

N° D'ORDRE : 271 / 98

THESE

Présentée à

l'UNIVERSITE DE COCODY

En vue de l'obtention du grade de

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

Option : Télédétection atmosphérique

Par

Pétronille M.- N. O. KAFANDO

**ETUDE CLIMATO-STATISTIQUE PAR
RADAR DES CHAMPS DE PRECIPITATION
EN ZONE CÔTIÈRE IVOIRIENNE**

Soutenue publiquement le 12 mars 1998 devant le jury composé de :

Président :

M. Antoine Achy Séka

Professeur à l'Université de Cocody

Rapporteurs :

M. Bernard Guillot

Directeur de Recherches à l'ORSTOM

M. Henri Sauvageot

Physicien à l'Observatoire Midi-Pyrénées

Examineurs :

M. Paul Assamoi

Maître de conférences à l'Université de Cocody

M. Siaka Touré

Professeur à l'Université de Cocody

Université de Cocody – U.F.R des Sciences des Structure de la Matière et de Technologie.

Laboratoire de Physique de l'Atmosphère 22 BP 582 Abidjan 22

A Papa et Maman

*Votre foi en ma réussite n'a eu d'égale que votre amour
généreux et vos soins attentifs dont j'ai été constamment
entourée et qui ont forgé mon courage dans l'effort.*

Aujourd'hui, comblée, je vous le rends par ce travail.

*« On fait la science avec des faits,
comme on fait une maison avec des pierres ;
mais une accumulation de faits n'est pas plus une
science qu'un tas de pierres n'est une maison ».*

Henri POINCARÉ, La science et l'hypothèse.

Remerciements

J'exprime ma reconnaissance et mes vifs remerciements en premier lieu au Professeur Séka Antoine ACHY, Directeur du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère de l'Université de Cocody, pour m'avoir accueillie dans son laboratoire, et accepté de définir et de diriger cette thèse.

Qu'il me soit ensuite permis d'exprimer ma profonde gratitude et mes remerciements envers Monsieur Henri SAUVAGEOT Physicien à l'Observatoire Midi-Pyrénées, pour avoir co-dirigé et encouragé mes Recherches, et surtout pour m'avoir permis d'arriver au terme de mon travail en favorisant deux séjours d'étude au sein de l'équipe qu'il dirige.

Mes sincères remerciements vont également à Monsieur Bernard GUILLOT, Directeur de Recherches à l'ORSTOM, qui a accepté d'être le Rapporteur de ma thèse.

Je suis sensible à l'honneur que m'a fait Monsieur Paul ASSAMOI, Maître de Conférences à l'Université de Cocody, qui a bien voulu examiner ma thèse et accepter de siéger dans le jury ; ses suggestions et ses critiques pertinentes m'ont été d'une grande utilité.

Que Monsieur Siaka TOURE, Professeur à l'Université de Cocody et Directeur du Laboratoire d'Energie Solaire, trouve ici l'expression de toute ma gratitude pour avoir accepté de participer au jury de soutenance.

Tous les membres du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère de l'Université de Cocody me laissent un inoubliable souvenir pour la sympathie et la collaboration franche dont ils ont fait preuve à mon égard durant mon passage dans le Laboratoire. Je leur en suis reconnaissante, de même qu'à tous les Doctorants, plus particulièrement Mouhamadou BEDOU, M'Bi KABORE et Frédéric OUATTARA.

J'adresse mes remerciements à la Direction et à tout le personnel de l'ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne), particulièrement aux agents de la

Veille Météo Aéroport, du Centre de Prévision Météo et du Service de maintenance qui m'ont aidée à faire la collecte des données exploitées dans cette étude.

Que l'ensemble du personnel scientifique, administratif et technique du Centre de Recherches Atmosphériques de Lannemezan soit remercié pour son accueil et sa collaboration lors de mes séjours au Centre.

Un grand merci à Karima SAÏD et Paul CASSURE qui m'ont redonné confiance dans les moments de doute et de découragement.

Je ne saurais terminer sans remercier ceux qui, par leur patience et leur soutien indéfectible moral spirituel et financier, m'ont permis de parvenir au terme de ce travail : je voudrais citer les familles Jean-Baptiste KAFANDO et Michel KAFANDO.

RESUME

L'objet de ce travail est d'arriver à mettre en évidence l'existence de différences dans la distribution des précipitations sur la terre et sur la mer en zone côtière ivoirienne.

L'étude a été faite à partir de données radar et a utilisé un échantillon comportant quatre situations pluvieuses. Un traitement est fait en opérant une séparation terre-mer, pour déterminer tout d'abord le cumul d'occurrences des réflectivités radar Z , puis l'aire fractionnelle $F(\tau)$ rapport entre l'aire occupée par la pluie et de l'aire d'observation, et enfin la distribution de taille des cellules de pluie en fonction du seuil d'intensité de précipitation τ .

Dans un premier temps, on présente l'analyse d'une circulation côtière. Cette analyse montre comment les circulations côtières et particulièrement les brises de mer, peuvent modifier les effets des circulations de grande échelle et induire un contraste pluviométrique sur les bordures continentales.

Ensuite, on étudie la distribution des précipitations sur terre et sur mer à partir de la Fonction Densité de Probabilité (FDP) de Z . Cette analyse est complétée par le calcul des coefficients a et b de la relation Z - R (sur terre et sur mer) qui sont des indicateurs d'éventuelles différences des caractéristiques structurales des précipitations. L'analyse des coefficients montre l'existence d'une dominante convective sur la terre.

Nous avons effectué en fonction du seuil d'intensité de précipitation τ , les régressions entre l'intensité moyenne de précipitation $\langle R \rangle$ et la fraction d'aire couverte par la pluie $F(\tau)$. On obtient une confirmation du résultat précédent avec la mise en évidence de deux comportements distincts sur les domaines continentaux et océaniques.

Pour terminer, nous avons étudié la distribution de taille des cellules de pluie en fonction du seuil d'intensité de précipitation τ . La régression, faite à partir d'une fonction exponentielle négative, montre que la pente est peu dépendante du seuil aussi bien sur terre que sur mer ; il en est de même du diamètre moyen des cellules de pluie.

Liste des symboles et des abréviations

a	paramètre de la relation Z-R
a_p	paramètre pondéré de la relation Z-R
A_0	aire d'observation
A_r	aire pluvieuse
$A(\tau)$	aire pour laquelle $R > \tau$
b	paramètre de la relation Z-R
b_p	paramètre pondéré de la relation Z-R
CLA	Couche Limite Atmosphérique
CLAC	Couche Limite Atmosphérique Continentale
CLAM	Couche Limite Atmosphérique Marine
CLC	Couche Limite Convective
D	diamètre des cellules de pluie (km)
D_{moy}	diamètre moyen des cellules de pluie (km)
FDC	Fonction de Distribution cumulative
FDP	Fonction Densité de Probabilité
$F(\tau)$	aire fractionnelle (= $A(\tau) / A_0$)
$I(\tau)$	ordonnée à l'origine de la régression entre $\langle R_0 \rangle$ et $F(\tau)$
MAF	Méthode des Aires Fractionnelles
m_R	moyenne de R
$N(D)$	fonction de distribution de taille des cellules de pluie
N_i	nombre de pixels relatifs à chacun des quatre échantillons
N_0	paramètre de la distribution de taille des cellules de pluie
N_{tot}	nombre total des cellules de pluie
$P(R)$	FDP de R
$P(Z)$	FDP de Z
r	coefficient de corrélation
R	intensité de précipitation (mm/h)
$\langle R \rangle$	moyenne spatiale de l'intensité de précipitation sur l'aire pluvieuse (mm/h)
$\langle R_0 \rangle$	moyenne spatiale de l'intensité de précipitation sur l'aire d'observation (mm/h)
R_{stat}	moyenne statistique de l'intensité de précipitation (mm/h)

$S(\tau)$	coefficient de proportionnalité entre $\langle R_0 \rangle$ et $F(\tau)$
TSM	Température de Surface Marine
Z	facteur de réflectivité radar (dBZ)
ZCIT	Zone de Convergence InterTropicale
γ_1	coefficient de FISCHER décrivant l'obliquité de la distribution log-normale
γ_2	coefficient de FISCHER décrivant l'aplatissement de la distribution log-normale
λ	paramètre de la distribution de taille des cellules de pluie (km^{-1})
μ_n	moment d'ordre n
μ_R	moyenne de $\ln R$
μ_Z	moyenne de $\ln Z$
μ_{Zp}	moyenne pondérée de $\ln Z$
σ_R	écart-type de $\ln R$
σ_Z	écart-type de $\ln Z$
σ_{Zp}	écart-type pondéré de $\ln Z$
τ	seuil de l'intensité de précipitation (mm/h)

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 – Climatologie de la région étudiée	4
1 – 1 Généralités sur le climat.....	4
1 – 2 Les zones climatiques de la Côte d’Ivoire.....	10
1 – 2 – 1 La zone climatique sud.....	10
1 – 2 – 2 La zone climatique Centre ou zone de transition.....	12
1 – 2 – 3 La zone climatique nord.....	13
1 – 3 Les courants marins dans le Golfe de Guinée.....	14
1 – 3 – 1 Définition et caractéristiques de l’upwelling côtier.....	14
1 – 3 – 2 Origine des upwellings.....	16
1 – 3 – 2 – 1 Hypothèse de BINET.....	16
1 – 3 – 2 – 2 Hypothèse de PICAUT.....	16
1 – 3 – 2 – 1 Hypothèse de COLIN.....	17
1 – 3 – 3 Les saisons marines dans le Golfe de Guinée.....	17
1 – 4 Conclusion.....	20
CHAPITRE 2 – Convection terrestre et marine	21
2 – 1 Le mécanisme général de convection.....	22
2 – 2 L’activité électrique terrestre et marine.....	25
2 – 3 La convection terrestre et marine.....	28
2 – 4 Les brises côtières.....	30
2 – 4 – 1 Le mécanisme des brises côtières.....	30
2 – 4 – 2 Les caractéristiques des brises côtières.....	31
2 – 4 – 3 Le front de brise et le cycle journalier des brises.....	33
2 – 5 Conclusion.....	36
CHAPITRE 3 – Description du site d’étude, matériel technique mis en œuvre, description du traitement des données	37
3 – 1 Le site d’étude.....	37
3 – 1 – 1 Situation géographique.....	37

3 – 1 – 2 La partie continentale.....	37
3 – 1 – 3 La partie océanique.....	39
3 – 2 Matériel technique mis en œuvre : le radar météorologique.....	40
3 – 3 Description et traitement des données.....	43
3 – 3 – 1 Les données radar.....	43
3 – 3 – 2 le traitement des données radar.....	44

CHAPITRE 4 – L’effet de la circulation côtière sur le champ de précipitation sur terre et sur mer.....

4 – 1 Le champ de précipitation.....	47
4 – 2 Le champ de température de l’océan.....	57
4 – 3 Conclusion.....	60

CHAPITRE 5 – Etude des distributions de probabilité de l’intensité de précipitation sur terre et sur mer.....

5 – 1 La fonction de densité de probabilité (f.d.p.) de R.....	61
5 – 2 La fonction de densité de probabilité (f.d.p.) de Z.....	66
5 – 3 Ajustement probabiliste des coefficients a et b de la relation Z-R sur terre et sur mer.....	70
5 – 4 Conclusion sur les différences terre / mer d’après les fdp.....	75

CHAPITRE 6 – Etude de la relation entre l’intensité de pluie moyenne et l’aire fractionnelle occupée par la pluie sur terre et sur mer.....

6 – 1 Concept de base.....	77
6 – 2 Résultats et discussion.....	80
6 – 3 Conclusion.....	86

CHAPITRE 7 – Etude de la distribution de taille des cellules de pluie sur terre et sur mer.....

7 – 1 Concept de base.....	88
7 – 2 Résultats et discussion.....	90
7 – 2 – 1 Distribution statistique de la taille des cellules de pluie	90
7 – 2 – 2 Analyse du diamètre moyen des cellules de pluie.....	96
7 – 3 conclusion.....	99

CONCLUSION GENERALE.....	100
ANNEXE A : Mesure par radar.....	103
A – 1 L’antenne.....	103
A – 1 – 1 La densité de puissance et l’intensité de radiation.....	103
A – 1 – 2 Le diagramme de l’antenne.....	104
A – 1 – 3 Le gain de l’antenne.....	106
A – 2 Sondages des nuages par radar.....	107
A – 3 Equation radar.....	109
ANNEXE B : Etalonnage du radar.....	113
B – 1 Etalonnage instrumental du radar.....	113
B – 1 – 1 Etalonnage sur cible ponctuelle connue.....	114
B – 1 – 2 Mesure des caractéristiques du radar.....	115
B – 2 Etalonnage des coefficients de la relation Z-R.....	115
B – 3 Détermination du facteur de correction des estimations de pluie.....	116
ANNEXE C : Distribution de taille des cellules de pluie sur terre et sur mer, le 04 juillet et 30 septembre 1995, et le 03 mai 1996.....	118
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	124

INTRODUCTION

L'apport en eau par les précipitations est, depuis toujours, une préoccupation pour l'homme, tout d'abord en raison de son importance vitale comme ressource essentielle à la survie des êtres vivants (hommes, animaux, plantes), ensuite pour son rôle dans les études hydrologiques et climatiques et enfin pour son importance dans l'économie (amélioration de la production agricole, production hydroélectrique etc.).

En Afrique de l'Ouest, les systèmes nuageux générateurs de précipitations étant principalement alimentés en humidité à partir du Golfe de Guinée (mousson), la variabilité des précipitations d'une année à l'autre dépend en partie de l'oscillation plus ou moins importante de la Zone de Convergence InterTropicale (Z.C.I.T.) ou / et de la plus ou moins grande épaisseur du flux de mousson qui lui est associée. La répartition des précipitations dans cette région est souvent décrite en se référant à la trace au sol de la ZCIT ; il apparaît ainsi plusieurs zones différenciées les unes des autres par la quantité de précipitation et le mode de convection.

Les transferts thermiques entre le sol et l'atmosphère créent l'instabilité, qui donne naissance aux ascendances indispensables à la formation des précipitations. L'existence d'un gradient horizontal de température entre la terre et la mer laisse présager d'une convection organisée différemment sur terre et sur mer, comme il en est de l'activité électrique, plus intense sur les continents que sur les océans, et dont la distribution pourrait s'expliquer par des différences d'intensité de la convection sur le sol et sur l'eau.

En outre, sur la côte ivoiro-ghanéenne intervient une remontée d'eau froide (upwelling), dont l'influence sur le champ de précipitation est très mal connue parce que très mal observée. Il est donc particulièrement intéressant d'étudier la distribution de la convection sur terre et sur mer en zone côtière ivoirienne pour mieux appréhender la météorologie des précipitations du sud ivoirien.

Pour arriver à connaître la distribution des précipitations, le réseau de pluviomètres ne constitue pas un outil adapté, d'abord pour des raisons financières (densité des réseaux limitée à cause du coût excessif), ensuite pour des raisons techniques (impossibilité d'implanter des pluviomètres au-dessus des océans). Les images satellitales permettent de couvrir une étendue spatiale plus large, mais ne donnent accès qu'à la température du sommet des nuages et par conséquent ne renseignent pas sur les précipitations réellement recueillies au sol. Le radar est un compromis entre le réseau de pluviomètres et le satellite, en ce sens qu'il permet non seulement une observation spatiale quasi continue, même au-dessus des régions d'accès difficile (au-dessus des étendues d'eau, des montagnes et des forêts), mais aussi parce qu'il offre la possibilité d'analyser plus en détail les mécanismes de formation des précipitations ainsi que la structure et l'évolution des champs pluvieux.

Il existe peu de radars côtiers. En Afrique de l'Ouest, des radars météorologiques utilisables pour la Recherche et les études météorologiques ne sont disponibles que sur deux sites côtiers ; ce sont Dakar et Abidjan. A Dakar, où la côte présente une orientation nord-sud, les perturbations pluvigènes ont un déplacement zonal ; elles se déplacent de la terre vers la mer. Le plus souvent, les systèmes se frontolysent sur l'océan plus froid. A Abidjan, la côte est orientée est-ouest et les systèmes pluvigènes se déplacent la plupart du temps parallèlement à la côte. Ce site se différencie donc du précédent et présente un intérêt unique pour une étude comparative de la distribution de la convection sur terre et sur mer, en l'absence d'effets perturbateurs dus au franchissement de la côte.

L'objet de la thèse consiste à utiliser des données obtenues dans des conditions uniques tant du point de vue géographique (latitude 4°N, relief peu accidenté) que technique (radar numérisé) pour réaliser une étude climato-statistique des champs de précipitation en zone côtière.

Dans un premier chapitre, nous présentons la climatologie de la zone où l'étude s'est déroulée.

Avant d'aborder les questions concernant les différences de comportement de certains paramètres sur terre et sur mer, il nous a semblé naturel de consacrer un chapitre à la convection terrestre et marine ; ce sera l'objet du chapitre deux.

Nous faisons ensuite une description du site d'étude, ainsi qu'une présentation du matériel technique mis en œuvre et des données utilisées, dans le chapitre trois.

Afin de montrer l'influence de certains facteurs d'échelle régionale sur le champ de précipitation côtier, une situation de brise côtière est décrite au chapitre quatre.

Le chapitre cinq concerne la comparaison des distributions de probabilité de l'intensité de précipitation sur terre et sur mer.

Dans le chapitre six, nous analysons la relation entre l'intensité de pluie moyenne et l'aire fractionnelle occupée par la pluie, sur terre et sur mer.

La discussion des résultats de l'analyse de la distribution statistique de taille des cellules de pluie, fait l'objet du chapitre sept.

Une conclusion de l'ensemble des travaux est dégagée par la suite.

CHAPITRE 1

CLIMATOLOGIE DE LA REGION ETUDIEE

Pour cerner les effets et les « connexions » pouvant influencer la distribution des précipitations dans la région côtière de la Côte d'Ivoire, il est utile de situer les cas étudiés dans leur contexte climatique. C'est pourquoi nous rappelons ici les principales caractéristiques de la climatologie de cette région.

1 – 1 Généralités sur le climat

a) – La Zone de Convergence InterTropicale

La circulation générale résulte du déséquilibre énergétique existant entre les différentes parties du système terre/atmosphère. Des transferts d'énergies s'établissent alors d'une part entre les régions excédentaires (basses latitudes) et celles qui sont déficitaires (moyennes et hautes latitudes) par l'intermédiaire des courants aériens, et d'autre part entre la terre et l'atmosphère. La composante résultant de la force de Coriolis et de la force de friction causée par la résistance de la surface de la terre aux mouvements de l'air, induit les vents d'Alizés, de secteur nord-est dans l'hémisphère nord et de secteur sud-est dans l'hémisphère sud. Ces vents convergent vers une zone dépressionnaire de dimension planétaire, *la Zone de Convergence InterTropicale* (Z.C.I.T.). Elle est souvent définie comme une barrière donnant, à chaque hémisphère météorologique, une autonomie énergétique.

Dans toute la ceinture intertropicale, le climat est déterminé par le déplacement saisonnier de la ZCIT. Ses déplacements sud-nord et nord-sud s'effectuent avec un décalage de sept à huit semaines sur le soleil (DHONNEUR, 1985 ; PLANCHON, 1996). La figure 1-1 présente la position moyenne de la ZCIT pour les mois de janvier et d'août.

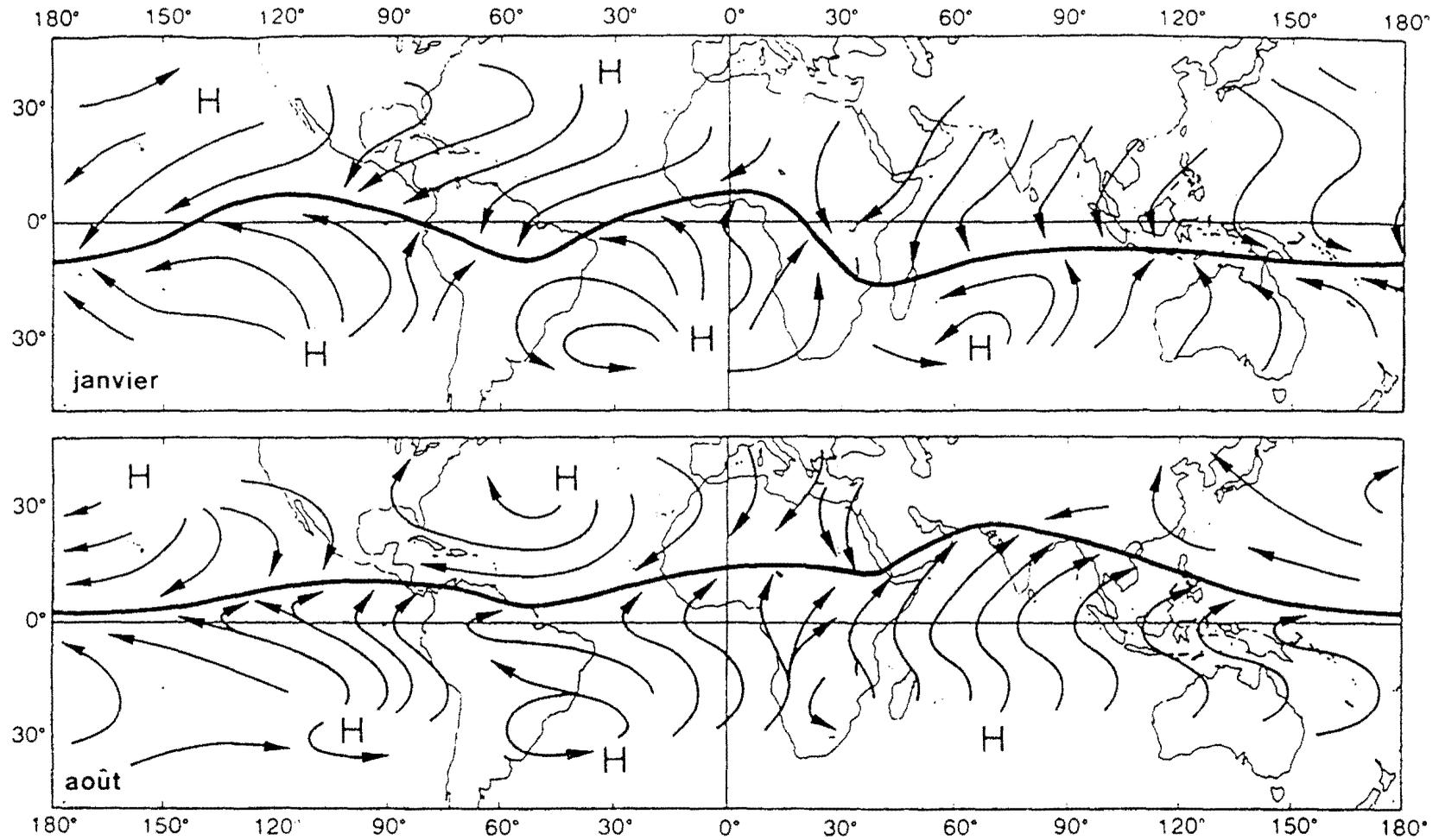


Figure 1-1 : Position moyenne de la trace au sol de ZCIT pour les mois de janvier et d'août.

Les flèches indiquent le flux de vent des basses couches. (DHONNEUR, 1985)

Cette figure nous montre qu'en Afrique Occidentale, le climat est soumis à deux centres d'action permanents de la circulation atmosphérique de basses couches : l'anticyclone des Açores dans l'Atlantique au niveau du parallèle 30°N, et l'anticyclone de Sainte-Hélène sur le parallèle 30°S. Dans cette région, l'équateur météorologique est la zone de confluence de deux masses d'air de caractéristiques et d'origine différentes :

- la mousson, air chaud et humide d'origine maritime souffle de secteur sud-ouest,
- l'harmattan, air chaud et sec d'origine saharienne, souffle de secteur nord-est.

Les variations saisonnières s'effectuent entre 5°N en janvier et 20-23°N en août. Les précipitations annuelles diminuent lorsque l'on se déplace vers le nord, et cette diminution s'accompagne généralement d'un raccourcissement de la saison des pluies.

Les déplacements saisonniers de la ZCIT permettent de délimiter cinq zones climatiques appelées zones de WALKER, par rapport à la trace au sol de l'équateur météorologique ; leurs positions fluctuent avec le déplacement de la ZCIT. (figure 1-3) :

- la zone A correspond à de l'air saharien chaud et sec, sans nuages ;
- la zone B a une faible pénétration d'air maritime et offre des possibilités de convection isolée ;
- la zone C₁ est associée à de fortes pluies continues apportées par le flux de mousson de secteur sud-ouest ;
- la zone C₂ correspond à une atmosphère stable et plus froide, avec beaucoup de nuages et de faibles pluies continues ;
- la zone D remonte jusqu'en bordure du Golfe de Guinée pendant les mois de juillet et d'août ; elle est associée aux minima annuels de température et donne lieu à quelques pluies.

b) – Les vents

Le vent est un facteur déterminant dans la climatologie, car il intervient dans le transport à grande échelle des masses d'air. En Afrique de l'Ouest, le champ de vent est très complexe ; figure 1-2.

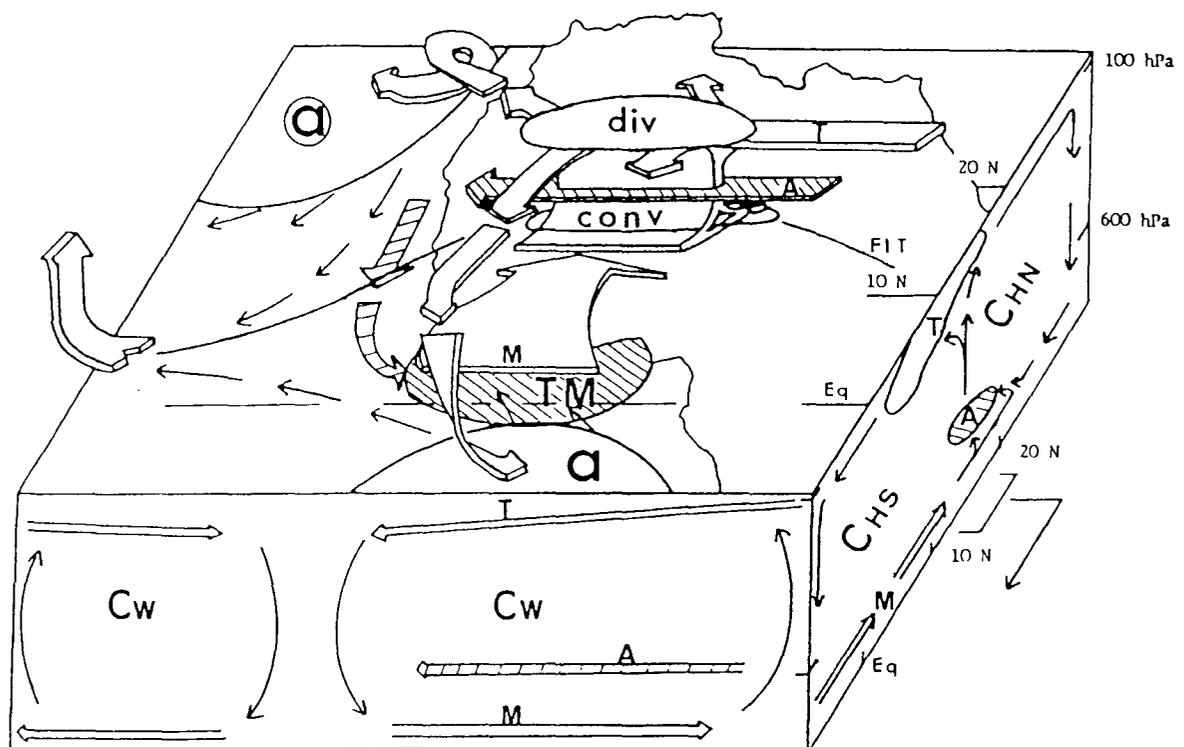


Figure 1-2 : Schématisation de la circulation des vents en Afrique de l'ouest.
(D'après JANICOT ; 1990)

Dans les basses couches, il est caractérisé par une circulation de deux masses d'air différentes :

- l'une, **la mousson** ou « alizé austral », flux de secteur sud-ouest est une masse d'air humide et chaud provenant des hautes pressions subtropicales de l'océan Atlantique sud. Le flux de mousson est localisé dans les basses couches de l'atmosphère entre le sol et 1000m d'altitude (soit 900hPa) ; pendant les mois de juin et de juillet, il peut atteindre 3000m d'altitude,
- l'autre, **l'harmattan** ou « alizé boréal », masse d'air chaud et sec qui provient des régions sahéliennes, circule du nord-est vers le sud-ouest au-dessus de 1000m, ..

Le contraste thermique entre les régions sahéliennes plus chaudes et celles de l'océan atlantique sud relativement plus froides, engendre un vent thermique qui se développe dans les couches moyennes de l'atmosphère entre 3000 et 4000m d'altitude ce qui correspond à la couche 700-600hPa. Ce vent thermique est un courant-jet qui souffle de l'est vers l'ouest ; il est désigné sous le nom de **Jet d'Est Africain** (J.E.A.). Il a été montré de manière théorique que la vitesse du JEA est liée au gradient de température existant entre les régions sahéliennes et maritimes.

Dans les couches supérieures, aux environs de 11 000m d'altitude (200-150hPa), on rencontre soit un courant-jet de secteur sud-ouest, **le Jet subtropical**, soit un courant-jet d'est communément appelé **Jet d'Est Tropical** (J.E.T.). Le JET est une composante essentielle de la circulation atmosphérique d'échelle synoptique, qui résulte du gradient thermique entre le sud-est asiatique et les régions océaniques situées plus au sud.

Des études ont montré que certains changements significatifs du champ de vent sur l'Afrique occidentale entraînaient des anomalies climatiques. KANAMITSU et KRISHNAMURTI (1978) ; DHONNEUR (1981) ont fait ressortir que l'intensification du JEA est associée à des déficits de pluie sur la zone sahélienne. FONTAINE et JANICOT (1981), ont analysé le champ de vent et ses variations sur l'ouest africain à l'aide de radiosondages. De leur analyse, il ressort que par rapport aux années excédentaires en pluie (1953-1963), les années déficitaires (1968-1975), ont connu en été boréal un JEA plus fort et un JET moins fort aux environs de 12°N et 15°N.

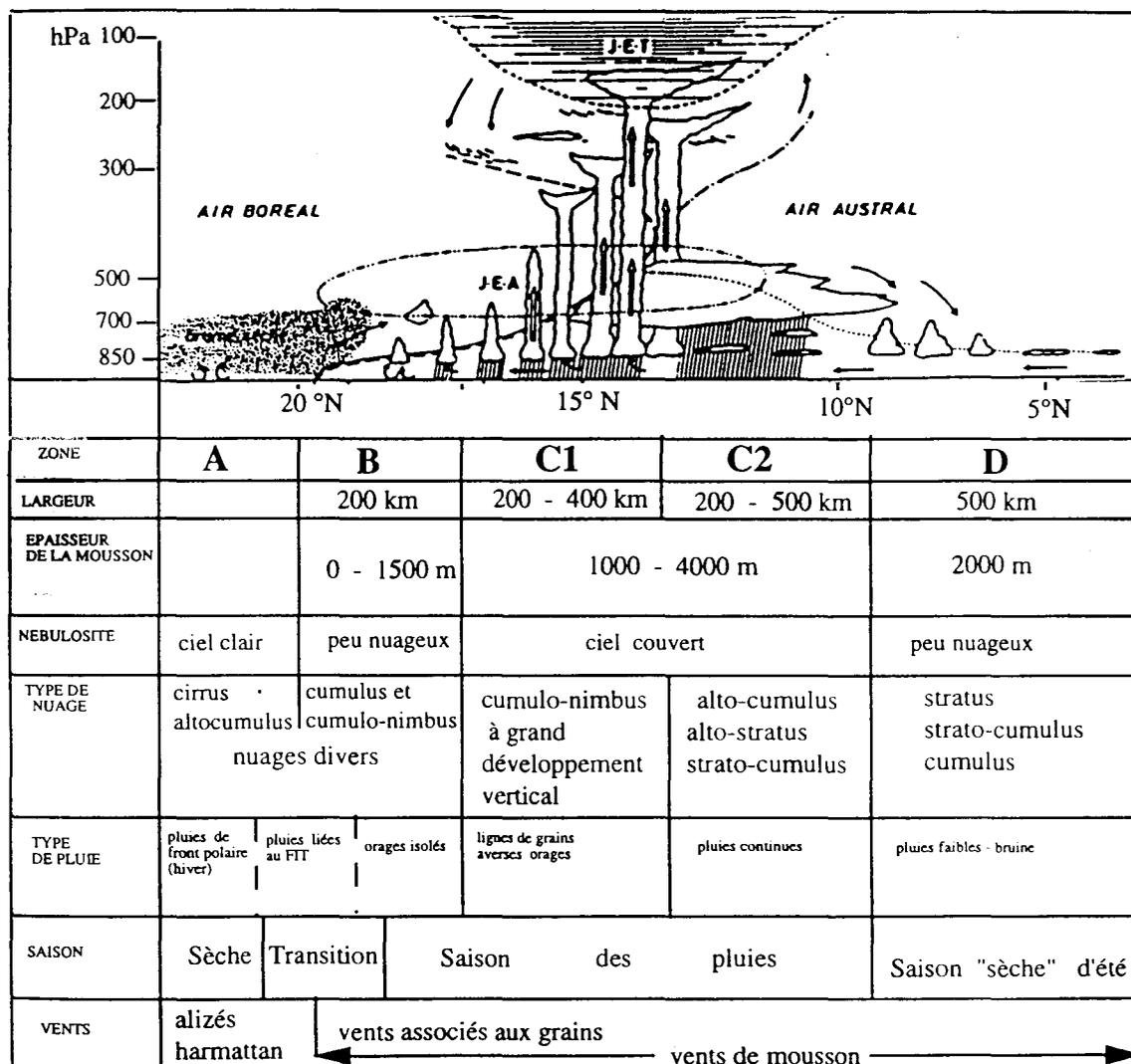


Figure 1-3 : Coupe schématique de la troposphère ouest-africaine en août.

(D'après DHONNEUR, 1985)

1 – 2 Les zones climatiques de la Côte d'Ivoire

La Côte d'Ivoire, située en Afrique de l'Ouest en bordure du Golfe de Guinée, s'étend en latitude entre 4°N et 11°N et en longitude entre 2°W et 9°W. On distingue trois zones climatiques différenciées par le couvert végétal, le régime pluviométrique et le relief. Ce sont (figure 1-4) :

- la zone climatique Sud,
- la zone climatique Centre ou zone de Transition,
- la zone climatique Nord.

1 – 2 – 1 La zone climatique Sud

Elle se compose du littoral et des régions forestières.

a) – Le couvert végétal

Il se compose de forêt dense humide, de forêt défrichée et d'une partie de la savane. Dans la secteur du littoral on rencontre quelques groupements herbacés ; au bord de certaines lagunes se trouvent des mangroves.

b) – Les précipitations

La hauteur annuelle moyenne des précipitations est comprise entre 1500 et 2000mm. La bande littorale qui s'étend entre Dabou et la frontière ghanéenne, constitue la région la plus arrosée, avec des hauteurs annuelles de pluies supérieures à 2000mm. On distingue quatre saisons dans cette zone climatique. La période comprise entre décembre et mars est dominée par les alizés continentaux (harmattan), et correspond à la grande saison sèche. La première saison des pluies survient de mars à mi-juillet ; les précipitations deviennent très fortes entre mai et début juillet, avec une pointe en juin. Un intermède peu arrosé est observé, de mi-juillet à septembre, au cours duquel les précipitations se produisent sous forme de bruines ; c'est la petite saison sèche. Pendant la petite saison des pluies, d'octobre à novembre

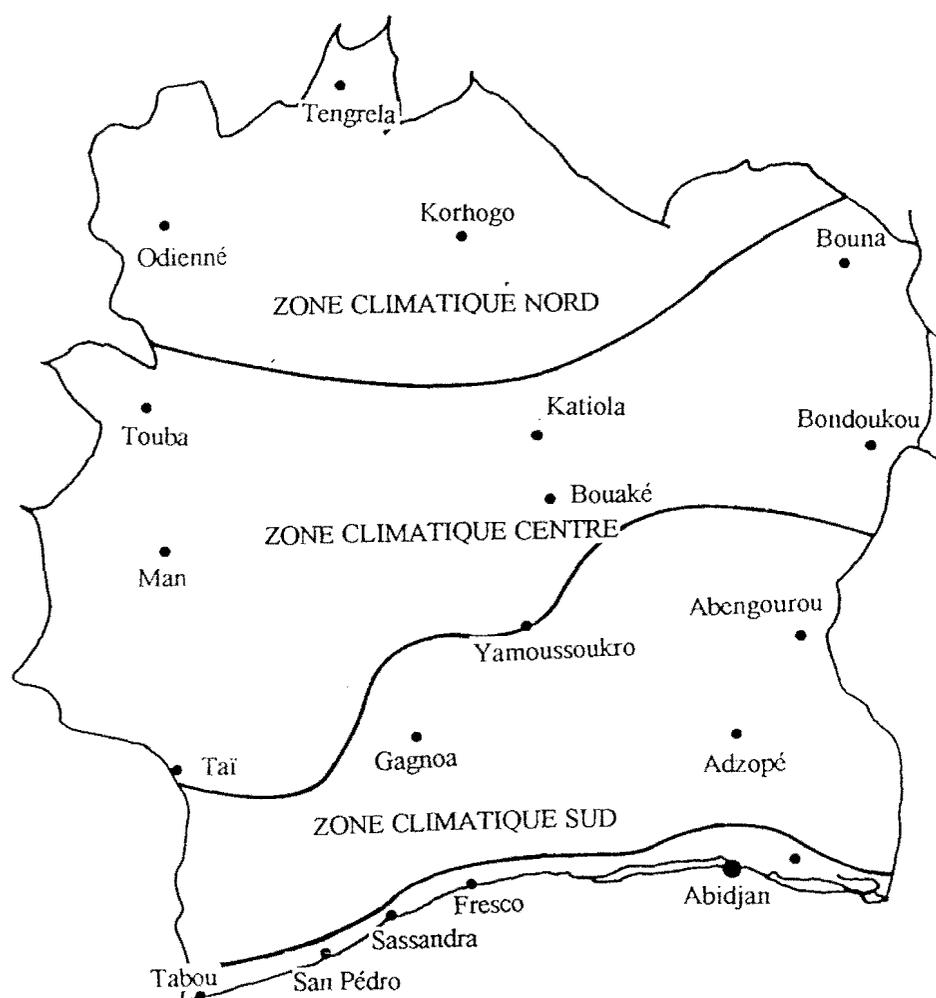


Figure 1-4 : Les zones climatiques de la Côte d'Ivoire.

(D'après ASECNA, 1979)

les précipitations augmentent de nouveau, avec cependant des cumuls mensuels inférieurs à ceux de la période mai-juillet.

c) – Le relief

Il se compose d'une partie de la chaîne baoulé : le mont Niénokoué (396m) et la colline de Hiré (501m).

1 – 2 – 2 La zone climatique « Centre », ou zone de Transition

Elle s'étend des régions de Bouna et de Bondoukou aux régions forestières et montagneuses de l'ouest.

a) – Le couvert végétal

La végétation est constituée de forêt dense humide de montagne parsemée de forêt défrichée. Au centre et à l'est, on rencontre des savanes pré-forestières composées d'étendues herbeuses avec des arbustes, entrecoupées d'îlots forestiers. Dans la région de Bouna au nord, la végétation se compose de savanes arborées.

b) – Les précipitations

La pluviométrie moyenne annuelle varie entre 1000 et 1500mm. On observe cependant une répartition différente entre l'est faiblement arrosé (900-1000mm) et les régions montagneuses de l'ouest abondamment arrosées (hauteurs moyennes des précipitations supérieures à 2000mm). La distribution des précipitations dans cette zone est identique à la précédente, avec un minimum principal en janvier et secondaire en août, et un maximum principal en juin et secondaire en octobre. La pluviométrie, qui est moins abondante que dans la zone climatique sud, est cependant mieux distribuée dans le temps.

c) – Le relief

Il présente des inégalités de l'ouest à l'est. Les massifs de la dorsale guinéenne s'étendent à l'ouest avec les monts Nimba (1752m), Tonkoui (1290m) et Momi (1302m). Au centre se trouve le mont Nangbion (631m) de la chaîne baoulé et à l'est le mont Bouroutou (925m) du massif de bondoukou.

