

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR



THESE

présentée à

l'Ecole Nationale Supérieure Universitaire de Technologie  
(E.N.S.U.T.)

en vue de l'obtention

du diplôme de DOCTEUR-INGENIEUR

Spécialité: PHYSIQUE

par

Mr. Amadou Thierno GAYE

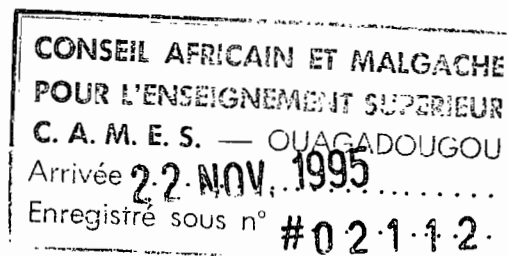
SUJET:

DYNAMIQUE ET CLIMATOLOGIE DES  
PERTURBATIONS D'HIVER SUR L'AFRIQUE  
DE L'OUEST ENTRE 1931 ET 1994

Soutenue le 26 novembre 1994, devant le jury composé de:

M. Siméon Fongang	Président
M. Henri Sauvageot	Examineur
M. Alain Viltard	Examineur
M. Abib Ngom	Examineur
M. Daouda Badiane	Examineur

Thèse préparée au sein du  
Laboratoire de Physique de l'Atmosphère  
sous la Direction de S. Fongang



## DEDICACES

A FEU MA GRAND-MERE Fatou DIOUF,

symbole de sagesse

A MES CHERS PARENTS,

A MON FILS Abdoulaye Amadou

## AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

A la fin de ce travail, nous voudrions remercier très sincèrement tout ce qui ont contribué d'une façon ou d'une autre à sa réalisation, notamment :

Monsieur Amadou L. DIA, Directeur de l'ENSUT, pour nous avoir accueilli au sein de son établissement.

Monsieur le Professeur Siméon FONGANG, Responsable du LPA, qui a su nous transmettre avec toute la rigueur scientifique, le goût du travail bien fait. Nous lui sommes reconnaissant de la sollicitude avec laquelle il a dirigé cette thèse. Votre sens de l'humain a été notre meilleur soutien.

Monsieur le Professeur Alain VILTARD de l'Université PARIS XII, pour l'honneur qu'il nous fait en examinant ce travail et pour les orientations et recommandations utiles qu'il n'a cessé de nous prodiguer tout le long de cette thèse ; nous avons souvent profité de vos séjours à Dakar pour éclaircir et asseoir nos connaissances sur la météorologie de la sous-région et le traitement des signaux atmosphériques.

Monsieur le Professeur Henri SAUVAGEOT de l'Université Paul Sabatier et du Laboratoire d'Aérodynamique à Toulouse pour l'intérêt et le soutien qu'il porte à notre Laboratoire et à nos travaux. Votre participation à ce jury est pour nous un grand honneur.

Monsieur Daouda BADIANE, enseignant à l'ENSUT, pour votre disponibilité constante et les conseils que vous n'avez cessé de nous donner depuis notre inscription au laboratoire.

Monsieur Abib NGOM, Maître de Conférence à l'ENSUT, nous honore par sa présence au jury.

Monsieur le Professeur M. D. Sall, curateur aux thèses, pour toute sa diligence.

Monsieur D. Dagorne, antenne ORSTOM de Lannion, pour TRISKEL et le traitement d'images.

Monsieur H. Chevillote, informaticien à l'ORTOM, pour l'aide constante qu'il n'a cessé de nous accorder.

La Direction de UTIS (ISRA/ORSTOM) et particulièrement les chercheurs, ingénieurs et techniciens qui nous ont très souvent épaulé, surtout pour l'archivage des images Météosat: A. Kâ, A. Pesin, P. A. Diallo.

Les Services de la Météorologie Nationale et de l'ASECNA, en particulier le Service de Radiosondages.

Nos collègues, voisins à l'internat et amis, Khaly Tall et Kalé Guèye pour tout le chemin parcouru ensemble dans la solidarité.

Nos collègues de Laboratoire, Garba Adamou, MBakhane Diop, Bouya Diop, Moubarak Dabo, Francis Panda, Abdoulaye Sarr, Saïdou M. Sall, Armand Nzeukou, Joseph Carvalho, A. Tandia du LAAS à Toulouse.

Nos autres collègues de l'ENSUT, Y. Yaou, B. B. Bâ, M. Sada, R. Mbiaké, B. Songuélé, ...

Mlle Ramatoulaye Diagne du service de la scolarité pour tous les services rendus, ainsi que le personnel du Laboratoire, Moulaye Sané, Mme Seynabou F. Thiam.

Mes amis de "MAJA", Moïse, Adama et mon frère Souleymane: ceci est le symbole de l'amitié sincère et fraternelle qui nous lie.

Ma famille maternelle à travers mon Oncle Mamadou Diamé, mes tantes Ami et Maïmouna.

Ma famille paternelle.

A toute la famille SENGHOR, feu ma grand-mère Madane Ndiaye, feu Diaga Senghor, que je ne saurais oublier, mes oncles Arfang, Moussa, Babe, MBaye, Ndéné et mes tantes Wouri, Adame, Mariama;

Mes frères et soeurs, Aby, Khady, Seydou, ...

La famille Kâ, Papa, Maman Kâ, Ali, Touti, Awa, Khady : je vous suis reconnaissant.

A Marième Diouf, à travers elle toute sa famille, qui nous a soutenu; nous lui sommes reconnaissant de tout l'amour qu'elle porte à notre fils.

## RESUME

Dans le cadre global du projet d'Estimation des Pluies par Satellite au Sénégal (EPSAT/Sénégal), on s'intéresse ici au cas des précipitations de saison sèche.

Nous avons utilisé les données pluviométriques de 1931 à 1980 sur le Sénégal, les données de TCM du Sénégal entre 1951 et 1991, les radiosondages de Dakar-Yoff et les images Infra Rouge (IR) du satellite Météosat.

L'étude de la climatologie des pluies de heug a montré que celles-ci représentent près de 4 % des précipitations totales. On a par ailleurs mis en évidence leur variabilité interannuelle de période 11 ans. Cette période est identique à celle de l'Oscillation Nord Atlantique. Une analyse EOF (Empirical Orthogonal Function) appliquée aux pluviométries mensuelles a montré les caractéristiques spatio-temporelles des champs pluviométriques moyens.

L'étude de la dynamique et de la thermodynamique des perturbations de saison sèche a montré que les instabilités convectives liées aux pluies de heug se font par un transfert d'énergie cinétique et de chaleur latente des basses vers les hautes couches de l'atmosphère. Les transferts d'énergie cinétique s'opèrent à travers les cisaillements verticaux de vent qui sont renforcés par les advections d'air froid. Ces cisaillements amplifient le jet subtropical (JST). Des perturbations générées en mer grâce aux anomalies de température de surface de la mer (SST) sont également entraînées vers le continent par le JST.

Le profil vertical moyen type de l'atmosphère pendant les perturbations a été mis en évidence à l'aide de radiosondages. La structure horizontale, déterminée par analyse spectrale d'images Météosat, se caractérise par des ondulations quasi-périodiques associées à la structure du JST.

Une corrélation entre les images IR B2 et le champ pluviométrique a montré que le maximum de pluie est obtenu vers  $-40^{\circ}\text{C}$  (zone de nuages cumuliformes). De faibles précipitations sont cependant enregistrées entre  $-10^{\circ}\text{C}$  et  $-20^{\circ}\text{C}$  où se situent des nuages stratiformes et des altocumulus.

**Mots-clés:** pluies de heug; climatologie; analyse spectrale; Méthode du Maximum d'Entropie; Météosat; Jet Subtropical.

## LISTE DES FIGURES

### PREMIERE PARTIE

I-1	Lignes de courant du transport moyen zonal de moment cinétique absolu dans l'atmosphère.....	19
I-2	section méridienne de deux cellules de Hadley et de deux cellules équatoriales.....	19
I-3	carte d'isohypses à 500 hPa le 14 janvier 1990.....	22
I-4	coupe transversale d'un aérojet .....	22
I-5	bande du JST vu dans IR Météosat (280190 11 TU).....	25
I-6	vent moyen à 200 et 600 hPa, d'après analyses CEPMMT..	25
I-7	valeurs climatologiques de température de surface de la mer pour janvier et juillet.....	29
I-8	carte de la différence moyenne de SST (°C) 1911-70 août-septembre moins février-mars.....	29
I-9	relation entre le courant-jet, la circulation moyenne transversale au courant-jet, et la bande passante des flux tourbillonnaires du mouvement d'Ouest au niveau du courant-jet .....	29

## DEUXIEME PARTIE

II-1 position moyenne de l'équateur météorologique.....	35
II-2 différentes zones d'étude.....	35
II-3 réponses spectrales normalisées des différents canaux Météosat-4.....	39
II-4 histogramme à deux dimensions visible et IR.....	42
II-5 composite diurne des histogrammes du signal infra-rouge en Afrique de l'Ouest.....	42

## TROISIEME PARTIE

III-1 comparaison pluies de heug- précipitations annuelles .....	52
III-2a) spectre de puissance de la série chronologique de pluies de heug.....	54
III-2b) réseau de stations synoptiques du Sénégal.....	54
III-2c) moyenne annuelle des pluies de heug (1930-1980). .....	54

III-3 pluviométries mensuelles de 1951 à 1991 par zone géographique.....	56
III-4 séries chronologiques représentant les composantes principales de l'analyse EOF.....	60
III-5 distribution spatiale du vecteur propre.....	61
III-6 spectre de puissance de la série temporelle représentant la 1ère CP.....	63
III-7 distribution climatologique moyenne mensuelle (novembre, décembre, janvier, février) 1972-1992 de la force du vent .....	65
III-8 distribution climatologique moyenne mensuelle (novembre, décembre, janvier, février) des pluies de heug 1961-1992 .....	65
III-9 fréquence moyenne mensuelle de la direction du vent (1972-1992).....	67
III-10 climatologie moyenne mensuelle du champ thermique maximum 1951-1991.....	69
III-11 climatologie moyenne mensuelle du champ thermique minimum 1951-1991.....	70
III-12 climatologie mensuelle des écarts absolus de température interannuelle 1951-1991.....	72



III-13 cisaillement vertical du vent pendant les perturbations .....	81
III-14 répartition du cisaillement de vent à différents niveaux de pression .....	82
III-15 distribution verticale du cisaillement de vent.....	84
III-16 nombre de Richardson moyen zonal .....	86
III-17 nombre de Richardson moyen méridien.....	87
III-18 variation moyenne verticale de la température équivalente et du cisaillement.....	89
III-19 cartes SST et anomalies de SST décembre 1992.....	91
III-20 profils de la vapeur d'eau atmosphérique pendant des perturbations de heug à Dakar.....	97
III-21a) profil moyen de vapeur d'eau et du gradient de vapeur d'eau des perturbations pluvieuses de saison sèche de 1990 à 1994.....	99
III-21b) vapeur d'eau totale pendant les pluies de heug .....	99
fig III-21c) écart à la moyenne de la quantité de vapeur d'eau..	99
fig III-22a) distribution du vent pendant les perturbations de saison sèche.....	101

fig III-22b) profil moyen de la force du vent .....	101
fig III-22c) profil moyen de la température .....	101
fig III-23a) distribution de l'humidité relative pendant les perturbations.....	103
fig III-23b) profil moyen de l'humidité relative.....	103
fig III-23c) profil moyen de T-Td.....	103
fig III-24 signal satellitaire et spectre de puissance (290190 15 TU).....	106
fig III-25 signal satellitaire et spectre de puissance (08 mars 1994 et 27 mars 1994).....	107

#### QUATRIEME PARTIE

fig IV-1 images IR B2 sur la zone d'étude des situations pluvieuses entre 1989 et 1991.....	114
fig IV-2 images IR B2 de jours pluvieux entre 1989 et 1991 seuillées à -40°C .....	119
fig IV-3 champ pluviométrique sur le Sénégal pour des perturbations de saison sèche entre 1989 et 1991.....	121

fig IV-4 variations du compte numérique pour les situations de  
heug:.....123

fig IV-5 corrélation entre la moyenne des counts sur la zone et le  
compte numérique minimum.....123

fig IV-6 répartition de la pluviométrie pour 25 événements de  
perturbations en fonction du compte numérique.....125

## LISTE DES TABLEAUX

III-1 pourcentages de variance simple et cumulé des 6 composantes principales de l'analyse EOF.....	58
IV-1 correspondance Tb IR, hauteur sommet des nuages, radiance Météosat-2 et comptes numériques normalisés.....	113
IV-2 événements de JST fort (seuil -10 °C) et jours pluvieux .....	117

## INTRODUCTION GENERALE

### PREMIERE PARTIE : GENERALITES

1) Eléments de la circulation générale atmosphérique.....	18
2) Généralités sur les phénomènes associés aux pluies de saison sèche.....	21
2-1 Invasions polaires.....	21
2-2 Courants-jets.....	23
2-2-1 Description de l'aérojet subtropical (JST).....	24
2-2-2 Structure de l'aérojet subtropical.....	26
2-3 Forçage de l'océan Atlantique par l'aérojet subtropical: interaction océan-continent-atmosphère.....	28



### DEUXIEME PARTIE:

#### PRESENTATION DES DONNEES ET DES METHODES

1) Zone d'étude.....	34
2) Données utilisées et méthodes de traitement.....	37
2-1 Images de satellite.....	37
2-1-1 Description du satellite Météosat.....	37

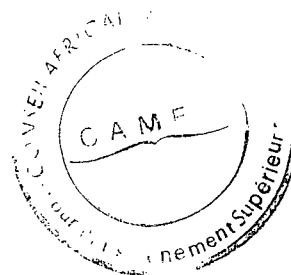
2-1-2 Propriétés du radiomètre Météosat.....	40
2-1-3 Méthodes de seuillage.....	44
2-1-4 Description du JST sur l'image satellite.....	45
2-2 Données météorologiques Conventionnelles.....	46
2-2-1 Radiosondages de Dakar-Yoff.....	47
2-2-2 Données pluviométriques du Sénégal.....	47
2-2-3 Données de TCM.....	48

TROISIEME PARTIE:

**ETUDE CLIMATOLOGIQUE, DYNAMIQUE ET  
THERMODYNAMIQUE DES PERTURBATIONS DE heug**

1) Climatologie.....	50
1-1 Climatologie des pluies de heug.....	50
1-1-1 Contribution des pluies hors-saison à la pluviométrie totale.....	51
1-1-2 Distribution spatio-temporelle de la pluviométrie de heug moyenne.....	53
1-1-2-1 Méthodologie de l'analyse EOF.....	55
1-1-2-2 Résultats de l'EOF.....	57

1-2 Climatologie des paramètres liés aux pluies de saison sèche.....	64
1-2-1 Distribution spatiale et variabilité interannuelle du champ de vent pendant la saison sèche.....	64
1-2-2 variabilité interannuelle et spatiale du champ thermique pendant la saison sèche.....	68
2) Détermination des conditions d'instabilité dynamique au cours des perturbations de saison sèche.....	71
2-1 Dynamique des processus physiques liés à l'instabilité.....	71
2-2 Aspects thermodynamiques.....	85
3) Distribution spatiale de la vapeur d'eau pendant les perturbations.....	92
3-1 Méthodes de traitement.....	93
3-2 profils de vapeur d'eau.....	96
3-3 Structure moyenne verticale de l'atmosphère lors d'une perturbation.....	100
3-4 Variabilité spatiale de la vapeur d'eau pendant les perturbations.....	104



QUATRIEME PARTIE:

CORRELATION PLUIE AU SOL ET IMAGES SATELLITAIRES  
DE TYPE ISCCP B2

1) Analyse descriptive de la couverture nuageuse lors des perturbations.....	112
2) Analyse des propriétés radiatives des nuages associés aux perturbations.....	115
1°) seuillage.....	118
2°) détermination de paramètres sensibles à la pluie.....	119

CONCLUSION GENERALE



## ACRONYMES

JST	Jet Subtropical
ZCIT	Zone de convergence Intertropicale
AEJ	Jet d'Est Africain
ASECNA	Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar
SST	température de surface de la mer
METEOSAT	satellite météorologique géostationnaire de l'Agence Spatiale Européenne
PDUS	station principale de réception des données METEOSAT
ISCCP	projet international de climatologie des nuages par satellite
ESOC	Centre Opérationnel de l'Agence Spatiale Européenne
MEM	Méthode du maximum d'entropie
MIEC	Centre d'Extraction d'Information Météorologique
GATE	Expérience Tropicale du GARP

## INTRODUCTION

L'épisode de sécheresse qui sévit en Afrique plus particulièrement au Sahel depuis plus de vingt (20) ans se caractérise par une aridité de plus en plus effective et des fluctuations pluviométriques importantes. Les conséquences de ces événements sur le climat ont suscité la mobilisation non seulement des scientifiques mais également de la communauté internationale. D'autre part on s'attelle maintenant à bien comprendre les causes et à limiter les conséquences catastrophiques du changement climatique global. Dès lors on comprend mieux que les phénomènes météorologiques des régions sahéliennes, en particulier les anomalies interannuelles et la variabilité spatiale de la pluviométrie, soient au coeur des préoccupations des chercheurs (Lamb 1978, 1983; Hastenrath, 1977,1984; Nicholson, 1988; Janicot, 1990).

Sur la bande soudano-sahélienne, les précipitations ont lieu pour la plupart pendant les mois de Juin à Octobre. Au cours de cette période, l'axe de confluence des alizés du Nord et du Sud est loin de l'Equateur, la bande de convergence associée atteint sa position la plus au Nord et le flux de mousson humide à travers l'Equateur pénètre profondément à l'intérieur du continent (Lamb et al, 1978;1983).

Des précipitations peuvent avoir lieu durant la saison sèche lorsque la ZCIT est la plus au Sud. Ces perturbations pluvio-orageuses appelées pluies de "heug" ou pluies des mangues sont

liées à des phénomènes comme le jet subtropical (JST) et les invasions polaires.

A cause de la rareté et de la faible intensité de ces phénomènes, peu de travaux leur ont été consacrés. On peut citer ceux de la Direction de l'Exploitation Météorologique de l'ASECNA (Germain,1968; Voiron, 1969; etc). Pourtant ces phénomènes provoquent des modifications notables de l'atmosphère et s'accompagnent d'importants transferts énergétiques et massiques: entre les basses latitudes et altitudes et les hautes latitudes et altitudes, entre terre-océan et atmosphère.

La structure de ces composantes de la circulation générale est modulée par des ondes troposphériques dont beaucoup ont fait l'objet de travaux tels ceux de Carlson(1969) à partir de données synoptiques conventionnelles et de satellite, Reed et al(1971,1976), Burpee (1974) à l'aide de l'analyse spectrale et composite, de Krishnamurti(1976) et al. qui ont utilisé des modèles numériques simples pour déterminer l'origine et l'énergétique des ondes, et de Félice et Viltard (1979) qui ont déterminé la structure d'ondes d'Est par une analyse statistique de données de vent.

Viezee, Endlich et Serebreny cités par Gland ont montré, dans une étude statistique portant sur 200 comparaisons entre l'intensité du vent et l'orientation des structures associées, que les vents étaient plus importants en présence qu'en l'absence d'onde. Ils concluent alors sur la possible relation onde-aérojet subtropical. Hammami (1983) a trouvé sur le champ de géopotentiel de la surface 500 hpa de l'Atlantique Nord des oscillations de période 13 jours qui agiraient sur la circulation d'Ouest en hiver. L'importance des ondes sur les perturbations atmosphériques a

également été signalée par Krishnamurti (1976) qui a observé sur la mousson indienne des ondes stationnaires horizontales centrées sur la bande 10-20 jours.

Les phénomènes qui font l'objet de cette étude sont en général de moyenne échelle et/ou d'échelle planétaire. La nécessité de les prendre en compte dans toutes leurs dimensions spatiales nous amène à utiliser l'imagerie Météosat qui assure l'observation complète de la zone et est utilisée avec bonheur dans de nombreuses applications en télédétection.

Le satellite Météosat, par sa grande répétitivité (une image toutes les demi-heures) due à son orbite géostationnaire et sa bonne résolution spatiale (pixel de 5 Kmx5 Km), constitue à la fois un complément et un palliatif aux données conventionnelles déjà peu nombreuses.

L'évaluation des perturbations dues à la modulation du JST ou de la vapeur d'eau par les ondes troposphériques est réalisable avec l'imagerie du satellite Météosat. La forte variabilité spatiale des conditions de surface sur la région s'observe aisément dans le canal infra rouge.

Le but essentiel de ce travail est de déterminer les caractéristiques principales de la circulation atmosphérique moyenne en hiver en relation avec les pluies de saison sèche dites pluies de heug. L'objectif est d'arriver à définir les grandeurs les plus pertinentes dans l'occurrence de ce type de pluies et comment ces paramètres sont liés les uns aux autres. Ceci nécessite d'abord une étude des corrélations des paramètres physiques les plus affectés par le phénomène de pluies de heug. Les conditions dynamiques et thermodynamiques du développement de l'instabilité à l'échelle synoptique sont

également évaluées par l'intermédiaire de grandeurs auxiliaires tels le nombre de Richardson, le cisaillement vertical du vent et la température potentielle équivalente. La question difficile de la modulation de l'activité convective pluvieuse par les ondes intervenant pendant la saison est abordée ensuite par l'évaluation de la variation de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique avec des données de radiosondages et les images du canal infrarouge de Météosat.

La première partie de ce travail est consacrée aux généralités sur les phénomènes de heug.

Dans la deuxième partie on présente la zone d'étude, les méthodes de traitement et les données utilisées.

On traite de la climatologie des pluies de heug dans une troisième partie où on aborde aussi la dynamique et la thermodynamique des perturbations.

La quatrième partie traite de la corrélation des quantités de pluies avec les données ISCCP B2 du satellite Météosat.

PREMIERE PARTIE:

GENERALITES

## 1) ELEMENTS DE LA CIRCULATION GENERALE ATMOSPHERIQUE

Depuis les travaux de George Hadley en 1735 sur la théorie de la circulation générale, on a adopté le schéma général des échanges énergétiques importants s'effectuant entre les régions tropicales et les régions extra-tropicales par l'intermédiaire d'une circulation méridienne. Ces échanges se font, du fait de la différence de réchauffement au sein de l'atmosphère, par l'écoulement des masses d'air froid des pôles vers les basses latitudes et l'équateur, tandis que l'air chaud des régions équatoriales se déplace vers les pôles. Selon la théorie de Hadley, le mouvement de l'air froid est un mouvement de subsidence, celui de l'air chaud est un mouvement d'ascendance. Ce schéma se fait identiquement dans l'hémisphère nord et dans l'hémisphère sud. Dans la cellule Nord il s'effectue de la façon suivante: l'air quittant les régions équatoriales à haute altitude descend lorsqu'il atteint  $30^{\circ}$  N. En s'approchant du sol, il se scinde en deux courants, l'un se dirigeant vers l'équateur et l'autre vers le pôle. Les physiciens généralisent la théorie de Hadley et considèrent deux autres cellules moyennes méridiennes: la cellule de Ferrel et la cellule Polaire. Ce schéma représente alors la circulation générale atmosphérique comme une circulation tri-cellulaire axiale symétrique. Pour tout plan méridien le mouvement moyen de l'atmosphère reste toujours le même. En toute saison (fig I-1) cette circulation comporte six(6) cellules: deux cellules de Hadley, deux cellules de Ferrel à circulation inverse et deux cellules

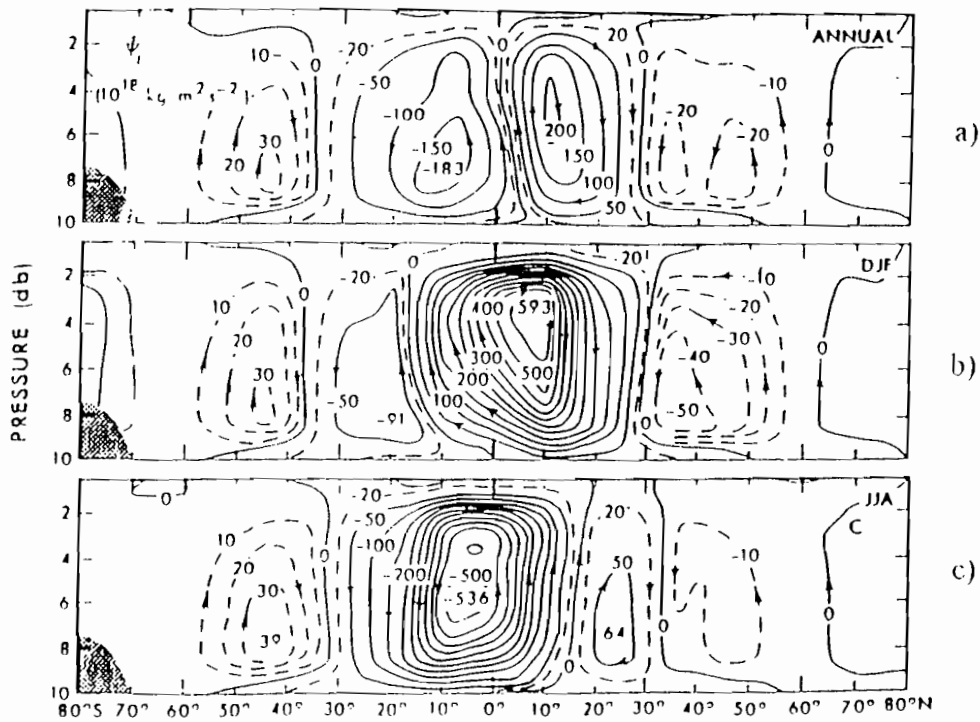
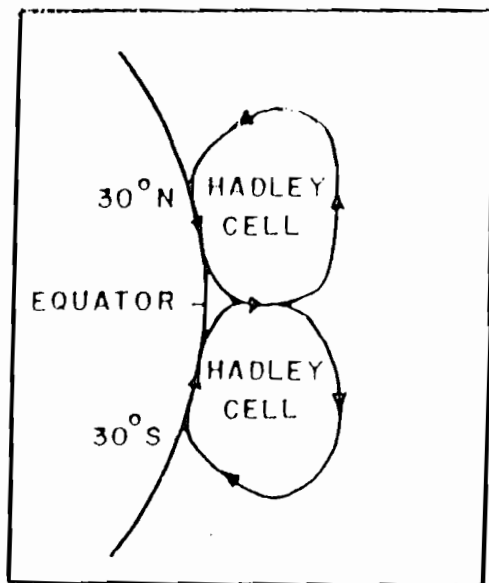
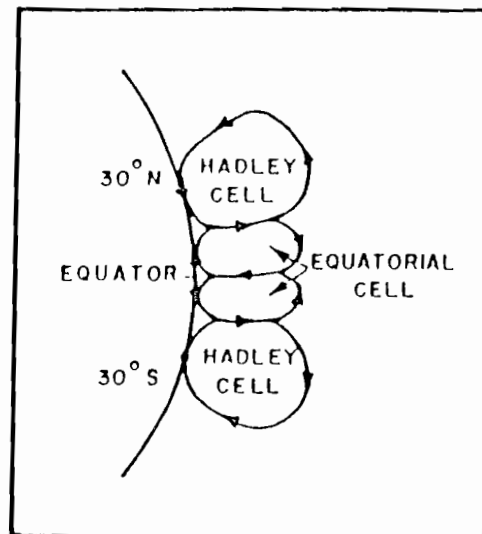


Fig 1-1: Lignes de courant du transport moyen zonal de moment cinétique absolu dans l'atmosphère, d'après climato de Oort et Peixoto (1983);  
 a) moyenne annuelle b) Décembre-Janvier-Février c) Juin-Juillet-Août

unité:  $10^{18} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-2}$



Section méridienne illustrant deux cellules de Hadley de part et d'autre de l'équateur.



Section méridienne illustrant deux cellules équatoriales séparant deux cellules de Hadley (Fletcher, 1945, Rossby, 1949).

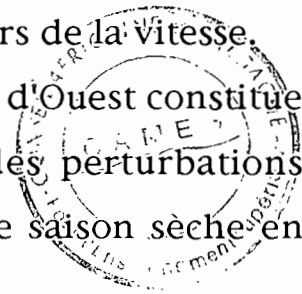
Fig 1-2 Section méridienne des cellules de Hadley.



polaires. Les cellules de Hadley sont les plus importantes tant en intensité qu'en amplitude (fig I-2).

Des observations du vent concordant avec la théorie tri-cellulaire de Hadley ont montré que des courants d'Ouest approximativement zonaux s'étalent sur toute la troposphère et la basse stratosphère. Les maxima de vent se rencontrent au niveau de la tropopause ( 7 à 18 km d'altitude ). On connaît au niveau de la haute troposphère des latitudes tempérées une ceinture de vents forts (100 Km/h à la tropopause) circulant d'Ouest en Est, c'est le courant-jet des perturbations du front polaire (JFP) entre 35°N et 70°N. A des latitudes plus basses, on retrouve un autre fort courant d'Ouest de la circulation générale matérialisant le jet subtropical (JST).

Ces courants d'Ouest d'altitude de la circulation générale subissent de grandes ondulations qui, lorsqu'elles ont une certaine intensité, engendrent en se scindant des dépressions dynamiques du côté polaire et des anticyclones dynamiques du côté équatorial. Certaines ondulations du courant d'Ouest, appelées ondes de Rossby, sont dues à une certaine stabilité (ou instabilité) dynamique horizontale de ce courant d'Ouest à l'échelle de la Terre. Leur longueur d'onde est une fonction croissante de la vitesse moyenne du courant entre deux latitudes. Le nombre d'onde est donc d'autant plus grand que la vitesse du courant est faible. La condition de stationnarité ou de quasi stationnarité ne peut alors être vérifiée que pour certaines valeurs de la vitesse. Toute modification de dynamique des courants d'Ouest constitue un élément important pour la propagation des perturbations extratropicales souvent associées aux pluies de saison sèche en Afrique Occidentale.



## 2) GENERALITES SUR LES PHENOMENES ASSOCIES AUX PLUIES DE SAISON SECHE

Les pluies de saison sèche sont liées notamment aux invasions polaires et au courant-jet de Sud-Ouest ou aérojet subtropical. Ces pluies bien que quantitativement peu importantes sont associées à des changements très remarquables du climat de la région. La nécessité de leur prise en compte dans l'estimation de la pluviométrie globale ou la détermination du bilan énergétique du système Terre-océan-atmosphère demeure important, surtout si ces paramètres doivent être intégrés dans des modèles climatiques. Le courant jet et les invasions polaires accompagnant les pluies de "mangues" sont par ailleurs importants dans le transport de la vapeur d'eau.

### 2-1 Invasions polaires

En hiver boréal, du fait de la faiblesse du rayonnement solaire arrivant au sol, les calottes d'air polaire ont tendance à s'étaler. L'air froid instable s'écoule alors vers les basses latitudes et l'Equateur. C'est ainsi que ces masses d'air froid s'écoulent, en direction du Maroc, entre les basses pressions organisées autour d'un axe Islande-Méditerranée et les hautes pressions de l'anticyclone des Açores (fig I-3). L'importante masse d'air continental chaud et sec, qui s'étale sur l'Afrique, fait alors obstacle à leur mouvement Nord-Ouest -Sud-Est. Une partie de cet air froid arrive tout de même à des latitudes relativement basses

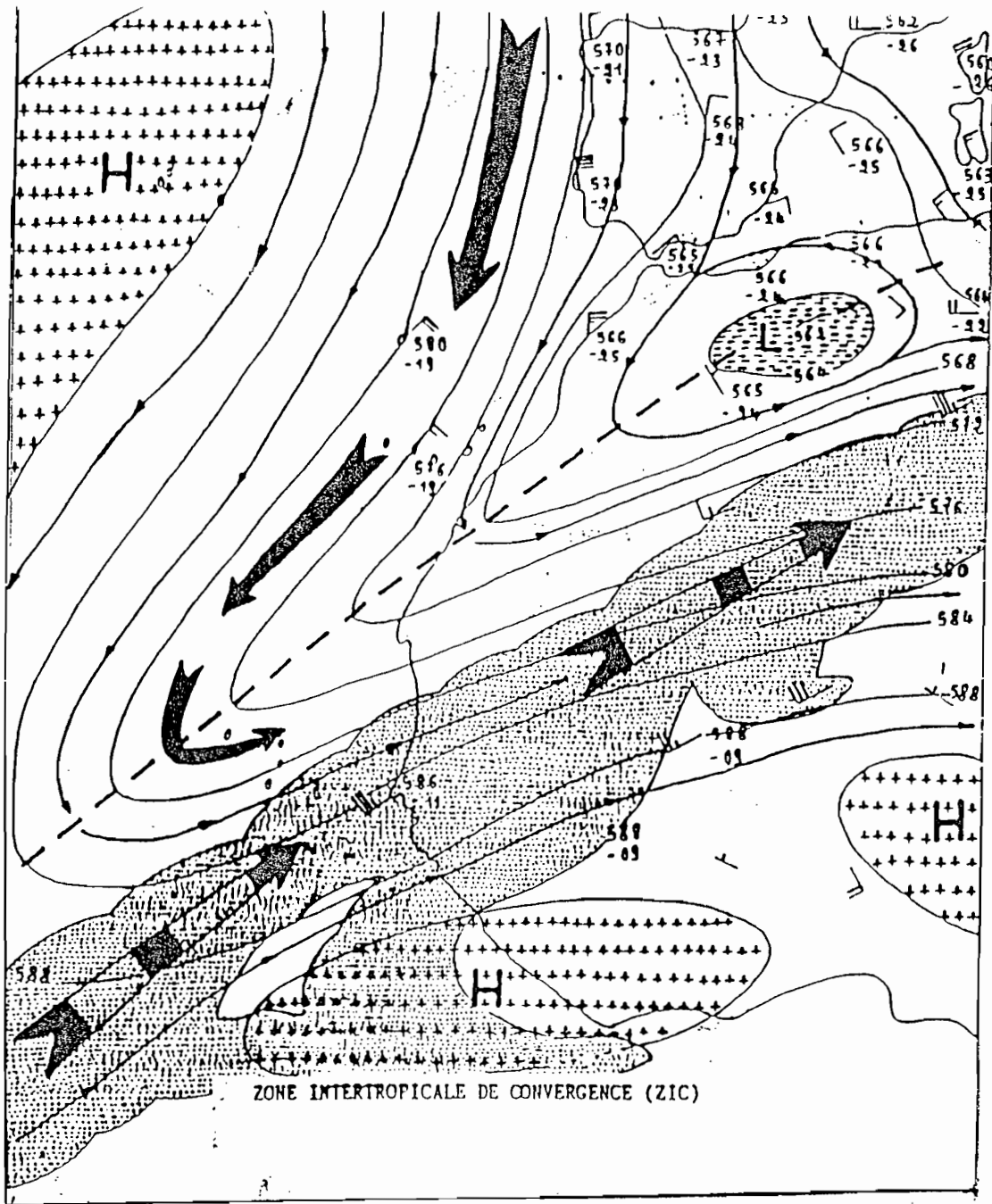


Fig 1-3: carte d'isohypses à 500 hPa représentant l'aérogjet subtropical le 14 janvier 1990 12 TU (tiré de de Féllice et al., 1992)

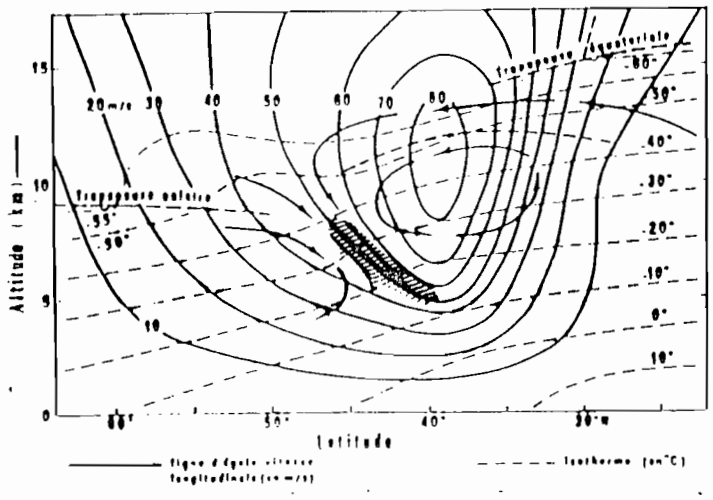


Fig 1-4: Coupe transversale d'un aérogjet. Les flèches indiquent la circulation transversale suggérée par les nuages, et la partie hachurée est une zone frontale (pseudo-front de l'aérogjet) (d'après Queney, 1974)

et rencontre alors le courant d'altitude d'Ouest Atlantique chaud et humide. C'est le contact de ces deux masses d'air qui, aux altitudes hautes et moyennes, entraîne la formation d'importantes masses nuageuses sur une partie du continent africain où des perturbations pluvio-orageuses peuvent se déclencher.

## 2-2 Courants-jets

Les recherches sur les courants jets se sont considérablement développées depuis la découverte du jet-stream pendant les années 40. Leur connaissance est importante tant au point de vue de la météorologie et de l'agriculture que de la navigation aérienne. En effet les pluies de saison sèche peuvent avoir des conséquences néfastes sur les récoltes mal stockées, mais par contre bénéfiques pour le maraîchage et les plantations d'arbres de toutes sortes. Les jets stratosphériques ont joué un rôle important dans la conception des avions supersoniques.

Les jets troposphériques se situent aux niveaux 700, 600, 500, 300, 200 hpa à des altitudes comprises entre 4 et 12 Km. On peut les diviser en deux catégories:

- les jets d'Ouest auxquels appartiennent le jet des perturbations du front polaire entre 35 °N et 70 °N environ et le jet subtropical observé entre 10 °N et 35 °N.
- le groupe des jets d'Est africains, qui se situent généralement entre les méridiens 120 °E et 10 °W: le Jet d'Est Tropical (TEJ) et le Jet d'Est Africain (AEJ).

Le courant-jet ou aérojet est un courant aérien des hautes altitudes s'étirant sur la presque totalité du globe. Il se manifeste entre 300 et 200 hpa. Il se présente sous forme d'un tube de

courant axé sur une ligne de vitesse maximale. Il est caractérisé par de grandes vitesses (30 à 50 m/s) et d'importants gradients transversaux de vitesse (fig I-4).

Du fait de l'étroite relation notée entre le passage du jet d'Ouest et les pluies hors saison, c'est à dire les pluies de la période de novembre à Avril sur l'Ouest de l'Afrique occidentale, nous porterons notre attention sur la première classe de jet, en particulier l'aérojet subtropical (JST).

### 2-2-1 Description de l'aérojet subtropical

Le jet subtropical, caractérisé en hiver par des vitesses considérables de 60 à 75 m/s de secteur moyen Sud-Ouest, se trouve entre la tropopause tropicale et la tropopause polaire, à environ 12 Km d'altitude.

Ce jet qui affecte le Nord Ouest de l'Afrique de façon quasi permanente durant l'hiver subit des variations saisonnières très marquées tant en intensité qu'en direction. Cette permanence du jet est due aux contrastes thermiques semi permanents liés à la distribution de la température de surface, fonction elle même de la hauteur du soleil, de l'albédo du sol etc.. Il est plus proche de l'Equateur en hiver qu'en été (fig I-5) et entraîne des amas nuageux de la ZCIT dans son mouvement Sud Ouest-Nord Est ( fig I-5)

L'intensité du jet est également plus importante en hiver qu'en été, période pendant laquelle le jet s'affaiblit jusqu'à "disparaître".

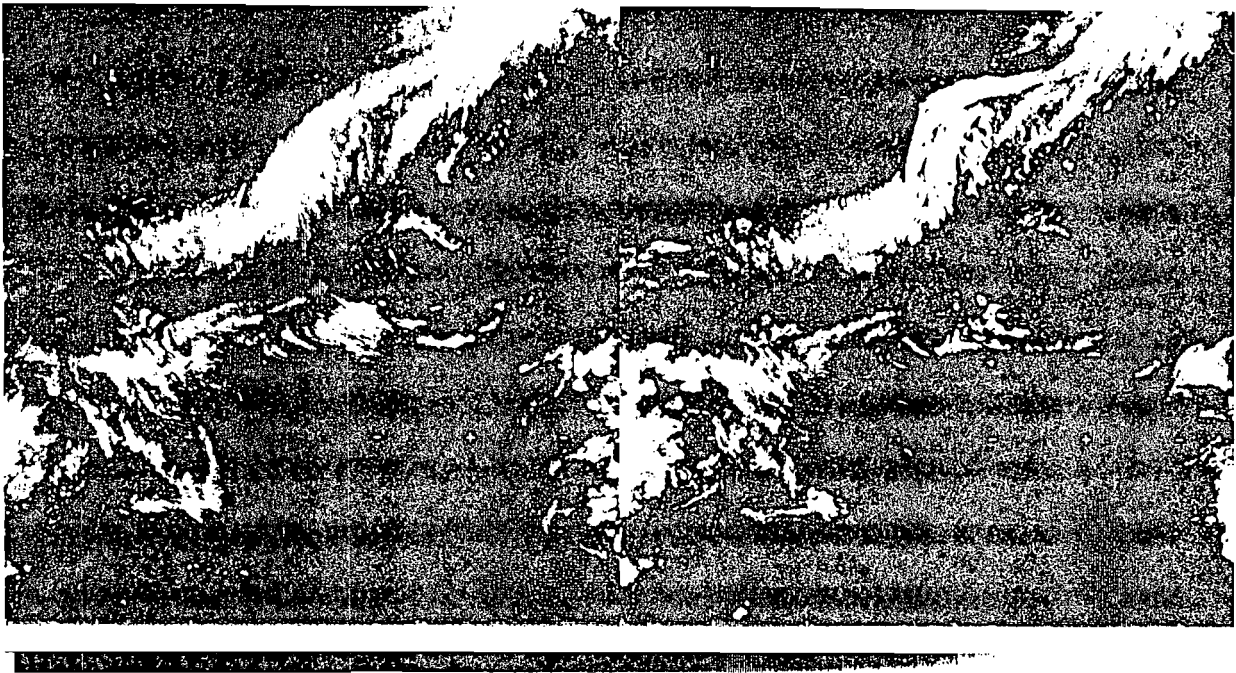
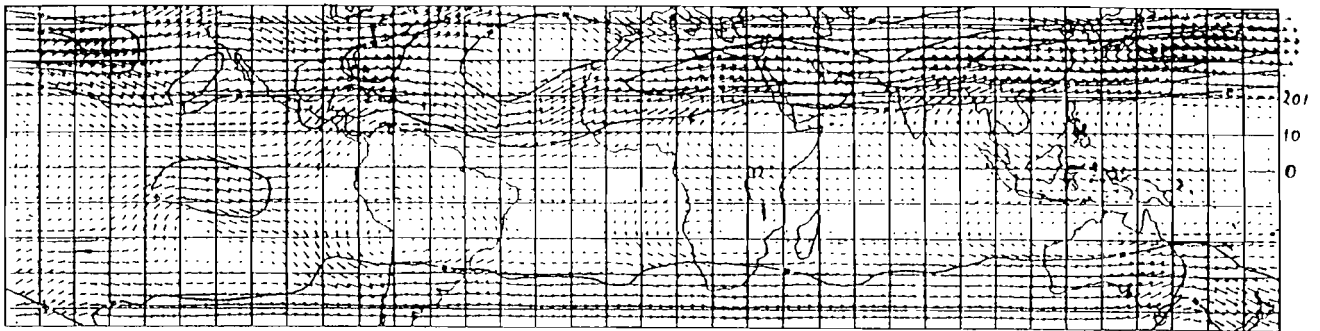


Fig I-5 Bande du JST vu dans IR METEOSAT (280190 17 TU image de gauche;  
21 TU image de droite)

Vent moyen à 200 hPa, janvier 1986, d'après les analyses CEPMMT



Vent moyen à 850 hPa, janvier 1986, d'après les analyses CEPMMT

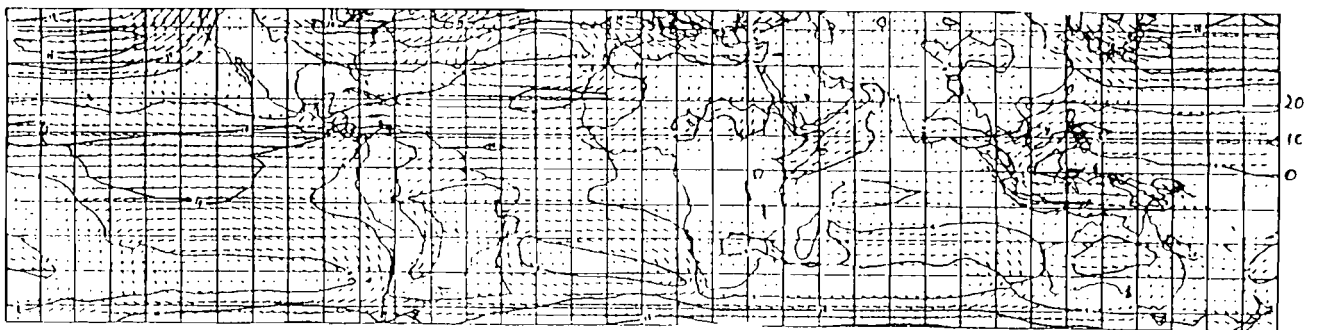


Fig I-6 Vent moyen, janvier 1986, d'après les analyses CEPMMT.

