

4291



OCDE/OECD

ORGANISATION DE COOPÉRATION ET DE DÉVELOPPEMENT ÉCONOMIQUES
ORGANISATION FOR ECONOMIC CO-OPERATION AND DEVELOPMENT

CILSS

COMITÉ PERMANENT INTER-ÉTATS DE LUTTE CONTRE LA SÉCHERESSE DANS LE SAHEL
PERMANENT INTERSTATE COMMITTEE FOR DROUGHT CONTROL IN THE SAHEL

CLUB DU SAHEL

SAHEL D(84)252
Octobre 1984

Or. : Anglais

DISTRIBUTION GENERALE

LES MECANISMES DU CLIMAT SAHELien

APERÇU DES PROGRES RECENTS

EN MODELISATION ET OBSERVATION

LES MECANISMES DU CLIMAT SAHELIER
APERÇU DES PROGRES RECENTS
EN MODELISATION ET OBSERVATION

par

Dr. Robert S. KANDEL

Les opinions émises, ou d'éventuelles erreurs contenues dans ce document, n'engagent que la seule responsabilité de leur auteur et n'expriment pas nécessairement les vues de l'OCDE, du Club du Sahel ou du CILSS.

Club du Sahel
OCDE - OECD
2, rue André-Pascal
75775 Paris Cedex 16
France

CILSS
B.P. 7049
Ouagadougou
Burkina Faso

Copyright OCDE, 1985

25.509

TABLE DES MATIERES

RESUME	- iii -
1. INTRODUCTION	1
2. CARACTERISTIQUES ACTUELLES ET PASSEES DU CLIMAT SAHELien	3
3. MECANISMES CLIMATIQUES A L'ECHELLE PLANETAIRE : LA CIRCULATION GENERALE	8
4. PROCESSUS DE SURFACE AFFECTANT LE CLIMAT SAHELien	13
5. OBSERVATIONS SATELLITAIRES	19
6. CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS	22
ANNEXE 1 : Bibliographie	25
ANNEXE 2 : Figures	33

RESUME

Il existe une étroite relation entre le climat et la situation géographique de la région sahélienne qui est la zone de transition entre le désert hyper-aride du Sahara au nord, et la forêt tropicale relativement pluvieuse au sud. La hauteur moyenne des précipitations se situe entre 100 et 400 mm par an, et peut varier considérablement en fonction des années, des régions et pendant la saison des pluies. Le climat, très saisonnier, est caractérisé par la brièveté de la saison des pluies, qui a lieu pendant les mois d'été de l'hémisphère nord. Les périodes de sécheresse sont fréquentes, et la pluviométrie demeure souvent déficitaire pendant plusieurs années. Toutefois, devant la persistance extrême de la sécheresse intervenue à la fin des années 1960, nombreux sont ceux qui se demandent si le Sahel ne subit pas une modification réelle du climat, plutôt qu'une manifestation particulièrement défavorable de sa variabilité naturelle.

A long terme (sur des milliers ou des dizaines de milliers d'années), le climat sahélien a subi des transformations très importantes, liées à des modifications de la circulation générale, et à l'expansion ou à la contraction des calottes polaires. A l'époque du dernier maximum glaciaire, il y a 18.000 ans environ, la zone hyper-aride, beaucoup plus vaste, englobait tout le Sahel actuel. Il y a 10.000 à 5.000 ans, le désert a régressé ; la région sahélienne et la partie méridionale du Sahara bénéficiaient d'un climat bien plus humide qu'aujourd'hui. Ces rythmes millénaires, probablement d'origine astronomique, se poursuivent encore. Ainsi, la tendance à l'asséchement qui a débuté il y a quelques 5.000 ans en Afrique, continuera sans nul doute durant les cinq prochains millénaires. A cette tendance à la sécheresse se superposent des fluctuations beaucoup plus brèves, mais parfois très fortes. On ne peut vraiment pas prouver que la sécheresse actuelle au Sahel représente une accélération soudaine de cette tendance aride, plutôt qu'une fluctuation particulièrement importante du climat. Toutefois, on pourrait se demander à juste titre si les manifestations des activités humaines (l'utilisation des terres au niveau régional ou, plus globalement, l'augmentation du dioxyde de carbone dans l'atmosphère), ne finiront pas par provoquer une véritable transformation du climat au cours des siècles, voire des décennies, à venir.

Les caractères fondamentaux du climat sahélien dépendent de la circulation atmosphérique générale et plus particulièrement de la circulation de Hadley, qui prévaut dans les régions intertropicales. Les précipitations interviennent à proximité ou dans la Zone Intertropicale de Convergence (ITCZ). Cette dernière, correspond à la branche ascendante de la cellule de Hadley, dans laquelle l'air humide apporté par les alizés convergents doit obligatoirement s'élever. L'aridité prévaut dans les zones de haute pression, qui coïncident avec les mouvements subsidents

de la circulation. L'ITCZ a tendance à suivre la zone où la chaleur solaire est la plus intense ; par conséquent, elle se situe pendant une grande partie de l'année au sud du Sahel, qui est alors affecté par l'"harmattan" sec du nord est, soufflant du Sahara. Les chutes de pluies dans le Sahel dépendent tout d'abord du déplacement vers le nord de la Zone Intertropicale de Convergence pendant les mois d'été de l'hémisphère nord. Les vents humides du sud-ouest de la mousson ouest-africaine peuvent alors pénétrer à l'intérieur des terres. Mais ce n'est pas le seul mécanisme intervenant : l'activité des systèmes à méso-échelle (amas nuageux et lignes de grain) provoquent en grande partie les précipitations sahéliennes pendant cette saison et dépendent également des vents d'est en haute altitude. D'autre part, la principale source d'énergie alimentant la circulation de Hadley et l'activité de l'ITCZ est la chaleur du soleil et l'évaporation de l'eau océanique. C'est pourquoi on a accordé une grande attention au rôle que peuvent jouer les anomalies thermiques de la surface des mers (SST) ; elles pourraient expliquer les anomalies de la circulation atmosphérique ainsi que des précipitations au-dessus du Sahel et fournir éventuellement un élément de prévision. On peut désormais surveiller sans problème les variations thermiques des surfaces maritimes grâce aux satellites. Cependant nous ne savons pas encore si ces observations sont utiles pour prévoir des modifications significatives de la circulation atmosphérique au-dessus de l'Afrique occidentale et nous ne connaissons pas le lien éventuel avec le début ou la fin d'une sécheresse.

Les observations satellitaires indiquent que le bilan radiatif au-dessus des zones désertiques est déficitaire, même pendant les mois d'été. En effet, l'albedo intense du sol empêche ce dernier d'absorber suffisamment de rayonnement solaire, pour compenser le flux de rayonnement infra-rouge qu'il émet vers l'espace, en raison de sa température élevée. La différence est compensée par l'apport de chaleur provenant des lents mouvements descendants (subsidence) de l'air sec. Toutefois, ce processus empêche la formation des précipitations, et maintient par conséquent les conditions désertiques. En revanche, la surface d'une zone couverte de végétation est plus sombre et absorbe davantage l'énergie solaire ; le bilan radiatif est positif, la convection peut se développer et l'air humide, en s'élevant peut se condenser pour donner naissance à des précipitations. On a supposé que la disparition du couvert végétal en exposant un sol plus brillant modifie le bilan énergétique dans le sens de conditions désertiques : les mouvements de subsidence remplacent la convection, tandis que les précipitations se raréfient ou la sécheresse s'aggrave. Ce processus provoque des conditions encore plus difficiles à supporter pour le couvert végétal. Ainsi cette rétroaction ou "feedback" biométéorologique permet aux

*

L'albedo est la fraction du flux de rayonnement solaire incident réfléchi par le sol.

modifications météorologiques et écologiques de s'alimenter l'une l'autre ; il peut être aggravé par le surpâturage ou la mise en culture abusive.

De nombreuses expériences ont été menées à l'aide de modèles numériques. Elles aident à déterminer si le climat tend à reproduire ce mécanisme, lorsque l'on tient compte de l'ensemble de ces divers paramètres de façon plus complète. Bien que les modèles ne représentent qu'une version simplifiée de la réalité, les résultats indiquent que le mécanisme de "feedback" de l'albedo - ou "mécanisme de Charney" - fonctionne effectivement. Les rôles d'autres paramètres importants, notamment l'humidité du sol et l'évapotranspiration, ont été soulignés. Une question non résolue est de savoir quel est le pourcentage des précipitations sahéliennes provenant du recyclage des pluies d'Afrique occidentale, c'est-à-dire de l'humidité évaporée dans le Sahel même ou dans les régions soudano-guinéennes plus au sud.

De nombreuses études par satellite portant sur les modifications de l'albedo du sol dans le Sahel sont en cours, et certains résultats ont déjà été publiés. On a combiné les données provenant des satellites géostationnaires ATS-3 (1967-74) et Météosat 1 (1978-79) avec celles de Landsat (1972-81...) et avec des observations recueillies sur le terrain; d'autres études, basées sur des données de Meteosat 2 (1981...) sont menées actuellement. Les résultats concernant la période 1967-1980 révèlent que l'albedo a augmenté effectivement en 1972-73, période qui correspond à un maximum de sécheresse au Sahel. Il s'est atténué ensuite entre 1974 et 1979, peut-être en réaction à la régénération du couvert herbacé qui a suivi la diminution partielle de la sécheresse. L'analyse détaillée des données les plus récentes n'est pas encore terminée. Ces résultats impliquent que, même si l'albedo s'intensifie pendant la sécheresse comme prévu, le mécanisme de feedback établi par Charney n'est pas prépondérant dans la région sahélienne ; aucune tendance à l'emballement ne s'est déclarée. Les influences dominantes semblent donc extérieures au Sahel.

Les études par satellites se sont concentrées sur la région sahélienne ; pourtant, il est largement prouvé que la déforestation est plus importante dans les zones soudano-guinéennes plus au sud. L'impact exercé à la fois sur l'albedo du sol et sur le taux d'évapotranspiration doit être important, et nous supposons que le mécanisme de feedback de Charney dans ces régions peut contribuer à la persistance de la sécheresse dans le Sahel. Nous recommandons d'approfondir les recherches sur cette question, notamment grâce à l'étude du taux des pluies recyclées des régions soudano-guinéennes dans la pluviométrie sahélienne, ainsi que grâce à l'étude par satellite des modifications de l'albedo au sud du Sahel. A nouveau, nous affirmons que le couvert végétal en général, et les forêts en particulier, peuvent avoir une influence bénéfique ne se limitant pas à la création d'un micro-climat ; il peut affecter la circulation à l'échelle régionale. La destruction du couvert végétal est provoquée autant par les pressions de plus en plus fortes exercées par l'homme sur son environnement en Afrique occidentale que par les fluctuations climatiques, même les plus défavorables. La politique d'aménagement des terres doit assurer la protection du couvert végétal, dont la destruction ne ferait qu'aggraver les conséquences de la sécheresse.

1. INTRODUCTION

La région sahélienne, qui forme en gros une bande est-ouest, d'une largeur de plusieurs centaines de kilomètres, longeant la frange sud du désert du Sahara, est définie par ses caractères climatiques. Les différences topographiques importantes entre le Sahel même et les terres plus au nord ou au sud sont peu nombreuses. Le caractère climatique essentiel est la pluviométrie annuelle, qui atteint en moyenne 100 à 400 mm au Sahel, tandis qu'elle est beaucoup plus faible au nord, dans le Sahara, et plus abondante au sud. Le climat sahélien se caractérise par le rythme extrêmement saisonnier de ses précipitations, sa très brève saison des pluies, la forte variabilité dans le temps et dans l'espace des précipitations pendant la saison des pluies, et l'amplitude des variations enregistrées d'une année à l'autre. Ces traits caractérisent généralement toutes les zones marginales des déserts tropicaux, qui sont fréquemment affectées par la sécheresse. Toutefois, la persistence d'une pluviométrie déficitaire au cours des quinze dernières années dans le Sahel a pu faire penser qu'il s'agissait d'un changement climatique irréversible. Si tel est le cas, cette situation aura des implications politiques considérables et évidentes (Sah, 1979). Il est clair que la persistence de la sécheresse dans le Sahel est un trait spécifique de son climat, que l'on doit expliquer en termes de mécanismes physiques fonctionnant à l'échelle planétaire, régionale ou locale. Ceci est d'autant plus important s'il s'avère, comme certains le pensent, que les activités agricoles et pastorales perturbent ces mécanismes en contribuant peut-être ainsi à la persistance de la sécheresse. Il est également nécessaire de comprendre correctement ces mécanismes pour pouvoir protéger les sols pendant ces épisodes secs prolongés et lutter avec succès contre la désertification.

Dans ce document, nous examinons tout d'abord (chapitre 2) les caractéristiques du climat sahélien et leur évolution, sur des échelles temporelles variant de 25.000 à 25 années. Nous chercherons plus particu-

lièrement à savoir si la situation actuelle est causée par une modification du climat, ou bien si elle n'est qu'un épisode extrêmement rigoureux illustrant la variabilité climatique de la région. Les mécanismes à l'échelle planétaire qui régissent le climat sahélien seront commentés dans le chapitre suivant (chapitre 3), en tentant de voir si l'évolution des techniques de surveillance de l'environnement et de la modélisation numérique permettra d'établir des prévisions climatiques utiles (ou des prévisions météorologiques à long terme) pour le Sahel. Dans le chapitre 4, nous étudierons les hypothèses attribuant un rôle important aux mécanismes de feedback, locaux ou régionaux, dans la prolongation de la sécheresse. Les expériences de modélisation d'une part, et l'analyse des observations recueillies par satellite d'autre part (chapitre 5), semblent confirmer l'action de certains de ces mécanismes, bien qu'elle ne soit pas toujours ni très simple, ni très évidente. Dans le dernier chapitre (chapitre 6), nous examinerons les implications qui se dégagent pour les priorités de recherche, et pour les politiques à suivre. Nous soulignons que ces questions ont fait l'objet de commentaires très détaillés -appuyés par une importante bibliographie- dans deux rapports récents, respectivement rédigés par S.E. Nicholson (1982) et F.K. Hare (1983).