1 – 2 – 3 La zone climatique Nord

Elle occupe la partie septentrionale du pays.

a) – Le couvert végétal

La zone climatique nord est entièrement couverte de savanes arborées et herbacées.

b) – Les précipitations

La hauteur annuelle moyenne des précipitations se situe autour de 900 à 1000mm. A l'est la pluviométrie est faible (900mm) opposée à une pluviométrie plus forte dans les régions montagneuses de l'ouest (1600mm). La distribution des précipitations est unimodale et on observe un raccourcissement de la saison des pluies par comparaison aux deux zones climatiques précédentes. Les précipitations surviennent de juillet à octobre, avec le maximum pluviométrique qui culmine en août-septembre.

c) – Le relief

Dans la région d'Odienné à l'ouest, se trouve une autre partie de la dorsale guinéenne : le mont Tyouri (913m) et la chaîne Tiémé (893m). A l'est se trouve le mont Yévelé (685m).

1 – 3 Les courants marins dans le Golfe de Guinée

Le régime des courants côtiers au sud de la Côte d'Ivoire est généralement représenté par une circulation simple allant d'ouest en est, connue sous le nom de « *Courant de Guinée* ».

Ce courant est considéré comme quasi permanent mais il subit des variations saisonnières d'intensité, notamment une augmentation de vitesse en saison froide (juillet à septembre), lorsque les alizés de sud-est s'infléchissent vers la droite après passage de l'Equateur et forment un vent de mousson le long de la côte ouest africaine (figures 1-1 et 1-5).

La circulation profonde est encore mal connue ; un courant de direction ouest a été observé sous le Courant de Guinée par GERARD et al. en 1965. La stratification verticale des courants établie par LEMASSON et REBERT fait ressortir plusieurs couches (figure 1-6) :

- en surface, jusqu'à dix ou vingt mètres de profondeur, on observe un courant de direction est dont la vitesse moyenne est de 20cm/s : c'est le *Courant de Guinée*,
- sous le Courant de Guinée, entre vingt et cinquante mètres de profondeur, se trouve le « *Sous-courant Ivoirien* » dirigé vers l'ouest, avec une vitesse moyenne de 25cm/s, qui peut atteindre 60cm/s en mai et juin,
- plus en profondeur, entre cinquante et soixante-dix mètres, se localise un courant qui s'écoule vers l'est,
- entre 70m et le fond, se trouve un courant de faible vitesse (5cm/s) et de direction moyenne ouest.

1 – 3 – 1 Définition et caractéristiques de l'upwelling côtier

L'*upwelling* est une résurgence d'eaux froides subsuperficielles. L'upwelling côtier est principalement caractérisé par :

- un mouvement ascendant des eaux le long du talus continental ;
- une apparition d'eaux froides côtières (résurgences) ;
- une dérive vers le large, de la couche superficielle ;

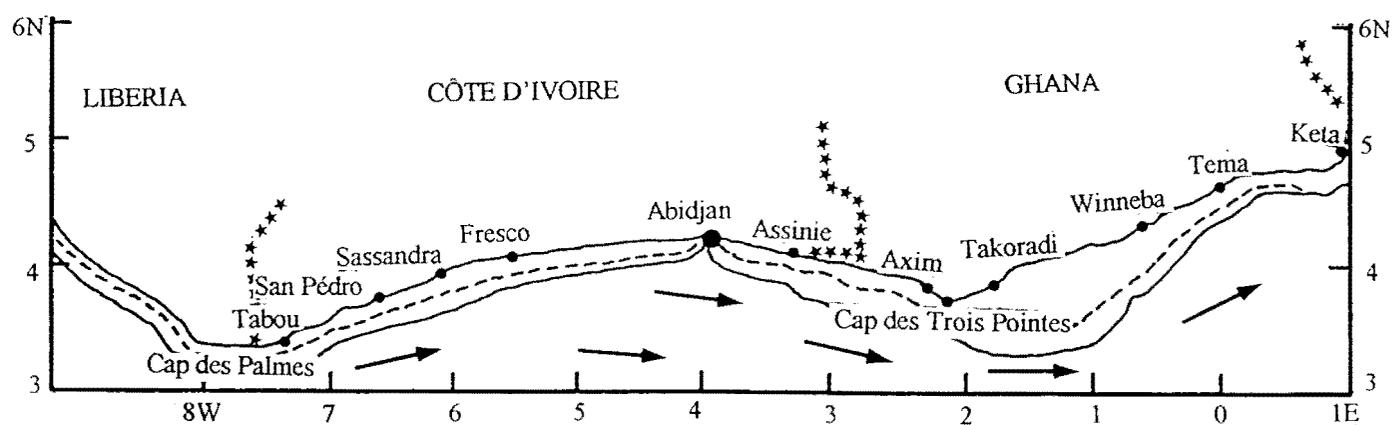


Figure 1-5 : Carte du plateau continental ivoiro-ghanéen. (Les flèches indiquent le sens des courants marins en surface).

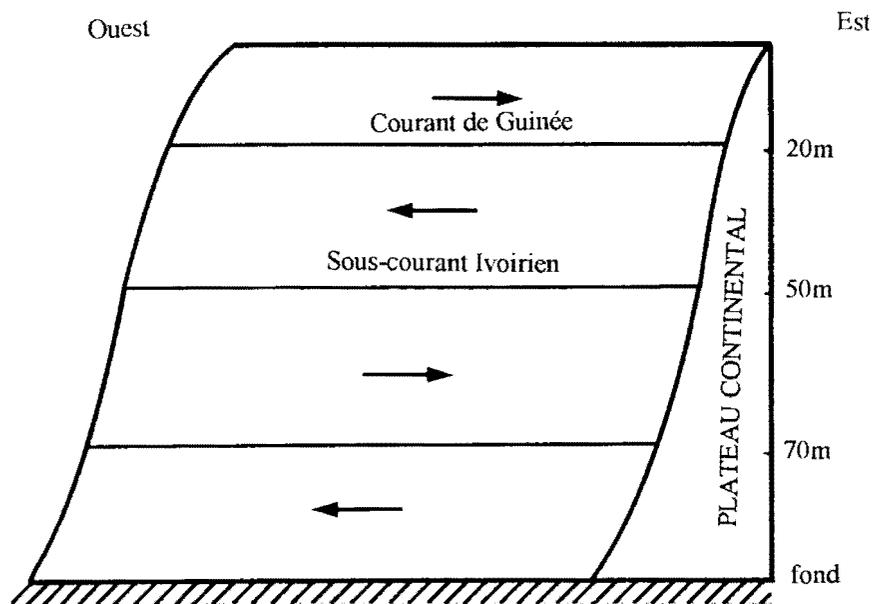


Figure 1-6 : Stratification verticale des courants marins dans le Golfe de Guinée. (Les flèches indiquent le sens des courants marins)

- la persistance d'un gradient de température côte / large très marqué, l'eau de la côte étant plus froide que celle du large.

1 – 3 – 2 Origine des upwellings

Le mouvement ascendant des eaux serait dû à l'action du vent, à la circulation des sous-courants marins et, dans une certaine mesure, à la forme du plateau continental. Cependant, certaines hypothèses ont été émises pour expliquer les variations spatio-temporelles de la Température de Surface Marine (TSM).

1 – 3 – 2 – 1 Hypothèse de BINET (1983)

Les variations spatio-temporelles des TSM seraient dues à des modifications du Courant de Guinée notamment :

- une diminution de son épaisseur,
- une accélération des circulations est et ouest qui augmenterait l'étendue des tourbillons entre courants superficiel et subsuperficiel au niveau du Cap des Palmes et de celui des Trois Pointes (figure 1-5). C'est cette turbulence qui serait à l'origine des remontées d'eaux froides, par endroit, à travers la surface.

1 – 3 – 2 – 2 Hypothèse de PICAUT (1983)

Une téléconnexion serait à l'origine de l'upwelling ivoiro-ghanéen. En d'autres termes, le renforcement des vents dans l'ouest de l'Atlantique équatorial provoquerait une onde piégée à l'Equateur qui, à la frontière est du Golfe de Guinée, se réfléchirait sous forme d'ondes côtières, déclenchant et entretenant l'upwelling.

1 – 3 – 2 – 3 Hypothèse de COLIN (1988)

L'upwelling ivoiro-ghanéen dépendrait étroitement de l'action conjuguée du vent local et du Courant de Guinée aux abords et au large du plateau continental.

1 – 3 – 3 Les saisons marines dans le Golfe de Guinée

Les saisons marines dans la partie ivoirienne du Golfe de Guinée ont été définies par MORLIERE (1970) et sont résumées dans le tableau suivant :

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Saisons	Grande saison sèche				Pluies		Petite saison sèche			Pluies		
	Upwelling faible			Upwelling fort								
	Petite saison froide	Grande saison chaude				Grande saison froide					Petite saison chaude	
Vents dominants	NE et WSW 2m/s				SW 2m/s		WSW 2,5m/s			SW 1m/s		

Tableau 1-1 : Les saisons marines au large de la Côte d'Ivoire (D'après MORLIERE, 1970).

Le tableau 1-1 présente le découpage annuel des saisons. La première ligne fait référence aux saisons des pluies rencontrées dans le sud de la Côte d'Ivoire, tandis que la troisième concerne les saisons marines au sud de la Côte d'Ivoire, dans le Golfe de Guinée. Les périodes d'upwelling sont déterminées sur la deuxième ligne, et la direction des vents dominants est rappelée dans la quatrième ligne.

- La petite saison froide survient au mois de janvier et s'étend jusqu'en mars. Elle est caractérisée par de courtes périodes d'upwelling peu intense dont la plus régulière apparaît en janvier, mais qui peuvent persister jusqu'au mois de mars. Pour l'ensemble de cette

saison, le Courant de Guinée a une composante moyenne de 20cm/s et son épaisseur est limitée à quinze mètres ; le contre-courant a une composante moyenne de 25cm/s.

- La grande saison chaude couvre les mois d'avril, mai et juin. C'est la période durant laquelle la couche superficielle d'eau chaude devient la plus épaisse et atteint vingt mètres. Le contre courant est repoussé simultanément au fond et vers le large. Sa veine de vitesse maximale, qui se situe vers cinquante ou soixante mètres, suit le bord du talus continental et avoisine 28cm/s.
- La saison de transition se situe en juin-juillet. C'est la période où, sous l'influence des vents de mousson, l'upwelling devient intense. Au cours de cette saison, l'extension verticale du Courant de Guinée diminue mais il atteint sa vitesse maximale soit 72cm/s. Le contre courant se rapproche à nouveau de la côte et atteint également des vitesses importantes voisines de 41cm/s. C'est la période où, dans les deux sens, les vitesses atteignent leur valeur maximale.
- La grande saison froide couvre les mois de juillet à septembre. Le contre courant se rapproche de la surface, le Courant de Guinée ne faisant plus qu'une dizaine de mètres d'épaisseur. Le courant superficiel, qui ne dépasse pas 28cm/s, est instable. La veine de vitesse maximale du contre courant se déplace vers le large et atteint une vitesse de 41cm/s entre vingt et trente mètres de profondeur.
- La saison de transition, généralement située en octobre, est caractérisée par un retour assez brutal des eaux chaudes. Le contre courant apparaît en surface et atteint des vitesses importantes. Le Courant de Guinée n'apparaît que très au sud, au-delà du plateau continental, et est à son minimum annuel de vitesse.
- La petite saison chaude est caractérisée par un retour à une situation moyenne. Le Courant de Guinée a une épaisseur de vingt mètres et une vitesse d'environ 28cm/s ; le contre courant côtier a sa veine de vitesse maximale située sur le talus continental avec une composante zonale voisine de 28cm/s.

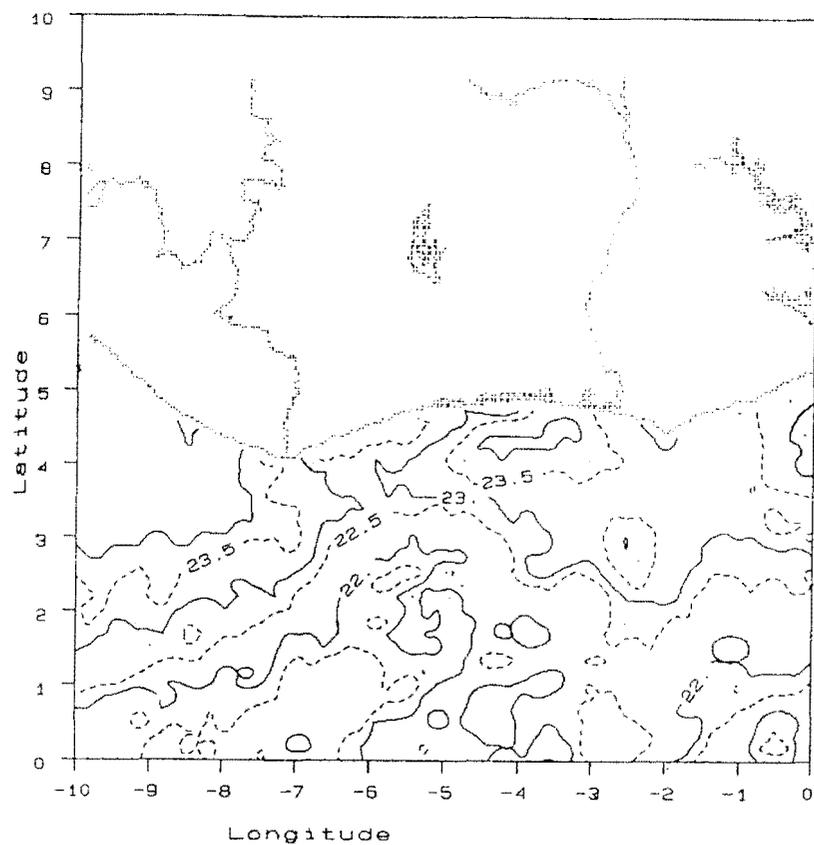


Figure 1-7 : Températures de Surface Marine au large de la côte d'Ivoire le 23 mars 1993. (D'après AMAN et FOFANA, 1993)

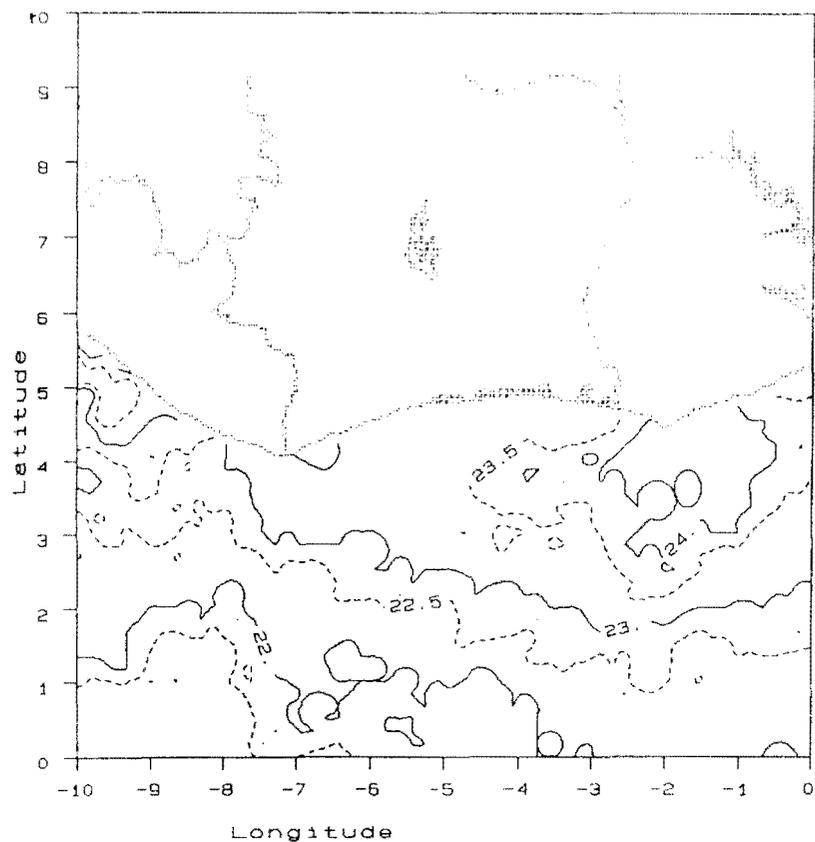


Figure 1-8 : Températures de Surface Marine au large de la côte d'Ivoire ; pentade du 06 au 10 Avril 1993. (D'après AMAN et FOFANA, 1993)

Les figures 1-7 et 1-8 présentent les cartes de température de surface marine au large de la Côte d'Ivoire pour deux périodes différentes. Ces images sont disséminées par le satellite Météosat V et sont reçues par la station PDUS (**P**rimary **D**ata **U**ser **S**tation) de l'Université d'Abidjan.

Sur la figure 1-7, on observe le long de la côte, la présence d'une zone de 22°C localisée dans la partie ouest. Cette zone marque la présence d'un petit upwelling qui s'étend sur environ 250km entre Tabou et Grand-Lahou. Dans la partie est, la température de la mer est un peu plus élevée et est de 23,5°C. La figure 1-8 présente une situation exempte d'upwelling. En effet, on note que tout le long de la côte et jusqu'à 300km au large, la température de la mer est pratiquement uniforme.

1 – 4 Conclusion

A l'échelle de l'Afrique Occidentale, l'avancée de la ZCIT vers le nord favorise la pénétration sur le continent, jusque dans la bande soudano-sahélienne, de la mousson, masse d'air très humide, dirigée par les flux de sud-ouest.

Lorsque la mousson est insuffisamment épaisse (décembre-février), ou pendant la période d'avancée maximale de la ZCIT vers le nord (juillet et août), des précipitations dues à des circulations d'échelle inférieure, telles que les brises côtières, peuvent se produire sur le littoral. Le climat de la Côte d'Ivoire subit donc les effets de la migration saisonnière en latitude de la ZCIT ; cependant, l'interaction entre les phénomènes associés à la circulation de grande échelle et les circulations côtières explique les caractéristiques climatiques en bordure de la côte.

La compréhension et la modélisation réaliste du temps sur la côte d'Ivoire et dans l'ouest africain nécessitent une connaissance suffisante des phénomènes dynamiques en zone côtière.

CHAPITRE 2

CONVECTION TERRESTRE ET MARINE

La distribution des pluies en zone côtière est essentiellement dépendante de l'organisation de la convection. Nous présentons, dans ce chapitre, les principaux mécanismes en cause, ainsi que certaines de leurs conséquences.

L'atmosphère peut être considérée comme un écoulement turbulent au sein duquel se produisent des transferts et des conversions d'énergie.

La principale source d'énergie de l'atmosphère est le rayonnement solaire qui, converti en chaleur, alimente la « machine atmosphérique ». Cette énergie incidente électromagnétique est transformée en énergie interne, potentielle et cinétique. Les différences de flux de chaleur en fonction de la latitude et de la distribution géographique des propriétés thermiques et radiatives des sols créent dans l'atmosphère des gradients thermiques horizontaux d'échelle synoptique. De même, entre la base de l'atmosphère et la troposphère, s'établissent des gradients thermiques verticaux. L'énergie potentielle emmagasinée dans ces gradients thermiques est continuellement libérée sous forme d'énergie cinétique par l'intermédiaire des mouvements horizontaux (vents) et verticaux (convection), opérant ainsi les transferts de chaleur depuis les sources chaudes vers les sources froides (figure 2-1).

Il existe deux types de mouvements atmosphériques :

- les mouvements de grande échelle, associés aux gradients thermiques horizontaux. Ils sont caractérisés par une ascendance de l'air chaud et une subsidence de l'air froid reliées par un flux d'air horizontal allant des hautes vers les basses pressions,
- les mouvements de petite échelle, associés aux gradients thermiques verticaux et à l'instabilité convective. Ces mouvements ont un rôle majeur dans le transport vertical de chaleur et sont responsables de la formation des nuages et des précipitations.

Nous nous intéresserons aux mouvements verticaux à travers la convection, dont nous rappellerons brièvement les mécanismes généraux de formation.

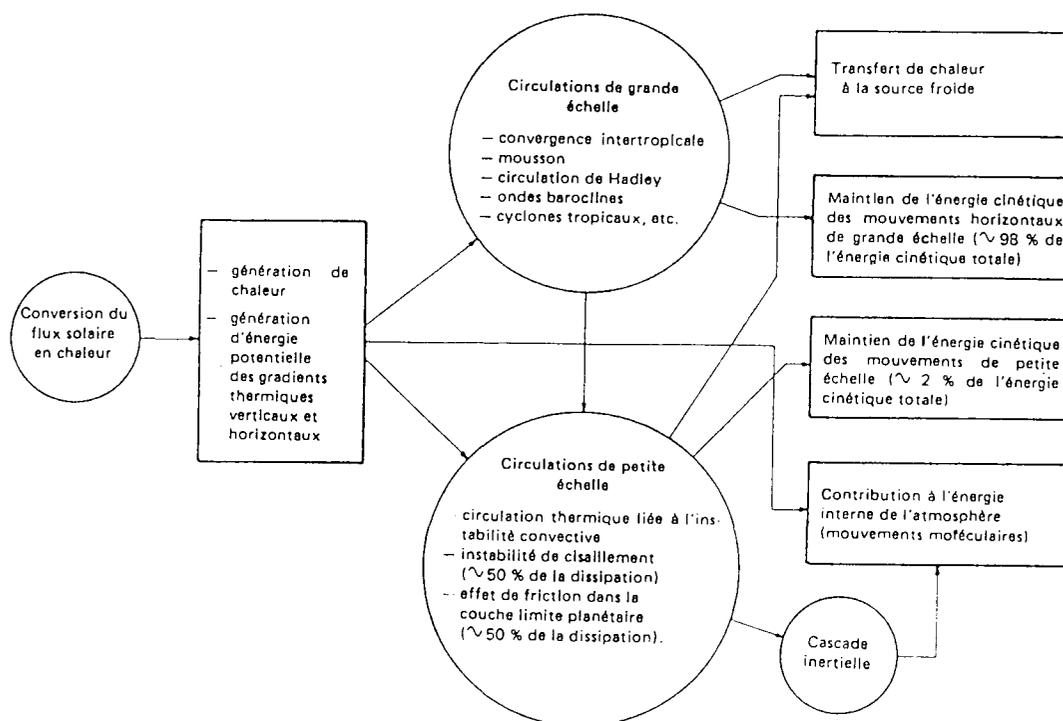


Figure 2-1 : Schéma des transferts d'énergie associés à la circulation générale de l'atmosphère. (D'après SAUVAGEOT, 1992)

2 – 1 Le mécanisme général de convection

a) – La convection thermique

Une partie du rayonnement solaire qui atteint l'atmosphère terrestre entraîne une élévation de la température de l'air ; c'est la chaleur sensible qui ne représente que le cinquième de la chaleur reçue dans les basses couches de l'atmosphère. Dans la troposphère

inférieure, la mince pellicule d'air en contact avec la surface est échauffée par contact direct ou conduction. Il se développe alors une couche d'instabilité d'épaisseur croissante dont la composition se maintient à peu près uniforme par turbulence en l'absence de nuages : c'est **la couche de convection thermique** ou Couche Limite Convective (C.L.C.). Dans certaines conditions, l'observation par des radars de grande sensibilité permet de mettre en évidence des cellules thermiques en air clair.

b) – La convection nuageuse

L'uniformisation de l'humidité par la turbulence thermique s'opère par un transport ascendant de vapeur d'eau à partir du bas. Si l'alimentation en vapeur d'eau est suffisante, la saturation survient au sommet de la couche de convection. Alors, une partie de cette vapeur d'eau se transforme en de nombreuses gouttelettes d'eau liquide : c'est la condensation. Au cours de cette condensation, l'énergie initialement stockée lors de l'évaporation, sous forme de chaleur latente, est maintenant libérée, entraînant un réchauffement de l'air ambiant.

Si la stratification de l'air se trouvant au-dessus de la couche de convection est stable, alors il se forme une couche de nuages stratiformes.

Dans le cas où l'air non échauffé surmontant la couche de convection est instable, l'instabilité peut déclencher le développement vertical des nuages à travers la convection nuageuse. Dans ce cas, l'instabilité propre de la masse d'air originelle s'accroît, ce qui augmente la poussée d'Archimède. Si, lors de son développement, le nuage atteint une altitude pour laquelle les gouttelettes se congèlent, comme pour la condensation, il y aura une nouvelle libération de chaleur latente et un surplus d'instabilité. Grâce à ce mécanisme d'auto-entretien, le nuage peut alors continuer de s'élever pour atteindre en région tropicale des hauteurs de 15 ou 20km. C'est ce qui constitue **la convection nuageuse profonde ou développée**. Cette convection donne naissance aux cumulus congestus et cumulonimbus dont la présence est très souvent accompagnée d'une activité électrique. Le nuage atteint la tropopause et se trouve alors contraint de se développer latéralement, ce qui donne à son sommet une forme d'enclume.

c) – La formation des précipitations

Du fait de l'importance des courants ascendants, le nuage est continuellement enrichi en vapeur d'eau provenant des basses couches de l'atmosphère. Les gouttelettes les plus petites sont transportées vers le sommet du nuage par les ascendances, et subissent un refroidissement adiabatique. Tant que la température reste supérieure à -20°C , on peut trouver des gouttelettes d'eau à l'état liquide (gouttelettes surfondues), mais aussi des particules glacées. Au sein du cumulonimbus, on peut trouver une grande diversité d'hydrométéores dont la nature, la taille et la forme dépendent essentiellement de la température et de l'humidité des masses d'air nuageux. Un gros cumulonimbus peut contenir, à un instant donné, jusqu'à 800 000 tonnes d'eau, condensées sous forme de gouttelettes et de particules de glace.

Lorsque l'accumulation de l'eau à l'état solide ou liquide devient trop importante pour être supportée par les courants ascendants, les premières précipitations apparaissent dans le nuage. Ces courants ascendants sont alors à leur maximum d'intensité et peuvent atteindre 30 à 40m/s vers le centre du nuage. C'est la raison pour laquelle, la plupart du temps, les précipitations apparaissent décentrées dans le nuage, aux endroits où les courants ascendants sont les moins forts (DYE et al., 1986). Suite à l'entraînement visqueux de l'air par les éléments de précipitation, des courants descendants prennent naissance et se renforcent avec l'intensité des précipitations. Par effet d'aspiration, l'air généralement plus sec situé au voisinage du cumulonimbus pénètre par les côtés ; il en résulte une évaporation des gouttelettes nuageuses et un refroidissement dans le nuage, ce qui accentue le courant descendant.

A ce stade, l'ascendance est stoppée car il y a coexistence de courants ascendant et descendant ; le premier est prédominant dans la moitié supérieure du nuage, et le second dans la moitié inférieure.

d) – La dissipation des systèmes nuageux

Lorsque le courant descendant atteint le sol, l'air froid dont il est porteur s'accumule dans les basses couches ; l'alimentation du courant ascendant en air instable se trouve perturbée. Le courant ascendant est alors annihilé et la production de précipitations n'est plus

possible. La dissipation, qui se caractérise par une atténuation du courant ascendant au profit du courant descendant, est alors amorcée ; le courant descendant continue de se développer pour s'étendre à tout le nuage. L'orage se dissipe.

2 – 2 L'activité électrique terrestre et marine

C'est à son extension verticale considérable ainsi qu'à son activité électrique intense que l'on reconnaît immédiatement le nuage d'orage. On désigne sous le nom d'orage, toute perturbation atmosphérique donnant lieu à des décharges électriques. Bien que les nuages soient polarisés électriquement, seul le cumulonimbus est capable de générer des éclairs.

L'orage constitue un phénomène complexe dont les mécanismes initiateurs ne sont pas encore totalement élucidés. Cependant, il semble que l'électrification du nuage orageux ne soit possible qu'avec la présence d'hydrométéores liquides et glacés (voir GEORGIS, 1996 parmi d'autres). C'est la circulation de ces hydrométéores à l'intérieur du nuage qui transformerait le cumulonimbus en un véritable générateur, à l'intérieur duquel l'activité électrique prendrait naissance au cœur de la cellule d'orage et culminerait au moment de son développement maximum (DYE et al., 1989). PROCTOR (1983, 1991) ainsi que DYE et al. (1986), remarquent que le domaine du nuage caractérisé par une forte activité électrique est généralement compris entre les isothermes -10°C et -20°C ; cette zone coïncide avec les régions où sont observés les échos radars les plus intenses, dus aux précipitations.

Cette activité électrique a été reliée à certains paramètres des nuages comme l'intensité des mouvements ascendants (LHERMITTE et WILLIAMS, 1983), l'épaisseur (WILLIAMS et al., 1992) et le contenu en eau liquide (SAUNDERS et al., 1991).

La distribution de l'activité électrique orageuse à la surface du globe a fait l'objet de nombreuses études. ORVILLE et HENDERSON (1986) trouvent qu'elle varie d'une saison à l'autre, ce qui n'est nullement surprenant puisque l'activité électrique est due aux nuages d'orages, dont la présence n'est effective que durant la saison des pluies.

Bien que de fortes précipitations surviennent aussi bien sur les continents que sur les océans, l'activité électrique produite est beaucoup plus forte sur terre que sur mer. VORPAHL

(1970), remarque que dans la zone comprise entre 35°N et 35°S, les décharges électriques sont dix fois plus fréquentes au-dessus des terres que des mers. A partir de l'analyse d'images journalières fournies par les satellites du DMSP (Defense Meteorological Satellite Program), ORVILLE et HENDERSON (1986) ont calculé le rapport du nombre de décharges terre / mer et ont trouvé qu'il varie entre 2,2 et 4,2 ; (figure 2-2).

Les cellules convectives composant les orages océaniques développeraient rarement un champ électrique assez grand pour produire une activité électrique (ZIPSER, 1994).

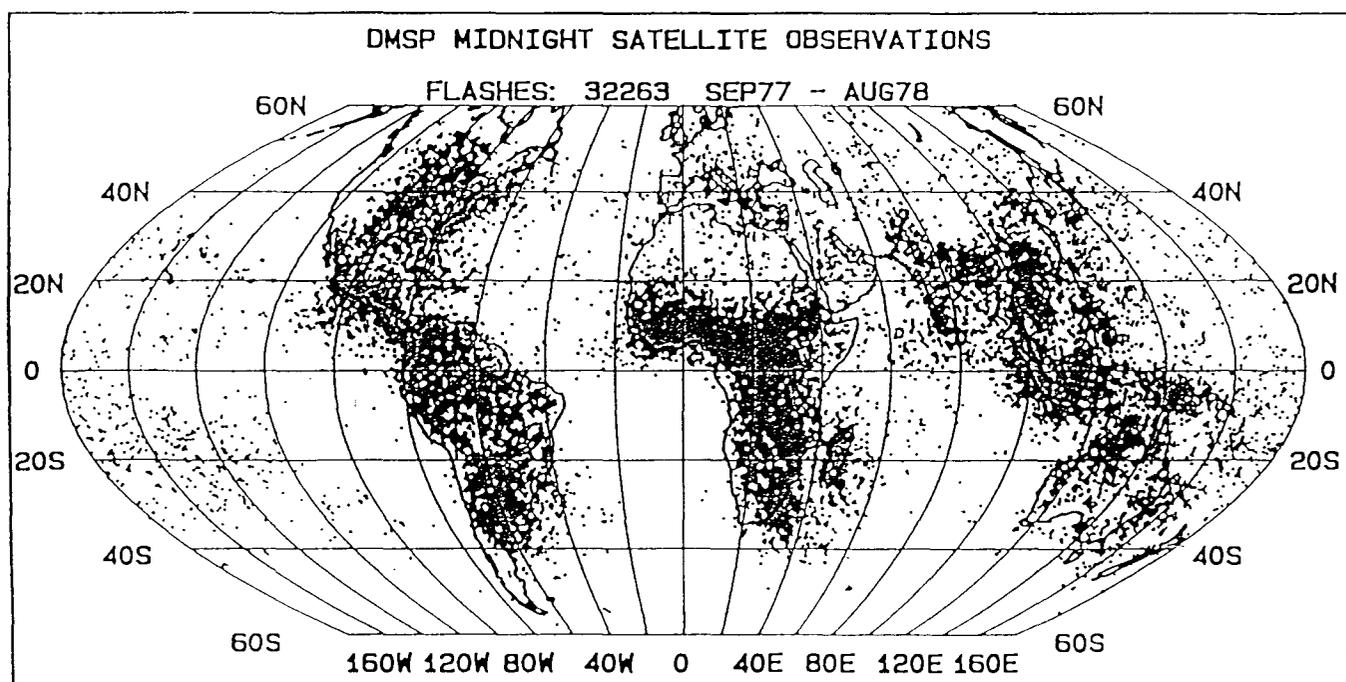


Figure 2-2 : Localisation de décharges électriques observées à minuit pendant 365 jours consécutifs (septembre 1977 à août 1978). (D'après ORVILLE et HENDERSON, 1986)

MOLINIE (1996), dans son étude des phénomènes de l'atmosphère guyanaise, observe que 64% des éclairs sont localisés dans la zone continentale et 36% dans la zone maritime. En outre, il trouve que l'origine des masses d'air au-dessus de la Guyane joue un rôle important dans le développement des orages : les masses d'air d'origine maritime apportées par les alizés de nord-est en février correspondent au minimum d'orages, tandis que les masses d'air continentales associées aux alizés de sud-est en août, correspondent au maximum d'orages ; (figure 2-3).

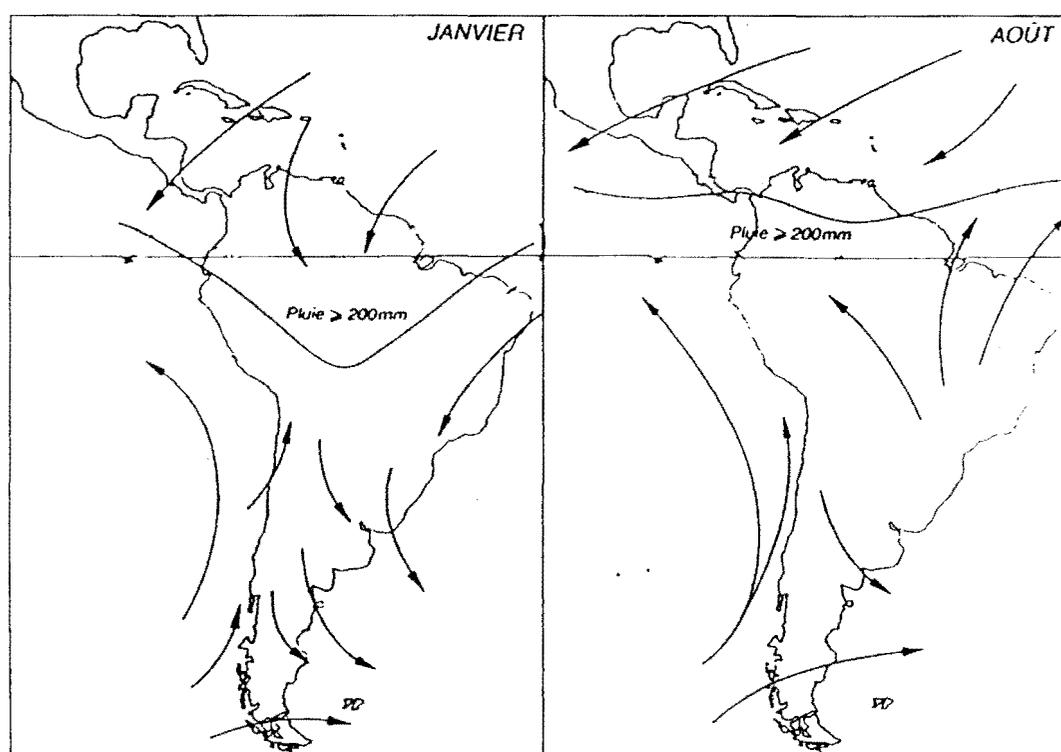


Figure 2-3 : Origine des masses d'air au-dessus de la Guyane en janvier et en août.

(D'après DHONNEUR, 1985) ——— matérialise la position de la ZCIT

————> schématise le déplacement des masses d'air

Les systèmes nuageux continentaux et maritimes génèrent donc une activité électrique différente. En outre, l'orographie des zones continentales semble avoir une grande influence dans la répartition de cette activité électrique. Cela suggère l'hypothèse que les masses d'air au-dessus des terres et celles au-dessus des mers ne possèdent peut-être pas les mêmes caractéristiques et / ou sont soumises à des schémas différents de convection, ce qui nous amène à nous intéresser à la différence entre la convection terrestre et marine.

2 – 3 La convection terrestre et marine

La convection nuageuse a pour origine l'échauffement différentiel de l'atmosphère par le rayonnement solaire, associé à l'instabilité convective et à la présence d'une quantité suffisante d'humidité (cf. section 2-1). Bien que l'humidité relative soit beaucoup plus forte au-dessus de la mer que de la terre, les différences de température de surface sur terre et sur mer sont compatibles avec une convection moins intense sur la mer.

Cela a été vérifié lors de la Campagne GATE (Global Atmospheric Tropical Experiment) par SZOKES et al. (1986), qui ont effectué des mesures sur les cellules nuageuses océaniques et ont trouvé des réflectivités inférieures à 30dBZ au-dessus de l'isotherme 0°C tandis que les cellules continentales présentaient des réflectivités supérieures à 40dBZ pour des altitudes supérieures à l'isotherme -30°C. Au cours de la même campagne, LEMONE et ZIPSER (1980), ont mesuré des vitesses verticales dans les systèmes nuageux au-dessus de la mer et les ont trouvées beaucoup plus faibles que celles mesurées au-dessus de la terre.

WILLIAMS et al. (1992), ainsi que RUTLEGE et al. (1992), ont fait la supposition que la faible Energie Potentielle Convective Disponible (CAPE) au-dessus des océans conduirait à de faibles vitesses ascendantes.

Pour arriver à faire une analyse de la convection terrestre et marine, il serait opportun de nous intéresser à la Couche Limite Atmosphérique Continentale (C.L.A.C.) et à la Couche Limite Atmosphérique Marine (C.L.A.M.). La Couche Limite Atmosphérique (C.L.A.) se définit comme la portion d'atmosphère dans laquelle les phénomènes dynamiques et thermodynamiques sont directement influencés par la surface terrestre ou marine. Sa partie la

plus basse est contrôlée par les échanges entre la terre et l'atmosphère ou entre l'océan et l'atmosphère, tandis que son sommet est le siège de la formation des nuages. De nombreuses études ont été faites sur la CLAC contrairement à la CLAM, avec pour principale raison la difficulté d'accès en mer.

La Couche Limite Atmosphérique C.L.A.

Les principaux paramètres qui dirigent l'évolution de la CLA sont le flux de chaleur sensible, qui propage en altitude le réchauffement diurne du sol, le flux de chaleur latente, relatif à l'évaporation et les paramètres locaux comme la rugosité de la surface terrestre ou océanique.

Le jour, par beau temps, lorsque le soleil chauffe le sol plus rapidement que les masses d'air qui le surmontent, on assiste à la formation de la couche limite convective. Les mouvements ascendants qui vont répartir verticalement la chaleur sont générés par les forces de flottabilité positives qui, elles, sont dues aux flux de chaleur sensible et latente. La convection dépendra alors de la flottabilité des parcelles d'air ascendant par rapport à leur environnement. Il est évident que l'air chaud est plus léger que l'air froid, mais il faut considérer en plus, la flottabilité de l'air humide par rapport à l'air sec. Si l'alimentation en vapeur d'eau est suffisante, la saturation survient au sommet de la couche de convection ; il y a alors formation de nuages, dont le développement dépendra de l'instabilité de la tranche d'air se trouvant au-dessus de la couche de convection.

La principale caractéristique qui distingue la CLAM de la CLAC réside dans le fait que sa partie inférieure est en contact avec une surface humide et mobile, la mer. Cela entraîne un certain nombre de conséquences :

- une interaction dynamique existe entre les vagues et la turbulence de la CLAM ;
- l'air est plus humide au-dessus de la mer qu'au-dessus des terres ;
- le flux de chaleur sensible est moindre au-dessus de la mer qu'au-dessus des terres ;
- la température de surface de la mer est homogène sur de grands domaines ;
- les variations diurnes de la température de surface de la mer sont négligeables du fait de la grande capacité calorifique de la couche océanique ;

- au-dessus de la mer, l'épaisseur de la couche limite varie lentement dans l'espace et dans le temps.

