VOLUME - N° 24

GEO-ECO-TROP

Pierre OZER

Les lithométéores en région sahélienne



REVUE INTERNATIONALE D'ECOLOGIE ET DE GEOGRAPHIE TROPICALES

INTERNATIONAL JOURNAL OF TROPICAL ECOLOGY AND GEOGRAPHY

GEO-ECO-TROP
Notice to contributors

GEO-ECO-TROP publishes papers of more or less 15 pages (+ 3000 letters and marks) in English or French

The papers will be dealing with all aspects of Ecology and Geography of the tropical regions excluding the too technical ones. The topics of the review are botanical and zoological Ecology, human and economical Geography, Climatology, Environment and health Geography, Geomorphology and Geology of recent terrains (among others, stone-lines and lateritic crusts), Geo-archaeology. The contains of the previous volumes (22 since 1977) appears in:

http://www2.geo.ulg.ac.be/geoinsti/geoecotrop/geoecotrop.html.

The papers submitted to the editors will be made up of :

1) A title as concise as possible,
2) The surname and the initial of the first name(s) of each author,
3) His (her, their) complete address,
4) A brief abstract in English and in French (not more than 200 words),
5) A structured text (chapters as introduction, observations, discussion, conclusion), cleanly taped to permit a good scanning if no floppy disk is included (files easily readable on personal P.C., such as ; .doc, .txt, ; .rtf),
6) Figures, clean drawings and clear photographs, should be numbered consecutively and suitable to reduction with a maximum size of 120x195mm (do not forget on each of them author's name and number!),
7) figure captions will be typed on a separate sheet,
8) approximate position of illustrations and tables in the text should be indicated in the margin,
9) tables must also been typed on a separate sheet and numbered with roman numerals
10) the list of references should be as minute and complete as possible (see examples below), any abbreviation should be easily understood by any reader and should not vary inside the paper,

Journal: Ernst, W., 1975. Variation in the mineral contents of leaves and trees in miombo woodland in south central Africa. J. Ecol.,63,801-807.

Book: Dajoz, R., 1972. Précis d'Ecologie. Dunod, Paris, 434p.

Chapter: Lamotte, M., 1975. The structure and function of a tropical savannah ecosystem. -In: Golley, F.B.& Medina, E. (Eds.). Tropical ecological systems. Springer, Berlin-Heidelberg-NewYork, Ecological studies, 11, pp.179-222.

11) Acknowledgements, if any, should be kept short and gathered at the end of the paper.

Text, tables, figures and eventually floppy disk should be sent to the sub-editors: Mrs S. Alexandre, 36 bois de Mariomont, 4845 JALHAY, Belgium. (e-mail: J.Alexandre@ulg.ac.be , please, do never send the text as attached file!). Unless it is written otherwise, these documents are never returned even if, after referee's advice, they are not accepted. The author will receive 25 off-prints and if ordered,. additional off-prints with extra-charge. Figures in colour will be made at the expenses of the author.

Pierre OZER

LES LITHOMÉTÉORES EN RÉGION SAHÉLIENNE
UN INDICATEUR CLIMATIQUE DE LA DÉSERTIFICATION

Adresse de l'auteur:
Fondation Universitaire Luxembourgeoise (FUL)
Avenue de Longwy, 185
B-6700, ARLON, BELGIQUE

ozer @ ful.ac.be

GEO-ECO-TROP

Revue internationale d'Ecologie et de Géographie tropicales
International Journal of tropical Ecology and Geograph

Editeurs - *Editors:*
ALEXANDRE J. (Liège)
ALONI J. (Kinshasa)
MALAISSE F. (Gembloux)
MBENZA M. (Lubumbashi)

Comité de rédaction
Editorial board:
DE DAPPER M. (Gent)
LOOTENS-DEMUYNCK M. (Antwerpen)
ROCHE E (Tervuren)
SCHWARTZ D. (Strasbourg)
SOYER J (Louvain -la-Neuve)

Secrétaire de rédaction
Sub-Editor :
ALEXANDRE-PYRE S.(Liège)

Edition
Printing:
WARNER E. (Tervuren)

Avec le concours de - *With the support of:*

Africa Museum (Tervuren)
Centre de Coopération de l'Université de Liège (CECODEL)
Presses universitaires de Lubumbashi

sorti de presse: octobre 2001
month of issue: October 2001

TABLE DES MATIERES - *CONTENTS*

CHAPITRE I. INTRODUCTION ET OBJECTIFS DE LA RECHERCHE
INTRODUCTION AND GOAL OF THE RESEARCH 1
Introduction
1.La région étudiée
2.Justification des données utilisées
3.Objectif de la recherche

CHAPITRE II. CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL DE LA DESERTIFICATION EN REGION SAHELIENNE
SITUATING THE ANALYSIS IN ITS CONTEXT: DESERTIFICATION IN THE SAHEL 9
Introduction
1.La dégradation progressive de l'environnement sahélien
2.La crise de sécheresse depuis la fin des années soixante
3.Les paramètres anthropiques
4.Conclusion et définition

CHAPITRE III. LES PRECIPITATIONS
RAINFALLS TRENDS IN THE SAHEL 43
Avant- Propos
1.Les précipitations en région sahéliennes: caractéristiques
2.Les précipitations annuelles - Evolution
3.La "grande sécheresse"
4.Les transects pluviométriques spatio-temporels
5.Conclusion

CHAPITRE IV. ANALYSE SPATIO-TEMPORELLE DES LITHOMETEORE
CLIMATIC ANALYSIS OF THE LITHOMETEORS 59
Avant-Propos
1.L'Afrique de l'Ouest: zone source de lithométéores
2.Observations météorologiques caractérisant les lithométéores: définitions des paramètres disponibles
3.Distinction et discussion à propos des différents types de lithométéores
4.Conclusion relative aux types de données utilisées dans le travail
5.Evolution spatio-temporelle des lithométéores dans notres zone d'étude: aperçu de la littérature
6.Evolution de la visibilité
7.Répartition diurne des lithométéores
8.Répartition mensuelle des lithométéores
9.Evolution annuelle des lithométéores de 1951 à 1997
10.Evolution du nombre de jours avec lithométéores en saison sèche
11.Relations entre la visibilité horizontale et la concentration en poussières
12.Les lithométéores et les conséquences sur l'homme
13.Les lithométéores en saison sèche: Conclusions

CHAPITRE V. LE VENT ANALYSE DE LA VITESSE ET RELATION AVEC LES LITHOMETEORES
EVOLUTION OF THE THRESHOLD WIND SPEED 209

1.Introduction
2.Aperçu de la littérature
3.Répartition diurne de la vitesse des vents en saison sèche
4.Répartition mensuelle de la vitesse des vents
5.Evolution annuelle des vents efficaces de 1951 à 1997
6.Evolution des vents efficaces et de l'efficacité des vents en saison sèche de 1951 à 1997
7.Conclusions

CHAPITRE VI. EFFET DES LITHOMETEORES SUR LES TEMPERATURES
REGIONAL WARMING AND DUST FREQUENCY 259

Avant-Propos
1.Evolution mensuelle des températures en fégion sahélienne
2.Evolution des températures annuelles en région sahélienne
3.Evolution des températures en saison des pluies
4.Evolution des températures en saison sèche
5.Conclusions

CHAPITRE VII. CONCLUSION GENERALE
GENERAL CONCLUSION 277

BIBLIOGRAPHIE
REFERENCES 289

CHAPITRE I

INTRODUCTION ET OBJECTIFS DE LA RECHERCHE

Introduction and goals of the research

ABSTRACT

This introduction underlines the three main objectives of this research. Based on some fifty years of meteorological observations made in synoptic stations of Senegal, Mauritania, Mali and Niger, the forthcoming pages will present:

1. *A complete overview of the lithometeor evolution within the Sahel of West Africa;*
2. *Quantify the interactions between lithometeors and other climatic parameters;*
3. *Make the demonstration that the lithometeor frequency can be taken in account as a synthetic climatic indicator of the global environmental degradation in arid, semi-arid and dry sub-humid areas and, therefore, desertification and not as a simple direct response to rainfall deficit.*

INTRODUCTION

Les processus éoliens sont de première importance dans les régions arides et résultent des interactions entre le vent et la surface des sols. Ils sont dès lors extrêmement sensibles aux changements tant des paramètres climatiques que des conditions de surface du sol. Ces changements incluent:

- les changements globaux;
- les changements ou accidents climatiques à court ou moyen terme comme par exemple, les sévères vagues de sécheresse en région sahélienne durant les années septante et quatre-vingts;
- les impacts anthropiques sur l'environnement.

En Afrique, la source majeure des poussières et du sable est considérée comme étant le désert du Sahara. Cette zone source injecterait approximativement la moitié de la production mondiale de poussières minérales dans l'atmosphère. Les poussières et le sable soulevés par le vent, que nous nommerons lithométéores, sont fréquemment transportés sur des centaines de kilomètres voire même, pour ce qui est du matériel le plus fin, sur plusieurs milliers de kilomètres. Un très bref aperçu de la littérature relative à cette question est présenté au chapitre IV. 1 en guise d'introduction à l'analyse de l'évolution des lithométéores en Afrique de l'Ouest.

1. LA REGION D'ETUDE

L'étude est fondée sur l'analyse de l'évolution de différents paramètres climatiques en région sahélienne. Les stations étudiées sont réparties sur quatre pays de l'Afrique de l'Ouest, à savoir le Sénégal, la Mauritanie, le Mali et le Niger (Fig. I. 1).

La majeure partie du territoire étudié se trouve en climat sahélien, dont les limites septentrionale et méridionale sont respectivement les isohyètes de 150 mm (CAPOT-REY 1953; QUEZEL 1965; LE HOUEROU 1990) et 700 mm (RICHARD-MOLARD 1949).

Pendant ces trente dernières années, la bande sahélienne a été touchée par le plus important déficit pluviométrique du siècle (Chap. III) ainsi que par divers processus de dégradation de l'environnement menant progressivement à la désertification '*généralisée*' de la région d'étude. Les causes anthropiques principales de la désertification affectant la région sahélienne, à savoir la croissance exponentielle de la population, le déboisement, le surpâturage, la surexploitation des terres et la détérioration des sols, sont présentées au chapitre II.

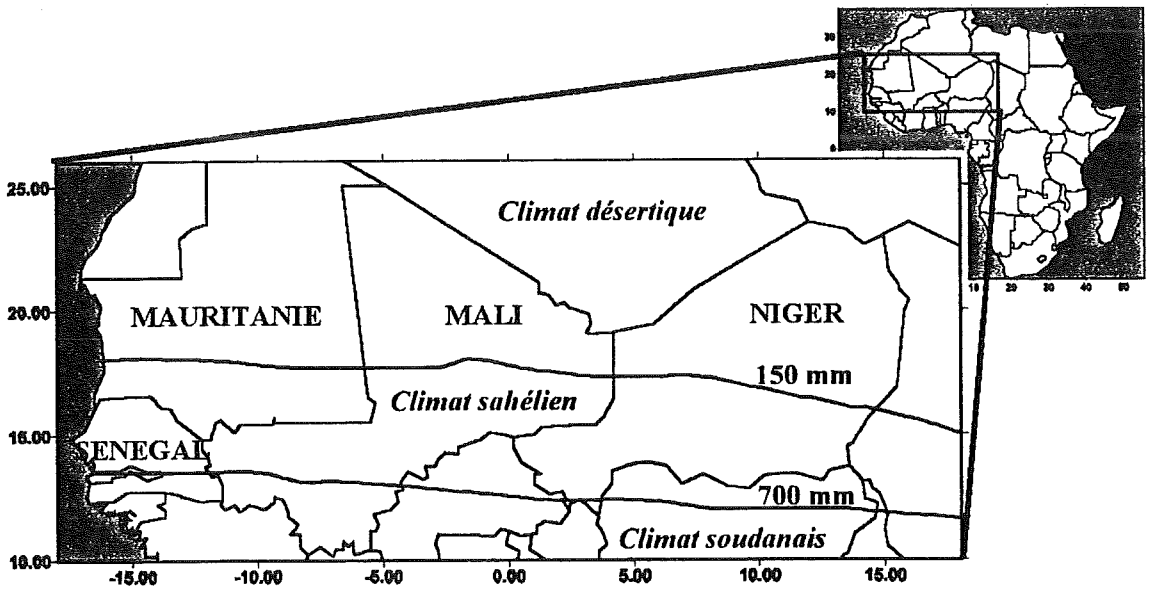


Fig.I.1. - Zone d'étude.
Study area.

Dans le même temps, une nouvelle caractéristique climatique s'est développée en Afrique de l'Ouest: les lithométéores. L'observation de ces particules minérales en suspension dans l'atmosphère ou soulevées du sol par le vent était, avant les années septante, essentiellement limitée à la zone désertique (DUBIEF 1943; MORAL 1965, 1966). En pleine période de sécheresse, LEROUX (1983), dans son ouvrage remarquable consacré au climat de l'Afrique tropicale, considérait toujours les lithométéores comme étant un '*élément climatique mineur*'.

2. JUSTIFICATION DU TYPE DE DONNEES UTILISEES

L'intérêt pour l'analyse de l'évolution des poussières terrigènes dans cette région du continent africain ne s'est développé que dans la seconde moitié des années quatre-vingts avec la publication des travaux de MIDDLETON (1985A) portant sur quelques stations de la Mauritanie et du Soudan.

Actuellement, différents auteurs suggèrent que l'augmentation de l'activité éolienne en Afrique de l'Ouest, ainsi que dans la majeure partie des régions arides et semi-arides du globe, pourrait être une réponse des processus éoliens au changement global (LANCASTER 1996B, 1996E) et que les lithométéores pourraient modifier la circulation atmosphérique globale (ANDREAE 1996; LI *et al.* 1996; TEGEN *et al.* 1996; ALPERT *et al.* 1998; BROOKS 1999).

C'est dans cette mouvance que s'inscrit notre recherche.

Cependant, force est de constater que, même si la compréhension scientifique du transport de poussières éoliennes sur de longues distances a considérablement augmenté durant ces vingt dernières années (MORALES 1979A; PEWE 1981A; PYE 1987; LEINEN & SARNTHEIN 1989; COUDE-GAUSSEN 1991; NASH 1999; etc.), les études détaillées concernant directement la production de poussières au Sahel restent rares.

Ainsi, seules deux études récentes ont été réalisées pour une longue periode en Afrique de l'Ouest. L'une se consacrant à l'analyse des lithométéores en saison sèche au Niger de 1951 à 1994 (OZER 1998) et l'autre se focalisant sur l'évolution annuelle des lithométéores en Mauritanie de 1951 à 1990 (NOUACEUR 1999). Aucune étude sur l'évolution des lithométéores n'existe à la fois sur la totalité de l'Afrique sahélienne occidentale et sur une longue période continue.

Deux types d'informations peuvent être utilisées pour le suivi continu des lithométéores:

- *L'information satellitaire*
  Plusieurs auteurs se sont basés sur des données du satellite METEOSAT pour étudier les variations de fréquence des lithométéores. Les résultats obtenus à partir de ces données sont prometteurs et une climatologie des poussières sahariennes a déjà pu être établie sur base de cinq années d'analyse (JANKOWIAK & TANRE 1992). Cependant, les plus longues séries étudiées sont de courte durée: maximum douze années (1984-1993, *in* BROOKS 1999 et 1983-1994, *in* MOULIN *et al.* 1997). Un autre inconvénient provient du fait que le début des périodes disponibles correspond au milieu du dramatique déficit pluviométrique du début des années quatre-vingts (Chap. III. 3), ce qui mène ces auteurs à tirer des conclusions hâtives quant à l'évolution actuelle des lithométéores. Par ailleurs, il apparaît que, sauf au départ du processus, il n'est pas possible de distinguer les nuages de poussières en suspension dans l'atmosphère des processus actifs de déflation.
- *Les observations réalisées dans les stations synoptiques*
  Dans notre zone d'étude, les lithométéores sont généralement observés au pas de temps horaire dans les stations principales des réseaux synoptiques nationaux. Les avantages majeurs de ce type de données par rapport aux informations dérivées des images satellitaires sont: la durée d'observation (près de cinquante ans) incorporant différentes sous-périodes climatiques (Chap. III. 3) et la disponibilité des

informations détaillées relatives aux types de lithométéores permettant de distinguer le transport et la mobilisation des particules terrigènes (Chap. IV. 2 à IV. 4). L'inconvénient réside dans le fait que le réseau de stations synoptiques est lâche et que les observations sont 'humaines' et peuvent donc être entachées d'un coefficient d'interprétation personnelle ou de subjectivité, essentiellement lors de l'estimation de la visibilité.

L'étude de l'évolution des lithométéores à long terme a été privilégiée. L'essentiel de nos données a été récoltés dans les différentes Directions Nationales de la Météorologie des pays étudiés et une visite de certaines stations a été réalisée au Niger et au Mali.

3. L'OBJECTIF DE LA RECHERCHE

Récemment, plusieurs auteurs ont souligné l'absence de connaissances relatives, d'une part, aux facteurs contrôlant la fréquence des lithométéores et, plus particulièrement, des cas de déflation en région sahélienne et, d'autre part, aux implications climatiques de l'augmentation de ces processus éoliens.

La relation entre la pluviométrie et la fréquence des lithométéores, très peu étudiée et sujette à diverses polémiques (NICHOLSON *et al.* 1998), est analysée et discutée en détail au chapitre IV. 10.

Les études relatives à l'évolution de la vitesse limite du vent efficace, vitesse minimum à partir de laquelle le vent est capable d'arracher des particules du sol et, donc, d'engendrer la déflation, sont inexistantes dans le Sahel (CHOMETTE *et al.* 1999). Ce sujet est longuement abordé au chapitre V.

L'impact climatique des lithométéores sur les températures est mis en évidence au chapitre VI. Ces résultats apportent une réponse concrète à la toute récente hypothèse de HULME *et al.* (2000).

L'objectif de notre étude est donc triple. Reposant sur une cinquantaine d'années d'observations climatologiques effectuées dans les stations synoptiques du Sénégal, de la Mauritanie, du Mali et du Niger, ce travail a pour but de:

1. faire le point sur l'évolution des lithométéores en région sahélienne;
2. quantifier les interactions avec certains paramètres climatiques;
3. démontrer que la fréquence des lithométéores peut être prise comme indicateur climatique synthétique de la dégradation globale de l'environnement et, donc, de la désertification plutôt que comme une réponse directe au déficit pluviométrique.

Le but final de ce travail s'inscrit donc dans l'analyse et la compréhension des "grandes problématiques environnementales globales" décrites dans le plan *Action 21* rédigé lors de la Conférence des Nations Unies sur l'environnement et le développement (Conférence de Rio 1992). Plus précisément, il répond directement à une demande internationale détaillée aux chapitres 12 et 40 de ce plan respectivement intitulés

"*Gestion des écosystèmes fragiles: lutte contre la désertification et la sécheresse*" et "*L'information pour la prise de décisions*".

Dans les divers constats établis par les Nations Unies, il est clairement indiqué que les connaissances relatives aux processus de désertification sont toujours insuffisantes. Ainsi, il est mis en évidence que "*Les évaluations de l'état et du taux de désertification réalisées à l'échelle mondiale en 1977, 1984 et 1991 par le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE) ont révélé des lacunes dans les connaissances de base sur les processus de désertification. Des systèmes adéquats d'observation systématique à l'échelle mondiale sont utiles pour l'élaboration et la mise en œuvre de programmes efficaces de lutte contre la désertification*" (§ 12. 5).

En outre, ces chapitres 12 et 40 (du plan *Action 21*) soulignent la nécessité urgente d'établir des indicateurs simples et accessibles à tous pour le suivi de l'état de la dégradation environnementale et de la désertification en général. Cependant, les Nations Unies reconnaissent leurs limites: "*La capacité institutionnelle.....d'élaborer des indicateurs pertinents est insuffisante tant au niveau national qu'au niveau international*" (§ 40. 13). Ainsi, dans les recommandations de cette convention, on peut lire: "*Il faut donc élaborer des indicateurs du développement durable afin qu'ils constituent une base utile pour la prise de décisions à tous les niveaux et contribuent à la durabilité autorégulatrice des systèmes intégrés de l'environnement et du développement*" (§ 40. 4) et "*Les organes et les organismes des Nations Unies pourraient, en coordination avec d'autres organisations internationales compétentes, formuler des recommandations permettant de faciliter l'élaboration concertée d'indicateurs au niveau national, régional et mondial et veiller à incorporer une série appropriée de ces indicateurs dans des rapports et des bases de données communs, régulièrement mis à jour et accessibles à tous, afin qu'ils soient utilisés au niveau international*" (§ 40. 7).

A sa troisième session, en 1995, la Commission du Développement Durable des Nations Unies a adopté un programme de travail visant à élaborer des indicateurs du développement durable sur lesquels pourront s'appuyer les décideurs au niveau national d'ici à l'an 2001. Concernant le chapitre 12 du plan *Action 21*, relatif à la désertification, quatre indicateurs ont été élaborés (UNITED NATIONS 1999):

- Population vivant au-dessous du seuil de pauvreté dans les zones arides.
- Indice national mensuel de la pluviosité.
- Indice de la végétation (NDVI) dérivé par satellites.
- Terres touchées par la désertification.

Dans ce travail, l'indicateur que nous proposons pour le suivi de l'état de dégradation de l'environnement est la fréquence des lithométéores et, en particulier, celle des cas de déflation. Progressivement, nous mettons en évidence que ces processus éoliens sont générés et/ou amplifiés tant par les diverses pressions anthropiques que par la crise d'aridification. De plus, leurs impacts directs ou indirects sur l'économie locale, nationale ou régionale et sur la santé humaine sont mis en évidence.

Certes, l'idée de proposer la fréquence des lithométéores comme indicateur de la désertification n'est pas neuve.

Pour la première fois, en 1974, RAPP a considéré que la fréquence des lithométéores reflétait probablement l'effet le plus destructif de la désertification dans une perspective à long terme. Pour cet auteur, il était de la plus haute importance de suivre l'évolution de la fréquence des lithométéores à partir des satellites pour pouvoir quantifier l'évolution du processus de désertification.

Un peu plus tard, en 1977, dans le cadre du Plan d'action de lutte contre la désertification mis sur pied par les Nations Unies, plusieurs phénomènes, dont la fréquence des lithométéores, ont été proposés comme indicateurs de la désertification (UNITED NATIONS 1977).

Cependant, MABBUTT (1986) a souligné que ces indicateurs établis "*in vitro*" étaient difficilement applicables, en réalité par manque d'information et/ou par l'inexistence de banques de données fiables, complètes, voire même fragmentaires. Selon cet auteur, aucun pays n'avait encore réussi à mettre ces indicateurs en pratique en 1984, pas même les Etats Unis ni l'Australie où, pourtant, d'énormes moyens humains et financiers avaient été mis en œuvre.

Concernant la fréquence des lithométéores, il faudra attendre la fin des années quatre-vingts pour voir les premières vastes études relatives à ce sujet concernant l'Australie (MCTAINSH & PITBLADO 1987) et les Etats-Unis (GILLETTE & HANSON 1989) sur une période de plus de vingt ans.

En 1994, une réunion internationale a regroupé une quarantaine de spécialistes pour débattre des indicateurs géologiques de changements actuels rapides des environnements terrestres. Les marqueurs proposés sont des mesures de magnitude, fréquence, taux et tendance de processus géologiques qui peuvent être observés, en un siècle ou moins, à la surface de la Terre, et qui sont sujets à des variations significatives pour déterminer et comprendre les changements d'environnement rapides, à l'échelle de l'Homme. Ces "géoindicateurs" doivent permettre d'identifier le plus rapidement possible les tendances en cours (PETIT-MAIRE 1995; ELLIOTT 1996) et doivent être facilement compréhensibles par les autorités politiques compétentes et par les bailleurs de fonds (NEIMANIS & KERR 1996). A la suite de cette réunion, BERGER et IAMS (1996) ont publié le traité intitulé "*Geoindicators: Assessing rapid environmental changes in earth systems*". Cet ouvrage propose une liste de géoindicateurs permettant d'évaluer la dynamique de divers processus dont celui de désertification (Tab. I. 1).

Tab.I.1 - Liste des géoindicateurs majeur et potentiel pour le suivi du processus de désertification (d'après BERGER 1996).

Major and potential geo-indicators for the desertification process survey (after BERGER 1996).

Géoindicateurs	Désertification
Croûtes désertiques	Marqueur majeur
Formation et réactivation des dunes	Marqueur majeur
Fréquence des lithométéores	Marqueur majeur
Niveau et salinité des lacs	Marqueur majeur
Erosion des sols	Marqueur majeur
Erosion éolienne	Marqueur majeur
Niveau de la nappe phréatique	Marqueur potentiel
Qualité des sols	Marqueur potentiel

Des six marqueurs majeurs proposés par BERGER (1996), quatre sont relatifs aux processus éoliens (formation et réactivation des dunes, fréquence des lithométéores, érosion des sols, érosion éolienne). Notre étude est consacrée à l'évolution des lithométéores. Ce paramètre, lorsque l'on peut distinguer les phénomènes de simple suspension dans l'atmosphère des phénomènes locaux de déflation, reflète en effet l'état de formation et de réactivation des dunes, l'érosion éolienne et, en partie, l'érosion des sols. De plus, il peut donner une indication relative quant à l'évolution de la qualité des sols (marqueur potentiel).

Récemment, dans le cadre de la Conférence des Parties – 2000 (COP-4) relative à la Convention des Nations Unies sur la lutte contre la désertification, le Conseil National de l'Environnement pour un Développement Durable de la République du Niger (CNEDD 2000) et le *Secretariat of China National Committee for the Implementation of the United Nations Convention to Combat Desertification* (CCICCD 2000) publiaient officiellement dans leurs Plan d'Action National que la fréquence des lithométéores devait probablement être retenue comme un indicateur de désertification. Le rapport chinois met d'ailleurs en évidence que la fréquence des tempêtes de sable, extrêmement faible du 3ème siècle BC jusque 1949 (70 événements), a très rapidement augmenté au cours de ces 50 dernières années atteignant 23 événements durant les années nonante.

Nos informations de base étant recueillies dans les stations synoptiques des différents pays étudiés, notre but est de démontrer, au cours de ce travail, que la fréquence des lithométéores et, en particulier, celle des cas de déflation est un ***indicateur climatique*** adéquat pour le suivi de la désertification.

CHAPITRE II

CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL DE LA DESERTIFICATION EN RÉGION SAHÉLIENNE

Situating the analysis in its context: desertification in the Sahel

ABSTRACT

The aim of this first chapter is to place our research in an environmental context of perpetual mutation and continuous degradation.

The first part briefly describes the evolution of the concept of desertification. Afterwards, from field reality case studies, most of the causes progressively leading to desertification in the West-African Sahel are analysed. These are mainly the climatic modifications, and especially the long drought period that affects the Sahel since the late 60s, and the increasing anthropogenic negative impacts on the environment, such as deforestation, overgrazing, inappropriate land-use practices, etc. This chapter also highlights that the environment and life conditions degradation is largely heterogeneous and that the main causes influencing the desertification processes are highly variable from place to place. Desertification is therefore an addition of extremely complex processes that no researcher is yet able to control in its entirety at a global or regional scale.

After the Rio Conference of 1992, the United Nations Convention to Combat Desertification (UNCCD) in Countries Experiencing Serious Drought and/or Desertification, Particularly in Africa was written and ratified by a pool of experts coming from most parts of the world (affected or not by desertification) and from all fields (scientists, institutions, organisations, etc.). A relatively wide definition of the concept of desertification was approved and will be retained in our research for the elaboration of a climatic indicator which is coherent with the views of the United Nations (PNUE / CCD 1995, p. 7) :

Desertification : land degradation in arid, semi-arid and dry sub-humid areas resulting from various factors, including climatic variations and human activities.
Definition in which the following terms are specified :

Land degradation : reduction or loss, in arid; semi-arid and dry sub-humid areas, of the biological or economic productivity and complexity of rainfed cropland, irrigated cropland, or range, pasture, forest and woodlands resulting from land uses or from a process or combination of processes, including processes arising from human activities and habitation patterns, such as :
~ Soil erosion caused by wind and/or water ,
~ Deterioration of the physical, chemical and biological or economic properties of soil;
~ Long-term loss of natural vegetation.

Arid, semi-arid and dry sub-humid areas : areas, other than polar and sub-polar regions, in which the ratio of annual precipitation to potential evapotranspiration falls within the range from 0.05 to 0.65.

We will limit our research to this definition of desertification as our final goal is not dedicated to this vast debate about which many thematic journals and books are focused.

INTRODUCTION

En 1935, dans une communication intitulée "*The encroaching Sahara: the threat of the West African Colonies*", STEBBING affirmait devant la *Royal Geographical Society* à Londres que le Sahara au nord de Tahoua (Niger) avançait à une vitesse moyenne de 1 kilomètre par an. L'auteur se basait alors sur des observations ponctuelles de dégradations anthropiques de l'environnement au Niger et au nord du Nigeria (formant des "petits Sahara") provoquées par les incendies de forêts, le déboisement incontrôlé, le surpâturage et les types de cultures non appropriés. A la suite de cet exposé, un membre de la *Society*, Sir A. HILL, résuma (p.523): "*The Sahara has seized the opportunity of man's stupidity*".

Trois ans plus tard, dans un article à forte connotation colonialiste, JONES (1938) minimisait les dires de STEBBING (1935) en affirmant que (i) la sécheresse n'affecterait pas les colonies ouest africaines pendant plusieurs générations à venir, (ii) la réduction des eaux de surface ne constituerait pas une entrave à la prospérité des colonies ouest africaines, (iii) les nappes aquifères ne montraient aucun signe de diminution, (iv) les dunes de sable ne sont, en aucun cas, réactivées à cause des pratiques culturales et que les colonies ouest africaines ne sont pas menacées par une avancée du Sahara et (v) les forêts naturelles sont stables et les incendies ne causent pas de sérieux dégâts. Il s'avérera par la suite qu'il avait tort.

Le terme *désertification* fut utilisé pour la première fois par AUBREVILLE en 1949 pour décrire le processus de changement de végétation menant à des sols dégradés et/ou dénudés en Afrique tropicale et repris par TRICART (1954) pour désigner la remise en mouvement des dunes dues à la dégradation anthropique (surpâturage et 'l'extension inconsidérée d'une culture spéculative'). Il écrit (p.131): "*Le patrimoine naturel est gravement menacé, et, avec lui, le droit à la vie des générations futures*". En 1959, TRICART écrivait dans un article remarquable et précurseur (pp.340-341): "*Quelques dunes vives ont provoqué de sérieuses inquiétudes: de bons esprits se sont demandés si d'éventuels aménagements ne risquaient pas d'être stérilisés par une invasion des sables. Le thème de la désertification des marges sahariennes est présent dans tous les esprits*".

Le terme *désertification* n'a été introduit dans le langage français qu'à partir de 1960. Il n'est d'ailleurs, pour le grand public, que la "*transformation d'une région en désert sous l'action de facteurs climatiques ou humains*" (Petit Robert). Mais ce n'est pas aussi simple que cela. La définition de ce large concept a déjà fait couler beaucoup d'encre et chaque discipline, chaque école, a sa propre définition de la désertification (VERSTRAETE 1986). La preuve en est que "*GLANTZ [communication personnelle] estime à 130 le nombre de définitions de la désertification*" (MAINGUET 1990).

Dans ce flou, LAMPREY (1975 *in:* MAINGUET 1991) estima que le sud du Sahara avançait à une vitesse de 5.5 kilomètres par an. Le mythe de l'avancée du désert était ainsi relancé. Cette idée sera suivie avec intérêt dans les années quatre-vingts, essentiellement par les décideurs et bailleurs de fonds. La désertification deviendra une arme politique nationale et internationale. A titre d'exemple, on se rappellera que "*le 16 mars 1986, le Vice-Président BUSH a alloué une aide d'urgence au Soudan car la désertification avançait à raison de 9 kilomètres par an*" (WARREN & AGNEW, 1988). Dernièrement, le président du Niger, Ibrahim Baré Maïnassara, déclarait encore: "*le désert poursuit son avancée à raison de 200.000 hectares en moyenne par an*" (AFP 03/08/1998). Cette théorie a été finalement scientifiquement rejetée après plusieurs mises au point bien nécessaires. On retiendra, par exemple, les articles titrant "*The myth of the marching desert*" (FORSE 1989), "*Is desertification a myth ?*" (BINNS 1990), "*Desertification – Time for an assessment*" (HELLDEN 1991), "*Sandstorm in a teacup ? Understanding desertification*" (THOMAS 1993), "*Desertification: Exploding the Myth*" (THOMAS & MIDDLETON 1994) ainsi que les travaux de TUCKER *et al.* (1991, 1994), MAINGUET (1991), THOMAS (1997) et NICHOLSON *et al.* (1998).

Cependant, force est de constater que le mythe "désertification" est toujours, actuellement, un argument politique de poids. Ainsi, dans un récent document préfacé par le Secrétaire général des Nations Unies, M. BOUTROS BOUTROS-GHALI, on peut lire (CAT/CCD 1995, p. 6): "*La désertification a également joué un rôle dans le déclenchement de dix conflits armés qui se déroulent actuellement dans les régions arides*".

D'autre part, dans un éditorial de la revue *Sécheresse*, on peut lire également (HEUSE 1992): "*A l'allure actuelle de la désertification, la planète Terre aura perdu entre 1980 et 2000 un tiers des surfaces cultivables, alors que la population mondiale aura besoin d'un tiers de nourriture en plus du fait de la croissance démographique*". Aussi, est-il nécessaire de nuancer de tels propos alarmistes relevant plutôt de la démagogie gratuite même si d'autres auteurs n'hésitent pas à franchir un pas supplémentaire en publiant des articles comme "*Has the Sahel a future ?*" (WICKENS 1997) et dont le contenu pourrait se résumer par "*No future* pour le Sahel" puisque l'auteur conclut par "*le futur du Sahel est véritablement très sombre*" et termine en soulignant que, si aucune mesure de lutte contre la désertification n'est rapidement entreprise, la bande soudanienne deviendra rapidement inhabitable également.

En 1986, GROVE soutient pour la première fois que la désertification menace le sud de l'Europe. Depuis, pour renforcer la compréhension du processus de désertification en Europe méditerranéenne, la Commission Européenne (D.G. XII[1]) finance de nombreuses recherches depuis une dizaine d'années (MEDALUS[2], ASMODE[3], EFEDA[4], etc.) sur ses causes, ses impacts, son extension spatiale et les manières de la combattre (PEREZ-TREJO 1994; FANTECHI *et al.* 1995; BRANDT & THORNES 1996; BRANDT 1999). Fin 1996, la Commission Européenne organisait d'ailleurs la première *Conférence Internationale sur la Désertification en Europe méditerranéenne*. Dans la foulée, ces dernières années, certains gouvernements européens ont également mis des

[1] Direction Générale XII : Science, recherche et développement.
[2] MEDALUS: Mediterranean Desertification and Land Use.
[3] ASMODE: Assessment and Monitoring of Desertification in the Mediterranean Region.
[4] EFEDA: European Field Experiment in Desertification-threatened areas.

politiques de lutte contre la désertification en application. Ainsi, en juin 1997, différents ministères (environnement, ressources agricoles, etc.) ont organisé le premier séminaire national sur la lutte contre la désertification en Italie (PULINA & ENNE 1997). Depuis 1996, la désertification est devenue un "*chapitre prioritaire de la recherche environnementale européenne*" (PETER & BALABANIS 1999).

On peut dès lors s'interroger sur l'emploi du terme *désertification*. Peut-il être utilisé de manière similaire dans le contexte sahélien et dans le sud de l'Europe? Est-ce un thème porteur à la mode ? Est-ce une problématique environnementale, humaine ou économique ? Aussi, THOMAS (1993) qualifie-t-il le terme *désertification* d'"émotionnel" souvent utilisé à mauvais escient et systématiquement emprunté pour souligner l'importance d'une problématique quelconque.

Comme on peut s'en rendre compte rapidement, il est évident que le concept de "*désertification*" a fortement évolué au cours de ces quarante dernières années. Une synthèse complète de cette évolution est disponible, en autres, dans l'ouvrage de MAINGUET (1991).

Rappelons néanmoins à ce sujet que, conscientes que la désertification devenait un problème majeur peu étudié et, interpellées par la première grande sécheresse sahélienne des années septante, les Nations Unies ont organisé la première Conférence sur la désertification et y ont adopté en 1977 un Plan d'action de lutte contre la désertification (UNITED NATIONS 1978). Cependant, en dépit de cette initiative et de tant d'autres efforts, le PNUE[1] devait conclure en 1991 que la dégradation des sols et la désertification s'étaient aggravées dans le monde. Ainsi, la problématique de la lutte contre la désertification était-elle à l'ordre du jour lors de la Conférence des Nations Unies sur l'environnement et le développement mieux connue sous le nom de Conférence de Rio 1992. De cette Conférence, il est ressorti (i) qu'il fallait adopter une nouvelle approche intégrée de la problématique visant à promouvoir le développement durable et (ii) la nécessité de mettre sur pied une Convention sur la lutte contre la désertification dans les pays gravement touchés par la sécheresse et/ou la désertification, en particulier en Afrique (PNUE/CCD 1995).

Contemporainement à cette nouvelle vision et à ce nouvel intérêt pour la désertification, en 1993, la *Geographical Association* anglaise présente un numéro thématique intitulé "*Environmental hazards: the challenge of change*" dans lequel on retrouve la désertification parmi les huit risques naturels majeurs du XXI^{e} siècle (JONES *et al.* 1993). Dans le même ordre d'idées, notons que la désertification fait maintenant partie des risques naturels étudiés en Europe au même titre que les tremblements de terre ou que les inondations par exemple (MARGOTTINI *et al.* 2000). La tendance actuelle est, dès lors, de considérer la désertification comme un risque naturel en tant que tel alors que, jusqu'au début des années nonante, il n'en était rien car les différents processus liés à la désertification étaient trop lents probablement par rapport aux autres bien connus pour leur échelle de temps très courte.

[1] PNUE: Programme des Nations Unies pour l'Environnement.

1. LA DEGRADATION PROGRESSIVE DE L'ENVIRONNEMENT SAHELIEN

Toutes les études environnementales multi-temporelles menées dans le Sahel présentent des résultats similaires (CHAMARD & COUREL 1979; DAELS & EL HAG 1984; ANHUF *et al.* 1990; KUBEROW 1990; KARIMOUNE 1994; KUBEROW 1994; LINDQVIST & TENGBERG 1994; PARE & TALLET 1999; GUEYE & OZER 2000; N'DJAFA OUAGA & COUREL 2000): une diminution importante des forêts et de la végétation en général contrastant avec une augmentation remarquable des sols dégradés qui se marque souvent par une remise en mouvement du sol par la déflation éolienne.

Le travail de KARIMOUNE (1994), réalisé à partir de la comparaison de photographies aériennes et d'une image satellitaire SPOT, met en évidence la dégradation environnementale dans la zone semi-aride de Makaoratchi-Gayi, département de Zinder au sud-est du Niger caractérisée par une pluviométrie annuelle moyenne de l'ordre de 350 mm (période 1950-1990) (Tab. II. 1).

Tab.II.1 - Evolution de quelques éléments du paysage du secteur de Makaoratchi (S-E Niger) (KARIMOUNE 1994).

Land cover changes in the Makaoratchi area (S-E Niger) (KARIMOUNE 1994).

Eléments du paysage	1957-1958	1975	1987	Différence 1957-1987 en %
Dépressions et végétation	36%	14%	8%	-78%
Sables remaniés	6%	14%	23%	+283%
Delta	0.2%	0.24%	0.56%	+180%

En 1957-1958, la végétation est relativement dense et les remaniements éoliens sont quasi inexistants. Après la première grande sécheresse, l'image de 1975 met en évidence la disparition de la plus grande partie de la végétation qui s'est essentiellement concentrée dans les lits d'oueds. La remobilisation des sables affecte des superficies plus étendues et intéresse en particulier les sommets des dunes et les auréoles autour des villages. Suite à la terrible sécheresse du début des années quatre-vingts (image 1987), le secteur balayé par la déflation s'est considérablement élargi traduisant la progression de la dégradation environnementale. La végétation a été réduite de moitié par rapport à 1975. D'autre part, l'augmentation considérable du volume du delta (zone rouge) de l'oued alimentant une mare située au sud de la zone d'intérêt témoigne de l'augmentation de l'érosion hydrique. Finalement, sur cette même image, notons que la zone mise en évidence par une flèche correspond à la disparition du sol faisant apparaître une cuirasse latéritique là même où le sol était recouvert d'une végétation relativement dense à la fin des années cinquante. Cet exemple précis prouve que la dégradation dite irréversible peut survenir très rapidement (moins de trente ans).

Dans un climat plus humide (pluviométrie annuelle moyenne de l'ordre de 500 mm), LINDQVIST et TENGBERG (1994) ont réalisé une étude similaire dans le nord du Burkina Faso. Leurs résultats sont très intéressants dans la mesure où l'analyse de différents sites met en évidence la vitesse variable de la dégradation des sols. Ainsi, le site de Kolèl a connu une dégradation intégrale entre 1955 et 1990 (Tab. II. 2) alors que le site d'Oursi présente une dégradation plus lente et moins radicale pendant la même période (Tab. II. 3).

Le cas de Kolèl (Tab. II. 2) est particulièrement dramatique puisque la savane dense continue et la steppe à couverture ligneuse discontinue recouvrant 98% de la superficie de la zone d'étude en 1955 sont maintenant inexistantes. Il semblerait que les années quatre-vingts aient été les plus dévastatrices. D'autre part, dans la zone d'Oursi (Tab. II. 3), la disparition de ces mêmes entités paysagères est beaucoup moins rapide et reste d'ailleurs modérée (78% en 1955 contre 53% en 1990). Par contre, la superficie de dunes remises en mouvement a été quasi multipliée par dix sur une période de 35 années.

Tab.II.2 - Evolution du paysage du secteur de Kolèl (Nord Burkina Faso) (LINDQVIST & TENGBERG 1994).
Land cover changes in the Kolèl area (northern Burkina Faso) (LINDQVIST & TENGBERG 1994).

Type de paysage	1955	1974	1981	1990
Savane dense continue	73%	4%	2%	0%
Steppe à couverture ligneuse discontinue	25%	86%	64%	0%
Steppe à couverture végétale discontinue	2%	10%	31%	96%
Sol totalement dénudé	0%	0%	3%	4%

Tab.II.3 - Evolution du paysage du secteur d'Oursi (Nord Burkina Faso) (LINDQVIST & TENGBERG 1994).
Land cover changes in the Oursi area (northern Burkina Faso) (LINDQVIST & TENGBERG 1994).

Type de paysage	1955	1981	1990
Savane dense continue	32%	29%	20%
Steppe à couverture ligneuse discontinue	46%	33%	33%
Steppe à couverture végétale discontinue	19%	13%	21%
Sol totalement dénudé	3%	25%	26%

Après avoir analysé un nombre impressionnant de photographies aériennes prises dans les années cinquante et consulté plusieurs références bibliographiques relatives à des études de terrain dans différentes zones du Sahara, du Sahel et du Soudan, GROVE (1958) a dressé la première vaste carte des formations dunaires en Afrique depuis l'Equateur jusqu'au Sahara central (Fig. II. 1). En ce temps, l'auteur proposait l'isohyète de 150 mm comme étant la limite méridionale approximative des dunes mobiles. Ainsi, au sud de la ligne qui va de Nouakchott, en passant par le nord de Tombouctou, Agadez et le nord du lac Tchad, toutes les dunes héritées de l'époque ogolienne [20 000 à 12 500 B.P.] (ROGNON 1991; KARIMOUNE 1994; ALBERT *et al.* 1997) ont été décrites comme étant fixées par la végétation.

Comme nous l'avons vu en mentionnant une partie du travail de KARIMOUNE (1994), à l'heure actuelle, les dunes vives sont reportées jusqu'à l'isohyète de 300-400 mm (1961-1990), voire même plus au sud. Et ceci de manière généralisée et non plus ponctuelle.

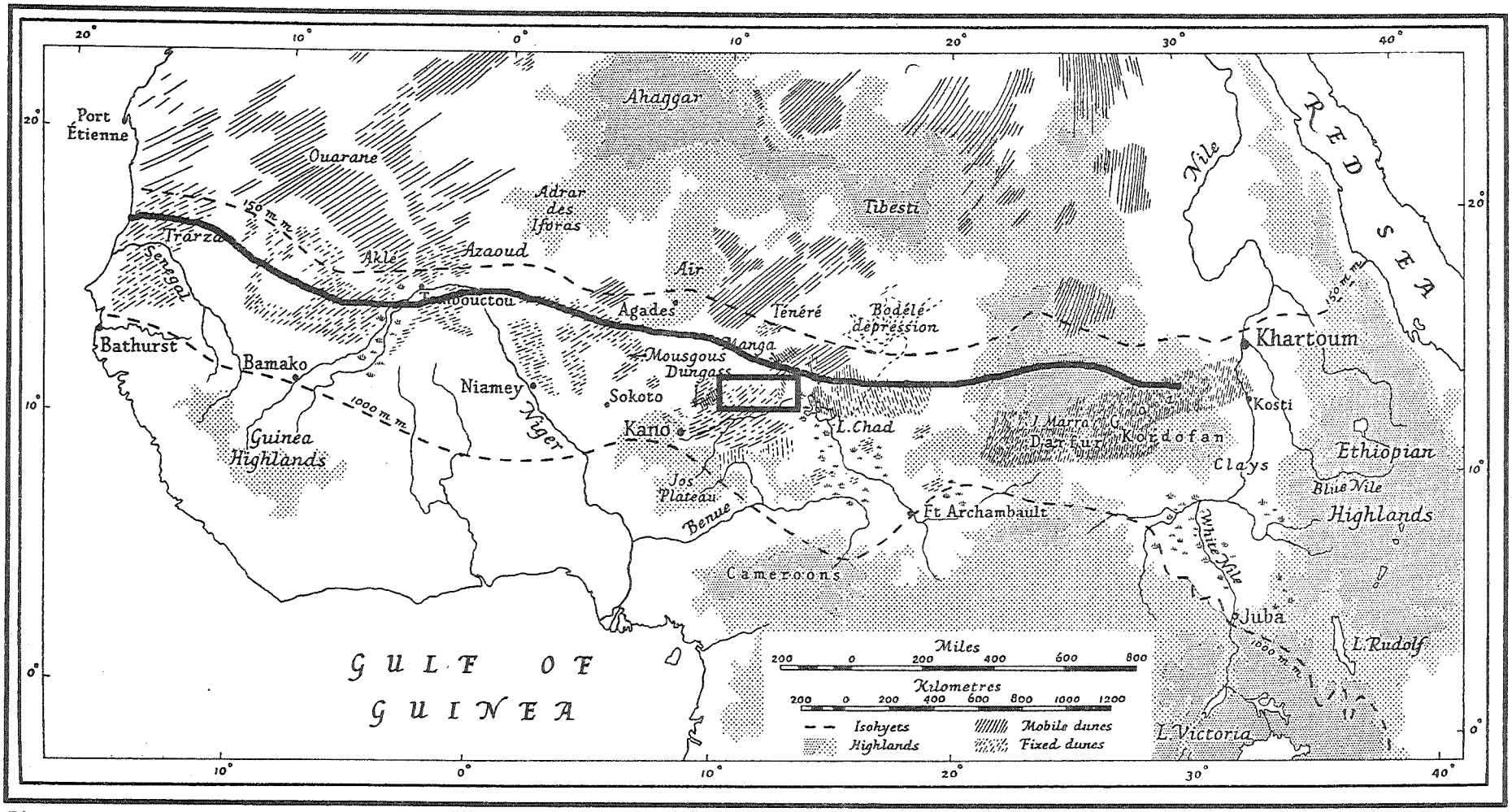


Fig.II.1 - Carte des formations dunaires en Afrique depuis l'Equateur jusqu'au Sahara central (d'après GROVE 1958). L'isohyète de 150 mm (trait gras continu) correspond approximativement à la moyenne 1961-1990 (d'après MOREL 1995A). La zone délimitée par le cadre (à l'ouest du Lac Tchad) correspond à la région où ont été prises les photographies II. 1 à II. 4.

Map of dune formation in Africa from the Equator until Central Sahara (from GROVE 1958). The 150 mm precipitation isoline (bold continuous curve) corresponds approximately to the 1961-1990 average (from MOREL 1995A). The area delimited by the rectangle (west of Lake Chad) corresponds to the region where photos II. 1 to II. 4 were taken.

La Mauritanie est devenue une mer de sable. La lutte contre l'ensablement de l'aéroport de Nouakchott est devenue perpétuelle (SALAMA *et al.* 1991; MAINGUET *et al.* 1999). L'analyse des récentes images satellitaires SPOT[1] montre que les dunes sont encore bien vives de part et d'autre du fleuve Sénégal plus de dix ans après la terrible sécheresse de 1984. CHAMARD (1993) présente d'ailleurs des photographies de barkhanes au sud du fleuve Sénégal. CHAMARD et COUREL (1979) ainsi que TENGBERG et CHEN (1998) ont observé le développement de larges étendues de dunes vives au nord du Burkina Faso. Il existe malheureusement encore beaucoup d'autres exemples reportés dans la littérature.

Nous proposons ci-après quelques illustrations de dunes vives présentes sur plus de 200 kilomètres entre Gouré et Maine-Soroa (sud-est du Niger, pluviométrie annuelle moyenne 1961-1990: ≈ 300 mm) où infrastructures, routes et oasis sont maintenant constamment menacés par l'avancée du sable (Photos II. 1 à 4, Planche I).

Cette zone est particulièrement intéressante car relativement bien étudiée.

Durant les années cinquante, CAPOT-REY (1952) écrivait (p. 42): "*Le Koutous et le Manga ne possèdent que des dunes fixées*" et GROVE décrivait toujours, en 1958, ces dunes ogoliennes comme étant fixées par la végétation (Fig. II. 1). Au début des années septante, WILSON (1971, 1973) décrivait encore cet erg hérité comme étant totalement fixée par la végétation. Quelques années plus tard, MAINGUET *et al.* (1979) y ont établi une carte au 1/1 000 000 à partir d'une étude comparative d'images satellitaires LANDSAT (1975 à 1977) et de photographies aériennes (1955-56 et 1975) et de vérifications de terrain (1977 et 1978). Pour ces auteurs, la limite naturelle dunes vives / dunes vêtues était toujours, dans cette région, l'isohyète de 150 mm. Concernant la zone s'étendant de Zinder à Maine-Soroa, les dunes étaient toujours reconnues comme fixées par la végétation et peu dégradées par les actions humaines. Récemment, HERRMANN *et al.* (1997B) ont mis en évidence que cette région était actuellement devenue l'une des trois zones-source principales de poussières au sud de l'isohyète de 200 mm.

Pour JAHIEL (1998), c'est la crise de sécheresse qui aurait modifié aussi bien le faciès environnemental que le comportement des populations locales dans la région des oasis de Goudoumaria et Maine-Soroa. Les effets combinés de ces deux actions auraient été palpables seulement à partir du début des années quatre-vingt avec l'avènement de la deuxième période dramatique de sécheresse (1982-1987) qui, de manière générale, a entraîné (p. 169):

- la baisse générale du niveau de la nappe phréatique réalimentée annuellement par les eaux les eaux de ruissellement pendant la saison des pluies (LEDUC *et al.* 1998);
- une réduction ou modification floristique des surfaces pastorales utiles;
- une surexploitation des bas-fonds avec arrêt des jachères, conduisant le plus souvent à un appauvrissement, puis à une stérilisation des sols;
- la disparition ou la raréfaction d'espèces ligneuses utiles pour l'alimentation, l'artisanat, la médecine, ...

[1] Images de 1995 et 1996. Bureau des Affaires Foncières, Ministère du Développement Rural, Nouakchott.

Le tout entraînant irrémédiablement la mise en place d'un processus de désertification se caractérisant par une détérioration interne du milieu et se manifestant, entre autres, par la remise en mouvement des dunes.

Récemment, dans le cadre de la Conférence des Parties – 2000 (COP-4) relative à la Convention des Nations Unies sur la lutte contre la Désertification, le Conseil National de l'Environnement pour un Développement Durable de la République du Niger (CNEDD 2000) publiait officiellement des chiffres consternants relatifs aux potentialités forestières et agro-forestières du pays. Dans cette zone spécifique, recouvrant deux régions du Niger, des douze forêts classées dans la Région de Diffa entre la fin des années trente et le début des années cinquante, neuf ont totalement disparu. Il ne reste plus actuellement que 278 ha des 81339 initialement classés, soit 3 ‰. Dans la Région de Zinder, les inventaires sont toujours en cours, cependant il est établi que toutes les 23 forêts classées sont dégradées à plus de 50%. Dans cette dernière Région, il apparaît que la cause principale actuelle de cette dégradation est la pression agricole.

Notons finalement que cette région abritait une faune diversifiée aujourd'hui totalement disparue. Ainsi, en 1945, le Lieutenant GRALL recensait les mammifères suivants au nord de Gouré: chacal, hyène, lion, lynx, girafe, antilope, gazelle, guépard, etc. Il ajoute également que le nombre de gazelles et d'antilopes étant énorme, les indigènes n'ont aucun mal à les chasser pour la qualité et la quantité de leur viande et de leur peau. Quant à l'éléphant, il était bien présent dans la région de Mainé Soroa au moins jusqu'à la première moitié des années cinquante (MAUNY 1957, *in* OJO 1977). Ajoutons également que les autruches y étaient présentes en abondance jusqu'à la fin des années soixante (M. S. KARIMOUNE, communication orale, 1998).

Globalement, la plupart des auteurs et institutions (DREGNE 1986; MAINGUET 1991; WARREN & KHOGALI 1992; THOMAS & MIDDLETON 1994; PNUE / CCD 1995; etc.) s'accordent, dans les grandes lignes, sur les causes de la désertification au Sahel: d'une part, la crise climatique qui joue comme révélateur de la désertification et, d'autre part, l'action anthropique exacerbée sans cesse croissante sur l'environnement incluant la croissance exponentielle de la population, le surpâturage, le déboisement, la surexploitation des terres et la détérioration des sols. Notons néanmoins que certaines régions ne connaissant pas de péjoration pluviométrique majeure, comme la Chine par exemple, sont frappées par la désertification. Les actions humaines y sont donc le facteur majeur de dégradation environnementale (KUST 1992; LETOLLE 1992; MAINGUET 1996; AKHTAR 1998; NIANFENG *et al.* 1999; etc.).

Ces différents points sont présentés ci-après aux sous-chapitres II. 2, relatif à la crise climatique, et II. 3, relatif à la pression anthropique sur le milieu.

2. LA CRISE DE SECHERESSE DEPUIS LA FIN DES ANNEES SOIXANTE

Comme nous l'avons dit, le déficit pluviométrique plus ou moins important, qui caractérise ces trente dernières années non seulement dans la région sub-saharienne au nord et au sud (bande sahélienne) du Sahara, mais aussi le Nordeste brésilien, certaines parties de la péninsule arabique et du Moyen-Orient, l'Australie, 17 Etats du sud-ouest des USA, l'Ouzbékistan et le nord-est de la Chine, est souvent vu comme l'élément climatique déclencheur de la désertification. Notre étude s'intéresse au climat du Sahel, territoire qui joue un rôle tampon entre la zone tropicale humide au sud et la zone désertique au nord et qui est très vulnérable en cas de sécheresse plus ou moins longue.

La crise climatique qui a débuté en 1968 a frappé durement les sept pays du Sahel que sont, d'ouest en est, la Mauritanie, le Sénégal, le Mali, le Burkina Faso, le Niger, le Tchad et le Soudan. La transition vers cette sécheresse fut d'autant plus violente qu'elle succédait directement à la période la plus arrosée du siècle (CARRUTHERS & KYDD 1989; ROGNON 1991; OZER & ERPICUM 1995; WARREN 1996; PATUREL *et al.* 1998) (Fig. II. 2).

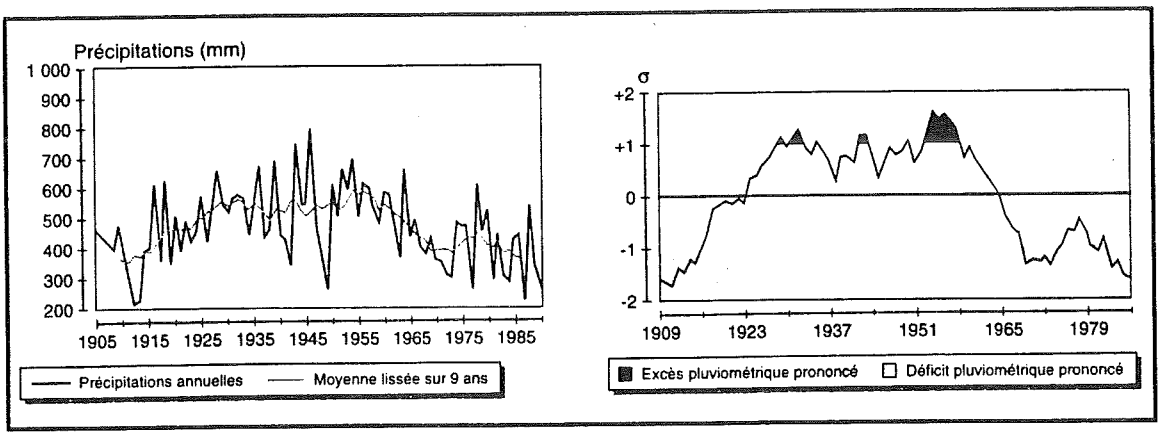


Fig.II.2 - Evolution de la pluviométrie à Zinder (Niger). A gauche, précipitations annuelles et moyenne lissée sur 9 ans de 1905 à 1990 et, à droite, courbe lissée sur 9 ans en rapport avec son écart-type (moyenne = 475 mm, écart-type = 69 mm) (OZER & ERPICUM 1995).

Yearly rainfall evolution in Zinder (Niger). On the left, yearly rainfall and smoothed 9 years average from 1905 à 1990 and, on the right, smoothed 9 years average in function of its standard deviation (average = 475 mm, standard deviation = 69 mm) (from OZER & ERPICUM 1995).

Durant cette période dite "humide" des années cinquante et du début des années soixante, les pluies souvent torrentielles ont d'ailleurs provoqué des dégâts surprenants. Ainsi, la ville de Nouakchott a été inondée et partiellement détruite en 1950 par la crue du fleuve ... Sénégal, distant de 200 kilomètres (DUCHEMIN 1951). D'autre part, nous avons pu lire les informations suivantes dans les Tableaux Climatologiques Mensuels de la station synoptique de Tombouctou que nous avons dépouillés: "La crue du fleuve Niger progressant jusqu'au milieu du mois a été abusive. Cette crise excessive a été préjudiciable au jardinage pratiqué surtout dans les îlots totalement inondés (Janvier 1951), etc.". Dans les Tableaux Climatologiques Mensuels de la station synoptique de N'Guigmi, on reportait alors: "Les maisons et les routes de la ville sont en réparation après les fortes précipitations (Nov. 1953); La pêche dans le lac Tchad est abondante (Février 1954); Les eaux du lac Tchad montent sensiblement de telle sorte que le terrain d'aviation est inondé. Cela empêche Air-France de faire son premier voyage inaugural.

Les cases et le campement sont en réparation (Janvier 1955); L'eau du lac Tchad se retire progressivement, le terrain d'aviation est enfin praticable (Avril 1955); La piste N'Guigmi–Zinder est impraticable à cause des mares qui s'y sont exceptionnellement formées (Août 1955); etc.". Ce type d'événement se répétait alors annuellement durant cette période.

Par rapport aux situations décrites ci-dessus durant la période "humide", la sécheresse des années septante et quatre-vingts a apporté la désolation. Le débit du fleuve Sénégal a diminué de près de la moitié entre les années cinquante et les années quatre-vingts (MAHE & OLIVRY 1995; DIONE 1995; OMAR-HAROUN 1995) (Fig. II. 3). La problématique est telle que l'on doit lutter régulièrement contre la remontée des eaux salées de l'Océan Atlantique dans le lit du fleuve Sénégal (FARMER & WIGLEY 1985; GROVE 1998). En 1983, le lac Faguibine (Boucle du Niger - Mali) était totalement à sec, ce qui provoqua un exode massif des populations sinistrées vers les villes méridionales (KRINGS 1986). En avril 1984, le fleuve Niger était totalement sec à Niamey ce qui posa des problèmes importants de ravitaillement en eau. La ville de N'Guigmi ne verra plus jamais le lac Tchad après 1968. En effet, durant la période "humide", la superficie du lac Tchad était approximativement de 23500 km^2, mais après une trentaine d'années de sécheresse, cette zone est réduite actuellement [septembre 1995] à 1355 km^2 (KADOMURA 1997). Quant à la route reliant Zinder à N'Guigmi autrefois inondée, elle doit être actuellement régulièrement dégagée des dunes vives qui la recouvrent plusieurs fois par an (nos observations, voir par exemple Photo II. 2, Planche I).

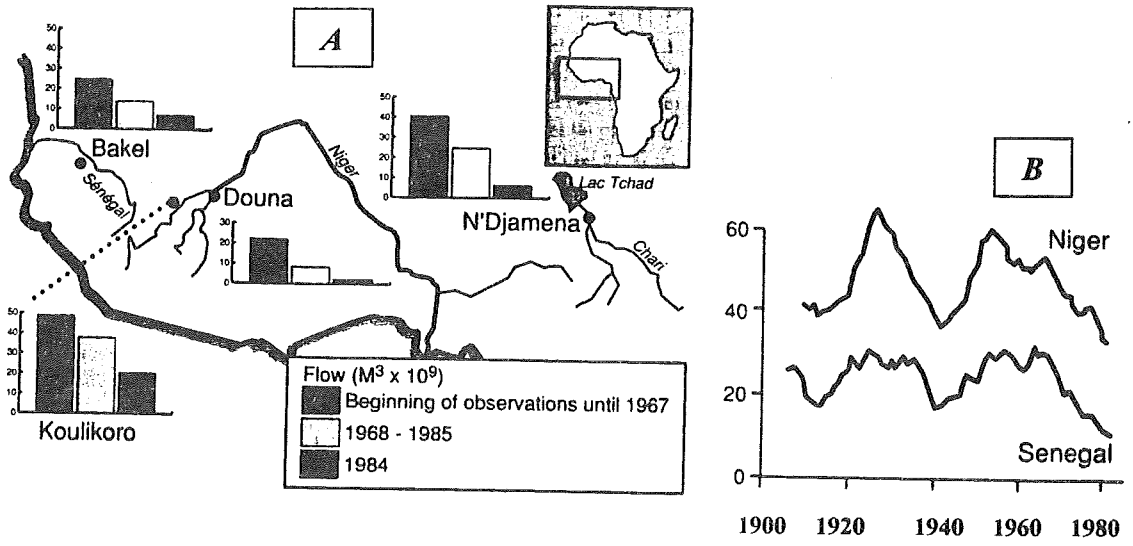


Fig.II.3 - Variations récentes du débit (10^9 m^3 an^{-1} de certains cours d'eau importants au Sahel (A) et moyenne lissée sur 7 ans du débit des fleuves Niger et Sénégal (B). (d'après WALLING, 1996).

Recent flow variations (10^9 m^3 year^{-1}) of some important rivers in the Sahel [A] and smoothed 7 years average of the flow of the Niger and Senegal Rivers [B] (after WALLING 1996).

Notons que les chercheurs ne s'accordent pas sur l'extension, dans le temps, de la sécheresse. Certains prétendent qu'elle se serait terminée dès 1985. D'autres estiment que le Sahel n'est pas encore sorti de la crise pluviométrique. Tout dépend de la définition que l'on donne à la sécheresse. Or, la définition du terme *sécheresse*, tout comme celle de la *désertification*, varie suivant les disciplines (climatologie, botanique, agronomie, hydrologie, etc.) et les écoles (DORIZE 1983, 1990; BOULANGER 1990;

THOMAS & MIDDLETON 1994). Ainsi, à titre d'exemple, l'OMM (1966) définit la sécheresse de la manière suivante: "*Absence ou déficit marqué prolongé des précipitations*". Dans la Convention des Nations Unies sur la lutte contre la désertification (PNUE/CCD 1995), la sécheresse désigne "*le phénomène naturel qui se produit lorsque les précipitations ont été sensiblement inférieures aux niveaux normalement enregistrés et qui entraîne de graves déséquilibres hydrologiques préjudiciables aux systèmes de production des ressources en terre*". Cependant, ces définitions étant vagues, certaines questions demeurent sans réponse: 'à partir de quel déficit, pourcentage sous la moyenne de trente ans par exemple, peut-on parler de sécheresse?'; 'que désigne le terme prolongé?' ou encore 'à partir de quand peut-on estimer que des précipitations inférieures à la moyenne peuvent être qualifiées de préjudiciables?'.

Toujours est-il que la seule raréfaction importante des pluies en bordure saharienne (zone la plus critique) peut être rendue responsable de la limitation de la germination des espèces herbacées ainsi que de l'anéantissement des plantules. En effet, sous un certain niveau de précipitations, les plantes, qui parviennent normalement à s'adapter à un manque passager d'humidité, ne sont plus en mesure d'assurer leur survie et le processus suivant est alors inévitable: elles stoppent leur croissance, flétrissent et finalement meurent (DORIZE 1990). VALENTIN et D'HERBES (1999) ont d'ailleurs mis en relation l'évolution de la brousse tigrée au Niger avec les variations pluviométriques de ces soixante dernières années. Le sol, ainsi dénudé, est entièrement livré aux actions des vents tourbillonnants et donc à l'érosion éolienne. Cette érosion provient du transport des éléments fins et parvient même jusqu'à déchausser les herbes et les arbres.

Ainsi, l'évolution des espèces ligneuses a été étudiée au Sénégal durant la période 1976-1983, soit en dehors des années dramatiques de sécheresse. Il a été constaté que la forte régression des espèces ligneuses, dans une parcelle mise en défens depuis 1974 à Fété Olé ne peut se justifier que par la péjoration du climat. Le *Grewia bicolor* a régressé de 14.7%, le *Guiera senegalensis* de 20%, l'*Acacia senegal* de 20% et le *Commiphora africana* de 10.4% (GEMS 1987). Durant les années à grave déficit pluviométrique, c'est par millions que l'on comptait les arbres et arbustes morts sur pied (CHAMARD 1993; CHAMARD & COUREL 1999).

D'autre part, du point de vue agropédologique, il est admis que la culture du petit mil (*Pennisetum typhoides*), céréale la moins exigeante des points de vue climatique et pédologique, n'est plus envisageable en deçà d'une pluviométrie annuelle de 300 mm (VERHEYE 1990). Or, cette limite septentrionale du Sahel à culture sous pluies a fortement migré vers le sud durant les décennies septante et quatre-vingts (MOREL 1995B; NDONG 1995; OZER & ERPICUM 1995). La figure II. 4 présente la comparaison des isohyètes durant la période dite "humide" de 1950 à 1967 et la période de sécheresse de 1968 à 1985. Une diminution généralisée des précipitations est mise en évidence et se marque par un retrait important des courbes isohyètes vers le sud pouvant atteindre 200 kilomètres. On peut noter que la courbe isohyète de 400 millimètres de la période 1968-1985 se superpose pratiquement à celle de 600 millimètres de la période précédente, ce qui souligne bien l'importance de la péjoration climatique récente. Plus grave encore est la situation dans l'est du Niger où plusieurs arrondissements sont passés du Sahel à culture sous pluies (limite septentrionale de 300 mm) au Sahel dit pastoral (Fig. II. 4: Tanout, Diffa et Gouré).

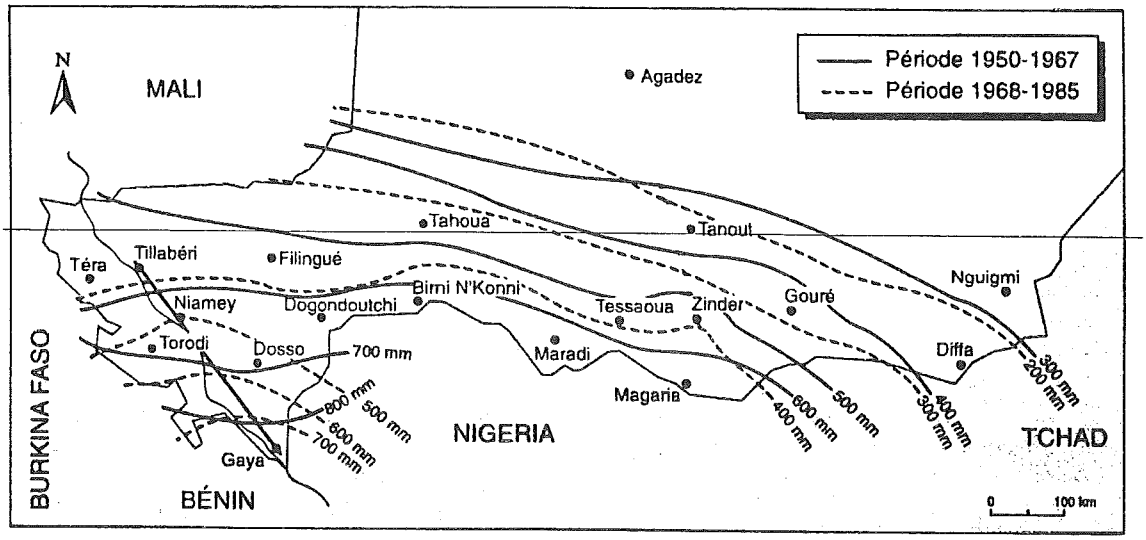


Fig.II.4. - Carte pluviométrique du Sud Niger. Les isohyètes sont calculées sur la période dite "humide" (1950-1967) et la période de sécheresse (1968-1985) (d'après OZER & ERPICUM 1995).

Rainfall map of South Niger. The precipitation isolines are calculated for the "humid" period (1950-1967) and the period of drought (1968-1985) (after OZER et ERPICUM 1995).

Il est en effet évident que la sécheresse affecte aussi la longueur et l'amplitude de la saison des pluies (SNIJDERS 1986; ERPICUM *et al.* 1988; SOME & SIVAKUMAR 1991; GUEYE & SIVAKUMAR 1992; OLADIPO & KYARI 1993; DIOP *et al.* 1996; DAOUDA *et al.* 1998) et donc, automatiquement, les possibilités de production céréalière de certaines régions. Ainsi, les stations de la zone sahélienne pastorale du Niger ont-elles vu la disparition pure et simple de leur saison des pluies (Agadez et N'Guigmi, Fig. II. 5) alors que les autres stations, qui accusaient un déficit pluviométrique globalement équivalent à 30%, ont été confrontées à une diminution de la longueur de la saison des pluies de plus de 40% (Tab. II. 4 et II. 5).

La sécheresse a dès lors eu des répercussions très graves sur les populations sédentaires locales qui ont été obligées - pour leur sécurité alimentaire - de migrer vers le sud afin de pouvoir cultiver de nouveau (TOUPET & MICHEL 1979; ROGNON 1991; CHAMARD 1993; WARREN 1996) ou vers des agglomérations, devenues "zones refuges" (PITTE 1975; TOUPET 1983; THOMAS & MIDDLETON 1994; RAIN 1999) où il est plus aisé, entre autres, d'accéder à l'aide alimentaire internationale et aux soins de santé (WICKENS 1997). Ces mouvements de population sont toujours d'actualité. Deux exemples récents (1997 et 1998) sont présentés dans l'encadré ci-après. Ceci a pour effet, d'une part, d'aggraver la dégradation environnementale dans ces nouvelles zones de concentration de populations [voir II. 3] et, d'autre part, de créer des tensions entre les différents groupes ethniques (essentiellement entre pasteurs et agriculteurs) (JOUVE & DAVID 1985; KRINGS 1985).

"Niger claimed that some 71,000 people in the southeastern district of Ouallam will be affected by a food deficit. Many farmers and herders are reportedly already fleeing to the capital, following successive years of drought in the region. Authorities estimated that some two million Nigeriens will face food shortages this year" (REUTERS – 15/09/1997). *"In mid-July, Niger state-television carried footage of cattle and other livestock dying from lack of pastures and water in Tahoua, in eastern Niger. And a UN source added that many villagers had fled their villages for Niamey because of arid conditions"* (AFP – 30/07/98).

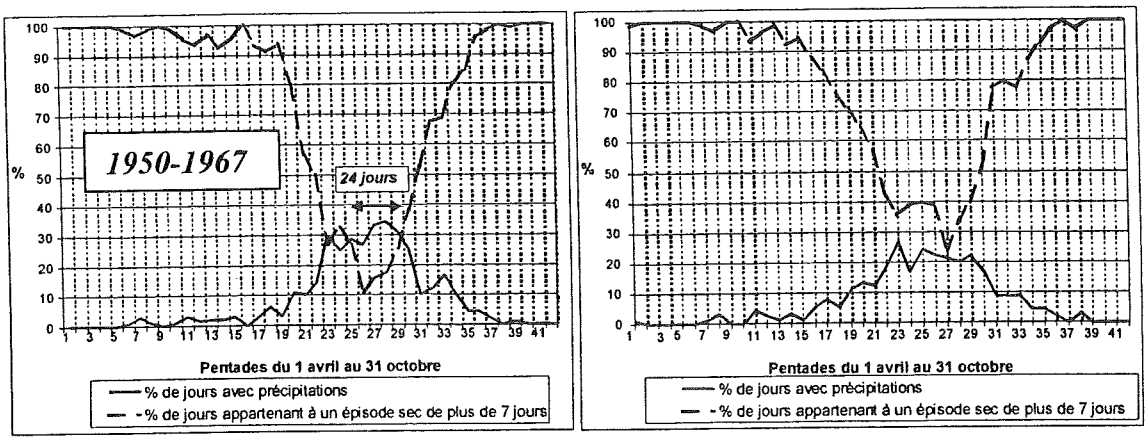


Fig.II.5. - Longueur moyenne (jours) des la saison des pluies durant la période humide (1950-1967) et sèche (1968-1985) à N'Guigmi (Est Niger) (d'après DAOUDA *et al.* 1998).

Average length (days) of the rainy season during the "humid" (1950-1967) and the "dry" (1968-1985) periods in N'Guigmi (Eastern Niger) (from DAOUDA et al. 1998).

Tab.II.4 - Pluviométrie annuelle moyenne en mm (P.A.M.) durant la période dite "humide" (1950-1967) et la période sèche (1968-1985). (DAOUDA *et al.*, 1988).

Yearly rainfall average in mm (P.A.M.) during the "humid" (1950-1967) and the drought (1968-1985) periods (from DAOUDA et al. 1998).

Station	P.A.M. 1950-67	P.A.M. 1968-85	Différence(mm)	Différence (%)
Agadez	184	98	-86	-47
N'Guigmi	274	175	-99	-36
Gouré	426	251	-175	-41
Mainé-Soroa	445	316	-129	-29
Tahoua	462	332	-130	-28
Zinder	541	395	-146	-27
Tillaberi	547	365	-182	-33
Niamey	631	503	-128	-20
Maradi	654	438	-216	-33

Tab.II.5 - Longueur de la Saison des Pluies (L.S.P.–en jours) durant la période dite "humide" (1950-1967) et la période de sécheresse (1968-1985) [* voir Fig.II.5] (DAOUDA *et al.* 1998).

Length of the rainy season in days (L.S.P.) during the "humid" (1950-1967) and the drought (1968-1985) periods [see Fig.II.5] (from DAOUDA et al. 1998).*

Station	L.S.P. 1950-67	L.S.P. 1968-85	Différence (mm)	Différence(%)
Agadez	15	0	-15	-100
N'Guigmi	24	0	-15	-100
Gouré	52	15	-37	-71
Mainé-Soroa	47	25	-22	-47
Tahoua	77	41	-36	-47
Zinder	82	52	-30	-37
Tillaberi	67	36	-31	-46
Niamey	87	77	-10	-11
Maradi	87	52	-35	-40

A cette seule cause de la désertification peut être attribué le terme *aridification*, c'est-à-dire le passage à un climat aride imputé au déficit plus ou moins important des précipitations.

3. LES PARAMETRES ANTHROPIQUES

Des sécheresses, il y en a déjà eu par le passé (CISSOKO 1968; MALEY 1973; NICHOLSON 1978, 1996, 1998; CATELLA 1989; MISKOVSKY *et al.* 1989; BOUREIMA 1992), notamment au début du vingtième siècle (SIRCOULON 1976; MAINGUET 1990; KARIMOUNE 1994; OZER & ERPICUM 1995), mais ce qui est caractéristique de celle affectant le Sahel depuis la fin des années soixante, c'est l'aggravation des effets de celle-ci sur l'environnement causée par la pression anthropique directe ou indirecte.

La population humaine dans notre zone d'étude, grâce aux progrès de la médecine, aux campagnes de vaccination, aux apports alimentaires lors de mauvaises récoltes et aux autres types d'aides à tous les niveaux en provenance des pays riches du Nord (WICKENS 1997), connaît -au même titre que tous les pays du Tiers-Monde- un accroissement de type exponentiel surtout depuis les années cinquante. Mis à part STEBBING (1935) et AUBREVILLE (1949), c'est dès la fin des années cinquante, en pleine période humide, que plusieurs auteurs ont mis l'accent sur la dégradation anthropique de l'environnement et ont dénoncé avec vigueur certaines pratiques néfastes. Ainsi, TRICART (1959) écrivait (p. 342): "*La mise à vif des sables s'avère donc être essentiellement, en zone sahélienne, un phénomène anthropique, imprudemment accru par certaines mesures malheureuses, comme la fixation des nomades et par le développement de l'élevage du petit bétail. Il aboutit à une dégradation de la nature ... Cela réduit les pâturages, accroît la sécheresse climatique, et menace les sols cultivables, dont la fraction la plus fertile, le limon, est exportée au loin par les trombes*". Les recherches de DRESCH et ROUGERIE (1960) confirmaient les dires de TRICART (p. 49): "*Des photographies aériennes prises au cours d'une période de 17 ans montrent nettement la rapidité avec laquelle une petite région désertique peut se former. De mauvaises méthodes de cultures et, peut-être, le surpâturage sont à l'origine de la formation de dunes*".

3.1.La croissance exponentielle de la population

La population sahélienne est en constante augmentation. Au Niger, elle est passée de 1.7 à 9.8 millions d'individus de 1920 à 1997 (OZER 1993 actualisé par les données FAO 1998) et a donc pratiquement été multipliée par six en moins d'un siècle. Tous les pays de notre zone d'étude présentent une croissance démographique similaire. Depuis 1961, l'augmentation de la population totale varie entre 237% en Mauritanie et 312% au Niger (Fig. II. 6). Avec une augmentation moyenne de 273% en 37 ans, les pays sahéliens étudiés ont donc une des croissances démographiques annuelles parmi les plus élevées au monde (contre 190% pour le monde et 246% pour les PMA [Pays les Moins Avancés][1]).

En outre, le taux de croissance moyen annuel actuel (près de 3.1%) est extrêmement élevé (Tab. II. 6) et correspond à un doublement de la population en 21 ans environ. On compte maintenant une augmentation de la population dépassant le million d'individus par an (1996-1997) dans notre zone d'étude.

[1] PMA: Pays les Moins Avancés. Y figurent les 49 pays les moins développés (voir FAO 1998).

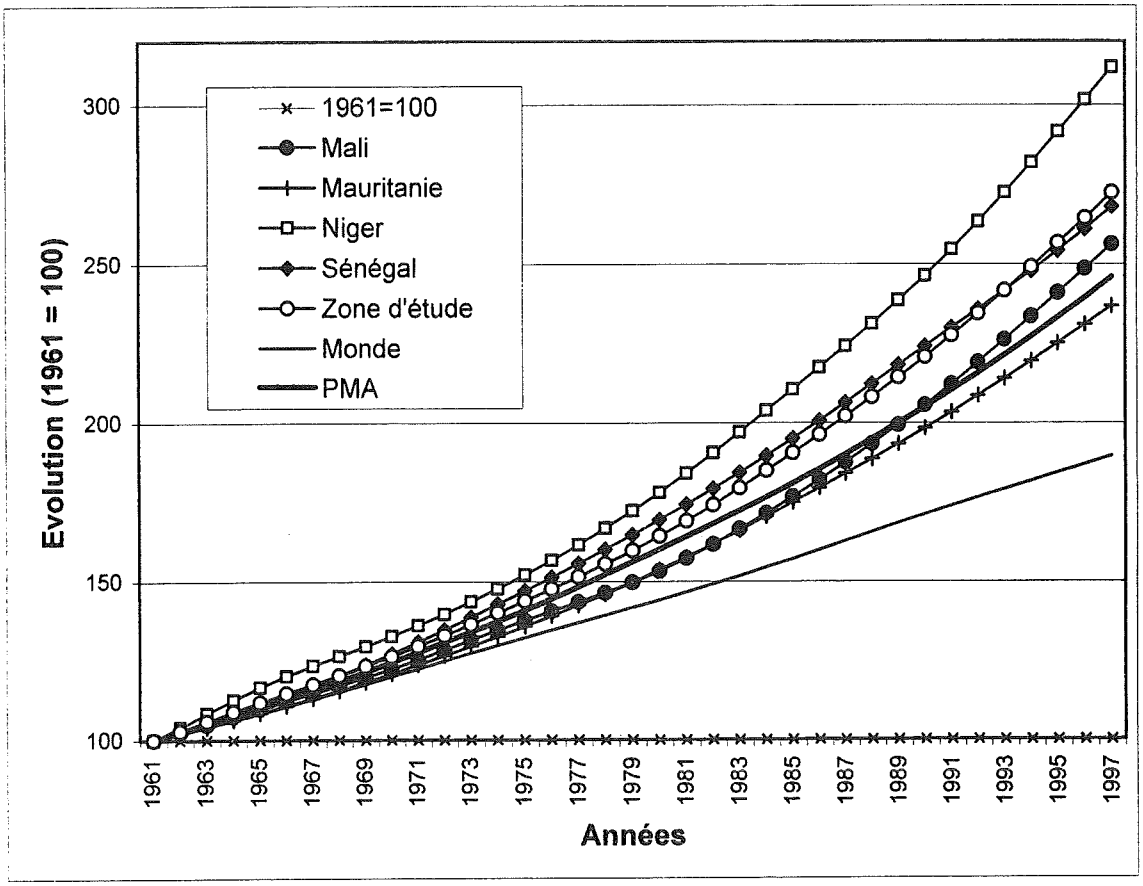


Fig.II.6 - Evolution proportionnelle de la population totale (rurale + urbaine) dans la zone d'étude de 1961 à 1997 (1961=100). (1961 [10^6 d'individus]: Niger =3.1; Mali = 4.5; Mauritanie = 1; Sénégal = 3.3; PMA = 2488.3; Monde = 3085.8) (d'après les données FAO, 1998).

Relative evolution of the total human population [rural + urban] in the study area from 1961 to 1997 (1961=100). (1961 [10^6]: Niger = 3.1; Mali = 4.5; Mauritania = 1; Senegal = 3.3; PMA = 248.3; World = 3085.8 (from FAO's datasets, 1998).

Tab.II.6. - Taux de croissance moyens annuels dans la zone d'étude. Comparaison avec ceux observés dans le CILSS[1], les PMA et le monde (d'après les données FAO 1998).

Yearly increase (%) of the human population in the study area. Comparison with those observed in CILSS, the LAC and the world (from FAO's datasets, 1998).

Croissance moyenne annuelle (%)					Augmentation moyenne annuelle (10^3 d'individus)
Périodes	CILSS	Zone d'étude	PMA	Monde	Zone d'étude
1961-1970	2.71	2.63	2.47	2.04	348
1971-1980	2.91	2.66	2.54	1.85	451
1981-1990	2.84	3.01	2.50	1.74	674
1991-1997	2.59	3.05	2.63	1.47	878

[1] CILSS: Comité Inter-Etats de Lutte contre la Sécheresse dans le Sahel. Cette organisation regroupe les pays suivants: Burkina Faso, Cap-Vert, Gambie, Guinée Bissau, Mali, Mauritanie, Niger, Sénégal et Tchad.

Si l'accroissement de la population dans notre zone d'étude est tel, ce n'est pas à cause d'un fossé se creusant entre les taux de natalité et de mortalité (WARREN & KHOGALI 1992) mais plutôt à cause d'une légère baisse du taux de mortalité infantile couplé à la chute, plus forte, du taux de mortalité totale (OZER 1993). Aussi, une étude récente entreprise au Niger par le *Demographic and Health Surveys* (*in* LOCOH 1995) montre-t-elle que le taux de fécondité n'a nullement baissé et que le nombre moyen d'enfants par femme se maintient aux alentours de 7.2 (enquête 1992). Depuis une vingtaine d'années, des organismes internationaux ont dépensé énormément d'énergie dans les campagnes de sensibilisation à la planification familiale et/ou à l'espacement des naissances. Ces campagnes n'ont pas toujours reçu le soutien attendu de la part des états concernés et se sont souvent retrouvées face, d'une part, à des populations rurales dont la culture et la tradition sont radicalement différentes et, d'autre part, à une levée de boucliers des pratiquants de l'Islam (les musulmans représentant approximativement 90% de la population de notre zone d'étude).

Plus impressionnante encore est certainement l'augmentation des populations s'agglutinant dans les grandes villes, essentiellement les capitales. La superficie bâtie de la ville de Ouagadougou a été multipliée par trois de 1986 à 1997 (VAN DEURSEN *et al.*, 1999). L'implantation, au détriment d'espaces verts, de quartiers spontanés à Bamako depuis la première grande sécheresse (DIARRA & CHAMPAUD 2000) et, plus spécifiquement, entre 1986 et 1996 a bien été mise en évidence grâce à une étude satellitaire diachronique (CHAMPAUD *et al.* 1998). La population de la ville de Dakar était de 1 488.941 habitants lors du recensement de 1988. En 1995, la capitale du Sénégal comptait près d'un demi million d'habitants supplémentaires (1 939 636) (SOW 1996). On estime que l'augmentation moyenne annuelle actuelle de la population à Niamey est de l'ordre de 10% (SPAETH 1996). Nouakchott, capitale de la Mauritanie, comptait 535 000 habitants en 1988 contre 135 000 en 1977 et 6000 en 1962 (SALAMA *et al.* 1991) et n'était considérée en 1951 que comme un « poste » abritant quelques dizaines d'habitations (DUCHEMIN 1951). On estime également, sans crainte d'exagération, que cette ville abrite aujourd'hui bien plus d'un million d'habitants. On ne s'étonnera dès lors pas de noter que l'augmentation de la population urbaine dépasse les 2000% de 1961 à 1997 en Mauritanie où, il y a moins de quarante ans, la population nomade représentait plus de 95% de la population totale.

L'évolution de la population urbaine des pays du Sahel concernés par cette étude, dont l'augmentation moyenne est de 571% en 37 ans (Fig. II. 7), est due en grande part à l'exode rural massif des "victimes de la sécheresse" ou "victimes de la pauvreté" ou "réfugiés environnementaux" ou encore "victimes de la désertification" (PITTE 1975; KRINGS 1986; FOURNIER 1987; OUALLET 1987; ARNAUD 1988; GALLAIS 1988; RETAILLE 1988; LOPEZ BERMUDEZ 1994; THOMAS & MIDDLETON 1994; HENS & BOON 1999). Elle est réellement préoccupante dans ces pays et participe chaque jour, comme nous le verrons par la suite, aux bouleversements environnementaux que connaissent les zones périphériques de ces agglomérations. En effet, ces nouveaux habitants doivent construire leurs logements, cuire leurs aliments, boire, se laver, etc., ce qui demande d'énormes ressources en eau et en énergie. Ainsi, en ce qui concerne la consommation en eau, il est estimé qu'elle atteint environ 140 litres par jour et par personne dans les centres urbains contre 15 litres seulement en zone rurale (YERGEAU *et al.* 1991). Ces chiffres peuvent sembler exagérés. Toujours est-il que la consommation journalière d'eau à Dakar est passée de 70 000 m^3 en 1972 à 230 000 m^3 en 1990 (soit 140 litres par jour et par habitant)

et qu'il est estimé qu'elle devrait atteindre 450 000 m^3 en l'an 2000, soit quasi doubler en dix ans (SOW 1996). Ceci implique évidemment une politique rigide de la gestion de l'eau dont l'application est rendue extrêmement difficile de par le manque de moyens financiers ainsi que par l'augmentation continue de la demande (BECHLER-CARMAUX *et al.* 1999).

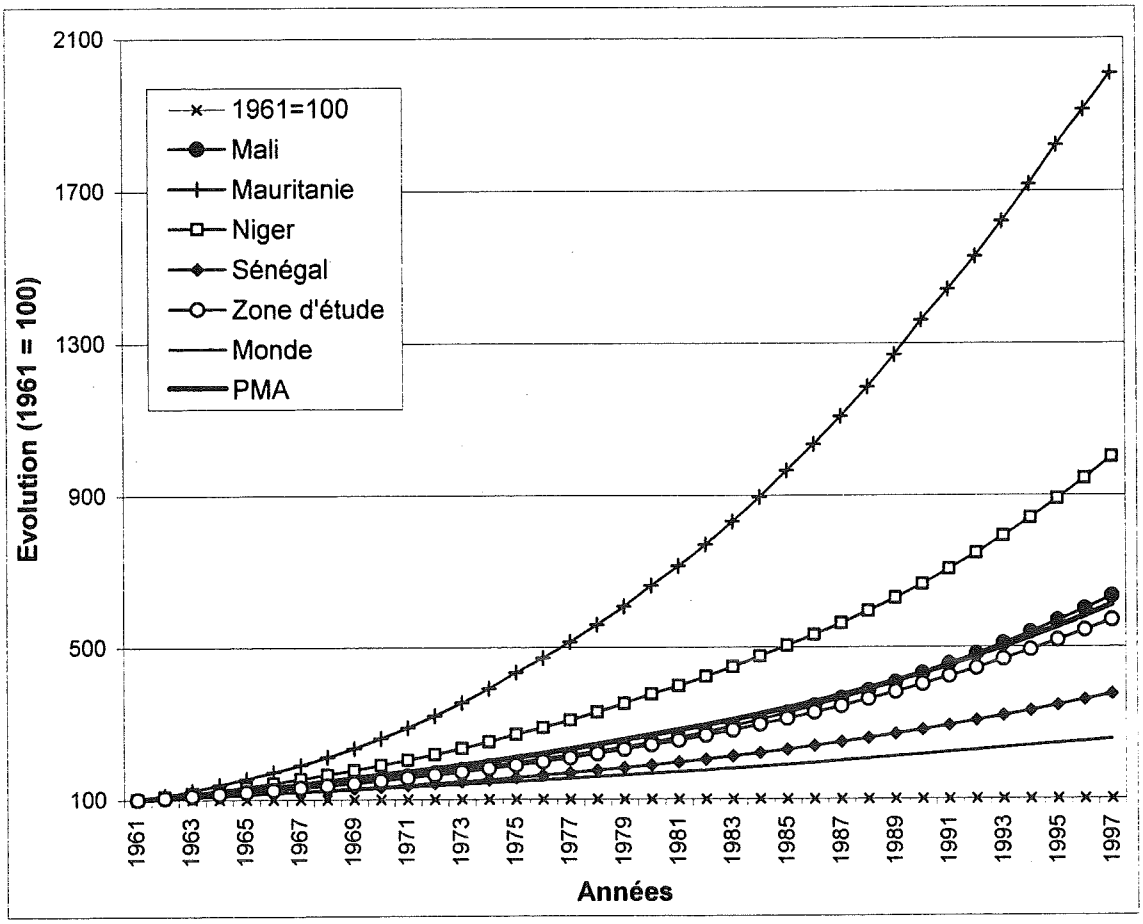


Fig.II.7. - Evolution proportionnelle de la population urbaine dans la zone d'étude de 1961 à 1997 (1961 = 100) (1961 [10^6 d'individus]: Niger = 0.19; Mali = 0.51; Mauritanie = 0.06; Sénégal = 1.05: PMA = 23.80; Monde = 1048.43) (d'après les données FAO, 1998).

Relative evolution of the urban human population in the study area from 1961 to 1997 (1961 = 100). (1961 [10^6]: Niger = 0.19; Mali = 0.51; Mauritania = 0.06; Senegal = 1.05: PMA = 23.80; World = 1048.43) (from FAO's datasets, 1998).

Les perspectives d'avenir sont alarmantes. La population sahélienne devrait, selon les différentes projections, continuer à augmenter de manière exponentielle dans les décennies à venir. Ainsi, les scénarios de la FAO estiment que la population dans notre zone d'étude devrait être multipliée par 2.4 durant ces 33 prochaines années avec une majorité de population urbaine à l'horizon 2030 (Fig. II. 8). Cependant, LOCOH (1995), se basant sur les résultats d'enquêtes obtenus au Botswana, au Kenya et au Zimbabwe, où la fécondité du moment a baissé, est plus optimiste en titrant "*Afrique: la natalité en déclin ?*". En effet, se basant sur les résultats d'importantes enquêtes du *Demographic and Health Surveys*, il semblerait que les mentalités des populations changent lentement. Si cela ne se marque pas encore globalement de manière significative au Sahel, il y a néanmoins une différence importante qui se dessine entre les comportements urbains (où les campagnes de planning familial sont importantes et où la scolarisation des femmes a progressé sensiblement ces dernières décennies) et les

comportements ruraux (où la tradition et les coutumes sont inchangées) (Tab. II. 7). Cet avis est actuellement communément partagé par les démographes (CHARBIT & REGNARD 1999; LERICOLLAIS & ROQUET 1999).

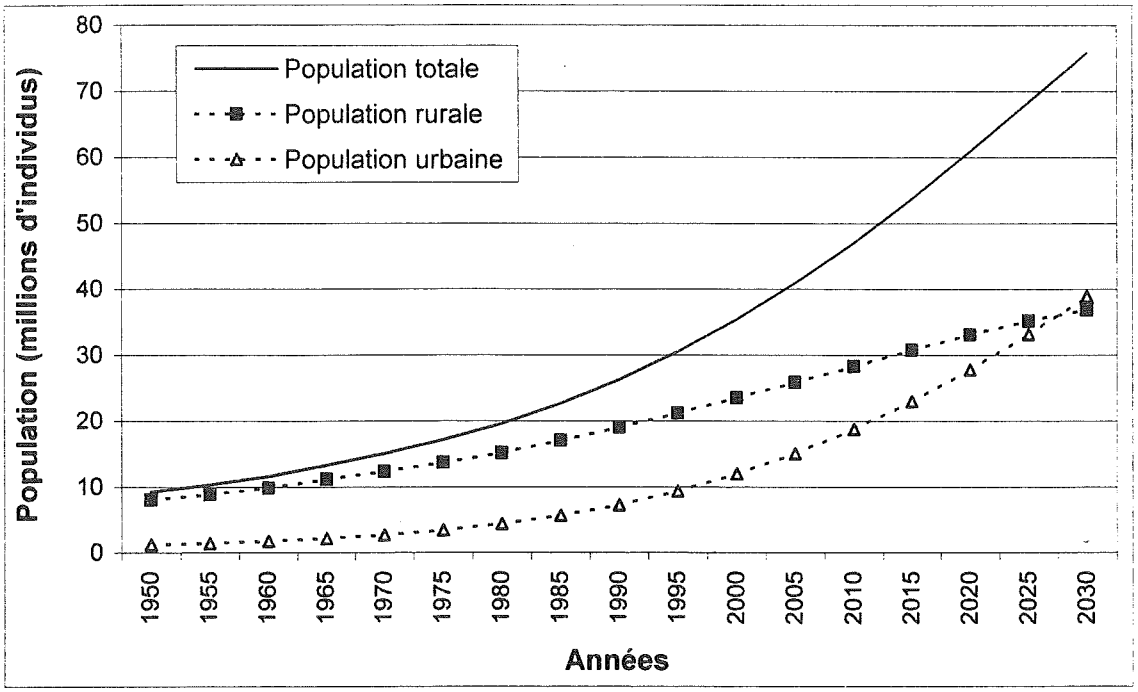


Fig.II.8 - Projections FAO de la population dans la zone d'étude jusqu'en 2030 (d'après les données FAO, 1998).

FAO's projection of human population in the study area until 2030 (from FAO's datasets, 1998).

Tab.II.7 - Indice synthétique de fécondité (nombre moyen d'enfants par femme), nombre idéal moyen d'enfants pour les femmes et pourcentage de femmes mariées utilisant un moyen de contraception moderne. Zone urbaine et zone rurale au Niger (1992) et au Mali (1987) (LOCOH 1995).

Synthetic fecundity index (average number of children per woman), average ideal number of children per woman and percentage of married women using modern contraceptive methods. Urban and rural zones in Niger (1992) and in Mali (1987) (LOCOH 1995).

	Niger			Mali		
	Ensemble	Urbain	Rural	Ensemble	Urbain	Rural
Indice synthétique de fécondité	7.2	6.5	7.3	6.8	6.1	7.0
Nombre idéal moyen d'enfants pour les femmes	8.7	7.2	9.1	7.2	5.8	7.6
Femmes mariées (%) utilisant un moyen de contraception moderne	2.3	17.3	0.7	1.3	-	-

En définitive, nous pouvons conclure que l'évolution future de la croissance démographique dépendra de différents facteurs. Ceux-ci sont, entre autres, les changements des mentalités, l'évolution de la mortalité (suite à l'expansion de certaines maladies comme, par exemple, le Sida), des positions adoptées par les instances religieuses quant à la natalité, mais aussi de l'amélioration des conditions sanitaires, de la condition féminine, de la scolarisation, de l'information, de l'offre en matière de planning familial et de la sensibilisation des populations à la problématique démographique.

3.2. Le déboisement

La consommation locale de bois pour la cuisson ou de bois d'œuvre pour la construction est normalement considérée comme une cause importante du déboisement[1] au Sahel ou en Afrique en général (ALLEN & BARNES 1985). Elle semble d'ailleurs être considérée par certains auteurs comme la plus préoccupante et alarmante des causes anthropiques (THOMAS & MIDDLETON 1994). En effet, les énergies renouvelables de type solaire et éolienne étant toujours trop coûteuses actuellement, c'est le bois, à portée de main, qui reste la principale source d'énergie. Ainsi, MAINGUET (1990) estime que 87% des besoins énergétiques sont fournis par le bois en République Centrafricaine. Au Mali, le bois et son dérivé, le charbon de bois, satisfont entre 93 et 97% des besoins en énergie de la population rurale et urbaine (BENJAMINSEN 1996).

Dans notre région d'étude, le bois a toujours été utilisé comme combustible et pour la construction, l'artisanat, etc. Ces dernières décennies, cinq facteurs expliquent l'importante détérioration du patrimoine forestier:

- La population, comme nous l'avons vu, augmente de manière exponentielle et les besoins en combustibles évoluent parallèlement, de même que le défrichement et le déboisement pour l'extension des cultures. Au Niger, par exemple, il est estimé que chaque habitant supplémentaire entraîne la mise en culture de 0.7 ha additionnel. Ainsi, 200 000 ha de couvert ligneux disparaissent chaque année tandis que les efforts de reboisement atteignent à peine 5000 ha par an de plantations en bloc (CEDEAO/CILSS 1999).
- La concentration des populations d'origine rurale dans les villes est impressionnante et crée dès lors une pression environnementale dont le contrôle est extrêmement difficile autour des pôles urbains (BERNUS 1979; SPÄTH 1997). MAINGUET (1990, 1991) cite une auréole de plus de 100 kilomètres de rayon dépourvue de ligneux autour de Bamako. Les rares arbres subsistants sont abusivement émondés pour la vente du fourrage arboré à Bamako où il est utilisé pour l'alimentation du cheptel urbain (ANDERSON *et al.* 1994). THOMAS et MIDDLETON (1994) exposent des cas similaires autour de Ouagadougou et de Dakar. MICHEL (1985) et CHAMARD (1993) notent que le déboisement a atteint un seuil critique dans la vallée du Sénégal où bûcherons et charbonniers détruisent jusqu'aux forêts classées pour pouvoir alimenter les marchés fort intéressants de Nouakchott, Dakar, Saint-Louis, Boutilimit, Thiès, etc. Ainsi, les 27 forêts classées et protégées situées le long du fleuve Sénégal ont vu leur superficie diminuer de 60% en moyenne (CHAMARD & COUREL 1999). SPÄTH (1997) note que les ligneux dans la grande périphérie de Niamey (100 x 100 km) ne devraient plus représenter que 5% de la couverture initiale (estimée en 1972) en l'an 2000. Aussi, les gigantesques projets de ceintures vertes autour des villes sont-ils des échecs cuisants (BALLAIS 1994; BENSAÏD 1995).
- Le bois est devenu un produit commercialisé (BERTRAND 1995) dont le prix augmente sans cesse (Photos II. 5 et II. 6, Planche II). LE HOUEROU indiquait déjà en

[1] Déboisement: conversion permanente de la forêt en terrain non boisé. La culture itinérante avec jachère arbustive de longue durée n'est pas considérée comme un déboisement, mais comme une dégradation. Ce sont des changements progressifs difficiles à quantifier. Dans le cas extrême, quand les jachères sont écourtées, la reconstitution des sols devient impossible sans apports extérieurs. Cette dégradation permanente est alors à considérer comme un déboisement (FAO 1998).

1979 que, dans certaines grandes villes sahéliennes, il en coûte parfois autant de faire bouillir la marmite que de la remplir. MAINGUET (1990) note que le bois consommé en Mauritanie en 1980 atteignait la même valeur monétaire que la production agricole et la pêche réunies. SPÄTH (1997) signale que, de 1970 à 1990 à Niamey, le prix du bois de chauffe est passé de 10 à 50 FCFA par kilogramme. Dès lors, la coupe du bois vivant remplace progressivement le ramassage traditionnel du bois mort qui se trouve à des distances de plus en plus lointaines (GANABA *et al.* 1998). Nous avons pu nous en rendre compte dans le sud-est du Niger en novembre 1998 (Photos II. 7 et II. 8, Planche II).

- La sédentarisation des populations nomades. Suite à la grande vague de sécheresse des années septante qui a en grande partie décimé le cheptel, les pasteurs se sont transformés en agriculteurs (BERNUS 1980; TOUPET 1983; GRAVIER 1992). En d'autres termes, ils sont passés de la tente à l'habitation en dur comme le fait très bien ressortir l'étude de GRAVIER (1996A, 1996B) qui souligne que le nombre de villages dans les départements de Moudjeria et Tidjikja (Mauritanie) est passé de 9 à 162 en l'espace de trente ans. Cette vague rapide de sédentarisation entraîne de graves problèmes de déboisement liés, d'une part, à la nécessité de libérer des espaces cultivables et, d'autre part, d'obtenir du bois d'œuvre pour les nouvelles constructions. Un processus similaire a été mis en évidence dans le massif de l'Aïr (Niger) par GIAZZI (1994).
- Cette tendance au déboisement devrait s'amplifier dans les prochaines décennies à cause de l'éclatement de la grande famille africaine qui s'observe de plus en plus dans le Sahel et essentiellement dans les villes mais également dans les villages (BAZILE 1998). En effet, d'après les observations de cet auteur, la structure de la famille a un effet considérable sur la consommation individuelle de bois de feu. Cette consommation est de l'ordre de 0.5 kilogramme de bois par personne et par jour dans les familles de plus de vingt personnes et s'élève à plus de 2.0 kilogrammes de bois par personne et par jour pour les familles de moins de cinq personnes (un seul ménage). Il note également l'influence du régime alimentaire et des pratiques de cuisine sur la consommation d'énergie domestique.

La figure II. 9 représentant l'évolution de la production de bois rond dans les différents pays concernés par notre étude n'a, dès lors, rien de surprenant. Ainsi, selon les estimations de la FAO (1998), la consommation de bois aurait augmenté de près de 275% en 37 ans dans notre zone d'étude. Cette augmentation est comparable à celle observée en Afrique de l'Ouest mais est largement supérieure à la moyenne mondiale qui est de 164% sur la même période.

Malgré l'ampleur de ce problème, peu d'études relatives à ce sujet ont été entreprises. Ainsi, BENJAMINSEN (1993) ne recense-t-il que six études ponctuelles concernant la consommation de bois-énergie au Sahel durant ces vingt dernières années. Les résultats de ces diverses recherches sont fort variables puisqu'ils varient de 1.1 à 2.91 kilogrammes de bois par personne et par jour. Au Soudan, cette consommation de bois est estimée entre 1.4 et 3.8 kilogrammes (OLSSON & RAPP 1991). Quant à BAZILE (1998), il évalue la consommation journalière du bois de feu à 0.61 kilogrammes par personne dans le sud du Mali.

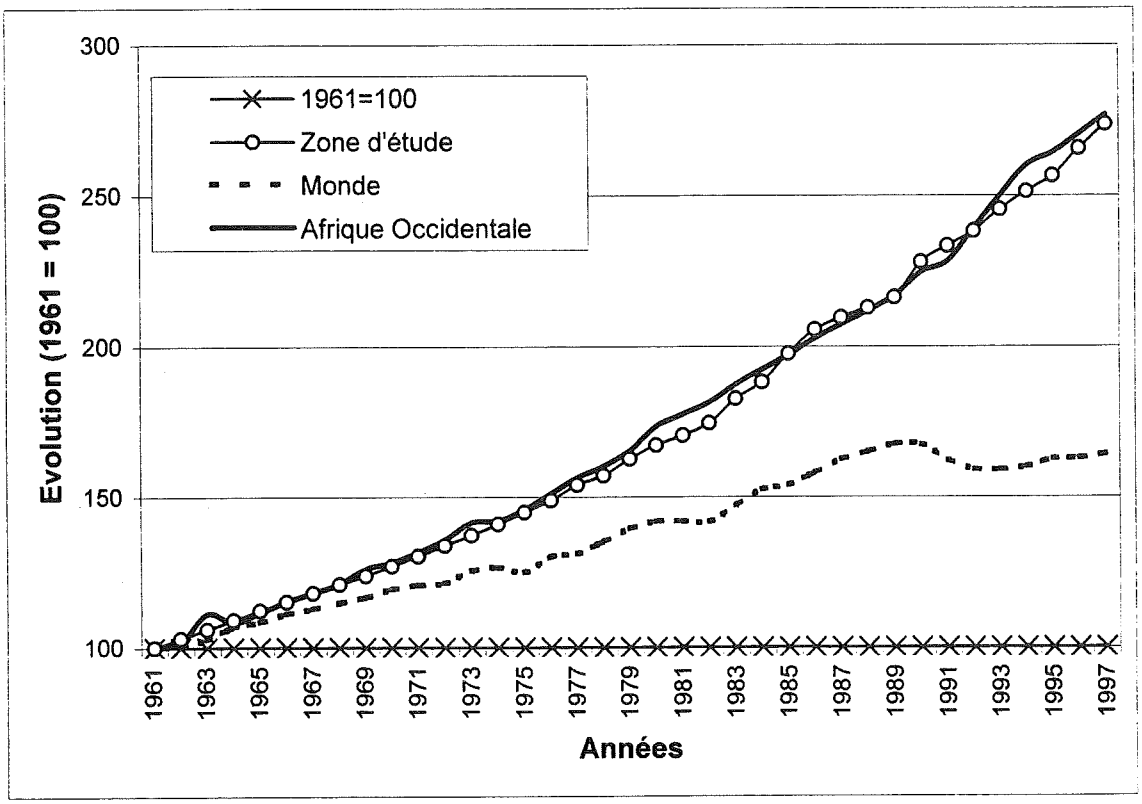


Fig.II.9. - Evolution proportionnelle de la production de bois rond (bois-énergie + bois d'œuvre) dans la zone d'étude de 1961 à 1997 (1961 {10^3 m^3}: Niger = 2.011; Mali = 2.707; Mauritanie = 6.000; Sénégal = 2.056; Afrique Occidentale = 76.633; Monde = 20.558.58) (d'après les données FAO, 1998).

Relative evolution of the wood production in the study area from 1961 to 1997 1961 [10^3 m^3]: Zone d'étude = 6,800; Afrique Occidentale = 76,633; Monde = 20 558,58 (from FAO's datasets, 1998).

DELWAULLE et ROEDERER (1973, *in* BERNUS 1979) ont, pour leur part, estimé le volume de bois de feu (donc, sans le bois d'œuvre) utilisé à Niamey en 1972 à 80.000 m^3 pour les 70.000 habitants de l'époque, ceci représentait donc une consommation moyenne annuelle par habitant de près de 1.15 m^3. Les auteurs soulignaient:"*La productivité naturelle de la forêt étant de 0.5 $m^3.ha^{-1}.an^{-1}$, ce sont environ 160.000 hectares qui sont touchés par l'exploitation, ce qui représente un cercle de 23 kilomètres de rayon environ*". A l'heure actuelle, la population urbaine de Niamey a plus que certainement été multipliée par dix. Les foyers améliorés ne sont que peu employés malgré les grandes campagnes de sensibilisation. Le gaz n'est que rarement utilisé car il coûte toujours plus cher que le bois-énergie. Plus de 95% de l'énergie est actuellement apportée par la combustion du bois à Niamey (SPÄTH 1997). Ainsi, si la population utilise les mêmes quantités de bois que celles estimées par DELWAULLE et ROEDERER, on peut aisément comprendre le désastre écologique qui se produit depuis des décennies dans le Sahel. Ainsi, le cercle de 23 kilomètres de rayon environ qui était touché par le déboisement en 1972 serait actuellement de 72 kilomètres de rayon. Si on ajoute à cela les effets de la sécheresse ...

Cependant, à contre-courant, il ressort d'une étude entreprise dans le Gourma malien (BENJAMINSEN 1996) que la déforestation est principalement causée par la baisse

de la pluviométrie et que la population locale ramasse et consomme uniquement du bois mort pour cuire ses repas. Néanmoins, l'auteur admet que les conditions dans lesquelles cette étude a été menée sont maintenant radicalement différentes et que des études comparatives devraient montrer si ce cas est un cas particulier ou un cas représentatif dans un contexte sahélien. Il note en effet que :

- les distances de collecte s'allongeant, (généralement entre 4 et 9 kilomètres), la durée de la corvée de bois augmente;
- quand une ressource naturelle se fait rare, elle est facilement convertie en produit marchand. Le bois de chauffe, dans la zone d'étude, obéit à cette règle économique. Au fur et à mesure que les zones de ramassage s'éloignent, le bois est de plus en plus souvent vendu et son prix a tendance à augmenter régulièrement. Il devient, de ce fait, progressivement inabordable pour les populations locales, ce qui les mène à couper du bois vert (Photos II. 7 et II. 8, Planche II);
- son étude a été entreprise avant la chute du régime de MOUSSA TRAORE en mars 1991 et avant l'escalade de la rébellion touareg. En effet, depuis l'époque coloniale, l'État malien gérait les espaces non cultivés. Cette gestion reprenait le principe de l'article 539 du Code Napoléon qui dit que "*tous les biens vacants et sans maître [...] appartiennent au domaine public*". Le service des Eaux et Forêts était l'organe chargé de veiller à la gestion de ces espaces dits vacants. Vers la fin du régime de MOUSSA TRAORE, les conséquences pratiques en étaient une politique de forte répression de la population locale fondée sur un système de permis de coupes et d'amendes élevées. La présence et l'activité des agents forestiers, à l'époque, ont eu une forte influence sur la gestion locale des ligneux. Avec la chute du régime et l'escalade de la rébellion, la mainmise de l'État malien a été largement affaiblie, si elle n'a pas disparu;
- ce à quoi nous ajoutons la pression démographique qui continue à augmenter.

Pourtant, le maintien de l'arbre est d'une importance capitale pour l'environnement et l'homme en général. Les ligneux entretiennent ou améliorent le sol par divers processus (YOUNG 1995):

- l'augmentation des apports de matière organique et d'éléments nutritifs au sol.
- la réduction des pertes de sol (protection contre l'érosion éolienne (LANCASTER & BAAS 1998) et hydrique (GALLE *et al.* 1999), provoquant ainsi un meilleur recyclage de la matière organique et des éléments nutritifs.
- l'amélioration des conditions physiques du sol (capacité de rétention d'eau (GALLE *et al.* 1999), ameublissement, par les racines, des couches compactes ou indurées, modification des extrêmes de température du sol, etc.).
- l'amélioration des conditions chimiques du sol (réduction de l'acidité et de la salinité).
- l'influence sur les processus et les conditions biologiques du sol (production des diverses qualités de litière végétale, libération progressive d'éléments nutritifs, effets positifs sur la faune du sol, etc.).

Dans les régions semi-arides, le rôle des arbres utilisés comme brise-vent ou rideaux abris est bien établi. Ainsi, la présence de l'arbre maintient la rugosité topographique ce qui permet de limiter l'érosion éolienne et l'évapotranspiration (MAINGUET 1990; WOLFE & NICKLING 1993; YOUNG 1995).

Notons finalement l'importance traditionnelle de "l'arbre à palabre" qui dans les villages ou villes permet aux habitants de s'abriter du soleil au cœur de la journée.

L'exemple du Maroc présaharien peut nous servir de conclusion. Il nous enseigne que quand il n'y a plus d'arbres, il reste les broussailles (BUTTOUD 1994), mais qu'après la broussaille ... seul persite l'exode massif de populations rurales déracinées.

3.3. Le surpâturage et les autres effets de l'augmentation du cheptel.

a.-. Le point sur l'évolution du cheptel

Conséquence directe de la croissance démographique humaine, on note une augmentation du cheptel. Ce développement du cheptel est lié à l'espérance des exploitants d'augmenter leurs revenus. Il y a aussi un aspect culturel qui veut que l'individu le plus important du village ou du quartier possède le troupeau le plus prestigieux. Les différents graphiques que nous présentons par la suite ne concernent que l'évolution du cheptel depuis 1961 (base de données FAO 1998). Cependant, il est nécessaire de souligner que, depuis cette date, le Sahel a été touché à deux reprises par des années de sécheresse tragiques qui ont eu comme conséquence une relative stabilité du nombre de têtes de bétail dans notre zone d'étude. Aussi, nous semble-t-il utile de montrer, au tableau II. 8, l'évolution de ce cheptel depuis le début du siècle au Soudan (WICKENS 1997) pour comprendre d'où l'on vient. Il apparaît en effet que le cheptel total a été multiplié par 18 sur une période de 75 ans! L'augmentation globale du cheptel serait due aux différentes campagnes intenses de vaccination entreprises durant l'époque coloniale (WICKENS 1997). On remarque également que l'augmentation du nombre de têtes de bétail est restée fortement limitée de 1983 à 1993 et que celle-ci a été essentiellement due à l'augmentation des caprins (+26%). A noter que MAINGUET (1991) présente des chiffres assez différents, mais néanmoins toujours impressionnants, pour notre zone d'étude avec une augmentation approximative d'un facteur cinq pour les ovins et les caprins et d'un facteur dix pour les chameaux et les bovins, et ce depuis le début du siècle.

Tab.II.8 - Evolution du cheptel (têtes de bétail) de 1917 à 1993 au Soudan (WICKENS 1997).
Evolution of the livestock in Sudan from 1917 to 1993 (WICKENS 1997).

	Bovins	Ovins	Caprins	Chameaux	Total	Evolution
1917	752971	1266788	1215660	233955	3469374	-
1926	1500000	2000000	2000000	410000	5910000	+70%
1936	2700000	2500000	2000000	420000	7620000	+29%
1946	3400000	5000000	4000000	1200000	13600000	+78%
1956	6907000	6946000	5748000	2000000	21601000	+59%
1983	19550000	19500000	12900000	2500000	54450000	+152%
1993	21600000	22500000	16200000	2850000	63150000	+16%
Evolution	X 29	X 18	X 13	X 12	X 18	X 18

b.-. Evolution du type de bétail de 1961 à 1997 dans notre zone d'étude

Les bovins

L'allure de la courbe générale relative à notre zone d'étude (*Moyenne:* Fig. II. 10) montre la vulnérabilité de ce type de bétail lors des fortes crises de sécheresse comme la période 1972-1974 où le cheptel a perdu plus d'un tiers de sa population en passant de 14.1 à 9.3 millions de têtes. De même, lors de la période 1983-1985, alors que la population bovine totale avait quasi égalé le niveau de 1971, une autre crise aiguë de sécheresse a engendré la perte de 4.5 millions de têtes de bétail (soit 32% du cheptel bovin) durant ces trois années. En 1997, l'augmentation moyenne pour notre zone d'intérêt n'est que de 13% sur 37 ans.

Il est évident que certains pays ont beaucoup plus souffert que d'autres. Ainsi, le Mali et le Sénégal ont-ils enregistré une augmentation du cheptel bovin de 63 et 94% respectivement alors que ce même cheptel en Mauritanie et au Niger, pays globalement plus arides, a tellement souffert des sécheresses répétées que, dans ces deux pays, il termine en baisse de 40% par rapport au niveau de 1961 (OZER 2000). Notons enfin que la population bovine en Afrique Occidentale[1] a néanmoins doublé durant ces 37 dernières années.

Au Niger, par exemple, la première grande vague de sécheresse a exterminé près de 50% de la population bovine passant ainsi de 4.2 à 2.2 millions de têtes en l'espace d'une seule année (1973). BERNUS (1980) fait d'ailleurs remarquer que 90% des bovins du nord du Niger ont été anéantis lors de cette sécheresse. De même lors de la période 1984-1986, alors que la population bovine totale avait égalé le niveau de 1960, une autre crise aiguë de sécheresse a engendré la perte de deux millions de têtes de bétail (soit 60% du cheptel bovin) durant ces trois années.

Les ovins

L'allure de la courbe générale (*Moyenne:* Fig. II. 10) montre la meilleure résistance de cette espèce par rapport aux bovins lors des fortes crises de sécheresse comme durant la période 1972-1974 où les pertes du cheptel ont été limitées globalement à 19%. Cependant, les pertes ont été sévères dans les régions septentrionales comme à Agadez où celles-ci ont été de l'ordre de 80% entre 1968 et 1974 (MABBUTT & FLORET 1983). De même, lors de la période 1983-1985, alors que la population ovine totale avait largement dépassé le niveau de 1971, la deuxième crise aiguë de sécheresse a engendré la perte de 21% du cheptel ovin durant ces trois années. Aussi, l'impact de cette sécheresse était-il déjà effacé en 1990, soit seulement cinq ans plus tard. En 1997, la population ovine moyenne pour notre zone d'intérêt était quasi deux fois plus importante qu'en 1961. A noter que, moins affectée par les périodes de sécheresse, l'Afrique Occidentale a connu un triplement de sa population ovine sur 37 ans.

[1] Afrique Occidentale: Région reprenant les quatre pays de notre zone d'étude et Bénin, Burkina Faso, Cap Vert, Côte d'Ivoire, Gambie, Ghana, Guinée, Guinée Bissau, Liberia, Nigeria, Sierra Leone et Togo (FAO 1998)

Les caprins

L'analyse des caprins est relativement similaire à celle des ovins. L'allure de la courbe générale (*Moyenne:* Fig. II. 10) montre une perte de 18 et 23% du cheptel pour les première et deuxième périodes de sécheresse respectivement. De 1961 à 1997, les caprins ont augmenté de 80% pour notre zone d'intérêt. A noter que l'Afrique Occidentale a enregistré une augmentation d'un facteur 3.5 de sa population caprine sur ces 37 dernières années.

Les camelins

En ce qui concerne l'évolution des chameaux (Fig. II. 10), elle se traduit par une augmentation significative de cette espèce, au Mali et en Mauritanie, de 130 et 115% respectivement, contre une situation stable au Niger et une diminution de plus de 60% au Sénégal (OZER 2000). Au total de notre zone d'étude, cela se traduit par une augmentation de près de 80% sur la période 1961-1997.

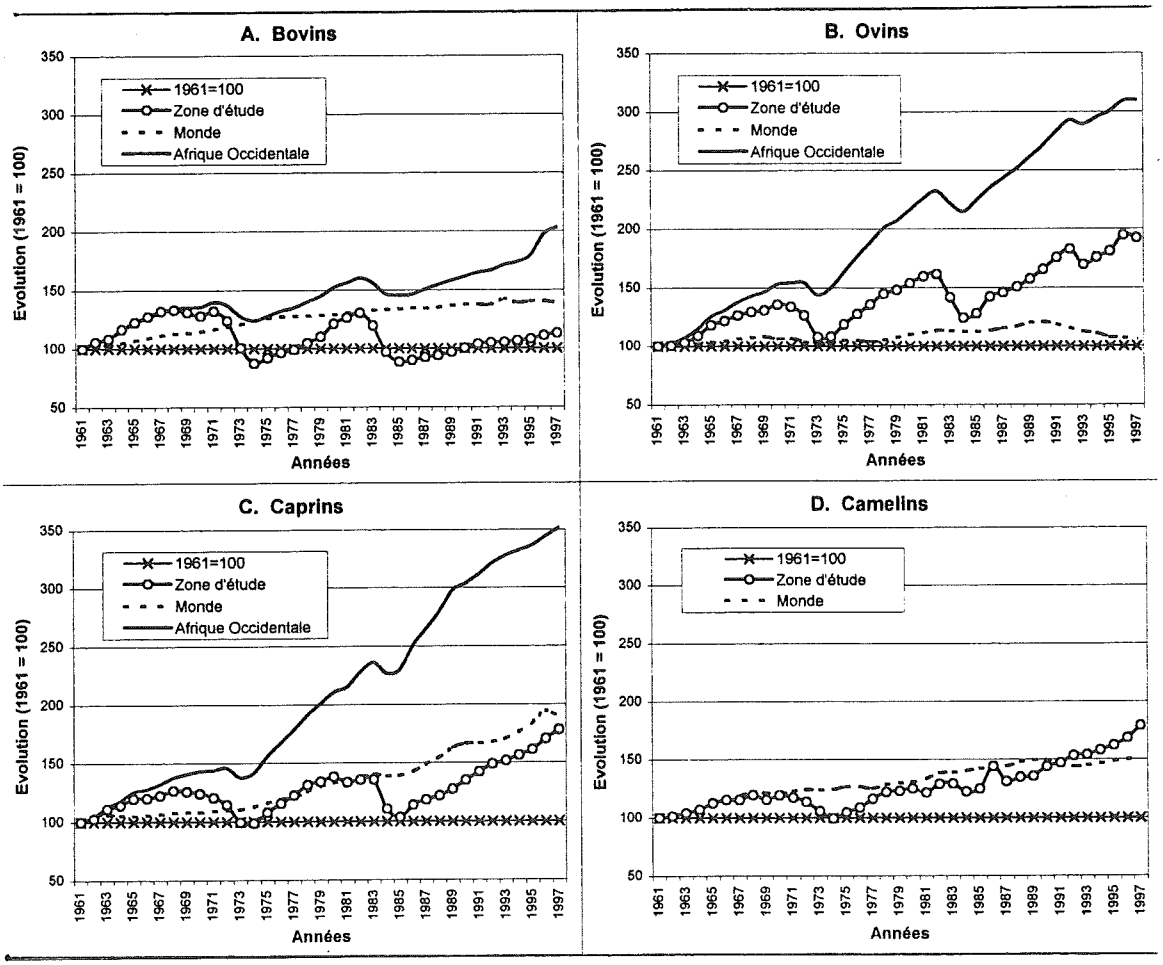


Fig.II.10 - Evolution proportionnelle du nombre de têtes de bétail dans la zone d'étude de 1961 à 1997 (1961 = 100) (d'après les données FAO, 1998).

Relative evolution of the livestock in the study area from 1961 to 1997 (from FAO's datasets, 1998).

A- Bovins, cattle: 1961 [10^6]; Zone d'étude = 10.5 ; Afrique Occidentale = 21.6 ; Monde = 941.

B- Ovins, sheep: 1961 [10^6]; Zone d'étude = 10.7 ; Afrique Occidentale = 15.4 ; Monde = 994.

C- Caprins, goats: 1961 [10^6]; Zone d'étude = 12.5 ; Afrique Occidentale = 17.8 ; Monde = 348.

D- Camelins, camels: 1961 [10^6]; Zone d'étude = 1.0 ; Monde = 12.9.

Il est important de remarquer que si le nombre total de têtes de cheptel n'a augmenté que de 63% dans notre zone d'étude, cette même population en Afrique de l'Ouest a néanmoins enregistré une augmentation trois fois plus importante (179%) depuis 1961 (Tab. II. 9). Ceci pourrait indiquer que cette évolution, dans les pays à plus forte pluviométrie, n'a pas été influencée par les expériences douloureuses subies par leurs voisins septentrionaux.

Tab.II.9 - Evolution du cheptel (%) de 1961 à 1997 dans notre zone d'étude et en Afrique Occidentale (d'après les données FAO, 1998).

Evolution of the livestock (%) from 1961 to1997 in the study area and in West Africa (from FAO's datasets, 1998).

Zone	Bovins	Ovins	Caprins	Chameaux	Total cheptel
Mali	+63%	+49%	+104%	+130%	+74%
Mauritanie	-39%	+72%	+63%	+115%	+49%
Niger	-40%	+110%	+24%	+9%	+18%
Sénégal	+94%	+285%	+297%	-62%	+205%
Zone d'étude	+13%	+92%	+78%	+79%	+63%
Afrique Occidentale	+103%	+210%	+251%	+78%	+179%

Notons également que l'évolution du cheptel dans notre zone d'étude est constamment en augmentation depuis la dernière grande sécheresse. Ainsi, depuis 1985, l'accroissement annuel moyen des bovins et des chameaux a été relativement modéré avec 2.3 et 3.6% respectivement, il faut souligner l'augmentation –cette fois très importante– des cheptels ovin, et surtout, caprin qui est de 4.2 et 6.1% respectivement. Ce qui correspond actuellement, pour les caprins, à une augmentation de plus d'un million de têtes par an. TURNER (1999) souligne que cette évolution correspond également à une adaptation du comportement des populations face à une réalité économique changeante. L'investissement dans les "petits ruminants" est en effet un meilleur placement qui, souvent, est géré par les femmes.

On remarquera finalement l'extrême vulnérabilité des bovins face à la sécheresse. Comme le fait remarquer KAY (1997), ce cheptel a besoin de grandes quantités d'eau et souffre rapidement de déshydratation. En conséquence, cet animal doit retourner très fréquemment vers les points d'eau et, durant la saison sèche, provoque un désastre environnemental sur les parcours directs reliant les puits successifs alors que les pâturages plus distants sont sous-exploités. Pour cette raison, les bovins sont beaucoup plus susceptibles que les autres espèces à la malnutrition, conduisant aux maladies et à la mort durant les grandes vagues de sécheresse. Aussi, après les différentes sécheresses récentes, les pasteurs d'Afrique de l'Est ont-ils modifié leurs habitudes en optant pour les chameaux, bien plus résistants, plutôt que pour les bovins. Il semblerait que dans notre zone d'étude, un changement de mentalité se soit également produit mais cette fois au profit des ovins et surtout des caprins.

c.-. Impacts de l'augmentation du cheptel sur l'environnement

On pourrait dire que les impacts du cheptel sur l'environnement étaient déjà bien cernés en 1959 par TRICART lorsqu'il a écrit (p. 341): "*La très grande majeure partie des formes éoliennes sont des reliques qui se sont édifiées lors des deux dernières périodes sèches du Quaternaire. Dans les conditions naturelles actuelles, ces dunes*

sont fixées ...Mais ces sols sont fragiles, très fragiles. La granulométrie du matériel est optima pour les actions éoliennes ... La longue saison sèche gêne la reconstitution de la végétation. Il suffit d'un surpâturage, accompagné d'un piétinement excessif, pour que tout soit compromis. La structure du sol est alors détruite, les agrégats fragiles sont dissociés et le sable redevient pulvérulent, exposé à nu à l'action du vent. C'est toujours dans ces conditions que se développent des étendues de sables vifs" en concluant, en référence au processus de désertification, par (p. 342). "*Ces concentrations de bétail ont vite fait de transformer en désert les abords des points d'eau*". Rappelons que ceci a été écrit au cœur de la période la plus humide qu'ait connu le Sahel au cours du XX^{e} siècle. L'année suivante, les recherches de DRESCH et ROUGERIE (1960) ainsi que les observations de GROVE (1960) complétant un papier de PRESCOTT et WHITE (1960) allaient dans le même sens que TRICART (1959).

Cette augmentation non négligeable du troupeau, additionnée au fait que la surface d'approvisionnement des troupeaux s'est réduite lors de la longue sécheresse par simple aridification ainsi que par la transformation de pâturages en zones de cultures, a des répercussions dramatiques sur l'environnement. Les ressources en pâturages, alors encore disponibles, se sont dégradées par surpâturage, le cheptel ne permettant plus la régénération de certaines pousses et laissant place soit à des sols fortement à totalement dénudés (Photo II. 9, Planche III), soit à une nouvelle végétation, c'est-à-dire à des végétaux non consommables, à une prolifération d'espèces buissonnantes et non fourragères et à une augmentation des espèces annuelles, éphémères aux dépens des arbres comme le fait remarquer MAINGUET (1990). De ce fait, une fois que le sol se retrouve partiellement ou totalement dépourvu de couvert végétal, il est exposé à tous les types d'érosion parmi lesquels la déflation éolienne.

En outre, les arbres eux-mêmes ont fortement souffert de la pression démographique des animaux domestiques lors des sécheresses et en particulier les arbres à «fourrage» qui sont, en fin de saison sèche, en grand danger lorsque l'homme en quête de nourriture pour son troupeau taille jusque l'arbre entier, tuant celui-ci et rendant impossible la survie de l'espèce. L'exemple du *Terminalia avicenioides* dans la région de Maradi (Niger sahélien central) illustre bien cette pratique pastorale (PEYRE DE FABREGUES 1990). Les caprins sont également friands des feuilles de certains arbres ce qui présente un autre risque pour ces espèces arbustives (Photo II. 10, Planche III).

Un autre effet néfaste du cheptel est le piétinement des sols (Photo II. 11, Planche III). Cela peut empêcher la régénération de jeunes pousses (BOUGERE 1979) et peut provoquer la réactivation de certains sols jusqu'alors protégés de l'érosion éolienne grâce, par exemple, à des croûtes superficielles (TRICART 1959).

Du surpâturage, il résulte une dégradation non seulement de la couverture végétale du sol mais également une réduction de la biodiversité (MYERS 1996). Ci-après, deux exemples mettent en évidence ces deux types d'effets néfastes du surpâturage.

KHETTELI (1995) a étudié la problématique de l'érosion éolienne sur un terrain de parcours dégradé par le surpâturage dans la zone aride (pluviométrie annuelle moyenne de l'ordre de 160 mm) du sud tunisien. Pour ce faire, l'auteur suit l'évolution d'une parcelle dégradée de six hectares mise en défens.

Il cartographie ensuite l'évolution semestrielle de trois unités du modelé éolien, à savoir: la zone de barkhanes (accumulations dunaires mouvantes en forme de croissant), la zone de nebkas (sable stabilisé par la végétation) et la zone de déflation (sol dénudé, degré de recouvrement de la végétation <2%). Les résultats issus d'une étude de deux années de mise en défens sont présentés au tableau II. 10.

L'analyse de ce tableau montre une augmentation importante (x 3.5) de la zone stabilisée par la végétation (nebkas) aux dépens des zones de déflation (-40%) et surtout de la diminution quasi totale de la surface occupée par les barkhanes. Cette évolution géomorphologique traduit la recolonisation rapide de la zone en défens par la végétation aussi bien en termes quantitatifs que qualitatifs. En effet, l'auteur note l'apparition de seize nouvelles espèces au cours de la deuxième année ainsi que la régénération de onze espèces pérennes déjà présentes lors de la mise en défens.

Tab.II.10 - Evolution spatiale des différentes unités du modelé éolien dans une zone mise en défens à Menzel El Habib (Sud Tunisie) (KHETTELI 1995).

Spatial evolution of some terrain units in an area protected from grazing by fences in Menzel El Habib (Southern Tunisia) (KHETTELI 1995).

	Zone de barkhane	Zone de nebkas	Zone de déflation
Janvier 1992	32.8%	18.8%	48.4%
Juillet 1992	26.0%	23.1%	50.9%
Janvier 1993	25.8%	36.4%	37.8%
Juillet 1993	15.0%	51.0%	34.0%
Décembre 1993	2.2%	68.6%	29.2%

L'autre étude, consacrée à l'évolution de la diversité biologique, a été menée dans une zone fortement dégradée par le surpâturage dans le sud de la Grèce (MARGARIS *et al.* 1996). L'intérêt de cette étude est qu'elle porte sur une durée de douze années consécutives de mise en défens. Les résultats sont présentés au tableau II 11. Après douze années de mise en défens, on observe une augmentation du nombre d'espèces (x 2), du nombre de plantes (x 3) ainsi que de la biomasse (x 4).

Tab.II.11 - Evolution de la biomasse, du nombre d'espèces et du nombre de plantes observées après mise en défens à Chios (Grèce) (MARGARIS *et al.* 1996).

Evolution of the biomass, the species number and the number of observed plants in an area protected from grazing by fences in Chios (Grèce) (MARGARIS et al. 1996).

	Biomasse (g m^{-2})	Nombre d'espèces	Nombre de plantes
Situation initiale	29	22	269
Mise en défens + 3 ans	39	24	317
Mise en défens + 6 ans	65	24	492
Mise en défens + 9 ans	90	29	670
Mise en défens + 12 ans	109	37	834

Notons néanmoins que certains groupes de chercheurs œuvrant dans le domaine du développement estiment qu'une intensification du cheptel, tout en améliorant les systèmes agricoles, est nécessaire dans les régions sahéliennes (THEBAUD *et al.* 1995; PIRAUX *et al.* 1996A; STURM 1999). Ceci permettrait aux agriculteurs-éleveurs d'assurer leur autosuffisance alimentaire, de minimiser les risques financiers et de restaurer la fertilité des sols. Le tout serait rendu possible via une approche participative et interactive avec les paysans. Reste à voir si ce type de méthode est durable dans le long terme.

3.4. La surexploitation des terres

Il est évident que si la population humaine augmente rapidement, il faudra pourvoir à toutes ces nouvelles bouches à nourrir. La figure II. 11 montre d'ailleurs l'évolution de la production de céréales qui est en constante augmentation avec, néanmoins, des chutes de production directement liées aux grands déficits pluviométriques annuels comme en 1972, 1973, 1984, et 1990. Une stagnation relative de la production céréalière totale est observée depuis le début des années nonante. Celle-ci a eu pour conséquence directe une flambée des prix de toutes les denrées alimentaires de base ces dernières années dans tout le Sahel. Un exemple est apporté pour le Niger où les prix ont été généralement multipliés par trois en cinq ans (Fig. II. 12).

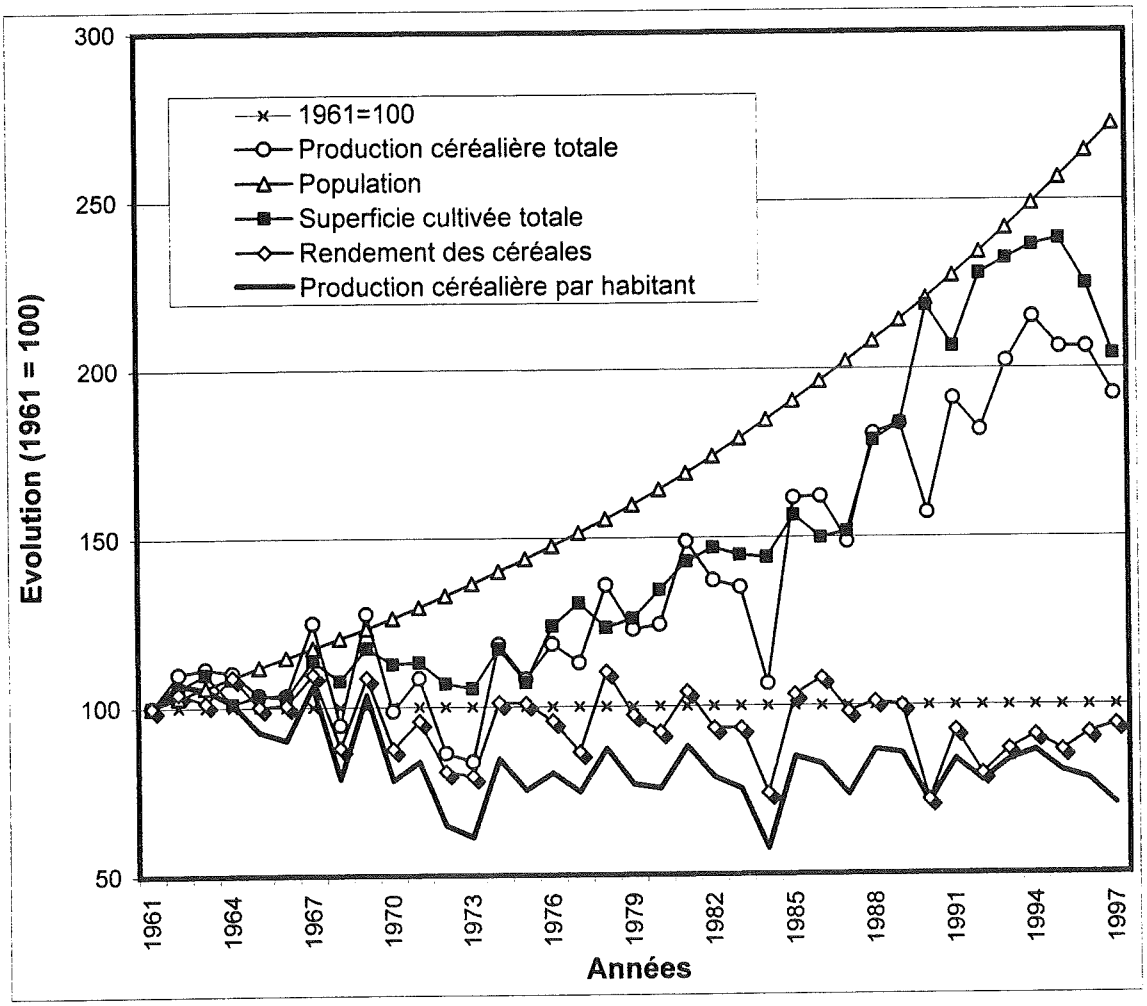


Fig.II.11 - Evolution proportionnelle de la production céréalière, de la superficie cultivée, du rendement des céréales, de la production céréalière par habitant et comparaison avec l'évolution de la population dans la zone d'étude de 1961 à 1997 (1961 = 100) (d'après les données FAO, 1998).

Relative evolution of crop production, cultivated areas, yields, crop production per inhabitants and comparison with the human population evolution in the study area from 1961 to 1997 (1961 = 100) (from FAO's datasets, 1998).

L'augmentation annuelle moyenne de la production de céréales est cependant loin d'être similaire à celle de la croissance de population. Cela se marque très bien sur la figure II. 11 où la courbe de production céréalière par habitant est, depuis 1970, toujours

restée au moins 20% en dessous de la moyenne des années soixante. Les années 1972, 1973 et 1984 ont certes été les années des grandes famines mais, essentiellement, les trois dernières décennies ont été une longue période d'insécurité alimentaire (FEWS 1997, 1998A; GOMMES 1998). Le Sahel est d'ailleurs considéré comme étant la plus grande zone géographique mondiale caractérisée par l'extrême vulnérabilité face aux crises alimentaires (BOHLE 1995). Et, selon certains, le pire est à venir (WICKENS 1997). Certes, les pluies excessives de l'hivernage 1998 ont offert au Sahel la meilleure récolte de céréales depuis 1961 avec près de 6.5 millions de tonnes (non repris sur la Fig. II. 11 – Estimations FEWS, décembre 1998), mais il ne faut pas oublier que les pluies étaient les plus importantes qu'ai connu, par exemple, le Niger occidental depuis le début des enregistrements (1905). Cependant, des populations très vulnérables à l'insécurité alimentaire existent toujours. Leur répartition dans le Sahel est d'ailleurs suivie continuellement par la FAO à travers le programme intitulé *Food Early Warning System* (FEWS).

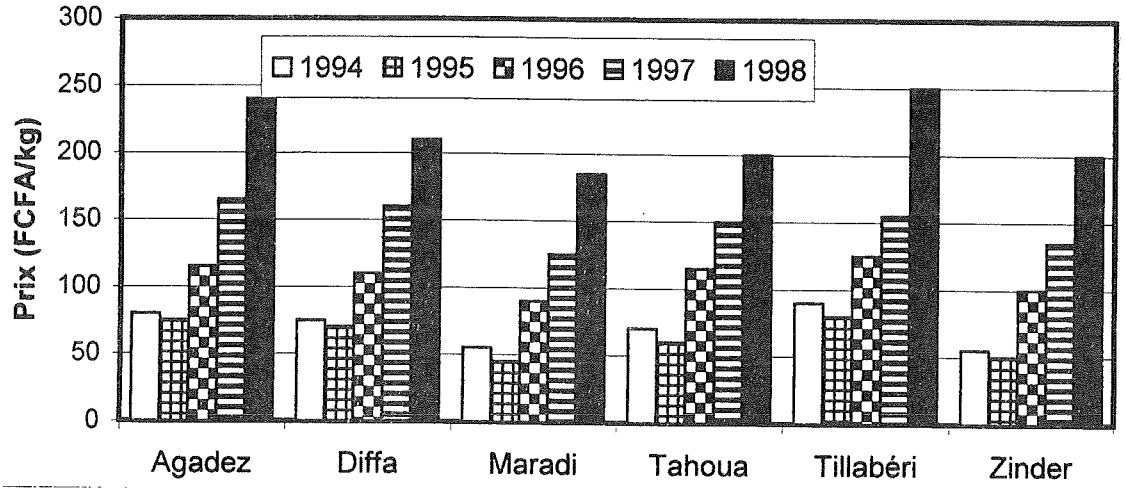


Fig.II.12 - Prix du mil en avril sur certains marchés du Niger (FEWS 1998B).
Price of the millet in April on some market places of Niger (from FEWS 1998B).

Cette insécurité alimentaire, souvent couplée aux objectifs agro-économiques de l'Etat (MATHIEU 1990), a dès lors modifié les habitudes culturales. En effet, malgré tous les moyens mis en œuvre par différentes institutions (nationales, internationales, coopération, ONG, etc.), les paysans sont obligés de cultiver sur des parcelles traditionnellement mises en jachère ou sur de nouvelles terres (HENRY 1986 ; PIRAUX *et al.* 1996B ; KARIMOU AMBOUTA *et al.* 1998) dont la surexploitation appauvrit rapidement le sol (MOREL & QUANTIN 1964); ce qui, dans certains cas, peut les rendre stériles (MAINGUET *et al.* 1979).

La figure II. 11 indique que, de 1961 à 1987, la superficie cultivée totale a augmenté de 50% et que, mis à part les années de forte sécheresse, le rendement des céréales était relativement stable. Par contre, depuis 1988 soit la "fin" de la sécheresse, les parcelles de cultures ont été agrandies d'un facteur deux en une dizaine d'années. Ces terres, tellement peu fertiles, ont un rendement minimum. Il en résulte un rendement moyen des céréales durant les années nonante bien inférieur à celui observé durant les trente années antérieures.

Notons également que le besoin de nouveaux territoires agricoles se réalise grâce à un déboisement partiel des terrains situés à proximité des villages mais également en supprimant l'accès des champs anciennement en jachère aux éleveurs et à leurs troupeaux. Ces nouvelles pratiques rompent l'équilibre traditionnel entre les activités pastorales et agricoles (les fertilisants organiques produits par les troupeaux étant nécessaires pour la conservation des sols) et peuvent dégénérer en luttes tribales mortelles entre sédentaires et pasteurs. Ainsi, en mai 1997, différentes querelles ont tourné à l'affrontement entre éleveurs Fulani et agriculteurs Zarma dans les arrondissements de Tera et Birni N'Gaouré (région de Niamey) faisant 7 morts et 43 blessés. A la même difficile période de soudure en 1998, 14 personnes ont perdu la vie et 10 autres ont été blessées lors d'une dispute entre éleveurs et agriculteurs à propos de l'attribution d'un terrain à une centaine de kilomètres au sud-est de la capitale (AFP 1997, 1998, *in* MAYER 1999).

D'autre part, rappelons qu'anciennement, les résidus de récolte (tiges de mil et de sorgho) étaient laissés sur le champ. Cette pratique était une source indirecte et peu onéreuse de fumier: en consommant ces résidus de récolte durant la saison sèche, les animaux vivant dans le terroir ou en transhumance piétinaient et incorporaient au sol des débris organiques et laissaient leurs déjections sur le champ. Actuellement, les pieds de mil et de sorgho sont déchaussés et collectés pour alimenter les animaux et/ou comme combustible (MAINGUET *et al.* 1979; JOUVE 1991; KARIMOU AMBOUTA *et al.* 1998). De ce fait, le champ est totalement mis à nu durant la saison sèche et le vent fait le reste. Cette simple pratique est une cause importante de l'érosion éolienne et provoque un appauvrissement rapide des terrains cultivés (SKIDMORE 1986; GILLETTE & PASSI 1988; MICHELS *et al.* 1993, 1995A, 1995B).

3.5 La détérioration des sols

Une conséquence de la diminution des pluies et des actions anthropiques est, comme nous l'avons développé, la dégradation voire même la disparition complète de la végétation. C'est à ce moment que l'on parlera de la détérioration des sols qui peut s'avérer irréversible. Différents types de dégradation sont à souligner:

a.-. L'érosion éolienne

Les sols sableux, lorsqu'ils sont secs et dépourvus de couverture végétale, peuvent être fortement remaniés par l'érosion éolienne perdant ainsi leur horizon pédologique et donc leur matière organique. La dégradation est dans certains cas irréversible (LE HOUEROU 1979; MAINGUET 1991). Ils se meurent et entraînent d'autres terrains dans leur décadence. En effet, les sols environnants sont rendus quasi stériles par la couverture superficielle des sédiments sableux d'origine éolienne. Notons également que les matières organiques, moins denses que le sable par exemple, seront emportées sur de relativement longues distances et enrichissent les zones de dépôt comme la région soudanaise ou guinéenne où le vent perd de sa compétence de transport (HERRMANN 1991; HERRMANN *et al.* 1994, 1997A). En région sahélienne, ce qui se redépose après transport éolien est presque intégralement stérile. Un exemple nous est apporté par VERHEYE (1990): un sol limono-argileux, par sa texture fine, a une capacité de stockage maximale d'eau de l'ordre de 75 à 125 mm pour une épaisseur de sol de 50 cm.

Cependant, si cette surface est recouverte par des apports éoliens sableux, cela se distinguera dans le profil pédologique, soit par la présence d'une couche sableuse superficielle bien délimitée et à faible réserve en eau utile, soit par un horizon mixte à moindre capacité de stockage que les couches non affectées. En fonction de l'apport éolien, la diminution de la réserve en eau du sol peut facilement atteindre 20 à 50 % par rapport aux sols originels. Compte tenu d'une consommation en eau utile de l'ordre de 3 à 4 mm par jour, ceci peut facilement raccourcir la période de croissance des plantes de une à deux semaines. De plus, l'apport d'importantes quantités de sables éoliens inertes influence de manière négative la fertilité de la zone racinaire. La plante, alors en carence nutritive, devient plus vulnérable aux conditions marginales. Dans des régions comparables au Sahel septentrional, on a mesuré des érosions éoliennes de 100 à 300 tonnes.ha^{-1}.an^{-1} dans les steppes sableuses d'Afrique du Nord, de Chine et de Mongolie (LE HOUEROU 1993). Certes, il y a certains moyens de lutter contre l'érosion éolienne, mais uniquement à l'échelle locale et quand il n'est pas trop tard (BARTH 1978; MAINGUET 1991; BANZHAF *et al.* 1992; LAMERS *et al.* 1995; MOHAMMED *et al.* 1999; etc.). Ainsi, à titre d'exemple, RENARD et VANDENBELDT (1990) ont proposé l'implantation d'une graminée pérenne (*Andropogon gayanus*) en bordure des champs de mil au Sahel. Si ces haies, larges de dix mètres, n'ont pas d'effet positif sur les rendements en grain du mil, elles constituent en revanche une protection efficace contre l'érosion éolienne. Les auteurs estiment en effet que ces haies ont capté plus de 2000 tonnes ha^{-1} en trois ans.

b.-. L'érosion par ruissellement

Lors d'une longue période sèche, le sol a perdu toute l'eau qui y circule habituellement. Cette absence marque le stade ultime de dessiccation qui interdit toute infiltration sur les sols limino-argileux lors du retour des pluies, ce qui entraîne un ruissellement très important qui réduit l'épaisseur du sol. L'érosion hydrique peut atteindre 30 à 60 tonnes ha^{-1} an^{-1}, soit une abrasion fictive de 2 à 3 mm par an, et exceptionnellement, des taux de 200 à 250 tonnes ha^{-1} an^{-1} en Afrique du Nord (LE HOUEROU 1993).

c.-. Les dégradations de type chimique

D'autres dégradations de type chimique au sein du sol sont rappelées par MAINGUET (1990) : la salinisation, l'alcalinisation, l'engorgement et le lessivage.

4. CONCLUSION ET DEFINITION

Au cours de ce chapitre, nous avons d'abord présenté brièvement l'évolution du concept de désertification. Ensuite, nous avons décrit, à partir de faits réels et vérifiés, la majeure partie des causes menant progressivement à la désertification de la région sahélienne. On peut insister sur le fait que cette dégradation de l'environnement et des conditions de vie est assez hétérogène et les causes principales du processus de désertification varient fortement d'un endroit à l'autre. La désertification est dès lors un processus extrêmement complexe que personne n'arrive à cerner actuellement dans son entièreté.

De la Conférence de Rio en 1992, la *Convention des Nations Unies sur la lutte contre la désertification (*CCD*) dans les pays gravement touchés par la sécheresse et/ou la désertification, en particulier en Afrique*[1] a été rédigée et ratifiée par un groupe d'experts provenant de la majeure partie des nations mondiales (touchées ou non par la désertification) et de toutes les sensibilités (scientifiques, institutionnelles, organisationnelles, etc.). Il en est ressorti une définition du concept de désertification relativement vaste que nous retiendrons ici pour la recherche d'un indicateur qui soit cohérent avec l'optique des Nations Unies (PNUE/ CCD 1995, p. 7):

Désertification: dégradation des terres dans les zones arides, semi-arides et subhumides sèches par suite de divers facteurs, parmi lesquels les variations climatiques et les activités humaines.

Définition dans laquelle les termes suivants sont spécifiés:

Dégradation des terres: diminution ou disparition, dans les zones arides, semi-arides et subhumides sèches, de la productivité biologique ou économique et de la complexité des terres cultivées non irriguées, des terres cultivées irriguées, des parcours, des pâturages, des forêts, ou des surfaces boisées du fait de l'utilisation des terres ou d'un ou de plusieurs phénomènes, notamment de phénomènes dus à l'activité de l'homme et à ses modes de peuplement, tels que:

- *L'érosion des sols causée par le vent et/ou l'eau;*
- *La détérioration des propriétés physiques, chimiques et biologiques ou économique des sols;*
- *La disparition à long terme de la végétation naturelle.*

Zones arides, semi-arides et subhumides sèches: zones, à l'exclusion des zones arctiques et subarctiques, dans lesquelles le rapport entre les précipitations annuelles et l'évapotranspiration possible se situe dans une fourchette allant de 0.05 à 0.65.

Le but de ce chapitre n'étant que de replacer notre étude dans un contexte environnemental en perpétuelle mutation et, pourrait-on malheureusement ajouter, en continuelle dégradation, nous nous limiterons à cette définition de la désertification car le sujet de notre travail n'est pas consacré à ce vaste débat à propos duquel des revues scientifiques thématiques (*Desertification Control Bulletin, Sécheresse, etc.*) et des livres complets (VAN YPERSELE & VERSTRAETE 1986; MAINGUET 1991; THOMAS & MIDDLETON 1994; FANTECHI *et al.* 1995; WILLIAMS & BALLING 1995; MOUAT & HUTCHINSON 1996; MAIROTA *et al.* 1997; MIDDLETON & THOMAS 1997; etc.) sont entièrement dédiés.

