobiliser les particules des sols (*e.g.* Tegen *et al.*, 1996 ; Bouet *et al.*, 2007 ; Todd *et al.*, 2007). En fait, dans les stations sahéliennes, Ozer (2001) a conclu que la vitesse limite du vent efficace était de 8 m.s^{-1} pendant la période 1950-1968 et qu'elle est descendue à 6 m.s^{-1} pendant la période 1987-1997 en conséquence de la dégradation de l'environnement causée par les sécheresses mais aussi par les perturbations d'ordre anthropique.

De juin à septembre, la région sahélienne connaît la montée de la mousson. Elle agit comme un courant de densité et provoque le soulèvement des particules des sols dans la région du front intertropical (FIT) (*e.g.* Prospero *et al.*, 2002; Bou Karam, 2008). De plus, pendant cette saison, les systèmes convectifs (lignes de grains) provoquent d'importantes mobilisations, de jour comme de nuit (Flamant *et al.*, 2007).

Un autre type de vent qui entre dans les processus de mobilisation des poussières est le « jet » de basse couche appelé aussi « jet » nocturne (*nocturnal low-level jet*) (*e.g.* Sultan *et al.*, 2007 ; Abdou *et al.*, 2010). Il se traduit, à quelques centaines de mètres de la surface du sol, par une accélération des vents avec des vitesses qui atteignent souvent 15 m.s^{-1} alors qu'en surface, les vents tendent à s'annuler. Il est surtout associé au transport des aérosols depuis les zones désertiques (Rajot *et al.*, 2008). Au Bodélé, par exemple, il est souvent à l'origine de la mobilisation d'importantes quantités d'aérosols (Washington & Todd, 2005). Pour Schepanski *et al.* (2009b), le « jet » nocturne contribue pour près de 65% à l'activation des zones sources africaines.

4.3. Transport

Les particules les plus fines restent le plus longtemps en suspension. Elles ont un temps de résidence dans l'atmosphère pouvant dépasser plusieurs jours et sont donc sujettes au transport intra et extracontinental (*e.g.* Prospero, 1996 ; Riemer *et al.*, 2006 ; Schepanski *et al.*, 2009 a).

En hiver, les vents d'harmattan chargés en poussières réduisent fortement la visibilité horizontale (*e.g.* Nouaceur, 1999 ; Ozer, 2001). Ils transportent d'énormes quantités depuis le Sahel jusqu'au Golfe de Guinée (*e.g.* Adebayo, 1989 ; Prospero & Lamb, 2003 ; Silue *et al.*, 2013). En été, la mousson atteint ces latitudes et se met en place sur une épaisseur pouvant atteindre 2 km au-dessus du sol (*e.g.* Canut *et al.*, 2010 ; Formenti *et al.*, 2011), la visibilité au sol est alors importante. Le transport des poussières depuis ces latitudes est légèrement décalé vers l'W (Fig. 19 d). Du fait de sa densité, la masse d'air humide de la mousson chargée en vapeur d'eau est surmontée des vents secs d'Harmattan en provenance du NE. Ceci va favoriser le transport des aérosols en altitude (Fig. 19 b) qui peuvent ainsi parfois atteindre les Caraïbes (Chiapello *et al.*, 1995). Cette configuration explique le transport des poussières de l'Afrique au Nord de l'équateur vers l'Atlantique pendant toute l'année (Chiapello *et al.*, 2005 ; Bou Karam *et al.*, 2008 ; Formenti *et al.*, 2011 ; Fig. 19).

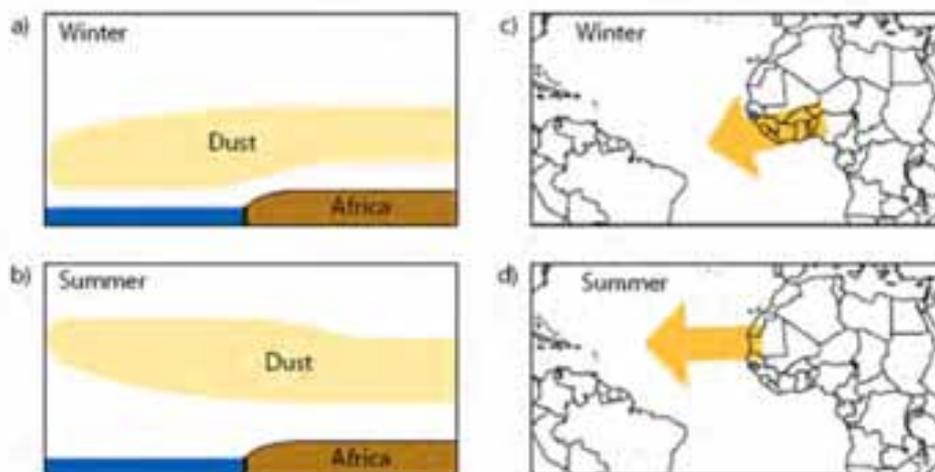


Figure 19 : Schéma des transports de poussières d'origine Nord-africaine en hiver (a, c) et en été (b, d) (Schepanski, 2008).

4.4. Impacts des aérosols

Sur le plan environnemental, les aérosols peuvent affecter le climat soit directement en réfléchissant ou en absorbant les radiations solaires, soit indirectement en modifiant les propriétés physiques et radiatives des nuages (*e.g.* Moulin *et al.*, 1997 ; Miller *et al.*, 1996),

soit en affectant la formation des nuages par la présence des noyaux de condensation (*e.g.* Bertrand *et al.*, 1973). Les aérosols peuvent aussi affecter le climat par leur influence sur la productivité primaire marine (*e.g.* Talbot *et al.*, 1986 ; Jickells, 1998) et peuvent être la cause du refroidissement des océans (Schollaert & Merrill, 1998). Sur le plan sanitaire, les poussières fines en suspension dans l'atmosphère affectent la qualité de l'air et provoquer des réactions allergiques ou d'asthme (Prospero *et al.*, 2005). Elles sont aussi associées à des conditions favorisant la propagation des épidémies de méningites au Sahel (*e.g.* Martiny & Chiapello, 2013 ; Agier *et al.*, 2013).

III. Données et Méthodes

1. Localisation des stations

Les stations qui font l'objet de cette étude sont situées suivant la principale trajectoire éolienne (NE-SW) de la région sahélienne (Fig. 11 et 13).

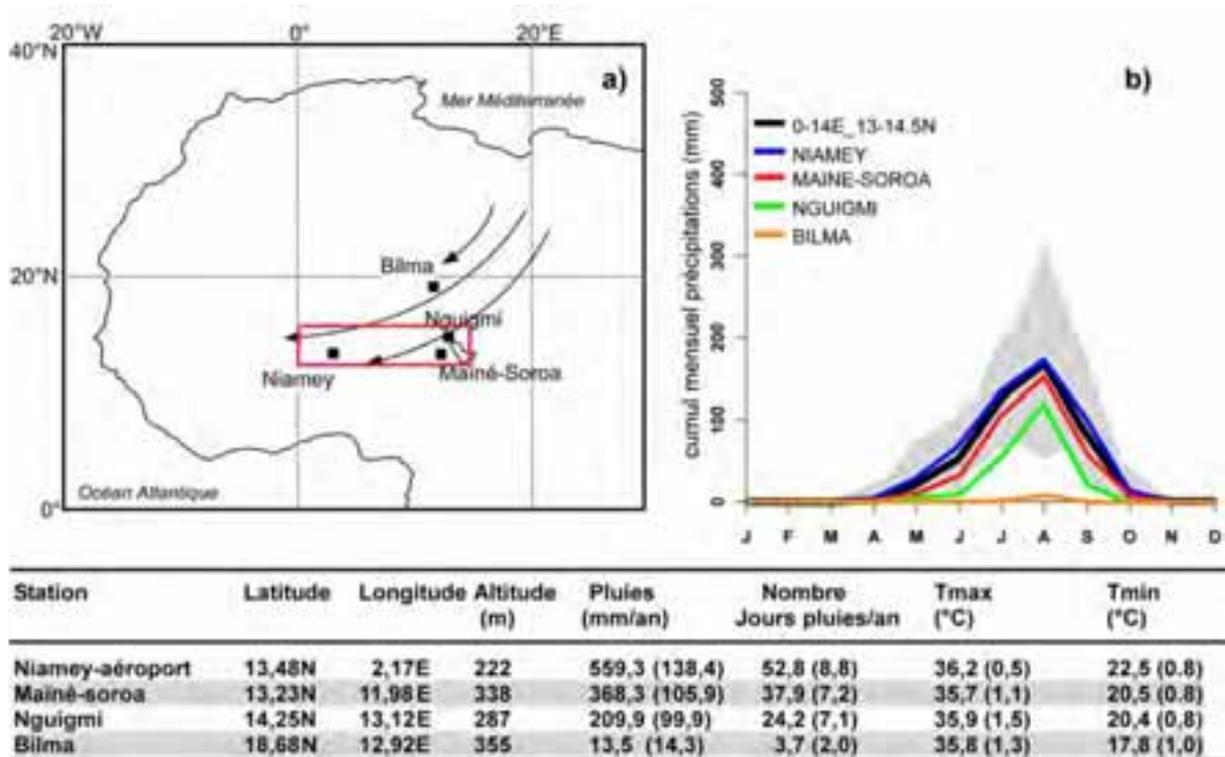


Figure 20 : Localisation des stations, cumuls mensuels des précipitations et quelques traits climatiques.

a) Carte de localisation des différentes stations ; les flèches schématisent les trajectoires éoliennes (Mainguet, 1984). b) les cumuls mensuels des précipitations pour chacune des stations viennent des données de la DMN. La bande grise représente la courbe enveloppe de l'ensemble des cumuls mensuels des précipitations entre 1950-2009 sur la région délimitée par le rectangle rouge en a ; cette courbe est issue des données du CRU TS 3.10.01 (Mitchell & Jones, 2005). Le tableau en-dessous présente les coordonnées et les altitudes des différentes stations, les cumuls moyens annuels des précipitations calculés entre 1950 et 2009 et 2009, le nombre moyen annuel de jours de pluies sur la même période et les températures maximales et minimales moyennes annuelles entre 1951 et 2009. Les écarts-type sont présentés entre parenthèses.

La longueur des régimes pluviométriques (1950-2009) de ces 5 stations, entre avril et octobre, montre une diminution d'Ouest en Est et du Sud au Nord (Fig. 20). Ainsi, l'étalement de la saison des pluies diminue de Niamey à Mainé-Soroa puis Nguigmi. A Bilma, située en zone désertique, la saison des pluies est quasi-inexistante (3,7 jours en moyenne). Ces stations ont en commun un maximum du cumul pluviométrique centré sur le mois d'août (Fig. 20b). Les

précipitations présentent de fortes variabilités interannuelles et spatio-temporelles. Ainsi, pour les années les plus sèches, en 1984 Bilma n'a enregistré aucune pluie et Niamey a enregistré 293,8 mm pour 41 jours de pluies. A Maïné-Soroa, c'est l'année 1987 qui a été la plus sèche avec 164,9 mm pour 25 jours de pluie. A Nguigmi, l'année la plus sèche est 1972 avec 68,5 mm pour 12 jours de pluie. Pour les années les plus humides, Bilma a cumulé 78,7 mm (6 jours) en 2006; Niamey a cumulé 980 mm (62 jours) en 1952 ; Maïné-Soroa a cumulé 650 mm (38 jours) en 1964 et Nguigmi a cumulé 473 mm (47 jours) en 1994. Les températures maximales moyennes annuelles sont globalement élevées dans toutes les stations et présentent très peu de variabilité interannuelle. Remarquons simplement que l'amplitude thermique moyenne annuelle est la plus importante à Bilma et la moins importante à Niamey (Fig. 20).

2. Les données météorologiques

Communément appelées données conventionnelles, les données météorologiques ont été compilées à partir des archives des Tableaux Climatologiques Mensuels (TCM) originaux, stockés à la Direction de la Météorologie Nationale du Niger (DMN). Les 4 stations étudiées font partie des 16 stations du réseau synoptique du Niger. Les mesures des vents (direction et vitesse) et de visibilité horizontale utilisées dans ces travaux proviennent des stations de Nguigmi, Maïné-Soroa et Niamey qui couvrent la période 1950-2009, et de la station de Bilma qui couvre la période 1955 à 2009.

2.1. Les mesures des vents

Dans les stations, les mesures sont faites avec un anémomètre et une girouette fixés à 10 m du sol sur un mat stable. Les vitesses de vent sont exprimées uniquement en valeurs entières (1, 2, 3 m.s^{-1} , etc.) pour tenir compte des oscillations pendant la mesure. Ainsi, la valeur 2 regroupe les mesures comprises entre 1,5 et 2,5 m.s^{-1} . Les valeurs inférieures à 0,5 m.s^{-1} sont comptées pour 0. Dans ce cas, on considère que la vitesse n'est pas significative et la direction n'est pas relevée. Afin de réduire au maximum les erreurs humaines pendant les reports des observations dans les TCM, les paramètres sont enregistrées avec deux unités différentes. Ainsi, les directions relevées sont exprimées par dizaines de degré (rose à 36 axes) et avec une annotation lettrique (points cardinaux) par intervalle de 22,5 ° (rose à 16 axes) (Fig. 21). Les vitesses des vents sont aussi en deux colonnes dont la première est exprimée en m.s^{-1} et la deuxième en nœuds. Les registres sont ensuite acheminés à la Direction de la Météorologie Nationale où les mesures sont corrigées, si elles contiennent des erreurs évidentes, puis archivées.

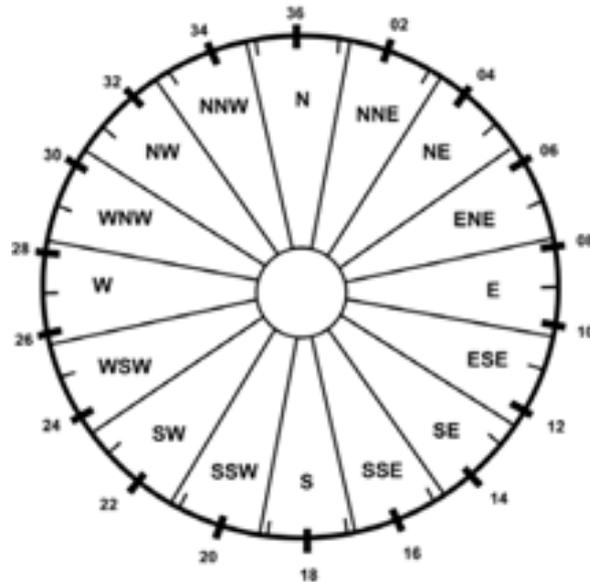


Figure 21 : Rose météo type

2.2. Les mesures de visibilité horizontale

La visibilité horizontale est définie en météorologie comme «*la distance horizontale maximale à laquelle un observateur peut identifier un repère dans la direction où l'observation est la moins bonne*» (OMM, 1996). La distance ainsi estimée est exprimée en décamètre (dam). Dans les stations synoptiques de la région sahélienne ce paramètre permet d'apprécier la qualité des masses d'air. La diminution de la visibilité y est due pour l'essentiel aux aérosols présents dans l'atmosphère (e.g. Ozer, 2001 ; Nouaceur, 1999). La visibilité est ainsi une mesure de la concentration des aérosols (de toutes natures) dans l'atmosphère, situés entre l'œil humain et un objet observé (Mahowald *et al.*, 2007).

Le recueil des codes météorologiques définit des phénomènes météorologiques qui renseignent souvent sur l'origine de la baisse de visibilité :

- **Brume de sable** : (S), « *poussières en suspension dans l'air d'une manière généralisée, non soulevées par le vent au point d'observation ou à ses alentours au moment de l'observation* ». La brume de sable est mentionnée par l'observateur lorsqu'un dépôt de poussière éolienne est visible au sol.
- **Brume-sèche** : (∞) : possède les mêmes caractéristiques que la brume de sable, mais se distingue par l'absence de dépôt de poussière au sol.
- **Chasse-sable** : (\$) « *poussière ou sable soulevés par le vent au point d'observation ou à ses alentours au moment de l'observation, mais absence de tourbillon et pas de tempête de poussière ou de sable observée* ».

- **Tempête de sable** : (-S→) « tempête de poussière ou de sable observée au moment de l'observation en vue du point d'observation, ou à ce point pendant l'heure précédente ».

Ainsi, les *brumes-sèches* se distinguent des *brumes de sable* par des dépôts de matériels fins, et les *chasses-sable* et les *tempêtes de sable* sont témoins de la déflation. Dubief (1952) définissait les brumes-sèches comme « un nuage de particules solides soulevées du sol antérieurement au moment de l'observation et restées en suspension dans l'atmosphère. Les chasses-sable sont observés sur les lieux ou dans le voisinage des lieux où les particules sont arrachées par un vent violent et turbulent ».

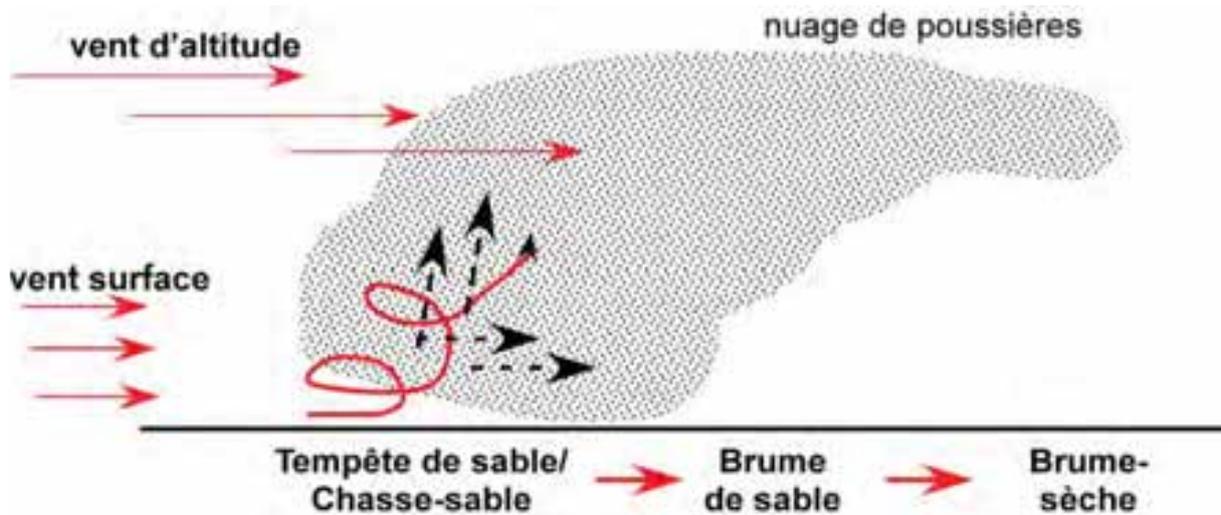


Schéma : Types de temps météorologiques liés à la baisse de la visibilité horizontale

La différence entre ces 3 phénomènes météorologiques est temporelle mais aussi spatiale. Les tempêtes de sable et chasses-sable arrachent les particules des sols et les entraînent dans l'atmosphère locale. Les brumes de sable sont assimilables à la chute des particules les plus lourdes et sont donc observées après un chasse-sable. Les brumes sèches, quant à elles, sont essentiellement des situations de visibilité réduite dont l'origine des poussières peut être proximale ou distale. Il s'agit des poussières les plus fines, transportées par des vents dont la dynamique est suffisante pour les entraîner en suspension dans l'atmosphère sur des distances qui peuvent être importantes.

Dans des travaux antérieurs, Goodie & Middleton (1992) puis Engelstaedter *et al.* (2003) ont utilisé les classes de visibilités suivantes pour la classification au Sahel : inférieures ou égales à 1 km (tempêtes de poussières) et inférieures à 10 km (brumes de poussières). N'Tchayi *et al.* (1994) ont utilisé des classes de visibilité avec des seuils de 5 et 10 km pour caractériser les variations spatio-temporelles des poussières chargées dans l'atmosphère dans la région Ouest-africaine. Anuforum (2007) dans la même logique que ses prédécesseurs, a utilisé deux principales classes *Light Dust Haze* (LDH) : 5 km < visibilité < 10 km, et *Thick Dust Haze* (TDH) : visibilité ≤ 1 km pour caractériser les variations temporelles et les distributions

spatiales des poussières dans les stations nigérianes. Nous suivrons cette dernière classification en y ajoutant une autre classe : *Medium Dust Haze* (MDH) lorsque $1 \text{ km} < \text{visibilité} \leq 5 \text{ km}$.

3. Les données des réanalyses

1.1. NCEP-NCAR (R1)

Les réanalyses NCEP/NCAR (NRR-1) sont produites par le *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) en collaboration avec le *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) (Kistler *et al.*, 2001). Cet ensemble de données est calculé comme une combinaison d'observations et de résultats basés sur le modèle global opérationnel du NCEP-NCAR. Les données des observations sont constituées des radiosondages, des données des surfaces océaniques ou COADS (*Consolidated Ocean Atmosphere Dataset*), des mesures de vols, des données des stations météorologiques synoptiques, des sondages issus des satellites, etc.... (e.g. Kanamitsu, 1989; Parrish & Derber, 1992 ; Kalnay *et al.*, 1996; Pocard *et al.*, 2000). Le modèle utilise une résolution T62, soit une grille de 192 longitudes par 94 latitudes (2.5 x 2.5) qui correspond à une résolution horizontale d'à peu près 211 km à l'équateur, sur 28 niveaux de l'atmosphère. Les réanalyses du NCEP/NCAR les plus utilisées ont un avantage particulier lié à la longueur de la couverture temporelle (1948 à aujourd'hui) et sont disponibles en temps réel avec un délai d'un mois.

3.2. ERA 40 et ERA Interim

Les réanalyses ERA 40 et ERA Interim sont produites par le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT). Elles résultent d'une collaboration entre le *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) et l'*European Center for Mid-Range Weather Forecast* (ECMWF) (Simmons & Gibson, 2000).

a). ERA 40

Ces données sont produites sur le même principe que les réanalyses NCEP mais avec un système de prévision *Integrated Forecast System* (IFS). Elles couvrent la période de septembre 1957 à août 2002 (Uppala *et al.*, 2005 et 2008). Les données sont produites toutes les 6h sous des résolutions réduites, 1.125° sur 31 niveaux verticaux couvrant toute la surface du globe (Caires *et al.*, 2004).

b). ERA Interim

Les réanalyses ERA-Interim débutent en 1979 et sont constituées des paramètres climatiques de surface chaque 3 heures et des paramètres atmosphériques chaque 6 heures (Dee *et al.*,

2011). Elles se distinguent d'ERA-40 par une plus grande assimilation des données *in situ*. Les variables sont fournies sur une grille horizontale régulière de 0.75° sur 31 niveaux verticaux (Simmons *et al.*, 2007).

3.3. 20CR

Les réanalyses du *Twentieth Century Reanalysis* (20CR) débutent en 1871. Elles sont issues d'une collaboration internationale conduite par le *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) et le *Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences* (CIRES). Elles fournissent un ensemble de données de haute qualité pour les 100 dernières années couvrant la circulation atmosphérique générale à l'échelle du globe (Compo *et al.*, 2011). Les 20CR font partie des réanalyses les plus longues avec une certaine homogénéité des méthodes et des données d'assimilation. Elles sont produites en utilisant uniquement les observations de pression et de température en surface. Nous utiliserons ces données pour la période 1950-2009.

3.4. Les données SYNOP du NCAR

Ce sont des données issues du *Computational and Information Systems Laboratory* de NCAR. Elles sont disponibles pour des milliers de stations à travers le monde et sont structurées en colonnes. Ces données sont utilisées dans les modèles pour produire les réanalyses. Les stations sont codées, par exemple 61017 (Bilma), 61096 (Mainé-Soroa) et 61052 (Niamey). Les codes N et C sont utilisés dans les colonnes de description des données météorologiques mesurées. N indique que la vitesse et la direction sont mesurées et C indique que la vitesse est trop faible pour être mesurée et donc que la direction ne peut être relevée. La présentation des mesures est différente de celle des TCM, où les vitesses des vents sont exprimées en $m.s^{-1}$ et en nœuds et les visibilité horizontales en décimètre (*dam*). Dans ces fichiers *in situ* de NCEP-NCAR la vitesse est exprimée en décimètre par seconde ($dm.s^{-1}$) et la visibilité en mètre (*m*).

4. Les méthodes

4.1. Analyse de l'homogénéité

La segmentation est habituellement conseillée pour discuter de l'homogénéité des mesures sur des séries de longue durée afin de pallier aux insuffisances liées aux erreurs humaines, aux erreurs d'appareils et aux déplacements des stations. C'est une méthode qui a souvent été utilisée, particulièrement en Afrique, pour comparer et caractériser les ruptures hydropluviométriques (*e.g.* Servat *et al.*, 1997 ; Hubert *et al.*, 1989 et 1998). La segmentation

procède par la recherche du meilleur découpage des séries avec un ordre croissant des segments. Pour chacun des segments, le meilleur découpage est celui qui minimise une distance égale à la somme des écarts quadratiques entre chacune des valeurs de la série et la moyenne du segment (Hubert *et al.*, 1989). On a utilisé le test de Scheffé à un niveau de signification 0.05 pour tester la significativité de la segmentation à un ordre inférieur à N (N étant le nombre de mesures). Les segments inférieurs à 5 ans ont été rejetés.

4.2. Analyse des corrélations

La corrélation est « la liaison entre deux variables (simple) ou plus (multiple) telle que les variations de leurs valeurs soient toujours de même sens (positive) ou opposée (négative) ». Ainsi, la corrélation est un indicateur de liaison très approprié pour caractériser deux variables quantitatives. Elle est exprimée par un coefficient normalisé qui varie entre -1 et 1 (Snedecor & Cochran, 1989). Le coefficient de corrélation simple ou coefficient de Pearson, indépendant des unités de mesure des variables, est très utilisé en climatologie pour son caractère linéaire (Saporta, 1990). Ce coefficient est une normalisation de la covariance par le produit de l'écart-type des variables.

$$r_{xy} = \frac{\text{Cov}(X, Y)}{\sqrt{V(X) * V(Y)}} = \frac{\text{Cov}(X, Y)}{\delta x * \delta y}$$

δx et δy sont les écarts-type de X et Y respectivement

4.3. Les circulations zonale et méridienne

Afin de comparer les observations météorologiques (TCM) et les réanalyses, nous avons au préalable converti les TCM sous forme de circulation zonale (u) et méridienne (v) à l'image des réanalyses. Ainsi, lorsque la composante u (v) est positive, on est en présence de la circulation d'W (S) vers l'E (N) et lorsqu'elle est négative la circulation est plutôt de l'E (N) vers l'W (S) respectivement (Fig. 22).

$$U = -v * \sin\left(d * \frac{\pi}{180}\right) \quad | \quad V = -v * \cos\left(d * \frac{\pi}{180}\right) \quad v = \text{vitesse}; d = \text{direction}$$

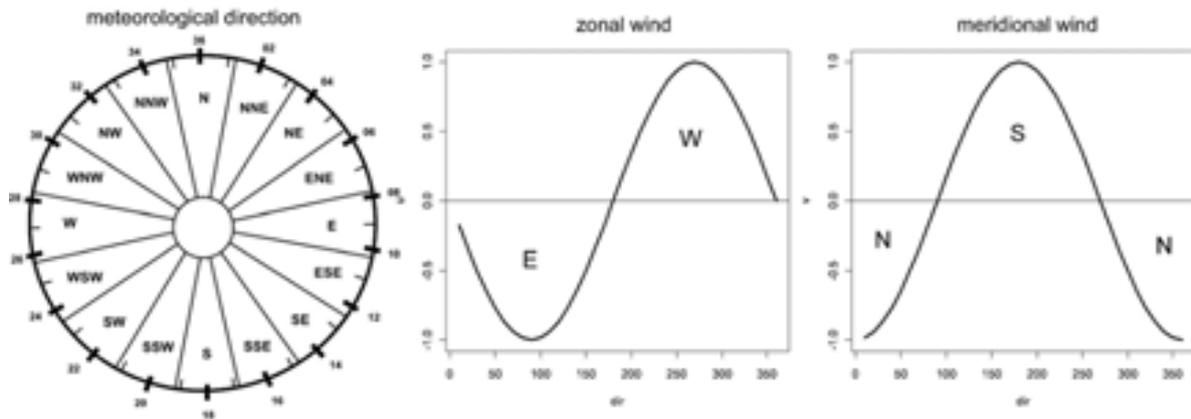


Figure 22 : Transformation des directions de la rose en circulations zonale et méridienne.

La vitesse unitaire en $m.s^{-1}$ a été utilisée pour les calculs. La méthode de conversion des mesures météorologiques, en mesures u et v est obtenue à l'adresse suivante <http://www.eol.ucar.edu/content/wind-direction-quick-reference>

4.4. Le Diagramme de Taylor

Pour comparer les réanalyses et les mesures observées, nous avons utilisé le Diagramme de Taylor (Taylor, 2001).

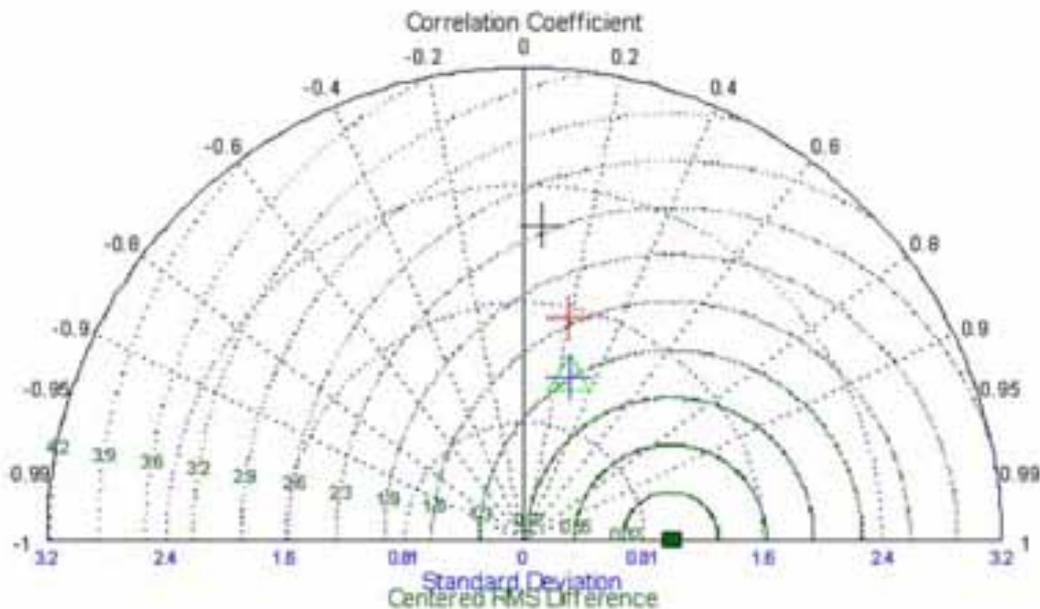


Figure 23 : Diagramme de Taylor

Ce diagramme permet de comparer d'une manière quantitative les ressemblances entre les mesures observées et les données sorties des modèles pour des structures spatiales ou temporelles. Il regroupe sur un même graphique bidimensionnel (coordonnées polaires) le coefficient de corrélation, l'erreur quadratique moyenne et l'écart-type entre les modèles et les observations (Fig. 23).

Le coefficient de corrélation est obtenu par :

$$R = \frac{1}{N} \frac{\sum_n^N (m_n - \bar{m})(d_n - \bar{d})}{r_m r_d}$$

Avec m_n et d_n , $n=1, \dots, N$, représentant les deux structures spatiales ou temporelles. Où r_m et r_d indiquent les écarts-type respectifs de m et d . On calcule l'erreur quadratique moyenne E pour quantifier la différence entre les deux structures:

$$E^2 = (\bar{m} - \bar{d})^2 + \frac{1}{N} \sum_n^N [(m_n - \bar{m}) - (d_n - \bar{d})]^2$$

4.5. Analyse des tendances et des variabilités pluri-annuelles

Pour caractériser l'évolution des variables, nous avons appliqué une régression polynomiale non-paramétrique localement pondérée (LOESS : LOcal regrESSion ; Cleveland & Devlin, 1988 ; Cleveland & Loader, 1996). Cette méthode, qui peut globalement être associée à la description d'un filtre passe-bas, est similaire aux méthodes de filtrage par Savitzky-Golay (paramétrique) (Savitzky & Golay, 1964) ou par moyenne mobile. Cependant, nous pouvons noter que le lissage de type LOESS s'effectue en définissant un nombre de points voisins intervenant dans le calcul d'une estimation et non pas en définissant une largeur de fenêtre. C'est une technique qui combine la régression linéaire ou polynomiale locale avec les flexibilités d'une régression non-linéaire.

Brièvement, le degré de lissage f (ou « *span* ») est défini comme la proportion de points que représente le nombre de voisins sélectionnés k par rapport au nombre total de points n de la série : $f = k/n$. Pour améliorer la représentation des fluctuations temporelles de nos séries cette grandeur est d'une importance cruciale. En effet, celle-ci permet de choisir de mettre en évidence l'évolution de la tendance générale ($span=1$) ou, au contraire, de focaliser notre analyse sur des variations à plus court terme.

Pour toutes les analyses des variabilités, nous indiquons préalablement la significativité d'une éventuelle tendance linéaire des séries par le test de Mann-Kendall (Mann, 1945 ; Kendall, 1948). Le test de Mann-Kendall est dit non-paramétrique, parce qu'il ne formule aucune hypothèse sur la distribution sous-jacente des données. Il permet d'examiner le degré de significativité et le signe (à la hausse ou à la baisse) d'une tendance linéaire dans une série chronologique donnée. Le principe de cette méthode est de calculer le coefficient de corrélation de rang de Kendall (τ) et la probabilité d'accepter l'hypothèse nulle d'absence de tendance (p -value) entre les valeurs de la série et le temps.

4.6. Courbes d'hystérésis et intercorrélogrammes

a) Le cycle hystérésis (Fig. 24 a)

Le mot hystérésis vient du grec et se traduit comme « déficit » ou « en retard ». Lorsqu'une cause C produit un effet E , il y a hystérésis lorsque la courbe $E = f(C)$ obtenue pendant la croissance de C ne se superpose pas avec la courbe $E = f(C)$ obtenue pendant la décroissance de C . Si la cause C connaît des variations périodiques, la courbe aura la forme d'un cycle d'hystérésis. Ce cycle peut signifier que l'une des variables évolue en retard par rapport à l'autre. Le cycle d'hystérésis est habituellement utilisé en sciences environnementales pour caractériser la relation entre la concentration des sédiments en suspension et le débit liquide d'un cours d'eau (e.g. Williams, 1989 ; Benkhaled & Remini, 2003 ; Valdès, 2005).

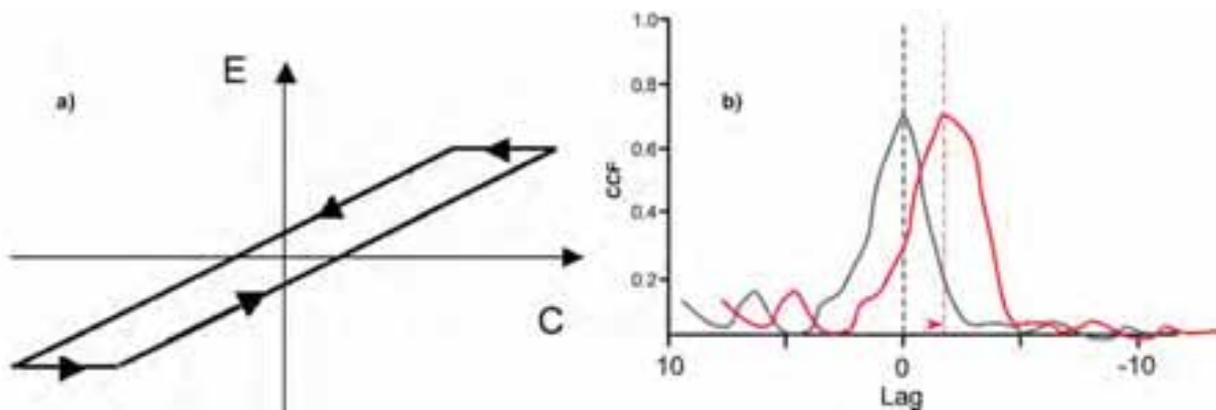


Figure 24 : Schéma d'un cycle hystérésis (a) et d'une intercorrélacion (b)

En b, la courbe noire indique qu'il n'y a pas de retard entre le signal d'entrée et le signal de sortie ($lag = 0$) alors que la courbe rouge indique un retard.

b) Intercorrélacion (Fig. 24 b)

La fonction d'intercorrélacion (CCF) quantifie la dépendance linéaire entre les signaux d'entrée et les signaux de sortie. Si le signal d'entrée n'est pas de type gaussien, comme c'est le cas ici, la fonction d'intercorrélacion renseigne sur les relations de causalité entre le signal d'entrée et le signal de sortie (Valdès, 2005 ; Vorburger *et al.*, 2011). Si l'intercorrélogramme n'est pas symétrique et présente un retard (ou *lag*) positif (négatif), cela peut signifier que le signal d'entrée (sortie) influence le signal de sortie (entrée). Ce retard peut être interprété comme indiquant une relation non-binaire, un troisième paramètre interviendrait.

IV. Les vents et les précipitations : mise en évidence de la variabilité climatique au Sahel central (SE Niger) par les fluctuations des vents observés en surface.

Ce chapitre a fait l'objet de présentations à 3 colloques internationaux sous les références suivantes :

Hassane B., Durand A., Garba Z., Sebag D., Rajot J-L., Ngounou Ngatcha B. & Dieppois B. (2010). Variabilité climatique au Sahel : étude de la dynamique éolienne et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1992 à Maïné Soroa (Niger oriental). In : « *Risques et Changements Climatiques* ». 23ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Rennes (France), 1-4 septembre 2010, communication orale et actes p.267-272.

Hassane B., Durand A., Garba Z., Sebag D., Rajot J-L., Ngounou Ngatcha B. & Dieppois B. (2011). Variation de la dynamique éolienne au sahel central : Evolution du vent et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1992 à Nguigmi (SE Niger, bassin du lac Tchad). In : « *Sciences de l'Eau, du Climat et de l'Environnement pour un développement durable de l'Afrique* ». Colloque international FSP RIPIECSA et CORUS 2, Ngaoundéré, Cameroun, 21-25 nov. 2011, com. orale et actes p.49.

Hassane B., Durand A., Garba Z., Diedhiou A., Ngounou Ngatcha B., Rajot J-L., Sebag D. & Traoré A. (2012). Aeolian dynamics variability in central Sahel between 1950 and 2000: are meteorological data about wind representative of the climate change and its environmental impact? Example of the synoptic stations Maïné-Soroa and Nguigmi (Niger, Lake Chad basin). In: "*African Monsoon multidisciplinary Analyses: 4th AMMA International Conference*", Toulouse, 2-6 jul. 2012, com. orale et actes.

Ce chapitre est présenté ici, sous la forme d'un article soumis à *Aeolian Research*, d'où quelques redondances avec les autres chapitres.

1. Introduction

Les mesures des paramètres climatiques depuis plus d'un siècle indiquent des modifications du système global et des régimes climatiques régionaux. Ainsi, en Afrique de l'Ouest, et plus spécialement au Sahel, le dernier rapport de l'IPCC discute d'une hausse des températures moyennes et de l'humidité atmosphérique au XXI^e siècle, tandis qu'une incertitude subsiste concernant l'évolution des précipitations (Christensen *et al.*, 2007).

Au cours du XX^e siècle, l'essentiel des études sur le changement climatique au Sahel a porté sur l'analyse des précipitations dont la variabilité était de première importance. Tous les travaux sont unanimes pour indiquer une série de sécheresses sans précédent dès la fin de la décennie 1960 comme preuves du changement climatique (*e.g.* Janicot et Fontaine, 1993 ; Nicholson, 2001 ; L'Hote *et al.*, 2002 ; AMMA ISSC, 2005). Ces sécheresses ont conduit à un bouleversement de l'équilibre des écosystèmes sahéliens qui sont naturellement fragiles (UNEP, 1992). On observe notamment une remobilisation des dunes (*e.g.* Courrel et Chamard, 1987 ; Tidjani, 2008) et une augmentation des poussières en suspension dans

l'atmosphère (Middleton, 1985) réduisant ainsi la visibilité horizontale (*e.g.* Ozer, 2001 ; Anuforum, 2007).

Au Sahel, les précipitations sont néanmoins peu représentatives des conditions locales permanentes puisqu'elles ne sont observées que quelques dizaines de jours au plus, concentrées dans une partie de l'année (« saison des pluies ») lorsque la ZCIT est en position septentrionale. Au contraire, les jours sans vent y sont peu fréquents (Leroux, 1983). La question est donc posée de savoir si, en milieu aride, il est possible d'appréhender les variations du climat local à régional à partir de la dynamique éolienne ?

L'objectif est d'examiner, à une échelle locale, les fluctuations de la dynamique éolienne et de les comparer aux changements observés dans la pluviométrie. La résolution spatiale est considérablement inférieure à celle offerte par les champs de réanalyses (NNR-1, 20CR, $\geq 2^\circ \times 2^\circ$) qui sont uniquement représentatifs de l'échelle régionale sur cette période de temps. Pour cela, nous utilisons 3 mesures journalières des vents (direction et vitesse à 6h, 12h et 18h) issues des stations synoptiques de Maïné-Soroa (Sahel) et Nguigmi (limite Sahara/Sahel) au SE Niger.

La période couverte (1950-1992) comprend plusieurs périodes humides et arides décrites à partir des précipitations. Nous avons donc pu en Sections 2, 4 et 5.1 comparer l'évolution saisonnière des précipitations et des mesures locales des vents. Puis, en Section 5.2, nous avons examiné la cohérence des années sèches et humides avec les fluctuations de directions et vitesses du vent. Cette descente d'échelle, *i.e.* régionale à locale, est une première étape visant à améliorer notre compréhension des phénomènes d'érosion des sols (arrachement et transport de poussières) conséquences des changements environnementaux qui ont suivi les années arides.

2. Présentation du site

2.1. Cadre géographique, géomorphologique et climatique

Les stations de Maïné-Soroa et Nguigmi sont situées dans la région administrative de Diffa (Niger oriental, Fig. 25) à l'Ouest du lac Tchad. Cette région du Sahel, essentiellement sableuse, est constituée de zones aplanies dont l'altitude varie entre 280 m à l'E et 340 m à l'W. Aucun obstacle topographique ne s'oppose aux vents dominants NE-SW qui ont modelé le paysage du bassin du Tchad à l'échelle du Quaternaire supérieur (*e.g.* Mainguet, 1984 ; Durand, 1995).



Figure 25 : Ensembles géomorphologiques du Sud de la région administrative de Diffa au Niger sud-oriental, d'après Durand (1995).

- *Domaine fluvio-éolien du Kadzell (partie nigérienne de la plaine alluviale de la Yobe, dont le Bornou est l'équivalent nigérian). Les méandres quaternaires de la Yobe ont aplani cette surface, mélangeant des sables éoliens anciens avec des apports fluviatiles majoritairement silto-argileux.*
- *Domaine lacustre du lac Tchad figuré ici au niveau 280 m environ. Le lac, maintenant quasiment asséché au Niger, recouvrait un erg ancien dont les sommets émergés des dunes constituaient un paysage d'archipel.*
- *Domaine éolien de l'erg ancien du Manga (> 15 000 ans) aplani au cours de l'Holocène par l'alternance de nombreuses périodes humides (ruissellement) et arides (érosion éolienne). Le plateau du Manga est parsemé de cuvettes (reliques des interdunes) dont les plus méridionales sont inondées au moins saisonnièrement en période humide.*
- *Le désert du Tal, situé sur le rebord du plateau du Manga (310-330 m), est constitué de sables vifs issus de l'érosion éolienne. Il présente une orientation NE-SW qui est celle des vents dominants.*

Les sécheresses récentes ont conduit à l'apparition d'une nouvelle génération de dunes vives en de nombreux endroits du Manga et du Kadzell.

Le Sahel est une large bande s'étendant des côtes du Sénégal jusqu'au Soudan, délimitée par convention entre les isohyètes 100 et 700 mm.an-1 (Toupet, 1992). C'est une zone soumise aux oscillations de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) qui marquent le rythme saisonnier. Ainsi, on observe deux saisons distinctes : une saison des pluies (mai à septembre) marquée par la montée de la ZCIT vers le Nord et une saison sèche (octobre à avril) lorsque la ZCIT est en position sud.

La saison des pluies est marquée par la présence des vents dits de mousson, alizés maritimes de l'hémisphère sud qui se chargent en vapeur d'eau au-dessus du golfe de Guinée. Ces alizés

sont déviés par la force de Coriolis en remontant vers la ZCIT et prennent une direction SW-NE (e.g. Janicot & Fontaine, 1993 ; Nicholson, 2011). La saison sèche est caractérisée par une prédominance des alizés continentaux de l'hémisphère nord, de direction sensiblement opposée, constituant l'Harmattan, masse d'air sec en provenance du Sahara.

Aux fluctuations saisonnières de la circulation méridienne s'ajoutent des variations liées à une circulation zonale d'altitude (e.g. Newell & Kidson, 1984 ; Janicot & Fontaine, 1993 ; Grist & Nicholson, 2001 ; Nicholson & Webster, 2007). En été boréal, la mousson ouest-africaine est caractérisée par la présence de deux jets d'altitude : le JET (Jet d'Est Tropical) situé dans la haute troposphère entre 100 et 200 hPa avec une vitesse moyenne de 16 à 20 m.s⁻¹ ; le JEA (Jet d'Est Africain) situé dans la moyenne troposphère entre 500 et 700 hPa avec une vitesse moyenne de 8 à 10 m.s⁻¹.

Au Sahel, les perturbations orageuses ou lignes de grains apportent plus de 80% du total des pluies (e.g. Leroux, 1983 ; Mathon *et al.*, 2002). Ces lignes de grains, qui se déplacent d'Est en Ouest, sont associées à la confrontation de l'air humide de mousson et des masses d'air septentrionales au sein de la ZCIT. Les précipitations étant liées à la montée de la ZCIT vont donc en diminuant du Sud vers le Nord ; mais la durée de la saison des pluies diminue peu et le maximum des précipitations reste centré sur le mois d'août. Par exemple, entre 1956 et 1969, la station de Maiduguri au Nigeria (11°51'N et Fig. 25) a reçu en moyenne 580 mm.an⁻¹ en 53 jours ; la station de Tanout au Niger (14°59'N) a reçu 350 mm.an⁻¹ en 26 jours (Mugnier, 1995). Plus au Nord au Niger, entre 1950 et 1969, Agadez (16°58'N) a reçu 178 mm.an⁻¹ en 29,3 jours et Bilma (18°40'N) 18,6 mm.an⁻¹ en 8,5 jours (Giazzi, 1996).

2.2. Évolution régionale des précipitations

Le changement, perceptible depuis la fin des années 1960, correspond à une diminution des précipitations au Sahel qui s'est traduite au Niger par un déplacement généralisé des isohyètes de 75 à 150 km vers le Sud (Ozer & Erpicum, 1995 ; Fig. 26). La diminution de la pluviométrie correspond à une diminution du nombre de jours de pluie (Le Barbé & Lebel, 1997). Ainsi, le déficit des précipitations entre 1956-1969 et 1970-1991, s'exprime par -90 mm.an⁻¹ et -13 jours pour la station de Maiduguri au Nigeria et -140 mm.an⁻¹ et -4 jours pour la station de Tanout au Niger (Mugnier, 1995). Plus au Nord, au Niger, entre 1950-1969 et 1970-1991, ce déficit s'exprime par : -86 mm.an⁻¹ et -8,4 jours à Agadez et -7.8 mm.an⁻¹ et -5.4 jours à Bilma (Giazzi, 1996).

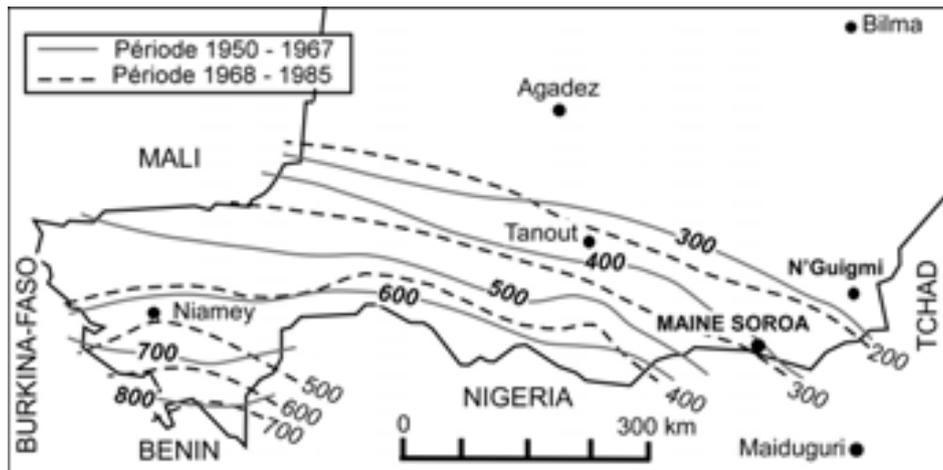


Figure 26 : Comparaison de la pluviométrie au Niger entre 1950-1967 et 1968-1985 (d'après Ozer & Erpicum, 1995).

Ces changements observés au Niger dans les précipitations répondent à des fluctuations spatio-temporelles de plus grande ampleur mettant en jeu la variabilité de la Mousson Ouest-Africaine. Dans ce système de mousson, la sécheresse au Sahel coïncide au premier plan avec une position anormalement plus au Sud de la ZCIT ce qui se traduit par des anomalies pluviométriques dipolaires (type +/-) entre le golfe de Guinée plus humide et le Sahel plus sec (e.g. Nicholson, 1980 ; Janicot, 1992a ; Moron, 1994 ; Fontaine & Janicot, 1995 ; Giannini *et al.*, 2003). En altitude, cette anomalie dipolaire (type +/-) est caractérisée par un renforcement et un décalage vers le Sud du JEA (e.g. Grist & Nicholson, 2001 ; Nicholson and Webster, 2007). Néanmoins, au second plan, des anomalies pluviométriques négatives peuvent également être généralisées à toute l'Afrique de l'Ouest (type -/-). Dans ce cas, (type -/-), alors que la ZCIT a une position « normale », on observe un décalage vers l'Est de la branche atlantique subsidente de la circulation de Walker ainsi qu'un affaiblissement de la vitesse du JET (jusqu'à 10 m.s^{-1} ; Janicot, 1992b ; Grist & Nicholson, 2001 ; Nicholson & Webster, 2007). Il y aurait alors une diminution générale de la convection.

3. Données et méthodes

Les stations qui font l'objet de notre étude, Maïné-Soroa ($13^{\circ} 13' 48'' \text{ N}$ et $11^{\circ} 58' 48'' \text{ E}$, altitude 338 m) et Nguigmi ($14^{\circ} 15' \text{ N}$ et $13^{\circ} 7' 12'' \text{ E}$, altitude 287 m), sont situées dans la zone sahélienne, Nguigmi étant en limite de la zone saharienne. Ces stations ont été créées en 1936 (Maïné-Soroa) et 1921 (Nguigmi) comme stations climatiques avant de devenir synoptiques en 1961. Elles font partie des 15 stations synoptiques du réseau d'observations météorologiques du Niger.

Les données utilisées proviennent de la Direction de la Météorologie Nationale du Niger (DMN) à Niamey et couvrent la période 1950-1992. Les précipitations sont en cumul mensuels. Nous utilisons les données sur le vent (direction et vitesse) à 6h, 12h et 18h, issues des carnets originaux stockés à la DMN. Les vents sont mesurés par une girouette et un anémomètre à une hauteur de 10 m. Les directions de vent sont enregistrées dans les carnets sur deux colonnes, en valeurs numériques (par dizaines de degrés) puis regroupées en secteurs de $22,5^\circ$ (N, NNE, NE, etc.). Les vitesses de vent sont exprimées uniquement en valeurs entières (1, 2, 3 m.s^{-1} , etc.) pour tenir compte des oscillations pendant la mesure. Ainsi, la valeur 2 regroupe les mesures comprises entre 1.5 et 2.5 m.s^{-1} . Les valeurs inférieures à 0.5 m.s^{-1} sont comptées pour 0. Dans ce cas, on considère que la mesure de la direction n'est pas significative et elle n'est pas relevée.

Pour les vitesses et directions de vents, nous avons dans un premier temps étudié les fluctuations saisonnières au travers de moyennes mensuelles sur la période 1950-1992. Nous avons ensuite comparé l'évolution à long terme des paramètres du vent (vitesse et direction) avec celle des précipitations. Pour cela, nous avons retenu plusieurs analyses. Premièrement, la méthode LOESS (LOCAL regrESSion, Cleveland & Devlin, 1988). Cette méthode de régression polynomiale non paramétrique est une fonction de lissage de moyenne égale à 0 et de variance σ^2 . Elle combine une technique de régression linéaire et les flexibilités de la régression non-linéaire. Le principe repose sur des fenêtres glissantes définies à partir des points de voisinage pris en compte. Ainsi, en fonction des fenêtres utilisées, cette méthode a permis d'apprécier les variations quasi-décennales (~ 10 ans) et les tendances (~ 40 ans). Mieux que la moyenne mobile, le LOESS conserve la variance. De plus, à ce niveau de l'étude, nous avons réalisé différents tests de tendance de Mann-Kendall (Mann, 1945 ; Kendall, 1948) dans l'optique d'appuyer la significativité de nos observations sur les séries annuelles. Deuxièmement, afin de détecter des ruptures, ou « saut » de moyenne, dans les séries chronologiques, la méthode de segmentation (Hubert *et al.* 1989; Gedikli *et al.*, 2007) a été utilisée. Cette méthode présente l'avantage de permettre d'identifier des changements multiples dans une moyenne. A partir d'un algorithme des moindres carrés, elle détecte des ruptures optimales qui séparent des segments contigus dont les moyennes sont significativement différentes par rapport au test de contraste de Scheffé à 95%.

4. Évolution locale des précipitations

4.1. Variations saisonnières

Les précipitations sont observées de mai à octobre avec des maxima observés en août (Fig. 27 a1 et b1). La répartition saisonnière des cumuls de précipitations diffère entre les deux stations suivant la cohérence méridienne des précipitations en Afrique de l'Ouest (Nicholson, 1980). A Maïné-Soroa (Fig. 27 a1), où la saison des pluies est plus longue, les cumuls moyens dépassent les 20 mm.mois⁻¹ au cours des périodes de transition entre la saison sèche et humide (*i.e.* les mois de juin et septembre) alors qu'ils sont beaucoup plus bas à Nguigmi (Fig. 27 b1). Après les années 1960, ces fluctuations saisonnières ont connu quelques modifications (Fig. 27 a1 et b1) : i) les cumuls observés lors des mois d'août ont fortement diminués et ii) les cumuls enregistrés lors des mois de juillet ont augmenté (cela est très marqué à Maïné-Soroa). Ces observations pourraient alors indiquer un décalage de la saison des pluies lors des années sèches comme cela a déjà été proposé par Chaouche (1988).

4.2. Variations interannuelles

Les cumuls annuels des précipitations à Maïné-Soroa et N'Guigmi montrent une tendance déficitaire significative (Mann-Kendall trend test : respectivement $\tau = -0.45$ et 0.27 , p -value = 0.00002 et 0.01) entre les années humides 1950 à 1970 et arides 1971 à 1992 (Fig. 27 a2-3, b2-3). De façon générale, à Maïné-Soroa, la tendance met en évidence une période humide 1950-1970 (432 mm pour 42 jours de pluie) et une période sèche de 1971-1992 (299 mm pour 35 jours de pluie). A Nguigmi, la période sèche commence plus tôt avec 1950-1965 humide (255 mm pour 22 jours de pluie) et la période sèche 1966-1992 (172 mm pour 23 jours de pluie). Suivant les cumuls bruts et le lissage quasi-décennal de nos deux séries, comme l'avaient décrit D'Amato & Lebel (1998), la sécheresse au Sahel semble s'être développée en deux phases d'années anormalement sèches, d'abord 1968-1975 puis les années 1980. A Maïné-Soroa, cette dernière période apparaît d'ailleurs beaucoup plus sèche que la première. Elle est caractérisée par l'occurrence de maxima arides, telles les années 1984 et 1987 avec 197,6 mm.an⁻¹ et 164,9 mm.an⁻¹. A Nguigmi, où les anomalies sèches sont plus précoces, probablement du fait de sa position plus au Nord, les années les plus sèches sont observées sur la période 1965-1976 (Fig. 27 b2) : 1972 avec 68,5 mm.an⁻¹ et 1976 avec 80,9 mm.an⁻¹ seulement. Par ailleurs, entre les périodes sèches, *i.e.* à la fin des années 1970, les deux stations pluviométriques enregistrent une courte anomalie humide plus largement décrite dans Dieppois *et al.* (2013).

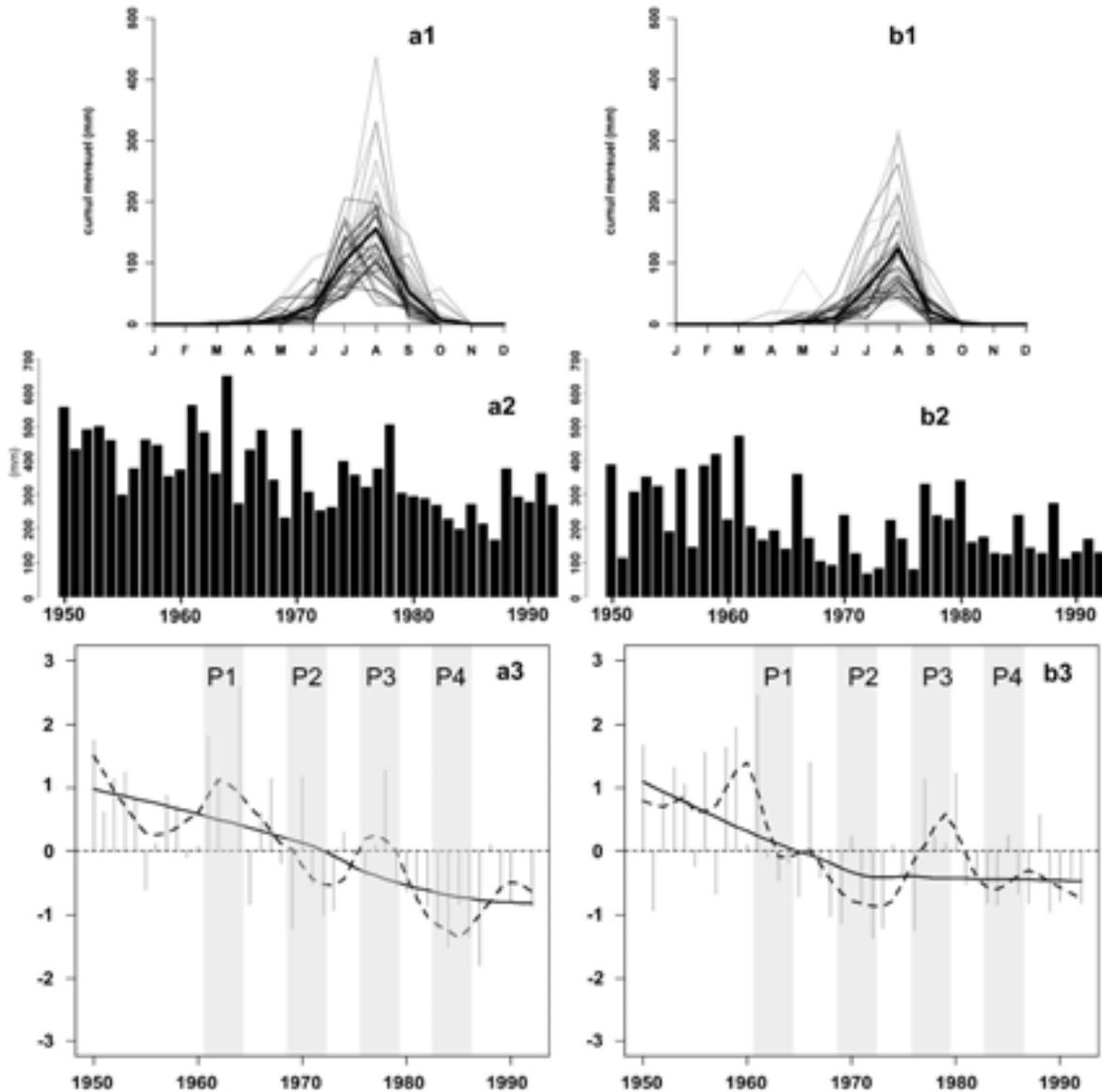


Figure 27 : Variabilité des précipitations à Mainé-Soroa (a) et Nguigmi (b).

