

DENISE DE BRUM FERREIRA

ETUDE DE LA CONVECTION
AU-DESSUS DE L'ATLANTIQUE TROPICAL
AU LARGE DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE

Linha de Accção de Geografia Física

Relatório n° 16

CENTRO DE ESTUDOS GEOGRÁFICOS
INIC

LISBOA 1983

Denise de Brum Ferreira

ETUDE DE LA CONVECTION AU-DESSUS DE L'ATLANTIQUE

TROPICAL AU LARGE DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE

Centro de Estudos Geográficos

Linha de Acção de Geografia Física

1 9 8 3

Ce rapport présente les premiers résultats d'analyse sur le comportement de la convergence intertropicale (CIT) en fin d'été et début d'automne au-dessus de l'Atlantique tropical oriental entre le 5° N et le 20° N à partir de l'examen de l'ennuagement visible sur les images du satellite GOES-EST.⁽¹⁾ L'étude a exclusivement porté sur la fréquence et l'importance spatiale des amas convectifs au-dessus de cette région dans le but d'apporter quelques éléments concrets d'explication à la grande variabilité du régime pluviométrique de l'archipel cap-verdien - éléments qu'il était tout à fait impossible de préciser avec exactitude sans l'ap-pui de l'observation continue de l'ennuagement sur l'Atlantique par les satellites géostationnaires.

Les systèmes nuageux de la région sont relativement constants tout au long de l'année, très différenciés et subissent un balancement latitudinal saisonnier important en fonction du mouvement apparent du soleil. La figure 1 montre les trois principales régions nuageuses de l'A-tlantique tropical oriental où l'archipel du Cap Vert occupe une posi-tion de frontière⁽²⁾.

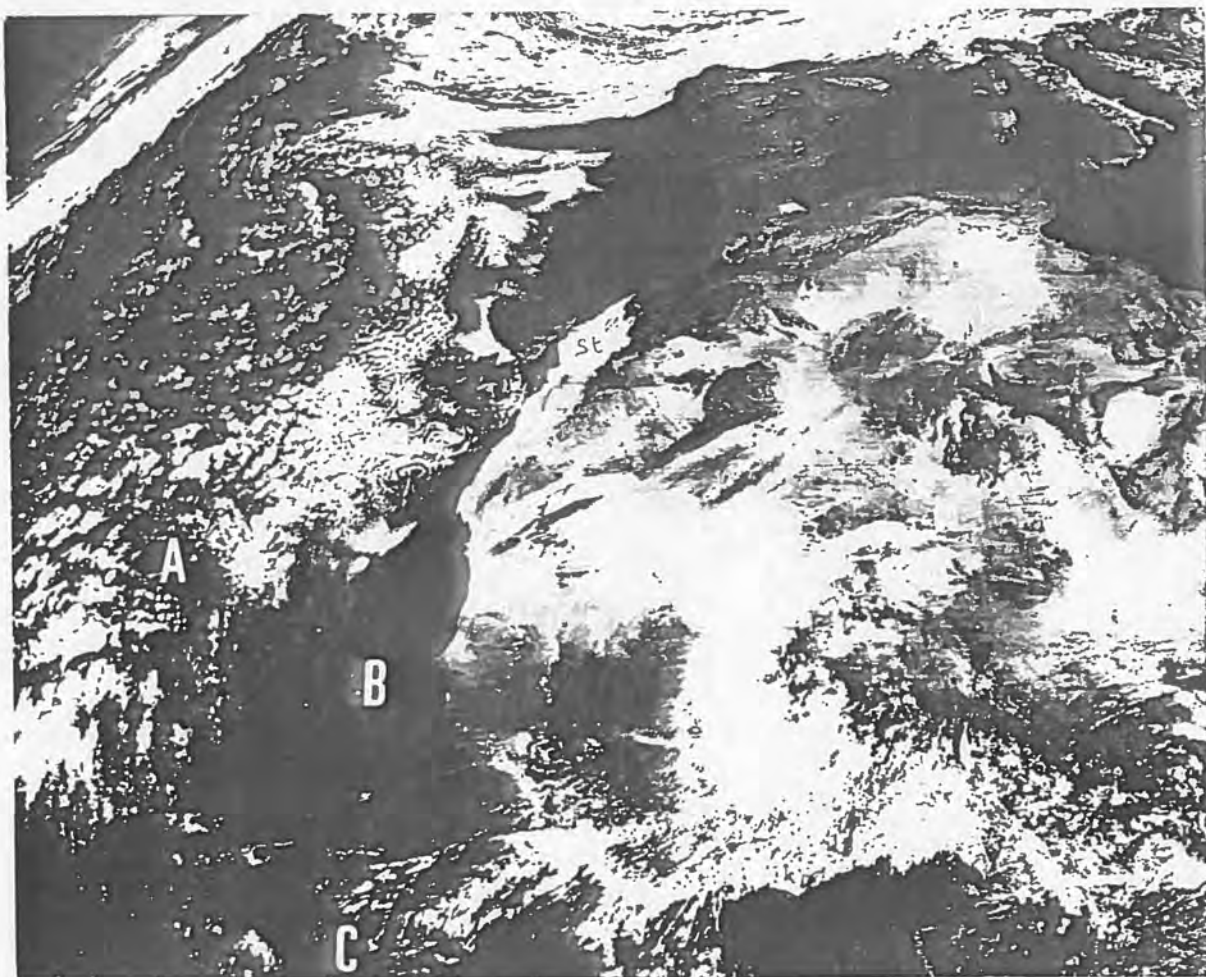
Durant la majeure partie de l'année, et de façon quasi-exclusive entre décembre et juin, Cap Vert reste sous l'influence du secteur orien

(1) Le travail d'analyse a été réalisé au cours d'une visite d'étude au Centre de Météorologie Spatiale de Lannion (France) en septembre 1982, subsidiée par la Fundação Calouste Gulbenkian. La méthodologie et les principales conclusions ont fait l'objet d'une communication aux Journées de Climatologie de Lille, le 26 novembre 1982.

(2) Les îles du Cap Vert ont été ainsi nommées parce qu'elles se trouvent au large de ce cap. Dans toute cette étude, "Cap Vert" désigne uni-quement l'archipel.

Figure 1 - Les grands types de systèmes nuageux de l'Atlantique subtropical et tropical oriental.

(Image METEOSAT du 3 juillet 1978 dans le spectre visible. C.M.S., Lannion)



A - Système de cumulus et de stratocumulus en cellule ouverte de l'anticyclone subtropical atlantique

B - Zone brumeuse pratiquement toujours dépourvue de nuages, marquant l'influence des masses d'air sèches d'Afrique et circulant au-dessus du courant froid des Canaries. Les upwellings côtiers créant des fronts thermiques océaniques sont parfois soulignés par des bancs de stratus (indiqués St sur l'image),

C - Bande zonale cumuliiforme de la convergence intertropicale.

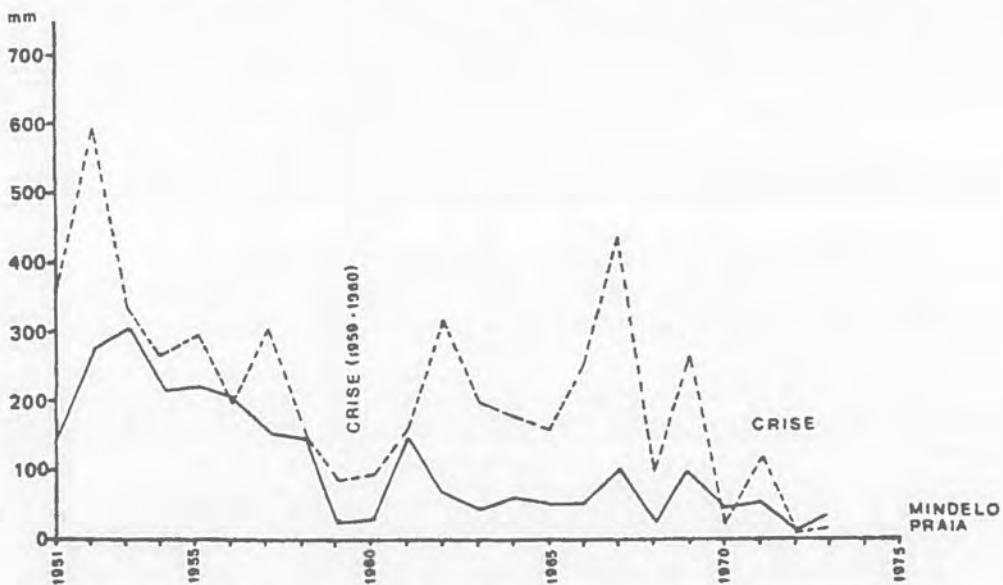
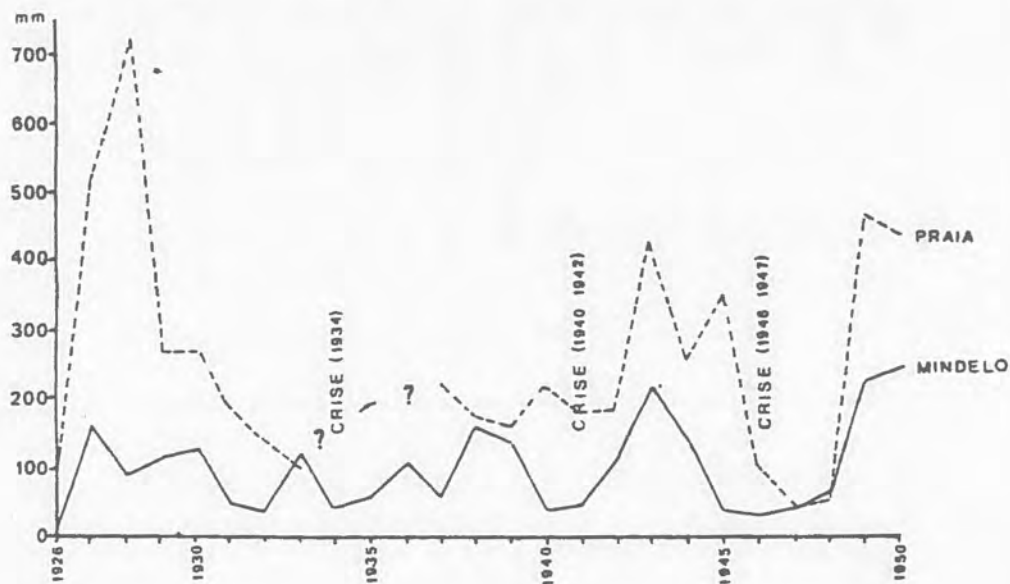
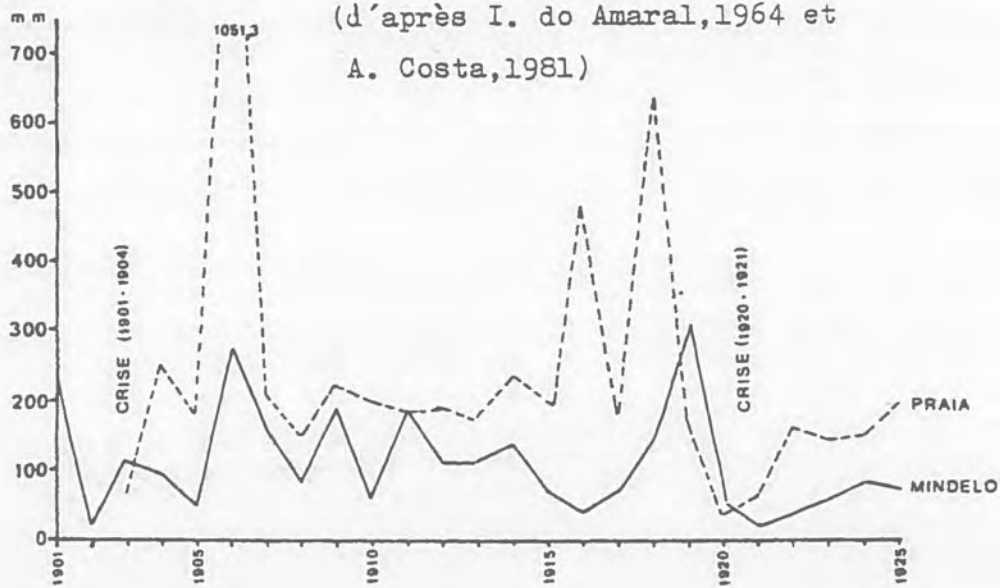
Ici, elle est très faiblement convective au-dessus de l'océan.

tal des hautes pressions subtropicales des Açores qui alimente l'alizé du NE. C'est un air stable et la couche humide inférieure est peu épaisse (environ 1 000 mètres). Cette structure favorise la formation de bancs étendus de strato-cumulus en mer dont l'aspect d'ensemble, sur les images du canal visible, est celui d'une grande nappe de nids d'abeille plus ou moins serrée ou de pavés organisés en lobes successifs et séparés par des trouées claires. Cette "mer de nuages" provoque contre les reliefs exposés au nord des brouillards ou tout au plus des crachins entre 600 et 1 200 m d'altitude. Entre décembre et février, cette stabilité est parfois fragilisée mais rarement rompue par des invasions polaires en fin de course qui donnent quelques pluies dans les îles montagneuses septentrionales. Plus fréquents, dans cette longue saison sèche, sont les renforcements de l'alizé lorsque l'anticyclone des Açores se soude à une cellule de hautes pressions saharienne. L'alizé prend alors une trajectoire continentale ENE. C'est l'harmattan, vent très sec, même dans les basses couches, en arrivant sur l'archipel et qui est parfois assez fort pour imprimer sur les images infrarouges les nuées de poussières qu'il transporte.

Entre août et octobre, c'est la saison des pluies. Juillet et novembre jouent le rôle de mois de transition. Durant ces trois mois, il tombe plus de 80% des précipitations annuelles en une dizaine de jours. C'est que, pendant cette époque, la stabilité de l'alizé est parfois rompue par l'advection de bouffées d'air tropical maritime humide en provenance du sud et du SW et qui caractérise l'approche de la convergence intertropicale ou des tourbillons cycloniques qui prennent naissance sur sa bordure nord. Des cumulus congestus et des cumulo-nimbus remplacent alors les strato-cumulus dans le ciel cap-verdien. Sans l'intervention de l'influence orographique, les totaux pluviométriques annuels restent cependant modestes (inférieurs à 300 mm) alors qu'à latitude égale la côte sénégalaise est moins défavorisée (570 mm). L'irrégularité des chutes de pluie est une des principales caractéristiques du régime de l'archipel (figure 2). Aussi ne peut-on guère parler en terme de précipitations moyennes. Les coefficients de variation du mois de septembre, mois le plus fréquemment arrosé, atteignent encore les 80% dans les parties basses des îles même celles exposées au SW. Certaines années, la saison des pluies manque intégralement et dans toute l'extension de l'archipel (1972) alors qu'en une seule journée (pour ne pas dire en quelques heures) la lame d'eau tombée en un point

Figure 2 - PLUVIOSITE ANNUELLE A CAP VERT

(d'après I. do Amaral, 1964 et A. Costa, 1981)



précis peut tout aussi bien dépasser la précipitation annuelle la plus fréquente (exemple: 326 mm enregistrés à Praia, en septembre 1952 soit près de 3 écarts-types)... et le restant de l'île ne recevoir aucune goutte de pluie.

