

CLIMAT ET DÉVELOPPEMENT

**Séminaire
des 15 et 16 Octobre 1985**

Éditions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection **COLLOQUES et SÉMINAIRES**

PARIS 1986

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de « l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement « réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation « collective » et, d'autre part, que les analystes et les courtes citations « dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou repro- « duction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou « de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1^{er} de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, « constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et « suivants du Code Pénal ».

PREFACE

Ce séminaire "Climat et Développement" a deux buts :
"C'est d'abord de faire le point des acquis de l'ORSTOM sur le thème proposé, en mettant en évidence les points forts, tant pour la communauté des chercheurs ORSTOM impliqués que pour nos partenaires scientifiques étrangers. C'est ensuite de définir des orientations pour nos travaux de recherches dans ce domaine, en sensibilisant la communauté ORSTOM, grâce à un débat ouvert mais réaliste, avec nos partenaires...". (F.Jarrige, chef du département "Milieu physique et environnement climatique").

En conséquence, plus de 75 participants ont été réunis dont plus d'un tiers constitué par des personnalités extérieures à l'ORSTOM. Ont été invités les professeurs SUGUIO de l'Université de Sao Paulo (Brésil) et HASTENRATH de l'Université du Wisconsin (USA) qui ont pris une part active aux différents débats.

Au cours de ces deux journées, 28 communications ont été présentées en quatre sessions centrées sur des thèmes différents en apparence, mais dont les liens étroits seront encore plus évidents à la lecture de ce document :

- conséquences, aux basses latitudes continentales, du dernier changement majeur de l'état du globe entre maximum glaciaire et l'inter-glaciaire actuel.

- Phénomène du climat contemporain en zone tropicale : évènements climatiques océaniques, mécanismes et phénomènes du climat sur les continents.

- Agroclimatologie et perspectives.

Il est apparu que les nombreux atouts de l'ORSTOM devaient lui permettre de jouer un rôle d'entraînement pour les

recherches sur le climat et son influence sur le développement en milieu tropical tant au niveau national qu'au niveau international. Il a été résolu de constituer un groupe de travail permanent pour animer ce thème qui entre autres actions pourrait proposer la tenue d'un autre séminaire en 1987.

L'aide de M.C. Dedenis dans l'édition de ce document a été capitale.

Le 19 février 1986,

Yves M. TOURRE (Editeur).



Ont participé à l'ouvrage.

ARGOLLO J.	Antenne ORSTOM Instituto de Geociencias U M S A Casilla 12198 La Paz. BOLIVIE
BRUNEL J.P.	Mission ORSTOM/Tunis 18, Avenue Charles-Nicolle 1002 TUNIS Belvédère
CITEAU J.	CRODT - Dakar Boite Postale 2241 DAKAR-Thiaroye SENEGAL.
COLIN C.	Department of Marine, Earth and Atmospheric Sciences. School of Oceanography WB-10. North Carolina State University P.O.Box 8208 RALEIGH, NC. USA
DESSIER A.	Antenne ORSTOM/IFREMER Boite Postale 337 29273 BREST Cedex
DONGUY J.R.	Antenne ORSTOM Brest BP 337 29273 BREST Cedex
ELDIN M.	Institut Agronomique Méditerranée (I.A.M.) 3191 Route de Mende 34060 MONTPELLIER Cedex

HOEPPFNER M.

Centre ORSTOM
Boite Postale 1020
97178 POINTE A PITRE
GUADELOUPE.

LHOMME J.P.

ORSTOM/Departement C
213 Rue Lafayette
75010 PARIS

MALEY J.

Laboratoire de Palynologie
U S T L -
Place Eugène Bataillon
34060 MONTPELLIER Cedex

MARTIN L.

Antenne ORSTOM
Observatorio Nacional
Rua General Bruce 586
20921 RIO DE JANEIRO
BRESIL

MERLE J.

L P D A/ORSTOM
Université Paris 6
Tour 15 - 5^étage
4 place Jussieu
75230 PARIS Cedex 5

MONTENY B.A.

Faculté des Sciences
Ecologie végétale/Bat 362
91405 ORSAY Cedex

OLIVRY J.C.

Laboratoire Hydrologique
ORSTOM
MINIPARC Bat.2
Rue des Apothicaires
ZOLAD
34100 MONTPELLIER

LOUDOT C.	ORSTOM BP 1386 DAKAR Hann. SENEGAL
PARIS F.	ORSTOM B.P.11416 NIAMEY. NIGER
DU PENHOAT Y.	ORSTOM/IFREMER BP 337 29273 BREST Cedex
POUYAUD B.	Laboratoire Hydrologie ORSTOM MINIPARC Bat.2 Rue des Apothicaires ZOLAD 34100 MONTPELLIER
QUECHON G.	ORSTOM BP 11416 NIAMEY. NIGER
REBERT J.P.	ORSTOM/IFREMER BP 337 29273 BREST Cedex
ROSET J.P.	Université BORDEAUX II Lab. d'Anthropologie du Dr C.C.RAYNAUT 3 Place de la Victoire 33076 BORDEAUX Cedex
RUAL P.	ORSTOM/IFREMER BP 337 29273 BREST Cedex

SERVANT M.

ORSTOM
70-74 Route d'Aulnay
93140 BONDY

SIRCOULON J.

ORSTOM/Departement C
213 Rue Lafayette
75010 PARIS

SUGUIO K.

Université de Sao Paulo
Instituto de Geosciencias
Cidade Universitaria
Caixa Postal 20899
01498 SAO PAULO. BRESIL

TOURRE Y.

L P D A/ORSTOM
Université Paris 6
Tour 15 / 5  tage
4 Place Jussieu
75230 PARIS Cedex 5



SOMMAIRE

	Page
ALLOCATION D'OUVERTURE	
A.RUELLAN, Directeur Général de l'ORSTOM	15
<u>PALEOCLIMATOLOGIE ET PREHISTOIRE</u>	17
M.SERVANT	
Le programme GEOCIT : une comparaison Afrique de l'Ouest/Amérique Sud-équatoriale (30000 - 0 ans B.P.)	19
J.MALEY	
Modifications des environnements climatiques d'un domaine de mousson (Afrique de l'Ouest) au cours des 30 derniers millénaires.	21
F.PARIS, G.QUECHON, J.P.ROSET	
Sépultures et rites funéraires holocène du Nord Niger.	30
L.MARTIN, J.M.FLEXOR, K.SUGUIO	
Auscultation des cordons littoraux fossiles dans un but de reconstruction paléoclimatique. Exemples brésiliens.	34
M.SERVANT, J.ARGOLLO	
Modifications des environnements climatiques d'une haute montagne tropicale (Andes boliviennes) au cours des 30 derniers millénaires. Comparaison avec l'Afrique de l'Ouest.	41

	Page
<u>OCEANS TROPICAUX ET CLIMAT</u>	47
 J.MERLE Océan tropical et climat : recherches nationales et internationales	49
 C.COLIN Influences du vent local et extra-local sur la structure thermique équatoriale du Golfe de Guinée.	52
 J.P.REBERT El Nino 1982-1983	58
 A.DESSIER Conséquences écologiques de l'El Nino 1982-83	59
 P.HISARD Variabilité interannuelle dans l'océan Atlantique tropical, cas exceptionnel de l'année 1984.	64
 Y.DU PENHOAT Modélisation des variations basses fréquences de la circu- lation dans l'océan Atlantique tropical.	68
 Y.M.TOURRE L'imagerie satellitaire : un outil qui permet de visua- liser le rôle énergétique des océans tropicaux.	72
 P.RUAL, J.SERVAIN Océan Atlantique tropical et fleuves du Sahel.	75
 J.CITEAU, J.P.CAMMAS, Y.GOURIOU, B.GUILLOT Remarques sur la migration de la zone de convergence inter- tropicale en Atlantique, les températures de surface du Golfe de Guinée, et la pluviométrie en Afrique de l'Ouest sahélienne et au Nord Est du Brésil.	81

	page
B.GUILLOT	
Veille climatique et constitution de fichiers d'observation à partir de l'image des satellites météorologiques.	94
C.OUDOT	
L'océan tropical : puit ou source de CO ₂ pour l'atmosphère ?	96
<u>EVAPORATION-PRECIPITATION TROPICALES</u>	103
M.HOEPPFNER, M.MOREL, D.ROSSIGNOL.	
Variabilités des pluies en milieu insulaire à relief contrasté - le cas de la Guadeloupe.	105
J.SIRCOULON	
Séries climatiques	110
J.C.OLIVRY	
L'évolution de la sécheresse en Sénégal et aux îles du Cap Vert.	111
G.HIEZ, L.RANCAN, M.COSTA BARROS, O.PEDROLLO	
Le vecteur régional et les fluctuations climatiques	113
Y.GALLARDO	
Remarques sur 3 prédicants possibles des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest.	123
B.POUYAUD	
L'évaporation, composante majeure du cycle Hydrologique	130
J.P.BRUNEL	
Éléments de relation évaporation - climat en Nouvelle - Calédonie.	140

	Page
<u>PRODUCTION AGRICOLE ET CLIMAT</u>	149
 P.FRANQUIN Essai de typologie prédictive des saisons humides sur le Sahel.	 151
 B.A.MONTENY, B.ZELLER Interactions végétation-atmosphère et leurs impacts sur les caractéristiques climatiques.	 157
 J.P.LHOMME Suivi agrométéorologique des conditions hydriques des cultures.	 167
 M.ELDIN Risques et potentialités climatiques pour la production agricole.	 179
 <u>CONCLUSION</u>	
 S.HASTENRATH Exposé général.	 191



ALLOCUTION D'OUVERTURE

Alain RUELLAN

Directeur Général de l'ORSTOM

Climat et Développement : tel est donc le thème de ce séminaire

Organisés par l'ORSTOM, ce séminaire, et les deux autres qui se tiennent en parallèle (Connaissance du milieu amazonien - Etudes intégrées pour l'évaluation des ressources en vue du développement régional) marquent notre installation dans de nouveaux locaux, 213 Rue Lafayette à Paris. Mais ces trois séminaires, manifestations parmi d'autres, marquent surtout notre souci, notre détermination à l'ORSTOM de mieux faire connaître et discuter, par la communauté scientifique et par les utilisateurs de la recherche, ce que nous faisons, ce que sont nos résultats, ce que nous voulons continuer à faire.

Climat et Développement : ce thème a pour moi trois significations principales.

- Les développements des sociétés sont fonction des climats. Cela est, bien sûr, une évidence : les sociétés, on le voit partout, s'organisent en fonction des climats. Une bonne connaissance des climats, de leurs relations avec le milieu, sont donc indispensables comme base à toutes opérations, à toute politique de développement : cela aussi est évidence, et pourtant nombreux sont encore aujourd'hui les exemples d'opérations de développement, soi-disant passe-partout, et qui sont en fait échecs car n'ayant pas tenu compte des spécificités climatiques et des spécificités climato-sociologiques.

- Les développements des sociétés influencent les climats. Cela est moins démontré, plus difficilement démontrable. Mais il faut y faire très attention : s'il y a des développements qui sont auto-destructeurs, voire destructeurs des voisins, par leurs

conséquences sur les climats, donc sur les milieux, il faut le savoir, il faut le prévoir, il faut se donner les moyens de prévenir et de proposer des alternatives.

- La planification des développements devrait pouvoir se fonder sur des données plus solides de prévision climatique à long terme.

Le thème Climat et Développement est donc très important. Il est déjà très étudié : de nombreux travaux ont été réalisés et sont en cours, concernant les relations entre les climats et les milieux, les climats et les hommes, l'histoire des climats, les prévisions climatiques. Il me semble cependant que des efforts restent à faire pour mener des études plus globales, plus intégrées, mieux coordonnées aux différentes échelles de l'espace et du temps, plus multidisciplinaires. Je suis persuadé qu'à l'ORSTOM, en relation avec nos partenaires étrangers et français, nous sommes particulièrement bien placés pour poursuivre ces efforts :

- Nous sommes très présents dans le monde intertropical et nous connaissons bien le milieu intertropical qui représente la source chaude de la machine climatique : nous savons que les clés de la compréhension de bien des phénomènes climatiques mondiaux sont dans les régions intertropicales ; et puis c'est dans ces régions que les agressions des anomalies climatiques sont les plus fortes et ont les conséquences les plus graves pour le développement des peuples ;

- Nous sommes très pluridisciplinaires : les communications présentées au séminaire le démontrent clairement.

Bon vent donc à votre séminaire. Un grand merci à tous ceux qui l'ont organisé ; merci à vous tous qui avez accepté d'y présenter vos travaux et de venir les discuter.

PALEOCLIMATOLOGIE ET PREHISTOIRE.

LE PROGRAMME GEOCIT : UNE COMPARAISON AFRIQUE DE L'OUEST/
AMERIQUE SUD-EQUATORIALE (30 000 - 0 ANS B.P.)

M.SERVANT

Le programme GEOCIT (Geodynamique du Climat InterTropical) se propose d'étudier les conséquences aux basses latitudes continentales du dernier changement majeur de l'état du globe entre un maximum glaciaire (18.000, plus ou moins 1000 ans B.P.) et la situation actuelle. Son objectif principal réside dans une comparaison entre un domaine de mousson de l'hémisphère nord (Afrique de l'Ouest) et une région sud équatoriale (Amérique) actuellement caractérisée par des interactions entre les mécanismes atmosphériques des régions tropicales et ceux des régions tempérées.

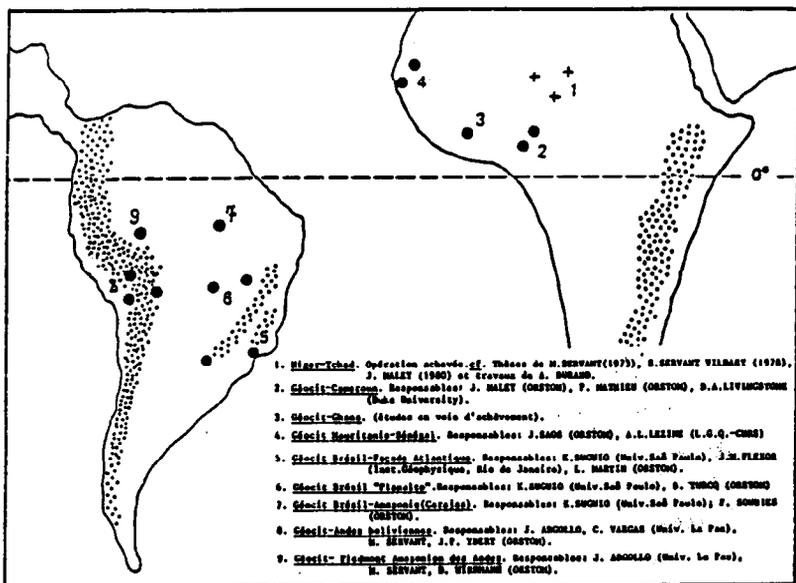
En Afrique de l'Ouest, les recherches se situent dans le prolongement des études faites antérieurement par l'ORSTOM dans le bassin du Tchad. Elles sont focalisées sur l'histoire des environnements climatiques au Cameroun (lacs de cratère), au Sénégal (dépressions humides proches du littoral) et en Mauritanie (anciennes dépressions lacustres). En Amérique Sud-Equatoriale ces recherches portent sur les différents étages des Andes boliviennes (altitudes comprises entre 6000 et 400 m), sur le "planalto" du Brésil (800-1200m), la façade Atlantique du continent (dépressions lacustres) et un secteur d'Amazonie (lacs et tourbières sur cuirasses ferrugineuses).

La reconstitution qualitative des paléoenvironnements s'appuie principalement sur l'analyse des dépôts lacustres et localement de certains dépôts fluviatiles. Elle fait intervenir des marqueurs régionaux, hydrologiques (oscillations des lacs, modifications de la sédimentation, fluviatile) paléoécologiques (pollens, diatomées, ostracodes) et géochimiques (isotopes de l'oxygène).

Les études qualitatives sont complétées par une analyse statistique des relations entre certains marqueurs et le climat actuel (par exemple : fonctions de transfert Diatomées/Températures ; fonctions de transfert Ostracodes ou Diatomées/Salinités/Bilans hydrologiques). Ces relations statistiques devraient déboucher, à terme, sur une évaluation quantitative de quelques paramètres paléoclimatiques et de leurs variations au cours des 20 ou 30 derniers millénaires.

La reconstitution des paléoenvironnements intertropicaux est associée, dans quelques régions, à des recherches pédologiques (héritages paléoclimatiques dans les sols) de même qu'à des recherches archéologiques, notamment au Niger et au Brésil.

Le programme GEOCIT s'articule avec des études similaires conduites en Afrique de l'Est (CNRS-Marseille) et en Afrique du Nord, de la Tunisie au Niger (programme PALHYDAF). De nombreux laboratoires français et étrangers participent à son exécution.



MODIFICATIONS DES ENVIRONNEMENTS CLIMATIQUES D'UN
 DOMAINE DE MOUSSON (Afrique de l'Ouest) AU COURS DES 30
 DERNIERS MILLENAIRES.

J.MALEY

Dans une première partie est présenté un bilan succinct des recherches menées par l'ORSTOM en Afrique tropicale dans le domaine des paléoenvironnements quaternaires. Ensuite, à titre d'hypothèse, sont présentés des modèles climatiques capables de rendre compte de l'ensemble des observations.

1) A partir des séries stratigraphiques de la partie centrale du bassin du Tchad, qui sont relativement bien datées par ^{14}C jusque vers 30.000 ans BP et qui ont fait aussi l'objet de recherches sur les diatomées et les pollens, des comparaisons peuvent être faites avec des séquences observées en d'autres points, en particulier au Nord-Cameroun et dans la zone forestière du Ghana (lac Bosumtwi). Les grandes lignes de ces séquences montrent :

- Entre 30.000 et 20.000 ans BP une importante phase humide caractérise les régions tchadiennes avec des hauts niveaux lacustres, surtout entre 24.000 et 20.000 ans BP. Au Nord-Cameroun des sols rouges de type méditerranéen se sont développés durant cette dernière phase. Au Ghana, la zone forestière actuelle était remplacée par une formation montagnarde riche en Gramineae. Le niveau du lac Bosumtwi était relativement élevé entre 28.000 et 20.000 ans BP.

- Après 20.000 ans et jusque vers 15.000 BP, l'aridité devient généralisée. Les dunes sont réactivées dans le bassin du Tchad ; au Nord-Cameroun des dépôts grossiers recouvrent et entaillent les formations précédentes ; le lac Bosumtwi régresse considérablement, accompagné d'un fort accroissement des formations herbacées.

- De 15.000 à 10.000 ans BP environ, l'aridité régresse, des formations lacustres saumâtres s'installent au Tchad dès 13.000 ans. Au Nord-Cameroun dès 15.000 ans des vertisols se développent sur les interfluves sur les dépôts de type loessique. Au Bosumtwi les niveaux lacustres sont en augmentation.

- De 10.000 à 4 ou 5.000 ans BP, les niveaux lacustres sont partout très élevés, avec cependant quelques phases régressives.

- Entre 4.000 ans et l'Actuel les niveaux lacustres vont en diminuant avec cependant quelques transgressions importantes comme celle située entre 3.500 et 3.000 ans BP ou celle située vers 1.500 ans BP dans le bassin du Tchad.

- L'évolution du lac Tchad au cours du dernier millénaire a été constituée grâce à des données géologiques, palynologiques et historiques. L'établissement d'une chronologie calendaire a été rendu possible par référence aux données historiques. Des très hauts niveaux lacustres se sont produits aux 11ème et 12ème siècle durant l'optimum thermique médiéval, puis au 17ème siècle durant le maximum du Petit Age Glaciaire. Parmi les nombreuses régressions survenues durant le dernier millénaire, la plus importante est survenue vers le milieu ou dans la seconde partie du 15ème siècle. Des traditions orales, recoupées par l'histoire, ont été recueillies par Christian Seignobos chez des Peuls vivant au sud du lac. Ces traditions décrivent à cette époque l'installation de villages dans la partie méridionale asséchée du lac, et cela durant une génération, c'est à dire de 20 à 25 ans.

2,a) Parmi toutes ces variations, celles survenues vers le début de l'Holocène sont très originales car elles ne correspondent pas à un changement de l'Arde à l'Humide, mais à un changement de mode, c'est à dire au passage d'un climat humide et frais, à un climat humide et chaud. Ce changement survenu vers 7000 ans BP sur la zone tropicale africaine, s'est

produit d'une manière relativement brusque par le passage de dépôts fins à des dépôts grossiers, par des changements de types de végétation, de sols, etc. Pour interpréter ce phénomène, on fait appel ici aux deux types de temps qui caractérisent actuellement cette zone. En effet, lorsqu'on étudie les régimes actuels des pluies sur ces régions, on met en évidence deux types principaux suivant leur position dans le flux de la mousson.

- A l'avant du front de la mousson se rencontrent surtout les nuages cumuliformes des dépressions mobiles. Ces nuages ont un grand développement vertical et, de ce fait, produisent des pluies à grosses gouttes dont les diamètres sont en majorité supérieurs à 2mm.

- A l'arrière se trouve une zone caractérisée par des dépressions quasi-stationnaires constituées de nuages de type stratiforme. Ces nuages donnent naissance à des pluies fines dont les gouttes ont un diamètre essentiellement inférieur à 2mm. Ces nuages persistent aussi beaucoup plus longtemps que les cumuliformes et, de ce fait, occasionnent un refroidissement dans les basses couches de l'atmosphère et au sol.

Dans l'hypothèse développée ici, ces deux types de nuages auraient dominé alternativement suivant les époques et, par exemple, les cumuliformes, qui permettent un ensoleillement important, auraient été dominants durant la période plus chaude de l'Holocène moyen.

Cette modulation du rayonnement solaire par les nuages et l'action des gouttes de pluie sur le sol exercent finalement un rôle capital sur l'environnement, comme en hydrologie, géomorphologie, sédimentologie, pédologie, géochimie, phytogéographie, etc... En effet, les grosses gouttes de pluie associées aux cumuliformes, d'abord par leur force d'impact et ensuite du fait des grands volumes d'eau précipités en un court laps de temps, provoquent un ruissellement important. Les crues

sont alors brutales et brèves, les cours d'eau tendent vers un tracé rectiligne et les sédiments déposés sont surtout grossiers, de type sableux. L'évaporation étant alors relativement importante, les sols sont de type ferrugineux tropical avec dominance de la kaolinite. Inversement, les pluies fines associées aux nuages stratiformes s'infiltrent en grande partie dans les sols. L'eau est ensuite restituée progressivement dans les thalwegs. Le débit des cours d'eau varie lentement, leur tracé est plutôt méandrique et les sédiments déposés sont fins. L'évaporation étant relativement réduite, les sols sont alors facilement engorgés, conduisant à une pédogenèse de type hydromorphe, comme dans les vertisols, avec dominance de la montmorillonite.

2,b) En zone équatoriale ouest-africaine, un changement majeur est intervenu à l'Holocène inférieur dans la zone occupée actuellement par la Forêt Dense Humide. En effet, vers 8500 ans BP, la forêt est réapparue assez brusquement alors qu'auparavant, dans la région du lac Bosumtwi, cette zone située à basse altitude, au-dessous de 500m, était occupée par une prairie de type montagnard avec des bouquets d'arbres épars. Les analyses polliniques montrent qu'en même temps que la forêt réapparaissait, les plantes de type montagnard disparaissaient. Cette concomitance permet de penser que ce sont les conditions écologiques favorables à l'extension des biotopes montagnards qui ont empêché le développement de la forêt. Par ailleurs, la courbe des variations du niveau du lac Bosumtwi, courbe établie indépendamment par la géologie, montre clairement que les phénomènes climatiques qui ont provoqué le retrait des biotopes montagnards et la réapparition de la forêt, sont différents ou n'ont pas de relations directes avec les facteurs contrôlant le bilan hydrique du lac. En effet, vers 8500 ans le niveau lacustre était relativement élevé et, avec des fluctuations secondaires, il a continué à s'élever jusqu'à un niveau maximum à l'Holocène moyen. La forêt a persisté jusqu'à l'actuel malgré des variations considérables du niveau lacustre, parfois supérieures à 130m comme au début de l'Holocène supérieur. Il

est donc évident que pour expliquer les évènements survenus entre 9.000 et 8.500 ans, d'autres phénomènes climatiques sont intervenus que ceux contrôlant l'augmentation ou la diminution de la pluviosité.

Pour essayer de mieux comprendre ce qui s'est passé à cette époque dans la zone occupée actuellement par la forêt, il est nécessaire tout d'abord de rappeler quelles sont les principales caractéristiques climatiques des biotopes montagnards. Ces biotopes qui sont situés généralement au-dessus de 1000m, présentent, en comparaison des biotopes planétaires :

- des températures relativement basses,
- des couvertures nuageuses et des brouillards persistants,
- des pluies essentiellement non-orageuses.

Lorsqu'on examine l'évolution climatique annuelle en zone forestière ouest-africaine, on constate tout d'abord que la présence de couvertures nuageuses persistantes, de pluies non-orageuses et des températures de l'air les plus basses, se produisent en même temps au cours du cycle annuel et sont très nettement associées aux périodes de refroidissement de la surface de la mer, phénomène du aux upwellings dans le Golfe de Guinée. En effet actuellement, c'est durant les mois de l'année (Août et Septembre) où les upwellings sont les plus intenses que les couvertures nuageuses sont à leur maximum et que la température de l'air est à son minimum. Des océanographes ayant montré récemment (cf.FOCAL) que c'est le renforcement des alizés sur l'Océan Atlantique équatorial qui déclenche les upwellings dans le Golfe de Guinée, on peut donc relier la variation des alizés aux phénomènes climatiques et de végétation au Quaternaire récent.

On voit dans ce second exemple que, là encore, les nuages sont les relais essentiels entre les circulations atmosphériques et océaniques et les conditions climatiques

régionales ou locales qui vont induire le régime hydrologique, la formation des sédiments, des sols, des végétations, etc...

Références principales :

J.MALEY, 1981 - Travaux et Documents de l'ORSTOM, n°129, 586p.

J.MALEY et D.A.LIVINGSTONE, 1983 - C.R.Acad.Sc., série 2, t.296: 1287-1292.

Autres Références :

G.BOCQUIER, H.PAQUET et G.MILLOT, 1970 - C.R.Acad.Sc., série D, t.270 : 460-463

J.MALEY, 1982 - Quat.Res., 18 : 1-16

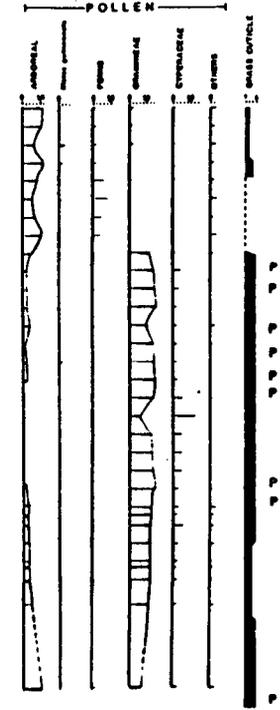
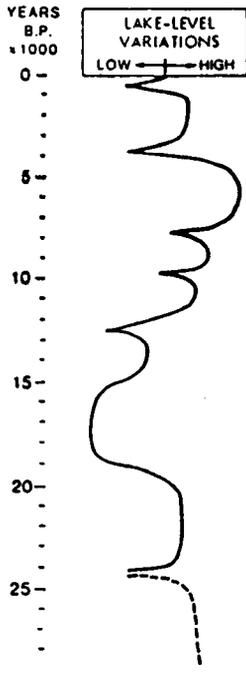
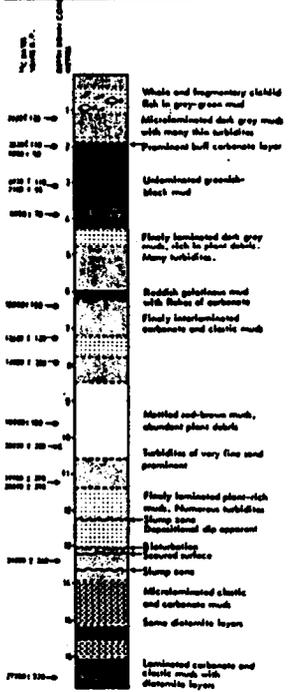
J.SERVAIN, J.PICAUT et J.MERLE, 1982 - C.R.Acad.Sc., série 2, t.294 : 789-792.

M.SERVANT, 1973 - Thèse Sciences, Paris ; Travaux et Documents de l'ORSTOM, n°159 (1983).

S.SERVANT-VILDARY, 1978 - Travaux et Documents de l'ORSTOM, n°84, 2 vol.

M.R.TALBOT, D.A.LIVINGSTONE, P.G.PALMER, J.MALEY, J.M.MELACK, G.DELIBRIAS et S.GULLIKSEN, 1984 - Paleoecology of Africa, vol.16 : 173-192.

Le Lac BOSUMTWI au Ghana.

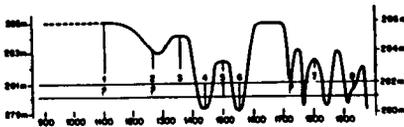


A - Stratigraphie de la carotte B-7. (in M.R.TALBOT et al., 1984)

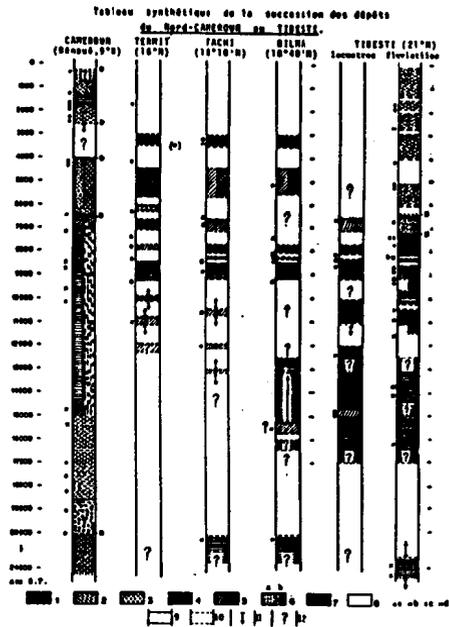
B - Schéma des variations du niveau du lac Bosumtwi. (d'après M.R.TALBOT, 1983, in Nyame Akuma, n°23, p.11; la partie inf. a été modifiée par référence aux données polliniques)

C - Données polliniques synthétiques (in M.R.TALBOT et al., 1984; la partie inf. a été complétée avec des données inédites). P - Cuticules de Poideae (Gramineae) par P.G.PALMER.

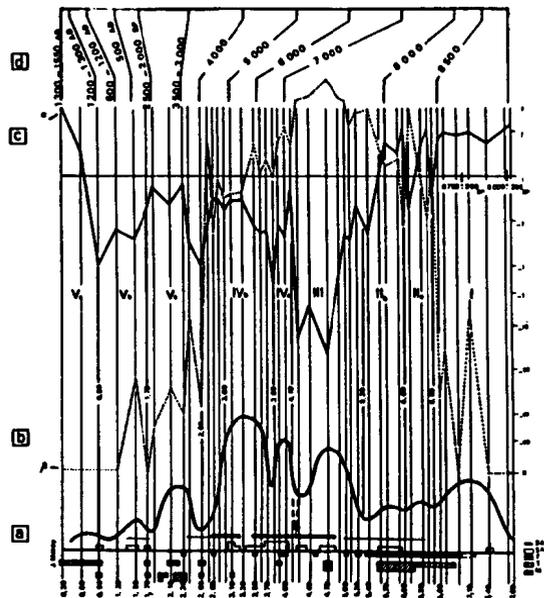
Schéma des variations du niveau du lac Tchad au cours du dernier millénaire.



Cette courbe synthétique des données géologiques et polliniques ainsi que des données historiques depuis le 1300 a.p. Gr. Grâce aux données historiques la chronologie présentée est calendaire. Les chiffres 1 à 8 correspondent à la position des échantillons sur une coupe de Baga-Sala située dans l'archipel. Le décalage d'un mètre des cotes entre l'époque actuelle et le début du dernier millénaire correspond à l'épaisseur moyenne de sédiment déposée durant cette période dans la cuvette africaine.



1, Extension lacustre. 2, Dépôts fluviatiles relativement fins et liés. 3, Sables et cailloutis. 4, Galets. 5, Croûte calcaire. 6, Lac réduit ou marécage. 7, Tallocois divers. 8, Verticils. 9, Calcaires ferrugineux ou paléofeu de type ferrugineux. 10, Période aride (sables fins, etc.). 11, Limites relativement bien datées. 12, Limites estimées. 13, Déplacement possible d'une limite chronologique. 14, Donnée ou période à préciser. 15, Discontinuité majeure. **Datations C-14 :** a, sur charbon ou débris végétaux. b, sur coquilles. c, sur calcaire. d, sur ca. (?) Station importante dans un site voisin.



Evolution comparée pour le coupe de Tjéri, de bas en haut :

1. Niveaux lacustres relatifs d'après les diatomées (SERVANT-VILMART, 1978); quelques diatomées écologiquement importantes. 2a, *Stephanodiscus antarcticus* Elm. *Stephanodiscus antarcticus* var. *minoratus*. 7, diverses diatomées psychrophiles, surtout *Cyrtoporeira elliptica* et *Melosira italica* var. *valida*. 8, *Cyclotella ocellata*. 9, *Melosira italica*.

2. Courbe pollinique de l'élément soudano-guinéen (en pointillés), à pourcentages actuels.

3. Courbe pollinique de l'élément sahélien (trait plein), à pourcentages actuels. Ces deux courbes (b, c) ont été construites en utilisant le rapport à la moyenne avec une échelle logarithmique.

4. Chronologie partiellement reconstituée d'après diverses corrélations régionales. Vers la base deux datations radiométriques.

Quelques Taxons caractéristiques de la coupe de référence de Tjéri (Kane).Éléments SAHÉLIENS

<i>Amaranthaceae</i> (type)	<i>Commiphora africana</i> (Burseraceae)
<i>Acacia</i> , <i>Gummiferae</i> (Mimosaceae)	Compositae, Tubuliflorae
<i>Acacia raddiana</i> (Mimosaceae)	<i>Byphaena thabrica</i> (Palme)
<i>Acacia cf. senegal</i> (Mimosaceae)	<i>Indigofera</i> sp. (Papilionaceae)
<i>Acacia seyal</i> (Mimosaceae)	<i>Morua crassifolia</i> (Capparidaceae)
<i>Balanites aegyptiaca</i> (Balanitaceae)	<i>Mitracarpus scaber</i> (Rubiaceae)
<i>Borreria</i> sp. (Rubiaceae)	<i>Hemocoma ciliata</i> (Acanthaceae)
<i>Capparis decidua</i> (Capparidaceae)	<i>Oldenlandia</i> sp. (Rubiaceae)
<i>Capparis</i> sp. (Capparidaceae)	<i>Salvadora persica</i> (Salvadoraceae)
<i>Celaenia trigyna</i> (Amaranthaceae)	<i>Trianthema pentandra</i> (Aizoaceae)
<i>Coccolus pendulus</i> (Nesiospermaceae)	<i>Tribulus</i> sp. (Zygophyllaceae)

Éléments SOUDANO-GUINEENS

<i>Adina</i> sp. (Rubiaceae)	<i>Hymenocardia acida</i> (Euphorbiaceae)
<i>Alchornea cordifolia</i> (Euphorbiaceae)	<i>Kaukoa</i> sp. (Rubiaceae)
<i>Bridelia ferruginea</i> (Euphorbiaceae)	<i>Olea hookstetteri</i> (Oleaceae)
<i>Bridelia cf. solaromana</i> (Euphorbiaceae)	<i>Uapaca</i> sp. (Euphorbiaceae)
<i>Elaeis guineensis</i> (Palme)	

SEPULTURES ET RITES FUNERAIRES HOLOCENE DU NORD NIGER

F. PARIS, G. QUECHON, J. P. ROSET

C'est par l'étude des sépultures que nous cherchons à préciser l'évolution du peuplement du Nord du Niger depuis l'Holocène.

Les différentes civilisations seront ainsi, entre autre, caractérisées par leurs rites funéraires. Par ailleurs, l'examen des squelettes permettra selon leur état de conservation, de connaître le type physique des individus inhumés.

Toutes les traces encore observables de la façon dont les morts étaient enterrés constituent ce que l'on appelle de façon peut-être excessive, puisqu'il n'en reste que les traces matérielles, les "Rites funéraires". On distingue principalement, le type de sépulture (simple fosse sans superstructure lithique, monuments funéraires), la façon dont a été traité le corps (position, orientation, parure...), la présence de mobilier funéraire (dépôt d'objet soit près du cadavre, soit près de la sépulture). Ces observations archéologiques sont complétées par celles de l'anthropologie qui permettent généralement de déterminer l'âge et le sexe de l'individu.

L'HOLOCENE ANCIEN

Nous n'avons pas encore trouvé de sépulture que l'on puisse avec certitude attribuer au grand humide de 10.000 - 8.000 ans, période qui voit se mettre en place la civilisation Néolithique. Pourtant les sites d'habitat existent, que ce soit dans l'Est de l'Aïr, le massif de Termit ou l'Azawagh ; il convient peut être d'attribuer cette absence de squelette aux conditions de conservation régnant à cette époque ; en effet, un climat de type intertropical humide entraîne une dégradation très rapide des corps inhumés.