1. Régime mensuel des précipitations et saisonnalité. Les courbes fines représentent les cumuls mensuels pour chacune des 43 années, les années les plus anciennes sont en gris et les plus récentes en noir, la courbe en gras noir est la moyenne. 2. Cumuls annuels des précipitations. 3. Cumuls annuels des précipitations normalisés, variabilité quasi-décennale (courbe en tirés) et variations à long terme (courbe continue). La méthode LOESS a été utilisée pour caractériser les variations quasi-décennales et les tendances. P1 à P4 = périodes de 4 ans chacune, utilisées pour comparer les variations de la pluviométrie et du vent (5.2.3).

5. Évolution des vents

5.1. Variations saisonnières

43 années de mesures journalières de direction de vent ont été cumulées (6h, 12h et 18h, Fig. 28 et tableau 1). Ainsi, des 47118 observations par station, à Maïné-Soroa (Fig. 28 a1), 82,7% des observations ont mesuré un vent significatif (vitesse $\geq 0,5 \text{ m.s}^{-1}$) et 74% à Nguigmi (Fig. 28 b1).

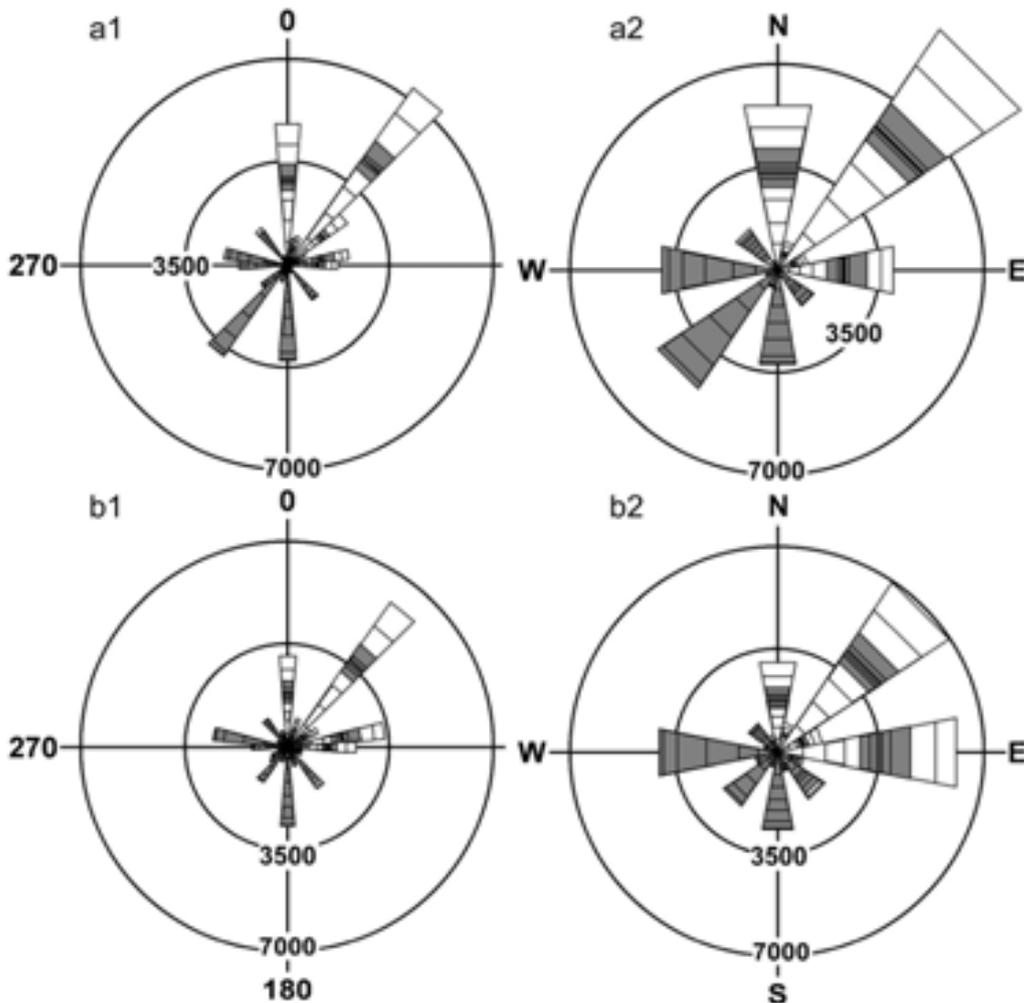


Figure 28 : Roses des vents à Maïné-Soroa (a) et à Nguigmi (b) en considérant l'ensemble des mesures significatives à 6h, 12h et 18h.

Les roses a1 et b1 sont des roses à 36, c'est-à-dire considérant les directions tous les 10° (relevées en valeurs numériques dans les carnets) et les roses a2 et b2 sont des roses à 16, c'est-à-dire considérant les directions par secteurs de $22,5^\circ$ (relevées en lettres dans les carnets). Sur les flèches, les traits délimitant les bandes fixent les limites des mois de l'année en commençant par janvier (au centre de la rose). Les bandes grises correspondent aux mois de mai à octobre. Les roses des vents ont été tracées à partir des valeurs numériques à l'aide du logiciel © Oriana 3.

Les vents significatifs sont les plus fréquents à 12h dans les deux stations avec : à Maïné-Soroa 15030 mesures, soit 31,9 % des observations totales (27% à 6h et 23,8% à 18h) et à Nguigmi 14732 mesures, soit 31.3% des observations totales (22,9% à 6h et 19,8% à 18h).

Les principales directions observées (Fig. 28 a2-b2 et Tableau 1) sont: à Maïné-Soroa, NE (20,9%), N (12,1%), SW (10,3%), E (8,5%), W (8,5%), S (6,9%) et à Nguigmi, NE (14,8%), E (13%), W (8,7%), N (6,6%), S (5,7%), SW (4,6%). Le groupe des vents de directions NE, N et E prédomine d'octobre à avril et celui des directions SW, W et S est dominant de mai à septembre (Fig. 29).

Tableau 1 : Pourcentages des directions des vents ainsi que des observations sans vent significatif (Obs svcs) à 6h, 12h et 18h entre 1950 et 1992 à Maïné-Soroa et à Nguigmi.

| Directions | MAINE-SOROA | | | NGUIGMI | | |
|------------|-------------|------|------|---------|------|------|
| | 6h | 12h | 18h | 6h | 12h | 18h |
| N | 16,2 | 8,9 | 11,3 | 10,0 | 4,2 | 5,6 |
| NNE | 2,7 | 1,9 | 1,9 | 2,7 | 2,4 | 1,5 |
| NE | 18,5 | 23,6 | 20,6 | 15,5 | 16,0 | 12,8 |
| ENE | 0,8 | 4,5 | 1,3 | 2,5 | 4,8 | 2,6 |
| E | 3,0 | 14,2 | 8,3 | 7,5 | 21,4 | 10,2 |
| ESE | 0,2 | 1,0 | 0,4 | 0,3 | 4,5 | 1,0 |
| SE | 2,4 | 4,2 | 2,8 | 0,8 | 7,7 | 3,6 |
| SSE | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 0,6 | 2,4 | 1,4 |
| S | 7,7 | 5,9 | 7,0 | 2,8 | 7,0 | 7,4 |
| SSW | 1,5 | 1,3 | 1,0 | 1,0 | 1,3 | 1,0 |
| SW | 13,7 | 10,8 | 6,4 | 5,3 | 5,4 | 3,2 |
| WSW | 1,0 | 1,2 | 0,4 | 2,1 | 1,8 | 1,1 |
| W | 8,5 | 11,7 | 5,3 | 11,4 | 10,0 | 4,6 |
| WNW | 0,5 | 0,6 | 0,5 | 1,1 | 1,4 | 0,6 |
| NW | 3,1 | 4,7 | 3,0 | 3,0 | 3,1 | 1,6 |
| NNW | 0,8 | 0,7 | 0,6 | 2,1 | 0,6 | 1,1 |
| Obs svcs | 18,9 | 4,3 | 28,7 | 31,4 | 6,2 | 40,5 |

Les vents de N, NE et E sont observés toute l'année bien que très faibles en été, au contraire des vents de S, SW et W qui sont quasi-inexistants de novembre à février (Fig. 29). Ces dernières directions de vent deviennent très importantes en juillet et en août (Fig. 29). Les directions SE et NW sont assez faibles pendant toute l'année (< 10% à elles deux). Parallèlement, les mesures non significatives présentent une diminution en été, centrée sur juillet pour les deux stations (Fig. 29). A Maïné-Soroa (Nguigmi), les proportions les plus importantes de ces mesures non significatives sont observées en avril (mai) et septembre (septembre). Ces fluctuations saisonnières de direction des vents s'inscrivent parfaitement dans le cycle saisonnier régional répondant à l'alternance des régimes de mousson et d'harmattan.

Les vitesses moyennes annuelles mesurées à 6h, 12h et 18h présentent une grande variabilité. D'une manière générale sur les deux stations, du fait de la turbulence thermique propre aux milieux arides (Nicholson, 2011), la fréquence et la vitesse des vents augmentent fortement entre 6h (lever du soleil) et 12h (soleil au zénith) avant de baisser à 18h (coucher du soleil) (Le Vourc'h *et al.*, 2002).

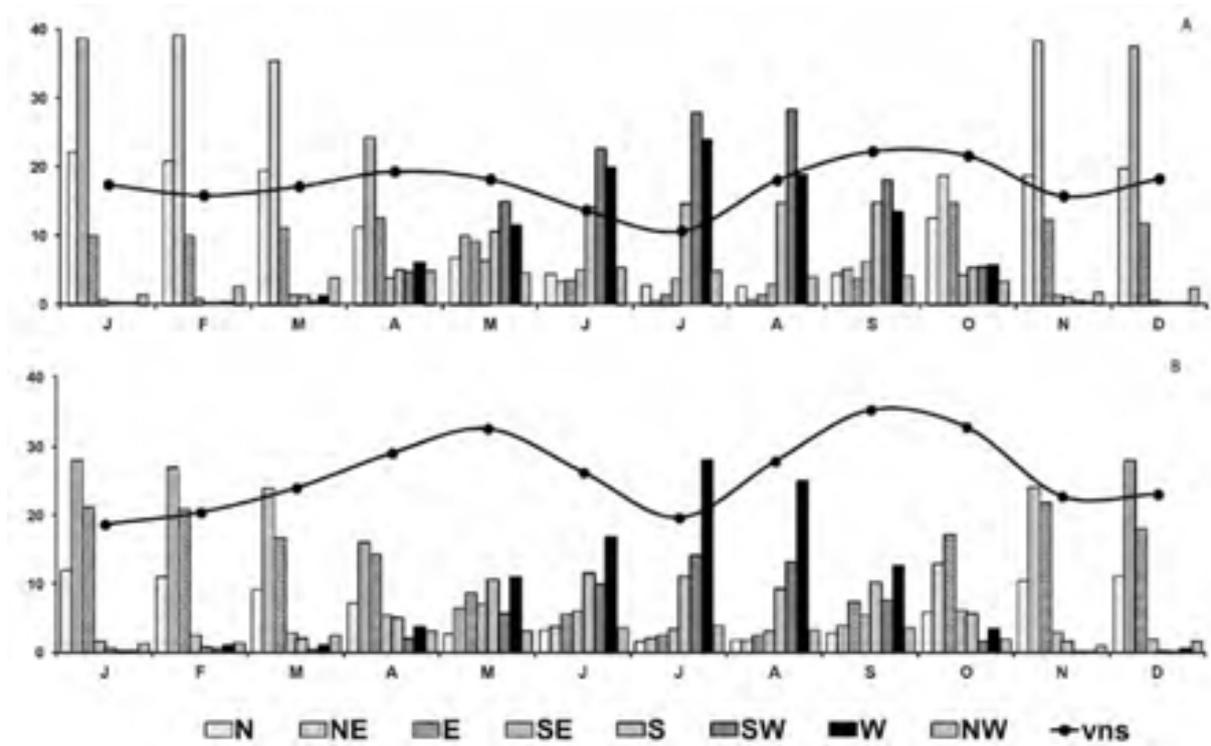


Figure 29 : Proportion mensuelle des principales directions de vent observées à 6h, 12h et 18h et des observations sans vent significatif (courbe) à Maïné-Soroa (a) et Nguigmi (b) de 1950 à 1992.

La variation saisonnière des vitesses diffère entre les deux horaires de mesures. Ainsi, à 6h (Fig. 30 a1 et b1), les faibles vitesses moyennes sont observées en avril (mai) et octobre (septembre) à Maïné-Soroa (à Nguigmi). Alors qu'à 12h (Fig. 30 a2 et b2), ces faibles vitesses moyennes sont observées en mai (juin) et septembre (septembre) à Maïné-Soroa (à Nguigmi). Ces points d'inflexion des vitesses peuvent être mis en relation avec le balancement de la ZCIT et du FIT. En effet, lorsque la zone de convergence entre les flux opposés de mousson et d'harmattan se situe à proximité de la station, celle-ci ne peut enregistrer de vitesse importante. Les variations de vitesse à elles-seules permettent donc de décrire les limites de la saison des pluies (Fig. 27 a1 et b1).

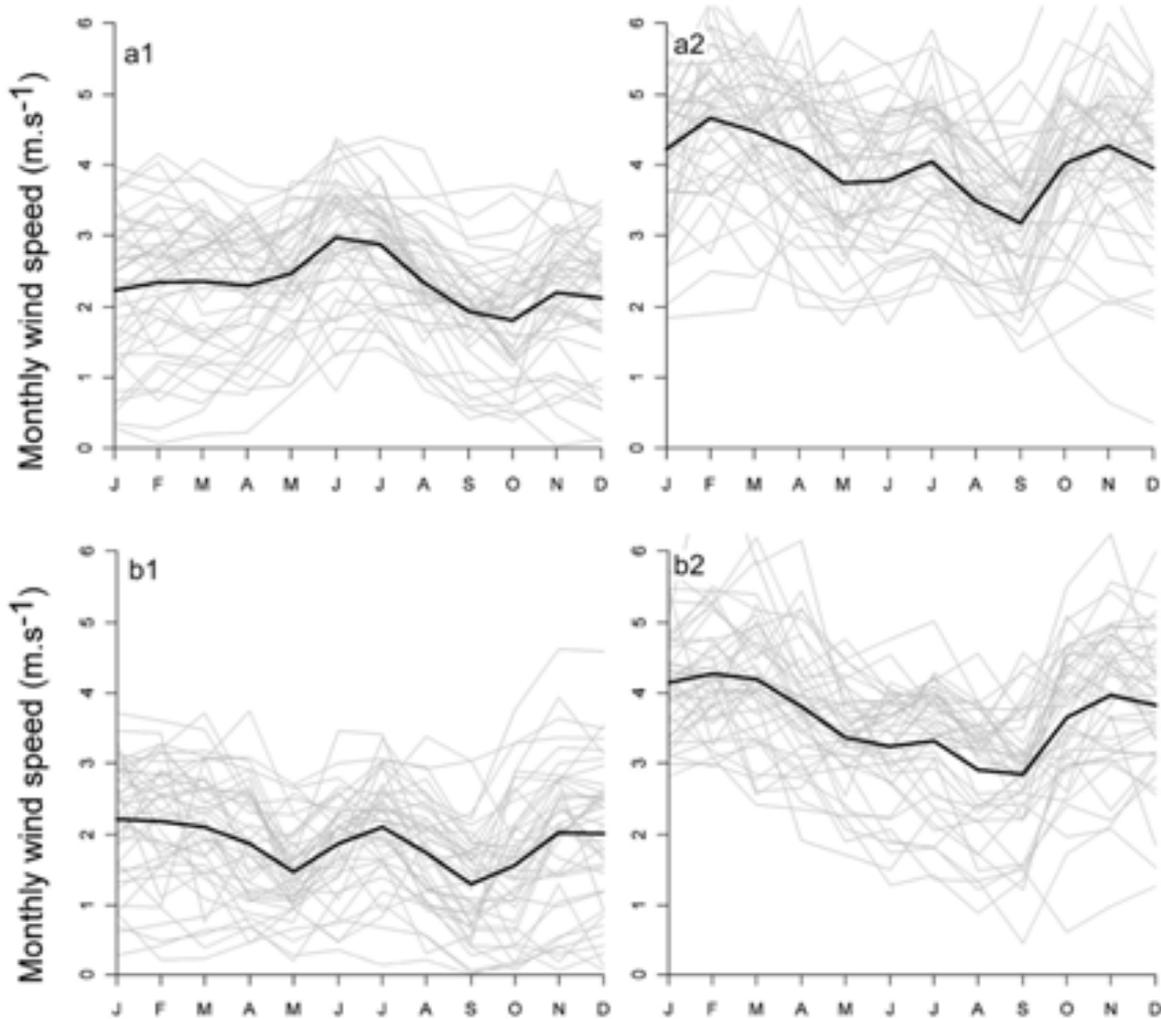


Figure 30 : Régime mensuel des vitesses de vent à 6h (1) et 12h (2) à Maïné-Soroa (a) et à Nguigmi (b) entre 1950 et 1992.

Les courbes en gris représentent les vitesses moyennes mensuelles de chacune des années et la courbe noire correspond à la moyenne de ces vitesses mensuelles. En comptant pour 0 les vents non significatifs, les vitesses moyennes sont de $2,05 \text{ m.s}^{-1}$ ($\sigma = 0,67$) à 18h ; $2,33 \text{ m.s}^{-1}$ ($\sigma = 1,58$) à 6h et $4,00 \text{ m.s}^{-1}$ ($\sigma = 1,97$) à 12h à Maïné-Soroa. A Nguigmi, elles sont moins importantes avec respectivement $1,63 \text{ m.s}^{-1}$ ($\sigma = 0,66$) ; $1,87 \text{ m.s}^{-1}$ ($\sigma = 1,51$) et $3,63 \text{ m.s}^{-1}$ ($\sigma = 1,68$).

5.2. Les variations interannuelles et les ruptures

a) Vitesses moyennes et ruptures

Le lissage quasi-décennal est contrasté sur les deux stations avec des tendances quasi-antagonistes entre 1950 et 1960 (Fig. 31) puis qui deviennent presque similaires. Ainsi, la baisse centrée sur 1959 à Nguigmi correspond à une baisse significative à Maïné-Soroa. Inversement, la baisse de 1967-1969 à Nguigmi correspond à une importante anomalie à Maïné-Soroa. A partir de 1970 à Nguigmi (et dans une moindre mesure à Maïné-Soroa depuis 1971), les vitesses connaissent une tendance positive jusqu'en 1986. Enfin, les vitesses

marquent une tendance négative à partir de 1986 à Maïné-Soroa (1987 à Nguigmi), malgré une hausse relative des vitesses moyennes en 1989 et 1990.

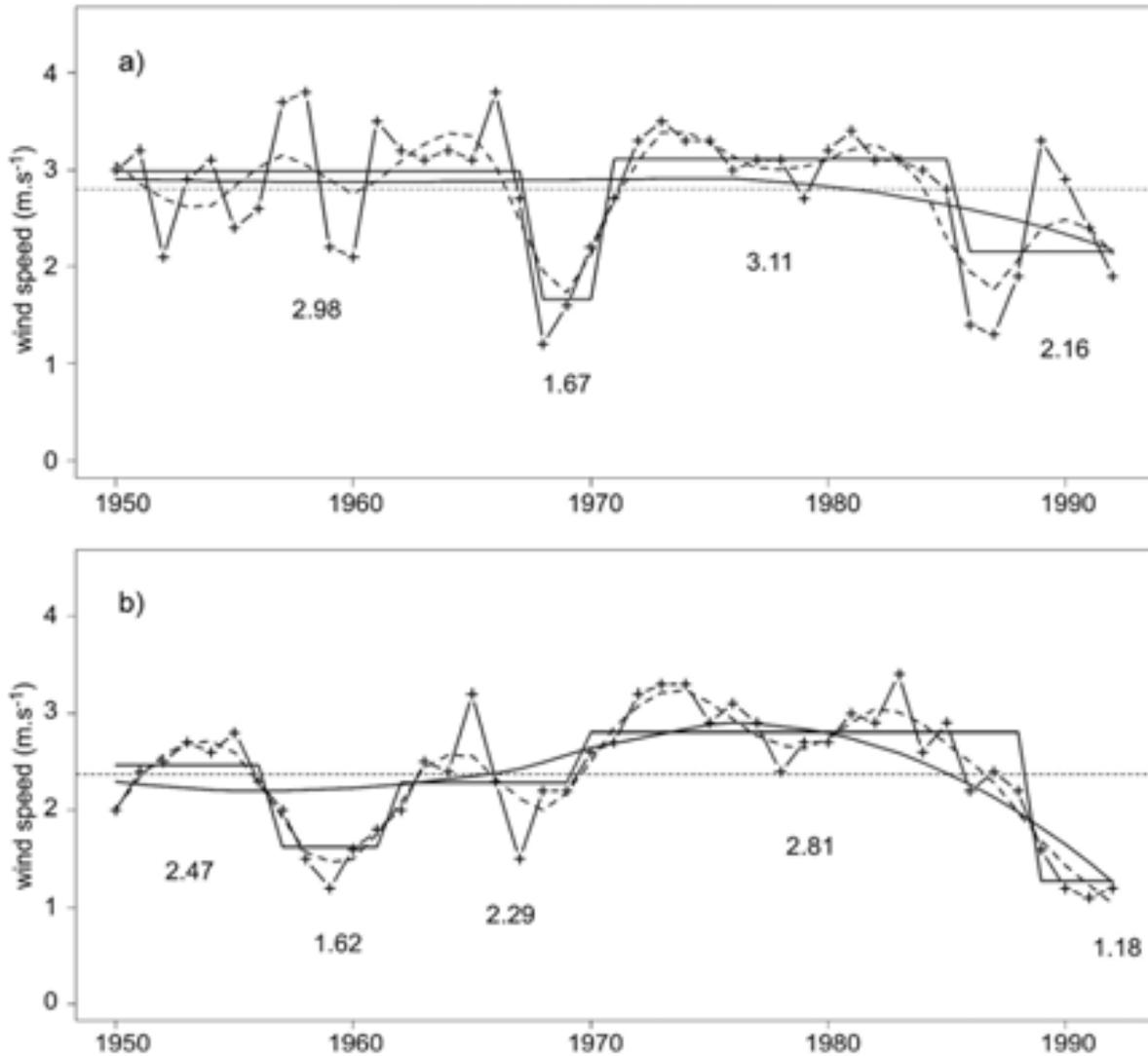


Figure 31 : Vitesses moyennes annuelles (de 6h, 12h et 18h) et tendances à Maïné-Soroa (a) et à Nguigmi (b).

Les vitesses moyennes annuelles (+) ont été calculées en comptant pour 0 la vitesse des vents non significatifs. La méthode LOESS a été utilisée pour caractériser les variations quasi-décennales (courbe en pointillés) et pour les variations à long terme (courbe continue). La segmentation de Hubert, utilisée avec le test de Scheffé à 95%, distingue 4 segments différents à Maïné-Soroa ($\sigma=0,65$) et 5 segments à Nguigmi ($\sigma=0,62$) correspondant aux moyennes périodiques. La vitesse moyenne de l'ensemble des mesures est représentée en tirets horizontaux.

Les tests de Mann-Kendall appliqués sont tous significatifs à Maïné-Soroa et à Nguigmi : 1950-1992 (respectivement $\tau = -0.12$ et $p\text{-value} = 0.26$ et $\tau = 0.05$ et $p\text{-value} = 0.67$) ; 1950-1969 (respectivement $\tau = -0.06$ et $p\text{-value} = 0.72$ et $\tau = -0.12$ et $p\text{-value} = 0.49$) et 1970-1992 (respectivement $\tau = -0.33$, $p\text{-value} = 0.03$ et $\tau = -0.53$ et $p\text{-value} = 0.0006$).

Cette baisse des vitesses à partir des années 1980 semble être un phénomène général à l'échelle de l'hémisphère nord (Vautard *et al.*, 2010). Cette concordance de nos données ponctuelles avec une large échelle spatiale renforce à nos yeux leur validité. Néanmoins, l'explication proposée d'une baisse généralisée de vitesse liée à une augmentation de la rugosité du substrat par augmentation de la biomasse qui est proposée pour l'Eurasie (Vautard *et al.*, 2010) ne saurait s'appliquer ici.

La segmentation distingue des sauts successifs des vitesses moyennes et met en évidence deux ruptures « majeures », car synchrones aux deux stations : i) entre 1970 et 1986 (1989 pour Nguigmi) marquée par une hausse (+1,44 m.s⁻¹ à Maïné-Soróa et +0,52 m.s⁻¹ à Nguigmi en 1970) et ii) une baisse (1985-1986 : -0.95 m.s⁻¹ à Maïné-Soróa ; et 1988-1989 : -1.53 m.s⁻¹ à Nguigmi). D'autre part, deux autres ruptures « mineures » existent. Ainsi, à Maïné-Soróa (Fig. 31 a), la segmentation indique une rupture entre 1967-1970 (-1,31 m.s⁻¹) alors qu'à Nguigmi (Fig. 31 b) on distingue une baisse entre 1957-1962 (-0,85 m.s⁻¹) puis un retour aux conditions initiales entre 1962-1970 (+0.67 m.s⁻¹). Ces deux périodes de baisse des vitesses de vents semblent néanmoins présentes sur les données annuelles des deux stations, même si la segmentation (pas de segment de moins de 5 ans) ne les souligne pas.

Ainsi donc, globalement, la segmentation distingue des périodes d'anomalies marquées par des baisses importantes des vitesses moyennes, à Maïné-Soróa en 1968-1970 et 1986-1992 et à Nguigmi en 1957-1961 et 1989-1992. Sur l'ensemble de la période 1950-1992, les tests de Mann-Kendall, significatifs, indiquent une légère tendance à la baisse ($\tau=-0,12$) à Maïné-Soróa et faiblement à la hausse ($\tau=0,05$) à Nguigmi.

b) Les variations journalières et interannuelles

Pour décrire plus en détail les variations des vitesses de vent, celles-ci ont été représentées quotidiennement suivant les directions principales par secteur de 22°50' (rose de 16), regroupées en axes tenant compte de la saisonnalité (Fig. 32 et Fig. 33). Les principaux axes sont : SW/NE, W/E et S/N aux observations de 6h et 12h.

A Maïné-Soróa (Fig. 32), les observations significatives enregistrent une baisse importante pour la période 1967-1972 sur l'axe SW/NE et W/E, particulièrement marquée à 6h (Fig. 32 a1 et b1). Une deuxième baisse des observations sur la période 1983-1986 est observée sur tous les axes, sauf pour les vents du N qui présentent des vitesses importantes à 12h. De façon générale, les observations à 12h sont marquées par une hausse des vitesses entre 1973 et 1982 pour les axes SW/NE et W/E (Fig. 32 a2 et b2).

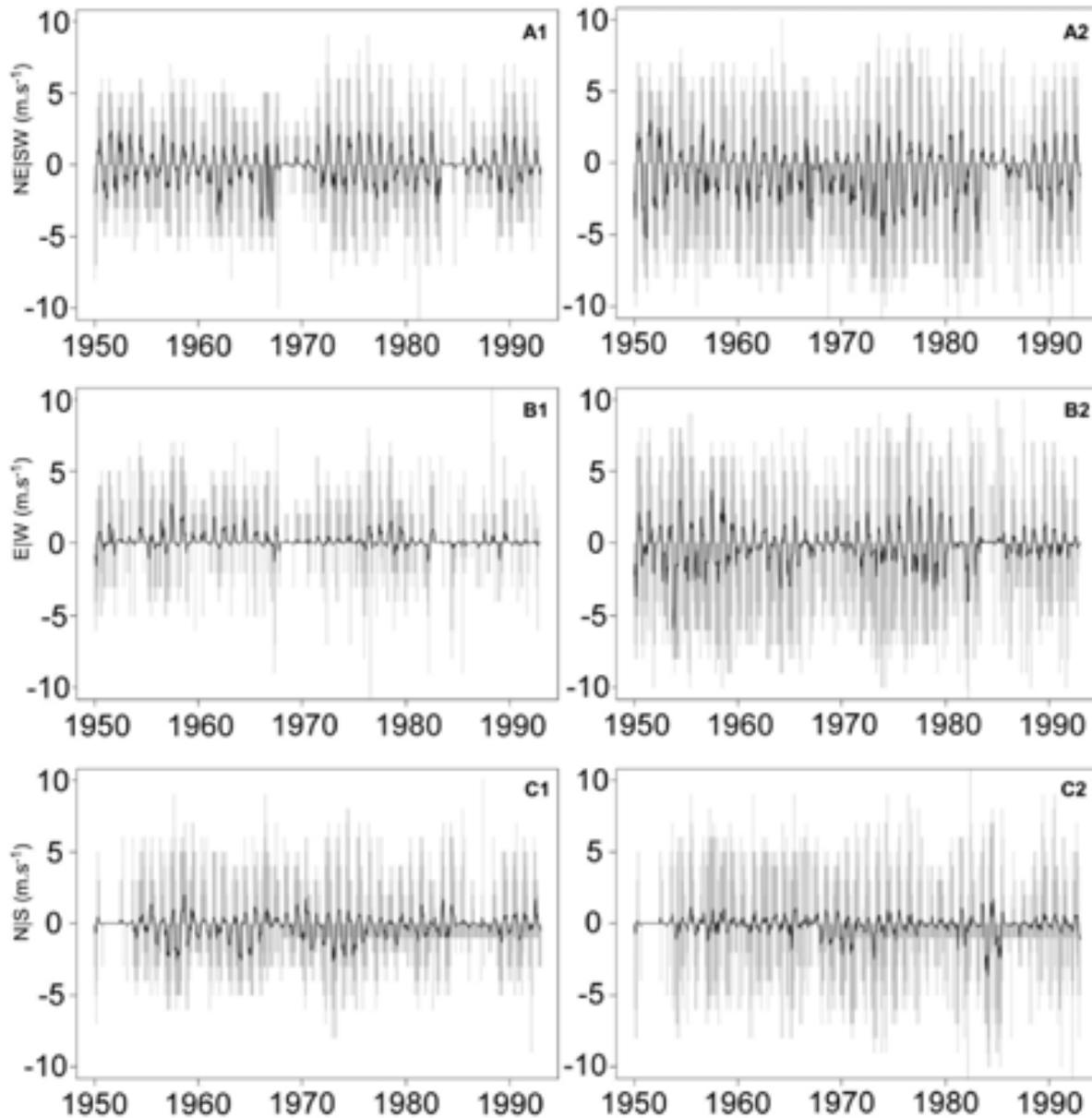


Figure 32 : Variations des vitesses journalières (traits verticaux gris) et moyennes mensuelles (courbe noire) à Maïné-Soroa.

Les vents de SW, W et S sont représentés avec des valeurs positives et les vents de NE, E, N sont en valeurs négatives à 6h (1) et à 12h (2) suivant des axes SW/NE (A), W/E (B) et S/N (C).

A Nguigmi (Fig. 33), la première baisse des fréquences des mesures significatives décrite à Maïné-Soroa à 6h est observée également (Fig. 33 a1 et b1) mais pas la deuxième de la période 1983-1986. Ici aussi, les vitesses des vents de NE et E enregistrent alors des vitesses particulièrement importantes à 12h (Fig. 33 a2, b2).

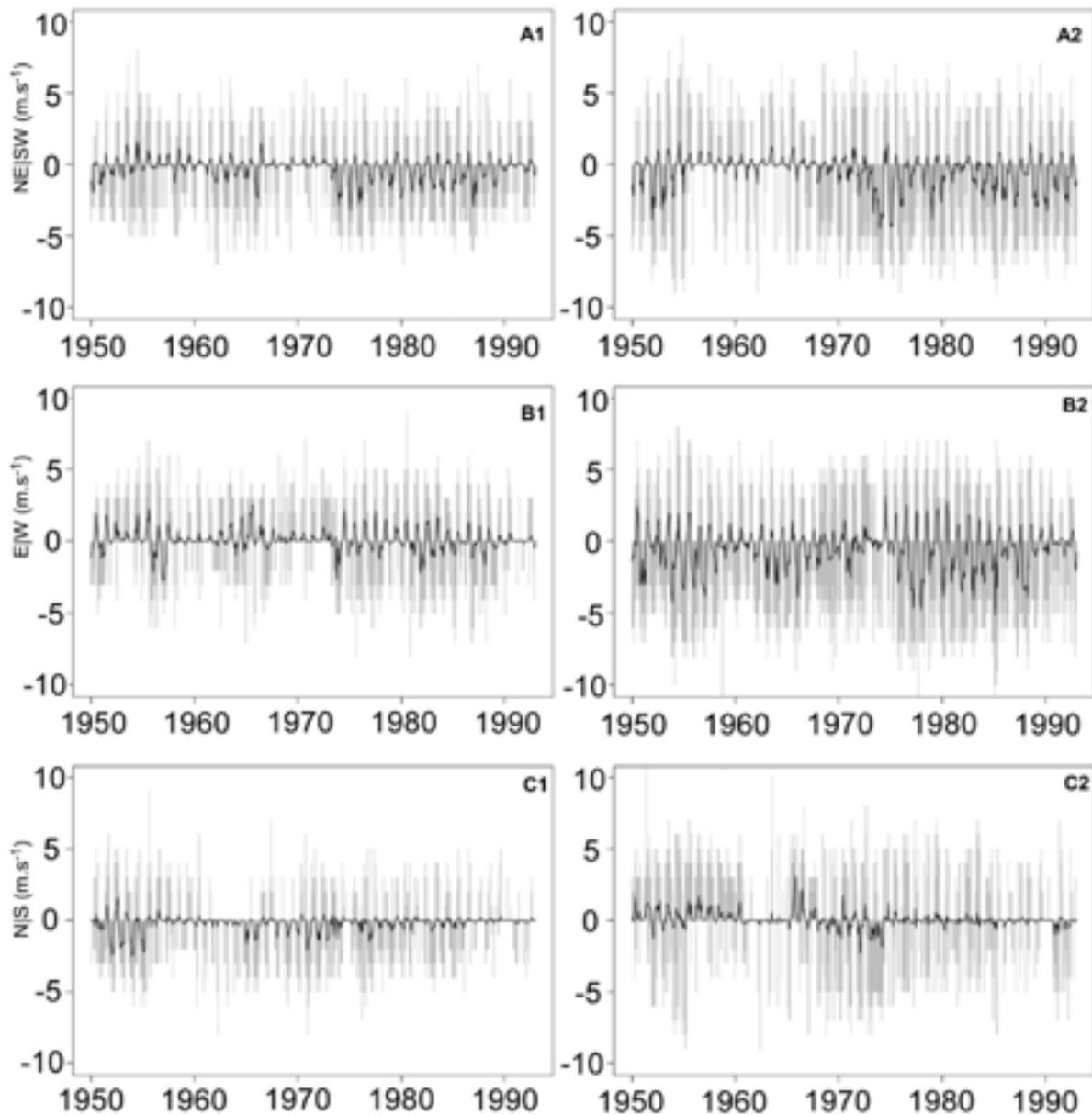


Figure 33 : Variations des vitesses journalières (traits verticaux gris) et moyennes mensuelles (courbe noire) à Nguigmi.

Les vents de SW, W et S sont représentés avec des valeurs positives et les vents de NE, E, N sont en valeurs négatives à 6h (1) et à 12h (2) suivant des axes SW/NE (A), W/E (B) et S/N (C).

c) Les vents et les sécheresses

En considérant le lissage quasi-décennal des précipitations à Maïné-Soroa, les mesures des directions des vents ont été échantillonnées sur quatre périodes de 4 ans chacune (Fig. 34). Les périodes sont : 1961-1964 (P1), 1969-1972 (P2), 1976-1979 (P3) et 1983-1986 (P4). Elles correspondent aux hausses (P1 et P3) et baisses (P2 et P4) des précipitations à cette station

(Fig. 27). On remarque que les périodes P1 et P3 sont marquées par des vents significatifs beaucoup plus nombreux à Maïné-Soroa (Fig. 34 a1 et a3) qu'à Nguigmi (Fig. 34 b1 et b3). Alors que pour les périodes P2 et P4, les proportions des vents significatifs sont assez proches, voire moins importantes à Maïné-Soroa (Fig. 34 a2 et a4) qu'à Nguigmi (Fig. 34 b2 et b4).

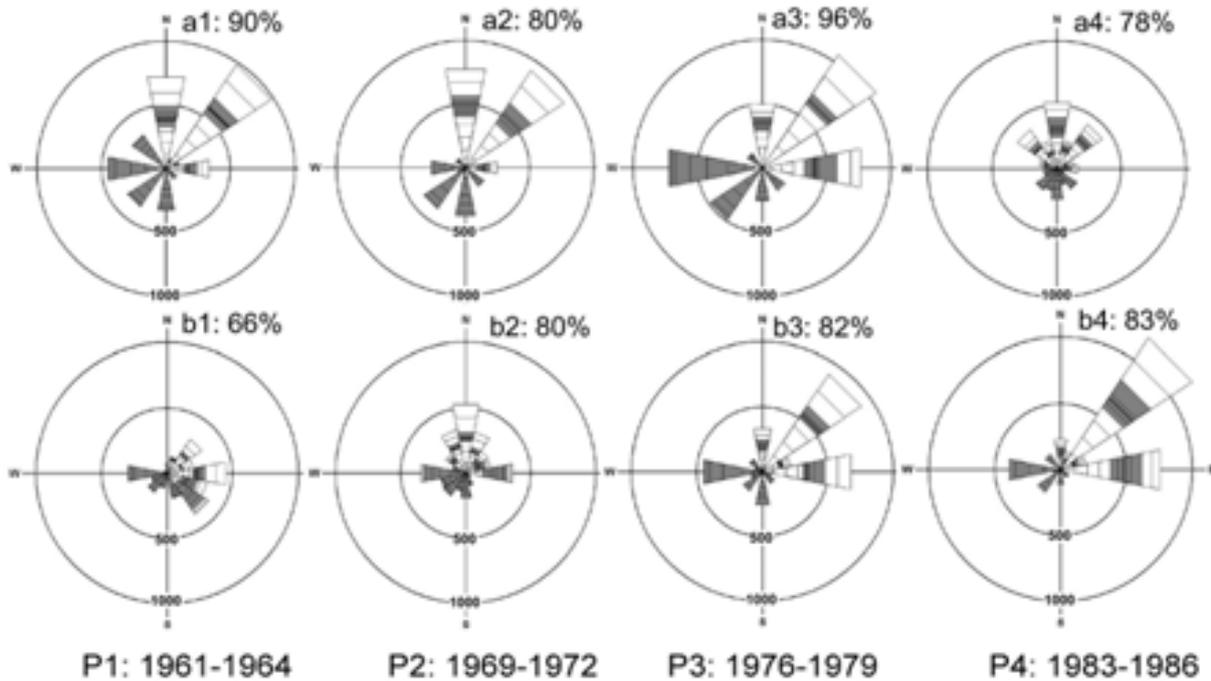


Figure 34 : Roses des vents des périodes de 4 ans à Maïné-Soroa (a) et Nguigmi (b) pour le total des observations à 6h, 12h et 18h.

Les pourcentages correspondent aux proportions des vents significatifs (dont la vitesse est $\geq 0.5 \text{ m.s}^{-1}$). Sur les flèches, les traits délimitant les bandes fixent les limites des mois de l'année en commençant par janvier (au centre de la rose). Les bandes grises correspondent aux mois de mai à octobre. Les 4 périodes ont été définies en fonction des baisses et hausses des précipitations (sur la variabilité quasi-décennale) à la station de Maïné-Soroa.

En P1, les principales directions qui prédominent en saison sèche sont N (18,5%), NE (24,8%) et E (8,6%) à Maïné-Soroa ; NE (10,9%), E (15,8%) et SSE (10,7%) à Nguigmi. Pendant la saison des pluies, les directions W (11,7%) et SW (9,1%) et les directions SE (13,1%) et W (10,5%) prédominent respectivement à Maïné-Soroa et à Nguigmi. La période P2, est marquée à Maïné-Soroa par une baisse importante (- 8,7%) des proportions des vents de la saison de pluies (NW, W, SW et S) contre une hausse (+14%) de ces vents à Nguigmi. Pour cette période P2, comparée à P1, il y a un important renforcement (+ 15,7%) des vents du N à Nguigmi (observé aussi à Maïné-Soroa, + 1,4%, Fig. 34 a2 et b2). En P3, la saison sèche est marquée par un renforcement des vents de NE par rapport à P1, + 2,1% à Maïné-Soroa et jusqu'à +20,3% à Nguigmi (Fig. 34 a3 et b3) ainsi que les vents d'E (+11,1% et +

7,9%, respectivement). En saison des pluies, les vents d'W dominant et se renforcent par rapport à P1 (+6,8% et +5,3% respectivement). La période P4, est particulièrement marquée par l'apparition de directions nouvelles (SSW, WSW, SSE,...), intermédiaires aux directions principales, à Maïné-Soroa (Fig. 34 a4) et par une baisse importante (- 14%) des vents de saison des pluies. Nguigmi (Fig. 34 b4) est marquée par une prédominance et un renforcement des vents de NE (+ 30,3%) et d'E (+10,6%).

En se limitant à juillet et août qui connaissent l'essentiel des précipitations, on constate que les deux périodes humides (1961-64 et 1976-79) se ressemblent beaucoup avec la prédominance des vents d'W et SW (Fig. 34, b1, a3, b3). Par contre, les deux périodes arides (1969-72 et 1983-86) se différencient nettement, tant à Maïné-Soroa qu'entre Maïné-Soroa et Nguigmi (Fig. 34 a2, b2, a4, b4). La structure de la rose des vents hors juillet-août de Maïné-Soroa en 1983-1986 (Fig. 34 a4) ressemble beaucoup à celle de Nguigmi en 1969-72 (Fig. 34 b2) avec de nombreuses directions secondaires.

D'une manière générale, les périodes plus sèches sont caractérisées à Maïné-Soroa par une baisse particulièrement importante des observations des vents d'W et par une baisse des vents significatifs. La figure 35 présente les variations interannuelles des observations sans vent significatif. Ainsi, les périodes humides 1961-64 et 1976-79 sont marquées par des proportions des observations sans vent significatif plus importantes à Nguigmi (Fig. 35 b) qu'à Maïné-Soroa (Fig. 35 a). Pour la période 1961-64, ces observations sont relativement plus importantes pendant les mois de mai à octobre à Nguigmi et de novembre à avril à Maïné-Soroa. Pour 1976-79, à Nguigmi, les observations sans vent significatif sont largement plus importantes de novembre à avril. Les deux périodes plus sèches 1969-72 et 1983-86 sont marquées aux deux stations par une proportion des observations sans vent significatif assez importante (Fig. 35). Ces observations sont plus importantes pendant les mois de mai à octobre à Maïné-Soroa qu'à Nguigmi. A Nguigmi, depuis 1967, les observations sans vent significatif sont plus importantes entre novembre et avril qu'entre mai et octobre.

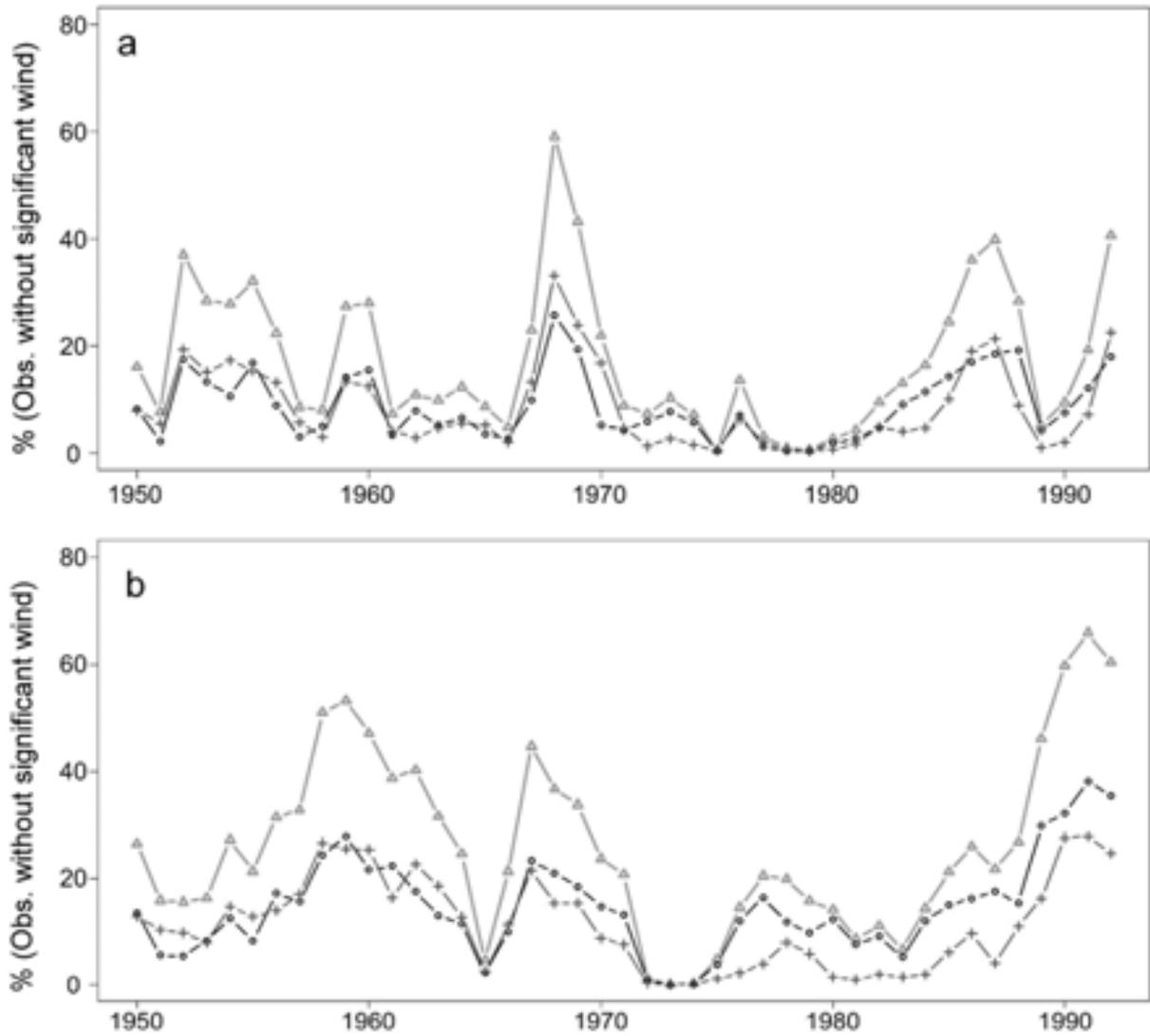


Figure 35 : Pourcentage des observations sans vent significatif pour le total des mesures à 6h 12h et 18h à Maïné-Soroa (a) et à Nguigmi (b).
 (Δ)= janvier à décembre ; (o)= novembre à avril et (+)= mai à octobre.

6. Synthèse-discussion

6.1. A l'échelle saisonnière

Les vents ont des caractéristiques en lien étroit avec les températures et la dynamique de la Mousson ouest-africaine. Les vitesses moyennes des vents à 6h augmentent à Maïné-Soroa à partir de mai et atteignent un maximum en juin (début de la saison des pluies) ; à Nguigmi, ces observations arrivent avec un retard d'à peu près un mois (Fig. 30). A 12h, les vitesses maximales sont plutôt observées pendant la saison sèche avec un maximum en février (Fig. 30). Plus en détail (Fig. 29), les saisons se distinguent par la prédominance des directions N, NE, E qui sont des vents secs d'harmattan, d'octobre à avril (saison sèche), et celles de S, SW et W ou vents de mousson de mai à septembre (saison des pluies). Le passage de la

prédominance des vents d'une saison à une autre s'accompagne d'un pic des observations sans vents significatifs (Fig. 29).

On peut mettre en parallèle l'évolution saisonnière des vents avec la dynamique de la ZCIT et du FIT (Sultan & Janicot, 2000). Ainsi, début mai (phase de pré-mousson), la ZCIT migre brusquement de 2 à 5°N alors que le FIT passe d'environ 9°N à 15°N. Fin juin, le déplacement s'accélère encore et la ZCIT opère un saut rapide jusque vers 10°N, c'est l'installation de la phase de mousson (Sultan et Janicot, 2000; Thorncroft *et al.*, 2011). A partir de fin août ou début septembre, la ZCIT et le FIT débutent leur phase de retrait.

Ainsi, les observations de vents en surface pour ces deux stations, reflètent fidèlement les variations saisonnières de la circulation atmosphérique générale (Fig. 29) et décrivent bien la saison des pluies plus courte à Nguigmi qu'à Maïné-Soroa.

6.2. A l'échelle interannuelle

Les vitesses moyennes annuelles enregistrent une forte variabilité sur les deux stations et présentent des baisses ponctuelles importantes. La baisse de la vitesse moyenne observée entre 1966 et 1971 (Fig. 31) correspond à une hausse des observations sans vents significatifs (Fig. 35), plus tardive mais plus forte à Maïné-Soroa qu'à Nguigmi. Cette anomalie est due également à une baisse des fréquences et des vitesses des vents de directions NE, SW, E et W (particulièrement à 6h ; Fig. 32 et Fig. 33). Cette période 1966-1971 correspond au début de la première grande sécheresse décrite au Sahel depuis 1950, (Janicot & Fontaine, 1993 ; Nicholson, 2001).

La deuxième grande baisse des vitesses moyennes annuelles observée entre 1985 et 1988 à Maïné-Soroa, n'est très marquée à Nguigmi qu'en 1986 à 12h (Fig. 31). Elle est plutôt caractérisée par une baisse généralisée des vitesses des vents et une hausse des observations sans vent significatif (Fig. 35). Sur cette période 1985-1988, à Maïné-Soroa toutes les directions sont affectées par la baisse (surtout celles de NE, SW, N et S), alors qu'à Nguigmi seuls les vents de N semblent affectés (Fig. 32 et Fig. 33). Mais la plus grande différence entre les deux épisodes de baisse majeure de la vitesse moyenne annuelle des vents, c'est leur chronologie par rapport aux sécheresses.

La première (1966-1971), qui n'est significative qu'à Maïné-Soroa, accompagne le maximum de déficit pluviométrique, la seconde (1985-1988), commune aux 2 stations, semble le suivre (Fig. 27). Néanmoins, dans ce second cas, on note que les lissages quasi-décennaux de la

pluviométrie (Fig. 27) et les tendances générales de la vitesse moyenne annuelle (Fig. 31) commencent à baisser de manière relativement synchrone à la fin des années 1970.

Nous pouvons comparer les 4 périodes de 4 ans prises comme témoins des anomalies humides et arides à l'échelle quasi-décennale (Fig. 27). A Maïné-Soroa, on remarque que les périodes arides (P2 :1969-1972 et P4 : 1983-1986, Fig. 34 a2 et a4) connaissent une baisse importante des vents significatifs par rapport aux périodes humides (P1 : 1961-1964 et P3 : 1976-1979, Fig. 34 a1 et a3). Cette baisse affecte relativement moins les mois pluvieux (juillet et août) que le reste de l'année ; elle concerne principalement les vents d'W (P2 et P4) et de SW (P4) (Fig. 34). Ceci s'accorde avec une diminution des flux de mousson. La seconde période sèche (P4) se distingue de la première (P2) par une forte augmentation des observations de vents non significatifs en juillet et août, de 14,5 à 20,7% (Fig. 34), la quasi-disparition des vents d'W et l'apparition de directions nouvelles SSE, SSW, WSW (Fig. 34 a4). Il serait néanmoins erroné de lier la baisse de la pluviométrie à la seule baisse de fréquence des vents d'W. Ainsi, lors des deux périodes arides, les vents d'W étaient beaucoup plus fréquents en juillet et août à Nguigmi qu'à Maïné-Soroa (Fig. 34 b2 et b4) alors que Nguigmi connaissait pourtant une pluviométrie presque moitié moindre (Fig. 27).

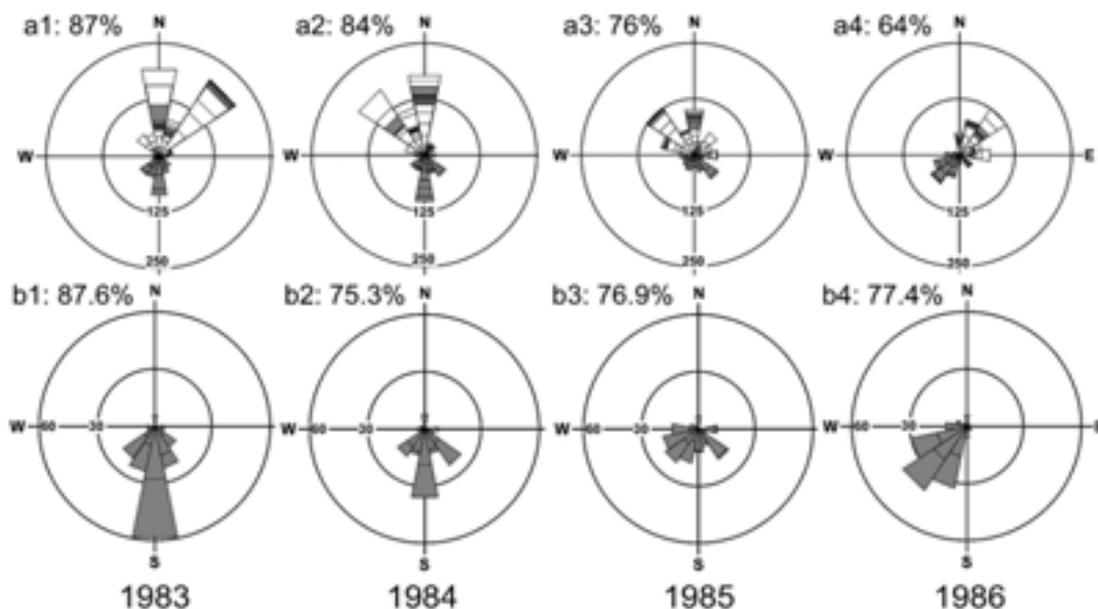


Figure 36 : Roses des vents annuelles (a) et juillet-août (b) à Maïné-Soroa pour les observations à 6h, 12h et 18h.

Les pourcentages correspondent aux proportions des vents significatifs (dont la vitesse est $\geq 0.5 \text{ m.s}^{-1}$). Ces années correspondent à la période sèche P4 de la figure 26.

Or, la sécheresse P4 (1983-1986), déterminée uniquement à partir de la pluviométrie (Fig. 27), comprend en fait des années très dissemblables du point de vue des mécanismes

atmosphériques. Selon Fontaine *et al.* (1995), l'année 1984 est caractéristique du type +/- alors que l'année 1986 est du type -/-. Ces années apparaissent également dissemblables en considérant séparément les observations des directions des vents à Maïné-Soroa (Fig. 36). Ainsi globalement, l'année 1983 (Fig. 36 a1), est marquée par la prédominance des vents de NE et de N. La rareté des vents du S et SW en 1983 pourrait suggérer un FIT situé anormalement plus au Sud. Les années 1984 et 1985 (Fig. 36 a2 et a3) ont en commun la prédominance des vents de N et de NW, alors qu'en 1986 les vents prédominants sont de NE et SW (Fig. 36 a4), comme en année moyenne (Fig. 28 a2). En considérant uniquement juillet et août, ces différences sont toujours évidentes : l'année 1984 (type +/-) est marquée à Maïné-Soroa par une prédominance des vents de S et SE tandis que l'année 1986 (type -/-) reste en accord avec la dynamique éolienne moyenne de la région et montre une prédominance des vents de SW (Fig. 36 b2 et b4). La caractéristique la plus marquante de la période P4 à Maïné-Soroa est finalement l'importance des vents de NW. En détail, leur occurrence présente un maximum entre octobre 1983 et avril 1984 et entre septembre 1984 et mai 1985 soit annuellement 6,2 % en 1983, 19 % en 1984 et 11,7 % en 1985, contre une moyenne de 4,4 % sur la série 1950-1992. Lorsqu'on tient compte des vitesses en plus des fréquences, ces années ressortent encore plus (Fig. 37).

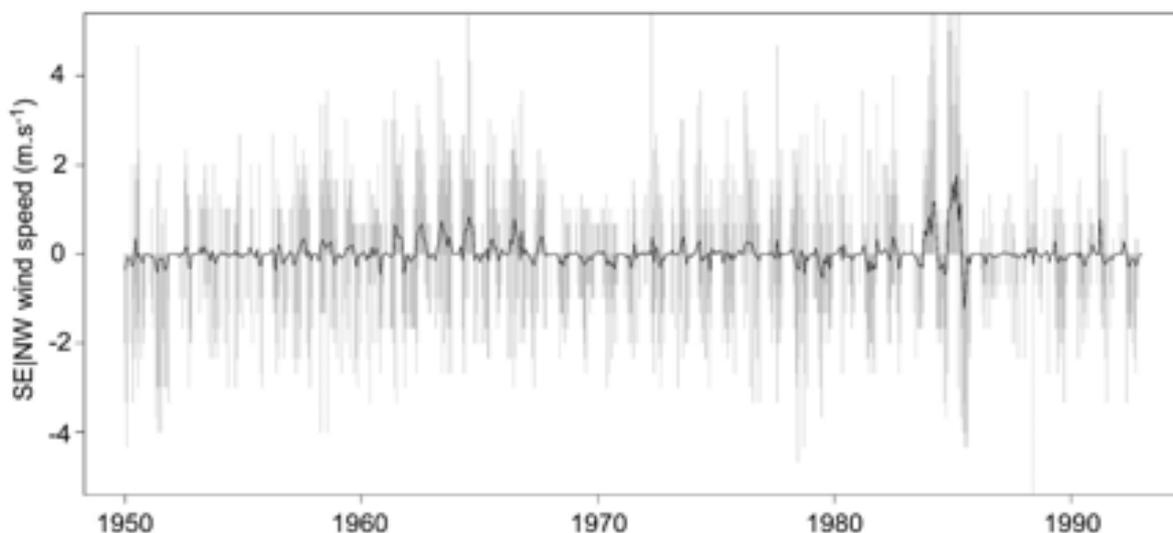


Figure 37 : Variations des vitesses journalières (trait gris) et moyennes mensuelles (courbe noire) à Maïné-Soroa pour toutes les observations à 6h, 12h et à 18h.

Les vents de NW sont représentés avec des valeurs positives et les vents de SE avec des valeurs négatives.

Cette anomalie exceptionnelle des vents de NW pourrait être liée à des variations induites par l'anomalie exceptionnelle d'El Niño de 1982-1983. Ainsi Giannini *et al.* (2000 et 2001) et

Alexander & Scott (2002) notent alors un affaiblissement de l'anticyclone des Açores, un renforcement et un léger décalage vers le Sud du Jet subtropical d'W. Dans ce contexte, on observe un renforcement des vents d'W depuis l'Atlantique tropical nord, ce qui pourrait expliquer le remplacement des vents de NE par des vents de NW au Sahel central.

Ainsi, l'analyse des mesures météorologiques des vents au sol apporte plus d'informations que la seule pluviométrie. Elle permet de faire le lien entre les sécheresses et différents types de circulation atmosphérique.

7. Conclusion

A l'échelle journalière, les vitesses moyennes des vents mettent en évidence le rôle de la turbulence thermique avec des vitesses plus importantes à 12h qu'à 6h et 18h. A l'échelle intra-annuelle, à travers les directions et les vitesses des vents, il a été possible de délimiter les saisons en relation étroite avec la pluviométrie. Ainsi, globalement, la saison sèche est caractérisée par la prédominance de vents des directions NE, E, N d'octobre à avril et la saison des pluies par des vents de SW, W, S. Le passage d'une saison à l'autre est marqué par une hausse des observations sans vents significatifs (vitesse $< 0.5 \text{ m.s}^{-1}$) et suit globalement les mouvements de la ZCIT et du FIT. Les différences entre Maïné-Soroa et Nguigmi sont d'abord liées à la position plus septentrionale de Nguigmi et donc à une saison des pluies plus courte.

A l'échelle interannuelle, les variations de vitesse du vent, en moyenne annuelle incluant les observations sans vent significatif, reflètent la chronologie de l'évolution pluviométrique. On distingue ainsi la période humide 1950-1966 de la période plus sèche 1971-1982 qui est marquée par une nette hausse de la vitesse moyenne ainsi que par une augmentation de la fréquence des vents de NE et E. Cette période 1971-1982 est encadrée par deux périodes de changements importants qui correspondent aussi à une forte diminution de la pluviométrie : 1967-1970 et 1983-1986. Ces deux périodes correspondent à une diminution de la vitesse moyenne annuelle des vents, liée notamment à une forte augmentation des vents non-significatifs. Néanmoins, ces deux périodes présentent des différences importantes que la seule pluviométrie n'indiquait pas.