[1] L'intégralité de la *Convention* est disponible sur *internet* à l'adresse: http://www.unccd.ch/

CHAPITRE III

LES PRECIPITATIONS

Rainfall trends in the Sahel

ABSTRACT

This short chapter is focused on a brief analysis of the rainfall evolution during the 20th century until 1998. It underlines the extremely intense and long-term drought that affected all the Sahelian countries since the late 1960s. The application of the PETTITT's statistical test on the rainfall datasets of the last eighty years confirms the non-stationarity of the rainfall patterns between the 1921-1968 and the 1969-1998 periods. Indeed, more than 100 mm separate these two periods as the average yearly rainfall was 488 and 381 mm respectively.

As the lithometeors study presented in our research is essentially based on the 1951-1997 period, these 47 years have been divided into three shorter periods of time:

- *1951-1968 corresponds to the 18-year period before the climatic change. It will be called afterwards "humid period".*
- *1969-1986 corresponds also to a 18-year period, but after the climatic change. It includes the dramatic periods of drought of the early 1970s and of the mid-1980s. For this reason, it bas been called "drought period".*
- *1987-1997 corresponds to a 11-year period. These years are still affected by a chronic rainfall deficit, but do not include intense period of drought. It will be called "present period".*

AVANT-PROPOS

Ce chapitre consacré à l'analyse des précipitations sera très bref et basé essentiellement sur une synthèse bibliographique. La pluie est, en effet, le paramètre le plus étudié en Afrique de l'Ouest. Cependant, les données de la littérature seront retravaillées et réactualisées jusqu'en 1998.

L'objectif de ce chapitre est de définir certains termes (cf. "saison sèche", "période actuelle", "période humide", etc.) qui seront utilisés ultérieurement.

1. LES PRECIPITATIONS EN REGION SAHELIENNE: CARACTERISTIQUES

Du fait de leurs implications biologiques, écologiques et économiques, les précipitations sont l'élément fondamental du climat sahélien. Le régime pluviométrique est simple: à la saison des pluies en été, s'oppose une très longue saison sèche.

Les précipitations, dans la zone sahélienne, se répartissent en moyenne sur une période de sept à cinq mois, diminuant vers le nord et vers l'est. Les mois recevant plus de 10% des précipitations annuelles et que nous considérons comme significatifs de la saison des pluies varient de quatre à deux (Fig. III. 1).

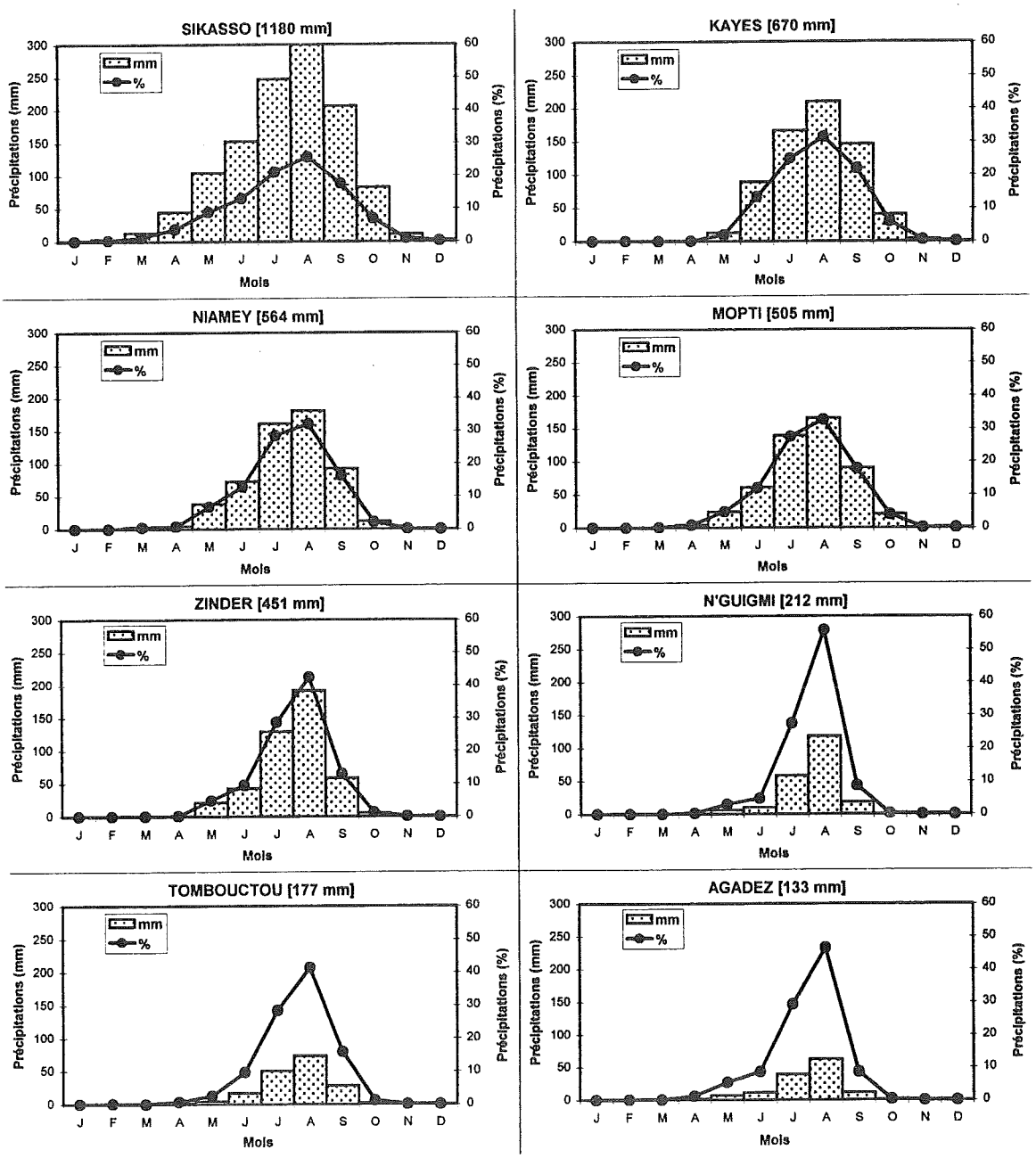


Fig.III.1 - Répartition mensuelle des précipitations, en valeur absolue et en pourcentage, pour six stations sahéliennes de la zone d'étude. Les stations sont classées de la plus humide à la plus sèche. Période utilisée: 1951-1990.

Monthly rainfall distribution, in absolute value (mm) and in percent, for six Sahelian stations in the study area. The stations are listed from the wettest to the driest. Period : 1951-1990.

Nous pouvons donc limiter la saison des pluies aux mois de mai à septembre. En corollaire, la saison sèche s'étend durant une période approximative de sept mois depuis octobre jusqu'en avril. Dans la suite de ce travail, la saison sèche a été limitée à ces sept mois. On parlera de saison sèche "courte" lorsque l'on analysera la période de novembre à mars (cinq mois) pendant laquelle la probabilité d'observer des précipitations est quasi nulle dans la zone sahélienne. Il convient de garder ce fait en mémoire car l'essentiel de la réflexion relative aux lithométéores portera sur cette période précise.

Les grands écarts pluviométriques interannuels sont une des caractéristiques du climat sahélien. Cette particularité est évidente à la figure III. 2, présentant l'évolution annuelle des précipitations à la station de Niamey. Ce fait s'est illustré tout récemment en l'année 1998 qui a reçu plus de 1162 mm, soit plus du double de la moyenne 1905-1998 et près du triple de l'année précédente. En quatre jours, il a plu autant que durant toute l'année 1997 (412 mm). Durant la saison des pluies 1998, onze jours ont enregistré des pluies supérieures à 40 mm, dont deux dévastatrices de 127 et 150 mm tombés en moins de trois heures. Les effets de ces pluies torrentielles ont rapidement pris une tournure dramatique: plus de deux mille foyers détruits et entre dix et vingt mille sans abri. L'effondrement de plusieurs ponts, les chutes de poteaux électriques et télégraphiques et les ruptures de canalisations d'eau potable ont totalement paralysé l'économie de la capitale du Niger dont plus de 60% des quartiers ont été privés d'eau potable durant plus d'une semaine.

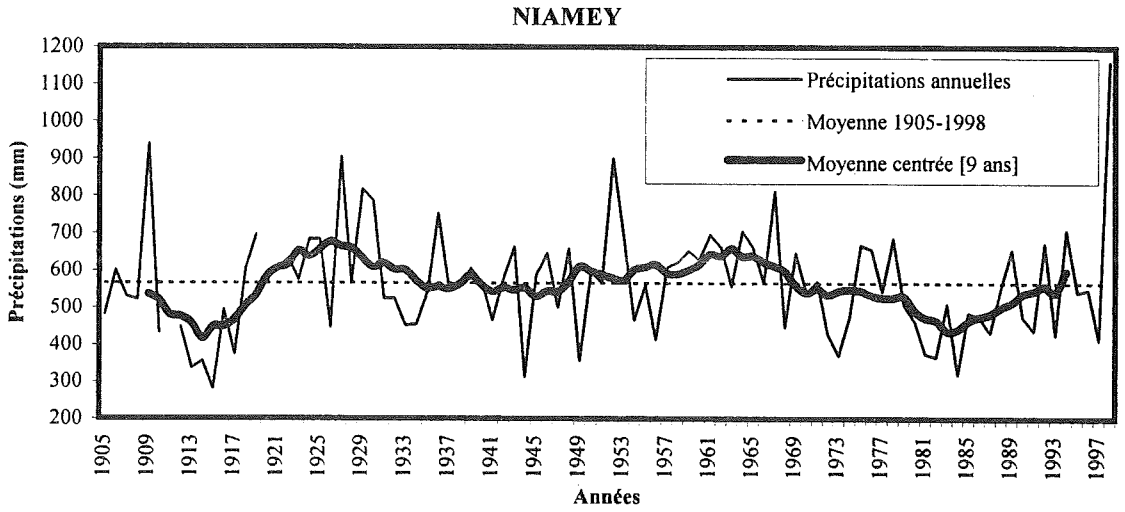


Fig.III.2 - Evolution annuelle des précipitations à Niamey de 1905 à 1998.
Yearly rainfall evolution in Niamey from 1905 to 1998.

De par leur caractère local orageux, un autre trait caractéristique des pluies sahéliennes est la très forte hétérogénéité spatiale. Celle-ci a fait l'objet de nombreux travaux partout en Afrique de l'Ouest (SIVAKUMAR & HATFIELD 1990; GROTEN 1993; LEBEL *et al.* 1996; TAUPIN *et al.* 1998; etc.). Il en résulte des différences assez importantes dans les totaux annuels de stations proches comme, par exemple, Niamey-ville et Niamey-aéroport, distantes de moins de dix kilomètres. Ainsi, les lames d'eau recueillies dans ces deux stations au cours de l'année 1981 ont été respectivement de 376 et 518 mm, soit une différence de près de 30%.

2. LES PRECIPITATIONS ANNUELLES - EVOLUTION

La littérature commentant les fluctuations pluviométriques en Afrique de l'Ouest est abondante tant au point de vue régional (BUNTING *et al.* 1976; SIRCOULON 1976; LAMB 1982; NICHOLSON 1985, 1989; DEMAREE 1990; DEMAREE & NICHOLIS 1990; HULME 1992; MOREL 1995A, 1995B, 1996, 1998B; NICHOLSON & PALAO 1993; NICHOLSON *et al.* 1996) que national comme au Sénégal (OLIVRY 1983; SAGNA 1994,

1995; NDONG 1995), en Mauritanie (DEMAREE 1990; NOUACEUR 1995), au Burkina Faso (CARBONNEL & HUBERT 1985), au Mali (FOFANA & TOURE 1994), au Niger (KARIMOUNE 1994; OZER & ERPICUM 1995) et dans le Nord du Nigeria (ADEFOFALU 1986; OLANIRAN & SUMNER 1989, 1990; ANYADIKE 1992).

Depuis le début de la "grande sécheresse", de nombreux auteurs ont également tenté de comprendre les mécanismes régissant les précipitations au Sahel (CHARNEY 1975; LAMB 1978; FOLLAND *et al.* 1986; PALMER 1986; OWEN & WARD 1989; GRAY 1990; LAMB & PEPPLER 1992; LANDSEA & GRAY 1992). Cependant, la compréhension de ces mécanismes est toujours peu maîtrisée (FAURE & GAC 1981; FARMER & WIGLEY 1987; GAC & FAURE 1987; ROPELEWSKI & HALPERT 1987; HULME 1989; LANDSEA *et al.* 1994, 1997; JANICOT *et al.* 1996; NICHOLSON & KIM 1997; MORON & WARD 1998). Une revue des causes potentielles de la péjoration pluviométrique est présentée et longuement commentée par LEROUX (1995, 1996).

En réalité, la zone sahélienne est actuellement, du point de vue pluviométrique, la région la plus étudiée au monde (HUFTY 1994). L'intérêt particulier suscité par cette région spécifique s'explique par le fait que celle-ci a connu le déficit pluviométrique le plus important, tant dans son intensité que dans sa durée, jamais enregistré au cours de ce siècle (HULME 1996; JONES & HULME 1996; DAI *et al.* 1998).

La région sahélienne a toujours connu une alternance de périodes humides et sèches. Celles-ci sont très bien décrites, entre autres, par MALEY (1973) et NICHOLSON (1978, 1996, 1998) pour la région sahélienne ainsi que par SISSOKO (1968) et CATELLA (1989) pour la région de Tombouctou et BOUREIMA (1992) pour le Niger et le Mali.

Au cours du XX^{e} siècle, au moins trois périodes de sécheresse ont affecté notre zone d'étude. Il s'agit des sécheresses dites des "années 10", des "années 40" et de la "grande sécheresse" qui a débuté en 1968.

La sécheresse des "années 10" a été extrêmement marquée et étendue à toute la zone sahélienne de 1910 à 1916, le déficit pluviométrique culminant en 1913 (SIRCOULON 1976; VANNITSEM & DEMAREE 1991). Malheureusement, peu de données pluviométriques témoignent de cette première sécheresse. Son intensité peut être visualisée aux figures III. 2 et II. 2 respectivement pour les stations de Niamey et de Zinder, ainsi qu'à la figure II. 3 pour les variations des débits des fleuves Niger et Sénégal. Ces années sont restées gravées dans la tradition orale des populations locales (BOUREIMA 1992; KARIMOUNE 1994) sous les noms de "*Tasbane*" (peul), "*Gande Beeri*" (Zarma) ou "*Ize-Neere*" (Zarma) qui signifient respectivement les "années calamiteuses", la "plus grande famine de l'histoire" et la "vente des enfants" (les enfants s'échangeaient contre le mil). D'après certains auteurs, cette sécheresse aurait été la plus forte enregistrée au Sahel au moins depuis 1850 (NICHOLSON 1978, 1996; MBAYE 1998).

Pour les deux sécheresses suivantes, un nombre suffisant d'informations pluviométriques est disponible. Aussi, avant de les décrire, nous allons brièvement présenter l'évolution annuelle des précipitations dans la région sahélienne du Niger et du Mali.

Etant donnée leur forte hétérogénéité spatiale, LAMB (1982) a proposé une analyse régionalisée des précipitations actuellement dénommée "indice d'anomalie pluviométrique" et globalement utilisé actuellement (BÄRRING & HULME 1991; LAMB & PEPPLER 1992; LANDSEA & GRAY 1992; NICHOLSON 1993; NICHOLSON & PALAO 1993; MOREL 1995B; NICHOLSON *et al.* 1996; etc.). Cet indice est calculé suivant l'équation III. 1.

$$X_j = \frac{1}{N_j} \sum_{i=1}^{N_j} \frac{r_{ij} - \overline{r_i}}{\sigma_i} \qquad \text{[Eq. III.1]}$$

où r_{ij} est la pluie mesurée en une année j à une station i, $\overline{r_i}$ et σ_i sont les moyenne et écart-type des précipitations enregistrées à la station i et N_j est le nombre de stations présentant des valeurs pour l'année j.

La représentation graphique de l'évolution des précipitations en région sahélienne obtenue par l'application de cette formule est présentée à la figure III. 4 pour la période 1921-1998. Ce diagramme est basé sur les pluies annuelles en 47 stations du Mali et du Niger dont la répartition géographique est présentée à la figure III. 3. Les stations sélectionnées sont celles dont la pluviosité moyenne annuelle est comprise entre 150 et 700 mm sur la période 1961-1990.

L'indice n'est calculé qu'à partir de 1921 car nous ne disposons pas d'informations continues pour les stations de Zinder et Niamey pour la période 1905-1920. Le choix de la zone (Mali et Niger) a été conditionné par la disponibilité des données fournies par M. R. MOREL (de l'origine des mesures à 1994). Ces séries ont été actualisées jusqu'en 1998 lors de nos missions en octobre 1998–janvier 1999 et avril 1999 dans ces deux pays.

D'autre part, il a été montré que la variation spatio-temporelle des précipitations n'était pas homogène sur toute l'étendue de l'Afrique de l'Ouest (JANICOT 1992; NICHOLSON & PALAO 1993) et, spécifiquement pour la zone qui nous intéresse ici, deux zones relativement homogènes ont été délimitées au nord de 10°N : la "*côte ouest*" [à l'ouest de 8°W] et le "*Sahel*" [à l'est de 8°W] qui correspondent grossièrement, d'une part, au Sénégal et à la Mauritanie et, d'autre part, au Niger et au Mali. La figure III. 4 est donc la représentation des précipitations pour le "*Sahel*" comme défini par JANICOT (1992) et NICHOLSON et PALAO (1993).

La figure III. 4 présente ainsi une bonne représentation temporelle régionale des précipitations. Cependant, le reproche pouvant être émis par rapport à ce type de graphique est l'utilisation de l'écart-type en ordonnée au lieu des millimètres plus facilement compréhensibles. Aussi, une possibilité pour convertir les unités utilisées en millimètres est de "dénormaliser" l'équation III. 1 de la manière suivante (JONES & HULME 1996)

$$P_j = X_j \overline{\sigma} + \overline{P} \qquad \text{[Eq. III.2]}$$

où P_j est l'anomalie pluviométrique exprimée en mm en une année j, $\overline{\sigma}$ est l'écart-type moyen des séries pluviométriques et $\overline{P}$ est la moyenne pluviométrique régionale établie sur une période comprenant peu de lacunes.

Ainsi, l'application de l'équation III. 2 donne la figure III. 5. La moyenne pluviométrique devant être calculée sur une période comprenant peu de lacunes, cette période de référence de trente ans est 1961-1990. Cette période a été retenue car, d'une part, elle répond aux recommandations de l'OMM et, d'autre part, elle met en évidence l'importance du déficit pluviométrique de ces trente dernières années par rapport à la période 1921-1960.

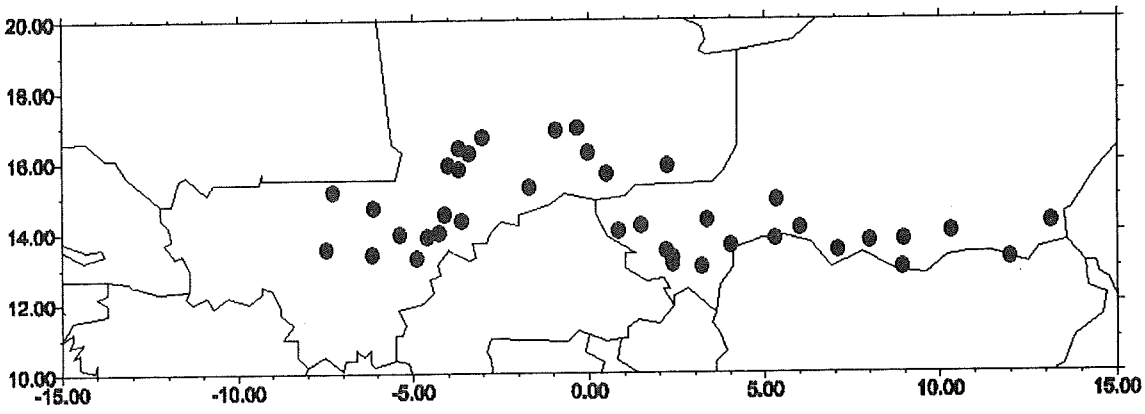


Fig.III.3 - Localisation de stations utilisées pour l'analyse régionale des précipitations.
Location of the stations used for the rainfall regional analysis.

L'analyse de la figure III. 4 met en évidence le fait que la sécheresse dite des "années 40" n'a été marquée que par une succession d'années plus sèches que la moyenne 1921-1998 alternant avec des années fortement arrosées. La moyenne centrée sur neuf ans (Fig. III. 4) ne passe d'ailleurs pas sous la moyenne 1921-1998 et seul le déficit de l'année 1949 est assez important que pour être inférieur à la moyenne 1961-1990 (Fig. III. 5). Deux raisons expliquent ceci: (i) les déficits pluviométriques ne sont pas répartis de manière uniforme durant cette période (OZER & ERPICUM 1995) et leur poids est donc atténué dans la moyenne régionale et (ii) la sécheresse a été durement ressentie essentiellement dans l'extrême ouest sahélien (VANNITSEM & DEMAREE 1991), soit la "*côte ouest*" comme définie par JANICOT (1992) et NICHOLSON et PALAO (1993), non incluse dans ce travail.

Quant à la "grande sécheresse", elle apparaît clairement aux figures III. 4 et III. 5 comme étant globale et rapide. Une rupture climatique s'est produite (LAMB 1982; CARBONNEL & HUBERT 1985) à la fin des années soixante. Celle-ci est discutée ci-après plus en détail car elle est la seule période de sécheresse contemporaine de l'analyse des lithométéores présentée au chapitre IV.

3. LA "GRANDE SECHERESSE"

A partir des données obtenues pour cette région d'étude[1] suivant l'application de l'équation III. 2 (Fig. III. 5), il est possible de mettre en évidence la non-stationnarité des séries pluviométriques survenue pendant la période 1921-1998. Cela revient à dire qu'il est possible d'isoler les périodes d'anomalies pluviométriques (périodes fortement

[1] Limitée en longitude au Niger et au Mali (à l'est de 8°W) et, en latitude, par les isohyètes de 150 mm au nord et 700 mm au sud (moyenne 1961-1990).

pluvieuses ou de sécheresse). Pour ce faire, le test non-paramétrique de PETTITT (1979), capable d'estimer la position d'un changement de moyenne (point de rupture) dans une série, a été appliqué à cette série régionale.

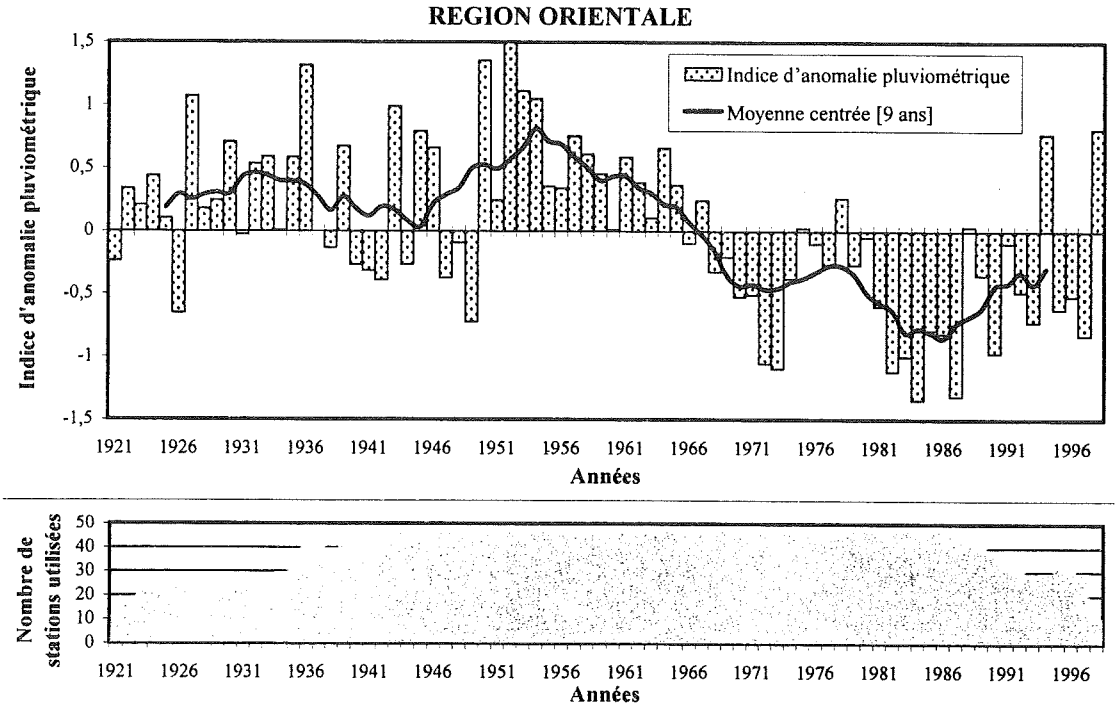


Fig.III.4 - Evolution régionale (Mali et Niger) des précipitations de 1921 à 1998 exprimée en fonction de l'"indice d'anomalie pluviométrique" (LAMB 1982). Le nombre de stations prises en compte pour le calcul de l'"indice d'anomalie pluviométrique" est présenté dans le graphique inférieur.

Rainfall regional (Mali and Niger) evolution from 1921 to 1998 presented as the rainfall anomaly index (LAMB 1982). The number of stations used for this calculation is shown in the lower box.

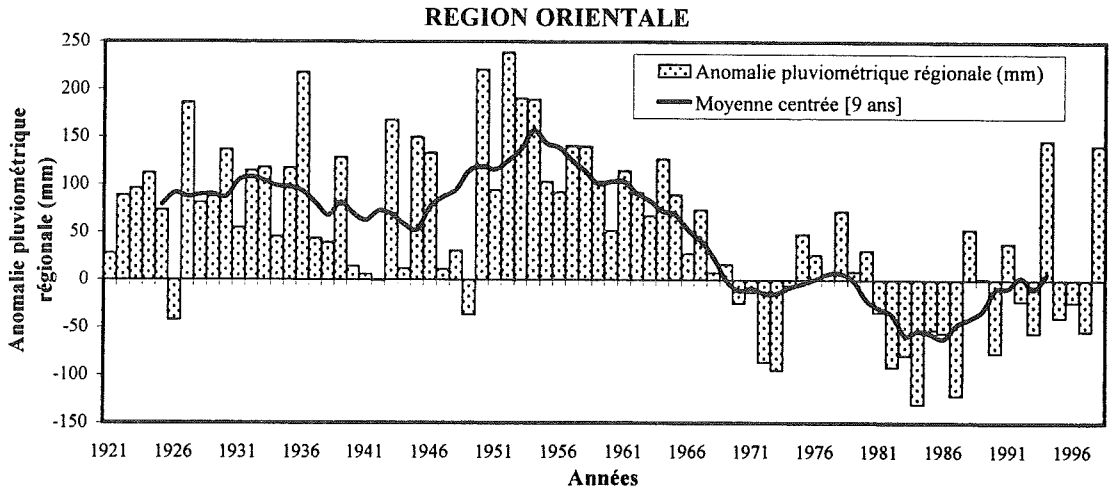


Fig.III.5 - Evolution de l'anomalie pluviométrique régionale (Mali et Niger) exprimée en mm, par rapport à la moyenne de la période 1961-1990 (397 mm), de 1921 à 1998 dérivée de l'Eq.III.2 (JONES & HULME 1996).

Evolution of the regional rainfall anomaly (Mali and Niger) in mm, in function of the 1961-1990 mean (397 mm), from 1921 to 1998 derived from Eq.III.2 (JONES & HULME 1996).

Il ressort de l'application de ce test qu'un seul point de rupture est identifié en 1968 et met en évidence le déficit pluviométrique de ces trente dernières années. L'application du test aux sous-séries (1921-1968 et 1969-1998) ne détecte pas d'autres ruptures. Ceci est en accord avec les travaux similaires précédents relatifs à l'analyse, station par station, des séries pluviométriques sahéliennes (CARBONNEL & HUBERT 1985; SNIJDERS 1986; HUBERT & CARBONNEL 1987; DEMAREE & CHADILLY 1988; VANNITSEM & DEMAREE 1991; MOREL 1995A, 1998B). La figure III. 6 présente la traduction de cette rupture climatique sur les précipitations régionales analysées.

Dans la zone étudiée (Fig. III. 3), la comparaison des moyennes des sous-séries pluviométriques homogènes avant et après le point de rupture de 1968 montre l'ampleur de la transition brutale qui caractérise la "grande sécheresse" (Fig. III. 6). Plus de 100 mm séparent les périodes 1921-1968 et 1969-1998 dont la pluviométrie moyenne est respectivement de 488 et 381 mm. Notons que le changement pluviométrique est encore plus dramatique étant donné que les années cinquante ont constitué la décennie la plus arrosée du siècle comme en témoigne la moyenne centrée sur neuf ans (Fig. III. 6). En effet, plus de 200 mm différencient les années cinquante des années quatre-vingts.

Notons également que cette rupture de tendance généralisée s'est progressivement marquée bien plus au sud jusqu'à approximativement 10°N de latitude (MOREL 1995 A, 1998B; GAUTIER *et al.* 1998; PATUREL *et al.* 1998; TARHULE & WOO 1998). Au sud de cette latitude, toutes les stations n'ont pas été touchées de manière similaire. Selon MOREL (1998B), cette rupture de tendance serait apparue progressivement suivant deux axes: du nord vers le sud et de l'ouest vers l'est. Ainsi, en Afrique de l'Ouest, c'est la partie nord-ouest (20°N, 18°W) qui aurait été globalement touchée dès 1968 avant d'atteindre la partie sud-est (5°N, 30°E) en 1974.

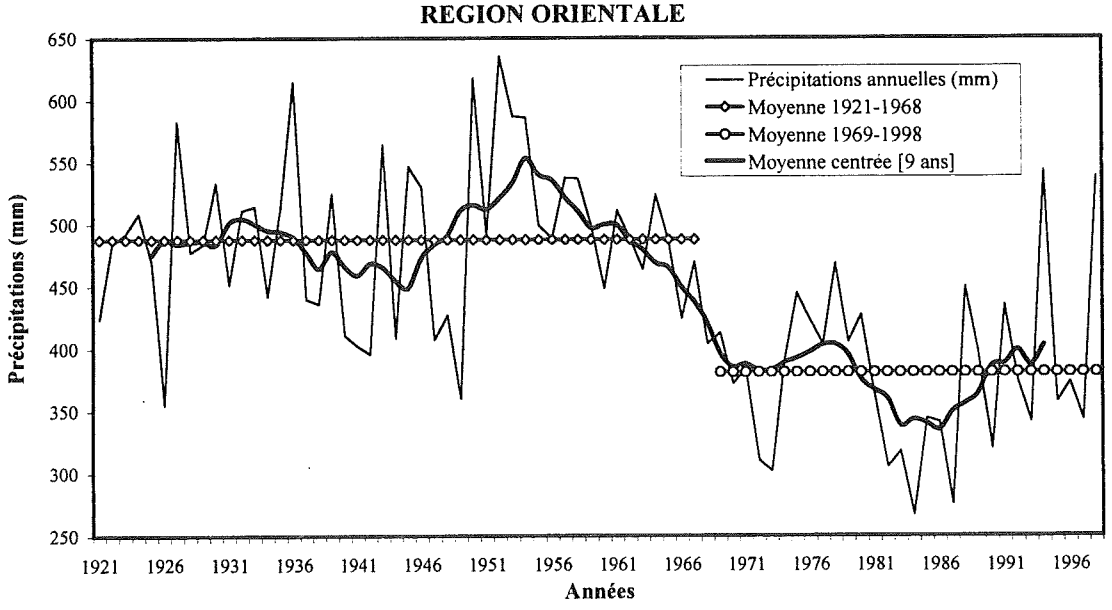


Fig.III.6 - Précipitations régionales annuelles et moyenne des sous-séries pluviométriques avant et après le point de rupture de 1968.

Yearly rainfall at the regional scale and average of both rainfall sub-series before and after the abrupt change in 1968.

Si cette rupture climatique survenue en 1968 se marque particulièrement bien dans les totaux pluviométriques annuels, plusieurs auteurs ont montré que les modifications ont été également ressenties nettement à d'autres niveaux.

Ainsi, SHINODA *et al.* (1999) ont montré que la répartition diurne des précipitations a été modifiée entre les périodes avant et après 1968. Selon ces auteurs, la fréquence diurne maximum des précipitations se produit entre 3 et 6 heures du matin. Le déficit pluviométrique enregistré en région sahélienne serait dû, en grande partie, à l'importante diminution de la fréquence des précipitations (pouvant atteindre 75 %) durant cette période de la journée.

D'autres auteurs se sont également penchés sur l'évolution du nombre de jours de pluies. Il s'avère que ce paramètre a également été dramatiquement modifié approximativement dès 1968 (SNIJDERS 1986; DEMAREE 1990; TARHULE & WOO 1998; VAN GOMPEL & DECLEIR 1998). D'autre part, LE BARBE et LEBEL (1997) et D'AMATO et LEBEL (1998) ont établi que la quantité moyenne précipitée par événement pluvieux (12-15 mm) n'a pas été modifiée et concluent que la cause principale de la variabilité pluviométrique au Sahel est liée à la variabilité du nombre d'événements pluvieux plutôt qu'à la magnitude de ces événements.

Au pas de temps mensuel, MOREL (1995B) a clairement montré que le mois d'août est le plus sévèrement touché par le déficit pluviométrique.

La sécheresse s'est également traduite par une réduction de la longueur de la saison des pluies (TODOROV 1985; SNIJDERS 1986; ERPICUM *et al.* 1988; SOME & SIVAKUMAR 1991; GUEYE & SIVAKUMAR 1992; OLADIPO & KYARI 1993; OZER 1993; DIOP *et al.* 1996; DAOUDA *et al.* 1998) entraînant donc, automatiquement, une diminution des possibilités de production céréalière dans certaines régions. L'importance de cette réduction, voire même de la disparition, de la saison des pluies a été brièvement discutée préalablement au chapitre II. 2 (Fig. II. 5 et Tab. II. 4 et II. 5).

Finalement, les effets de cette crise d'aridification (HUBERT & CARBONNEL 1987) sur l'environnement ainsi que sur les populations ont été brièvement commentés au chapitre II. 2 et seront abordés à de multiples reprises dans la suite de ce travail.

4. LES TRANSECTS PLUVIOMETRIQUES SPATIO-TEMPORELS

Comme nous l'avons mentionné préalablement, les fluctuations pluviométriques sont le plus fréquemment présentées à partir de différents types d'analyses des précipitations dans le temps: les moyennes mobiles pondérées (Fig. III. 2), les "indices d'anomalie pluviométrique" (Fig. III. 4), les cartes de courbes isohyètes (Fig. II. 4), etc.

Dans le but de mettre en évidence la dynamique de l'installation de la sécheresse dans le temps et dans l'espace, une représentation graphique a été élaborée afin d'analyser le comportement annuel des précipitations le long de profils sud-nord (dans le sens de la raréfaction des précipitations), appelés "transects pluviométriques spatio-temporels" (OZER 1993; OZER & ERPICUM 1995).

Ces transects sont élaborés comme suit:

- L'abscisse correspond à la succession des années prises en compte ;
- L'ordonnée correspond à la distance en kilomètres entre les différentes stations considérées le long d'un transect.

Chaque année, les valeurs repères des précipitations calculées par interpolation entre les données stationnaires sont pointées le long de ce transect. La liaison entre les mêmes valeurs-repères annuelles correspond alors aux "courbes isohyètes temporelles". Les différentes courbes isohyètes temporelles retenues pour les transects sont au nombre de cinq:

- 100 mm: représente la limite extrême entre le Sahel pastoral et le climat désertique correspondant à la limite nord du cram-cram (*Cenchrus biflorus*) (QUEZEL 1965) ou à l'extension méridionale du hag (*Cornulaca monacantha*) (CAPOT-REY 1953) et des salsolacées (espèces typiquement sahariennes) (LE HOUEROU 1990);
- 300 mm: prise en considération par ANDREWS (1949) comme la limite nord de l'extension de la région broussailleuse à graminées courtes et à acacia, reprise également par VERHEYE (1990) d'un point de vue agropédologique comme étant la limite septentrionale de la culture du petit mil (*Pennisetum typhoides*) et, donc, la limite sud du Sahel pastoral ;
- 500 mm: correspond approximativement à la limite septentrionale des cultures non-irriguées (GOUROU 1970) ;
- 700 mm: souligne la limite septentrionale du climat nord-soudanais (RICHARD-MOLARD 1949);
- 1000 mm: correspond à la limite méridionale du climat nord-soudanais (RICHARD-MOLARD 1949). Cette courbe a été délibérément choisie pour mettre en évidence une éventuelle aridification qui pourrait affecter des latitudes plus méridionales.

Trois transects élaborés de la sorte sont présentés ci-après (Fig. III. 8 à 10) à partir des données pluviométriques de diverses stations dont la position géographique est présentée à la figure III. 7. Pour plus de facilités pour le lecteur, ces représentations graphiques auront la même abscisse, à savoir de 1923 à 1994. De plus, pour mettre en évidence les fluctuations pluviométriques d'une année à l'autre, les positions moyennes des courbes isohyètes temporelles de 300, 500 et 700 mm calculées sur toute la série temporelle utilisée sont reportées en traits discontinus sur les figures.

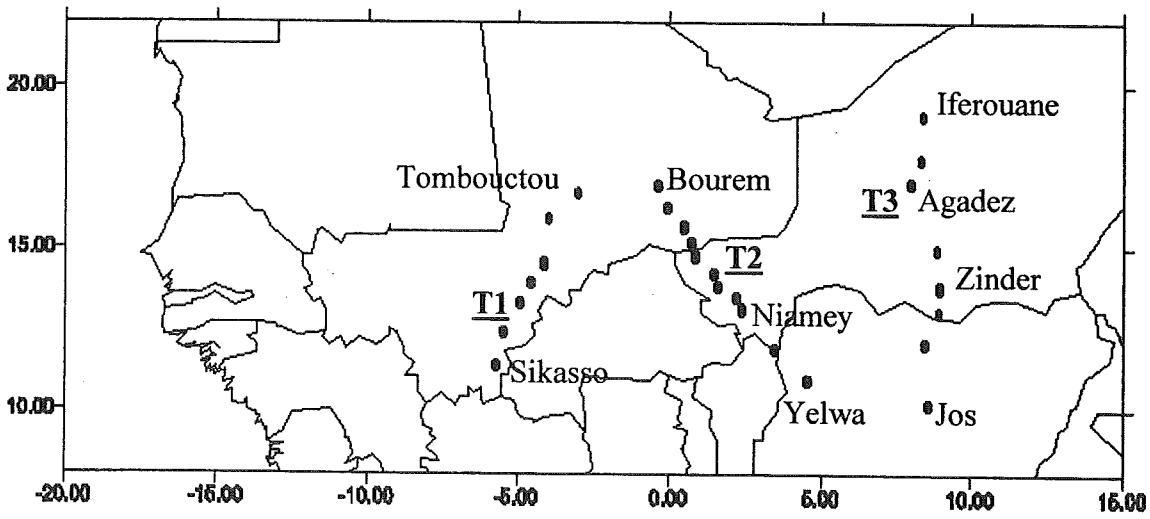


Fig.III.7 - Localisation des stations utilisées pour la composition des transects pluviométriques spatio-temporels.

Location of the stations used for the realisation of rainfall profiles in space and time.

Transect 1 (T1): Sikasso, Koutiala, San, Djenne, Mopti, Niafunke et Tombouctou.
Transect 2 (T2): Yelwa, Gaya, San, Niamey-ville, Gotheye, Tillabery, Ayorou, Ouatagouna, Ansongo, Gao et Bourem.
Transect 3 (T3): Jos, Kano, Magaria, Zinder, Tanout, Agadez, Elmeki et Iferouane.

4.1.Transect 1: Sikasso - Tombouctou (Mali) de 1923 à 1994

Ce transect (Fig. III. 8), réalisé à partir de sept stations maliennes (T1, Fig. III. 7), présente une direction approximative NNE-SSO sur une distance de 700 kilomètres. Il s'étend de Sikasso, en zone sud-soudanaise, à Tombouctou, en zone sahélienne pastorale.

Les 72 années de la série de mesures peuvent être individualisées en trois périodes:

- une période qui pourrait être qualifiée de "normale" de 1923 à 1949 pendant laquelle les courbes isohyètes temporelles fluctuent autour de leurs moyennes respectives;
- une période humide de 1950 à approximativement 1967 pendant laquelle la position des courbes isohyètes temporelles est située au nord de leur moyenne de manière presque continue;
- une période de sécheresse depuis approximativement 1968 marquée par une migration générale des courbes isohyètes temporelles de plus de 100 kilomètres vers le sud. La courbe paraissant la plus affectée par cette sécheresse est celle de 500 mm qui n'a, depuis 1968, dépassé sa position moyenne vers le nord qu'à trois reprises sur 26 années. En outre, il semble que cette migration vers le sud des courbes isohyètes temporelles se soit réalisée progressivement depuis les faibles valeurs (300 et 500 mm) pour finalement affecter la courbe de forte pluviométrie (1000 mm) qui disparaît du transect de 1971 à 1974 et durant les années quatre-vingts.

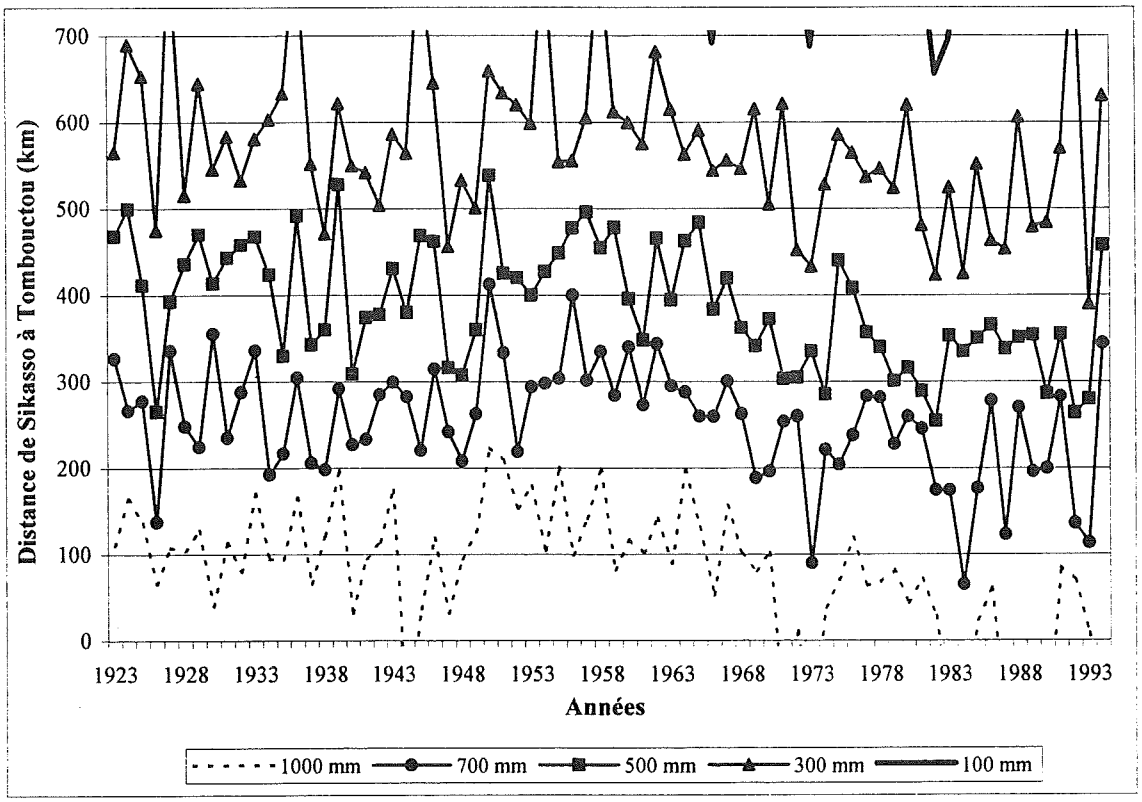


Fig.III.8 - Transect pluviométrique spatio-temporel de Sikasso à Tombouctou de 1923 à 1994.
Rainfall profile in space and time from Sikasso to Tombouctou for the 1923–1994 period.

L'application du test de PETTITT (1979) aux courbes isohyètes temporelles de 500 et 700 mm montre qu'une rupture de tendance dans leur position méridienne est apparue en 1967 et 1968 respectivement.

De ce graphique, il ressort donc que la période de sécheresse s'est installée progressivement du nord vers le sud de 1967 à 1971. Cette sécheresse, quoique ressentie différemment suivant la latitude, peut être individualisée en deux crises profondes: l'une, brève, de 1972 à 1974, et l'autre, plus longue, de 1981 à 1990. Quant à la sécheresse des "années 40", elle ne semble avoir été durement ressentie que durant les années 1947 et 1948 et uniquement dans le nord du transect (300 et 500 mm).

4.2. Transect 2: Yelwa (Nigeria) - Bourem (Mali) de 1926 à 1994.

Ce deuxième transect (Fig. III. 9), présentant une direction approximative NNO-SSE, longe le fleuve Niger sur 870 kilomètres depuis Yelwa au Nigeria, en zone nord-soudanaise, traverse la République du Niger et se termine à la grande boucle que dessine le fleuve à Bourem, en zone sahélienne pastorale. Il est construit sur base de onze stations pluviométriques (T2, Fig. III. 7). Il faut noter l'absence de données pour la station de Yelwa pendant la période 1932-1942.

Comme pour le transect 1, la série de mesures peut être individualisée en trois périodes:

- aucune tendance nette en se dégage de la période 1923-1949 caractérisée par une fluctuation des courbes isohyètes temporelles de part et d'autre de leurs moyennes. On note cependant une petite période plus sèche de 1947 à 1949 accusée par les courbes de 500 et 700 mm;
- en 1950, commence alors une période plus humide avec des valeurs très souvent supérieures à la moyenne et ce jusqu'en 1967;
- une période de sécheresse depuis environ 1968 s'installant progressivement du nord vers le sud. Cette sécheresse semble être, certaines années, plus dramatique que celle observée au transect 1. Ainsi, la migration vers le sud de la courbe de 500 mm a été exceptionnelle, passant sous la moyenne de la courbe de 700 mm, durant les années 1973, 1982 et 1984.

L'application du test de PETTITT (1979) aux courbes isohyètes temporelles de 300, 500 et 700 mm montre qu'une rupture de tendance dans leur position méridienne est apparue respectivement en 1966, 1967 et 1969.

De ce graphique, il ressort également que la période de sécheresse s'est installée progressivement du nord vers le sud de 1966 à 1969. Cette sécheresse, continue au nord du transect (300 mm) depuis 1966, est divisée en deux crises profondes dans le Sahel méridional durant la première moitié des années septante et des années quatre-vingts.

4.3. Transect 3: Jos (Nigeria) - Iferouane (Niger) de 1940 à 1988

Ce dernier transect (Fig. III. 10), long de 1020 kilomètres, est réalisé à partir des données pluviométriques enregistrées dans huit stations (T3, Fig. III. 7). Il s'étire de Jos, en climat sud-soudanais, à Iferouane, dans l'Aïr, en climat désertique.

L'examen de ce profil concentre notre attention sur la péjoration climatique des 25 dernières années et met remarquablement en évidence une lente crise d'aridification progressant du nord vers le sud. Dès le début des années soixante, la sécheresse se développe dans la partie septentrionale du transect. Le glissement de la courbe de 100 mm de 200 à 300 kilomètres vers le sud est impressionnant et persiste jusqu'en 1988. En 1962 (test de PETTITT 1979), la première rupture apparaît pour la courbe de 300 mm qui passe au sud de sa position moyenne. La sécheresse n'affectera les courbes de 500, 700 et 1000 mm que graduellement en 1964, 1965 et 1969 (test de PETTITT 1979). Malgré une reprise des précipitations de 1978 à 1980, la sécheresse sera spectaculaire de 1968 à 1977, 1972 étant l'année la plus déficitaire vécue jusqu'alors. Puis, de 1981 à 1987, elle sera plus intense encore, toutes les courbes se déplaçant de près de 200 kilomètres au sud de leurs positions moyennes respectives. La courbe de 500 mm passera ces sept années consécutives au sud de la position moyenne des 700 mm et, au sud, la courbe de 1000 mm disparaîtra du transect à deux reprises. Les pics de sécheresse seront, durant cette période, les années 1983, 1984 et 1987. En 1983 et 1984, la courbe de 100 mm migre jusqu'à 550 kilomètres sur le profil, passe sous la position moyenne des 300 mm et atteint presque la ville de Zinder, ce qui se traduira par une récolte nulle et une demande d'aide internationale deux années de suite (KARIMOUNE 1994).

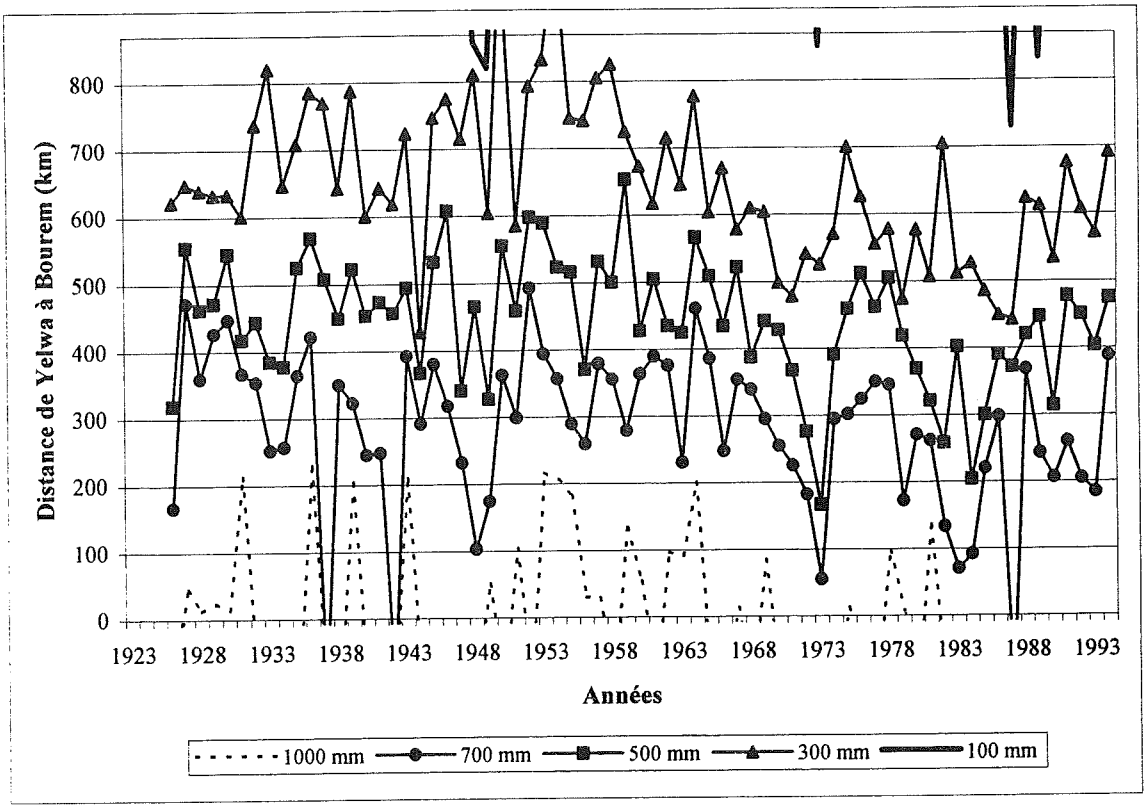


Fig.III.9 - Transect pluviométrique spatio-temporel de Yelwa à Bourem de 1926 à 1994.
Rainfall profile in space and time from Yelwa to Bourem for the 1926–1994 period.

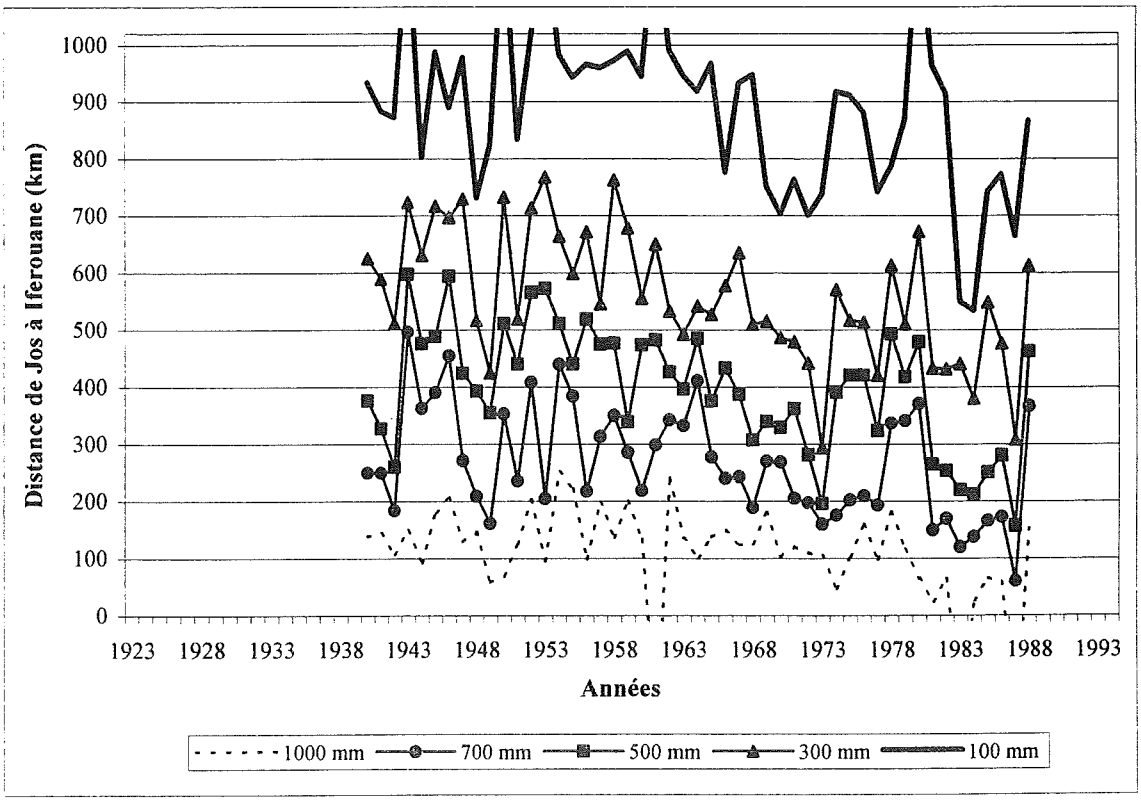


Fig.III.10 - Transect pluviométrique spatio-temporel de Jos à Iferouane de 1940 à 1988.
Rainfall profile in space and time from Jos to Iferouane for the 1940–1988 period.

4.4. Conclusion de l'analyse des transects.

L'évolution méridienne des précipitations présentée par ce nouveau type de graphique met en évidence que le Sahel est une véritable zone pluviométrique de transition mobile entre le Sahara et la zone soudanaise. En outre, cette dernière zone semble avoir également migré vers le sud durant les années quatre-vingts.

L'application du test de PETTITT (1979) aux courbes isohyètes temporelles de 300 à 1000 mm montre systématiquement que des points de rupture sont apparus progressivement du nord vers le sud. Cette observation est en accord avec les observations de MOREL (1998B).

A partir des courbes isohyètes temporelles des transects présentés ici (Fig. III. 8 à 10) et dans un travail antérieur (OZER 1995A), la comparaison des positions méridiennes moyennes des sous-séries homogènes avant et après les points de rupture respectifs montre l'importance de la migration vers le sud de ces courbes durant la "grande sécheresse".

La migration vers le sud de la position méridienne moyenne de la courbe de 300 mm varie de 80 à 150 kilomètres selon les transects analysés. Elle est de l'ordre de 80 à 120 et de 70 à 100 kilomètres respectivement pour les courbes de 500 mm et de 700 mm.

Notons que le changement pluviométrique est encore plus marquant si l'on compare les années cinquante aux années quatre-vingts. Le décalage entre la position moyenne de ces isohyètes est alors de 175 à 250 et de 130 à 140 kilomètres respectivement pour les courbes de 300 mm et de 700 mm.

Finalement, ce type de représentation graphique n'est pas sans rappeler les travaux de TUCKER *et al.* (1991, 1994) qui suivent l'extension méridionale du Sahara à partir de l'indice NDVI dérivé des images décadaires de NOAA-AVHRR. Leurs calculs se basent sur l'extension septentrionale maximale de la couverture végétale en saison des pluies et la valeur de l'isohyète de 200 mm est attribuée à cette limite. Les conclusions de ces auteurs sont, à partir de l'étude de la période 1980-1992, que le désert a tendance à se contracter depuis son extension maximale vers le sud en 1984. Les résultats de TUCKER *et al.* (1994) ont été reportés sur la partie nord du transect 3 (Fig. III. 11). Leur estimation de l'isohyète de 200 mm attribuée à la limite septentrionale de végétation semble être adéquate puisque leurs résultats se situent entre nos courbes isohyètes temporelles de 100 et 300 mm. Cependant, la figure III. 11 met surtout en évidence que la limite méridionale du Sahara estimée par TUCKER *et al.* (1994) est toujours actuellement bien plus au sud qu'avant la transition climatique. En effet, à même latitude, cette zone faisait encore partie du Sahel à culture sous pluie durant les années quarante et cinquante (voir moyenne 300 mm avant 1961 - Fig. III. 11).

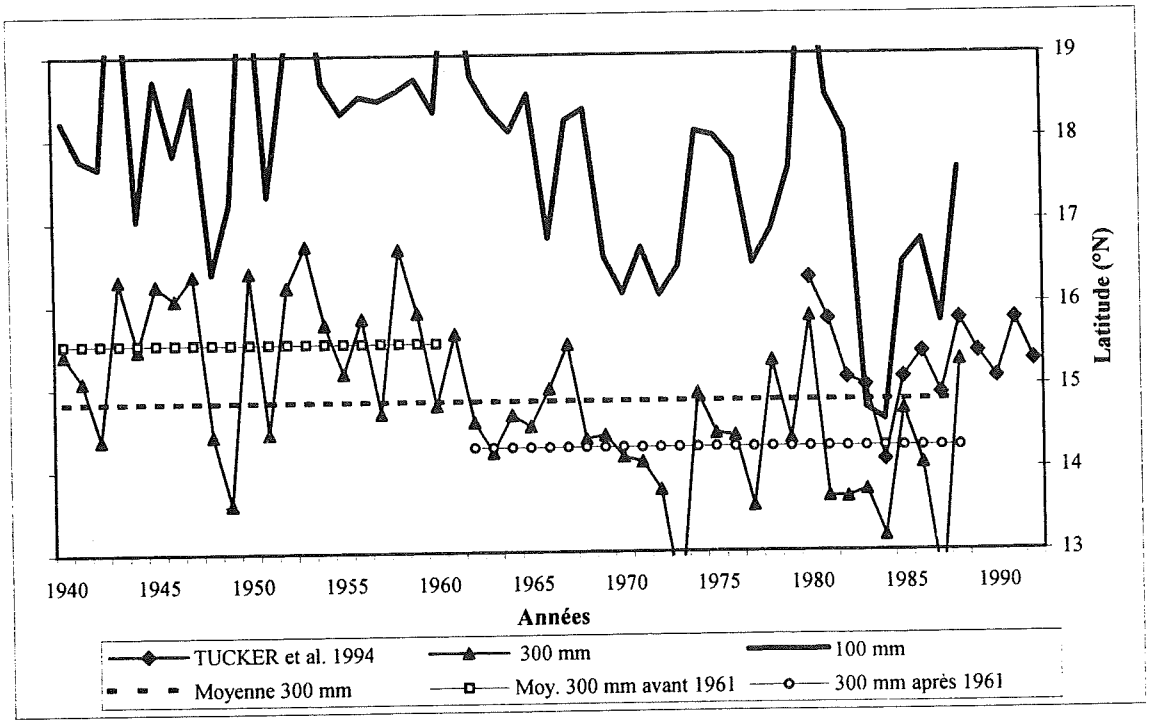


Fig.III.11 - Transect pluviométrique spatio-temporel de 13 à 18°N au centre du Niger (extrait de la Fig.III.10) et comparaison avec les données de TUCKER *et al.* (1994).

Rainfall profile in space and time from 13 to 18°N in centre Niger (extracted from Fig.III.10) and comparison with TUCKER et al. (1994) results.

5. CONCLUSION

Depuis la fin des années soixante, une sécheresse d'une rare intensité et d'une durée jamais observée au cours du XX^{e} siècle et même, probablement, depuis 1850 (NICHOLSON 1978, 1996; MBAYE 1998), affecte l'ensemble de la région sahélienne. L'application du test de PETTITT (1979) aux séries pluviométriques de ces quatre-vingts dernières années confirme la non-stationnarité de celles-ci entre les périodes 1921-1968 et 1969-1998. Plus de 100 mm séparent les périodes 1921-1968 et 1969-1998 dont la pluviométrie moyenne est respectivement de 488 et 381 mm.

Etant donné que l'étude des lithométéores présentée ci-après portera essentiellement sur la période 1951-1997, nous avons scindé ces 48 années en trois sous-périodes:

- 1951-1968 correspond à la période de 18 ans avant la rupture climatique. Elle sera nommée "période humide".
- 1969-1986 correspond à une période de 18 ans également après la rupture climatique. Elle inclut les crises intenses de la première moitié des années septante et quatre-vingts et sera donc naturellement nommée "période de sécheresse".
- 1987-1997 correspond à une période de 11 ans, toujours marquée par un déficit pluviométrique chronique, mais ne présentant plus les caractéristiques intenses de la sécheresse. Elle sera nommée "période actuelle".

CHAPITRE IV

ANALYSE SPATIO-TEMPORELLE DES LITHOMETEORES

Climatic analysis of the lithometeors

ABSTRACT

This chapter is an in-deep study of the long-term (1951-1997) evolution of the lithometeors, air-borne soil dust derived from wind erosion that reduces horizontal visibility to less than five kilometres. An extended description and discussion of the several parameters collected and used is presented together with a world-wide state of the art on the climatic analysis of the lithometeors. The data, collected in the major reliable synoptic stations of West Africa, are of two types: the mineral particles in suspension in the atmosphere and those raised from the soil by the wind (deflation, e.g. direct local wind erosion).

The first original study is based on the whole year evolution of the lithometeors at several time steps, from 3-hourly to yearly. The main conclusions of this analysis are:

3-hourly analysis: The maximum frequency of the lithometeors is recorded during the day, from 9:00 to 15:00, while the minimum frequency is observed during the night, between 21:00 and 3:00. The repartition of these frequencies has not been modified during the 50-year period of analysis.

Monthly analysis: The maximum and minimum frequencies of the lithometeors are closely linked to the seasonally climatic characteristics of the several environmental regions. It shows up that the effects of the drought have induced a significant change of the position of the maximum frequency of the lithometeors, especially in the stations of northern Sahel where it has been postponed of one or two months.

Yearly analysis: The evolution of the yearly frequency of the lithometeors is similar in all the stations analysed. The average augmentation of days affected by lithometeors between the "humid" (1951-1968) and the "present" (1987-1997) periods is of a factor 4.

The second part of the analysis of the frequency of the lithometeors is focused on the dry season (October to April) which is not influenced by any change in the rainfall patterns. The main results are the following:

Between the "humid" (1951-1968) and the "present" (1987-1997) periods, the frequency of the lithometeors has constantly increased up to a factor 10 all over West Africa, except at some hyper-desertic synoptic stations. This increase is mainly taking place in longitude, from east to west as well as in latitude, from the hyper-desertic areas southwards through the Sahelian and Sudanese belts. The data collected since 1930 in four Malian stations show that the actual frequencies are both extremely high and have reached previously unrecorded levels.

The evolution of deflation case frequency (direct local wind erosion) shows a very important augmentation all over the Sahel. In one station out of two, the frequency of direct wind erosion processes has been multiplied by a factor ten. A significant difference exists between the stations located in the desert areas, which are broadly stable, and the Sahelian stations where the increase varies by a factor of 6 to 36. This dramatic increase of the deflation cases clearly shows the advanced state of soil degradation in the Sahelian belt and is in accordance with all environmental and geomorphological observations found in the literature. In this manner, some Sahelian stations are now experiencing more deflation cases than those in desert areas.

Some Sahelian stations are now experiencing more deflation during the dry season than the stations located in the desertic areas. As an example, the station of Niamey has recorded the highest deflation frequency in Niger during the 1990s. Our results, based on long-time series of field observations, confirm and support recent conclusions of TEGEN and FUNG (1994, 1995), TEGEN et al. (1996) and ANDREAE (1996) based on some complex models.

The D'ALMEIDA's model (1986) was applied to our 3-hourly data of horizontal visibility and wind speed. It results from this application that the yearly production of mineral dust by the Sahara and the Sahel during the 1983-1996 period is of the order of 1600 10^6 tons. This means that, over the last 15 years, the study area has injected in the atmosphere some dust amounts close to 8 times higher than during the 1949-1982 period. As it is commonly accepted that our study area contributes approximately to half of the world production of mineral dust derived by wind erosion (GOUDIE 1996), our results are therefore in accordance with the works of TEGEN and FUNG (1994, 1995) and ANDREAE (1996) which estimated a global yearly production of such dusts at 3000 10^6 tons.

It is now well known that mineral dust [PM_{10} and $PM_{2.5}$], when exceeding a certain concentration, can provoke some respiratory troubles or favour some diseases. This paper compares some national and international air quality norms to the concentration of particulate matters of < 10 and 2.5 μm and shows that the air quality in the Sahel has been worsening during the last 25 years due to continuously increasing lithometeors frequency. From our calculations, human mortality due to respiratory diseases has probably increased by 5 to 32% over the last 50 years.

The different environmental factors controlling the intensity of the aeolian processes are described and discussed.

The relationship between wind erosion processes and rainfall fluctuations are analysed at a regional scale. It appears that these two parameters are closely linked when average rainfall is taken in account over 10 to 20 previous years. Such long-term rainfall-dust correlation suggests that dust frequency is more likely dependent on the long-term environment change due to the vegetation response to the drought and to the increasing anthropogenic degradation than directly on the rainfall variations.

The type of vegetation and its percentage soil cover have been seriously reduced over the last 30 years because of reduced rainfalls and human pressure on the environment. This obviously facilitated the aeolian processes in the study area. The degradation of the ecosystems is such that their regeneration should take several years or even some decades.

Finally, it seems that some anthropogenic actions are mainly responsible for the partial destruction of the physical properties of the soils and particularly the soil crusts protecting the soil from the wind erosion.

It seems therefore obvious that the increasing frequency lithometeors and deflation cases in the study area reflects the combined effects of the long-term rainfall reduction started in the late 1960s and the anthropogenic negative impacts on the environment through inappropriate land-use practices such as overexploitation of soils for agriculture purposes, deforestation, overgrazing, migration of populations to the south, settlement of nomad populations, etc.

It is still quite complex to quantify the role of natural and human-related aspects in dust production in West Africa. Still, it is likely that the lithometeors and deflation case frequency has increased directly after the onset of the drought during the early 70s but that, later on and especially in recent years, that this frequency has been extremely high because of the anthropogenic impacts on the environment.

In the near future, it is likely that rainfall amounts close to the 'normal' would not lead to a direct substantial reduction of the lithometeors frequency. As a matter of fact, the vegetation will need from several years to few decades to be as 'luxurious' as forty years ago. Moreover, the human pressure on its immediate or even remote surrounding environment seems ineluctable and should negatively influence the vegetation natural recovery.

The results of our analysis have led us to suggest the very likely existence of an anthropogenic feedback mechanism. Indeed, human pressure on its environment would lead to an increase of wind erosion and to the non regeneration of some parameters able to protect the soil through cohesion and cover and, thus, to control the deflation processes. The numerous consequences of this subsequent wind erosion (lower productivity of soils, decrease of crop production, oases and villages threatened by moving dunes, etc.), often together with other factors, can then provoke local population displacements. These populations usually move to large cities or further south where the situation is less precarious and the environment less degraded. These migrations contribute to the acceleration of the environmental degradation processes which lead to the onset of dust production, uncommon in the past.

The conclusion of this extensive chapter concretely argues for the recognition of the lithometeors and/or the deflation case frequency as a relevant synthetic climatic indicator of the progressive degradation of the environment and, thus, of desertification in the arid and semi-arid environments. This indicator is available at the global scale for long-term periods of observations and its cost is extremely low. Therefore, it answers the expectations expressed by the United Nations in Agenda 21. Its application should help decision-makers estimate the trend of desertification which is, in many countries, one of the most severe impediments to poverty reduction, quality of life of local populations improvement and sustainable development.

AVANT-PROPOS

Ce chapitre dédié à l'analyse spatio-temporelle des lithométéores s'articule sur sept sections:

A. Le Sahara et ses marges semi-arides sont considérés comme la plus importante zone source mondiale de poussières minérales. La première partie (IV. 1) de ce chapitre est consacrée à l'état des connaissances sur la question.

B. Les parties IV. 2 à IV. 4 présentent successivement les définitions des observations météorologiques disponibles, une discussion quant à la fiabilité des paramètres répertoriés en région sahélienne et les types de données retenues dans le cadre de ce travail.

C. La partie IV. 5 décrit, de manière exhaustive, tous les travaux réalisés dans le domaine de l'analyse spatio-temporelle des lithométéores en Afrique de l'Ouest.

D. Une brève analyse de l'évolution de la visibilité horizontale constitue la partie IV. 6.

E. Les parties IV. 7 à IV. 9 traitent de l'évolution de la répartition diurne et mensuelles des lithométéores ainsi que de leur l'évolution annuelle.

F. L'évolution en saison sèche de la fréquence des lithométéores et, plus spécifiquement, des cas de déflation est abordés à la partie IV. 10. S'en suit une discussion relative aux zones sources et aux divers paramètres contrôlant la formation ou le transport des poussières atmosphériques.

G. Finalement, les parties IV. 11 et IV. 12 sont consacrées d'abord à l'estimation de la production de poussières par la zone d'étude puis aux effets des lithométéores sur l'Homme, notamment sur sa santé.

1. L'AFRIQUE DE L'OUEST: ZONE SOURCE DE LITHOMETEORES

Les régions arides de l'Afrique du Nord et de l'Afrique de l'Ouest contribuent largement à l'injection de poussières éoliennes dans une grande partie de l'hémisphère Nord et ce, depuis la Méditerranée orientale jusqu'aux côtes atlantiques de l'Amérique du Sud. Finalement, une quantité non négligeable de poussières est également transportée vers le Golfe de Guinée (Fig. IV. 1).

Le Sahara contribuerait approximativement à la moitié de la production annuelle globale de poussières minérales (COUDE-GAUSSEN & ROGNON 1983; SCHLESINGER *et al.* 1990; GOUDIE 1996). Le Sahara, suivant les auteurs et les périodes d'analyse, injecterait entre 60 et 710 10^6 t an^{-1} de poussières minérales dans l'atmosphère (Tab. IV. 1).

Des recherches basées sur l'analyse de données météorologiques et de la télédétection ont montré que les lithométéores sahariens sont fréquemment transportés dans toutes les directions (Fig. IV. 1) sur plusieurs milliers de kilomètres (OLIVA *et al.* 1983; D'ALMEIDA 1986; REIFF *et al.* 1986; DEUZE *et al.* 1988; SIROCKO & SARNTHEIN 1989; N'DOUME & LEGRAND 1995; etc.).

Tab.IV.1 - Estimation de la production annuelle de poussières minérales par le Sahara.
Yearly Saharan dust production estimation.

Production du Sahara (10^6 t an^{-1})	Auteurs
60	RAPP 1974
60-200	SARNTHEIN & WALGER 1974; JUNGE 1979
260	JAENICKE 1979
330	GANOR & MAMANE 1982
300	SCHÜTZ 1980 (*in* GOUDIE 1983)
600	PEWE 1984 (*in* LITTMANN 1991)
630-710	D'ALMEIDA 1986

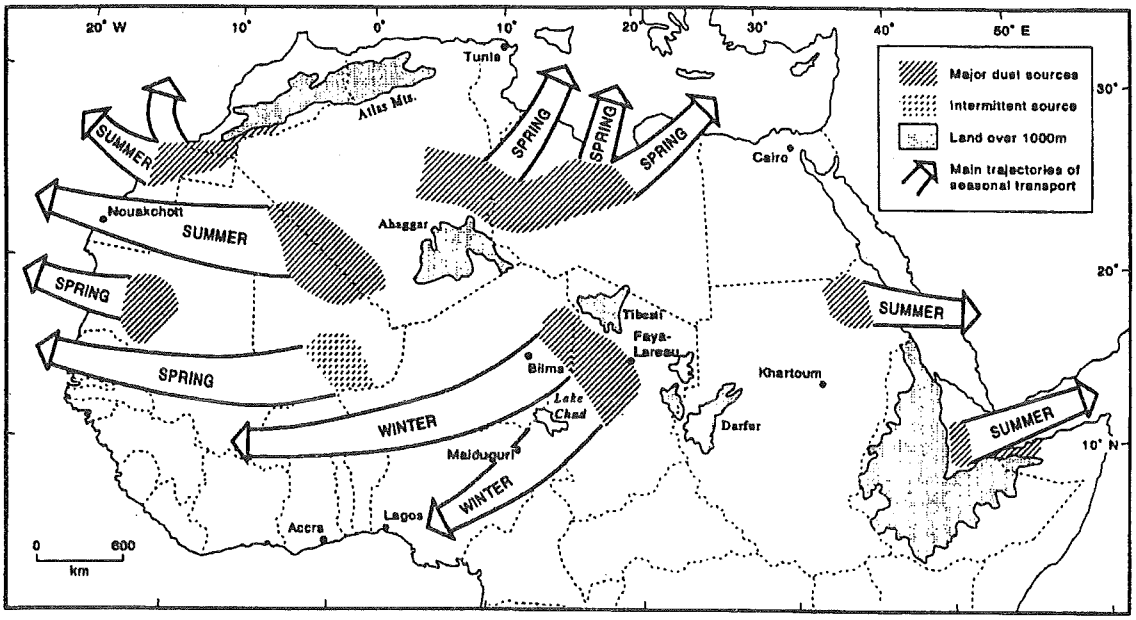


Fig.IV.1. - Principales sources de lithométéores en Afrique au nord de l'équateur et direction du transport suivant les saisons (d'après MIDDLETON 1986 in GOUDIE 1996).
Major dust sources in Northern Africa and major trajectories of seasonal transport (after MIDDLETON 1986, in GOUDIE 1996).

La composition chimique et minéralogique des lithométéores sahariens transportés vers l'Océan Atlantique est relativement bien documentée dans la zone comprise entre les Iles Canaries et du Cap Vert (JAENICKE & SCHUTZ 1978; COUDE-GAUSSEN *et al.* 1987, 1994; BERGAMETTI *et al.* 1989A; ROGNON *et al.* 1996) et les Barbades et la Floride (DELANY *et al.* 1967; SAVOIE & PROSPERO 1977; GLACCUM & PROSPERO 1980; CARDER *et al.* 1986; TALBOT *et al.* 1986; PROSPERO *et al.* 1987). Ces poussières peuvent même, dans certains cas, atteindre la forêt amazonienne (PROSPERO *et al.* 1981; SWAP *et al.* 1992).

En ce qui concerne le transport de poussières sahariennes vers l'Europe, des études similaires ont été entreprises en Méditerranée (CHESTER *et al.* 1977, 1984; PRODI & FEA 1979; GANOR & MAMANE 1982; VAN CAMPO & QUET 1982; TOMADIN *et al.* 1984; BERGAMETTI *et al.* 1989B; PYE 1992; MOLINAROLI *et al.* 1993; GUERZONI *et al.* 1995; NIHLEN & OLSSON 1995; OZER *et al.* 1998; MICHAELIDES *et al.* 1999; etc.). Mais ces poussières peuvent être transportées sur de plus longues distances en traversant les Alpes (PRODI & FEA 1978; WAGENBACH & GEIS 1989; DE ANGELIS & GAUDICHET

1991) et les Pyrénées (DESSENS & VAN DINH 1990) et en atteignant l'Europe de l'Ouest (BÜCHER *et al.* 1983; REIFF *et al.* 1986; COUDE-GAUSSEN *et al.* 1988; COUDE-GAUSSEN 1991; DE ANGELIS & GAUDICHET 1991; LITTMANN 1991; BÜCHER 1994; etc.). Ces dernières années, les poussières sahariennes ont même été observées en Scandinavie (FRANZEN *et al.* 1994a, 1994b, 1995).

Pour ce qui est du transport vers le Golfe de Guinée, les études réalisées sont peu nombreuses. Notons les travaux de CROZAT *et al.* (1973), BERTRAND (1976), KALU (1979) et D'ALMEIDA (1986).

1.1. Le transport vers l'Europe

Des retombées de poussières sahariennes sur l'Europe, il y en a toujours eu. Elles sont d'ailleurs reportées depuis l'Antiquité (BÜCHER & LUCAS 1972; ALEXANDRE 1987; PYE 1987; BÜCHER 1989; BURT 1991). Certaines chutes de poussières de très grande ampleur ont été très bien documentées, comme celle qui, du 9 au 12 mars 1901, a recouvert près de 1.3 10^6 de km^2, depuis la Méditerranée centrale jusqu'à la Mer Baltique, déposant plus de 5.5 10^6 de tonnes de poussières (BECKE 1901; HELLMANN & MEINARDUS 1901; BERTAINCHAND 1901 et VALENTIN 1902; *in*: COUDE-GAUSSEN 1982; BÜCHER & LUCAS 1984; GOUDIE 1978 et FRANZEN 1989). Notons également que la brume sèche, nuage de poussières limitant la visibilité horizontale à moins de 500 dam, peut également se propager en Méditerranée. Ainsi, NIHLEN *et al.* (1995) montrent que 15 cas de brumes sèches africaines ont été observées à l'aéroport d'Héraklion (Crête) de 1955 à 1990.

Le fait est que ces, anciennement nommées, *pluies de boue* ou *pluies de sang* (BIDAULT DE L'ISLE 1947; DUFFOUR 1931; ALEXANDRE 1987) sont de plus en plus fréquentes sur le continent européen (AVILA & PENUELAS 1999). Le transport de particules minérales du Sahara vers l'Europe est estimé entre 10 et 16 10^6 tonnes an^{-1} (D'ALMEIDA 1986). LOŸE-PILOT *et al.* (1986) estiment que le taux de sédimentation de particules sahariennes dans le bassin nord-occidental de la Méditerranée est de l'ordre de 3.9 10^6 tonnes an^{-1}, soit presque autant que les apports solides du Rhône (4.3 10^6 tonnes an^{-1}).

En 1983, BÜCHER *et al.* émettaient déjà l'hypothèse d'une relation possible entre la désertification du Sahara septentrional et l'augmentation de la fréquence des retombées de poussières sur l'Europe. DE ANGELIS et GAUDICHET (1991), étudiant la quantité de matériel saharien précipité sur le Mont Blanc (Alpes françaises) de 1955 à 1985, ont remarqué une augmentation de cette quantité depuis les années septante avec des valeurs très importantes après 1980 et le plus haut taux de sédimentation en 1985. La sécheresse en Afrique semble dès lors être une cause probable de l'augmentation de poussières éoliennes vers l'Europe. BÜCHER (1994) ajoutait que la période 1980-1989 avait connu la fréquence d'arrivées de poussières la plus importante depuis 1690. Le tableau IV. 2 synthétise ces observations. Les informations recueillies à Elche en Espagne (Fig. IV. 2) prouvent que le phénomène s'est amplifié durant les années nonante.

Tab.IV.2. - Fréquence annuelle moyenne des chutes de poussières sahariennes en diverses régions d'Europe.

Average yearly frequency of Saharan dust falls in Europe.

Région	Fréquence annuelle moyenne	Période de référence	Auteur
Europe	7.7	1980-1989	BÜCHER 1994
Alpes	3.4	1967-1977	PRODI & FEA 1978
Alpes	6.0	1983-1985	DE ANGELIS & GAUDICHET 1991
Elche (Espagne)	2.2	1949-1994	SALA *et al.* 1996
Elche (Espagne)	3.1	1980-1989	SALA *et al.* 1996
Elche (Espagne)	8.4	1990-1994	SALA *et al.* 1996
Sardaigne	8.3	1991-1994	LE BOLLOCH & GUERZONI 1995
Pyrénées	9.1	1983-1989	DESSENS & VAN DINH 1990
Allemagne	5.7	Oct. 1987–Avr. 1989	LITTMANN 1991
Grande Bretagne	1.0	1977-1986	FILE 1986
Grande Bretagne	1.8	1981-1990	BURT 1991
Grande Bretagne	4.0	1991-1992	THOMAS 1994

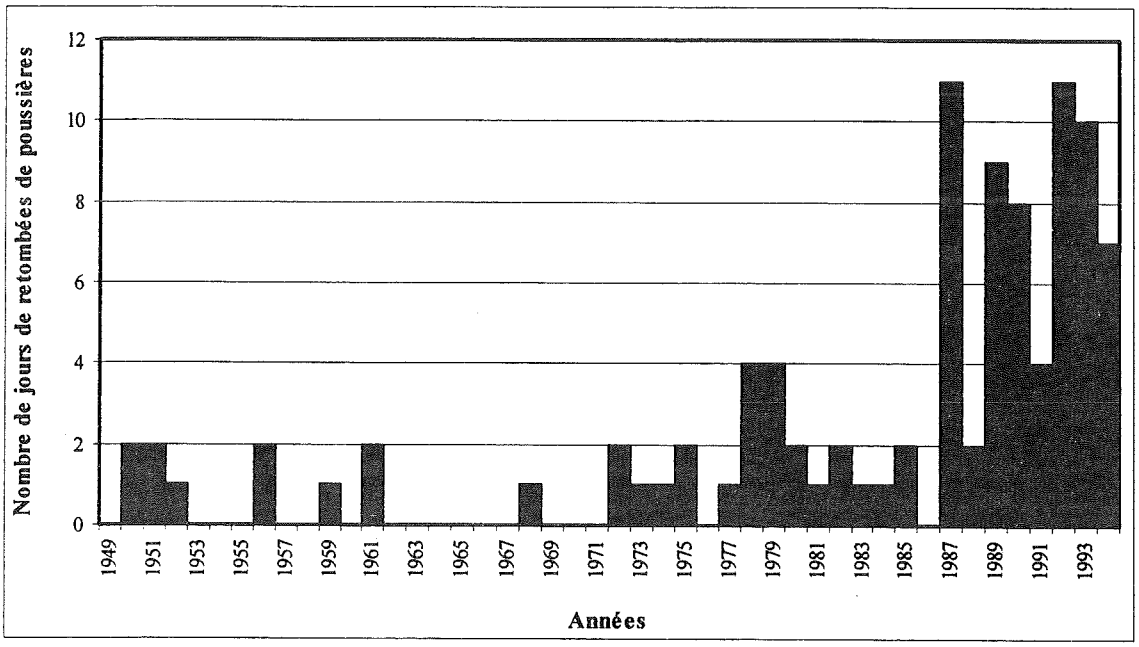


Fig.IV.2 - Evolution du nombre annuel de jours ayant enregistré des retombées de poussières sahariennes à l'observatoire d'Elche (Espagne) de 1949 à 1994 (d'après SALA *et al.*, 1996).

Yearly evolution of Saharan dust falls recorded at Elche (Spain) from 1949 to 1994 (after SALA et al., 1996).

DESSEINS et VAN DINH (1990) n'hésitent d'ailleurs pas à parler de changement climatique en analysant les fréquences de précipitations de poussières africaines dans les Pyrénées. Cette idée de "changement climatique" sera d'ailleurs appuyée ensuite par les recherches de BURT (1991), LITTMANN (1991), SALA *et al.* (1994, 1996), OZER *et al.* (1998) et, récemment, par AVILA et PENUELAS (1999).

D'autre part, les poussières sahariennes auraient une influence sur l'acidité des pluies dans l'atmosphère méditerranéenne. LOŸE-PILOT *et al.* (1986) ont analysé la chimie des précipitations en 1984 dans le sud de la Corse. Ils ont ainsi mis en évidence l'augmentation drastique de la concentration en $CaCO_3$ dans la majeure partie des pluies

contenant des poussières sahariennes. Le pH de l'eau de pluie atteignait alors des valeurs équivalentes à 7 contre des valeurs de l'ordre de 5 lors de pluies normales. Ces observations ont été confirmées par la suite (GUERZONI *et al.* 1995).

Finalement, si la fréquence des retombées de poussières africaines a sensiblement augmenté, notons que la quantité de poussières précipitées est également anormalement élevée. Ainsi, le 12 novembre 1996, la quantité de poussières recueillies à Gênes[1] était supérieure à 4 g m^{-2} (OZER *et al.* 1998), ce qui est largement supérieur aux quantités mesurées à Bologne par PRODI et FEA (1979) en 1977 (0.83 g m^{-2}). De plus, les dépôts de poussières sahariennes observés par DE ANGELIS et GAUDICHET (1991) ont été multipliés par 4.4 entre la période 1955-1969 et 1970-1985. Le tableau IV. 3 présente les quantités annuelles moyennes de sédimentation de poussières sahariennes en diverses régions d'Europe.

Tab.IV.3 - Sédimentation annuelle de poussières sahariennes en différentes régions d'Europe.
Yearly deposition of Saharan dust falls in Europe.

Région	Dépôt annuel (g m^{-2})	Période	Auteurs
Crête	11.2 – 36.5	1988-1993	NIHLEN & OLSSON 1995; NIHLEN *et al.* 1995
Corse centrale	5.0 – 25.0	1984-1994	GUERZONI & MOLINAROLI 1997
Sardaigne (sud)	6.0 – 13.0	1990-1995	LE BOLLOCH *et al.* 1996
Sardaigne (ouest)	0.7 – 2.0	1992-1994	LE BOLLOCH & GUERZONI 1995
Alpes suisses	0.4	1936-1982	WAGENBACH & GEIS 1989

Si la majeure partie des poussières atteignant l'Europe ont des origines sahariennes (Maroc méridional, Algérie, Tunisie et Libye), certains auteurs ont prouvé que celles-ci avaient également, ces dernières années, des origines sahéliennes.

Ainsi, TULLET (1978), soulignant préalablement le caractère alors exceptionnel des chutes de poussières africaines sur la Grande Bretagne, avait pour la première fois estimé que celles-ci provenaient de la région de la Boucle du Niger. Un transport de six jours, via les Iles Canaries, avait été nécessaire avant que le nuage de poussière ne précipite sur l'Irlande et l'Ecosse.

REIFF *et al.* (1986) ont individualisé la Mauritanie méridionale comme étant également une zone source de poussières atteignant, via les Iles Canaries, l'Europe occidentale de l'Espagne aux Pays-Bas. MOLINAROLI et IBBA (1995) ont, eux aussi, déterminé la même zone source pour certaines chutes de poussières enregistrées sur la Sardaigne.

Ainsi, pour la première fois, BERGAMETTI *et al.* (1989) ont mis en évidence de manière certaine, à partir de l'analyse d'images satellitaires (METEOSAT et NOAA 9) et de cartes météorologiques, la provenance fréquente de lithométéores sahéliens (Gao – Tombouctou, Boucle du Niger) observés sur les Iles Canaries. Cela est de toute première importance car cette région est reconnue comme étant un lieu de passage fréquent pour

[1] Cet événement a probablement affecté une grande partie de l'Italie du Nord. Il a été reporté à San Remo (frontière italo-française) par la presse locale, en Toscane (Carrara – observation de M. CONTI) et à Venise (M. GUERZONI ,CNR BOLOGNA – communication orale).

les poussières africaines atteignant l'Atlantique nord et l'Europe nord occidentale (TULLET 1978; FILE 1986; REIFF *et al.* 1986; COUDE-GAUSSEN 1991).

D'autre part, LITTMANN (1991) prouve que les poussières collectées à Bochum (Allemagne) avaient une origine sahélienne. Il émet également l'hypothèse que plusieurs retombées classées d'origine saharienne ont, en réalité, une origine sahélienne. Cependant, la confusion proviendrait du fait que les lithométéores ont été rechargés durant leur transport vers l'Europe par des poussières sahariennes. L'auteur met finalement en relation l'augmentation de retombées de poussières en Europe avec l'augmentation de la fréquence des lithométéores observée récemment dans le Sahel.

1.2. Le transport vers les côtes américaines

Dès les années soixante, plusieurs chercheurs ont tenté de comprendre la raison de la présence de particules minérales d'origine africaine dans certains sols de Floride et de Barbade. Vérifiant l'hypothèse des éventuels apports éoliens, ils ont établi en 1965 une station de collecte systématique des aérosols en Barbade (Antilles). Par la suite, d'autres stations ont été installées pour suivre le transport de poussières sahariennes à partir d'un transect est-ouest allant du Cap Vert, passant par la Barbade et se terminant à Miami, soit à respectivement 600, 4500 et 6800 kilomètres des côtes africaines.

Dès le début des années septante, ces chercheurs ont prouvé que les poussières sahariennes atteignaient, à une vitesse moyenne de 15 nœuds, la Barbade en six jours et les côtes de la Floride en dix jours. Les poussières étaient transportées par des courants à haute altitude (Saharan Air Layer), généralement à 5000-6000 mètres. Ces nuages de poussières peuvent couvrir, durant les manifestations de lithométéores, l'entièreté de l'Atlantique équatorial (10–25°N) essentiellement durant les mois de juin à août (PROSPERO & CARLSON 1970; CARLSON & PROSPERO 1972). PROSPERO et CARLSON (1972) proposaient les premières estimations du transport de poussières sahariennes atteignant la Barbade. Cette quantité était de 25 à 37 10^6 tonnes an^{-1}.

Quelques années plus tard, LEPPLE et BRINE (1976) comparent les analyses d'échantillons collectés dans l'atmosphère de l'Océan Nord Atlantique avec ceux prélevés dans le Sahara et en région sahélienne. Pour la première fois, il est mis en évidence que la région désertique saharienne n'est probablement pas la source principale de matériel éolien transporté vers les côtes américaines.

PROSPERO et NEES (1977), sur base de onze années d'observations, enregistrent, durant la période 1972-1974, une augmentation d'un facteur trois de la concentration en aérosols dans la basse atmosphère de la région ouest équatoriale de l'Océan Nord Atlantique. Le transport de poussières africaines atteignant la Barbade est alors estimé à plus de 100 10^6 tonnes en 1974 (PROSPERO & CARLSON 1977, *in* PROSPERO 1979). La liaison est donc simplement et directement établie avec la première crise de sécheresse qui frappe alors simultanément le sud du Sahara. Pour la première fois, ces auteurs émettent l'hypothèse de la provenance partiellement sahélienne, et non plus uniquement saharienne, de ces lithométéores. D'autre part, les auteurs signalent également que la dégradation environnementale due aux actions anthropiques pourrait être la cause première de l'augmentation des poussières sahélo-sahariennes. Dans quel cas, cela

pourrait, à leurs yeux, s'avérer être le premier cas d'étude d'un possible impact anthropique sur le climat à l'échelle macroscopique.

Sur base des résultats obtenus par les différentes recherches décrites ci-dessus et d'observations personnelles, JAENICKE (1979) et SCHUTZ *et al.* (1981) ont élaboré un modèle estimant le transport de particules minérales des côtes de l'Afrique de l'Ouest vers les Antilles. Les auteurs estiment à 260 10^6 tonnes la production annuelle de poussières. La majeure partie des particules (≈ 70%) sédimentent dans les mille premiers kilomètres. Au-delà de cette distance, les variations sont légères. Approximativement 50 10^6 tonnes atteignent la Barbade (Fig. IV. 3).

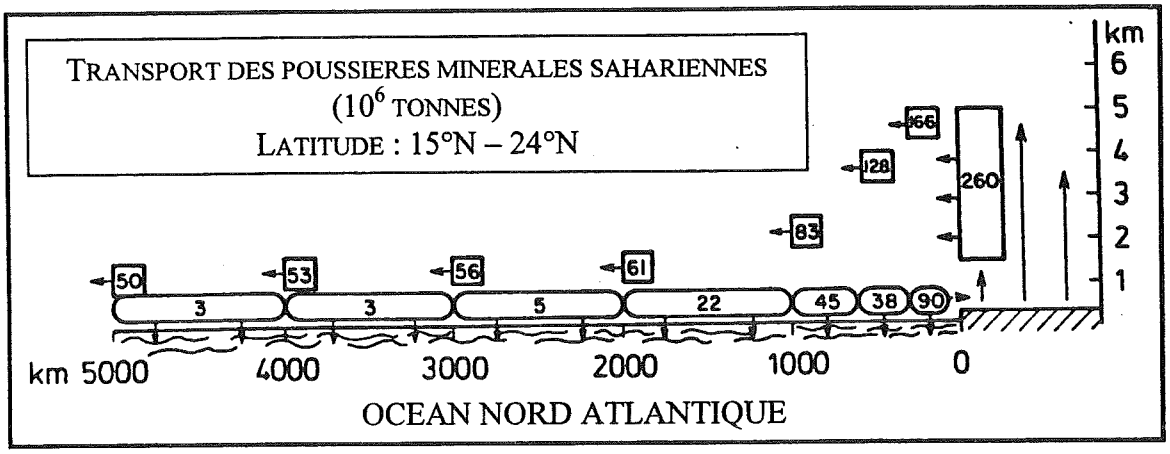


Fig.IV.3. - Budget annuel de poussières transportées depuis les côtes de l'Afrique de l'Ouest (0 km) vers les Barbades (4500 km) (d'après SCHUTZ *et al* 1981).

Yearly budget of mineral dust transported from West African coast (0 km) to the Barbados (4500 km) (after SCHUTZ et al. 1981).

PROSPERO *et al.* (1981) ont mesuré la concentration en aérosols à Cayenne (Guinée française). Il ressort de leurs analyses que les faibles concentrations en poussières sahélo-sahariennes enregistrées en Barbade en hiver ne sont pas dues à une diminution saisonnière de l'injection de poussières dans l'atmosphère mais plutôt à une déviation des vents traversant l'Océan Atlantique. Le transport vers les côtes américaines est en réalité dévié de 10° de latitude plus au sud (soit 0 à 15° N) et intéresse plus particulièrement le nord de l'Amérique du Sud durant l'hiver.

Plus tard, les mêmes auteurs (PROSPERO & NEES 1986) ont analysé les concentrations en poussières minérales africaines prélevées en Barbade de 1965 à 1984 (Fig. IV. 4). Ils y remarquent de fortes valeurs sans précédent en 1983 et 1984 qui dépassent d'un facteur quatre les moyennes calculées avant la sécheresse (1965-1967). La relation entre la sécheresse au Sahel et les concentrations importantes en poussières sahélo-sahariennes prélevées en Barbade ne fait aucun doute pour les auteurs. Cependant, ils soulignent également que ces concentrations en poussières sont mieux corrélées avec la moyenne des précipitations sahéliennes des trois années précédentes qu'avec les précipitations des années identiques. Ils soulignent également l'augmentation spectaculaire de la concentration en poussières durant l'hiver (saison sèche au Sahel). Celle-ci est en effet dix fois supérieure à la moyenne (1965-1981) durant l'hiver 1982-1983 et serait due aux changements induits par El Niño. En effet, durant cet hiver, les concentrations de poussières habituellement observées au nord de

l'Amérique du Sud (PROSPERO *et al.* 1981) auraient été transportées vers la Barbade à cause d'une déviation occasionnelle des vents traversant l'Océan Atlantique. Finalement, les auteurs insistent sur l'importance de l'impact anthropique sur le climat à l'échelle macroscopique (hypothèse formulée par les même auteurs en 1977).

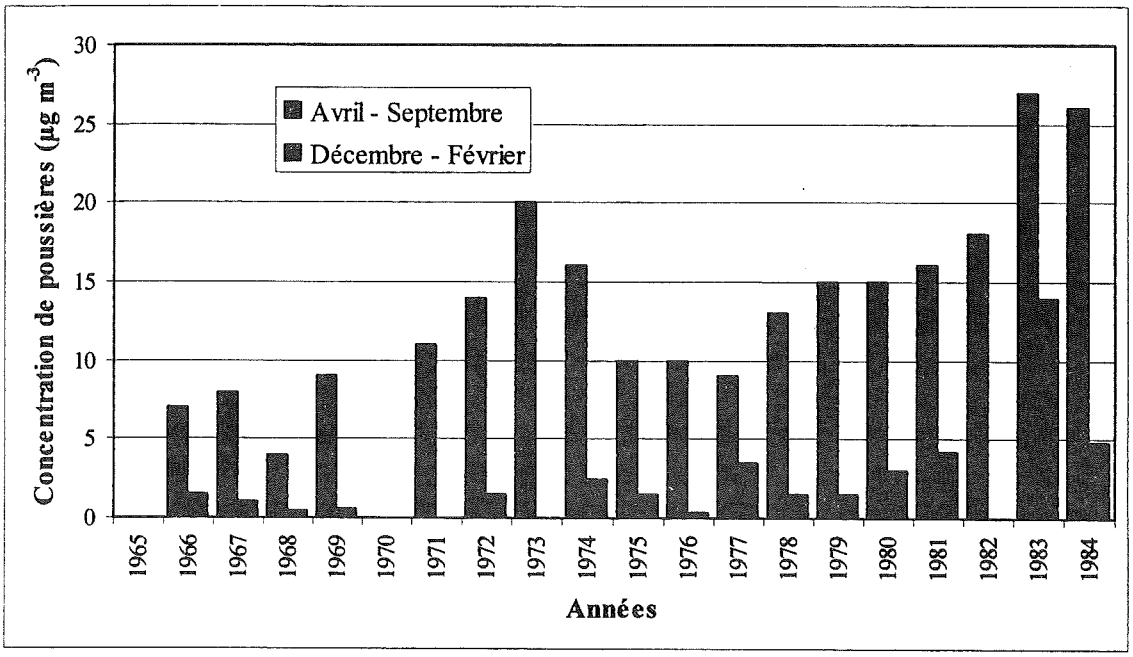
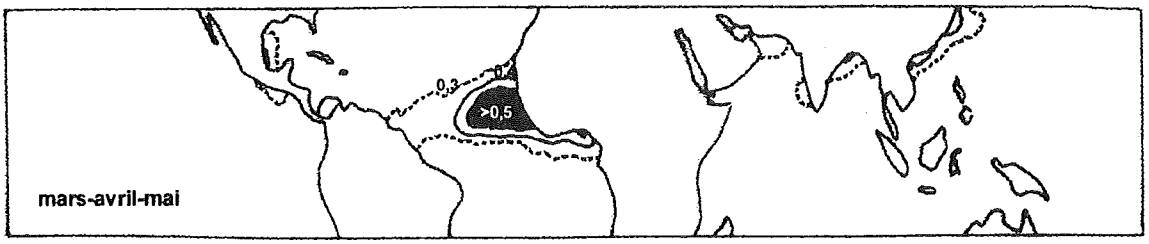


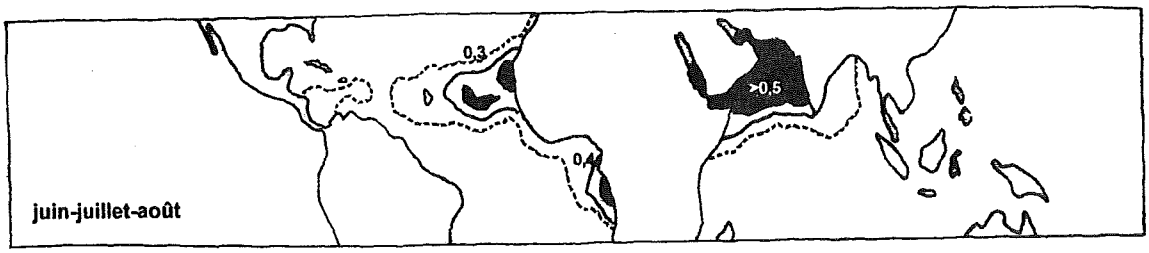
Fig.IV.4 - Concentration moyenne de poussières sahariennes en Barbade pour les mois d'avril à septembre et pour les mois de décembre à février (d'après PROSPERO & NEES 1986).

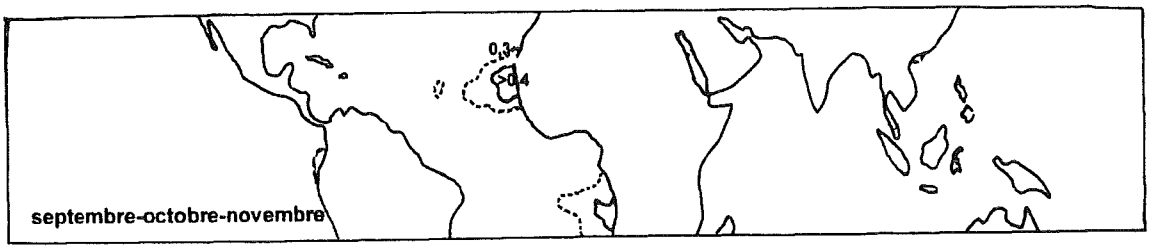
Average Saharan dust concentration at the Barbados for the April to September and December to February periods (after PROSPERO & NEES 1986).

SWAP *et al.* (1992) estiment le transport de poussières africaines atteignant le bassin amazonien à approximativement 13 10^6 tonnes an^{-1}. La zone source de ces lithométéores est identifiée comme étant la zone sahélo-saharienne de l'Afrique de l'Ouest, et, plus précisément, la région sahélienne du Niger (zone s'étendant approximativement de Maradi au Lac Tchad). Cela est important car, jusqu'alors, les lithométéores traversant l'Océan Nord Atlantique étaient supposés provenir exclusivement de l'extrême ouest de l'Afrique (Sahara occidental [Algérie, Mauritanie, Mali] et Sahel occidental [Mauritanie, Sénégal, Mali]), alors que le transport présumé des lithométéores, se développant au Niger et au Tchad, se faisait exclusivement vers le Golfe de Guinée (PROSPERO & NEES 1977, 1986; GLACCUM & PROSPERO 1980; PROSPERO *et al.* 1981).

Après une trentaine d'années de recherche concernant le transport de poussières sahélo-saharienne de l'Afrique de l'Ouest vers les côtes américaines, les connaissances ont fortement évolué. A l'heure actuelle, l'imagerie satellitaire permet d'avoir une vue synoptique du phénomène. Ainsi, HUSAR *et al.* (1997) ont présenté une vision globale des aérosols troposphériques au-dessus des océans pour une période de deux ans (juillet 1989 à juin 1991) obtenue grâce aux informations délivrées par le satellite NOAA-AVHRR. Le Sahara y apparaît comme étant la source majeure de poussières injectées dans l'atmosphère. Les figures IV. 5 à IV. 8 présentent les variations saisonnières des concentrations en aérosols et résument bien toutes les études décrites ci-dessus.







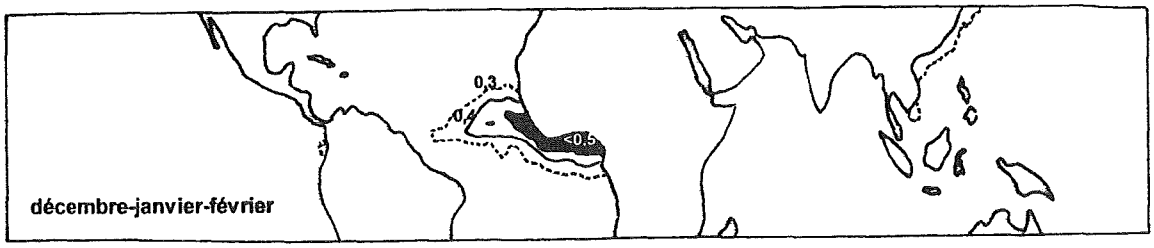


Fig.IV.5, IV.6, IV.7, IV.8: légendes page 71
legends on page 71

Fig.IV.5 - Concentration moyenne des aérosols au printemps déterminées au départ des images NOAA-AVHRR (HUSAR *et al.* 1997). L'échelle présente une valeur indicative de la quantité d'aérosols dans la troposphère en fonction de l'épaisseur optique de l'aérosol (EAOT). La région sahélo-saharienne est la source majeure d'aérosols durant la période s'étendant de mars à mai. Les lithométéores africains transitent vers le nord de l'Amérique du Sud. Cela confirme les résultats obtenus préalablement par PROSPERO *et al.* (1981) et SWAP *et al.* (1992).

Average aerosols concentration during spring estimated from NOAA-AVHRR images (HUSAR et al. 1997). The scale presents an indicative value of the aerosol quantity in the troposphere as a function of the optical depth of the aerosol (EAOT). The Sahara-Sahel region is the major aerosol source during this March to May period. The African lithometeors move towards northern South-America. This confirms the results previously obtained by PROSPERO et al. (1981) and SWAP et al. (1992).

Fig.IV.6 - cf. Fig.IV.5 en été - Conformément aux résultats obtenus dès les années septante (PROSPERO & CARLSON 1970, 1972; CARLSON & PROSPERO 1972), les poussières sahélo-sahariennes traversant l'Océan Nord Atlantique atteignent directement la Barbade durant cette période de l'année. Notons la très importante production de poussières au dessus de la Mer d'Oman générée par les régions désertiques du Moyen-Orient (probablement du bassin du Tigre et de l'Euphrate –PROSPERO 1981; FODA *et al.* 1985; KHALAF *et al.* 1985; MIDDLETON 1986; SIROCKO & SARNTHEIN 1989). L'importante concentration en aérosols à hauteur de la République Démocratique du Congo et de l'Angola serait due aux importants feux de brousse généralisés observés durant cette saison en Afrique tropicale méridionale (DOUGUEDROIT & BART 1996, 1997; CHATFIELD *et al.* 1998).

As Fig.IV.5 in summer. According to the results obtained during the 1970s (PROSPERO & CARLSON 1970, 1972; CARLSON & PROSPERO 1972), Saharan dust crossing the northern Atlantic Ocean directly reach the Barbados during this period of the year. Note the very important dust production over the Sea of Oman generated by the desert regions of the Middle East (likely from the Tiger and Euphrate bassins –PROSPERO 1981; FODA et al. 1985; KHALAF et al. 1985; MIDDLETON 1986; SIROCKO & SARNTHEIN 1989). The significant aerosol concentration over Congo and Angola would be a result of important forest and bush fires observed during that season in tropical southern Africa (DOUGUEDROIT & BART 1996, 1997; CHATFIELD et al. 1998).

Fig. IV.7 - cf. Fig.IV.5 en automne. L'injection de poussières sahélo-sahariennes dans l'atmosphère est limitée durant les mois de septembre, octobre et novembre. Cela est confirmé par la faible fréquence des lithométéores dans le Sahara et le Sahel durant cette période (DUBIEF 1943; MIDDLETON 1985A; D'ALMEIDA 1986; OZER 1993; NOUACEUR 1994, 1999) ainsi que par les très faibles concentrations en poussières africaines mesurées au large des côtes américaines (par exemple PROSPERO & NEES 1977, 1986; PROSPERO 1999). Cf. Fig. IV. 6 au large de l'Angola.

As fig.IV.5 in automn. The injection of Saharan dust into the atmosphere is limited during those months of September, October and November. This is confirmed by the low lithometeor frequency in the Sahara and the Sahel during this period (DUBIEF 1943; MIDDLETON 1985A; D'ALMEIDA 1986; OZER 1993; NOUACEUR 1994, 1999) as well as by the very low concentration in African dust measured over the American coasts (for example PROSPERO & NEES 1977, 1986; PROSPERO 1999). As figure IV. 6 over Angola.

Fig.IV.8 - cf. Fig.IV.5 en hiver. La situation hivernale présente des caractéristiques analogues à celles observées durant le printemps (Fig. IV. 5). Ceci dit, durant cette saison, le Golfe de Guinée présente la plus forte concentration en aérosols de l'année. Elle confirme l'importance de la zone source saharienne du Niger (cf. par ex. D'ALMEIDA 1986 et Fig. IV. 1) comme étant la plus productive durant cette période de l'année. L'Harmattan transporte ces poussières vers le Golfe de Guinée et celles-ci sont ensuite emportées vers le bassin amazonien (SWAP *et al.* 1992). Notons que HUSAR *et al.* (1997) soulignent également l'importance potentielle des aérosols produits par les feux de brousse.

As figure IV. 5 in winter. This situation presents similar characteristics to those observed during spring (Fig. IV. 5). The Gulf of Guinea presents the highest aerosols concentration. This confirms the importance of the Saharan dust source of Niger (see D'ALMEIDA 1986 and Fig. IV. 1) as the most productive during this period of the year. The Harmattan carries this dust towards the Gulf of Guinea and reach later on the Amazonian basin (SWAP et al. 1992). Note that HUSAR et al. (1997) underscore also the importance of aerosols resulting from forest and bush fires.

1.3. Le transport vers le Golfe de Guinée

Aussi surprenant que cela puisse paraître, le transport des lithométéores vers le Golfe de Guinée a été relativement peu étudié comparativement à ceux vers l'Europe ou vers les côtes américaines présentés ci-dessus. Pourtant, D'Almeida (1986) estime à 380 10^6 tonnes an^{-1} le transport de poussières sahélo-sahariennes vers le sud, soit à près de 60% de la production totale de lithométéores de l'Afrique de l'Ouest.

Dans le sud du Sahara et dans le Sahel, l'Harmattan, vent sec de surface soufflant de direction nord-est, domine la partie continentale de l'Afrique de l'Ouest durant la saison sèche. Il transporte ainsi de grandes quantités de poussières depuis, par exemple, le nord du Sahel nigérien vers le Burkina Faso et le sud du Mali (MAINGUET *et al.* 1983; OZER 1993; FODE *et al.* 1994) atteignant même les côtes sénégalaises (BOILIL & CHEIKH TOURE 1989) ou depuis les zones désertiques du Niger et du Tchad (Erg de Bilma–Faya Largeau) vers le Nigeria (HAMILTON & ARCHBOLD 1945; KALU 1979; MCTAINSH & WALKER 1982; ADEDOKUN *et al.* 1989) (voir Fig. IV. 1). Dans cette dernière région, ADEFOFALU (1984) nous rapporte que la visibilité à Kano (Nord Nigeria) est fréquemment très réduite par les lithométéores, ce qui mène couramment à la fermeture de l'aéroport.

Concernant le transport proprement dit des lithométéores vers le Golfe de Guinée, CROZAT *et al.* (1973) ont effectué des prélèvements d'aérosols suivant un transect nord-sud s'étendant du sud du Burkina Faso au littoral de la Côte d'Ivoire et se prolongeant en mer sur 800 kilomètres. Il est alors apparu que des poussières terrigènes d'origine sahélienne et/ou saharienne étaient présentes sur toute la longueur du transect mais que la concentration de celles-ci diminuait progressivement, sur le continent, du nord vers le sud. Ainsi, moins de 10% des lithométéores observés au sud du Burkina Faso (600 kilomètres au nord des côtes) atteignaient le littoral de la Côte d'Ivoire. Ensuite, une fois l'océan atteint, la diminution est très rapide. BERTRAND (1976) a montré que, de manière exceptionnelle, les nuages de poussières développés sur le Niger pouvaient atteindre Abidjan via une progression NE-SW (mars 1973). En mars 1977, la brume sèche atteignait pour la première fois la capitale du Cameroun, Yaoundé (TOBIAS & MAGIE 1980-1981). Quelques années plus tard, BELLEC et GUILLOT (1985) n'hésitaient pas à qualifier d'anormale la forte fréquence de brumes sèches et de nuages de sable atteignant le Golfe de Guinée de Douala (Cameroun) à Abidjan (Côte d'Ivoire) durant la saison sèche 1984-1985. En effet, N'TCHAYI *et al.* (1994) montrent que le nombre d'heures affectées par des visibilités inférieures à 500 dam à Abidjan a augmenté d'un facteur trente entre la période 1957-1961 et la période 1983-1987.

Une sécheresse d'une rare intensité affecte l'entièreté de la zone sahélienne depuis la fin des années soixante. Cette aridification a été suggérée par de nombreux auteurs comme étant la cause principale de l'augmentation des processus d'érosion éolienne en Afrique de l'Ouest. Les recherches relatives à ce domaine sont amplement relatées et discutées au chapitre IV. 7.

2. OBSERVATIONS METEOROLOGIQUES CARACTERISANT LES LITHO-METEORES: DEFINITION DES PARAMETRES DISPONIBLES

2.1. Visibilité horizontale

La variable que nous avons utilisée dans ce travail pour quantifier l'importance et l'évolution des matières solides dans l'atmosphère est la visibilité horizontale.

La visibilité est définie de la manière suivante: "*La plus grande distance à laquelle un objet noir de dimensions appropriées ne peut être vu et identifié sur le ciel à l'horizon ou, quand il s'agit d'observations de nuit, pourrait être vu et identifié si l'illumination générale était augmentée jusqu'à atteindre l'intensité normale de la lumière du jour*" (OMM 1966).

La visibilité reportée dans les carnets d'observations ainsi que dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM) est la visibilité horizontale: "*Distance maximale à laquelle un observateur peut voir et identifier un objet situé à proximité du plan horizontal où il se trouve lui-même*" (OMM 1966). La visibilité chiffrée dans les messages synoptiques est la visibilité horizontale minimale observée quel que soit le secteur d'observation. Dans notre zone d'étude, elle est le plus fréquemment exprimée en décamètres (dam). Cette visibilité est altérée par les hydrométéores ou par les lithométéores. Dans le cadre de notre étude, nous nous focaliserons uniquement sur les lithométéores.

La visibilité est exprimée en décamètres et est chiffrée sous la forme "VV" dans le code SYNOP.

2.2. Lithométéores: définitions

a.-. Définitions et descriptions des différents types de lithométéores

"Lithométéore" est un terme composé de Litho: du grec *lithos*, "pierre" et Météore: du grec *meteôros*, "élevé dans les airs".

Un lithométéore, en anglais "*lithometeor*", est défini par l'OMM (1966) [Vocabulaire Météorologique International] comme un "*météore consistant en un ensemble de particules dont la plupart sont solides et non aqueuses. Ces particules sont plus ou moins en suspension dans l'atmosphère, ou soulevées du sol par le vent*".

Deux catégories de lithométéores sont prises en compte suivant qu'ils sont en suspension dans l'atmosphère ou directement mobilisés par le vent:

- Les lithométéores qui ont plus ou moins le caractère de suspension dans l'atmosphère sont: la brume sèche, la brume de poussière, la brume de sable et la fumée. Ces lithométéores sont constitués par de très petites particules de poussières ou encore par des particules provenant de combustions diverses. Certains auteurs notent aussi la présence, parfois importante (> 20%), de pollens dans les nuages de poussières (VAN CAMPO & QUET 1982).

- Les lithométéores directement mobilisés par le vent sont: chasse-poussière, chasse-sable, tempête de poussière, tempête de sable, tourbillon de poussière et tourbillon de sable.

b.-. Les lithométéores constitués par une suspension de particules dans l'atmosphère

La brume sèche

Une brume sèche, en anglais "*haze*", est définie comme suit: "*Suspension dans l'atmosphère de particules sèches, extrêmement petites, invisibles à l'œil nu et suffisamment nombreuses pour donner à l'air un aspect d'opalescence*" (OMM 1966) ou encore "*poussières ou fines particules de sable en suspension dans l'air à la suite de quelque autre lithométéore qui, pour un observateur au sol, forme une sorte de voile*" (AIR FRANCE 1963).

L'OMM [Atlas International des Nuages] (1956) ajoute à cette définition que "*La brume sèche communique une teinte jaunâtre ou rougeâtre aux objets lointains et brillants ou aux lumières devant lesquels elle est interposée, alors que les objets sombres prennent une teinte bleuâtre. Cet effet est dû principalement à la diffusion de la lumière par des particules constitutives de la brume sèche. Ces particules peuvent avoir leur propre couleur qui contribue également à la coloration du paysage*". L'OMM, dans le code du temps présent [ww], préconise également l'utilisation du terme brume sèche seulement lorsque ce lithométéore réduit la visibilité à moins de cinq kilomètres, soit VV< 500 dam, et qu'il n'y a pas de dépôt visible de poussières en sa présence.

De plus, d'autres critères d'identification de la brume sèche sont imposés aux observateurs des stations synoptiques au Sahel, notamment au Niger, à savoir: l'aspect, l'humidité et la visibilité: "*par convention, on note brume sèche lorsque l'atmosphère a un aspect trouble, avec une humidité relative inférieure à 60% et une visibilité supérieure à 1 kilomètre, sauf en cas de brume sèche épaisse ou dense*". (MÉTÉO NIGER, *in* OZER 1993). A noter qu'aux Etats-Unis, l'humidité relative maximum est de 70% (HAGEN & WOODRUFF 1973).

A ces caractères multiples de la brume sèche, la plupart des directeurs de stations synoptiques (les hommes de terrain) ajoutent la prise en compte de la vitesse du vent ainsi qu'une approche sédimentaire. Ainsi, selon eux, la vitesse du vent devrait être comprise entre 0 et 5 m s^{-1} (0 à 10 nœuds) et, surtout, ils ajoutent que la brume sèche se distingue essentiellement des autres lithométéores par l'absence de dépôt de particules solides au sol (OZER 1993).

Les brumes sèches correspondent au nombre "05" dans le code du temps présent (ww) que l'on retrouve dans les carnets d'observations. Sur les cartes météorologiques ainsi que dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM), on attribue le symbole "∞" aux brumes sèches.

La brume de sable

La brume de sable, en anglais "*sand haze*", est définie comme suit: "*Suspension dans l'atmosphère de poussières ou de petites particules de sable qui ont été soulevées du sol antérieurement au moment de l'observation par une tempête de poussière ou une tempête de sable*" (OMM 1966).

L'OMM [Atlas International des Nuages] (1956) ajoute à cette définition que "*la tempête de sable a pu avoir lieu soit au point d'observation ou dans son voisinage, soit au loin*". Finalement, le code du temps présent [ww] complète cette caractérisation en soulignant que la brume de sable peut être distinguée de la brume sèche en ce qu'elle est susceptible de produire, sur une surface exposée, un dépôt visible. On en déduit dès lors que l'utilisation du terme brume de sable est requise seulement lorsque ce lithométéore réduit la visibilité à moins de cinq kilomètres, soit VV< 500 dam.

Les brumes de sable correspondent au nombre "06" dans le code du temps présent (ww) que l'on retrouve dans les carnets d'observations. Sur les cartes météorologiques ainsi que dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM), on attribue le symbole "S" aux brumes de sable.

La brume de poussière

La brume de poussière, en anglais "*dust haze*", est définie par l'OMM (1966) de la même manière que la brume de sable. Curieusement, l'OMM [Atlas International des Nuages] (1956) ne reprend pas la brume de poussière comme lithométéore. Dans le guide de l'observateur météorologiste (1975), la brume de poussière, est définie de la manière suivante: "*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*". Aussi, est-il nécessaire de noter que les brumes de poussières correspondent au même nombre et au même symbole que les brumes de sable.

Ainsi, l'amalgame avec les brumes de sable prête certainement à confusion et, après enquête auprès des observateurs, on s'aperçoit qu'aucune dissociation n'est faite par rapport aux brumes de sable. Quant aux définitions recueillies auprès des observateurs, elles divergent fortement. Ainsi, à Maradi, une brume de poussière serait caractérisée par des vitesses de vent comprises entre 3 et 7 m s^{-1} (6 à 14 nœuds) et une visibilité réduite aux alentours de deux kilomètres. Un autre observateur affirmera qu'il y a brume de poussière par vent supérieur à 8 m s^{-1} et une visibilité inférieure à un kilomètre, définition qui nous a semblé peu fiable. La meilleure description de ce phénomène nous a été donnée par M. SALEY DIORI, prévisioniste à Niamey-aéroport, qui considère les brumes de poussières comme étant la transition entre les brumes sèches et les chasse-sable (voir ci-après), n'utilisant pour les nommer que le paramètre de vent dont les vitesses varient de 5 à 9 m s^{-1} (10 à 18 nœuds) (OZER 1993). Lors de notre mission au Niger et au Mali en 1998, un consensus semble être acquis parmi tous les observateurs interrogés, la brume de poussière est à présent considérée comme un ensemble de particules qui sont plus ou moins en suspension dans l'atmosphère et dont il résulte une présence d'un dépôt de poussière au sol. Les brumes de sable ne sont plus considérées et les brumes de poussières se distinguent des brumes sèches suivant la sédimentation ou non de particules solides lors de leur observation.

Les fumées

Phénomène purement anthropique, les fumées, en anglais "*smoke*", sont définies comme suit: "*Suspension dans l'atmosphère de petites particules provenant de combustions diverses*" (OMM 1966). On y inclut les visibilités réduites par fumée, feu de brousse ou de forêt, fumées industrielles ou cendres volcaniques.

Les fumées correspondent au nombre "04" dans le code du temps présent (ww) que l'on retrouve dans les carnets d'observations.

c.-. Les lithométéores constitués d'ensembles de particules soulevées par le vent

Le chasse-sable ou chasse-poussière

Le chasse-sable ou chasse-poussière, en anglais "*drifting or blowing dust or sand*", est défini comme suit: "*Ensemble de particules de sable ou de poussière soulevées du sol, au lieu de l'observation ou dans son voisinage, à des hauteurs faibles ou modérées, par un vent suffisamment fort et turbulent*" (OMM 1966).

L'OMM [Atlas International des Nuages] (1956) ajoute à cette définition que "*les conditions de vent (vitesse et turbulence) nécessaires pour déclencher l'apparition de ces lithométéores dépendent de la nature du sol, de l'état de sa surface et de son degré de sécheresse*". Aucun complément d'information n'est apporté quant à la visibilité horizontale limite caractérisant les chasse-poussière et les chasse-sable.

Les chasse-poussière et les chasse-sable sont divisés en deux classes:

- Les chasse-poussière ou chasse-sable bas: "*Poussière ou sable, soulevés par le vent à faible hauteur au-dessus du sol. La visibilité n'est pas sensiblement réduite au niveau de l'œil de l'observateur (1m80)*" (OMM 1966). A l'attention des observateurs, l'OMM (1956) ajoute: "*Les obstacles peu élevés sont voilés ou masqués par la poussière ou le sable en mouvement. La trajectoire des particules de poussière ou de sable est sensiblement parallèle à la surface du sol*".
- Les chasse-poussière ou chasse-sable élevés: "*Poussière ou sable, soulevés par le vent jusqu'à des hauteurs assez importantes au-dessus du sol. La visibilité horizontale au niveau de l'œil de l'observateur est réduite de façon sensible*" (OMM 1966). D'autre part, "*la concentration des particules de poussière ou de sable est parfois suffisante pour voiler le ciel et même le soleil*" (OMM 1966).

Les chasse-sable et chasse-poussière correspondent au nombre "07" dans le code du temps présent (ww) que l'on retrouve dans les carnets d'observations. Sur les cartes météorologiques ainsi que dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM), on attribue le symbole "$" aux chasse-sable et chasse-poussière.

La tempête de poussière ou tempête de sable

Phénomène rarissime dans certaines stations synoptiques, plus courant à d'autres stations, ces tempêtes de poussières ou tempêtes de sable, en anglais "*dust storm* ou *sand storm*", sont définies comme étant un "*ensemble de particules de poussière ou de sable puissamment soulevées du sol par un vent fort et turbulent, jusqu'à de grandes hauteurs*" (OMM 1966). Aucun complément d'information n'est apporté quant à la

visibilité horizontale limite caractérisant les tempêtes de poussières ou tempêtes de sable.

A noter que la majorité des auteurs français utilisent, encore maintenant, plutôt le terme "Vent de sable" pour parler de tempête de poussière ou tempête de sable (DUBIEF 1943, 1952; YACONO 1968; COUDE-GAUSSEN 1982, 1984; CHAMARD 1988; COUREL & CHAMARD 1988).

Le mur de poussière ou de sable est également parfois mentionné et caractérise la "*partie antérieure d'une tempête de poussière ou d'une tempête de sable, qui présente l'aspect d'une gigantesque muraille qui progresse plus ou moins rapidement*" (OMM 1956).

Les tempêtes de poussières ou tempêtes de sable correspondent aux nombres "09 et 30 à 36" suivant leur violence et leur état de maturité dans le code du temps présent (ww) que l'on retrouve dans les carnets d'observations. Sur les cartes météorologiques ainsi que dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM), on attribue le symbole "S" aux tempêtes de poussières ou tempêtes de sable.

Les tourbillons de poussière ou tourbillons de sable

Phénomènes locaux se caractérisant par une occurrence ponctuelle et éphémère aux abords des stations synoptiques, les tourbillons de poussière ou tourbillons de sable, en anglais "*dust whirl, sand whirl* ou *dust devil*", sont des "*ensembles de particules de poussières ou de sable, accompagnés parfois de petits débris soulevés du sol, sous forme d'une colonne tourbillonnante et de hauteur variable, de faible diamètre et à axe sensiblement vertical*" (OMM 1956), ou encore des "*tourbillons thermiques qui sont dus à de très forts gradients sur-adiabatiques où l'ascendance arrache le sable au sol. Il se produit de ce fait aux heures les plus chaudes et est toujours de durée inférieure à dix minutes*" (AIR FRANCE 1963). MCTAINSH et PITBLADO (1987) ajoutent que leur dimension est régulièrement inférieure à 30 mètres.

Les tourbillons de poussière et tourbillons de sable correspondent au nombre "08" dans le code du temps présent (ww) que l'on retrouve dans les carnets d'observations. Sur les cartes météorologiques ainsi que dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM), on attribue le symbole "ξ" aux tourbillons de poussière et tourbillons de sable.

3. DISTINCTION ET DISCUSSION A PROPOS DES DIFFERENTS TYPES DE LITHOMETEORES

Comme nous avons pu nous en apercevoir lors de la définition des différents types de lithométéores, ceux-ci ont été et restent encore aujourd'hui des phénomènes observés et non mesurés. Aussi, ces observations restent fortement dépendantes du savoir-faire et de la compétence des observateurs météorologiques. Les définitions établies par l'OMM des différents types de lithométéores ne tiennent pas toujours compte d'autres paramètres climatiques comme, par exemple, la visibilité caractéristique ou la vitesse du vent qui pourraient s'avérer être des critères de classification.

3.1. Distinction des types de lithométéores–Terminologie

Les termes utilisés par l'OMM pour caractériser les différents types de lithométéores étant extrêmement variés, nous avons décidé, dans un but de clarté, de réaliser une terminologie particulière à notre recherche qui sera employée dans le reste du présent travail. D'autre part, certaines manifestations de lithométéores, d'origine anthropique ou caractérisant des manifestations strictement locales, seront écartées de notre étude.

a.-. Brumes de poussières et brumes de sable

Comme nous l'avons remarqué, les brumes de sable sont citées par l'OMM alors que le terme "brume de poussière" n'apparaît pas. Or, dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM), on différencie explicitement ces deux phénomènes. Il n'est en effet pas rare de voir une brume de poussière succéder à une brume de sable.

Pourtant, pratiquement, les brumes de sable sont peu usitées, contrairement à celles de poussières. Sur le terrain, les observateurs interrogés n'ont pas pu nous donner les caractéristiques de ces brumes de sable qui, parfois, sont signalées de manière peu objective.

Dans notre étude, nous considérerons donc que les brumes de poussières et brumes de sable sont un seul type de lithométéore que nous regrouperons dans la catégorie "brume de poussière". Ce choix est motivé par le fait que:

- les brumes de poussières sont majoritaires dans notre zone d'étude;
- plusieurs études ont déterminé que la taille des particules transportées par ce type de lithométéore était essentiellement inférieure à 40 µm, ce qui correspond à la fraction granolumétrique argilo-limoneuse (< 50 µm) ou au "*silt*" (< 63 µm) (COUDE-GAUSSEN 1984);
- cela correspond à la terminologie la plus fréquemment utilisée dans la littérature scientifique en langue française (par exemple OZER 1993; NOUACEUR 1999) et surtout anglaise utilisant quasi exclusivement le terme "*dust haze*" (par exemple MCTAINSH 1980; MIDDLETON 1984; HELGREN & PROSPERO 1987; NICKLING & GILLIES 1993).

Les brumes de poussières sont chiffrées "ww = 6" dans les carnets d'observations.

b.-. Les chasse-sable ou chasse-poussière

En ce qui concerne ce groupe de lithométéores, nous les nommerons dans ce travail sous le terme "chasse-sable" qui inclut toutes les variétés concernées par le nombre "ww = 7" dans les carnets d'observations (voir plus haut). En effet, ce terme est plus fréquemment usité dans notre zone d'étude. Notons que les anglophones préféreront le terme "*blowing dust*" mettant en évidence la présence de poussières.

c.-. Les fumées

Ces lithométéores étant d'origine exclusivement anthropique (observés essentiellement aux alentours des villes et partout ailleurs lors des feux de brousse), nous ne les retiendrons pas dans la présente étude.

d.-. Les tempêtes de poussières ou tempêtes de sable

En ce qui concerne ce groupe de lithométéores, nous les nommerons dans ce travail sous le terme "tempête de sable" qui inclut toutes les variétés concernées par les nombres "ww = 9 et 30 à 36" dans les carnets d'observations (voir plus haut). En effet, ce terme est plus fréquemment usité dans notre zone d'étude. Notons que les anglophones préféreront le terme "*dust storm*" mettant en évidence, comme pour les chasse-sable, la présence de poussières.

e.-. Les tourbillons de poussière ou tourbillons de sable

Ces lithométéores étant des phénomènes locaux de petite dimension se caractérisant par une occurrence ponctuelle et éphémère (HESS & SPILLANE 1990; SNOW & MCCLELLAND 1990) aux abords des stations synoptiques, nous ne les retiendrons pas dans la présente étude.

3.2. Discussion concernant les visibilités caractéristiques des lithométéores

La plupart des études relatives aux lithométéores ont utilisé le critère de visibilité pour mesurer ces phénomènes. Mais les chercheurs ont utilisé une variété importante de visibilités limites pour décrire les lithométéores. Ces visibilités sont reprises au tableau IV. 4.

Ainsi, la visibilité limite employée pour définir la brume sèche en Afrique sahélienne varie de 200 à 1800 dam suivant les auteurs. Le désaccord est encore plus flagrant concernant ces visibilités (de 70 à 1450 dam) dans la caractérisation des tempêtes de sable.

Mais, à la grande variabilité des seuils de visibilité utilisés pour décrire les mêmes types de lithométéores, il faut ajouter également la variabilité des définitions qualifiant ces lithométéores. Ainsi, pour une visibilité limite de 100 dam, HUSCHKE (1969) et MCTAINSH *et al.* (1989) incluent uniquement les cas de déflation pour définir une tempête de sable.

Tab.IV.4 - Visibilités-limites pour décrire les types de lithométéores, sources et régions d'études.
Threshold visibility for the definition of the types of lithometeors.

Phénomène	Visibilité	Auteurs et régions d'étude
Lithométéore	< 100 dam	KALU 1979 (Sahel)
Lithométéore	< 500 dam	OZER 1993, 1995, 1997, 1998 (Niger); NOUACEUR 1994, 1999 (Mauritanie)
Lithométéore	< 1000 dam	BERTRAND 1976 (Niger – Côte d'Ivoire); BERTRAND *et al.* 1979 (Sahel); N'TCHAYI *et al.* 1992, 1994, 1997 (Sahel)
Lithométéore	< 1130 dam	ORGILL & SEHMEL 1976 (USA); BRAZEL 1989 (USA)
Brume sèche	< 200 dam	OJO 1977 (Tchad)
Brume sèche	< 300 dam	ADETUJNI *et al.* 1979 (Nigeria)
Brume sèche	< 500 dam	BERTRAND *et al.* 1979 (Sahel); MODI 1983 (Niamey – Niger); OZER 1993, 1995, 1997, 1998 (Niger); NOUACEUR 1994, 1999 (Mauritanie); N'TCHAYI *et al.* 1992, 1994, 1997 (Sahel)
Brume sèche	≥ 500 dam	AL KULAIB 1984 (Koweit); SAFAR 1985 (Koweit)
Brume sèche	< 1000 dam	BERTRAND 1976 (Niger – Côte d'Ivoire)
Brume sèche	400–1800 dam	MORALES 1986 (SOUDAN)
Brume sèche légère	< 1000 dam	BERTRAND *et al.* 1979 (Sahel); N'TCHAYI *et al.* 1992, 1994, 1997 (Sahel)
Brume de poussière	< 500 dam	OZER 1993, 1995, 1998 (Niger); NOUACEUR 1994, 1999 (Mauritanie)
Brume de poussière	100–< 500 dam	AL KULAIB 1984 (Koweit); SAFAR 1985 (Koweit)
Brume de poussière	< 200 dam	BURNS 1961 (USA)
Brume sèche légère	200–1000 dam	BURNS 1961 (USA); OJO 1977 (Tchad)
Chasse-sable	< 500 dam	OZER 1993, 1995, 1997, 1998 (Niger); NOUACEUR 1994, 1999 (Mauritanie)
Chasse-sable	100–< 500 dam	AL KULAIB 1984 (Koweit); SAFAR 1985 (Koweit)
Chasse-sable	< 1100 dam	PATTERSON *et al.* 1976 (USA); MIDDLETON 1986 (Moyen-Orient)
Tempête de sable	< 70 dam	OLIVER 1945 (Egypte)
Tempête de sable	< 80 dam	BRAZEL & HSU 1981 (USA); PEWE *et al.* 1981 (USA)
Tempête de sable	< 1450 dam	HAGEN & WOODRUFF 1973 (USA)
Tempête de sable	< 1130 dam	GILLETTE *et al.* 1978 (USA)
Tempête de sable	≤ 100 dam	BHALOTRA 1958 (Soudan); DERBYSHIRE *et al.* 1998 (Chine)
Tempête de sable	< 100 dam	HUSCHKE 1969 (USA); PATTERSON *et al.* 1976 (USA); GOUDIE 1978, 1983 (Global); AL KULAIB 1984 (Koweït); MIDDLETON 1984 (Australie), 1985A (Mauritanie et Soudan), 1986 (Moyen-Orient); KHALAF *et al.* 1985 (Koweït); SAFAR 1985 (Koweït); MCTAINSH & PITBLADO 1987 (Australie); MCTAINSH *et al.* 1989 (Australie); YU *et al.* 1992 (Australie)
Tempête de sable sévère	< 50 dam	PATTERSON *et al.* 1976 (USA)
Tempête de sable sévère	< 20 dam	OLIVER 1945 (Egypte); AL KULAIB 1984 (Koweït); SAFAR 1985 (Koweït)

MIDDLETON (1985A), par contre, définit, sans autre distinction, une tempête de sable pour toute visibilité réduite à moins de 100 dam. De notre point de vue, il s'agit d'une erreur puisque dans la plupart des stations sahéliennes les visibilités réduites à moins de 100 dam sont plus souvent dues aux brumes sèches ou brumes de poussières (observées par vent calme ou faible) plutôt qu'à des tempêtes de sable. Par exemple, à Tombouctou (Mali), une brume de poussière a limité la visibilité entre 100 m et 800 m

sans discontinuité du 17 au 21 février 1985. Une étude détaillée du type de lithométéores réduisant la visibilité à moins de 100 dam est présentée à la figure IV. 9 pour les stations synoptiques de Niamey, Zinder, Gao, Tombouctou et Bilma.

Il apparaît au tableau IV. 5 que dans les deux stations méridionales, Niamey et Zinder, la visibilité réduite à moins de 100 dam est due, dans plus de quatre cas sur cinq, à des poussières en suspension contre seulement 5% de cas attribués aux tempêtes de sable. Toujours dans cette classe de visibilités, plus au nord, dans le Sahel pastoral, on observe encore 50% de poussières en suspension contre 40% de tempêtes de sable. Dans la zone désertique (Bilma), la proportion des poussières en suspension, limitant la visibilité à moins de 100 dam, diminue encore par rapport aux stations sahéliennes mais dépasse néanmoins 40% (Tab. IV. 5).

Tab.IV.5 - Récapitulatif des types de lithométéores, réduisant la visibilité à moins de 100 dam, observés en différentes stations synoptiques de la zone d'étude durant la saison sèche (novembre à mars) de 1947 à 1997. [1] = Sahel à culture sous pluies; [2] = Sahel pastoral.

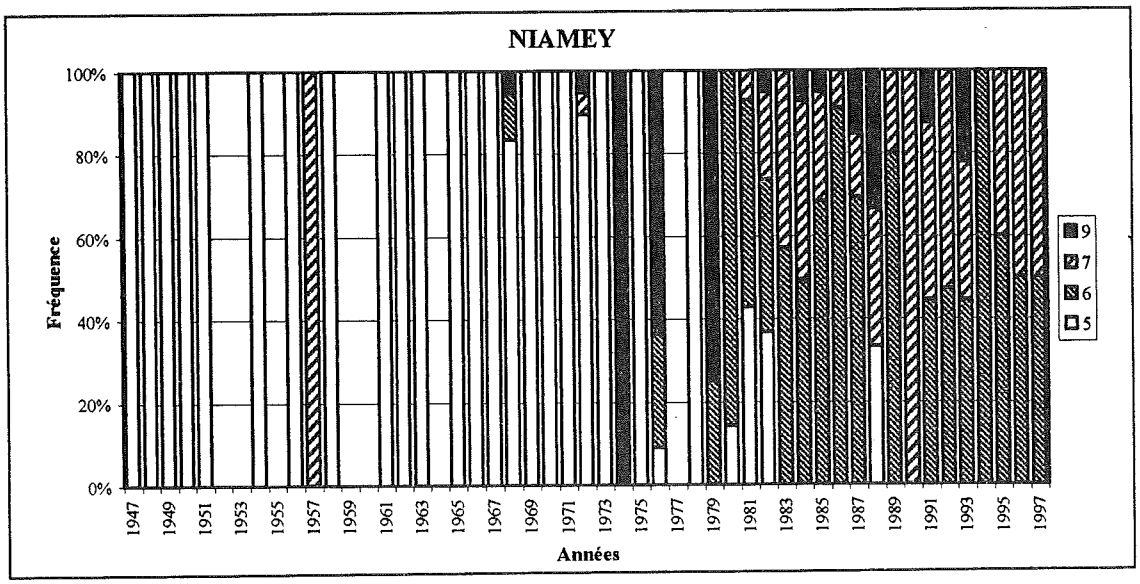
Summary of the types of lithometeors reducing visibility below 100 dam observed at several stations during the dry season (November to March) from 1947 to 1997. [1] = southern Sahel; [2] = northern Sahel.

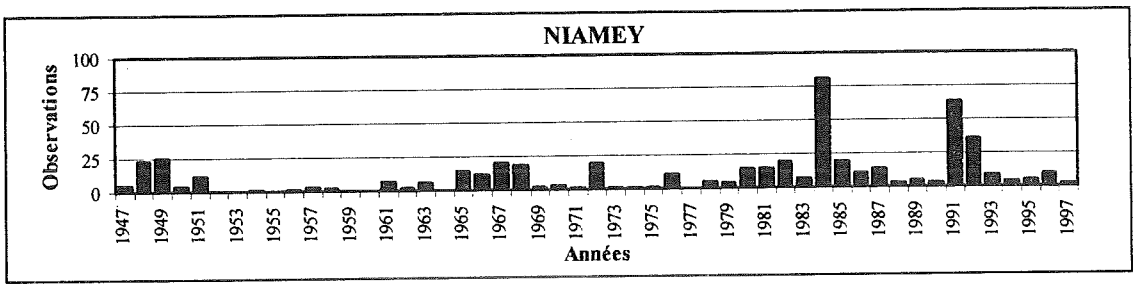
	Niamey	Zinder	Moy. Sahel [1]	Gao	Tombouctou	Moy. Sahel [2]	Bilma
Suspension	71	91	***81***	47	52	***50***	***41***
Déflation	29	9	***19***	53	48	***50***	***59***
Tempête de sable	7	1	***4***	39	40	***40***	***42***

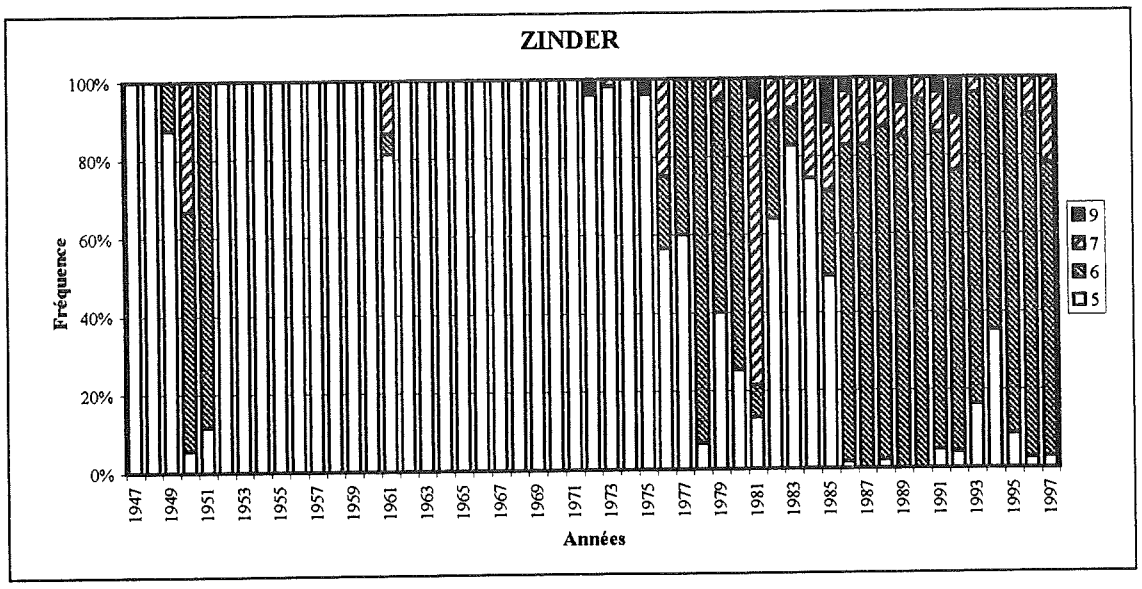
En outre, un amalgame dans la terminologie est à souligner. En effet, il nous semble que HAGEN et WOODRUFF (1973) de même que ORGILL et SEHMEL (1976) utilisent le terme tempête de sable ("*duststorm*"), avec une visibilité limite < 1450 dam (9 miles) et < 1130 dam (7 miles) respectivement, pour déterminer les lithométéores dans leur ensemble puisque dans la suite de leurs publications respectives, ils ne parlent plus, dans les commentaires de leurs tableaux et figures, que de jours de poussières ("*dusty days*").

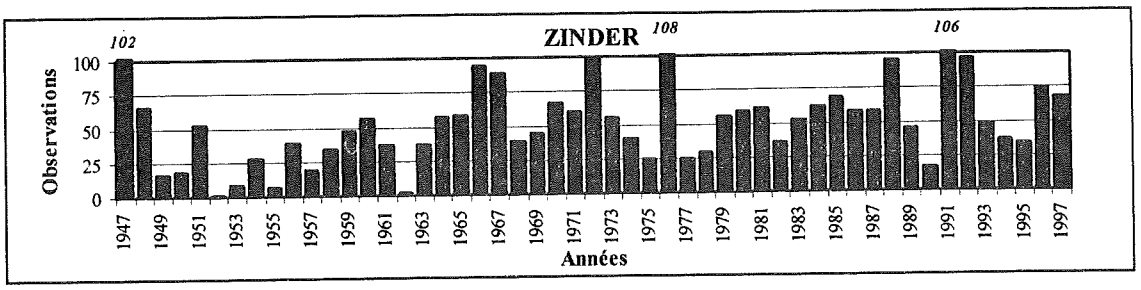
Soulignons également que plusieurs auteurs ne définissent malheureusement pas les critères de classification des lithométéores utilisés dans leurs études. Ainsi, des recherches très intéressantes entreprises en région sahélienne par BERNET *et al.* (1965), CHAMARD (1988), COUREL et CHAMARD (1988), GAC *et al.* (1986, 1992, 1994), SALAMA *et al.* (1991), sont inexploitables ou non comparables.

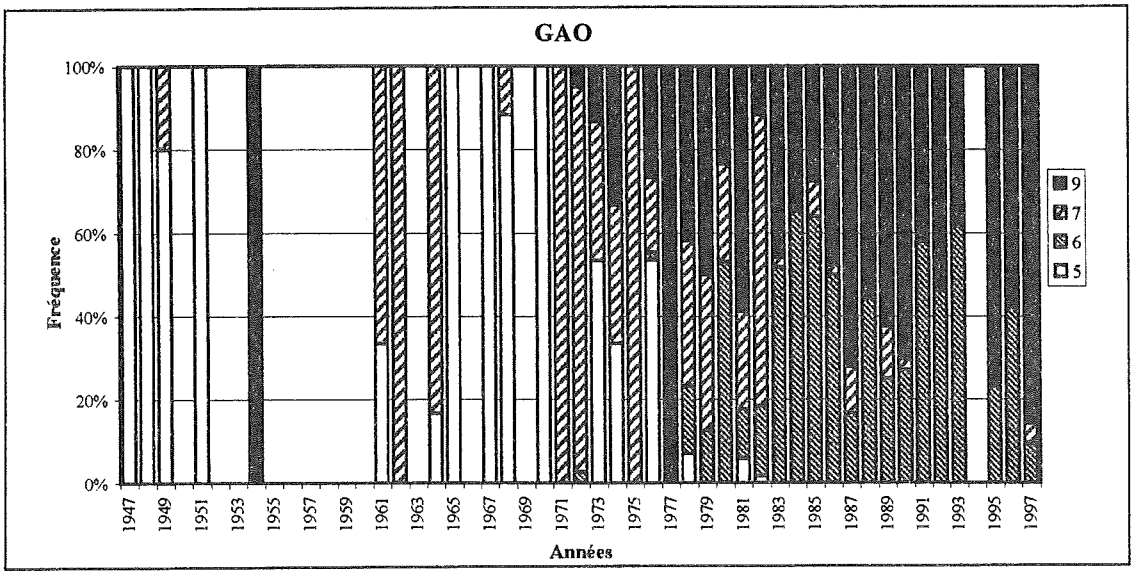
D'autre part, nous ne devons pas perdre de vue que la visibilité est un paramètre estimé et non mesuré. Aussi, pour effectuer une estimation plausible, il faut avoir un réseau dense de points de repères fixes dont la distance à la station synoptique est connue de manière correcte. Cependant, comme le fait remarquer HULME (1985), dans un commentaire à une publication de MIDDLETON (1985A), cela peut provoquer des biais relativement importants. Le tableau IV. 6 nous montre que cela n'est pas toujours le cas.

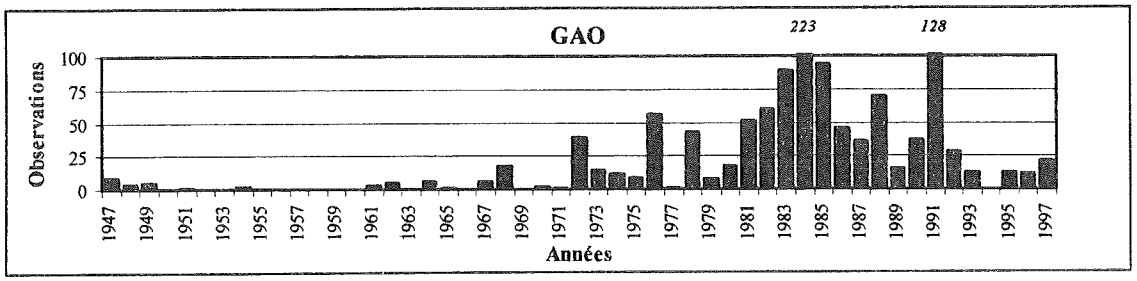

NIAMEY
100%
80%
60%
40%
20%
0%
Fréquence
9
7
6
5
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années

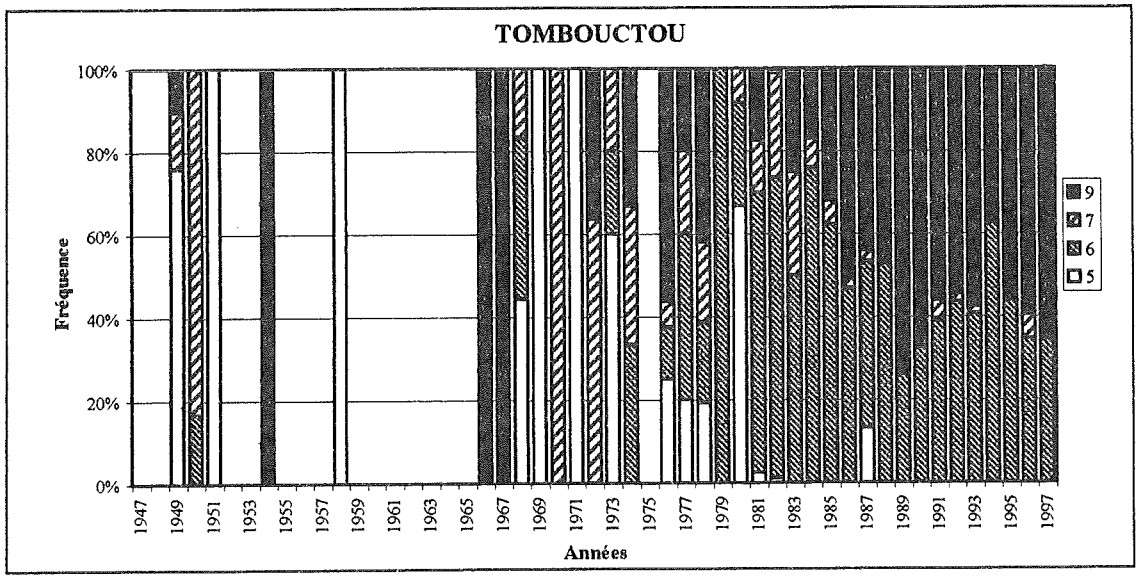

NIAMEY
100
75
50
25
0
Observations
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années

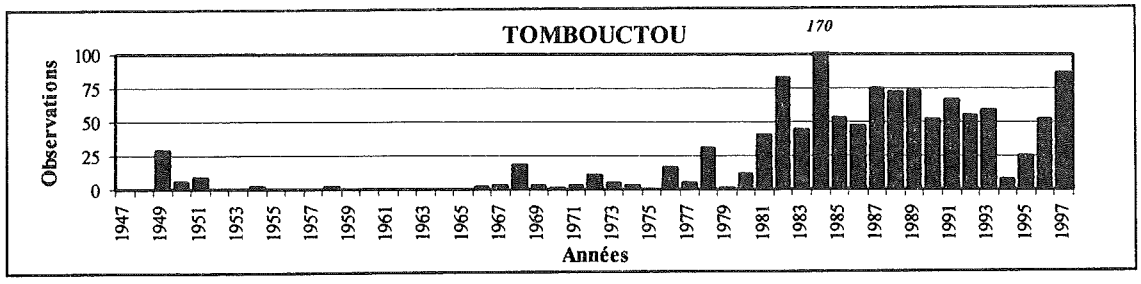

ZINDER
100%
80%
60%
40%
20%
0%
Fréquence
9
7
6
5
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années


102
ZINDER
108
106
100
75
50
25
0
Observations
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années


GAO
100%
80%
60%
40%
20%
0%
Fréquence
9
7
6
5
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années


GAO
223
128
100
75
50
25
0
Observations
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années


TOMBOUCTOU
100%
80%
60%
40%
20%
0%
Fréquence
9
7
6
5
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années


TOMBOUCTOU
170
100
75
50
25
0
Observations
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années

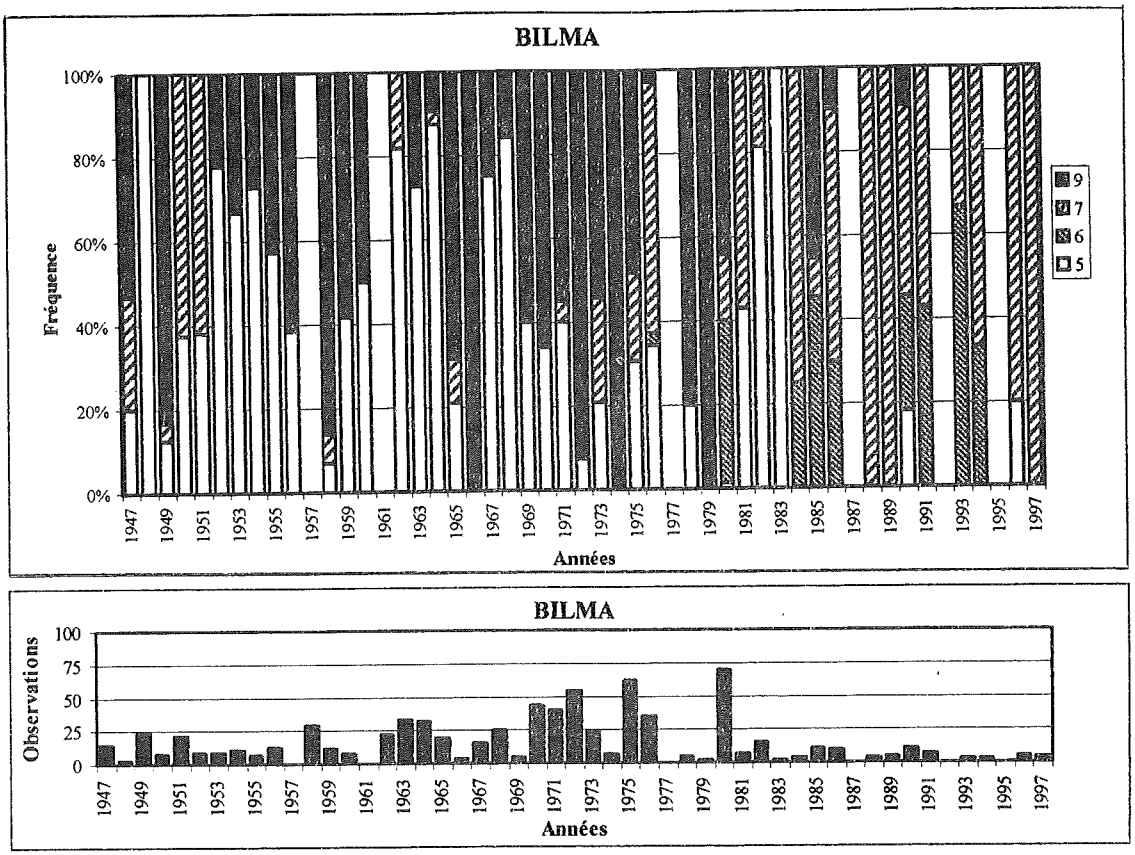


Fig.IV.9 - Répartition des types de lithométéores réduisant la visibilité à moins de 100 dam, observés aux stations synoptiques de Niamey, Zinder, Gao, Tombouctou et Bilma durant la saison sèche (novembre à mars) de 1947 à 1997. Légende: (5) brume sèche; (6) brume de poussière; (7) chasse-sable; (9) tempête de sable. (5) et (6) correspondent au transport simple (suspension) de particules solides, et (7) et (9) à la déflation. Les colonnes blanches indiquent l'absence de lithométéores réduisant la visibilité à moins de 100 dam. A la suite de ces représentations, les bâtonnets montrent le nombre d'observations (tri-horaires) prises en compte pour le calcul de la fréquence.