Ces fluctuations saisonnières du jet subtropical à l'échelle de la circulation générale s'observent facilement sur une carte de vents moyens mensuels à 200 et 300 hpa des mois de janvier et juillet (fig I-6)

La position moyenne et la structure moyenne du jet subtropical sont visibles sur les isotaches des vitesses zonales et méridiennes à 200 hpa. Cette structure moyenne se caractérise à 12 Km d'altitude environ par un vent moyen de direction de Sud-Ouest et de module relativement constant.

La force du jet dépendra beaucoup des contrastes thermiques entre les masses d'air polaire et tropical. Ce contraste thermique, traduit par le gradient horizontal de température, est renforcé par une descente d'air froid polaire vers les basses latitudes tropicales. Par conséquent la vitesse du vent s'accroît également.

### **2-2-2 Structure de l'aérojet subtropical**

Le jet se présente sous la forme d'un thalweg d'altitude orienté Sud-Ouest-Nord-Est s'étendant de la moyenne à la haute troposphère sur l'Afrique de l'Ouest (Viltard et al,1976).(fig I-3) Ce thalweg résulte des transferts de chaleur sensible entre les régions tropicales et les régions tempérées par l'action conjuguée des ondes ou tourbillons des haute et moyenne troposphère des régions tropicales (D'honneur,1985). Généralement deux jours après le thalweg une formation nuageuse caractéristique apparaît alors entre le Sud du Maroc et la Guinée. Cette formation nuageuse est responsable des manifestations pluvio-orageuses génératrices des "pluies de heug". L'importance de ce type de perturbations sur

le climat de la sous-région a déjà été signalée par Viltard et de Félice (1976).

Différents chercheurs (D'honneur, 1974; Queney, 1974) ont montré en effectuant une coupe transversale de l'atmosphère que la structure verticale du jet fait ressortir les caractéristiques suivantes:

1°) inversion du gradient horizontal de température entre le dessous et le dessus du coeur du jet.

Le coeur du jet est le noyau représentant sur la coupe transversale l'axe de vent maximum. Les gradients thermiques horizontaux sont plus importants du côté cyclonique que du côté anticyclonique.

2°) les gradients verticaux sont plus forts au dessus qu'en dessous du coeur du jet.

3°) ces gradients sont générateurs de turbulence où le terme de cisaillement vertical du vent  $\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2$  est prédominant dans l'expression du nombre de Richardson donné plus loin au paragraphe 3-2-1. Cette turbulence extérieure aux couches nuageuses prend le nom de turbulence en air clair.



## **2-3 Forçage de l'océan Atlantique par l'aérojet subtropical: interaction océan- continent- atmosphère**

Les océans sont d'immenses réservoirs de chaleur qui influent sur le temps et le climat. Ainsi la pluviométrie de l'Ouest du Sahel est influencée par les océans Indien, Atlantique et Pacifique (Palmer,1985). Palmer montre que l'anomalie de température de surface de la mer (SST) dans l'Atlantique diminue le gradient méridional de SST Atlantique au sud de la ZCIT (fig I-7). La cellule de Hadley Atlantique au Sud de la ZCIT est alors affaiblie. Ce qui se traduit par une réduction du flux d'humidité et une faible production de chaleur latente. Et Philander (1984) ajoute que la façon la plus simple, non la plus réaliste, de coupler l'océan et l'atmosphère est de faire l'hypothèse que les changements de la profondeur de la thermocline affectent la SST qui, ensuite, réchauffe (ou refroidit) l'atmosphère. Les variations d'intensité de la composante méridienne du vent contribueraient de façon significative à la variabilité de la SST (Philander, 1981; Servain et al., 1985). La différence fondamentale avec le Pacifique est que le signal saisonnier est plus important que le signal interannuel (Merle et al., 1980).

### **2-3-1 Situation pendant l'hiver**

Pendant l'hiver, au dessus des océans, l'énergie solaire reçue reste faible. Du fait du temps de réponse important (réaction lente) de l'océan, l'énergie calorifique stockée pendant la saison chaude lui permet d'amortir la décroissance de température de surface pendant toute la durée de l'hiver. Les phénomènes à la surface de

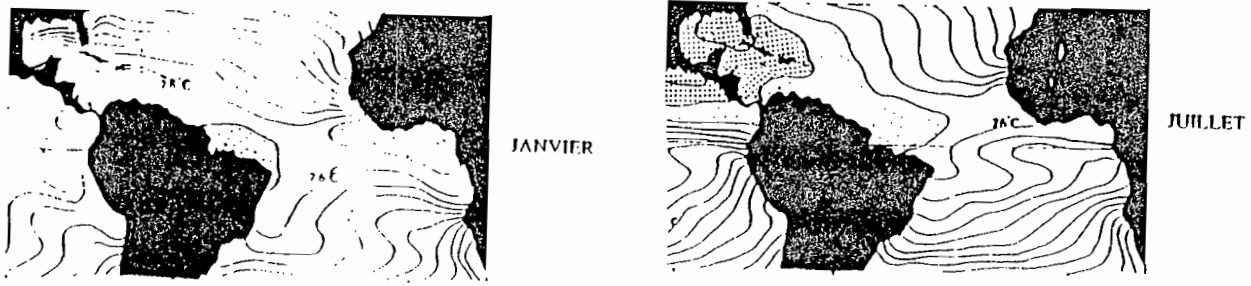


Fig I-7: Température de surface de la mer, valeurs climatologiques pour Janvier et Juillet. Tiré de Philander (1990), d'après Reynolds.

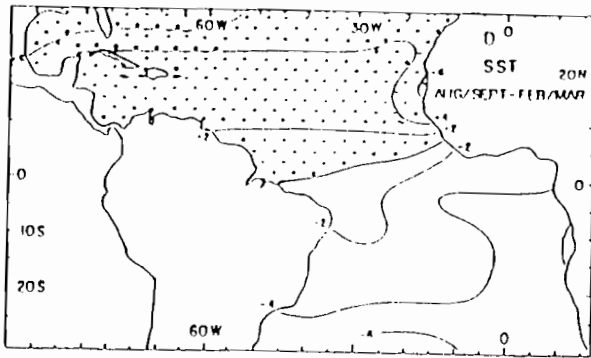


Fig I-8: Carte de la différence moyenne de SST(en°C) 1911-70 Août-Septembre moins Février-Mars (d'après Hastenrath, 1984).

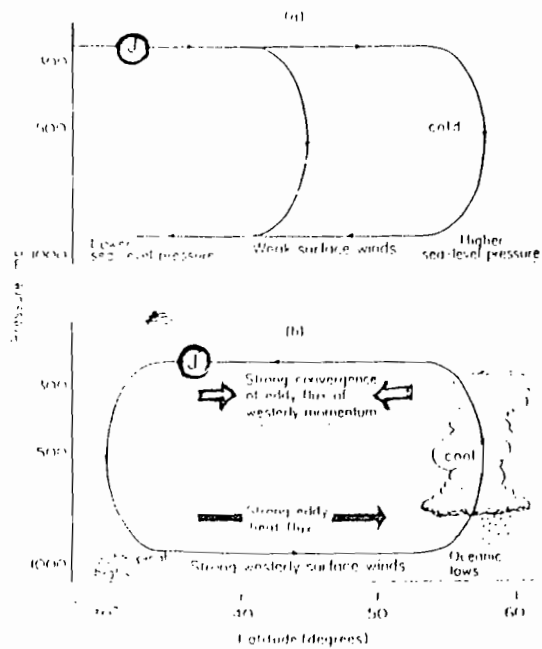


Fig I-9 Relation entre le courant-jet (J), la circulation moyenne transversale au courant-jet (ligne fléchée continue mince), et la bande passante des flux tourbillonnaires du mouvement d'Ouest au niveau du courant-jet (larges flèches blanches) et celles des flux de chaleur à 850hPa (larges flèches noires), pour les sections transversales en amont (a) et en aval (b) du coeur du jet.

l'océan sont conditionnés par le champ de vent et les échanges turbulents. Plusieurs études ont été consacrées à la réponse des océans tropicaux à des changements précis des vents de surface. Ainsi Hastenrath (1984) a montré que la relaxation saisonnière de tension du vent au dessus de l'Atlantique équatorial Ouest de novembre à avril est associée à un réchauffement des eaux de surface de l'Atlantique équatorial Est et Sud entraînant des effets thermodynamiques sur le flux dans la couche limite atmosphérique. Les fortes SST accroissent l'humidité, et l'instabilité du flux de la basse troposphère sur le continent favorise la convection (fig. I-8).

Dans une configuration où les vents d'Ouest sont dominants, ces derniers entraînent un déplacement des maxima de température de surface de la mer vers l'Est des surfaces océaniques. Il s'en suit des upwellings côtiers et l'inclinaison des isothermes de l'air en altitude suivant l'orientation WSW-ENE sur l'Atlantique. En fait ces upwellings côtiers sont très mal expliqués. Traditionnellement on pense qu'une intensification du courant de Guinée due au renforcement des alizés de Sud-Ouest entrainerait la remontée de la thermocline, étroite région de contraste de densité marquée séparant l'eau de surface de l'eau profonde, et par ajustement dynamique une remontée des eaux froides vers la surface de la mer. Une autre hypothèse est de considérer la propagation d'ondes équatoriales dites de Kelvin, le long des côtes du Golfe de Guinée et qui se décomposent en deux portions de part et d'autre de l'Equateur: l'une va vers le Nord, l'autre vers le Sud (Picaut, 1983).

Ces upwellings côtiers apparaissent alors comme la conjugaison de l'action d'un vent local et d'un vent lointain agissant à l'échelle du

bassin océanique (Ingham, 1970; Philander, 1979; Houghton et Colin, 1986).

Dans les régions tropicales, les zones océaniques plus étendues reçoivent d'avantage d'énergie que les surfaces continentales. Pendant l'hiver l'atmosphère reçoit de l'énergie sur l'océan et en perd sur le continent. En janvier-février, on note une remontée d'eau froide le long de la côte et, par advection, également au large.

L'océan est donc le théâtre d'interactions et d'échanges permanents et se présente en hiver boréal comme suit (fig. I-7) : les eaux océaniques chaudes ( $>27^{\circ}\text{C}$ ) s'étendent de part et d'autre de l'Equateur, entre  $5^{\circ}\text{N}$  et  $5^{\circ}\text{S}$ , la SST dépasse  $28^{\circ}\text{C}$  dans la région des vents faibles du Golfe de Guinée (Reynolds cité par Philander, 1990). Les eaux les plus froides ( $\text{SST} < 20^{\circ}\text{C}$ ) se retrouvent le long des côtes NW et SE africaines; elles correspondent aux remontées d'eaux froides liées au vent (upwelling d'Eckman). Les eaux froides, associées à l'étroite et longue zone d'upwelling de Nord-Ouest qui est intensifiée par l'alizé de Nord-Est, s'étendent le long de la côte jusqu'au Sud de Dakar ( $14.5^{\circ}\text{N}$ ).

### 2-3-2 Modèle de circulation

Dans la zone côtière qui nous intéresse et que nous décrirons au chapitre suivant, la circulation atmosphérique qui s'établit s'apparente beaucoup à la circulation proposée par Blackmon (1977) pour les côtes Est de l'Amérique du Nord. Blackmon postule, suivant en cela Nomias et Clapp (1944), qu'en moyenne durant l'hiver, les courant-jets le long des côtes Est

asiatiques et Nord américaines sont maintenus par une distribution du flux transisobarique comme montrée sur la figure I-9. Il met ainsi en évidence le rôle des ondes ou tourbillons transitoires dans ce maintien des courant-jets.

Dans cette première partie, une approche bibliographique nous a permis de décrire quelques aspects de la circulation générale. Nous avons ensuite indiqué les différents courants atmosphériques et marins associés aux pluies de heug. Au chapitre suivant, nous présentons notre zone d'étude ainsi que les données et méthodes utilisées.

DEUXIEME PARTIE:

PRESENTATION DES DONNEES

ET DES METHODES

## 1) ZONE D'ETUDE

Nous cherchons dans cette étude à comprendre les mécanismes de formation des pluies de heug ainsi que leur variabilité dans notre domaine géographique d'intérêt. Ce domaine situé en zone sahélienne entre les latitudes 11 °N et 20 °N et les longitudes -10°W et -20 °W est encadré par les isohyètes 200 et 1000 mm. Deux saisons y prévalent divisant l'année en une période pluvieuse et une période sèche.

La saison pluvieuse correspond à l'été boréal, période au cours de laquelle la zone de convergence intertropicale (ZCIT) atteint sa position la plus méridionale et où le flux de mousson à travers l'équateur pénètre profondément à l'intérieur du continent (Lamb et al., 1978a,b;1983).

En hiver boréal, les alizés de l'hémisphère Nord, vents de Nord-Est chaud et sec, soufflent sur le continent: c'est l'harmattan. Pendant cette saison dite sèche qui s'étend de novembre à Mai, des perturbations pluvio-orageuses dites pluies de "heug" peuvent survenir.

La migration longitudinale de la ZCIT est donc un élément pertinent dans l'étude de la météorologie de la sous-région (Citeau,1990; Gruber,1972). Cette migration est liée aux positions relatives des principaux centres d'action dynamiques de la troposphère de l'Afrique subtropicale (fig II-1):

1°) la dépression thermique lybienne (D1) en été dans les basses couches;

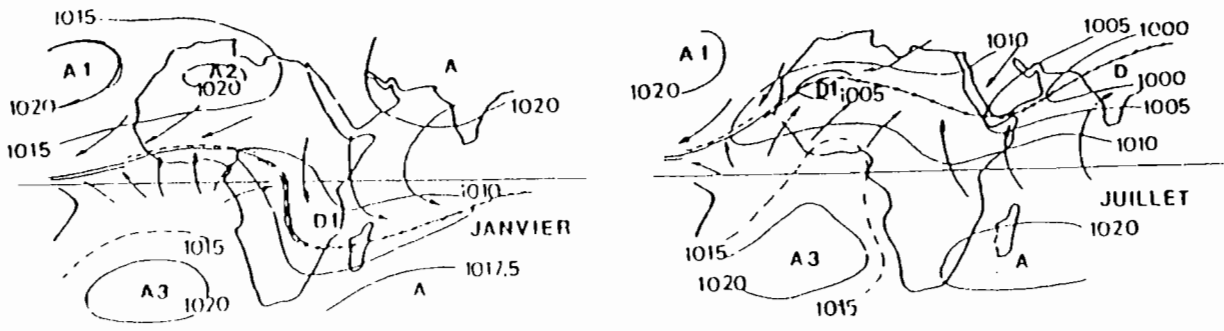


Fig II-1: Position moyenne équateur météorologique  
 a en janvier; b en juillet (Garnier, tiré de Picon, 1991)

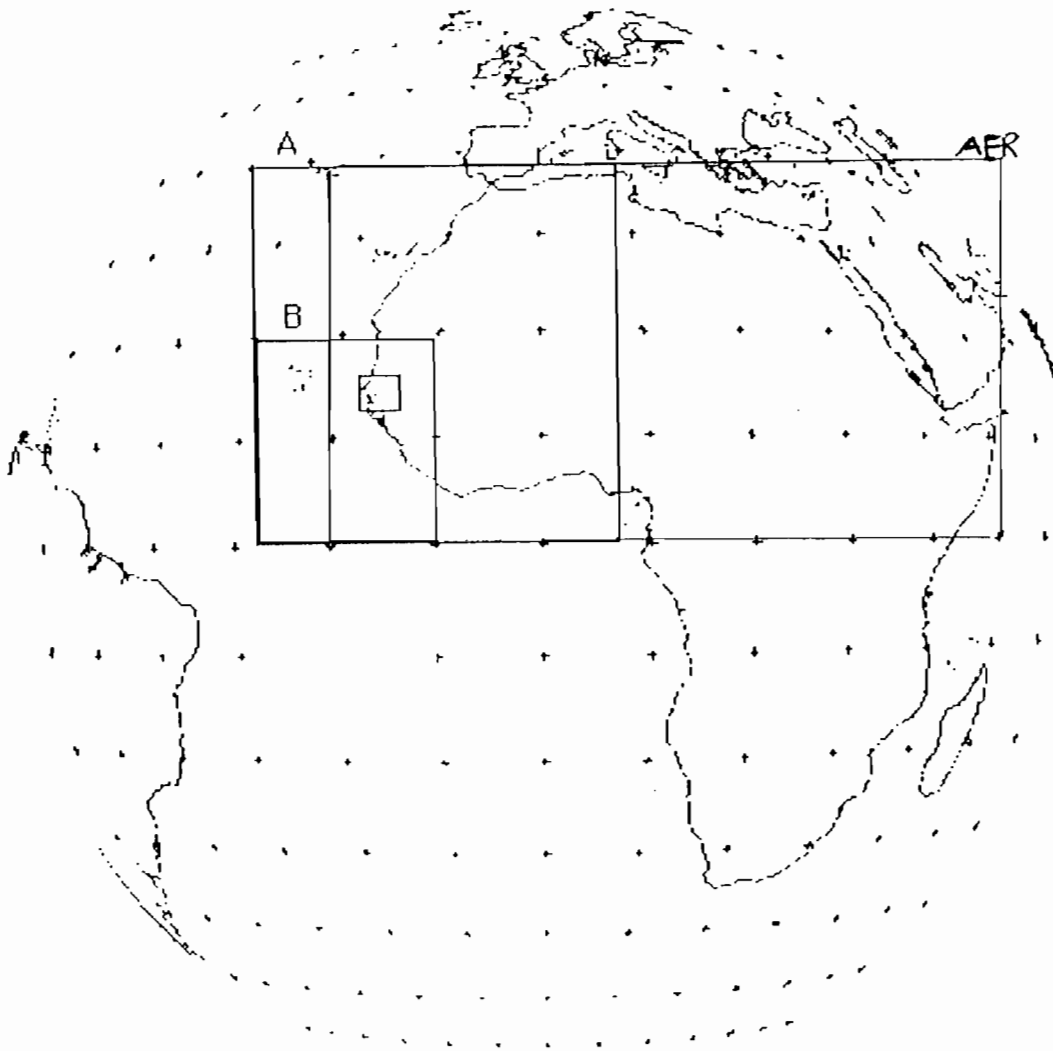


Fig II-2: Différentes zones de l'étude



2°) les anticyclones des Açores (A1), de Lybie (A2) et de Saint-Hélène(A3).

Suivant les positions relatives de ces centres d'action, le mouvement atmosphérique à tous les niveaux peut subir des variations importantes: ainsi en hiver, la haute troposphère est soumise à de forts vents d'Ouest représentant le JST.

Notre étude porte sur des phénomènes d'échelle spatiale différente. A côté des phénomènes atmosphériques de la moyenne échelle interviennent d'autres, d'échelle planétaire. Nous devons alors, nous intéresser à une zone suffisamment large pour couvrir toutes les dimensions spatiales des phénomènes à étudier tout en garantissant une bonne résolution. Nous considérons ainsi les régions suivantes (fig II-2):

- la première zone couvre le Sénégal et permet une étude assez fine de la variabilité spatio-temporelle des pluies de heug.
- la deuxième couvre la région géographique comprise entre les longitudes 30°W et 40°E et les latitudes 0°N et 40°N. Elle correspond à la région couverte par nos images de format AFR archivées à Dakar par l'Unité de Traitement d'Images de Satellite (UTIS) ;
- la dernière s'étend entre les longitudes -40°W et 5 °E et les latitudes 40°N et 0°S. Ce domaine a été choisi assez large sur l'Océan Atlantique pour permettre l'observation de la bande de JST depuis son origine au point de raccordement de la ZCIT où nous avons localisé la plupart des naissances d'embryons de bande du JST.

L'étude de ces variations nécessite différents types de données que nous décrivons ci-dessous.

## 2) DONNEES UTILISEES ET METHODES DE TRAITEMENT

Les données utilisées ici sont essentiellement des images de satellite et des données météorologiques conventionnelles. Dans ce qui suit nous décrivons successivement les deux types de données, en indiquant dans chaque cas les méthodes de traitement.

### 2-1 Images de satellite

Nous avons traité dans cette étude des images du canal infrarouge (IR) du satellite Météorologique METEOSAT. Avant de montrer comment les perturbations liées au JST sont vues de l'espace, donnons quelques indications sur le satellite Météosat.

#### 2-1-1 Description du satellite METEOSAT

METEOSAT est un satellite géostationnaire situé à 36000 Km au dessus du point de coordonnées 0° de latitude et 0° de longitude. Il est muni de radiomètre d'observation de la terre à 3 canaux correspondant à 3 bandes spectrales. Il enregistre ainsi des signaux respectivement dans le spectre solaire VIS (0.5 à 0.9  $\mu\text{m}$ ), dans la fenêtre atmosphérique IR (10.5 à 12.5  $\mu\text{m}$ ) et dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau WV (5.7 à 7.7  $\mu\text{m}$ ). L'un des satellites opérationnels de la série des METEOSAT, METEOSAT-4 a été mis sur orbite en Juin 1989; au même moment METEOSAT-3

était transféré à 50 °W pour l'Atlantic Data Coverage (ADC) Mission et ensuite à 75 °W pour l'XADC Mission.

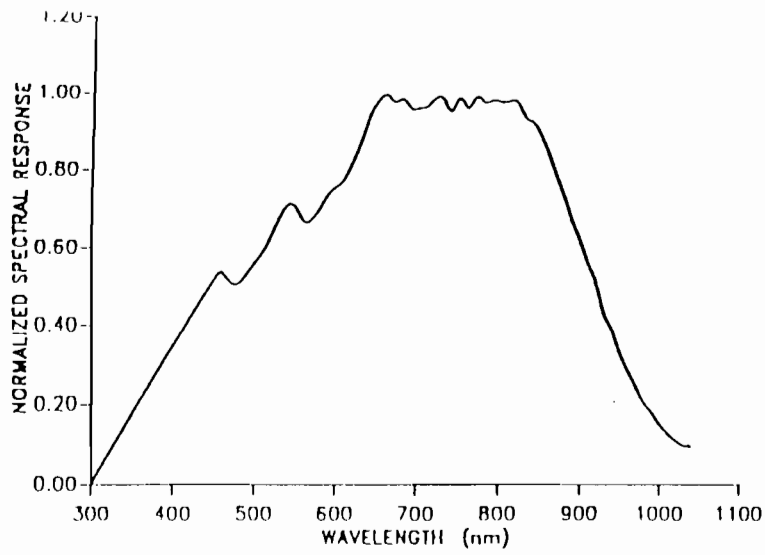
Les images IR et WV sont composées de 2500 lignes de 2500 pixels tandis que les images VIS sont composées de 5000 lignes de 5000 pixels.

La résolution spatiale au point subsatellite est de 5 Km pour les canaux IR et WV et 2.5 Km pour les images visibles. L'échantillonnage temporel est d'une image du disque complet de la terre toutes les demi-heures.

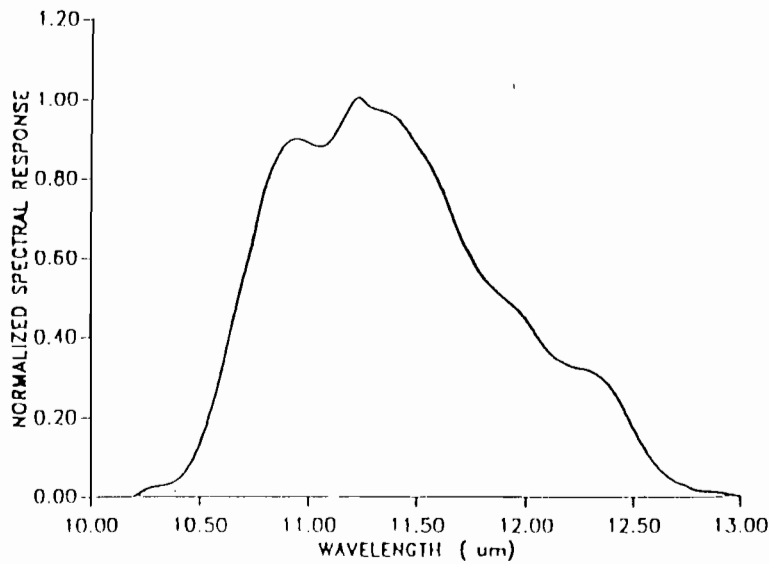
Les images METEOSAT sont transmises sous la forme de données digitales à haute résolution aux réseaux PDUS (Primary Data User Systems). Les comptes numériques ou counts qui varient entre 0 et 255, sont les valeurs codées sur 8 bits des radiances ou des réflectances d'un pixel d'image. Ces counts peuvent être convertis sous forme de radiance en utilisant les coefficients de calibration donnés par les tables de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) (Jones et Jordan,1981). Cette calibration permet d'obtenir les valeurs brutes de radiance ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$ ) mesurées par les imageurs du satellite compte tenue de leurs réponses spectrales. Ces réponses spectrales des radiomètres normalisées à la valeur maximale sont fournies par l'ESOC (figure II-3).

Dans le cadre du programme International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), des images de format dégradé sont également produites. Ce sont:

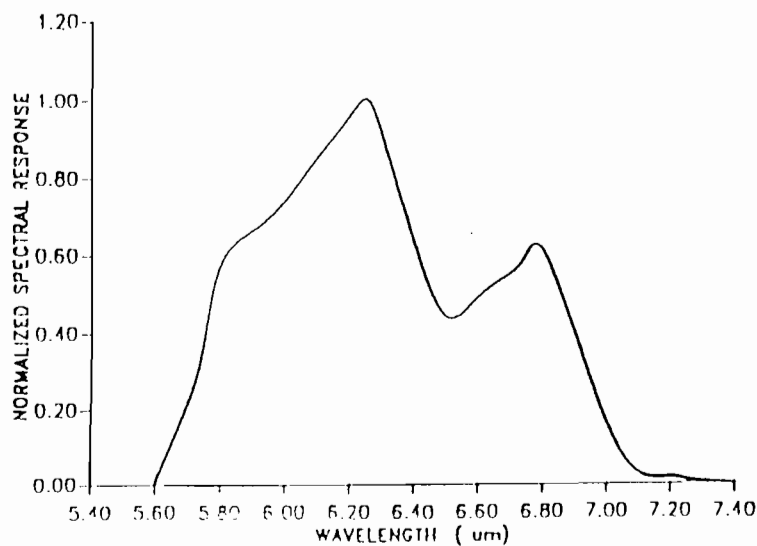
- les images ISCCP B2 qui sont échantillonnées à 3 heures d'intervalle en conservant 1 pixel sur 6 et une ligne sur 6 pour les 3 canaux. Elles sont donc constituées de 416 lignes de 416 pixels avec une résolution spatiale de 30 Km.



a) Réponse spectrale normalisée du radiomètre visible de Météosat 4.



b) Réponse spectrale normalisée du radiomètre infrarouge thermique de Météosat 4



c) Réponse spectrale normalisée du radiomètre infrarouge centré sur la bande d'absorption de la vapeur d'eau de Météosat 4.

Fig II-3: Réponses spectrales normalisées des différents canaux Météosat 4.

- les images ISCCP B1 de meilleure résolution spatiale que les données B2, elles sont obtenues en réduisant la résolution spatiale des images pleine résolution de 1/2 dans les canaux IR et WV et de 1/4 dans le VIS. Ces images sont ainsi constituées de 1250 lignes de 1250 pixels avec une résolution de 10 Km.

Pour établir la relation qui existe entre le jet et les pluies de heug et étudier les variations temporelles des champs de radiance satellitaire, nous utilisons les images B2. Seules les données satellitaires B2 de 12 TU ont été utilisées pour éviter les variations d'angles solaires importants. Calibrées et normalisées, ces images, du fait de leur faible encombrement, permettent une exploitation climatologique correcte. Mais la calibration des images, donc les propriétés du radiomètre, dépendent du canal utilisé.

### 2-1-2 Propriétés du radiomètre METEOSAT

Le radiomètre Météosat donne une vue de son champ de visée dans trois bandes spectrales différentes donnant ainsi des informations de nature physique différente.

#### a) canal visible

Dans ce domaine, l'atmosphère gazeuse est transparente en première approximation. Il rend donc possible le suivi de l'albédo terrestre. La diffusion de la lumière par certains constituants

gazeux de l'air et de grosses particules atmosphériques doit être pris en compte dans ce cas.

Les nuages, suivant leur épaisseur, réfléchissent en partie ou en totalité le rayonnement incident. Ils permettent ainsi une certaine analyse de la couverture nuageuse. Le radiomètre VIS mesure le rayonnement solaire réfléchi par la surface terrestre et les nuages (fig II-4).

Toutes ces considérations ne sont valables que parce que l'on fait une approximation de cibles lambertiennes. Pour les cas plus complexes des phénomènes de réflexions multiples ou de surface désertique on utilise plutôt la réflectance bidirectionnelle.

La calibration du radiomètre visible de METEOSAT est absolue en ce sens qu'elle ne se fait qu'une seule fois.

#### b) canal Infrarouge

Le canal IR s'accommode bien à l'étude des éléments du climat africain (Desbois et al, 1988) et renseigne essentiellement sur l'émission des corps atmosphériques et de la surface terrestre de jour comme de nuit (fig II-4). La principale application de l'IR est l'étude de la couverture nuageuse, les nuages étant assimilés avec une bonne approximation au corps noir.

La calibration des radiomètres IR est relative et se fait avec deux corps noirs embarqués. Cette méthode d'étalonnage appelée BBC (Black Body Calibration) nécessite que les corps noirs soient l'un à la température ambiante, l'autre à plus de 50 °C du corps noir froid. Il existe cependant un étalonnage absolu du radiomètre IR établi par l'ESOC qui est chargé du contrôle et de l'exploitation de METEOSAT.

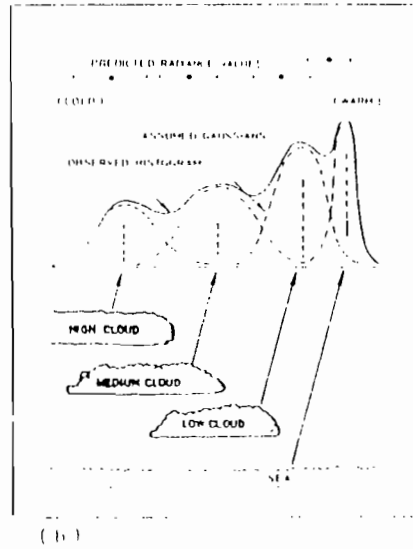
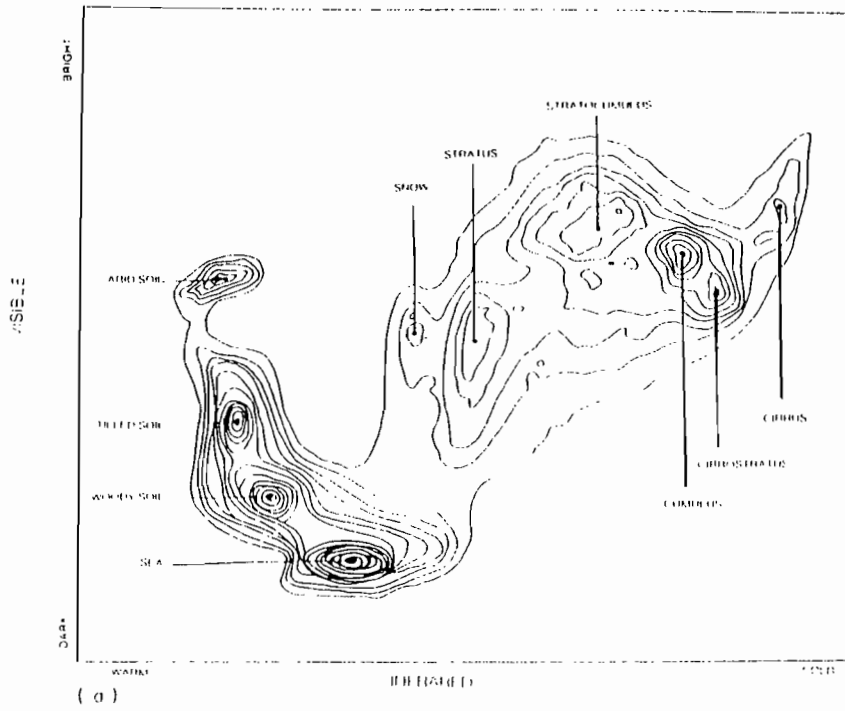


Fig II-4: Histogramme à deux dimensions visible et IR (d'après Fusco et al, 1980).

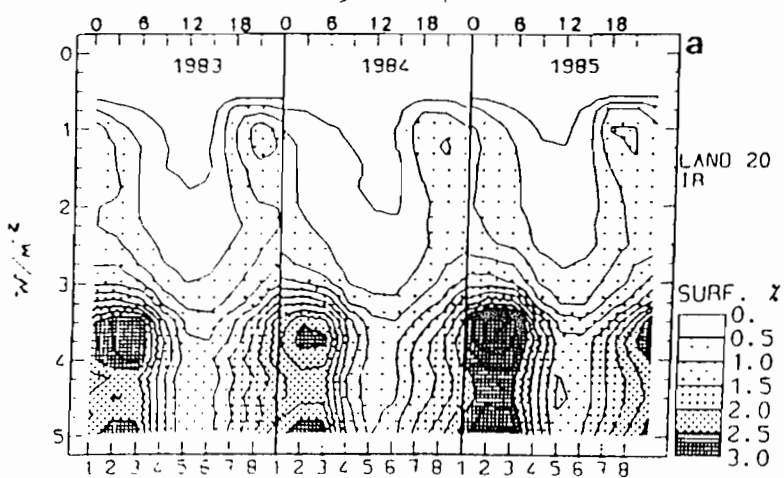


Fig II-5: Composite diurne des histogrammes du signal infra-rouge dans l'Afrique de l'Ouest (d'après Duvel, 1989).

La radiance est calculée à partir du plus proche profil de température et d'humidité prévu par le modèle du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). La loi de calibration est donnée par une relation linéaire entre les comptes numériques (counts) et les radiances.

$$R = \text{FAG} \cdot \beta \cdot (C - C_0)$$

Le facteur FAG (Fine Adjustment of Gain) est mis pour ajuster les variations de sensibilité liées au changement de gain.

R est la radiance exprimée en  $\text{wm}^{-2}\text{Sr}^{-1}$

C est le compte numérique du pixel

$C_0$  est le compte numérique de visée de l'espace

FAG est le facteur de gain

$\beta$  est la pente de la droite de calibration calculée toutes les 3 heures pour METEOSAT-4 et deux fois par jour pour les autres satellites.

Le facteur FAG, $\beta$  de calibration IR est fourni dans les rapports de calibration. A l'aide de table de la fonction de Planck et de la réponse spectrale du radiomètre fournie dans le rapport de calibration, on convertit la radiance estimée en température radiative. La table de conversion de la radiance R en température est obtenue à partir de la formule suivante:

$$R(T) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S(\lambda, T) B(\lambda, T) d\lambda$$

avec  $S(\lambda, T)$  la sensibilité du filtre

$B(\lambda, T)$  la radiance mesurée en entrée

$\lambda_1, \lambda_2$  les bornes de la bande passante du filtre

Les seuillages IR seront déterminés par référence à cette température radiative.



### c- le canal vapeur d'eau

Le principe de calibration est voisin de celui de l'IR thermique dans la fenêtre atmosphérique. Comme dans l'IR, les rapports de calibration permettent de remonter du count à la radiance et enfin à la température radiative. La semi-transparence des nuages, qui ne sont plus alors assimilables à des corps noirs, et la couverture partielle de pixels sont des sources d'erreurs constantes dans ce canal. Il est alors parfois nécessaire de seuiller les images pour ne garder que les parties de forte radiance ou de forte réflectance.

#### 2-1-3 Méthodes de seuillage

Les procédures de seuillage sont souvent utilisées dans les méthodes d'estimation de précipitation par imagerie satellitaire. Celle développée par Arkin (Arkin et Meisner, 1987) et appelée GPI (GOES Precipitation Index) permet l'estimation de la précipitation par analyse des surfaces recouvertes par des nuages plus froids qu'un certain seuil de température. Le seuil de radiance le plus bas de  $3 \text{ Wm}^{-2}\text{Sr}^{-1}$  est choisi par Duvel (Duvell, 1989) pour l'étude de la convection profonde (fig II-5). Les radiances supérieures à ce seuil correspondent aux nuages moyens et stratiformes. Fu et al.(1990) montrent que les valeurs de réflectance VIS supérieures à 0.7 et les températures radiatives inférieures à 267 K sont associées à la partie convective des amas nuageux. Houze (1977) trouve sur les données de GATE une relation cohérente entre la réflectivité radar et les radiances IR des parties convectives de température inférieures à 226K. Rosenfeld et Atlas (1990) prouvent l'importance des estimations

de la surface couverte par les systèmes convectifs et de leur hauteur pour l'estimation des précipitations. Machado(1992), à partir d'une méthode à seuils multiples, détermine les correspondances entre seuil de compte numérique, radiance et température radiative.

Comment ces radiances permettent-elles de voir le JST sur une image de satellite?

#### 2-1-4 Description du JST vu sur l'image satellite

Les courant-jets se matérialisent sur l'image satellite (fig I-5) par des masses nuageuses cirriformes accolées qui se développent en une bande s'étendant parallèlement à l'axe du jet ou légèrement inclinée par rapport à celui-ci. La largeur de cette bande varie entre 400 et 1000 km et sa longueur peut dépasser 4000 Km. L'extension de la bande cirriforme est une bonne mesure de la force du jet. Dans les régions tropicales la présence du jet est révélée par des cirrus spissatus et flocus et quelques altocumulus. Cependant l'interprétation de telles images nécessitent quelques précautions. En effet, on peut être amené à traiter des cas de formations nuageuses cirriformes en tout point comparables à celles accompagnant l'aérojet qui serait en fait inexistant. On rencontre ces cas dans certaines régions montagneuses.

Les axes de thalweg des chaînes de montagnes sont souvent le lieu de mouvements ascendants produisant ainsi des processus de condensation. De telles ambiguïtés sont levées en utilisant les sondages en altitude et les données de surface pour déterminer avec des modèles théoriques les zones de cirrus. L'entrée du jet

caractérisée par une accélération des vents et la sortie par un ralentissement constituent toutes deux des zones d'ascendance de l'air des couches sous-jacentes, donc des zones favorables au développement des nuages.

Les nuages associés au JST sont constitués par des cirrus au coeur du jet tandis que l'extension horizontale est composée d'une bande de stratus ( Bonner et al, 1968). On note souvent sur les images de situation de jet une ondulation visible sur l'image sous la forme de stries perpendiculaires à l'axe (fig II-6). La propagation ondulatoire de la perturbation se fait comme suit:

- 1°) une onde déplace l'axe du jet vers le Nord.
- 2°) l'ondulation se développe sous cet axe.
- 3°) le jet traverse la perturbation; les vents les plus forts se retrouvent sur les crêtes des lignes de courant du jet.

Malgré l'importance de l'imagerie satellitaire du fait de sa grande couverture spatiale et de sa forte fréquence temporelle, certaines propriétés dynamiques et thermodynamiques ne peuvent être étudiées qu'à l'aide de données météorologiques conventionnelles.

## 2-2 Données météorologiques conventionnelles

Nous avons utilisé des radiosondages de Dakar-Yoff, des pluviométries sur le Sénégal et les indications des Tableaux Climatologiques Mensuelles (TCM) des stations climatologiques du Sénégal.

### 2-2-1 Radiosondages de Dakar-Yoff

Les données de radiosondages sont ceux de l'aéroport de Dakar-Yoff. Ces radiosondages sont effectués deux fois par jour pour les réseaux de 00 TU et 12 TU. Ils nous donnent à différents niveaux les paramètres altitude géopotentielle  $Z(\text{mgp})$ , la température  $T(^{\circ}\text{C})$ , l'humidité relative  $U(\%)$ , la température du point de rosée  $T_d(^{\circ}\text{C})$ , le rapport de mélange  $MR(\text{g/kg})$ , la direction  $dd(\text{degrés})$  et la force  $ff(\text{m/s})$  du vent. Le vent est représenté dans une rose 360. Le vent zonal et le vent méridien sont alors estimés avec les formules suivantes:

$$u=ff \cos((270-dd)*p/180)$$

$$v=ff \sin((270-dd)*p/180)$$

$u$  et  $v$  sont exprimés en  $\text{m/s}$

Souvent pour remédier à l'absence de données à certaines altitudes élevées suite à une explosion prématurée des ballons sondes, on effectue des extrapolations. L'intérêt physique de ces valeurs est alors diminué mais on gagne en homogénéité.

### 2-2-2 Données pluviométriques du Sénégal

D'autre part les données pluviométriques durant 50 ans (1930-1980) sur différentes stations du Sénégal (synoptiques, climatologiques, et pluviométriques) ont permis de faire une climatologie des pluies de heug.

### 2-2-3 Données de TCM

Les relevés des tableaux climatologiques mensuels (TCM) de 1951 à 1991 ont été utilisés pour réaliser une moyenne climatologique des paramètres météorologiques: force et direction du vent, température minimale et maximale au sol.

Nous venons d'indiquer dans ce chapitre que l'étude de la zone géographique qui nous intéresse nécessite une intégration de petite, moyenne et grande échelle. Les données utilisées sont les images de satellite permettant une grande couverture spatiale et les données météorologiques conventionnelles à l'aide desquelles une étude climatologique sera abordée au chapitre suivant.

TROISIEME PARTIE:

ETUDE CLIMATOLOGIQUE, DYNAMIQUE  
ET THERMODYNAMIQUE DES  
PERTURBATIONS DE HEUG

## 1) CLIMATOLOGIE

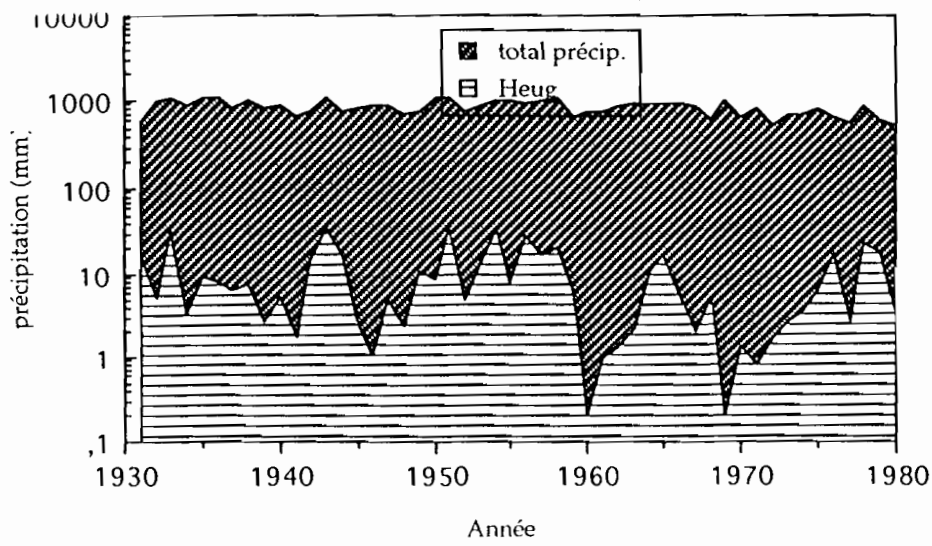
### 1-1 Climatologie des pluies de heug

En plus des conséquences économiques et sociales qu'elles engendrent les pluies de heug jouent un rôle non négligeable dans l'établissement de l'équilibre général du système atmosphérique. Une meilleure estimation de l'énergétique globale du système passe donc par la prise en compte de l'apport des pluies de heug et des phénomènes qui leur sont liés. Une étude climatologique de ces pluies hors saison est réalisée à partir de données pluviométriques de stations situés au Sénégal pendant la période 1930-1980. Nous pouvons ainsi comparer les pluies de heug à la pluviométrie totale recueillie dans le domaine d'observation et étudier la variabilité interannuelle de la distribution spatio-temporelle de ces précipitations. Pour conserver une certaine homogénéité, la période d'acquisition des données est identique (1930-1980) pour toutes les stations. Seules les stations synoptiques garantissent une telle propriété. Au Sénégal il existe 20 stations synoptiques pour lesquelles les données de précipitations sont disponibles entre 1930 et 1980. Les relevés de ces stations sont d'abord utilisés pour étudier la contribution des pluies de heug à la pluviométrie globale.