L'explication de ces phénomènes est sans aucun doute à rechercher dans le comportement de la CIT puisque c'est lorsque le front intertropical est le plus proche de l'archipel que les conditions dynamiques deviennent les plus favorables au déclenchement des pluies convectives. En suivant attentivement, au jour le jour, l'ennuagement dans le secteur atlantique oriental, son intensité convective, ses oscillations, son organisation, on sera en mesure de mieux comprendre le mécanisme des pluies sur l'archipel.

Documents et méthode

L'étude a porté sur le trimestre août octobre d'une période de 5 années consécutives (1977-1981). On a travaillé exclusivement sur les images infrarouges du satellite GOES-EST, en film positif, dont la réception a été la plus proche du milieu du jour soit celle de 14.00 TU ou, dans un nombre réduit de cas, celle de 13.00 TU ou de 15.00 TU lorsque celle de 14.00 TU manquait. Le choix de cette heure a été guidé par l'une des conclusions de l'expérience GATE. L'expérience GATE avait montré la grande variation de l'intensité convective diurne de la CIT et son comportement assez différent sur le continent africain et sur l'Atlantique. En général, le continent est marqué par une convection maximum de fin d'après-midi sur les régions au nord du 10° N alors que l'océan adjacent connaît un maximum convectif plus précoce, en fin de matinée⁽³⁾. Etant donné la position en longitude de la région étudiée par rapport au méridien de Greenwich, imposant un décalage horaire de -1 heure à -2 heures, l'auscultation de 14.00 TU paraît devoir fournir une bonne illustration de la convection maximum sur l'Atlantique oriental. Quelques jeux d'images prises d'heure en heure ont été consultés et montrent que ce déphasage dans l'intensité de la convection entre le continent et l'océan à la latitude du Sénégal est assez bien respecté. Ce fait n'est peut-être pas

(3) Gray et al, Mon. Wea. Rev., 1977, vol. 105, p. 1171-1188.

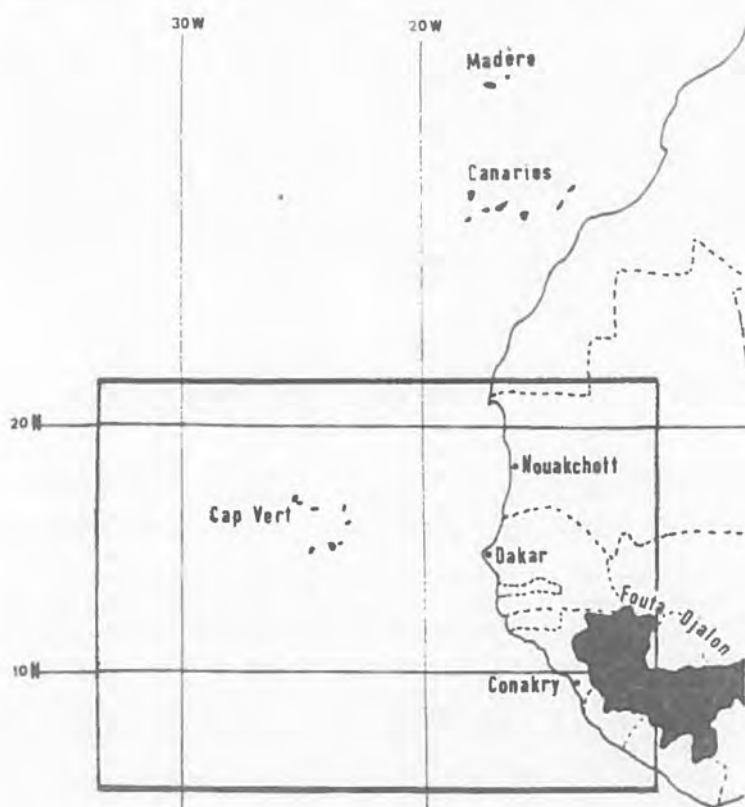
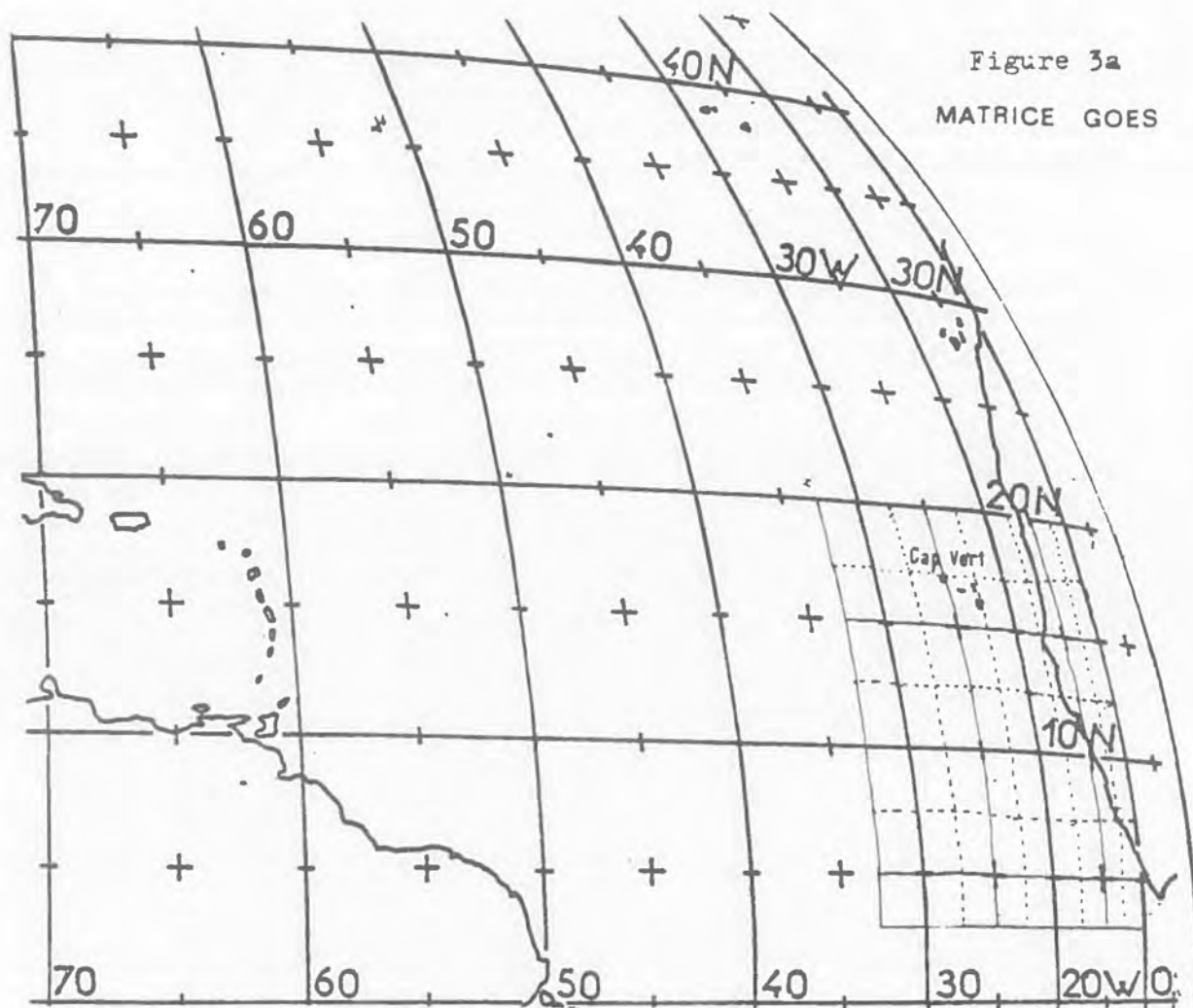
applicable, cependant, de façon indiscriminée, à tout le Bassin Atlantique tropical. Les images révèlent des variations régionales très marquées dans l'amplitude du cycle convectif journalier. Dans une seconde phase du travail, il serait peut-être intéressant d'étudier des images prises à d'autres moments dans la journée⁽⁴⁾.

Sur les 460 images IR possibles, seulement 18 ont manqué ou ont été inutilisables. C'est ce faible déchet (4%) qui nous a décidé à utiliser GOES-EST plutôt que MÉTEOSAT. GOES-EST présente, également l'avantage de donner une vision globale du Bassin Atlantique, détail fondamental si l'on songe que les systèmes nuageux se déplacent pour la plupart d'Est en ouest. Toutefois, située sur la bordure orientale des images, la région présente une déformation qui devient très gênante à l'Est du méridien 10° W. C'est pourquoi la limite orientale de l'étude a été fixée à ce méridien.

La zone a été découpée en carreaux élémentaires de 2° 30' de longitude et de latitude, maille compatible avec l'échelle des documents utilisés. On a ainsi obtenu une matrice de 48 cases (figure 3 a) et on a procédé comme suit.

a) Pour chaque image et pour chaque carreau, on a noté la présence de nuages convectifs. Leur identification ne pose aucun problème majeur sur les images IR. Les noyaux convectifs apparaissent toujours en taches blanches très brillantes, qualité qui indique leur grand développement vertical donc leur sommet froid. Ils ont une structure et une organisation très changeante d'un jour à l'autre à tel point qu'il est difficile de suivre leur trajectoire par la seule comparaison de deux images prises à l'intervalle de 24 heures. Sur une même région, ils présentent des stades d'évolution très divers, du point lumineux du cumulo-nimbus naissant ou du cumulus congestus, aux amas géants d'où émanent des panaches de cirrus. Dans tous les cas, néanmoins, même lorsqu'ils sont en association avec d'autres types de nuages, leur intensité lumineuse les distingue de façon certaine. Une remarque est pourtant à faire lorsque la production de cirrus supérieurs devient très importante. Les filaments sont si denses qu'ils arrivent à masquer les contours des enveloppes con

(4) L'image IR de 18.00 TU est disponible pour la même période au C.M.S. de Lannion et parfois celle de 06.00 TU.



vectives sous-jacentes. Dans ces cas, des difficultés de cartographie ont surgi. Heureusement, les cas ont été peu nombreux sur l'Atlantique (5 cas) alors que, par contre ils sont fréquents sur le continent africain (dans le Bassin du Congo ou dans la région des lacs, par exemple). Ce travail d'analyse a abouti à une cartographie mensuelle où l'on a totalisé le nombre de fois où au moins une cellule convective a affecté chaque carreau élémentaire. On a ainsi obtenu une image de la fréquence de présence des noyaux convectifs au-dessus de l'Atlantique tropical oriental et de sa marge continentale à 14.00 TU. Image assez statique, certes, mais intéressante si elle représente le bilan de la convection maximum sur la zone. Ces cartes mensuelles ont été dressées sur un fond en projection Mercator (fig. 3 b) et elles ont été rassemblées sur la figure 4.

b) Une seconde analyse a été faite, de nouveau pour chaque image, en essayant d'évaluer l'aire couverte par les nuages convectifs dans chacun des carreaux élémentaires. Dans la première opération, les noyaux convectifs ont été dénombrés sans tenir compte de leur pouvoir de couverture. Ainsi a-t-on pu mettre en évidence les zones convectives où apparaissent de façon fréquente des noyaux isolés de petite dimension. Ici, il s'agit de donner une sorte d'indice de concentration marquant l'intensité convective. Très tôt, Newton⁽⁵⁾ a montré que la quantité d'eau qui alimente une zone de cumul-nimbus et le rendement de cette zone dépendent de l'aire occupée par les nuages convectifs et du cisaillement du vent. On a employé une méthode visuelle subjective pour attribuer une proportion à l'aire couverte par les nuages convectifs. Méthode qui n'est pas sans critique mais imposée par l'impossibilité de consulter les fichiers magnétiques. Elle présente un certain degré d'appréciation personnelle aggravé, dans ce cas précis, par le fait que la déformation du carroyage s'accroît vers l'extrémité orientale de l'image. On a essayé de minimiser ces inconvénients de plusieurs manières. Des essais d'attribution d'aire ont été faits sur des carreaux-échantillons de plus en plus déformés par différents opérateurs (5 personnes). Ces essais visaient à évaluer les écarts d'interprétation possibles. On a également tenté de limiter l'influence de la perspective en élaborant une matrice transparente superposable au carroyage ini-

(5) Newton C.W., Tellus 1966, XVIII, p. 699-713.

tial et où l'on a disposé, en fuseaux espacés de $2^{\circ} 30'$ des trames de points de plus en plus fins d'ouest en Est, de façon à ce que chaque carreau élémentaire contienne environs 100 points (correspondent à l'aire 100%). Ces opérations préliminaires ont permis d'aboutir à une erreur qui n'excède pas 5% pour les carreaux les moins déformés et 10% pour les autres. Ce qui semble acceptable. Les résultats de cette analyse ont été portés sur le même fond de carte en projection Mercator que les figures 4 et 5 afin d'obtenir une image mensuelle de l'intensité de la convection sur toute la zone, exprimée en pourcentage de couverture en nuages convectifs. Ce sont les figures 6 et 7.

c) Enfin, pour chaque trimestre, on a effectué des cartes de synthèse et on a établi les moyennes mensuelles sur la période 1977-1981 (cartes 5 et 7).

Résultats

Distribution des noyaux convectifs sur l'Atlantique tropical au large de l'Afrique occidentale (figs. 4 et 5).

La distribution zonale de la convection frappe tout de suite et n'offre aucun doute sur son origine liée à la convergence intertropicale. Durant ces trois mois, les enveloppes convectives ont toujours eu un fort développement au nord de l'équateur géographique; ce qui n'est pas étonnant puisqu'on a choisi des mois axés sur l'été boréal. L'axe de fréquence maximum des noyaux convectifs (au moins deux jours sur trois) est situé autour de $10^{\circ} N$ quel que soit le mois considéré. Ce qui paraît évoluer d'un mois à l'autre, c'est la largeur de la bande convective en direction du nord. On assiste à un gonflement de la zone de convection maximum d'août à septembre et une relative décompression en octobre. Le schéma zonal d'ensemble présente néanmoins des différenciations régionales marquées avec l'opposition nette du comportement de la CIT sur le continent et sur l'océan, maintes fois dénoncé dans la littérature météorologique. Dans ce cas précis, le contraste se manifeste surtout à la latitude du Sénégal. La côte sénégalaise et le proche Atlantique, en août surtout, sont plus fréquemment convectifs que la région de l'archipel du

figure 4 - REPARTITION DES NOYAUX CONVECTIFS SUR L'ATLANTIQUE TROPICAL
 AU LARGE DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE

