

50376
1985
205

50376
1985
205

N° d'ordre : 623

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES SCIENCES PHYSIQUES

par

Alain CERF



CONTRIBUTION A L'ETUDE DES AEROSOLS SAHARIENS : INFLUENCE SUR LE TRANSFERT DU RAYONNEMENT DANS L'ATMOSPHERE, CARACTERISTIQUES OPTIQUES

Soutenue le 20 Septembre 1985 devant la Commission d'Examen :

Membres du Jury :

Mme LENOBLE
M. BAUDET
M. FOUQUART
M. PERRIN DE BRICHAMBAUT
M. PROSPERO
M. CARLSON
M. DRUILHET

Président
Rapporteurs

Examineurs

U.E.R. DE PHYSIQUE FONDAMENTALE

REMERCIEMENTS

Cette étude a été réalisée en deux laboratoires principaux :

- le Laboratoire de Physique de l'Atmosphère de l'Université Nationale de Côte d'Ivoire à Abidjan,

- le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de l'Université des Sciences et Techniques de Lille .

Dans l'ordre chronologique, mes remerciements vont donc à Monsieur le Professeur BAUDET, alors directeur du premier Laboratoire, qui a bien voulu me recruter, me fournir les moyens matériels pour travailler malgré l'environnement technique et scientifique difficile et m'aider par son dynamisme et son optimisme inaltérable.

Madame le Professeur LENOBLE, Directrice du L.O.A., a accepté que je fasse des séjours réguliers dans son laboratoire et que je profite ainsi d'une infrastructure technique, scientifique et intellectuelle exceptionnelle. Je l'en remercie particulièrement et lui suis gré d'avoir accepté de présider ce jury.

La direction de cette étude a été supportée par Monsieur le Professeur FOUQUART à qui j'exprime toute ma gratitude. Il a accepté d'être disponible en fonction de mes séjours au L.O.A., a eu les qualités pédagogiques pour me transmettre une partie de son savoir et la patience de lire et relire mes rédactions.

Je remercie le Dr. PROSPERO de l'Université de Miami qui, lors de nos trop rares mais fructueuses rencontres, a toujours montré de l'intérêt pour nos travaux et a accepté d'être rapporteur sur cette étude bien qu'elle soit écrite en grande partie en français.

Monsieur PERRIN de BRICHAMBAUT, Ingénieur Général de la Météorologie, apporte l'aval d'instances extra-universitaires. Je le remercie d'avoir su, par ses conseils judicieux, orienter la partie plus directement liée à la Météorologie vers un côté pratique utilisable par les météorologistes. Je lui suis grès d'avoir accepté d'être rapporteur sur ce travail.

Une des parties les plus intéressantes de ce travail n'aurait pu être réalisée sans monsieur DRUILHET, directeur de Recherche au Laboratoire d'Aérodynamique de l'Université Paul Sabatier à Toulouse qui, par son soutien devant les A.T.P., m'a permis d'effectuer des expériences préliminaires à ECLATS et de participer à cette expérience de laquelle sont issus les principaux résultats scientifiques de cette étude. Je le remercie de bien vouloir juger ce travail.

Le Dr CARLSON de l'Université de Pennsylvanie a bien voulu juger ce travail et je l'en remercie.

Mes remerciements vont également à Monsieur le Professeur Vincent BOGUI, directeur actuel du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère de l'Université d'Abidjan, qui m'a permis de faire des séjours hors de Côte d'Ivoire (U.S.A., Niger, Haute Volta, Sénégal, France) pour avancer le travail présenté ici.

Je remercie aussi tous les services officiels de Côte d'Ivoire :

- Ministère de l'Education Nationale
- Ministère des Forces Armées et en particulier l'Armée de l'Air et le GATL grâce auxquels, les premiers vols d'étude ont pu avoir lieu.
- La Météorologie Nationale Ivoirienne et l'ASECNA et en particulier, Monsieur Georges JOSEPH, Chef de la prévision météorologique pour l'analyse des documents météorologiques.

Je n'oublie pas dans ces remerciements les observateurs ASECNA d'Abidjan, Bamako, Ouagadougou et Niamey (en particulier Monsieur DOSSOU) qui ont fait des mesures et collecté des données avec sérieux, ni les autorités des divers pays francophones d'Afrique de l'Ouest qui ont toujours facilité notre travail et en particulier le Président de la République du Niger, S. KOUNTCHE, qui nous a fourni un avion de son Armée de l'Air pour faire des mesures sur son territoire.

Une partie des données de ce travail a été fournie par Monsieur DEROO, responsable du réseau de mesures radiatives installé au SAHEL par l'AGRHYMET (programme PNUD-UNESCO) et je l'en remercie.

Je remercie également le Dr VOLZ qui, par le prêt de matériel, a permis de faire des mesures de trouble en Afrique de l'Ouest.

Enfin, ce travail n'aurait pu être terminé sans l'aide efficace et amicale de mes collègues des Universités de :

- Lille où je remercie tout particulièrement Bernard BONNEL (dont les connaissances tant informatiques que des modèles utilisés m'ont été d'un secours inestimable) et Gérard BROGNIEZ.

- Abidjan où M. LEGRAND et J. BERTRAND m'ont aidé pour les expériences préliminaires à ECLATS.

- Niamey et Ouagadougou où respectivement A. TINGA et G. OUEDRAOGO m'ont efficacement assisté pour effectuer des campagnes de mesures fructueuses.

A Lille, Christine DEROO et L. GONZALES m'ont toujours piloté gentiment à travers le labyrinthe en constante évolution du système informatique exemplaire du L.O.A et je les en remercie.

Merci également à Madame DUPONT qui s'est chargée, toujours avec le sourire, de la frappe de ce document ; à Monsieur RAFFAUD qui a exécuté une partie des dessins et à Messieurs FAUQUEMBERGUE et CAREY qui ont assuré le tirage avec diligence.

A LA MEMOIRE
DE MON PERE

SOMMAIRE

	Page
INTRODUCTION GENERALE.	
I - <u>NOTIONS DE PHOTOMETRIE ENERGETIQUE</u>	7
INTRODUCTION.	
I.1. Définition des grandeurs utilisées.	
I.2. Le trouble atmosphérique.	
1.2.1. Le coefficient de trouble de LINKE.	
I.2.2. Les coefficients de trouble d'ANGSTROM.	
I.2.3. Conclusion sur les coefficients représentatifs du trouble.	
CONCLUSION.	
II - <u>NOTIONS DE METEOROLOGIE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST</u>	27
INTRODUCTION.	
II.1. Importance des zones tropicales et équatoriales dans la circulation générale de l'atmosphère.	
II.2. Vue générale du climat Ouest-Africain.	
II.3. Rayonnement solaire et insolation à NIAMEY.	
II.3.1. Rayonnement solaire global et diffus.	
II.3.2. Insolation.	
II.3.3. Relation entre insolation et rayonnement global.	
II.4. Le phénomène des brumes sèches.	
CONCLUSION .	
III - <u>IMPORTANCE DES BRUMES SECHES EN AFRIQUE DE L'OUEST</u>	71
INTRODUCTION .	
III.1. Etude de la localisation et de la fréquence des brumes sèches à partir des visibilitées observées dans les stations météorologiques du réseau ASECNA.	
III.1.1. Répartition spatiale des brumes sèches .	
III.1.2. Variation annuelles et journalières des brumes sèches .	
III.1.3. Tendence des brumes sèches durant les 30 dernières années.	

III.2. Le trouble atmosphérique en Afrique de l'Ouest.

III.2.1. Principe de la mesure du trouble atmosphérique.

III.2.2. Résultats obtenus avec un réseau de photomètres de VOLZ.

III.2.3. Rayonnement direct et trouble atmosphérique.

CONCLUSION.

IV - <u>LES CARACTERISTIQUES DES AEROSOLS DE BRUME SECHE ET LEUR IMPACT SUR LES BILANS RADIATIFS ET LE REFROIDISSEMENT / ECHAUFFEMENT AU SEIN DE L'ATMOSPHERE.</u>	119
--	-----

INTRODUCTION : La nécessité d'étudier les caractéristiques des aérosols.

IV.1. La composition des aérosols.

IV.1.1. La composition par éléments.

IV.1.2. La composition minéralogique.

IV.2. La granulométrie des aérosols.

IV.3. Les effets climatiques des aérosols en suspension dans l'atmosphère.

IV.3.1. Les effets observables au sol.

IV.3.1.1. Sur les températures de l'air au voisinage du sol.

IV.3.1.2. Sur les flux radiatifs au sol.

IV.3.2. Les effets des aérosols au sein d'une atmosphère turbide:
les bilans radiatifs en altitude lors des campagnes NIAMEY
1979 et OUAGADOUGOU 1980.

IV.4. Les propriétés radiatives des aérosols sahariens (Campagne ECLATS).

IV.4.1. Epaisseur optique et distribution granulométrique.

IV.4.2. Divergence des flux radiatifs verticaux et détermination
de l'albédo de diffusion simple (en courte longueur d'onde)
et de l'émissivité (en infrarouge).

CONCLUSION

CONCLUSION GENERALE.

	Page
ANNEXE I : Passage des coefficients de trouble α , β d'Angström au coefficient T de Linke.....	261
ANNEXE II : Equipement de mesures granulométriques et radiométriques d'un aérocommandeur.....	271
REFERENCES.....	275

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

En dehors de la saison des pluies, le climat Ouest Africain est la plupart du temps chaud et ensoleillé. Mais ce qui frappe le voyageur dans ces régions, c'est de n'observer que très rarement un ciel clair, très bleu (même les jours sans nuage) ou une très bonne visibilité. Le soleil parait le plus souvent voilé et les lointains flous.

Cette mauvaise transparence de l'atmosphère est due dans les zones à influence océanique à l'évaporation intense qui sature en vapeur d'eau les basses couches surchauffées de l'atmosphère et crée une brume humide presque en permanence. Dans les zones sèches, on observe une brume appelée "brume sèche" due aux aérosols mis en suspension dans l'atmosphère et qui donne une dominante jaune orangée aux paysages lointains, un bleu du ciel très pâle et une faible visibilité qui peut descendre jusqu'à quelques dizaines de mètres au cours des épisodes de vent d'Harmattan intense.

Ces brumes qui limitent la visibilité au sol affectent de façon très significative le transfert de rayonnement. Le développement des observations spatiales de la surface (albédo, température de surface, nature du sol, couvert végétal etc...) ou de l'atmosphère (couvert nuageux, profils de température et d'humidité etc...) exige une connaissance approfondie des caractéristiques optiques et de la concentration des aérosols en suspension, de façon à permettre d'en corriger les effets ; c'est ainsi que la NASA développe actuellement un réseau de mesure du trouble atmosphérique et de points vérité sol en Afrique de l'Ouest.

Par ailleurs les régions équatoriales et tropicales sont la source chaude du moteur thermique constitué par continents-océans et atmosphère. Elles ont donc une grande importance sur le plan

météorologique et climatique. De plus, la sécheresse actuelle en zone sahélienne amène probablement une augmentation des brumes sèches (Prospero et Nees, 1976). Elles mêmes, modifient peut être la pluviométrie par stabilisation des couches atmosphériques basses. Les effets dramatiques de ces phénomènes pour la population locale, montrent l'urgence de mieux comprendre la météorologie tropicale jusqu'ici un peu négligée.

Lors de la dernière période glaciaire, une très forte concentration d'aérosols dans l'atmosphère retrouvée dans les carottages effectués dans l'Antarctique (Petit et al, 1981) peut-être reliée à une extension des déserts cinq fois plus importante que maintenant (Sarnthein, 1978). Or l'effet des aérosols par interaction avec le rayonnement et modification de l'albédo global du système Terre-Atmosphère peut avoir été capital dans le passage à un climat post-glaciaire.

L'effet climatique des aérosols a été très étudié ces dernières années, particulièrement pour les aérosols stratosphériques injectés par les éruptions volcaniques ou les essais nucléaires. Il y a moins d'études sur l'impact des aérosols troposphériques sur le climat car le problème est plus complexe : ils sont très localisés, ont un faible temps de résidence et ne sont donc pas aisés à étudier. Une revue très complète a été effectuée par Lenoble (1983).

Peu d'expériences in situ ont été réalisées concernant les aérosols troposphériques. On peut cependant citer De Luisi et al. (1976), Carlson et al. (1972, 1973) et Prospero et al. (1972, 1976, 1979).

Cependant les multiples campagnes de recherche scientifique réalisées depuis quelques années dans ces régions et les projets en cours ou futurs (International Aerosol Program soutenu par la Commission Internationale du Rayonnement ; rapport du SMIC, 1973, soutenu par le MIT) montrent le besoin de la communauté scienti-

fique internationale d'une meilleure connaissance de ces régions (météorologie, rayonnement, dynamique et microphysique de l'atmosphère etc...) et de l'influence des fortes concentrations en aérosols que l'on y rencontre.

L'étude qui suit porte plus particulièrement sur le phénomène de "brume sèche" dû à la mise en suspension d'aérosols solides dans l'air. Ce phénomène est particulièrement intense autour du Sahara qui à lui seul produit environ 25 % des poussières insolubles en suspension dans l'atmosphère soit des centaines de millions de tonnes par an. Les conséquences au niveau biologique sont considérables pour les régions puits ; c'est ainsi que les aérosols désertiques participent à la constitution des sédiments marins mais aussi à l'enrichissement en calcium ou en potassium de certains sols. C'est vrai notamment des régions du Sahel ou des régions limitrophes pour lesquelles elles constituent un important fertilisant naturel ; ou encore des régions océaniques pour lesquelles les poussières constituent un important apport nutritif.

A travers leurs interactions avec les rayonnements solaire et tellurique les aérosols sont susceptibles d'altérer de façon significative le bilan radiatif de la planète. En outre, les aérosols interagissent avec la microphysique des nuages et peuvent ainsi influencer notablement les feedbacks nuage-rayonnement-climat. Pour expliquer et modéliser leur interaction avec le rayonnement, il est indispensable d'avoir une connaissance approfondie des caractéristiques radiatives de ces aérosols, aussi bien dans un but d'étude climatique que de corrections de mesures satellitaires.

Si leur composition chimique (Crozat, 1978) et Minéralogique (Bertrand, 1977) est assez bien connue, il reste de grandes incer-

titudes sur les granulométries et surtout leurs caractéristiques radiatives de diffusion, absorption et émission qui sont capitales par leur effet sur l'état thermique de l'atmosphère et sa transparence. Ce sera donc l'objet principal de ce travail.

Nous avons jugé utile, dans un premier temps, (Chapître I et II), d'effectuer quelques rappels sur la notion de trouble et sa quantification ainsi que sur la météorologie de l'Afrique de l'Ouest. Une étude du rayonnement solaire et de l'insolation à Niamey sur une période de deux ans, met en évidence une forte proportion de rayonnements diffus due généralement à un trouble atmosphérique élevé.

Dans un deuxième temps, (Chapître III), on utilise le trouble atmosphérique ainsi que la visibilité pour évaluer l'extension spatiale et temporelle des brumes sèches en Afrique de l'Ouest. L'étude des visibilités indique une corrélation entre les épisodes de brume sèche intense et les périodes de sécheresse au Sahel ainsi que l'ont montré Prospero et Nees (1976) en utilisant les concentrations de poussières recueillies aux Barbades.