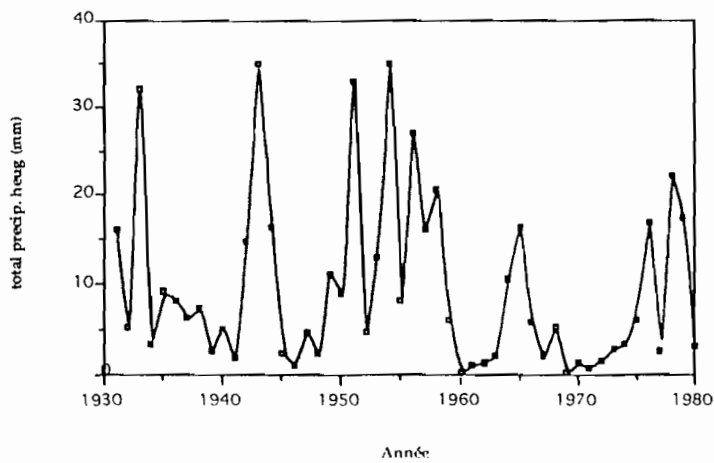
### 1-1-1 Contribution des pluies hors saison à la pluviométrie totale.

La figure III-1 a) présente l'évolution comparative des moyennes annuelles des quantités de pluie de heug et des précipitations totales. Parce qu'elles sont d'échelle très différentes, la représentation simultanée de ces deux grandeurs n'est aisée que sur une échelle logarithmique. Une représentation des quantités brutes sur une échelle linéaire ne permet pas une observation correcte des variations des pluies de heug par rapport au total pluviométrique. L'apport des perturbations pluvieuses de saison sèche représente en effet moins de 4 % de la pluviométrie totale. Le coefficient de corrélation R entre les valeurs moyennes annuelles des pluies de heug et des pluies totales est égale à 0.40 avec un degré de signification de 73 %. La courbe de dispersion (fig III-1 d)) donne la distribution climatologique moyenne des pluies de heug par rapport au total pluviométrique. Elle traduit que les deux séries de données évoluent pratiquement en phase. Ainsi sur les deux courbes les minima essentiels sont trouvés pour la plupart les mêmes années: 1941, 1946-48, 1960, 1971. La saison (hiver austral) s'étale sur deux années, de novembre d'une année à mars de l'année suivante. Par ce fait, un décalage entre les années de minima de pluviométrie totale annuelle et celles de minima de pluies de heug peut se produire. Ce biais explique la dispersion importante notée pour certaines valeurs. Mais son caractère non propageable minimise son influence sur les variations du rapport de ces pluies d'hiver austral sur la pluviométrie totale.

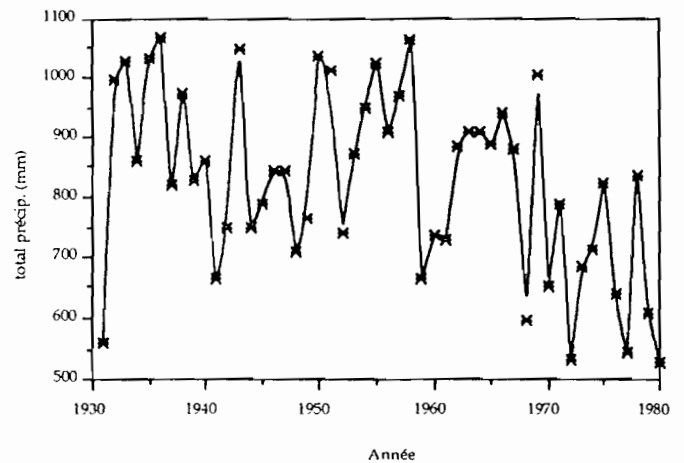




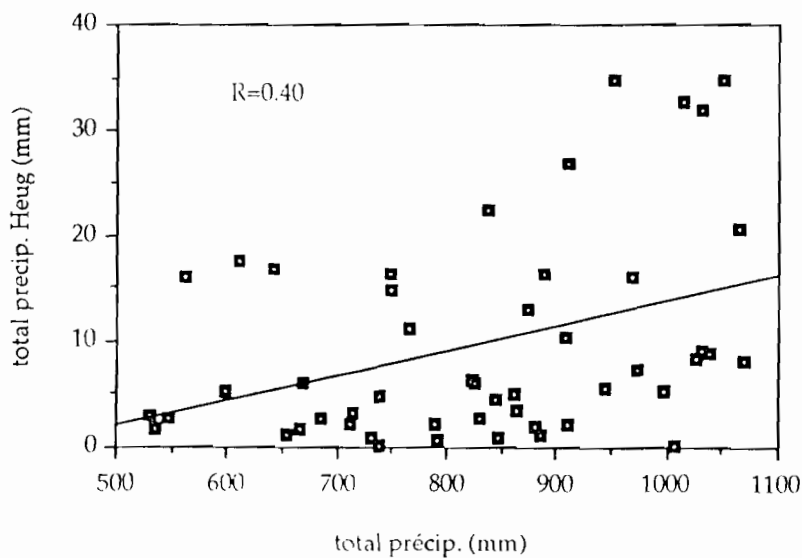
a) Evolution comparative des pluies de heug et de la pluviométrie totale



b) Evolution annuelle des précipitations de heug



c) Evolution des précipitations annuelles



d) dispersion des pluies de heug par rapport à la pluviométrie totale

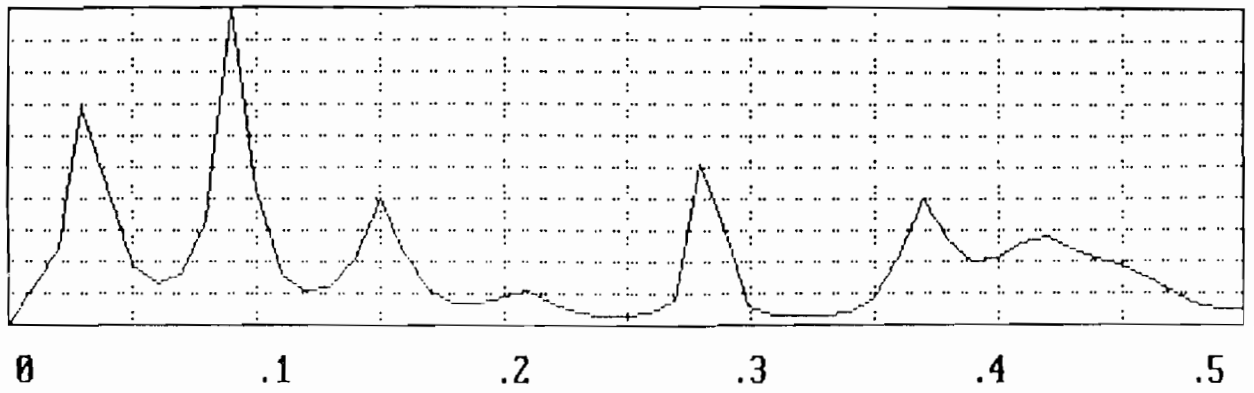
Fig. III-1

L'analyse spectrale par la méthode du maximum d'entropie (MEM) de la série chronologique (1931-1980) de pluies de heug annuelles (fig III-1b)) fait ressortir 3 pics significatifs correspondant à des fluctuations temporelles de période respective 33 ans, 11 ans, 4 ans (fig. III-2a)). Si la période de 33 ans ne peut être pris en compte vu la longueur limitée de la série, la période 11 ans semble être la période de variabilité interannuelle des pluies de heug. Cette période est identique à celle de l'oscillation Nord Atlantique (NAO) (Conte et al., 1989). La NAO, oscillations climatiques méridiennes propres à l'Atlantique, est une modification à grande échelle de la vitesse de vent sur l'Atlantique résultant des variations de pression du centre dépressionnaire subpolaire d'Islande et de la ceinture anticyclonique subtropicale (Servain, 1991). La période de 4 ans pourrait bien découler de l'influence de l'oscillation australe. L'analyse spectrale a permis d'expliquer les périodes de variations des pluies de heug au cours du temps. Il s'agit maintenant d'étudier leur distribution spatiale.

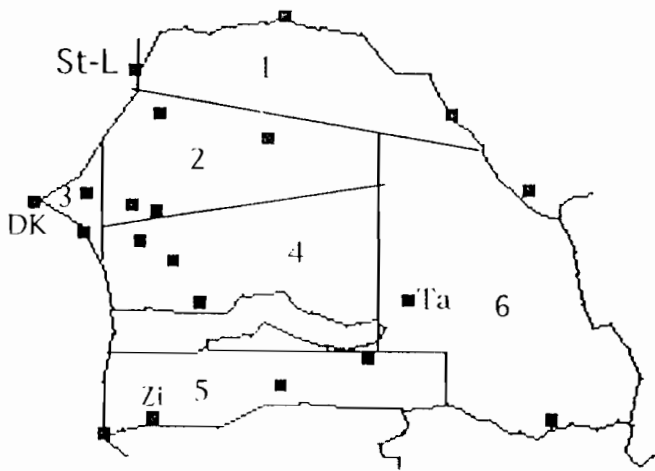
### 1-1-2 Distribution spatio-temporelle de la pluviométrie de heug moyenne

Pour étudier l'extension et la distribution spatiale des pluies de heug sur le Sénégal, nous avons estimé leur variabilité mensuelle et interannuelle avant d'étudier aussi le degré d'homogénéité de leur répartition spatiale.

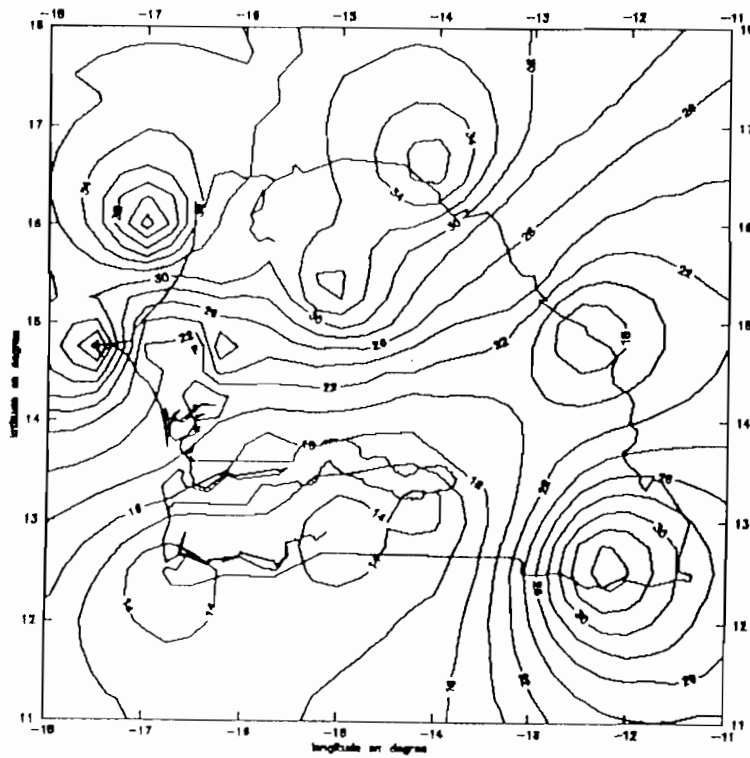
Les zones de plus grande pluviométrie de heug sont celles où la saison des pluies se termine plus tôt (fig III-2c)). Elles correspondent aux régions situées au dessus et sur un axe SW-NE.



a) spectre de puissance de la série chronologique de pluies de heug  
 les pics sont localisés aux fréquences 0,03 (33 ans), 0,092 (11 ans), 0,15 (7 ans), 0,28 (4 ans)



b) Réseau de stations synoptiques du Sénégal



c) moyenne annuelle des pluies de heug (1930-1980)

Fig. III-2

Pour affiner la compréhension de cette liaison aérojet subtropical-pluies de heug, nous avons découpé le Sénégal en 6 régions comprenant 3 à 4 stations de mesures pluviométriques. Le regroupement de ces stations a été réalisé en considérant principalement deux critères: la proximité géographique des stations appartenant au même groupe et la pluviométrie mensuelle moyenne de 1961 à 1990 peu variable d'une station à l'autre dans la même région. Les figures III-3 qui représentent la pluviométrie en fonction du mois de l'année montrent bien que ce découpage est tout à fait cohérent.

La somme totale des pluviométries de toutes les stations d'une région est considérée comme la pluviométrie de la région. Cette approximation peut être vérifiée en déterminant les caractéristiques spatio-temporelles des champs pluviométriques moyens par l'analyse EOF (Empirical Orthogonal Function) utilisée antérieurement par Lough (1986), Nicholson et al.(1990), Ouergli (1993), Folland et al. (1986).

#### 1-1-2-1 Méthodologie de l'analyse EOF

Il s'agit d'une technique de détermination de composantes principales à partir de pseudo-variables. Dans l'analyse EOF la matrice en entrée est une matrice de covariance  $N \times M$ . Les EOF sont déterminées ici pour une climatologie de 13 ans (1980-1992) sur les régions pluviométriques. La série utilisée est plus courte à cause des données manquantes durant la période 1931-1980. Le mode d'analyse EOF utilisé est un S-mode: les  $M$  variables sont représentées par les 6 régions qui composent le domaine spatial de l'étude, ainsi les vecteurs propres sont les

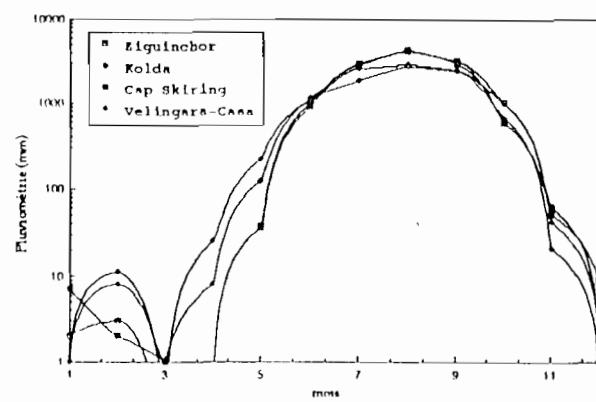
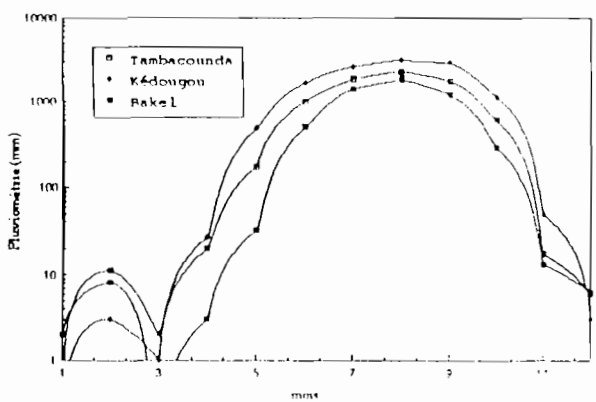
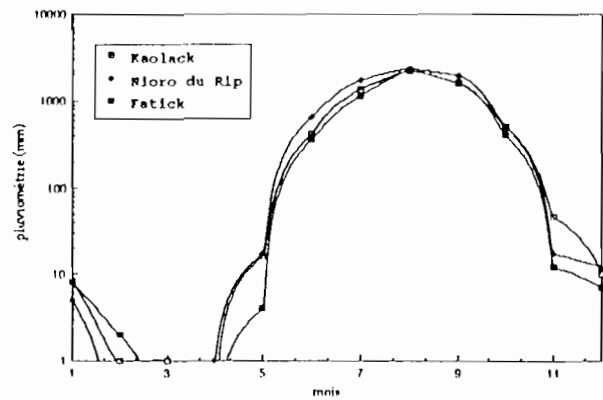
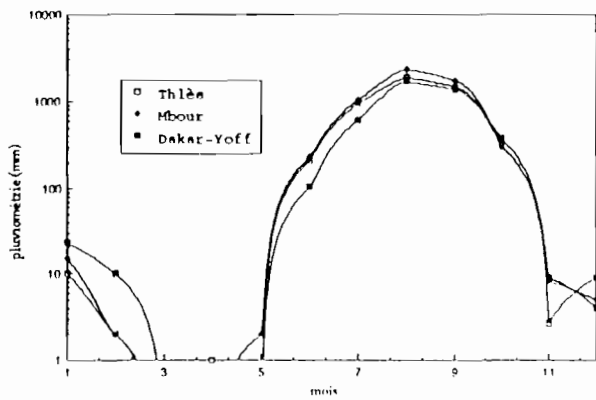
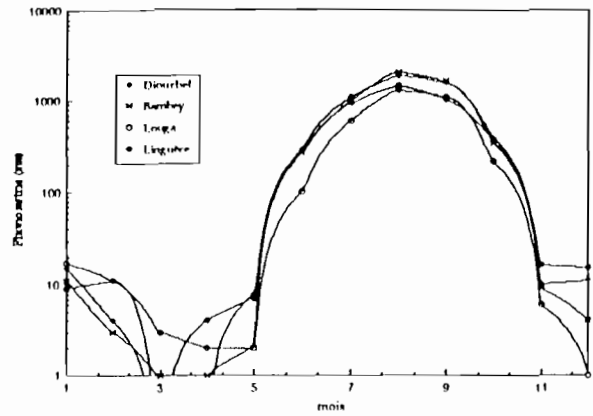
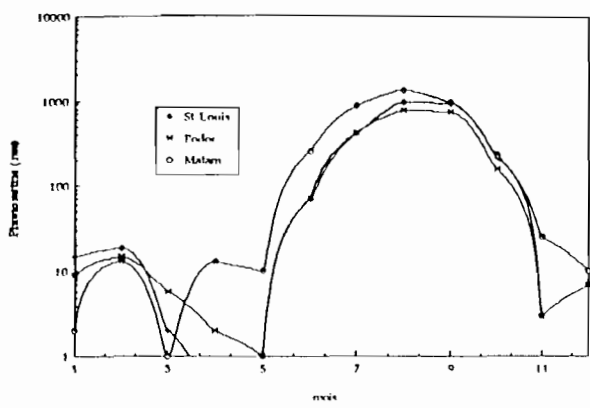


Fig. III-3 Pluviométries mensuelles de 1951 à 1991 par zone géographique

composantes spatiales des anomalies de la pluviométrie; les N individus sont les 65 observations des 5 mois (janvier, février, novembre, décembre) sur 13 ans. Les séries temporelles des coefficients des vecteurs propres sont les composantes principales de l'analyse. On pourrait dans cette analyse utiliser une matrice de corrélation, qui contrairement à la covariance, présente de réelles propriétés de stabilité. Mais vue la faiblesse relative des quantités de pluies recueillies, il est plus judicieux d'utiliser la matrice des covariances qui donne des vecteurs propres très sensibles aux variations temporelles.

On cherche par cette analyse EOF à déterminer la variabilité interannuelle de la pluviométrie de heug sur le Sénégal et sa distribution spatiale. Il s'agit de trouver les caractéristiques du secteur d'analyse qui contribuent le plus à la variabilité.

#### 1-1-2-2 Résultats de l'analyse EOF

Cette analyse en composantes principales appliquée sur le champ pluviométrique de heug donne d'abord le pourcentage de variance simple ainsi que le pourcentage de variance cumulée expliquées par chacune des 6 composantes principales (CP) de l'EOF.

Tableau III-1 : pourcentages de variance simple et cumulé des 6 composantes principales de l'analyse EOF

Composante Principale	% de variance	% de variance cumulée
1	49,37	49,37
2	25,92	75,28
3	12,58	87,87
4	6,73	94,6
5	3,49	98,09
6	1,91	100,00

On remarque ainsi que la première composante principale représente 49 % de la variance totale, 26 % de cette variance sont expliquées par la deuxième composante principale. Les 3 composantes principales cumulent près de 88 % de la variance totale (13 % pour la CP3). Les 3 dernières composantes principales expliquent respectivement 7 %, 3.5 % et 2 % de la variance. L'importance relative de la variance expliquée par les 3 premières CP est le signe de la faible variabilité du champ pluviométrique. Une interprétation correcte des résultats liés à ces grandeurs mathématiques passe par l'établissement de leur significativité au sens physique, pour distinguer les véritables composantes du signal et le bruit. Le test de Monte Carlo (Overland and Preisendorfer, 1982; Livezey, 1983) indique que les CP qui sont significatives sont celles dont le pourcentage de variance est supérieur au seuil de 3 %. Seules les 5 premières CP remplissent

cette condition. Les figures III-4 représentent les composantes principales qui sont les séries temporelles des coefficients. Les vecteurs propres (fig III-5 ) renseignent sur les caractéristiques spatiales du champ d'anomalie pluviométrique.

Le premier vecteur propre de l'analyse, son premier EOF, (fig III-5 a) ) présente une grande homogénéité sur tout le domaine spatial concerné par l'analyse. Son amplitude croît quasi régulièrement du Sud vers le Nord. Les maxima se trouvent donc dans les régions que la climatologie a révélé comme étant celles à plus importante pluie de heug, c'est à dire les régions côtières Nord et le centre Ouest. Cette composante principale avec 49,4 % de variance expliquée se caractérise par des coefficients positifs sur toute l'étendue géographique de l'étude. Les modifications de la première composante sont donc en phase. On en déduit que ce mode, le plus significatif, traduit la faible variabilité spatiale de la répartition de ce type de pluies sur le Sénégal.

Par contre la deuxième composante principale présente un aspect multipolaire avec des maxima relatifs localisés en des lieux différents. Nous appelons dipôle ces deux sortes de noyaux de coefficients positifs et négatifs séparés par l'isoligne 0. Les 3 dipôles sont symbolisés sur la figure par D1, D2, D3. Ils se caractérisent chacun par des variations Nord-Sud avec une légère composante Ouest. Ce sens de variation correspond au sens de la migration vers le Sud de la ZCIT. En effet ce déplacement permet l'établissement, sur la région, des vents de Nord-Est chauds et l'arrivée d'air froid polaire par advection. Le contact de ces deux masses d'air peut produire des perturbations de type pluies de heug.



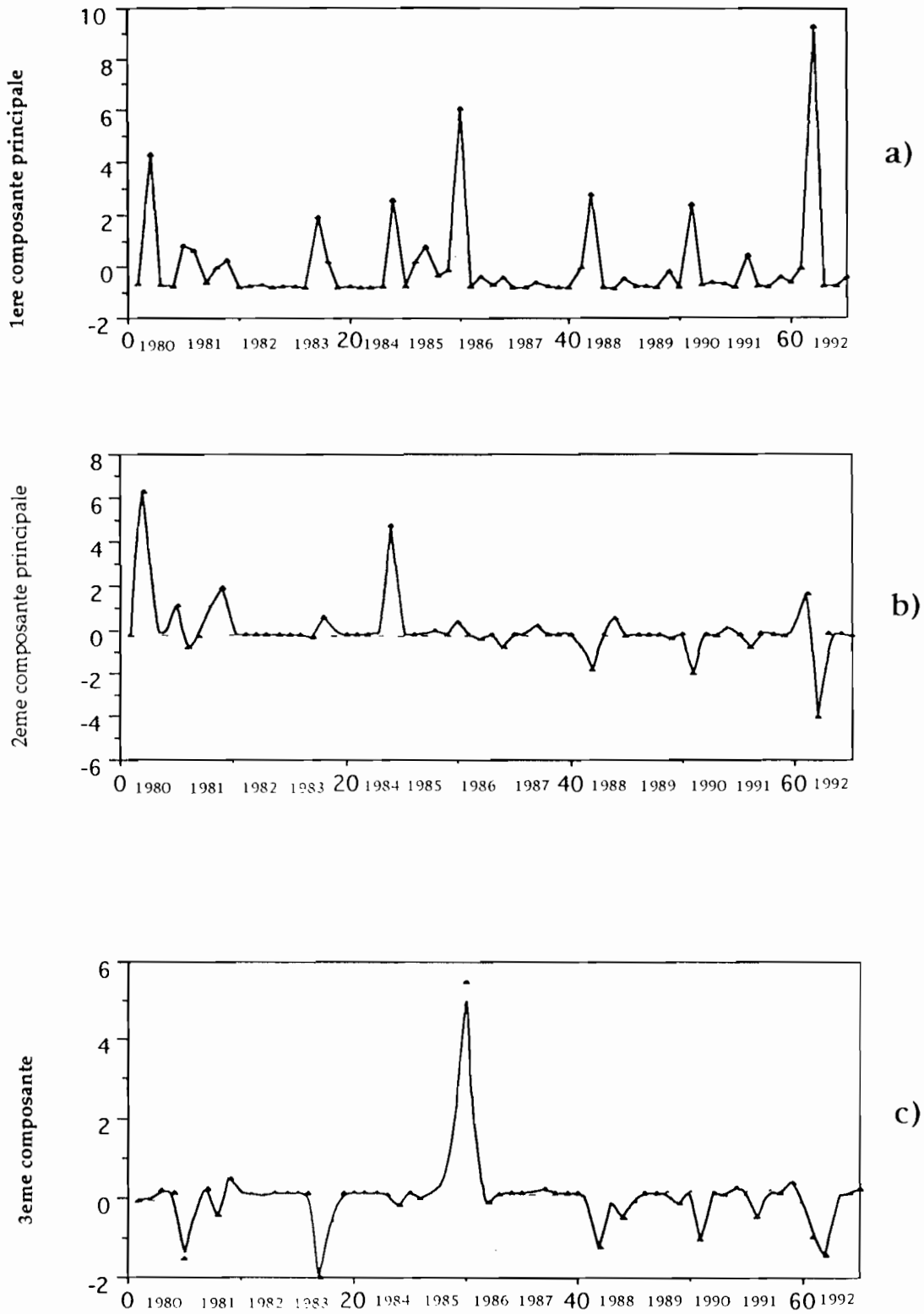


Fig. III-4 série chronologique représentant les composantes principales de l'analyse EOF

- a) 1ere CP
- b) 2 eme CP
- c) 3 eme CP

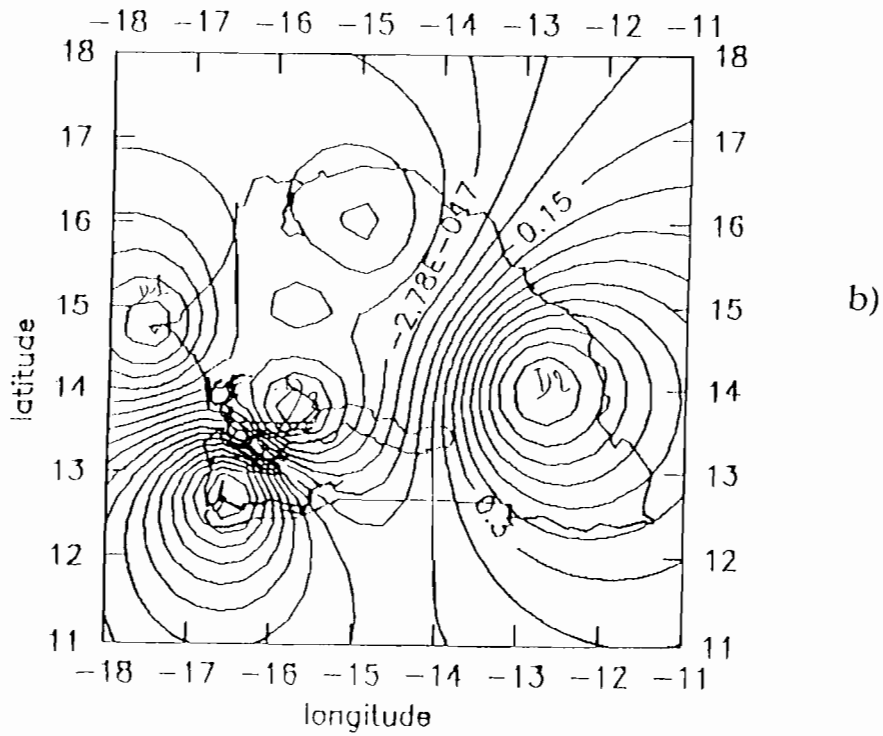
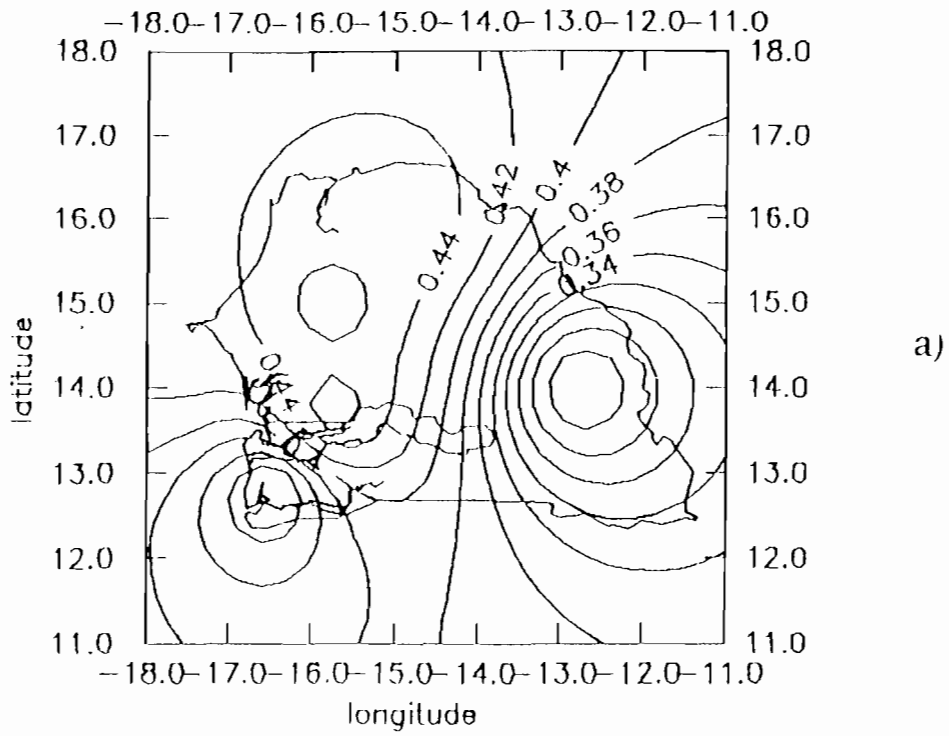


Fig. III-5 distribution spatiale du vecteur propre  
 a) première composante principale de l'EOF  
 b) deuxième composante principale de l'EOF

La troisième composante principale présente une variation dans le sens Est-Ouest et Nord Est- Sud Ouest des coefficients de la distribution. Ce vecteur à faible pourcentage de variance traduit sans doute l'influence du vent harmattan sur la répartition de ces pluies.

La quatrième composante principale se caractérise par une région limitée de valeurs négatives séparée par une large région à coefficients positifs. L'axe de séparation de direction Sud Ouest-Nord Est est un trait caractéristique de la circulation troposphérique qui s'établit durant l'hiver boréal.

La variabilité temporelle est estimée par l'observation des séries temporelles normalisées représentant les composantes principales les plus significatives. Sur la série temporelle normalisée relative à la première composante principale de l'analyse, on distingue plusieurs maxima dont les principaux correspondent au mois de février (1980, 1984, 1988, 1992) et décembre (1980, 1985). L'analyse spectrale de cette série nous fournit la période temporelle des oscillations de ces composantes. Les spectres de densité spectrale de puissance (fig III-6) sont obtenus par la méthode du MEM appliquée à ces signaux.

L'étude d'autres paramètres atmosphériques peut également aider à une meilleure compréhension des processus conduisant à la génération des pluies de heug.

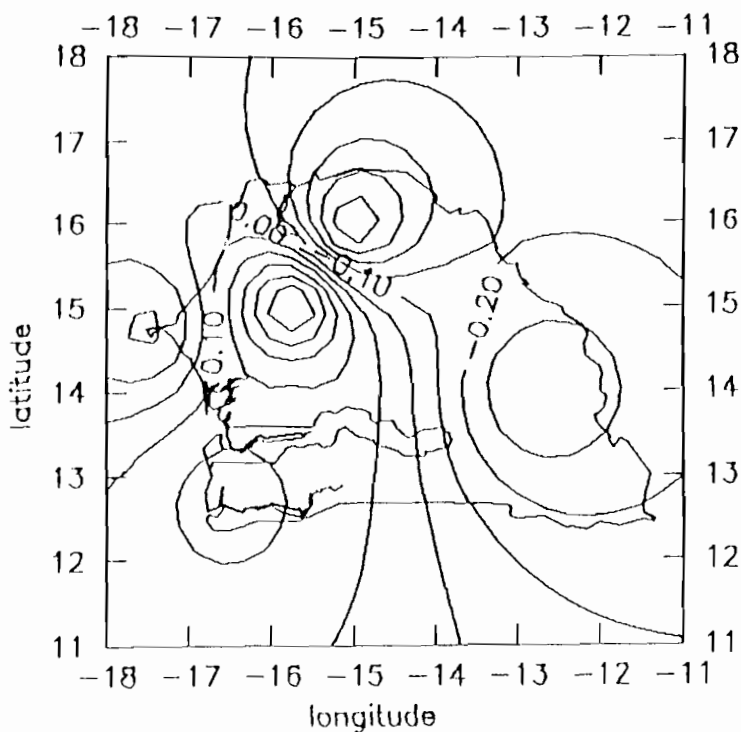


Fig. III-5 c) distribution spatiale du vecteur propre troisième composante principale de l'EOF

bsup= 16.35

freq. de NYQUIST fc= .5

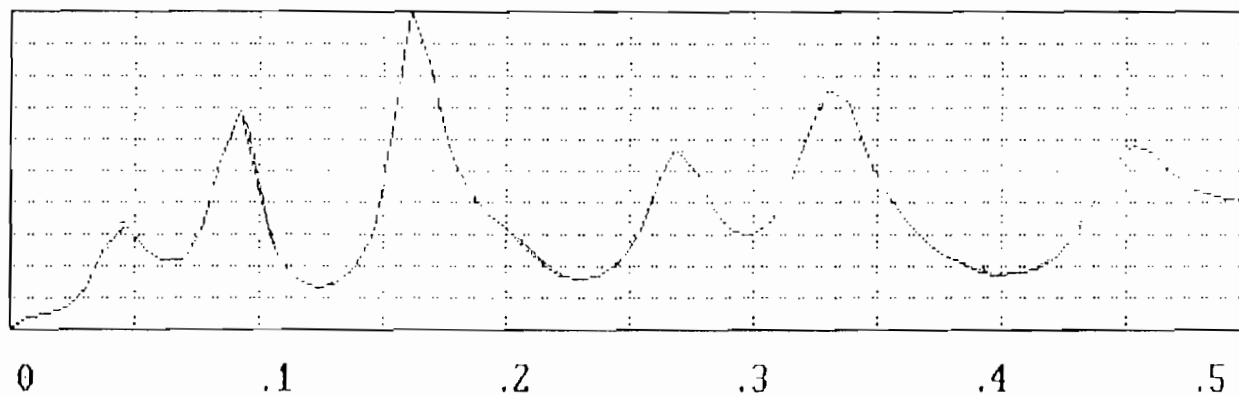


Fig. III-6 spectre de puissance de la série temporelle représentant la 1ère CP

## **1-2 Climatologie des paramètres liés aux pluies de saison sèche**

On aborde dans ce paragraphe la variabilité des champs de vent et de température pendant la saison sèche.

### **1-2-1 Distribution spatiale et variabilité interannuelle du champ de vent pendant la saison sèche**

Avec les données des stations climatologiques du Sénégal, nous établissons la distribution de l'intensité et de la direction du champ de vent. Il s'agit d'une distribution climatologique sur la période 1972-1992 obtenue à partir des moyennes mensuelles des mois de novembre, décembre, janvier, février du paramètre considéré.

Les images (fig. III-7) représentent la répartition moyenne des vents aux mois de novembre, décembre, janvier, février au cours de la période 1972-1992. Elles sont fabriquées avec le logiciel TRISKEL à partir de cartes d'isocontours. La réalisation des cartes se fait par krigeage, méthode d'interpolation linéaire qui calcule l'autocorrélation entre points et donne une estimation sans biais avec un minimum de variance. Cependant les valeurs interpolées ne sont pas représentatives en dehors du domaine de mesure: il y apparait un effet de bord.

Une ondulation des lignes isotaches est visible sur l'image pour tous ces mois d'hiver boréal. Cette ondulation se fait dans la direction SW-NE typique de l'aérojete subtropical d'hiver. De même, cette ligne est le lieu de séparation des fortes et des faibles vitesses de vent. De novembre à janvier, elle migre

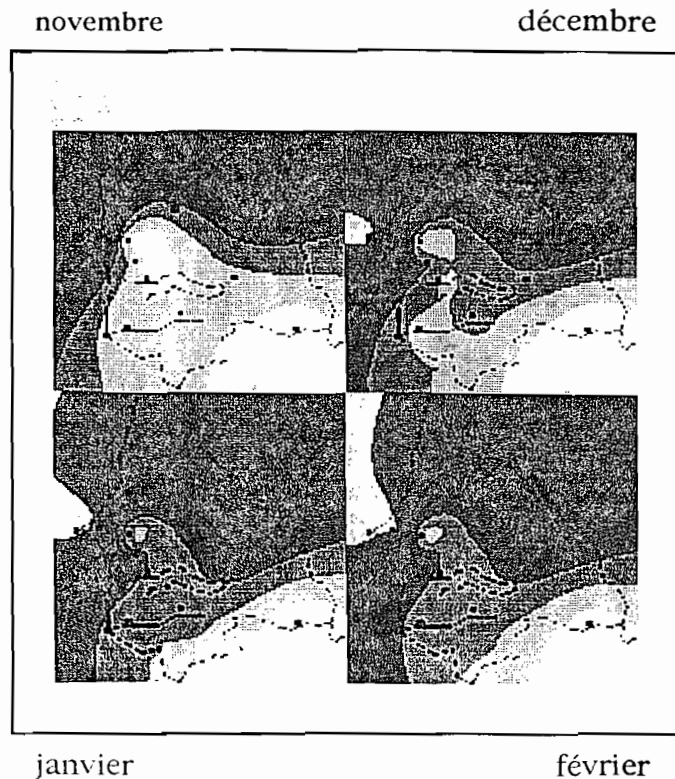


Fig III-7: distribution climatologique moyenne mensuelle (novembre, décembre, janvier, février) 1972-1992 de la force du vent

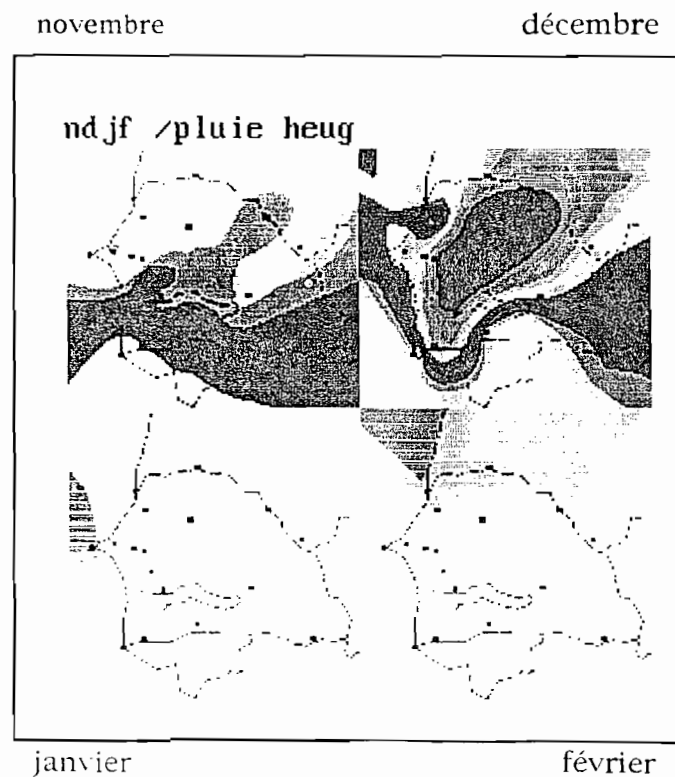


Fig. III-8: distribution climatologique moyenne mensuelle (novembre, décembre, janvier, février) 1961-1992 des pluies de heug

progressivement vers le Sud. Ce qui signifie une tendance à l'intensification des vents. Cette distribution spatiale des vitesses est bien caractéristique de la manifestation sur la région d'étude des grandes vitesses de l'aérogel subtropical pendant cette période. Les intensités de vent décroissent du Nord-Ouest au Sud. Le mois de novembre se caractérise par l'existence de vents faibles au Sud-Est. A partir du mois de décembre, des vents plus forts s'installent à l'Ouest et au centre.

De même sur les images climatologiques (1962-1990) des précipitations (fig III-8), on note deux grandes régions qui se distinguent par leur différence de régime des quantités de pluies de "heug". La région Nord de maxima de précipitations est séparée par une bande de la région Sud où on a enregistré les plus faibles quantités de pluies. Cette disposition est plus ou moins inversée au mois de novembre, ce que l'on attribue à la persistance de la saison des pluies dans la région Sud. Les régions les moins pluvieuses pendant cette saison sont celles où la mousson persiste plus longtemps. Sur les images de vent, la position et l'orientation de la bande de séparation des deux zones ainsi définies semble correspondre à celle de l'axe du jet de Sud-Ouest.

La moyenne mensuelle des directions de vent est représentée ici sous forme d'une figure qui donne la fréquence moyenne mensuelle des directions du vent sur la période (fig III-9). Il apparaît ainsi que pendant l'hiver boréal les vents dominants dans la région sont majoritairement de Nord-Est. On rencontre aussi des vents de direction Nord à Nord-Ouest. Ces vents alizés de Nord-Est, l'harmattan, soufflent en permanence pendant l'hiver sur cette partie du continent.

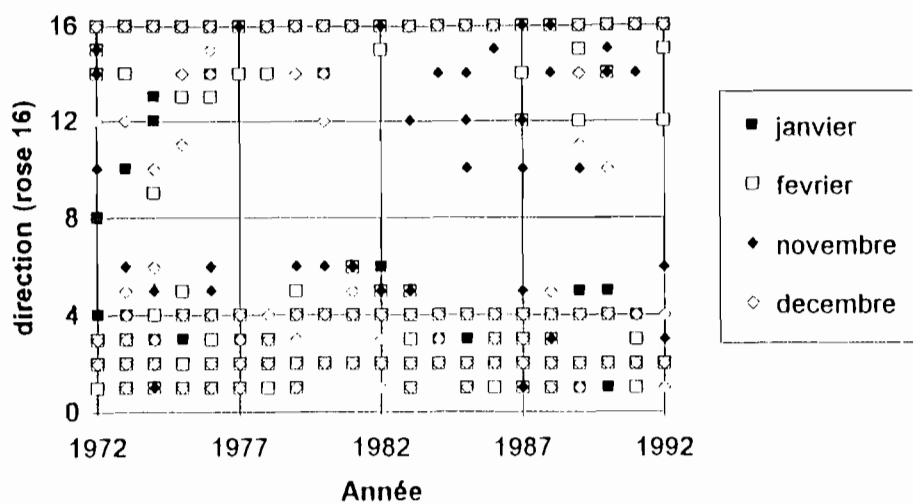


fig III-9 fréquence moyenne mensuelle de la direction du vent  
1972-1992



L'étude du champ de vent vient de nous montrer l'importance du jet subtropical d'hiver dans l'établissement des pluies dites de heug. Existe-t-il une liaison entre ces pluies et le champ de température?

### **I-2-2 variabilité interannuelle et spatiale du champ thermique pendant la saison sèche**

Sur les figures III-10 et III-11 sont représentés les champs moyens mensuels (1951-1991) de température minimale et maximale pour les mois de janvier, février, novembre, décembre. Ce sont les mois les plus froids de l'année. Sur les cartes de température maximale, on observe que la température croît du nord au sud. Les plus faibles températures sont localisées sur la région côtière tout le long d'un axe Dakar-Saint-Louis qui se caractérise par une homogénéité de structure thermique avec un resserrement des isothermes. Les gradients horizontaux de température y sont très faibles.