Distribution of the types of lithometeors, reducing visibility below 100 dam, observed at several stations during the dry season (November to March) from 1947 to 1997. Legend: [5] dry haze; [6] dust haze; [7] blowing sand; [9] sand storm. [5] and [6] correspond to the simple transport (suspension) of solid particles and [7] and [9] to deflation. No information when no lithometeors reducing visibility below 100 dam were observed. The second figure presents the number of 3-hourly observations taken in account for the calculation of the frequency.

L'analyse du tableau IV. 6 met en évidence que seule la station synoptique de Niamey-aéroport peut être considérée comme parfaite. Les stations de Zinder-aéroport et Maradi ont, quant à elles, un réseau suffisant de points de repères fixes dont la distance à la station synoptique est connue de manière correcte mais dont certains secteurs directionnels de plus de 90° d'ouverture sont sans repère.

En ce qui concerne les quatre autres stations considérées, le nombre de points de repère n'excède pas cinq. Aussi, serait-on tenter de penser que, dans ces dernières stations, les observateurs, ne possédant pas de critères précis pour estimer la visibilité, en sont réduits à leurs impressions personnelles. Celles-ci seront nécessairement différentes d'un individu à l'autre et variables pour chacun d'entre eux au cours de son séjour dans une station synoptique donnée. En bref, cela reviendrait à dire que ce type d'observation serait entaché d'un coefficient personnel important. Cela est probablement vrai en partie et a déjà été discuté dans certains cas comme, par exemple,

pour la station synoptique de Birni N'Konni qui a reporté durant la période 1981-1984 des fréquences de lithométéores 50 à 70 % plus élevées que dans les stations voisines (VOVOR 1991; OZER 1993). Cette différence a été attribuée aux probables erreurs faites par les observateurs de l'époque (OZER 1993).

Tab.IV.6 - Points de repère utilisés pour l'estimation de la visibilité dans différentes stations du Niger (d'après OZER 1993 et OZER 1999

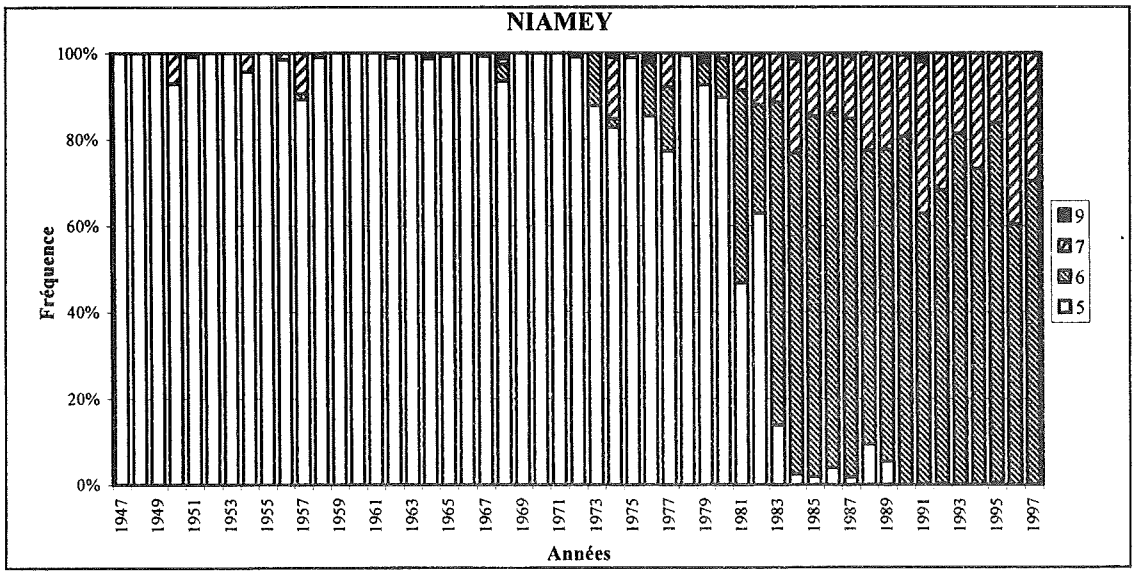
Targets used to estimate visibility in some stations of Niger (OZER 1993 and OZER 1999)

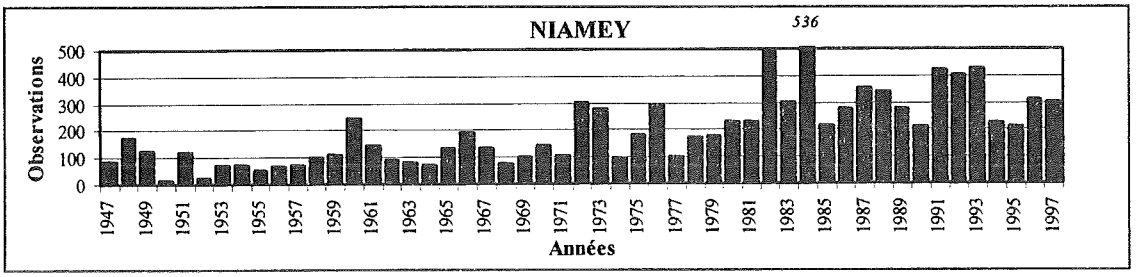
Station	Points de repères	Remarques
Niamey-aéroport	18	Points de repère répartis dans toutes les directions
Zinder-aéroport	12	Aucun point de repère dans le secteur 90-180°N
Maradi	15	Deux points de repère dans le secteur 40-200°N
Gouré	5	La station est située dans le creux d'une dépression. Aucun point de repère > 300 dam
Mainé-Soroa	0	Aucun point de repère
Birni N'Konni	4	Distance des points de repère incorrecte
Gaya	5	La station est située sur une butte témoin ± 35 mètres au-dessus de la plaine alluviale. La visibilité horizontale est donc mal interprétée

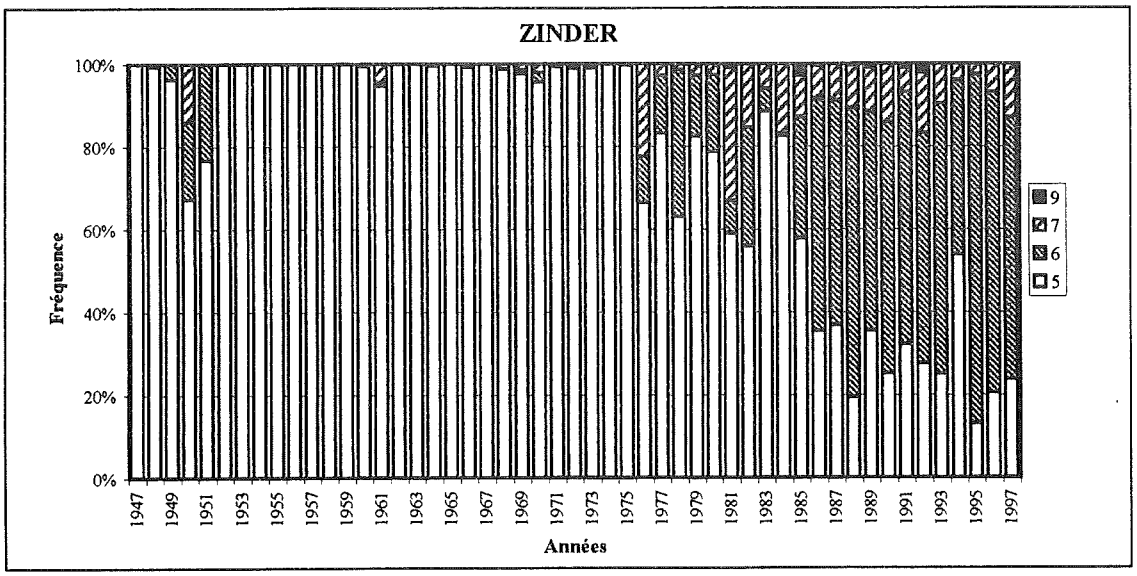
Ceci étant dit, nous avons tenté aux stations de Zinder-aéroport, Maradi et Maine-Soroa une expérience qui consistait à demander individuellement à trois observateurs familiers de la station d'estimer la visibilité. Dans tous les cas, la visibilité estimée était quasi identique pour chaque observateur. Le même test a été réalisé à la station de Bamako-ville (qui n'est pas une station synoptique) par temps de brume de poussière avec, cette fois, des observateurs non habitués à cette station. Là, les estimations variaient de 300 à 600 dam.

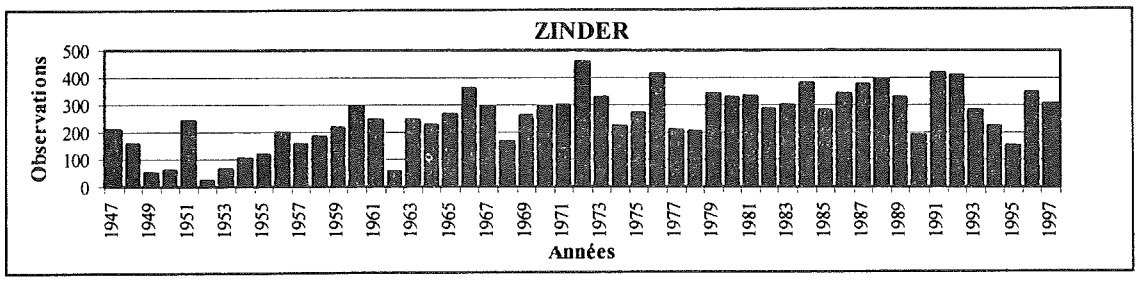
Aussi, pensons-nous, comme MIDDLETON (1985B) dans sa réponse à HULME (1985), que les estimations de visibilité sont très fiables à relativement fiables dans les stations synoptiques de premier ordre (cf. celles que nous utilisons dans cette étude) sauf là où la distance des points de repère est fausse (cf. Birni N'Konni) ou bien là où la localisation même de la station ne permet pas une estimation adéquate de la visibilité (cf. Gouré ou Gaya).

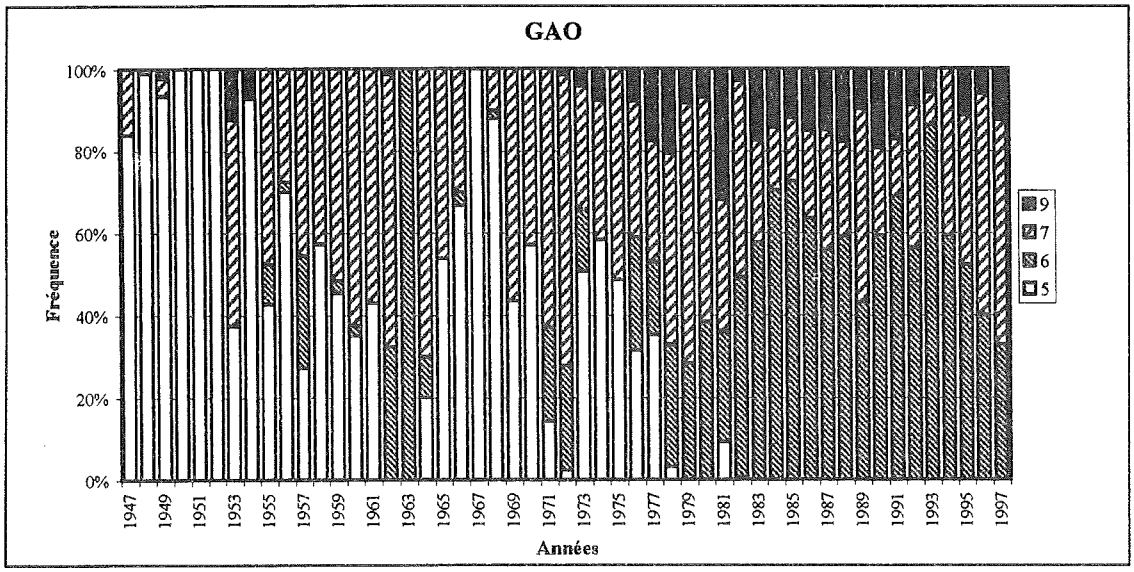
Cependant, notons que la dénomination de certains lithométéores a évolué avec le temps. Ainsi, comme le met en évidence la figure IV. 10 pour les stations synoptiques de Niamey, Zinder, Gao, Tombouctou et Bilma, le début des années quatre-vingts a vu disparaître le type de lithométéores le plus fréquent jusqu'alors (la brume sèche) pour faire place à un autre type de lithométéores en suspension (la brume de poussière) quasi inexistant auparavant. Ainsi, aux stations de Niamey, Gao et Tombouctou, la brume sèche est devenue un phénomène anecdotique durant les années quatre-vingts pour finalement ne plus jamais être répertorié ces dix dernières années. Par contre, à Zinder et Bilma, la fréquence des brumes sèches a certes baissé au profit des brumes de poussière mais représente toujours plus du tiers des observations de lithométéores.

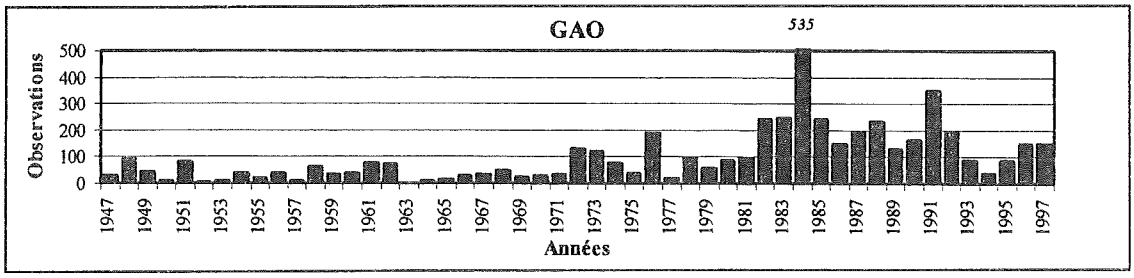

NIAMEY
100%
80%
60%
40%
20%
0%
Fréquence
9
7
6
5
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années

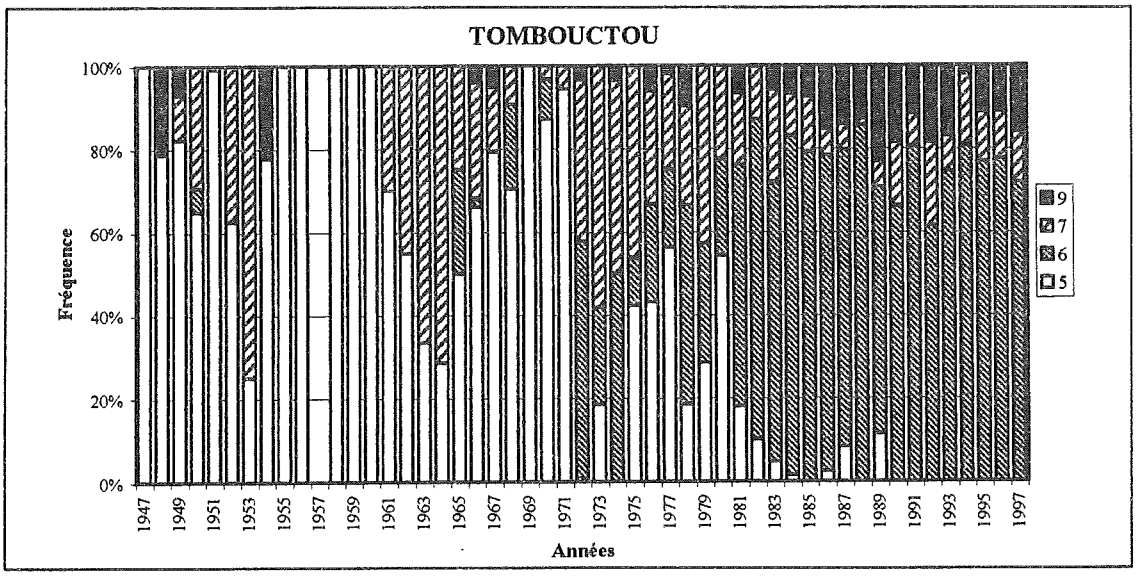

NIAMEY
536
500
400
300
200
100
0
Observations
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années

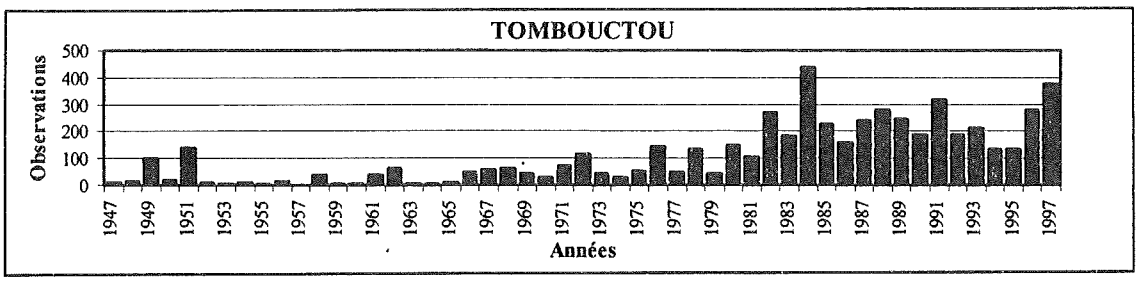

ZINDER
100%
80%
60%
40%
20%
0%
Fréquence
9
7
6
5
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années


ZINDER
500
400
300
200
100
0
Observations
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années


GAO
100%
80%
60%
40%
20%
0%
Fréquence
9
7
6
5
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années


GAO
535
Observations
500
400
300
200
100
0
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années


TOMBOUCTOU
100%
80%
60%
40%
20%
0%
Fréquence
9
7
6
5
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années


TOMBOUCTOU
Observations
500
400
300
200
100
0
1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997
Années

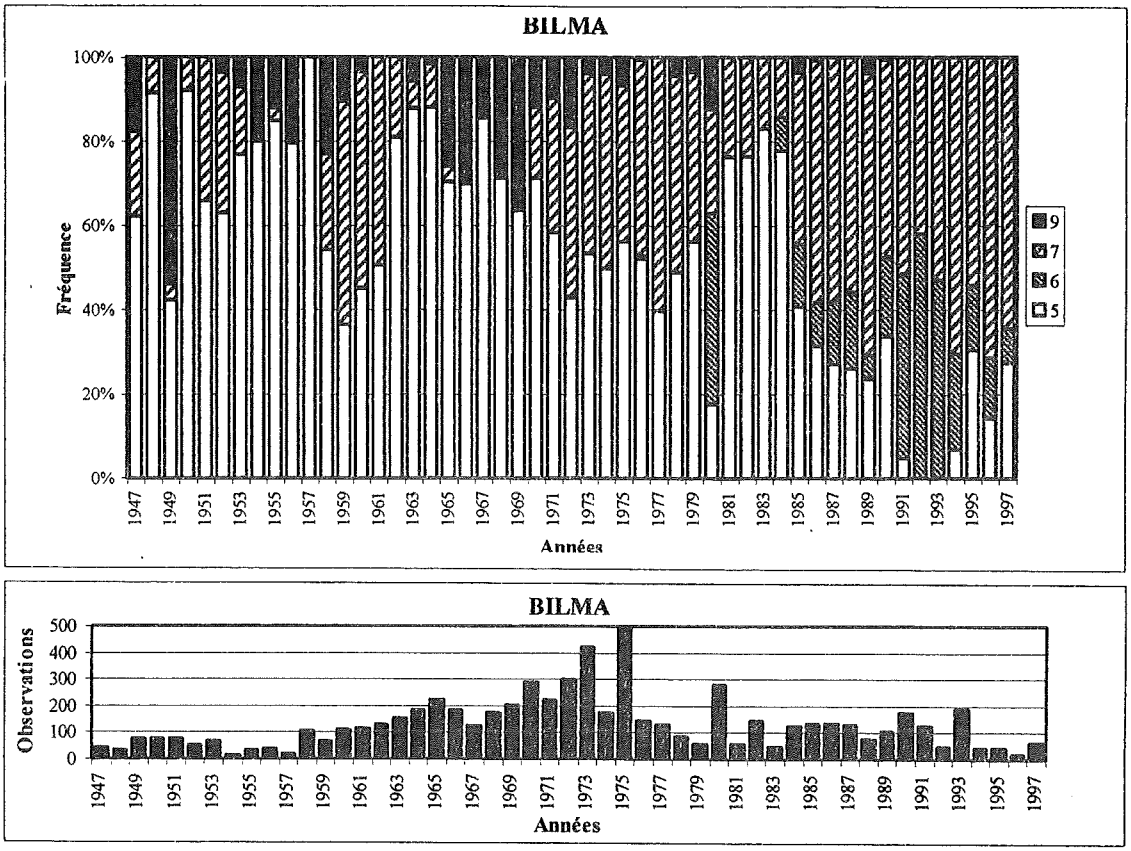


Fig.IV.10 - Répartition des types de lithométéores réduisant la visibilité à moins de 500 dam, observés aux stations synoptiques de Niamey, Zinder, Gao, Tombouctou et Bilma durant la saison sèche (novembre à mars) de 1947 à 1997. Légende: (5) brume sèche; (6) brume de poussière; (7) chasse-sable; (9) tempête de sable. (5) et (6) correspondent au transport simple (suspension) de particules solides, et (7) et (9) à la déflation. Les colonnes blanches indiquent l'absence de lithométéores réduisant la visibilité à moins de 100 dam. A la suite de ces représentations, les bâtonnets montrent le nombre d'observations (tri-horaires) prises en compte pour le calcul de la fréquence.

Distribution of the types of lithometeors, reducing visibility below 500 dam, observed at several stations during the dry season (November to March) from 1947 to 1997. Legend: [5] dry haze; [6] dust haze; [7] blowing sand; [9] sand storm. [5] and [6] correspond to the simple transport (suspension) of solid particles and [7] and [9] to deflation. No information when no lithometeors reducing visibility below 100 dam were observed. The second figure presents the number of 3-hourly observations taken in account for the calculation of the frequency.

Cette brusque modification pourrait être expliquée par le fait que de nouvelles consignes, mettant l'accent sur les brumes de poussière, auraient été données aux observateurs durant cette période. Cependant, les résultats obtenus aux stations de Zinder et Bilma sont en contradiction avec cette hypothèse. D'autre part, de nos multiples investigations auprès de l'Organisation Météorologique Mondiale et suite aux discussions avec les responsables et les observateurs des différentes Directions de la Météorologie Nationale du Sénégal, du Mali et du Niger et de la Société des Aéroports de Mauritanie, il ressort que les directives n'ont probablement pas été modifiées.

Une autre hypothèse peut être envisagée en analysant les stations de Niamey, Gao et Tombouctou. En effet, ce changement rapide de la fréquence des brumes sèches (traduisant un transport de particules solides loin des zones sources) à la fréquence des brumes de poussière (marquant la proximité de la zone source puisqu'il y a encore sédimentation des particules solides) s'est effectué au début des années quatre-vingts,

soit au début de la deuxième grande vague de sécheresse. On pourrait donc émettre l'hypothèse, sur base de cette modification, de la création de nouvelles zones sources au cœur même du Sahel. Cette hypothèse sera discutée dans la suite de ce document (Chap. IV. 10).

3.3. Discussion concernant les vitesses de vent caractéristiques des lithométéores

Les définitions des types de lithométéores pourraient sembler incomplètes puisqu'elles ne décrivent pas un paramètre climatique important, à savoir la vitesse du vent. Nous l'avons rapidement évoqué précédemment dans le chapitre "définitions". Les observateurs météorologiques savent approximativement dans quelle fourchette de vitesse du vent peuvent se déclencher les chasse-sable ou tempêtes de sable. On serait donc, de prime abord, tenté d'utiliser le critère de vitesse du vent pour classer ces lithométéores. Mais, comme l'OMM (1956) le spécifie bien à propos des chasse-sable, "*Les conditions de vent (vitesse et turbulence) nécessaires pour déclencher l'apparition de ces lithométéores dépendent de la nature du sol, de l'état de sa surface et de son degré de sécheresse*".

En effet, un vent de même vitesse n'aura pas la même capacité de déflation d'un endroit à l'autre en fonction de la granulométrie des particules à mobiliser (CHEPIL 1945; BAGNOLD 1941; SHIKULA 1981; HELGREN & PROSPERO 1987). D'autre part, pour un même sol, l'impact du vent dépendra de différents états de surface de ce sol. A savoir, (i) le contenu d'humidité à la surface du sol (SHERMAN 1990); (ii) la densité de couverture du sol par la végétation (WASSON & NANNINGA 1986; WOLFE & NICKLING 1993; FRYREAR 1995; WIGGS *et al.* 1995); (iii) la taille des plantes recouvrant le sol (CHEPIL & WOODRUFF 1963); (iv) l'effet de la sécheresse sur le sol (WASSON 1984, *in* COOKE *et al.* 1993); (v) l'effet du surpâturage sur le sol (TRICART 1959; MAINGUET 1986); (vi) la direction du vent (DUBIEF 1979); etc.

On peut donc déjà conclure de ces premiers éléments que l'érosion éolienne devrait être plus importante d'une part, à la suite d'une longue période de sécheresse (plusieurs années) et, d'autre part, à l'échelle d'une saison, à la fin de la saison sèche. Dès lors, il est heureux que l'OMM n'ait pas donné de limites restrictives quant à l'application de vitesse du vent minimum pouvant caractériser tel ou tel lithométéore.

3.4. Dimensions caractéristiques des particules composant les lithométéores

La taille des particules composant les lithométéores diminue rapidement depuis la zone source où celles-ci sont injectées dans l'atmosphère jusqu'aux zones puits. Un tri est effectué avec le temps. Les particules les plus grossières se déposent rapidement lorsque le vent perd de sa compétence pour les maintenir en suspension. Les plus fines sont entraînées sur de plus longues distances à des altitudes pouvant atteindre 3600 mètres (PROSPERO & CARLSON 1972; BERTRAND 1976; COUREL 1985A; etc.).

La taille moyenne des particules composant les lithométéores est de 10 à 15 µm à Dakar (GAC *et al.* 1994) et de 20 µm au nord du Nigeria (WHALLEY & SMITH 1981). Les poussières en suspension observées au large des côtes de l'Afrique de l'Ouest montrent une granulométrie moyenne de 2 à 10 µm (CHESTER & JOHNSON 1971; JAENICKE &

SCHUTZ 1978; COUDE-GAUSSEN *et al.* 1987; etc.). De l'autre coté de l'océan Atlantique, à 5000 kilomètres des côtes africaines, 85% des poussières saharo-sahéliennes ont un diamètre variant de 1 à 8 µm (TALBOT *et al.* 1986).

Dans la zone de Mopti (boucle du Niger, Mali), MCTAINSH *et al.* (1997) ont comparé la taille moyenne des particules en fonction du type de lithométéore observé. Il ressort de cette analyse que les particules composant les brumes sèches et les brumes de poussières ont un diamètre fort variable en fonction de la distance de la zone source mais toujours inférieur à 15 µm. La taille moyenne caractéristique des particules collectées lors des chasse-sable varie de 20 à 40 µm. Finalement, la dimension moyenne des particules mobilisées lors des violentes tempêtes de sable et par les activités anthropiques (véhicules et déplacement massif du cheptel) est de 50 à 70 µm. Ces dernières valeurs sont en accord avec les résultats de COUDE-GAUSSEN *et al.* (1983) qui estiment que la taille moyenne des particules mobilisées par la déflation est de 50 à 80 µm dans le Nord du Mali. D'ALMEIDA et SCHÜTZ (1983) considèrent que les particules en suspension ont un diamètre inférieur à 5 µm et que celles supérieures à cette dimension sont emportées durant les cas de déflation.

Quant à la taille moyenne des poussières africaines retombant en Europe, elle varie de 2.2 à 16 µm (OZER *et al.* 1998). Celle-ci fluctue en fonction des événements et de la distance parcourue avant leur sédimentation.

4. CONCLUSION RELATIVE AUX TYPES DE DONNEES UTILISEES DANS LE TRAVAIL

Dans le cadre de cette étude, tenant compte de tout ce qui a été dit précédemment, nous distinguerons les lithométéores de la manière suivante (Tab. IV. 7):

Tab.IV.7 - Nomenclature des lithométéores utilisés dans notre étude.
List of lithometeors used in ou study.

Nomenclature	ww	Particularités	VV (dam)
Brume sèche	05	Transport de particules solides sans dépôt	< 500
Brume de poussière	06	Transport de particules solides avec dépôt	< 500
Chasse-sable	07	Déflation éolienne	< 500
Tempête de sable	09 et 30 à 36	Déflation éolienne massive	< 100

Dans la suite de cette étude, le terme '*lithométéore*' désignera donc les quatre types de manifestations de poussière ou de sable dans l'atmosphère repris au tableau IV. 7 (soit suspension et déflation) et le terme '*cas de déflation*' désignera les chasse-sable et tempêtes de sable réunis.

Les données de visibilité ont été initialement tirées des Tableaux Climatiques Mensuels (TCM) que nous avons consultés dans les différentes Directions de la Météorologie Nationale (DMN) du Sénégal, du Mali et du Niger ainsi qu'à la Société des Aéroports de Mauritanie (SAM - Nouakchott). Pour certaines stations, ces données ont été vérifiées à partir des carnets d'observations. Cela s'est avéré très souvent nécessaire car certaines informations n'étaient pas systématiquement recopiées des carnets d'observations aux TCM.

Aussi, nous recommandons l'extrême prudence aux chercheurs désirant entreprendre des études similaires dans d'autres coins du globe. En effet, s'ils utilisent les TCM, ils doivent impérativement s'assurer que l'information est bien exprimée dans l'unité de référence et que tous les types de lithométéores y sont correctement retranscrits. Ils ne doivent pas non plus hésiter à se reporter aux carnets d'observations lorsqu'il y a des doutes par rapport aux informations lues dans les TCM (ce qui demande, il est vrai, beaucoup plus d'énergie).

Nos données se présentent de la manière suivante: quotidiennement, la visibilité minimum (lorsqu'elle est inférieure à 500 dam) a été encodée, elle est automatiquement accompagnée du type de lithométéore responsable de la visibilité médiocre. Ainsi, nous notons "1" pour les poussières en suspension (à savoir les brumes sèches et les brumes de poussières) et "2" pour les jours avec déflation (à savoir les chasse-sable et les tempêtes de sable). Un exemple est présenté au tableau IV. 8. Ces données ont été recueillies de 1951 à 1997 au Niger et au Mali et de 1951 à 1994 au Sénégal et en Mauritanie lors de trois missions en Afrique de l'Ouest (OZER 1993, 1997, 1999).

Tab.IV.8 - Echantillon de données quotidiennes (Niamey-aéroport: 16-31 janvier 1985). VV min: visibilité minimum du jour; T.L.: type de lithométéore.

Sample of daily data (Niamey airport: 16-31 January 1985). VV min: daily minimum visibility; T.L.: lithometeor type.

Mois	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Jour	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
VV min	120	70	80	100	250	200	160	300	130	200	200	480				150
T.L.	2	2	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1				2

Pour les stations de Niamey, Zinder et Bilma (Niger) ainsi qu'à celles de Tombouctou et Gao (Mali), nous avons encodé, à partir des carnets d'observations, les visibilités tri-horaires (effectuées à 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 et 21 heures) pour les mois de novembre à mars, soit au cœur de la saison sèche. Toutes les visibilités (VV) y sont reportées ainsi que tous les codes du temps présent (ww) (Tab. IV. 9). Ces données ont été recueillies de 1947-48 à 1997-98 lors de notre mission en 1998 (OZER 1999).

Tab.IV.9 - Echantillon de données tri-horaires (Niamey-aéroport: 16-31 janvier 1985). VV: Visibilité horizontale minimum à l'heure d'observation; ww: code du temps présent (voir Tab. IV. 7).

Sample of 3-hourly data (Niamey-aéroport: January 16-31 1985). VV: Minimum visibility at the time of the observation; ww: SYNOP code (see Tab. IV. 7).

Mois	Jour	VV 0	VV 3	VV 6	VV 9	VV 12	VV 15	VV 18	VV 21	ww 0	ww 3	ww 6	ww 9	ww 12	ww 15	ww 18	ww 21
1	16	1500	1500	1500	400	120	200	350	400	01	03	02	07	07	06	06	06
1	17	400	400	250	70	80	80	150	160	06	06	06	07	07	06	06	06
1	18	200	200	350	250	100	80	120	150	06	06	06	06	06	06	06	06
1	19	150	160	200	130	100	200	250	350	06	06	06	06	06	06	06	06
1	20	400	400	400	250	250	350	400	400	06	06	06	06	07	06	06	06
1	21	400	400	200	200	250	400	400	1000	06	06	06	07	07	06	06	02
1	22	800	500	200	200	250	350	400	400	06	06	06	06	06	06	06	06
1	23	450	450	600	300	300	300	300	400	06	06	06	06	06	06	06	06
1	24	450	450	200	140	250	300	300	300	06	06	06	06	06	06	06	06
1	25	400	400	200	300	350	400	400	400	06	06	06	06	06	06	06	06
1	26	400	600	300	200	300	400	400	400	06	06	06	06	06	06	06	06
1	27	500	500	500	480	600	600	600	600	06	06	06	06	06	06	06	06
1	28	800	800	800	800	800	800	1200	1000	06	06	06	06	06	06	02	02
1	29	1000	800	1000	600	1000	1000	1000	1000	02	06	02	06	02	02	02	02
1	30	1000	1000	1000	700	800	1000	1000	1000	01	02	03	06	06	03	02	02
1	31	1000	1000	1000	600	800	800	400	400	02	02	02	07	07	07	06	06

Les deux méthodes de collecte des données sont complémentaires. Ainsi, le premier type d'échantillonnage nous permettra-t-il d'analyser l'évolution de la fréquence des lithométéores tant au pas de temps annuel que saisonnier ou encore mensuel. En outre, il nous permettra de distinguer les poussières en suspension des cas de déflation.

Quant à la deuxième méthode de collecte des données (tri-horaire), elle nous apporte une information beaucoup plus précise sur les lithométéores tant sur l'évolution de leur fréquence (depuis la saison sèche 'courte' jusqu'à l'échelle journalière) que sur leur type, déterminé plus précisément grâce au codage ww.

5. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES LITHOMETEORES DANS NOTRE ZONE D'ETUDE: APERÇU DE LA LITTERATURE

A notre connaissance, rares sont les études concernant l'évolution à long terme (> 20 ans) des lithométéores en Afrique sahélienne. A vrai dire, seuls cinq auteurs ont réalisé des investigations dans ce domaine et cette région. Le premier, DUBIEF (1952) présente une carte de la fréquence de la déflation dans le sud du Sahara pour une période de 25 ans s'arrêtant en 1950, deux autres se sont intéressés à la Mauritanie (MIDDLETON 1985A; NOUACEUR 1999) et le dernier au Niger (OZER 1998). La seule étude concernant le Sahel a été réalisée par N'TCHAYI *et al.* (1994) et compare les informations relatives aux brumes sèches collectées pour 19 stations réparties en Afrique de l'Ouest pour trois périodes de cinq ans (1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987). Les différentes publications relatives à ce domaine sont présentées, dans l'ordre de parution, au tableau IV. 10.

Tab.IV.10 - Publications relatives à l'exploitation des données relatives aux lithométéores en région sahélienne. Région d'étude, type de données utilisées (J.V.R.: jours de visibilité réduite [< x dam], H.V.R.: heures de visibilité réduite [< x dam]), période couverte par l'étude, domaine de recherche et auteurs.

Literature on the use of data related to the lithometeors in the Sahel. Study area, type of data used (J.V.R : days with reduced visibility [< x dam], H.V.R: hours with reduced visibility [< x dam]), period covered by the study, research topics and authors.

Région	Type de données	Période de référence	Domaine	Auteur
Sahara de	J.V.R.	1925-1939	Climatologie	DUBIEF (1943)
l'A.O.F.	[? dam]	1925-1950		DUBIEF (1952)
Mauritanie	J.V.R.	1949-1983	Climatologie	MIDDLETON (1985A)
(8 stations)	[< 100 dam]			
Niger	J.V.R.	Saison sèche	Climatologie	
(7 stations)	[< 500 dam]	[1961-1990]		OZER (1993)
(8 stations)		[1951-1994]		OZER (1998)
Afrique de	H.V.R.	1957-1961	Climatologie	N'TCHAYI *et al.*
l'Ouest	[< 1000 dam]	1970-1974		(1992, 1994, 1997)
(19 stations)	[< 500 dam]	1983-1987		
Mauritanie	J.V.R.	1951-1990	Climatologie	NOUACEUR (1999)
(13 stations)	[< 500 dam]			

Ce nombre anormalement limité de publications relatives aux lithométéores dans le Sahel par rapport à d'autres régions arides du globe (cf. l'Australie, le Moyen Orient, l'Amérique du Nord, etc.) s'explique probablement par le fait que, contrairement à d'autres données climatiques, ce paramètre n'est pas systématiquement informatisé. De plus, du fait de leur faible fréquence en région sahélienne jusqu'à la fin des années soixante (voir Figs. IV. 11, IV. 13 et IV. 16 ainsi que la suite de ce chapitre), il est possible que la communauté scientifique ait considéré ce paramètre comme étant un épiphénomène se matérialisant par des manifestations ponctuelles et limitées dans le temps.

DUBIEF fut le premier, en 1943, à présenter une esquisse géographique des vents de sable (ce qui correspond aux cas de déflation éolienne [BAULIG 1956, p. 66; TRICART & CAILLEUX 1969, p. 148; COUDE-GAUSSEN 1982, p. 55] dans notre nomenclature) dans le Sahara français et dans ses marges septentrionales et méridionales en se basant principalement sur les données correspondant à la période 1925-1939 (Fig. IV. 11).

De cette carte (Fig. IV. 11), il ressort que le Sahel enregistrait alors les cas de déflation les plus élevés dans le nord de la Boucle du Niger (Tombouctou) et au sud du massif de l'Aïr (Agadez) avec entre vingt et trente cas répertoriés en 1934. Au sud de cette bande correspondant au Sahel septentrional, le nombre de cas de déflation décroît rapidement. Ainsi, Nema (Mauritanie) et Gao (Mali) enregistrent moins de dix cas de déflation par an. L'auteur dresse également une limite méridionale de la déflation, celle-ci commence à Dakar pour se prolonger ensuite vers l'intérieur du continent en épousant approximativement le parallèle 13°N. D'après cette carte, les cas de déflation étaient extrêmement rares à Ouagadougou et peu fréquents au sud du 16ème parallèle.

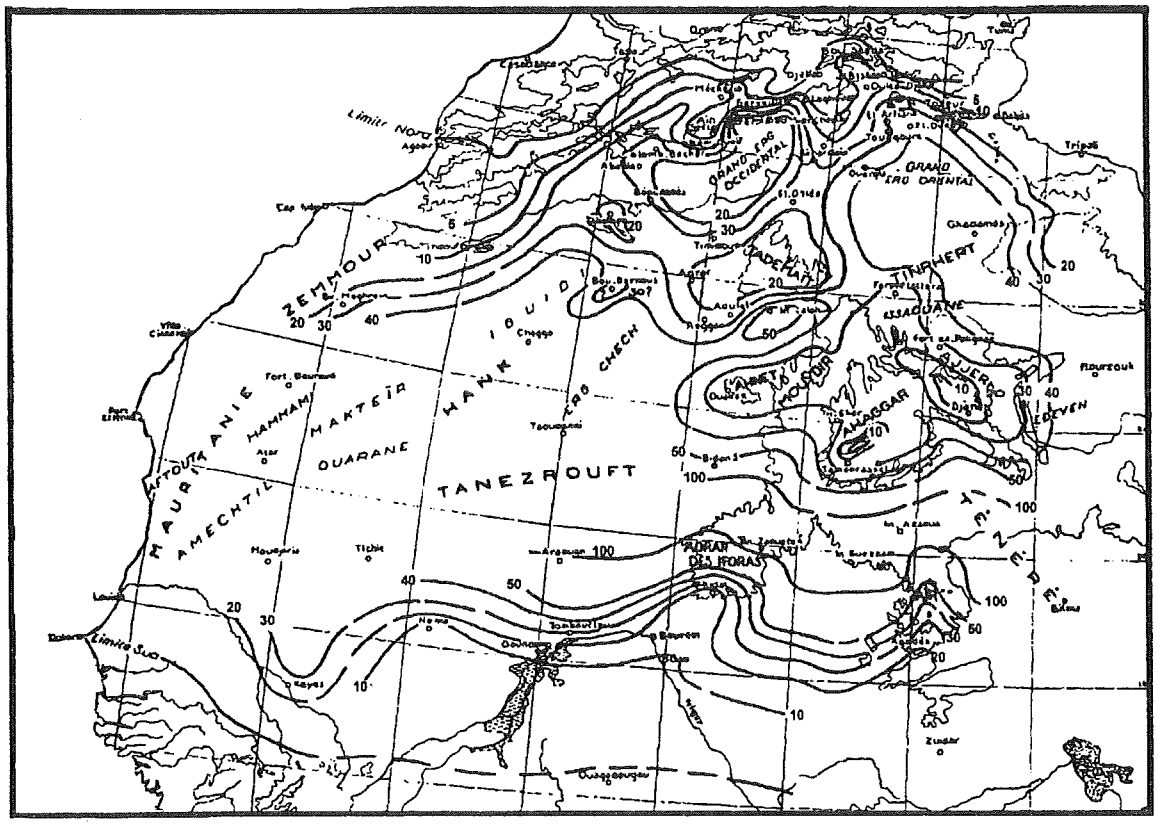


Fig.IV.11. - Répartition géographique des lithométéores (vents de sable) dans le Sahara et ses bordures de 1925 à 1939 (d'après DUBIEFF 1943).[1]

Geographical distribution of the lithometeors (deflation) in the Sahara and its borders from 1925 to 1939 (after DUBIEF 1943).

Dans le prolongement de sa recherche et dans la poursuite de ses efforts de collecte de données relatives aux lithométéores, DUBIEF présenta en 1952 une nouvelle carte (Fig. IV. 12) de la répartition géographique des cas de déflation sur la même région. Cette carte est entièrement basée sur les fréquences moyennes calculées sur la période 1925-1950 et ce y compris en zone sahélienne septentrionale.

[1] Concernant la région sahélienne, DUBIEF (1943) précise (p. 29): "Cette carte donne une idée de la répartition des vents de sable. Faute de données plus précises, nous avons pris pour les stations soudanaises les valeurs que l'on peut tirer de l'ouvrage de M WEISSE (1937) bien que ces dernières ne concernent que 1934".

Les constatations que l'on peut tirer de cette carte sont similaires en ce qui concerne le sud du Sahara. Les stations de Tombouctou et Nouakchott présentent entre vingt et trente cas de déflation annuels pour la période 1925-1950. La région de Nouadhibou (Port Etienne sur la Fig. IV. 12) est la plus active au sud du Sahara avec une moyenne supérieure à quatre-vingts jours de déflation par an. Malheureusement, cette carte n'apporte pas d'information complémentaire sur le Niger.

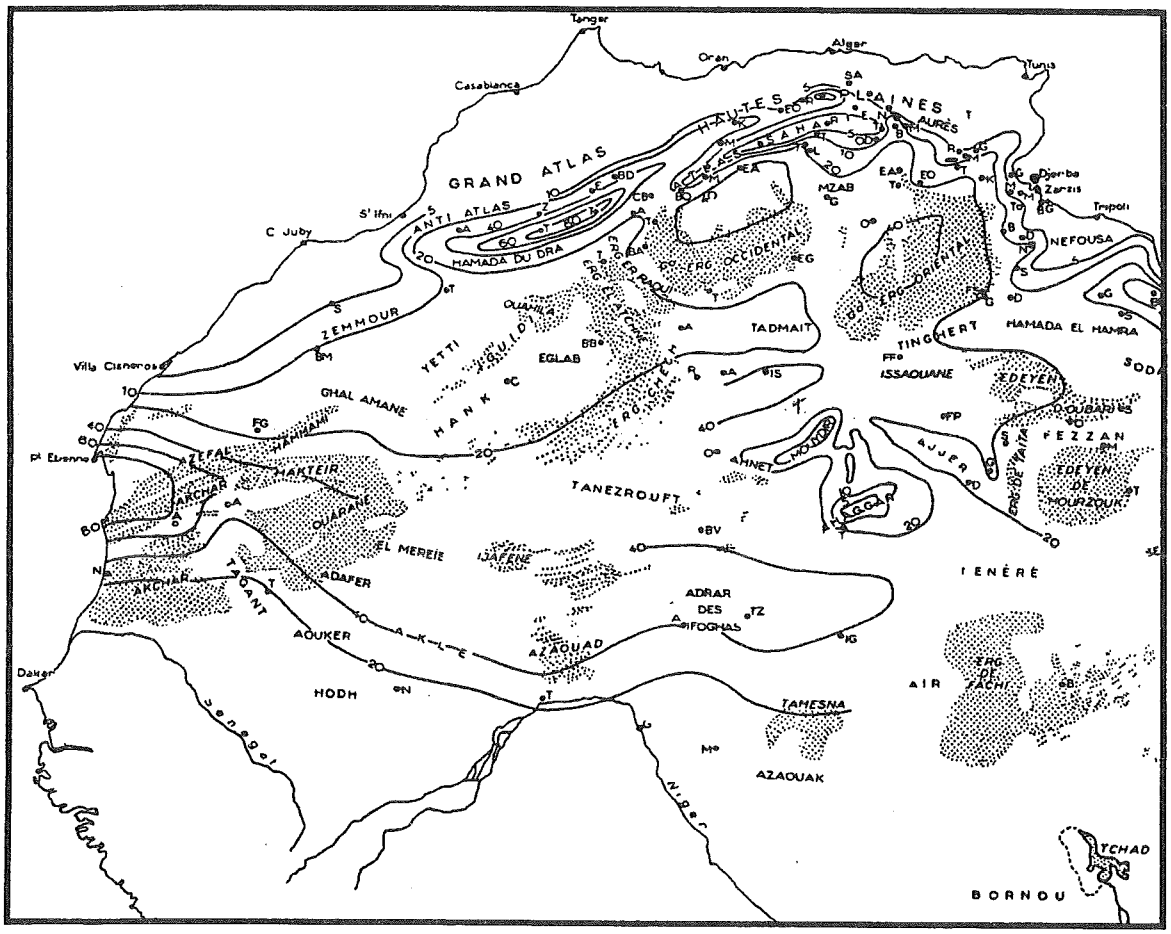


Fig.IV.12. - Répartition géographique des lithométéores (vents de sable) dans le Sahara et ses bordures de 1925 à 1950 (d'après DUBIEFF 1952).

Geographical distribution of the lithometeors (deflation) in the Sahara and its borders from 1925 to 1950 (after DUBIEF 1952).

Ces deux documents historiques sont de toute première importance car ils présentent des données aujourd'hui disparues, souvent détruites par le temps. Dans la suite de ce travail, nous réaliserons une étude des lithométéores depuis 1951. Il est évident que les travaux de DUBIEF (1943, 1952) serviront à la comparaison de nos résultats.

Il faudra attendre plus de trente ans après les travaux de DUBIEF pour que de nouvelles études soient entreprises sur l'évolution des lithométéores en Afrique sahélienne. Ainsi, l'article de MIDDLETON (1985A) va relancer l'intérêt de ces recherches relatives à la production de poussières dans le Sahel. Analysant les données de huit stations synoptiques de Mauritanie et cinq stations du Soudan durant une trentaine d'années, MIDDLETON (1985A) note une augmentation très importante, d'un

facteur six en Mauritanie et d'un facteur cinq au Soudan, de la déflation éolienne durant les années de forte sécheresse (Fig. IV. 13).

MIDDLETON (1985A) ne note cependant pas de corrélations significatives entre les mesures de précipitations et la fréquence des lithométéores réduisant la visibilité à moins de 100 dam et admet que la relation entre sécheresse et production de poussières est très complexe. L'auteur affirme néanmoins que la sécheresse, éventuellement combinée à certaines pratiques anthropiques, est le facteur majeur de l'augmentation de la fréquence observée des tempêtes de sable en région sahélienne.

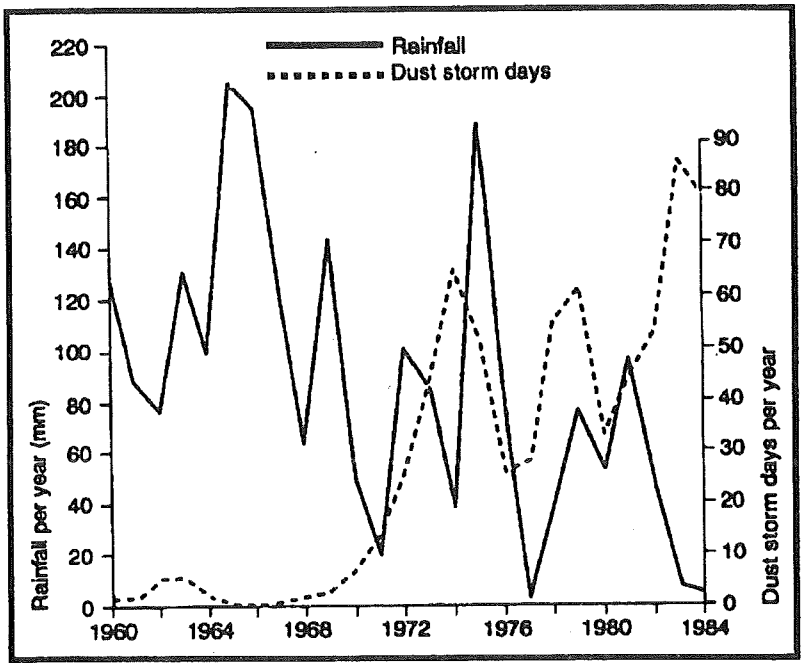


Fig.IV.13. - Fréquences annuelles des tempêtes de sable[1] et totaux annuels des précipitations à la station de Nouakchott de 1960à 1984 (d'après MIDDELTON 1985A)

Annual frequency of sandstorms and yearly rainfall at the station of Nouakchott from 1960 to 1984 (after MIDDLETON 1985A).

N'TCHAYI *et al.* (1992, 1994, 1997) poursuivent le travail de BERTRAND *et al.* (1979) qui couvrait alors la période 1970-1974. Ils présentent l'évolution de la fréquence de la brume sèche à partir des données tri-horaires de quatre stations synoptiques (Abidjan, Bouaké, Bobo Dioulasso et Niamey) pour une période de 31 ans (1957-1987). Ils complètent ensuite leur base de données grâce aux informations relatives aux brumes sèches collectées pour 19 stations bien réparties sur l'Afrique de l'Ouest pour trois périodes de cinq ans (1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987). Les auteurs basent leur analyse sur le nombre annuel d'heures caractérisées par une visibilité inférieure à 1000 dam (indiquant la présence de poussière dans l'atmosphère) et par une visibilité inférieure à 500 dam (indiquant la présence importante de poussière) à cause de la présence de brume sèche. Ils notent une augmentation d'un facteur cinq entre la période dite humide (1957-1966) et la période sèche (1977-1986) pour ce qui est des visibilités inférieures à 500 dam dans les quatre stations synoptiques de référence citées

[1] MIDDLETON (1985) définit une tempête de sable comme étant une visibilité horizontale réduite à moins de 100 dam par la présence de particules solides dans l'atmosphère (ce point est discuté dans le chapitre IV.3.2).

plus haut. D'autre part, comparant les périodes 1970-1974 et 1983-1987 pour les 19 stations, les auteurs remarquent que le nombre d'heures affectées par la brume sèche augmente sensiblement depuis le Sahel oriental (Niger) vers le Sahel occidental (Boucle du Niger–Mali et Mauritanie). Ces dernières observations laisseraient transparaître l'apparition de nouvelles zones génératrices de poussières (Fig. IV. 14).

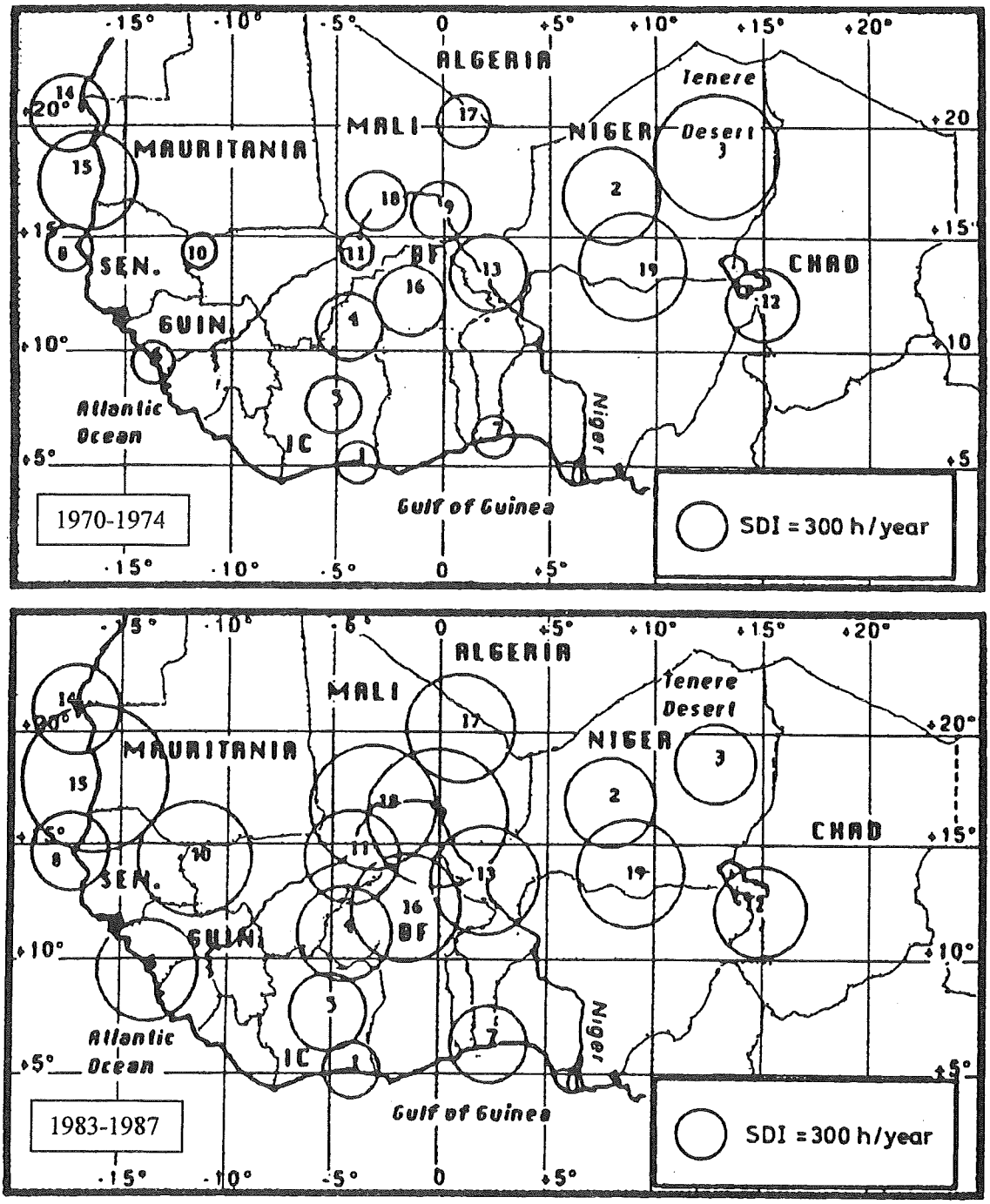


Figure IV. 14: Représentation du nombre d'heures où la visibilité a été inférieure à 500 dam par brume sèche en Afrique de l'Ouest pour les périodes 1970-1974 et 1983-1987. (d'après N'TCHAYI et al. 1994)

Distribution of the number of hours with visibility below 500 dam because of dry haze in West Africa during the 1970-1974 and 1983-1987 periods.(after N'TCHAYI et al. 1994)

Stations: 1. Abidjan; 2. Agadez; 3. Bilma; 4. Bobo Dioulasso; 5. Bouaké; 6. Conakry; 7. Cotonou; 8. Dakar; 9. Gao; 10. Kayes; 11. Mopti; 12. Ndjamena; 13. Niamey; 14. Nouadhibou; 15. Nouakchott; 16. Ouagadougou; 17. Tessalit; 18. Tombouctou; 19. Zinder.

Les auteurs optent pour une relation simultanée de cause à effet entre la sécheresse, réduisant le couvert végétal, et la fréquence des brumes sèches. Finalement, les auteurs proposent la fréquence des brumes sèches comme traceur des fluctuations de l'avance du désert.

L'intérêt de ces trois études repose sur le fait que la fréquence des brumes sèches est analysée pour deux périodes clefs de cinq ans (au maximum des sécheresses de 1970-1974 et 1983-1987) pour un grand nombre de stations depuis les stations sahariennes de Bilma (Niger) et Tessalit (Mali) jusqu'aux stations côtières du Golfe de Guinée. Cependant, il est regrettable que les auteurs ne s'en tiennent qu'à des considérations générales sans même évoquer des éléments inévitables comme par exemple, l'influence anthropique sur l'environnement. D'autre part, les brumes sèches sont des poussières en suspension transportées par le vent. Il est, dès lors, erroné de prendre le critère de brume sèche pour déterminer une zone source qui, par définition, est une zone génératrice de poussières et, donc, une zone caractérisée par l'importance de la fréquence des cas de déflation (chasse-sable et tempête de sable).

OZER (1998) a poursuivi et étendu l'étude qu'il avait présentée quelques années auparavant (OZER 1993) et qui reposait sur l'analyse des lithométéores dans sept stations synoptiques du Sahel méridional au Niger de 1961 à 1990. L'évolution de la fréquence des lithométéores et de la vitesse du vent, enregistrée pendant la saison sèche dans huit stations synoptiques du Niger réparties sur tout le territoire (Fig. IV. 15), est étudiée de 1951 à 1994.

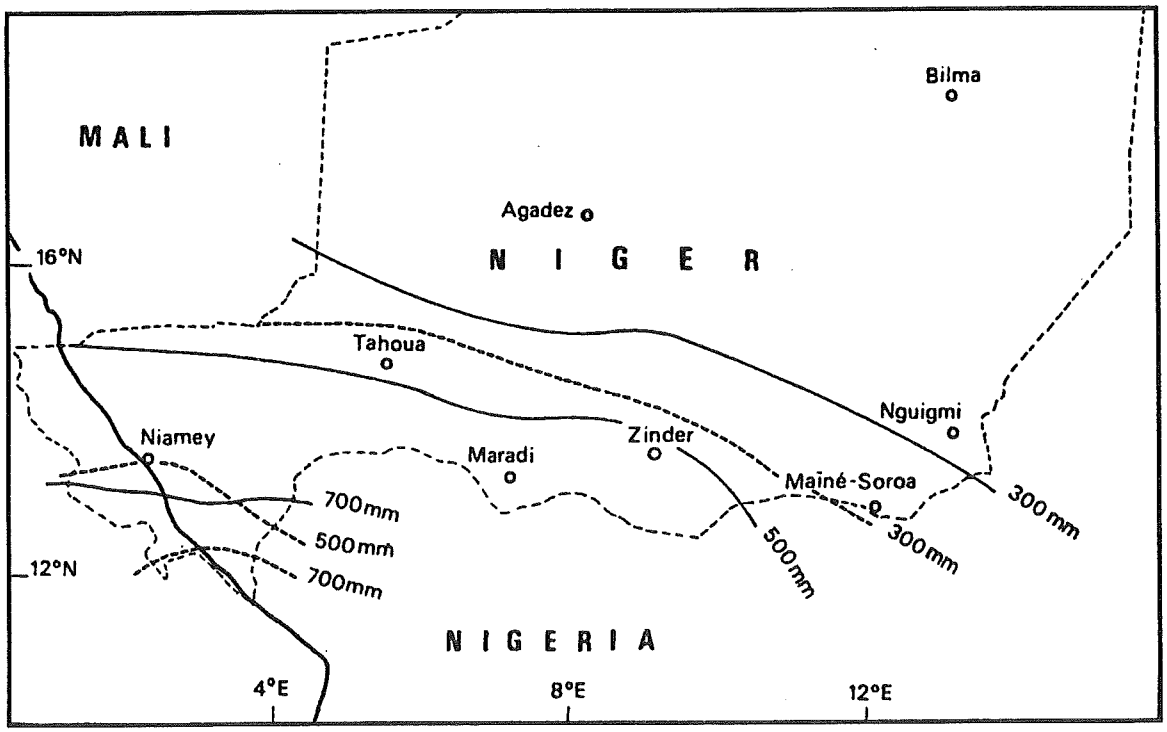


Fig.IV.15 - Carte de localisation des stations synoptiques utilisées par OZER (1998) pour l'étude de l'évolution de la fréquence des lithométéores au Niger. Les isohyètes sont établis pour la période "humide" de 1951 à 1967 (—) et pour la période de sécheresse de 1968 à 1987 (---).

Location of the stations used by OZER (1998) to study the evolution of the lithometeor frequency in Niger. The isohyets are calculated for the 'humid' [1951-1967] (—) and drought [1968-1987] (- - -) periods.

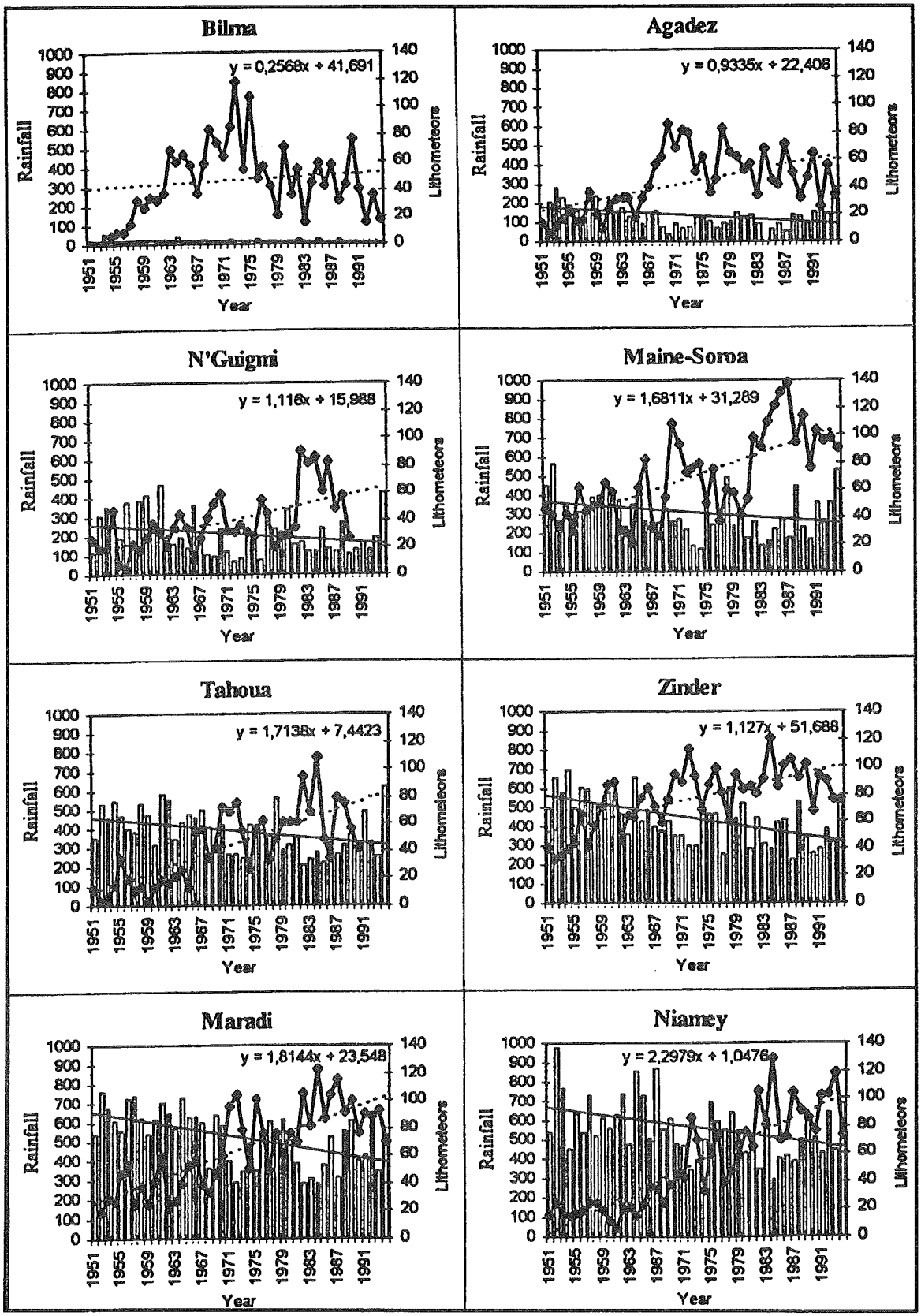


Fig.IV.16 - Evolution des précipitations annuelles (bâtons) et du nombre de jours affectés par les lithométéores (courbe); durant la saison sèche de 1951 à 1994 dans huit stations synoptiques du Niger (OZER 1998).

Yearly rainfall and days affected by lithometeor during the dry season from 1951 to 1994 in eight stations of Niger (OZER 1998).

Il ressort de cette étude que le nombre de jours affectés par les lithométéores augmente sensiblement depuis les régions désertiques (Bilma) vers le sud sahélien (Niamey) où une augmentation d'un facteur cinq est enregistrée (Fig. IV. 16). Il est montré également que la région de Bilma, habituellement considérée comme la plus importante zone source de poussières (HAMILTON & ARCHBOLD 1945; KALU 1979; MCTAINSH 1980; MCTAINSH & WALKER 1982; ADEDOKUN *et al.* 1989; etc.), a connu une baisse de production en particules solides depuis le début des années quatre-vingts. Finalement, il est établi que la fréquence des lithométéores n'est en aucun cas liée significativement aux précipitations de l'année précédente, ce qui va donc à l'encontre des affirmations de MIDDLETON (1985A). L'auteur propose dès lors que l'évolution du nombre de jours affectés par des lithométéores soit considérée comme indicateur climatique de la dégradation environnementale et, donc, de la désertification.

L'intérêt de cette étude repose sur le fait que, pour la première fois, la fréquence des lithométéores est analysée pour huit stations continentales sur un large échantillon de 44 ans et qu'il apparaît que, dans toute la bande sahélienne, la fréquence des lithométéores est en constante augmentation, et ce, malgré une tendance de retour à la normale des précipitations depuis 1988.

NOUACEUR (1999) a analysé la fréquence des lithométéores de 1951 à 1990 dans les treize stations du réseau synoptique mauritanien. Il montre une augmentation subite des lithométéores au début des années septante et au début des années quatre-vingts. Pour lui, il n'y a aucun doute et affirme (p. 373): "*un lien très fort existe entre la réduction de la pluviométrie et l'augmentation des lithométéores*". L'auteur présente la répartition spatiale du nombre annuel moyen de jours affectés par une visibilité réduite à moins de 500 dam pour la période 1980-1990 (Fig. IV. 17). Cette carte montre bien que la bordure océanique de la Mauritanie et, dans une moindre mesure, le Sahel mauritanien, sont les zones les plus affectées par les lithométéores. Aussi, aurait-il été souhaitable que l'auteur réalise d'autres cartes couvrant des périodes antérieures pour vérifier si cette répartition a toujours été similaire.

Dans la suite de ce travail, nous prolongerons, élargirons et approfondirons ces études relatives à la fréquence des lithométéores sur toute la région sahélienne du Sénégal, de la Mauritanie, du Mali et du Niger de 1951 à 1994. Dans les pays où il nous a été possible de récolter de plus longues séries de données (Mali et Niger), ces informations seront présentées à partir de 1947, voire même de 1930 dans le cas des stations de Gao, Tombouctou et Kayes (Mali), jusqu'en 1997.

L'évolution des visibilités (IV. 6), la répartition diurne des lithométéores (IV. 7), la répartition mensuelle des lithométéores (IV. 8) et l'évolution des lithométéores au pas de temps annuel (IV. 9) seront successivement présentées avant de cibler cette analyse sur l'évolution des lithométéores durant la saison sèche (IV. 10).

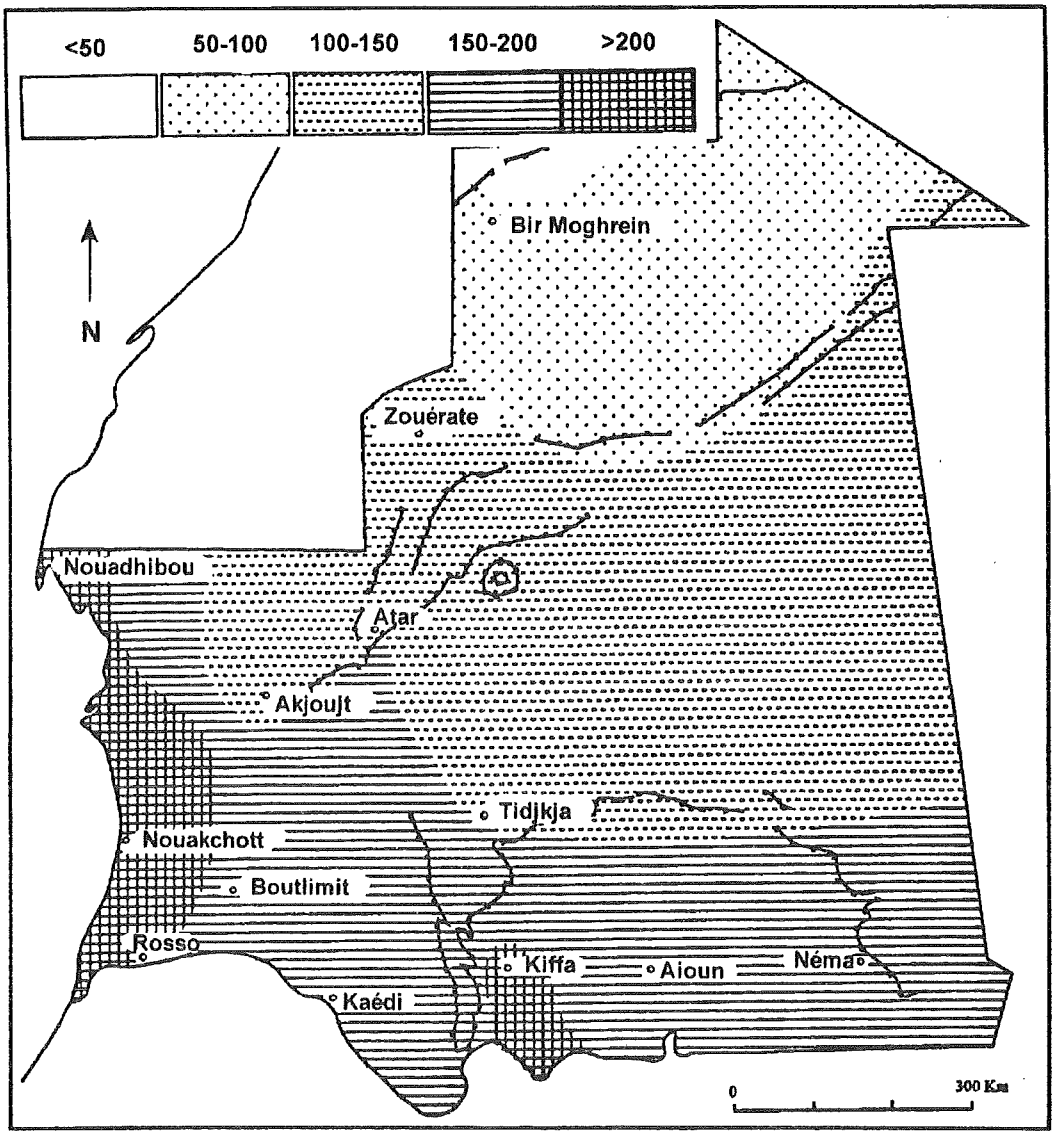


Fig.IV.17. - Répartition spatiale da la visibilité réduite à moins de 500 dam (en nombre de jours par an) en Mauritanie de 1980 à 1990 (d'après NOUACEUR 1999)

Yearly spatial distribution of days with reduced visibility (< 500 dam) in Mauritania from 1980 to 1990 (after NOUACEUR 1999).

6. EVOLUTION DE LA VISIBILITE

Comme il a été mis en évidence au chapitre IV. 4, l'estimation de la visibilité horizontale est le paramètre principal utilisé pour la détermination des lithométéores. La figure IV. 18 présente l'évolution de cette visibilité aux stations sahéliennes de Niamey, Zinder et Tombouctou durant ces cinquante dernières années. Les informations relatives à la station désertique de Bilma ne sont pas présentées sur cette figure car, comme nous le verrons lors des prochains chapitres, l'évolution des lithométéores y est complètement différente. En ce qui concerne la station de Gao, seules les visibilités inférieures à 1000 dam ont été répertoriées par manque de temps sur place. Chaque courbe présentée à la figure IV. 18 est réalisée à partir de l'encodage, depuis les carnets d'observations, de plus de 61000 estimations de la visibilité (1208 par saison sèche) par station.

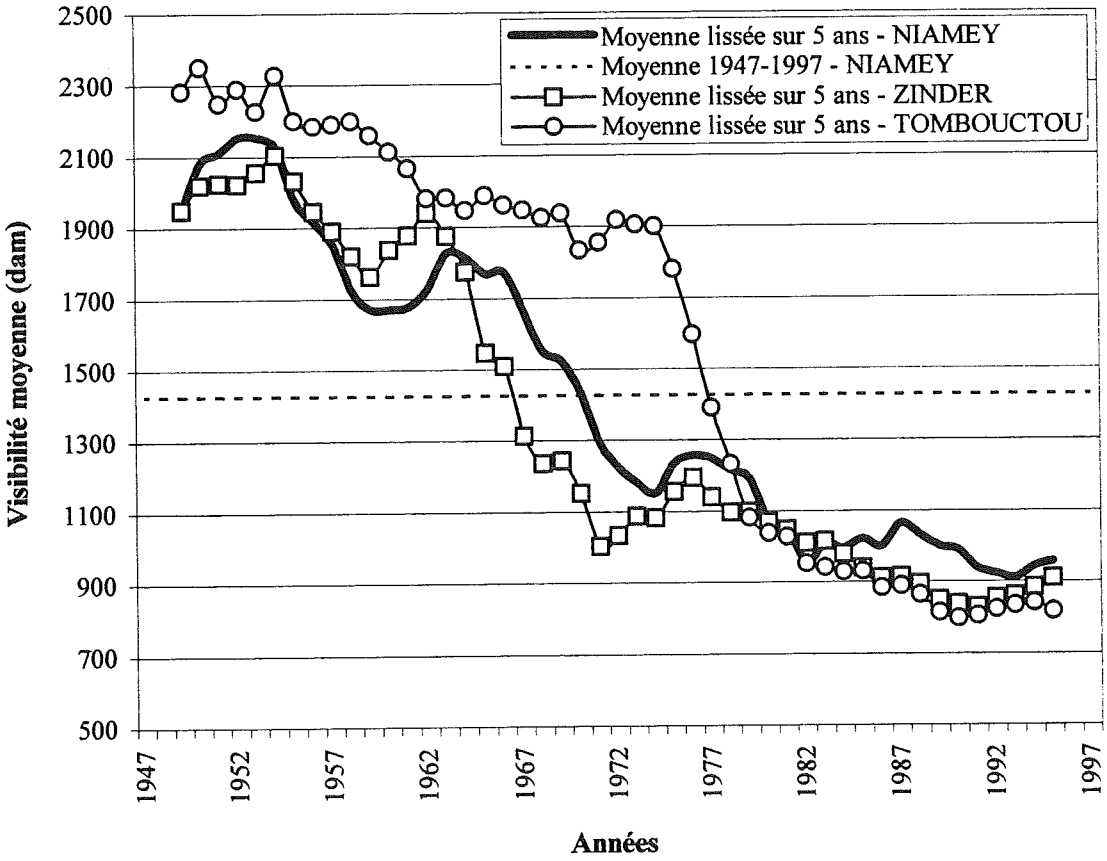


Fig.IV.18 - Visibilité moyenne (saison sèche - novembre à mars) observée aux stations synoptiques de Niamey, Zinder et Tombouctou de 1947à 1997. Données tri-horaires.

Mean visibility during the dry season (November to March) observed at the synoptic stations of Niamey, Zinder and Timbuktu from 1947 to 1997. 3-hourly data.

Considérant toutes les visibilités tri-horaires, nous pouvons constater que la visibilité moyenne observée durant la saison sèche a approximativement été réduite de moitié, passant de 1900 à 1000 dam à Niamey, de 1900 à 900 dam à Zinder et de 2200 à 900 dam à Tombouctou durant respectivement les vingt premières et les vingt dernières années de la série d'analyse. L'application du test de PETTITT (1979) aux données de Niamey montre qu'une rupture de tendance majeure est apparue en 1971, précédée et

suivie de deux autres points de rupture respectivement en 1956 et 1981. A vrai dire, l'année 1971 peut être considérée ici comme l'exemple type du point de rupture puisque toutes les valeurs précédant cette date sont supérieures à la moyenne 1947-1997 et toutes les valeurs observées depuis le début des années septante sont en dessous de cette même moyenne (Fig. IV. 18). Notons que ces points de rupture surviennent aux mêmes périodes à Zinder (1957, 1968, 1983) ainsi qu'à Tombouctou (1959, 1974, 1983). Si l'on tente grossièrement de replacer les années correspondant à ces points de rupture dans le contexte environnemental global, on peut facilement positionner respectivement au début de la grande sécheresse et à l'accentuation de celle-ci.

Il n'existe, à notre connaissance, aucune étude complète concernant l'évolution des visibilités en Afrique de l'Ouest. Pourtant, la dégradation de la visibilité horizontale est un des effets directement visibles de la pollution de l'air. Cette indication est fréquemment utilisée aux Etats-Unis (VINZANI & LAMB 1985). Les seules publications relatives à ce paramètre se bornent à examiner les visibilités inférieures à un certain seuil, généralement pris à 100, 500 ou 1000 dam en l'Afrique de l'Ouest, pour le suivi des lithométéores.

Or, de l'analyse de la figure IV. 19, il ressort que les visibilités que nous qualifierons ici d'exceptionnelles, à savoir supérieures à 2000 dam et reflétant une pureté extrême de l'air, étaient majoritaires jusqu'à la fin des années soixante. La fréquence de ces même visibilités n'a, depuis 1979, dépassé les 20 % qu'à deux reprises avant de descendre irrémédiablement sous les 10 % durant les années nonante. La comparaison entre les vingt premières et dernières années de la série d'analyse est parlante, la fréquence moyenne des visibilités exceptionnelles est passée de 58 à 12 %. Il en va d'ailleurs de même à la station de Zinder, dont les résultats sont présentés à titre de comparaison en figure IV. 20, où cette même fréquence des visibilités exceptionnelles est passée de 55 à 7 % entre les vingt premières et vingt dernières années de la série.

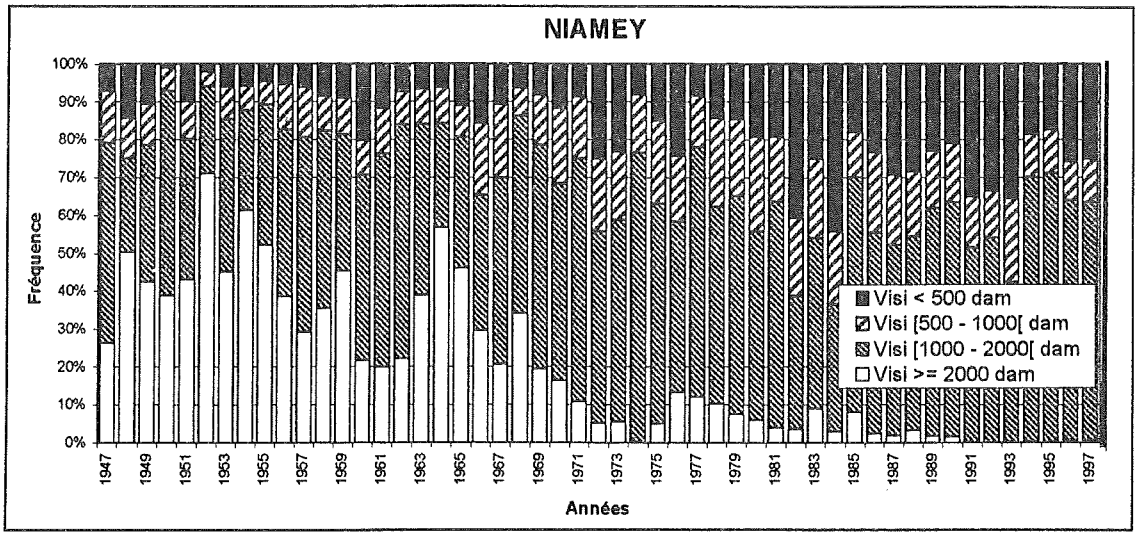


Fig.IV.19 - Répartition des visibilités à la station synoptique de Niamey durant la saison sèche (novembre à mars) de 1947 à 1997. Les données tri-horaires sont utilisées pour le calcul de la fréquence (1208 cas par saison sèche).

Visibility distribution at the synoptic station of Niamey during the dry season (November to March) from 1947 to 1997. 3-hourly data are used for the frequency calculation.

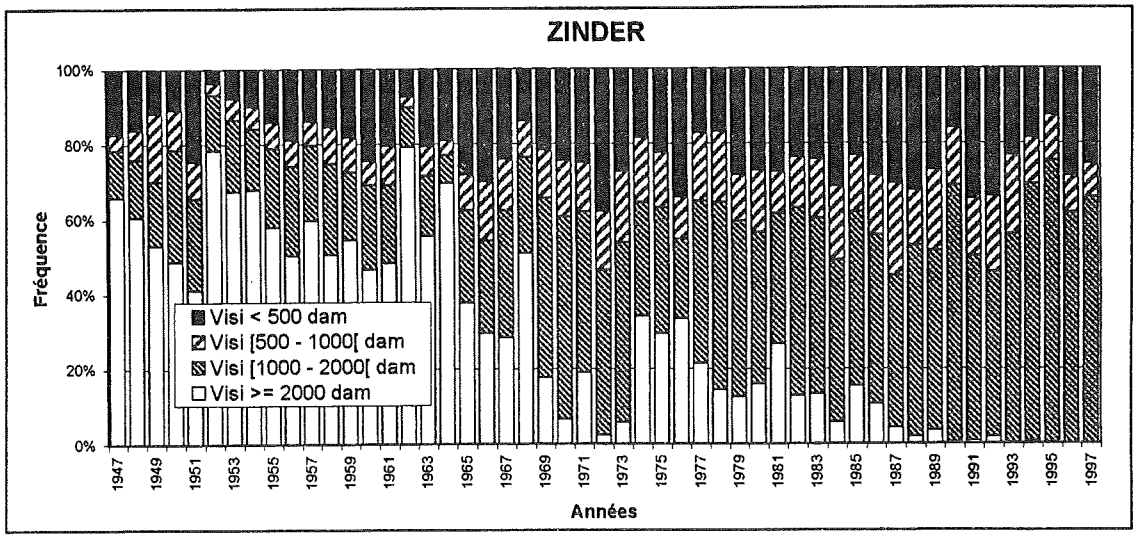


Fig.IV.20 - Répartition des visibilités à la station synoptique de Zinder durant la saison sèche (novembre à mars) de 1947 à 1997. Les données tri-horaires sont utilisées pour le calcul de la fréquence.

Visibility distribution at the synoptic station of Zinder during the dry season (November to March) from 1947 to 1997. 3-hourly data are used for the frequency calculation.

Si l'on distingue les périodes humides, de sécheresse et d'après sécheresse, il apparaît que la transformation principale est apparue entre les deux premières périodes et que cette tendance s'est confirmée durant la période actuelle. Ainsi, comme le montre le tableau IV. 11, c'est bien entre les périodes 1951-1968 et 1969-1986 que les deux classes extrêmes de visibilité, à savoir la visibilité exceptionnelle (≥ 2000 dam) et les lithométéores (< 500 dam), ont connu les plus grandes modifications de fréquence. Ainsi, la fréquence des très bonnes visibilités a été divisée par trois, passant de 56 à 20 %, alors que la fréquence des lithométéores a plus que doublé passant, elle, de 9 à 20 %. Durant la période succédant à la sécheresse (1987-1997), cette tendance s'est accentuée.

Tab.IV.11 - Fréquence de différentes classes de visibilités à la station synoptique de Niamey durant la saison sèche (novembre à mars) de 1947 à 1997. Comparaison entre les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Frequency of several visibility classes at the synoptic station of Niamey during the dry season (November to March) from 1947 to 1997. Comparison between the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

	< 500 dam	500-1000 dam	< 1000 dam	1000-2000 dam	≥2000 dam	≥1000 dam
1951-1968	9	10	19	25	56	81
1969-1986	20	18	38	42	20	62
1987-1997	27	14	41	50	9	59
1947-1997	16	14	30	36	34	70

D'autre part, si l'on se réfère à divers travaux relatifs aux lithométéores (voir Tab. IV. 4) et aux informations retranscrites dans les carnets d'observations, on peut considérer que l'atmosphère est pure à partir d'une visibilité de 1000 dam. Ainsi, en séparant ces deux classes de visibilité (< 1000 dam et ≥ 1000 dam, Tab. IV. 11), les conclusions sont identiques à celles formulées pour les deux classes extrêmes de visibilité. Il ressort donc de cette brève intervention relative aux visibilités horizontales que les classes extrêmes ont été fortement modifiées depuis la sécheresse et, ce, de manière cohérente dans les trois stations sahéliennes analysées.

7. REPARTITION DIURNE DES LITHOMETEORES

Il est souvent ancré dans les esprits que les lithométéores se produisent essentiellement durant le jour et disparaissent ou s'atténuent durant la nuit. Concernant les cas de déflation, DUBIEF conclut "*Nous avons vu les transports de sable durant la nuit comme tout à fait négligeables. Nous sommes donc en accord avec une opinion assez répandue au Sahara qui veut que le vent de sable se lève avec le soleil et se couche avec lui*" (DUBIEF 1952, pp. 151-152). Le but de ce chapitre est de présenter cette répartition diurne des lithométéores en fonction de leur type et de leur visibilité. D'autre part, nous tenterons de voir si les différentes phases climatiques ont eu un effet quelconque sur cette répartition. L'illustration de ces propos se base ici sur l'étude de cinq stations jamais analysées à ce sujet. La répartition tri-horaire moyenne des lithométéores calculée sur la période 1947-1997 est présentée à la figure IV. 21 pour les stations synoptiques de Niamey, Zinder, Gao, Tombouctou et Bilma.

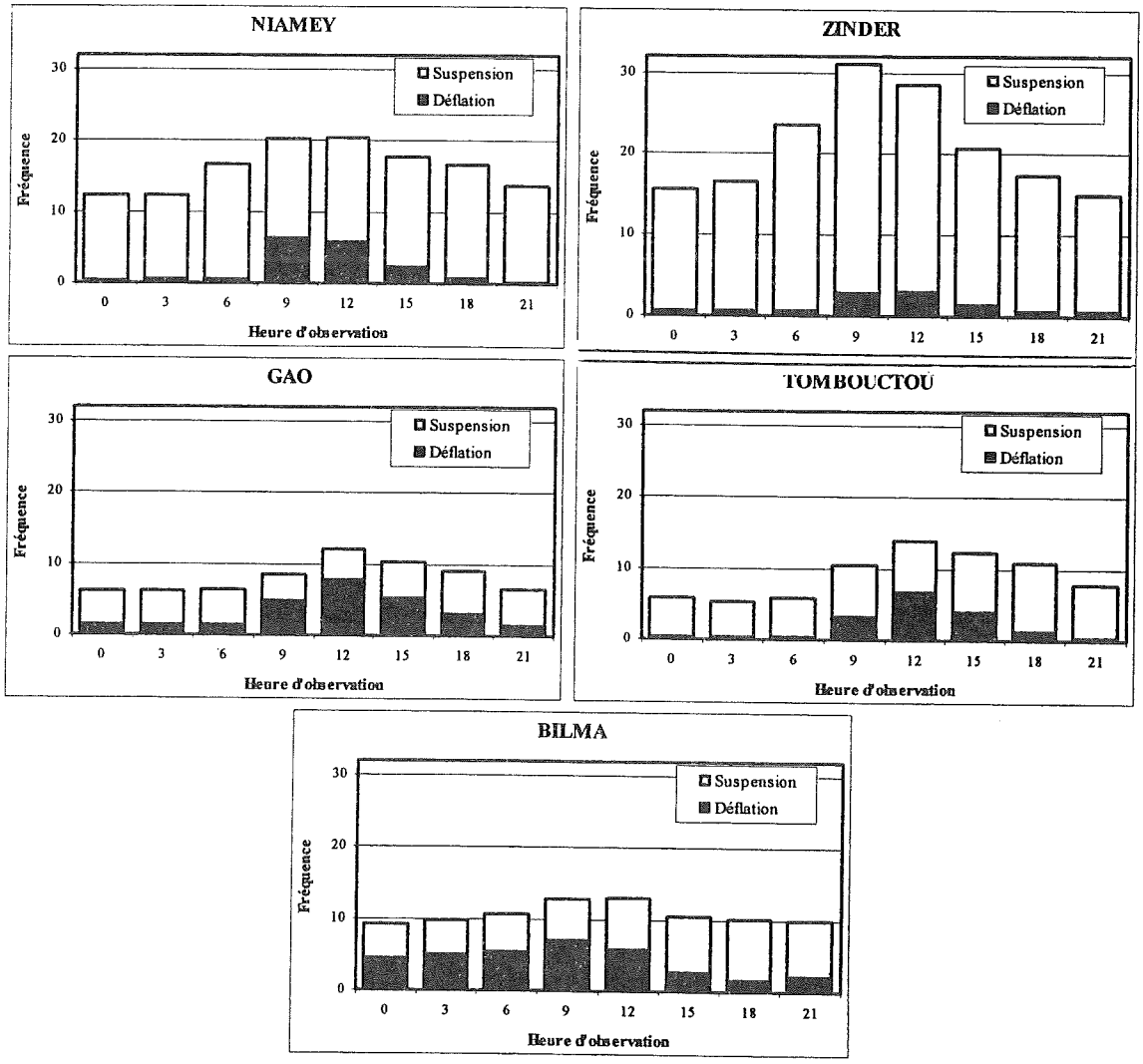


Fig.IV.21 - Fréquence moyenne (%) tri-horaire de la visibilité réduite par les lithométéores à moins de 500 dam durant la saison sèche (novembre à mars). Les données utilisées pour ces calculs couvrent la période 1947-1997.

Mean 3-hourly frequency of low visibility (< 500 dam) due to lithometeors during the dry season (November to March). Data used cover the 1947-1997 period.

Il apparaît à la figure IV. 21 que la fréquence maximum des lithométéores est observée entre 9 et 15 heures alors que le minimum est localisé au milieu de la nuit. Pour avoir une vision plus précise de cette répartition au cours du temps, nous allons analyser ci-après l'évolution diurne des lithométéores en fonction de la visibilité (< 500 dam et < 100 dam) et en fonction de leur type (suspension et déflation).

Ainsi, la figure IV. 22 présente la fréquence diurne des lithométéores (visibilité inférieure à 500 dam) durant les différentes phases climatiques. Il apparaît que cette fréquence augmente fortement dans les stations sahéliennes et, ce, à toutes les heures.

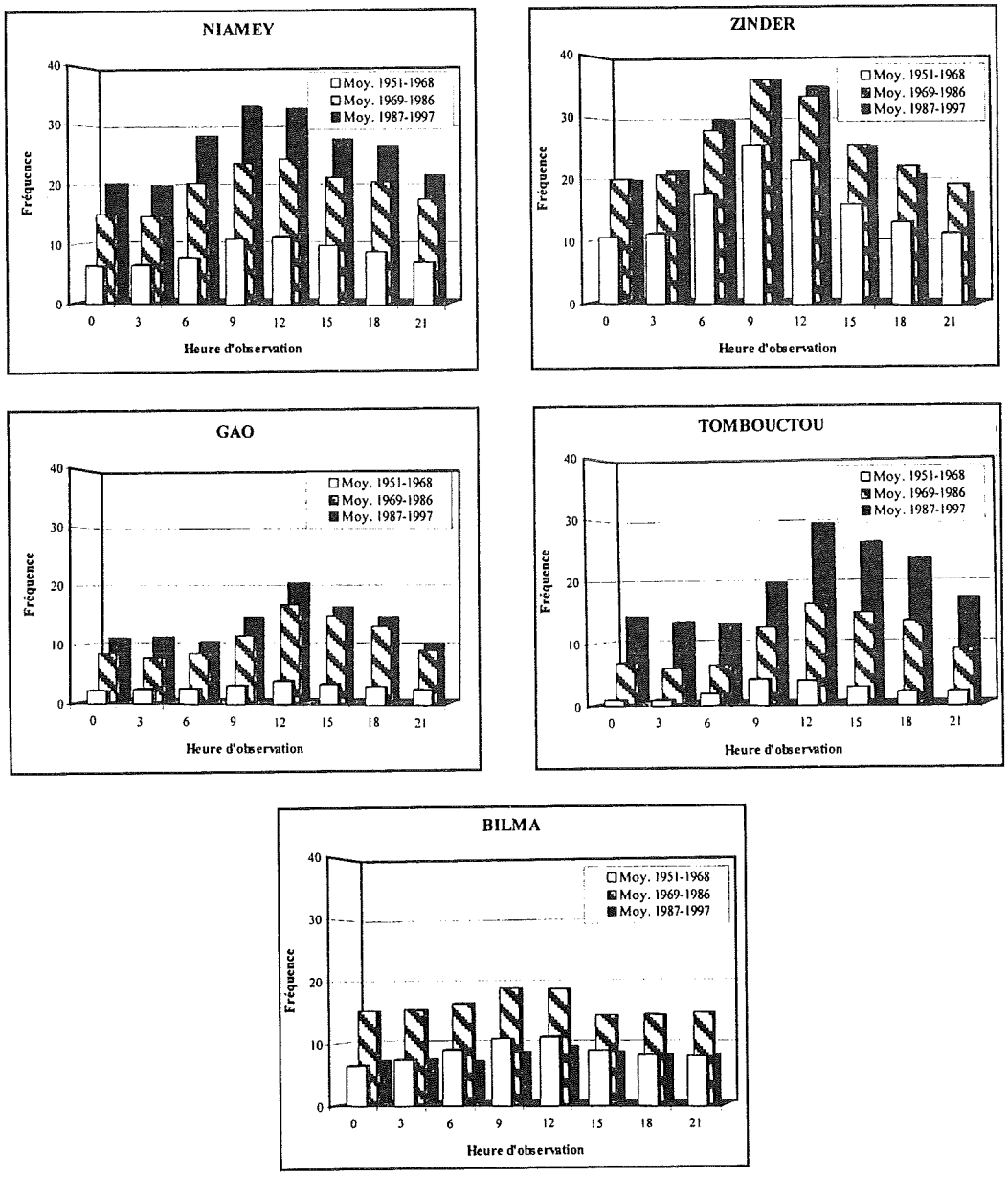


Fig.IV.22 - Fréquence moyenne (%) tri-horaire de la visibilité réduite par les lithométéores à moins de 500 dam durant la saison sèche (novembre à mars). Comparaison entre les périodes "humides" (1951-1968) de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Mean 3-hourly frequency of low visibility (< 500 dam) due to lithometeors during the dry season (November to March). Comparison between the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

Cet accroissement de la fréquence des lithométéores est très marqué entre les périodes 1951-1968 et 1969-1986 et se poursuit d'ailleurs après la sécheresse. Aux stations de Niamey et Tombouctou, cette dernière augmentation est d'ailleurs loin d'être négligeable. A la station désertique de Bilma, considérée, comme nous l'avons déjà mentionné à maintes reprises, comme une zone source, la situation est tout autre. Après avoir connu une fréquence des lithométéores double durant la période de sécheresse, cette même fréquence retombe ensuite à un niveau inférieur à celle observée durant la période humide.

Le rapport ($R_{M/m}$) entre la fréquence maximum des lithométéores observée de jour (9, 12 et 15 heures) et la fréquence minimum notée au milieu de la nuit (21, 24 et 3 heures) ne varie pas avec le temps et est de l'ordre de 1.6.

Pour les cinq stations analysées, la fréquence des lithométéores et leur évolution sont présentées au tableau IV. 12. On y remarque un contraste assez frappant entre les stations sahéliennes méridionales (Niamey et Zinder) où les augmentations de fréquence des lithométéores, entre les périodes après et avant sécheresse, sont respectivement de 208 et 60 % et les stations du Sahel pastoral (Gao et Tombouctou) où elles sont de 361 et 718 %. La comparaison entre ces deux même périodes se solde par une diminution de 11 % à la station désertique de Bilma.

Tab.IV.12 - Evolution de la fréquence des lithométéores (VV < 500 dam) durant les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).
Evolution of the lithometeor frequency (VV < 500 dam) during the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

	Fréquence (%) [VV < 500 dam]			Changement (%)		
Station	1951-1968	1969-1986	1987-1997	Séch/Hum	Act/Séch	Act/Hum
NIAMEY	8.5	19.5	26.3	+129	+35	+208
ZINDER	16.1	25.5	25.8	+59	+1	+60
GAO	2.9	11.1	13.4	+282	+21	+361
TOMBOUCTOU	2.4	10.5	19.5	+340	+86	+718
BILMA	8.7	15.9	7.7	+84	-52	-11

La fréquence diurne des lithométéores limitant la visibilité à moins de 100 dam durant les différentes phases climatiques est présentée à la figure IV. 23. La fréquence des lithométéores et son évolution sont exposées au tableau IV. 13 pour les cinq stations analysées. La répartition diurne des fréquences maximum et minimum est similaire à celle observée préalablement pour les visibilités inférieures à 500 dam. Cependant, les écarts sont plus marqués et le rapport ($R_{M/m}$) entre les fréquences observées durant le jour et la nuit est ici de 2.7.

Dans ce cas précis, le contraste observé préalablement entre l'évolution de la fréquence des lithométéores est encore plus marqué entre les différents environnements. Ainsi, comparant l'évolution de la fréquence des lithométéores réduisant la visibilité à moins de 100 dam, il apparaît que les stations de Niamey et Zinder ont un accroissement du même ordre que celui observé pour les visibilités inférieures à 500 dam de 155 et 58 % respectivement. Les évolutions les plus inattendues nous arrivent des trois autres stations. Aux stations de Gao et Tombouctou, ces lithométéores ont en effet augmenté respectivement d'un facteur 15 et 28. A Bilma, une diminution de 75 % est observée.

Tab.IV.13 - Evolution de la fréquence des lithométéores (VV < 100 dam) durant les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Evolution of the lithometeor frequency (VV < 100 dam) during the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

	Fréquence (%) [VV < 100 dam]			Changement (%)		
Station	1951-1968	1969-1986	1987-1997	Séch/Hum	Act/Séch	Act/Hum
NIAMEY	0.5	1.0	1.2	+117	+18	+155
ZINDER	3.2	4.6	5.1	+42	+11	+58
GAO	0.2	3.5	2.8	+1768	-20	+1393
TOMBOUCTOU	0.2	2.4	4.7	+1367	+93	+2736
BILMA	1.2	1.8	0.3	+47	-83	-75

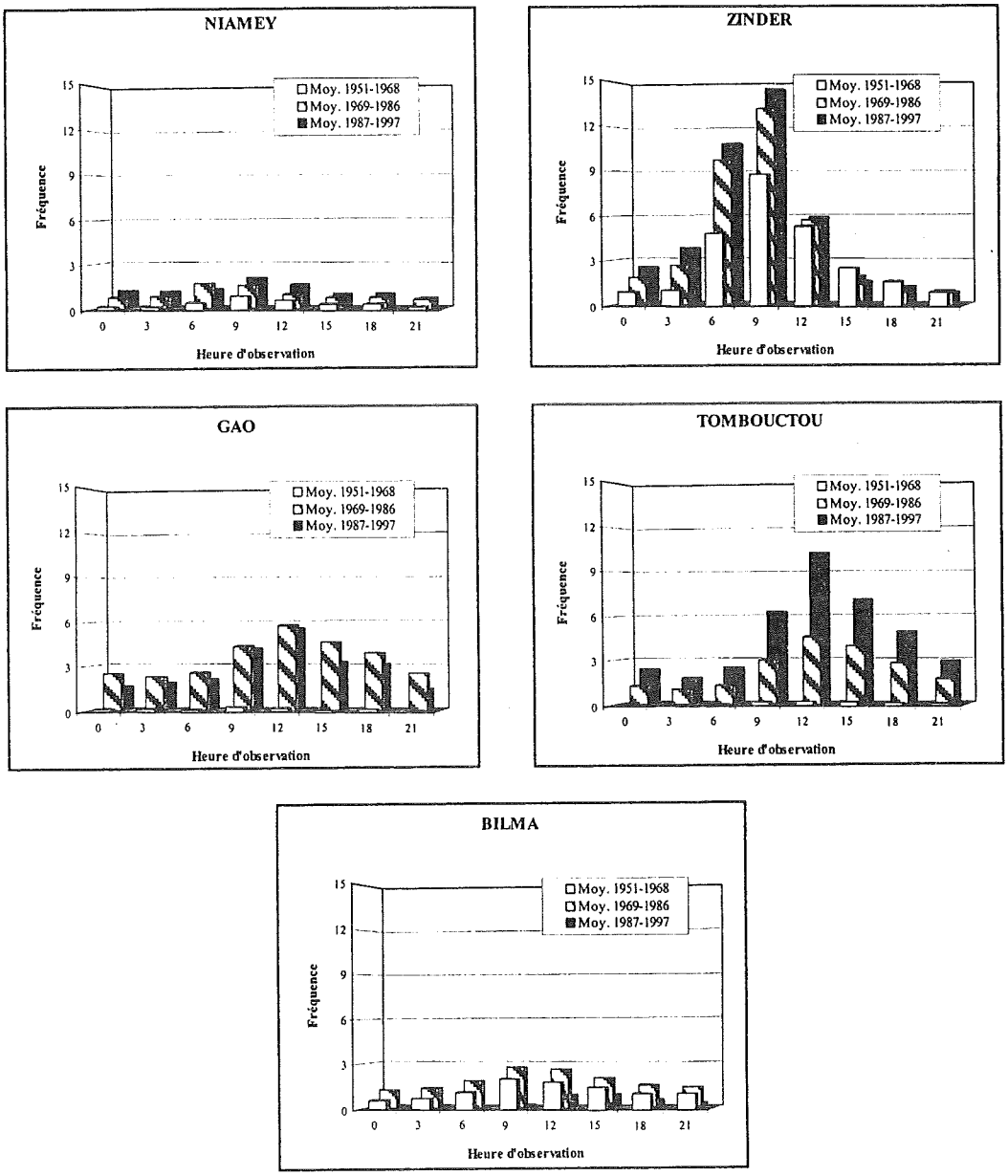


Fig.IV.23 - Fréquence moyenne (%) trihoraire de la visibilité réduite par les lithométéores à moins de 100 dam durant la saison sèche (novembre à mars). Comparaison entre les périodes "humides" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986 et

Mean 3-hourly frequency of low visibility (< 100 dam) due to lithometeors during the dry season (November to March). Comparison between the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

L'évolution observée aux stations de Gao et Tombouctou peut sembler irréelle vu son ampleur. Cependant, ces résultats peuvent être confortés par ceux obtenus par MIDDLETON (1985A) en huit stations de Mauritanie. L'auteur a également comparé les données de la période humide (1949-1967) avec celles des dix premières années de la sécheresse (1968-1977) et a obtenu des augmentations moyennes de fréquence des lithométéores réduisant la visibilité à moins de 100 dam variant de 325 à 1005 %.

L'analyse de l'évolution diurne des lithométéores en fonction de leur type (suspension et déflation) nous apporte un nouvel éclairage sur les modifications très importantes survenues depuis la fin des années soixante. Cette évolution est présentée à la figure IV. 24 pour la région sahélienne (Niamey et Zinder) considérée comme une zone de transit.

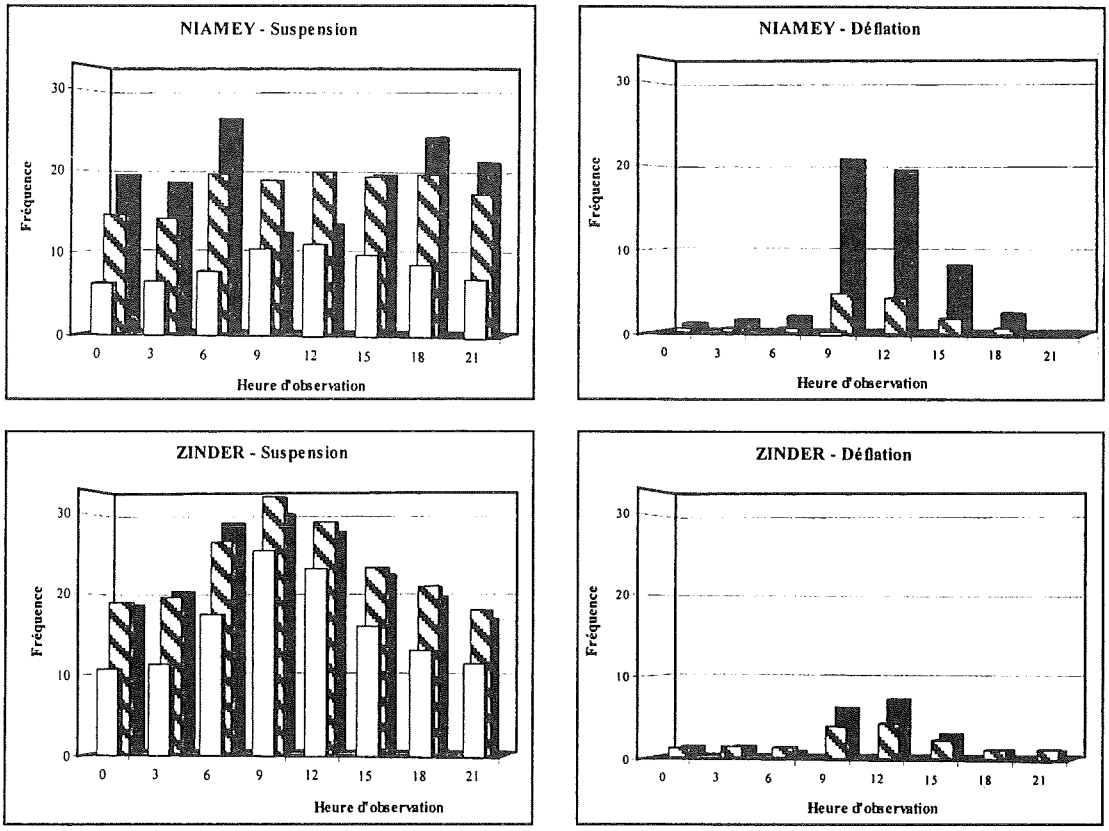


Fig.IV.24 - Fréquence moyenne (%) tri-horaire de la visibilité réduite par les poussières en suspension et les cas de déflation durant la saison sèche (novembre à mars) aux stations de Niamey et Zinder. Comparaison entre les périodes "humide" (1951-1968, blanc), de sécheresse (1969-1986, hachuré), et "actuelle" (1987-1997, noir).

Mean 3-hourly frequency (%) of low visibility (< 500 dam) due to suspended dust and deflation during the dry season (November to March) at the stations of Niamey and Zinder. Comparison between the "humid" (1951-1968, white), drought (1969-1986, hatched) and "present" (1987-1997, black) periods.

A la station synoptique de Niamey, durant la période humide, 99% des lithométéores étaient composés par des poussières en suspension. La fréquence de ces poussières en suspension était alors maximum durant le jour et minimum durant la nuit, le rapport ($R_{M/m}$) était alors de 1.6. Durant la période de sécheresse, les premières manifestations des déflations (8%), se produisant essentiellement à 9 et 12 heures, ont

eu tendance à étendre la fréquence maximum des poussières en suspension de 6 à 18 heures, atténuant dès lors le rapport ($R_{M/m}$) à 1.3. La période récente succédant à la sécheresse voit l'explosion, toujours majoritaire à 9 et 12 heures, de la fréquence des cas de déflation (26% des lithométéores). Ceci a pour effet de modifier radicalement la courbe de fréquence des poussières en suspension, présentant un minimum au cœur de la journée ($R_{M/m}$ = 0.8). Globalement, la fréquence des cas de déflation a été multipliée par 75 entre les périodes 1951-1968 et 1987-1997. Cet accroissement est concentré durant le jour modifiant le rapport ($R_{M/m}$) qui passe de 17.0 à 21.8.

Par contre, à la station synoptique de Zinder, l'élévation de la fréquence des cas de déflation est moins importante qu'à Niamey. Certes, la période "actuelle" connaît trente fois plus de chasse-sable et de tempêtes de sable par rapport à la période humide mais ils ne représentent toujours que 10% de l'ensemble des lithométéores. Cela se marque dès lors dans la répartition diurne des poussières en suspension qui n'est dès lors que peu modifiée. Le rapport ($R_{M/m}$) calculé pour ces derniers lithométéores diminue néanmoins passant de 1.9 à 1.4. Pour les cas de déflation, ce même rapport est, comme à Niamey, à la hausse passant de 3.0 à 5.3.

L'évolution diurne des lithométéores aux stations de Gao et Tombouctou, représentatives du Sahel pastoral, est présentée à la figure IV. 25. Le premier constat, en comparaison avec la figure IV. 24 relative aux stations sahéliennes méridionales, est la présence de cas de déflation durant la période humide représentant 35 et 18% des lithométéores respectivement à Gao et Tombouctou.

A la station de Gao, la répartition diurne des poussières en suspension est relativement uniforme durant la période humide ($R_{M/m}$ = 0.9). Ensuite, comme à la station de Niamey, l'augmentation importante de la déflation durant le jour va provoquer un minimum de la fréquence des brumes sèches et de poussière au cœur de la journée durant la période de sécheresse qui se marquera définitivement durant la période 1987-1997 ($R_{M/m}$=0.7). La déflation, concernant 44% des lithométéores durant cette dernière période, s'amplifie majoritairement entre 9 et 15 heures. Le rapport ($R_{M/m}$) évolue peu mais s'amplifie néanmoins avec le temps passant de 3.5 à 4.2 entre les périodes avant et après sécheresse.

A la station de Tombouctou, la fréquence des poussières en suspension a fortement augmenté, les rapports ($R_{M/m}$) sont respectivement de 2.3 et 1.0 durant les première et troisième périodes d'analyse. L'accroissement de la déflation (globalement d'un facteur dix) s'est produit essentiellement de 9 à 18 heures. Ainsi, le rapport ($R_{M/m}$) a plus que doublé entre les périodes 1951-1968 et 1987-1997 (6.5–13.4).

Finalement, la figure IV. 26 permet de présenter l'évolution des types de lithométéores à la station désertique de Bilma. Ici, quel que soit le type de lithométéore considéré, le rapport ($R_{M/m}$) varie peu dans le temps. Il est de l'ordre de 1.1 pour la suspension et de 1.4 pour la déflation. La figure met surtout en évidence la faible productivité de matières solides injectées dans l'atmosphère durant la dernière décennie. La fréquence des cas de déflation observés en cette station (4.3% des données tri-horaires) est devenue inférieure à celles présentées pour les autres stations (à l'exception de Zinder).

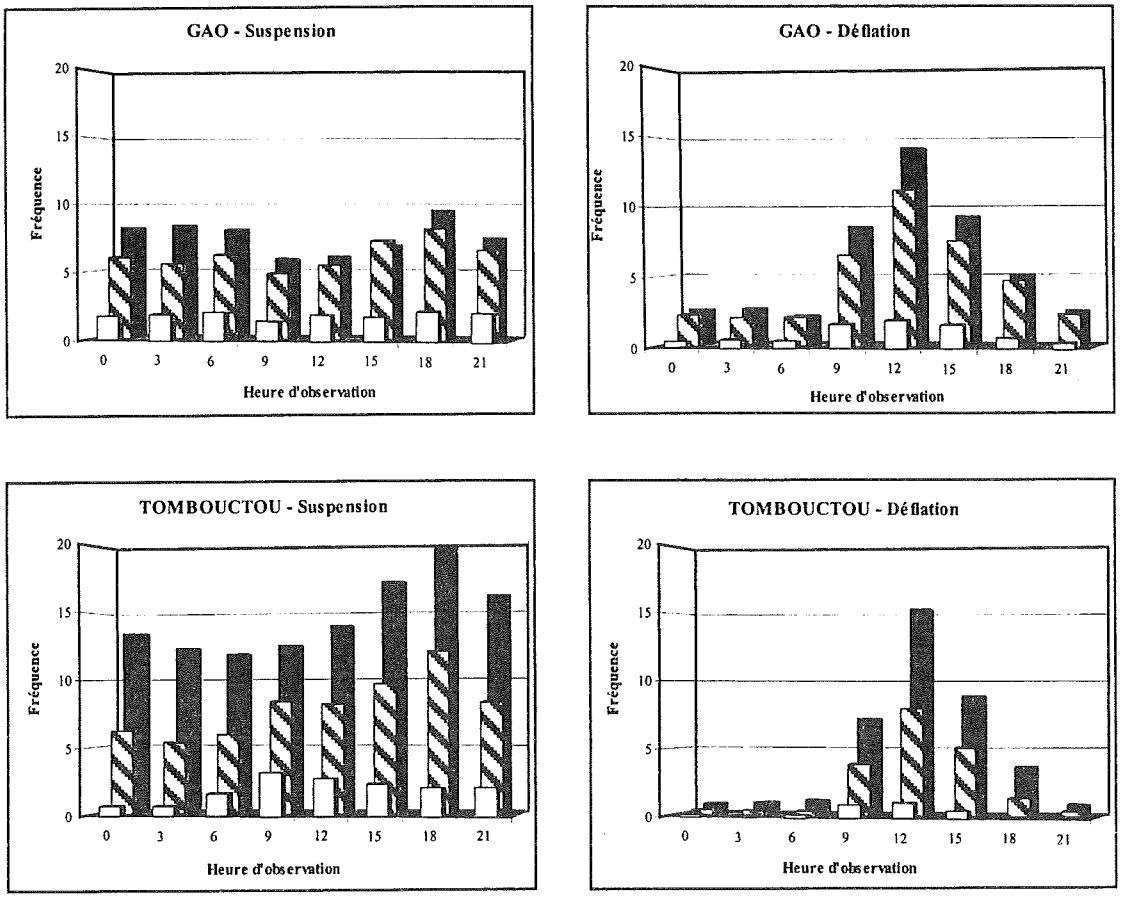


Fig.IV.25 - Fréquence moyenne (%) tri-horaire de la visibilité réduite par les poussières en suspension et les cas de déflation durant la saison sèche (novembre à mars) aux stations de Gao et Tombouctou. Comparaison entre les périodes "humide" (1951-1968, blanc), de sécheresse (1969-1986, hachuré), et "actuelle" (1987-1997, noir).

Mean 3-hourly frequency (%) of low visibility (< 500 dam) due to suspended dust and deflation during the dry season (November to March) at the stations of Gao and Timbuktu. Comparison between the "humid" (1951-1968, white), drought (1969-1986, hatched) and "present" (1987-1997, black) periods.

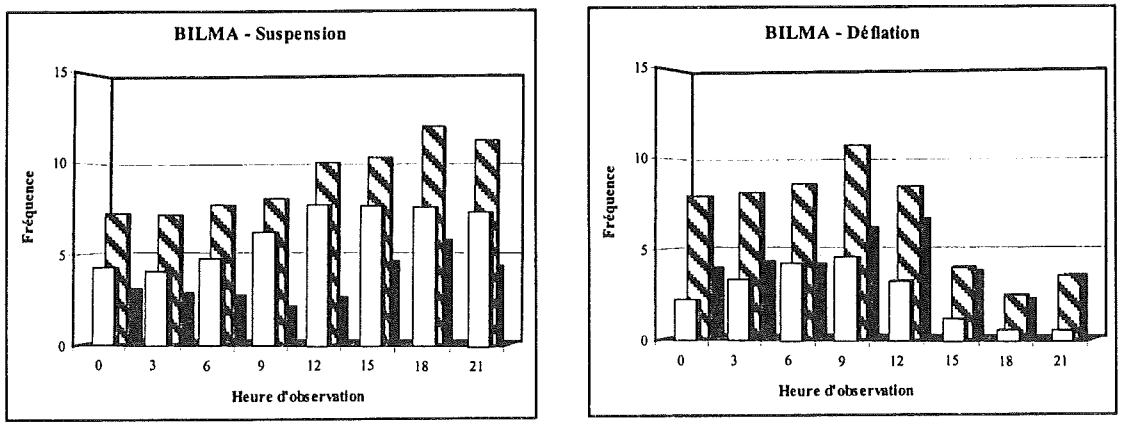


Fig.IV.26 - Fréquence moyenne (%) tri-horaire de la visibilité réduite par les poussières en suspension et les cas de déflation durant la saison sèche (novembre à mars) à la station de Bilma. Comparaison entre les périodes "humide" (1951-1968, blanc), de sécheresse (1969-1986, hachuré), et "actuelle" (1987-1997, noir).

Mean 3-hourly frequency (%) of low visibility (< 500 dam) due to suspended dust and deflation during the dry season (November to March) at the station of Bilma. Comparison between the "humid" (1951-1968, white), drought (1969-1986, hatched) and "present" (1987-1997, black) periods.

En conclusion, il ressort de cette analyse relative à la répartition diurne des lithométéores en saison sèche (novembre à mars):

- La fréquence minimum s'observant, quant à elle, de nuit, de 21 à 3 heures.
- Se basant sur le critère visibilité, le rapport ($R_{M/m}$) entre la fréquence maximum des lithométéores observée de jour (9, 12 et 15 heures) et la fréquence minimum notée au milieu de la nuit (21, 24 et 3 heures) ne varie toutefois pas dans le temps. Ce rapport est respectivement de l'ordre de 1.6 et 2.7 pour les visibilités inférieures à 500 et 100 dam.
- L'augmentation des lithométéores est beaucoup plus importante dans les stations du Sahel pastoral que dans les stations sud-sahéliennes. A Bilma, station désertique, cette fréquence est à son niveau le plus bas durant la dernière décennie (1987-1997).
- Analysant l'évolution des lithométéores suivant leur type, le rapport ($R_{M/m}$) diminue dans les quatre stations sahéliennes pour ce qui est des poussières en suspension (± -40%) et augmente pour les cas de déflation (± +50%) entre la période humide et postérieure à la sécheresse. Aucun changement n'est observé à Bilma.

L'accroissement du rapport ($R_{M/m}$) observé pour la déflation est vraisemblablement dû au fait que la compétence des vents a augmenté avec le temps. Comme nous le verrons par la suite, la vitesse minimum du vent efficace a été modifiée suite aux effets conjugués de la sécheresse et de la pression anthropique sur le milieu. Ceux-ci ont transformé progressivement la structure du sol et ont dégradé la couverture végétale protégeant naturellement le sol des actions éoliennes. Ainsi, à même vitesse, un vent entraînant jadis des particules solides par suspension est devenu capable de provoquer la déflation. Cette hypothèse, pouvant dès lors expliquer les modifications diurnes de la répartition des types de lithométéores, sera étoffée et discutée au chapitre V. 6.

8. REPARTITION MENSUELLE DES LITHOMETEORES

La répartition mensuelle des lithométéores est présentée à la figure IV. 27 pour dix stations synoptiques caractéristiques des différentes zones climatiques analysées dans cette étude. Les résultats sont résumés au tableau IV. 14 où sont présentées les fréquences maximum et minimum trimestrielles des lithométéores.

Dans les régions désertiques, représentées ici par Bilma et Nouakchott (Fig. IV. 27), la fréquence maximum des lithométéores s'observe de mars à mai et la fréquence minimum de septembre à novembre, soit durant les périodes de vitesse du vent respectivement maximum et minimum.

A l'opposé, dans la zone sahélienne méridionale (Zinder, Niamey et Kayes) ainsi que dans la bande soudanaise (Sikasso), la fréquence maximum des lithométéores s'observe de janvier à mars, soit au cœur de la saison sèche. Ces constatations sont confirmées par les observations réalisées dans les stations sahéliennes du Nigeria (Samaru [série 1962-1973, VV < 300 dam], *in* ADETUJNI *et al.* 1979; Potiskum, Maiduguri et Sokoto [série 1955-1979, VV < 100 dam], *in* GOUDIE & MIDDLETON 1992) ainsi que par télédétection (par exemple, JANKOWIAK & TANRE 1992). A cette période de l'année, la région sahélienne méridionale est alors principalement affectée

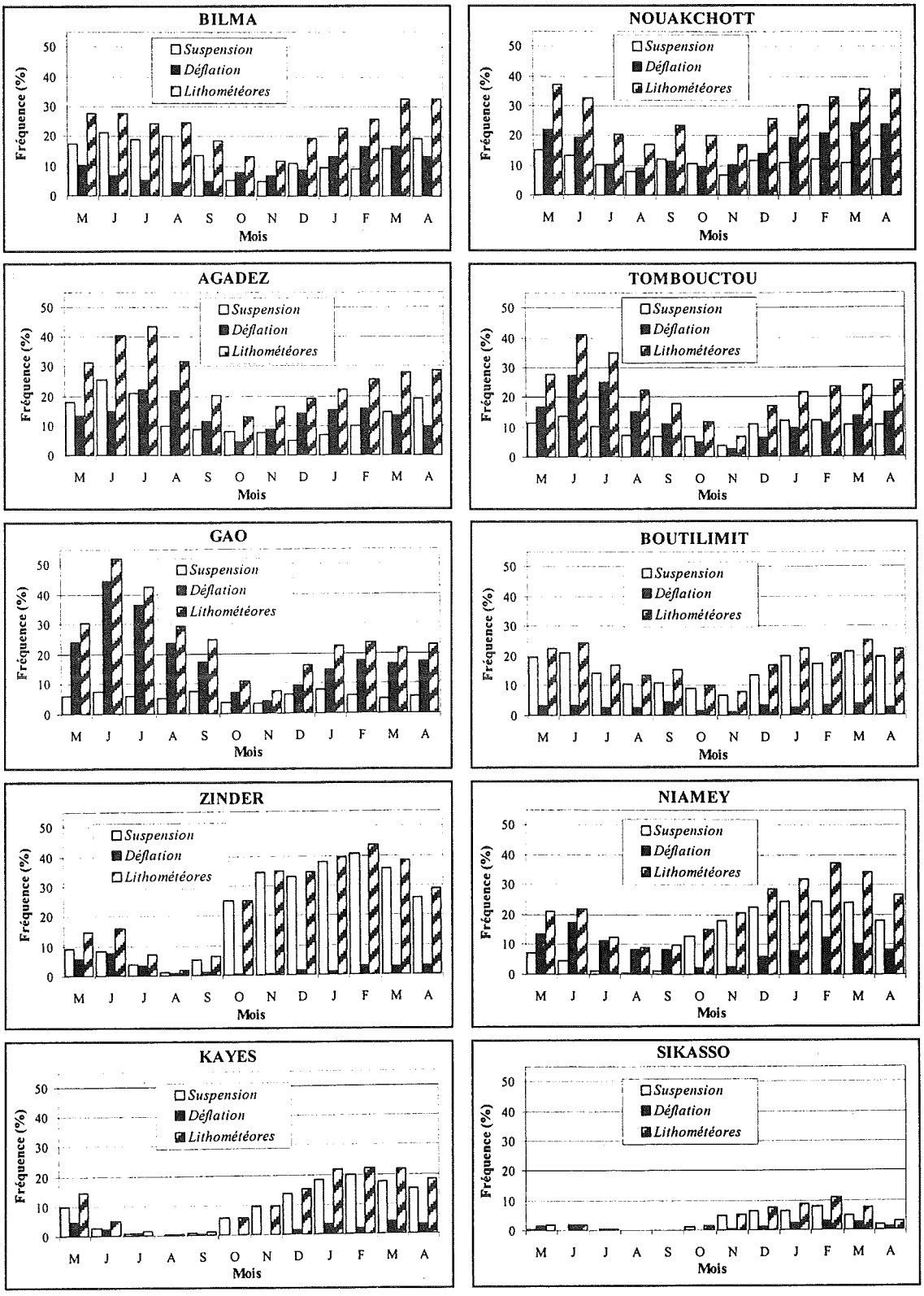


Fig.IV.27 - Répartition mensuelle (de mai à avril) des lithométéores (suspension, déflation et total) observés en différentes zones caractéristiques de la région d'étude (classées du plus aride au plus humide) Période utilisée pour les moyennes: 1951-1997, à l'exception de Nouakchott et Boutilimit (1951-1994).

Monthly distribution (May to April) of the lithometeors (suspension, deflation and total) observed in different characteristic zones of the study area (classified from the most arid to the most humid). Reference period for the averages: 1951-1997, except Nouakchott and Boutilimit (1951-1994).

par des lithométéores préalablement développés dans des zones arides (comme à Bilma qui présente un maximum de déflation de janvier à mars) qui sont transportés par l'Harmattan. Cela se note remarquablement bien à la figure IV. 27 où plus de 70% des lithométéores sont composés par des poussières en suspension de janvier à mars.

Tab.IV.14 - Périodes trimestrielles (les chiffres romains désignent les mois) durant lesquelles les fréquences maximum et minimum des lithométéores sont observées en différentes stations synoptiques caractéristiques des zones environnementales de la région d'étude (classées de la plus aride à la plus humide). $R_{M/m}$: rapport entre les fréquences maximum et minimum. Période utilisée pour les moyennes: 1951-1997, à l'exception des stations synoptiques de Nouakchott et Boutilimit (1951-1994).

Periods of three months (Roman characters indicate the months) during which maximum and minimum frequencies of lithometeors are observed in different synoptic stations characteristic of several environmental zones of the study area (from most arid to most humid). $R_{M/m}$: ratio between maximum and minimum frequencies. Period used for the averages: 1951-1997, except the synoptic stations of Nouakchott and Boutilimit (1951-1994).

Station	Environnement	Fréquence maximum	Fréquence minimum	$R_{M/m}$
Bilma	Désert	III-IV-V	IX-X-XI	2
Nouakchott	Désert	III-IV-V	IX-X-XI	2
Agadez	Désert méridional	VI-VII-VIII	X-XI-XII	2
Tombouctou	Sahel pastoral septentrional	V-VI-VII	X-XI-XII	3
Gao	Sahel pastoral	V-VI-VII	X-XI-XII	3
Boutilimit	Sahel pastoral méridional	III-IV-V	IX-X-XI	2
Zinder	Sahel à culture sous pluie	I-II-III	VII-VIII-IX	8
Niamey	Sahel à culture sous pluie	I-II-III	VII-VIII-IX	3
Kayes	Sahel à culture sous pluie	I-II-III	VII-VIII-IX	21
Sikasso	Soudanais	I-II-III	VII-VIII-IX	96

Quant à la fréquence minimum des lithométéores, beaucoup plus marquée que dans les autres zones climatiques (à l'exception de Niamey), il s'observe partout au cœur de la saison des pluies, de juillet à septembre. Contrairement à ce qui est observé durant la saison sèche, les cas de déflation composent la majorité des lithométéores en saison des pluies (Fig. IV. 27). Ceci s'explique, d'une part, par la remontée du FIT (*Front Inter Tropical*) qui ne permet plus le déplacement nord-est sud-ouest des poussières en suspension et, d'autre part, par le fait que ce sont les vents violents accompagnant les lignes de grains qui provoquent alors la déflation (voir Niamey).

Quant aux stations intermédiaires (ici: Agadez, Tombouctou, Gao et Boutilimit), elles présentent leur fréquence maximum de lithométéores durant la période de pré-hivernage, juste avant l'installation de la saison des pluies. Cette période est caractérisée dans cette frange par des vents forts provoquant de nombreux cas de déflation (à l'exception de Boutilimit). L'érosion éolienne est, par ailleurs, facilitée suite à la contraction progressive de la couverture végétale en fin de saison sèche. En effet, la saison sèche, dans ces régions, s'étale sur neuf à onze mois. Les figures IV. 29A à IV. 29G illustrent bien le cycle de dépérissement de la végétation grâce aux valeurs décadaires du NDVI[1] (*Normalized Difference Vegetation Index*) dérivées des images NOAA dans cette zone avant l'arrivée des précipitations et la reprise naturelle de cette même végétation. La zone géographique couverte par ces images ainsi que la

[1] L'indice NDVI est calculé en faisant le rapport de la différence entre l'intensité des réflectances mesurées dans le proche infra-rouge (PIR) et dans le rouge (R) sur leur somme.
Soit, NDVI = (PIR – R) / (PIR + R).

localisation des stations synoptiques principales sont présentées à la figure IV. 28. Les images couvrent la période de début avril à fin octobre 1998[1].

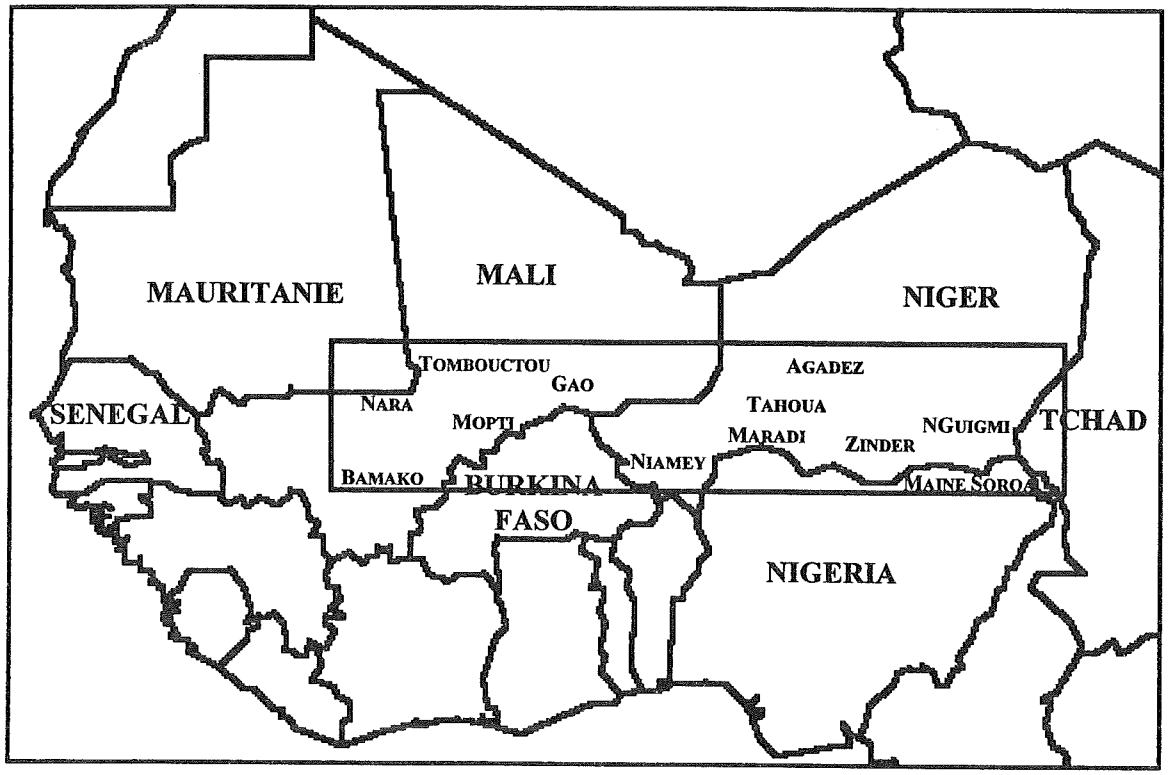


Fig.IV.28 - Localisation de la zone présentée ci-après à la figure IV. 29 (fenêtre 8°00W,17°00N – 15°00E,12°30N)

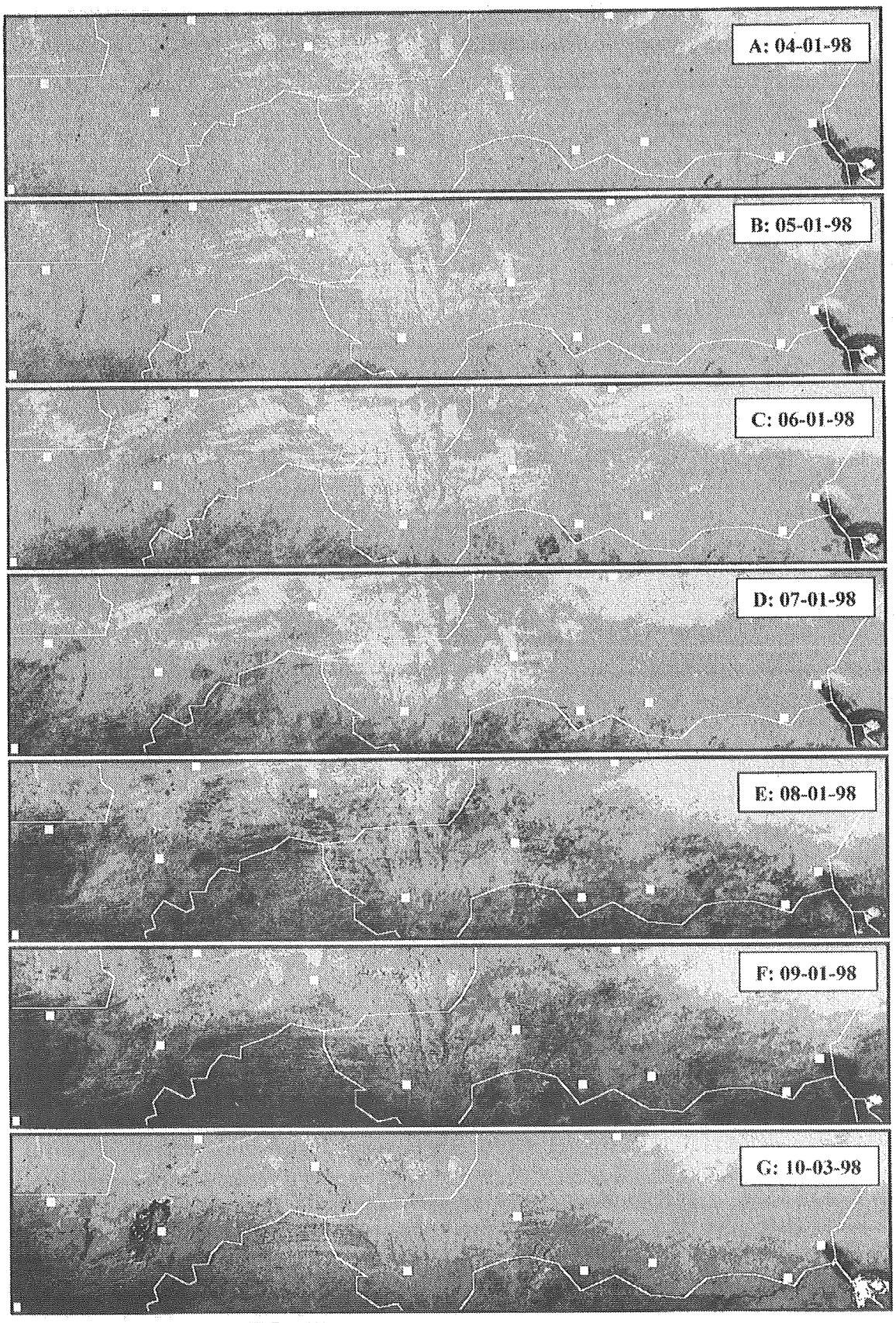
Location of the area presented afterwards in figure IV. 29 (window 8°00W,17°00N – 15°00E,12°30N).

Ces images laissent apparaître clairement la disparition progressive de la végétation dans la région de la Boucle du Niger (Tombouctou–Gao) laissant place à des sols fortement découverts ou totalement dénudés (gris clair dans la table des couleurs correspondant aux valeurs d'indice de NDVI < 0.10 (HOLBEN 1986; HIERNAUX & JUSTICE 1986)).

Fig.IV.29 – Page 116 – Evolution des valeurs décadaires de l'indice NDVI dérivé des images NOAA-AVHRR durant la période s'étendant de début avril (A) à fin octobre (G) 1998 (voir Fig. IV. 19 pour la localisation de la zone). La table des couleurs couvre les valeurs NDVI < 0.10 (sols fortement découverts ou totalement dénudés) à > 0.40 (végétation dense) (d'après HIERNAUX & JUSTICE 1986; HOLBEN 1986).

Page 116 – Evolution of dekadal values of the NDVI index derived from NOAA-AVHRR images during the early April (A) to late October (G) 1998 period (see Fig. IV. 19 for the location of the zone). The colour table covers the NDVI index values from < 0.05 (vegetation cover below 1%) to > 0.40 (dense vegetation) (after HIERNAUX & JUSTICE 1986; HOLBEN 1986).

[1] Les images NOAA-AVHRR ont été obtenues auprès du Centre Régional AGRHYMET (TYCHON *et al.* 1999). Les images sont géoreférencées et présentées en projection plate carrée. La résolution est de 1 km. La synthèse décadaire est obtenue par la procédure classique de *Maximum Value Compositing.*



Légende :

- Eau / Nuages
- <0.10
- 0.10-0.20
- 0.21-0.30
- 0.31-0.40
- >0.40

Mois-Décade-Année
Month-Dekad-Year

La fréquence minimum des lithométéores dans le Sahel pastoral s'observe directement après la saison des pluies, soit d'octobre à décembre. Cette période correspond non seulement à une accalmie anémométrique (le FIT se retirant rapidement et l'Harmattan ne s'installant que progressivement) (Chap. V. 4) mais aussi au maximum de végétation (protégeant le sol) en octobre qui se dégrade ensuite progressivement (JUSTICE *et al.* 1985; JUSTICE & HIERNAUX 1986).

On peut donc déjà conclure que les fréquences maximum et minimum des lithométéores sont fortement liées aux caractéristiques climatiques saisonnières des différentes régions environnementales. Cependant, comme nous l'avons vu précédemment, la sécheresse se marque par la réduction de la longueur de la saison des pluies (ERPICUM *et al.* 1988; OZER 1993; OZER & ERPICUM 1995; DIOP 1996; DAOUDA *et al.* 1998). Cette diminution se marque principalement par une arrivée plus tardive du début de la saison des pluies. Nous avons dès lors analysé la répartition des fréquences maximum et minimum des lithométéores durant trois périodes caractéristiques, à savoir: la période dite "humide" (1951-1968), la période de sécheresse (1969-1986) et la période dite "actuelle" (1987-1997). Les résultats sont présentés à la figure IV. 30 et résumés au tableau IV. 15.

Tab.IV.15 - Périodes trimestrielles (les chiffres romains désignent les mois) durant lesquelles les fréquences maximum et minimum des lithométéores sont observées en différentes stations synoptiques de la région d'étude (classées de la plus aride à la plus humide). Comparaison entre les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Periods of three months (Roman characters indicate the months) during which maximum and minimum frequencies of lithometeors are observed in different synoptic stations of the study area (from most arid to most humid). Comparison between the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

Station	Fréquence maximum			Fréquence minimum		
	1951-1968	1969-1986	1987-1997	1951-1968	1969-1986	1987-1997
Bilma	III-IV-V	III-IV-V	III-IV-V	IX-X-XI	IX-X-XI	IX-X-XI
Nouakchott	II-III-IV	III-IV-V	III-IV-V	IX-X-XI	IX-X-XI	VIII-IX-X
Agadez	VI-VII-VIII	V-VI-VII	VI-VII-VIII	IX-X-XI	X-XI-XII	X-XI-XII
Tombouctou	IV-V-VI	V-VI-VII	V-VI-VII	IX-X-XI	IX-X-XI	X-XI-XII
Gao	V-VI-VII	V-VI-VII	VI-VII-VIII	IX-X-XI	X-XI-XII	X-XI-XII
Boutilimit	II-III-IV	III-IV-V	IV-V-VI	IX-X-XI	X-XI-XII	IX-X-XI
Zinder	I-II-III	I-II-III	I-II-III	VII-VIII-IX	VII-VIII-IX	VII-VIII-IX
Niamey	I-II-III	I-II-III	I-II-III	VII-VIII-IX	VII-VIII-IX	VIII-IX-X
Kayes	I-II-III	I-II-III	I-II-III	VII-VIII-IX	VII-VIII-IX	VII-VIII-IX
Sikasso	I-II-III	I-II-III	I-II-III	VII-VIII-IX	VII-VIII-IX	VII-VIII-IX

De l'analyse de la figure IV. 30, il ressort directement l'augmentation extrêmement importante de la fréquence des lithométéores entre la période "humide" et la période de sécheresse et, ce, pour tous les mois et toutes les stations. La comparaison entre la période 1969-1986 et la période 1987-1997 montre une évolution plus mitigée, tantôt généralement à la hausse (Tombouctou, Gao, Boutilimit, Niamey et Sikasso), tantôt globalement équivalente (Nouakchott, Zinder et Kayes) ou légèrement, voire même, fortement à la baisse (Agadez et Bilma, respectivement). Toujours est-il que, dans toutes les stations analysées (à l'exception de certains mois aux stations de Bilma et de Kayes), la fréquence des lithométéores apparaît largement supérieure pour tous les mois durant la période "après" sécheresse par rapport à la période "avant" sécheresse.

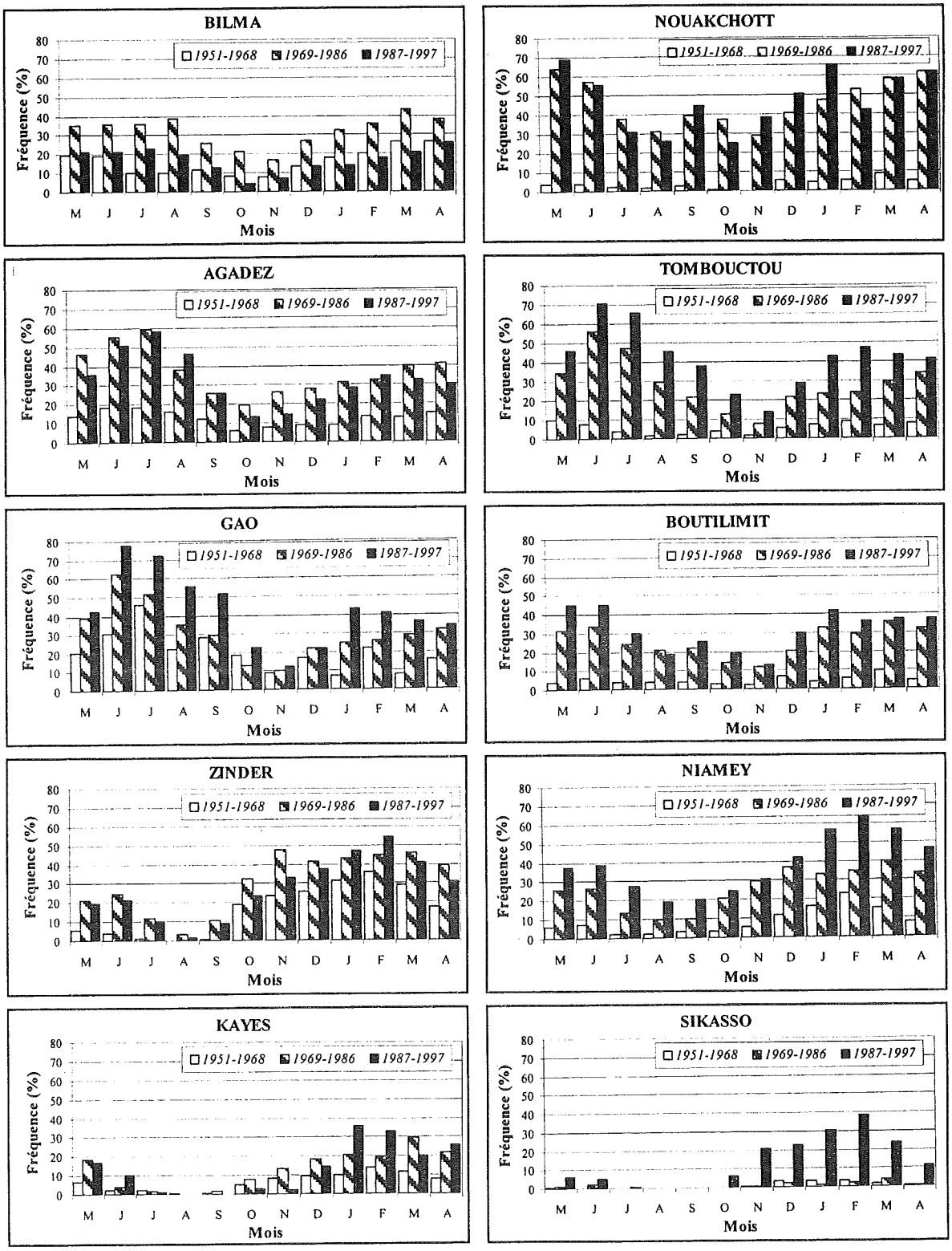


Fig.IV.30 - Répartition mensuelle (de mai à avril) des lithométéores observés en différentes stations synoptiques de la région d'étude (classées du plus aride au plus humide) pour les périodes "humide", (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Monthly distribution (from May to April) of the lithometeors observed in several synoptic stations of the study area (classified from the hyper-arid to sub-humid) for the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

D'autre part, nos suppositions par rapport au changement de position de la fréquence maximum des lithométéores lié aux modifications pluviométriques se vérifient dans les stations du Sahel pastoral où la fréquence maximum des lithométéores se produit durant la période du pré-hivernage (Tab. IV. 15). Ainsi, dans les stations de Tombouctou, Gao et Boutilimit, la fréquence maximum des lithométéores a été postposée d'un mois ou deux. Il en va d'ailleurs de même pour la fréquence minimum.

Aussi, est-il intéressant de constater que les fréquences maximum et minimum des lithométéores sont restées inchangées à la station désertique de Bilma qui n'a évidemment pas été influencée par les variations pluviométriques. Les modifications temporelles de ces fréquences à la station de Nouakchott sont peut-être dues aux fluctuations pluviométriques mais l'explication de ce changement est éventuellement à mettre à l'actif des modifications anthropiques connues aux alentours de la capitale mauritanienne.

Dans les stations plus arrosées, les fréquences maximum et minimum des lithométéores, observées respectivement durant les mois de janvier à mars et au cœur de la saison des pluies, restent identiques dans les quatre stations, quelle que soit la période considérée. Seule la fréquence minimum des lithométéores à la station de Niamey fait défaut à ces positions immuables. Cette fréquence est en effet postposée d'un mois durant la période 1987-1997. Ceci est dû non pas à une diminution du nombre de lithométéores observés en octobre mais plutôt à une très forte augmentation de ce nombre au mois de juillet.

Finalement, notons que le rapport entre les fréquences (moyennes trimestrielles maximum et minimum) des lithométéores n'a été modifié que dans les stations méridionales (Tab. IV. 16). Dans les deux stations nigériennes (Zinder et Niamey), ce rapport a sensiblement diminué. Ceci s'explique par le fait que cette zone enregistrait déjà une importante fréquence de lithométéores durant la saison sèche (sous l'influence de la zone source de Bilma – Faya Largeau) contre un minimum extrêmement bas au cœur de la saison des pluies durant la période dite "humide". Durant les deux périodes suivantes, la fréquence maximum a certes été supérieure à celle observée précédemment mais cet accroissement a été beaucoup plus important durant la saison des pluies (Fig. IV. 30).

Tab.IV.16 - Rapport (M/m) entre les fréquences maximum et minimum pour les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Ratio (M/m) between maximum and minimum frequencies for the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

M/m	Bilma	Nouak.	Agadez	Tombou.	Gao	Boutil.	Zinder	Niamey	Kayes	Sikasso
1951-68	3	3	2	3	3	2	57	7	10	10
1969-86	2	2	2	3	3	2	5	3	20	39
1987-97	3	2	3	3	3	2	6	3	98	152

Dans les stations maliennes de Kayes et Sikasso, par contre, ce rapport a nettement augmenté avec le temps (Tab. IV. 16). Cela s'explique simplement par le fait que les lithométéores étaient globalement peu fréquents durant les années cinquante et soixante alors que leur nombre s'est fortement accru durant la saison sèche depuis

l'avènement de la sécheresse alors que celui-ci restait inchangé pendant la saison des pluies (Fig. IV. 30).

En conclusion, il apparaît que les fréquences maximum et minimum des lithométéores sont fortement liées aux caractéristiques climatiques saisonnières des différentes régions environnementales. D'autre part, il s'avère que les effets de la sécheresse ont provoqué un changement de position de la fréquence maximum des lithométéores dans les stations du Sahel pastoral où la fréquence maximum des lithométéores a été postposée d'un mois ou deux. Finalement, seules la zone sahélienne méridionale et la bande soudanaise ont connu une modification du rapport entre les fréquences mensuelles maximum et minimum des lithométéores reflétant ainsi un bouleversement dans la répartition mensuelle de ceux-ci.

9. EVOLUTION ANNUELLE DES LITHOMETEORES DE 1951 A 1997

Dans ce chapitre, l'évolution des lithométéores au pas de temps annuel est analysée en dix stations représentatives de la région d'étude. Cette présentation restera succincte puisque notre travail est focalisé sur la saison sèche.