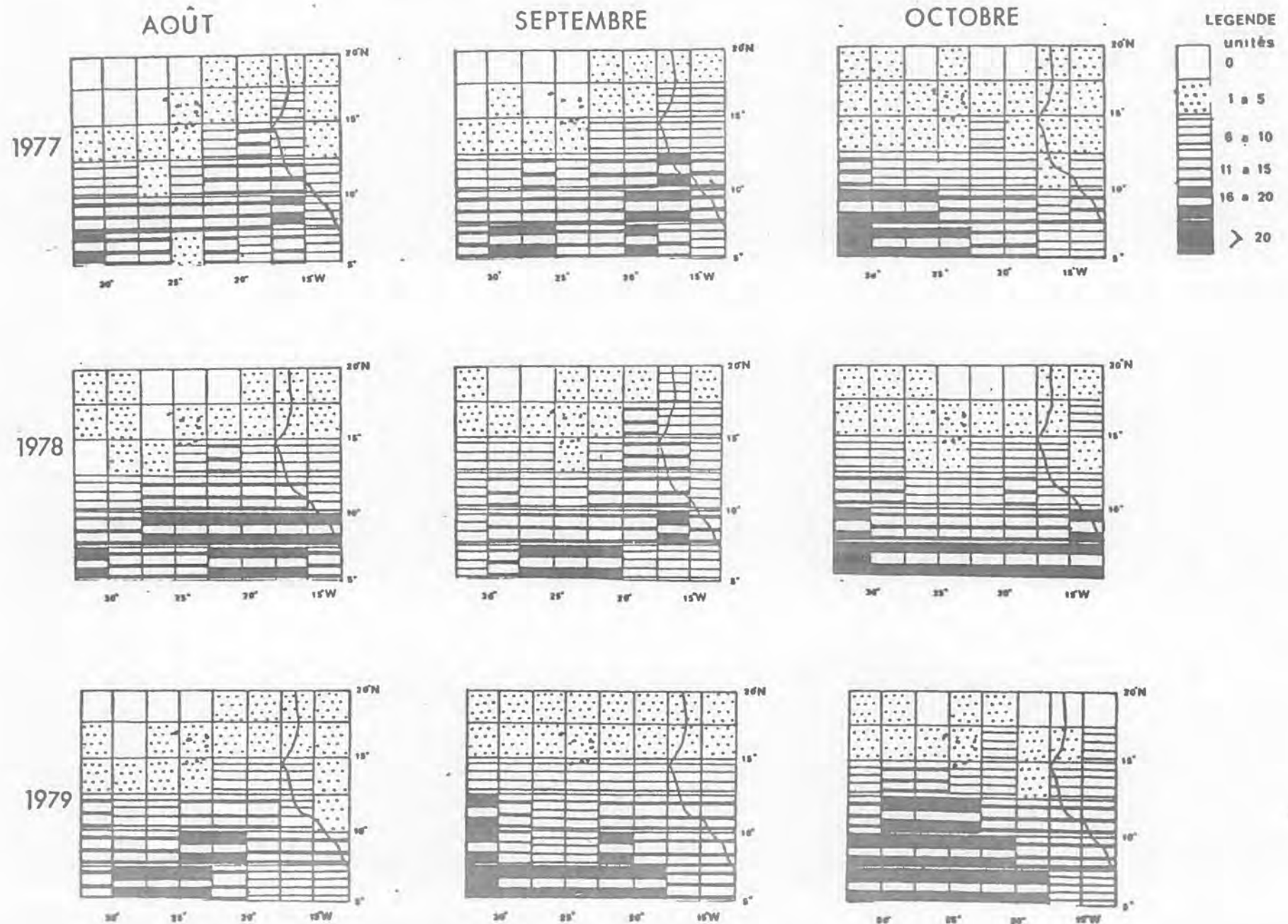
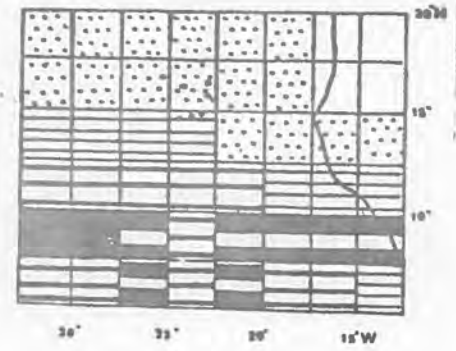
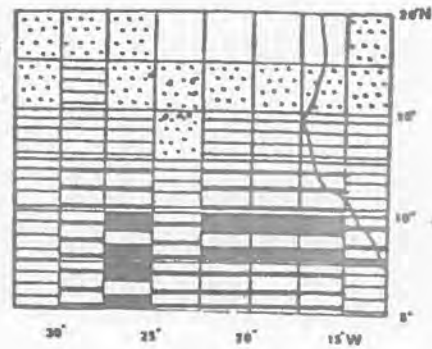
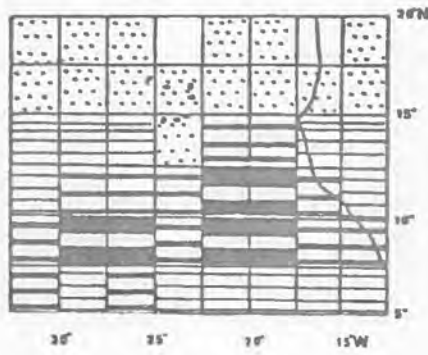
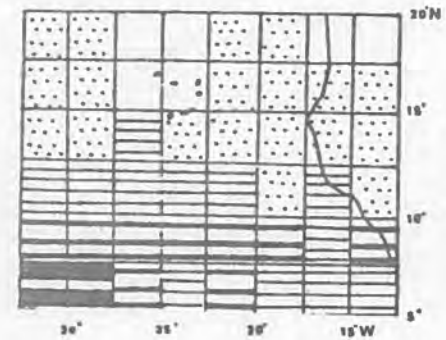
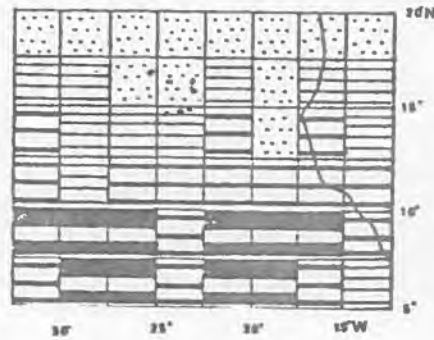
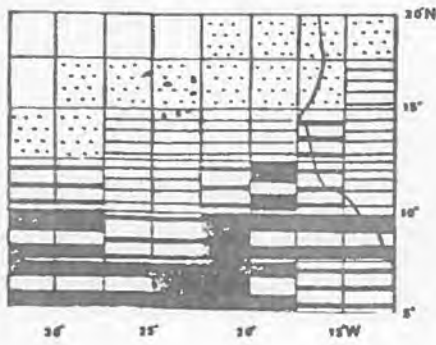


fig. 4

1980

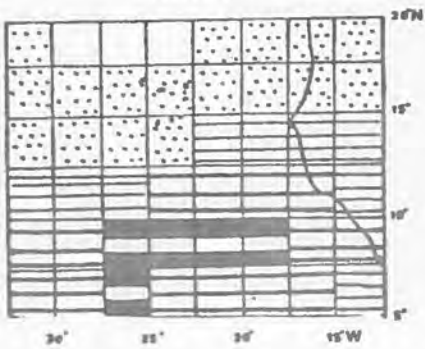


1981

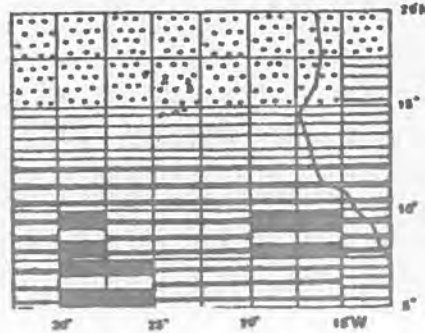


AOÛT

MOYENNE
1877 - 1981



SEPTEMBRE



OCTOBRE

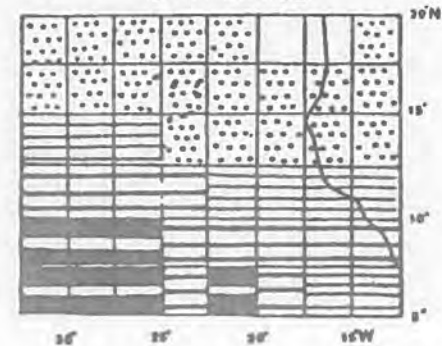
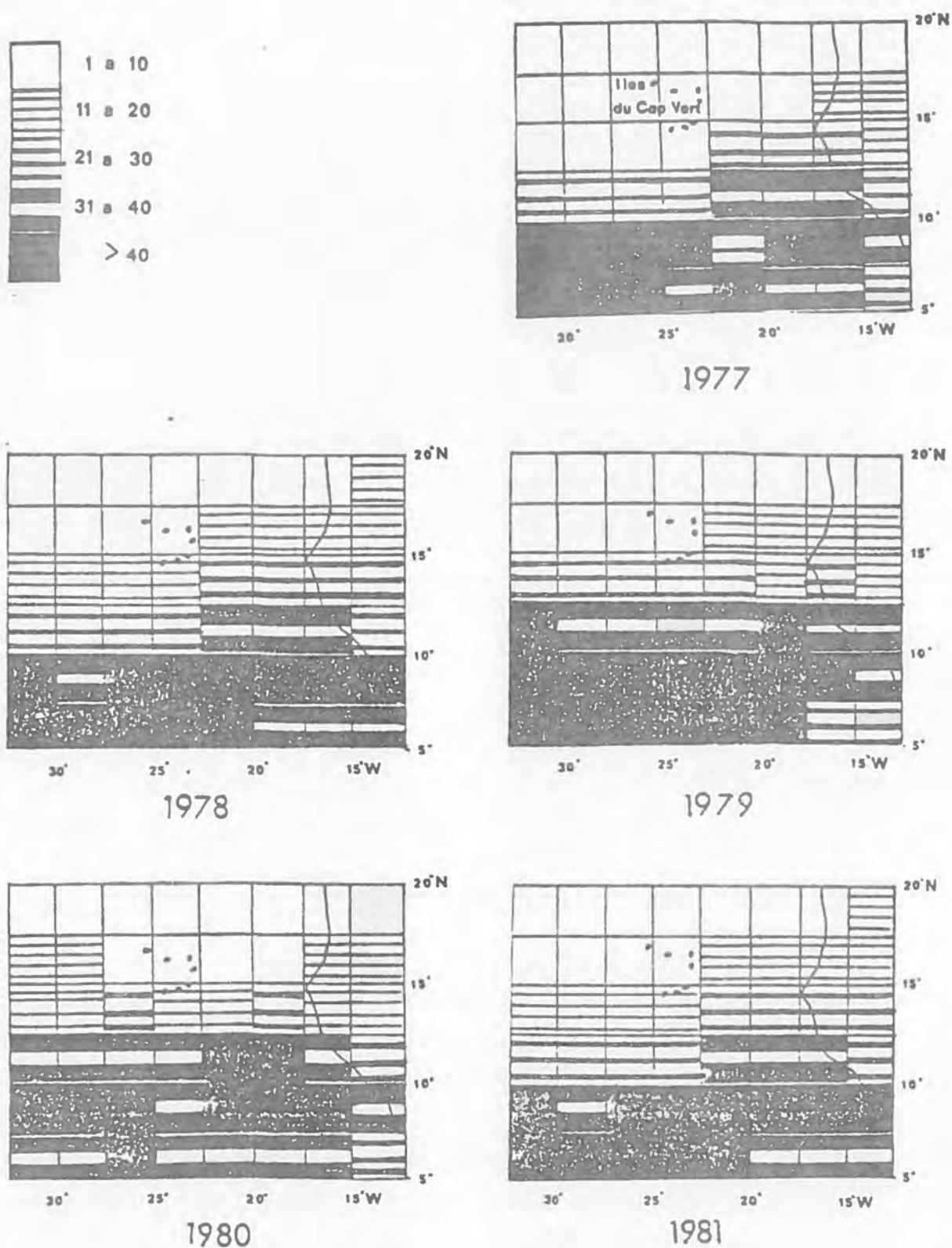


Figure 5
 Nombre total de noyaux convectifs observés à 14 T.U. durant
 le trimestre août - octobre sur l'Atlantique tropical au large
 de l'Afrique Occidentale



Cap Vert pourtant à latitude semblable. Cette disposition est assez fréquente pour laisser sa trace sur les cartes moyennes mensuelles établies sur 5 ans.

Une étude actuellement sous presse de A. Noyalet et H. Berthou⁽⁶⁾ sur les enveloppes convectives des régions intertropicales africaines révélées par METEOSAT en 1978 permet de conclure que la remontée maximum en latitude des noyaux convectifs a lieu en juillet. De l'expérience GATE, en 1974, année sèche sur la bordure sud du Sahel, on peut tirer la même tendance. Donc sur le continent africain, la réponse de la convection au mouvement apparent du soleil serait quasi immédiate. Ce fait est certainement à mettre en relation directe avec la production maximum de chaleur sensible en juillet sur la bordure sud du Sahel. Noyalet et Berthou ont recensé plus de 50% des noyaux convectifs entre 8° et 14° N, en juillet 1978.

Sur l'Atlantique, le balancement en latitude des noyaux convectifs est plus réduit. Ceci se traduit sur les cartes par un décrochement vers le sud des zones de convection les plus fréquentes dès que cesse l'influence du continent africain en direction du large (en gros à l'ouest du 20° W). La poussée zonale maximum en direction du nord sur le plein océan a lieu au début de septembre. Il y a donc un décalage de presque deux mois avec la poussée sur l'Afrique, réponse probable au bilan énergétique océanique de la région. Ce qui vient d'être décrit est une image d'ensemble. En concentrant l'attention sur la seule zone océanique, des phénomènes intéressants apparaissent. Il existe des centres convectifs de fréquence maximum qui semblent se déplacer en longitude avec l'avancement de la saison.

Sur les cartes mensuelles de synthèse pour la période 1977-81, on observe, en août, un noyau de haute fréquence unique centré à peu de distance de la côte guinéenne par $7^{\circ} 30'$ N et $20-22^{\circ}$ W, sans toutefois la toucher. On observe en cet endroit la présence de nuages convectifs au moins 7 jours sur 10, alors que sur la côte guinéenne, la fréquence tombe à un jour sur deux. Cette activité convective décroît rapidement en

(6) Nous remercions vivement Messieurs Noyalet et Berthou d'avoir mis leur manuscrit à notre disposition. Leur étude doit paraître prochainement dans les Cahiers de l'O.R.S.T.O.M. sous le titre "Etude de la répartition de la convection sur les régions intertropicales africaines".

s'élevant en latitude et en direction du large, si bien qu'aux abords de Cap Vert, elle est presque nulle.

En septembre, on assiste à une sorte de contamination zonale de la convection et le scindement du centre repéré le mois précédent en deux noyaux indépendants. Le noyau occidental centré par $7^{\circ} 30' N$ et $25^{\circ} W$ en début de mois migre peu à peu en direction du large. Le noyau oriental, quant à lui, stagne autour de $7^{\circ} 30' N - 17^{\circ} W$ contre la côte guinéenne. Septembre est le mois où l'activité convective est la plus fréquente sur les îles méridionales de l'archipel cap-verdien où l'on relève une fréquence de 2 à 3 jours sur 10. Les îles septentrionales restent presque aussi ébruitées qu'en juillet.

En octobre, le retrait de la CIT en direction du sud est déjà sensible. Ce fait se remarque parfaitement à la latitude du Sénégal. Il se produit également un renversement dans la distribution de la fréquence des zones convectives. L'Atlantique, à l'ouest du $25^{\circ} W$, devient le seul centre convectif important de la région avec des fréquences d'au moins 7 jours sur 10. Il fait sentir son action jusqu'à l'ouest de l'archipel du Cap Vert. Ainsi, en octobre, les îles septentrionales relativement épargnées jusqu'à présent ont tendance à être autant touchées par les amas convectifs que les îles méridionales (2 à 3 jours sur 10). De leur côté, la côte guinéenne et l'océan adjacent n'ont plus qu'une activité réduite avec des fréquences de 3 jours sur 10 dans les meilleurs des cas.

Les variations interannuelles, évidemment, modifient ces schémas d'ensemble mais, en confrontant les différentes cartes mensuelles, on retrouve les principaux traits qu'on vient de décrire, tantôt amplifiés tantôt adoucis. Ce qui ne manque pas de constituer des constatations pleines d'intérêt puisqu'ainsi on peut inférer sur la cause probable de ces anomalies dans la qualité convective de l'ennuagement lié à la convergence intertropicale et par là même sur celle de la variabilité pluviométrique dans la région. On pourrait dénoncer, par exemple, la faible fréquence de la convection de 1977, de septembre 1978 ou encore d'octobre 1981. Octobre 1979, septembre 1980 ou août et septembre 1981 ont eu, par contre, une activité convective supérieure à la normale.