Les études menées lors des campagnes STRATEX (STRAtocumulus Experiment) dans le Pacifique Est en 1976, ASTEX (Atlantic Stratocumulus Transition Experiment) dans les Açores en 1992 et TOGA-COARE (Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Regional Experiment) dans le Pacifique Ouest en 1992-1993, ont mis en évidence que la CLAM était une couche nuageuse. La raison principale tient au fait que les nuages dépendent fortement de la source d'humidité de bas niveau provenant de l'évaporation à la surface de la mer.

La turbulence, qui permet donc à la CLA de répondre aux variations causées par les changements de surface, sera beaucoup plus faible dans la CLAM du fait du lent changement de température de surface de la mer et de l'absence de relief, induisant ainsi un forçage lent au bas de cette couche. La convection marine sera alors relativement plus faible que celle qui survient au-dessus des terres.

Il existe un autre phénomène favorisant la convection nuageuse et la pluviogenèse terrestre et marine en zone côtière : ce sont les brises côtières, dont nous donnons un bref aperçu dans la partie suivante.

2 – 4 Les brises côtières

Les brises côtières sont des éléments de la circulation atmosphérique ; il s'agit d'une circulation d'échelle régionale qui influence le cycle moyen des précipitations. Elles constituent un domaine de connaissance encore insuffisamment connu. ATKINSON (1981) parmi d'autres, a donné une synthèse accessible de ces notions dont nous nous inspirons.

2 – 4 – 1 Le mécanisme des brises côtières

La chaleur solaire transmise au sol et à la mer se propage de manière différente. Dans le sol, la conduction moléculaire concentre la chaleur près de la surface tandis que dans la

mer, la conduction turbulente la transmet jusqu'à une dizaine de mètres de profondeur. Cette différence de conduction entraîne sur la terre une variation de température qui peut atteindre 50°C entre le jour et la nuit, alors que la température de la mer ne présente qu'une variation insignifiante.

La différence d'inertie thermique de la terre et de la mer engendre donc un contraste de température entre l'air situé au-dessus des terres et celui se trouvant au-dessus de la mer. Il en résulte un gradient de pression perpendiculaire à la côte, entraînant une circulation cellulaire d'axe horizontal entre la terre et la mer.

Dans la journée, au-dessus de la terre, l'air s'échauffe, s'élève et la pression diminue en surface ; il se crée alors un courant d'air frais dirigé de la mer vers la terre : c'est *la brise de mer*. L'ascendance de l'air échauffé au-dessus de la terre renforce la pression en altitude, ce qui crée un gradient de pression, qui donne naissance à un courant allant de la terre vers la mer (courant de retour). L'afflux d'air maritime en surface est donc compensé en altitude par une circulation opposée.

La nuit, la circulation inverse s'établit et on observe alors en surface un courant dirigé de la terre vers la mer : *la brise de terre* ; (figure 2-4).

2 – 4 – 2 Les caractéristiques des brises côtières

L'établissement de la brise de mer est marquée sur la côte par :

- une augmentation de la vitesse du vent et un changement de direction ;
- une baisse de température ;
- une augmentation de l'humidité ;
- un changement de la nébulosité quelquefois.

Les brises côtières surviennent plus fréquemment et plus régulièrement dans les tropiques qu'aux hautes et moyennes latitudes. L'épaisseur et l'extension horizontale sont les principales caractéristiques de la circulation et sont reliées à l'intensité de la brise, c'est-à-dire à la vitesse du vent.

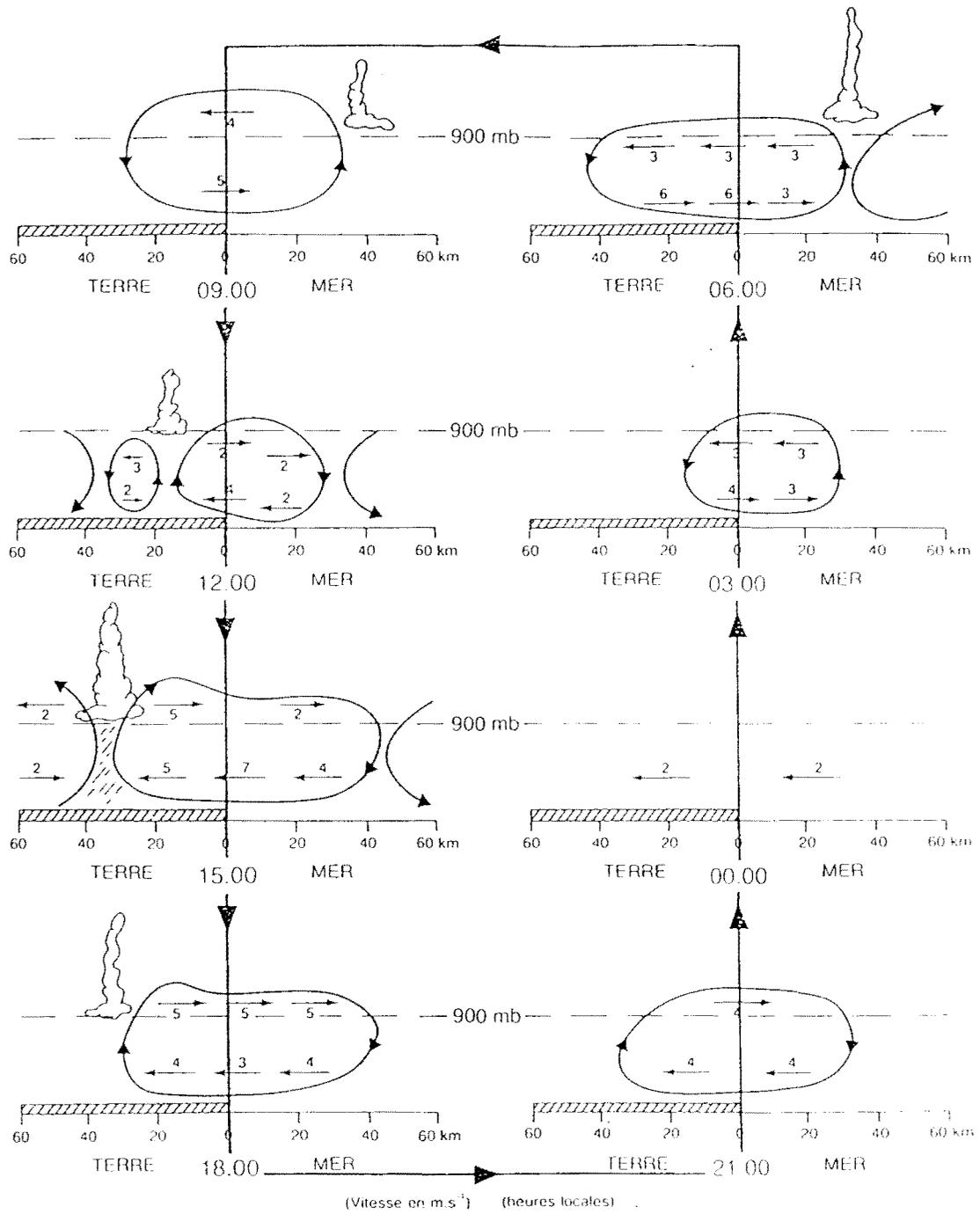


Figure 2-4 : Cycle journalier des brises côtières. (D'après DHONNEUR, 1985)

Comme l'importance de la brise découle du contraste thermique terre / mer, l'épaisseur de la brise est beaucoup plus faible dans les zones tempérées qu'en zone intertropicale. Des épaisseurs respectives de cinq cent mètres et trois kilomètres ont été mesurées. L'extension horizontale est l'élément pour lequel de nombreuses mesures ont été faites ; elle est de l'ordre de vingt à cinquante kilomètres pour les moyennes latitudes, mais peut atteindre trois cents kilomètres sous les tropiques.

2 – 4 – 3 Le front de brise et le cycle journalier des brises côtières

Lorsque la brise de mer s'avance à l'intérieur des terres, le contact entre l'air maritime et l'air intérieur, de température et de densité différentes, crée une discontinuité : *le front de brise de mer*, (SIMPSON, 1994). Il peut aussi se définir comme la limite de progression de l'air marin au-dessus des terres ; (figure 2-4).

Au niveau du front de brise, la convergence et les ascendances favorisent le développement de lignes de convection, identifiables éventuellement par des alignements de cumulus le long de la côte dont la base se situe à environ un kilomètre d'altitude ; (figure 2-5). Ces alignements sont observables au-dessus de la mer pendant la nuit en relation avec la brise de terre, et sur la terre dans l'après-midi, en relation avec la brise de mer.

Au cours du cycle journalier des brises côtières, la brise de mer atteint son maximum de développement vers 15^h00, avec le front de brise qui pénètre le plus loin à l'intérieur des terres. Les cumulus associés à ce front peuvent parfois initier une convection de type cumulonimbus et même générer des lignes de grains dont le sommet atteint la tropopause, et occasionner des précipitations intenses. Pendant les heures qui suivent, l'intensité de la brise de mer décroît, et elle fait place à la brise de terre qui s'installe aux environs de 21^h00 pour disparaître vers 09^h00 le lendemain ; (figure 2-4).

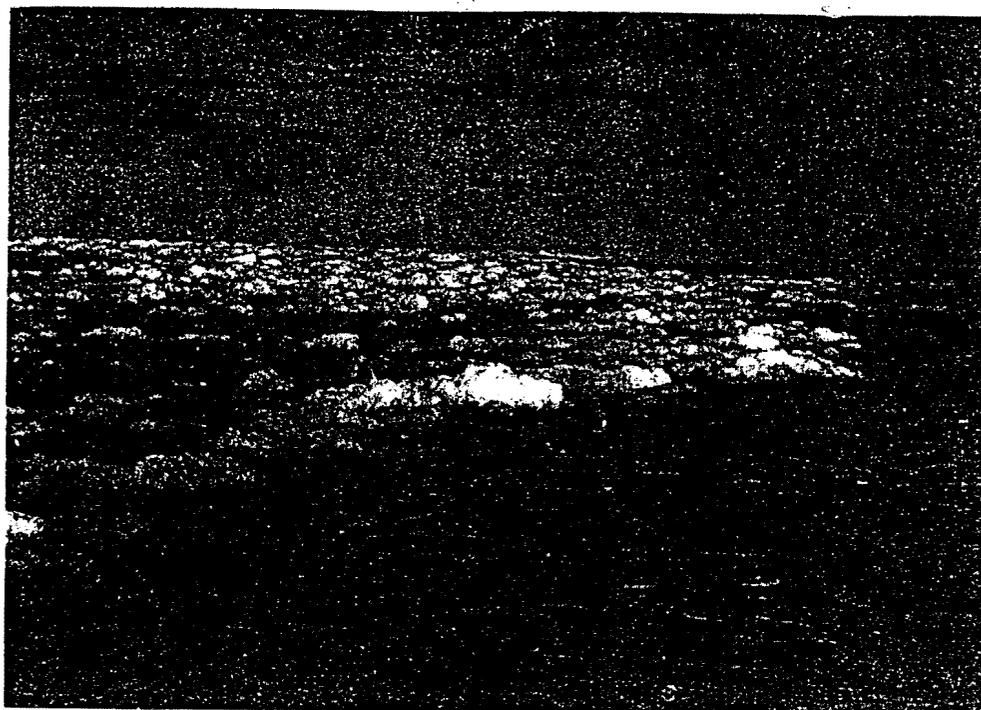


Figure 2-5 : Limite de la brise de mer, matérialisée par la présence de cumulus sur le front de brise. (D'après SIMPSON, 1994)

La figure 2-6 donne un exemple d'une ligne de convection associée au front de brise de mer (observation faite le 08 novembre 1995 à 15^h10 avec le radar d'Abidjan). L'alignement de cumulus se situe à 30km de la côte avec plusieurs zones de réflectivité (40-45 dBZ). A l'ouest, la brise de mer est renforcée par un effet de brise dû à la présence de la lagune Ebrié, beaucoup plus large dans cette zone ; ce renforcement entraîne une convection plus forte avec un facteur de réflectivité qui atteint 55 dBZ et une cellule beaucoup plus grande que celles qui sont à l'est.

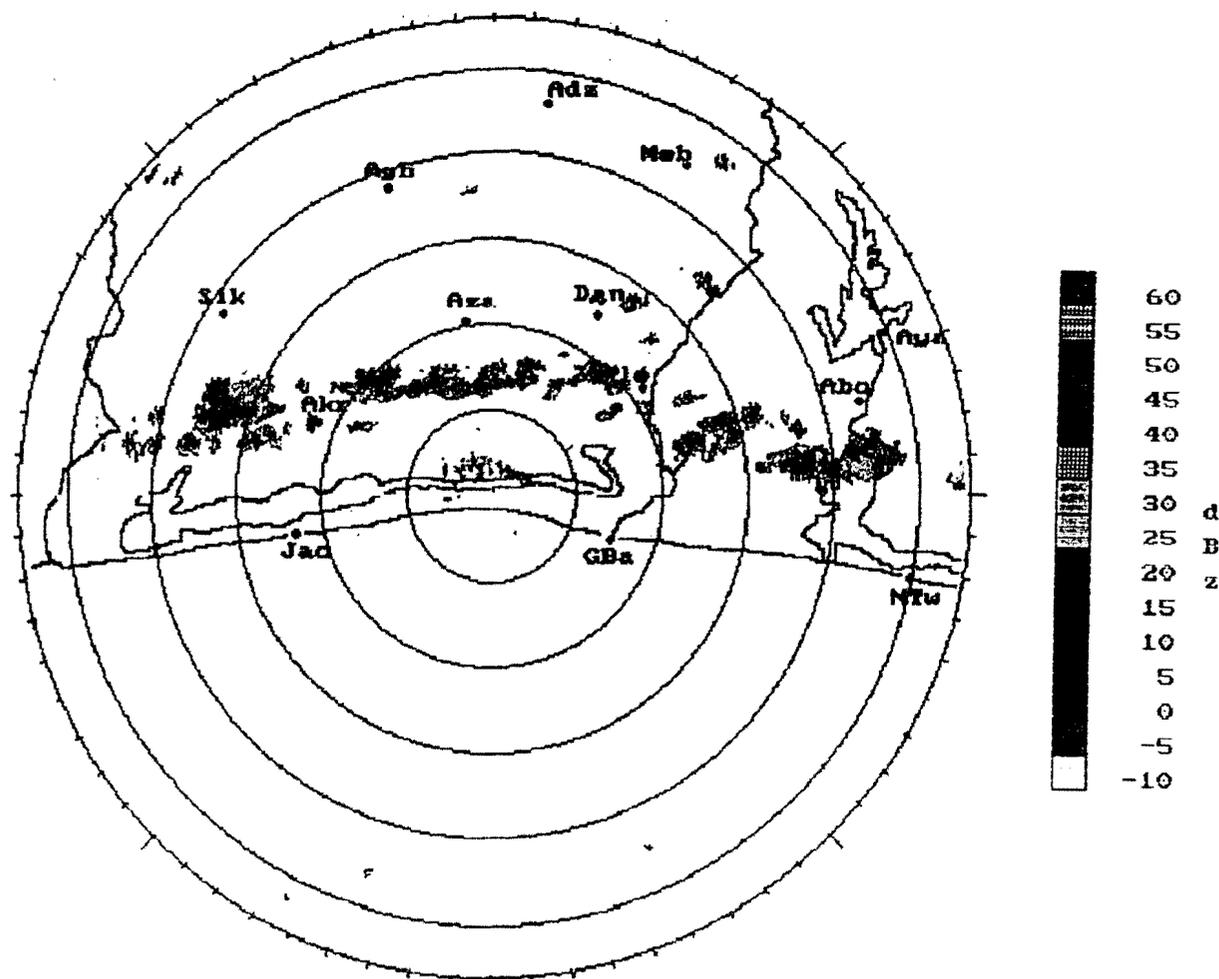


Figure 2-6 : Ligne de convection associée au front de brise de mer. (Observation faite le 08 novembre 1995 à 15^h10 par le radar RODIN d'Abidjan)

CAUTENET (1988) a observé qu'en Côte d'Ivoire, 59% des pluies surviennent la nuit sur la côte, et 68% se produisent pendant la journée sur les stations situées à 40km de la côte. Les pluies nocturnes côtières sont dues à la convergence associée à la faible brise de terre, tandis que les pluies de journées observées à l'intérieur sont dues à la convection associée à la convergence qui se produit vers 16^h00 locales, avec la pénétration du front de brise de mer.

Les mesures faites sur les brises de terre montrent qu'elles ont une extension verticale et horizontale plus limitées et une intensité plus faible que les brises de mer ; donc, la convection associée au front de brise de terre se trouve réduite.

2 – 5 CONCLUSION

La distribution différente de l'activité électrique au-dessus des terres et de la mer laisse supposer une organisation différente de la convection au sein des masses d'air continentales et maritimes.

Des mesures effectuées lors de certaines campagnes ont fait ressortir que la convection au-dessus de la mer est moins intense et plus homogène que celle qui se forme au-dessus de la terre.

Les circulations côtières prennent une part active à la répartition de la convection et de la pluviogenèse en zone côtière, par l'intermédiaire des brises de mer et de terre. La différence d'intensité des brises et de la convection qui prend naissance sur le front de brise qui leur est associé, vient renforcer cette dissymétrie de la convection dans la zone côtière.

CHAPITRE 3

DESCRIPTION DU SITE D'ETUDE, MATERIEL TECHNIQUE MIS EN ŒUVRE, DESCRIPTION ET TRAITEMENT DES DONNEES

3 – 1 Le site d'étude

3 – 1 – 1 Situation géographique

Notre étude a été faite dans la partie sud de la Côte d'Ivoire. Plus précisément, le site d'étude qui est une zone circulaire de 100km de rayon correspondant à la distance maximale d'observation du radar, est centré sur la ville d'Abidjan (05°15N ; 3°56W). La région d'Abidjan est bordée de lagunes. La lagune Ebrié s'étend sur 120km et est beaucoup plus large à l'ouest ; la lagune Aby située à 90km à l'est est beaucoup moins importante. A 100km au nord-est d'Abidjan et à 20km au nord de la lagune Aby se trouve le barrage hydro-électrique d'Ayamé. La zone d'étude est parcourue par deux fleuves, le Bandama à l'ouest et la Comoé à l'est. Le relief alentour est peu accidenté (cf. section 1-2). Nous décrivons dans la partie suivante les caractéristiques de cette zone située à la limite océan-continent ; (figure 3-1).

3 – 1 – 2 La partie continentale

a) Les saisons

Notre domaine d'étude s'étend sur la zone climatique sud. Comme précédemment indiqué (cf. section 1-2-1), celle-ci possède un régime pluviométrique annuel bimodal, à deux saisons des pluies, de mi-mars à mi-juillet et de mi-septembre à novembre, et à deux saisons sèches, de décembre à mi-mars et de mi-juillet à mi-septembre. La moyenne annuelle des précipitations est supérieure à 2000mm.

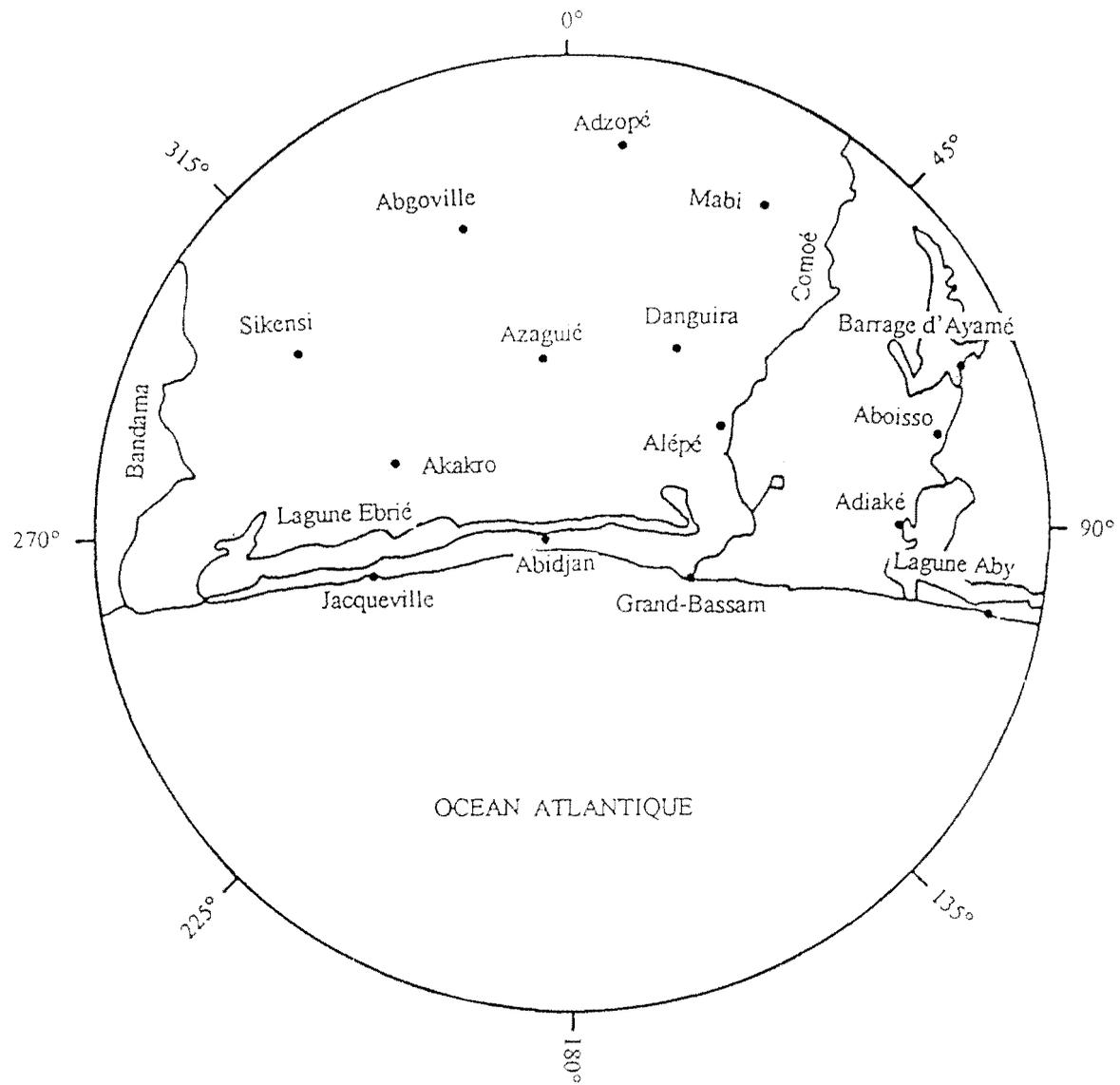


Figure 3-1 : Localisation du site d'étude. Le rayon du cercle mesure 100km.

b) La nébulosité

Au cours de la grande saison sèche (décembre à février inclus), le ciel est très nuageux et brumeux le matin, dégagé et ensoleillé le reste de la journée. La visibilité est troublée en fin de nuit par de nombreuses brumes et brouillards.

La grande saison des pluies (mars à mi-juillet) se subdivise en deux. L'intersaison orageuse (mars à mi-mai) se caractérise par de puissants nuages convectifs, avec cependant un ensoleillement important ; les averses sont nocturnes et on observe le passage de lignes de grains avec de fortes rafales de vent. La saison des grandes pluies (mi-mai à mi-juillet) présente une très forte nébulosité avec des pluies fréquentes, abondantes et continues. On observe quelquefois des orages au sein des masses nuageuses.

La petite saison sèche (mi-juillet à mi-septembre) subit les effets de l'hiver austral. Le ciel est couvert le matin et de courtes éclaircies apparaissent l'après-midi. La durée d'insolation est faible ; les précipitations se produisent sous forme de bruines.

La petite saison des pluies (mi-septembre à novembre inclus) présente de nombreuses analogies avec l'intersaison orageuse, avec cependant des orages et des averses plus fréquentes qu'en mars et avril, qui se produisent le plus souvent la nuit et le matin. La durée de l'insolation est importante.

3 – 1 – 3 La partie océanique

La partie océanique de notre zone d'étude est une portion de l'océan Atlantique dans le Golfe de Guinée.

Les saisons marines rencontrées ont été définies dans la section sur les courants marins dans le golfe de Guinée (cf. section 1-2). En résumé, on peut citer quatre saisons :

- la petite saison froide de janvier à février ;
- une saison chaude de mars à juin ;
- la grande saison froide de juillet à septembre ;
- une saison chaude d'octobre à décembre.

Les saisons froides sont caractérisées par des remontées d'eaux froides ou upwellings. Au cours de ces périodes d'upwellings, la température de surface de la mer accuse une baisse de 6 à 8°C par rapport à la température la plus chaude.

3 – 2 Matériel technique mis en œuvre : Le radar météorologique

Le radar météorologique utilisé pour notre étude, est le radar RODIN bande C ($\lambda = 5,2$ cm) de l'ASECNA (Agence pour la SECurité de la Navigation Aérienne) ; il est situé à l'aéroport d'Abidjan (05,15°N ; 3,56°W). Les principales caractéristiques de ce radar sont résumées dans le tableau 3-1 .

RADAR RODIN	
Fréquence	5,6 à 5,8Ghz
Puissance	250KW
Fréquence de récurrence	330Hz
Largeur de l'impulsion	2 μ s
Sensibilité du récepteur	-107dBm
Facteur de bruit	7,5dB
Diamètre de l'antenne	3,5m
Ouverture du faisceau	1°3
Gain de l'antenne	\geq 40dB

Tableau 3-1 : Caractéristiques du radar RODIN d'Abidjan.

L'aérien du radar (antenne) se trouve sur une tourelle bien dégagée des obstacles environnants ; celle-ci assure l'orientation site et azimuth de l'antenne. L'antenne est séparée du poste de visualisation et d'exploitation d'une distance de 5km.

Récemment, le radar d'Abidjan a été doté d'une chaîne d'acquisition et de visualisation couleur des données radar en temps réel de type « SANAGA » (Système d'Acquisition Numérique pour l'Analyse des Grains Africains) (SAUVAGEOT et DESPAUX, 1990 ; DESPAUX, 1990). Le dispositif (figure 3-2) se compose de :

- une partie câblée servant à la numérisation et mettant en œuvre des circuits électroniques rapides ;
- un micro-ordinateur comprenant un écran graphique couleur VGA, une unité de sauvegarde streamer et un logiciel temps réel écrit en langage assembleur et turbo Pascal ;
- une imprimante couleur.

Le dispositif câblé est installé dans un boîtier et réalise :

- la conversion numérique et l'intégration du signal vidéo analogique ;
- l'acquisition correcte des signaux provenant du dispositif de codage des angles de site et d'azimut de l'antenne ;
- l'élaboration des signaux d'horloge, nécessaires au bon séquençement de la prise de données.

La numérisation est effectuée sous 8 bits et l'intégration du signal vidéo sur 64 impulsions radar (≈ 26 échantillons indépendants). La prise de données est faite par 512 portes en distances, espacées de 250, 500 et 1000m suivant le choix de l'échelle de distance. On numérise une dynamique de 80dB en 240 niveaux, par pas de 0,33dB.

Le micro-ordinateur, pourvu de l'écran couleur VGA et de l'unité de sauvegarde sur bande magnétique Streamer de 120Mo, réalise l'acquisition et le traitement des signaux radar, l'enregistrement sous forme compactée des données radar sur cartouche de bande magnétique et, en dehors des périodes d'acquisition, la relecture des images enregistrées. Pour permettre l'acquisition des données provenant du module câblé, une carte d'interface a été incorporée au calculateur.

L'imprimante couleur à jet d'encre permet la copie couleur de l'écran.

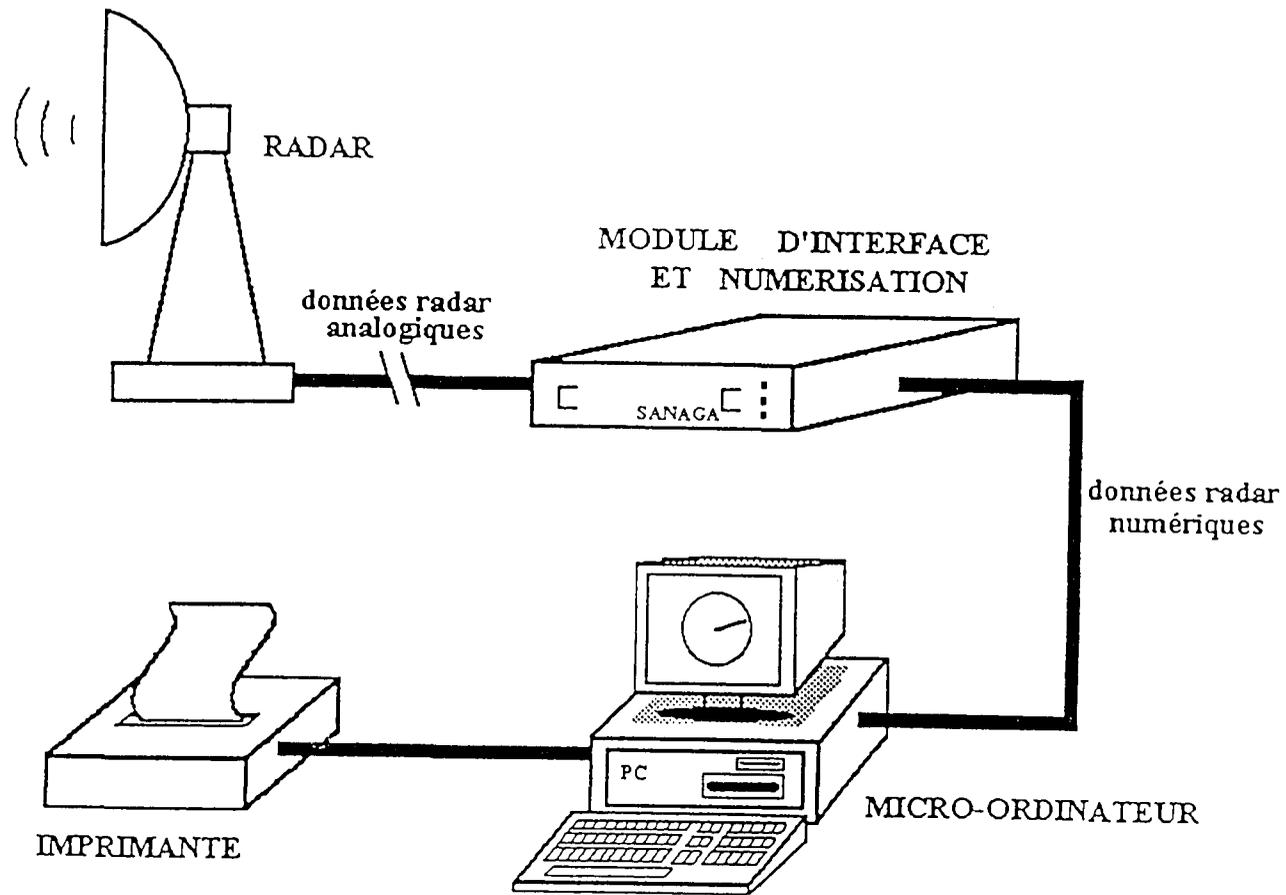


Figure 3-2 : Schéma du système SANAGA –Système d’Acquisition Numérique pour l’Analyse des Grains Africains. (D’après SAUVAGEOT et DESPAUX, 1990)

3 – 3 Description et traitement des données

3 – 3 – 1 Les données radar

Les données utilisées sont des images collectées au cours de la période allant de janvier 1995 à décembre 1996.

Il est à signaler qu'en complément de ces données radar, les images satellitales auraient fourni un agrandissement du champ d'observation, ce qui nous aurait permis de connaître l'origine des perturbations de même que leur trajectoire une fois sorties hors du champ du radar. Cependant, cela n'a pas été possible, suite à des problèmes techniques survenus sur la station P.D.U.S. (**Primary Data User Station**) située au C.R.O. (**Centre de Recherches Océanologiques**) d'Abidjan.

Le programme RADAR réalise l'acquisition, la sauvegarde et la visualisation en temps réel des données issues de l'interface câblée. Chaque fichier est constitué par une rotation complète de l'antenne (400°) ; il se compose de plusieurs radiales (ou tirs radar), analysées chacune en 512 portes de 250m (ce qui correspond à une distance maximale d'observation de 100km). Lorsque les échos à traiter sont limités en étendue (présence de régions sans écho), toutes les portes ne contiennent pas de données significatives, alors le nombre d'informations à stocker est réduit en sautant les portes vides (ce sont celles pour lesquelles le signal est inférieur au bruit qui est égal à 10 pas de convertisseur). Ces portes sont signalées par les fanions 0 ou 1.

A la relecture, l'image est entièrement reconstituée après décodage des signaux enregistrés dans les portes, en tenant compte des fanions indiquant le nombre de portes à sauter.

Structure des fichiers

Les fichiers se composent de plusieurs enregistrements présentant chacun le format suivant :

< ENTETE > < DONNEES > < 02 >

Chaque enregistrement représente l'analyse d'une radiale.

- < **ENTETE** > : codé sur 15 octets, contient les informations générales sur les paramètres de visée (Longueur de l'enregistrement, Date, Heure, Type [PPI ou RHI], Largeur de porte, Site, Azimut) ;
- < **DONNEES** > : contient la valeur du signal dans chaque porte ;
- < **02** > : correspond au signal de fin d'enregistrement.

3 - 3 - 2 Le traitement des données radar

Nous avons opéré une sélection de situations pluvieuses qui feront l'objet de notre étude. Il s'agit des événements des 02 juillet 1995, 04 juillet 1995, 30 septembre 1995 et 03 mai 1996 (cf. tableau 3-2).

Avant d'effectuer le traitement des données radar, nous n'avons pas fait un étalonnage mettant en œuvre un algorithme, mais nous avons procédé à un « étalonnage » en comparant l'intensité de précipitation déduite des facteurs de réflectivité Z avec l'intensité de précipitation R déterminée pour le site d'Abidjan à partir de mesures faites pendant trois ans à l'aide du disdromètre. L'intensité déduite des mesures radar a été calculée à partir de la relation Z - R établie pour la région du Niger par SAUVAGEOT et DESPAUX (1990) :

$$Z = 411R^{1,33} \quad (3-1)$$

Evénements	Nombre d'images	Situation convective
02 juillet 1995	211	Circulation côtière
04 juillet 1995	68	Ligne de grains
30 septembre 1995	98	Ligne de grains
03 mai 1996	38	Ligne de grains
Total	415	

Tableau 3-2 : Echantillons sélectionnés pour le traitement des données.

Cette comparaison a montré une sous-estimation du facteur de réflectivité Z de 10dB. Le facteur de réflectivité Z a donc été rehaussé pour le traitement des données, qui a porté sur les trois points suivants :

- calcul de la distribution de probabilité du facteur de réflectivité Z ;
- calcul du facteur de proportionnalité $S(\tau)$ entre l'intensité de pluie moyenne et l'aire fractionnelle occupée par la pluie ;
- calcul de la distribution de taille des cellules de pluie.

Le traitement pour le calcul du facteur de proportionnalité $S(\tau)$ et la distribution de taille des cellules de pluie est un traitement à seuil. Six seuils d'intensité de précipitation τ égaux à 1, 2, 3, 4, 5 et 8mm/h sont utilisés.

L'image radar initialement en coordonnées polaires (format SANAGA) est reportée dans un repère cartésien (image classique ligne-pixel), avec l'origine dans le coin supérieur gauche (format TRISKEL). Pour chaque image, une distinction entre la partie terre et la partie mer a été faite au cours du traitement. Le rectangle terre a pour coordonnées (1,1) ; (512, 230) et le rectangle mer a pour coordonnées (1, 282) ; (512, 512) ; (figure 3-3).

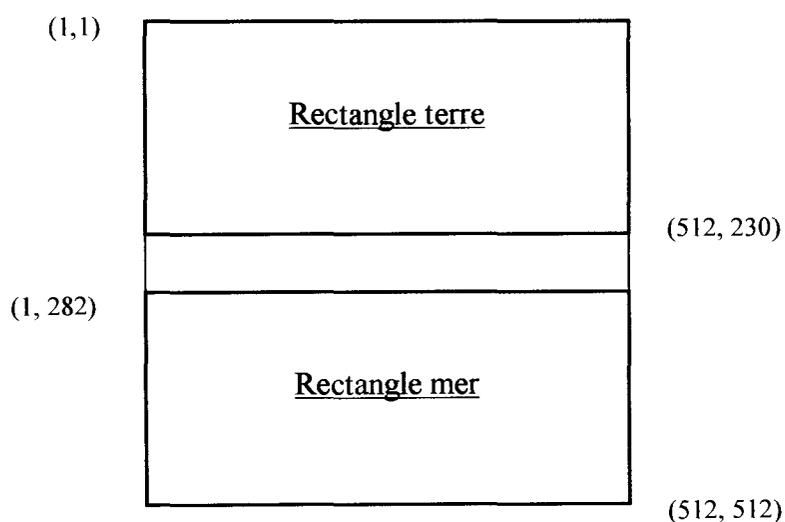


Figure 3-3 : Schéma du découpage de l'image radar lors du traitement des données.

Une zone rectangulaire, large d'environ 50km, n'est pas considérée lors du traitement des données ; son exclusion est faite pour éviter la prise en compte des propagations anormales qui auraient éventuellement pu survenir lors de l'acquisition des données. Un traitement par événement a été fait.

a) – Calcul de la distribution de probabilité du facteur de réflectivité Z

L'intervalle de variation du facteur de réflectivité Z a été fixé de 0 à 60dBZ. Pour chaque image, le nombre de pixels correspondant à une valeur de réflectivité Z est déterminé. Ensuite, on réalise un cumul d'occurrences de Z pour l'ensemble des images d'un même événement.

b) – Calcul du facteur de proportionnalité $S(\tau)$ entre l'intensité de pluie moyenne et l'aire fractionnelle occupée par la pluie.

Tout d'abord, une aire d'observation A_0 est délimitée. Ensuite, l'intensité moyenne des précipitations sur l'aire d'observation est calculée à l'aide de la relation 3-1. Pour chaque seuil d'intensité de précipitation τ , l'aire des échos pour laquelle l'intensité R est supérieure à τ est déterminée, soit $A(\tau)$. On calcule l'aire fractionnelle, rapport de $A(\tau)$ à A_0 .

c) – Calcul de la distribution de taille des cellules de pluie.

Pour plusieurs seuils d'intensité de précipitation τ , la distribution de taille des cellules de pluie est effectuée. A l'aide d'un programme de contour, le nombre total de cellules est déterminé pour chaque seuil τ . Par la suite, le nombre de cellules se trouvant dans chaque classe de diamètre D est déterminé. Le diamètre équivalent des cellules est obtenu en prenant le diamètre d'un cercle ayant la même surface que la cellule considérée.

CHAPITRE 4

L'EFFET DE LA CIRCULATION CÔTIÈRE SUR LE CHAMP DE PRÉCIPITATION

Nous présentons ici un cas remarquable illustrant l'influence considérable de la circulation côtière sur la distribution du champ de précipitation et sur son organisation au cours du cycle diurne.

4 – 1 Le champ de précipitation

L'observation commence à 10^h29 le 02 juillet 1995 et se poursuit jusqu'au 03 juillet 1995 à 01^h56. L'observation de la figure 4-1-a montre trois échos ainsi que de petites cellules situées à 40km de la côte. Une heure plus tard, à 11^h30 (figure 4-1-b), le radar enregistre la présence d'un développement convectif sous forme de ligne, à 10km et parallèlement à la côte. Cette ligne apparaît bien distincte sur environ 70km. A l'est de cette ligne de convection côtière, à environ 10km à l'ouest de la lagune Aby, on observe des cellules individuelles, qui se développent pour donner naissance à une structure perpendiculaire à la côte. C'est en fait une deuxième ligne de convection qui résulte d'une brise de lagune à partir de la lagune Aby.

A 12^h30 (figure 4-1-c), la situation est caractérisée par la présence de deux lignes de convection perpendiculaires entre elles. Elles présentent des extensions différentes, qui sont respectivement de 140km et 40km.