2. LES CARACTERISTIQUES DU CLIMAT SAHELien ACTUEL ET PASSE

La région sahélienne, qui fait partie de la zone de transition entre le Sahara hyper-aride au nord et la forêt humide le long de la côte vers le sud, peut se définir en fonction de la hauteur moyenne de ses précipitations annuelles, ou bien selon les divers types de végétation que l'on y rencontre. Il est évident que ces deux paramètres sont étroitement liés, bien que des facteurs autres que la pluviométrie exercent une influence sur la végétation. Nicholson (1982) estime que la région même du Sahel correspond à une moyenne pluviométrique annuelle se situant entre 100 et 400 mm. Hare (1983) se réfère à Walker et Rowntree (1977) qui ont analysé les fluctuations des précipitations dans le "vrai Sahel", qui varient selon eux de 130 à 320 mm. Chamard et Courel (1983) ont par ailleurs défini le Sahel selon les isohyètes (lignes de précipitations égales) 200 et 700 mm. Etant donné le petit nombre de stations météorologiques et hydrologiques, on ne peut, au mieux, tracer les isohyètes que très approximativement. De plus, leur position dépend de la période de référence, et peut varier considérablement. Le gradient de la pluviométrie est fort : habituellement 100 mm pour 100 km. Quelle que soit la définition choisie, on peut dire que le Sahel ouest-africain recouvre partiellement ou totalement la superficie des états situés entre 12° et 18° de latitude nord, de la côte atlantique au Tchad. En partant de la frange désertique, la végétation se modifie vers le sud, passant d'une steppe herbacée discontinue et parsemée de très rares arbustes, à la savane boisée. Le Sahel peut se caractériser également par différents indices d'aridité, comme le coefficient de Budyko-Lettau (cf. Hare, 1983), qui compare les moyennes annuelles de l'énergie nette, fournie au sol par le rayonnement (le bilan radiatif est commenté plus en détail dans le chapitre 4) et de l'énergie nécessaire pour provoquer l'évaporation des pluies. Toutes ces méthodes utilisées pour définir le Sahel se rejoignent dans la pratique.

Pratiquement toutes les précipitations tombent dans la région sahélienne pendant les mois d'été (de mai à octobre). Plus on se dirige vers le nord, plus la saison des pluies est brève. Ceci est une conséquence du cycle annuel de la circulation atmosphérique générale, qui est commenté plus en détail dans le chapitre 3. Pendant la majeure partie de l'année, et notamment en hiver, le Sahel est soumis essentiellement au même régime que le Sahara, recevant de l'air chaud et sec apporté par des vents du nord-est (Harmattan). En revanche, la côte de Guinée reçoit presque toujours de l'humidité apportée par les vents venant du golfe de Guinée. Ces deux courants convergent dans une zone de basse pression, désignée par les termes de Zone Inter-Tropicale de Convergence (en anglais ITCZ), appelée aussi parfois "équateur météorologique" qui, pendant l'hiver, tend à se situer à environ 5-10° de latitude nord sur l'Afrique occidentale. En été, uniquement, l'ITCZ se déplace suffisamment vers le nord (parfois jusqu'à 25°N) ; les vents humides de basse altitude soufflant du golfe de Guinée, peuvent alors atteindre le Sahel et ils forment ce que nous appelons la mousson ouest-africaine. Comme dans le cas de la mousson d'été en Inde (qui est beaucoup plus intense), ces vents ont pour origine les alizés du sud-est au-dessus de l'océan, au sud de l'équateur. La chaleur dégagée par la terre au nord de l'équateur crée une zone de basse pression qui "attire" ces masses d'air humide. Leur trajectoire est alors déviée vers la droite (selon la loi de Buys Ballot) par la force de Coriolis due à la rotation de la Terre, et elles atteignent ainsi la côte par le sud-ouest. Elles ne donnent naissance à des nuages porteurs de pluies que lorsque cet air humide s'élève à des niveaux permettant la condensation. Ce processus dépend de divers facteurs, tant au plan local qu'à une grande échelle. Les perturbations du flux d'est dans les couches moyenne et supérieure jouent probablement un rôle important dans la formation des principaux amas nuageux et dans celle des lignes de grain, qui fournissent la majorité des précipitations sahéliennes au cours de brefs et violents orages. En effet, ces systèmes orageux se déplacent en général comme les vents d'altitude, d'est en ouest (Martin et Schreiner, 1981) bien que les vents humides en

basse altitude soufflent du sud-ouest. Par contre, d'autres phénomènes à méso-échelle, comme les orages isolés, peuvent dépendre spécifiquement des conditions en surface, notamment du degré d'humidité du sol et de la valeur de l'albedo (voir chapitre 4). La topographie n'exerce sans doute qu'une légère influence, du moins dans l'ouest du Sahel.

Nicholson (1983), a commenté en détail l'extrême variabilité spatio-temporelle des précipitations sahéliennes. Ainsi, on ne peut se référer à une année "normale" : certaines années, une station donnée bénéficiera en effet de pluies très abondantes, tandis que d'autres années, sa pluviométrie sera inférieure à la moyenne. Ceci s'applique également -mais à un degré moindre- à la moyenne des pluies calculée pour une vaste région. Dans ce cas, même si le calcul de la moyenne pluviométrique spatiale pour une année donnée correspond à la moyenne climatologique, il est probable que de nombreuses stations ponctuelles recevront des précipitations supérieures ou inférieures à la moyenne. Cet aspect aléatoire des précipitations sahéliennes peut s'expliquer par le déplacement des systèmes nuageux convectifs limités qui fournissent la majorité des précipitations ; les orages brefs et isolés qui produisent le reste des pluies y contribuent aussi. L'amplitude des variations a des conséquences importantes. Comme le font remarquer Chamard et Courel (1983), l'état et la productivité du couvert général -qu'il s'agisse de végétation naturelle ou de cultures- dépendent moins de la hauteur annuelle des précipitations reçues que de leur répartition dans l'espace et dans le temps. L'examen plus détaillé de cette question nous obligera à aborder le problème des prévisions météorologiques à court et à moyen terme plutôt que celui des prévisions climatiques. Toutefois, les données climatologiques peuvent contribuer à évaluer la répartition probable des précipitations. Nous nous attacherons dans cet exposé aux aspects climatiques, et par conséquent à l'examen des totaux annuels.

Chamard et Courel (1983) ont analysé les enregistrements pluviométriques depuis 1922 de 24 stations sahéliennes, et depuis 1940, de 31

stations ouest-africaines établies entre la côte (Côte d'Ivoire) et la bordure sahélo-saharienne (Haute-Volta, Mali, Niger). Certaines stations enregistrent parfois des déficits pluviométriques tandis que d'autres reçoivent des pluies beaucoup plus abondantes la même année. Toutefois, pendant les périodes de grave sécheresse (comme en 1972, 1982 et aussi 1940), ces mesures présentent une grande cohérence spatiale non seulement au Sahel, mais aussi dans les zones soudano-guinéennes vers le sud. Nicholson (1978, 1980, 1981) a démontré qu'au cours des siècles passés, les sécheresses dans le Sahel s'accompagnaient souvent d'anomalies pluviométriques à plus grande échelle qui affectaient parfois le continent tout entier. De plus, la sécheresse dans le Sahel se caractérise par sa persistence (Walker et Rowntree, 1977 ; Gregory, 1982) ; elle se prolonge fréquemment sur plusieurs années, à la différence des sécheresses affectant d'autres parties du monde, comme celle de l'été 1976 en Europe occidentale. Contrairement à ce que l'on a pu penser, la sécheresse des années 1972-73 n'a pas pris fin ; depuis 1968, la pluviométrie sahélienne demeure déficitaire (Lamb, 1982, 83 ; Nicholson, 1983), et la sécheresse des années 1982-83 est peut-être la plus sévère que l'on ait connue. Il s'agit de déterminer si cette sécheresse illustre un cas extrême de la variabilité naturelle du climat, ou si elle est symptomatique de l'établissement d'un nouveau mécanisme climatique ou bien encore si elle révèle une transformation climatique irréversible.

L'histoire de la Terre s'étend sur des milliards d'années, et la répartition des continents, la composition de l'atmosphère, et bien entendu le climat (Kandel, 1980) ont subi de nombreuses modifications. Nous nous bornerons à évoquer ici les 25.000 dernières années. Pendant cette période, l'homme a dû faire face aux transformations considérables de l'environnement à l'époque glaciaire. Il est probable que, pendant le dernier maximum glaciaire, il y a 18.000 ans, la zone hyper-aride s'étendait beaucoup plus au sud, qu'aujourd'hui. Ceci signifie que la région du Sahel actuel faisait partie du Sahara (ref. Nicholson et Flohn, 1980). En outre, nous savons qu'un optimum climatique a suivi la rupture

de la calotte glaciaire couvrant le Canada et le nord de l'Europe ; notamment de 10.000 à 5.000 ans avant l'époque actuelle, le Sahel et une grande partie du sud du Sahara bénéficiaient d'un climat bien plus humide que maintenant. Le lac Tchad paléolithique était beaucoup plus vaste ; le niveau des lacs était généralement plus élevé en Afrique, et de nombreuses traces d'une activité humaine ont été découvertes dans des régions actuellement inhabitées du Sahara (Street et Grove, 1976 ; Nicholson et Flohn, 1980 ; Petit-Maire et al., 1983). Depuis, on a observé une tendance à la sécheresse qui s'accentue graduellement, ponctuée cependant d'épisodes plus humides ou plus arides. Il n'y a aucune raison valable de penser que la sécheresse persistant actuellement dans le Sahel représente une accélération brutale de cette tendance. A long terme, sur plusieurs millénaires, il est probable que le Sahel se trouvera condamné à subir un climat hyper-aride et à être ainsi envahi par le Sahara. Mais cette menace est du même ordre que celle, peut-être plus grave encore qui pèse sur la Scandinavie, le nord-ouest de l'Union Soviétique, le Royaume-Uni et le Canada. En effet, ces régions du globe courrent le risque d'être recouvertes un jour d'une épaisse calotte glaciaire.

Un autre facteur est important pour l'évolution du climat dans un avenir plus proche (50 à 200 ans) : c'est le renforcement de "l'effet de serre" provoqué par l'élévation du taux de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Ceci est essentiellement dû à la combustion de combustibles fossiles, ainsi qu'à la disparition des forêts tropicales. En théorie, les calculs effectués indiquent que ce processus contribuerait à éléver de 1 à 4°C la température moyenne de la surface du globe ; le cycle hydrologique devrait en être considérablement affecté. Cependant l'impact régional demeure extrêmement incertain, notamment pendant la phase de transition que représente le siècle à venir. Il pourrait, semble-t-il, se traduire par un climat un peu plus humide dans le Sahel. Soulignons que, quel que soit l'effet produit sur le climat régional, une plus forte concentration du dioxyde de carbone dans l'atmosphère améliore en général la façon dont les plantes utilisent l'eau à leur disposition. Il existe une abondante littérature à ce sujet (Clark 1982, Bach et al., 1983, NRC, 1983).

3. LES MECANISMES DU CLIMAT A L'ECHELLE PLANETAIRE : LA CIRCULATION GENERALE

L'existence de vastes étendues désertiques est reliée aux mécanismes de la circulation générale. C'est eux qui conditionnent le climat du Sahel, situé en bordure du plus grand désert du globe. Toutefois, le système climatique constitue un ensemble extrêmement complexe dont les composantes s'influencent mutuellement. La distinction entre la cause et l'effet devient généralement artificielle. Il serait préférable de s'exprimer en termes de relations de causalité successives avec de multiples possibilités de "feedback" à des échelles temporelles différentes. Certains facteurs climatiques sont qualifiés d'externes si leurs modifications peuvent provoquer des variations climatiques sans subir l'influence en retour. Ce sont les facteurs astronomiques : la luminosité du soleil, l'orbite de la Terre, l'obliquité de l'écliptique, et (à l'exception d'effets mineurs produits par le mouvement des masses d'air et la redistribution de l'eau) la rotation de la Terre (cf. par exemple Kandel, 1980). En effet, Kutzbach et Otto-Briesner (1982) ont expliqué le climat chaud (et humide dans le sud du Sahara et du Sahel) du début de l'Holocène en fonction des légères modifications connues de l'orbite et de la rotation de la Terre. L'activité volcanique, la répartition des terres et des mers, et la composition de l'atmosphère peuvent aussi dans une certaine mesure être considérées comme des paramètres externes du climat qui ne subissent pas l'influence des variations climatiques. Dans nos commentaires, nous traitons parfois les caractéristiques de la surface des sols indépendamment du climat. Bien entendu, ces traits sont étroitement liés à plus long terme et l'on considère, dans certaines classifications climatiques, que la nature du couvert végétal est un moyen de définir le climat. En examinant des processus purement atmosphériques, notamment les interactions atmosphère/océan, il convient non pas de rechercher la cause d'une anomalie climatique spécifique, mais plutôt

les autres anomalies existant dans le système océan/atmosphère qui accompagnent cette anomalie particulière. Il faut également se demander si certains signes précurseurs peuvent être observés (par exemple avant la période d'impact de la sécheresse) pour nous aider à prévoir l'anomalie dont nous nous préoccupons.