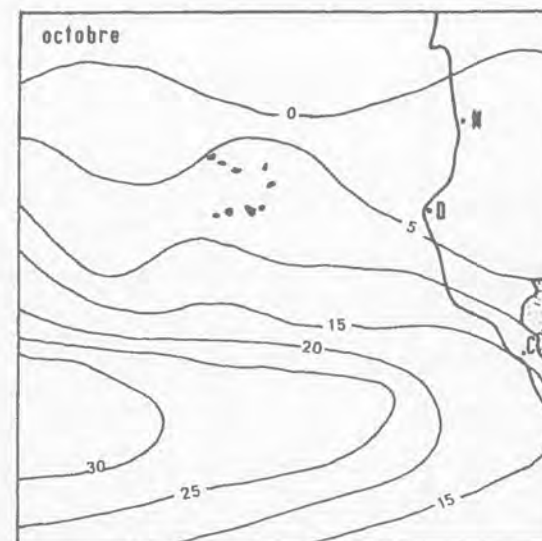
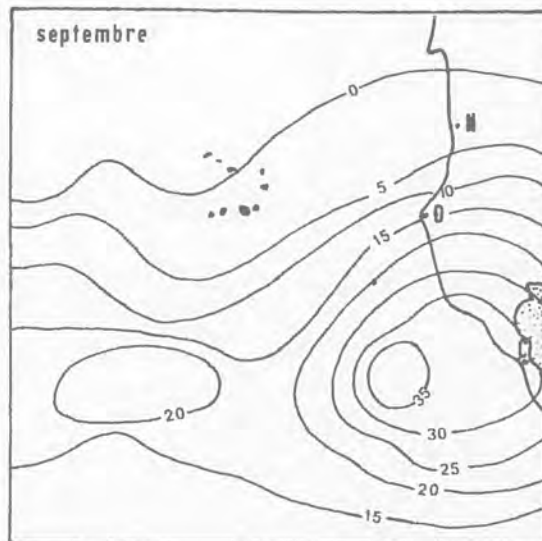
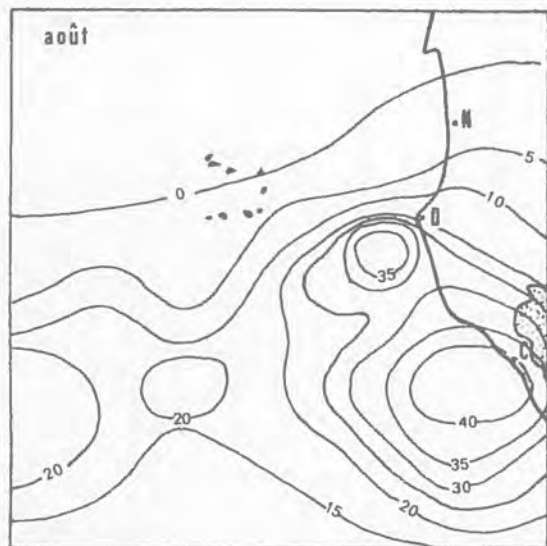
Aire occupée par les enveloppes convectives au-dessus de l'Atlantique tropical oriental (figures 6 et 7).

Quand on tient compte de l'aire occupée par la convection, on ne retrouve plus exactement l'image fournie par le premier type de document. La disposition zonale est certes respectée dans son ensemble sur les cartes moyennes mais elle présente de grandes distorsions d'une année à l'autre. Le noyau convectif de haute fréquence repéré en plein océan devient très atrophié par rapport à celui de la côte guinéenne. En août et septembre, l'aire de plus grande concentration de nuages convectifs est sans aucun doute la marge continentale guinéenne. En août, 35 à 40% de l'aire océanique entre $7^{\circ} 30' N - 10^{\circ} N$ et $15^{\circ} - 20^{\circ} W$ est occupée en permanence par des amas de grande ampleur qui dépassent largement la maille du carreau élémentaire. Certains couvrent entièrement trois ou quatre carreaux. Cette zone convective est très stable d'un jour à l'autre et s'étend peu en latitude en direction du nord. Sur la bordure nord, les isolignes sont particulièrement serrées jusqu'à la latitude de Dakar, ce qui indique une décroissance rapide de la qualité convective de l'enneigement. Le noyau occidental a une organisation tout à fait différente. Les nuages convectifs sont plus circonscrits et surtout plus mobiles. Ces deux particularités contribuent à diluer l'intensité convective sur une pace plus grand; ce qui se traduit, sur les cartes manuelles, par un certain évanouissement de la cellule convective occidentale. C'est une région qui reçoit les amas convectifs provenant de l'Est mais aussi qui semble propice à la formation de cumulo-nimbus et à leur exportation en direction des latitudes subtropicales. On a donc souvent une zone convective complexe animée d'une dynamique particulière et composée d'éléments très dispersés. Sur les images IR, on repère alors un semis de points lumineux provenant de cumulo-nimbus naissants ou déjà des cellules convectives mieux organisées mais composées d'éléments isolés les uns des autres. La figure 8 montre le dessin d'après image IR de l'enneigement convectif de la région, le 12 août 1980. Le comportement très différent des deux zones convectives en question est particulièrement net, également sur l'image IR de Meteosat du 2 juillet 1982.

En octobre, malgré une migration déjà sensible de la CIT en direction du sud, l'intensité convective maximum reste encore autour de 30%.

figure 6 - Proportion (%) d'aire couverte par des nuages convectifs (période 1977 - 1981)

1977



1978

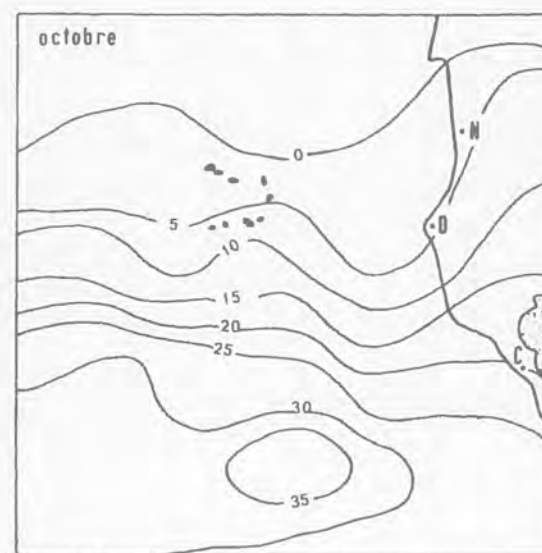
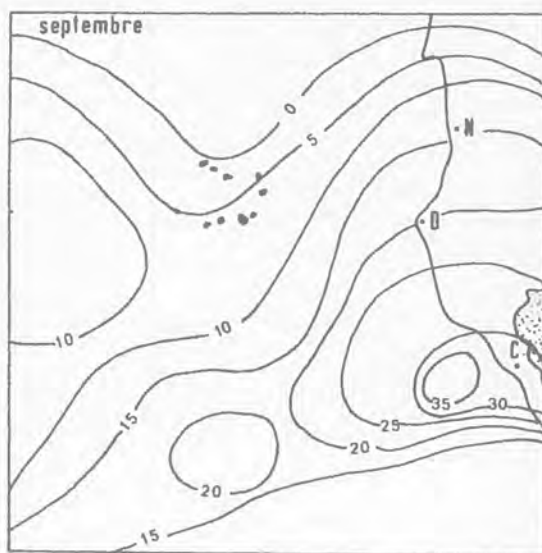
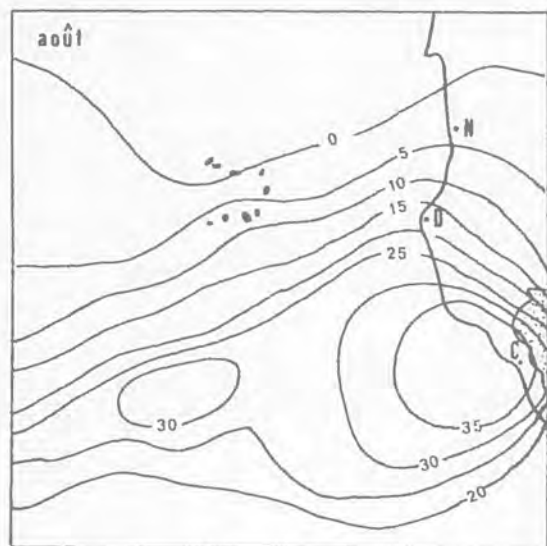
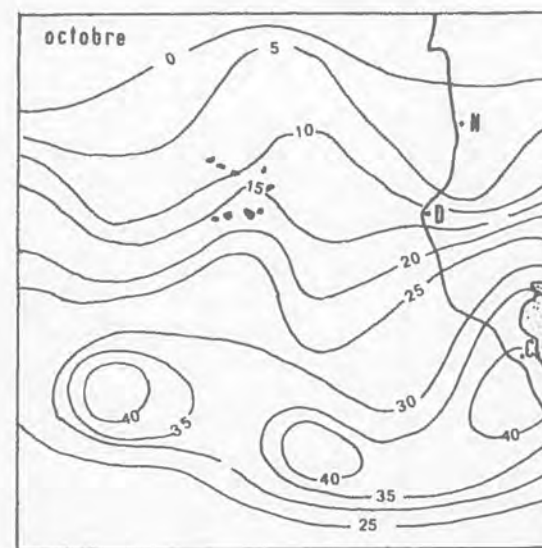
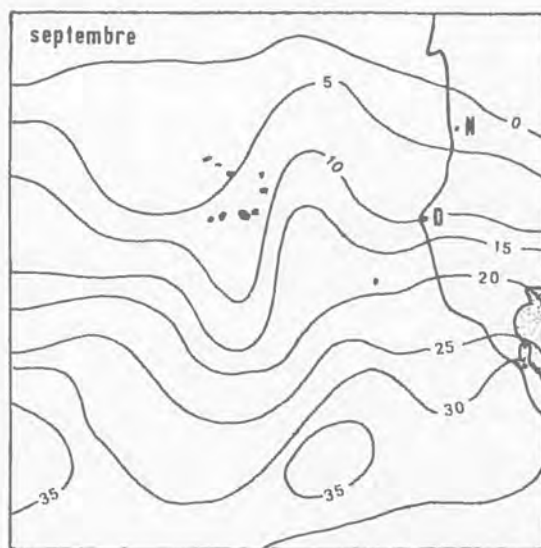
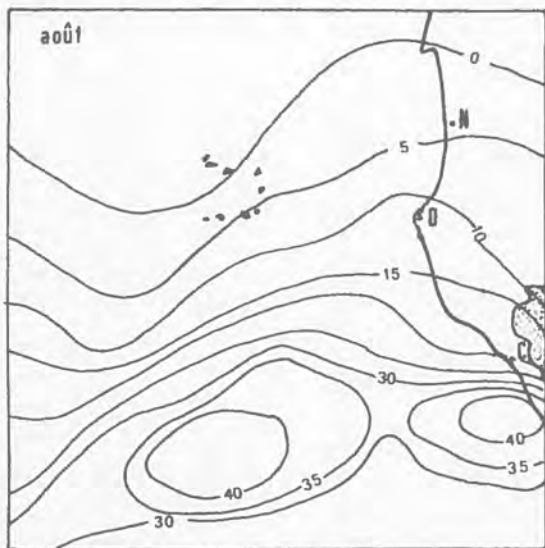


fig. 6

1979



1980

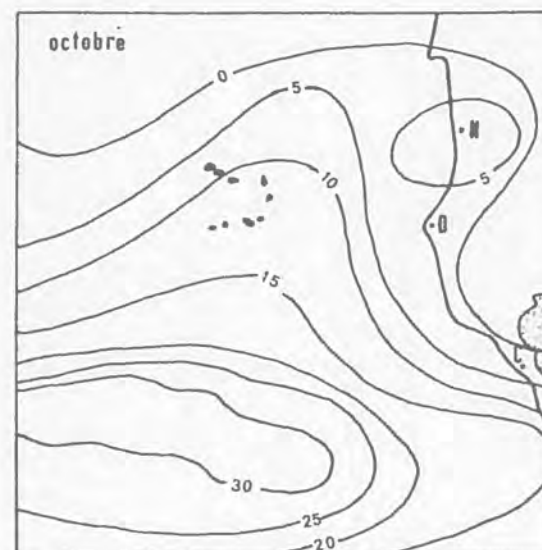
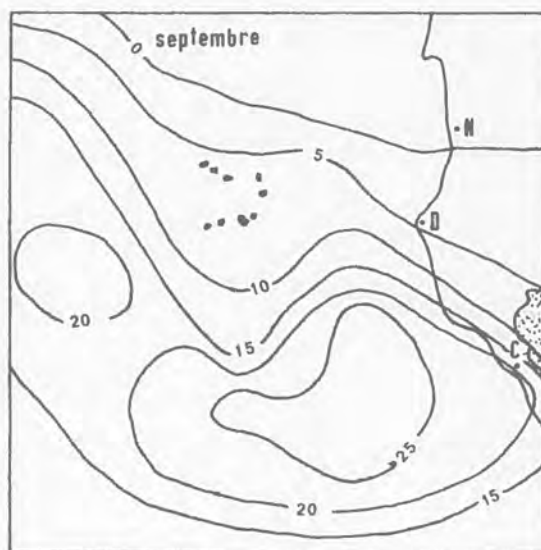
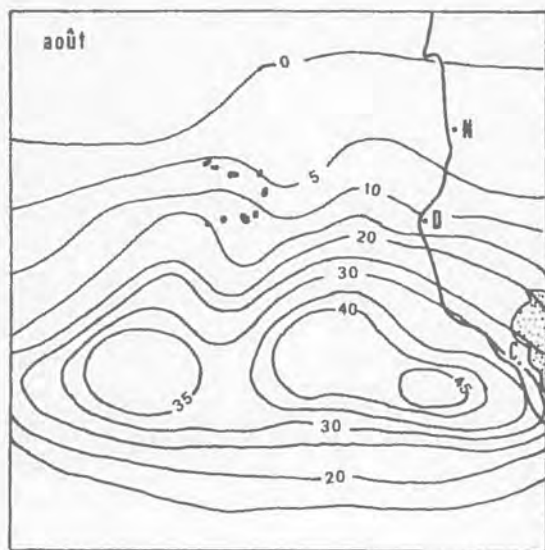
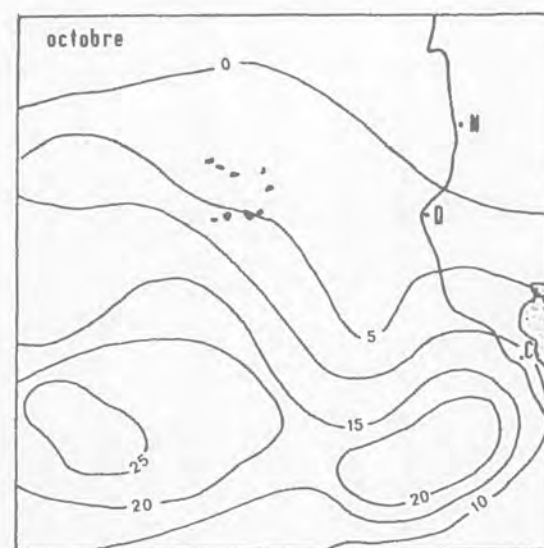
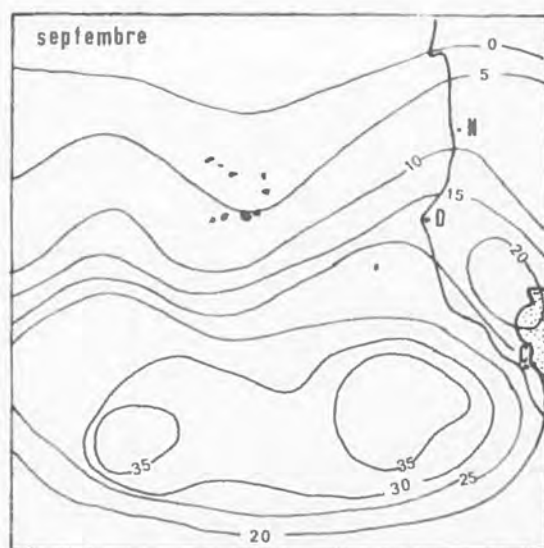
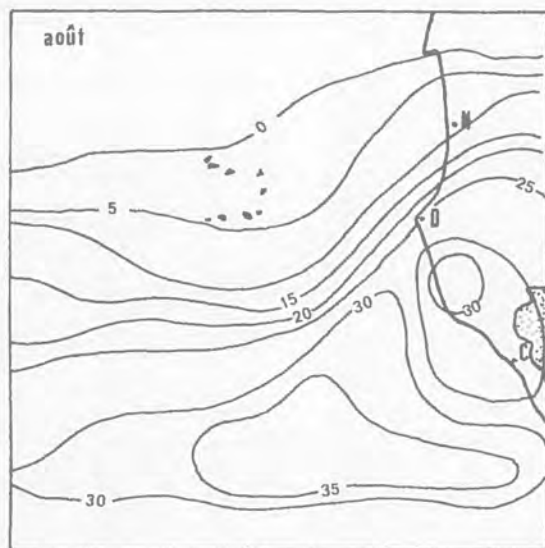