HOLOCENE MOYEN ET RECENT

Nous regroupons ces deux épisodes car du point de vue de l'occupation humaine, il ne paraît pas y avoir de lacune entre 6500 et 3500 BP. Cette période correspondant au Néolithique au Niger, vers 6400 BP. Ce sont des inhumations sur site d'habitat. Les corps sont inhumés dans de simples fosses sans superstructure lithique ; le cadavre est couché sur le côté dans une position plus ou moins fléchie (décubitus latéral fléchi). Tous les squelettes découverts jusqu'à présent proviennent de la région de l'Azawagh. Ils sont en cours d'étude mais on peut déjà les rattacher au groupe des Néolithiques Soudannais tel qu'il a été défini par M.C.CHAMLA.

Les inhumations sur site d'habitat se retrouvent dans les régions situées à l'Ouest de l'Air jusque vers 3500 BP.

Dans l'Est, si l'on excepte le secteur d'Areshima au sud Est du massif, les nécropoles sur gisement d'habitat sont rares.

Par contre, vers 5500 BP, apparaissent des sépultures construites dont les architectures varient selon les régions.

Les plus anciennes, du type Bazina Circulaire surbaissées, improprement dénommées Chouchet, ont été découvertes dans la région de l'Adrar Bous. Elles sont édifiées sur les pentes de la montagne, à une certaine distance des sites d'habitat. Associées à ces tombes de dimensions modestes (hauteur environ 0,60 m ; diamètre environ 4m) on observe d'autres formes, plus monumentales, mieux construites, et qui sont datées de la même époque. Cette différence dans les types de sépultures suggère une certaine hiérarchisation sociale.

Les autres types architecturaux attribuables à cette période, sont les monuments à couloir et enclos, localisés sur

la bordure orientale du Tafassasset à l'extrémité méridionale du Tassili N-Ajjer, et les tumulus en croissant essentiellement implantés au nord de l'Aïr, et à l'Ouest du massif dans les régions du Talak et de l'Azawagh. Seuls les squelettes issus des bazinas circulaires et des monuments à couloir et enclos sont suffisamment bien conservés pour autoriser une étude anthropologique. En effet, inhumés dans des fosses fermées par des dalles, ils ont été généralement bien protégés. Leur étude détaillée n'est pas encore entreprise, mais on peut déjà dire qu'ils se distinguent nettement du groupe Néolithique Soudannais de l'Ouest.

Vers la fin du Néolithique apparaît une nouvelle forme de monument funéraire, le tumulus en cratère, qui correspond, comme les recherches menées à Iwelen le montrent, à une nouvelle civilisation.

C'est aussi le début de l'époque des métaux, et ainsi qu'on l'observait au Néolithique, on constate une territorialisation des architectures funéraires qui doit traduire un clivage dont on ne peut pour le moment préciser la nature.

Ces monuments funéraires vont perdurer jusqu'à l'avènement de l'Islam, qui entraîne l'abandon progressif de la position fléchie et voit s'uniformiser le mode d'inhumation.

CONCLUSION

Les données dont nous disposons actuellement permettent de mettre en évidence, après une lacune d'observation située entre 7500 - 6500 BP, une continuité dans le peuplement du Nord Niger depuis 6500 ans.

Bien que les études soient encore en cours, nous pouvons déjà distinguer deux types physique, l'un vivant à l'Ouest de l'Aïr, dans le grand bassin de l'Azawagh, l'autre à l'Est, dans le Ténéré du Tafassasset.

Par ailleurs nous avons constaté que dès le Néolithique, à l'intérieur de groupes ayant une même culture matérielle, apparaissent des différences qui se traduisent par la diversité des architectures funéraires.

AUSCULTATION DES CORDONS LITTORAUX FOSSILES DANS UN BUT
DE RECONSTRUCTION PALEOCLIMATIQUE. EXEMPLES BRÉSILIENS.

L.MARTIN, J.M.FLEXOR, K.SUGUIO

I - INTRODUCTION

Au cours des 5000 dernières années, la partie centrale du littoral brésilien a connu un abaissement du niveau relatif de la mer de 4 à 5 m. Cet abaissement, associé à la dérive littorale, a entraîné la formation de vastes terrasses sableuses formées par l'empilement horizontal de nombreux cordons littoraux (MARTIN et al., 1983). Les caractéristiques morphologiques de ces derniers nous ont permis de reconstruire la direction de la houle dominante en divers secteurs du littoral, au cours de cette même période de temps. Par ailleurs, une étude des caractéristiques morphoscopiques des grains de sable des cordons situés de part et d'autre de l'embouchure d'un cours d'eau nous a également permis de reconstruire les phases de forte et faible énergies de ce dernier, au cours de cette même période de temps.

II - RECONSTRUCTION DE LA DIRECTION DE LA HOULE DOMINANTE A PARTIR DE LA GEOMETRIE DES CORDONS LITTORAUX.

II.1 - Cas général.

Sur les côtes sableuses en émergence, l'abaissement du niveau relatif de la mer entraîne un apport important de sable de la proche plate-forme vers la plage. Dans le cas où les fronts de houle atteignent obliquement la côte, il se forme un courant de dérive littorale qui provoque un transport latéral des sables de la plage. Le sens de ce transport est fonction du quadrant dans lequel les fronts de houle atteignent la côte. Il est donc évident que la connaissance, pour une période de temps donnée, du sens du transport littoral permettra de connaître le

quadrant dans lequel la houle atteignait la côte au cours de cette même période.

Le transport latéral des sables se poursuit jusqu'à ce qu'il soit bloqué par un obstacle. Dans ce cas, il se produit une accumulation qui se caractérise par l'empilement horizontal de nombreux cordons littoraux. Une étude des caractéristiques morphologiques de ces derniers permet de connaître le sens du transport littoral et par conséquent le quadrant dans lequel les fronts de houle ont atteint, par le passé, la côte. Dans les régions où il existe actuellement une direction de houle dominante, l'enregistrement d'une inversion du sens du transport littoral, dans le passé, pourra être rattaché à une modification du régime de la houle dominante qui, le plus souvent, résultera d'une modification de la circulation atmosphérique. Par combinaison avec des datations chiffrées, il deviendra possible d'établir une chronologie relativement précise de ces inversions.

II.2 - Inversion du sens du transport littoral sur la côte brésilienne au cours des 5000 dernières années. (MARTIN et al., 1984).

Il existe, sur la partie centrale du littoral brésilien, deux directions principales de houle. la première, en provenance du S-SE, est liée à la pénétration des masses d'air polaire sur le continent Sud-Américain. Elle est surtout fréquente en automne et en hiver et fait sentir son effet jusque vers 10°S. La deuxième, en provenance du NE, est liée aux alizés et peut faire sentir son effet assez loin vers le sud. La houle de S-SE, beaucoup plus forte que celle de NE, joue un rôle prépondérant dans le transport littoral des régions où ces deux directions de houle existent. Nous avons pu noter qu'au cours des 5000 dernières années, le transport littoral avait été en permanence de direction N-S dans la région de l'embouchure du Rio Sao Francisco (10°S) et de direction S-N dans la région de l'embouchure du Rio Paraiba do Sul (22°S). Par contre, dans la

région de l'embouchure du Rio Doce (19°S), l'une et l'autre de ces directions ont été alternativement dominantes. Ainsi, entre 5100 et 3900 ans BP, le transport s'est fait du nord vers le sud. Par contre, à partir de 360 ans BP, il s'est fait du Sud vers le Nord. Une inversion supplémentaire semble s'être produite plus récemment mais elle est mal définie. Nous pouvons en conclure qu'entre 5100 et 3900 ans BP, la houle dominante venait du quadrant 0°-90° et qu'à partir de 3600 ans BP, elle venait du quadrant 90°-180°. Tout semble s'être passé comme si, pendant la première période, la remontée de la houle de S-SE avait été bloquée dans la région nord de l'Etat de Rio de Janeiro ; ce qui permit à la houle de NE de devenir dominante dans la région de l'embouchure du Rio Doce. Or, l'année 1983 a été caractérisée par un blocage de ce type en relation avec le phénomène "El Nino".

II.3 - Possible liaison de ces inversions avec modification de la circulation atmosphérique.

Les conditions normales de circulation en automne et en hiver sur l'Amérique du Sud sont caractérisées par le passage, dans la moyenne et haute troposphère d'une succession d'ondes méridiennes et, en surface, par celui des systèmes frontaux correspondants. Sur la mer, ces derniers sont accompagnés de houles de direction S-SE. Le long de la côte brésilienne, certains de ces systèmes frontaux atteignent la latitude de 10°S. Ils sont un important mécanisme de production de précipitations dans la plus grande partie du Nordeste brésilien (KOUSKY, 1979). En période de forte activité du phénomène "El Nino", le passage des ondes méridiennes de la haute et moyenne troposphère est bloqué par la présence d'un fort et permanent courant de jet subtropical. Ce dernier s'étend du Pacifique au sud du Brésil en passant par le nord du Chili et de l'Argentine. En période de blocage, les zones frontales restent pendant de longues périodes de temps sur le sud et sud-est du Brésil. Le sud reçoit alors des précipitations excessives et le nord reste sec. par ailleurs, la houle de S-SE ne remonte pas vers le nord,

ce qui permet à la houle de NE de descendre vers le sud. Les inversions du sens du transport littoral que nous avons enregistrées peuvent s'expliquer par l'existence, dans le passé, de longues périodes de temps avec des "El Nino" successifs alternant avec les longues périodes de temps sans "El Nino". Naturellement, la présence alternée d'eau chaude et d'eau froide sur la côte du Pérou, pour une raison indépendante du phénomène "El Nino", aurait le même effet. Enfin, les inversions enregistrées pourraient également s'expliquer par une modification de la position des anticyclones.

III - ENREGISTREMENT DES PERIODES DE FORTE ET FAIBLE ENERGIES A L'EMBOUCHURE D'UN COURS D'EAU (MARTIN et al., 1984).

III.1 - Cas général.

Le flux d'eau d'un fleuve au moment où il pénètre dans la mer peut constituer un des obstacles capables de bloquer le transport littoral des sables. En effet, en période de haute énergie, le flux d'un cours d'eau fonctionne à la manière d'un épi artificiel construit sur une plage. Dans ce cas, les sables de la proche plate-forme apportés vers la plage par l'abaissement du niveau relatif de la mer et transporté latéralement par le courant de dérive littorale, vont s'accumuler du côté de l'embouchure situé dans le courant de dérive et les sables transportés par le cours d'eau vont se déposer uniquement du côté de l'embouchure situé sous le courant de dérive. Généralement, ces deux types de sables possèdent des caractéristiques morphoscopiques bien distinctes qui permettent de les différencier facilement. En période de faible débit du cours d'eau, l'épi hydraulique formé par le flux de celui-ci tend à disparaître et avec lui le blocage. Comme de plus, en période de faible débit, le cours d'eau transporte peu de sédiments grossiers, les sables fournis par l'abaissement du niveau relatif de la mer vont se déposer des deux côtés de l'embouchure. Une étude des caractéristiques morphoscopiques des grains de sable des cordons situés du côté de l'embouchure sous le courant de dérive

permettra de lire l'alternance passée des périodes de forte et faible énergies et éventuellement, des variations climatiques correspondantes.

III.2 - Caractéristiques morphoscopiques des grains de sable des terrasses situées de part et d'autre de l'embouchure du rio Paraiba do Sul (MARTIN et al., 1985)

Une étude détaillée des caractéristiques morphoscopiques des sables de la plaine côtière du Rio Paraiba do Sul (transport littoral en permanence du sud vers le nord au cours des 5000 dernières années) a montré que les cordons de la terrasse située du côté de l'embouchure sous le courant de dérive (nord) étaient formés alternativement de grains présentant les caractéristiques de ceux du lit du cours d'eau de ceux de proche plate-forme. Les périodes d'apport de sable du Rio Paraiba do Sul et donc de dépôt au nord de l'embouchure correspondent à des phases de forte énergie du fleuve quand son flux bloque le transport littoral. Les périodes de non apport et donc de dépôt de sable de proche plate-forme des deux côtés de l'embouchure correspondent à des périodes de faible énergie quand une langue sableuse tend à fermer l'embouchure et que du sable de proche plateforme se dépose au nord de l'embouchure.

Il est logique de relier les périodes de forte énergie à des périodes pluvieuses. Celles-ci peuvent, par exemple, correspondre à des périodes de blocage de la circulation atmosphérique méridienne au nord de l'Etat de Rio de Janeiro, comme cela s'est produit en 1983 en conséquence du phénomène "El Nino". En effet, ce blocage s'est traduit par des précipitations anormalement abondantes dans la moitié sud du Brésil et notamment sur le bassin versant du Paraiba do Sul.

V - CONCLUSIONS

Une étude détaillée des formations littorales de la partie centrale de la côte brésilienne a permis de mettre en

évidence des inversions du sens du transport littoral dans la plaine côtière du Rio Doce. Celles-ci ne peuvent s'expliquer que par une modification du régime de la houle dominante en relation avec une modification importante de la circulation atmosphérique.

Par ailleurs, les caractéristiques morphoscopiques des grains de sable des cordons littoraux situés de part et d'autre de l'embouchure du Rio Paraiba do Sul ont permis de mettre en évidence une alternance de phases de haute et faible énergies de ce cours d'eau en relation avec des variations de la pluviosité sur son bassin versant.

Par combinaison avec des datations chiffrées (^{14}C), il est possible d'entreprendre une chronologie de ces événements et, éventuellement, des variations climatiques correspondantes.

BIBLIOGRAPHIE

- KOUSKY, V.E., 1979 - Frontal influences on Northeast Brazil. *Mon.Wea.Rev.*, 107, 1140-1153.
- MARTIN, L., J.M.L. DOMINGUEZ, K.SUGUIO, A.C.S.P. BITTENCOURT et J.M. FLEXOR, 1983 - Schéma de la sédimentation quaternaire sur la partie centrale du littoral brésilien. *Cah.ORSTOM, Sér.Géol.vol.XIII*, n°1 : 59-81.
- MARTIN, L. J.M.FLEXOR, V.E.KOUSKY et I.F.A.CAVALCANTI, 1984-a - Inversions du sens du transport littoral enregistrées dans les cordons littoraux de la plaine côtière du Rio Doce (Brésil). Possible liaison avec des modifications de la circulation atmosphérique. *C.R.Ac. Sc. Paris*, t.298, Série II, n°1 : 25-27.
- MARTIN L., J.M.FLEXOR et K.SUGUIO, 1984-b - Enregistrement des

périodes de fortes et faibles énergies à l'embouchure d'un fleuve. Le cas du Rio Paraiba do Sul (Brésil). Implications climatiques. C.R. Ac. Sc. Paris, t.299, Série II, n°10 : 661-664.

MARTIN L., K.SUGUIO, J.M.FLEXOR, M.TESSLER et B.B.EICHLER, 1985- Roundness in Holocene sands of the Paraiba do Sul Coastal plain, Rio de Janeiro, Brazil. Journal of Coastal Research, vol.I, n°4: 343-351.

MODIFICATIONS DES ENVIRONNEMENTS CLIMATIQUES D'UNE HAUTE MONTAGNE TROPICALE (ANDES BOLIVIENNES) AU COURS DES 30 DERNIERS MILLENAIRES. COMPARAISON AVEC L'AFRIQUE DE L'OUEST.

M.SERVANT, J.ARGOLLO

Les environnements actuels des Andes boliviennes (16°-21° S) sont la résultante de deux gradients de température et de précipitations : un gradient altitudinal qui s'exprime par un étagement de la végétation, un gradient latitudinal entre la forêt dense humide au Nord (Amazonie) et les régions sèches du Sud (bassins à évaporites de l'Altiplano, plaines du Chaco). Les précipitations ont lieu, en majorité (80 %), de décembre à avril (été austral), en relation avec une migration vers le sud des vents d'Est intertropicaux. La saison sèche, de mai à novembre, est associée à une position proche de l'équateur des vents d'ouest de l'hémisphère austral en altitude (niveau 500 mb). Elle est atténuée par des précipitations épisodiques, parfois abondantes, qui sont liées à des échanges méridiens de masses d'air entre moyennes et basses latitudes (advections d'air polaire froid).

La reconstitution des modifications du climat au cours des 30 derniers millénaires s'appuie sur l'étude des sédiments lacustres, fluviatiles ou glaciaires du Quaternaire récent. Ces sédiments, prélevés par sondages ou sur des affleurements naturels, sont datés par la méthode du ^{14}C (80 datations sont actuellement disponibles). Parallèlement à cette étude sur le Quaternaire, on procède à une analyse détaillée de quelques marqueurs hydrologiques, écologiques ou géochimiques du climat actuel.

L'étagement des environnements est défini par la distribution, en fonction de l'altitude et de la température des associations végétales (plantes aquatiques ou terrestres, pollens, diatomées) et des teneurs isotopiques $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ de la

matière organique. Les relations statistiques entre environnement, altitude et température actuels sont appliquées aux associations végétales fossilisées dans les sédiments quaternaires de même qu'à la composition isotopiques de la matière organique ancienne. Elles permettent une évaluation quantitative des paléotempératures. Cette méthode a été appliquée à des dépôts holocènes (10000-500 ans B.P. environ) d'une vallée située entre 3810 et 5000 m d'altitude (Hichu Kkota), au nord-est du lac Titicaca.

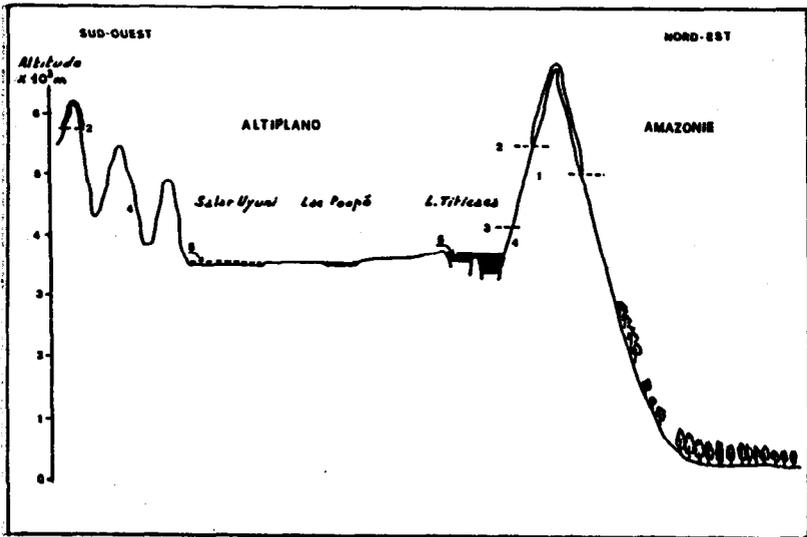


Figure 1 : Profil NE-SW des Andes boliviennes et localisation des marqueurs climatiques utilisés dans l'étude du Quaternaire récent. (1) Etagement de la végétation en haute altitude ; (2) limites des glaciers ; (3) limite supérieure du ravinement des versants ; (4) dépôts fluviatiles et régimes des écoulements ; (5) Niveaux lacustres et paléosalinités des milieux aquatiques.

Une limite altitudinale se trouve définie, par la géomorphologie, à 4200 m (plus ou moins 100m). En dessous de cette altitude, les pluies orageuses sont dominantes ; elles favorisent un ravinement très actif des versants et une sédimentation grossière, liée à des écoulements de crues, dans les fonds de vallées. Aux altitudes supérieures, les neiges sont fréquentes, le ravinement est faible ; les nappes souterraines, alimentées par une infiltration plus active, entretiennent une humidité permanente dans de nombreuses dépressions ; celles-ci sont le siège d'une sédimentation fine et organique (tourbières). L'analyse des dépôts fluviatiles du Quaternaire récent et des versants montre que la limite altitudinale entre les pluies et les neiges a oscillé autour de sa position actuelle en relation avec des variations de température et peut-être avec une plus grande abondance des précipitations d'hiver.

L'étude des moraines des anciennes vallées glaciaires permet d'identifier les fluctuations des glaciers au Quaternaire récent. Ces fluctuations paraissent liées, plus à des modifications de la hauteur moyenne des précipitations qu'à des variations de la température.

Les bassins de l'Altiplano (Titicaca, Poopo, Uyuni...) sont bordés par d'anciens rivages lacustres quaternaires indiquant que les plans d'eau se sont élevés de plusieurs dizaines de mètres au dessus de leurs positions actuelles. Les sédiments du fond du lac Titicaca, prélevés par sondages, révèlent des épisodes d'abaissement du niveau lacustre. Ces oscillations sont associées à des modifications de la faune d'Ostracodes qui s'expliquent par d'amples variations des teneurs en sels dissous.

Dans l'état actuel des recherches, les principaux résultats disponibles sont les suivants :

30.000 - 10.000 ans B.P. Les lacs de l'Altiplano ont culminé à de très hauts niveaux, d'abord entre 27.000 et un peu

moins de 22.000 ans B.P., ensuite entre 13.000 (plus ou moins 1000 ans) et 11.000 (plus ou moins 500 ans B.P.). Les deux phases d'extension des lacs sont séparées par un abaissement des plans d'eau. Les glaciers ont atteint leur extension maximale après 28.000 ans B.P. (ou 16.500 ans B.P. ?) et ont ensuite reculé jusqu'à des limites proches de leurs limites actuelles, vers 10.000 ans B.P. Ce recul est compliqué par une série de phases d'avancées mineures ou de stabilisation des fronts glaciaires dont la dernière est datée de 11.000 ans B.P. au Pérou. La limite altitudinale entre les précipitations neigeuses et les pluies se situait en dessous de sa position actuelle, sauf pendant une brève période (15.000, plus ou moins 2000 ans B.P.) caractérisée, par un ravinement actif des versants jusqu'à 4200 (plus ou moins 100 m d'altitude). La prédominance des pluies jusqu'à cette altitude ne peut s'expliquer que par un réchauffement du climat, les températures étant alors proches de leurs valeurs actuelles.

10.000 - 2.000 ans B.P. (plus ou moins 500 ans). Cette période est caractérisée par un déficit hydrologique très accentué à toutes les altitudes : les glaciers sont restés proches de leurs limites actuelles et ont pu être moins étendus, le niveau du lac Titicaca s'est abaissé d'au moins 60 m par rapport à son altitude actuelle, des dunes éoliennes aujourd'hui colonisées par la forêt se sont mises en place sur le piedmont amazonien, vers 18°S. Plusieurs phases climatiques froides sont décelées en haute altitude ; elles ont culminé à l'Holocène récent, notamment vers 3.000 ans B.P. (les températures étaient alors inférieures de 3 à 4°C par rapport à leurs valeurs actuelles). La limite altitudinale entre les pluies et les neiges se situait en dessous de sa position actuelle, à l'exception de brèves périodes (notamment à 7.000 ans B.P., plus ou moins 1000 ans.)

2000 ans B.P. (plus ou moins 500 ans) - Actuel.
L'instauration des conditions climatiques actuelles est marquée par une remontée des lacs de l'Altiplano, par une restauration

de la forêt dense en basse altitude et par une reprise du ravinement des versants jusqu'à 4200 m d'altitude (plus ou moins 100 m d'altitude). Une dernière oscillation climatique est décelée par des avancées glaciaires qui ont culminé entre 500 et moins de 200 ans B.P.

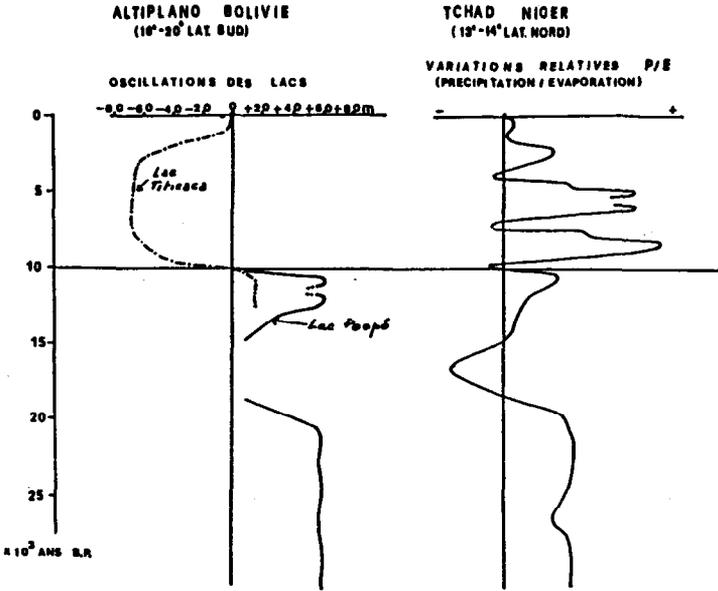


Figure 2 : Comparaison entre les variations du niveau des lacs de l'Altiplano bolivien et les variations du rapport précipitation / évaporation dans le bassin du Tchad (le rapport P/E est établi à partir d'une étude des oscillations lacustres).

La comparaison des données dégagées en Bolivie (16°-21°S) avec celles qui ont été établies en Afrique de l'Ouest, notamment au Tchad (13°-14°N) montre que les courbes enveloppes des variations des bilans lacustres sont parallèles et approximativement synchrones au nord et au sud de l'équateur pendant la dernière époque glaciaire, entre 30.000 et 10.000 ans B.P. Par contre, les bilans hydrologiques ont évolué de manière opposée depuis 10.000 ans B.P. ; les hauts niveaux lacustres

décelés au Tchad vers 8000, 6000 et secondairement 3000 ans B.P. sont synchrones d'un abaissement du niveau du lac Titicaca et d'une dégradation de la forêt dense sur le piedmont amazonien (18°S) ; inversement la désertification du Sahara méridional et la sécheresse croissante du Sahel au cours des deux derniers millénaires coïncide chronologiquement avec une amélioration des bilans en eau en Bolivie.

BIBLIOGRAPHIE

Bolivie

Cahiers ORSTOM, 1978, Sér. Geol. 10, 1. Cah. ORSTOM, 1984, Sér. Géol. 14, 1.

GOUZE Ph. et al., Etapes majeures des oscillations glaciaires au cours des 20 derniers millénaires, proposé à C.R.Acad.Sc., Paris.

SERVANT M. et al, 1981 - C.R.Acad.Sc. Paris, sér.2, 217, 1295-1297.

Afrique de l'Ouest.

MALEY J., 1981 - Trav. et Doc. ORSTOM, n°129.

MALEY J., 1986 - Fragmentation et reconstitution de la forêt dense humide ouest-africaine au cours du Quaternaire récent, Résumé, symposium INQUA, Dakar, Av.1986.

SERVANT M., 1973 - Thèse université Paris VI, Trav. et Doc. ORSTOM, n°159, 1983.

SERVANT - VILDARY, 1978 - Trav. et Doc. ORSTOM, 2 vol., n°84.

LEZINE A.M., 1986 - Paléohydrologie et Paléoenvironnements d'un lac sahélien à l'Holocène (Guiers, Sénégal), Résumé, Symposium INQUA, Dakar, Av.1986.

OCEANS TROPICAUX ET CLIMAT

OCEAN TROPICAL ET CLIMAT : RECHERCHES NATIONALES ET
INTERNATIONALES

J. MERLE

Le climat préoccupe les pays développés et en voie de développement. Trop de choses en dépendent : la capacité de satisfaire les besoins alimentaires croissants ; la nécessité de planifier plus rigoureusement les équilibres économiques qui dépendent, pour beaucoup, des facteurs agricoles et climatiques ; les craintes de créer des déséquilibres irréversibles par une activité industrielle mal contrôlée (l'accroissement continu du taux de gaz carbonique dans l'atmosphère en est une manifestation). Toutes ces raisons ont conduit les nations développées à mettre sur pied récemment des programmes d'étude du climat. L'objectif général est d'arriver à une connaissance suffisante des mécanismes physiques du climat, pour pouvoir envisager d'en prévoir les fluctuations.

En effet le climat n'est pas stable ; il varie à toutes échelles, depuis l'échelle géologique (de quelques milliers à quelques millions d'années) jusqu'aux échelles historiques et humaines (de quelques mois à quelques décennies).

Les variations du climat sont le résultat d'une part d'interactions complexes entre les différents milieux constituant notre planète (atmosphère, hydrosphère, cryosphère, biosphère, lithosphère), d'autre part de facteurs astronomiques extérieurs à la planète, comme ceux par exemple qui définissent la quantité d'énergie qui nous vient du soleil.

L'effort de recherche actuel s'applique principalement aux fluctuations climatiques à petites échelles (de quelques mois à quelques années ou dizaines d'années).

Les 3 milieux terrestres qui sont essentiels pour cette

échelle de fluctuations sont : l'atmosphère, l'océan et la biosphère (principalement le couvert végétal) qui interagissent de façon très complexe pour causer sur certaines régions, notamment les tropiques, des périodes de sécheresse prolongées ou à l'inverse des précipitations excessives également catastrophiques. Les pays tropicaux sont les premiers concernés par ces fluctuations d'une part parce qu'ils sont affectés de variations climatiques de grande ampleur qui désorganisent leurs fragiles économies (Pérou..., Afrique) d'autre part parce que les océans tropicaux et les forêts équatoriales sont des milieux qui ont une action privilégiée sur l'évolution de l'atmosphère globale de la planète.

De grands programmes de recherche internationaux sont actuellement organisés sous l'égide de l'Organisation Météorologique Mondiale et du Conseil International des Unions Scientifiques (Académie des Sciences). Le premier de ces programmes TOGA (Tropical Oceans and Global Atmosphere) a débuté en 1985 et se propose pour 10 ans de réunir dans la ceinture tropicale les observations nécessaires (océaniques, continentales et atmosphériques) à la construction de modèles climatiques qui permettront de prévoir les fluctuations du climat à l'échelle interannuelle. L'observation continue de la surface des océans, des terres et de l'état de l'atmosphère sera possible grâce aux satellites. Ceux-ci fourniront aux modèles les observations initiales qui permettront la prévision. Les principales nations engagées dans cette recherche qui nécessite une large coopération internationale (Etats-Unis, URSS, Europe dont la France, et de nombreux pays en voie de développement) se sont données l'horizon de l'an 2000 pour être en mesure de fournir une prévision climatique fiable.

L'ORSTOM est au premier rang des organismes français dans cette étude du climat notamment par sa participation au programme TOGA. La surveillance continue dans l'océan Pacifique ouest et central a été confiée aux équipes de Nouméa et Tahiti (programme SURTROPAC, SURTROPOL). Dans l'Atlantique, deux

programmes ORSTOM (FOCAL, PIRAL) et une veille satellitaire associée à un programme américain constituent le principal réseau de surveillance climatique de cette région.

INFLUENCES DU VENT LOCAL ET EXTRA-LOCAL SUR LA STRUCTURE THERMIQUE EQUATORIALE DU GOLFE DE GUINEE

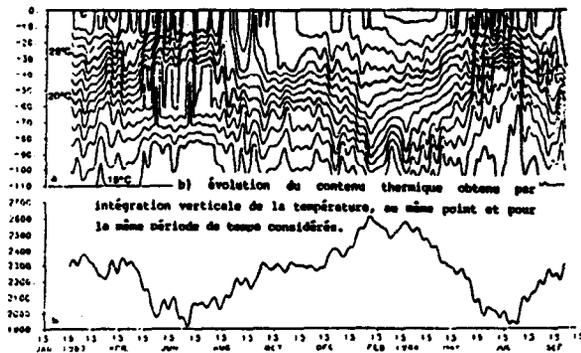
C.COLIN

I. INTRODUCTION

La zone équatoriale de l'océan Atlantique, contrairement à celle du Pacifique où prédomine une variabilité interannuelle marquée, est le siège de très fortes fluctuations de l'atmosphère à l'échelle de la saison, qui affectent grandement -tant en surface qu'en subsurface- les champs thermique et dynamique de l'ensemble du bassin équatorial. Cela ne signifie pas pour autant l'absence totale de toute variabilité interannuelle, mais son amplitude est généralement bien inférieure à celle de la variabilité saisonnière ; nous insisterons ci-après plus particulièrement sur les fluctuations de la température qui conditionnent pour une majeure part les échanges océan-atmosphère.

II. OBSERVATIONS

Pour le Golfe de Guinée, l'évolution de la température observée à l'Equateur et à 4°W, de février 1983 à octobre 1984, peut-être résumée de la manière suivante (Figure 1a) :



- Décroissance d'abord en subsurface puis en surface, à partir des mois de mars-avril.

- Minimum minimorum observé en juillet ; l'apparition de l'isotherme 15°C montre de manière évidente le mouvement ascendant de la thermocline à partir d'Avril.

- Croissance de juillet à octobre mais seulement en subsurface, la température de surface (immersion 10 mètres) restant inchangée ; ceci se traduit par la naissance d'une épaisse couche homogène. (Figure 2a).

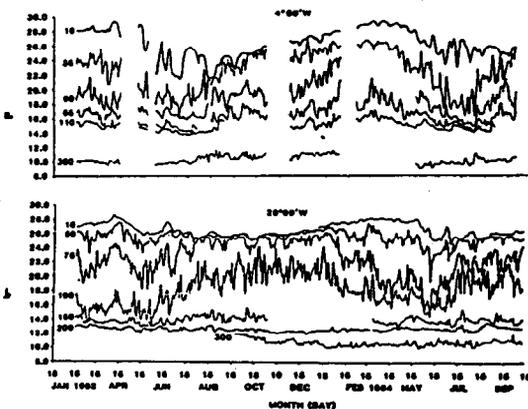


Figure 2 : Tracé des enregistrements de température à différentes profondeurs de février 1983 à octobre 1984 aux points 0°, 4°W (Colin et al., 1985a) et 0° - 28°W (Weisberg : communication personnelle, 1985).

- Apparition en novembre d'un minimum secondaire, d'amplitude deux fois moindre que celui observé en été boréal, mais localisé uniquement en subsurface et dans la partie équatoriale Est (Figures 2a et 2b), soulignant ainsi la spécificité du Golfe de Guinée pour ce qui concerne le signal thermique semi-annuel.

- Nouvelle croissance, mais cette fois à tous les niveaux de mesure, jusqu'en mars-avril.

Sur la figure 1b, la variabilité interannuelle du contenu thermique est visible mais seulement en hiver boréal (janvier-février) ; elle concerne également l'ensemble du bassin équatorial.

III. INTERPRETATION

Antérieurement, les hypothèses proposées pour justifier les refroidissements observés à l'équateur, s'appuyaient sur des moyennes mensuelles de vent (Hastenrath and Lamb 1977) et des données océanographiques réparties, le plus souvent, de manière aléatoire dans le temps et dans l'espace.

Les données avaient néanmoins permis de montrer :

- l'approfondissement et l'affleurement de la thermocline respectivement à l'Ouest et à l'Est dûs à l'intensification des alizés (Merle, 1978) ;

- l'intensification du refroidissement, en été boréal et pour la partie Est, liée au vent local bien que de direction Sud (Philander et Pacanowski, 1981 b) et au vent extra-local (Moore et al. 1977).

Elles ne permettaient cependant pas, les observations de vent n'étant pas synoptiques sur l'ensemble du bassin, de connaître réellement la rapidité et la manière dont l'océan

réagissait aux fluctuations de l'atmosphère ; ce fut précisément l'objectif scientifique principal des opérations "Mouillage de surface" du programme franco-américain FOCAL-SEQUAL. Les observations simultanées de vent (figure 3) et de température (figure 2) dans les parties Est et Ouest du bassin équatorial atlantique, permettent d'inférer les propositions suivantes (Colinet et al., 1985 b ; Weisberg et Colin, 1985 ; Weisberg et Tang, 1985) concernant les refroidissements observés dans le Golfe de Guinée en :

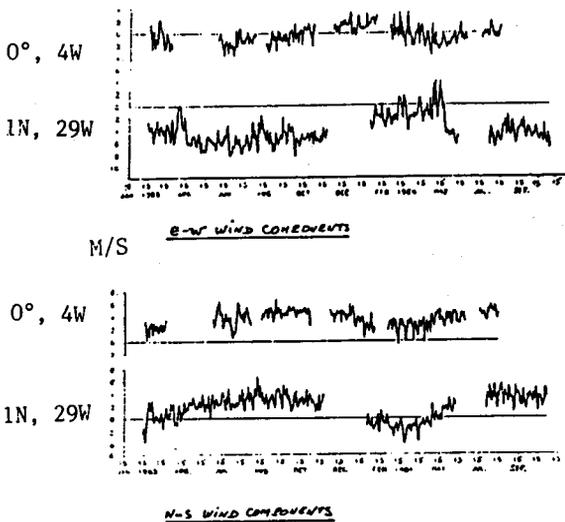


Figure 3 : Tracés des composantes zonale et méridienne du vent à 0°, 4°W (Colin et al., 1985 a) et 1°N - 29°W (Garzoli et Katz : communication personnelle, 1985) de février 1983 à Octobre 1984.

. Été boréal

- décroissance de la température en mars et en subsurface due à la relaxation des alizés, en

décembre-janvier dans la partie équatoriale ouest ; en effet cette relaxation produit outre une onde de Kelvin de réchauffement, une onde de Rossby de refroidissement qui, par réflexion sur la bordure ouest, donne naissance à une onde de Kelvin également de refroidissement ;

- décroissance de la température, maintenant en surface, provoquée par l'intensification locale des alizés, le vent observé étant de direction bien plus Sud-Est que ne le montre le vent "climatique";

- accentuation du refroidissement, en surface, due à l'onde de Kelvin générée par la très brusque intensification des alizés, bien supérieure à celle observée sur les enregistrements du vent "climatique", sur l'ensemble du bassin océanique, est entretenue par la réflexion sur la bordure Est.