Examinons maintenant la circulation atmosphérique à grande échelle dans la zone intertropicale, au-dessus de l'Afrique. L'énergie produisant cette circulation provient du soleil. Or le rayonnement est absorbé avec la plus grande efficacité dans les océans subtropicaux où la couverture nuageuse est relativement faible ; là, le processus d'évaporation le convertit en chaleur latente de la vapeur d'eau. Au-dessus des continents, les régions pour lesquelles le soleil passe près du zénith sont soumises à une forte chaleur ; elles correspondent à des basses pressions en surface. Au nord et au sud de la zone de basse pression (qui couvre également les océans) soufflent les vents alizés (vents du nord-est au nord de l'équateur, vents du sud-est au sud de l'équateur). En passant au-dessus des mers subtropicales, ces vents apportent la vapeur d'eau (et par conséquent l'énergie solaire absorbée) à la zone dépressionnaire. La convergence des alizés (dans ce que nous appelons par conséquent la Zone Intertropicale de Convergence, ou en anglais ITCZ) implique une élévation de l'air. La vapeur d'eau se condense à mesure que l'air humide atteint des couches plus hautes et plus froides. Ce processus provoque la formation de nuages et de pluies, et transforme l'énergie solaire absorbée en chaleur latente de condensation qui réchauffe l'air. La convection atteint alors des niveaux plus élevés. Dans les couches supérieures, l'air, devenu très sec, doit se déplacer vers le nord ou vers le sud (et à l'ouest ou à l'est). Pour finir, l'air redescend aux latitudes des hautes pressions subtropicales ; la plupart des déserts dans le monde se trouvent dans cette zone, du moins sur la partie occidentale des continents. Ces régions du globe ne reçoivent pratiquement aucune précipitation. En effet, l'air y est relativement sec puisqu'il a perdu, en grande partie, son humidité dans les pluies

l'ITCZ. Il se réchauffe en descendant : par conséquent, son humidité déjà faible diminue encore, ce qui exclut tout processus de condensation.

Le schéma 5 illustre cette circulation, appelée "circulation de Hadley" au-dessus de l'Afrique et des régions voisines. Il montre que la cellule de Hadley est plus forte dans l'hémisphère d'hiver. En janvier, l'ITCZ ayant "suivi le soleil" vers le sud, se trouve à proximité de la côte du golfe de Guinée. L'air qui atteint le Sahel vient du Sahara (l'"Harmattan") ; il est généralement subsident. Il ne peut donc pas pleuvoir. Au Sahel, la pluie dépend du déplacement de l'ITCZ vers le nord, comme l'indique le diagramme relatif au mois de juillet. Les masses d'air humide provenant des alizés du sud-est sont alors "attirées" à travers l'Equateur par les zones dépressionnaires de l'ITCZ. Elles sont déviées à nouveau vers la droite par la force de Coriolis. Elles constituent alors les vents de sud-ouest de la mousson. Dans le Sahel, la conversion en pluie de ces masses d'air humide à basse altitude, dépend à la fois de facteurs atmosphériques et des paramètres de surface. Les instabilités dans les vents d'est en altitude (Jet d'Est Africain, Jet d'Est Tropical) semblent jouer un rôle essentiel dans la formation des systèmes à méso-échelle, porteurs de la majorité des pluies sahéliennes. Les facteurs relatifs au sol (l'albedo, l'humidité, et, dans certaines régions, l'orographie), peuvent également influencer l'activité de ces systèmes (Anthes, 1984), ou déclencher des orages isolés qui fournissent le reste des précipitations sahéliennes. Les mécanismes impliqués ne sont pas encore parfaitement connus. De grands efforts ont été entrepris pour analyser les observations recueillies par satellite et sur le terrain afin de mieux comprendre ces processus (cf. Houze et Betts, 1981 ; Sommeria et Testud, 1983).

Il est évident que l'ITCZ doit atteindre la région sahélienne pour que cette dernière ait une chance de recevoir des pluies. Les irrégularités marquant les déplacements nord-sud de l'ITCZ ont été reliées d'une

part aux différences de gradients de température entre le pôle et l'équateur (ceci constituant peut-être le principal facteur des changements entre époques glaciaire et inter-glaciaire), et d'autre part aux anomalies de la répartition des températures des surfaces océaniques (Kanamitsu et Krishnamurti, 1978, Lamb, 1978 a, b ; Greenhut, 1981). C'est pourquoi il est tentant, dans un sens, de considérer les anomalies thermiques des surfaces océaniques comme les "causes" d'anomalies atmosphériques, notamment la position anormale de l'ITCZ. Ceci suppose implicitement que l'atmosphère s'ajuste beaucoup plus rapidement aux conditions de surface des mers qu'inversement ; ainsi la température à la surface des mers serait le principal facteur déterminant le taux d'évaporation et par conséquent le transfert dans l'atmosphère de l'énergie solaire absorbée. Toutefois, l'évaporation dépend également du vent, le régime des vents dirige les courants océaniques, affectant ainsi la température des surfaces de la mer, comme d'ailleurs le taux d'évaporation. Les modèles climatiques qui tiennent compte explicitement de l'association de tous ces paramètres sont très rares (cf. par exemple Rind et Rossow, 1984).

Certains estiment que des anomalies thermiques spécifiques des surfaces océaniques peuvent être utilisées pour prévoir les sécheresses, par exemple dans le Sahel (Lamb, 1978 ; Citeau et al., 1984) ou dans le nord-est du Brésil (Hastenrath, 1984). Ces estimations reposent en partie sur des modèles climatiques, et en partie sur des études statistiques. Elles ne sont pas encore suffisamment étayées dans le cas des sécheresses sahariennes, et il existe une contradiction entre la persistance de ces sécheresses et le fait que les anomalies thermiques océaniques ne se prolongent généralement pas au-delà d'une année. Il se peut toutefois que des situations particulières annoncent une importante modification, comme le passage de conditions pluviométriques "normales" ou excédentaires à des conditions marquant le début d'une sécheresse, ou bien au contraire la fin d'un épisode sec prolongé. L'utilité d'une telle prévision est évidente (Glantz, 1977) ; cependant, nous ne

disposons pas de ce type d'informations pour la région sahélienne et nous ne sommes pas sûrs de pouvoir établir une prévision fiable même dans son principe. La justesse d'une prévision (qui établirait, par exemple, un lien entre la température des surfaces océaniques, les déplacements des nuages observés au-dessus de l'Atlantique au printemps, et une abondante mousson ouest-africaine l'été suivant, ne garantit nullement le succès de cette méthode lors de sa seconde utilisation. Du moins, nous sommes à même aujourd'hui -et depuis plusieurs années déjà- d'acquérir les informations nécessaires concernant à la fois l'état de l'atmosphère et celui de l'océan. Cependant dans la pratique ces données ne sont pas toujours disponibles, exploitables ou exploitées. Toutefois, comme le souligne Nicholson (1982), la position de l'ITCZ n'est pas le seul élément de la circulation générale susceptible de déterminer les précipitations sahéliennes. Nous avons déjà indiqué que les instabilités affectant la circulation d'est aux couches moyennes et supérieures déterminent probablement la croissance des amas nuageux qui donnent naissance à une bonne partie des précipitations. Ces instabilités dépendent en général de l'intensité de la circulation aux niveaux moyen et supérieur (cf. Kidson, 1977), c'est-à-dire de la répartition des vitesses des vents entre le Jet d'Est Africain (à environ 3 km d'altitude) et le Jet d'Est Tropical (10 km environ). Les anomalies de ces circulations peuvent être liées à d'autres anomalies plus à l'est, par exemple au-dessus de l'océan indien ou même de l'Indonésie, et du Pacifique. Il existe également des liens entre les tropiques et les latitudes moyennes. Nous ne savons pas encore si les observations effectuées dans l'une de ces régions ont une valeur prévisionnelle en ce qui concerne le début ou la fin d'une sécheresse au Sahel.

4. PROCESSUS INTERVENANT AU NIVEAU DU SOL AFFECTANT LE CLIMAT SAHELien

Comme nous l'avons souligné, les caractères climatiques fondamentaux de la région sahélienne, et plus généralement de l'Afrique tropicale, dépendent dans une large mesure de la circulation atmosphérique et océanique à l'échelle planétaire. On peut toutefois se demander s'il existe des facteurs locaux au niveau du sol susceptibles d'accentuer et de prolonger les sécheresses dans le Sahel. De plus, la croissance démographique, l'expansion de l'agriculture et du pâturage en Afrique occidentale, particulièrement dans le Sahel, peuvent avoir déclenché de nouveaux processus ou accru l'importance de certains facteurs renforçant la tendance à la sécheresse. Otterman (1974) et Charney (1975) ont proposé certains mécanismes attribuant un rôle essentiel à la modification de l'albedo du sol lorsque le surpâturage ou la culture abusive font disparaître le couvert végétal, ou quand ce dernier est menacé par la sécheresse. Ces mécanismes incluent des processus biologiques affectant un paramètre physique de la surface (l'albedo) qui figure dans le bilan énergétique au sol. Cela intervient dans les échanges terre/atmosphère et la dynamique atmosphérique : c'est pourquoi on parle fréquemment de mécanismes de feedback biométéorologiques ou biogéophysiques.

Le point essentiel réside dans la différence importante existant entre le bilan énergétique à la surface et au-dessus d'un désert, et le bilan d'une zone couverte de végétation. Comme nous l'avons décrit dans le chapitre précédent, la circulation générale est maintenue par l'absorption de l'énergie solaire. Le bilan radiatif dans la haute atmosphère exprime la différence entre le rayonnement solaire absorbé et le rayonnement thermique infra-rouge émis par le système Terre-Atmosphère. Ce bilan est généralement positif à proximité des tropiques et aux latitudes moyennes de l'hémisphère d'été, et négatif dans l'hémisphère d'hiver. Il est positif et particulièrement élevé au-dessus des océans subtropicaux, comme indique dans le chapitre précédent en des

termes différents. Mais, les mesures fournies par les satellites (Raschke et al, 1983 ; Stephens et al., 1981 ; cf. Fig. 6), révèlent que le bilan radiatif demeure négatif au-dessus des déserts du Sahara et d'Arabie, même pendant les mois d'été, contrairement à d'autres régions situées aux mêmes latitudes. En effet, les déserts sont brillants (leur albedo est élevé, leur sol reflète 35 à 50 % du rayonnement solaire incident, et absorbe donc beaucoup moins que les océans par exemple, dont l'albedo n'est que de 6 %) ; ils sont chauds, de sorte qu'ils émettent fortement dans l'infra-rouge. Le déficit est compensé par la chaleur apportée dans la région par l'air subsident. Cette énergie provient en grande partie de l'élévation de l'air dans la branche ascendante de la cellule de Hadley (Fig. 5), c'est-à-dire dans la Zone Intertropicale de Convergence (ITCZ). L'absence de nuages et de précipitations au-dessus du Sahara est cohérente avec l'ensemble de ce processus puisque l'air subsident est relativement peu humide.

Otterman (1974, 1975) estime que dans les zones dont la végétation est sèche, l'albédo est inférieur à celui des sols sableux dénudés. Ceci signifie que ces zones absorbent davantage la radiation solaire ; l'énergie ainsi disponible permet de chauffer le sol plus intensément, de dégager plus d'énergie pour provoquer la convection dans la couche limite et d'élever éventuellement l'air humide en altitude moyenne, assez haut pour déclencher la condensation, la formation de nuages, et les précipitations. Otterman constate que, selon les observations recueillies au-dessus de la frontière Sinaï-Negev, lorsque la végétation est protégée du surpâturage (du côté israélien de l'ancienne ligne d'armistice avec l'Egypte) l'albedo est moins fort et les températures plus élevées. Jackson et Idso (1975) et Idso (1997, 1981) ont contesté cet argument en soulignant que les sols recouverts de végétation sont presque toujours plus froids que les sols nus, même s'ils sont plus foncés ; en effet, le refroidissement dû à l'évapotranspiration compense largement l'augmentation du rayonnement solaire absorbé. Ils estiment que les mesures d'Otterman révèlent les différences d'émissivité plutôt que des

écart thermiques. Toutefois, il semble que les situations ne soient pas réellement comparables : en effet, Otterman étudie la végétation totalement sèche, contrairement aux conditions prévalant habituellement aux latitudes moyennes, ou même en Arizona. Les données de Météosat révèlent effectivement que les zones désertiques plus foncées sont plus chaudes que les sols plus réfléchissants pendant la journée. Ceci correspond aux lois physiques pour un vent égal et en l'absence d'évaporation.

Dans un sens, Charney (1975) a éludé la question en se concentrant sur le bilan radiatif en haute atmosphère. L'accentuation du mouvement de subsidence fournit un apport d'énergie au désert réfléchissant. Par contre dans les cas d'un couvert végétal sec ou humide, le bilan radiatif positif implique un excédent d'énergie permettant les mouvements ascendants -et peut-être même une exportation d'énergie. Bien entendu, Charney a reconnu l'importance du processus d'évaporation, et a vérifié la sensibilité des réactions de son mécanisme à la représentation de ce processus dans les calculs. Le mécanisme de feedback de Charney signifie donc que les modifications de la végétation, de l'albedo et des précipitations peuvent "s'alimenter" réciproquement. De plus, si, en cas de sécheresse, le surpâturage ou la culture abusive viennent accentuer les pressions exercées sur la végétation, ceci risque de prolonger les conditions de sécheresse ou même de les agraver. (Fig. 8). Bien entendu, on pourrait considérer que le feedback positif fonctionne également dans le sens opposé si l'on doit protéger la végétation ou aménager des plantations forestières, par exemple. On peut vérifier si ce mécanisme a effectivement une influence prépondérante dans le Sahel grâce à une combinaison d'expériences numériques de modélisation climatique, et de données fournies par les satellites.