On passe ensuite (Chapître IV) aux caractéristiques granulométriques et radiatives des aérosols.

Après avoir évalué les distributions de taille de ces aérosols par diverses méthodes (mesure par compteurs optiques ou impacteurs détermination théorique à l'aide de la théorie de Mie et de l'inversion des épaisseurs optiques spectrales), on examine leur effet sur les températures de l'air au voisinage du sol et sur les flux radiatifs au sol. L'étude de leur impact sur le bilan radiatif au sein de l'atmosphère lors de deux campagnes préliminaires à Niamey en 1979 et Ouagadougou en 1980 mène à l'expérience Eclats à Niamey en Novembre-Décembre 1980.

Au cours de cette campagne, l'inversion des mesures d'épaisseur optique permet de préciser la distribution granulométrique

des aérosols sahariens et les mesures de divergence de flux radiatifs verticaux mènent à la détermination de leurs propriétés radiatives (albédo de diffusion simple en courte longueur d'onde et émissivité en infrarouge).

Les retombées éventuelles d'une telle étude sont nombreuses. En premier lieu elle apporte une meilleure connaissance du climat de ces régions d'une part par la connaissance des bilans de surface (flux de rayonnement, albédo etc...), d'autre part par l'utilisation possible des aérosols comme traceurs du déplacement des masses d'air.

On peut mettre en évidence un rôle climatique des aérosols par modification des qualités absorbantes, diffusantes et de transmission de l'atmosphère donc de l'albédo du système terre-atmosphère. Cette modification d'albédo permet de détecter les panaches d'aérosols sahariens, d'identifier leurs trajectoires et d'évaluer leur extension spatio-temporelle. Le rôle de traceur des aérosols permet une validation partielle des modèles de circulation générale en zone tropicale.

Par ailleurs, la connaissance des caractéristiques radiatives des aérosols désertiques est fondamentale pour améliorer les corrections atmosphériques des mesures satellitaires et les valider en particulier pour Météosat qui est en orbite géostationnaire au-dessus de la zone étudiée.

Enfin la connaissance des interactions rayonnement-turbulence dans la Couche Limite Planétaire troublée par des aérosols peut expliquer en partie l'impact climatique (inhibition de la convection, stabilisation des basses couches de l'atmosphère ?) mais c'est un problème qui n'a été qu'effleuré au cours de l'expérience ECLATS et qui nécessite des études complémentaires pour conclure valablement

CHAPITRE I

NOTIONS DE PHOTOMETRIE ENERGETIQUE

INTRODUCTION

Les grandeurs radiométriques, les caractéristiques des matériaux et la nomenclature des appareils utilisés dans la suite sont définies en tenant compte des résolutions de l'Assemblée Générale de l'Union Internationale de Géodésie et de Géophysique et des résolutions de la Commission du Rayonnement (I.A.M.A.P.).

Le paramètre trouble atmosphérique, très important pour notre étude est plus particulièrement examiné d'après les définitions qu'en ont donné LINKE et ANGSTRÖM.

Des formules de passage des coefficients d'Angström à celui de Linke sont établies ainsi que les abaques correspondantes.

I - 1. DEFINITIONS DES GRANDEURS UTILISEES.

Nous nous conformerons à la résolution suivante adoptée en Août 1975 à Grenoble par l'Assemblée Générale de l'Union Internationale de Géodésie et de Géophysique :

- considérant l'accroissement général de l'emploi du Système International des Unités (SI) par les scientifiques,
- considérant que beaucoup d'unions de ICSU* ont recommandé l'adoption des unités SI pour leur usage,
- recommande que les unités SI soient employées en Géodésie et Géophysique.

La commission du rayonnement (IAMAP**) avait dès 1972 constitué un groupe de travail sur ce problème. Les réflexions de ce groupe ont abouti en 1978 à la publication par Raschke (1978) d'un fascicule faisant le point sur la terminologie et les unités à utiliser pour les paramètres radiatifs.

Le tableau I-1 donne la terminologie de la commission du rayonnement concernant les grandeurs radiatives et le tableau I-2 celle concernant les caractéristiques des matériaux soumis à un flux de rayonnement.

Nous adopterons en général ce symbolisme. Cependant, nous nous trouverons parfois confronté à un problème commun à la communauté scientifique, à savoir des notations trop diversifiées. En particulier, les articles écrits avant cet ouvrage, comprenant des formules utilisées jusqu'ici traditionnellement avec une notation différente, seront signalés en tête de chapitre.

Un paramètre important en optique atmosphérique, est le trouble de l'atmosphère, c'est à dire la plus ou moins grande capacité de l'atmosphère à transmettre la lumière sans la modifier. Le trouble atmosphérique ayant eu

* International Council of Scientific Unions.

** International Association of Meteorology and Atmospheric Physics.

NOM	SYMBOLE	UNITE	EQUATION DE DEFINITION	REMARQUES
ENERGIE RADIATIVE	Q, (W)	J = W.s		Quantité d'énergie transportée par un rayonnement
FLUX RADIATIF	ϕ , (P)	W	$\phi = dQ/dt$	Puissance émise, transportée ou reçue sous forme de rayonnement.
DENSITE DE FLUX RADIATIF	(M), (E)	$W.m^{-2}$	$\frac{d\phi}{dA} = \frac{d^2Q}{dA.dt}$	Flux radiatif de n'importe qu'elle origine <u>traversant</u> un élément de surface.
EXISTANCE RADIATIVE (EMITTANCE) (ENERGETIQUE)	M	$W.m^{-2}$	$M = d\phi/dA$	Flux radiatif de n'importe qu'elle origine <u>émergeant</u> d'un élément de surface.
ECLAIREMENT ENERGETIQUE	E	$W.m^{-2}$	$E = d\phi/dA$	Flux radiatif de n'importe qu'elle origine <u>incident</u> sur un élément de surface.
LUMINANCE ENERGETIQUE	L	$W.m^{-2} sr^{-1}$	$L = \frac{d^2\phi}{d\Omega.dA \cos \theta}$	La luminance est conservatrice dans un système optique.
IRRADIATION	H	$J.m^{-2}$ par temps d'exposition.	$H = \frac{dQ}{dA} = \int_{t_1}^{t_2} F.dt$ t, t_2 : temps	Peut être utilisé pour les sommes journalières de rayonnement etc...
INTENSITE ENERGETIQUE	I	$W.sr^{-1}$	$I = d\phi/d\Omega$	Peut-être utilisée seulement pour le rayonnement sortant de sources ponctuelles.

Tab. I - 1. Grandeurs radiométriques et leurs symboles proposés par la Commission du Rayonnement.

CARACTERISTIQUE	SYMBOLE	DEFINITION	REMARQUES
Emittance	ϵ	$\epsilon = \frac{M_e}{M_{\epsilon=1}}$	$\epsilon = 1$ pour le Corps Noir
Absorptance	α	$\alpha = \frac{\phi_a}{\phi_i}$	ϕ_a et ϕ_i sont respectivement les flux radiatifs abordés et incidents.
Réflectance	ρ	$\rho = \frac{\phi_r}{\phi_i}$	ϕ_r et ϕ_i sont respectivement les flux radiatifs réfléchis et incidents
Transmittance	τ	$\tau = \frac{\phi_t}{\phi_i}$	ϕ_t et ϕ_i sont respectivement les flux radiatifs transmis à travers une couche ou une surface et incidents.
Albedo			Equivalent à la Réflectance d'une surface et utilisé surtout dans la littérature météorologique et astronomique.
Coefficient d'extinction	σ_e	$\sigma_e = - \frac{1}{L} \frac{dL}{ds}$	Pour un milieu absorbant et diffusant recevant un faisceau radiatif de luminance L, traversant sous incidence normale une couche infinitesimale ds.
Coefficient d'absorption	σ_a	$\sigma_e = \sigma_a + \sigma_s$ coefficient d'extinction	Partie de l'extinction due à l'absorption pure.
Coefficient de diffusion	σ_s		Partie de l'extinction due à la diffusion pure.
Albedo de diffusion simple	ω	$\omega = \frac{\sigma_s}{\sigma_e} = \frac{\sigma_e - \sigma_a}{\sigma_e}$	Probabilité de diffusion
Epaisseur Optique	$\delta(t)$	$\tau = \exp(-\delta)$ $\delta(s) = \int_0^s \sigma_e(s') ds'$	L'usage fait que étant plus couramment utilisé en physique de l'atmosphère que la transmittance on lui attribue le symbole τ
Absorptivité		Absorptance interne d'une couche matérielle sur un trajet optique unité, les limites du matériau n'ayant pas d'influence.	
Réflectivité		Réflectance d'une couche matérielle dont l'épaisseur est telle que son augmentation n'e change pas la réflectance.	
Transmittivité		Transmittance interne d'une couche matérielle sur un trajet optique, unité les limites de matériau n'ayant pas d'influence	

Tab. I-2. Caractéristiques des matériaux et leurs symboles proposés par la Commission du Rayonnement.

plusieurs définitions suivant l'époque ou les auteurs et étant le paramètre le plus important étudié dans ce travail, nous le définirons plus précisément dans le paragraphe suivant qui lui est consacré.

I - 2. LE TROUBLE ATMOSPHERIQUE.

Au cours de son trajet dans l'atmosphère, le rayonnement solaire est absorbé ou diffusé par les gaz et les particules solides ou liquides en suspension.

La diffusion moléculaire, ou diffusion de Rayleigh, a une dépendance spectrale monotone ($\delta \sim \lambda^{-4}$), par contre l'absorption moléculaire peut être très importante et dépend fortement de la longueur d'onde considérée. Le trouble atmosphérique, cependant, par définition correspond à l'atténuation du rayonnement visible par les particules en suspension. Il est à la fois dû à la diffusion et à l'absorption du rayonnement.

Toutes les méthodes de mesure du trouble sont basées sur la mesure de l'atténuation du rayonnement solaire direct. La définition de ce que l'on appelle le facteur de trouble varie suivant les auteurs et inclut la vapeur d'eau (Linke) ou l'exclut (Angström, Volz). Par convention les nuages ne sont pas pris en compte dans les facteurs de trouble.

La luminance énergétique du rayonnement solaire en surface est donnée par l'intégrale :

$$L = \int_0^{\infty} L(\lambda) \cdot d\lambda \quad \text{Eq. I-1}$$

où encore

$$L = \int_0^{\infty} L_0(\lambda) \cdot \exp(-m \delta^e(\lambda)) \cdot d\lambda = L_0 \cdot \exp(-m \overline{\delta^e}) \quad \text{Eq. I-2}$$

où $L_0(\lambda)$ est la luminance énergétique spectrale du rayonnement solaire extraterrestre,

et $L(\lambda)$ celle après traversée de tout ou partie de l'atmosphère, ces quantités étant ramenées à la distance moyenne terre-soleil.

Le facteur $\exp(-m \cdot \delta^e(\lambda)) = L(\lambda)/L_0(\lambda)$ est donc la transmission spectrale de l'atmosphère, L et L_0 , les luminances énergétiques correspondantes intégrées sur tout le spectre.

$\delta^e(\lambda)$ et $\overline{\delta^e}$ sont respectivement l'épaisseur optique spectrale et l'épaisseur optique moyenne intégrée sur tout le spectre.

$m = 1/\sin h$ est la masse d'air qui, en première approximation, quand le soleil est haut sur l'horizon, est l'inverse du sinus de la hauteur h du soleil. $m = 1$ quand le soleil est à la verticale, c'est donc le nombre d'atmosphères équivalentes traversées.

L'épaisseur optique $\delta^e(\lambda)$ peut être décomposée en une somme de termes correspondant aux différentes contributions de l'atmosphère.

$$\delta^e(\lambda) = \sum_i \delta_i(\lambda) \quad \text{Eq. I-3}$$

qui peut être explicitée sous la forme :

$$\delta^e(\lambda) = \delta_R(\lambda) + \delta_G(\lambda) + \delta_{H_2O}(\lambda) + \delta_A(\lambda) \quad \text{Eq. I-4}$$

avec $\delta_R(\lambda)$ épaisseur optique de diffusion moléculaire (ou Rayleigh) des gaz atmosphériques,

$\delta_G(\lambda)$ épaisseur optique d'absorption des gaz atmosphériques sauf la vapeur d'eau.

$\delta_{H_2O}(\lambda)$ épaisseur optique d'absorption de la vapeur d'eau.

$\delta_A(\lambda)$ épaisseur optique d'extinction des aérosols pour laquelle on ne peut distinguer ici les parts respectives de la diffusion et de l'absorption.

Toutes ces épaisseurs optiques sont définies pour une masse d'air unité ($m = 1$).

A partir de ces équations de base, le trouble atmosphérique commence à être étudié vers 1920 par Linke et al (1929) et Angström (1929). Ultérieurement, ils donnent les deux méthodes principales permettant d'évaluer le trouble (Linke (1942) puis Angström (1961, 1964)) et que nous décrivons brièvement.

m	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	5	6	8
$\delta(m)$	0,105	0,099	0,094	0,089	0,086	0,082	0,079	0,076	0,071	0,067	0,060

Tab. I-3. Epaisseur optique d'extinction $\delta(m)$ d'une atmosphère pure et sèche standard en fonction de la masse d'air m .

I - 2.1. LE COEFFICIENT DE TROUBLE DE LINKE.

L'extinction due à l'air pur et sec est considérée comme l'effet atmosphérique de base. Linke (1942) a proposé de ramener à cette quantité, le coefficient moyen d'extinction pour une atmosphère trouble, ce qui revient à poser :

$$\delta^e(m) = T \cdot \delta(m) \quad \text{Eq. I-5}$$

où $\delta(m)$ est le facteur d'extinction de l'air pur et sec pour la masse d'air m et T le coefficient de trouble de Linke, qui intègre donc l'extinction due à la vapeur d'eau.

L'équation I-2 devient alors :

$$L = L_0 \exp(- m \cdot T \cdot \delta(m)) \text{ soit } T = \frac{\text{Log}(L_0/L)}{m \cdot \delta(m)} \quad \text{Eq. I-6}$$

Les valeurs adoptées pour $\delta(m)$ et applicables au rayonnement total sont publiées par l'A.G.I. et le tableau I-3 en montre en exemple.

Linke (1942) définit donc le facteur T comme le nombre d'atmosphères standards pures et sèches qui seraient nécessaires pour réduire le rayonnement solaire extraterrestre dans le même rapport que l'atmosphère réelle qui contient en plus, vapeur d'eau et aérosols.

Le coefficient de Linke est une fonction compliquée de la répartition spectrale de l'extinction et il ne peut être inférieur à l'unité. Des valeurs de T voisines de 1,5 traduisent une atmosphère claire tandis que des valeurs de l'ordre de 5 correspondent à une atmosphère trouble.

Il est à noter que les mesures faites en altitude peuvent être ramenées au niveau de la mer à l'aide de la formule approchée de Feusner et Dubois qui exprime que le trouble est sensiblement proportionnel à la pression.

$$T_p = 1 + (T - 1) \frac{p}{p_0} \quad \text{Eq I-7}$$

p et p_0 étant respectivement les pressions au niveau de la station de mesure et au niveau de la mer. Cette correction est nécessaire dans les cas où l'écart entre 1000 mb et la pression au niveau de la station dépasse 50 mb.