A Maïné-Soroa, la période 1967-1970 est accompagnée d'une diminution de la fréquence des vents sur les axes SW/NE et W/E, particulièrement marquée à 6h ; la période 1983-1986 voit une baisse de fréquence sur tous les axes mais aussi un renforcement important des vents de NW. A Nguigmi, la période 1967-1970 connaît une baisse des fréquences des vents de NE, E

et N à 6h ; pour la période 1983-1986, il n'y a pas de baisse particulière mais, au contraire, une augmentation de la fréquence des vents de NE et E. Il semble que ces différences puissent être mises en relations avec des variations dans les circulations d'altitude et notamment avec la position et l'intensité des aérojets.

Par ailleurs, la cohérence entre l'évolution des vents et celle de la pluviométrie nous permet d'envisager favorablement la validité des mesures des vents issues de ces stations synoptiques. Il serait donc particulièrement intéressant de les comparer avec les données des réanalyses dans cette région qui sont souvent confrontées au manque de données observées. Enfin, et surtout, nous allons pouvoir contribuer à l'analyse du changement environnemental dans cette région où pluviométrie et vent interagissent par le biais de la végétation et de l'érosion des sols. Nous utiliserons pour cela les données sur la visibilité horizontale à partir des mesures journalières à 6h, 12h et 18h dont nous disposons aussi.

V. Comparaison des mesures de vent à 10 m du sol avec les données des réanalyses entre 1950 et 2009.

1. Introduction

La dynamique de la Mousson Ouest-Africaine est caractérisée par de fortes variations saisonnières à décennales, dont les conséquences sont cruciales pour les populations locales. L'Afrique de l'Ouest est ainsi au centre d'une importante activité de recherche pour comprendre la variabilité des précipitations dont dépend l'agriculture (*in* Nicholson 2011) et les fluctuations du flux d'aérosol indicateur de l'érosion éolienne (*e.g.* Brooks & Legrand, 2000 ; Ozer, 2001 ; Goudie & Middleton, 2001). Ces recherches dépendent d'abord de la fiabilité des données atmosphériques observées sur de longues périodes.

La densité du réseau d'observation, la conservation des archives et l'accessibilité à celles-ci sont donc un problème important pouvant modifier considérablement notre compréhension du système et donc notre capacité à simuler des projections futures. Or, jusqu'à maintenant, l'évolution future du climat au Sahel reste l'une des plus grandes sources d'incertitude à l'échelle globale. Une première étape vers la résolution de ce problème fut la construction de champs atmosphériques globaux basés sur l'assimilation de données observées dans un modèle qui permettent d'obtenir une couverture homogène en toute région du globe (Kistler *et al.*, 2001). Toutefois, certains auteurs ont déjà soulevé quelques incertitudes pour la région ouest-africaine. Par exemple, 1) les réanalyses du *National Center for Environmental Prediction* et *National Center for Atmospheric Research*, NCEP-NCAR-1 (NNR-1) présentent une discontinuité majeure vers 1967/68 dans les précipitations (*e.g.* Pocard *et al.*, 2000 ; Fontaine *et al.*, 2002), mais aussi dans la plupart des données atmosphériques d'altitude en raison de l'assimilation des données satellitaires postérieures (Camberlin *et al.*, 2001) ; 2) sur la période 1940-1957, Stickler & Brönnimann (2011) montrent que la faible densité du réseau d'observation pourrait être à l'origine de différents biais dans les réanalyses NNR-1 et Twentieth Century (20CR) : surestimation (sous-estimation) des vents de SW (NE) au-dessus de 1000 hPa et sous-estimation (surestimation) de la vitesse du JEA en saison sèche (au printemps) ; 3) Washington & Todd (2005), à partir des réanalyses ERA-40 ont mis en évidence le rôle important des jets de basse couche (925 hPa) dans la mobilisation et le transport des poussières issues du Bodélé (Nord-Tchad). Cependant, Schwanghart & Stuu (2008), en utilisant les réanalyses NNR-1 dans cette même région ont montré les limites des réanalyses à capturer les phénomènes en surface à l'origine de ces poussières.

Nous pouvons donc nous demander en quelle mesure le choix des réanalyses utilisées dans ce type d'étude importe sur le résultat. A titre d'exemple, pour traiter cette question, nous proposons d'étudier les différences entre les données du vent mesuré sur des stations du Niger (Bilma, Maïné-Soroa et Niamey) et différents jeux de réanalyses mensuelles : NCEP-NCAR-1, 20CR, ERA 40 et ERA Interim. Nous compléterons cette analyse en comparant les données des observations journalières, compilées à partir des archives des Tableaux Climatologiques Mensuels (TCM) de la Direction de la Météorologie Nationale du Niger (DMN) avec les fichiers des données SYNOP du NCEP-NCAR, qui sont des données assimilées par ces réanalyses.

Nous avons sélectionné 3 des stations synoptiques au Niger distinguées par : i) leurs cumuls moyens annuels des précipitations entre 1950 et 2009, qui vont de la zone désertique à la zone soudano-sahélienne, ii) mais aussi par leur importance pour la dynamique éolienne régionale. En effet, les stations de Bilma et de Maïné-Soroa font partie des rares stations synoptiques proches du Bodélé. Nous avons vu (*cf* II) que cette dernière région est la plus importante source de poussières au monde et nous étudierons la visibilité horizontale dans le prochain chapitre. Ces 3 stations définissent un gradient latitudinal Nord-Sud (Bilma - Maïné-Soroa), et longitudinal Est-Ouest (Maïné-Soroa - Niamey). Elles se situent sur les principaux axes des vents dans cette région du Sahel : NE-SW (Bilma-Niamey) et E-W (Maïné-Soroa- Niamey). Les pluviométries moyennes de ces stations entre 1950 et 2009 permettent de les distinguer aisément (Fig. 20) : Bilma située en zone désertique (18,68 N-12,92 E, altitude 355 m, Pmoy. = 13,5 mm.an⁻¹), Maïné-Soroa en zone sahélienne (13,23 N-11,98 E, altitude 338 m, Pmoy. = 368,3 mm.an⁻¹) et Niamey en zone soudano-sahélienne (13,48 N-2,17 E, altitude 222 m, Pmoy. = 559,3 mm.an⁻¹).

Nous présentons dans un premier temps l'écart quadratique moyen entre les séries observées et les séries réanalysées à l'aide de Diagrammes de Taylor (Taylor, 2001) pour un pas de temps mensuel et annuel. Ce Diagramme de Taylor fournit un moyen de résumer graphiquement à quel point les données d'un modèle (ou d'un ensemble de modèles) correspondent aux observations. Leur ressemblance est quantifiée en termes de corrélation, de leur différence RMSE (*centered Root-Mean-Square-Error*) ou erreur quadratique et de l'amplitude de leurs variations (représentées par leurs écarts-types) (Taylor, 2001). Afin de faciliter la comparaison, nous utilisons le diagramme normalisé. Les observations seront donc représentées au point de coordonnée 1 sur l'axe des abscisses.

Dans un second temps, nous avons comparé l'évolution saisonnière moyenne des données observées et réanalysées afin de comparer les différentes distributions saisonnières des composantes méridionales (v) et zonales (u) des vents. Puis, dans l'objectif d'identifier les saisons les mieux reproduites par les réanalyses, nous avons calculé saisonnièrement (*i.e.*, DJF, MAM, JJA, SON) le niveau de corrélation linéaire.

Et enfin, compte tenu du fait que les réanalyses NNR-1, ERA-40 et ERA-Interim assimilent des observations des vents météorologiques, nous avons comparé les fichiers de ces données utilisées pour assimilation (SYNOP) et les fichiers des données mesurées que nous avons compilées.

2. Comparaisons des réanalyses et des observations

2.1. Comparaisons des séries mensuelles

Les moyennes mensuelles des u et v des observations météorologiques ont été calculées pour être comparées aux moyennes mensuelles fournies par les réanalyses. A Maïné-Soroa, en raison d'interruption des mesures à plusieurs reprises entre 1993 et 2000, la comparaison des séries observées et réanalysées sera faite sur la période 1950-1992. En effet, les diagrammes de Taylor n'acceptent pas les séries incomplètes. Niamey ne connaît pas d'interruption de mesures et donc la comparaison avec les réanalyses sera faite sur la période 1950-2009 (Niamey). Les observations synoptiques commencent en 1955 à Bilma et les mesures ne connaissant pas d'interruption, la comparaison avec les réanalyses sera faite sur la période 1955-2009.

Concernant la composante zonale (u), les mesures moyennes mensuelles des observations à Niamey semblent être les mieux représentées ($r > 0,9$) par les quatre jeux de données réanalysées (*i.e.*, NNR-1, ERA-40, ERA-Interim, 20CR) (Fig. 38). De ces quatre réanalyses, c'est ERA-Interim qui montre la meilleure corrélation avec les mesures des observations météorologiques ($r > 0,95$) malgré une erreur-type plus grande (RMSE $\sim 0,32$) et un écart-type supérieur à 1. ERA-40 et NNR-1 semblent les moins éloignées des observations (RMSE $\sim 0,32$ et $\sigma \sim 1$). A Maïné-Soroa, les mesures météorologiques sont assez bien représentées par les réanalyses avec des niveaux de corrélation assez significatifs ($0,7 < r < 0,9$). Ici aussi, c'est ERA-Interim qui présente le plus d'écart par rapport aux mesures (RMSE $\sim 0,97$ et $\sigma > 1$). ERA-40 et NNR-1 semblent plus proches des mesures (RMSE $\sim 0,65$ et $\sigma < 1$). A Bilma, les corrélations sont très faibles ($r < 0,4$).

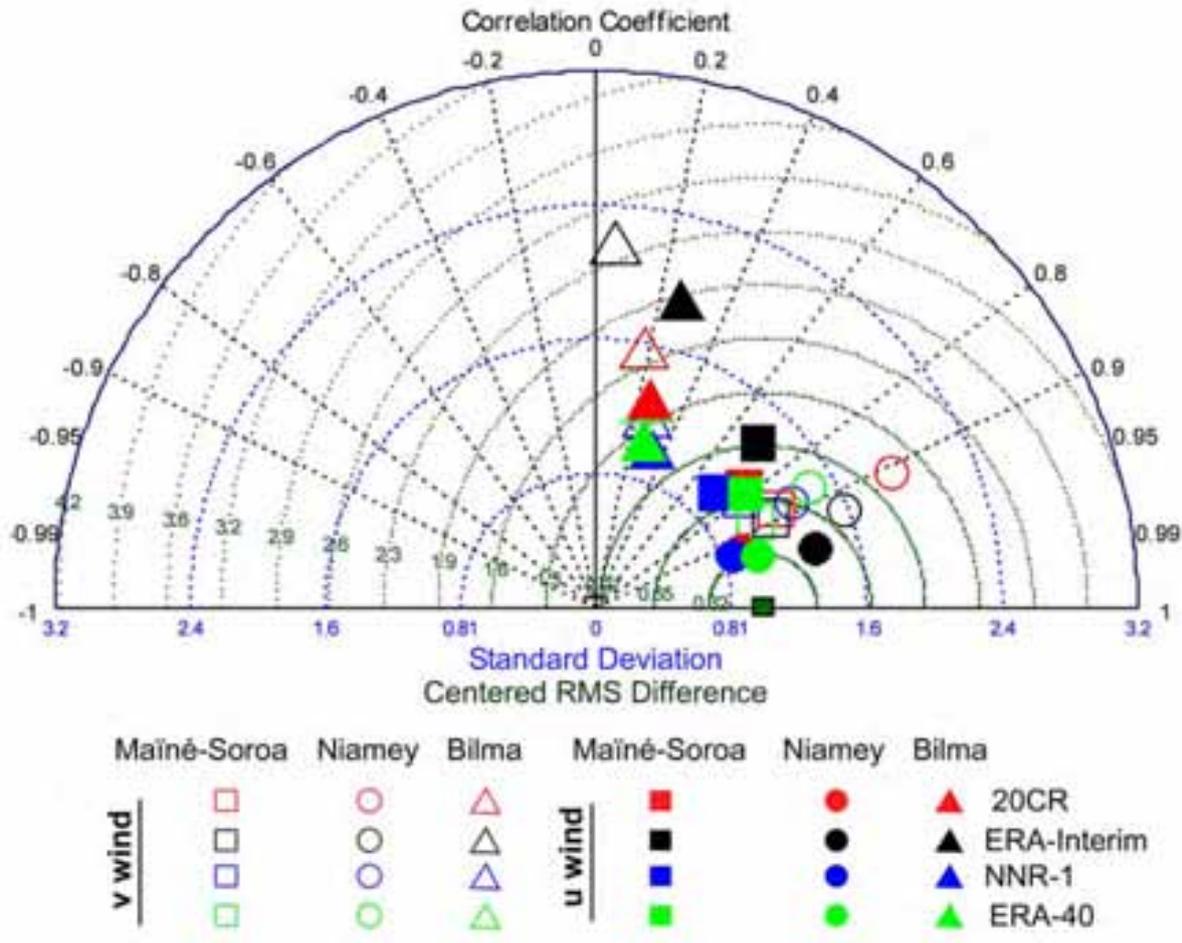


Figure 38 : Comparaisons des séries mensuelles u et v des vents observés et des réanalyses à 10 m du sol, de 1950 à 2009

Sur cette figure, la comparaison concerne les séries mensuelles des vents zonaux (u) et méridiens (v). Pour construire ce diagramme, nous avons d'abord calculé la série des moyennes mensuelles des observations météorologiques puis comparé cette série aux séries mensuelles des vents réanalysés. Le résultat de chaque comparaison est un point représenté sur ce diagramme bi-dimensionnel. Chaque point projeté sur le diagramme renseigne sur la corrélation (nombres en noir sur le demi-cercle noir), l'écart-type (arcs de cercle pointillés bleus) et l'erreur quadratique (arcs de cercle pointillés verts) entre la série observée et la série réanalysée. Le carré vert sur l'axe des abscisses, situé au point de corrélation 1, représente l'observation. La lecture sur ce diagramme se fait donc par rapport à ce point. Les séries comparées sont à Mainé-Soroa : 1950-1992 ; à Niamey : 1950-2009 et à Bilma : 1955-2009.

Pour la composante méridienne (v), les mesures à Niamey et à Mainé-Soroa semblent assez bien représentées avec un haut niveau de corrélation ($r > 0,8$). A Niamey, comme pour la composante zonale, ERA-Interim présente la meilleure corrélation ($r > 0,9$). Les réanalyses 20CR sont les plus éloignées des mesures ($RMSE > 0,97$ et $\sigma > 1,6$). A Mainé-Soroa, les réanalyses semblent assez homogènes entre elles et plus proches des mesures qu'à Niamey ($RMSE \leq 0,65$ et $\sigma \sim 1$).

A Bilma, comme pour la composante zonale (u), les corrélations sont les plus faibles entre les vents mesurés et les vents réanalysés ($r < 0,4$). Sur cette station, sur les deux composantes (zonale et méridienne), ERA-40 et 20CR présentent de forts écarts comparés aux observations ($1,3 < RMSE < 1,6$ et $1 < \sigma < 2,4$) (Fig. 38).

Ainsi donc, sur les séries mensuelles des vents zonaux et méridiens, à Niamey et à Maïné-Soroa les réanalyses sont assez bien corrélées avec les observations, au contraire de Bilma où les corrélations sont très mauvaises. Pour les deux composantes des vents, les réanalyses les plus représentatives des mesures à Niamey et à Maïné-Soroa sont ERA-40 et NNR-1. ERA-Interim présente souvent la meilleure corrélation mais aussi souvent des écarts assez importants par rapports aux mesures. Entre elles, les réanalyses ERA-40, NNR-1 et 20CR, semblent homogènes pour la composante zonale.

2.2. Comparaisons des séries annuelles

Poursuivons les mêmes comparaisons, mais cette fois en examinant des séries annuelles. Pour ce faire, nous avons au préalable calculé les moyennes annuelles des composantes u et v mesurées à partir des 3 mesures journalières et des composantes réanalysées à partir des moyennes mensuelles.

Globalement, on remarque que les corrélations sont plus faibles ($-0,4 < r < 0,8$) que pour les séries mensuelles. Ces mauvaises corrélations concernent surtout les composantes méridiennes sur toutes les stations (Fig. 39). A Niamey, pour la composante zonale, les réanalyses présentent une assez bonne corrélation avec les mesures ($0,6 < r < 0,9$). C'est surtout ERA-40 et ERA-Interim qui sont les mieux corrélées avec les mesures ($r > 0,8$; $RMSE < 0,66$ et $\sigma < 1$). A Maïné-Soroa, les vents zonaux réanalysés présentent de mauvaises corrélations ($r < 0,6$). C'est surtout avec NNR-1 qu'elles sont les plus mauvaises ($r \sim 0,2$; $RMSE > 2$ et $1,6 < \sigma < 2,5$). A Bilma, les corrélations entre vents mesurés et réanalysés sont très mauvaises, principalement avec ERA-40 pour la composante zonale ($r < 0$).

Pour la composante méridienne, pour les 3 stations, les corrélations sont mauvaises entre les vents mesurés et les vents réanalysés ($-0,4 < r < 0,6$). A Niamey, c'est surtout la corrélation entre les mesures et les réanalyses NNR-1 qui est très mauvaise, elles sont même négatives ($-0,2 < r < 0$). C'est aussi le cas à Bilma entre les mesures et les réanalyses NNR-1, ERA-40 et ERA-Interim. A Maïné-Soroa, ce sont les réanalyses NNR-1 qui présentent les plus mauvaises corrélations avec les mesures ($0 < r < 2$) (Fig. 39).

En fait, la comparaison des séries annuelles met en évidence une très forte hétérogénéité intra-annuelle entre les observations et les réanalyses. Ces hétérogénéités concernent plus les vents méridiens sur les 3 stations. Pour les vents zonaux, c'est particulièrement à Maïné-Soroa et à Bilma que ces hétérogénéités sont importantes.

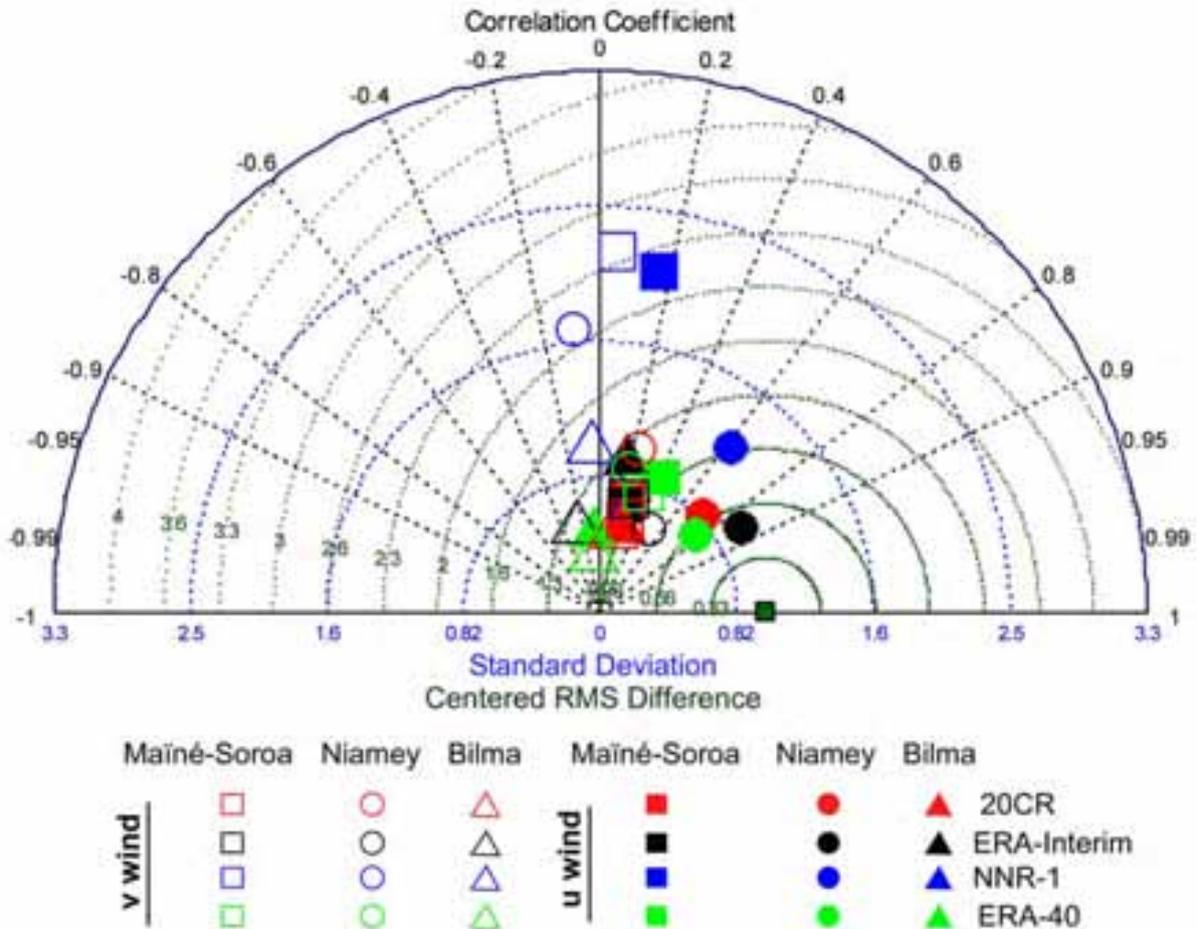


Figure 39 : Comparaisons des séries annuelles u et v des vents observés et des réanalyses à 10 m du sol, de 1950 à 2009

Sur cette figure, la comparaison concerne les séries annuelles des vents zonaux (u) et méridiens (v) observés et réanalysés. Pour construire ce diagramme, nous avons d'abord calculé la série des moyennes annuelles des observations météorologiques puis nous l'avons comparée à la série des vents réanalysés. Le résultat de chaque comparaison est un point représenté sur ce diagramme bi-dimensionnel. Chaque point projeté sur le diagramme renseigne sur la corrélation (nombres en noir sur le demi-cercle noir), l'écart-type (arcs de cercle pointillés bleus) et l'erreur quadratique (arcs de cercle pointillés verts) entre la série observée et la série réanalysée. Le carré vert sur l'axe des abscisses, situé au point de corrélation 1, représente l'observation. La lecture sur ce diagramme se fait donc par rapport à ce point. Les séries comparées sont à Maïné-Soroa : 1950-1992 ; à Niamey : 1950-2009 et à Bilma : 1955-2009.

En résumé, sur les séries mensuelles, les réanalyses NNR-1, ERA-40 et ERA-Interim semblent offrir les meilleurs résultats, alors que les réanalyses 20CR sont les moins

performantes. La qualité des relations entre les observations et les réanalyses est meilleure à Niamey, assez bien à Maïné-Soroa et très mauvaise à Bilma. Ces observations pourraient avoir leur explication dans l'importance et l'intérêt de ces stations. En effet, la station de Niamey, liée à un aéroport international est meilleure que la station de Maïné-Soroa, sous-préfecture à 1300 km à l'Est de la capitale et surtout que celle de Bilma « perdue » au bout d'une piste dans le désert du Ténéré, à plus de 500 km de Maïné-Soroa

La mauvaise qualité des corrélations avec les séries annuelles, principalement pour les composantes méridiennes, indiquerait une hétérogénéité temporelle des corrélations. Afin de caractériser cette dernière, nous nous interrogeons sur la réelle capacité des réanalyses à reproduire les cycles saisonniers.

3. Cycles saisonniers

L'analyse des cycles saisonniers a pour objectif de savoir si toutes les saisons sont bien reproduites par les réanalyses. Autrement dit, est-ce que les écarts entre les séries des vents mesurés et réanalysés se localisent sur des périodes préférentielles ?

3.1. Analyse de l'année moyenne

Les observations à Niamey, Maïné-Soroa et Bilma présentent une variabilité saisonnière importante marquant le contraste entre la dynamique atmosphérique d'hiver (saison sèche) et d'été (saison humide). En hiver, la région est sous la prédominance des vents continentaux secs d'E et de N. En été, il y a une inversion des vents : les vents d'W et de S, d'origine océanique, remplacent les vents continentaux sur la majeure partie de la région. Nous noterons toutefois que le cycle saisonnier de la station de Bilma est généralement moins prononcé en raison de sa position latitudinale nettement plus au Nord (Fig. 40).

Les réanalyses représentent généralement bien ces fluctuations saisonnières (Fig. 40), même si ces dernières exagèrent le cycle saisonnier des composantes u et v aux latitudes sahariennes (*i.e.* Bilma, Fig. 40 c1 et c2). Ainsi, pour la composante zonale, à Bilma, les séries mensuelles des vents mesurés et réanalysés présentent des corrélations assez bonnes ($0,1 < r < 0,46$) en été (mai à septembre). C'est surtout en hiver que les corrélations sont les moins bonnes ($-0,5 < r < 0,32$) (Fig. 40 c1). A Maïné-Soroa, c'est surtout la période d'août à novembre ainsi que février qui présentent des mauvaises corrélations, parfois négatives, entre les mesures et les réanalyses NNR-1, ERA-Interim et 20CR (Fig. 40 b1). A Niamey, les mauvaises corrélations sont particulièrement observées entre mai et septembre ($-0,13 < r < 0,85$).

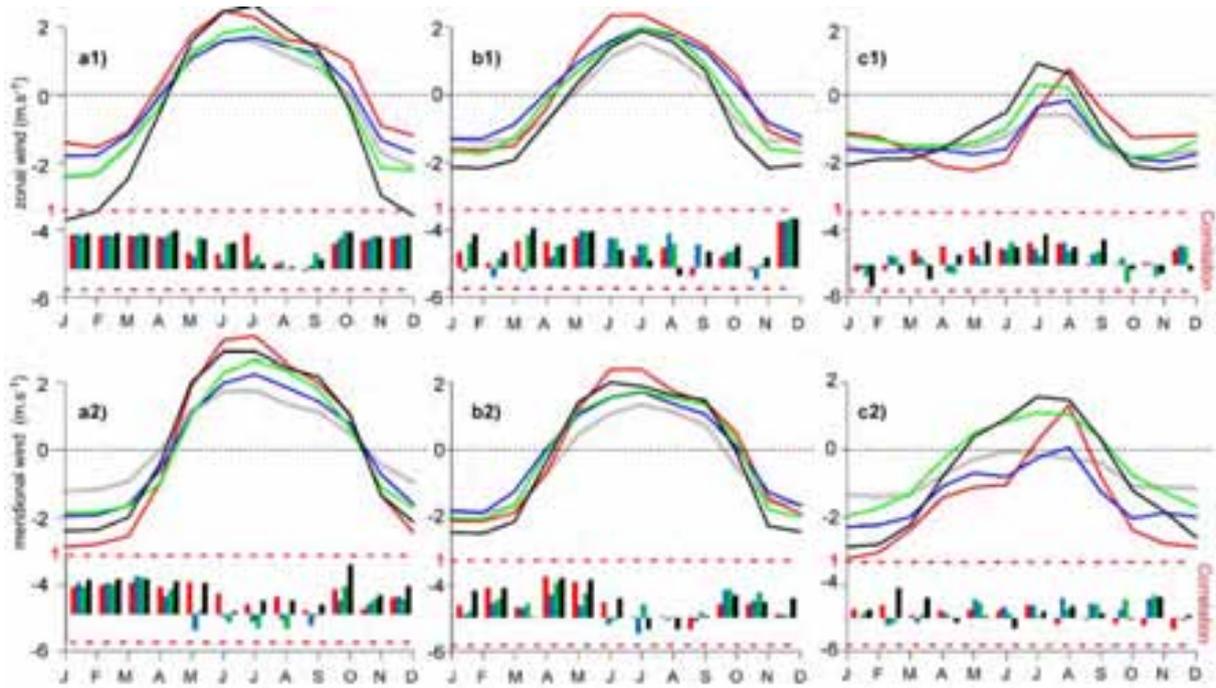


Figure 40 : Les cycles saisonniers des vents entre 1950 et 2009.

Ces courbes représentent les valeurs moyennes mensuelles des observations météorologiques (gris) et des réanalyses des vents zonaux (u) (1) et méridiens (v) (2) à Niamey (a), Maïné-Soroa (b) et à Bilma (c) : 20CR (rouge), NNR-1 (bleu), ERA-40 (vert) et ERA-Interim (noir). Les histogrammes en-dessous indiquent les corrélations (Pearson) entre les séries mensuelles des observations et des réanalyses et les lignes pointillées rouges indiquent les niveaux de corrélations (1 en haut) et (-0,5 en bas). La ligne pointillée noire horizontale située au point 0 indique délimite les vents d'W (S) des vents d'E (N). Les séries comparées sont à Niamey : 1950-2009 ; à Maïné-Soroa : 1950-1992 et à Bilma : 1955-2009.

Pour la composante méridienne, à Niamey, les mauvaises corrélations sont observées entre mai et septembre. On observe même des corrélations négatives pendant cette période entre les mesures et les réanalyses NNR-1 et ERA-40. Ces mauvaises corrélations sont particulièrement concentrées entre juin et août ($-0,27 < r < 0,34$) (Fig. 40 a2). A Maïné-Soroa, en été (juin à septembre), la corrélation entre les mesures et les réanalyses est la moins bonne. On retrouve des corrélations négatives (NNR-1, ERA-Interim et 20CR) (Fig. 40 b2). A Bilma, les corrélations sont globalement très faibles sur toute l'année (Fig. 40 c2).

Ainsi donc, à Niamey, pour les deux composantes (zonale et méridienne), c'est pendant l'été que les corrélations entre les mesures et les réanalyses sont les moins bonnes (Fig. 40 a 1 et a2). A Maïné-Soroa, c'est en été (juin à septembre) pour la composante méridienne, que les corrélations sont moins bonnes. Sur cette même composante, les corrélations en décembre et janvier sont également faibles (Fig. 40 b2). Les courbes moyennes de ces séries mensuelles montrent globalement pour toutes les stations une surestimation des vents réanalysés en été.

En hiver, les plus fortes surestimations sont plutôt observées à Niamey et à Bilma pour la composante méridienne (Fig. 40 a2 et c2).

Les corrélations nulles et négatives observées pour certains mois (voire saisons) indiquent donc des fortes différences temporelles entre les observations et les réanalyses. Afin de caractériser les ressemblances (ou dissemblances) temporelles entre les observations et les réanalyses, nous envisageons de comparer les saisons d'été (JJA) et d'hiver (DJF). Pour ce faire, nous calculons d'abord des moyennes interannuelles des 2 saisons : juin à août (JJA) et décembre à février (DJF).

3.2. Les vents de saison des pluies (JJA)

Sur la figure 41, sont représentées les courbes des différences entre observations et réanalyses ($|\text{observations}| - |\text{réanalyses}|$). Pour ce type d'analyse, nous avons examiné la totalité de la période 1950-2009 à Maïné-Soroa, en laissant en blanc les périodes des données météorologiques manquantes. A Niamey, pendant l'été (JJA), les réanalyses surestiment globalement les vents. Pour la composante zonale, ERA-Interim surestime fortement les vents sur la période 1979-2009 (RMSE~0,96) et 20CR sur toute la période (RMSE~0,81). Il en est de même pour NNR-1 sur la période 1950-1972. Après cette période, NNR-1 et ERA-40 semblent plus proches des mesures (RMSE~0,50 et 0.49 ; Fig. 41 a1). Pour la composante méridienne, globalement toutes les réanalyses surestiment les vents et c'est 20CR qui présente les plus fortes surestimations (RMSE~1,48). Les réanalyses NNR-1 surestiment ces vents pendant la période 1950-1982 (Fig. 41 a2). A partir du milieu des années 1980, les réanalyses NNR-1 semblent légèrement sous-estimées par rapport aux observations météorologiques (Fig. 41 a2).

A Maïné-Soroa aussi, certaines périodes apparaissent très mal représentées par les réanalyses (Fig. 41 b1 et b2). Pour la composante zonale la surestimation concerne toutes les réanalyses. Mais 20CR montre la plus grande surestimation (RMSE~ 1,19) sur toute la période 1950-2009 (Fig. 41 b1). Les maxima de surestimation correspondent aux périodes arides 1968-1972 et 1983-1986. Pour la composante méridienne, toutes les réanalyses surestiment également généralement les vents, 20CR montrant la plus grande surestimation (Fig. 41 b2).

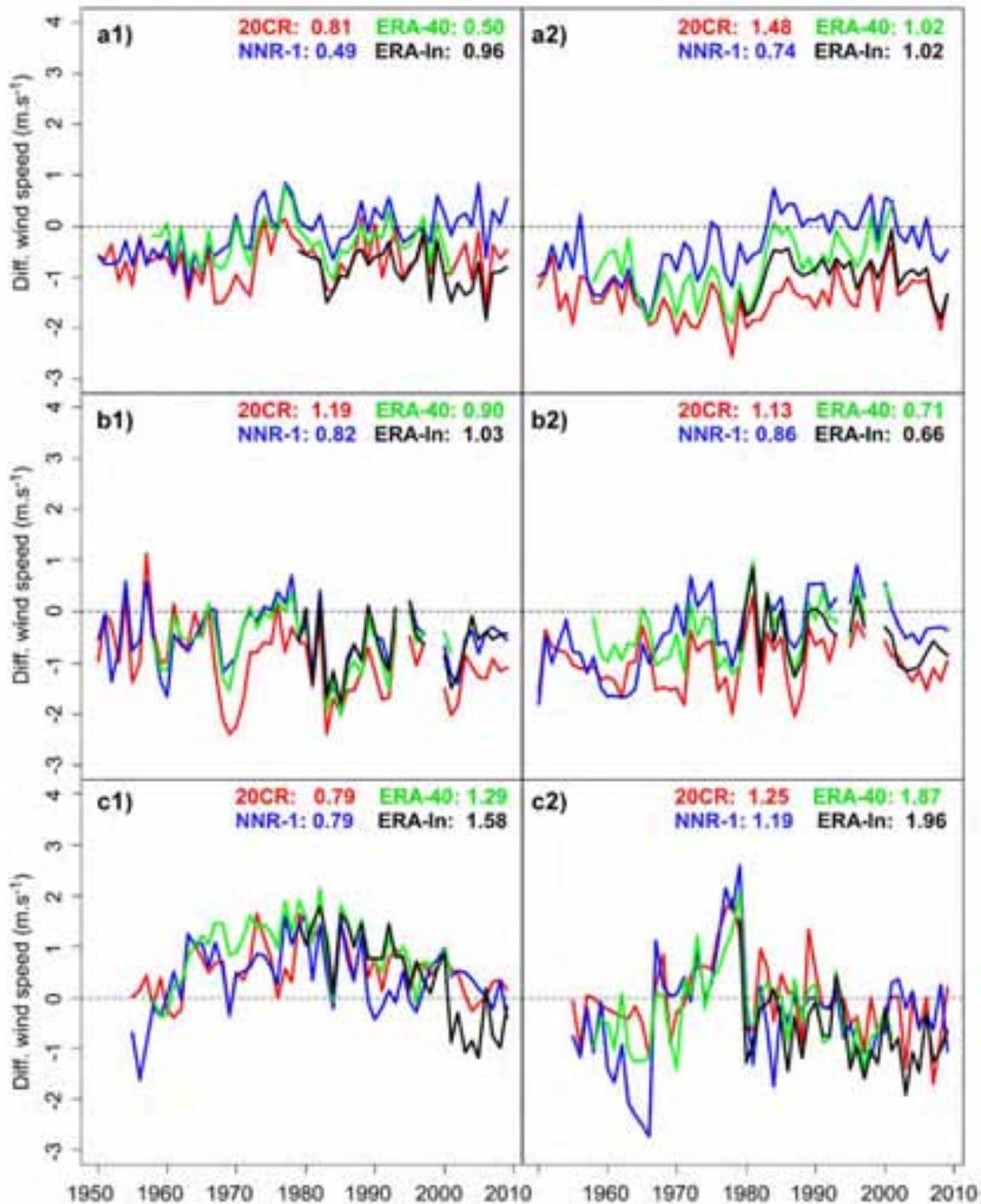


Figure 41 : Courbes des différences |observations|-|réanalyses| des vents zonaux (1) et méridiens (2) de juin à août (JJA) entre 1950 et 2009.

Niamey 1950-2009 (a), Mainé-Soroa 1950-2009 (b) et Bilma 1955-2009 (c). Les courbes sont obtenues en faisant une soustraction entre les valeurs absolues des vents observés et réanalysés : 20CR (rouge), NNR-1 (bleu), ERA-40 (vert) et ERA-Interim (noir). L'erreur quadratique ou RMSE entre les séries (juin à août) des vents observés et réanalysés est indiquée avec la couleur correspondante. Sur cette période (JJA), la composante est essentiellement d'*W* et la composante méridienne de *S* (Fig. 22).

A Bilma, toutes les réanalyses surestiment les vents d'W de la composante zonale (Fig. 41 c1) et diffèrent donc de celles observées à Niamey et Maïné-Soroa. Concernant les composantes méridiennes, les différences observations/réanalyses présentent de très fortes variations au cours du temps (Fig. 41 c2). Les réanalyses surestiment d'abord les vents du S (1955-1968), avant de les sous-estimer (1969-1980), puis les surestimer (1981-2009). A Bilma, ce sont surtout les réanalyses ERA-40 et ERA-Interim qui présentent les plus grands écarts aux observations (RMSE~1,87 et 1,96). Sur la période 1980-2009, les NNR-1 surestiment les vents méridiens (Fig. 41 c2).

3.3. Les vents de saison sèche (DJF)

A Niamey, pendant la saison d'hiver (DJF), les réanalyses 20CR, NNR-1 et ERA-40 sous-estiment les vents zonaux (la plus importante sous-estimation pour les 20CR) alors que les réanalyses ERA-Interim les surestiment (RMSE~0,95 ; Fig. 42 a1). Pour la composante méridienne sur cette même station, toutes les réanalyses surestiment les vents, le plus fortement avec 20CR (RMSE~1,65) (Fig. 42 a2).

A Maïné-Soroa, on observe des variations importantes dans les réanalyses. Ainsi, pour la composante zonale alternent des périodes de sous-estimation et de surestimation (Fig. 42 b1). NNR-1 isole la période 1950-1968 où, il sous-estime les vents. Notons que les deux périodes de crise d'aridité (1968-1972 et 1983-1986) ont une composante zonale nettement surestimée par toutes les réanalyses. Pour la composante méridienne, les variations sont équivalentes et les deux crises d'aridité sont toujours les périodes les plus surestimées (Fig. 42 b2).

A Bilma, la composante zonale passe progressivement d'une sous-estimation à une légère surestimation de part et d'autre du milieu des années 1980 (Fig. 42 c1). La composante méridienne est globalement très surestimée sauf la période d'aridité 1968-1976 qui est sous-estimée (Fig. 42 c2). On note deux variations brusques qui segmentent les séries vers 1976-1977 et 1994-1995 et font penser à des biais instrumentaux ou méthodologiques (Fig. 42 c2)?

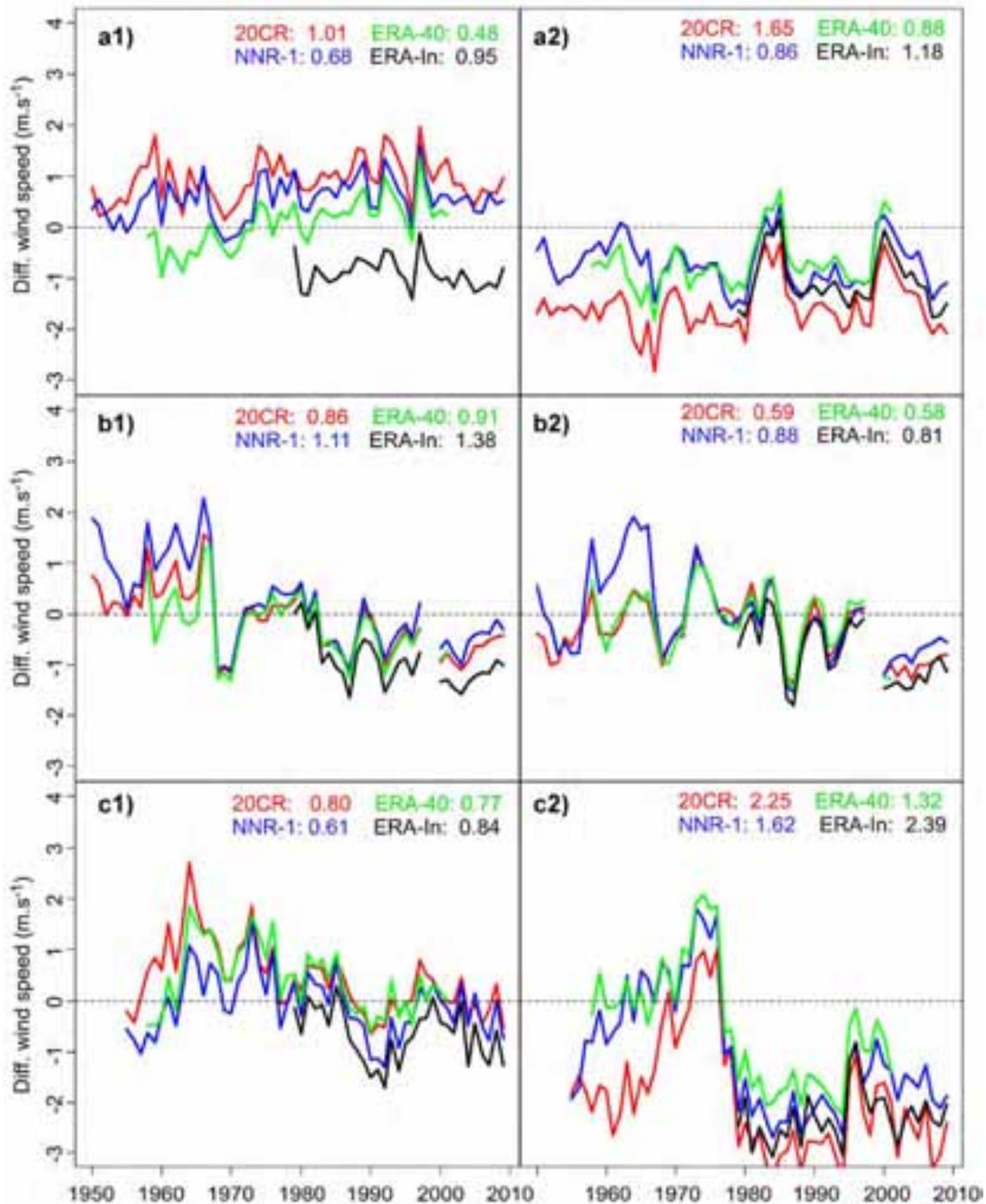


Figure 42 : Courbes des différences |observations|-|réanalyses| des vents zonaux (1) et méridiens (2) de décembre à février (DJF) entre 1950 et 2009.

Niamey 1950-2009 (a), Mainé-Soroa 1950-2009 (b) et Bilma 1955-2009 (c). Les courbes sont obtenues en faisant une soustraction entre les valeurs absolues des vents observés et réanalysés : 20CR (rouge), NNR-1 (bleu), ERA-40 (vert) et ERA-Interim (noir). L'erreur quadratique ou RMSE entre les séries (décembre à février) des vents observés et réanalysés est indiquée avec la couleur correspondante. Sur cette période (DJF), la composante zonale est essentiellement d'E et la composante méridienne de N (Fig. 22).

3.4. En résumé

A Niamey, la composante zonale est plutôt surestimée par les réanalyses en été (JJA) mais fortement sous-estimée en hiver (DJF), hormis ERA-Interim, alors que la composante méridienne est plutôt surestimée en JJA comme en DJF. Les plus mauvaises estimations sont le fait de 20CR et ERA-Interim et les meilleures sont celles de NNR-1 et ERA-40.

A Maïné-Soroa, il en est de même pour JJA. Par contre, pour DJF les estimations de 20CR sont plutôt meilleures que celles de NNR-1. Sur l'ensemble des 2 saisons, les meilleures estimations sont celles d'ERA-40.

A Bilma, comme pour Niamey, en JJA les meilleures estimations sont celles de NNR-1 et en DJF, où la composante méridienne est très surestimée, les meilleures estimations restent celles de NNR-1 et ERA-40.

Au total pour les 3 stations, les plus grands écarts sont ceux des composantes méridiennes à Bilma pour les deux saisons. NNR-1 et ERA-40 semblent être les meilleures réanalyses pour étudier les variations interannuelles. Globalement, les plus fortes surestimations/sous-estimations sont observées avec 20CR sur toutes les stations ($0,59 < RMSE < 2,25$).

Rappelons que les réanalyses NNR-1, ERA-40 et ERA-Interim, utilisent les mesures synoptiques des vents pour l'assimilation, alors que 20CR utilise uniquement les températures et les pressions des stations synoptiques. La comparaison des mesures de ces fichiers assimilés (SYNOP) et des mesures météorologiques est donc intéressante.

4. Comparaison des fichiers journaliers SYNOP et TCM

4.1. Comparaison des mesures journalières

Les fichiers SYNOP sont constitués par des mesures *in situ* assimilées dans les modèles NCEP/NCAR. Ils sont disponibles pour des milliers de stations à travers le monde et sont structurés en colonnes (date, heure, direction, vitesse, visibilité). Les stations sont codées ; celles que nous utilisons sont 61017 (Bilma), 61096 (Maïné-Soroa) et 61052 (Niamey). A la différence des mesures des TCM, où les vitesses des vents sont exprimées en $m.s^{-1}$ et en nœuds et les visibilités horizontales en décamètre (dam), dans ces fichiers SYNOP de NCAR, la vitesse est exprimée en décimètre par seconde ($dm.s^{-1}$) et la visibilité en mètre (m).

Les fichiers des TCM sont complets à Niamey (1950-2009) et à Bilma (1955-2009). A Maïné-Soroa, ils comportent des observations manquantes représentant 4,6% des 65745 mesures

attendues. Ces manques sont essentiellement concentrés entre 1993 et 2000. Pour les comparaisons, nous considérerons toute la série 1950-2009.

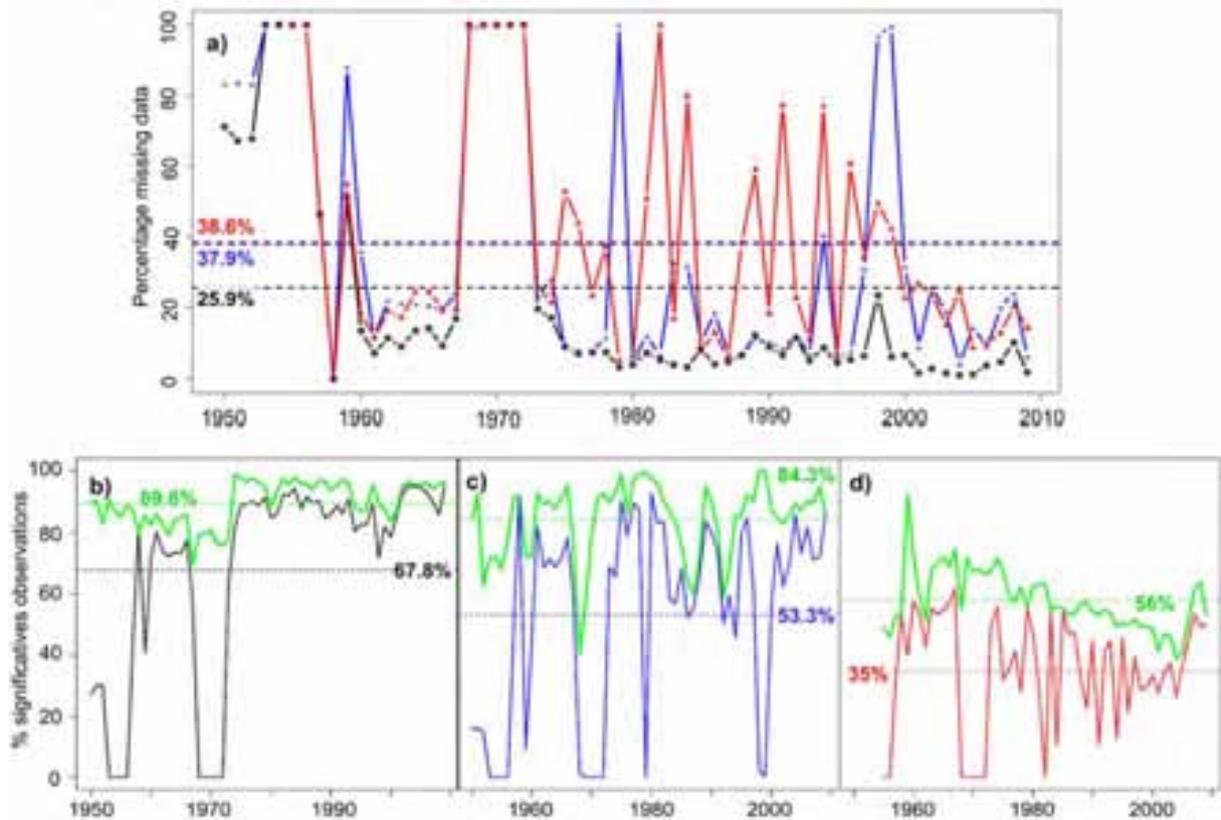


Figure 43 : Pourcentage des mesures manquantes et des mesures significatives entre 1950 et 2009.

Les pourcentages ont été calculés en considérant l'ensemble des 3 observations journalières (6h, 12h et 18h). En (a) sont présentés les pourcentages de mesures manquantes dans les fichiers SYNOP à Niamey (noir), Mainé-Soroa (bleu) et à Bilma (rouge). En (b) (Niamey), (c) (Mainé-Soroa) et (d) (Bilma), les courbes représentent les pourcentages des mesures significatives (vitesses $\geq 0,5 \text{ m.s}^{-1}$) des fichiers SYNOP et celles des fichiers météorologiques pour chacune des stations (vert). Les tirets horizontaux indiquent les moyennes de chacune des proportions. A Bilma, la série des mesures commence en 1955.

Les fichiers SYNOP du NCAR présentent beaucoup de mesures manquantes, plus nombreuses pour les observations de 6h et 18h que 12h. A Bilma, sur les 3 observations journalières (soient 60261 observations), les mesures manquantes de SYNOP atteignent 65 %, elles sont de 47 % à Mainé-Soroa et de 32 % à Niamey (Fig. 43). L'importance de ces mesures manquantes varie d'une année à l'autre. Elles concernent souvent des périodes assez longues comme du 01/01/1953 au 01/12/1956 et du 01/01/1967 au 31/12/1971 où les fichiers SYNOP ne comportent aucune mesure à 6h, 12h et 18h (Fig. 43 a). Dans ces fichiers, les mesures significatives, c'est-à-dire dont la vitesse du vent est supérieure ou égale à $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ sont en moyenne de 67,8% à Niamey. Elles sont de moitié moins nombreuses à Bilma, 35%

(Fig. 43 b et d). Les mesures significatives dans les fichiers SYNOP sont de 20 à 30 % moins nombreuses que dans les fichiers TCM (Fig. 43 b, c, d).

Les fichiers SYNOP diffèrent ainsi des fichiers TCM par les proportions de données manquantes et de mesures significatives. De plus, on observe souvent des différences des mesures entre les deux fichiers.

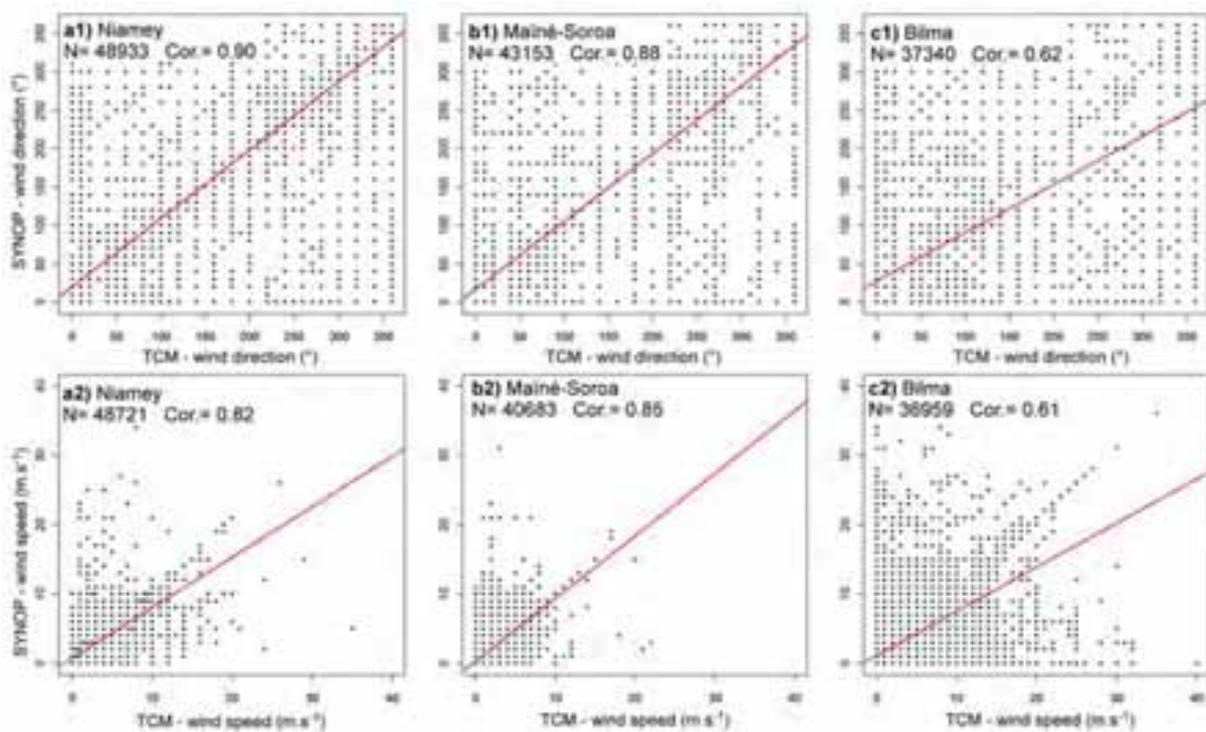


Figure 44 : Diagramme de distribution des mesures SYNOP NCAR et TCM

Diagramme de distribution (x - y) des mesures de directions (1) et vitesses des vents (2) des mesures tri-journalières (6h, 12h et 18h) des fichiers TCM et SYNOP NCAR pour les stations de Niamey-aéroport (a, 1950-2009), Maïné-Soroa (b, 1950-2009) et Bilma (c, 1955-2009). Les corrélations (Cor.) et les paires de mesures (N) sont indiquées. Les vitesses des vents des fichiers SYNOP ont été converties en $m.s^{-1}$. La droite rouge présente la régression linéaire.

Le mode de représentation n'indique pas le fait que chaque point peut correspondre à un très grand nombre de mesures identiques. On remarque également qu'il y a systématiquement moins de couples de mesures communes aux deux fichiers (N) pour les vitesses que pour les directions. Ceci vient du fait que les fichiers SYNOP peuvent ne comporter que la mesure de direction.

Les corrélations entre les mesures de directions de vent de ces fichiers, entre 1950 et 2009, sont les meilleures à Niamey (0,90) puis à Maïné-Soroa (0,88) et enfin à Bilma (0,62) (Fig. 44 a1, b1 et c1). Pour les vitesses des vents, c'est à Maïné-Soroa que la corrélation est meilleure (0,86) puis à Niamey (0,82) et à Bilma (0,61). (Fig. 44 a2, b2 et c2). Dans le détail, la comparaison faite pour quelques années à titre d'exemple, montre une grande différence de ces corrélations d'une année à l'autre. En 1958, (première année des fichiers SYNOP ayant

des mesures de 6h, 12h et 18h), les corrélations sont supérieures à 0,9 à Niamey et à Bilma mais, seulement 0,15 à Maïné-Soroa. Les années 1961, 1974, 1997, 2000 et 2004 ont des corrélations supérieures à 0,7 à Niamey et à Bilma et jusqu'à 0,94 à Maïné-Soroa. Pour les années 1977, 1981, 1983 et 1984, les corrélations sont supérieures à 0,8 à Maïné-Soroa et à Niamey mais quasi-nulles à Bilma.

4.2. Comparaison des données mensuelles

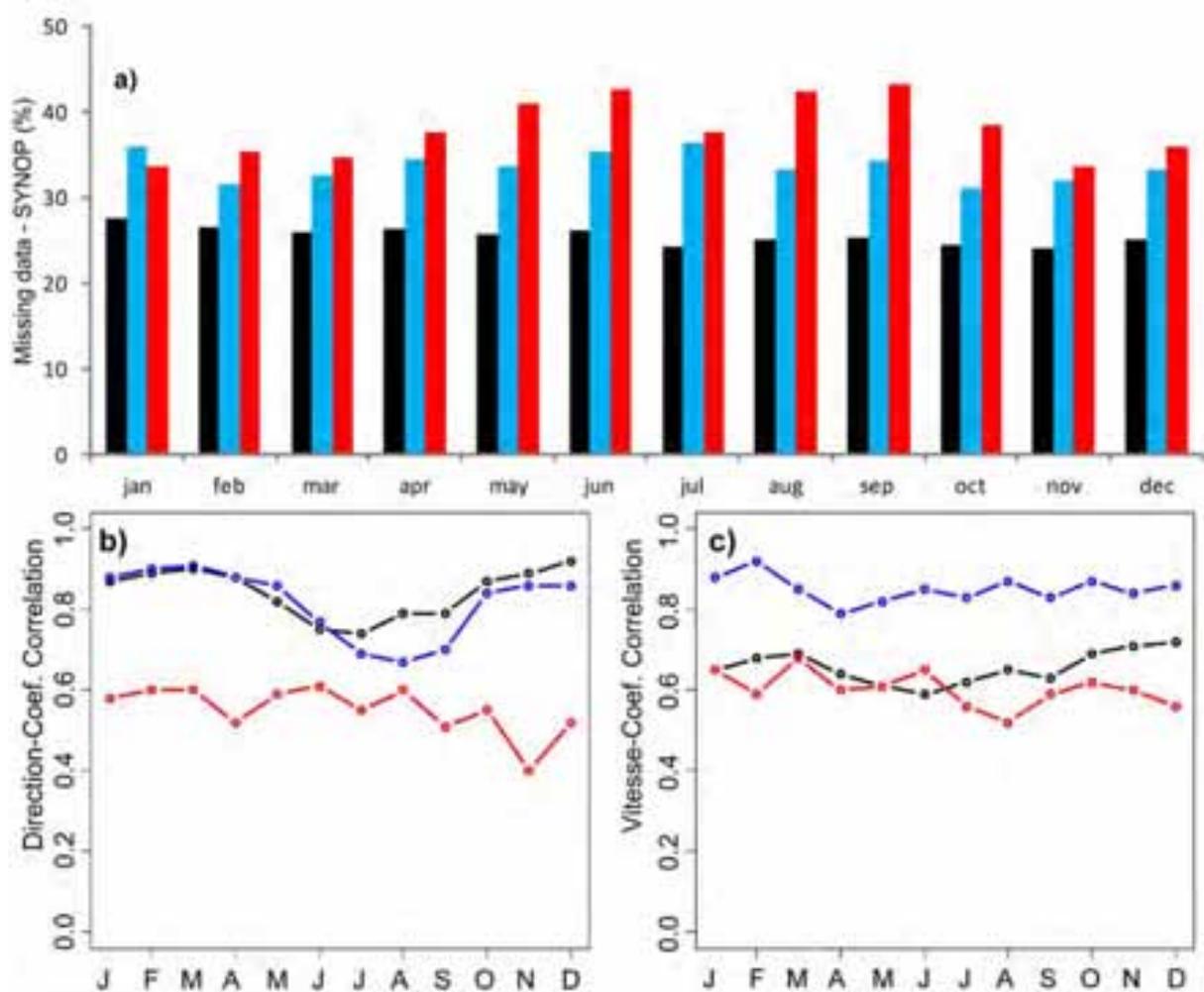


Figure 45 : Pourcentages des mesures manquantes des fichiers SYNOP en moyennes mensuelles et corrélations entre les mesures présentes dans les fichiers SYNOP et TCM de 1950 à 2009.

Les pourcentages des mesures manquantes (a) à Niamey (noir), Maïné-Soroa (bleu) et Bilma (rouge) sont calculés par rapport à l'ensemble des mesures (6h, 12h et 18h) entre 1950 et 2009 (Niamey et Maïné-Soroa) et entre 1955 et 2009 (Bilma). Les corrélations sont calculées entre les mesures de directions (b) et des vitesses des vents (c) présentes dans les fichiers SYNOP et les fichiers des observations météorologiques (TCM) à Niamey (noir), Maïné-Soroa (bleu) et Bilma (rouge).