9.1. Justification des limites de l'année.

Pour l'étude de l'évolution des lithométéores au pas de temps annuel, nous considérons l'année 19*XX* comme couvrant la période s'étendant de mai 19*XX* à avril 19*XX+1*. Ce choix est motivé par le fait que la saison des pluies peut commencer à partir du mois de mai. De cette manière, nous couvrons la saison des pluies et la saison sèche qui la suit directement plutôt que de considérer l'année calendrier qui a pour conséquence de tenir compte de la saison des pluies de l'année considérée et de deux moitiés de saisons sèches. Le fait de considérer l'année calendrier peut entraîner un biais considérable comme le montre la figure IV. 31. Sur cette figure, la période 1982-1985 en présente probablement la meilleure illustration. Ainsi, à la station de Niamey, ces quatre années présentent des valeurs extrêmement différentes, 1985 est l'année 'record' si l'on considère l'année calendrier alors qu'elle correspond à l'année ayant connu la fréquence minimum de lithométéores depuis 1982 si l'on considère l'année saisonnière. Les écarts peuvent être très importants, atteignant 40 et 50 jours respectivement en 1982 et 1985, soit pouvant induire une différence annuelle supérieure à 40%. Ces divergences sont dues au fait que la fréquence maximum des lithométéores s'observe de janvier à mars au Sahel (Tab. IV. 14, Chap. IV. 8).

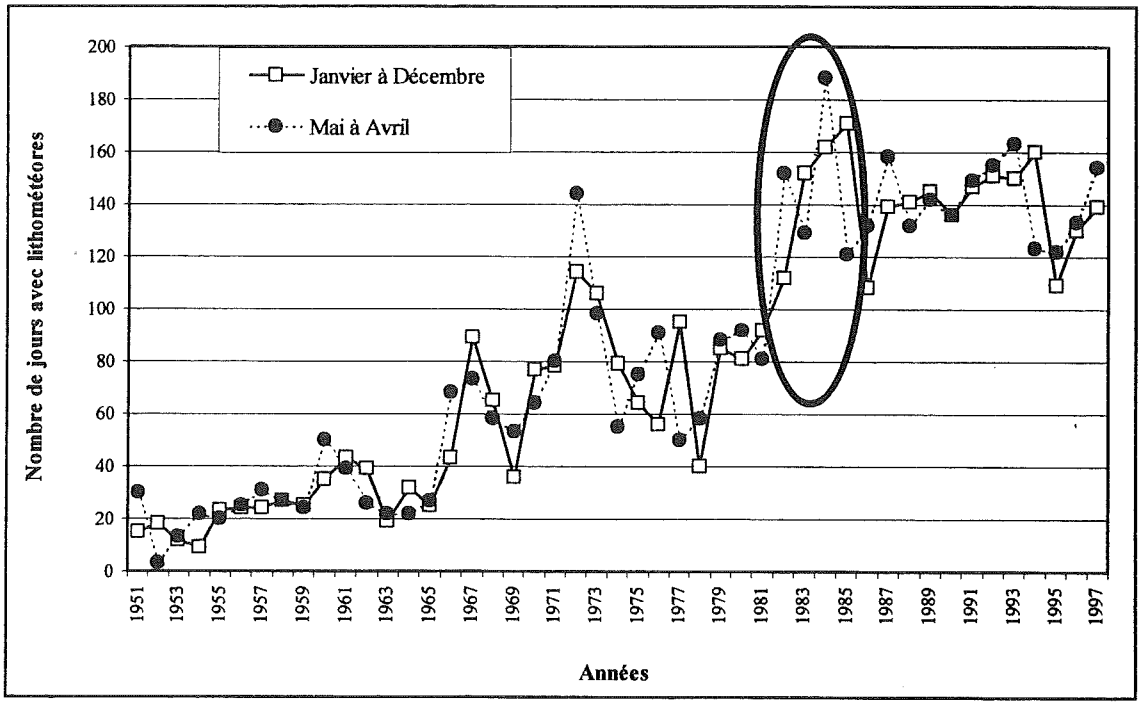


Fig.IV.31 - Evolution annuelle du nombre de jours avec lithométéores à Niamey de 1951 à 1997. Comparaison entre les résultats obtenus entre une année calendrier (janvier à décembre) et une année calquée sur les saisons (mai à avril). Le cercle met en évidence les années 1982 à 1985.

Yearly evolution of the number of days with lithometeors at Niamey from 1951 to 1997. Comparison between the results obtained for the calendar year (January to December) and for a seasonal year (May to April). The circle highlights years 1982 to 1985.

Couper la saison sèche en deux parties n'a dès lors aucun sens et a donc pour effet de reporter d'un an les conséquences qu'un événement climatique exceptionnel pourraient avoir sur l'amplification du 'phénomène lithométéores' (cf. la terrible sécheresse de 1984). Notons que tous les auteurs ayant travaillé au Sahel (DUBIEF 1952; BERTRAND *et al.* 1979; MIDDLETON 1985A; N'TCHAYI *et al.* 1992, 1994, 1997; NOUACEUR 1999) ont systématiquement utilisé l'année calendrier.

9.2. Résultats

L'évolution annuelle des jours affectés par des lithométéores est présentée à la figure IV. 34 pour les dix même stations utilisées au chapitre IV. 8.

Préalablement à tout commentaire de la figure IV. 32, nous souhaitons insister sur la très faible fréquence des lithométéores observée durant les années cinquante dans la plupart des stations.

- Il nous faut préciser que les informations relatives aux lithométéores ont été tirées de documents identiques (TCM et carnets d'observations) durant toute la période d'analyse. Aucun biais concernant la collecte des données de base ne peut donc être imputé à un éventuel changement de source d'informations.
- Il est important de signaler à nouveau que les différents auteurs ayant travaillé dans le même domaine ont obtenu des résultats similaires pour les années cinquante (voir Chap. IV. 5).
- Rappelons que les publications contemporaines des années cinquante et soixante soulignaient, d'une part, la rareté des phénomènes éoliens en région sahélienne (DUBIEF 1952 – Chap. IV. 5) et, d'autre part, que les dunes héritées de l'époque ogolienne étaient bien fixées par la végétation (par exemple GROVE 1958; WILSON 1971, 1973). Les études multi-temporelles réalisées par télédétection aboutissent aux mêmes conclusions (KARIMOUNE 1994; KUBEROW 1994; LINDQVIST & TENGBERG 1994 – voir Chap. II. 1).
- Un dernier élément, allant à l'encontre des arguments avancés par certains scientifiques estimant que les lithométéores n'étaient probablement pas relevés de la même manière par les observateurs durant les années cinquante, nous est apporté par la très faible fréquence des lithométéores observée ces dernières années à la station désertique de Bilma (Fig. IV. 32). Cette faible fréquence actuelle est similaire à celle relevée durant les années cinquante.

Tous les arguments présentés ci-dessus vont donc dans le même sens. La très faible fréquence des lithométéores observée durant les premières années est tout à fait plausible et ne sera dès lors pas remise en question dans notre analyse.

Au pas de temps annuel, la figure IV. 32 montre une évolution assez commune à toutes les stations à l'exception de la station désertique de Bilma et de la station soudanaise de Sikasso.

Dans les huit autres stations, la fréquence des jours avec lithométéores a été relativement faible durant les années cinquante et soixante (Tab. IV. 17), suivie d'une augmentation subite à la fin des années soixante ou au début des années septante.

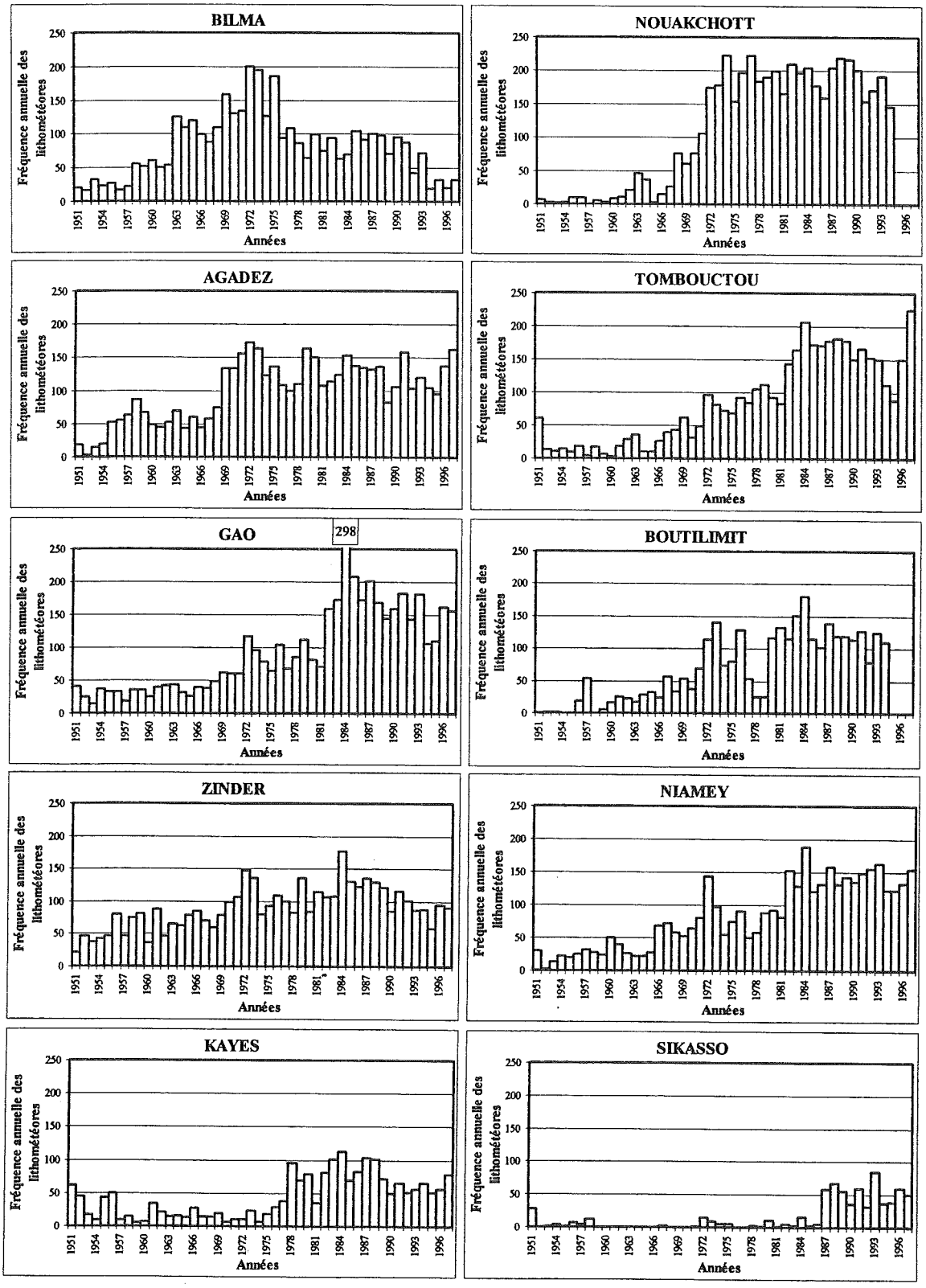


Fig..IV.32 - Evolution annuelle (mai à avril) du nombre de jours avec lithométéores observées en différentes stations caractéristiques de la région d'étude (classées du plus aride au plus humide) de 1951 à 1997 (sauf pour les stations de Nouakchott à Boutlimit: 1951-1994)

Yearly evolution (May to April) of the number of days affected by lithometeors observed in different stations characteristic of several environmental zones of the study area (from the most arid to the most humid) from 1951 to 1997, except Nouakchott and Boutilimit: 1951-1994).

Tab.IV.17 - Evolution décennale de la fréquence annuelle des lithométéores observée en différentes stations caractéristiques de la région d'étude (classées de la plus aride à la plus humide) et évolution durant les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997). 90s/50s: évolution moyenne (%) enregistrée entre les années nonante et cinquante; A/H: évolution moyenne (%) observée entre les périodes "actuelle" et "humide".

10-year evolution of the yearly frequency of the lithometeors observed in different stations of the study area (from the most arid to the most humid). and evolution during the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods. 90s/50s: Mean evolution (%) recorded between the 90s and the 50s; A/H: Mean evolution (%) recorded between the "present" and "humid" periods.

Station	51-59	60-69	70-79	80-89	90-97	90s/50s (%)	51-68	69-86	87-97	A/H (%)
Bilma	29	97	132	87	50	70	60	115	61	1
Nouakchott	4	30	170	195	172	3974	15	171	187	1118
Agadez	42	63	137	127	123	194	48	135	122	151
Tombouctou	17	28	79	157	149	772	21	105	157	668
Gao	30	39	85	168	150	397	34	115	156	365
Boutilimit	9	31	75	129	110	1127	19	95	116	520
Zinder	53	67	109	123	90	71	59	112	101	70
Niamey	22	44	80	133	142	555	32	97	142	342
Kayes	28	18	31	84	59	110	23	49	68	197
Sikasso	6	0	4	22	50	688	3	4	53	1485
Moyenne	*24*	*42*	*90*	*121*	*109*	*351-*	*31*	*100*	*114*	*264*

Ensuite, on observe soit une certaine stabilité (Nouakchott, Agadez, Zinder, Kayes), soit une autre augmentation bien marquée au début des années quatre-vingts (Tombouctou, Gao, Boutilimit, Niamey) suivie alors d'un nouvel équilibre. Dans toutes ces stations (à l'exception de Kayes), un premier maximum jamais atteint auparavant est enregistré en 1972 ou 1973 (Fig. IV. 32), soit au plus fort de la première vague de sécheresse.

Par la suite, c'est l'année 1984, ou plus globalement le centre de la seconde période dramatique de sécheresse, qui a connu le maximum de la fréquence annuelle des lithométéores en région sahélienne (de Tombouctou à Kayes). Généralement, plus d'un jour sur deux a été affecté par la présence de lithométéores. La station de Gao est alors la station la plus exposée à cette augmentation, on y a d'ailleurs enregistré moins d'un jour sur cinq sans présence de lithométéores. Plus au sud, la station de Kayes a été affectée pendant près d'un jour sur trois par les poussières atmosphériques.

Il est important de souligner que la station sahélienne de Niamey présente, de manière continue depuis le milieu des années quatre-vingts, les fréquences annuelles des lithométéores les plus élevées du Niger (représenté ici par Bilma, Agadez et Zinder). Cela pourrait correspondre à la création de nouvelles zones sources de poussières au sein même de la région sahélienne proprement dite. Nous reviendrons ci-après à cette hypothèse lors d'une discussion sur le rôle de la région de Bilma dans l'injection de poussières sahariennes dans l'atmosphère sahélienne (Chap. IV. 12).

L'application du test de tendance de PETTITT (1979) à ces séries annuelles de la fréquence des lithométéores (Tab. IV. 18) montre clairement qu'il y a eu une très nette rupture de tendance au début de la "grande sécheresse". De Nouakchott à Niamey, le point de rupture principal est positionné entre 1968 et 1971. Cependant, notons qu'antérieurement à la sécheresse, un autre point de rupture commun à toutes ces

stations a été observé entre la deuxième moitié des années cinquante et la première moitié des années soixante. Dans quatre de ces stations (Tombouctou, Gao, Boutilimit, Niamey), une nouvelle rupture a été observée au début de la deuxième vague de sécheresse (entre 1979 et 1981). Dans ces stations, tous les points de rupture indiquent une tendance à la hausse. Suite à la sécheresse, aucune tendance significative à la baisse n'a été détectée par le test de PETTITT (1979). Il en va de même à la station de Kayes où une seule rupture de tendance à la hausse a été observée en 1977.

Tab.IV.18 - Années des points de rupture calculées par l'application du test de tendance de PETTITT (1979) aux séries annuelles de la fréquence des lithométéores. CP M Change Point – Majeur, CP Sa: Change Point – Secondaire antérieur, CP Sp: Change Point – Secondaire postérieur, [+] et [-] indiquent la tendance du changement.

Years for which change points were calculated in the yearly lithometeor frequency by the PETTITT (1979) test. CP M: Major Change Point, CP Sa: Minor earlier Change Point, CP Sp: Minor posterior Change Point, [+] and [-] indicate the tendency of the change.

Station	CP M	CP Sa	CP Sp	CP autre
Bilma	1962 [+]	1957 [+]	1977 [-]	1991 [-]
Nouakchott	1971 [+]	1960 [+]		
Agadez	1968 [+]	1955 [+]		
Tombouctou	1971 [+]	1965 [+]	1982 [+]	
Gao	1971 [+]	1960 [+]	1981 [+]	
Boutilimit	1970 [+]	1960 [+]	1979 [+]	
Zinder	1969 [+]	1955 [+]		
Niamey	1970 [+]	1965 [+]	1981 [+]	
Kayes	1977 [+]			
Sikasso	1979 [+]		1986 [+]	

A l'extrême sud de notre zone d'étude (Sikasso), en climat humide soudanais, l'évolution est tout autre. Les lithométéores sont restés quasi inexistants, atteignant rarement une fréquence annuelle supérieure à dix événements, jusqu'en 1987 (Tab. IV. 18). A cette date, le changement a été radical et la zone a connu une fréquence quinze fois supérieure durant la période «actuelle» par rapport aux deux autres périodes précédentes (Tab. IV. 17).

Finalement, à la station désertique de Bilma, peu de lithométéores sont observés durant les années cinquante. Une augmentation subite d'un facteur 3.5 est remarquée dès le début des années soixante (1962, Tab. IV. 18). La fréquence maximum des lithométéores apparaît au début des années septante (1969-1975) avec une moyenne annuelle jamais observée auparavant en Afrique de l'Ouest approchant un jour sur deux affecté par les lithométéores (Fig. IV. 32). Après cette période, la fréquence retombe directement à des valeurs plus modérées (de 50 à 100); une rupture de tendance à la baisse est observée en 1977. Au début des années nonante (1991), une nouvelle rupture de tendance à la baisse est notée. Une fréquence similaire à celle des années cinquante est alors observée. Une discussion à propos de la zone source de Bilma–Faya Largeau sera menée par la suite (Chap. IV. 10. 3).

10. EVOLUTION DU NOMBRE DE JOURS AVEC LITHOMETEORES EN SAISON SECHE

Dans le cadre de ce chapitre, nous allons présenter et discuter, dans un premier temps, l'évolution des lithométéores en saison sèche en 28 stations représentatives de la région d'étude dont la répartition spatiale est présentée à la figure IV. 33. La période d'étude couvre 51 années, de 1947-1948 à 1997-1998. Ceci nous permettra de pouvoir appliquer le test de PETTITT (1979), repérant les ruptures de tendance dans les séries climatiques. Les résultats sont présentés pour huit stations au Niger (Fig. IV. 34), au Mali (Fig. IV. 35) et en Mauritanie (Fig. IV. 36) et pour quatre stations au Sénégal (Fig. IV. 37). Sur ces quatre figures, les stations seront systématiquement disposées, de haut en bas, de la plus sèche à la plus humide, soit du climat désertique au climat sahélien ou soudanais.

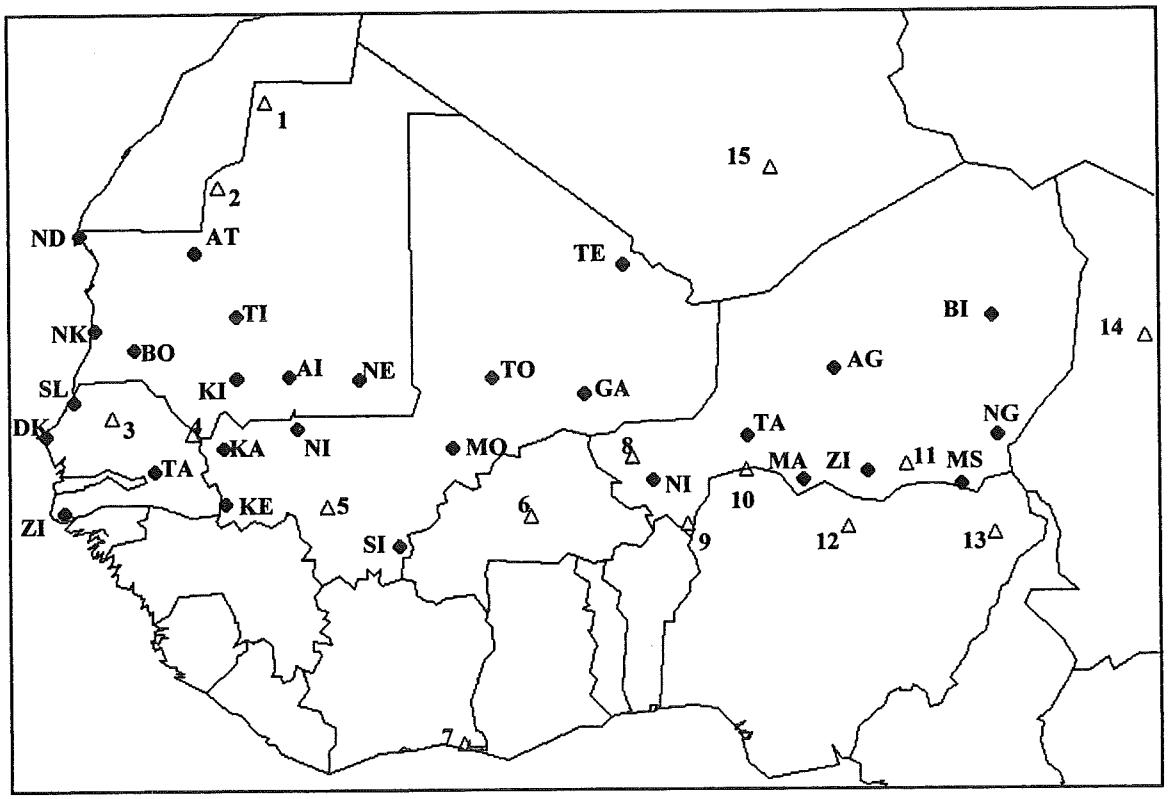


Fig.IV.33 - Répartition spatiale des stations synoptiques (●) utilisées dans cette étude pour l'analyse de l'évolution des lithométéores durant la saison sèche. Les stations numérotées (Δ) sont citées dans ce chapitre.

Spatial distribution of the synoptic stations (●) used in this study for the analysis of the lithometeors during the dry season. Numerated stations (Δ) are cited in this chapter.

Noms des stations:

SENEGAL: DK: Dakar, SL: Saint-Louis, TA: Tambacounda, ZI: Ziguinchor.

MAURITANIE: AI: Aïoun-el-Atrouss, AT: Atar, BO: Boutilimit, KI: Kiffa, ND: Nouadhibou, NE: Nema, NK: Nouakchott, TI: Tidjikja.

MALI: GA: Gao, KA: Kayes, KE: Kenieba, MO: Mopti, NI: Nioro, TE: Tessalit, TO: Tombouctou, SI: Sikasso.

NIGER: AG: Agadez, BI: Bilma, MA: Maradi, MS: Maine Soroa, NG: N'Guigmi, NI: Niamey, TA: Tahoua, ZI: Zinder.

AUTRES STATIONS: 1: Bir Mogrein, 2: Zouerate, 3: Linguere, 4: Bakel, 5: Bamako, 6: Ouagadougou, 7: Abidjan, 8: Tillaberi, 9: Gaya, 10: Birni N'Konni, 11: Goure, 12: Kano, 13: Maiduguri, 14: Faya Largeau, 15: Assekrem.

D'autre part, les observations continues de visibilité réduite par les lithométéores ont été recueillies depuis 1930 dans les archives de la Direction Nationale de la Météorologie du Mali pour les stations de Gao, Kayes, Mopti et Tombouctou. Ces données présentent deux intérêts: d'une part, d'allonger la période d'étude sur près de septante années (1930-1997) et, d'autre part, de pouvoir englober une autre période de sécheresse (celle dite des "années 40"). Ces résultats seront brièvement présentés au chapitre IV. 10. 1. f (pp. 135-136).

10.1. Evolution durant la période 1947-1948 à 1997-1998

L'évolution des lithométéores en saison sèche (octobre à avril) est présentée aux figures IV. 34 à 37 pour les différents pays considérés dans cette étude.

De l'analyse de ces figures, on déduit, de manière générale, différentes périodes communes à la quasi-totalité des stations synoptiques considérées. Dans l'ordre chronologique:

- La fin des années quarante et le début des années cinquante ont connu une fréquence légèrement plus élevée des lithométéores par rapport au reste des années cinquante et à la première moitié des années soixante.
- Les années cinquante et la première moitié des années soixante ont été caractérisées par une fréquence faible (par rapport à la moyenne 1947-1997) à quasi nulle des lithométéores, et ce, de manière globale.
- Une première augmentation de la fréquence des lithométéores est alors observée à partir de la seconde moitié des années soixante et atteint son maximum entre 1970 et 1974, au plus fort de la période de sécheresse. Cette tendance est généralisée sauf dans quelques stations méridionales.
- La seconde moitié des années septante connaît alors une évolution assez mitigée selon les stations analysées. On assiste généralement à une légère diminution du phénomène lithométéore.
- Le début des années quatre-vingts correspond à la plus forte fréquence de lithométéores dans toute la zone d'étude, avec un maximum absolu observé en 1984 sauf aux stations de Bilma, Agadez et Sikasso en ce qui concerne le Niger et le Mali. Dans la partie occidentale de la zone d'étude, on retrouve également un maximum absolu, mais dispersé durant cette période.
- Les années nonante connaissent généralement une baisse (légère à prononcée) de la fréquence des lithométéores à l'exception des stations de Nouakchott, Niamey, Tidjikja et Sikasso. Cependant, cette fréquence reste largement supérieure à la moyenne calculée sur la période 1947-1997.

a.-. Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores en saison sèche au Niger

Les stations du réseau du Niger (Fig. IV. 34) présentent une certaine particularité par rapport à celles des autres pays étudiés. En effet, les stations sahéliennes sont sous l'influence de la zone de Bilma–Faya Largeau (HAMILTON & ARCHBOLD 1945; BERTRAND 1976; BERTRAND *et al.* 1979; KALU 1979; MCTAINSH & WALKER 1982; etc.). Ceci explique le nombre déjà non négligeable de lithométéores observés durant les années cinquante et soixante dans ces stations synoptiques. Durant cette période, la

fréquence des visibilités réduites à moins de 500 dam par des particules terrigènes est approximativement trois fois supérieure à celle de l'ensemble des autres stations du réseau utilisé dans notre étude. La figure IV. 39B (p. 138), reprenant la répartition des lithométéores durant la période "humide" (1951-1968), met d'ailleurs très bien en évidence cette particularité.

La station désertique de Bilma, seule station représentative de cette zone source dite de Bilma–Faya Largeau, présente une évolution comparable à celle décrite au chapitre IV. 9. 2 relatif à l'évolution annuelle des lithométéores. Une augmentation subite d'un facteur 3 est remarquée dès le début des années soixante. La fréquence maximum des jours affectés par les lithométéores apparaît au début des années septante (1968-1975) avec une moyenne sur cinq ans proche de 90 jours (Fig. IV. 34). Après cette période, cette fréquence moyenne retombe directement à des valeurs plus modérées (de l'ordre de 40 jours par saison sèche); une rupture de tendance à la baisse est observée en 1977. Au début des années nonante (1990), une nouvelle rupture de tendance à la baisse est notée (Tab. IV. 20, page 104). Une fréquence inférieure à celle des années cinquante est alors observée. Le rôle de la zone source de Bilma–Faya Largeau sera discuté par après (Chap. IV. 10. 3).

Toutes les stations sahéliennes ont connu une augmentation importante des lithométéores dès la fin des années soixante. L'application du test de PETTITT (1979) à ces sept stations détecte une première rupture de tendance entre 1965 et 1970 (Tab. IV. 20, page 104). Le maximum de jours affectés par les lithométéores est alors atteint au paroxysme de la sécheresse du début des années septante (entre 1970 et 1973). La deuxième moitié des années septante est alors marquée par une légère diminution des lithométéores. Cependant, les valeurs enregistrées restent néanmoins supérieures à la fréquence moyenne de la période 1947-1997. Ces constatations sont confirmées par les observations réalisées en d'autres stations sahéliennes du réseau nigérien (Tillabéri et Birni N'Konni [série 1961-1990, VV < 500 dam], *in* OZER 1993) et nigérian (Samaru [série 1962-1973, VV < 300 dam], *in* ADETUJNI *et al.* 1979; Potiskum, Maiduguri et Sokoto [série 1955-1979, VV < 100 dam], *in* GOUDIE & MIDDLETON 1992).

Par après, une seconde augmentation des lithométéores se manifeste partout, à l'exception de la station d'Agadez, au début des années quatre-vingts. La fréquence des lithométéores est extrêmement élevée durant la saison sèche 1984-1985. Plus d'un jour sur deux est alors affecté par des visibilités inférieures à 500 dam, ces valeurs sont partout plus de deux fois supérieures à la fréquence moyenne des lithométéores de 1947-1997. Par contre, la station subdésertique d'Agadez n'est pas touchée par cette brusque augmentation. Aucune année des deux dernières décennies de la série analysée n'a connu une fréquence similaire à celle observée durant la première moitié des années septante.

Après 1987, de Tahoua à Maradi, la fréquence des lithométéores a lentement régressé. Les fréquences restent néanmoins généralement supérieures à la moyenne. Ces dernières années, cette fréquence a rejoint la moyenne aux stations de Tahoua et Zinder. A la station de Niamey, la situation est atypique. La fréquence des lithométéores y reste en permanence au niveau des valeurs atteintes au début des années quatre-vingts, soit près d'un jour sur deux avec une visibilité < 500 dam. La capitale du Niger est devenue, ces dix dernières années, la région la plus affectée par des particules terrigènes.

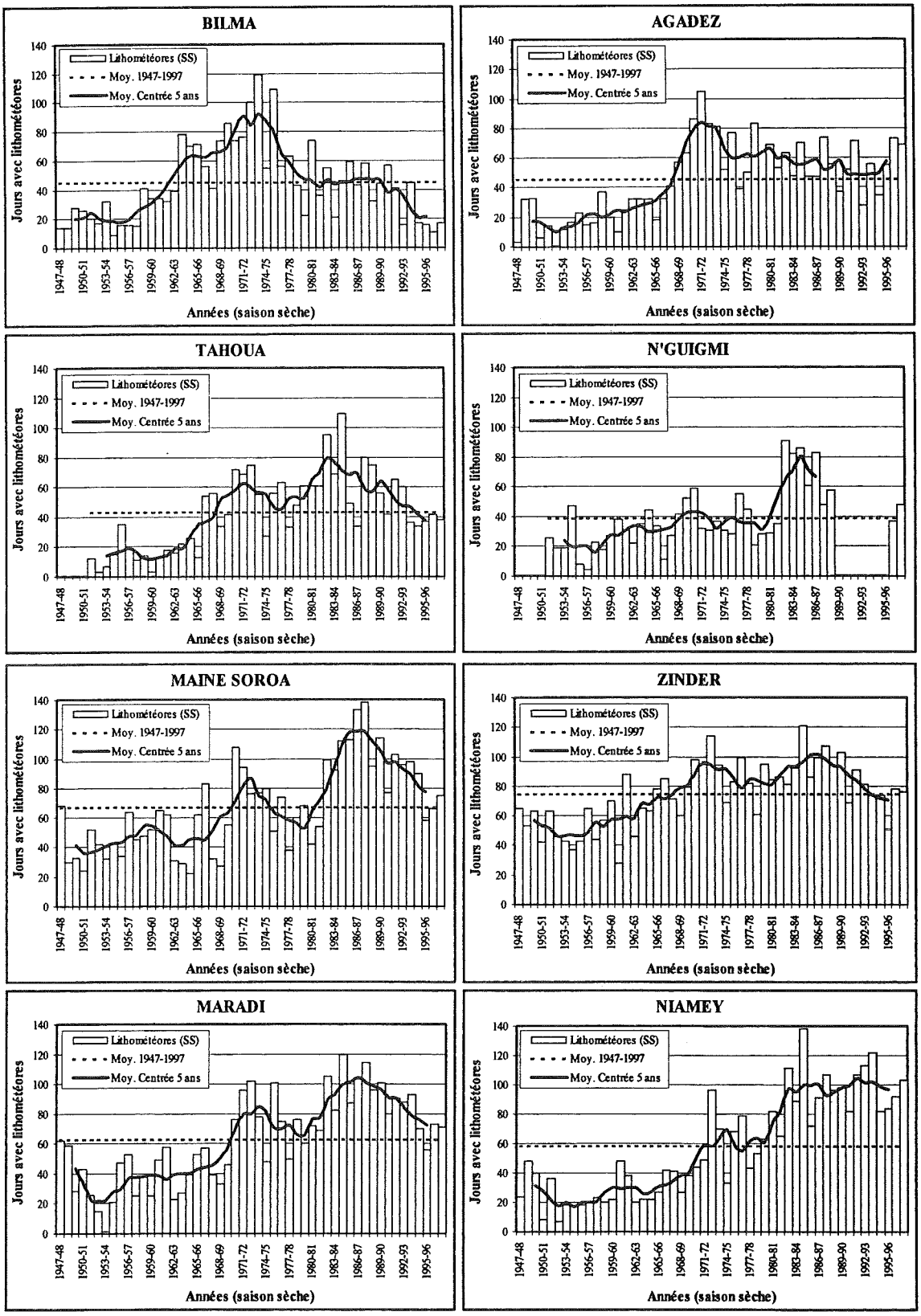


Fig.IV.34 - Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores en saison sèche (octobre – avril) au Niger de 1947-48 à 1997-98. La moyenne détermine la période utilisée pour chaque station.

Evolution of the number of days affected by lithometeors during the dry season (October – April) in Niger from 1947-48 to 1997-98.

b.-. Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores en saison sèche au Mali

Dans les stations du réseau malien (Fig. IV. 35), l'observation de lithométéores est rare tout au long des années cinquante et soixante. Notons cependant leur occurrence légèrement plus grande à la fin des années quarante qui se marque mieux ici qu'au Niger.

Comme au Niger, à l'exception de la station soudanaise de Sikasso, une augmentation du nombre de jours affectés par les lithométéores apparaît au début des années septante. Les points de rupture, détectés par le test de PETTITT (1979), indiquent que le changement a eu lieu entre 1971 et 1977 (Tab. IV. 20). Cependant, cet accroissement reste assez limité et est loin d'être aussi impressionnant qu'au Niger.

Dès le début des années quatre-vingts, les stations maliennes ont subi une véritable explosion de la fréquence des lithométéores. Durant toute cette décennie, le nombre de jours affectés par des visibilités réduites à moins de 500 dam par des particules terrigènes est approximativement deux fois supérieur par rapport à la moyenne 1947-1997. Cet accroissement soudain constaté au début des années quatre-vingts était déjà mentionné par COUREL et CHAMARD en 1988 (Tombouctou [série 1974-1986]).

Les années nonante connaissent alors une diminution progressive de la fréquence des lithométéores mais celle-ci reste néanmoins toujours supérieure à la moyenne 1947-1997. Par contre, à la station de Sikasso, l'augmentation subite des lithométéores ne s'est manifestée qu'à partir de 1987.

c.-. Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores en saison sèche en Mauritanie

Dans les huit stations mauritaniennes (Fig. IV. 36), l'occurrence des jours affectés par des lithométéores est extrêmement faible tout au long des années cinquante et soixante. Durant les années cinquante, la fréquence des lithométéores est approximativement fonction des zones climatiques. Ainsi, la station désertique de Nouadhibou présente l'occurrence la plus élevée des jours affectés par des lithométéores (23 par saison sèche). Ceci est en accord avec les données issues des recherches de DUBIEF (1943, 1952) qui montrent que cette station est la plus affectée par les lithométéores dans le réseau mauritanien. Cette occurrence est diminuée de moitié aux stations de Nema et Atar (11). Ailleurs, on observe moins de 6 jours par saison sèche affectés par des visibilités réduites à moins de 500 dam par des particules terrigènes.

La fin des années soixante correspond à la première augmentation importante de la fréquence des lithométéores dans toutes les stations étudiées. Cette amplification rapide a d'ailleurs étonné les scientifiques contemporains (PITTE 1975). Les points de rupture, détectés par le test de PETTITT (1979), indiquent que le changement a eu lieu entre 1968 et 1973 (Tab. IV. 20). Cet accroissement est confirmé par les observations de MIDDLETON (1985A) à la station de Rosso (série 1949-1977, VV <100 dam). Par contre, la fréquence des lithométéores reste inchangée dans le Nord du pays (Bir Moghrein et Zouerate [série 1951-1990, VV < 500 dam], *in* NOUACEUR 1999).

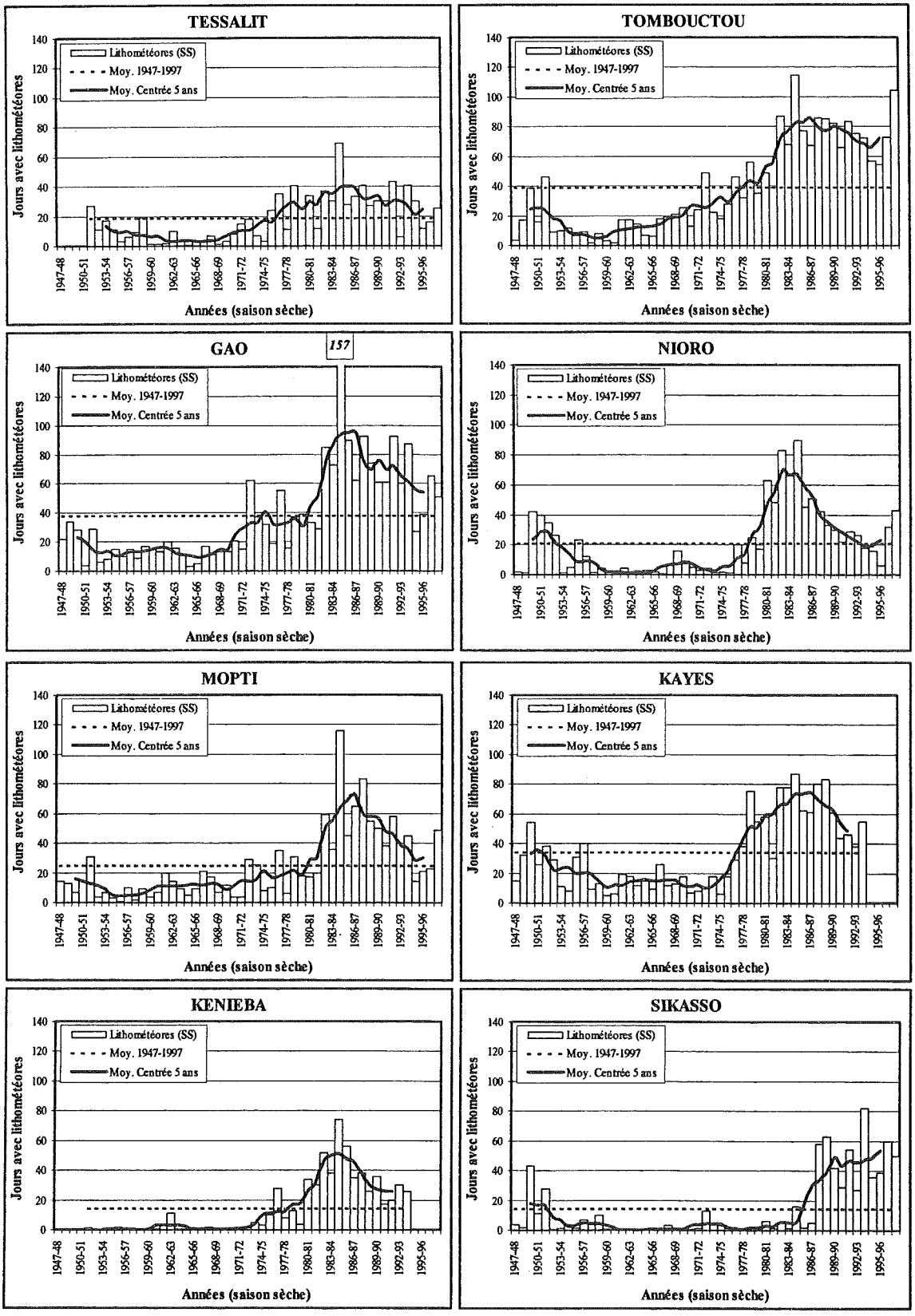


Fig.IV.35 - Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores en saison sèche (octobre – avril) au Mali de 1947-48 à 1997-98. La moyenne détermine la période utilisée pour chaque station.

Evolution of the number of days affected by lithometeors during the dry season (October – April) in Mali from 1947-48 to 1997-98.

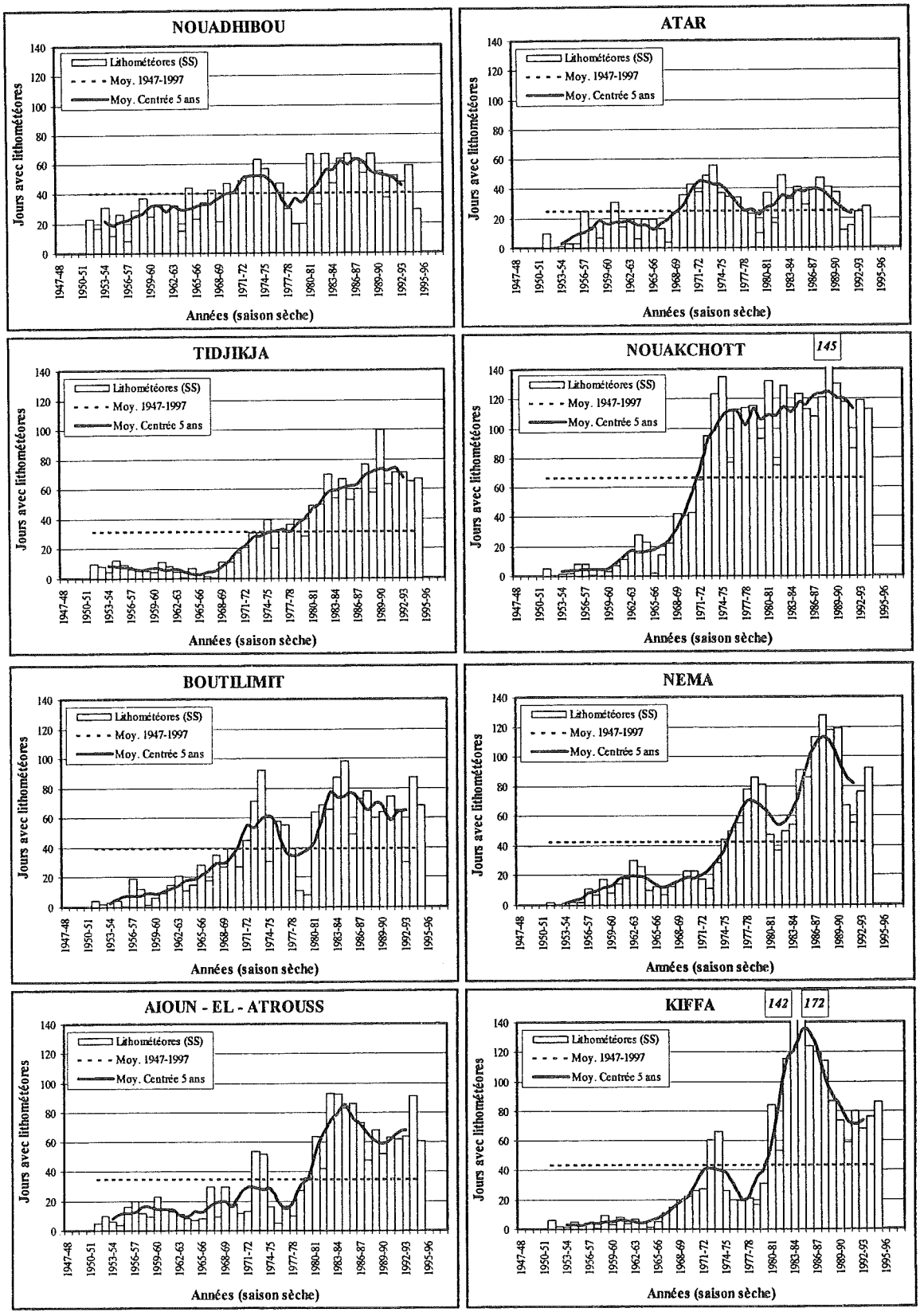


Fig.IV.36 - Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores en saison sèche (octobre – avril) en Mauritanie de 1951-52 à 1994-95. La moyenne détermine la période utilisée pour chaque station.

Evolution of the number of days affected by lithometeors during the dry season (October – April) in Mauritania from 1951-52 to 1994-95.

Une deuxième augmentation très importante du nombre de jours affectés par les lithométéores dans les six stations méridionales est observée au début des années quatre-vingts. Celle-ci a persisté pendant une décennie aux stations de Néma, Aioun et Kiffa avant de décroître légèrement ou de se stabiliser à ce niveau jusqu'en 1994 (Tidjikja, Nouakchott et Boutilimit). Pour la première fois depuis 1925, à partir des années septante, la fréquence des lithométéores dans les six stations méridionales étudiées est supérieure à celle observée à Nouadhibou. Cette tendance se confirme de plus en plus dans le courant des années quatre-vingts et nonante.

d.-. Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores en saison sèche au Sénégal

Dans les quatre stations du Sénégal (Fig. IV. 37), l'occurrence des jours affectés par des lithométéores est quasi nulle durant les années cinquante. Dans toutes les stations, une légère augmentation est observée dès la moitié des années septante. Celle-ci est suivie par une aggravation du phénomène dès le début des années quatre-vingts.

Les fluctuations observées à Ziguinchor méritent certains commentaires. Etant donné la localisation de la station, en plein climat soudanais, les fréquences observées dans les années cinquante à septante sont extrêmement élevées comparativement aux autres valeurs observées ailleurs au Sénégal ainsi qu'aux stations situées dans les régions humides du Mali (Kenieba et Sikasso). Cela ne pourrait s'expliquer que par des erreurs d'interprétation. Il est en effet probable que des brumes humides ainsi que, peut-être, des fumées (feux) aient été répertoriées comme brumes sèches ou brumes de poussières.

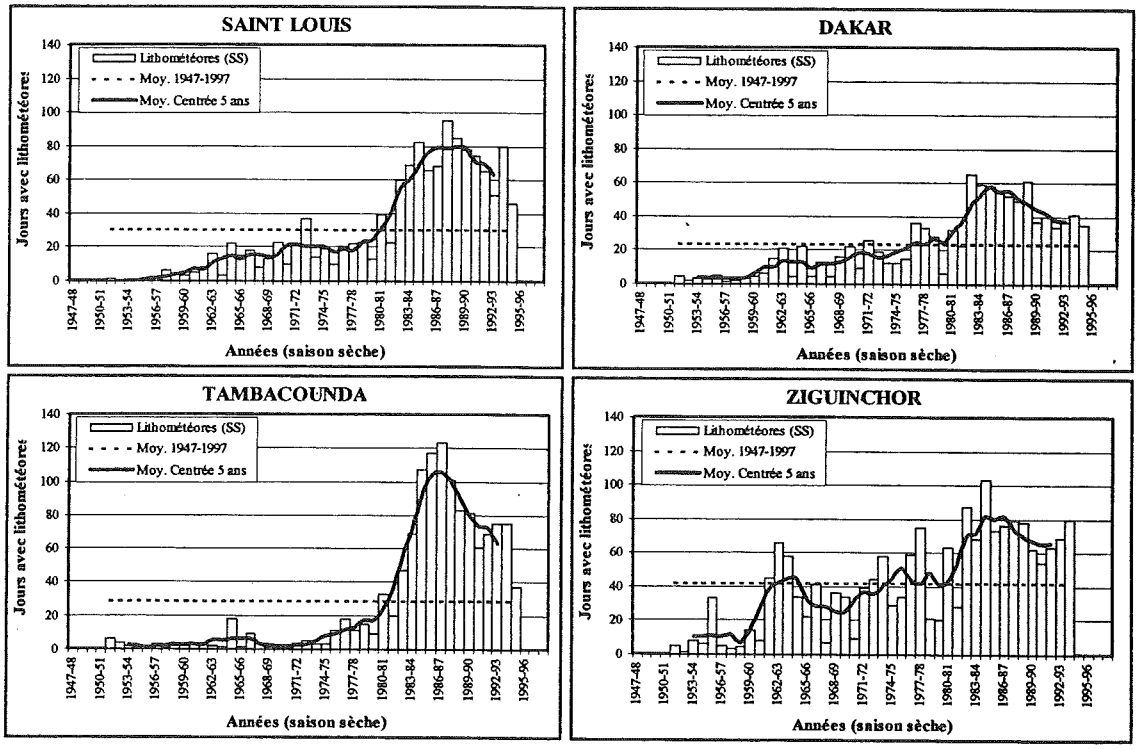


Fig.IV.37 - Evolution du nombre de jours affectés par les lithométéores en saison sèche (octobre – avril) au Sénégal de 1951-52 à 1994-95. La moyenne détermine la période utilisée pour chaque station.

Evolution of the number of days affected by lithometeors during the dry season (October – April) in Senegal from 1951-52 to 1994-95.

e.-. Les points de rupture dans l'évolution du nombre de jours affectés par les lithométéores (PETTITT 1979)

Comme nous l'avons déjà mentionné, toute la région étudiée a été marquée, au moins à une reprise, par des modifications importantes de la fréquence des lithométéores. Les résultats de l'application du test de PETTITT (1979), repérant les ruptures de tendance dans les séries climatiques sont présentés au tableau IV. 20. Il apparaît clairement que le changement de tendance majeur est apparu fin des années soixante–début des années septante: 23 stations sur les 28 analysées présentent un point de rupture significatif entre 1967 et 1975. Celui-ci sera suivi par une autre rupture de tendance à la hausse significative au début des années quatre-vingts, celle-ci se présentant entre 1979 et 1982 dans plus de 50% des stations analysées. Notons que, depuis ces ruptures de tendance simple ou double à la hausse, le test de PETTITT (1979) ne détecte aucune tendance inverse, à l'exception de la station désertique de Bilma.

Tab.IV.20 - Années des points de rupture calculées par l'application du test de tendance de PETTITT (1979) aux séries annuelles de la fréquence des lithométéores. CP M: Change Point–Majeur, CP Sa: Change Point–Secondaire antérieur, CP Sp: Change Point–Secondaire postérieur, [+] et [-] indiquent la tendance du changement.

Years for which change points were calculated in the yearly lithometeor frequency by the PETTITT (1979) test. CP M : Major Change Point, CP Sa : Minor earlier Change Point, CP Sp : Minor posterior Change Point, [+] and [-] indicate the tendency of the change.

Station	CP M	CP Sa	CP Sp	CP autre
Bilma	1962 [+]	1957 [+]	1977 [–]	1990 [–]
Agadez	1967 [+]	1957 [+]		
Tahoua	1965 [+]			
N'Guigmi	1967 [+]		1981 [+]	
Maine Soroa	1969 [+]		1981 [+]	
Zinder	1968 [+]	1960 [+]		
Maradi	1969 [+]			
Niamey	1970 [+]	1959 [+]	1981 [+]	
Tessalit	1974 [+]	1958 [–]		
Tombouctou	1975 [+]	1965 [+]	1981 [+]	
Gao	1971 [+]		1981 [+]	
Nioro	1975 [+]	1956 [–]		
Mopti	1977 [+]			
Kayes	1975 [+]	1956 [–]		
Kenieba	1972 [+]		1979 [+]	
Sikasso	1983 [+]	1958 [–]	1986 [+]	
Nouadhibou	1968 [+]	1956 [+]	1979 [+]	
Atar	1968 [+]	1955 [+]		
Nouakchott	1971 [+]	1960 [+]		
Boutilimit	1970 [+]	1960 [+]	1980 [+]	
Tidjikja	1971 [+]	1967 [+]	1981 [+]	
Nema	1973 [+]	1957 [+]	1983 [+]	
Aioun	1977 [+]		1981 [+]	
Kiffa	1968 [+]	1957 [+]	1981 [+]	
Saint-Louis	1975 [+]	1961 [+]	1982 [+]	
Dakar	1975 [+]	1960 [+]	1981 [+]	
Tambacounda	1974 [+]		1982 [+]	
Ziguinchor	1975 [+]	1960 [+]	1981 [+]	

Préalablement à ces deux changements à la hausse correspondant aux deux grandes périodes de sécheresse, le test de PETTITT (1979) a également identifié un point de rupture entre 1955 et 1965 dans la majorité des stations (19 sur 28). Cependant, ce point de rupture peut être dû à un biais engendré d'une part, par la courte série sur laquelle le test est effectué (<20 données) et, d'autre part, par la très faible fréquence de lithométéores durant cette période. Ainsi, on observe un point de rupture significatif tantôt à la hausse (15 stations), tantôt à la baisse (4 stations). L'application du test de PETTITT (1979) aux longues séries (1930-1997) des stations de Tombouctou, Gao, Mopti et Kayes (Fig. IV. 38) montre la non-existence de changement de tendance avant la période correspondant à l'avènement de la grande sécheresse.

f.-. Evolution des lithométéores en saison sèche depuis 1930

L'évolution des visibilités réduites par les lithométéores depuis 1930 pour les stations maliennes de Tombouctou, Gao, Mopti et Kayes est présentée à la figure IV. 38.

Ces graphiques montrent que la très faible fréquence des lithométéores observée durant les années cinquante et soixante est similaire à celle observée durant les années trente et quarante. Ainsi, si l'on considère les quarante premières années de chaque série, seulement une à quatre saisons sèches ont connu une occurrence des jours affectés par des lithométéores supérieure à la moyenne 1930-1997. Ceci donne une dimension dramatique supplémentaire à l'intensification du phénomène "lithométéores" observée ces 25 dernières années.

Les résultats de l'application du test de PETTITT (1979), repérant les ruptures de tendance dans les séries climatiques sont notés sur la figure IV. 38. Il apparaît que le premier changement de tendance est apparu en 1966-67 à Tombouctou, en 1971-72 à Gao et Mopti et en 1975-1976 à Kayes. Ce premier changement de tendance sera suivi par une autre rupture de tendance à la hausse significative en 1981-82 dans toutes les stations. Préalablement à ces deux changements à la hausse correspondant aux deux grandes périodes récentes de sécheresse, le test de PETTITT (1979) n'a détecté aucun point de rupture.

Il semble donc que la sécheresse des années quarante (SIRCOULON 1976; BARRING & HULME 1991; NICHOLSON & PALAO 1993) n'a pas eu d'influence sur la fréquence des lithométéores. Cependant, il faut rappeler que cette période de déficit pluviométrique a été, contrairement à la "grande sécheresse" actuelle, fort brève et inégalement répartie tant dans l'espace que dans le temps (Chap. III). Cette sécheresse aurait affecté essentiellement la bande côtière de l'Afrique de l'Ouest et n'a pas constitué une rupture généralisée dans les séries des pluies annuelles au Mali (VANNITSEM & DEMAREE 1991).

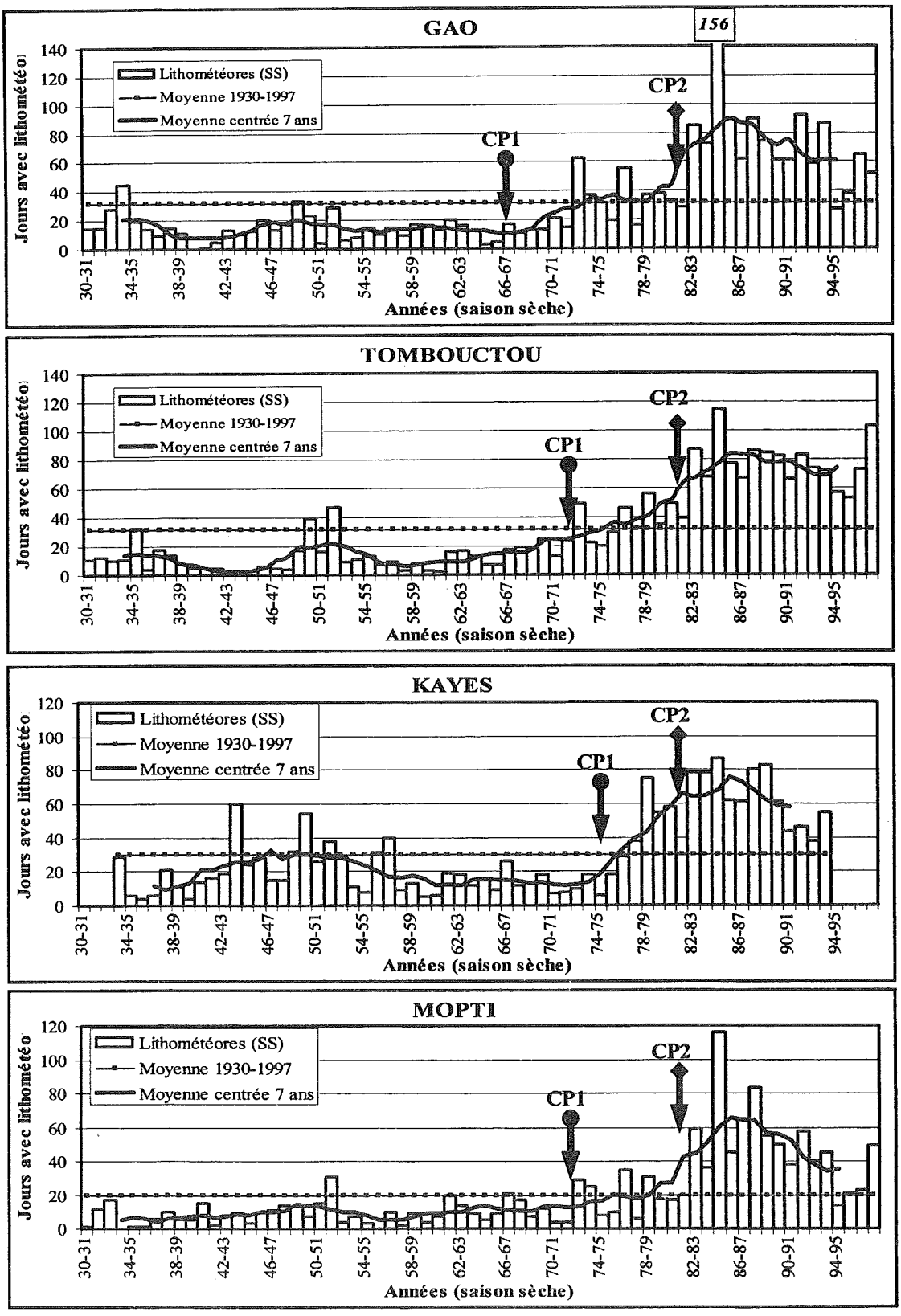


Fig.IV.38 - Evolution des lithomètres en saison sèche (octobre – avril) de 1930-31 à 1997-98 aux stations de Tombouctou, Gao, Mopti et Kayes. La courbe moyenne (pointillés) détermine la période utitlisée pour chaque station. CP1 et CP2 indiquent les deux ruptures de tendances.

Evolution of the number of days affected by lithometeors during the dry season (October - April) from 1930-31 to 1997-98 at the stations of Tombouctou, Gao, Mopti and Kayes. CP1 and CP2 indicate abrupt changes in lithometeor frequency.

g.-. Représentation spatiale et synthèse

La répartition spatiale des occurrences moyennes (1947-1997) du nombre de jours affectés par des lithométéores durant la saison sèche (octobre à avril) est présentée à la figure IV. 39*A*. On y constate directement que, sur cette période de cinquante ans, l'est du réseau analysé (le Niger) présente la plus forte fréquence de lithométéores (la fréquence moyenne des huit stations analysées y est supérieure à un jour sur quatre) et que, de manière générale, les stations nord-sahéliennes (et sahéliennes au Niger) présentent les fréquences les plus élevées de jours affectés par les lithométéores. Cependant, cette figure masque l'évolution temporelle de cette fréquence. Aussi, la période d'étude a-t-elle été scindée en trois périodes caractéristiques: "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997). Les résultats sont présentés à la figure IV. 39*B-C-D*. Le contraste entre la période "humide" et les deux suivantes est flagrant. Les différences de fréquences entre les différentes périodes sont présentées aux figures IV. 40 à 42.

L'évolution de l'occurrence du nombre de jours affectés par des lithométéores entre les périodes de sécheresse (1969-1986) et "humide" (1951-1968) (Fig. IV. 40) montre une augmentation généralisée des lithométéores (à l'exception de Sikasso). Cependant, elle montre également que cet accroissement de fréquence n'est pas uniforme. En effet, globalement, le Niger (soit le territoire influencé par la zone de Bilma – Faya Largeau) présente une hausse de l'occurrence des lithométéores qui varie entre 50 et 200 %. De 0° à 10°W (Mali et Mauritanie orientale), cette élévation varie entre 200 et 400 %. La partie occidentale de la zone étudiée montre une évolution encore plus élevée pouvant dépasser les 1000 %.

L'évolution de l'occurrence des lithométéores entre les périodes "actuelle" (1987-1997) et de sécheresse (1969-1986) est plus contrastée (Fig. IV. 41). Dans les stations désertiques septentrionales, cette évolution est inchangée (Nouadhibou et Tessalit) ou en baisse (Atar, Agadez et Bilma). La majorité des stations enregistrent une augmentation de 15 à 50 %. Le Sahel nigérien reste globalement stable et quelques stations connaissent une hausse de 50 à 200 %. Une exception, le nombre de jours affectés par des lithométéores à la station la plus méridionale de la zone d'étude (Sikasso) est alors multiplié par un facteur dix.

La différence relative entre l'occurrence des lithométéores des périodes "actuelle" (1987-1997) et "humide" (1951-1968) constitue la synthèse de ce chapitre relatif à l'évolution du nombre de jours affectés par les lithométéores durant la saison sèche (Fig. IV. 42). Les enseignements majeurs tirés de cette figure sont:

- La fréquence des lithométéores a augmenté sur tout le territoire étudié, à l'exception de la station désertique de Bilma;
- Le nombre de jours affectés par les lithométéores augmente sensiblement selon deux axes. D'une part en latitude, depuis les régions désertiques vers le sud sahélien et la bande soudanaise et, d'autre part, en longitude, de l'est vers l'ouest où des hausses d'un facteur supérieur à dix sont enregistrées. Ceci confirme, d'une part, les premières conclusions de N'TCHAYI *et al.* (1994) suite à la comparaison de deux périodes de cinq ans (1970-1974 et 1983-1987) en 19 stations réparties sur l'Afrique de l'Ouest ainsi que, d'autre part, celle de OZER (1998) analysant l'évolution de la fréquence des lithométéores au Niger de 1951 à 1994.

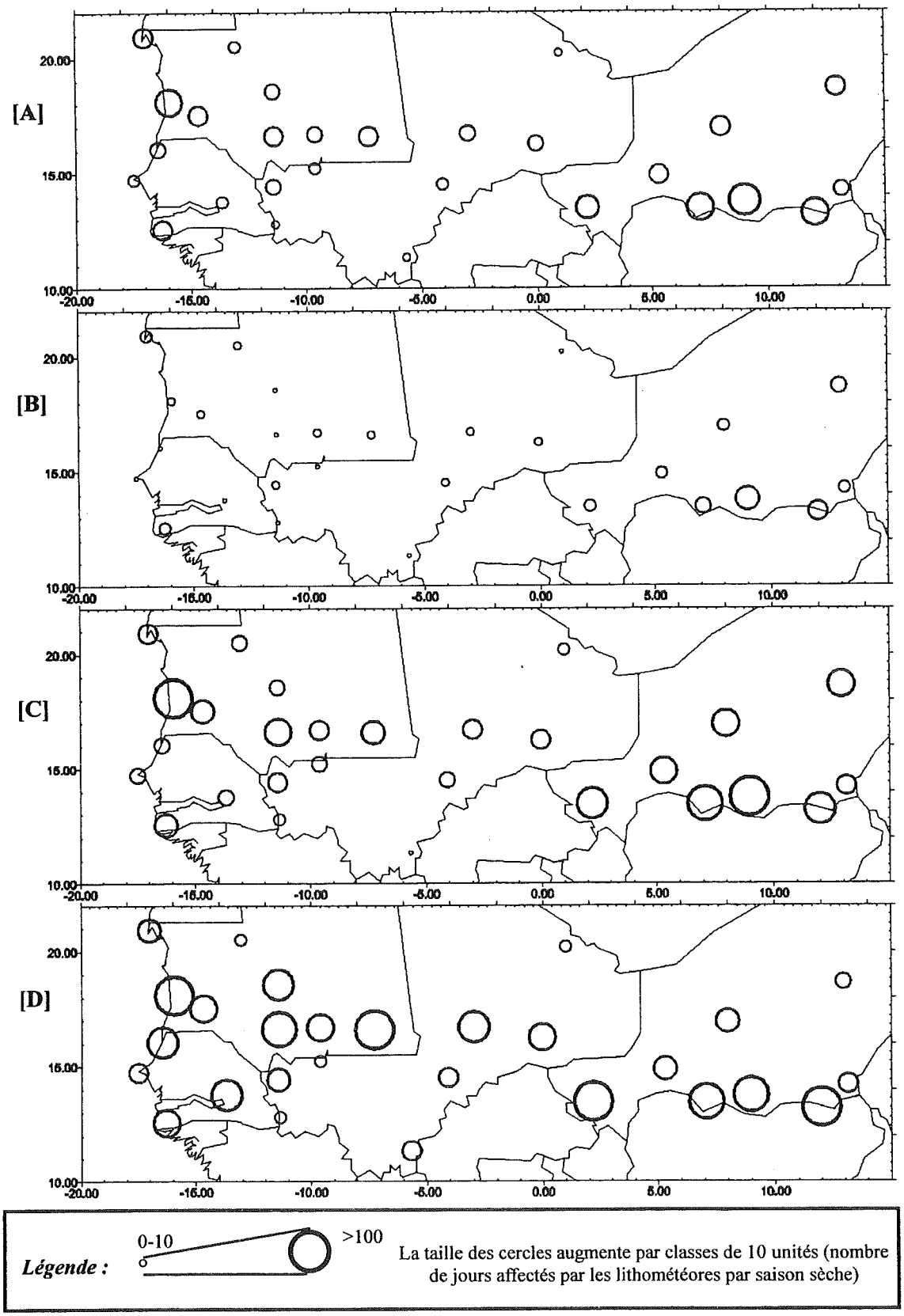


Fig.IV.39 - Répartition des lithométéores durant [A] la période 1947-1997, et pour les périodes [B] "humide" (1951-1968), [C] de sécheresse (1969-1986) et [D] "actuelle" (1987-1997).

Distribution of the lithometeors during [A] the 1947-1997 period and during the [B] "humid" (1951-1968), [C] drought (1969-1986) and [D] "present" (1987-1997) periods.

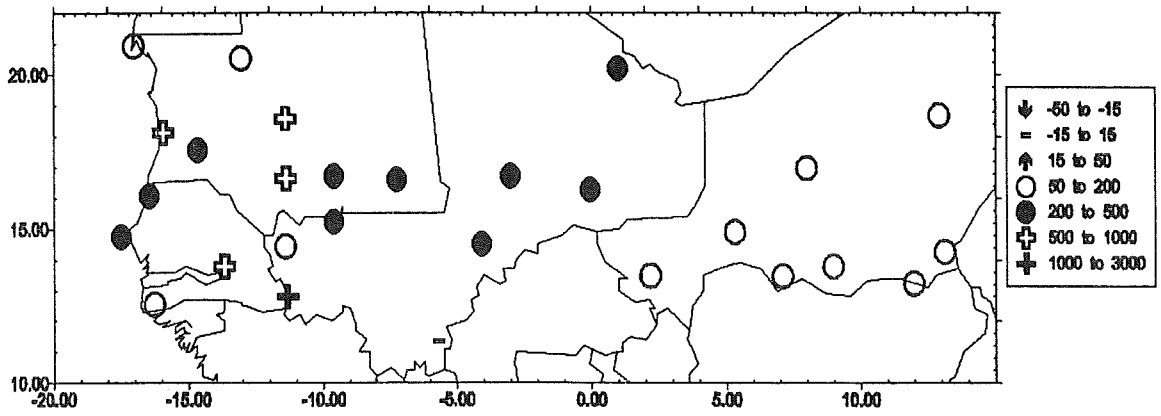


Fig.IV.40 - Evolution de la différence relative des lithométéores entre les périodes de sécheresse (1969-1986) et "humide" (1951-1968). La légende présente l'évolution (en %) entre ces deux périodes.

Evolution of the relative difference in lithometeor frequency between the drought (1969-1986) and the "humid" (1951-1968) periods. The legend shows the evolution (%) between these two periods.

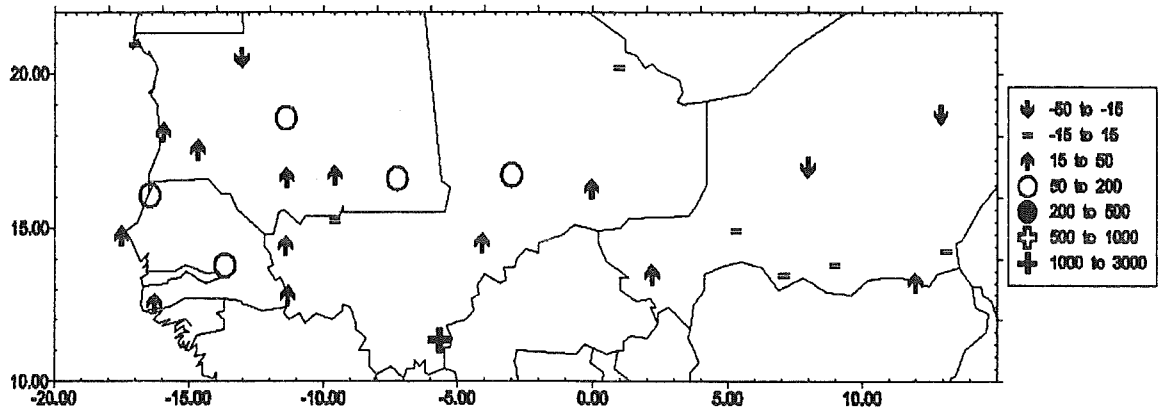


Fig.IV.41 - Evolution de la différence relative des lithométéores entre les périodes "actuelle" (1987-1997) et de sécheresse (1969-1986). La légende présente l'évolution (en %) entre ces deux périodes.

Evolution of the relative difference in lithometeor frequency between the "present" (1987-1997) and the drought (1969-1986) periods. The legend shows the evolution (%) between these two periods.

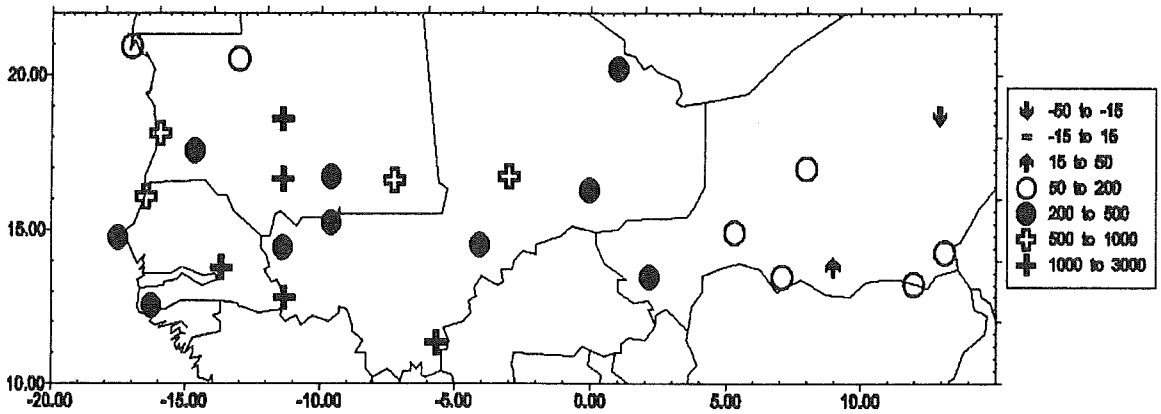


Fig.IV.42 - Evolution de la différence relative des météores entre les périodes "actuelle" (1987-1997) et "humide" (1951-1968). La légende présente l'évolution (en %) entre ces deux périodes.

Evolution of the relative difference in lithometeor frequency between the "present" (1987-1997) and the "humid" (1951-1968) periods. The legend shows the evolution (%) between these two periods.

10.2. Evolution des phénomènes de déflation en saison sèche durant la période 1947-48 à 1997-98 et localisation des zones sources de poussières

Habituellement, l'étude simple de la fréquence des lithométéores mène les chercheurs à tirer des conclusions sur le rôle potentiel de telle ou telle région dans l'injection de poussières dans l'atmosphère, ou dans la transformation éventuelle d'une zone géomorphologiquement stable à une zone de déflation et vice-versa. C'est le cas, par exemple, pour BERTRAND *et al.* (1979) et N'TCHAYI *et al.* (non daté, 1994, 1997) qui utilisent les fréquences des brumes sèches pour déterminer la répartition des zones sources de poussières ainsi que leurs déplacements dans le temps. Or, la brume sèche est un paramètre inadéquat car le transport par le vent fait suite à la déflation qui a pu se produire à des centaines, voire des milliers de kilomètres, de l'endroit où les particules en suspension sont observées.

D'autres auteurs, parmi lesquels GOUDIE (1978), MIDDLETON (1985A, 1989), GOUDIE et MIDDLETON (1992), OZER (1993, 1998) et NOUACEUR (1994) ont fait une erreur similaire en tenant compte de tous les lithométéores (suspension et déflation) selon différents critères de visibilité. Ainsi, lors de l'analyse de la figure IV. 39*B*, reprenant la répartition spatiale des lithométéores durant la période 1951-1968, on pourrait conclure que la station de Zinder est la plus importante zone source de poussières de toute l'Afrique de l'Ouest, bien plus productive que les régions désertiques de Nouadhibou ou Bilma. Or, on sait qu'il n'en est rien grâce, entre autres, aux travaux de CAPOT-REY (1952), GROVE (1958) et WILSON (1971, 1973) qui décrivaient toujours les ergs hérités de la région de Zinder comme étant totalement fixés par la végétation et ceux de MAINGUET *et al.* (1979), pour qui les dunes étaient toujours fixées par la végétation et peu dégradées par les actions humaines en 1975.

Seul DUBIEF (1952) a dressé une carte sur la répartition géographique des cas de déflation (vents de sable) dans le Sahara et ses bordures de 1925 à 1950 (Figs. IV. 11 et IV. 12). La fréquence annuelle des cas de déflation était alors de l'ordre de 80 à Nouadhibou, 30 à Nouakchott, 25 à Tombouctou, 20 à Tidjikja et inférieure à 20 à Nioro et Gao.

Aussi, proposons-nous ci-après de discuter l'évolution temporelle des occurrences de l'observation des phénomènes de déflation, à savoir les phénomène de chasse-sable et de tempêtes de sable, en saison sèche (octobre à avril) pour vérifier l'hypothèse selon laquelle les zones sources de poussières ont bien migré vers le sud. Cette évolution temporelle est présentée aux figures IV. 43 et IV. 44 pour quelques stations sélectionnées.

a.-. Evolution des phénomènes de déflation en saison sèche en dix stations sélectionnées

La figure IV. 43 présente la fréquence de l'observation des phénomènes de déflation durant la saison sèche aux stations nigériennes de Bilma, Agadez, Zinder et Niamey.

La station de Bilma présente la même évolution que celle observée pour tous les lithométéores (Fig. IV. 34), soit une augmentation de la fréquence des cas de déflation dès le début des années soixante qui atteint son maximum de 1968 à 1975, suivie par

une période de déclin dès le début des années quatre-vingts et aggravée durant les dernières années analysées.

A Agadez, par contre, les cas de déflation sont en permanente augmentation. Une rupture de tendance importante se marque en 1970. Cette évolution contraste avec l'évolution des lithométéores (Fig. IV. 34) qui, elle, est en baisse progressive depuis le milieu des années septante. Ceci signifie donc que les poussières en suspension ont connu une fréquence fortement inférieure durant ces deux dernières décennies, soit la période pendant laquelle l'activité éolienne a été moins marquée dans la région de Bilma (voir Fig. IV. 50).

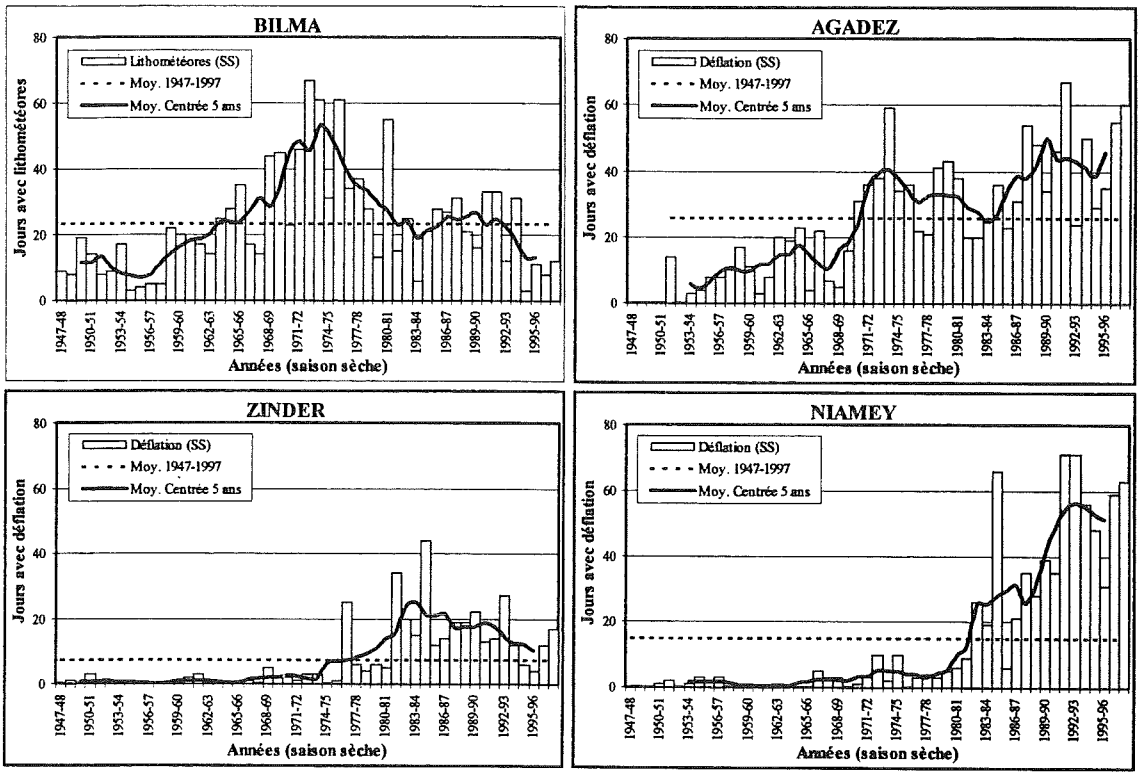


Fig.IV.43 - Evolution des cas de déflation en saison sèche (octobre - avril) au Niger de 1947-48 à 1997-98. La courbe moyenne (pointillés) détermine la période utilisée pour chaque station.

Evolution of the number of days affected by deflation during the dry season (October – April) in Niger from 1947-48 to 1997-98.

A la station de Zinder, les cas de déflation sont rares jusqu'en 1975. Après cette date, la fréquence des chasse-sable et tempêtes de sable augmente rapidement. MAINGUET (1977) le remarque directement et écrit, à propos de l'erg Haoussa (au nord et à l'est de Zinder): "(On constate que la déflation) *ne s'achève pas, actuellement, à la limite méridionale du Sahara, à l'isohyète 150 mm, mais se poursuit à travers le Sahel jusqu'à l'isohyète 625 mm, et que la bande de territoire comprise entre ces deux isohyètes correspond aux secteurs de réactivation actuelle du manteau sableux*". Le maximum absolu de déflation est atteint durant la saison sèche faisant suite à l'année extrêmement sèche de 1984. Ces constatations sont en accord avec les observations géomorphologiques réalisées dans la région de Zinder par CAPOT-REY (1952), GROVE (1958), WILSON (1971, 1973), MAINGUET *et al.* (1979), KARIMOUNE (1994) et JAHIEL (1998).

En ce qui concerne la station sahélienne de Niamey, comme à Zinder, les trente premières années de la série analysée présentent une fréquence quasi nulle des cas de déflation, exception faite de petits sursauts durant les années sèches de 1972-73 et 1974-75. Pendant la deuxième moitié des années septante, la fréquence des observations de chasse-sable et tempêtes de sable augmente lentement avant de connaître une occurrence dramatique de près d'un jour de déflation sur trois durant la saison sèche 1984-85. La tendance à la hausse se renforce dès 1987 et atteint la plus forte fréquence des cas de déflation du Niger, toutes régions confondues, durant les années nonante.

La figure IV. 44 présente les résultats obtenus pour les deux stations maliennes de Tombouctou et Gao et pour les quatre stations mauritaniennes de Nouadhibou, Nouakchott, Tidjikja et Boutilimit.

Au Mali, la station de Tombouctou montre une augmentation continue du nombre de joune centrée sur cinq ans passe progressivement d'une fréquence nulle à 40 jours de déflation par saison sèche. Ensuite, globalement, le niveau se maintient à des fréquences supérieures à 35 jours de déflation par saison sèche. L'application du test de PETTITT (1979) indique deux points de rupture à la hausse en 1971 et 1981. Dans cette région, c'est approximativement aux mêmes périodes que COUREL et CHAMARD (1988) notent (i) la destruction d'une grande partie de la couverture végétale protégeant jusqu'alors les ensembles dunaires des effets de la déflation (1974) et (ii) l'apparition et l'extension de nouvelles formes dunaires (1984). Notons que la fréquence la plus élevée des cas de déflation est apparue lors de la saison sèche 1997-98, soit plusieurs années après la grande crise de sécheresse des années quatre-vingts. Depuis 1980, la fréquence moyenne des cas de déflation en saison sèche dépasse la fréquence moyenne annuelle de ce phénomène calculée sur la période 1925-1950 (DUBIEF 1952).

La station de Gao présente également deux points de rupture situés au début de chaque grande période de sécheresse (1969 et 1981). La fréquence maximum des cas de déflation, quatre fois supérieure à la moyenne 1947-1997, apparaît en 1984-85. La moyenne du nombre de jours pendant lesquels les chasse-sable ou les tempêtes de sable sont observés en saison sèche (1947-1997) est de 25 contre la moyenne annuelle de 15 jours présentée par DUBIEF (1952) pour la période 1925-1950.

En Mauritanie, la station de Nouadhibou présente une relative stabilité autour d'une moyenne de 29 jours de déflation par saison sèche. Une légère augmentation est néanmoins notée au début des années septante et au milieu des années quatre-vingts. La fréquence des cas de déflation, observée durant la période 1950-1994, est en accord avec les valeurs présentées par DUBIEF (1952) puisque 65% de la déflation se produit de mai à septembre (CHAMARD 1988 ; NOUACEUR 1999).

A la station de Nouakchott, l'évolution des cas de déflation est difficilement explicable puisqu'elle ne semble pas refléter les fortes fluctuations pluviométriques. Cependant, une rupture de tendance unique apparaît à la fin des années soixante. En l'espace de cinq ans, la fréquence moyenne passe définitivement de 10 à 70 jours de déflation par saison sèche. Ce changement, aussi radical qu'il soit, est en accord avec les observations géomorphologiques de MAINGUET et DUMAY (1997) et de MAINGUET *et al.* (1999). Quant à la fréquence des cas de déflation, elle est supérieure à 40 jours par

saison sèche sur la période 1951-1993 contre seulement 30 annuellement entre 1925 et 1950 (DUBIEF 1952).

L'évolution des cas de déflation aux stations de Tidjikja et Boutilimit est assez similaire à celle observée à la station malienne de Gao. Toutes deux présentent deux points de rupture au début de chaque grande période de sécheresse (1970 et 1980). Le maximum est atteint en 1984-85 et une légère diminution se produit en fin de série. La moyenne du nombre de cas de déflation observés en saison sèche (1947-1997) est légèrement supérieure à la moyenne annuelle présentée par DUBIEF (1952) pour la période 1925-1950.

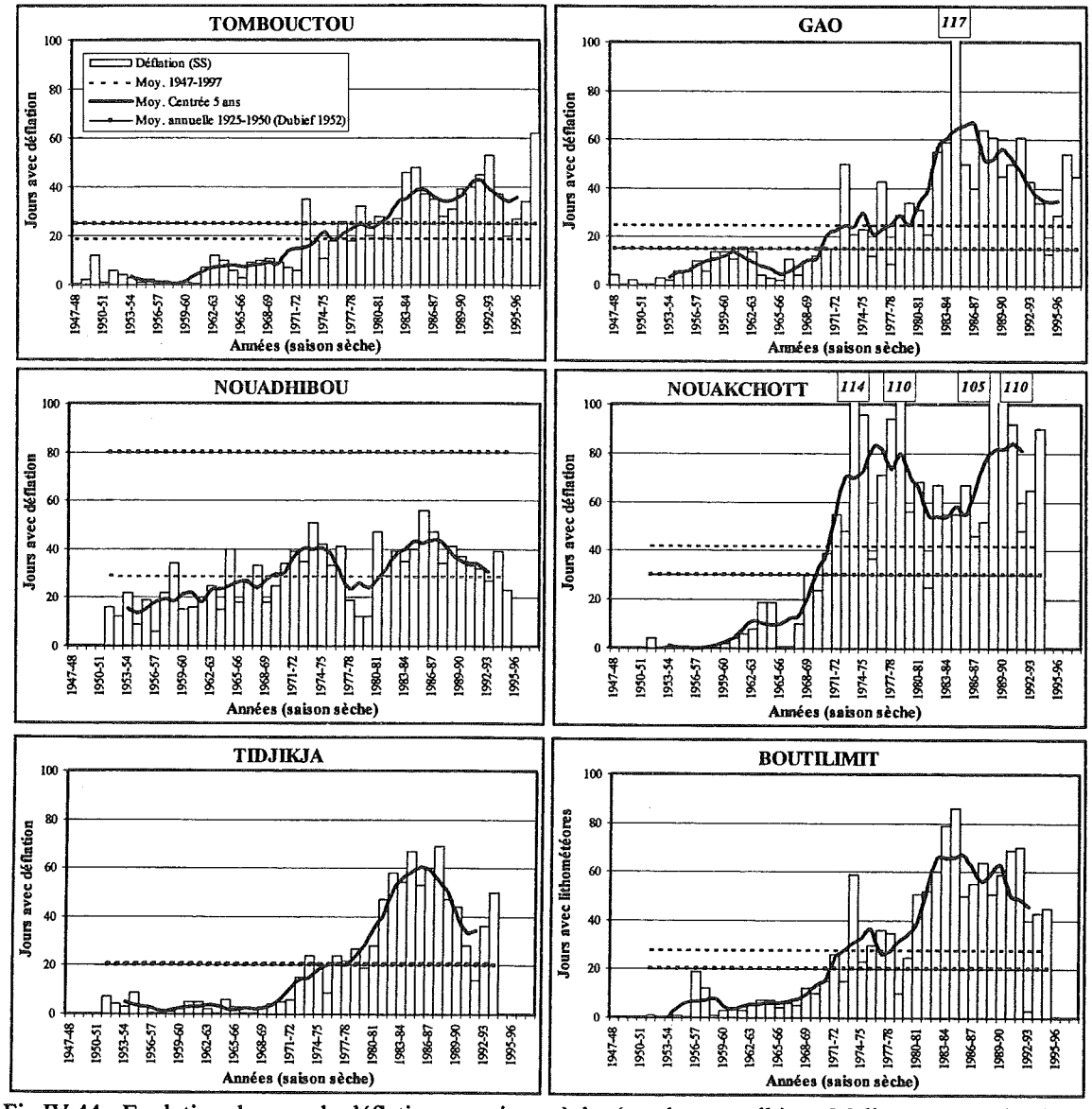


Fig.IV.44 - Evolution des cas de déflation en saison sèche (octobre - avril) au Mali et en Mauritanie de 1947-48 à 1997-98. La ligne moyenne (pointillés) détermine la période utilisée pour chaque station. Comparaison avec les moyennes annuelles calculées par DUBIEF (1952) pour la période 1925-1950

Evolution of the number of days affected by deflation during the dry season (October – April) in Mali and Mauritania from 1947-48 to 1997-98. Comparison is made with yearly means calculated by DUBIEF (1952) for the 1925-1950 period.

b.-. Représentation spatiale et synthèse

La répartition spatiale du nombre moyen (1947-1997) de jours affectés par des phénomènes de déflation durant la saison sèche (octobre à avril) est présentée à la figure IV 45. On remarque directement que, sur cette période de cinquante ans, une limite approximative à 16°N de latitude existe entre l'importante activité éolienne au nord et son occurrence faible à nulle au sud. Ceci correspond approximativement à un déplacement méridional de 2° de latitude par rapport aux informations géomorpho-logiques de GROVE (1958) (Fig. II. 2).

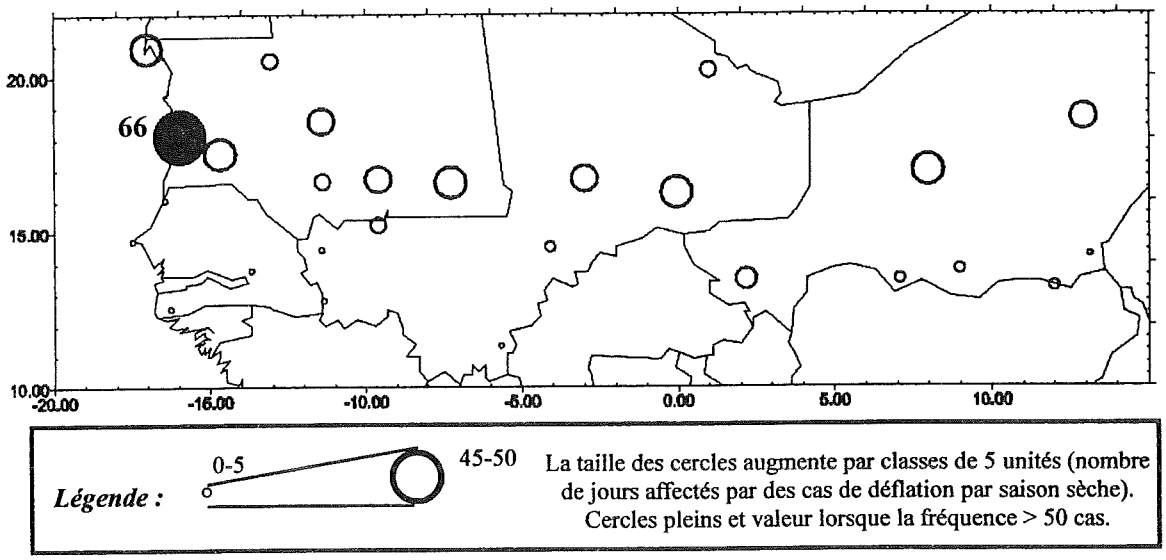


Fig.IV.45 - Répartition des cas de déflation durant la période 1947-1997.
Distribution of the deflation occurrence during the 1947-1997 period.

Cependant, cette figure ne représente pas l'évolution temporelle de cette fréquence. Aussi, avons-nous scindé notre période d'étude en trois périodes caractéristiques: "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997). Les résultats sont présentés à la figure IV. 46. Le contraste entre la période "humide" et les deux suivantes est plus important encore que celui observé pour tous les lithométéores (Fig. IV. 39). Les différences de fréquences entre les différentes périodes sont présentées aux figures IV. 47 à 49.

La figure IV. 46A correspond très bien aux informations relatives aux années cinquante et soixante relatées dans différentes analyses géomorphologiques (CAPOT-REY 1952, 1957; GROVE 1958; WILSON 1971, 1973; MAINGUET *et al.* 1979, 1999; KARIMOUNE 1994; MAINGUET & DUMAY 1997; etc.) et climatiques (DUBIEF 1943, 1952). Deux zones désertiques, représentées ici par les stations de Bilma et Nouadhibou, sont bien les deux zones de génération de sable et poussières dans la zone d'étude. Au sud de l'isohyète de 150 mm, les ergs étaient alors partout décrits comme fixés par la végétation (Fig. II. 2).

La période de sécheresse voit une augmentation importante et généralisée de la fréquence des cas de déflation qui touche plus spécifiquement la boucle du fleuve Niger et toute la Mauritanie (Fig. IV. 46B). On assiste donc probablement à une remise en mouvement des dunes préalablement fixées dans le Sahel septentrional. La figure IV. 47

présente l'évolution (en %) de l'occurrence des cas de déflation entre la période de sécheresse (1969-1986) et la période "humide" (1951-1968). Dans 12 stations sur 21, la fréquence des cas de déflation a été multipliée, au minimum, par un facteur cinq.

Cette tendance va se confirmer durant la période 1987-1997 (Fig. IV. 46c). Les stations du Sahel septentrional sont, de loin, devenues les zones principales de génération de poussières atmosphériques. Plus au sud dans le Sahel, comme au Niger, la fréquence reste modérée mais est néanmoins significative car elle devient l'équivalent de Bilma.

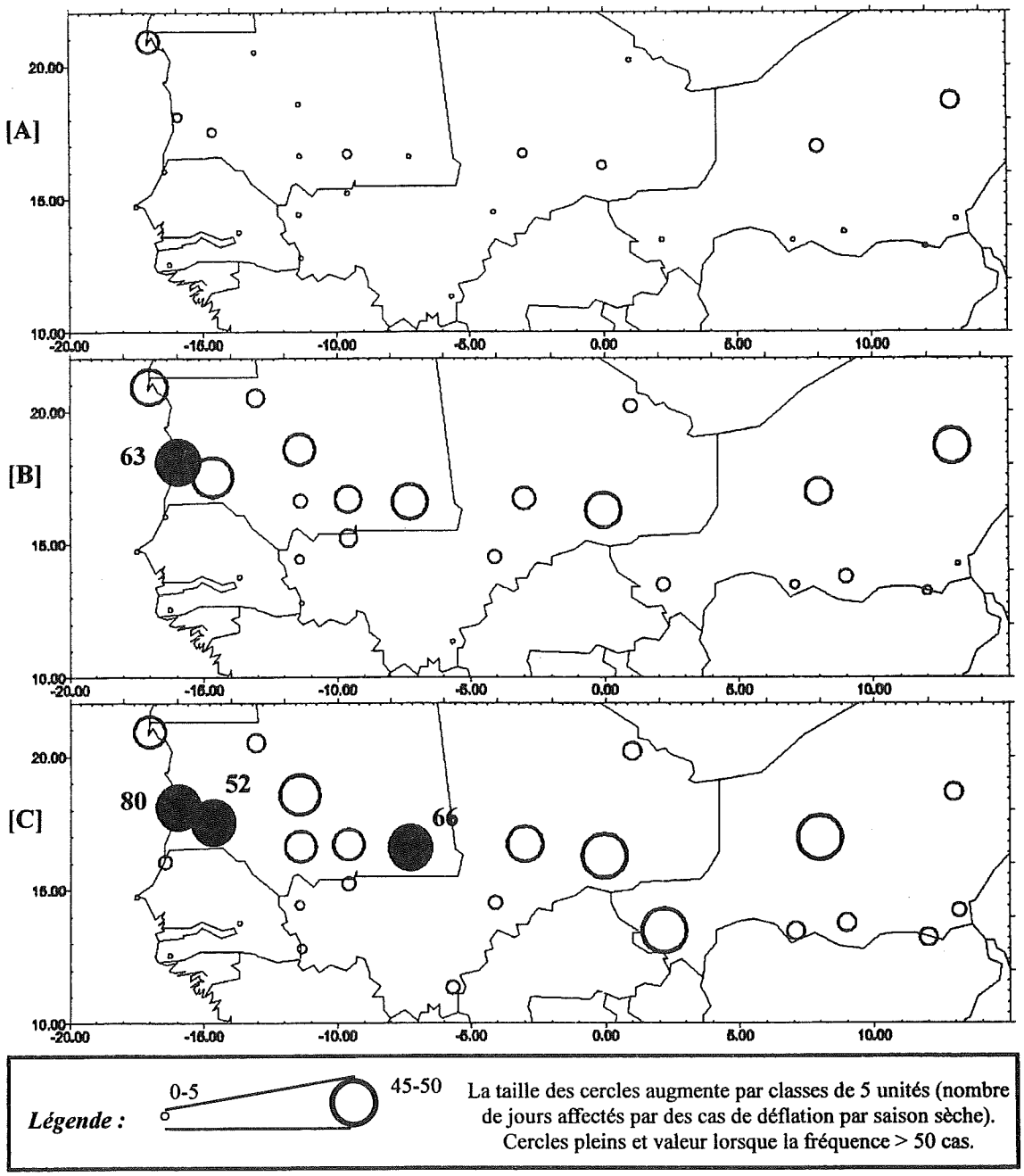


Fig.IV.46 - Répartition des cas de déflation durant les périodes [A] "humide" (1951-1968), [B] de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Distribution of the deflation occurrence during the [A] "humid" (1951-1968), [B] drought (1969-1986) and [C] "present" (1987-1997) periods.

La plupart des stations vont enregistrer une nouvelle hausse de l'observation de ces phénomènes par rapport à la période de sécheresse (1969-1986), six stations voient cette fréquence stabilisée et seule la station de Bilma est à la baisse (Fig. IV. 48).

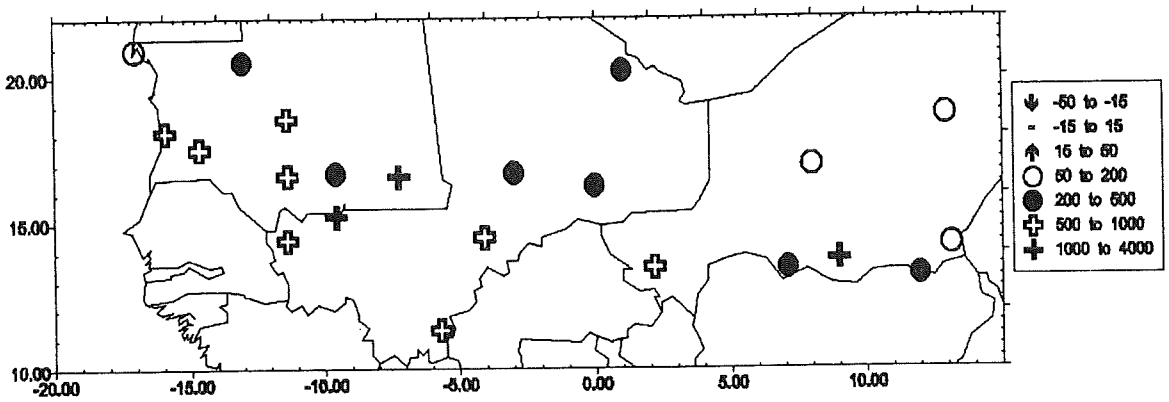


Fig.IV.47 - Evolution de l'occurrence des cas de déflation entre les périodes de sécheresse (1969-1986) et "humide" (1951-1968).La légende présente l'évolution (en %) entre ces deux périodes

Evolution of the deflation frequency between the drought (1969-1986) and the "humid" (1951-1968) periods. The legend shows the evolution (%) between these two periods.

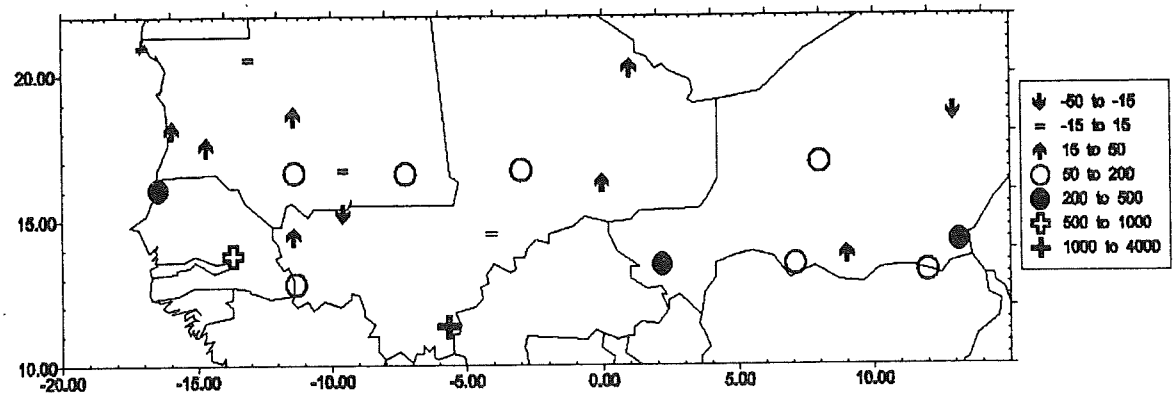


Fig.IV.48 - Evolution de l'occurrence des cas de déflations entre les périodes "actuelle" (1987-1997) et de sécheresse (1969-1986). La légende présente l'évolution (en %) entre ces deux périodes.

Evolution of the deflation frequency between the "present" (1987-1997) and the drought (1969-1986) periods. The legend shows the evolution (%) between these two periods.

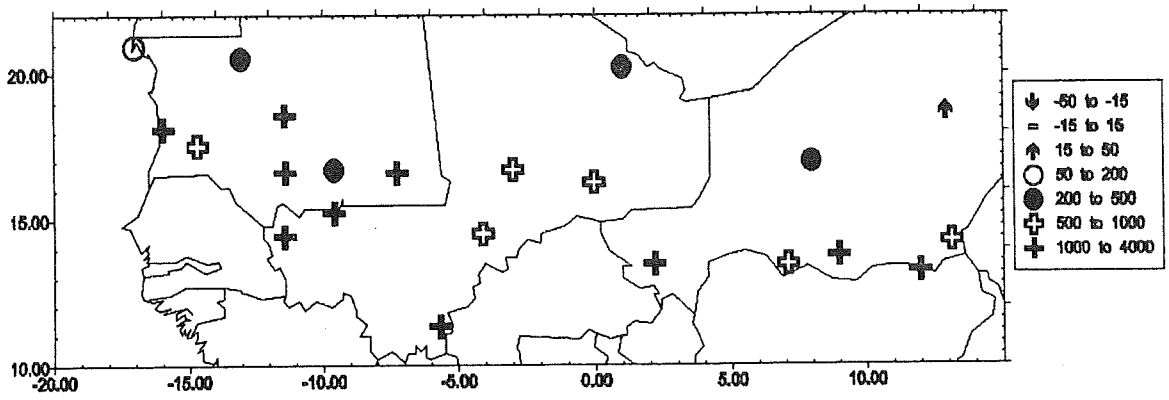


Fig.IV.49 - Evolution de l'occurrence des cas de déflation entre les périodes "actuelle" (1987-1997) et "humide" (1951-1968). La légende présente l'évolution (en %) entre ces deux périodes.

Evolution of the deflation frequency between the "present" (1987-1997) and the "humid" (1951-1968) periods. The legend shows the evolution (%) between these two periods.

L'évolution de l'occurrence des cas de déflation entre les périodes "actuelle" (1987-1997) et "humide" (1951-1968) peut être considérée comme la synthèse de ce chapitre relatif à l'évolution du nombre de jours affectés par les cas de déflation durant la saison sèche (Figs. IV. 46 et IV. 49). Les traits essentiels ressortant de ces figures sont:

- La fréquence des cas de déflation a augmenté sur tout le territoire étudié. Dans une station sur deux, la fréquence des cas de déflation a été multipliée par un facteur dix. On ne peut plus réellement parler, comme pour l'évolution des lithométéores, d'axes préférentiels concernant la hausse des cas de déflation mais d'une tendance généralisée dans toute la région sahélienne.

- A l'exception de la station sahélienne de Aioun-el-Attrouss, un écart important dans l'évolution des cas de déflation différencie les stations désertiques (Nouadhibou, Atar, Tessalit, Agadez et Bilma), qui enregistrent une augmentation de la fréquence des chasse-sable et tempêtes de sable variant entre 16 et 390%, des stations sahéliennes où la hausse varie entre 500 et 3500% (Fig. IV. 49). Dans les stations sahélo-soudanaises ou soudanaises, quelques cas de déflation y sont actuellement observés mais de manière très limitée (< 6 jours par saison sèche), l'évolution des cas de déflation ne peut y être calculée car la fréquence de ces phénomènes était nulle durant la période "humide".

- La comparaison avec les données publiées par DUBIEF (1952) nous permet de visualiser l'évolution des cas de déflation dans quatre stations sur près de 75 ans (Tab. IV. 21). Il apparaît que la période 1951-1975, composée essentiellement de la période "humide" (1951-1968), a connu une fréquence des cas de déflation plus faible que la période 1925-1950 présentée par DUBIEF (1952). Par contre, la période 1976-1997 connaît une fréquence des cas de déflation trois à quatre fois supérieure à la période 1925-1950, à l'exception de la station désertique de Nouadhibou. Cette comparaison apporte encore plus d'intérêt à la récente fluctuation de ce paramètre climatique dont la fréquence est non seulement largement supérieure aux données de la période "humide" 1951-1968 mais également à la période 1925-1950 qui peut être qualifiée, du point de vue pluviométrique, de "normale".

Tab.IV.21 - Evolution des cas de déflation (moyenne annuelle) en quatre stations sur la période 1925-1997. Les données de 1925-1950 sont tirées de DUBIEF (1952) et les autres de notre étude.

Evolution of the deflation occurrence (yearly mean) at four stations for the 1925-1997 period. The 1925-1950 data are taken from DUBIEF (1952), the others from our study.

Station		1925-1950	1951-1975	1976-1997
Nouadhibou	Année	80	59	89
	Saison sèche	-	25	34
Nouakchott	Année	30	34	110
	Saison sèche	-	21	71
Tidjikja	Année	20	10	77
	Saison sèche	-	6	42
Tombouctou	Année	25	20	82
	Saison sèche	-	8	34

- Le choix du paramètre analysé est essentiel en fonction de ce que l'on désire étudier. Pour ce qui est de la turbidité atmosphérique, du transport de poussières, etc., le paramètre "lithométéore" convient probablement. Par contre, en ce qui concerne la localisation et la productivité d'une zone source, seule l'analyse de la fréquence des cas de déflation est adéquate du point de vue climatique. L'évolution de ce paramètre semble en accord avec toutes les observations géomorphologiques relatées par différents chercheurs.

- Selon N'TCHAYI *et al.* (1994, 1997), les zones de Bilma et Agadez ne sont plus des zones sources génératrices des poussières envahissant le Sahel. Les auteurs basent cette conclusion sur l'enregistrement d'une baisse significative de la fréquence des brumes sèches entre les périodes 1970-1974 et 1983-1987. Notre analyse de la fréquence de tous les lithométéores nous a mené à tirer des conclusions similaires (Chap. IV. 10. 1). Or, l'analyse des cas de déflation nous a montré que la station d'Agadez, directement sous le vent de la région de Bilma, est de plus en plus productrice. L'analyse de la figure IV. 50 explique cette erreur d'interprétation. Durant la période 1970-1974, la fréquence des brumes sèches était à son plus haut niveau, correspondant exactement au maximum de déflation observé à la station de Bilma (Fig. IV. 43). Par la suite, les deux diminutions de fréquence des cas de déflation à Bilma se sont traduites directement par la raréfaction des observations de poussières en suspension à Agadez. Ceci a eu pour conséquence directe d'influer négativement sur la tendance générale des lithométéores, masquant l'augmentation des cas de déflation locaux. Ces dernières années, les lithométéores observés à Agadez sont essentiellement des cas de déflation, ce qui contribue à prouver que la station de Bilma n'influence presque plus la zone d'Agadez et, donc, le Sahel. Notons d'autre part que, à la station de Niamey, la fréquence des cas de déflation est devenue supérieure à celle des poussières en suspension ces dernières années (Fig. IV. 50).

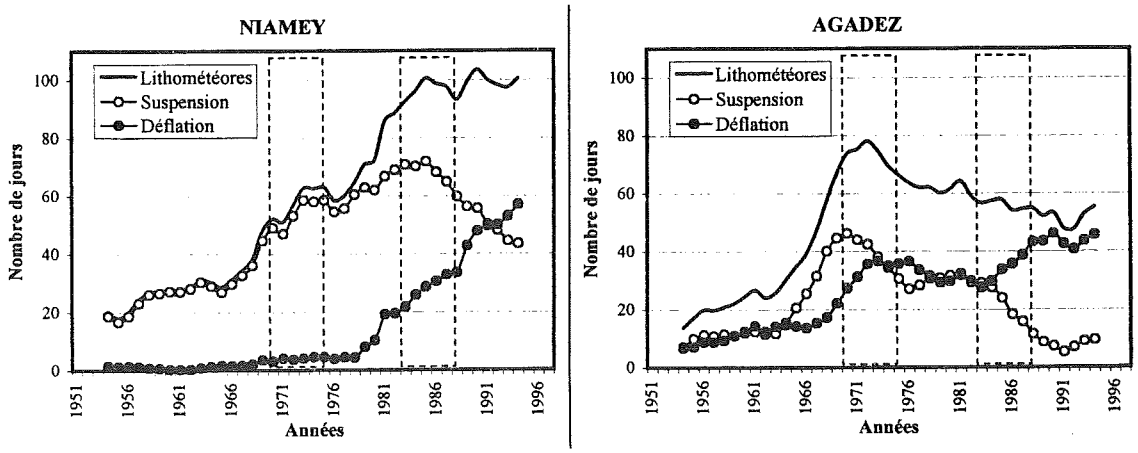


Fig.IV.50 - Evolution (moyenne centrée sur 7 ans) des lithométéores, suspension et déflation aux stations d'Agadez et Niamey de 1951 à 1997. Les cases indiquent les deux périodes analysées par N'TCHAYI *et al.* (1994, 1997)

Evolution (7-year average) of the lithometeors, suspension and deflation at the stations of Agadez and Niamey from 1951 to 1997. The boxes indicate the two periods analysed by N'TCHAYI et al. (1994, 1997).

10.3.Discussion à propos de la zone source de Bilma - Faya-Largeau

Nous pensons qu'il est ici opportun de discuter le cas de Bilma, station reconnue comme étant la zone principale de production de poussières en Afrique de l'Ouest orientale (Niger, Nigeria, Burkina Faso et tous les pays du Golfe de Guinée) en hiver (saison sèche).

Comme nous l'avons noté ci-devant, la station de Bilma a connu une augmentation subite d'un facteur 3.5 dès le début des années soixante avec une fréquence maximum des lithométéores durant la période 1969-1975. C'est précisément durant cette péride que quelques études ont été réalisées par différents chercheurs concernant la répartition spatiale des lithométéores en Afrique de l'Ouest et mettant en évidence la zone de Bilma – Faya Largeau comme étant la zone source principale de poussières affectant la région sahélienne.

Ainsi, d'une part, BERTRAND *et al.* (1979) ont analysé la répartition spatiale des brumes sèches en se basant sur la période 1970-1973 et ont alors noté que la fréquence des brumes sèches était extrêmement élevée à Bilma, prouvant de la sorte que cette station était probablement la zone source de poussières affectant couramment l'Afrique de l'Ouest orientale depuis les stations de Zinder et Agadez, directement sous le vent de Bilma, jusqu'aux côtes du Golfe de Guinée (Fig. IV. 51). Quant à la fréquence extrêmement faible des brumes sèches observée à Faya Largeau, elle est expliquée par ces auteurs par le fait que la station synoptique est fort probablement localisée légèrement au nord-est de la zone source proprement dite.

D'autre part, KALU (1979) s'est basé sur l'étude des situations synoptiques durant les années 1974 et 1975 pour soutenir l'hypothèse que la région de Bilma – Faya Largeau est la zone génératrice principale de poussières sahariennes affectant la région sahélienne (Fig. IV. 52). Il conclut: "*Il y a différentes zones génératrices de poussières sahariennes, mais celle responsable de l'existence de lithométéores au Nigeria et dans les pays limitrophes est la région de Bilma – Faya Largeau. Ceci est confirmé par différents types d'observations dans cette région ainsi que par la trajectoire NE-SW des nuages de poussière*".

Ces deux travaux étaient d'ailleurs confirmés par des évidences géomorphologiques (WILSON 1971, 1973; MAINGUET *et al.* 1977; etc.) qui montrent des courants éoliens de transport de particules dans le Sahara du nord-est au sud-ouest, soit exactement dans la direction des poussières présentée aux figures IV. 51 et IV. 52, c'est-à-dire selon la direction générale de l'alizé.

Du fait d'une courte période d'analyse de deux ou quatre ans correspondant au maximum absolu de la fréquence de lithométéores à Bilma, il ressort une conclusion indiscutable et correspondant à une logique simple (déflation dans les ergs désertiques suivie du transport vers la région sahélienne) qui sera automatiquement assimilée par la communauté scientifique internationale et que l'on retrouve encore systématiquement à l'heure actuelle dans la majeure partie des publications relatives à ce sujet. Ainsi, LANCASTER nous rapporte récemment (1996A) que la zone source saharienne majeure injectant des poussières dans l'atmosphère, lesquelles atteignent ensuite le Sahel, est la dépression de Bilma – Faya Largeau, citant de la sorte KALU (1979).

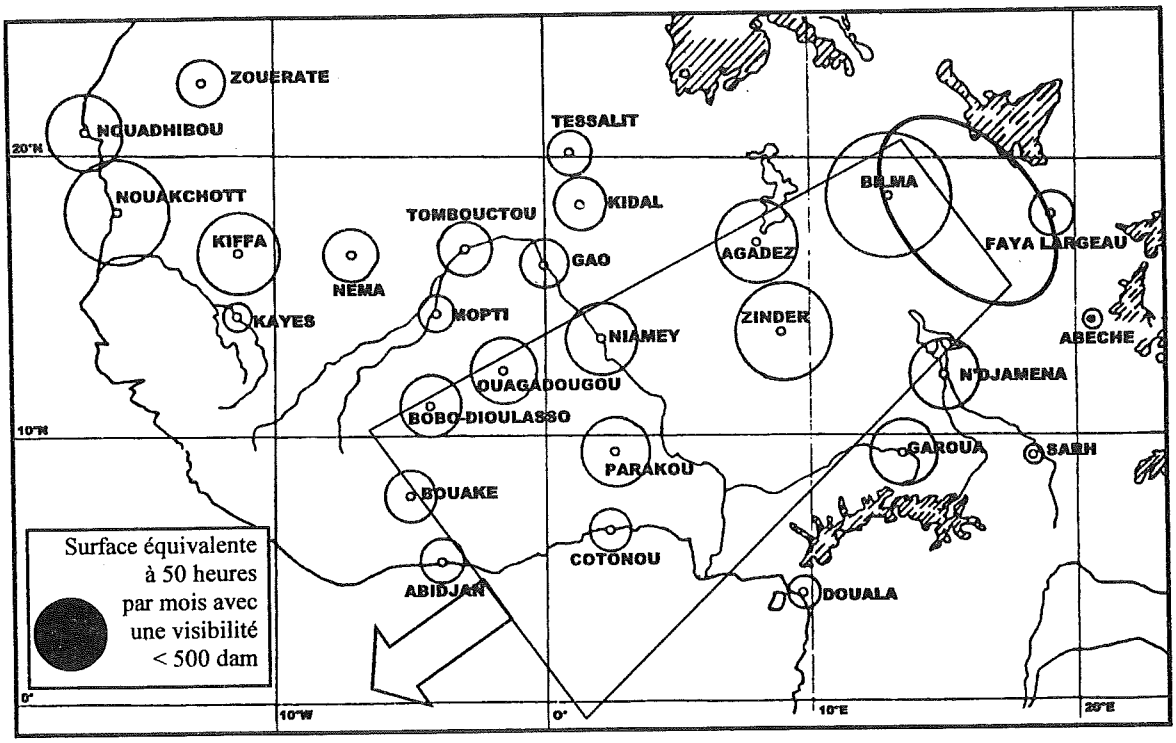


Fig.IV.51 - Fréquence annuelle des lithométéores en Afrique de l'Ouest de 1970 à 1973. Zone source décrite par BERTRAND *et al.* ainsi que direction des nuages (d'après BERTRAND *et al.* 1979, modifié).

Yearly frequency of the lithometeors in West Africa from 1970 to 1973. Dust source and direction of dust clouds as described by BERTRAND et al. (after BERTRAND et al. 1979).

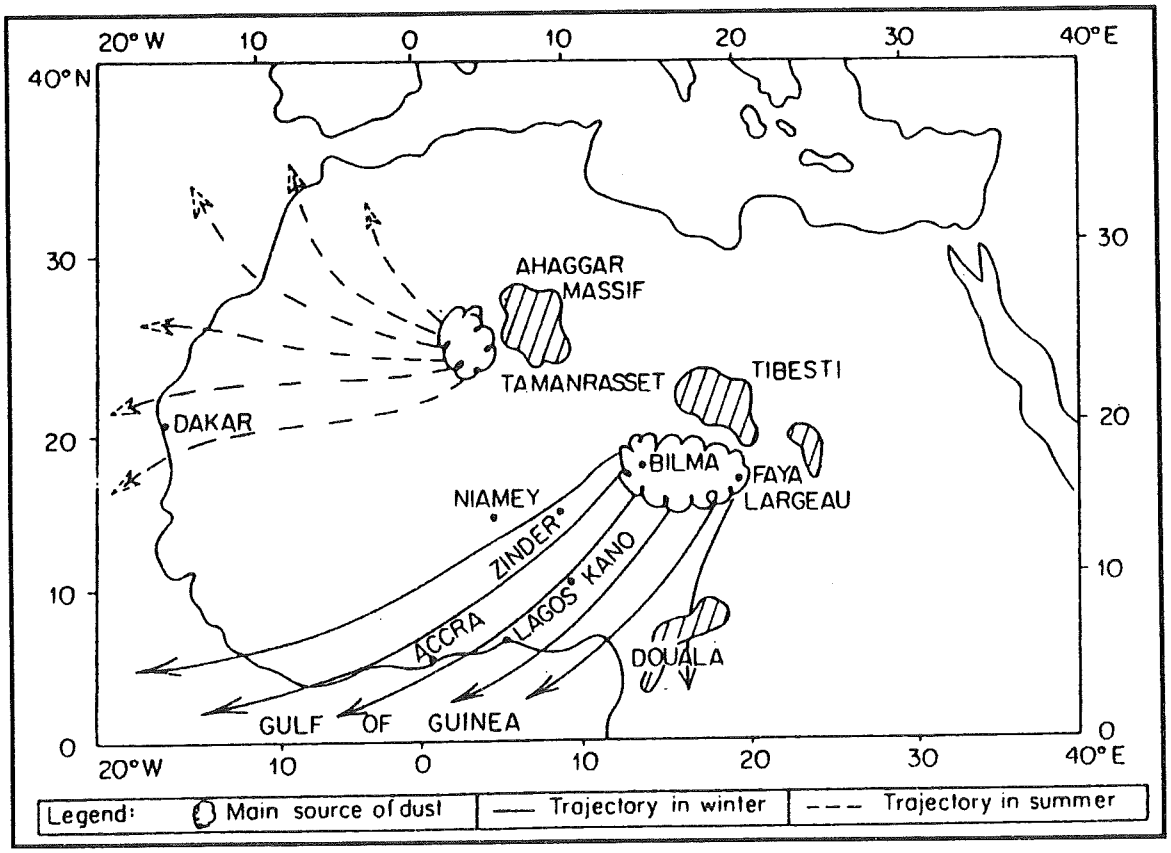


Fig.IV.52 - Zones sources principales de poussières décrites par KALU (1979).

Main dust sources described by KALU (1979).

Un autre exemple est donné par la figure IV. 1 (p. 63) où GOUDIE (1996) considère toujours la zone de Bilma – Faya Largeau comme étant la zone source principale de poussières en Afrique de l'Ouest durant l'hiver en se basant sur un ouvrage de MIDDLETON (1986) qui lui-même reprend les résultats de BERTRAND *et al.* (1979) et KALU (1979).

Cependant, après cette date (1975), la fréquence retombe directement à des valeurs plus modérées avant de retrouver, au début des années nonante, une fréquence proche de celle des années cinquante. Le rôle de la région de Bilma – Faya Largeau comme zone source principale des lithométéores dans le Sahel nigérien a d'ailleurs été remis en question dernièrement par N'TCHAYI *et al.* (1994) à partir de l'analyse de la fréquence des brumes sèches et N'TCHAYI *et al.* (1997) et OZER (1997, 1998) à partir de l'analyse de la fréquence des lithométéores.

De plus, il faut noter, après les interrogations répétées de certains collègues quant à la qualité des données observées à la station de Bilma, que la vitesse du vent, elle aussi, a connu des valeurs maximales au début des années septante suivies d'une baisse brutale quelques années plus tard (Chap. V. 6). Or, la fréquence des lithométéores s'est avérée être corrélée à la vitesse du vent à la station de Bilma (CLARK *et al.* 1997; OZER 1997, 1998). Par ailleurs, il ressort d'une étude relative aux types morphodynamiques des dunes dans la région de Bilma, que le bilan sédimentaire éolien est actuellement positif dans toute la région (STENGEL 1992). Un changement significatif dans le bilan sédimentaire serait apparu entre 1987 et 1990, soit au même moment que le deuxième point de rupture à la baisse calculé par le test de PETTITT (1979) sur la fréquence des cas de déflation (Fig. IV. 43).

Dans le même ordre d'idée mais à partir de *proxy-data*, TEGEN et FUNG (1994) ont mis en évidence que les modèles globaux tridimensionnels développés pour l'étude du cycle de poussières minérales dans l'atmosphère avaient toujours exclu les sources de poussières potentielles influencées par divers impacts anthropiques comme, par exemple, les nouvelles superficies récemment exposées à la déflation à cause du surpâturage, de la pression anthropique et de la désertification en général. Pour ces auteurs, ce serait la raison pour laquelle il est toujours admis que les régions désertiques sont les zones sources de lithométéores pour le Sahel. En outre, suite à la comparaison des résultats dérivés des modèles globaux et des informations délivrées par l'analyse des images satellitaires NOAA-AVHRR, ils émettent l'hypothèse que les zones désertiques non perturbées pourraient, contrairement aux postulats scientifiques, être peu actives dans l'injection de poussières terrigènes dans l'atmosphère. Ils concluent que le simple fait d'intégrer les nouvelles zones soumises aux modifications anthropiques sur l'environnement devrait augmenter de manière significative le rôle du Sahel comme zone de production de poussières et que ce dernier pourrait éventuellement être plus important que le Sahara.

L'année suivante, les mêmes auteurs (TEGEN & FUNG 1995) présentent un modèle global tridimensionnel dédié à l'étude du cycle de poussières minérales dans l'atmosphère intégrant les sources potentielles dues à des perturbations récentes (<20 ans), à savoir les sols affectés par les activités humaines (extension des cultures et déboisement) et par les variations climatiques (évolution climatique de la limite entre le

Sahara et le Sahel). Il ressort alors de ce modèle que la zone la plus affectée par l'érosion éolienne est le Sahel s'étendant approximativement du sud-est du Niger au nord-ouest de la Boucle du Niger (Mali). La zone de Bilma – Faya Largeau est très peu active (approximativement 15% du maximum sahélien). Il apparaît, qu'au minimum 50 % des poussières injectées dans l'atmosphère proviennent des nouvelles sources potentielles (sols perturbés). Pour TEGEN et FUNG (1995), l'activité saharienne est donc, ces dernières années, réduite à sa plus simple expression et les auteurs mettent l'accent sur les effets climatiques potentiels de ces "poussières anthropiques" (dans le sens où s'il n'y avait pas eu de dégradation environnementale due à l'impact humain, l'érosion éolienne au Sahel serait bien plus limitée).

En conclusion, il apparaît que la région de Bilma est plus que certainement une zone source de poussières mais que son importance a été largement surestimée suite, d'une part, à un concours de circonstances (une courte période d'analyse de quelques années couplée au fait que celle-ci correspond au maximum absolu de la fréquence de lithométéores à Bilma durant la période 1947-1997) et, d'autre part, à la quasi-inexistence des travaux réalisés à ce propos.

10.4. Discussion et conclusion du chapitre IV 10.

Dans ce chapitre consacré à l'évolution des lithométéores durant la saison sèche (octobre à avril) sur près de septante années d'enregistrement, il ressort que la fréquence des lithométéores a fortement augmenté partout à l'exception de la région de Bilma. Le rôle de cette région désertique, en tant que zone génératrice de poussières qui, après avoir été injectées dans l'atmosphère, dérivent par suspension sur les régions sahéliennes et soudanaises, est sérieusement remis en question. La fréquence de ces lithométéores semble liée aux déficits pluviométriques enregistrés dans la zone d'étude dès la fin des années soixante. Dans la majeure partie des stations, des maximums de fréquence des lithométéores sont enregistrés au début des années septante et, de manière plus impressionnante, au début des années quatre-vingts avec, souvent, un maximum absolu enregistré durant la saison sèche 1984-85. Cependant, il apparaît que la fréquence des lithométéores a tendance à augmenter de manière continue durant la période « actuelle » (1987-1997). On ne doit plus parler d'une augmentation de la fréquence des lithométéores d'un facteur cinq en Mauritanie (MIDDLETON 1985A), mais plutôt de hausses variant d'un facteur cinq à treize sur la période 1951-1994 dans les six stations non hyper-désertiques considérées dans cette étude.

Nous remettons également en question le paramètre "fréquence des lithométéores" pour la définition des zones sources de poussières. Nous avons montré que la fréquence des cas de déflation semble mieux représenter la réalité des mutations environnementales et géomorphologiques. Cette fréquence présente un accroissement encore plus dramatique que celui observé pour tous les lithométéores (suspension et déflation réunis). Dans plus d'une station sur deux, la fréquence des cas de déflation a été multipliée par un facteur supérieur à dix. Toutes ces stations sont localisées dans la bande antérieurement sahélienne (durant la période "humide" des années cinquante et soixante) ou actuellement sahélienne. Cette large bande connaît aujourd'hui plus de cas de déflation que les régions désertiques elles-mêmes. Ainsi, la fréquence des cas de

déflation dans les six stations non désertiques mauritaniennes est à présent largement supérieure à celle observée à Nouadhibou où la fréquence n'a que peu augmenté et qui, rappelons-le, a été reconnue comme étant la station la plus active de l'Afrique de l'Ouest cinquante années durant (1925-1975; Tab. IV. 21) et comptabilisait autant de cas de déflation à elle seule durant la période "humide" que dans toutes les autres stations mauritaniennes considérées réunies. Au Niger, on note également un déplacement méridional de la fréquence des cas de déflation qui, de manière générale, est actuellement similaire dans la région sahélienne ou largement supérieure (Agadez et Niamey) à celle observée à la station de Bilma.

Du point de vue sédimentaire, on distingue souvent les zones de déflation des zones puits où les sédiments retombent. Au sud du Sahara, les bandes centrale et méridionale du Sahel (sud de 15°N) (CLARK *et al.* 1998) et, surtout, la bande soudanienne sont considérées comme des puits de sédiments éoliens (RAMSPERGER *et al.* 1998). Les vents y sont en effet moins forts, la végétation plus abondante et l'humidité plus élevée.

Ainsi, à Kano (nord du Nigeria), BROMFIELD (1974, *in* MCTAINSH 1980) a observé un taux de sédimentation annuel moyen de 23 t km^{-2} an^{-1} pour la période 1969-1972. A N'Djamena (Tchad), TOBIAS et MEGIE (1980-81) ont estimé le dépôt éolien à 47 t km^{-2} pour l'année 1977. Quelques années plus tard, MCTAINSH et WALKER (1982) ont estimé, de 1976 à 1979, des taux de sédimentation de poussières beaucoup plus élevés variant de 137 à 181 t km^{-2} an^{-1}. Selon ces auteurs, cette augmentation dramatique d'un facteur six à huit était due à la sécheresse persistante aux latitudes septentrionales. A Dakar, GAC *et al.* (1994) ont déterminé des taux annuels de sédimentation de poussières du même ordre de grandeur variant de 131 à 285 t km^{-2} an^{-1} avec, pour la période 1984-1994, une moyenne de 172 t km^{-2} an^{-1}. Concernant la seule érosion éolienne, MICHELS *et al.* (1993) ont estimé à 1261.5 kg m^{-2} la quantité de sable transportée en trois mois durant la fin de la saison sèche – début de la saison des pluies de 1990 aux alentours de Niamey dans un sol sableux destiné à la culture du millet.

Ces recherches focalisées sur les processus, soit de sédimentation des poussières éoliennes, soit de déflation ne donnent malheureusement pas d'indications sur le flux net de particules (sédimentation moins érosion). Peu d'études ont été réalisées à ce sujet. Pourtant, aussi bien l'augmentation des cas de déflation observée dans la zone sahélienne que le déchaussement des arbres isolés observé dans plusieurs régions du Sahel ainsi que d'autres évidences (Fig. II. 1,) nous amènent à penser que le bilan sédimentaire de ces régions est négatif.

Ce n'est que récemment que CHAPPELL et WARREN (1997) ont estimé que, dans le sud-ouest du Niger, le bilan sédimentaire final devrait être de l'ordre de -2300 t km^{-2} an^{-1} sur ces trente dernières années. Ces observations sont toutefois en totale contradiction avec les travaux contemporains de HERRMANN *et al.* (1997B) qui, au sud de l'isohyète 200 mm, considèrent toujours que le bilan sédimentaire éolien est positif au Niger.

Dernièrement, CHAPPELL (1999) a revu ses estimations initiales (CHAPPELL & WARREN 1997) après avoir analysé onze sites différents dans la même zone. Parmi ces onze sites, trois d'entre eux enregistrent un bilan sédimentaire légèrement positif

(maximum +590 t km^{-2} an^{-1}) alors que ce bilan est négatif dans tous les autres sites (maximum -4410 t km^{-2} an^{-1}), ce qui, en moyenne, donne un bilan sédimentaire négatif de l'ordre de -1400 t km^{-2} an^{-1} et correspond mieux aux résultats de LAL (1993, *in* CHAPPELL 1999) dont l'estimation du bilan sédimentaire est de -1200 t km^{-2} an^{-1}. Ces informations peuvent être mises en parallèle avec l'évolution très importante des lithométéores observée à Niamey où plus de cas de déflation sont observés que de cas de poussières en suspension susceptibles de se déposer (Fig. IV. 50, p. 148). Selon ces auteurs, la réduction de la couverture végétale résultant des activités anthropiques et du changement climatique est la cause majeure de cette importante érosion éolienne en région sahélienne, autrefois considérée comme zone puits de sédiments éoliens.

D'autre part, et pour aller dans le même sens que CHAPPELL et WARREN (1997) et CHAPPELL (1999), SALL (1994) a estimé, à partir d'observations géomorphologiques, que la moyenne vallée du fleuve Sénégal et la région du Delta sont rapidement passées d'un bilan sédimentaire éolien fortement positif à négatif dès 1964, à cause–essentiellement–de grands aménagements agricoles, avant de devenir fortement négatif dès les années septante avec les effets de la sécheresse, du surpâturage et de l'abattage d'arbustes ou de grands buissons (MICHEL 1985, 1994). Plus au nord, MAINGUET et DUMAY (1997) et MAINGUET *et al.* (1999) ont établi, à partir de l'analyse diachronique de photographies aériennes et d'images satellitaires, que les écosystèmes sahéliens de Mreyye / Aouker (Mauritanie méridionale) et de la région de Nouakchott avaient été sévèrement modifiés. Dans les années cinquante, ces régions étaient caractérisées par une zone de dunes transverses semi-fixées par la végétation. Le bilan sédimentaire éolien était alors positif. Dès la moitié des années soixante (1965) et, donc, avant le début de la grande sécheresse, les processus de déflation ont été de plus en plus fréquents suite aux actions anthropiques. Rapidement, cette région a connu un bilan sédimentaire éolien négatif sans cesse croissant. D'abord qualifiés de préoccupants, les auteurs estiment que les processus d'érosion éolienne sont maintenant irréversibles et que l'ensemble de la Mauritanie est actuellement frappée par les rythmes de dégradation les plus rapides de la planète. La déflation y étant devenue, en une génération, un phénomène géologique.

Depuis de nombreuses années déjà, les effets anthropiques néfastes du surpâturage, des pratiques agricoles et du déboisement sont mis en cause par une multitude de chercheurs dans les processus de désertification dans les régions arides (Chap. II. 3). Nous ne reviendrons pas sur ces aspects dans la conclusion de ce chapitre mais il est certain que la dégradation environnementale d'ordre anthropique participe chaque jour à faciliter un peu plus le déclenchement des processus de déflation. De plus, rappelons qu'il n'a pas fallu attendre la grande vague de sécheresse pour pouvoir lire les mises en garde de plusieurs auteurs sur les effets non désirables de l'homme sur son milieu (Chap. II. 1 et II. 3). Ainsi, dans le delta du Sénégal, TRICART (1954, 1961) observait que, dans les conditions naturelles des années cinquante, les actions éoliennes étaient fortement freinées par la couverture végétale. Cependant, il notait déjà, en fin de saison sèche (mai à juillet), le développement particulièrement important des 'actions éoliennes anthropiques'. Avec son sens aigu de l'observation, TRICART (1954, puis 1961 de manière plus étoffée) écrivait quinze ans avant tout le monde (p. 60): "*Avec une pluviosité qui n'atteint même pas toujours les 300 mm, une saison sèche de 8 à 9 mois, des sols pauvres en humus et peu structurés, de vastes étendues de formations éoliennes,*

le Delta est une région particulièrement sensible aux actions éoliennes anthropiques. Elles sont menaçantes partout où la couverture végétale naturelle, qui les entrave de justesse, est dégradée. Cette dégradation est le fait aussi bien des pasteurs que des agriculteurs. Chez les premiers, le rôle prédominant est joué par le piétinement des bêtes auprès des campements. Il aboutit, au bout de quelques semaines, à une destruction complète du tapis herbacé et de la structure fragile des sols. Le sable nu est pulvérisé. Le danger est particulièrement grand lorsque le campement est installé au sommet d'une dune comme c'est l'habitude des Pheuls. Chez les agriculteurs, l'extension de l'arachide et du mil entraîne des débroussements qui subissent deux années de culture puis sont abandonnés. Les arbres sont souvent coupés dans les champs, ce qui accroît les possibilités de reprise d'érosion éolienne. Les sols s'épuisent très vite et perdent leur structure. (...) Il suffit d'un surpâturage au-dessus d'une dune pour remettre violemment les sables en marche". Notons également que la présence de quelques dunes vives ponctuelles observées le long du fleuve Niger, entre Bourem et Gao, était alors attribuée à la surcharge pastorale (CAPOT-REY 1952).

Si la sécheresse a touché l'intégralité de la région sahélienne, les actions anthropiques –par contre–ont été plus concentrées, et donc plus néfastes, dans certaines zones. Cela se remarque particulièrement bien dans l'évolution des cas de déflation aux abords des grandes villes comme Nouakchott et Niamey (Figs. IV. 46 et IV. 49, pp. 145-146) dont l'augmentation se démarque sensiblement des autres stations proches. Ainsi, la ville de Nouakchott est construite dans un couloir interdunaire appartenant à l'extrémité sud occidentale de l'Erg du Trarza. De par sa position géographique, Nouakchott est donc déjà fortement vulnérable à tout type de modification environnementale. L'influence anthropique est relativement bien étudiée et résulte (*i*) des actions 'habituelles' (débroussement ou déboisement, surpâturage, piétinement, etc.) exacerbées ici par la concentration fulgurante de la population due essentiellement à la sédentarisation des nomades (Chap. II. 3. 1), (*ii*) de l'absence de législation régulant l'occupation des sols, ce qui conduit les nouveaux citadins à construire dans des zones à haut risque et, (*iii*), au vent de la ville, de la multiplication incontrôlée des carrières de calcaire (extraction des faluns holocènes [coquilles très fragiles et facilement mobilisables par le vent (COUDE-GAUSSEN *et al.* 1982)]) nécessaires pour la fabrication du béton (nouvelles constructions) et des macadams locaux, qui favorisent la remise en mouvement des sables et poussières (SALAMA *et al.* 1991; GOUDIE 1994; MAINGUET *et al.* 1999).

Plusieurs facteurs environnementaux, combinant évolutions naturelles et influences anthropiques, contrôlent l'intensité des processus éoliens:
a.-. Les *facteurs climatiques*, incluant les précipitations, la vitesse du vent, l'humidité de l'air, etc.
b.-. Les *facteurs relatifs à la végétation*, incluant le pourcentage de recouvrement, le type de végétation, etc.
c.-. Les facteurs d'érodibilité des sols, incluant la structure du sol, la taille des particules, l'humidité du sol, etc.

Nous cernons ci-après ces trois facteurs influençant la réactivation des sols par le vent.

a.-. Les facteurs climatiques

Relation lithométéores et cas de déflation avec la pluviométrie

La répartition spatiale

De manière spatiale, on a souvent tendance à associer la fréquence des lithométéores et/ou des cas de déflation à l'aridité (GOUDIE 1978; MCTAINSH *et al.* 1989; BRAZEL 1989).

La relation obtenue dans notre zone d'étude entre lithométéores et aridité est non significative qu'elle soit calculée sur la période totale 1951-1997 ou sur les sous-périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) ou "actuelle" (1987-1997). Le meilleur coefficient de détermination linéaire est $r^2 = 0.12$.

La relation obtenue dans notre zone d'étude entre cas de déflation et aridité est, elle aussi, non significative sur la période totale 1951-1997 (r^2=0.30). Par contre, l'analyse par périodes nous permet de tirer d'autres conclusions (Fig. IV. 53).

On notera préalablement que la seule étude de ce type réalisée en Afrique de l'Ouest est celle de GOUDIE (1978) qui obtient au Nigeria, pour l'année 1948, une relation significative ($r^2 = 0.67$) entre la fréquence des tempêtes de sable (VV < 100 dam; voir Tab. IV. 4, p. 80) et la pluviométrie annuelle moyenne.

De l'analyse de la figure IV. 53, il ressort clairement que la fréquence des cas de déflation augmente de manière exponentielle en fonction de la diminution de la pluviométrie annuelle moyenne. Cependant, si la relation entre ces deux paramètres est significative durant la période "humide" ($r^2 = 0.69$), on observe la détérioration de celle-ci durant les périodes de sécheresse ($r^2 = 0.46$) et, surtout, "actuelle" ($r^2 = 0.15$).

Ainsi, on pourrait supposer que la relation 'fréquence des cas de déflation – pluviométrie annuelle moyenne' est significative dans le cas d'un environnement 'naturel', soit un environnement non ou peu affecté par les influences d'ordre anthropique. Cette hypothèse est supportée par les valeurs extrêmement élevées reportées aux stations de Niamey et Nouakchott durant la période "actuelle" où les observations de cas de déflation sont respectivement quatre et deux fois supérieures à la fréquence moyenne observée dans des stations à pluviométrie moyenne annuelle analogue (Fig. IV. 53). Ces capitales, où la croissance de la population urbaine est exponentielle (voir Chap. II. 3), enregistrent probablement les plus fortes dégradations environnementales.

L'évolution temporelle – Lithométéores locaux et précipitations locales

De manière temporelle, plusieurs auteurs (HAGEN & WOODRUFF 1973; PROSPERO & NEES 1977, 1986; GOUDIE 1978; ADETUJNI *et al.* 1979; BERTRAND *et al.* 1979; MIDDLETON 1985A, 1989; MCTAINSH *et al.* 1989; GOUDIE & MIDDLETON 1992; YU *et al.* 1992; OZER 1993; N'TCHAYI *et al.* 1994; NOUACEUR 1999; etc.) affirment que la hausse enregistrée des lithométéores et/ou des cas de déflation est due –en grande partie ou essentiellement– au déficit pluviométrique.

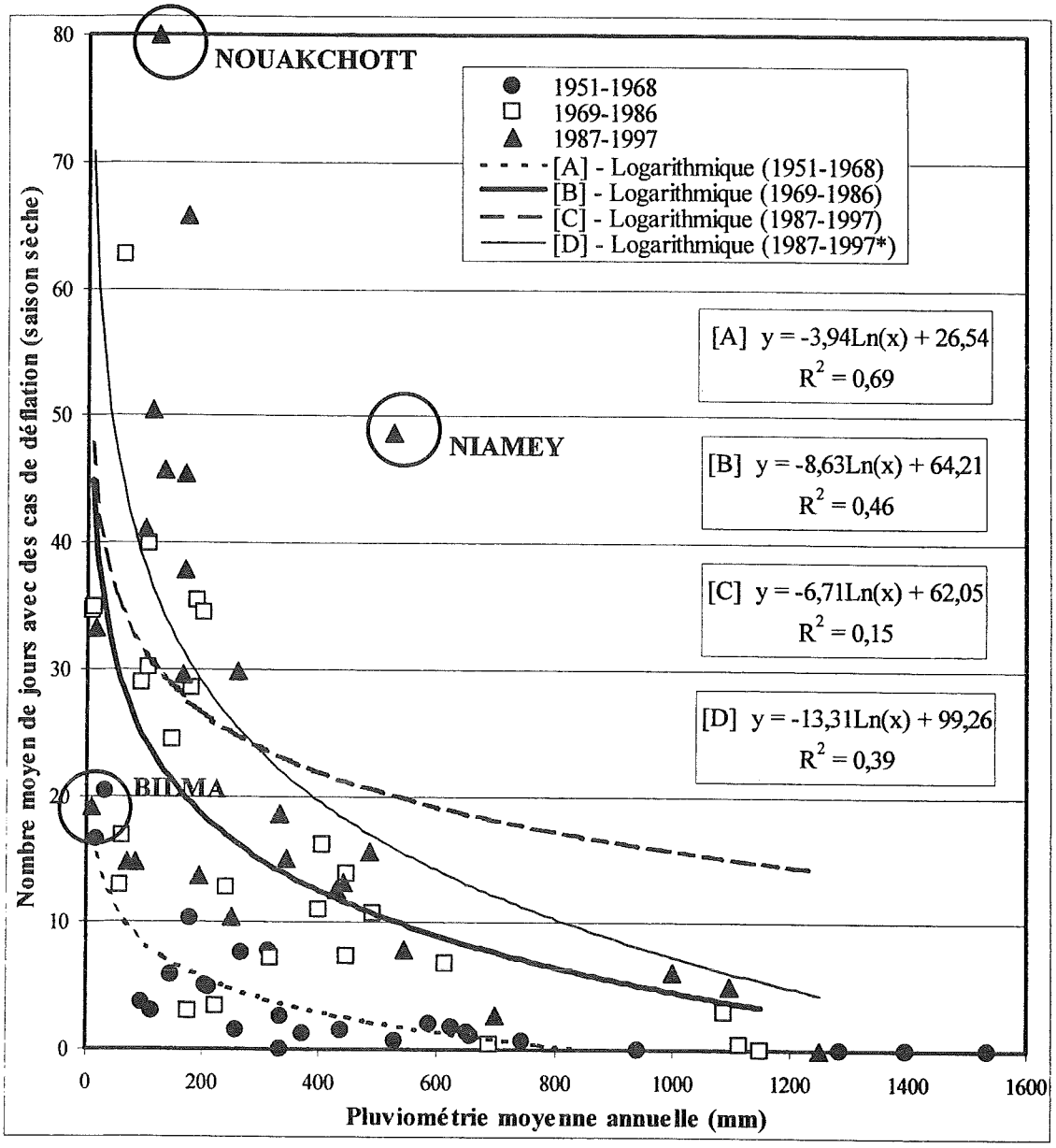


Fig.IV.53 - Fréquence des cas de déflation (jours par saison sèche), en relation avec les précipitations moyennes (mm) durant les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997). * Equation logarithmique ajustée aux valeurs obtenues pour la période 1987-1997 sans les stations de Niamey et Bilma.

*Deflation case frequency (days per dry season) in relation with mean yearly rainfall (mm) during the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods. * Logarithmic equation adjusted to the values obtained for the 1987-1997 period without the stations of Niamey and Bilma.*

En réalité, la majeure partie de ces auteurs n'ont émis qu'une hypothèse –non vérifiée–à partir d'un petit échantillon de données et de similitudes entre l'importante fréquence des lithométéores et les périodes de sécheresse (PROSPERO & NEES 1977; ADETUJNI *et al.* 1979; N'TCHAYI *et al.* 1994; NOUACEUR 1999; etc.).

D'autres chercheurs, par contre, ont vérifié cette hypothèse. De manière commune, ils basent leurs calculs sur la comparaison entre les précipitations mesurées en une station *X* et les observations des lithométéores et/ou des cas de déflation en la

même station *X*. De telle manière, la fréquence des lithométéores pourrait s'expliquer comme suit:

$$F_L\,(VV < x) \propto \Delta P_{Y,L} \qquad [Eq.\ IV.\ 1]$$

où F_L (VV < *x*) est la fréquence des lithométéores (nombre de jours avec visibilité réduite à moins de *x* dam) en une station, ΔP est la moyenne pluviométrique calculée sur **Y** années précédentes considérées et **L** précise que l'information utilisée est locale.

Aux Etats-Unis (Great Plains), HAGEN et WOODRUFF (1973) ont montré que les précipitations annuelles et le nombre annuel d'heures affectées par des tempêtes de sable (VV < 1450 dam; voir Tab. IV. 4, p. 80) sont faiblement liés ($r^2 = 0.38$) mais que cette relation devient significative lorsque la moyenne des deux années précédentes est considérée ($r^2 = 0.76$).

Au Niger, BERTRAND *et al.* (1979) ont corrélé la pluviométrie à la station d'Agadez avec le nombre annuel de jours de brumes sèches (VV < 1000 dam; voir Tab. IV. 4, p. 80) à Bilma. Comme HAGEN et WOODRUFF (1973), ils notent que cette relation est faible considérant la même année d'observation et que la meilleure relation ($r^2 = 0.77$) est obtenue en utilisant la moyenne des trois années précédentes. Ce qui est surprenant dans leur raisonnement, c'est de considérer la pluviométrie d'une station située 600 kilomètres à l'aval d'une zone source désertique (pluviométrie annuelle moyenne 1951-1998 de 14 mm) comme étant un facteur climatique contrôlant la fréquence des brumes sèches à Bilma. Plus surprenant encore est de voir cette erreur citée –sans aucune critique– à plusieurs reprises (MIDDLETON 1989; GOUDIE & MIDDLETON 1992; YU *et al.* 1992).

A Nouakchott (Mauritanie), MIDDLETON (1989) observe que la relation entre le nombre de jours affectés par les tempêtes de sable (VV < 100 dam; voir Tab. IV. 4, p. 80) et la pluviométrie de l'année précédente est faible ($r^2 = 0.28$) mais que celle-ci est maximum ($r^2 = 0.56$) en utilisant la moyenne des trois années précédentes. N'TCHAYI *et al.* (1997) arrivent à la même conclusion pour les stations de Niamey et Gao pour les lithométéores (VV < 500 dam; voir Tab. IV. 4, p. 80).

BRAZEL (1989) et MACKINNON *et al.* (1990), aux Etats-Unis, et OZER (1998), au Niger, ont démontré qu'il n'y avait pas de relation entre la fréquence des lithométéores (VV respectivement < 1130 et < 500 dam; voir Tab. IV. 4, p. 80) et les précipitations de l'année précédente.

L'hypothèse du déficit pluviométrique comme contrôle climatique de la fréquence des lithométéores et/ou des cas de déflation est en effet très séduisante puisque la sécheresse modifie les propriétés du sol et, dans des cas extrêmes comme ceux rencontrés en région sahélienne, réduit naturellement le couvert végétal. Cependant, à l'analyse du tableau IV. 22, reprenant les différentes dates des points de rupture de tendance calculés en 28 stations par le test de PETTITT (1979) pour les séries pluviométriques, les fréquences des lithométéores et les fréquences des cas de déflation pour la période 1951-1997, il apparaît que les évolutions sont fortement dissemblables suivant les stations.

Tab.IV.22 - Résumé des années des points de rupture de tendance calculés par le test de PETTITT (1979) pour les séries pluviométriques, les fréquences des lithométéores et les fréquences des cas de déflation pour la période 1951-1997. CP1: Premier point de rupture, CP2: Deuxième point de rupture, [+] et [-] indiquent la tendance du changement, N.D. désigne les stations pour lesquelles nous n'avons pas d'informations.

Overview of the years where change points in the tendency were calculated by the PETTITT (1979) test for rainfall, lithometeor frequency and deflation cases frequency for the 1951-1997 period. CP1 : First change point, CP2 : Second change point, [+] and [-] show the tendency of the change, N.D. indicates the stations for which no data where available.

Station	Pluvio-métrie (moy.)	CP1	Litho-météores (moy.)	CP1	CP2	Déflation moyenne	CP1	CP2
Bilma	12	1969 [-]	44	1962 [+]	1977 [-]	24	1962 [+]	1980 [-]
Nouadhibou	22	1970 [-]	40	1968 [+]	1979 [+]	29	1969 [+]	
Tessalit	67	1967 [-]	18	1974 [+]		10	1975 [+]	
Atar	89	1969 [-]	25	1968 [+]		11	1970 [+]	
Nouakchott	106	1969 [-]	66	1971 [+]		66	1970 [+]	
Tidjikja	135	1970 [-]	32	1971 [+]	1981 [+]	21	1971 [+]	1980 [+]
Agadez	137	1968 [-]	45	1967 [+]		26	1969 [+]	1986 [+]
Boutilimit	152	1969 [-]	40	1970 [+]	1980 [+]	28	1970 [+]	1979 [+]
Tombouctou	177	1964 [-]	39	1965 [+]	1981 [+]	20	1971 [+]	1982 [+]
Gao	213	1965 [-]	37	1971 [+]	1981 [+]	27	1971 [+]	1981 [+]
N'Guigmi	213	1966 [-]	39	1967 [+]	1981 [+]	3		
Aioun	236	1970 [-]	35	1977 [+]	1981 [+]	20	1977 [+]	
Nema	255	1968 [-]	42	1973 [+]	1983 [+]	26	1972 [+]	1984 [+]
St-Louis	281	1969 [-]	30	1975 [+]	1982 [+]	3	1981 [+]	
Kiffa	302	1970 [-]	43	1968 [+]	1981 [+]	11	1976 [+]	1982 [+]
Maine-Soroa	365	1967 [-]	67	1969 [+]	1981 [+]	9	1979 [+]	
Tahoua	388	1968 [-]	43	1965 [+]		N.D.	N.D.	N.D.
Zinder	437	1966 [-]	74	1968 [+]		8	1975 [+]	
Dakar	466	1969 [-]	23	1975 [+]	1981 [+]	N.D.	N.D.	N.D.
Mopti	498	1971 [-]	24	1977 [+]		9	1971 [+]	
Nioro	510	1969 [-]	21	1975 [+]		10	1980 [+]	1986 [-]
Maradi	524	1970 [-]	63	1969 [+]		7	1979 [+]	
Niamey	572	1969 [-]	58	1970 [+]	1981 [+]	16	1978 [+]	1988 [+]
Kayes	650	1967 [-]	34	1975 [+]		34	1972 [+]	1980 [+]
Tambacounda	811	1966 [-]	28	1974 [+]	1982 [+]	1	1979 [+]	
Sikasso	1177	1970 [-]	14	1983 [+]		3	1986 [+]	
Kenieba	1219	1967 [-]	14	1972 [+]	1979 [+]	3	1974 [+]	1981 [+]
Ziguinchor	1335	1967 [-]	42	1975 [+]	1981 [+]	0		

Tout d'abord, les précipitations ne présentent qu'un seul et unique point de rupture entre 1964 et 1971, soit globalement en 1968 (année de rupture confirmée sur un échantillon beaucoup plus large [> 1000 postes pluviométriques] par MOREL 1995A, 1995B). Après cette tendance nette vers une certaine forme d'aridification, aucune nouvelle rupture (sécheresse exacerbée ou retour à une pluviométrie dite normale) n'est observée. Notons néanmoins que, si aucune rupture de tendance n'est observée dans l'analyse pluviométrique, HUBERT *et al.* (1998) ont mis en évidence une rupture supplémentaire (à la baisse) en 1980 dans la série des débits moyens annuels du fleuve Niger à Koulikoro (Mali).

Dans le même laps de temps, une rupture de tendance à la hausse de la fréquence des lithométéores est observée dans toutes les stations étudiées[1] entre 1965 et 1977, soit en 1971 en moyenne. Par la suite, une deuxième rupture de tendance, toujours à la hausse, est observée dans 16 stations sur 26. Celle-ci est positionnée entre 1979 et 1983, soit globalement en 1981. En ce qui concerne la fréquence des cas de déflation, une première rupture de tendance est observée entre 1969 et 1981, soit globalement en 1974, dans 22 stations sur 24[2]. Une deuxième rupture est observée dans dix stations entre 1979 et 1988, soit globalement en 1982.