Il serait intéressant de séparer les contributions respectives des aérosols et de la vapeur d'eau. Les premiers agissant surtout dans le visible et la seconde dans l'infrarouge, ce qui peut être fait à l'aide de filtres. Le filtre rouge RG2 de Schott, par exemple, élimine les radiations de longueur d'onde inférieure à 630 nm et permet la mesure de la luminance L_R , transmise dans le proche infrarouge et donc par soustraction, la luminance L_V , transmise dans le visible et le proche U.V., plus sensible à l'effet des aérosols.

$$L_V = L_T - L_R \quad \text{Eq. I-8}$$

L_V peut être utilisé pour déterminer le coefficient de trouble de courte longueur d'onde qui mesure le contenu de l'atmosphère en aérosols, alors que L_R est beaucoup plus sensible au contenu de l'atmosphère en vapeur d'eau.

I - 2.2. LES COEFFICIENTS DE TROUBLE D'ANGSTROM (1961, 1964).

Angström part également de l'équation I-1, mais en considérant que la mesure est monochromatique. S'il se place à des longueurs d'onde inférieures à 700 nm, l'extinction par la vapeur d'eau peut-être négligée et dans ces conditions, la luminance énergétique spectrale est :

$$L(\lambda) = L_0(\lambda) \cdot \exp[-m(\delta_{R+O_3}(\lambda) + \delta_A(\lambda))] \quad \text{Eq. I-9}$$

$\delta_{R+O_3}(\lambda)$ étant une épaisseur optique spectrale englobant la diffusion moléculaire (Rayleigh) et l'absorption par l'ozone pour une masse d'air unité,

seuls ces deux effets intervenant dans le domaine de longueur d'onde considéré.

Selon Angström, dans de nombreux cas, $\delta_A(\lambda)$ peut être explicité sous la forme :

$$\delta_A(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad \text{Eq. I-10}$$

où β , épaisseur optique d'aérosols à la longueur d'onde $\lambda = 1 \mu\text{m}$ est représentatif de la transparence de l'atmosphère tandis que α permet d'atteindre la granulométrie des particules constituant l'aérosol.

Des valeurs de $\beta < 0,1$ traduisent un ciel pur, tandis que des valeurs de $\beta > 0,20$ sont relatives à une atmosphère trouble. Des valeurs élevées de α correspondent à des particules de petite dimension, des valeurs faibles à des particules plus grosses. Typiquement, en Europe, $\alpha \simeq 1,3$ et est beaucoup plus faible en zone sahélienne où il approche 0.

D'après Foitzik (1950), Junge (1951) et Van De Hulst (1952), la formule empirique I-10, s'accorde avec la théorie sous certaines conditions. Junge (1955) a montré qu'une condition nécessaire pour que l'extinction par les aérosols puisse être représentée par cette expression est que la distribution des particules soit sous la forme :

$$n(r) = \frac{dN}{dr} = C.r^{-\nu} \quad \text{Eq. I-11}$$

pour les particules de 0,1 à 10 μm .

dN est le nombre de particules compris entre r et $r + dr$ et C une constante fonction de la masse et de la concentration des particules.

Junge considère que en dessous de 0,1 μm le facteur d'efficacité de Mie vaut 0 et se stabilise à 2 au-dessus de 10 μm .

A ces conditions, la variation de l'épaisseur optique en fonction de la longueur d'onde, est de la forme :

$$\delta_A(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{3-\nu} \quad \text{Eq. I-12}$$

soit par identification avec la formule I-11 :

$$\alpha = \nu - 3 \quad \text{Eq. I-13}$$

Schuepp (1949) et Volz (1959), utilisant les logarithmes décimaux, définissent un coefficient $B = 0,434 \cdot \delta_A(\lambda)$.

Il faut ajouter que Schuepp, n'utilise pas une méthode monochromatique, mais des mesures pyréliométriques avec des filtres passe-haut, qui lui permettent d'avoir des luminances sur de larges domaines spectraux. Il détermine ensuite une longueur d'onde équivalente pour cette bande spectrale par la méthode exposée dans le rapport WMO (1971).

I - 2.3. CONCLUSION SUR LES COEFFICIENTS REPRESENTATIFS DU TROUBLE.

Le facteur de trouble T de Linke est le plus approprié pour les mesures de rayonnement total. C'est à la fois un indicateur de la quantité d'aérosols et de vapeur dans l'air. Mais étant donné la grande variation de la concentration en vapeur d'eau, cette définition permet difficilement une caractérisation précise du rôle joué par les aérosols en suspension. Même les filtres à large bande utilisés pour séparer UV + visible et infrarouge ne séparent pas totalement les effets respectifs de l'eau et des aérosols qui agissent encore dans l'infrarouge. C'est la raison pour laquelle, dans la suite, nous lui avons préféré les coefficients d'Angström. Néanmoins, le coefficient de trouble de Linke est encore assez largement utilisé, en particulier pour les utilisateurs de l'énergie solaire pour lesquels, seule compte l'énergie disponible au sol sans distinction de l'effet des divers constituants variables (aérosols et vapeur d'eau principalement) de l'atmosphère.

Si l'on s'intéresse aux seuls aérosols, les coefficients α et β d'Angström, les caractérisent respectivement pour la forme de la distribution granulométrique (en supposant une distribution de Junge avec $\nu = \alpha + 3$) et pour leur abondance.

Dans la mesure où le coefficient T de Linke est encore utilisé dans des buts pratiques, il est intéressant de passer d'un coefficient à l'autre d'une manière simple. Valko (1966) l'a fait pour passer du facteur de trouble de Linke au coefficient de Schuepp.

En annexe I, nous proposons une méthode pour passer des coefficients d'Angström α et β au coefficient T de Linke afin que les mesures de trouble par le couple α , β puissent être utilisés par ceux qui emploient encore le coefficient T .

Malgré tout le paramètre le plus intéressant physiquement, est l'épaisseur optique $\delta_A(\lambda)$ dont la variation spectrale dépend des propriétés physiques des aérosols et de leur distribution granulométrique qui peut être déterminée par inversion.

CONCLUSION.

Après une revue générale des grandeurs radiométriques et de la nomenclature des instruments de mesure des rayonnements naturels, une mise au point est faite sur les paramètres représentatifs du trouble atmosphérique.

Les coefficients de trouble de Linke et d'Angström sont comparés. Le premier est plus particulièrement utilisable pour un bilan brut de l'énergie au sol, tandis que les seconds ont un caractère plus physique et renseignent sur la structure granulométrique de l'aérosol et peuvent donc permettre d'atteindre, par la théorie de Mie, des caractéristiques optiques telles que le coefficient de diffusion.

Le coefficient de Linke étant plus parlant pour de nombreux utilisateurs non physiciens (agronomes, utilisateurs de l'énergie solaire) des abaques de conversion sont proposées en annexe I, afin de pouvoir utiliser les mesures de trouble données en coefficient d'Angström.

CHAPITRE II

NOTIONS DE METEOROLOGIE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST



INTRODUCTION.

L'importance des zones tropicales et équatoriales dans la circulation générale de l'Atmosphère est liée au rôle de sources d'énergie qu'elles jouent dans l'équilibre thermodynamique du système terre - atmosphère d'où, l'intérêt que leur portent météorologistes et physiciens de l'atmosphère.

On examine plus précisément le climat Ouest - Africain terrain des observations ultérieures, en montrant que le climat d'un lieu donné dépend essentiellement de sa position par rapport au F.I.T. (Front Intertropical) qui se déplace au cours de l'année de 5° N (saison sèche) à environ 25° N (saison des pluies).

Niamey a un climat caractéristique de la zone sahélienne, de plus, c'est le centre d'un réseau de mesures radiométriques implantées par l'AGRHYMET (PNUD).

Deux années de mesures du rayonnement global et diffus y sont étudiées ainsi que l'insolation. La formule d'Angström liant rayonnement global et insolation sera établie.

L'aspect météorologique de la formation des brumes sèches, phénomène capital pour la transmission de rayonnement dans ces régions, est examiné.

II - 1. IMPORTANCE DES ZONES TROPICALES ET EQUATORIALES DANS LA CIRCULATION DE L'ATMOSPHERE.

L'intérêt des météorologistes et physiciens de l'atmosphère pour les zones tropicales s'est manifesté ces dernières années par de nombreuses campagnes expérimentales mettant en jeu des moyens matériels et humains importants. Par exemple :

- LINE ISLAND (1967) dans le Pacifique,
- ATEX (1969) dans l'Atlantique Tropical,
- BOMEX (1969) dans la mer des Caraïbes,
- Opération VENEZUELA (1970),
- VIMHEX (1972) dans le Golfe du Mexique,
- TROPEX-72 (1972),
- GATE (1974) dans l'Atlantique Tropical,
- MOUSSAFRICA I et II (1977 et 1979), dans le Golfe de Guinée et sur l'Afrique de l'Ouest (le deuxième dans le cadre de WAMEX),
- MONEX (1979) dans l'Océan Indien,
- ECLATS (1980) dans le Sahel,
- COPT (1981) dans le Nord de la Côte d'Ivoire.
- SMONEX (1982) : SUMMER MONSOON EXPERIMENT, en Inde.

Il apparaît que la plupart des études ont été entreprises dans les zones tropicales du Pacifique, de l'Océan Indien ou des Caraïbes mais fort peu dans les zones tropicales africaines sauf ces dernières années. Ces zones, sont pourtant très importantes comme le montrent Riehl (1969, 1979) et Dhonneur (1974). D'autre part, ces études ont trait surtout aux zones maritimes et peu d'entre elles ont été consacrées aux cas continentaux.

L'atmosphère est comparable à un moteur thermique alimenté par le soleil. En moyenne, le bilan radiatif de la planète est équilibré et elle réémet vers l'espace en infrarouge ce qu'elle absorbe aux courtes longueurs d'onde. Cependant, la répartition spatio-temporelle des sources et des puits d'énergie n'est pas uniforme et c'est ce qui commande les mouvements de l'atmosphère et

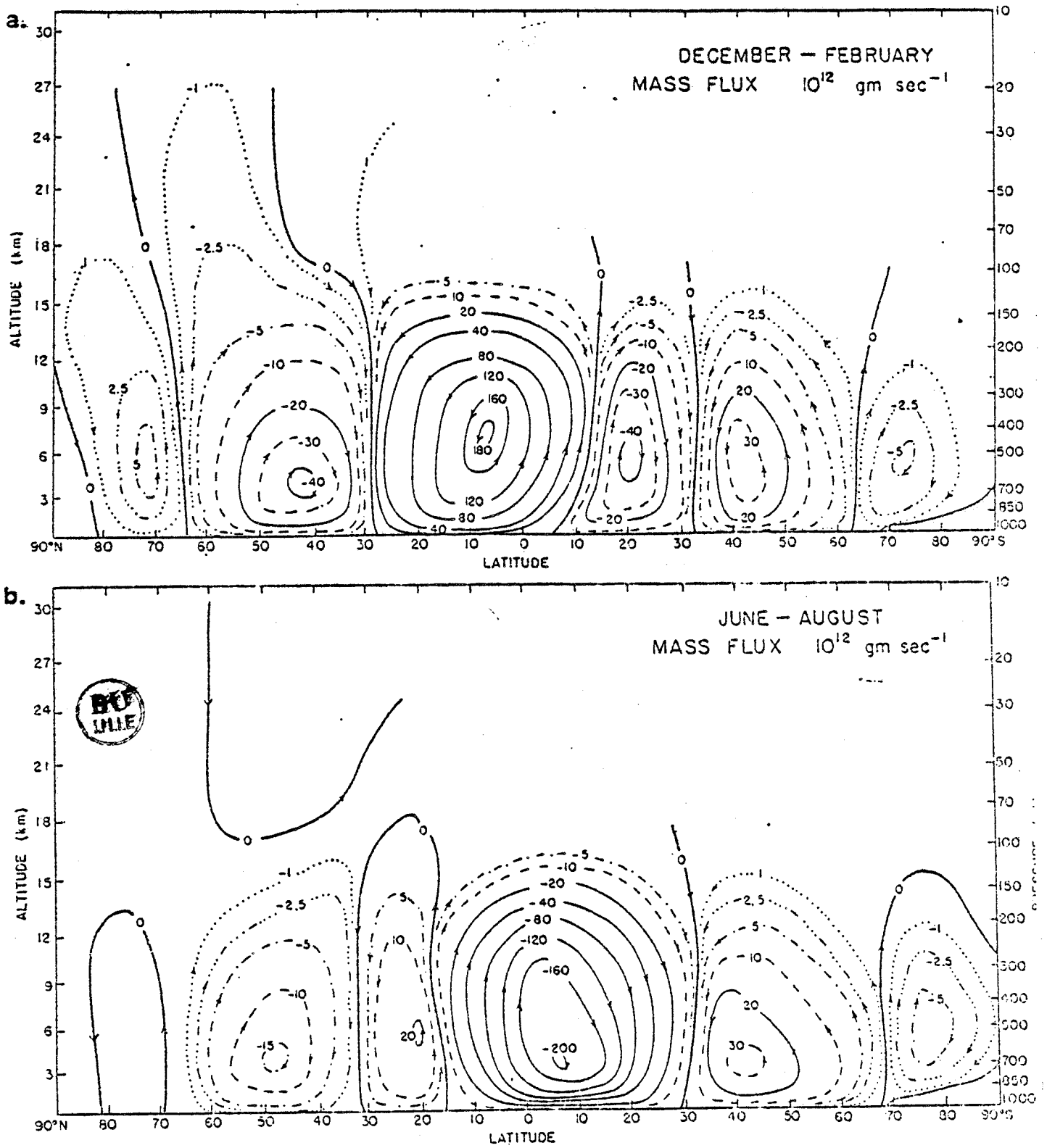


Fig.II - 1. Flux de masses moyens zonaux d'après NEWELL et al. (1972) :
a : Décembre - Février,
b : Juin - Août;

des océans. La source chaude est constituée par les basses couches tropicales et équatoriales, tandis que la haute atmosphère et les zones polaires constituent la source froide. Il s'ensuit une circulation méridienne connue déjà depuis Hadley (1735). Cette circulation, très simpliste, est évidemment altérée par la rotation de la terre autour de son axe (vent zonal, vent géostrophique). Ce modèle de circulation d'énergie de l'Equateur vers les Pôles a été remanié et perfectionné ces dernières années par Riehl (1969, 1979).

L'apparition des mesures satellitaires et en particulier celles de bilan radiatif (Von Der Haar et Suomi, 1969 ; Oort et Von Der Haar, 1976 ; Stephens et al. 1981) ont montré que l'albédo de la ceinture équatoriale avait été surestimé et mis en évidence le rôle important joué par les Cumulo - Nimbus tropicaux. Ces études ont également montré que les courants atmosphériques dans la moyenne et haute atmosphère ne sont pas stables : ce sont des successions de vagues ou tourbillons bien développés.

Mais les mouvements atmosphériques ne suffisent pas pour expliquer la totalité des transferts d'énergie et ces observations ont également permis d'estimer l'importance du rôle joué par les transports océaniques, ceux-ci transportant sensiblement 50 % de l'énergie. L'importance de l'océan en matière de stockage d'énergie et de régulation peut-être comprise en pensant qu'une épaisseur de 10 m d'eau équivaut à une atmosphère pour le stockage d'énergie, l'eau ayant une capacité calorifique massique quatre fois plus grande que l'air.

La circulation générale peut-être schématisée par les figures II-1 et II-2 tirées respectivement de Newell et al. (1972) et de la "Climatologie de l'Afrique" Air-France - Paris 1963.