Dans le détail des moyennes mensuelles des mesures des vents, la figure 45 montre les pourcentages des mesures manquantes dans les fichiers d'assimilation (SYNOP) du NCAR et

les corrélations entre les mesures présentes dans ces fichiers SYNOP et les fichiers des observations météorologiques (TCM). Elle montre que les qualités des fichiers SYNOP sont non seulement entachées par les mesures manquantes mais aussi par les mauvaises corrélations avec les mesures effectives. A Niamey, on remarque qu'en moyenne les mesures manquantes sont inférieures à 30% des mesures mensuelles entre 1950 et 2009 ; à Maïné-Soroa elles dépassent les 30% des mesures mensuelles entre 1950 et 2009 et à Bilma elles atteignent souvent 40% entre 1955 et 2009 à Bilma (Fig. 45 a).

On observe une baisse des corrélations des directions des vents pendant la saison d'été à Niamey et à Maïné-Soroa (Fig. 45 b). A Bilma, les corrélations sont médiocres (0,6) et encore plus faibles en hiver. Les corrélations des vitesses des vents sont relativement moins bonnes à Niamey pendant les mois d'avril à septembre. Ces corrélations sont meilleures à Maïné-Soroa (Fig. 45 c).

Puisque les réanalyses que nous utilisons sont des séries mensuelles, nous comparons les vitesses moyennes mensuelles des deux fichiers d'observations (SYNOP et TCM). Nous calculons les vitesses moyennes mensuelles des deux fichiers à partir des mesures journalières (6h, 12h et 18h), en ignorant les mesures manquantes et en considérant pour 0 les mesures non significatives. Nous comparons les séries par décennies (Fig. 46).

A Niamey, les séries moyennes mensuelles des vitesses des vents entre les fichiers TCM et SYNOP sont les moins corrélées pendant la période 1950-1959. Cette mauvaise corrélation est due à une sous-estimation des vitesses dans les fichiers SYNOP. Cette sous-estimation peut s'expliquer par l'importance des valeurs manquantes qui représentent 42% de la série mensuelle. Les décennies 1980, 1990 et 2000 sont presque complètes et très bien corrélées (Fig. 46a).

A Maïné-Soroa, comme à Niamey, c'est pendant la période 1950-1959 que la corrélation est faible. Les fichiers SYNOP surestiment les vitesses moyennes et les valeurs manquantes représentent 45% de la série. Pour les autres périodes, les corrélations sont bonnes mais restent en deçà de celles observées à Niamey (Fig. 46b).

A Bilma, c'est la période 1980-1989 qui est la plus mauvaises (corrélation négative). De plus, les décennies 1970 et 1990 sont aussi très mal corrélées. Si nous expliquons la faible corrélation de la période 1955-1959 par les valeurs manquantes qui représentent 43% de la série, la très mauvaise corrélation de la décennie 1980 est la conséquence des valeurs fausses

puisque les valeurs manquantes représentent à peine 20%. Il en est de même de la faible corrélation de la décennie 1990 où les valeurs manquantes sont inférieures à 8% (Fig. 46c).

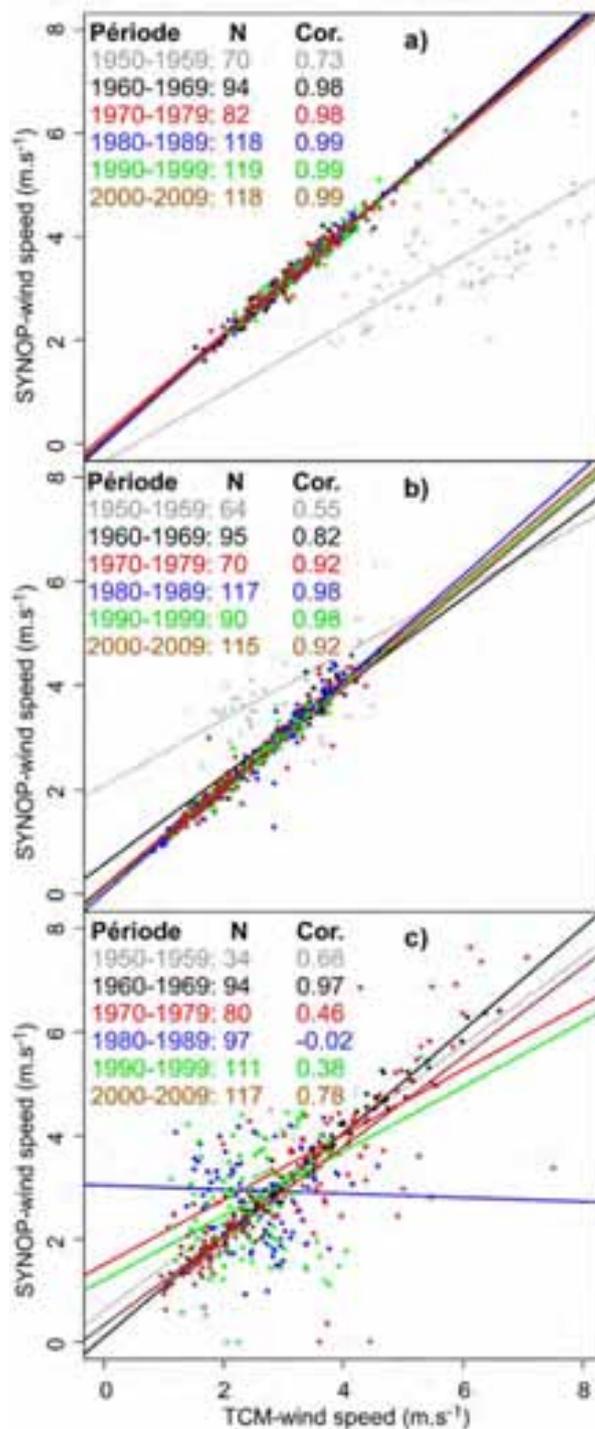


Figure 46 : Corrélations vitesses moyennes mensuelles des fichiers météorologiques et des fichiers SYNOP entre 1950 et 2009

Niamey (1950-2009) (a), Maïné-Soroa (1950-2009) (b) et Bilma (1955-2009) (c). N= nombres de paires et Cor.= corrélation. Les nuages des points et leurs droites de régression correspondent aux différentes périodes. Dans les calculs des valeurs moyennes, les mesures manquantes sont ignorées (d'où les variations dans le nombre de paires de moyennes mensuelles prises en compte) et les vents non significatifs comptés pour 0.

Ainsi donc, la comparaison des séries de vitesses moyennes mensuelles des fichiers TCM et SYNOP indique qu'à Niamey et à Maïné-Soroa, c'est la décennie 1950 qui présente les plus faibles corrélations. Pour le reste de la série, soit de 1960 à 2009, les corrélations sont importantes entre les fichiers TCM et SYNOP. A Bilma, par contre, les corrélations sont faibles par rapport aux deux précédentes stations et concernent principalement les décennies 1970, 1980 et 1990.

5. Conclusion

Nous avons effectué une comparaison des observations météorologiques des vents à 10 m du sol, compilées à partir des archives de la Direction de la Météorologie Nationale du Niger (DMN), avec les vents des réanalyses (2m/10 m) NNR-1, 20CR, ERA 40 et ERA-Intérim aux points de coordonnées de chacune des 3 stations synoptiques au Niger (Niamey, Maïné-Soroa et Bilma).

Les séries mensuelles des réanalyses des vents zonaux et méridiens (Fig. 38) sont globalement bien corrélées aux observations météorologiques des stations de Niamey (cor~0,9) et Maïné-Soroa (cor~0,8). Mais ces corrélations sont très faibles à Bilma (cor~0,4). Les réanalyses les mieux corrélées sont ERA-40 et NNR-1. Cette baisse de la qualité des réanalyses de Niamey à Maïné-Soroa puis Bilma peut être liée à la faible densité spatiale des stations d'observations (*e.g.* Pocard, 2000 ; Sterl, 2004 ; Pohlmann & Greatbatch, 2006). En effet, dans la partie orientale du Niger et de façon générale dans toute la partie centrale et orientale de l'Afrique au Nord de l'équateur, les stations de mesures assimilées sont rares (*e.g.* Grant *et al.*, 2009 ; Fink *et al.*, 2011). Pour les deux composantes des vents, les réanalyses les plus représentatives des mesures à Niamey et à Maïné-Soroa sont ERA-40 et NNR-1. ERA-Interim présente souvent la meilleure corrélation mais aussi souvent des écarts assez importants par rapports aux mesures. Entre elles, les réanalyses ERA-40, NNR-1 et 20CR, semblent homogènes pour la composante zonale.

Les séries annuelles présentent des corrélations moins importantes. Ce sont surtout les vents méridiens qui sont concernés par ces faibles corrélations (Fig. 39). Ces baisses des corrélations des séries annuelles par rapport aux séries mensuelles seraient le fait d'une plus grande hétérogénéité intra-annuelle. Afin d'explorer les homogénéités/hétérogénéités temporelles des réanalyses nous avons donc comparé les cycles saisonniers de celles-ci à ceux des observations (Fig. 40).

Ainsi donc, à Niamey, pour les deux composantes (zonale et méridienne), c'est pendant l'été que les corrélations entre les mesures et les réanalyses sont les moins bonnes. A Maïné-Soroa, c'est en été (juin à septembre) pour la composante méridienne, que les corrélations sont moins bonnes. Sur cette même composante, les corrélations en décembre et janvier sont également faibles. Les courbes moyennes de ces séries mensuelles montrent globalement pour toutes les stations une surestimation des vents réanalysés en été. En hiver, les plus fortes surestimations sont plutôt observées à Niamey et à Bilma pour la composante méridienne. Les corrélations nulles et négatives observées pour certains mois (voire saisons) indiquent donc des fortes différences temporelles entre les observations et les réanalyses. Afin de caractériser les ressemblances (ou dissemblances) temporelles entre les observations et les réanalyses, nous avons comparé les saisons d'été (JJA) et d'hiver (DJF).

A Niamey et à Maïné-Soroa, les composantes zonales et méridiennes des vents sont surestimées en été. En hiver, à Niamey, la composante zonale est sous-estimée et la composante méridienne est surestimée sauf par ERA-Interim. A Maïné-Soroa, en été la composante méridienne présente les plus faibles corrélations. En hiver sous-estimation et surestimation alternent pour les deux composantes. A Bilma, les 2 composantes surestiment les vents en été et sous-estiment les vents en hiver. Globalement, les meilleures réanalyses, qui présentent donc moins d'anomalies saisonnières par rapport aux mesures météorologiques sont : à Niamey, NNR-1 et ERA-40 ; à Maïné-Soroa ERA-40 et dans une moindre mesure NNR-1 en été et 20CR en hiver ; à Bilma NNR-1 et ERA-40.

Globalement, les plus fortes surestimations/sous-estimations sont observées avec les 20CR sur toutes les stations ($0,59 < RMSE < 2,25$). C'est peut être en rapport avec le fait que 20CR assimile uniquement les températures et les pressions des stations synoptiques ? Malgré ses meilleures performances générales, NNR-1 varie énormément au cours du temps et présente de nombreuses années ou groupes d'années très éloignées des mesures d'observations, quelques soient les stations, les types de vents (zonaux ou méridiens) et les saisons (DJF ou JJA). Par ailleurs, on remarque souvent, quelque soit la réanalyse, que les années de crise d'aridité (1967-1972 et 1983-1986) sont plus mal corrélées aux mesures que les quelques années qui l'entourent. C'est particulièrement visible pour Maïné-Soroa et de manière plus générale pour DJF (Fig. 41 et 42). S'agit-il d'un problème lié aux données des réanalyses ou à leur méthodologie ? De ce point de vue, mis à part le cas particulièrement net de NNR-1 à Niamey en été, on ne peut pas dire que les discordances soient fortement réduites après 1968 en raison de l'assimilation d'une plus grande quantité de données d'observations.

L'introduction des données satellitales entre 1978 et 1979 ne semble pas non plus avoir apporté d'amélioration générale.

Sachant que les réanalyses NNR-1, ERA-40 et ERA-Interim assimilent les mesures des stations (Fichiers SYNOP), on a recherché les explications dans la comparaison des mesures issues des archives des stations météorologiques (TCM) et des mesures SYNOP. Ainsi, en tenant compte des corrélations moyennes mensuelles, (Fig. 45), on serait tenté d'attribuer les mauvaises corrélations des réanalyses avec les mesures TCM, à Niamey et à Maïné-Soroa en été (JJA), à la mauvaise qualité des mesures de direction des vents contenues dans les fichiers d'assimilation SYNOP. De façon générale, à partir de la quantité et de la qualité des mesures contenues dans les fichiers SYNOP et intégrées pour assimilation, nous sommes tentés d'attribuer les faibles corrélations des réanalyses avec les mesures TCM à ces fichiers SYNOP. En effet, les plus faibles corrélations sont observées à Bilma dont les fichiers SYNOP comportent 65% de mesures manquantes. A Niamey, les corrélations sont les plus fortes alors que les fichiers SYNOP contiennent à peine 32% de mesures manquantes. De plus à Niamey et à Maïné-Soroa les fichiers SYNOP sont les moins complets pendant la décennie 1950 et c'est pendant cette même période que les mesures présentent les plus faibles corrélations (respectivement 0,73 et 0,55, Fig. 46). A Niamey, pendant cette décennie 1950, les vitesses des vents des fichiers SYNOP sont sous-estimées alors qu'à Maïné-Soroa elles sont plutôt surestimées.

L'objectif de cette partie n'était pas de quantifier les différences entre vents observés et réanalysés mais plutôt de rechercher les réanalyses les plus représentatives des vents observés. On conclut que, dans cette région, les réanalyses NNR-1, ERA-40 et ERA-Interim, qui utilisent les mesures de vent pour assimilation restent globalement homogènes entre elles. Alors que 20CR qui assimile d'autres paramètres (pression atmosphérique et température) est très éloignée des autres réanalyses et des observations. Au total, les réanalyses ERA-40 et NNR-1 sont les plus pertinentes. Les réanalyses ERA-Interim peuvent également être utilisées mais ne semblent pas apporter d'amélioration par rapport aux réanalyses ERA-40 et NNR-1.

VI. La visibilité horizontale, témoin de la dégradation environnementale au Niger depuis 1950.

1. Introduction

Les vents saisonniers d'harmattan, liés au balancement de la ZCIT, sont associés à l'émission et au transport de poussières à travers toute l'Afrique de l'Ouest et jusque dans l'Atlantique (*e.g.* Adebayo, 1989 ; Prospero & Lamb, 2003 ; Sunnu *et al.*, 2013). Au cours du transport, ces aérosols présents dans l'atmosphère réduisent, souvent fortement, la visibilité horizontale dans les stations sahéniennes situées sous la trajectoire de ces vents (*e.g.* McTainsh & Walker, 1982 ; Adebayo 1989 ; Ozer, 2001 ; Anuforum, 2007).

Les processus de mobilisation et de transport des poussières dépendent des cycles saisonniers et varient au cours du temps (*e.g.* Ozer, 2001 ; Washington & Todd, 2005). Ainsi, à la fin des années 1960, le Sahel a connu une baisse considérable des précipitations pendant plusieurs années (L'Hote *et al.*, 2002) qui a entraîné une très forte dégradation de la couverture herbacée, créant ainsi un bouleversement dans l'équilibre écologique et environnemental (UNEP, 1992 ; Ozer, 2001). Or, simultanément, des augmentations significatives des contenus en poussières ont été observées sur le continent et au large de l'Afrique (Middleton, 1985 ; N'Tchayi *et al.*, 1994). De même, Ozer (2001), a montré que la fréquence des phénomènes météorologiques réduisant la visibilité s'est accrue d'un facteur 10 entre 1951 et 1997 en Afrique de l'Ouest. Moulin & Chiapello (2004) et Chiapello *et al.* (2005), entre autres, ont montré qu'il existe un lien entre les sécheresses sahéniennes et les émissions et le transport des aérosols minéraux au Sahel. Tucker *et al.* (1991) ont conclu que ces augmentations sont dues à l'émergence de nouvelles sources de poussières et à une diminution du couvert végétal en Afrique au Nord de l'équateur.

Dans ce travail, à travers les stations sahéniennes de Maïné-Soroa, Niamey et Nguigmi et de la station désertique de Bilma, nous allons caractériser l'évolution des visibilités horizontales entre 1950 et 2009. Nous utiliserons pour cela des mesures tri-quotidiennes (6h, 12h et 18h) de la vitesse et direction des vents et de la visibilité horizontale.

2. Visibilité horizontale et pluviométrie

2.1. Variabilité interannuelle

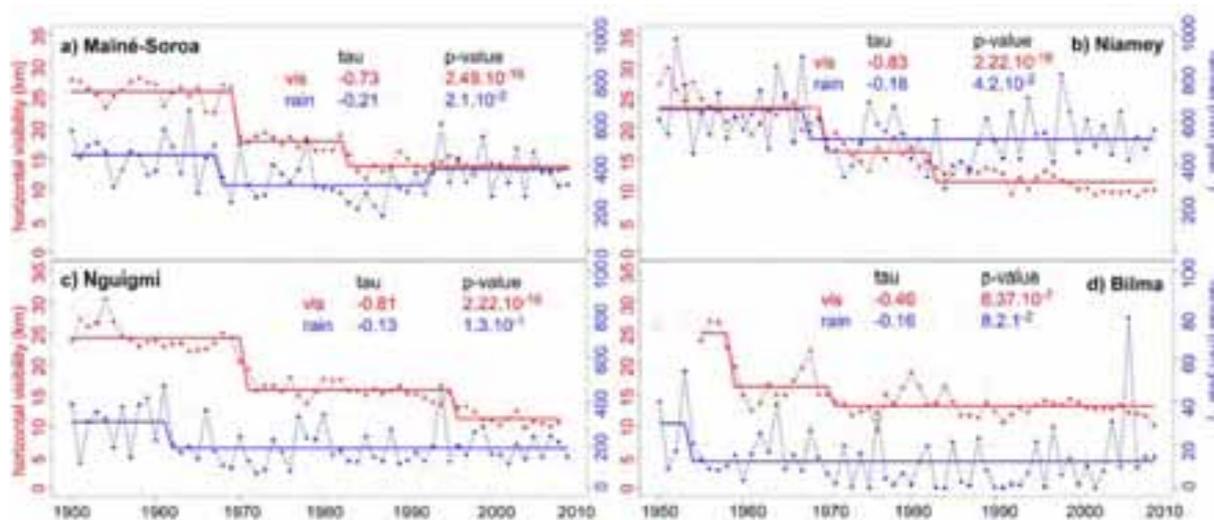


Figure 47: Évolution interannuelle des visibilités horizontales et des précipitations entre 1950 et 2009 au Niger.

Les visibilités moyennes annuelles (rouge) ont été calculées en considérant les 3 mesures journalières sur l'ensemble des années 1950-2009 à Mainé-Soroa (a) et Niamey (b), 1950-2008 à Nguigmi (c), et 1955-2009 à Bilma (d). Les cumuls annuels des précipitations moyennes sont en bleu. Les segments représentent les valeurs moyennes périodiques déterminées à l'aide de la segmentation (Hubert, 1989). Les tests de Mann-Kendall sont tous significatifs.

Les visibilités horizontales moyennes présentent une grande variabilité interannuelle (Fig. 47). La segmentation souligne les tendances qui sont semblables pour toutes les stations. Ces dernières présentent également toutes une rupture vers 1970. Ceci met en évidence l'homogénéité des moyennes entre les stations de Bilma, Mainé-Soroa, Nguigmi et Niamey-aéroport. Cette homogénéité à l'échelle interannuelle, nous amène à penser que les « erreurs humaines » dans l'estimation des visibilités horizontales dans ces stations sont négligeables. Cette même observation a déjà été formulée par Middleton (1985) et Ozer (2001) sur la fiabilité des observations dans ces stations. Toutes les mesures de visibilité sont significatives au test de Mann-Kendall et indiquent donc une tendance à la baisse entre 1950 et 2009 (Fig. 47). Dans cette tendance, la segmentation distingue des périodes de changements en 1969-1970 à Mainé-Soroa et à Niamey (1970-1971 à Nguigmi et Bilma), en 1982-1983 à Mainé-Soroa et Niamey et en 1995-1996 à Nguigmi (les segments inférieurs à 4 ans n'ont pas été considérés). A Niamey et à Mainé-Soroa, pendant la première période (1950-1969) les visibilités moyennes sont respectivement de 23,2 km ($\sigma = 2,7$) et 25,8 km ($\sigma = 1,7$). Pendant la

deuxième période (1970-1982), elles ont baissé pour arriver à une moyenne de 16 km ($\sigma= 1,9$) à Niamey et 17 km ($\sigma= 1$) à Maïné-Soroa. Pour la troisième période, les visibilités ont continué à baisser pour atteindre 11,3 km ($\sigma= 2$) à Niamey et 13,8 km ($\sigma= 9$) à Maïné-Soroa (Fig. 47 a et b). A Nguigmi, la visibilité moyenne est passée de 24,3 km ($\sigma= 2,2$) entre 1950-1970 à 15,9 km ($\sigma= 0,1$) pendant la période 1971-1995. Pour la troisième période, 1993-2009, la baisse de la visibilité a continué à Nguigmi pour arriver à une moyenne de 11 km ($\sigma= 1$ km) (Fig. 47 c). A Bilma, pendant la courte période 1955-1958, la visibilité moyenne est de 25,4 km ($\sigma= 2$) ; elle passe à 16,5 km ($\sigma= 1$) pendant la période 1959-1970. Pendant la période 1971-2009, cette visibilité moyenne passe à 13,3 km ($\sigma= 2$) (Fig. 47 d).

Pendant cette longue période 1950-2009, les précipitations ont connu une forte variabilité interannuelle sur les 4 stations. Mais, observons qu'à Bilma les précipitations sont insignifiantes comparées aux 3 autres stations (Fig. 47 d, échelle différente pour la pluviométrie). La segmentation appliquée aux précipitations dans cette station distingue une période de 4 ans (1955-1958) avec une pluviométrie moyenne de 30,1 mm ($\sigma= 20,6$) et, depuis 1959, la pluviométrie moyenne est de 12,4 mm ($\sigma= 13,2$). Cette période compte 8 années (1975, 1983, 1984, 1987, 1990, 1991, 1996, 2002) où les cumuls annuels n'atteignent pas 1 mm. A Nguigmi, on distingue la période 1950-1961 avec un cumul moyen annuel de 308 mm ($\sigma= 114,4$) et la période 1962-2009, avec 185,4 mm ($\sigma= 79,9$) (Fig. 47 c). Ces mêmes constats sont faits à Niamey où la pluviométrie est passée d'une moyenne de 655,6 mm ($\sigma= 151$) pendant la période 1950-1967, à une moyenne de 518 mm ($\sigma= 110,8$) pendant la période 1968-2009 (Fig. 47 b). Comme à Niamey, à Maïné-Soroa la pluviométrie moyenne est passée de 444,7 mm ($\sigma= 95,6$) pendant la période 1950-1967, à 305,8 mm ($\sigma= 88,6$) pendant la période 1968-1992. Mais, contrairement aux 3 autres stations, la segmentation distingue à Maïné-Soroa la période 1993-2009, qui a connu une hausse moyenne de 74 mm, soit un total de 379,3 mm ($\sigma= 92,9$) mm (Fig. 47 a).

Les variabilités interannuelles des précipitations indiquent une plus grande hétérogénéité des stations que les visibilités horizontales. Néanmoins, on remarque que la baisse des précipitations de la fin de la décennie 1960, observée à Maïné-Soroa et à Niamey (Fig. 47 a et b) précède la baisse des visibilités horizontales sur les 4 stations. Ces baisses des visibilités sont accentuées avec la durée des sécheresses. A Maïné-Soroa et à Niamey, la deuxième baisse des visibilités moyennes suit les fortes baisses des précipitations du début des années 1980.

2.2. Cycle saisonnier

La visibilité connaît de fortes variations au cours de l'année. Les visibilités maximales atteignent 40 km alors que les plus faibles sont en-dessous de 5 km. Les visibilités moyennes de Maïné-Soroa et Nguigmi sont les plus proches, respectivement 18,6 km ($\sigma=6,7$) et 17,9 km ($\sigma=6$) (Fig. 48 a et c). Ces visibilités moyennes sont légèrement plus basses à Niamey à 16,3 km ($\sigma=7$) (Fig. 48 b) et beaucoup plus basses à Bilma 14,8 km ($\sigma=4,7$) (Fig. 48 d).

On observe à Maïné-Soroa, Nguigmi et Niamey, un cycle saisonnier des visibilités horizontales qui isole les mois d'octobre à avril avec des visibilités plus faibles et la période des mois de mai à septembre marquée par des observations de visibilités horizontales plus hautes (Fig. 48). Ce cycle n'est pas observé à la station de Bilma où les visibilités les plus faibles sont observées entre février et juillet (Fig. 48 d).

Entre octobre et avril, les stations de Maïné-Soroa, Nguigmi et Niamey enregistrent des visibilités basses. C'est pendant les mois de janvier et février que sont observées en moyenne les valeurs les plus faibles de ces visibilités, soit 14,4 et 14,6 km à Maïné-Soroa, 15,4 et 15,7 km à Nguigmi et 12,8 et 12,3 km à Niamey (Fig. 48 a, b et c). A partir d'avril, les visibilités horizontales commencent à augmenter pour atteindre des valeurs maximales entre juin et septembre. Ces visibilités moyennes maximales sont observées en août et septembre à Maïné-Soroa (23,8 et 22,4 km) et à Nguigmi (21,1 et 20,5 km) et en juillet et août à Niamey (21,2 km). A Bilma, les visibilités moyennes les plus faibles sont observées en avril et mai (12,6 et 12,7 km) et les visibilités maximales sont observées en octobre et novembre (16,9 et 17,9 km). Cependant, suivant les courbes en gris, qui représentent les premières années (1950 à 1970) et les courbes en noir, qui représentent les années plus récentes (1971 à 2009), on remarque une baisse moyenne généralisée des visibilités horizontales sur toutes les stations. Le cycle saisonnier tend à disparaître surtout à Nguigmi (Fig. 48 c) et à Bilma (Fig. 48 d), par contre à Maïné-Soroa et à Niamey, malgré les baisses généralisées, le cycle saisonnier est encore identifiable (Fig. 48 a et b).

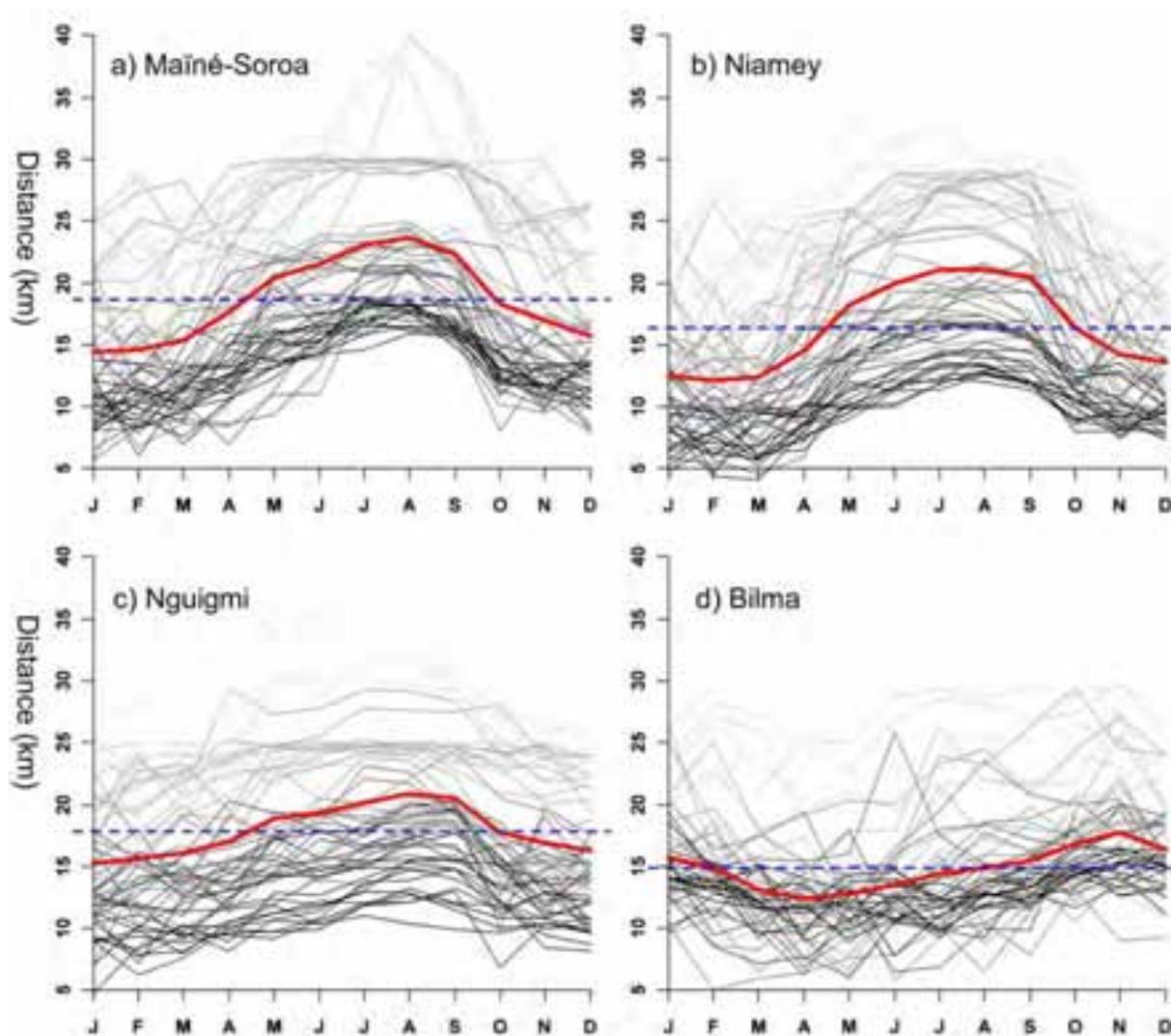


Figure 48 : Régime saisonnier des visibilitées horizontales entre 1950 et 2009.

Mesures de 1950 à 2009 à Maïné-Soroa (a) et à Niamey (b), de 1950 à 2008 à Nguigmi (c) et de 1955 à 2009 à Bilma (d). Chaque année est représentée par une courbe dont les plus anciennes sont en gris et les plus récentes en noir. Les courbes rouges indiquent la structure moyenne des observations et la ligne pointillée bleue, représente la moyenne interannuelle de toutes les observations.

Les stations sahéliennes, qui sont alignées sur un gradient E-W de Nguigmi à Niamey, mettent en évidence un régime commun de l'évolution saisonnière des visibilitées horizontales. Nous avons comparé les cycles saisonniers moyens des visibilitées entre ces 3 stations afin de mettre en évidence l'évolution longitudinale de la baisse de la visibilité. Ainsi sur la figure 49, nous avons appliqué la méthode d'intercorrélation (CCF) afin de mettre en évidence le retard dans l'évolution saisonnière des visibilitées dans ces stations.

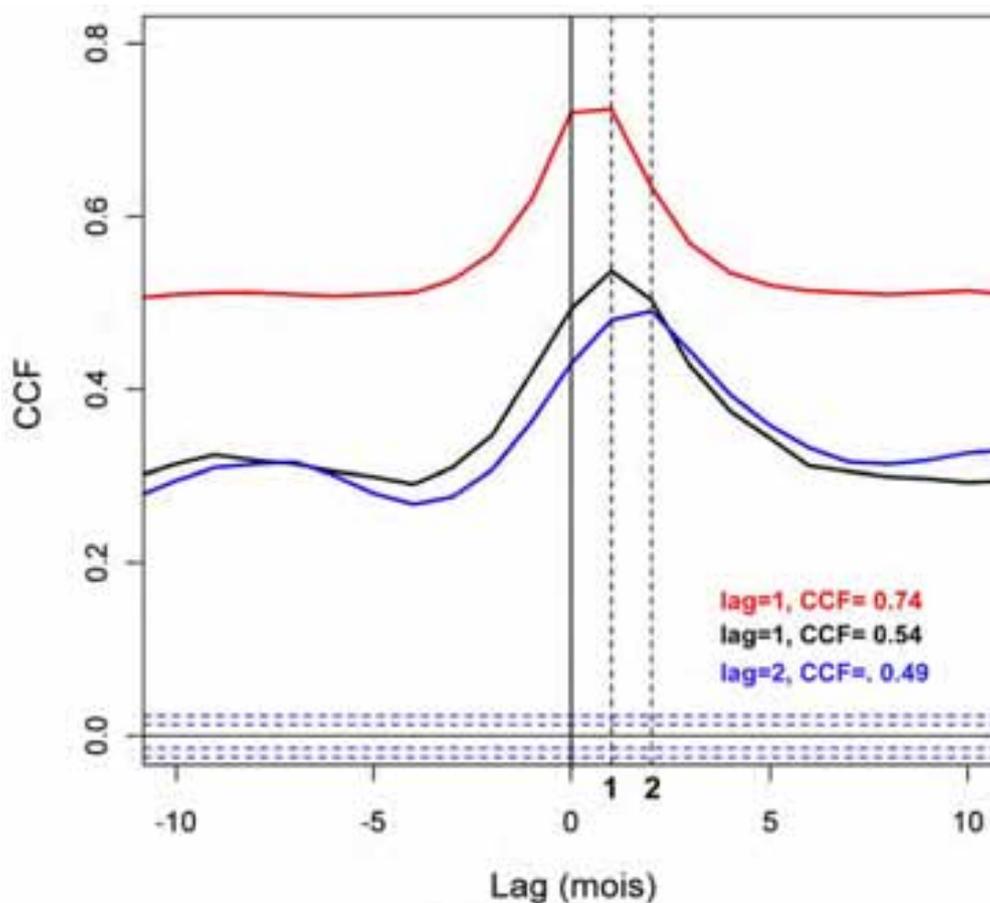


Figure 49 : Mise en évidence des évolutions saisonnières Est-Ouest de la visibilité horizontale

Ce diagramme est construit par méthode d'intercorrélation (CCF) des séries des visibilités moyennes mensuelles observées. Le lag ainsi mis en évidence indique le retard (écart temporel) entre Niamey et Maïné-Soroa (noir), Niamey et Nguigmi (bleu) et entre Maïné-Soroa et Nguigmi (rouge).

Suivant cette figure, la visibilité baisse d'abord à Nguigmi puis à Maïné-Soroa, avec un retard d'1 mois (Les données étant des moyennes mensuelles, le retard ne peut être qu'un multiple de 1 mois. En réalité le retard entre Maïné-Soroa et Nguigmi est inférieur à 1 mois (cf. VII). Les séries de visibilités moyennes mensuelles entre ces 2 stations présentent une corrélation supérieure à 0,7. Entre Maïné-Soroa et Niamey, le retard est de 1 mois ($lag = 1$ mois) avec une corrélation de 0,54. C'est entre Nguigmi et Niamey que le retard est le plus important ($lag = 2$ mois) et que les visibilités moyennes mensuelles sont les moins corrélées. Ceci illustre bien la baisse de la visibilité horizontale selon un gradient longitudinal d'E en W.

3. Évolution mensuelle des différents types de visibilité basse

Dans ces stations les notations de visibilités réduites sont accompagnées souvent d'indications pour préciser le type d'événement météorologique correspondant à l'origine des aérosols dans l'atmosphère locale. Dans cette partie, nous allons d'abord caractériser la fréquence

saisonniers des types d'événements météorologiques liés aux aérosols terrigènes, puis celle des classes de visibilités utilisées dans la région pour caractériser les visibilités réduites (*cf.* partie III, données et méthodes).

Dans cette partie, le nombre d'événements météorologiques correspond au nombre de jours avec au moins un enregistrement d'un tel événement parmi les 3 mesures journalières. Le plus souvent, un même événement peut persister toute la journée et donc être enregistré 3 fois mais il ne comptera donc ici que pour 1 jour. Nous sommes néanmoins conscient qu'en choisissant d'ignorer ces multiples nous risquons éventuellement d'ignorer des événements indépendants de même type se succédant dans la même journée. Par contre, nous compterons 1 fois chaque événement journalier s'ils sont différents (*i.e.* si un même jour enregistre successivement 1 chasse-sable, 1 brume de sable et 1 brume-sèche).

3.1. Types de temps météorologique de visibilité basse

Les types de temps météorologiques sont la brume-sèche, la brume de sable et le chasse-sable. Ce dernier correspond au phénomène de déflation avec mobilisation locale des poussières et leur mise en suspension. La brume-sèche et la brume de sable sont des phénomènes résultants d'un chasse-sable ancien/distal (brume-sèche) ou récent/proximal (brume de sable). Les brumes vont donc renseigner non seulement sur le temps (ancien/récent) mais aussi sur l'origine (distale/proximale) de la mise en suspension.

La figure 50 montre la fréquence saisonnière moyenne de ces phénomènes. Globalement, ces phénomènes météorologiques distinguent les 3 stations sahéliennes (Niamey, Maïné-Soroa et Nguigmi) de la station saharienne (Bilma). Dans les stations sahéliennes, les chasses-sable et les brumes de sable et les brumes-sèches sont observés pendant la saison sèche tandis qu'ils sont quasi-absents pendant la saison des pluies. Au contraire, à Bilma ces phénomènes sont quasiment observés toute l'année, avec souvent des antagonismes par rapport aux 3 autres stations (Fig. 50).

Dans le détail, les chasses-sable sont préférentiellement observés à Nguigmi entre octobre et avril et peuvent atteindre en moyenne 4 événements par mois entre janvier et mars. Ils sont un peu moins fréquents à Maïné-Soroa, mais un peu plus fréquents à Niamey où ils peuvent dépasser 4 événements par mois en janvier et février (Fig. 50 a). A Bilma, par contre, la déflation (chasse-sable) est observée toute l'année même si, elle baisse sensiblement en juillet et août avec en moyenne 2 événements par mois. Le reste de l'année, c'est en mars que les chasses-sable sont les plus importants sur cette station, où la moyenne peut dépasser 6

événements (Fig. 50 a). Les brumes de sable et les brumes-sèches montrent la même répartition saisonnière que les chasses-sable malgré quelques variantes. En effet, contrairement au chasse-sable, à Bilma, la brume de sable est préférentiellement observée pendant la saison des pluies au Sahel, sa fréquence est maximale en juillet (~ 4 observations en moyenne).

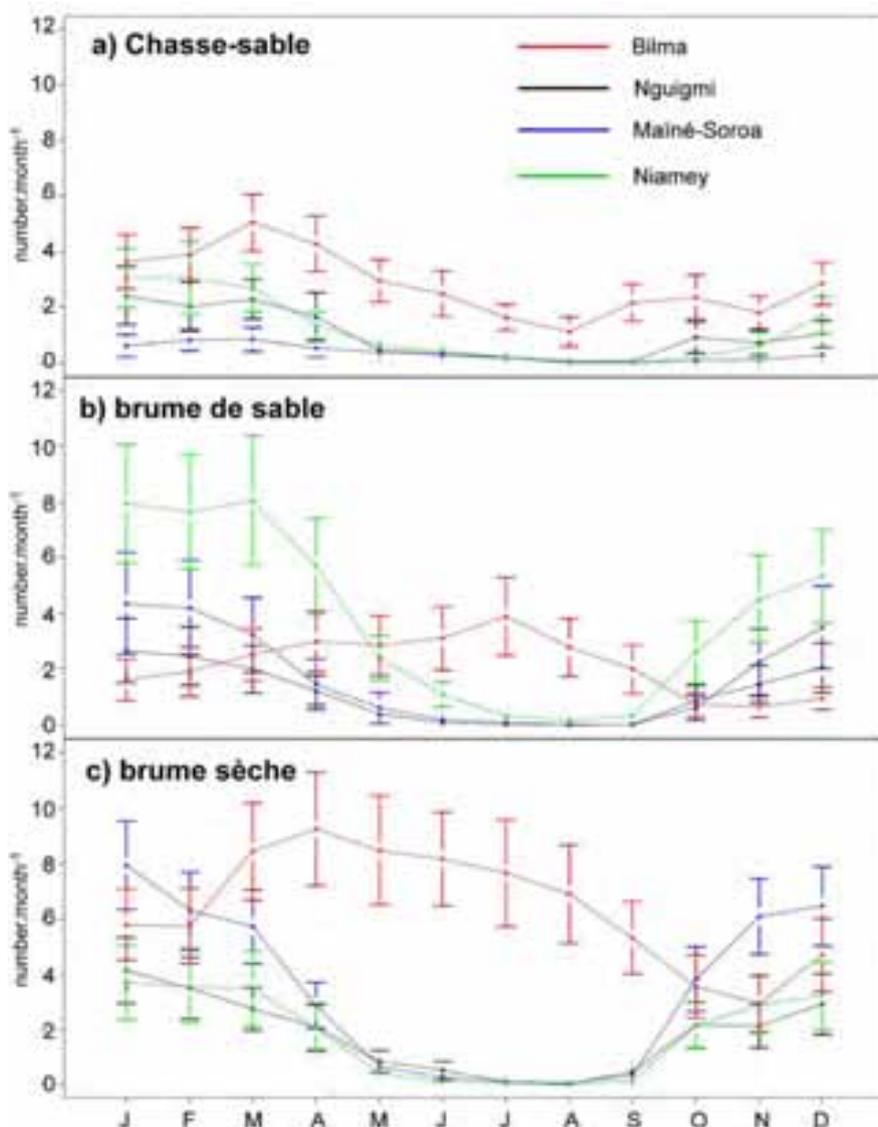


Figure 50 : Fréquences saisonnières des types de temps météorologiques entre 1950 et 2009.

(a) Chasses-sable, (b) brumes de sable et (c) brumes-sèches à Mainé-Soroa (bleu), Niamey (vert), Nguigmi (noir) et Bilma (rouge). Ce diagramme présente le nombre de jours, en considérant les 3 mesures journalières (6h, 12h et 18h) de visibilité horizontale, enregistrant au moins un de ces phénomènes. Ainsi, un même jour peut enregistrer 1 chasse-sable, 1 brume de sable et 1 brume sèche. Les barres verticales représentent l'intervalle de confiance de 95%.

Entre octobre et février la fréquence des brumes de sable est la moins importante à Bilma (Fig. 50 b), au contraire des 3 stations sahéliennes, où la fréquence de la brume de sable est

maximale d'octobre à avril. Ainsi, à Niamey, on mesure jusqu'à 10 observations de brumes de sable par mois entre janvier et mars ; à Maïné-Soroa la fréquence atteint rarement 6 brumes de sable par mois. Des 3 stations sahéliennes, c'est à Nguigmi que ces observations de brumes de sable sont les moins fréquentes avec généralement 4 observations par mois entre décembre et février (Fig. 50 b). Pendant la saison sèche, les brumes-sèches sont les plus fréquentes à Maïné-Soroa (en moyenne 6 enregistrements par mois, jusqu'à 8 en janvier) puis à Niamey et c'est à Nguigmi qu'elles sont les moins fréquentes. A Bilma, c'est entre mars et septembre que le maximum de fréquence des brumes-sèches est observé, ce qui correspond à un cycle quasi-antagoniste de celui des stations sahéliennes (Fig. 50 c).

3.2. Classes de distance de visibilité basse

Les classes de visibilité basse sont définies par des intervalles de distances. On distingue les classes de visibilité Thick Dust Haze (TDH : visibilité ≤ 1 km), Medium Dust Haze (MDH : $1 \text{ km} < \text{visibilité} \leq 5 \text{ km}$) et Light Dust Haze (LDH : $5 \text{ km} < \text{visibilité} < 10 \text{ km}$). Cette classification ne renseigne pas sur le processus à l'origine des poussières, au contraire des enregistrements météorologiques de type de temps. Ces classes renseignent plutôt sur la saturation en aérosols de la basse atmosphère locale.

Comme pour les types de temps météorologiques, les classes de visibilité basse enregistrent un cycle saisonnier qui distingue les stations sahéliennes de Maïné-Soroa, Niamey et Nguigmi de la station désertique de Bilma (Fig. 51). Les TDH (Fig. 51 a) sont les plus fréquentes à Maïné-Soroa et sont concentrées entre octobre et mars. Mais c'est surtout entre novembre et février qu'elles sont les plus fréquentes (plus de 4 observations par mois en moyenne). Cette classe de visibilité est beaucoup moins fréquente dans les autres stations. A Nguigmi, les TDH sont observées sur la même période qu'à Maïné-Soroa, alors qu'à Niamey les TDH sont relativement plus fréquentes pendant la saison des pluies (juin à août) et montrent les valeurs moyennes les plus importantes en juin où elles peuvent atteindre 4 observations. A Bilma, elles sont observées toute l'année mais dépassent rarement 2 observations par mois (Fig. 51 a).

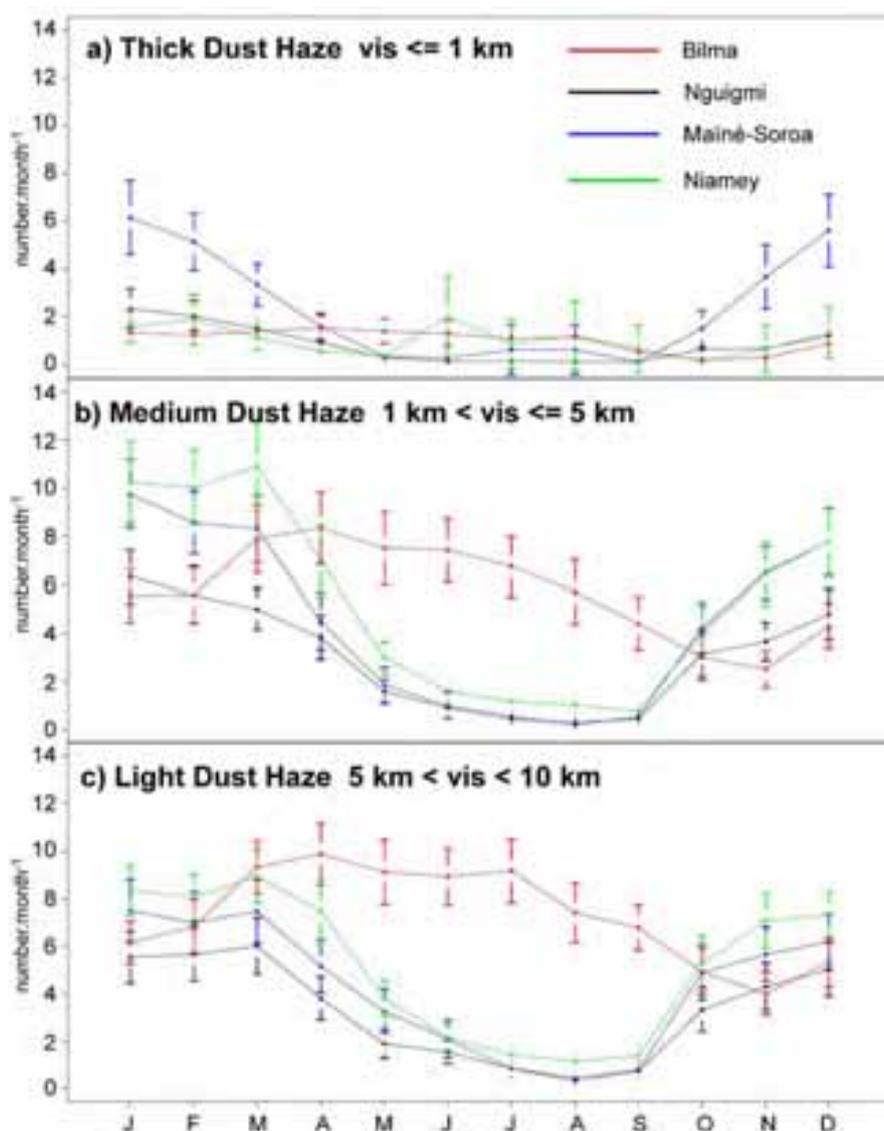


Figure 51 : Fréquences mensuelles des classes de visibilité basse entre 1950 et 2009.

(a) TDH, (b) MDH et (c) LDH à Maïné-Soroa (bleu), Niamey (vert), Nguigmi (noir) et Bilma (rouge). Ce diagramme présente le nombre de jours, en considérant les 3 mesures journalières (6h, 12h et 18h) de visibilité horizontale, enregistrant au moins un de ces phénomènes. Par exemple, un même jour peut enregistrer 1 TDH, 1 MDH et 1 LDH. Les barres verticales représentent l'intervalle de confiance de 95%.

Les classes MDH et LDH (Fig. 51 b et c), présentent des cyclicités semblables aux brumes de sable et brumes-sèches. Pendant la saison sèche, l'importance des fréquences de ces 2 classes de visibilité basse indique un gradient Est-Ouest. Ainsi, les observations des MDH sont les moins fréquentes à Nguigmi (Est) avec une moyenne comprise entre 3 et 7 observations par mois ; à Maïné-Soroa la moyenne est entre 4 et 11 et à Niamey (Ouest), 6 à 13 MDH par mois (Fig. 51 b). Il en est de même pour les LDH. Les prédominances des fréquences entre les stations restent les même que pour les MDH avec des occurrences moins importantes (Fig. 51

c). A Bilma, le cycle saisonnier est quasi-antagoniste de celui des 3 autres stations ; les plus grandes fréquences des MDH et LDH sont observées préférentiellement entre mars et septembre (Fig. 51 b et c).

Ainsi, les types de temps météorologiques (chasses-sable, brumes de sable et brumes-sèches) sont observés préférentiellement pendant la saison sèche dans les stations sahéliennes, au contraire de Bilma, où elles sont observées pendant toute l'année. A Bilma, les classes de visibilité (TDH, MDH et LDH) suivent un cycle quasi-antagoniste, les fréquences les plus importantes sont observées pendant la deuxième partie de la saison sèche et le début de la saison des pluies. Ces observations à Bilma se calquent ainsi sur les phases de montée et retrait du front intertropical (FIT) dans cette région. A Maïné-Soroa, et surtout à Niamey, les TDH observées pendant la saison des pluies peuvent être mises en relation avec les passages de lignes de grains qui caractérisent la saison des pluies au Sahel.

4. Évolution interannuelle des différentes classes de visibilité basse

Les classes de visibilité basse et les types de temps météorologique liés aux aérosols étant observés essentiellement pendant la saison sèche dans les stations sahéliennes, nous présentons les nombres de ces phénomènes par année calendaire. Pour rappel, les données sont les observations à 6h, 12h et 18h et, toujours pour rappel, nous présentons le nombre de jours avec au moins une observation de ces classes de visibilité basse.

4.1. Types de temps météorologique de visibilité basse

Sur la figure 52, sont représentées les nombres annuels d'enregistrements de chasses-sable, brumes de sable et brumes-sèches. Les chasses-sable (Fig. 52 a) sont en moyenne plus fréquents à Bilma, puis à Niamey, à Nguigmi et enfin à Maïné-Soroa. Pendant les décennies 1950 et 1960, les fréquences moyennes des chasses-sable sont les moins importantes sur toutes les stations : 8 à Bilma, 4 à Niamey, 2 à Nguigmi et 1 à Maïné-Soroa (Fig. 52 a). A Bilma, entre 1970 et 1979, on a enregistré en moyenne 77 ($\sigma = 28$) jours de chasses-sable par an. En 1973, 104 chasses-sable ont été enregistrés à cette station. A partir de 1980, ces enregistrements ont substantiellement baissé pour une moyenne de 36 ($\sigma = 15$) chasses-sable par an jusqu'en 2009. Dans les stations sahéliennes, à Niamey et à Nguigmi et, dans une moindre mesure, à Maïné-Soroa, le nombre moyen de chasses-sable augmente fortement à la fin de la décennie 1970. Ainsi, le nombre moyen de jours de chasses-sable atteint 32 ($\sigma = 11$) à Niamey entre 1983 et 2001, 23 ($\sigma = 4$) à Nguigmi entre 1980 et 2008, 8 à Maïné-Soroa entre 1980-2009 (Fig. 52 a). Par rapport à la période précédente, ceci correspond à une

multiplication par un facteur 8 à Niamey et à Maïné-Soroa contre un facteur supérieur à 11 à Nguigmi.

Dans le détail, on remarque que Nguigmi a enregistré entre 1983 et 1985 un total de 184 jours de chasses-sables (respectivement 64, 66, 54), au moment où Niamey et Maïné-Soroa enregistraient respectivement pour la même période, un total de 102 et 55 chasses-sable (Fig. 52 a). Les plus grandes fréquences de chasses-sable à Niamey sont concentrées entre 1992 et 2001 avec une moyenne de 34 jours de chasses-sable par an.

Dans les 4 stations, le nombre de jours de brumes de sable (Fig. 52 b) est très faible pendant les décennies 1950, 1960 et 1970 : 2 jours ($\sigma=1$) en moyenne à Maïné-Soroa entre 1950 et 1986 ; 9 jours ($\sigma=3$) à Niamey entre 1950 et 1982 ; 8 jours ($\sigma=4$) à Bilma entre 1955 et 1988 et 1 jour à Nguigmi entre 1950 et 1980 (Fig. 52 b). C'est aussi à Nguigmi que la fréquence des brumes de sable commence le plus tôt à augmenter (1981) pour atteindre 17 jours ($\sigma=8$) de brumes de sable en moyenne entre 1981 et 1997. La plus grande augmentation est observée à Niamey pour une moyenne de 79 jours ($\sigma=17$) de brumes de sable entre 1983 et 2003, soit une multiplication dépassant un facteur 8.

A Maïné-Soroa, c'est à partir de 1987 seulement que le nombre de jours de brumes de sable a connu une forte augmentation, multiplié par un facteur de 36 par rapport à la période 1950-1976, pour atteindre 76 jours par an ($\sigma=27$) entre 1987 et 1998. Comme pour les stations sahéliennes, à Bilma le nombre moyen de jours de brumes de sable augmente et passe à 61 jours par an ($\sigma=17$) entre 1989-2004. Après ces périodes de hausses, contrairement à Nguigmi et Niamey qui connaissent encore une augmentation du nombre de jours de brumes de sables, à Bilma et Maïné-Soroa ces observations enregistrent ensuite des baisses (Fig. 52 b).

Les plus grands nombres moyens de jours de brumes sèches par an sont concentrés entre 1960 à début 1990 environ. Ainsi, entre 1961 et 1991 à Bilma, en moyenne 116 ($\sigma=47$) jours de brumes sèches sont enregistrés par an, avec un maximum de 223 jours en 1976 (Fig. 52 c) soit une augmentation d'environ 5 fois par rapport à la période 1955-1960. A Maïné-Soroa, le nombre de jours de brume-sèche est passé de 44 ($\sigma=16$) à 68 jours par an ($\sigma=29$) entre 1950-1969 et 1970-1983, avant de baisser à une moyenne de 21 jours ($\sigma=19$) de brume-sèche entre 1984 et 2009 (Fig. 52 c). A Niamey, on retrouve à peu près les mêmes périodes avec les nombres moyens de jours de brume-sèche de 23 jours par an ($\sigma=15$) puis 53 ($\sigma=17$) et 3 ($\sigma=6$). A Nguigmi, les jours de brumes sèches ont d'abord baissé entre 1950-1954 et 1955-1979 passant d'une moyenne de 62 jours par an ($\sigma=8$) jours de brumes sèches à 32 jours ($\sigma=20$).

Puis le nombre de jours de brume-sèche a continué à baisser pendant la période 1980-2008 pour atteindre 7 jours par an ($\sigma=6$).

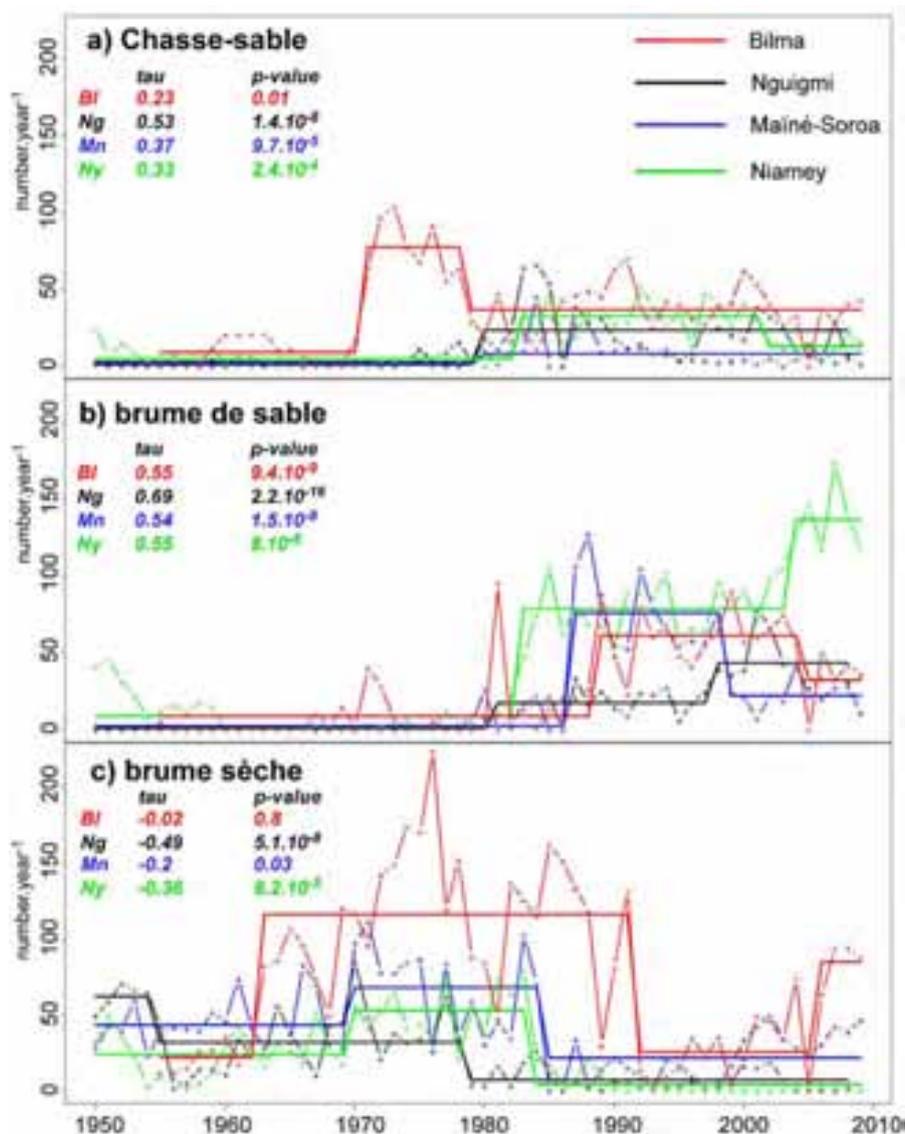


Figure 52 : Évolution du nombre annuel de jours des différents types de temps météorologique de visibilité basse entre 1950 et 2009

La figure présente le nombre de jours de chasses-sable (a), brumes de sable (b) et brumes-sèches (c) : entre 1950 et 2009 à Mainé-Soroa (bleu) et à Niamey (vert) ; entre 1950 et 2008 à Nguigmi (noir) et entre 1955 et 2009 à Bilma (rouge). Le nombre est déterminé à partir des 3 mesures journalières (6h, 12h et 18h) de visibilité horizontale, enregistrant au moins un de ces phénomènes. Les segments représentent les valeurs moyennes périodiques déterminées à l'aide de la segmentation (Hubert, 1989). Les tests de Mann-Kendall sont tous significatifs.

4.2. Classes de distance de visibilité basse

Sur l'ensemble de la période, le nombre de jours par an de TDH (visibilité ≤ 1 km) est globalement plus important à Mainé-Soroa, avec une moyenne de 25 jours, qu'à Niamey avec 5 jours.