. Automne boréal

- Le vent observé localement ne permet pas d'expliquer le refroidissement secondaire qui apparaît en novembre et non en décembre-janvier selon les données "historiques", à 0°, 4°W ; il semble qu'il soit exclusivement lié au guide d'ondes équatoriales, ondes entretenues par la permanence du "forcing" atmosphérique sur la partie équatoriale ouest (Garzoli et Katz : communication personnelle, 1985).

BIBLIOGRAPHIE

COLIN C., R.CHUCHLA, D.CORRE, G.HESLOIN et M.PRIVE, 1985 a - Vents, courants et température observés de février 1983

à octobre 1984 à 0°, 4°W. A paraître dans Documents Scientifiques de l'ORSTOM, versions française et anglaise.

COLIN C., J.GONELLA et J.MERLE, 1985 b - Equatorial upwelling at 4°W during FOCAL Programme. Submitted in July to Oceanologica Acta.

HASTENRATH S. et P.J.LAMB, 1977 - Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Ocean. The University of Wisconsin Press, Madison - 25 pp. and 9 charts.

MERLE J., 1978 - Atlas hydrologique saisonnier de l'océan Atlantique Intertropical. Travaux et Documents de l'ORSTOM, n°82.

MOORE D.W., Ph.HISARD, J.P.CREARY, J.MERLE, J.J.O'BRIEN, J.PICAUT, J.M.VERSTRAETE and C.WUNSCH, 1978 - Equatorial adjustments in the Eastern Atlantic. Geophys. Res. Lett., 5, 637-640.

PHILANDER S.G.H. and R.PACANOWSKI, 1981 b - The oceanic response to cross equatorial winds (with application to upwelling at low latitude). Tellus, 33, 204-210.

WEISBERG R.H. and T.Y.TANG, 1985 - On the response of the Equatorial Thermocline in the Atlantic Ocean to the Seasonally Varying Trade Winds. Journ. of Geophys. Res., vol 90, NO C4, pp.7117-7128.

WEISBERG R.H. and C.COLIN, 1985 - Upper ocean temperature and current variations along the Equator in the Atlantic Ocean during 1983-1984. To be submitted in November to Nature.

EL NINO 1982-1983

J.P.REBERT

Après un bref rappel des principales fluctuations climatiques observées en 1982-83, il est montré comment s'est élaboré le concept de l'association du phénomène El Nino à des variations à grande échelle de la circulation atmosphérique (ENSO). Les mécanismes qui, à l'équateur peuvent créer une réaction en chaîne dans le système couplé océan-atmosphère sont décrits, ainsi que le scénario simple, précédemment admis, conduisant à la construction d'un ENSO type dont le déroulement est présenté sur des images composites. Les différences entre le déroulement de l'El Nino 82-83 et ce scénario sont ensuite exposées. La remise en cause de certaines simplifications du schéma antérieur créée par cet évènement conduit à présenter les différentes hypothèses actuellement explorées à ce sujet, les méthodes utilisables, et les contraintes auxquelles sont soumis les programmes d'observation destinés à améliorer la compréhension, donc la prévision du phénomène.

BIBLIOGRAPHIE

The Global Climate System. A critical review of the climate system 1982 - 1983. A contribution to the Global environmental monitoring system (GEMS). WMO/World Climate Data Programme. 52 pp.

CONSEQUENCES ECOLOGIQUES DE L'EL NINO 1982-83

A. DESSIER

Un épisode El Nino constitue une profonde modification de l'environnement marin dans la partie orientale du Pacifique, connue pour être l'une des plus riches de la zone intertropicale. Le réchauffement superficiel observé dans la région équatoriale et sur les côtes sud-américaines se fait sentir jusqu'à une profondeur considérable ce qui se traduit par une importante augmentation de l'épaisseur de la couche de mélange isotherme (Figure 1). Cette modification de la structure thermique verticale va être à l'origine d'une forte réduction de la productivité biologique, qui va concerner tous les niveaux de la chaîne alimentaire.

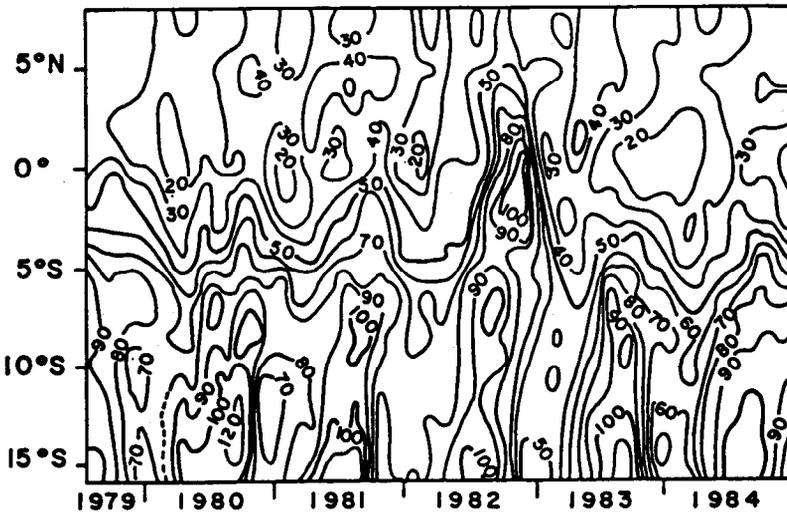


Figure 1 : Evolution de l'épaisseur de la couche homogène (estimée par l'immersion de l'isotherme "température de surface moins un degré") sur les lignes Panama-Tahiti et Panama-Mururoa confondues, en fonction de la latitude (16°S-8°N) et du temps (juillet 1979 à décembre 1984).

Pour se développer, le phytoplancton a besoin, essentiellement, d'énergie lumineuse, pour assurer la photosynthèse, et de sels nutritifs (phosphates, nitrates, silicates). En dehors des périodes d'El Nino, la situation hydrologique qui prévaut dans l'Est du Pacifique se caractérise, entre autre chose, par une faible température superficielle et une thermocline peu profonde, isolant une couche homogène de faible épaisseur. L'intensité de la lumière décroissant exponentiellement en fonction de la profondeur, l'épaisseur de la couche de mélange, où le phytoplancton tend à se distribuer uniformément, va déterminer la quantité d'énergie lumineuse susceptible d'être interceptée par les organismes phytoplanctoniques. L'essentiel des réserves en sels nutritifs des océans se situe sous la thermocline et tout processus provoquant un enfoncement de celle-ci va réduire l'approvisionnement de la couche de mélange en sels nutritifs ; l'upwelling, qui n'agit que dans une couche épaisse de 40 à 80m, n'entraîne plus vers la surface que des eaux pauvres. La couche homogène s'épaississant le phytoplancton séjournera de plus en plus longtemps à des profondeurs où l'énergie lumineuse sera insuffisante pour permettre la photosynthèse. Ainsi, l'El Nino va affecter les écosystèmes des upwellings côtiers et équatoriaux en réduisant les apports en sels nutritifs et la disponibilité en énergie lumineuse.

Les observations, effectuées par les navires non spécialisés du réseau SURTROPAC, ont permis de suivre les conséquences de l'épisode El Nino 1982-83 sur les premiers maillons des chaînes alimentaires. Ainsi, dans l'Est du Pacifique équatorial, la concentration en chlorophylle de la couche de surface reste inférieure à 0.15 mg.m^{-3} entre septembre 1982 et avril-mai 1983 alors que les valeurs sont habituellement comprises entre 0.2 et 0.4 mg.m^{-3} . Cette chute de la production primaire va retentir très rapidement sur les autres niveaux trophiques. La figure 2 représente l'évolution de l'abondance d'une espèce zooplanctonique herbivore et donc directement tributaire de la richesse en phytoplancton. Cette espèce pré-

sente normalement dans la zone équatoriale un cycle saisonnier bien marqué avec un maximum d'abondance (plus de 500 individus par récolte) durant l'hiver austral correspondant au maximum d'intensité de l'upwelling équatorial. En 1982 et 1983 le pic saisonnier est très atténué avec des effectifs de l'ordre d'une centaine d'individus. D'août 1982 à mai-juin 1983 l'espèce disparaît presque complètement des récoltes.

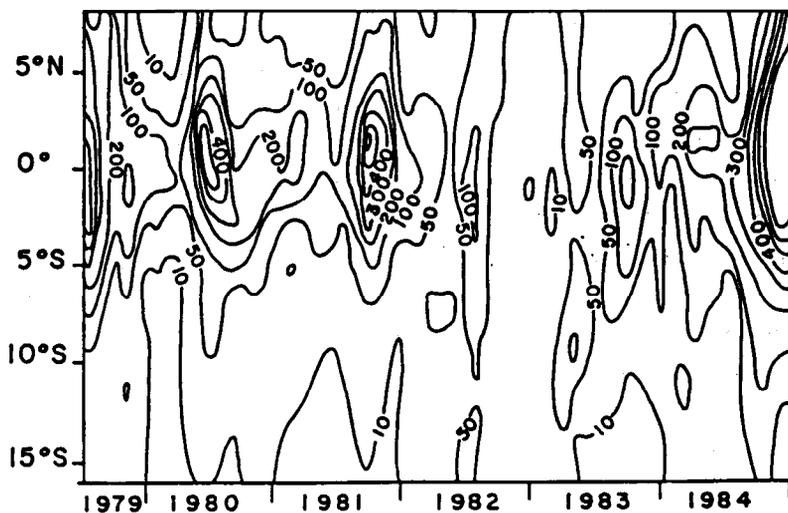


Figure 2 : Evolution de l'effectif par récolte (environ 20m^3 d'eau de mer filtrée) des copépodes du genre Clausocalanus (idem figure 1).

C'est à la forte productivité de la zone équatoriale que les Galapagos doivent la richesse de leur faune marine, en particulier la présence de colonies de phoques et otaries. Tous les phoques à fourrure nés en 1982 étaient morts en mars 1983, leurs mères ayant été incapables de les nourrir. Plus à l'ouest,

les colonies de fous à face bleue des îles Christmas ont pratiquement disparu durant l'El Nino.

Une autre conséquence de l'extension des eaux chaudes dans le Pacifique Est va consister en une redistribution géographique de certaines espèces. C'est sur des espèces présentant un intérêt économique que ce phénomène est le plus visible. L'augmentation spectaculaire des captures de crevettes fin 1982 dans le nord du Pérou correspond à un déplacement vers le sud de plus de 1500 km de l'aire de répartition de ces espèces d'eaux chaudes habituellement localisées au large de la Colombie. D'autres espèces, plus ou moins inféodées aux eaux froides et riches, auront tendance à s'enfoncer jusqu'à devenir inaccessibles aux engins de pêche, ou bien à migrer vers le sud où elles seront alors capturées de façon inhabituelle (cas des sardines au Chili). Il peut arriver aussi qu'elles se concentrent dans des poches d'eaux froides, à proximité des côtes, où elles deviendront alors très vulnérables. L'effondrement de la pêcherie de l'anchois du Pérou après l'El Nino de 1972 est probablement davantage la conséquence d'une surpêche, favorisée par des conditions hydrologiques particulières, que l'effet d'une mortalité accrue par suite de la rupture de la chaîne alimentaire.

Il peut aussi arriver que les conditions d'El Nino favorisent le développement de certaines espèces. Ce fut le cas de la coquille Saint Jacques du Pérou dont le tonnage pêché atteignit 18 à 20 000 tonnes en 1983 contre une moyenne de 500 pour les trois années précédentes.

Ces quelques exemples illustrent la complexité, et la diversité, des réponses des populations marines à El Nino. Ils font aussi apparaître certains aspects économiquement bénéfiques du phénomène.

Jusqu'au dernier épisode, l'impact biologique de El Nino dans le milieu marin n'avait guère été étudié que dans l'est du

Pacifique, plus précisément sur les côtes nord et, surtout, sud-américaines où il est le plus spectaculaire. Grâce à la surveillance continue qu'autorise le réseau de navires non spécialisés du programme SURTROPAC, il a été possible de suivre, dans une grande partie du Pacifique, la réponse au dernier épisode El Nino, de certains paramètres des écosystèmes marins hauturiers. DANDONNEAU, du groupe SURTROPAC de Nouméa, a ainsi pu mettre en évidence des anomalies positives de la concentration en chlorophylle de la couche de surface, dans le Pacifique nord-ouest.

La poursuite de ce suivi devrait permettre de mieux apprécier les conséquences de la variabilité interannuelle du milieu marin sur la productivité biologique du Pacifique tropical.

VARIABILITE INTERANNUELLE DANS L'OCEAN ATLANTIQUE
TROPICAL, CAS EXCEPTIONNEL DE L'ANNEE 1984

Ph.HISARD

La variabilité interannuelle des structures océaniques de l'Atlantique équatorial peut s'exprimer par celle du paramètre "température de la surface de la mer" (SST) qui module l'intensité plus ou moins importante des remontées d'eaux froides (upwelling), riches en sels nutritifs. Ces remontées d'eaux froides se produisent principalement en été le long des côtes nord du Golfe de Guinée et le long des côtes d'Angola-Namibie (où dans ce dernier cas, leur influence est renforcée par le caractère déjà froid du courant côtier de Benguela). Elles se produisent aussi le long de l'équateur du fait d'une dynamique équatoriale particulière mettant en cause les propagations d'ondes planétaires piégées par le "guide d'onde" équatorial. Ces ondes sont excitées par les brusques variations qui caractérisent le champ des Alizés, en particulier en avril-mai dans l'Atlantique Occidental quand la zone de confluence/convergence des Alizés commence sa translation vers le Nord.

De la variabilité des remontées estivales d'eaux froides dans le Golfe de Guinée dépend celle des précipitations de type mousson qui se produisent dans la bande côtière. (Elles auront aussi une influence sur la productivité des eaux et donc sur les conditions de pêche). La figure 1 montre l'anomalie de la température de surface de la mer à Cotonou. On y reconnaît les "années" chaudes de 1963, 1968, 1973, 1979 et les années "froides" 1967, 1976. La figure 2 qui montre la variabilité des précipitations en été à Cotonou, pendant la "petite saison sèche", illustre bien les fortes précipitations associées aux années chaudes et permet d'identifier aussi comme telle, l'année 1947 où les données de température manquent pour Cotonou.

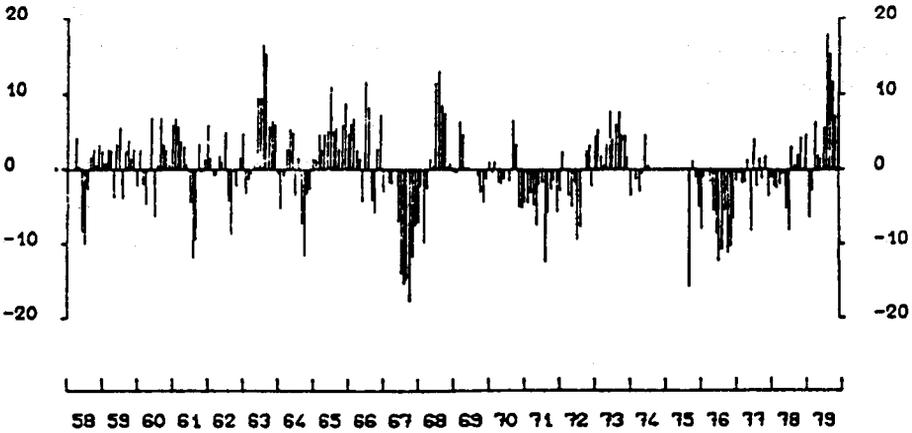


Figure 1 : Variabilité interannuelle de la température de surface de la mer, à Cotonou (Bénin), $6^{\circ}21'N-2^{\circ}26'E$ (1958-1979). Anomalies mensuelles exprimées en dixième de degrés Celsius.

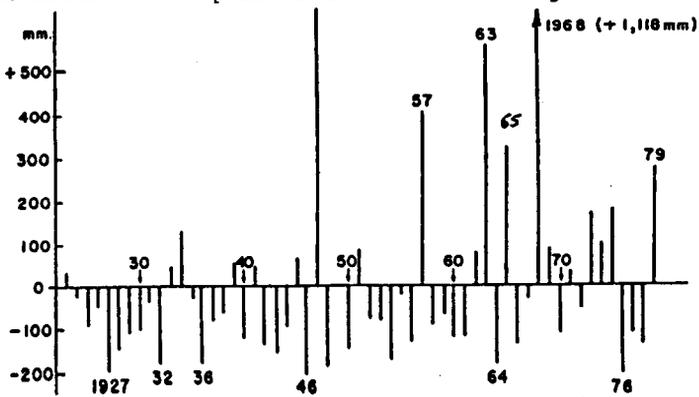


Figure 2 : Variabilité interannuelle des précipitations à Cotonou pendant la période de mousson, de 1922 à 1979. Anomalies en mm, par rapport à la moyenne d'été de 243 mm.

On peut connaître les variations de la température de la mer au large grâce aux relevés effectués par les navires de commerce. Certains navires de commerce sélectionnés effectuent même des profils thermiques verticaux "en route" grâce à des sondes automatiques (XBT) que nous leur fournissons. Sur la figure 3 qui illustre les anomalies des températures recueillies à 0°-10°W sur la route maritime EUROPE-Le Cap (données traitées par J.Citeau et B.Guillot), on identifie nettement l'anomalie précédente de 1979 "chaude" et de 1976 "froide". On voit aussi que l'année 1981 puis l'année 1984, furent à leur tour anormalement chaudes (les anomalies moyennes mensuelles de +1°C ou 2°C peuvent paraître mineures mais, étant donné la capacité calorifique de l'eau et les volumes et espaces en jeu, le bilan énergétique concerné est considérable).

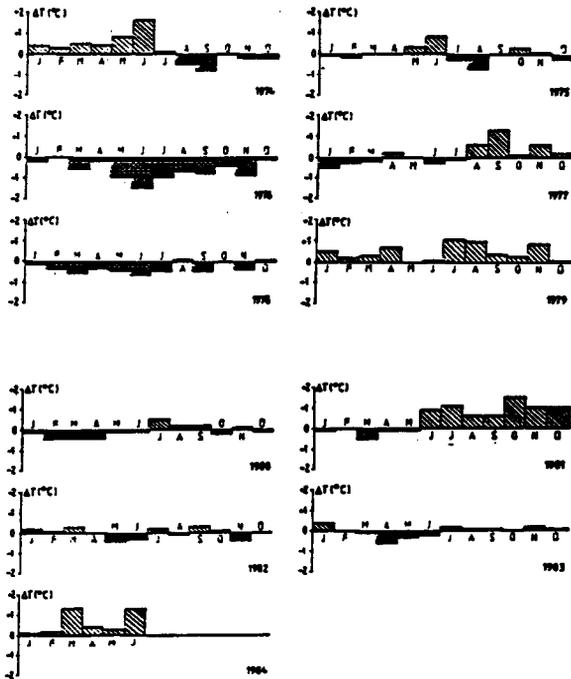
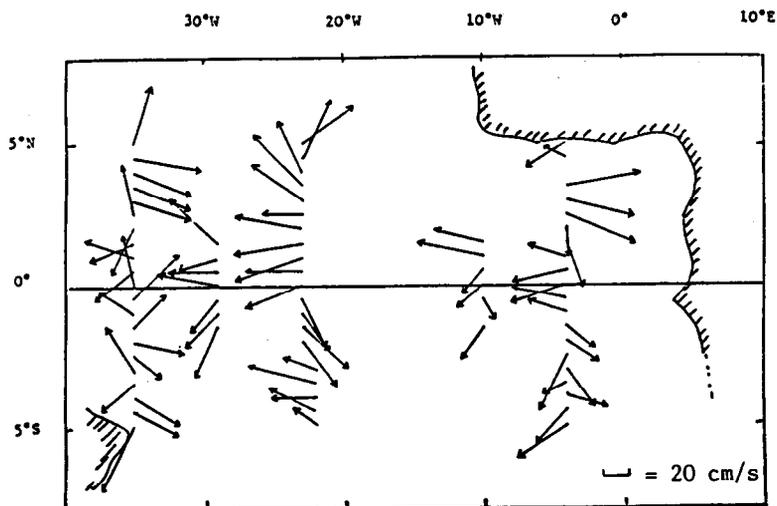


Figure 3 : Anomalies de la température de surface de la mer (Equateur - 10°W).

L'expérience FOCAL qui s'est déroulée dans l'Atlantique tropical en 1983-1984 a permis de montrer qu'en 1984, cette anomalie était associée à une structure remarquable de la circulation océanique et atmosphérique, avec apparition d'un deuxième contre-courant équatorial au sud de l'équateur (Figure 4) associé avec une deuxième bande de nébulosité maximum (double ITCZ). C'est cette deuxième zone nuageuse qui intéressa le N.E. du Brésil interrompant le cycle de "Sécas" qui durait depuis 4 ans. De même le long des côtes d'Angola et de Namibie, le courant de Benguela froid fut remplacé par des eaux chaudes coulant vers le sud dans un équivalent Atlantique de l'"El Nino" des côtes du Pérou.



FOCAL 8 : Vecteurs courants à 10 m en Juillet-Août 1984;

Figure 4 : Vecteurs courants à 10m, en juillet - août 1984.

MODELISATION DES VARIATIONS BASSES FREQUENCES DE LA
CIRCULATION DANS L'OCEAN ATLANTIQUE TROPICAL

Y.DU PENHOAT

L'utilisation de modèles numériques pour l'étude de la circulation océanique est justifiée à plusieurs titres :

1 - Ils permettent d'explorer le caractère dynamique de la circulation moyenne, de comprendre les effets des fluctuations des variables atmosphériques.

2 - Ils permettent aussi d'élaborer des stratégies d'observations pour de futures expériences. Les modèles numériques sont de faible coût comparé aux expériences à la mer ; cependant ces dernières seront toujours nécessaires à la bonne marche des modèles.

3 - Le but de la modélisation est de pouvoir faire de la prévision de l'état de l'océan, et en particulier utiliser ces modèles couplés avec des modèles atmosphériques de prévision.

Il existe essentiellement deux types de modèles :

1 - Les modèles de circulation générale de l'océan (OGCM). Ce sont des modèles incluant toute la physique mais qui sont difficiles d'interprétation et demandent des ressources de calculs importantes.

2 - Les modèles de processus. Ce sont des modèles dans laquelle la physique est simplifiée pour étudier un problème quelconque. Ils n'expliqueront pas tout, mais permettent d'interpréter les O.G.C.M. Ils demandent, en général, moins de ressources en calculateurs que les précédents.

Nous avons développé, pour l'Atlantique tropical, des

modèles de cette deuxième catégorie. D'autre part, on s'intéresse à des phénomènes qui varient aux échelles saisonnières et interannuelles, ce qui nous permet également d'utiliser un certain nombre d'hypothèses simplificatrices.

Tout d'abord, la réponse dynamique de l'océan au cycle saisonnier du vent a été étudié. Le modèle reproduit tant qualitativement que quantitativement les observations, avec (figure 1) l'opposition entre bords ouest et est de l'océan et une zone de minimum de variabilité aux environs de 20°W. Le modèle montre ainsi l'importance des ondes longues planétaires, responsables de l'ajustement de l'océan à des changements du champ de vent. On montre aussi que les mécanismes importants pour la dynamique des variations saisonnières diffèrent à l'équateur et dans les régions extra équatoriales.

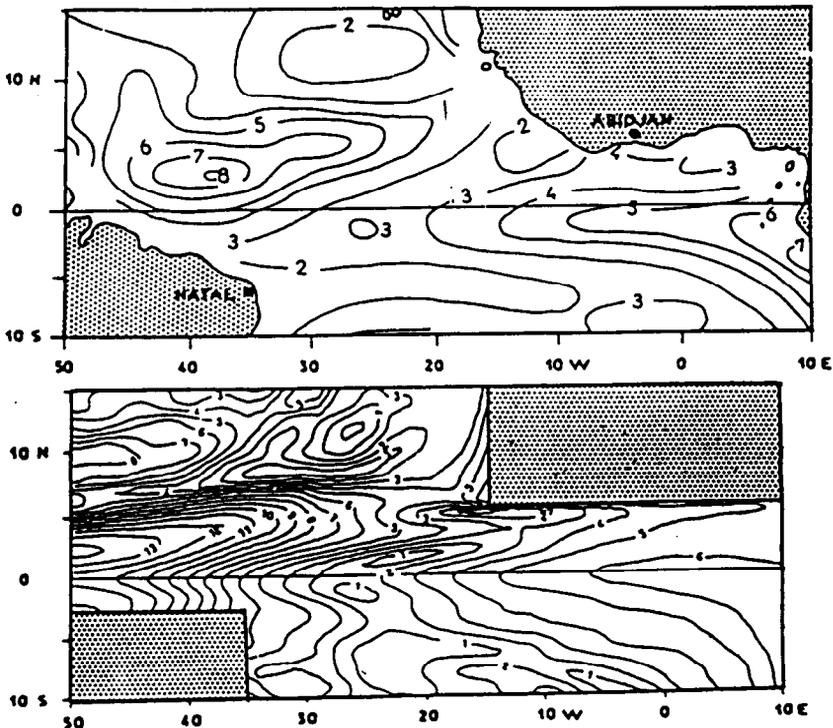


Figure 1 : Amplitude annuelle de la topographie dynamique de surface (en cm dyn) obtenue : a) avec le fichier climatologique, b) par le modèle dynamique.

La variabilité interannuelle de la topographie dynamique de la surface (équivalant aux variations du niveau de la mer) et de la circulation a été calculée par le modèle pour les années 1964-1979, années pour lesquelles un fichier de vent est disponible. L'amplitude du cycle annuel est en général plus importante que l'amplitude des anomalies, sauf pour certaines régions où elles peuvent être du même ordre (zone équatoriale à l'est, zones d'upwelling). Pour cette période, les anomalies positives de hauteur dynamique les plus fortes se développent en 1968 et 1974, par opposition à l'année 1976. Pour ces années, les contrastes de topographie dynamique est-ouest et nord-sud sont encore accentués par rapport au cycle saisonnier. De plus les anomalies sont peu corrélées à plus de deux mois d'écart.

Cependant, les données de topographie dynamique sont peu abondantes pour ces années. Seules les données de température de surface sont accessibles en nombre suffisant grâce aux fichiers créés à partir des données navires marchands. De plus, des analyses récentes montrent que les anomalies de température de surface de la mer dans l'océan tropical peuvent avoir un effet considérable sur la circulation globale atmosphérique. Ces anomalies de température de surface sont elles mêmes une conséquence des fluctuations inhabituelles du vent et du flux thermique à la surface.

Afin de permettre une comparaison plus quantitative et afin de déterminer les mécanismes de genèse des anomalies de température de surface, nous avons développé un modèle simple de simulation de ces anomalies. La structure de la circulation de surface (circulation moyenne + anomalies) est calculée par un modèle semblable au précédent. On calcule ensuite les anomalies de température de surface en spécifiant la température moyenne. Le modèle a été forcé par le vent des 16 années, 1964-1979.

Les mêmes années anormales que pour le calcul précédent apparaissent. En général, les anomalies du modèle persistent plus longtemps que ne l'indiquent les fichiers de données et

l'échelle spatiale de ces anomalies est plus importante. La figure 2 montre la structure de l'anomalie chaude en juin 1968, une année particulièrement chaude sur tout l'Atlantique équatorial. Le scénario calculé correspond bien aux observations, excepté à la côte où la résolution trop grossière du modèle empêche une simulation précise des upwellings côtiers. Enfin, les premiers essais avec ce modèle semblent montrer l'importance de la structure sub-superficielle dans le développement des anomalies de température de surface.

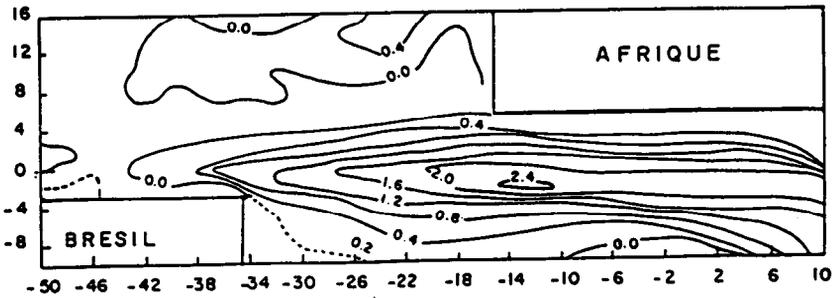


Figure 2 : Anomalies de la température de surface en juin 1968 dans l'Atlantique tropical : résultats du modèle (en degrés Celsius).

L'IMAGERIE SATELLITAIRE : UN OUTIL QUI PERMET DE
VISUALISER LE ROLE ENERGETIQUE DES OCEANS TROPICAUX.

Y.M.TOURRE

L'atmosphère peut-être considérée comme une machine thermodynamique qui fonctionne entre deux sources de chaleur : une source chaude, constituée par la troposphère en "contact" avec les océans tropicaux et une source froide, troposphère des moyennes et hautes latitudes.

Le travail de cette machine à rendement très faible (1%), permet malgré tout de "maintenir" globalement l'énergie cinétique.

La source chaude est alimentée par le rayonnement solaire net. les flux de chaleur sensible et latente, des océans vers l'atmosphère, permettent de réchauffer cette même atmosphère et d'augmenter ainsi son niveau d'énergie potentielle "utilisable". Cette énergie sera transformée en énergie cinétique zonale grâce aux circulations méridiennes moyennes (du type Hadley).

On démontre en fait que cette génération d'énergie cinétique zonale (courants jets subtropicaux, par exemple) est la somme d'énergie cinétique "stationnaire" et d'énergie cinétique turbulente (instabilité barotrope).

Le film établi à partir de l'imagerie dans l'infra-rouge du satellite géostationnaire GOES OUEST (1 mai 82 - 26 novembre 82), permet de "visualiser" les transferts énergétiques qui viennent d'être simplement présentés.

Les courants jets subtropicaux sont en effet visibles dans les deux hémisphères grâce aux bandes cirriformes qui ondulent sur leurs flancs équatoriaux. Ces mêmes bandes

nuageuses permettent de localiser les ondes semi-permanentes ainsi que les perturbations temporaires. Elles se trouvent alors sur les bords Est des thalwegs d'altitudes. Lorsque ces thalwegs sont "en phase" dans les deux hémisphères, il apparait une structure nuageuse en "Y", axée sur l'équateur. Cette structure avait été mise en évidence pendant la PEMG, grâce à GOES OUEST (voir figure).



GOES OUEST, 22 janvier 1979, 2045 GMT (NOAA/NESS).

Cette photographie permet de visualiser une zone source (énergétique) des courants jets sub-tropicaux, dans les deux hémisphères, au dessus du Centre Pacifique. Les flèches indiquent le sens de déplacement des structures cirrifformes (d'après Riehl, 1981).

Pendant l'automne 1982, la source énergétique est étroitement liée aux températures élevées du Pacifique Central (épisode El Nino/Oscillation Australe du siècle).

Le film permet non seulement de voir une fusion de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) et de la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS), mais aussi un début de propagation vers l'Est de la structure en "Y", associée au développement vers l'Est de l'anomalie thermique de la surface de l'océan.

Ce schéma ne permet pas d'échanges énergétiques entre les deux hémisphères, mais un décalage quelconque d'un des thalwegs peut-être à l'origine de transferts de masse et d'énergie trans-équatoriaux. Ces échanges modifient en retour la circulation atmosphérique globale.

BIBLIOGRAPHIE

The Walter Bohan Company : El Nino Event 1982-1983. GOES WEST Infra-Red Imagery. 1 May-26 November 1982. 2026. Oakton Street. Parkridge. Illinois.

RIEHL H., 1981 - The limits of the Sub-Tropical Jet Stream. Atmos. Physics. 54, 335-357.

OCEAN ATLANTIQUE TROPICAL ET FLEUVES DU SAHEL.

P.RUAL et J.SERVAIN.

L'hydroclimatologie de l'Afrique de l'ouest est régie par un système complexe de facteurs dynamiques dont la plupart sont liés à la circulation atmosphérique continentale. Cependant, certaines études antérieures ont montré qu'une perturbation du système des Alizés sur l'Atlantique tropical, et par conséquent un état thermique anormal de la surface de la mer, pourrait être en relation avec un régime inhabituel des précipitations sur l'Afrique occidentale. La sécheresse du Sahel, qui a débuté à la fin des années 1960, s'est aggravée ces dernières années, avec un record absolu en 1984. Nous allons étudier les conditions océaniques pendant cette période et compléter cette étude par une analyse statistique simple sur des fichiers historiques, permettant de déterminer les zones océaniques les plus sensibles.

I - ANOMALIES THERMIQUES DE SURFACE PENDANT LES ANNEES 1980 :

La saison chaude de l'Atlantique tropical culmine en mars-avril avec des températures superficielles de l'ordre de 28-29°C à l'équateur thermique. Ce dernier remonte ensuite vers le nord, tandis qu'au sud le refroidissement saisonnier est voisin de 1°C/mois. Le long de l'équateur entre 10°E et 30°W, ainsi que le long de la côte africaine entre le cap Frio (18°S) et le cap Lopez (0°), se développe une zone de refroidissement plus intense où la chute de température est de l'ordre de 1°C à 3°C/mois. Les upwellings saisonniers, pôles de cette zone, se situent sur l'équateur vers 10-15°W et à la côte, au niveau des deux caps. En juillet-août l'eau atteint 15°C au cap Frio et environ 22°C sur l'équateur.

En 1984 (Figure 1), l'upwelling du cap Lopez est presque inexistant et les deux autres sont faibles et peu étendus. La

zone équatoriale est séparée des eaux froides du sud par une large bande d'eau chaude qui s'est maintenue depuis l'été austral à travers tout l'Atlantique, alors que normalement elle ne subsiste qu'à l'ouest de 10°W. Dans cette bande, les anomalies thermiques positives dépassent 3°C sur de vastes zones, 5°C localement ! Leur ordre de grandeur et leur localisation géographique, font penser au phénomène "El Nino" qui se manifeste fréquemment dans le Pacifique est.

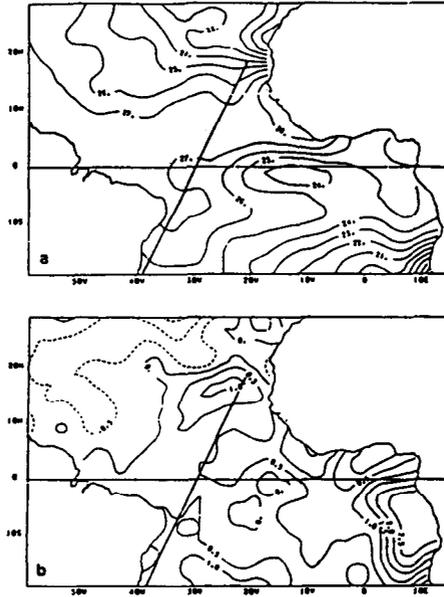


Figure 1 : a) moyenne mensuelle de la température de surface en juillet 1984 déterminée à partir des mesures des bateaux marchands. Le trait plein entre 20°N et 20°S représente la ligne Europe-Brésil dont l'évolution temporelle est reportée sur la figure 2.

b) Anomalie de la moyenne mensuelle de la température de surface en juillet 1984 par rapport à la moyenne mensuelle de juillet (1964-1984).

Au cours de l'été austral précédent, l'eau centrale sud-atlantique, chaude et très salée a dépassé de 1°C à 2°C sa température habituelle de 28°C. En décembre 83 - janvier 84, une extension de cette eau a atteint la côte de l'Afrique du Sud entre 20°S et 30°S, remplaçant l'upwelling permanent du Benguela, avec des conséquences désastreuses pour les pêcheries locales de sardines. L'échauffement anormal de ces eaux en plein été austral, n'est pas un phénomène isolé. La figure 2 montre que la température de surface de la mer (SST) en saison chaude, dans les deux hémisphères fut de plus en plus élevée depuis 1981, année proche de la moyenne climatique. Les saisons froides ne sont pas affectées par cette tendance sauf peut-être la saison froide australe de 1985 où l'isotherme 24°C n'apparait pas au nord de 20°S.

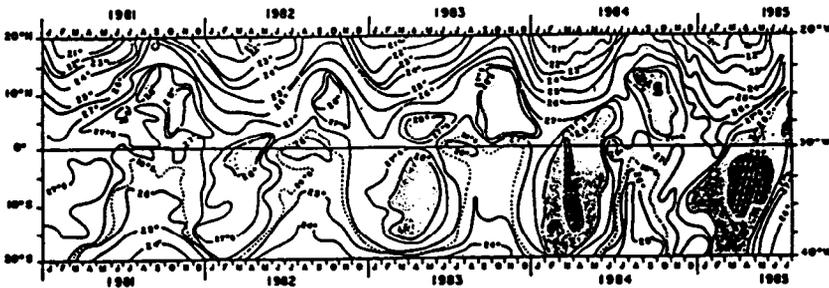


Figure 2 : Température de surface sur la ligne de bateaux marchands Europe-Brésil, entre 20°N et 20°S, de janvier 1981 à juillet 1985 (température prise au seau).

A ces anomalies thermiques fut associé un déséquilibre du système des anticyclones atlantiques. Ainsi la zone intertropicale de convergence (ITCZ) a été dédoublée durant plusieurs mois en 1984 et en 1985. Il y avait une branche à l'équateur et une autre entre 5°S et 10°S. Cette situation très inhabituelle dans l'Atlantique est normale au-dessus de la

grande source chaude planétaire de l'Indo-Pacifique. En 1984 la remontée très tardive de l'ITCZ vers le nord, a créé une longue période de vents faibles à l'équateur, favorisant ainsi dans le guide d'onde équatorial l'établissement des conditions nécessaires à un événement atlantique de type "El Nino".