La figure II-1 visualise les mouvements généraux dans un plan vertical de l'atmosphère. Nous en retiendrons surtout la zone convective autour de l'Equateur qui explique les pluies intenses qui y règnent tandis que les zones de subsidence sur les Tropiques expliquent les zones désertiques qui s'y trouvent.

La figure II-2 met en évidence le déplacement d'environ 5°N à 25°N de la frontière entre le flux de mousson porté par les alizés du Sud-Est et l'air

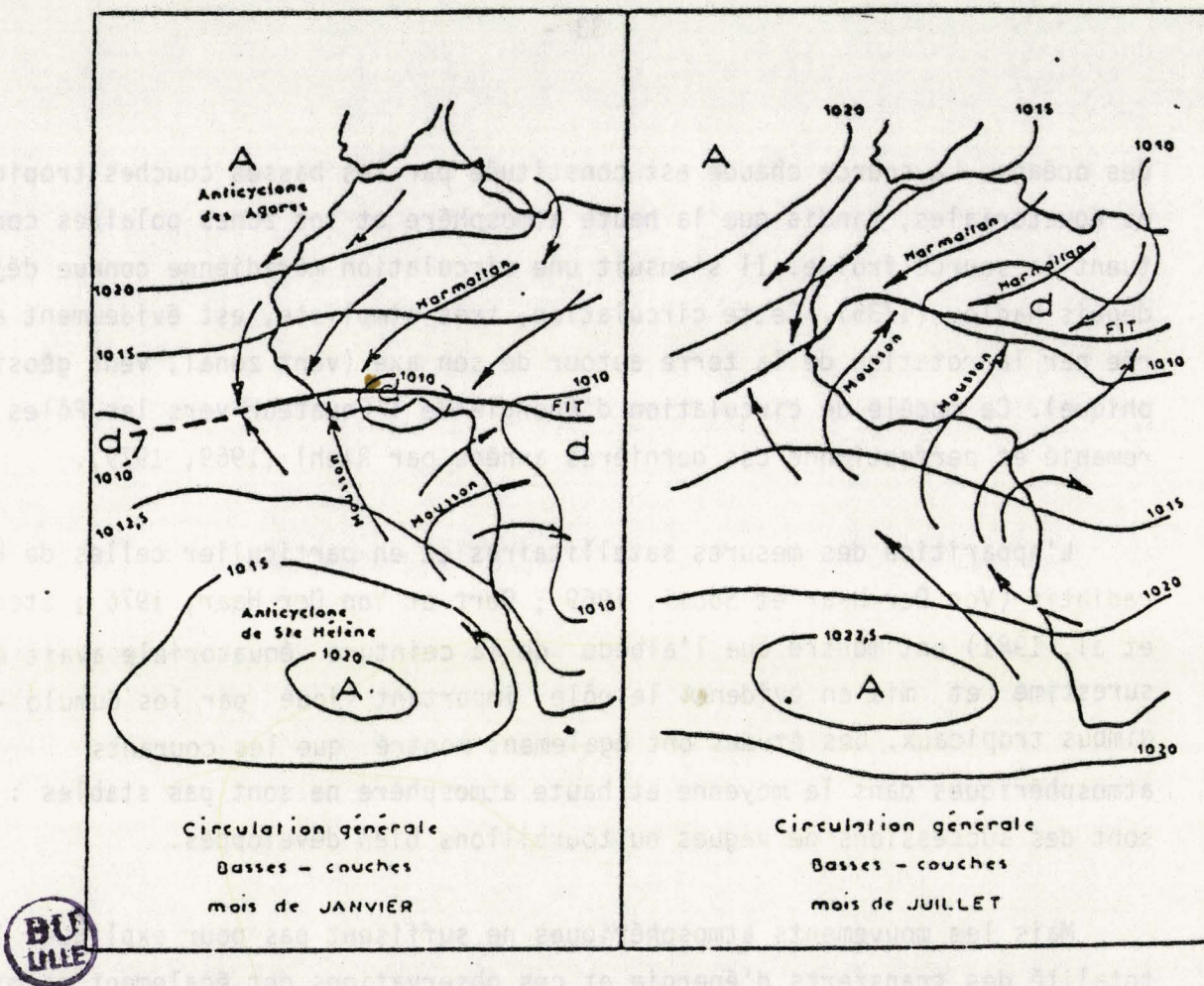


Fig. II-2. Circulation générale dans les basses couches intertropicales en Janvier et Juillet.

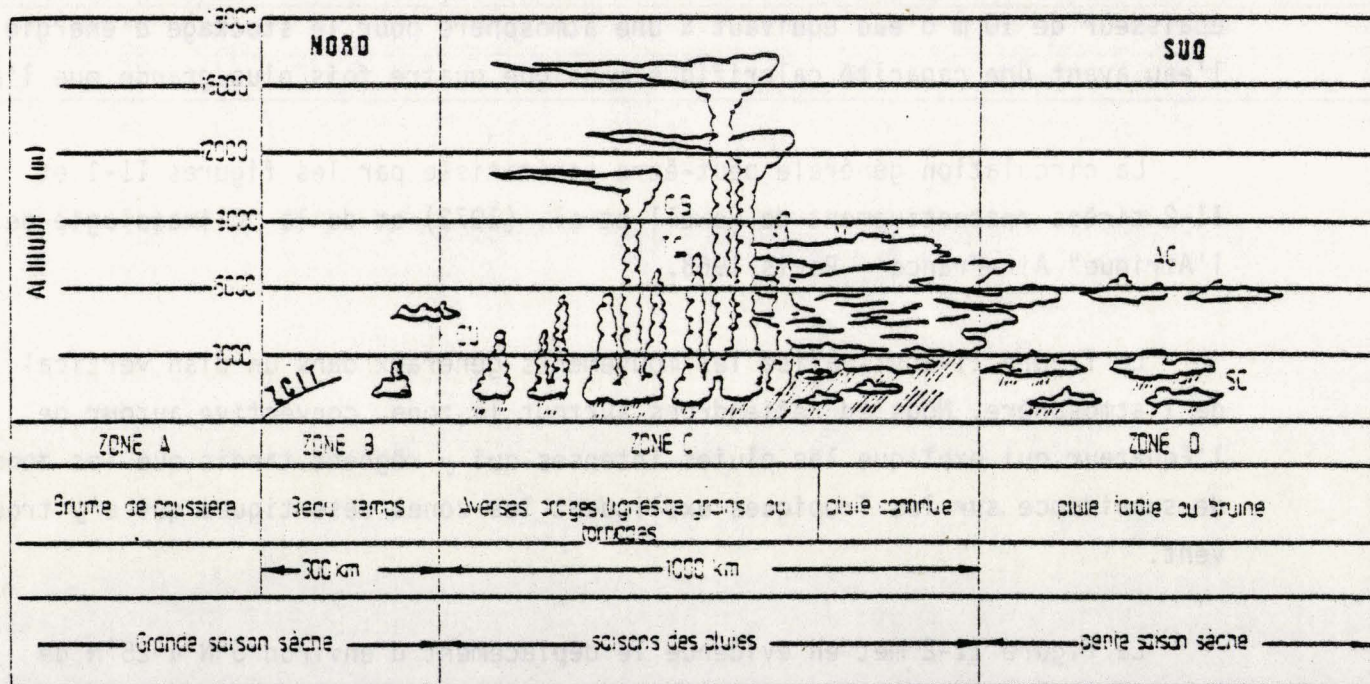


Fig. II-3. Coupe méridienne du FIT avec zones et type de temps associé.

continental porté par l'Harmattan de direction Nord-Est. Ce déplacement est réglé par celui de l'Anticyclone des Açores qui suit le déplacement du soleil d'où la succession des saisons expliquée dans le paragraphe suivant.

II - 2. VUE GENERALE DU CLIMAT OUEST-AFRICAIN.

Le climat et les saisons en Afrique de l'Ouest sont réglés par le déplacement de l'Equateur Météorologique correspondant aux dépressions thermiques équatoriales qui suivent le déplacement en latitude du soleil entre 5°N en janvier et 25°N en août, avec un retard d'environ un mois. Sur le Continent Ouest-Africain, les météorologistes francophones ont appelé Front Intertropical (F.I.T) l'interface entre les masses d'air maritimes humides parcourues par les alizés de l'hémisphère austral (vents de S.E. déviés en S.O. au passage de l'équateur géographique) et les masses d'air continentales sèches parcourues par l'Harmattan ou alizés boréals (vents de N.E.) (fig. II-2). Les anglophones nomment cette interface Intertropical Convergence Zone (I.T.C.Z).

La coupe méridienne du F.I.T. d'après Detwiller (1965) est montrée fig. 8 du chapitre III-2.2.. C'est une structure schématique généralement admise. L'interface est bien déterminée lorsque les masses d'air se déplacent franchement vers le Nord ou vers le Sud mais il devient souvent extrêmement imprécis lorsque le système est en équilibre. Il est alors constitué d'une succession de centres dépressionnaires provoquant un mélange des masses d'air (Desalmand, 1984). Lorsque l'interface est bien déterminée, on observe la variation des paramètres physiques de l'atmosphère. Au passage du F.I.T. dans le sens Nord-Sud, le vent passe de S.O. à N.E. et le point de rosée diminue brutalement. La couche de mousson (air maritime relativement frais et humide) plus dense s'enfonce sous la couche chaude et sèche d'air continental et l'interface entre ces deux masses d'air forme avec le sol un dièdre aigu de quelques degrés orienté vers le Nord.

Les caractéristiques dominantes du climat régional dépendent alors de la position du point géographique par rapport à la trace du sol du F.I.T.

On peut distinguer par rapport à cette trace, cinq zones climatiques de largeur assez bien définie et sensiblement parallèles à l'équateur (fig.II-3).

* Au Nord le temps est beau mais l'air peut-être chargé de poussières donnant le phénomène de brume sèche provoqué par le vent d'Harmattan qui met en suspension des aérosols dans les zones désertiques où la végétation ne limite pas l'érosion éolienne.

* Sur une bande de 100 à 200 km au sud, on trouve une bande d'air humide surmontée par de l'air continental sec subsident. L'épaisseur de cette couche est très fluctuante. En valeur moyenne, elle est comprise entre 0 (trace au sol du F.I.T) et 1500 m lorsqu'on se déplace vers le sud. La convection dans la couche humide donne des petits cumulus de beau temps, mais la faible épaisseur de la couche et la quantité d'eau insuffisante ne permettent généralement pas une évolution vers un nuage d'orage générateur de pluie.

Le passage de ces deux bandes sur une région correspond à la grande saison sèche.

* Une bande de 200 à 300 km où l'épaisseur de la couche de mousson est suffisante pour permettre une convection profonde produisant des orages et générant des lignes de grains qui se déplacent d'Est en Ouest au sein de cette bande. C'est dans cette zone que la convergence est la plus importante et que se produisent les échanges d'énergie avec la stratosphère par l'intermédiaire des cumulo-nimbus ("tours chaudes") qui crèvent couramment la tropopause.

* Une bande de 200 à 250 km où l'air très humide donne des nuages bas et moyens donnant des pluies abondantes et presque continuelles. Le passage de cette bande correspond à la grande saison des pluies précédée et suivie d'une saison orageuse au passage de la bande précédente.

* Une zone de divergence où l'alizé n'a pas encore acquis les caractères de la mousson. Etant passé sur une mer relativement fraîche, il présente encore des surfaces d'inversion bloquant la convection et qui ne se détruiront qu'après le franchissement de la côte. Cette bande à sa position la plus au Nord forme une zone côtière de 300 km de large, avant de redescendre vers le sud. Elle

précède une petite saison sèche des régions proches du Golfe de Guinée (au Sud de 8°N).

A partir du déplacement au cours de l'année de la trace au sol du F.I.T. entre 5°N et 25°N, on peut définir, en dehors du climat proprement désertique au Nord de 25° parallèle et du climat purement maritime au sud de l'Equateur, deux types de climat qui se distingueront par le régime pluviométrique plus que par les variations de température :

- les régions au sud de 8°N, qui, le F.I.T., montant suffisamment au Nord, sont atteintes par la dernière bande décrite. Les bandes définies ci-dessus traverseront chacune deux fois par an ces régions : une fois dans le sens Sud-Nord au premier semestre, une fois dans le sens Nord-Sud au second semestre. On a alors quatre saisons : deux saisons sèches et deux saisons de pluies dont les durées respectives dépendront de la latitude du point géographique considéré.

Pour les régions les plus méridionales, la répartition sera la suivante :

- ° grande saison sèche de décembre à février inclus,
- ° grande saison de pluies de mars à mi-juillet,
- ° petite saison sèche de mi-juillet à mi-septembre,
- ° petite saison de pluies de mi-septembre à novembre inclus.

- Les régions entre 8°N et 20°N qui ne sont pas atteintes par les masses d'air maritime refroidies durant l'hiver austral qui donnent la petite saison sèche décrite ci-dessus. Ces régions sont, soit en air continental sec au Nord du F.I.T., soit en couche de mousson à forte pluviométrie au Sud du F.I.T.

On a alors deux saisons, chaque bande climatique précédemment décrite, n'étant présente qu'une fois par an sur ces régions.

Pour les régions les plus septentrionales, la répartition sera la suivante :

- ° saison sèche de octobre à juin,
- ° saison de pluies de juillet à septembre.

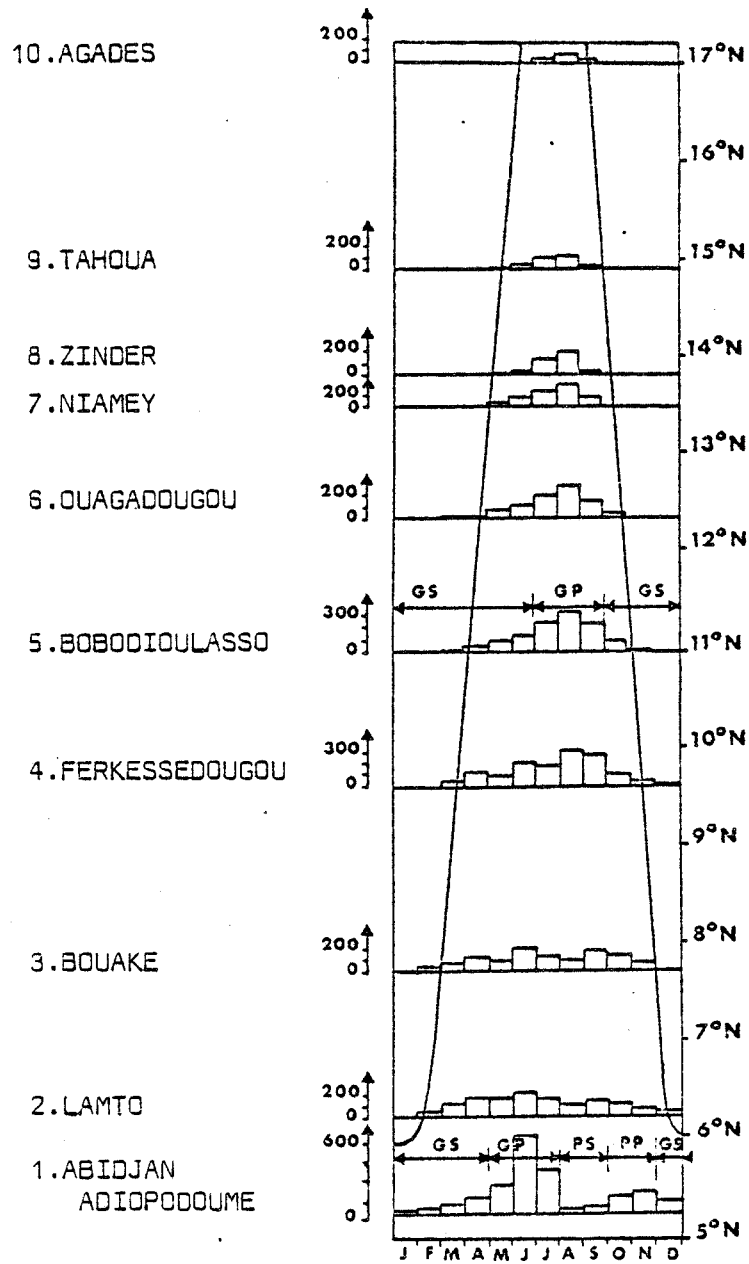


Fig. II-4. Répartition de la pluviométrie des différentes stations de l'Afrique de l'Ouest (en mm d'eau).