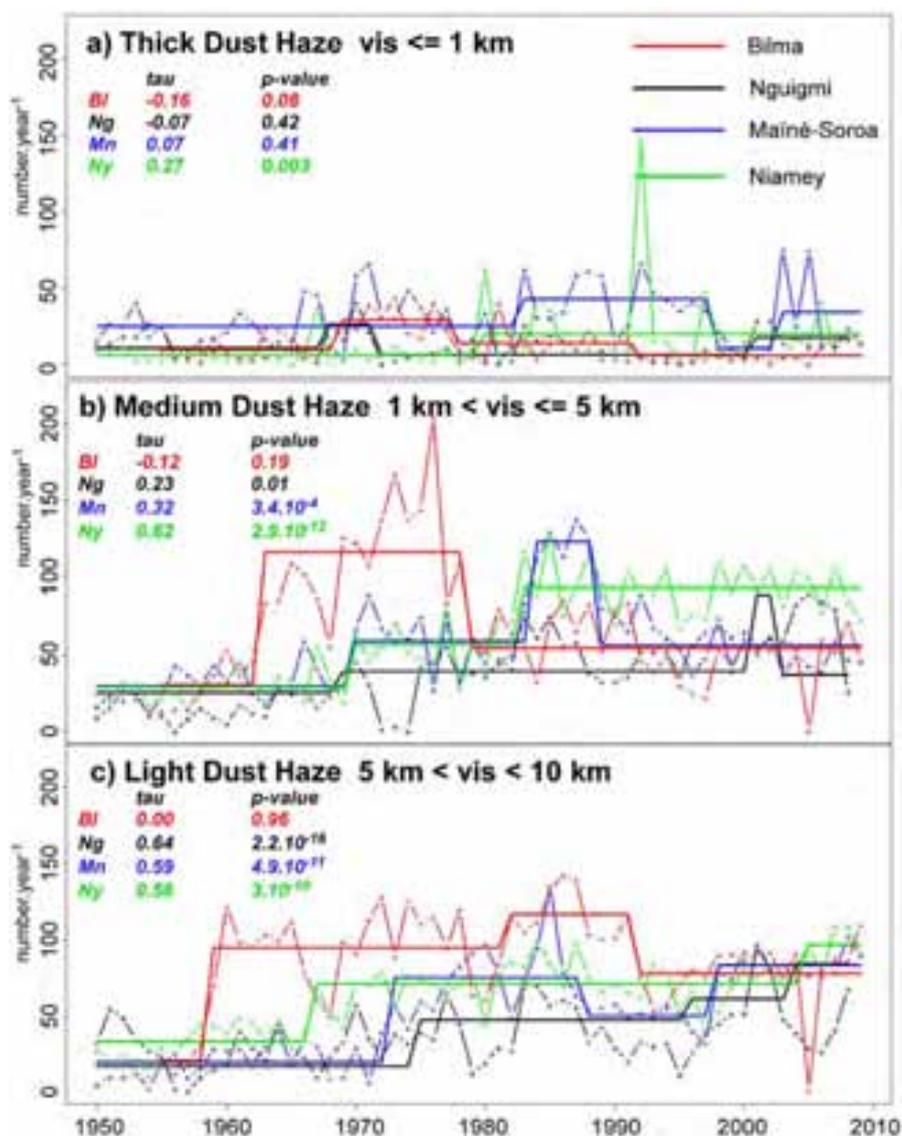


Figure 53 : Évolution du nombre annuel de jours de classes de visibilités basses entre 1950 et 2009.

La figure présente le nombre de jours de TDH (a), MDH (b) et LDH (c) : entre 1950 et 2009 à Maïné-Soroa (bleu) et à Niamey (vert) ; entre 1950 et 2008 à Nguigmi (noir) et entre 1955 et 2009 à Bilma (rouge). Le nombre est déterminé à partir des 3 mesures journalières (6h, 12h et 18h) de visibilité horizontale, enregistrant au moins un de ces phénomènes. Les segments représentent les valeurs moyennes périodiques déterminées à l'aide de la segmentation (Hubert, 1989). Les tests de Mann-Kendall sont tous significatifs.

Dans le détail, à Maïné-Soroa, le nombre moyen de jours de TDH a augmenté de 25 entre 1950 et 1982 à 42 entre 1983 et 1997. Il baisse ensuite à 10 entre 1998 et 2002, mais depuis 2003 il a encore augmenté pour atteindre 34 jours par an (Fig. 53 a). A Niamey, on distingue la période 1950-1979 avec 6 jours de TDH en moyenne, et la période 1980-2009 qui est marquée par une hausse significative du nombre moyen de jours de TDH à 19 par an.

A Bilma et à Nguigmi, les nombres maximum de jours de TDH sont observés respectivement entre 1969 et 1977 avec en moyenne 29 jours par an et entre 1968 et 1971 avec 26 jours. Pour les autres périodes, à Bilma le nombre moyen de jours est de 13 entre 1978 et 1991. A Nguigmi, c'est à partir de 2001 que le nombre moyen a augmenté par rapport à la précédente période, pour atteindre 17 jours de TDH (Fig. 53 a).

Pour la classe des visibilités comprises entre 1 et 5 km (MDH, Fig. 53 b), à Nguigmi le nombre de jours moyen est passé de 25 à 39 entre 1950-1968 et 1969-2000. A Bilma, le nombre moyen est passé de 30 à 116 entre 1950-1962 et 1963-1978. Puis, entre 1979 et 2009, le nombre moyen de jours a baissé fortement, avec 54 jours par an. A Maïné-Soroa et à Niamey 29 jours de MDH sont observés en moyenne entre 1950 et 1969. Par la suite, sur ces deux stations, le nombre de jours a considérablement augmenté pour atteindre 59 à Maïné-Soroa entre 1970 et 1983 et 56 à Niamey entre 1970 et 1982. Entre 1983 et 2009, l'occurrence des MDH a augmenté à Niamey pour atteindre à 94 jours par an. A Maïné-Soroa aussi, le nombre de jours a augmenté, soit 123 jours entre 1984 et 1988 avant de baisser à 56 jours par an pour la période 1989-2009 (Fig. 53 b).

Pour les LDH (visibilité comprise entre 5 et 10 km), c'est à Bilma qu'on retrouve les nombres de jours moyens de LDH les plus importants. Sur cette station, d'une moyenne de 20 jours entre 1955 et 1958, ce nombre est passé à 95 entre 1959 et 1981. Il atteint même 117 jours entre 1982 et 1991. Dans les autres stations, c'est Niamey qui a connu en premier la hausse du nombre moyen de jours de LDH (Fig. 53 c). Ce nombre est passé de 33 entre 1950 et 1967 à 71 jours entre 1968 et 2004. A Maïné-Soroa, entre 1950-1972 et 1973-1987, le nombre moyen de jours est passé de 19 à 75 et il est de 84 depuis 1998. A Nguigmi, le nombre de jours de LDH est en constante augmentation. Il passe de 16 entre 1950 et 1974 à 48 entre 1975 et 1996, 62 entre 1997 et 2003 et 85 entre 2004 et 2008 (Fig. 53 c).

Une rapide comparaison montre qu'il n'y a pas de correspondance exacte entre les types de temps météorologiques (Fig. 52) et les classes de distance de visibilité (Fig. 53). La plus grande différence concerne les *Medium Dust Haze* qui comprennent probablement des phénomènes de brume-sèche et peut même de chasse-sable en plus des brumes de sable. On peut se demander s'il y a toujours eu la même correspondance entre la vitesse du vent et les mises en suspension des poussières qui réduisent les visibilités entre les différentes périodes (humide, aride et récente). Autrement dit, quelles modifications les sécheresses ont-elles apportées ?

5. Relations vent-visibilité

5.1. Les stations sahéniennes

Les visibilités baissent pendant la saison sèche dans ces stations où s'observent alors l'essentiel des types de temps météorologiques de visibilité basse. Cette saison entre novembre et mars est marquée par la prédominance des vents secs, d'harmattan, de directions N, NNE, NE, ENE, E sur les stations de Maïné-Soroa, Niamey et Nguigmi. A Bilma, les visibilités sont basses toute l'année et ces vents secs y sont observés toute l'année également. Les observations de visibilités basses coïncident ainsi avec les vents secs. Dans cette partie, nous comparons les visibilités et les vitesses des vents moyens correspondants. Ainsi, la saison sèche définie par les mois de novembre à mars, se retrouvant à cheval sur 2 années calendaires, nous avons considéré les mois de novembre à décembre d'une année X et les mois de janvier à mars de l'année X+1. Soit, par exemple, novembre et décembre 1950 + janvier à mars 1951.

Sur la figure 54, sont représentées les visibilités moyennes de saison sèche (novembre à mars) et les vitesses moyennes des vents correspondant pour les stations sahéniennes de Maïné-Soroa, Nguigmi et Niamey. En moyenne, les visibilités sont les plus importantes à Nguigmi, 16,1 km ($\sigma= 8,1$) et c'est à Niamey qu'elles sont les plus faibles, 12,9 km ($\sigma= 8,4$). On observe une relation entre la baisse de la visibilité et l'augmentation de vitesse des vents (Fig. 54). Les seuils de vitesses correspondant aux visibilités en-dessous de la moyenne saisonnière sont d'environ 3,5 m.s⁻¹ à Niamey, 4 à Nguigmi et 5 à Maïné-Soroa sur la période 1950-2009. Au-delà de ces seuils, la baisse de visibilité moyenne est très progressive à Niamey alors qu'elle est plus brutale à Nguigmi. A Maïné-Soroa elle est d'abord peu sensible, puis très brutale au-delà de 8 m.s⁻¹ (Fig. 54).

Visibilités moyennes et seuils de vitesse ont varié au cours du temps (Fig. 55). Ainsi sur la période 1950-1969 (période humide), les visibilités moyennes étaient de 22,1 km ($\sigma= 9,6$) à Maïné-Soroa, 22,2 km ($\sigma=7,8$) à Nguigmi et de 18,7 km ($\sigma= 9$) à Niamey. Entre 1970 et 1992, elles sont passées à 12,6 km ($\sigma= 8,5$) à Maïné-Soroa, 14,6 km ($\sigma= 6,6$) à Nguigmi et 11,2 km ($\sigma= 7,1$) à Niamey (Fig. 55 a1, b1, c1 et a2, b2 et c2).

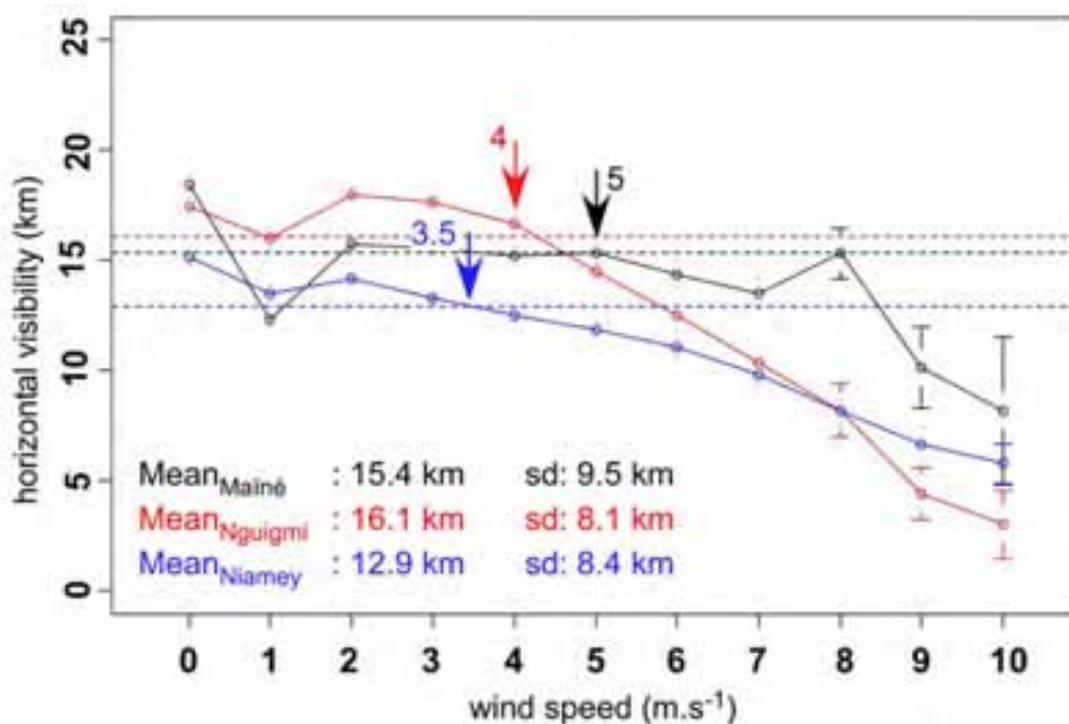


Figure 54 : Relation entre visibilité horizontale et vitesse des vents de novembre à mars entre 1950 et 2009.

Ces courbes représentent les valeurs moyennes des visibilités en fonction des vitesses des vents observées à Maïné-Soroa (noir), Nguigmi (rouge) et Niamey (bleu). Elles sont construites à partir des 3 observations journalières de novembre à mars (novembre et décembre année X et janvier à mars année X+1). Les barres verticales correspondent aux intervalles de confiance de 95%. Les lignes pointillées indiquent les valeurs moyennes en saison sèche de la visibilité horizontale pour chacune des stations. Les vitesses de vent supérieures à 10 m.s⁻¹ sont inférieures à 1% des mesures pendant cette période et donc ont été ignorées sur ces graphiques afin d'uniformiser la comparaison.

Néanmoins, ces baisses considérables de la visibilité moyenne ne correspondent pas à des hausses proportionnelles de la vitesse des vents. Le seuil de vitesse au-delà duquel la visibilité est inférieure à la moyenne interannuelle passe de 2 à 3 m.s⁻¹ à Maïné-Soroa, 3 à 4 m.s⁻¹ à Nguigmi et 3,5 à 4 m.s⁻¹ à Niamey. Toutefois, la visibilité en période humide (Fig. 55 a1, b1 et c1) diminuait très peu avec l'augmentation de la vitesse au-delà du seuil de visibilité moyenne, jusqu'à un décrochage assez brutal vers 8 m.s⁻¹ à Maïné-Soroa et Nguigmi et 6 m.s⁻¹ à Niamey. En période aride (Fig. 55 a2, b2 et c2) au-delà du seuil de visibilité moyenne, la visibilité diminue immédiatement proportionnellement à la vitesse. Une interprétation possible serait de considérer que l'aridité, en diminuant le couvert végétal et donc la rugosité du substrat, a facilité l'action du vent.

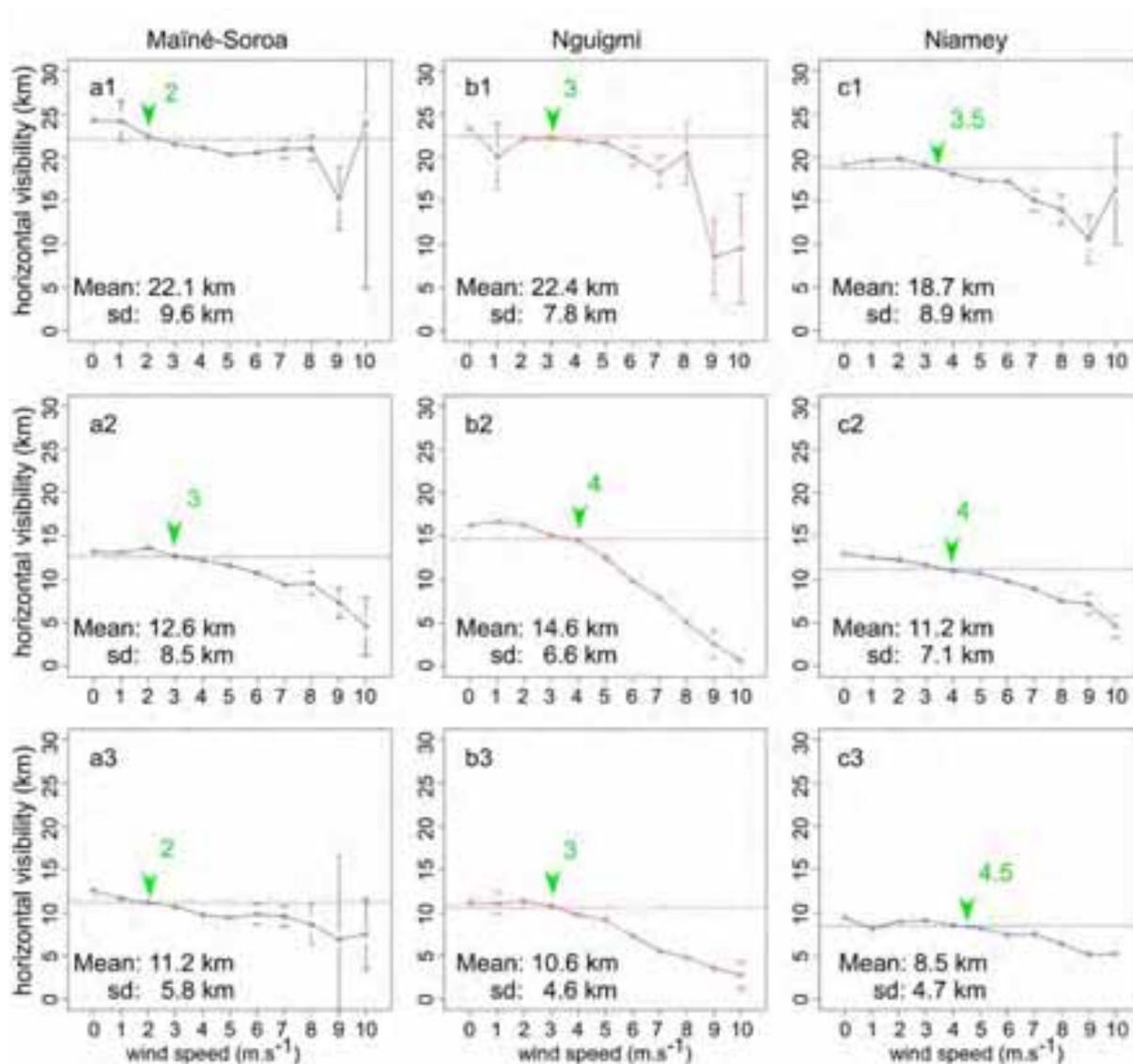


Figure 55 : Relation entre visibilité horizontale et vitesse des vents de novembre à mars entre 1950 et 2009.

Ces courbes représentent des valeurs moyennes des visibilités en fonction des vitesses des vents observées à Mainé-Soroa (a), Nguigmi (b) et Niamey (c) suivant les périodes 1950-1969 (1) ; 1970-1992 (2) et 1993-2009 (3). Elles sont construites à partir des 3 observations journalières de novembre à mars (novembre et décembre année X et janvier à mars année X+1). Les barres verticales correspondent aux intervalles de confiance de 95%. Les lignes pointillées indiquent les valeurs moyennes saisonnières de visibilité horizontale pour chacune des stations. Les vitesses des vents supérieures à 10 m.s⁻¹ sont inférieures à 1% des observations pendant cette période et donc ont été ignorées.

Pour la période 1993-2009, les visibilités moyennes ont encore baissé (Fig. 55 a3, b3 et c3). A Niamey, le seuil de la vitesse correspondant à la visibilité moyenne augmente légèrement (de 4 à 4,5 m.s⁻¹), mais à Nguigmi et à Mainé-Soroa, il baisse et revient à sa valeur de 1950-1969.

Pour les 3 stations, on observe une diminution de la baisse de la visibilité en fonction de la vitesse du vent (les courbes s'éloignent moins et moins rapidement de la visibilité moyenne). Est-ce l'amorce d'un arrêt de la dégradation du milieu ?

5.2. La station de Bilma

Bilma, en zone désertique, présente une caractéristique particulière. En effet, dans cette station, les visibilités basses et les types de temps météorologiques caractéristiques de la présence de poussières dans l'atmosphère locale sont observés préférentiellement entre mars et août pour les brumes de sable et brumes-sèches et presque toute l'année pour les chassesables. En saison des pluies, les poussières qu'on observe à Bilma semblent être celles qui sont refoulées par le front intertropical lors de sa remontée vers le Nord. Donc, les poussières mobilisées sont observées dans cette station parce que la vitesse des vents d'Harmattan baisse pendant cette saison. En ce qui concerne les zones-source situées plus au Nord et qui ne sont pas concernées par la saison des pluies, ce sont les changements des vents de surface qui sont à l'origine du cycle saisonnier des aérosols (Ozer, 2001).

Sur la figure 56, sont représentées les visibilités moyennes sur toute l'année avec les vitesses de vent correspondantes. On a distingué les mêmes périodes que celles utilisées pour les autres stations. En moyenne, sur la période 1955-2009, les visibilités sont les plus hautes pour les vitesses de vents inférieures à $4,3 \text{ m.s}^{-1}$. Dans le détail, la période 1955-1969 se distingue des autres périodes avec les visibilités moyennes les plus hautes pour un seuil de vitesse inférieur à 3 m.s^{-1} . Ce seuil augmente pour la période aride pour atteindre $4,6 \text{ m.s}^{-1}$ (1970-1992) et continue son augmentation pour la période 1993-2009 jusqu'à $5,8 \text{ m.s}^{-1}$. Au-delà de 7 m.s^{-1} , les baisses de visibilité à Bilma semblent similaires entre les différentes périodes (Fig. 56).

En comparant la visibilité horizontale à Bilma, par rapport aux 3 périodes délimitées dans les stations sahéliennes, la visibilité semble moins varier pour les vitesses les plus grandes (Fig. 56). Ainsi, Bilma est moins affectée par les changements environnementaux, conséquences des sécheresses.

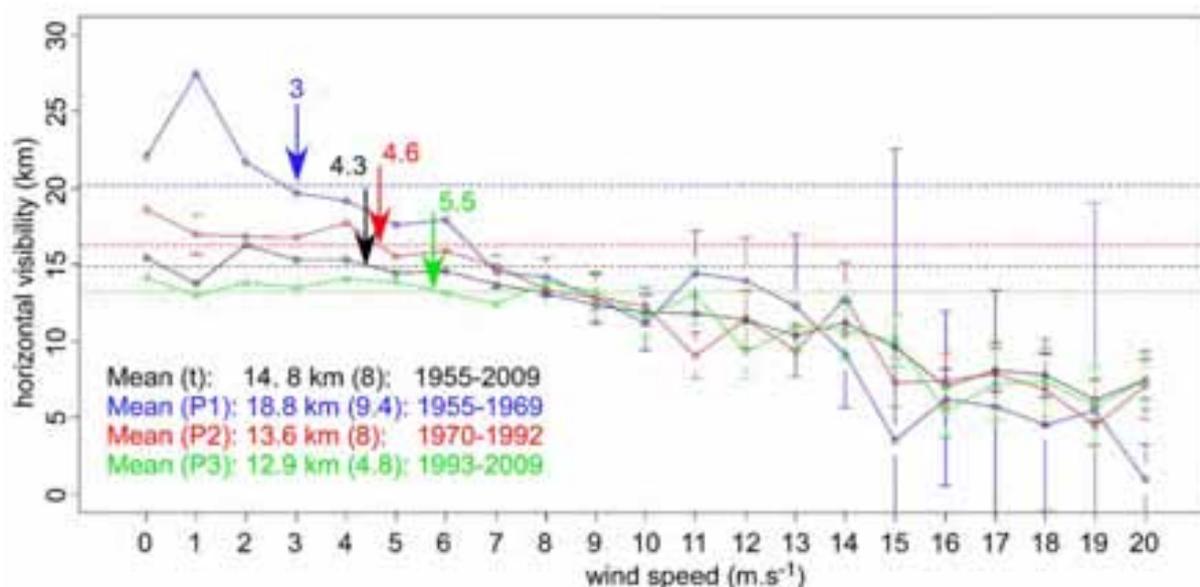


Figure 56 : Relation entre visibilité horizontale et vitesse des vents entre 1955 et 2009 à Bilma

Les courbes représentent les valeurs des visibilités en fonction des vitesses des vents à Bilma suivant les périodes 1955-1969 (bleu) ; 1970-1992 (rouge) et 1993-2009 (vert). Elles sont construites à partir des 3 observations journalières. Les barres verticales correspondent aux intervalles de confiance de 95%. Les lignes pointillées indiquent les valeurs moyennes annuelles de visibilité horizontale pour chacune des périodes.

6. Conclusion

Cette partie a été consacrée à l'analyse des visibilités horizontales en les comparant à la pluviométrie et aux vents observés à 6h, 12h et 18h entre 1950 et 2009. Les visibilités moyennes présentent un cycle saisonnier similaire à celui des précipitations dans les stations sahéliennes (Niamey, Maïné-Soroa et Nguigmi). En effet, les visibilités moyennes sont plus importantes en été (juin à septembre) et plus basses en hiver (octobre à avril). Elles présentent les valeurs minimales saisonnières entre novembre et mars. Au contraire de ces stations sahéliennes, à Bilma en zone désertique, les visibilités moyennes délimitent plutôt un cycle inverse. En effet, c'est pendant la période de février à août que les visibilités moyennes sont les plus basses.

Les visibilités basses correspondent à différents types de temps météorologiques (code vv), dont les plus grandes fréquences coïncident avec la saison d'hiver. Les classes de visibilité définies par les distances observées se superposent aux observations des types de temps météorologiques. Elles distinguent la station de Niamey, où les classes de visibilités inférieures à 1 km sont les plus fréquentes pendant la saison des pluies. Ces observations sont assimilables aux passages de lignes de grains qui coïncident avec ces horaires de mesures.

L'évolution interannuelle des visibilités horizontales montre de fortes baisses qui peuvent être mises en relation avec les sécheresses observées au Sahel. Toutes les stations sahéliennes présentent une tendance à la baisse des visibilités à la fin des années 1960. D'autres périodes de baisse importante sont observées sur les stations de Maïné-Soroa et Niamey et coïncident avec les deuxièmes sécheresses du début des années 80 au Sahel. Ces baisses de visibilité sont surtout la conséquence des fortes augmentations des phénomènes de chasses-sables, brumes de sable et brumes sèches dans ces stations. L'analyse de la relation entre les vitesses des vents et les visibilités horizontales pendant la saison sèche, montre une augmentation du seuil de vitesse pour les visibilités inférieures à la moyenne entre la période humide (1950-1969) et la période aride (1970-2009). C'est pendant cette période aride que le nombre d'observations de jours de phénomènes typiques des visibilités basses sont les plus importants.

Lorsqu'on examine la chronologie des variations (Fig. 52 et 53) on constate à Bilma, une augmentation des brumes-sèches et des MDH dès le début des années 1960. A Bilma, les LDH augmentent brusquement avant 1960. On pourrait penser que les mécanismes du changement climatique sont plus précoces que ce qui est généralement admis sur la base de la seule évolution pluviométrique. Ces mécanismes affecteraient logiquement d'abord les zones les plus sensibles à l'érosion éolienne. A Bilma, on remarque également que l'augmentation des phénomènes météorologiques de chasses-sable, responsables de la mise en suspension des particules n'est importante et significative qu'en 1970. Autrement dit, la dégradation de la visibilité à Bilma serait-elle à rechercher dans la mobilisation des particules d'une autre zone source encore plus fragile, située en amont des trajectoires éoliennes d'échelle continentale, au Sahara central ?

Pour les stations sahéliennes (Nguigmi, Maïné-Soroa et Niamey), on observe une augmentation quasi-concomitante des LDH, MDH et brumes-sèches vers 1970, au début de la grande sécheresse (Fig. 52 et 53). Cependant, l'augmentation des chasses-sable ne concernant pas ces stations (au contraire de Bilma), on doit supposer que l'augmentation des poussières en suspension vient d'une augmentation de la dynamique éolienne au sol en amont de ces stations, au Bodélé par exemple.

Ce n'est qu'au début des années 1980 qu'on observe une augmentation des chasses-sable à Nguigmi et Maïné-Soroa puis à Niamey (Fig. 52). Cette augmentation est concomitante d'une seconde période de sécheresse (Fig. 27). Elle se remarque bien à Maïné-Soroa et Niamey avec une brusque augmentation des MDH (Fig. 53) qui correspond également à une baisse notable de la visibilité annuelle (Fig. 47). Le fait que ces variations n'affectent pas Nguigmi ni Bilma

(Fig. 47 et 53) pourrait être mis en relation avec le gradient climatique : la détérioration environnementale affecte les zones qui peuvent encore subir une détérioration. Nguigmi, et encore plus Bilma, ont déjà franchi ce seuil de détérioration.

Par ailleurs, on observe que Niamey se distingue des autres stations sahéliennes. Les MDH ne diminuent pas vers 1990 et on observe même une augmentation des LDH et des brumes de sable dans les années 2000. On pourrait être tenté d'y voir la conséquence d'un supplément de dégradation de l'environnement ? Cela pourrait être en relation avec l'explosion démographique de cette région et la surexploitation des milieux naturels qui s'en est suivi (Abdourhamane, 2011).

Un examen plus détaillé de l'évolution de la visibilité à Nguigmi et Maïné-Soroa va nous permettre de poursuivre ces réflexions.

VII. Dynamique éolienne et visibilité horizontale dans la partie occidentale du bassin du lac Tchad (Maïné-Soroa et Nguigmi) : variations à l'échelle journalière.

1. Introduction

Les stations concernées sont situées dans la partie occidentale du bassin du lac Tchad. Elles s'alignent globalement sur une trajectoire NE-SW (Nguigmi - Maïné-Soroa). Dans la partie précédente, nous avons vu que la visibilité horizontale baisse fortement sur les stations de Maïné-Soroa et Nguigmi à partir de la décennie 1970 et que ces baisses sont synchrones de la baisse des précipitations dans la région. Nous avons vu également la proximité de ces stations avec la plus importante source de poussière au monde, la cuvette du Bodélé au Nord du Tchad. Avec les sécheresses, ces stations ont connu une augmentation importante des phénomènes de déflation. Cette hausse des phénomènes de déflation est observée sur la majorité des stations en Afrique de l'Ouest (Ozer, 2000). Nous analyserons ici la période 1950-1992 qui est la seule pour laquelle les observations des vents et des visibilités horizontales soient complètes. En effet, la station de Maïné-Soroa a connu des problèmes techniques avec plusieurs interruptions des mesures de vitesse et de direction des vents entre 1993 et 2000.

On distingue globalement la période 1950-1970 avec des visibilités hautes, de la période 1971-1992 marquée par une baisse de la visibilité (Fig. 57). Maïné-Soroa enregistre les plus basses visibilités pendant les années 1984 à 1992 alors que les faibles visibilités sont stabilisées à Nguigmi dès 1971 (Fig. 57 a et b). Cette distinction des périodes est aussi observée pour les vitesses moyennes annuelles des vents sur ces 2 stations (Fig. 31). Après, 1970 et jusqu'à la fin de la décennie 1980, on a observé une hausse des vitesses moyennes qui est particulièrement marquée à Nguigmi (Fig. 31 b). Cette période coïncide avec une période aride dans toute la région, marquée par une hausse significative des observations de vents de saison sèche sur les 2 stations (Fig. 32 et Fig. 33). La visibilité horizontale et les vents dans cette région ont des caractéristiques saisonnières. En effet, pendant la longue saison sèche, qui dure 8 à 9 mois, ces stations enregistrent des vents secs d'harmattan qui coïncident avec les visibilités les plus basses de l'année. Pendant la saison des pluies, les vents humides de mousson sont observés et coïncident avec les visibilités horizontales les plus hautes (Fig. 29 et Fig. 48).

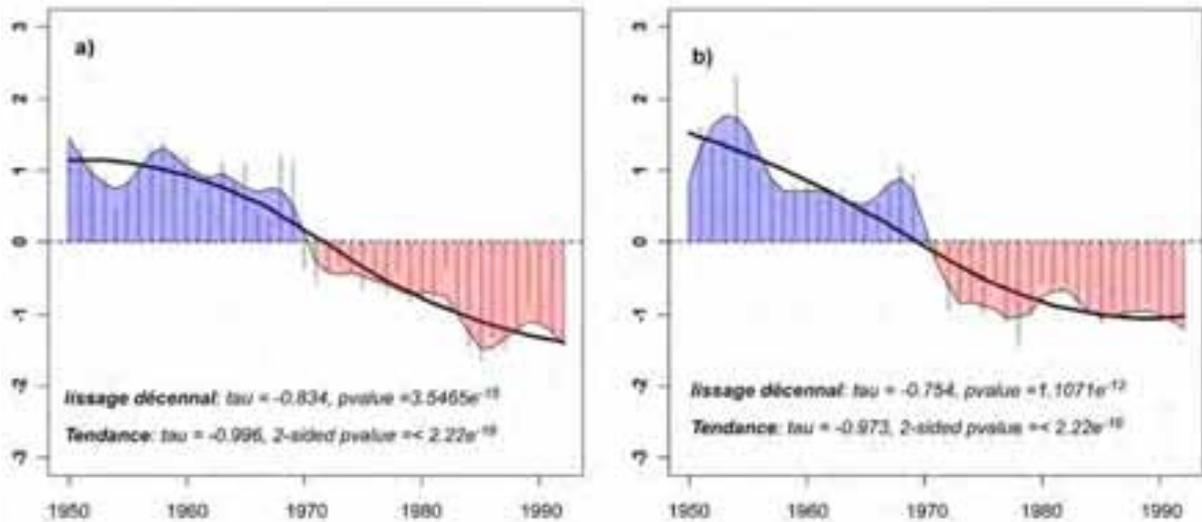


Figure 57: Variabilité des visibilités moyennes annuelles entre 1950 et 1992

A Maïné-Soroa (a) et à Nguigmi (b), les moyennes annuelles des visibilités sont calculées à partir des 3 observations journalières (6h, 12h et 18h). Les séries annuelles ont été ensuite centrées réduites. Puis nous appliquons un lissage décennal (courbe délimitant les deux périodes humide (bleu) et aride (rouge) ; la courbe en gras (noir) représente la tendance. Les séries sont significatives au test de Mann-Kendall.

Le vent est l'agent principal de la mobilisation des poussières mais aussi celui du transport des particules mobilisées. L'objectif de cette partie est d'analyser les liens entre les variations de vitesse des vents et de la visibilité horizontale à partir des mesures météorologiques. L'analyse concernera d'abord les deux grandes périodes 1950-1969 (humide) et 1970-1992 (aride). Puis nous focaliserons l'analyse sur les périodes courtes de 4 ans chacune, caractérisées comme périodes humides et arides à partir de la pluviométrie à Maïné-Soroa (Fig. 27). Ces 4 périodes ont été distinguées et décrites dans la partie IV. Cette échelle d'analyse nous permettra d'apprécier le temps de réaction entre la baisse des précipitations et les phénomènes de déflation.

2. Cycle diurne des visibilités horizontales et des vitesses des vents.

Le type de données dont nous disposons (*cf.* partie III) nous permet d'aborder la variabilité à l'échelle journalière et intra-journalière. Ainsi sur la figure 58, sont représentées les variations moyennes journalières des visibilités horizontales et des vitesses des vents à 6h, 12h et 18h à Maïné-Soroa et à Nguigmi de 1950 à 1992.

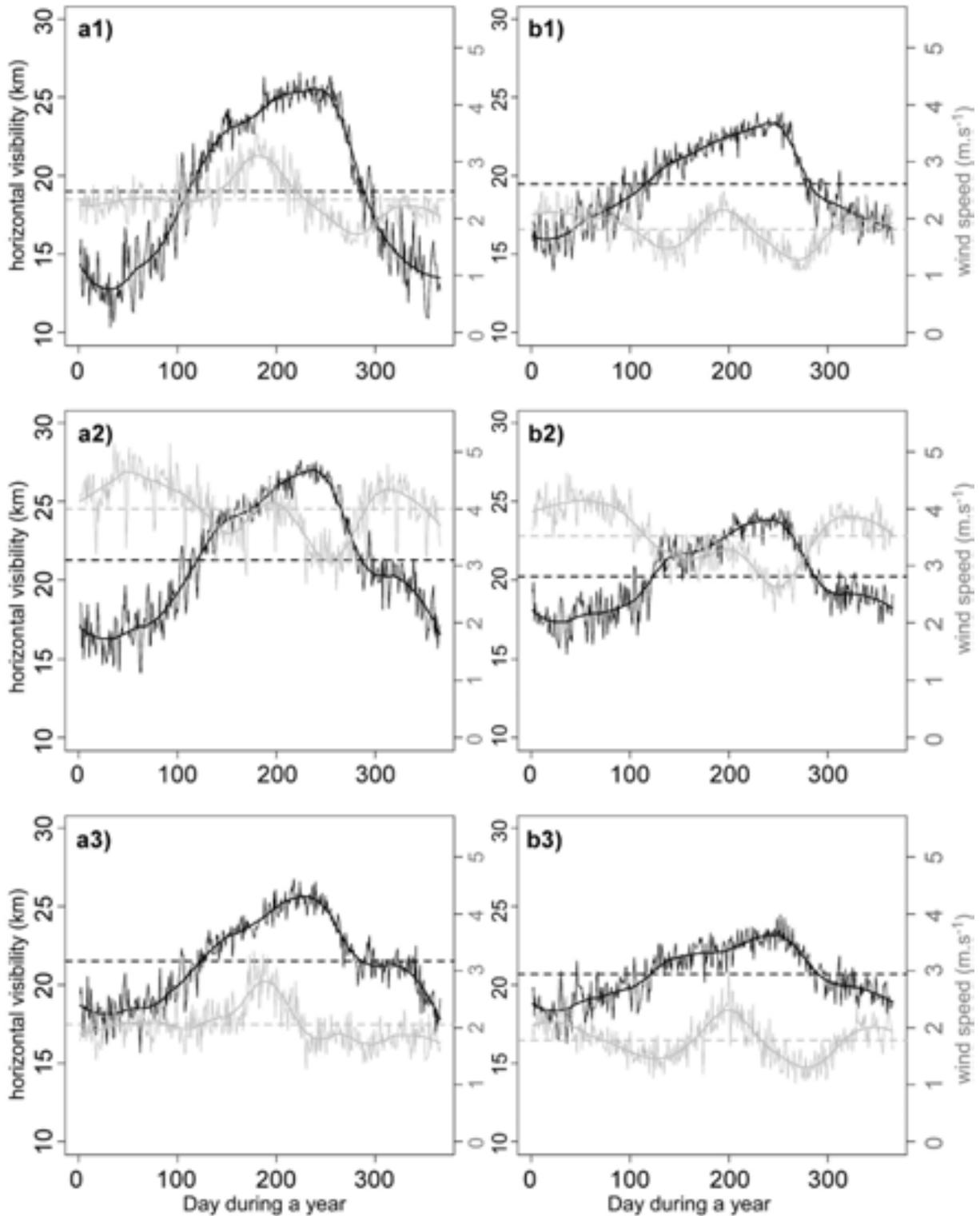


Figure 58 : Régime moyen journalier à différentes horaires de mesure de la vitesse des vents et de la visibilité horizontale entre 1950-1992.

Maïné-Soroa (a) et Nguigmi (b) à 6h (1), 12h (2) et à 18h (3). Nous avons calculé des moyennes (courbes à fortes fluctuations) pour chaque jour de l'année sur toute la période 1950-1992 pour les visibilités horizontales (noir) et les vitesses des vents (gris). Les courbes en gras représentent les lissages à 60 jours, ce lissage a été appliqué à la série moyenne. La ligne horizontale (tirés) représente la moyenne annuelle.

Nos mesures indiquent des vitesses de vent qui augmentent entre 6h et 12 avant de baisser à 18h. Or, la mobilisation des poussières à ces latitude est intimement liée au cycle diurne des vents de surface, qui atteignent leurs maxima au début et en milieu de matinée et s'affaiblissent dans l'après-midi (Ozer, 2001 ; Washington *et al.*, 2006; Todd *et al.*, 2007; Schepanski 2008).

Sur les deux stations, les visibilités horizontales présentent des variations saisonnières. Les visibilités horizontales isolent les visibilités hautes, observées pendant la saison des pluies, des visibilités basses propres à la saison sèche, à toutes les heures d'observations (Fig. 58). C'est aux observations de 6h que les visibilités sont en moyenne les plus faibles. Les vents, quant à eux, isolent la saison des pluies de la saison sèche par les baisses de vitesse moyenne (*cf.* partie IV). En saison sèche, on peut supposer que la baisse de la visibilité répond aux hausses de vitesse des vents. En effet, sur les 2 stations, aux observations de 12h, les maxima de vents observés en saison sèche, coïncident avec les visibilités horizontales minimales. Pendant la saison des pluies, cette relation ne semble pas exister. En effet, les maxima des vitesses de vents observées pendant cette saison précèdent les maxima des visibilités horizontales (Fig. 58 a2 et b2). En moyenne, le décalage de visibilité maximale par rapport aux vitesses maximales est de 48 jours ($\sigma= 6$) à Maïné-Soroa et 44 jours ($\sigma= 4$) à Nguigmi (Fig. 58). En moyenne, à ces heures d'enregistrement, en toute saison, les vitesses des vents sont plus importantes à Maïné-Soroa qu'à Nguigmi sauf à 18h en saison sèche.

Par contre en saison sèche, à toutes les heures les visibilités sont plus faibles à Maïné-Soroa qu'à Nguigmi. Pour les visibilités horizontales, elles sont plus grandes à Maïné-Soroa qu'à Nguigmi en saison humide mais plus faibles à Maïné-Soroa qu'à Nguigmi en saison sèche. Rappelons que la saison sèche est marquée à Maïné-Soroa et à Nguigmi par une large prédominance des vents de N, NE et E (Fig. 29).

Rappelons également que ces 2 stations sont situées en aval de la trajectoire éolienne passant par le Bodélé où le maximum d'émission des grands panaches de poussière est observé entre janvier et mars (Washington *et al.*, 2006 ; Fig. 20). Et nous observons également, les plus basses visibilités à toutes les heures en début d'année à Maïné-Soroa et à Nguigmi.

3. Cycles moyens journaliers

Nous utiliserons ici les moyennes journalières calculées à partir des observations de 6h, 12h et 18h.

Les variations moyennes interannuelles de visibilité horizontale (Fig. 57) distinguent la période 1950-1970 (humide) avec les visibilités hautes, de la période 1971-1992 (aride) avec les visibilités basses. Cette structuration interannuelle indique un fort changement des processus. En effet, la période aride est particulièrement marquée dans ces stations par une hausse des fréquences des phénomènes météorologiques provoquant la déflation (Fig. 52 et Fig. 53) comme de façon générale dans toute la région (Ozer, 2001). Nous allons donc comparer les cycles moyens journaliers de visibilité horizontale et de vitesse du vent des périodes 1950-1970 et 1971-1992 (Fig. 59). A ces cycles, nous avons appliqué la segmentation qui permet d'identifier les moyennes saisonnières homogènes.

La visibilité horizontale délimite 3 segments significatifs sur les deux stations. Ces segments correspondent à la saison sèche (début et fin) et à la saison des pluies (Fig. 59 a1 et b1). A Maïné-Soroa, au-delà de la baisse importante des visibilités moyennes en période aride par rapport à la période humide, on remarque surtout une diminution de la durée des hautes visibilités. Ainsi, pendant la période humide, les visibilités basses, sont observées entre le 14 octobre et le 13 avril avec des visibilités moyennes qui distinguent la première moitié de la saison sèche avec 23,7 km de la deuxième moitié avec 21,6 km. Les hautes visibilités sont concentrées entre le 14 avril et le 14 octobre avec 28,8 km (Fig. 59 a1). Pendant la période aride, à Maïné-Soroa, les visibilités basses (12,7 km) sont plus précoces comparées à la période humide, dès le 4 octobre et jusqu'au 19 avril. La première partie de la saison sèche montre une moyenne de 13,7 km et la deuxième indique une moyenne de 12,7 km. L'extension temporelle des visibilités horizontales moyennes hautes (19,7 km) est donc diminuée en moyenne de 16 jours par rapport à la période humide (Fig. 59 a1).

A Nguigmi aussi on retrouve le même phénomène. Pendant la période humide, la répartition temporelle des visibilités basses est relativement la même qu'à Maïné-Soroa. Soit entre le 12 octobre et le 16 avril avec en première moitié de saison sèche 23,1 km de visibilité moyenne et 22,1 km en deuxième moitié. Les visibilités moyennes hautes sont de 26,4 km (Fig. 59 b1).

Les visibilités moyennes basses sont observées dès le 6 octobre et jusqu'au 9 mai (14,9 km de visibilité pour la première partie de la saison sèche et 14,5 km pour la deuxième partie). Les visibilités horizontales moyennes hautes sont ainsi observées pendant 21 jours de moins par rapport à la période humide (Fig. 59 b1).

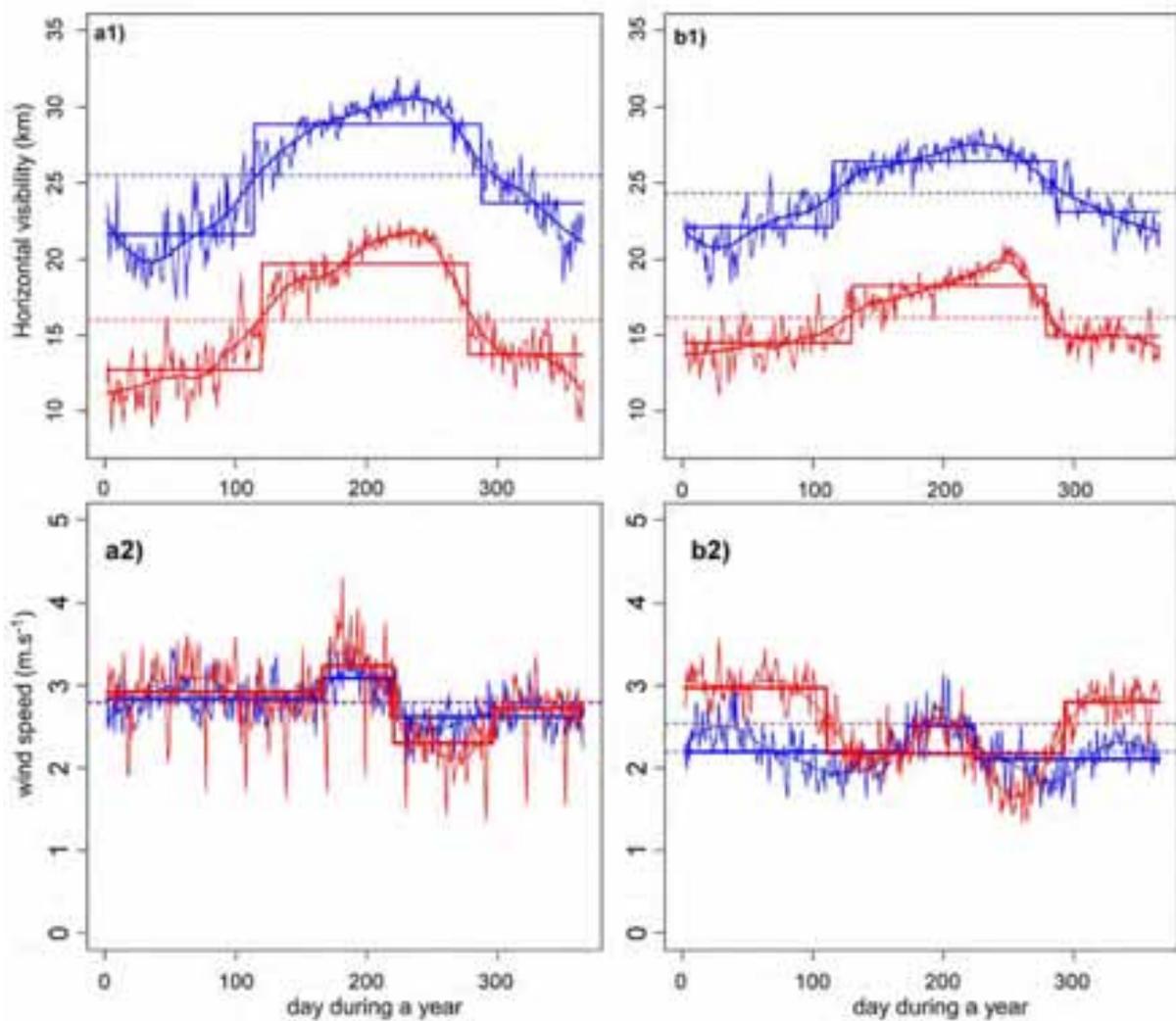


Figure 59 : Régime journalier de visibilité horizontale et de vitesse de vents entre 1950-1970 et 1971-1992.

A Maïné-Soroa (a) et à Nguigmi (b) pendant les périodes humide (bleu) et aride (rouge). Les séries journalières des visibilités horizontales (a) et des vitesses des vents (b) ont été calculé à partir des 3 observations journalières (6h, 12h et 18h). Les périodes sont identifiées à partir de la visibilité horizontale (Fig. 58). A ces séries, journalières, nous appliquons un lissage à 60 jours (pour ne considérer que les fluctuations importantes, courbe en gras). A la série lissée nous appliquons la segmentation ; tous les segments inférieurs à 15 jours sont ignorés. Ainsi les segments représentent les moyennes « saisonnières.

Pour les vitesses des vents, en période humide (1950-1970), les vitesses moyennes sont plus importantes en saison des pluies qu'en saison sèche (Fig. 59 a2 et b2). A Maïné-Soroa, les vitesses des vents distinguent la période du 16 juin au 5 août avec 3 m.s^{-1} de vitesse moyenne, soit les plus importantes de la saison (Fig. 59 a2). A Nguigmi, on retrouve la même structuration avec la période du 17 juin au 08 août qui enregistre les vitesses moyennes les plus importantes avec $2,52 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 59 b2). En période aride (1971-1992), à Maïné-Soroa, les vitesses moyennes augmentent du 20 octobre au 9 août, mais baissent fortement entre le

10 août et le 19 octobre (Fig. 59 a2). A Nguigmi, le régime des vitesses diffère complètement de celui de la période humide. Ce régime distingue une forte augmentation des vitesses moyennes entre le 13 octobre et le 20 avril. Le reste de l'année, les vitesses moyennes sont basses avec $2,17 \text{ m.s}^{-1}$ (Fig. 59 b2). On remarque que la vitesse moyenne annuelle ne change pas à Maïné-Soroa où les hausses et les baisses saisonnières se compensent. Par contre, à Nguigmi la moyenne annuelle augmente, les hausses saisonnières étant nettement supérieures aux baisses (Fig. 59 b2).

Ainsi donc, la période aride se distingue de la période humide par la baisse importante de la visibilité horizontale, mais les variations saisonnières ont peu changé, si ce n'est une plus courte saison de haute visibilité. Ces fortes baisses des visibilités horizontales moyennes sont concomitantes de l'augmentation des vitesses moyennes en saison sèche à Nguigmi ainsi qu'en saison des pluies à Maïné-Soroa.

4. Relations saisonnière et intra-saisonnière

4.1. vitesse de vent – visibilité horizontale

Les variations saisonnières des visibilités et des vents dans ces stations nous amènent à envisager une approche plus systémique des modes saisonniers des vents et de la visibilité horizontale.

Dans un premier temps, nous allons utiliser un schéma normalisé (x-y) de l'évolution de la vitesse du vent et de la visibilité horizontale au cours d'un cycle annuel (Fig. 60 a1 et b1). Nous avons également calculé l'intercorrélacion entre les mesures moyennes journalières des 2 signaux (vitesse et visibilité) (Fig. 60 a2 et b2) afin de vérifier les relations de causalité entre la vitesse du vent (signal d'entrée) et la visibilité horizontale (signal de sortie).

Au total, la relation saisonnière entre vitesse du vent et visibilité horizontale permet également de distinguer plusieurs phases, comme sur la figure 59. Ainsi, pour Maïné-Soroa en période humide (Fig. 60 a1, bleu) on voit bien qu'en début d'année (deuxième partie de la saison sèche), l'augmentation de la vitesse n'améliore pas la visibilité (1) ; puis celle-ci s'améliore brutalement sans que la vitesse ne change beaucoup (2) ; elle aurait même tendance à diminuer légèrement. Avec le début de la saison des pluies, vitesse et visibilité augmentent simultanément (3), puis la visibilité va se maintenir très élevée alors que la vitesse diminue progressivement (4). En fin d'année (première partie de la nouvelle saison sèche) la visibilité diminue considérablement alors que la vitesse augmente peu (5). Au total, il semble difficile de voir une relation forte entre vitesse et visibilité, sauf en début de saison des pluies

où le remplacement des vents d'Harmattan par ceux de la mousson et le lessivage de l'atmosphère par la pluie, peuvent expliquer l'augmentation simultanée des 2 paramètres. Pour la période aride (Fig. 60 a1, rouge), le seul changement notable concerne la fin de la première partie de saison sèche, en fin d'année (5). La visibilité diminue en même temps que la vitesse du vent augmente, ce qui peut indiquer un apport de poussière par l'érosion éolienne régionale ?

A Nguigmi, le cycle se présente différemment. En période humide (Fig. 60 b1, bleu), en début d'année (deuxième partie de la saison sèche) la visibilité augmente proportionnellement à la baisse de la vitesse (1) ; la phase d'amélioration de la visibilité à vitesse constante (2) est ici beaucoup plus courte. On retrouve ensuite une phase d'augmentation conjointe de la visibilité et de la vitesse (3). A la différence de Maïné-Soroa, cette phase (3) est ici beaucoup plus longue. La saison des pluies étant plus courte à Nguigmi qu'à Maïné-Soroa (Fig. 21 b), il est probable que cette phase est moins en relation avec un lessivage de l'atmosphère par la pluie qu'avec le remplacement des vents d'harmattan par ceux de mousson. On trouve ensuite, comme à Maïné-Soroa, une phase de haute visibilité alors que la vitesse diminue (4). En fin d'année, en première partie de la saison sèche (5), la visibilité diminue en même temps que la vitesse augmente. En période aride (Fig. 60 b1, rouge), on remarque un très grand raccourcissement de la phase de haute visibilité (3-4) qu'accompagne une diminution de la vitesse du vent. Désormais, le lien entre forte vitesse du vent et faible visibilité est évident la majeure partie de l'année (phases 1-2 et 5).

Au total, ces quatre cycles mettent en évidence que la relation vitesse-visibilité n'est pas univoque et peut être décrite par un cycle d'hystérésis. L'augmentation de la vitesse du vent peut correspondre aussi bien à une augmentation de la visibilité (phase 3) lorsqu'il s'agit des vents de « mousson », qu'à une diminution de visibilité (phase 5) lorsqu'il s'agit des vents d'Harmattan de début de saison sèche. Inversement, lorsque la vitesse baisse, la visibilité peut rester haute (phase 4) en saison des pluies ou augmenter en fin de saison sèche. La saison sèche montre donc une augmentation de vitesse et une diminution de la visibilité (descente du FIT, phase 5) puis une diminution de la vitesse et une augmentation de la visibilité (montée du FIT : phase 1).

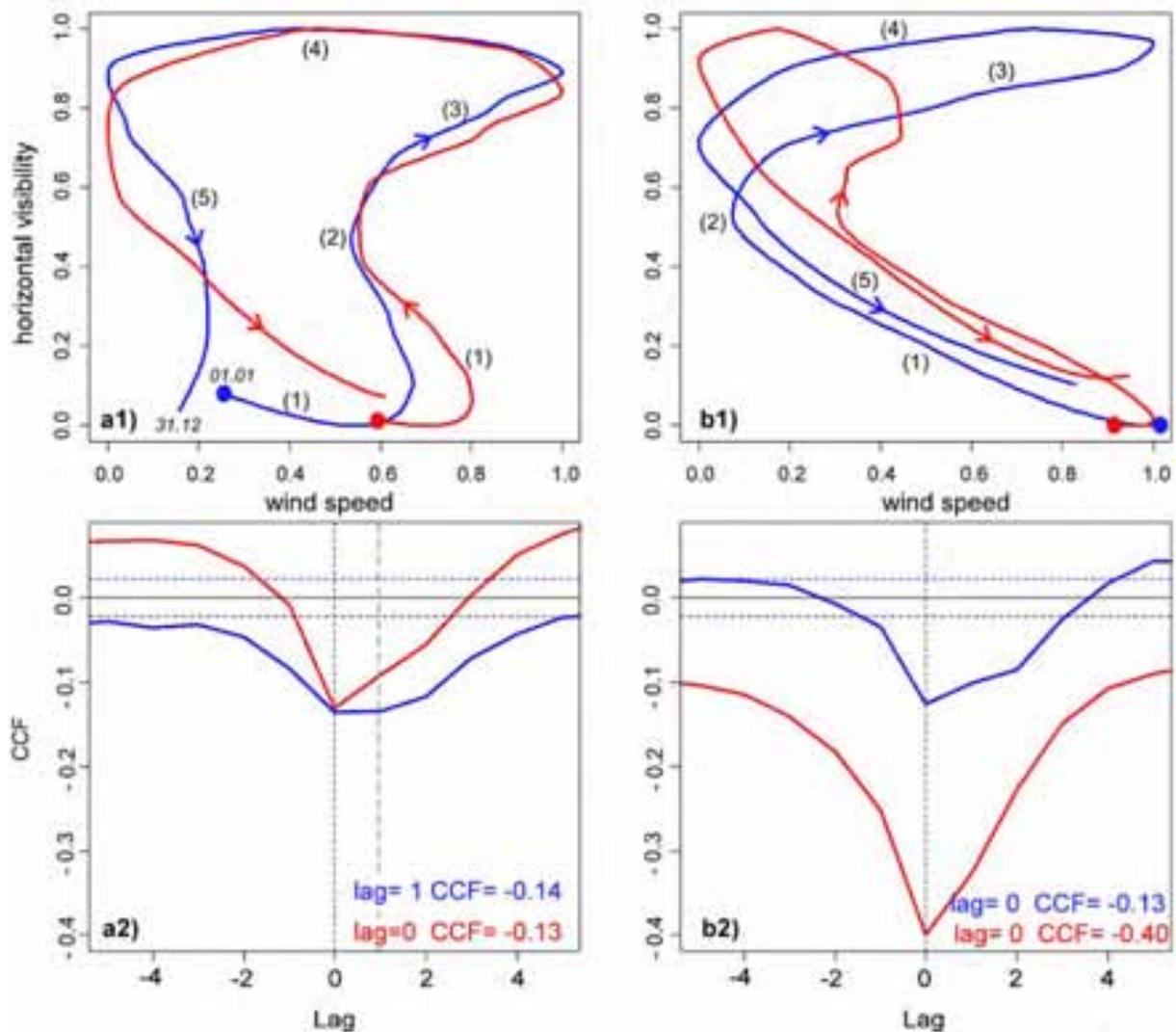


Figure 60 : Relations temporelles entre vitesse des vents et visibilité horizontale moyennes journalières entre 1950-1970 et 1971-1992.

à Maïné-Soroa (a) et à Nguigmi (b) pendant les périodes humide (1950-1970, bleu) et aride (1971-1992, rouge). Ces périodes ont été définies à partir des tendances de la visibilité horizontales (Fig. 58). Sur les figures a1 et b1, (1) = transport/lessivage et (2)= déflation/apport local. Les relations vitesse-visibilités (a1 et b1) sont construites à partir des séries moyennes journalières (calculées en considérant les observations de 6h, 12h et 18h). Les séries sont d'abord lissées sur 60 jours (afin de ne considérer que les tendances majeures) et elles sont ensuite normalisées. Les intercorrélogrammes (a2 et b2) sont construits à partir des séries des moyennes journalières des 3 observations (6h, 12h et 18h).

En comparant les cycles à Maïné-Soroa et à Nguigmi, on observe que le cycle en période aride à Maïné-Soroa tend à ressembler au cycle à Nguigmi en période humide. Compte-tenu du gradient pluviométrique et de la position amont-aval des stations sur la trajectoire éolienne d'échelle continentale, nous voyons se dégager 4 situations successives. Ces situations constituent des étapes sur un gradient espace/temps qui correspond en fait aux effets conjugués de la pluie (facteur local) et du vent (facteur régional et local) et qui pourrait être

celui de l'aridification. La situation la plus aride, Nguigmi en période aride (Fig. 60 b1, rouge), montre une forte relation binaire vitesse-visibilité que vient à peine perturber une courte saison des pluies et qui se cale sur le balancement du FIT. Pour l'essentiel de l'année (phase 5 et 1), c'est plus une relation linéaire qu'un cycle hystérésis. Progressivement, Nguigmi en période aride, Maïné-Soroa en période aride et Maïné-Soroa en période humide, on passe à une relation vitesse-visibilité beaucoup plus compliquée (Fig. 60 a1 et b1) avec un véritable cycle d'hystérésis. On peut donc supposer qu'interviennent progressivement d'autres facteurs.

En analysant les intercorrélogrammes, on observe dans les 4 situations une amélioration (la vitesse augmente et la visibilité baisse et vice versa). Cette anticorrélation augmente fortement à Nguigmi en période aride. Par ailleurs, il n'y a pas de retard ($\text{lag}=0$) sauf à Maïné-Soroa en période humide. Ce retard peut concerner la relation entre les deux paramètres, par exemple la variation de la visibilité suivrait la variation de la vitesse (1 jour). Ce retard peut aussi être interprété comme indiquant une relation non-binaire, un troisième paramètre interviendrait. Il peut s'agir du couple pluie-végétation et de son rôle sur la rugosité du substrat et la protection contre l'érosion éolienne ? Il peut s'agir aussi d'un facteur anthropique, avec la pression démographique qui intervient dans le déboisement, la diminution de la jachère et le surpâturage ?