Depuis 1975, de nombreuses expériences de modélisation concernant le mécanisme de feedback de l'albedo établi par Charney ont été publiés (Elsaesser et al., 1976 ; Charney et al., 1977 ; Sud et Fennelly, 1982 ; Picon, 1983). Ces expériences numériques utilisent des modèles de circu-

lation générale (GCM), analogues aux modèles servant aux prévisions météorologiques. Ils tentent de représenter les nombreux processus intervenant dans l'atmosphère et au niveau de l'interface sol/atmosphère, sur tout le globe. La préoccupation essentielle est d'établir une représentation correcte des processus dynamiques, c'est-à-dire des relations entre les pressions et les vents, car l'atmosphère doit respecter les lois de mouvement de Newton. L'air en mouvement transporte de l'eau (sous forme de vapeur et dans les nuages) et de l'énergie : la conservation de la matière et de l'énergie doit également être respectée. Les limites à la fois théoriques et pratiques du calcul numérique donnent aux modèles un pouvoir de résolution spatiale assez approximatif : généralement 100 km ou plus, avec dix à vingt couches atmosphériques verticales. Ainsi, les processus sur une plus petite échelle, tels que la formation de nuages, doivent être représentés ("paramétrisés") de façon peu réaliste. Les modèles simulent les conditions météorologiques, mais ne permettent nullement de prévoir le temps avec précision au-delà de quelques jours. Ils tentent surtout de caractériser un climat : ainsi, le "temps" prévu par ces modèles doit posséder les mêmes caractères statistiques (moyenne, variabilité) que les conditions météorologiques réelles. Ceci exige, pour obtenir un résultat satisfaisant, toute une série "d'essais" du modèle. Si l'on modifie l'un des paramètres, comme l'albédo par exemple, il faut alors s'assurer que la différence qui s'ensuit est bien provoquée par la modification de l'albédo, et non par la variabilité "naturelle" des conditions météo simulées par l'ordinateur. Pour obtenir des résultats significatifs, la plupart des expériences numériques ont pris en compte de très fortes modifications de l'albédo, de façon à ce que la "réponse" au changement d'albedo se distingue du "bruit" dû à la variabilité. Bien entendu, ces modifications importantes (allant de 0,14 à 0,35 dans l'ouest de l'Afrique dans le modèle de Charney et al., 1977) sont irréalistes. Il reste à savoir si la réaction à des modifications plus légères sera proportionnellement plus faible, s'il existe un "seuil" de réaction (changement nul dans le cas de perturbations légères) ou si, au

contraire, les réactions très sensibles sont suivies d'une "saturation", c'est-à-dire que même de faibles perturbations peuvent produire des effets considérables.

Dans le cas des expériences numériques décrites plus haut, l'introduction arbitraire dans le modèle d'une forte augmentation de l'albédo du sol entraîne une diminution des précipitations (Fig. 9, 10). Toutefois, le processus de feedback complet n'est pas simulé, c'est-à-dire que l'albédo n'est pas calculé dans le modèle comme une fonction des précipitations. Au contraire, la plupart des modèles représentent effectivement le cycle hydrologique, de façon plus ou moins simplifiée, en établissant un rapport entre l'humidité du sol et le total cumulé des précipitations, puis en calculant l'évapotranspiration en tant que fonction de l'humidité du sol. Comme le soulignent Charney et al. (1977), les détails de la modélisation du processus d'évaporation peuvent exercer une influence considérable sur les résultats. Par ailleurs, Walker et Rowntree (1977) ont également démontré l'importance des conditions initiales des modèles : en considérant l'Afrique occidentale dans son ensemble, ils ont trouvé que lorsque la terre est humide, son humidité peut être entretenue grâce aux précipitations pendant plusieurs semaines au moins. Toutefois, lorsqu'ils commencèrent leurs expériences avec des sols pratiquement dépourvus d'humidité, l'aridité a persisté au Sahel. Shukla et Mintz (1982) sont parvenus à des résultats similaires.

Ces résultats indiquent que la faible humidité des sols constitue un facteur important de la sécheresse au Sahel. Ils tendent à confirmer l'hypothèse selon laquelle les pluies sahéliennes sont en grande partie "recyclées" : l'eau ne provient pas directement de l'océan, mais s'est évaporée par exemple dans la zone soudano-guinéenne, dans laquelle elle a pu arriver sous forme de précipitations provoquées par le flux d'air de la mousson. Selon certains modèles (Lettau, cité par Hare, 1983), un tiers à deux tiers des pluies sahéliennes peuvent être secondaires dans ce sens. Nous savons, à la fois grâce au modèle mathématique et à l'analyse hydrométéorologique (Lettau et al., 1979) que le recyclage est extrêmement important dans le bassin amazonien ; ceci a été confirmé par des

études sur le rapport isotopique oxygène 18/oxygène 16 dans les pluies amazoniennes (Salati et al., 1979 ; Salati et Vose, 1984). Il existe pourtant des différences importantes entre cette région et les forêts humides d'Afrique occidentale, sans parler du Sahel. A ma connaissance, aucune étude empirique n'a été publiée sur le pourcentage de "pluies recyclées" dans l'ouest africain, et je suis certain qu'aucune analyse ne porte actuellement sur les rapports isotopiques d'oxygène ; cette question semble pourtant digne d'intérêt.

Dans sa récente thèse de doctorat, Picon (1983) a examiné les expériences de modélisation précédemment effectuées concernant l'effet de l'albedo. Sa thèse comporte également l'analyse détaillée d'expériences nouvelles effectuées à l'aide du Modèle de Circulation Générale élaboré au Laboratoire de Météorologie Dynamique de Paris. On a introduit des interactions tenant compte des variations de nébulosité, ce qui pourrait représenter un effet de feedback négatif. Il semble que (en tenant compte à nouveau d'une perturbation importante) l'augmentation de l'albedo finit encore par accentuer le mouvement de subsidence et diminuer les précipitations au-dessus d'une large partie du Sahel, comme l'a prévu Charney. Dans sa thèse, Ottlé (1983) étudie plus en détail la façon dont les résultats du modèle réagissent à la paramétrisation de l'évaporation, en incluant les processus physiques intervenant au niveau d'un couvert végétal. Ainsi, même si sur certains points les chercheurs ne sont pas tous convaincus (cf. Idso, 1977, 1981) par les arguments théoriques avancés, le mécanisme de Charney semble pourtant fonctionner dans toutes les expériences effectuées à l'aide de modèles élaborés. Ceci implique que, si l'albedo du sol augmente en raison de la sécheresse, du surpâturage et/ou de la culture abusive, on doit s'attendre à une diminution des précipitations, c'est-à-dire à une prolongation ou à une aggravation de la sécheresse.

5. OBSERVATIONS FOURNIES PAR LES SATELLITES

Depuis les années 1960, des satellites artificiels observent la Terre, et on peut penser qu'il était déjà possible d'étudier empiriquement le mécanisme pour l'albédo de Charney, dans le Sahel. Bien qu'un nombre considérable de données concernant à la fois la météorologie et l'exploration des ressources terrestres aient été recueillies par des satellites, ces dernières n'ont pu être toutes conservées sous une forme accessible, utilisable pour ce type d'étude. L'échantillonnage et la calibration des capteurs des satellites posent des problèmes considérables (Kandel, 1983) ; il est donc difficile de déduire les paramètres du sol à partir des indications fournies par les satellites. En fait, on a publié très peu d'études sur cette question.

En se basant sur les données fournies par Landsat ou recueillies sur le terrain, Otterman (1981) a décrit un certain nombre de situations marquées par les fortes différences d'albédo entre une steppe naturelle et les zones voisines soumises à des pressions liées à l'activité humaine, comme le surpâturage du bétail. Parmi les exemples cités, Otterman a choisi le Sahel, sans toutefois examiner les changements dans cette région. Norton et al. (1979) utilisent les données fournies entre 1967 et 1974 par le satellite géostationnaire américain ATS-3, situé au-dessus de l'Atlantique à l'ouest de l'Afrique ; ils ont découvert que l'albédo dans le Sahel ouest-africain s'est effectivement intensifié pendant la saison "humide", qui est restée en fait très aride durant l'épisode de sécheresse des années 1972-73. Ceci viendrait donc du moins confirmer l'hypothèse selon laquelle l'albédo du sol dans cette région a tendance à s'intensifier en réaction à la sécheresse. Toutefois, ils n'ont pas trouvé de corrélation importante entre les modifications de l'albédo et les déficits pluviométriques locaux.

Récemment, nous avons publié (Courcel et al. 1984) les résultats d'une étude menée à Paris, se basant sur des données fournies par Landsat, Me-

teosat, et des observations recueillies sur le terrain, en prolongeant l'analyse jusqu'en 1980. Les informations de Landsat offrent une résolution spatiale relativement élevée (80 m), ainsi que des informations spectrales permettant de définir les types de sol et de couvert végétal, concernant cependant des zones assez restreintes (170 km^2). L'étude des régions du Ferlo (Sénégal) et du Gondo (Mali) a débuté en 1972. Meteosat-1 a permis d'obtenir des renseignements concernant tout le continent africain en 1978 et 1979 ; toutefois, la résolution spatiale est faible (2,5 ou 5 km) et la discrimination spectrale est nulle. Les données de Météosat-2, fournies à partir du milieu de l'année 1981, sont en cours d'étude. Nous avons ainsi découvert que l'albédo a diminué (Fig. 11 - 12) entre 1973 et 1980 jusqu'à un niveau assez bas de 0,20. Malgré leur forte incertitude, ces observations sont en accord avec les données recueillies sur le terrain (Coureil, 1984). Il est vrai que le Sahel a connu une certaine amélioration de la pluviométrie de 1974 à 1979. Cette atténuation de l'albédo semble confirmer à nouveau l'hypothèse selon laquelle l'albédo est plus fort pendant les années de sécheresse, et plus faible lorsque le couvert végétal est en bonne condition. Mais ceci suppose que la chaîne de feedback positif est incomplète, ou que les propriétés de la circulation atmosphérique à plus grande échelle peuvent annuler en grande partie son impact. Il se peut également que la réduction du cheptel sahélien ait contribué à protéger la végétation, notamment le couvert herbacé qui a repoussé rapidement au moment du retour partiel des pluies. L'effet de l'albédo n'est peut-être pas le mécanisme le plus important. Bien entendu, il reste de nombreuses questions à explorer : ces conclusions sont dégagées à partir d'une base d'images satellites encore relativement limitée, dont l'analyse ne s'étend pas au-delà de 1980. Que s'est-il passé depuis, compte tenu de la période catastrophique de 1982-83 ? Ces questions préoccupent de nombreux groupes d'étude. Dans un cadre plus large, l'UNEP (PNUE) et deux organisations scientifiques non-gouvernementales, COSPAR et IAMAP, sont en train d'établir un Projet International de Climatologie Satellitaire des Surfaces Continentales (ISLSCP) (Rasool et Bolle, 1984). Il est temps

d'organiser l'exploitation systématique du réseau remarquable d'observation de la Terre que constituent les satellites déjà en place. Il serait alors possible de suivre les modifications du couvert végétal, par exemple, qui affectent et sont elles-mêmes affectées par le climat et l'activité humaine. Toutefois, les satellites ne peuvent fournir toutes les indications souhaitées, notamment dans les cas de forte couverture nuageuse comme cela se produit au-dessus de l'ITCZ. A cet effet, les sondages météorologiques réguliers et les mesures au sol en incluant les relevés hydrologiques, doivent toujours être effectués, et si possible s'intensifier.

6. CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

Il n'est guère surprenant de constater une contradiction partielle ou du moins une ambiguïté lorsqu'on compare l'impact de l'albédo prévu par des modèles simplificateurs et les observations satellitaires. En effet, l'ensemble climat/biosphère forme un système extrêmement complexe. De fait, nous ne devrions guère nous attendre à observer un effet de feedback positif sans que ce dernier ne soit modéré par d'autres feedbacks négatifs. Sinon, le système serait totalement instable, alors qu'on a observé réellement sa stabilité relative, en dépit des modifications intervenues. Il se peut également que les recherches se soit concentrées trop précisément sur les conditions actuelles du Sahel en ce qui concerne les observations, et trop largement sur les transformations à long terme et les modifications du Sahara en ce qui concerne la modélisation théorique. De nombreux chercheurs et observateurs (cf. par exemple Synnott 1977, Henderson-Sellers et Gornitz, 1984 ; Courel, 1984 ; Courel et Kandel, 1984), ont fait remarquer quel est l'événement écologique le plus dramatique qu'a connu l'Afrique de l'ouest pendant les trois dernières décennies : c'est la destruction progressive de la forêt tropicale humide près de la côte, et plus généralement de la végétation dans des régions de plus en plus peuplées au sud du Sahel.

Le Sahel est aride la plus grande partie de l'année. Même pendant la saison des pluies, il se situe à la bordure septentrionale des régions les plus marquées par l'activité de l'ITCZ. Il est fort probable que la majorité des précipitations soient de nature secondaire, et que l'humidité soit produite par évaporation dans les zones soudano-guinéennes au sud. Dans ces régions, le déboisement a sans doute affecté l'albédo ; le rapport de l'évaporation au ruissellement, la rugosité et l'humidité du sol peuvent aussi se modifier. Ces variations pourraient déclencher le mécanisme de Charney et contribuer ainsi à prolonger et à accentuer la

sécheresse, non seulement dans le Sahel, mais aussi dans une large partie de l'Afrique occidentale.

Il faut avoir préalablement compris ces processus complexes avant de pouvoir prévoir -et contrôler éventuellement- la sécheresse. Si nous voulons atténuer les incertitudes considérables qui gênent encore nos efforts pour parvenir à cette compréhension, il est essentiel de poursuivre les mesures hydrométéorologiques *in situ*, dans le Sahel et plus généralement en Afrique. Il est nécessaire d'approfondir ces recherches, notamment sur les points suivants :

- (i) étude et observation (par satellite) des modifications de l'albédo du sol de tout l'ouest africain, de 1967 (si possible) à nos jours. Ces travaux devront se poursuivre dans le futur.
- (ii) étude hydro-météorologique et isotopique du pourcentage des eaux recyclées dans les précipitations sahéliennes.
- (iii) études de modélisation numérique concernant les effets du déboisement dans les régions soudano-guinéennes sur le climat ouest africain en général, et saquélien en particulier.
- (iv) continuation de tests de la valeur des observations (satellitaires) des anomalies thermiques de l'océan atlantique, pour prévoir les anomalies de la circulation et de la pluviométrie dans la région saquélienne.

Notre compréhension scientifique de la sécheresse au Sahel est incertaine ; cependant nous estimons que certaines conclusions ayant des implications évidentes pour la politique de développement se dégagent :

- (i) en dépit de sa gravité, la sécheresse qui sévit actuellement dans le Sahel n'implique pas une progression irréversible du Sahara.