Globalement le mois de janvier et, dans une moindre mesure celui de décembre, sont les plus froids de l'année. Le gradient thermique plus marqué pourrait s'expliquer par l'intensification d'advections d'air froid polaire. Il s'accompagne aussi d'un renforcement des vents alizés. Le mois de janvier se caractérise également par un noyau froid au sud-est.

Le mois de novembre a la même distribution des minima du champ thermique qu'en décembre, les températures de ce dernier mois étant plus faibles.

Les mois de décembre et surtout janvier sont aussi ceux où les écarts de température maximale et minimale sont les plus

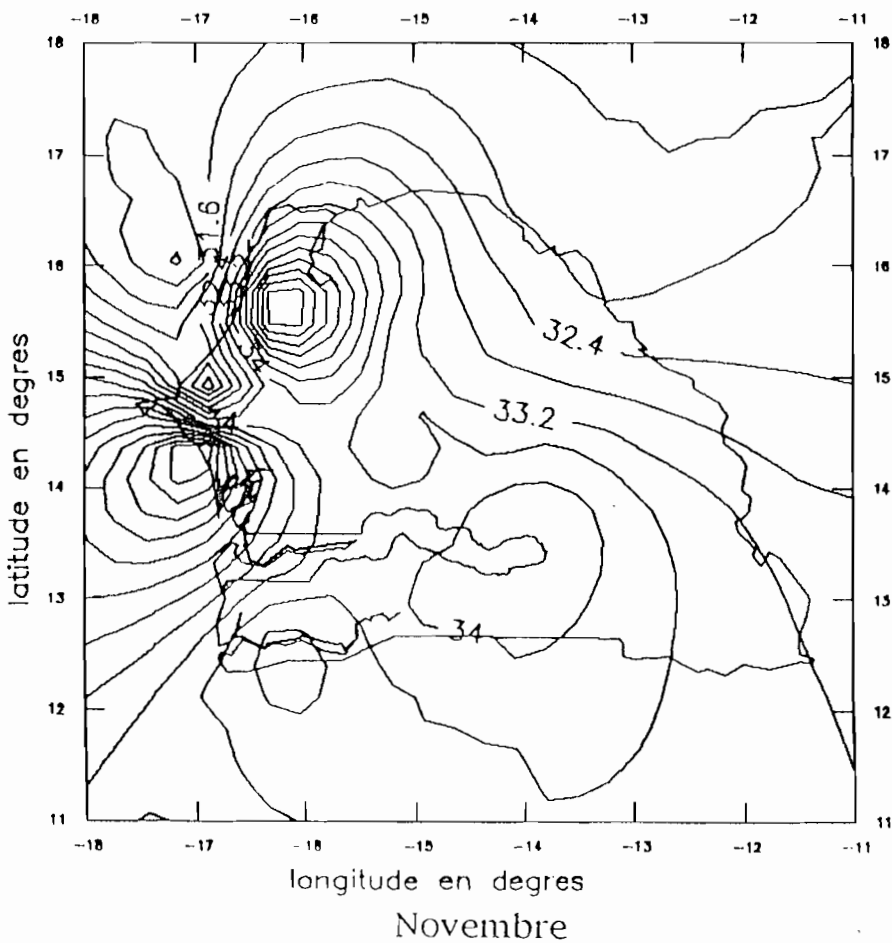
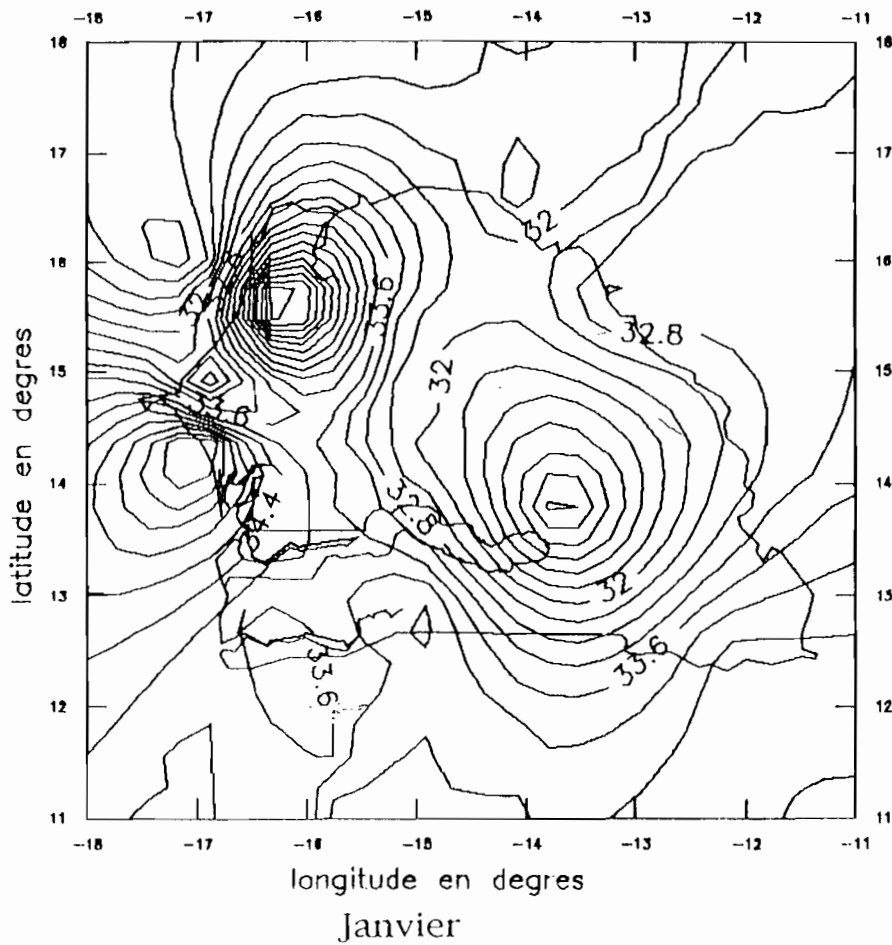


Fig. III-10 climatologie moyenne mensuelle du champ thermique maximum 1951-1991

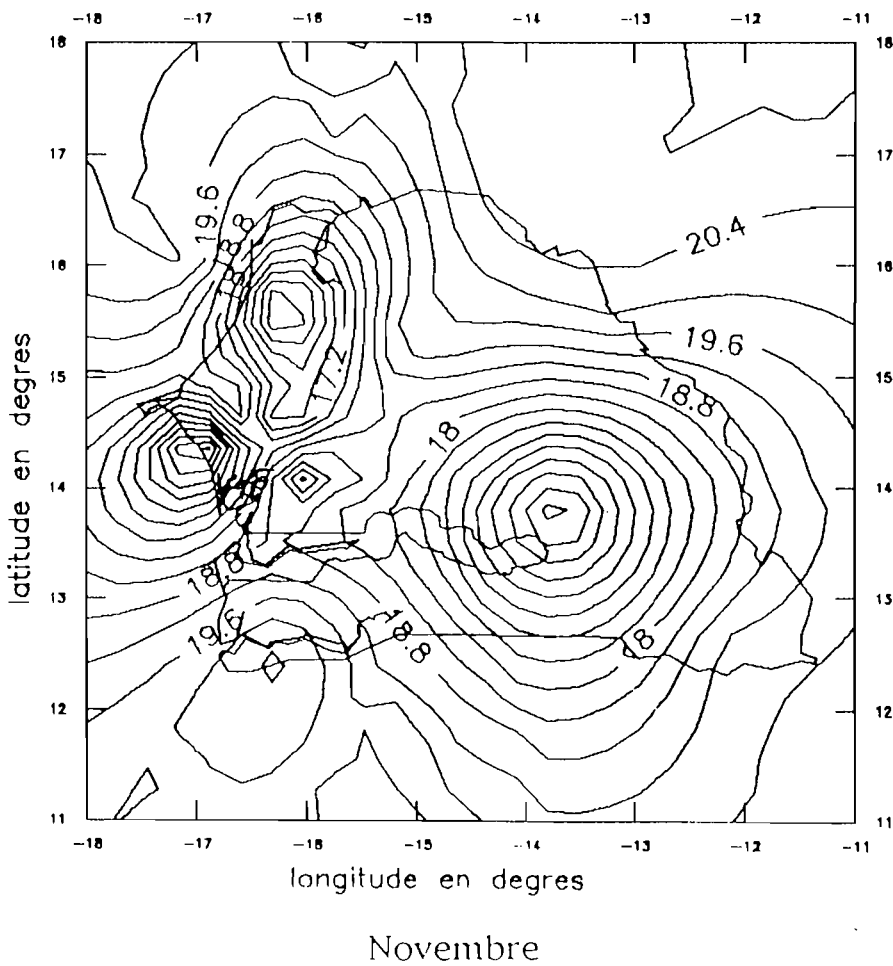
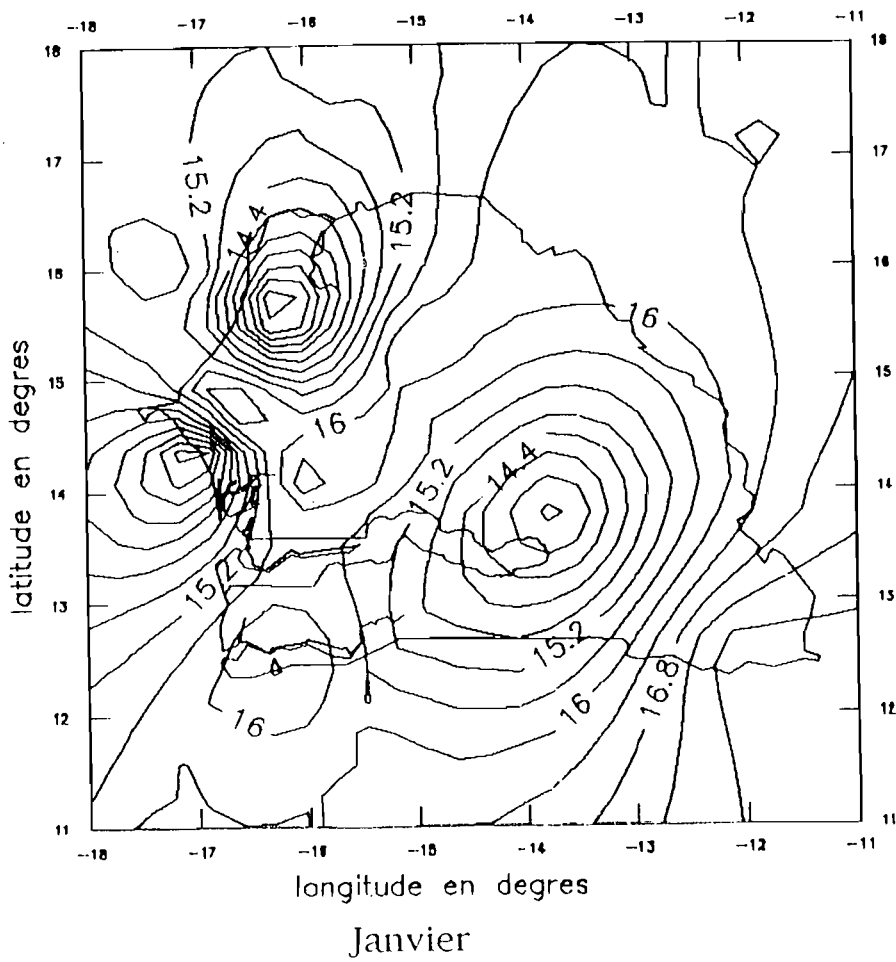


Fig. III-11 climatologie moyenne mensuelle du champ thermique minimum 1951-1991

importants (fig. III-12). Ceci signifie que le gradient thermique est assez fort et se caractérise par des anomalies positives du champ thermique. Cette situation est favorable à l'instabilité convective découlant du transfert d'énergie vers les couches plus élevées de l'atmosphère.

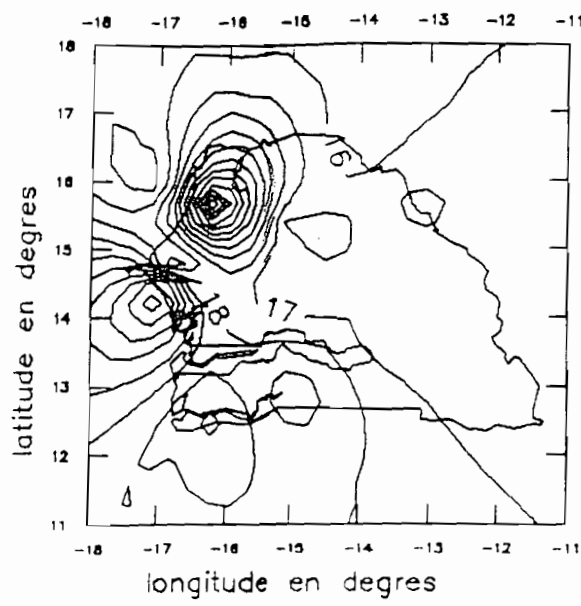
## 2) DETERMINATION DES CONDITIONS D'INSTABILITE DYNAMIQUE AU COURS DES PERTURBATIONS DE SAISON SECHE

On traitera ici d'abord les aspects purement dynamiques, avant d'aborder une approche thermodynamique.

### 2-1 Dynamique des processus physiques liés à l'instabilité

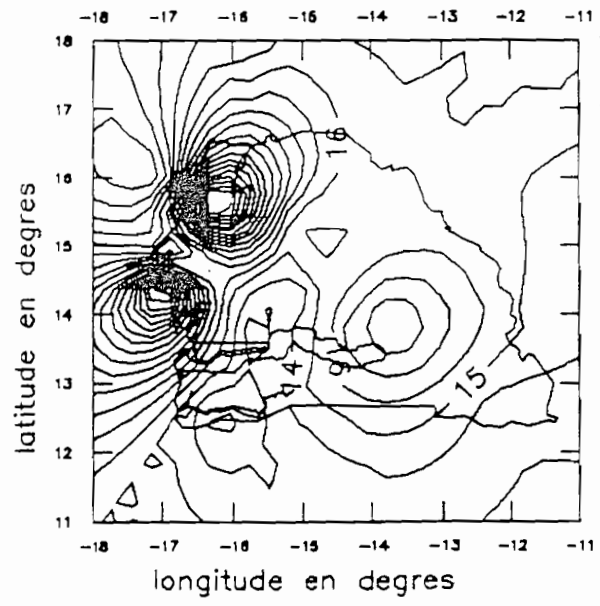
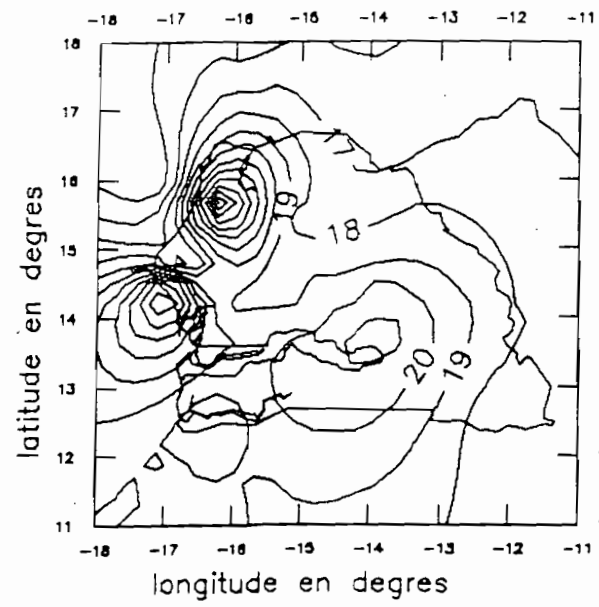
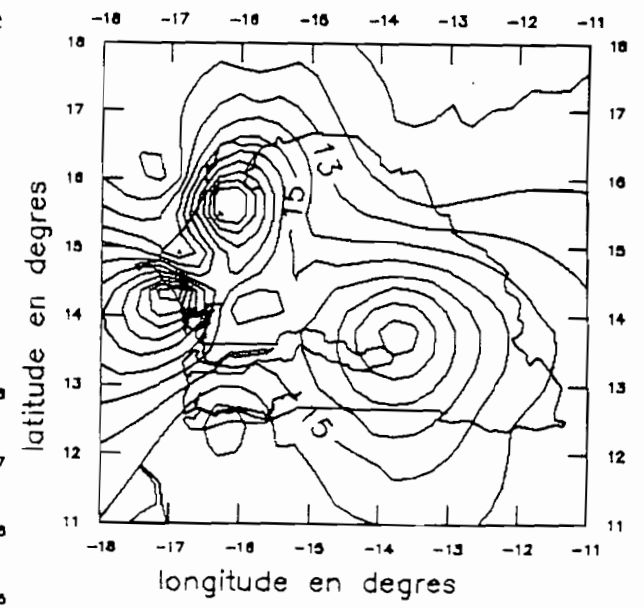
#### 1°) Approche théorique

Si nous considérons le cas le plus défavorable d'une atmosphère tropicale barocline, l'approximation de quasi-géostrophisme induit des instabilités baroclines qui transforment les mouvements de la structure précédemment barocline en mouvements barotropes. Ce qui signifie seulement que les échanges de température entre les différentes couches de cette atmosphère sont barotropes. Cependant les modèles barotropes n'autorisent pas d'advection de la température, et ne peuvent prévoir la naissance et le développement de structures nouvelles (Holton,1972). Nous considérons dès lors qu'une étude correcte des processus dynamiques accompagnant les pluies de heug ne

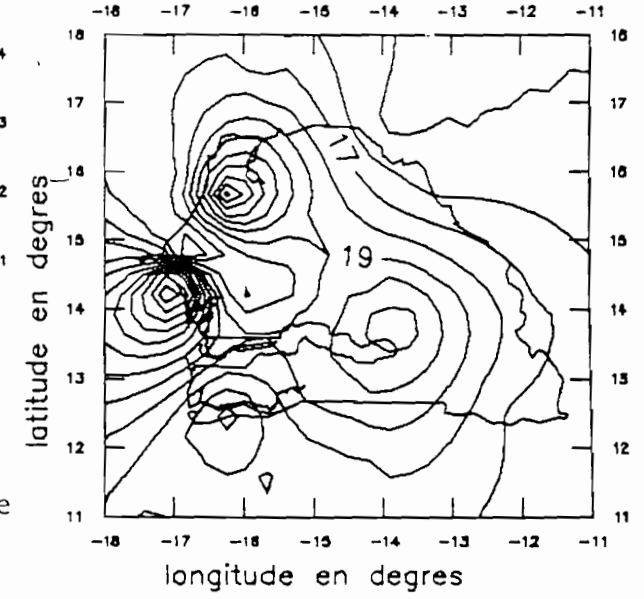


Janvier

Décembre



écart interannuel 1951-1991



Février

Novembre

Fig. III-12 climatologie mensuelle des écarts absolus de température interannuelle 1951-1991

peut être menée selon les lois des seules modèles purement barotropes.

Dans le modèle barocline on fait l'hypothèse que la distribution verticale de la vorticité à tout instant est advectée de façon isobare par le champ de vent, ce que l'on peut prouver par des formules d'extrapolation. C'est d'ailleurs la source de vorticité du terme barocline qui est à l'origine de la circulation de Hadley, moteur de la circulation générale des latitudes moyennes et subtropicales. Les vents alizés de cette circulation provoquent des variations du JST à 200 hpa.

Si le jet passe au Nord des zones de maximum de convection, ZCIT par exemple, il devient plus rapide. Il y a donc modulation du JST par les centres convectifs de la cellule de Hadley qui sont, sur le continent, des zones de maximum d'énergie. Ce jet pourrait bien être la conséquence d'une homogénéisation du mouvement vertical par les termes de friction verticale (Macklin et al,1990). Le modèle dynamique que nous utiliserons doit donc prendre des données à plusieurs niveaux dans l'atmosphère pour tenir compte de tous les processus verticaux, horizontaux et même les processus thermodynamiques, puisque le calcul de l'advection de température nécessite la mesure de la différence de géopotentiel entre deux niveaux sur la verticale.

Dans le courant-jet l'instabilité barocline qui dépend du cisaillement vertical a tendance à apparaître dans la région frontale. Cette instabilité du flux du JST joue le rôle d'amplificateur d'intensité de ce dernier en lui tirant de l'énergie lorsqu'elle s'intensifie. C'est donc cette instabilité d'échelle synoptique dans le flux du jet qui a conduit la formation de systèmes de même échelle.

Un modèle dynamique capable de faire ressortir ces événements peut se construire à partir des équations du mouvement horizontal au dessus des zones de friction:

$$\frac{dV}{dt} + fK\Lambda V = -\nabla\Phi$$

Cette équation se décompose sur le plan horizontal comme suit:

$$\frac{du}{dt} - fv = -\frac{\partial\phi}{\partial x} \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu = -\frac{\partial\phi}{\partial y} \quad (2)$$

avec  $\frac{d}{dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t}\right)_p + u\left(\frac{\partial}{\partial x}\right)_p + v\left(\frac{\partial}{\partial y}\right)_p + \omega\frac{\partial}{\partial p}$  où  $\omega = \frac{dp}{dt}$

u et v représentent les composantes zonales et méridiennes de la vitesse du vent.

L'approximation hydrostatique donne l'équation suivante:

$$\frac{\partial\phi}{\partial p} = -\alpha \quad (3)$$

L'équation de continuité s'écrit:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (4)$$

L'équation de l'énergie thermodynamique est :

$$c_p \frac{d \ln \theta}{dt} = \frac{dQ}{dt} \quad (5) \quad \theta \text{ température potentielle}$$

La loi des gaz parfaits nous donne:

$$\theta = \frac{p\alpha}{R} \left( \frac{1000}{p} \right)^{R/C_p} \quad (6)$$

On peut mettre cette expression sous forme:

$$\ln \theta = \ln \alpha - \left( \frac{R}{C_p} - 1 \right) \ln p + cte$$

En différenciant sur une surface isobare on a:

$$\left( \frac{\partial \ln \theta}{\partial x} \right)_p = \left( \frac{\partial \ln \alpha}{\partial x} \right)_p$$

On peut réécrire l'équation d'énergie sous la forme:

$$\frac{d \ln \theta}{dt} = \frac{\partial \ln \alpha}{\partial t} + u \frac{\partial \ln \alpha}{\partial x} + v \frac{\partial \ln \alpha}{\partial y} + \omega \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} = \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt}$$

d'où

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( - \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + u \frac{\partial}{\partial x} \left( - \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left( - \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) - \sigma \omega = \frac{\alpha}{C_p} \frac{dQ}{dt}$$

$\sigma$  représente dans cette relation le paramètre de stabilité statique

$$\sigma = - \frac{\alpha}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

Pour une atmosphère statistiquement stable  $\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0$  et donc  $\sigma > 0$ .

Bonner et Winniehoff (1968) ont montré à partir de sondages utilisés dans un modèle quasi-géostrophique à trois niveaux (800,500 et 200 hpa) et d'observation d'images satellitaires que la convection en bande intervient avec une stabilité négative et un cisaillement de vent vertical important. Ces résultats sont confirmés par KUO pour qui les conditions nécessaires de formation de bande incluent une instabilité thermique et un



cisaillement vertical de vent. Un fort cisaillement de vent qui correspond à un nombre de Richardson petit et négatif est lié à des modes instables de perturbations qui inhibent tous les modes transversaux. Les oscillations atmosphériques qui en découlent sont certainement responsables des ondes et tourbillons des haute et moyenne troposphère.

### Mesure de l'instabilité dynamique par la détermination des nombres de Richardson

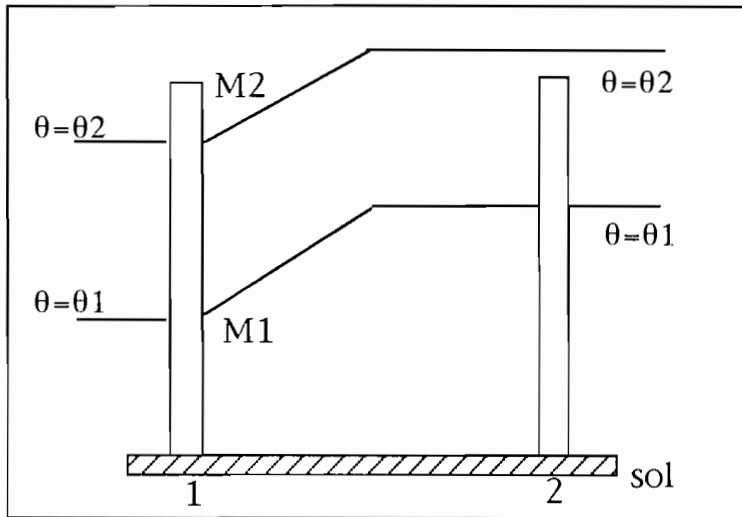
Nous pouvons formuler l'instabilité convective au dessus de Dakar par la méthode de la parcelle d'air (Sadourny, 1992).

On considère une section verticale d'atmosphère en équilibre entre les isentropes 1 et 2 ( $1 > 2$ ). La transformation adiabatique que subit une particule d'air entre les points M1 et M2 situés respectivement sur les isentropes 1 et 2 suppose que

$$p_1 v_1^\gamma = p_2 v_2^\gamma \quad (1)$$

$$m_1 \theta_1 = m_2 \theta_2 \quad (2)$$

$p_1$  et  $p_2$ ,  $v_1$  et  $v_2$ ,  $m_1$  et  $m_2$  représentent respectivement la pression, le volume et la masse de la parcelle dans les états 1 et 2.



La variation d'énergie potentielle  $E_p$  de la parcelle entre les deux états est

$$\nabla E_p = g(m_1 - m_2)(\theta_1 - \theta_2) \quad (3)$$

Le développement en série de l'équation (3), limité au premier ordre donne:

$$\nabla E_p = g \frac{m}{\theta} (\theta_2 - \theta_1)(z_2 - z_1) \quad (4)$$

$\theta$  est la moyenne des températures potentielles dans le milieu et  $m$  la masse de la parcelle.

Le signe de  $\nabla E_p$  traduit le gain ( $\nabla E_p > 0$ ) ou la perte ( $\nabla E_p < 0$ ) d'énergie potentielle. Dans le premier cas on est en présence d'un équilibre stable et  $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ . L'énergie potentielle perdue dans le cas

$\nabla E_p < 0$  est perçue sous forme cinétique: les parcelles du fluide se déplacent et l'équilibre est instable. Le fluide en équilibre stable dans un milieu stratifié (atmosphère barotrope) oscille autour de l'équilibre avec la fréquence de Brunt-Vaisala:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}$$

$N^2$  est donc une mesure de la stabilité statique du milieu. L'évaluation de l'instabilité dynamique peut se faire par le nombre de Richardson qui compare le gradient vertical de vent et le terme de stratification thermique. Il existe différentes expressions du nombre de Richardson

$$R_i = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}$$

Berkowicz et Prahm (1982) ont utilisé l'expression simplifiée

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{D\theta}{Du^2} (z_2 - z_1)$$

L'expression logarithmique de ce nombre est celle que nous utiliserons en pratique.

$$R_i = z^* \frac{g}{T} \frac{D\theta}{Du^2} \log \frac{z_2}{z_1}$$

avec  $z^* = (z_1 \cdot z_2)^{1/2}$

Nous décomposons  $R_i$  en deux composantes: une composante zonale et une composante méridienne.

Le nombre de Richardson peut être corrigé pour évaluer le degré d'instabilité convective dans le cas général d'une atmosphère barocline où les isentropes sont inclinées sur l'horizontal. La libération de chaleur latente par un système précipitant génère, aussi bien une variation d'énergie potentielle, que de l'énergie

cinétique. Pour ces raisons on remplace alors dans l'expression du nombre de Richardson la température par la température potentielle équivalente

$$\theta_e \approx \theta \exp\left(\frac{L_c q_s}{c_p T}\right)$$

où  $C_p$  représente la chaleur spécifique de l'air à pression constante,  $L_c$  la chaleur latente de vaporisation,  $q_s$  le rapport de mélange saturant.

Nous décomposons ici  $R_i$  en deux composantes: une composante zonale obtenue en considérant seulement le gradient vertical du vent dans la direction zonale et une composante méridienne qui prend en compte le gradient vertical du vent méridien.

## 2°) Résultats et discussions

Pour estimer l'état de l'instabilité dynamique, on calcule à partir des radiosondages de Dakar-Yoff des épisodes de perturbations, les grandeurs physiques suivantes:

- le nombre de Richardson décomposé en deux composantes, une pour le mouvement zonal et une autre pour le mouvement méridien. Ces nombres sont calculés à partir des formules énoncés plus haut.
- les composantes zonales et méridiennes du cisaillement vertical du vent donné par les termes algébriques  $\frac{\partial V}{\partial z}$ , gradients verticaux des composantes zonal et méridienne de la vitesse aux différents niveaux standards repérés sur les radiosondages.

- la température équivalente  $\theta_e$

Notre hypothèse de base lors de la détermination de  $\theta_e$  est que les transferts de chaleur s'effectuent des basses vers les hautes couches de l'atmosphère. L'énergie totale par unité de masse du système s'écrit:

$$E_T = gz + c_p T + Lq + \frac{1}{2} V^2$$

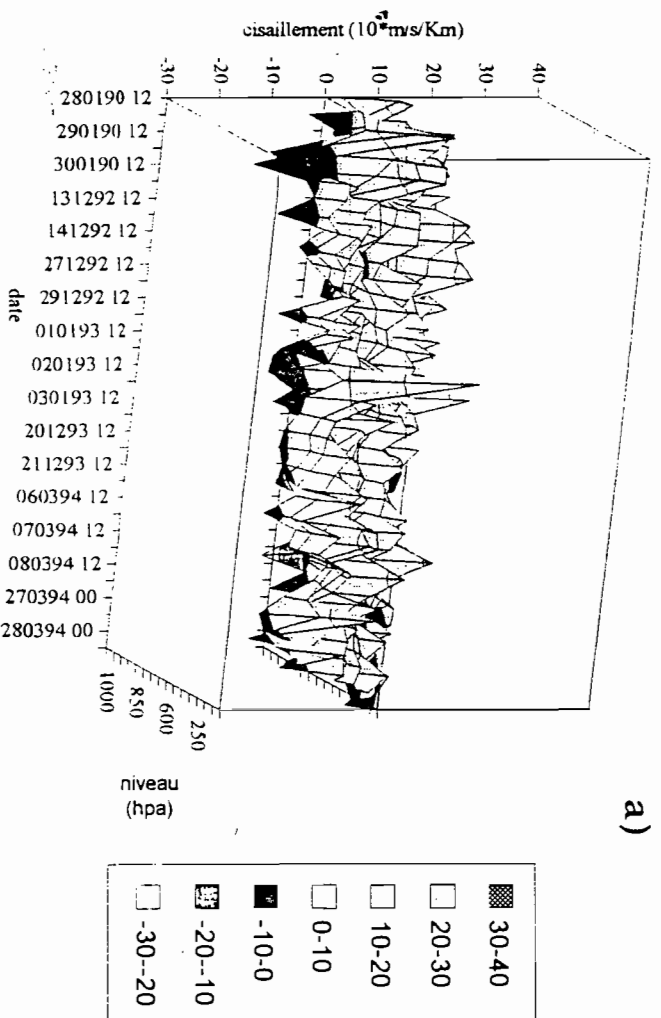
où  $g$  est l'accélération de la pesanteur,  $C_p$  la chaleur spécifique de l'air à pression constante,  $T$  la température absolue de l'air,  $L$  la chaleur latente de condensation,  $V$  la vitesse du vent,  $q$  l'humidité spécifique de l'air. On fait les approximations  $q \approx r$  et  $L \approx L_0 = 2580 \text{ J/g}$  si on considère que  $L$  varie peu avec  $T$ .

On devient alors:

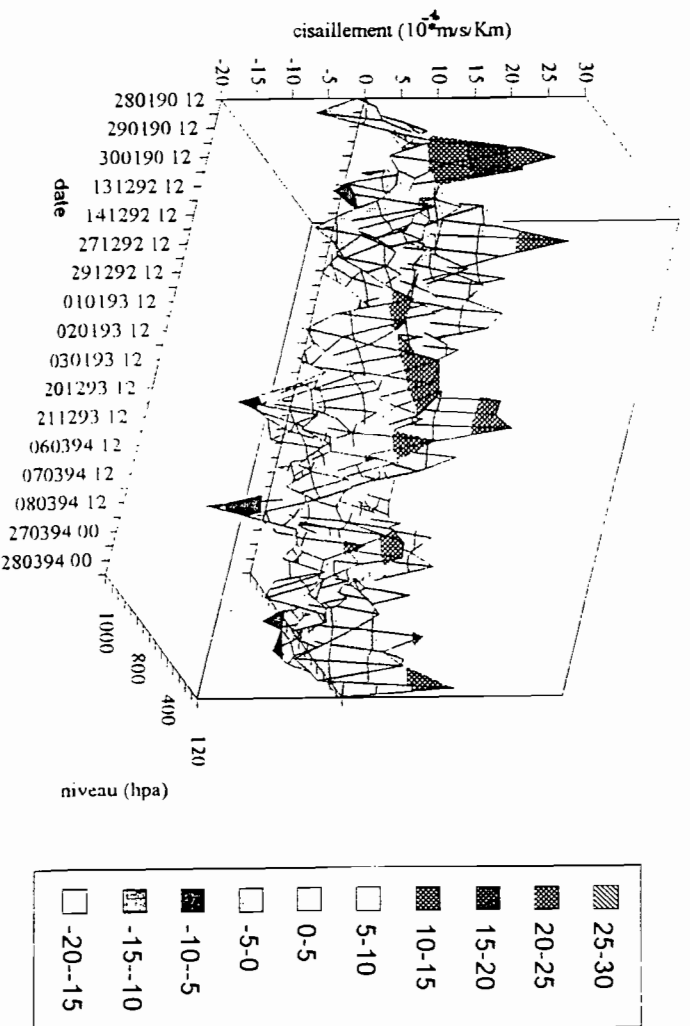
$$\theta_e = \frac{E_T}{C_p} = 9.8 z + T + 2.5 r + \frac{1}{2} V^2$$

Dans un système d'axe à 3 dimensions (fig. III-13) sont représentées les valeurs des cisaillements verticaux du vent zonal et du vent méridien pendant les situations de perturbations de type pluies de heug. Les maxima  $y$  sont représentés par des crêtes, plus nombreuses pour le cisaillement zonal que pour le méridien. Le cisaillement  $y$  apparaît globalement positif. Mais ce type de représentation n'est pas facile à interpréter du fait de la difficulté qu'on a à distinguer les variations dans le sens de la profondeur. Nous effectuons alors une coupe horizontale et verticale de ces graphes pour obtenir une représentation plane.

Les variations de l'amplitude du cisaillement zonal apparaissent ainsi plus importantes que celles du cisaillement méridien (fig III-14). Nous en déduisons que les perturbations du

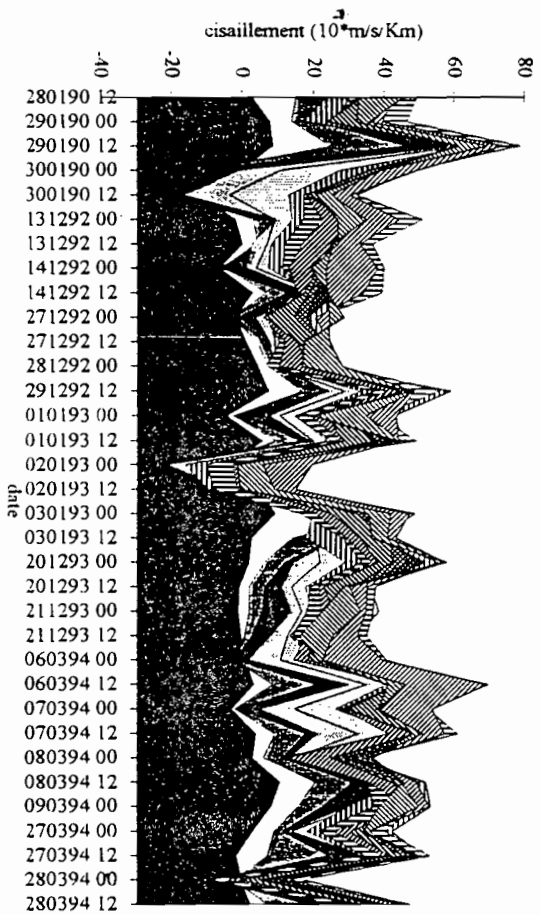


a)

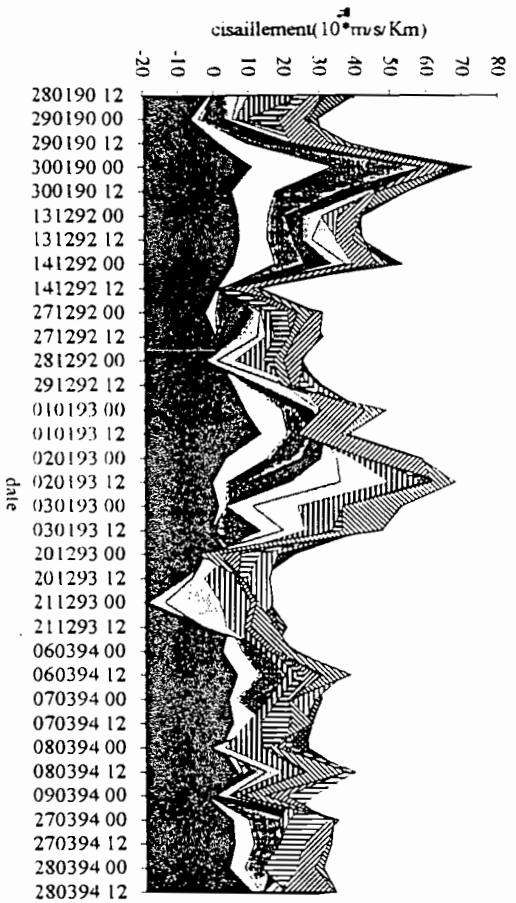
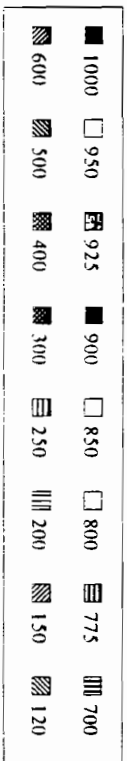


b)

Fig III-13: Cisaillement vertical du vent pendant les perturbations  
 a) cisaillement zonal  
 b) cisaillement méridien



a)



b)

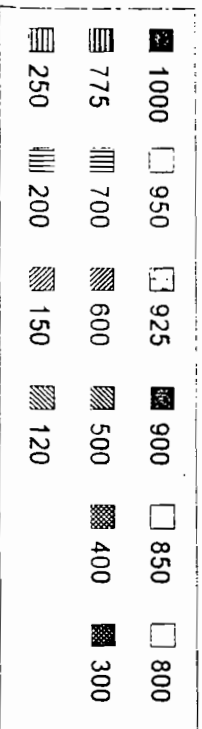


Fig. III-14: Répartition du cisaillement de vent dans différents niveaux de pression pendant les perturbations a) zonal; b) méridien

mouvement zonal sont plus importantes que celles du mouvement méridien (Gaye, 1994 a). En effet les valeurs de cisaillement zonal sont comprises en moyenne dans l'intervalle -4 et 4 m/s/Km, tandis que la composante méridienne fluctue généralement entre -2 et 2 m/s/Km. Ce fait pourrait s'expliquer par la prédominance d'une circulation zonale de type Walker pendant la saison sèche. Il existe principalement deux classes de cisaillements: la classe 0-2 et la classe -2-0 m/s/Km (fig III-15 a) et b)). La première classe se rencontre dans les couches basses et moyennes. Les couches supérieures sont plutôt le lieu des cisaillements zonaux négatifs. Cette classe est distribuée autour du niveau 200 hpa où se situe le JST. Elle est localisée plus bas, sur les cartes de cisaillements méridiens, autour de 300 hpa. De plus elle est surmontée par une couche de cisaillements positifs de la classe 0-2 m/s/Km.

La figure III-15 c) représente la répartition verticale moyenne du cisaillement vertical du vent pendant les situations de perturbations. Ces courbes moyennes ressortent bien les différents modes déjà mis en évidence sur les figures en coupe. Les basses couches se caractérisent par un cisaillement positif tandis que dans les couches plus hautes les cisaillements zonaux sont négatifs.

Les nombres de Richardson (Ri) calculés à tous les niveaux de 1000 à 100 hpa sont très variables. Lorsqu'entre deux niveaux le vent varie très peu, Ri atteint des amplitudes beaucoup trop élevées par rapport à la moyenne. Le résultat est alors inexploitable. Ri calculé aux différents niveaux individuels n'est donc pas toujours significative des phénomènes physiques réels. Nous déterminons plutôt Ri dans les 3 couches atmosphériques:



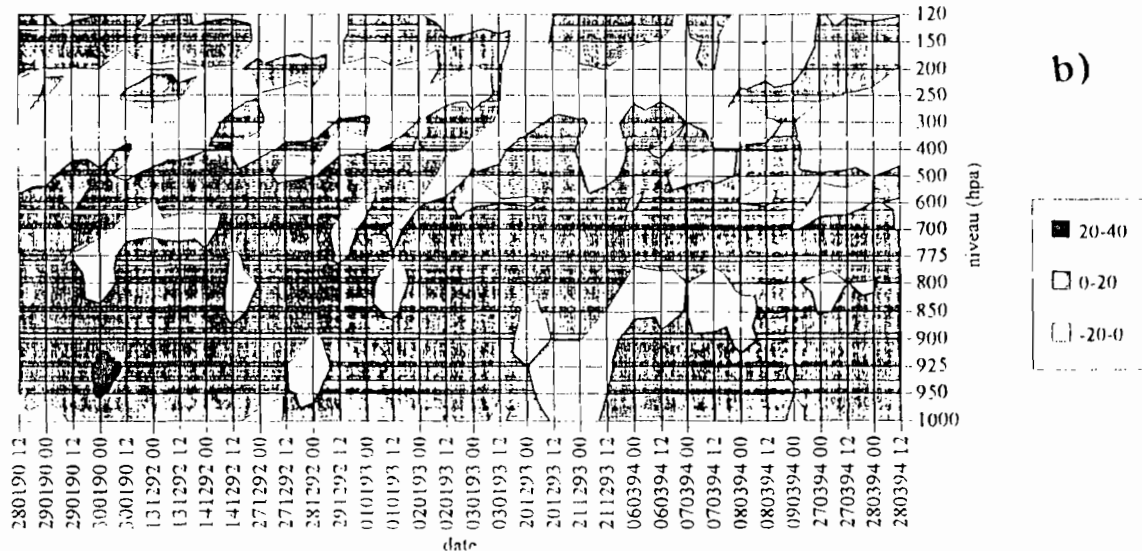
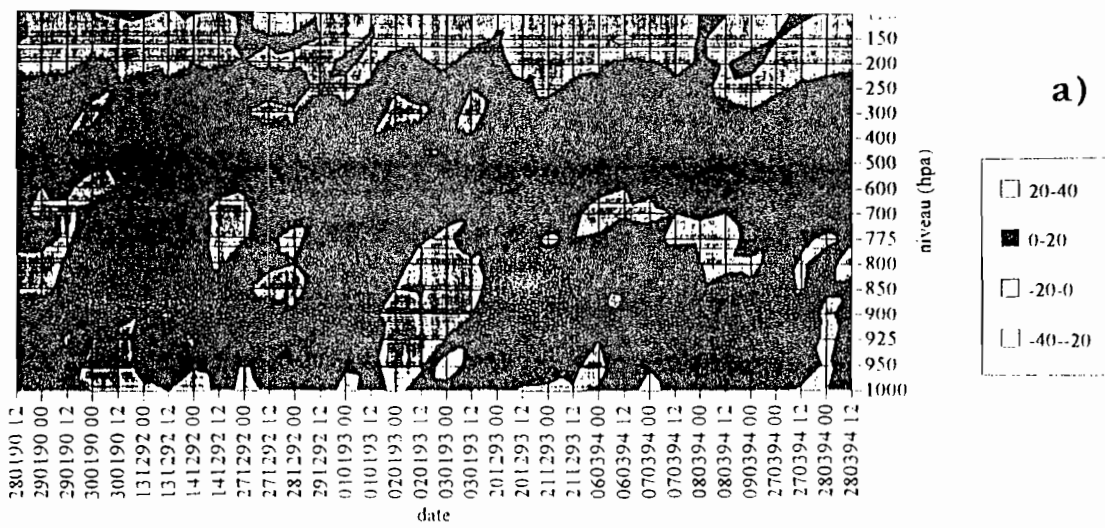


Fig. III-15: Distribution verticale du cisaillement de vent a) zonal; b) méridien

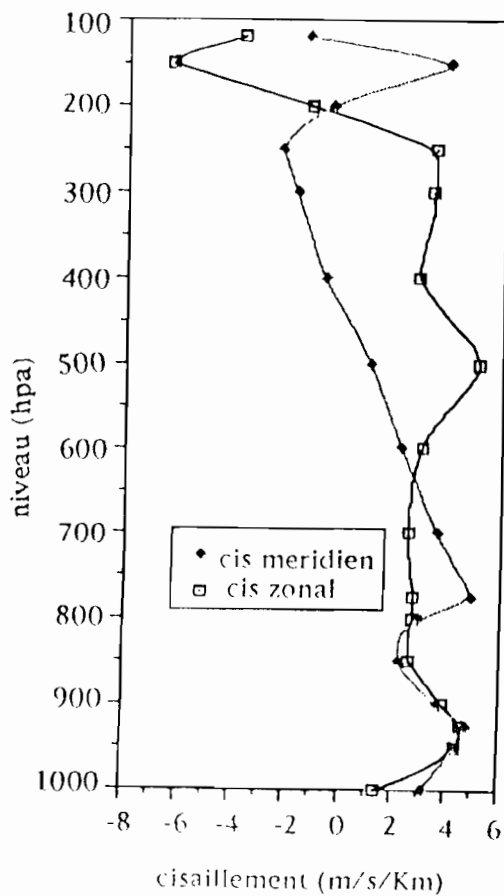


Fig. III-15 c): Cisaillement vertical moyen

- la couche R1: entre les niveaux 1000 et 900 hpa;
- la couche R2: entre 900 et 500 hpa;
- la couche R3: de 500 à 120 hpa.