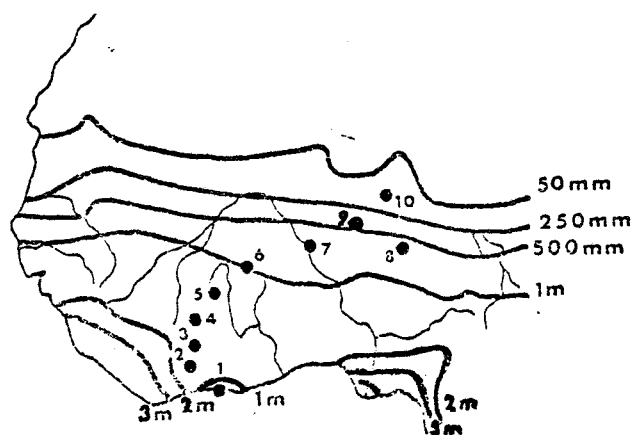


Fig. II-5. Isohyètes annuelles en Afrique de l'Ouest.

Entre ces deux extrêmes, la répartition relative de chacune des saisons sèche et humide dépend de la latitude du lieu. La saison sèche est d'autant plus longue qu'il est à une latitude élevée (fig. II-4 et II-5).

II - 3. RAYONNEMENT SOLAIRE ET INSOLATION A NIAMEY.

Le climat de Niamey, comme celui de toute l'Afrique de l'Ouest, est régi par le déplacement du F.I.T. décrit dans les paragraphes précédents.

Ce climat peut-être décrit brièvement comme suit. Niamey se trouve à 223 md'altitude à 13°30' de latitude Nord et 02°10' de longitude Est, sur les bords du Niger. Dès que l'on s'éloigne des bords verdoyants du fleuve, qui permet des cultures irriguées, on se trouve dans une savane sahélienne avec des arbustes très clairsemés.

Les saisons s'y répartissent ainsi :

- saison sèche de novembre à avril avec des vents de secteur NE à E faibles à modérés (Harmattan), secs et chauds. Ces vents peuvent être violents et générateurs de brume sèche (90 jours/an environ) qui abaissent fortement la visibilité à moins de 10 km . Lors du passage de tempête de poussière, la visibilité peut être nulle pendant 5 à 10 minutes puis inférieures à 1 km pendant quelques dizaines de minutes voire quelques heures (3 à 6 fois par an en avril et mai).

- saison des pluies le reste de l'année mais avec trois périodes assez distinctes compte-tenu de la position de Niamey par rapport au F.I.T. Les vents dominants sont alors au SW à S.

* En début (mai à juin) et fin de saison (octobre), il y a passage tous les 4 ou 5 jours d'un grain avec vent fort, accompagné d'orages mais de faibles précipitations.

* De la mi-juin à juillet et en septembre, on a des grains plus fréquents, plus violents (surtout en soirée et la nuit) et des précipitations d'importance variable.

NIAMEY	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
T _{min} (°C)	16,0	17,7	22,5	25,5	28,8	25,1	23,6	22,3	22,8	23,4	18,4	14,7
T _{moy} (°C)	24,6	27,3	31,2	33,5	32,6	30,6	28,2	26,5	27,5	29,6	27,7	23,8
T _{max} (°C)	34,0	36,6	39,5	41,1	39,3	36,5	33,5	31,2	33,0	36,6	36,6	33,0
R (mm)				8	19	101	123	191	112	13	2	
Brouillard (- 2000m) (nb jours)	0,4	0,6				0,2			0,2			
Vents dominants	ENE	ENE	NE	ENE	SW	SW	SW	SW	SW	S	E	NE
Orage (nb jours)			1,2	1,2	9,0	8,2	11,0	13,4	11,0	3,2	0,2	

Tab. II-1. Températures vents et précipitations à Niamey d'après la
"Climatologie des Escales" - Air France -

N°	Stations	Type Station	Latitude	Longitude	Altitude
<u>Niger</u>					
1	Niamey	1	13° 30' N	2° 8' E	190 m
2	Tahoua	1	14° 54' N	5° 15' E	386 m
3	Agadez	1	16° 58' N	7° 59' E	503 m
4	Zinder	1	13° 47' N	8° 59' E	451 m
5	Tillabery	1	14° 12' N	1° 27' E	209 m
6	Gaya	4	11° 53' N	3° 27' E	160 m
7	Bilma	4	18° 41' N	12° 35' E	355 m
<u>Haute Volta</u>					
8	Ouagadougou Aeroport	3	12° 25' N	1° 30' W	306 m
8	Ouagadougou EIER	5	12° 25' N	1° 30' W	306 m
9	Dori	3	14° 03' N	0°	277 m
10	Bérégadougou	1	10° 37' N	4° 46' W	
11	Ouahigouya	2	13° 36' N	2° 24' W	324 m
12	Fada-Ngourma	3	12° 04' N	0° 24' E	309 m
13	Gaoua	3	10° 18' N	3° 12' W	335 m
14	Bobo Dioulasso	1	11° 12' N	4° 18' W	460 m
<u>Mali</u>					
15	Bamako	4	12° 38' N	8° 2' W	329 m
16	Kayes	4	14° 26' N	11° 18' W	47 m
17	Jougouni	4	11° 25' N	7° 30' W	350 m
18	Tombouctou	4	16° 48' N	3° W	263 m
19	San	1	13° 18' N	4° 50' W	283 m
<u>Gambie</u>					
20	Yundum	1	13° 21' N	16° 39' W	26 m
21	Sapu	3	13° 32' N	14° 54' W	
22	Basse	3	13° 20' N	14° 39' W	11 m
<u>Sénégal</u>					
23	Dakar	1	14° 41' N	17° 26' W	
24	Bambey	1	14° 42' N	16° 28' W	20 m
25	Ziguinchor	1	12° 33' N	16° 16' W	23 m
26	Tambacounda	6	13° 46' N	13° 41' W	49 m
<u>Mauritanie</u>					
27	Nouakchott	1	18° 7' N	15° 56' W	3 m
28	Nouadhibou	1	20° 56' N	17° 2' W	3 m
29	Kiedi	3	16° 8' N	13° 31' W	
Légende types de station :					
1. Pyranomètre KIPP, enregistreur Leeds & Northrup, imprimante SODECO ;					
2. Pyranomètre KIPP, enregistreur Leeds & Northrup ;					
3. Pyranomètre KIPP, intégrateur galvanométrique JYRA ;					
4. Pyranomètre KIPP, intégrateur digital JYRA ;					
5. Pyranomètre KIPP, intégrateur à mémoire CIMEL ;					
6. Pyranomètre KIPP, intégrateur LINTRONIC.					

Tab.II-2. Réseau radiométrique PNUD-AGRHYMET au Sahel (état vers 1980) d'après un document AGRHYMET établi par Monsieur DEROO.

* De la mi-juillet à début septembre, il y a des précipitations environ 1 jour sur 2 avec des orages locaux en début d'après midi.

La table II-1, extraite des données Air-France (climatologie des escales) donne un résumé des températures vents et précipitations à Niamey.

Sur le plan radiatif, cette zone a été fort peu étudiée. A Niamey, depuis 1973, est implanté un centre Agrhymet qui a développé un réseau de mesures radiatives dans le Sahel. (Tableau II-2). A l'époque où nous travaillions sur ces zones, seules les données de Niamey étaient continues sur une longue période, fiables et utilisables ; du moins celles des rayonnements global et diffus et de l'insolation, le rayonnement infrarouge n'étant pas encore installé.

D'autres stations, en dehors de l'Agrhymet, effectuent des mesures mais les appareils n'ont malheureusement pas été étalonnés depuis longtemps. C'est le cas, par exemple, de la station régionale OMM installée à l'Onersol.

L'étude qui suit peut être utile pour les utilisateurs d'énergie solaire dans cette région.

On étudiera les rayonnements solaire global et diffus, ainsi que l'insolation en fonction de la saison, du mois et de la décennie. On établit la formule de Angström de ces différentes périodes pour Niamey par la méthode décrite par Perrin De Brichambault (1978). On fait également la distinction entre matin et après midi de manière à choisir une orientation optimale.

Les données étudiées proviennent du centre Agrhymet de Niamey (Tableau II-2). Ce sont les résultats de deux années de mesures de Mai 1979 à Avril 1981. La période de deux ans est un peu courte sur le plan météorologique pour faire une étude statistique "définitive", mais le climat sur l'Afrique de l'Ouest est un macroclimat assez constant d'une année sur l'autre (comparé à l'imbrication de microclimats de l'Europe par exemple).

II - 3.1. RAYONNEMENT SOLAIRE GLOBAL ET DIFFUS.

La figure II-6 montre une vue générale des mesures, les arcs de courbes

1979

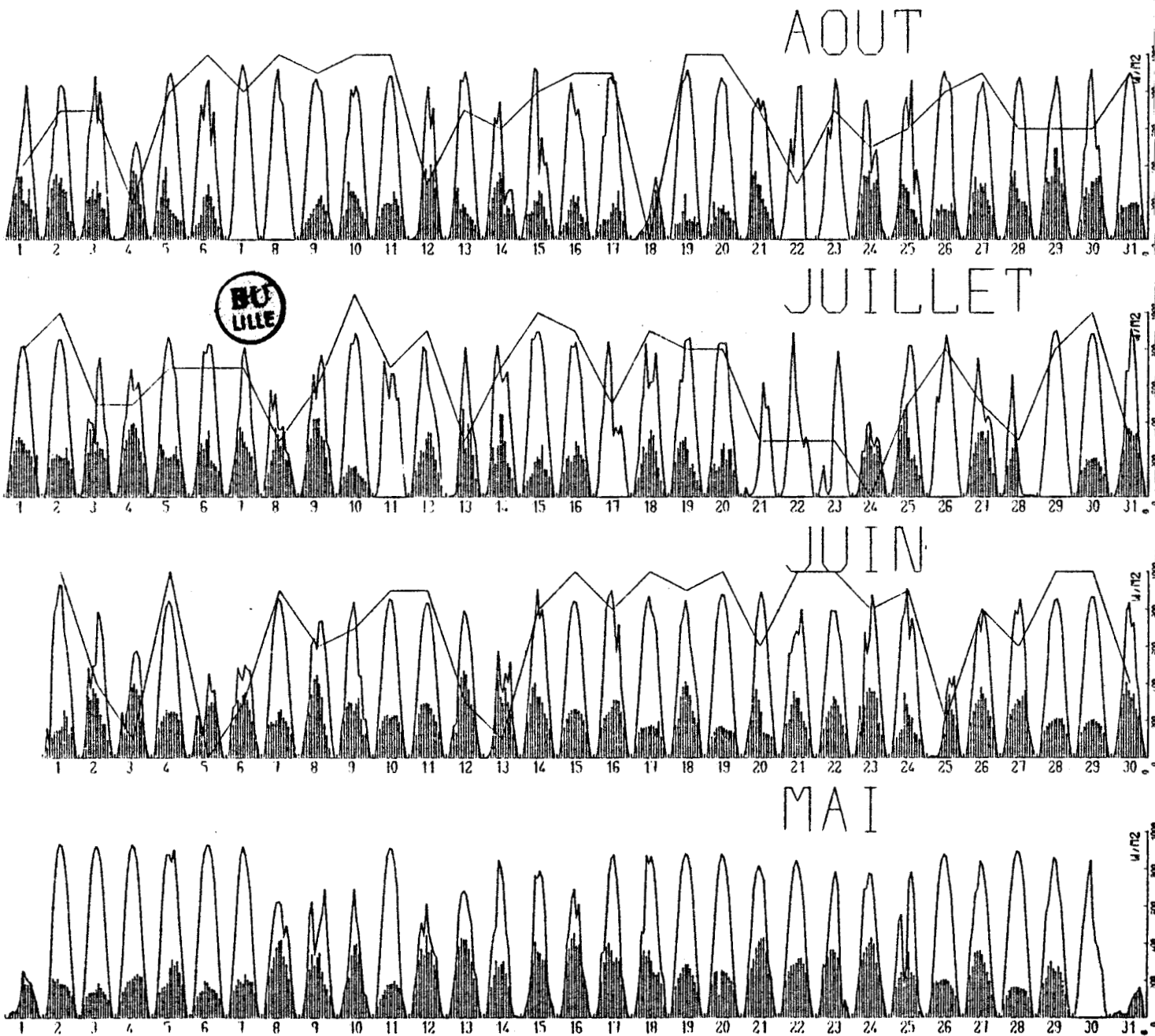
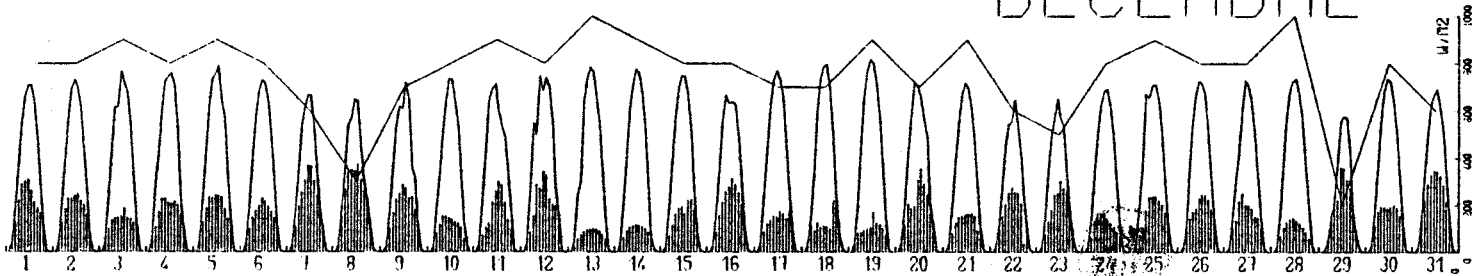


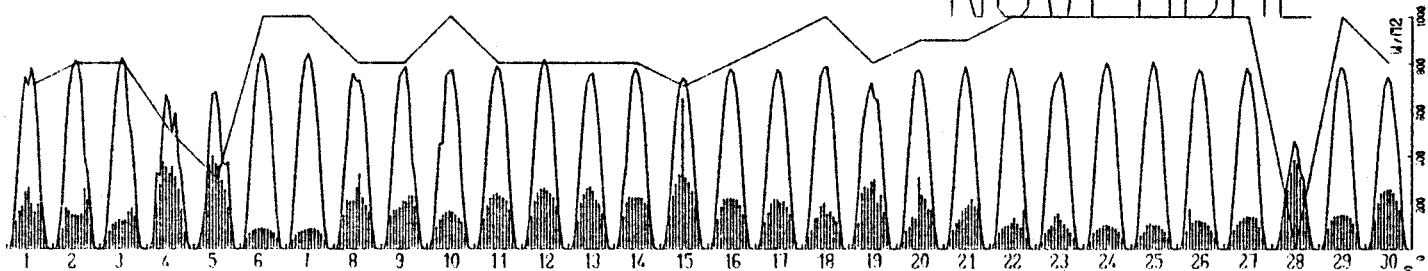
Fig. II-6. Rayonnement global et diffus (batons) horaire et insolation journalière à Niamey de Mai 1979 à Avril 1981 (diviser l'échelle des W/M2 par 100 pour obtenir les heures d'insolation).