Les résultats présentés de cette manière sont très intéressants. On pourrait alors déjà conclure que les effets de la sécheresse –débutant en 1968– sont ressentis à court terme par l'augmentation régionale de la fréquence des lithométéores qui globalement survient avec un décalage de trois ans (1971) et, en plus, présente une réponse plus rapide (1970) dans les régions naturellement fragiles (pluviométrie moyenne annuelle < 300 mm) que dans les zones plus méridionales où cette rupture apparaît en 1972. Ceci correspond bien au gradient nord-sud d'installation de la sécheresse observé en Afrique de l'Ouest (OZER 1995A).

Cette rupture de tendance à la hausse au début des années septante est en accord avec les *proxy-data* de PROSPERO et NEES (1977) qui enregistrent, durant la période 1972-1974, une augmentation d'un facteur trois de la concentration en aérosols dans la basse atmosphère de la région ouest équatoriale de l'Océan Nord Atlantique (voir Chap. IV. 2. 1).

De plus, cette période de trois années d'intervalle entre le déficit pluviométrique et l'augmentation de la concentration en lithométéores appuie les études, d'une part, de PROSPERO et NEES (1986) qui, analysant les concentrations en poussières minérales africaines prélevées aux Barbades de 1965 à 1984, estiment que ces concentrations en poussières sont mieux corrélées avec la moyenne des précipitations sahéliennes des trois années précédentes (voir Chap. IV. 2. 1) et, d'autre part, de MIDDLETON (1989) concluant que la relation entre le nombre de jours affectés par les tempêtes de sable (VV < 100 dam) et la pluviométrie à Nouakchott est maximum en utilisant la moyenne des trois années précédentes.

Après le début des années septante, la seconde rupture de tendance à la hausse de la fréquence des lithométéores observée dans 60 % des stations étudiées, fortement concentrée dans le temps (1979 à 1983), pourrait correspondre à la forte dégradation environnementale engendrée par la deuxième sécheresse dramatique de la première moitié des années quatre-vingts et est également contemporaine à la rupture de tendance observée dans la série hydrologique du fleuve Niger (HUBERT *et al.* 1998). Dans ce cas précis, la réponse des lithométéores au déficit pluviométrique pourrait être immédiate à cause de la longue période de sécheresse plus ou moins intense affectant alors le Sahel depuis une quinzaine d'années.

---

[1] Vu leur comportement atypique, les stations de Bilma et Sikasso ne sont pas considérées dans la discussion. Les informations concernant ces stations sont néanmoins présentées au tableau IV. 22.

[2] Nous ne disposons pas des données relatives aux chasse-sable et tempêtes de sable aux stations de Dakar et Tahoua.

Pour ce qui est des cas de déflation, les points de rupture correspondent aux mêmes périodes que celles décrites pour tous les lithométéores regroupés avec néanmoins un certain décalage dans le temps de deux ans (1973) dans le premier cas et d'un an (1982) dans le second. Ici aussi, il serait simple de les mettre en relation avec les périodes de sécheresse.

Cependant, l'analyse détaillée, station par station, montre que la relation est plus complexe. D'abord, la représentation graphique (Fig. IV. 54) des points de rupture présentés au tableau IV. 22 montre que, dans 5 cas sur 26, l'augmentation des lithométéores s'est déclarée avant la baisse de la pluviométrie. Certes, deux de ces stations sont désertiques (Nouadhibou et Atar), mais Agadez est située à la limite entre le Sahel pastoral et le désert et deux sont réellement sahéliennes (Tahoua et Maradi). Cette figure permet également de visualiser la concentration dans le temps de la seconde rupture de tendance dans la fréquence des lithométéores et, ce, indépendamment de l'année durant laquelle les précipitations ont enregistré une rupture à la baisse. Quant aux données relatives aux cas de déflation, elles montrent une disposition extrêmement diffuse.

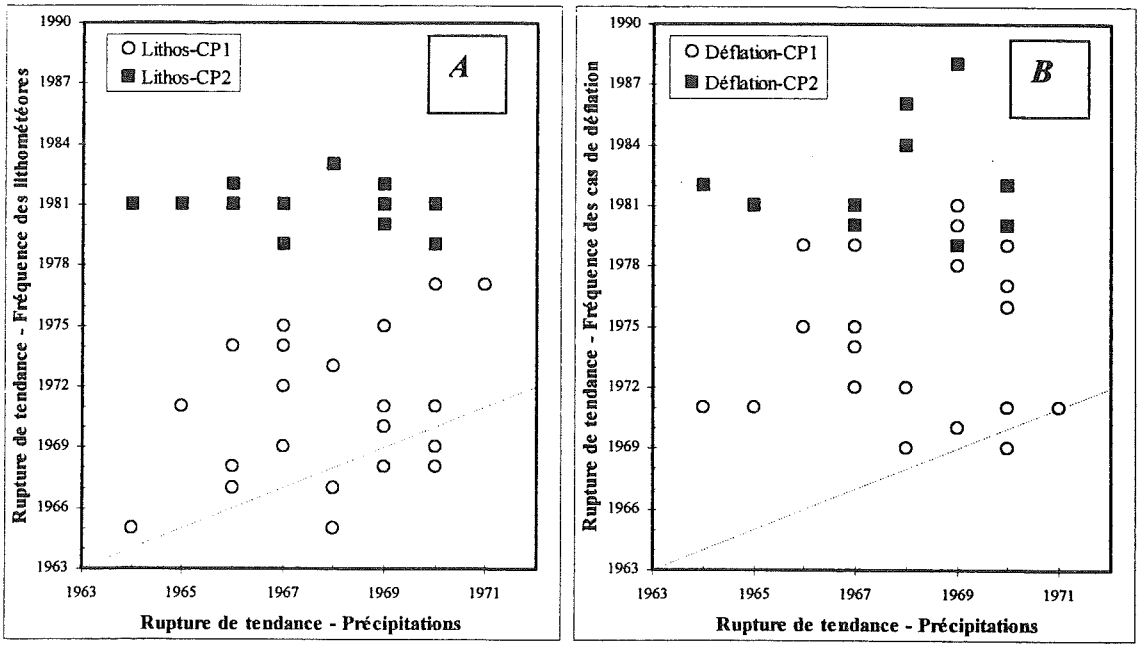


Fig.IV.54 - Relation entre les années des points de rupture de tendance calculés par le test de PETTITT (1979) pour les séries pluviométriques et [A] la fréquence de lithométéores et [B] la fréquence des cas de déflation. CP1: premier point de rupture, CP2: deuxième point de rupture.

Relation between the years where change points in the tendency were calculated by the PETTITT (1979) test for rainfall and [A] the lithometeor frequency and [B] the deflation cases frequency. CP1 : First change point, CP2 : Second change point.

Ci-après, nous présentons et discutons la relation entre la fréquence des lithométéores et/ou des cas de déflation avec les précipitations préalables dans le but, d'une part, de voir dans quelle mesure la pluie est un facteur contrôlant l'érosion éolienne et, d'autre part, d'évaluer à partir de quel laps de temps le déficit pluviométrique enregistré dès la fin des années soixante peut avoir un effet sur l'évolution des lithométéores et/ou la production des poussières.

Pour ce faire, l'équation IV. 1 pour la relation avec les lithométéores devient:

$$F_L\ (<500\ \text{dam}) \propto \Delta P_{Y,L} \qquad [Eq.\ IV.\ 2]$$

où F_L (<500 dam) est la fréquence des lithométéores (jours avec visibilité horizontale inférieure à 500 dam) en une station, ΔP est la moyenne pluviométrique calculée sur Y années précédentes considérées et L précise que l'information utilisée est locale.

Et la variante de l'équation IV. 2, pour la relation avec les cas de déflation.

$$F_L\ (\text{Déf}) \propto \Delta P_{Y,L} \qquad [Eq.\ IV.\ 3]$$

où F_L (Déf) est la fréquence des cas de déflation (jours avec déflation et visibilité horizontale inférieure à 500 dam) en une station, ΔP est la moyenne pluviométrique calculée sur Y années précédentes considérées et L précise que l'information utilisée est locale.

Il faut bien évidemment tenir compte de l'importante variabilité spatiale des pluies au Sahel (SIVAKUMAR & HATFIELD 1990; GROTEN 1993; LEBEL *et al.* 1996; TAUPIN *et al.* 1998; etc.) pouvant influencer les relations calculées. Cependant, nous postulerons que la pluviométrie mesurée ponctuellement est une valeur adéquate pour ce type de calcul.

Comme nous l'avons précisé préalablement, il semble qu'un accord soit accepté sur la relation entre le nombre de jours affectés par les lithométéores et la pluviométrie moyenne des trois années précédentes. Cependant, il est nécessaire de rappeler que le nombre de publications sur ce problème est très rare. Nous proposons donc de partir du constat unique en région sahélienne de MIDDLETON (1989) en analysant la station de Nouakchott. La relation entre la fréquence des lithométéores et des cas de déflation en saison sèche avec la pluviométrie moyenne des trois années précédentes est présentée à la figure IV. 55.

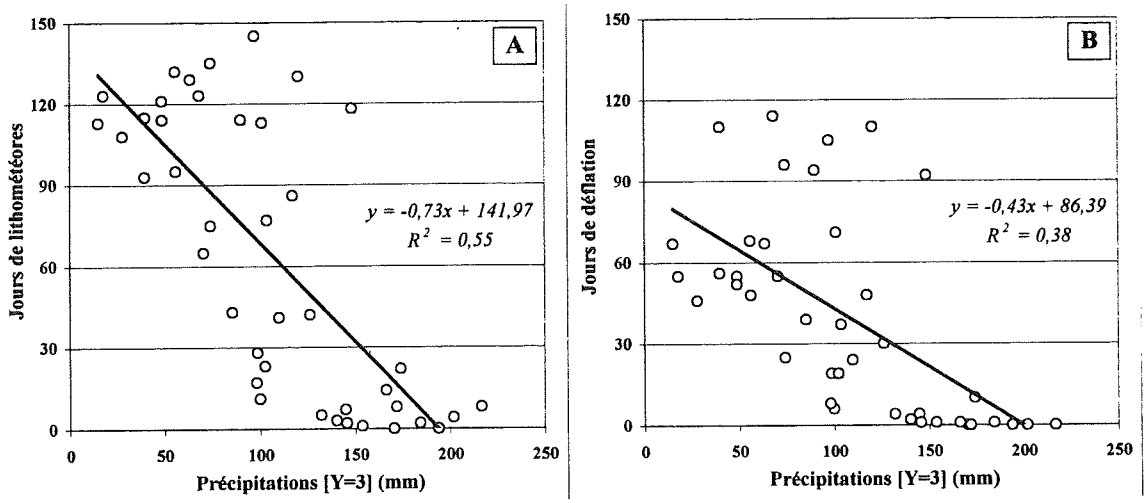


Fig.IV.55 - Relation entre la fréquence [A] des lithomètres et [B] des cas de déflation avec la pluviométrie moyenne des trois années précédentes à Nouakchott.

Relation between [A] the lithometeor frequency and [B] the deflation cases frequency and mean pluviometry of the last three preceding years at Nouakchott.

Nos résultats concernant la relation entre les lithométéores et la pluviométrie moyenne des trois années précédentes sont identiques ($r^2 = 0.55$) à ceux obtenus par MIDDLETON (1989). Par contre, la relation avec les cas de déflation n'est pas significative au niveau 0.01. Cependant, nous avons vérifié ces relations sur la période 1951-1991 à Nouakchott en utilisant la moyenne des précipitations des 1 à 25 années précédentes. Il ressort de cette analyse que, pour cette station précise, la relation F_L (<500 dam) $\propto \Delta P_{Y,L}$ [Eq. IV. 2] est maximum pour Y = 13 ($r^2 = 0.82$). Pour les cas de déflation, la relation est également maximum pour Y = 13 ($r^2 = 0.59$) (Fig. IV. 56).

Le tableau IV. 23 reprend, pour les lithométéores, tous les coefficients de détermination selon la pluviométrie considérée (Y) pour les différentes stations analysées. Un contraste important est remarqué entre les différentes stations considérées dans cette étude. La relation F_L (<500 dam) $\propto \Delta P_{Y,L}$ [Eq. IV. 2] est significative au niveau 0.01 à un moment ou un autre dans 25 stations sur 28, mais le coefficient de détermination ne dépasse 0.64 que dans 12 stations. De plus, ce seuil de signification est atteint pour des pluviométries moyennes des années précédentes (Y) fortement variables selon les stations. Cependant, il apparaît que près d'une station sur trois présentent un coefficient de corrélation supérieur à 0.80 pour Y variant de 13 à 17 contre une seule station pour Y = 3.

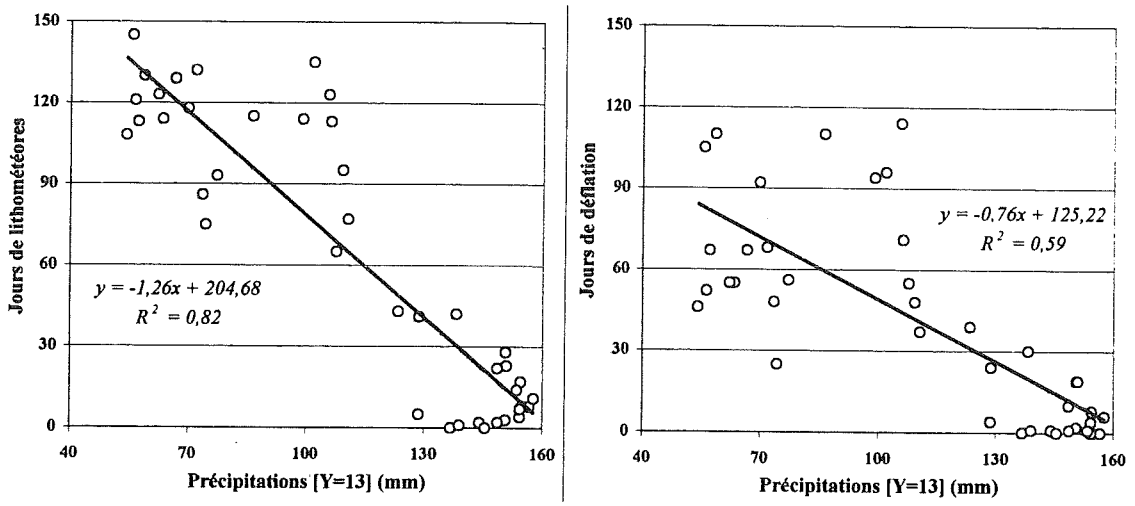


Fig.IV.56 - Relation maximum entre la fréquence [A] des lithométéores et [B] des cas de déflation avec la pluviométrie moyenne des années (Y=13) précédentes à Nouakchott.

Maximum relation between [A] the lithometeor frequency and [B] the deflation cases frequency and mean pluviometry of the last three preceding years (Y = 13) at Nouakchott.

La même opération appliquée à la fréquence des cas de déflation présente des résultats similaires mais moins tranchants. Certes, la relation avec la pluviométrie moyenne des années précédentes (Y) est significative au niveau 0.01 à un moment ou un autre dans 19 stations sur 26, mais celle-ci n'est forte ($r^2 \geq 0.64$) que dans 4 stations sur 26. Cette constatation nous paraît bien évidente puisque l'élément essentiel contrôlant la déflation en un point donné est avant tout la disponibilité en particules mobilisables par le vent. Rien d'étonnant, dès lors, de noter que les stations connaissant un coefficient de détermination important ($r^2 \geq 0.64$) soient Boutilimit, Nema, Kiffa et Tombouctou, toutes situées dans ou en bordure des mers de sable.

Y	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Bilma	0.02	0.04	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nouadhibou	0.16	0.21	0.32	0.28	0.26	0.26	0.17	0.18	0.18	0.20	0.20	0.26	0.23	0.20	0.28	0.18	0.13	0.11	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.09	0.22
Tessalit	0.02	0.06	0.06	0.12	0.17	0.18	0.22	0.28	0.32	0.38	*0.41*	*0.47*	*0.51*	*0.54*	*0.51*	*0.53*	*0.55*	*0.54*	*0.51*	*0.48*	*0.40*	0.36	0.30	0.21	0.17
Atar	0.26	0.33	0.38	0.36	0.36	0.36	0.34	0.32	0.30	0.31	0.33	0.37	*0.39*	0.37	0.35	0.34	0.32	0.28	0.24	0.20	0.17	0.15	0.12	0.11	0.11
Nouakchott	0.31	*0.45*	*0.55*	*0.63*	*0.69*	*0.74*	*0.79*	*0.79*	*0.80*	*0.81*	*0.82*	*0.82*	*0.82*	*0.80*	*0.79*	*0.78*	*0.76*	*0.73*	*0.69*	*0.66*	*0.63*	*0.62*	*0.60*	*0.60*	*0.58*
Tidjikja	0.26	0.35	*0.41*	*0.42*	*0.42*	*0.42*	*0.44*	*0.47*	*0.49*	*0.53*	*0.52*	*0.51*	*0.48*	*0.44*	*0.39*	0.34	0.29	0.25	0.22	0.19	0.15	0.12	0.09	0.07	0.06
Agadez	*0.56*	*0.56*	*0.54*	*0.48*	*0.45*	*0.43*	*0.42*	*0.41*	0.38	0.36	0.34	0.31	0.29	0.26	0.24	0.22	0.19	0.17	0.16	0.15	0.14	0.13	0.13	0.13	0.12
Boutilimit	*0.39*	*0.43*	*0.49*	*0.59*	*0.62*	*0.62*	*0.56*	*0.55*	*0.55*	*0.53*	*0.56*	*0.60*	*0.60*	*0.58*	*0.58*	*0.58*	*0.56*	*0.50*	*0.48*	*0.49*	*0.47*	*0.47*	*0.48*	*0.50*	*0.51*
Tombouctou	0.09	0.17	0.26	0.29	0.30	0.34	*0.40*	*0.43*	*0.44*	*0.47*	*0.52*	*0.57*	*0.60*	*0.63*	*0.66*	*0.69*	*0.71*	*0.73*	*0.73*	*0.75*	*0.77*	*0.79*	*0.80*	*0.81*	*0.81*
Gao	0.24	0.35	0.34	0.37	0.36	0.37	*0.39*	*0.39*	*0.39*	*0.39*	*0.43*	*0.45*	*0.47*	*0.49*	*0.50*	*0.51*	*0.52*	*0.54*	*0.55*	*0.55*	*0.54*	*0.53*	*0.54*	*0.54*	*0.53*
N'Guigmi	0.15	0.24	0.21	0.17	0.12	0.12	0.10	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.09	0.12	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.19	0.21	0.23	0.23	0.20	0.16
Aioun	0.37	*0.41*	*0.46*	*0.46*	*0.45*	*0.46*	*0.50*	*0.53*	*0.55*	*0.59*	*0.61*	*0.62*	*0.65*	*0.64*	*0.64*	*0.61*	*0.59*	*0.57*	*0.52*	*0.50*	*0.48*	*0.51*	*0.50*	*0.52*	*0.50*
Nema	0.37	*0.54*	*0.64*	*0.65*	*0.65*	*0.65*	*0.64*	*0.64*	*0.63*	*0.63*	*0.65*	*0.65*	*0.67*	*0.69*	*0.69*	*0.70*	*0.70*	*0.70*	*0.70*	*0.70*	*0.69*	*0.66*	*0.63*	*0.60*	*0.56*
StLouis	0.16	0.33	0.35	0.37	*0.43*	*0.45*	*0.47*	*0.49*	*0.54*	*0.58*	*0.66*	*0.70*	*0.76*	*0.79*	*0.80*	*0.79*	*0.80*	*0.79*	*0.74*	*0.73*	*0.71*	*0.69*	*0.68*	*0.67*	*0.66*
Kiffa	0.28	*0.45*	*0.51*	*0.53*	*0.56*	*0.60*	*0.60*	*0.62*	*0.63*	*0.65*	*0.67*	*0.69*	*0.72*	*0.70*	*0.67*	*0.62*	*0.59*	*0.56*	*0.54*	*0.53*	*0.54*	*0.56*	*0.56*	*0.58*	*0.60*
Maine-Soroa	0.25	*0.49*	*0.63*	*0.64*	*0.59*	*0.61*	*0.57*	*0.57*	*0.50*	*0.45*	*0.44*	*0.45*	*0.43*	*0.44*	*0.44*	*0.43*	*0.44*	*0.44*	*0.44*	*0.42*	0.38	0.36	0.35	0.32	0.30
Tahoua	0.28	0.37	*0.41*	*0.42*	*0.40*	0.38	0.35	0.36	0.34	0.30	0.27	0.25	0.23	0.20	0.15	0.14	0.13	0.10	0.08	0.07	0.05	0.04	0.02	0.01	0.01
Zinder	0.34	*0.39*	*0.44*	*0.46*	*0.42*	0.37	0.34	0.34	0.34	0.32	0.32	0.30	0.29	0.27	0.28	0.27	0.27	0.28	0.27	0.26	0.23	0.24	0.23	0.22	0.22
Dakar	0.18	0.34	0.36	*0.45*	*0.49*	*0.55*	*0.58*	*0.56*	*0.58*	*0.57*	*0.59*	*0.58*	*0.64*	*0.65*	*0.66*	*0.66*	*0.65*	*0.67*	*0.65*	*0.65*	*0.65*	*0.65*	*0.64*	*0.68*	*0.69*
Mopti	0.30	0.31	0.36	*0.40*	*0.41*	*0.44*	*0.44*	*0.43*	*0.41*	*0.41*	*0.43*	*0.44*	*0.44*	*0.44*	*0.44*	*0.44*	*0.45*	*0.43*	*0.44*	*0.43*	*0.42*	*0.42*	*0.39*	*0.39*	*0.39*
Nioro	0.17	0.25	0.29	0.32	0.31	0.32	0.33	0.35	0.37	*0.39*	*0.40*	*0.42*	*0.44*	*0.45*	*0.46*	*0.45*	*0.44*	*0.43*	*0.40*	0.36	0.32	0.27	0.22	0.19	0.17
Maradi	0.36	*0.51*	*0.56*	*0.62*	*0.64*	*0.64*	*0.64*	*0.66*	*0.62*	*0.60*	*0.58*	*0.57*	*0.58*	*0.58*	*0.57*	*0.56*	*0.56*	*0.55*	*0.54*	*0.51*	*0.49*	*0.48*	*0.44*	*0.42*	*0.40*
Niamey	0.31	*0.39*	*0.47*	*0.49*	*0.53*	*0.53*	*0.57*	*0.59*	*0.57*	*0.59*	*0.62*	*0.64*	*0.66*	*0.65*	*0.62*	*0.59*	*0.58*	*0.55*	*0.52*	*0.49*	*0.44*	*0.44*	*0.43*	*0.43*	*0.42*
Kayes	0.11	0.18	0.19	0.21	0.24	0.30	0.32	0.35	0.37	*0.39*	*0.42*	*0.44*	*0.47*	*0.47*	*0.51*	*0.52*	*0.54*	*0.56*	*0.56*	*0.55*	*0.55*	*0.57*	*0.58*	*0.59*	*0.60*
Tambacounda	0.21	0.31	*0.42*	*0.50*	*0.57*	*0.61*	*0.65*	*0.69*	*0.72*	*0.72*	*0.72*	*0.72*	*0.72*	*0.74*	*0.77*	*0.79*	*0.82*	*0.84*	*0.84*	*0.82*	*0.80*	*0.77*	*0.77*	*0.77*	*0.77*
Sikasso	0.08	0.10	0.09	0.12	0.17	0.22	0.27	0.33	0.38	*0.42*	*0.46*	*0.47*	*0.45*	*0.47*	*0.50*	*0.52*	*0.55*	*0.55*	*0.56*	*0.55*	*0.56*	*0.55*	*0.58*	*0.57*	*0.57*
Kenieba	0.25	*0.42*	*0.53*	*0.57*	*0.60*	*0.60*	*0.61*	*0.58*	*0.63*	*0.63*	*0.64*	*0.62*	*0.66*	*0.66*	*0.67*	*0.66*	*0.65*	*0.62*	*0.59*	*0.57*	*0.54*	*0.54*	*0.51*	*0.53*	*0.52*
Ziguinchor	0.30	0.38	*0.47*	*0.56*	*0.59*	*0.61*	*0.55*	*0.51*	*0.49*	*0.50*	*0.47*	*0.45*	*0.46*	*0.46*	*0.47*	*0.46*	*0.48*	*0.48*	*0.49*	*0.48*	*0.51*	*0.52*	*0.54*	*0.54*	*0.55*

Tab.IV.23 - Coefficients de détermination (r^2) calculés entre pluviométrie et lithométéores selon la pluviométrie moyenne des années précédentes (Y). Les coefficients indiqués en noir, en gras-italique sont respectivement non significatifs et significativement différents de zéro au niveau 0.01. Les coefficients encadrés sont supérieurs à 0.64 (soit un coefficient de corrélation de 0.80).

Relation (r^2) calculated between rainfall and lithometeors according to the average rainfall of the previous years (Y). Coefficients indicated in black and in bold-italic are respectively non significant and significantly different from zero at the 0.01 level. The underscored coefficients are over 0.64 (r = 0.80).

On peut donc conclure de cette étude que, si la relation F_L (<500 dam) $\propto \Delta P_{Y,L}$ [Eq. IV. 2] est bien significative pour la fréquence des lithométéores à la station de Nouakchott pour Y = 3 comme cela fut montré par MIDDLETON (1989), cette situation est loin d'être généralisée. Cela remet en cause les études portant sur de petits échantillons, en l'occurrence une seule station dans le cas de la recherche menée par MIDDLETON (1989), et à partir de laquelle on généralise à toute la région sahélienne (GOUDIE & MIDDLETON 1992; YU *et al.* 1992; LANCASTER 1996c; etc.). La réponse de la fréquence des lithométéores ou des cas de déflation aux variations pluviométriques n'est précise ni dans le temps, ni dans l'espace. Cependant, la relation semble plutôt être significative de manière majoritaire à moyen terme (10 à 20 ans).

L'évolution temporelle - moyenne ou moyenne pondérée des précipitations?

Comme nous l'avons précisé préalablement, la fréquence des lithométéores a toujours été mise en relation avec la moyenne pluviométrique calculée sur Y années précédentes [Eq. IV. 1]. Cependant, on peut imaginer que des périodes de quelques années enregistrant un excédent ou un déficit pluviométrique continu peuvent influer sur la fréquence des lithométéores et des cas de déflation (par exemple, la saison sèche 1984-85). Si cela était le cas, on devrait obtenir une meilleure relation entre les deux paramètres considérés en utilisant non pas la moyenne mais plutôt la moyenne pondérée accentuant le poids des années précédentes proches. Ainsi, les équations IV. 2 et IV. 3 deviendraient:

$$F_L\,(VV < 500) \approx \int_{Y}^{1} (P_1{*}Y) + (P_2{*}(Y-1)) + \ldots + (P_Y) \qquad [Eq.\ IV.\ 4]$$

où F (VV < 500) est la fréquence des lithométéores [ou des cas de déflation] (nombre de jours avec visibilité réduite à moins de 500 dam) et P est la moyenne pluviométrique locale pondérée calculée sur Y années précédentes considérées.

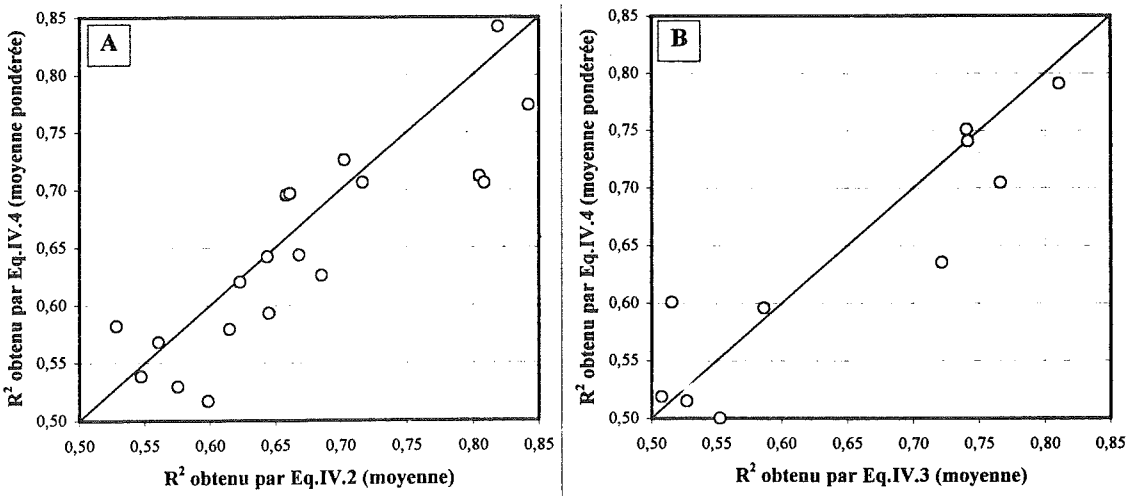


Fig.IV.57 - Relation entre les coefficients de détermination maximum dérivés des équations IV. 2, IV. 3 et IV. 4 liant la pluviométrie moyenne et la pluviométrie moyenne pondérée à [A] la fréquence des lithométéores et [B] la fréquence des cas de déflation.

Relation between maximum determination coefficients derived from equations IV. 2, IV. 3 and IV. 4 linking average rainfall and average ponderated rainfall to [A] lithometeor frequency and [B] deflation occurrence.

Les équations IV. 2, IV. 3 et IV. 4 ont été appliquées à toutes les stations. Il apparaît que le coefficient de détermination liant les deux paramètres et dérivé de la simple moyenne est, en général, meilleur qu'en utilisant la moyenne pluviométrique pondérée (Fig. IV. 57).

La meilleure efficacité de l'utilisation de la simple moyenne semble refléter que la fréquence des lithométéores et des cas de déflation est plutôt liée aux modifications à moyen terme et n'est pas, en général, influencée par des déficits ou excédents pluviométriques cumulés à court terme.

L'évolution temporelle – Lithométéores locaux et précipitations régionales

Au Sahel, les lithométéores sont principalement composés de poussières en suspension dont l'origine peut être proche (quelques kilomètres) ou lointaine (plus de mille kilomètres). De ce fait, il nous semble plus logique de considérer la variabilité pluviométrique régionale comme contrôle potentiel de la variabilité de la fréquence des lithométéores. Aussi, nous a t-il semblé intéressant de comparer la fréquence des lithométéores en une station avec la variabilité pluviométrique régionale observée en amont de cette station. Ainsi, la station de Niamey a été sélectionnée pour réaliser ce test ; les stations utilisées en amont –soit dans le secteur NNE-E– sont Agadez, Bilma, Maradi, Maine-Soroa, Tahoua et Zinder. La variabilité pluviométrique régionale est calculée suivant l'indice de LAMB (1982) [Eq. III. 1].

Il ressort de cette comparaison que la relation entre la fréquence des lithométéores et la variabilité pluviométrique moyenne antécédente est plus forte lorsque cette pluviométrie est calculée au niveau régional ($r^2 = 0.79$) plutôt que local ($r^2 = 0.66$) (Fig. IV. 58).

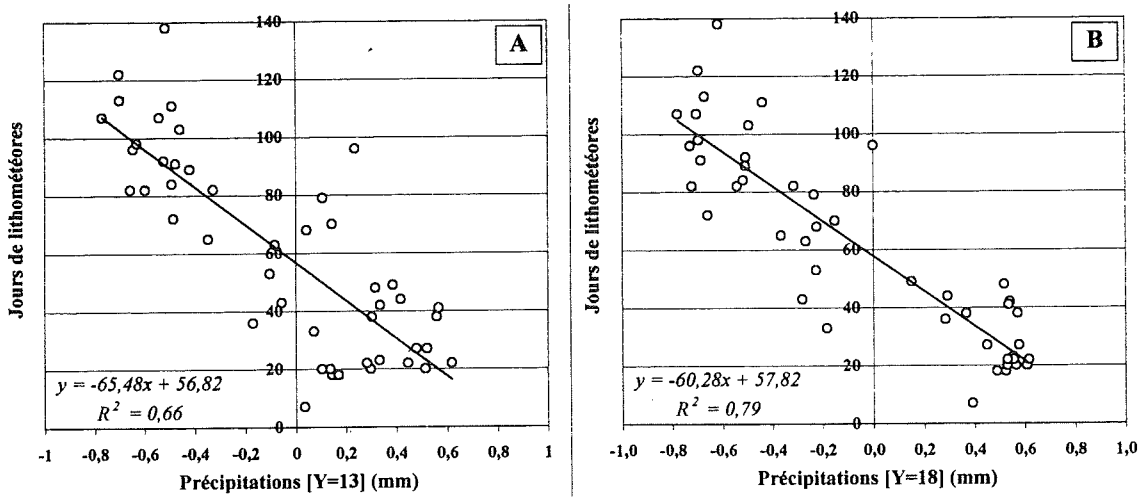


Fig.IV.58 - Relation maximum entre la fréquence des lithométéores à Niamey et [A] la pluviométrie moyenne locale (Y=13) et [B] la pluviométrie moyenne régionale (Y=18). Les précipitations sont traduites en valeurs centrées réduites suivant la méthode de LAMB (1982).

Maximum relation between lithometeor frequency at Niamey and [A] average of the local rainfall of the previous years (Y=13) and [B] average of the regional rainfall of the previous years (Y=18).

L'utilisation de la variabilité pluviométrique régionale s'avère être un meilleur indicateur dans le cas de la station de Niamey. Ceci confirme les résultats de l'étude de YU *et al.* (1992) réalisée en Australie. Cela tend, d'une part, à atténuer l'importante variabilité spatiale des précipitations au Sahel et, en particulier, en une station donnée et, d'autre part, à tenir compte de la capacité régionale potentielle à fournir des poussières qui, après génération, dérivent –via l'Harmattan– vers la station de Niamey.

Cependant, la limitation de l'utilisation de cet indicateur dans la région étudiée repose sur le fait, d'une part, de la mauvaise connaissance des zones sources qui – manifestement– ont connu une modification géographique au cours du temps et, d'autre part, du peu de stations disponibles dans la zone d'étude. Ainsi, un tel calcul ne serait pas possible pour la station de Zinder, par exemple, puisque les données pluviométriques à long terme sont, à l'exception de Bilma, inexistantes aux latitudes plus septentrionales et que nous ne disposons pas des données pluviométriques tchadiennes. Par contre, ce type d'indicateur pourrait être utilisé avec succès dans des stations méridionales comme au Burkina Faso ou dans le Nord-Ouest nigérian.

L'évolution temporelle – Analyse régionale

A notre connaissance, aucune étude régionale de la relation entre la fréquence des lithométéores et/ou des cas de déflation avec la variabilité pluviométrique n'a été envisagée jusqu'à présent. Sans aucun doute, cette absence d'information relative à ce sujet est à mettre à l'actif de la non-disponibilité des données relatives aux lithométéores au Sahel et ailleurs en général.

Cette analyse a été réalisée en régionalisant la variabilité pluviométrique et la variabilité de la fréquence des lithométéores ainsi que des cas de déflation grâce à l'indice de LAMB (1982) [Eq. III. 1], c'est-à-dire en utilisant les valeurs centrées réduites. Cependant, il est démontré que la variation spatio-temporelle des précipitations n'est pas homogène sur toute l'étendue de l'Afrique de l'Ouest (JANICOT 1992; NICHOLSON & PALAO 1993). Spécifiquement pour la région qui nous intéresse ici, deux zones relativement homogènes ont été délimitées au nord de 10°N : la "*côte ouest*" [à l'ouest de 8°W] et le "*Sahel*" [à l'est de 8°W] qui correspondent grossièrement, d'une part, au Sénégal et à la Mauritanie et, d'autre part, au Niger et au Mali.

Les figures IV. 59 et IV. 60 présentent pour chaque région (la région occidentale correspondant au Sénégal et à la Mauritanie et la région orientale au Niger et au Mali) l'évolution annuelle des précipitations et des lithométéores (Fig. IV. 59) et des cas de déflation (Fig. IV. 60). A la simple observation des figures IV. 59 et IV. 60, il apparaît directement que, sur la période analysée, au déficit pluviométrique observé dans les deux sous-régions correspond une augmentation importante de la fréquence des lithométéores et des cas de déflation. Les premiers points de rupture calculés par le test de PETTITT (1979) sont tous (tous paramètres et toutes régions confondus) localisés en 1969 ou 1970. Un deuxième point de rupture dans les séries de lithométéores et de cas de déflation est observé partout en 1981. Cependant, cette réponse de la fréquence des lithométéores aux modifications pluviométriques n'a pas été similaire durant les deux intenses sécheresses du début des années septante et des années quatre-vingts. Il en va de même pour les fréquences des cas de déflation.

On pourrait donc en déduire que, à l'échelle régionale, la réponse des lithométéores et des cas de déflation à un déficit pluviométrique est directe mais que celle-ci est beaucoup plus importante après une sécheresse prolongée. Les coefficients de détermination calculés sur les différentes séries abondent en effet dans ce sens. Dans la région occidentale, la relation entre les lithométéores et la pluviométrie moyenne est maximum pour Y = 15 (r^2 = 0.82). Quant à la liaison avec les cas de déflation, elle est également maximum pour Y = 15 (r^2 = 0.84). Dans la région orientale, les relations sont maximales pour Y = 13 (r^2 = 0.70) et pour Y = 20 (r^2 = 0.78) respectivement pour les lithométéores et les cas de déflation (Fig. IV. 61). Cependant, dans cette analyse, il ressort également que la relation régionale entre la pluviométrie moyenne et les lithométéores est déjà significative au niveau 0.01 pour Y = 1 et que celle-ci devient forte ($r^2 \geq 0.64$) dès Y = 3 (Tab. IV. 24). Le coefficient de détermination augmente alors progressivement jusque, approximativement, Y = 15 et retombe ensuite. Il en va grossièrement de même avec l'analyse des cas de déflation.

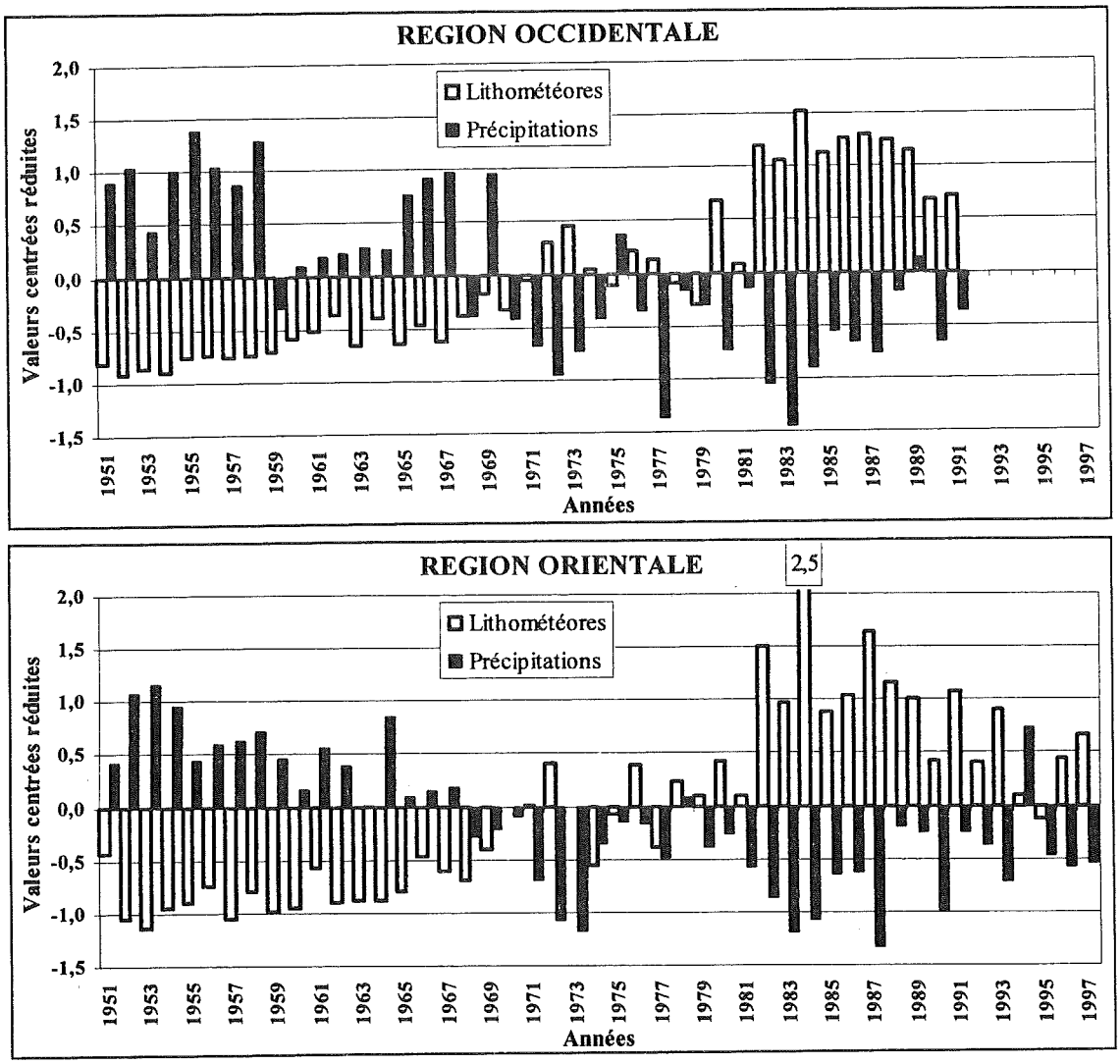


Fig.IV.59 - Evolution des précipitations et des lithométéores en saison sèche (octobre – avril) de 1951 à 1997 dans les régions occidentale et orientale de la zone d'étude. Les deux paramètres sont traduits en valeurs centrées réduites suivant la méthode de LAMB (1982).

Rainfall and lithometeors evolution in the dry season (October – April) from 1951 to 1997 in the western and the eastern parts of the study area. Both parameters are presented as according to LAMB 's method (1982).

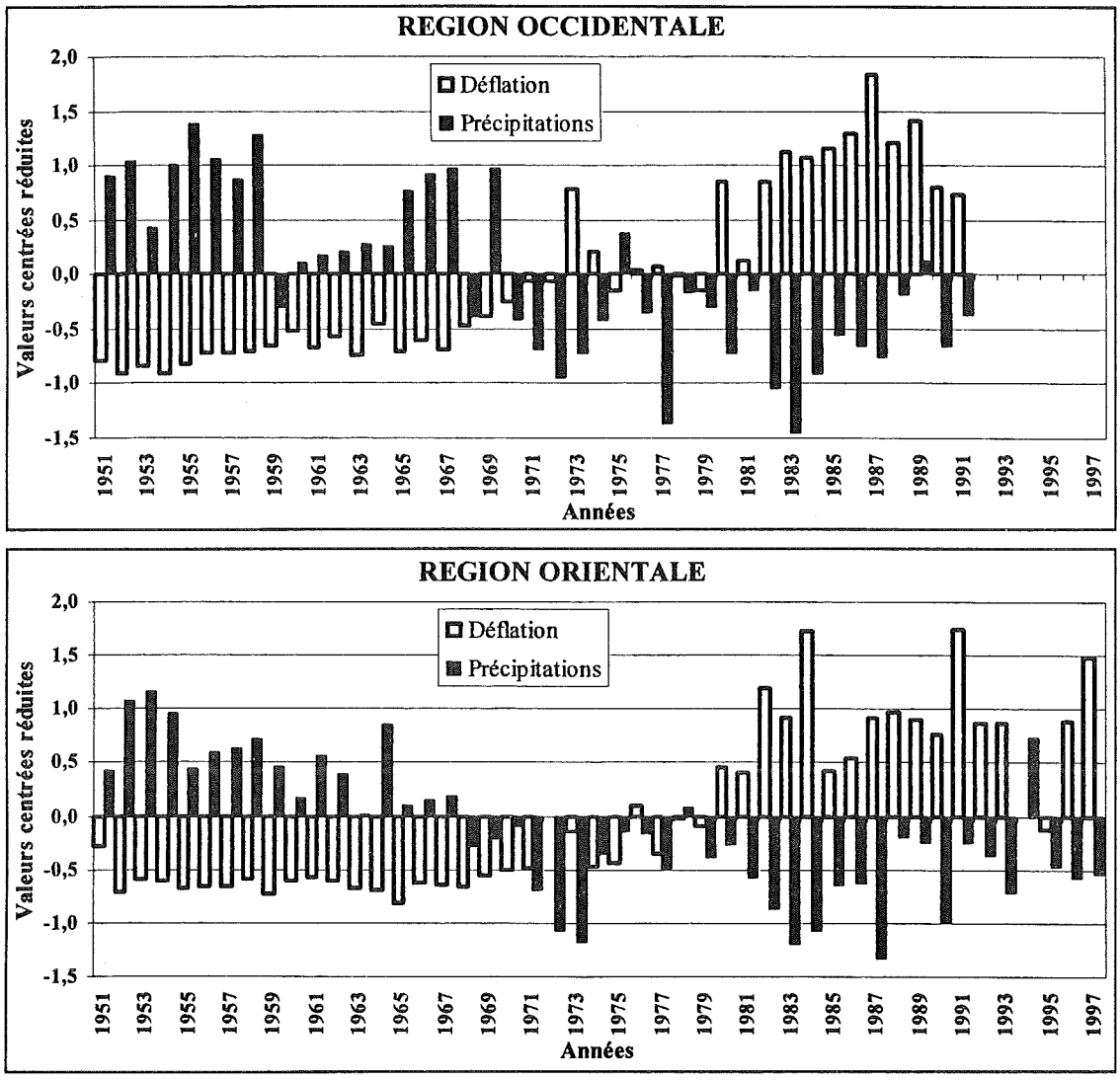


Fig.IV.60 - Evolution des précipitations et des cas de déflation en saison sèche (octobre – avril) de 1951 à 1997 dans les régions occidentale et orientale de la zone d'étude. Les deux paramètres sont traduits en valeurs centrées réduites suivant la méthode de LAMB (1982).

Rainfall and deflation evolution in the dry season (October – April) from 1951 to 1997 in the western and the eastern parts of the study area. Both parameters are presented as according to LAMB 's method (1982).

Tab.IV.24 - Coefficients de détermination (r^2) calculés entre pluviométrie régionale et fréquence régionale des lithométéores et des cas de déflation selon la pluviométrie moyenne des années précédentes (Y). RO : Région occidentale ; RE : Région orientale.

Relationship (r^2) between average regional rainfall and the regional lithometeor frequency and the deflation cases according to the average rainfall of the preceding years (Y). RO : Western region ; RE : Eastern region.

Y	1	3	5	10	15	20	25
R^2 - Lithométéores - RO	0.53	0.71	0.75	0.77	0.82	0.74	0.73
R^2 - Déflation - RO	0.51	0.67	0.74	0.78	0.84	0.79	0.77
R^2 - Lithométéores - RE	0.57	0.69	0.69	0.69	0.70	0.65	0.58
R^2 - Déflation - RE	0.41	0.50	0.53	0.66	0.75	0.78	0.74

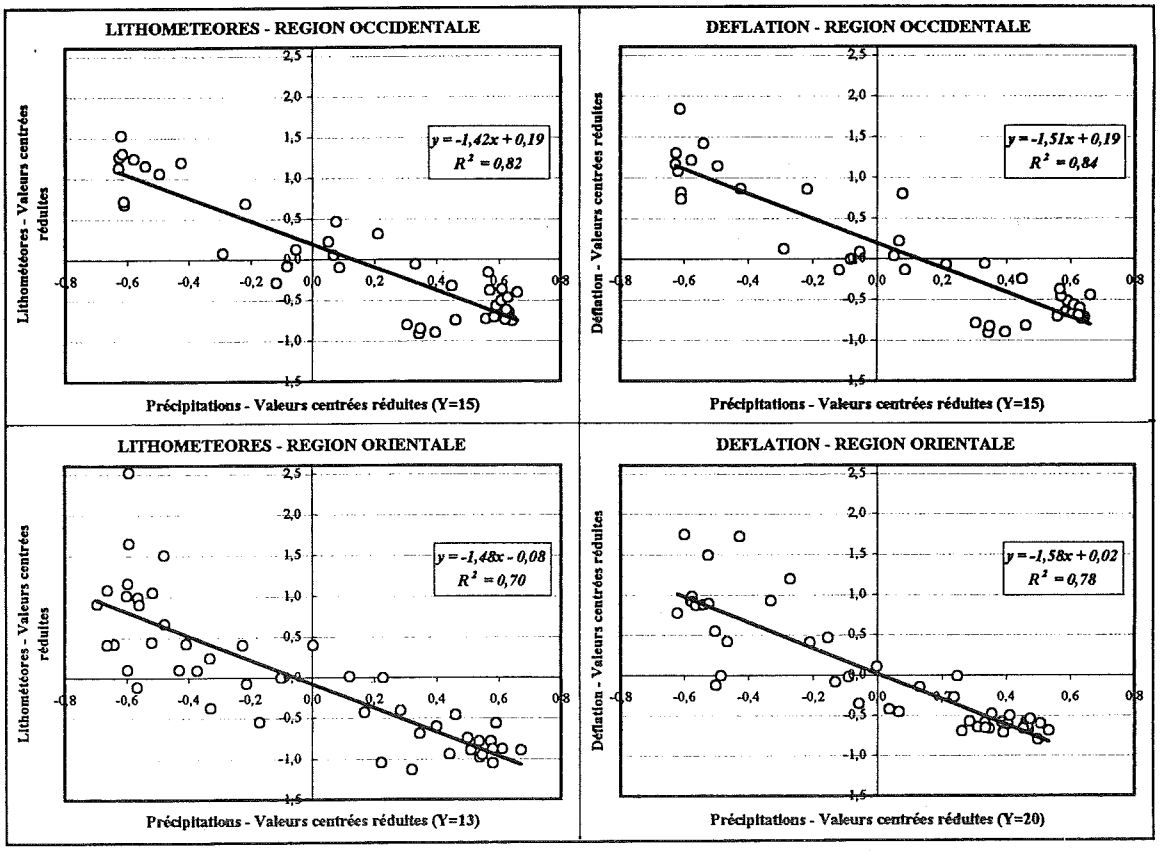


Fig.IV.61 - Relation maximum entre la pluviométrie moyenne régionale et la fréquence régionale des lithométéores et des cas de déflation. Les paramètres sont traduits en valeurs centrées réduites suivant la méthode de LAMB (1982).

Maximum relationship between average regional rainfall and the regional lithometeor frequency and the deflation cases.

Relation lithométéores et cas de déflation avec la pluviométrie- Conclusion

La relation existant entre la fréquence des lithométéores et/ou des cas de déflation et les précipitations préalables enregistrées à la même station est extrêmement complexe.

Nous avons montré dans cette analyse que la relation fréquemment utilisée considérant les enregistrements locaux de fréquence des lithométéores et des précipitations est loin d'être optimale. Cela peut s'expliquer en partie, d'une part, par la forte variabilité spatiale des précipitations et, d'autre part, par le fait que les brumes sèches et brumes de poussières représentent la plus grande partie des lithométéores observés en région sahélienne (Fig. IV. 9 et Tab. IV. 5). Un biais méthodologique important réside donc dans le fait que l'on compare une donnée strictement locale (pluie) à une information à composante essentiellement régionale (lithométéores). La même analyse considérant les cas de déflation ne montre des valeurs fortement significatives ($r^2 \geq 0.64$) que dans 4 stations sur 26. Ces mauvais résultats découlent du fait que l'on ne tient pas compte du type de sol et de la disponibilité en matériel mobilisable par le vent. Ainsi, certaines régions, même fortement dégradées, ne connaîtront que rarement des cas de déflation. D'autres sols, dégradés à outrance, n'en

observeront plus (du moins dans l'immédiat): le sol a totalement disparu (MAINGUET 1984) faisant parfois apparaître une cuirasse latéritique là même où il était recouvert d'une végétation relativement dense à la fin des années cinquante (KARIMOUNE 1994).

Il a été démontré que la fréquence des lithométéores en une station donnée est, fort logiquement, bien plus dépendante de la variation pluviométrique régionale enregistrée dans la direction d'où proviennent les courants éoliens affectant cette même station.

Cette amélioration de la relation 'précipitations – fréquence des lithométéores' réside dans le fait que les deux paramètres sont alors considérés comme des valeurs régionales.

Finalement, la meilleure relation est obtenue en régionalisant la variation des paramètres considérés. Cette méthode montre que la relation régionale entre la pluviométrie moyenne et les lithométéores et les cas de déflation observés en saison sèche est déjà significative au niveau 0.01 en considérant les précipitations de la saison des pluies précédente (Y = 1). La corrélation atteint, dans trois cas sur quatre, des valeurs fortement significatives ($r^2 \geq 0.64$) lorsque les phénomènes éoliens sont mis en relation avec la moyenne régionale des précipitations des trois années précédentes (Y = 3). Cependant, la liaison est, dans tous les cas, maximale lorsque les précipitations moyennes régionales sont considérées sur une période de 10 à 20 années.

Etant donné le long laps de temps considéré entre la corrélation maximum liant l'évolution des précipitations aux phénomènes éoliens, il semble évident que la fréquence des cas de déflation et des lithométéores en général n'est pas intimement liée aux précipitations mais plutôt aux effets à moyen terme (10-20 ans) de la modification pluviométrique –en l'occurrence la période de sécheresse– sur l'environnement, à savoir principalement la végétation (voir paragraphe *b.-.* ci-après).

Cependant, comme nous l'avons vu au chapitre II. 3. 1, la période de vingt ans correspond également, dans notre zone d'étude, approximativement à un doublement de la population avec tout son cortège d'impacts sur l'environnement (pratiques agricoles non appropriées et surexploitation des sols, sédentarisation des populations nomades, déboisement ou débroussement, surpâturage, piétinement, etc.–voir chapitre II). De notre point de vue, il n'y a aucun doute sur l'influence de ce paramètre anthropique dans la relation qui devrait être, initialement, exclusivement naturelle. Malheureusement, la composante anthropique dans les processus de dégradation environnementale est non quantifiable et fortement variable d'une zone à l'autre. Néanmoins, elle pourrait expliquer –en partie– l'augmentation des processus éoliens (voir paragraphes *b.-.* et *c.-.* ci-après).

L'évolution des lithométéores pourrait donc être considérée comme un indicateur climatique de l'état de l'environnement et, dans le cas précis de notre zone d'étude, de sa lente dégradation due aux actions combinées de la sécheresse et des impacts anthropiques en augmentation constante.

Relation lithométéores et cas de déflation avec le vent

L'analyse de la vitesse du vent est essentielle pour l'étude de la mise en mouvement des poussières. L'érosion éolienne est probablement l'une des manifestations géomorphologiques traduisant la dégradation environnementale alors que la fréquence des lithométéores et des cas de déflation en est le reflet climatique.

L'évolution de la vitesse et de la direction des vents sera analysée et mise en relation avec la fréquence des lithométéores et des cas de déflation au chapitre V.

Relation lithométéores et cas de déflation avec l'humidité de l'air

Très peu étudiée dans notre région, la baisse de l'humidité de l'air pourrait, d'une part, favoriser le transport des particules en suspension à des latitudes méridionales (région soudanaise et équatoriale) et, d'autre part, faciliter la déflation durant la saison des pluies (SINGH *et al.* 1992, *in* LEE *et al.* 1994; ARENS 1996). Cependant, ces effets potentiels sortent de notre zone d'étude (région sahélienne) et de notre période d'analyse (saison sèche). L'effet de l'humidité de l'air en saison sèche au Sahel devrait donc être négligeable.

b.-. Les facteurs relatifs à la végétation

Comme il a déjà été mentionné à plusieurs reprises, la végétation joue un rôle important dans la genèse de la déflation. La quantification de l'effet de la végétation sur le transport éolien de sédiments est un élément extrêmement important pour la prévision des effets potentiels d'un éventuel changement climatique et/ou d'une dégradation d'ordre anthropique sur le milieu naturellement fragile sahélien.

La végétation protège la surface du sol de manière directe en (i) couvrant la surface, (ii) piégeant les sédiments mis préalablement en saltation et (iii) en augmentant la rugosité de la surface du sol conduisant à la réduction de la vitesse du vent au sol (WASSON & NANNINGA 1986; WOLFE & NICKLING 1993; FRYREAR 1995; WIGGS *et al.* 1995). Le degré de protection du sol par la végétation dépend de la taille des plantes, de leur forme et de leur répartition (CHEPIL & WOODRUFF 1963; MUSIK *et al.* 1996; MUSIK 1999). A ce propos, MUSIK *et al.* (1996) insistent sur le fait que, à couverture végétale du sol identique, les processus de déflation éolienne peuvent être fortement influencés en fonction de la modification de la composition des espèces végétales couvrant le sol.

Or, il est évident que les différentes sécheresses ont eu une influence certaine sur la couverture végétale. Un déficit pluviométrique peut être rendu seul responsable de la limitation de la germination des espèces herbacées ainsi que de l'anéantissement des plantules. En effet, sous un certain niveau de précipitations, les plantes, qui parviennent normalement à s'adapter à un manque passager d'humidité, ne sont plus en mesure d'assurer leur survie et le processus suivant est alors inévitable: elles stoppent leur croissance, flétrissent et finalement meurent (DORIZE 1990). Selon CHAMARD (1993), des graminées vivaces ont quasiment disparu du Sahel septentrional et se sont raréfiées dans le Sahel central. La strate arborée répond également à la sécheresse (par exemple, COUREL 1985A, 1985B). Ainsi, durant les forts déficits pluviométriques du début des années septante et quatre-vingts, des millions d'arbres sont morts sur pied (CHAMARD

1993; CHAMARD & COUREL 1999). Cependant, il nous faut noter que les ligneux morts sur pied, ainsi que tout autre type de végétation, constituent toujours un frein à l'érosion éolienne (WOLFE & NICKLING 1993) mais, très souvent, l'homme intervient et les coupe pour les utiliser comme combustible ou bois d'œuvre pour la construction (Chap. II. 3. 2).

VALENTIN et D'HERBES (1999) ont d'ailleurs mis en relation l'évolution de la brousse tigrée au Niger (de 1950 à 1995) avec les variations pluviométriques. Il ressort de leur analyse que le rapport entre la largeur des interbandes et des bandes de végétation a augmenté depuis les années cinquante jusqu'en 1995. Cette augmentation reflète la contraction importante de ce type de végétation et est, pour ces auteurs, fortement liée à la moyenne des précipitations des 15 années précédentes ($r^2 = 0.76$). Ce nombre d'années correspond remarquablement bien avec nos résultats liant les précipitations aux lithométéores (Fig. IV. 61).

Un sol totalement dénudé est entièrement livré à l'érosion éolienne. Quantitativement, le rôle exact de la protection de la couverture végétale est encore assez mal connu. Selon les auteurs consultés, la couverture de la végétation nécessaire pour annuler les processus éoliens varie de 6 à 60% (WASSON & NANNINGA 1986; FRYREAR 1995; WIGGS *et al.* 1995). Un seul point commun entre toutes les études existe: une fois le seuil critique de couverture végétale dépassé, l'érosion augmente de manière exponentielle en fonction de la réduction de la couverture végétale. Ainsi, FRYREAR (1995) montre que les pertes en sol par érosion éolienne augmentent de manière exponentielle lorsque la couverture de ce sol, par la végétation ou par des résidus de culture, diminue (Fig. IV. 62). Ainsi, une couverture du sol de 20% permettrait de réduire la perte en sol par déflation de 55%. Pour LANCASTER et BAAS (1998), la végétation a un rôle stabilisateur beaucoup plus important. Une couverture végétale de seulement 4% pourrait diminuer l'érosion éolienne de 55% et un recouvrement végétal de 20% diminuerait les processus de déflation de 98% par rapport à un sol totalement nu (Fig. IV. 62). Ainsi, au nord du Nigeria, MCTAINSH (1980) a montré que la déflation éolienne locale augmentait au cours de la saison sèche au fur et à mesure que le couvert herbacé se raréfiait. Cette disparition progressive de la végétation, accompagnée de l'augmentation des cas de déflation en fin de saison sèche, a également été mise en évidence à l'aide de l'analyse satellitaire au chapitre IV. 8.

Il est dès lors évident, comme l'avaient déjà souligné en période d'excédent pluviométrique CAPOT-REY (1952), TRICART (1954, 1959, 1961), GRANDET (1957), VACHE-GRANDET (1959), DRESCH et ROUGERIE (1960) ainsi que GROVE (1958, 1960) en région sahélienne, que le surpâturage –dans ces zones depuis lors fragilisées par la sécheresse– peut avoir une influence extrêmement importante sur les processus de déflation éolienne (Photo II. 11, planche III). Ce à quoi il faut ajouter les effets néfastes du cheptel par le piétinement des sols qui peut empêcher la régénération de jeunes pousses. Les effets du surpâturage sur la déflation éolienne et la dégradation environnementale en général sont clairement établis et amplement relatés dans plusieurs articles, synthèses et livres aussi bien pour notre d'étude (RAPP 1974; UNITED NATIONS 1977; VAN YPERSELE & VERSTRAETE 1986; MAINGUET 1991; WARREN & KHOGALI 1992; THOMAS & MIDDLETON 1994; MIDDLETON & THOMAS 1997; etc.) que pour

d'autres régions semi-arides (BRYANT *et al.* 1990; FANTECHI *et al.* 1995; BRANDT & THORNES 1996; MAIROTA *et al.* 1997; etc.) et les régions tempérées (EVANS 1998).

Or, certaines années exceptionnellement sèches, comme en 1984, ont connu un développement extrêmement limité de la végétation. Après une sécheresse de cette ampleur, on note souvent un retour de la végétation herbacée mais les ligneux, une fois disparus, ne montrent aucune forme de régénération, du moins à court terme [5 ans] (JACOBBERGER-JELLISON 1994). Ainsi, l'année 1984 a connu l'extension méridionale maximum du Sahara (TUCKER *et al.* 1991, 1994). Les valeurs de NDVI dérivées des images NOAA-AVHRR sont restées inchangées au nord de 14°N au Mali de janvier 1984 à janvier 1985 (TOWNSHEND & JUSTICE 1986). Le Ferlo (Sénégal) n'a connu aucune production herbacée durant l'hivernage de 1984 (TUCKER *et al.* 1986). Il en a été de même dans la zone de la Boucle du Niger ainsi qu'au centre et à l'est du Niger où les effets cumulatifs de deux années extrêmement sèches se sont également traduits par une mortalité importante des arbres sur pied (TUCKER *et al.* 1986).

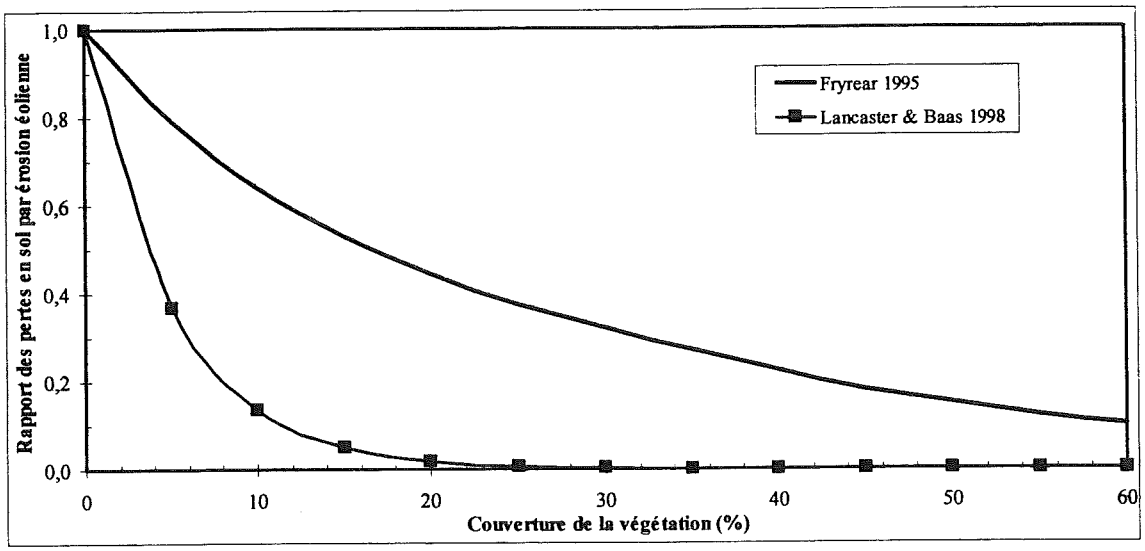


Fig.IV.62 - Relation entre le rapport des pertes en sol (pertes en sol suivant le pourcentage de couverture divisé par les pertes en sol pour une couverture nulle) et pourcentage de la couverture du sol (d'après FRYREAR 1995 et LANCASTER & BAAS 1998)

Relation between soil losses ratio and vegetation cover (after FRYREAR 1995 and LANCASTER & BAAS 1998).

Cette absence quasi intégrale de végétation explique pourquoi l'une des plus fortes fréquences des lithométéores a été enregistrée durant la saison sèche 1984-85. Cependant, il apparaît qu'une fréquence de cas de déflation similaire à celle observée en 1984-85 est survenue durant les saisons sèches 1991-1992 et 1997-98 malgré des précipitations dont le caractère déficitaire n'était en rien aussi dramatique que celui enregistré au début des années quatre-vingts (Figs. IV. 59 et IV. 60). Si la couverture végétale protégeant la surface du sol répond, d'une certaine manière, directement à la pluviométrie annuelle, il faudrait donc en déduire que la fréquence des cas de déflation ne répond pas seulement à ce paramètre contrôlant. Ceci dit, une certaine controverse existe ces dernières années entre différents chercheurs, en particulier à propos de la saison des pluies de 1994. NICHOLSON *et al.* (1996) ont mis en évidence que le Sahel – dans son ensemble– avait connu, cette année là, les plus fortes précipitations depuis

1969 (montré également aux Figs. IV. 59 et IV. 60). Or, C.J. TUCKER, dans une communication personnelle à S.E. NICHOLSON (NICHOLSON *et al.* 1996), affirme que l'analyse des valeurs de NDVI des images NOAA-AVHRR suggère que les conditions de végétation sont similaires à celles observées en 1980, une année relativement sèche (TUCKER se base sur le suivi de l'isohyète de 200 mm, cf. TUCKER *et al.* 1994).

Si les affirmations de TUCKER devaient être confirmées dans le futur, cela voudrait dire que la végétation a, elle aussi, besoin d'un certain laps de temps pour se recomposer après la longue période de sécheresse subie durant un quart de siècle et des effets anthropiques néfastes sans cesse croissants. Ceci serait d'ailleurs en accord avec toutes les analyses multi-temporelles réalisées par télédétection (Chap. II.1) et avec les résultats de VALENTIN et D'HERBES (1999), pour qui une période de quinze années sans déficit prolongé de précipitations serait nécessaire pour que la brousse tigrée retrouve son extension des années soixante. Notons que ces résultats sont valables uniquement pour le Sahel central et méridional car, dans le Sahel septentrional, la brousse tigrée a totalement disparu (CHAMARD 1993; GRAVIER *et al.* 1994). Sur la régénération des écosystèmes, LE HOUEROU (1993) et WARREN (1996) –comme tant d'autres auteurs– sont extrêmement sceptiques et se demandent si ceux qui sont fortement dégradés retrouveront un jour leur équilibre des années cinquante et soixante. D'une certaine manière, on peut partager son opinion: ainsi, par exemple, on imagine facilement qu'il faudra une période dépassant le moyen terme pour remplacer un arbre de plusieurs dizaines d'années mort de la sécheresse ou coupé par l'homme pour ses besoins domestiques. D'une certaine manière, cela pourrait expliquer (i) la raison pour laquelle la fréquence des cas de déflation, et des lithométéores en général, est constamment plus élevée ces dix dernières années que ce à quoi l'on pourrait s'attendre et (ii) pourquoi la liaison 'précipitations–fréquence des lithométéores' est maximum lorsque les précipitations moyennes sont considérées sur une période de 10 à 20 années.

Notons finalement que, selon WILSHIRE *et al.* (1981), MAINGUET (1992), MICHELS *et al.* (1993, 1995c) et HELM et BREED (1999), la déflation a comme conséquence la destruction progressive, voire rapide dans certaines conditions, de la végétation. Soit, une sorte de cycle 'd'autodestruction' dans lequel la végétation se contracte suite aux déficits pluviométriques et/ou aux actions anthropiques, ce qui facilite les processus de déflation éolienne qui, eux-mêmes, entretiennent la dégradation de la végétation, etc.

c.-. Les facteurs d'érodibilité des sols

La taille des particules

Des travaux expérimentaux initiés par BAGNOLD (1941) ont mis en évidence une relation liant la taille des particules et leur susceptibilité d'être emportées par le vent. L'efficacité du vent est maximum pour déplacer des sédiments dont la dimension avoisine les 100 µm. Pour des particules de plus petite ou de plus grande dimension, la vitesse du vent doit être plus élevée pour que celui-ci puisse être efficace. Cependant, ces études réalisées en souffleries utilisent des classes de sédiments de même dimension. En dehors du contexte expérimental, la taille des particules n'explique pas entièrement la vitesse limite du vent efficace. Il faut tenir compte de la matière organique, de la concentration en sels solubles et du pourcentage d'argile contenu dans

les sols ainsi que de la présence de matériaux non mobilisables (GILLETTE *et al.* 1980, 1982; NICKLING 1984; BREUNINGER *et al.* 1989; GILLETTE & STOCKTON 1989; NICKLING & GILLIES 1989; LEE *et al.* 1994; etc.), de même que des croûtes superficielles et de l'humidité du sol que nous développerons ci-après.

Les croûtes superficielles

Plusieurs auteurs se sont penchés sur la problématique de l'influence des croûtes physiques ou biologiques superficielles protégeant le sol par rapport à la déflation éolienne. Sur sols sableux, GILLETTE *et al.* (1980, 1982), GILLETTE (1988), BELNAP *et al.* (1997), BELNAP & GILLETTE (1998) ainsi que LEYS et ELDRIDGE (1998) ont prouvé que ces croûtes réduisaient fortement la déflation, le vent efficace nécessaire à la mise en mouvement des particules du sol devant être plus élevé. Certains résultats de leurs travaux sont présentés au Tab. IV. 26.

Tab.IV.26 - Vitesse du vent efficace minimum ($m.s^{-1}$ à dix mètres au-dessus du sol) observé sur des sols présentant une croûte superficielle continue à fortement dégradée par divers auteurs en Australie (LEYS 1991; LEYS & ELDRIDGE 1998) et aux Etats-Unis (GILLETTE 1988).

Minimum threshold wind speed ($m.s^{-1}$ at ten meters above the ground) observed over soils with continuous to extremely disturbed crust by several authors in Australia (LEYS 1991 ; LEYS & ELDRIDGE 1998) and in the USA (GILLETTE 1988).

Type de sol	Vitesse du vent efficace minimum ($m.s^{-1}$)		
	LEYS & ELDRIDGE 1998	LEYS 1991	GILLETTE 1988
Sol sableux			
Croûtes superficielles continues	10.6	13.4	31.8
Croûtes superficielles légèrement dégradées	8.1	-	-
Croûtes superficielles fortement dégradées	5.8	5.5	7.1-13.5
Sol limoneux			
Croûtes superficielles continues	17.6	18.1	42.5
Croûtes superficielles légèrement dégradées	13.8	-	-
Croûtes superficielles fortement dégradées	8.3	15.3	22.3-30.3

L'analyse de ce tableau montre à quel point la dégradation des croûtes superficielles protégeant le sol est importante par rapport à la déflation éolienne. Ainsi, pour les sols sableux, la vitesse du vent efficace minimum est approximativement multipliée par deux lorsque le sol est protégé par une croûte superficielle continue. Ceci diminue fortement la probabilité d'avoir de la déflation. Ainsi, si l'on considère les valeurs observées par LEYS et ELDRIDGE (1998), la vitesse du vent efficace minimum est de 10.6 $m.s^{-1}$ pour les sols protégés par une croûte superficielle continue et 5.8 $m.s^{-1}$ quand cette croûte est fortement dégradée.

Cela revient à dire que la probabilité d'avoir de la déflation au Niger serait, en moyenne, dix fois supérieure sur un sol dont la croûte superficielle est fortement dégradée (Tab. IV. 27). Quant aux sols limoneux, cette même probabilité d'avoir de la déflation serait près de trente fois supérieure lorsque la croûte superficielle est fortement dégradée (Tab. IV. 27).

Tab.IV.27 - Probabilité (%), au Niger, d'avoir un jour où la vitesse du vent ($m.s^{-1}$) peut provoquer de la déflation sur des surfaces protégées par des croûtes superficielles (P) ou sur des sols où cette croûte superficielle est fortement dégradée (D). Les classes de vent sont basées sur les travaux de LEYS et ELDRIDGE (1998) pour les sols sableux et limoneux. Les données de vent utilisées pour établir la probabilité portent sur la période 1951-1998.

Probability (%), in Niger, to have a wind with minimum threshold speed ($m.s^{-1}$) on soils protected by continuous superficial crust (P) or on soils where the crust is extremely disturbed (D). Wind classes are based on LEYS and ELDRIDGE (1998) results for sandy and loamy soils. Wind data cover the 1951-1998 period.

Vent	Probabilité en % d'avoir un vent pouvant provoquer la déflation								
($m.s^{-1}$)	Niamey	Zinder	Maradi	Tahoua	Maine-Soroa	N'Guigmi	Agadez	Bilma	MOY.
Sable									
D ≥ 6	48.0	36.1	36.1	54.5	41.0	26.4	68.1	55.4	***45.7***
P ≥ 11	2.6	0.6	1.7	3.7	0.5	0.2	11.8	18.2	***4.9***
Limon									
D ≥ 8	17.5	8.6	12.5	21.2	10.4	3.6	39.9	36.2	***18.7***
P ≥ 18	0.2	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.3	4.8	***0.7***

Une fois que la croûte superficielle d'origine physique est légèrement dégradée, les particules entraînées auront tendance à atténuer puis à briser, par saltation, la cohérence des agrégats maintenus en place (CAHILL *et al.* 1996; RICE *et al.* 1996). On assiste donc à une autodestruction progressive de la croûte superficielle une fois que son déséquilibre est installé. Il en irait de même pour les croûtes superficielles d'origine biologique (BELNAP & GILLETTE 1998).

Par ailleurs, plusieurs auteurs dont DANIN et GANOR (1991) et MALAM ISSA *et al.* (1999) ont établi que, non seulement les croûtes superficielles d'origine biologique stabilisent le sol, mais en plus, que les micro-organismes captent et fixent des particules minérales d'origine éolienne à travers un réseau de filaments établi en surface.

Selon FEDOROFF et COURTY (1989) et VALENTIN (1994), ces croûtes superficielles d'origine physique sont fréquentes sur de très importantes étendues dans le Sahel. Plusieurs auteurs en ont observé en détail dans notre zone d'étude, en Mauritanie (BARBEY & COUTE 1976), au Burkina Faso (MIETTON 1988), au Mali (LEPRUN 1999), au Niger (LOIREAU & D'HERBES 1996; SEGHIERI *et al.* 1996; MALAM ISSA *et al.* 1999) ainsi qu'au Tchad (DULIEU *et al.* 1977, *in*: MALAM ISSA *et al.* 1999), mais nous ne disposons néanmoins pas d'étude de synthèse donnant une quelconque information relative à la fréquence et/ou à la répartition spatiale de ces structures particulières. Cependant, KARIMOU AMBOUTA *et al.* (1996) ont démontré que l'occupation du sol est extrêmement importante dans la création de croûtes superficielles (Tab. IV. 28). Ainsi, les champs cultivés ne présentent aucun processus important de formation de croûtes superficielles alors que les parcelles mises en jachère montrent la création rapide de ces croûtes. Près de la moitié de la superficie de ces parcelles est alors fortement encroûtée lorsque la durée de la jachère est longue.

Or, comme nous l'avons déjà précisé (Chap. II. 3. 4), les parcelles mises en jachère sont en forte diminution et le temps de la jachère est raccourci. Ces croûtes

superficielles dérivant des méthodes agraires sont donc probablement en forte régression. Il y a donc, dans ce cas encore, une influence anthropique indirecte non négligeable sur la déflation éolienne. Ces espaces cultivés sous pluies sans temps de jachère sont certainement de nouvelles surfaces extrêmement vulnérables à l'action du vent, d'autant plus qu'elles forment de larges étendues jointives sur lesquelles la dynamique éolienne peut s'exercer sans obstacle (COUDE-GAUSSEN *et al.* 1993).

Tab.IV.28 - Distribution des fréquences des classes de taux d'encroûtement selon l'usage actuel de la parcelle (Niger) (KARIMOU AMBOUTA *et al.* 1996).

Distribution of soils with dust according to agricultural land use (Niger) (KARIMOU AMBOUTA et al. 1996).

Usage	Non encroûté	Faiblement encroûté	Fortement encroûté
Champ	57%	43%	0%
Jachère courte	57%	14%	29%
Jachère longue	33%	22%	45%

D'autre part, ce type de structure d'origine physique se rencontre très souvent autour des points d'eau (mares, lacs, cours d'eau) où, une fois que la surface couverte par l'eau se rétracte, laisse derrière elle des sédiments fortement agrégés qui forment une croûte superficielle. Or, ces points d'eau sont vitaux pour les troupeaux. Les croûtes superficielles protégeant le sol de l'érosion éolienne autour des points d'eau seront rapidement dégradées par le piétinement des animaux (NICKLING & GILLIES 1993) dont l'augmentation est, ces dernières années, continue (+63% de 1961 à 1997–voir Chap. II. paragraphe 3. 3.).

En outre, certaines années, la forte sécheresse n'a pas permis aux mares et lacs de s'étendre comme à l'habitude. Ceci a probablement eu comme conséquence de limiter la création de croûtes superficielles créées par simple humidification.

L'humidité du sol

L'humidité présente dans les couches superficielles des sols a pour effet de renforcer la cohésion des particules et donc de limiter la déflation (CHEPIL 1956, YAALON & GANOR 1966; MCTAINSH *et al.* 1998). L'effet de cette humidité sur la déflation est passé en revue par COOKE *et al.* (1993). Selon FECAN *et al.* (1999), pour des sables de la fraction de 190 à 270 µm, la vitesse de friction limite du vent est doublée lorsque l'humidité gravimétrique du sol passe de 0 à 4%.

Ce facteur doit donc être considéré comme un contrôle important dans les processus de déflation durant la saison des pluies (MOULIN *et al.* 1997), surtout si cette dernière est déficitaire (LARE & NICHOLSON 1994). Cependant, il est évident que cela ne concerne pas la période que nous étudions (saison sèche) puisque l'humidité du sol est alors, de décembre à mai, quasi nulle (NICHOLSON & LARE 1990; NICHOLSON *et al.* 1997) sauf lors des rares "*pluies des mangues*".

d.-. Les facteurs environnementaux contrôlant les processus éoliens - Conclusion

Nous avons brièvement décrit les divers facteurs environnementaux contrôlant l'intensité des processus éoliens.

En ce qui concerne les facteurs climatiques, nous nous sommes uniquement attardés à la relation pouvant exister entre phénomènes éoliens et précipitations. Il apparaît que cette relation n'est pas claire et que celle-ci pourrait, en réalité, n'être qu'une relation à moyen terme reflétant plutôt la dégradation environnementale induite par l'action combinée de la sécheresse et des diverses pressions anthropiques. L'analyse des vents et de l'humidité de l'air sera développée ci-après aux chapitres V et VI.

Pour ce qui est de la végétation, il paraît évident que le pourcentage de recouvrement du sol a été sévèrement réduit durant ces trente dernières années et que le type de végétation a été fortement modifié. Ici aussi, ces changements sont à mettre à l'actif de la sécheresse et des actions anthropiques. Cependant, la dégradation des écosystèmes semble telle que la régénération de ceux-ci devrait prendre plusieurs années à plusieurs dizaines d'années, et ce, dans des conditions optimales aussi bien climatiques (ce qui est incertain) qu'anthropiques (ce qui semble réellement peu probable). Cette dégradation du couvert végétal facilite les processus éoliens dans notre zone d'étude.

Les facteurs physiques des sols ont été brièvement décrits. En ce qui concerne l'influence des croûtes superficielles protégeant le sol par rapport à la déflation éolienne, il semble que la sécheresse, le piétinement et le raccourcissement de la durée des mises en jachères empêchent la formation de ces croûtes ou participent à leur dégradation. Pour ce qui est du rôle de l'humidité dans les sols, il semble extrêmement important mais ne nous intéresse guère dans notre analyse qui ne porte que sur l'évolution des processus éoliens en saison sèche.

Il paraît donc évident que l'augmentation de la fréquence des lithométéores dans notre zone d'étude est directement liée à la combinaison du long et sévère déficit pluviométrique perdurant depuis la fin des années soixante et aux divers effets anthropiques sur l'environnement. Il est actuellement difficile de quantifier les responsabilités respectives de ces aspects naturels et anthropiques. Ce qui paraît probable, c'est que –dans un premier temps– la fréquence des lithométéores a répondu quasi directement à la crise de sécheresse, alors que présentement, cette fréquence est beaucoup plus élevée en raison de la prolongation du déficit pluviométrique et de la dégradation anthropique.

Dans le futur, il nous semble plausible que le retour éventuel des précipitations 'normales' n'entraînera pas automatiquement une réduction drastique de l'observation des lithométéores car, d'une part, la végétation nécessitera un certain nombre d'années pour se reconstituer et, d'autre part, la pression anthropique sur l'environnement semble inéluctable (ce qui d'ailleurs influencera le premier point).

11. RELATIONS ENTRE LA VISIBILITE HORIZONTALE ET LA CONCENTRATION DE POUSSIERES

Lorsque l'humidité est très faible (ce qui est le cas durant la saison sèche), la visibilité, élément de mesure de l'opacité de l'atmosphère, est un indicateur de la quantité de poussière dans l'air. Quelques scientifiques ont tenté d'établir une relation entre la visibilité horizontale estimée dans les stations synoptiques par les observateurs et la concentration de particules dans l'atmosphère. Les différentes relations obtenues sont reprises au tableau IV. 29 et leurs résultats sont comparés aux figures IV. 63 (tous types de lithométéores) et IV. 64 (suspension).

Comme le montre la figure IV. 63, les relations obtenues suivant les différents auteurs entre visibilité et concentration en particules solides dans l'atmosphère sont assez contrastées.

CHEPIL & WOODRUFF (1957) ainsi que HAGEN & WOODRUFF (1973) [Eq. IV. 5 et IV. 6] se sont focalisés uniquement sur l'analyse des tempêtes de sable réduisant la visibilité horizontale. Pour ce faire, ils ont réalisé leurs mesures de terrain directement dans les zones sources d'aérosols. Ceci explique les quantités énormes de particules solides recueillies lors de chaque événement (> 50 mg m^{-3} pour une visibilité limitée à 100 dam).

Tab.IV.29 - Relations entre la visibilité (VV) en km et la concentration en particules solides dans l'atmosphère (C) en µg m^{-3} selon divers auteurs. Les relations sont fondées sur l'observation de certains types de lithométéores (5: Brume sèche; 6: Brume de poussière 7: Chasse-sable; 9: Tempête de sable).

Relations between visibility (VV) in km and solid particles concentration in the atmosphere (C) in µg m^{-3} according to several authors. Relations are based on the observation of some types of lithometeors (5: dry haze; 6: dust haze; 7: blowing dust; 9: dust storm).

Relations entre VV et C	Auteurs	ww	Lieu	Eq
$C=56\ 10^3\ VV^{-1,25}$	CHEPIL & WOODRUFF (1957)	9	Kansas & Colorado (USA)	IV. 5
$C=57,2\ 10^3\ VV^{-1}$	HAGEN & WOODRUFF (1973)	9	Great Plains (USA)	IV. 6
$C=1897\ VV^{-0,91}$	BERTRAND (1976)	5–6	Niamey (Niger)	IV. 7
$C=1598\ VV^{-1,04}$	BERTRAND (1976)	5–6	Ouagadougou (Burkina)	IV. 8
$C=1495\ VV^{-0,97}$	BERTRAND (1976)	5–6	Bobo (Burkina)	IV. 9
$C=1356\ VV^{-1,05}$	BERTRAND (1976)	5–6	Abidjan (Côte d'Ivoire)	IV. 10
$C=914,06\ VV^{-0,73} + 19,03$	D'ALMEIDA (1986)	5–6	Agadez (Niger), ...	IV. 11
$C=7,8\ (914,06\ VV^{-0,73} + 19,03)$	D'ALMEIDA (1986)	7–9	Agadez (Niger), ...	IV. 12
$C=1600\ VV^{-0,62}$	ETTE & OLORODE (1988)	5–6	Ibadan (Nigeria)	IV. 13
$C=1500\ VV^{-1}$	BAYOKO & FONGANG (1990)	6	Dakar (Sénégal)	IV. 14
$C=1339,84\ VV^{-0,67}$	BEN MOHAMED *et al.* (1992)	T.L.	Niamey (Niger)	IV. 15
$C=20\ VV^{-1.07}$	PATTERSON & GILLETTE (1977)	T.L.	Niamey (Niger)	IV. 16

D'autres auteurs, au contraire, ont focalisé leurs études sur les brumes sèches et les brumes de poussière. Ainsi, BERTRAND (1976) [Eq. IV. 7 à IV. 10] a étudié le long d'un transect nord-sud (Niamey–Abidjan) durant les années 1973 à 1975, la relation existant entre la visibilité réduite par brume sèche et la concentration de poussières. Ces

relations sont basées sur 21 déterminations à Niamey, 58 à Ouagadougou, 25 à Bobo et 57 à Abidjan; les coefficients de détermination (r^2) entre C et VV varient de 0.64 à Niamey à 0.86 à Abidjan. Les quantités de poussière estimées par BERTRAND (1976) lors de la réduction de la visibilité à 100 dam varient de 1.4 à 1.9 mg m^{-3} respectivement à Abidjan et à Niamey. Notons néanmoins que cette relation a été établie sur base de déterminations ne comprenant aucune valeur de visibilité horizontale inférieure à 150 dam (150 à 1200 dam).

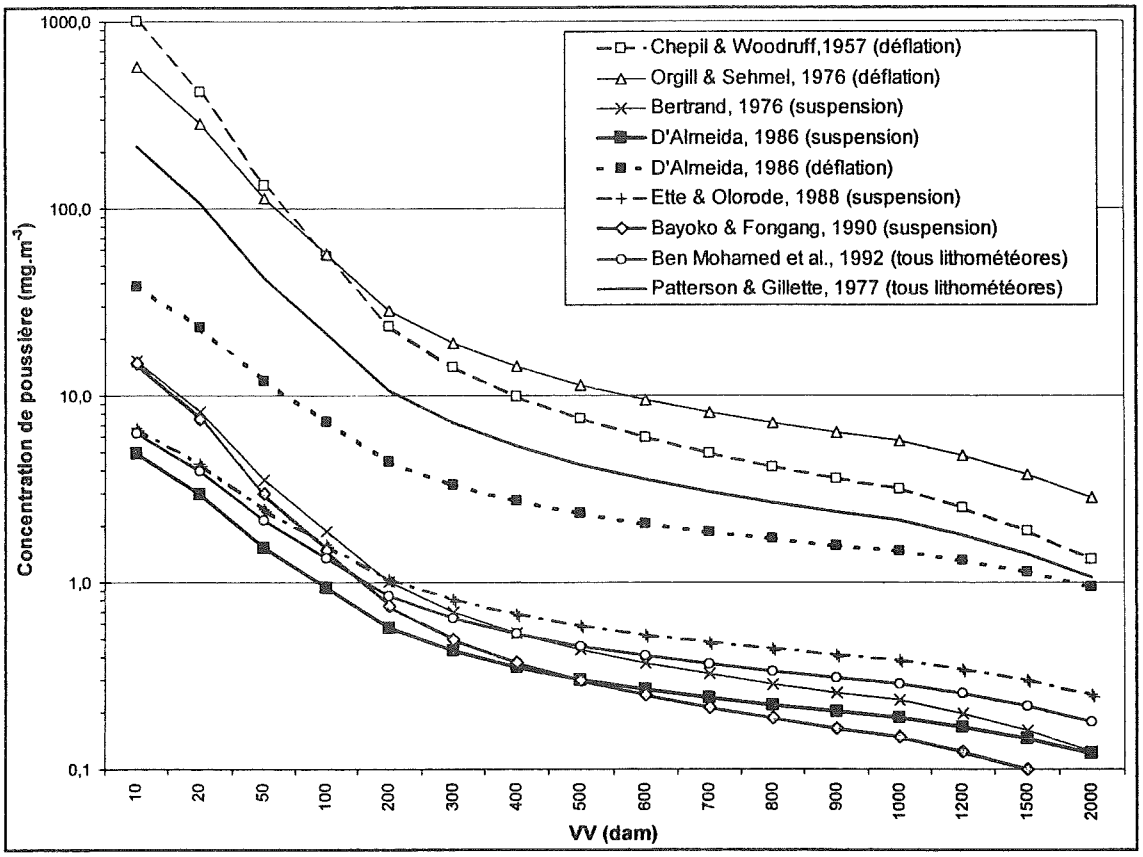


Fig.IV.63 - Relation entre visibilité et concentration en particules solides (déflation et suspension) dans l'atmosphère suivant divers auteurs.

Relation between horizontal visibility and solid particles concentration (deflation and suspension) in the atmosphere according to different authors.

D'ALMEIDA (1986) est, à notre connaissance, le seul chercheur à avoir simultanément établi deux relations liant visibilité à concentration de poussières en fonction du type de lithométéore [Eq. IV. 11 et IV. 12]. Son étude se base sur les données recueillies en 1981 et 1982 dans onze stations synoptiques essentiellement réparties au sud du Sahara (voir Fig. IV. 64). Le coefficient de détermination (r^2) entre C et VV est de 0.95. Ainsi, pour une visibilité de 100 dam, la concentration de poussières est de 0.9 mg m^{-3} pour les particules en suspension et de 7.3 mg m^{-3} pour les cas de déflation. Notons que la relation de D'ALMEIDA (1986) est basée sur plus de 200 observations de visibilité horizontale variant de 20 à 4000 dam.

ETTE et OLORODE (1988) ont mesuré la concentration en aérosols et la visibilité horizontale durant les mois de janvier et février 1979 à Ibadan (Nigeria) [Eq. IV. 13]. Pour une visibilité de 100 dam, la concentration de poussières est de 1.6 mg m^{-3} pour les

particules en suspension. Notons néanmoins que cette relation a été établie sur base d'un échantillon ne comprenant aucune valeur de visibilité inférieure à 300 dam. Cet échantillon comporte des visibilités horizontales variant de 300 à 2000 dam.

BAYOKO et FONGANG (1990) ont analysé la concentration moyenne de particules solides à Dakar durant l'année 1989. Ces concentrations ont été mises en relation avec les estimations de visibilité horizontale effectuées à Dakar lors des cas de brumes de poussière [Eq. IV. 14]. Pour une visibilité de 100 dam, la concentration de poussières est de 1.5 mg m^{-3} pour les particules en suspension.

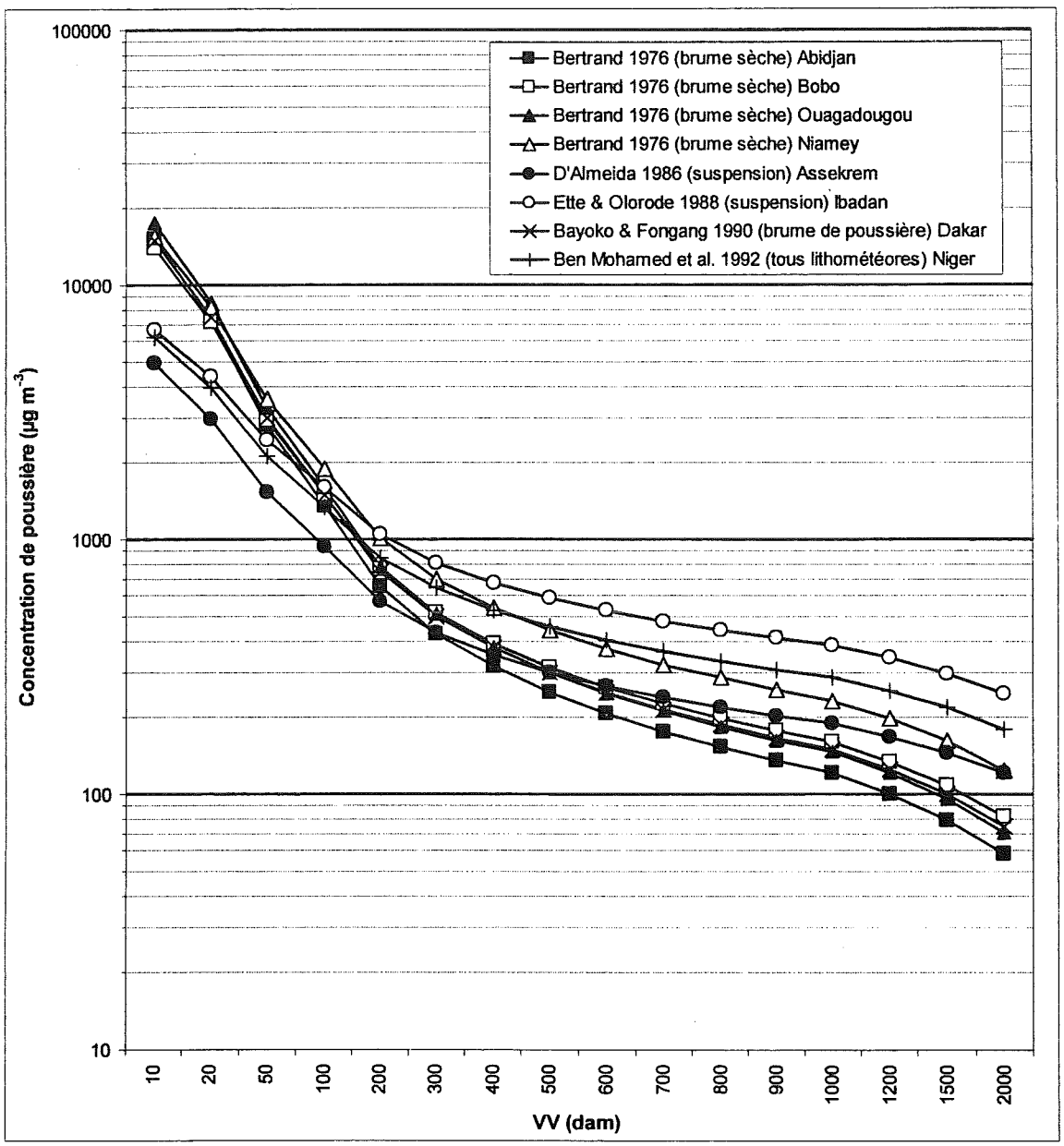


Fig.IV.64 - Relation entre visibilité et concentration en particules solides en suspension dans l'atmosphère suivant divers auteurs.

Relation between horizontal visibility and solid particles concentration (suspension only) in the atmosphere according to different authors.

BEN MOHAMED *et al.* (1992) ont analysé, durant 17 mois, la turbidité atmosphérique dans sept stations synoptiques du Niger et ont obtenu une relation entre la visibilité horizontale et la masse de particules dans l'air pour tous les types de lithométéores (particules en suspension et cas de déflation) [Eq. IV. 15]. Ainsi, lors de la réduction de la visibilité à 100 dam, ils obtiennent une concentration de particules solides de 1.3 mg m^{-3} à Niamey. Cette valeur est intermédiaire entre les résultats obtenus pour les cas de suspension et de déflation par D'ALMEIDA (1986) mais largement inférieure aux résultats dérivés de la relation établie par PATTERSON et GILLETTE (1977) pour tous les types de lithométéores au Texas [Eq. IV. 16].

Afin de comparer toutes ces équations calculant la concentration en particules solides en fonctin de la visibilté horizontale, nous les avons appliquées aux valeurs recueillies pour la station de Niamey. Pour ce faire, nous avons postulé que toutes les visibiltés étaient réduites par des poussières en suspension.

Cette comparaison consiste en l'application des formules de BERTRAND (1976) [Eq. IV. 7], D'ALMEIDA (1986) [Eq. IV. 11], ETTE et OLORODE (1988) [Eq. IV. 13], BAYOKO et FONGANG (1990) [Eq. IV. 14] et BEN MOHAMED *et al.* (1992) [Eq. IV. 15] pour trois classes de visibilités, à savoir:

- toutes les visibilités (Fig. IV. 65);
- les visibilités réduites à moins de 1000 dam (Fig. IV. 66);
- les visibilités réduites à moins de 500 dam (Fig. IV. 67).

Pour mesurer la quantité de particules solides transitant en un point donné, nous considérons une surface verticale de 1 m^2 à une hauteur de 10 mètres au-dessus du sol. Les différentes équations sont alors multipliées par la vitesse du vent. Ainsi, a titre d'exemple, la formule de BERTRAND (1976) [Eq. IV. 7] devient:

$$Q_{TOT} = \sum_{N}^{1}((1897\ VV_i^{-0.91}) * WV_i * 10800) \qquad [Eq.\ IV.17]$$

où Q_{TOT} est la quantité totale en particules solides dans l'atmosphère en $\mu g.m^{-3}$ transitant dans une surface verticale de 1 m^2 à une hauteur de 10 mètres au-dessus du sol durant une période déterminée (ici, la saison sèche courte de novembre à mars), VV_i la visibilité en km en un temps donné et WV_i la vitesse du vent en $m.s^{-1}$ mesurée à dix mètres au-dessus du sol en un temps donné (multiplié par 10800, le nombre de secondes par unité de trois heures).

Le résultat de cette comparaison est assez surprenant, les différentes équations calculant les concentrations de poussières en fonction de la visibilité horizontale présentent des résultats fort différents. Ainsi, en moyenne sur tout l'échantillon et toutes visibilités confondues, la quantité totale en particules solides dans l'atmosphère dérivée de l'équation de ETTE et OLORODE (1988) est double de celle obtenue par D'ALMEIDA (1986) (Tab. IV. 30). Lorsque l'on considère uniquement les visibilités inférieures à 500 dam, l'équation de BERTRAND (1976) donne des quantités de poussières deux fois supérieures à celles obtenues par l'équation de D'ALMEIDA (1986).

Peut-on attribuer cette diversité dans les résultats au fait que les différentes relations aient été établies en des lieux et des périodes non comparables? Nous ne pouvons pas répondre à cette question.

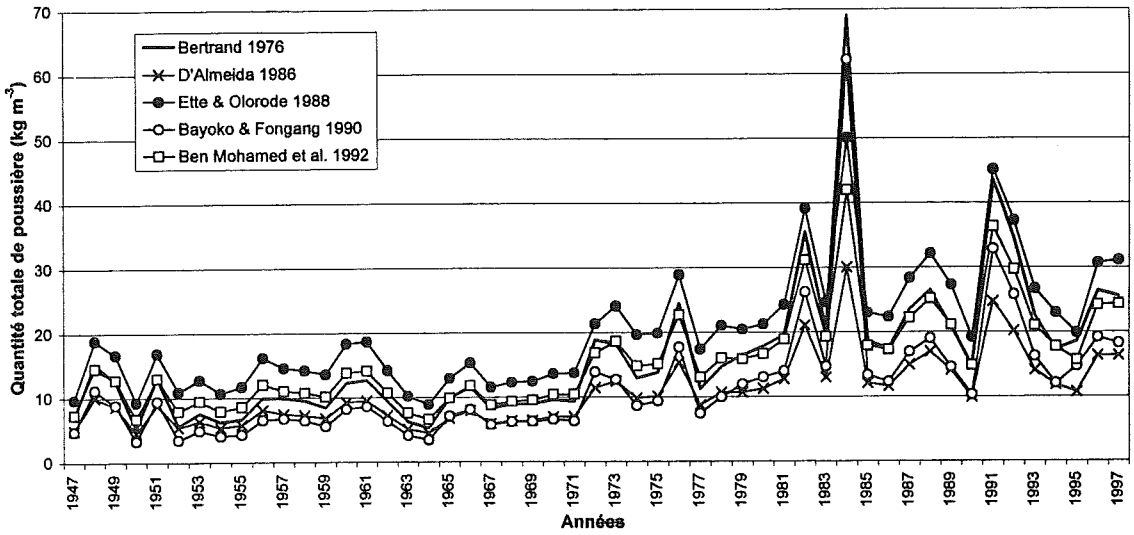


Fig.IV.65 - Evolution, de 1947 à 1997, de la quantité totale de particules solides (kg m^3) ayant transité par une surface verticale de 1 m^2 à une hauteur de dix mètres au-dessus du sol durant la saison sèche courte (novembre à mars) à la station de Niamey. Toutes les visibilités tri-horaires sont prises en compte. Les concentrations en poussières sont dérivées des équations IV. 7, 11, 13, 14 et 15 présentées au tableau IV. 29. Moyenne 1947-1997: BERTRAND (1976): 16.3; D'ALMEIDA (1986): 10.7; ETTE et OLORODE (1988): 20.3; BAYOKO et FONGANG (1990): 11.8; BEN MOHAMED *et al.* (1992): 15.8.

Evolution, from 1947 to 1997, of the total quantity in solid particles (kg m^{-3}) transiting trough a 1 m^2 vertical surface at a height of ten meters above the ground during the dry season (November to March) at Niamey. All 3-hourly visibility are taken into account. Dust concentrations are derived from equations IV. 7, 11, 13, 14 et 15 presented at table IV. 29. Mean 1947-1997: BERTRAND (1976): 16.3; D'ALMEIDA (1986): 10.7; ETTE et OLORODE (1988): 20.3; BAYOKO et FONGANG (1990): 11.8; BEN MOHAMED et al. (1992): 15.8.

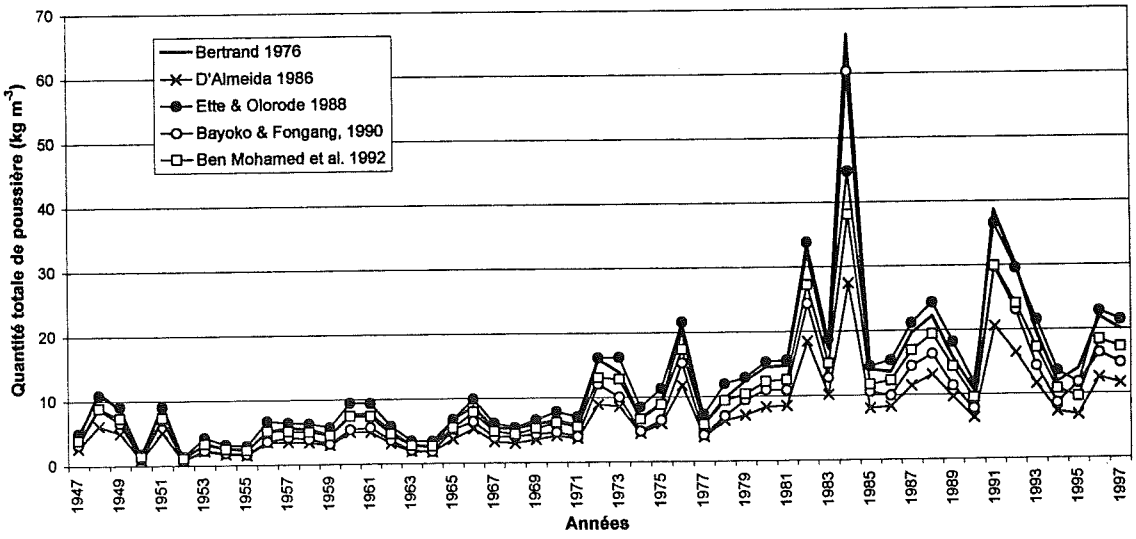


Fig.IV.66 - Cf. Fig. IV.65 uniquement pour les visibilités tri-horaires inférieures à 1000 dam. Moyenne 1947-1997: BERTRAND (1976): 12.3; D'ALMEIDA (1986): 6.9; ETTE et OLORODE (1988): 12.7; BAYOKO et FONGANG (1990): 9.3; BEN MOHAMED *et al.* (1992): 10.2.

As Fig. IV.65 for 3-hourly visibility below 1000 dam. Mean 1947-1997: BERTRAND (1976): 12.3; D'ALMEIDA (1986): 6.9; ETTE et OLORODE (1988): 12.7; BAYOKO et FONGANG (1990): 9.3; BEN MOHAMED et al. (1992): 10.2.

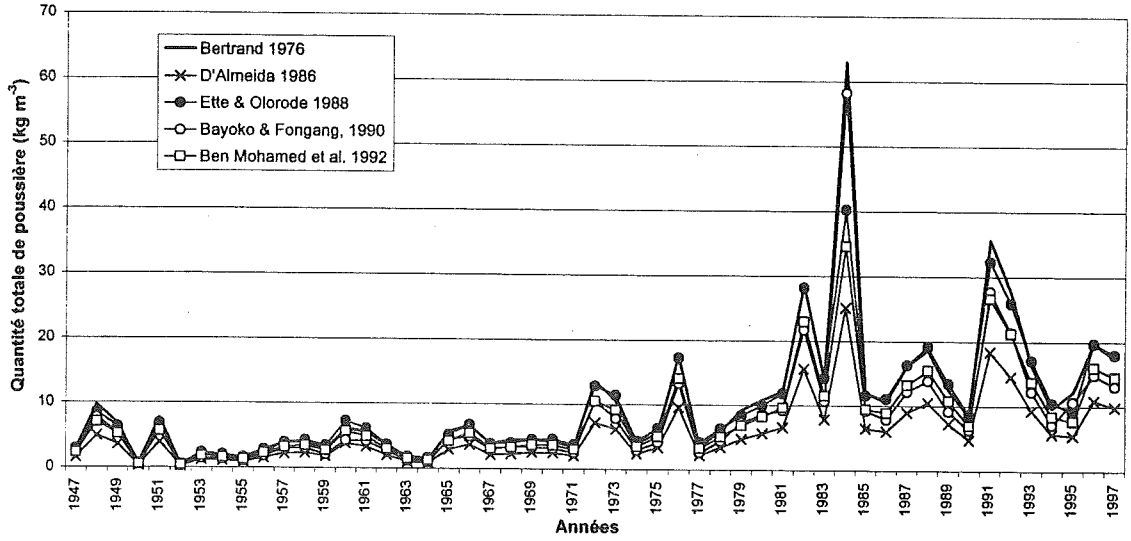


Fig.IV.67 - Cf. Fig. IV.65 uniquement pour les visibilités tri-horaires inférieures à 500 dam. Moyenne 1947-1997: BERTRAND (1976): 10.1; D'ALMEIDA (1986): 5.4; ETTE et OLORODE (1988): 9.6; BAYOKO et FONGANG (1990): 7.9; BEN MOHAMED *et al.* (1992): 7.8.

As Fig. IV.65 for 3-hourly visibility below 500 dam. Mean 1947-1997: BERTRAND (1976): 10.1; D'ALMEIDA (1986): 5.4; ETTE et OLORODE (1988): 9.6; BAYOKO et FONGANG (1990): 7.9; BEN MOHAMED et al. (1992): 7.8.

Tab.IV.30 - Quantité moyenne (kg m^3) de particules solides transitant annuellement par une surface verticale de 1 m^2 à une hauteur de dix mètres au-dessus du sol de 1947 à 1997 durant la saison sèche courte (novembre à mars) à la station de Niamey. Les concentrations en poussière sont dérivées des équations IV. 7, 11, 13, 14 et 15 présentées au Tab. IV. 29.

Total quantity in solid particles (kg m^{-3}) transiting trough a 1 m^2 vertical surface at a height of ten meters above the ground from 1947 to 1997 during the dry season (November to March) at Niamey. Dust concentrations are derived from equations IV. 7, 11, 13, 14 et 15 presented at table IV. 29.

	BERTRAND 1976	D'ALMEIDA 1986	ETTE & OLORODE 1988	BAYOKO & FONGANG 1990	BEN MOHAMED *et al.* 1992	Moy.
Moyenne toutes VV	16.3	10.7	20.3	11.8	15.8	15.0
Moyenne VV <1000 dam	12.3	6.9	12.7	9.3	10.2	10.3
Moyenne VV <500 dam	10.1	5.4	9.6	7.9	7.8	8.1

Dans la suite de ce chapitre, nous prendrons la relation de D'ALMEIDA (1986) comme référence non pas de manière arbitraire mais parce que, comme nous l'avons mentionné préalablement, c'est le seul chercheur à avoir simultanément établi deux relations liant visibilité à concentration de poussière et type de lithométéore, à savoir la suspension et la déflation.

L'étude de D'ALMEIDA (1986) a été menée sur 24 mois (1981 et 1982). Basée sur l'analyse de quatre stations synoptiques localisées en bordure des zones sources (Tab. IV. 31 et Fig. IV. 68), l'auteur a déterminé les quantités de poussière transportées suivant quatre directions:

- Sud: vers le Golfe de Guinée;
- Ouest: vers l'Atlantique Nord;
- Nord: vers l'Europe;
- Est: vers la Mer Rouge.

Tab.IV.31 - Zones sources majeures, stations de référence et quantité annuelle moyenne de poussières transportées (D'ALMEIDA 1986) [voir Fig. IV. 68 pour les localisations précises].

Major dust sources, reference stations and mean yearly dust quantity transported (D'ALMEIDA 1986) [see Fig. IV. 68 for location].

Zones sources majeures	Station de référence	Quantité annuelle de poussières transportées
1. Nord Mauritanie	Boutilimit (Mauritanie)	218 10^6 tonnes
2. Hoggard – Adrar – Air	Gao (Mali)	208 10^6 tonnes
3. Dirku – Bilma	Agadez (Niger)	235 10^6 tonnes
4. Nord Soudan	Wad Medani (Sudan)	9 10^6 tonnes

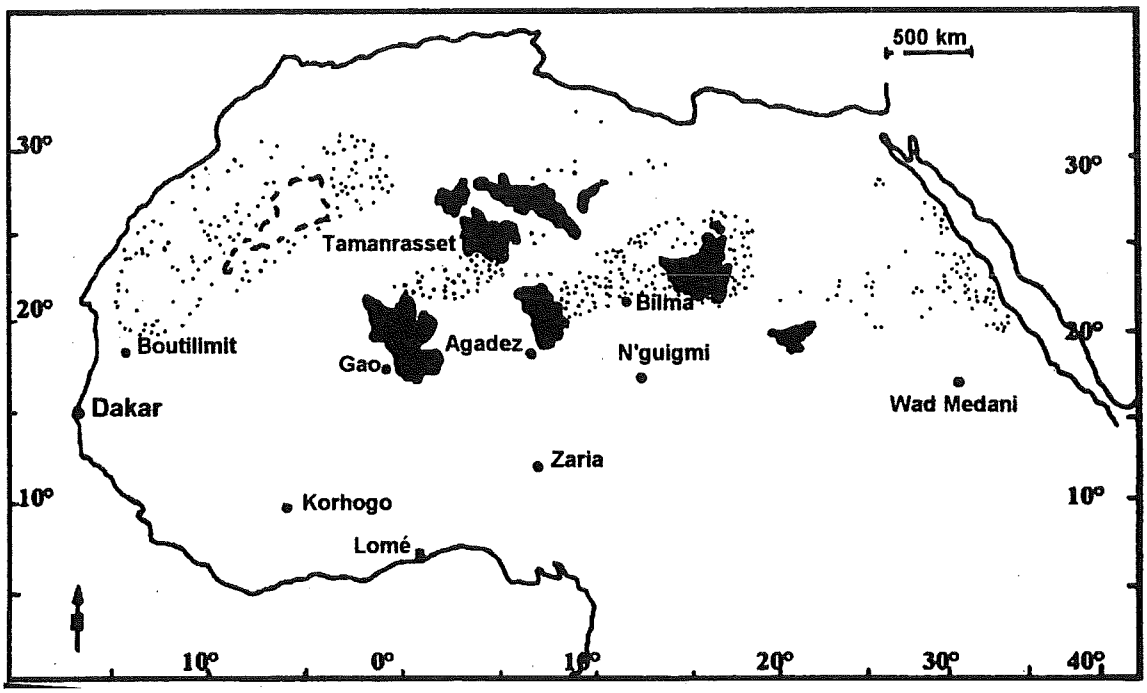


Fig.IV.68 - Carte de localisation des zones sources majeures de poussières sahariennes et des onze stations synoptiques sélectionnées par D'ALMEIDA (1986) pour son réseau de visibilité.

Location of major Saharan dust sources and of the 11 synoptic stations selected by D'ALMEIDA (1986) for its visibility network.

Les résultats obtenus par D'ALMEIDA (1986) sont très intéressants et font actuellement toujours référence dans le domaine. Pour lui, le transport de particules solides provenant de l'Afrique sahélienne est estimé à environ 190 millions de tonnes par an vers l'ouest, il est deux fois plus important vers le Golfe de Guinée, secondaire vers la Méditerranée et négligeable vers l'est (Fig. IV. 69). Il met également en évidence

la très faible contribution de l'Afrique sahélienne orientale (Tab. IV. 31) tout en soulignant que le choix de la station de Wad Medani n'est peut-être pas approprié et en envisageant que la région n'a peut-être pas été très productive en lithométéores durant les deux années considérées. Rappelons d'emblée que JAENICKE (1979), sur base de deux années de mesures (juillet 1973 à mai 1975) au Cap Vert, a estimé à près de 260 millions de tonnes par an le transport de poussières du Sahara vers les côtes occidentales de l'Afrique sahélienne. Cette valeur, certes plus élevée, pourrait s'expliquer par la prise en compte par D'ALMEIDA (1986) de la station de Boutilimit. En utilisant les données de Nouakchott (qui présente des valeurs supérieures à celles de Boutilimit), D'ALMEIDA (1986) aurait probablement obtenu une estimation du transport de poussières du Sahara vers les côtes occidentales de l'Afrique sahélienne plus proches de celles de JAENICKE (1979). Notons également que la période d'analyse n'est pas similaire et peut entraîner un biais dans ce type d'estimation comme nous le verrons à la figure IV. 71 (p. 190).

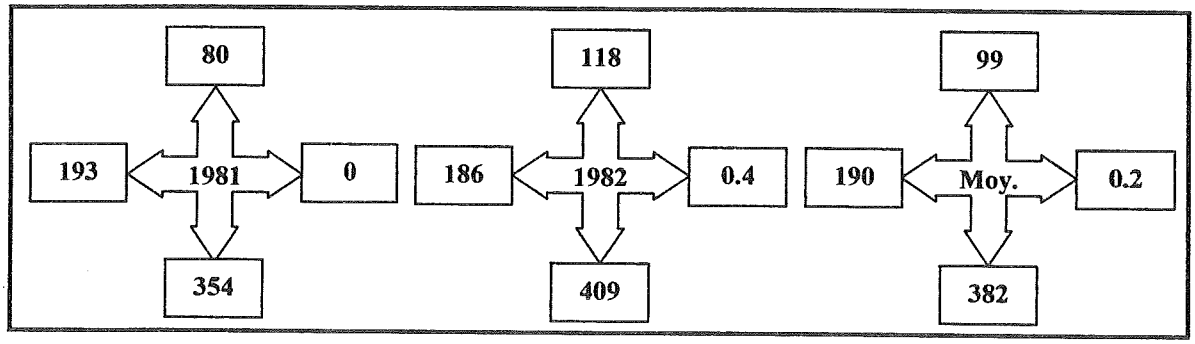


Fig.IV.69 - Production de poussières estimée en millions de tonnes (total des quatre zones sources) suivant les directions en 1981, 1982 et en moyenne d'après D'ALMEIDA (1986).

Dust production estimated in 10^6 tonnes (total of the four dust sources) in four main directions in 1981, 1982 and as a mean after D'ALMEIDA (1986).

D'autre part, les résultats de D'ALMEIDA (1986) sont exprimés mensuellement pour les quatre stations. Il apparaît que, pour la période considérée, les mois de février à juin représentent à eux seuls près des deux tiers de la production de poussières en Afrique sahélienne alors que les mois de septembre à janvier sont peu productifs (Fig. IV. 70). Le maximum trimestriel apparaît durant la période de février à avril.

Les particularités de la recherche de D'ALMEIDA (1986) nous mènent à pousser nos investigations concernant la concentration en matière solide dans l'atmosphère en Afrique sahélienne de l'Ouest de 1947 à 1997 et à comparer ainsi les résultats qu'il a obtenus durant la saison sèche 1981-82 (de novembre à mars) avec les 34 années précédentes et les 16 suivantes pour prolonger son travail sur un demi-siècle. Nous postulons pour cela que:

- les résultats obtenus par D'ALMEIDA (1986) sont corrects pour la saison sèche 1981-82;
- la visibilité estimée de manière tri-horaire de même que le vent mesuré à dix mètres sont constants durant les trois heures suivant leur observation;
- les résultats obtenus par notre recherche en un point précis peuvent être comparés aux estimations globales obtenues par D'ALMEIDA (1986).

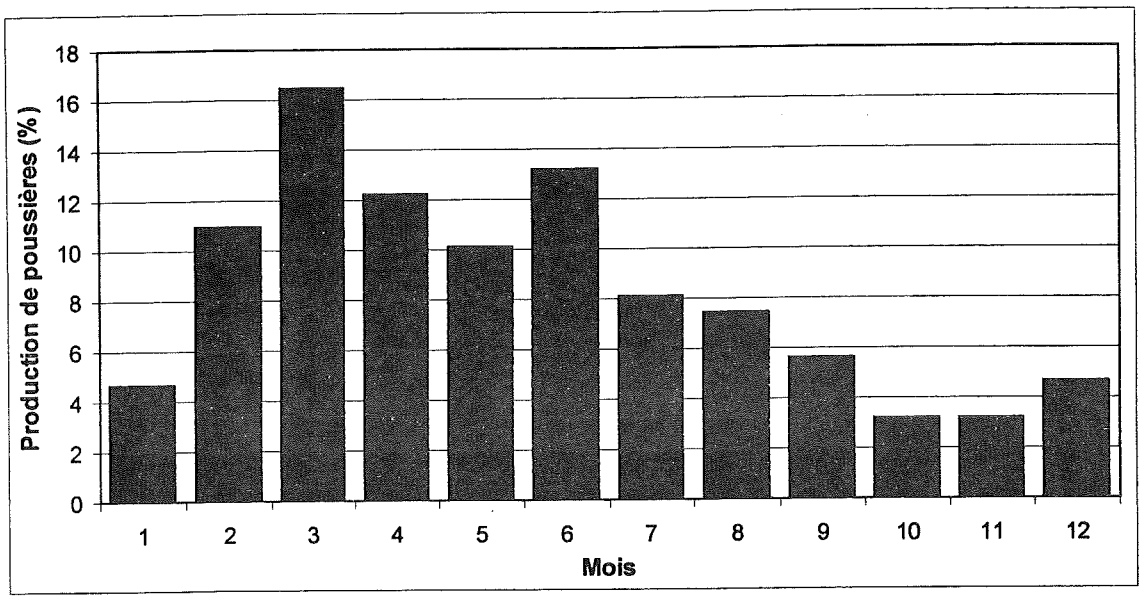


Fig.IV.70 - Répartition mensuelle (en %) de la production de poussière en Afrique sahélienne (d'après D'ALMEIDA 1986).

Monthly distribution (%) of dust production in the African Sahel (after D'ALMEIDA 1986).

Notre travail consiste en l'application des formules de D'ALMEIDA (1986) pour estimer l'évolution du matériel mobilisé et transporté dans notre zone d'étude. Pour ce faire, nous ne tiendrons compte que des réductions de visibilité à moins de 1000 dam, à savoir:

$$C_{TOTsuspension} = \sum_{N}^{1}((914.06\ VV_i^{-0.73} + 19.03) * WV_i * 10800) \qquad [Eq.\ IV.18]$$

pour les poussières en suspension (brumes sèches et les brumes de poussière) dont la taille des particules est inférieure à 10 µm,

$$C_{TOTdéflation} = \sum_{N}^{1}(7.8 * (914.06\ VV_i^{-0.73} + 19.03) * WV_i * 10800) \qquad [Eq.\ IV.19]$$

pour les cas de déflation (chasse-sable et tempêtes de sable) avec des particules de toutes dimensions,

où C est la concentration totale en particules solides dans l'atmosphère en $\mu g.m^{-3}$ durant la saison sèche courte, VV_i la visibilité en kilomètre (< 10 kilomètres) en un temps donné et WV_i la vitesse du vent à 10 mètres en un temps donné (multiplié par 10800, le nombre de secondes par unité de trois heures).

Pour chaque saison sèche courte (novembre à mars), nous obtenons donc la concentration totale de particules solides dans l'atmosphère en $\mu g.m^{-3}$ suivant la formule:

$$C_{TOT} = C_{TOTsuspension} + C_{TOTdéflation} \qquad [Eq.\ IV.20]$$

Le choix de la visibilité limite à 1000 dam est justifié par le fait que (i) aucune distinction de type de lithométéore n'est plus retranscrite dans les carnets d'observations au-delà de cette distance et (ii) les quantités de poussières sont minimes une fois ce seuil dépassé.

Ainsi, pour quatre stations, nous analysons par la suite l'évolution du transport de particules solides durant la saison sèche courte (novembre à mars) de 1947 à 1997. Les résultats présentés sont valables uniquement pour une surface verticale de 1 m^2 à une hauteur de 10 mètres au-dessus du sol. La conversion en m^3 se faisant en fonction de la vitesse du vent exprimée en $m.s^{-1}$.

Comme le précisent LEE *et al.* (1994) qui ont réalisé une application similaire de l'équation de PATTERSON et GILLETTE (1977) [Eq. IV. 16] pour estimer l'importance des processus éoliens près de Lubbock (Texas, USA), l'information que nous obtenons ci-après à partir de l'équation IV. 20 ne représente qu'une information quant au transport de particules solides durant la période considérée.

D'autre part, nous postulons que les stations de Tombouctou et Gao sont influencées par la zone source 2 et que les stations de Zinder et Niamey sont influencées par la zone source 3 (Tab. IV. 31) comme il est suggéré par D'ALMEIDA (1986).

Pour la zone source 2, D'ALMEIDA (1986) a utilisé la station de Gao pour ses estimations de transport de particules solides évaluées à 88 10^6 de tonnes sur la saison sèche 1981-82. Pour la zone source 3, la station d'Agadez fut utilisée, la production de poussières était estimée à 99 10^6 de tonnes sur la même période.

Les résultats obtenus à la station de Tombouctou, présentés à la figure IV. 71, montrent des valeurs de 28 $kg.m^{-3}$ durant la saison sèche 'courte' 1981-82. La valeur maximum est obtenue en 1984-85 avec une masse totale de sédiments approchant les 160 $kg.m^{-3}$ alors que la valeur moyenne en saison sèche est inférieure à 4 $kg.m^{-3}$ durant les années cinquante et soixante.

Sachant que la production de poussières de la zone source 2 était estimée par D'ALMEIDA (1986) à 88 10^6 de tonnes sur la période novembre 1981–mars 1982, une simple règle de trois nous permet de transformer systématiquement les valeurs obtenues par nos calculs [Eq. IV. 20] en transport de particules solides évaluées à l'échelle de la zone source par D'ALMEIDA (1986). Nous obtenons ainsi les données figurées à la figure IV. 72. Les résultats obtenus à partir de la saison sèche 1984-85 sont extrêmement élevés. A l'exception des saisons sèches 1985-86 et 1986-87[1], les valeurs obtenues pour la saison sèche sont équivalentes ou dépassent la moyenne annuelle de la zone source 2 calculée par D'ALMEIDA (1986) sur les années 1981 et 1982. La production maximale de poussières de cette zone source pendant la seule saison sèche courte 1984-85 est près de 140% supérieure à la production moyenne annuelle. Notons également que les saisons sèches 1984-85, 1987-88 et 1995-96 dépassent la production régionale totale estimée par D'ALMEIDA (1986) à partir des quatre zones sources qu'il considère dans son analyse (Tab. IV. 31 et Fig. IV. 68).

[1] La saison sèche 1994-1995 n'est pas prise en compte car les estimations sont faussées par l'absence ou presque d'enregistrements de la vitesse du vent (1 à 2 enregistrements par jours à la place 8) en raison de la paralysie de la région suite à la rébellion touareg.

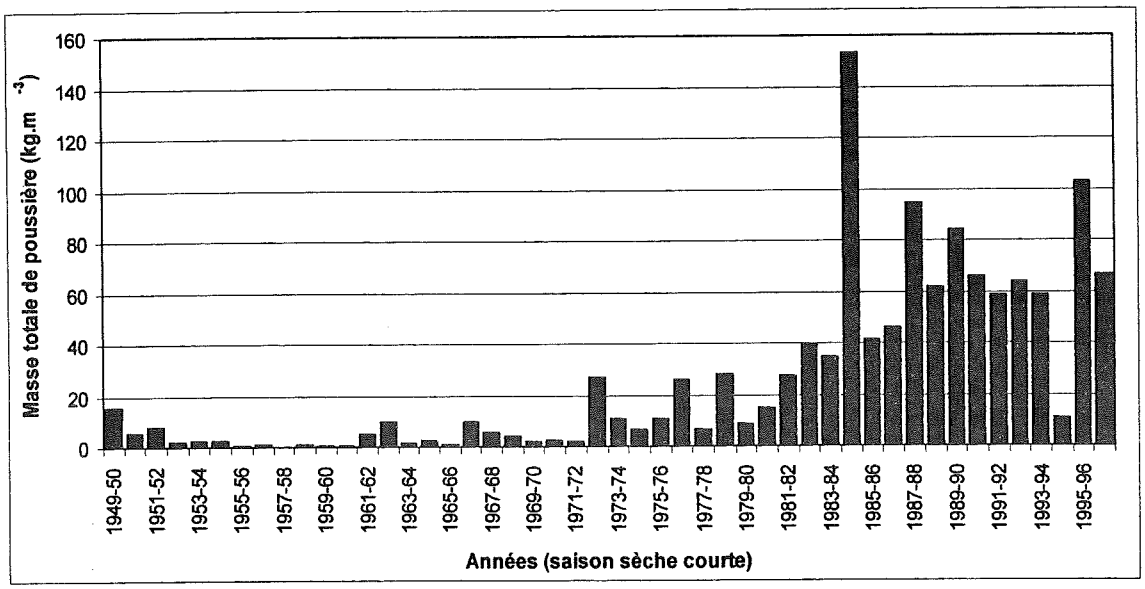


Fig.IV.71 - Transport total de particules solides ($kg.m^{-3}$) obtenu pour une surface verticale de 1 m^2 à une hauteur de dix mètres au-dessus du sol, de 1949 à 1996 durant la saison sèche courte (novembre à mars) à la station de Tombouctou.

Total transport of solid particles ($kg.m^{-3}$) obtained for a vertical surface of 1 m^2 at a height of ten meters above the ground from 1949 to 1996 during the dry season [November - March] at the station of Timbuktu.

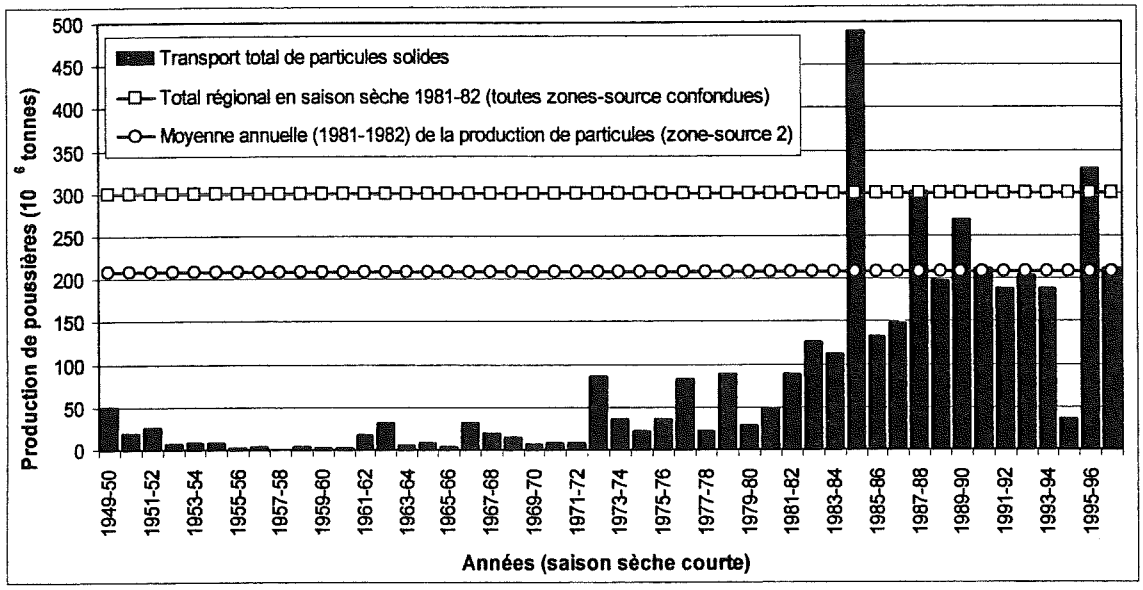


Fig.IV.72 - Transport total de particules solides (10^6 tonnes) de 1949 à 1996 durant la saison sèche courte (novembre à mars) à la station de Tombouctou. Comparaison est faite avec la moyenne annuelle (1981-1982) de la production de poussière de la zone source 2 (208 10^6 tonnes) ainsi qu'avec le total régional (toutes zones sources confondues) estimé par D'ALMEIDA (1986) pendant la saison sèche courte 1981-82. La faible valeur observée en 1994 s'explique par le manque de données tri-horaires disponibles (1 à 2 enregistrements par jour) à cause de la rébellion touareg.

Total transport of solid particles (10^6 tonnes) from 1949 to 1996 during the dry season [November - March] at the station of Timbuktu. Comparison is made with the yearly average (1981-1982) of dust production from source 2 (208 10^6 tons) as well as with the regional amount (all sources) estimated by D'ALMEIDA (1986) during the dry season 1981-82. The 1994 low value is explained by the lack of observed data due to the Touareg rebellion.

L'analyse de la figure IV. 72 montre que la saison sèche 1981-82 se trouve à la fin d'une période de transition entre la très faible période de production de poussières des années cinquante et soixante et une période de production massive de poussières débutant juste après 1981. L'application du test de PETTITT (1979) à cette série de données donne une première rupture de tendance à la hausse en 1971 suivie d'une autre en 1983. Les trois autres stations présentent un comportement similaire. Partout, l'augmentation est spectaculaire et est globalement du même ordre de ce qui est observé à Tombouctou.

En conclusion, il semblerait, avec toutes les précautions d'usage puisque nous n'utilisons les informations que d'une station synoptique (Tombouctou) ne reflétant qu'une zone source parmi les quatre identifiées par D'ALMEIDA (1986) et pour une seule saison de l'année (saison sèche courte), que toutes les estimations de la production annuelle de poussières minérales par le Sahara (Tab. IV. 1) soient "dépassées" suite au développement des processus éoliens observés en Afrique sahélienne ces quinze dernières années.

Les estimations faites dans les années septante, à savoir entre 60 et 200 10^6 de tonnes par an (RAPP 1974; SARNTHEIN & WALGER 1974; JUNGE 1979), comparées à celles de D'ALMEIDA (1986) variant entre 630 et 710 10^6 de tonnes par an semblent en accord avec l'allure de la figure IV. 72. Depuis D'ALMEIDA (1986), nous n'avons pas connaissance de nouvelles estimations relatives à la production annuelle de poussières minérales par le Sahara et la bande sahélienne qui fut très longtemps non productive (Chap. IV. 10. 2).

Si les résultats présentés à la figure IV. 72 sont généralisables à toutes les autres stations de la région, ce qui semble être le cas (voir Chap. IV. 10), et que la répartition saisonnière des lithométéores est inchangée, ce qui paraît également être le cas (voir Chap. IV. 8) lorsque l'on considère la période allant de novembre à mars et le reste de l'année, on pourrait alors estimer que la production annuelle de poussières minérales par le Sahara est, pour la période qui suit les observations de D'ALMEIDA (1986), multipliée par 2.4, soit approximativement de 1600 10^6 de tonnes par an sur la période 1983-1996. Et, ceci, sans compter les nouvelles zones sources sahéliennes qui se sont fortement développées ces quinze dernières années en région sahélienne (voir Chap. IV. 10). Cela revient à dire que, en 25 ans, l'injection de poussières par le Sahara et sa bordure méridionale aurait augmenté d'un facteur 8 à 25 selon les estimations de SARNTHEIN et WALGER (1974) et JUNGE (1979). D'autre part, TEGEN et FUNG (1994, 1995) ont estimé la production annuelle globale de poussières minérales à 3000 10^6 de tonnes par an[1]. Cela signifie donc, en se référant à ces estimations, que notre seule zone d'étude injecterait –ces quinze dernières années– plus de la moitié de la production mondiale des particules terrigènes dans l'atmosphère. Ceci n'est que légèrement supérieur à la proportion que l'on accorde habituellement au Sahara qui est de 50% (COUDE-GAUSSEN & ROGNON 1983; SCHLESINGER *et al.* 1990; GOUDIE 1996). La valeur de 1600 10^6 de tonnes par an est donc tout à fait plausible.

[1] JAENICKE (1979) et D'ALMEIDA (1989) ont préalablement estimé respectivement la production annuelle mondiale de poussières minérales à maximum 500 et 2000 10^6 de tonnes.

12. LES LITHOMETEORES ET LES CONSEQUENCES SUR L'HOMME

MIDDLETON et CHAUDHARY (1988) rapportent que la ville de Karachi (Pakistan), pourtant peu habituée aux tempêtes de sable (12 en 26 ans), a été atteinte par ce phénomène le 31 mai 1986, provoquant la mort de plus de dix personnes et blessant plusieurs centaines d'autres.

En mars 1998, une sévère tempête de sable a affecté le Liban, la Syrie, l'Egypte, la Jordanie et Chypre. Cet événement d'une rare violence a été reporté dans la plupart des journaux télévisés ainsi que dans la presse écrite. A cette occasion, tous les aéroports de la région ont été fermés ainsi que certains ports à cause du manque de visibilité. En effet, la visibilité était inférieure à 100 mètres à Beyrouth. Au moins quatre personnes ont perdu la vie dans des accidents de la route et plus de 250 personnes furent blessées en Egypte. A Chypre, une centaine de personnes souffrant de troubles respiratoires ont été admises dans les hôpitaux. (DICK 1998). L'agence REUTERS (1998) ajoute, qu'en Egypte, 18 personnes avaient déjà été tuées en 1997 à cause des tempêtes de sable.

Récemment, à Ouagadougou (20 avril 1999), l'aéroport a été fermé durant plus de 24 heures pour cause de visibilité horizontale nulle. Ce jour, la luminosité était tellement médiocre que les lumières de la ville ont dû rester allumées durant toute la journée. Plusieurs accidents de la route ont été causés par cet épais lithométéore. Aucune perte en vies humaines n'a, heureusement, été reportée.

Ces trois exemples reflètent bien les implications directes induites par les lithométéores sur les activités économiques d'une région et sur la santé des populations, à savoir:

- Perturbations économiques;
- Pertes en vies humaines suite, essentiellement, à des accidents de la route;
- Troubles respiratoires dus à l'inhalation de poussières pouvant mener au décès des personnes affectées.

12.1. Perturbations économiques directes

ADEFOFALU (1984) rapporte que la visibilité à Kano (Nord Nigeria) est fréquemment très réduite par les lithométéores, ce qui mène couramment à la fermeture de l'aéroport. Pour ce même aéroport, ADEDOKUN *et al.* (1989) ajoutent qu'une épaisse brume sèche a été la cause du crash aérien du Boeing 707 de la *Royal Jordanian Airlines*, entraînant la mort de 176 passagers et membres d'équipage. SALAMA *et al.* (1991) insistent sur les problèmes de sécurité à Nouakchott et rapportent qu'en 1983, un pilote ayant tenté un atterrissage par vent de sable s'est retrouvé face à une dune (sur l'aéroport) et a quitté la piste.

Les retards, annulations ou encore détournements d'avions sur d'autres aéroports dus à la visibilité médiocre sont devenus fréquents dans le Sahel. D'une part, cela implique un coût économique relativement important pour les compagnies aériennes qui doivent alors prendre en charge les frais occasionnés par de tels imprévus. D'autre part, cela peut paralyser momentanément les activités commerciales, économiques et touristiques de toute une région. En Mauritanie, par exemple, les avions ne pouvant pas

atterrir à Nouakchott doivent être détournés sur Dakar au Sénégal et ceux ne pouvant pas décoller de Nouakchott ne peuvent plus desservir les villes principales de l'intérieur du pays (SALAMA *et al.* 1991). Nous ne disposons pas de chiffres quant aux pertes économiques engendrées par ces perturbations sur la navigation aérienne au Sahel. Cependant, CAHILL *et al.* (1996) nous rapportent que la fermeture occasionnelle de l'aéroport militaire de China Lake (Californie) suite à la présence de lithométéores entraîne annuellement des pertes économiques de plusieurs millions de dollars.

La lutte contre le déplacement des dunes est également une source importance de perte économique en termes de moyens humains. Ainsi, plusieurs axes routiers fondamentaux pour le désenclavement de certaines régions sahéliennes comme, par exemple, la Route de l'Espoir au sud de la Mauritanie, ainsi que la partie orientale de la route principale reliant d'ouest en est toutes les villes sahéliennes du Niger, doivent être constamment désensablées (observations personnelles, Fig. II. 2). Le même type d'intervention s'avère également nécessaire sur l'aéroport de Nouakchott (SALAMA *et al.* 1991). A plus long terme, notons également que certains édifices non protégés des processus éoliens peuvent être progressivement détruits par déchaussement ou ensevelissement. Ainsi, par exemple, l'école primaire de Goubdi (sud-est du Niger) s'est écroulée par déchaussement (observations personnelles). En conséquence, les cours n'ont plus lieu. L'ensablement des oasis est également une source extrêmement importante de perte de revenus, au moins pour les populations locales vivant en grande partie de la commercialisation des dattes par exemple (observations personnelles au sud-est du Niger, Fig. II. 3).

On a souvent tendance à considérer la perte des sols due à l'érosion éolienne comme étant un processus relativement lent. Cependant, dans des cas extrêmes, certaines tempêtes de sable peuvent avoir des répercussions directes dépassant l'imagination et sources de pertes économiques directes et importantes. Ainsi, MCKAULEY *et al.* (1981) ont montré, au Nouveau Mexique, des pertes en sol pouvant atteindre localement près d'un mètre d'épaisseur en moins de sept heures de temps.

D'autre part, selon WILSHIRE *et al.* (1981), les sédiments emportés par déflation lors de violentes tempêtes de sable peuvent causer de sérieux dégâts aux céréales par le simple impact des particules emportées à grande vitesse. Ils notent également, l'anéantissement de grandes superficies de cultures par déchaussement des racines des plantes. Au Sahel, MICHELS *et al.* (1995C) ont mis en évidence les effets pervers de l'impact du sable sur la croissance du mil perlé. Le sable, transporté par des vents violents lors des cas de déflation, peut détruire jusqu'à 74% de la surface foliaire de la plante et la réduction de l'activité photosynthétique peut atteindre 88%.

12.2. Accidents de la route

Mis à part les nombreux accidents aériens dus à la visibilité médiocre entraînée par les lithométéores, dont celui ayant entraîné la mort de Thierry Sabine, fondateur du rallye Paris-Dakar, et du chanteur Daniel Balavoine dans le Sahara, les accidents de la route sont une source importante de pertes en vies humaines.

En Arizona, par exemple, la fréquence des accidents de la route dus aux lithométéores était tellement élevée sur les autoroutes 8 et 10 (91 accidents, 147 blessés et 20 morts de 1969 à 1979, BURRITT & HYERS 1981), que le *Department of Transportation* de l'Arizona a mis en place un *Dust Storm Alert System* qui consiste, sur un tronçon de 132 kilomètres, en une quarantaine de signaux contrôlés à distance et informant les automobilistes du risque potentiel de lithométéores (BURRITT & HYERS 1981; BRAZEL & HSU 1981).

Dans les pays sahéliens, les accidents de la route mortels sont extrêmement fréquents durant la saison sèche lors de lithométéores fortement denses. Ainsi, dans la région d'Agadez, un camion est sorti de la route après avoir été surpris par une tempête de sable en avril 1997, bilan: 42 morts, soit 28% du nombre total de personnes ayant perdu la vie dans des accidents de la route au Niger en 1997 (AFP 1997, 1998, *in* MAYER 1999). Quelques mois plus tard, lors d'une épaisse brume sèche en janvier 1998, une ambulance est entrée en collision frontale avec un camion sur la Route Nationale reliant Niamey à Tillabery. Ici aussi, le bilan est lourd, douze morts et seize blessés graves (AFP 1998, *in* MAYER 1999). Au Niger, la mauvaise visibilité est d'ailleurs considérée comme l'une des causes principales de ces accidents (AFP 1998, *in* MAYER 1999).

12.3. Infections pulmonaires et autres maladies

Les lithométéores transportent non seulement des particules solides provenant de la déflation au sol, mais également des matières organiques, des pollens, des spores, etc.

Au Sahara, comme dans d'autres régions désertiques, les nomades se protègent de l'inhalation des particules en suspension par le port de voiles. Les indigènes connaissent donc bien, de manière intuitive, les risques liés à l'absorption de poussières éoliennes. Ce problème a toujours existé. Ainsi, WAGNER (1980) rapporte que des nodules pulmonaires attribués à la silicose ont été reconnus chez les momies égyptiennes. Cependant, cette problématique a, jusqu'à peu, rarement attiré l'attention des scientifiques (KATES *et al.* 1977). Ces vingt dernières années, avec l'augmentation des connaissances relatives aux lithométéores et l'intérêt du politique pour la qualité de l'air, un certain engouement est apparu dans certains centres de recherche (KLEIN 1993; LANCASTER 1994, 1996D, 1997).

Les poussières inhalées peuvent être responsables d'un certain nombre de problèmes respiratoires à court et à long terme. Si les poussières sont respirées, les particules dont le diamètre est supérieur à 10 µm sont retenues par les cils et muqueuses des voies respiratoires supérieures. Ces poussières sont alors renvoyées vers l'extérieur ou bien passent dans le système gastro-intestinal via l'œsophage. Quant aux particules de plus petite dimension (<10 µm), elles peuvent pénétrer les voies respiratoires inférieures où elles sont alors épurées dans les alvéoles bronchiques. Cependant, l'épuration de ces poussières n'est jamais complète et une certaine quantité de particules reste dans les poumons et y cause des dommages (PYE 1987; COUDE-GAUSSEN 1992; DRISCOLL 1993).

Parmi les maladies dues aux poussières inhalées, la silicose semble être la plus répandue avec les nodules silicotiques comme type spécifique de lésion. Dans sa forme habituelle, on trouve 4 à 10 grammes de poussières dans les poumons, dont 1 à 3 grammes de quartz (PYE 1987). Le quartz est dès lors extrêmement nocif (DRISCOLL 1993; GUTHRIE & MOSSMAN 1993; ROSS *et al.* 1993; SAFFIOTTI *et al.* 1993; GOLDSMITH 1994) quoique peu redoutable à petites doses (NORTON & GUNTER 1999). Ainsi, des fréquences élevées de silicose ont été reportées parmi les habitants des régions désertiques comme au Negev, Israël (BAR-ZIV & GOLDBERG 1974, *in* PYE 1987) et au Sahara (POLICARD & COLLET 1952, *in* WHALLEY & SMITH 1981).

MONNIER (1980) a mis en relation la recrudescence de la méningite cérébro-spinale avec la sécheresse du début des années septante. De plus, il note une extension de cette vague épidémique à des latitudes méridionales rarement atteintes. Cette maladie se transmet par la salive. Les épidémies sont de courtes durées, ne se présentent qu'en saison sèche avec un maximum en février-mars et s'effacent dès le retour de la saison des pluies. Certains facteurs climatiques propres à cette saison propice au déclenchement de ces épidémies sont connus: "*L'humidité atmosphérique diminue au-dessous de 10%. La muqueuse rhino-pharyngée se dessèche, est irritée par les vents de sable et de poussière, et perd ses capacités de défense contre l'infection. Ainsi va être multipliée à grande échelle la contamination et des cas cliniques de méningites éclatent*" (GENTILINI *et al.* 1972, *in* MONNIER 1980, p. 111). Ainsi, l'augmentation des lithométéores serait rendue responsable, de manière indirecte, de la recrudescence de la méningite cérébro-spinale. Cependant, PROST (1991) souligne que cette hypothèse n'est pas confirmée puisque les maxima endémiques récents (1957-1959, 1969-1970 et 1981-1982) ne coïncident pas avec les fortes périodes de sécheresse ni d'ailleurs avec les fréquences maximales des lithométéores (Chap. IV. 10). La figure IV. 73 montre le nombre de cas de méningite cérébro-spinale au Niger depuis 1977. Il nous semble évident que ces vagues épidémiques sont peu liées aux fréquences maximums des lithométéores. Notons néanmoins qu'un groupe interdisciplinaire de chercheurs s'est récemment constitué pour mettre en place un système d'alerte précoce sur les épidémies de méningite en fonction, entre autres, de l'importance des lithométéores (communication orale, Mme. M.F. COUREL, 1999).

ADEFOFALU (1984) rapporte que, dans le Nord du Nigeria, l'augmentation des infections respiratoires, pneumonies et bronchites, semble être associée aux invasions des nuages de poussières.

Dans la Boucle du Niger, entre Mopti et Tombouctou (Mali), NICKLING et GILLIES (1993) ont souligné que la concentration de poussières mesurées durant les mois d'avril à juin 1989 et 1990 était extrêmement élevée (maximum quotidien enregistré: 1176 $\mu g.m^3$) et dépassait de loin les limites acceptables fixées aussi bien par l'Organisation Mondiale de la Santé (WHO 1987, *in* NICKLING & GILLIES 1993), qui a établi la concentration moyenne annuelle de particules en suspension de 60 à 90 $\mu g.m^{-3}$ pour l'Europe, que par l'*Ontario Ministry of the Environment* (1991, *in* NICKLING & GILLIES 1993) à 120 $\mu g.m^3$. A notre connaissance, cette étude est unique dans notre région d'étude alors que de nombreuses constatations similaires ont été réalisées en bordure d'autres régions désertiques (KUSHELEVSKY *et al.* 1983; KNIGHT *et al.* 1995; CAHILL *et al.* 1996; GILL 1996; etc.).

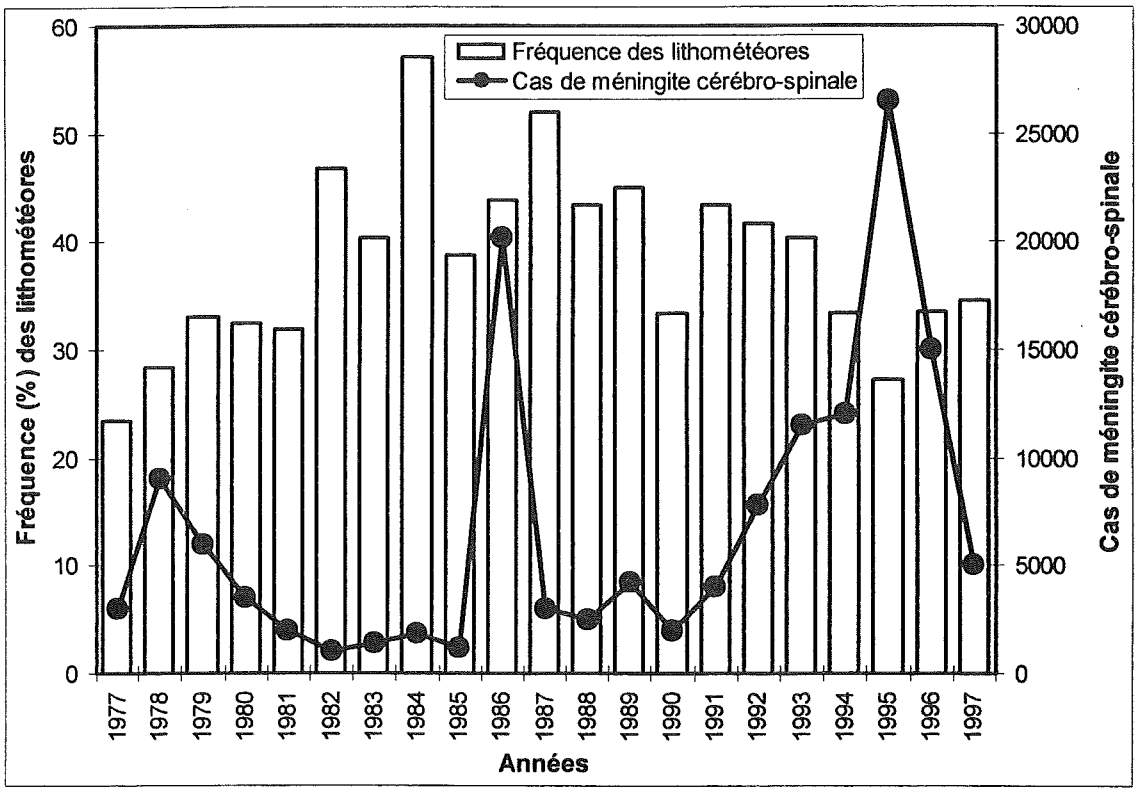


Fig.IV.73 - Nombre de cas de méningite cérébro-spinale et fréquence des lithométéores au Niger de 1977 à 1997 (lithométéores d'après nos données et cas de méningite d'après WHO 1998).

Number of cases of meningitis and lithometeor frequency in Niger from 1977 to 1997 (lithometeor after our data and cases of meningitis after WHO 1998).

Récemment, PROSPERO (1999) a établi que les poussières minérales d'origine africaine contribuent en moyenne à près de la moitié des émissions totales de poussières dans le sud-est des Etats-Unis durant les mois de juin à août. Il en résulte une forte dégradation de la qualité de l'air qui dépasse souvent la valeur limite acceptable de pollution atmosphérique fixée par les autorités américaines (*Environmental Protection Agency*). Ces limites sont fixées à une moyenne annuelle de 50 $\mu g.m^{-3}$ et à un maximum journalier[1,2] de 150 $\mu g.m^{-3}$ pour ce qui est de la concentration en particules dont le diamètre est inférieur à 10 µm (PM_{10}). En juin 1997, toujours dans le but de protéger la santé publique, l'*Environmental Protection Agency* a établi de nouvelles limites basées sur la concentration en particules dont le diamètre est inférieur à 2.5 µm ($PM_{2.5}$), ces limites sont fixées à 15 et 65 $\mu g.m^{-3}$ respectivement pour les concentrations annuelle et journalière.

D'autre part, LEATHERS (1981) montre que la région centrale de l'Arizona est une zone endémique d'une maladie appelée coccidioidomycosis. Cette maladie est causée par le champignon *Coccidioides immitis* que l'on retrouve dans les sols de plusieurs régions arides et semi-arides du globe (COUDE-GAUSSEN 1992). L'auteur prouve que cette infection est transmise par l'inhalation de spores de *Coccidioides immitis* présents

[1] Le maximum journalier ne peut être dépassé qu'une fois par an (BOUBEL *et al.* 1994).

[2] La valeur limite acceptable de pollution atmosphérique fixée par les autorités américaines (150 $\mu g.m^3.j^{-1}$) est identique dans divers pays européens (Finlande, Italie et Pays-Bas) et est plus stricte au Japon (100 $\mu g.m^{-3}.j^{-1}$) (BOUBEL *et al.* 1994).

dans les sols et facilement transportés par les nuages de poussières. Dans cette zone du centre de l'Arizona, LEATHERS (1981) évalue à 320 millions de dollars U.S. le coût induit par cette seule maladie de par la perte en revenu individuel et les dépenses en frais médicaux. PEWE *et al.* (1981) rapportent que plus de 120 personnes décèdent par an aux Etats-Unis de cette maladie.

En Australie, RUTHERFORD *et al.* (1999) ont vérifié certaines suppositions de CURSON (1993) et ont montré que l'augmentation des cas de crises d'asthme était significativement associée à la présence de lithométéores. Cependant, aucune relation précise entre ces deux paramètres n'a pu être établie vu la petite taille de l'échantillon analysé.