fig. 6

1981



moyenne 1977 - 1981

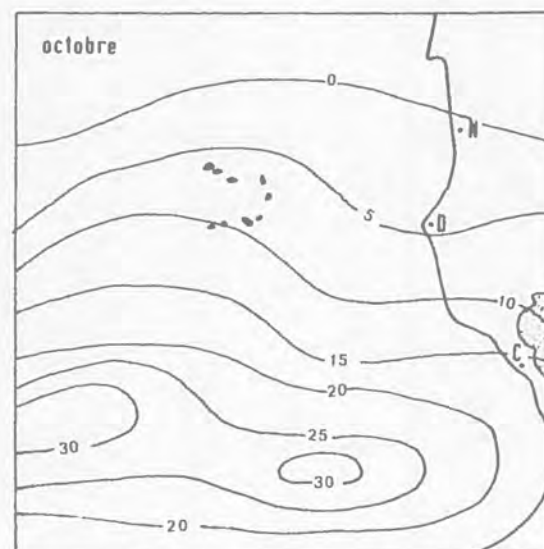
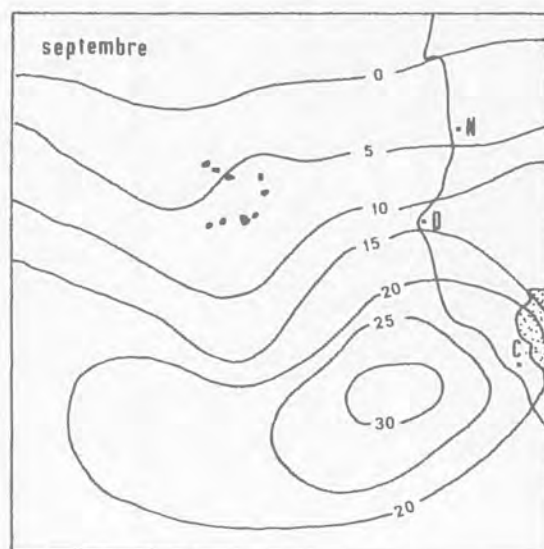
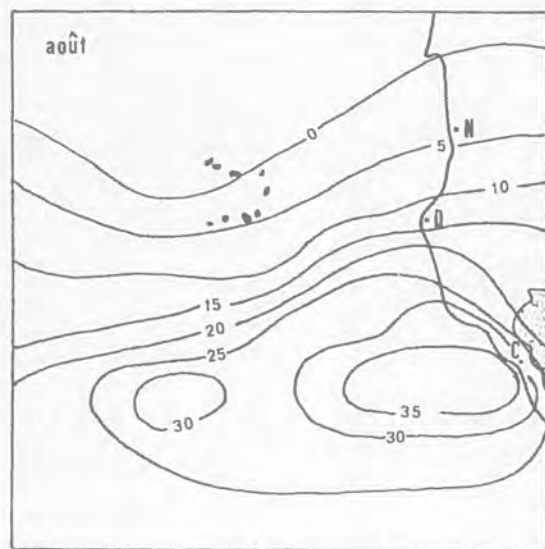
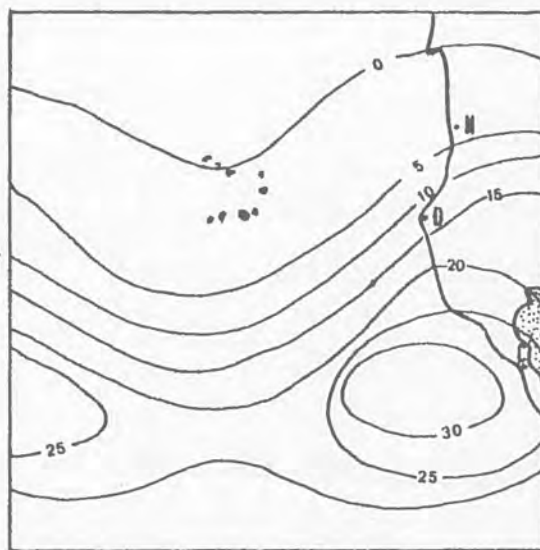
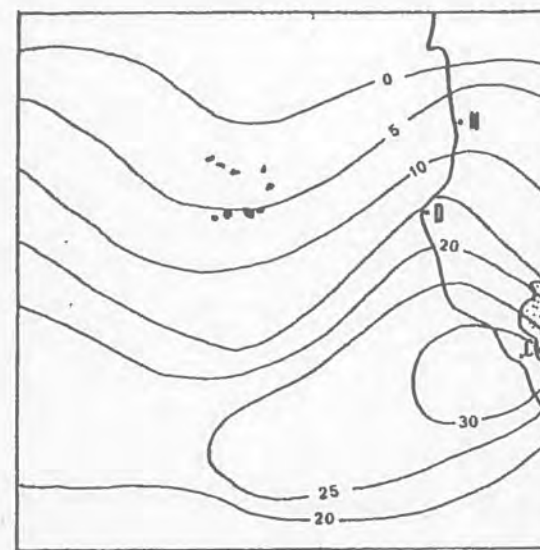


figure 7

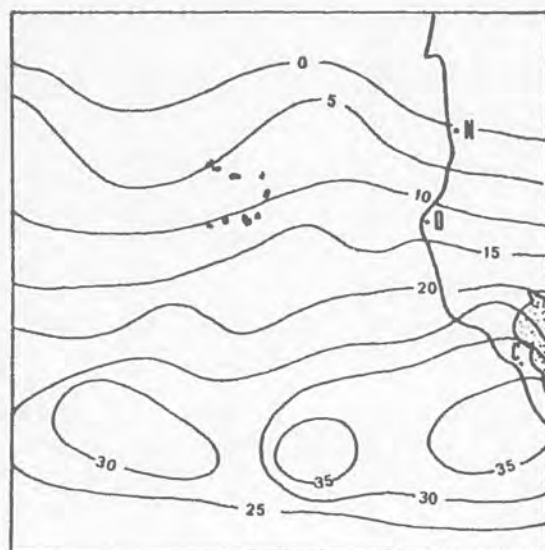
Proportion (%) d'aire couverte
par des nuages convectifs durant
le trimestre août - octobre



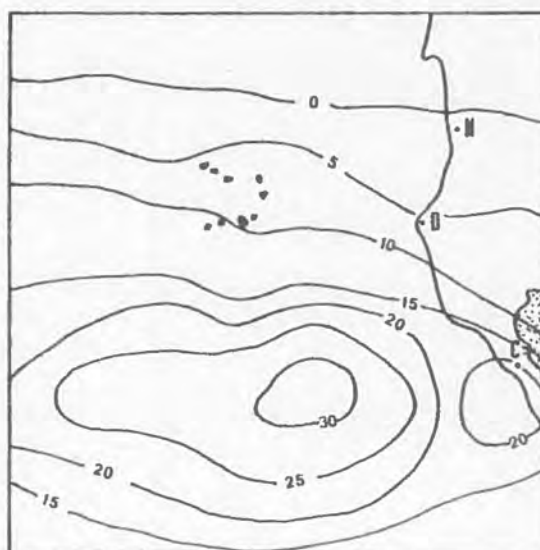
1977



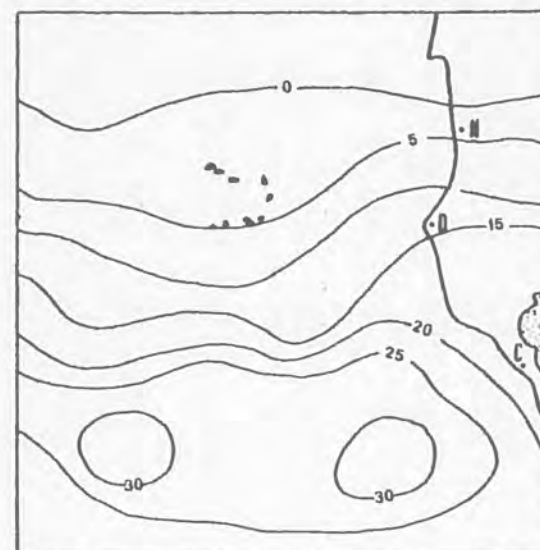
1978



1979



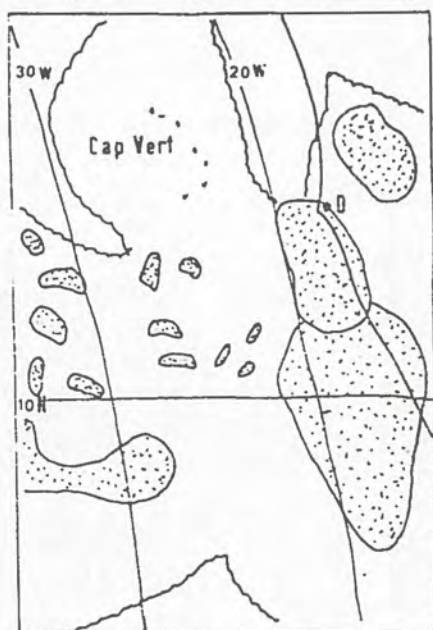
1980



1981

Figure 8 - Caractéristiques de l'ennuagement convectif des zones guinéenne et SW cap-verdienne

a - croquis d'après image IR, GOES-EST du 12 août 1980, 14.00 TU.



limite de nuages moyens et bas
enveloppes convectives

b - Image IR, METEOSAT-II, du 2/07/1982, 11.30 TU. (C.M.S. Lannion)

La zone convective guinéenne est soulignée par des amas compacts de cumulo-nimbus plaqués contre le littoral. Celle située au SW de l'archipel de Cap-Vert est plus diffuse.



guère moins que les mois précédents. La côte guinéenne devient toutefois défavorisée et il y a un glissement de la bande de convection maximum en direction du plein océan sur le 7° parallèle.

La position de l'archipel du Cap Vert par rapport aux régions de grande intensité convective reste marginale, même en septembre, mois du maximum pluviométrique le plus fréquent. L'archipel n'est jamais atteint de plein fouet par le corps convectif de la CIT. Il est surtout intéressé sporadiquement par des cellules nuageuses qui évoluent sur son bord septentrional ou qui s'en détachent. C'est pour cette raison qu'il y a une certaine opposition entre les résultats fournis par les deux types d'opérations. Au SW de l'archipel, surtout à partir de septembre, on voit une expulsion fréquente de cellules convectives en direction des latitudes subtropicales mais qui sont soit de faibles dimensions, soit éphémères ou très mobiles.

Quant à la forte variation interannuelle, elle est encore plus évidente sur ce second type de document. On observe tantôt une hypertrophie du noyau guinéen (août 1977) tantôt sa disparition prématurée (septembre 1979). L'année 1980 semble aberrante avec une zone convective étendue en longitude mais compressée entre le 7° et le 10° N en août, avec un déplacement tout à fait anormal des aires convectives en direction du NW en septembre et un accroissement tardif de l'activité convective en octobre sur l'archipel de Cap Vert.

Bilan et réflexions sur les causes probables de la distribution des aires convectives.

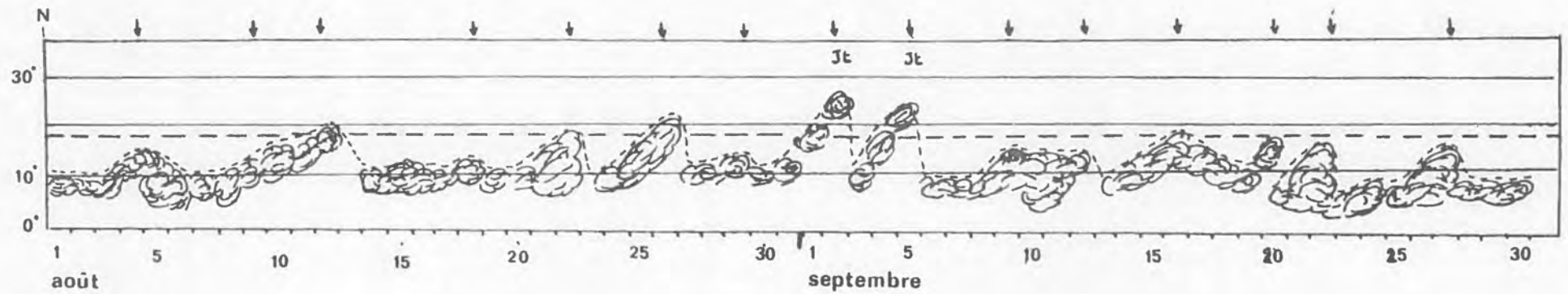
La comparaison des différentes cartes permet de préciser concrètement la position de l'archipel cap-verdien par rapport aux centres convectifs les plus constants sur l'Atlantique tropical oriental. L'exploitation systématique des images infrarouges, dans leur ordre chronologique, aboutit non seulement à une cartographie exacte de la distribution géographique des aires convectives mais aussi une vision dynamique de son comportement et des relations avec des systèmes de circulation d'échelle planétaire et d'échelle synoptique. Est évoqué, toujours en premier lieu, le passage d'ondes sur la CIT, en provenance du continent africain, pour expliquer l'accroissement de l'ennuage et de la convection aux

basses latitudes. Dans la région étudiée, affectée par la bordure nord de la CIT, les poussées nuageuses se calquent assez bien sur le passage de ces ondes. On a reproduit dans la figure 9 l'image des oscillations de l'ennuage sur la CIT au long du méridien 20° W (méridien de l'archipel de Cap Vert) en août et septembre 1979. Elle a été obtenue en utilisant les photomosaïques hémisphériques de Tiros - N publiées par la NOAA pour 03 TL et 15 TL. Le passage des ondes est particulièrement net et suit un rythme assez régulier de 3 à 4 jours. C'est à la faveur de ces ondes que les zones convectives associées à la CIT se rapprochent de Cap Vert. La seconde source de nuages convectifs aux abords de l'archipel est l'approche de perturbations qui naissent à la pointe des ondes. Ces perturbations sont marquées par des amas nuageux compacts plus ou moins organisés où l'on reconnaît parfois l'amorce d'un tourbillon cyclonique. A ce stade, ils se détachent de l'onde et évoluent de façon autonome. Enfin, citons les amas isolés qui prennent naissance au sud-ouest de Cap Vert. Ceux-ci peuvent avoir une évolution très différente selon qu'ils sont repris dans les amas convectifs de la CIT ou qu'ils gagnent de l'énergie en remontant en latitude. Expliquer la répartition des zones convectives comme voir les types de circulations leur donnant origine revient à étudier les mécanismes régissant l'installation, la poussée, le retrait de la CIT sur la région et leur relation avec les autres systèmes de circulation à l'échelle planétaire (tropicaux et extra-tropicaux) surtout aux latitudes subtropicales. Cette explication dépasse le cadre de cette étude purement descriptive. On a voulu cependant se référer rapidement à ces problèmes dynamiques pour qu'on ne perde pas de vue que l'ennuage convectif de la région est soumis à au moins 3 mouvements combinés qui évoluent chacun avec son amplitude et sa durée (mouvement diurne, migration latitudinale saisonnière et oscillation relationnée avec la dynamique propre de la CIT).