4.2. Analyse de périodes plus courtes

Dans la partie IV, nous avons identifié et analysé 4 périodes de 4 ans (P1 à P4) en lien avec le lissage décennal de la pluviométrie à Maïné-Soroa (Fig. 27). Les périodes P1 (1961-1964) et P3 (1969-1972) sont humides et les périodes P2 (1976-1979) et P4 (1983-1986) arides. Dans cette partie, nous analysons les relations saisonnières entre vitesse des vents et visibilité horizontale sur ces périodes relativement courtes à Maïné-Soroa et à Nguigmi. Chacune des périodes est particulière, mais on remarquera que les relations évoluent de P1 à P4 selon un ordre logique.

On remarque notamment que la période de visibilité maximale liées à la saison des pluies, est plus courte en période aride (P2 et P4) à Maïné-Soroa. Par contre, elle augmente à nouveau lors de la période humide intermédiaire (Fig. 61, P3 : 1976-1979). Cette évolution n'est donc pas irréversible. Ce n'est pas le cas à Nguigmi où la durée de la visibilité maximale en relation avec la saison des pluies est plus courte lors de la première période aride (P2) mais reste sensiblement la même lors du retour de l'humidité (P3) avant de se raccourcir à nouveau avec la seconde période aride (P4).

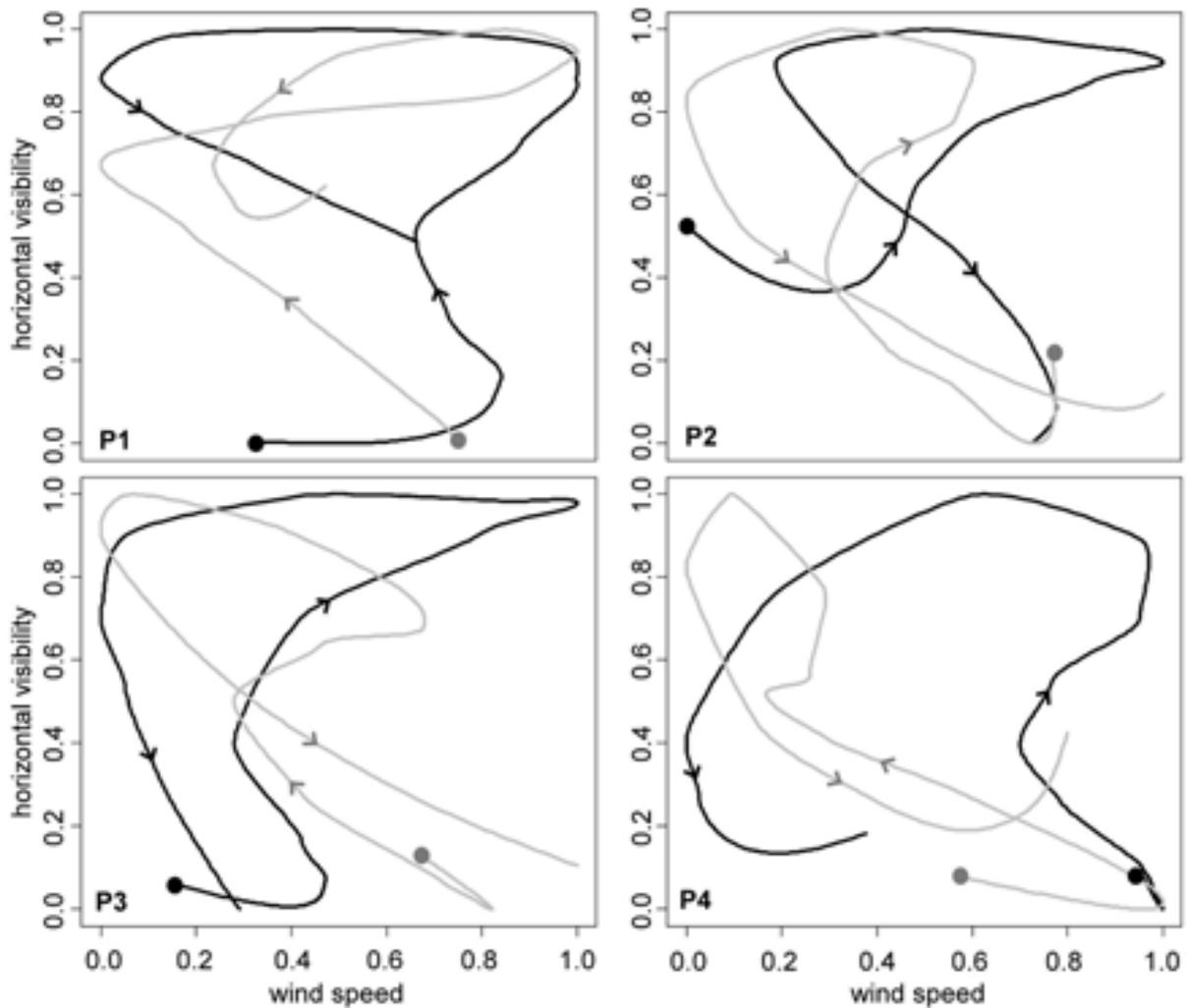


Figure 61 : Relations temporelles entre vitesse des vents et visibilité horizontale pour des périodes humides et arides à Maïné-Soroa (noir) et à Nguigmi (gris)..

Les périodes considérées sont définies dans la partie III à partir du lissage décennal des précipitations à Maïné-Soroa. Ce sont les périodes humides P1 (1961-1964) et P3 (1976-1979) et les périodes arides P2 (1969-1972) et P4 (1983-1986). Les relations vitesse-visibilité sont construites à partir des séries moyennes journalières (calculées en considérant les observations de 6h, 12h et 18h). Les séries sont d'abord lissées sur 60 jours (afin de ne considérer que les tendances majeures) et elles sont ensuite normalisées.

Les intercorrélogrammes sont plus simples à lire (Fig. 62). On voit nettement une amélioration de l'anticorrélation avec l'aridité et sa diminution sur les 2 stations lors du retour temporaire de l'humidité (Fig. 62, P3). Cette anticorrélation est toujours plus forte à Nguigmi qu'à Maïné-Soroa. On remarque également qu'au départ (Fig. 62, P1) les anticorrélations sont très proches à Maïné-Soroa et à Nguigmi (respectivement $CCF = -0,21$ et $-0,25$) et que l'écart va grandir progressivement, même lors du retour de l'humidité, jusqu'à P4 (respectivement $CCF = -0,25$ et $-0,56$). A Maïné-Soroa, les variations sont minimales puisque la série aboutit à

une valeur très proche de celle de départ. On note également qu'au départ, si les valeurs du CCF sont très proches à Mainé-Sorua et à Nguigmi, les courbes sont différentes car Mainé-Sorua présente un retard de 2 jours. Ce retard disparaît dès P2 et il ne revient pas ensuite (Fig. 62).

Les 2 stations présentent donc des transformations qui semblent irréversibles, même si elles se traduisent différemment sur les courbes d'hystérésis (Fig. 61) et les corrélogrammes (Fig. 62). A priori, même si nos données ne peuvent l'indiquer, il ne peut s'agir que de facteurs liés à la dégradation environnementale, notamment pour ce qui concerne l'état du substratum et notamment la végétation (Herman & Hutchinson, 2005 ; Tychon & Ambouta, 2009).

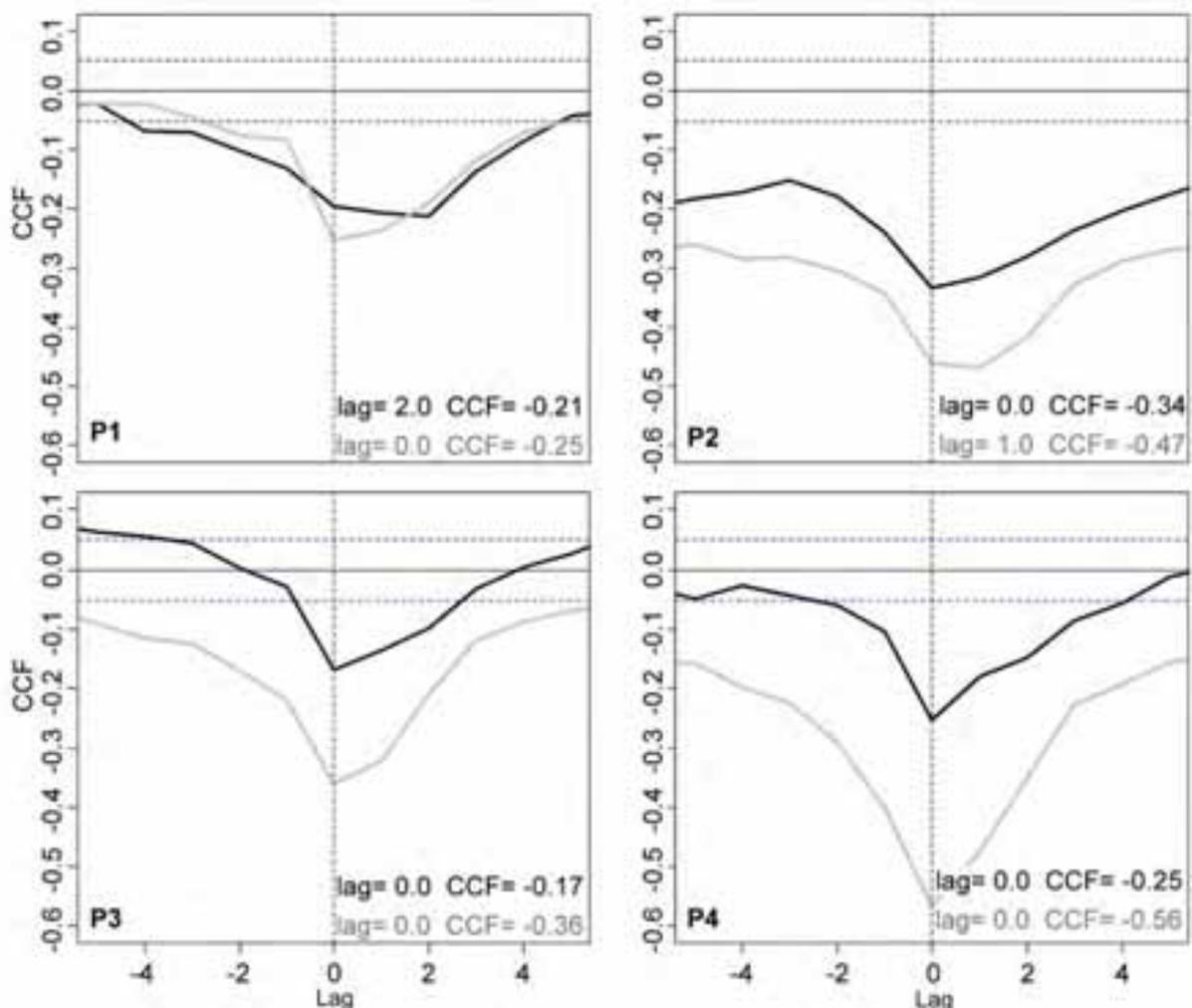


Figure 62 : Corrélogrammes des relations entre la vitesse du vent et la visibilité horizontale de périodes humides et arides à Mainé-Sorua (noir) et à Nguigmi (gris).

Ces intercorrélogrammes vitesse de vent-visibilité horizontale journalière sont établis à partir des moyennes journalières calculées avec les observations de 6h, 12h et 18h pour les périodes P1 (1961-1964), P2 (1969-1972), P3 (1976-1979) et P4 (1983-1986).

5. Conclusion

Dans cette partie, nous avons analysé les relations systémiques journalières qui peuvent exister entre la vitesse du vent et la visibilité horizontale à Maïné-Soroa et à Nguigmi entre 1950-1992. Auparavant, nous avons d'abord caractérisé les variations moyennes journalières des vitesses des vents et des visibilités horizontales sur ces stations. Les vitesses et les visibilités horizontales sont en moyenne les plus faibles de la journée à 6h. Elles sont les plus importantes à 12h. Les variations intra-journalières de la vitesse et de la visibilité diffèrent suivant les saisons. En saison sèche, les maxima de vitesse coïncident avec les minima de visibilité, alors qu'en saison des pluies, les maxima des vitesses précèdent les maxima de visibilité. A partir de l'analyse des variations interannuelles des visibilités, nous avons distingué la période humide (1950-1970) de la période aride (1971-1992) où la visibilité horizontale a fortement baissé. Simultanément, on a observé une forte hausse des vitesses moyennes des vents pendant la saison sèche à Nguigmi et une faible hausse en saison des pluies à Maïné-Soroa. Pendant la période aride, la longueur de la saison de haute visibilité a diminué par rapport à la période humide.

Nous avons ensuite caractérisé les relations entre vitesse du vent et visibilité horizontale au cours d'un cycle moyen annuel pour chacune des deux stations et chacune des deux périodes. Au total, ces quatre cycles mettent en évidence que la relation vitesse-visibilité n'est pas univoque et peut être décrite par un cycle d'hystérésis. L'augmentation de la vitesse du vent peut correspondre aussi bien à une augmentation de la visibilité lorsqu'il s'agit des vents de mousson, qu'à une diminution de visibilité lorsqu'il s'agit des vents d'harmattan en début de saison sèche. Inversement, lorsque la vitesse baisse, la visibilité peut rester haute en saison des pluies puis augmenter en fin de saison sèche. La saison sèche montre donc une augmentation de la vitesse et une diminution de la visibilité (descente du FIT), puis une diminution de la vitesse et une augmentation de la visibilité (montée du FIT).

En comparant les cycles à Maïné-Soroa et à Nguigmi, compte tenu du gradient pluviométrique et de la position amont-aval des stations sur la trajectoire éolienne d'échelle continentale NE-SW, nous observons une évolution qui laisse supposer qu'interviennent d'autres facteurs. En effet, on passe progressivement d'un véritable cycle d'hystérésis à Maïné-Soroa en période humide à une forte relation binaire que vient à peine perturber une courte saison des pluies à Nguigmi en période aride. On peut donc supposer qu'intervient dans cette relation un troisième facteur qui transforme un cycle d'hystérésis en relation binaire: s'agit-il de la végétation ou d'un facteur anthropique ?

Une analyse équivalente de la relation vitesse-visibilité a été faite sur 4 périodes successives faisant alterner une plus ou moins forte pluviométrie. Cette analyse montre que certaines transformations semblent irréversibles : le retour temporaire d'une forte pluviométrie modifie sensiblement le cycle à Maïné-Soroa mais pas à Nguigmi. Les intercorrélogrammes montrent un écart grandissant de la corrélation vitesse-visibilité entre Maïné-Soroa et Nguigmi. Nous sommes tentés de voir dans cette évolution celle de facteurs liés à la dégradation environnementale, notamment la végétation.

VIII. Conclusion générale et perspectives

Nous avons d'abord analysé les mesures d'observation du vent de deux stations sahéliennes, Maïné-Soroa et Nguigmi, de 1950 à 1992.

A l'échelle journalière, nous avons observé le rôle de la turbulence thermique avec des vitesses plus importantes à 12h qu'à 6h et 18h. A l'échelle saisonnière, les variations des vents délimitent nettement saison sèche et saison des pluies. Ainsi, la saison sèche est caractérisée par la prédominance des vents de NE, E et N d'octobre à avril et la saison des pluies par des vents de SW, W et S. Le passage d'une saison à l'autre est marqué par une baisse importante des vitesses moyennes en raison d'une hausse des observations sans vent significatif. Cette évolution suit les mouvements de la ZCIT et du FIT.

A l'échelle interannuelle, les variations de vitesse du vent, en moyenne annuelle incluant les observations sans vent significatif, reflètent la chronologie de l'évolution pluviométrique. On distingue ainsi la période humide 1950-1966 de la période plus sèche 1971-1982 qui est marquée par une nette hausse de la vitesse moyenne ainsi que par une augmentation de la fréquence des vents de NE et E. Cette période 1971-1982 est encadrée par deux périodes de changements importants qui correspondent aussi à une forte diminution de la pluviométrie : 1967-1970 et 1983-1986. Ces deux périodes correspondent à une diminution de la vitesse moyenne annuelle des vents, liée notamment à une forte augmentation des vents non-significatifs. Néanmoins, ces **deux périodes arides présentent des différences importantes que la seule pluviométrie n'indiquait pas**. A Maïné-Soroa, la période 1967-1970 est accompagnée d'une diminution de la fréquence des vents sur les axes SW/NE et W/E, particulièrement marquée à 6h ; la période 1983-1986 voit une baisse de fréquence sur tous les axes mais aussi un renforcement important des vents de NW, peu fréquents en dehors de cette période. A Nguigmi, la période 1967-1970 connaît une baisse des fréquences des vents de NE, E et N à 6h ; pour la période 1983-1986, il n'y a pas de baisse particulière mais, au contraire, une augmentation de la fréquence des vents de NE et E. Il semble que ces différences puissent être mises en relation avec des variations dans les circulations d'altitude et notamment avec la position et l'intensité des aérojets. L'analyse des vents au sol vient confirmer l'existence de différents types de sécheresse liés à des mécanismes différents.

Ainsi, **aux échelles journalières, saisonnières et interannuelles, l'analyse des mesures d'observation du vent fournies par les stations synoptiques aboutit à des résultats homogènes, en conformité avec les connaissances antérieures issues principalement de**

l'analyse d'autres paramètres. Ces mesures d'observation nous semblent donc fiables et digne d'intérêt.

Les climatologues utilisent pourtant très majoritairement les données du vent fournies par diverses réanalyses plutôt que les données d'observation des stations synoptiques. Ces données des réanalyses présentent l'avantage d'être d'accès facile et d'avoir une couverture spatiale sans commune mesure avec les stations. Nous avons voulu tester la valeur de ces réanalyses et nous avons donc procédé à une comparaison des observations météorologiques des vents à 10 m du sol, compilées à partir des archives de la Direction de la Météorologie Nationale du Niger (DMN), avec les vents des réanalyses (2m/10 m) NNR-1, 20CR, ERA 40 et ERA-Intérim. Nous avons utilisé les données des stations de Bilma (zone désertique, Pmoy 13,5 mm.an⁻¹), de Maïné-Soroa (zone sahélienne, Pmoy 368 mm.an⁻¹) et Niamey-aéroport (zone sahélo-soudanienne, Pmoy 559 mm.an⁻¹) sur la période 1950-2009.

Une première comparaison avec les séries mensuelles des réanalyses des vents zonaux et méridiens (vitesses et directions) montre une bonne corrélation avec les observations météorologiques à Niamey (~0,9) et Maïné-Soroa (~0,8) mais très faible à Bilma (~0,4). **La baisse de la qualité des réanalyses de Niamey vers Bilma pourrait d'abord être liée à la diminution de la densité des stations de mesure assimilées dans les réanalyses en allant de la zone soudano-sahélienne vers la zone saharienne.**

Mais la comparaison des séries annuelles montre des corrélations très faibles, même pour Niamey et Maïné-Soroa, indiquant une hétérogénéité intra-annuelle des données des réanalyses. Nous avons donc comparé les mesures des saisons d'été (JJA) et d'hiver (DJF). A Niamey et à Maïné-Soroa, les composantes zonales et méridiennes des vents sont surestimées en été. En hiver, à Niamey, la composante zonale est sous-estimée et la composante méridienne est surestimée sauf par ERA-Interim. A Maïné-Soroa, en été la composante méridienne présente les plus faibles corrélations. En hiver sous-estimation et surestimation alternent pour les deux composantes. A Bilma, les 2 composantes surestiment les vents en été et sous-estiment les vents en hiver.

Globalement, les réanalyses les plus proches des mesures météorologiques sont : à Niamey, NNR-1 et ERA-40 ; à Maïné-Soroa ERA-40 et dans une moindre mesure NNR-1 en été et 20CR en hiver ; à Bilma NNR-1 et ERA-40. Les plus fortes surestimations/sous-estimations sont observées avec les 20CR sur toutes les stations. C'est peut être en rapport avec le fait que 20CR assimile uniquement les températures et les pressions des stations synoptiques ? Mais, malgré ses meilleures performances générales,

NNR-1 varie énormément au cours du temps et présente de nombreuses années ou groupes d'années très éloignées des mesures d'observations, quels que soient les stations, les types de vents (zonaux ou méridiens) et les saisons (DJF ou JJA).

Par ailleurs, on remarque souvent, quelque soit la réanalyse, que les années de crise d'aridité (1967-1972 et 1983-1986) sont plus mal corrélées aux mesures que les années qui les entourent. C'est particulièrement visible pour Maïné-Soroa et de manière plus générale pour l'hiver. S'agit-il d'un problème lié aux données des réanalyses ou à leur méthodologie ? Le fait que les fichiers SYNOP ne contiennent aucune donnée du 01/01/1967 au 31/12/1971, laisse penser que ce ne sont pas les données qui sont en cause mais la modélisation des réanalyses. De plus, mis à part le cas particulièrement net de NNR-1 à Niamey en été, **on ne peut pas dire que les discordances soient fortement réduites après 1968 en raison de l'assimilation par les réanalyses d'une plus grande quantité de données d'observations. L'introduction des données satellitales entre 1978 et 1979 ne semble pas non plus avoir apporté d'amélioration générale.**

Sachant que les réanalyses NNR-1, ERA-40 et ERA-Interim assimilent les mesures des stations (Fichiers SYNOP), on a recherché des explications dans la comparaison des mesures issues des archives des stations météorologiques (TCM) et des mesures SYNOP. Ainsi, en tenant compte des corrélations moyennes mensuelles, on serait tenté d'attribuer les mauvaises corrélations des réanalyses avec les mesures TCM, à Niamey et à Maïné-Soroa en été, à la mauvaise qualité des mesures de direction des vents contenues dans les fichiers d'assimilation SYNOP. **De façon générale, à partir de la quantité et de la qualité des mesures contenues dans les fichiers SYNOP et intégrées pour assimilation, nous sommes tentés d'attribuer les faibles corrélations des réanalyses avec les mesures TCM à ces fichiers SYNOP en raison de l'importance des données manquantes ou erronées.** En effet, les plus faibles corrélations sont observées à Bilma dont les fichiers SYNOP comportent 65% de mesures manquantes. A Niamey, les corrélations sont les plus fortes alors que les fichiers SYNOP contiennent à peine 32% de mesures manquantes. De plus à Niamey et à Maïné-Soroa les fichiers SYNOP sont les moins complets pendant la décennie 1950 et c'est pendant cette même période que les mesures présentent les plus faibles corrélations.

Au total, les réanalyses ERA-40 et NNR-1 sont les plus pertinentes. Les réanalyses ERA-Interim peuvent également être utilisées mais ne semblent pas apporter d'amélioration par rapport aux réanalyses ERA-40 et NNR-1. Par contre 20CR qui assimile d'autres paramètres (pression atmosphérique et température) est souvent très éloignée des autres

réanalyses et des observations. Il serait donc souhaitable de compléter et corriger les fichiers SYNOP tant que les données des fichiers TCM le permettent.

Nous avons ensuite analysé sur la période 1950-2009, les données sur la visibilité horizontale et les types de temps liés aux visibilités basses, qui n'existent que dans les fichiers TCM. A Niamey, Maïné-Soroa et Nguigmi, les visibilités horizontales présentent un cycle saisonnier similaire à celui des précipitations sahéliennes, avec les hautes visibilités en saison des pluies et les plus basses en saison sèche. A Bilma, le cycle des visibilités est inversé, les plus basses visibilités sont observées entre février et août. **L'évolution interannuelle de la visibilité moyenne montre de fortes baisses qui peuvent être mises en relation avec les sécheresses. Toutes les stations sahéliennes présentent une tendance à la baisse de la visibilité à la fin des années 1960.** D'autres périodes de baisse importante sont observées sur les stations de Maïné-Soroa et Niamey et coïncident avec les deuxièmes sécheresses du début des années 80 au Sahel. **Ces baisses de visibilité sont surtout la conséquence des fortes augmentations des phénomènes de chasses-sables, brumes de sable et brumes sèches dans ces stations.**

Lorsqu'on examine la chronologie des variations à Bilma, on constate une augmentation des brumes-sèches et des MDH dès le début des années 1960, mais les LDH augmentent brusquement dès avant 1960. On pourrait donc penser que **les mécanismes du changement climatique sont plus précoces que ce qui est généralement admis sur la base de la seule évolution pluviométrique. Ces mécanismes affecteraient logiquement d'abord les zones les plus sensibles à l'érosion éolienne.** A Bilma, on remarque également que l'augmentation des phénomènes météorologiques de chasses-sable, responsables de la mise en suspension des particules n'est importante et significative qu'en 1970. Autrement dit, la dégradation de la visibilité à Bilma devrait être recherchée dans la mobilisation des particules d'une autre zone source encore plus fragile, située en amont des trajectoires éoliennes d'échelle continentale, sans doute au Sahara central. Pour les stations sahéliennes (Nguigmi, Maïné-Soroa et Niamey), on observe une augmentation quasi-concomitante des LDH, MDH et brumes-sèches vers 1970, au début de la grande sécheresse. Cependant, l'augmentation des chasses-sable ne concernant pas ces stations (au contraire de Bilma), on doit supposer que l'augmentation des poussières en suspension vient d'une augmentation de la dynamique éolienne au sol en amont de ces stations, au Bodélé par exemple. Ce n'est qu'au début des années 1980 qu'on observe une augmentation des chasses-sable à Nguigmi et Maïné-Soroa puis à Niamey. Cette augmentation est concomitante d'une seconde période de sécheresse. Elle se remarque bien à Maïné-Soroa et Niamey avec une brusque augmentation des MDH qui correspond également

à une baisse notable de la visibilité annuelle. Le fait que ces variations n'affectent pas Nguigmi ni Bilma pourrait être mis en relation avec le gradient climatique : **au début des années 1980 la détérioration environnementale affecte les zones qui peuvent encore subir une détérioration soit Maïné-Soroa et Niamey. Nguigmi, et encore plus Bilma, ont déjà franchi ce seuil de détérioration.**

Par ailleurs, on observe que Niamey se distingue des autres stations sahéliennes. Les MDH ne diminuent pas vers 1990 et on observe même une augmentation des LDH et des brumes de sable dans les années 2000. On pourrait être tenté d'y voir la conséquence d'un supplément de dégradation de l'environnement ? Cela pourrait être en relation avec l'explosion démographique de cette région et la surexploitation des milieux naturels qui s'en est suivi.

Pour essayer de préciser le rôle de la végétation, nous avons analysé les relations systémiques journalières qui peuvent exister entre la vitesse du vent et la visibilité horizontale à Maïné-Soroa et à Nguigmi entre 1950-1992. Nous avons distingué la période humide (1950-1970) de la période aride (1971-1992) où la visibilité a fortement baissé. Nous avons ensuite caractérisé les relations entre vitesse du vent et visibilité horizontale au cours d'un cycle moyen annuel pour chacune des deux stations et chacune des deux périodes. **Au total, ces quatre cycles mettent en évidence que la relation vitesse-visibilité n'est pas univoque et peut être décrite par un cycle d'hystérésis. L'augmentation de la vitesse du vent peut correspondre aussi bien à une augmentation de la visibilité lorsqu'il s'agit des vents de mousson, qu'à une diminution de visibilité lorsqu'il s'agit des vents d'harmattan en début de saison sèche. Inversement, lorsque la vitesse baisse, la visibilité peut rester haute en saison des pluies puis augmenter en fin de saison sèche. La saison sèche montre donc une augmentation de la vitesse et une diminution de la visibilité (descente du FIT), puis une diminution de la vitesse et une augmentation de la visibilité (montée du FIT).**

En comparant les cycles à Maïné-Soroa et à Nguigmi, **compte tenu du gradient pluviométrique et de la position amont-aval des stations sur la trajectoire éolienne d'échelle continentale NE-SW, nous observons une évolution qui laisse supposer qu'interviennent d'autres facteurs. En effet, on passe progressivement d'un véritable cycle d'hystérésis à Maïné-Soroa en période humide à une forte relation binaire que vient à peine perturber une courte saison des pluies à Nguigmi en période aride. On peut donc supposer qu'intervient dans cette relation un troisième facteur qui transforme un cycle hystérésis en une relation binaire : s'agit-il de la végétation ou d'un facteur anthropique ?**

Une analyse équivalente a été faite sur 4 périodes successives faisant alterner une plus ou moins forte pluviométrie. Elle montre que certaines transformations semblent irréversibles : le retour temporaire d'une plus forte pluviométrie modifie sensiblement le cycle à Maïné-Soroa mais pas à Nguigmi. Les intercorrélogrammes montrent un écart grandissant de la corrélation vitesse-visibilité entre Maïné-Soroa et Nguigmi. Nous sommes tentés de voir dans cette évolution celle de facteurs liés à la dégradation environnementale, notamment la végétation.

Perspectives

Ce travail réalisé à partir des mesures des archives météorologiques du Niger rappelle donc tout d'abord l'intérêt des archives dont la conservation est fortement menacée. Ma première préoccupation de retour au Niger sera de susciter des actions de sauvegarde par la diffusion de mes résultats auprès du plus large public dont les responsables.

Par ailleurs, l'exploitation des données en ma possession n'est pas terminée. Je n'ai pas utilisé toutes les données de tous les paramètres pour toutes les stations. J'ai notamment archivé les données de la station de Diffa. Cette station est située entre Maïné-Soroa et Nguigmi, à 70 km de Maïné-Soroa. Les mesures synoptiques ont débuté en 1985. Diffa est suffisamment proche de Maïné-Soroa pour que je puisse établir des corrélations entre les 2 stations et notamment pallier aux lacunes de Maïné-Soroa entre 1992 et 2000. J'espère donc pouvoir comparer les mesures météorologiques de la visibilité à Maïné-Soroa avec les mesures qui y sont réalisées avec un photomètre depuis les années 1990. La même comparaison pourra être faite entre la station AMMA de Banizoumbou équipée d'un photomètre et la station météorologique proche de Niamey. Il sera alors possible de comparer ces données avec les mesures satellitaires des panaches de poussières issus du Bodélé. Ceci pourrait permettre de distinguer la part des poussières venant du Bodélé de celle issue de la déflation locale.

Mes travaux devraient s'intégrer à d'autres recherches en cours au Niger :

- 1) Des travaux récents ont montré des liens étroits entre la survenue de la méningite au Niger et les poussières (Martiny et Chiapello, 2013). J'espère pouvoir contribuer à ces recherches par le suivi de l'évolution spatio-temporelle des panaches des poussières.
- 2) Il y a actuellement une Jeune Équipe Associée à l'IRD qui travaille au Niger sur les remaniements éoliens au Manga (ensablement et aérosols terrigènes) (Tidjani *et al.*, 2010). Il s'agit de la région dont sont issues la plus grande partie de mes données. J'espère donc participer activement à cette Jeune Équipe.

3) De même, j'envisage une collaboration pour poursuivre l'étude des carottes réalisées dans les mares de la région de Niamey dans le cadre de AMMA (Abdourhamane, 2011). Près de 30% des sédiments ont été attribués à des dépôts éoliens et ils présentent une rythmicité qui laisse supposer l'existence de cycles saisonniers. Datés à la base d'environ 50 ans, il serait intéressant de rechercher si l'évolution des dépôts éoliens suit les variations de la dynamique éolienne. Est-il possible de quantifier la part de poussières sédimentées par rapport à celles en transit ?

4) De plus, je souhaite naturellement poursuivre l'analyse des autres stations synoptiques du Niger, puis des pays voisins, afin de mieux spatialiser les résultats et de pouvoir repérer les biais locaux. J'espère que le réseau AMMA-NET sera le lieu d'une collaboration inter-état sur cette thématique.

Je pourrai donc sereinement poursuivre des recherches au Niger sur l'évolution de l'environnement à partir de l'analyse des mesures du vent.

Références bibliographiques

A-B-C

- 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. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136 (1), 66-76.
- Abdourhamane T. A., 2011: *Erosion en milieu sableux cultivé au Niger: Dynamique actuelle et récente en liaison avec la pression anthropique et les changements climatiques*. Univ. Bourgogne, Dijon, 223 p.
- Adebayo S. I., 1989: Trajectories of advected Saharan dust in Nigeria. *Atmos Environ*, 23 (7), 1581-1589.
- Agier, L., Deroubaix, A., Martiny, N., Yaka, P., Djibo, A., Broutin, H., 2013. Seasonality of meningitis in Africa and climate forcing: aerosols stand out. *J. Royal Soc. Interface* 10. <http://dx.doi.org/10.1098/rsif.2012.0814>.
- Alexander M. & Scott J., 2002: The influence of ENSO on air-sea interaction in the Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1701, doi:10.1029/2001GL014347.
- AMMA ISSC, 2005: *The International Science Plan for AMMA*. « http://www.amma.mediasfrance.org/library/docs/AMMA_ISP_may2005.pdf »
- Anuforom A. C., 2007: Spatial distribution and temporal variability of Harmattan dust haze in sub-Sahel West Africa. *Atmos. Envir.*, 41 (39), 9079-9090.
- Bagnold R. A., 1941: *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London, 265 p.
- Benkhaled, A. & Remini, B., 2003: Analyse de la relation puissance débit solide – débit liquide à l'échelle du bassin-versant de l'oued Wahrane (Algérie). *Revue des Sciences de l'eau*, 16 (3), 333-356.
- Bertrand J., Baudet J., Densens J., 1973: Seasonal variations and frequency distribution of ice nuclei concentration at Abidjan, West Africa. *J. Appl. Meteor.*, 12, 1191-1195.
- Bertrand J., Cerf A. & Domergue J. L., 1979: Repartition in space and time of dust haze south of the Sahara, *WMO*, 538, 409–415.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Rev.*, 97, 163–172.
- Bou Karam D., 2008 : *Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en Afrique de l'ouest*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 311 p.
- Bou Karam D., Flamant C., Knippertz P., Reitebuch O., Pelon J., Chong, M. & Dabas A., 2008: Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region: A representative case study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 621-634.
- Bouet C., Cautenet G., Washington R., Todd M. C., Laurent B., Marticorena B. & Bergametti, G., 2007: Mesoscale modeling of aeolian dust emission during the BoDEX 2005 experiment. *Geophys. Res. Lett.*, 34 L07812, doi : 10.1029/2006GL029184.
- Brooks, N., Legrand, M., 2000: Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel. In: McLaren, S.J., Kniverton, D. Ž (Eds), *Linking Land Surface Change to Climate Change*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 1–25.

- Burpee R.W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, 29, 77-90.
- Caires S., Sterl A., Komen G., Swail V., 2004: The Web-based KNMI/ERA-40 global wave climatology atlas. *WMO Bull.*, 53 (2), 142–146
- Camberlin P, Janicot S. & Pocard I., 2001: Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical sea-surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *Int. J. Climatol.*, 21, 973–1005.
- Canut G., Lothon M., Saïd F. & Lohou F., 2010: Observation of entrainment at the interface between monsoon flow and the Saharan Air Layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136 (s1), 34-46.
- Chaouche A., 1988 : *Structure de la saison des pluies en Afrique soudano-sahélienne*. Thèse de Doctorat, Ecole des Mines de Paris, Paris, 407 p.
- Chauvin F., Roehrig R. & Lafore J. P., 2010: Intraseasonal variability of the Saharan heat low and its link with mid-latitudes. *J. of Climate*, 23, 2544-2561.
- Chepil W. S., 1951: Properties of soil which influence wind erosion: IV. State of dry aggregate structure, *Soil Sci.*, 72, 387–401.
- Chiapello I., Bergametti G., Gomes L., Chatenet B., Dulac F., Pimenta J., & Soares E. S., 1995: An additional low layer transport of Sahelian and Saharan dust over the north eastern Tropical Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 22 (23), 3191-3194.
- Chiapello I., Moulin C. & Prospero J. M., 2005: Understanding the long term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness. *J. Geophys. Res., Atmos.*, 110 (D18), DOI: 10.1029/2004JD005132.
- Chou C., Neelin J.D., Su H., 2001: Ocean-atmosphere-land feedbacks in idealized monsoons. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 1869-1891.
- Christensen J.H., Hewitson B., Busuioc A., Chen A., Gao X., Held I., Jones R., Kolli R.K., Kwon W.T., Laprise R., Manguña Rueda V., Meams L., Menéndez C.G., Räisänen J., Rinke A., Sarr A., Whetton P., 2007: Regional Climate Projections. In: Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller (eds). “*Climate Change 2007: The physical Sciences Basis*”. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, New-York, 847-940.
- Cleveland W. & Loader C, 1996: Smoothing by local regression: Principles and methods. *Statistical theory and computational aspects of smoothing*, 1049, 1-38.
- Cleveland W. S. & Devlin S. J., 1988: Locally weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting. *J. Am. Stat. Assoc.*, 83, 596–610.
- Compo GP, Whitaker JS, Sardeshmukh PD, Matsui N, Allan RJ, Yin X, Gleason BE, Vose RS, Rutledge G, Bessemoulin P, Brönnimann S, Brunet M, Crouthamel RI, Grant AN, Groisman PY, Jones PD, Kruk MC, Kruger AC, Marshall GJ, Maugeri M, Mok HY, Nordli Ø, Ross TF, Trigo RM, Wang XL, Woodruff SD, Worley S.J., 2011: The Twentieth Century Reanalysis Project. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 1–28.
- Cook K. H., 1999: Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. *Journal of Climate*, 12, 1165-1184.
- Courrel M-F. & Chamard Ph., 1987 : Apparition de nouvelles formes dunaires dans l’Azawad et le Gourma septentrional (Mali). *Revue de Photo Interprétation*, 87 (3), 25-33.

Czaja A. & Marshall J., 2005: The Partitioning of Poleward Heat Transport between the Atmosphere and Ocean. *J. Atmos. Sci.*, 63, 1498-1510.

D-E-F

D'Amato N. & T. Lebel, 1998: On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to analysis of climatic variability. *Int. J. Climatol.*, 18, 955-974.

Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hølm E. V., Isaksen I., Kallberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., De Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N. & Vitart F., 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137 (656), 553-597.

Dhonneur G., 1985 : *Traité de météorologie tropicale: application au cas particulier de l'Afrique occidentale et centrale*. Météo-France, Paris, 150 p.

Dieppois B., 2013 : *Etude par analyses spectrales de l'instabilité spatio-temporelle des téléconnexions basse-fréquences entre les fluctuations globales du secteur Atlantique et les climats de l'Europe du NW (1700-2010) et du Sahel ouest-africain (1900-2010)*. Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 218 p.

Dieppois B., Diedhiou A., Durand A., Fournier M., Massei N., Sebag D., Xue Y. & Fontaine B., 2013 : Quasi-decadal signals of rainfall and West African monsoon since the mid-twentieth century. *J. Geophys. Res.: Atmosphere*, sous presse.

Dubief J., 1952 : Le vent et le déplacement du sable au Sahara. *Trav. Inst. Rech. Sahara*, 8, 123-162.

Durand A., 1995 : Sédiments quaternaires et changements climatiques au Sahel central (Niger et Tchad). *Africa Geoscience Review*, 2 (3-4), 323-614.

Engelstaedter S., Kohfeld K. E., Tegen I. & Harrison S. P., 2003: Controls of dust emissions by vegetation and topographic depressions: An evaluation using dust storm frequency data. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1294-1298.

Engelstaedter S., Tegen I. & Washington, R., 2006: North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews*, 79 (1), 73-100.

Fink A.H., Agustí-Panareda A., Parker D. J., Lafore J.-P., Ngamini J.-B., Afiesimama E., Beljaars A., Bock O., Christoph M., Didé F., Faccani C., Fourrié N., Karbou F., Polcher J., Mumba Z., Nuret M. S., Pohle S., Rabier F., Tompkins A. M. and Wilson G., 2011: Operational meteorology in West Africa: observational networks, weather analysis and forecasting. *Atmos. Sci. Lett.*, 12, 135-141, doi: 10.1002/asl.324.

Flamant C., Chaboureaud J. P., Parker D. J., Taylor C. M., Cammas J. P., Bock O., Timouk F. & Pelon J., 2007: Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary region of the West African monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 113, 1175-1189.

Fontaine B., & Janicot S., 1995: Rainfall Anomaly patterns and wind field signals over West Africa in August (1958-1989). *J. of Climate*, 8 (6), 1503-1510.

Fontaine B., Janicot S. & Moron V., 1995: Rainfall anomaly patterns and wind field signals over West Africa in August (1958-1989). *J. of Climate*, 8, 1503-1510.

Fontaine B., N. Philippon, S. Trzaska, Roucou P., 2002: Spring to summer changes in the West African monsoon through NCEP/NCAR réanalyses (1968-1998). *J. Geophys. Res.*, 107 (D14), doi: 10.1029/2001JD000834.

Formenti P., Rajot J. L., Desboeufs K., Saïd F., Grand N., Vhevailler S., Schmechtig C., 2011: Airborne observations of mineral dust over western Africa in the Summer Monsoon season: spatial and vertical variability of physico-chemical and optical properties. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 6387-6410.

G-H-I

Garba Z. (1997). *Evolution de l'activité éolienne et de l'aridité à la limite Sahara/Sahel au Quaternaire supérieur (Massif de Termit et Manga méridional)*. Doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, 412 p.

Garba Z., Durand A. et Lang J. (2003). Identification et quantification des dépôts de poussières éoliennes au Quaternaire supérieur à la limite Sahara/Sahel (Massif de Termit, République du Niger, Bassin du Tchad). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 47/3, 307-328.

Gastineau M., 2008 : *Les changements de la circulation atmosphérique tropicale et conséquence lors du changement climatique*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 199 p.

Gedikli A., Aksoy H. & Unal N.E., 2007: Segmentation algorithm for long time series analysis. *Stochastic Envir. Res. Risk Asses.*, 22, 291-302.

Giannini A., Kushnir Y. & Cane M.A., 2000: Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *J. of Climate*, 13, 297-311.

Giannini A., Cane M.A. & Kushnir Y., 2001: Interdecadal changes in the ENSO teleconnection to the Caribbean region and the North Atlantic oscillation. *J. of Climate*, 14, 2867-2879.

Giannini A., Saravanan R. & Chang P., 2003: Oceanic forcing of the Sahel rainfall on interannual to interdecadal times scales. *Sciences*, 302, 1027-1030.

Giazzi F., 1996 : Les conditions hydro-pluviométriques actuelles et les principales ressources hydriques.- In : Franck Giazzi (ed). « *La Réserve Naturelle Nationale de l'Air et du Ténéré (Niger). Etude initiale* ». Gland; MH/E, WWF, 181-259.

Gillette D. A., 1978: A wind tunnel simulation of the erosion of soil: Effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production. *Atmos. Environ.*, 12, 1735-1743.

Gillette, D.A., Walker, T.R., 1977. Characteristics of airborne particles produced by wind erosion of sandy soil, high plains of west Texas. *Soil Sci*, 123, 97-110.

Gillette D. A., Adams J., Muhs D.R. & Khil R., 1982: Threshold friction velocities and rupture module for crusted desert soil particles into the air. *J. Geophys. Res.*, 87, 9003-9015.

Goudie A. S. & Middleton N. J., 1992: The changing frequency of dust storms through time. *Climatic Change*, 20 (3), 197-225.

Goudie A. S., & Middleton N. J., 2001: Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews*, 56 (1), 179-204.

Grant A.N., Bronnimann S., Ewen T., 2009: A new look at radiosonde data prior to 1958. *J. of Climate*, 22, 3232-3247.

- Grini A., Myhre G., Zender C. S., & Isaksen I. S., 2005: Model simulations of dust sources and transport in the global atmosphere: Effects of soil erodibility and wind speed variability. *J. Geophys. Res.*, 110 (D2), D02205, doi:10.1029/2004JD005037.
- Grist J.P. & Nicholson S. E., 2001: A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West african Sahel. *J. of Climate*, 14, 1337-1359.
- Hassane B., Durand A., Garba Z., Sebag D., Rajot J-L., Ngounou Ngatcha B. & Dieppois B., 2010: Variabilité climatique au Sahel : étude de la dynamique éolienne et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1992 à Maïné Soroa (Niger oriental). In : « *Risques et Changements Climatiques* ». 23ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Rennes (France), 1-4 septembre 2010, communication orale et actes, 267-272.
- Hassane B., Durand A., Garba Z., Sebag D., Rajot J-L., Ngounou Ngatcha B. & Dieppois B., 2011 : Variation de la dynamique éolienne au sahel central : Evolution du vent et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1992 à Nguigmi (SE Niger, bassin du lac Tchad). In : « *Sciences de l'Eau, du Climat et de l'Environnement pour un développement durable de l'Afrique* ». Colloque international FSP RIPIECSA et CORUS 2, Ngaoundéré, Cameroun, 21-25 nov. 2011, com. orale et actes, 49.
- Hassane B., Durand A., Garba Z., Diedhiou A., Ngounou Ngatcha B., Rajot J-L., Sebag D. & Traoré A., 2012: Aeolian dynamics variability in central Sahel between 1950 and 2000: are meteorological data about wind representative of the climate change and its environmental impact? Example of the synoptic stations Maïné-Soroa and Nguigmi (Niger, Lake Chad basin). In: “*African Monsoon multidisciplinary Analyses: 4th AMMA International Conference*”, Toulouse, 2-6 jul. 2012, com. orale et actes, 27-28.
- Hastenrath S., 2007: Equatorial zonal circulations: historical perspectives. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 43, 16-24.
- Hastenrath S., Polzin D., Greischar L., 2002: Annual cycle of equatorial zonal circulations from the ECMWF Reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80, 755-766.
- Held I. M., 2001: The partitioning of the poleward energy transport between the tropical ocean and atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 58, 943-948.
- Herman, J. R., Bhartia P. K., Torres O., Hsu C., Seftor C., & Celarier E., 1997: Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,911–16,922.
- Herrmann S. M. & Hutchinson C. F., 2005: The changing contexts of the desertification debate. *J. Atmos. Sci.*, 63 (3), 538-555.
- Hubert P., Carbonnel J-P. & Chaouche A., 1989 : Segmentation des séries hydrométéorologiques- Application à des séries de précipitations et de débits de l’Afrique de l’Ouest. *J. Hydrol.*, 110 (3-4), 349-367.
- Hubert, P., Servat, E., Paturel, J. E., Kouamé, B., Bendjoudi, J. P., Carbonnel, J. P. & Lubès-Niel, H., 1998 : La procédure de segmentation dix ans après. In: *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century*. IAHS Publ., 252, 267–273.

J-K-L

- Janicot S., 1992a: Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part I: regionalizations and typings. *J. of Climate*, 5, 489-497.

- Janicot S., 1992b: Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part II: Associated surface and air mass characteristics. *J. of Climate*, 5: 499-511.
- Janicot S., Mounier F., Hall N., Leroux S., Sultan B., Kiladis G., 2009: The West African monsoon dynamics. Part IV: Analysis of 25-90-day variability of convection and the role of the Indian monsoon. *J. of Climate*, 22, 1541-1565.
- Janicot S., Caniaux G., Chauvin F., de Coëtlogon G., Fontaine B., Hall N., Kiladis G., Lafore J.P., Lavaysse C., Lavender S.L., Leroux S., Marteau R., Mounier F., Philippon N., Roehrig R., Sultan B., Taylor C.M., 2011 : Intraseasonal variability of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, 12, 58-66.
- Jickells T. D., 1998: Nutrient biogeochemistry of the coastal zone. *Science*, 281 (5374), 217-222.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R. & Joseph D., 1996: The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis Project. *Bull. American Meteorol. Society*, 77, 437-471.
- Kanamitsu M., 1989: Description of the NMC global data assimilation and forecast system. *Weather Forecasting*, 4, 334-342.
- Kendall M.G., 1948: *Rank correlation methods*. C. Griffin (eds.), 160p.
- Kistler R, Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W, Kanamitsu M., Kousky V., Van den Dool H., Jenne R. & Fiorino M., 2001: The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 82, 247–268.
- Kraus EB. 1977: Subtropical droughts and cross-equatorial energy transports. *Monthly Weather Review*, 105, 1009–1018.
- Lafore J.P. & Moncrief M.W., 1989: A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 46, 521-544.
- Lau K.M. & Yang S., 2003: Walker circulation. In: Holton J.R. et al. (eds.). *“Encyclopedia of Atmospheric Sciences”*. Academic Press, Elsevier Science, London, 2505-2510.
- Le Barbé L. & Lebel T., 1997: Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *J. Hydrol.*, 188, 43-73.
- Le Barbé L., Lebel T. & Tapsoba D., 2002: Rainfall variability in West Africa during the years 1950-1990. *J. of Climate*, 15, 187-202.
- Le Vourc’h J-C., Fons C. & Le Stum M., 2002 : *Météorologie générale et maritime*, Météo France, 277 p.
- Lebel T., Delclaux F., Le Barbé L. & Polcher J., 2000: From GCM scales to hydrological scales: rainfall variability in West Africa. *Stoch. Env. Res. Risk Ass*, 14, 275-296.
- Leroux M., 1975 : La circulation générale de l’atmosphère et les oscillations climatiques tropicales. *Cahiers Centre de Rech. Climat. Tropic.*, Dijon, 3, 1-16.
- Leroux M., 1983 : *Le climat de l’Afrique tropicale*. Champion, Paris, 2 vol., 633 p.
- Leroux S. & Hall N.M.J., 2009: On the relationship between African Easterly Waves and the African Easterly Jet. *J. Atmos. Sci.*, 66, 2303-2316.

L'Hôte T., Mahé G., Some B., Triboulet J. P., 2002: Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000, the drought continues. *Hydrol. Sci. J.*, 47 (4), 563-572.

Li T. & Philander S.G.H., 1997: On the seasonal cycle of the Equatorial Atlantic Ocean. *J. of Climate*, 10, 813-817.

M-N-O

Mac Tainsh G., 1980: Harmattan dust deposition in northern Nigeria. *Nature*, 286, 587-588.

Mac Tainsh G., 1984: The nature and origine of the aeolian mantles of central northern Nigeria. *Geoderma*, 33, 13-37.

Mac Tainsh G., 1987: Desert loess in northern Nigeria. *Z. Geomorphologie N.F.*, 31 (2), 145-165.

Mac Tainsh, G. & Walker, P. H., 1982: Nature and distribution of Harmattan dust. *Z. Geomorphol*, 26 (4), 417-435.

Mahowald N. M., Ballantine J. A., Feddema J., Ramankutty N., 2007: Global trends in visibility: implication for dust sources. *Atmos. Chem. Phys.*, 7 (12), 3309-3339.

Mainguet M., 1984: Space observation of Saharan aeolian dynamics. In: Farouk El-Baz, (ed.) "Desert and arid lands". Nijhof, The Hague, 31-58.

Mainguet M., 2003: Desertification: Global Degradation of Drylands. In: "Security and Environment in the Mediterranean". Springer, Berlin Heidelberg, 645-653

Mainguet M., & Guy M., 1974 : Apport des images par satellites météorologiques NOAA3 dans l'observation des grands courants de matériels éoliens et dans les relations de dépendance des ergs au Sahara". *Photo-Interprétation*", Ed. Technip, Paris, 1-6, 43-51.

Mainguet M. & Canon L., 1976 : Vents et paléovents du Sahara. Tentative d'approche paléoclimatique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, XVIII, 2-3, 241-250.

Mainguet M., Canon L. & Chemin M-C., 1980 : Le Sahara : géomorphologie et paléogéomorphologie éoliennes. In: M.A.J. Williams et Faure (Eds.), "The Sahara and the Nile". Balkema, 17-35.

Mann H.B., 1945: Non-parametric test against trend. *Econometrica*, 13, 245-259.

Martiny N., & Chiapello I., 2013: Assessments for the impact of mineral dust on the meningitis incidence in West Africa. *Atmos. Environ.*, 70, 245-253.

Mathon V, Laurent H., Lebel T., 2002: Mesoscale Convective System Rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteorol.*, 41 (11), 1081-1092.

Mathon V. & Laurent H., 2001: Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 377-406

Middleton N. J. & Goudie, A. S., 2001: Saharan dust: sources and trajectories. *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, 26 (2), 165-181.

Middleton N.J., 1985: Effect of drought on dust production in the Sahel. *Nature*, 316, 431-434.

Miller R. L., Tegen I., & Perlwitz J., 2004: Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle. *J. Geophys. Res.*, 109 D04203.

Mitchell T. D. & Jones P. D., 2005: An improved method of constructing database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Clim.*, 25 (6), 693-712.

- Mohr K. I. & Thorncroft C. D., 2006: Intense convective systems in West Africa and their relationship to the African easterly jet. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132, 163-176.
- Moron V., 1994: Guinean and Sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly times scales (1933-1990). *Int. J. Climatol.*, 14, 325-341.
- Moulin C., & Chiapello I., 2004: Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel sources from TOMS satellites (1979–2000). *Geophys. Res. Lett.*, 31 (2), 1-4.
- Moulin C., Lambert C. E., Dulac F., & Dayan U., 1997: Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 387, 691-694.
- Mugnier S., 1995 : *Pluviométrie journalière et types de pluies au Sahel central : Manga et Bornou (Niger et Nigeria). Evolution de 1950 à 1990*. Mémoire DEA Université de Bourgogne, Dijon, 48 p.
- Muhs, D.R. The geologic records of dust in the Quaternary. *Aeolian Res.*, 9, 3–48.
- Newell R. E. & Kidson J. W., 1984: African mean wind changes between Sahelian wet and dry periods. *J. Climatol.*, 4, 1-7.
- Nicholson S. E., 1980: The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. *Monthly. Wea. Rev.*, 108, 473-487.
- Nicholson S. E., 1993: An Overview of African Rainfall Fluctuations of the Last Decade. *J. of Climate*, 6, 1463-1466.
- Nicholson S. E., 1986: The Spatial Coherence of African Rainfall Anomalies: Interhemispheric Teleconnections. *J. Appl. Meteor.*, 25, 1365-1381.
- Nicholson S. E., 2001: Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Climate Research*, 17, 123-144.
- Nicholson S. E., 2005: On the question of the “recovery” of the rains in the West Africa Sahel. *J. Arid. Envir.*, 63, 615-641.
- Nicholson S. E., 2008: The intensity, location and structure of the tropical rainbelt over West Africa as a factor in interannual variability. *Int. J. Climatol.*, 28, 1775-1785.
- Nicholson S. E., 2009: A revised picture of the structure of the « monsoon » and land ITCZ over West Africa. *Clim Dyn.*, 32, 1155-1171.
- Nicholson S. E., 2011: *Dryland climatology*. Cambridge University Press, New York, 516 p.
- Nicholson S.E. & Webster P.J., 2007: A physical basis for the interannual variability of rainfall in the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteorol Soc.*, 133, 2065-2084.
- Nouaceur Z., 1999 : *Évolution récente des lithométéores en Mauritanie*. Thèse de Doctorat, Université J. Moulin Lyon III, 503 p.
- N’Tchayi G. M., Bertrand J., Legrand M. & Baudet, J., 1994: Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout West Africa over the last thirty years, *Annales Geophysicae* 12, 265-273.
- N’Tchayi Mbourou, G., Bertrand, J. J., Nicholson, S., 1997: The diurnal and seasonal cycles of wind-borne dust over Africa north of the equator, *J. Appl. Meteorol.* 36, 868-882.
- O.M.M., 1966 : Vocabulaire météorologique international 182, *JP*, 91, 276 p.
- Ozer, P., 2001 : Les lithométéores en région sahélienne : un indicateur de la désertification. *Geo-Eco-Trop.*, 24, 1-317.

Ozer P. & Erpicum M., 1995: Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905. *Sécheresse*, 6 (1), 103-108.

P-Q-R

Parrish D. & Derber J., 1992: « The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system ». *Mon. Weather Rev.*, 120, 1747-1763.

Peyrillé P., 2006 : *Etude idéalisée de la mousson ouest-africaine à partir d'un modèle numérique bidimensionnel*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier Toulouse III, 206 p.

Poccard I., 2000: *Etude diagnostique de nouvelles données climatiques: les réanalyses. Exemple d'application aux précipitations en Afrique tropicale*. Doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, 245 p.

Poccard I., Janicot S. & Camberlin P., 2000: Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa. *Clim. Dyn.*, 16, 897-915.

Pohlmann H. & Greatbatch R. J., 2006: Discontinuities in the late 1960's in different atmospheric data products, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L22803, doi:10.1029/2006GL027644.

Prospero J. M., 1996: Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean: An overview. In: "The impact of desert dust across the Mediterranean". Springer, Netherlands, 133-151.

Prospero J. M., & Lamb P. J., 2003: African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications. *Science*, 302 (5647), 1024-1027.

Prospero J. M., Ginoux P., Torres O., Nicholson S. E., & Gill T. E., 2002: Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Rev. Geophys.*, 40 (1), 1-31.

Prospero J. M., Blades E., Mathison G., & Naidu R., 2005: Interhemispheric transport of viable fungi and bacteria from Africa to the Caribbean with soil dust. *Aerobiologia*, 21 (1), 1-19.

Rajot J. L., Formenti P., Alfaro S., Desboeufs K., Chevaillier S., Chatenet B., Gaudichet A., Journet E., Marticorena B., Triquet S., Maman A., Mouget N. & Zakou, A., 2008: AMMA dust experiment: An overview of measurements performed during the dry season special observation period (SOP0) at the Banizoumbou (Niger) supersite. *J. Geophys. Res.*, 113, D00C14, doi:10.1029/2008JD009906.

Rajot J. L., Touré A., Desboeufs K., Formenti P., Marticorena B., & Sow M., 2012 : Le cycle des aérosols terrigènes au Sahel: ce qu'AMMA nous a appris. *Météorologie*, 8, 33-40.

Ramage, C., 1971. Monsoon Meteorology. *International Geophysics Series*, 15, 296 p.

Riemer N., Doherty O. M., & Hameed S., 2006: On the variability of African dust transport across the Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (13), 1-4.

S-T-U-V

Saporta G., 1990: *Probabilités, analyses des données statistiques*. Eds. TECHNIP.

Sathiyamoorthy V., Pal P.K., Joshi P.C., 2007: Intraseasonal variability of the Tropical Easterly Jet. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 96, 305-316.

- Savitzky A., & Golay M. J., 1964: Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures. *Analytical chemistry*, 36 (8), 1627-1639.
- Schepanski K., 2008: *Characterising Saharan Dust Sources and Export using Remote Sensing and Regional Modelling*. PhD, IFM-GEOMAR, Kiel, 96 p.
- Schepanski K., Tegen I., & Macke A., 2009a: Saharan dust transport and deposition towards the tropical northern Atlantic. *Atmos. Chem. Phys.*, 9 (4), 1173-1189.
- Schepanski, K., Tegen, I., Todd, M. C., Heinold, B., Bönisch, G., Laurent, B., & Macke, A., 2009 b: Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models. *J. Geophys. Res.*, 114, D10201, doi:10.1029/2008JD010325.
- Schollaert S. E., & Merrill J. T., 1998: Cooler sea surface west of the Sahara Desert correlated to dust events. *Geophys. Res. Lett.*, 25 (18), 3529-3532.
- Schwanghart W. & Stuu B., 2008: Meteorological causes of Harmattan dust in West Africa. *Geomorphology*, 95, 412-428.
- Servat E., Paturol J. E., Lubes H., Kouame B., Ouedraogo M. Masson J. M., 1997: Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea- Part 1: detailed analysis of the phenomenon in Côte d'Ivoire. *J. Hydrol.*, 191, 1-15.
- Shao Y., 2001: A model for mineral dust emission. *J. Geophys. Res.*, 106, 20,239-20,254.
- Shao Y., Raupach M. R., & Findlater P. A., 1993: Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind. *J. Geophys. Res. Atmos.* 98, 12719-12726.
- Silue S., Konare A., Diedhiou A., Yoboue V., N'Datchoh E., & Assamoi P., 2013: Spatial and temporal variability of windborne dust in the Sahel-Sahara zone in relation with synoptic environment. *Academic journal*, 8 (18), 705-717.
- Simmons A. J. & Gibson J. K., 2000: The ERA 40 Project Plan. *ERA-40 Project Report Series*, 1, 1–62.
- Simmons A, Uppala S, Dee D, Kobayashi S., 2007: ERA-Interim: new ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF News lett.*, 110, 25–35
- Snedecor G, Cochran W., 1989: *Statistical Methods*. Iowa State University Press, 8th ed.
- Sterl A., 2004: Notes and correspondence. On the (in) homogeneity of reanalysis products. *J. of Climate*, 17, 3866-3873.
- Stickler A. & Brönnimann S., 2011: Significant bias of the NCEP/NCAR and Twentieth-century reanalyses relative to pilot balloon observations over the West African monsoon region (1940-1957). *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 1400-1416
- Sultan B. & S. Janicot S., 2000: Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3353-3356.
- Sultan B., & Janicot S., 2003: The West African monsoon dynamics. Part II: The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *J. of climate*, 16 (21), 3407-3427.
- Sultan B., Janicot S., Drobinski P., 2007: Characterization of the diurnal cycle of the West African Monsoon around the monsoon onset. *J. of Climate*, 20, 4014 - 4032.
- Sunnu A., Resch F., & Afeti G., 2013: Back-trajectory model of the Saharan dust flux and particle mass distribution in West Africa. *Aeolian Research*, 9, 125-132.