En fait, il est évident que la désertification est essentiellement provoquée par l'urbanisation et la surpopulation de certaines zones, et qu'elle vient fréquemment du sud. Ceci montre le rôle important joué par l'activité humaine dans ce processus, qui pourrait s'inverser grâce à des efforts bien orientés. Il ne faut pas "abandonner" le Sahel.

(ii) outre leur intérêt pour l'alimentation, le fourrage, le combustible et les matériaux de construction, le couvert végétal et surtout les forêts contribuent réellement à protéger les sols et à favoriser les précipitations. L'action bénéfique de la végétation dépasse le cadre du microclimat pour s'étendre éventuellement à la circulation à méso-échelle et régionale. Pour planifier l'utilisation des terres, on doit tenir compte de l'impact de la végétation sur le climat régional.

Comme d'autres régions, le Sahel connaît une rapide évolution. L'ancien équilibre socio-économique, s'il a jamais existé, a totalement disparu. Si elle se poursuit, la destruction des forêts aboutira à un désastre. Nous devons désormais nous demander si les changements dont nous sommes témoins peuvent être contrôlés de façon à procurer à l'avenir un bien-être certain aux populations d'Afrique occidentale.

ANNEXE 1**BIBLIOGRAPHIE**

- ANTHES, R.A., 1984 : Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions, J. Clim. Appl. Met., 23, 541-554.
- BACH, W., A.J. CRANE, A.L. BERGER and A. LONGHETTO, (eds.), 1983 : Carbon dioxide : current views and developments in energy/climate research, D. Reidel Publ. Co. (Dordrecht, Boston, Lancaster), 525 pp.
- CHAMARD, P.C. and M.F. COUREL, 1983 : Les variations spatiales et temporelles des précipitations au Sahel, Hommes et Terres du Nord 1983-3, 15-23, (Lille).
- CHARNEY, J.G., 1975 : Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Quart. J. Roy. Met. Soc., 101, 193-202.
- CHARNEY, J.G., W. J. QUIRK, S.H. CHOW, and J. KORNFIELD, 1977 : A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions, J. Atmos. Sci. 34, 1366-1385.
- CITEAU, J., B. GUILLOT, J.P. LAHUEC and R.M. THEPENIER, 1984 : Applications des données du satellite Météosat à l'étude des climats de l'Afrique. Proc. 4th Météosat Scien. User Mtg. (Clermont-Ferrand, 30/11-2/12/83), ESOC (Darmstadt).

CLARK, W.C. (Ed.), 1982 : Carbon Dioxide Review 1982, Clarendon Press (Oxford), Oxford Un. Press (New York), 469 pp.

COUREL, M.F., 1984 : Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites, Thèse de Doctorat (Géographie), Univ. Paris-I.

COUREL, M.F. and R.S. KANDEL, 1984 : Le Sahel est-il responsable de sa sécheresse ?, La Recherche, 15, n° 158, 1152-1154

ELSAESSER, H.W., M.C. Mac CRACKEN, G.L. POTTER, and F.M. LUTHER, 1976 : An additional model test of positive feedback from high desert albedo. Quart. J. Roy. Met. Soc., 102, 543-544.

GLANTZ, M., 1977 : The value of a long-range weather forecast for the West African Sahel, Bull. Am. Met. Soc., 58, 150-158.

GREENHUT, G.K., 1981 : Comparison of temperature gradient model predictions with recent rainfall trends in the Sahel., Mon. Wea. Rev., 109, 137-147.

GREGORY, S., 1982 : Spatial Patterns of Sahelian Annual Rainfall, 1961-1980, Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 31, 273-286.

HARE, F.K., 1983 : Climate and Desertification : a revised analysis, WCP-44, WMO/UNEP, Geneva, 149 pp.

HASTENRATH, S. 1984 : Predictability of north-east Brazil droughts, Nature, 307, 531-533.

HENDERSON-SELLERS, A. and V. GORNITZ, 1984 : Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation, Clim. Change, 6, 231-258.

HOUZE, R.A., Jr., and A.K. BETTS, 1981 : Convection in GATE, Rev. Geophys. Space Phys., 19, 541-576.

IDSO, S.B., 1977 : A note on some recently proposed mechanisms of genesis of deserts, Quart. J.R. Met. Soc., 103, 369-370

IDSO, S.B., 1981 : Surface energy balance and the genesis of deserts, Arch. Met. Geophys. Bioklim., A, 30, 253-260.

JACKSON, R.D., and IDSO, S.B., 1975 : Surface Albedo and desertification, Science, 189, 1012-1013.

KANAMITSU, M., and T.N. KRISHNAMURTI, 1978 : Northern summer tropical circulation during drought and normal rainfall months. Mon. Wea. Rev., 101, 331-347.

KANDEL, R.S., 1980 : Earth and Cosmos, Pergamon Press (Oxford), 254 pp.

KANDEL, R.S., 1983 : Satellite observation of the earth radiation budget, Beitr. Phys. Atmosph., 56, 322-340.

KELLOGG, W.W., 1977 : Effects of human activities on global climate, Tech. Note, No. 156 (WMO - 486), World Meteorol. Org. Geneva, 47 pp.

KIDSON, J.W., 1977 : African rainfall and its relation to the upper air circulation, Quart. J. Roy. Met. Soc., 103, 441-456.

KUTZBACH, J.E. and B.L. OTTO-BLIESNER, 1982 : The sensitivity of African-Asian Monsoon climate to orbital parameter changes for 9000 years BP in a low-resolution general circulation model, J. Atmos. Sci., 39, 1177-1188.

- LAMB, P.J., 1978 a : Case studies of tropical Atlantic surface circulations patterns during recent Subsaharan weather anomalies : 1967 and 1968. Mon. Wea. Rev., 106, 482-491.
- LAMB, P.J., 1978b : Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with subsaharan weather anomalies, Tellus, 30, 240-251.
- LAMB, P.J., 1982 : Persistence of subsaharan drought, Nature, 299, 46-48.
- LAMB, P.J., 1983 : Sub-Saharan rainfall update for 1982 : continued drought. J. Climatol., 3, 419-422.
- LETTAU, H., K. LETTAU, and L.C.B. MOLION, 1979 : Amazonia's hydrologic cycle and the role of atmospheric recycling in assessing deforestation effects, Mon. Wea. Rev., 107, 227-238.
- MARTIN, D.W., and A.J. SCHREINER, 1981 : Characteristics of West African and East Atlantic Cloud Clusters : a survey from GATE. Mon. Wea. Rev., 109, 1671-1688.
- NICHOLSON, S.E., 1978 : Climatic variations in the Sahel and other African regions during the past five centuries, J. Arid. Envir., 1, 3-34.
- NICHOLSON, S.E., 1980 : The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa, Mon. Wea. Rev., 108, 473-487.
- NICHOLSON, S.E., 1981 : Rainfall and atmospheric circulation during drought and wetter periods in West Africa, Mon. Wea. Rev., 109, 2191-2208.

NICHOLSON, S.E., 1982 : The Sahel : a climatic perspective, Report, Club du Sahel D (82) 187, CILSS/OECD, Paris, 80 pp.

NICHOLSON, S.E., 1983 : Sub-Saharan rainfall in the years 1976-80 : evidence of continued drought, Mon. Wea. Rev. 111, 1646-1654.

NICHOLSON, S.E., and H. FLOHN, 1980 : African environmental and climatic changes and the general atmospheric circulation in the late Pleistocene and Holocene, Clim. Change, 2, 313-348.

NORTON, C.C., F.R. MOSHER and B. HINTON, 1979 : An investigation of surface albedo variations during the recent Sahel drought, J. Appl. Met., 18, 1252-1262.

NRC, 1983 : Changing Climate, Report of the Carbon Dioxide Assessment Committee, Nat. Academy Press (Washington), 496 pp.

OTTERMAN, J., 1974 : Baring high-albedo soils by overgrazing : a hypothesized desertification mechanism, Science, 186, 531-533.

OTTERMAN, J., 1975 : Reply to Jackson and Idso on "Surface albedo and desertification", Science, 189, 1013-1015.

OTTERMAN, J., 1981 : Satellite and field studies of man's impact on the surface in arid regions, Tellus, 33, 68-77.

OTTLE, C., 1983 : Effet d'un changement de paramétrisation de l'évapotranspiration dans un modèle climatique, Thèse de Doct. 3ème Cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, (Paris VI).

PETIT-MAIRE, N., J.C. CELLES, D. COMMELIN, G. DELIBRIAS and M. RAIMBAULT, 1983 : The Sahara in northern Mali : man and his environment between 10,000 and 3500 years bp (Preliminary results). Afr. Archaeol. Rev., 1, 105-125.

PICON, L., 1983 : Etude de l'influence de l'albédo du sol dans les phénomènes de désertification au Sahel à l'aide du modèle de circulation générale du L.M.D., Thèse de Doct. 3ème Cycle, Univ. Paris VII.

RASCHKE, E., T.H. VONDER HAAR, W.R. BANDEEN and M. PASTERNAK, 1973 : The annual radiation balance of the earth-atmosphere system during 1969-70 from Nimbus-3 measurements, J. Atmos. Sci., 30, 341-364.

RASOOL, S.I., and H.J. BOLLE, 1984 : ISLSCP : International Satellite Land-Surface Climatology Project, Bull. Am. Met. Soc., 65, 143-144.

RIND, D., and W.B. ROSSOW, 1984 : The effects of physical processes on the Hadley circulation, J. Atmos. Sci., 41, 479-507.

SAH, R., 1979 : Priorities of developing countries in weather and climate, World Development, 7, 337-347.

SALATI, E., A. DALL'OLIO, E. MATSUI and J.R. GAT, 1979 : Recycling of water in the Amazon basin : an isotopic study, Water Resources Res., 15, 1250-1258.

SALATI, E. and P.B. VOSE, 1984 : Amazon Basin : a system in equilibrium, Science, 225, 129-138

- SHUKLA, J. and Y. MINTZ, 1982 : Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate, Science, 215, 1498-1501.
- SOMMERIA, G., and J. TESTUD, 1984 : COPT 81 : a field experiment designed for the study of dynamics and electrical activity of deep convection in continental tropical regions, Bull. Am. Met. Soc., 65, 4-10.
- STEPHENS, G.L., G.G. CAMPBELL and T.H. VONDER HAAR, 1981 : Earth radiation budgets, J. Geophys. Res., 86, C, 9739-9760
- STREET, F.A., and A.T. GROVE, 1976 : Environmental and climatic implications of Late Quaternary lake-level fluctuations in Africa, Nature, 261, 385-390.
- SUD, Y.C., and M. FENNESSY, 1982 : A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM, J. Climatol., 2, 105-125.
- SYNNOTT, T.J., 1977 : Monitoring tropical forests : a review with special reference to Africa, MARC Report No 5, Monitoring Assessment Research Centre, London, 45 pp.
- WALKER, J., and P.R. ROWNTREE, 1977 : The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model, Quart. J.R. Met. Soc., 103, 29-46.

ANNEXE 2**LISTE DES ILLUSTRATIONS**

Fig. 1 - Pluviométrie annuelle, coefficient d'aridité et zones de végétation en Afrique occidentale.

Fig. 2 - Variations (1922-1982) de la pluviométrie annuelle dans 24 stations sahéliennes.

Fig. 3 - Ecarts normalisés de la pluviométrie annuelle par rapport à la moyenne (1900-1980).

Fig. 4 - Modifications de la circulation atmosphérique et de la pluviométrie en Afrique au cours des 18.000 années écoulées.

Fig. 5 - Schémas typiques de la circulation au-dessus de l'Afrique en janvier et en juillet : les cellules de Hadley.

Fig. 6 - Bilan radiatif au-dessus du globe en juillet.

Fig. 7 - Termes du bilan énergétique du sol, dans trois cas différents.

Fig. 8 - La chaîne de feedback positif de Charney.

Fig. 9 - Répartition générale des types de sols et perturbations de l'albedo dans le modèle de Charney.

Fig. 10 - Résultats se dégageant du modèle climatique de Charney : sensibilité de la pluviométrie sahélienne en juillet à l'albédo du sol

et au modèle représentant le processus d'évaporation.

Fig. 11 - Répartition spatiale des modifications de l'albédo dans le Sahara occidental et le Sahel, de 1967 à 1973 et de 1973 à 1979, selon les données fournies par satellite.

Fig. 12 - Historique de l'albédo dans les régions des Ferlo et de Gondo, et dans quatre zones sahélo-sahariennes, de 1967 à 1980.