Le nombre de Richardson dans chaque couche est égale à la moyenne des Ri calculés aux différents niveaux de la couche.

La couche R1 (fig.III-16a) et III-17a) ) se comporte alors comme une couche de convergence remplissant les conditions de Berkowicz et Prahm(1982). Le nombre de Richardson doit être inférieur à 0.215 pour qu'il y ait convergence en situation stable. Les Ri négatifs représentent également une condition favorable d'ascendance convective conduisant à la formation de cumulus (Bonner, 1968). Ces conditions s'observent de façon plus évidente sur la composante zonale du Ri (fig III-16) que sur la composante méridienne (fig III-17). Il est aisé de remarquer une relation étroite entre les valeurs de R1 et la pluviométrie de heug recueillie au sol. Les conditions thermodynamiques dans lesquelles se trouvent la tranche d'atmosphère sont déterminantes. En effet, même si les indices dynamiques de formation nuageuse sont vérifiés, du fait des conditions thermodynamiques, la pluie qui est engendrée en altitude peut ne pas atteindre la surface terrestre. D'où la nécessité de prendre en compte les aspects thermodynamiques de la structure verticale de l'atmosphérique.

## 2-2 Aspects thermodynamiques

La figure III-18a) montre un regroupement des températures potentielles équivalentes en 3 classes principales. La classe 300-320 K est celle des basses couches, tandis qu'entre 775 et 200 hpa,

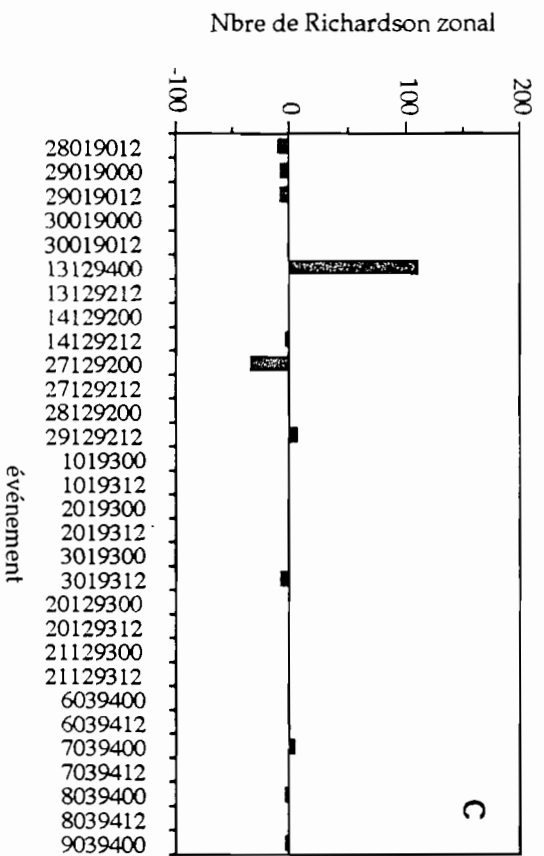
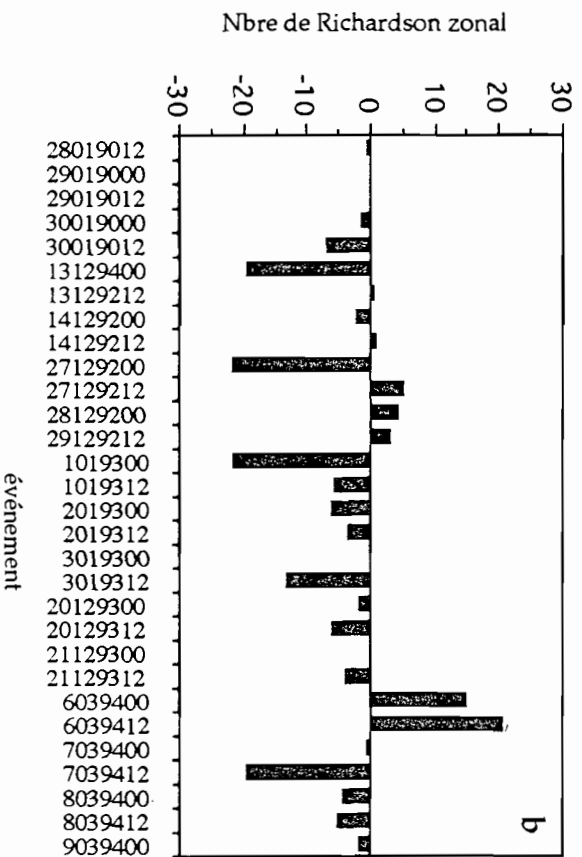
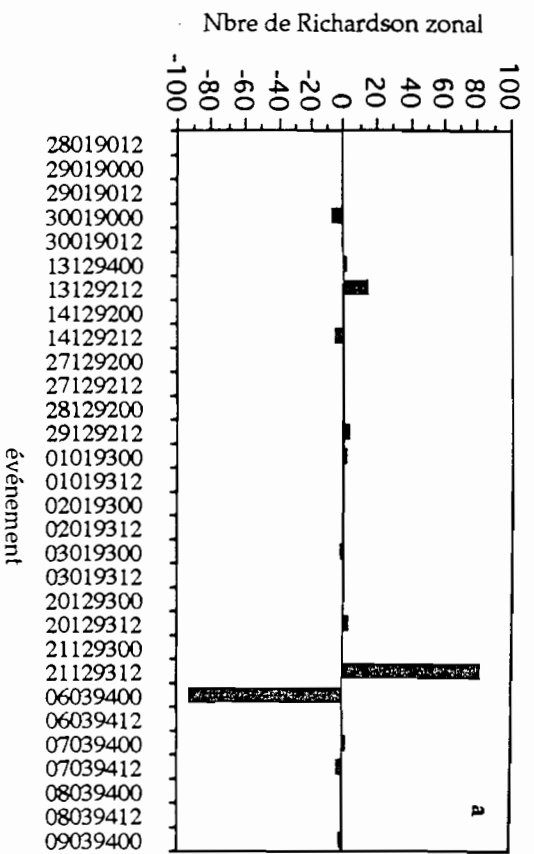


Fig. III-16: Nombre de Richardson moyen zonal dans 3 couches de l'atmosphère

- a) R1: 1000 à 925 hpa
- b) R2: 900 à 600 hpa
- c) R3: 500 à 120 hpa

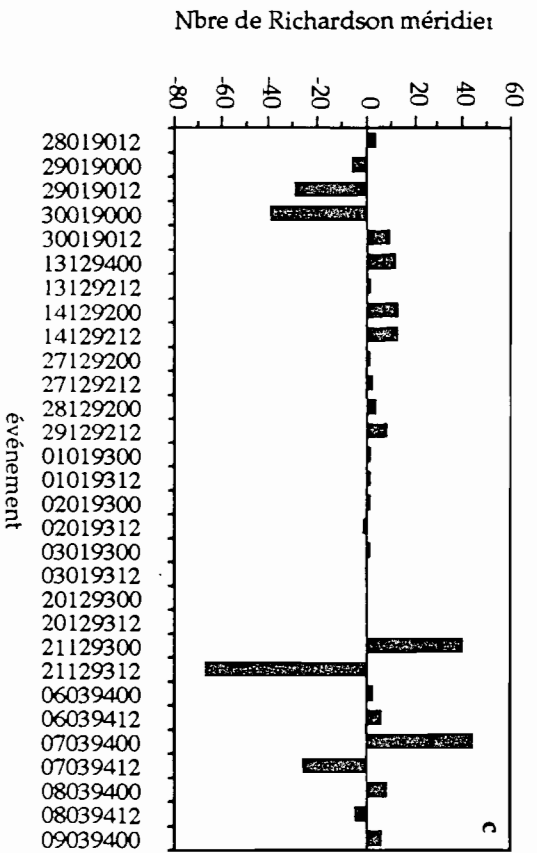
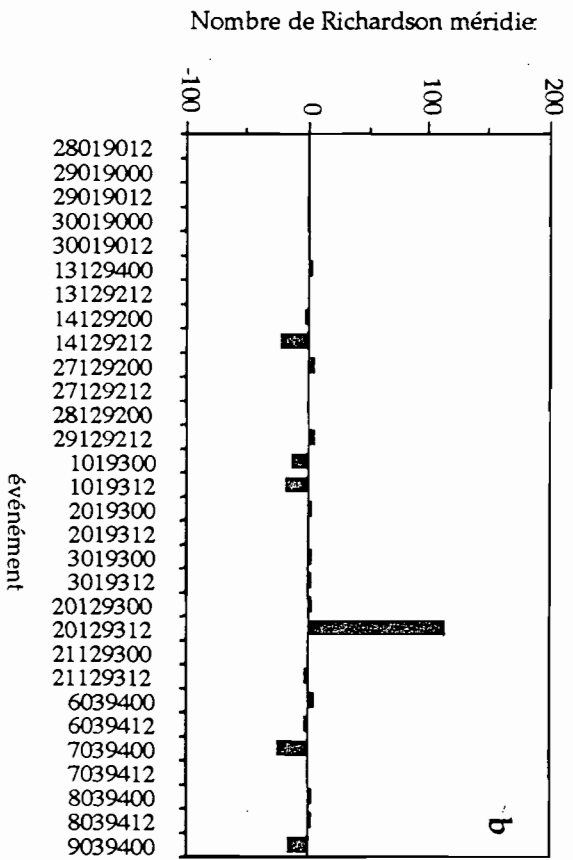
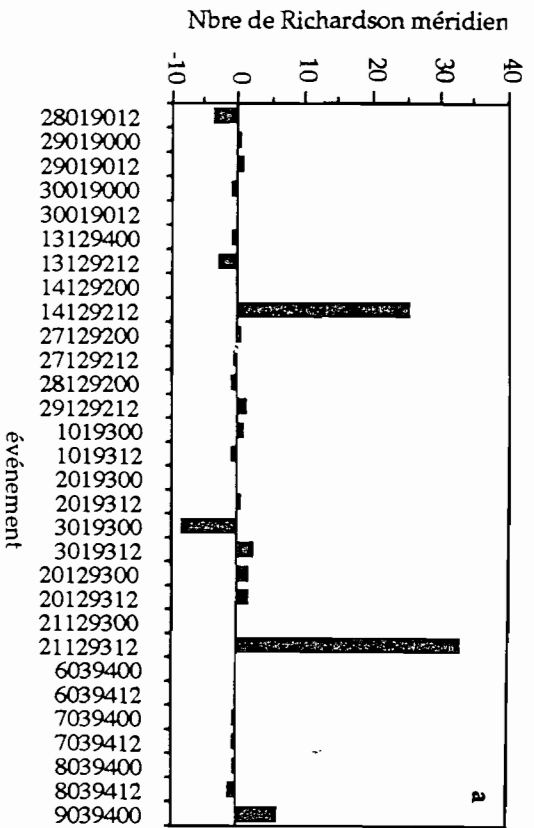


Fig. III-17: Nombre de Richardson moyen méridien dans 3 couches de l'atmosphère

- a) R1: 1000 à 925 hpa
- b) R2: 900 à 600 hpa
- c) R3: 500 à 120 hpa

les températures équivalentes varient dans la plage 320-340 K. Au dessus de 200 hpa on rencontre des températures équivalentes de 340 à 360 K.

$\theta_e$  fait intervenir non seulement la température mais également le contenu en vapeur d'eau. L'inversion de la température potentielle dans les basses couches traduit bien un transfert d'énergie sous forme cinétique, vu les cisaillements importants, mais également un transfert de chaleur latente et sensible. Ce sont ces transferts qui fournissent aux perturbations d'échelle supérieure le potentiel énergétique nécessaire à leur développement. On est en présence d'une instabilité conditionnelle de deuxième espèce ou CISK (Conditional Instability of Second Kind).

La superposition sur une même échelle des températures et des cisaillements (fig III-18b) et c)) montre que la température potentielle coupe la courbe de cisaillement au niveau où celui-ci s'annule. Ce niveau est situé dans la zone de décroissance du cisaillement. En dessous de 800 hpa, les deux grandeurs évoluent en sens inverse. Si on exclut l'intervalle 800-750 hpa, la température potentielle est partout croissante alors que le cisaillement méridien décroît, et cela jusqu'à 250 hpa.

La répartition de  $\theta_e$  rappelle celle proposée par Aspliden (1976) pour plusieurs types de convection. Cette valeur  $\theta_{ec}$  de température potentielle pour laquelle le cisaillement est nul correspond à l'énergie minimale de perturbation de l'atmosphère. Cette énergie pourrait être celle qui a été transférée vers les hautes couches de l'atmosphérique.

Par ailleurs la frange côtière de notre zone d'étude subit des perturbations générées en pleine mer. Pour comprendre les

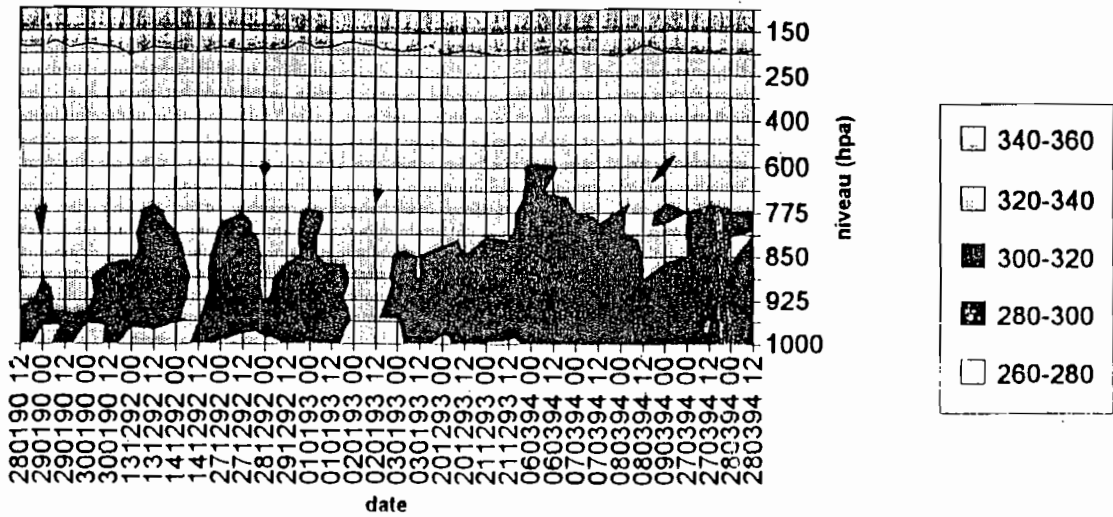


Fig. III-18 a): Classification verticale de la température équivalente pendant les perturbations

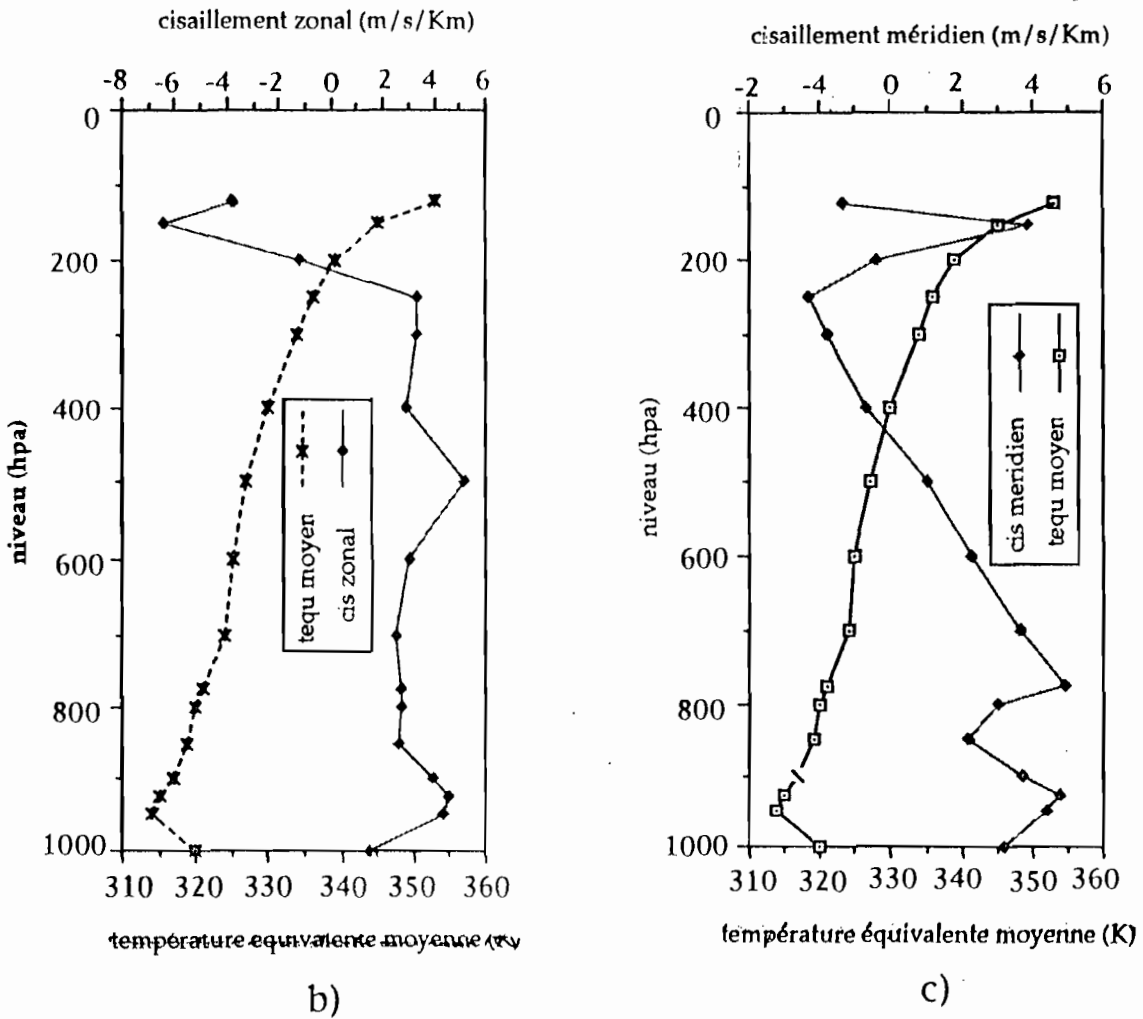


Fig. III-18: variation moyenne verticale de la température équivalente et du cisaillement pendant les perturbations b) zonal; c) méridien

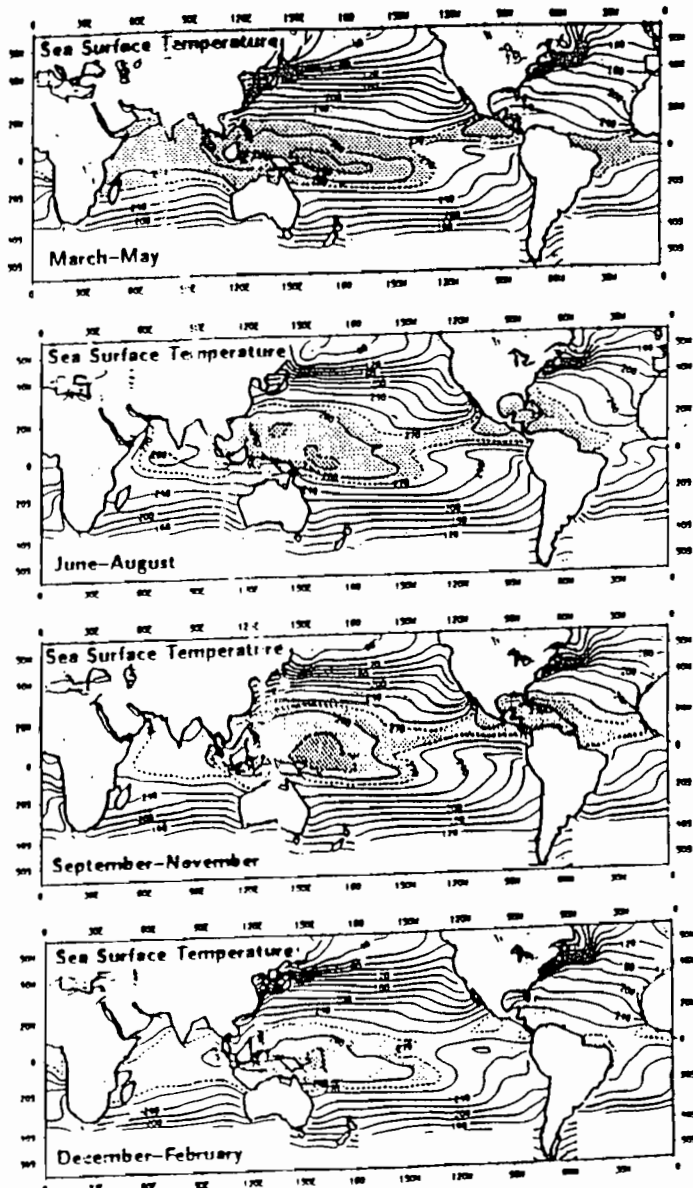
conditions de formation de ces perturbations, on se sert des températures de surface de la mer (TSM). Pendant l'hiver boréal, la TSM est relativement élevée et présente des anomalies positives (fig III-19). Ces eaux chaudes provoquent un réchauffement local de l'atmosphère qui se traduit par une convection locale et une convergence des vents dans les basses couches (Gill, 1980). Le long de la côte sénégal-mauritanienne les TSM subissent une décroissance méridienne dans le sens sud-nord. Philander (1984) suggère que des ondes océaniques de Kelvin ou de Madden Julian se propageant vers l'Est sont responsables de l'excitation thermique dans les régions où les vents s'affaiblissent. Elles provoquent au contraire une atténuation des températures dans les régions de vent plus intenses et donc un renforcement de l'upwelling équatorial.

Lorsque les conditions météo-océanographiques favorables à son développement persistent, la cellule d'amas nuageux convectifs se déplace par effet d'entraînement du JST vers le continent plus froid que l'océan. Au contact du continent elle commence à se dissiper.

En conclusion, nous avons donc montré que le développement des instabilités convectives responsables des pluies de saison sèche se fait par:

- un transfert d'énergie cinétique, à travers les cisaillements verticaux de vent, des basses couches (couches de convergence des vents) vers les hautes couches atmosphériques (couches de divergence des vents). Ces cisaillements verticaux importants proviennent de la variation du vent thermique qui découle de la

a)



b)

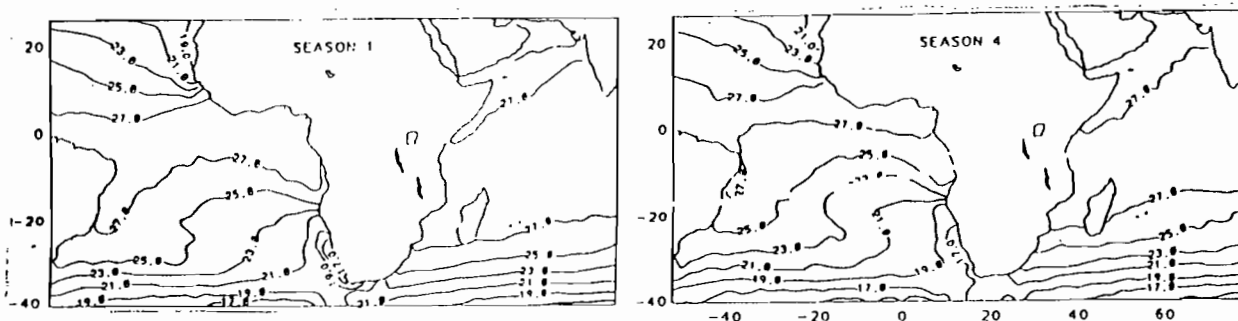


Fig III-19: a) TSM moyen, d'après Trenberth, 1991.

b) TSM moyen 1948-1979, d'après Nicholson, 1990.

season 1 = J F M      season 4 = O N D



modification du gradient de température. Ces cisaillements, en même temps que les centres convectifs de la circulation de Hadley (par exemple la ZCIT) renforcent le JST. Tout cela explique comment les advections froides, qui agissent sur les gradients thermiques, interviennent dans l'établissement des pluies de heug.

- un transfert de chaleur latente et sensible des basses vers les hautes couches de l'atmosphère.

- d'autre part, des perturbations générées en mer, grâce aux anomalies positives de TSM sont transportées vers les régions côtières par le jet subtropical.

### 3) DISTRIBUTION SPATIALE DE LA VAPEUR D'EAU PENDANT LES PERTURBATIONS

Les résultats obtenus par de Félice et al. (1982) en estimant les moyennes mensuelles (1970-1975) de la masse de vapeur d'eau par unité de surface entre le sol et 300 hpa montrent une bonne corrélation entre quantité de vapeur d'eau et précipitation. En effet la quantité de vapeur d'eau au dessus de Dakar par exemple est maximale pendant la saison des pluies, les valeurs les plus faibles se rencontrent pendant la saison sèche. D'autre part, la vapeur d'eau est quantitativement le plus important des gaz à effet de serre de l'atmosphère et contribue pour beaucoup au réchauffement global dû aux forçages externes de l'atmosphère (Manabe et Wetherald, 1987). Reed et al.(1977) ont montré l'existence d'une triple modulation entre onde, nuages convectifs

et quantité de pluies. Nous avons établi la relation onde-convection pendant les périodes de pluies de saison sèche en couplant les images du canal IR de Météosat avec les profils de vapeur d'eau obtenus à partir des radiosondages de Dakar-Yoff.

### 3-1 Méthodes de traitement

Nous utilisons deux procédures de traitement: la détermination des profils verticaux à l'aide de radiosondages et l'étude de la variabilité horizontale à partir d'images METEOSAT.

1°) détermination des profils verticaux de la vapeur d'eau par le calcul des quantités de vapeur d'eau contenue dans un mètre cube d'atmosphère.

On considère que l'air atmosphérique est un mélange d'air sec et de vapeur d'eau qui ont respectivement les masses volumiques  $\rho_a$  et  $\rho_v$ , les masses molaires  $M_a$  et  $M_v$ , les pressions  $P_a$  et  $P_v$ . On assimile ces gaz à des gaz parfaits. Le rapport des quantités de vapeur d'eau et d'air sec s'écrit alors:

$$\frac{\rho_v}{\rho_a} = \frac{T_a}{T_v} \frac{P_v}{P_a} \frac{M_v}{M_a}$$

En introduisant les valeurs numériques pour l'air sec on a:

$$\rho_v = 216.35 \frac{e}{T_v} \text{ (g / m}^3\text{)}$$

où  $e$  la tension de vapeur saturante de l'air est exprimé en hpa.

En première approximation,

$$\frac{e}{P} \approx 1.608 \text{ r}$$

où  $r$  est le rapport de mélange et  $P$  la pression atmosphérique.  
La masse de vapeur d'eau par mètre cube est alors estimée par

$$\rho_v = 347.89 \frac{r P}{T_v} \quad (\text{en g / m}^3)$$

aux différents niveaux de pression: 1000, 950, 925, 900, 850, 800, 775, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 120, 100 hpa.

L'insuffisance des observations ne nous permet pas d'étudier les phénomènes liés au JST à partir des quelques données de sol.

2°) la détermination de la variabilité horizontale de la vapeur d'eau est effectuée avec les images du canal IR thermique de Météosat dans la fenêtre atmosphérique. Ce canal est adéquat dans l'étude de la variabilité spatio-temporelle de la couverture nuageuse. Parce qu'il permet d'avoir une vue globale du système atmosphérique même de nuit et assure un suivi quasi-continu des processus atmosphériques. Nous utilisons les images IR des situations perturbées des années de 1990 à 1994. Les radiances sont codées en compte numérique de 0 à 255. Les comptes numériques les plus faibles correspondent aux températures les plus basses. Cette dynamique a été inversée dans notre travail, afin que les zones de maxima de compte numérique correspondent aux maxima de nébulosité.

Ces images couvrent la zone géographique comprise entre 30 °W, 40 ° E et 0 °N, 40 °N. Les images de 00 TU et 12 TU ont été choisies dans le but de faire coïncider avec les heures de radiosondages à Dakar.

La méthodologie utilisée est la suivante. L'image est lissée pour réduire les fluctuations importantes de radiance. Pour cela chaque

bloc d'image de 5 pixels sur 5 lignes est remplacé par la moyenne des 25 pixels du bloc. On obtient ainsi une image de plus faible dimension où le bruit est moindre. Nous appliquons une analyse spectrale par la méthode du maximum d'entropie MEM aux séries de comptes numériques représentant les lignes de l'image moyenne. La MEM (Burg, 1967) est une méthode d'analyse spectrale paramétrique. Elle consiste en une modélisation d'un processus réel  $S(t)$  par un autre processus théorique qui le représente le mieux au sens de l'énergie spectrale. La méthode a une très bonne résolution spectrale et est fondée sur un principe simple: on recherche les coefficients d'un modèle autorégressif d'ordre  $p$  qui permet de maximiser "l'entropie du système".

L'analyse spectrale par cette méthode des séries de comptes numériques nous permet de déterminer la périodicité spatiale des fluctuations des radiances. On en déduit la longueur d'onde moyenne des ondes associées aux variations spatio-temporelles des structures nuageuses caractéristiques de l'aérojet subtropical d'Ouest. Le but est de déterminer les perturbations périodiques des systèmes nuageux dans la zone d'étude.

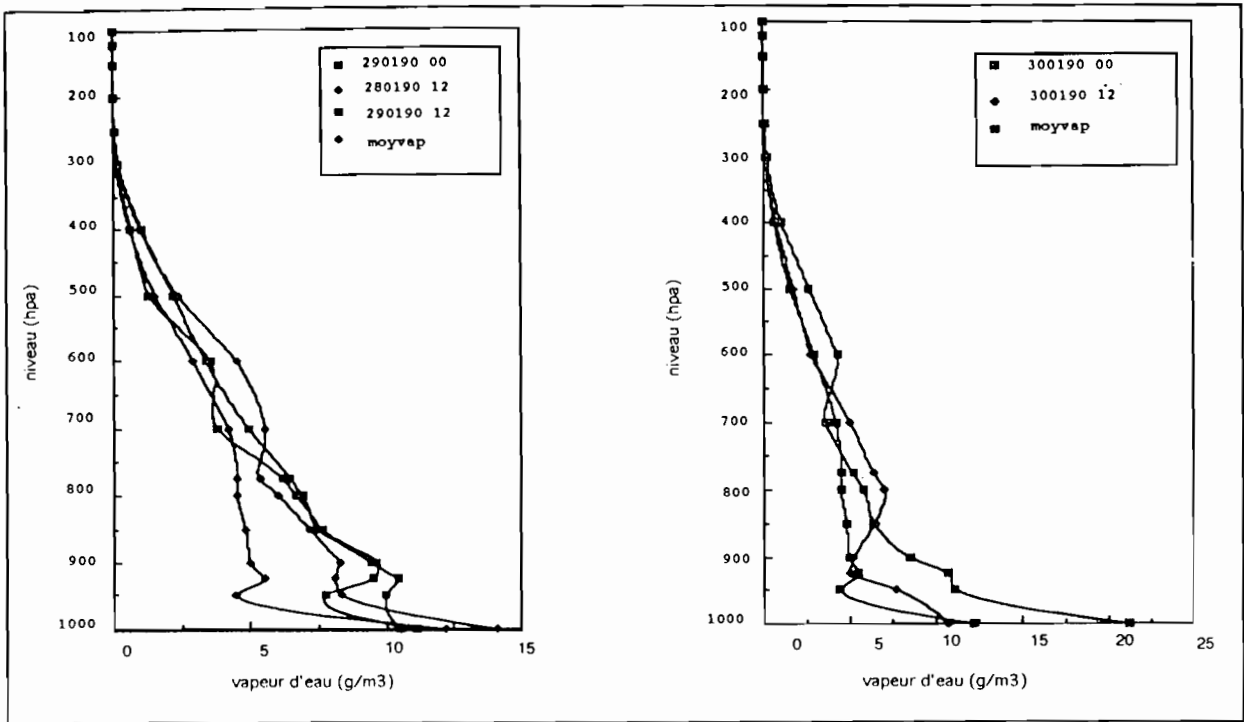
Notre choix de chercher les oscillations de vapeur d'eau sur les bandes horizontales se justifie par la direction privilégiée de la répartition horizontale de la vapeur d'eau. En janvier, cette direction est zonale entre le sol et 300 hpa (de Félice, 1982).

### 3-2 profils de vapeur d'eau

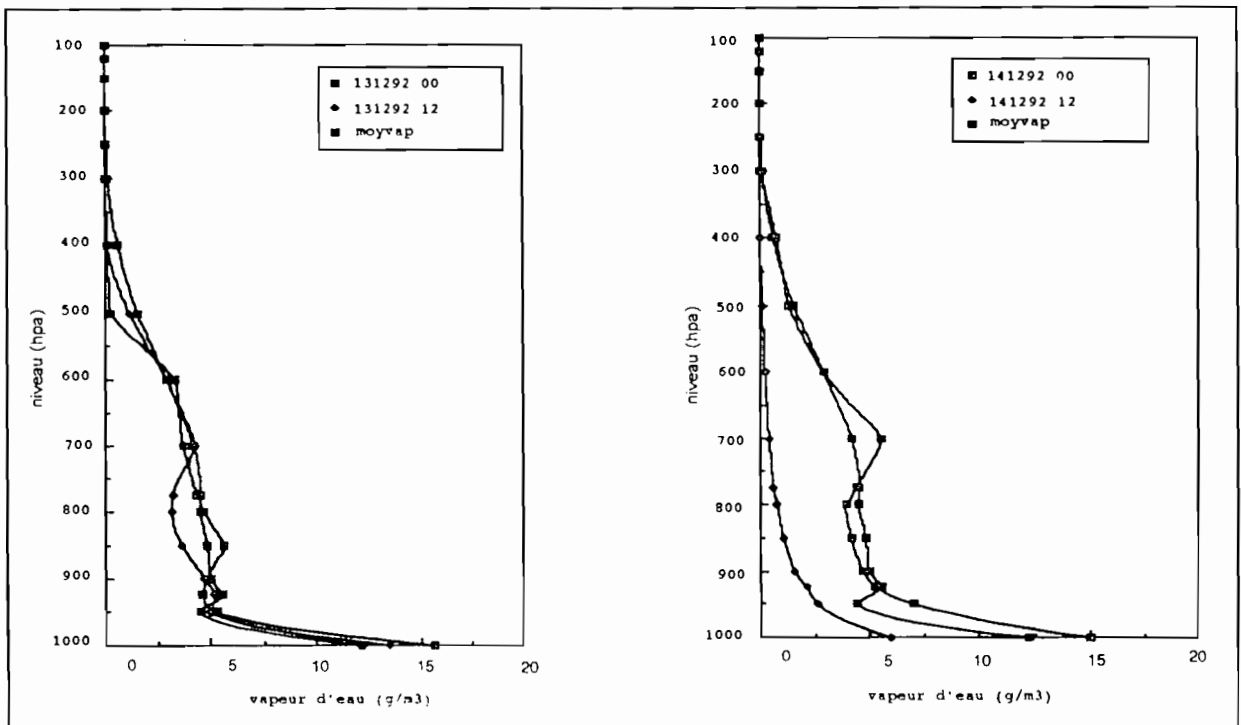
L'observation de périodes non perturbées pendant la saison sèche, montre que dans l'atmosphère au dessus de Dakar, la quantité de vapeur d'eau est plus importante de nuit que de jour (fig III-20). Le refroidissement nocturne de l'atmosphère a pour effet l'abaissement de la température du point de rosée par rapport à la moyenne de la période qui est de 18 °C. Il faut donc, dans la procédure d'estimation de la vapeur d'eau atmosphérique pendant les perturbations de heug, distinguer le refroidissement par détente concomittant à la présence des nuages cirriformes de l'aérojet subtropical de cet effet du rayonnement radiatif nocturne de l'air des basses couches. La contribution de l'aérojet subtropical à la vapeur d'eau de la colonne atmosphérique est ainsi légèrement surévaluée pendant les situations nocturnes.

On a calculé les profils verticaux de la vapeur d'eau atmosphérique au dessus de Dakar pendant les phases d'intensification de l'aérojet subtropical d'hiver qui se traduit par la formation d'amas nuageux. Le profil moyen entre 1990 et 1994 est représenté sur la figure III-21a). En hiver, lorsque la concentration en vapeur d'eau de l'atmosphère est importante dans une région, il s'y produit des perturbations pluvio-orageuses. C'est le cas les 28 et 29 janvier 1990 où on a recueilli respectivement 8 et 2 mm à Dakar occasionnés par ces perturbations pluvio-orageuses.

Sur la figure III-21b) sont représentées les quantités de vapeur d'eau totale des basses couches C1 et des couches supérieures C2 pendant les perturbations. Les variations de concentration en vapeur d'eau sont en phase au sein de ces deux couches, mais on



28,29,30 Janvier 1990



13,14 Décembre 1992

Fig III-20: Profils de la vapeur d'eau atmosphérique pendant des perturbations de "heug" à Dakar calculés à partir des radiosondages des réseaux de 00 h et 12 h

note que les maxima sont plus marqués dans les basses couches (couche C1). La variation dans les basses couches est illustrée par les écarts à la moyenne des situations de 1990 à 1994 (fig III-21c). Ces écarts varient entre  $-20 \text{ g/m}^3$  et  $26 \text{ g/m}^3$ . La couche C1 (1000-850 hpa), épaisse seulement de 150 hpa, contient la plus grande partie de la vapeur d'eau atmosphérique. Pour certaines situations la quantité de vapeur d'eau de C1 est presque le double de celle de C2. Ces résultats sont en parfaite concordance avec ceux de Oort (Oort, 1983) qui signale que le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère est très faible au dessus de 300 hpa entre les latitudes  $30^\circ \text{N}$  et  $30^\circ \text{S}$ .

L'observation de la courbe moyenne de gradient vertical de vapeur d'eau (fig III-21a)) des situations perturbées fait ressortir 3 types de comportement:

- une variation rapide et importante dans les basses couches: couche de convergence.
- une faible variation irrégulière (non monotone) dans la couche 900-300 hpa: couche d'instabilité.
- un gradient presque nul dans les couches supérieures.

La convergence de vapeur d'eau nécessaire à l'existence de formation nuageuse apparaît donc dans les basses couches. Ce surplus de masse est évacué vers le haut par des ascendances convectives. La vapeur d'eau d'altitude bien que négligeable contribue plutôt à l'effet de serre, comme du reste toute la vapeur d'eau atmosphérique (Stephens et Greenwald, 1991). Le profil moyen vertical de la vapeur d'eau se caractérise par une forte décroissance dans les premières couches atmosphériques contenant la couche limite. Pour Riehl et Malkus (1958) ainsi que Reed et Recker (1971) seul l'air de la couche limite se caractérise

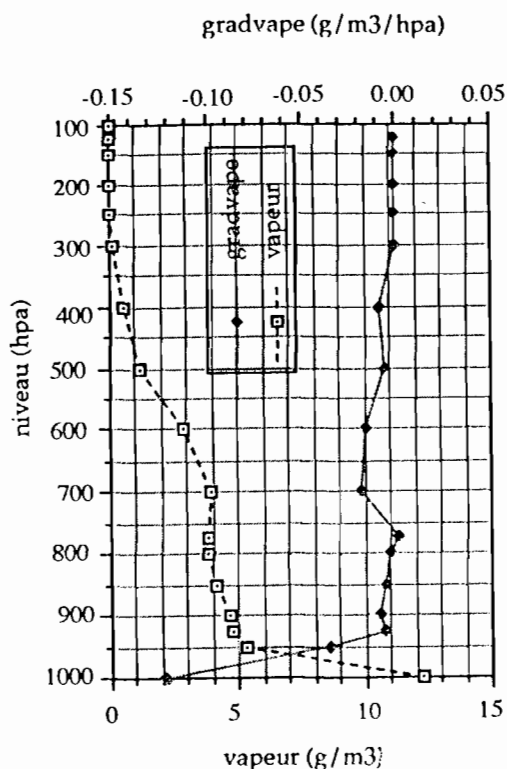


Fig. III-21a): profil moyen de vapeur d'eau et du gradient de vapeur d'eau des perturbations pluvieuses de saison sèche entre 1990 et 1994

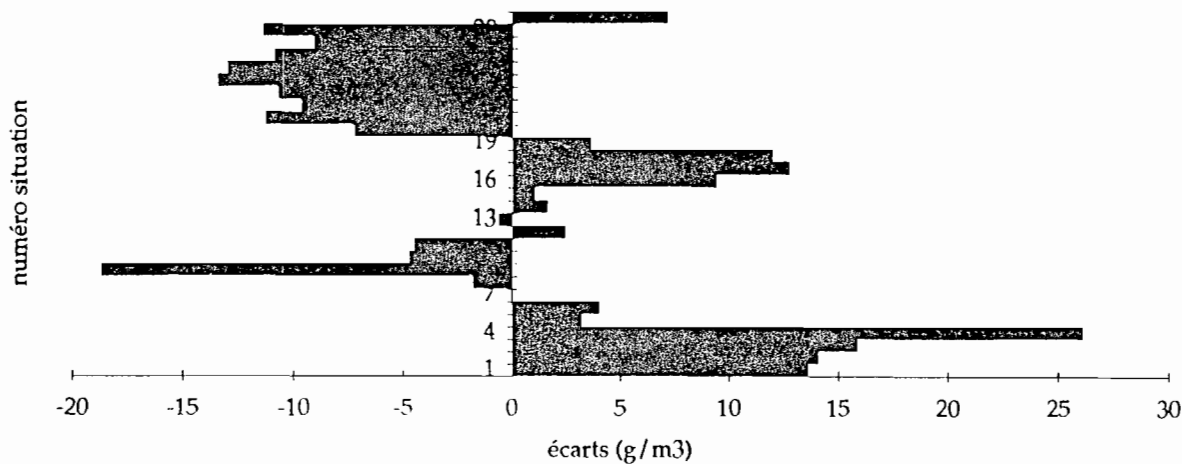
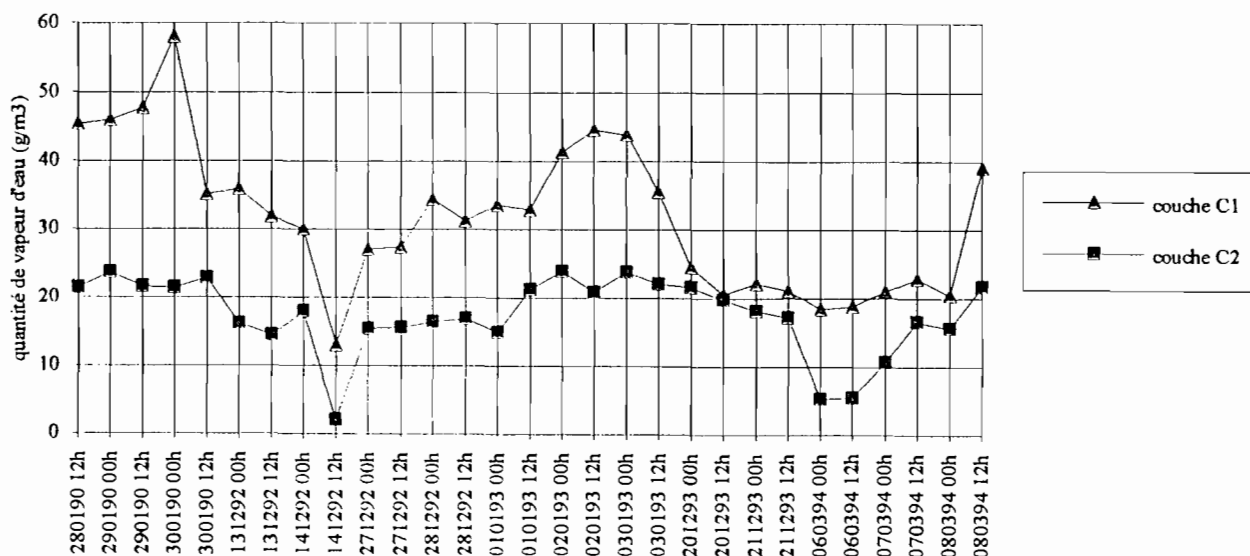


Fig. III-21b): vapeur d'eau totale pendant les pluies de "heug" dans les couches C1(1000-850 hpa) et C2(850-100 hpa)

fig.III-21c): écart à la moyenne de la quantité de vapeur d'eau dans C1(1000-850 hpa)



par une instabilité convective suffisante pour atteindre les régions divergentes les plus élevées. Cependant, le profil moyen montre une autre région de décroissance linéaire de la concentration en vapeur d'eau entre 700 et 300 hpa, précédée par une région à faible variabilité de la concentration et surmontée par la région supérieure sèche. La couche 700-500 hpa correspond aux niveaux où se situe l'AEJ.