II - ANALYSE STATISTIQUE DES RELATIONS ENTRE LES ANOMALIES OCEANQUES ET LES ANOMALIES DE DEBIT DE CERTAINS FLEUVES AFRICAINS.

Afin de préciser la liaison entre les anomalies océaniques et la sécheresse sur le Sahel nous avons exploité un fichier pluri-mensuel (1964-1979) de la tension du vent et de la SST sur la partie tropicale de l'Atlantique. Pour l'hydroclimatologie continentale, il nous a semblé plus pratique d'utiliser pendant la même période, le débit mensuel des trois principaux fleuves de l'Afrique de l'ouest sahélienne : le Sénégal à Bake, le Niger à Dire, le Tchad à N'djamena (Figure 3). Bien que présentant plusieurs biais, le débit des fleuves a l'avantage d'intégrer simplement les précipitations.

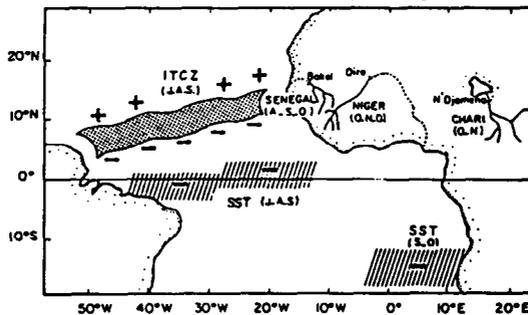


Figure 3 : Schématisation des principaux résultats concernant la liaison statistique entre les anomalies océaniques (SST et vent) et les anomalies de crue des fleuves sahéliens pendant la période de 1964-1979. Le signe des corrélations est indiqué à l'intérieur de chaque zone significative au seuil de 95%. Les mois indiqués sous chaque paramètre sont les mois de crue pour les fleuves, et les mois de corrélation maximum pour la température de surface de la mer (SST) et la zone intertropicale de convergence (ITCZ).

Pour les basses latitudes la saison des pluies est liée au passage de l'ITCZ. En conséquence, se sont les mois de juillet-août-septembre qui sont les plus arrosés. A cette époque de l'année la migration vers le nord de l'ITCZ est à son maximum. Si le régime des précipitations est pratiquement en phase sur toute la longueur de l'ITCZ, des conditions hydrauliques différentes pour les trois fleuves cités précédemment entraînent des décalages dans l'apparition des crues saisonnières. C'est ainsi que les débits maxima sont généralement enregistrés en août-septembre-octobre à Bakel (pour le Sénégal), en octobre-novembre-décembre à Diré (pour le Niger) et octobre-novembre à N'Djaména (pour le Chari). Utilisant la chronologie des crues saisonnières nous avons déterminé pour chaque fleuve les déviations par rapport à la moyenne calculée sur la période 1964-1979. L'évolution temporelle des anomalies est bien sûr conforme aux informations antérieures concernant notamment la progression de la sécheresse sur la région du Sahel à partir de la fin des années 1960.

L'estimation de la part de la variance des débits de crue des trois fleuves qui serait explicable par une influence atlantique est déterminée par une analyse simple de la corrélation entre les anomalies de débits et les anomalies de SST ou de tension du vent sur l'ensemble du domaine tropical. La méthode d'analyse que nous avons utilisée ici permet de définir les zones océaniques les plus sensibles et les périodes clés qui sont en relation significative avec l'hydrologie des fleuves. Les principaux résultats, cohérents pour l'ensemble des trois fleuves, sont schématisés sur la figure 3. Ils révèlent fondamentalement une structure méridienne bipolaire avec des corrélations de signes opposés de part et d'autre de l'équateur météorologique. Au sud de cette ligne les anomalies positives (négatives) de la SST apparaissent généralement quelques semaines avant un déficit (augmentation) des crues estivales en zone subtropicale nord. On distingue essentiellement trois zones sensibles sur lesquelles le pourcentage de la variance expliquée par l'analyse varie de 35 à 70 %. La première de ces zones est

située dans la région de l'anticyclone de St Hélène sous l'action locale du rotationnel du vent. la seconde zone, qui longe l'axe équatorial, semble être directement liée à la dynamique particulière de cette région, notamment à la divergence locale du vent. La troisième zone enfin, de structure bimodale, correspond à la position moyenne de confluence des alizés en juillet-août-septembre. Pour aider à son interprétation, supposons par exemple que l'ITCZ ne remonte pas suffisamment vers le nord (la démonstration serait inverse pour le cas où l'ITCZ émigrerait au nord de sa position moyenne la plus septentrionale) :

- à l'endroit où se trouve l'ITCZ, le vent est plus faible qu'en moyenne et l'anomalie de SST est positive,

- au nord de cette région, le vent est plus fort que la norme saisonnière et l'anomalie de SST est négative.

En 1984, l'ITCZ n'est effectivement pas suffisamment remontée vers le nord et de fortes anomalies positives de la SST (Figure 1), concomitantes avec l'aggravation de la sécheresse sur le Sahel, sont apparues dans la zone sud de l'Atlantique tropical.

REMARQUES SUR LA MIGRATION DE LA ZONE DE CONVERGENCE
 INTERTROPICALE EN ATLANTIQUE, LES TEMPERATURES DE SURFACE DU
 GOLFE DE GUINEE, ET LA PLUVIOMETRIE EN AFRIQUE DE L'OUEST
 SAHELIENNE ET AU NORD EST DU BRESIL.

J.CITEAU, J.P.CAMMAS, Y.GOURIOU et B.GUILLOT.

INTRODUCTION

Les quinze dernières années de sécheresse continue sur l'Afrique sahélienne ont conduit différents auteurs à en proposer des interprétations et des mécanismes possibles fondés sur différentes séries temporelles de paramètres climatiques.

Tous ces travaux font référence à la position de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) ; le poids qu'on lui attribue est controversé et les paramètres qui la définissent diffèrent souvent.

L'imagerie satellitaire aujourd'hui disponible représente une série d'observations assez longue pour en amorcer l'analyse sous l'angle de la variabilité des paramètres climatiques.

La zone de convergence intertropicale étant de loin le phénomène le plus aisément reconnaissable, nous avons entrepris de reconstituer sa localisation au dessus de l'océan Atlantique (28°W) afin :

- 1) de préciser la signification de ce signal par rapport au champ de vent en surface,
- 2) d'évaluer dans quelle mesure, année par année la migration de la ZCIT s'adapte aux théories proposées,
- 3) de tenter des corrélations causales entre la position de la

ZCIT et d'autres variables climatiques.

DONNEES ET METHODES

Nous avons choisi la définition que FRANK (1983) donne de la zone de convergence : "The prevailing east-west line of maximum convection".

Nous avons réalisé cette détermination au "milieu" de l'océan Atlantique (28°W) afin de minorer l'effet des masses continentales africaines et sud-américaines au-dessus desquelles la migration diurne de la ZCIT est plus importante qu'au dessus de l'océan.

Les documents utilisés furent les archives (photographiques) des orbites NOAA (en infra-rouge et visible) présentées en projection de Mercator (1971-1977) et les données numériques et archives photographiques de METEOSAT pour les années plus récentes (1978-79, et 1981-85).

A partir des données numériques, c'est la synthèse hebdomadaire par maximum de température que nous avons utilisée afin de localiser la région (quand elle existe) qui est restée en permanence convective.

Les autres sources de données utilisées furent :

- les fichiers mensuels de température et de vent de surface élaborés par PICAUT et al (1985), sur la période 1964-1979,

- les données des navires marchands (Météorologie Nationale/EERM) pour la période 1980-1985,

- les données de vent issues du modèle d'analyse du Centre Européen (CEPMT) de Reading de 1000 mb à 100 mb,

- le débit du fleuve Sénégal (Service hydrologique de l'ORSTOM-Dakar) que nous avons admis être représentatif de la sécheresse en Afrique Sahélienne.

- sur l'autre versant de l'Atlantique (N.E du Brésil), différents relevés pluviométriques ont été choisis ainsi qu'ont été prises en compte les données établies par le "Vecteur Régional" (HIEZ, 1985).

RESULTATS

La figure 1 donne la position de la ZCIT en fonction du temps le long de 28°W de 1971 à 1985.

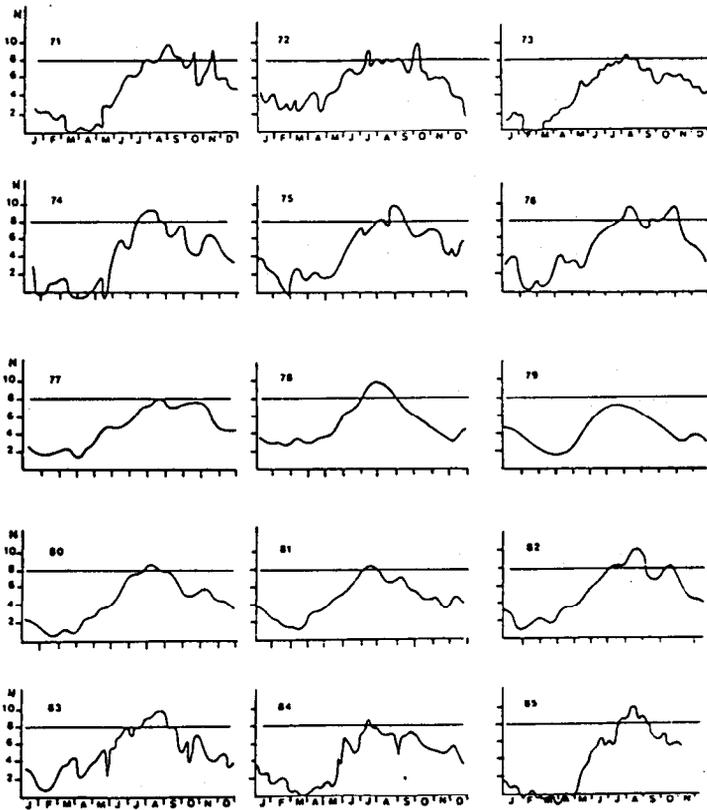


Figure 1 : Position de la ZCIT le long de 28°W

a) relation entre l'ITCZ et le vent local au niveau de la mer :

En analysant la date de remontée de la ZCIT par rapport à la date d'intensification du vent en surface on peut noter que s'il existe entre les deux variables une bonne corrélation ($r = 0,84$), un décalage d'environ un mois apparaît entre les deux dates, le mouvement vers le nord de la zone et convergence précédant presque toujours la date d'intensification * des alizés de sud-est.

Une autre observation a trait à l'intervalle de temps jusqu'à 3 mois pouvant exister entre des années à remontée précoce de la zone de convergence (ou corrélativement d'intensification des vents (années 1976, 82, 83) et des années à remontée tardive (années 1971, 74, 77...).

La position la plus septentrionale atteinte par la ZCIT est la caractéristique la plus fréquemment évoquée pour interpréter des anomalies du climat.

Sous cet angle, (et en éliminant la période des cyclones), la position la plus au nord de la zone de convergence a été observée entre 8 et 10°N en 1971, de 1974 à 1976, en 1978, 1982, 1983 et 1985.

Pour les autres années, la position la plus au nord atteinte durant la période juillet à septembre, est restée voisine ou inférieure à 8°N.

b) Relation entre la ZCIT et la température de surface dans le Golfe de Guinée.

La première veut que le flux de mousson (de SW) qui prend son origine dans les alizés de l'Atlantique sud soit au

* Seule a été étudiée la composante zonale du vent.

cours de son survol maritime, affecté par les températures de surface de l'océan (DHONNEUR, 1985 ; LAMBERGEON, 1981).

La seconde fait référence à la théorie du "remote forcing" selon laquelle l'intensification du vent dans l'Ouest Atlantique est en partie responsable de l'upwelling dans le Golfe de Guinée, (avec propagation d'ondes) (MOORE et al., 1978 et SERVAIN et al., 1982) ; son corollaire opposé est la relaxation du vent et le réchauffement des températures de surface dans le golfe de Guinée.

Si nous comparons la série des positions de la ZCIT de 1971 à 1985, à la série des anomalies de température de surface, (Fig.2) il apparait (qualitativement) que les années à remontée plus au nord de la ZCIT présentent également en juillet-août des anomalies négatives de température, (sauf pour les années 1982, 83 et 85). Entrent dans cette première classe les années 1971, 74, 75, 76 et 78.

Les années 1974 et 1985 (années de bon hivernage) présentent des similitudes de parcours en matière de migration de la ZCIT, avec une position voisine de l'équateur jusqu'en mai, suivie d'une remontée rapide ensuite de juin à août.

Mais, en désaccord avec le schéma précédent, il n'y a pas d'anomalies négatives de température en juillet-août 1985.

De même les années 1982 et 1983 se signalent davantage par une précocité de la remontée de la ZCIT, mais les températures du Golfe de Guinée restent voisines de la norme.

Dans l'autre groupe d'années, où la remontée de la ZCIT se fait plus lentement et atteint des positions moins au nord en juillet-août, on observe effectivement un upwelling faible ou des anomalies de températures positives pour les années 1973, 77, 79, 81 et 84 exception faite de l'année 1972 pour laquelle l'anomalie de température reste voisine de la norme.

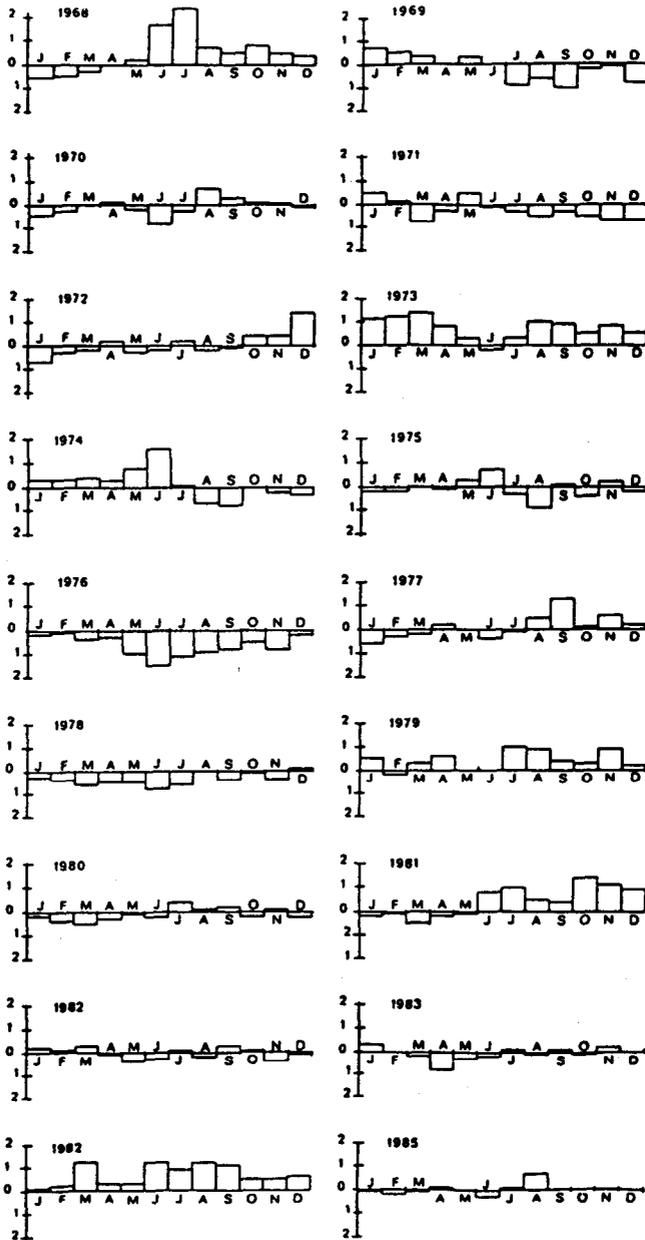


Figure 2 : Anomalies de température de surface dans le domaine 2N-2S, 8W-12W.

La caractéristique de l'année 1972 est une très faible amplitude de variation de ZCIT. Traitées, en termes statistiques, ces observations font apparaître une corrélation (faible) entre l'anomalie de position de la ZCIT à 28°W et l'anomalie de température de surface dans le Golfe de Guinée.

La valeur maximale du coefficient de corrélation ($r = -0,4$) est atteinte avec un délai de temps d'un mois entre le déplacement de la ZCIT et le refroidissement superficiel (la remontée de la ZCIT précède le refroidissement de la SST).

c) Relation entre la ZCIT et la pluviométrie.

Le travail de PALUTIKOFF (1984) autorise dans une première approche, à considérer le débit du fleuve Sénégal comme un indicateur représentatif de la pluviométrie de l'ouest sahélien.

Les données (Service hydrologique de l'ORSTOM-Dakar) ont été étudiées sous forme d'anomalies normalisées du débit (module).

La décroissance générale du débit est telle qu'il est illusoire de vouloir la corrélérer à des anomalies de température de surface ou de position de la ZCIT, dont les évolutions d'une année sur l'autre ne présentent pas de tendances.

Néanmoins et de façon purement qualitative il est possible de tenter une interprétation des variations interannuelles du débit du fleuve Sénégal.

Si l'on admet qu'une position plus septentrionale de la ZCIT conjuguée à un upwelling équatorial fort sont favorables à une bonne pluviométrie, (HASTENRATH, 1984) notre série de données soutient globalement ce schéma jusqu'en 1979.

Cependant, l'année 1972 a eu un upwelling normal, une

ZCIT basse. Cette année marqua longtemps un record de sécheresse.

- l'année 1976, pour laquelle la remontée de la ZCIT fut précoce et l'upwelling équatorial intense, ne se traduit pas par une pluviométrie très favorable.

- la série 1980-1985 ne fournit pas davantage d'explications simples : les années 1980 et 1981 sont voisines sur le plan débit du fleuve et positions de la ZCIT mais diffèrent en SST ;

- En 1982 et 1983 en dépit d'une remontée précoce et importante de la ZCIT, les upwellings restent normaux et le débit du fleuve Sénégal décroît continûment.

- En 1985 enfin, la ZCIT reste assez longtemps au voisinage de l'équateur puis effectue une remontée rapide de juin à août. Cette situation qui rappelle celle observée en 1974, coïncide aussi à un retour d'hivernage pluvieux, mais sans que pour autant les températures de surface suivent l'évolution attendue par les schémas précités.

Obéissant sans doute à une mécanique plus simple, la relation entre position de la ZCIT et pluviométrie au NE brésilien est meilleure et semble plus directe.

Les données utilisées furent celles de FORTALEZA (3°45'S, 38°32'W), SANTA QUITTERIA (4°20'S, 40°10'W) ainsi que celles du "vecteur Régional" de G.HIEZ (1985) calculées pour l'Etat du Ceara (NE du Brésil).

Les résultats obtenus à partir des cumuls de pluies sur la période de mars à mai et tous les paramètres étant traités en termes d'anomalies, font apparaître une corrélation de -0,69 à FORTALEZA, de -0,78 à SANTA GUITTERIA, et de -0,69 avec le vecteur régional (une position basse de la ZCIT) correspond à une bonne pluviométrie et inversement).

en guise de conclusion préliminaire, la position de la zone de convergence et la température de surface du Golfe de Guinée (qui doit affecter le flux de mousson), ne peuvent seules rendre compte que d'une partie des variations interannuelles, la période 1980-1985 s'insérant mal dans les schémas classiques.

Les nombreuses et parfois criticables corrélations qui ont été tentées entre des quantités de pluie dans la zone tropicale et différents paramètres (SST, ZCIT), partent d'un schéma simplificateur qui a probablement été suggéré par la régularité des moussons qui existent en Extrême Orient, Océan Indien et partiellement en Afrique de l'ouest. Les pluies qui intéressent le Sahel étant en majeure parties issues de lignes de grains, il est nécessaire de prendre aussi en compte dans ces corrélations les paramètres plus spécifiques de la circulation atmosphérique.

C'est en ce sens que reprenant les idées de DHONNEUR (1985), FINAUD (1977), LAMBERGEON (1981) parmi d'autres météorologistes tropicaux, nous avons pour la série des années 1980-1984 analysé certaines composantes dont nous résumons le propos :

"Parmi les éléments du champs de vent figurent deux flux d'est : Tropical et African Easterly Jet. De différentes études DHONNEUR (1985), TOURRE (1979) et FINAUD (1977) il apparait qu'une sécheresse puisse être associée :

- à un passage tardif sur la zone sahélienne de l'African Easterly Jet (AEJ),

- à une anomalie positive de vitesse de l'AEJ,

- à un Tropical Easterly Jet (TEJ) faible, la situation étant opposée en année humide".

Nous avons reconstitué à partir de données du Centre

Européen les coupes verticales de vitesse à NIAMEY pour la période 1980-1984.

La comparaison de ces coupes (Figure 3) à celles d'années types caractéristique d'épisodes pluvieux (1969) ou secs (1972) met effectivement en évidence des migrations tardives (dans le sens Sud-Nord) de l'AEJ pour les années 1980 (170ème jour), 1982 (195ème jour) et 1983 (180ème jour), alors que la norme établie sur la période 1953-1963 la situe au 150ème jour (JANICOT, 1985).

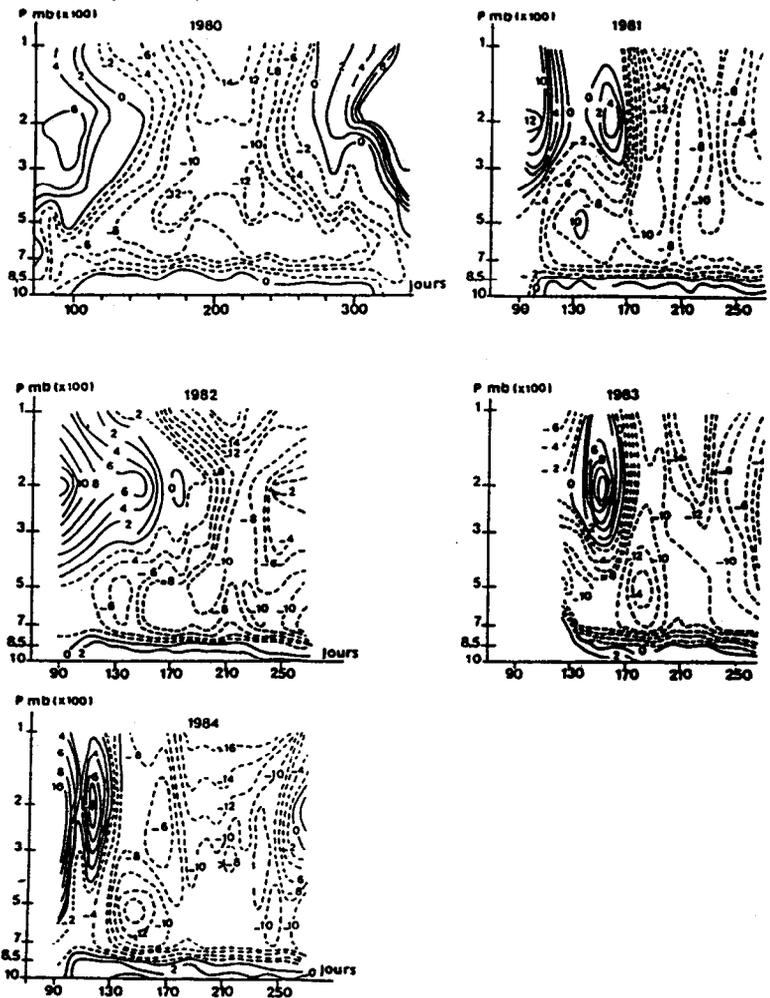


Figure 3 : Composante zonale du vent à Niamey (données CEPMMT)

L'analyse des années 1981 et 1984 est plus délicate : l'année 1981 pose problème quant à la détermination de la date de passage d'un AEJ au demeurant faible.

En 1984 enfin malgré une date de passage précoce (135ème jour) c'est davantage le critère de force relative de l'AEJ qui doit être invoqué pour interpréter selon les critères proposés la pluviométrie déficitaire au Sahel.

L'analyse du troisième critère (intensité du TEJ) n'a pu être réalisée faute de données au-dessus de 100 mb dans notre fichier.

Enfin il serait sans doute intéressant de compléter le critère d'intensité de l'AEJ par une étude de sa localisation verticale (les lignes de grains sont engendrées par l'irruption de flux d'Est, dans le flux de mousson ; LEROUX, 1983).

CONCLUSION

Une analyse même sommaire de la circulation atmosphérique est indispensable pour compléter les schémas classiques d'interprétation de la pluviométrie dans l'ouest sahélien.

Les différents paramètres que nous avons analysés expliquent une part plus ou moins grande de la variabilité des pluies, selon la région étudiée.

La zone de convergence intertropicale contenant en fait une part d'information, il est relativement facile de suivre à l'aide de données satellitaires à la fois sa position et sa "densité" en amas convectifs (cf. l'année 1972 déjà citée).

A l'heure de nouveaux programmes tels TOGA où le suivi

de la ZCIT a été recommandé, il serait également souhaitable en vue d'amorcer la réalisation de séries temporelles de s'accorder sur sa définition et une méthodologie.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le Comité d'ATP/CNES/CNRS (Télédétection spatiale) qui a permis (pour partie) l'acquisition de données utilisées ici.

Notre reconnaissance va également au Centre Européen (CEPMMT) de Reading pour l'efficacité et la rapidité de leurs services.

BIBLIOGRAPHIE

- DHONNEUR G., 1985 - Traité de Météorologie Tropicale. Météorologie Nationale, Paris.
- FINAUD L., 1977 - Mousson et perturbations mobiles sur l'Afrique de l'ouest. Conférence technique sur l'utilisation des données de l'ETGA. 3-8 décembre 1977. Le Caire. Université du Caire.
- FRANK W.M., 1983 - The structure and energetics of the east Atlantic intertropical convergence zone. Journal of the Atmospheric Sciences. Vol.40 -1916-1929.
- HASTENRATH S., 1984 - Interannual variability and annual cycle : mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. Monthly Weather Review, June 1984, 112, 1097-1107.
- HIEZ G., 1985 - Le vecteur régional et les fluctuations climatiques. Séminaire climat et Développement 15-16 octobre 1985, ORSTOM Bondy.

- JANICOT S., 1985 - Etude du champ de vent au-dessus de l'Afrique de l'ouest. Séminaire Météorologie Acridologie AGADIR 20-24 avril 1985. Documents Météorologie Nationale Paris.
- LAMBERGEON D., S.DZIETARA et S.JANICOT, 1981 - Comportement du champ de vent sur l'Afrique Occidentale - La météorologie VI^e Série n°25 Juin 1985.
- LEROUX M., 1983 - Le climat de l'Afrique Tropicale Vol. 1, 633 p., Vol.2 Atlas, 24 p. 250 pl. Ed. Champion Paris.
- MOORE D.W., Ph.HISARD, MC CREARY, J.MERLE, J.J.O'BRIEN, J.PICAUT, J.M.VERSTRAETE et C.WUNSCH, 1978 - Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. Geophys. Res. Lett., 5, 637-640.
- PALUTIKOFF J.P., J.M.LOUGH et G.FARMER, 1981 - Senegal river runoff. Nature 293, 414.
- PICAUT J., 1983 - Thèse de Doctorat d'Etat. UBO Brest.
- PICAUT J., J.SERVAIN, P.LECOMPTE, M.SEVA, S.LUKAS et G.ROUGIER, 1985 - Climatic Atlas of the tropical Atlantic wind stress and Sea Surface Temperature 1964-1979 UBO - University of Hawai, 647p.
- SERVAIN J., 1982 - Réponse océanique à des actions éloignées du vent dans le Golfe de Guinée en 1967-1968. Oceanologica Acta, 7, 297-307.
- TOURRE Y., 1979 - The squall line over west Africa and tropical eastern Atlantic ocean during GATE. Thèse de Ph D. Charlottesville, University of virginia 1979. Dissertation abstracts international Volume 42, Number 11, 1982.

VEILLE CLIMATIQUE ET CONSTITUTION DE FICHIERS
D'OBSERVATION A PARTIR DE L'IMAGE DES SATELLITES
METEOROLOGIQUES.

B.GUILLOT

Le programme est issu de l'observation permise à partir de données acquises en routine au Centre de Météorologie Spatiale de Lannion, et de collaborations avec les spécialistes du centre, en nephanalyse (analyse des nuages à partir des photographies satellitaires), ou en traitement du signal satellitaire pour l'extraction de paramètres physiques.

Depuis octobre 1984 une part importante du travail est également réalisée à Dakar, par une collaboration avec l'Institut Sénégalais de Recherches Agronomiques et l'ASECNA.

Nous élaborons quatre fichiers :

- position en latitude de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) à 28°W ;
- température de surface de la mer ;
- champ thermique de surface sur le continent ;
- convection profonde.

Le fichier ZCIT porte déjà sur 15 années ; il a permis de repérer des années à remontée précoce (février) et forte vers le nord (jusqu'à 10°N) du maximum de nébulosité, et des années à remontée tardive (avril) et faible (8°N), et d'établir des relations entre ces types d'année et la température de surface dans le Golfe de Guinée.

La température de surface de la mer est surveillée à

partir des données infra-rouge METEOSAT et de donnée in situ.

Le champ thermique sur le continent est constitué par des champs de radiance claire infra-rouge METEOSAT diurnes. Nous surveillons particulièrement une zone de gradient thermique, avec front thermique souvent accentué, qui sépare les zones chaudes (sèches) et fraîches (humides).

La convection profonde est analysée par le repérage des amas convectifs sur photographies visibles et infra-rouge, par des méthodes inspirées de la nephanalyse, et depuis peu par un traitement numérique des seules données infra-rouge.

Des cartes de l'intensité de la convection profonde en sont issues et sont comparées aux données in situ (pluviométrie).

L'OCEAN TROPICAL : PUIITS OU SOURCE DE CO₂ POUR L'ATMOSPHERE ?

C. OUDOT

INTRODUCTION

C'est un fait bien connu aujourd'hui que l'homme, du fait de ses activités industrielles a rompu l'équilibre du cycle de gaz carbonique et que l'augmentation du CO₂ atmosphérique en renforçant l'effet de serre de la troposphère aura pour conséquence une élévation de température à la surface du globe, pouvant entraîner une modification du climat de notre planète. La paléoclimatologie nous fournit aujourd'hui les premières preuves des relations entre le climat et la teneur en CO₂ atmosphérique. L'analyse de l'air piégé dans les carottes de glace et la composition isotopique du carbone des foraminifères des sédiments marins permettent de reconstituer l'enregistrement exact des fluctuations non anthropogéniques de CO₂ atmosphérique : ainsi au dernier maximum glaciaire (il y a 18.000 ans), la concentration de CO₂ était inférieure à 200 ppm, c'est-à-dire la moitié environ de ce qu'elle est aujourd'hui.

Mais il y a un désaccord entre l'augmentation observée de CO₂ dans l'atmosphère (1,2 ppm/an) et l'apport par les combustibles fossiles (2,3 ppm/an) : il est attribué pour une large part à l'absorption de CO₂ par l'océan, principalement dans les zones de haute latitude où le refroidissement des eaux de surface accroît la dissolution du CO₂ atmosphérique. D'autre part, des études récentes ont suggéré que les variations d'abondance de CO₂ atmosphérique dans le passé pourraient être une réponse aux changements de la productivité biologique marine et/ou de la circulation océanique. C'est dire l'importance que revêt l'océan pour la modélisation du cycle futur du carbone à l'échelle du globe. Dans ce contexte, il est apparu nécessaire d'étudier le comportement d'une zone tropicale, celle de l'océan

Atlantique, vis à vis du CO_2 atmosphérique, en mettant à profit les campagnes océanographiques saisonnières FOCAL (voir encadré de la figure 2). De là est né le programme PIRAL (PIREN dans l'Atlantique Tropical) qui a pour premier objectif d'étudier les variations spatiales et saisonnières du flux de CO_2 à l'interface air/mer et délimiter les zones "sources" et les zones "puits" de l'océan pour le CO_2 atmosphérique.

FLUX NET DE CO_2 A L'INTERFACE AIR-MER.

Le flux net de CO_2 échangé entre océan et atmosphère est fonction du coefficient de transfert gazeux à l'interface air/mer et du gradient de CO_2 établi entre la surface de la mer et l'air surnageant. Le coefficient de transfert a été évalué à partir de la connaissance de la vitesse du vent et le gradient de CO_2 par la mesure des pressions partielles de CO_2 dans l'eau de mer de surface et dans l'atmosphère. la Figure 1 montre la distribution méridienne du flux net de CO_2 dans la ceinture équatoriale (entre 5°N et 5°S) le long des trois rails (4°W - 23°W - 35°W) en janvier (A) et en juillet (B) 1983. Le flux s'échappant de l'océan dans l'atmosphère est compté positivement. On a représenté sur la droite de la Figure 1, le flux net moyen entre 5°N et 5°S le long de chaque rail. On constate que :

- d'un bout à l'autre de la ceinture équatoriale, de 4°W à 35°W , le flux net de CO_2 est généralement positif, donc cette région océanique est source de CO_2 pour l'atmosphère. Il n'y a vraiment qu'au nord de l'équateur dans le Golfe de Guinée (4°W) que l'océan puisse être considéré comme un puits, mais le bilan sur la largeur de la ceinture équatoriale reste positif.
- le flux de CO_2 augmente d'est en ouest en hiver aussi bien qu'en été.
- le flux de CO_2 est généralement, le long de chaque rail, plus élevé au sud de l'équateur qu'au nord.

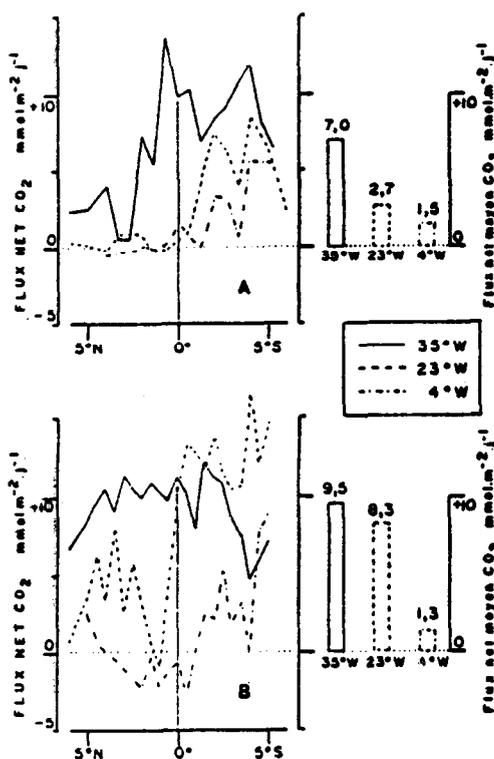


Figure 1 : Distributions méridiennes, du flux net de CO₂, et du flux net moyen entre 5°N et 5°S à travers l'interface air/mer, le long des radiales transéquatoriales 4°W, 23°W et 35°W en janvier (A) et en juillet (B) 1983. Le flux s'échappant de la mer est compté positivement.

Tous ces résultats sont confirmés par les mesures des scientifiques américains dans le cadre des programmes GEOSECS et TTO (Smethie et al., 1985).

En extrapolant le flux net moyen de CO₂ mesuré entre 4°W et 35°W à toute la longueur de la ceinture équatoriale Atlantique et sur toute l'année, celle-ci libérerait 0,14 gigatonnes de carbone par an dans l'atmosphère. Durant ces dernières années, l'émission annuelle de CO₂ provenant de l'activité industrielle était de 5 gigatonnes de carbone : la zone équatoriale Atlantique, qui ne représente que 1/5 de la zone équatoriale de l'océan mondial, fournirait donc une quantité de CO₂ équivalent à près de 3 % de la source anthropogénique de CO₂ pour l'atmosphère.

Selon nos observations, corroborées par les résultats de TTO, la seule zone où l'océan tropical puisse être valablement

considéré comme un puits de CO_2 est la région au nord de 10°N et en janvier seulement (Figure 2).

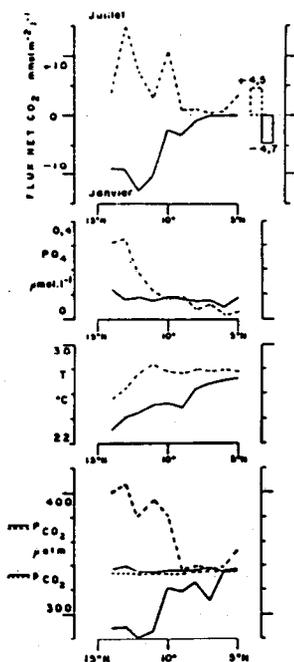


Figure 2 : Distributions méridiennes le long de la radiale 23°W (entre 5°N et 14°N) des pressions partielles de CO_2 dans l'eau de mer de surface (pCO_2) et dans l'air (pCO_2), de la température de surface de la mer de la concentration de phosphate et du flux net de CO_2 en janvier (traits pleins) et en juillet (tirets) 1983. Le flux net moyen de CO_2 entre 5°N et 14°N est représenté à droite.