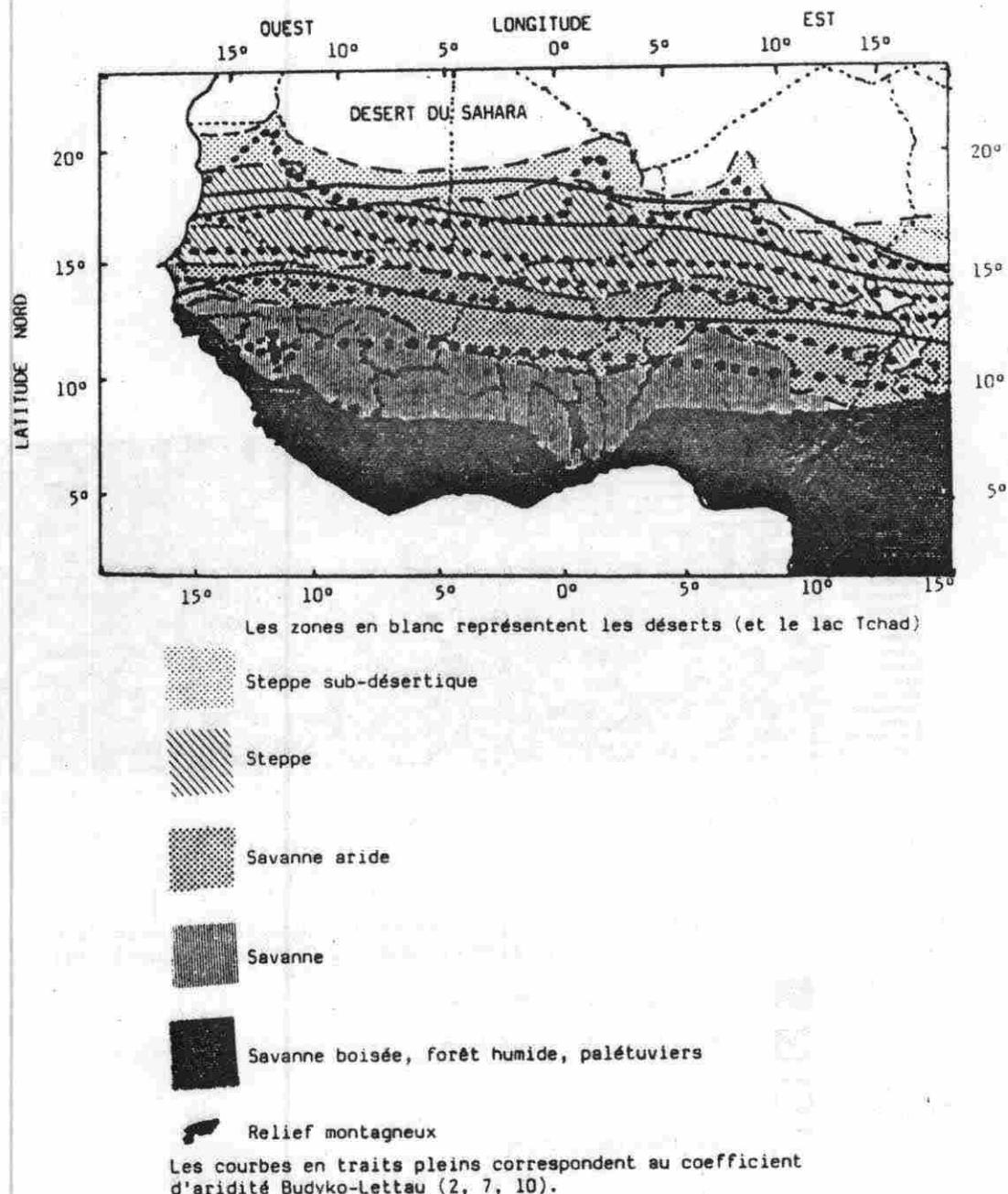


Figure 1 : Pluviométrie annuelle, coefficient d'aridité, et zones de végétation en Afrique occidentale, d'après Hare (1983), et Nicholson (1982).

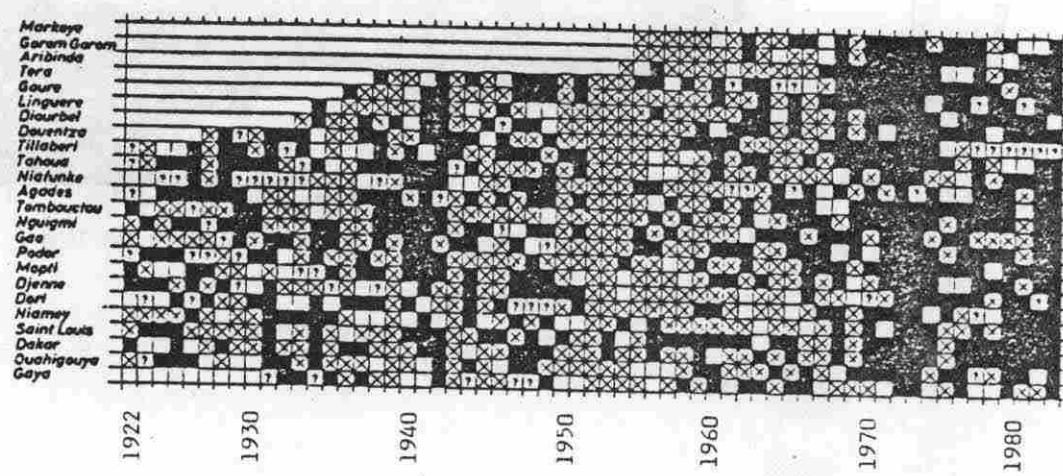


Figure 2 : Variations (1922-1982) de la pluviométrie annuelle dans 24 stations sahéliennes, d'après Chamard et Courrel (1983)

- Déficit supérieur à 5%
- ☒ Excédent supérieur à 5%
- A 5% de la moyenne
- ? Données manquantes

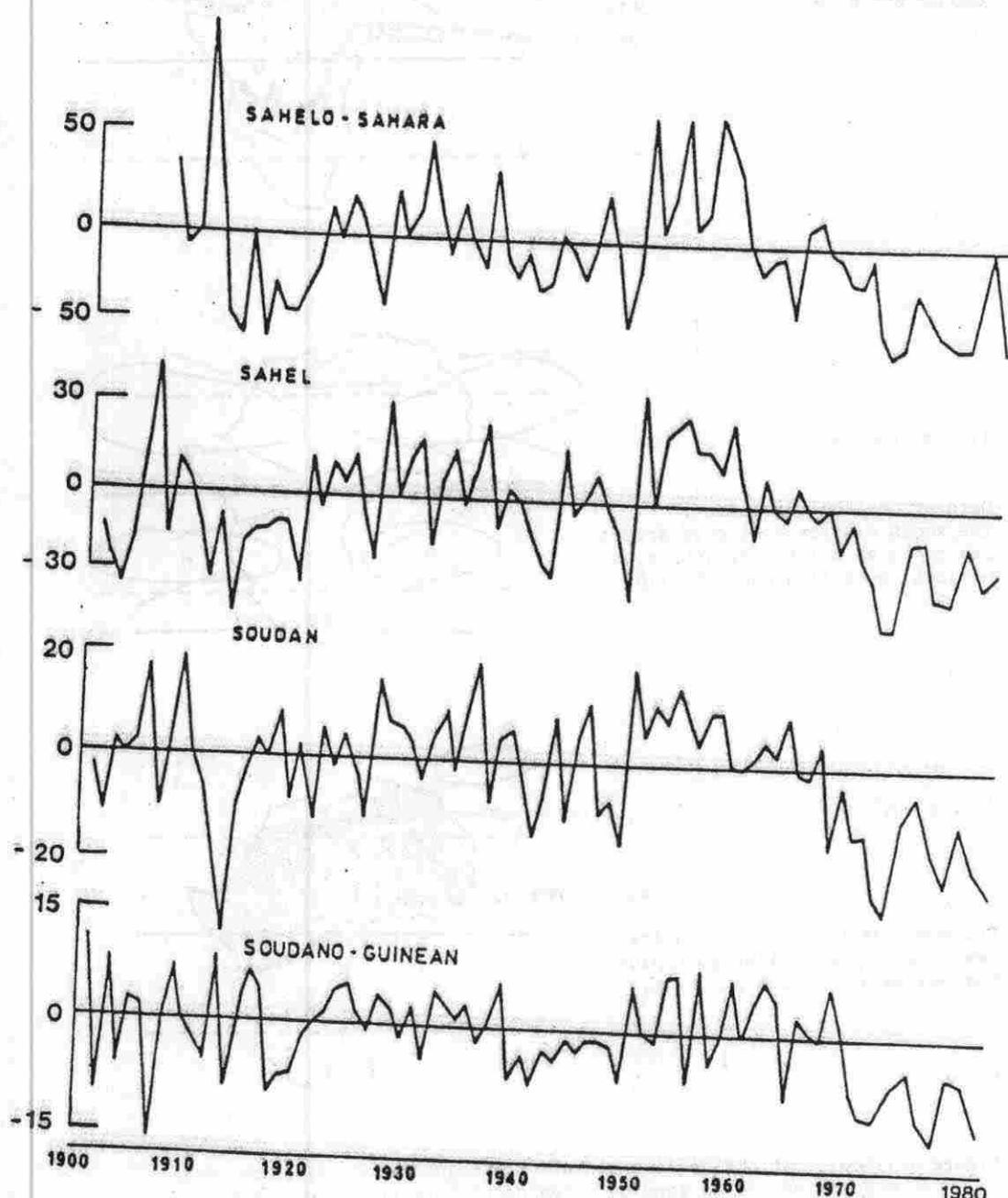


Figure 3 : Écarts normalisés de la pluviométrie annuelle par rapport à la moyenne (%), d'après Nicholson (1982). Les déficits se sont aggravés en 1982 et 1983.

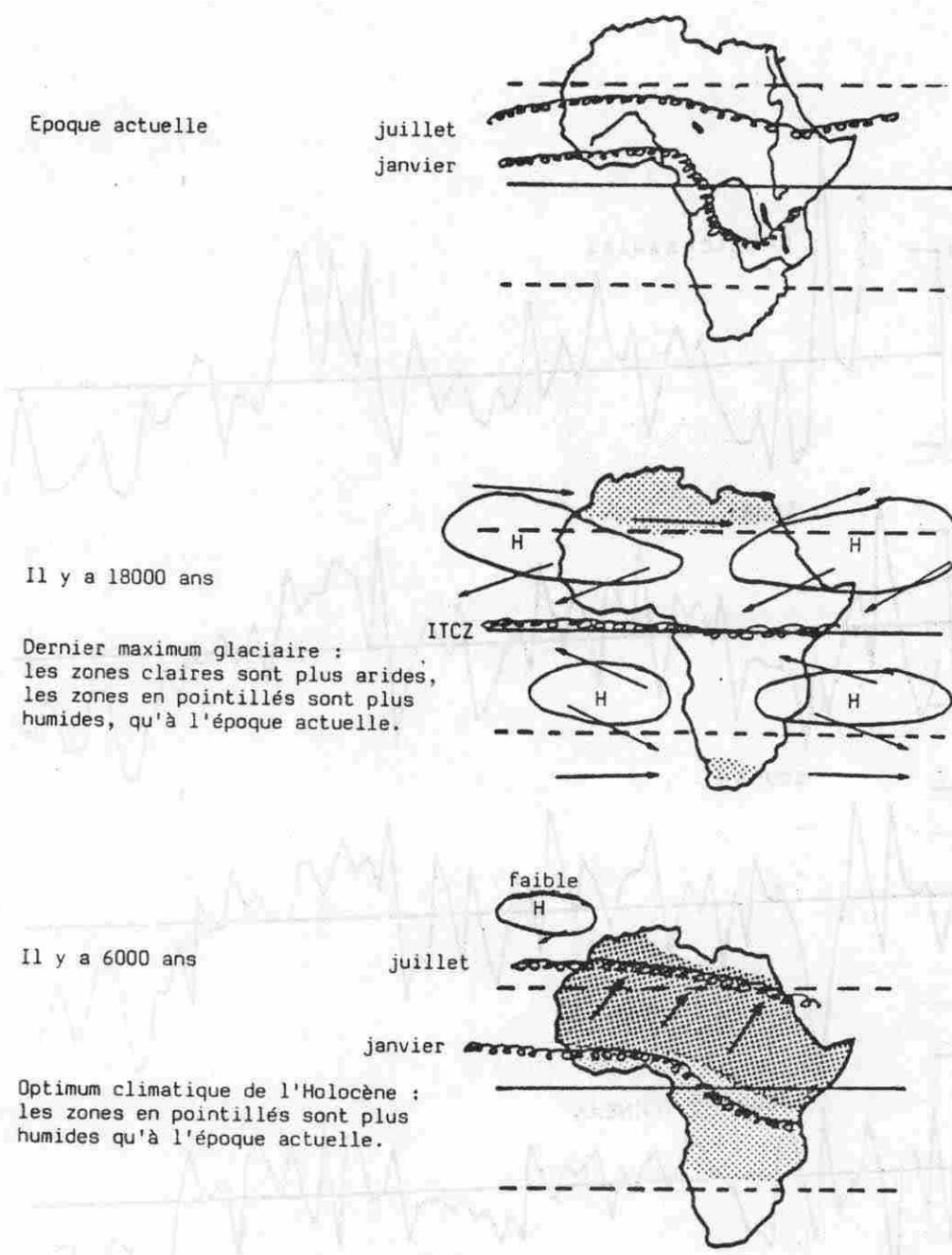


Figure 4 : Modifications de la circulation atmosphérique (notamment des positions de la zone de convergence intertropicale) et de la pluviométrie pour le continent africain, au cours des 18000 dernières années (d'après Nicholson et Flohn, 1980).