L'examen des images IR amène à donner une importance particulière à certains facteurs régionaux géographiques et dynamiques pour expliquer la distribution et l'évolution mensuelle des aires convectives les plus nettes des figures 4 à 7.

Figure 9 - Oscillation de la CIT en août et septembre 1979 d'après
 l'ennuagement à 03 TL et 15 TL sur le méridien 20°W
 relevé sur les images IR du satellite TIROS-N

----- latitude des îles du Cap Vert
 ↓ passage de l'axe d'une onde sur le méridien 20°W
 Jt présence d'un jet subtropical aux abords de Cap Vert



1) L'influence du massif du Fouta Djallon

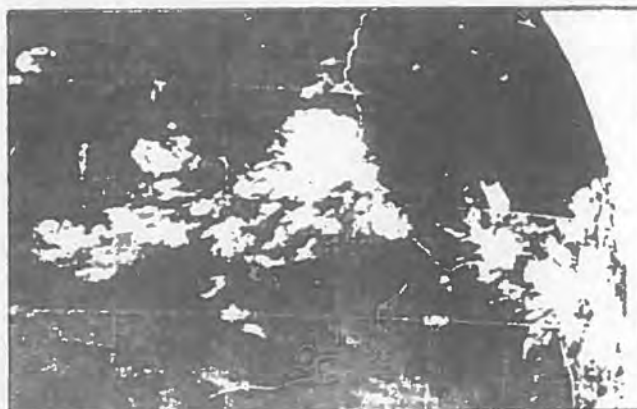
Face à la côte guinéenne, la cellule convective de haute fréquence s'appuie de façon remarquable contre les reliefs qui se dressent dans l'arrière-pays. L'échine montagneuse du Fouta Djallon culmine assez rapidement à plus de 1 500 m d'altitude. Ces hauts reliefs qui se prolongent de manière ininterrompue jusqu'aux confins de la Côte d'Ivoire sont justement orientés perpendiculairement au flux de SW qui caractérise la mousson dans les basses couches. Ils jouent un rôle actif dans le renforcement de la convection au vent. Ce champ d'instabilité local devient une zone convective complexe dès qu'il se combine aux amas qui accompagnent les ondes débouchant sur la côte Atlantique. Une partie du flux de mousson est déflécté en direction du NW contre la paroi au vent et ainsi les zones d'orages se succèdent au long du littoral jusqu'à Dakar, engraisant les lignes de grains associées aux perturbations migratrices sur la CIT.

La structure verticale de l'air, en régime de mousson, au-dessus des massifs, joue également un rôle pour activer ou au contraire réduire l'instabilité. En août et septembre, l'axe de la CIT passe fréquemment au nord de l'échine montagneuse. Dans ce cas, l'air des basses couches est très humide et instable sur une épaisseur qui dépasse l'altitude maximum de l'échine montagneuse. A partir de 2 500 ou 3 000 m d'altitude, le flux de mousson est surmonté par un air sec d'Est en provenance du Sahel dont l'écoulement rapide prend les caractéristiques d'un jet de basse altitude. C'est une superposition favorable à la présence de tourbillons dans les basses couches humides induits non seulement par la présence de l'obstacle montagneux mais aussi par le fort cisaillement horizontal du vent qui active la convection. Les analyses systématiques du champ de vent sur la région établies par Sadler et Oda pour l'été 1974⁽⁷⁾ montrent une concordance tout à fait remarquable entre les perturbations dans l'écoulement des flux de SW contre la paroi au vent du Fouta Djallon dans les cas de mousson active avec vent d'Est susjacent bien établi et la production incessante d'amas convectifs entre Conakry et Dakar. On trouvera un exemple dans la figure 10. Ainsi les perturbations sur la CIT

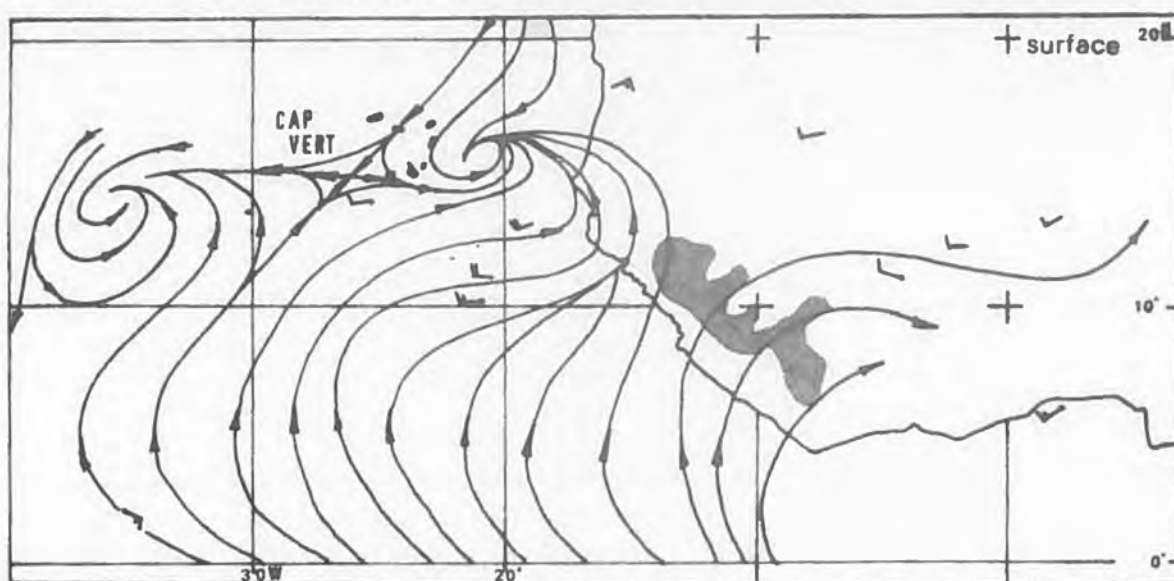
(7) in GATE Report n° 17, 1975.

Figure 10 - Influence d'une onde et des montagnes côtières sur la production de nuages convectifs: le cas du 9 septembre 1974 (adapté de GATE Report n° 17, 1975)

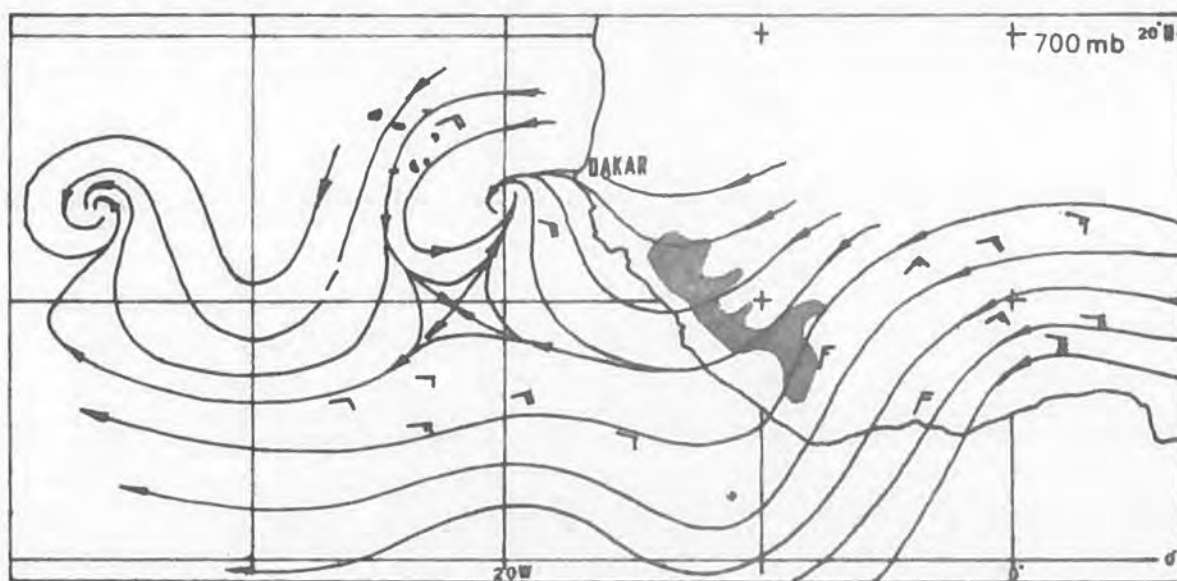
A - L'enuagement convectif sur l'Afrique occidentale, le 9/09/74 à 12 TMG
(image IR, SMS-I)



B - Le champ de vent en surface



C - Le champ de vent à 700 mb



en provenance d'Afrique et débouchant sur le littoral augmentent donc l'amplitude et d'intensité convective. En octobre, le retrait de l'axe de la CIT au sud des monts Fouta entraîne une modification de la structure et de l'écoulement de l'air dans les basses couches. Le flux humide de SW inférieur est moins épais et intermittent; les vents d'Est supérieurs sont moins rapides ou manquent. L'effet orographique dans ces conditions devient moins évident et on assiste à un déclin des formations cumuliformes au vent, sur la côte guinéenne. C'est cette dynamique qui expliquerait la permanence d'une cellule convective active en août et septembre proche de la côte guinéenne et son déclin en octobre. On ne peut cependant pas passer sous silence un autre facteur qui contribue également à entretenir l'instabilité thermodynamique de l'air dans la région guinéenne. Des conditions thermiques océaniques locales propices viennent se rajouter aux conditions dynamiques qu'on vient de citer pour transformer cette région dans une zone convective très active.

2) Les conditions thermiques océaniques

Contre la côte guinéenne, en été, on observe une cellule océanique chaude quasi-permanente et dont la température atteint les 27° - 29° en septembre. Les températures de l'océan en surface dans toute la région étudiée constituant d'ailleurs un facteur géographique de première importance à prendre en compte pour comprendre l'accroissement de l'instabilité de l'air, la distribution des amas convectifs, leur propagation dans des zones préférentielles. C'est une région thermique de l'Atlantique assez troublée, point de contact entre différentes circulations qui subissent elles aussi un balancement saisonnier, et de grandes variations interannuelles. Entre le 20° N et l'équateur sur l'Atlantique oriental, en été, on ne distingue rien moins que le courant froid des Canaries accru localement par des upwellings côtiers à l'Est de Cap Vert et au nord de Dakar, une région homotherme chaude à l'ouest de l'archipel et qui caractérise l'Atlantique tropical central, le contre-courant équatorial chaud au nord de l'équateur géographique et venant frapper la côte guinéenne et enfin une zone d'upwelling équatorial dans le Golfe de Guinée. Le schéma thermique résultant constitue les cartes de la figure 11. En comparant ces cartes avec celles de la distribution des noyaux convectifs, on

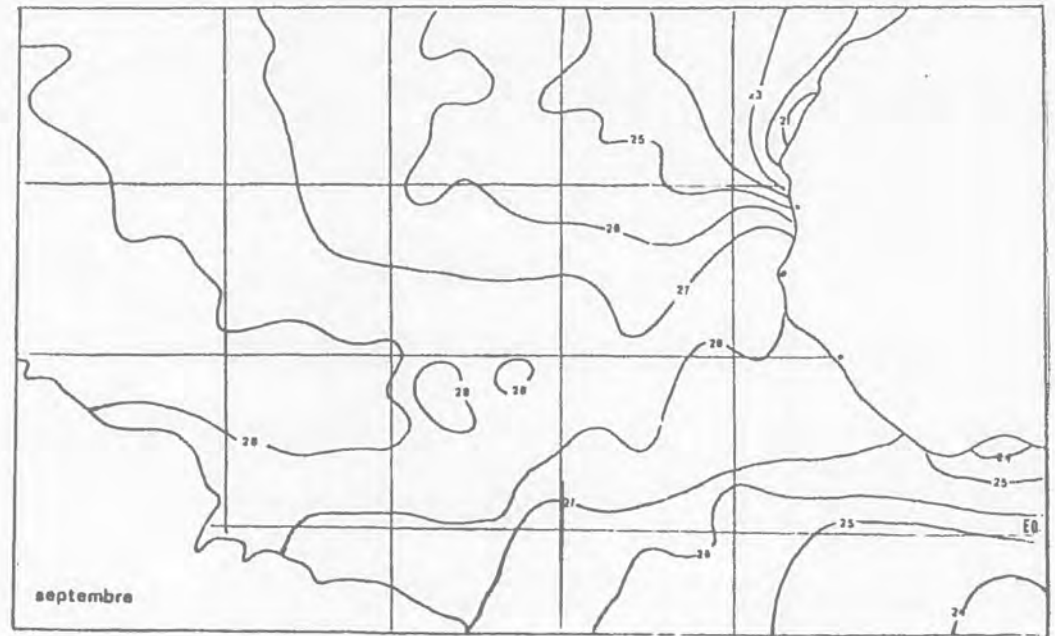
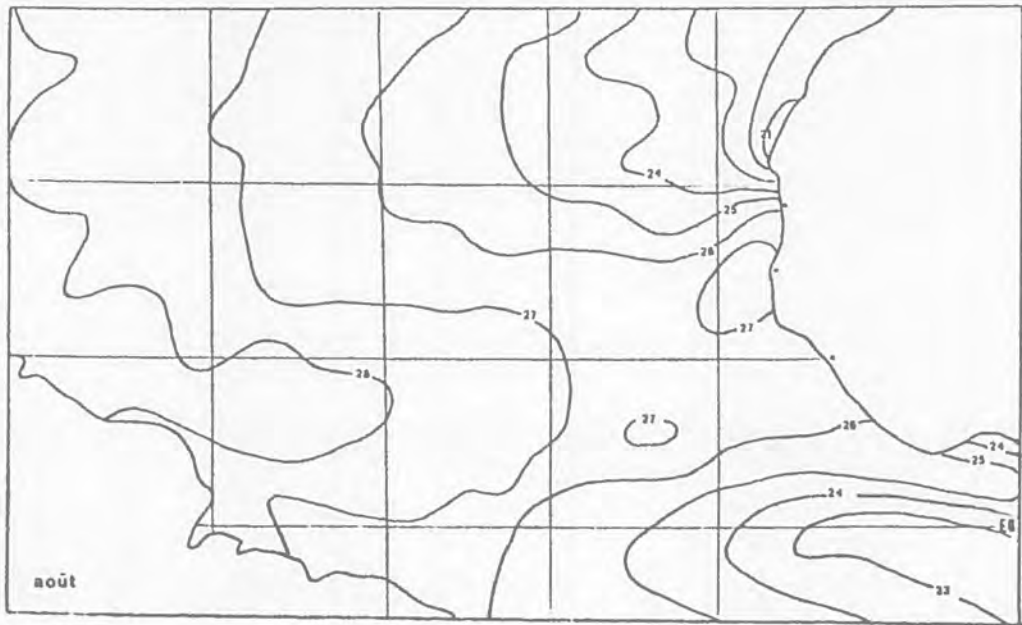
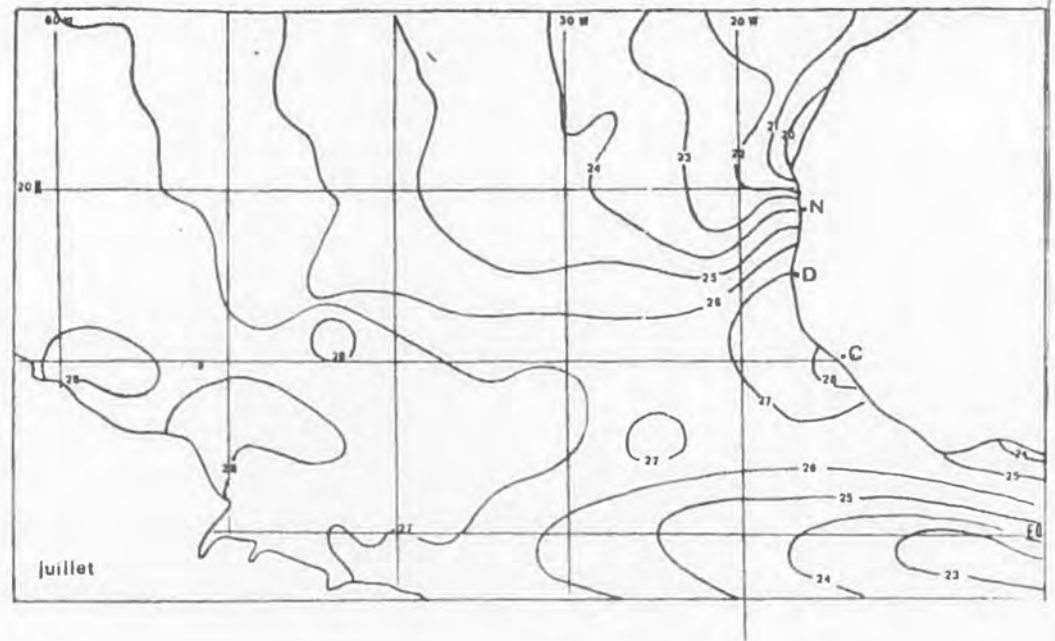
figure 11