INTERPRETATIONS

En hiver boréal, au nord de la ceinture équatoriale, lorsqu'on s'éloigne de l'équateur, le refroidissement de l'eau de mer de surface augmente la solubilité des gaz dissous et abaisse la pression partielle de CO_2 océanique (Figure 2) en dessous de celle dans l'atmosphère : le flux de CO_2 est alors dirigé de l'atmosphère vers l'océan. En été au contraire, le réchauffement saisonnier accroît la pression partielle de CO_2 océanique et cette zone de l'océan devient une source de CO_2 pour l'atmosphère. Au voisinage de 13°N , l'existence du dôme de Guinée, structure hydrologique subsuperficielle qui rapproche de la surface des eaux riches en sels nutritifs et sursaturées en CO_2 vient s'ajouter au réchauffement saisonnier pour renforcer le gradient de pression partielle de CO_2 et par conséquent le flux de CO_2 .

Comme il a été vu précédemment (Figure 1), le flux net de CO_2 dans la ceinture équatoriale est plus élevé dans la partie occidentale (35°W) que dans la partie orientale (4°W). Cela tient au fait d'une part que le vent souffle avec plus de force près de la côte brésilienne que dans le Golfe de Guinée, mais aussi que nous avons relevé les plus fortes pressions partielles de CO_2 à la surface de l'océan à 35°W et non pas à 4°W (Figure 3), comme on aurait pu s'y attendre d'après la carte de distribution globale de CO_2 de Keeling (1968), qui a tenu lieu de référence pendant longtemps. Jusqu'à présent, il était admis que la pression partielle de CO_2 dans l'eau de surface était plus élevée sur la bordure orientale des zones équatoriales là où l'upwelling équatorial, qui apporte à la surface de l'océan des eaux riches en sels nutritifs et largement sursaturées en CO_2 , est le plus actif. Nous pouvons affirmer aujourd'hui que cette explication est insuffisante car :

- dans le Golfe de Guinée (4°W), l'établissement de l'upwelling équatorial en été, marqué par un très fort refroidissement superficiel, ne s'accompagne d'aucune élévation de la pression partielle de CO_2 (Figure 3).

- au contraire les plus fortes pressions partielles de CO_2 sont observées dans l'ouest là où il n'y a jamais d'upwelling.

- l'augmentation de PCO_2 de 4°W à 35°W est concomitante de l'élévation de température (Figure 3).

Fort de cette dernière constatation, et après avoir vérifié qu'il y avait une corrélation positive significative entre la pression partielle de CO_2 et la température à la surface de l'océan en zone équatoriale (Oudot et Andrié, 1985), nous avons avancé l'hypothèse selon laquelle ce n'est pas l'upwelling équatorial, mais le réchauffement de l'eau superficielle entraînée vers l'ouest par le Courant Equatorial Sud qui serait la cause de l'augmentation de la pression

partielle de CO_2 dans cette zone océanique. Cette hypothèse qui semble de plus en plus recueillir l'aval des scientifiques engagés dans les programmes de recherche sur le CO_2 océanique remet en cause le comportement de l'océan vis à vis du CO_2 atmosphérique.

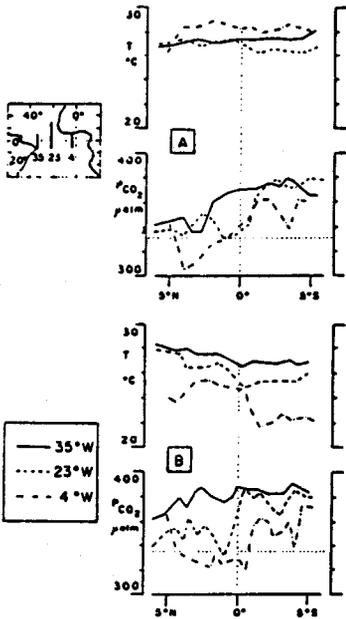


Figure 3 : Distributions méridiennes de la pression partielle de CO_2 et de la température à la surface de la mer le long des radiales 4°W , 23°W et 35°W en janvier (A) et en juillet (B) 1983. Les lignes horizontales en pointillés représentent le niveau moyen de la pression partielle de CO_2 dans l'air (332 .atm en janvier et 335 .atm en juillet).

CONCLUSION

La ceinture équatoriale Atlantique doit donc être considéré dans son ensemble toute l'année comme une "source de CO_2 " pour l'atmosphère. Cependant le mécanisme qui entretient ce processus n'est pas celui que l'on admettait jusqu'à présent et les dernières observations de CO_2 océanique tendraient à prouver la prééminence de l'advection zonale sur les mouvements verticaux dans les processus dynamiques équatoriaux.

Lorsqu'on s'éloigne de l'équateur, l'océan devient, au rythme des saisons, alternativement un "puits" (en hiver) ou une "source" (en été) de CO_2 pour l'atmosphère.

REFERENCES.

- KEELING C.D., 1968 - Carbon dioxide in surface ocean waters. 4. Global distribution. J. Geophys. Res., 73, 4543-4553.
- OUDOT C., et C.ANDRIE, 1985 - Pressions partielles de CO₂, dans l'Atlantique Tropical : variabilité dans les eaux de surface et dans l'atmosphère en janvier et juillet 1983. Oceanol. Acta, soumis.
- SMETHIE W.R., T.TAKAHASHI, D.W.CHIPMAN et J.R.LEDWELL, 1985 - Gas exchange and CO₂ flux in the Tropical Atlantic ocean determined from ²²²Rn and PCO₂ measurements. J.Geophys.Res., 90, 7005-7022.

EVAPORATION - PRECIPITATIONS TROPICALES

VARIABILITES DES PLUIES EN MILIEU INSULAIRE A RELIEF
CONTRASTE - LE CAS DE LA GUADELOUPE.

M.HOEPPFNER, M.MORELL, D.ROSSIGNOL.

Les données pluviométriques acquises en Guadeloupe depuis plus de 50 ans permettent d'obtenir des indications intéressantes au sujet de la variabilité des pluies sur les deux îles principales de l'Archipel, liées en grande partie à la diversité du relief.

En effet, la Guadeloupe est constituée principalement de deux îles dont les caractéristiques principales sont les suivantes :

- la Grande Terre, appartenant à l'arc insulaire externe des Petites Antilles correspondant à des récifs coralliens, avec un relief peu marqué (altitude maximale de 135 m), et une superficie de 570 km²

- la Basse Terre (950 km²), de volcanisme plus récent avec un relief très marqué et des altitudes élevées (1467 m au sommet de la Soufrière, altitude maximale des îles des Petites Antilles), située sous le vent de la Grande Terre.

Les variabilités dans le temps, en un même point, des précipitations sont liées principalement aux variations des positions relatives des cellules anticycloniques et aux perturbations du flux d'alizé.

Par contre les variabilités spatiales, d'un point à l'autre de la Guadeloupe, sont conditionnées essentiellement par leur position respective par rapport :

- à la masse continentale que représentent les deux îles principales de la Guadeloupe (effet de "continentalité").

- aux reliefs de ces deux îles, et plus particulièrement au plus important d'entre eux, celui de la chaîne volcanique de la Basse Terre, dont la direction Nord-Sud est perpendiculaire à celle des alizés (effet de "barrière").

Nous allons étudier dans quelle mesure les données pluviométriques obtenues en Guadeloupe permettent de le confirmer.

Dans un premier temps, toutes les données originales ont été recensées pour constituer le fichier original des pluies - (2).

La critique et l'homogénéisation de ce fichier à partir de la méthode du vecteur régional d'indices annuels de pluviométrie - (1) et (3) - a permis d'établir un fichier opérationnel.

La pluviométrie interannuelle des principaux postes, calculée sur 50 ans, de 1929 à 1978, permet de constater en premier lieu une forte irrégularité spatiale. Ainsi, nous obtenons des minimums de 1100 mm à Saint-François (Est de la Grande-Terre) et de 1010 mm à Vieux-Habitants (Ouest de la Basse-Terre, en Côte sous le vent) pour un maximum de 6990 mm sur le sommet du Grand-Sans-Toucher (altitude de 1354 m) distant de moins de 9 Km de Vieux-Habitants.

Mais un total annuel de 9240 mm obtenu près du sommet de la Soufrière (1450 m) au cours de l'année 1984, considérée comme une année relativement déficitaire pour les zones d'altitude élevée, permet de penser que les pluviométries maximales peuvent dépasser 9 m.

Les totaux annuels s'ajustent le mieux à des lois :

- de Galton ou de Pearson III pour les postes situés en Grande Terre.

- de Gauss ou de Goodrich pour ceux de la Basse Terre.

Et leur irrégularité interannuelle, caractérisée par le rapport de la pluie de fréquence décennale humide à celle de fréquence décennale sèche, diminue lorsque la pluviométrie interannuelle augmente. Par contre, pour les postes situés sous le vent des plus hauts sommets, ce rapport reste à peu près constant (de l'ordre de 1,50) alors qu'il est de 1,9 à l'Est de la Grande-Terre.

La chaîne des sommets de la Basse Terre a donc un effet très net de régulation interannuelle, en particulier sur son versant occidental.

Cet effet de régulation apparaît aussi à l'échelle mensuelle. En effet, après avoir déterminé pour chaque poste retenu la moyenne interannuelle des hauteurs mensuelles, on constate que le rapport de la moyenne maximale à la moyenne minimale est d'autant plus élevée que la pluviométrie moyenne annuelle et l'altitude sont faibles : il est inférieur à 2 pour les pluies annuelles supérieures à 5 m, et peut atteindre 4,5 pour des altitudes inférieures à 100 m.

Enfin, nous avons la possibilité de nous pencher sur une période toute récente, pendant laquelle, en 5 ans, les variabilités des pluies ont été particulièrement remarquables avec :

- deux années particulièrement pluvieuses (1979 et 1981).

- deux années relativement sèches (1980 et 1983).

et des variabilités régionales assez contrastées -(4).

Ainsi, les pluies en 1981 ont été exceptionnellement abondantes sur l'ensemble de la Guadeloupe, avec des périodes de retour supérieure à 20 ans, à l'exception de la zone Nord de la Grande Terre, où elles n'ont été que très légèrement

excédentaires.

De même, en 1983, les pluviométries annuelles sur le Nord et le Sud-Est de la Grande Terre n'ont jamais été aussi faibles depuis que des observations fiables ont pu être obtenues sur ces zones (l'année 1930 semble avoir eu un caractère encore plus exceptionnel sur celle-ci, mais les données de cette année là sont trop fragmentaires), alors qu'en Basse Terre les périodes de retour sont inférieures à 10 ans.

Sur ces 5 ans, le coefficient de variation (rapport de l'écart type à la moyenne) obtenu sur les pluies de la Basse Terre est inférieur à 0,20 alors qu'il est compris entre 0,25 et 0,50 sur la Grande Terre.

La variabilité des écoulements de surface est à peu près du même ordre en Basse Terre, alors qu'elle est supérieure en Grande Terre (coefficient supérieur à 1).

Les données acquises en Guadeloupe permettent de bien mettre en évidence les variabilités des pluies, liées en grande partie au relief très contrasté de l'archipel. Depuis quelques années, un effort particulier a été entrepris pour obtenir une meilleure information sur les pluies d'altitude élevée, grâce aux moyens technologiques nouveaux dont nous commençons maintenant à disposer (pluviographes à mémoire statique, logiciels de saisie et de traitement de données sur micro ordinateurs,...)

D'autre part, un programme de recherche sur les caractérisations des types de temps et leur relation avec les répartitions des pluies journalières et des intensités de pluie est entrepris, afin de mieux comprendre les variabilités des pluies à de petites échelles de temps.

Ces efforts sont entrepris pour permettre de mieux régulariser les ressources en eau de surface entre les zones

excédentaires de la Basse-Terre et les zones déficitaires de la Grande-Terre, entre les périodes déficitaires et les périodes excédentaires, afin de mieux répondre aux besoins en eau de la Guadeloupe.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) BRUNET-MORET Y., 1978 - Homogénéisation des précipitations
- Cahiers ORSTOM - Série Hydrologie, XV, 3, pp.147-170.
- (2) CHAPERON P., Y.L'HOTE et G.VUILLAUME, 1982 - Les Ressources
en eau de surface de la Guadeloupe ORSTOM - Conseil
Général de la Guadeloupe - DDA 578 p.
- (3) HIEZ G., 1977 - L'homogénéité des données pluviométriques -
Cahiers ORSTOM - Série Hydrologie, XIV, 2 - pp. 129-172
- (4) HOEPPFNER M., M.MORELL et D.ROSSIGNOL, 1985 - Variabilité
des pluies et des ressources en eau de surface en
Guadeloupe - 16 p. à paraître dans le Bulletin
Agronomique de l'INRA - n°3 -

SERIES CLIMATIQUES RECENTES

J.SIRCOULON

Les chroniques d'observations permettant d'apprécier les variations des ressources en eau de surface en AFRIQUE de l'Ouest sont en général de courte durée ; elles n'excèdent pas 80 ans pour les données de débit et, exceptionnellement, un siècle pour la pluviométrie.

Les données de pluies montrent bien les phases sèches des années 1910-1916, 1940-1949 et surtout 1968 à 1984. On note ainsi une descente vers le Sud de 100 à 150 km des isohyètes moyennes de la décade 1970-1980 par rapport à celles de la décade 1950-1960.

Les données sur l'écoulement peuvent être appréciées à partir des cours d'eau sahéliens dont les stations ont été installées par l'ORSTOM au début des années 60. Mais l'irrégularité spatio-temporelle des pluies et la dégradation hydrographique sont telles que la sécheresse récente ne présente pas toujours des effets spectaculaires en terme d'écoulement.

Finalement, ce sont les grands cours d'eau tropicaux parvenant au SAHEL qui vont le mieux mettre en relief les déficits observés depuis plus de 15 ans et qui sont les plus sévères de la période historique.

Le déficit moyen annuel des apports est de 25 à $30.10^9 m^3$ depuis 1968 (pour une moyenne de $125.10^9 m^3$), il atteint $85.10^9 m^3$ en 1984 qui est l'année des records absolus en module comme en maximum de crue pour les fleuves SENEGAL, NIGER et LOGONE CHARI.

Quant au Lac TCHAD lui-même, son niveau baisse régulièrement depuis son optimum des années 62-63, et sa superficie est passée depuis cette date de $23500 km^2$ à $1500 km^2$.

L'EVOLUTION DE LA SECHERESSE EN SENEGAMBIE ET AUX ILES
DU CAP VERT.

J.C.OLIVRY

Les variations de quelques séries chronologiques de paramètres climatiques observés en Sénégalambie et aux Iles du Cap-Vert, comptant parmi les plus longues de l'AFRIQUE de l'Ouest, ont été suivies sur près d'un siècle. Les débits du fleuve Sénégal à Bakel, les hauteurs de précipitations annuelles à Saint-Louis du Sénégal, à Banjul en Gambie, à Praia aux Iles du Cap-Vert constituent, en effet, un échantillon précieux pour essayer de définir l'évolution du climat en région sahélo-soudanienne, et, en particulier, l'évolution de la sécheresse actuelle dans la sous-région, sur la base des informations les plus récentes.

Afin de permettre un lissage minimal des observations, on a introduit la notion de "moyennes mobiles pondérées" dont le calcul est obtenu chaque année en donnant un poids dégressif aux paramètres des années antérieures. Les courbes lissées des variations de ces moyennes, outre qu'elles montrent la succession des séquences sèches et humides ou une certaine évolution, pourraient par leur forme suggérer une explication physique possible à d'éventuels phénomènes de persistance. Mais l'examen des séries disponibles est négatif sur ce point.

La répétitivité de deux séquences sèches-humides sur les débits du fleuve SENEGAL a pu faire illusion ; elle ne saurait suffire pour servir de base à une quelconque prévision, laquelle serait d'ailleurs démentie par la longueur de l'actuelle période déficitaire. Pour les séries de précipitations annuelles de Saint-Louis, de Praia et de Banjul, on ne peut même plus parler de variations cycliques, mais seulement d'une concordance, entre stations, dans l'apparition des valeurs extrêmes d'années sèches ou humides.

La persistance de la période sèche actuelle qui dure depuis plus de 15 ans est analysée. On montre que le déficit des dernières années, déjà globalement plus marqué de 1977 à 1982 que celui des années 72-73, est encore plus fort en 1983 et 1984.

Une situation meilleure en 1985 ne doit pas faire oublier que la maîtrise des maigres ressources en eau reste une priorité dans les pays du SAHEL.

LE VECTEUR REGIONAL ET LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES

G.HIEZ, L.RANCAN, M.COSTA BARROS, O.PEDROLLO

Les dimensions du Brésil - 8.500.000 km², 4.500 km du Nord au Sud et de l'Est à l'Ouest ; l'importance de son parc de 17.500 stations d'observations hydroclimatologiques dont près de 11.700 postes pluviométriques ; le volume de la banque de données de la Division du Contrôle des Ressources hydriques (DCRH) - 180.000.000 de données de base hydrométriques et pluviométriques ; ce sont autant de considérations qui ont motivé et justifié la conception et le développement de la "Méthode du Vecteur Régional".

LE VECTEUR

La finalité première de cet outil nouveau était de rendre possible l'analyse ponctuelle objective et systématique des données pluviométriques, avec un minimum d'intervention manuelle.

Défini comme "une série chronologique d'indices pluviométriques, hydrométriques (ou autres), issus de l'extraction de l'information la plus "probable" - au sens de la plus fréquente -, contenue dans les données d'un ensemble de stations d'observation groupées par région", le Vecteur Régional, utilisé comme valeur de référence, remplit au mieux le rôle qui lui a été attribué.

En outre, comme le laisse entrevoir sa propre définition, il s'est vite révélé d'un intérêt considérable pour la description des fluctuations climatiques, à niveau régional : à l'encontre d'un poste d'observation, le Vecteur fournit la "signature" des événements hydroclimatologiques, débarrassée du "bruit" inhérent aux procédés d'acquisition de l'information ou provoqué par une anomalie localisée au point de mesure. De ce

fait, le Vecteur Régional possède un potentiel informatif élevé.

C'est ce dernier attribut que l'on a cherché à exploiter ici, en vue de dégager les grands traits des régimes des précipitations au Brésil et leurs variations sous l'aspect spatial mais aussi et surtout sous l'aspect temporel.

LES VARIATIONS CLIMATIQUES

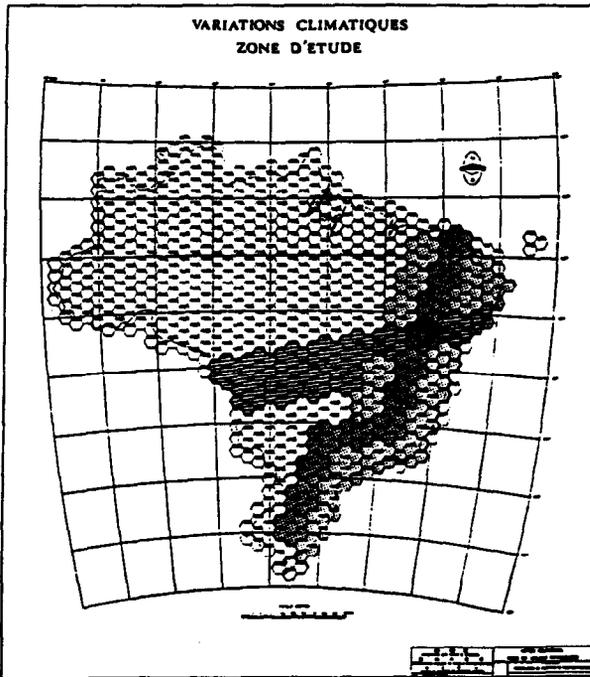
Dans une première étape, en vue d'une application systématique de la méthode à la totalité du territoire, on a cherché à garantir un échantillonnage objectif de l'espace, en découpant celui-ci en régions isomorphes, par un réseau d'hexagones réguliers de 12.500 km² de superficie (Fig.1).



Toutefois, la répartition hétérogène des points d'observations, liée au caractère progressif du développement du pays et aux difficultés d'accès, a nécessité certains regroupements en "macro-régions", comme dans la partie amazonienne. Quelques autres régions du réseau de base possédant, au contraire, une densité élevée de stations (plus de 60) ont exigé une subdivision en "microrégions".

Pour la mise en place de cette structure et pour son organisation, on a largement fait appel aux ressources de l'informatique, aussi bien pour la localisation géographique des hexagones que pour l'inventaire du contenu de chacun d'eux ; un fichier "Régions", interrogé par un système conversationnel dynamique, permet d'accéder facilement à la banque des données proprement dites de la DCRH.

La zone d'étude a été limitée à une bande de 500 à 900 kms de large, jouxtant le littoral Est du Brésil sur une extension de 30° en latitude, complétée par une transversale rejoignant la frontière de Bolivie (Fig.2).



Sur cette zone ont été formées 34 macro-régions par le groupement de 7 hexagones du réseau de base ; et sur chacune d'elles, d'une superficie de 87.500 km², on a sélectionné, par le seul critère de la durée d'observation, un maximum de 60 stations. La masse d'information traitée, pour élaborer les 34 vecteurs régionaux correspondants, représente l'équivalent d'environ 100.000 stations/années.

De cet ensemble, seuls ont été retenus les vecteurs relatifs à l'axe central Nord-Sud, à une distance moyenne de 500 kms du littoral, allant de la région Nord-Est de Fortaleza jusqu'aux confins de Rio Grande do Sul, ainsi qu'à l'axe Est-Ouest, sensiblement dans la direction Salvador-Brasilia-Corumbã. Sur ces axes, les vecteurs sont séparés par une distance fictive de 320 km.

Les figures 3 et 4 regroupent, en profil, les graphiques des écarts cumulés à la normale des valeurs de chaque vecteur (un déplacement vers la droite du graphique représente une année ou une période excédentaire et vice versa).

On y observe, en premier lieu, la propagation sur de grandes distances (plus de 1200 km) des mêmes traits caractéristiques : ainsi peut-on vérifier sur l'ensemble du Nordeste, des vecteurs 71.916 à 73.420 - qui s'étendent des latitudes 3° à 13° Sud -, la forte pluviosité des années 1924, 1935, 1947, 1964, 1974 ou, au contraire les pluies déficitaires des années 1915, 1932 ou 1951.

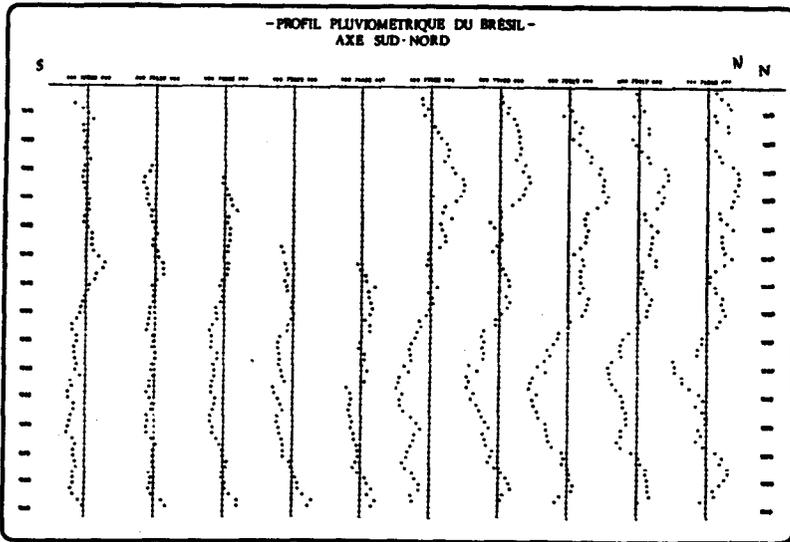
De même dans le Sud, des vecteurs 75.635 à 76.638, on note les années sèches 1933, 1945, 1949, 1952, 1968 et 1978 ou les années abondantes 1941, 1954, 1972 et surtout 1983, mémorable par ses inondations, pendant que dans le même temps sévissait la sécheresse dans le Nordeste.

On doit également souligner la permanence sur des périodes relativement étendues des situations d'étiage ou

d'abondance : ainsi dans le Nordeste, la période de récession 1927-1932 ou plus remarquable encore celle de 1949-1959, suivie peu après d'une grande période globalement excédentaire jusqu'en 1980.

On observe encore sur la figure 3 la forte atténuation de l'irrégularité des régimes quand on se déplace du Nord au Sud, irrégularité qui se manifeste avec le maximum d'intensité dans l'extrême Nordeste (Etat du Rio Grande do Norte) ; la région centrale (73.922 à 75.029), quant à elle, constitue une zone de transition affectée par l'une ou l'autre des tendances Nord ou Sud.

Sur l'axe Est-Ouest (Fig.4), on remarque la même atténuation de l'irrégularité des régimes dans le sens Est-Ouest, ainsi qu'une discontinuité à la hauteur du "Planalto Central" (régions 73.525 et 73.831). A noter l'importance de la sécheresse 1959 ainsi que l'extension considérable atteinte par les pluies exceptionnelles de 1924 et 1964.



La comparaison (Fig.5) des graphiques des écarts cumulés de deux vecteurs situés sensiblement à la même latitude (6° Sud), mais l'un au coeur du Polygone des sécheresses par 37° de longitude, l'autre en pleine Amazonie par 67° , rehausse cette irrégularité élevée des régimes du Nordeste déjà citée ; par contraste, ceux de l'Amazonie Centrale apparaissent d'une exceptionnelle stabilité.

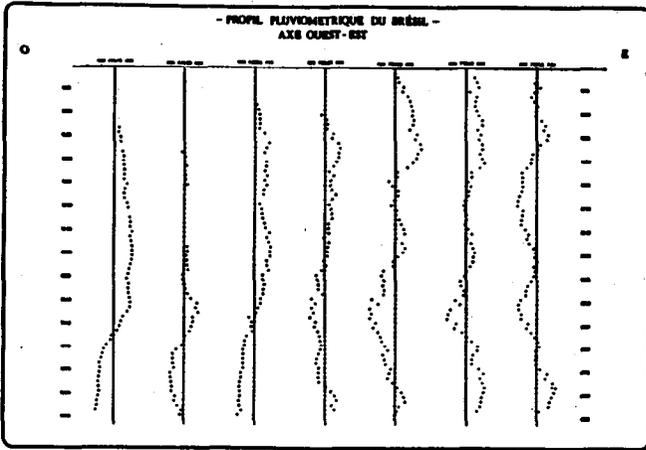


Fig. 4

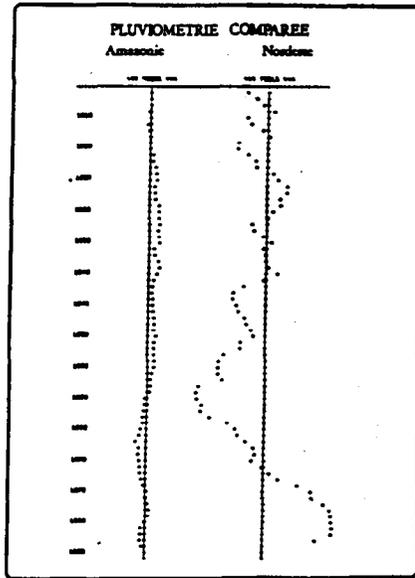
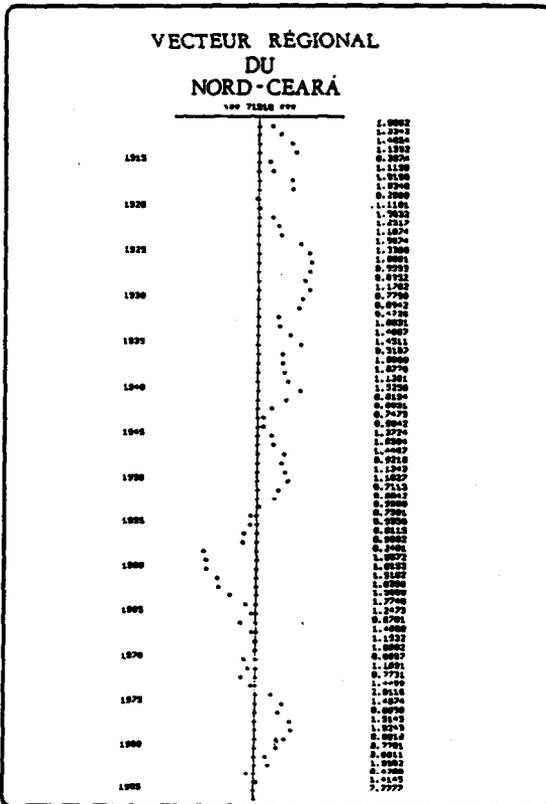


Fig. 5

La nature du Vecteur Régional - support de l'information la plus probable -, suggère qu'on en utilise directement les valeurs dans toute étude de variabilité, en substitution à l'information fournie par un quelconque poste d'observation isolé, a priori entachée d'erreurs, souvent parsemée de lacunes et comportant un "bruit propre" parfois non négligeable.

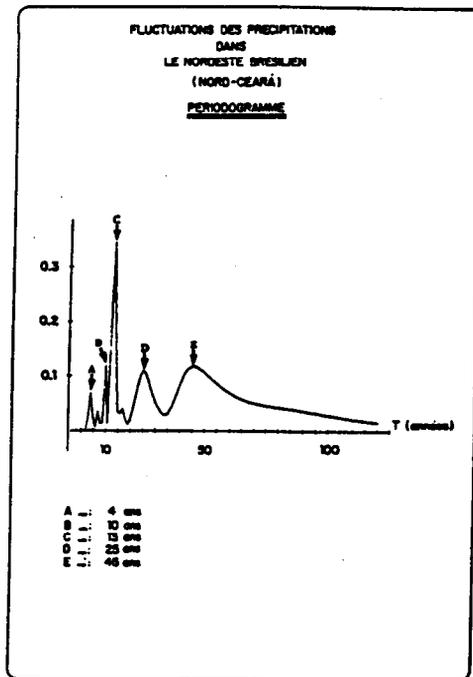
Ainsi, l'analyse statistique appliquée aux valeurs du Vecteur du Nord Ceará (Fig.6) met clairement en évidence l'existence de plusieurs types de populations de précipitations (Fig.7).



U. S. DEPARTMENT OF COMMERCE - BUREAU OF ECONOMIC RESEARCH - WASHINGTON, D. C. 20540 Fig. 6 SOURCE: FURNBERG & DEB

De même, dans une tentative de description des tendances climatiques de l'Etat du Ceará, par une analyse en composantes principales, on a utilisé la série des 23 Vecteurs Régionaux qui synthétisent l'information pluviométrique sur les 150.000 km² de sa superficie ; le tracé des iso-coefficients factoriels a permis de confirmer l'influence prépondérante de l'éloignement du littoral.

Enfin, la figure 8 visualise les résultats d'une recherche préliminaire de périodicité, basée sur un procédé de régression des valeurs du même Vecteur du Nord du Ceará, sur une variable cyclique de période ajustable (procédé sensiblement différent de l'analyse harmonique de Fourier). Bien que provisoires, les résultats tendent à confirmer l'existence d'une périodicité de 13 ans des séries de précipitations annuelles, ainsi que de tendances secondaires de période 4, 10, 25 et 45 ans.



L'expérience acquise dans l'emploi du Vecteur Régional, comme témoin des variations hydroclimatologiques, et les résultats positifs déjà obtenus sur le territoire national brésilien, incitent à souhaiter et recommander son application à l'ensemble du continent Sud-Américain, mais aussi à l'Afrique de l'Ouest, dans toute son extension ; il serait en effet utile de pouvoir confirmer les étroites corrélations des deux côtés de l'Atlantique. Peut-être aussi ne serait-il pas sans intérêt de mettre en rapport par la Méthode du Vecteur Régional les précipitations et d'autres paramètres associés à la climatologie de l'hémisphère Sud, comme, par exemple, la température de l'Océan ?

BIBLIOGRAPHIE

- HIEZ G., 1971 - Homogénéisation des données pluviométriques. Séminaire "Sécheresses et crues du Nordeste du Brésil", SUDENE/OMM, Recife.
- HIEZ G., 1977 - L'homogénéité des données pluviométriques. ORSTOM, Paris, Cahiers Hydrologie, vol.XIV-2.
- HIEZ G., 1978 - Processamento dos dados pluviométricos do Nordeste, homogêneização dos dados - método do Vetor Regional. SUDENE, Recife, 2a parte A.
- JACCON G., 1980 - Processamento dos dados pluviométricos do Nordeste ; o arquivo mensal operacional. SUDENE/ORSTOM, Recife, 2a parte B.
- JACCON G., 1982 - As precipitações anuais da Região Paraibana ; homogeneização e análise regional. SUDENE/ORSTOM, Recife.
- HIEZ G. et L.RANCAN, 1983 - Aplicação do método do Vetor Regional no Brazil. DNAEE/CNPq/ORSTOM, Brasília.

HIEZ G., L.RANCAN et M.C.BARROS, 1983 - Vctor Regional ;
 Informativo tecnico nº3. DNAEE/CNPq/ORSTOM, Brasilia.

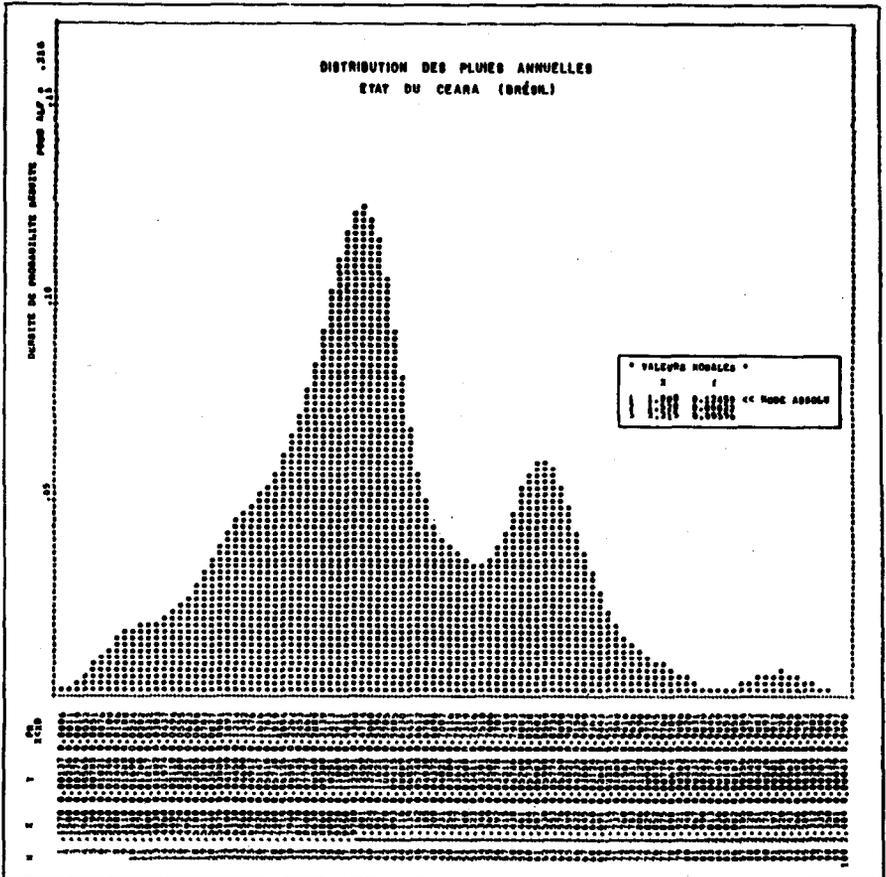


Fig. 7

REMARQUES SUR 3 PREDICTANTS POSSIBLES DES
PRECIPITATIONS SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST.

Y.GALLARDO

Nos études dans la région maritime congolaise suggèrent que la variabilité thermique de la couche de surface est aussi liée à des structures du champ de vent au dessus du Golfe de Guinée.

Or, les cartes de divergence du vent à l'équateur, dans le Golfe de Guinée (Hastenrath et Lamb, 1977) montrent une grande variation annuelle, mais aussi une analogie en février et en été (juin-juillet) due à l'apparition d'un maximum. De même, plus au Sud, le rotationnel des tensions du vent passe par un maximum, deux fois dans l'année, vers juin-juillet et vers octobre-novembre. Il apparaît de façon concomitante deux minimums de pluie en février et en août dans le Golfe de Guinée. Par conséquent, il est logique de relier des subsidences atmosphériques à ces divergences du vent en surface dans le Golfe de Guinée. Dès lors se pose ce problème : est-ce que les pluies d'été au Sahel obéissent à une relation conforme vis à vis des divergences-subsidences du mois de février et du mois de juillet? Autrement dit, est-ce que cette répétition des structures organisées en février et en juillet est un signe de prédictibilité des pluies d'été au Sahel ?

Pour vérifier cette hypothèse nous utilisons les températures de surface (S.S.T.) d'une station côtière au sud de l'équateur susceptible de détecter une grande partie des variations de structure du vent équatorial dans le Golfe de Guinée : le résultat est probant : de 1953 à 1980 il apparaît bien une relation canonique entre les pluies d'été au Sahel, et les S.S.T. de janvier-février-mars d'une part, de juin-juillet d'autre part.

Les régressions obtenues avec les anomalies de pluie, a , au Mali (1953-1978) ont pratiquement la même pente :

	Coef.corr.	Signification
$a = - 0,43 - 2,5 a$ (SST Janv.Fév.)	- 0,44	5 %
$a = - 0,15 - 2,6 a$ (SST Juin.Juil.)	- 0,46	2 %
$a = + 0,04 - 2,9 a$ (SST Fév.Mars)	- 0,40	5 %

Le constat de cette prédictibilité potentielle à partir des conditions climatologiques d'hiver au Congo nous a incité à y rechercher des prédicteurs utilisables des pluies d'été au Sahel.

Notre exposé contiendra :

- la philosophie de la méthode et les concepts,
- les résultats détaillés d'un seul des prédicteurs, celui qui nous a paru le plus efficace et le mieux interprétable physiquement.