Il est également remarquable que le profil moyen lors d'une perturbation se situe quasiment toujours entre le profil de vapeur d'eau du sondage qui précède la perturbation (minimum de vapeur d'eau) et le profil du sondage suivant la perturbation (maximum de vapeur d'eau). Le profil moyen est donc intermédiaire entre les deux. Mais les écarts par rapport au profil moyen sont très peu élevés (entre -0.04 dans les basses couches et 0.08).

### 3-3 structure verticale moyenne de l'atmosphère lors d'une perturbation.

Une situation typique de heug se caractérise par un vent au sol de direction NNE avec une intensité de 10 m/s en moyenne (fig III-22a et b) ), des températures relativement basses (18°C en moyenne) et accroissement de la pression et de l'humidité relative (de 50 à 70 %). Le gradient vertical de l'intensité du vent reste négatif mais très peu variable, puis s'annule et devient positif dans la couche comprise entre 600 et 850 hpa. Au dessus de cette couche le vent s'accélère rapidement. Il tend ensuite à s'atténuer à partir de 200 hpa. Ces deux discontinuités sont liées à la présence à ces niveaux de bandes nuageuses associées au JST

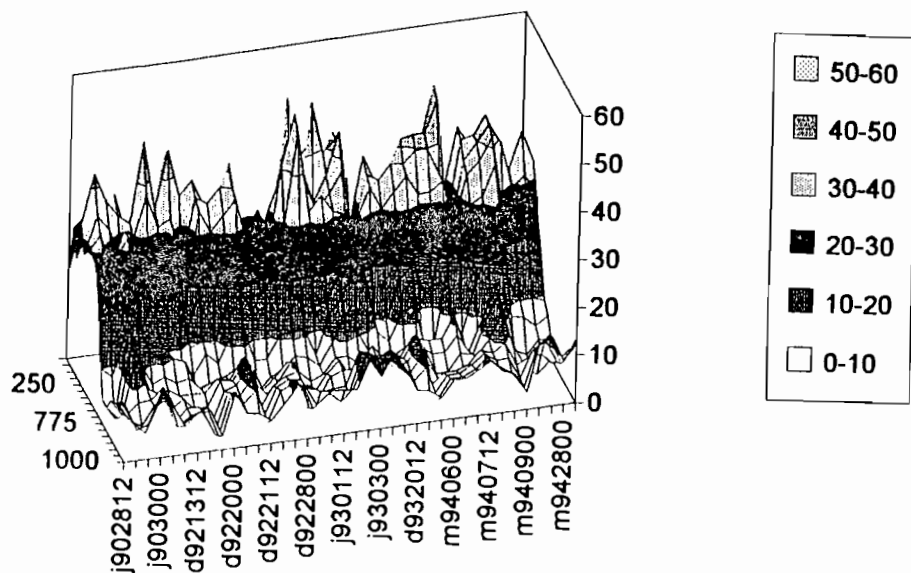


Fig. III-22a): distribution du vent pendant les perturbations de saison sèche

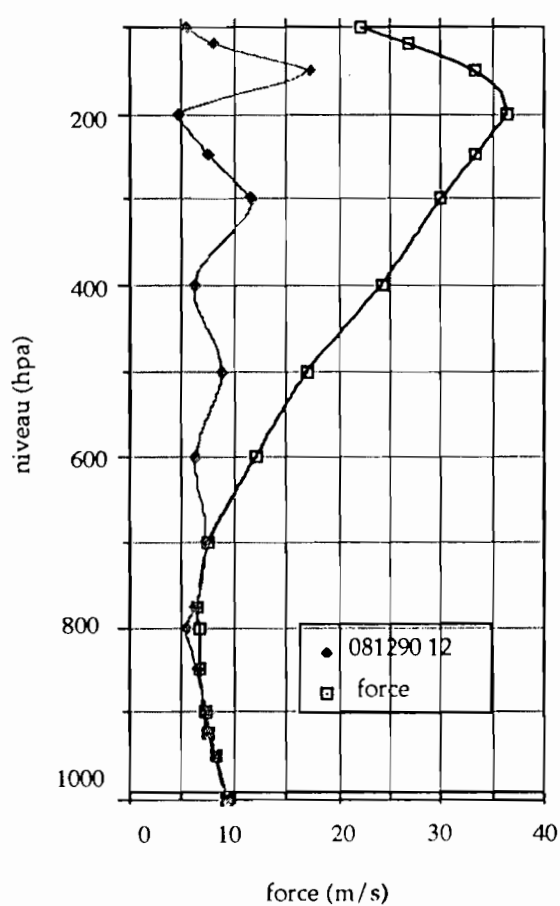


Fig. III-22b) profil moyen de la force du vent pendant les perturbations et profil de vent d'une situation non perturbée (081290)

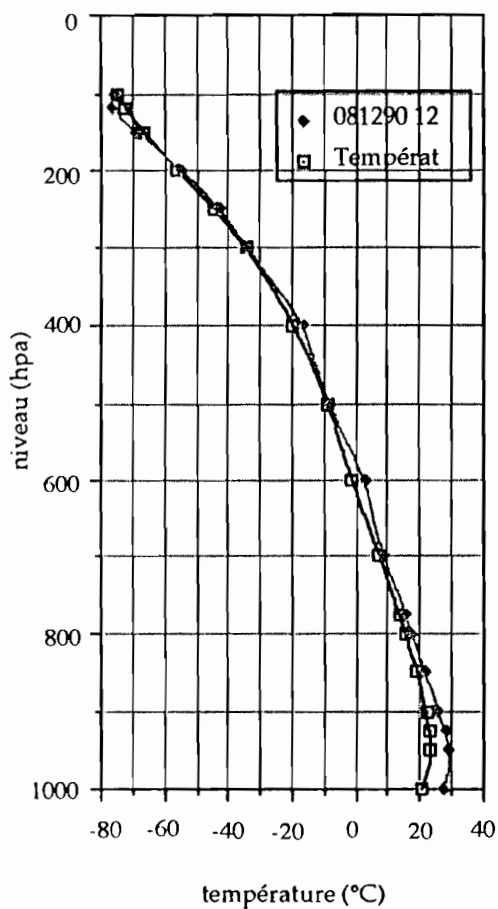


Fig. III-22c) profil moyen de la température pendant les perturbations et profil d'une situation non perturbée (081290)

à 200 hpa et à une structure de type convective entre les niveaux 850 et 600 hpa.

Les faibles valeurs de la température au sol (18°C) constituent également une constante du phénomène (fig III-22 c)). Pendant les perturbations, la température est régulière. Cependant elle décroît très rapidement entre les niveaux 850 et 200 hpa. Cet intervalle à fort gradient de température est composé en fait de deux couches à comportement thermique différent: la première couche (850-600 hpa) est caractérisée par des gradients de température plus faibles que ceux de la deuxième couche (600-200 hpa). C'est à la limite des deux zones (600 hpa) que la température s'annule. Ces résultats confirment ceux de Labraga (1994) qui a démontré que dans les basses couches, pendant les épisodes de vent fort les advections d'air froid polaire induisent une importante instabilité thermique.

Par contre l'humidité relative (de l'ordre de 70 %) au sol a augmenté par rapport aux situations stables. Son profil est marqué par un maximum absolu à 600 hpa séparant la zone des gradients positifs d'humidité de celle des gradients négatifs (fig. III-23). La différence  $T-T_d$  entre la température et la température du point de rosée indique le degré de saturation de l'air. Les profils verticaux de  $T-T_d$  et d'humidité sont en opposition de phase.  $T-T_d$  augmente quand H diminue et diminue quand H augmente (fig III-23 b) et c)). Il nous renseigne ainsi sur la présence d'une structure nuageuse autour de 600 hpa qui est un niveau de maximum d'humidité atmosphérique. C'est ce type de structure nuageuse que Duvel (1989) a mis en évidence pendant l'été sur les régions tropicales caractérisées par une très forte concentration de nébulosité moyenne entre 600 et 400 hpa.

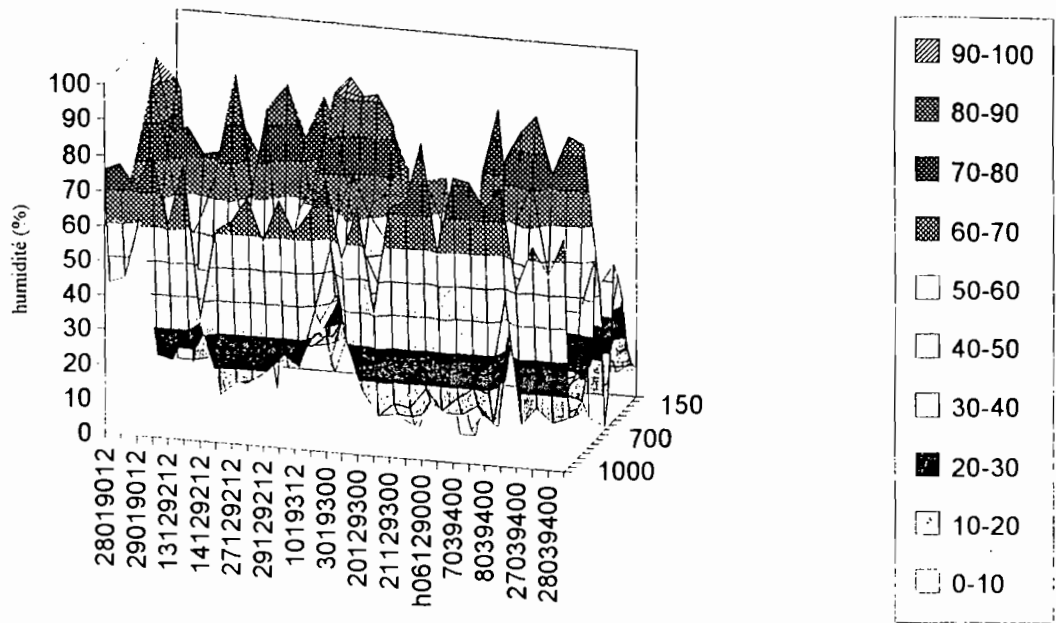


Fig. III-23a): distribution de l'humidité relative pendant les perturbations de saison sèche

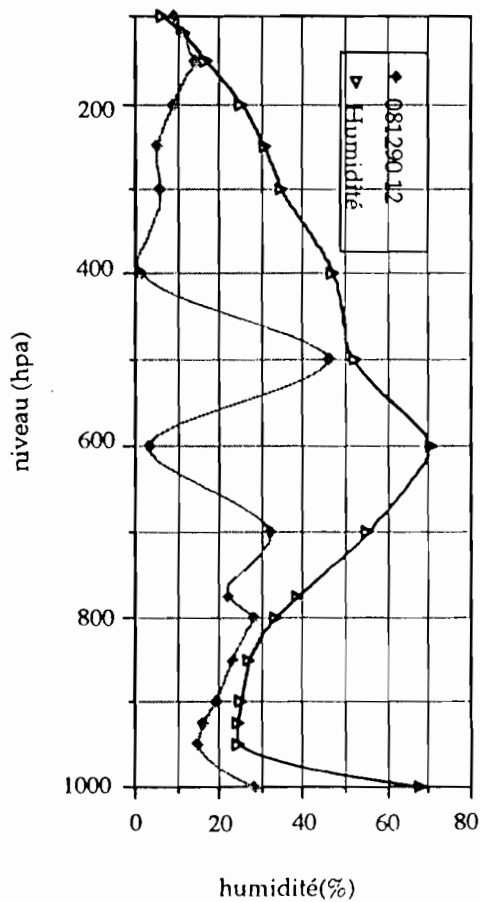


Fig. III-23 b) profil moyen de l'humidité relative pendant les perturbations et profil d'une situation non perturbée

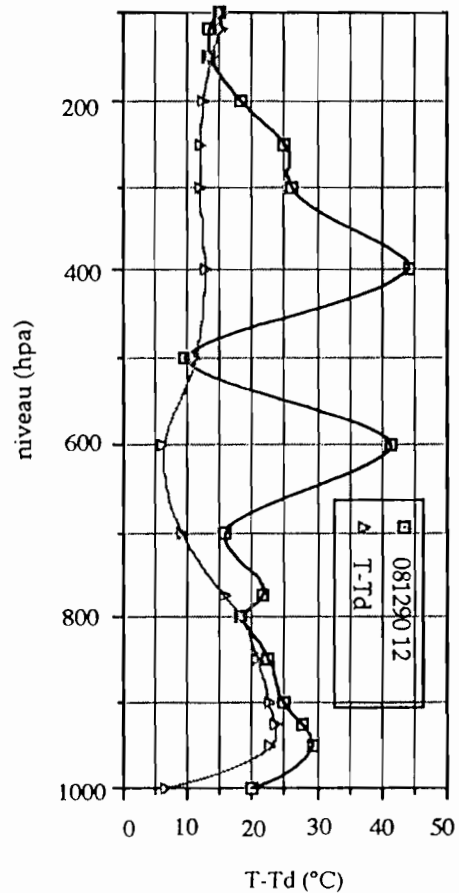


Fig. III-23c) profil moyen de T-Td pendant les perturbations et profil d'une situation non perturbée. Td est la température du point de rosée

Ces nuages de type altocumulus ou altostratus sont responsables du maximum de pluies de faible intensité selon Mac Garry et Reed (1978).

La représentation simultanée du profil moyen d'humidité en période de heug en hiver et d'une situation stable non perturbée de la même saison montre que ce profil moyen est propre aux situations de heug.

Après l'étude de la distribution verticale de vapeur d'eau, nous nous préoccupons maintenant de sa variabilité horizontale.

### **3-4 variabilité horizontale de la vapeur d'eau pendant les perturbations**

Nous faisons ici l'hypothèse que les variations spatiales du champ de vapeur d'eau sont directement couplées à celles de la couverture nuageuse. La principale source d'erreur lors de cette approximation réside dans la difficulté qu'on a à distinguer les nuages de convection profonde des nuages élevés non convectifs. Les images IR du satellite Météosat des situations considérées à 00 TU et 12 TU sont utilisées dans l'étude de la variabilité de la nébulosité. Seul ce canal nous permet de suivre pendant la nuit les nuages bas cumuliformes tels les stratocumulus et les cumulus.

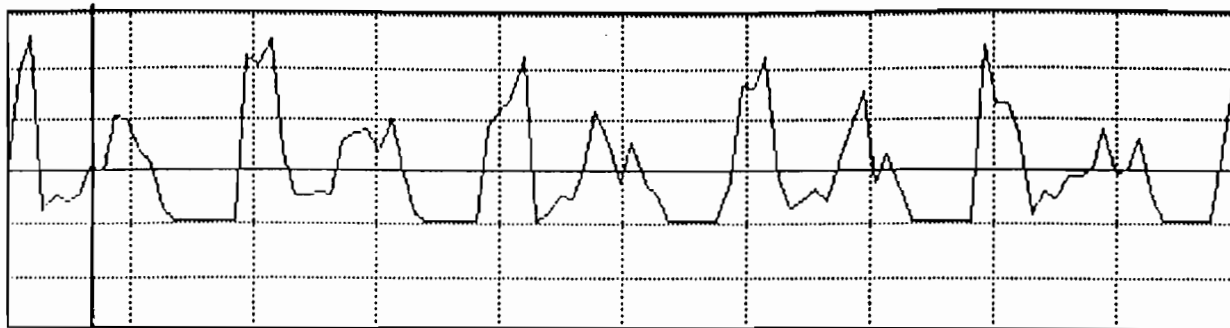
Pour étudier cette variabilité horizontale, nous considérons deux méthodes: description des radiances IR et analyse spectrale des séries de comptes numériques.

## 1°) variabilité horizontale des radiances IR Météosat

L'étude de la variabilité de nébulosité nous renseigne sur la variabilité spatiale du champ de vapeur d'eau. Les séries de comptes numériques Météosat, obtenues par moyennage suivant la méthode exposée plus haut au paragraphe 3-2, représentent les variations moyennes d'intensité de la couverture nuageuse le long des bandes de pixels d'images considérées à différentes latitudes. Une comparaison avec l'image initiale montre une bonne restitution des zones de maximum de nébulosité. On note sur la bande centrée à 14.5° de latitude Nord (fig III-24a)) un maximum à -14.3°W et un autre à -9.1°W. Sur l'image initiale il existe des pixels nuageux correspondant à des maxima de nébulosité aux mêmes coordonnées.

Des exemples de ces séries sont représentés sur les figures III-24 et III-25. Des ondulations quasi-périodiques sont perceptibles sur ces courbes. Elles montrent la distribution zonale moyenne des radiances sur une bande latitudinale de 5 pixels de large et traduisent le caractère plus ou moins ondulatoire de la distribution des nuages.

Sur la bande de pixels passant par Dakar, "l'arrière" de l'onde se trouve sur Dakar pendant les jours de perturbations. C'est comme si les ondes associées aux perturbations agissaient en précurseur de la convection profonde génératrice de cumulus pluvio-gène. Dans le cas typique de phénomènes de pluies de heug, il existe un thalweg barométrique d'altitude orienté Sud Ouest- Nord Est dont la face Sud Est contient la bande d'altocumulus (de Félice, 1976). Nous envisageons alors l'existence d'un lien entre l'onde précurseur de la convection et l'onde de pression accompagnant le



signal reduit : longueur = 102

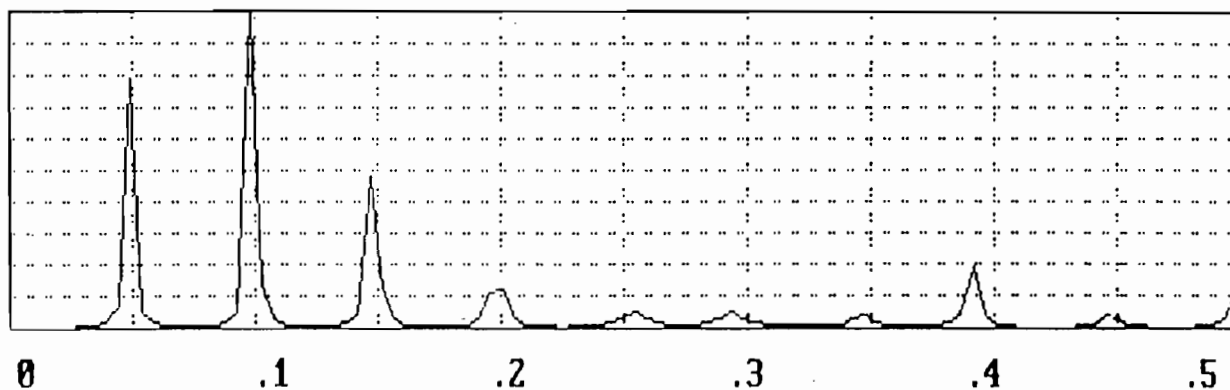
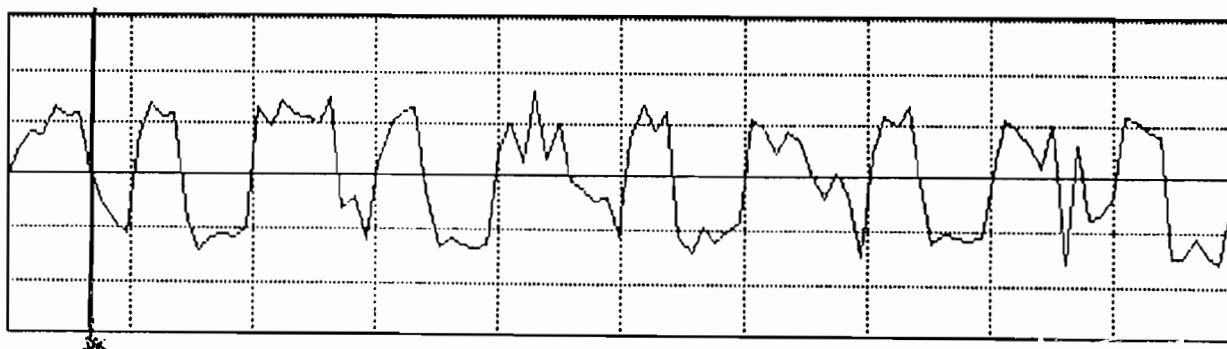


Fig. III-24a): signal satellitaire et spectre de puissance sur une bande de 5 pixels autour de Dakar (290190 à 15 TU)



signal reduit : longueur = 102

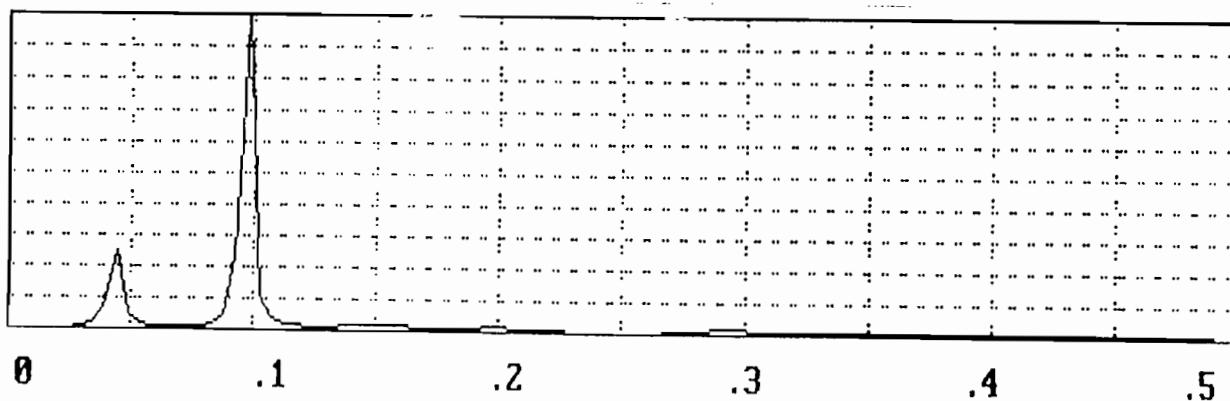


Fig. III-24 b): signal satellitaire et spectre de puissance sur une bande de 5 pixels autour de 28°N (290190 à 15 TU)



signal reduit : longueur = 309

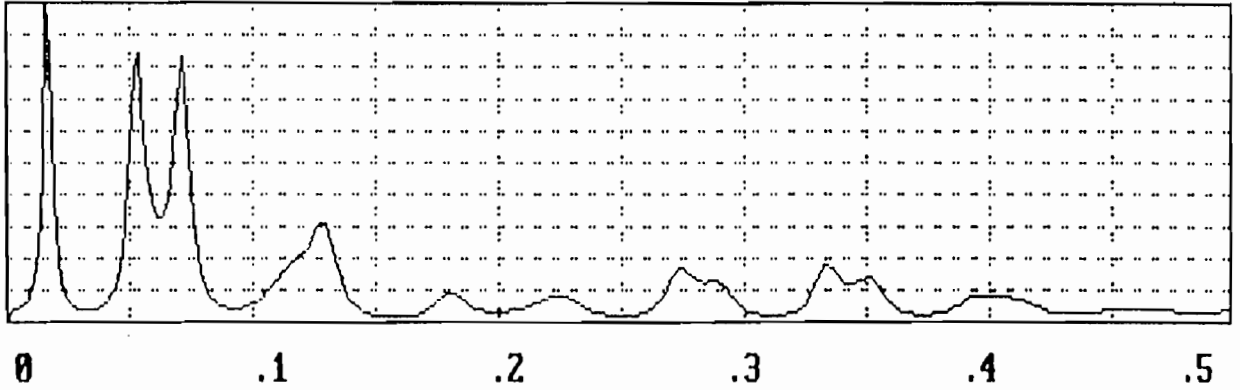
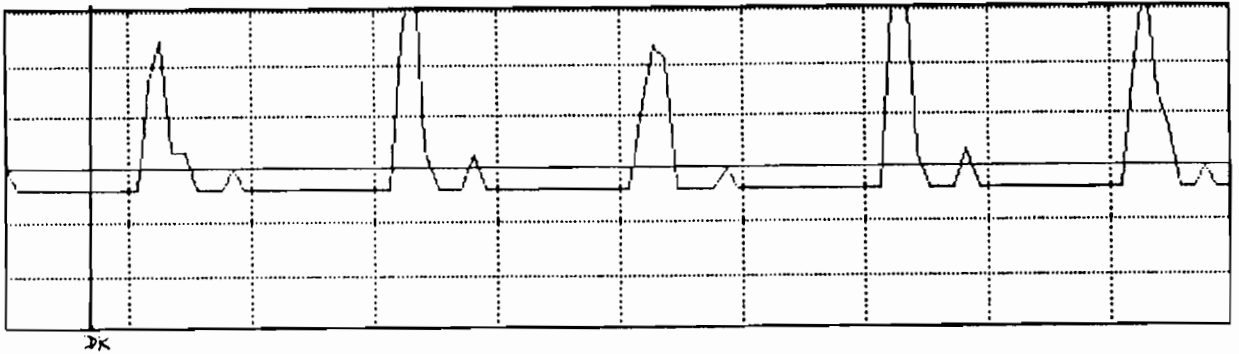


Fig. III-25a): signal satellite et spectre de puissance sur une bande de 5 pixels couvrant Dakar (080394 à 12 TU); la pluie est intervenue vers 14 TU.



signal reduit : longueur = 102

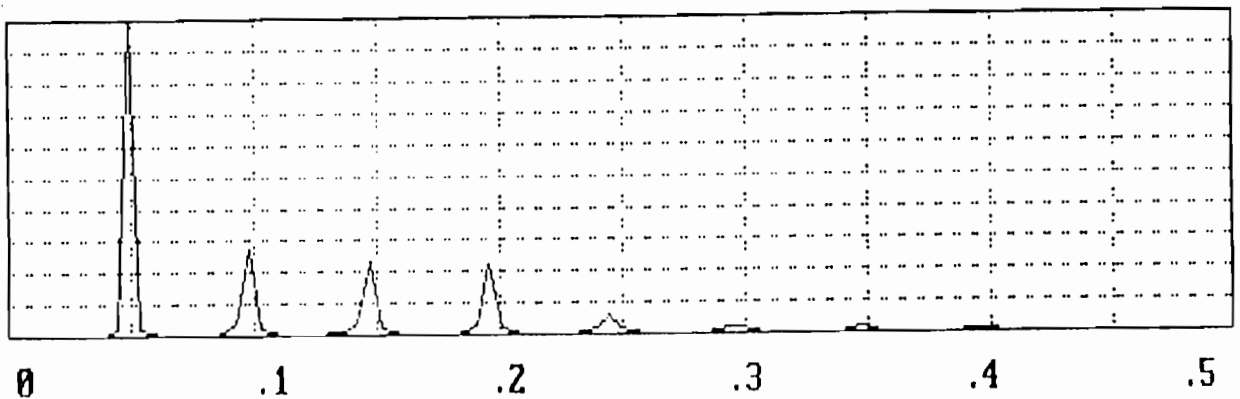


Fig. III-25b): signal satellite et spectre de puissance sur une bande de 5 pixels couvrant Dakar (270394 à 17 TU)



thalweg d'altitude. Ce lien est confirmé par le travail de Sow (1988) qui a trouvé une croissance de l'amplitude des ondes qu'il étudie en hiver avec la pression. L'interaction onde-convection est maintenue au cours du phénomène et se matérialise par une modulation de la bande nuageuse du JST. L'image IR Météosat du 29 janvier 1990 à 11 TU et 17 TU montre un aspect ondulatoire net sur la bande nuageuse représentant le JST (III-26). Ceci traduit une organisation nette des ondes troposphériques qui lui sont associées. L'association jet-onde a été aussi relatée par Ulbrich et Speth (1991) pour qui l'orientation du JST est tributaire de l'augmentation d'énergie cinétique des ondes stationnaires. Cette énergie cinétique de turbulence de l'onde est le fruit de la conversion d'énergie potentielle disponible. L'évaluation de l'extension spatiale de ces ondes s'effectue par une analyse spectrale des séries de comptes numériques d'images IR Météosat.

## 2°) Analyse spectrale du signal satellitaire

Les séries de comptes numériques des images IR Météosat que nous traitons à l'aide d'une analyse spectrale par la méthode du maximum d'entropie (M.E.M) sont des données lissées. Elles favorisent ainsi une meilleure stabilité du spectre de puissance. Ce fait est important car l'une des conséquences de la super-résolution de la MEM est que la méthode est très sensible aux fluctuations.

Les spectres obtenus sont représentés dans un système d'axe (f, DSP) en situant la densité spectrale de puissance DSP en ordonnées et la fréquence f en abscisses. L'analyse spectrale par la

MEM a fait ressortir systématiquement certaines longueurs d'onde.

Sur 29 situations étudiées une longueur d'onde de 500 Km a été repérée 20 fois, 14 fois 170 Km. Les ondes de 1000 Km sont mises en évidence pratiquement dans toutes les situations. Il est remarquable que les périodicités obtenues sont pour la plupart repérables sur toutes les bandes de latitude. La structure de l'aérogel subtropical serait donc modulée par des ondes troposphériques. L'instabilité convective se forme alors à des niveaux et à des endroits privilégiés correspondant à une certaine position caractéristique de l'onde. Nous avons pu montrer que cette position correspondait à l'arrière de l'onde.

Si les échelles spatiales des ondulations de la vapeur d'eau ont été mises en évidence, on n'a pas pu déterminer les périodicités temporelles de ces ondes. Nous ne pouvons donc conclure quant à leur nature exacte. Ceci nécessiterait une série chronologique continue suffisamment longue d'images pleine résolution sur la zone d'étude. L'étude de l'interaction entre les différents types d'ondes détectées aurait permis de savoir à tout moment et en tout lieu de la zone d'étude, le ou les types d'ondes qui agissent sur la convection.

Tout le long de cette partie du travail, nous avons étudié la structure moyenne de l'atmosphère pendant les perturbations de saison sèche. La structure verticale a été établie par la détermination du profil vertical de la vapeur d'eau obtenu par le calcul de la quantité de vapeur d'eau contenue dans un mètre cube d'atmosphère à tous les niveaux au dessus de Dakar. Les profils des paramètres météorologiques les plus pertinents pour la

compréhension des phénomènes ont également été utilisés à cet effet.

Nous avons ainsi déterminé un profil moyen typique du cas d'instabilité de pluies de heug. Ce profil traduit l'existence autour de 200 hpa du JST et autour de 600 hpa d'une structure nuageuse qui nous semble étroitement liée à la présence de l'AEJ. Ces profils ressortent bien dans les couches 600 à 850 hpa une forte concentration de nébulosité type altocumulus ou altostratus. Ces nuages sont responsables de l'essentiel des précipitations recueillies.

La détermination de la structure horizontale a été réalisée par un traitement des images IR du satellite Météosat: moyennage par groupe de 5 pixels sur les bandes de latitudes et analyse spectrale par la M.E.M des séries ainsi obtenues. La structure horizontale est caractérisée par une périodicité spatiale de la structure du JST liée aux ondulations quasipériodiques de la distribution moyenne zonale des radiances Météosat. Le rôle de précurseur de ces ondes dans la convection profonde est mis en évidence. L'analyse spectrale a permis de déterminer la périodicité spatiale des ondes matérialisée par les variations périodiques de la couverture nuageuse.

Dans le chapitre suivant nous cherchons à établir les liaisons quantitatives entre radiances Météosat et la pluie recueillie au sol sous les nuages correspondant.

QUATRIEME PARTIE:

CORRELATION PLUIE AU SOL ET  
IMAGES SATELLITAIRES DE TYPE ISCCP  
B2

Les images Météosat B2 s'utilisent beaucoup dans les études climatologiques des phénomènes atmosphériques (Desbois, 1988; Machado, 1992; Fu, 1990). Elles sont obtenues à la suite d'un double échantillonnage spatial (1 pixel sur 6 et 1 ligne sur 6) et temporel (1 image toutes les 3 heures) de l'image pleine résolution. Au risque de perdre de l'information et donc d'aboutir à des résultats moins précis, ces images B2 pour une courte période (1989-1991) sont utilisées à ce niveau de notre travail pour estimer les caractéristiques d'échelle synoptique des phénomènes. Elles concernent les mois de janvier, février, mars, novembre, décembre des années 1989, 1990 et 1991. La dynamique de ces images est inversée, c'est à dire que les comptes numériques les plus élevés correspondent aux éléments les plus froids.

## I) ANALYSE DESCRIPTIVE DE LA COUVERTURE NUAGEUSE LORS DES PERTURBATIONS

Météosat donne du système terrestre, suivant le type de radiomètre considéré, une information propre à la bande de fréquence 10.5-12.5  $\mu\text{m}$  pour l'IR et 0.4-1.1  $\mu\text{m}$  pour le VIS.

Les images VIS sont une représentation de l'énergie solaire réfléchi par la Terre et l'atmosphère. La radiance VIS mesure donc une réflectance. Elle est influencée notablement par la hauteur du soleil, l'intensité de son rayonnement et le pouvoir de réflexion des nuages sur l'image VIS. Les nuages à plafonds bas peuvent être détectés à travers les cirrus qui réfléchissent très peu le rayonnement solaire.

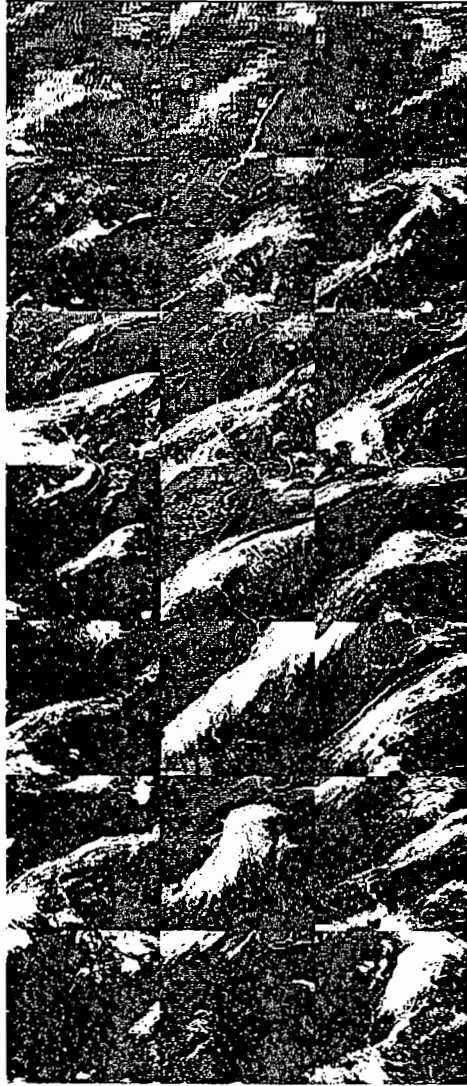
Les images dans l'IR sont une représentation de la mesure du rayonnement émis par le système terre-atmosphère. Ce système étant considéré comme corps noir, l'équivalence énergie rayonnée-température radiative est donnée par la loi de Stéphan-Boltzmann. Une relation approximative température radiative IR et altitude de sommet des nuages a été indiquée par Machado (1992).

**Tableau IV-1:** Correspondance  $T_b$  IR, hauteur sommet des nuages, radiance Météosat-2 et les comptes numériques normalisés par la valeur moyenne de Juillet 1983 (d'après Machado, 1992).

Compte (0-255)	R ( $Wm^{-2}sr^{-1}$ )	Tir (K)	Hauteur (Km)
76	3.07	253	7.9
62	2.44	241	9.6
48	1.87	230	11.3
38	1.44	218	13.0
28	1.00	207	14.7

Cette relation n'est pas absolue parce qu'en raison de l'inhomogénéité de couverture du pixel, on peut être amené à attribuer une altitude plus basse à un nuage situé en fait plus haut. Les nuages semi-transparents ne peuvent être considérés comme corps noirs.

Dans ce qui suit, nous utilisons les images IR de format B2 (fig IV-1) sur lesquelles les nuages sont classifiés en:



- nuages de glace (cirrus, cirro-stratus) qui sont des nuages élevés à sommet froid. On les repère comme seuls nuages au coeur du jet (région de maximum de vent).
- nuages bas (stratus, stratocumulus) qui se repèrent sur les bords du JST. Le sommet de ces nuages est légèrement chauffé par rapport au cirrus.
- les nuages cumuliformes (cumulus et cumulonimbus) qui sont à développement vertical. Ils génèrent de la pluie.
- les altocumulus et altostratus (nuages moyens).

Finalement la bande de JST apparait sur l'image satellite comme un accollement et une combinaison de ces types de nuages à des niveaux différents.

## II) ANALYSE DES PROPRIETES RADIATIVES DES NUAGES ASSOCIES AUX PERTURBATIONS

Pour réaliser ce travail à l'aide des images IR B2, il est important de discerner les différents types de nuages entre eux. Pour cela on effectue un seuillage à seuil adaptatif afin d'extraire chaque type de nuage particulier de la structure générale. Il n'existe pas de relation biunivoque entre le seuil et le nuage. Il est alors nécessaire de déterminer les différents phénomènes qu'un seuil permet d'identifier. Fu et al (1990) ont choisi sur la région tropicale des réflectances visibles supérieures à 0.7 et une température de brillance inférieure à 267 K pour décrire les parties les plus convectives des nuages. En Afrique sahélienne, le seuil de 233 K a été considéré par plusieurs chercheurs comme satisfaisant pour séparer les nuages pluvio-gènes des nuages non pluvio-gènes (Arkin, 1979; Desbois, 1989; Arnaud, 1992).



Le critère que nous avons choisi pour mettre en évidence la structure de JST est le seuil de 263 K. Nous considérons que pour des valeurs de température radiative plus faibles que cette valeur, le JST est intense. Nous avons ainsi pu repertorier suivant cette méthode les jours où le JST est supposé intense. Les résultats sont présentés dans le tableau IV-2. Ces jours ne correspondent pas toujours à des situations de pluie. Mais ce qui est remarquable sur ce tableau c'est que les situations pluvieuses correspondent toutes à des événements de JST fort. Cependant la présence d'un jet fort ne garantit pas toujours l'obtention d'une pluie mesurable au sol. Ce résultat signifie seulement que les nuages responsables des précipitations ont des sommets plus froids que  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Pour observer les nuages pluvio-gènes, il nous faut donc choisir un seuil plus bas. On a ainsi choisit le seuil de  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  souvent utilisé dans les algorithmes d'estimation de la pluie pendant l'hivernage.

Dans l'image seuillée (fig. IV-2) les pixels plus froids que le seuil de température sont représentés par leur valeur réelle, les autres sont mis à zéro.

Pour déterminer les caractéristiques hydrologiques des nuages et dans le soucis de garder une bonne cohérence spatiale de nos données, nous considérons une zone restreinte comprise entre les latitudes  $3\text{ }^{\circ}\text{N}$  et  $20\text{ }^{\circ}\text{N}$  et les longitudes  $-10\text{ }^{\circ}\text{W}$  et  $-30\text{ }^{\circ}\text{W}$ . Cette zone est appelée B sur la figure représentant la zone d'étude.

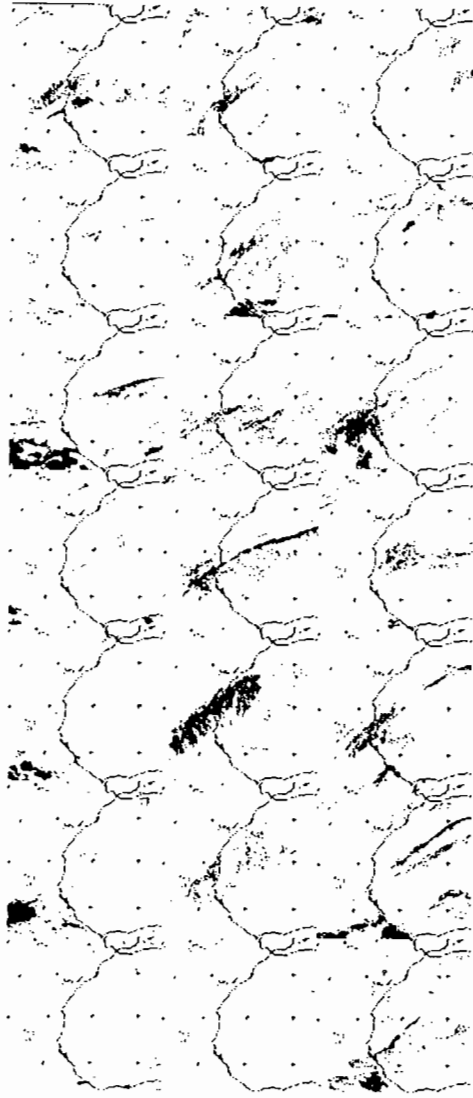
Tableau IV-2: événements de jet fort (seuil à -10°C) et jours pluvieux

MOIS	situation de JST fort	situation pluvieuse
janvier 1989	07,08,09,19,20,21,22 ,23,24,25,26,27	27
mars 1989	13	
novembre 1989	06,07,08,09,12,13,14 17,18,19,20,21,22,24 25,26,30	09,11,17,18
décembre 1989	01,03,04,05,06,10,25 28,29	29
janvier 1990	11,14,15,16,27,28,29	12,13,14,15,28,29
février 1990	05,21,22	21,22
mars 1990	20,23,24,29,30,31	30,31
novembre 1990	05,06,22,23,27	23
décembre 1990	05,06,07,26,30	
janvier 1991	01,02,15,16,17,24,25 31	15,16,24
février 1991	02,14	
mars 1991	07,14,26	
novembre 1991	08,21,26,27,28,29	21,27,28
décembre 1991	04,05,06,07,08,14,15	07

Deux types de traitement sont appliqués à cette zone:

1°) seuillage

Un seuillage à  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  permet de localiser les pixels potentiellement pluvieux. Ce seuil a été utilisé en premier par Arkin (1979) qui a trouvé une relation de corrélation entre la quantité de pluie cumulée sur 6 heures et la portion d'aire recouverte par les nuages pour un seuil déterminé sur la zone d'étude de GATE. Arnaud (1992) a trouvé des valeurs annuelles de pluies à partir d'une température proche de  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Nous combinons les données radiométriques ainsi traitées avec le champ pluviométrique sur le Sénégal pendant les jours de pluies. Le champ pluviométrique a été construit à partir des données pluviométriques journalières des stations synoptiques du Sénégal. Le mode d'interpolation utilisé est le krigeage. La faiblesse des quantités de pluies nous a fait opter pour des techniques de détection de la pluie au lieu des algorithmes d'estimation. La méthode utilisée doit permettre de distinguer selon la nature des nuages, les zones sans pluies, avec traces de pluie ou avec pluies. On note une bonne corrélation entre le champ pluviométrique (fig. IV-3) et la présence de nuages froids sur la bande représentant le jet (fig. IV-2). Les zones de maximum de pluviométrie visibles sur le champ correspondent sur l'image à des régions couvertes par la bande nuageuse. Les nuages convectifs générateurs de la pluie ne sont donc pas des amas isolés mais sont des structures prises dans la bande du JST. Plus la bande du jet est large, plus le champ pluviométrique est étendu. Les zones arrosées sont de ce fait plus nombreuses. L'intensité de la pluie est aussi liée à l'épaisseur de la



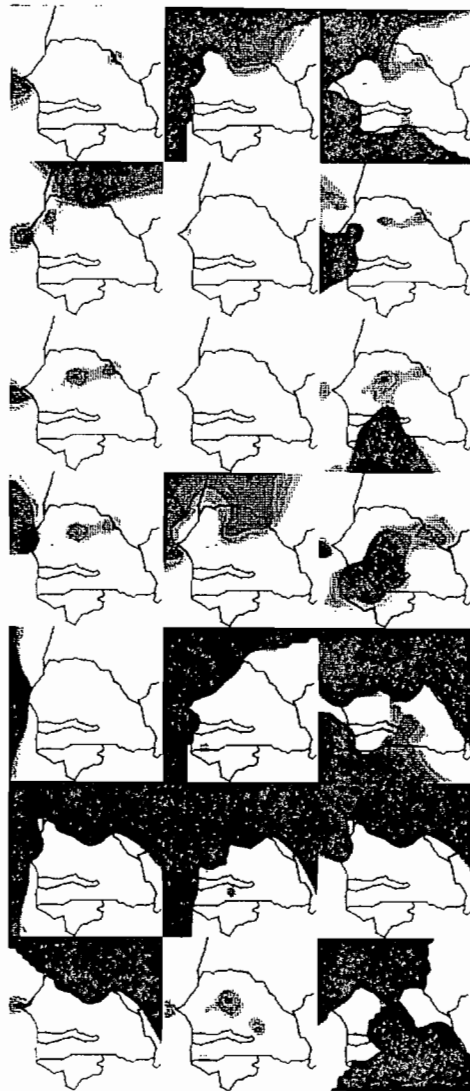
bande. Cette épaisseur est estimée visuellement par une évaluation de la densité de nuages froids. La quantification de cette épaisseur pourrait se faire en utilisant le canal VIS Météosat.