1979

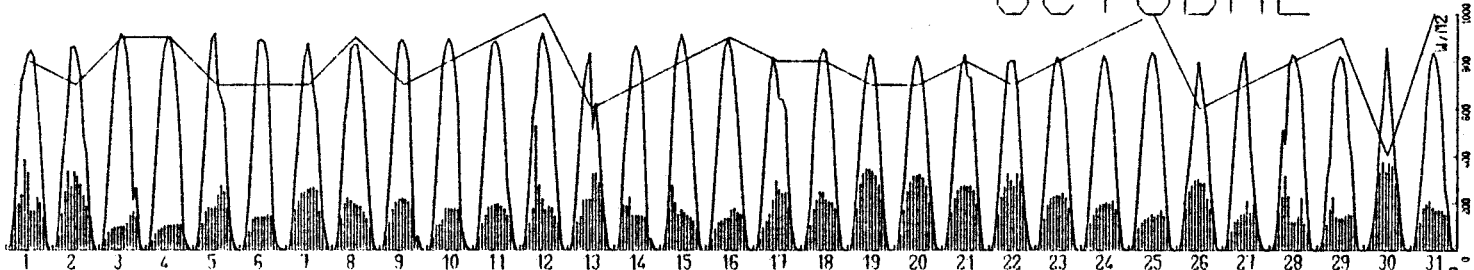
DECEMBRE



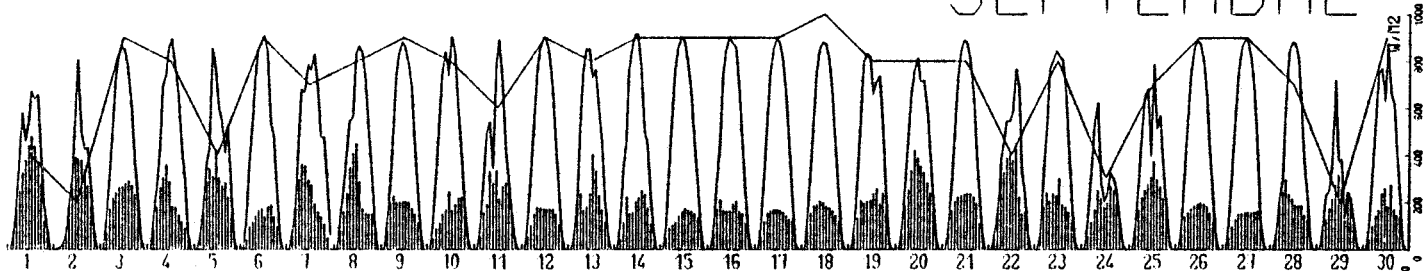
NOVEMBRE



OCTOBRE



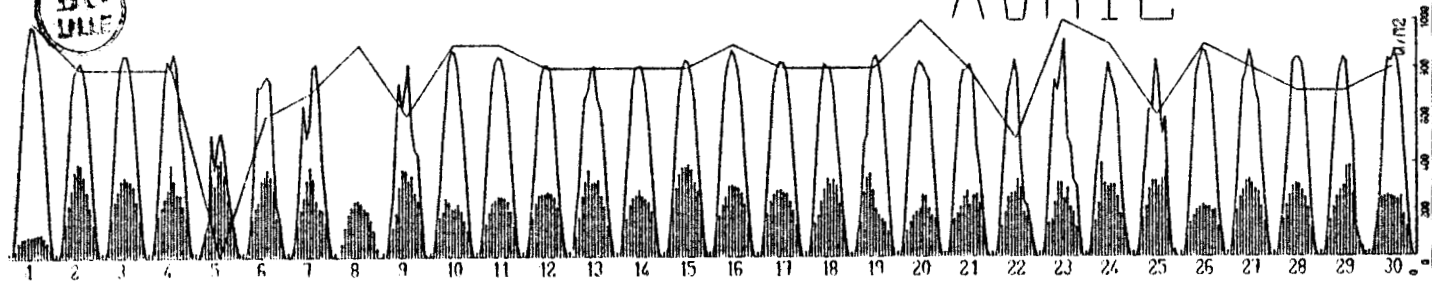
SEPTEMBRE



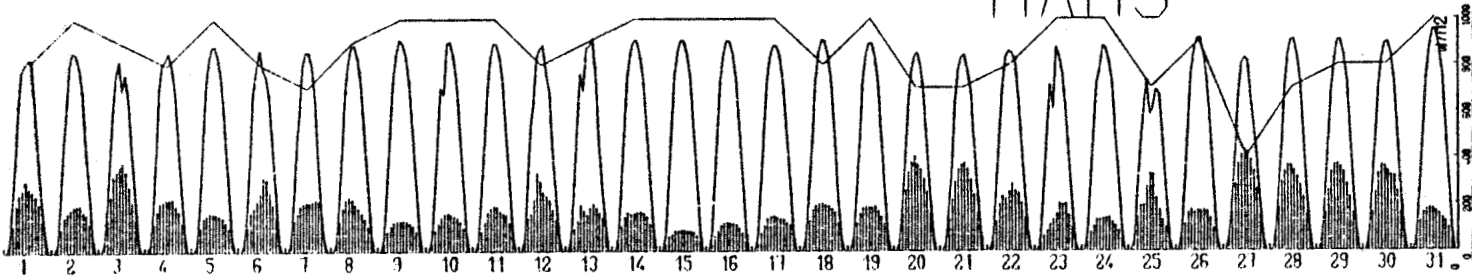
1980



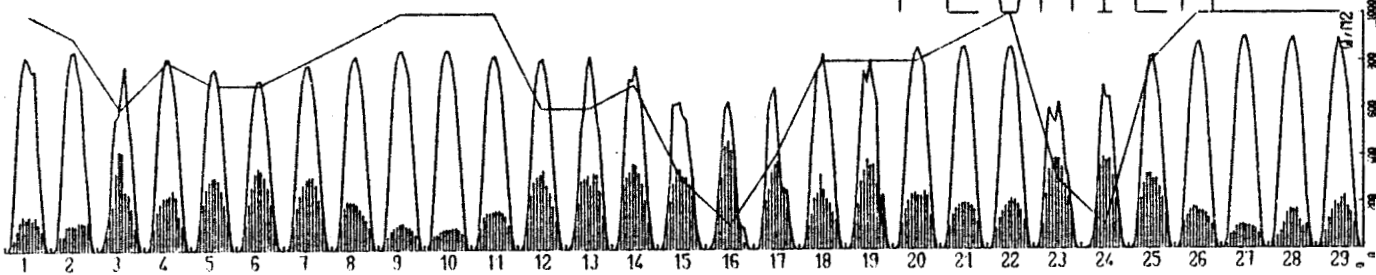
AVRIL



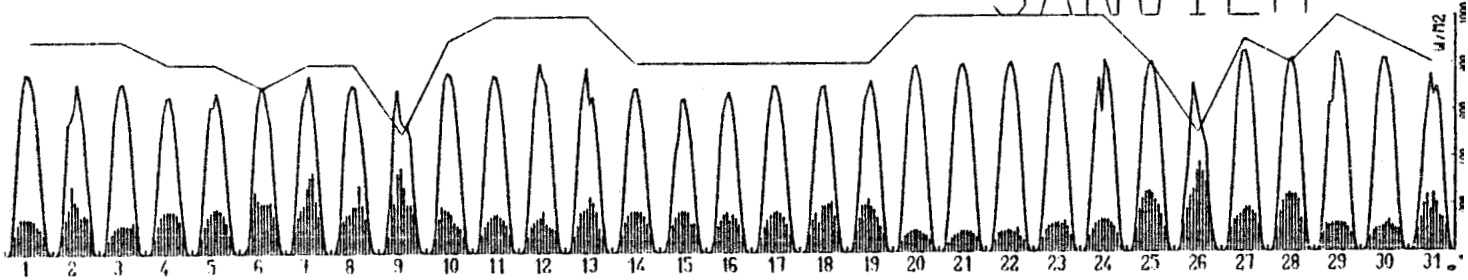
MARS



FEVRIER

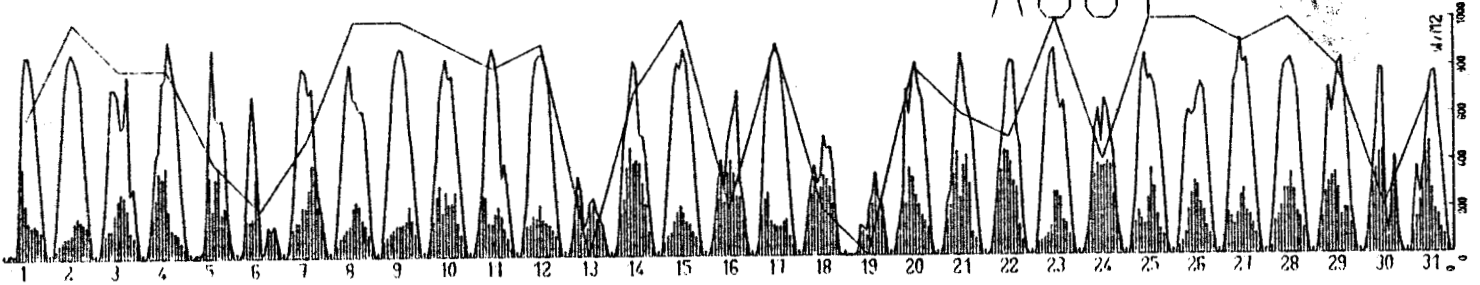


JANVIER

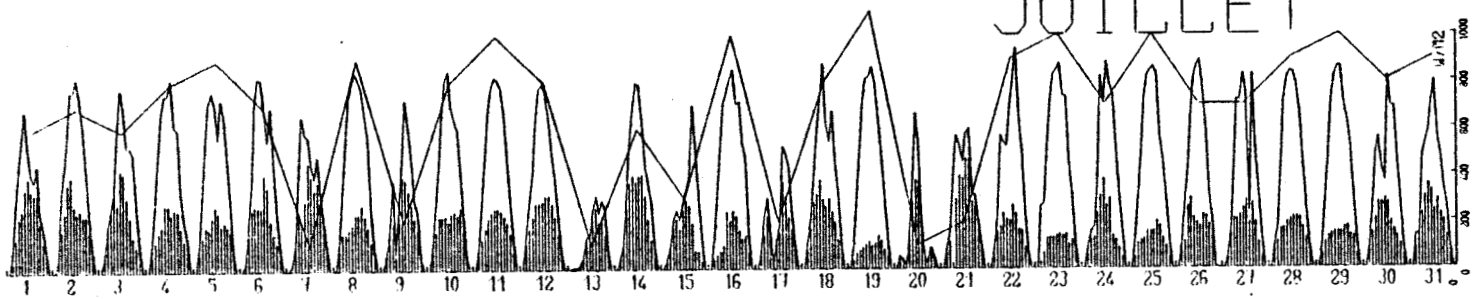


1980

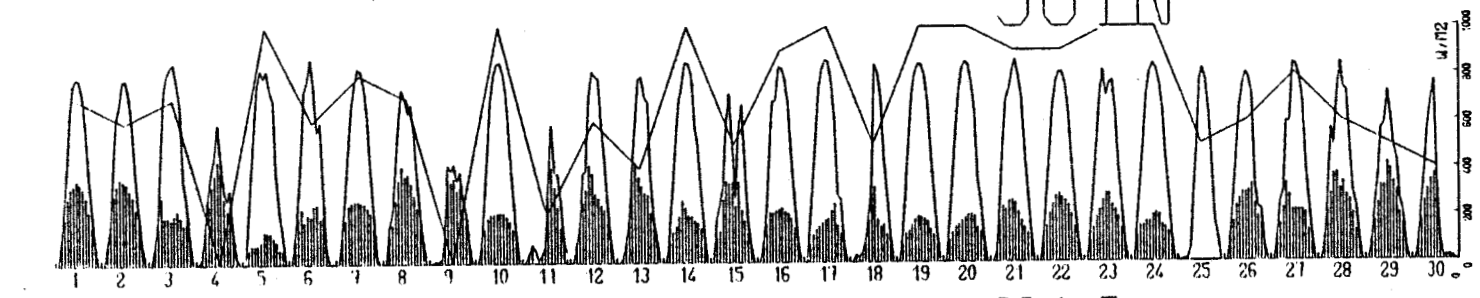
AOUT



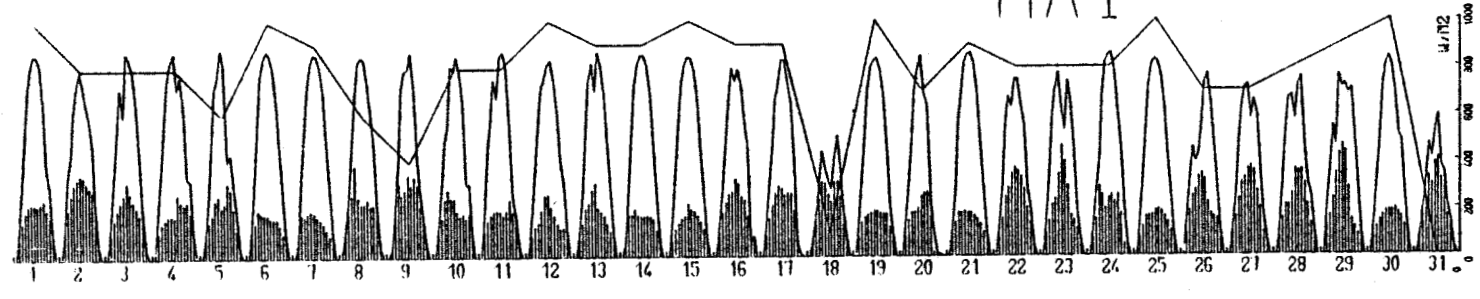
JUILLET



JUIN



MAI

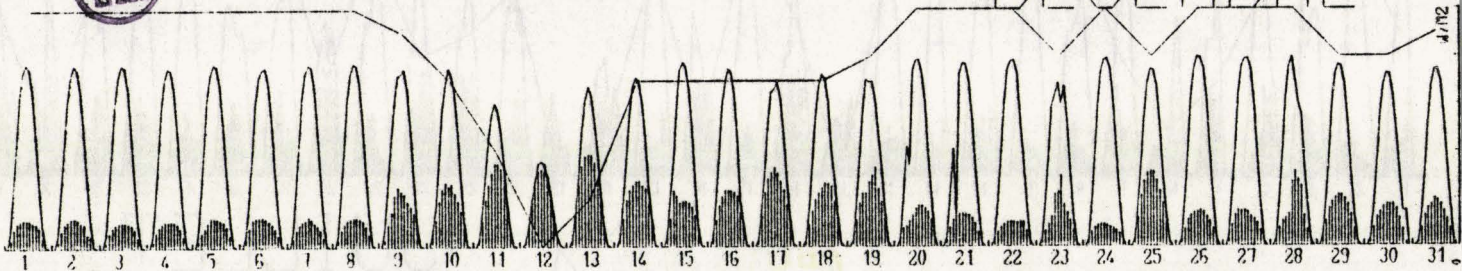


08er

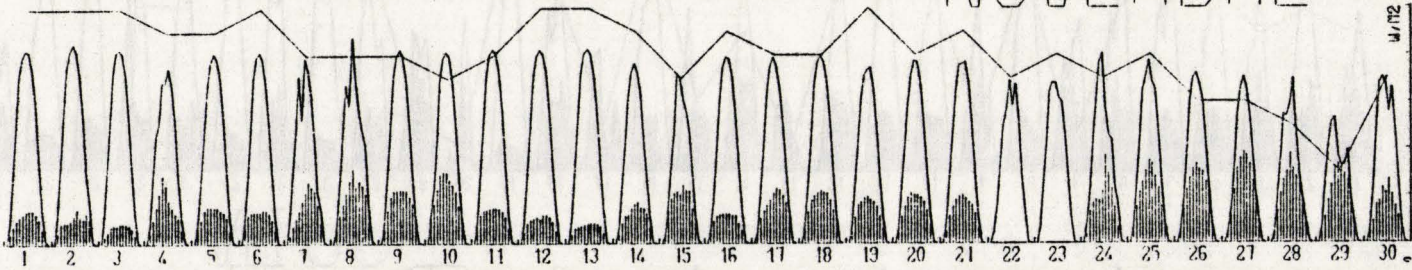
1980



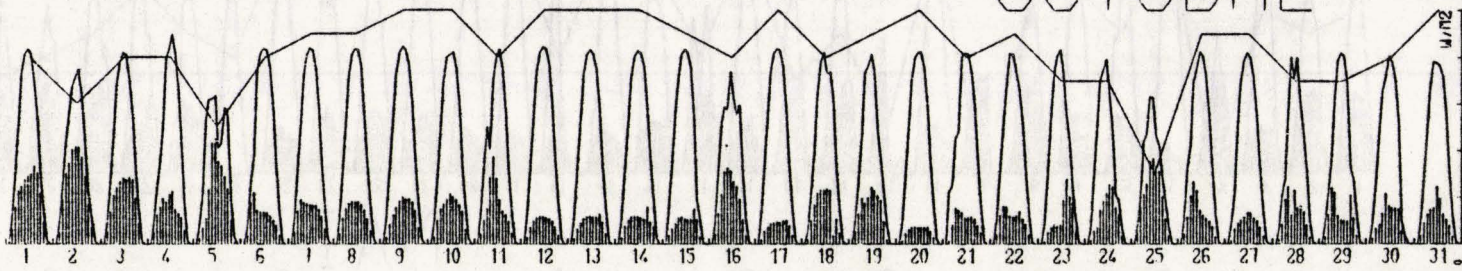
DECEMBRE



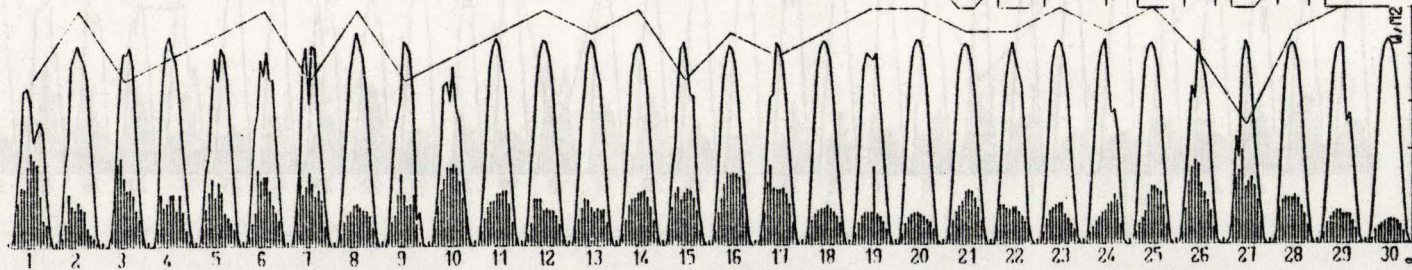
NOVEMBRE



OCTOBRE

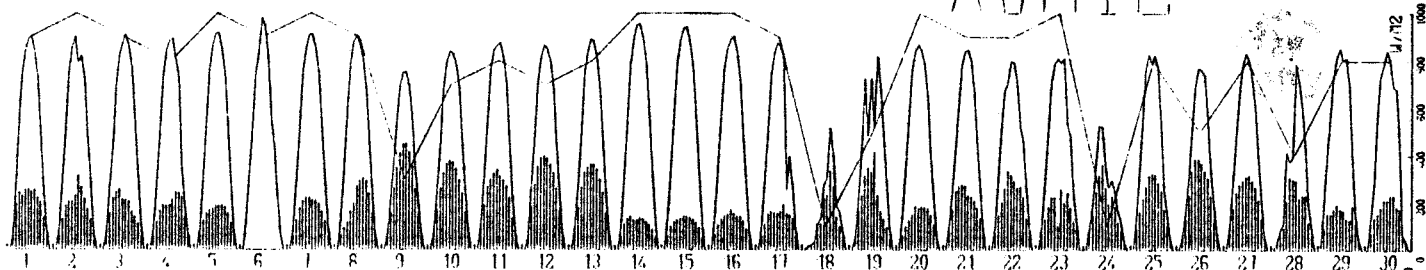


SEPTEMBRE

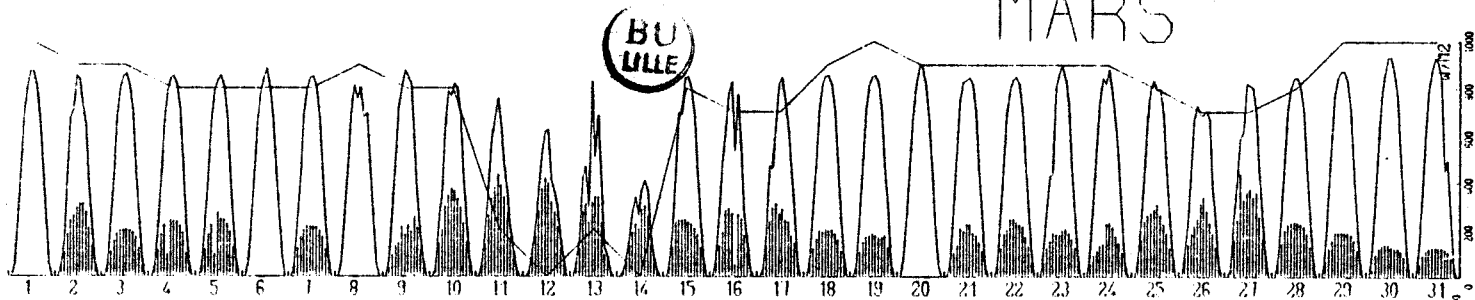


1981

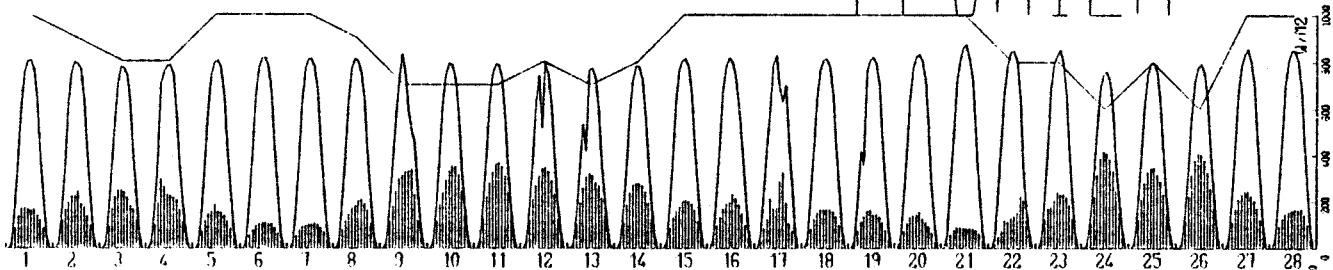
AVRIL



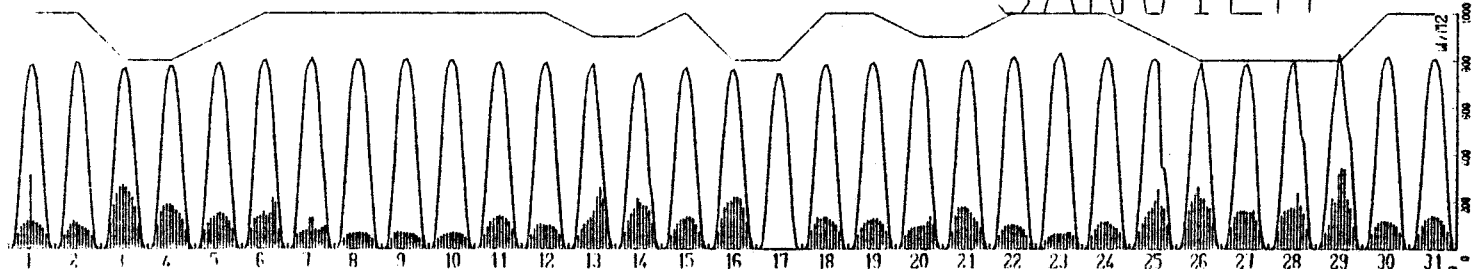
MARS



FEVRIER



JANVIER



MOIS	RAYONNEMENT GLOBAL / JOUR kWh/m ²					RAYONNEMENT DIFFUS / JOUR kWh/m ²					INSOLATION / JOUR h					
	MIN.	Moy.	Ec. Typ.	Med.	MAX.	min.	Moy.	Ec. Typ.	Med.	MAX.	min.	Moy.	Ec. Typ.	Med.	MAX.	
05/80	D1	5.4	6.1	0.5	6.1	6.7	1.7	2.3	0.4	2.3	3.0	5.2	8.7	1.7	9.0	10.5
	D2	3.5	5.9	0.9	6.2	6.5	1.8	2.1	0.3	1.9	2.6	1.7	8.9	2.8	9.8	11.2
	D3	3.7	5.7	0.8	5.8	6.6	1.7	2.5	0.5	2.7	2.9	1.0	8.5	2.8	8.7	11.3
	M	3.5	5.9	0.7	6.1	6.7	1.7	2.3	0.4	2.3	3.0	1.0	8.7	2.4	9.0	11.3
06/80	D1	2.7	5.3	1.3	5.5	6.5	1.1	2.4	0.6	2.3	3.2	0.0	6.8	3.8	7.4	11.6
	D2	2.3	5.3	1.4	5.5	6.6	1.6	2.1	0.5	1.8	2.9	2.3	8.0	3.2	7.0	11.3
	D3	3.5	5.4	1.0	5.5	6.5	0.0	2.2	0.8	2.3	3.0	4.7	8.0	2.2	7.2	11.0
	M	2.3	5.4	1.2	5.5	6.6	0.0	2.2	0.7	2.2	3.2	0.0	7.6	3.1	7.3	11.6
07/80	D1	3.8	5.3	0.9	5.7	6.5	2.1	2.5	0.3	2.5	3.0	2.1	7.1	2.7	7.7	10.3
	D2	1.8	4.6	1.9	5.1	6.7	1.1	2.0	0.6	1.9	3.0	1.6	6.8	4.1	6.4	11.8
	D3	4.3	5.8	0.7	5.8	6.7	1.3	2.0	0.5	2.1	3.0	2.4	8.9	2.4	9.2	11.4
	M	1.8	5.2	1.3	5.7	6.7	1.0	2.2	0.5	2.2	3.0	1.6	7.6	3.2	8.6	11.8
08/80	D1	2.7	5.4	1.2	5.4	6.7	1.3	1.8	0.4	1.6	2.3	2.5	8.3	3.0	8.2	11.5
	D2	1.8	4.8	1.8	5.5	6.6	1.5	2.1	0.6	1.7	3.2	0.0	6.2	4.3	7.4	11.4
	D3	3.9	5.6	0.8	5.7	6.5	1.6	2.4	0.5	2.5	3.1	3.4	8.5	2.9	8.6	11.7