PHILOSOPHIE DE LA METHODE ET CONCEPTS

Déjà dans l'introduction a été suggérée une prédictibilité potentielle liée à une certaine reproductibilité des structures du champ de vent (divergence) à l'équateur. Bien plus, il suffit d'examiner la cartographie planétaire des écarts de pluie 1970-72 à la "moyenne" 1931-60 pour se rendre à l'évidence qu'il existe une organisation spatiale et dans l'hémisphère nord et l'hémisphère sud : pendant la sécheresse 1970-72 du NW de l'Inde, du Sahel, de l'Atlantique tropical nord et du sud des Etat Unis, il y avait une ceinture planétaire pluvieuse aux hautes latitudes de l'hémisphère nord; on remarquera surtout que l'océan Indien et le Golfe de Guinée étaient très arrosés alors qu'une très grande partie du continent africain, au sud de l'équateur, subissait aussi la sécheresse. Il faut noter aussi la présence de 2 structures au-dessus de l'océan Atlantique qui évoquent une interaction

plausible avec la dérive nord Atlantique (déficit en pluie) et avec le contre-courant équatorial (excès de pluie). Et enfin, les anticyclones de l'Atlantique paraissent bien centrés dans des déficits de pluie.

La philosophie de la méthode est simple : utiliser l'information climatologique liée aux centres d'action de l'océan Indien et de l'océan Atlantique puisqu'ils génèrent les différentes masses d'air venant s'affronter le long du front intertropical et des deux confluences inter océaniques.

Un concept analogue, mais restreint à une région potentiellement prédictante au sud de l'équateur, le sud ouest du Congo en l'occurrence, consistera à chercher des variables canoniques entre le présent et le futur, dans des séries de hauteur de pluie de la mousson d'hiver ; ce concept s'appuie sur la nature organisée des pluies au Sahel, dont plus de 60 % est attribué à des lignes de grain très mobiles, à déplacement vers l'ouest et utilisant la convergence apportée par des ondes d'Est. Les lignes de grain du sud du Congo sont moins fréquentes qu'au Sahel mais la durée très longue de la saison des pluies (8-9 mois) permettra d'extraire une information sur ces lignes de grain.

Le dernier concept cherchera à mettre en évidence l'aspect dynamique essentiel des interactions entre le champ des vitesses horizontales du vent, dont l'intensité d'évaporation E observée est un indicateur linéaire, et le champ des vitesses verticales vers le sommet des amas nuageux, assez correctement représenté par l'intensité P des précipitations. On définira un coefficient de rendement d'un système nuageux en pluie, ce coefficient diminuant avec l'intensification des subsidences associées à la divergence du vent en surface (cf. introduction). Ce coefficient de rendement, calculé sur la climatologie d'octobre à mai au Congo, sera assimilé lui aussi à une variable canonique entre le présent et le futur (pluie au Sahel).

Tous ces concepts ont le même esprit : différentes

masses d'air sont en contact le long de discontinuités. Ces discontinuités sont tridimensionnelles et fluctuent dans le temps en réalisant un nombre élevé de "complexions climatologiques", dont l'effet essentiel est de faire pleuvoir peu ou beaucoup. Par exemple, les lignes de grain au Sahel représentent environ 80 % des complexions climatologiques très pluvieuses. Il s'agit de chercher dans l'hiver-printemps celles des complexions qui ressembleront le plus à celles d'été au Sahel. La prédictibilité potentielle deviendra utilisable lorsqu'on trouvera au Congo un nombre de complexions équivalentes approchant celui du Sahel. Comme la saison des pluies au Sahel dure environ 2 à 3 mois il faudra mettre en évidence des prédicteurs apparaissant au moins pendant le tiers de la saison des pluies au Congo, dont la durée excède 8 mois.

La méthode consiste à extraire une information intra-saisonnière dans des séries de pluie à Cotonou, Pointe Noire et Brazzaville. Cette information doit fournir des variables canoniques entre le présent et le futur. Ces variables décriront à l'avance les fluctuations des différents fronts, confluences et des lignes de grain : ces dernières ne sont pas nécessairement dépendantes des discontinuités et des confluences inter océaniques car ce sont des perturbations mobiles qui peuvent être générées à l'intérieur d'une même masse d'air.

Le tableau suivant présente les coefficients de corrélation ($\times 100$) des hauteurs de pluie des derniers mois de l'année $j-1$ et des premiers mois de l'année j avec les hauteurs de pluie d'été au Sahel durant l'année j . Il est important de noter que ces stations n'ont pas été sélectionnées parmi d'autres. Leur choix a été dicté par la nécessité d'avoir une station représentative du front intertropical (Cotonou), une station représentative de la variabilité thermique au sud du Golfe de Guinée (Pointe Noire) et une station continentale au sud de l'équateur qui soit représentative des fluctuations de la confluence inter océanique (Brazzaville).

Tableau : Corrélation (rx100) des hauteurs de pluie avec ajAFR. Séries 1941-1979.

LATITUDE	STATION/MOIS	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M
4 Sud	Brazzaville	-3	2	6	23	-36	28	31	-8	-7	
5 Sud	Pointe-Noire	-14	18	-7	-16	-29	8	6	4	14	
5,5 Nord	Cotonou	-2	20	22	20	22	21	13	-11	-5	-5

Nous constatons au moyen de ce tableau l'existence d'un potentiel prédictif au nord de l'équateur en automne, au sud de l'équateur en hiver. La période de janvier à mars contient une prédictibilité accrue lorsqu'on s'éloigne de la côte dans le sud ouest du Congo. Il apparaît en janvier une forte corrélation négative au sud de l'équateur seulement, qui suggère une "balance" énergétique entre les deux hémisphères. Tout se passe comme si la disparition de la "petite saison sèche" au Congo préconditionnait l'apparition d'un fléchissement des pluies au Sahel. Notons aussi, dans le Tableau , l'apparition d'un rendement négatif pour un décalage d'environ 40 jours. Il est plausible que ce soit là un effet des oscillations basse fréquence déjà souvent observées dans la gamme 35-50 jours.

La construction du prédictant se fait en deux étapes :

- première sélection des régresseurs
- multirégression linéaire.

On sélectionne les combinaisons linéaires simples

(D-J) et (F+M) à Brazzaville x2 et x3
 (O-J) à Pointe Noire
 (S+O+N+D) à Cotonou x1

Un test d'indépendance des régresseurs entraîne l'élimination de Pointe-Noire. On contrôle alors que les distributions sont aléatoires par le test des "turning points" de Kendall (1975).

Une multirégression linéaire est alors appliquée aux quatre vecteurs colonnes x_1 , x_2 , x_3 .

$$R^2 = 0,47 \quad R = 0,69 \quad F \text{ (Snedecor)} = 10,29$$

$$Y = 1,44 x_1 + 2,35 x_2 + 2,24 x_3 - 129,4.$$

Les écarts types des 3 premiers coefficients sont respectivement : 0,50 0,69 et 0,65

Les trois séries temporelles de x_1 , x_2 , x_3 , portées sur un graphique (figure 1) entraînent les remarques suivantes :

- x_3 signale bien la sécheresse planétaire de 1972
- x_2 ne contient que des oscillations de 2 ou 4 ans
- x_1 indique une décroissance des pluies depuis leur apogée en 1956.

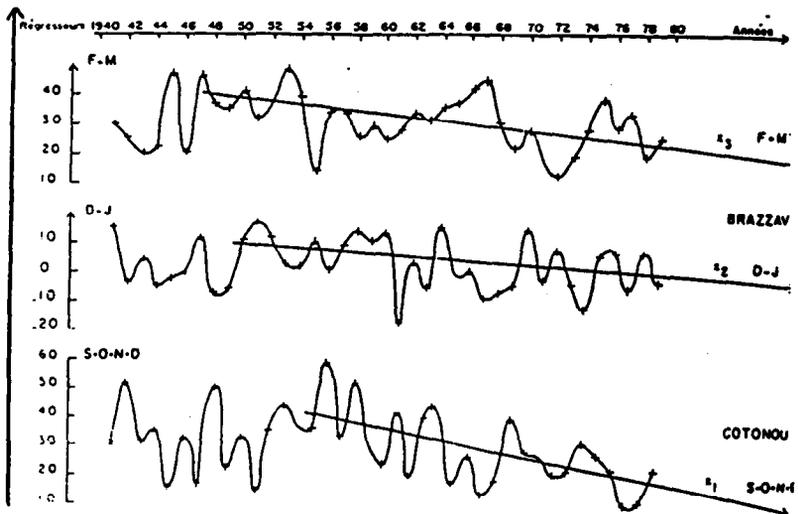


Figure 1 : Graphe des 3 régresseurs x_1 , x_2 , x_3 constituant un prédictant des pluies au Sahel.

x3 apparaît comme l'indicateur de la physique des lignes de grain associées à la dynamique des ondes d'est.

x1 représente sans doute les fluctuations du front intertropical d'altitude

x2, le plus complexe, peut être un indicateur des oscillations quasi-biennales.

Cette méthode est meilleure que celle de la persistance d'une année sur l'autre malgré la longueur remarquable des séquences de même signe : elle échoue 8 années sur 39 (21% des cas) en prédisant le signe de l'anomalie de hauteur de pluie. La persistance échoue dans 28 % des cas.

De plus $r(a_j, a_{j-1}) = 0,42$ et $(0,42)^2 \ll (0,69)^2$

CONCLUSION SUR LA PREDICIBILITE DES PLUIES AU SAHEL

L'idée d'une prédictibilité potentielle commence à poindre dans le monde scientifique. Aux faibles latitudes, la dynamique est gouvernée par des ondes équatoriales planétaires dont l'expression analytique est connue. Elles sont donc prédictibles. Il n'en est pas de même pour les tourbillons atmosphériques et océaniques d'échelle moyenne (100 km) qui affectent les latitudes plus élevées. Ils sont trop rares pour être statistiquement bien décrits et prédictibles, mais leur contribution à l'énergie cinétique des fluides planétaires est très importante. Nous pensons avoir apporté des preuves pour que l'idée devienne réalité, c'est-à-dire pour que le savoir cède le pas au savoir-faire. Parmi les 3 produits de l'intelligence, mémoire, raisonnement logique, intuition, lequel est le plus proche du savoir-faire ? Pour notre part, dans l'élaboration de nos prédictants, le raisonnement logique n'a pas eu plus notre confiance que notre mémoire ou notre intuition. Le problème de Développement est un problème complexe et pluridisciplinaire où chacun des 3 produits joue une part très variable selon la dimension des objectifs, les risques humains et économiques et les échéanciers.

L'EVAPORATION, COMPOSANTE MAJEURE DU CYCLE HYDROLOGIQUE

B. POUYAUD

Ainsi que les autres phénomènes climatologiques, l'Evaporation ne peut s'appréhender et se définir qu'à des échelles spatiale et temporelle bien précises qui seules permettront de rester compréhensibles et pertinents. En effet, l'EAU, élément fluide par excellence, est dans l'environnement terrestre dotée d'une dynamique propre que l'on résume sous l'appellation "Cycle de l'EAU". Ce cycle a l'avantage d'être à l'échelle humaine, donc observable :

- Les phases dynamiques du cycle s'exercent entre des phases de stockages plus ou moins longues et stables : océans, lacs, surface du sol et nappes pour la phase liquide, vapeur de l'atmosphère et nuages pour la phase vapeur.

- l'Evaporation est la première des phases dynamiques du cycle qu'elle amorce en injectant dans l'atmosphère les masses de vapeurs d'eau prises par échange énergétique à la surface des océans, des lacs, des sols et de la végétation. Emportées par les vents, eux-mêmes produits au moins en partie par l'importance de ces échanges énergétiques, ces masses de vapeur d'eau se transformeront bientôt en nuages et en pluies, dont une partie engendrera sur les continents, rivières et fleuves, et moins rapidement, lacs et nappes, pour aboutir finalement à l'océan, bouclant ainsi l'immuable cycle hydrologique.

L'Evaporation est l'élément invisible de ce cycle, dont l'évaluation sera bien souvent indirecte, fruit du bilan hydrique, exprimant la conservation de l'élément EAU dans un système (échelle spatiale) et pour un intervalle de temps (échelle temporelle) donnés.

Certes, grâce aux efforts convergents, mais pas toujours

conjugués, des hydrologues et des agroclimatologues, évaporation et évapotranspiration sont maintenant relativement bien connues dans la zone climatique traditionnellement investiguée par l'ORSTOM. C'est ainsi que des ouvrages de synthèse (RIOU, 1972 ; POUYAUD, 1985) fournissent des méthodologies d'approche et d'estimation de l'évaporation sur nappe d'eau libre, ou plus généralement de l'évapotranspiration locale ou régionale, pour les diverses zones écologiques à diverses échelles de surface et de temps. Il n'est pas dans notre intention de détailler ici ces diverses approches complémentaires, dont certaines font l'objet des communications précédentes ou à venir des thèmes 2, 3 et 4 de ce séminaire, mais d'approfondir l'une d'entre elles, celle du bilan hydrologique, pour en extraire toutes ses potentialités. Un bilan hydrologique suppose que soit défini le système sur lequel effectuer ce bilan :

- Il faut donc d'abord décider de sa dimension spatiale, qui ira de la parcelle (quelques m² à quelques ha), au bassin versant (quelques km² à quelques centaines ou milliers de km²). Dans chacun de ces systèmes, on définira puis utilisera, aux côtés des autres termes physiques classiques du bilan hydrique (pluie, apports, infiltration, stockage et déstockage...), une grandeur correspondant aux quantités d'eau évaporées ou évapotranspirées par le système. La signification physique de ce terme sera fort différente d'une situation spatiale à une autre :

- Dans un cas (la parcelle), ce sera par exemple l'ETR de la végétation croissant sur la parcelle.

- Dans un autre, le Bassin Versant, (B.V) ce pourra être un déficit hydrologique, différence entre pluie et écoulement de toutes sortes, dont la signification variera d'une ETR régionale à une quasi ETP maximale selon les disponibilités en eau et les surfaces de sol nu ou couvertes par une végétation à l'état physiologique plus ou moins satisfaisant.

- Il convient ensuite de décider aussi de l'échelle temporelle

significative qui sera bien sûr étroitement liée à l'échelle spatiale déjà définie :

- Pour la parcelle, l'échelle ad hoc (Fig.1) sera au moins celle de l'épisode pluvieux, voire inférieure si l'on veut prendre en compte les intensités (de la pluie, de l'infiltration, du ruissellement). A cette échelle une bonne formule explicitant le bilan pourrait être pour un système constitué de la surface et d'une tranche superficielle du sol de la parcelle :

$$(P + E).A + Q_a + Q_p = dS/dt$$

où P : précipitation moyenne sur le système de référence, durant dt

E : évaporation durant dt

A : surface de référence du système

Q_a : apport en eaux de surface Q_{ea} ou souterraines Q_{sa} ,
 $Q_{ea} + Q_{sa} = Q_a$

Q_p : pertes en eaux de surface Q_{ep} ou souterraines Q_{sp} ,
 $Q_{ep} + Q_{sp} = Q_p$

dS/dt : variation instantanée de la quantité d'eau stockée par le système.

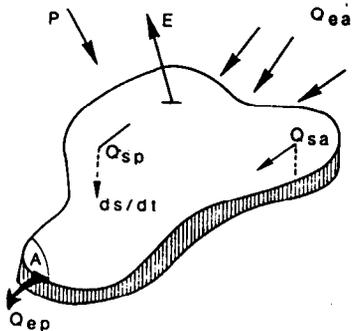


Fig-1- BILAN HYDROLOGIQUE
SUR PARCELLE

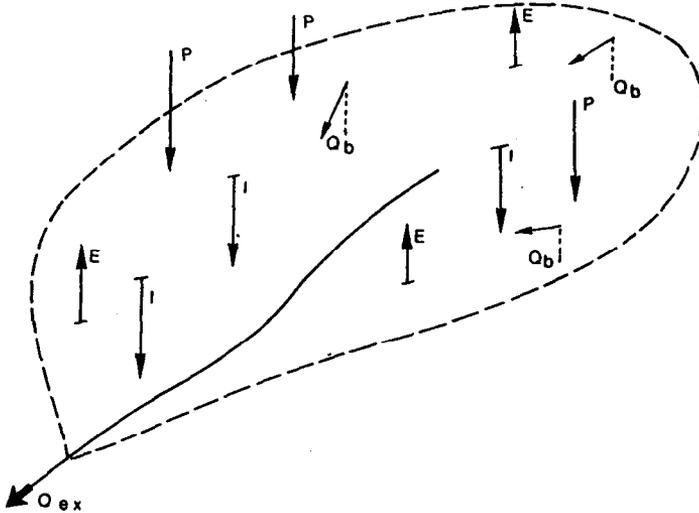


Fig-2- BILAN HYDROLOGIQUE SUR BASSIN VERSANT

- Pour le bassin versant et selon sa taille, le bilan s'effectuera à l'échelle de la crue, du mois, de la saison des pluies ou de l'année hydrologique, voire à l'échelle interannuelle pour les très grands bassins versants dotés d'une forte régulation interannuelle par des nappes profondes importantes. A ce niveau d'appréhension, la formalisation du bilan hydrologique n'est plus aussi évidente :

- Si l'on définit d'abord le système (Fig. 2) comme la seule interface sol-atmosphère du B.V., on pourra par exemple écrire un bilan sur une période de référence choisie . T :

$$\sum_A P + \sum_A E + \sum_A I + \sum_A Q_b + \sum Q_{ex} = 0$$

où $-\sum_A P$: double intégration sur ΔT et la surface A du B.V. des pluies ponctuelles P.

- $\sum_A E$: idem pour les évaporations ponctuelles E.
- $\sum_A I$: idem pour les infiltrations ponctuelles I
- $\sum_A Q_b$: idem pour les apports d'origines souterraines Q_b
- $\sum Q_{ex}$: intégration sur ΔT des écoulements à l'exutoire du B.V.
- à rajouter des termes de stockage superficiel dans le système.

Il s'agit en fait de la formulation classique du bilan hydrologique d'un grand bassin versant où le rapport $\sum Q_{ex} / \sum_A P$ est le coefficient d'écoulement K_e du B.V. pour la période ΔT de référence.

- Mais on peut maintenant définir aussi le système (Fig.3) comme l'association de l'interface sol-atmosphère précédente, surmontée d'une tranche d'atmosphère suffisante pour intégrer tous les échanges pluies/évaporations sous forme vapeur localisés sur le B.V. La formulation du bilan hydrologique sera alors sensiblement modifiée :

$$\sum_A + \sum_A I + \sum_A Q_b + \sum Q_{ex} + \Delta S = 0$$

où \sum_A : intégration sur ΔT des apports de vapeur d'eau atmosphérique.

ΔS : variation sur ΔT du stock de vapeur d'eau atmosphérique et des autres termes de stockage superficiel.

On remarquera que les termes $\sum_A P$ et $\sum_A E$, considérés comme des éléments internes au système, ont disparu, remplacés par le terme ΔS .

Cette formulation est particulièrement riche si l'on admet que les termes $\sum_A I$ et $\sum_A Q_b$, qui représentent les bilans du système avec le sous sol, et le terme ΔS deviennent négligeables devant les deux autres, sur une assez longue période ΔT .

On aboutit alors à $\sum A + \sum Q_{ex} = 0$

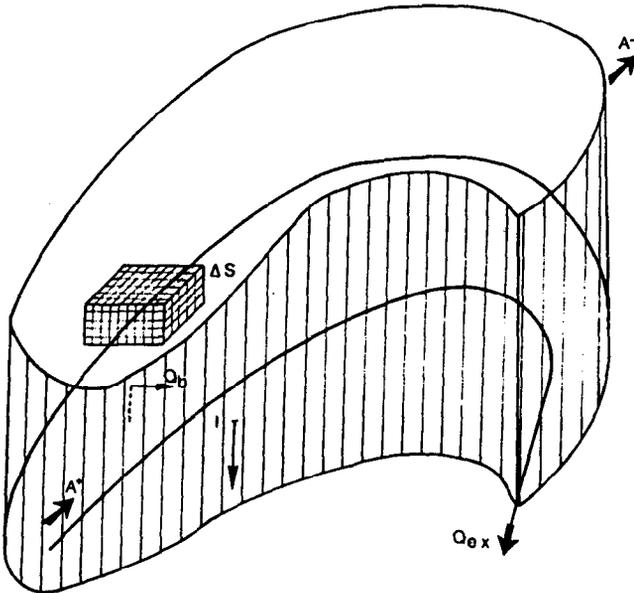


Fig-3- BILAN HYDROLOGIQUE SUR BASSIN VERSANT,
CIRCULATION ATMOSPHERIQUE INCLUSE

A l'échelle d'un grand B.V. et sur une très longue période l'écoulement à l'exutoire est égal à l'apport atmosphérique en vapeur d'eau, ou, exprimé autrement, le rapport $\sum A / \sum_A P$ de cet apport atmosphérique à la pluviométrie moyenne sur le B.V., est égal au coefficient d'écoulement moyen du même B.V.

Il est alors intéressant d'utiliser cette approche pour de grands bassins fluviaux comme celui du Niger par exemple :

- A sa sortie de la zone tropicale, le Niger à Koulikoro, augmenté du Bani à Douna draine un bassin versant d'à peu près 220000 km² avec une pluviométrie moyenne "normale" d'environ 1450 mm à laquelle correspond un module d'à peine plus de 2200 m³/s.

Sur ces bases le déficit d'écoulement atteint 1150 mm, c'est-à-dire un coefficient d'écoulement de 20 %.

A Dire, au sortir de la zone lacustre, pour 330000 km² environ, le module n'est plus que de 1100 m³/s. Quoique pluie moyenne et déficit d'écoulement n'aient plus grande signification, il leur correspond néanmoins un coefficient d'écoulement qui ne dépasse plus 10 %.

Avec notre approche cela signifie que moins de 10 % des précipitations tombées sur le grand bassin du Niger proviennent des apports de vapeur d'eau atmosphérique extérieurs. Cet apport de vapeur d'eau atmosphérique, qui est le seul apport extérieur au système, "sert" donc plusieurs fois en effectuant plusieurs "aller-retour" atmosphère->sol->atmosphère et est donc en fait comptabilisé plusieurs fois dans l'élaboration de la pluie moyenne à l'échelle d'un grand bassin. La figure 4 donne un schéma très sommaire de ce processus dans le cas de l'Afrique de l'Ouest. Cette constatation, extrêmement triviale, pose plusieurs questions qui le sont moins :

- Quel est l'ordre de grandeur du rapport de cet apport d'eau atmosphérique, annuel par exemple, au volume de l'eau atmosphérique mobilisable en un instant donné pour un tel grand bassin fluvial ?

La réponse quantitative à une telle question n'est pas simple, même si l'exploitation des radiosondages effectués en stations synoptiques peut sans doute apporter une réponse au moins qualitative.

- L'approche précédente se justifie, intuitivement tout au moins, à l'échelle d'un grand B.V. continental, tour à tour par exemple recouvert par l'air humide de la mousson, puis sec de l'Harmattan. Sa justification devient plus délicate à l'échelle du petit B.V. Pourtant la simple constatation de l'augmentation rapide de ce qu'il est convenu d'appeler aussi coefficient d'écoulement, lorsque la surface du B.V. décroît, reste homogène avec notre approche. Il est intuitivement évident qu'à l'échelle des petits bassins versants (inférieurs à quelques centaines de km²), le nombre des aller-retours sera minoré, même si dans ce concept doivent être incluses les surfaces voisines amont et aval sur lesquelles transitent aussi cette vapeur d'eau.

Le cas des bassins versants endoréïques, par sa singularité même, est particulièrement démonstratif. Le coefficient d'écoulement interannuel, sur les 300 km² environ du bassin de la mare d'Oursi, approche les 20 %. L'infiltration étant à peu près négligeable, c'est donc environ 80 % de la pluviométrie qui sont restitués à l'atmosphère si l'on considère le bassin versant amont. Ces 80 % deviennent 100 % si l'on prend en compte l'endoréïsme du bassin, considéré cette fois en sous-bassin d'un bassin plus vaste, ici celui du Beli par exemple.

En termes hydrauliques, on parlera donc de dégradation des réseaux hydrographiques, d'augmentation des zones d'inondation à évaporation déterminante ou des zones d'épandage à reprise par évapotranspiration rapide. Dans les termes de notre approche, on parlera de précipitations successives dont le pourcentage d'autorecyclage augmenterait au fur et à mesure que s'accroîtraient les surfaces de bassin versant en cause.

Les concepts qui soustendent cette approche sont donc extrêmement triviaux et seul est original l'angle de vision de leur présentation. Ils peuvent être néanmoins une direction de recherche intéressante, alliant hydrologues, bioclimatologues et physiciens de l'atmosphère, qui par leurs apports respectifs à

une modélisation globale du cycle de l'eau à l'échelle de bassins versants de surfaces croissantes, essaieraient d'expliquer cette régionalisation du coefficient d'écoulement, ou de l'ETR ou encore de la circulation globale de la vapeur d'eau, formulations disciplinaires convergentes de la même réalité.

Cette approche originale contribuerait certainement à expliquer les baisses récentes de la pluviométrie actuelle en Afrique de l'Ouest, non seulement par la réduction de la vapeur d'eau incidente mais par une réduction probable du nombre ou de l'importance de ces "aller-retours", qui sont certainement, autant, sinon plus, explicables par les modifications de l'interface évaporante (rugosité, eau disponible, température de surface et albedo) que par la modification même de la circulation planétaire de la vapeur d'eau atmosphérique.

Alors pourrait être plus valablement analysée, et peut-être expliquée, l'influence de l'anthropisation, de la déforestation et des modifications concomittantes de la surface des sols sur la pluviométrie, considéré comme l'intégration dans le temps et l'espace de ces "aller-retours", plutôt que comme le seul résultat d'un flux de vapeur d'eau incident plus ou moins intense.

Enfin, et c'est aussi une direction possible de recherches, on pourrait imaginer l'existence de seuils dans les stocks atmosphériques de vapeur d'eau mobilisables au-dessus d'une région, seuils au-dessous desquels ne pourrait valablement s'amorcer ou s'entretenir le processus d'"aller-retour" précité. Ainsi aborderait-on, sous un angle déterministe, la notion de persistance interannuelle de périodes sèches, qui fait que l'existence d'une seule saison des pluies très déficitaire au milieu d'autres saisons des pluies "normales", ne correspond pas au même ensemble de phénomènes qu'une série anormalement longue de saisons des pluies toutes déficitaires, même si les pluies individuelles, dont elles sont les sommes, restent réductibles

en trois grandes familles d'épisodes pluvieux, dont les caractéristiques propres restent intangibles, même si leurs occurrences respectives varient.

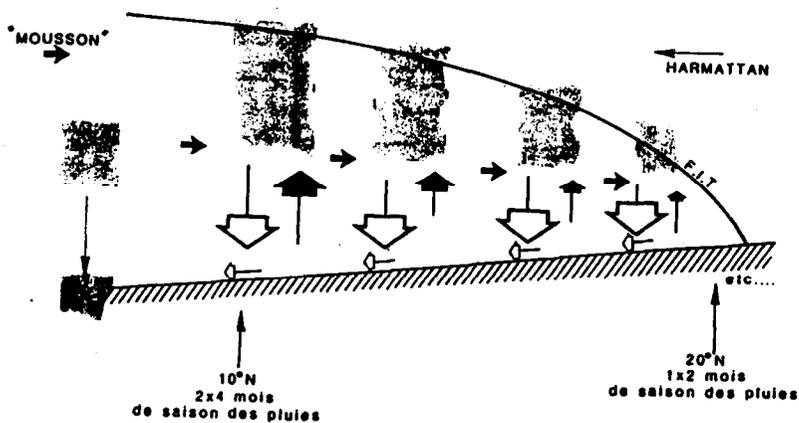


Fig-4- CIRCULATION HYDRIQUE SCHEMATIQUE SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST

ELEMENTS DE RELATIONS EVAPORATION - CLIMAT
EN NOUVELLE-CALEDONIE

J.P.BRUNEL

INTRODUCTION

La Nouvelle-Calédonie est située sur la bordure S.W. de l'Océan Pacifique, juste au-dessus du tropique du Capricorne. Le temps y est donc déterminé par les variations de la ceinture anticyclonique et des basses pressions inter-tropicales. La zone de convergence intertropicale (Z.C.I.T.) entre ces deux systèmes oscille entre 10° - 15° S et 5° - 10° N, et ces déplacements en latitude déterminent schématiquement deux grandes saisons entrecoupées de périodes de transition.

L'évaporation comme certains autres facteurs climatiques dont elle dépend d'ailleurs, subit des variations importantes à la fois dans le temps : il existe un cycle saisonnier bien marqué, et dans l'espace local limité à l'île, puisqu'à l'échelle régionale il semble que l'évaporation puisse être considérée comme assez uniforme.

I. VARIABILITE LOCALE DE L'EVAPORATION

Le terme évaporation regroupant en réalité des concepts variés et s'appliquant à des données souvent aussi disparates que des mesures faites au "Piche" ou à des éléments de bilan hydrologique, nous précisons qu'il s'agit ici de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et de l'évaporation sur bac d'eau libre de type "Colorado" enterré.

L'ETP moyenne annuelle varie en Nouvelle Calédonie selon le lieu considéré de moins de 1200 mm à 1700 mm au moins, et l'évaporation sur bac peut atteindre 2,0m, par contre les fluctuations inter-annuelles ne s'écartent pas de plus ou moins

5% de ces valeurs.

L'évaporation se caractérise aussi par des écarts saisonniers importants, et il existe un rapport de 1 à 3 entre les moyennes des mois extrêmes. L'ETP du mois de décembre mesurée sur lysimètre à Nouméa peut dépasser 200 mm, valeur comparable à celle obtenue en juillet dans la zone semi-aride du Nord de l'Afrique. Sur bac on a observé jusqu'à 270 mm. La Figure 1 représente l'évolution par décennie entre 1978 et 1981 des ETP mesurée et calculée par la formule de Penman, celle-ci fournissant les meilleurs estimations.

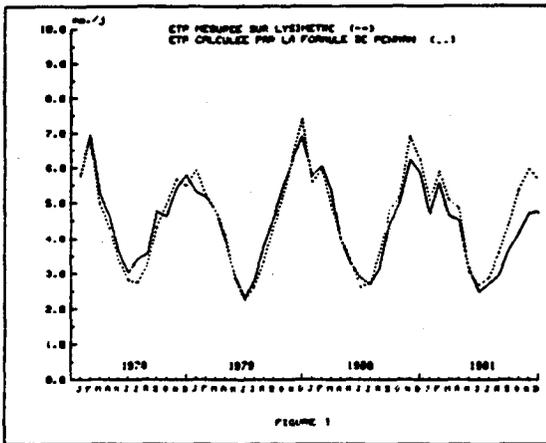


Figure 1

II. LE VENT, PRINCIPAL FACTEUR DE VARIABILITE A L'ECHELLE LOCALE

Aux latitudes qui nous intéressent, le cycle du soleil répartit déjà d'une manière sensible l'énergie radiative disponible entre les différents mois de l'année, mais le rapport n'est ici que de 1 à 2 entre les mois extrêmes. Ce sont en fait les apports advectifs qui sont responsables des valeurs élevées d'évaporation observée en certains points et à certains moments de l'année, et donc de la variabilité. Bien entendu le vent y

joue un rôle particulièrement important.

La gamme étendue des vitesses de vent observées à la station de Nouméa (moyennes décennales comprises entre 2,0 et 8,0 ms^{-1}) nous a permis de préciser certaines relations entre le vent, le déficit de saturation de l'air et de l'évaporation sur bac, E. Deux analyses différentes nous ont conduit à proposer les formulations suivantes pour E :

a) $E = 0,26 (1 + 0,36 U) \Delta e$, expression voisine de celle de Penman exprimant la part advective de l'évaporation (U désigne la vitesse du vent en m.s^{-1} et Δe l'écart en mb entre la tension de vapeur saturante à la température de la surface évaporante et la tension de vapeur de l'air à la température sous abri).

La figure 2 représente les coefficients de pente des diverses droites $E = f(\Delta e)$ en fonction de la vitesse du vent.

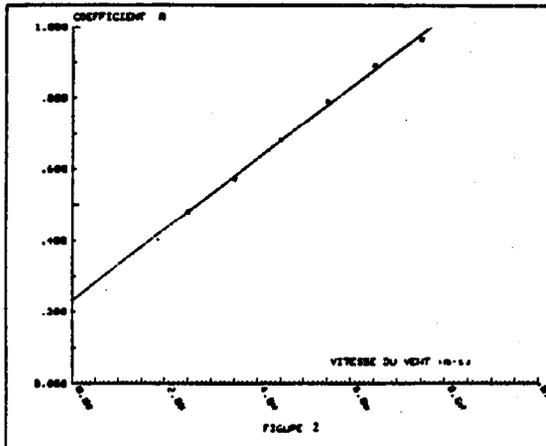


Figure 2

b) $E = 0,24 U^{0,7} \Delta e$, expression dans laquelle la fonction $f(U)$ est proche de celle établie par BRUTSAERT (1982) à partir de la diffusion turbulente. Il est intéressant de noter la validité de ce type de relations pour des vitesses de vent élevées.

Sur une même cote, les écarts moyens annuels entre deux stations voisines peuvent dépasser 20% selon l'exposition au vent. La dissymétrie climatique entre les versants Ouest et Est, liée à la présence d'une chaîne montagneuse (sommets inférieurs à 1650m) allongée selon le grand axe de l'île, introduit une hétérogénéité supplémentaire ; et si l'ETP moyenne est comprise entre 1300 et 1700 mm sur la cote Ouest, elle tombe de 1200 à 1400mm sur l'Est.

III. L'EVAPORATION ET LES TYPES DE TEMPS

Plusieurs types de temps ont été identifiés dans la région. Ils déterminent sur la Nouvelle-Calédonie des conditions climatiques bien caractéristiques. Dans la mesure où l'on considère l'évaporation comme une réponse de la surface à une demande énergétique externe, ce sont les facteurs de cette demande qu'il nous faut examiner et que nous avons tenté de relier à l'évolution des masses d'air.

III.1 Les temps de saison chaude.

Ils caractérisent la période qui s'étend de mi-novembre à mi-avril. En année normale la ZCIT se trouve dans l'hémisphère sud, vers 10°-15°S, l'axe de la ceinture anticyclonique se trouvant rejeté vers le 30°-40°S. Deux cas peuvent se présenter schématiquement :

- L'île se trouve sous l'influence de l'anticyclone de la mer de Tasman, le temps est alors beau avec la situation typique de la 3ème décade de février 1980 (tableau 1). L'évaporation est élevée, 7 mm pour le bac, jusqu'à 6 mm pour

l'ETP. A cette saison peuvent être observées des journées d'évaporation record, 9 à 12 mm par jour sur bac, 7 à plus de 8mm pour l'ETP. Leur fréquence n'excède cependant pas une trentaine de jours non consécutifs au cours de cette période. La 2ème décade de février 1978 (tableau 1) en fournit une représentation moyenne. Par rapport à la situation que nous qualifierons de normale, on note presque toujours une baisse de la température moyenne, un rayonnement plus efficace, et une augmentation sensible de la vitesse du vent.

		E	ETP	P	MJ P	U	∆e	Th	Ts	Rg	Tn	Tx	S
SAISON CHAUDE	Févr. 78 2 ^e d	9.5	7.3	2.0	5	7.2	10.3	21.4	25.7	2990	22.6	28.6	10.6
	Févr. 80 3 ^e d.	7.2	6.0	4.7	1	4.6	9.8	23.8	28.0	2525	24.8	32.6	10.1
	Janv. 78 1 ^{re} d.	5.1	3.9	50.6	9	5.9	3.9	23.0	24.7	2103	23.7	28.9	5.6
SAISON FRAICHE	Juin 79 3 ^e d.	2.5	(1.9)	17.1	6	2.8	4.7	19.0	21.2	1270	18.8	24.2	5.9
	Oct 80 2 ^e d.	4.7	3.2	7.4	6	5.5	6.7	15.8	19.3	1611	16.4	22.6	5.8
	6.8.79	7.8				6.6	9.2	13.5	18.5	1767	16.7	20.5	7.6

E	Evaporation sur bac (mm . j ⁻¹)	Th	Température du thermomètre humide (°c)
ETP	Evapotranspiration potentielle (mm . j ⁻¹)	Ts	Température du thermomètre sec (°c)
P	Précipitations (mm)	Rg	Rayonnement global (J.cm ⁻² .j ⁻¹)
MJ P	Nombre de jours de pluie	Tn	Température minimale de l'air (°c)
V	Vitesse du vent (m . s ⁻¹)	Tx	Température maximale de l'air (°c)
∆e	Déficit de saturation de l'air (mb.)	S	Durée d'insolation (h.et 1/10h.)

Tableau 1 : Principaux paramètres climatologiques correspondant aux différents types de saison.

- l'île est affectée par le passage des systèmes dépressionnaires tropicaux qui prennent naissance entre 5° et 15°S entre le N.O. de la mer du Corail et le nord des îles Fidji. Les conditions climatiques qui prévalent varient alors avec l'intensité et l'extension du phénomène. D'une façon générale il s'accompagne d'une brusque élévation de température, souvent de l'ordre de 3°C à 4°C, ainsi que de la tension de vapeur d'eau. Bien que les vitesses de vent puissent atteindre des valeurs très fortes l'évaporation (en dehors des épisodes pluvieux importants) reste modérée. Une situation caractéristique est celle de la 1ère décade de janvier 1978, liée au passage du cyclone tropical "Bob" (tableau 1).