- Talbot R. W., Harriss R. C., Browell E. V., Gregory G. L., Sebacher D. I., & Beck S. M., 1986: Distribution and geochemistry of aerosols in the tropical North Atlantic troposphere: Relationship to Saharan dust. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 91, 5173-5182.
- Tanaka, M., Weare, B.C., Navato, A.R., Newell, R.E., 1975. Recent African rainfall patterns. *Nature*, 255, 201–203.
- Taupin J. D., Amani A., & Lebel T., 1998 : Variabilité spatiale des pluies au Sahel: une question d'échelles. 1. Approche expérimentale. *IAHS PUBLICATION*, 143-152.
- Taylor K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram *J. Geophys. Res.*, 106 (7), 7183-7192
- Tegen I., Lacis A., & Fung I., 1996: The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, 380 (6573), 419-422.
- Thorncroft, C. D., & Blackburn, M., 1999: Maintenance of the African easterly jet. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125 (555), 763-786.
- Thorncroft C. D., Nguyen H., Zhang C., Peyrillé P., 2011: Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapor transport. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 129-147, Part A.
- Tidjani A., 2008 : *Erosion éolienne dans le Damagaram Est (Sud-Est du Niger) : Paramétrisation, quantification et moyens de lutte*. Thèse de doctorat, Univ. Catholique de Louvain, 171 p.
- Todd M. C., Washington R., Martins J. V., Dubovik O., Lizcano G., M'bainayel, S., & Engelstaedter S., 2007: Mineral dust emission from the Bodélé Depression, northern Chad, during BoDEx 2005. *J. Geophys. Res.*, 112, D06207. doi:10.1029/2006JD007170.
- Toupet C., 1992: *Le Sahel*. Nathan Université, Paris, 192 p.
- Trenberth K. E., & Caron J. M., 2001: Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate*, 14 (16), 3433-3443.
- Tucker C. J., Newcomb W. W., Los, S. O., & Prince, S. D., 1991: Mean and inter-year variation of growing-season normalized difference vegetation index for the Sahel 1981-1989. *International Journal of Remote Sensing*, 12 (6), 1133-1135.
- Tychon B. & Ambouta K. J-M., 2009 : Gestion interdisciplinaire du problème d'ensablement des cuvettes en milieu sahélien nigérien. *Geo-Eco-Trop.*, 33, 1-10.
- UNEP, 1992: World atlas of desertification. Edward Arnold, Londres, 69 p.
- Uppala S., & Co-auteurs., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 2961-3012
- Uppala S. M., D. Dee, S. Kobayashi, P. Berrisford, Simmons A., 2008: Towards a climate data-assimilation system: Status update of ERA-Interim. *ECMWF Newsletter* 115, 12–18.
- Valdès D., 2005 : *Variabilité spatiale du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie (Eure (27), France)*. Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 287 p.
- Vautard R., Cattiaux J., Yiou P., Thépaut J. N. & Ciais P., 2010: Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness. *Nature Geosc.*, 3 (11), 756-761.
- Vorburger T .V., Song J-F., Chu W., Ma L., Bui S. H., Zheng A., Renegar T. B., 2011: Applications of cross-correlation functions. *Wear*, 271, 529-533.

W-X-Y-Z

- Walker G.T., 1910: Correlation in seasonal variations of weather. II. *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, 21, 22-45.
- Walker G.T., 1923: Correlation in seasonal variations of weather. VIII. A preliminary study of world weather. *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, 24, 75-131
- Walker G.T., 1936: Seasonal weather and its prediction. *Smithsonian Institution Annual Report for 1935*, 117-138.
- Wang, C., 2002a: Atmospheric circulation cells associated with El Niño-Southern Oscillation. *J. of Climate*, 15, 399-419.
- Wang, C., 2002b: Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells. *J. of Climate*, 15, 1516-1536.
- Washington R., & Todd M. C., 2005: Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé Depression, Chad: The role of the low level jet. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (17), L17701, doi:10.1029/2005GL023597.
- Washington R., Todd M., Middleton N. J., & Goudie A. S., 2003: Dust-storm source areas determined by the total ozone monitoring spectrometer and surface observations. *Annals of the Association of American Geographers*, 93 (2), 297-313.
- Washington R., Todd M.C., Engelstaedter S., Mbainayel S., Mitchell F., 2006: Dust and the low-level circulation over the Bodélé depression, Chad: observations from BoDEX 2005. *J. Geophys. Res.*, 111 (D3), D03201. doi:10.1029/2005JD006502.
- Webster P. J., 2004: The elementary Hadley circulation. *The Hadley circulation: present, past, and future. Advances in Global Change Research*, 21, 9-60.
- Weisman M. L., & Rotunno R., 2004: "A theory for strong long-lived squall lines" revisited. *J. Atmos. Sci.*, 61 (4), 361-382.
- Weng H., Ashok K., Behera S. K., Rao S. A., & Yamagata T., 2007: Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate dynamics*, 29 (2-3), 113-129.
- Williams G. P., 1989: Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.*, 111 (1), 89-106.
- Wu M. L. C., Reale, O., Schubert S. D., Suarez M. J., Koster R. D., & Pegion P. J., 2009: African easterly jet: structure and maintenance. *J. of Climate*, 22(17), 4459-4480.
- Wyrtki K., 1982: The southern oscillation, ocean-atmosphere interaction and El Niño. *Mar. Technol. Soc. J.*, 16 (1), 3-10.
- Yano J. L., Grabowski W., Moncrieff M. W., 2002: Mean-state connective circulations over largescale tropical SST gradients. *J. Atmos. Sc.*, 59, 1578-1592
- Zender C. S., Bian H., & Newman D., 2003: Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology. *J. Geophys. Res.*, doi: 10.1029/2002JD002775.

Liste des figures

| | |
|--|----|
| Figure 1 : Schéma représentant le bilan énergétique de l'atmosphère..... | 5 |
| Figure 2 : Le déséquilibre énergétique régional moyen de la terre (d'après Gastineau, 2008). | 6 |
| Figure 3 : Circulation méridienne moyenne et évolution saisonnière par la fonction de courant méridienne sur la période 1970-2006 (adaptée de l'atlas ERA-40, in Dieppois 2013)..... | 7 |
| Figure 4 :Circulation de Walker moyenne en hiver entre décembre et février (DJF) (http://www.meted.ucar.edu)..... | 9 |
| Figure 5 : Les courants marins de surface (www.physicalgeography.net)..... | 10 |
| Figure 6 : Schéma conceptuel représentant la moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal, la circulation méridienne et verticale | 11 |
| Figure 7 : Evolution saisonnière des régimes pluviométriques dominant en Afrique de l'Ouest..... | 13 |
| Figure 8 : Cycle saisonnier moyen des précipitations et des vents à 10 m du sol | 14 |
| Figure 9 : Variations des pluies au Sahel entre 1950 et 2009..... | 16 |
| Figure 10 : Illustration des types d'anomalies pluviométriques en Afrique de l'Ouest..... | 17 |
| Figure 11 : Les vents et discontinuités sur l'Afrique en janvier-février (a) et en juillet-août (b),..... | 18 |
| Figure 12 : Relief de l'Afrique au Nord de l'équateur..... | 20 |
| Figure 13 : Courants de la dynamique sédimentaire éolienne au Sahara | 21 |
| Figure 14 : Carte des sources de poussières (d'après Muhs, 2013). | 22 |
| Figure 15 : Mesures moyennes (1980-1992) de l'indice d'aérosols (TOMS AI)..... | 23 |
| Figure 16 : La dépression du Bodélé et le couloir de vent. | 24 |
| Figure 17 : Valeurs moyennes mensuelles des estimations de poussière issues de la dépression | 24 |
| Figure 18 : Classification des mouvements des particules (Bagnold, 1941 in Schepanski, 2008). | 25 |
| Figure 19 : Schéma des transports de poussières d'origine Nord-africaine | 27 |
| Figure 20 : Localisation des stations, cumuls mensuels des précipitations..... | 29 |
| Figure 21 : Rose météo type..... | 31 |
| Figure 22 : Transformation des directions de la rose en circulations zonale et méridienne. | 36 |
| Figure 23 : Diagramme de Taylor..... | 36 |
| Figure 24 : Schéma d'un cycle hystérésis (a) et d'une intercorrélacion (b)..... | 38 |
| Figure 25 : Ensembles géomorphologiques du Sud de la région administrative de Diffa | 41 |
| Figure 26 : Comparaison de la pluviométrie au Niger entre 1950-1967 et 1968-1985..... | 43 |
| Figure 27 : Variabilité des précipitations à Maïné-Soroa (a) et Nguigmi (b). | 46 |
| Figure 28 : Roses des vents à Maïné-Soroa (a) et à Nguigmi (b)..... | 47 |
| Figure 29 : Proportion mensuelle des principales directions de vent observées à 6h, 12h et 18h et des observations sans vent significatif (courbe) à Maïné-Soroa (a) et Nguigmi (b) de 1950 à 1992. | 49 |
| Figure 30 : Régime mensuel des vitesses de vent à 6h (1) et 12h (2)..... | 50 |
| Figure 31 : Vitesses moyennes annuelles (de 6h, 12h et 18h) et tendances | 51 |

| | |
|---|-----|
| Figure 32 : Variations des vitesses journalières (traits verticaux gris) et moyennes mensuelles (courbe noire) à Maïné-Soroa | 53 |
| Figure 33 : Variations des vitesses journalières (traits verticaux gris) et moyennes mensuelles (courbe noire) à Nguigmi..... | 54 |
| Figure 34 : Roses des vents des périodes de 4 ans à Maïné-Soroa (a) et Nguigmi (b) | 55 |
| Figure 35 : Pourcentage des observations sans vent significatif pour le total des mesures..... | 57 |
| Figure 36 : Roses des vents annuelles (a) et juillet-août (b) à Maïné-Soroa pour les observations à 6h, 12h et 18h..... | 59 |
| Figure 37 : Variations des vitesses journalières (trait gris) et moyennes mensuelles (courbe noire) à Maïné-Soroa pour toutes les observations à 6h, 12h et à 18h. | 60 |
| Figure 38 : Comparaisons des séries mensuelles u et v des vents observés et des réanalyses | 66 |
| Figure 39 : Comparaisons des séries annuelles u et v des vents observés et des réanalyses | 68 |
| Figure 40 : Les cycles saisonniers des vents entre 1950 et 2009..... | 70 |
| Figure 41 : Courbes des différences observations - réanalyses des vents zonaux (1)..... | 72 |
| Figure 42 : Courbes des différences observations - réanalyses des vents zonaux (1)..... | 74 |
| Figure 43 : Pourcentage des mesures manquantes et des mesures significatives entre 1950 et 2009.... | 76 |
| Figure 44 : Diagramme de distribution des mesures SYNOP NCAR et TCM..... | 77 |
| Figure 45 : Pourcentages des mesures manquantes des fichiers SYNOP en moyennes mensuelles | 78 |
| Figure 46 : Corrélations vitesses moyennes mensuelles des fichiers météorologiques et des fichiers SYNOP entre 1950 et 2009 | 80 |
| Figure 47: Evolution interannuelle des visibilité horizontales et des précipitations | 86 |
| Figure 48 : Régime saisonnier des visibilité horizontales entre 1950 et 2009..... | 89 |
| Figure 49 : Mise en évidence des évolutions saisonnières Est-Ouest de la visibilité horizontale | 90 |
| Figure 50 : Fréquences saisonnières des types de temps météorologiques entre 1950 et 2009..... | 92 |
| Figure 51 : Fréquences mensuelles des classes de visibilité basse entre 1950 et 2009..... | 94 |
| Figure 52 : Evolution du nombre annuel de jours des différents types de temps météorologique de visibilité basse entre 1950 et 2009..... | 97 |
| Figure 53 : Evolution du nombre annuel de jours de classes de visibilité basses entre 1950 et 2009.. | 98 |
| Figure 54 : Relation entre visibilité horizontale et vitesse des vents de novembre à mars | 101 |
| Figure 55 : Relation entre visibilité horizontale et vitesse des vents de novembre à mars | 102 |
| Figure 56 : Relation entre visibilité horizontale et vitesse des vents entre 1955 et 2009 à Bilma..... | 104 |
| Figure 57: Variabilité des visibilité moyennes annuelles entre 1950 et 1992..... | 108 |
| Figure 58 : Régime moyen journalier à différentes horaires de mesure de la vitesse des vents et de la visibilité horizontale entre 1950-1992. | 109 |
| Figure 59 : Régime journalier de visibilité horizontale et de vitesse de vents entre 1950-1970 et 1971-1992. | 112 |

| | |
|---|-----|
| Figure 60 : Relations temporelles entre vitesse des vents et visibilité horizontale moyennes journalières entre 1950-1970 et 1971-1992..... | 115 |
| Figure 61 : Relations temporelles entre vitesse des vents et visibilité horizontale pour des périodes humides et arides à Maïné-Soroa (noir) et à Nguigmi (gris)..... | 117 |
| Figure 62 : Corrélogrammes des relations entre la vitesse du vent et la visibilité horizontale de périodes humides et arides à Maïné-Soroa (noir) et à Nguigmi (gris)..... | 118 |
| Tableau 1 : Pourcentages des directions des vents ainsi que des observations sans vent significatif (Obs svcs) à 6h, 12h et 18h entre 1950 et 1992 à Maïné-Soroa et à Nguigmi. | 48 |

ANNEXES

Colloques et publications

Colloques Internationaux

HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., SEBAG D., RAJOT J-L., NGOUNOU NGATCHA B. et DIEPPOIS B. (2010). Variabilité climatique au Sahel : étude de la dynamique éolienne et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1992 à Maïné-Soroa (Niger oriental). *23ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie « risques et changements climatiques »*, Rennes, 1-4 septembre 2010, communication orale et actes p.267-272.

DIEPPOIS B., DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N. et **HASSANE B.** (2010). Relations entre la pluviométrie au Sahel central et divers indices climatiques sur l'Atlantique : exemple de la station de Maïné-Soroa (SE Niger) entre 1950 et 2005. *23ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie « risques et changements climatiques »*, Rennes, 1-4 septembre 2010, poster et actes p.173-178.

DIEPPOIS B., **HASSANE B.**, DURAND A., FOURNIER M., GARBA Z., MASSEI N., NGOUNOU NGATCHA B., RAJOT J-L., SEBAG D., TRAORE A. (2011). Variabilité du climat au Sahel central depuis 1950 : précipitations, vents et visibilité horizontale au SE-Niger. *Workshop « Protection des Ressources Naturelles » IRD*, Meknès, 14-18 février 2011, communication orale.

HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., SEBAG D., RAJOT J-L., NGOUNOU NGATCHA B., DIEPPOIS B. (2011). Variabilité de la dynamique éolienne au Sahel central : Evolution du vent et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1992 à Nguigmi (SE Niger, bassin du lac Tchad). Colloque internationale FSP RIPIECSA et CORUS 2 « *Sciences de l'eau, du climat et de l'environnement pour un développement durable de l'Afrique* » Ngaoundéré, 21-25 novembre 2011, communication orale et livre des résumés, p.49 ; actes CD-IRD, p. 22-26.

DIEPPOIS B., DURAND A., FOURNIER M., SEBAG D., NGOUNOU NGATCHA B., MASSEI N., NOUACEUR Z., **HASSANE B.** (2011). Variabilité basse-fréquence des précipitations au Sahel : étude des relations avec l'océan Atlantique depuis le XX^e siècle. Colloque internationale FSP RIPIECSA et CORUS 2 « *Sciences de l'eau, du climat et de l'environnement pour un développement durable de l'Afrique* » Ngaoundéré, 21-25 novembre 2011, communication orale et livre des résumés p.33 ; actes CD-IRD, p. 17-21.

DURAND A., FROUIN M., GARBA Z., PARIS F., SALIEGE J-F., DIEPPOIS B., **HASSANE B.**, SEBAG D. (2011). A quelle vitesse le climat change t-il ? Comparaison de la dynamique éolienne holocène et récente à la limite Sahara/Sahel au Niger (vallée de l'Azawagh, massif de Termit et erg du Manga). Colloque internationale FSP RIPIECSA et CORUS 2 « *Sciences de l'eau, du climat et de l'environnement pour un développement durable de l'Afrique* » Ngaoundéré, 21-25 novembre 2011, communication orale et livre des résumés p.51 ; actes CD-IRD, p. 190-194.

HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., DIEDHIOU A., RAJOT J-L., NGOUNOU NGATCHA B., SEBAG D., TRAORE A. (2012). Aeolian dynamics variability in central Sahel : Are meteorological wind representative of climate change and its environmental impact in the Sahel ? Example of synoptic stations of Maïné-Soroa and Nguigmi (Niger, Lake Chad basin) between 1950 and 2000. *4^e Conférence Internationale AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine)*, Toulouse 2-6 juillet 2012, communication orale, actes p. 27.

HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., DIEDHIOU A., RAJOT J-L., NGOUNOU NGATCHA B., SEBAG D. (2012). Caractérisation de la variabilité climatique à partir de la dynamique éolienne dans le bassin du lac Tchad : cas des stations de Maïné-Soroa et Nguigmi entre 1950 et 2000. *1^{er} Colloque International « Eau et Climat, regards croisés nord-sud »*, Rouen, 25 et 26 septembre 2012, communication orale, actes p. 89-90.

Réunions nationales et séminaires

HASSANE B., GARBA Z., DURAND A., SEBAG D., RAJOT J.L (2008). Variabilité de la dynamique éolienne au Sahel central : caractéristiques des vents et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1989 à Maïné-Soroa (Niger oriental). *1^{ère} édition des « journées scientifiques de l'étudiant à*

la Faculté des Sciences de l'Université Abdou Moumouni, Niamey, 6-8 novembre, communication orale.

HASSANE B., GARBA Z., DURAND A., SEBAG D., RAJOT J.L., NGOUNOU NGATCHA B. (2009). Variabilité de la dynamique éolienne au Sahel central : vents et visibilité horizontale à Maïné-Soroa (Niger oriental) entre 1950 et 1992. 2^{ème} édition des « journées scientifiques de l'étudiant » à la Faculté des Sciences de l'Université Abdou Moumouni, Niamey, 4-7 mai, poster.

HASSANE B., MOUSSA A., DIEPPOIS B., GARBA Z., SEBAG D., RAJOT J.L., NGOUNOU NGATCHA B., DURAND A. (2009). Variabilité de la dynamique éolienne à Maïné-Soroa (Niger oriental) : caractéristiques des vents et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1989. SEMINAIRE CORUS-2, Projet 6116 « Impact des changements climatiques au Sahel ». Niamey (Niger), 10-13 juin 2009, communication orale et actes p. 9.

DIEPPOIS B., DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N. et **HASSANE B.** (2010). Relationship between Central Sahel rainfall and Atlantic climate indices: example of Maïné-Soroa station (SE Niger) over the period 1950-2005. 13^{ème} Journée de l'Ecole doctorale Normande BISE, Deauville, 11-12 mai 2010, poster et livre des résumés.

DIEPPOIS B., DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N. et **HASSANE B.** (2010). Relations entre la pluviométrie au Sahel central et divers indices climatiques sur l'Atlantique : exemple de la station de Maïné-Soroa (SE Niger) entre 1950 et 2005. Journée des Doctorants 2010 du Laboratoire M2C "Morphodynamique Continentale et Côtière", Université de Rouen, 1 juin 2010, communication orale et livre des résumés.

DIEPPOIS B., **HASSANE B.**, DURAND A., GARBA Z., FOURNIER M., MASSEI N., NGOUNOU NGATCHA B., RAJOT J-L., SEBAG D. (2010). Variabilité du climat au Sahel central : exemple de la station de Maïné-Soroa (SE Niger) entre 1950 et 2005. Midi scientifique du laboratoire M2C, Rouen, 21 octobre 2010.

HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., SEBAG D., RAJOT J-L., NGOUNOU NGATCHA B., DIEPPOIS B. (2010). Variabilité climatique au Sahel: Etude de la dynamique éolienne et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1992 à Maïné-Soroa (Niger oriental). Séminaire du Centre de Recherches de Climatologie de l'Université de Bourgogne UMR 5210 CNRS, Dijon, 14 octobre.

DIEPPOIS B., DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N. et **HASSANE B.** (2010). Variabilité des précipitations au Sahel central et forçages climatiques par analyse du signal : exemple de la station de Maïné-Soroa (SE Niger) entre 1950 et 2005. Séminaire du Centre de Recherches de Climatologie de l'Université de Bourgogne UMR 5210 CNRS, Dijon, 14 octobre.

DIEPPOIS B., **HASSANE B.**, DURAND A., FOURNIER M., GARBA Z., MASSEI N., NGOUNOU NGATCHA B., RAJOT J-L., SEBAG D., TRAORE A. (2011). Variabilité du climat au Sahel central depuis 1950 : précipitations, vents et visibilité horizontale au SE-Niger. Séminaire du GRR SER FED SCALE, Rouen, 10 février. Communication orale et actes p.18.

Publications

HASSANE B., DIEPPOIS B., GARBA Z., SEBAG D., RAJOT J.L., NGOUNOU NGATCHA B., TRAORE A., MOUSSA A., DURAND A. (2010). Variabilité de la dynamique éolienne au Niger Oriental : caractéristiques des vents et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1989 à Maïné-Soroa (Niger oriental). *PANGEA*, 47-48, 19-27.

DIEPPOIS B., DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N., SEBAG D. et **HASSANE B.** (2010). Variabilité des précipitations au Sahel central et forçage climatique par analyse du signal : la station de Maïné-Soroa (SE Niger) entre 1950 et 2005. *PANGEA*, 47-48, 27-35

HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., Dieppois B., SEBAG D., RAJOT J-L., DIEDHIOU A., NGOUNOU NGATCHA B. & TRAORE A. (2013). The wind and rain: Observed surface wind fluctuations as continuous evidence of climate changes in the central Sahel (SE Niger) (en soumission pour *Journal of Arid Environments*).

VARIABILITÉ CLIMATIQUE AU SAHEL : ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE ÉOLIENNE ET DE LA VISIBILITÉ HORIZONTALE ENTRE 1950 ET 1992 À MAÏNÉ-SORO (NIGER ORIENTAL)

HASSANE B.^{1,2}, DURAND A.¹, GARBA Z.², SEBAG D.¹, RAJOT J.-L.³, NGOUNOU NGATCHA B.⁴ et DIEPPOIS B.¹

¹ Université de Rouen, UMR CNRS 6143M2C, 76821 Mont-Saint-Aignan cedex, France ;
bouba.hassane@etu.univ-rouen.fr; alain.durand@univ-rouen.fr; david.sebag@univ-rouen.fr ;
bastien.dieppo@etu.univ-rouen.fr

² Université Abdou Moumouni, Dpt Sc. Terre, BP. 10662, Niamey, Niger ; zibo_garba@yahoo.com

³ BIOEMCO UMR 211, IRD, BP 11416 Niamey, Niger ; jeanlouis.rajot@ird.fr

⁴ Université de Ngaoundéré, Dpt Sc. Terre, BP 454 Ngaoundéré, Cameroun ; ngatchangou@yahoo.fr

Résumé : Les études sur le changement climatique au Sahel concernent essentiellement les précipitations alors qu'elles y sont rares. Elles ne concernent que quelques dizaines de jours par an, concentrés sur une saison. Au contraire, les jours sans vent sont rares. A titre d'exemple, nous avons analysé les mesures journalières instantanées à 6h, 12h et 18h, de la direction et de la vitesse du vent ainsi que de la visibilité horizontale à Maïné-Soroa (Niger sud-oriental) entre 1950 et 1992. Nous montrons qu'il est possible d'appréhender ainsi les variations du climat. Les modifications de vitesse et direction du vent, indiquent le changement majeur de la période 1967-1972, aussi bien que les plus fortes anomalies, tant aride (1984-1986) qu'humide (1951-1954). Le changement est souligné par une diminution importante de la visibilité moyenne annuelle. Cette dernière passe de 26 km en moyenne entre 1950 et 1969, à 16,2 km entre 1970 et 1992.

Mots-clés : Sahel, variabilité climatique, dynamique éolienne, visibilité horizontale

Abstract: *Climatic variability in Sahel: wind dynamics and horizontal visibility between 1950 and 1992 at Maïné-Soroa (South-East Niger)* Studies on climate change in Sahel mainly focus on precipitations whereas rainfall is low and scarce, (about ten days over one season). On the contrary, windy days are frequent. Thus, the aim of this study is to identify climate variations using wind parameters. Daily measurements of wind speed, wind direction and horizontal visibility at 6:00, 12:00 and 18:00 recorded at Maïné-Soroa were studied for the 1950-1992 period. Modifications in wind speed and direction are the major change during the 1967-1972 period, as well as the highest arid (1984-1986) or wet (1951-1954) anomalies. This change is underlined by a major reduction in the annual average of horizontal visibility: 26 km between 1950 and 1969 and 16,2 km between 1970 and 1992.

Keywords: Sahel, climate variability, wind dynamics, horizontal visibility

Introduction

Depuis la fin des années 60, le Sahel a été confronté à une répétition des sécheresses (Janicot et Fontaine, 1993). Au Niger, ces sécheresses ont provoqué un décalage notable des isohyètes vers le Sud (Ozer et Erpicum, 1995) et l'équilibre des écosystèmes qui sont naturellement fragiles a été bouleversé (remobilisation des dunes) (UNEP, 1992 ; Ozer, 2004). Ainsi, à Maïné-Soroa (Niger sud-oriental), la moyenne annuelle des précipitations est passée de 420 mm/an (42 jours de pluie) entre 1950 et 1969, à 305 mm/an (34 jours de pluie) entre 1970 et 1992. Cependant, les pluies ne sont pas représentatives des conditions locales permanentes car elles ne concernent que quelques dizaines de jours concentrés sur une partie de l'année (saison des pluies), alors que les jours sans vents sont rares (Leroux, 1983). Est-il possible d'appréhender le changement climatique à travers la dynamique éolienne ? Pour répondre à cette question, à titre d'exemple, nous étudierons la station de Maïné-Soroa dans le cadre du projet CORUS-2 6116.

1. Présentation

1.1. Cadre géographique

Maïné-Soroa appartient à la partie occidentale du bassin du lac Tchad qui constitue la région administrative de Diffa au Niger oriental (Fig. 1). Cette région est constituée de zones

aplanies dont l'altitude varie du NW au SE de 400 à 280 m environ. On distingue trois domaines géomorphologiques (Durand, 1995). Un domaine lacustre : le lac Tchad ; un domaine fluvio-éolien : le Kadzell (plaine alluviale de la Yobe) constitué en majorité de sables éoliens anciens, étalés par la Yobe et mélangés avec les apports fluviaux en grande partie silto-argileux ; un domaine éolien : le Manga (plateau sableux) qui est un erg ancien aplani par l'alternance de nombreuses phases humides (ruissellement) et arides (érosion éolienne) à l'Holocène.



Figure 1 : Localisation et domaines géomorphologiques

Depuis le 19^{ème} siècle au moins, l'érosion éolienne a provoqué l'accumulation d'une bande de sables vifs en bordure du plateau du Manga, orientée NE-SW comme les vents dominants : le désert de Tal. Les sécheresses récentes ont conduit à l'apparition d'une nouvelle génération de dunes vives en de nombreux endroits du Manga et du Kadzell. Mainé-Soroa est située à la limite des domaines éolien (Manga) et fluvio-éolien (Kadzell). Elle se trouve sur une importante trajectoire éolienne continentale NE-SW (Mainguet, 1984), qui se charge en poussières dans la dépression du Bodélé, au Nord du Tchad (Tanaka et Chiba, 2006). Le Bodélé est l'une des plus importantes sources de poussières dans le monde (Engelstaedter *et al.*, 2006).

1.2. Cadre climatique

Le Sahel est une large bande s'étendant des côtes du Sénégal jusqu'au Soudan, délimitée par convention entre les isohyètes 100 mm (Nord) et 700 mm (Sud) (Toupet, 1992). C'est une zone soumise aux oscillations de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) marquant le rythme saisonnier. Ainsi, on observe deux saisons distinctes : une saison des pluies (mai à septembre) marquée par la montée de la ZCIT vers le Nord et une saison sèche (octobre à avril) lorsque la ZCIT est en position sud.

La saison des pluies est marquée par la présence des vents dits de mousson, alizés de l'hémisphère sud qui se chargent en vapeur d'eau au-dessus du golfe de Guinée. Ces alizés sont déviés par la force de Coriolis en remontant vers la ZCIT et prennent une direction SW-NE (Janicot et Fontaine, 1993). La saison sèche est caractérisée par une prédominance des alizés de l'hémisphère nord, de direction sensiblement opposée, constituant l'harmattan, vent continental sec en provenance du Sahara. Pendant la saison sèche, les vents sont souvent chargés de poussières qui réduisent la visibilité locale avant d'être entraînées sur de très longues distances à l'échelle planétaire (Anuforum, 2007 ; Schwanghart et Schütt, 2008).

2. Données et méthodes

La station météorologique de Mainé-Soroa (13°13' N, 12°2' E, altitude : 337 m) a été installée en 1936 comme station climatique. Elle est devenue station synoptique en 1961. Nous disposons d'un set de quarante trois années de mesures du vent (direction et vitesse) et de la visibilité horizontale à 6h, 12h et 18h, couvrant la période 1950-1992. Ces données sont issues des carnets originaux stockés à la Direction de la Météorologie Nationale du Niger (DMN), saisies sur logiciel Excel. Les vents sont mesurés par une girouette et un anémomètre à une hauteur de 10 m. Les directions de vent sont enregistrées dans les carnets sur deux colonnes, en valeurs numériques (par dizaines de degrés ; Fig. 2a) puis regroupées en secteurs de 22,5° (N, NNE, NE, etc. ; Fig.2b). Les vitesses de vent sont exprimées uniquement en valeurs entières (1, 2, 3 m.s⁻¹, etc.) pour tenir compte des oscillations pendant la mesure. Ainsi, la valeur 2 regroupe les mesures comprises entre 1.5 et 2.5 m.s⁻¹. Les valeurs inférieures à 0.5 m.s⁻¹ sont comptées pour 0. Dans ce cas, on considère que la mesure de la direction n'est pas significative et elle n'est pas relevée.

Les données de direction de vent ont été traitées à l'aide du logiciel © Oriana 3 qui a permis de tracer les roses des vents. Les vitesses et visibilités horizontales ont fait l'objet de calculs statistiques classiques à l'aide du logiciel/programme © R: moyennes interannuelles, moyennes annuelles, moyennes mensuelles et tendances (régression locale non paramétrique). Le classement des données de visibilité est proche de celui utilisé par Anuforum (2007) au Nigeria : visibilités médiocres pour une distance comprise entre 5 et 10 km, visibilités faibles entre 5 et 1 km et visibilités très faibles avec des distances inférieures ou égales à 1 km.

3. Résultats

3.1. Directions du vent

43 années de mesures journalières de direction de vent ont été cumulées (6, 12 et 18h) (Fig. 2). De ces 47118 observations, 83,5 % ont mesuré un vent significatif ($\geq 0,5 \text{ m.s}^{-1}$). Ainsi, les directions NE (25,72 %), N (15,28 %) et E (10,69 %) caractérisent la saison sèche (octobre à avril). Les directions SW (12,88 %), W (10,58 %), S (8,50 %), SE (3,90 %) et NW (3,36 %) sont quasi-exclusives de la saison des pluies (mai à septembre). Les vents significatifs sont les plus fréquents à 12h avec 14710 mesures, soit 31,2 % des observations totales (27,5 % à 6h et 24,3 % à 18h). Autrement dit, pour 94 % des jours observés, un vent $\geq 0,5 \text{ m.s}^{-1}$ a été mesuré à 12h et sa direction notée.

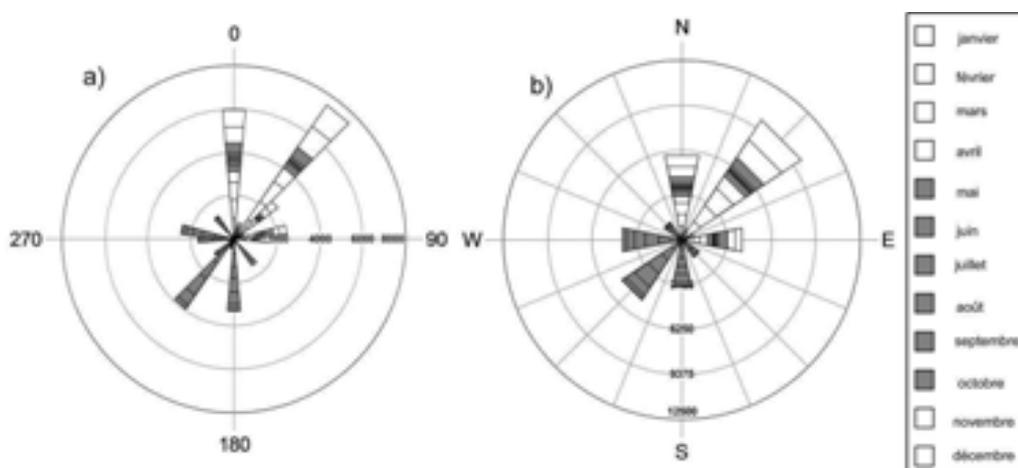


Figure 2 : Directions journalières (6h, 12h et 18h) cumulées sur la période 1950-1992 (a= directions en dizaine de degrés et b= directions en secteurs de 22.3 °).

3.2. Vitesses du vent

D'une manière générale, les vitesses sont nettement plus importantes à 12h qu'à 6h (Fig. 3). La moyenne des vitesses (1950-1992) en comptant pour zéro les vents non significatifs est de $3,96 \text{ m.s}^{-1}$ ($\sigma = 1,66$) à 12h et de $2,50 \text{ m.s}^{-1}$ ($\sigma = 1,97$) à 6h. Il y a deux baisses importantes de la vitesse moyenne annuelle, la première sur la période 1967-1971 et la deuxième, moins marquée, en 1986. Les tendances indiquent une baisse à 12h et une stabilité à 6h.

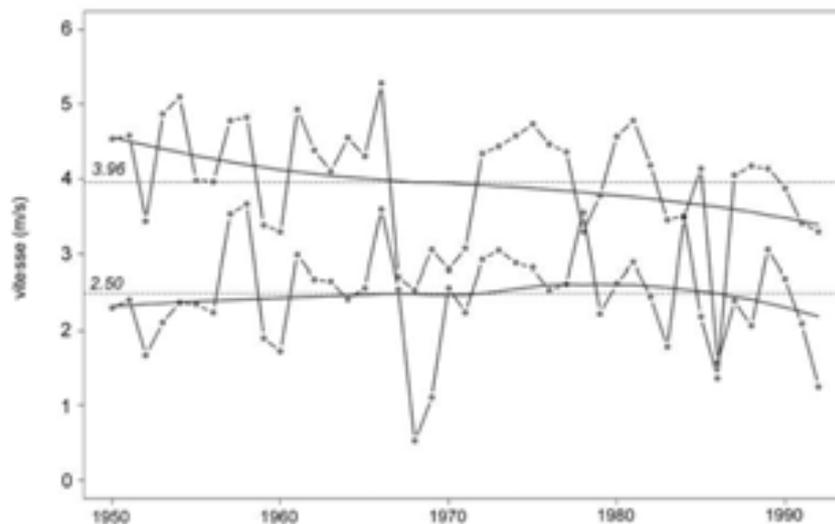


Figure 3 : Vitesses moyennes annuelles à 6h et 12h et tendances

3.3. Directions et vitesses

La représentation des vitesses du vent suivant les principaux secteurs de $22^{\circ}30'$ permet un suivi de leur évolution. Ainsi, sur la figure 4, chaque trait vertical (en gris) correspond à une mesure journalière de vent significatif ($v \geq 0.5 \text{ m.s}^{-1}$). Sur l'axe NE (-) / SW (+), on observe une baisse de la vitesse moyenne mensuelle pendant les années 1968 à 1971. C'est la conséquence d'une diminution des vents significatifs, encore plus marquée pour les vents de NE que de SW. Cette diminution est beaucoup plus marquée à 6h (Fig. 4a) qu'à 12h (Fig. 4d). Une deuxième anomalie est observée durant les années 1984 à 1986. Celle-ci est plus marquée à 12h, avec une quasi-absence des vents significatifs sur les axes NE, SW, E, W et S (Fig. 4b, d et f) ; par contre, il y a un important renforcement des vents du N (Fig. 4f). Sur la direction N-S, on observe une troisième anomalie avec une quasi-absence des vents significatifs de 1951 à 1954.

4. Les visibilité

Après 1969, les visibilité moyennes annuelles montrent une forte baisse. On distingue ainsi deux périodes par les valeurs journalières moyennes : 26 km (1950-1969) et 16,2 km (1970-1992), la valeur minimale (11,8 km) étant atteinte en 1985 (Fig. 5a). La baisse de visibilité moyenne après 1969 est due essentiellement à l'augmentation générale des occurrences des visibilité médiocres et faibles (Fig. 5b à j) et particulièrement à 12h et 18h. Pour les visibilité très faibles, à partir de 1967 on note une inversion : les observations à 6h ont diminué alors qu'elles ont fortement augmenté à 12h (Fig. 5h et i). Les visibilité médiocres ($5 < v_m < 10 \text{ km}$), faibles ($1 < v_f < 5 \text{ km}$) et très faibles ($v_{tf} \leq 1 \text{ km}$) coïncident avec les vents des secteurs NNW à ESE. Néanmoins, il est difficile de faire le lien entre les paramètres du vent et la visibilité horizontale, l'analyse étant limitée à une seule station.

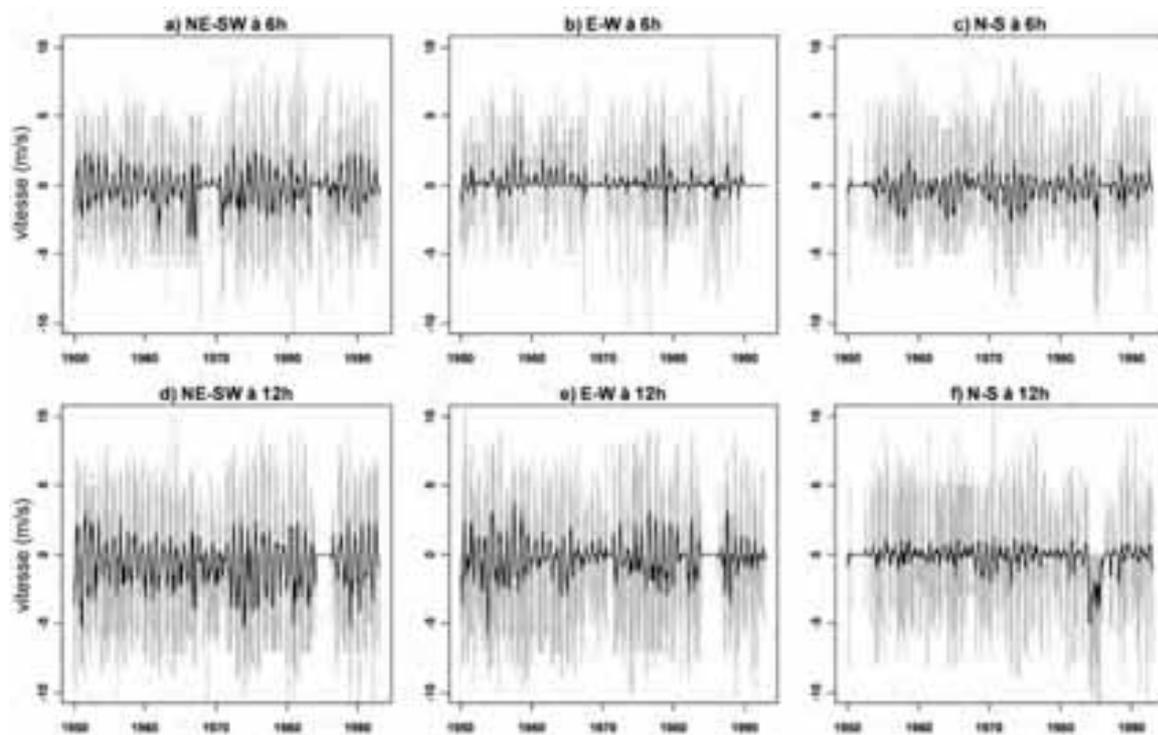


Figure 4 : Vitesses journalières (en gris) et moyennes mensuelles (en noir) suivant les directions principales.

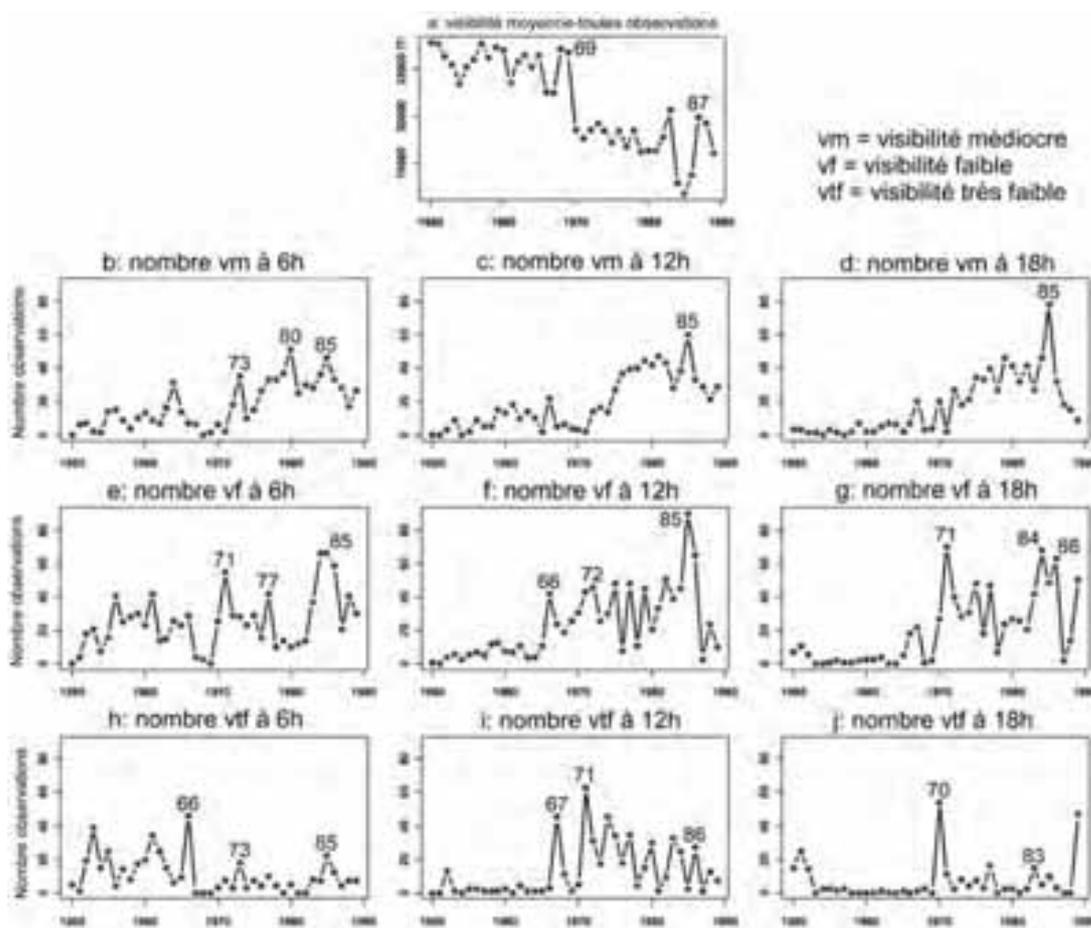


Figure 5 : Evolution de la visibilité moyenne annuelle (3 observations par jour) et du nombre annuel d'observations de visibilité réduite à 6h, 12h et 18h.

Conclusion

Les paramètres du vent et la visibilité horizontale sont bien des paramètres pertinents de l'évolution du climat au Sahel. Ils ont enregistré les changements majeurs survenus sur la période 1967-1972, mais aussi l'anomalie aride de 1984-1986 et l'anomalie humide de 1951-1954. Ainsi, on reconnaît deux périodes de baisse importante des vitesses moyennes annuelles (1967-1968 et 1984-1986, Fig. 3). La première est la plus marquée à 6h ($0,53 \text{ m.s}^{-1}$ en 1968) et la seconde à 12h ($1,87 \text{ m.s}^{-1}$ en 1986). L'anomalie humide des années 1951-1954 (Janicot, 1990) est marquée ici par l'absence de vents de N et S significatifs. Les anomalies arides des périodes 1967-1972 et 1984-1985 (Janicot, 1990) sont marquées par des baisses importantes des vitesses des vents des principaux axes, pouvant aller jusqu'à la disparition des vents significatifs, à l'exception notable des vents de N à 12h qui sont considérablement renforcés en 1984-1986 (Fig. 4). La baisse importante des visibilités horizontales après 1969 passant d'une moyenne journalière de 26 à 16,2 km est concomitante de la diminution de la pluviométrie. La diminution de la protection du substratum par le couvert végétal a sans doute joué un rôle dans la remobilisation des poussières (Courel et Chamard, 1987). Par contre, les variations notables postérieures (Fig. 5) sont plus difficilement explicables. Il conviendrait de replacer toutes ces observations dans le contexte de la circulation atmosphérique générale en y intégrant les précipitations régionales, la zone majeure de production des poussières (Nord du Tchad) et une extension spatiale à d'autres stations sur la même trajectoire éolienne d'échelle continentale (e.g. Koro-Toro au Tchad, N'Guigmi au Niger ou Kano au Nigeria).

Bibliographie

- Anuforum A. C., 2007 : Spatial distribution and temporal variability of Harmattan dust haze in sub-Sahel West Africa. *Atmospheric Environment*, **41**, 9079-9090.
- Courel M-F. et Chamard Ph., 1987 : Apparition de nouvelles formes dunaires dans l'Azawad et le Gourma septentrional (Mali). *Rev. Photo-Interprétation*, **87-3**, **3**, 25-33.
- Durand A., 1995 : Sédiments quaternaires et changements climatiques au Sahel central (Niger et Tchad). *Africa Geoscience Review*, **2**, **3-4**, 323-614.
- Engelstaedter S., Tegen I., Washington R., 2006 : North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews*, **79**, **1-2**, 73-100.
- Janicot S., 1990 : *Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulations quasi-stationnaires durant une phase de transition climatique*. Thèse de Doctorat, Université Paris 6, 600 p.
- Janicot S. et Fontaine B., 1993 : L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La météorologie*, **8ème série**, **1**, 28-53.
- Leroux M., 1983 : *Le climat de l'Afrique tropicale*. Champion, Paris, 2 vol., 636 p + atlas.
- Mainquet M., 1984 : Space observation of Saharan aeolian dynamics. In: Farouk El-Baz (ed.) "*Deserts and arid lands*". Kluwer Acad. Pub., 59-77.
- Ozer P. et Erpicum M., 1995 : Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905. *Sécheresse*, **6**, **1**, 103-108.
- Ozer P., 2004 : Les lithométéores en région sahélienne : un indicateur climatique de la désertification. *Revue internationale d'écologie et de géographie tropicale*, **24**, 312 p.
- Schwanghart W. et Schütt B., 2008 : Meteorological causes of Harmattan dust in West Africa. *Geomorphology*, **95**, **3-4**, 412-428.
- Tanaka T. Y. et Chiba M., 2006 : A numerical study of the contributions of dust source regions to the global dust budget. *Global and Planetary Change*, **52**, **1-4**, 88-104.
- Toupet C., 1992 : *Le Sahel*. Nathan Université, Paris, 192 p.
- UNEP, 1992 : *World atlas of desertification*. Edward Arnold, Londres, 69 p.

**Variation de la dynamique éolienne au Sahel central:
Evolution du vent et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1992 à Nguigmi
(SE Niger, bassin du lac Tchad)**

Hassane B.^{1, 2*}, Durand A.^{2*}, Garba Z.^{1*}, Sebag D.^{2, 3*},
Rajot JL.^{4*}, Ngounou Ngatcha B.^{5*}, Dieppois B.^{2*}

¹ Université Abdou Moumouni, Niamey, Niger ; ² Université de Rouen, UMR CNRS 6143, France ;
³ Université de Montpellier 2, UMR IRD HSM, France ; ⁴ Université Paris Est-Créteil, UMR IRD
BIOEMCO, France ; ⁵ Université de Ngaoundéré, Cameroun ; * CORUS-2 projet 6116 : Impact de la
pression anthropique et du changement global sur les flux sédimentaires en zone sahélienne

Résumé : Longtemps, le changement climatique au Sahel a été caractérisé à travers les précipitations. Cependant, les précipitations ne sont observées que quelques dizaines de jours pendant 3 à 4 mois, contrairement aux vents qui y sont permanents. A Nguigmi (NW du lac Tchad), nous avons étudié les mesures de vitesse et de direction des vents et la visibilité horizontale à 6h, 12h et 18h entre 1950 et 1992. Les résultats obtenus montrent une modification des vitesses et directions des vents entre 1968-1973. De façon générale, la période 1973-1986 (aride) met en évidence une augmentation des vitesses des vents. En réponse, la visibilité horizontale a fortement baissé passant d'une moyenne de 24,5 km entre 1950-1969 à 16,3 km entre 1970 et 1992.

Mots clés : Sahel, Nguigmi, Bassin du Tchad, vent, visibilité horizontale.

Introduction.

L'essentiel des études sur l'évolution climatique au Sahel a porté sur la pluviométrie qui a fortement baissé à la fin des années 60 (Janicot et Fontaine, 1993 ; Nicholson, 2001). Au Niger, cette baisse s'est traduite par un net décalage des isohyètes vers le Sud (Ozer et Erpicum, 1995). En conséquence, l'environnement régional s'est fortement dégradé, facilitant ainsi les actions éoliennes (Ozer, 2004). A Nguigmi par exemple, les précipitations annuelles sont passées d'une moyenne de 308 mm (1950-1961) à 176 mm (1962-1993) (segmenter21 de Gedikli A. et al, 2008). Cependant, au Sahel, les précipitations ne sont observées que quelques dizaines de jours sur 3 à 4 mois dans l'année, alors que les jours sans vent sont rares (Leroux, 1983). Est-il possible d'appréhender les variations climatiques à travers la dynamique éolienne ? Nous tenterons d'y répondre par l'exemple de Nguigmi.

Cadres géographique et climatique

Nguigmi est dans la partie nigérienne du bassin de lac Tchad. La région comprend trois domaines géomorphologiques (Durand, 1995) (Fig.1). Un domaine lacustre : le lac Tchad ; un domaine fluvio-éolien : le Kadzell (plaine alluviale de la Yobe) constitué en majorité de sables éoliens anciens, étalés par la Yobe et mélangés avec les apports fluviaux en grande partie silto-argileux ; un domaine éolien : le Manga (plateau sableux) qui est un erg ancien aplani par l'alternance de nombreuses phases humides (ruissellement) et arides (érosion éolienne) à l'Holocène. Depuis le XIX^{ème} siècle au moins, l'érosion éolienne a provoqué l'accumulation d'une bande de sables vifs en bordure du plateau du Manga, orientée NE-SW : le désert de Tal.

Le Sahel s'étend des côtes du Sénégal jusqu'au Soudan, délimité par convention entre les isohyètes 100 mm (Nord) et 700 mm (Sud) (Toupet, 1992). C'est une zone soumise aux oscillations de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) marquant le rythme saisonnier.



Figure 1 : Localisation et domaines géomorphologiques

Ainsi, on observe deux saisons distinctes : une saison des pluies (mai à octobre marquée par la montée de la ZCIT vers le Nord avec la prédominance des vents de mousson et une saison sèche (octobre à avril) dominée par les vents d'harmattan lorsque la ZCIT est en position sud. Pendant la saison sèche, les vents sont souvent chargés de poussières qui réduisent la visibilité locale avant d'être entraînées sur de très longues distances à l'échelle planétaire (Anuforum, 2008 ; Schwanghart et Schütt, 2008). La station de N'Guigmi (14°15'N - 13°07'E) est située entre le désert de Tal et le lac Tchad (Fig.1). Elle se trouve sur une importante trajectoire éolienne continentale NE-SW (Mainguet, 1984), qui se charge en poussières dans la dépression du Bodélé, au Nord du Tchad (Tanaka et Chiba, 2006). Le Bodélé est l'une des plus importantes sources de poussières dans le monde (Engelstaedter *et al.*, 2006).

Données et méthodes.

Les données utilisées dans le cadre de ce travail ont été mesurées à la station synoptique de N'Guigmi. Nous les avons collectées dans les carnets originaux stockés à la Direction de la Météorologie Nationale du Niger à Niamey (DMN). La compilation a été faite sur tableur Excel. Les mesures sont faites avec un anémomètre et une girouette fixés à 10 m du sol. Les vitesses de vent sont relevées uniquement en valeurs entières (1, 2, 3 m.s⁻¹, etc.) pour tenir compte des oscillations pendant la mesure. Ainsi, la valeur 2 regroupe les mesures comprises entre 1.5 et 2.5 m.s⁻¹. Les valeurs inférieures à 0.5 m.s⁻¹ sont comptées pour 0. Dans ce cas, on considère que la vitesse n'est pas significative et la direction n'est pas relevée. Les directions relevées sont exprimées (Fig. 2) à la fois par dizaines de degré (rose à 36 axes) et par une annotation lettrique (points cardinaux) par intervalle de 22,5 ° (rose à 16 axes). Nous disposons des mesures à 6h, 12h et 18h.

Le logiciel oriana© a servi à la réalisation des roses des vents. Les méthodes des calculs statistiques classiques (moyenne mensuelle, moyenne annuelle) ont été utilisées afin de caractériser les états moyens et la variabilité interannuelle. Puis nous avons utilisé la méthode loess (régression polynomiale pondérée) de Cleveland et Devlin (1979) avec le logiciel/programme R pour apprécier les tendances des moyennes annuelles. Pour les visibilités horizontales, des classes de distances ont

été définies selon les travaux de N'tchayi *et al.* (1994) et Anuforom (2008). Ainsi, On a la classe de : visibilité médiocre (vm) = distance observée (Do) comprise entre 10 et 5 km ; visibilité faible = Do comprise entre 5 et 1 km et visibilité très faible (vtf) = Do inférieure ou égale à 1 km.

Directions des vents.

Pour les 43 années de mesures de vent (cumul des observations à 6h, 12h et 18h), 74% des observations ont mesuré un vent supérieur ou égal à $0,5 \text{ m.s}^{-1}$, donc significatif. Ces vents se répartissent principalement d'une part suivant les directions NE (14,8%), E (13%) et N (6,6%), surtout pendant les mois de novembre à avril et, d'autre part, suivant les directions W (8,7%), S (5,7%) et SW (4,6%) qui sont quasi exclusives des mois de mai à octobre (Fig. 2). Les vents sont les plus intenses à 12h avec 93,8 % de vents significatifs (68,6 % à 6h et 59,5 % à 18h). Les directions majeures varient suivant les heures d'observations ; ainsi, à 6h ces directions majeures sont NE (15,5 %), W (11,4 %) et N (10 %) et à 12h, ce sont les directions E (21,4 %), NE (16 %) et W (10 %). Les directions observées à 18h sont semblables à celles de 12h avec moins d'importance.

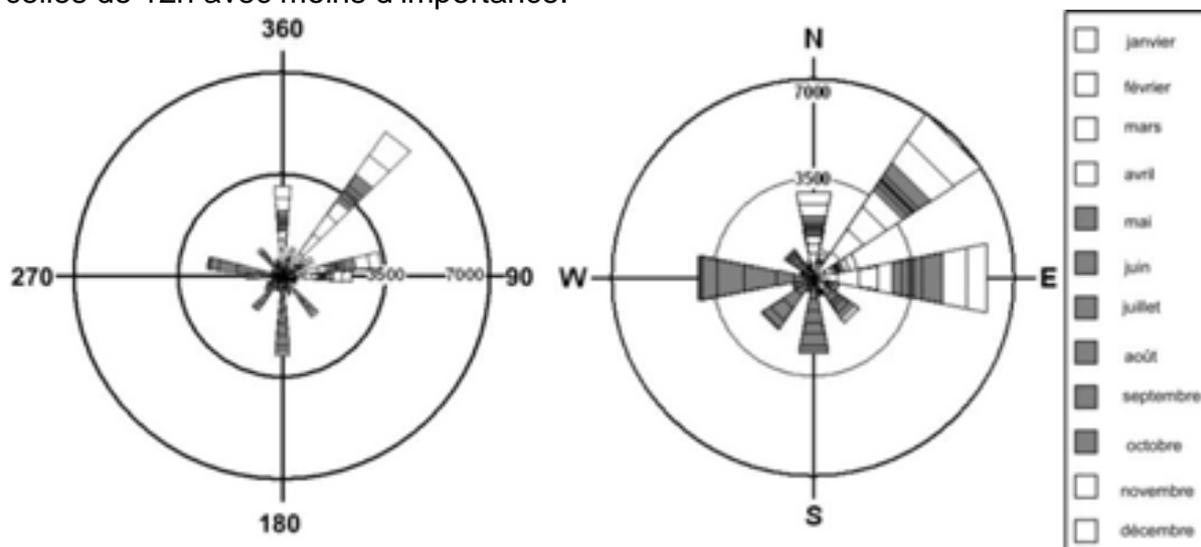


Figure 2 : Nombre d'observations journalières (6h, 12h et 18h) de directions cumulées pour la période 1950-1992 (a= directions en dizaine de degrés et b= directions en secteurs de $22,3^\circ$)

Les vitesses

Les vitesses moyennes annuelles à 6h et 12h (Fig. 3) présentent une allure presque semblable. Elles sont nettement plus faibles que la moyenne entre 1956 et 1962 puis en 1966 et 1967. A partir de 1968 (12h) 1970 (6h), les vitesses sont quasi systématiquement plus fortes que la moyenne jusqu'en 1985 malgré une baisse relative en 1978, surtout à 6h. Une autre baisse plus importante est observée en 1986 à 12h. De façon générale, la tendance (loess à 100%) met en évidence trois périodes 1950-1966 : tendance plutôt stable, proche de la moyenne ; 1967-1984 : tendance supérieure à la moyenne et 1985-1992 : tendance à la baisse.

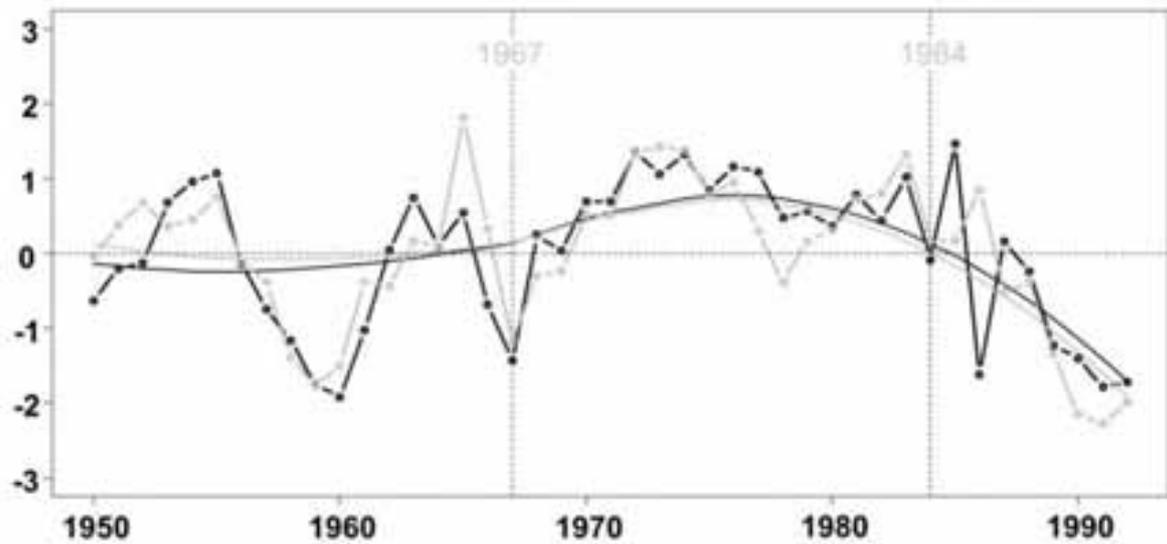


Figure 3 : Vitesses moyennes annuelles normalisées à 6h (grises) et à 12h (noires) et loess à 100% (avec les variances 0,33 et 0,35 respectivement).

Directions et vitesses

La représentation des vitesses du vent suivant les principaux secteurs de 22°30' permet un suivi de leur évolution. Ainsi, sur la figure 4, chaque trait vertical (en gris) correspond à une mesure journalière de vent significatif ($v \geq 0.5 \text{ m.s}^{-1}$) et la courbe noire correspond à la moyenne mensuelle. Deux grandes périodes semblent se distinguer de part et d'autre d'une période charnière située approximativement vers 1967-1973. La première marquée par la faiblesse relative des vents d'E, N et NE, la seconde marquée par le renforcement de ces mêmes directions.