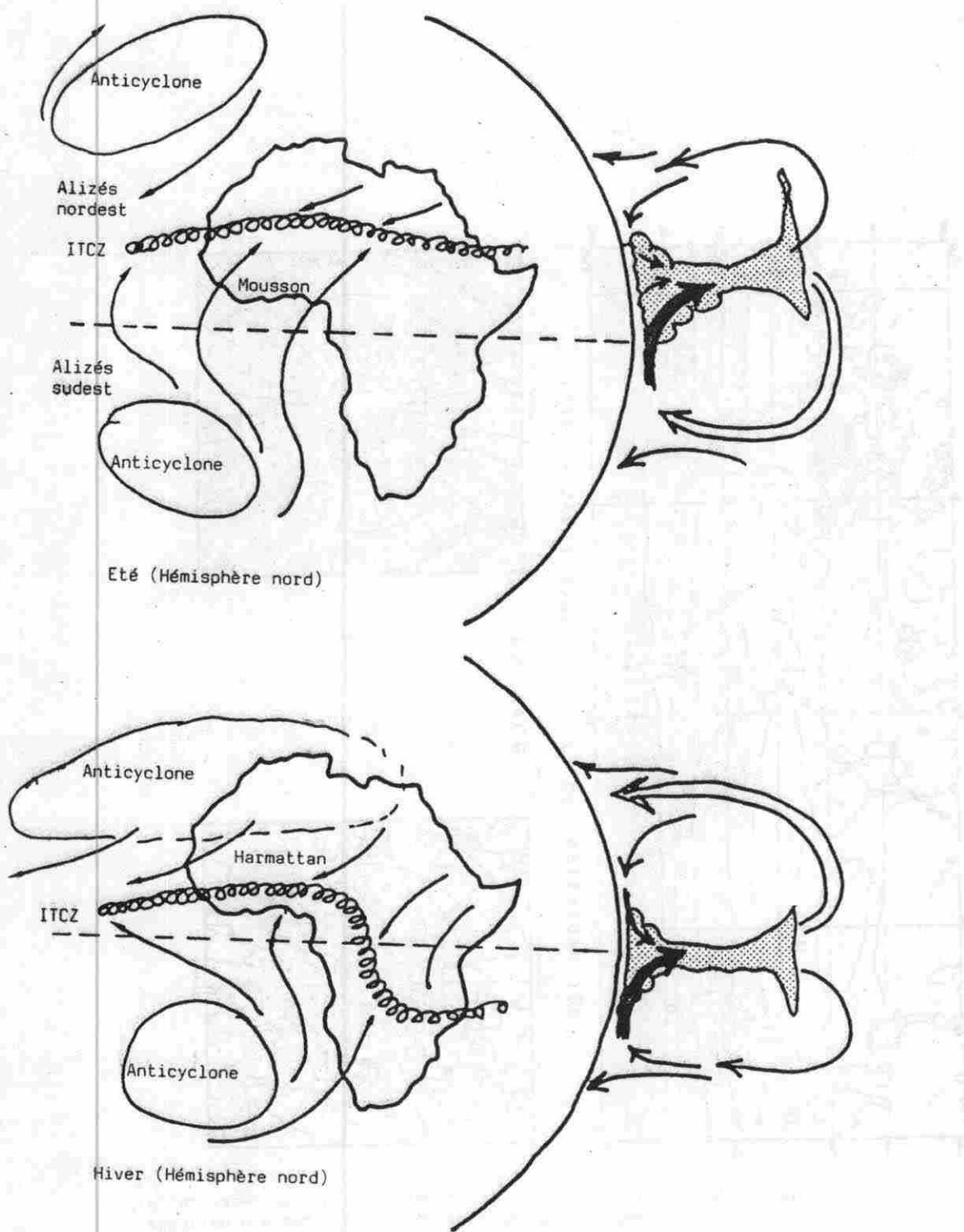


Figure 5 : Schémas typiques de la circulation au-dessus de l'Afrique en janvier et en juillet. Noter à droite la coupe nord-sud des cellules de Hadley, indiquant le mouvement ascendant dans l'ITCZ chargée de nuages, et de subsidence dans les zones de hautes pressions subtropicales.

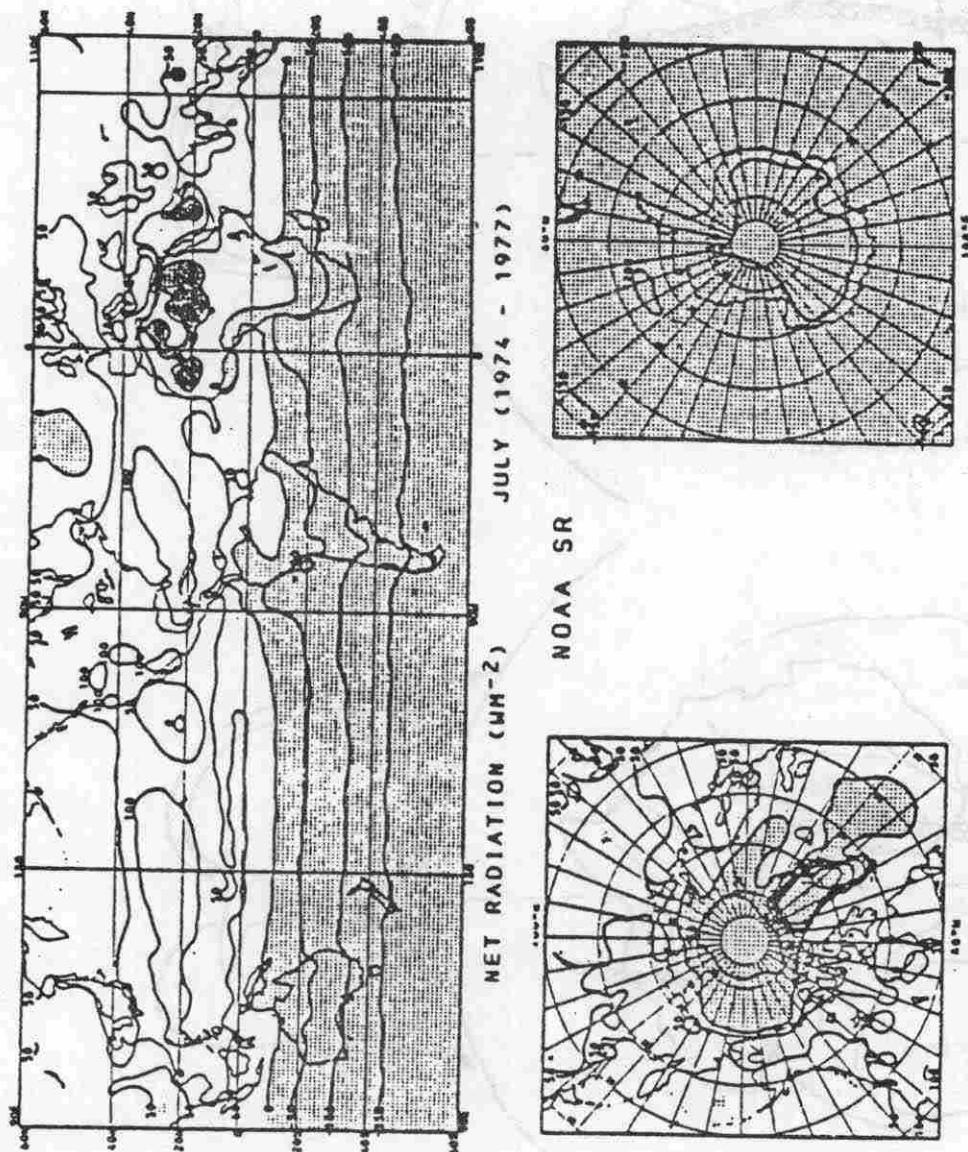


Figure 6 : Bilan radiatif (rayonnement net en Watts par mètre carré), déduit des données fournies par le radiomètre à balayage des satellites météorologiques NOAA (USA) en orbites polaires, de 1974 à 1977. On indique les moyennes pour les mois de juillet. Noter les valeurs négatives, en hiver dans l'hémisphère sud, et au-dessus des régions arctiques à fort albédo, ainsi qu'au-dessus des déserts du Sahara et d'Arabie dans l'hémisphère nord.

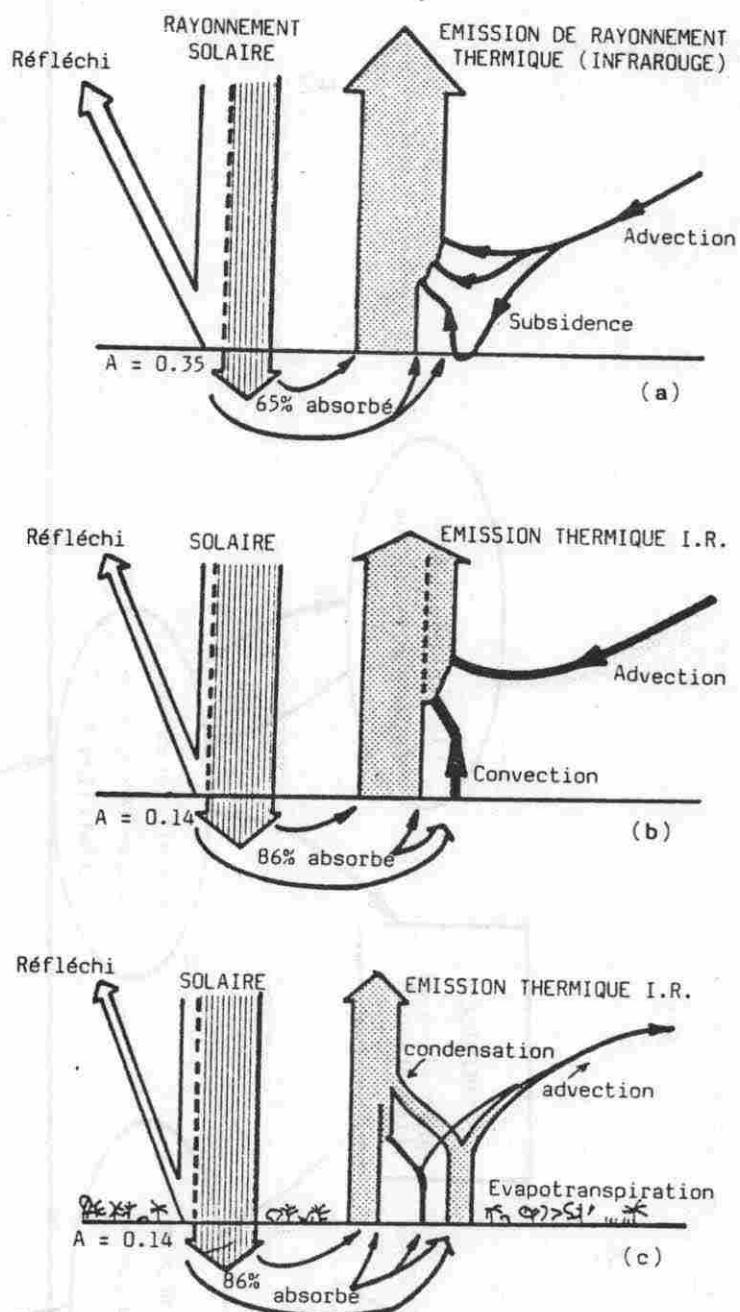


Figure 7 : Termes du bilan énergétique du sol -

- Sol désertique chaud et brillant, albédo $A = 0,35$; le phénomène d'advection est prédominant.
- Sol désertique chaud et foncé ($A = 0,14$) ; existence de convection.
- Sol humide foncé avec couvert végétal ($A = 0,14$) ; l'évapotranspiration et la condensation prédominent.

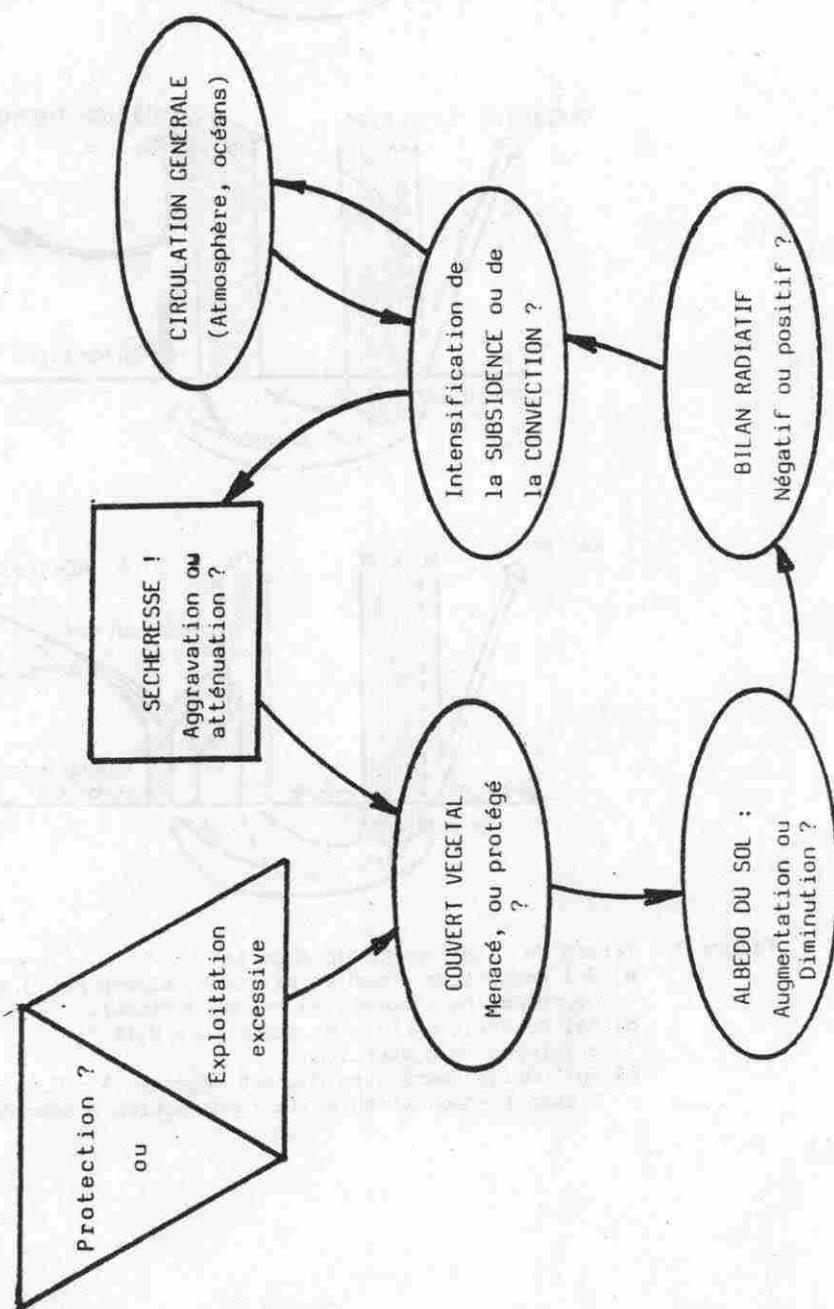


Figure 8 : Éléments du mécanisme de feedback biométéorologique élaboré par CHARNEY.