Finalement, notons que quelques groupes de chercheurs tentent de mettre en relation les poussières terrigènes avec certaines affections oculaires comme, par exemple, la conjonctivite fortement répandue au Sahel (communication orale, M. M. DAOUDA, Direction Nationale de la Météorologie du Niger, 1999) et que la Direction Nationale de la Météorologie du Mali étend ses interactions avec d'autres disciplines pour cerner le rôle réel des lithométéores dans le domaine de la santé (TYCHON & OZER 1999).

12.4. L'influence des lithométéores sur la santé humaine: Discussion

Quelle que soit la provenance et la période d'analyse de la composition minéralogique des lithométéores, le quartz est toujours reporté comme étant un constituant dominant (PYE 1987; COUDE-GAUSSEN 1991; OZER 1997). Au Sahel, la composition chimique des lithométéores emportés par les vents d'Harmattan en saison sèche est toujours largement dominée par le SiO_2 (Tab. IV. 32) qui représente approximativement 60% du total.

Tab.IV.32 - Pourcentage de SiO_2 dans les poussières éoliennes analysées au Sahel durant la saison sèche.
SiO_2 percentage in aeolian dust analysed in the Sahel during the dry season.

Station	SiO_2 (% du total)	Période (mois)	AUTEURS
Sénégal, Dakar	61	Octobre-Mars	GAC *et al.* 1994
Nigeria, Kano	66	Octobre-Mai	MCTAINSH & WALKER 1982
Nigeria, Kano	59	Octobre-Mai	WILKE *et al.* 1984
Nigeria, Zaria	65	Octobre-Mai	WILKE *et al.* 1984
Nigeria, Ile-Ife	60	Janvier-Mars	ADEDOKUN *et al.* 1989
Moyenne	*62*	*Saison sèche*	

Il est donc vraisemblable que les poussières terrigènes aient un effet négatif sur la santé humaine et animale. Depuis quelques années, des groupes de chercheurs associent les connaissances pour tenter d'estimer l'influence potentielle des poussières terrigènes sur la santé des populations (voir les synthèses de LANCASTER 1994, 1996D, 1997). Cependant, ces études sont essentiellement ciblées sur les Etats-Unis et, secondairement, en Australie et en Europe. A notre connaissance, seuls NICKLING et GILLIES (1993) ont fait des constatations à ce sujet dans notre zone d'étude.

Or, nous avons déjà remarqué préalablement (Chap. IV. 11) que la production de poussières éoliennes avait fortement augmenté depuis les années septante et quatre-vingts. Nous proposons ici d'appliquer la formule de D'ALMEIDA (1986) liant la visibilité horizontale à la concentration en poussières présentes dans l'atmosphère dont le diamètre des particules est inférieur à 10 µm (r^2 = 0.95) [Eq. IV. 11]. Ceci devrait nous permettre d'avoir une idée relative de la qualité de l'air durant la saison de l'Harmattan (novembre à mars). Les données utilisées sont les estimations de la visibilité horizontale effectuées de manière tri-horaire. Pour la période 1947-1997, la moyenne de ces données sur cinq mois est présentée à la figure IV. 74 pour les stations synoptiques de Niamey, Zinder, Bilma, Gao et Tombouctou. Seules les visibilités inférieures à 1000 dam sont prises en compte. Au-delà de cette limite, l'air est considéré comme "pur".

Il ressort de la figure IV. 74 que la concentration en particules solides <10µm (PM_{10}) durant la saison sèche courte (novembre à mars) a fortement augmenté dans les stations sahéliennes entre la période 1947-1966 et la période récente 1977-1997 (Tab. IV. 33). Cette augmentation est fortement contrastée suivant les stations considérées et varie de 63% à Zinder à 757% à Tombouctou. Ces concentrations peuvent être extrêmement élevées certaines années. Ainsi, la saison sèche 1984-1985 a été caractérisée par des concentrations pouvant être jusqu'à sept fois supérieures à la moyenne 1947-1997 et atteindre des valeurs dépassant 750µg m^{-3} en moyenne sur les cinq mois.

En utilisant l'équation suivante[1], nous nous bornerons donc à donner des fourchettes très larges de l'augmentation estimée du nombre de décès dus à des troubles respiratoires entre la période 1947-1966 et la période récente 1977-1997. Les résultats obtenus (Tab. IV. 33) sont dérivés de l'équation suivante:

$$DTR \propto (0.070 \pm 0.012\ (PM_{10\ (77\text{-}97)} - PM_{10\ (47\text{-}66)}) \qquad [Eq.\ IV.\ 21]$$

où DTR est le pourcentage du nombre de décès dus à des troubles respiratoires, PM_{10} est la concentration moyenne en particules <10µm.

Or, comme le montre la figure IV. 75, l'augmentation du nombre de décès liés à des problèmes respiratoires a été mise en relation avec l'augmentation de la concentration en particules fines dans l'air (WHO 1999). Notons néanmoins que ces relations ne sont valables que jusqu'à une concentration moyenne de 200 µg m^{-3}. Il est fort probable que, au-delà de cette concentration moyenne, la relation ait un caractère exponentiel comme observé par DRISCOLL (1993) et NORTON et GUNTER (1999).

D'après l'application de cette formule, le nombre de décès induits par l'augmentation des lithométéores entre les périodes 1947-1966 et 1977-1997 devrait avoir connu une hausse approximative comprise entre 5 et 32 % dans les stations sahéliennes alors qu'aucune différence notable n'est observée au Sahara (Bilma) (Tab. IV. 33). Notons que les stations synoptiques utilisées ici sont toujours localisées à proximité des aéroports et ne sont en rien influencées par d'éventuels effets de pollution urbaine.

---

[1] $DTR = (0.070 \pm 0.012) * PM_{10}$
où DTR est le pourcentage du nombre de décès dus à des troubles respiratoires, PM_{10} représente la concentration moyenne (µg.m^{-3}) en particules < 10 µm (WHO 1999).

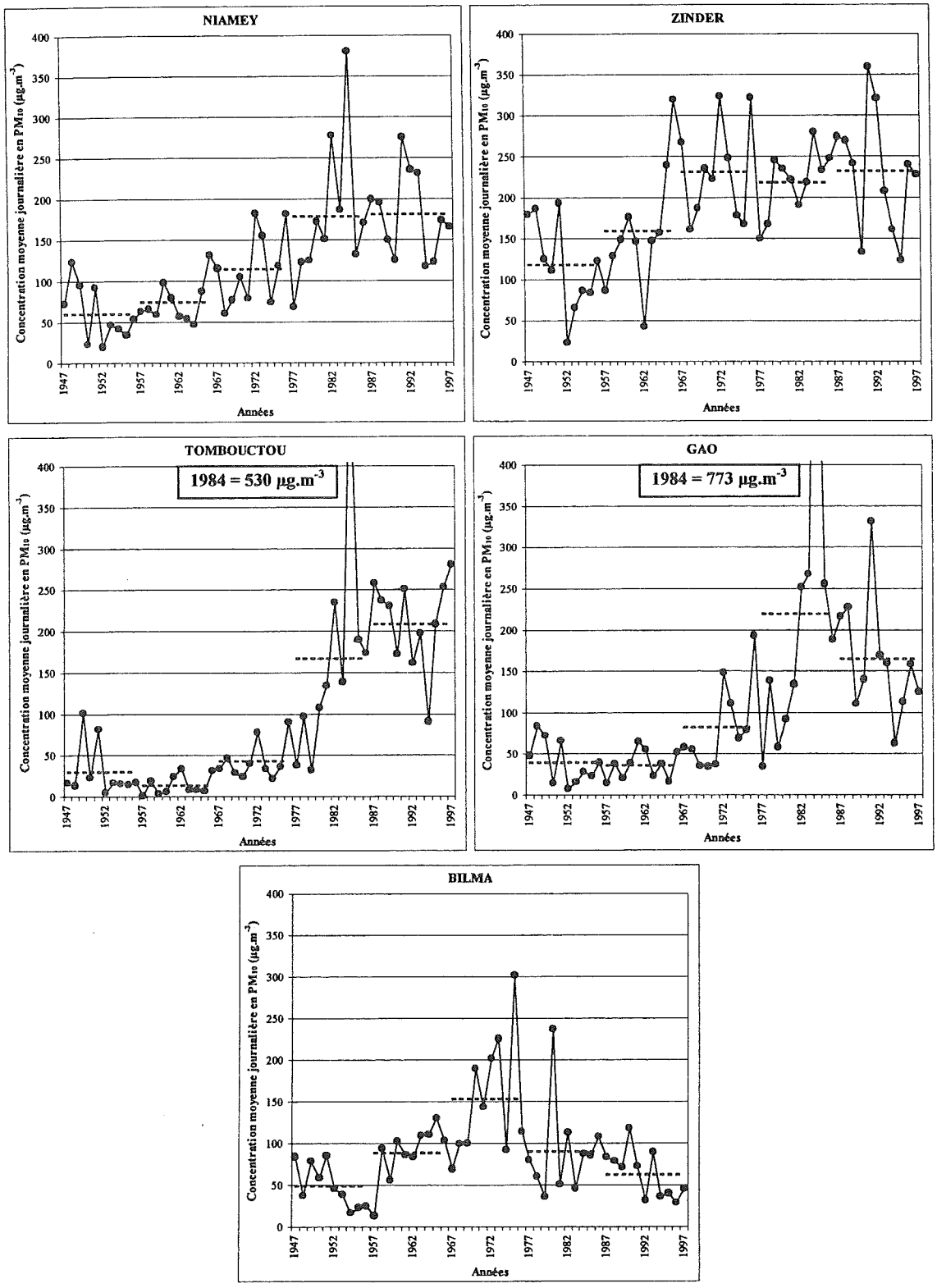


Fig.IV.74 - Concentration journalière moyenne ($\mu g.m^{-3}$) en particules solides < 10 µm (PM_{10}) dérivée de la l'équation de D'ALMEIDA (1986) en cinq stations synoptiques durant la saison sèche (novembre à mars).

Mean daily concentration ($\mu g.m^{-3}$) in solid particles < 10 µm (PM_{10}) derived from D'ALMEIDA (1986) equation at five synoptic stations during the dry season (November to March).

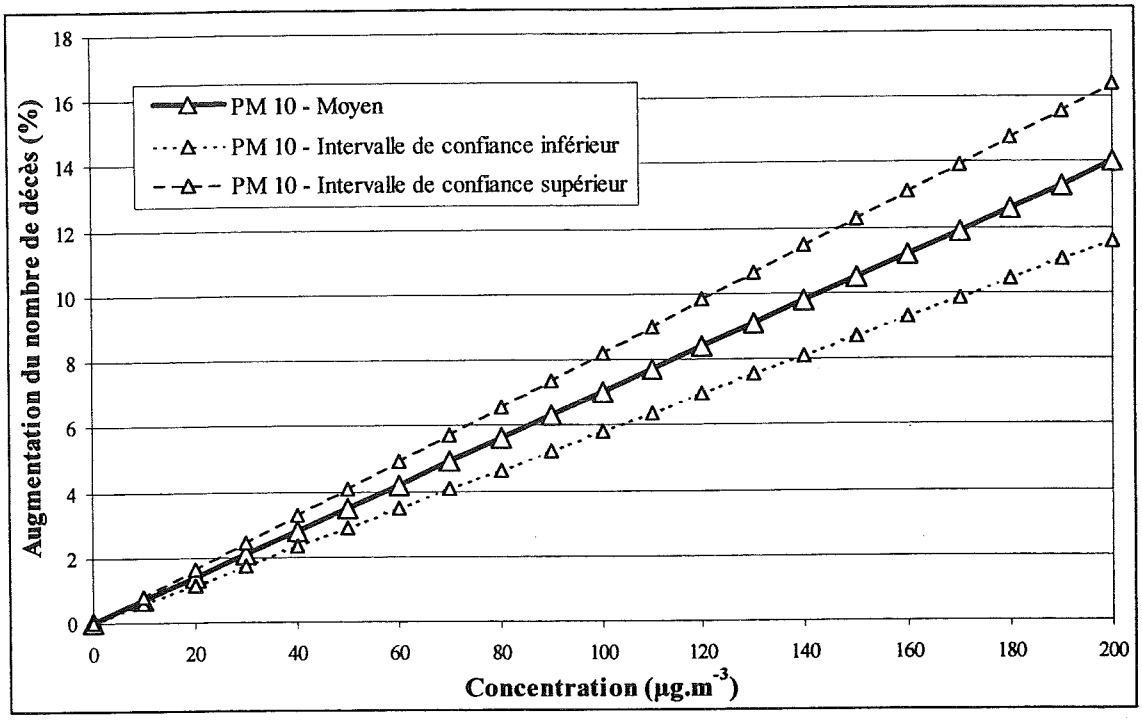


Fig.IV.75 - Augmentation de la mortalité quotidienne (%) en fonction du taux de concentration en particules <10µm (PM_{10}) (WHO 2000, modifiée).

Increase in daily mortality (%) as a function of PM_{10} concentration (WHO 2000, modified).

Ces chiffres ne tiennent donc pas compte des particules fines d'origine anthropique inhalées quotidiennement par la population urbaine comme les fumées des feux de bois pour la cuisson ou la pollution atmosphérique, devenue préoccupante, que connaissent plusieurs capitales sahéliennes où l'air est rendu irrespirable à cause des gaz provenant de véhicules trop vieux et mal entretenus (plus de 75 % du parc automobile mauritanien a plus de dix ans d'âge (NOUACEUR 1999)).

Tab.IV.33 - Concentration moyenne ($\mu g.m^{-3}$) en particules solides < 10 µm (PM_{10}) dérivée de l'équation de D'ALMEIDA (1986) pour les périodes 1947-1966 et 1977-1997 en cinq stations synoptiques durant la saison sèche (novembre à mars). Différence entre les deux périodes (%) et estimations de l'augmentation du nombre de décès dus au taux de concentration en particules < 10 µm (PM_{10}) (WHO 2000).

Mean concentration ($\mu g.m^{-3}$) in solid particles < 10 µm (PM_{10}) derived from D'ALMEIDA (1986) equation at five synoptic stations during the dry season (November to March) for the 1947-1966 and 1977-1997 periods. Difference between the two periods (%) and estimation of the increase in daily mortality (%) as a function of PM_{10} concentration (WHO 2000).

Station	Concentration moyenne ($\mu g.m^{-3}$) Période 1947-1966	Concentration moyenne ($\mu g.m^{-3}$) Période 1977-1997	Différence (%)	Augmentation décès (%)
Bilma	69	76	+10	0-1
Niamey	67	180	+167	7-21
Zinder	139	226	+63	5-17
Gao	38	191	+400	9-29
Tombouctou	22	191	+757	10-32

D'autre part, si l'on considère la valeur limite journalière acceptable de pollution atmosphérique fixée par différentes autorités, à savoir l'Organisation Mondiale de la Santé

(WHO 1987, *in* NICKLING & GILLIES 1993), l'*Ontario Ministry of the Environment* (1991, *in* NICKLING & GILLIES 1993) et l'*Environmental Protection Agency* (PROSPERO 1999), on constate que ces limites de concentrations maximums de particules dans l'air varient entre 65 et 150 $\mu g.m^{-3}$. Le tableau IV. 34 reprend les effets sur la santé humaine provoqués par différents niveaux de concentration en PM_{10} selon l'*Environmental Protection Agency* (BOUBEL *et al.* 1994).

A la station synoptique de Niamey, on observe rapidement que le nombre de jours dépassant ces limites de qualité de l'air au-delà de laquelle celui-ci devient nuisible à la santé humaine a fortement évolué (Fig. IV. 76). Ainsi, la confrontation des périodes 1947-1966 et 1977-1997 montre que le nombre de jours nuisibles pour la santé a plus que doublé ces vingt dernières années, passant par exemple de 17 à 41 % considérant le seuil de PM_{10} de l'*Environmental Protection Agency* (150 $\mu g.m^{-3}$). Les différences entre les deux périodes sont encore plus importantes si l'on prend en considération les jours à très forte concentration en particules terrigènes dépassant la cote d'urgence utilisée aux Etats-Unis (500 $\mu g.m^{-3}$) : la fréquence est alors quasi multipliée par cinq, passant de 2.4 à 11.8 %. Ces valeurs peuvent sembler effectivement élevée mais semblent conformes à la réalité. Ainsi, dans la région de Mopti au Mali, MCTAINSH *et al* (1997) ont mesuré des concentrations moyennes (période de 3h35) en poussières pouvant atteindre 12918 $\mu g.m^{-3}$ (toutes dimensions confondues) durant le passage d'un nuage de poussières.

Tab.IV.34 - Comparaison entre les niveaux quotidiens de pollution de l'air ($\mu g.m^{-3}$) en particules solides < 10 µm (PM_{10}) et les effets sur la santé humaine. Différents seuils critiques utilisés aux Etats-Unis pour la mise en alerte des populations et des autorités compétentes (Environmental Protection Agency 1992, *in* BOUBEL *et al.* 1994).

Health effects of daily PM_{10} concentrations ($\mu g.m^{-3}$). United States alert, warning and emergency level criteria (Environmental Protection Agency 1992, in BOUBEL et al. 1994).

Niveau de pollution en PM_{10} (concentration en $\mu g.m^{-3}.j^{-1}$)	Qualité de l'air	Effets sur la santé
0-50	Excellente	–
50-150	Moyenne	–
150-380 (*350 = cote d'alerte*)	Malsaine	Aggravation légère des symptômes des personnes susceptibles (essentiellement maladies respiratoires) et irritation des voies respiratoires de la population en bonne santé.
380-420 (*420 = cote d'avertissement*)	Très malsaine	Aggravation significative des symptômes des personnes susceptibles (maladies respiratoires et cardiaques) et irritation répandue des voies respiratoires de la population en bonne santé.
420-500 (*500 = cote d'urgence*)	Médiocre	Déclenchement de certaines maladies en plus de l'aggravation des symptômes et de la diminution de la tolérance en exercice physique chez les personnes en bonne santé.
> 500	Dangereuse	Mort prématurée chez les personnes susceptibles (maladies respiratoires et cardiaques). Les personnes en bonne santé connaissent divers symptômes et maladies qui affectent leur activité normale.

Il faut citer ici, à titre d'exemple, que quinze zones urbaines ont été mises en évidence aux Etats-Unis car elles étaient frappées par une "*répétition incontrôlable de concentrations en particules solides excédant les limites définies par l'Environmental*

Protection Agency (soit 150 µg.m^{-3} par jour)" (SAXTON 1995, p. 1031). SAXTON (1995) présente deux villes qui font partie de ces 'zones indésirables'. Il faut savoir, pour pouvoir comparer avec la situation rencontrée à Niamey, que les limites de 150 µg.m^{-3} par jour ont été dépassées en 1992 dans ces deux villes, Spokane et Kennewick (Etat de Washington) respectivement à cinq et deux reprises. Dans tous les cas, le dépassement de la concentration limite était lié à des phénomènes d'érosion éolienne locaux ou régionaux (SAXTON 1995; STETLER & SAXTON 1996). Ces valeurs sont de loin, très loin, inférieures aux 41% des jours dépassant cette limite à Niamey.

Signalons également l'existence d'un écart annuel extrêmement important illustré à la figure IV. 76 grâce aux données de la saison sèche 1952-1953 et celles de la saison sèche 1984-1985 qui comportent respectivement 6 et 65 % de jours dépassant la limite de nuisance contre 88 et 19 % de jours qualifiés de "purs".

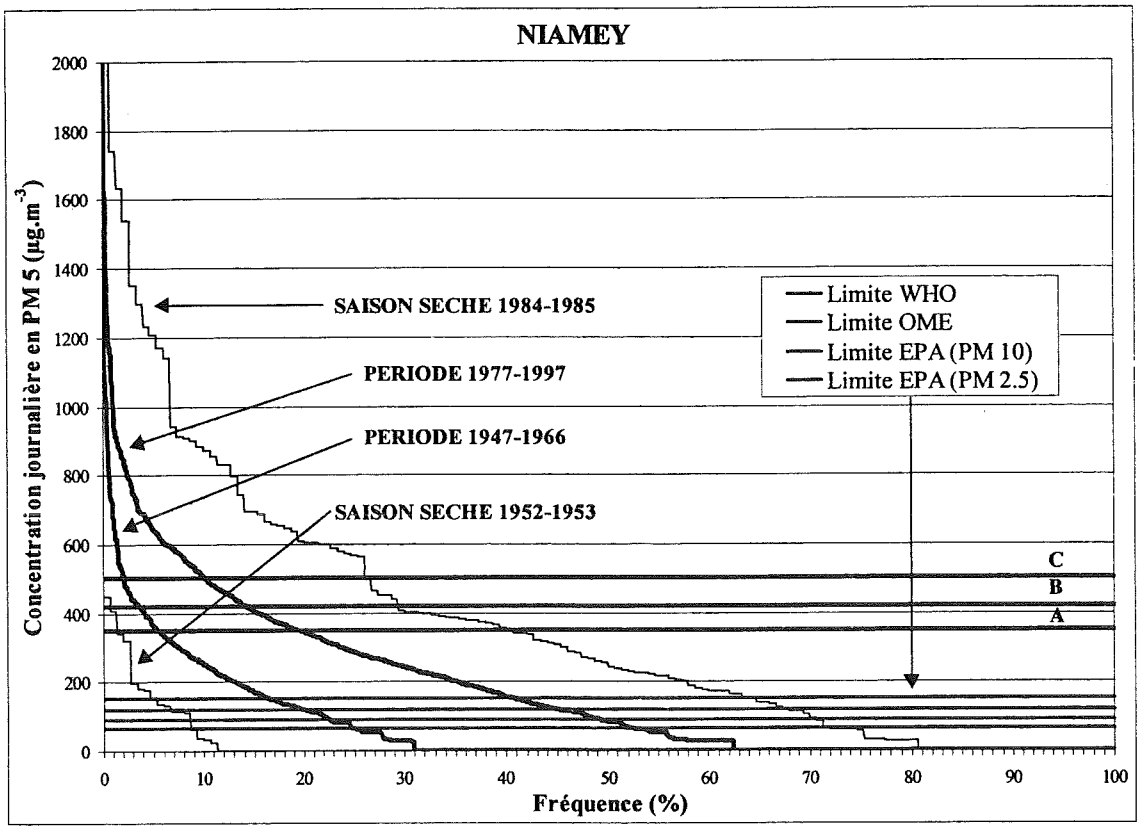


Fig.IV.76 - Fréquence du nombre de jours affectés par différents taux de concentration en PM_{10} (µg.m^{-3}) durant la saison sèche (novembre à mars) pour les périodes de 1947-1966 et 1977-1997 et pour les saisons sèches 1952-53 et 1984-85. Les différentes limites de nuisance de la pollution atmosphérique sont: 90 µg.m^{-3} (WHO 1987, *in* NICKLING & GILLIES 1993), 120 µg.m^{-3} (Ontario Ministry of the Environment 1991, *in* NICKLING & GILLIES 1993), 150 µg.m^{-3} (Environmental Protection Agency – PM_{10}, BOUBEL *et al.* 1994) et 65 µg.m^{-3} (Environmental Protection Agency – $PM_{2.5}$, PROSPERO 1999). Les limites A, B et C sont les différents seuils critiques utilisés aux Etats-Unis (voir tableau IV. 34).

Frequency of the number of days affected by different concentration levels in PM_{10} (µg.m^{-3}) during the dry season (November to March) for the 1947-1966 and 1977-1997 periods as well as for the 1952-53 and 1984-85 dry seasons. The several limits of atmospheric pollution are: 90 µg.m^{-3} (WHO 1987, in NICKLING & GILLIES 1993), 120 µg.m^{-3} (Ontario Ministry of the Environment 1991, in NICKLING & GILLIES 1993), 150 µg.m^{-3} (EPA – PM_{10}, BOUBEL et al. 1994) and 65 µg.m^{-3} (EPA – $PM_{2.5}$, PROSPERO 1999). Limits A, B and C are those used in the USA and described in table IV. 34.

12.5. Conclusion du chapitre IV. 12.

Les lithométéores conduisent directement à des perturbations économiques qui, à court terme, peuvent être préjudiciable à l'économie d'une ville ou même d'un pays. A moyen et à long terme, la dégradation des ressources naturelles, suite –par exemple– à l'érosion du sol ou l'étouffement des oasis par les dunes, peut provoquer les déplacements des populations et aggraver la pauvreté d'une région.

Du point de vue risque naturel, si l'on exclut la sécheresse, les lithométéores denses provoquent probablement autant, sinon plus, de pertes en vies humaines que les 'flash-floods' tellement redoutés. Ces mauvaises visibilités seraient une des causes premières des accidents de la route.

En ce qui concerne le domaine de la santé, les lithométéores peuvent provoquer ou favoriser le développement de certaines maladies (méningite cérébro-spinale, coccidioidomycosis, asthme, silicose, allergies diverses, etc.). D'autre part, les troubles respiratoires dus à l'inhalation de poussières minérales sont démontrés par divers centres de recherches. Or, il a été démontré préalablement que la fréquence des lithométéores a fortement augmenté ces dernières années (Chap. IV. 10). De nos calculs, il ressort que le nombre de décès dus à des problèmes respiratoires devrait avoir connu une hausse minimum approximative comprise entre 5 et 32 % dans la zone sahélienne.

Finalement, nous avons appliqué quelques normes nationales et internationales relatives à la qualité de l'air aux taux de pollution induits par les seuls lithométéores. Il semble évident que la pollution de l'air dépasse de très loin toutes les limites acceptables imposées aux Etats-Unis, au Canada et en Europe.

13. LES LITHOMETEORES EN SAISON SECHE: CONCLUSIONS

Après avoir précisé les différents paramètres que nous avons utilisés pour la définition des lithométéores et dressé l'état des connaissances extrêmement limitées dans le domaine de l'analyse climatique des lithométéores en région sahélienne, nous avons analysé l'évolution de ce paramètre à différents pas de temps (diurne à annuel). Les conclusions principales de cette analyse sont :

- *Analyse diurne*: La fréquence maximum des lithométéores se produit durant le jour, entre 9 et 15 heures, la fréquence minimum s'observant, quant à elle, de nuit, de 21 à 3 heures. La répartition de ces fréquences diurnes est invariable durant les cinquante années d'analyse.
- *Analyse mensuelle*: Les fréquences maximum et minimum des lithométéores sont fortement liées aux caractéristiques climatiques saisonnières des différentes régions environnementales. De plus, il s'avère que les effets de la sécheresse ont provoqué un changement de position de la fréquence maximum des lithométéores dans les stations du Sahel pastoral où la fréquence maximum des lithométéores a été postposée d'un ou de deux mois.
- *Analyse annuelle*: L'évolution de la fréquence annuelle des lithométéores est commune à toutes les stations analysées. L'augmentation moyenne entre les périodes "humide" (1951-1968) et "actuelle" (1987-1997) est approximativement d'un facteur 4.

Ensuite, nous nous sommes focalisé sur l'évolution des occurrences des lithométéores en saison sèche. Les résultats principaux sont repris ci-après.

L'évolution de l'occurrence des lithométéores entre les périodes "actuelle (1987-1997) et "humide" (1951-1968) montre que la fréquence des lithométéores a augmenté de manière très importante sur tout le territoire étudié, à l'exception de la station désertique de Bilma (Fig. IV. 42). Cette hausse s'effectue selon deux axes. D'une part en latitude, depuis les régions désertiques vers le sud sahélien et la bande soudanaise et, d'autre part, en longitude, de l'est vers l'ouest où des hausses d'un facteur supérieur à dix sont enregistrées. Les informations collectées depuis 1930 pour quatre stations maliennes montrent que les fréquences actuelles sont réellement sans précédent (Fig. IV. 38).

En ce qui concerne l'évolution de l'occurrence des cas de déflation, elle est en constante augmentation sur tout le territoire étudié. Dans une station sur deux, la fréquence des cas de déflation a été multipliée par un facteur dix (Fig. IV. 49). Un écart important dans l'évolution des cas de déflation différencie les stations désertiques, qui enregistrent une stagnation ou une augmentation de la fréquence des chasse-sable et tempêtes de sable atteignant un facteur 5, et les stations sahéliennes où la hausse varie d'un facteur 6 à 36 (Fig. IV. 49). Cette explosion dramatique des cas de déflation reflète bien l'état prononcé de la dégradation des sols en région sahélienne et semble être en accord avec toutes les observations géomorphologiques ou environnementales relatées par différents chercheurs.

Certaines stations sahéliennes observent actuellement plus de cas de déflation en saison sèche que les stations désertiques. Ainsi, ces dernières années, c'est à la station

de Niamey que l'on enregistre la plus importante fréquence des cas de déflation sur le Niger. Ces résultats, basés sur de longues séries d'observations de terrain, confirment et appuient les conclusions récentes de TEGEN et FUNG (1994, 1995), de TEGEN *et al.* (1996) et de ANDREAE (1996) obtenues par différentes modélisations. Pour ces chercheurs, la région sahélienne récemment fragilisée par la sécheresse et fortement perturbée par les activités humaines (extension des cultures, déboisement, surpâturage, etc.) délivrerait au minimum 50% des poussières injectées dans l'atmosphère au niveau de notre zone d'étude.

D'autre part, l'application du modèle de D'ALMEIDA (1986) à nos données tri-horaires de visibilité et de vitesse du vent montre que la production annuelle de poussières minérales par le Sahara est approximativement de 1600 10^6 de tonnes par an sur la période 1983-1996. Cela signifie que, ces quinze dernières années, notre zone d'étude a injecté des quantités de poussières dans l'atmosphère près de huit fois supérieures à la moyenne obtenue pour la période 1949-1982. Etant donné qu'il est admis que notre zone d'étude contribue approximativement à la moitié de la production mondiale de particules terrigènes dans l'atmosphère (GOUDIE 1996), nos valeurs sont en accord avec les résultats de TEGEN et FUNG (1994, 1995) et de ANDREAE (1996) qui ont estimé la production annuelle globale de poussières minérales à 3000 10^6 de tonnes par an.

Différentes études ont établi que les poussières ainsi mises en suspension peuvent avoir des effets graves pour la santé humaine. Elles peuvent soit provoquer soit favoriser le développement de certaines maladies (méningite cérébro-spinale, asthme, silicose, allergies diverses, coccidioidomycosis, etc.). En outre, il dérive de nos calculs que le nombre de décès dus à des problèmes respiratoires pourrait avoir connu une hausse minimum approximative comprise entre 5 et 32 % dans la zone sahélienne. Finalement, nous avons appliqué quelques normes nationales et internationales relatives à la qualité de l'air par rapport aux taux de pollution induits par les seuls lithométéores. Il semble évident que la pollution de l'air dépasse de manière alarmante toutes les limites acceptables imposées dans diverses parties du globe. Pour la première fois, il y a quelques semaines, le vendredi 28 janvier 2000, des spécialistes sénégalais de la santé se sont servis des médias pour lancer une "*alerte aux maladies pulmonaires et respiratoires*" lors du passage d'un lithométéore très dense sur la Mauritanie, le Mali et le Sénégal. Dans ce communiqué, il était vivement conseillé à la population de Dakar de ne pas s'exposer au vent de poussière (SARRE 2000).

Les divers facteurs environnementaux contrôlant l'intensité des processus éoliens ont été décrits et discutés. Il apparaît que:

La relation existant entre les précipitations et la fréquence des phénomènes éoliens n'est optimale qu'à moyen terme. Cela traduirait donc une liaison la dégradation environnementale induite par l'action combinée de la sécheresse et des diverses pressions anthropiques plutôt qu'une réponse simultanée à des fluctuations pluviométriques.

Le type de végétation et son pourcentage de recouvrement du sol ont été sévèrement réduits durant ces trente dernières années. Ceci a fortement facilité les

processus éoliens dans notre zone d'étude. Ici aussi, ces changements sont à mettre à l'actif de la sécheresse et des actions anthropiques. En outre, la dégradation des écosystèmes semble telle que la régénération de ceux-ci devrait prendre plusieurs années à plusieurs dizaines d'années.

Finalement, il apparaît que plusieurs actions anthropiques sont, en grande partie, responsables de la destruction partielle de la physique des sols et, en particulier, des croûtes superficielles protégeant le sol des processus éoliens.

Il semble donc évident que l'augmentation de la fréquence des lithométéores dans la zone d'étude est directement liée à la combinaison, d'une part, du long et sévère déficit pluviométrique perdurant depuis la fin des années soixante et, d'autre part, aux divers effets anthropiques sur l'environnement. Il est actuellement difficile de quantifier les responsabilités respectives de ces aspects naturels et anthropiques. Ce qui paraît probable, c'est que –dans un premier temps– la fréquence des lithométéores a quasi directement répondu à la crise de sécheresse, mais qu'actuellement, cette même fréquence soit beaucoup plus élevée en raison de la prolongation du déficit pluviométrique et de la dégradation anthropique.

Dans le futur, il nous semble plausible que le retour éventuel des précipitations 'normales' n'entraînera pas une réduction automatique de l'observation des lithométéores car, d'une part, la végétation nécessitera un certain nombre d'années pour se reconstituer et, d'autre part, la pression anthropique sur l'environnement paraît inéluctable (ce qui influencera d'ailleurs sur le premier point).

La pression anthropique semble agir directement (bien que de manière inégale dans le temps et dans l'espace) sur la fréquence des lithométéores et en particulier sur les cas de déflation. Il y aurait donc un mécanisme de rétroaction d'ordre anthropique (Fig. IV. 77).

Les modifications environnementales engendrées par l'Homme entraînent une augmentation de l'érosion éolienne et la non-régénération de certains paramètres pouvant stabiliser le sol et donc contrôler les processus de déflation. Les conséquences de cette érosion éolienne (appauvrissement des sols, diminution des rendements des cultures, disparition d'oasis suite à la remise en mouvement des dunes, etc.), souvent couplée à plusieurs autres facteurs, peuvent alors induire le déplacement de certaines populations

Celles-ci s'agglutinent ensuite dans les villes et plus spécifiquement dans les capitales qui sont considérées comme des zones refuges ou se dirigent vers des latitudes plus méridionales où la situation environnementale est moins précaire (Chap.II.3.1). Ces migrations contribuent ainsi à l'accélération de la dégradation environnementale jusqu'au déclenchement de processus d'érosion éolienne peu communs auparavant. Les effets anthropiques exposés à la figure IV. 77 présentent tous des évolutions importantes, voire exponentielles (voir Chap. II. 3). Cela voudrait donc dire que, dans les conditions climatiques actuelles, la fréquence des lithométéores observée dans notre zone d'étude ne devrait pas connaître de diminution ces prochaines années, ni même – peut-être– au cours de ces prochaines décennies.

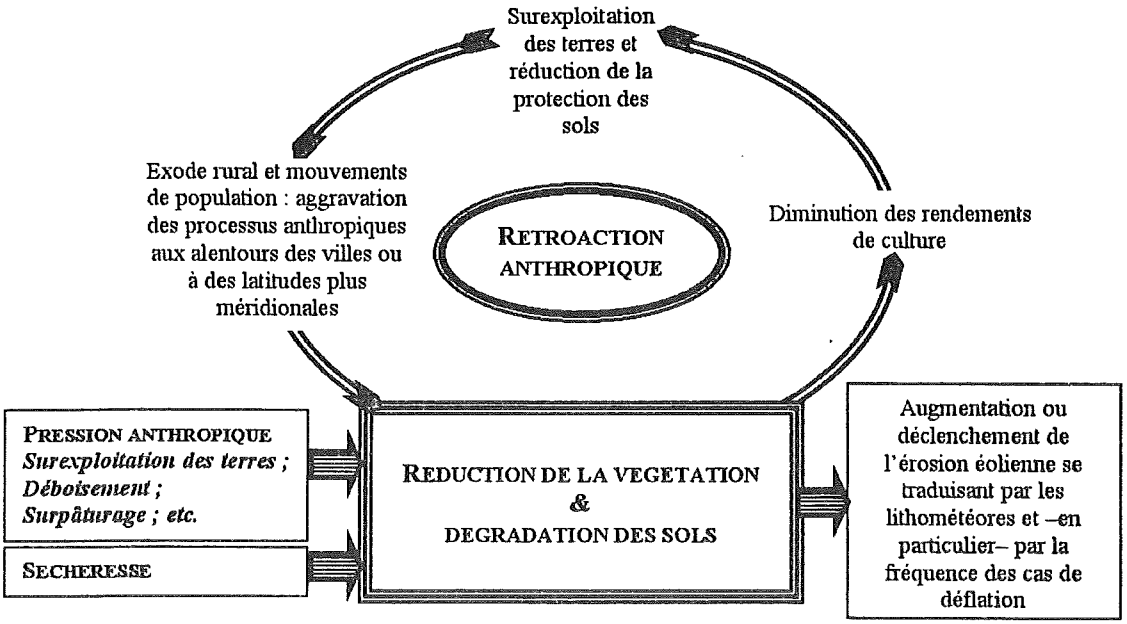


Fig.IV.77 - Probables feed-back positifs d'ordre anthropique agissant sur l'augmentation des lithométéores dans notre zone d'étude

Probable anthropogenic feedback controlling the lithometeor increase in Sahel.

Dans le cas d'un hypothétique retour à la normale des précipitations au Sahel, la fréquence des lithométéores devrait certes baisser par rapport aux valeurs enregistrées actuellement mais rester significativement au-dessus du niveau observé durant la période dite "humide" des années cinquante et soixante. Le cas de l'année 1994 (Fig. IV. 60) supporte cette hypothèse.

Finalement, il semble acquis que la fréquence des lithométéores peut être considérée comme étant une réponse climatique pertinente aux changements pluviométriques et aux dégradations anthropiques. En outre, la figure IV. 77 établie de manière vaste pour positionner les différents facteurs entrant en jeu pour expliquer les processus d'augmentation ou de déclenchement de l'érosion éolienne ressemble étrangement à un organigramme pouvant être utilisé pour expliquer les processus de désertification. Nous défendons dès lors la thèse que la fréquence des lithométéores et/ou des cas de déflation est réellement un bon indicateur climatique, sinon *le bon indicateur climatique synthétique*, de la dégradation lente de l'environnement et, donc, de la désertification.

CHAPITRE V

LE VENT
ANALYSE DE LA VITESSE ET RELATION AVEC LES LITHOMETEORES

Evolution of the threshold wind speed

ABSTRACT

The following pages concern the analysis of wind speed since 1951. The data used were collected in national meteorological offices and consists of: (1) 3-hourly data pertaining to five selected stations in Mali (Tombouctou and Gao) and in Niger (Niamey, Zinder and Bilma), and (2) the daily maximum values recorded on the other sites of the studied area.

The first analysis shows no tendency in the threshold wind speed frequency (≥ 6 m s^{-1}) in the western region. In the eastern region (Niger), a significant frequency increase is observed with a break point in year 1972 (PETTITT's (1979) statistical test was used to detect this berak), year that correspond to the beginning of the drought. This contrast observed in the threshold wind speed frequency evolution between both regions remains problematic.

Still, the common point in-between these two regions is that the deflation cases frequency is higher than the threshold wind speed frequency [$V_{10\ (6)}$] since the early 1980s. This would mean that the specific threshold wind speed has been lowered during the last 20 years. To verify this supposition, an in-deep analysis was performed to study the relationship between wind speed and deflation cases during the dry season. This relationship is studied for the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods. The results, discussions and conclusions are the following:

- *The role of vegetation for the control of deflation is proved thank to the threshold wind speed evolution during the dry season. The lowering of this threshold during the dry period can be estimated at about 1 or 2 m s^{-1}. This information, neglected until now, is important and has to be taken into account for the optimisation of dust emission simulation models (TEGEN et FUNG 1994, 1995; MARTICORENA et al. 1997; CHOMETTE et al. 1999).*
- *Threshold wind speed during the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods shows a wide-spread decrease. Globally, this threshold wind speed is presently about 6 m s^{-1} against 8 m s^{-1} during the "humid" period. This long-term threshold wind speed evolution is the result of environmental degradation due to the extensive drought combined with anthropogenic pressure, the latter being preponderant these last years. These geodynamic conclusions recall desertification processes and shows the potential of deflation cases frequency as climatic indicator of desertification. The evolution of the threshold wind speed over the last fifty years has to be taken into account in simulation models of long-term dust emission cycle.*

- *Finally, as suggested by COUREL and CHAMARD (1988), the increase of deflation cases frequency, that also corresponds to the apparition or the extension of new dune forms (COUREL & CHAMARD 1988; BARBEY 1989; OZER & OZER 1997; MAINGUET et al. 1999), are not necessarily due to strong winds. This observation highlights the importance of anthropogenic pressure on the environment (GILLETTE 1979) and leads to questioning the validity of the models usually proposed. These models are only based on climatic criteria systematically associated with a 'fixed' value for the threshold wind speed, for the study of dunes movement (YAALON & GANOR 1966; FRYBERGER 1979; ASH & WASSON 1983; TALBOT 1984; LANCASTER 1987; ROGNON 1989).*

1. INTRODUCTION

1.1 Caractéristiques générales du vent au Sahel

Globalement, en Afrique de l'Ouest continentale, le régime des vents est marqué en saison sèche par les alizés continentaux chauds et secs (l'harmattan) soufflant du secteur NE à E, approximativement d'octobre à avril-mai. Le reste de l'année, durant la saison des pluies, la mousson domine avec des vents soufflant de direction SW à W (DUBIEF 1979; LEROUX 1996). L'extrême ouest de la zone d'étude est, par contre, influencé par l'anticyclone océanique des Açores, très stable, qui apporte un vent de direction constante (NNW à NNE) et souvent de vitesse élevée sur la côte atlantique du Sahara depuis le Maroc jusqu'au Sénégal et, dans une moindre mesure, par l'anticyclone saharo-lybien (LEROUX 1983). La figure V. 1 présente le régime des vents en Afrique de l'Ouest en janvier [A] et en juillet [B].

1.2 Mesure du vent et type de données disponibles

Les données de vitesse et de direction du vent sont notées quotidiennement dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM) ainsi que dans les carnets d'observations. Les mesures anémométriques utilisées sont tirées de la page 4 des TCM pour la période s'étendant de 1951 à 1960 (Fig. V. 2) et, suite à l'intégration de nouveaux formats de TCM, de la page 7 de ces archives dès 1961 (Fig. V. 3). Ces tableaux présentent partout:

- trois enregistrements quotidiens (6, 12 et 18 h) dans 16 directions (N, NNE, NE, ..., NNW) de 1951 à 1960 ;
- huit enregistrements quotidiens (0, 3, 6, ..., 21 h) dans 16 directions (N, NNE, NE, ..., NNW) de 1961 à 1967 ;
- huit enregistrements quotidiens (0, 3, 6, ..., 21 h) dans 18 directions (de 20 en 20 degrés) de 1968 à 1998.

La vitesse et la direction du vent sont, habituellement, mesurées à une hauteur de dix mètres au-dessus du sol. Ces informations, reportées de manière tri-horaire, représentent la vitesse et la direction moyenne des dix dernières minutes de l'heure considérée. Les données utilisées représentent donc une valeur globale de la vitesse du vent, gommant les pointes de vitesse et les périodes d'accalmie, ainsi qu'un aperçu général de la direction.

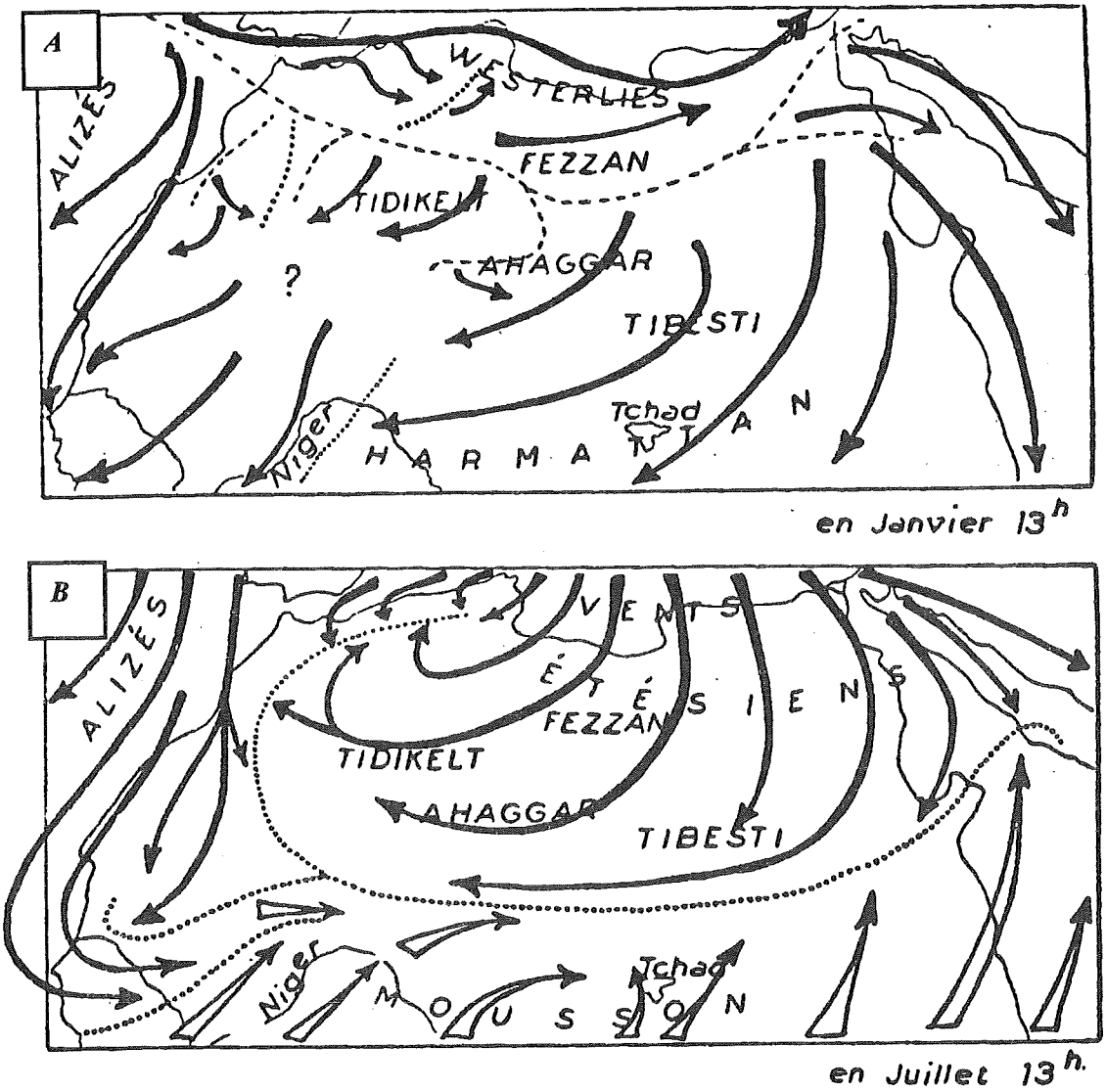


Figure.V.1. - Direction des vents prédominants sur l'Afrique de l'Ouest en janvier [A] et en juillet [B] (d'après DUBIEF 1952).

Major wind direction over West Africa in January [A] and in July [B] (after DUBIEF 1952).

Ces TCM ont été consultés dans les différentes Directions de la Météorologie Nationale (DMN) du Sénégal, du Mali et du Niger ainsi qu'à la Société des Aéroports de Mauritanie (SAM - Nouakchott).

Pour l'ensemble des stations utilisées, nous avons, pour chaque jour, sélectionné – dans l'échantillon disponible– la vitesse du vent la plus élevée de la journée et la direction qui lui est associée. Nous avons opté en faveur de cette méthode d'encodage des données car notre objectif était la détection des régimes à vents forts et que notre étude était consacrée aux lithométéores. La vitesse moyenne maximum journalière du vent était la plus indicative pour la détection de la déflation.

On pourrait penser que les valeurs obtenues de la sorte pour la période 1951-1960 sont biaisées. Cela est vrai mais seulement dans une très faible mesure car la majeure partie des vents "forts" est observée à 12 heures. Ainsi, à Tombouctou (Mali), la vitesse

moyenne du vent en saison sèche (novembre à mars) à 12 heures est toujours la plus élevée de la journée durant la période analysée (presque cinquante ans). Au pas de temps quotidien (1981 à 1990), la vitesse mesurée à 12 heures est supérieure ou égale aux sept autres valeurs dans 81% des cas. En vitesse, cela revient à dire que, négligeant les valeurs à 0, 3, 9, 15 et 21 heures, on sous-estime la vitesse maximum du vent à concurrence de 7% en moyenne, soit, par exemple, de 0.2 m s^{-1} pour une vitesse moyenne de 3 m s^{-1}.

Quant aux mesures de direction reportées dans 16 directions (N, NNE, NE, ..., NNW) de 1951 à 1967, nous les avons arrondies aux 20 degrés les plus proches sauf pour les secteurs E et W (90° et 270°) en lieu et place de 80 et 100° ainsi que 260 et 280° respectivement dans l'échelle des 18 directions (Tab. V. 1).

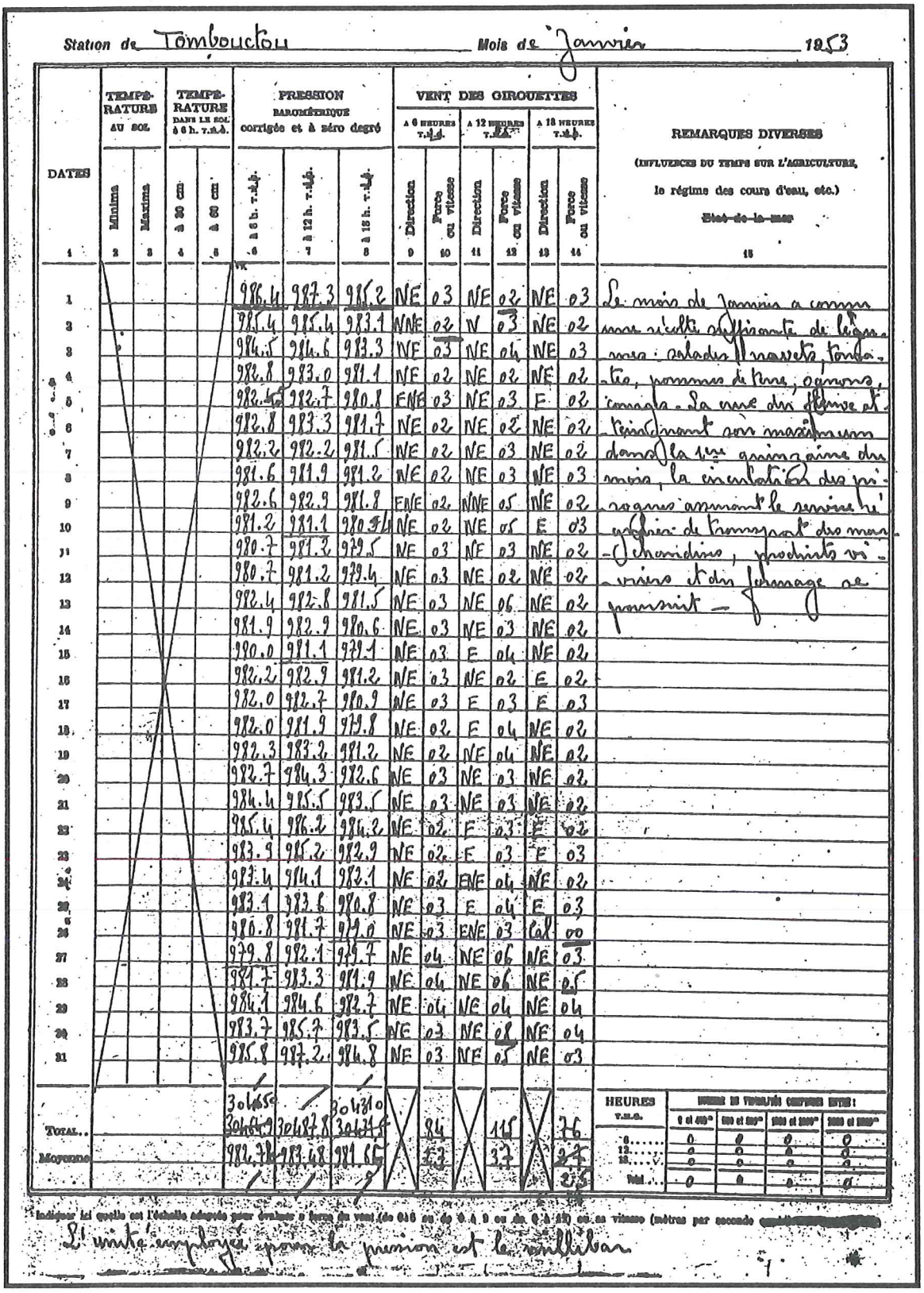
Tab.V.1 - Table de conversion des données de secteur en données chiffrées
Conversion table of sector data into number data.

N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
360	20	40	60	90	120	140	160	180	200	220	240	270	300	320	340

D'autre part pour cinq stations synoptiques (Niamey, Zinder et Bilma au Niger ainsi que Tombouctou et Gao au Mali), nous avons encodé, à partir des carnets d'observations (1947-1960) et des TCM (1961-1998), les mesures tri-horaires de vitesse et de direction du vent (effectuées à 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 et 21 heures) pour les mois de novembre à mars, soit au cœur de la saison sèche. Ces données, collectées de 1947-48 à 1997-98, ont été relevées lors de notre mission en 1998.

Concernant la position des instruments pour la mesure du vent, l'Organisation Météorologique Mondiale (WMO 1996) préconise (p. I.5-6) : "*La hauteur standard des instruments de mesures du vent est de dix mètres au-dessus du sol sur un terrain ouvert. Un terrain ouvert étant défini comme étant une zone où la distance entre l'anémomètre et tout obstacle est au moins égale à dix fois la hauteur de l'obstacle. Les observations du vent réalisées dans le voisinage immédiat de rangées d'arbres, de constructions ou de tout autre type d'obstacles représentent dès lors peu d'informations comparables au vent réel non perturbé*". Personnellement, je n'ai visité aucune station synoptique répondant strictement à ces critères. La photographie V. 1 (planche III) montre, à titre d'exemple, la position de l'anémomètre par rapport à son environnement immédiat à la station synoptique de Maine-Soroa (Niger).

D'autre part, depuis le début des années cinquante, plusieurs stations synoptiques ont été déplacées. Par exemple, on notera que le site de la station de Tombouctou était décrit de la manière suivante "dans une plaine, non dégagée entre les maisons de la ville" de février 1949 à juin 1966 avant d'être déplacée "dans le bloc technique de l'aérodrome". Or, il est évident que la modification du site d'une station a des répercussions sur la mesure des vents. Nous l'avons mis en évidence (OZER 1993) dans les stations synoptiques de Tillabéry et Birni N'Konni, au Niger, qui n'ont pas été déplacées mais dont l'affectation de l'environnement proche, phagocyté par l'explosion urbaine initialisée dans les années septante, a été radicalement modifiée. Il en résulte une baisse de 70% des vents efficaces (≥5 m s^{-1}) à Tillabéry de 1961 à 1990 (OZER 1995).



Station de Tombouctou — Mois de Janvier — 1953

DATES	TEMPÉRATURE AU SOL Minima	TEMPÉRATURE AU SOL Maxima	TEMPÉRATURE DANS LE SOL à 6 h. T.U.G. à 20 cm	TEMPÉRATURE DANS LE SOL à 6 h. T.U.G. à 60 cm	PRESSION BAROMÉTRIQUE corrigée et à zéro degré à 6 h. T.U.G.	PRESSION BAROMÉTRIQUE corrigée et à zéro degré à 12 h. T.U.G.	PRESSION BAROMÉTRIQUE corrigée et à zéro degré à 18 h. T.U.G.	VENT DES GIROUETTES à 6 HEURES T.U.G. Direction	à 6 HEURES T.U.G. Force ou vitesse	à 12 HEURES T.U.G. Direction	à 12 HEURES T.U.G. Force ou vitesse	à 18 HEURES T.U.G. Direction	à 18 HEURES T.U.G. Force ou vitesse	REMARQUES DIVERSES (INFLUENCES DU TEMPS SUR L'AGRICULTURE, le régime des cours d'eau, etc.) État de la mer
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1					986.4	987.3	985.2	NE	03	NE	02	NE	03	Le mois de Janvier a connu
2					985.4	985.4	983.1	NNE	02	N	03	NE	02	une récolte suffisante de légu-
3					984.5	984.6	983.3	NE	03	NE	04	NE	03	mes : oseille, navets, toma-
4					982.8	983.0	981.1	NE	02	NE	02	NE	02	tes, pommes de terre, oignons,
5					982.6	982.7	980.8	ENE	03	NE	03	E	02	ignames. La mise des filets et
6					982.8	983.3	981.7	NE	02	NE	02	NE	02	l'ensemencement ont maximum
7					982.2	982.2	981.5	NE	02	NE	03	NE	02	dans la 1ère quinzaine du
8					981.6	981.9	981.2	NE	02	NE	03	NE	03	mois, la circulation des pi-
9					982.6	982.9	981.8	ENE	02	NNE	05	NE	02	rogues amorcant le service de
10					981.2	981.1	980.4	NE	02	NE	05	E	03	surveillance du transport des mar-
11					980.7	981.3	979.5	NE	03	NE	03	NE	02	-chandises, produits vi-
12					980.7	981.2	979.4	NE	03	NE	02	NE	02	-vriers et du fumage de
13					982.4	982.8	981.5	NE	03	NE	06	NE	02	poissons —
14					981.9	982.9	980.6	NE	03	NE	03	NE	02	
15					980.0	981.1	979.1	NE	03	E	04	NE	02	
16					982.2	982.9	981.2	NE	03	NE	02	E	02	
17					982.0	982.7	980.9	NE	03	E	03	E	03	
18					982.0	981.9	979.8	NE	02	E	04	NE	02	
19					982.3	983.2	981.2	NE	02	NE	04	NE	02	
20					982.7	984.3	982.6	NE	03	NE	03	NE	02	
21					984.4	985.5	983.5	NE	03	NE	03	NE	02	
22					985.4	986.2	984.2	NE	02	E	03	E	02	
23					983.9	985.2	982.9	NE	02	E	03	E	03	
24					983.4	984.1	982.1	NE	02	ENE	04	NE	02	
25					983.1	983.6	980.8	NE	03	E	04	E	03	
26					980.8	981.7	979.0	NE	03	ENE	03	Cal	00	
27					979.8	982.1	979.7	NE	04	NE	06	NE	03	
28					981.7	983.3	981.9	NE	04	NE	06	NE	05	
29					984.1	984.6	982.7	NE	04	NE	04	NE	04	
30					983.7	985.7	983.5	NE	03	NE	08	NE	04	
31					985.8	987.2	984.8	NE	03	NE	05	NE	03	
TOTAL...					30465	30487	30431		84		115		76	
Moyenne					982.78	983.48	981.65		2.7		3.7		2.4	

HEURES T.U.G.	NOMBRE DE TOURBILLONS COMPRIS ENTRE : 0 et 45°	90 et 135°	180 et 225°	270 et 315°
6	0	0	0	0
12	0	0	0	0
18	0	0	0	0
Total	0	0	0	0

Indiquer ici quelle est l'échelle adoptée pour évaluer la force du vent (de 0 à 9 ou de 0 à 12) ou sa vitesse (mètres par seconde ...)

L'unité employée pour la pression est le millibar

Fig.V.2 - Les mesures anémomètriques utilisées sont tirées de la page 4 des Tableaux Climatiques Mensuels (TCM) pour la période s'étendant de 1951 à 1960. Ces TCM présentent trois enregistrements quotidiens (6, 12 et 18 h) dans 16 directions (N, NNE, NE, ..., NNW).

Wind measurements used as in page 4 of the Monthly Climatic Tables (TCM) for the 1951-1960 period. These TCM present three daily measurements (6, 12 and 18 h) in 16 directions (N, NNE, NE, ..., NNW).

Station : TOMBOUCTOU Mois : Janvier 1973

DATES	DIRECTION en dizaines de degré et VITESSE du VENT en mètres par seconde																Total	Vitesse moyenne en m/s	VENT MAXIMAL INSTANTANÉ		
	00		03		06		09		12		15		18		21						
	Dir.	Vit.	Dir.	Vit.	Dir.	Vit.	Dir.	Vit.	Dir	Vit.	Dir.	Vit.	Dir.	Vit.	Dir.	Vit.			Dir.	Vit.	Heure
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	calme	0	calme	0	02	3	02	3	08	5	06	3	calme	0	calme	0	14	1,8	04	6	1010
2	36	1	36	3	36	3	04	5	06	5	04	4	02	2	36	3	26	3,3	04	8	0955
3	36	3	36	4	calme	0	04	7	04	4	06	5	04	2	02	3	28	3,5	06	7	0900
4	36	3	36	3	36	3	04	5	04	5	02	5	36	2	36	4	30	3,8	02	7	1440
5	34	4	36	3	02	2	06	5	04	4	02	2	calme	0	36	5	25	3,1	36	6	2250
6	36	5	36	4	36	6	04	6	06	7	04	6	02	5	36	3	42	5,3	02	8	1130
7	36	4	36	4	36	5	02	6	02	5	36	6	02	3	34	3	36	4,5	06	9	1315
8	34	4	36	4	36	5	36	6	02	7	36	6	36	3	calme	0	35	4,4	02	10	0945
9	34	5	calme	0	34	4	36	5	36	5	36	6	36	5	34	4	34	4,3	36	10	1105
10	36	3	36	4	02	3	02	6	06	7	04	7	02	3	36	5	38	4,8	04	10	1040
																		388			
11	36	3	02	4	36	2	04	5	02	6	02	5	02	4	34	3	32	4,0	04	8	1235
12	34	4	36	4	calme	0	02	5	06	5	04	4	calme	0	calme	0	22	2,8	02	8	0855
13	36	3	34	3	02	3	06	5	06	5	06	5	calme	0	calme	0	24	3,0	08	9	1235
14	02	2	04	3	06	5	06	5	06	5	08	4	06	3	06	3	30	3,8	08	8	0930
15	06	3	calme	0	06	5	06	5	10	5	06	4	calme	0	02	3	25	3,1	10	7	1240
16	calme	0	02	3	calme	0	04	5	06	5	06	4	calme	0	06	3	20	2,5	06	7	1250
17	calme	0	calme	0	calme	0	calme	0	10	5	calme	0	calme	0	calme	0	5	0,6	10	6	1155
18	36	3	calme	0	calme	0	02	3	36	6	08	4	calme	0	calme	0	16	2,0	34	10	1155
19	34	5	34	3	02	3	04	5	06	7	04	7	04	3	34	3	36	4,5	04	10	1105
20	36	4	36	4	02	3	06	5	02	7	04	6	02	3	34	3	35	4,4	04	10	1010
																		307			
21	36	3	36	4	calme	0	06	3	10	7	06	7	04	4	04	3	31	3,8	08	11	1015
22	calme	0	04	3	calme	0	08	5	10	6	04	5	04	5	calme	0	24	3,0	10	8	1150
23	04	4	calme	0	36	4	04	4	08	6	08	6	calme	0	calme	0	24	3,0	08	8	1255
24	calme	0	calme	0	02	3	02	5	06	7	08	4	04	2	36	3	24	3,0	06	9	1145
25	34	4	02	4	04	4	08	6	06	5	04	4	02	3	02	2	32	4,0	08	8	0950
26	34	4	36	4	02	4	06	5	10	4	06	4	04	3	02	3	31	3,9	04	7	0830
27	34	4	36	4	04	3	04	6	06	6	06	5	04	3	calme	0	31	3,8	04	10	0855
28	calme	0	36	3	calme	0	04	6	06	4	02	3	calme	0	36	3	19	2,4	02	7	1550
29	32	4	34	3	36	4	06	5	02	6	02	6	02	3	calme	0	31	3,9	04	9	0910
30	36	4	02	4	36	4	36	6	06	6	02	3	04	2	02	3	32	4,0	06	8	1030
31	02	3	36	4	02	3	06	5	06	5	10	6	04	3	02	4	33	4,1	08	7	1145
																		391			
TOTAL		89		86		84		153		172		146		66		69	865	108,6	MAXIMUM du MOIS		
MOYENNE		2,9		2,8		2,7		4,9		5,5		4,7		2,1		2,2	3,5	3,5	Dir.	Vit.	Date
																			08	11	21

7

Fig.V.3 - Les mesures anémomètriques utilisées sont tirées de la page 7 des Tableaux Climatiques Mensuels (TCM) pour la période s'étendant de 1961 à 1998. Ces TCM présentent huit enregistrements quotidiens (0, 3, 6, ..., 21 h) dans 16 directions (N, NNE, NE, ..., NNW) de 1961 à 1967 et dans 18 directions (de 20 en 20 degrés) de 1968 à 1998.

Wind measurements used as in page 7 of the Monthly Climatic Tables (TCM) for the 1961-1998 period. These TCM present eight daily measurements (0, 3, 6, ..., 21 h) in 16 directions (N, NNE, NE, ..., NNW) from 1961 to 1967 and in 18 directions (every 20 degrees) since 1968.

Récemment, la Direction de la Météorologie Nationale du Niger a décidé de déplacer ces deux stations (MAGAGI 1996).

Malheureusement, aucun pays visité ne dispose d'un historique des stations comportant des informations relatives aux changements survenus quant à la localisation de la station, au matériel utilisé, aux modifications locales de l'environnement (construction et/ou démolition de bâtiments, coupe et/ou plantation d'arbres, etc. dans l'environnement immédiat de la station de mesure), etc. Aussi, avons-nous tenté de relever systématiquement ce type d'information figurant à la première page des TCM.

Il est également fondamental, pour une station n'ayant pas été déplacée et dont l'environnement proche n'a pas été modifié, d'avoir une description de son emplacement de manière générale, c'est-à-dire de la configuration principale du terrain, les distances par rapport à la mer, aux rivières, etc. pour prendre en compte l'importance d'effets locaux éventuels. Ainsi, après avoir visité toutes les stations synoptiques du sud nigérien, nous avons mentionné (OZER 1993) l'importance certaine de l'effet de site à la station de Gouré, située dans le fond d'une dépression, ainsi qu'à la station de Gaya localisée, quant à elle, en bordure d'une butte témoin (versant nord-est) située approximativement à 35 mètres au-dessus de la plaine alluviale. Il est utile de signaler que les stations synoptiques de Dakar (Sénégal) et Nouadhibou (Mauritanie) sont situées respectivement sur un promontoire et à l'extrémité d'un cap, ce qui influence directement leur régime anémométrique (OZER 1996).

La nature de l'anémomètre ainsi que leur hauteur au-dessus du sol ont été fréquemment modifiées. Ainsi, durant ces cinquante dernières années, le type d'anémomètre à Tombouctou a été modifié quatre fois et sa hauteur au-dessus du sol a changé à cinq reprises, alternant entre 5.75 et 10.06 mètres alors que la hauteur standard, préconisée par l'Organisation Météorologique Mondiale, est de dix mètres (WMO 1996). N'ayant pas d'information sur le seuil de démarrage ni sur la sensibilité des anémomètres utilisés, nous présumons dans cette étude que les appareils ont conservé les mêmes caractéristiques. Par contre, il est certain que la fluctuation de la hauteur de l'anémomètre au cours du temps affecte la mesure de la vitesse du vent, cette dernière diminuant lorsque le vent se rapproche du sol.

Pour calculer la vitesse du vent à une hauteur standard de dix mètres au-dessus du sol, nous avons eu recours à l'équation suivante (FRETEAUD 1984; MARTIN *et al.* 1989; GOOSSENS & OFFER 1990; CLARK *et al.* 1997):

$$\frac{V_1}{V_2} = \left(\frac{Z_1}{Z_2}\right)^{\beta} \qquad \textit{[Eq.V.1]}$$

où V_1 et V_2 sont les vitesses correspondant aux niveaux de mesure Z_1 et Z_2 et β est une grandeur adimensionnelle qui dépend de la nature du terrain et dont la valeur est généralement prise à 0.143 hors du contexte expérimental.

L'application de l'équation [*Eq. V. 1*] nous demande de faire un choix quant à la qualité significative des données. Ainsi, dans les TCM et les carnets d'observations, la vitesse du vent est reprise en nombre entier ($m\ s^{-1}$) et représente la vitesse moyenne des dix dernières minutes de l'heure considérée. En d'autres termes, si la vitesse moyenne

d'un vent se retrouve dans l'intervalle [4.5 - 5.5[m s^{-1} il est noté à 5 m s^{-1} dans les documents consultés. Une vitesse notée 5 m s^{-1} correspond dès lors à la vitesse 5 ± 0.5 m s^{-1}. La figure V. 4 reprend la variation, obtenue à partir de l'application de la formule [*Eq. V. 1*], de la vitesse d'un vent de 5 m s^{-1} mesurée à dix mètres au-dessus du sol en fonction de la hauteur de l'anémomètre. Si nous nous rapportons à cette figure, nous constatons que la vitesse du vent aurait toujours été notée à 5 m s^{-1} puisque comprise dans l'intervalle [4.5 - 5.5[m s^{-1} et ce, quelle que soit la hauteur de l'anémomètre au-dessus du sol.

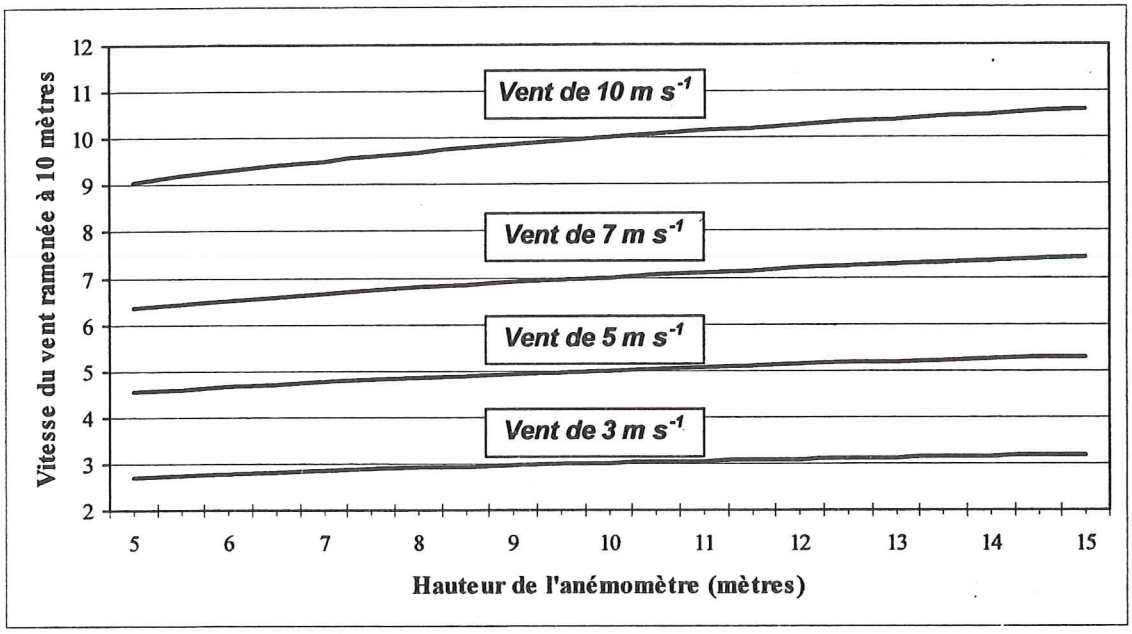


Fig.V.4 - Fluctuation, obtenue à partir de l'application de la formule [Eq. 1], de la vitesse d'un vent de 3, 5, 7 et 10 m s^{-1} mesurée à dix mètres au dessus du sol en fonction de la hauteur de l'anémomètre.

Fluctuation, derived from the application of Eq. 1, of the speed of a wind of 3, 5, 7 and 10 m s^{-1} measured at ten metres above the ground in function of the height of the anemometer.

L'application de la formule [*Eq. V. 1*] nous mène dès lors à un excès de précision (en dixièmes de m s^{-1}) pour des données initiales moyennes inférieures à 7 m s^{-1}. Cependant, remarquons que, pour des vitesses de vent plus élevées, par exemple 10 m s^{-1}, la hauteur de l'anémomètre au dessus du sol agit de manière significative sur cette mesure (Fig. V. 5). Ainsi, un vent réel de 10 m s^{-1} mesuré à dix mètres au-dessus du sol sera noté 9 m s^{-1} quand la hauteur de l'anémomètre est inférieure à sept mètres au-dessus du sol et 11 m s^{-1} quand celui-ci est placé à plus de quatorze mètres au-dessus du sol.

In fine, sachant que la hauteur de l'anémomètre au-dessus du sol est très variable de station en station (15.80 mètres à Gao et 5.50 mètres à Bilma) ainsi qu'au sein d'une même station, nous avons corrigé toutes les vitesses des vents pour les ramener à une hauteur standard de dix mètres au-dessus du sol.

Précisons que la hauteur de l'anémomètre au-dessus du sol n'affecte pas, ou seulement de manière négligeable, la mesure de la direction des vents (WMO 1996).

Nous devons mentionner également que le report de la direction du vent reste subjectif. En effet, selon RATNER (1950), certains observateurs auraient tendance à privilégier les directions principales plutôt que les directions intermédiaires de la rose des vents. Ainsi, par exemple, un vent sera plus facilement noté comme provenant du secteur NE lorsqu'il y a litige entre cette direction et l'ENE. Nous verrons par la suite que ce type de défaut de report de direction du vent selon des secteurs qualitatifs est bien réel en quelques stations pour certaines années.

2. APERÇU DE LA LITTERATURE

A notre connaissance, très peu d'études concernant les fluctuations du vent en Afrique sahélienne existent. Les différentes publications relatives à l'exploitation des données anémométriques sont présentées, dans l'ordre de leur parution, au tableau V. 2.

Cela s'explique probablement par le fait que ce paramètre, mesuré en vitesse et direction de manière tri-horaire dans les stations synoptiques, n'est pas systématiquement informatisé contrairement aux autres données climatiques telles les précipitations, températures ou encore tensions de vapeur. Une autre raison est la difficulté de traiter des échantillons de données circulaires.

Finalement, notons que l'exploitation des données de vent est extrêmement délicate car les anémomètres sont très fragiles, s'encrassent rapidement (essentiellement à cause des lithométéores) et se fatiguent très vite (MOREL, communication orale). Or, les fonds nécessaires pour la maintenance et/ou l'acquisition de matériel de remplacement font cruellement défaut dans les pays concernés par notre étude. Ainsi, la Direction de la Météorologie Nationale du Niger basée à Niamey n'a plus, faute de moyens, organisé de "tour d'inspection" des stations synoptiques depuis plus de deux ans (communication orale de M. B. MAGAGI, chef du réseau des stations synoptiques du Niger) (OZER 1999).

Les données de vent ont été utilisées à des fins différentes. Les objectifs et résultats des différents auteurs sont succinctement revus et commentés ci-après.

FRYBERGER (1979) a utilisé les données tri-horaires de vitesse et direction du vent dans treize régions désertiques du globe, dont l'Afrique de l'Ouest (Mauritanie et boucle du Niger), pour (i) développer une méthode permettant l'estimation théorique du déplacement potentiel du sable et (ii) établir une typologie de distribution des vents en fonction des différents types de dunes. L'auteur classe ensuite les différentes régions suivant l'importance de l'énergie éolienne (forte, intermédiaire et faible). La Mauritanie (10 stations) y figure dans la catégorie intermédiaire comme étant la quatrième région désertique la plus venteuse du globe. La région de la boucle du fleuve Niger (Mauritanie orientale, Mali septentrional et Niger occidental - 7 stations) est, quant à elle, classée dans la catégorie à faible énergie éolienne. Notons que l'auteur utilise les données brutes de vitesse du vent mesurées en nœuds et ne les ramène pas systématiquement à une hauteur standard de 10 mètres au-dessus du sol. Une analyse plus complète de ces données est présentée par BREED *et al.* (1979), FRYBERGER et AHLBRANDT (1979) et FRYBERGER (1980).

Tab.V.2 - Publications relatives à l'exploitation des données de vent en région sahélienne. Région d'étude, données utilisées, période couverte par l'étude, domaine de recherche et auteurs.

Research papers relative to the exploitation of wind data in the Sahel. Study area, data used, period covered by the study, research topic and authors.

Région	Type de données	Période de référence	Domaine	Auteur
Afrique de l'Ouest	Vitesse et direction (tri-horaire)	Non citée	Géomorphologie	FRYBERGER (1979, 1980); BREED *et al.* (1979); FRYBERGER & AHLBRANDT (1979)
Kano (Nigeria)	Vitesse maximum quotidienne	28 semaines [octobre 1978 à avril 1979]	Géomorphologie Climatologie	MCTAINSH (1980)
Mauritanie (3 stations)	Vitesse (tri-horaire)	1 juil.–15 août 1974	Géomorphologie	HELGREN & PROSPERO (1987)
Nouadhibou (Mauritanie)	Vitesse et direction (tri-horaire)	1977-1986	Géomorphologie	CHAMARD & COUREL (1988)
Tombouctou (Mali)	Vitesse et direction (tri-horaire)	1969-1986	Géomorphologie	COUREL & CHAMARD (1988)
Niger (7 stations)	Vitesse maximum quotidienne	1961-1990	Climatologie	OZER (1993)
Zinder (Niger)	Vitesse et direction (tri-horaire)	1970-1989	Géomorphologie	KARIMOUNE (1994)
Sahel (38 stations)	Vitesse et direction (tri-horaire)	1987	Géomorphologie	CLARK (1995)
Mauritanie et Sénégal (4 stations)	Vitesse maximum quotidienne et direction associée	1951-1994	Climatologie	OZER (1996)
Sahel (11 stations)	Vitesse (tri-horaire)	1961-1984	Géomorphologie	CLARK *et al.* (1997)
Niger (8 stations)	Vitesse maximum quotidienne	Saison sèche (oct. à avr.) [1951-1994]	Climatologie	OZER (1998)
Mauritanie (13 stations)	Vitesse et direction (tri-horaire)	1985-1990	Climatologie	NOUACEUR (1999)

MCTAINSH (1980) a utilisé les vitesses maximums journalières durant la saison sèche d'octobre 1978 à avril 1979 (28 semaines) à Kano (nord du Nigeria) pour déterminer la relation existant entre la moyenne hebdomadaire de la vitesse du vent et le dépôt de ce qu'il nomme "*la poussière de l'harmattan*". La relation obtenue entre les deux variables est faible ($r^2 < 0.25$). Nous n'aborderons pas cette problématique dans notre travail car nous ne disposons pas de données relatives à la sédimentation de particules solides.

HELGREN et PROSPERO (1987) ont utilisé les vitesses tri-horaires des vents de huit stations synoptiques en Mauritanie et en Algérie (Fig. V. 5) du 1er juillet au 15 août 1974 (46 jours) pour définir la vitesse moyenne du vent mesurée à dix mètres au-dessus du sol à partir de laquelle celui-ci devient efficace, c'est-à-dire à partir de laquelle il est capable de provoquer la déflation. Cette vitesse limite est fixée à 8.2 m s^{-1}. L'intérêt premier de cette étude est qu'elle met en évidence la variation de cette vitesse limite de station à station avec un maximum de 12.5 m s^{-1} et un minimum de 5 m s^{-1} (Tab. V. 3). Ces variations soulignent remarquablement l'importance des différentes caractéristiques locales des sites, à savoir la granulométrie du sol, la couverture végétale, la dégradation superficielle des sols dues, par exemple, au piétinement ou aux pratiques agricoles, etc.

Tab.V.3 - Vitesses du vent associées ou non à la déflation. ([1]stations mauritaniennes, [2]stations algériennes) (HELGREN & PROSPERO 1987).

Wind speed associated or not to deflation. ([1]Mauritanian stations, [2]Algerian stations) (HELGREN & PROSPERO 1987).

	Cas avec déflation			Cas sans déflation		
Stations	Nombre de cas	Vitesse moyenne du vent ($m\ s^{-1}$)	Vitesse du vent la plus faible ($m\ s^{-1}$)	Nombre de cas	Vitesse moyenne du vent ($m\ s^{-1}$)	Vitesse du vent la plus élevée ($m\ s^{-1}$)
Ain Salah[2]	6	6.5	5.0	35	4.5	7.0
Akjoujt[1]	5	8.0	7.0	38	4.0	7.0
Beni Abbes[2]	3	11.0	6.0	35	3.0	6.0
Fderik[1]	2	9.5	9.0	39	4.0	10.0
Ghadames[2]	2	13.0	12.5	42	4.5	10.0
In Amenas[2]	5	8.0	7.0	35	3.5	8.5
Nouadhibou[1]	9	12.5	10.0	34	7.5	11.0
Timimoun[2]	9	13.0	8.5	25	7.0	10.5
Moyenne	*5.1*	*10.2*	*8.2*	*35.4*	*4.8*	*8.9*

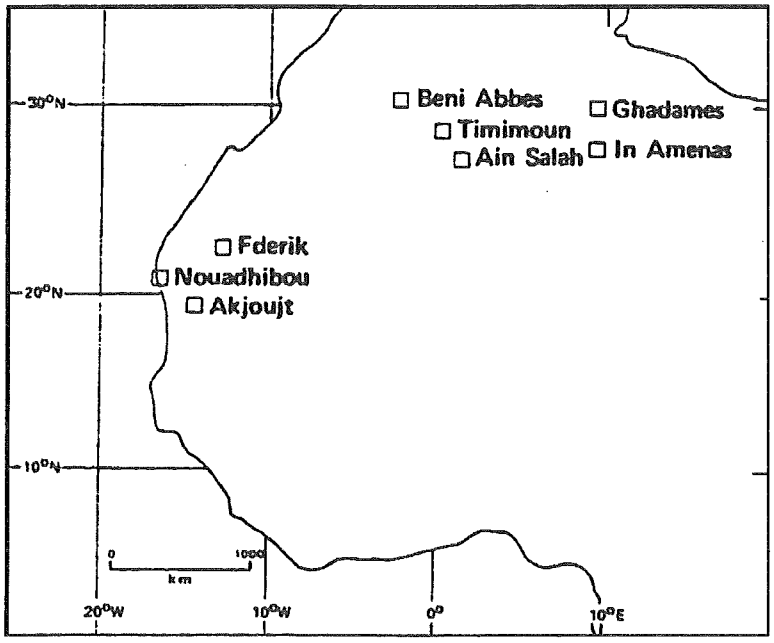


Fig.V.5 - Carte de localisation des stations météorologiques utilisées par HELGREN et PROSPERO (1987).

Location of the stations used by HELGREN and PROSPERO (1987).

Les limites de cette étude sont multiples et reconnues par HELGREN et PROSPERO (1987):

(i) l'échantillon est trop petit, ainsi les auteurs définissent la vitesse moyenne limite sur base de deux ou trois cas de déflation dans trois stations sur huit;

(ii) la saison choisie ne reflète peut-être pas le reste de l'année;

(iii) l'année 1974 n'est certainement pas une année représentative puisqu'elle est à la fin de la première grande sécheresse.

Dans la suite de cette étude, nous vérifierons si le seuil de vitesse du vent efficace a évolué au cours de ces cinquante dernières années (1947-1997) à partir de la confrontation des enregistrements tri-horaires des vents et des cas de déflation dans cinq stations synoptiques au Mali et au Niger.

CHAMARD & COUREL (1988) ont traité les données tri-horaires de vitesse et direction du vent à Nouadhibou (Mauritanie) de 1977 à 1986 (10 ans) pour estimer le potentiel théorique de transport éolien dans la baie du Lévrier. Pour ce faire, les auteurs se basent sur les vents efficaces à partir de la formule:

$$P_e = N V^3 \qquad \textit{[Eq. V. 2]}$$

où P_e est le potentiel théorique de transport éolien, N est le nombre d'observations et V est la vitesse moyenne de l'ensemble des vents mesurés dont il fixe le seuil à 3 m s^{-1}, ce qui est en contradiction avec les résultats obtenus par HELGREN et PROSPERO (1987) qui obtiennent une vitesse limite minimum est de 5 m s^{-1}.

COUREL et CHAMARD (1988) ont analysé les données tri-horaires de vitesse et direction du vent à Tombouctou (Mali) de 1969 à 1986 (18 ans) à l'aide de la formule [*Eq. V. 2*]. Analysant le potentiel théorique de transport éolien (≥ 3 m s^{-1}), les auteurs soulignent qu'un "*net changement de direction s'est manifesté à la fin de 1975: la résultante étant 80° pour la période 1969-1975 contre 55° pour la résultante 1975-1986*" (Fig. V. 6) alors que la vitesse du vent ne montre pas d'évolution significative. Ensuite, se basant sur l'analyse d'images satellitaires LANDSAT de 1973 et 1984, COUREL et CHAMARD observent l'apparition et l'extension de nouvelles formes dunaires dont l'orientation passe approximativement de 70°N à 50°N qu'ils qualifient d'"*événement morphoclimatique majeur*". Notons que AUFRERE écrivait déjà en 1935 que les dunes du Sahara étaient un "*immense anémogramme dessiné par les vents à la surface du désert*". Notre seule réserve quant à ce travail très intéressant est que ces auteurs en déduisent trop rapidement un changement *net* alors que cette étude ne repose que sur un échantillon de 18 années et que, dès lors, le changement constaté n'est peut-être pas significatif à long terme.

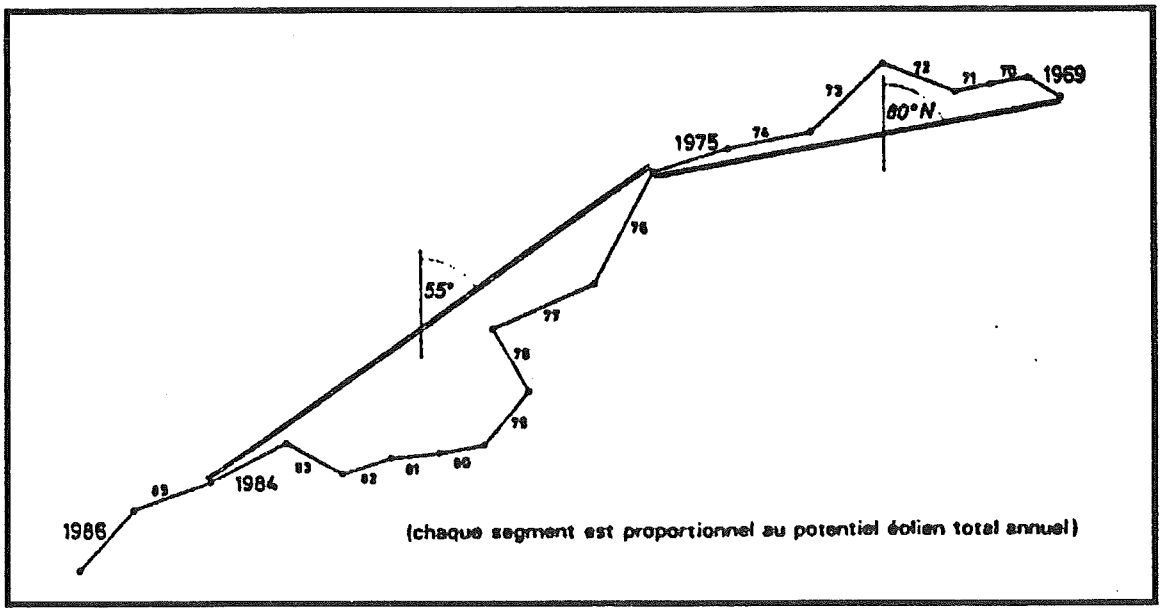


Fig.V.6 - Variations interannuelles de la résultante des vents à Tombouctou de 1969 à 1986 (COUREL & CHAMARD 1988).

Yearly variations of the wind resultant in Tombouctou from 1969 to 1986 (COUREL & CHAMARD 1988).

OZER (1993) a collecté les données de vitesse maximum quotidienne du vent et leur direction dans sept stations synoptiques du sud nigérien durant la saison sèche (octobre à avril) de 1961 à 1990 (30 ans). L'étude présente l'évolution de la vitesse du vent (vitesse cumulée et nombre de jours caractérisés par des vents efficaces [≥ 5 m s^{-1}]) qui, quoique présentant une importante variation interannuelle, montre une tendance à la hausse dans trois stations (fréquence des vents efficaces en augmentation de 71% à Niamey). Traitant l'évolution de la direction du vent de la seule station de Maradi, il apparaît que celle-ci s'est progressivement modifiée depuis le début des années quatre-vingt passant de 45° à 90°N. Ces constatations sont différentes de celles de COUREL et CHAMARD (1988) à la station de Tombouctou (Mali) qui (i) observent une modification de la direction du vent dans l'autre sens (de 80° à 55°N) au cours de la même période et (ii) ne constatent pas de tendance particulière dans la vitesse des vents. L'intérêt de cette étude repose sur le fait que (i) les stations utilisées ont fait l'objet d'une visite personnelle de terrain, ce qui nous a permis d'écarter les stations influencées par un effet de site biaisant anormalement les données de vent et (ii) l'échantillon utilisé présente trente années d'observations dans sept stations.

Dans la suite de ce chapitre, nous tiendrons compte de ces résultats et écarterons les stations de Tillabéry, Birni N'Konni, Gouré et Gaya pour les études anémométriques.

KARIMOUNE (1994) a analysé les données tri-horaires de vitesse et direction du vent à Zinder (Niger) de 1970 à 1989 (20 ans) dans le but de cerner les facteurs contribuant à l'érosion éolienne et à la désertification récente dans le sud-est nigérien. Ses observations confirment celles de OZER (1993). En effet, l'auteur met en évidence une augmentation des vents efficaces (≥ 5 m s^{-1}) de 27% entre les années septante et quatre-vingt ainsi qu'une modification de la direction passant de 30° à 60°N entre les périodes 1970-1979 et 1980-1989. Il utilise la formule [*Eq. V. 2*].

CLARK (1995) a analysé les données tri-horaires de vitesse et direction du vent pour l'année 1987 dans 54 stations synoptiques réparties en Afrique au nord de l'Equateur dont 38 au Sahel dans le but de caractériser les principales zones potentielles de déflation. L'auteur, après avoir ramené toutes les vitesses de vent à une hauteur standard de dix mètres au-dessus du sol, utilise l'équation [*Eq. V. 3*] pour mesurer le pouvoir de déflation du vent et note la très forte variabilité spatiale des zones potentielles de déflation. Celles-ci sont expliquées, de manière laconique, par des effets locaux éventuels ou par le site de la station.

$$E = 0.012\,(V - 5)^2 \qquad \textit{[Eq. V. 3]}$$

où E est le pouvoir de déflation à un moment déterminé et V la vitesse du vent (≥ 5 m s^{-1}).

L'intérêt certain du travail de CLARK (1995) est cette représentation globale, en une année donnée, des principales zones potentielles de déflation de part et d'autre du Sahara. Les faiblesses résident dans le fait qu'il ne tente pas d'expliquer pourquoi le pouvoir de déflation calculé à Nouadhibou (Mauritanie) est plus de deux fois supérieur à tout autre station sud-saharienne, pas plus d'ailleurs qu'il ne commente pourquoi Tombouctou (nord du Mali), pourtant prouvé comme étant une zone active de déflation (COUREL & CHAMARD 1988), présente un pouvoir de déflation quasi deux fois inférieur à celui mesuré à Sikasso (extrême sud du Mali) pourtant considéré comme une zone de dépôt de poussières.

OZER (1996) a analysé l'évolution des vitesses et directions des vents de 1951 à 1994 (44 ans) dans quatre stations disposées le long de la façade atlantique de l'Afrique de l'Ouest au Sénégal et en Mauritanie. Il apparaît qu'un changement significatif de la direction des vents vers l'est s'est produit depuis le début des années septante, soit depuis le début de la sécheresse. Ainsi, entre les périodes 1951-1970 et 1971-1994, un glissement de la direction des vents vers l'est de 19° et 15° respectivement à Ziguinchor et à Nouakchott est remarqué. Quant aux stations de Dakar et Nouadhibou, marquées par un effet de site évident (un promontoire pour l'une et l'extrémité d'un cap pour l'autre), elles montrent toutes deux un régime anémométrique unimodal invariable. Par contre, aucune augmentation (ni diminution) significative de la vitesse du vent n'a été observée. L'intérêt de cette étude repose sur le fait qu'apparaissent encore des fluctuations dans la direction des vents en comparant les années de la période humide des années cinquante et soixante (20 ans) aux années de la sécheresse depuis 1971 (24 ans).

CLARK *et al.* (1997) ont analysé les données tri-horaires de vitesse du vent pour la période 1961-1984 (24 ans) pour onze stations synoptiques réparties en Afrique de l'Ouest dans le but de caractériser les principales zones potentielles de déflation. Les auteurs, après avoir ramené toutes les vitesses de vent à une hauteur standard de dix mètres au-dessus du sol, utilisent toujours l'équation [*Eq. V. 3*] pour mesurer le pouvoir de déflation du vent. Ils notent la très forte variabilité interannuelle du pouvoir de déflation et classent ces stations en trois catégories (Fig. V. 7) : (1) l'existence de zones de déflation très sévère (Nouadhibou et Bilma), (2) de déflation sévère (Gao, Néma, Tessalit, Agadez et Atar) et (3) de déflation faible ou négligeable (Niamey, Dori, Ouagadougou et Kayes).

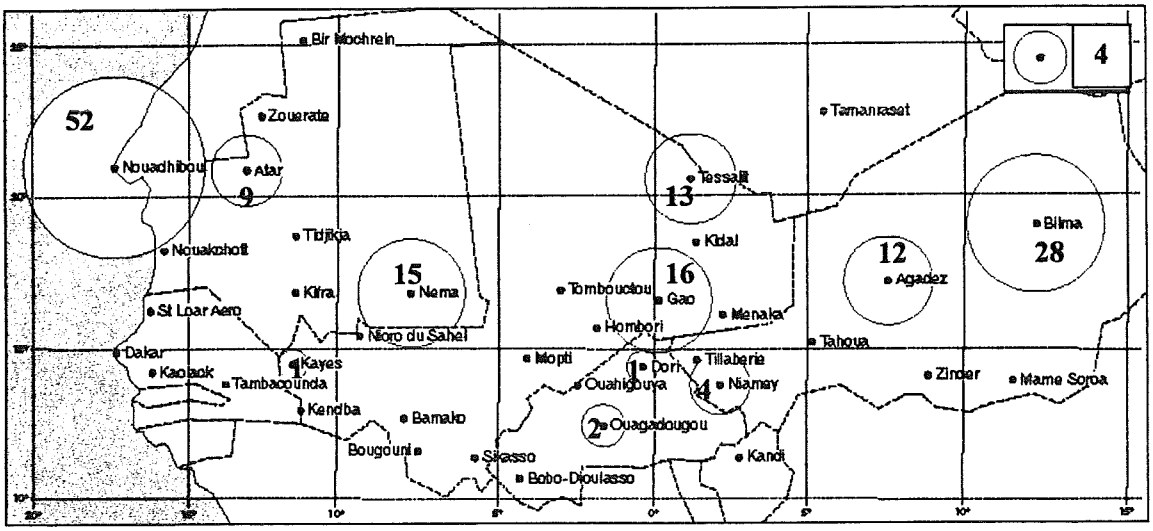


Fig.V.7 - Importance de la déflation potentielle dans onze stations en Afrique de l'Ouest. La taille des cercles est proportionnelle à la valeur E (Eq. V. 3) qui est reportée en valeur chiffrée sur le cercle (d'après CLARK *et al.* 1997, modifiée).

Importance of potential deflation in 11 stations of West Africa. The circle size is proportional to the E value (Eq. V. 3), indicated in number on the circles (after CLARK et al. 1997).

OZER (1998) a analysé l'évolution des vitesses maximales journalières des vents de 1951 à 1994 (44 ans) durant la saison sèche (octobre à avril) dans huit stations au Niger dans le but de cerner l'impact de la sécheresse et de la vitesse du vent sur l'évolution de la fréquence des lithométéores. Il ressort de cette étude que les huit

stations analysées présentent toutes une augmentation de la vitesse du vent. Celle-ci est en moyenne de 40%, variant de 13% à la station de Maine-Soroa (dont la fiabilité est remise en cause par l'auteur en fonction des témoignages recueillis au Niger) à 63% à celles de Niamey et Agadez. Il apparaît également qu'aucune relation n'existe entre la pluviométrie et la vitesse du vent. L'intérêt de cette étude repose sur le fait que, pour la première fois, les vitesses des vents sont analysées pour huit stations continentales sur un large échantillon de 44 ans et qu'il apparaît que, partout, la vitesse du vent est en augmentation.

NOUACEUR (1999) a analysé les vitesse et direction des vents de 1985 à 1990 (6 ans) dans les treize stations du réseau synoptique mauritanien. Il détermine ainsi les stations influencées par (i) l'alizé maritime de secteur NW-N, (ii) l'alizé maritime continentalisé de secteur N et (iii) l'alizé continental de secteur NE. Il souligne également que l'effet de site a une influence probable sur la vitesse des vents enregistrée dans sept stations sur treize.

Finalement, il nous faut noter que quelques modèles, créés pour la simulation du cycle des poussières, ont utilisé différentes vitesses limites pour le vent efficace. Ainsi, WESTPHAL *et al.* (1987) ont étudié la dynamique des tempêtes de sable au Sahara avec une vitesse limite de 5.2 m s^{-1} mesuré à dix mètres au-dessus du sol pour le vent efficace. TEGEN et FUNG (1994, 1995) ont, quant à elles, fixé cette même vitesse limite à 6.5 m s^{-1} (à dix mètres au-dessus du sol) pour des sols nus.

Dans le Sahara (au nord de 16°N), MARTICORENA *et al.* (1997) ont établi, sur base de paramètres physiques, que la vitesse minimum du vent efficace définie à dix mètres au-dessus du sol pouvait varier de 6.5 à 20 m s^{-1} en fonction du type de sol considéré (Fig. V. 8). Dans la zone qui nous intéresse directement, à savoir l'intégralité du réseau mauritanien, les stations de Tombouctou, Gao et Tessalit au Mali et Agadez et Bilma au Niger, la vitesse minimum du vent efficace ainsi définie varie de 6.5 à 8.0 m s^{-1}. Cependant, étant donné que cette zone connaît une courte saison des pluies, notons que ces vitesses devraient encore être modifiées après l'inclusion du paramètre 'humidité du sol' (FECAN *et al.* 1999). Récemment, pour l'optimisation de ces modèles, CHOMETTE *et al.* (1999) ont tenté de déterminer la vitesse minimum du vent efficace mesuré à dix mètres au-dessus du sol pour sept zones-test positionnées dans le Sahara (Fig. V. 9). Pour ce faire, les auteurs se basent, pour une période de trois ans, sur la comparaison entre les informations relatives aux lithométéores dérivées des images satellitaires METEOSAT et les données de vitesse du vent mesuré à dix mètres au-dessus du sol obtenues auprès de l'*European Centre for Medium-range Weather Forecast*. Il apparaît que la vitesse minimum du vent efficace obtenue de cette manière varie de 6 à 10 m s^{-1} pour les sept sites analysés (Fig. V. 9). Pour ces auteurs (MARTICORENA *et al.* 1997; CHOMETTE *et al.* 1999), le même type d'application au sud de 16°N semble actuellement extrêmement difficile. En effet, au contraire des régions désertiques 'immuables', le Sahel compte une multitude de paramètres extrêmement variables dans le temps et dans l'espace à inclure dans les modélisations. De plus, le rôle contrôlant sur les processus de déflation de ces paramètres est encore sujet à certaines incertitudes.

C'est ainsi que par la suite, nous combinerons –à la manière de HELGREN et PROSPERO (1987)– les valeurs de vitesse du vent et les cas de déflation observés aux stations synoptiques pour définir, à notre tour, les vitesses minimums du vent efficace

mesurées à dix mètres au-dessus du sol à partir de données de terrain. Ces données seront comparées avec celles dérivées des modèles exposés ci-dessus.

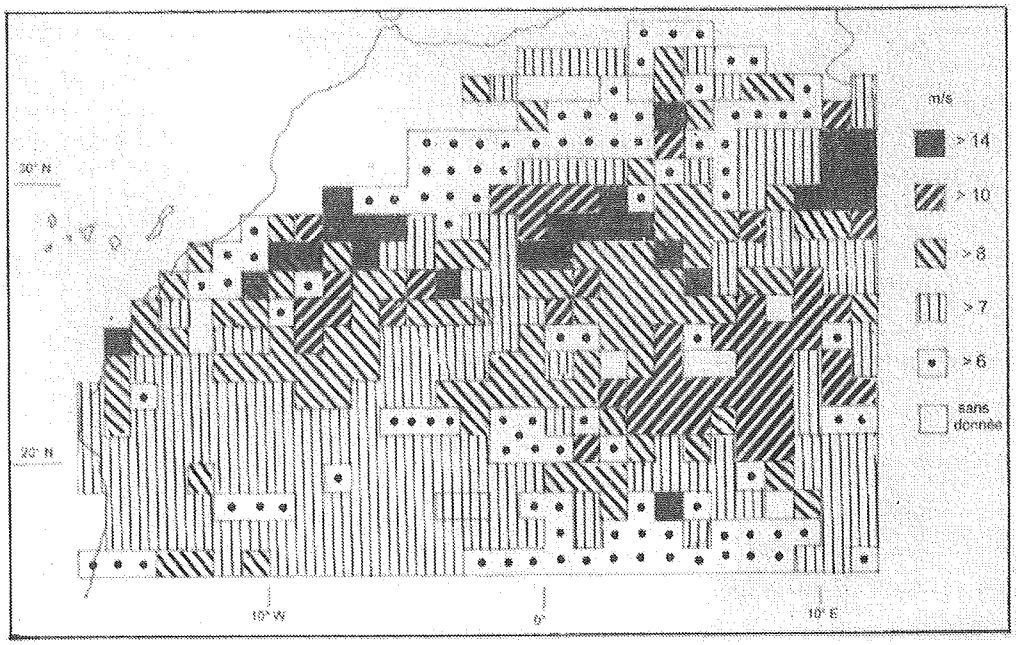


Fig.V.8 - Vitesse minimum du vent efficace définie par degré carré à dix mètres au dessus du sol. (d'après MARTICORENA *et al.* 1997).

Minimum threshold wind speed defined by square degrees at ten meters above the ground (after MARTICORENA et al. 1997).

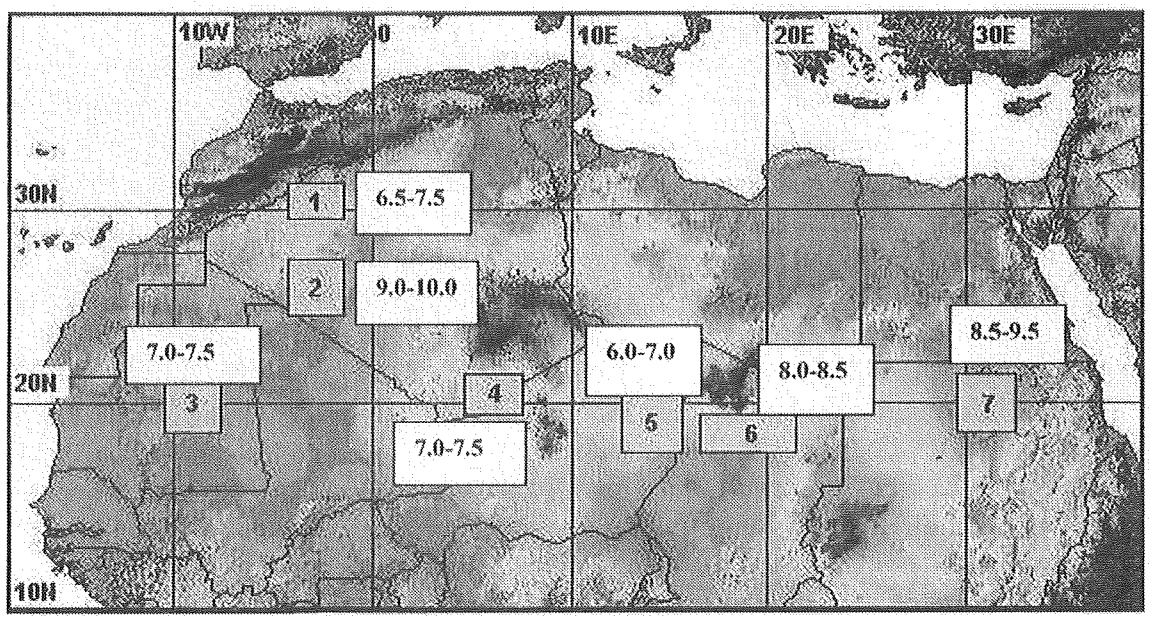


Fig.V.9 - Estimation de la vitesse minimum du vent efficace à dix mètres au dessus du sol (m s^{-1}) pour sept zones test dont l'extension spatiale est présentée sur fond gris (d'après CHOMETTE *et al.* 1999).

Minimum threshold wind speed estimation at ten meters above the ground (in m s^{-1}) for seven test areas (after CHOMETTE et al. 1999).

Dans la suite de ce travail, nous prolongerons, élargirons et approfondirons certaines de ces études relatives aux vents dans le but de confirmer ou d'infirmer les résultats obtenus sur des périodes d'observations souvent trop brèves.

3. REPARTITION DIURNE DE LA VITESSE DES VENTS EN SAISON SECHE

Comme nous l'avons vu préalablement dans le chapitre IV. 7 consacré à la répartition diurne des lithométéores en saison sèche '*courte*' (novembre à mars), ceux-ci se produisent essentiellement durant le jour et disparaissent ou s'atténuent durant la nuit. On devrait donc s'attendre à avoir une répartition similaire des vents efficaces durant le jour.

L'objectif de ce chapitre est de présenter cette répartition diurne des vitesses des vents en moyenne et en fonction de la vitesse d'efficacité limite considérée. D'autre part, nous tenterons de voir si les différentes phases climatiques ont eu un effet quelconque sur cette répartition. L'illustration de ces propos se base ici sur l'étude des cinq mêmes stations présentées au chapitre IV. 7 jamais analysées à ce sujet sur une telle période.

3.1 Vitesse moyenne tri-horaire des vents

La répartition tri-horaire moyenne de la vitesse des vents calculée sur la période 1947-1997 est présentée à la figure V. 10 pour les stations synoptiques de Niamey, Zinder, Gao, Tombouctou et Bilma.

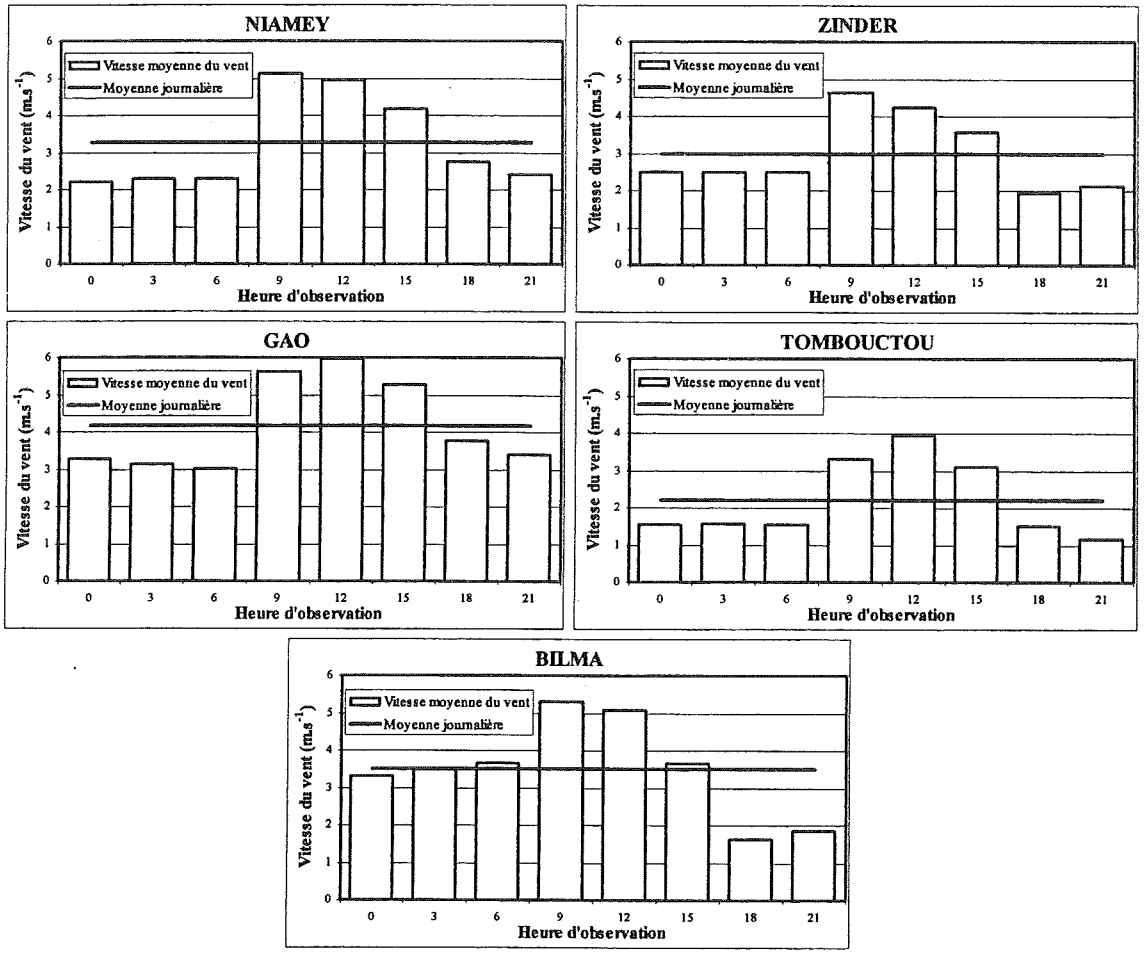


Fig.V.10 - Vitesse moyenne tri-horaire du vent durant la saison sèche (novembre à mars). Les données utilisées pour ces calculs couvrent la période 1947-1997, sauf pour Bilma (1954-1997), Gao (1950-1996) et Tombouctou (1949-1996).

Average 3 hourly wind speed during the dry season (November to March).

Il apparaît à la figure V. 10 que les vents les plus forts sont observés –tout comme le maximum de fréquence des lithométéores– entre 9 et 15 heures alors que le minimum est localisé au milieu de la nuit.

Pour avoir une idée approximative de cette répartition au cours du temps, nous présentons l'évolution diurne de la vitesse moyenne du vent durant les différentes phases climatiques à la figure V. 11.

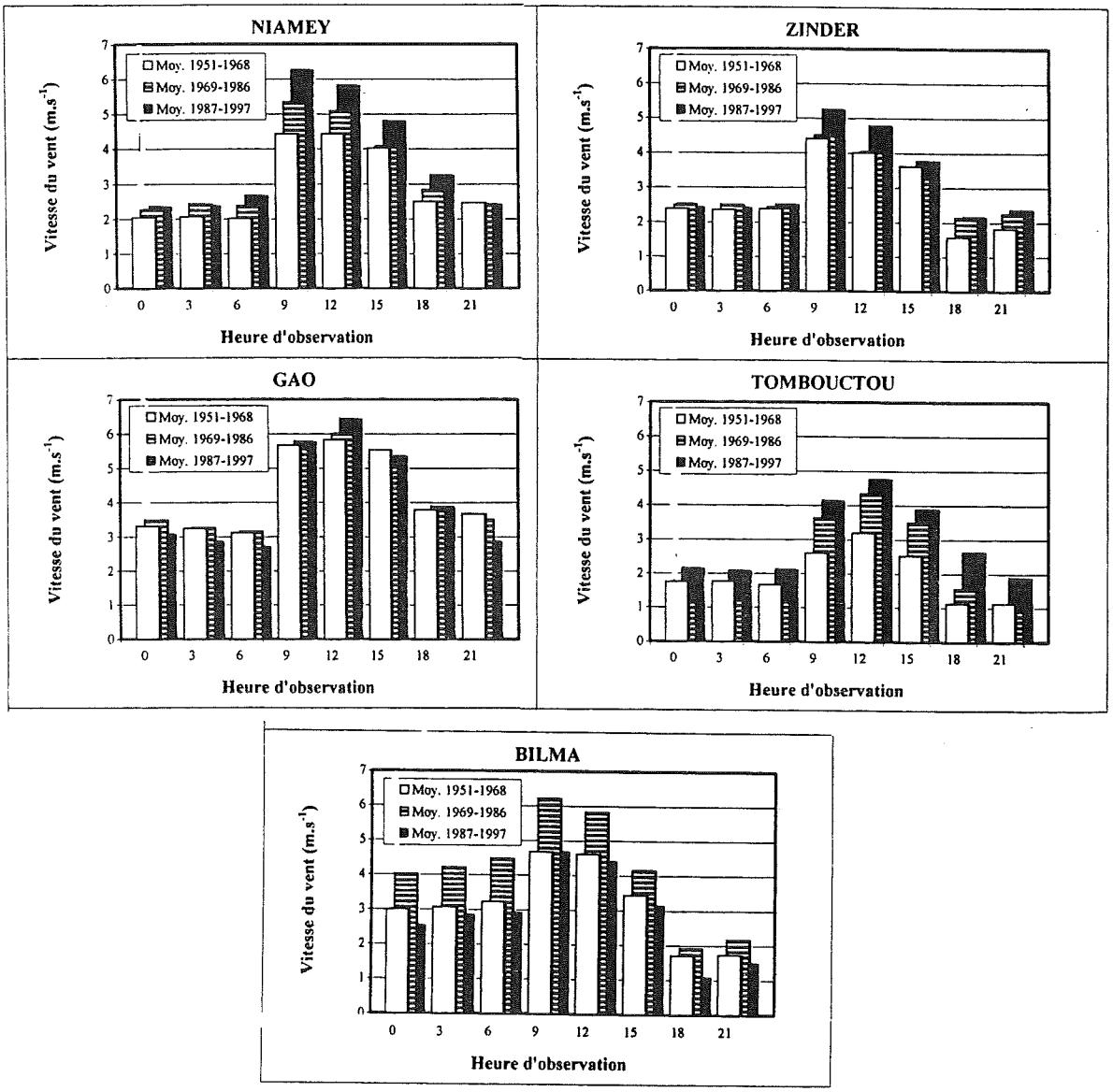


Fig.V.11 - Vitesse moyenne tri-horaire du vent durant la saison sèche (novembre à mars). Comparaison entre les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse et "actuelle" (1987-1997).

Average 3-hourly wind speed during the dry season (November to March). Comparison between the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

Il apparaît que cette vitesse augmente modérément dans les stations sahéliennes et ce, de manière inégale, suivant les stations et les heures d'observation. Cette hausse de la vitesse du vent se marque nettement entre les périodes 1951-1968 et 1969-1986 aux stations de Niamey et Tombouctou durant les heures du jour (9, 12 et 15 h) et se poursuit d'ailleurs actuellement. A la station de Zinder, seule la période 1987-1997 se

démarque des deux précédentes par l'augmentation sensible de la vitesse moyenne du vent. La situation est relativement stable durant les trois périodes analysées à Gao. De manière générale, on observe néanmoins une augmentation progressive du rapport ($R_{M/m}$) entre la vitesse moyenne du vent observée de jour (9, 12 et 15 heures) et notée au milieu de la nuit (21, 24 et 3 heures) qui passe de 1.8 durant la période "humide" à 2.1 durant la période "actuelle". Cela signifie donc que l'augmentation du vent en région sahélienne est surtout imputable à la hausse des vents forts observés durant le jour. A la station désertique de Bilma, la situation est quasi identique à celle observée pour la fréquence des lithométéores: une augmentation remarquable durant la période de sécheresse suivie, pendant la période 1987-1997, d'une chute à un niveau inférieur à celle observée durant la période "humide".

La vitesse moyenne du vent et son évolution pour les cinq stations analysées sont reprises au tableau V. 4. On y remarque, entre la période "actuelle" et la période avant sécheresse, une augmentation nette (de 14 à 51 %.) de la vitesse moyenne du vent aux stations sahéliennes méridionales de Tombouctou, Niamey et Zinder contre une stabilité à la station de Gao. La comparaison entre ces deux mêmes périodes se solde par une diminution de 9 % à la station désertique de Bilma.

Tab.V.4 - Evolution de la vitesse moyenne du vent (saison sèche de novembre à mars) durant les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Evolution of the average wind speed during the dry season (November to March). Comparison between the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

	Vitesse moyenne du vent (m s^{-1})			Changement (%)		
Station	1951-1968	1969-1986	1987-1997	Séch/Hum	Act/Séch	Act/Hum
NIAMEY	2.99	3.35	3.76	+12	+12	+25
ZINDER	2.81	2.96	3.22	+5	+9	+14
GAO	4.26	4.23	4.13	-1	-2	-3
TOMBOUCTOU	1.96	2.19	2.96	+12	+35	+51
BILMA	3.18	4.13	2.90	+30	-30	-9

Cependant, dans le cadre de l'analyse des lithométéores et des cas de déflation en particulier, la vitesse du vent devrait plutôt être étudiée en fonction de son efficacité à pouvoir mobiliser des particules.

3.2 Fréquence tri-horaire des vents efficaces

Comme il a été présenté au chapitre V. 2, plusieurs seuils de vitesse limite ont été fixés par divers auteurs. Nous retiendrons trois de ces seuils dans cette analyse:

- ≥ 3 $m\,s^{-1}$ [dénommé $V_{10\,(3)}$] (CHAMARD & COUREL 1988; COUREL & CHAMARD 1988; KARIMOUNE 1994; etc.);
- ≥ 5 $m\,s^{-1}$ [dénommé $V_{10\,(5)}$] (WESTPHAL *et al.* 1987; MIETTON 1988; OZER 1993; KARIMOUNE 1994; CLARK 1995; CLARK *et al.* 1997; etc.);
- ≥ 6 $m\,s^{-1}$ [dénommé $V_{10(6)}$] (FRYBERGER 1979, 1980; BREED *et al* 1979 FRYBERGER & AHLBRANDT 1979; TEGEN & FUNG 1994, 1995; MARTICORENA *et al.* 1997; CHOMETTE *et al.* 1999; etc.).

La figure V. 12 présente la répartition des fréquences de ces vents efficaces. Il ressort directement de l'analyse de cette figure que les vents efficaces sont observés essentiellement durant la journée. En moyenne, dans les stations sahéliennes analysées, la fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] est dix fois plus élevée durant le jour que pendant la nuit (Tab. V. 5). Il en va de même –mais dans un autre ordre de grandeur– pour les deux autres classes de vitesse du vent efficace. Ces observations sont en parfait accord avec l'allure de la répartition diurne des cas de déflation (Figs. IV. 24 et IV. 25, pp. 109 et 111).

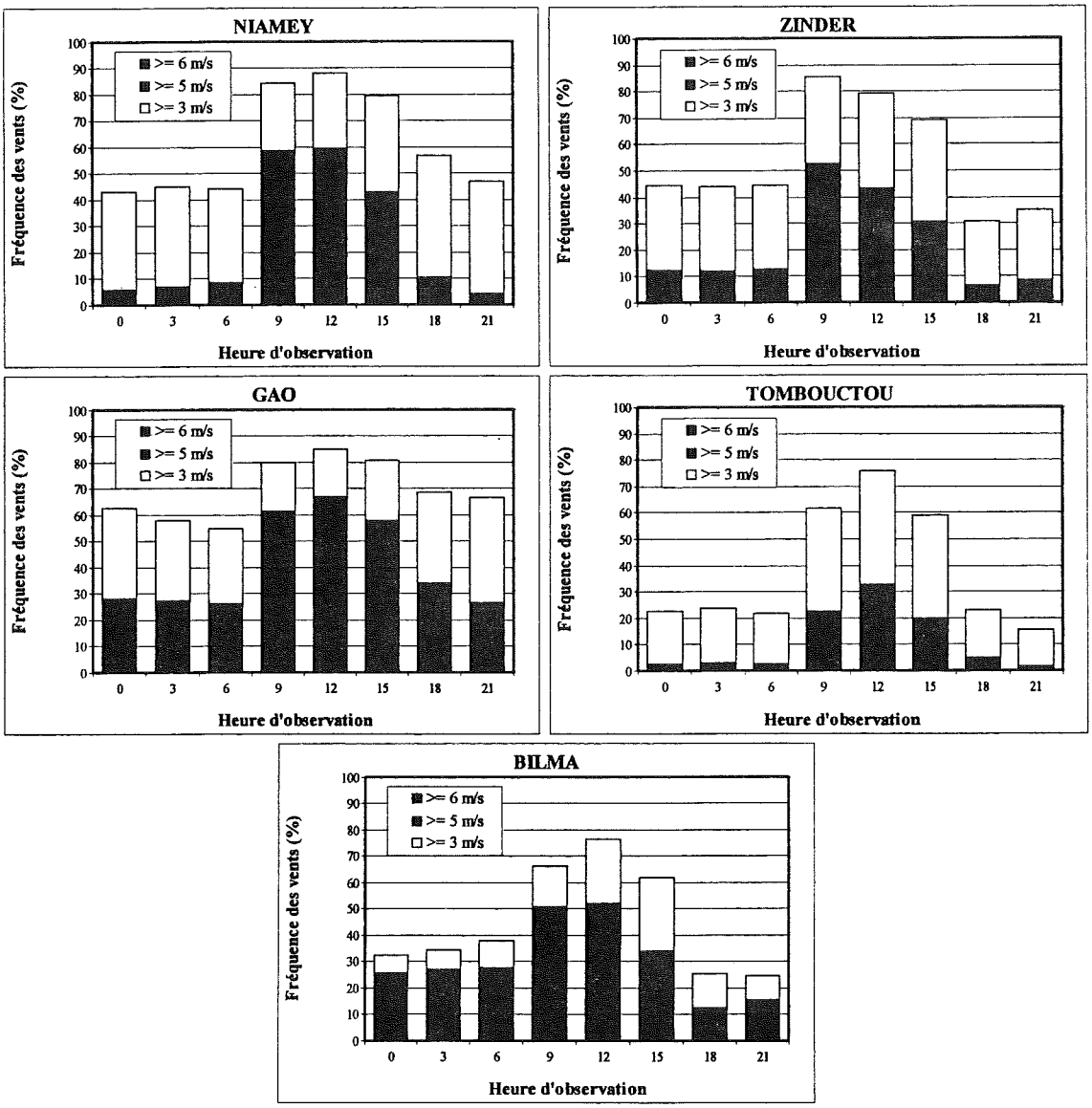


Fig.V.12 - Fréquence moyenne (%) tri-horaire des vents efficaces ($V_{10\ (3)}$, $V_{10\ (5)}$ et $V_{10\ (6)}$) durant la saison sèche (novembre à mars). Les données utilisées pour ces calculs couvrent la période 1947-1997 sauf Bilma (1954-1997), Gao (1950-1996) et Tombouctou (1949-1996).

Average frequency of 3-hourly threshold wind speeds ($V_{10\ (3)}$, $V_{10\ (5)}$ and $V_{10\ (6)}$) during the dry season (November to March).

La répartition diurne des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$], plus contrastée que celle des vents efficaces définis à d'autres seuils ($V_{10\ (3)}$ et $V_{10\ (5)}$), semble être la plus en adéquation avec la répartition des cas de déflation. De plus, ce seuil étant confirmé par

les récentes études de MARTICORENA *et al.* (1997) et CHOMETTE *et al.* (1999), seule la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] sera retenue dans la suite de ce travail. Cependant, notons que, de 1947 à 1997, la station de Niamey a enregistré plus de 40% de vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] à 9 heures (Fig. V. 12) contre seulement 6% de cas de déflation à la même heure d'observation (Fig. IV. 21, p. 105). Il en va de même pour les autres stations analysées. Nous insistons donc sur le fait que la définition d'un vent efficace est bien la vitesse à partir de laquelle un vent devient susceptible, dans des conditions optimales, d'arracher des particules au sol. L'écart important entre les fréquences des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] et des cas de déflation n'a, dès lors, rien d'inquiétant.

Tab.V.5 - Rapport ($R_{M/m}$) entre la fréquence maximum des vents efficaces observée de jour (9, 12 et 15 heures) et la fréquence minimum des vents efficaces notée au milieu de la nuit (21, 24 et 3 heures) en différentes stations durant la saison sèche (novembre à mars).

Ratio ($R_{M/m}$) between maximum threshold wind speed frequency observed during daytime (9, 12 and 15 hours) and the minimum threshold wind speed frequency observed during night-time (21, 24 and 3 hours) at some stations during the dry season (November to March).

	Niamey	Zinder	Gao	Tombouctou	Moyenne Sahel	Bilma
$V_{10\,(3)}$	1,9	1,9	1,3	3,2	2,1	2,2
$V_{10\,(5)}$	9,7	3,8	2,3	9,4	6,3	2,0
$V_{10\,(6)}$	18,7	5,1	3,8	13,6	10,3	1,7

La figure V. 13 présente, durant les différentes phases climatiques, l'évolution diurne de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$]. Dans toutes les stations sahéliennes, cette fréquence a peu (+8 % à Gao) à fortement (x 4 à Tombouctou) augmenté. Cependant, cette hausse est sans commune mesure par rapport à celle observée pour les cas de déflation (Figs. IV. 24 et IV. 25, pp. 109 et 111). Le meilleur cas est présenté par la station de Gao où l'augmentation de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] n'est que de 8% comparée à une augmentation d'un facteur six des observations des cas d'érosion éolienne sur la même période (Tab. V. 6).

Tab.V.6 - Evolution de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] durant les périodes "humide" (PH: 1951-1968), de sécheresse (PS: 1969-1986) et "actuelle" (PPS: 1987-1997). Comparaison avec la fréquence des cas de déflation (Déf.). Rapport entre la fréquence des cas de déflation et des vents efficaces. Les calculs de fréquence sont effectués sur les observations tri-horaires réalisées au cœur de la journée (9, 12 et 15 heures).

Evolution of the threshold wind speed [$V_{10\,(6)}$] frequency during the "humid" (PH: 1951-1968), drought (PS: 1969-1986) and "present" (PPS: 1987-1997) periods. Comparison with the deflation frequency (Déf.). Ratio between deflation and threshold wind speed frequency. Frequencies are calculated from 3-hourly daytime observations (9, 12 and 15 hours).

	$V_{10\,(6)}$ (%)			Changement (%)			Déf. (%)			Déf. / $V_{10\,(6)}$		
Station	PH	PS	PPS	PS/PH	PPS/PS	PPS/PH	PH	PS	PPS	PH	PS	PPS
Niamey	27	37	49	+35	+31	+77	0	4	16	1	9	32
Zinder	21	19	32	-8	+68	+54	0	3	5	1	18	19
Gao	47	49	51	+5	+3	+8	2	8	11	4	17	21
Tombouctou	5	19	20	+308	+8	+343	1	6	11	20	30	52
Bilma	29	42	27	+44	-36	-8	6	8	6	20	18	22

Il en résulte donc, à cette même station, que le rapport entre les fréquences des cas de déflation et des vents efficaces (Déf./$V_{10(6)}$) est fortement modifié. Celui-ci passe de 4% durant la période "humide" (1951-1968) à 21% pendant la période récente (1987-1997).

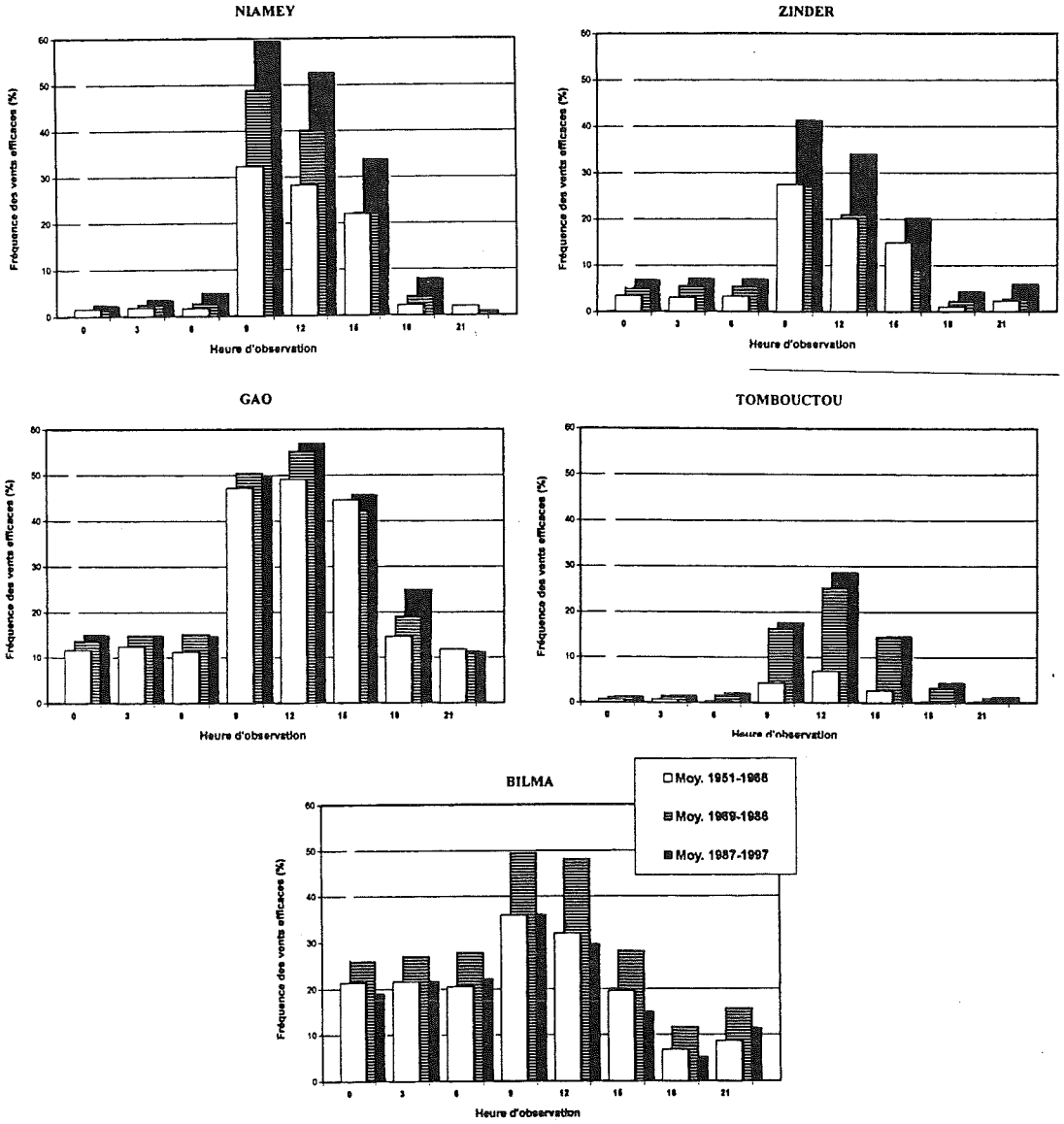


Fig.V.13 - Fréquence moyenne (%) tri-horaire des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] durant la saison sèche (novembre à mars). Comparaison entre les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1968-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Average frequency of 3-hourly threshold wind speeds ($V_{10\ (6)}$) during the dry season (November to March). Comparison between the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

Le cas de la station de Gao est généralisé. En effet, le rapport Déf./$V_{10\ (6)}$ 77est partout en augmentation. Cet accroissement varie d'un facteur 2.6 à Tombouctou à 46 à Niamey. Par contre, la région désertique représentée ici par Bilma ne présente aucune modification majeure de ce rapport qui oscille autour de 20 %. Ce constat relatif à cette dernière station est réconfortant et appuie, d'une part, le fait que les observations de visibilité horizontale utilisées pour l'étude des lithométéores seraient correctes en cette station isolée et, d'autre part, confirme notre interrogation quant à la validité à long terme de cette région considérée comme zone-source principale de poussières affectant la partie orientale de notre zone d'étude (Chap. IV. 10. 3).

De l'évolution du rapport Déf./$V_{10\ (6)}$ en région sahélienne, on pourrait donc penser dès à présent que l'augmentation très importante des cas de déflation ne serait pas due à un accroissement similaire de la fréquence des vents efficaces mais plutôt à un abaissement du seuil de la vitesse limite du vent autorisant leur capacité à déclencher l'érosion éolienne. Cela serait en parfait accord avec toutes les évidences qui sont là pour prouver que la structure du sol et sa protection sont continuellement dégradées suite à la longue période de sécheresse et aux diverses actions anthropiques (Chap. IV. 10. 4). Nous étendrons cette analyse à un nombre significatif de stations sahéliennes au chapitre V. 6.

Quant à la hausse progressive de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$], elle peut également être expliquée par la dégradation de l'environnement. Ainsi, la sécheresse, le surpâturage et le déboisement diminuent fortement la couverture végétale. La contraction de celle-ci engendre une moindre rugosité au sol pour le vent qui est donc moins freiné.

Cependant, il ne faut pas négliger le fait que les appareils utilisés pour la mesure de la vitesse du vent sont très fragiles et qu'un changement d'environnement immédiat peut fortement influencer celle-ci. Ainsi, la très importante hausse de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] observée à Tombouctou (Tab. V. 6) entre les périodes que nous qualifions d'humide et de sécheresse doit très probablement être largement imputée au changement de localisation de la station. En effet, du centre de la ville, celle-ci a été transférée dans le bloc technique de l'aéroport en juillet 1966. Toujours est-il que, par la suite, la fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] a continué à augmenter à Tombouctou mais du même ordre de grandeur que dans les autres stations.

En conclusion, il ressort de cette analyse relative à la répartition diurne de la vitesse moyenne du vent et de la fréquence des vents efficaces en saison sèche (novembre à mars):

- La vitesse moyenne du vent de même que la fréquence des vents efficaces sont maximum durant le jour, entre 9 et 15 heures, le minimum s'observant, quant à lui, de nuit, de 21 à 3 heures. Cette répartition diurne est identique aux observations réalisées pour les lithométéores en général et les cas de déflation en particulier.
- Le vent moyen est stable ou en légère augmentation dans les stations sahéliennes. A la station désertique de Bilma, les fluctuations sont quasi identiques à celles observées pour les lithométéores.
- La fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] est partout en constante augmentation dans les stations sahéliennes analysées. Cet accroissement est beaucoup plus marqué que celui observé pour le vent moyen. Le seuil de 6 m s^{-1} semble être plus représentatif que les autres seuils ($V_{10\ (3)}$ et $V_{10\ (5)}$) utilisés préalablement par d'autres auteurs.
- De l'augmentation importante du rapport Déf./$V_{10\ (6)}$ en région sahélienne, il semble se confirmer que l'efficacité du vent est de plus en plus grande. Cela serait mis en relation avec la continuelle dégradation environnementale due au déficit pluviométrique prolongé et aux diverses actions anthropiques.

4. REPARTITION MENSUELLE DE LA VITESSE DES VENTS

Les données relatives au vent utilisées dans ce chapitre sont, pour chaque jour, la vitesse du vent la plus élevée de la journée sélectionnée dans l'échantillon disponible à chaque station (comme défini au chapitre V. 1. 2). Ces banques de données relatives aux vents quotidiens pour tous les jours de l'année ont été réalisées pour 21 stations (voir Fig. IV. 33, p. 126, pour la localisation des stations utilisées ci-après):

- quatre stations au Sénégal (Dakar, Podor, Saint-Louis et Ziguinchor) pour la période 1951-1994;
- neuf stations en Mauritanie (Aioun-El-Attrouss, Akjoujt, Atar, Boutilimit, Kiffa, Nema, Nouadhibou, Nouakchott et Tidjikja) pour la période 1951-1995;
- huit stations au Niger (Agadez, Bilma, Maine-Soroa, Maradi, N'Guigmi, Niamey, Tahoua et Zinder) de 1951 à 1998.

Malheureusement, nous n'avons pas eu le temps nécessaire pour pouvoir envisager la saisie des données concernant le Mali. Il faut savoir que ces données ne sont disponibles que dans les T.C.M. des pays concernés. L'intéressé doit donc se rendre sur place, obtenir les autorisations nécessaires, trouver les T.C.M. (ce qui n'est pas toujours aisé) et en faire les photocopies (près de 600 par station). L'étape suivante est la sélection de l'information quotidienne (la vitesse du vent la plus élevée de la journée) et finalement l'encodage de plus de 35000 informations (vitesse et direction) par station. Ce travail est strictement manuel, répétitif, abrutissant et prend un temps incalculable. Au total, 21 stations de la zone d'étude ont pu être encodées.

La répartition mensuelle du vent moyen et de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] est présentée à la figure V. 14 pour six des dix stations synoptiques utilisées dans l'étude relative aux lithométéores (Chap. IV. 8). Les résultats sont résumés au tableau V. 7 où sont présentées les fréquences maximum et minimum trimestrielles des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] comparées à celles des cas de déflation (voir Fig. IV. 27, p. 113).

Toutes les stations décrites ici présentent une fréquence maximum des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] en saison sèche alors que la fréquence minimum est observée en fin de saison des pluies. Dans les régions désertiques, représentées ici par Bilma et Nouakchott (Fig. V. 14), les fréquences maximum et minimum des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] et des cas de déflation s'observent simultanément (Tab. V. 7). Il en va de même pour la station mauritanienne de Boutilimit.

Les trois autres stations considérées (Agadez, Zinder et Niamey), si la période des fréquences minimum des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] et des cas de déflation se recouvrent partiellement, il n'en va pas réellement de même pour les fréquences maximales. En effet, ce maximum est centré sur janvier et février pour les vents forts contre juin et juillet pour les cas de déflation. Cela s'explique, d'une part, par la faible variation de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] entre ces deux périodes (Fig. V. 14) mais également par le fait que le début de la saison des pluies est affecté par nombre de tempêtes de sable et grains provoqués par les vents violents précédant les orages. On notera également que la couverture végétale est à son minimum en fin de saison sèche (Chap. IV. 8), ce qui rend le vent plus efficace pour la mobilisation des particules.

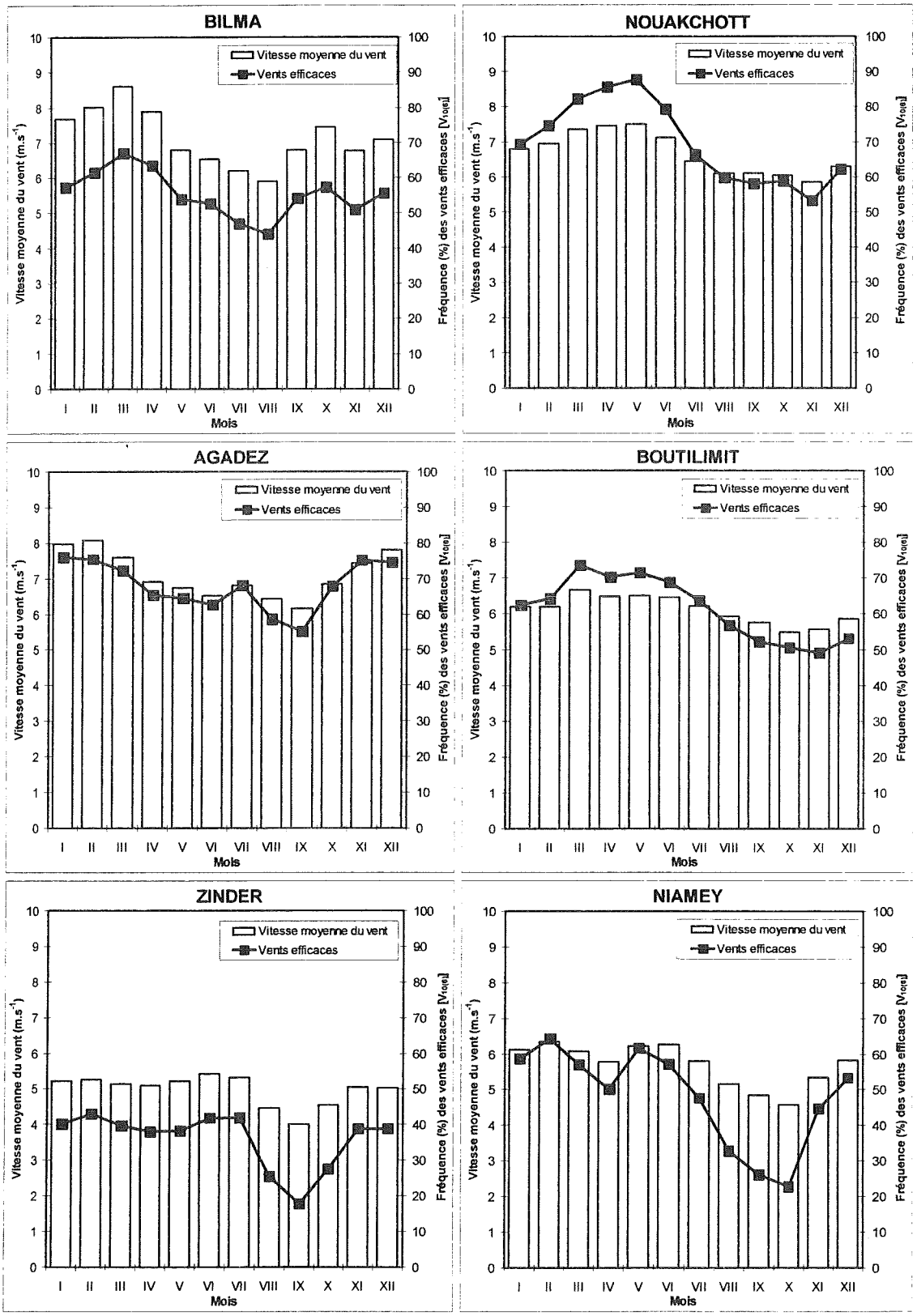


Fig.V.14 - Répartition mensuelle du vent moyen et de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] observés en différentes stations (classées de la plus aride à la plus humide). Période utilisée pour les moyennes : 1951-1998, à l'exception de Nouakchott et Boutilimit (1951-1994).

Monthly distribution of the average wind speed and the threshold wind speed [$V_{10\,(6)}$] frequency measured at some stations (classified from hyper-arid to semi-arid). Period used for the calculations: 1951-1997, excepted the stations of Nouakchott and Boutilimit (1951-1995).

Tab.V.7 - Périodes trimestrielles (les chiffres romains désignent les mois) durant lesquelles les fréquences maximum et minimum des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] sont observées en différentes stations synoptiques (classées de la plus aride à la plus humide). Comparaison avec les résultats obtenus pour les cas de déflation. Période utilisée pour les moyennes: 1951-1997, à l'exception des stations de Nouakchott et Boutilimit (1951-1995.

3-month period with maximum and minimum threshold wind speed [$V_{10\ (6)}$] frequency [$V_{10\ (6)}$] at some stations (classified from hyper-arid to semi-arid). Comparison with the deflation frequency results. Period used for the calculations : 1951-1997, excepted the stations of Nouakchott and Boutilimit (1951-1995).

Station	Paramètre	Fréquence maximum	Fréquence minimum
BILMA	Vents efficaces [$V_{10\ (6)}$]	II-III-IV	VII-VIII-IX
	Cas de déflation	II-III-IV	VII-VIII-IX
NOUAKCHOTT	Vents efficaces [$V_{10\ (6)}$]	III-IV-V	IX-X-XI
	Cas de déflation	III-IV-V	IX-X-XI
AGADEZ	Vents efficaces [$V_{10\ (6)}$]	XII-I-II	VIII-IX-X
	Cas de déflation	VI-VII-VIII	IX-X-XI
BOUTILIMIT	Vents efficaces [$V_{10\ (6)}$]	III-IV-V	IX-X-XI
	Cas de déflation	III-IV-V	IX-X-XI
ZINDER	Vents efficaces [$V_{10\ (6)}$]	I-II-III	VIII-IX-X
	Cas de déflation	V-VI-VII	IX-X-XI
NIAMEY	Vents efficaces [$V_{10\ (6)}$]	I-II-III	VIII-IX-X
	Cas de déflation	V-VI-VII	X-XI-XII

Cependant, une question importante est de savoir si, comme pour les lithométéores (Chap. IV. 8), les fréquence et répartition des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] ont été modifiées suite au déficit pluviométrique qui affecte le Sahel. Les résultats multi-temporels sont présentés à la figure V. 15.

L'analyse de cette figure montre que la répartition mensuelle des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] est restée totalement inchangée selon les périodes étudiées. Les fréquences maximum et minimum des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] sont localisées exactement aux même périodes que celles présentées au tableau V. 7 pour l'entièreté de la période examinée. Les différentes fluctuations climatiques n'ont donc pas modifié la répartition mensuelle des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$].

En ce qui concerne la fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$], la figure V. 15 montre qu'elle n'a pas systématiquement augmenté avec le temps. Ceci est en contradiction avec les informations obtenues pour la fréquence des lithométéores et des cas de déflation en particulier. Ainsi, si une nette augmentation de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] est une caractéristique commune à toutes les stations entre les périodes "humide" et de sécheresse, il n'en va pas de même durant la période récente. Durant la période 1987-1997, cette fréquence est en baisse dans les stations de Bilma, Nouakchott et Boutilimit contre une hausse importante dans les stations de Agadez, Zinder et Niamey.

Cette dernière évolution pose deux questions:

- Etant donnée la fragilité de la mesure de la vitesse du vent (Chap. V. 2), peut-on tirer des conclusions judicieuses au départ d'un échantillon de six stations?
- L'évolution de la vitesse du vent serait-elle différente d'une région à l'autre (Niger et Mauritanie)?

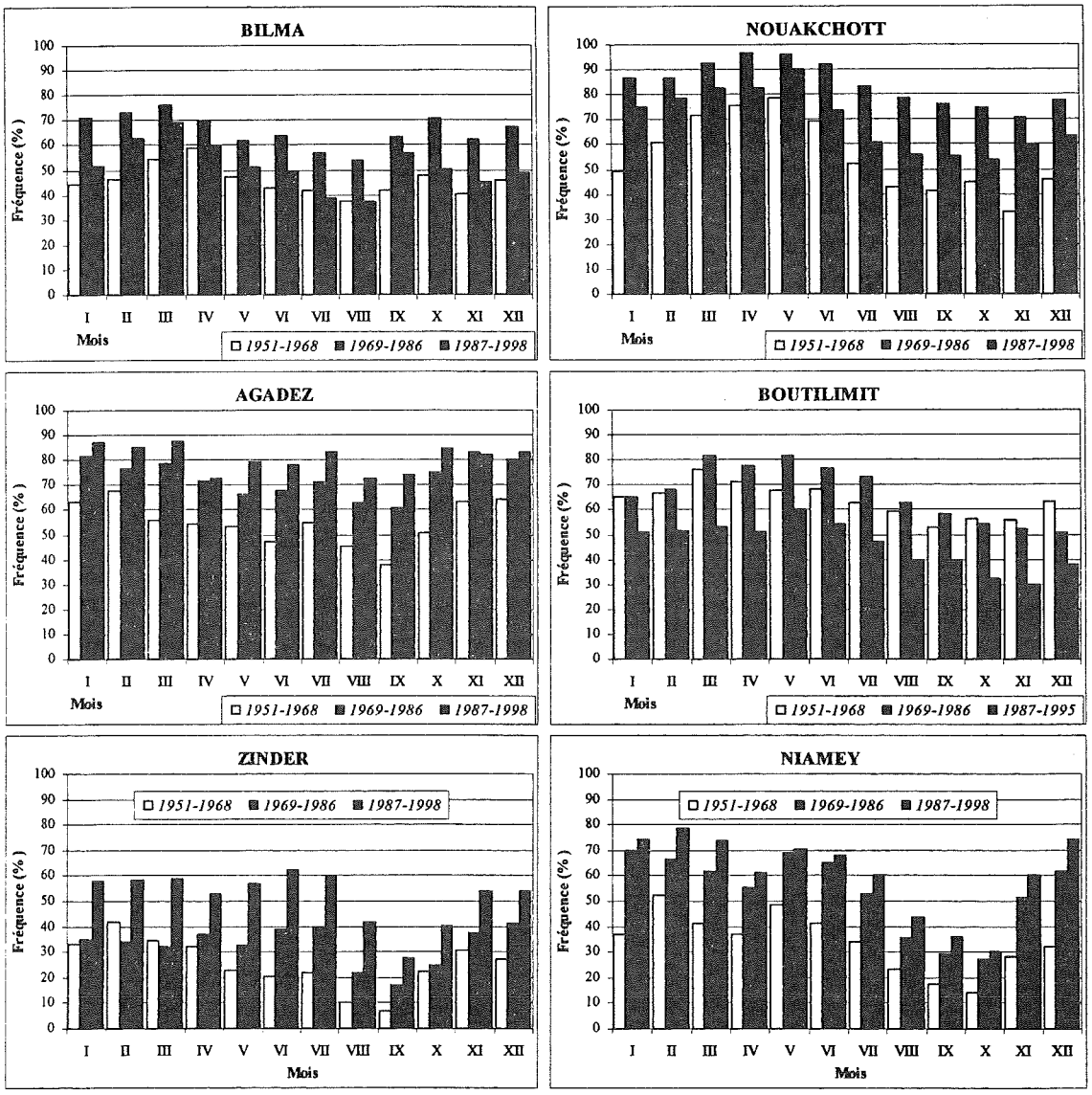


Fig.V.15 - Répartition mensuelle de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] observés en différentes stations de la région d'étude (classées du plus aride au plus humide) pour les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Monthly distribution of the threshold wind speed [$V_{10\ (6)}$] frequency measured at some stations (classified from hyper-arid to semi-arid). Comparison between the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods.

Seule l'analyse régionalisée au pas de temps annuel pourra apporter une réponse à ces deux questions. Celle-ci est présentée ci-après au chapitre V. 5.

En conclusion, il apparaît que la fréquence maximum des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] se présente partout en saison sèche alors que la fréquence minimum est observée en fin de saison des pluies. D'autre part, il s'avère que, contrairement au comportement des lithométéores, les effets de la sécheresse n'ont provoqué aucun changement de position de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$]. Quant à l'éventuelle modification de l'occurrence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] au cours du temps, elle n'est pas évidente en considérant ces six seules stations. Dans les chapitres à venir, l'analyse des vents enregistrés dans 21 stations devrait nous aider à y voir plus clair.

5. EVOLUTION ANNUELLE DES VENTS EFFICACES DE 1951 À 1997

Dans ce chapitre, nous allons décrire l'évolution du nombre de jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] au pas de temps annuel dans les 21 stations utilisées au sein de la région d'étude. Cette présentation comportera l'analyse et la discussion de l'évolution des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] des différentes stations pays par pays avant de réaliser une analyse régionale à l'aide de l'indice de LAMB (1982) [Eq. III. 1]. Pour rester en accord avec l'étude de l'évolution des lithométéores au pas de temps annuel (Chap. IV. 9), nous considérons l'année saisonnière (Chap. IV. 9. 1) et non l'année calendrier.

5.1 Résultats station par station

L'évolution annuelle de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] est présentée aux figures V. 16, V. 17 et V. 18 pour les stations du Sénégal, de la Mauritanie et du Niger.

L'analyse de la figure V. 16 montre l'allure analogue de la moyenne centrée sur cinq ans dans les trois stations sahéliennes du Sénégal. Trois maximums de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] sont observés au milieu des années soixante, au milieu des années septante et à la fin des années quatre-vingts. Chacun de ces maximums est systématiquement suivi par une période d'accalmie anémométrique. Cependant, aucune relation entre les intenses périodes de sécheresse et les maximums d'occurrence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] n'existe, pas plus d'ailleurs qu'avec la fréquence des lithométéores ou des cas de déflation. L'application du test de PETTITT[1] (1979) ne montre aucune rupture de tendance dans ces trois stations. Quant à la station méridionale de Ziguinchor, son allure est extrêmement surprenante et doit peut-être traduire un changement de localisation de la station synoptique dont nous n'avons pas connaissance.

L'analyse de la figure V.17 met en évidence le caractère non uniforme de l'évolution de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] .D'emblée, il nous faut mettre l'accent sur le caractère singulier des trois stations de Boutilimit, Aioun-el-Attrouss et Atar. Toutes présentent une chute importante de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] durant les dix dernières années de la série analysée. Même si nous n'avons pas eu la chance de réaliser une visite systématique des stations synoptiques du réseau mauritanien, notre passage à Nouakchott en mars-avril 1996 nous a néanmoins permis de discuter avec différents agents responsables, à divers titres, de ce réseau. De ces discussions, il en est ressorti que différents paramètres (dont le vent) mesurés à la station de Boutilimit, menacée par une dune, n'étaient plus fiables[2] et que les vitesses du vent mesurées à Aioun-el-Attrouss avaient toujours été douteuses. Il nous faut ajouter, à ces deux stations, celle de Atar qui montre une allure identique à celle observée à Boutilimit. Il est plus que probable, dans ce cas, que cette baisse de l'enregistrement des vents forts soit due également à un problème de manutention du matériel de mesure du vent. Ces trois stations seront dès lors écartées de notre analyse car leurs valeurs sont ou seraient biaisées suite à des problèmes "techniques".