Sur le front de brise de mer, l'activité orageuse liée à la convection devient intense et la ligne de convection s'élargit. A l'est, le front de brise est repoussé plus à l'intérieur des terres et se trouve entre 40 et 50km, tandis qu'à l'ouest la ligne de convection s'épaissit sans que l'on n'observe de déplacement. La deuxième ligne de convection est maintenant localisée entre 30 et 40km à l'ouest de la lagune Aby et se désorganise sous l'influence plus forte de la

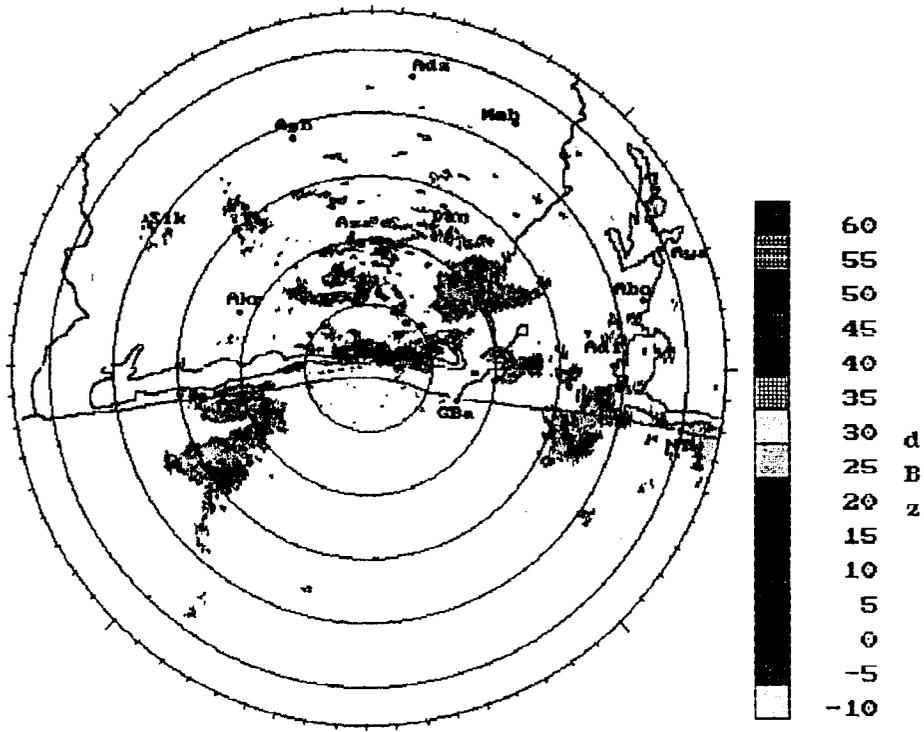


Figure 4-1-a : 10^h29

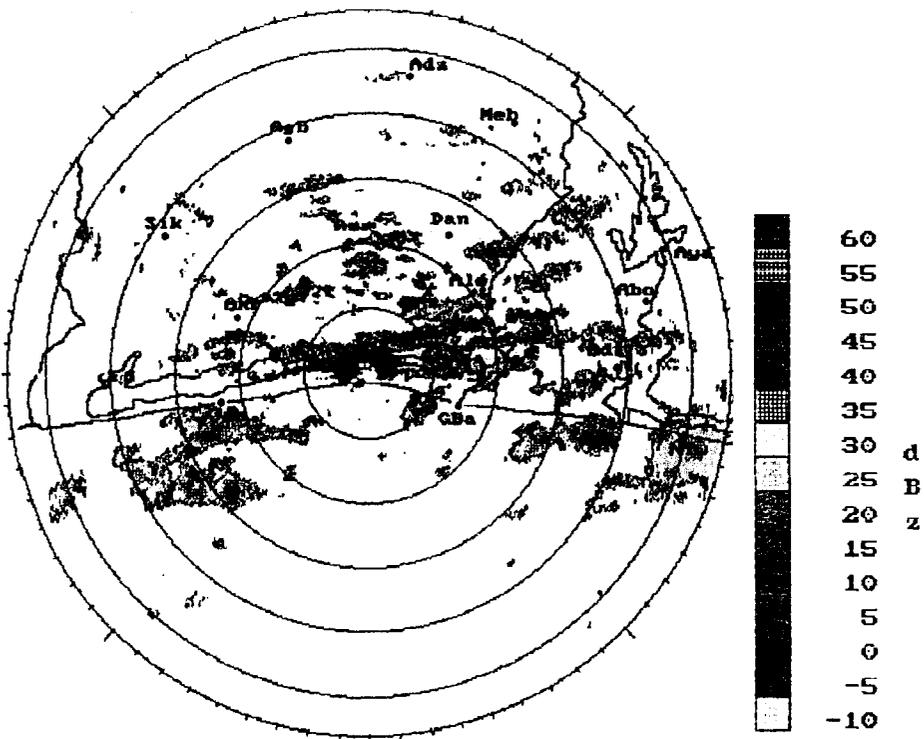


Figure 4-1-b : 11^h29

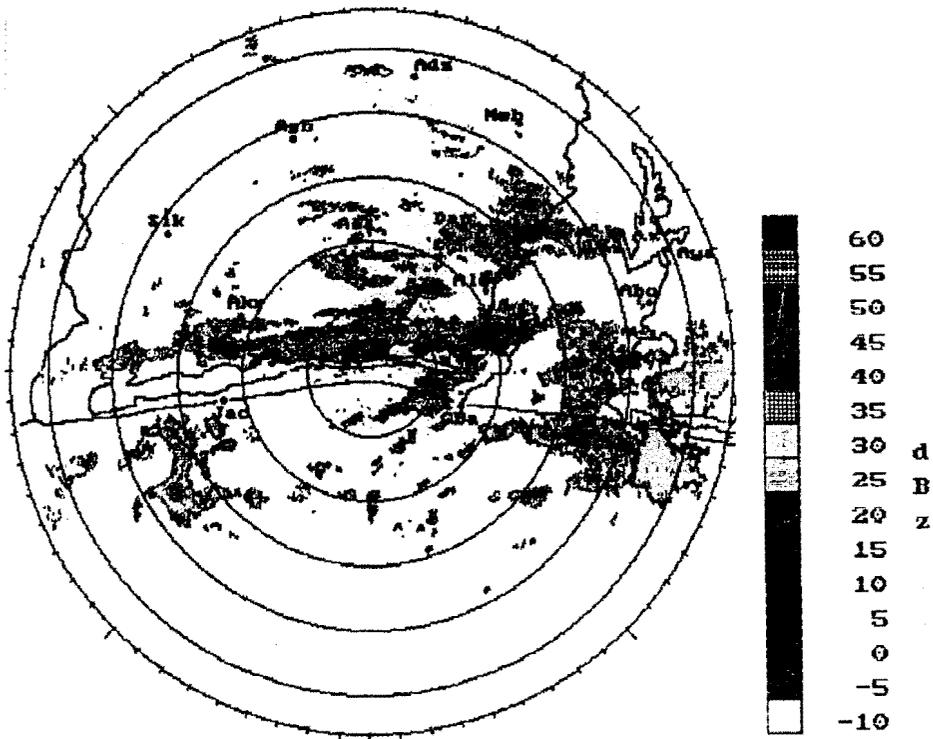


Figure 4-1-c : 12^h31

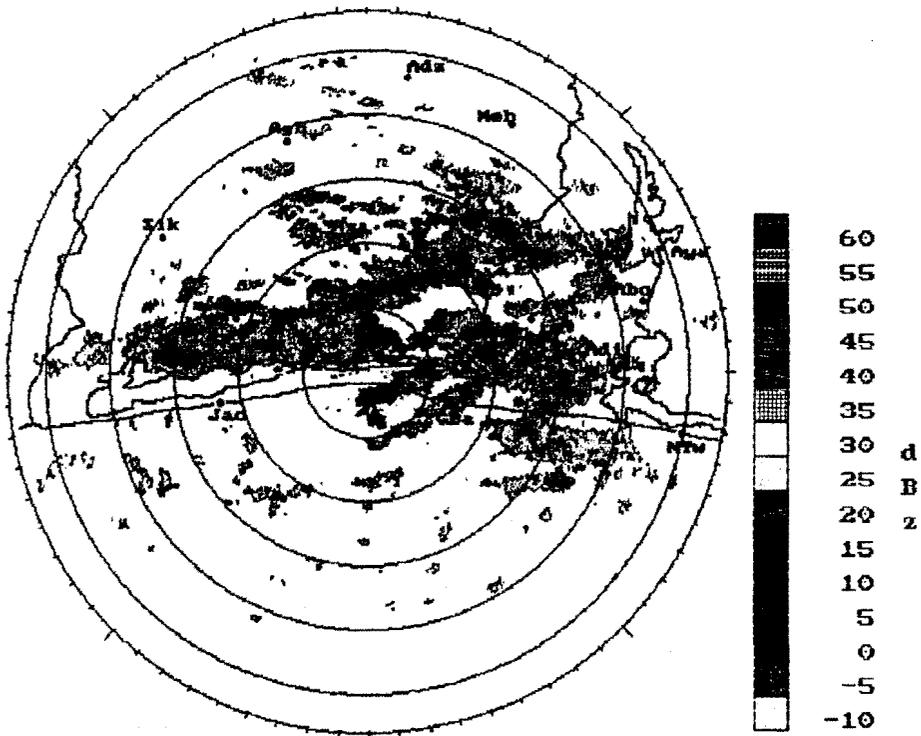
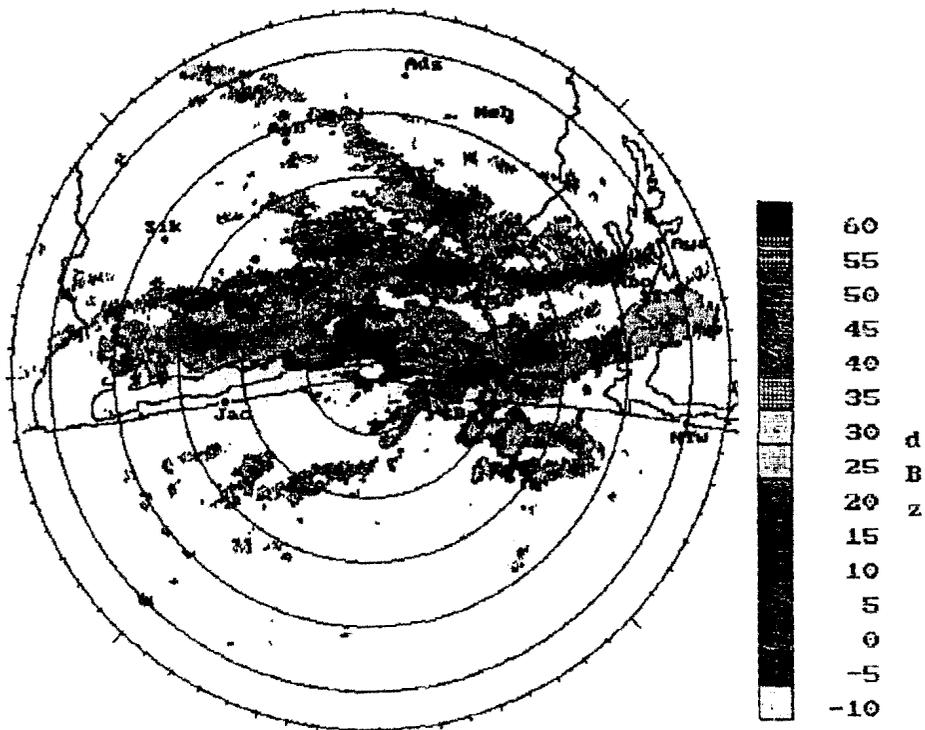
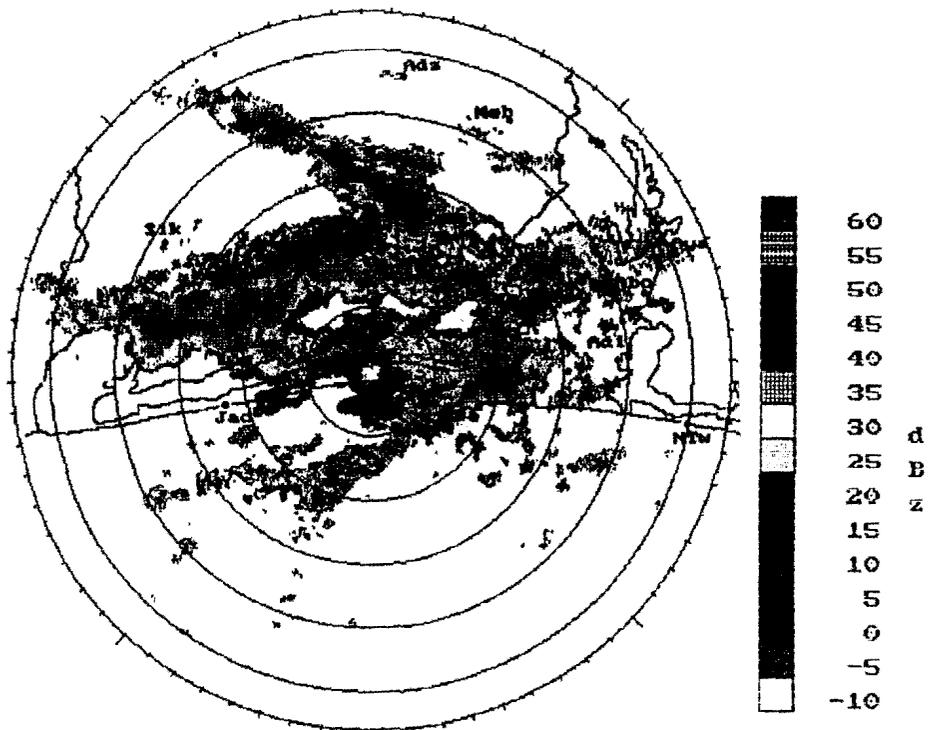


Figure 4-1-d : 13^h29

Figure 4-1-e : 14^h27Figure 4-1-f : 15^h30

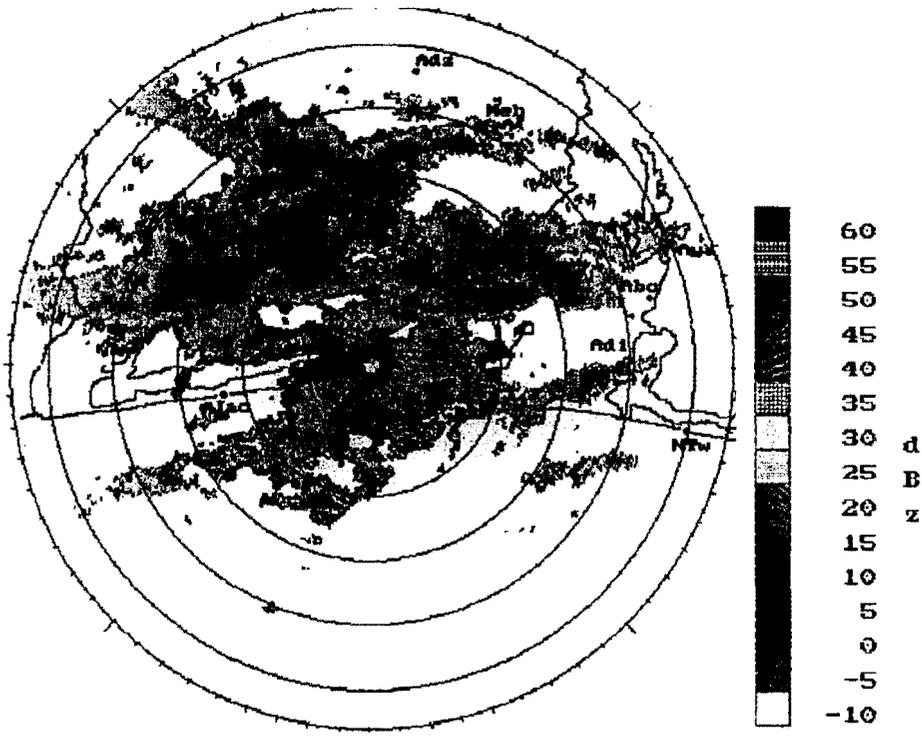


Figure 4-1-g : 16^h31

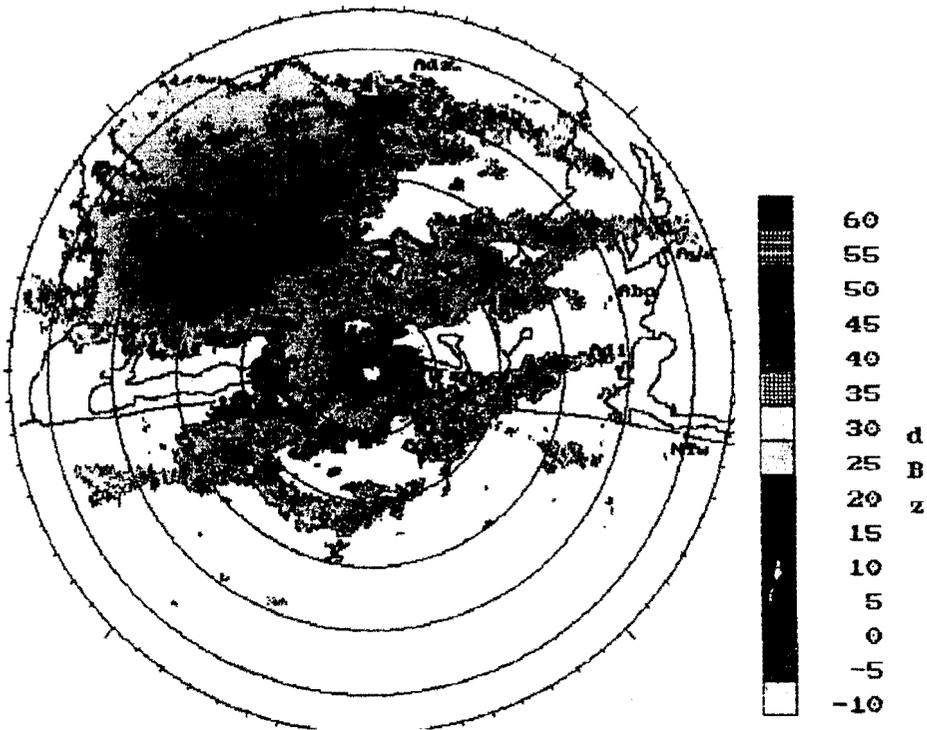


Figure 4-1-h : 17^h30

brise de mer ; l'arrangement perpendiculaire à la côte commence à disparaître pour faire place à un étalement parallèle à la côte ; (figure 4-1-d).

Une heure après, soit à 14^h27, la ligne de convection initiée par la lagune s'étale parallèlement à la côte et présente une réflectivité plus forte (50-55dBZ). Elle commence à s'insérer dans le système de brise de mer bien que le front de brise de mer initial soit encore bien distinct. Ce front a maintenant une extension est-ouest de 180km avec la partie ouest qui est toujours immobile, la partie centrale qui se situe à 40km de la côte et la partie est qui est bloquée dans son déplacement à 30km à cause d'un effet d'écran dû à la ligne de convection lagunaire (figure 4-1-d).

Sur la figure 4-1-e, à l'est, les parties convectives de brise de mer et de lagune fusionnent et on observe l'apparition d'un écho sur la mer entre 20 et 40km. La persistance de la couverture nuageuse associée à l'activité convective semble avoir causé une atténuation du réchauffement diurne sur le continent, inhibant ainsi la thermoconvection, principal moteur de la brise de mer. Il se produirait alors un affaiblissement de la brise de mer, suivi d'une inversion de la circulation côtière, ce qui expliquerait la présence d'une convection sur la mer.

A partir de 16^h30 (figure 4-1-f), les ascendances associées au front de brise de mer, en favorisant la convection, ont cependant créé une forte instabilité de la masse d'air. La brise de mer se trouve alors défavorisée, car les mouvements verticaux l'emportent sur les mouvements horizontaux qui permettent l'advection de l'air marin vers l'intérieur ; la ligne de convection a fait place à un énorme écho qui se déplace plus à l'intérieur des terres et dont la taille et l'intensité continuent à augmenter.

Vers 17^h30, les échos continuent d'apparaître sur la mer. Sur la terre, le développement convectif de l'écho se poursuit ; (figure 4-1-g). A environ 40km au nord, on observe une séparation en deux parties et une heure après, la partie Est est dissipée (figure 4-1-h) tandis que la deuxième partie continue son déplacement vers le nord-ouest pour disparaître à 21^h30 (figures 4-1-i à 4-1-k).

La circulation côtière qui s'est inversée depuis 17^h30 pour faire place à une circulation de type brise de terre, s'intensifie ; sur la mer, les échos se développent pour donner une ligne

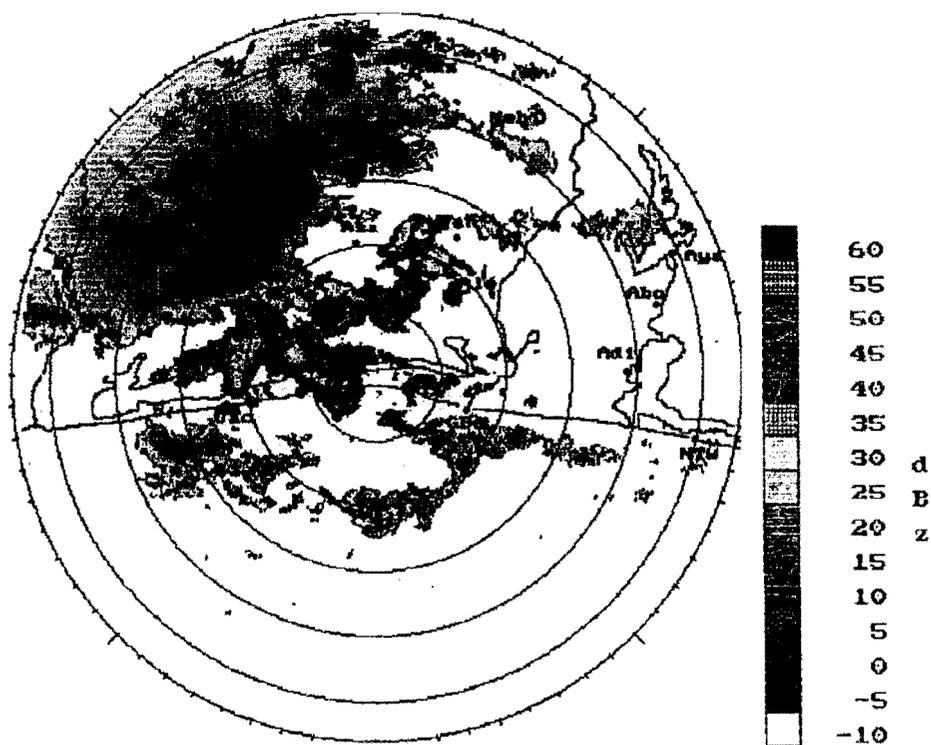


Figure 4-1-i : 18^h29

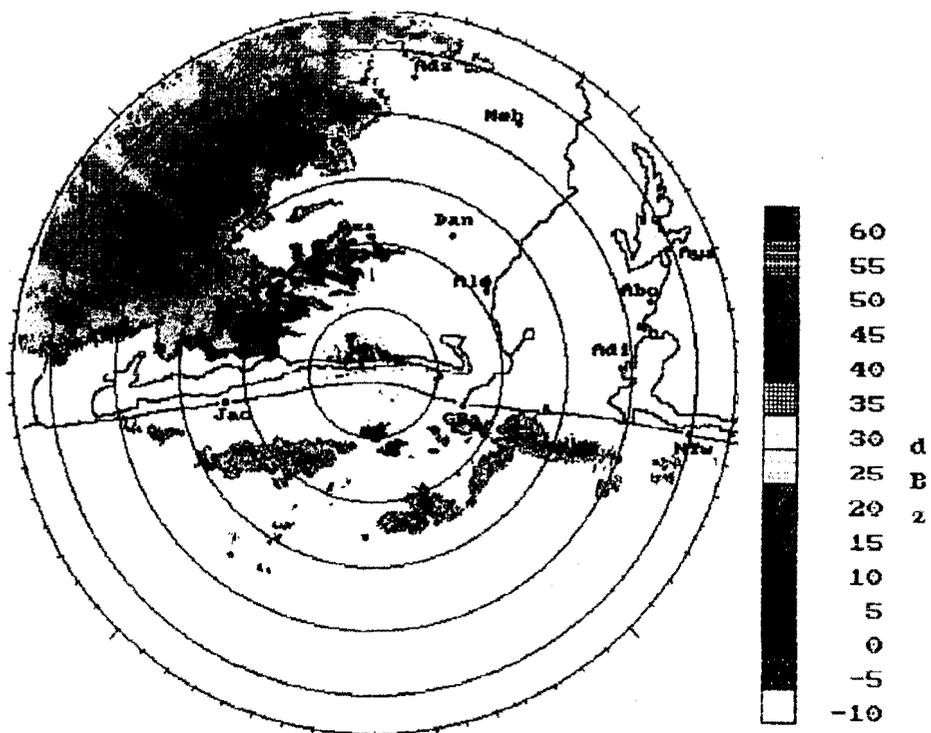
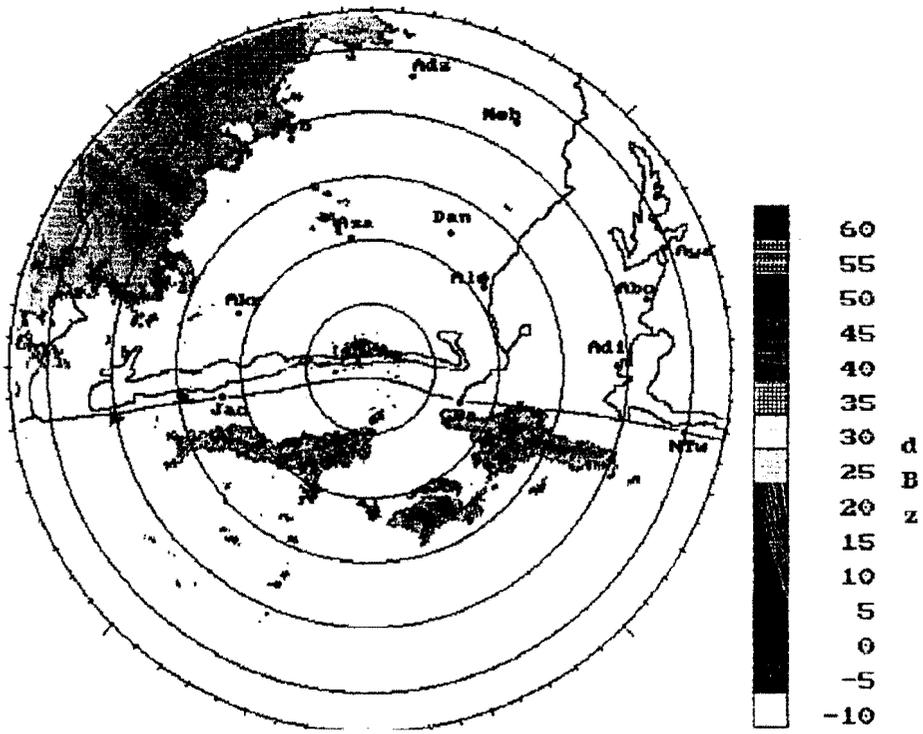
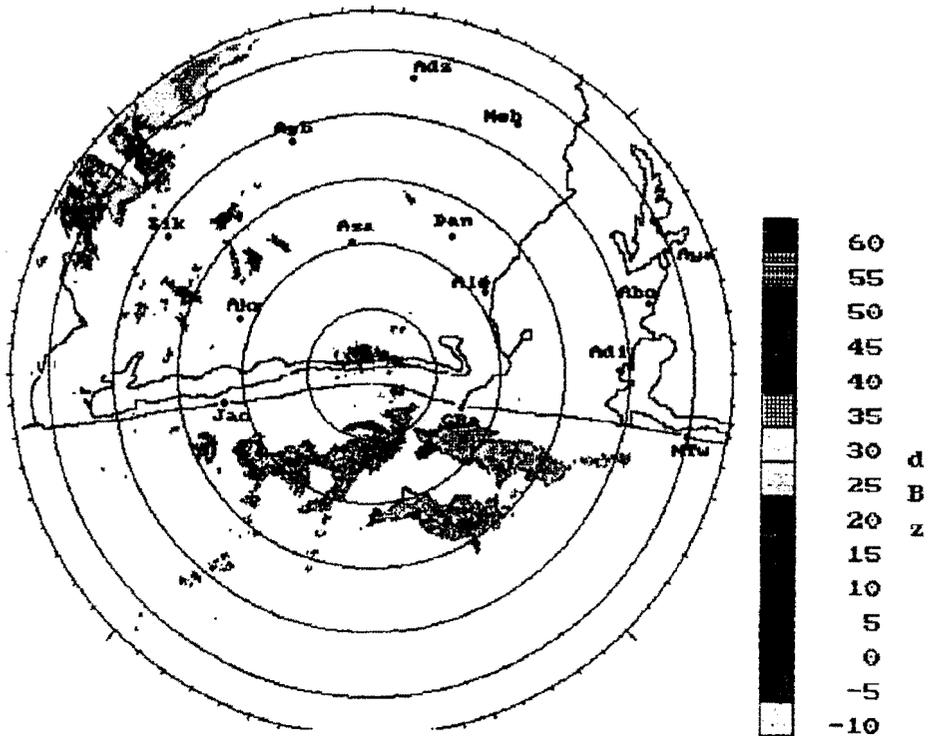


Figure 4-1-j : 19^h26

Figure 4-1-k : 20^h32Figure 4-1-l : 21^h30

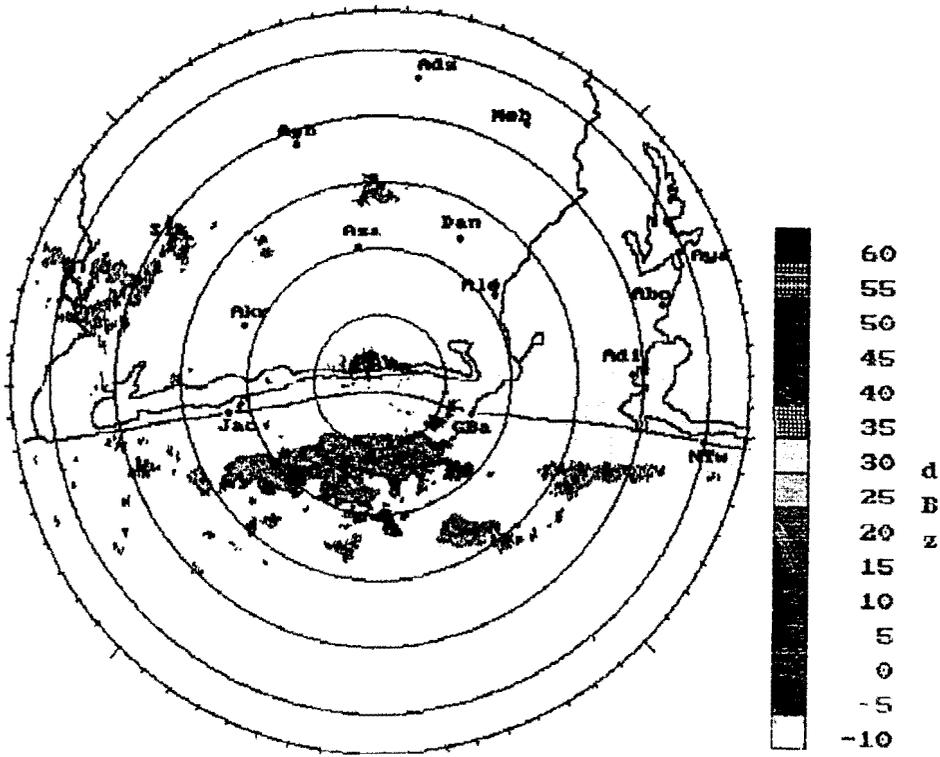


Figure 4-1-m : 22^h31

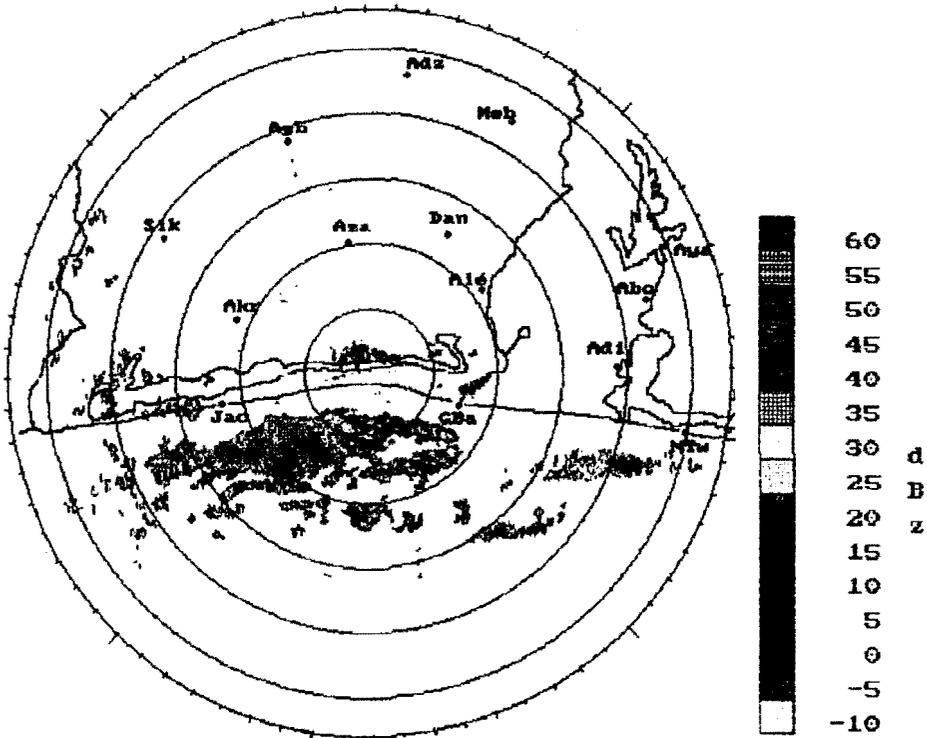


Figure 4-1-n : 23^h34

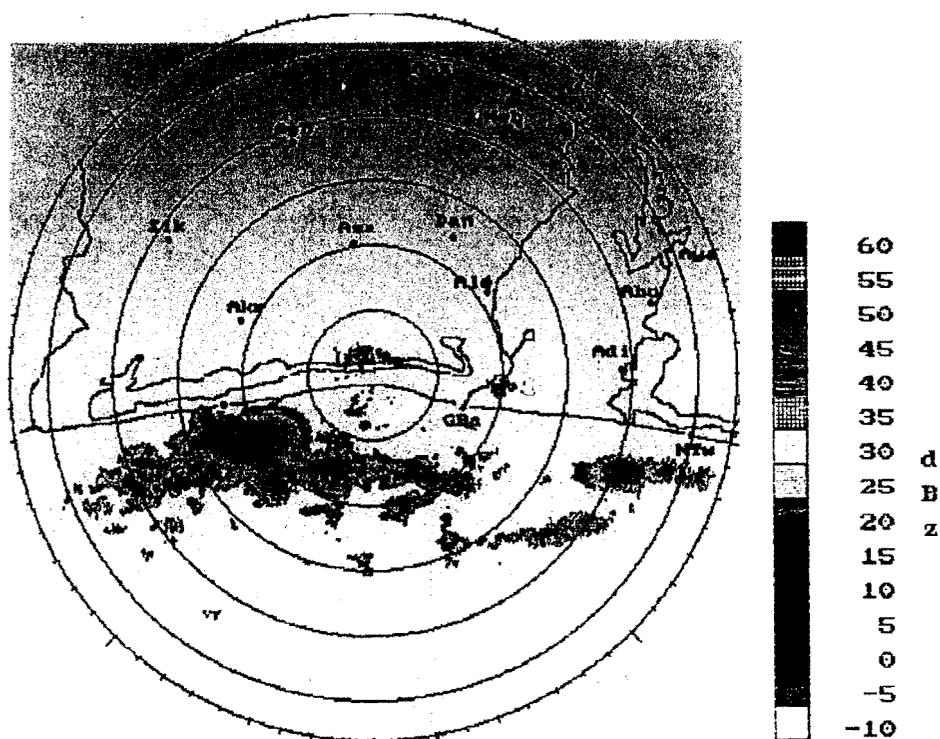
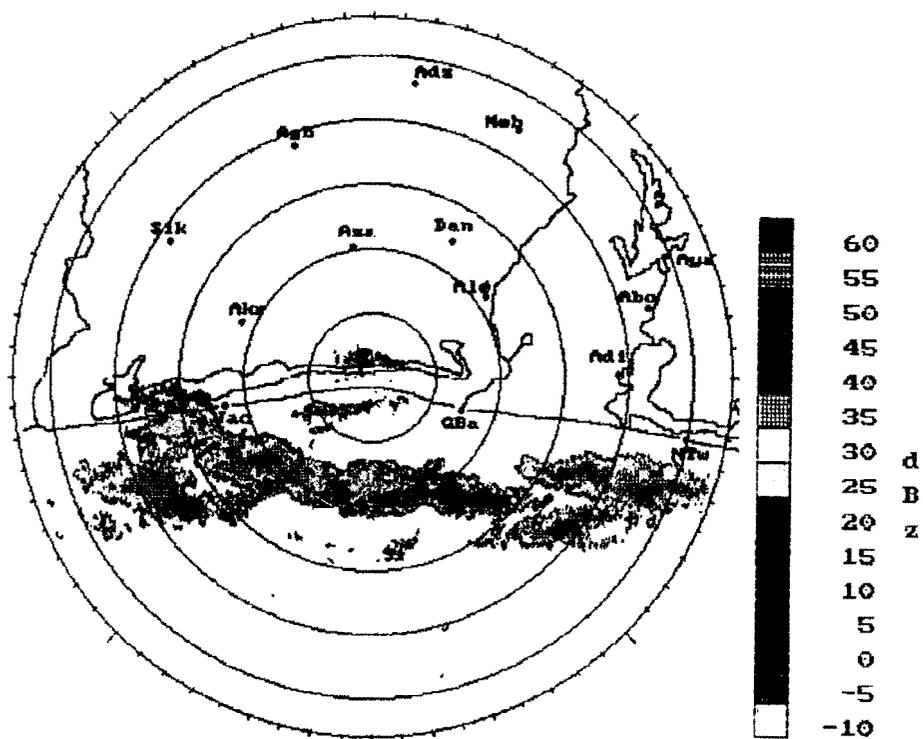
Figure 4-1-o : 00^h36Figure 4-1-p : 01^h56

Figure 4-1 : Evolution du champ de précipitation occasionné par la circulation côtière, le 02-07-95.

de convection longue d'environ 200km le 03 juillet à 01^h56 ; figures 4-1-1 à 4-1-p.

Pour illustrer la forte intensité de convection de cette circulation côtière nous donnons, à titre comparatif, les hauteurs de pluie recueillies sur trois stations le 02 juillet et le 04 juillet 1995 lors du passage d'une ligne de grains : Alépé : 42,9mm et 17,9mm ; Adzopé : 64mm et 74,5mm ; Abgville : 65,2mm et 70,2mm.

4 – 2 Le champ de température de l'océan

Dans la zone côtière étudiée, l'influence de la mer à travers la circulation côtière est omniprésente et permanente. Celle qui est décrite ci-dessus est remarquable par son ampleur et son extension. Pour tenter d'expliquer cette ampleur exceptionnelle, nous avons fait appel aux cartes d'analyse de la température de surface de la mer établies à partir des mesures faites par le satellite Météosat, ainsi qu'aux cartes d'anomalies de températures de surface marine, (MAREC, 1995 ; LAHUEC et GUILLOT, 1994).

Nous présentons d'abord (figures 4-2), la carte des températures et des anomalies dans l'Atlantique tropical pendant une période que l'on peut qualifier de normale. On observe sur la figure 4-2-a une température de 29°C dans le Golfe de Guinée avec un faible gradient de température, qui est de 1°C pour environ 1000km. La carte des anomalies, figure 4-2-b, présente une situation exempte d'anomalie thermique.

Les figures 4-3 montrent la situation qui prévalait pendant la première quinzaine de juillet 1995. Au large de la Côte d'Ivoire, la température de surface de la mer était d'environ 26,5°C. Cette température est de 2,5° inférieure à la température maximale habituellement mesurée dans cette région. On observe sur la figure 4-3-a, un resserrement des isothermes avec un gradient de température très accentué (environ 1°C pour 100km). L'analyse de la carte des anomalies montre, pour la même période, une vaste zone d'anomalie négative, de l'ordre de 1,5°C, dans le Golfe de Guinée (figure 4-3-b). Cette quinzaine apparaît donc plus froide que la moyenne saisonnière mesurée dans cette région.