## 2°) détermination de paramètres sensibles à la pluie

Une statistique élémentaire des pixels de l'image correspondant à la région nous donne les valeurs minimales, maximales, moyennes et l'écart-type des comptes numériques.

Ces grandeurs sont représentées en même temps que les variations de compte numérique sur Dakar sur un même graphique (fig IV-4). On y remarque une variation en phase du compte numérique minimum et de la moyenne des comptes numériques sur la région. L'écart entre les deux grandeurs est en moyenne constant. Nous l'utilisons comme critère pour distinguer les jours avec ou sans pluie. Les jours sans pluie sont ceux où cet écart est petit avec des comptes minimum et moyen assez élevés. Ces comptes numériques sont très proches du compte maximum. C'est le cas des 07, 08, décembre 1989.

Cette relation compte numérique minimum, compte moyen est bien traduite par le bon coefficient de corrélation ( $R^2=0.879$ ) illustré par le graphique (fig IV-5). Les jours pluvieux sont caractérisés par un écart constant de 75 entre la moyenne et le compte numérique minimum. Cependant nous ne pouvons différencier les situations pluvieuses entre elles. Ce qui signifie que cet écart suffit à provoquer les quantités de pluie recueillies. Pour des pluies plus importantes, il faudrait un plus grand écart. Les faibles valeurs de l'écart-type expliquent la faible variabilité des comptes numériques.



Le compte numérique de Dakar est trop bruité, justifiant l'impossibilité de tirer une information fiable à partir de valeurs ponctuelles de radiance. Le compte maximum est peu variable, il garde pratiquement la valeur 225 sur tous les cas considérés.

Les graphes représentés sur les figures IV-6 symbolisent la distribution des précipitations lors des événements pluvieux en fonction du compte numérique moyen (fig IV-6a)), du compte minimum (fig IV-6b)), du compte de DKR (fig IV-6c)), et du compte maximum (fig IV-6d)). La courbe de la fig IV-6b) fait ressortir clairement une concentration des pixels pluvieux dans l'intervalle des minima de comptes numériques de 60 à 85. Le maximum de pluie étant recueilli pour le compte numérique minimum 75. Toutefois de plus faibles quantités de pluies peuvent être notées au delà de cet intervalle. Le compte numérique moyen est un peu plus dispersé et correspond à de la pluie entre 135 et 155. Le maximum de pluie est obtenu pour les comptes numériques maximum autour de 150. Les valeurs de compte numérique moyen et les valeurs de compte numérique minimum pour lesquelles une certaine quantité de pluie est recueillie sont décalées entre elles. Nous avons d'ailleurs déjà signalé que ce décalage est un moyen d'appréciation de la pluie tombée.

Sur la figure IV-6c) la pluie est concentrée autour de deux zones différentes: une zone de faibles comptes numériques sur Dakar entre 75 et 100 et une zone de compte numérique fort. Par contre les comptes numériques maximum ne permettent pas une distribution homogène de la pluie.

En conclusion on peut dire que l'écart entre les températures moyennes et les températures minimales sur la région représente

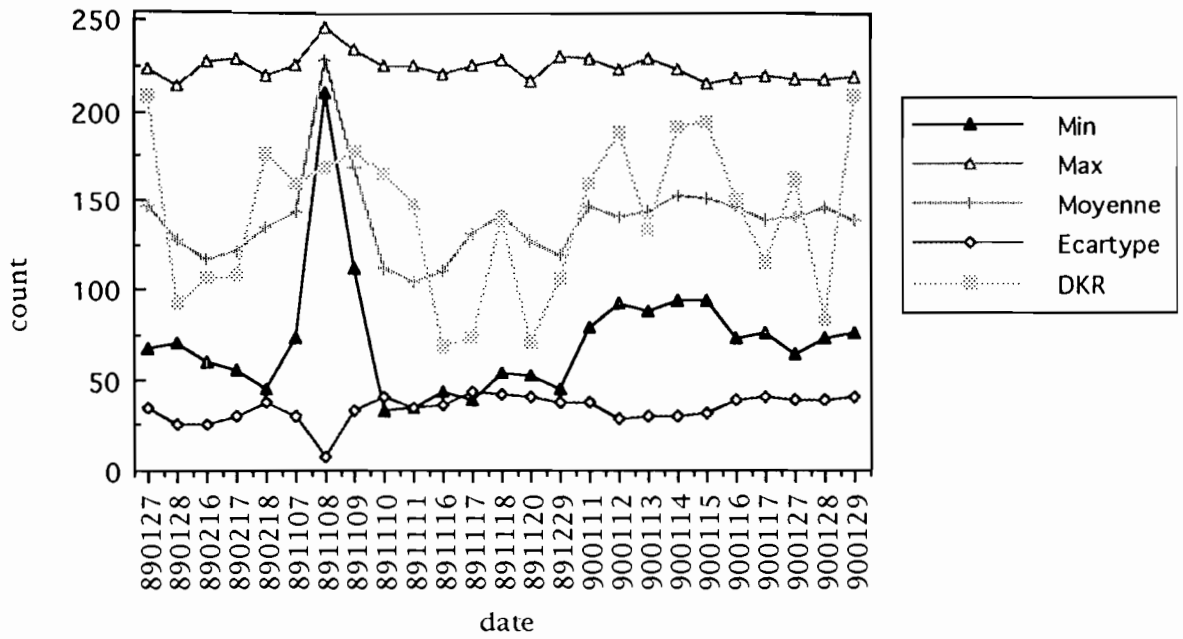


Fig IV-4 variations du compte numérique pour les situations de heug

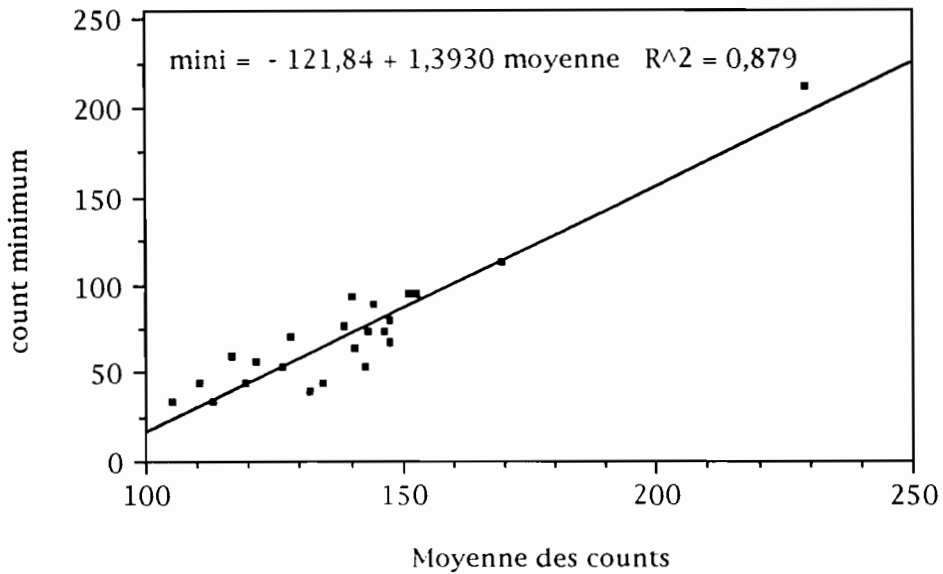
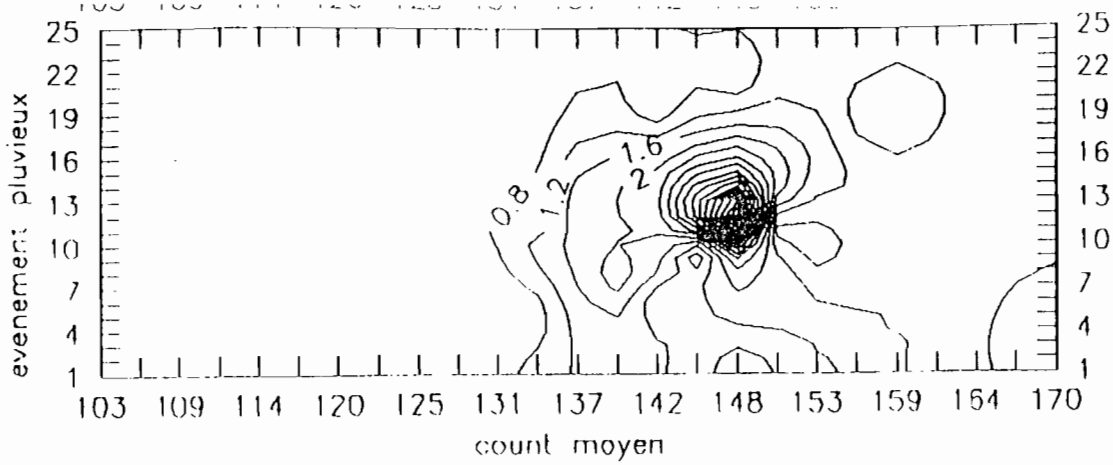


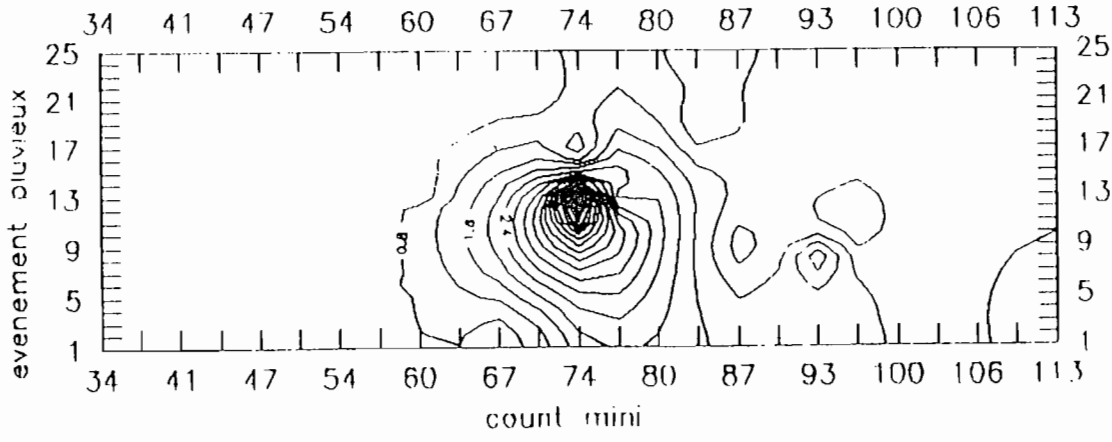
Fig IV-5: corrélation entre la moyenne des counts sur la zone et le compte numérique minimum



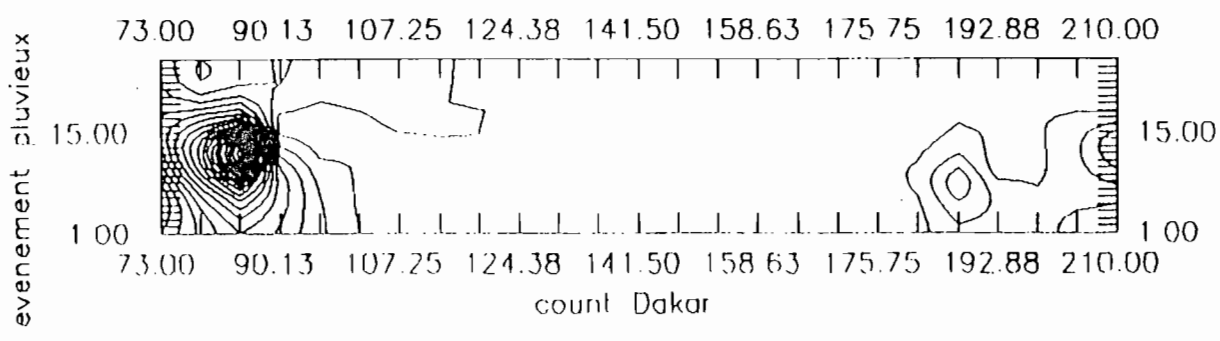
un indice de précipitation produite par les nuages froids  
accompagnant le JST.



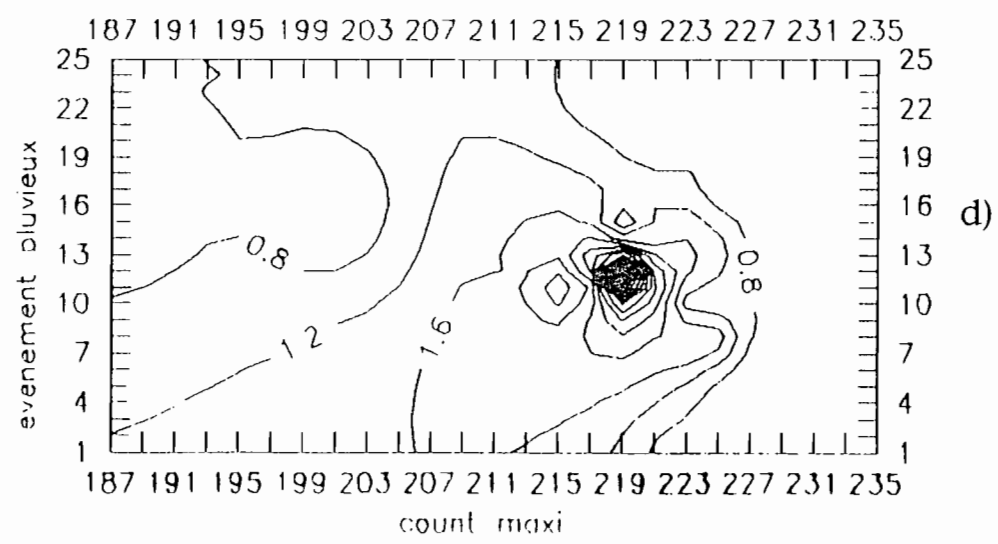
a)



b)



c)



d)

Fig. IV-6: répartition de la pluviométrie pour 25 événements de perturbations en fonction du compte numérique: a) moyen; b) minimum;;d) maximum sur la zone restreinte de l'étude. d) compte numérique sur Dakar  
 les isolignes sont indiqués en mm par pas de 0.4 mm

## CONCLUSION GENERALE

Dans ce travail, nous avons d'abord rappelé quelques généralités sur la circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest au cours de l'hiver boréal.

Nous avons ensuite décrit comment les radiances IR du satellite Météosat permettent de décrire le JST. Le coeur du jet est constitué de cirrus tandis que son extension est composée de stratus accolés en bande. Sur l'image apparaissent souvent des ondulations quasi périodiques de la bande nuageuse matérialisant le JST. Elles renforcent le jet par l'intensification des vitesses de vent.

Nous avons montré, à travers une étude climatologique, que les pluies de heug contribuent pour moins de 4 % à la pluviométrie globale. Elles sont faiblement corrélées à la pluviométrie annuelle.

L'analyse spectrale par la Méthode du maximum d'entropie de la série chronologique 1931-1980 des pluies de saison sèche a fait ressortir deux périodes pluriannuelles: une de 4 ans et l'autre de 11 ans. La période de 4 ans est vraisemblablement liée à l'influence de l'oscillation australe. La période de 11 ans est identique à celle de l'Oscillation Nord Atlantique. L'étude de l'extension et de la distribution spatiale des pluies de heug sur le Sénégal entre 1930 et 1980 a été réalisée. Il en ressort que les zones de plus grande pluviométrie de heug sont celles qui se situent sur et au dessus d'un axe Sud Ouest-Nord Est. Cette zone correspond à la région où la saison des pluies s'acheve plus tôt. Une analyse EOF du champ pluviométrique effectuée en

considérant un découpage du domaine d'étude en 6 régions pluviométriques a montré une faible variabilité spatiale de la répartition des pluies de heug sur le Sénégal. De cette analyse, il ressort également qu'il existe une étroite relation entre le retour vers le Sud de la ZCIT et l'arrivée d'air froid polaire par advection. Enfin le JST apparaît très corrélé aux pluies de saison sèche. La position climatologique de l'axe du jet sépare la zone en deux régions différentes.

L'étude climatologique du champ de vent traduit l'importance du JST d'hiver dans l'établissement des pluies de saison sèche.

Les gradients thermiques plus marqués accompagnent l'intensification des advections thermiques et des vents alizés. Les mois de janvier et décembre se caractérisent par un fort gradient thermique avec des anomalies positives du champ de température. Cette situation est donc favorable à l'existence d'une instabilité convective qui découle du transfert d'énergie vers les couches plus élevées de l'atmosphère.

Une approche de la dynamique et de la thermodynamique des phénomènes a été réalisée par le calcul du nombre de Richardson, des termes de cisaillement de vent et de la température potentielle équivalente. Il apparaît ainsi que le développement des instabilités convectives à l'origine des pluies de saison sèche s'effectue de façon suivante:

- un transfert d'énergie cinétique des basses couches vers les hautes couches atmosphériques à travers les cisaillements verticaux de vent. Ces cisaillements importants sont le fait des variations du vent thermique qui découle de la modification du gradient thermique. Ceci explique le rôle des advections froides

dans les processus de formation des perturbations. D'autre part, ces cisaillements renforcent le JST.

- un transfert de chaleur latente et sensible des basses vers les hautes couches de l'atmosphère.

Souvent les perturbations sont aussi générées en mer par les anomalies positives de TSM puis transportées vers les régions côtières par le JST. Cette excitation thermique est maintenue par les ondes océaniques de Kelvin.

Nous avons aussi mis en évidence, pendant les perturbations de saison sèche, un profil moyen type associé à l'instabilité. Il se caractérise par la présence du JST autour de 200 hpa et d'une structure nuageuse étroitement liée à l'AEJ à 600 hpa. Une forte concentration de nuage s'observe entre 600 et 850 hpa. La structure horizontale est déterminée sur les séries de Count IR Météosat obtenues par un moyennage de groupes de 5 pixels sur les bandes de latitudes de l'image. L'analyse spectrale de ces séries montre une variation périodique de la structure du JST. La structure horizontale est donc modulée par des ondes qui jouent le rôle de précurseur de la convection profonde.

Un seuillage à 263 K (-10°C) a été effectué pour mettre en évidence sur les images IR ISCCP B2 les structure du jet sur la zone d'étude. Le JST est intense pour des températures radiatives inférieures à ce seuil. Il apparaît alors plus nettement sur l'image. Cette technique de détection du JST a permis de montrer que les jours pluvieux correspondent tous à des événements de JST fort. Mais cette présence du jet ne garantit pas toujours l'occurrence d'une pluie au sol. Les nuages pluviogènes ont été détectés à un seuil de -40°C.

Une bonne corrélation entre la présence des nuages plus froids que  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  et le champ pluviométrique a été établie. La pluviométrie dépend également de la dimension de la bande nuageuse représentant le JST. Une statistique élémentaire des images des situations de pluies nous a permis de déterminer les intervalles de comptes numériques pour lesquelles la pluie est obtenue. Les pluies les plus intenses sont obtenues pour un intervalle de count minimum compris entre 60 et 85 et proviennent de nuages cumuliformes. De faibles pluies résultant de nuages stratiformes sont enregistrées pour un count moyen dans l'intervalle 135-155. L'écart entre le compte numérique minimum et moyen suffit à distinguer les jours pluvieux des jours sans pluie. Cet écart, constant en moyenne sur toutes les situations étudiées, constitue un indice de précipitation.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Altès, E. 1984: Evolution des invasions polaires de l'Afrique Septentrionale à l'Afrique Occidentale. *Thèse de 3ème Cycle de climatologie*, Université de Dijon, Vol. 1, 175 PP.

Arkin, P., 1979: The relationship between fractional cloud coverage of high cloud and rainfall accumulation during GATE over the B-scale array, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1382-1387

Arkin, P.A. and B.N. Meisner, 1987: The relationship between large-scale convective rainfall and cold clouds over the western hemisphere during 1982-84, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 51-74

Arnaud, Y., 1992: Caractérisation des nuages précipitants en fonction de leur structure spatiale et de leur évolution temporelle en milieu sahélien à partir d'images METEOSAT, *Thèse de Doctorat de l'Université Paul Sabatier*, pp 278

Aspliden, C.I., 1976 : A classification of the structure of the tropical atmosphere and related energy fluxes, *J. Ap. Met.*, 15, 692-697.

Berkowicz, R., L.P. Prahm, 1982 : Evaluation of the profil method for estimation of surface fluxes of momentum and heat. *Atmospheric Environment*, 12, 2809-2819.

Bendat, J., A. Piersol, 1986: Random data: Analysis and Measurement Procedures. Wiley inter Science Pub., pp 407

Blackmon, M.L., J.M. Wallace, N-C Lau and S.L. Mullen, 1977: An observational study of the Northern Hemisphere Wintertime Circulation, *J. Atmos. Sci.*, vol. 34, 7, 1040-1053

**Bonner, W. D. and F. Winnighoff, 1968** : Satellite Studies of Clouds and Cloud bands near the low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 97, n° 7, 490-500.

**Burg, J.P., 1975**: Maximum entropy spectral analysis, *Ph.D. Dissertation*, departement of Geophysics, Stanford University, Stanford, CA.

**Burpee, R.W., 1972**: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere in North Africa, *J. Atmos. Sci.*, 29, 77-90

**Burpee, R.W., 1975**: Some features of synoptic scale waves based on a compositing analysis of GATE data, *Mon. Wea. Rev.*, 103, 921-925

**Cadet, D.L. and N.O. Nnoli, 1987**: water vapour transport over Africa and the Atlantic ocean during summer 1979, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 113, 581-602.

**Carlson, T.N., 1969**: Some remarks on african disturbances and their progress over the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 716-726

**Citeau, J. et M. Demarcq, 1990** : Questions relative to ITCZ migrations over the tropical Atlantic ocean, sea surface temperature and Senegal river runoff, *Meteor. and Atmos. Physics*, 41, 181-190.

**Combes, J.M. and A. Grossman, 1987**: Wavelets Time Frequency Methods and Phase Space, *Proceedings of the International Conference Marseille, France, December, 14-18, 1987*

**Conte, M, A. Giuffrida and S. Tedesco, 1989**: The mediterranean oscillation, Impact on precipitation and hydrology in Italy, *Conference on climate and water-Helsinki*.



de Félice, P., A. Viltard , et M. Camara, 1982: Vapeur d'eau dans la troposphère en Afrique de l'Ouest, *La Météorologie*, VIe Série, 29/30, 129-134.

de Félice, P., A. Viltard, 1976: aérojet subtropical d'hiver et nuages associés, *La Météorologie*, VI ième série, n° 6

Desbois, M. , T. Kayiranga, B. Gnamien, S. Guessous, Laurence Picon, 1988 : Characterization of some elements of the Sahelian Climate and Their Interannual Variations of July 1983, 1984 and 1985 from the Analysis of Meteosat ISCCP Data, *Journal of Climatic*, vol 1, n° 9, 867-904.

Desbois, M., T. Kayiranga, and B. Gnamien, 1989: Diurnal cycle of convective cloudiness over tropical Africa observed from METEOSAT: geographical characterization and interannual variations, *Annales Geophysicae*, 7, (4), 395-404

Dhonneur, G., 1974: Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique occidentale et centrale, *Thèse Doct. Ing. Univ. de Dakar*, 1974/10/16, 2 volumes (pp 358 et pp 472)

Duvel, J.P., 1988 : Analysis of diurnal, interdiurnal and interannual variations during Northern hemisphere summers using METEOSAT infrared Channels, *J. Climate*, 1, 471-484

Farki, B., D. Dagherne, B. Guillot, P. Le Borgne, A. Marsouin, 1992: Classification des nuages sur l'Afrique à l'aide de Météosat-4, *Veille Climatique Satellitaire*, 43, 54-77

Folland, C.K., T.N. Palmer, D.E. Parker, 1986 : Sahelian rainfall and worldwide sea temperature ; 1901-1985, *Nature*, 602-607.

Fu, R., A.D. Del Genio and W. Rossow, 1990: Behavior of deep convective clouds in the Tropical Pacific deduced from ISCCP radiances. *J. Climate*, 3, 1129-1152

Gaye, A. Th., S. Fongang, D. Badiane, Adamou G., 1994: Etude des pluies de heug sur le Sénégal à l'aide de données conventionnelles et imagerie Meteosat, à paraître *Veille Climatique Satellitaire*

Gaye, A. Th., S. Fongang, 1994: Profil vertical de vapeur d'eau, jet subtropical et pluies d'hiver à Dakar entre 1990 et 1994, 7<sup>ème</sup> Colloque International de Climatologie de l'AIC, Toulouse-Météopole

Germain, H., : Situation typique de petit hivernage (Heug), *Publications de la Direction de l'Exploitation Météorologique*, n°9, ASECNA, DAKAR, 7 pp

Gruber, A., 1972 : Fluctuations in the position of the ITCZ in the Atlantic and Pacific oceans, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29,193-197.

Hammami, S., A. Viltard, P. de Félice, 1982: Premiers résultats d'une analyse de l'altitude de la surface 500 mb de l'Atlantique Nord, *La Météorologie*, VIe série, 29/30, 63-68.

Hastenrath, S., and P.J. Lamb, 1977: Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. *The University of Wisconsin Press*, Madison, WI 53706, pp 113

Hastenrath, S., 1984: Interannual variability and Annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1097-1107

Holton, J. R., 1972: An Introduction to dynamic Meteorology, *Academic Press*, inc., NY, pp 319

Houghton, R.W. and C. Colin, 1986: Thermal structure along 4°W in the Gulf of Guinea during 1983-1984, *Journal of Geophysical Research*, 91, 11727-11739

Houze, R.A., 1977: Structure and dynamics of tropical squall lines system. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1540-1567

Janicot, S., 1990: Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulation quasi stationnaires durant une phase de transition climatique, *Thèse de doctorat de Université Paris 6*, pp 178

Jenkins, G.M., D.G. Watts, 1968: Spectral analysis and its applications. Holden-day, pp 525

Jones, M. and J. Morgan, 1981: Adjustment of Meteosat-1 radiometer response by ground processing, *ESA J.*, 5, 305-320

Kanamitsu, M. and T.N. Krishnamurti, 1978 : Northern summer tropical circulations during drought and normal rainfall months. *Mon.Wea. Rev.*, 106, 331-347.

Koopmans, L.H.: Time spectral analysis of time series. Probability and mathematical statistics. Academic Press, pp 296

Krishnamurti, T.N. and H.N. Bhalme, 1976 : Oscillations of a monsoon system, part I: Observational aspects. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1937-1954

Kuo, H.L., 1965 : On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, Vol 22, 40-63

Labraga, J.C., 1994: Extreme Winds in the Pampa del Castillo Plateau, Patagonia, Argentina, with Reference to wind farm settlement, *J. Applied. Meteorol.*, 33, 85-95

Lamb, P.J., 1985 a): Rainfall in Sub-Saharan West Africa during 1941-83, *Z. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21, 131-139

**Lamb, P. , 1985 b):** West African rainfall index, *Climatic Diagnostic Bulletin*, 85/10, NOAA/NWS ed., Washington

**Livezey, R.E. and W.Y. Chen, 1983:** Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 46-59

**Lough, J.M., 1986 :** Tropical Atlantic Sea Surface Temperatures and Rainfall Variations in Subsaharan Africa, *Mon. Wea. Rev.*, 114, 561-570.

**Lovejoy, S., G.L. Austin, 1979:** The sources of error in rain amount estimating schemes from GOES visible and IR satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, vol 107, 1048-1053

**Mac Garry, M.M. and R.J. Reed, 1978:** Diurnal variations in convective activity and precipitation during Phases I and II of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 101-113

**Mac Hall, Y. L., 1991:** Available Equivalent Potential Energy in Moist Atmospheres, *Meteorol. and Atmos. Phys.*, 45, 113-123

**Machado, L.A.T., M. Desbois and J. Ph. Duvel, 1992:** Structural characteristics of deep convective systems over tropical Africa and Atlantic Ocean, *Mon. Wea. Rev.*, 120, 392-406

**Madden, R.A. and P.R. Julian, 1972:** Further evidence of global scale 5-day pressure waves, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1464-1469

**Manabe, S and R.T. Wetherald, 1967:** Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259

**Newell, R.E. et Kidson J. W., 1984 :** African mean wind changes between sahelian wet and dry periods. *J. Climatology*, 4, 311-348

**Nicholson, S.E., J. Kin and J. Hoopingarner, 1988:** Atlas of african rainfall and its interannual variability, Departement of Meteorology, Florida State University, Tallahassee, Florida, USA, 237 p.

**Nicholson, S.E. et B.S. Nyenzi, 1990:** Temporal and Spatial variability of SSTs in the Tropical Atlantic and Indian Ocean, *Met. and Atmos. Phys.*, 42, 1-17

**Overland, J.E. and R.W. Preisendorfer, 1982 :** A significance test for principal components applied to a cyclone climatology, *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1-4.

**Oort, A.H., 1983:** Global atmopsheric circulation statistics 01958-19736, *NOAA Prof. Pap.*, n° 14, Government Printing Office, Washington, DC, 180 pp

**Ouergli, A., 1993:** Caractéristiques spatio-temporelles des ondes 10-20 et 25-50 jours pendant la mousson indienne d'été, *Thèse de doctorat de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II*, pp 193

**Palmer, T.N. , 1986 :** Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall, *Nature*, 322, 251-253.

**Philander, S.G.H., T. Yamagata, R.C. Pacanowski, 1984:** Unstable air-sea interactions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, vol 41, 4, 604-613

**Picaut, J., 1983:** Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 18-37

**Picon, L., 1991:** Utilisation de l'imagerie METEOSAT pour l'étude des variations à court terme du climat africain, *Thèse de doctorat d'état présentée à l'Université Marie Curie, Paris*, pp 210

**Queney, P., 1974:** *Eléments de météorologie, Masson et Cie, Ed, Paris, pp 300*

**Reed, R.J. and E.E. Recker, 1971:** Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the Equatorial western Pacific, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1117-1133

**Reed, R. J., D. C. Norquist and E.E. Recker, 1977 :** The structure and properties of african wave disturbances as observed during phase III of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 317-333.

**Riehl, H., 1954:** *Tropical Meteorology, Mc Graw Hill Book Company, inc., 392 pages.*

**Riehl, H. and T.S. Malkus, 1958:** On the heat balance in the equatorial trough zone, *Geophysica*, 6, 503-538.

**Sadourny, R., 1992:** *Circulation générale et énergétique, Ecole d'été du CNES, Les climats subtropicaux et leur évolution: de l'observation spatiale à la modélisation, la-londe-les-maures, Cépaduès -Ed., Toulouse, 704*

**Servain, J.,1991:** Simple Climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications, *J. of Geophys. Res.*, 96, 15137-15146.

**Sow, C.S., 1988:** Ondes troposphériques de période de 13.5 Ojours en hiver dans l'hémisphère Nord, *Thèse de doctorat de l'Université Paris Val-de-Marne, Paris, pp 155*

**Stephens, G.L. and T.J. Greenwald,1991:** The Earth's radiation budget and its relation to atmospheric hydrology.Part 1: Observation of the clear sky greenhouse effect, *J. Geophys. Res.*, 96, D8, 15311-15324.

**Trenberth, 1991:** General characteristics of El-Nino-Southern Oscillation. Teleconnections linking worldwide climate anomalies, M.H. Glantz, *Cambridge University Press, 13-42*

Ulbrich, U. and P. Speth, 1991: The global energy cycle of stationary and transient atmospheric waves: results from ECMWF analyses, *Meteorol. and Atmos. Phys.*, 45, 125-138.

Vautard, R., B. Legras, M. Deque, 1992: On the source of midlatitude Low-Frequency variability-Part I : A statistical approach to persistence, *Journal of Atmospheric Sciences*, vol 45, 20, 2811-2843

Viltard, A., P. de Félice, 1979: statistical analysis of wind velocity in an easterly wave over West Africa, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 10, 1320-1327

Voiron, H., Etude des perturbations typiques de saison sèche en Afrique occidentale, *ASECNA n°14*, Direction de l'Exploitation Météorologique, Dakar

# ANNEXES



## METHODES D'ANALYSE SPECTRALE

L'analyse de la variation temporelle d'un processus physique est souvent perturbée par les composantes aléatoires pures qui empêchent toute constatation évidente de la périodicité du signal. L'analyse spectrale sert à faire ressortir les composantes périodiques d'une série temporelle masquées par la tendance et les composantes aléatoires.

Le but de l'analyse est d'estimer le spectre de puissance, c'est-à-dire la répartition de la puissance du signal en fonction de la fréquence sur des données disponibles. Différentes méthodes d'analyse spectrale ont été utilisées pour étudier et déterminer les périodicités des signaux atmosphériques.

### I- analyse spectrale par la FFT

Le spectre de puissance du signal est obtenu soit par le calcul direct de la transformée de Fourier numérique de signal soit par la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation.

#### I-1-1 spectre à partir de l'autocorrélation.

Cette méthode s'utilise surtout dans le cas de signaux à caractère aléatoire prononcé. La fonction d'autocorrélation conserve tous les composants fréquentiels du signal. Le spectre de puissance du signal est alors obtenu par la transformée de

Fourier de la fonction d'autocorrélation : c'est le théorème de Wiener-Kintchine.

$$\text{Si } R_x(\tau = rh) = \frac{1}{N-r} \sum_{j=1}^{N-r} x(t_j)x(t_{j+r}) \text{ avec } r=0,1,2,\dots,r_m$$

est la fonction d'autocorrélation de la série chronologique  $x(t_j)$  où  $N$  est la longueur totale de la série et  $r_m$  un nombre entier pas trop voisin de  $N$  ( $r_m \neq 0,6$ ), la DSP s'écrit :

$$S_x(\nu) = \int_{-\infty}^{+\infty} R_x(\tau) e^{-2i\pi\nu\tau} d\tau = 2 \int_0^{+\infty} R_x(\tau) \cos(2\pi\nu\tau) d\tau$$

puisque  $R_x(\tau)$  est une fonction réelle et paire.

Cette intégrale se calcule par la formule des trapèzes :

$$S_x(\nu) = h \left[ R_x(0) + 2 \sum_{r=1}^{r_m-1} R_x(rh) \cos\left(\frac{k\pi r}{r_m}\right) - (1)^k R_x(r_m) \right]$$

pour  $\nu = 0, \frac{1}{2hr_m}, \dots, \frac{k}{2hr_m}, \dots, \frac{1}{2h} = F_c$  fréquence de coupure.

On obtient de meilleurs résultats si à  $R_x(\tau)$  on applique une fenêtre spectrale de Hanning:

$$\hat{R}_x(\tau) = R_x(\tau) \frac{1}{2} \left[ 1 + \cos\left(\frac{\pi r}{r_m}\right) \right].$$

Mais on risque dans ce cas une perte d'information sur les phases. L'inconvénient majeur de cette méthode d'estimation par l'autocorrélation est le manque de dualité de la transformation. A toute fonction d'autocorrélation  $R_x(\tau)$  donnée il correspond une

infinité de fonctions  $x(t)$  distinctes; par contre à un signal il ne correspond qu'une fonction d'autocorrélation.

### I-1-2 transformée de Fourier discrète

Soit  $x(t)$  la série chronologique de période  $T$  constituée de  $N$  valeurs prises par  $x(t)$  aux instants  $t_j = T * j/N$  avec  $j = 0, 1, \dots, N-1$  espacés d'un pas  $h = T/N$  dans le temps.

La transformation de Fourier associe à la suite des  $N$  valeurs de  $x_j$  une suite de  $X(k)$  ( $k=0, 1, \dots, N-1$ ) de même longueur.

$$X(k) = \frac{1}{N} \sum_{r=0}^{N-1} x(j) W_N^{-kj} \text{ avec } W_N = \exp\left(\frac{2i\pi}{N}\right) \text{ et } k = 0, 1, \dots, N-1$$

Le calcul de cette relation se fait à l'aide des algorithmes de calcul rapide de Goertzel ou de la FFT.

#### 1- algorithme de Goertzel

Cette méthode utilise les formules de récurrence:

$$u_{N+2} = u_{N+1} = 0$$

$$u_i = x(i) + 2\cos(k\omega) * u_{i+1} - u_{i+2} \text{ avec } i = N, N-1, \dots, 1; \omega = 2\pi/Nh$$

$$\text{pour calculer les coefficients } A_k = \frac{2}{Nh} \left( u_1 \cos k\omega - u_2 x(0) \right)$$

$$\text{et } B_k = \frac{2}{Nh} u_1 \sin k\omega = \frac{2u_1}{Nh} \sqrt{1 - \cos^2 k\omega}$$

La DSP est donnée par:

$$p(k) = \frac{A_k^2 + B_k^2}{4} = \frac{C_k^2}{4}$$

Dans la pratique on estime plutôt les grandeurs  $p(k) = \frac{\sigma^2 * C_k^2}{4}$

ou bien on évalue la densité spectrale d'énergie:

$$p(k) * T = \frac{\text{var} * T * C_k^2}{4}$$

Le spectre de phase s'obtient par  $F_k = \arctan\left(-\frac{B_k}{A_k}\right)$

## 2- algorithme de la FFT

Dans le calcul par ordinateur de la TF on réduit considérablement le nombre d'opérations à effectuer en utilisant les symétries existant sur les puissances de  $W_N$ . C'est ce que permet de faire l'algorithme de Cooley et Tukey(FFT) qui transforme une fonction en ses coefficients de Fourier. Cette technique nécessite que N soit une puissance de 2. Si nécessaire on ajoute des zéros à la fin de la série temporelle pour satisfaire cette condition.

L'équation de base à partir de laquelle l'algorithme a été développé est:

$$NX(k) = \sum_{j=0}^{N-1} x(j) \exp(-i \frac{2\pi jk}{N})$$

$N = 2^p$  la longueur de la série chronologique

$$j = j_0 + 2j_1 + 2^2 j_2 + \dots + 2^{p-1} j_{p-1}$$

$$k = k_0 + 2k_1 + 2^2 k_2 + \dots + 2^{p-1} k_{p-1}$$

où les  $j_i$  et  $k_i$  sont égaux à 0 ou 1

Ces méthodes d'analyse de Fourier présentent des limites liées à l'échantillonnage et à la faible résolution du spectre. En effet si la fréquence d'échantillonnage  $F_e < 2 F_M$ ,  $F_M$  fréquence maximale, on observe un phénomène de recouvrement du spectre appelé aliasing. Pour éviter cet effet lié au sous-échantillonnage on choisit  $F_e \geq 2 F_M$

Devant le constat de ces limites inhérentes à ces techniques d'analyse spectrale, on s'est tourné vers des méthodes paramétriques.

## II- analyse spectrale par modélisation des signaux réels: méthode du maximum d'entropie (MEM)

Il s'agit d'une modélisation du signal sous la forme d'un ensemble de paramètres liés à la DSP, par une formulation simple. Il existe plusieurs méthodes d'analyse spectrale par modélisation différentes aussi bien par leur performance que par leur mise en oeuvre algorithmique: le modèle auto régressif (AR), le modèle à moyenne glissante(MA), le modèle auto régressif à moyenne glissante(ARMA), le modèle de PRONY, le modèle de PISARENKO.

Burg(1967) a utilisé le premier le concept de la maximisation de l'entropie d'un système pour extrapoler au mieux la fonction de corrélation. Le but c'est de rapprocher le plus possible les distributions spectrales de la série réelle et d'une série théorique bien choisie.

### 1- modélisation

Soit  $\phi(\omega)$  la densité spectrale donnée par le théorème de WOLD:

$$\phi(\omega) = \sum_{l=-\infty}^{+\infty} C(l)e^{-j\omega l}$$

$C(l)$  est borné et tel que  $C(l)=0$  pour  $|l| > p$  et symétrique  $C(l)=C(-l)$

Si on définit l'entropie du système par la fonction

$$S = \int_{-\pi}^{+\pi} \log \phi(\omega) d\omega$$

maximiser  $S$  revient à rechercher les densités de spectre qui rendent cette intégrale maximale.

$$\frac{\partial S}{\partial C(\tau)} = 0 \text{ pour } |\tau| > p$$

$$\frac{\partial S}{\partial C(\tau)} = \frac{\partial}{\partial C(\tau)} \int_{-\pi}^{+\pi} \log \phi(\omega) d\omega = \int_{-\pi}^{+\pi} \frac{\partial \log \phi(\omega)}{\partial C(\tau)} d\omega$$

$$\frac{\partial \log \phi(\omega)}{\partial C(\tau)} = \frac{1}{\phi(\omega)} \frac{\partial \phi(\omega)}{\partial C(\tau)}$$

$$\text{or } \frac{\partial \phi(\omega)}{\partial C(\tau)} = e^{-j\omega \tau}$$

$$\frac{\partial \log \phi(\omega)}{\partial C(\tau)} = \frac{1}{\phi(\omega)} e^{-j\omega\tau}$$

$$\text{donc } \frac{\partial S}{\partial C(\tau)} = \int_{-\pi}^{+\pi} \frac{1}{\phi(\omega)} e^{-j\omega\tau} d\omega$$

$$\frac{\partial S}{\partial C(\tau)} = 0 \quad \text{pour } |\tau| > p$$

$$\text{d'où on tire } \int_{-\pi}^{+\pi} \frac{1}{\phi(\omega)} e^{-j\omega\tau} d\omega = 0$$

En remplaçant  $\tau$  par  $-\tau$  et en multipliant par  $1/2\pi$  on obtient:

$$\frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{+\pi} \frac{1}{\phi(\omega)} e^{j\omega\tau} d\omega = 0 \quad \text{pour } \tau > p \quad (\text{E})$$

A ce niveau se pose la nécessité d'une hypothèse supplémentaire: le processus étant stationnaire avec une puissance spectrale  $\phi(\omega) > 0$  pour tout  $\omega$ , on suppose que  $\phi^{-1}(\omega)$  est finie et sommable. On associe à cette nouvelle puissance spectrale une fonction d'autocorrélation  $\psi(\tau)$ .

$$\frac{1}{\phi(\omega)} = \sum_{\tau=-\infty}^{+\infty} \psi(\tau) e^{-j\omega\tau} \quad -\pi \leq \omega \leq +\pi$$

$$\psi(\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{+\pi} \frac{1}{\phi(\omega)} e^{j\omega\tau} d\omega \quad \tau \in \mathbb{K}$$

A remarquer qu'il n'y a aucune contrainte de normalisation sur  $\psi(0)$  et  $C(0)$ .