---

[1] Le test de PETTITT (1979) est appliqué ici aux séries 1961-1994 pour ne pas tenir compte du biais éventuel engendré par le type d'échantillon des trois observations disponible pour la période 1951-1960 (voir Chap. V.2).

[2] Faute de matériel en état, nous utilisons les communications orales du chef de station de Boutilimit rencontré à Nouakchott et de membres du personnel de la SAM.

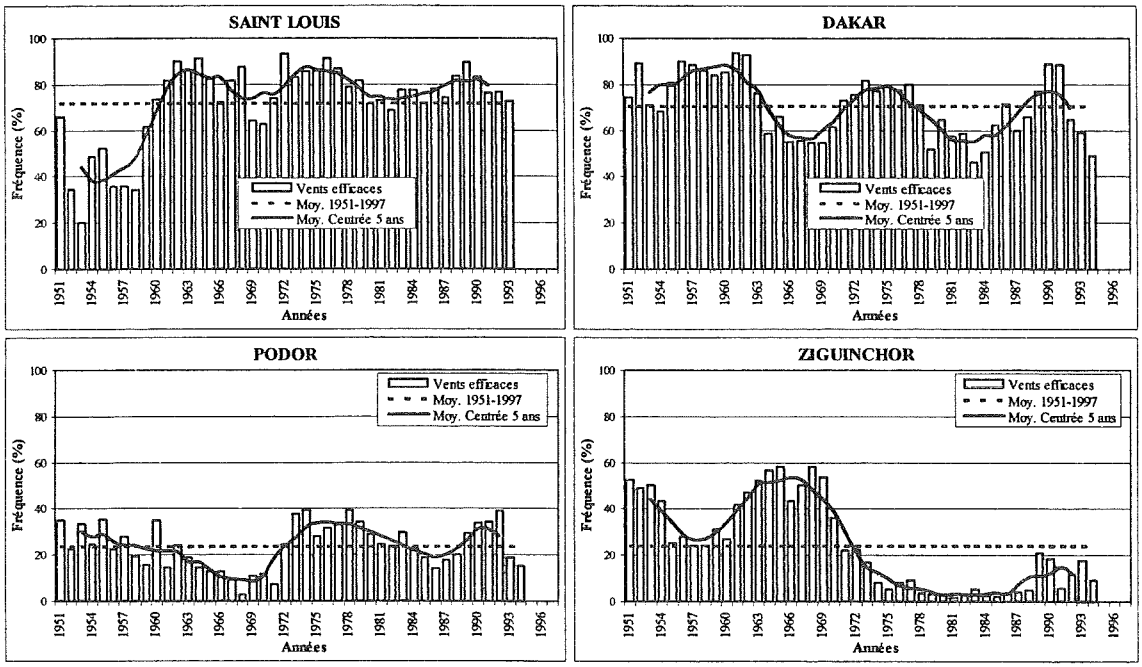


Fig.V.16 - Evolution annuelle de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] au Sénégal de 1951 à 1994.

Yearly evolution of the threshold wind speed frequency [$V_{10\,(6)}$] in Senegal from 1951 to 1994.

En ce qui concerne l'évolution des six stations retenues, la station de Nouadhibou, avec une fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] constamment supérieure à 90 %, ainsi que les stations de Kiffa, Nema et Tidjikja ne présentent pas de rupture de tendance. Cette absence de tendance à Nouadhibou est en accord les résultats de CHAMARD et COUREL (1988). Cependant, dans les stations de Akjoujt et Nouakchott, l'application du test de PETTITT[1] (1979) montre une rupture de tendance à la baisse localisée respectivement en 1979 et 1980. Nous n'avons pas d'explication à ces modifications enregistrées à ces deux stations.

Pour les huit stations du réseau synoptique nigérien, l'évolution annuelle de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] est présentée à la figure V. 18. Tout comme en Mauritanie, l'analyse de cette figure met en évidence le caractère non uniforme de l'évolution de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$]. Il nous est bien difficile de faire un quelconque commentaire de ces graphiques sinon que, dans les stations synoptiques de premier ordre[2], l'évolution –quoique chaotique–est clairement à la hausse. Dans ces dernières stations sahéliennes, l'application du test de PETTITT (1979) montre partout une rupture de tendance à la hausse. Cependant, aucune relation avec la sécheresse ne semble pouvoir être établie tant la variabilité de l'occurrence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] est importante d'une station à l'autre.

[1] Le test de PETTITT (1979) est appliqué ici aux séries 1961-1995 pour ne pas tenir compte du biais éventuel engendré par le type d'échantillon disponible pour la période 1951-1960 et ne comprenant que trois observations (voir Chap. V. 2).

[2] Les stations de premier ordre sont celles se trouvant en bordure d'un aéroport et auxquelles une attention particulière est accordée, en particulier pour la maintenance et le remplacement d'appareils de mesure défectueux. Au Niger, ces stations sont Niamey, Agadez, Zinder, Maradi et Bilma.

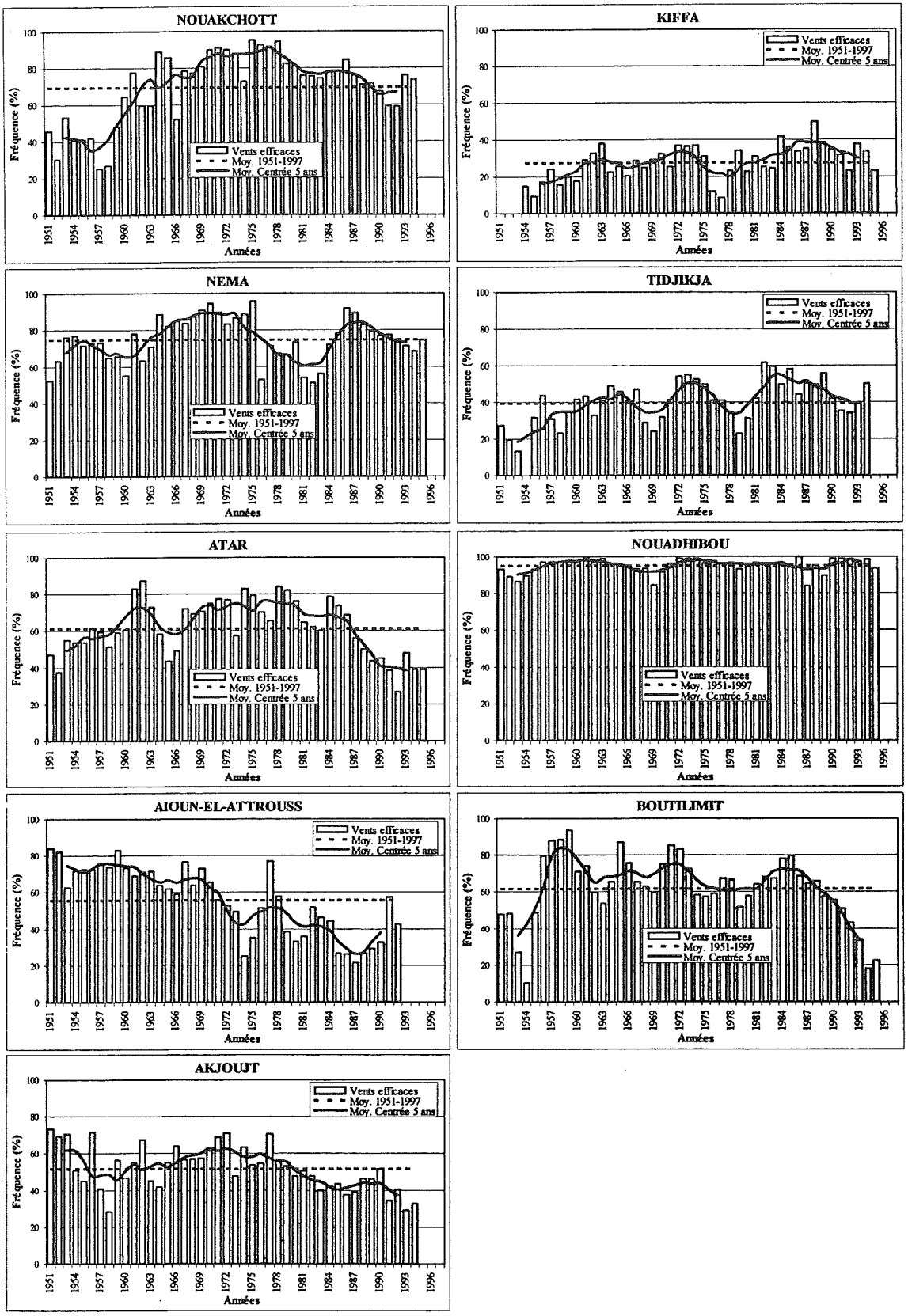


Fig.V.17 - Evolution annuelle de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] en Mauritanie de 1951 à 1995.
Yearly evolution of the threshold wind speed frequency [$V_{10\,(6)}$] in Mauritania from 1951 to 1995.

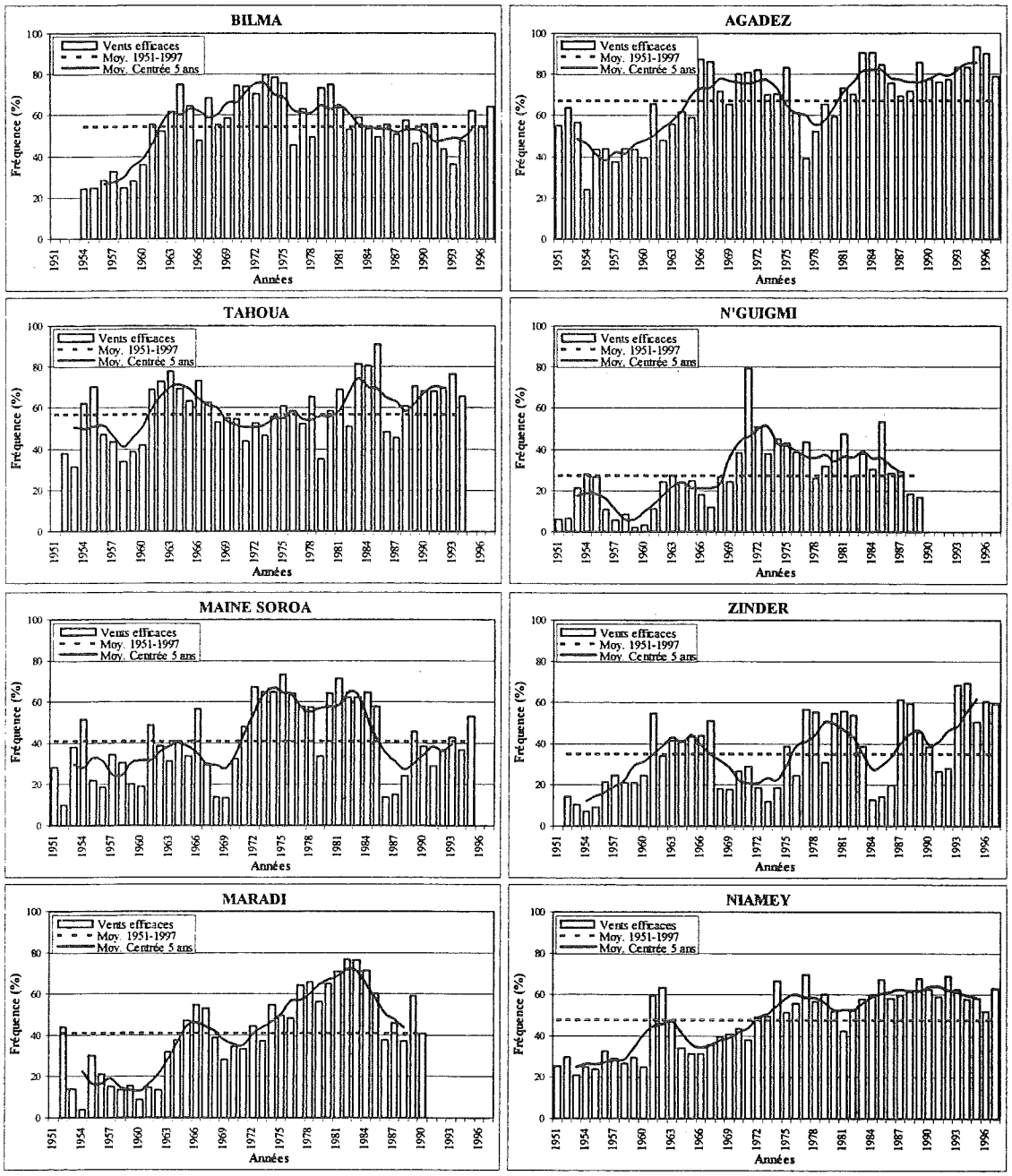


Fig.V.18 - Evolution annuelle de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] au Niger de 1951 à 1997.
Yearly evolution of the threshold wind speed frequency [$V_{10\,(6)}$] in Niger from 1951 to 1997.

Aussi, faut-il souligner que seules quatre stations présentent des séries continues de la vitesse du vent. L'autre moitié de l'échantillon présenté ici a vu le dysfonctionnement de ses appareils de mesures ces dernières années et le non-remplacement de ces derniers. Certes, quelques stations, comme celle de Maine-Soroa, présentent encore des relevés tri-horaires de vitesse et direction du vent mais ceux-ci sont aberrants. Ce n'est qu'en nous rendant personnellement en cette station synoptique que nous avons appris que le vent était estimé "à l'œil" par les observateurs depuis 1996. Compte tenu que les autres stations du réseau synoptique du Niger ont été écartées pour diverses raisons (OZER 1993 et Chap. V. 2), il n'y a plus actuellement que quatre stations synoptiques fiables dans ce pays. Il est urgent que cette situation change, sinon nous tendons vers la formation d'un désert de données climatologiques car les enregistrements du vent sont loin d'être les seuls paramètres concernés.

5.2 Résultats régionalisés

Etant donné le manque de cohérence dans l'évolution inter-stationnaire de la fréquence des jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$], nous avons décidé de régionaliser ces valeurs en deux zones: la région occidentale composée de neuf des treize[1] stations du Sénégal et de la Mauritanie présentées aux figures V. 16 et V. 17 et la région orientale composée des huit stations du Niger présentées à la figure V. 18. Les données utilisées couvrent la période 1961-1997 pour éliminer le biais engendré par le type d'échantillon ne comportant que trois observations par jour pour la période 1951-1960 (Chap. V. 1. 2). Les données ainsi régionalisées suivant la méthode de LAMB (1982) sont présentées à la figure V. 19. Le résultat est surprenant puisque les évolutions sont fort contrastées entre les deux régions analysées.

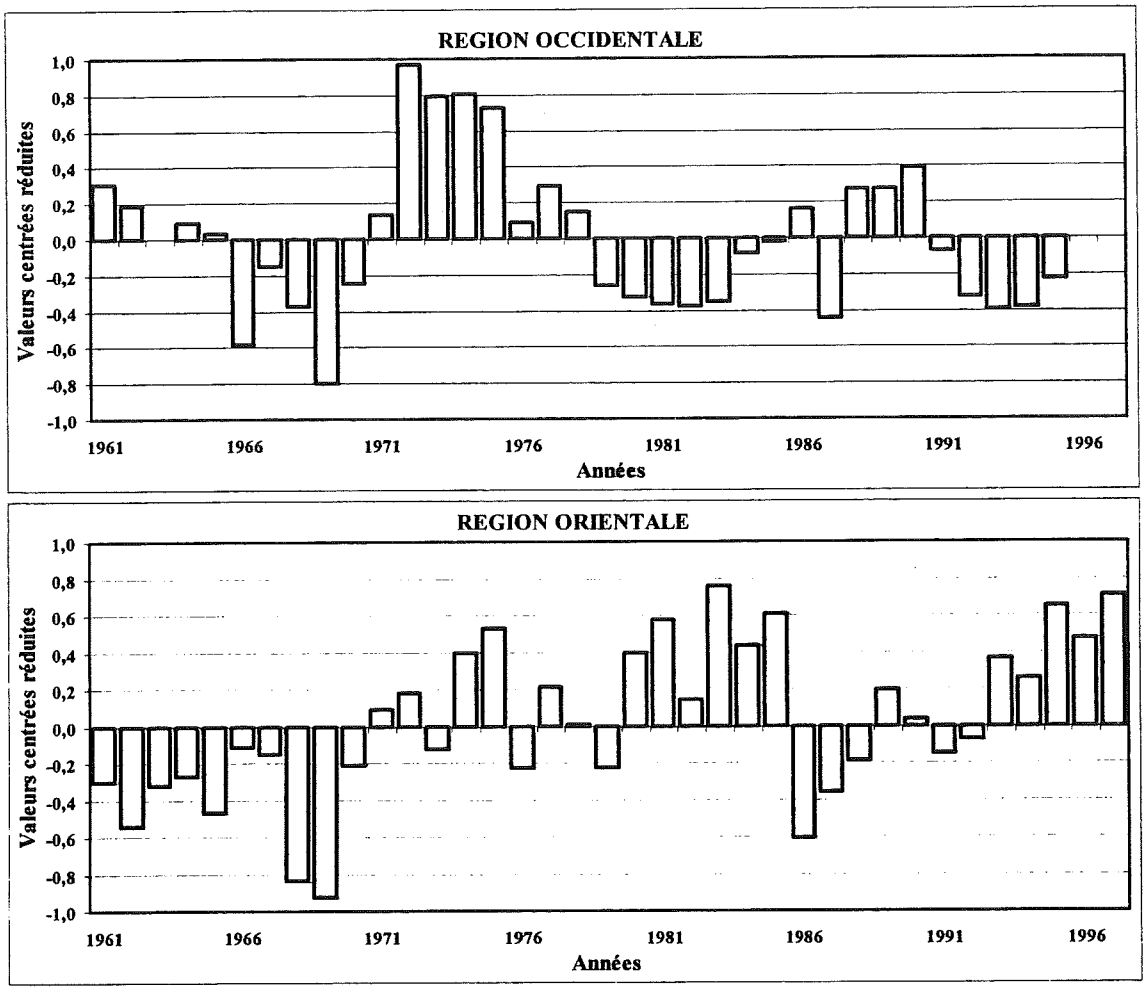


Fig.V.19 - Evolution de la fréquence des jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] de 1961 à 1997 dans les régions occidentale et orientale de la zone d'étude. Le paramètre est traduit en valeurs centrées réduites suivant la méthode de LAMB (1982).

Evolution of the frequency of days with threshold wind speed [$V_{10\ (6)}$] from 1961 to in the western and eastern regions of the study area.

[1] Les stations de Ziguinchor au Sénégal et de Boutilimit, Aioun-el-Attrouss et Atar en Mauritanie ne sont pas considérées dans ce calcul pour les raisons invoquées au Chap. V. 5. 1.

L'augmentation de la vitesse annuelle du vent au Niger observée préalablement par KARIMOUNE (1994) est confirmée. L'application du test de PETTITT (1979) à ces données régionalisées montre une rupture de tendance à la hausse en 1970, soit au début de la sécheresse.

Par contre, la fréquence des jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] dans la région occidentale est sensiblement différente. Deux maximums sont observés. Le premier, très important, durant la première moitié des années septante et un deuxième, secondaire, à la fin des années quatre-vingts. Chacun de ces maximums est systématiquement précédé et suivi par une période d'accalmie anémométrique, ce qui donne une allure cyclique à la fréquence des jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$]. Aucune rupture de tendance n'est observée par le test de PETTITT (1979).

5.3 Discussion et conclusion

Comme nous l'avons précisé au chapitre V. 2, les études portant sur l'évolution annuelle de la vitesse du vent à 'long terme' (>30 années) n'existent pas, à l'exception d'une analyse consacrée à l'évolution de la vitesse du vent de 1951 à 1994 sur la façade atlantique de l'Afrique de l'Ouest (OZER 1996). De cette étude, ciblée sur les stations de Ziguinchor et Dakar au Sénégal et Nouakchott et Nouadhibou en Mauritanie, il ressort qu'aucune tendance ne se dégage de l'évolution de la vitesse moyenne du vent et qu'aucune relation entre la vitesse du vent et la sécheresse des vingt dernières années ne peut être déduite.

Dans le moyen terme, KARIMOUNE (1994) s'est focalisé sur la station de Zinder (Niger) de 1970 à 1989 et CLARK *et al.* (1997) se sont penchés sur les stations de Gao et Tessalit au Mali et Agadez et Bilma au Niger de 1961 à 1984. Les résultats de ces deux travaux montrent, dans les stations sahéliennes, une augmentation de la vitesse du vent en utilisant différents critères d'analyse. Quant à la station de Bilma, CLARK *et al.* (1997) constatent également, à partir de l'évolution du pouvoir de déflation (Chap. V. 2), que les vents efficaces sont en nette diminution depuis le milieu des années septante sans proposer de raison à cette évolution.

Les conclusions formulées par ces auteurs sont similaires. L'augmentation de la vitesse du vent, qui se traduit dans ce chapitre par l'accroissement de la fréquence des jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] dans la région orientale entre 1961 et 1997, serait en partie une des conséquences de la sécheresse prolongée affectant le Sahel. Celle-ci aurait pour effet "*une dessication de la couche superficielle rugueuse du sol et une disparition progressive de la faible couverture végétale*" (CLARK *et al.* 1997, p. 239). KARIMOUNE (1994) ajoute d'ailleurs que "*(Les vents efficaces [$V_{10\,(5)}$]) semblent avoir connu une progression régulière jusqu'en 1980-1984 puis avoir décliné en 1985-1989 en relation sans doute avec une légère hausse de la pluviosité*" (p. 61). Cette hypothèse est d'ailleurs supportée par la théorie (par exemple, WOLFE & NICKLING 1993). Elle a été également émise par OZER (1993), qui incluait également la dimension anthropique de la dégradation environnementale, puis abandonnée par la suite (OZER 1996, 1998).

En réalité, il est généralement admis que la vitesse du vent, de même que sa direction, est un paramètre caractérisé par une forte variabilité interannuelle mais qui, dans le long terme, est "invariable". C'est du moins ce qui est ressorti des nombreuses interpellations de certains climatologues à la suite de présentations de communications lors de colloques[1]. Dans la plupart de ces interventions, il était estimé que les résultats que je présentais étaient probablement biaisés par des effets locaux ou par la fluctuation de la hauteur de l'anémomètre au cours du temps. La méfiance de ces intervenants était alors justifiée puisque je n'avais en effet pas tenu compte de la hauteur de l'anémomètre au-dessus du sol et que je ne présentais des résultats obtenus que pour quelques stations. Ces remarques ont été prises en compte dans ce travail. D'une part, les données utilisées ont systématiquement été corrigées pour que toutes les vitesses des vents soient ramenées à une hauteur standard de dix mètres au-dessus du sol. D'autre part, les résultats présentés à la figure V. 19 se basent sur la régionalisation de neuf et huit stations respectivement pour les régions occidentale et orientale. De plus, comme nous l'avons déjà mentionné, une visite des stations synoptiques considérées dans la région orientale (Niger) a été effectuée et nous a permis de supprimer les stations qui n'étaient pas fiables. Une démarche similaire d'enquête de terrain a été partiellement appliquée en Mauritanie et nous a conduit à écarter les stations "aberrantes".

La figure V. 19 est donc une estimation fiable de l'évolution de la fréquence des jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] entre 1961 et 1997 présentant une variabilité à long terme dans les deux régions analysées.

Dans la région orientale, la tendance est à la hausse. Une rupture de tendance est observée en 1970. Si cela est contemporain du début de la sécheresse, il faut souligner qu'il n'y a pas de relation ($r^2 = 0.05$)[2] entre les variations pluviométriques et l'évolution de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$]. Cela est en opposition avec les hypothèses de KARIMOUNE (1994) et CLARK *et al.* (1997).

Dans la région occidentale, une succession d'épisodes de vents forts et faibles est observée mais aucune tendance ne se dégage réellement. Cette absence de tendance anéantit totalement les suppositions des mêmes KARIMOUNE (1994) et CLARK *et al.* (1997). Il n'y a évidemment aucune relation possible avec la pluviométrie ($r^2 = 0.02$).

S'il est enfin clair que le déficit pluviométrique n'est pas responsable de la variation de la fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$], ni même d'ailleurs de la variation de la vitesse moyenne (OZER 1998), il faut donc maintenant tenter d'expliquer ces ruptures de tendance.

Pour ce faire, nous sommes contraints à nous en remettre à des hypothèses qui relèvent de la circulation atmosphérique générale et cela sort du thème de ce travail.

---

[1] "*Desertification in a European Context, Physical and socio-economic aspects*", Alicante, Espagne, 6-13 octobre 1993 ; "*International Conference on Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology - in memoram F. Bultot (1924-1995)*", Bruxelles, Belgique, 22-24 mai 1996 ; "*9e Colloque International de Climatologie*", Strasbourg, France, 11-14 septembre 1996.

[2] Notons que, par analogie avec le chapitre IV. 10. 4. A. I. e, la relation entre la fréquence des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] et la pluviométrie moyenne est maximum pour Y = 13 ($r^2 = 0.30$), ce qui reste non significatif.

On peut néanmoins suggérer une modification du champ de pression induite par une position plus méridionale des noyaux anticycloniques sahariens.

Selon LEROUX (1995, 1996), la grande sécheresse sahélienne relèverait d'une modification de la circulation générale liée au refroidissement arctique qui accroît le dynamisme de l'hémisphère météorologique nord et décale vers le sud les structures pluviogènes tropicales africaines. En hiver, cela se traduit par une hausse de la pression liée à la puissance des agglutinations anticycloniques boréales. Ainsi, on note l'augmentation de la puissance de l'anticyclone des Açores dont l'influence se remarque sur la région occidentale sahélienne en Mauritanie (Fig. V. 20), au Sénégal et à l'ouest du Mali (NDONG & DIONE 1994; DIONE 1997; MOREL 1998A). Quant à la région orientale, elle serait influencée par le renforcement et le glissement vers le sud de l'anticyclone de Libye qui se remarque partout au Niger par l'augmentation de la pression atmosphérique (Fig. V. 20).

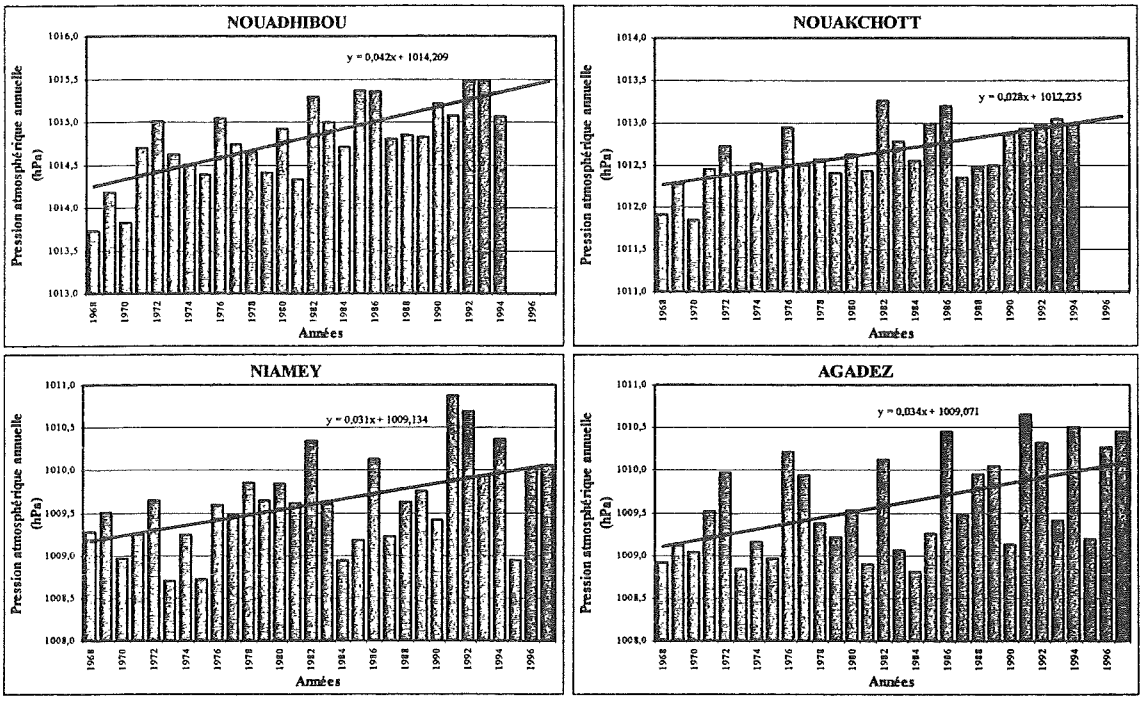


Fig.V.20 - Evolution de la pression atmosphérique (hPa) moyenne annuelle (mai à avril) en Mauritanie (Nouadhibou et Nouakchott: 1968-1994) et au Niger (Niamey et Agadez: 1968-1997).

Evolution of the yearly (May to April) average atmospheric pressure (hPa) in Mauritania (Nouadhibou and Nouakchott: 1968-1994) and in Niger (Niamey and Agadez: 1968-1997).

Certes, les augmentations présentées à la figure V. 20 ne sont pas extrêmement élevées à l'échelle de l'année (de l'ordre de 1 hPa). Cependant, lorsque l'on décompose l'évolution de la pression atmosphérique au pas de temps mensuel, on note que la hausse se produit quasi intégralement au cœur de la saison sèche, de décembre à mars (Fig. V. 21). L'accroissement maximum s'observe en janvier sur le territoire mauritanien et en février au Niger[1].

[1] Valeurs confirmées par les station de Kiffa, Atar, Boutilimit et Podor sur la Mauritanie et Bilma au Niger.

Une des hypothèses qui pourrait, en partie, expliquer l'augmentation de la vitesse des vents en hiver serait que cette hausse de la pression atmosphérique en saison sèche traduise, en réalité, un renforcement du gradient de pression en région sahélienne. Cependant, nous sommes fortement limités dans cette démonstration car nous ne disposons pas des données de pression atmosphérique enregistrées dans les territoires annexes.

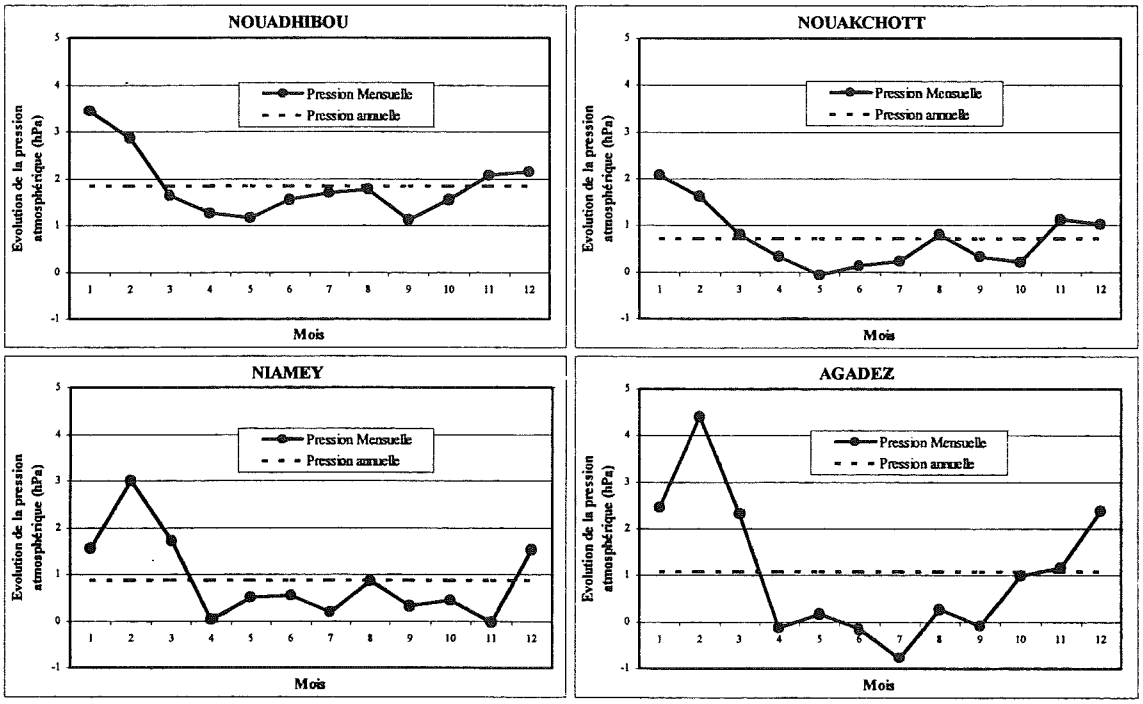


Fig.V.21 - Répartition mensuelle de l'évolution de la pression atmosphérique (hPa) en Mauritanie (Nouadhibou et Nouakchott: 1961-1994) et au Niger (Niamey et Agadez: 1968-1997).

Monthly distribution of the atmospheric pressure (hPa) evolution in Mauritania (Nouadhibou and Nouakchott: 1961-1994) and in Niger (Niamey and Agadez: 1968-1997).

Toujours est-il que l'augmentation de la vitesse des vents observée dans les deux stations sahéliennes au Niger est solidement liée à la hausse de pression atmosphérique durant les mois de novembre à mars. Cette relation est maximum en février ($r^2 = 0.79$). Au total, sur le cœur de la saison sèche (décembre à mars), la relation entre ces deux paramètres est toujours fortement significative (Fig. V. 22). Par contre, en Mauritanie, la relation est insignifiante à l'exception des mois de décembre et janvier aux stations de Nouakchott et Kiffa.

Le problème d'interprétation réside donc dans le fait qu'un important contraste existe entre les régions occidentale et orientale analysées. Une étude plus approfondie de cette problématique devrait, dès lors, être réalisée dans le cadre d'un travail ultérieur.

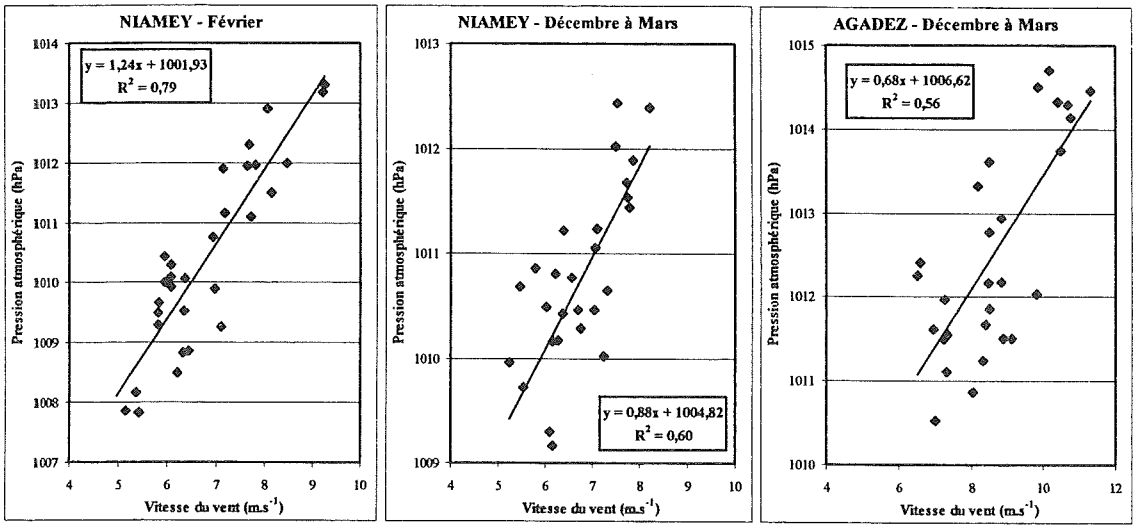


Fig.V.22 - Relation entre la pression atmosphérique (hPa) et la vitesse moyenne du vent en février à Niamey et au cœur de la saison sèche (décembre à mars) à Niamey et à Agadez (1968-1997).

Relation between atmospheric pressure (hPa) and average wind speed in February at Niamey and in the centre of the dry season (December to March) at Niamey and Agadez (1968-1997).

6. EVOLUTION DES VENTS EFFICACES ET DE L'EFFICACITE DES VENTS EN SAISON SECHE DE 1951 A 1997

6.1 Evolution temporelle

Dans ce chapitre, nous allons décrire l'évolution du nombre de jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] durant la saison sèche (octobre à avril) à partir des 17 stations[1] utilisées au sein de la région d'étude. Etant donné le caractère non uniforme de l'évolution de ce paramètre entre les stations (Chap. V. 5), cette présentation ne comportera l'analyse et la discussion que de l'évolution des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] à l'échelle régionale. Les données ainsi régionalisées suivant la méthode de LAMB (1982) sont présentées à la figure V. 23 en association avec la fréquence des cas de déflation pour les régions occidentale et orientale.

La fréquence des jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] dans la région occidentale ne présente pas de tendance particulière et contraste fortement avec l'évolution fortement à la hausse des cas de déflation (Fig. V. 23). Aucune rupture de tendance n'est observée par le test de PETTITT (1979) dans la série des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] alors que la fréquence des cas de déflation montre deux points de rupture à la hausse en 1970 et en 1979. La relation entre ces deux paramètres est nulle ($r^2 = 0.00$).

Au Niger (région orientale), une augmentation sensible de la fréquence des jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] est observée (Fig. V. 23). Ces résultats confirment les conclusions préalablement établies par OZER (1993, 1998) et KARIMOUNE (1994). L'application du test de PETTITT (1979) à ces données régionalisées

[1] Comme pour le chapitre V.5.2, les stations de Ziguinchor au Sénégal et de Boutilimit, Aioun-el-Attrouss et Atar en Mauritanie ne sont pas considérées dans ce calcul pour les raisons invoquées au Chap. V.5.1.

montre une rupture de tendance à la hausse en 1972, soit au début de la sécheresse, et en 1970 et 1979 pour ce qui est de la fréquence des cas de déflation. La relation entre ces deux paramètres est faible (r^2 = 0.36) mais néanmoins statistiquement significative au niveau 0.05. Rappelons, à ce sujet, qu'il a été récemment montré qu'aucune relation entre la fréquence des lithométéores et la vitesse moyenne du vent n'existe sur la période 1951-1994 en région sahélienne au Niger (OZER 1998). Le choix des paramètres effectué ici ($V_{10\ (6)}$ et déflation) semble donc être plus adéquat même si les résultats ne sont pas satisfaisants.

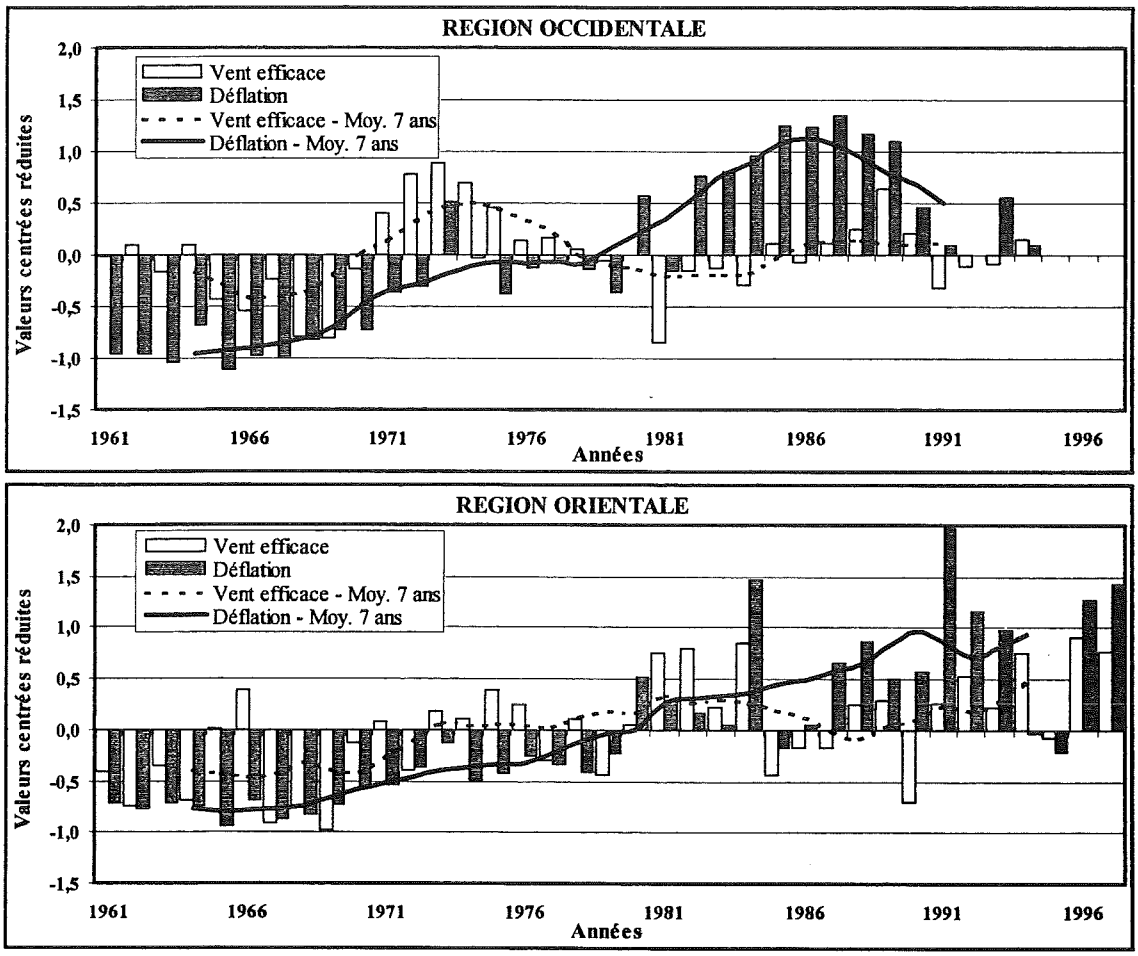


Fig.V.23 - Evolution de la fréquence des jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] et des lithométéores durant la saison sèche (octobre – avril) dans les régions occidentale (1951 à 1994) et orientale (1951 à 1997) de la zone d'étude. Les deux paramètres sont traduits en valeurs centrées réduites suivant la méthode de LAMB (1982).

Evolution of the frequency of days with threshold wind speed [$V_{10\ (6)}$] and deflation during the dry season (October – April) in the western (1951 à 1994) and eastern (1951 à 1997) regions of the study area.

Le point commun à ces deux régions est que, en valeurs centrées réduites, la fréquence des cas de déflation est devenue supérieure à la fréquence des jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\ (6)}$] dès le début des années quatre-vingts. Cela signifierait que le vent, dont la vitesse a peu ou pas augmenté, est beaucoup plus efficace ces vingt dernières années.

Le vent est l'unique paramètre climatique capable d'injecter des particules terrigènes dans l'atmosphère. Aussi, dans le but de voir si le vent est plus efficace actuellement que durant les périodes précédentes, nous avons étudié la relation entre la vitesse du vent et les cas de déflation durant la saison sèche. Cette relation est analysée pour les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Pour ce faire, nous avons associé à chaque jour de la saison sèche, la vitesse du vent à la visibilité et au type de lithométéore. Ainsi, chaque jour est caractérisé, d'une part, par la vitesse maximum du vent tri-horaire enregistré et, d'autre part, par (i) pas de lithométéore (soit VV ≥500 dam), (ii) poussière en suspension ou (iii) déflation. Nous ne considérons ici que la saison sèche (octobre à avril). L'exemple de Niamey est présenté à la figure V. 24.

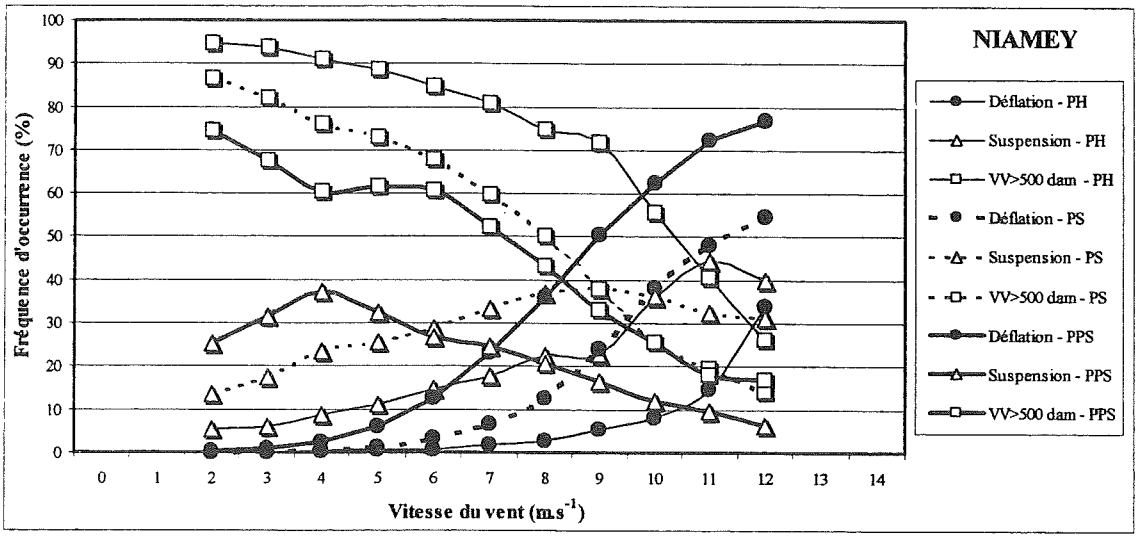


Fig.V.24 - Evolution de la fréquence d'observation des jours sans lithoméréore, avec poussière en suspension et avec déflation en fonction de la vitesse du vent (m s^{-1}) à Niamey. Comparaison entre les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997).

Evolution of the frequency of days with a clear sky, with suspended dust and with deflation in function of the wind velocity (m s^{-1}) in Niamey. Comparison between the humid (1951-1968), drought (1969-1986) and present (1987-1997) periods.

Ce type de graphique présente l'intérêt de montrer simultanément la répartition des différentes caractéristiques atmosphériques (à savoir les jours sans lithoméréore, avec poussières en suspension et avec déflation) en fonction de la vitesse du vent (m s^{-1}) pour différentes périodes spécifiques (dans ce cas, les trois périodes climatiques définies à la figure V. 24).

Pour le cas particulier de Niamey présenté à titre d'exemple à la figure V. 24, on visualise rapidement que:

- Quelle que soit la vitesse considérée, la fréquence des observations sans lithométéore est continuellement à la baisse (à l'exception de la comparaison des périodes 1969-1986 et 1987-1997 pour les vitesses ≥10 m s^{-1}). Ainsi, on remarque que cette fréquence passe sous le seuil de 50 % (et donc, par corollaire, que la fréquence d'observation des lithométéores dépasse 50 %) lors des vitesses 11, 9 et

8 m s^{-1} respectivement pour les périodes "humide", de sécheresse et "actuelle". Cela signifie que durant la période 1951-1968, un vent fort de 10 m s^{-1} était associé à des lithométéores dans moins d'un cas sur deux alors que durant les deux périodes suivantes, plus de 75 % de ces vents sont accompagnés par des lithométéores.

- Il existe une vitesse caractéristique à partir de laquelle la courbe de fréquence d'observation des poussières en suspension croise celle des cas de déflation (et donc que la déflation est le lithométéore principal observé). Cette vitesse est >12, [9-10] et [8-9] m s^{-1} pour les trois périodes successivement considérées.
- La vitesse à partir de laquelle plus de 50 % des observations sont des cas de déflation a fortement diminué avec le temps. Supérieure à 12 m s^{-1} en période "humide", elle est passée à 12 puis à 9 m s^{-1} pendant périodes de sécheresse et "actuelle".
- La vitesse minimum de l'efficacité du vent peut être aisément déduite de cette représentation graphique. Pour cela, il nous faut établir un seuil minimum de fréquence d'observations des cas de déflation en fonction de la vitesse. Arbitrairement, nous avons fixé à 5 % ce seuil de signification éliminant les valeurs extrêmes. Ainsi, à Niamey, il apparaît que la vitesse du vent efficace est passée de 9 à 5 m s^{-1} entre la période "humide" et la période "actuelle".

L'intérêt novateur de ce graphique estimant la vitesse du vent efficace est triple et répond à une lacune scientifique en la matière dans cette région. Il permettra:

- De confirmer ou d'infirmer, à partir de données de terrain, les résultats obtenus par MARTICORENA *et al.* (1997) sur base d'un modèle empirique au nord de 16°N de latitude.
- D'étendre les études entreprises par HELGREN et PROSPERO (1987), MARTICORENA *et al.* (1997) et CHOMETTE *et al.* (1999) à la région sahélienne.
- De définir l'évolution éventuelle de la vitesse du vent efficace en fonction des périodes "humide", de sécheresse et "actuelle".

Aussi, pour concentrer notre attention sur les cas de déflation, nous avons simplifié ce graphique en supprimant les courbes relatives à l'absence de lithométéore et aux poussières en suspension. Les résultats sont présentés pour huit stations à la figure V. 25. Pour faciliter la comparaison, nous avons standardisé l'abscisse pour ne présenter que les valeurs obtenues pour des vents dont la vitesse varie de 2 à 12 m s^{-1}. Les courbes peuvent s'arrêter avant12 m s^{-1} par manque de données suffisantes relatives au vent au-delà de cette limite.

Pour les huit stations présentées à la figure V. 25, l'évolution de la fréquence d'observation des jours avec déflation en fonction de la vitesse du vent durant les périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997)[1] est, de manière générale, similaire à celle décrite à la station de Niamey.

[1] Pour les stations mauritaniennes (Nouakchott, Boutilimit, Nema et Kiffa), les données utilisées pour l'établissement de la courbe "actuelle" couvrent la période 1987-1994.

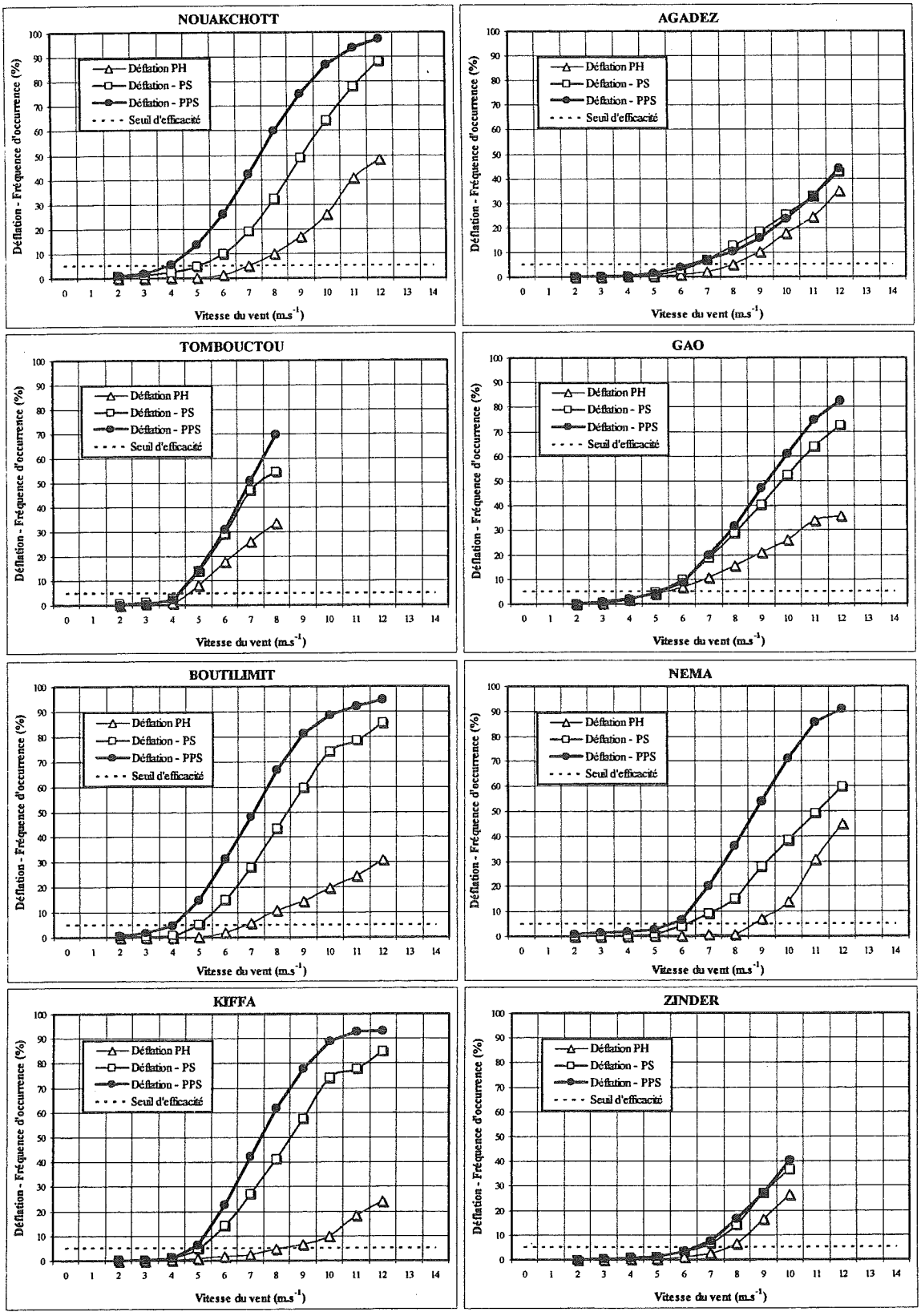


Fig.V.25 - Evolution de la fréquence d'observation des jours avec déflation en fonction de la vitesse du vent (m s^{-1}) dans huit stations de la zone d'étude. Comparaison entre les périodes "humide" (PH: 1951-1968), de sécheresse (PS: 1969-1986) et "actuelle" (PPS: 1987-1997).

Evolution of the deflation cases frequency in function of the wind velocity (m s^{-1}) in eight stations of the study area. Comparison between the humid (PH: 1951-1968), drought (PS: 1969-1986) and present (PPS: 1987-1997) periods.

En ce qui concerne la vitesse limite du vent efficace, elle diminue partout sauf aux stations de Gao et Tombouctou[2] où celle-ci est inchangée durant les périodes analysées. De manière générale, le changement s'effectue entre les périodes "humide" et de sécheresse et se renforce durant la période 1987-1997. Sur l'échantillon de douze stations utilisé, la vitesse limite du vent efficace est de 8 ou 9 m s^{-1} dans sept stations pendant les années cinquante et soixante. Durant les deux périodes suivantes, seule la station désertique de Bilma (Fig. V. 26) présente encore une vitesse limite du vent efficace supérieure à 7 m s^{-1}. La moitié de l'échantillon analysé présente un abaissement important de la vitesse limite du vent efficace d'au moins 3 m s^{-1}. Les valeurs numériques sont présentées au tableau V. 8.

Tab.V.8 - Vitesse du vent efficace (m s^{-1}) et vitesse (m s^{-1}) à partir de laquelle plus de 50 % des observations sont des cas de déflation en fonction de la période climatique considérée. Périodes "humide" (PH": 1951-1968), de sécheresse (PS: 1969-1986) et "actuelle" (PPS: 1987-1997). Les stations de la région d'étude sont classées de la plus aride à la plus humide. $^{+}$: Valeurs estimées à cause du manque de données (vents forts). *: La vitesse du vent mesurée à Boutilimit et Maradi durant la période 1987-1997 est erronée. §: période 1988-1994 à Maine Soroa.

*Threshold wind velocity (m s^{-1}) and wind speed (m s^{-1}) at which 50 % of the observations are deflation cases during the "humid" (PH: 1951-1968), drought (PS: 1969-1986) and "present" (PPS: 1987-1997) periods. Stations are classified from the most arid to the most humid. $^{+}$: Estimated value due to the lack of data (strong winds). *: Wind speed measured at Boutilimit and Maradi during the 1987-1997 period is inflated. §: 1988-1994 period à Maine Soroa.*

Station	Vitesse du vent efficace (m s^{-1})			Vitesse (m s^{-1}) avec 50% de cas de déflation		
	PH	*PS*	*PPS*	*PH*	*PS*	*PPS*
Bilma	9	9	8	15	16	16
Nouakchott	7	5	4	12	10	8
Agadez	8	7	7	15	13	13
Tombouctou	5	5	5	10	8	7
Gao	6	6	6	14	10	10
Boutilimit	7	5	-*	15	9	-*
Nema	9	7	6	13	11	9
Kiffa	9	6	5	15^{+}	9	8
Maine Soroa	7	7	$5^{\S}$	12	11	$9^{\S}$
Zinder	8	7	7	13^{+}	12	11
Maradi	9	6	-*	13	11	-*
Niamey	9	7	5	14^{+}	12	9

Une autre modification majeure est observée pour la vitesse à partir de laquelle plus de 50 % des observations sont des cas de déflation. Dans la majeure partie des cas, à l'exception de la station de Bilma, ces vitesses de vent sont de 3 à 6 m s^{-1} inférieures à celles obtenues pour la période "humide" (Fig. V. 25 et Tab. V. 8).

L'analyse attentive de la figure V. 25 révèle également l'amplitude du changement de cette efficacité du vent. Ainsi, à la station de Kiffa, comme très souvent ailleurs, un vent de vitesse égale à 7 m s^{-1} ne provoquait de la déflation que dans deux cas sur cent pendant la période "humide" contre plus de quatre cas sur dix actuellement (1987-1994).

[2] Les données utilisées pour ces deux stations ne couvrent que les mois de novembre à mars. Toutes les autres stations présentées sont étudiées à partir des données des mois d'octobre à avril.

Certes, l'argument pertinent et répétitif allant à l'encontre de ces résultats serait que les observations de déflation n'auraient pas été notées avec rigueur dans les carnets d'observation durant les années cinquante et soixante.

Pour répondre à cette interpellation, la même représentation graphique a été réalisée pour la station désertique de Bilma (Fig. V. 26). Celle-ci présente les conditions optimales d'une zone 'environnementale stable' puisqu'elle n'a été perturbée ni par le déficit pluviométrique, ni par les actions anthropiques. Les vents forts étant fréquents à cette station, l'abscisse présente les valeurs obtenues pour des vents dont la vitesse varie de 2 à 20 m s^{-1}.

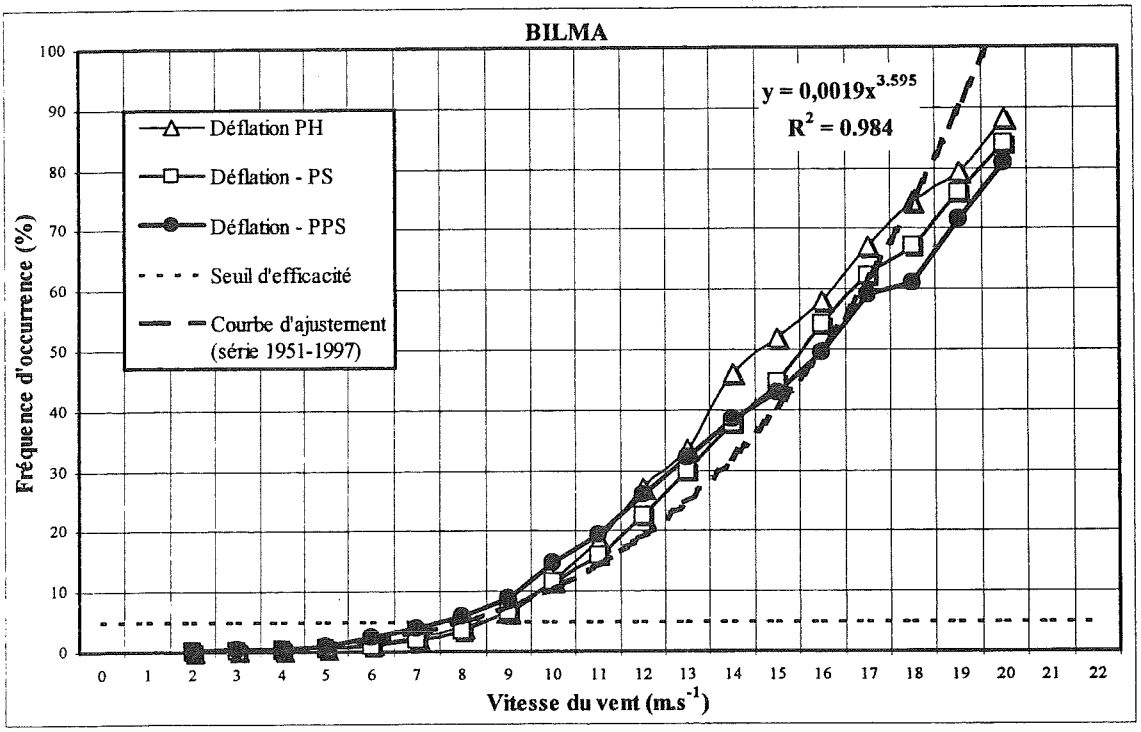


Fig.V.26 - Evolution de la fréquence d'observation des jours avec déflation en fonction de la vitesse du vent (m s^{-1}). Comparaison entre les périodes "humide" (PH: 1951-1968), de sécheresse (PS: 1969-1986) et "actuelle" (PPS : 1987-1997). La courbe d'ajustement est appliquée à toutes les données (1951-1997).

Evolution of the deflation cases frequency in function of the wind velocity (m s^{-1}) in Bilma. Comparison between the "humid" (PH: 1951-1968), drought (PS: 1969-1986) and "present" (PPS: 1987-1997) periods. The curve is applied on all data (1951-1997).

Il apparaît que cette région n'a connu aucune modification majeure de la fréquence d'observation des jours avec déflation en fonction de la vitesse du vent durant les trois périodes analysées. Certes, la vitesse limite du vent efficace est de 8 m s^{-1} actuellement contre 9 m s^{-1} lors des deux périodes précédentes mais, dans l'absolu, les trois courbes sont pratiquement superposées. Les légers écarts (toujours inférieurs à 15 %) observés pour les vitesses supérieures à 13 m s^{-1} s'expliquent simplement par l'estimation statistique plus influencée par de légères différences lorsque l'échantillon de données est petit. La vitesse à partir de laquelle plus de 50 % des observations sont des cas de déflation est également quasi inchangée : 15 m s^{-1} de 1951 à 1968 et 16 m s^{-1} pour les deux périodes suivantes.

La courbe d'ajustement établie sur toute la série de données montre l'excellente relation (r^2 = 0.98) liant la fréquence des cas de déflation aux différentes vitesses de vent.

L'analyse de cette station particulière tend à démontrer que les cas de déflation sont notés de la même manière durant toute la période d'analyse (1951-1997), ce qui donne toute sa signification aux figures V. 24 et V. 25. D'autre part, cela conforte notre analyse et nos doutes quant au rôle de la région de Bilma comme zone-source principale de poussières affectant le Sahel présentés au chapitre IV. 10. 3.

Ces observations ont évidemment une signification environnementale certaine qui appuie fortement l'idée de dégradation continue du milieu sahélien qui a été longuement développée au chapitre IV. 10. 4. La différence la plus importante entre les trois périodes est observée entre la période "humide" et la période de sécheresse. Etant donné que les résultats discutés ici ne sont obtenus que sur base des informations de vent et de déflation en saison sèche, donc durant la période de l'année où les influences des précipitations et de l'humidité du sol peuvent être négligées, la plus grande efficacité du vent ne peut s'expliquer, de manière naturelle, que par la contraction et/ou la disparition de la végétation suite aux forts déficits pluviométriques. Cependant, il y a également toute la dimension anthropique dont les effets perturbateurs sur les écosystèmes ont été détaillés à maintes reprises (Chap. II. 3 et Chap. IV. 10. 4). La combinaison de ces deux facteurs agit directement sur la fragilité du sol face à l'érosion éolienne. De plus, du fait de la moindre couverture végétale, le comportement thermique du sol est alors peut-être amplifié, ce qui aurait pour effet d'augmenter la turbulence de l'air et, donc, à même vitesse, l'efficacité du vent.

Durant la période "actuelle", la tendance s'est rarement stabilisée (uniquement à Zinder et Agadez et, secondairement, à Gao et Tombouctou). Si le vent gagne en efficacité entre les deux premières périodes suite aux effets conjugués des sécheresses et aux actions anthropiques, peut-on en dire autant de la période 1987-1997?

De manière certaine, la dernière période n'a pas été plus sèche que durant les années 1968-1986. L'abaissement de la vitesse limite de l'efficacité des vents en région sahélienne serait donc essentiellement due à l'action de l'Homme sur son milieu qui, non seulement, empêche ou ralentit la régénération des différents écosystèmes sahéliens et, en plus, aggrave fort probablement l'état de dégradation de ces derniers.

Ces constatations géodynamiques reflètent, d'une certaine manière, les processus de désertification. Cela constitue donc un argument supplémentaire en faveur de l'hypothèse que l'évolution de la fréquence des lithométéores, et des cas de déflation en particulier, est un indicateur climatique synthétique de la désertification.

6.2 Evolution de la vitesse du vent efficace à l'échelle de la saison sèche

Le rôle de la végétation et de sa contraction progressive (naturelle et anthropique, suite aux actions du bétail par exemple) au cours de la saison sèche est loin d'être négligeable sur l'évolution de l'efficacité du vent.

Pour le mettre en évidence, nous avons réalisé le même type de représentation graphique (cf. Fig. V. 24) en comparant, sur toute la période d'analyse (1951-1997)[1], le début de la saison sèche (octobre, novembre et décembre) et la fin de la saison sèche (février, mars et avril)[2]. L'intérêt de ce graphique est qu'il ne tient pas compte de la dégradation sur le long terme discutée précédemment, mais simplement de la variation des interactions entre les vents et la surface des sols au cours de la saison sèche.

Les résultats sont présentés pour huit stations à la figure V. 27. Pour faciliter la comparaison, nous avons standardisé l'abscisse pour ne présenter que les valeurs obtenues pour des vents dont la vitesse varie de 2 à 12 m s^{-1}. Les courbes peuvent s'arrêter avant12 m s^{-1} par manque de données suffisantes relatives aux vents au-delà de cette limite.

Dans toutes les stations présentées, il apparaît que le vent est plus efficace en fin de saison sèche. Dans cinq de ces stations, la vitesse limite du vent efficace s'abaisse de 1 m s^{-1} (2 m s^{-1} à Zinder) entre la fin et le début de la saison sèche et est stable ailleurs. Les différences obtenues dans les stations méridionales de Niamey, Zinder, Maradi et Maine-Soroa[3] sont en accord avec les résultats de McTainsh (1980) qui, au nord du Nigeria, a montré que la déflation éolienne locale augmentait au cours de la saison sèche au fur et à mesure que le couvert herbacé se raréfie.

La comparaison présentée à la figure V. 27 n'est réalisée que jusqu'en avril. Or, nous avons observé préalablement à la figure IV. 29 (p. 116) que, au nord de 15°N de latitude, la végétation atteignait son minimum de couverture du sol au mois de mai et juin. Etant donné que l'érosion éolienne est fortement facilitée à partir d'un certain seuil de recouvrement de la végétation et augmente ensuite de manière exponentielle en fonction de sa contraction (Fig. IV. 62, p. 174), des différences plus marquées de la vitesse limite du vent efficace pourraient, dès lors, être observées en considérant ces deux derniers mois dans notre analyse.

Pour vérifier cette hypothèse, nous avons utilisé les données de la station d'Agadez qui ont été groupées par périodes de trois mois: d'octobre à décembre, de janvier à mars et d'avril à juin. Le résultat est présenté à la figure V. 28 et est conforme à notre hypothèse.

---

[1] Pour les stations mauritaniennes (Nouakchott, Nama et Kiffa) les données utilisées pour l'établissement de ces courbes saisonnières couvrent la période 1951-1994.

[2] Aux stations maliennes (Gao et Tombouctou) suite à la non-disponibilité des données de vents en dehors des mois de novembre à mars, la comparaison s'opère sur la base des mois de novembre et décembre pour le début de la saison sèche et sur les mois de février et mars pour la fin de la saison sèche. Cela aura plus que certainement pour effet de réduire l'amplitude observée entre ces deux courbes.

[3] La vitesse du vent efficace diminue également au cours de la saison sèche aux stations sud sahéliennes de Maradi et Maine Soroa (figures non présentées). Cette vitesse seuil passe de 7 à 6 m s^{-1} à Maradi et à Maine Soroa

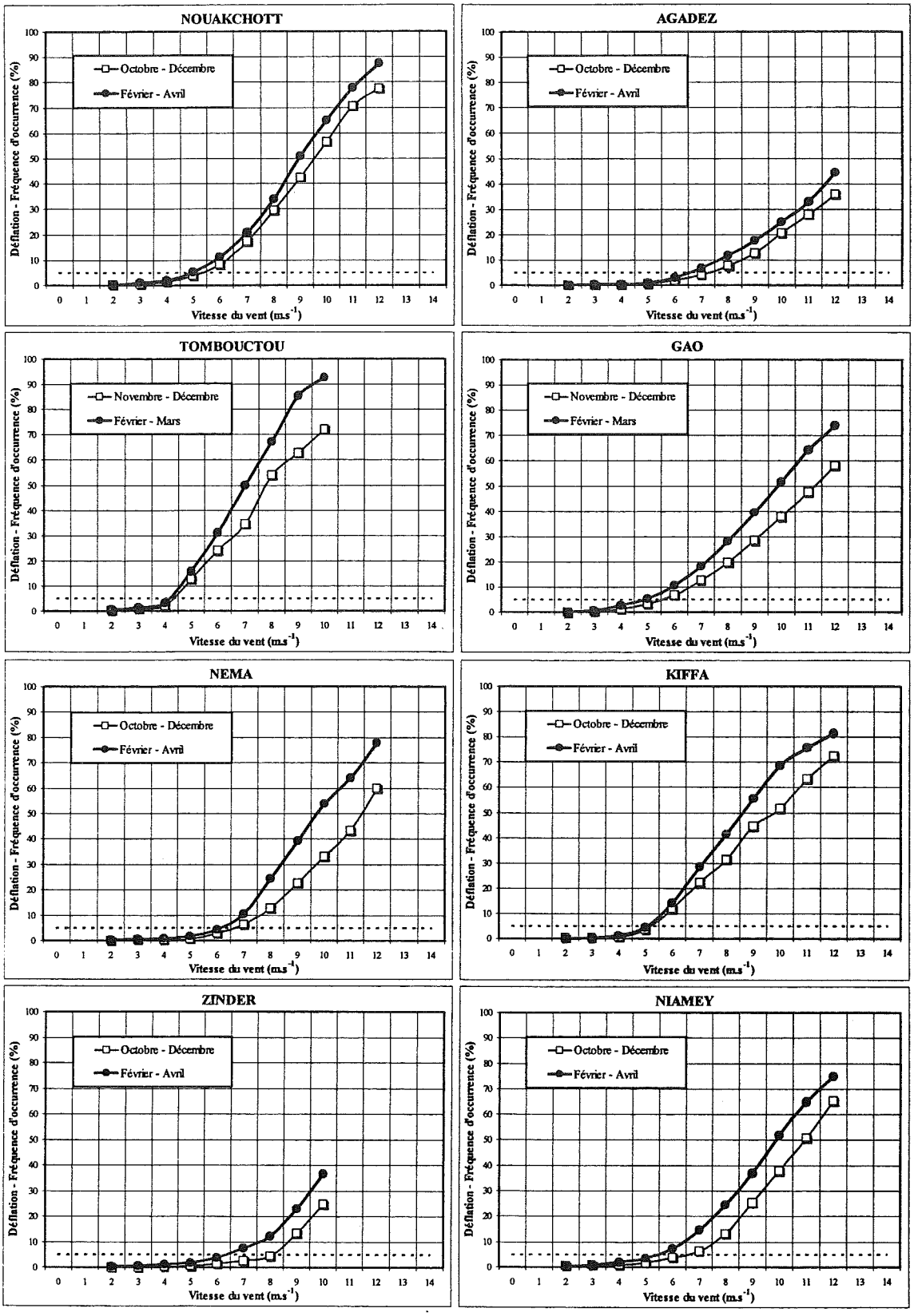


Fig.V.27 - Evolution de la fréquence d'observation des jours avec déflation en fonction de la vitesse du vent (m s^{-1}) dans huit stations de la zone d'étude de 1951 à 1997. Comparaison entre le début (octobre-décembre) et la fin (février-avril) de la saison sèche.

Evolution of the deflation cases frequency in function of the wind velocity (m s^{-1}) in eight stations of the study area from 1951 to 1997. Comparison between the beginning (October-December) and the end (February-April) of the dry season.

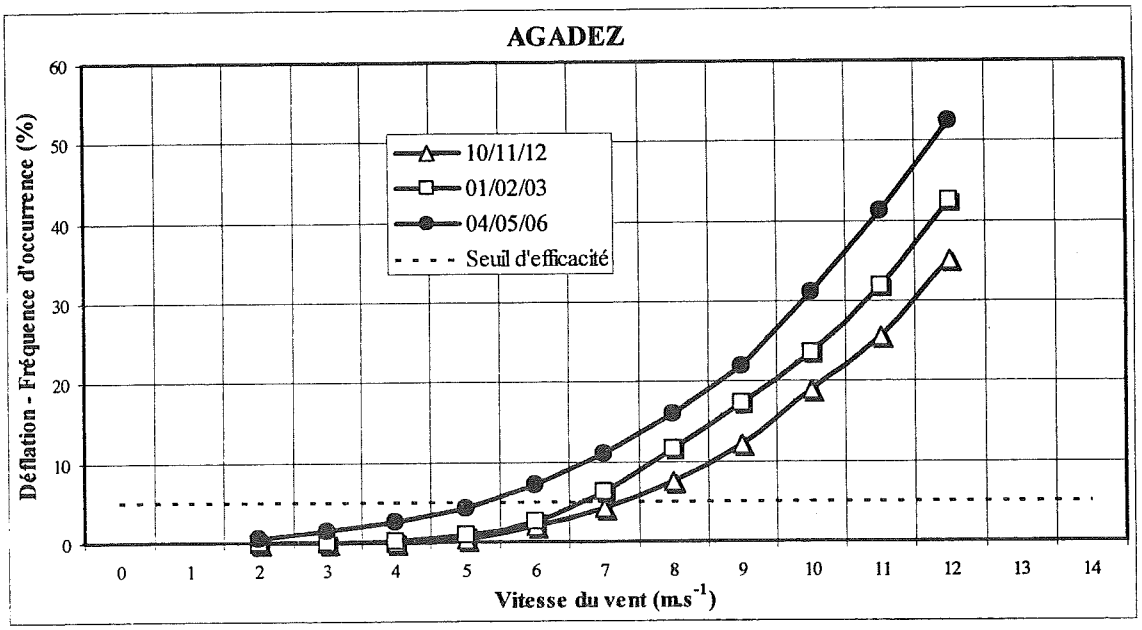


Fig.V.28 - Evolution de la fréquence d'observation des jours avec déflation en fonction de la vitesse du vent (m s^{-1}) à la station de Agadez de 1951 à 1997. Comparaison entre trois périodes de la saison sèche du Sahel septentrional (octobre-décembre, janvier-mars et avril-juin).
Evolution of the deflation cases frequency in function of the wind velocity (m s^{-1}) at the station of Agadez from 1951 to 1997. Comparison between three periods of the dry season (October-December, January-March and April-June).

7. CONCLUSION

De l'analyse du régime des vents sur une cinquantaine d'années, il ressort que l'évolution de la fréquence des vents efficaces (vitesse fixée à ≥ 6 m s^{-1}) ne présente pas de tendance particulière dans la région occidentale (Sénégal et Mauritanie). Par contre, dans la région orientale (Niger), une augmentation significative de cette fréquence est observée. L'application du test de PETTITT (1979) à cette dernière série montre une rupture de tendance à la hausse en 1972, soit au début de la sécheresse. Le contraste, observé dans l'évolution de la fréquence des vents efficaces, entre les régions occidentale et orientale reste problématique.

Cependant, le point commun à ces deux régions est que, en valeurs centrées réduites, la fréquence des cas de déflation est devenue supérieure à la fréquence des jours enregistrant des vents efficaces [$V_{10\,(6)}$] dès le début des années quatre-vingts. Cela signifierait que le vent, dont la vitesse a peu ou pas augmenté, est beaucoup plus efficace ces vingt dernières années.

Pour vérifier que le vent est plus efficace actuellement que durant les périodes précédentes, nous avons étudié la relation entre la vitesse du vent et les cas de déflation durant la saison sèche. Cette relation est analysée pour les périodes « humide » (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et « actuelle » (1987-1997).

Il ressort de cette analyse relative aux vents efficaces que:

- Le rôle de la végétation en tant que contrôle de la déflation est prouvé grâce à l'analyse de l'évolution de la vitesse limite du vent efficace au cours de la saison sèche. L'abaissement de cette limite de vitesse peut être estimé à 1 ou 2 m s^{-1} entre le début et la fin de la saison sèche. Cette information, jusqu'à présent négligée, est importante et doit être prise en compte pour l'optimisation des modèles dédiés à la simulation du cycle des poussières (TEGEN et FUNG 1994, 1995; MARTICORENA *et al.* 1997; CHOMETTE *et al.* 1999).
- L'évolution de la vitesse limite du vent efficace au cours des périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997) montre que ce seuil de vitesse est, de manière générale, partout à la baisse. Globalement, celui-ci est actuellement de l'ordre de 6 m s^{-1} contre 8 m s^{-1} durant la période "humide". Cette évolution de la vitesse limite du vent efficace au cours du temps est à mettre au passif de la dégradation de l'environnement suite à la longue sécheresse et aux perturbations d'ordre anthropique. Cette évolution de la vitesse limite du vent efficace au cours des cinquante dernières années doit impérativement être prise en compte dans les modèles à venir relatifs à la simulation du cycle des poussières à long terme.
- Au nord de 16°N de latitude, les valeurs de vitesse limite du vent efficace que nous obtenons pour la période actuelle semblent être inférieures aux résultats déduits théoriquement du modèle de MARTICORENA *et al.* (1997) présentés à la figure V. 8. Nos résultats sont néanmoins similaires pour Agadez et Gao. Ailleurs, les différences sont supérieures à 1.5 m s^{-1}. Ainsi, la valeur que nous obtenons à Tombouctou est de 5 m s^{-1} contre une vitesse de 6.5-7.3 m s^{-1} déduite théoriquement. En Mauritanie, le modèle de MARTICORENA *et al.* (1997) donne 7.75 m s^{-1} comme vitesse limite du vent efficace pour les régions de Kiffa, Nema et Nouakchott contre des valeurs de 5, 6 et 4 m s^{-1} respectivement. Deux explications peuvent être proposées à ces différences. La première est la différence d'échelle: nous utilisons les observations des cas de déflation et les mesures de la vitesse du vent en un point donné alors que le modèle de MARTICORENA *et al.* (1997) donne une estimation moyenne par degré carré. Cependant, cette hypothèse semble peu réaliste puisque nos résultats sont toujours inférieurs à ceux de MARTICORENA *et al.* (1997). La deuxième raison, plus réaliste, repose toujours sur le fait que les données que nous utilisons proviennent de stations synoptiques qui sont systématiquement localisées à proximité de villes plus ou moins grandes. Or, même si certaines stations sont dans la périphérie lointaine de ces villes, leur environnement direct est néanmoins affecté par une pression anthropique beaucoup plus importante que dans les 'campagnes'. Cette dégradation accentuée de l'environnement autour des stations synoptiques explique probablement, en partie, les différences observées pour les seuils de vitesse d'efficacité des vents. Cela est particulièrement vrai à l'aéroport de Nouakchott, directement sous le vent de carrières où un vent de 4 m s^{-1} peut actuellement provoquer l'érosion éolienne. En outre, la vitesse limite de 5.2 m s^{-1} mesurée à dix mètres au-dessus du sol pour le vent efficace retenue par WESTPHAL *et al.* (1987) pour la modélisation de la dynamique des tempêtes de sable au Sahara semble être sous-estimée.

- Au sud de 16°N de latitude, les valeurs de vitesse limite du vent efficace que nous obtenons pour la période actuelle sont de 7 m s^{-1} à Zinder et de 5 m s^{-1} à Niamey et Maine Soroa. La vitesse limite de 6.5 m s^{-1} mesurée à dix mètres au-dessus du sol pour le vent efficace retenue par TEGEN et FUNG (1994, 1995) pour étudier la dynamique des processus éoliens au Sahara et au Sahel semble être une bonne estimation globale reflétant la situation actuelle.
- L'analyse de la station de Bilma, qui se distingue des autres par son environnement non perturbé, prouve que les cas de déflation sont notés de la même manière durant toute la période d'analyse (1951-1997), ce qui donne toute sa signification aux conclusions émises ci-dessus. En outre, cela appuie nos doutes quant au rôle de la région de Bilma comme zone-source principale de poussières affectant le Sahel (Chap. IV. 10.3). Les valeurs que nous obtenons à cette station pour la vitesse limite du vent efficace est de 8 à 9 m s^{-1}. Ceci diffère fortement des résultats de CHOMETTE *et al.* (1999) qui trouvent une valeur de 6 à 7 m s^{-1} pour cette même région (Fig. V. 9). Ceci est peut-être dû à l'emplacement même de la station (pour laquelle nous n'avons pas d'autres renseignements que : 'Situation topographique de la station: Plein désert') qui, pour une raison ou une autre, concentre la vitesse des vents. Cela est peut-être du également à la faible fiabilité des données de base utilisées par CHOMETTE *et al.* (1999), à savoir les données de vitesse du vent mesurée à dix mètres au-dessus du sol obtenues auprès de l'*European Centre for Medium-range Weather Forecast.*
- Il apparaît que l'abaissement de la vitesse limite de l'efficacité des vents est généralisée et doit être attribuée aux effets conjugués des sécheresses et aux actions anthropiques, ces derniers devenant probablement prépondérants ces dernières années. Ces conclusions géodynamiques reflètent, d'une certaine manière, les processus de désertification. Cela constitue donc un argument supplémentaire en faveur de la considération de l'évolution de la fréquence des cas de déflation comme étant un indicateur climatique synthétique de la désertification.
- Finalement, comme l'ont suggéré COUREL et CHAMARD (1988), l'augmentation de la fréquence des phénomènes de déflation, se traduisant géomorphologiquement par l'apparition et l'extension de nouvelles formes dunaires (COUREL & CHAMARD 1988; BARBEY 1989; OZER & OZER 1997; MAINGUET *et al.* 1999) n'implique pas nécessairement l'intervention de vents forts. Ce constat met en évidence l'importance de la pression anthropique sur son milieu (GILLETTE 1979) et remet en cause les modèles habituellement proposés, uniquement basés sur des critères climatiques associant systématiquement une vitesse limite 'immuable' du vent efficace, pour l'analyse de la mise en mouvement des dunes (YAALON & GANOR 1966; FRYBERGER 1979; ASH & WASSON 1983; TALBOT 1984; LANCASTER 1987; ROGNON 1989).

CHAPITRE VI

EFFET DES LITHOMETEORES SUR LES TEMPERATURES

Regional warming and dust frequency

ABSTRACT

This chapter concerns temperature evolution in the study area over the last fifty years and constitutes one of the only detailed study of temperature evolution on the African continent. Moreover, the comparison of temperature fluctuations with air-borne dust frequency is quite innovative.

Our analysis shows that the yearly average temperature increases by 1.17 °C over the 1951-1996 period, i.e. 0.25 °C per decade. This regional warming, also observed in other regions of the Sahel (NDONG & DIONE 1994; NOUACEUR & SAGNA 1996), is greater than that recorded in other arid areas of the world also affected by desertification processes (NASRALLAH & BALLING 1993; HULME 1996; HULME et al. 2000). It is also four times more important than that observed in the northern hemisphere (JONES & HULME 1996; BERTRAND & VAN YPERSELE 1999).

A seasonal pattern in temperature evolution has been underlined.

The increase of maximum and minimum temperatures observed during the rainy season could be explained by the drought affecting the study area since the late 1960s. The largest average temperature increase (in August and September) also corresponds to the months that experienced the largest pluviometric deficit (MOREL 1995B).

Against all odds, the temperature increase observed during the dry season is due to a concurrent minimum temperature increase and a less important maximum temperature decrease. Our analysis highlights that this evolution leads to a temperature range reduction in the order of –4 °C in the middle of the dry season and is closely linked to a lithometeor frequency increase ($r^2 = 0.79$).

These observations tend to show that the warming observed during the rainy season is due to natural drought but that temperature changes during the dry season are linked to the degradation of the environment by wind erosion, process amplified by human activities.

Finally, it seems interesting to take into account the air-borne particles derived from soil erosion to increase climatic model reliability (ANDREAE 1996; ZWICK 1996).

AVANT-PROPOS

Ce chapitre dédié à l'analyse des températures de l'air sous abri est focalisé sur leur évolution annuelle et, essentiellement, sur le contraste existant entre leurs variations en saison des pluies et en saison sèche.

L'évolution des températures en saison sèche est discutée et mise en relation avec la fréquence des jours affectés par des lithométéores.

1. EVOLUTION MENSUELLE DES TEMPERATURES EN REGION SAHELIENNE

Le régime thermique intéressant notre zone d'étude est essentiellement bimodal de type boréal (LEROUX 1983). Il se caractérise par (Fig. VI. 1) :

- Un minimum principal de décembre à janvier correspondant à l'hiver boréal.
- Un maximum principal de fin de saison sèche intervenant approximativement d'avril à juin.
- Un minimum secondaire centré sur le mois d'août, associé aux précipitations dont l'abondance atténue la température.
- Un maximum secondaire vers octobre, c'est-à-dire directement après la saison des pluies.

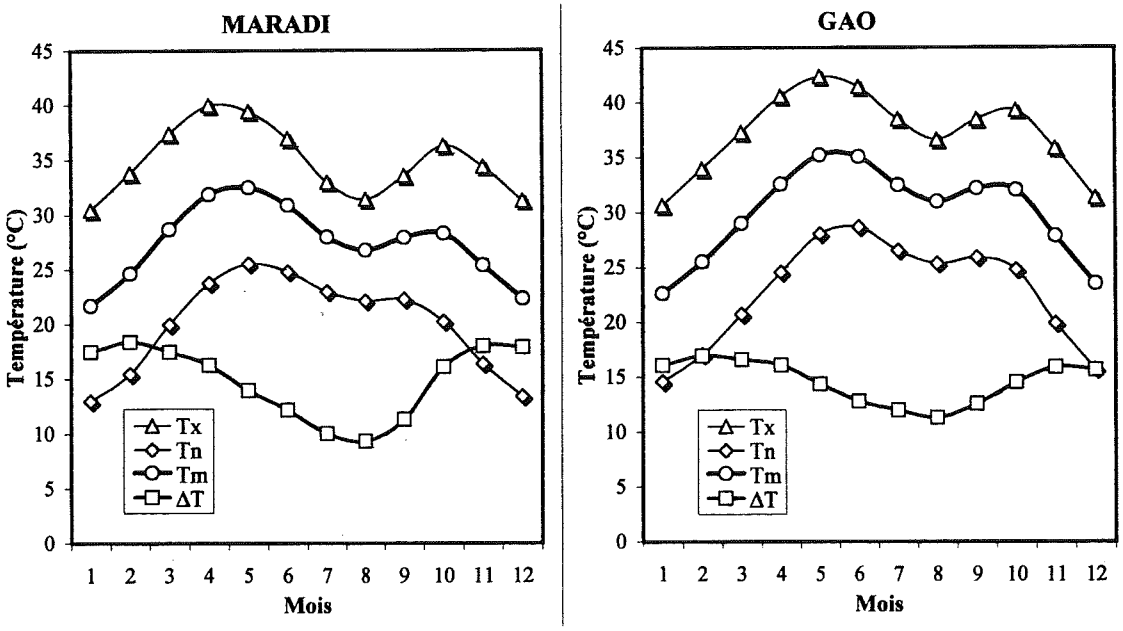


Fig.VI.1 - Répartition mensuelle des températures maximales (Tx), minimales (Tn), moyennes (Tm) et de l'amplitude thermique diurne (ΔT) aux stations de Maradi (Sahel méridional) et de Gao (Sahel septentrional). Données de la période 1951-1997.

Monthly distribution of maximum (Tx), minimum (Tn), mean (Tm) and diurnal range (ΔT) temperatures at the stations of Maradi (southern Sahel) and Gao (northern Sahel). Data over the 1951-1997 period.

L'évolution mensuelle des températures est analysée ci-après, à titre d'exemple, à partir de l'analyse détaillée de la station de Maradi et globalisée ensuite au reste du réseau d'étude.

L'analyse de la figure VI. 2 montre l'évolution mensuelle des températures à la station de Maradi de 1951 à 1993. Des tendances différentes apparaissent clairement en fonction des saisons considérées. Les traits caractéristiques sont les suivants:

- La température maximum (Tx) montre une tendance nette à l'augmentation de août à octobre, cette hausse étant de l'ordre de 0.60 °C par décennie. Cet accroissement des températures maximales en deuxième partie de la saison des pluies contraste de manière radicale avec leur diminution en saison sèche, plus particulièrement de novembre à mars où elle varie de 0.37 à 0.93 °C par décennie. Une absence de tendance est observée d'avril à juillet.
- Contrairement à la température maximum, la température minimum (Tn) présente systématiquement une tendance nette à la hausse. Cette augmentation est en moyenne de 0.57 °C par décennie et varie de 0.36 à 0.80 °C respectivement en janvier et en novembre.
- Lorsque la baisse de la température maximum est importante (≥ -0.6 °C par décennie), la température moyenne (Tm) affiche une tendance à la stabilisation ou à la diminution. C'est la cas au cœur de la saison sèche (décembre à mars). Durant les autres mois de l'année, la température moyenne est à la hausse: l'augmentation importante de la température minimum soit compense la légère diminution de la température maximum (en avril, mai et novembre), soit se couple à l'augmentation de la température maximum (de juin à octobre). Ainsi, l'évolution de la température moyenne est fortement contrastée: en janvier, celle-ci est à la baisse (-0.29 °C par décennie) et l'augmentation la plus importante se marque en septembre (+0.59 °C par décennie).
- L'amplitude thermique diurne (ΔT) est systématiquement à la baisse à l'exception des mois d'août et septembre où celle-ci est stationnaire. Notons que la réduction de l'amplitude thermique diurne est vraiment très importante puisqu'elle est supérieure à 1 °C par décennie durant les mois de novembre à mars. Ainsi, à titre d'exemple, l'amplitude thermique diurne moyenne du mois de janvier est passée de 20.3 à 14.9 °C de 1951 à 1993.

Cette brève analyse de l'évolution mensuelle des températures à la station de Maradi met en relief les fortes différences existant entre la saison des pluies et la saison sèche. La figure VI. 3 montre que les tendances décrites ci-dessus sont semblables dans d'autres stations du réseau nigérien.

De manière générale, la température maximale (Tx) accuse une assez forte tendance à la baisse durant la saison sèche 'courte' (novembre à mars) et une tendance à la hausse de juin à septembre, culminant en août et septembre (> +2 °C). La température minimale (Tm) montre une tendance quasi exclusivement à la hausse dans toutes les stations et pour tous les mois. La température moyenne (Tn) est généralement en hausse à l'exception des mois de décembre à février qui accusent une légère baisse. Quant à l'amplitude thermique diurne (ΔT), elle est partout à la baisse sauf durant les mois d'août et septembre.

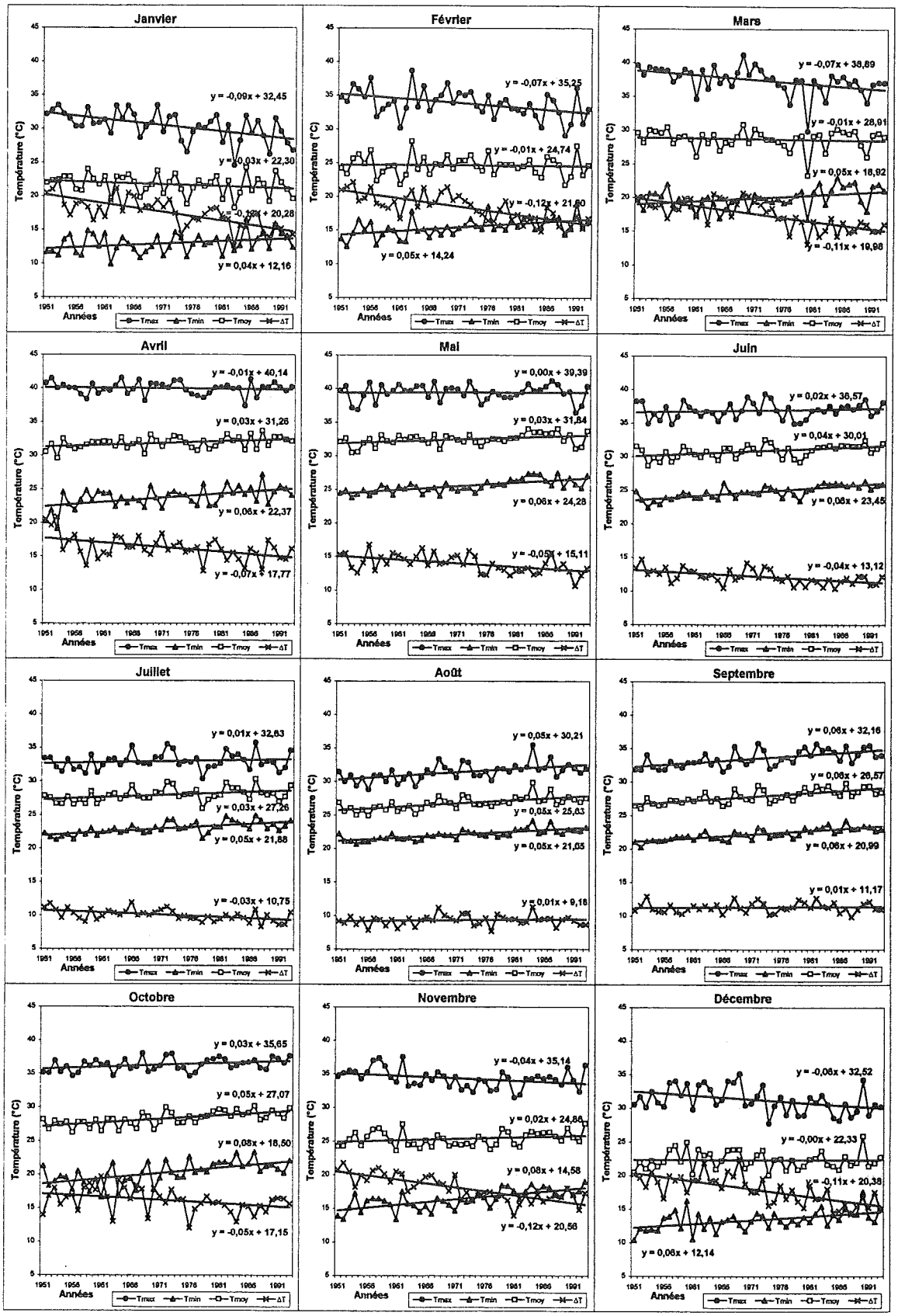


Fig.VI.2 - Evolution mensuelle des températures maximales (Tx), minimales (Tn), moyennes (Tm) et de l'amplitude thermique diurne (ΔT) à la station de Maradi durant la période 1951-1993.

Monthly evolution of maximum (Tx), minimum (Tn), mean (Tm) and diurnal range (ΔT) temperatures at the stations of Maradi over the 1951-1993 period.

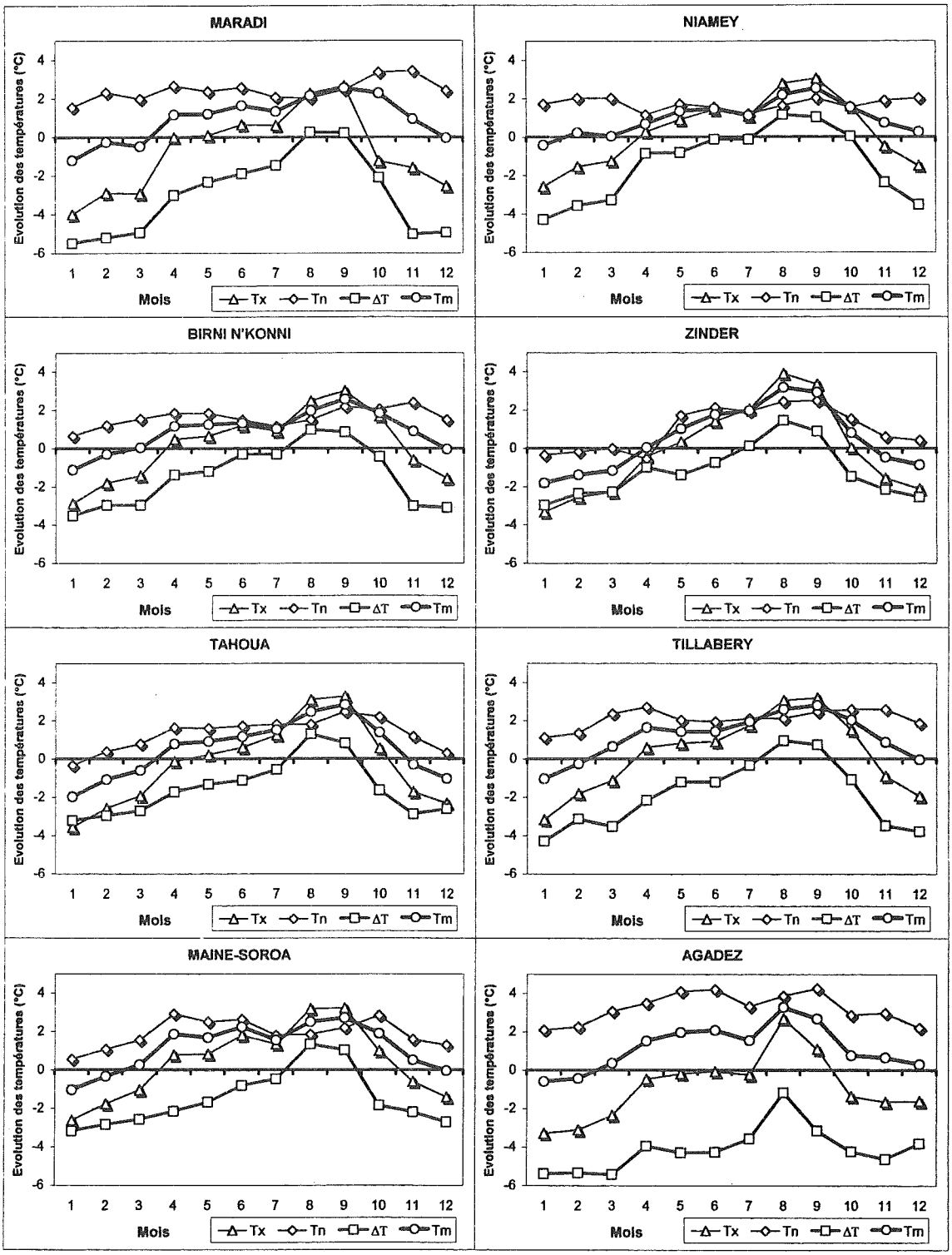


Fig.VI.3 - Tendances des températures maximales (Tx), minimales (Tn), moyennes (Tm) et des amplitudes thermiques diurnes (ΔT) moyennes mensuelles calculées sur la période 1951-1993 en huit stations nigériennes.

Tendency of the 1951-1993 average monthly maximum (Tx), minimum (Tn), mean (Tm) and diurnal range (ΔT) temperatures at eight stations of Niger.

Au chapitre VI. 2, les températures seront régionalisées sur la région orientale (Mali et Niger) et les résultats seront présentés au pas de temps annuel puis, étant donné les comportements mensuels différents des températures, en fonction de la saison des pluies et de la saison sèche.

2. EVOLUTION DES TEMPERATURES ANNUELLES EN REGION SAHELIENNE

La représentation graphique de l'évolution des températures annuelles en région sahélienne est présentée à la figure VI. 5. Les données régionalisées ont été obtenues suite à l'application de l'indice de LAMB (1982) [Eq. III. 1] pour la période 1951-1996. Ces dernières ont ensuite été converties en degrés Celsius suivant la formule de JONES et HULME (1996) [Eq. III. 2] par rapport à la période de référence 1961-1990. La figure VI. 5 est basée sur les températures de 15 stations synoptiques réparties au Mali et au Niger au sud de l'isohyète de 150 mm. La répartition géographique de ces stations est présentée à la figure VI. 4. La zone étudiée correspond donc à la 'région orientale' définie au chapitre IV. 10. 4 (p. 167).

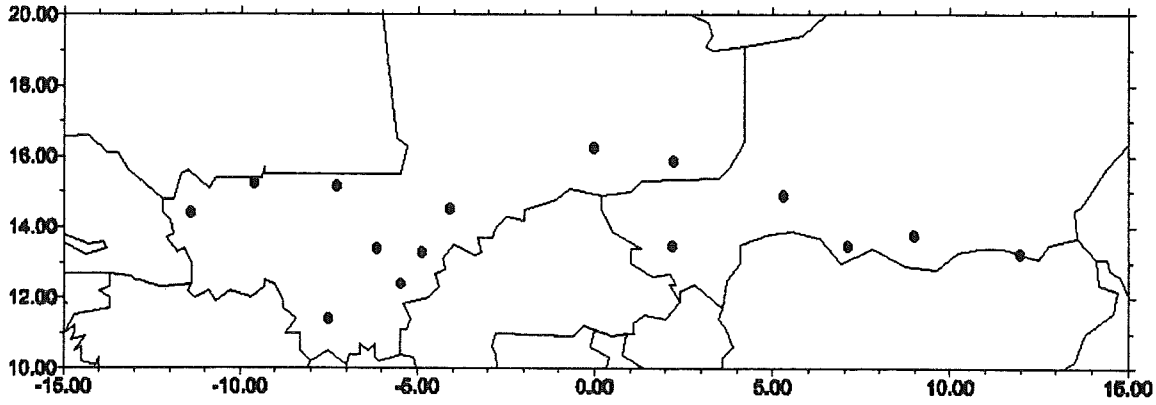


Fig.VI.4 - Localisation des stations utilisées pour l'analyse régionale des températures.
Location of the stations used for the regional analysis of the temperatures.

Certaines stations ont été volontairement écartées pour différentes raisons. Au Mali, le déplacement des stations de Sikasso (en 1987), Kenieba (en 1970) et Tombouctou (en 1966) ainsi que le changement d'appareillage à Bamako (en 1962) ont eu un effet important sur l'enregistrement des températures (FOFANA & TOURE 1994 et observations personnelles). Au Niger, la station de N'Guigmi n'a pas été considérée à cause de son comportement atypique dû à l'assèchement du lac Tchad (MOREL 1993). Les stations de Tillabéry et Birni N'Konni ont également été rejetées à cause de l'important changement de l'affectation du sol autour des parcs de mesure (OZER 1993).

Ces évolutions ne sont calculées qu'à partir de 1951 car nous ne disposons pas des informations relatives aux températures avant cette date. Le choix de la zone (Mali et Niger) a été conditionné par la disponibilité des données fournies par M. R. MOREL (de 1951 à 1990). Ces séries ont été actualisées jusqu'en 1997 lors de nos missions en octobre 1998 – janvier 1999 et avril 1999 dans ces deux pays. Les séries présentées s'arrêtent en 1996 puisque nous nous basons sur l'analyse de l'année 'saisonnière' (de mai à avril) pour les raisons invoquées au chapitre IV. 9. 1.

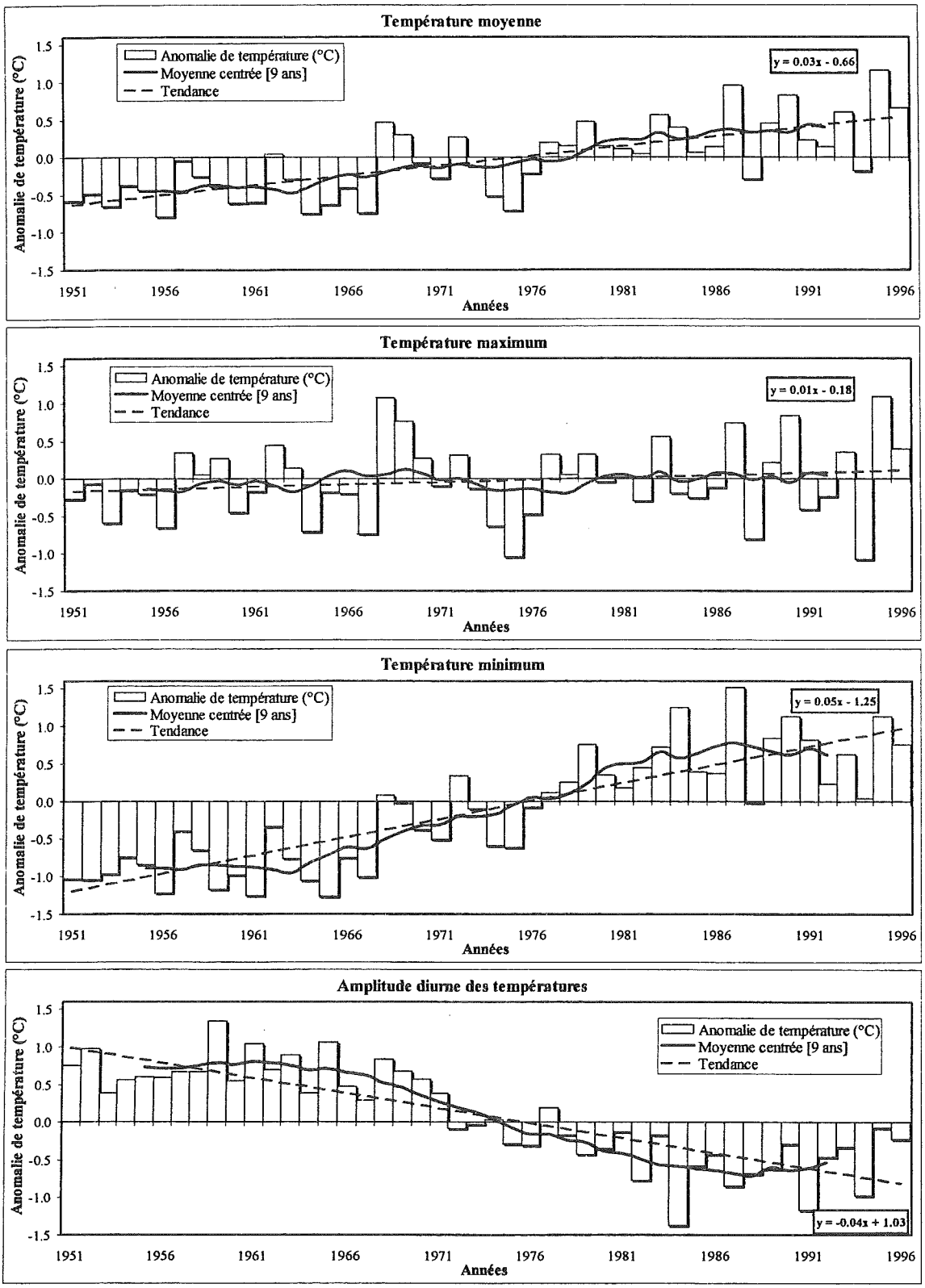


Fig.VI.5 - Evolution régionale des températures moyennes, maximales, minimales et des amplitudes thermiques diurnes moyennes annuelles durant la période 1951-1996. Les écarts de températures sont calculés par rapport à la moyenne 1961-1990 suivant l'équation III. 2.

Regional evolution of the yearly mean, maximum, minimum and diurnal range temperatures during the 1951-1996 period.

De l'analyse de la figure VI. 5, il ressort que la température moyenne annuelle montre un réchauffement linéaire de 1.17 °C sur la période 1951-1996, soit 0.25 °C par décennie. Ce réchauffement régional est extrêmement important comparé à la hausse des températures enregistrée dans l'hémisphère nord qui est de l'ordre de 0.30 °C depuis la moitié du siècle (d'après JONES & HULME 1996 et BERTRAND & VAN YPERSELE 1999). Il est également près de quatre fois plus important que l'accroissement des températures moyennes observé au nord du Sahara (+ 0.07 °C par décennie de 1950 à 1990, NASRALLAH & BALLING 1993) ou que celui observé en France sur une période analogue (+ 0.35 °C de 1950 à 1993, LEROUX 1996).

L'analyse distincte des températures maximales et minimales (Fig. VI. 5) montre que l'augmentation des températures moyennes est due essentiellement à la hausse de la température minimum qui est de 2.17 °C sur les 46 années considérées. Les températures maximales sont, quant à elles, pratiquement inchangées et ne présentent une hausse que de 0.27 °C de 1951 à 1996.

En conséquence de cette évolution différente des extrêmes de températures, l'amplitude thermique diurne moyenne annuelle est fortement à la baisse. Celle-ci est de l'ordre de 1.80 °C sur la période d'analyse.

Le test de PETTITT (1979), permettant de détecter la position d'un changement de moyenne (point de rupture) dans une série, a été appliqué à ces séries de températures régionales. Les résultats sont les suivants :

- Deux points de rupture à la hausse sont observés sur les séries des températures moyennes et minimales par ce test. Le premier en 1968 et le second en 1976. Cette brusque augmentation des températures minimales en 1976 a été également notée en Mauritanie (NOUACEUR 1999); ce qui pourrait laisser apparaître que le changement observé dans la région orientale s'étend jusqu'à la côte occidentale de la bande sahélienne.
- La série de l'amplitude thermique diurne moyenne annuelle présente également deux points de rupture à la baisse mais ces changements se déroulent en 1971 et en 1981; ce qui n'est pas sans rappeler les ruptures de tendance observées dans la fréquence des lithométéores (Chap. IV. 10. 4.).
- La série des températures maximales est stationnaire.

Dans la zone étudiée (Fig. VI. 4), la comparaison des moyennes des sous-séries de températures homogènes avant et après les points de rupture est présentée au tableau VI. 1. Concernant la température moyenne, 0.76 °C sépare les périodes 1951-1968 et 1977-1996. L'écart de température est pratiquement double (1.45 °C) entre les deux mêmes périodes lorsque l'on analyse la température minimum. Quant à la différence observée au niveau de l'amplitude thermique diurne entre les périodes 1951-1971 et 1982-1996, elle se solde par une diminution de 1.29 °C.

Il est généralement extrêmement difficile de donner une explication à l'évolution des températures à partir de la seule analyse au pas de temps annuel (HULME 1996). De plus, le comportement différent des températures au pas de temps saisonnier a été mis en évidence au chapitre VI. 1. Une tentative d'explication de ces fluctuations est donc présentée ci-après en saison des pluies (Chap. VI. 3) et en saison sèche (Chap. VI. 4).

Tab.VI.1 - Moyenne des températures (T-SS, en °C) correspondant aux sous-séries homogènes (SS, période en années) dérivées de l'application du test de PETTITT (1979). T-SS3 – T-SS1 présente la différence de température en °C enregistrée entre la dernière et la première sous-série.

Averaged temperatures (T-SS, in °C) corresponding to the homogenous series (SS, period in years) derived from the application of the PETTITT's test (1979). T-SS3 – T-SS1 presents the difference of temperature in °C recorded between the last and the first sub-series.

	SS1	T-SS1 [°C]	SS2	T-SS2 [°C]	SS3	T-SS3 [°C]	T-SS3 – T-SS1 [°C]
Tm	51-68	28.06	69-76	28.31	77-96	28.82	+0.76
Tx	-	-	-	-	-	-	-
Tn	51-68	20.54	69-76	21.15	77-96	21.99	+1.45
ΔT	51-71	14.71	72-81	13.87	82-96	13.43	-1.29

3. EVOLUTION DES TEMPERATURES EN SAISON DES PLUIES

L'évolution des températures durant la saison des pluies (de mai à septembre) est présentée à la figure VI. 6. Il ressort directement de l'analyse de ces graphiques que les températures moyenne, maximum et minimum sont toutes trois en nette augmentation.

L'analyse plus détaillée montre néanmoins que la hausse de la température moyenne en saison des pluies (+ 1.56 °C) est due, en grande partie à l'augmentation de la température minimum (+ 2.00 °C) et, secondairement seulement, à l'augmentation de la température maximum (+ 1.12 °C). L'amplitude thermique diurne accuse dès lors une diminution relativement peu importante de 0.79 °C sur la période 1951-1996.

MOREL (1993) s'est penché sur l'évolution de la température maximum en Afrique de l'Ouest et a également constaté que celle-ci augmentait sensiblement durant la saison des pluies. Cet auteur a clairement mis en évidence que la baisse de la pluviométrie entraînait la hausse des températures maximales.

Reste alors à expliquer la raison pour laquelle l'élévation des températures minimales a été près de 80 % supérieure à celle observée pour les températures maximales. On pourrait suggérer que le maximum du refroidissement de l'air se produit lors des événements pluvieux. Or, SHINODA *et al.* (1999) ont récemment montré que la répartition diurne des précipitations a été fortement modifiée entre les périodes avant et après 1968. Selon ces auteurs, la fréquence diurne maximum des précipitations se produit entre 3 et 6 heures du matin. Le déficit pluviométrique enregistré en région sahélienne serait dû, en grande partie, à l'importante diminution de la fréquence des précipitations (pouvant atteindre 75 %) durant cette période de la journée contre un déficit de l'ordre de 30 % seulement entre 12 et 15 heures. Ainsi, les modifications de la répartition diurne des précipitations pourraient expliquer, en partie, la différence existant entre les hausses des températures maximum et minimum.

La relation existant entre la température moyenne régionale et les précipitations régionales (données tirées de la figure III. 5, p. 49) est très forte (r^2 = 0.70, Fig. VI. 7). Ainsi, une baisse pluviométrique régionale de 100 mm entraîne un réchauffement saisonnier moyen de l'ordre de 0.80 °C.

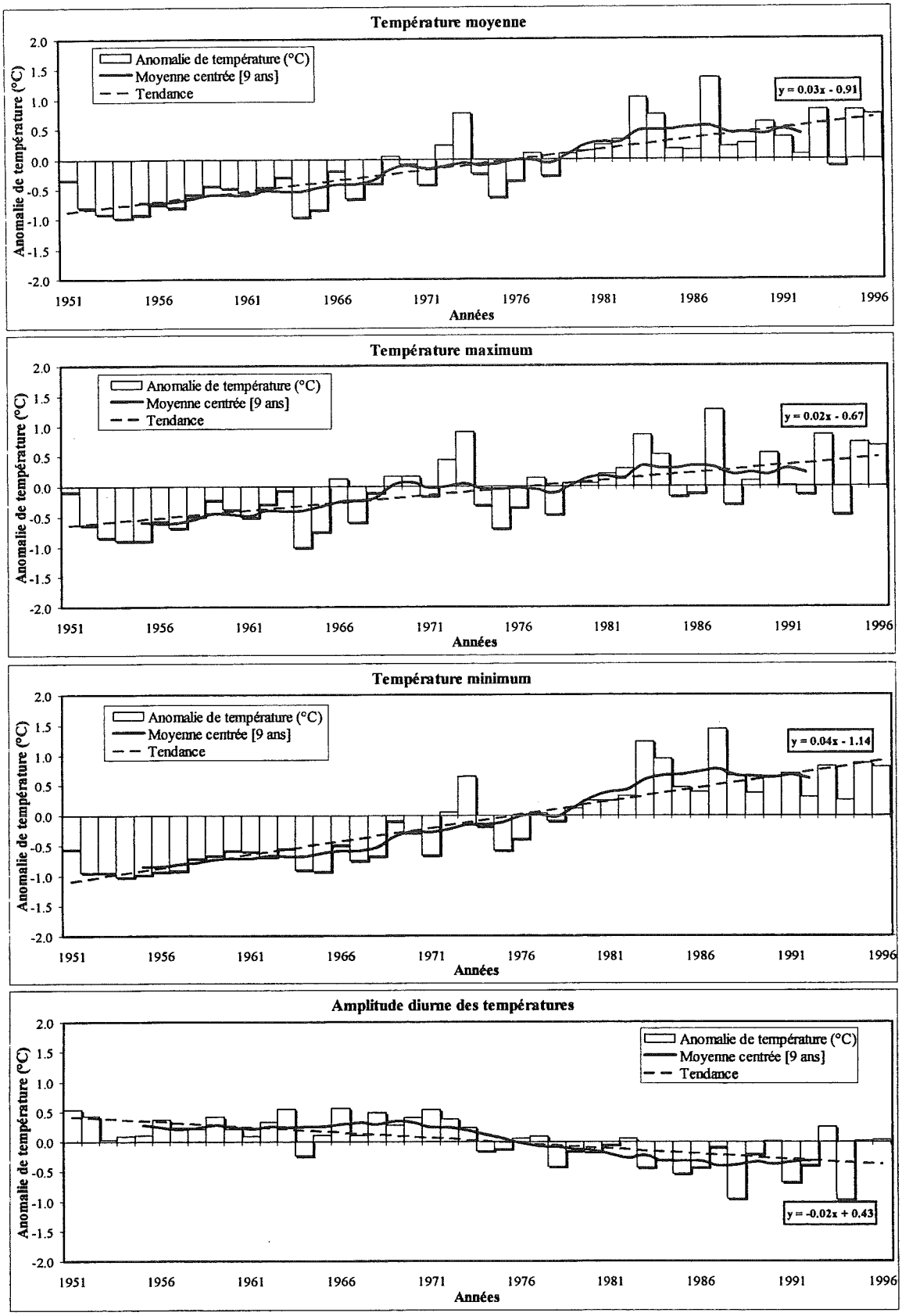


Fig.VI.6 - Evolution régionale en saison des pluies (mai à septembre) des températures moyennes, maximales, minimales et des amplitudes thermiques diurnes moyennes durant la période 1951-1996. Ecarts de températures calculés par rapport à la moyenne 1961-1990 suivant l'équation III. 2.

Regional evolution of mean, maximum, minimum and diurnal range temperatures during the rainy season (May to September) over the 1951-1996 period.

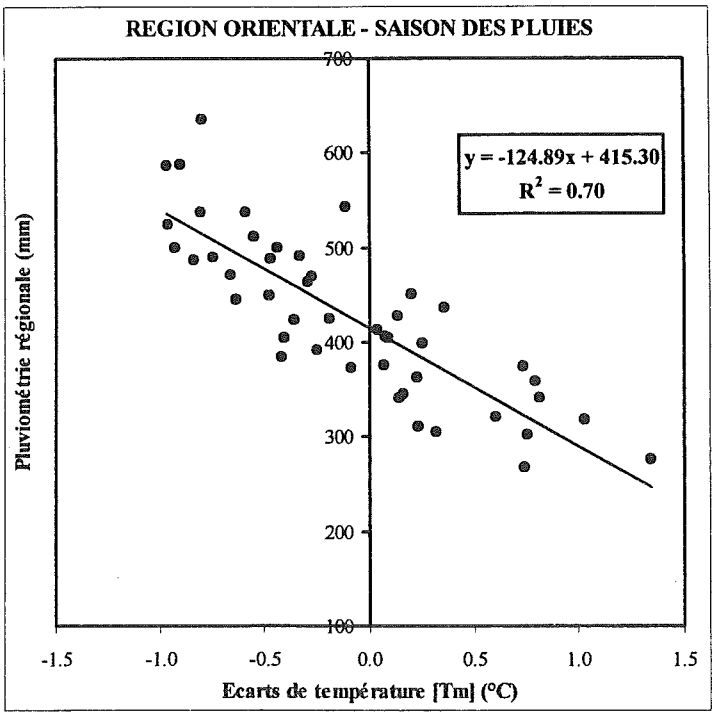


Fig.VI.7 - Relation entre la pluviométrie régionale (mm) et les écarts de température moyenne (°C).
Relation between regional rainfall (mm) and mean temperature (°C).

4. EVOLUTION DES TEMPERATURES EN SAISON SECHE

L'évolution des températures durant la saison sèche (d'octobre à avril) est présentée à la figure VI. 8 (page 255) pour la période 1951-1996. De l'analyse de ces graphiques, il ressort que:

- La hausse de la température moyenne (+ 0.89 °C) est moindre que celle observée en saison des pluies.
- La température maximum accuse une légère diminution (- 0.22 °C) contre un accroissement important de la température minimum (+ 2.02 °C) du même ordre de grandeur que celui observé en saison des pluies.
- Il en résulte une importante réduction de l'amplitude thermique diurne (- 2.24 °C).

Ce comportement des températures extrêmes n'est pas conforme aux hypothèses de LEROUX (1983) pour qui (p. 140): "*L'absence de végétation autorise le libre jeu de la continentalité caractérisée par ses excès, tandis qu'à l'inverse une couverture végétale a des effets modérateurs apparentés à ceux de l'océanité*". La dégradation de la végétation sahélienne et l'augmentation des superficies dénudées (suite aux effets conjugués de la sécheresse et des effets anthropiques sur l'environnement comme le surpâturage, le défrichement et le déboisement) auraient, dès lors, dû se répercuter par une augmentation de l'amplitude thermique diurne. Cette dernière aurait d'ailleurs dû être amplifiée par la baisse de la tension de vapeur de l'air enregistrée dans la zone d'étude durant la saison sèche (Fig. VI. 9). En outre, selon plusieurs scientifiques (BRYANT *et al.* 1990; BALLING 1991; NASRALLAH & BALLING 1993; DIRMEYER & SHUKLA 1996), l'effet de la désertification devrait alors se marquer par une nette augmentation des températures maximales.

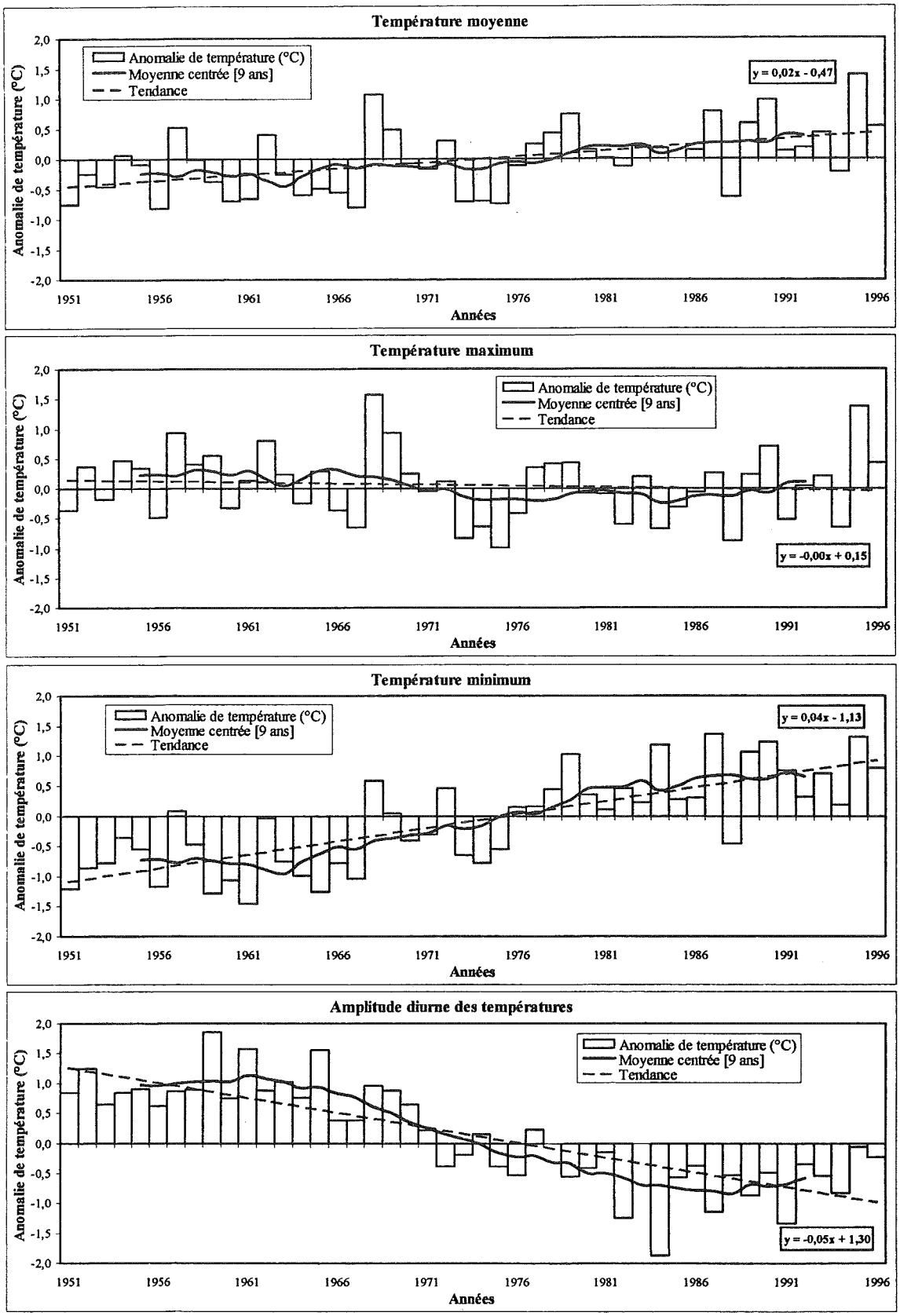


Fig.VI.8 - Evolution régionale en saison sèche (octobre à avril) des températures moyennes, maximales, minimales et des amplitudes thermiques diurnes moyennes durant la période 1951-1996. Ecarts de températures calculés par rapport à la moyenne 1961-1990 suivant l'équation III. 2.

Regional evolution of mean, maximum, minimum and diurnal range temperatures during the dry season (October to April) over the 1951-1996 period.

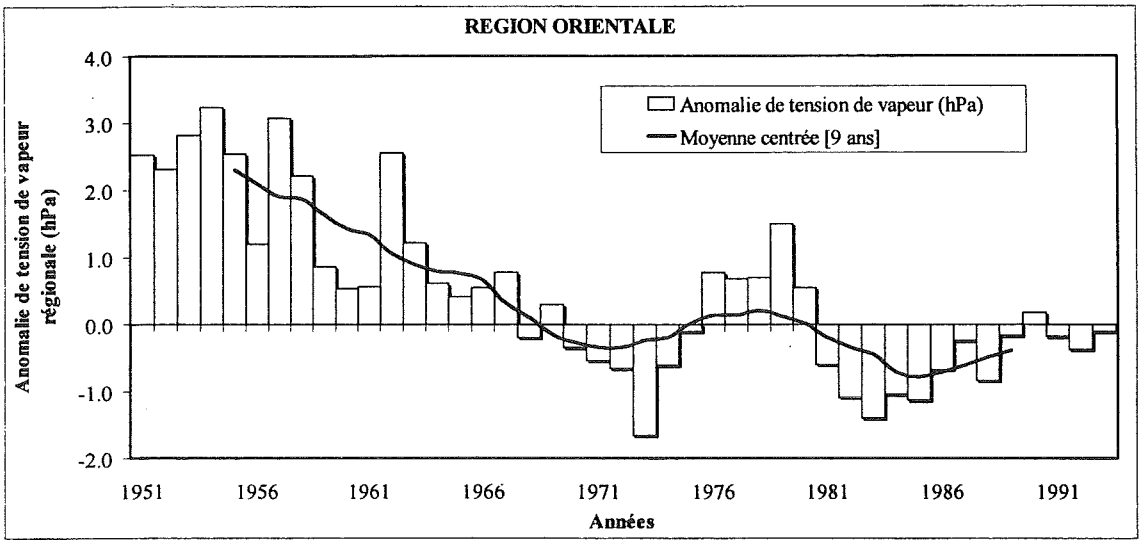


Fig.VI.9 - Evolution régionale en saison sèche (octobre à avril) de la tension de vapeur (hPa) durant la période 1951-1996. Ecarts de températures calculés par rapport à la moyenne 1961-1990 suivant l'équation III. 2. Les stations utilisées sont présentées à la figure VI. 4.

Regional evolution of vapour pressure during the dry season (October to April) over the 1951-1996 period. Stations used are shown in Fig. VI. 4.

L'abaissement progressif des températures maximales en saison sèche a pourtant déjà été observé par MOREL (1993) dans notre zone d'étude et par NOUACEUR (1999) en Mauritanie mais reste cependant inexpliqué. Par contre, l'augmentation de la température minimum en saison sèche a été attribuée à la hausse de la fréquence des lithométéores (NOUACEUR & SAGNA 1996; NOUACEUR 1999). Quant à OZER (1997), il a mis en évidence, dans quelques stations sahéliennes du Niger, la bonne relation liant l'amplitude thermique diurne à la fréquence du nombre de jours affectés par des lithométéores.

Très récemment, HULME *et al.* (2000) ont également émis l'hypothèse que la réduction de l'amplitude thermique diurne observée durant la saison sèche ces vingt dernières années au Soudan serait liée à l'accroissement de la fréquence des lithométéores. Cependant, les auteurs se disent contraints à en rester au stade de l'hypothèse par la non-disponibilité de banque de données relative aux lithométéores.

Le rôle des aérosols sur les températures de surface a été étudié depuis la fin des années septante par CARLSON et CAVERLY (1977). Ces auteurs ont alors observé que la température maximum du jour accusait une diminution moyenne de l'ordre de -0.7 °C lors du passage de nuages de poussières sahariennes à hauteur des Iles du Cap-Vert. Quelques années plus tard, CARLSON et BENJAMIN (1980) ont mis en évidence que la présence de poussières sahariennes dans l'atmosphère conduisait à un réchauffement de la température moyenne pouvant atteindre +2.0 °C en surface.

L'effet des poussières terrigènes sur les températures est assez complexe. Il varie en fonction de la granulométrie et de la composition chimique des particules qui diffèrent initialement suivant la zone source et sont progressivement modifiées durant leur transport (CARLSON & CAVERLY 1977; D'ALMEIDA 1987; FOUQUART *et al.* 1987A; LEGRAND *et al.* 1992; ANDREAE 1996). L'interaction lithométéores-températures est encore peu connue (ANDREAE 1996; ALPERT *et al.* 1998).

Cependant, il est admis que ces aérosols captent une partie de l'énergie solaire incidente et retiennent une partie de la radiation infrarouge provenant du sol (ADETUNJI *et al.* 1979; BRINKMAN & MCGREGOR 1983; GUEDALIA *et al.* 1984; ADEDOKUN *et al.* 1989; TEGEN *et al.* 1996). Ceci se traduit donc, en surface, par une diminution des températures maximales et une augmentation des températures minimales (FOUQUART *et al.* 1987B; CAUTENET *et al.* 1992).

La comparaison des températures horaires moyennes mesurées sous abri à Niamey en situation de ciel clair et en présence de brume sèche met en évidence l'effet des lithométéores sur les températures (Fig. VI. 10): une augmentation de +1.5 °C de la température minimum est observée à 6 heures et une forte diminution de -3.0 °C du maximum de température est enregistrée à 15 heures (MODI 1983).

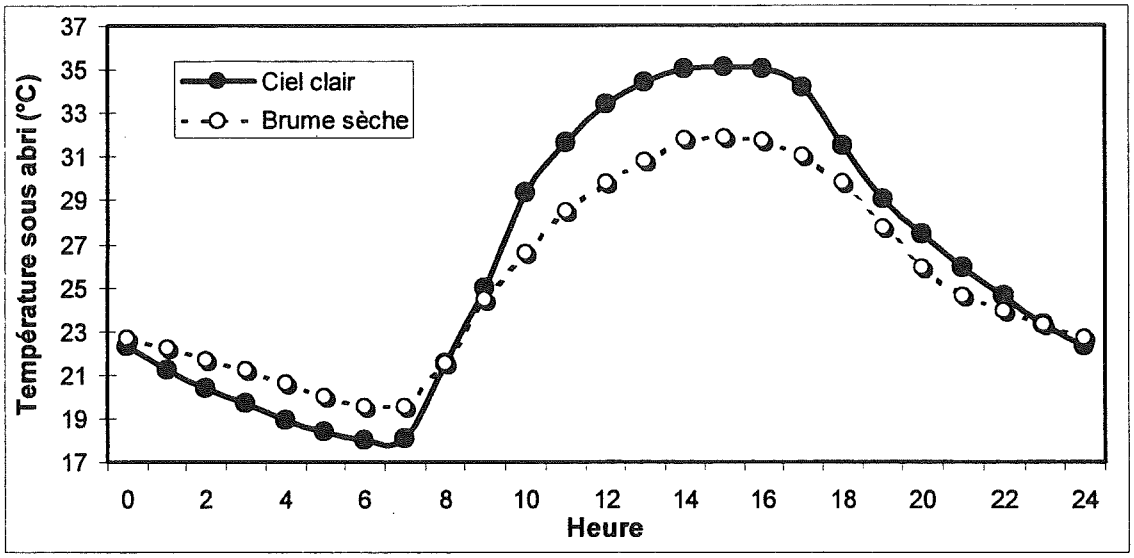


Fig.VI.10 - Températures horaires moyennes mesurées sous abri à Niamey en situation de ciel clair (VV > 1500 dam) et en situation de brume sèche (VV < 500 dam) (d'après MODI 1983).

Mean hourly temperatures measured in Niamey in an open sky (VV > 1500 dam) and during dust clouds (VV < 500 dam) (after MODI 1983).

Ainsi, BRINKMAN et MCGREGOR (1983) ont montré, qu'à partir d'une certaine densité de poussières, les lithométéores peuvent réduire la durée d'insolation. La figure VI. 11 montre que le nombre de jours affectés par des lithométéores influence aussi la durée d'insolation. La relation entre ces deux paramètres est significative ($r^2 = 0.49$). La figure VI. 11 montre que les anomalies négatives les plus importantes de la durée d'insolation (1982, 1984, 1987, 1991) sont contemporaines des quatre maximums de fréquence des lithométéores durant cette période d'analyse (cf. Fig. IV. 59, p. 168).

Les modifications des températures observées en saison sèche semblent donc liées à l'accroissement important des lithométéores dans la zone d'étude. Une très forte relation est d'ailleurs obtenue entre l'amplitude thermique diurne régionale (résultante principale de la diminution de la température maximum et de l'augmentation de la température minimum) et la fréquence régionale des lithométéores (données tirées de la figure IV. 59, p. 168) est très forte ($r^2 = 0.79$, Fig. VI. 12).

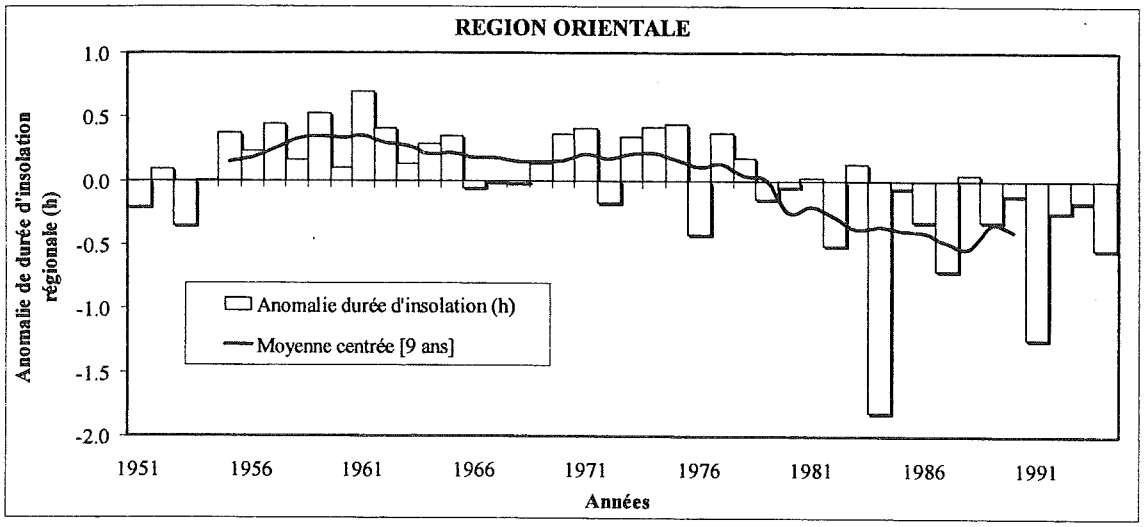


Fig.VI.11 - Evolution régionale en saison sèche (octobre à avril) de la durée d'insolation (heures) durant la période 1951-1994. Les écarts de durée d'insolation sont calculés par rapport à la moyenne 1961-1990 (9 heures) suivant l'équation III. 2. Les stations utilisées sont présentées à la figure VI. 4.

Regional evolution of sunshine duration during the dry season (October to April) over the 1951-1994 period. Stations used are shown in Fig. VI. 4.

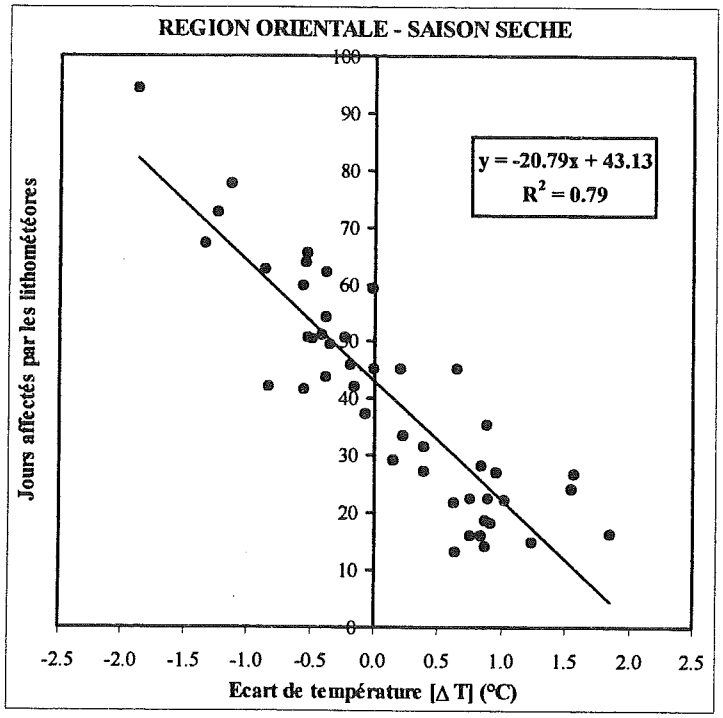


Fig.VI.12 - Relation entre la fréquence régionale des lithométéores et les écarts de l'amplitude thermique diurne (°C) régionale.

Relation between regional lithometeor frequency and diurnal range temperature (°C).

Cependant, la baisse de la température maximum reste faible par rapport à la hausse de la température minimum. Cela ne peut s'expliquer par une variation diurne de la fréquence des lithométéores au cours du temps (Chap. IV. 7) mais plutôt par le choix de la période de l'année étudiée. En effet, la tendance mensuelle des températures (Chap. VI. 1, Fig. VI. 3) montre que la température maximum est probablement

influencée en octobre et en avril par la réduction de la longueur et de l'intensité de la saison des pluies. Aussi, le tableau VI. 2 montre-t-il l'évolution des températures pour vingt stations de la zone d'étude durant le cœur de la saison sèche (janvier à mars), période durant laquelle aucun paramètre climatique, mis à part les lithométéores, n'a été sévèrement modifié.

Tab.VI.2 - Evolution des températures en vingt stations de la zone d'étude de 1951 à 1992 durant les mois de janvier-février-mars. [t] représente la tendance linéaire de 1951 à 1992 en °C. CP représente l'année du point de rupture calculé par le test de PETTITT (1979).

Temperature evolution in 20 Sahelian stations during the January to March period from 1951 to 1992. [t] is the linear tendency in from 1951 to 1992. CP is the change point calculated by the PETTITT's test (1979).

Station	*Lat.*	*Long.*	*Tx*	*Tn*	*ΔT*	*Tx [t]*	*Tn [t]*	*ΔT [t]*	*CP Tx*	*CP Tn*	*CP ΔT*
Nouakchott	18°06'N	15°57'W	31.05	15.27	15.78	-0.84	+2.21	-3.04	_	1976	1973
Boutilimit	17°32'N	14°41'W	32.21	17.44	14.77	-1.61	+1.78	-3.40	1970	1976	1971
Agadez	16°58'N	7°59'E	31.65	14.53	17.12	-2.92	+2.47	-5.39	1973	1967	1972
Aioun	16°42'N	9°36'W	32.67	18.39	14.29	-1.91	+1.24	-3.15	1970	1976	1974
Kiffa	16°38'N	11°24'W	33.88	16.97	16.91	-1.62	+2.83	-4.44	1974	1976	1975
Nema	16°36'N	7°16'W	33.58	20.19	13.39	-2.69	+1.27	-3.96	1972	1976	1974
Gao	16°16'N	0°03'W	33.96	17.44	16.52	-1.21	+2.16	-3.37	1971	1967	1971
Menaka	15°52'N	2°13'W	34.39	17.88	16.51	-2.14	+1.84	-3.98	1973	1977	1972
Nioro	15°14'N	9°36'W	34.90	16.35	18.55	-2.33	+3.04	-5.38	1970	1976	1971
Nara	15°10'N	7°17'W	34.55	17.29	17.26	-1.71	+1.26	-2.97	1971	1976	1973
Mopti	14°31'N	4°06'W	34.76	17.86	16.90	-0.27	+3.89	-4.16	_	1976	1972
Kayes	14°26'N	11°26'W	36.51	19.42	17.09	-1.40	+0.90	-2.31	1970	1976	1971
Niamey	13°29'N	2°10'E	35.82	19.19	16.63	-1.79	+1.92	-3.71	1973	1968	1971
Maradi	13°28'N	7°05'E	33.86	16.11	17.75	-3.27	+1.95	-5.22	1973	1972	1973
Segou	13°24'N	6°09'W	35.06	19.14	15.92	+0.16	+3.03	-2.99	_	1971	1971
San	13°17'N	4°54'W	35.83	18.07	17.76	-1.20	+3.32	-4.52	1973	1976	1972
MaineSoroa	13°14'N	11°59'E	33.65	15.92	17.73	-1.81	+1.06	-2.87	1973	1971	1971
Kenieba	12°48'N	11°21'W	37.12	20.57	16.56	-1.15	+1.32	-2.47	1971	1966	1966
Koutiala	12°24'N	5°28'W	35.42	17.07	18.36	-1.63	+5.58	-7.27	1971	1968	1970
Bougouni	11°25'N	7°30'W	35.68	19.27	16.41	-0.24	+0.87	-1.12	_	1979	1972
Moyenne			34.33	17.72	16.61	-1.58	+2.20	-3.79	1972	1973	1972
Ecart-type						0.85	1.14	1.32	1	4	2

Il ressort de ce tableau que les tendances des températures sont uniformes et non négligeables. Durant cette période de l'année, la baisse de la température maximum de -1.58 ± 0.85 °C contraste mieux avec la hausse de la température minimum ($+2.20 \pm 1.14$ °C). La diminution de l'amplitude thermique diurne est remarquable (-3.79 ± 1.32 °C).

Quant aux ruptures de tendance obtenues par l'application du test de PETTITT (1979), elles sont quasi toutes localisées au début des années septante. Ceci concorde avec l'évolution des lithométéores.

5. CONCLUSION

Le nombre d'études détaillées de l'évolution des températures sur le continent africain est encore actuellement extrêmement limité (HULME *et al.* 2000).

De nos analyses, il ressort due la température moyenne annuelle montre un réchauffement linéaire de 1.17 °C sur la période 1951-1996, soit 0.25 °C par décennie. Ce réchauffement régional, également observé dans d'autres parties du Sahel (NDONG & DIONE 1994; NOUACEUR & SAGNA 1996), est extrêmement important comparé à l'évolution de la température enregistrée dans d'autres régions arides du globe également soumises à des processus de désertification (NASRALLAH & BALLING 1993; HULME 1996; HULME *et al.* 2000). Le réchauffement de notre zone d'étude est, depuis 1951, près de quatre fois plus élevé que celui noté dans l'hémisphère nord (JONES & HULME 1996; BERTRAND & VAN YPERSELE 1999).

Un contraste saisonnier de l'évolution des températures a été mis en évidence.

Le réchauffement observé en saison des pluies, tant au niveau des températures maximums que des températures minimums s'expliquerait par la sécheresse affectant la zone d'étude depuis la fin des années soixante. La hausse maximum de la température moyenne s'observe en août et septembre. Elle correspond aux mois de la saison des pluies ayant connu le plus fort déficit pluviométrique (MOREL 1995B). La hausse plus importante des températures minimales, en comparaison avec l'évolution des températures maximales, pourrait s'expliquer par la modification de la répartition des précipitations au cours de la journée qui a été mise en évidence par SHINODA *et al.* (1999).

Contre toute attente, le réchauffement observé en saison sèche se marque par une augmentation importante de la température minimum contrastant avec la diminution, moins forte, de la température maximum. Notre analyse met en évidence que cette évolution, conduisant à une réduction de l'amplitude thermique diurne de l'ordre de – 4 °C au cœur de la saison sèche, est fortement liée à l'augmentation de la fréquence des lithométéores ($r^2 = 0.79$).

Le réchauffement observé en saison des pluies serait donc dû à la sécheresse 'naturelle'. Cependant, depuis le modèle de CHARNEY (1975), de plus en plus d'évidences tendent à démontrer que les impacts de l'Homme sur son milieu entretiennent le déficit pluviométrique et, donc, l'augmentation de la température (CHARNEY *et al.* 1975; CUNNINGTON & ROWNTREE 1986; BRYANT *et al.* 1990; SCHLESINGER *et al.* 1990; XUE & SHUKLA 1993; DIRMEYER & SHUKLA 1996; ZHENG & ELTAHIR 1997; FEDDEMA 1999; etc.).

En saison sèche, il apparaît que ces fluctuations des températures sont, en grande partie, engendrées ou amplifiées par l'impact de l'Homme sur son environnement en amplifiant les processus éoliens (Chap. IV. 13).

Ces fluctuations de températures observées ici en surface sont également notées au sein de la troposphère (CARLSON & BENJAMIN 1980; FOUQUART *et al.* 1987B) et

pourraient modifier la circulation atmosphérique globale (ANDREAE 1996; LI *et al.* 1996; TEGEN *et al.* 1996; ALPERT *et al.* 1998) de même qu'intensifier la sécheresse sahélienne (MACLEOD 1974; JUNGE 1979; IDSO 1981; BROOKS 1999).

Des études plus détaillées devraient être menées dans le futur pour estimer l'importance du forçage thermique des lithométéores par rapport à l'évolution attendue des températures en région sahélienne suite aux processus de désertification (BALLING 1991; DIRMEYER & SHUKLA 1996).

Enfin, il semble intéressant de tenir compte de la présence des poussières terrigènes dans l'atmosphère pour améliorer les modèles climatiques (ANDREAE 1996; ZWICK 1996). Cependant, comme le soulignent HULME & VINER (1998) et HULME *et al.* (2000), le rôle climatique des lithométéores étant encore trop méconnu, il est difficile de les intégrer dans les scénarios climatiques.

CHAPITRE VII

CONCLUSION GENERALE

ABSTRACT

This research is unique at different levels.

- *The results are based on meteorological observations collected in 28 synoptic stations of Senegal, Mauritania, Mali and Niger. For the first time, they present the evolution of the lithometeor frequency at the regional scale over the last fifty years with daily data.*
- *The distinct analysis of the lithometeors on one side and of the deflation cases on the other side is unique as well. The geographical study of the deflation cases in time allowed us to localise the regions effectively affected by wind erosion.*
- *The direct analysis of the interactions between lithometeors and other climatic parameters (rainfall, wind speed and temperature) is again unique. This allowed us to go further in the research related to the factors controlling wind erosion and in the climatic implications linked to the increase of aeolian processes.*

The main original results of this study are briefly summarised hereafter and are synthesised in figure VII. 1.

Evolution of lithometeor frequency during the dry season

The frequency of the lithometeors has constantly increased all over West Africa, excepted at the hyper-desertic synoptic station of Bilma. This increase is mainly taking place in longitude, from east to west as well as in latitude, from the hyper-desertic areas southwards through the Sahelian and Sudanese belts. The data collected since 1930 in four Malian stations show that the actual frequencies are both extremely high and have reached previously unrecorded levels.

In what concerns the evolution of deflation case frequency (direct local wind erosion), it shows a very important augmentation all over the Sahel. In one station out of two, the frequency of direct wind erosion processes has been multiplied by a factor ten. A significant difference exists between the stations located in the desert areas, which are broadly stable, and the Sahelian stations where the increase varies by a factor of 6 to 36. This dramatic increase of the deflation cases clearly shows the advanced state of soil degradation in the Sahelian belt and is in accordance with all environmental and geomorphological observations found in the literature. In this manner, some Sahelian stations are now experiencing more deflation cases than those in desert areas.

Our results, based on long-time series of field observations, confirm and support recent conclusions of TEGEN and FUNG (1994, 1995), TEGEN et al. (1996) and ANDREAE (1996) based on some complex models.

Causes of this evolution of lithometeor frequency during the dry season

Some environmental factors controlling the intensity of the aeolian processes were discussed. The relationship between wind erosion processes and rainfall fluctuations are analysed at a regional scale. It appears that these two parameters are closely linked when average rainfall is taken in account over 10 to 20 previous years. Such long-term rainfall-dust correlation suggests that dust frequency is more likely dependent on the long-term environment change due to the vegetation response to the drought and to the increasing anthropogenic degradation than directly on the rainfall variations.

The type of vegetation and its percentage soil cover have been seriously reduced over the last 30 years because of reduced rainfalls and human pressure on the environment. This obviously facilitated the aeolian processes in the study area. The degradation of the ecosystems is such that their regeneration should take several years or even some decades. It seems therefore obvious that the increasing frequency lithometeors and deflation cases in the study area reflects the combined effects of the long-term rainfall reduction started in the late 1960s and the anthropogenic negative impacts on the environment through inappropriate land-use practices such as overexploitation of soils for agriculture purposes, deforestation, overgrazing, migration of populations to the south, settlement of nomad populations, etc.

It is still quite complex to quantify the role of natural and human-related aspects in dust production in West Africa. Still, it is likely that the lithometeors and deflation case frequency has increased directly after the onset of the drought during the early 70s but that, later on and especially in recent years, that this frequency has been extremely high because of the anthropogenic impacts on the environment. In the near future, it is likely that rainfall amounts close to the 'normal' would not lead to a direct substantial reduction of the lithometeors frequency. As a matter of fact, the vegetation will need from several years to few decades to be as 'luxurious' as forty years ago. Moreover, the human pressure on its immediate or even remote surrounding environment seems ineluctable and should negatively influence the vegetation natural recovery.

The results of our analysis have led us to suggest the very likely existence of an anthropogenic feedback mechanism (Fig. VII. 1). Indeed, human pressure on its environment would lead to an increase of wind erosion and to the non-regeneration of some parameters able to protect the soil through cohesion and cover and, thus, to control the deflation processes. The numerous consequences of this subsequent wind erosion (lower productivity of soils, decrease of crop production, oases and villages threatened by moving dunes, etc.), often together with other factors, can then provoke local population displacements. These populations usually move to large cities or further south where the situation is less precarious and the environment less degraded. These migrations contribute to the acceleration of the environmental degradation processes that lead to the onset of dust production, uncommon in the past.

Evolution of the threshold wind speed during the dry season

The role of vegetation for the control of deflation is proved thanks to the threshold wind speed evolution during the dry season. The lowering of this threshold during the dry period can be estimated at about 1 or 2 m s^{-1}.

Threshold wind speed during the "humid" (1951-1968), drought (1969-1986) and "present" (1987-1997) periods shows a widespread decrease. Globally, this threshold wind speed is presently about 6 m s^{-1} against 8 m s^{-1} during the "humid" period. This long-term threshold wind speed evolution is the result of environmental degradation due to the extensive drought combined with anthropogenic pressure, the latter being preponderant these last years.

Climatic impact of lithometeors on temperatures

Our analysis shows that the yearly average temperature increases by 1.17 °C over the 1951-1996 period, i.e. 0.25 °C per decade. This regional warming is greater than that recorded in other arid areas of the world also affected by desertification processes. It is also four times more important than that observed in the Northern Hemisphere.

A seasonal pattern in temperature evolution has been underlined.