Sur les bordures océaniques à upwelling, le gradient thermique est considérablement renforcé, entre l'intérieur et les eaux côtières affectées par les remontées d'eaux froides.

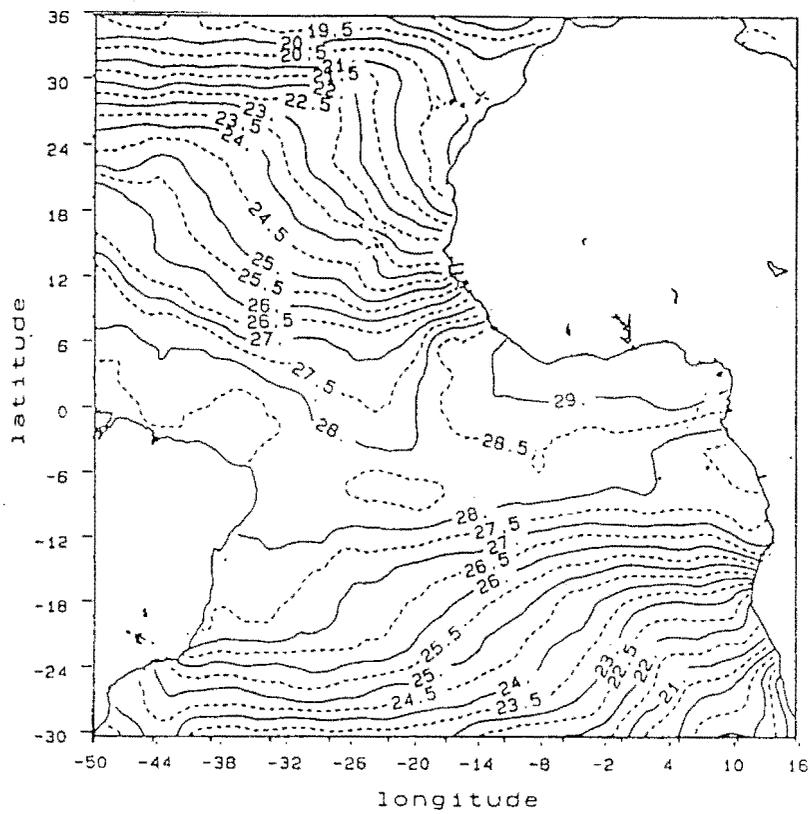


Figure 4-2-a : Températures de Surface Marine Météosat, 1 - 15 Mai 1995

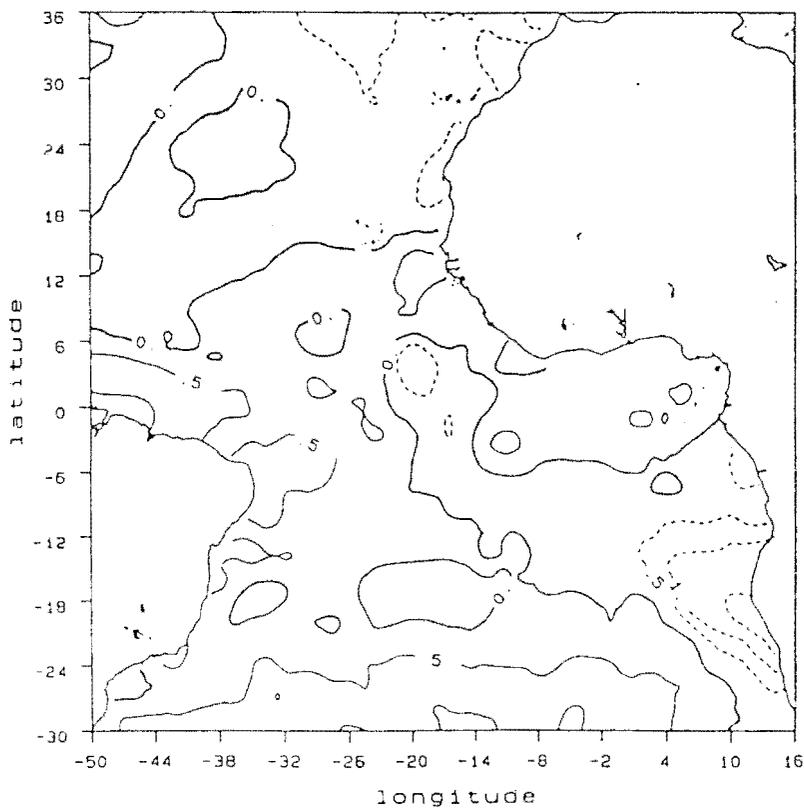


Figure 4-2-b : Anomalies de surface marine Météosat, 1 - 15 Mai 1995

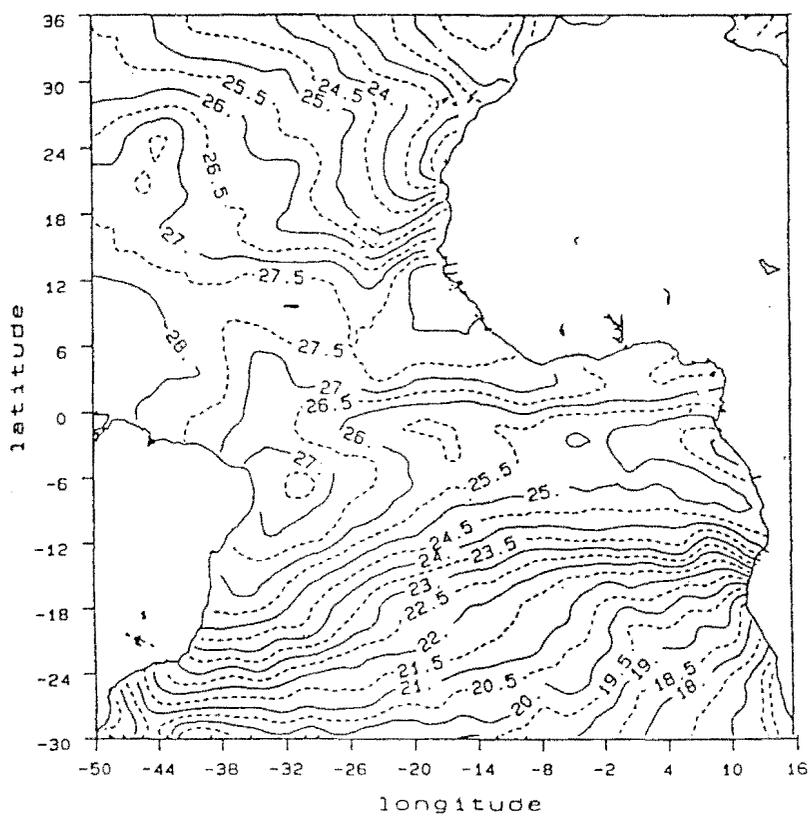


Figure 4-3-a : Températures de Surface Marine Météosat, 1 - 15 Juillet 1995

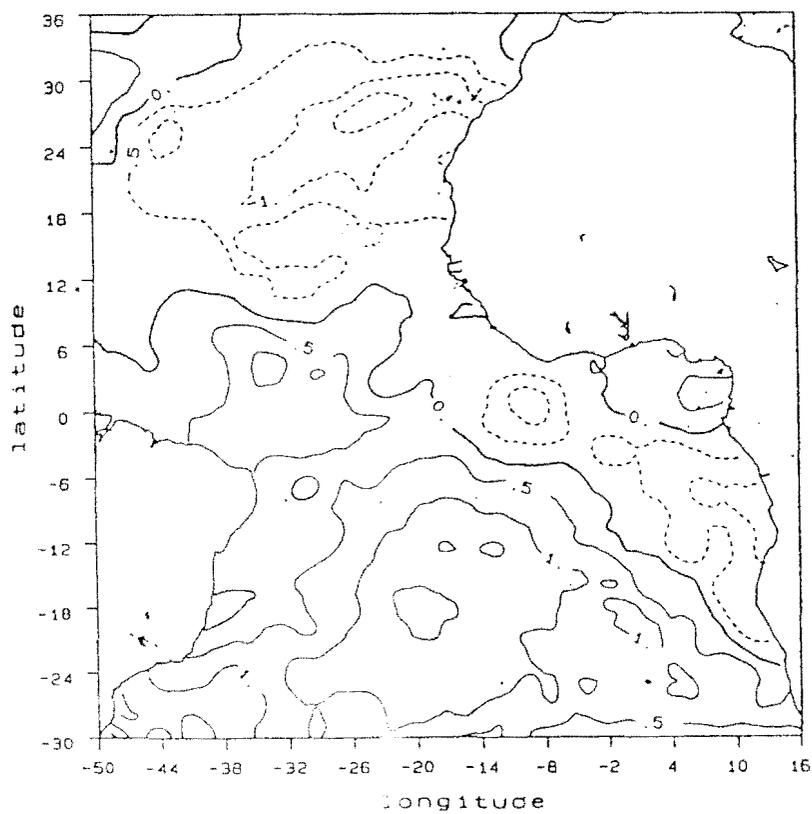


Figure 4-3-b : Anomalies de surface marine Météosat, 1 - 15 Juillet 1995

L'anomalie thermique marine de 1,5°C observée pendant la première quinzaine de juillet 1995, constituerait un déséquilibre thermique important entre la terre et la mer, et serait donc le moteur qui aurait induit cette circulation côtière d'une grande ampleur.

4 – 3 Conclusion

La circulation côtière que nous venons de décrire constitue un phénomène météorologique fréquent ayant un grand intérêt. En effet, cette situation météorologique présente deux lignes de convection côtières d'origines différentes (brise de mer et brise de lagune) ayant une disposition orthogonale, qui sans entrer en compétition ont réalisé un couplage. Ensuite, cette circulation côtière, par son importance (extension et intensité de la ligne de convection) et son développement ultérieur se distingue des circulations côtières qui ont été décrites dans la littérature. Enfin, la situation météorologique dans son ensemble se composait d'une double circulation côtière car, sur la fin, la brise de terre a fait suite à la brise de mer.

CHAPITRE 5

ETUDE DES DISTRIBUTIONS DE PROBABILITE DE L'INTENSITE DE PRECIPITATION SUR TERRE ET SUR MER

Pour tenter de mettre en évidence une éventuelle différence entre les champs de précipitation sur terre et sur mer, nous allons d'abord considérer la distribution de probabilité de l'intensité de précipitation.

5 - 1 La fonction de densité de probabilité (fdp) de R

L'orage ordinaire est formé d'un ensemble de cellules « individuelles », dont les durées de vie sont beaucoup plus courtes que celle de l'orage. A un instant donné, les cellules orageuses se trouvent chacune dans un état différent de développement, et elles évoluent de manière non synchrone les unes par rapport aux autres. Par conséquent, la distribution instantanée de l'intensité R est formée de valeurs correspondant à tous les états d'une cellule convective pendant sa durée de vie. Si cette distribution est déterminée à partir de l'échantillonnage d'une épreuve unique avec une résolution infinitésimale, elle sera identique à celle obtenue en un point (x , y) en échantillonnant un très grand nombre d'épreuves. On peut donc considérer que le champ de R est ergodique (ATLAS et al., 1990).

La fonction de densité de probabilité (fdp) de R, soit P(R), est définie comme la probabilité d'observer, dans une aire donnée, une intensité de précipitation comprise entre R et $R + dR$. Elle peut être obtenue en utilisant sur une longue période les mesures d'un pluviomètre ayant un temps d'intégration court. Par exemple, en mesurant au sol la distribution granulométrique des gouttes de pluie à l'aide de disdromètres, on peut obtenir l'intensité de la pluie et, avec une série de données suffisamment longue, déterminer P(R).

La nature des systèmes nuageux étant soumise à l'influence de certains facteurs tels que la latitude, la topographie, le réchauffement différencié de la surface et l'alimentation en vapeur d'eau, la distribution de l'intensité de précipitation R dépend de ces facteurs et par

conséquent, P(R) a un comportement climatologique et est donc caractéristique d'une région donnée. Il a été montré que les FDP de R sont convenablement décrites par des distributions log-normales (ATLAS et al., 1990 ; SAUVAGEOT, 1994 ; RAMOS-BUARQUE, 1995).

On dit qu'une variable aléatoire X suit une distribution log-normale lorsque la variable transformée $Y = \ln X$ suit une distribution normale. La distribution log-normale s'écrit :

$$P(X) = \frac{1}{X\sigma_Y\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{Y-\mu_Y}{\sigma_Y}\right)^2\right] \quad (5-1)$$

Elle dépend des paramètres μ_Y et σ_Y^2 qui sont la moyenne et la variance du logarithme népérien de X ($\ln X$) ; on a entre ces paramètres et μ_X et σ_X^2 , la moyenne et la variance de X, les relations :

$$\mu_Y = \ln \mu_X - \frac{1}{2} \ln\left(1 + \frac{\sigma_X^2}{\mu_X^2}\right) \quad (5-2)$$

$$\sigma_Y^2 = \ln\left(1 + \frac{\sigma_X^2}{\mu_X^2}\right)$$

et réciproquement :

$$\mu_X = \exp\left(\mu_Y + \frac{\sigma_Y^2}{2}\right) \quad (5-3)$$

$$\sigma_X^2 = \left[\exp(2\mu_Y + \sigma_Y^2)\right](\exp \sigma_Y^2 - 1)$$

La figure 5-1 (a à c) présente la fdp déterminée à Abidjan à partir d'une longue série de mesures de pluie faites avec un disdromètre installé à l'université de Cocody. Ces mesures ont été faites entre le début de 1986 et la fin de 1988. La série comprend 25 758 mesures au pas de temps de 1 minute soit 429 heures et 30 minutes de pluie.

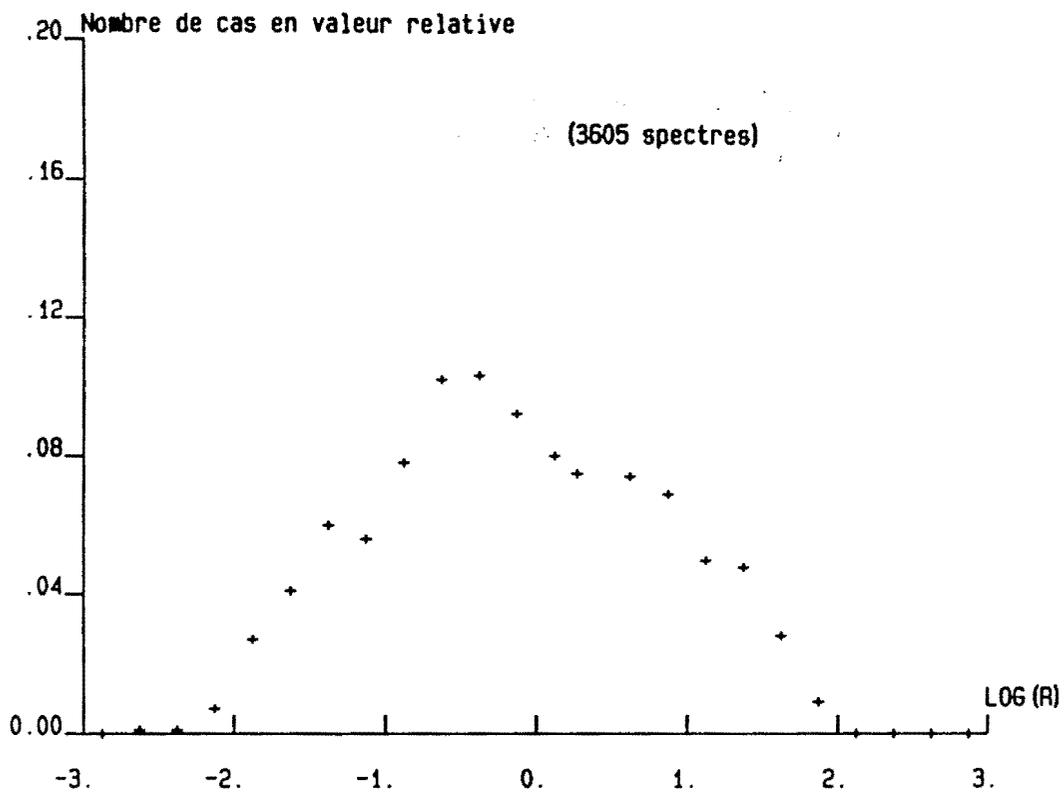


Figure 5-1-a : P(R) pour le site d'Abidjan - 1986

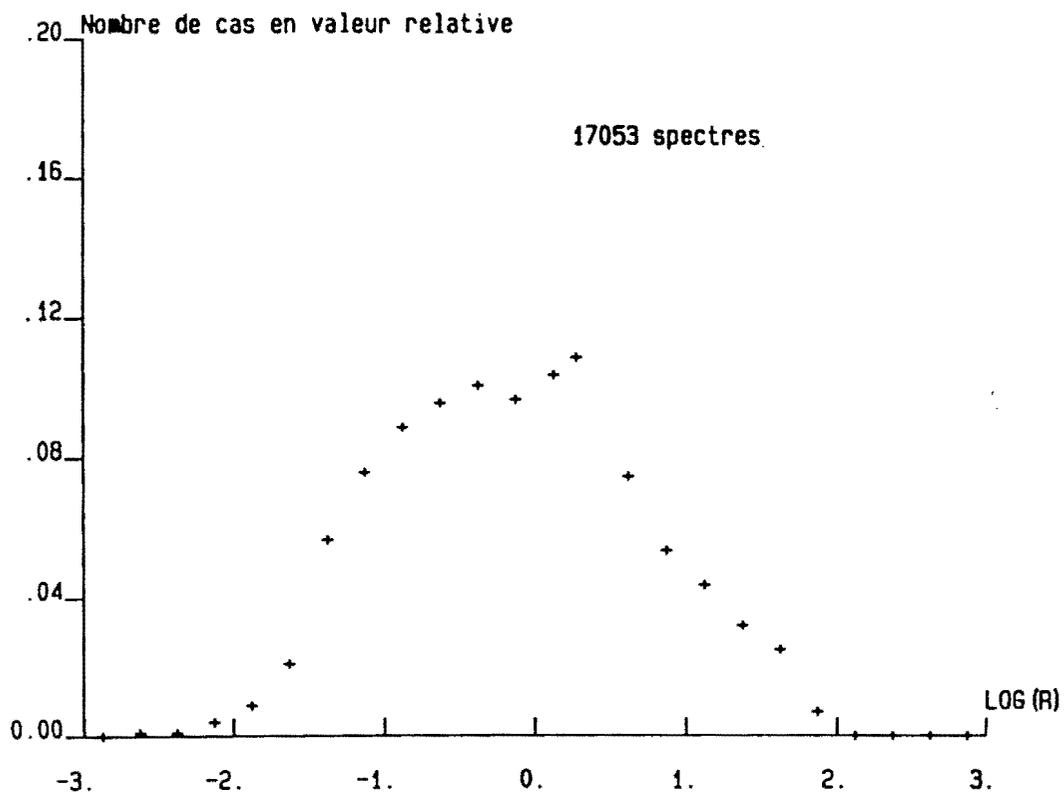


Figure 5-1-b : P(R) pour le site d'Abidjan - 1987

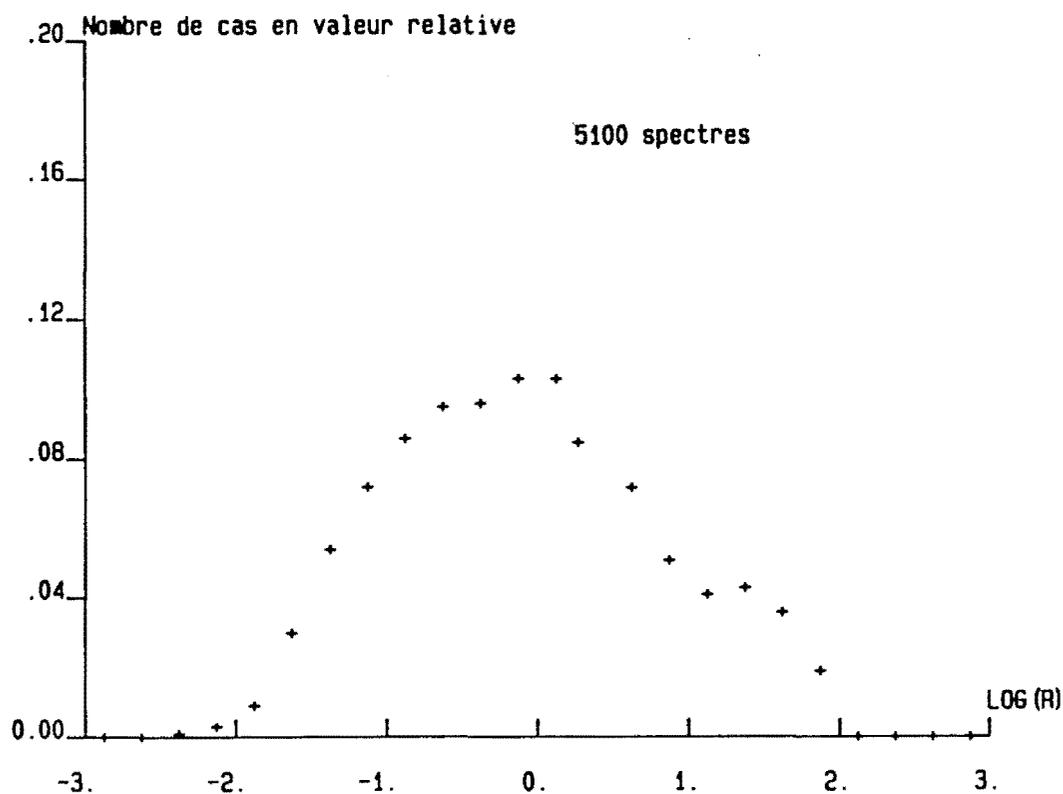


Figure 5-1-c : P(R) pour le site d'Abidjan – 1988

Figure 5-1 : Distribution de probabilité de l'intensité de précipitation R à Abidjan déterminée à partir d'une longue série de mesures réalisées avec un disdromètre. La série de mesures comprend 25 758 valeurs obtenues entre le début de 1986 et la fin de 1988. (D'après SAUVAGEOT, 1994)

Pour apprécier la log-normalité des distributions obtenues, on utilise deux paramètres de forme qui mesurent l'écart des courbes expérimentales par rapport à une forme parfaitement normale. Les paramètres sont les coefficients de FISCHER γ_1 et γ_2 décrivant respectivement l'obliquité (ou skewness) et l'aplatissement (ou kurtosis), à savoir :

$$\gamma_1 = \frac{\mu_3}{\mu_2^2} \quad (5-4)$$

$$\gamma_2 = \left(\frac{\mu_4}{\mu_2^2} \right) - 3$$

où μ_n est le moment d'ordre n de la distribution et est égal à :

$$\mu_n = \int_0^{\infty} X^n P(X) dX \quad (5-5)$$

Pour parvenir à obtenir une fdp représentative d'un site donné, il est évident qu'un grand nombre de mesures statistiquement indépendantes, doit être réalisé. Ce nombre a été empiriquement fixé à environ 3000 mesures indépendantes (ATLAS et al., 1990 ; ROSENFELD et al., 1990 ; SAUVAGEOT, 1994). SAUVAGEOT (1994), montre en outre que P(R) n'est pas modifié si le temps d'intégration de la mesure est augmenté de 1 minute à 5 minutes.

Les coefficients et paramètres obtenus pour l'échantillon d'Abidjan, regroupés en trois sous-échantillons annuels sont indiqués dans le tableau 5-1.

	γ_1	γ_2	m_R (mm/h)	σ_R^2 (mm/h) ²	m_Y	σ_Y^2
1986	0,04	-0,73	4,81	108	0,70	1,74
1987	0,10	-0,51	4,11	90	0,49	1,85
1988	0,17	-0,60	5,72	179	0,81	1,87

Tableau 5-1 : Tableau des paramètres de la distribution log-normale de R déterminée à Abidjan. (D'après SAUVAGEOT, 1994)

m_R et σ_R^2 représentent respectivement la moyenne et la variance de l'intensité de précipitation R ;

m_Y et σ_Y^2 représentent respectivement la moyenne et la variance des variables transformées.

On observe une variabilité de l'intensité moyenne d'un échantillon à l'autre ; pour l'ensemble des échantillons, l'intensité moyenne établie est de l'ordre de 5,1mm/h. Les coefficients de FISCHER γ_1 et γ_2 sont faibles et inférieurs à 1, traduisant de ce fait une forme de la distribution proche d'une courbe normale parfaite. A Abidjan, $P(R)$ est bien log-normale.

5 – 2 La fonction de densité de probabilité (fdp) de Z

Il est bien connu et démontré expérimentalement (MARSHALL et PALMER, 1948 ; ULBRICH et ATLAS, 1978 parmi d'autres, à partir de mesures simultanées de R et Z ou de mesures de $N(D)$ (distribution granulométrique des précipitations), que Z et R sont reliés par une équation de la forme :

$$Z = aR^b \quad (5-6)$$

avec Z en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ et R en $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$.

a et b sont des coefficients qui dépendent de la nature et de la distribution granulométrique des précipitations observées. On sait par ailleurs que, si deux variables aléatoires sont liées par une fonction puissance, la transformation de l'une de ces variables en l'autre, produit des densités de probabilité égales. Donc entre Z et R , le facteur de réflectivité radar des précipitations et l'intensité de précipitation, on peut écrire :

$$P(R)dR = P(Z)dZ \quad (5-7)$$

Si $P(R)$ est log-normale, $P(Z)$ est aussi log-normale.

On peut conclure de ce qui précède que la distribution de probabilité de Z doit être log-normale et qu'elle est le reflet de la distribution de R . Etudier les différences de $P(Z)$ sur terre et sur mer, présente donc le même intérêt que d'étudier les distributions de R .

Nous avons déterminé les distributions de Z , c'est-à-dire $P(Z)$, à partir des fréquences du facteur de réflectivité qui ont été calculées. Pour chaque événement, les distributions terre et mer sont présentées sur un même graphique pour permettre une comparaison (figures 5-2).

Ces distributions présentent toutes une allure similaire de forme log-normale. On observe cependant une certaine dispersion des caractéristiques des distributions terre et mer sur plusieurs aspects.

Les modes des distributions terre et mer sont parfois décalés l'un par rapport à l'autre et ne coïncident pas toujours, bien qu'ils soient tous compris dans l'intervalle allant de 25 à 35dBZ. Les distributions ne sont pas toujours unimodales, car on observe souvent des modes secondaires.

L'intervalle des réflectivités est légèrement plus grand sur la terre que sur la mer ; il est respectivement [13 – 60dBZ] et [15 – 58dBZ].

Les paramètres moyens de ces distributions, à savoir :

la moyenne
$$\mu_z = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \text{Ln}Z_i$$

et la variance
$$\sigma_z^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\text{Ln}Z_i - \mu_z)^2$$

sont indiqués dans le tableau 5-2.

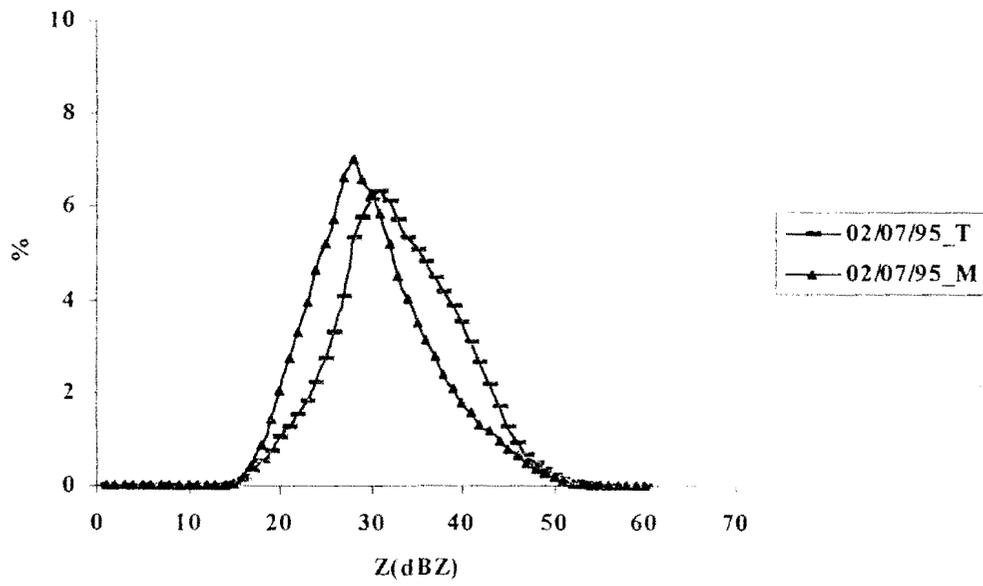


Figure 5-2-a : 02 juillet 1995

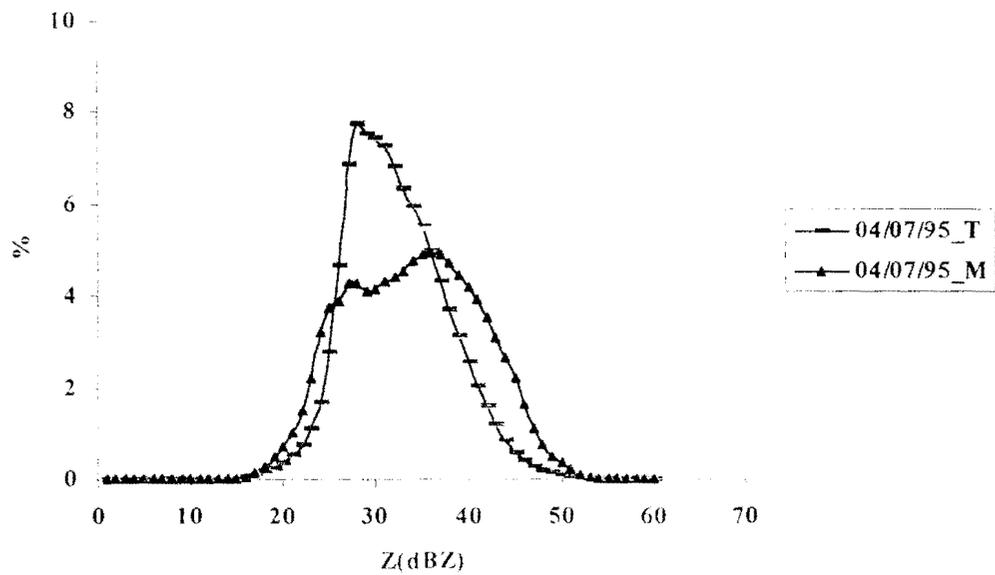


Figure 5-2-b : 04 juillet 1995

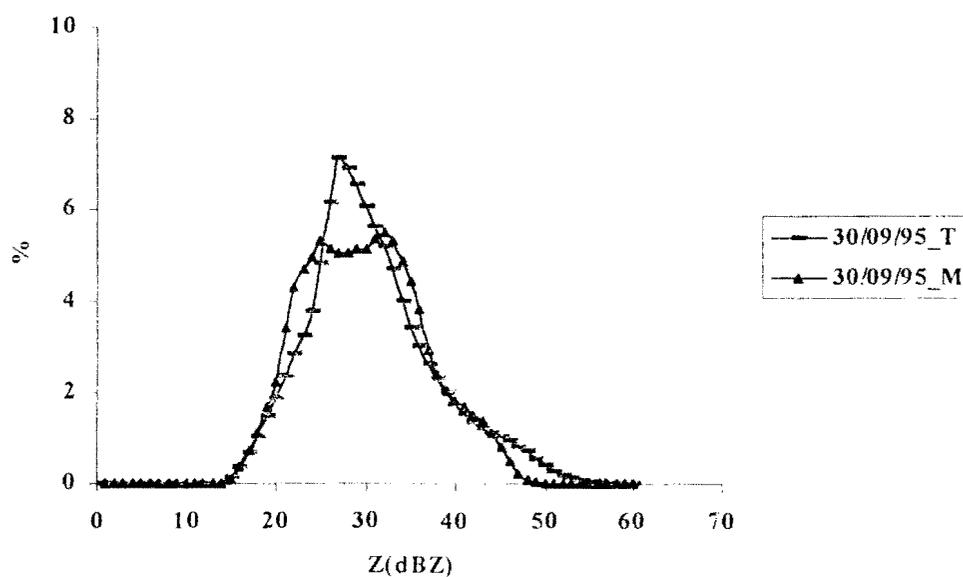


Figure 5-2-c : 30 septembre 1995

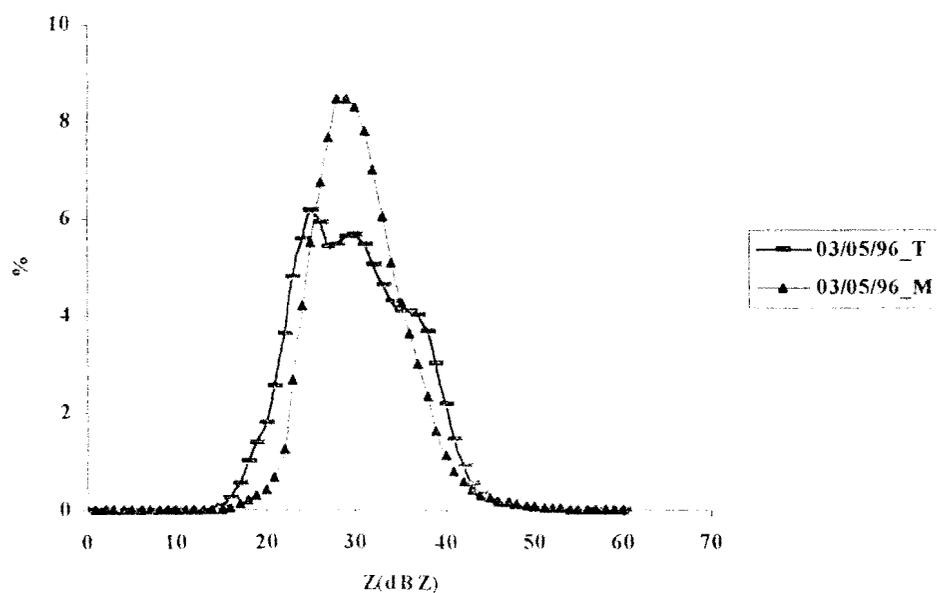


Figure 5-2-d : 03 mai 1996

Figure 5-2 : Fonction Densité de Probabilité de Z pour les quatre événements sélectionnés.

On constate une dispersion des valeurs des paramètres d'un cas à l'autre, de telle sorte qu'aucune conclusion claire entre terre et mer n'apparaît. Pour réduire cette dispersion, nous avons calculé la moyenne pondérée des paramètres pour l'ensemble des quatre échantillons, à savoir :

$$\mu_{Z_p} = \frac{\sum_{i=1}^4 N_i \mu_{Z_i}}{\sum_{i=1}^4 N_i} \quad (5-8)$$

$$\sigma_{Z_p}^2 = \frac{\sum_{i=1}^4 N_i \sigma_{Z_i}^2}{\sum_{i=1}^4 N_i} \quad (5-9)$$

où N_i est le nombre de pixels correspondant à chacun des quatre échantillons.

Les résultats apparaissent dans le tableau 5-3 (page 73). Ils indiquent que la moyenne μ_{Z_p} est légèrement plus élevée sur terre que sur mer, ce qui suggère que la convection est plus intense sur terre que sur mer. Cependant, la différence observée n'est pas suffisante pour conclure.

5 – 3 Ajustement probabiliste des coefficients a et b de la relation Z-R sur terre et sur mer

Pour approfondir la comparaison des distributions de précipitation sur terre et sur mer, il nous a semblé intéressant de calculer les valeurs sur terre et sur mer des coefficients de la relation Z-R. En effet, ces coefficients en raison de leur sensibilité aux caractéristiques physiques des précipitations, constituent un indicateur pertinent d'éventuelles différences.

Pour obtenir les coefficients a et b de la relation Z-R, on peut procéder par une approche probabiliste.

Considérons la fonction de distribution cumulative (fdc), usuellement désignée comme une fonction de distribution ou encore une fonction de répartition, $F(x)$, telle que :

$$F(x) = \int_0^x P(X) dX = P_r(X \leq x) \quad (5-10)$$

où $P(X)$ est la FDP de X

L'approche probabiliste proposée par CALHEIROS et ZAWADSKI (1987) consiste à déterminer des paires de valeurs R_i et Z_i dans la FDC telles que :

$$\int_{R_i}^{\infty} F(R) dR = \int_{Z_i}^{\infty} F(Z) dZ \quad (5-11)$$

On choisit par exemple des valeurs R_i et Z_i telles que les valeurs des fdc correspondantes soient égales à 10%, 20%, ..., 100%. Les paires ajustées R_i - Z_i définissent la relation entre Z et R . Les coefficients a et b sont déterminés à partir de la régression des couples $(\log Z_i, \log R_i)$. La condition de validité est que les fdp de Z et R utilisées dans (5-11) soient représentatives de la saison et de la région considérées.

Il existe cependant une autre forme de cette méthode, plus aisée à mettre en œuvre, et ne nécessitant pas la détermination explicite de $P(R)$ et de $P(Z)$. Nous la présentons ci-dessous.

Lorsque deux variables aléatoires log-normales sont liées par une fonction puissance telle que (5-6), la théorie de la distribution log-normale permet d'écrire entre les paramètres des variables logarithmiques les relations suivantes :

$$\mu_R = \frac{(\mu_Z - \ln a)}{b} \quad (5-12)$$

$$\sigma_R^2 = \frac{\sigma_Z^2}{b^2}$$

avec μ_R et σ_R^2 la moyenne et la variance de $\ln R$

μ_Z et σ_Z^2 la moyenne et la variance de $\ln Z$

Les équations (5-12) peuvent être réécrites sous la forme :

$$\ln a = \mu_Z - b\mu_R \quad (5-13)$$

$$b = \frac{\sigma_Z}{\sigma_R}$$

Les relations (5-13) montrent que si μ_R , σ_R^2 , μ_Z et σ_Z^2 sont connues, les paramètres de la relation (5-6) peuvent être calculés.

SAUVAGEOT (1994) montre qu'entre μ_R et σ_R^2 , la moyenne et la variance de la variable R , il existe une relation qui s'écrit :

$$\sigma_R^2 = 5\mu_R^2 \quad (5-14)$$

avec un coefficient de corrélation de 0,99. En remplaçant (5-14) dans (5-2) on obtient l'équation :

$$\sigma_R^2 = \ln 6 \approx 1,8 \quad (5-15)$$

En utilisant la relation (5-14) ou (5-15), les équations (5-13) s'écrivent simplement :

$$\ln a = \mu_Z - 0,75\mu_R\sigma_Z \quad (5-16)$$

$$b = 0,75\sigma_Z$$

Connaissant la valeur climatologique de μ_R (cf. section 5-1), il suffit de déterminer μ_Z et σ_Z à partir d'observations radar pour calculer avec les équations (5-16) les valeurs ajustées de a et de b .

Pour cela, nous allons nous servir des distributions de fréquences du facteur de réflectivité, qui ont été calculées à partir de plusieurs images radar consécutives espacées d'au-moins 5 minutes et présentant un total d'environ 10 000 pixels, ayant une réflectivité non nulle. Pour chaque pixel, on calcule la moyenne arithmétique μ_Z (dBZ) et la variance σ_Z^2 (dBZ)² que l'on convertit par la suite en logarithme népérien.

Les valeurs de a et b déterminées avec les relations (5-16) sont présentées dans le tableau 5-2. Les valeurs du coefficient a sont parfaitement compatibles avec celles couramment rencontrées dans la littérature. Les valeurs de b sont plus faibles. On note toute fois que sur la terre comme sur la mer, lorsque b augmente, la valeur de a diminue ce qui est en accord avec la littérature.

	02 / 07 / 95		04 / 07 / 95		30 / 09 / 95		03 / 05 / 96	
	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer
μ_Z	7,58	6,94	7,40	7,81	7,05	6,89	6,86	6,98
σ_Z^2	2,28	2,27	1,54	2,63	2,66	2,30	1,97	1,31
σ_Z	1,51	1,51	1,24	1,62	1,63	1,52	1,40	1,14
μ_R	1,83	1,47	1,52	2,08	1,69	1,41	1,47	1,49
b	1,13	1,13	0,93	1,22	1,22	1,14	1,05	0,86
a	247,83	197,32	399,16	197,61	146,52	196,82	201,55	301,32

Tableau 5-2 : Tableau des paramètres moyens des distributions P(Z).