	M	1.8	5.3	1.3	5.5	6.7	1.3	2.1	0.5	2.0	3.2	0.0	7.3	3.5	8.6	11.7
09/80	D1	5.0	5.6	0.5	5.6	6.4	1.4	2.0	0.5	1.9	2.7	7.5	9.1	1.4	8.2	11.6
	D2	5.7	6.2	0.3	6.3	6.5	1.1	1.8	0.4	1.6	2.5	8.0	9.9	0.9	10.1	10.9
	D3	5.0	6.0	0.4	6.0	6.4	0.8	1.6	0.5	1.4	2.4	5.8	9.6	1.4	9.8	10.8
	M	5.0	6.0	0.4	6.0	6.5	0.8	1.8	0.5	1.7	2.7	5.8	9.5	1.3	9.9	11.6
10/80	D1	4.0	5.7	0.4	5.7	6.1	1.3	2.0	0.6	1.6	3.0	0.0	8.7	1.5	9.0	10.1
	D2	5.0	6.0	1.3	5.8	9.4	0.6	1.3	0.5	1.0	2.2	8.7	9.9	0.8	9.7	10.9
	D3	3.9	5.2	0.6	5.3	5.7	1.0	1.4	0.4	1.3	2.4	4.2	8.4	1.8	8.6	10.2
	M	3.9	5.6	0.9	5.6	6.1	0.6	1.5	0.6	1.5	3.0	0.0	9.0	1.5	9.4	10.9
11/80	D1	5.0	5.5	0.3	5.5	6.0	0.7	1.6	0.5	1.4	2.3	8.2	9.7	0.8	9.7	10.9
	D2	4.5	5.3	0.4	5.2	5.9	0.8	1.4	0.4	1.4	1.9	7.8	9.7	0.8	9.8	10.8
	D3	3.5	4.6	0.5	4.7	5.3	1.6	2.2	0.4	3.3	2.6	4.6	7.6	1.6	7.7	9.9
	M	3.5	5.1	0.6	5.2	6.0	0.7	1.7	0.5	1.7	2.6	4.6	9.0	1.5	9.3	10.9
12/80	D1	4.8	5.1	0.1	5.1	5.3	0.9	1.2	0.4	1.0	2.0	8.1	10.4	0.7	10.4	10.5
	D2	2.3	4.4	0.8	4.6	5.3	1.4	2.1	0.4	2.1	2.8	0.0	6.6	3.2	8.0	10.1
	D3	4.8	5.2	0.3	5.1	5.6	0.8	1.4	0.4	1.4	2.3	8.4	9.8	0.6	10.1	10.4
	M	2.3	4.9	0.6	5.1	5.6	0.8	1.6	0.6	1.4	2.8	0.0	8.9	2.4	9.7	10.5
01/81	D1	5.2	5.5	0.2	5.5	5.8	0.6	1.1	0.5	0.9	2.1	8.9	10.2	0.6	10.3	10.8
	D2	4.9	5.3	0.3	5.2	5.6	0.0	1.1	0.5	1.1	1.7	9.1	9.8	0.6	9.8	10.8
	D3	5.2	5.6	0.3	5.6	6.0	0.6	1.3	0.4	1.4	2.1	8.3	9.9	0.8	10.1	10.8
	M	4.9	5.4	0.5	5.5	6.0	0.0	1.2	0.5	1.1	2.1	8.3	10.0	0.7	10.2	10.8
02/81	D1	5.3	5.6	0.2	5.6	5.9	0.9	1.7	0.6	1.6	2.6	7.6	9.5	1.1	9.3	10.8
	D2	4.9	5.5	0.4	5.7	6.1	1.2	1.9	0.6	1.7	2.7	7.4	9.1	1.2	10.1	10.7
	D3	5.2	5.9	0.4	5.9	6.4	0.8	2.3	1.0	2.0	3.8	6.1	8.8	1.5	8.8	10.7
	M	4.9	5.6	0.5	5.6	6.4	0.8	1.9	0.6	1.8	3.0	6.1	9.3	1.2	9.4	10.8
03/81	D1	5.6	6.0	0.2	6.1	6.2	0.8	1.6	0.7	1.3	3.0	6.6	9.1	1.1	9.5	10.2
	D2	2.9	5.2	1.3	4.9	6.5	0.8	1.9	0.6	2.0	2.6	0.8	6.4	3.8	6.5	10.0
	D3	3.0	6.1	1.1	6.2	7.2	1.2	2.2	1.2	1.9	4.0	7.3	9.1	1.1	10.0	10.9
	M	2.9	5.9	1.0	6.1	7.2	0.8	1.8	0.8	1.9	4.0	0.8	8.4	2.8	9.5	10.9
04/81	D1	5.7	6.5	0.5	6.5	7.1	0.9	2.1	0.8	2.0	3.2	5.4	8.8	1.8	9.5	10.5
	D2	3.3	6.1	1.3	6.2	7.4	1.3	2.0	0.7	1.9	3.1	2.6	8.5	3.0	9.7	11.2
	D3	4.0	5.4	0.9	5.0	6.4	0.0	2.1	0.7	2.2	3.3	5.1	7.7	2.1	7.9	10.3
	M	3.3	6.0	1.1	6.3	7.4	0.0	2.1	0.7	2.1	3.3	2.6	8.3	2.7	9.1	11.2