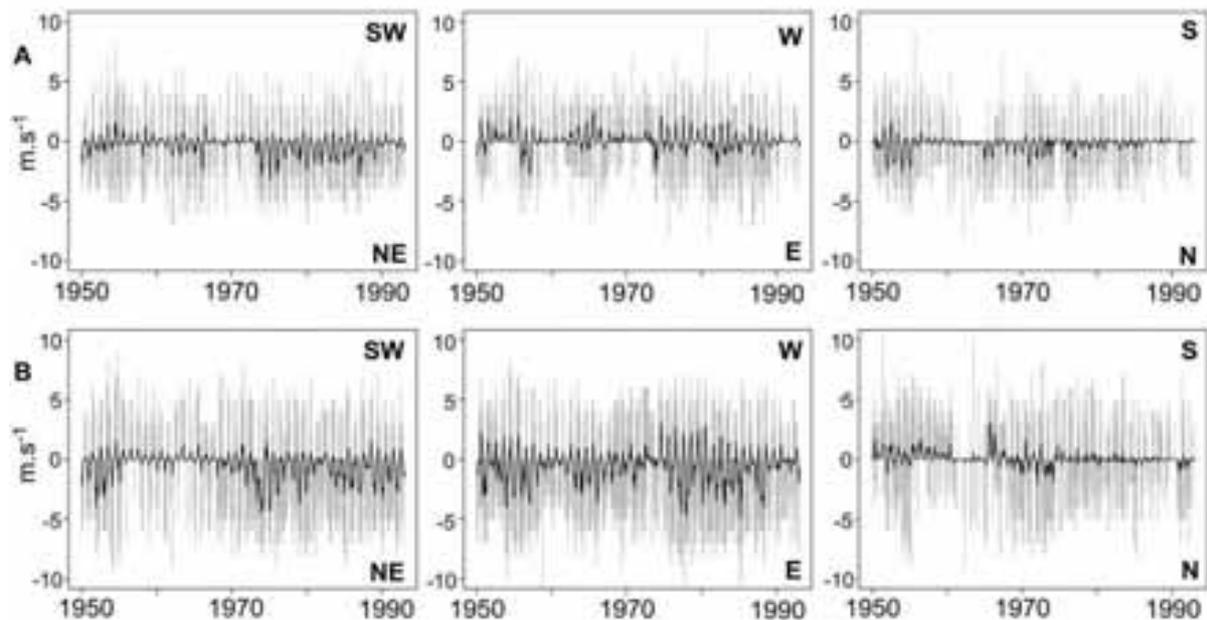


Figure 4 : variations journalières de la vitesse des vents sur les principaux axes à 6h (A) et 12h (B)

Les visibilités. La moyenne annuelle des visibilités (6h, 12h et 18h cumulées) montre une forte baisse après 1969 mettant en évidence deux périodes. La période 1950-1969 avec une moyenne de 24,5 km et la période 1970-1992 avec une moyenne de 16,3 km ; l'année 1978 présente la plus basse valeur moyenne avec 13,7 km (Fig.5a). La baisse des moyennes annuelles des visibilités après 1969 est essentiellement due à l'augmentation de l'occurrence des visibilités médiocres et faibles, surtout à 12h et 18h (Fig. 5 b, c, e, f, h, i). Pour les visibilités très faibles, on note une baisse importante des observations à 6h après 1971 (Fig. 5d) et une hausse relative à 12h et 18h de 1983 à 1986 (Fig. 5g). Les visibilités réduites coïncident avec les vents secs des secteurs NNW à ESE correspondant à la saison d'harmattan.

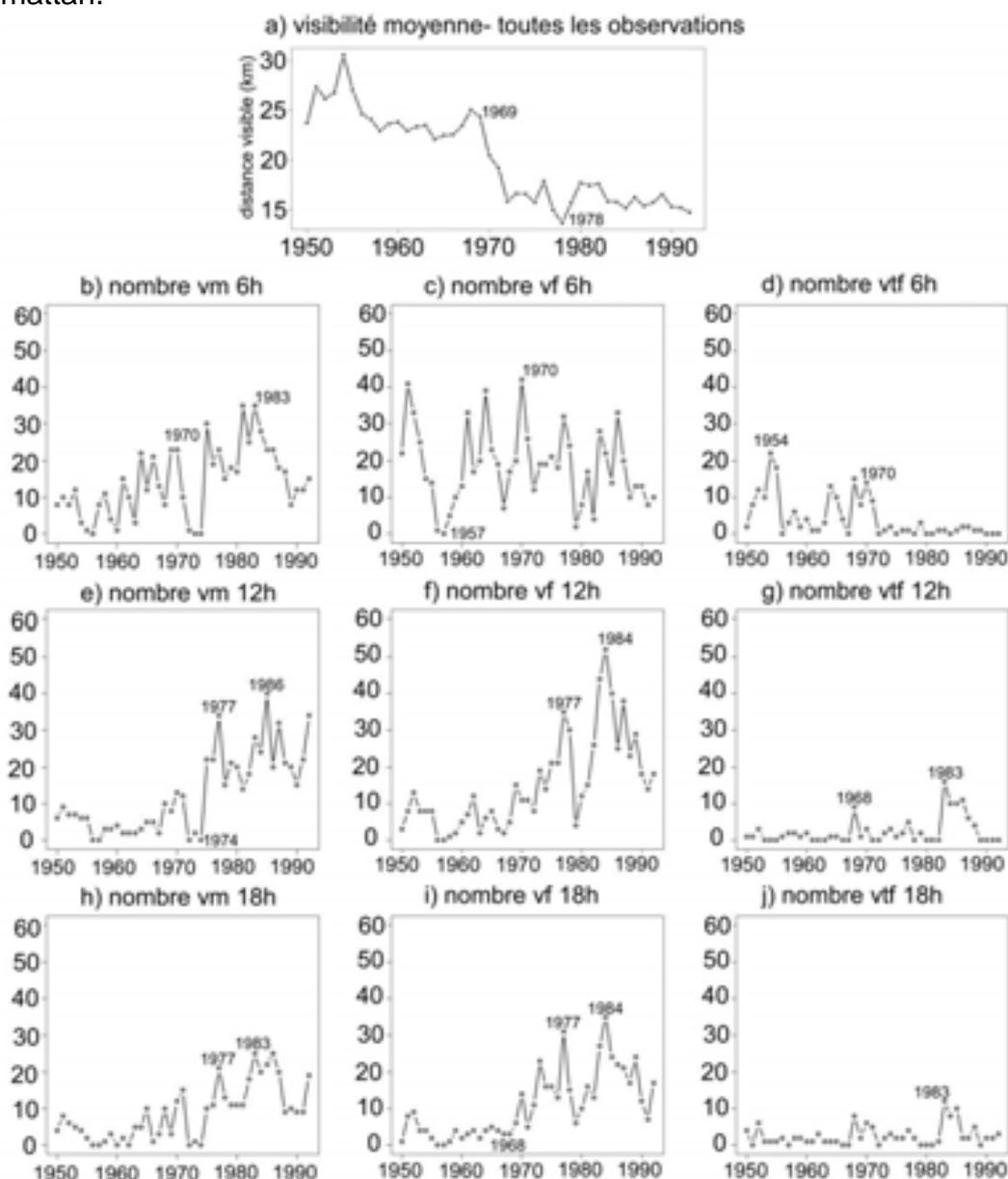


Figure 5 : Evolution du nombre annuel d'observations de visibilité réduite à 6h, 12h et 18h
Vm= visibilité médiocre, vf= visibilité faible, vtf= visibilité très faible

Conclusion. Le vent et la visibilité horizontale sont pertinents pour l'étude de l'évolution climatique au Sahel. Ils ont enregistré les changements majeurs de 1967-

1973 et distinguent la période humide (1950-1966) de celle aride (1967-1989). La période humide est marquée par des vitesses moyennes annuelles basses centrées sur les années 1956 à 1962. Cette période connaît une prédominance des vents des directions W, S et SW. La période aride est marquée par une hausse des vitesses moyennes annuelles due essentiellement à l'importance en nombre et vitesse des vents des directions NE, E et N. De façon générale, on observe une intensification des vents de toutes les directions pendant cette période. Pendant la période aride, les visibilité horizontales ont fortement baissé à partir de 1969, passant d'une moyenne de 24,5 à 16,3 km, en même temps que s'installait une longue période de baisse des précipitations. La diminution de la protection du substratum par la végétation aurait sans doute un rôle dans la mobilisation des poussières. Il serait également important de replacer ces observations dans un contexte de circulation générale en y intégrant la zone source du Nord du Tchad et probablement les variations du niveau du lac Tchad. Plus au SW, et sur la même trajectoire, Maïné-Soroa présente des caractéristiques similaires (Hassane *et al.*, 2010).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Anuforum A. C., 2008: Spatial distribution and temporal variability of Harmattan dust haze in sub-Saharan West Africa. *Atmospheric Environment*, **41**, 9079-9090.
- Cleveland, W. and S. Devlin, 1988: Locally weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting, *Journal of the American Statistical Association*, 83(403), 596-610.
- Durand A., 1995 : Sédiments quaternaires et changements climatiques au Sahel central (Niger et Tchad). *Africa Geoscience Review*, **2**, 3-4, 323-614.
- Engelstaedter S., Tegen I., Washington R., 2006: North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews*, **79**, 1-2, 73-100.
- Gedikli A, Aksoy H, Unal NE, Segmentation algorithm for long time series analysis, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 22(3): 291-302, 2008
- Hassane B., Durand A., Garba Z., Sebag D., Rajot J-L., Ngounou Ngatcha B. & Dieppois B., 2010 : Variabilité climatique au Sahel : étude de la dynamique éolienne et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1992 à Maïné-Soroa (Niger oriental), *Actes du XXIII^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie « risques et changement climatiques*, Rennes, 1-4 septembre, 267-272.
- Janicot S., 1990 : *Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulations quasi-stationnaires durant une phase de transition climatique*. Thèse de Doctorat, Université Paris 6, 600 p.
- Janicot S. et Fontaine B., 1993 : L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La météorologie*, **8^e série**, **1**, 28-53.
- Leroux M., 1983 : *Le climat de l'Afrique tropicale*. Champion, Paris, 2 vol., 636 p + atlas.
- Mainquet M., 1984: Space observation of Saharan aeolian dynamics. In: Farouk El-Baz (ed.) "*Deserts and arid lands*". Kluwer Acad. Pub., 59-77.
- Nicholson S.E., 2001: Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries, *Climate Research*, **17**, 123-144.
- N'Tchayi G. M., Bertrand J., Legrand M., Baudet, J., 1994: Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout West Africa over the last thirty years. *Annales Geophysicae*, Vol. 12, 2/3, 265 – 273.
- Ozer P. et Erpicum M., 1995 : Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905. *Sécheresse*, **6**, **1**, 103-108.
- Schwanghart W. et Schütt B., 2008: Meteorological causes of Harmattan dust in West Africa. *Geomorphology*, **95**, **3-4**, 412-428.
- Tanaka T. Y. et Chiba M., 2006: A numerical study of the contributions of dust source regions to the global dust budget. *Global and Planetary Change*, **52**, **1-4**, 88-104.
- Toupet C., 1992: *Le Sahel*. Nathan Université, Paris, 192 p.



Volume spécial :

Géosciences & Développement

IMPACTS DE L'HOMME ET DU CLIMAT SUR LES MILIEUX SAHELIENS

Editeurs scientifiques : Zibo GARBA, Benjamin NGOUNOU NGATCHA, David SEBAG, Alain DURAND

VARIABILITE DE LA DYNAMIQUE EOLIENNE AU SAHEL : CARACTERISTIQUES DES VENTS ET DE LA VISIBILITE HORIZONTALE ENTRE 1950 ET 1989 A MAÏNE-SOROA (NIGER ORIENTAL)

Bouba HASSANE^{1,2}, Bastien DIEPPOIS², Zibo GARBA¹,
David SEBAG², Jean-Louis RAJOT³, Benjamin NGOUNOU NGATCHA⁴,
Abdoukarim TRAORE⁵, Abdoul Kader MOUSSA¹, Alain DURAND²

1- Université Abdou Moumouni, Département des Sciences de la Terre, Niamey, Niger

2- Université de Rouen, Laboratoire M2C, UMR 6143 CNRS, Mont Saint Aignan, France

3- IRD, Laboratoire BIOEMCO, UMR 211, Niamey, Niger

4- Université de Ngaoundéré, Département des Sciences de la Terre, Ngaoundéré, Cameroun

5- Direction de la Météorologie Nationale, BP 218 Niamey, Niger

correspondant : bouba.hassane@etu.univ-rouen.fr

RESUME

Au Sahel, les études sur le changement climatique portent principalement sur les précipitations. Pourtant, ces précipitations sont peu représentatives des conditions locales permanentes car elles sont concentrées sur une partie de l'année (saison des pluies) et ne concernent que quelques dizaines de jours seulement. Au contraire les jours sans vent sont rares. Cette étude a donc pour objectif de savoir si le changement climatique peut être appréhendé à partir des paramètres du vent. Elle concerne la station de Mainé-Soroa (Niger oriental) entre 1950 et 1989. Elle porte sur les chroniques de 3 mesures journalières instantanées (à 6h, 12h et 18h) de la vitesse, de la direction du vent et de la visibilité horizontale liée aux poussières transportées par le vent. Les variations de vitesse et direction du vent permettent aisément de retrouver le changement majeur de la période 1967-1972 aussi bien que les fortes anomalies, tant aride (1984-1986) qu'humide (1951-1954). On observe une diminution très importante de la visibilité horizontale après 1969.

Aeolian dynamics variability between 1950 and 1989 in the Sahel: wind characteristics and horizontal visibility at Mainé-Soroa (eastern Niger)

ABSTRACT

Studies on climate change in the Sahel mainly concerns precipitations. However, these precipitations are not very representative of the permanent local conditions because they are concentrated during a part of the year (rainy season) and only during a few tens of days. On the contrary, the days without wind are rare. The aim of this study is thus to know if the climate change can be appraised by an analysis of wind parameters. The study concerns the meteorological station of Mainé-Soroa (Eastern Niger) between 1950 and 1989. It relates to the high frequency chronicle (3 measurements each day at 6:00, 12:00 and 18:00) of the speed and direction of the wind and the horizontal visibility related to the dust transported by the wind. The variations of speed and direction show the well-known major change during the period 1967-1972 as well as the strong anomalies, arid (1984-1986) and wet (1951-1954). Since 1969, we also observe a very important reduction in the horizontal visibility.

Introduction

Des sécheresses apparaissent au Sahel dès 1968 (Janicot, 1990) et affectent l'ensemble de la région à partir de 1970 (L'Hôte *et al.*, 2002). Au Niger, ces sécheresses ont conduit à un déplacement des isohyètes vers le Sud (Ozer et Ericum, 1995) et à un bouleversement de l'équilibre des écosystèmes qui sont naturellement fragiles (UNEP, 1992). Ainsi, à Mainé-Soroa (Fig. 1), la moyenne des cumuls annuels de précipitation est passée de 420 mm (en 42,5 jours de pluie) entre 1950 et 1969, à 305 mm (en 34 jours de pluies) entre 1970 et 1990 (Mugnier, 1995). Ceci a coïncidé avec une remobilisation des dunes (Alou Tidjani, 2006) et avec une augmentation des particules en suspension dans l'atmosphère, réduisant la visibilité horizontale (Ozer, 2004). En fait, les précipitations au Sahel sont peu représentatives des conditions locales permanentes, car concentrées sur une partie de l'année (saison des pluies) et ne concernant que quelques dizaines de jours seulement. Au contraire, les jours sans vent sont rares (Leroux, 1983). Cette étude a donc pour objectif d'appréhender les changements climatiques à partir des paramètres du vent. Elle concerne la station de Mainé-Soroa au Niger oriental.

1. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE

1.1. CADRE CLIMATIQUE

Le Sahel est une large bande s'étendant des côtes du Sénégal jusqu'au Soudan, délimitée par convention entre les isohyètes 100 mm (Nord) et 700 mm (Sud) (Toupet, 1992). C'est une zone soumise aux oscillations de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) marquant le rythme saisonnier. Ainsi, on observe deux saisons distinctes : une saison des pluies (mai à septembre) marquée par la montée de la ZCIT vers le Nord et une saison sèche (octobre à avril) lorsque la ZCIT est en position sud.

La saison des pluies est marquée par la présence des vents dits de mousson, alizés de l'hémisphère sud qui se chargent de vapeur d'eau au-dessus du golfe de Guinée. Ces alizés sont déviés par la force de Coriolis en remontant vers la ZCIT et prennent une direction SW-NE (Janicot et Fontaine, 1993). La saison sèche est caractérisée par une prédominance des alizés de l'hémisphère nord, de direction sensiblement opposée, constituant l'harmattan, vent continental sec en provenance du Sahara. Pendant la saison sèche, les vents sont souvent chargés de poussières qui réduisent la

visibilité locale avant d'être entraînées sur de très longues distances à l'échelle planétaire (Anuforum, 2007 ; Schwanghart et Schütt, 2008).

Au Sahel, les précipitations non orageuses liées à la montée vers la ZCIT de l'air humide de mousson sont minoritaires. Les pluies viennent majoritairement de perturbations orageuses, les lignes de grains, liées à la confrontation de l'air humide de mousson et de masses d'air septentrionales qui franchissent la ZCIT. Ces structures orageuses se déplacent d'Est en Ouest sur le Sahel (Leroux, 1983).

2.2. CADRE GEOMORPHOLOGIQUE

Mainé-Soroa appartient à la partie occidentale du bassin du lac Tchad qui constitue la région administrative de Diffa (Niger oriental, Fig. 1). Cette région est constituée de zones aplanies dont l'altitude varie du NW au SE de 400 à 280 m environ. On distingue trois domaines géomorphologiques (Durand, 1995). Un domaine lacustre : le lac Tchad ; un domaine fluvi-éolien : le Kadzell (plaine alluviale de la Yobe) constitué en majorité de sables éoliens anciens, étalés par la Yobe et mélangés avec les apports fluviaux en grande partie silto-argileux ; un domaine éolien : le Manga (plateau sableux) qui est un erg ancien aplani à l'Holocène par l'alternance de nombreuses phases humides (ruissellement) et arides (érosion éolienne). Depuis le 19^{ème} siècle au moins, l'érosion éolienne a provoqué l'accumulation d'une bande de sables vifs en bordure du plateau du Manga, orientée NE-SW comme les vents dominants : le désert de Tal. Les sécheresses récentes ont conduit à l'apparition d'une nouvelle génération de dunes vives en de nombreux endroits du Manga et du Kadzell.



Figure 1 : Localisation du site d'étude et domaines géomorphologiques (d'après Durand, 1995).

Mainé-Soroa est située à la limite des domaines éolien (Manga) et fluvio-éolien (Kadzell) et se trouve sur une importante trajectoire éolienne NE-SW (Mainguet, 1984), qui se charge en poussières dans la dépression du Bodélé, au Nord du Tchad (Bertrand 1977; Mac Tainsh, 1987 ; Tanaka et Chiba, 2006). Cette zone est actuellement l'une des plus importantes sources de poussière dans le monde (Engelstaedter *et al.*, 2006).

2. DONNEES ET METHODES

La station météorologique de Mainé-Soroa (13°13' N, 12°7' E, altitude : 337 m) a été installée en 1936 comme station climatique. Elle est devenue station synoptique en 1961. Nous disposons d'un set de quarante années de mesures du vent (direction et vitesse) et de la visibilité horizontale à 6h, 12h et 18h, couvrant la période 1950-1989. Ces données sont issues des carnets originaux stockés à la

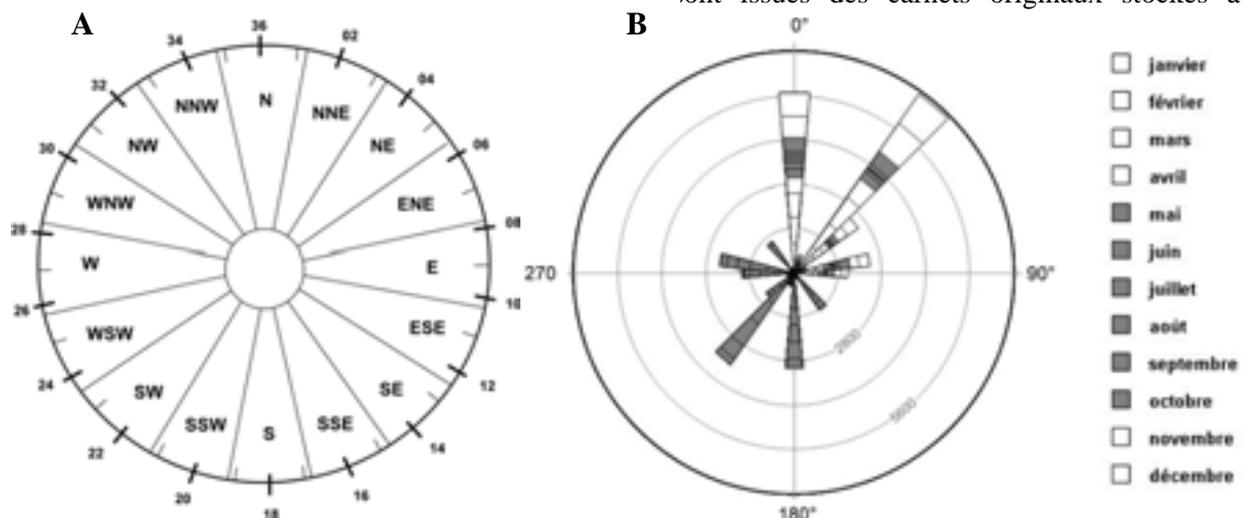


Figure 2 : Roses des vents. A : Rose des vents normalisée des relevés météorologiques. B : Ensemble des observations (6h, 12h et 18h) de la direction d'un vent significatif entre 1950 et 1989 à Mainé-Soroa. Les 36 directions possibles ont presque toutes été observées (Tab.1) mais l'échelle du graphique ne permet de visualiser que celles qui comptent au moins quelques centaines d'observations sur toute la période considérée.

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------------|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|
| direction | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 70 | 80 | 90 | 100 | 110 | 120 | 130 | 140 | 150 | 160 | 170 | 180 |
| nbr obs 6h | 0 | 262 | 7 | 2075 | 814 | 108 | 30 | 347 | 194 | 29 | 7 | 32 | 4 | 365 | 0 | 87 | 0 | 1123 |
| nbr obs 12h | 1 | 190 | 2 | 2592 | 836 | 184 | 270 | 1091 | 1034 | 32 | 58 | 51 | 11 | 619 | 2 | 53 | 0 | 850 |
| nbr obs 18h | 0 | 0 | 0 | 2230 | 0 | 0 | 0 | 973 | 455 | 0 | 0 | 0 | 8 | 429 | 0 | 0 | 0 | 1048 |
| direction | 190 | 200 | 210 | 220 | 230 | 240 | 250 | 260 | 270 | 280 | 290 | 300 | 310 | 320 | 330 | 340 | 350 | 360 |
| nbr obs 6h | 0 | 175 | 0 | 1505 | 492 | 87 | 55 | 30 | 645 | 775 | 13 | 36 | 38 | 402 | 1 | 109 | 0 | 2280 |
| nbr obs 12h | 0 | 112 | 0 | 1204 | 389 | 81 | 53 | 23 | 695 | 1062 | 24 | 26 | 113 | 545 | 1 | 28 | 0 | 1519 |
| nbr obs 18h | 0 | 0 | 0 | 824 | 218 | 0 | 0 | 0 | 317 | 545 | 0 | 0 | 0 | 290 | 0 | 0 | 0 | 1896 |

Direction de la Météorologie Nationale du Niger et saisies sur logiciel Excel. Les vents sont mesurés par une girouette et un anémomètre à une hauteur de 10m. Les directions de vent sont enregistrées dans les carnets sur deux colonnes, en valeurs numériques (par dizaines de degrés) puis regroupées en secteurs de 22,5° (N, NNE, NE, etc. ; Fig.2A). Les vitesses de vent sont exprimées uniquement en valeurs entières (1, 2, 3 m.s⁻¹, etc.) pour tenir compte des oscillations pendant la mesure. Ainsi, la valeur 2 regroupe les mesures comprises entre 1.5 et 2.5 m.s⁻¹. Les valeurs inférieures à 0.5 m.s⁻¹ sont comptées pour 0. Dans ce cas, on considère que la mesure de la direction n'est pas significative et elle n'est pas relevée. Les données de direction de vent ont été traitées à l'aide du logiciel Oriana 2 qui a permis de tracer

les roses des vents à partir des valeurs numériques (en degrés). Ce logiciel représente en même temps le nombre des observations de vents significatifs par direction (Fig. 2B). Les vitesses et visibilités horizontales ont fait l'objet de calculs statistiques classiques : moyennes interannuelles, moyennes annuelles, moyennes mensuelles et tendances (régression locale non paramétrique), à l'aide du logiciel/programme R. Le classement des données de visibilité que nous avons adopté est proche de celui utilisé par Anuforum (2007) au Nigeria : visibilités médiocres lorsque la distance est comprise entre 5 et 10 km, visibilités faibles entre 5 et 1 km et visibilités très faibles avec des distances inférieures ou égales à 1 km.

3. RESULTATS

3.1. DIRECTIONS

La figure 2B représente la rose de direction des trois observations journalières (6, 12 et 18h) cumulées sur 40 ans. Elle montre une prédominance des directions NE, SW, N et S pour les 83,5 % des observations qui ont mesuré un vent significatif ($\geq 0.5 \text{ m.s}^{-1}$). Parmi ces 83,5 %, les directions NE (21,4 %), N (13 %) et E (9,3 %)

caractérisent la saison sèche (septembre/octobre à avril). Les directions SW (10,5 %), S (9,2 %), W (6,9 %), SE (3,2 %) et NW (3,2 %) sont quasi-exclusives de la saison des pluies (mai à septembre/octobre). Les vents significatifs sont les plus fréquents à 12h avec 13751 mesures, soit 31,4 % des observations totales (27,6 % à 6h et 24,5 % à 18h). Autrement dit, pour 94 % des jours observés, un vent $\geq 0.5 \text{ m.s}^{-1}$ a été mesuré à 12h et sa direction notée.

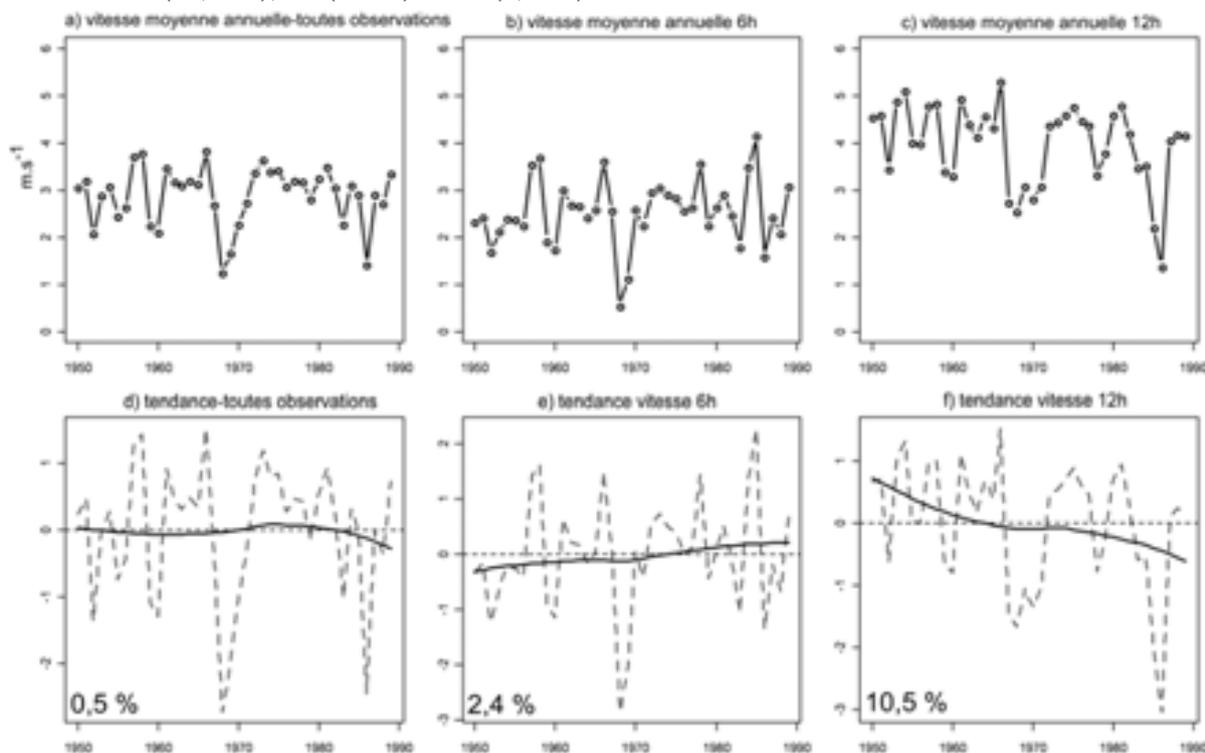


Figure 3 : Vitesses moyennes annuelles de 1950 à 1989 et tendances. Les vitesses moyennes sont calculées en comptant pour 0 les mesures de vents non significatifs ($v < 0.5 \text{ m.s}^{-1}$). Les tendances sont calculées selon le modèle « loess » du logiciel libre R (régression locale non paramétrique) ; la tendance n'est significative que lorsque la variance est supérieure à 10%.

3.2. VITESSES

D'une manière générale, les vitesses sont nettement plus importantes à 12h qu'à 6h. Toujours à 12h, la moyenne des vitesses obtenues en prenant en compte les vents nuls est de $4,28 \text{ m.s}^{-1}$ ($\sigma = 1,62$) de 1950 à 1967 et $3,72 \text{ m.s}^{-1}$ ($\sigma = 1,93$) de 1968 à 1989. Sur l'ensemble de la série, on note deux baisses importantes de la vitesse moyenne annuelle, la première sur la période 1967-1971 et la deuxième, moins marquée que la première, en 1986 (Fig. 3a). Les tendances, indiquent des variations opposées entre 6h et 12h. Il y a une tendance à l'augmentation des vitesses à 6h (Fig. 3e) et à la baisse à 12h (Fig. 3f). La tendance sur l'ensemble des observations étant légèrement à la baisse (Fig. 3d).

3.3. DIRECTIONS ET VITESSES

Pour cette analyse, nous avons regroupé les directions selon les subdivisions utilisées en météorologie (Fig.2A). L'analyse des vitesses mesurées en fonction des directions permet de mettre en évidence des variations au cours du temps. Nous n'avons examiné ici que les directions principales NE/SW, N/S et E/W aux heures d'observations extrêmes (6h et 12h), les mesures à 18h étant généralement intermédiaires. Sur la figure 4, chaque trait vertical (en gris) correspond à une mesure journalière de vent significatif ($v \geq 0.5 \text{ m.s}^{-1}$). Sur l'axe NE (-) / SW (+), on observe une baisse de la vitesse moyenne mensuelle pendant les années 1968 à 1971, conséquence d'une diminution des vents significatifs, encore plus marquée pour les vents de NE que de SW. Cette

diminution est beaucoup plus marquée à 6h (Fig. 4a) qu'à 12h (Fig. 4b). Une deuxième anomalie est observée durant les années 1984 à 1986. Celle-ci est plus marquée à 12h, avec une quasi-absence des vents significatifs sur les axes NE-SW, E-W et S (Fig. 4b, d et f), mais un important renforcement des vents du N (Fig. 4f). Cette quasi-exclusivité des vents de Nord à 12h pose question. Il ne peut s'agir d'une panne d'appareil puisque des relevés variés existent à 6h pendant la même période. Il conviendrait donc de pouvoir vérifier la

retranscription des relevés manuscrits. Sur la direction N-S, on observe une troisième anomalie avec une quasi-absence des vents de 1951 à 1954. Les trois anomalies observées ne sont pas comparables : celle de 1968-1970 est connue comme une crise d'aridité marquant un changement majeur du climat, celle de 1984-1986 comme une anomalie aride et celle de 1951-1954 comme une anomalie humide (Nicholson, 2001).

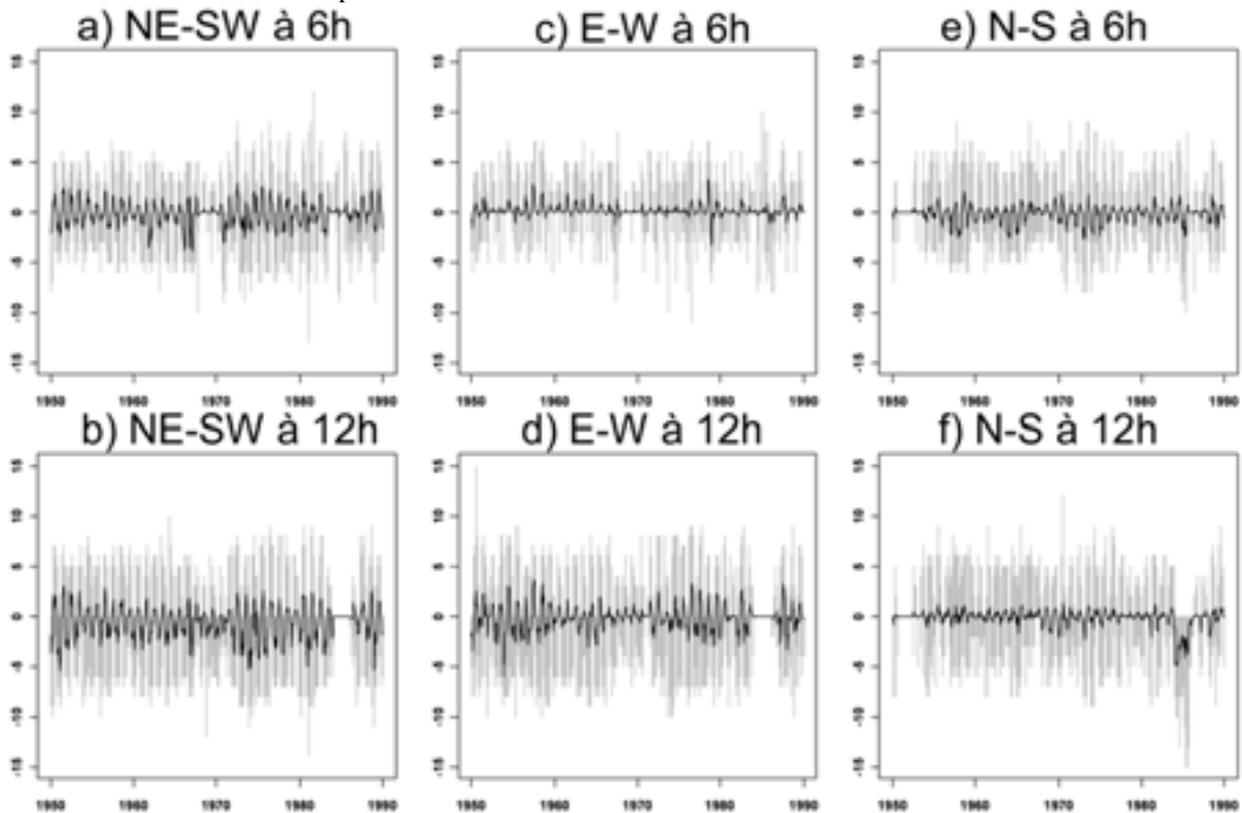


Figure 4 : Vitesses des vents ($m.s^{-1}$) sur les principaux axes. Mesures journalières en gris et moyennes mensuelles en noir.

3.4. VISIBILITES

Après 1969, les visibilitées moyennes annuelles montrent une forte baisse. On distingue ainsi deux périodes par les valeurs moyennes : 26 km ($\sigma = 0,92$; 1950-1969) et 16,4 km ($\sigma = 0,93$; 1970-1989), la valeur minimale (11,8 km) étant atteinte en 1985 (Fig. 5a).

La baisse de visibilité moyenne après 1969 est due essentiellement à l'augmentation des occurrences des visibilitées médiocres et faibles à toutes les heures (Fig. 5b à g) et des visibilitées très faibles à 12h (Fig. 5i). Pour ces visibilitées très faibles, on note une inversion entre les observations à 6h et 12h (Fig. 5h et i).

Les visibilitées médiocres ($5 < V_b < 10$ km) et faibles ($1 < V_b < 5$ km) coïncident avec les vents

des secteurs N à E. Les visibilitées très faibles (≤ 1 km) coïncident plutôt avec les vents des secteurs NE à E, mais aussi avec des vents venant du SW.

4. DISCUSSION

A l'échelle de ce travail préliminaire sur une seule station, il est difficile de percevoir un lien entre les différents paramètres analysés. Ainsi, il serait tentant d'expliquer les variations des visibilitées par celles des vitesses, mais dans le détail les données sont contradictoires. On reconnaît deux périodes de baisses importantes des vitesses moyennes annuelles (1967-1968 et 1985-1986, Fig. 3). La première est la plus marquée à 6h ($0,53 m.s^{-1}$ en 1968) et la seconde à 12h ($1,87 m.s^{-1}$ en 1986). Dans le premier cas, on observe ensuite une augmentation de la vitesse qui s'accompagne d'une

diminution importante de la visibilité (1968-1973, Fig. 3 et 5a); au contraire, dans le second cas, l'augmentation de la vitesse correspond à une augmentation de visibilité (1986-1987, Fig. 3 et 5a). De plus, dans le premier cas, on ne revient pas aux conditions de visibilité antérieures, tant pour la visibilité moyenne annuelle (Fig. 5a) que pour les différentes heures d'observations (Fig. 5b-j). On remarque notamment une augmentation importante des épisodes de visibilités médiocres, faibles et très

faibles à 12h et à 18h après 1970 (Fig. 5e-j). Il est possible que la diminution générale de la visibilité après 1968 soit liée à la très nette diminution de vitesse à 12h qui ne permettrait plus une dispersion des poussières. Mais, cette très nette diminution de la vitesse ne se maintient pas à partir de 1972 alors que la diminution de la visibilité se maintient.

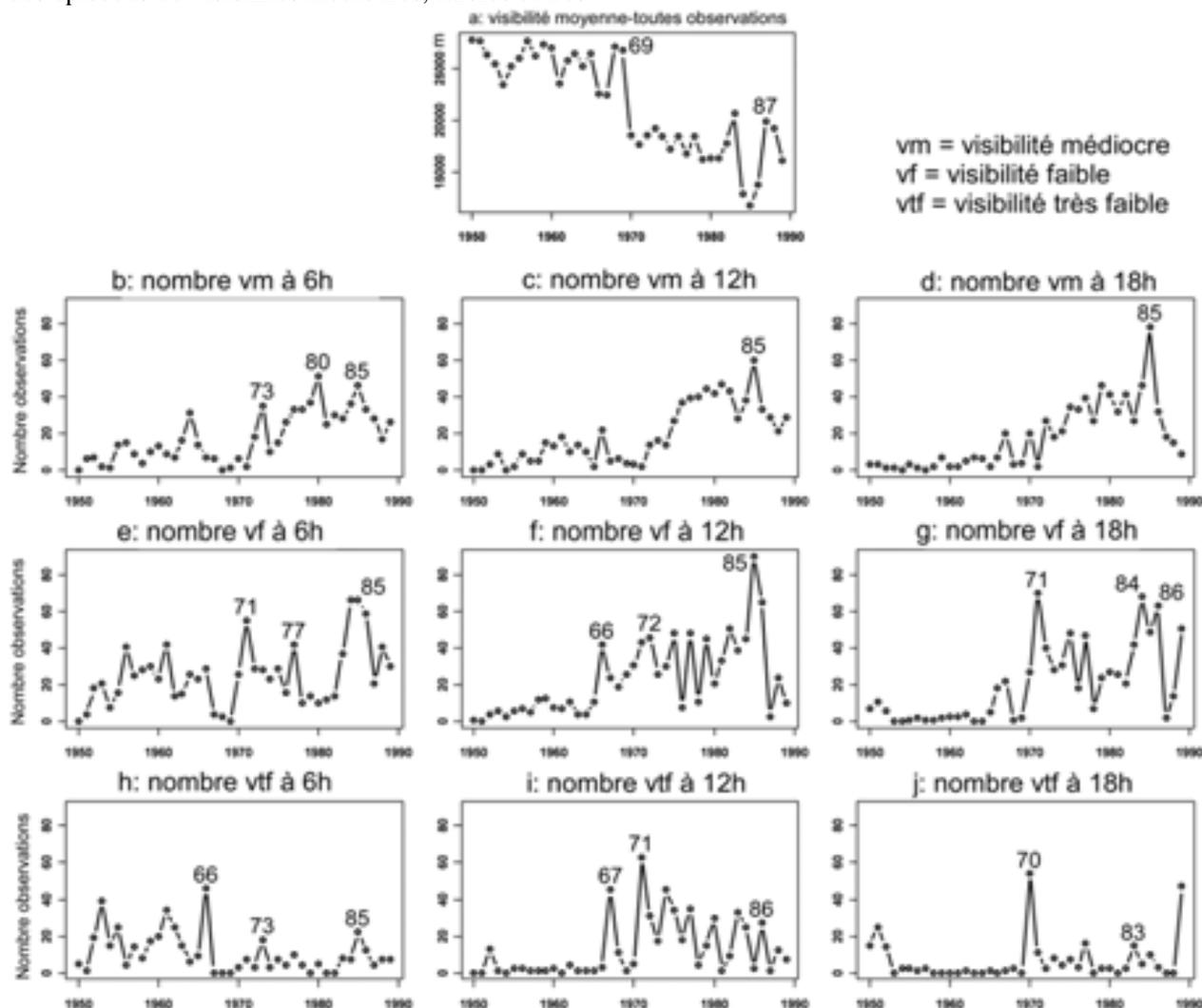


Figure 5 : Evolution de la visibilité moyenne annuelle et nombres annuels d'observations de visibilités médiocres (vm), faibles (vf) et très faibles (vtf) à 6h, 12h et 18h. Les chiffres sur les courbes correspondent aux années.

On pourrait aussi envisager une relation à l'échelle régionale avec la pluviosité. En effet, Courrel et Chamard (1987) observent qu'en conséquence des sécheresses de la décennie 1970, les formations végétales au Sahel, notamment les steppes arbustives, sont passées de l'état diffus à l'état contracté. La couverture végétale protégeant le sol de l'érosion éolienne, la pluviométrie pourrait donc avoir un lien avec la visibilité. Pourtant, en

considérant la pluviométrie à Mainé-Soroa comme étant représentative à l'échelle régionale (Mugnier, 1995), il est là encore difficile de percevoir un lien précis avec la visibilité.

On retrouve bien deux grandes périodes (1950-1967 et 1968-1989) tant pour la quantité de pluie annuelle que pour sa répartition (Fig.6), mais des contradictions apparaissent à l'échelle inter-annuelle. Ainsi, la pluviométrie des années 1984-

1985 où la visibilité moyenne est fortement dégradée (Fig.5a), ne paraît pas fondamentalement différente de celle des années 1981-1983 et 1986-1987, où la visibilité s'améliore (Fig. 5 et 6). La pire saison des pluies en quantité et en répartition, 1987 (Fig.6), correspond même à une amélioration notable de la visibilité moyenne (Fig.5a).

Conclusion

Les paramètres relatifs au vent sont bien des indicateurs pertinents de l'évolution du climat au Sahel. Ils soulignent le changement majeur survenu vers 1967-1972, mais ils enregistrent aussi des variations moins importantes, aussi bien pendant les anomalies arides (1984-1986) qu'humides (1951-1954). A chaque fois, les caractéristiques de direction et de vitesse des vents sont différentes.

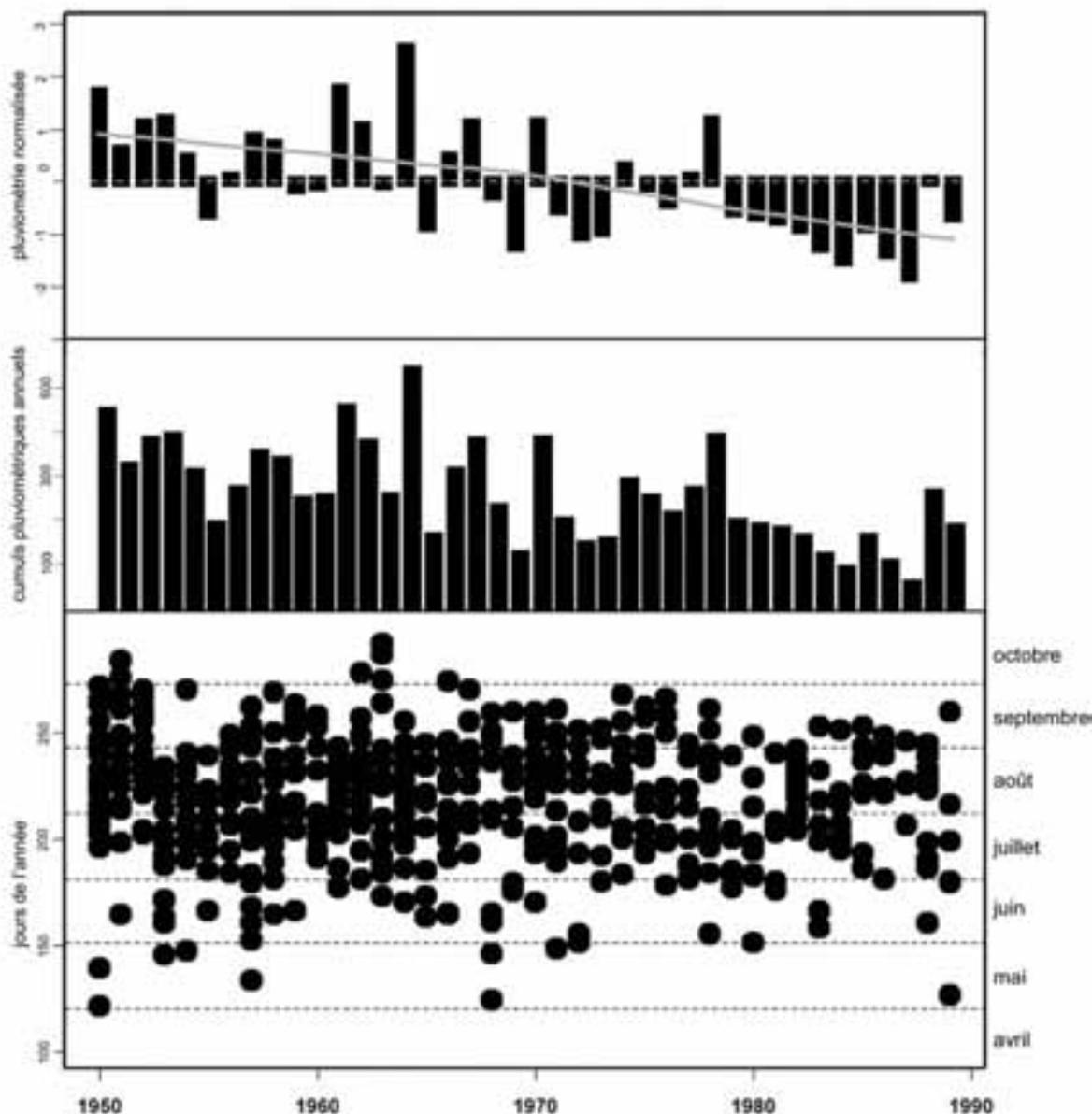


Figure 6 : Evolution de la pluviométrie annuelle et du fractionnement de la saison des pluies. Chacun des points noirs représente une pluie ≥ 10 mm, et son diamètre correspond à un intervalle de 10 jours. En effet, au Nigeria voisin, la valeur journalière de 10 mm de pluie a été définie comme limite du « bruit de fond » pluviométrique au-delà duquel on peut observer des variations significatives de l'évolution climatique (Olaniran, 1991). Aussi, à titre exploratoire, nous avons étudié la répartition temporelle des pluies ≥ 10 mm au sein de chaque saison des pluies, ainsi que des périodes de plus de 10 jours entre ces pluies ; les trop longues interruptions étant défavorables à la végétation. Ainsi, la dernière longue saison des pluies sans interruptions (plus de deux mois) date de 1964. A partir de 1968, on remarque un fractionnement important de la saison des pluies qui s'ajoute au déficit pluviométrique général et à la diminution du nombre de jours de pluies.

Ainsi, le changement majeur (1967-1972) correspond-il à une très forte diminution des vents

de NE, SW, E, et W à 6h, à une moins forte diminution de ces mêmes vents à 12h et, au

contraire, à une légère augmentation des vents de N et S à 6h et 12h. L'anomalie humide (1951-1954) correspond à une intensification des vents de NE et SW à 6h et 12h alors que les vents de N et S disparaissent à 6h comme à 12h. Enfin, pendant l'anomalie aride (1984-1986), les vents de NE et SW diminuent fortement à 6h et disparaissent à 12h ; les vents d'E et W sont plus intenses à 6h et disparaissent à 12h. Les vents de N et S sont très diminués à 6h, alors qu'à 12h, ceux de S disparaissent pendant que ceux du N sont anormalement intenses. L'analyse des paramètres du vent replacés dans le cadre de la circulation atmosphérique générale apporterait donc plus d'informations sur la nature et l'origine du changement que la seule évolution de la pluviométrie annuelle.

Néanmoins, il conviendra d'abord de vérifier, à partir de comparaisons avec des stations proches, la fiabilité des mesures réalisées à Mainé-Soroa. Ce type de données n'est pas *a priori* à l'abri de problèmes mécaniques, voire humains, qui n'apparaissent pas forcément à la lecture des cahiers des relevés (Ozer, 2004). La quasi-exclusivité des vents du Nord à 12h en 1984-1985 aux dépens de toutes les autres directions sera un point à vérifier en priorité.

Les données sur la visibilité horizontale sont également intéressantes, mais la forte diminution générale de la visibilité après 1969 (moyenne passant de 26 km à 16,4 km) a une origine complexe qu'une simple analyse visuelle des graphiques ne permet pas de comprendre. Il conviendrait sans doute d'étudier les relations entre les différents paramètres à une échelle saisonnière et d'utiliser des méthodes statistiques (analyse factorielle des correspondances, segmentation des séries, analyses en ondelettes, etc.). Dans tous les cas, il paraît également nécessaire d'étudier l'évolution de la zone majeure de production de poussière au Nord du Tchad replacée, là aussi, dans le cadre de l'évolution de la circulation atmosphérique générale.

Les données météorologiques ont été obtenues grâce à un accord entre la DMN et le projet ROSELT-Niger que nous remercions tous deux ici.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Alou Tidjani A. (2006) - *Apports de la télédétection dans l'étude de la dynamique environnementale de la région de Tchago (nord-ouest de Gouré, Niger)*. Mém. DEA en Sciences, Université de Liège, 82 p.

- Anuforom A. C. (2007) - Spatial distribution and temporal variability of Harmattan dust haze in sub-Saharan West Africa. *Atmospheric Environment*, 41, 9079-9090.
- Bertrand J.-J. (1977) - *Action des poussières subsahariennes sur le pouvoir glacigène de l'air en Afrique de l'Ouest*. Thèse d'état, Université de Clermont – Ferrand, 197 p.
- Courrel M.-F., Chamard Ph. (1987) - Apparition de nouvelles formes dunaires dans l'Azawad et le Gourma septentrional (Mali). *Rev. Photo-Interprétation*, 87-3 (3), 25-33.
- Durand A. (1995) - Sédiments quaternaires et changements climatiques au Sahel central (Niger et Tchad). *Africa Geoscience Review*, 2 (3-4), 323-614.
- Engelstaedter S., Tegen I., Washington R. (2006) - North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews*, 79 (1-2), 73-100.
- Janicot S. (1990) - *Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulations quasi-stationnaires durant une phase de transition climatique*. Thèse de Doctorat, Université Paris 6, 600 p.
- Janicot S. et Fontaine B. (1993) - L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La météorologie* 8è série, 1, 28-53.
- Leroux M. (1983) - *Le climat de l'Afrique tropicale*. - Champion, Paris, 2 vol., 636 p + atlas.
- L'Hôte T., Mahé G., Somé B., Triboulet J. P. (2002) - Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000, the drought continues. *Hydrological Sciences Journal*, 47 (4), 563-572.
- Mc Tainsh G. (1987). - Desert loess in northern Nigeria. *Z. Geomorphologie N. F.*, 31 (2), 145-165.
- Mainguet M. (1984). - Space observation of Saharan aeolian dynamics. In: Farouk El-Baz (ed.) "*Deserts and arid lands*". Kluwer Acad. Pub., 59-77.
- Mugnier S. (1995) - *Pluviométrie journalière et types de pluie au Sahel central : Manga et Bornu (Niger et Nigeria)*. Evolution de 1950 à 1990. Mémoire DEA « Climats et contraintes climatiques », U. Dijon, 48 p.
- Nicholson S. E. (2001) - Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Clim. Res.*, 17, 123-144.
- Olaniran O. J. (1991) - Evidence of climatic change in Nigeria based on annual series of rainfall of different daily amounts, 1919-1985. *Climatic change*, 19, 319-340.
- Ozer P., Erpicum M. (1995) - Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905. *Sécheresse*, 6 (1), 103-108.
- Ozer P. (2004) - Les lithométéores en région sahélienne : un indicateur climatique de la

- désertification. *Revue internationale d'écologie et de géographie tropicales*, Liège, 24, 312 p.
- Schwanghart W., Schütt B. (2008) - Meteorological causes of Harmattan dust in West Africa. *Geomorphology*, 95 (3-4), 412-428.
- Tanaka T. Y., Chiba M. (2006) - A numerical study of the contributions of dust source regions to the global dust budget. *Global and Planetary Change*, 52 (1-4), 88-104.
- Toupet C. (1992) - *Le Sahel*. Nathan Ed., Paris, 192 p.
- UNEP (1992) - *World atlas of desertification*. Edward Arnold, Londres, 69 p.

Abstract- variability of surface wind dynamics (speed and direction) and its consequence (horizontal visibility) in the Central Sahel and the Southern Sahara between 1950 and 2009 (Example of some synoptic stations in Niger).

In the Sahel, climate variability was firstly analyzed using rainfall. However, this analysis has interested in a time less than ten day during the year, when the frequency of wind is not significant. Then, the climate variability was studied from the analysis of wind dynamic surfaces and their consequences related to environmental degradation between 1950 and 2009.

Investigating climate variability from the wind speed and direction measured at synoptic stations (MWT). The daily variations explains the role of thermal turbulence. The seasonal cycles are distinguished by the wind speed and direction in connection with the ITCZ and ITD movements. Periods with strong aridity are highlighted by significant decrease of speed average. Surface winds show different types of droughts which not provided by rainfall data. Thus, the wind measurements provided by synoptic stations illustrate consistent results in accordance with the previous information extracted from the analysis of other parameters. These meteorological measurements are reliable and of some interest.

Comparing the meteorological wind observations to 20CR, NNR-1, ERA 40 and ERA-Interim reanalysis. The monthly series show good correlation at Niamey and Maïné-Soroa, which is not the case at Bilma. The analysis of the annual cycle shows strong reanalysis winds over/underestimations. The winds interannual evolution in summer (JJA) and winter (DJF) shows that these discrepancies vary with wind station, periods and reanalysis. , Therefore, ERA 40 and NNR-1 those are the most correlated to observations while 20CR shows strong differences. The comparison of meteorological measurements with ones assimilated by NCAR (SYNOP) indicates that low correlations reanalysis with the TCM measurements should be related to SYNOP files because of the importance of missing or erroneous data.

Analyzing the variations of the consequence of combined rainfall and winds variations through the horizontal visibility and meteorological types associated with low visibility (blowing sand, sandy haze and dust haze). The interannual variations indicate significant visibility decreasing in relation with the rainfall variability. However, the increase of meteorological phenomena associated to the low visibility indicates also a climate change earlier than what is generally admitted on the basis of the only rainfall evolution. These changes concern the Saharan zone, more sensitive to wind erosion in the end 1950s. For Sahelian stations, a first degradation is visible around 1970, then a second at the beginning of 1980s. It is possible for a new observable degradation only in Niamey in the 1990s and 2000 to be of anthropological origin.

Analyzing the relationship wind speed-horizontal visibility during the annual cycle. Given the rainfall gradient and the position upstream and downstream of stations on the continental scale wind trajectory NE-SW, we observe a trend suggesting other factors bring in. Indeed, gradually a real hysteresis cycle at Maïné-Soroa changes from wet period to a strong binary relation that has just disrupt a short rainy season at Nguigmi during dry period. Presumably, therefore, a third factor contributes in this relationship which transforms a hysteresis cycle to a binary relation: is it vegetation or anthropogenic factor?

Key words: Climate variability, Niger, Central Sahel, Southern Sahara, surface wind dynamic, wind speed and direction, reanalysis, horizontal visibility, dust.

RESUME- Variabilité de la dynamique éolienne au sol (direction et vitesse du vent) et de ses conséquences (visibilité horizontale) au Sahel central et Sahara méridional entre 1950 et 2009 (Exemple de quelques stations synoptiques au Niger)

Au Sahel, la variabilité climatique a d'abord été analysée à partir de la pluviométrie. Mais celle-ci ne concerne que quelques dizaines de jours dans l'année, alors que les jours sans vent sont peu fréquents. La variabilité climatique est donc analysée ici à partir de l'analyse de la dynamique éolienne au sol et de ses conséquences en lien avec la dégradation environnementale entre 1950 et 2009.

- Appréhender les variations climatiques à partir de la direction et de la vitesse du vent mesurées par les stations synoptiques (TCM). Les variations journalières reflètent le rôle de la turbulence thermique. Les cycles saisonniers sont distingués par les directions et par les vitesses du vent en lien avec les mouvements de la ZCIT et du FIT. Les périodes de forte aridité sont mises en évidence par des baisses significatives des vitesses moyennes. Les vents au sol distinguent différents types de sécheresses, ce que la pluviométrie ne permettait pas. Ainsi donc, les mesures d'observation du vent fournies par les stations synoptiques aboutissent à des résultats homogènes et en conformité avec les connaissances antérieures issues principalement de l'analyse d'autres paramètres. Ces mesures météorologiques sont donc fiables et d'un intérêt certain.

- Comparer les observations météorologiques des vents avec les réanalyses 20CR, NNR-1, ERA-40 et ERA-Interim. Les séries mensuelles présentent de bonnes corrélations à Niamey et Maïné-Soroa, mais pas à Bilma. L'analyse du cycle annuel montre de fortes sur/sous-estimations des vents par les réanalyses. L'évolution interannuelle des vents en été (JJA) et hiver (DJF) montre que ces discordances varient selon les vents, les stations, les périodes et les réanalyses. Au total, ce sont donc ERA-40 et NNR-1 qui sont les plus proches des observations alors que 20CR s'écarte le plus fortement. La comparaison des observations avec les mesures météorologiques assimilées par NCAR (SYNOP) indique que les faibles corrélations des réanalyses avec les mesures TCM pourraient être liées aux fichiers SYNOP en raison de l'importance des données manquantes ou erronées.

- Analyser les variations de la conséquence combinée des variations pluviométriques et des vents à travers la visibilité horizontale et les types de temps liés aux basses visibilités (chasses-sable, brumes de sable et brumes-sèches). Les variations interannuelles indiquent des baisses importantes de la visibilité en lien avec les variations de la pluviométrie. Mais l'augmentation des phénomènes météorologiques liés aux basses visibilités indique aussi un changement climatique plus précoce que ce qui est généralement admis sur la base de la seule évolution pluviométrique. Ces modifications concernent la zone saharienne, plus sensible à l'érosion éolienne, dès la fin des années 1950. Pour les stations sahéliennes, une première dégradation est visible vers 1970, puis une seconde au début des années 1980. Il est possible qu'une nouvelle dégradation observable uniquement à Niamey dans les années 1990 et 2000 soit d'origine anthropique.

- Analyser la relation vitesse du vent-visibilité horizontale au cours du cycle annuel. Compte tenu du gradient pluviométrique et de la position amont-aval des stations sur la trajectoire éolienne d'échelle continentale NE-SW, nous observons une évolution qui laisse supposer qu'interviennent d'autres facteurs. En effet, on passe progressivement d'un véritable cycle d'hystérésis à Maïné-Soroa en période humide à une forte relation binaire que vient à peine perturber une courte saison des pluies à Nguigmi en période aride. On peut donc supposer qu'intervient dans cette relation un troisième facteur qui transforme un cycle d'hystérésis en une relation binaire : s'agit-il de la végétation ou d'un facteur anthropique ?

Mots Clés : Variabilité climatique, Niger, Sahel central, Sahara méridional, dynamique éolienne au sol, direction et vitesse du vent, réanalyses, visibilité horizontale, poussières.