La valeur du coefficient a augmentant avec le caractère convectif des précipitations, nous avons voulu comparer les valeurs a_{terre} et a_{mer} . La comparaison montre $a_{\text{terre}} > a_{\text{mer}}$ pour deux événements (02/07/95 et 04/07/95) et $a_{\text{mer}} > a_{\text{terre}}$ également pour deux événements (30/09/95 et 03/05/96).

Ces résultats présentent cependant une dispersion trop forte pour conclure. Nous avons calculé la moyenne pondérée des paramètres a et b à savoir :

$$a_p = \frac{\sum_{i=1}^4 N_i a_i}{\sum_{i=1}^4 N_i} \quad (5-17)$$

$$b_p = \frac{\sum_{i=1}^4 N_i b_i}{\sum_{i=1}^4 N_i}$$

où N_i est le nombre de pixels correspondant à chacun des quatre échantillons ; a_i et b_i sont les coefficients de la relation Z-R relatifs à chacun des quatre échantillons.

Les résultats apparaissent dans le tableau 5-3.

	Terre	Mer
μ_{Zp}	7,38	7,21
σ_{Zp}^2	2,06	2,14
b_p	1,07	1,09
a_p	278	223

Tableau 5-3 : Valeurs pondérées de la moyenne et de la variance de la réflectivité Z et des coefficients a et b de la relation Z-R.

On observe une valeur plus grande de la moyenne pondérée sur terre avec une dispersion plus faible. Les résultats obtenus montrent que les valeurs de b sur terre et sur mer ne sont pas trop différentes l'une de l'autre ; par contre les coefficients a sont distincts avec une valeur plus grande pour la zone continentale.

Ces résultats semblent montrer que la distribution des précipitations est différente sur terre et sur mer, avec un caractère convectif prédominant sur la partie continentale. Les relations Z-R applicables à chaque zone s'écrivent comme suit :

Pour la partie terre	$Z = 278R^{1,07}$	(5-18)
Pour la partie mer	$Z = 223R^{1,09}$	

5 – 4 Conclusion sur les différences terre/mer d'après les fdp

Les résultats ci-dessus suggèrent de façon concordante que la convection semble plus intense sur terre que sur mer. En effet, la valeur de la moyenne pondérée du facteur de réflectivité est plus grande sur terre que sur mer. Ensuite, l'écart observé sur le paramètre a de la relation Z - R est particulièrement net puisqu'il est de 25% plus élevé sur terre que sur mer.

CHAPITRE 6

ETUDE DE LA RELATION ENTRE L'INTENSITE DE PLUIE MOYENNE ET L'AIRE FRACTIONNELLE OCCUPEE PAR LA PLUIE SUR TERRE ET SUR MER

Dans le précédent chapitre, nous avons montré l'existence de différences entre les distributions de probabilité de l'intensité de précipitation sur terre et sur mer, avec un caractère convectif plus marqué sur terre que sur mer. Pour vérifier ce résultat, le présent chapitre se propose d'analyser le facteur de proportionnalité entre l'intensité moyenne de précipitation et la surface occupée par la pluie dans des domaines continentaux et océaniques.

Dès 1948, BYERS fut le premier à mettre en évidence l'existence d'une corrélation entre la quantité de précipitation produite par un nuage et l'aire occupée par ce nuage.

Des années plus tard, ESTOQUE et FERNANDEZ (1974), DENNIS et al. (1975) ont noté des corrélations entre la surface occupée par les nuages et les précipitations d'une part, et la hauteur des nuages et les précipitations d'autre part.

Au cours de la même période, la relation mise en évidence par BYERS, a été observée par HUDLOW et al. (1979) lors de la campagne GATE, par TENHARKEL (1980) dans l'Arizona ainsi que par DENNIS et al. (1980) dans la Sud Dakota et le Montana.

DONEAUD et al. (1984), LOPEZ et al. (1989) et ROSENFELD et al. (1990) montrèrent que si un échantillon assez grand de situations convectives est utilisé, la relation est linéaire et très serrée, c'est-à-dire que le coefficient de corrélation est proche de 1 et par conséquent que la mesure de l'aire couverte par les précipitations peut être interprétée comme une mesure précise des précipitations produites.

6 – 1 Concept de base

Considérons le volume de pluie V généré par un événement convectif pendant la durée T et occupant l'aire A , alors :

$$V = \int_T \int_A R dA dt \quad (6-1)$$

avec R l'intensité de pluie instantanée, dA et dt les éléments de surface et de temps. En introduisant R_c , l'intensité moyenne des précipitations durant la période T , l'équation (6-1) devient :

$$V = R_c \int_T \int_A dA dt \quad (6-2)$$

Le radar ne mesure précisément les surfaces pluvieuses que si l'intensité de précipitation est supérieure à un seuil minimum détectable ; il est donc opportun d'introduire un seuil d'intensité de précipitation τ . Si $A(\tau)$ est l'aire occupée par les échos radar correspondant à un seuil d'intensité de précipitation R supérieur à τ , alors l'expression du volume de pluie produit pendant la durée T est :

$$V = S(\tau) \left[\overline{A(\tau)} T \right] \quad (6-3)$$

avec $\left[\overline{A(\tau)} T \right]$ la moyenne spatio-temporelle de l'aire pour laquelle $R \geq \tau$ encore appelée ATI pour Area-Time Integral. Le facteur de proportionnalité $S(\tau)$ dépend du seuil τ et des caractéristiques climatiques de chaque région.

En utilisant un seuil de réflectivité égal à 25dBZ (soit environ 1mm.h^{-1}) sur un échantillon d'orages, DONEAUD et al. (1984) ont trouvé pour le Nord Dakota la relation suivante :

$$V = 3,7(ATI) \quad (6-4)$$

avec un coefficient de corrélation de 0,98.

Dans la pratique, on considère des séries d'observations à des temps t_i pour lesquels $A_i(\tau)$ représente l'aire pour laquelle $R \geq \tau$ et Δt_i est l'intervalle de temps entre deux observations. L'équation (6-3) s'écrit :

$$\sum_i \langle R_i \rangle A_{r_i} \Delta t_i = S(\tau) \sum_i A_i(\tau) \Delta t_i \quad (6-5)$$

A_{r_i} est l'aire pluvieuse à l'instant t_i .

Le volume de pluie moyen produit par le nuage à l'instant t ($T = 1$ et $V = V_t$) a pour expression :

$$V_t = S(\tau) A(\tau) \quad (6-6)$$

L'équation (6-6) peut être réécrite comme suit :

$$V_t = A_r \langle R \rangle \quad (6-7)$$

où A_r représente l'aire pluvieuse ; c'est l'aire pour laquelle $R > 0$.

$\langle R \rangle$ est la moyenne de l'intensité de pluie sur A_r .

En substituant l'équation (6-7) dans (6-6) on peut écrire :

$$\langle R \rangle = S(\tau) \frac{A(\tau)}{A_r} \quad (6-8)$$

Le rapport $\frac{A(\tau)}{A_r} = F(\tau)$ est l'aire fractionnelle ; elle représente la fraction de l'aire pluvieuse A_r pour laquelle l'intensité de précipitation R est supérieure à un seuil τ .

En pratique, le radar ne mesure effectivement que l'aire pour laquelle l'intensité de précipitation est supérieure au seuil minimum détectable du senseur. Si le radar présente une faible sensibilité, c'est-à-dire que le seuil minimum détectable est largement supérieur à zéro, une portion de l'aire pluvieuse sera occultée. Pour prendre en compte cette fraction d'aire pluvieuse non observée par le radar, on substitue à l'aire pluvieuse A_r une aire expérimentale

ou aire d'observation A_0 . L'aire A_0 peut être l'aire occupée par un réseau de pluviomètres ou la région annulaire observée lors d'un balayage panoramique du radar. $F(\tau)$ s'écrit alors :

$$F(\tau) = \frac{A(\tau)}{A_r} = \frac{A(\tau) A_0}{A_0 A_r} \quad (6-9)$$

Par analogie avec l'équation (6-7), le volume moyen instantané de précipitation sur A_0 s'écrit :

$$V_t = A_0 \langle R_0 \rangle \quad (6-10)$$

En substituant alors (6-6) dans (6-10) on trouve :

$$\langle R_0 \rangle = S(\tau) \frac{A(\tau)}{A_0} \quad (6-11)$$

Quelle que soit l'aire de référence utilisée, A_r ou A_0 , la proportionnalité entre $\langle R \rangle$ ou $\langle R_0 \rangle$ et $F(\tau)$ existe.

Pour calculer $\langle R \rangle$ ou V à partir de mesures d'aire, il est nécessaire de connaître le facteur de proportionnalité climatique $S(\tau)$. Ce facteur peut être déterminé à partir d'une régression linéaire entre $\langle R \rangle$ et $F(\tau)$ [équation (6-8) ou (6-11)] ou V et ATI [équation (6-3)]. Divers auteurs ont estimé l'aire moyenne $\overline{A(\tau)}$ à partir d'images radar et l'ont multipliée par le temps T d'observation pour obtenir l'intégrale spatio-temporelle. V est obtenu en mesurant le volume au sol pendant le temps T . La régression entre V et ATI donne des résultats tout à fait comparables avec des valeurs de $S(\tau)$ calculées à partir de la distribution de R .

Une autre méthode pour l'estimation de $S(\tau)$ est l'approche statistique à partir de la FDP de R . En effet, CHIU (1988), LOPEZ et al. (1989), ATLAS et al. (1990) expliquèrent que la proportionnalité entre le volume de pluie et l'aire des précipitations provient de l'existence d'une distribution de probabilité constante de l'intensité de précipitation R d'une situation convective à une autre.

Soit $P(R)$ cette fonction (cf. section 5-1) ; alors, $\langle R \rangle$ et $F(\tau)$ s'écrivent comme suit :

$$\langle R \rangle = \int_0^{\infty} RP(R)dR \quad (6-12)$$

$$F(\tau) = \int_0^{\infty} P(R)dR \quad (6-13)$$

La fonction $P(R)$ est normée car $F(\tau) = 1$ pour $\tau = 0$. A partir de l'expression (6-8) ou (6-11) et en utilisant les équations (6-12) et (6-13), $S(\tau)$ s'écrit :

$$S(\tau) = \frac{\int_0^{\infty} RP(R)dR}{\int_0^{\infty} P(R)dR} \quad (6-14)$$

Ainsi, $S(\tau)$ est déterminée si $P(R)$ est connue. $S(\tau)$ est donc un facteur climatologique car il a été montré (section 5-1) que $P(R)$ était une fonction qui dépendait des caractéristiques du site considéré.

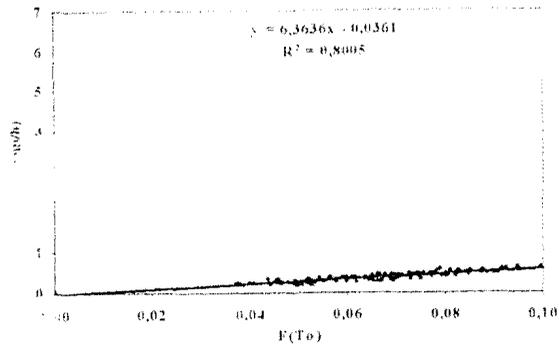
6 – 2 Résultats et discussion

Pour étudier le facteur de proportionnalité $S(\tau)$ entre l'intensité moyenne de précipitation et l'aire occupée par la pluie sur terre et sur mer, nous présentons les droites de régression entre $\langle R_0 \rangle$ et l'aire fractionnelle $F(\tau)$. Les régressions ont été calculées pour des seuils d'intensité de précipitation τ égaux à 1, 2, 3, 4, 5 et 8mm/h et sont relatives à l'échantillon du 02 juillet 1995 ; les figures 6-1 et 6-2 présentent sur la première ligne, les régressions effectuées pour la partie océanique, et sur la deuxième ligne celles concernant la partie continentale.

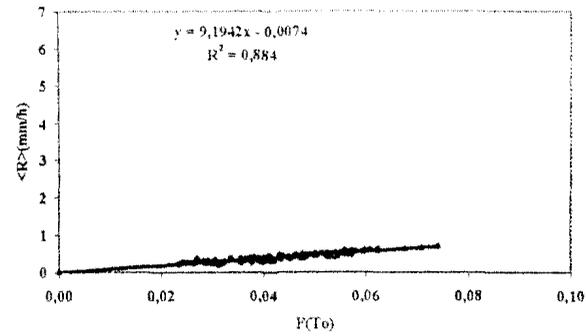
On observe que les aires fractionnelles des deux zones diminuent lorsque l'on se déplace vers les seuils τ élevés et que les aires fractionnelles sont plus petites sur la mer, avec une valeur maximale égale à 0,12. Au fur et à mesure que τ augmente, la probabilité de

Mer

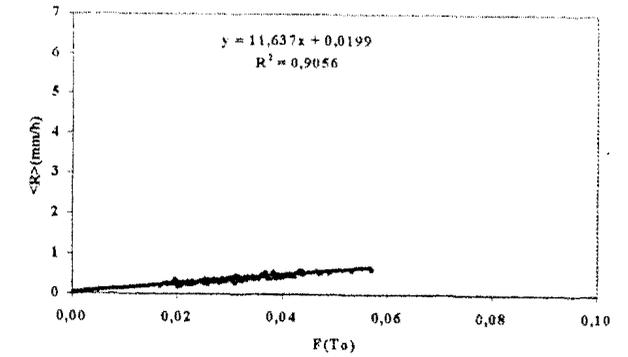
seuil: 1mm/h



seuil: 2mm/h

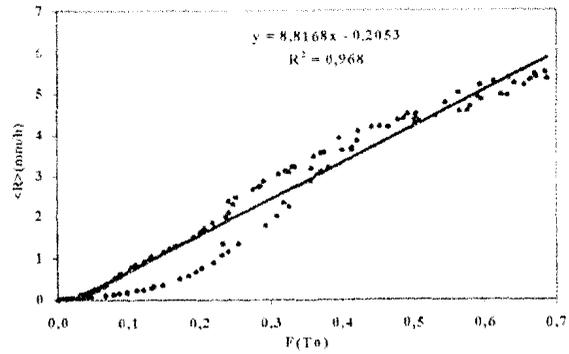


seuil: 3mm/h

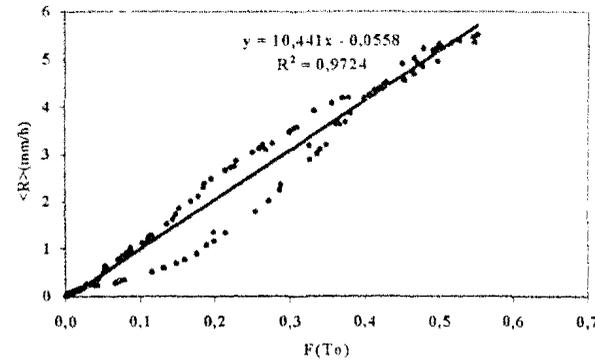


Terre

seuil: 1mm/h



seuil: 2mm/h



seuil: 3mm/h

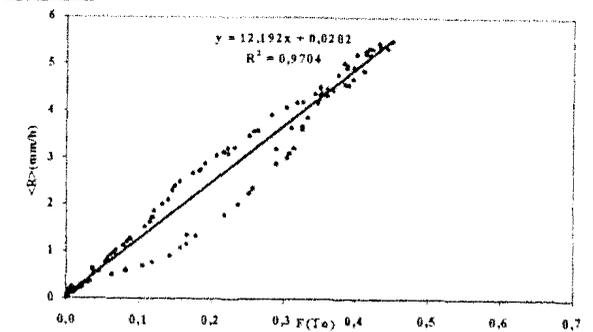
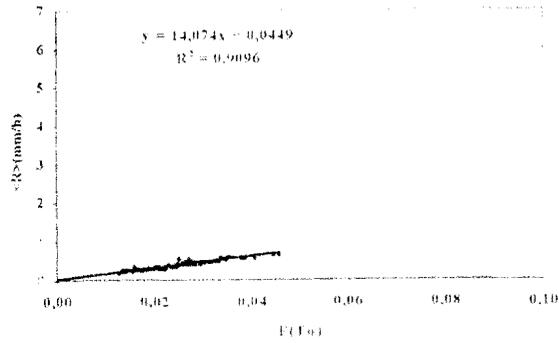


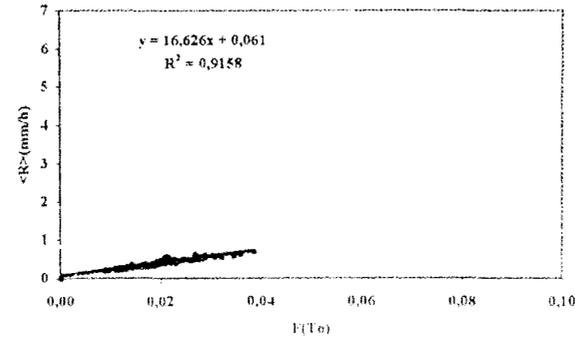
Figure 6-1 : Droites de régressions entre l'intensité moyenne $\langle R_0 \rangle$ et l'aire fractionnelle $F(\tau)$, relatives aux seuils τ égaux à 1, 2 et 3mm/h.

Mer

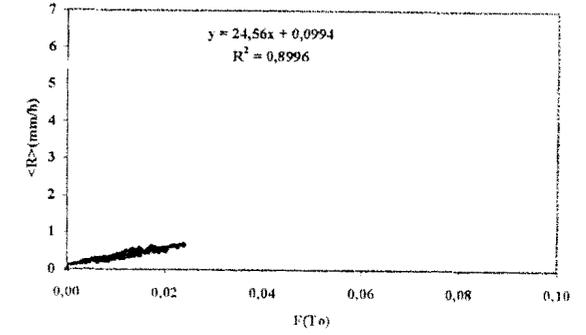
seuil: 4mm/h



seuil: 5mm/h

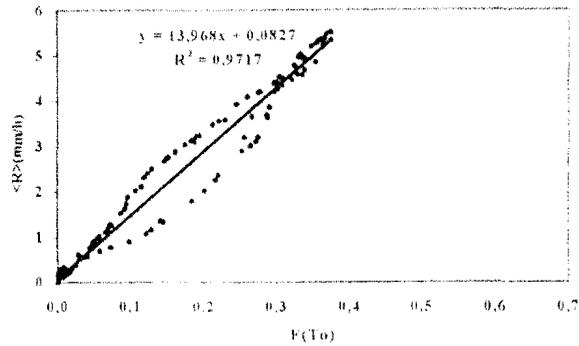


seuil: 8mm/h

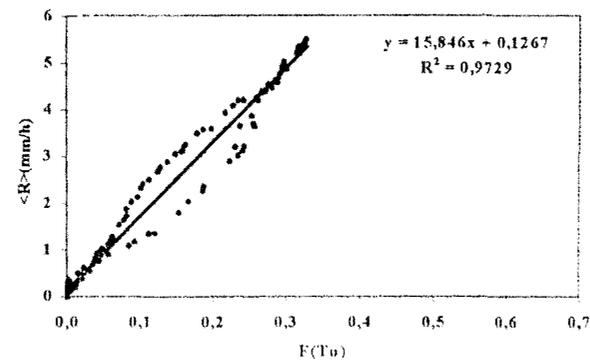


Terre

seuil: 4mm/h



seuil: 5mm/h



seuil: 8mm/h

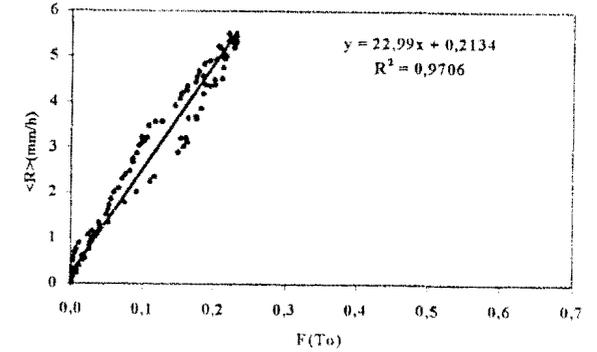


Figure 6-2 : Droites de régressions entre l'intensité moyenne $\langle R \rangle$ et l'aire fractionnelle $F(\tau)$, relatives aux seuils τ égaux à 4, 5 et 8mm/h.

trouver $R > \tau$ décroît et par conséquent l'aire associée à ce seuil, soit $A(\tau)$ tend vers zéro et il en est de même de $F(\tau)$; (cf. équation 6-11). La faible valeur de l'aire fractionnelle sur la mer s'explique par un nombre de cellules plus faible sur mer que sur terre dans le cas des observations présentées.

La zone océanique présente une faible dispersion des points expérimentaux, ce qui n'est pas le cas pour la zone continentale. Cependant, malgré cette faible dispersion, les coefficients de corrélation sont plus faibles sur la zone océanique (0,90 à 0,96), alors que pour la partie continentale ils sont égaux à 0,99.

Pour des valeurs de τ inférieures ou égales à 3mm/h, on constate que la pente de la régression, $S(\tau)$, est plus grande sur la terre. Entre 3 et 4mm/h, le comportement s'inverse et on observe une croissance rapide de $S(\tau)$ sur la mer.

Le tableau 6-1 donne les pentes et les ordonnées à l'origine $I(\tau)$ de la régression entre $\langle R_0 \rangle$ et $F(\tau)$ des figures 6-1 et 6-2. Les ordonnées à l'origine ont des valeurs proches de zéro qui augmentent en fonction de τ ; comme $S(\tau)$, $I(\tau)$ croît avec le seuil τ .

Seuil (mm/h)	Mer		Terre	
	$S(\tau)$	$I(\tau)$	$S(\tau)$	$I(\tau)$
1	6,36	-0,036	8,82	-0,205
2	9,19	-0,007	10,44	-0,056
3	11,64	0,020	12,19	0,020
4	14,07	0,045	13,97	0,083
5	16,63	0,061	15,85	0,127
8	24,56	0,099	22,99	0,213

Tableau 6-1 : Pentes et ordonnées à l'origine des régressions $\langle R_0 \rangle - F(\tau)$ pour l'échantillon du 02 juillet 1995.

Une autre façon de mettre en évidence graphiquement les différences de comportement de $S(\tau)$ sur les zones océanique et continentale est présentée figures 6-3 et 6-4 où nous avons représenté $S(\tau)$ en fonction du seuil τ , pour chacune des zones, et pour les échantillons du 02 juillet 1995 et du 03 mai 1996.

On remarque que toutes les courbes présentent une courbure plus ou moins accentuée, avec la concavité vers le haut. L'analyse montre une évolution distincte de $S(\tau)$ sur la mer et sur la terre. Pour les faibles valeurs de seuil, les courbes continentales sont au-dessus des courbes océaniques ; lorsque τ augmente, on observe une intersection entre les deux courbes puis la courbe océanique s'écarte de la courbe continentale par valeurs supérieures.

Cette évolution décrite tant par le tableau 6-1 que les figures 6-1 à 6-4 est révélatrice d'une activité convective plus intense sur terre que sur mer. En effet, pour les seuils τ de faible valeur, la pente $S(\tau)$ est déterminée à partir de la majeure partie du champ de précipitation. Une valeur plus forte de $S(\tau)$ sur terre que sur mer signifie que pour une même valeur de l'aire fractionnelle $F(\tau)$, l'intensité moyenne de la pluie est plus forte sur terre que sur mer. Au fur et à mesure que τ augmente, la position respective des courbes terre et mer (et donc des valeurs de $S(\tau)$) s'inverse parce que l'aire fractionnelle diminue le plus rapidement dans la région où les précipitations ont le caractère stratiforme le plus accentué, c'est-à-dire sur la mer (on se souvient que d'après l'équation 6-8, la pente $S(\tau)$ peut être écrite sous la forme $S(\tau) = \frac{\langle R \rangle}{F(\tau)}$, qui montre que $S(\tau)$ varie comme l'inverse de l'aire fractionnelle). Cette interprétation corrobore en tous points les résultats de l'étude de RAMOS-BUARQUE et SAUVAGEOT (1997) sur les différences entre $S(\tau)$ dans les zones convective et stratiforme des lignes de grains soudano-sahéliennes.

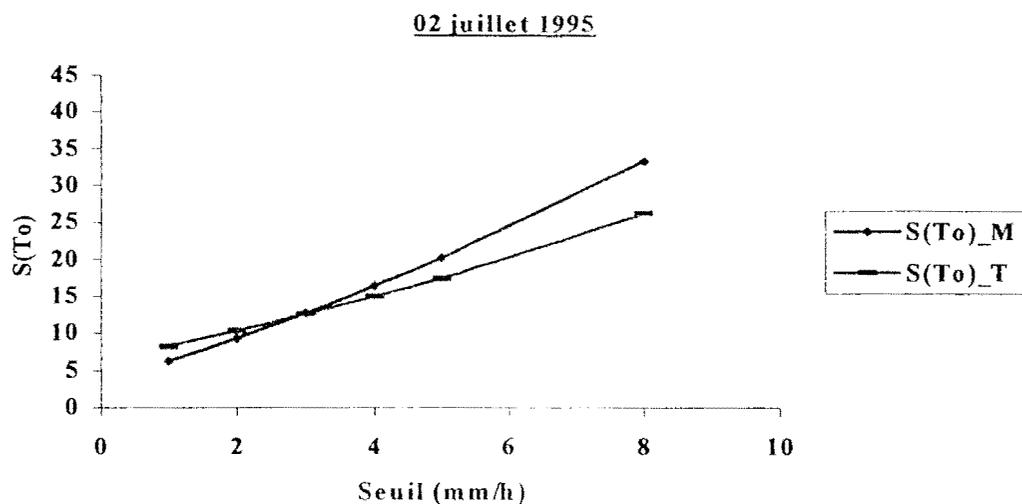


Figure 6-3 : Evolution du facteur de proportionnalité $S(\tau)$ entre $\langle R_0 \rangle$ et $F(\tau)$ en fonction du seuil τ pour le 02 juillet 1995.

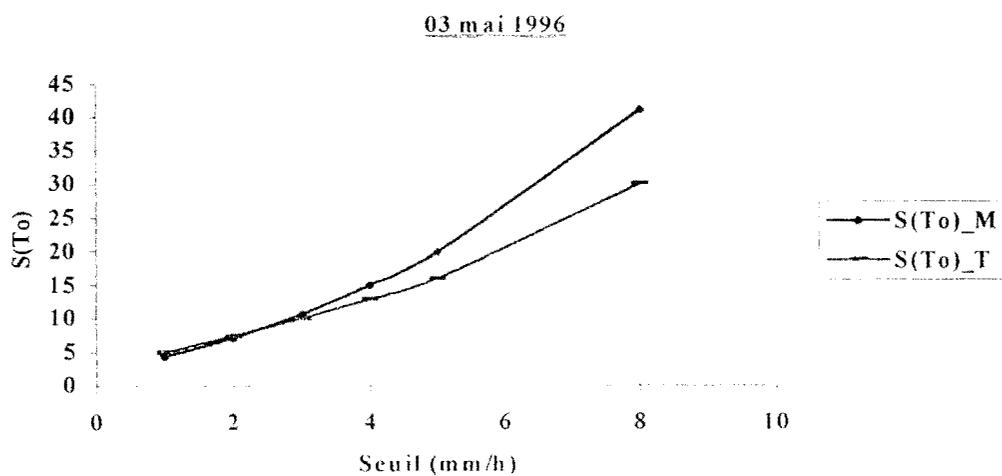


Figure 6-4 : Evolution du facteur de proportionnalité $S(\tau)$ entre $\langle R_0 \rangle$ et $F(\tau)$ en fonction du seuil τ pour le 03 mai 1996.

6 – 3 Conclusion

Le facteur de proportionnalité $S(\tau)$ entre l'intensité moyenne de précipitation et la fraction d'aire occupée par la pluie présente des différences sur la zone terrestre et la zone océanique.

Nous avons montré à travers l'analyse de $S(\tau)$, que l'intensité moyenne de précipitation observée sur la terre est supérieure à celle observée sur la mer. D'autre part, l'étude a montré que pour les fortes valeurs du seuil τ , $S(\tau)$ pour la zone océanique présente un comportement qui caractérise les systèmes précipitants stratiformes, avec une croissance rapide par rapport au même coefficient relatif à la zone continentale.

On peut conclure de l'étude présentée dans ce chapitre, que les différences du facteur de proportionnalité $S(\tau)$ observées sur la zone continentale et la zone océanique mettent en évidence une activité convective plus intense sur la terre que sur la mer.

CHAPITRE 7

ETUDE DE LA DISTRIBUTION DE TAILLE DES CELLULES DE PLUIE SUR TERRE ET SUR MER

Après avoir mis en évidence, dans les deux chapitres précédents, une différence des distributions de l'intensité de précipitation sur terre et sur mer, avec un caractère convectif plus prononcé sur la partie continentale, il nous semble logique de nous intéresser à la structure interne des systèmes pluvieux continentaux et océaniques afin de déceler d'éventuelles différences. L'objet de ce chapitre est donc l'analyse de la distribution de taille des cellules de pluie sur terre et sur mer.

Les précipitations couvrent une large gamme de tailles, mettant ainsi en évidence les caractéristiques structurales diverses existant dans les pluies et les nuages. Il a été signalé que la cellule de pluie constituait l'unité de formation des systèmes précipitants (cf. section 5-1). Au cours de la vie de ces systèmes, la cellule va du stade de formation à celui de dissipation en passant par le stade de maturité. Lorsqu'elle parcourt ces différents stades, la cellule présente des variations au niveau de sa taille et de son intensité de précipitation. Ainsi, la connaissance de la distribution de taille des cellules de pluie s'avère être une caractéristique très importante pour la description des champs de précipitation. La connaissance des champs de précipitation sera aussi utile pour certains domaines d'activité tels que l'hydrologie, pour la prévision des crues et l'estimation des ressources en eau, les communications pour la prévision et le calcul de l'atténuation de propagation des ondes due aux précipitations.

Avant d'entreprendre l'étude de la distribution de taille des cellules de pluie, il serait logique de donner une définition de ce que l'on entend par cellule de pluie. La cellule de pluie est une entité composée d'une surface à l'intérieur de laquelle l'intensité de précipitation (ou le facteur de réflectivité) est égale ou supérieure à un seuil d'intensité de précipitation τ . On peut donc considérer que la cellule a une structure continue et que sur son contour, l'intensité

de précipitation a la même valeur que celle du seuil τ . Dans ces conditions, toute surface pour laquelle l'intensité de précipitation est inférieure à τ n'est pas considérée.

7 – 1 Concept de base

Peu d'études ont été entreprises pour déterminer la distribution de taille des cellules de pluie. Dans la plupart de celles qui ont été réalisées, le paramètre caractéristique de la distribution se trouve être le diamètre de l'équivalent circulaire de la cellule. La fonction généralement utilisée pour représenter cette distribution est une exponentielle négative dont l'expression est la suivante :

$$N(D, \tau) = N_0(\tau) \exp[-\lambda(\tau)D] \quad (7-1)$$

avec D le diamètre de l'équivalent circulaire de la cellule pour laquelle $R \geq \tau$.

$N(D, \tau)$ le nombre de cellules ayant un diamètre D par unité de surface, dans le domaine d'observation.

$N_0(\tau)$ et $\lambda(\tau)$ sont les deux paramètres de la distribution.

Dans cette expression, D est en km et λ en km^{-1} .

Le radar étant le seul instrument à fournir une couverture spatio-temporelle quasi continue de la structure tridimensionnelle du champ de précipitation, l'analyse du champ de réflectivité du radar est la plus souvent utilisée pour déterminer la distribution de taille des cellules de pluie.

Il semble que l'étude de la distribution de taille des cellules de pluie a été faite pour la toute première fois par DENNIS et FERNALD en 1963 aux Etats Unis, en Angleterre et dans le Pacifique, à partir d'une analyse de photographies horaires d'images radar. Ils ont trouvé que le paramètre λ variait faiblement avec la saison et la latitude. (Ils trouvent qu'il est égal à $0,38 \text{ km}^{-1}$ pour les latitudes inférieures à 40° et égal à $0,22 \text{ km}^{-1}$ pour une latitude de 53°).

En 1975, MILLER et al. ont effectué dans le Nord Dakota, une étude similaire à celle de DENNIS et FERNALD. Pour l'ensemble des données, λ est égal à $0,35\text{km}^{-1}$. Une étude horaire de la distribution de taille des cellules de pluie a montré que de grandes valeurs de λ ($0,38\text{km}^{-1}$) étaient observées tôt le matin et en début d'après-midi traduisant une prépondérance de petites pluies ; dans la soirée, la valeur de λ diminuait pour atteindre $0,20\text{km}^{-1}$.

Des études menées pour analyser l'influence de la variation du seuil d'intensité de précipitation τ sur le paramètre λ ont mis en évidence une faible dépendance de λ avec τ . KONRAD (1978) à l'aide d'un radar 10cm ayant une ouverture de faisceau de $0,4^\circ$ a trouvé pour un seuil de 10dBZ ($1,5\text{mm.h}^{-1}$), une valeur de λ égale à $0,36\text{km}^{-1}$, et pour des seuils variant de 30-35dBZ ($2,7 - 5,6\text{mm.h}^{-1}$) à 55-60dBZ ($100 - 205\text{mm.h}^{-1}$), des valeurs de λ comprises entre $0,42$ et $0,50\text{km}^{-1}$. GOLDHIRSH et MUSIANI (1986) ont calculé la valeur moyenne de λ à partir de la valeur obtenue pour plusieurs seuils τ ; ils trouvent une valeur égale à $0,79\text{km}^{-1}$. Cette dernière valeur, qui s'écarte de celles trouvées par KONRAD, serait due à la très faible valeur du diamètre maximum utilisé (5km). Sur le site de Niamey au Niger, TENORIO et al. (1995), TENORIO (1996), ont trouvé λ égal à $0,38\text{km}^{-1}$ pour un seuil τ égal à $2,72\text{mm.h}^{-1}$ et λ égal à $0,37\text{km}^{-1}$ pour τ égal à 55mm.h^{-1} .

Il est évident que selon la plus ou moins grande résolution du radar utilisé, il sera possible ou pas de détecter des cellules de petites dimensions pour un seuil donné. Cela entraîne comme conséquence, la troncature à gauche, de la distribution de taille des cellules. Dans la littérature, la plage de variation de D est couramment prise entre 2km et 20km. Un autre facteur qui a une influence sur la distribution de taille des cellules de pluie est la distance maximale d'observation r_{max} . En effet, il faut tenir compte de la variation de la dimension latérale $r\theta$ de la cellule de résolution du radar qui peut induire une erreur d'estimation de la surface des cellules de pluie lorsque l'observation se fait à grande distance. En outre, selon les radars utilisés, il faut appliquer une correction pour s'affranchir de l'atténuation du signal avec la distance.

Il n'est pas inutile de noter que certaines études telles que celles réalisées par LOPEZ (1976, 1977), HOUZE et CHENG (1977) et LOPEZ et al. (1984) ont représenté la distribution de taille des cellules de pluie par une fonction log-normale. Cependant, aucun

mode n'a été observé dans ces distributions. Cette hypothèse soulève le problème de l'allure de la distribution de taille des cellules pour des diamètres inférieurs à 2km, valeur du diamètre minimum généralement utilisée.

7 – 2 Résultats et discussion

7 – 2 – 1 Distribution statistique de la taille des cellules de pluie

Les figures 7-1 à 7-6 représentent la distribution de taille des cellules de pluie pour l'échantillon du 02 juillet 1995 et pour un seuil τ pris successivement égal à 1, 2, 3, 4, 5 et 8mm/h ; un ajustement est fait en utilisant l'équation (7-1). Pour chaque distribution, le diamètre des cellules est pris dans l'intervalle 2-18km. Les représentations des trois autres échantillons sont données à l'Annexe C.

Les distributions montrent une diminution du nombre de cellules lorsque le diamètre croît. Les tableaux 7-1 à 7-4 donnent, pour les quatre échantillons, les paramètres de la distribution (λ et N_0), le coefficient de corrélation de l'ajustement utilisé, le nombre total de cellules ainsi que l'intensité de précipitation générée.

L'analyse des tableaux montre que l'intensité de précipitation produite par les échantillons et relative à l'aire pluvieuse correspondante, présente une valeur plus grande sur la terre, sauf pour le 04 juillet. Les cellules océaniques (systèmes pluvieux) sont donc caractérisées par une intensité de précipitation faible, ce qui est en accord avec les résultats des chapitres précédents.

a) – La pente λ

L'analyse montre que pour chaque échantillon, le paramètre λ présente une variance avec le seuil τ plus grande sur la mer, par rapport à celle observée sur la terre. Pour l'ensemble des échantillons, les valeurs de λ varient entre 0,09 et 0,47 sur la mer et entre 0,26 et 0,40 sur la terre.

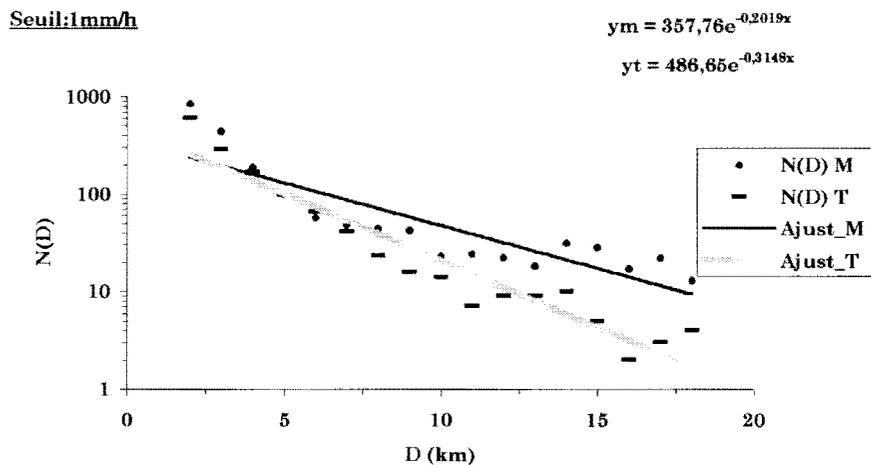


Figure 7-1 : Ajustement de la distribution du nombre de cellules $N(D)$ en fonction du diamètre équivalent D pour un seuil τ égal à 1mm/h.

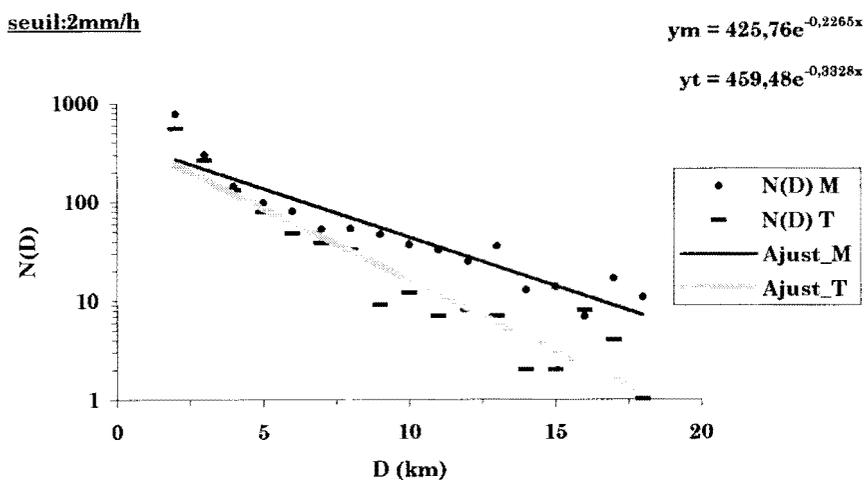


Figure 7-2 : Ajustement de la distribution du nombre de cellules $N(D)$ en fonction du diamètre équivalent D pour un seuil τ égal à 2mm/h.