III.2 Les temps de saison fraîche

A partir du mois d'avril, le ZCIT se déplace légèrement vers l'ouest et entame sa remontée progressive vers le Nord. La ceinture anticyclonique sub-tropicale s'est considérablement réduite.

Des dépressions polaires circulant d'Ouest en Est au Sud du 25°S remontent fréquemment jusqu'au Sud de l'île à la faveur d'un affaiblissement de l'anticyclone australien. Cete saison qui s'étend de mi-mai à mi-septembre voit souvent une alternance plus ou moins périodique d'un temps couvert et pluvieux avec rafales de vent d'Ouest, conditions liées aux passages des fronts froids accompagnant les dépressions, avec un temps dégagé. Dans le premier cas on observe les évaporations les plus faibles de l'année, 1,5 à 2,5 mm par jour pour l'ETP, 2,5 à 3,5 mm pour le bac (un exemple représentatif est donné par la 3ème décade de juin 1979) ; dans le second cas l'évaporation peut varier de 3 à 6 mm pour le bac, 2 à 5 mm pour l'ETP. C'est à cette saison que les écarts peuvent être les plus importants. Des situations exceptionnelles peuvent même survenir lors de l'intrusion par un flux d'Ouest, fréquent à cette époque, de masses d'air subsidentes. On peut ainsi voir l'évaporation passer de 1 à 2mm à plus de 9 mm en quelques jours comme cela

s'est produit au cours de la lère décade de juin 1981 (tableau 1).

III.3 Les périodes de transition

La plus intéressante sur le plan de l'évaporation est celle qui s'étend de mi-septembre à mi-novembre parce qu'elle coïncide avec l'étiage. C'est en effet le moment où les précipitations sont minimales, la ceinture anticyclonique est quasiment ininterrompue sur le Sud-Ouest du Pacifique. Les évaporations peuvent être élevées, jusqu'à 7 mm pour l'ETP, 9 à 10 mm pour l'évaporation sur bac. C'est une situation comparable à celle de la saison chaude mais où contrairement à celle-ci, les épisodes d'évaporation intense peuvent s'étendre sur plusieurs décades, n'étant pas interrompues par le passage des perturbations tropicales. (A l'exception d'octobre 1980, les moyennes décadaires des mois de septembre à novembre 1978 à 1981, à Nouméa sont comprises entre 6,3 et 8,5 mm pour le bac et entre 5 et 6 mm pour l'ETP.

IV. HOMOGENEITE REGIONALE DE L'EVAPORATION

Cette constatation part de l'examen des valeurs d'ETP obtenues dans la région. Sur la carte n°1, sur laquelle figurent les ETP moyennes annuelles mesurées ou estimées en différents points de cette bordure Sud-Ouest du Pacifique, on est surpris d'y découvrir que de quelques degrés au Sud de l'Equateur jusqu'au-delà du 25° Sud, et du 140° au 180° Est et probablement plus à l'Est, l'ETP semble présenter une grande uniformité. Nous n'avons évidemment retenu que les stations côtières, les seules pouvant présenter un intérêt de comparaison.

Ces évaporations intéressent pourtant des régions à "climats" forts différents, tant pour le régime des pluies (1000 à 4000 mm) que pour celui des températures (moyennes annuelles de 21° à 27°C).

Selon la classification de Köppen les stations utilisées appartiendraient selon les critères de température à au moins trois types de climats différents : tropical humide forestier (Af) pour le Nord de la Papouasie, tropical humide à savane (Aw), Nord-Est de l'Australie ou Nouvelle-Calédonie tempéré humide (Cw) pour la bordure Est australienne ou les zones montagneuses de Papouasie. Cette classification comme aucune autre d'ailleurs ne prend en compte l'évaporation pourtant un élément synthétique du climat.

CONCLUSIONS

L'évaporation à l'échelle locale peut présenter une grande variabilité et il est aisé d'en mettre les causes en évidence. Mais quelle est la raison de cette grande homogénéité à l'échelle régionale ? Nous avons pour l'instant peu d'éléments de réponse. Il faut certainement voir dans ce phénomène l'influence du vaste désert australien "planté" sur l'océan, qui en période d'été introduit dans la circulation régionale un surcroît important d'énergie advective alors que l'immense océan environnant, gigantesque réservoir thermique à cette latitude, entretient ce mécanisme d'une façon permanente sur des zones continentales insignifiantes. Le tout est facilité par l'absence d'obstacle majeur dans la circulation des basses couches.

L'analyse plus fine des relations entre l'évaporation (mais également d'autres paramètres comme les précipitations, le vent, la température...) mesurés au sol et les données météorologiques issues des radiosondages devraient peut-être permettre d'apporter certaines précisions (caractérisation des masses d'air, évolution dynamique, modification par les reliefs isolés).

BIBLIOGRAPHIE

- BRUNEL J.P., 1983 - Notice "Eléments généraux du climat". Atlas de Nouvelle-Calédonie. ORSTOM
- BRUTSAERT W.H., 1982 - Evaporation into the atmosphere. Theory, history and applications. Reidel.
- KEIG G., P.M.FLEMING and J.R. Mc ALPINE, 1979 - Evaporation in Papua New Guinea. Journ. Trop. Geog. Vol. 48.
- SHARMA S.K., 1982 - Climate of the Nandi region, Fiji. Fiji Met. Tech. Note n°16.
-

PRODUCTION AGRICOLE ET CLIMAT

ESSAI DE TYPOLOGIE PREDICTIVE DES SAISONS HUMIDES SUR
LE SAHEL.

P. FRANQUIN

En régions à tendance aride, un impératif de la culture pluviale est de réduire d'abord autant que possible le risque climatique. Cette limitation du risque, seule tactique susceptible de relever les bas rendements de mauvaises années climatiques, résulte de l'application des principes "d'aridoculture" d'infiltration et de conservation maximale de l'eau de pluie. Au surplus, cette pratique contribue à contrôler l'érosion. Enfin elle s'applique "systématiquement et préventivement" quelle que soit la météorologie de l'année.

Aussi cette tactique ne permet-elle pas de tirer tout le parti possible des bonnes années, lesquelles devraient bénéficier d'une intensification du système de culture par optimisation de réalisation du calendrier cultura. Ce calendrier comporte deux catégories d'opérations culturales d'application flexible :

- Celles dont les modalités de réalisation sont dictées par l'occurrence "passée", plus ou moins récente, de la météorologie, comme c'est le cas pour la préparation du sol, les semis et plantations, l'entretien des cultures, leur protection antiparasitaire... Ces opérations bénéficieraient en outre d'une prévision "à court terme", c'est-à-dire de un à quelques jours.

- Celles dont les modalités de réalisation sont toujours dictées par l'occurrence passée de la météorologie mais devraient l'être aussi et surtout par son occurrence "future à long terme"; c'est dire qu'elles bénéficieraient d'une prédiction, à l'échelle de la saison culturale. Il s'agit des surfaces relatives de cultures de l'assolement, du taux de cultures associées, des densités de plantation, de la fumure minérale de

la protection préventive...

Ce sont les possibilités de cette prédiction à long terme que l'on se propose d'examiner ici. Chacun a espéré, un jour, trouver une corrélation substantielle entre les caractéristiques du début de la son des pluies et celles de son déroulement. Mais en vain. Les coefficients de corrélation restent toujours trop faibles : même un r de l'ordre de 0,70 et même 0,80 avec son taux d'explication r^2 de 0,50 à 0,65, n'autorise pas à prendre une décision au plan opérationnel.

Mais il parait y avoir un procédé de nature statistique susceptible de tourner cette difficulté.

Soit une station dont on dresse les distributions de fréquences relatives cumulées des pluviométries mensuelles et annuelle (Figure 1). Ces distributions se présentent classiquement comme des courbes sigmoïdales indiquant les probabilités de dépassement ou non de hauteurs pluviométriques, ainsi que la valeur de la médiane en particulier.

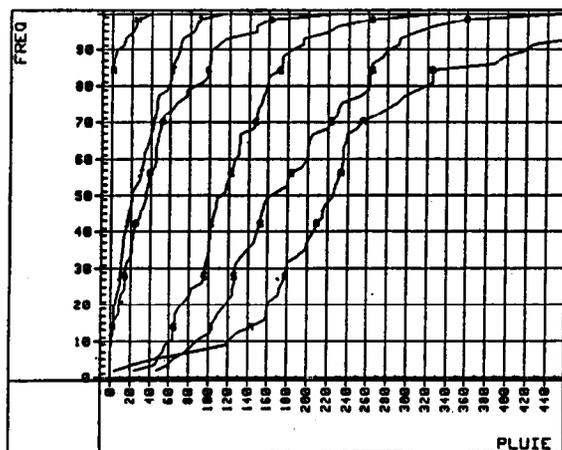


Figure 1 : Courbes de fréquences cumulées mensuelles.

Supposons alors qu'en 1986, par exemple, dans le premier mois de la saison des pluies, mai par exemple, on observe un total pluviométrique supérieur à la médiane de ce mois. On dressera les distributions de fréquences des totaux annuels relatifs aux seules années de l'échantillon pour lesquelles ce mois de mai a dépassé la médiane. S'il n'y a pas corrélation entre la pluviosité de ce mois et celle de la saison entière, cette distribution tendra à se confondre avec celle de la population générale témoin. Si par contre, cette courbe est déportée de part ou d'autre de la sigmoïde-témoin, c'est qu'il y a corrélation.

EXEMPLE.

La figure 1 présente les sigmoïdes de fréquences relatives cumulées des totaux pluviométriques mensuels de la station de Bambey (Sénégal). La médiane en juin (J) est de 20mm. Celle de juillet (G) est de 110 mm.

La figure 2 présente les sigmoïdes de fréquences relatives cumulées des totaux pluviométriques annuels de la station de Bambey, pour des échantillons distincts :

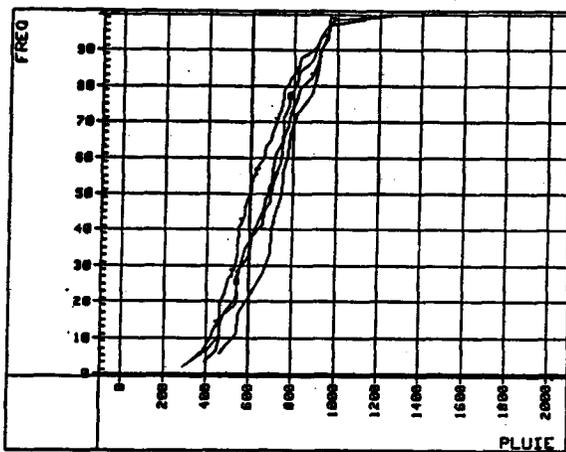


Figure 2 : Courbes de fréquences cumulées annuelles.

- sigmoïde T : échantillon de la population totale sur 57 années. La médiane, concrétisée par une verticale en trait épais, est de 600 mm.

- sigmoïde 6 : échantillon des seules années (au nombre de 31) pour lesquelles juin a été supérieur à sa médiane (20mm) : la hauteur 600 mm a 68 % de chances d'être dépassée.

- sigmoïde 7 : échantillon des seules années (29) pour lesquelles juillet a été supérieur à sa médiane (110 mm) : les 600 mm ont 65 % de chances d'être dépassés.

- sigmoïde non numérotée : échantillon des seules années (18) pour lesquelles à la fois juin et juillet ont dépassé leur médiane respective : les 600 m ont près de 80 % d'être dépassés.

Considérant maintenant la Figure 3, on constate que :

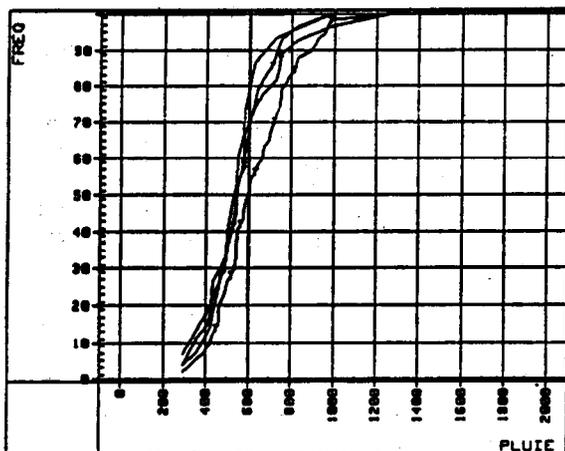


Figure 3 : Courbes de fréquences cumulées annuelles.

- sigmoïde 6 (années pour lesquelles juin a été inférieur à sa médiane) : les 600 mm ont 65 % de chances de n'être pas dépassés.

- sigmoïde 7 (années pour lesquelles juillet a été inférieur à sa médiane) : les 600 mm ont 65 % de chances de n'être pas dépassés.

- sigmoïde non numérotée (années pour lesquelles à la fois juin et juillet ont été inférieurs à leur médiane respective) : il y a près de 80 % de chances que les 600 mm ne soient pas dépassés.

De semblables résultats sont obtenus pour d'autres stations du Sahel :

- Niamey (Niger), sur 73 ans : 63 % de chances de dépasser la médiane générale (570 mm) quand mai et juin dépassent leur médiane respective (23 et 74 mm) ; mais 86 % quand mai et juin dépassent respectivement 35 et 85 mm. Et 74 % de chances de ne pas dépasser 570 mm quand mai et juin sont inférieurs à leur médiane.

- Dori (Burkina Faso), sur 60 ans : 76 % de chances de dépasser la médiane annuelle générale (500 mm) quand mai et juin sont supérieurs à leur médiane respective (20 et 60 mm). 85 % de chances de ne pas dépasser 500 mm quand mai et juin sont respectivement inférieurs à leur médiane.

CONCLUSIONS

Un début précoce, pluvieux de la saison des pluies paraît être la promesse, plus ou moins probable, d'une saison plus humide qu'elle ne l'est en médiane. Et inversement, dans le cas d'un début tardif, sec. Il paraît se manifester un effet de persistance intrannuelle suivant lequel la saison serait assez tôt caractérisée.

Un des intérêts de cette technique serait non seulement de démasquer la corrélation recherchée mais d'évaluer directement en termes de probabilité l'importance de cette corrélation. Et c'est en rapport avec les niveaux de probabilité estimés que seraient prises les décisions concernant la réalisation du calendrier cultural indicatif.

Ce procédé pourrait vraisemblablement s'appliquer à d'autres phénomènes de nature météorologique, se situant notamment au niveau de la circulation atmosphérique. Reste néanmoins à remarquer que les variables ici corrélées ne sont pas parfaitement indépendantes : il conviendrait de prendre en considération non pas le total pluviométrique annuel, qui comporte les totaux mensuels des mois du début, mais le total restant après soustraction de ces mois. Alors pourrait être étudiée l'erreur sur la probabilité de prédiction.

BIBLIOGRAPHIE.

FRANQUIN P., 1984 - Agroclimatologie et agrométéorologie en zone tropicale sèche d'Afrique. L'Agronomie Tropicale, 39(4), p.301-307.

INTERACTIONS VEGETATION-ATMOSPHERE ET LEURS IMPACTS SUR
LES CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES.

B.A.MONTENY et B.ZELLER.

Les études des échanges radiatifs et énergétiques se produisant entre un couvert végétal de grande superficie et la masse atmosphérique à son contact répondent entre autre à deux préoccupations :

- Sur le plan agronomique, la nécessité de comprendre les interactions sol-plante-atmosphère et leurs évolutions en fonction des phases phénologiques du système végétal cultivé ;

- Sur le plan climatique, l'estimation de l'impact des modifications physiologiques des couverts végétaux (transformation de la forêt en cultures annuelles puis en défriches) sur certains paramètres climatiques tels que la concentration en vapeur d'eau et la température de l'air, et leurs conséquences.

L'exemple de l'écosystème forêt dense humide en région équatoriale est caractéristique : les changements de la couverture forestière liés à la déforestation entraînent des modifications de certaines variables physiques du milieu comme l'humidité et la température de l'atmosphère.

Nous analyserons l'ensemble des échanges radiatifs et énergétiques qui contribuent à établir l'état d'équilibre biologique et climatique d'un système végétal, ce qui nous permet de préciser l'importance de l'impact des modifications que l'homme introduit, consciemment ou non.

Ces modifications, en effet, agissent directement sur les mécanismes fondamentaux par lesquels l'énergie solaire est absorbée, transformée, transférée et accumulée. Nous verrons

ensuite les conséquences probables de ces modifications physiologiques de l'écosystème forestier sur les cycles hydriques en Afrique de l'Ouest.

DESCRIPTION DES ECHANGES.

L'écosystème forestier d'Afrique de l'Ouest, et de Côte d'Ivoire en particulier, est soumis depuis plusieurs décades, à l'action accrue des hommes et du feu. Cette dégradation irraisonnée transforme la forêt. le nouvel état des échanges énergétiques entre le sol, la végétation et l'atmosphère, introduit des effets physiques qui influencent défavorablement les conditions climatiques et l'équilibre de l'écosystème.

Le bilan radiatif au-dessus d'un couvert végétal s'écrit :

$$R_n = R_g - R_r + R_a - R_t$$

R_n : rayonnement net ou énergie totale absorbée par la surface du couvert ;

R_g : rayonnement solaire global reçu ;

R_r : rayonnement réfléchi par la surface du couvert ;

R_a : rayonnement atmosphérique ;

R_t : rayonnement émis par le système sol-végétation.

Deux de ces termes, R_r et R_t , dépendent des caractéristiques de la couverture végétale et sont donc susceptibles de se modifier avec leur changement. Le tableau I donne un ordre de grandeur des variations mesurées au-dessus de divers types de végétation en zone équatoriale.

Tableau I : Variations de certains termes du bilan radiatif selon la couverture végétale pour une même valeur du rayonnement global.

	Forêt	culture	jachère/sol nu.
Rg (Wm-2)	600	600	600
Rr/Rg (%)	12 à 15	18 à 22	25 à 30
Ra-Rt (Wm-2)	-30	-110	-150
Rn/Rg (%)	72 à 76	65 à 71	55 à 60

Ainsi les changements physiologiques du couvert forestier induisent :

- au niveau du bilan radiatif, des modifications de la réflexion de l'énergie solaire incidente, et de la fraction d'énergie rayonnante émise par la surface végétale ;

- au niveau des échanges turbulents, un rééquilibrage des processus de transfert convectif : la réduction des évapotranspirations est compensée par une augmentation des échanges de chaleur.

En effet, la modification de la couverture végétale entraîne un changement de la quantité totale d'énergie absorbée R_n : le rapport R_n/R_g diminue en passant d'une surface forestière à une culture ou une jachère. Ainsi davantage d'énergie rayonnante est rétrocédée à l'atmosphère dont une partie sera perdue par le système terrestre.

Quant à la répartition de cette quantité d'énergie absorbée, elle se réalise selon les divers processus de transferts dont les plus importants concernent les échanges de chaleur latente et de chaleur sensible.

L'équation simplifiée du bilan d'énergie d'une surface végétale s'écrit :

$$R_n = L_*ETR + H + G$$

avec ETR correspondant à la fraction d'eau transférée par le système à l'atmosphère (évapotranspiration), et L : chaleur latente de vaporisation ; H : flux de chaleur sensible dissipée dans l'atmosphère et G : flux de chaleur conductif échangé avec le sol.

A l'interface végétation-atmosphère, l'état d'équilibre s'établira principalement entre les deux types d'échange de vapeur d'eau et de chaleur sensible. Le tableau II donne quelques exemples de la répartition énergétique mesurée entre les différents échanges se produisant au niveau des couverts végétaux.

Tableau II : Répartition énergétique de Rn selon les divers processus en fonction des conditions hydriques du sol et du couvert végétal (MONTENY et al. 1981, 1985)

Système végétal	Rn	LE	LE/Rn	H	H/Rn	H/LE	G	G/Rn
	Wm-2	Wm-2		Wm-2			Wm-2	
<u>forêt d'hévéa</u>								
sans stress	625	487	,77	116	,18	,23	22	,03
stress hydrique	538	196	,36	322	,59	<u>1,64</u>	20	,03
<u>culture de riz</u>								
sans stress	548	431	,78	90	,16	,21	28	,05
stress hydrique	506	311	,61	170	,33	,55	25	,05
<u>culture de manioc</u>								
sans stress	352	292	,82	18	,05	,06	52	,15
stress hydrique	316	181	,57	70	,22	,39	65	,21
<u>sol nu</u>	430	52	,12	236	,55	<u>4,50</u>	142	,33

Les valeurs des flux de chaleur latente des couverts végétaux en région humide dépendent de la fraction d'énergie solaire absorbée, Rn, de la disponibilité en eau dans le sol et du degré d'activité du système végétal. Le rapport H/LE ou rapport de Bowen traduit l'importance des échanges de chaleur sensible par rapport à ceux de vapeur d'eau. Ce rapport est relativement faible, compris entre 0 et 0,4 tant que l'eau dans

le sol est disponible ; il n'en va plus de même dès que la réserve hydrique du sol s'épuise ou que la surface du sol est nue et sèche, ce qui se traduit par un accroissement important de ce rapport dont les valeurs se rapprochent des conditions des régions sèches.

La comparaison entre un système végétal pérenne comme une forêt, et un système cultivé ne se développant que durant quelques mois de l'année, montre des modifications importantes des bilans énergétiques en liaison avec les caractéristiques des surfaces (cf. tableau III)

Tableau III : Estimation des déperditions d'eau par les différentes surfaces végétales en zone forestière de Côte d'Ivoire.

ANNEE VEGETATION	PLUIE mm	ETR mm	ETR/PLUIE
1969 forêt équator. à 1971 BANCO *	1800	1195	,66
1971 forêt équator. à 1973 YAPO *	1950	1425	,73
* bilan hydrique réalisé par HUTTEL (1975)			
1980			
<u>région TAI</u>			
forêt		calculée	
forêt	2066	1313	,63
culture+jachère	2066	821	,30
culture (4mois)	629	374	,59
<u>région YAMOOUSSOUKRO</u>			
forêt	1382	1025	,74
culture+jachère	1382	764	,55
culture	571	384	,67
<u>région DABOU</u>			
forêt	1135	1126	,99
culture+jachère	1135	664	,58
culture(4mois)	581	346	,60
1982			
<u>région TAI</u>			
forêt	1714	1257	,73
culture+jachère	1714	788	,46
culture(4mois)	581	346	,60
<u>région YAMOOUSSOUKRO</u>			
forêt	990	1026	1,13
culture+jachère	990	762	,76
culture(4mois)	514	433	,84
<u>région DABOU</u>			
forêt	2242	956	,42
culture+jachère	2242	525	,23
culture(4mois)	1802	378	,21

Ces changements peuvent avoir des conséquences significatives sur les cycles hydriques de la région. La forêt équatoriale est un système qui, grosso modo, garde son feuillage tout au long de l'année, tout comme les plantes pérennes arborées qui la remplacent progressivement (palmier, hévéa, caféier,....). La présence d'une canopée active contribue au maintien d'un certain équilibre des conditions microclimatiques et donc climatiques qui existaient précédemment avec la forêt équatoriale. L'activité biologique se poursuit, même s'il y a un ralentissement durant les périodes de stress hydriques.

PERTURBATIONS DES PARAMETRES CLIMATIQUES.

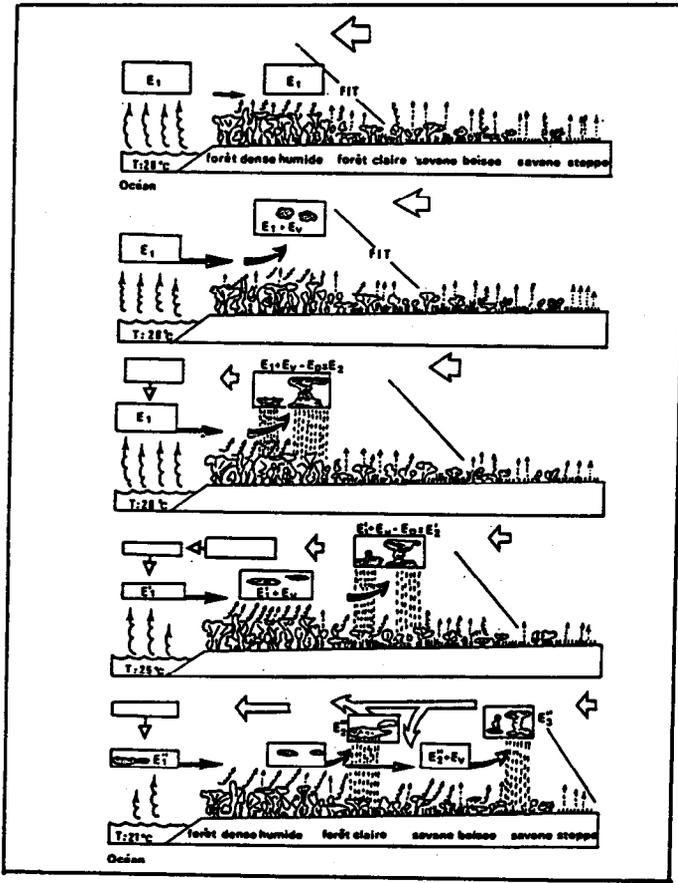
L'intégration des mesures instantanées journalières (tableau II) sur la période diurne donne des valeurs des déperditions d'eau des systèmes végétaux dans leur contexte pédo-climatique. La détermination de relations entre la consommation en eau du système végétal ETR et son activité biologique en rapport avec la fraction d'énergie disponible, les pluies et le stock hydrique du sol, permet de réaliser une simulation globale sur l'ensemble des saisons. Le tableau III résume les données calculées selon les types de végétation pour deux années distinctes.

Les deux années considérées présentent une distribution des pluies très différentes : en 1980, elle a un caractère bimodal entre mars et novembre et en 1982, 80 % des pluies annuelles étaient concentrées sur trois mois : mi-avril à mi-juillet, principalement dans la région sud.

La forêt équatoriale recycle 66 à 75 % de ces quantités de pluies. Il est évident que des apports de 600 à 1200 mm de pluies par mois influent fortement sur le pourcentage calculé. Il n'en reste pas moins que son remplacement par des cultures annuelles entraîne une réduction importante du transfert de vapeur d'eau vers l'atmosphère.

Le couvert forestier, bordant le Golfe de Guinée, participe donc activement au recyclage des eaux de pluies en réinjectant, grosso modo, sous forme de vapeur d'eau, 70 % des précipitations annuelles. Une grande partie de ce transfert de vapeur d'eau E_v contribue à son tour à l'alimentation des systèmes nuageux qui sont entraînés vers le nord par le mouvement de la zone de convergence intertropicale (ZCIT), (cf. Schéma 1).

Schéma 1 : Turn-over de la vapeur d'eau au-dessus de l'océan et du golfe de Guinée et son devenir au dessus du continent africain.



Les quantités d'eau arrivant au sol, sous forme de pluies E_p , proviennent de la condensation de la vapeur d'eau contenue dans la masse atmosphérique ($E_1 + E_v$). Quant à la concentration de vapeur d'eau de la masse d'air arrivant sur le continent africain E_1 , elle dépend de l'importance du transfert d'énergie, via le processus d'évaporation selon les bilans radiatif et énergétique, à l'interface océan-atmosphère. L'un des composants, la température de surface des masses océaniques, intervient de manière prépondérante sur sa valeur. D'autre part, ce facteur de surface intervient également sur la convection profonde de la ZCIT : sa réduction entraîne un ralentissement du brassage dont l'effet se répercute sur la répartition des quantités de pluie sur le continent. En effet, l'impact des upwellings équatoriaux provoque, du fait de la réduction de la température de surface, une réduction importante des échanges et donc de la concentration de vapeur d'eau de l'air qui passe d'un maximum entre avril-mai à un minimum en juillet-août, phénomène qui se répercute sur la distribution et la quantité des pluies arrivant sur la zone forestière. Au rôle joué par l'apport de vapeur d'eau océanique E_1 au cycle hydrique, il faut ajouter celui des systèmes forestiers E_v qui y participent activement comme on vient de l'analyser. Ainsi la masse atmosphérique de l'alizé contient une quantité de vapeur d'eau égale à $E_1 + E_v$. Avec les pluies qui représentent une fraction de cette vapeur d'eau condensée et précipitée E_p , la quantité totale de vapeur d'eau présente dans la masse atmosphérique diminue :

$E_1 + E_v - E_p = E_2$ avec $E_1 > E_2$ (schéma 1). En effet, les valeurs de tension de vapeur d'eau au sol de la station située au bord du Golfe de Guinée (Adiopodoumé - Abidjan) sont systématiquement supérieures à celles de la station située en bordure nord de la zone forestière (Yamoussoukro). Ainsi, avec l'avancée de la ZCIT vers le nord, la concentration de vapeur d'eau de la masse atmosphérique ne se réduit que progressivement, $E_1 > E_2 > E_3 > E_4 \dots$, diminuant au fur et à mesure les précipitations dans les régions situées plus au nord. La participation de l'écosystème forestier au turn-over hydrique est importante comme nous l'avons constaté. Aubreville (1949) a réalisé un calcul pour évaluer

l'importance de la participation de la forêt équatoriale (Côte d'Ivoire) au recyclage des eaux de pluies. Son calcul est basé sur la quantité totale de vapeur d'eau entrant sur le continent et les quantités d'eau de pluies enregistrées sur le pays : il estime qu'il y aurait dans les quantités annuelles des pluies arrivant sur l'ensemble du territoire 1/3 d'eau océanique et 2/3 d'eau évapotranspirée par la végétation.

Si, de plus en plus, les étendues appartenant à l'écosystème forestier sont modifiées par les feux et par la mise en place de cultures annuelles, les transferts de vapeur d'eau à l'atmosphère par ces superficies sont inférieurs à ceux existant précédemment. Tant que l'aire occupée par ces cultures est en deça d'un seuil, leur impact sur les caractéristiques des masses d'air ne sera pas perceptible. Toutefois, au stade actuel des défriches et des modifications physiologiques introduites, on peut se poser la question de savoir si ce seuil n'est pas atteint. Le système de végétation gardant son feuillage quasiment toute l'année contribue au maintien d'un équilibre des conditions microclimatiques et donc climatiques qui prévalaient précédemment avec la forêt équatoriale. L'activité biologique se poursuit, même s'il y a un ralentissement durant les périodes de stress hydrique. Les modifications introduites par la mise en place d'écosystèmes ne fonctionnant que durant quelques mois de l'année entraînent des changements physiques importants.

CONCLUSION

Dans les régions équatoriales, des changements physiologiques importants du couvert forestier sont en cours du fait de son exploitation et de la mise en valeur des surfaces cultivables. Des grandes superficies de forêt sont converties progressivement en un écosystème du type savane. Cette transformation a des répercussions sur les bilans radiatif et énergétique : selon les caractéristiques de la surface végétale, le rapport R_n/R_g passe de 0,73 pour les forêts à 0,64 pour une végétation annuelle, réduction liée à l'accroissement de

l'albedo et à la fraction d'énergie rayonnante émise par le système. Avec moins d'énergie disponible, les échanges de vapeur d'eau sont réduits et d'autant plus que le stock hydrique du sol est plus rapidement épuisé compte tenu de la faible épaisseur de sol explorée par le système racinaire des plantes annuelles. Avec la réduction du transfert de vapeur d'eau dans l'atmosphère, il y a un accroissement proportionnel de l'énergie calorifique (H/R_n augmente) qui est injectée dans la masse d'air. Les effets correspondent d'une part à l'affaiblissement du flux de mousson et d'autre part à une augmentation de la température de l'air durant la période diurne et donc à des amplitudes journalières plus élevées. C'est pourquoi, le bilan annuel des transferts dans l'atmosphère de la fraction d'eau de pluie par les végétations annuelles ne représente qu'un peu plus de la moitié de ce qu'injecte l'écosystème forestier pérenne. Il en découlerait une diminution de la pluviosité dans les régions situées plus au nord de la zone forestière qui favoriserait une des phases de la désertification des zones sud-sahariennes.

SUIVI AGROMETEOROLOGIQUE DES CONDITIONS HYDRIQUES DES CULTURES.

J.P.LHOMME

INTRODUCTION

Puisque la plante puise l'eau dont elle a besoin dans le sol, c'est à travers l'évolution du stock d'eau contenu dans le sol qu'on pourra appréhender les conditions hydriques des cultures. Cette évolution du stock d'eau du sol est régie par l'équation du bilan hydrique appliquée à une tranche de sol d'épaisseur Z_e égale à la profondeur maximale d'enracinement de la culture considérée. Cette équation s'écrit de la façon suivante :

$$\Delta H = P + I - ETR - D \pm R \quad (1)$$

et traduit le fait que la variation du stock d'eau du sol ΔH pendant un laps de temps donné est égale à la quantité d'eau qui y rentre diminuée de celle qui en sort. Les apports sont représentés par la pluie P et éventuellement l'irrigation I. Les pertes sont dues à l'évapotranspiration ETR et au drainage souterrain ou percolation D. Le terme de ruissellement R qui englobe tous les transferts latéraux peut représenter un apport comme une perte.

Au niveau du réseau météorologique les données de pluie et d'évapotranspiration sont généralement disponibles sur une base journalière. Il est donc intéressant de prendre le jour comme pas de temps dans l'équation (1). Nous allons voir comment il est possible de simuler l'évolution du bilan hydrique sur une base journalière à partir des simples données météorologiques et de quelques paramètres d'ajustement aux conditions spécifiques considérées, paramètres concernant le sol et la culture considérés.

I. LE STOCK D'EAU DU SOL

Toute l'eau présente dans le sol n'est pas disponible pour les plantes. Seule l'eau stockable entre le point de flétrissement permanent ($pF=4,2$) et la capacité au champ ($pF=2,8$) l'est effectivement. On introduit pour rendre compte de cela la notion de réserve utile RU définie comme la différence exprimée en millimètres entre les quantités d'eau stockées à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent dans une tranche de sol d'épaisseur égale à la profondeur maximale d'enracinement z_e . En effectuant une sommation sur les différents horizons pédologiques traversés par les racines, on écrira :

$$RU = \sum_i (H_{ci} - H_{fi}) \cdot \Delta z_i \quad (2)$$

$$\text{avec } \sum_i \Delta z_i = z_e$$

H_{ci} et H_{fi} représentant respectivement l'humidité volumique de l'horizon i à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent exprimées comme fraction de 1, Δz_i l'épaisseur de l'horizon en mm. RU est alors exprimée en mm d'eau. La réserve utile évolue donc en fonction de la profondeur d'enracinement, c'est-à-dire en fonction du stade de développement de la culture.

Nous introduirons également une réserve disponible, notée RD, définie comme la quantité d'eau stockée dans le sol et disponible pour les plantes à un moment donné :

$$RD = \sum_i (H_i - H_{fi}) \cdot \Delta z_i \quad (3)$$

$$\text{avec } \sum_i \Delta z_i = z_e$$

H_i représentant l'humidité volumique de l'horizon i . RD est un

nombre positif, exprimé en millimètres qui varie entre 0 et la réserve utile :

$$0 \leq RD \leq RU$$

Dans le cas d'une culture annuelle la réserve utile RU évolue entre une valeur minimale RU_n au moment du semis jusqu'à une valeur maximale RU_x juste avant la récolte, c'est-à-dire en principe au maximum d'enracinement. RU_n représente, dans le cas d'un sol nu, la quantité d'eau stockable dans les horizons supérieurs et contribuant à l'évaporation du sol. Nous poserons pour un jour J :

$$A_j = (RU_j - RU_n) / (RU_x - RU_n) \quad (4)$$

RU_j représentant la valeur de la réserve utile le jour J . Si on ne connaît pas la loi d'évolution de l'enracinement et donc de la réserve utile, on peut toujours choisir une loi de variation linéaire entre la date S de semis et la date R de récolte en fonction du numéro du jour. Si DSJ représente la durée, exprimée en nombre de jours, qui sépare la date S du jour J et DSR celle qui sépare les deux dates S et R (c'est-à-dire la longueur du cycle), nous aurons alors :

$$A_j = DSJ/DSR \quad (5)$$

Sur l'année entière la réserve utile va évoluer selon le schéma suivant :

$$A_j = \begin{cases} 0 & \text{si } j \in]R, S[\\ DSJ/DSR & \text{si } j \in [S, R] \end{cases} \quad (6)$$

Dans le cas d'une culture pérenne, nous admettrons que la réserve utile ne varie pas et reste à son niveau maximal RU_x , ce qui revient à faire $A_j = 1$.

II. LA PLUIE EFFICACE ET LE DRAINAGE.

1. La pluie efficace.

Nous appellerons pluie efficace, la pluie qui pénètre effectivement dans le sol. Une petite quantité de pluie, que nous noterons P_n , se trouve interceptée par le couvert et ne participe donc pas directement à la reconstitution de la réserve hydrique du sol. Si P désigne la pluie enregistrée et PE la pluie efficace nous écrivons pour un jour J :

$$PE_j = \begin{cases} P_j - P_n & \text{si } P_j > P_n \\ 0 & \text{si } P_j \leq P_n \end{cases} \quad (7)$$

Le sol sera considéré comme horizontal de façon à pouvoir annuler le ruissellement de surface. Le ruissellement de surface est en effet un terme difficile à appréhender car trop variable en fonction des conditions pédo-climatiques : il dépend à la fois de la pente, de l'intensité de la pluie et du type de couvert végétal et de sol. De ce fait nous admettrons que si l'intensité de la pluie est supérieure à la capacité d'infiltration, l'eau qui ne s'infiltrer pas immédiatement restera sur place à l'état libre jusqu'au moment où elle s'évaporerait ou finirait par s'infiltrer.