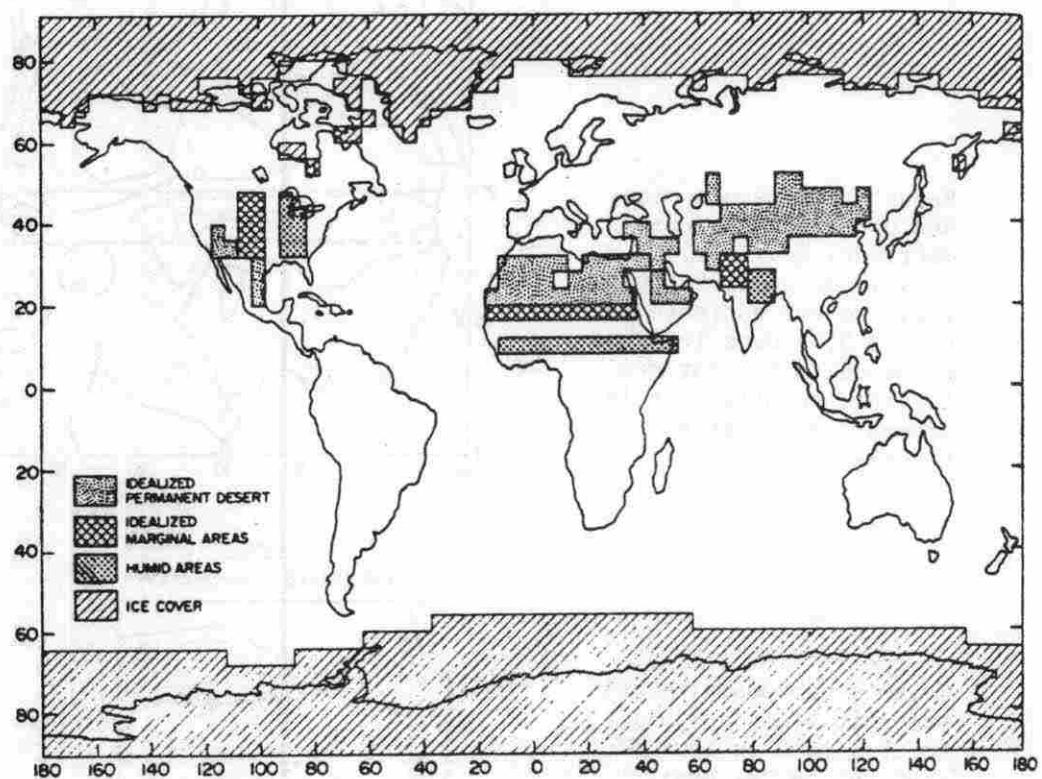
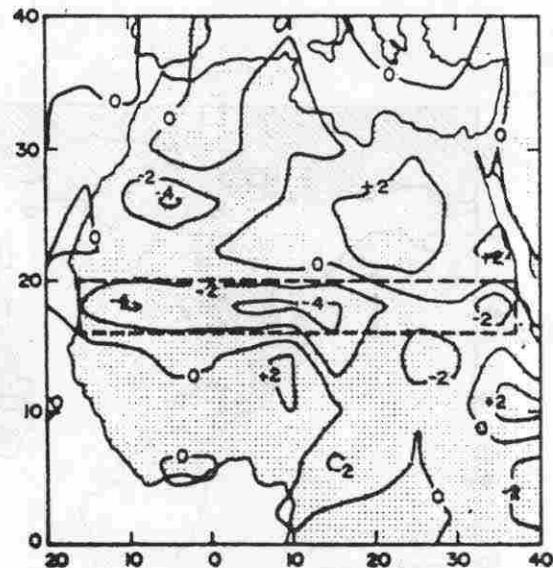
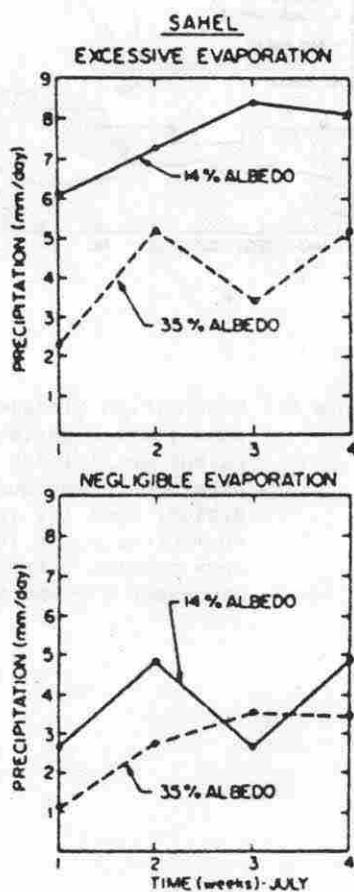


Figure 9 : Répartition globale des types de sol adoptée par Charney et al. dans leurs expériences de modélisation climatique (1977). La valeur de l'albédo du sol a été fixée à 35% pour le désert permanent théorique, à 14% pour les zones humides. On a évalué, dans les zones marginales théoriques, l'effet d'une augmentation, de 14% à 35%, de l'albédo du sol, en utilisant deux modèles extrêmes ("excessif" et "négligeable") pour les processus d'évaporation.

Répartition géographique des différences pluviométriques (mm/jour) pour le mois de juillet, quand l'albédo est augmenté de 0,14 à 0,35 dans le Sahel (zone délimitée par des tirets), en utilisant le schéma d'évaporation "excessive".



Moyenne hebdomadaire des précipitations en juillet, en utilisant le taux d'évaporation "excessive".



Moyenne hebdomadaire des précipitations en juillet, en utilisant le taux d'évaporation "négligeable".

Figure 10 : Ces résultats des expériences de modélisation climatiques de Charney et al. (1977), indiquent la façon dont les pluies de juillet réagissent à l'albédo du sol sahélien et à la représentation du processus d'évaporation.

MODIFICATION RELATIVE DE L'ALBEDO (%)

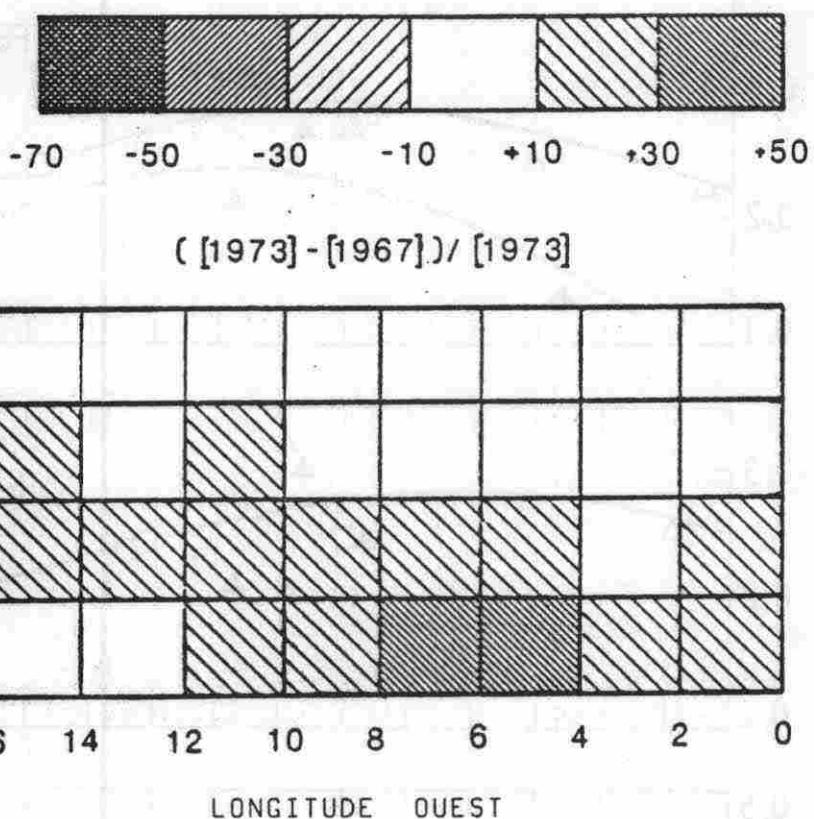
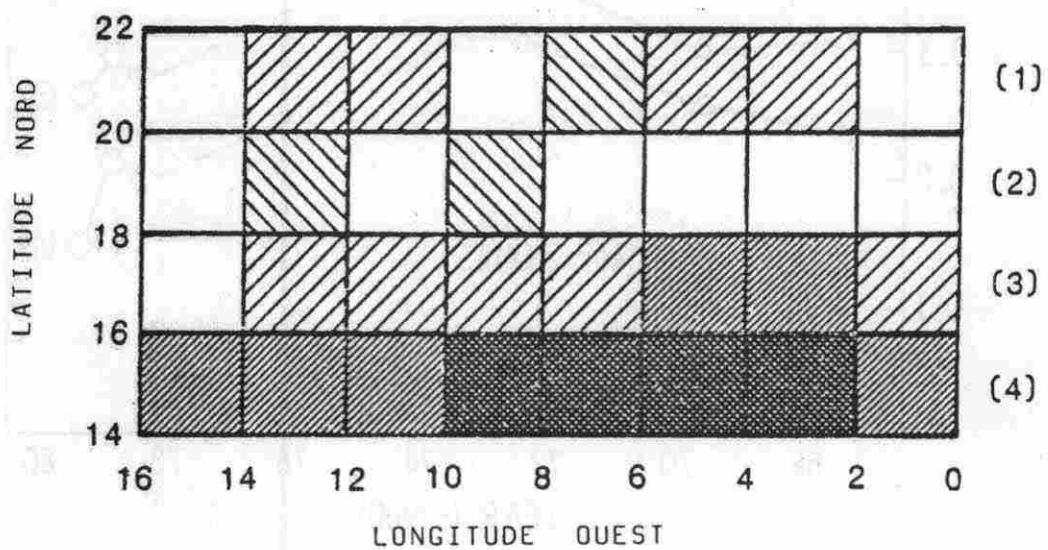
 $([1973] - [1967]) / [1973]$ 

Figure 11 : Modifications relatives de l'albédo dans l'ouest du Sahara et du Sahel, le pouvoir de résolution n'étant que de 2°, observées pendant les périodes 1967-1973 (Norton et al. 1979) et 1973-1979 (Courcel et al. 1984), par les satellites ATS-3 et Météosat.

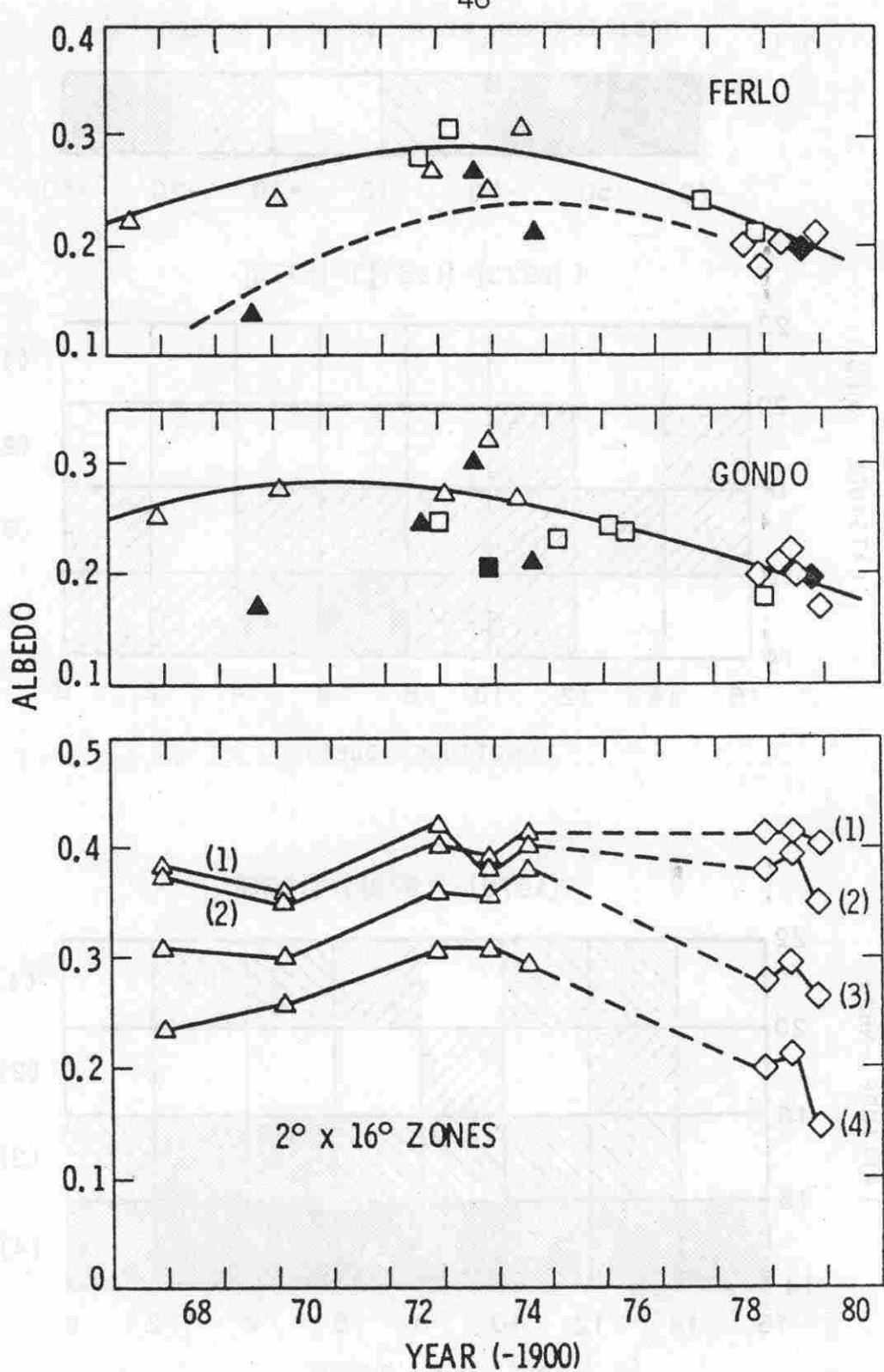


Figure 12 : Historique de l'albédo dans l'ouest du Sahara et du Sahel, de 1967 à 1979 : triangles, données ATS-3 ; carrés, données Landsat (Ferlo, Gondo) ; losanges, données Météosat-1. Les symboles pleins correspondent à la saison des pluies. Les courbes (1)-(4) indiquent les valeurs de l'albédo pour les quatre bandes de 2° en latitude, s'étendant de 16° à 0° ouest (cf. Fig. 11). d'après Courel et al., 1984.