D'après (E),  $\psi(\tau) = 0$  pour  $\tau > p$ .

$\frac{1}{\phi(\omega)} = \sum_{\tau=-p}^{+p} \psi(\tau)e^{-j\omega\tau}$  est une combinaison linéaire de séries chronologiques finies.

$$\frac{1}{\phi(\omega)} = \frac{1}{\sum_{\tau=-\infty}^{+\infty} \psi(\tau)e^{-j\omega\tau}}$$

Si on pose  $Z=\exp(j\omega)$ , on a alors:

$$\frac{1}{\phi(Z)} = \frac{1}{\sum_{\tau=-p}^{+p} \psi(Z)Z^{-\tau}}$$

Cette expression peut être factorisée par la méthode de FEJER:

$$\sum_{\tau=-p}^{+p} \psi(Z)Z^{-\tau} = \frac{1}{\sigma^2} (1 + \alpha_1 Z^{-1} + \dots + \alpha_p Z^{-p})(1 + \alpha_1 Z + \dots + \alpha_p Z^p)$$

$\sigma^2$  est une constante arbitraire positive.

Si on prend  $A(Z)=1 + \alpha_1 Z^{-1} + \dots + \alpha_p Z^{-p}$  le processus de l'entropie maximale est donné par:

$$\frac{1}{\phi(Z)} = \frac{\sigma^2}{A(Z)A(Z^{-1})}$$

$A(Z)$  n'a pas de zéro à l'intérieur ni à l'extérieur du cercle unité pour que l'énergie du système reste finie. On montre facilement ainsi que le processus de maximalisation de l'entropie est équivalent à un processus autorégressif d'ordre  $p$ . Si les  $b_k$  sont les coefficients de l'autorégression, le spectre du processus devient:

$$S(f) = \frac{\sigma^2}{2\pi} \frac{1}{\left| \sum_{k=0}^p b_k e^{-jfk} \right|^2}$$



L'ordre  $p$  du modèle autorégressif doit être aussi grand que possible pour avoir une meilleure estimation spectrale. Les équations de Yule-Walker du type  $\sum_{k=0}^p b_k C(k) = \sigma^2$  reliant les coefficients de l'autorégression et les covariances du processus permettent d'avoir l'ordre autorégressif assurant une meilleure estimation spectrale de la série réelle de  $N$  valeurs.

## 2- calcul numérique

On calcule le spectre par les équations de Yule-Walker. L'algorithme suivi dans la résolution de l'équation de Yule-Walker est l'algorithme d'Anderson. C'est un algorithme récursif dit en ordre du fait qu'il calcule le vecteur paramètre  $a$  de l'équation de Y-W représentant le modèle AR pour les ordres 1, 2, ...,  $p$ ,  $p+1$ .

Les performances des algorithmes d'analyse spectrale par modélisation AR ne sont pas toujours prédites par la théorie. L'avantage de telles méthodes réside dans la possibilité de sortir de l'information d'une série chronologique même assez courte avec une bonne résolution spectrale. La difficulté se situe dans le choix de l'ordre optimal  $p$  du modèle.  $p$  doit être aussi grand que possible, pour que la variance d'estimation de la DSP reste encore dans des limites convenables garantissant une bonne performance du modèle.

L'une des principales limites des techniques d'analyse de Fourier et du maximum d'entropie est leur incapacité à localiser l'onde dans le temps. Elles ne permettent que la détection et la mise en évidence de ces ondes. Morlet a proposé en 1983 un procédé qui

permet d'analyser des signaux composés d'une combinaison de phénomènes d'échelles différentes.

### III- Estimation de la densité spectrale: significativité des pics

Le test de significativité de la densité spectrale estimée se fait par la distribution du  $\chi^2$ .

Pour un nombre de degrés de liberté  $r$ , la valeur de  $S_e(f)$  obtenue est rejetée à un seuil de signification  $\alpha$ .  $1-\alpha$  est l'intervalle de confiance de  $S(f)$  pour le nombre  $r$  de degrés de liberté. Cet intervalle est obtenu comme suit:

on détermine à l'aide de la table  $\chi^2$ , les deux nombres  $a$  et  $b$  qui vérifient les conditions:

$$\text{Prob}(\chi^2(r) \leq a) = \alpha / 2 \text{ et } \text{Prob}(\chi^2(r) \leq b) = 1 - \alpha / 2$$

$$\text{Donc } \text{Prob}(a \leq \chi^2(r) \leq b) = 1 - \alpha$$

$\chi^2(r)$  est la valeur de la distribution  $\chi^2$  pour  $r$  degrés de liberté

$$\text{d'où } \text{Prob}\left(a \leq \frac{rS_e(f)}{S(f)} \leq b\right) = \text{Prob}\left(\frac{rS_e(f)}{b} \leq S(f) \leq \frac{rS_e(f)}{a}\right) = 1 - \alpha$$

La valeur de la densité spectrale de puissance se trouve dans l'intervalle  $\left[\frac{r}{b}S_e(f), \frac{r}{a}S_e(f)\right]$

Si nous choisissons un seuil de significativité de 95 %, on obtient  $\alpha/2=0.25$  et  $1-\alpha/2=0.975$ .

On tire de la table de  $\chi^2$  les valeurs de:

$$a = \text{Prob}(\chi^2(r) \leq a) = 0.25 \text{ et } b = \text{Prob}(\chi^2(r) \leq b) = 0.975$$

Plus le nombre de degrés de liberté est grand, plus l'intervalle de confiance est petit.

Critical Values for the Chi-Square Distribution\*

n	$\alpha$					
	0.005	0.025	0.05	0.95	0.975	0.995
1	-	0.001	0.004			
2	0.010	0.051	0.103	3.841	5.024	7.879
3	0.072	0.216	0.352	5.991	7.378	10.597
4	0.207	0.484	0.711	7.815	9.348	12.838
5	0.412	0.831	1.145	9.488	11.143	14.860
6	0.676	1.237	1.635	11.071	12.833	16.750
7	0.989	1.690	2.167	12.592	14.449	18.548
8	1.344	2.180	2.733	14.067	16.013	20.278
9	1.735	2.700	3.325	15.507	17.535	21.955
10	2.156	3.247	3.940	16.919	19.023	23.589
11	2.603	3.816	4.575	18.307	20.483	25.188
12	3.074	4.404	5.226	19.675	21.920	26.757
13	3.565	5.009	5.892	21.026	23.337	28.299
14	4.075	5.629	6.571	22.362	24.736	29.819
15	4.601	6.262	7.261	23.685	26.119	31.319
16	5.142	6.908	7.962	24.996	27.488	32.801
17	5.697	7.564	8.672	26.296	28.845	34.267
18	6.265	8.231	9.390	27.587	30.191	35.718
19	6.844	8.907	10.117	28.869	31.526	37.156
20	7.434	9.591	10.851	30.144	32.852	38.582
21	8.034	10.283	11.591	31.410	34.170	39.997
22	8.643	10.982	12.338	32.671	35.479	41.401
23	9.260	11.689	13.091	33.924	36.781	42.796
24	9.886	12.401	13.848	35.172	38.076	44.181
25	10.520	13.120	14.611	36.415	39.364	45.559
26	11.160	13.844	15.379	37.652	40.646	46.928
27	11.808	14.573	16.151	38.885	41.923	48.290
28	12.461	15.308	16.928	40.113	43.194	49.645
29	13.121	16.047	17.708	41.337	44.461	50.993
30	13.787	16.791	18.493	42.557	45.722	52.336
31	14.458	17.539	19.281	43.773	46.979	53.672
32	15.134	18.291	20.072	44.985	48.232	55.003
33	15.815	19.047	20.867	46.194	49.480	56.328
34	16.501	19.806	21.664	47.400	50.725	57.648
35	17.192	20.569	22.465	48.602	51.966	58.964
36	17.887	21.336	23.269	49.802	53.203	60.275
37	18.586	22.106	24.075	50.998	54.437	61.581
38	19.289	22.878	24.884	52.192	55.668	62.883
39	19.996	23.654	25.695	53.384	56.896	64.181
40	20.707	24.433	26.509	54.572	58.120	65.476
41	21.421	25.215	27.326	55.758	59.342	66.766
42	22.138	25.999	28.144	56.942	60.561	68.053
43	22.859	26.785	28.965	58.124	61.777	69.336
44	23.584	27.575	29.787	59.304	62.990	70.616
45	24.311	28.366	30.612	60.481	64.201	71.893
				61.656	65.410	73.166

\*  $\Pr(\chi^2 \text{ r.v. with } r \text{ degrees of freedom} \leq \text{table value}) = \gamma$ . Source: D. B. Owen (1962), *Handbook of Statistical Tables*, Addison-Wesley, Reading, Mass. Courtesy of U.S. Atomic Energy Commission.

Valeurs critiques de la distribution du chi-2 en fonction du nombre de degrés de libertés n et du seuil de signification  $\alpha$

## IV- Analyses d'ondes atmosphériques à l'aide de la transformée en ondelettes.

### IV-1 Principe de la transformée en ondelette

La transformation en ondelettes est la décomposition d'un signal arbitraire en contributions élémentaires limitées dans le temps afin d'en analyser les portions indépendamment. Le modèle d'ondelettes de Morlet(1987) permet de déterminer la fréquence et l'amplitude instantanées des ondes. Il nécessite l'utilisation de deux paramètres l'un lié à la fréquence  $a$ , et l'autre au temps  $b$ .  $a$  est souvent appelé le paramètre d'échelle. Si  $s(t)$  est la série chronologique représentant le signal à analyser, l'analyse par la transformée en ondelettes de cette série consiste à développer  $s(t)$  sous la base des fonctions élémentaires ou ondulées  $\psi_{a,b}(t)$ . Les ondelettes sont toutes engendrées par une ondelette mère dite ondelette analysante par translation dans le temps(paramètre  $b$ ) et contraction( $a < 1$ ) ou dilatation( $a > 1$ ) dans le temps. L'ondelette de Morlet est une gaussienne modulée  $\psi(t) = \exp(i\omega_0 t) \exp(-\frac{t^2}{2})$ .

$\omega_0$  est choisi de façon à négliger les termes correctifs lors de l'intégration de la fonction d'ondelette. Ainsi  $\omega_0 = \pi(\frac{2}{\ln 2})^{1/2}$

Les ondelettes déduites de l'ondelette analysante s'écrivent sous la forme:

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$$

Il s'agit donc de déterminer les coefficients  $C_{a,b}$  du développement de  $s(t)$  sur la base des  $\psi_{a,b}(t)$

$$C_{a,b} = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \psi_{a,b}(t) dt$$

La densité d'énergie du signal est estimée à une constante additive près par la double intégration:

$$\iint |C_{a,b}|^2 \left(\frac{1}{a^2}\right) da db$$

#### IV-2 Mise en oeuvre de la transformation

Le signal  $s(t)$  est multiplié par l'ondelette analysante de Morlet de fréquence  $1/a$  centrée au temps  $b$ . L'aire formée par la courbe ainsi obtenue et l'axe des temps est comptée positivement au dessus de l'axe et négativement dans le cas contraire. Cette aire est égale au coefficient d'ondelette  $C_{a,b}$ . Ce coefficient est très petit dans les zones où le signal  $s(t)$  est très régulier c'est à dire pratiquement constant. Pour un signal court de haute fréquence (grandes variations) les  $C_{a,b}$  ne sont pas négligeables si  $1/a$  est de l'ordre de grandeur de la fréquence du signal et  $b$  se trouve dans l'intervalle de temps considéré. Tandis que si le signal est de basse fréquence, les  $C_{a,b}$  sont négligeables si  $1/a$  petit.

Ingrid Daubechies des Laboratoires BELL a utilisé dans son algorithme deux nombres positifs  $a$  et  $b$  nous permettant ainsi de nous restreindre au cours de l'analyse à un réseau de points du plan temps-fréquence convenablement choisis. Les ondelettes sont localisées dans les intervalles:  $[\beta k 2^{-\alpha j}, \beta(k+1) 2^{-\alpha j}]$

où  $k$  est un entier positif ou négatif.

L'ondelette s'écrit alors:

$$\psi_{j,k}(t) = 2^{\alpha j} \psi(2^j t - k) \text{ et } j = \pm 0, \pm 1, \pm 2, \dots$$

$j$  est lié à la fréquence et  $k$  au temps.

Par soucis de simplicité nous pouvons travailler avec des bases orthonormés d'ondelettes caractérisées donc par des  $C_{j,k}$  non corrélés entre eux. Les ondelettes sont choisies dans cette base comme  $\psi_{j,k}(t) = 2^{\alpha j} \psi(2^j t - k)$  où  $j$  et  $k$  sont des entiers positifs ou négatifs et  $\alpha$  et  $\beta \approx 1$

**Tableau A1: Valeurs, en compte numérique, des centres de gravité des dix classes de nuage pour la zone Sahel (tiré de Farki et al., 1992)**

N°	Vis	IR	VarVis	VarIR	Type	
1	50	50	27	23	Su	Surface
2	73	75	50	40	Cu1	Cu faible
3	105	85	51	43	Cu2	Cu
4	150	100	42	25	Stm	Nuage strati
5	167	140	50	20	Ac	Ac
6	60	130	60	45	Ci1	Cirrus
7	80	150	62	67	Ci2	Cirrus
8	150	186	35	60	Ci3	Cirrus
9	174	186	65	53	Pe	Perturbation
10	205	213	37	25	Cb	Cb

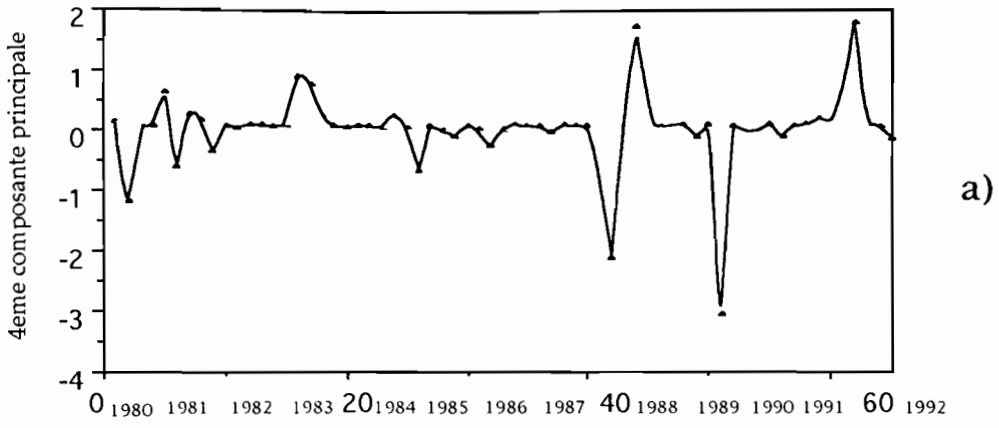
Tableau A-2: Matrice d'entrée de l'analyse EOF pour 6 régions

année	mois	région	région	région	région	région	région
		1	2	3	4	5	6
1980	1	23	0	0	0	0	2
1980	2	81	144	46	1	148	199
1980	3	0	0	0	0	6	0
1980	4	0	0	1	0	1	1
1980	5	123	3	9	30	9	84
1981	1	92	61	51	0	0	0
1981	2	3	5	0	26	0	0
1981	3	28	0	0	0	19	52
1981	4	0	0	0	0	67	30
1981	5	0	0	0	0	1	0
1982	1	1	0	4	1	0	0
1982	2	12	3	1	0	0	0
1982	3	1	0	0	0	0	0
1982	4	1	0	1	0	0	1
1982	5	0	0	2	6	0	1
1983	1	1	0	0	0	0	0
1983	2	344	77	1	0	0	33
1983	3	43	32	11	12	0	58
1983	4	0	0	0	0	0	0
1983	5	1	1	1	0	0	0
1984	1	0	0	0	0	0	0
1984	2	0	0	0	0	0	0
1984	3	2	0	1	0	0	1

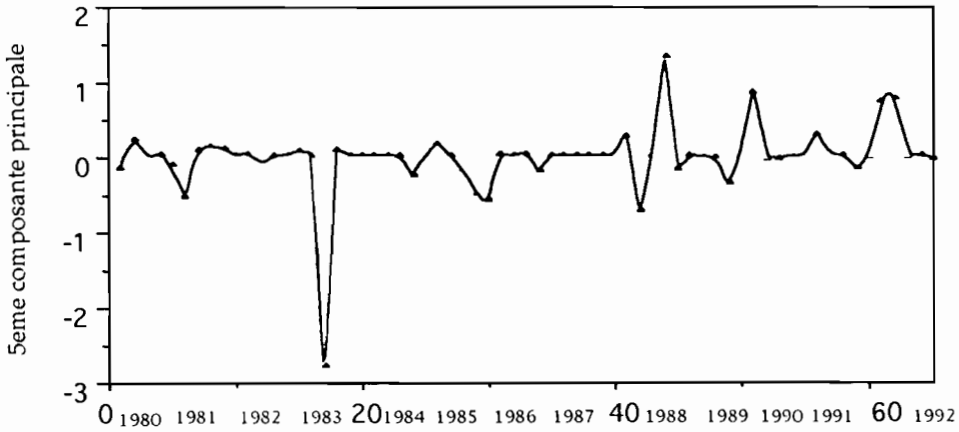


1984	4	173	0	0	7	99	165
1984	5	3	3	1	0	0	0
1985	1	23	33	46	2	8	10
1985	2	0	0	0	0	0	0
1985	3	17	19	3	9	12	0
1985	4	2	90	1	0	1	0
1985	5	18	480	61	333	90	3
1986	1	0	0	3	0	0	0
1986	2	24	6	23	0	0	0
1986	3	3	0	4	0	0	1
1986	4	3	25	1	4	1	8
1986	5	1	0	0	0	0	0
1987	1	0	1	0	0	0	0
1987	2	0	1	0	0	13	3
1987	3	2	1	0	3	0	0
1987	4	0	0	0	0	0	0
1987	5	0	0	0	0	0	0
1988	1	15	18	51	0	3	0
1988	2	215	110	159	0	0	0
1988	3	0	0	0	0	0	0
1988	4	26	1	1	185	0	76
1988	5	31	7	4	9	0	2
1989	1	1	0	1	0	0	0
1989	2	3	1	1	0	0	0
1989	3	2	0	0	0	0	0
1989	4	54	23	17	0	0	1
1989	5	0	0	0	0	0	0

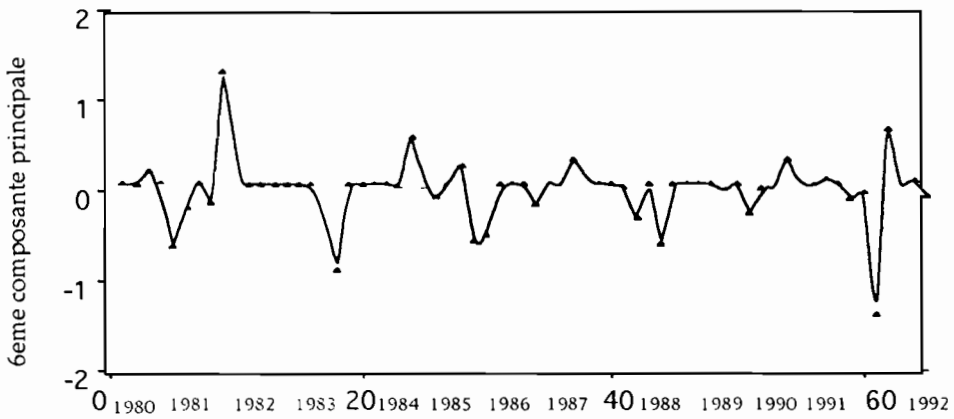
1990	1	104	70	210	1	0	0
1990	2	4	6	1	1	0	1
1990	3	9	8	8	0	0	0
1990	4	0	1	1	0	11	0
1990	5	0	0	0	0	0	0
1991	1	51	18	75	8	1	2
1991	2	0	1	1	1	2	0
1991	3	0	0	0	0	0	0
1991	4	9	32	0	18	0	0
1991	5	13	1	0	2	2	12
1992	1	2	0	0	1	1	103
1992	2	486	216	227	625	11	25
1992	3	3	0	0	0	0	2
1992	4	2	0	1	1	1	0
1992	5	8	23	13	2	1	1



a)



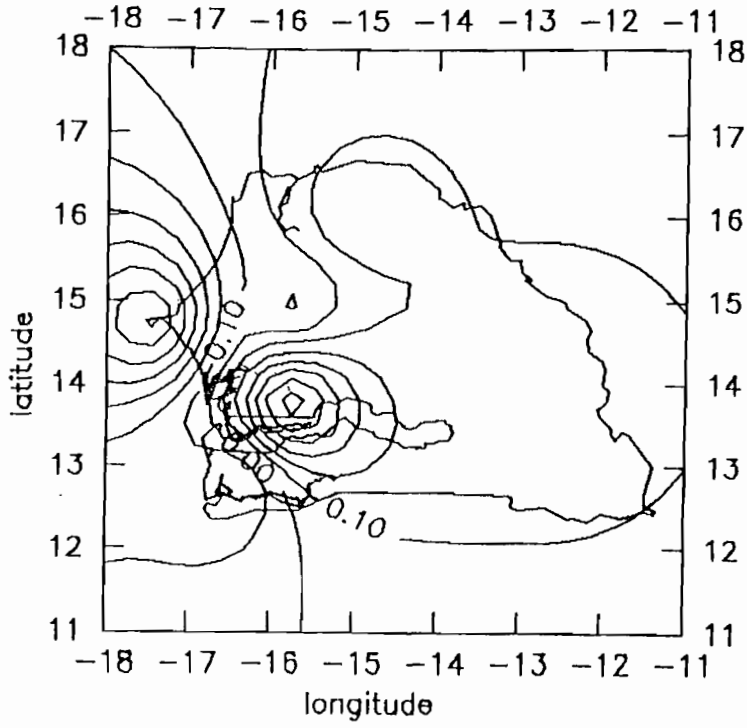
b)



c)

série chronologique représentant les composantes principales de l'analyse EOF

- a) 4 eme CP
- b) 5 eme CP
- c) 6 eme CP

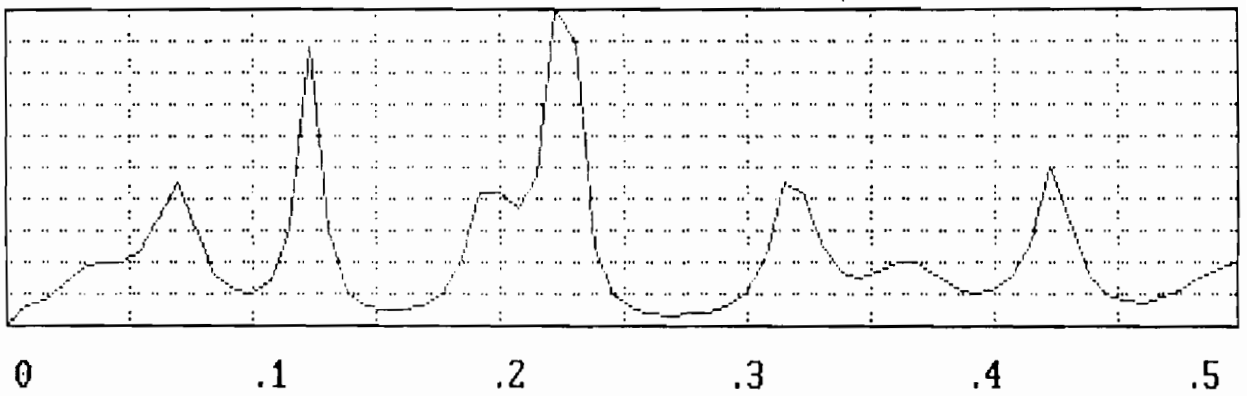


Distribution spatiale du vecteur propre 4eme CP.

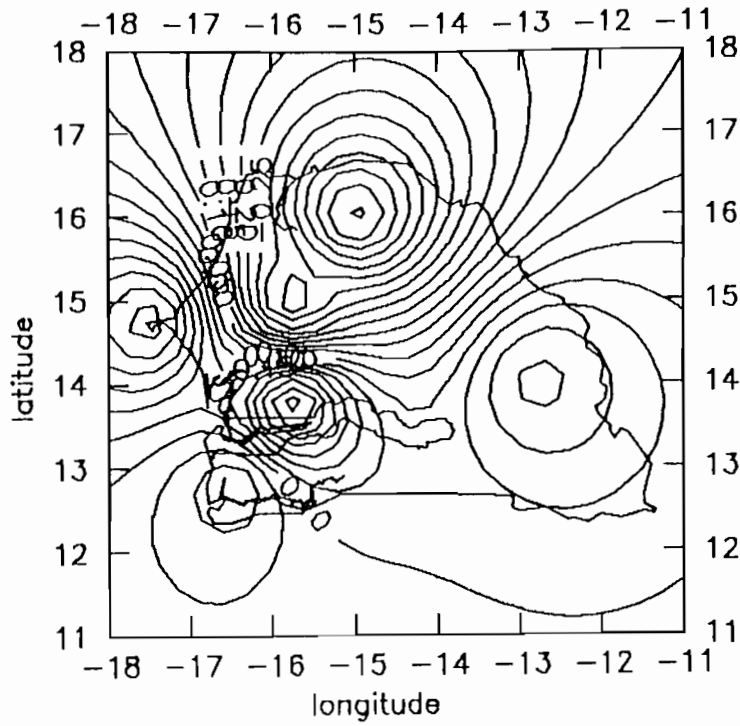
spectre de puissance

bsup= 3.65

freq. de NYQUIST fc= .5



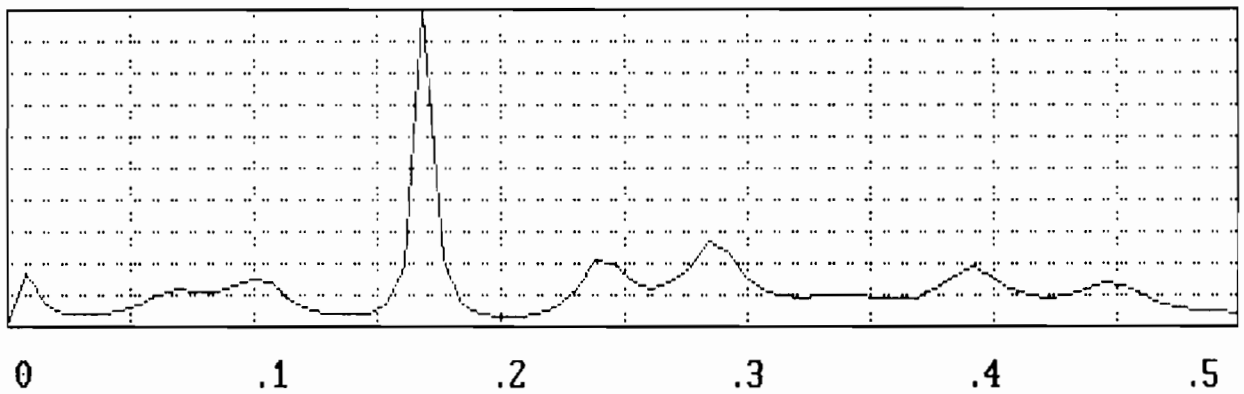
Spectre de puissance de la 4eme CP de l'analyse EOF.



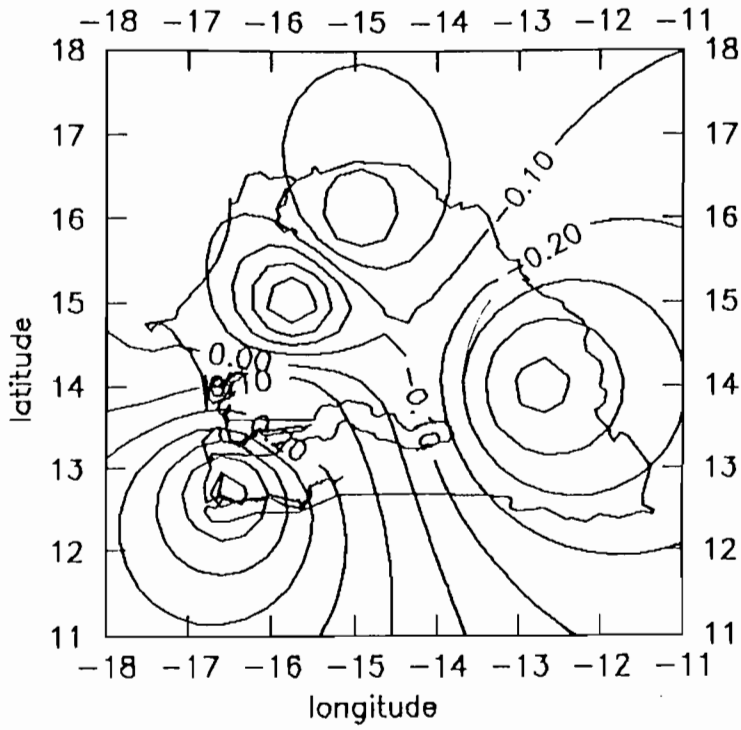
Distribution spatiale du vecteur propre 5eme CP.

bsup= 3.44

freq. de NYQUIST fc= .5



Spectre de puissance de la 5eme CP de l'analyse EOF.

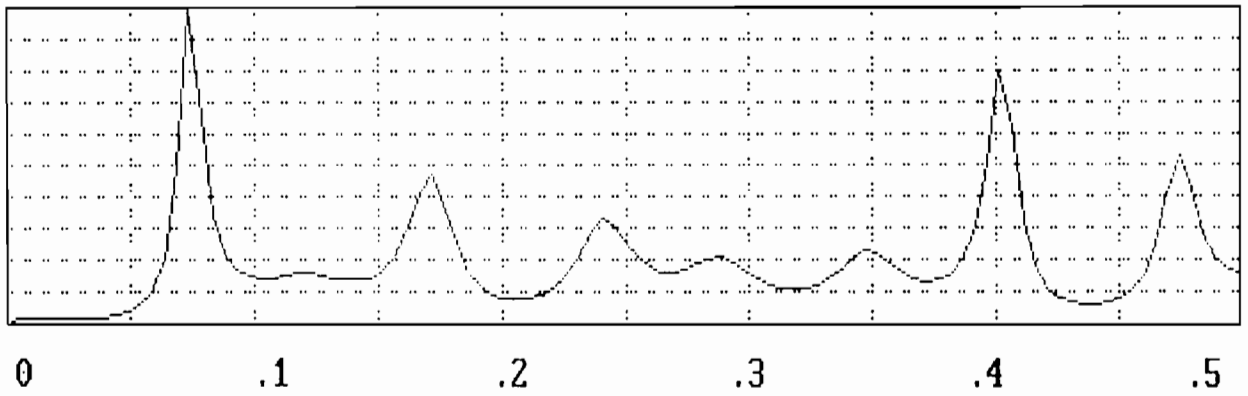


Distribution spatiale du vecteur propre 6eme CP.

spectre de puissance

bsup= 1.14

freq. de NYQUIST fc= .5

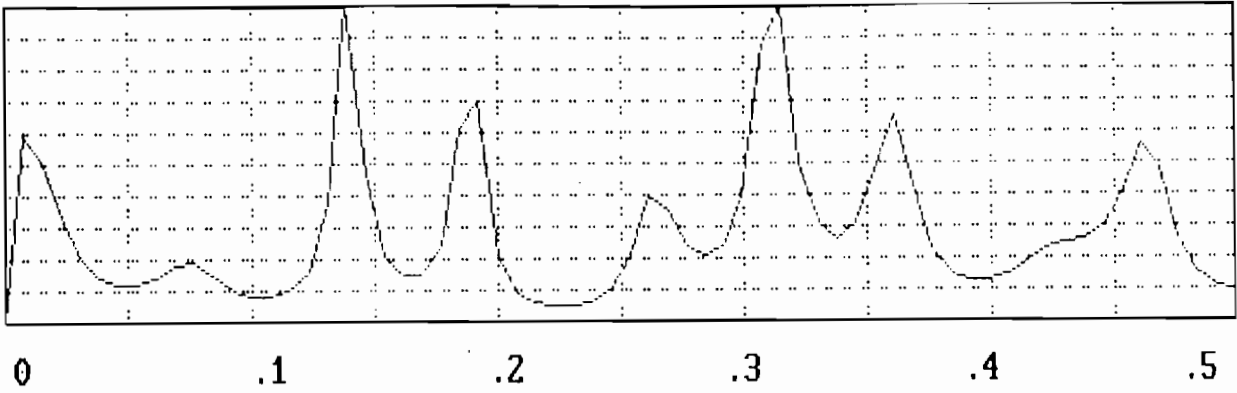


Spectre de puissance de la 6eme CP de l'analyse EOF.

spectre de puissance

bsup= 10.51

freq. de NYQUIST fc= .5

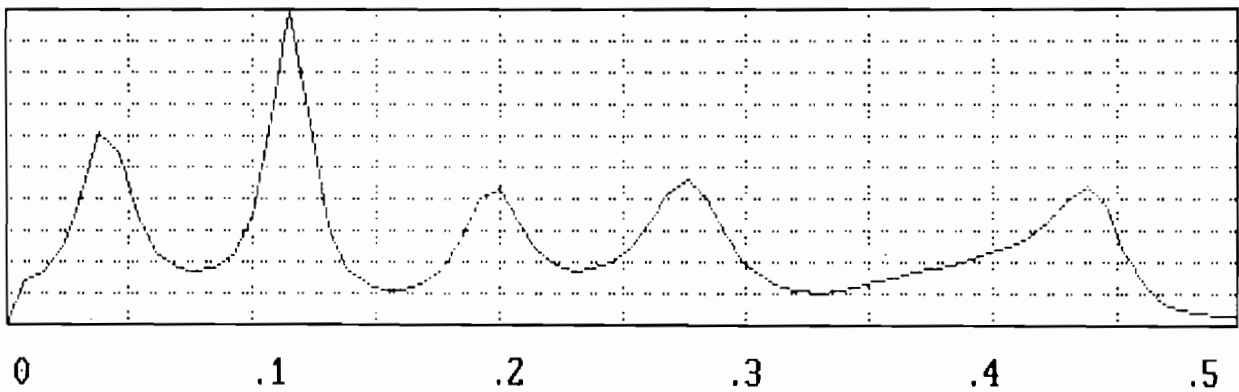


Spectre de puissance de la 2eme CP de l'analyse EOF

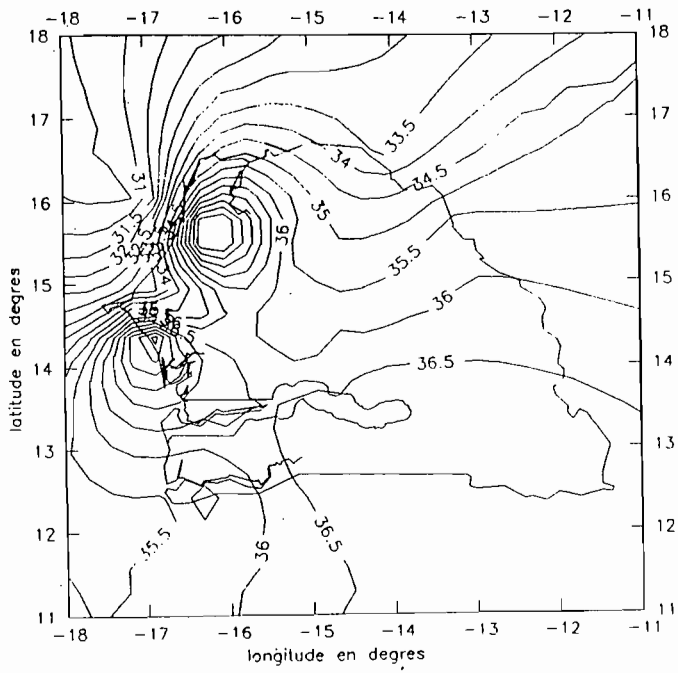
spectre de puissance

bsup= 5.78

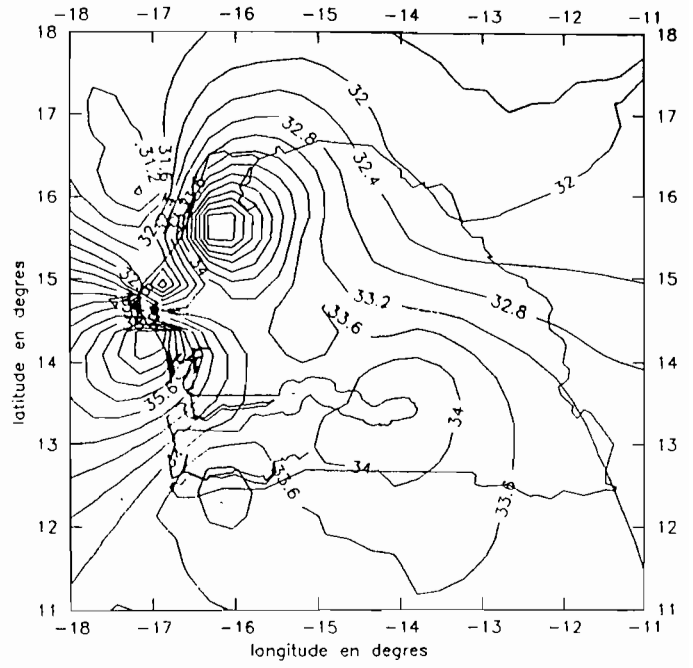
freq. de NYQUIST fc= .5



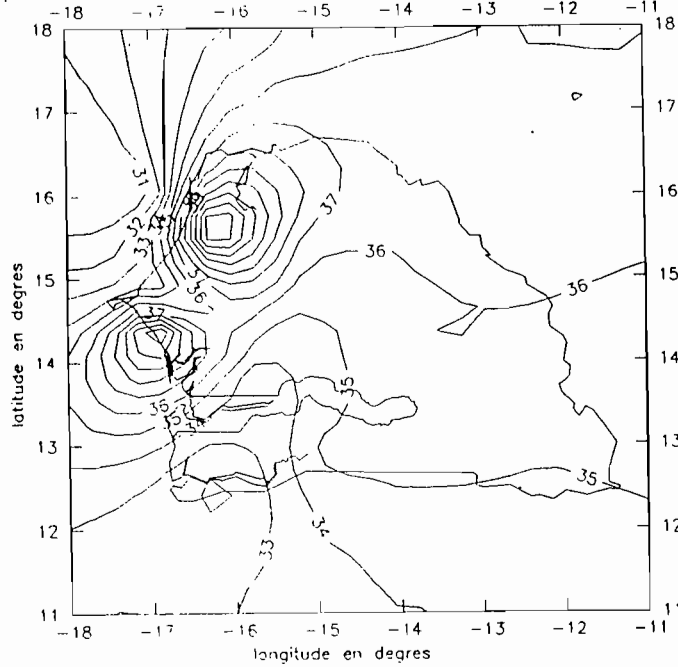
Spectre de puissance de la 3eme CP de l'analyse EOF



décembre



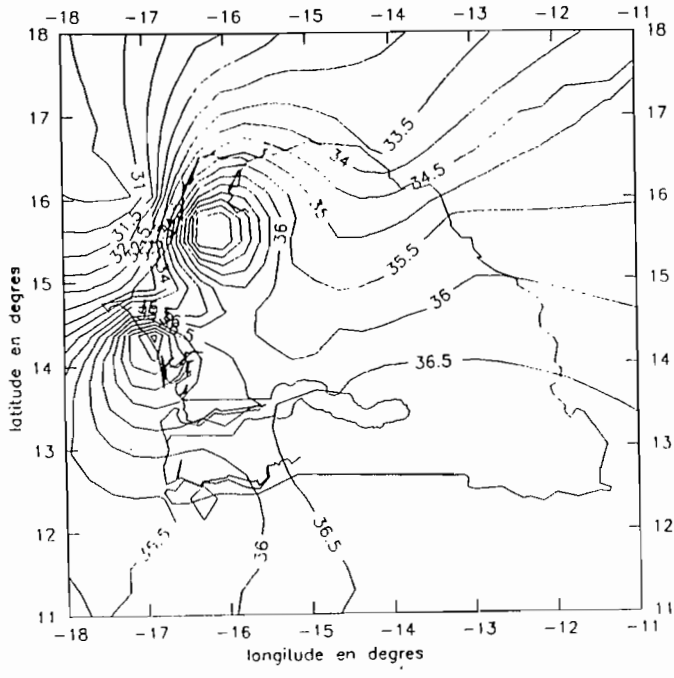
février



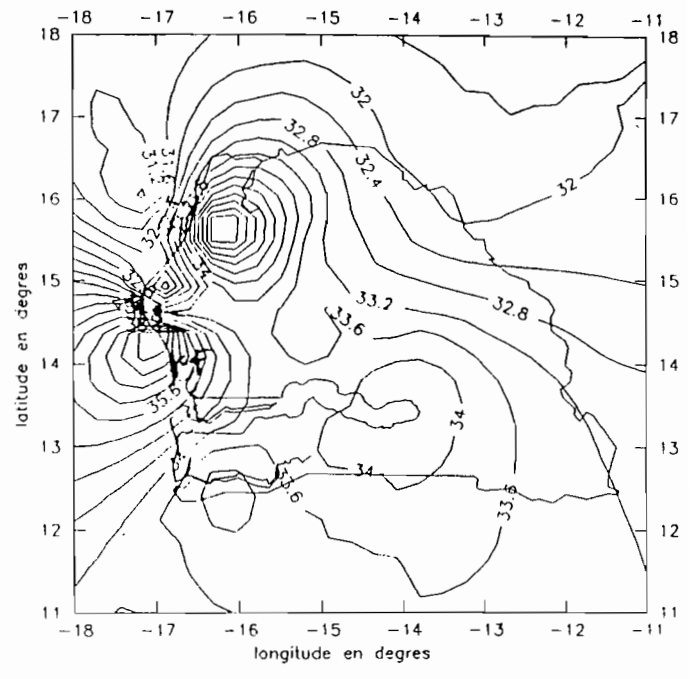
moyenne annuelle

Climatologie moyenne mensuelle du champ thermique maximum 1951-1991

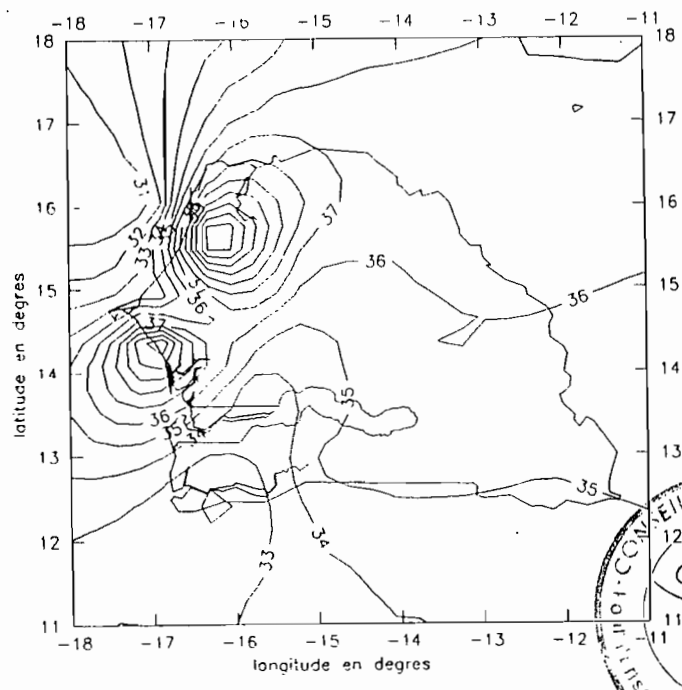




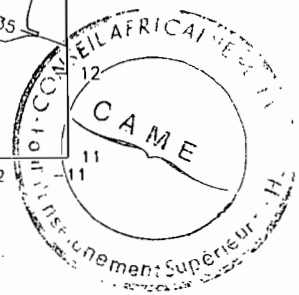
décembre



février



moyenne annuelle



Climatologie moyenne mensuelle du champ thermique minimum 1951-1991