2. Le drainage

Si la quantité de pluie tombée le jour J est supérieure à la capacité de rétention du sol, il y aura drainage, c'est-à-dire une perte d'eau par percolation souterraine. La capacité de rétention du sol le jour J , notée CR_j , correspond à la différence entre la réserve utile du jour J et la réserve disponible du jour précédent :

$$CR_j = RU_j - RD_{j-1} \quad (8)$$

La quantité d'eau perdue par drainage s'écrira donc :

$$DR_j = \begin{cases} PE_j - CR_j & \text{si } PE_j > CR_j \\ 0 & \text{si } PE_j \leq CR_j \end{cases} \quad (9)$$

(Si CR_j se trouve être négatif, ce qui peut arriver le jour qui suit la récolte, on fera alors $CR_j=0$).

Quant au terme inverse du drainage, c'est-à-dire les remontées capillaires à partir des éventuels horizons saturés sous-jacents, il est difficile actuellement de proposer une équation simple qui puisse en rendre compte (KATERJI et al., 1984).

III. L'EVAPOTRANSPIRATION

L'évapotranspiration réelle ETR évolue, par rapport à l'évapotranspiration maximale ETM, en fonction de l'état de la réserve hydrique du sol. L'ETM, quant à elle, évolue par rapport à l'évapotranspiration potentielle ETP, principalement en fonction de l'état de recouvrement du sol par la végétation et de son "degré" d'activité biologique.

1. L'évapotranspiration maximale.

Pour décrire l'évolution de l'ETM d'une culture annuelle en fonction de son stade de développement, on utilise généralement la notion de coefficient cultural. Le coefficient cultural, noté k , relie l'ETM d'une culture donnée, prise à un stade phénologique donné, à une ETP climatique choisie comme référence :

$$ETM = k \cdot ETP_c \quad (10)$$

la valeur de k dépendant du stade de développement de la culture.

Si on ne connaît pas les coefficients culturaux se rapportant à une culture donnée, on peut toujours utiliser le modèle simplifié suivant qui décrit schématiquement l'évolution du rapport ETM/ETP_c dans le cas d'une culture annuelle (Figure 1). Du semis S jusqu'à la fin de la levée que l'on symbolisera par la lettre L et que l'on fera correspondre approximativement avec la date à laquelle la culture recouvre à peu près complètement le sol avec son feuillage, le rapport ETM/ETP_c va croître du niveau c_1 ($0 < c_1 < 1$), fonction du type de sol, jusqu'à la valeur 1. Pendant la phase de recouvrement et de développement actif (de la date L à la date M) le rapport k se maintiendra à peu près à la valeur 1. Pendant la phase de maturité (de la date M à la date R), le rapport k va décroître de la valeur 1 jusqu'à une valeur c_2 , fonction du type de culture ($0 < c_2 < 1$). Si on prend une loi de variation linéaire en fonction du numéro du jour comme dans le cas de la réserve utile, nous écrirons :

$$\begin{aligned} k_j &= c_1 + (1 - c_1) \cdot DSJ/DSL & \text{si } j \in [S, L] \\ k_j &= 1 & \text{si } j \in [L, M] \\ k_j &= 1 + (c_2 - 1) \cdot DMJ/DMR & \text{si } j \in [M, R] \end{aligned} \quad (11)$$

DSJ représentant la durée en nombre de jours qui sépare le jour J de la date S , DSL celle qui sépare la date L de la date S , etc...

Dans le cas d'une culture pérenne bien couvrante, on peut admettre en première approximation que l' ETM équivaut à l' ETP_c tout au long de l'année.

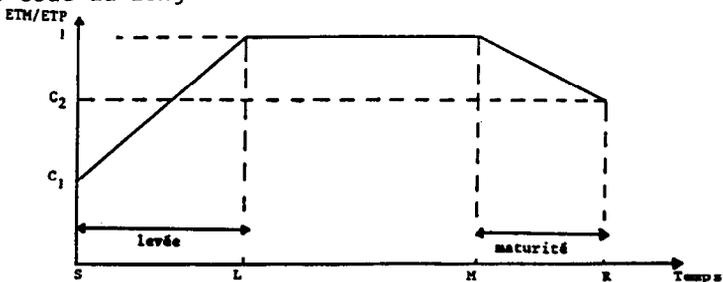


Figure 1 : Evolution du rapport ETM/ETP au cours d'un cycle cultural

2. L'évapotranspiration réelle.

a) Les concepts classiques : les concepts classiques concernant l'utilisation de l'eau du sol par les plantes font état d'une réserve facilement utilisable, notée RFU, qui représente la fraction de la réserve utile RU utilisable par les plantes sans difficulté, c'est-à-dire sans que cela occasionne une fermeture stomatique et donc une réduction de l'ETR par rapport à l'ETM. En-dessous de ce seuil l'ETR décroît au fur et à mesure que l'eau disponible diminue et ce jusqu'au point de flétrissement permanent où elle est censée s'annuler (Figure 2). Le point critique, qui constitue le seuil de régulation, varie en fonction de la nature du sol, du développement et de l'efficacité du système racinaire. La réserve difficilement utilisable RDU représente le complémentaire de la RFU par rapport à la RU :

$$RU = RDU + RFU \quad (12)$$

On posera :

$$RDU/RU = \alpha \quad (13)$$

α représentant un coefficient d'ajustement généralement pris voisin de 1/3.

En première approximation on peut admettre que le rapport $m = ETR/ETM$ croît linéairement de 0 à 1 en fonction de la réserve disponible RD, lorsque celle-ci passe de la valeur 0 à la valeur RDU, et qu'il se maintient à la valeur 1 lorsque la réserve disponible fluctue entre RDU et RU. RD_{j-1} représentant la valeur de la réserve disponible à la fin du jour J-1 et donc

au début du jour J, nous écrivons :

$$\begin{aligned} \bar{m}_j &= 1 && \text{si } RD_{j-1}/RDU_j > 1 \\ \bar{m}_j &= RD_{j-1}/RDU_j && \text{si } RD_{j-1}/RDU_j < 1 \end{aligned} \quad (14)$$

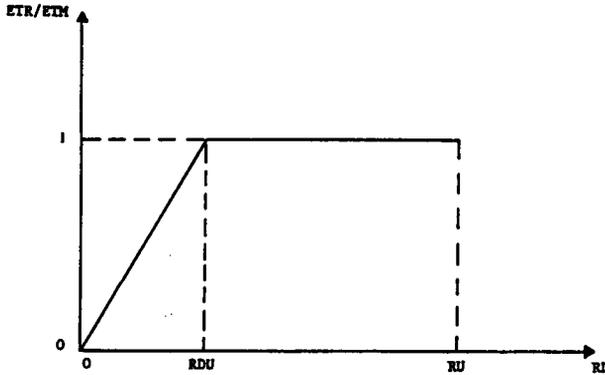


Figure 2 : Evolution du rapport ETR/ETM en fonction de la réserve disponible RD.

b) le modèle de EAGLEMAN : EAGLEMAN (1971) a développé, à partir de données expérimentales obtenues dans différentes régions climatiques, un modèle statistique d'estimation de l'ETR en fonction du rapport $MR = RD/DU$ appelé "moisture ratio" et de l'ETP. La relation statistique qu'il obtien s'écrit :

$$ETR = A + B(MR) + C(MR)^2 + D(MR)^3 \quad (15)$$

avec :

$$\begin{aligned} A &= 0,732 - 0,050 (ETP) \\ B &= 4,97 (ETP) - 0,661 (ETP)^2 \\ C &= -8,57 (ETP) - 1,56 (ETP)^2 \\ D &= 4,35 (ETP) - 0,880 (ETP)^2 \end{aligned} \quad (16)$$

Le modèle de EAGLEMAN, comme tout modèle statistique, est à utiliser avec précaution. On doit bien s'assurer que les conditions d'utilisation correspondent bien aux conditions d'élaboration du modèle.

IV. LE BILAN HYDRIQUE

L'équation traduisant le bilan hydrique s'écrit sur une base journalière compte tenu de nos notations :

$$RD_j = RD_{j-1} + PE_j - ETR_j - D_j \quad (17)$$

Cette équation va servir de relation de récurrence pour calculer les réserves hydriques journalières successives. A moins qu'on ait un moyen particulier de connaître la réserve disponible au début du processus récurrent, RD_0 , on peut se baser éventuellement sur les considérations suivantes pour initialiser le processus : si le jour n°1 se trouve en pleine saison sèche, on choisira $RD_0 = 0$, s'il se trouve en pleine saison des pluies, $RD_0 = RU$, sinon on prendra une valeur moyenne $RD_0 = RU/2$.

Le déficit hydrique journalier de la culture se trouve défini par la relation :

$$DH_j = ETM_j - ETR_j \quad (18)$$

A partir de là, on définira un déficit hydrique cumulé sur la durée du cycle cultural ou sur une phase particulière du cycle (stade critique par exemple) :

$$DHC = \sum_{j=j_1}^{j_2} DH_j \quad (19)$$

Il peut être intéressant alors de considérer l'indice suivant, appelé indice de satisfaction hydrique et défini par la relation :

$$I = (1 - \text{DHC}/\text{BHC}) \cdot 100 \quad (20)$$

où BHC représente les besoins hydriques de la culture cumulés sur la même période que DHC :

$$\text{BHC} = \sum_{j=J_1}^{J_2} \text{ETM}_j \quad (21)$$

I exprime sous forme de pourcentage le degré de satisfaction des besoins hydriques de la culture considérée.

V. L'UTILISATION DU MODELE.

Le modèle récurrent de bilan hydrique journalier présenté ici ne cherche pas systématiquement une formulation trop précise dans la description des phénomènes. Ceci pour deux raisons. D'une part nous avons voulu réduire au minimum le nombre des paramètres d'entrée afin que le domaine d'application du modèle soit le plus large possible. D'autre part le pas de temps utilisé (le jour) et les données météorologiques correspondantes imposent de fait un certain degré d'imprécision qu'il serait inutile de masquer par des considérations trop précises sur certains aspects de la dynamique de l'eau au champ qui ne peuvent être appréhendés qu'en utilisant une échelle de temps plus fine.

Ce type de modèle peut être utilisé en temps réel pour suivre l'évolution des conditions hydriques d'un cycle cultural et prévoir ainsi, par exemple, les moments où l'irrigation d'appoint est nécessaire. L'utilisation de ce modèle, bien calé aux conditions expérimentales, peut alors se substituer à des mesures par sonde à neutrons. En temps différé ce type de modèle peut servir à l'analyse agroclimatologique basée sur l'exploitation statistique des séries de données climatiques en vue de la planification.

Exemple de calage des cycles culturaux

Le choix de la meilleure date de semis pour une culture annuelle est l'un des problèmes importants qui se posent à l'agronome en zone intertropicale, car la pluviométrie y a une répartition généralement inégale (alternance saison sèche-saison des pluies) et constitue de ce fait un facteur déterminant et souvent limitant pour la réussite des cycles culturaux.

Le modèle de bilan hydrique présenté peut être utilisé pour résoudre ce problème. En effet, on peut se servir du déficit hydrique cumulé sur la durée totale du cycle ou seulement sur une phase sensible (stade critique) vis-à-vis de l'eau, comme indice de succès pour la culture : plus celui-ci est faible, plus les conditions d'alimentation en eau sont bonnes et donc plus les chances de succès sont grandes. Pour chaque date de semis considérée on calculera un déficit hydrique cumulé moyen DHC (la moyenne portant sur le nombre d'années que comporte l'échantillon disponible) et l'on retiendra la date qui minimise la valeur de DHC.

Nous avons pris l'exemple de la pomme de terre sur l'altiplano bolivien. Sur l'altiplano bolivien, la saison des pluies s'étend approximativement d'octobre à mai. Les sols sont pauvres avec une faible réserve utile. La pomme de terre, qui représente l'une des cultures essentielles, a une durée de cycle d'environ 180 jours et se plante au début de la saison des pluies. La station choisie pour illustrer la méthode est celle de El Alto (aéroport de La Paz) avec vingt années d'enregistrement des précipitations. La pomme de terre est une culture qui demande de l'eau à peu près à toutes les époques de sa végétation. Il lui faut des pluies régulières, bien réparties, sans période de sécheresse. Nous avons donc utilisé un déficit hydrique cumulé sur toute la période de végétation (du semis S à la récolte R). La figure 3 montre l'évolution de la valeur du DHC en fonction de la date de semis, le pas de temps étant de cinq jours. On voit clairement que la date optimale se situe aux alentours du 300^{ème} jour de l'année,

c'est-à-dire de la dernière semaine d'octobre.

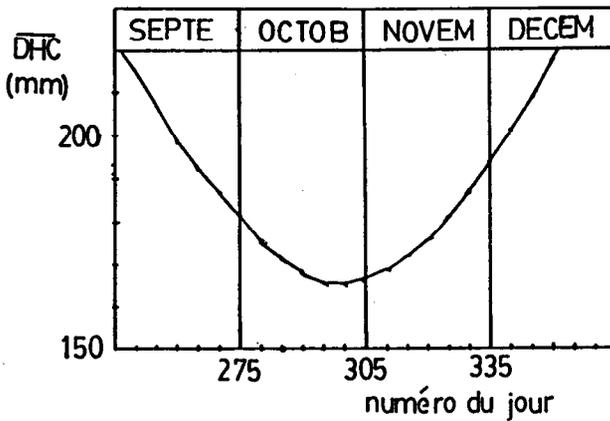


Figure 3 : Station de El Alto, Bolivie. Cas de la pomme de terre. Evolution du déficit hydrique moyen cumulé sur la durée du cycle DHC, en fonction de la date de semis repérée par le numéro du jour de l'année.

BIBLIOGRAPHIE

EAGLEMAN J.R., 1971 - An experimentally derived model for actual evapotranspiration. *Agr. Meteorol.*, 8, 385-394.

KATERJI N., F.DAUDET et C.VALANCOGNE, 1984 - Contribution des réserves profondes du sol au bilan hydrique des cultures. *Agronomie*, 4 (8), 779-787.

RISQUES ET POTENTIALITES CLIMATIQUES POUR LA PRODUCTION AGRICOLE

M.ELDIN

On se propose de présenter ici quelques travaux réalisés en agroclimatologie par des chercheurs de l'ORSTOM, membres de l'Unité de Recherche : "Valorisation agricole de l'eau" (Département E).

I. RISQUES CLIMATIQUES

Les principaux risques climatiques auxquels l'agriculteur est confronté sont le manque d'eau (sécheresse), l'excès d'eau (inondation, asphyxie du sol), le gel, la grêle, les dégâts par le vent (cyclones, tornades,...). L'analyse fréquentielle des variables météorologiques qui traduisent ces différents risques (précipitations, température minimale de l'air, vitesse du vent,...) permet d'en évaluer l'importance. Il s'agit d'estimer la probabilité d'occurrence de ces risques considérés isolément ou conjointement. A titre d'exemple, la figure I présente l'évolution au cours de l'année, de 10 jours en 10 jours, du risque de sécheresse, du risque de gelée et du risque de grêle pour la station de COPACABANA, située à 4018 m, en bordure du lac TITICACA, en Bolivie.

Il y a de nombreuses façons de définir ces risques. Dans le cas présent, le risque de sécheresse est défini par la probabilité que la pluie décadaire soit inférieure à une fraction : k . ETP de l'évapotranspiration potentielle décadaire: ETP. On a pris ici $k = 1/2$ car ETP/2 correspond, en première approximation, à un niveau d'alimentation hydrique en dessous duquel on peut admettre que des effets de sécheresse se manifestent, quelle que soit la culture et la phase phénologique considérée. On verra plus loin que cette analyse peut facilement être affinée si l'on traite d'une culture particulière. Le risque de gelée est défini par la probabilité d'obtenir, au

cours d'une décade, une température minimale de l'air inférieure à 0°C sous abri météorologique. A celle-ci correspond généralement une température plus basse au niveau du sol ou de la culture. Le risque de grêle est défini par la probabilité de noter au moins une précipitation de grêle pendant la décade étudiée.

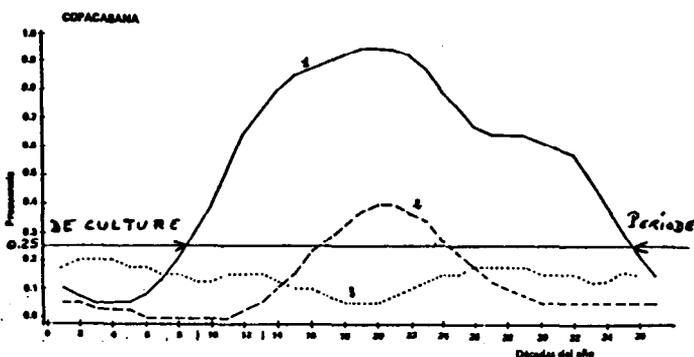


Figure 1 : Evolution annuelle de la fréquence de sécheresse (1), gelée (2) et grêle (3) avec une période élémentaire d'analyse de 10 jours.

La considération de ces trois risques permet de déterminer une période de culture en sec définie comme la succession des décades pour lesquelles la probabilité d'occurrence de chacun de ces risques est inférieure à 0,25 (cf. Fig.1). Cette valeur de 0,25 (une année sur quatre) est arbitraire et traduit simplement l'occurrence maximale que l'on accepte pour le risque considéré. Dans le cas de COPACABANA, il est intéressant de noter qu'une éventuelle irrigation permet de

contourner le risque de sécheresse et d'envisager une nouvelle période de culture avec irrigation qui n'est plus limitée que par le risque de gelée.

II. POTENTIALITES DE PRODUCTION AGRICOLE

L'expression de ces potentialités est basée sur l'utilisation de la notion de durée de la période de culture (DPC) définie ci-dessus ; on intègre au cours de celle-ci une fonction de production du type : $PP_i = f(Rg_i, ta_i, U_i, DS_i)$ ce qui permet d'estimer la production potentielle PP_i de la décade i à partir d'un certain nombre de variables météorologiques classiques telles que rayonnement solaire global : Rg_i , température moyenne de l'air : ta_i , vitesse moyenne du vent : U_i , déficit de saturation de l'air : DS_i . On parvient ainsi à l'évaluation d'un indice climatique de production potentielle : ICPP, défini par :

$$ICPP = \sum_{DPC} (PP_i)$$

qui permet une comparaison simple des zones étudiées.

La méthode utilisée repose donc sur les principes généraux suivants :

- l'analyse est réalisée par période relativement courte - de l'ordre d'une dizaine de jours - adaptée à la précision requise pour le choix des dates d'exécution des opérations du calendrier agricole.

- les risques climatiques sont exprimés en termes de probabilité. On prend ainsi en compte la variabilité interannuelle des divers facteurs météorologiques étudiés.

- on n'établit pas de hiérarchisation a priori des risques climatiques. La durée de la période de culture (en sec ou avec irrigation) est déterminée en prenant en considération

l'ensemble des risques présents.

- le risque de sécheresse s'exprime par le résultat d'un bilan hydrique entre une offre et une demande en eau (k.ETP) qui varient toutes deux dans l'espace et dans le temps.

- la prise en compte des facteurs climatiques limitant la production se fait à deux niveaux :

. un niveau qui traduit une "durée" de production, c'est la période de culture. Pour sa détermination il faut connaître les précipitations et les variables météorologiques entrant dans le calcul de l'ETP.

. un niveau qui traduit une "intensité" de production, c'est la fonction de production potentielle.

Ces deux niveaux sont intégrés de façon rationnelle par le calcul de l'ICPP.

L'utilisation de cette méthode de zonage a permis d'aboutir à trois types de documents :

- Zonage agro-climatique de type général. Il s'agit d'une évaluation macroscopique, généralement à petite échelle, des risques et des potentialités de production. Le facteur k de k.ETP est fixé à une valeur moyenne et les paramètres de la fonction de production correspondent au fonctionnement d'un ensemble de cultures présentant un métabolisme commun : C₃, C₄ ou CAM. Ce type de zonage a été réalisé par l'ORSTOM en Jamaïque et en Haïti. (cf.bibliographie).

- Zonage agro-climatique spécifique d'une culture. Le choix d'une culture permet d'affiner l'analyse : la valeur de k dans k.ETP est variable au cours du temps pour tenir compte de l'évolution des besoins hydriques de la culture au cours des différentes phases de son cycle végétatif. Les paramètres

biologiques de la fonction de production prennent des valeurs correspondant au cas traité. C'est ainsi qu'un zonage agro-climatique de la culture de canne à sucre a été réalisé au Costa-Rica. La figure 2 donne la carte des isovaleurs de l'indice climatique de production potentielle obtenues pour ce pays et pour cette culture.

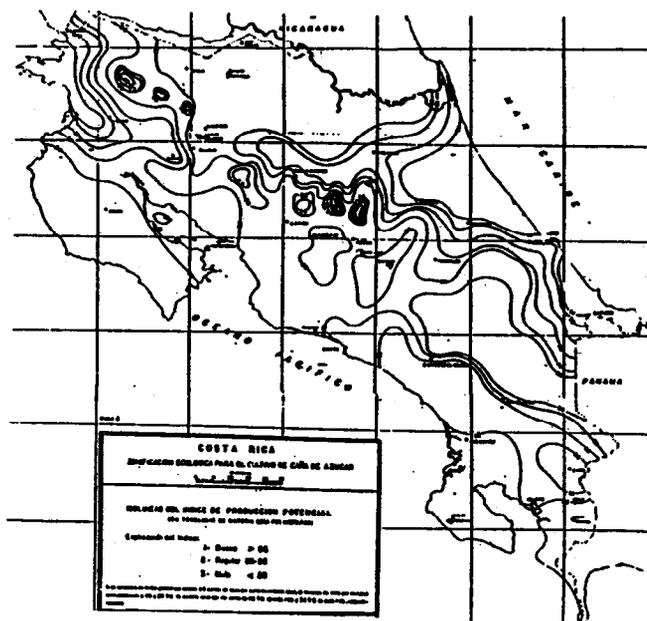


Figure 2 :

- Zonage agro-pédo-climatique. Les types de zonage décrits ci-dessus ne prennent pas en compte le rôle du sol dans l'alimentation hydrique des cultures. Pour pallier cette lacune on peut superposer au zonage agroclimatique un zonage pédologique identifiant les principaux types de sols quant à l'infiltration et au stockage de l'eau.

Une telle approche a été utilisée pour le zonage de la canne à sucre au Costa-Rica. La figure 3 donne une idée du résultat obtenu : sur la base de trois critères : indice de production potentielle, indice climatique de maturation de la canne (aptitude à la conversion des sucres réducteurs en saccharose) et qualité des sols, on a pu délimiter de façon assez précise les zones très favorables, favorables, médiocres,

mauvaises et très mauvaises pour la culture de la canne.

Cette méthode n'est pas très satisfaisante car elle ne permet pas une pondération objective des facteurs climatiques, biologiques et édaphiques dans l'expression des potentialités de production.

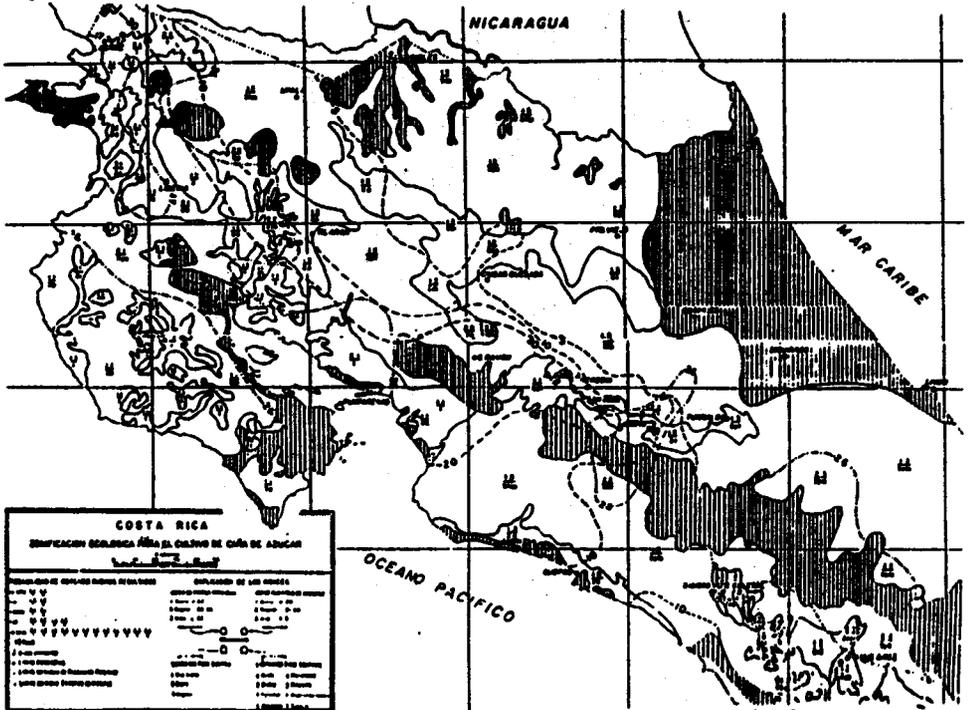


Figure 3 : Zonification écologique pour la culture de la canne à sucre.

III. PERSPECTIVES DE RECHERCHES EN AGRO-CLIMATOLOGIE

Une des principales directions de recherche retenue actuellement pour les travaux de l'Unité de Recherche consiste à mettre au point et à utiliser des modèles de bilan hydrique d'une culture susceptibles de traduire fidèlement les mécanismes d'action et d'interrelation des facteurs climatiques, biologiques et édaphiques qui le déterminent. Ces modèles permettent de suivre l'évolution de la réserve en eau disponible

pour la culture et de calculer sa consommation effective en eau, c'est à dire son évapotranspiration réelle. Ainsi, le niveau d'alimentation hydrique de la culture n'est plus jugé à partir d'un bilan : précipitations - k.ETP, mais à partir de la valeur du rapport : évapotranspiration effective/évapotranspiration maximale possible. Quelques résultats préliminaires ont été obtenus par cette méthode pour des régions où l'on dispose des données de sol adéquates. La figure 4 montre comment, dans le cas de la station de SANTA CRUZ, dans le GUANACASTE costaricain, le risque de sécheresse et la période de culture ont pu être déterminés à partir de l'évolution des probabilités de voir la réserve hydrique du sol : RH descendre, au cours d'une décade donnée, en dessous d'un seuil critique : RDU.

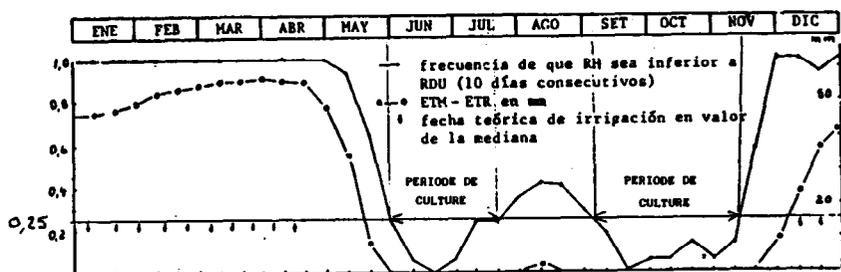


Figure 4 : Réserve hydrique, différence d'évapotranspiration (ETM - ETR) et date théorique d'irrigation pour la station de Santa Cruz.

Cependant, la mise au point de modèles vraiment performants suppose encore de meilleures connaissances en

particulier sur les points suivants :

- Propriétés hydro-dynamiques des sols : couple infiltration-ruissellement (pluie "utile", au sens de l'agronome) ; réserve en eau ; drainage.
- Profondeur et efficacité des systèmes racinaires ; modélisation de la progression du front racinaire au cours du cycle de culture.
- Exigences en eau des cultures au cours des différentes phases de leur cycle végétatif ; influence de l'intensité et de la durée d'une contrainte hydrique sur le rendement final de la culture.

Des recherches dans ce sens sont actuellement conduites par l'ORSTOM en France, en Bolivie, au Nicaragua et vont démarrer en 86 au Niger. Elles devraient permettre une expression rationnelle, fidèle, opérationnelle des risques et des potentialités climatiques pour la production agricole.

BIBLIOGRAPHIE

- ELDIN M., 1983 - A system of agroclimatic zoning to evaluate climatic potential for crop production. In. Cusak, D.F. (Ed.). Agroclimatic information for development. Reviving the Green Revolution. Boulder, Colorado, Westview, 83-91.
- LHOMME J.P. et M.ELDIN, 1983 - Agroclimatic study of Jamaïca. IICA-ORSTOM. San José, Costa Rica, 51 p.
- LHOMME J.P. et O.ROJAS, 1983 - Analisis de los riesgos climaticos para la agricultura en el Departamento de La Paz (Bolivia), metodologia y resultados. Costa Rica. IICA-ORSTOM. 43 p.

- LHOMME J.P. et A.AZAEEL, 1984 - Aspects méthodologiques d'une étude agroclimatologique d'Haïti. IICA, Haïti. Poligrafiado. 4p.
- LHOMME J.P. et M.ELDIN, 1985 - Un modèle agroclimatologique de simulation du bilan hydrique des cultures. In : Conference Internationale de la CIID : "Besoins en eau des cultures". INRA, Paris. 841-852.
- ROJAS O. et M.ELDIN, 1983 - Determinacion del potencial agroclimatico para la produccion de cana de azucar (*Saccharum officinarum*, L.) en Costa Rica. Turrialba 33 (1) 1-10.
- ROJAS O. et M.ELDIN, 1983 - Zonification agroecologica para el cultivo de cana de azucar (*Saccharum* spp.) en Costa Rica. Turrialba 33 (2) 151-160.
- ROJAS O., 1985 - Estudio de las condiciones hidricas del Pacifico Norte de Costa Rica. IICA, Série Publicaciones Miscelaneas n°546. San José, Costa Rica, 73 p.



CONCLUSION

CLIMAT ET DEVELOPPEMENT : EXPOSE GENERAL

S.HASTENRATH

D'abord, je voudrais remercier la direction de l'ORSTOM pour m'avoir invité à prendre part aux divers événements de la semaine inaugurative du 14 au 19 octobre 1985. Vu la grande tradition de recherche de cet institut, ce fut avec honneur et grand plaisir que j'ai pu revoir de vieux amis et rencontrer des collègues dont je ne connaissais que leurs travaux.

Ce bref exposé a surtout pour but de catalyser et de provoquer une discussion que j'espère fructueuse. Le sujet du séminaire des 15 et 16 octobre 1985 était "Climat et Développement" essentiellement dans les basses latitudes. En effet dans les terres et les mers du Tiers Monde les divers problèmes sociaux, économiques, et politiques, du développement en général, sont étroitement liés avec l'évolution du climat. On peut identifier plusieurs ingrédients qui me paraissent indispensables pour la réussite d'un développement harmonieux :

- L'étude du climat, (la météorologie et l'océanographie physique) doit jouer un rôle central.

- Lorsqu'on réalise l'importance du milieu physique, l'apport de disciplines fondamentales comme l'hydrologie, la pédologie, la paléoclimatologie etc... est aussi indispensable. L'hydrologie continentale, notamment, nous apporte une clef essentielle pour établir les caractéristiques hydrométéorologiques ; en effet, de longues séries des débits de fleuves et des variations des niveaux des lacs nous offrent une information importante pour étudier les variations du climat. Mais, même l'étude intégrée du milieu physique est insuffisante en soi.

- Il faut aussi considérer l'impact humain avec ses

actions (et rétroactions) : effet des actions de l'homme sur le milieu naturel et conséquences des anomalies climatiques sur la vie de ces mêmes hommes. Dans ses discours du lundi 14 et mardi 15, M. Ruellan, Directeur Général de l'ORSTOM, a souligné l'importance des prévisions climatiques avec juste raison. Cependant la prévision climatique, une des grandes activités de la météorologie moderne, doit être accompagnée d'autres soucis. Par exemple, si la grande sécheresse qui sévit au Sahel avait été prévue, qu'aurait on fait ? D'où la nécessité d'établir une infrastructure nécessaire qui permette "d'utiliser" intelligemment les résultats des prévisions à moyenne et longue échéance.

Un projet de développement, responsable, même s'il nécessite un engagement, une coopération de longue durée, doit surtout s'assurer de la continuité des travaux par les collègues locaux, au bout d'un certain temps. L'éducation est d'une importance primordiale. Même si l'encadrement par des chercheurs étrangers a un effet stimulant, à long terme, seule la formation de collègues locaux peut garantir le succès du projet.

Des réponses à la question : quels sont les sujets de recherche sur le climat les plus importants pour le développement ?, n'apparaîtront qu'après d'importants échanges d'idées avec les chercheurs locaux. Cela demande de la sensibilité, du tact et du respect. Les discours du lundi matin ont particulièrement insistés sur l'aspect de ce problème.

Comment alors, l'ORSTOM peut-il aborder cette mission de "Climat et Développement" ? L'ORSTOM est avant tout surtout un institut de recherche appliquée, indispensable au développement. La multitude des disciplines fortes à l'ORSTOM est impressionnante. Mis à part les résultats de travaux bien connus de l'ORSTOM dédiés à divers sujets du milieu physique, je viens de réaliser l'énorme activité de ses chercheurs en sociologie, économie et autres sciences humaines. Les chercheurs de l'ORSTOM ont une grande expérience acquise de par le monde, une

expérience indispensable pour une coopération efficace et cordiale avec leurs collègues d'outre-mer.

Le programme du séminaire "Climat et Développement" a permis de mettre une nouvelle fois en valeur la grande richesse des travaux de l'ORSTOM dédiés au milieu naturel :

- Les études en paléo-environnement, doivent permettre de mieux comprendre les variations climatiques et le rôle de l'homme dans le milieu physique. Les méthodes bien que différentes de celles utilisées en météorologie, présentent des résultats d'une grande importance. Par exemple, la reconstruction de variations du niveau du Lac Tchad à travers le dernier millénaire est basée sur la tradition orale, les connaissances en ethnologie, linguistique et sociologie. Le résultat, c'est une série géophysique d'intérêt capital. La palynologie, géomorphologie, géochimie, nous offrent des exemples semblables.

- Le fonctionnement de la machine climatique exige surtout l'étude de l'atmosphère et de l'océan. L'océanographie physique de l'ORSTOM est reconnue à travers le monde comme un pilier de l'océanographie tropicale moderne. Les travaux océanographiques de l'ORSTOM ont beaucoup contribué à l'exploration du système climatique dans les basses latitudes. Cependant, l'étude de l'atmosphère tropicale est aussi indispensable. La science de la météorologie du vingtième siècle, s'est occupée presque exclusivement de l'étude des systèmes synoptiques des zones tempérées. L'étude du climat et de sa composante tropicale est assez récente avec peut-être plus de retard dans certains pays que dans d'autres. A cet égard il est remarquable de voir que, tout récemment les collègues en océanographie physique, à l'ORSTOM, aient aussi accepté, en grande partie, la responsabilité de l'étude de la composante atmosphérique du système climatique.

- En ce qui concerne l'hydrologie des continents tropicaux, l'ORSTOM offre des contributions fondamentales,

depuis une dizaine d'années. L'ORSTOM est aussi considéré comme une source importante en matières d'agroclimatologie et d'agronomie tropicale. Il est essentiel de maintenir cette compétence. Les deux sessions du séminaire, dévouées à l'hydrologie et à la production agricole ont montré le désir pour le développement de méthodes pratiques de prévision climatique. A cet égard, il est essentiel de distinguer entre études diagnostiques et pronostiques. L'analyse des variations de la circulation générale, caractéristiques d'anomalies de précipitation, représente le premier cas. Ces études diagnostiques servent de base pour identifier les paramètres prédicteurs. Ce n'est qu'ensuite qu'ils seront utilisés dans l'application de méthodes statistiques rigoureuses. La publication de la méthode de prévision, et la vérification de la "performance" à partir de séries indépendantes d'observations sont aussi indispensables. La prévision du climat, c'est une affaire de la météorologie.

L'ORSTOM possède donc beaucoup d'atouts nécessaires pour accepter le défi du "Climat et Développement". Y-a-t-il des aspects qui pourraient accroître son efficacité ?

Pour profiter de la grande richesse des travaux de l'ORSTOM, les fréquents échanges d'idées entre les diverses équipes de recherche est essentiel. Les collègues de l'ORSTOM réalisent bien sur l'importance de ces modes de dialogues : dans son discours de lundi matin, M. Ruellan mentionnait justement que les nouvelles installations, du nouveau siège de l'ORSTOM, permettrait de tels échanges, sur des bases plus régulières. A côté des échanges au sein même de l'ORSTOM, il faudra aussi envisager le contact avec la communauté des chercheurs nationaux et internationaux.

Nous venons de voir que la météorologie doit occuper une position clef dans ce programme de "Climat et Développement". La recherche en météorologie offre des "rampes de lancement" importantes non seulement pour l'étude des paléo-environnements,

du climat des océans et du système climatique, en général aux basses latitudes, mais aussi pour l'étude de l'hydrologie continentale et les besoins de l'agriculture. La science météorologique est aussi indispensable pour le développement de méthodes de prévision du climat.

Enfin la nécessité de développer une "conscience du climat", me paraît primordiale. C'est l'ORSTOM avec sa longue expérience dans les basses latitudes qui me paraît le plus apte à jouer ce rôle.

Le 16 octobre 1985