TEMPERATURE MOYENNE MENSUELLE DE L'EAU EN SURFACE

DANS LE BASSIN ATLANTIQUE TROPICAL DURANT

L'ETE BOREAL

(d'après Hastenrath et Lamb, 1977)



pourrait expliquer le décrochement vers le sud des zones convectives à la latitude du Sénégal par l'influence directe du courant des Canaries. D'ailleurs, on a maintes fois observé sur les images IR la dégradation rapide sur l'océan des amas convectifs quittant le continent africain au nord de Dakar. En circulant sur les eaux côtières froides, les ascendances dans le corps convectif sont stoppées. Au sud de Dakar, les conditions thermiques océaniques changent. A la faveur d'une orientation différente de la côte et d'une modification dans la direction des vents dominants, le courant des Canaries passe loin au large (il atteint encore parfois les îles septentrionales cap-verdiennes) et les eaux chaudes du contre-courant équatorial sont rabattues sur la côte guinéenne.

Nul doute que bien des variations interannuelles dans l'activité convective de la région ont une cause à rechercher dans les anomalies thermiques océaniques. Pour la période étudiée, la faible fréquence des cellules convectives durant la saison chaude de 1977 est à relier, en partie, avec une anomalie négative de la température des eaux tropicales en surface⁽⁸⁾. L'hiver 1976-1977 avait été très cyclonique sur l'Atlantique aux latitudes moyennes; la destruction de la thermocline, dès le mois de juin, sur la région orientale par des phénomènes d'upwellings très intenses entre la Mauritanie et les Canaries a ainsi permis la mise à jour des eaux particulièrement fraîches. Leur entraînement vers les latitudes plus méridionales que de coutume a été assuré par un régime d'alizé boréal renforcé par une circulation méridienne de nord sur la côte atlantique de l'Europe occidentale persistant pratiquement tout l'été. Ces conditions ont eu pour résultat une faible remontée estivale de la CIT sur l'Atlantique oriental. L'année 1977 a été très pauvre en cyclones tropicaux et aucun n'est né au sud-ouest de l'archipel du Cap Vert, région pourtant réputée pour l'éclosion des cyclones tropicaux atlantiques.

En 1981, également, on remarque une activité convective faible au nord du 10° N. Fait à rapprocher aussi avec les basses températures de l'océan en surface après un hiver boréal particulièrement froid sur tout l'hémisphère occidental. Le début de la saison cyclonique a été tardif mais pratiquement normal. L'été 1981 particulièrement ensoleillé sur l'Atlantique a permis la reconstitution des conditions thermiques normales.

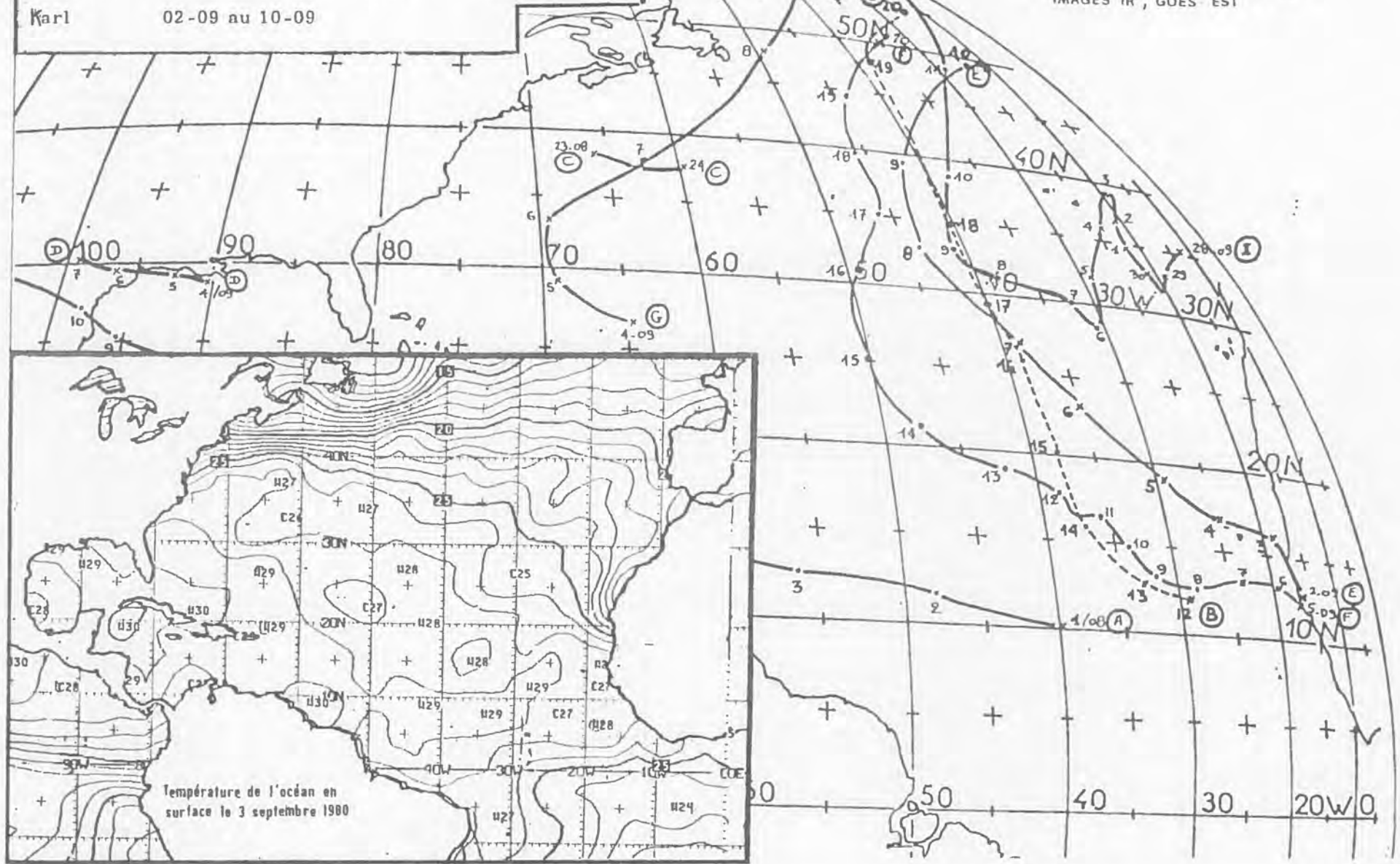
(8) Frank et al., Mon. Wea. Rev., 1978, Vol. 106, p. 559-565.

Allen	01-08 au 11-08	Frances	05-09 au 20-09
Bonnie	12-08 au 20-08	Georges	04-09 au 09-09
Charley	23-08 au 24-08	Hermine	19-09 au 24-09
Danielle	04-09 au 07-09	Ivan	28-09 au 12-10
Karl	02-09 au 10-09		

figure 12

Trajectoires des tempêtes et cyclones tropicaux
année 1980

Positions à 15h00 T. U. SUR
IMAGES IR, GOES-EST



Pour citer encore un exemple intéressant, on pourrait rapprocher la curieuse distribution des zones convectives à l'ouest de Cap Vert en septembre 1980 avec la trajectoire des cyclones tropicaux de cette même année et une carte des températures de l'océan au début de septembre 1980 (figure 12). La présence d'eaux particulièrement chaudes dans le Bassin Atlantique jusqu'au 30° N dès la fin du mois d'août n'est certainement pas étrangère au passage préférentiel des cyclones tropicaux à l'ouest de l'archipel. En condition normale, la migration vers le nord des eaux tropicales chaudes atteint la latitude des îles méridionales cap-verdiennes en début d'automne (septembre-octobre). C'est ce qui pourrait expliquer en partie le maintien d'un noyau convectif actif au sud-ouest de l'archipel en octobre alors que celui de la côte guinéenne est en déclin. En fait, ce second noyau convectif situé en plein océan doit également son existence à des conditions dynamiques particulières.

3) L'originalité dynamique de la région océanique au SW de Cap Vert

C'est une région où les perturbations nées sur la CIT et en provenance du continent africain s'accroissent de nouveau, surtout à partir de la fin du mois de septembre et jusqu'en décembre. Ces perturbations, sur les images IR, sont soulignées par un accroissement de l'aire nuageuse sur le bord nord de la CIT au point d'atteindre le 15° N. On y trouve des amas à tous les degrés d'évolution. Les cumulo-nimbus au stade de maturité ont leur sommet effilochés par des cirrus qui sont en général soufflés vers le NE. Les sondages réalisés à la station de Sal dans l'île cap-verdienne du même nom révèlent un accroissement de fréquence des vents de SW à WSW dans la haute troposphère à partir d'octobre au détriment des vents d'Est. Leur vitesse maximum est atteinte entre 250 et 100 mb. On peut supposer que les cirrus émanant des cumulonimbus de la CIT et soufflés en direction du NE se trouvent à peu près à ce niveau.

L'étude des séquences successives d'images IR, en automne montre parfois une progression vers le NE, pendant quelques jours, de ces cirrus qui s'organisent en bande étroite, hachés de stries transversales sur le côté sud et coupés à l'emporte-pièce sur la bordure nord. Ces caractéristiques sont typiques des courants-jets d'ouest. Tout se passe donc comme si, dans les hautes couches de la troposphère, un jet nais-

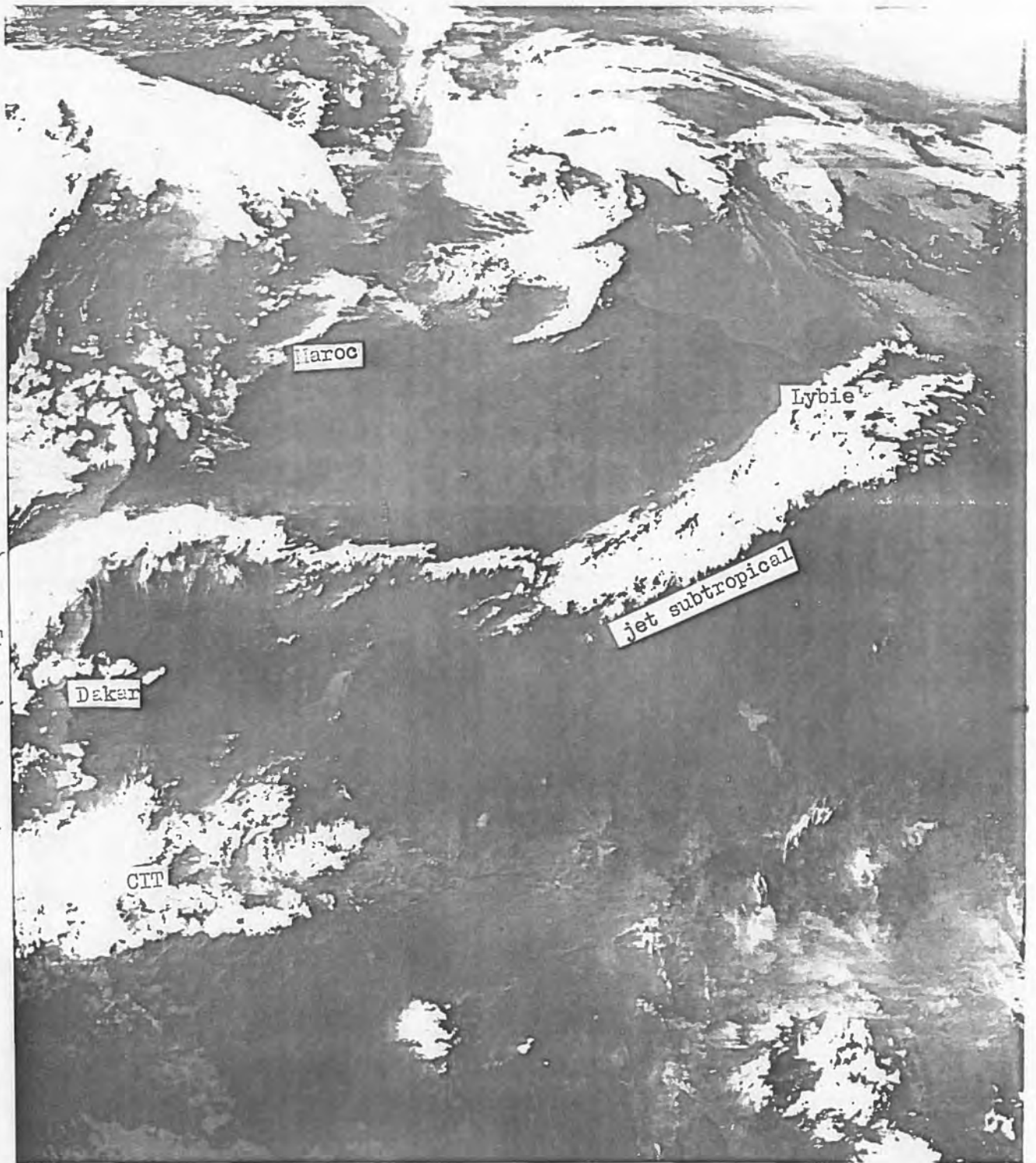
sait par prélèvement d'humidité dans la zone convective de la CIT au-dessus d'une région très circonscrite sur le 10° N entre 35° et 40° W. La vitesse de progression des cirrus en direction du NE semble dépendre de la vigueur et de la persistance de la source convective. Le déplacement est particulièrement rapide en début de formation (15 à 20° de longitude durant la première demi-journée) puis le flux se ralentit (5° degré de longitude en fin d'évolution). La disparition de la source convective par décliv du cumulo-nimbus naisseur entraîne le détachement des cirrus du bord nord de la CIT. Ceux-ci continuent à cheminer vers l'Est durant une journée ou deux tout en devenant moins denses. Le support visible de l'humidité transportée disparaissant peu à peu, les cirrus deviennent ensuite trop transparents pour laisser une trace sur les images infrarouges. On peut ainsi suivre jusqu'en Lybie et même jusqu'en Asie Mineure, des cirrus émanant de nuages convectifs de la CIT depuis la région au SW de Cap Vert (figure 13).