- *The increase of maximum and minimum temperatures observed during the rainy season could be explained by the drought affecting the study area since the late 1960s. The largest average temperature increase (in August and September) also corresponds to the months that experienced the largest rainfall deficit.*
- *The temperature increase observed during the dry season is due to a concurrent minimum temperature increase and a less important maximum temperature decrease. Our analysis highlights that this evolution leads to a temperature range reduction in the order of –4 °C in the middle of the dry season and is closely linked to a lithometeor frequency increase ($r^2 = 0.79$).*

These observations tend to show that the warming observed during the rainy season is due to natural drought but that temperature changes during the dry season are linked to the degradation of the environment by wind erosion, process amplified by human activities.

Lithometeors: climatic indicator of desertification

The main conclusions of this extensive work argues for the recognition of the lithometeors and/or the deflation case frequency as a relevant synthetic climatic indicator of the progressive degradation of the environment and, thus, of desertification in the arid and semi-arid environments. This indicator is available at the global scale for long-term periods of observations and its cost is extremely low. Therefore, it answers the expectations expressed by the United Nations in Agenda 21. Its application should help decision-makers estimate the trend of desertification which is, in many countries, one of the most severe impediments to poverty reduction, quality of life of local populations improvement and sustainable development.

La littérature récente relative aux lithométéores reste encore fondée sur quelques points de mesure et des séries d'observations trop brèves. En 1996, LANCASTER[1] (1996c) écrit (p. 272): "*Les changements temporels de la magnitude et de la fréquence des tempêtes de sable sont bien documentés pour la période des enregistrements météorologiques*" en citant les travaux de GOUDIE (1983) et de GOUDIE et MIDDLETON (1992). Or, dans ces deux publications qui servent souvent de référence, la région sahélienne est représentée par les seules stations de Nouakchott et Dakar dont les données couvrent respectivement les périodes de 1960 à 1986 et de 1966 à 1979, soit 27 et 14 années d'observations. Par contre, WARREN[2] (1996) écrit (pp. 351-352): "*De grandes zones du Sahel sont souvent considérées comme souffrant d'une intense érosion éolienne. Cependant, il n'y a aucune donnée fiable concernant l'estimation de l'érosion éolienne dans toute cette zone (ni ailleurs en Afrique). Il est vrai que la production de poussières atmosphériques semble avoir augmenté durant ces dernières années (MIDDLETON 1985A) et que cela doit refléter la sévère augmentation de l'érosion éolienne. Néanmoins, ces données restent suspectes et très localisées et ne traduisent probablement pas les changements régionaux puisque les visibilités sont estimées à proximité des villes*". Au terme de ce travail, nous pensons avoir apporté plusieurs contributions majeures à ce problème.

La présente étude est originale à divers titres.

- Les résultats sont fondés sur les observations recueillies en 28 stations synoptiques du Sénégal, de la Mauritanie, du Mali et du Niger. Ils présentent pour la première fois l'évolution des lithométéores à l'échelle régionale. L'apport de cette analyse est d'autant plus important puisqu'il couvre, de manière continue, cinquante années d'observations quotidiennes.
- L'analyse distincte des lithométéores en général et des cas de déflation en particulier est également inédite. L'examen de l'évolution temporelle de la fréquence des cas de déflation nous a permis de mener une analyse plus précise des zones effectivement affectées par l'érosion éolienne.
- L'étude directe des interactions entre les lithométéores et d'autres paramètres climatiques (précipitations, vitesse du vent et température) est unique et innovatrice. Elle nous a permis de pallier, en partie, l'absence de connaissances relatives, d'une part, aux facteurs contrôlant la fréquence des lithométéores et, d'autre part, aux implications climatiques liées à l'augmentation de ces processus éoliens.

Les principaux résultats originaux de notre étude sont brièvement commentés ci-après avant d'être intégrés dans un organigramme qui fera office de synthèse.

[1] Nicholas LANCASTER est Professeur au *Desert Research Institute* de l'*University College System* of Nevada et est spécialiste de la géomorphologie désertique.

[2] Andrew WARREN est Professeur de géographie à l'*University College London* et est spécialiste de la désertification et de la géomorphologie désertique.

L'évolution de la fréquence des lithométéores en saison sèche

L'occurrence des lithométéores est en constante augmentation sur tout le territoire étudié, à l'exception de la station désertique de Bilma. Cette hausse s'effectue selon deux axes. Principalement en longitude, de l'est vers l'ouest et, secondairement, en latitude, depuis les régions désertiques vers le sud sahélien et la bande soudanaise. Les informations collectées depuis 1930 pour quatre stations maliennes montrent que les fréquences actuelles sont réellement sans précédent connu.

En ce qui concerne l'évolution de l'occurrence des cas de déflation, elle est en constante augmentation sur tout le territoire étudié. Dans une station sur deux, la fréquence des cas de déflation a été multipliée par un facteur dix. Un écart important dans l'évolution des cas de déflation différencie les stations désertiques, qui enregistrent une stagnation ou une augmentation de la fréquence des chasse-sable et tempêtes de sable atteignant un facteur 5, et les stations sahéliennes où la hausse varie d'un facteur 6 à 36. Cette augmentation dramatique des cas de déflation reflète bien l'état prononcé de la dégradation des sols en région sahélienne et est en accord avec toutes les observations environnementales et géomorphologiques relatées par différents chercheurs.

Certaines stations sahéliennes observent actuellement plus de cas de déflation en saison sèche que les stations désertiques. Ainsi, ces dernières années, parmi les stations qui nous ont servi de référence, la plus importante fréquence des cas de déflation sur le territoire du Niger est enregistrée à la station de Niamey.

Nos résultats, basés sur de longues séries d'observations de terrain, confirment et appuient les conclusions récentes de TEGEN et FUNG (1994, 1995) et de TEGEN *et al.* (1996) obtenues par différentes modélisations. Pour ces chercheurs, la région sahélienne récemment fragilisée par la sécheresse et fortement perturbée par les activités humaines (extension des cultures, déboisement, surpâturage, etc.) délivrerait au minimum 50% des poussières injectées dans l'atmosphère de notre zone d'étude.

Les causes de l'évolution de la fréquence des lithométéores en saison sèche

Différentes relations liant la fréquence des lithométéores et des cas de déflation à la pluviométrie ont été recherchées. La meilleure relation est obtenue en régionalisant la variation des paramètres considérés. Cette méthode montre que la relation régionale entre la pluviométrie moyenne, d'une part, et les lithométéores ainsi que les cas de déflation observés en saison sèche, d'autre part, est maximale lorsque les précipitations sont envisagées en tant que moyennes régionales sur une période antérieure de 10 à 20 années.

Etant donné le long laps de temps nécessaire à une corrélation optimale entre précipitations et phénomènes éoliens, il semble évident que la fréquence des cas de déflation et des lithométéores en général n'est pas étroitement liée aux précipitations précédentes mais plutôt aux effets à moyen terme (10-20 ans) de la modification pluviométrique –en l'occurrence la période de sécheresse– sur l'environnement, à savoir principalement sur la végétation. La végétation sahélienne est, en effet, apte à affronter des périodes de sécheresse prolongée sur plusieurs années. Cependant, il est probable

que la longueur de la crise d'aridification ait été fatale à certaines espèces (CHAMARD & COUREL 1999; VALENTIN & D'HERBES 1999).

De plus, la période de vingt ans correspond également, dans notre zone d'étude, à un redoublement de la population avec tout son cortège d'impacts sur l'environnement (pratiques agricoles non appropriées et surexploitation des sols, migrations des populations vers le sud, sédentarisation des populations nomades, déboisement ou débroussement, surpâturage, piétinement, etc.).

Il est actuellement difficile de quantifier les responsabilités respectives de ces aspects naturels et anthropiques. Il paraît vraisemblable que, initialement, la fréquence des lithométéores ait quasi directement répondu à la crise de sécheresse mais que, plus tard et actuellement en particulier, cette même fréquence ait été beaucoup plus élevée en raison de la prolongation du déficit pluviométrique et de la dégradation anthropique du milieu.

Cependant, la dégradation des écosystèmes semble telle que leur régénération devrait prendre plusieurs années voire plusieurs dizaines d'années, et ce, dans des conditions optimales aussi bien climatiques qu'anthropiques. Or, les différents scénarios climatiques, relatifs aux futures tendances pluviométriques en région sahélienne, ne sont guère optimistes (HULME *et al.* 2000) et la dégradation environnementale d'ordre anthropique ne devrait que s'amplifier dans les décennies à venir (WICKENS 1997; CHARBIT & REGNARD 1999).

Dans le futur, il nous semble donc plausible que le retour éventuel de précipitations en quantité proche de celles des années avant le point de rupture pluviométrique apparu en 1968 n'entraînera pas une réduction automatique de l'observation des lithométéores car, d'une part, la végétation nécessitera un certain nombre d'années pour se reconstituer et, d'autre part, la pression anthropique sur l'environnement paraît inéluctable (fait qui influencera d'ailleurs le premier point).

Les résultats de nos analyses nous ont mené à suggérer l'existence potentielle d'un mécanisme de rétroaction d'ordre anthropique (voir Fig. VII. 1, ci-après). Les modifications environnementales engendrées par l'Homme entraînent une augmentation de l'érosion éolienne et la non régénération de certains paramètres pouvant stabiliser le sol et donc contrôler les processus de déflation. Les conséquences de cette érosion éolienne (appauvrissement des sols, diminution des rendements des cultures, disparition d'oasis suite à la remise en mouvement des dunes, etc.), souvent couplées à plusieurs autres facteurs, peuvent alors induire le déplacement de certaines populations. Celles-ci se concentrent ensuite dans les villes, et plus spécifiquement dans les capitales qui sont considérées comme des zones refuges, ou se dirigent vers des latitudes plus méridionales où la situation environnementale est moins précaire. Ces migrations contribuent ainsi à l'accélération de la dégradation environnementale jusqu'au déclenchement de processus d'érosion éolienne, peu communs auparavant.

L'évolution de l'efficacité du vent en saison sèche

Le rôle de la végétation dans le contrôle de la déflation a été démontré grâce à l'analyse de l'évolution de la vitesse limite du vent efficace au cours de la saison sèche. L'abaissement de cette limite de vitesse peut être estimé à 1 ou 2 $m.s^{-1}$ entre le début et la fin de la saison sèche.

L'évolution de la vitesse limite du vent efficace au cours des périodes "humide" (1951-1968), de sécheresse (1969-1986) et "actuelle" (1987-1997) montre que ce seuil de vitesse est, de manière générale, partout en baisse. Globalement, celui-ci est actuellement de l'ordre de 6 $m.s^{-1}$ contre 8 $m.s^{-1}$ durant la période "humide". Cette évolution de la vitesse limite du vent efficace au cours du temps est à mettre à l'actif de la dégradation de l'environnement suite à la longue sécheresse et aux perturbations d'ordre anthropique.

Nos résultats suggèrent donc que l'augmentation de la fréquence des phénomènes de déflation, se traduisant géomorphologiquement par l'apparition et l'extension de nouvelles formes dunaires, n'implique pas nécessairement l'intervention de vents forts. Ce constat met en évidence l'importance de la pression anthropique sur son milieu et remet en cause les modèles habituellement proposés, uniquement basés sur des critères climatiques associant systématiquement une vitesse limite 'immuable' du vent efficace, pour l'analyse de la mise en mouvement des dunes.

Il apparaît que l'abaissement de la vitesse limite de l'efficacité des vents est généralisé et doit être attribué aux effets conjugués des sécheresses et des actions anthropiques, ces dernières devenant probablement prépondérantes ces dernières années. Cela constitue donc un argument supplémentaire en faveur de l'augmentation des cas de déflation comme indicateur climatique synthétique de la désertification.

Finalement, soulignons que les résultats relatifs à l'évolution saisonnière et annuelle de la vitesse limite du vent efficace, jusqu'à présent ignorés, sont capitaux et devront impérativement être pris en compte pour l'optimisation des modèles dédiés à la simulation rétroactive du cycle des poussières à long terme.

L'effet climatique des lithométéores sur les températures

De nos analyses, il ressort que la température moyenne annuelle de l'air sous abri en région sahélienne montre un réchauffement linéaire de 1.17 °C sur la période 1951-1996, soit 0.25 °C par décennie. Ce réchauffement régional est extrêmement important comparé à l'évolution de la température enregistrée dans d'autres régions arides du globe également soumises à des processus de désertification (HULME 1996; HULME *et al.* 2000). Le réchauffement de notre zone d'étude est, depuis 1951, près de quatre fois plus élevé que celui qui est calculé pour l'hémisphère nord.

Un contraste saisonnier de l'évolution des températures a été mis en évidence.

Le réchauffement (+ 1.56 °C) observé en saison des pluies, tant au niveau des températures maximales que des températures minimales s'expliquerait par la

sécheresse affectant la zone d'étude depuis la fin des années soixante. La hausse maximum de la température moyenne s'observe en août et septembre. Elle correspond aux mois de la saison des pluies ayant connu le plus fort déficit pluviométrique (MOREL 1995B). La hausse plus importante des températures minimales, en comparaison avec l'évolution des températures maximales, pourrait s'expliquer par la modification de la répartition des précipitations au cours de la journée qui a récemment été mise en évidence par SHINODA *et al.* (1999).

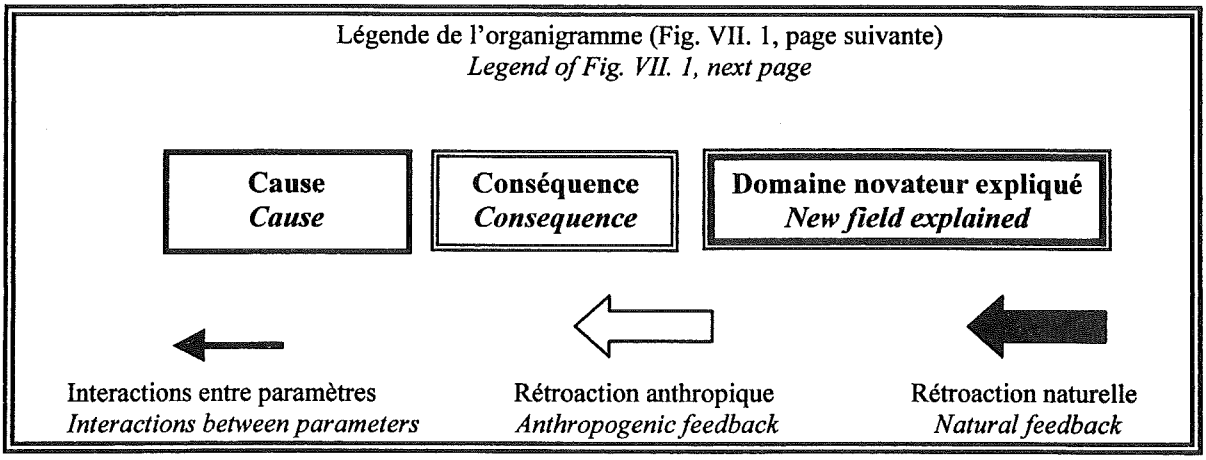
Le réchauffement (+ 0.89 °C) observé en saison sèche se marque par une augmentation importante de la température minimum contrastant avec une diminution, moins forte, de la température maximum. Notre analyse met en évidence la réduction de l'amplitude thermique diurne de l'ordre de 4 °C au cœur de la saison sèche. Celle-ci est fortement liée à l'augmentation de la fréquence des lithométéores ($r^2 = 0.79$). Il apparaît donc, en saison sèche, que les fluctuations des températures sont, en grande partie, engendrées ou amplifiées par l'impact de l'Homme sur son environnement en intensifiant les processus éoliens.

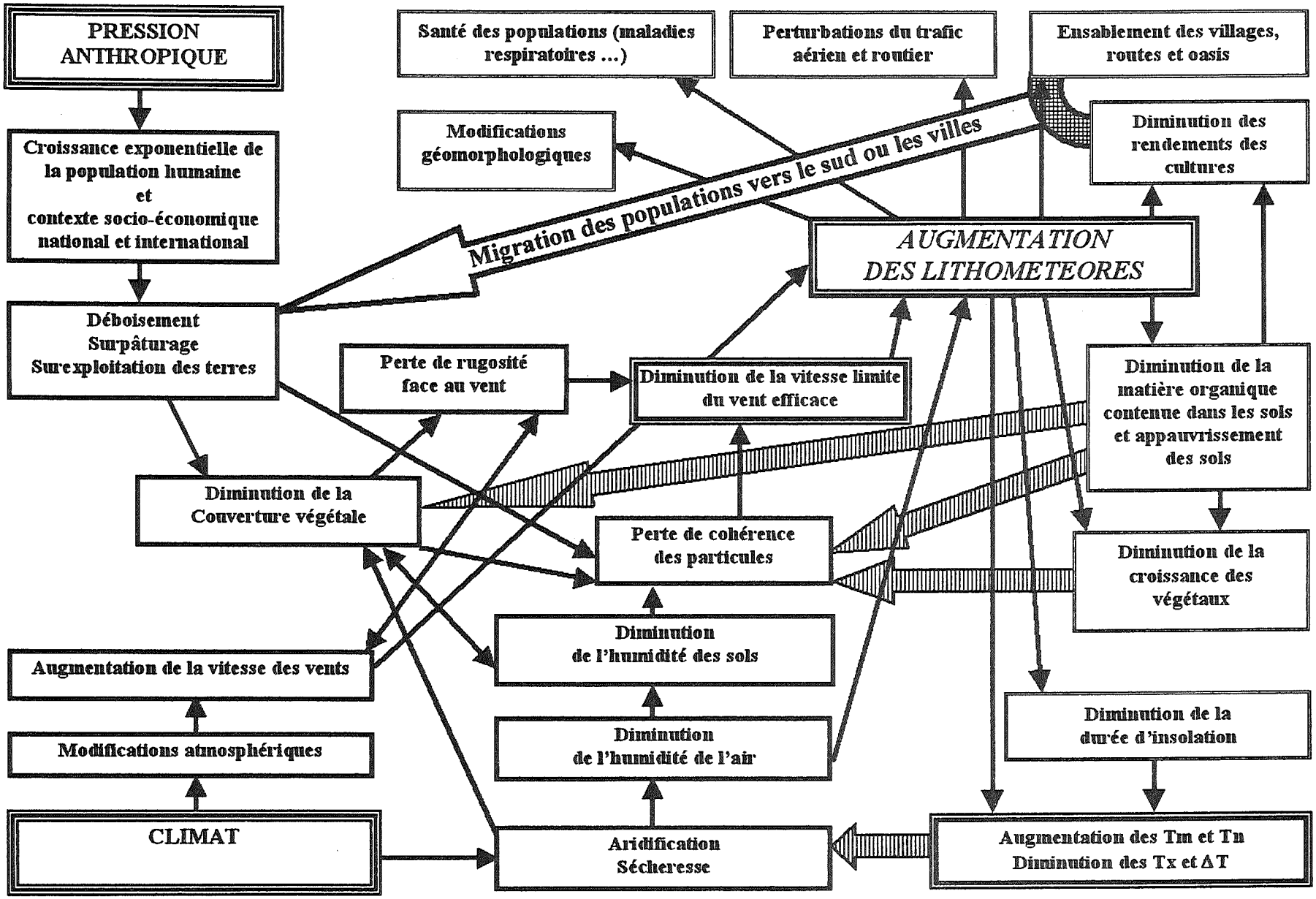
Les variations de températures observées ici en surface ont également été notées au sein de la troposphère par divers auteurs et seraient susceptibles de modifier la circulation atmosphérique globale (ANDREAE 1996; ALPERT *et al.* 1998) et même d'intensifier la sécheresse sahélienne (BROOKS 1999).

Interactions Climat-Homme-Environnement et production de lithométéores

Sur base de nos recherches, il apparaît sans conteste que la fréquence des lithométéores est le reflet environnemental des interactions entre le climat et l'Homme. Ces interactions sont reportées sur l'organigramme VII. 1. Schématiquement, on y retrouve les causes (pression anthropique et climat) de l'augmentation de la fréquence des lithométéores et les conséquences de la production de poussières en région sahélienne. Des mécanismes de rétroaction d'ordres anthropique et naturel ont également été suggérés. Ceux-ci aggraveraient la dégradation environnementale initiale et favoriseraient donc l'augmentation des processus éoliens.

Légende de l'organigramme (Fig. VII. 1, page suivante)
Legend of Fig. VII. 1, next page




PRESSION ANTHROPIQUE
Croissance exponentielle de la population humaine et contexte socio-économique national et international
Déboisement Surpâturage Surexploitation des terres
Diminution de la Couverture végétale
Augmentation de la vitesse des vents
Modifications atmosphériques
CLIMAT
Santé des populations (maladies respiratoires ...)
Perturbations du trafic aérien et routier
Ensablement des villages, routes et oasis
Modifications géomorphologiques
Migration des populations vers le sud ou les villes
Diminution des rendements des cultures
AUGMENTATION DES LITHOMETEORES
Perte de rugosité face au vent
Diminution de la vitesse limite du vent efficace
Diminution de la matière organique contenue dans les sols et appauvrissement des sols
Perte de cohérence des particules
Diminution de la croissance des végétaux
Diminution de l'humidité des sols
Diminution de l'humidité de l'air
Diminution de la durée d'insolation
Aridification Sécheresse
Augmentation des Tm et Tn Diminution des Tx et ΔT

Les facteurs contrôlant la fréquence des lithométéores et, en particulier, des cas de déflation ont été décrits ci avant. Les conséquences de l'augmentation des processus éoliens sont de divers types:

- *Climatiques*: Diminution de la durée d'insolation et évolution des températures menant à un important réchauffement.
- *Pédologiques*: Diminution de la matière organique contenue dans les sols et appauvrissement des sols. Ainsi, les sols sableux fortement remaniés par l'érosion éolienne perdent leur horizon pédologique supérieur et, donc, leur matière organique. La dégradation est, dans certains cas, irréversible (MAINGUET 1991; KARIMOUNE 1994). Les matières organiques arrachées du sol par la déflation éolienne sont moins denses que les particules minérales. Elles sont emportées sur de relativement longues distances et enrichissent les zones puits comme la région soudanaise ou guinéenne (HERRMANN *et al.* 1997A).
- *Economiques*: Diminution des rendements des cultures, ensablement des villages, routes et oasis et perturbations des trafics aérien et routier. Ces impacts économiques s'observent à toutes les échelles (locale à régionale). Ils contribuent à la migration des populations vers les villes et vers des latitudes plus méridionales.
- *Domaine de la santé*: Différents auteurs ont établi que les poussières ainsi mises en suspension peuvent avoir des effets graves pour la santé humaine. Elles peuvent soit provoquer soit favoriser le développement de certaines maladies. Selon nos calculs, il ressort que le nombre de décès dus à des problèmes respiratoires pourrait avoir connu une hausse minimum approximative comprise entre 5 et 32 % dans la zone sahélienne. En outre, nous avons appliqué certaines normes nationales et internationales relatives à la qualité de l'air. Il semble évident que la pollution de l'air due aux lithométéores dépasse de manière alarmante toutes les limites acceptables imposées dans diverses parties du globe.

Les lithométéores: un indicateur climatique de la désertification

La validité scientifique de la réponse de la fréquence des lithométéores aux changements pluviométriques et aux dégradations anthropiques a été progressivement démontrée. En outre, la figure VII. 1 qui situe les différents facteurs entrant en jeu pour expliquer les processus d'augmentation ou de déclenchement de l'érosion éolienne ressemble étrangement à un organigramme pouvant être utilisé pour expliquer les processus de désertification. Nous défendons dès lors la thèse que la fréquence des lithométéores et/ou des cas de déflation est un indicateur climatique synthétique pertinent de la dégradation lente de l'environnement et, donc, de la désertification.

Les données utilisées pour l'analyse de l'évolution de cet indicateur sont, comme nous l'avons déjà précisé, archivées dans les différentes Directions Nationales de la Météorologie des pays étudiés. Ces informations sont disponibles depuis de nombreuses décennies (depuis 1947 dans notre zone d'étude), ce qui n'est pas le cas pour les technologies nouvelles comme, par exemple, l'information satellitaire.

Du point de vue économique, l'intérêt de cet indicateur est clair. Les données existent et continueront d'exister tant que les stations synoptiques seront maintenues ouvertes. Le rapport coût / bénéfice de cet indicateur, ne nécessitant pas de matériel spécifique, est presque nul.

Un attrait supplémentaire de cet indicateur est la possibilité de changement d'échelle. Le suivi de la fréquence des cas de déflation peut être effectué au niveau local (station), national (réseau synoptique national), de même que régional (comme notre étude). De plus, ces informations étant observées partout dans le monde de manière identique (OMM 1966), l'utilisation de cet indicateur peut être élargi à l'ensemble des régions arides et semi-arides du globe touchées ou menacées par les processus de désertification.

Une fois les banques de données établies sur de longues séries temporelles, il serait intéressant de coupler les observations effectuées au sol et les informations relatives aux quantités de poussières dérivées des images satellitaires quotidiennes ou horaires pour affiner la répartition spatiale des nuages de poussières.

En conclusion, les divers processus contrôlant la fréquence des lithométéores sont facilement accessibles par les autorités politiques compétentes et par les bailleurs de fonds. Cet indicateur est disponible à l'échelle mondiale pour de longues périodes d'observation et son coût est extrêmement bas. Il répond donc aux attentes exprimées par les Nations Unies dans le plan *Action 21*. Reste maintenant à le proposer aux instances compétentes et vérifier sa pertinence dans d'autres régions arides.

Au terme de ce travail, nous tenons à exprimer tout particulièrement nos remerciements les plus sincères à Madame le Professeur M.F. Courel, Université de Paris 1, à l'Ingénieur R. Morel, Paris, au Docteur G. Demarée, Institut Royal Météorologique de Belgique, aux Professeurs J. Alexandre, M. Erpicum, A. Ozer, F. Petit, A. Pissart et F. Ronday, Université de Liège, au Professeur J.P. van Ypersele, Université Catholique de Louvain, et au Docteur S. Karimoune, Université de Niamey, pour leurs commentaires et suggestions quant au contenu scientifique de ce travail.

Notre gratitude s'adresse également aux Directions Nationales de la Météorologie du Sénégal, du Mali et du Niger ainsi qu'à la Société des Aéroports de Mauritanie (SAM - Nouakchott) pour leur accueil, leur confiance, leur support logistique et le libre accès à leurs données climatiques. Nous tenons aussi à témoigner nos plus vifs remerciements à Monsieur l'Ingénieur R. Morel qui, dès le début, nous a accordé sa confiance en nous permettant d'accéder à sa banque de données climatiques sur le Sahel sans laquelle cette recherche n'aurait pas été possible.

Cet ouvrage n'aurait pas vu le jour sans le long travail de mise en page réalisé par Madame le Docteur S. Alexandre-Pyre.

BIBLIOGRAPHIE

REFERENCES

ADEDOKUN J.A., EMOFURIETA W.O. & ADEDEJI O.A., 1989. Physical, mineralogical and chemical properties of Harmattan dust at Ile-Ife, Nigeria. *Theoretical and Applied Climatology*, 40: 161-169.

ADEFOFALU D.O., 1984. On bioclimatological aspects of Harmattan dust haze in Nigeria. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioclimatologie, Serie B*, 33: 387-404.

ADEFOFALU D.O., 1986. Rainfall Trends in Nigeria. *Theoretical and Applied Climatology*, 37: 205-219.

ADEFOFALU D.O., 1988. Precipitation Trends, Evapotranspiration and the Ecological Zones of Nigeria. *Theoretical and Applied Climatology*, 39: 81-89.

ADETUNJI J., MCGREGOR J. & ONG C.K., 1979. Harmattan haze. *Weather*, 34: 430-436.

AIR FRANCE, 1963. Notes de climatologie, Afrique. Documents Navigation. Infra., M.3.

AKHTAR M., 1998. Rainfall variability and desertification. *In*: Water resources variability in Africa during the XXth century. SERVAT E., HUGUES D., FRITSCH J.M. & HULME M. eds., IAHS Publication N° 252: 357-363.

AL KULAIB A.A., 1984. The Climate of Kuwait. State of Kuwait – Directorate General of Civil Aviation – Meteorological Department. 178 p.

ALBERT K.D., ANDRES W. & LANG A., 1997. Climate Palaeodunes in NE Burkina Faso, pedo- and morphogenesis in a chronological framework provided by luminescence dating. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 41: 167-182.

ALEXANDRE P., 1987. Le climat en Europe au Moyen Age. Contribution à l'histoire des variations climatiques de 1000 à 1425, d'après les sources narratives de l'Europe occidentale. Editions de l'Ecole des Hautes Etudes en Sciences Sociales, Paris. 827 p.

ALLEN J.C. & BARNES D.F., 1985. The causes of deforestation in developing countries. *Annals of the Association of American Geographers*, 75: 163-184.

ALPERT P., KAUFMAN Y.J., SHAY-EL Y., TANRE D., DA SILVA A., SCHUBERT S. & JOSEPH J.H., 1998. Quantification of dust-forced heating of the lower troposphere. *Nature*, 395: 367-370.

ANDERSON J., BERTRAND A. & KONANDJI H., 1994. Le fourrage arboré à Bamako: production et gestion des arbres fourragers, consommation et filières d'approvisionnement. *Sécheresse*, 5: 99-105.

ANDREAE M.O., 1996. Raising dust in the greenhouse. *Nature*, 380: 389-390.

ANDREWS F.W., 1949. The vegetation in the Soudan. *In*: Agriculture in the Soudan. TOTHILL J.D. ed., Oxford University Press, London: 32-61.

ANHUF D., GRUNERT J. & KOCH E., 1990. Veränderungen der realen bodenbedeckung im Sahel der Republik Niger (Regionen Tahoua und Niamey) zwischen 1955 und 1975. *Erdkunde*, 44: 195-209.

ANTHONSEN K.L., CLEMMENSEN L.B. & JENSEN J.H., 1996. Evolution of a dune from crescentic to parabolic form in response to short-term climatic changes: Rabjerg Mile, Skagen Odde, Denmark. *Geomorphology*, 17: 63-77.

ANYADIKE R.N.C., 1992. Regional Variations in Fluctuations of the Seasonal Rainfall over Nigeria. *Theoretical and Applied Climatology*, 45: 285-292.

ARENS S.M., 1996. Rates of aeolian transport on a beach in a temperate humid climate. *Geomorphology*, 17: 3-18.

ARNAUD J.C., 1988. Les migrations africaines vers la Côte d'Ivoire. *Cahiers Géographiques de Rouen*, 30, 53-66.

ASH J.E. & WASSON R.J., 1983. Vegetation and sand mobility in the Australian desert dunefield. *Zeitschrift für Geomorphologie*, S.B. 45: 7-25.

AUBREVILLE A., 1949. Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale. Société d'Editions Géographiques, Maritimes et Coloniales, Paris, 351 p.

AVILA A. & PENUELAS J., 1999. Increasing frequency of Saharan rains over northeastern Spain and its ecological consequences. *The Science of the Total Environment*, 228: 153-156.

BAGNOLD R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. Methuen, London, 265 p.

BALLAIS J.L., 1994. Désertification et barrage vert en Algérie: le cas des Ziban. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 18: 1-8.

BALLING R.C.Jr., 1991. Impact of desertification on regional and global warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72: 232-234.

BANZHAF J., LEIHNER D.E., BUERKERT A. & SERAFINI P.G., 1992. Soil tillage and windbreak effects on millet and cowpea: I. Wind speed, evaporation, and wind erosion. *Agronomy Journal*, 84: 1056-1060.

BARBEY C., 1989. Etude chronologique de la sédimentation éolienne dans le sud-ouest de la Mauritanie et dans le nord du Sénégal. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8: 21-24.

BARBEY C. & COUTÉ A., 1976. Croûtes à cyanophycées sur les dunes du Sahel mauritanien. *Bulletin de l'Institut Français d'Afrique Noire*, 38: 732-736.

BÄRRING L. & HULME M., 1991. Filters and approximate confidence intervals for interpretating rainfall anomaly indices. *Journal of Climate*, 4: 837-847.

BARTH H.K., 1978. Ausmass und auswirkungen des bodenabtrags als folge kulturtechnischer massnahmen im Niger-binnendelta Malis. *Zeitschrift für Geomorphologie*, S.B. 30 : 39-54.

BAULIG H., 1956. Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg.

BAYOKO A. & FONGANG S., 1990. Analyse d'une situation de poussières en zone côtière sénégalo-mauritanienne. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 3: 103-113.

BAZILE D., 1998. Gestion de l'espace et pratiques d'approvisionnement en bois de feu: Village de N'Goukan (Koutiala, Mali). *Bulletin Réseau Erosion – ORSTOM*, 18: 322-335.

BECHLER-CARMAUX N., MIETTON M. & LAMOTTE M., 1999. Le risque de pénurie en eau potable dans la ville de Niamey (Niger). *Sécheresse*, 10: 281-288.

BELLEC B. & GUILLOT B., 1985. Brumes sèches et nuages de sable sur l'Océan Atlantique et en Afrique de l'Ouest. *Bulletin Veille Climatique Satellitaire*, Lannion, 6: 17-20.

BELNAP J., PICHEL-GARCIA F. & GILLETTE D., 1997. Stabilization of aridland soils: the role of biological soil crusts. *In*: Abstracts of the 1997 Annual Meeting of the Geological Society of America, Salt Lake City, October 20 1997.

BELNAP J. & GILLETTE D.A., 1998. Vulnerability of desert biological soil crusts to wind erosion: the influences of crust development, soil texture and disturbance. *Journal of Arid Environments*, 39: 133-142.

BENJAMINSEN T.A., 1993. Fuelwood and desertification: Sahel orthodoxies discussed on the basis of field data from the Gourma region in Mali. *Geoforum*, 24: 397-409.

BENJAMINSEN T.A., 1996. Bois-énergie, déboisement et sécheresse au Sahel: le cas du Gourma malien. *Sécheresse*, 7: 179-185.

BENSAÏD S., 1995. Bilan critique du barrage vert en Algérie. *Sécheresse*, 6: 247-255.

BERGAMETTI G., GOMES L., COUDÉ-GAUSSEN G., ROGNON P. & LE COUSTUMER M.N., 1989. African dust observed over Canary Islands: Source-regions identification and transport pattern for some summer situations. *Journal of Geophysical Research*, 94: 14855-14864.

BERGAMETTI G., GOMES L., REMOUDAKI E., DESBOIS M., MARTIN D. & BUAT-MENARD P., 1989. Present transport and deposition patterns of African dusts to the northwestern Mediterranean. *In*: Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. LEINEN M. & SARNTHEIN M. eds. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Serie C282: 227-252.

BERGER A.R., 1996. Introduction to geoindicator checklist. *In*: Geoindicators – Assessing rapid environmental changes in earth systems. BERGER A.R. & IAMS W.J. eds., A.A. Balkema, Rotterdam: 383-394.

BERGER A. R. & IAMS W.J., 1996. Geoindicators: Assessing rapid environmental changes in earth systems. Balkema, Rotterdam. 466 p.

BERNET G., DHONNEUR G., FALQUE P. & SCHROEDER L., 1965. Les lithométéores au Tchad. Publications de la direction de l'exploitation météorologique, N°8. ASECNA, Dakar. 24 p. + annexes.

BERNUS E., 1979. Exploitation de l'espace et désertification en zone sahélienne. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, 39-40: 49-59.

BERNUS E., 1980. Elevage et pêche. *in* Atlas du Niger. Editions Jeune Afrique. 38-40.

BERTRAND A., 1995. Pénurie de bois et passage de l'autoconsommation à la commercialisation rurale et urbaine du bois de feu dans le bassin du Pondori au Mali et dans le département de l'Atlantique au Bénin. In: Science et technique au service du développement agriculture tropicale et subtropicale. 2ème Programme. Projet de recherche 1987-1991. CTA / DG XII: 113-119.

BERTRAND C. & VAN YPERSELE J.P., 1999. Potential role of solar variability as an agent for climate change. *Climatic Change*, 43: 387-411.

BERTRAND J., 1976. Visibilité et brume sèche en Afrique. *La météorologie*, VI, 6: 201-211.

BERTRAND J., CERF A. & DOMERGUE J.L., 1979. Repartition in space and time of dust haze south of the Sahara. *In*: WMO Symposium on the long-range transport of pollutants and its relation to general circulation including stratospheric/tropospheric exchange processes. WMO N° 538: 409-415.

BHALOTRA Y.P.R., 1958. Duststorms at Khartoum. Sudan Meteorological Service. Memoir 1. 74 p.

BIDAULT DE L'ISLE G., 1947. La pluie de boue du vendredi 2 mai 1947. *La Nature*, 3141: 251-253.

BIGOT S., CAMBERLIN P., MORON V. & RICHARD Y., 1997. Structures spatiales de la variabilité des précipitations en Afrique: une transition climatique à la fin des années 1960?. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 324, Série IIa: 181-188.

BINNS T., 1990. Is desertification a myth? *Geography*, 75: 106-113.

BOHLE H.J., 1995. The geography of famine and food crisis research. *IGU Bulletin*, 45: 5-12.

BOILIL N. & CHEIKH TOURE., 1989. Brumes sèches et vents de sable au Sahel. Analyse de la situation météorologique du 13 au 22 février 1989. *Bulletin Veille Climatique Satellitaire*, Lannion, 27: 24-27.

BOUBEL R. W., FOX D.L., TURNER D.B. & STERN A.C., 1994. Fundamentals of air pollution. Academic Press. 574 p.

BOUGERE J., 1979. L'état de la dégradation des formations sableuses du Sahel voltaïque ou l'urgence d'une intervention. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, 39-40: 91-101.

BOULANGER A., 1990. La sécheresse hydrologique. *Sécheresse*, 1: 238-239.

BOUREIMA A.G., 1992. Concepts traditionnels sur les sécheresses, famines et épidémies du Sahel. *Sécheresse*, 3: 243-250.

BRANDT C.J., 1999. Désertification: Déceler les symptômes pour lancer les remèdes. *RTD Info: Magazine de la recherche européenne*, 23: 30-32.

BRANDT C.J. & THORNES J.B., 1996. Mediterranean Desertification and Land Use. Wiley, Chichester. 549 p.

BRAZEL A.J., 1989. Dust and climate in the American Southwest. *In*: Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. LEINEN M. & SARNTHEIN M. eds. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Serie C282: 65-96.

BRAZEL A. & HSU S., 1981. The climatology of hazardous Arizona dust storms. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man.. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 293-303.

BREED C.S., FRYBERGER S.G., ANDREWS S., MCCAULEY C., LENNARTZ F., GEBEL D. & HORSTMAN K., 1979. Regional studies of sand seas using Landsat (ERTS) imagery. *In*: MCKEE E.D. ed., A study of global sand seas. U.S. Geological Survey Professional Paper 1052: 305-397.

BREUNINGER R.H., GILLETTE D.A. & KIHL R., 1989. Formation of wind-erodible aggregates for salty soils and soils with less than 50% sand composition in natural terrestrial environments. *In*: Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. LEINEN M. & SARNTHEIN M. eds. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Serie C282: 65-96.

BRINKMAN A.W. & MCGREGOR J., 1983. Solar radiation in dense Saharan aerosol in Northern Nigeria. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 109: 831-847.

BROOKS N., 1999. Dust-climate interactions in the Sahel-Sahara zone, with particular reference to the late twentieth century Sahel drought. PhD Thesis, Climatic Research Unit, University of East Anglia.

BRYANT N.A., JOHNSON L.E., BRAZEL A.J., BALLING R.C., HUTCHINSON C.F. & BECK L.R., 1990. Measuring the effect of overgrazing in the Sonoran Desert. *Climatic Change*, 17: 243-264.

BÜCHER A., 1989. Fallout of Saharan dust in the northwestern Mediterranean region. *In*: Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. LEINEN M. & SARNTHEIN M. eds. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Serie C282: 565-584.

BÜCHER A., 1994. Etude en Europe des retombées de poussières d'origine saharienne. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 43: 23-25.

BÜCHER A. & LUCAS C., 1972. Le nuage de poussière rouge du 7 février 1972. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 108: 437-445.

BÜCHER A. & LUCAS C., 1975. Poussières africaines sur l'Europe. *La météorologie*, 5: 53-69.

BÜCHER A. & LUCAS C., 1984. Sédimentation éolienne intercontinentale, poussières sahariennes et géologie. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 8: 151-165.

BÜCHER A., DUBIEF J. & LUCAS C., 1983. Retombées estivales de poussières sahariennes sur l'Europe. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, 24: 153-165.

BULLARD J.E., 1997. A note on the use of the «Fryberger method» for evaluating potential sand transport by wind. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 499-501.

BULLARD J.E., THOMAS D.S.G., LIVINGSTONE I. & WIGGS G.F.S., 1996. Wind energy variations in the southwestern Kalahari desert and implications for linear dunefield activity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 263-278.

BULLARD J.E., THOMAS D.S.G., LIVINGSTONE I. & WIGGS G.F.S., 1997. Dunefield activity and interactions with climatic variability in the southwest Kalahari desert. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 165-174.

BUNTING A.H., DENNETT M.D., ELSTON J. & MILFORD J.R., 1976. Rainfall trends in the West African Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102: 59-64.

BURNS F., 1961. Dust haze in relation to pressure gradients. *Meteorological Magazine*. 90: 223-226.

BURRITT B.E. & HYERS A.D., 1981. Evaluation of Arizona's highway dust warning system. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 281-292.

BURT S., 1991. Falls of dust rain within the British Isles. *Weather*, 46: 347-353.

BUTTOUD G., 1994. L'après bois de feu en zone aride: le cas du Maroc présaharien. *Sécheresse*, 5: 7-12.

CAHILL T.A., GILL T.E., REID J.S., GEARHART E.A. & GILLETTE D.A., 1996. Saltating particles, playa crusts and dust aerosols at Owens (dry) Lake, California. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 621-639.

CALLOT Y. & OULEHRI T., 1996. Géodynamique des sables éoliens dans le Nord-Ouest saharien: relation entre aérologie et géomorphologie. *Geodinamica Acta*, 9:1-12.

CAPOT-REY R., 1952. Les limites du Sahara français. *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, 8: 23-48.

CAPOT-REY R., 1953. Le Sahara français. PUF, Paris. 564 p.

CAPOT-REY R., 1957. Le vent et le modelé éolien au Borkou. *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, 15: 149-157.

CARBONNEL J.P. & HUBERT P., 1985. Sur la sécheresse au Sahel d'Afrique de l'Ouest. Une rupture climatique dans les séries pluviométriques du Burkina Faso (ex Haute Volta). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 301, série II: 941-944.

CARDER K.L., STEWARD R.G., BETZER P.R. & PROSPERO J.M., 1986. Dynamics and composition of particles from aeolian input event to the Sargasso sea. *Journal of Geophysical Research*, 91: 1055-1066.

CARLSON T.N. & BENJAMIN S.G., 1980. Radiative heating rates for Saharan dust. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37: 193-213.

CARLSON T.N. & CAVERLY R.S., 1977. Radiative characteristics of Saharan dust at solar wavelenghts. *Journal of Geophysical Research*, 82: 3141-3152.

CARLSON T.N. & PROSPERO J.M., 1972. The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic. *Journal of Applied Meteorology*, 11: 283-297.

CARRUTHERS I. & KYDD J., 1989. Sub-Saharan Africa: Putting the meteorology in perspective. *Weather*, 44: 43-45.

CASTEL I.I.Y., 1988. A simulation model of wind erosion and sedimentation as a basis for management of a drift sand area in the Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13: 501-509.

CAT / CCD, 1995. Cap sur Terre. Une introduction à la Convention sur la lutte contre la désertification – sa raison d'être et ce qu'elle apporte de nouveau. CAT. 32 p.

CATELLA A.M., 1989. Assèchement de la région de Tombouctou depuis dix siècles. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 2: 125-132.

CAUTENET G., LEGRAND M., CAUTENET S., BONNEL B. & BROGNIEZ G., 1992. Thermal impact of Saharan dust over land. Part I: Simulation. *Journal of Applied Meteorology*, 31: 166-180.

CCICCD, 2000.China national report on the implementation of United Nations Convention to Combat Desertification and national action programme to combat desertification. Secretariat of China National Committee for the Implementation of the United Nations Convention to Combat Desertification (CCICCD), Beijing. 49 p.

CEDEAO/CILSS, 1999. Programme d'action sous régional de lutte contre la désertification en Afrique de l'Ouest et au Tchad. CEDEAO/CILSS. 89 p.

CHAMARD P.C., 1993. Environnement et développement – Références particulières aux Etats sahéliens membres du CILSS. *Sécheresse*, 4: 17-23.

CHAMARD P.C. & COUREL M.F., 1979. Contribution à l'étude du Sahel voltaïque. Causes et conséquences de la dégradation du couvert végétal des dunes, Secteur de Menegou –Bidi (Département du Sahel – sous-préfecture de l'Oudalan). *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, 39-40: 75-90.

CHAMARD P.C. & COUREL M.F., 1988. Les vents et leur efficacité morphologique dans la région de Nouadhibou (Mauritanie). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 1: 123-130.

CHAMARD P.C. & COUREL M.F., 1999. La forêt sahélienne menacée. *Sécheresse*, 10: 11-18.

CHAMPAUD J., CHAUME R., DESSAY N., DIARRA B. & SIMEU KAMDEM M., 1998. Analyse comparée de la dynamique spatiale des villes de Bamako (Mali) et Garoua (Cameroun) à partir de d'images satellitaires et de données auxiliaires. *in*: La réalité de terrain en télédétection: pratiques et méthodes. DUBOIS J.M.M., BERNIER M., FORTIN J.P. & BOIVIN F. eds. AUPELF-UREF, 217-224.

CHAPMAN D.M., 1990. Aeolian sand transport – An optimized model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 751-760.

CHAPPELL A., 1999. The limitations of using ^{137}Cs for estimating soil redistribution in semi-arid environments. *Geomorphology*, 29: 135-152.

CHAPPELL A. & WARREN A., 1997. Measuring soil redistribution rates in southwest Niger using Caesium-137. *In*: Communication présentée à la conférence «Wind erosion: An International Symposium / Workshop, Manhattan, Kansas, USA, 3-5 June 1997».

CHARBIT Y. & REGNARD C., 1999. Dynamiques démographiques et dimensions géographiques des populations africaines. *Espace, Populations, Sociétés*, 37: 13-27.

CHARNEY J., 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101: 193-202.

CHARNEY J.G., STONE P.H. & QUIRK W.J., 1975. Drought in the Sahara: A biogeophysical feedback mechanism. *Science*, 187: 434-435.

CHATFIELD R.B., VASTANO J.A., LI L., SACHSE G.W. & CONNORS V.S., 1998. The great African plume biomass burning: Generalizations from a three-dimensional study of TRACE A carbon monoxide. *Journal of Geophysical Research*, 103: 28059-28077.

CHEPIL W.S., 1945. Dynamics of wind erosion, I: nature of movement of soil by wind. *Soil Science*. 60: 305-320.

CHEPIL W.S., 1956. Influence of moisture on erodibility of soil by wind. *Soil Science Society of America Proceedings*, 20: 288-292.

CHEPIL W.S. & WOODRUFF N.P., 1957. Sedimentary characteristics of dust-storms. II - Visibility and dust concentration. *American Journal of Science*, 255: 104-114.

CHEPIL W.S. & WOODRUFF N.P., 1963. The physics of wind erosion and its control. *Advances in Agronomy*, 15: 211-302.

CHESTER R., BAXTER G.G., BEHAIRY A.K.A., CONNOR K., CROSS D., ELDERFIELD H. & PADGHAM R.C., 1977. Soil-sized dusts from the lower troposphere of the Eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 24: 201-217.

CHESTER R. & JOHNSON L.R., 1971. Atmospheric dusts collected off the West African coast. *Nature*, 229: 105-107.

CHESTER R., SHARPLES E.J., SANDERS G.S. & SAYDAM A.C., 1984. Saharan incursion incursion over the Tyrrhenian Sea. *Atmospheric Environment*, 18: 929-935.

CHOMETTE O., LEGRAND M. & MARTICORENA B., 1999. Determination of the windspeed threshold for the emission of desert dust using satellite remote sensing in the thermal infrared. *Journal of Geophysical Research*, 104: 31207-31216.

CISSOKO S.M., 1968. Famines et épidémies à Tombouctou et dans la Boucle du Niger du XVIe au XVIIIe siècle. *Bulletin de l'Institut fondamental d'Afrique Noire*, 30: 806-821.

CLARK I.O., 1995. Essai de caractérisation des zones potentielles de déflation. Thèse de doctorat 3e Cycle en Géophysique externe, Faculté des Sciences et Techniques, Université Nationale de Côte d'Ivoire. 99 p.

CLARK I.O., ABDOURAHAMANE K. & BERTRAND J.J., 1995. Caractérisation des zones potentielles de déflation dans onze stations en Afrique au sud du Sahara. *Sécheresse*, 8: 227-239.

CLEMMENSEN L.B. ANDREASEN F., NIELSEN S.T. & STEN E., 1996. The late holocene coastal dunefield at Vejers, Denmark: characteristics, sand budget and depositional dynamics. *Geomorphology*, 17: 79-98.

CNEDD, 2000. Programme d'action national de lutte contre la désertification et de gestion des ressources naturelles (PAN-LCD/GRN). Conseil National de l'Environnement pour un Développement Durable (CNEDD), République du Niger. 80 p.

COOKE R.U., WARREN A. & GOUDIE A.S., 1993. Desert geomorphology. UCL Press, London, 526 p.

COUDE-GAUSSEN G., 1982. Les poussières éoliennes sahariennes: mise au point. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 31: 49-70.

COUDE-GAUSSEN G., 1984. Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péridésertiques quaternaires. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 8: 167-182.

COUDÉ-GAUSSEN G., 1991. Les poussières sahariennes. Cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques. John Libbey Eurotext, Paris, 485 p.

COUDE-GAUSSEN G., 1992. Les poussières éoliennes présentent-elles un risque pour la santé?. *Sécheresse*, 3: 260-264.

COUDE-GAUSSEN G., 1994. Erosion éolienne au Sahel et sécheresse. *Sécheresse*, 5: 199-210.

COUDÉ-GAUSSEN G., DÉSIRÉ E. & REGRAIN R., 1988. Particularité des poussières sahariennes distales tombées sur la Picardie et l'Ile-de-France le 7 mai 1988. *Hommes et Terres du Nord*, 4: 246-251.

COUDE-GAUSSEN G., PONCET Y., ROGNON P. & DAVY M.C., 1993. Evaluation du risque d'érosion éolienne par cartographie des sols et de la végétation en régions sahéliennes: l'expérience STARS à Tillabéri (Niger). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 37: 403-422.

COUDE-GAUSSEN G., RISER J. & ROGNON P., 1983. Tri éolien et évolution du matériel dunaire par vannage et fragmentation: l'Erg In Koussamène (Nord-Mali). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 296, série II: 291-296.

COUDE-GAUSSEN G. & ROGNON P., 1983. Les poussières sahariennes. *La Recherche*, 147: 1050-1061.

COUDÉ-GAUSSEN G., ROGNON P., BERGAMETTI G., GOMES L., STRAUSS B., GROS J.M. & LE COUSTUMER M.N., 1987. Saharan dust on Fuerteventure Island: chemical and mineralogical characteristics, air mass trajectories and probable sources. *Journal of Geophysical Research*, 92: 9753-9771.

COUDÉ-GAUSSEN G., ROGNON P. & LE COUSTUMIER M., 1994. Incorporation progressive de poussières sahariennes aux limons des îles orientales du Cap Vert. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 319, série II: 1343-1349.

COUDE-GAUSSEN G., ROGNON P. & WEISROCK A., 1982. Evolution du matériel sableux au cours de son déplacement dans un système dunaire: les barkhanes du Cap Sim au Sud d'Essaouira (Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 295, série II: 621-624.

COUREL M.F., 1985A. Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir de mesures fournies par les satellites. Thèse de doctorat, Université de Paris 1. 407 p. + annexes.

COUREL M.F., 1985B. La contraction de la strate arborée (d'après les images Landsat et Spot simulées), signe d'adaptation à la sécheresse. *Photo-Interprétation*, 1: 9-16.

COUREL M.F. & CHAMARD P.C., 1988. Apparition de nouvelles formes dunaires dans l'Azawad et le Gourma septentrional (Mali). *In*: Actes des Journées de Climatologie, Mont-Rigi, Belgique, 5-7 novembre 1987. ERPICUM M. éd., Presses Universitaires de Liège, 7-28.

CROZAT G., DOMERGUE J.L., BOGUI V. & FONTAN J., 1973. Etude de l'aérosol atmosphérique en Côte d'Ivoire et dans le Golfe de Guinée. *Atmospheric Environment*, 7: 1103-1116.

CUNNINGTON W.M. & ROWNTREE P.R., 1986. Simulation of the Saharan atmosphere-dependence on moisture and albedo. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112: 971-999.

CURSON P., 1993. Climate and chronic respiratory disease in Sydney – The case of asthma. *Climatic Change*, 25: 405-420.

D'ALMEIDA G.A., 1986. A model for Saharan dust transport. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25: 903-916.

D'ALMEIDA G.A., 1987. On the variability of desert aerosol radiative characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 92: 3017-3026.

D'ALMEIDA G.A., 1989. Desert aerosols: characteristics and effects on climate. *In*: Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. LEINEN M. & SARNTHEIN M. eds. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Serie C282: 311-338.

D'ALMEIDA G.A. & SCHÜTZ L., 1983. Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22: 233-243.

D'AMATO N. & LEBEL T., 1998. On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analusis of climatic variability. *International Journal of Climatology*, 18: 955-974.

DAELS L. & EL HAG M., 1984. A study of desertification in the Sahel part of Sudan based upon airphoto interpretation (Eldaein area). *Société Belge de Géographie*, 1984: 73-84.

DAI A., TRENBERTH K.E. & KARL T.R., 1998. Global variations in droughts and wet spells: 1900-1995. *Geophysical Research Letters*, 25: 3367-3370.

DANIN A. & GANOR E., 1991. Trapping of airborne dust by mosses in the Negev Desert, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16: 153-162.

DAOUDA M., OZER P. & ERPICUM M., 1998. Conséquences de la sécheresse sur la longueur et l'amplitude de la saison des pluies au Niger. *In:* Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology. DEMAREE G., ALEXANDRE J. & DE DAPPER M. eds. Royal Meteorological Institute of Belgium / Royal Academy of Overseas Sciences, 497-506.

DE ANGELIS M. & GAUDICHET A., 1991. Saharan dust deposition over Mont Blanc (French Alps) during the last 30 years. *Tellus*, 43B: 61-75.

DELANY A.C., DELANY A.C., PARKIN D.W., GRIFFIN J.J., GOLDBERG E.D. & REIMANN B.E.F., 1967. Airbone dust collected at Barbados. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 885-909.

DEMAREE G.R., 1990. An indication of climatic change as seen from the rainfall data of a Mauritanian station. *Theoretical and Applied Climatology*, 42: 139-147.

DEMAREE G.R. & NICOLIS C., 1990. Onset of Sahelian drought viewed as a fluctuation-induced transition. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116: 221-238.

DERBYSHIRE E., MENG X. & KEMP R.A., 1998. Provenance, transport and characteristics of modern aeolian dust in western Gansu Province, China, and interpretation of the Quaternary loess record. *Journal of Arid Environments*, 39: 497-516.

DESSENS J. & VAN DINH P., 1990. Frequent Saharan dust outbreaks north of the Pyrenees: a sign of a climatic change?. *Weather*, 45: 327-333.

DEUZE J.L., DEVAUX C., HERMAN M., SANTER R. & TANRE D., 1988. Saharan Aerosols over the South of France: Characterization Derived from Satellite Data and Ground Based Measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 27: 680-686.

DIARRA B. & CHAMPAUD J., 2000. Impact de la croissance spatiale de Bamako sur celle des localités périurbaines: l'apport des images HRV de SPOT pour le suivi de leur dynamique comparée. *in*: La télédétection en francophonie: Analyse critique et perspectives. DUBOIS J.M.M., CALOZ R. & GAGNON P. eds., AUPELF-UREF, 49-59.

DICK M., 1998. Worst sandstorm in 25 years smothers region - Winds of up to 110kph sweep across Lebanon, Syria, Egypt, Jordan and Cyprus, killing at least four. *The Daily Star*, 17 mars 1998.

DIONE O., 1995. Déficit pluviométrique et variation de l'écoulement dans le Sahel occidental. *Revue de Géographie de Lyon*, 70: 199-203.

DIONE O., 1997. Evolution climatique récente et dynamique fluviale dans les hauts bassins des fleuves Sénégal et Zambie. Thèse et Documents Microfichés, N°163, ORSTOM Editions, Paris. 427 p.

DIOP M., 1996. A propos de la durée de la saison des pluies au Sénégal. *Sécheresse*, 7: 7-15.

DIOP M., HOUNDENOU C. & RICHARD Y., 1996. Variabilité des dates de début et de fin de l'hivernage au Sénégal (1950-1991). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 9: 430-436.

DIRMEYER P.A. & SHUKLA J., 1996. The effect on regional and global climate of expansion of the world's desert. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122: 451-482.

DONGUY P. & BOURDET C., 1992. Nuages de poussières au-dessus du Sahara oriental. *Bulletin Veille Climatique Satellitaire*, Lannion, 41: 63-75.

DORIZE L., 1983. Quelques remarques concernant les anomalies pluviométriques. *Bulletin de l'Associaton des Géographes Français*, 494: 119-130.

DORIZE L., 1990. La sécheresse: en quête d'une définition.... *Sécheresse*, 1, 1: 10.

DOUGUEDROIT A. & BART F., 1996. Feux de brousse et pollution atmosphérique de saison sèche en Afrique tropicale australe. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 9: 127-135.

DOUGUEDROIT A. & BART F., 1997. Winter dust haze in tropical southern Africa. *International Journal of Climatology*, 17: 725-744.

DREGNE H.E., 1986. Desertification of arid lands. *In*: Physics of desertification. EL-BAZ F. & HASSAN M.H.A. eds., Martinus Nijhoff, Den Haag, 27-48.

DRESCH J. & ROUGERIE G., 1960. Observations morphologiques dans le Sahel du Niger. *Revue de Géomorphologie dynamique*, 11: 49-58.

DRISCOLL K.E., 1993. In vitro evaluation of mineral cytotoxicity and inflammatory activity. *In*: Health effects of silica dust exposure. GUTHRIE D.G. & MOSSMAN B.T. eds., *Mineralogical Society of America – Reviews in Mineralogy* 28, 489-511.

DUBIEF J., 1943. Les vents de sable dans le Sahara français. *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, 2: 11-35.

DUBIEF J., 1952. Le vent et le déplacement du sable au Sahara. *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, 8: 123-162.

DUBIEF J., 1979. Review of the North African climate with particular emphasis on the production of eolian dust in the Sahel zone and in the Sahara. *In*: Saharan dust: Mobilization, transport, deposition. MORALES D. ed., Wiley, New York, Scope 14, 27-48.

DUCHEMIN G.J., 1951. L'inondation de l'Aftout Es Sahel et du poste de Nouakchott (Mauritanie: Trarza occidental). *Bulletin de l'Institut Français d'Afrique Noire*, 13: 1303-1305.

DUFFOUR A., 1931. Sur la pluie de boue du 27 au 28 novembre 1930 dans la région pyrénéenne. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 61: 81-82.

ELLIOTT D.C., 1996. A conceptual framework for geoenvironmental indicators. *In*: Geoindicators – Assessing rapid environmental changes in earth systems. BERGER A.R. & IAMS W.J. eds., A.A. Balkema, Rotterdam: 337-349.

ERPICUM M., BINARD M., PETERS J.P. & ALEXANDRE J., 1988. Une méthode d'analyse des caractéristiques de la saison des pluies en région sahélienne (Exemples pris au Sénégal). *In*: Actes des Journées de Climatologie, Mont-Rigi, Belgique, 5-7 novembre 1987. ERPICUM M. éd., Presses Universitaires de Liège, 43-56.

ETTE A.I. & OLORODE D.O., 1988. The effects of the Harmattan dust on air conductivity and visibility at Ibadan, Nigeria. *Atmospheric Environment*, 22: 2625-2627.

EVANS R., 1998. The erosional impacts of grazing animals. *Progress in Physical Geography*, 22: 251-268.

FANTECHI R., PETER D., BALABANIS P. & RUBIO J.L., 1995. Desertification in a European Context: Physical and socio-economic aspects. EUR 15415, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg. 635 p.

FAO, 1998. FAOSTATS – Statistics Database. http://apps.fao.org/

FARMER G. & WIGLEY T.M.L., 1985. Climatic trends for tropical Africa – A research report for the Overseas Development Administration. Climatic Research Unit, School of Environmental Sciences, University of East-Anglia. 136 p.

FAURE H. & GAC J.Y., 1981. Will the Sahelian drought end in 1985 ?. *Nature*, 291: 475-478.

FECAN F., MARTICORENA B. & BERGAMETTI G., 1999. Parametrization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. *Annales Geophysicae*, 17: 149-157.

FEDDEMA J.J., 1999. Future African water ressources: Interactions between soil degradation and global warming. *Climatic Change*, 42: 561-596.

FEDOROFF N. & COURTY M.A., 1989. Indicateurs pédologiques d'aridification. Exemples du Sahara. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8: 43-53.

FEWS (USAID FAMINE EARLY WARNING SYSTEM), 1997. Responding to Sahel Food Shortages in 1996/97: What Went Wrong? (25 août 1997). *FEWS Special Report* (97-5). http://www.fews.org/

FEWS (USAID FAMINE EARLY WARNING SYSTEM), 1998A. Evaluation de la vulnérabilité au Sahel (26 février 1998). *FEWS Rapport Spécial* (98-2). http://www.fews.org/

FEWS (USAID FAMINE EARLY WARNING SYSTEM), 1998B. *FEWS Bulletin* (AFR/98-05). http://www.fews.org/

FEWS (USAID FAMINE EARLY WARNING SYSTEM), 1999. Evaluation de la vulnérabilité au Sahel (26 mars 1999). *FEWS Rapport Spécial* (99-1). http://www.fews.org/

FILE R.F., 1986. Dust deposits in England on 9 November 1986. *Weather*, 41, 6: 191-195.

FODA M.A., KHALAF F.I. & AL-KADI A.S., 1985. Estimation of dust fallout rates in the northern Arabian Gulf. *Sedimentology*, 32: 595-603.

FODE M., OUSMANE MANGA A. & ARNAUD Y., 1994. Detection of dust clouds over West Africa from METEOSAT IR data. 10th METEOSAT Scientific Users Conference, 383-389.

FOFANA M.L. & TOURE A.A., 1994. Quelques aspects du changement climatique du Mali. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 7: 318-322.

FOLLAND C.K., PALMER T.N. & PARKER D.E., 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-1985. *Nature*, 320: 602-607.

FORSE B., 1989. The myth of the marching desert. *New Scientist*, 1650: 31-32.

FOUQUART Y., BONNEL B., CHAOUI ROQUAI M., SANTER R. & CERF A., 1987A. Observations of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment. Part I: Optical thicknesses and aerosol size distributions. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26: 28-37.

FOUQUART Y., BONNEL B., BROGNIEZ G., BURIEZ J.C., SMITH L., MORCRETTE J.J. & CERF A., 1987B. Observations of Saharan aerosols: results of ECLATS field experiment. Part II: broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26: 38-52.

FOURNIER I., 1987. Permanence de la sécheresse dans la région de Gao et évolution de la société Tamacheq: 1969-1984. *Cahiers Géographiques de Rouen*, 28, 31-38.

FRANZEN L., 1989. A dustfall episode on the Swedish west coast, October 1987. *Geografiska Annaler.*, 71A: 263-267.

FRANZÉN L.G., HJELMROOS M., KALLBERG P., BRORSTRÖM-LUNDÉN E., JUNTTO S. & SAVOLAINEN A.L., 1994a. The 'Yellow Snow' episode of northern Fennoscandia, March 1991. A case study of long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds. *Atmospheric Environment*, 28, 22: 3587-3604.

FRANZÉN L.G., HJELMROOS M., KALLBERG P., RAPP A., MATTSSON J.O. & BRORSTRÖM-LUNDÉN E., 1995. The Saharan dust episode of south and central Europe, and northern Scandinavia, March 1991. *Weather*, 50, 9: 313-318.

FRANZÉN L.G., MATTSSON J.O., MARTENSSON U., NIHLÉN T. & RAPP A., 1994b. Yellow snow over the Alps and Subarctic from dust storm in Africa, March 1991. *Ambio*, 23, 3: 233-235.

FRETEAUD J.P., 1984. Etude du régime des vents au Sénégal. Possibilité d'utilisation des éoliennes pour l'exhaure de l'eau. Rapport inédit, 36 p.

FRYBERGER S.G. & AHLBRANDT T.S., 1979. Mechanisms for the formation of eolian sand seas. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23: 440-460.

FRYBERGER S.G., 1979. Dune forms and wind regime. *In*: MCKEE E.D. ed., A study of global sand seas. U.S. Geological Survey Professional Paper 1052. 137-169.

FRYBERGER S.G., 1980. Dune forms and wind regime, Mauritania, West Africa: Implications for past climate. *Palaeoecology of Africa and the surrounding islands*, 12. 79-96.

FRYREAR D.W., 1981. Long-term effect of erosion and cropping on soil productivity. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 253-259.

FRYREAR D.W., 1995. Soil losses by wind erosion. *Soil Science Society of America Journal*. 59: 668-672.

GAC J.Y., CARN M. & COGELS F.X., 1992. Les brumes sèches: Evénements climatiques majeurs au Sahel. Gros plan sur les observations journalières au Sénégal de 1984 à 1991. *Bulletin Veille Climatique Satellitaire*, Lannion, 41: 48-59.

GAC J.Y., CARN M. & COGELS F.X., 1994. Les brumes sèches: Evénements climatiques majeurs au Sahel. Gros plan sur les observations journalières au Sénégal de 1984 à 1993. In: Satellite et surveillance du climat – Atlas de Veille Climatique: 1986-1994 (Afrique et Atlantique intertropical). LAHUEC J.P. & GUILLOT B. eds., ORSTOM: 80-83.

GAC J.Y., CARN M., COGELS F.X., COLY A., NIANG A. & ORANGE D., 1994. Reconnaissance chimique des eaux de pluie et importance des dépôts de lithométéores au Sénégal au cours de la période 1984-1994. Compte-rendu de la communication présentée au Séminaire IGAC/DEBITS/AFRIQUE, INSET, Yamoussoukro, Côte d'Ivoire, 5-8 décembre 1994.

GAC J.Y., CARN M., DIALLO M.I., ORANGE D. & TANRE D., 1986. Corrélation entre brumes sèches et visibilité horizontale au sol à partir de mesures quotidiennes au Sénégal pendant trois années. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 303, Série II: 1025-1027.

GAC J.Y. & FAURE H., 1987. Le "vrai" retour à l'humide au Sahel est-il pour demain?. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 305, série II: 777-781.

GALLAIS J., 1988. Sécheresse sahélienne – Migrations intérieures et perspectives au Mali. *Cahiers Géographiques de Rouen*, 30, 35-51.

GALLE S., EHRMANN M. & PEUGEOT C., 1999. Water balance in a banded vegetation pattern – A case study of tiger bush in western Niger. *Catena*, 37: 197-216.

GANABA S., OUADBA J.M. & BOGNOUNOU O., 1998. Les ligneux à usage de bois d'énergie en région sahélienne du Burkina Faso: préférence des groupes ethniques. *Sécheresse*, 9: 261-268.

GANOR E. & MAMANE Y., 1982. Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean. *Atmospheric Environment*, 16, 3: 581-587.

GAUTIER F., LUBES-NIEL H., SABATIER R., MASSON J.M., PATUREL J.E. & SERVAT E., 1998. Variabilité du régime pluviométrique de l'Afrique de l'Ouest non sahélienne entre 1950 et 1989. *Hydrological Sciences Journal*, 43: 921-935.

GEMS (GLOBAL ENVIRONMENT MONITORING SYSTEM), 1987. Inventaire et surveillance continue des écosystèmes pastoraux sahéliens. Série SAHEL, No. 7. 85 p.

GIAZZI F., 1994. Sécheresse et occupation de l'espace dans le massif de l'Aïr. *Sécheresse*, 5, 4: 227-235.

GIAZZI F., 1996. Les conséquences des écoulements de surface et des processus éoliens sur la dynamique de l'environnement. *In*: La Réserve Naturelle Nationale de l'Aïr et du Ténéré (Niger). La connaissance des éléments du milieu naturel et humain dans le cadre d'orientations pour un aménagement et une conservation durables – Analyse descriptive. GIAZZI F. ed., MH/E, WWF & UICN: 75-119.

GILL T.E., 1996. Eolian sediments generated by anthropogenic disturbance of playas: human impacts on the geomorphic system and geomorphic impacts on the human system. *Geomorphology*, 17: 207-228.

GILLETTE D.A., 1979. Environmental factors affecting dust emission by wind erosion. *In*: Saharan dust: Mobilization, transport, deposition. MORALES D. ed., Wiley, New York, Scope 14, 71-91.

GILLETTE D.A., 1988. Threshold velocities for dust production for agricultural soils. *Journal of Geophysical Research*, 93: 12645-12662.

GILLETTE D.A. & HANSON K.J., 1989. Spatial and temporal variability of dust production caused by wind erosion in the United States. *Journal of Geophysical Research.*, 94: 2197-2206.

GILLETTE D.A. & PASSI R., 1989. Modeling dust emission caused by wind erosion. *Journal of Geophysical Research.*, 93: 14233-14242.

GILLETTE D.A. & STOCKTON P.H., 1989. Effect of nonerodible particles on wind erosion of erodible surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 94: 12885-12893.

GILLETTE D.A., ADAMS J., ENDO A., SMITH D. & KIHL R., 1980. Threshold friction velocities for input on soil particles into the air by desert soils. *Journal of Geophysical Research*, 85: 5621-5630.

GILLETTE D.A., ADAMS J., MUHS D. & KIHL R., 1982. Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for the input of soil particles into the air. *Journal of Geophysical Research*, 87: 9003-9015.

GILLETTE D.A., CLAYTON R.N., MAYEDA T.K., JACKSON M.L. & SRIDHAR K., 1978. Tropospheric aerosols from some major dust storms of the southwestern United States. *Journal of Applied Meteorology*, 17: 832-845.

GLACCUM R.A. & PROSPERO J.M., 1980. Saharan aerosols over the tropical North Atlantic. Mineralogy. *Marine Geology*, 37: 295-321.

GOLDSMITH D.F., 1994. Health effects of silica dust exposure. *In*: Silica: Physical behavior, geochemistry and materials applications. HEANEY P.J., PREWITT C.T. & GIBBS G.V. eds., *Mineralogical Society of America – Reviews in Mineralogy* 29, 545-606.

GOMMES R., 1998. Some aspects of climate variability and food security in the sub-Saharan Africa. *In*: Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology. DEMAREE G., ALEXANDRE J. & DE DAPPER M. eds. Royal Meteorological Institute of Belgium / Royal Academy of Overseas Sciences, 655-673.

GOOSSENS D. & OFFER Z.I., 1990. A wind tunnel simulation and field verification of desert dust deposition (Avdat Experimental Station, Negev Desert). *Sedimentology*, 37: 7-22.

GOUDIE A.S., 1978. Dust storms and their geomorphological implications. *Journal of Arid Environments*, 1: 291-310.

GOUDIE A.S., 1983. Dust storms in space and time. *Progress in Physical Geography*, 7: 502-530.

GOUDIE A.S., 1994. The nature of physical geography: A view from the drylands. *Geography*, 7: 194-209.

GOUDIE A.S., 1996. Climate: Past and present. *In*:The physical Geography of Africa. ADAMS W.M., GOUDIE A.S. & ORME A.R. eds., Oxford University Press, New York: 34-59.

GOUDIE A.S. & MIDDLETON N.J., 1992. The changing frequency of dust storms through time. *Climatic Change*, 20: 197-225.

GOUDIE A.S. & THOMAS D.S.G., 1985. Pans in southern Africa with particular reference to South Africa and Zimbabwe. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29: 1-19.

GRALL Lieutenant, 1945. Le secteur nord du cercle de Gouré. *Bulletin de l'Institut Français d'Afrique Noire*, 7: 1-46.

GRANDET C., 1957. Sur la morphologie dunaire de la rive sud du lac Faguibine (Territoire du Soudan). *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, 16: 171-179.

GRAVIER M., 1992. Boumdeïd: culture de décrue et sédentarisation aux confins du Sahara et du Sahel. *Sécheresse*, 3: 37-44.

GRAVIER M., 1996A. De la tente à la maison de banco, sédentarisation et déforestation: l'exemple du Tagant en Mauritanie. *Sécheresse*, 7: 195-202.

GRAVIER M., 1996B. Nomadisme et sédentarisation au Tagant (Mauritanie). *Cahiers d'Outre-Mer*, 195: 227-246.

GRAVIER M., RISER J. & SIMON B., 1994. Evolution climatique en Mauritanie, la dégradation d'une formation végétale sahélienne: la brousse tigrée du Tagant. *Sécheresse*, 5: 257-263.

GRAY W.M., 1990. Strong association between West African rainfall and U.S. landfall of intense hurricanes. *Science*, 249: 1251-1256.

GROTEN S.M.E., 1993. NDVI-crop monitoring and early yield assessment of Burkina Faso. *International Journal of Remote Sensing*, 14: 1495-1515.

GROVE A.T., 1958. The ancient erg of Hausaland and similar formations on the south side of the Sahara. *The Geographical Journal*. 124: 526-533.

GROVE A.T., 1960. A note on «Sand formations in the Niger Valley between Niamey and Bourem». *The Geographical Journal*. 126: 202-203.

GROVE A.T., 1986. Desertification in southern Europe. *Climatic Change*, 9: 49-57.

GROVE A.T., 1998. Variability of African river discharges and lake levels. *in:* Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology. DEMAREE G., ALEXANDRE J. & DE DAPPER M. eds. Royal Meteorological Institute of Belgium / Royal Academy of Overseas Sciences, 470-478.

GUEDALIA D., ESTOURNEL C. & VEHIL R., 1984. Effects of Sahel dust layers upon noctural cooling of the atmosphere (ECLATS experiment). *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23: 644-650.

GUERZONI S. & MOLINAROLI E., 1997. Le polveri sahariane. *Le Scienze*, 341: 68-75.

GUERZONI S., CRISTINI A., CABOI R., LE BOLLOCH O., MARRAS I. & RUNDEDDU L., 1995. Ionic composition of rainwater and atmospheric aerosols in Sardinia, southern Mediterranean. *Water, Air and Soil Pollution*, 85: 2077-2082.

GUERZONI S., QUARANTOTTO G., MOLINAROLI E. & RAMPAZZO G., 1995. More data on source signature and seasonal fluxes to the Central Mediterranean Sea of aerosol dust originated in desert areas. *Water Pollution Research Reports*, 32: 267-273.

GUEYE M. & OZER A., 2000. Apport de la télédétection à l'étude de la transformation de l'agriculture et de l'environnement dans le département de Bignona (Sénégal méridional). *in*: La télédétection en francophonie: Analyse critique et perspectives. DUBOIS J.M.M., CALOZ R. & GAGNON P. eds., AUPELF-UREF, 141-151.

GUEYE M. & SIVAKUMAR M.V.K., 1992. Analyse de la longueur de la saison culturale en fonction de la date de début des pluies au Sénégal. Compte rendu des travaux n°2. Centre Sahélien de l'ICRISAT, Niamey, Niger. 42 p.

GUTHRIE D.G. & MOSSMAN B.T., 1993. Health effects of silica dust exposure. *Mineralogical Society of America – Reviews in Mineralogy* 28, 584 p.

HAGEN L.J. & WOODRUFF N.P., 1973. Air pollution from duststorms in the great plains. *Atmospheric Environment*, 7: 323-332.

HAMILTON R.A. & ARCHBOLD J.W., 1945. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 71: 231-265.

HAVHOLM K.G. & KOCUREK G., 1988. A preliminary study of the dynamics of a modern draa, Algodones, southeastern California, USA. *Sedimentology*, 35: 649-669.

HELGREN D.M. & PROSPERO J.M., 1987. Wind velocities associated with dust deflation events in the western Sahara. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26: 1147-1151.

HELLDEN U., 1991. Desertification – Time for an assessment?. *Ambio*, 20, 8:372-383.

HELM P.J. & BREED C.S., 1999. Instrumented field studies of sediment transport by wind. *In*: Desert winds: Monitoring wind-related surface processes in Arizona, New Mexico and California. BREED C.S. & REHEIS M.C. eds., *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1598, 29-51.

HENRY J.P., 1986. Mutation anthropologique et transformation des terroirs: Tassao Haoussa, Zengo Iletafane. *Cahiers Géographiques de Rouen*, 26, 69-78.

HENS L. & BOON E.K., 1999. Institutional, legal, and economic instruments in Ghana's environmental policy. *Environmental Management*, 24, 337-351.

HERRMANN L., 1991. Dust deposition in West Africa: Sources, mineralogy, influence on the development of soils and the delivery of nutrients. Short Project Description. ICRISAT. 16 p.

HERRMANN L., BLEICH K.E. & STAHR K., 1994. Influence des dépôts éoliens sur la restauration de la fertilité des sols sous végétation en friche au Niger, Afrique de l'Ouest. *Bulletin Réseau Erosion – ORSTOM*, 14: 74-81.

HERRMANN L., BLEICH K.E. STERK G. & STAHR K., 1997A. Dépôt des poussières sur les sols en Afrique de l'Ouest: Propriétés et source des poussières et influence sur les propriétés des sols et sites. *Bulletin Réseau Erosion – ORSTOM*, 17: 93-98.

HERRMANN L., STAHR K. & SPONHOLZ B., 1997B. Identifizierung trockenzeitlicher und regenzeitlicher staubquellen im östlichen Westafrica. *Würzburger Geographische Arbeiten*, 92: 189-211.

HESS G.D. & SPILLANE K.T., 1990. Characteristics of Dust Devils in Australia. *Journal of Applied Meteorology*, 29: 498-507.

HEUSE G., 1992. L'érémologie, science du XXI^{e} siècle. *Sécheresse*, 3: 5.

HIERNAUX P.H.Y. & JUSTICE C.O., 1986. Suivi du développement végétal au cours de l'été 1984 dans le Sahel malien. *International Journal of Remote Sensing*, 7: 1515-1531.

HOLBEN B.N., 1986. Characteristics of maximum-value composite images drom temporal AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 7: 1417-1434.

HOLLERMANN P., 1997. Vergleichende untersuchungen an kalksanddünen der Kanarischen Inseln (Spanien). *Zeitschrift für Geomorphologie*, S.B. 111: 51-72.

HUBERT P. & CARBONNEL J.P., 1987. Approche statistique de l'aridification de l'Afrique de l'Ouest. *Journal of Hydrology*, 95: 165-183.

HUBERT P., SERVAT E., PATUREL J.E., KOUAME B., BENDJOUDI H., CARBONNEL J.P. & LUBES-NIEL H., 1998. La procédure de segmentation, dix ans après. *In*: Water resources variability in Africa during the XXth century. SERVAT E., HUGUES D., FRITSCH J.M. & HULME M. eds., IAHS Publication N° 252: 267-273.

HUFTY A., 1994. Orientations et vocabulaire de la climatologie (1988-1992). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 7: 15-23.

HULME M., 1985. Comments on 'Dust production in the Sahel'. *Nature*, 318: 488.

HULME M., 1989. Is environmental degradation causing drought in the Sahel? An assessment from recent empirical research. *Geography*, 74: 38-46.

HULME M., 1992. Rainfall changes in Africa: 1931-1960 to 1961-1990. *International Journal of Climatology*, 12: 685-699.

HULME M., 1996. Recent climatic change in the world's drylands. *Geophysical Research Letters*, 23: 61-64.

HULME M. & VINER D., 1998. A climate change scenario for the tropics. *Climatic Change*, 39: 145-176.

HULME M., DOHERTY R., NGARA T., NEW M. & LISTER D., 2000. African climate change: 1900-2100. *Climate Research*. (sous-presse).

HUSAR R.B., PROSPERO J.M. & STOWE L.L., 1997. Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product. *Journal of Geophysical Research*, 102: 16889-16909.

HUSCHKE R.E., 1959. Glossary of Meteorology. American Meteorological Society, Boston.

HYERS A.D. & MARCUS M.G., 1981. Land use and desert dust hazards in central Arizona. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 267-280.

IDSO S.B., 1981. Climatic change: Desert-forming processes. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 217-222.

JACOBBERGER-JELLISON P.A., 1994. Detection of post-drought environmental conditions in the Tombouctou region. *International Journal of Remote Sensing*, 15: 3183-3197.

JAENICKE R., 1979. Monitoring and critical review of the estimated source strength of mineral dust from the Sahara. *In*: Saharan dust: Mobilization, transport, deposition. MORALES D. ed., Wiley, New York, Scope 14, 233-242.

JAENICKE R. & SCHÜTZ L., 1978. A comprehensive study study of physical and chemical properties of the surface aerosols in the Cape Verde Island region. *Journal of Geophysical Research*, 83: 3585-3598.

JANICOT S., 1992. Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part I: Regionalizations and Typings. *Journal of Climate*, 5: 489-497.

JANICOT S., MORON V. & FONTAINE B., 1996. Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters*, 23: 515-518.

JANKOWIAK I. & TANRE D., 1992. Satellite climatology of Saharan dust outbreaks: Method and preliminary results. *Journal of Climate*, 5: 646-656.

JAHIEL M., 1998. Rôle du palmier dattier dans la sécurisation foncière et alimentaire au sud-est du Niger. *Sécheresse*, 9: 167-174.

JONES B., 1938. Dessication and the West African colonies. *The Geographical Journal*. 91: 401-423.

JONES D.K.C., COOKE R.U. & WARREN A., 1986. Geomorphological investigation, for engineering purposes, of blowing sand and dust hazard. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 19: 251-270.

JONES D., DEGG M., SMITHSON P., PERRY A., REYNOLDS D., SPENCER T., FRENCH J., SMITH K., SCOGING H. & OWEN L., 1993. Environmental hazards: the challenge of change. *Geography*, 78, 2: 161-198.

JONES P.D. & HULME M., 1996. Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: Methods and illustrations. *International Journal of Climatology*, 16: 361-377.

JOUVE P., 1991. Sécheresse au Sahel et stratégies paysannes. *Sécheresse*, 2: 61-69.

JOUVE P. & DAVID D., 1985. Diversité spatiale et évolution des modes d'association de l'agriculture et de l'élevage dans la région de Maradi au Niger (zone sahélienne). *Cahier de la Recherche-Développement*, 7: 54-64.

JUNGE C.E., 1979. The importance of mineral dust as an atmospheric constitutent. *In*: Saharan dust: Mobilization, transport, deposition. MORALES D. ed., Wiley, New York, Scope 14, 49-60.

JUSTICE C.O. & HIERNAUX P.H.Y., 1986. Monitoring the grasslands of the Sahel using NOAA AVHRR data: Niger 1983. *International Journal of Remote Sensing*, 7: 1475-1497.

JUSTICE C.O., TOWNSHEND J.R.G., HOLBEN B.N. & TUCKER C.J., 1985. Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 6: 1271-1318.

KADOMURA H., 1997. Lake Chad: Recent shrinkage and research priorities. *Japan InfoMAB*, 19: 1-6.

KALU A.E., 1979. The African dust plume: Its characteristics and propagation across West Africa in winter. *In*: Saharan dust: Mobilization, transport, deposition. MORALES D. ed., Wiley, New York, Scope 14, 95-118.

KARIMOU AMBOUTA J.M., VALENTIN C. & LAVERDIERE M.R., 1996. Jachères et croûtes d'érosion au Sahel. *Sécheresse*, 7: 269-275.

KARIMOU AMBOUTA J.M., AMADOU I. & SOULEY I., 1998. Gestion de la fertilité et évolution des sols de Gakudi (Maradi, Niger). *Agricultures*, 7: 395-400.

KARIMOUNE S., 1994. Contribution à l'étude géomorphologique de la région de Zinder (Niger) et analyse par télédétection de l'évolution de la désertification. Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Faculté des Sciences, Université de Liège. 350 p.

KATES R.W., JOHNSON D.L., JOHNSON HARING K., BERRY L., BOWDEN M., CARROLL T.G., CARTER C., DENNIS A., SAWYER S.W. & VOGEL ROBOTT F., 1977. Population, society and desertification. *In*: Desertification: Its causes and consequences. Pergamon Press. 261-317 p.

KAY R.N.B., 1997. Responses of African livestock and wild herbivores to drought. *Journal of Arid Environments*, 37: 683-694.

KHALAF F.I., AL-KADI A. & AL-SALEH S., 1985. Mineralogical composition and potential sources of dust fallout deposits in Kuwait, northern Arabian Gulf. *Sedimentary Geology*, 42: 255-278.

KHETTELI H., 1995. L'érosion éolienne sur un terrain de parcours dégradé par le surpâturage dans le du sud tunisien (cas de Menzel El Habib): analyse des processus et proposition d'un moyen de lutte. *Revue Tunisienne de Géographie*, 28: 155-172.

KLEIN C., 1993. Rocks, minerals, and a dusty world. *In*: Health effects of silica dust exposure. GUTHRIE D.G. & MOSSMAN B.T. eds., *Mineralogical Society of America – Reviews in Mineralogy* 28, 7-59.

KNIGHT A.W., MCTAINSH G.H. & SIMPSON R.W., 1995. Sediment loads in an Australian dust storm: implications for present and past dust processes. *Catena*, 24: 195-213.

KRINGS T., 1985. Viehhalter contra ackerbauern – Eine fallstudie aus dem Nigerbinnendelta (Republik Mali). *Die Erde*, 116: 197-206.

KRINGS T., 1986. Les migrations des sahéliens au Mali entre 1981 et 1985 et leur installation spontanée à Mopti. *Cahiers Géographiques de Rouen*, 26, 43-54.

KUBEROW H., 1990. Anwendung von LANDSAT-daten zur erfassung der vegetationsdynamik in desertifikationsgefährdeten gebieten Malis. *Die Erde*, 121: 39-53.

KUBEROW H., 1994. Quantitative und qualitative erfassung von vegetationsänderungen – Ein beispiel aus dem Südsahel Malis. *Die Erde*, 125: 35-56.

KUSHELEVSKY A., SHANI G. & HACCOUN A., 1983. Effect of meteorologic conditions on total suspended particulate (TSP) levels and elemental concentration of aerosols in a semi-arid zone (Beer-Sheva, Israel). *Tellus*, 35B: 55-64.

KUST G.S., 1992. Dégradation des sols à l'aval de l'Amou Daria. *Sécheresse*, 3: 169-182.

LAMB P.J., 1978. Large-scale Tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. *Tellus*, 30: 240-251.

LAMB P.J., 1982. Persistence of subsaharan drought. *Nature*, 299: 46-48.

LAMB P.J. & PEPPLER R.A., 1992. Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with sub-Saharan drought. *Journal of Climate*, 5: 476-488.

LAMERS J.P.A., MICHELS K. & FEIL P.R., 1995. Wind erosion control using windbreaks and crop residues: Local knowledge and experimental results. *Journal of Agriculture in the Tropics and Subtropics*, 96: 87-96.

LANCASTER N., 1987. Formation and reactivation of dunes in the southwestern Kalahari: Palaeoclimatic implications. *Palaeoecology of Africa and the surrounding islands*, 18. 103-110.

LANCASTER N., 1994. Arid geomorphology 1994. *Progress in Physical Geography*, 18: 582-587.

LANCASTER N., 1996A. Desert environments. *In*:The physical Geography of Africa. ADAMS W.M., GOUDIE A.S. & ORME A.R. eds., Oxford University Press, New York: 211-237.

LANCASTER N., 1996B. Editorial: Response of aeolian processes to global climate change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 587.

LANCASTER N., 1996C. Geoindicators from desert landforms. *In*: Geoindicators – Assessing rapid environmental changes in earth systems. BERGER A.R. & IAMS W.J. eds., A.A. Balkema, Rotterdam: 265-282.

LANCASTER N., 1996D. Arid geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 20: 97-103.

LANCASTER N., 1996E. Preface: Response of aeolian processes to global climate change. *Geomorphology*, 17: 1-2.

LANCASTER N., 1997. Arid geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 21: 285-290.

LANCASTER N. & BAAS A., 1998. Inflence of vegetation cover on sand transport by wind: Field studies at Owens Lake, California. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 69-82.

LANCASTER N., GREELEY R. & CHRISTENSEN P.R., 1987. Dunes of the Gran Desierto sand-sea, Sonora, Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12: 277-288.

LANDSEA C.W. & GRAY W.M., 1992. The strong association between western Sahelian monsoon rainfall and intense Atlantic hurricanes. *Journal of Climate*, 5: 435-453.

LANDSEA C.W., GRAY W.M., MIELKE P.W. & BERRY K.J.JR., 1994. Africa's Sahel: 1994 rainfall verification and 1997 forecast. CSU Department of Atmospheric Science. Paper released on 1 December 1994. 4 p.

LANDSEA C.W., GRAY W.M., MIELKE P.W., BERRY K.J.JR. & TAFT R.K., 1997. June to September rainfall in North Africa: Verification of our 1997 forecasts and an extented range forecast for 1998. CSU Department of Atmospheric Science. Paper released on 5 December 1997. 9 p.

LARE A.R. & NICHOLSON S.E., 1994. Contrasting conditions of surface water balance in wet years and dry years as a possible land surface - atmosphere feedback mechanism in the West African Sahel. *Journal of Climate*, 7: 653-668.

LE BARBE L. & LEBEL T., 1997. Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology*, 188-189: 43-73.

LE BOLLOCH O. & GUERZONI S., 1995. Acid and alkaline deposition in precipitation on the western coast of Sardinia, Central Mediterranean (40°N,8°E). *Water, Air and Soil Pollution*. 85: 2155-2160.

LE BOLLOCH O., GUERZONI S. & MOLINAROLI E., 1996. Atmosphere-ocean mass fluxes at two coastal sites in Sardinia (39-41°N,8-10°E). *In*: The impact of desert dust across the Mediterranean. GUERZONI S. & CHESTER R. eds., Kluwer Academic Publishers: 217-222.

LE HOUEROU H.N., 1979. Ecologie et désertisation en Afrique. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, 39-40: 5-26.

LE HOUEROU H.N., 1990. Définition et limites bioclimatiques du Sahara. *Sécheresse*, 1: 246-259.

LE HOUEROU H.N., 1993. Changements climatiques et désertisation. *Sécheresse*, 4: 95-111.

LEATHERS C.R., 1981. Plant components of desert dust in Arizona and their significance for man. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 191-206.

LEBEL T., AMANI A.. & TAUPIN J.D., 1996. La pluie au Sahel: une variable rebelle à la régionalisation. *In*: Interactions surface continentale / atmosphère: l'expérience Hapex-Sahel. HOEPFFNER M., LEBEL T. & MONTENY B. eds., ORSTOM Editions, Collection Colloques et Séminaires: 353-372.

LEDUC C., SALIFOU O. & LEBLANC M., 1998. Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du lac Tchad, sud-est nigérien). *In*: Water resources variability in Africa during the XXth century. SERVAT E., HUGUES D., FRITSCH J.M. & HULME M. eds., IAHS Publication N° 252: 281-288.

LEE J.A., 1987. A field experiment on the role of small scale wind gustiness in aeolian sand transport. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12: 331-335.

LEE J.A., ALLEN B.L., PETERSON R.E., GREGORY J.M. & MOFFETT K.E., 1994. Environmental controls on blowing dust direction at Lubbock, Texas, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19: 437-449.

LEGRAND M., CAUTENET G. & BURIEZ J.C., 1992. Thermal impact of Saharan dust over land. Part II: Application to satellite IR remote sensing. *Journal of Applied Meteorology*, 31: 181-193.

LEINEN M. & SARNTHEIN M., 1989. Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Serie C282. 909 p.

LEPPLE F.K. & BRINE C.J., 1976. Organic constituents in eolian dust and surface sediments from northwest Africa. *Journal of Geophysical Research*, 81: 1141-1147.

LEPRUN J.C., 1999. The influences of ecological factors on tiger bush and dotted bush patterns along a gradient from Mali to northern Burkina Faso. *Catena*, 37: 25-44.

LERICOLLAIS A. & ROQUET D., 1999. Croissance de la population et dynamique du peuplement au Sénégal depuis l'indépendance. *Espace, Populations, Sociétés*, 37: 93-106.

LEROUX M., 1983. Le climat de l'Afrique tropicale. Editions CHAMPION, Paris. 633 p. + Atlas (24 p. + 250 planches).

LEROUX M., 1995. La dynamique de la Grande Sécheresse sahélienne. *Revue de Géographie de Lyon*, 70: 223-232.

LEROUX M., 1996. La dynamique du temps et du climat. MASSON - Collection *Enseignement des Sciences de la Terre*, Paris. 310 p.

LETOLLE R., 1992. L'assèchement de l'Aral: une crise épisodique?. *Sécheresse*, 3: 183-188.

LEYS J.F. & ELDRIDGE D.J., 1998. Influence of cryptogamic crust disturbance to wind erosion on sand and loam rangeland soils. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 963-974.

LI X., MARING H., SAVOIE D., VOSS K. & PROSPERO J.M., 1996. Dominance of mineral dust in aerosol light scattering in the North Atlantic trade winds. *Nature*, 380: 416-419.

LINDQVIST S. & TENGBERG A., 1994. New evidence of Desertification from case studies in Northern Burkina Faso. *Desertification Control Bulletin*, 25: 54-60.

LITTMANN T., 1991. Recent African dust deposition in West Germany – Sediment characteristics and climatological aspects. *Catena Supplement*, 20: 57-73.

LIVINGSTONE I., 1989. Monitoring surface change on a Namib linear dune. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14: 317-332.

LOCOH T., 1995. Afrique: La natalité en déclin ?. *La Recherche*, 26, 272: 48-54.

LOIREAU M. & D'HERBES J.M., 1996. Cartographie des unités d'occupation des terres du super site central est (Banizoumbou) du programme Hapex-Sahel. *In*: Interactions surface continentale / atmosphère: l'expérience Hapex-Sahel. HOEPFFNER M., LEBEL T. & MONTENY B. eds., ORSTOM Editions, Collection Colloques et Séminaires: 105-122.

LOPEZ BERMUDEZ F., 1994. Désertification et migration. *Sécheresse*, 5: 276-277.

LOŸE-PILOT M.D., MARTIN J.M. & MORELLI J., 1986. Influence of Saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the Mediterranean. *Nature*, 321: 427-428.

LUNDHOLM B., 1979. Ecology and dust transport. *in*: Saharan dust: Mobilization, transport, deposition. Morales D. ed., Wiley, New York, Scope 14, 61-68.

MABBUTT J.A., 1986. Desertification indicators. *Climatic Change*, 9: 113-122.

MABBUTT J.A. & FLORET C., 1983. Etudes de cas sur la désertification. Recherches sur les ressources naturelles XVIII, Unesco. 291 p.

MACKINNON D.J., ELDER D.F., HELM P.J., TUESINK M.F. & NIST C.A., 1990. A method of evaluating effects of antecedent precipitation on duststorms and its application to Yuma, Arizona, 1981-1988. *Climatic Change*, 17: 331-360.

MACLEOD N.H., 1974. Dust in the Sahel: Cause of drought?. The Drought Analysis Laboratory, Department of Biology, The American University, Washington D.C. 21 p. + annexes.

MAGAGI B., 1996. Recours aux données synoptiques et pluviométriques pour l'amélioration du suivi agrométéorologique: le cas du Niger. Travail de fin d'étude en Agrométéorologie, Fondation Universitaire Luxembourgeoise. 72 p.

MAHE G. & OLIVRY J.C., 1995. Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989. *Sécheresse*, 6: 109-117.

MAINGUET M., 1977. Analyse quantitative de l'extrémité sahélienne du courant éolien transporteur de sable au Sahara nigérien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 285: 1029-1032.

MAINGUET M., 1984. Un mécanisme de désertification méconnu: le 'Wala-wala'. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, 59-60: 131-135.

MAINGUET M., 1986. The wind and desertification processes in the Saharo-Sahelian and Sahelian regions. *in*: Physics of desertification. EL-BAZ F. & HASSAN M.H.A. eds., Martinus Nijhoff, Den Haag, 210-240.

MAINGUET M., 1990. La désertification: une crise autant socio-économique que climatique. *Sécheresse*, 1: 187-195.

MAINGUET M., 1991. Desertification: Natural background and human mismanagement. Springer-Verlag, Berlin. 306 p.

MAINGUET M., 1992. Système expert pour l'évaluation de la dynamique éolienne et la protection contre les effets traumatisants du vent. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 41: 113-136.

MAINGUET M., 1996. Aridité, sécheresse et dégradation dans les aires sèches de Chine. *Sécheresse*, 7: 41-50.

MAINGUET M., CANON-COSSUS L. & CHEMIN M.C., 1979. Dégradation dans les régions centrales de la République du Niger: Degré de responsabilité de la nature du milieu, de la dynamique externe et de la mise en valeur par l'homme. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, 39-40: 61-73.

MAINGUET M. & DUMAY F., 1997. Global wind action systems and the synoptic scale, aeolian sediment balance to combat wind erosion in the Sahel, south of the Sahara. Communication présentée à la conférence «Wind erosion: An International Symposium / Workshop, Manhattan, Kansas, USA, 3-5 June 1997».

MAINGUET M., DUMAY F., OULD EL HACEN M.L. & MAHFOUDH A., 1999. Diagnostic par la télédétection d'un changement de rythme de la dynamique éolienne en Mauritanie: La désertification accélérée. Article présenté aux VIII^{es} Journées scientifiques du Réseau Télédétection de l'AUF, 22-25 novembre 1999.

MAINGUET M., VIMEUX-RICHEUX M. & CHEMIN M.C., 1983. Autochtonie et allochtonie des sables de la zone saharo-sahélienne du Niger. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, 24: 167-175.

MAIROTA P., THORNES J.B. & GEESON N., 1997. Atlas of Mediterranean environment in Europe – The Desertification context. Wiley, Chichester. 224 p.

MALAM ISSA O., TRICHET J., DEFARGE C, COUTE A. & VALENTIN C., 1999. Morphology and microstructure of microbiotic soil crusts on a tiger bush sequence (Niger, Sahel). *Catena*, 37: 175-196.

MALEY J., 1973. Mécanisme des changements climatiques aux basses latitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 14: 193-227.

MARGARIS N.S., KOUTSIDOU E. & GIOURGA C., 1996. Changes in traditional Mediterranean land-use systems. *in*: Mediterranean Desertification and Land Use. BRANDT C.J. & THORNES J.B. eds., Wiley, Chichester, 29-42.

MARGOTTINI C. *et al.*, 2000. *TIGRA: The Integrated Geological Risk Assessment.* In press.

MARTICORENA B., BERGAMETTI G., AUMONT B., CALLOT Y., N'DOUME C. & LEGRAND M., 1997. Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulation of Saharan dust sources. *Journal of Geophysical Research*, 102: 4387-4404.

MARTIN C., PIATON H. & VARDON P., 1989. Evaluation du potentiel éolien pour l'exhaure de l'eau: Aspects méthodologiques et outils développés. Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques, série Energies Renouvelables, Ouagadougou. 200 p.

MATHIEU P., 1990. Irrigation, réforme foncière et réactions paysannes dans l'aménagement de la vallée du fleuve Sénégal. *Revue de Géographie de Lyon*, 65: 46-51.

MAYER J., 1999. KAKAKI: Weekly News Focused on Niger. http://users.idworld.net/jmayer/kakaki

MBAYE C., 1998. Etude des fluctuations de la température de l'air et des précipitations au Sénégal de 1854 à 1990. *In*: Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology. DEMAREE G., ALEXANDRE J. & DE DAPPER M. eds. Royal Meteorological Institute of Belgium / Royal Academy of Overseas Sciences, 179-190.

MCCAULEY J.F., BREED C.S., GROLIER M.J. & MACKINNON D.J., 1981. The U.S. dust storm of February 1977. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 123-147.

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

MCTAINSH G.H., BURGESS R. & PITBLADO J.R., 1989. Aridity, drought and dust storms in Australia (1960-84). *Journal of Arid Environments*, 16: 11-22.

MCTAINSH G.H., LYNCH A.W. & TEWS E.K., 1998. Climatic controls upon dust storm occurrence in eastern Australia. *Journal of Arid Environments*, 39: 457-466.

MCTAINSH G.H., NICKLING W.G. & LYNCH A.W., 1997. Dust deposition and particle size in Mali, West Africa. *Catena*, 29: 307-322.

MCTAINSH G.H. & PITBLADO J.R., 1987. Dust storms and related phenomena measured from meteorological records in Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12: 415-424.

MCTAINSH G.H. & WALKER P.H., 1982. Nature and distribution of Harmattan dust. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 26: 417-435.

MICHAELIDES S., EVRIPIDOU P. & KALLOS G., 1999. Monitoring and predicting Saharan desert dust events in the eastern Mediterranean. *Weather*, 54: 359-365.

MICHEL P., 1985. Sécheresse et transformation de la morphodynamique dans la vallée et le delta du Sénégal. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 34: 113-130.

MICHEL P., 1994. Avant-Propos. *In*: L'après-barrages dans la vallée du Sénégal - Modifications hydro-dynamiques et sédimentologiques. Conséquences sur le milieu et les aménagements hydro-agricoles. MICHEL P., BARUSSEAU J.P., RICHARD J.F. & SALL M. eds. Presses Universitaires de Perpignan, Collection Etudes: 1-4.

MICHELS K., SIVAKUMAR M.V.K. & ALLISON B.E., 1993. Wind erosion in the Southern Sahelian Zone and induced constrains to pearl millet production. *Agricultural and Forest Meteorology*, 67: 65-77.

MICHELS K., SIVAKUMAR M.V.K. & ALLISON B.E., 1995A. Wind erosion control using crop residue. I. Effects on soil flux and soil properties. *Field Crops Research*, 40: 101-110.

MICHELS K., SIVAKUMAR M.V.K. & ALLISON B.E., 1995B. Wind erosion control using crop residue. II. Effects on millet establishment and yields. *Field Crops Research*, 40: 111-118.

MICHELS K., ARMBRUST D.V., ALLISON B.E. & SIVAKUMAR M.V.K., 1995C. Wind and wind-blown sand damage to pearl millet. *Agronomy Journal*, 87: 620-626.

MIDDLETON N.J., 1984. Dust storms in Australia: frequency, distribution and seasonality. *Search*, 15: 46-47.

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

MIDDLETON N.J., 1985B. Dust production in the Sahel – Reply to M. HULME. *Nature*, 318: 488.

MIDDLETON N.J., 1986. Dust storms in the Middle East. *Journal of Arid Environments*, 10: 83-96.

MIDDLETON N.J., 1989. Climatic controls on the frequency, magnitude and distribution of dust storms: example from India/Pakistan, Mauritania and Mongolia. *In*: Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. LEINEN M. & SARNTHEIN M. eds. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Serie C282: 97-132.

MIDDLETON N.J. & CHAUDHARY Q.Z., 1988. Severe dust storm at Karachi, 31 May 1986. *Weather*, 43, 8: 298-301.

MIDDLETON N.J. & THOMAS D.S.G., 1992. World atlas of desertification / UNEP. 1st Edition. Edward Arnold, New York. 69 p.

MIDDLETON N.J. & THOMAS D.S.G., 1997. World atlas of desertification / UNEP. 2nd Edition. Edward Arnold, New York. 192 p.

MIETTON M., 1988. Dynamique de l'interface lithosphère-atmosphère au Burkina Faso. L'érosion en zone de savane. Université de Grenoble I. 511 p.

MISKOVSKY J.C., AMBLARD S., OULD KHATTAR M. & N'GUER M., 1989. Un aspect de l'aridification et du peuplement ancien en Mauritanie. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8: 109-115.

MODI A.I., 1983. Contribution à l'étude de l'environnement mésosynoptique de l'expérience ECLATS. Thèse de doctorat de 3ème cycle, Université de Niamey. 151 p. + annexes.

MOHAMMED A.E., STIGTER C.J. & ADAM H.S., 1999. Wind regimes windward of a shelterbelt protecting gravity irrigated crop land from moving sand in the Gezira scheme (Sudan). *Theoretical and Applied Climatology*, 62: 221-231.

MOLINAROLI E. & IBBA A., 1995. Characterization of palygorskite in dust of desertic provenance in aerosols and rain, Sardinia, western Mediterranean. *Giornale di Geologia, Serie 3a*, 57: 67-76.

MOLINAROLI E. GUERZONI S. & RAMPAZZO G., 1993. Contribution of Saharan dust to the central Mediterranean Basin. *In*: Processes controlling the composition of classic sediments. JOHNSSON M.J. & BASU A. eds., *Geological Society of America, Special Paper* 284: 303-312.

MONNIER Y., 1980. Méningite cérébro-spinale, harmattan et déforestation. *Cahiers d'Outre-Mer*, 130: 103-122.

MORAL P., 1965. Le climat du Sénégal (I). *Revue de Géographie de l'Afrique Occidentale*, 1-2: 49-70.

MORAL P., 1966. Le climat du Sénégal (II). *Revue de Géographie de l'Afrique Occidentale*, 3: 3-35.

MORALES D., 1979A. Saharan dust: Mobilization, transport, deposition. Wiley, New York, Scope 14, 289 p.

MORALES D., 1979B. The use of meteorological observations for studies of the mobilization, transport, and deposition of Saharan soil dust. *In*: Saharan dust: Mobilization, transport, deposition. MORALES D. ed., Wiley, New York, Scope 14, 119-131.

MORALES C., 1986. The airborne transport of Saharan dust: A review. *Climatic Change*, 9: 219-241.

MOREL R., 1992. Humidité de l'air et pluviométrie en Afrique de l'Ouest. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 5: 169-178.

MOREL R., 1993. Température maximale de l'air et pluviométrie en Afrique de l'Ouest. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 6: 497-507.

MOREL R., 1995A. Pluviométrie 1961-1990 en Afrique de l'Ouest. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 8: 361-368.

MOREL R., 1995B. La sécheresse en Afrique de l'Ouest. *Revue de Géographie de Lyon*, 70: 215-222.

MOREL R., 1996. Evaluation des sécheresses en Afrique de l'Ouest. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 9: 145-152.

MOREL R., 1998A. Les oscillations atlantiques. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 5: 169-178.

MOREL R., 1998B. Début de la sécheresse en Afrique de l'Ouest. *In*: Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology. DEMAREE G., ALEXANDRE J. & DE DAPPER M. eds. Royal Meteorological Institute of Belgium / Royal Academy of Overseas Sciences, 200-211.

MORON V. & WARD M.N., 1998. ENSO teleconnections with climate variability in the European and African sectors. *Weather*, 53: 287-295.

MOUAT D.A. & HUTCHINSON C.F., 1996. Desertification in developed countries: International Symposium and Workshop on desertification in developed countries. Kluwer Academic Publishers. 363 p.

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.

MUHS D.R., STAFFORD T.W., COWHERD S.D., MAHAN S.A., KIHL R., MAAT P.B., BUSH C. & NEHRING J., 1996. Origin of the late Quaternary dune fields of northeastern Colorado. *Geomorphology*, 17: 129-149.

MUSICK H.B., 1999. Field monitoring of vegetation characteristics related to surface changes in the Yuma Desert, Arizona, and at the Jordana experimental range in the Chihuahuan Desert, New Mexico. *In*: Desert winds: Monitoring wind-related surface processes in Arizona, New Mexico and

California. BREED C.S. & REHEIS M.C. eds., *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1598, 29-51.

MUSICK H.B., TRUJILLO S.M. & TRUMAN C.R., 1996. Wind-tunnel modelling of the influence of vegetation structure on saltation threshold. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 589-605.

MYERS N., 1996. Biodiversity and biodepletion. *In*:The physical geography of Africa. ADAMS W.M., GOUDIE A.S. & ORME A.R. eds., Oxford University Press, New York: 356-366.

N'DJAFA OUAGA H. & COUREL M.F., 2000. Utilisation de l'imagerie aérienne et satellitale pour l'analyse de la mutation des espaces ruraux: cas de la sous-préfecture de Mandélia dans le département de Hadjer Lamis au Tchad. *in*: La télédétection en francophonie: Analyse critique et perspectives. DUBOIS J.M.M., CALOZ R. & GAGNON P. eds., AUPELF-UREF, 177-185.

N'DOUME C. & LEGRAND M., 1995. Suivi d'un nuage de poussière du continent africain vers l'océan Atlantique à l'aide de l'imagerie METEOSAT IR et visible. *Bulletin Veille Climatique Satellitaire*, Lannion, 52: 74-80.

N'TCHAYI G., BERTRAND J.J., LEGRAND M. & BAUDET G.J.R., 1992. Evolution de la répartition spatiale et temporelle des aérosols continentaux en Afrique de l'Ouest de 1957 à 1987. Rapport inédit, 19 p.

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. *Journal of Applied Meteorology*, 36: 868-882.

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.

NAKATA J.K., WILSHIRE H.G. & BARNES G.G., 1981. Origin of Mojave Desert dust storms photographed from space on January &, 1973. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 223-232.

NASRALLAH H.A. & BALLING R.C. JR., 1993. Spatial and temporal analysis of Middle Eastern temperature changes. *Climatic Change*, 25: 153-161.

NASH D.J., 1999. Arid geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 23: 429-439.

NDONG J.B., 1995. L'évolution de la pluviométrie au Sénégal et les incidences de la sécheresse récente sur l'environnement. *Revue de Géographie de Lyon*, 70: 193-198.

NDONG J.B. & DIONE O., 1994. Dynamique de la sécheresse en Afrique soudano-sahélienne: cas du Sénégal. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 7: 415-420.

NEIMANIS V. & KERR A., 1996. Developping national environmental indicators. *In*: Geoindicators – Assessing rapid environmental changes in earth systems. BERGER A.R. & IAMS W.J. eds., A.A. Balkema, Rotterdam: 369-376.

NIANFENG L., JIE T. & DIANFA Z., 1999. The problem of the Quaternary, geological environment and desertification. *Environmental Geology*, 38: 7-12.

NICHOLSON S.E., 1978. Climatic variations in the Sahel and other African regions during the past five centuries. *Journal of Arid Environments*, 1: 3-24.

NICHOLSON S.E., 1985. Sub-Saharan rainfall 1981-84. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24: 1388-1391.

NICHOLSON S.E., 1989. Long-term changes in African rainfall. *Weather*, 44: 44-56.

NICHOLSON S.E., 1993. An overview of African rainfall fluctuations of the last decade. *Journal of Climate*, 6: 1463-1466.

NICHOLSON S.E., 1996. Environmental change within the historical period. *In*:The physical geography of Africa. ADAMS W.M., GOUDIE A.S. & ORME A.R. eds., Oxford University Press, New York: 60-87.

NICHOLSON S.E., 1998. Interannual and interdecadal variability of rainfall over the African continent during the last two centuries. SERVAT E., HUGUES D., FRITSCH J.M. & HULME M. eds., IAHS Publication N° 252: 107-116.

NICHOLSON S.E., BA M.B. & KIM J.Y., 1996. Rainfall in the Sahel during 1994. *Journal of Climate*, 9: 1673-1676.

NICHOLSON S.E. & KIM J.Y., 1997. The relationship of the El Nino – Southern oscillation to African rainfall. *International Journal of Climatology*, 17: 117-135.

NICHOLSON S.E., KIM J.Y., BA M.B. & LARE A.R., 1997. The mean surface water balance over Africa and its interannual variability. *Journal of Climate*, 10: 2981-3002.

NICHOLSON S.E. & LARE A.R., 1990. A climatonomic description of the surface energy balance in the Central Sahel. Part II: The evapoclimatonomy submodel. *Journal of Applied Meteorology*, 29: 138-146.

NICHOLSON S.E. & PALAO I.M., 1993. A re-evaluation of rainfall variability in the Sahel. Part I. Characteristics of rainfall fluctuation. *International Journal of Climatology*, 13: 371-389.

NICHOLSON S.E., TUCKER C.J. & BA M.B., 1998. Desertification, drought, and surface vegetation: an exemple from the West African Sahel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79: 815-829.

NICKLING W.G., 1984. The stabilizing role of bonding agents on the entrainment of sediment by wind. *Sedimentology*, 31: 111-117.

NICKLING W.G. & GILLIES J.A., 1989. Emission of fine-grained particulates from desert soils. *In*: Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. LEINEN M. & SARNTHEIN M. eds. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Serie C282: 133-165.

NICKLING W.G. & GILLIES J.A., 1993. Dust emission and transport in Mali, West Africa. *Sedimentology.*, 40: 859-868.

NIHLÉN T., MATTSSON J.O., RAPP A., GAGAOUDAKI C., KORNAROS G. & PAPAGEORGIOU J., 1995. Monitoring Saharan dust fallout on Crete and its contribution on soil formation. *Tellus*, 47B: 365-374.

NIHLÉN T. & OLSSON S., 1995. Influence of eolian dust on soil formation in the Aegean area. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 39: 341-361.

NORTON M.R. & GUNTER M.E., 1999. Relationships between respiratory diseases and quartz-rich dust in Idaho, USA. *American Mineralogist*, 84: 1009-1019.

NOUACEUR Z., 1994. Les variations spatio-temporelles et les causes de mauvaise visibilité en Mauritanie. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 7: 477-484.

NOUACEUR Z., 1995. Disparités pluviométriques, sécheresse et modification des équilibres de l'environnement mauritanien. *Revue de Géographie de Lyon*, 70: 239-245.

NOUACEUR Z., 1996. Analyse d'un nuage de poussières sur l'Afrique de l'Ouest du 27 décembre 1993 au 2 janvier 1994 et conséquences en Mauritanie. *Bulletin Veille Climatique Satellitaire*, Lannion, 56-57: 91-104.

NOUACEUR Z., 1999. Evolution récente des lithométéores en Mauritanie. Thèse de doctorat, Université Jean Moulin Lyon III, Laboratoire de Géographie Physique. 503 p.

NOUACEUR Z. & SAGNA P., 1996. Le réchauffement du climat en Afrique de l'Ouest (Mauritanie, Sénégal, mali). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 9: 463-470.

O.M.M. (Organisation Météorologique Mondiale), 1956. Atlas International des Nuages. Volume 1. 165 p.

O.M.M. (Organisation Météorologique Mondiale), 1966. Vocabulaire Météorologique International. 182, TP.91, 276 p.

OJO O., 1977. The climates of West Africa. Heinemann, London. 219 p.

OLADIPO E.O. & KYARI J.D., 1993. Fluctuations in the onset, termination and lenght of the growing season in northern Nigeria. *Theoretical and Applied Climatology*, 47: 241-250.

OLANIRAN O.J. & SUMNER G.N., 1989. Climatic change in Nigeria: variation in rainfall receipt per rainday. *Weather*, 44: 242-248.

OLANIRAN O.J. & SUMNER G.N., 1990. Long-term variations of annual and growing season rainfalls in Nigeria *Theoretical and Applied Climatology*, 41: 41-53.

OLIVA P., COUDÉ-GAUSSEN G., DELANNOY H., DORIZE L., ROGNON P. & TABEAUD M., 1983. Etude de la dynamique de quelques lithométéores sahariens par la télédétection spatiale. *Meditérranée*, 3: 21-52.

OLIVER F.W., 1945. Dust storms in Egypt and their relation to the war period, as noted in Maryut, 1939-1945. *Geographical Journal*, 106: 26-49.

OLIVRY J.C., 1983. Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégambie et aux Iles du Cap-Vert. Examen des quelques séries de longue durée (débits et précipitations). *Cahiers ORSTOM, série Hydrologique*, XX: 47-69.

OLSSON K. & RAPP A., 1991. Dryland degradation in Central Soudan and conservation for survival. *Ambio*, 20: 192-195.

OMAR-HAROUN S., 1995. Impact de la sécheresse récente soudano-sahélienne sur l'écoulement du Nil. *Revue de Géographie de Lyon*, 70: 205-213.

ORGILL M. & SEHMEL G., 1976. Frequency and diurnal variation of dust storms in the continental United States. *Atmospheric Environment*, 10: 813-825.

OUALLET A., 1987. Gao: Indicateur urbain de la crise sahélienne. *Cahiers Géographiques de Rouen*, 28, 39-45.

OWEN J.A. & WARD M.N., 1989. Forecasting Sahel rainfall. *Weather*, 44: 57-64.

OZER A. & OZER P.J., 1997. Thirty years of surface change in the Zinder area (Southern Niger): Geomorphological evolution and relation with desertification. *Abstracts of the Fourth International Conference on Geomorphology, Bologna, Italy, 28 August - 3 September 1997, Supp. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*: 298.

OZER P., 1993. Contribution à l'étude de la désertification en région sahélienne. Le cas du Niger. Problèmes posés par les précipitations et les lithométéores. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Faculté des Sciences, Université de Liège. 177 p.

OZER P., 1995A. Application des transects pluviométriques spatio-temporels annuels au territoire sahélien. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 8: 369-377.

OZER P., 1995B. Lithometeors in relation with desertification in the Sahelian area of Niger. *In*: Desertification in a European context: Physical and socio-economic aspects. FANTECHI R., PETER D., BALABANIS P. & RUBIO J.L. eds., Report EUR 15415 EN, European Commission, Luxembourg, 567-574.

OZER P., 1996. Evolution des directions et des vitesses des vents de 1951 à 1994 sur la façade Atlantique de l'Afrique de l'Ouest du sud du Sénégal au nord de la Mauritanie. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 9: 479-486.

OZER P., 1997. Contribution to the study of desertification in Sahel: study on lithometeors, indicators of the environment degradation. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Genova, 91 pp.

OZER P., 1998. Lithometeors and wind velocity in relation with desertification during the dry season from 1951 to 1994 in Niger. *In*: Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology. DEMAREE G., ALEXANDRE J. & DE DAPPER M. eds. Royal Meteorological Institute of Belgium / Royal Academy of Overseas Sciences, 212-227.

OZER P., 1999. Compte-rendu de la mission Niger-Mali 1998. Département de Géographie physique, Faculté des Sciences, Université de Liège, 11 p.

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

OZER P., ERPICUM M., CORTEMIGLIA G.C. & LUCCHETTI G., 1998. A dust fall extreme event on November 1996 in Genoa (Italy). *Weather*, 53: 140-145.

PALMER T.N., 1986. Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel Rainfall. *Nature*, 322: 251-253.

PARE L. & TALLET B., 1999. D'un espace ouvert à un espace saturé: Dynamique foncière et démographique dans le département de Kouka (Burkina Faso). *Espace, Populations, Sociétés*, 37: 83-92.

PATTERSON E.M. & GILLETTE D.A., 1977. Measurements of visibility vs mass concentration for airbone soil particles. *Atmospheric Environment*, 11: 193-196.

PATTERSON E.M., GILLETTE D.A. & GRAMS G.W., 1976. The relation between visibility and the size number distribution of airbone soil particles. *Journal of Applied Meteorology*, 15: 470-478.

PATUREL J.E., SERVAT E., DELATTRE M.O. & LUBES-NIEL H., 1998. Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Hydrological Sciences Journal*, 43: 937-946.

PEREZ-TREJO F., 1994. Desertification and land degradation in the European Mediterranean. EUR 14850, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg. 63 p.

PETER D. & BALABANIS P., 1999. Désertification: A cheval sur le siècle. *RTD Info: Magazine de la recherche européenne*, 23: 32.

PETIT-MAIRE N., 1995. Géoindicateurs de changements rapides de l'environnement. *Géochronique*, 53: 4.

PETTITT A.N., 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, 28: 126-135.

PÉWÉ T.L., 1981A. Desert dust: Origin, characteristics, and effect on man. *Geological Society of America, Special Paper* 186. 303 p.

PEWE T.L., 1981B. Desert dust: an overview. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 1-10.

PEWE T.L., PEWE E.A., PEWE R.H., JOURNAUX A. & SLATT R.M., 1981. Desert dust: Characteristics and rates of deposition in central Arizona. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 169-190.

PEYRE DE FABREGUES B., 1990. Sécheresse et disparition des arbres fourragers au Sahel. *Sécheresse*, 1: 103-108.

PITTE J.R., 1975. La sécheresse en Mauritanie. *Annales de Géographie*, 466: 641-664.

PIRAUX M., BULDGEN A., FALL M. & COMPÈRE R., 1996A. Participatory research and sustainable development in the Sahalo-Sudanian region. *International Journal of Sustainable Development and World Ecology*, 3: 39-46.

PIRAUX M., BULDGEN A., DRUGMANT F., FALL M. & COMPÈRE R., 1996B. Adaptation des stratégies paysannes aux risques climatiques et à la pression démographique en région sahélo-soudanienne sénégalaise. *Agricultures*, 5, 99-108.

PNUE / CCD, 1995. Convention des Nations Unies sur la lutte contre la désertification dans les pays gravement touchés par la sécheresse et/ou la désertification, en particulier en Afrique. 71 pp.

PRESCOTT J.R.V. & WHITE H.P., 1960. Sand formations in the Niger Valley between Niamey and Bourem. *The Geographical Journal*, 126: 200-202.

PRODI F. & FEA G., 1978. Transport and deposition of Saharan dust over the Alps. *Proc. 15 Int. Tagung Meteorol.*, 1: 179-182.

PRODI F. & FEA G., 1979. A case of transport and deposition of saharan dust over the Italian peninsule and Southern Europe. *Journal of Geophysical Research*, 84: 6951-6960.

PROSPERO J.M., 1979. Mineral and sea salt aerosol concentrations in various ocean regions. *Journal of Geophysical Research*, 84: 725-731.

PROSPERO J.M., 1981. Arid regions as sources of mineral aerosols in the marine atmosphere. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 71-86.

PROSPERO J.M., 1999. Long-term measurements of the transport of African mineral dust to the southeastern United States: Implications for regional air quality. *Journal of Geophysical Research*, 104: 15917-15927.

PROSPERO J.M. & CARLSON T.N., 1970. Radon-222 in the north Atlantic trade winds: Its relationship to dust transport from Africa. *Science*, 167: 974-977.

PROSPERO J.M. & CARLSON T.M., 1972. Vertical and areal surface distribution of Saharian dust over the western equatorial north Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 77: 5255-5265.

PROSPERO J.M. & NEES R.T., 1977. Dust concentration in the atmosphere of the equatorial North Atlantic: Possible relationship to the Sahelian drought. *Science*, 196: 1196-1198.

PROSPERO J.M. & NEES R.T., 1986. Impact of the North African drought and El Niño on mineral dust in the Barbados trade winds. *Nature*, 320: 735-738.

PROSPERO J.M., GLACCUM R.A. & NEES R.T., 1981. Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. *Nature*, 289: 570-572.

PROSPERO J.M., NEES R.T. & UEMATSU M., 1987. Deposition rate of particulate and dissolved aluminum derived from Saharan dust in precipitation at Miami, Florida. *Journal of Geophysical Research*, 92: 14723-14731.

PROST A., 1991. Les faits de santé aux cours et décours des sécheresses. *Sécheresse*, 2: 40-47.

PULINA G. & ENNE G., 1997. La desertificazione in ambiente mediterraneo. *Genio Rurale*, 6: 27-64.

PYE K., 1987. Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, London, 334 p.

PYE K., 1989. Processes of fine particle formation, dust source regions, and climatic changes. *In*: Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. LEINEN M. & SARNTHEIN M. eds. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Serie C282: 3-30.

PYE K., 1992. Aeolian dust transport and deposition over Crete and adjacent parts of the Mediterranean. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 271-288.

QUEZEL P., 1965. La végétation au Sahara. Du Tchad à la Mauritanie. Gustav Ficher Verlag, Stuttgart. 333 p.

RAIN D.R., 1999. Eaters of the dry season: Circular labor migration in the West African Sahel. Westview Press, Boulder, Colorado. 266 p.

RAMSPERGER B., HERRMANN L. & STAHR K., 1998. Dust characteristics and source-sink relations in eastern West-Africa (SW-Niger and Benin) and South America (Argentinean Pampas). *Zeitschrift für Pflanzenernahr und Bodenkunde*, 161: 357-363.

RAPP A., 1974. A review of desertization in Africa: Water, vegetation, and man. Secretariat for International Ecology, Sweden (SIES), Report 1. 77 p.

RATNER B., 1950. A method for eliminating directional bias in wind roses. *Monthly Weather Review*, 78: 185-188.

REIFF J., FORBES G.S., SPIEKSMA F.T.M. & REYNDERS J.J., 1986. African Dust Reaching Northwestern Europe: A Case Study to Verify Trajectory Calculations. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25: 1543-1567.

RENARD C. & VANDENBELDT R.J., 1990. Bordures d'*Andropogon gayanus* Kunth comme moyen de lutte contre l'érosion éolienne au Sahel. *L'Agronomie Tropicale*, 45: 227-231.

RETAILLE D., 1988. Désertification au Sahel. *L'Information Géographique*, 28, 200-202.

REUTERS 1998. Middle East Hit by Choking Sandstorms.

RICE M.A., WILLETTS B.B. & MCEWAN I.K., 1996. Wind erosion of crusted soil sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 279-303.

RICHARD-MOLARD J., 1949. Afrique Occidentale Française. Editions Berger-Levrault, Paris. 239 p.

ROGNON P., 1987. Les phases d'aridité du Pléistocène supérieur et de l'Holocène au Sahara: Arguments sédimentologiques. *Palaeoecology of Africa and the surrounding islands*, 18. 111-133.

ROGNON P., 1989. Variations de l'aridité au Sahara depuis 125 000 B.P. en relation avec les «contraintes» orbitales et glaciaires. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8: 21-24.

ROGNON P., 1991. Les sécheresses au Sahel replacées dans l'évolution climatique des vingt derniers millénaires. *Sécheresse*, 2: 199-210.

ROGNON P., COUDÉ-GAUSSEN G., REVEL M., GROUSSET F.E. & PEDEMAY P., 1996. Holocene Saharan dust deposition on the Cape Verde Islands: sedimentological and Nd-Sr isotopic evidence. *Sedimentology*, 43: 359-366.

ROPELEWSKI C.F. & HALPERT M.S., 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño / Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115: 1606-1626.

ROSS M., NOLAN R.P., LANGER A.M. & COOPER W.C., 1993. Health effects of mineral dust other than asbestos. *In*: Health effects of silica dust exposure. GUTHRIE D.G. & MOSSMAN B.T. eds., *Mineralogical Society of America – Reviews in Mineralogy* 28, 347-407.

RUTHERFORD S., CLARK E., MCTAINSH G., SIMPSON R. & MITCHELL C., 1999. Characteristics of rural dust events shown to impact on asthma severity in Brisbane, Australia. *International Journal of Biometeorology*, 42: 217-225.

SAFAR M.I., 1985. Dust and duststorms in Kuwait. State of Kuwait – Directorate General of Civil Aviation – Meteorological Department. 212 p.

SAFFIOTTI U., DANIEL L.N., MAO Y., WILLIAMS A.O., KAIGHN M.E., AHMED N. & KNAPTON A.D., 1993. Biological studies on the carcinogenic mechanisms of quartz. *In*: Health effects of silica dust exposure. GUTHRIE D.G. & MOSSMAN B.T. eds., *Mineralogical Society of America – Reviews in Mineralogy* 28, 523-544.

SAGNA P., 1994. L'évolution de la mousson et des précipitations au Sénégal de 1974 à 1993. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 7: 311-317.

SAGNA P., 1995. L'évolution pluviométrique récente de la Grande Côte du Sénégal et de l'archipel du Cap-Vert. *Revue de Géographie de Lyon*, 70: 187-192.

SALA J.Q., CANTOS J.O. & CHIVA E.M., 1994. Les pluies de terre rouge sur le littoral méditerranéen: Effets sur le milieu et signifiance climatique. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 7: 179-189.

SALA J.Q., CANTOS J.O. & CHIVA E.M., 1996. Red dust rain within the Spanish Mediterranean area. *Climatic Change*, 32: 215-228.

SALAMA M., DECONINCK J.N., LOTFY M.F. & RISER J., 1991. L'ensablement de Nouakchott: exemple de l'aéroport. *Sécheresse*, 2: 101-109.

SALL M., 1994. La dynamique éolienne. *In*: L'après-barrages dans la vallée du Sénégal - Modifications hydro-dynamiques et sédimentologiques. Conséquences sur le milieu et les aménagements hydro-agricoles. MICHEL P., BARUSSEAU J.P., RICHARD J.F. & SALL M. eds. Presses Universitaires de Perpignan, Collection Etudes: 9-18.

SARNTHEIN M. & WALGER E., 1974. Der aölische sandstorm aus W. Sahara zur Atlantikküste. *Geologische Rundschau*, 63: 1065-1087.

SARRE I., 2000. Dakar envahi par un vent de poussière – Alerte aux maladies pulmonaires et respiratoires. *Sud Quotidien*, n°2046. 26/01/2000.

SAXTON K.E., 1995. Wind erosion and its impact on off-site air quality in the Columbia Plateau – An integrated research plan. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 38: 1031-1038.

SCHLESINGER W.H., REYNOLDS J.F., CUNNINGHAM G.L., HUENNEKE L.F., JARRELL W.M., VIRGINIA R.A. & WHITFORD W.G., 1990. Biological feedbacks in global desertification. *Science*, 247: 1043-1048.

SCHÜTZ L., JAENICKE R. & PIETREK H., 1981. Saharan dust transport over the North Atlantic ocean. *in*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 87-100.

SEGHIERI J., GALLE S. & RAJOT J.L., 1996. La brousse tigrée dans le Sahel nigérien: Etude de la cofluctuation du stock hydrique et de la végétation annuelle. *In*: Interactions surface continentale / atmosphère: l'expérience Hapex-Sahel. HOEPFFNER M., LEBEL T. & MONTENY B. eds., ORSTOM Editions, Collection Colloques et Séminaires: 123-141.

SHERMAN D.J., 1990. Evaluation of aeolian sand transport equations using intertidal-zone measurements, Saunton Sands, England – Discussion. *Sedimentology*, 37: 385-389.

SHIKULA N.K., 1981. Prediction of dust storms from meteorological observations in the South Ukraine, U.S.S.R.. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 261-266.

SHINODA M., OKATANI T. & SALOUM M., 1999. Diurnal variations of rainfall over Niger in the West African Sahel: Acomparison between wet and drought years. *International Journal of Climatology*, 19: 81-94.

SIRCOULON J., 1976. Les données hydropluvio-métriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale. Comparaison avec les sécheresses "1913" et "1940". *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, 13: 75-174.

SIROCKO F. & SARNTHEIN M., 1989. Wind-borne deposits in the northwestern Indian Ocean: Records of Holocene sediments versus modern satellite data. *In*: Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. LEINEN M. & SARNTHEIN M. eds. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Serie C282: 401-433.

SIVAKUMAR M.V.K. & HATFIELD J.L., 1990. Spatial variability of rainfall at an experimental station in Niger, West Africa. *Theoretical and Applied Climatology*, 42: 33-39.

SKIDMORE E.L., 1986. Wind erosion control. *Climatic Change*, 9: 209-218.

SNOW J.T. & MCCLELLAND T.M., 1990. Dust devils at White Sands Missile Range, New Mexico. 1: Temporal and spatial distributions. *Journal of Geophysical Research*, 95: 13707-13721.

SOME L. & SIVAKUMAR M.V.K., 1991. Analyse de la longueur de la saison culturale en fonction de la date de début des pluies au Burkina Faso. Compte rendu des travaux n°1. Centre Sahélien de l'ICRISAT, Niamey, Niger. 43 p.

SNIJDERS T.A.B., 1986. Interstation correlations and nonstationarity of Burkina Faso rainfall. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25: 524-531.

SOW M., 1996. Approvisionnement en eau de la région de Dakar: étude géographique. *Sécheresse*, 7: 307-310.

SPAETH H.J., 1996. Land degradation in West-Niger. *Desertification Control Bulletin*, 28: 34-41.

SPÄTH H.J., 1997. Fuelwood crisis in Niamey. Vanishing forests and development of an arid island in the Sahel of Niger. *In*: Land use and desertification in north and west Africa. SPÄTH H.J. ed., *Paderborner Geographische Studien, Band* 6: 55-88.

STEBBING E.P., 1935. The encroaching Sahara: the threat of the West African Colonies. *The Geographical Journal*, 85: 506-524.

STENGEL I., 1992. Morphodynamic types of longitudinal dunes in the Ténéré desert and the Erg of Bilma (Republic of Niger). *Würzburger Geographische Arbeiten*, 84: 147-168.

STETLER L.D. & SAXTON K.E., 1996. Wind erosion and PM10 emissions from agricultural fields on the Columbia Plateau. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 673-685.

STREET-PERROTT F.A. & PERROTT R.A., 1990. Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of the Atlantic Ocean circulation. *Nature*, 343: 607-612.

STURM H.J., 1999. Weidewirtschaft in Westafrika. *Geographische Rundschau*, 269-274.

SWAP R., GARSTANG M., GRECO S., TALBOT R. & KALLBERG P., 1992. Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus*, 44B: 133-149.

SWEET M.L., 1992. Lee-face air-flow, surface processes and stratification types – their significance for refining the use of eolian cross-strata as paleocurrent indicators. *Bulletin of the Geological Society of America*, 104: 1528-1538.

SWEET M.L., NIELSON J., HAVHOLM K.G. & FARRELLEY J., 1988. Algodones dune field of southeastern California – case-history of a migrating modern dune field. *Sedimentology*, 35: 939-952.

TALBOT M.R., 1984. Last pleistocene rainfall and dune building in the Sahel. *Palaeoecology of Africa and the surrounding islands*, 16. 203-214.

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. *Journal of Geophysical Research*, 91: 5173-5182.

TARHULE A. & WOO M., 1998. Changes in rainfall characteristics in northern Nigeria. *International Journal of Climatology*, 18: 1261-1271.

TAUPIN J.D., AMANI A & LEBEL T., 1998. Variabilité spatiale des pluies au Sahel: une question d'échelles – 1. Approche expérimentale. *In*: Water resources variability in Africa during the XXth century. SERVAT E., HUGUES D., FRITSCH J.M. & HULME M. eds., IAHS Publication N° 252: 143-151.

TEGEN I. & FUNG I., 1994. Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *Journal of Geophysical Research*, 99: 22897-22914.

TEGEN I. & FUNG I., 1995. Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification. *Journal of Geophysical Research*, 100: 18707-18726.

TEGEN I., LACIS A.A. & FUNG I., 1996. The influence of mineral aerosols from disturbed soils on the global radiation budget. *Nature*, 380: 419-422.

TENGBERG A. & CHEN D.L., 1998. A comparative analysis of nebkhas in central Tunisia and northern Burkina Faso. *Geomorphology.*, 22: 181-192.

THEBAUD B., GRELL H. & MIEHE S., 1995. Vers une reconnaissance de l'efficacité pastorale traditionnelle: les leçons d'une expérience de pâturage contrôlé dans le nord du Sénégal. International Institute for Environment and Development, Programme Zones Arides, Dossier n°55. 33 p.

THOMAS D.S.G., 1984. Ancient ergs of the former arid zones of Zimbabwe, Zambia and Angola. *Institute of British Geographers, Transactions, New Series*, 9: 75-88.

THOMAS D.S.G., 1993. Sandstorm in a teacup ? Understanding desertification. *The Geographical Journal*. 159: 318-331.

THOMAS D.S.G., 1997. Science and the desertification debate. *Journal of Arid Environments*. 37: 599-608.

THOMAS D.S.G. & MIDDLETON N.J., 1994. Desertification: Exploding the Myth. Wiley, Chichester. 194 p.

THOMAS F.G., 1993. Dust rain. *Weather*, 48: 193.

TOBIAS C. & MEGIE C., 1980-1981. Les lithométéores au Tchad. Premiers résultats concernant la nature, la composition et l'importance des aérosols transportés par voie atmosphérique dans la région de N'Djamena (Tchad). *Cahiers ORSTOM, Série Pédologique*, XVIII: 71-81.

TOMADIN L., LENAZ R., LANDUZZI V., MAZZUCOTELLI A. & VANNUCCI R., 1984. Wind-blown dusts over the Central Mediterranean. *Oceanologica Acta*, 7: 13-23.

TOUPET C., 1983. L'eau et l'espace au Sahel: l'exemple de la Mauritanie. *Revue de Géographie de Lyon*, 58: 277-285.

TOUPET C. & MICHEL P., 1979. Sécheresse et aridité: L'exemple de la Mauritanie et du Sénégal. *Géo-Eco-Trop*, 3: 137-157.

TOWNSHEND J.R.G. & JUSTICE C.O., 1986. Analysis of the dynamics of African vegetation using the normalized difference vegetation index. *International Journal of Remote Sensing*, 7: 1435-1445.

TRICART J., 1954. Influence des sols salés sur la déflation éolienne en basse Mauritanie et dans le delta du Sénégal. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 5: 124-132.

TRICART J., 1959. Géomorphologie dynamique de la moyenne vallée du Niger (Soudan). *Annales de Géographie*, 368: 333-343.

TRICART J., 1961. Notice explicative de la carte géomorphologique du delta du Sénégal. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 8: 1-137.

TRICART J. & CAILLEUX A., 1969. Le modelé des régions sèches. SEDES, 472 p.

TUCKER C.T. & NICHOLSON S.E., 1999. Variations in size of the Saharan Desert from 1980 to 1997. *Ambio*, 28: 587-591.

TUCKER C.T., DREGNE H.E.& NEWCOMB W.W., 1991. Expansion and Contraction of the Sahara Desert from 1980 to 1990. *Science*, 253: 299-301.

TUCKER C.T., JUSTICE C.O. & PRINCE S.D., 1986. Monitoring the grasslands of the Sahel 1984-1985. *International Journal of Remote Sensing*, 7: 1571-1581.

TUCKER C.J., NEWCOMB W.W. & DREGNE H.E., 1994. AVHRR data sets for determination of desert spatial extent. *International Journal of Remote Sensing*, 15: 3547-3565.

TULLET M.T., 1978. A dust fall on 6 March 1977. *Weather*, 33: 48-52.

TURNER M.D., 1999. Merging local and regional analyses of land-use change: The case of livestock in the Sahel. *Annals of the Association of American Geographers*, 89: 191-219.

TYCHON B., OZER P. & TOURE S., 1999. Etude préalable des potentialités d'intégration des données du senseur VEGETATION dans les Systèmes d'Alerte Précoce utilisés en région sahélienne - Contrat d'etude SSTC N° T4/19/54. Fondation Universitaire Luxembourgeoise, 44 pp. + annexes.

UNITED NATIONS, 1977. Desertification: Its causes and consequences. Pergamon Press. 448 p.

VACHE-GRANDET C., 1959. L'Erg du Trarza. Notes de géomorphologie dunaire. *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, 18: 161-171.

VALENTIN C., 1994. Sécheresse et érosion au Sahel. *Sécheresse*, 5: 191-198.

VALENTIN C. & D'HERBES J.M., 1999. Niger tiger bush as a natural harvesting system. *Catena*, 37: 231-256.

VAN CAMPO M. & QUET L., 1982. Transport par les vents de pollens et de poussières rouges du Sud au Nord de la Méditerranée. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 295, série II: 289-292.

VAN DEURSEN W., BAGRÉ A., DE JONG S. & VAN TEEFFELEN P., 1999. Monitoring trends in urban growth: Ouagadougou, Burkina Faso. Beleids Commissie Remote Sensing. NRSP-2, Delft, The Netherlands. 53 p.

VAN GOMPEL B. & DECLEIR H., 1998. Further characteristics of climate change in the Sahel region and West Africa. *In*: Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology. DEMAREE G., ALEXANDRE J. & DE DAPPER M. eds. Royal Meteorological Institute of Belgium / Royal Academy of Overseas Sciences, 263-278.

VAN YPERSELE J.P. & VERSTRAETE M.M., 1986. Climate and desertification. *Climatic Change*, 9: 1-258.

VANNITSEM S. & DEMAREE G., 1991. Détection et modélisation des sécheresses au Sahel. *Hydrologie continentale*, 2: 155-171.

VERHEYE W.H., 1990. Une approche agropédologique de la désertification. *Sécheresse*, 1: 94-97.

VERSTRAETE M.M., 1986. Defining desertification: A review. *Climatic Change*, 9: 5-18.

VINZANI P.G. & LAMB P.J.., 1985. Temporal and spatial visibility variations in the Illinois vicinity during 1949-1980. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24: 435-451.

VOVOR M.K., 1991. Etude des masses de poussières sahariennes et leur transport à l'aide du satellite Météosat durant les années 1984 et 1985. Thèse de doctorat 3e Cycle en Géophysique externe, Faculté des Sciences et Techniques, Université Nationale de Côte d'Ivoire.

WAGENBACH D. & GEIS K., 1989. The mineral dust record in a high alpine glacier (Colle Gniffeti, Swiss Alps). *In*: Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. LEINEN M. & SARNTHEIN M. eds. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, Serie C282: 543-564.

WAGNER J.C., 1980. The pneumoconioses due to mineral dusts. *Journal of the Geological Society of London*, 137: 537-545.

WAL A. & MCMANUS J., 1993. Wind regime and sand transport on a coastal beach dune complex, Tentsmuir, eastern Scotland. *In*: PYE K. ed., The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems. *Geological Society of London, Special Publication*, 72: 159-172.

WALLING D.E., 1996. Hydrology and rivers. *In*:The physical Geography of Africa. ADAMS W.M., GOUDIE A.S. & ORME A.R. eds., Oxford University Press, New York: 103-121.

WARREN A., 1996. Desertification. *In*:The physical Geography of Africa. ADAMS W.M., GOUDIE A.S. & ORME A.R. eds., Oxford University Press, New York: 342-355.

WARREN A. & AGNEW C., 1988. An assessment of desertification and land degradation in arid and semi-arid areas. Drylands Paper 2. International Institute for Environment and Development, London. 72 p.

WARREN A. & KHOGALI M., 1992. Evaluation de la désertification et de la sécheresse dans la région soudano-sahélienne (1985-1991). BNUS / PNUD, New York, 102 p.

WASSON R.J. & NANNINGA P.M., 1986. Estimating wind transport of sand on vegetated areas. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11: 505-514.

WASSON R.J., 1984. Late Quaternary palaeo-environments in the desert dunefields of Australia. *in*: Late Cainozoic palaeoenvironments of the Southern Hemisphere. VOGEL J.C. ed., Bakelma, Rotterdam: 419-432.

WEISSE L., 1937. Note sur les vents de sable au Soudan en 1934. Etudes météorologiques sur l'A.O.F. Publication des Etudes Historiques et Scientifiques de l'A.O.F., Série B, 3. 41 p.

WESTPHAL D.L., TOON O.B. & CARLSON T.N., 1987. A two-dimensional numerical investigation of the dynamics and microphysics of Saharan dust storms. *Journal of Geophysical Research*, 92: 3027-3049.

WHALLEY W.B. ET SMITH B.J., 1981. Mineral content of Harmattan dust from northern Nigeria examined by scanning electron microscopy. *Journal of Arid Environments*, 4: 21-29.

WHO, 1998. Epidemic meningococcal disease. Fact Sheet n°105 – December 1998. WHO Information.

WHO, 2000. Guidelines for air quality. WHO, Geneva, 186 p.

WICKENS G.E., 1997. Has the Sahel a future?. *Journal of Arid Environments*, 37: 649-663.

WIGGS G.F.S., THOMAS D.S.G., BULLARD J.E. & LIVINGSTONE I., 1995. Dune mobility and vegetation cover in the southwest Kalahari desert. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20: 515-529.

WILLIAMS M.A.J. & BALLING R.C., 1995. Interactions of desertification and climate. Arnold, New York. 300 p.

WILSHIRE H.G., NAKATA J.K. & HALLET B., 1981. Field observation of the December 1977 wind storm, San Joaquin Valley, California. *In*: Desert dust: origin, characteristics, and effect on man. PEWE T.L. ed., *Geological Society of America, Special Paper* 186: 233-251.

WILSON I.G., 1971. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geographical Journal*, 137: 180-199.

WILSON I.G., 1973. Ergs. *Sedimentary geology*, 10: 77-106.

WMO (WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION), 1996. Guide to meteorological instruments and methods of observation. WMO n°8. Sixth Edition. Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

WOLFE S.A. & HELM P.J., 1999. Wind erosion susceptibility near Desert Wells, Arizona. *In*: Desert winds: Monitoring wind-related surface processes in Arizona, New Mexico and California. BREED C.S. & REHEIS M.C. eds., *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1598, 53-68.

WOLFE S.A. & NICKLING W.G., 1993. The protective role of sparse vegetation in wind erosion. *Progress in Physical Geography*, 17: 50-68.

XUE Y. & SHUKLA J., 1993. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification. *Journal of Climate*, 6: 2232-2245.

YACONO D., 1968. L'Ahaggar. Essai sur le climat de montagne au Sahara. *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, 27, Fascicules 1-2 (texte - cartes et figures).

YAALON D.H. & GANOR E., 1966. The climatic factor of wind erodibility and dust blowing in Israël. *Israel Journal of Earth Sciences*, 15: 27-32.

YERGEAU M., BIENE B.G., BONN F. & PREVOST C., 1991. Satellite et gestion de l'eau au Sahel. *Sécheresse*, 2: 48-60.

YOUNG A., 1995. L'agroforesterie pour la conservation des sols. CTA, Wageningen. 194 p.

YU B., NEIL D.T. & HESSE P.P., 1992. Correlation between rainfall and dust occurrence at Mildura, Australia: The difference between local and source area rainfalls. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 723-727.

ZHENG X. & ELTAHIR E.A.B., 1997. The response to deforestation and desertification in a model of West African monsoons. *Geophysical Research Letters*, 24: 155-158.

ZWICK A., 1996. Climate change. Analysis of causes, impacts and options. A study for the Committee on the Environment, Public Health and Consumer Protection of the European Parliament. Technical Report Series. Institute for Prospective Technological Studies. EUR 16402 EN, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg. 46 p.

PLANCHE I

II.1	**II.2**
II.3	**II.4**

Photo II. 1 - L'ensablement de l'abri à la station synoptique de Gouré, Niger, témoigne de la remise en mouvement des dunes (pluviométrie annuelle moyenne 1961-1990 : 285 mm). A l'arrière plan, la zone couverte de végétation est une mise en défens. Plus loin encore, le sol sableux est totalement dénudé et remis en mouvement [03-1993] [1].
Dune encroachment in the synoptic station of Gouré, Niger, attests of the newly moving dunes.

Photo II. 2 - La route menant de Gouré à Mainé-Soroa, Niger, est menacée par l'avancée des dunes et doit souvent être déblayée sur plusieurs kilomètres par des bulldozers [11-1998] [1].
Main road to eastern Niger threatened by moving dunes.

Photo II. 3 - L'avancée des dunes étouffe les oasis dans la région de Goudoumaria, Niger [11-1998] [1].
Dune encroachment threatening oases in the region of Goudoumaria, Niger.

Photo II. 4 - Dunes vives à perte de vue quelques kilomètres à l'ouest de Mainé-Soroa, Niger (pluviométrie annuelle moyenne 1961-1990 : 343 mm) [11-1998] [1].
Dune field west of Mainé-Soroa, Niger (yearly rainfall average 1961-1990: 343 mm).

PLANCHE II

II.5	**II.6**
II.7	**II.8**

Photo II. 5 - Vente de bois le long de la route Gouré-Mirriah, Niger [01-1991] [2].
Putting wood up for sale along the main road to eastern Niger.

Photo II. 6 - Transport de bois de Birni N'Kazoe vers Zinder, Niger [01-1991] [2].
Transporting wood from the small village of Birni N'Kazoe to the third largest city of Niger, Zinder.

Photo II. 7 - Coupe de bois vert dans le village de Goubdi, Niger. Cet arbre est le dernier sur cette dune actuellement remise en mouvement. Il n'en est pas à sa première agression comme le laisse entrevoir les deux souches encadrées [11-1998] [1].
Clearing around the small village of Goubdi, Niger. This tree is now the last one on this dune actually remobilized.

Photo II. 8 - Transport de bois vert pour réaliser un enclos pour chèvres dans le village de Goubdi, Niger [11-1998] [1].
One cut, wood is taken away to built a paddock for sheeps in Goubdi, Niger.

PLANCHE III

II.9	**II.10**
II.11	**V.1**

Photo II. 9 - Opposition entre parcelle mise en défens [arrière plan] et superficie normalement pâturée devenant une zone source potentielle de poussière (région du lac Oui-Oui, Niger) [01-1992] [2].
Contrast between an area protected from grazing by fences [background] and an area overgrazed, Eastern Niger.

Photo II. 10 - Chèvres en quête de nourriture (région Tombouctou, Mali) [01-1999] [1].
Sheeps looking for food, Timbuktu, Mali.

Photo II. 11 - Le piétinement, autre effet néfaste du cheptel (alentours du village de Goubdi, Niger) [11-1998] [1].
Trampling breaks the soil cohesion, Goubdi, Niger.

Photo V. 1 - Position de l'anémomètre à la station synoptique de Maine-Soroa, Niger [11-1998] [1].
Position of the anemometer at the synoptic station of Maine-Soroa, Niger.

---

[1] Cliché : P. OZER – [2] Cliché : A. OZER









PLANCHE I









PLANCHE II









PLANCHE III

GEO-ECO-TROP
Recommandations aux auteurs

GEO-ECO-TROP publie en français et en anglais

Les domaines abordés par la revue sont l'écologie et la géographie des milieux tropicaux à l'exclusion des domaines techniques. Les disciplines développées sont l'écologie animale et végétale, la climatologie, la géographie humaine et économique, l'environnement et la géographie de la santé, la géomorphologie et la géologie des terrains récents (notamment les stone-lines et les cuirasses latéritiques), la géo-archéologie. Le contenu des numéros précédents (22 volumes depuis 1977) peut être consulté sur internet à l'adresse suivante:

http://www2.geo.ulg.ac.be/geoinsti/geoecotrop/geoecotrop.html.

Les textes soumis aux éditeurs ne dépasseront pas 15 pages (3000 caractères et signes) et comporteront:

1) le titre définitif,
2) le nom et l'initiale du ou des prénom(s)
3) l'adresse complète de ces derniers,
4) un bref résumé en anglais et en français (200 mots au maximum)
5) un texte structuré (chapitres tels que introduction, observations, discussion, conclusion), soigneusement imprimé de façon qu'ils puissent être passés au scanner s'il ne sont pas accompagnés d'une disquette lisible (fichier .rtf, par exemple) sur les types habituels de PC personnel
6) des figures numérotées en suite, photos et dessins au trait, tous d'excellente qualité et qui puissent être lisible après réduction à une taille maximum de 120x195mm (ne pas oublier de mentionner le nom de l'auteur et le numéro sur chaque figure!),
7) la légende des figures apparaîtra sue une feuille séparée,
8) les tables seront composées sur des feuilles séparées et seront numérotées en chiffre romain,
9) l'endroit approximatif des figures et des tables dans le texte sera indiqué en marge,
10) une bibliographie établie minutieusement et la plus complète possible (voir exemples ci-dessous); toute abréviation des titres de périodiques doit rester compréhensible pour un large public et ne peut varier au sein d'un même article

Revue: Ernst, W., 1975. Variation in the mineral contents of leaves and trees in miombo woodland in south central Africa. J. Ecol.,63,801-807.

Ouvrage: Dajoz, R., 1972. Précis d'Ecologie. Dunod, Paris, 434p.

Chapitre: Lamotte, M., 1975. The structure and function of a tropical savannah ecosystem. - In: Golley, F.B.& Medina, E. (Eds.). Tropical ecological systems. Springer, Berlin-Heidelberg-NewYork, Ecological studies, 11, pp.179-222.

11) les remerciements, s'il y en a, seront brefs et rassemblés en un seul paragraphe placé à la fin de l'article.

Texte, figures et tableaux, éventuellement disquette (si possible, texte en .rtf et tableau en excell) seront envoyés au Secrétariat de Rédaction: **Mme S. Alexandre, 36 bois de Mariomont, 4845 JALHAY, Belgique.(e-mail: J.Alexandre@ulg.ac.be).** Ne jamais envoyer le texte de l'article sous forme de dossier attaché). Sauf demande expresse des auteurs, ces documents ne leur seront pas renvoyés, même si, après avoir été soumis à des spécialistes, l'article ne peut être accepté.. Il sera livré 25 tirés à part de l'article gratuitement. Un supplément de tirés à part pourra être obtenu sur commande et moyennant participation aux frais. Les clichés en couleur sont également à charge de l'auteur.

Brume de poussière dans la région de Niamey
Dust haze in the Niamey area