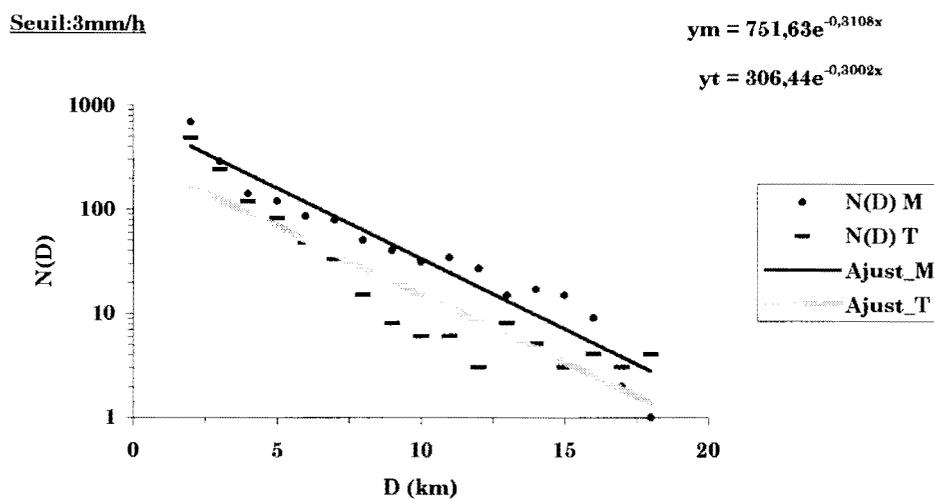


Figure 7-3 : Ajustement de la distribution du nombre de cellules $N(D)$ en fonction du diamètre équivalent D pour un seuil τ égal à 3mm/h.

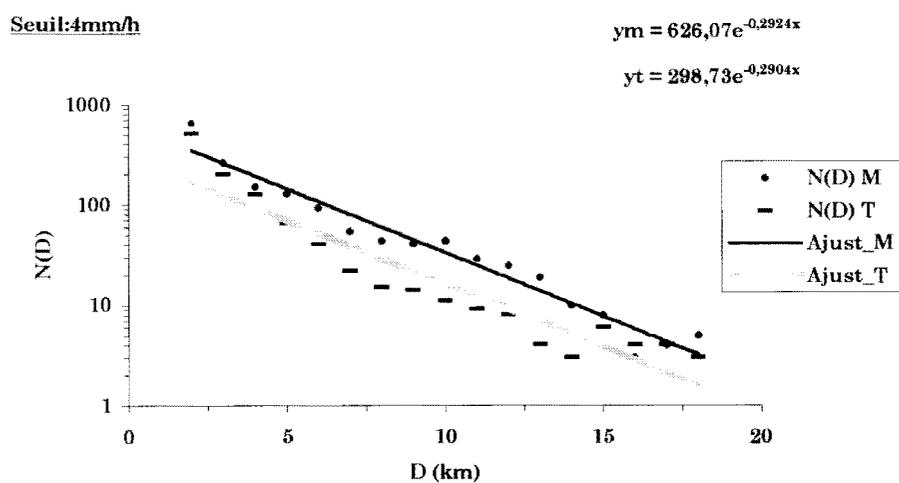


Figure 7-4 : Ajustement de la distribution du nombre de cellules $N(D)$ en fonction du diamètre équivalent D pour un seuil τ égal à 4mm/h.

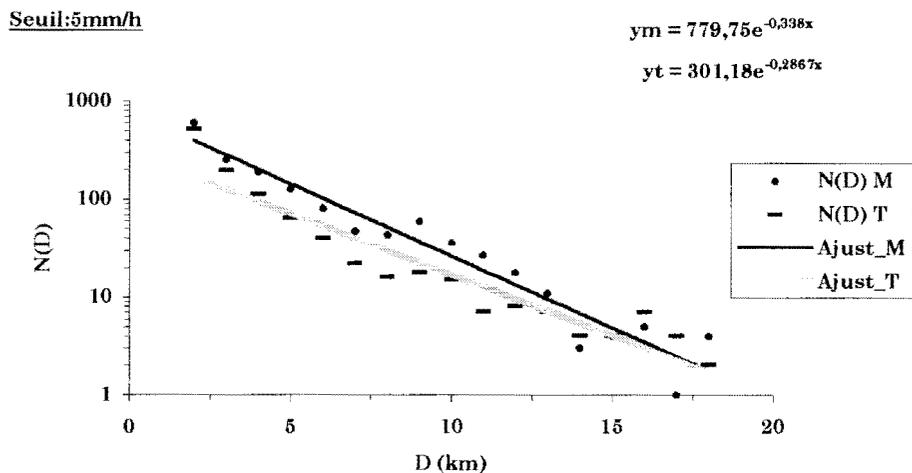


Figure 7-5 : Ajustement de la distribution du nombre de cellules N(D) en fonction du diamètre équivalent D pour un seuil τ égal à 5mm/h.

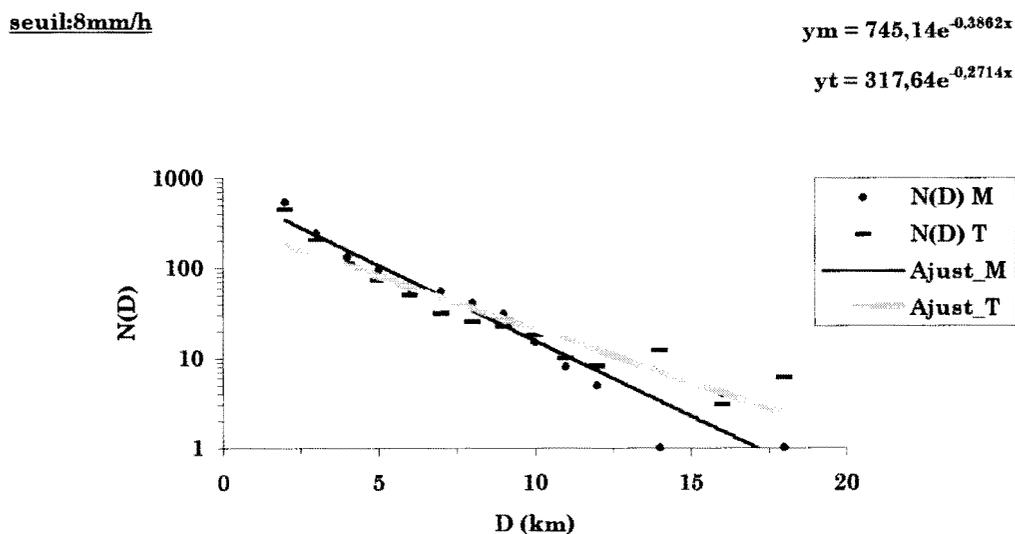


Figure 7-6 : Ajustement de la distribution du nombre de cellules N(D) en fonction du diamètre équivalent D pour un seuil τ égal à 8mm/h.

On observe également pour les échantillons des 02 juillet, 04 juillet et 03 mai qu'à partir de 3mm/h, l'écart entre les pentes des ajustements terre et mer est faible, et pour un seuil de 4mm/h les valeurs sont égales. Donc, pour un seuil de 4mm/h, les systèmes pluvieux sur terre et sur mer présentent une distribution de taille des cellules identique les 04 juillet et 03 mai (ajustements confondus), mais pour le 02 juillet, on ne peut conclure que sur un comportement similaire (ajustements parallèles).

L'analyse de l'évolution des pentes λ en fonction du seuil d'intensité τ n'a pas fait ressortir de différence entre les distributions terrestres et océaniques. Ce constat rejoint les résultats de certains auteurs qui ont trouvé que λ dépendait peu du seuil τ et du site considéré (cf. section 7-1).

b) – L'ordonnée à l'origine N_0

Le comportement de N_0 sur terre et sur mer en fonction du seuil τ est identique à celui de λ : variation beaucoup plus grande sur mer que sur terre et impossibilité de déduire une tendance avec l'évolution de τ car, comme λ , ce paramètre est soumis à des fluctuations.

Seuil (mm/h)	λ (km ⁻¹)		N_0		r		N_{tot}		R_{stat} (mm/h)	
	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer
1	0,30	0,19	438,6	334,2	0,95	0,87	1396	2081	7,02	4,5
2	0,30	0,23	347,9	446,4	0,95	0,94	1214	1814		
3	0,29	0,31	276,7	737,4	0,92	0,95	1077	1701		
4	0,28	0,28	279,7	586,8	0,94	0,97	1077	1603		
5	0,26	0,31	253,5	643,7	0,94	0,96	1054	1520		
8	0,30	0,36	336,0	617,4	0,94	0,97	1056	1246		

Tableau 7-1 : Paramètres de la distribution de taille des cellules de pluie pour le 02 juillet 1995.

Seuil (mm/h)	λ (km ⁻¹)		N ₀		r		N _{tot}		R _{stat} (mm/h)	
	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer
1	0,38	0,34	134,6	198,7	0,95	0,86	279	532	5,19	7,43
2	0,36	0,28	159,4	130,1	0,89	0,89	466	476		
3	0,32	0,36	180,1	210,9	0,85	0,95	587	513		
4	0,33	0,34	240,1	217,1	0,92	0,96	709	548		
5	0,34	0,37	260,8	257,8	0,96	0,97	656	548		
8	0,39	0,35	304,4	216,7	0,96	0,93	656	570		

Tableau 7-2 : Paramètres de la distribution de taille des cellules de pluie pour le 04 juillet 1995.

Seuil (mm/h)	λ (km ⁻¹)		N ₀		r		N _{tot}		R _{stat} (mm/h)	
	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer
1	0,29	0,24	190,9	31,8	0,96	0,95	484	97	5,85	4,54
2	0,29	0,14	173,5	10,1	0,99	0,79	509	83		
3	0,26	0,09	141,8	6,9	0,94	0,66	490	69		
4	0,35	0,16	227,8	11,1	0,95	0,70	492	72		
5	0,29	0,20	156,1	17,6	0,90	0,88	470	83		
8	0,26	0,10	148,4	6,0	0,57	0,94	428	55		

Tableau 7-3 : Paramètres de la distribution de taille des cellules de pluie pour le 30 septembre 1995.

Seuil (mm/h)	λ (km ⁻¹)		N ₀		r		N _{tot}		R _{stat} (mm/h)	
	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer	Terre	Mer
1	0,28	0,35	84,8	183,7	0,91	0,96	258	439	3,68	3,49
2	0,28	0,25	104,3	73,4	0,94	0,99	287	383		
3	0,35	0,31	146,2	136,6	0,94	0,94	291	359		
4	0,33	0,32	110,1	118,0	0,92	0,95	305	365		
5	0,40	0,47	163,4	205,3	0,94	0,90	264	346		
8	0,39	0,40	115,8	113,7	0,94	0,57	244	247		

Tableau 7-4 : Paramètres de la distribution de taille des cellules de pluie pour le 03 mai 1996.

7 – 2 – 2 Analyse du diamètre moyen des cellules de pluie

Après avoir analysé la distribution de taille des cellules de pluie, nous étudions, dans la partie qui suit, le comportement du diamètre moyen des cellules de pluie sur terre et sur mer en fonction du seuil τ (figures 7-7 à 7-10).

Sur le continent, le diamètre moyen des cellules augmente avec τ pour les échantillons du 02 et du 04 juillet 1995, tandis que sur la mer on observe une diminution qui est suivie le 04 juillet d'une augmentation. Pour les événements du 30 septembre et du 03 mai, on remarque plutôt une décroissance régulière du diamètre moyen des cellules sur la terre ; les cellules marines associées à cet échantillon présentent un maximum pour une intensité de précipitation de 3mm/h ; pour les seuils plus grands, le diamètre diminue.

Les cellules océaniques ont un diamètre moyen plus grand que les cellules terrestres ; ils sont respectivement de 7,4km soit une surface moyenne de 91,5km² et 6,4km soit une surface moyenne de 77,4km². Sur la mer, les diamètres moyens les plus grands surviennent généralement pour un seuil compris entre 1 et 3mm/h et sur la terre ils s'observent pour un seuil de 1mm/h. Cependant, il apparaît que pour le seuil le plus élevé soit 8mm/h, le diamètre moyen des cellules terrestres est supérieur ou égal à celui des cellules marines (sauf le 30 septembre). Les cellules terrestres et marines ont un diamètre moyen minimum du même ordre égal à 3,9km soit une surface moyenne minimale de 17,6km².

On constate que le diamètre moyen des cellules de pluie ne présente pas un comportement particulier sur terre et sur mer, en fonction du seuil de précipitation τ .

L'absence de différence entre terre et mer s'explique, car $D_{moy} = \frac{a}{\lambda}$ et la faible dépendance de λ avec le site entraîne celle de D_{moy} .

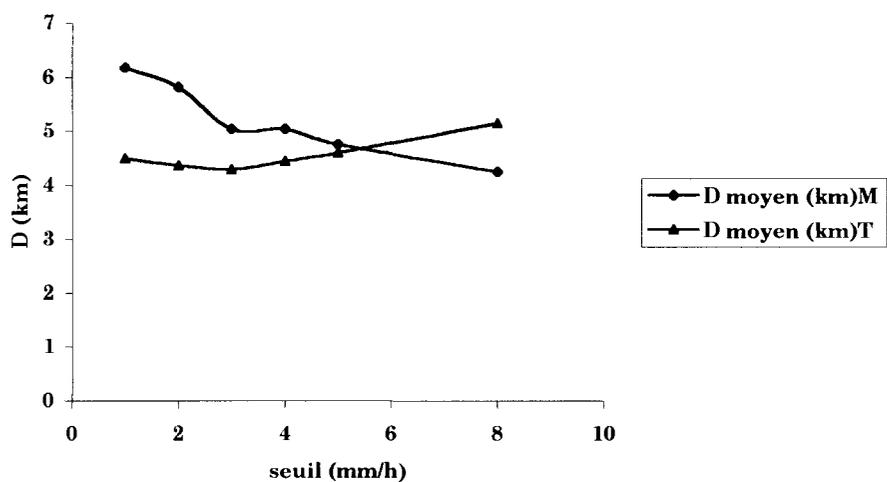


Figure 7-7 : Variation du diamètre moyen des cellules de pluie en fonction du seuil τ pour le 02 juillet 1995.

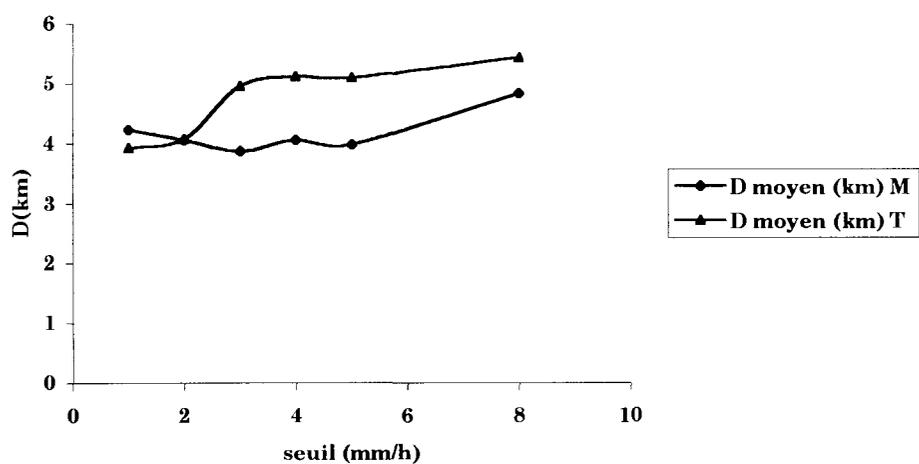


Figure 7-8 : Variation du diamètre moyen des cellules de pluie en fonction du seuil τ pour le 04 juillet 1995.

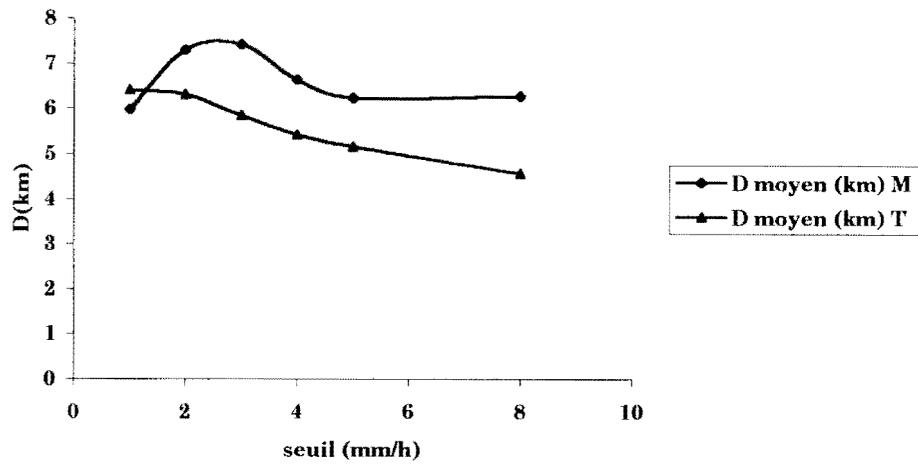


Figure 7-9 : Variation du diamètre moyen des cellules de pluie en fonction du seuil τ pour le 30 septembre 1995.

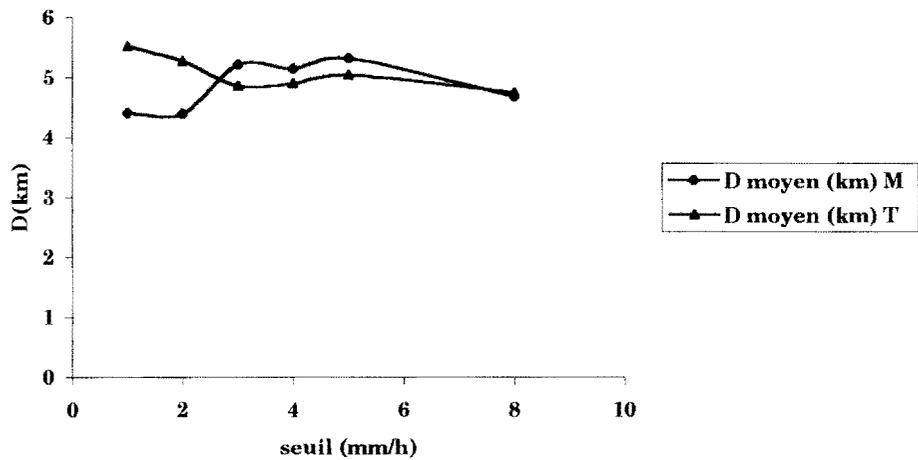


Figure 7-10 : Variation du diamètre moyen des cellules de pluie en fonction du seuil τ pour le 03 mai 1996.

7 – 3 Conclusion

L'étude de la distribution de taille des cellules de pluie sur terre et sur mer, en fonction du seuil de précipitation τ , n'a fait ressortir aucune tendance de la pente des ajustements λ , mettant en évidence sa faible dépendance avec le site. Le diamètre moyen des cellules étant une fonction de λ , l'examen de ses variations sur terre et sur mer, en fonction du seuil, n'a montré aucune différence.

CONCLUSION GENERALE

Dans la présente étude, on s'est efforcé de mettre en évidence l'existence éventuelle de différences entre les champs de pluie sur terre et sur mer en zone côtière ivoirienne.

Ce problème est d'un grand intérêt pour la compréhension de la climatologie de la Côte d'Ivoire et de tout l'ouest africain incluant la zone soudano-sahélienne. En effet, l'alimentation en humidité des systèmes nuageux générateurs de précipitations de toute l'Afrique Occidentale se fait principalement à partir du Golfe de Guinée, et une anomalie dans cette zone peut avoir des répercussions jusqu'à l'intérieur du continent. La connaissance suffisante des phénomènes dynamiques en zone côtière ivoirienne peut donc aider à la prévision et au suivi de l'évolution climatique.

Le site d'étude est particulièrement intéressant car il se situe tout d'abord à une latitude proche de l'Equateur (entre 3 et 5°N), ce qui a pour conséquence de nous affranchir ou tout au plus d'amoindrir les effets de la force de Coriolis sur les flux d'air franchissant la côte. Ensuite, il est localisé en bordure du Golfe de Guinée, avec une côte orientée parallèlement au déplacement de la majeure partie des perturbations, ce qui permet une étude de la convection océanique propre et de la distribution des précipitations sur la mer (sans l'influence de facteurs non océaniques). Enfin, la côte ivoirienne est affectée de façon saisonnière par des remontées d'eaux froides ou upwelling dont l'influence sur l'activité convective continentale et océanique est sans conteste, mais est très mal connue.

Nous avons utilisé les données radar, qui sont les seules à permettre une analyse spatiale quasi continue sur la mer, et à offrir la possibilité d'une analyse plus détaillée des mécanismes de formation des précipitations, de la structure et de l'évolution des champs pluvieux. Ces données ont été saisies avec le radar d'Abidjan qui est le seul à être numérisé sur la côte du Golfe de Guinée ; nous avons participé à la collecte. La base de données radar est la première et la seule du genre dans la région.

Pendant la durée de préparation de cette thèse, il n'a pas été possible de traiter la base de données de façon exhaustive (question de temps et aussi parce que la collecte n'était pas encore faite). Cette étude est la première du genre, et nous l'avons effectuée à partir de quelques cas.

Les principaux résultats obtenus sont les suivants.

Nous avons montré et analysé un cas remarquable de circulation côtière qui a occasionné d'importantes précipitations sur la Côte d'Ivoire. Cet exemple illustre le rôle joué par certains facteurs locaux sur la distribution des précipitations en zone côtière, et explique comment l'interaction entre les phénomènes associés à la circulation de grande échelle et les circulations côtières influence les caractéristiques climatiques en bordure de la côte ivoirienne.

Ensuite, la théorie des variables aléatoires, qui formule l'hypothèse d'une égalité des densités de probabilité entre Z et R , nous a permis de faire l'étude de la distribution des précipitations sur terre et sur mer à l'aide de la fonction de densité de probabilité (fdp) de Z . L'analyse des fdp de Z n'a pas permis de tirer une conclusion évidente, ce qui nous a conduit à utiliser, comme indicateurs d'éventuelles différences, les coefficients a et b de la relation Z - R en raison de leur sensibilité aux caractéristiques physiques des précipitations. Le calcul de ces coefficients par la méthode d'ajustement probabiliste, associé à une pondération de chaque paramètre, a mis en exergue une intensité moyenne de précipitation plus forte sur la terre associée à une dominante convective, avec un coefficient a supérieur de 25% à celui relatif à la mer.

Dans le chapitre six, nous avons fait appel à la Méthode des Aires Fractionnelles pour étudier les différences de distribution des précipitations sur terre et sur mer. L'analyse du facteur de proportionnalité $S(\tau)$ entre l'intensité moyenne de précipitation et l'aire fractionnelle occupée par la pluie en fonction du seuil τ , a montré que pour les faibles seuils, $S(\tau)$ sur la partie continentale est supérieur à celui relatif à la partie océanique. On observe une inversion avec une croissance rapide du facteur $S(\tau)$ océanique lorsque τ augmente ; ce comportement est un trait de caractère des systèmes stratiformes.

La dernière partie de la thèse a été consacrée à l'étude de la structure interne des systèmes pluvieux sur terre et sur mer à travers la distribution de taille des cellules de pluie. La régression entre le nombre de cellules $N(D)$ et le diamètre circulaire équivalent D , en fonction du seuil τ , ne montre aucune différence de comportement des paramètres de la distribution (λ et N_0) sur terre et sur mer. Comme la pente λ , le diamètre moyen des cellules de pluie ne dépend pas du site.

Globalement, notre étude montre donc, de façon cohérente et concordante, l'existence de certaines différences de structure dans les systèmes générateurs de précipitation continentaux et océaniques, avec une convection et une intensité moyenne de pluie plus faible sur mer que sur terre.

Il serait évidemment souhaitable d'approfondir ces résultats, notamment en traitant un échantillon de données plus large, ensuite, en stratifiant l'étude par saison selon le régime de précipitation et aussi en fonction de la température de l'océan et enfin, en comparant avec les résultats d'un modèle de circulation atmosphérique côtière locale, ce qui permettrait de mieux appréhender l'influence des divers paramètres.

ANNEXE A

MESURE PAR RADAR

Le radar permet d'émettre à des intervalles de temps égaux, à partir d'une antenne, une onde électromagnétique dans une direction de l'espace définie par les angles de site (ou élévation) θ et d'azimut ϕ , puis de recueillir la puissance rayonnée par les cibles situées dans la direction de visée.

A – 1 L'antenne

A – 1 – 1 La densité de puissance et l'intensité de radiation

La puissance rayonnée en un point M de l'espace situé à une distance r du centre de l'antenne telle que $r \gg \frac{2d^2}{\lambda}$ (λ est la longueur d'onde du signal émis et d est le diamètre de l'antenne) est désignée par **densité de puissance** (par unité de surface) ; elle s'exprime en watt/m² :

$$S_i(r, \theta, \phi) = \frac{F}{r^2} f_E^2(\theta, \phi) \quad (\text{A-1})$$

f_E est la fonction de distribution du gain de l'antenne.

F est une constante qui dépend de l'intensité du signal émis et de l'impédance du milieu de propagation.

L'**intensité de radiation** est définie comme la puissance rayonnée par unité d'angle solide :

$$S_i(r, \theta, \phi)r^2 = Ff_E^2(r, \theta, \phi) \quad (\text{A-2})$$

La **puissance totale rayonnée** (ou émise) par l'antenne est égale à :

$$P_e = \int_{\Omega=4\pi} S_i(r, \theta, \phi)r^2 d\Omega \quad (\text{A-3})$$

A – 1 – 2 Le diagramme de l'antenne

La fonction $f^2(\theta, \phi)$ caractérise le diagramme de rayonnement de l'antenne ; c'est la fonction de gain d'antenne, et est égale à la valeur normalisée de l'intensité de radiation. Elle a pour expression :

$$f^2(\theta, \phi) = \frac{S_i(r, \theta, \phi)}{S_{i_{\max}}(r)} \quad (\text{A-4})$$

Avec $S_{i_{\max}}(r)$ la densité de puissance rayonnée en un point M se trouvant sur l'axe de l'antenne.

Le **diagramme de rayonnement**, (figure A-1), décrit la manière dont la puissance émise est répartie selon les directions de l'espace ; il présente plusieurs pics. Le maximum ou lobe principal, centré sur l'axe de l'antenne montre que la partie principale de l'énergie est concentrée dans le volume immédiat entourant l'antenne. Les pics de moindre niveau qui apparaissent lorsque θ croît sont les lobes secondaires. En radar-météorologie, on utilise généralement des antennes à symétrie circulaire ($\theta = \phi$) pour lesquelles $f^2(\theta, \phi) = f^2(\theta)$.

On délimite le faisceau utile par la fraction du lobe principal comprise entre l'axe de l'antenne et la direction angulaire pour laquelle l'énergie est la moitié (-3dB) de la valeur maximale sur l'axe, soit $f^2(\theta) = \frac{1}{2}$; (figure A-2). Le faisceau à 3dB ainsi défini contient

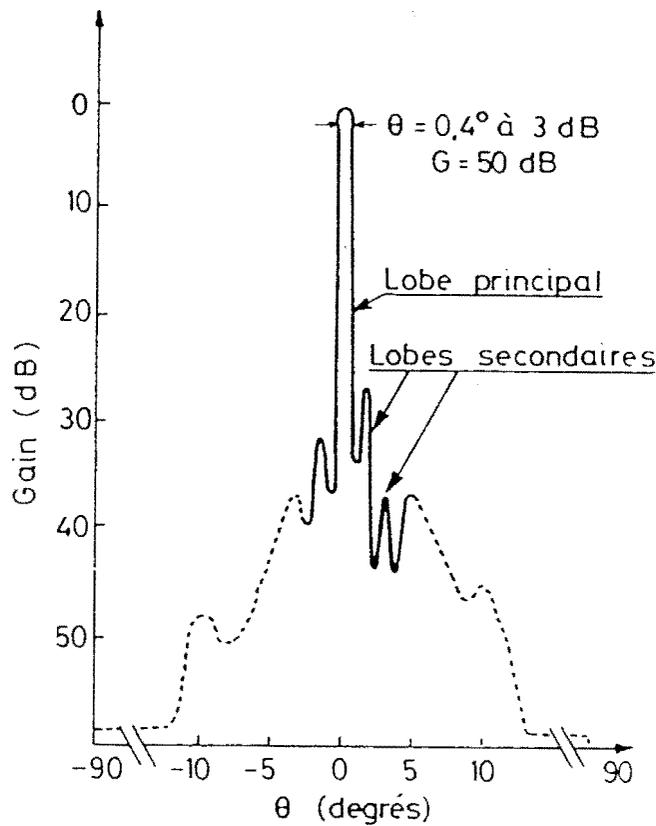


Figure A-1 : Diagramme de rayonnement de l'antenne. (D'après SAUVAGEOT, 1992)

environ 80% de l'énergie émise. Son ouverture θ_0 est celle de l'angle formé par les directions des points à -3dB dans un plan passant par l'axe.

Une valeur approximative de l'ouverture à 3dB du faisceau d'une antenne parabolique est donnée par :

$$\theta_0 = 70 \frac{\lambda}{d} \quad (\text{A-5})$$

Où θ_0 est en degrés, d et λ sont exprimés dans la même unité. La constante prise dans (A-5) égale à 70, dépend de la loi d'illumination de l'antenne.

A - 1 - 3 Le gain de l'antenne

L'aptitude de l'antenne à concentrer l'énergie dans une direction donnée est mesurée par le **gain**. Il est défini comme le rapport de l'intensité de radiation de l'antenne utilisée à celle d'une antenne isotrope (rayonnant uniformément dans toutes les directions), à laquelle serait fournie la même puissance P_e .

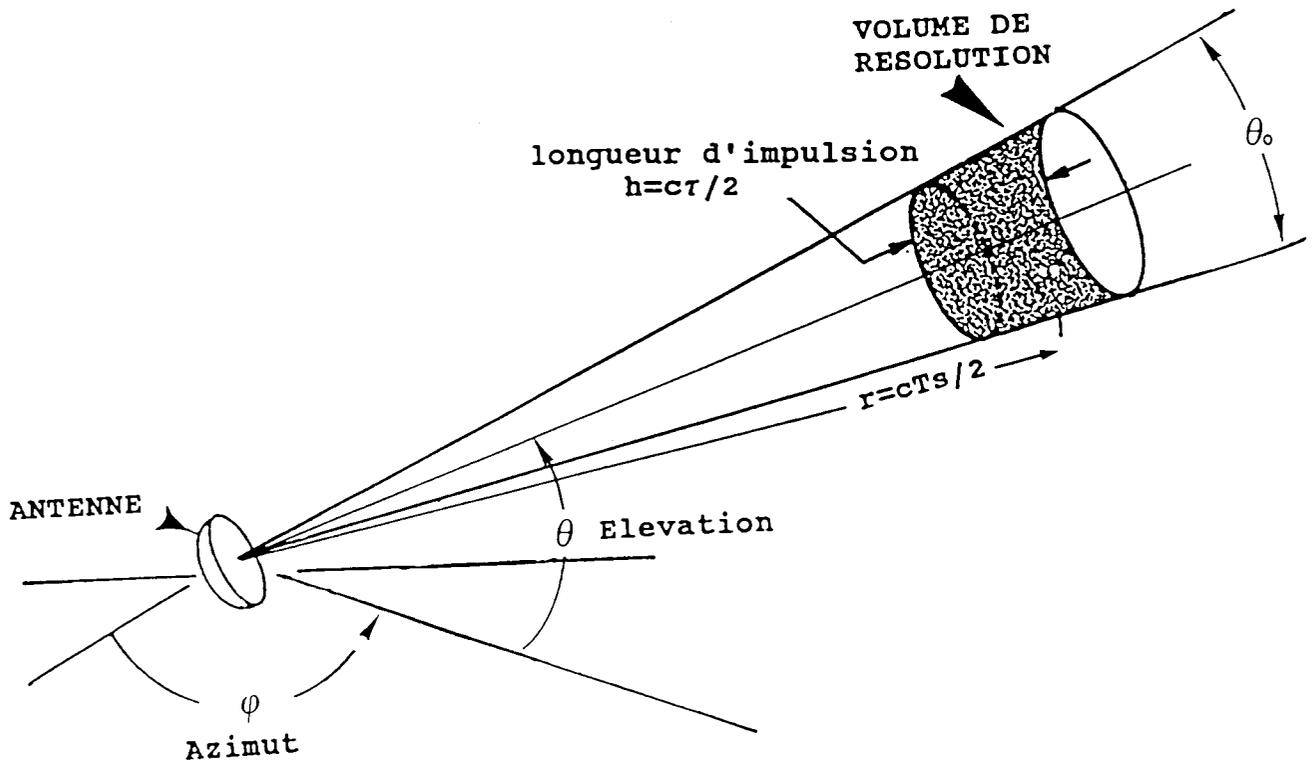


Figure A-2 : Géométrie du faisceau utile des mesures radar.

Le gain s'exprime selon l'équation :

$$G(\theta, \phi) = \frac{S_i(r, \theta, \phi)r^2}{S_{iso}(r)} \quad (\text{A-6})$$

Avec

$$S_{iso} = \frac{P_i}{4\pi r^2} \quad (\text{A-7})$$

Le gain d'une antenne est usuellement assimilée à son gain maximal ou gain sur l'axe du faisceau. On distingue le gain en directivité G_d , utilisé pour décrire les propriétés du diagramme de rayonnement (il est égal à $G(\theta, \phi)$ quand $\theta = \phi = 0$) et le gain en puissance G_0 utilisé pour le calcul de l'équation radar. G_0 est le rapport de l'intensité effective du rayonnement sur l'axe sur la valeur moyenne isotrope correspondant à la puissance à l'entrée de l'antenne. D'après (A-4) on peut écrire :

$$f^2(\theta, \phi) = \frac{G(\theta, \phi)}{G_0} \quad (\text{A-8})$$

Entre les paramètres G_0 et G_d existe la relation suivante:

$$G_0 = \rho_r G_d \quad (\text{A-9})$$

Où ρ_r est le facteur d'efficacité radiative de l'antenne et représente les pertes dues aux défauts d'illumination du paraboloïde par la source primaire ; pour une antenne de bonne qualité, ρ_r vaut entre 0,5 et 0,7.

Lorsque deux antennes différentes sont utilisées à l'émission et à la réception, le gain de l'ensemble pour une direction donnée et pour le trajet aller et retour est le produit des gains de chacune des antennes. Lorsque la même antenne est utilisée pour les deux opérations, le gain global est :

$$G^2(\theta, \phi) = G_0^2 f^4(\theta, \phi) \quad (\text{A-10})$$

A – 2 Sondage des nuages par radar

Les hydrométéores interceptant le faisceau, absorbent une partie de l'énergie incidente et diffusent le reste dans toutes les directions. La fraction de la puissance incidente rétrodiffusée par les hydrométéores en direction du radar est alors mesurée par celui-ci.

a) – Section efficace de rétrodiffusion

On appelle *section efficace de rétrodiffusion* d'une particule, la surface interceptant une quantité de puissance incidente égale à celle qui rayonnée isotropiquement, correspondrait à la puissance qui est effectivement reçue par le radar. Si :

$S_i(r, \theta, \phi)$ est la densité de puissance au point $M(r, \theta, \phi)$

$S_r(r, \theta, \phi)$ est la densité de puissance rayonnée par la cible et reçue par le radar,

σ obéit à l'équation :

$$S_i(r, \theta, \phi)\sigma = 4\pi r^2 S_r(r, \theta, \phi) \quad (\text{A-11})$$

Lorsque le diamètre de la cible est faible devant la longueur d'onde du rayonnement incident (approximation de Rayleigh), la section efficace de rétrodiffusion s'écrit :

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (\text{A-12})$$

λ est la longueur d'onde du rayonnement incident.

K est le facteur diélectrique des particules.

D est le diamètre de l'équivalent sphérique des particules.

b) – Réfectivité d'un volume de cibles

Pour un ensemble d'hydrométéores dont la répartition granulométrique est décrite par la fonction $N(D)$, on détermine à partir de l'équation A-12 la réfectivité dans l'approximation de Rayleigh :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int D^6 N(D) dD \quad (\text{A-13})$$

$N(D) dD$ est le nombre d'hydrométéores de diamètre compris entre D et $D + dD$.

Le *facteur de réflectivité* de la population est défini par l'expression :

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 N(D) dD \quad (\text{A-14})$$

A – 3 Equation radar

L'équation radar exprime la relation entre l'intensité moyenne du signal reçu et les propriétés de la cible ponctuelle ou du volume diffusant situés à la distance r , en fonction des conditions de propagation entre le radar et la cible.

a) – Cible ponctuelle

1) – Puissance émise

La densité de puissance émise s'écrit comme suit en fonction du gain :

$$S_i(r, \theta, \phi) = \frac{P_t}{4\pi r^2} G_0 f^2(\theta, \phi) L^2 \quad (\text{A-15})$$

avec P_t la puissance transmise à l'émetteur et L^2 le coefficient d'atténuation dans le milieu de propagation.

En substituant (A-11) dans (A-3), la puissance émise s'exprime par :

$$P_e = \frac{P_t G_0 L^2}{4\pi} \int_{\Omega} f^2(\theta, \phi) d\Omega \quad (\text{A-16})$$

2) – Puissance reçue

Si $S_r(\theta, \phi)$ est la densité de puissance au niveau de l'antenne, en provenance de la direction (θ, ϕ) , d'après (A-11), on peut écrire :

$$S_r = \frac{P_t G_0 f^2(\theta, \phi) L^2 \sigma}{(4\pi r^2)^2} \quad (\text{A-17})$$

La puissance moyenne collectée par l'antenne d'ouverture efficace A_e pour la direction correspondante (r, θ, ϕ) est :

$$P_r = S_r(\theta, \phi) A_e(\theta, \phi) \quad (\text{A-18})$$

L'ouverture efficace de l'antenne est liée au gain par la relation :

$$A_e(\theta, \phi) = \frac{\lambda^2}{4\pi} G_r(\theta, \phi) = G_0 f(\theta, \phi) \quad (\text{A-19})$$

En supposant une antenne unique pour l'émission et la réception, la puissance reçue a pour expression :

$$P_r = \left(\frac{P_t G_0^2 f^4(\theta, \phi) \lambda^2 L_r}{(4\pi)^3} \right) \frac{L^2 \sigma}{r^4} \quad (\text{A-20})$$

L_r est l'affaiblissement dû à la largeur de la bande passante

L'équation (A-16) est l'équation radar pour une cible ponctuelle. Elle s'écrit sous forme réduite :

$$P_r = C_1 L^2 \frac{\sigma}{r^4} \quad (\text{A-21})$$

b) – Cible distribuée

Une cible est distribuée lorsqu'elle est composée d'un grand nombre d'éléments présents simultanément dans un même volume de résolution V avec des phases aléatoirement distribuées. En supposant la répartition homogène, la section efficace de rétrodiffusion de la cible est égale à $\sum_V \sigma_i$ la sommation portant sur l'ensemble du volume de résolution :

$$\sum_v \sigma_i = V \left(\sum_v \sigma_i / V \right) = V \bar{\eta} \quad (\text{A-22})$$

$\bar{\eta}$ est la réflectivité radar en $m^2 \cdot m^{-3}$, mais couramment exprimée en cm^{-1} .

Pour une cible distribuée occupant entièrement le faisceau, l'équation (A-16) s'écrit :

$$P_r = \frac{P_t G_0^2 \lambda^2 L_r L^2 \eta}{(4\pi)^3} \int \frac{f^4(\theta, \phi)}{r^4} dV \quad (A-23)$$

Le volume d'intégration V est le volume de résolution (ou volume d'impulsion) avec $dV = r^2 dr d\Omega$ ($d\Omega$ est l'élément d'angle solide). La profondeur radiale du volume d'impulsion est égale à la demi-longueur d'impulsion ($h = \frac{c\tau}{2}$) avec c la vitesse de propagation de l'onde. Pour r grand devant h , l'équation (A-19) s'écrit :

$$P_r = \frac{P_t G_0^2 \lambda^2 L_r L^2}{(4\pi)^3} \frac{c\tau}{2} \frac{\eta}{r^2} \int_{\Omega} f^4(\theta, \phi) d\Omega \quad (A-24)$$

PROBERT-JONES (1962) a montré que la distribution de puissance dans le lobe secondaire est convenablement représentée par une fonction gaussienne. En négligeant les lobes secondaires, on a l'équation :

$$\int_{\Omega} f^4(\theta, \phi) d\Omega = \frac{\pi \theta_0 \phi_0}{8 Ln2} \quad (A-25)$$

θ_0 et ϕ_0 sont les angles d'ouverture à 3dB du faisceau ; l'erreur commise en ignorant les lobes secondaires est négligeable car inférieure à 0,2dB. L'équation (A-20) s'écrit finalement :

$$P_r = \left(\frac{P_t \lambda^2 G_0^2 \theta_0 \phi_0 c \tau L_r}{1024 \pi^2 Ln2} \right) L^2 \frac{\eta}{r^2} \quad (A-26)$$

Son expression sous forme réduite est la suivante :

$$P_r = C_2 L^2 \frac{\eta}{r^2} \quad (\text{A-27})$$

Les formes particulières de l'équation (A-21) sont appliquées aux cibles météorologiques.