Des études théoriques et les expériences du GARP ont permis d'établir une relation entre l'apparition des bancs de cirrus, celle de la vallée polaire troposphérique quasi-permanente qui existe au milieu de l'Atlantique vers 200 mb et la matérialisation du jet subtropical. Les analyses systématiques du champ de vent dans la haute troposphère durant l'été 1974 ont permis à Oda et Sadler de cartographier cette vallée avec précision au-dessus du Bassin Atlantique. La confrontation de ces résultats d'analyse avec les observations faites sur les images IR aboutit aux conclusions suivantes:

a - Le jet subtropical est d'autant mieux souligné par des cirrus et autant plus fort que la vallée est plus ample, progresse vers le sud et entre en connection avec les zones convectives de la CIT. Cette constatation explique en partie la position privilégiée de la naissance de jets subtropicaux au milieu de l'océan, puisque cette vallée troposphérique se creuse cycliquement au-dessus de la moitié orientale du Bassin Atlantique (sa racine se trouve sur l'Europe) pousse vers le SW en se rapprochant de la CIT vers le 40° W après quoi elle s'étire vers l'ouest en suivant les parallèles jusqu'aux Antilles.

b - Le prélèvement d'humidité aux nuages les plus convectifs (donc les plus hauts) de la CIT serait également confirmé puisque la convergence

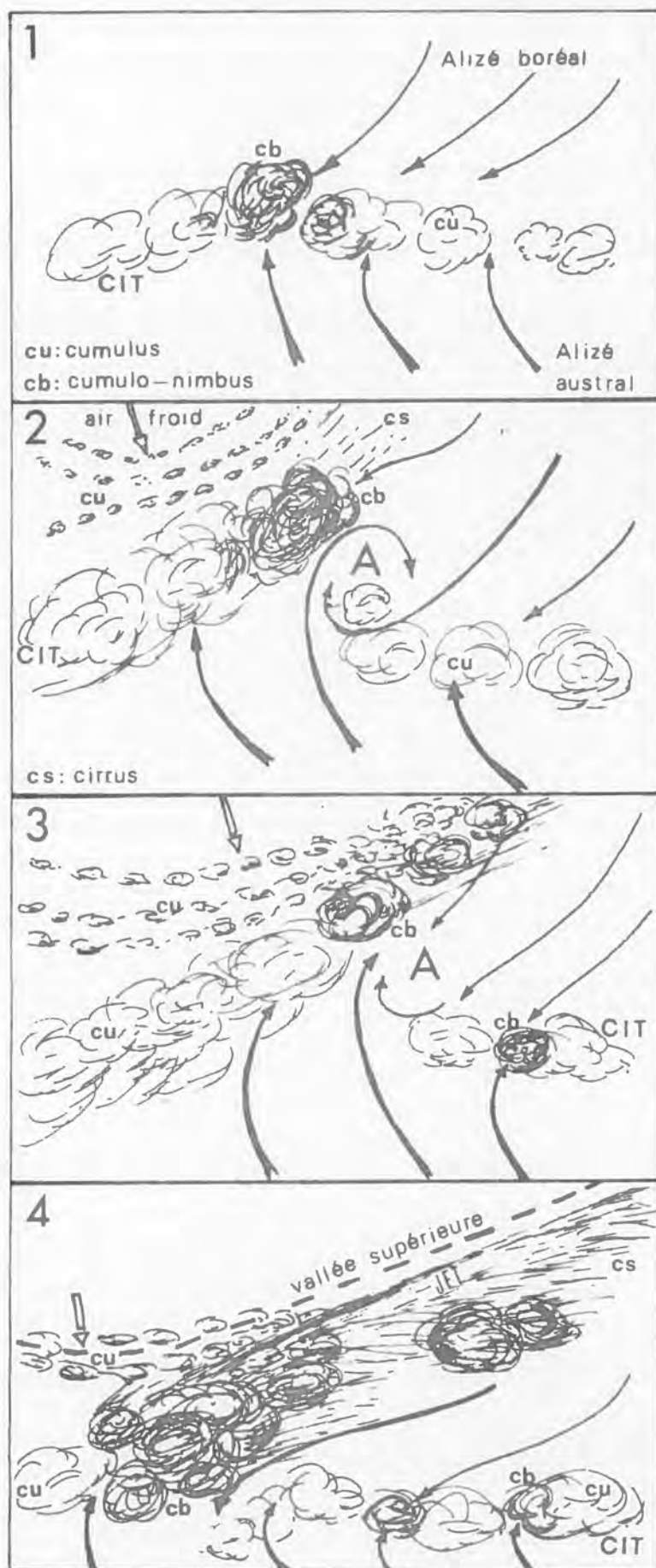
Figure 13 - Un exemple de matérialisation du jet subtropical par des cirrus issus de la zone convective de la CIT située au SW de l'archipel de Cap Vert (Image METEOSAT, IR, du 22/12/1976, 11.00 TU, C.H.S. Lannion)



régnant sous le flanc oriental de la vallée provoquerait le soutirage vers le NE de l'air tropical et assurerait son contact avec l'air plus frais de la coulée. On retomberait donc dans le schéma baroclinique de l'origine du jet polaire mais dans ce cas tout se passerait à un niveau très élevé de la troposphère.

On peut se demander alors quelle est l'influence de cette circulation lointaine sur l'éclosion de la convection dans les basses couches au SW de Cap Vert. Dans la plupart des cas, cette influence est nulle. Toutefois à partir de septembre, et plus encore en octobre, l'activité polaire reprend aux latitudes moyennes. A la faveur d'une circulation méridienne lente qui caractérise l'automne, les premières coulées froides parviennent aux latitudes subtropicales. L'arrivée de l'air froid sur la surface océanique chaude se marque bien sur les images du spectre visible par une augmentation de densité et de dimension des cumulus et stratocumulus à la bordure orientale de l'anticyclone des Açores, sur Madère et les Canaries. Quand ces poussées polaires parviennent à une latitude assez basse pour entrer en contact avec la bordure nord des perturbations évoluant sur la CIT, elles sont, certes, peu épaisses mais l'air qu'elles transportent n'a pas encore tout à fait perdu ses caractères thermodynamiques d'origine. Les séquences successives d'images révèlent alors un brusque accroissement de l'ennuageant des bas niveaux au point de connection et où l'on voit apparaître des petites taches d'un blanc lumineux marquant la présence de nuages convectifs naissants. L'origine de certaines cellules convectives nées au nord de la CIT dans cette région n'est donc pas la même que celle du noyau oriental face à la côte guinéenne. Ici, l'instabilité baroclinique comme aux latitudes moyennes joue un rôle dans les couches inférieures pour développer la convection. Une fois le processus d'éclosion amorcé, nul doute que la forte température locale de l'océan active le mécanisme d'alimentation en eau du noyau convectif. En outre, on a pu remarquer que dès qu'il existait un embryon d'instabilité en surface et dans ce seul cas, l'approche du jet subtropical provoquait une croissance explosive des noyaux convectifs. Les amas de cumulo-nimbus ainsi formés, guidés par le flux supérieur, sont entraînés en direction du NE en gagnant une force tourbillonnaire. On a schématisé cette évolution sur la figure 14. Ce sont ces dépressions qui passent à l'ou

Figure 14 - Schéma de l'intensification de la convection par intervention d'air frais en surface et du cisaillement du vent dans les couches supérieures.



Dans une phase de poussée, l'alizé austral déforme la CIT. C'est l'onde naissante (1). L'ennuagement épouse la déformation en devenant plus convectif à l'avant de l'onde. Si la poussée continue, il y a rupture de la bande nuageuse de la CIT (2). Il y a accroissement de l'aire occupée par le cb à l'avant de l'onde et une zone claire à l'arrière probablement due à la naissance de tourbillons anticycloniques à la rencontre des 2 alizés. L'évolution postérieure est dictée par une arrivée d'air froid (3), par l'intermédiaire de l'alizé boréal. Un pseudo-front se forme sur la branche avant de l'onde avec recrudescence de la convection. Les cb les plus développés sont surmontés par des panaches de cirrus. En remontant en latitude, ces noyaux convectifs ont leur sommet qui entrent en contact avec la vallée troposphérique semi-permanente (4) qui caractérise l'atmosphère tropicale vers 200 mb. Les panaches de cirrus sont exportés vers le NE par le vent fort qui circule sur le flanc oriental de cette vallée. Lorsque les dispositifs [3] et [4] sont assez persistants, ils activent les processus convectifs aux latitudes subtropicales.

est de Cap Vert en octobre. Elles ont toujours un centre très convectif, ce qui indique leur origine chaude. Bien alimentées en air très humide, elles déversent des averses sur Cap Vert, sur les Canaries et sur les côtes de la Mauritanie. Certaines atteignent la force tourbillonnaire des cyclones tropicaux et provoquent des tempêtes redoutables dans les îles de l'Atlantique tropical oriental. Leur connection avec des vallées polaires ou des dépressions froides fréquentes à cette époque de l'année entre les Açores et Madère ou sur le Golfe de Cadix les transforme en dépressions mixtes (ou subtropicales) très pluvieuses. Beaucoup d'entre elles, après un parcours plus ou moins capricieux aux latitudes méditerranéennes, finissent par être intégrées dans les courants perturbés du front polaire⁽⁹⁾.

Si pour une raison quelconque (reconstitution de l'anticyclone subtropical en cellule unique sur le Bassin Atlantique, par exemple), les amas convectifs dans leur stade de jeunesse se placent sous la dépendance du courant alizé qui circule sur le flanc sud de l'anticyclone subtropical et dans des conditions énergétiques favorables, ils s'intensifient au point d'atteindre la force cyclonique bien avant de circuler sur les Antilles. C'est pour cette raison que la région océanique au SW de Cap Vert est souvent citée comme la région-source de la plupart des cyclones tropicaux atlantiques. On doit donc convenir qu'une bonne part des cyclones tropicaux trouvent leur origine en système baroclinique comme les cyclones subtropicaux. C'est leur évolution postérieure qui permettrait de les distinguer les uns des autres.

(9) Les mécanismes de leur formation, leur déplacement, leur fréquence et leur puissance d'alimentation en eau ainsi que leurs effets pluviométriques sur les îles Macaronésiennes ont fait d'objet d'une étude détaillée actuellement en voie de conclusion.

Signalons que c'est un phénomène de ce genre qui est à l'origine de la récente catastrophe sur la côte SE de l'Espagne. Entre les Baléares et le Levant Espagnol, au-dessus d'une mer très chaude à cette époque de l'année, il y eut connection d'une dépression saharienne, guidée par un jet subtropical, avec une dépression froide (-20° à 500 mb) entourée par un lambeau de jet polaire issu d'un courant de NW de 130 noeuds sur la Galice. Ce concours de circonstances explique les 200 mm tombés en quelques heures durant la nuit du 19 au 20 octobre 1982 dans la région se trouvant juste sous le point de rencontre des deux courants perturbés de nature très différente soit l'extrémité orientale de la Cordillère Bétique entre Valence et Alicante.

Le comportement particulier du noyau convectif au SW de Cap Vert semble donc parfaitement expliqué ainsi que l'évolution mensuelle des zones de convection maximum aux basses latitudes sur l'Atlantique oriental. Les conclusions auxquelles on a abouti constituent des lignes de recherche intéressantes pour expliquer la variabilité pluviométrique non seulement dans l'archipel du Cap Vert mais aussi dans les autres îles macaronésiennes et sur la façade atlantique de l'Afrique aux latitudes subtropicales, et mettant en oeuvre des facteurs dynamiques et géographiques régionaux.

Cet essai de description et d'interprétation des résultats d'observation en utilisant les images infrarouges d'un satellite géostationnaire est très encourageant. L'examen attentif de la couverture nuageuse sur des séquences successives d'images révèle des circulations à toute échelle et leur évolution avec une richesse que l'observation traditionnelle ne sera jamais capable de donner même avec un réseau météorologique très dense et encore moins sur les surfaces océaniques. Toutefois, on ne doit pas perdre de vue que les images ne révèlent ces circulations que là où elles conduisent à la formation de nuages; le reste doit être déduit. Dans l'explication des processus, les données conventionnelles restent encore les seules capables de fournir les bases du raisonnement.

Dans le cas précis d'utilisation qu'on vient de développer et à l'échelle à laquelle on a travaillé, les images des satellites géostationnaires sont des documents irremplaçables, non seulement pour décrire mais aussi pour poser les problèmes et donner des éléments d'explication. De plus, à partir des phénomènes qu'on vient de décrire, on entrevoit l'importance du rôle que les connections nuageuses tropicales et tempérées jouent dans le réajustement du bilan énergétique hémisphérique en automne. C'est une observation dont l'intérêt dépasse de beaucoup le cadre restreint qu'on s'était assigné en commençant l'étude.

Bibliographie consultée

- AMARAL, I. do - Santiago de Cabo Verde, a Terra e os Homens, Junta de Investigação do Ultramar, Lisboa, 1964, 444 p.
- COSTA, A. - Cabo Verde, Imagens e Números, Estudos de Geografia das Regiões Tropicais, nº 8, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 1981, 96 p. polic.
- FRANK, N.L. - "Atlantic tropical system of 1977", Mon. Wea. Rev., 1978, Vol. 106, p. 559-565.
- GATE - Report on the field phase of the GARP Atlantic tropical Experiment, nº 17, ISMG/WMO, Geneve, 1975, 179 p.
- GRAY, W. M.; JACOBSON, R. W. - "Diurnal variation of deep cumulus convection" Mon. Wea. Rev., 1977, vol. 105, p. 1171-1188.
- HASTENRATH, S.; LAMB, P. J. - Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans, University Wisconsin Press, 1977, 112 p.
- NOAA - Catalog of Meteorological Data, Cloud Photography TIROS-N, August-september 1979, Washington D.C. 1981.
- NOYALET, A.; BERTHOU, H. - "Etude de la répartition de la convection sur les régions intertropicales africaines", Cahiers de l'O.R.S.T.O.M., série hydrologie, 1982 (sous presse).