ANNEXE B

ETALONNAGE DU RADAR

Pour utiliser le radar comme instrument de mesure, il est nécessaire de l'étalonner avec soin afin de connaître avec précision les constantes de l'équation du radar, et également d'arriver à interpréter convenablement les quantités mesurées (SKOLNIK, 1970 ; SAUVAGEOT, 1992 parmi d'autres).

L'étalonnage doit permettre de relier quantitativement le signal mesuré (la puissance reçue par le radar) à la quantité physique que l'on souhaite déterminer (l'intensité de la pluie). Les causes d'erreurs potentielles dépendent de l'incertitude sur l'instrument de mesure (c'est-à-dire sur les caractéristiques techniques du radar) et de l'incertitude sur les caractéristiques physiques de la cible (c'est-à-dire la distribution granulométrique de la pluie observée).

Il n'existe pas de méthode unique qui soit universellement utilisée pour l'étalonnage. On distingue deux types d'étalonnage :

B - 1 Etalonnage instrumental du radar

L'équation radar réduite s'écrit (cf. A-17 et A-23):

$$P_r = \frac{CL^2\eta}{r^4} \quad \text{pour une cible ponctuelle} \quad (\text{B-1})$$

$$P_r = \frac{CL^2\eta}{r^2} \quad \text{pour une cible distribuée} \quad (\text{B-2})$$

P_r = puissance reçue par l'émetteur.

r = distance radar-cible.

L^2 = atténuation intégrée sur le trajet radar-cible aller et retour.

η = réflectivité radar

C = constante caractéristique du radar utilisé.

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K^2| Z 10^{-12} \quad (\text{B-3})$$

λ = longueur d'onde en cm.

K = facteur diélectrique des gouttes.

Z = facteur de réflectivité radar en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$

η en cm^{-1}

Dans les équations (B-1) et (B-2), C représente ce que l'on appelle la constante instrumentale du radar. C est donné par un produit de divers facteurs dépendant des caractéristiques techniques du radar (puissance émise, gain d'antenne, ...), voir ci-après. C est aussi appelé le facteur d'étalonnage.

L'étalonnage instrumental consiste à déterminer la constante radar puis à vérifier que sa valeur reste la même au cours du temps, traduisant ainsi un bon fonctionnement de l'équipement radar.

Il existe deux méthodes d'étalonnage instrumental.

B – 1 – 1 Etalonnage sur cible ponctuelle connue

Une sphère métallique de dimension connue (par exemple un ballon recouvert de papier aluminium) est visée par le radar. Généralement, le diamètre est tel que $D > 10\lambda$, de sorte que la cible obéisse aux lois de l'optique géométrique pour la longueur d'onde λ ; ainsi, la section efficace de rétrodiffusion est égale à la section droite géométrique (SKOLNIK, 1970, NATHANSON et al., 1972).

Connaissant Z , P_r et r , la constante C est calculée à partir de (B-1) et (B-3).

B – 1 – 2 Mesures des caractéristiques du radar

Puisque la constante C est déterminée par les caractéristiques du radar, elle peut être obtenue en mesurant indépendamment chaque paramètre intervenant dans le calcul. Cette technique permet de localiser d'éventuelles défaillances. En remplaçant les paramètres par leur valeur, on devrait retrouver la valeur de C spécifique (ou nominale) du radar. On a :

$$C = \frac{P_t \lambda^2 G_0^2 \theta_0 \phi_0 c \tau L_r}{1024 \pi^2 \ln 2} \quad (\text{B-4})$$

avec

P_t = puissance émise.

G_0 = gain de l'antenne sur l'axe du système.

θ_0, ϕ_0 = angles d'ouverture du faisceau à 3dB dans les plans de symétrie.

c = vitesse de propagation de l'onde.

τ = durée de l'impulsion.

L_r = affaiblissement dû à la largeur de la bande passante du récepteur.

B – 2 Etalonnage des coefficients de la relation Z-R

De nombreux travaux ont recherché des relations simples entre Z et R . Il est admis que ces relations sont de la forme :

$$Z = aR^b \quad (\text{B-5})$$

L'étalonnage des coefficients de la relation Z-R est un étalonnage global portant à la fois sur l'instrument et sur les propriétés de la cible. Il est obtenu en mesurant séparément R avec des instruments au sol (pluviomètres, pluviographes, disdromètres) et Z avec le radar

juste au-dessus des points de mesure au sol. On obtient ainsi des couples de valeurs Z_i-R_i . On en déduit l'étalonnage.

L'ajustement d'une courbe de régression aux valeurs mesurées de Z et R donne a et b. Le coefficient a est faible pour les pluies stratiformes et augmente avec le caractère convectif ; b varie à l'inverse de a, mais avec une amplitude plus faible.

B – 3 Détermination d'un facteur de correction des estimations de pluie

Usuellement, ce type d'étalonnage est mis en œuvre à partir d'un réseau de pluviomètres. Le but recherché est de convertir les données radar en intensité de précipitation. Pour cela on compare, en vue d'un ajustement, les champs pluvieux radar et ceux mesurés au sol par un réseau de pluviomètres.

Pour avoir une bonne estimation des pluies, un étalonnage individuel (par événement) s'impose. On se sert de N images radar dont les surfaces précipitantes couvrent au moins en partie le domaine de travail pendant un intervalle de temps Δt (intervalle de temps d'étalonnage). Ensuite, une correction est appliquée uniformément aux estimations radar. Le facteur multiplicatif d'ajustement est donné par :

$$f = \frac{H_p}{H_R} \quad (\text{B-6})$$

où H_p est la somme des hauteurs de précipitation obtenue à partir du réseau pluviométrique et, H_R est la somme des hauteurs de précipitation obtenue à partir du radar.

L'ajustement spatial des données à partir d'un réseau de pluviomètres a conduit au développement de schémas d'interpolation dont celui de BRANDES (1975) que nous présentons brièvement.

- Tout d'abord, on réalise un maillage du domaine d'étude.

- Les réflectivités Z mesurées par radar sont converties en intensité de précipitation R en utilisant la relation Z - R connue (approximative ou standard) qui semble la mieux adaptée climatiquement.
- Les coordonnées polaires sont converties en coordonnées cartésiennes pour une meilleure correspondance avec le maillage ; les intensités de précipitation sont converties en incréments de hauteur de précipitation pour les intervalles de temps des mesures radar et cumulés dans chaque volume de résolution durant toute la durée d'observation.
- Les rapports $\frac{H_P}{H_R}$ sont calculés pour chaque pluviomètre ayant un certain quantum de précipitation en utilisant les pixels radar situés dans un rayon donné autour de chaque pluviomètre, puis sommés.
- A partir des rapports $\frac{H_P}{H_R}$, on détermine un domaine du facteur d'ajustement qui est appliqué aux valeurs de pluie estimées par le radar, ce qui donne un premier champ de précipitation radar corrigé.
- Les différences entre les hauteurs de précipitation corrigées obtenues par le radar et celles mesurées par les pluviomètres sont utilisées pour affiner les facteurs d'ajustement, de telle sorte que le champ de précipitation corrigé soit en accord avec les données des pluviomètres.

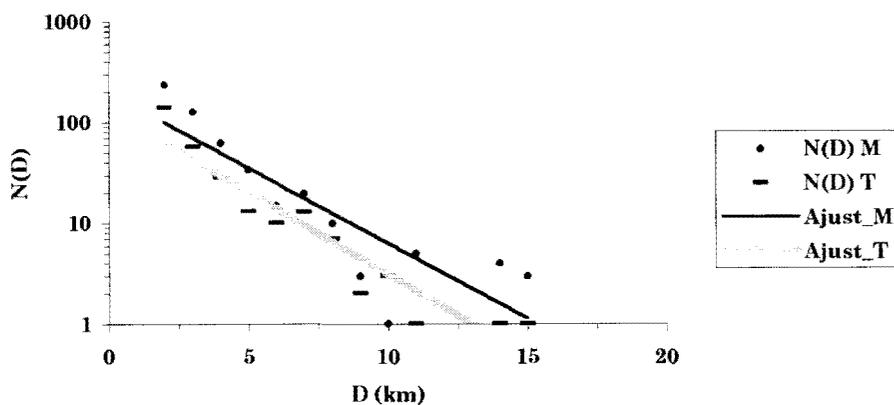
ANNEXE C

**DISTRIBUTION DE TAILLE DES CELLULES DE PLUIE SUR TERRE ET SUR MER,
le 04 juillet et le 30 septembre 1995, et le 03 mai 1996.**

seuil:1mm/h

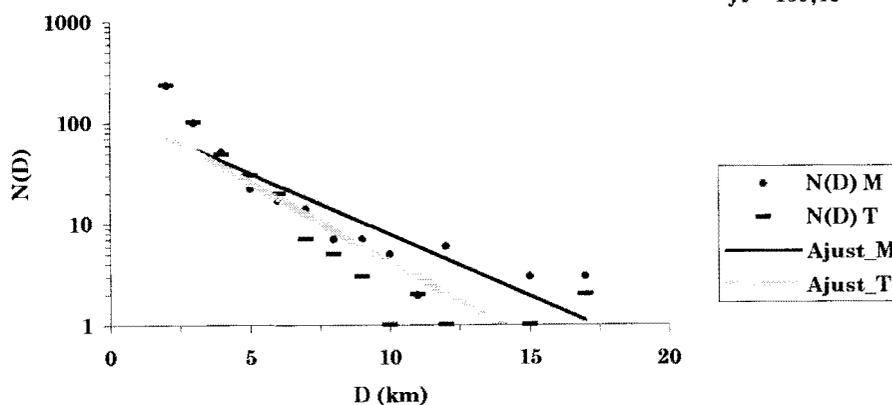
$$y_m = 198,69e^{-0,3442x}$$

$$y_t = 134,61e^{-0,3759x}$$

seuil:2mm/h

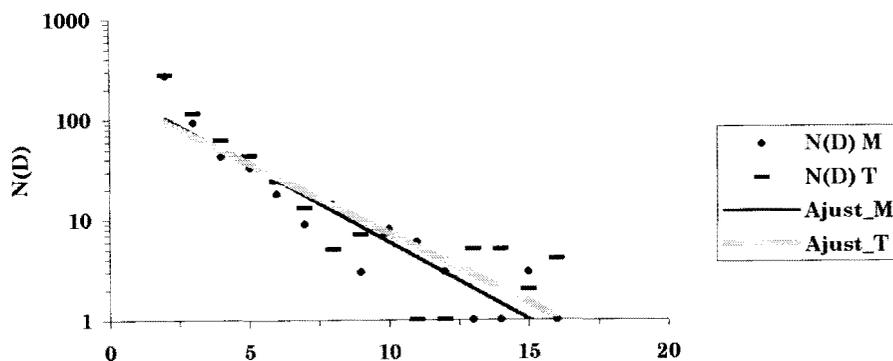
$$y_m = 130,05e^{-0,28x}$$

$$y_t = 159,4e^{-0,3626x}$$

seuil:3mm/h

$$y_m = 210,89e^{-0,3663x}$$

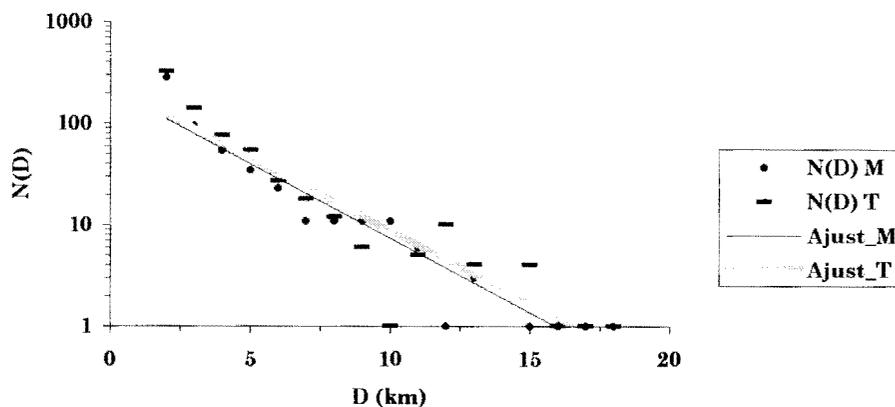
$$y_t = 180,08e^{-0,3194x}$$



seuil:4mm/h

$$y_m = 217,13e^{-0,3381x}$$

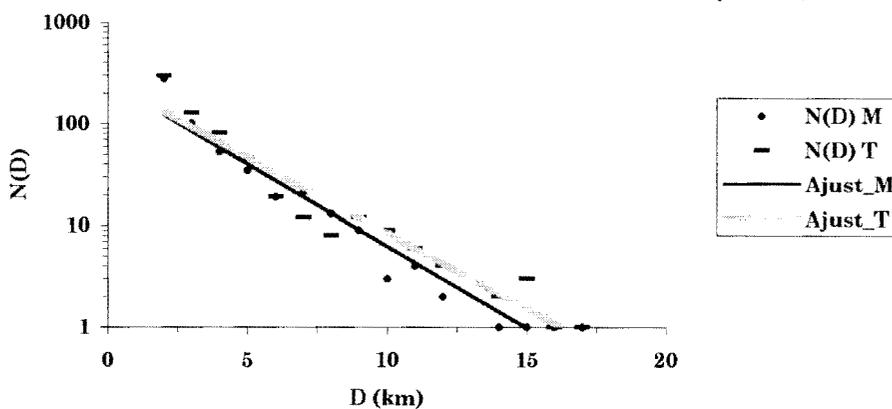
$$y_t = 240,09e^{-0,3301x}$$



seuil:5mm/h

$$y_m = 257,83e^{-0,371x}$$

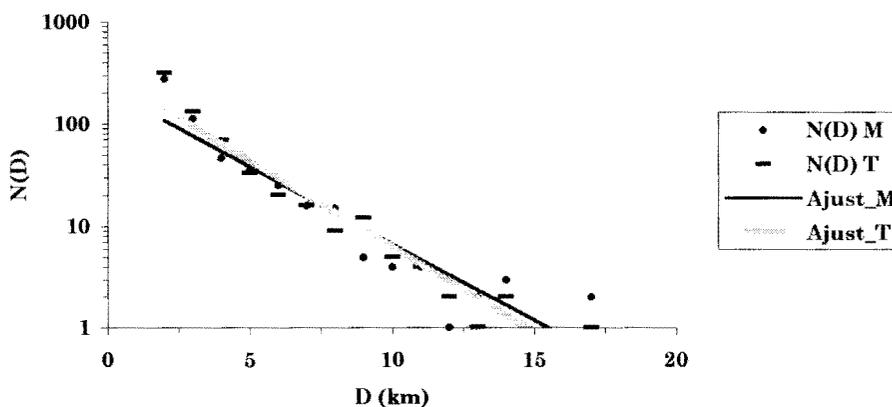
$$y_t = 260,83e^{-0,3419x}$$



seuil:8mm/h

$$y_m = 216,66e^{-0,3469x}$$

$$y_t = 304,4e^{-0,3873x}$$

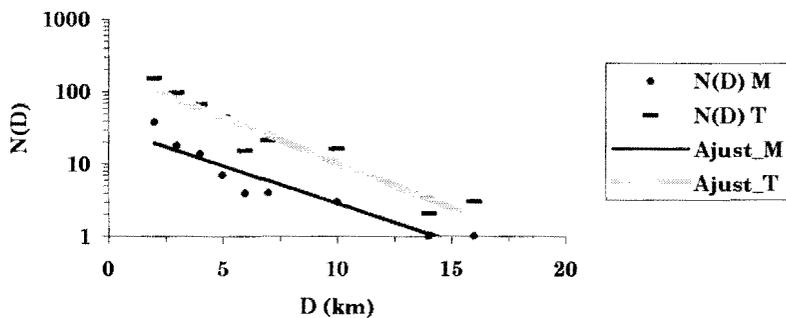


Figures C-1 : Distribution de taille des cellules de pluie. (Echantillon du 04 juillet)

seuil:1mm/h

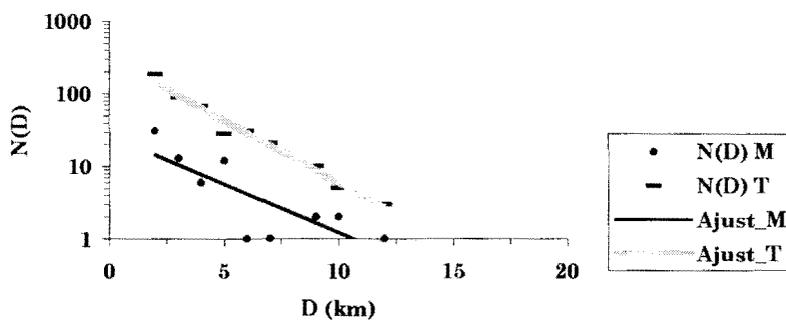
$$y_m = 31,765e^{-0,2409x}$$

$$y_t = 190,9e^{-0,2891x}$$

seuil:2mm/h

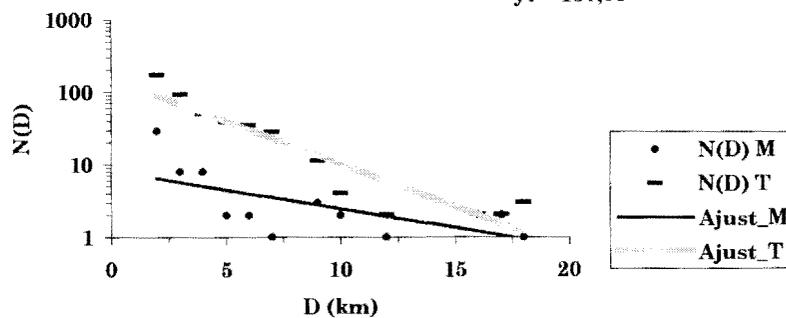
$$y_m = 26,673e^{-0,3085x}$$

$$y_t = 315,26e^{-0,3974x}$$

seuil:3mm/h

$$y_m = 8,16e^{-0,1202x}$$

$$y_t = 157,6e^{-0,2721x}$$



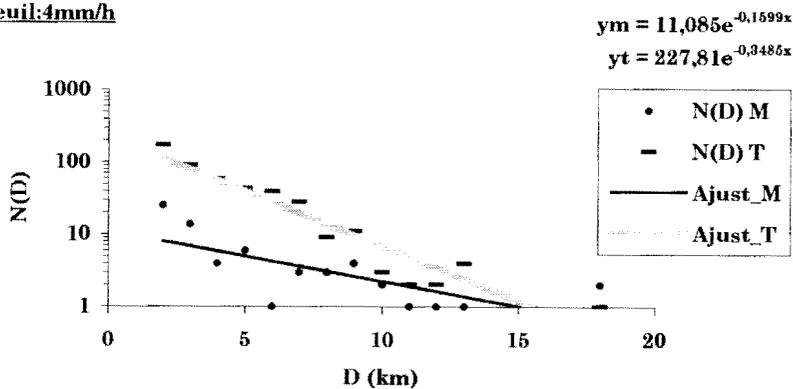
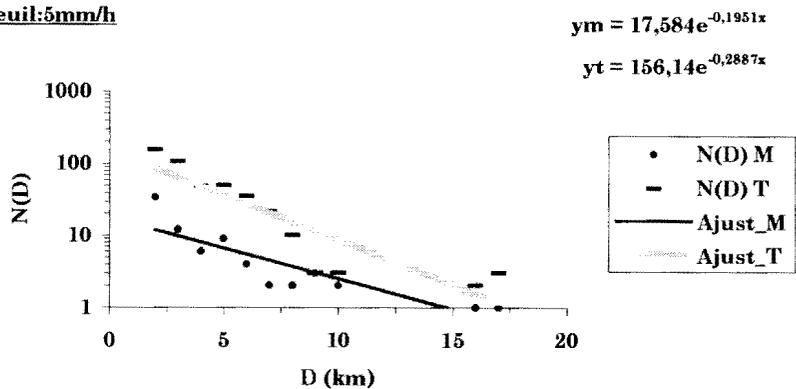
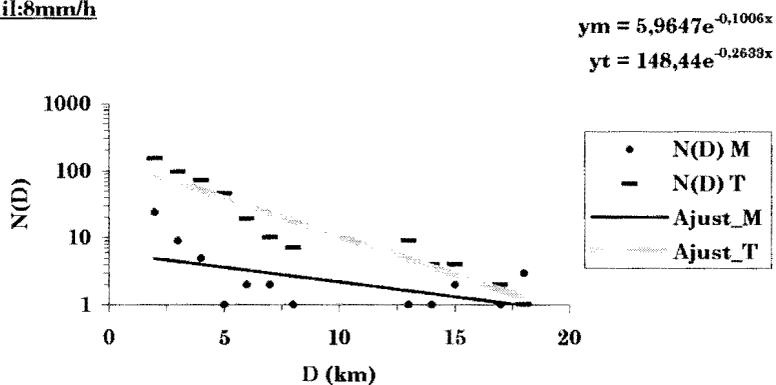
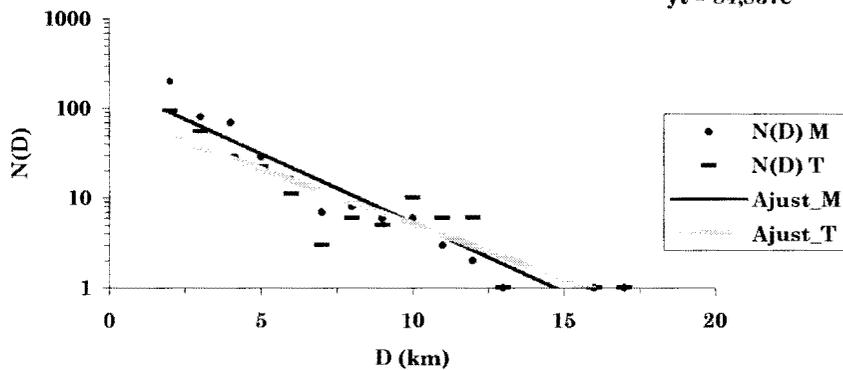
seuil:4mm/hseuil:5mm/hseuil:8mm/h

Figure C-2 : Distribution de taille des cellules de pluie. (Echantillon du 30 septembre 1995)

seuil:1mm/h

$$y_m = 183,69e^{-0,3539x}$$

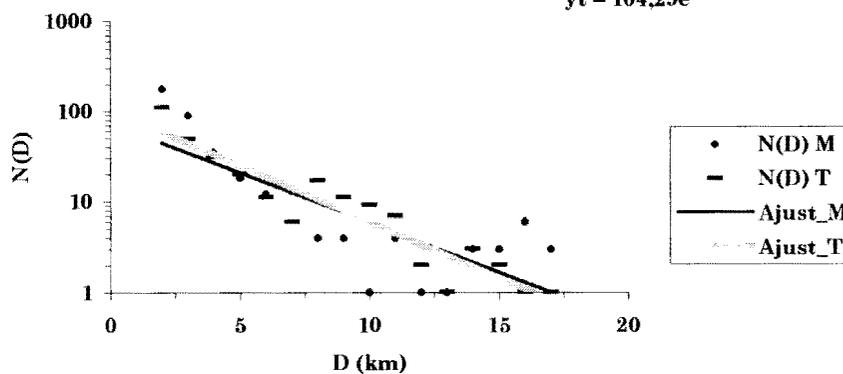
$$y_t = 84,837e^{-0,2796x}$$



seuil:2mm/h

$$y_m = 73,409e^{-0,262x}$$

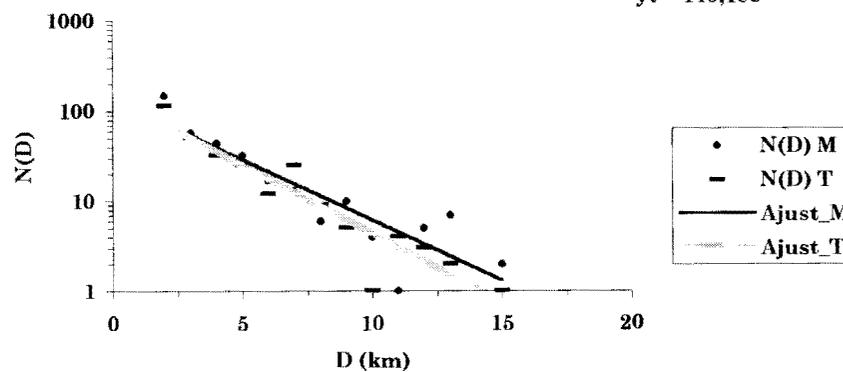
$$y_t = 104,29e^{-0,2847x}$$



seuil:3mm/h

$$y_m = 136,59e^{-0,3096x}$$

$$y_t = 146,18e^{-0,3502x}$$



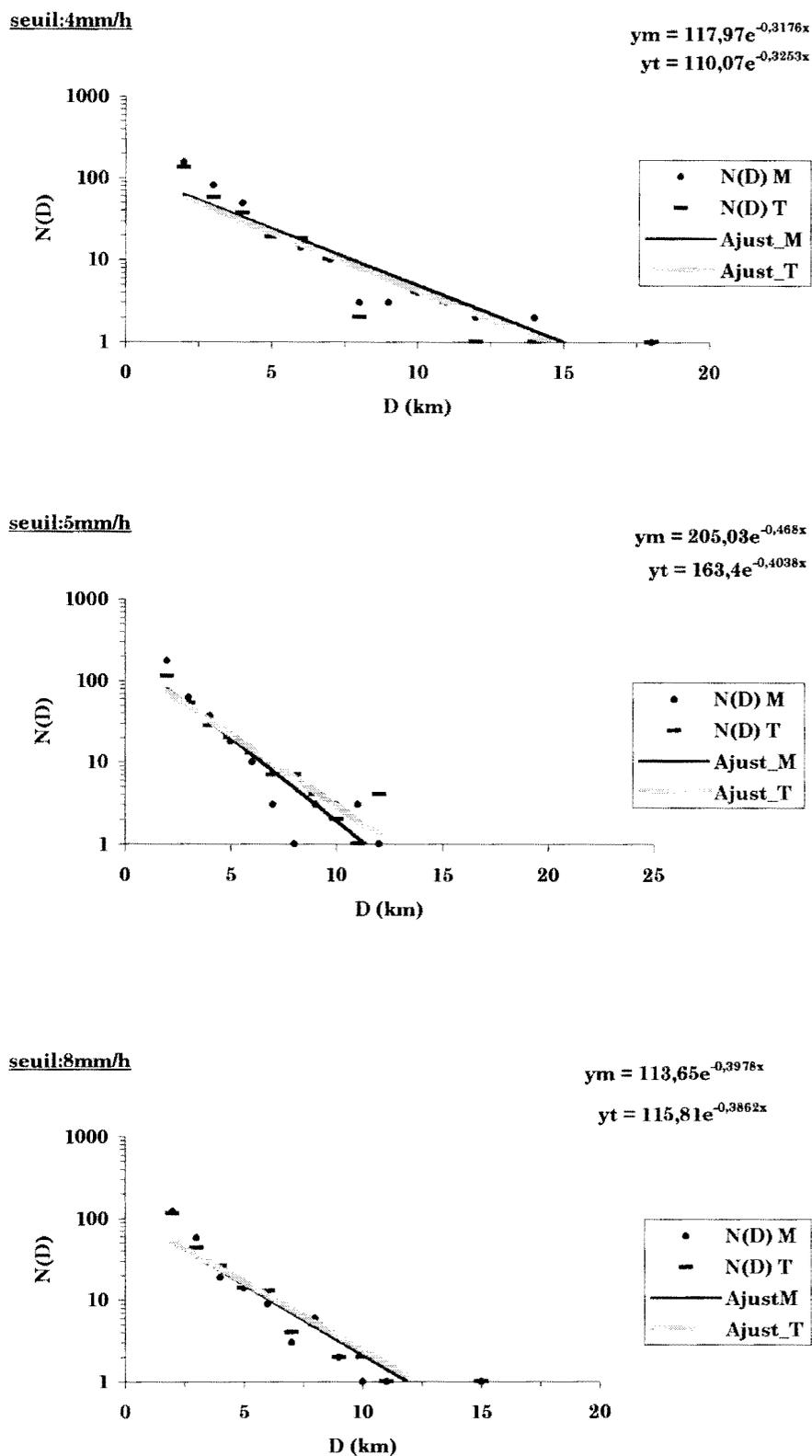


Figure C-3 : Distribution de taille des cellules de pluie. (Echantillon du 03 mai 1996)

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aman, A. and S. Fofana, 1993 : Coastal sea surface temperature as detected by meteosat satellite and receive at the university of Abidjan. *Acts of DUSRU meeting, Accra, October 5-8th 1993*, 52-59.
- Asecna, 1979 : Le climat de la Côte d'Ivoire. *Asecna Service Météorologique, Côte d'Ivoire*, 86p.
- Atkinson, B.W., 1981 : Meso-scale atmospheric circulations. *Academic press London*, 495p.
- Atlas, D., D Rosenfeld and A Short, 1990 : The estimation of convective rainfall by area integrals. Part I : The theoretical and empirical basis. *J. Geophys. Res.*, **95**, **D3**, 2153-2160.
- Binet, D., 1983 : Influence des variations climatiques sur la pêche des *Sardinella aurita* ivoiro-ghanéennes : relation sécheresse-surpêche. *Oceanol. Acta*, **5** (**4**), 443-452.
- Brandes, E.A., 1975 : Optimizing rainfall estimates with the aide of radar. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1339-1345.
- Byers, H.R., 1948 : The use of radar in determining the amount of rain falling over a small area. *Trans. Am. Geophys. Union*, **29**, 187-196.
- Calheiros, R.V. and I. Zawadski, 1987 : Reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology in Brazil. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **26**, 118-132.
- Cautenet, S., 1988 : Interaction d'une circulation de méso-échelle de brise de mer avec un cisaillement de vent synoptique. Application au golfe de Guinée. *Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II*, France, 204p.

- Colin, C., 1988 : Coastal upwelling events in front of the Ivory Coast during the FOCAL program. *Oceanol. Acta* ,**10 (2)**, 125-138.
- Chiu, L.S., 1988 : Rain estimation from satellites : area rainfall-rain area relation. 3th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography. *Amer. Meteor. Soc.*, Anaheim, Californie, feb., 363-368.
- Dennis, A.S. and F.G. Fernald, 1963 : Frequency distributions of shower sizes. *J. Appl. Meteor.*, **2**, 767-769.
- Dennis, A.S. , A. Koscielaki, D.E. Cain, J.H. Hirsch and P.L. Smith Jr., 1975 : Analysis of radar observations of a random cloud seeding experiment. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 897-908.
- Dennis, A.S., B.G. Brown, J.H. Hirsch, F.J. Kopp, J.R. Miller Jr, P.W. Mielke, H.D. Orville, S. Sengupta and P.L. Smith Jr., 1980 : Interim progress reports on research on evolving design and evaluation of HIPLEX program, period 1 April 1979-31 March 1980. Rapport 80-2 (Inst. of Atmos. Sci., South Dakota school of Mines and Technology), Rapid-city, SD.
- Despaux, G.,1990 : Notice technique de la chaîne d'acquisition SANAGA. *Université Paul Sabatier, Laboratoire d'Aérodologie, Centre de Recherches Atmosphériques - Campistrous*.
- Dhonneur, G., 1985 : Traité de Météorologie tropicale. Tome I, *Météorologie Nationale*, France, 151p.
- Doneaud, A.A., S.I. Niscov, D.L. Priegnitz and P.L. Smith, 1984 : The area-time integral as an indicator for convective rain volumes. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **23**, 555-561.
- Dye, J.E., J.J. Jones, W.P. Winn, T.A. Cerni, B. Gardiner, D. Lamb, R.L. Pitter, J. Halett and C.P.R. Saunders, 1986 : Early electrification and precipitation development in a small isolated Montana cumulonimbus. *J. Geophys. Res.*, **91**, 1231-1247.

- Dye, J.E., W.P. Winn, J.J. Jones and D.W. Breed, 1989 : The electrification of New Mexico thunderstorms. 1. Relationship between precipitation development and the onset of electrification. *J. Geophys. Res.*, **94**, 8643-8656.
- Estoque, M.A. and J.J. Fernandez-Partgas, 1974 : Precipitation dependence on synoptic-scale conditions and clouds seeding. *Geofis. Int.*, **14**, 181-206.
- Georgis, J.F., 1996 : Comportement et interactions électriques des gouttes précipitantes dans un nuage d'orage. *Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, N°2248*, France, 121p.
- Gerard, R., R. Sexton and P. Mazeika, 1965 : Parachute Drogue measurement in the Eastern Tropical Atlantic in September 1964. *J. Geophys. Res.*, Vol. **70**, N°**22**, 5696-5698.
- Goldhirsh, J. and B. Musiani, 1986 : Rain cell size statistics derived from radar observations at Wallops Iland, Virginia. *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*. Vol. **GE 24**, N°**6**, 947-954.
- Houze, R.A. and C.P. Cheng, 1977 : Radar characteristics of tropical convection observed during GATE : mean properties and trend over the summer season. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 964-980.
- Hudlow, M.E., R. Arkell, V. Patterson, P. Pythowany, R. Richards and S. Geotis, 1979 : Calibration and intercomparison of the GATE C-band radar's. *NOAA Tech. Rep. EDIS 31, US Dept of Commerce, Washington - DC*.
- Kanamitsu, M. and T.N. Krishnamurti, 1978 : Northern summer planetary-scale monsoon during drought and normal rainfall months. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 331-347.
- Kedem, B., L.S. Chiu and Z. Karni, 1990 : An analysis of the threshold method for measuring area-average rainfall. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 3-20.
- Konrad, T.G., 1978 : Statistical models of summer rainshowers derived from fine-scale radar observations. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 171-188.

- Lahuec, J-P. et B. Guillot, 1994 : Satellite et surveillance du climat –Atlas de Veille Climatique 1986-1994. Editions ORSTOM, 91p.
- Lemasson, L. et J.P. Rebert, 1973 : Les courants marins dans le golfe ivoirien. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, **11**, 67-96.
- LeMone, M.A. and E.J. Zipser, 1980 : Cumulonimbus vertical velocity events in GATE. Part I : Diameter intensity, and mass flux. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2444-2457.
- Lhermitte R. and E.R. Williams, 1983 : Cloud electrification. *Rev. Geophys.*, **21**, 85-104.
- Lopez, R.E., 1976 : Radar characteristics of cloud populations of tropical disturbances in the Northwest Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 268-283.
- Lopez, R.E., 1977 : The log-normal distribution and cumulus cloud populations. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 865-872.
- Lopez, R.E., D.O. Blanchard, D. Rosenfeld, W.L. Hiscox and M.J. Casey, 1984 : Population characteristics, development processes and structure radar echoes in South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 56-75.
- Lopez, R.E., D. Atlas, D. Rosenfeld, J.L. Thomas, D.O. Blanchard and R.L. Holle, 1989 : Estimation of area rainfall using the radar echo area time integral. *J. Appl. Meteor.*, **28**, 1162-1175.
- Marec, L., 1995 : Température de surface de la mer et anomalie en Atlantique tropical de mai à juillet 1995. *Veille Clim. Sat.*, **54**, 5-8.
- Marshall, J.-S., W.-M.-K. Palmer, 1948 : The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- Miller, J.R., A.S. Dennis, J.H. Hirsch and D.E. Cain, 1975 : Statistics of shower echoes in western North Dakota. *Preprints. 16th radar Meteor. Conf., Houston, Amer. Meteor. Soc.*, 391-396.

- Molinié, J., 1996 : Contribution à l'étude des phénomènes orageux de l'atmosphère guyanaise. *Thèse de doctorat, Université des Antilles et de la Guyane*, 125p.
- Morlière, A., 1970 : Les saisons marines devant Abidjan. *Doc. Scient. Centre Rech. Oceanogr. Abidjan*, **1 (2)**, 1-15.
- Nanthanson, F.-E. and P.-L. Smith, 1972 : A modified coefficient for the weather radar equation. *Prep. 15th radar meteor. Conf., Amer. Meteor. Soc.*, 228-231.
- Orville, E.R., and R.W. Henderson, 1986 : Global distribution of midnigth lightning : September 1977 to August 1978. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2640-2653.
- Picaut, J., 1983 : Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 18-37.
- Planchon, O., 1996 : Les climats maritimes dans le monde. *Thèse de doctorat, Université De Bourgogne, France*, 233p.
- Probert-Jones, J.-R., 1962 : The radar equation in meteorology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **88**, 485-495.
- Proctor, D.E., 1983 : Lightning and precipitation in a small multicellular storm. *J. Geophys. Res.*, **88**, 5421-5440.
- Proctor, D.E., 1991 : Regions where lightning flashes began. *J. Geophys. Res.*, **96**, 5099-5112.
- Ramos-Buarque, S., 1994 : Estimation de l'intensité de pluie par radar dans les lignes de grain soudano-sahéliennes par intégrales spatio-temporelles. *Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, N°1782, France*, 126p.
- Ramos-Buarque, and H. Sauvageot, 1997 : The estimation of rainfall in sahelian squall line by the threshold method. *Atmos. Res.*, **43**, 207-216.

- Rosenfeld, D., D. Atlas and D. Short, 1990 : The estimation of convective rainfall by area integrals. 2. : The Height-ARea Threshold (HART) Method. *J. Geophys. Res.*, **95**, 2161-2176.
- Rutledge, S.A., E.R. Williams and T.D. Keenan, 1992 : The Down Under Doppler and Electricity Experiment (DUNDEE) : Overview and preliminary results. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 3-16.
- Saunders, C.P.R., W.D. Keith, and R.P. Mitzewa, 1991 : The effect of liquid water on thunderstorm charging. *J. Geophys. Res.*, **96**, 11 007-11 017.
- Sauvageot, H., et G. Despaux, 1990 : Sanaga : un système d'acquisition numérique et de visualisation des données radar pour validation des estimation satellitaires de précipitations. *Veille Clim. Sat.*, ORSTOM Météo-France, **30**, 51-55.
- Sauvageot, H., 1992 : Radar Meteorology. *Artech House*, 366p.
- Sauvageot, H., 1993 : Rainfall measurement by radar : a review. *Atmos. Res.*, **35**, 27-54.
- Sauvageot, H., 1994 : The probability density fonction of rain rate and the estimation of rainfall by area integrals. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 1255-1262.
- Sauvageot, H., F. Mesnard and R.S. Tenorio, : The relation between the area-average rain rate and the rain cell size distribution parameters. *Submitted to J. Atmos. Sci.*, 1997.
- Simpson, J.E., 1994 : See breeze and local wind. *Cambidge University Press*, 234p.
- Skolnik, M.-I., 1970 : Radar handbook. *Mc Graw-Hill, Inc.*
- Szokes, E.J. and E.J. Zipser, 1986 : A radar study of convective cells in mesoscale systems in GATE. Part II : Life cycles of convective cells. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 182-197.
- TenHarkel, J.H., 1980 : A raininess index for the Arizone Monsoon. *NOAA / Environmental Science Information Center*, Rockville – MD.

- Tenorio, R.S., H. Sauvageot and S. Ramos-Buarque, 1995 : Statistical studies of rain cell size distribution using radar during squall line episodes in West Africa. *Proc. 3th International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar*. Sao Paulo, Brazil, 518-526.
- Tenorio, S.R., 1996 : Etude statistique de la distribution de taille des cellules de pluie : Implication pour l'estimation des champs de précipitation par radar. *Thèse de Doctorat Université Paul Sabatier, Toulouse, N°2474*, France, 188p.
- Triplet, J.P., G. Roche, 1977 : *Météorologie générale (seconde édition)*. Ecole Nationale de la *Météorologie*, France, 317p.
- Ulbrich, C.-W. and D. Atlas, 1978 : The rain parameter diagram : methods and applications. *J. Geophys. Res.*, **83**, C3, 1319-1325.
- Vorpahl, J.A., J.G. Sparrow and E.P. Ney, 1970 : Satellite observations of lightning. *Science*, **169**, 860-862.
- Williams, E.R., M.E. Weber and R.E. Orville, 1989 : The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds. *J. Geophys. Res.*, **94**, 13 213-13 220.
- Williams, E.R., S.A. Rutledge, S.G. Geotis, N. Renno, E. Rasmussen and T. Rickenbach, 1992 : A radar and electrical study of tropical « hot towers ». *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1386-1395.
- Zipser, E.J., 1994 : Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1837-1851.