BU
TIME

Tab. II-3. Rayonnement global, diffus et insolation (moyenne journalière) à Niamey du 05/79 au 04/81.

D1, D2, D3 : moyennes décadaires - M : Moyenne mensuelle

MOIS	RAYONNEMENT GLOBAL / JOUR kWh/m ²					RAYONNEMENT DIFFUS / JOUR kWh/m ²					INSOLATION / JOUR h				
	MIN	MOY	EC. TYPI	MED.	MAX.	MIN.	MOY	EC. TYPI	MED.	MAX.	MIN.	MOY	EC. TYPI	MED.	MAX.
05/79	D1	1.4	5.6	1.9	6.6	7.1	1.2	2.1	0.6	2.0	3.1				
	D2	4.0	5.4	1.0	4.8	6.6	1.7	2.7	0.5	2.7	3.3				
	D3	0.8	5.2	1.7	5.6	6.9	0.7	2.4	0.8	2.4	3.3				
	M	0.8	5.4	1.5	5.6	7.1	0.7	2.4	0.7	2.4	3.3				
06/79	D1	2.7	5.2	1.3	5.4	6.4	1.7	2.4	0.3	2.3	2.8	0.0	6.6	4.0	6.0
	D2	3.5	5.8	0.9	6.1	6.7	1.6	2.5	0.5	2.5	3.1	2.2	8.3	3.0	9.1
	D3	2.2	5.5	1.2	5.8	6.6	1.6	2.4	0.5	2.5	2.9	2.1	8.6	2.9	9.3
	M	2.2	5.5	1.2	5.9	6.7	1.6	2.4	0.4	2.5	3.1	0.0	7.9	3.4	9.0
07/79	D1	3.9	5.5	0.9	5.2	6.8	1.4	2.5	0.5	2.6	3.2	3.3	7.6	2.5	7.3
	D2	4.0	5.7	0.8	5.7	6.9	1.7	2.3	0.3	2.3	2.6	3.5	8.2	2.3	8.5
	D3	2.2	4.6	1.6	4.9	6.7	1.9	2.5	0.4	2.7	2.9	0.0	5.3	3.1	4.1
	M	2.2	5.2	1.2	5.6	6.9	1.4	2.5	0.4	2.5	3.2	0.0	7.0	2.9	7.5
08/79	D1	2.9	5.8	1.1	6.0	6.7	1.7	2.1	0.3	2.1	2.7	2.5	8.5	2.7	9.3
	D2	1.6	5.4	1.6	6.1	6.9	1.2	1.8	0.4	1.7	2.5	0.1	8.1	3.5	8.7
	D3	4.3	5.5	0.7	5.4	6.5	1.7	2.4	0.5	2.3	3.5	4.6	7.2	1.6	7.1
	M	1.6	5.5	1.2	6.0	6.9	1.2	2.1	0.5	2.0	3.5	0.1	7.9	2.6	8.4
09/79	D1	3.6	5.8	1.0	6.2	6.2	1.5	2.4	0.5	2.4	3.3	2.3	7.7	2.6	8.5
	D2	5.0	6.2	0.5	6.3	6.6	1.5	2.0	0.5	1.8	3.0	6.2	9.3	1.3	9.7
	D3	3.1	5.4	1.3	5.8	6.5	1.5	2.1	0.4	2.1	3.0	2.4	7.5	2.8	8.0
	M	3.1	5.8	1.0	6.2	6.6	1.5	2.2	0.5	2.1	3.3	2.3	8.1	2.4	9.1
10/79	D1	5.5	6.0	0.3	5.9	6.4	1.0	1.7	0.5	1.7	2.5	7.7	8.8	0.8	8.8
	D2	5.2	5.8	0.4	5.6	6.4	1.4	2.0	0.5	1.9	2.8	7.2	8.9	1.0	8.9
	D3	4.3	5.4	0.5	5.6	5.9	1.4	2.0	0.5	1.8	2.7	4.1	8.6	1.9	9.1
	M	4.3	5.7	0.5	5.6	6.4	1.0	1.9	0.5	1.8	2.8	7.7	8.7	1.3	8.8
11/79	D1	4.1	5.2	0.5	5.2	5.8	0.7	1.7	0.7	1.6	2.8	4.2	8.7	2.1	8.9
	D2	4.9	5.2	0.2	5.2	5.5	1.4	2.0	0.4	2.0	2.8	8.2	9.5	0.6	9.4
	D3	2.8	5.0	0.8	5.2	5.4	0.9	1.3	0.5	1.1	2.5	0.0	9.1	3.2	10.3
	M	2.8	5.1	0.5	5.2	5.8	0.7	1.7	0.6	1.7	2.8	0.0	9.1	2.2	9.6
12/79	D1	4.0	4.8	0.4	4.7	5.3	1.2	1.9	0.5	1.9	2.7	3.9	8.3	1.8	8.8
	D2	4.5	5.0	0.3	5.0	5.5	0.8	1.5	0.8	1.5	2.2	8.2	9.0	0.8	8.7
	D3	3.2	4.5	0.6	4.6	5.0	1.1	1.8	0.4	1.8	2.6	3.1	8.1	2.1	9.1
	M	3.2	4.8	0.5	4.8	5.5	0.8	1.8	0.5	1.8	2.7	3.1	8.5	1.7	9.1
01/80	D1	4.2	4.7	0.3	4.6	5.3	1.1	1.6	0.4	1.4	2.2	5.6	8.9	1.3	9.4
	D2	4.1	4.8	0.4	4.7	5.4	0.7	1.3	0.2	1.3	1.6	8.9	9.7	0.6	9.4
	D3	4.2	5.4	0.5	5.5	5.9	0.7	0.7	0.5	1.1	2.4	5.5	9.6	1.5	10.2
	M	4.1	5.0	0.5	4.9	5.3	0.7	1.4	0.4	1.4	2.4	5.5	9.4	1.2	9.4
02/80	D1	4.6	5.6	0.6	5.7	6.2	0.9	1.7	0.7	1.7	2.5	6.4	9.3	1.5	9.4
	D2	3.3	4.8	0.9	5.3	6.1	1.5	2.4	0.4	2.5	2.8	2.2	7.2	2.6	7.5
	D3	3.8	5.7	1.0	6.0	6.5	0.9	1.8	0.6	1.7	2.8	2.1	8.5	3.3	10.2
	M	3.3	5.4	2.0	5.6	6.5	0.9	2.0	0.6	2.1	2.8	2.1	8.3	2.6	9.2
03/80	D1	5.6	6.2	0.3	6.1	6.7	1.2	1.9	0.5	1.9	2.8	8.2	9.6	0.8	9.8
	D2	5.9	6.6	0.3	6.5	6.9	0.9	1.7	0.6	1.6	3.0	4.1	9.6	1.0	10.3
	D3	5.4	6.3	0.5	6.5	7.0	1.3	2.3	0.7	2.2	3.3	4.9	8.8	1.7	8.6
	M	5.4	6.3	0.4	6.4	7.1	0.9	2.0	0.7	1.8	3.3	4.9	9.4	1.3	9.7
04/80	D1	3.3	5.8	1.1	6.2	7.3	0.9	2.4	0.6	2.7	2.9	0.7	7.8	2.9	8.9
	D2	5.9	6.2	0.2	6.1	6.6	2.0	2.5	0.4	2.5	3.4	8.3	9.3	0.7	9.2
	D3	5.0	5.8	0.5	5.9	6.7	2.1	2.5	0.2	2.4	2.8	5.9	8.5	1.3	8.6
	M	3.3	5.9	0.7	6.0	7.3	0.9	2.5	0.4	2.5	3.4	0.7	8.5	1.9	8.9



Tab. II-3. (suite)

représentent le rayonnement solaire global horaire jour après jour, les bâtons, le rayonnement diffus et la courbe en continu, l'insolation journalière.

On observe qu'il y a des mois particulièrement favorables sur le plan radiatif (global fort, diffus faible) : décembre à mars. Certains jours, le rayonnement diffus ne figure pas, l'appareillage étant en panne.

Le tableau II-3 donne les moyennes décadaires et mensuelles de valeurs journalières des rayonnements global et diffus.

La figure II-7 montre les isoplèthes horaires par décades pour le global. Il apparaît que pour les deux années étudiées, quatre mois atteignent en milieu de journée des énergies supérieures à 800 W.m^{-2} pendant une à quatre heures. Ce sont septembre - octobre qui correspondent à la fin de la saison des pluies où l'atmosphère, lessivée, est très propre et les mois de février - mars, où l'air très sec est peu absorbant et moins chargé en poussières que décembre et janvier qui ont malgré tout de larges plages horaires entre 700 et 800 W.m^{-2} .

Les mois de juin - juillet - août, en pleine saison des pluies, sont manifestement les moins "énergétiques" bien qu'ils correspondent au maximum d'énergie solaire incidente au sommet de l'atmosphère (fig. II-9). Ils atteignent moins souvent et pendant moins longtemps 700 W.m^{-2} en milieu de journée.

La figure II-8a visualise les sommes quotidiennes du rayonnement global moyennées sur un mois, ainsi que les maxima, minima et écart type.

Le rayonnement global est très stable pendant la saison sèche, perturbé uniquement par les périodes de brume sèche alors que sa variabilité est très importante en saison des pluies avec des extrêmes (maxima et minima) beaucoup plus prononcés (fig. II-8a).

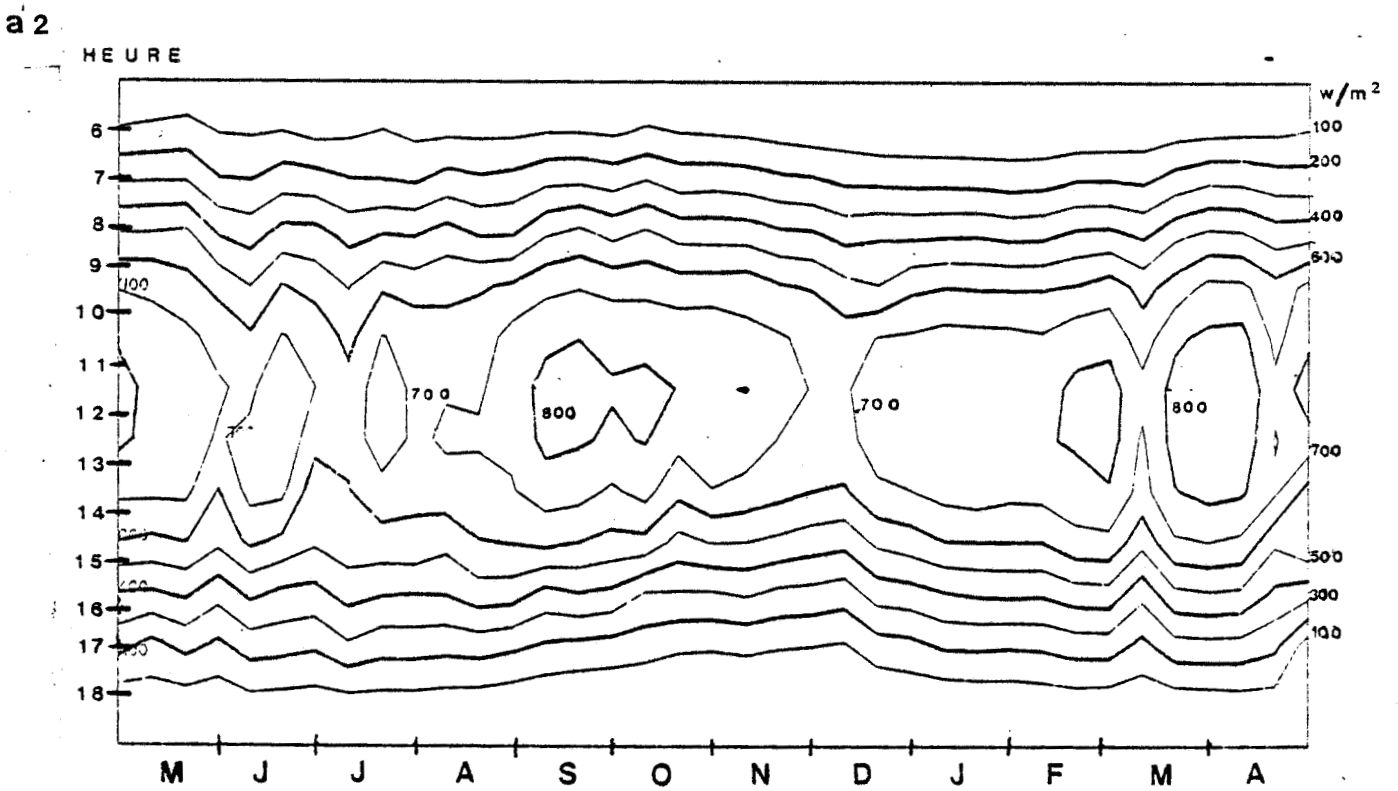
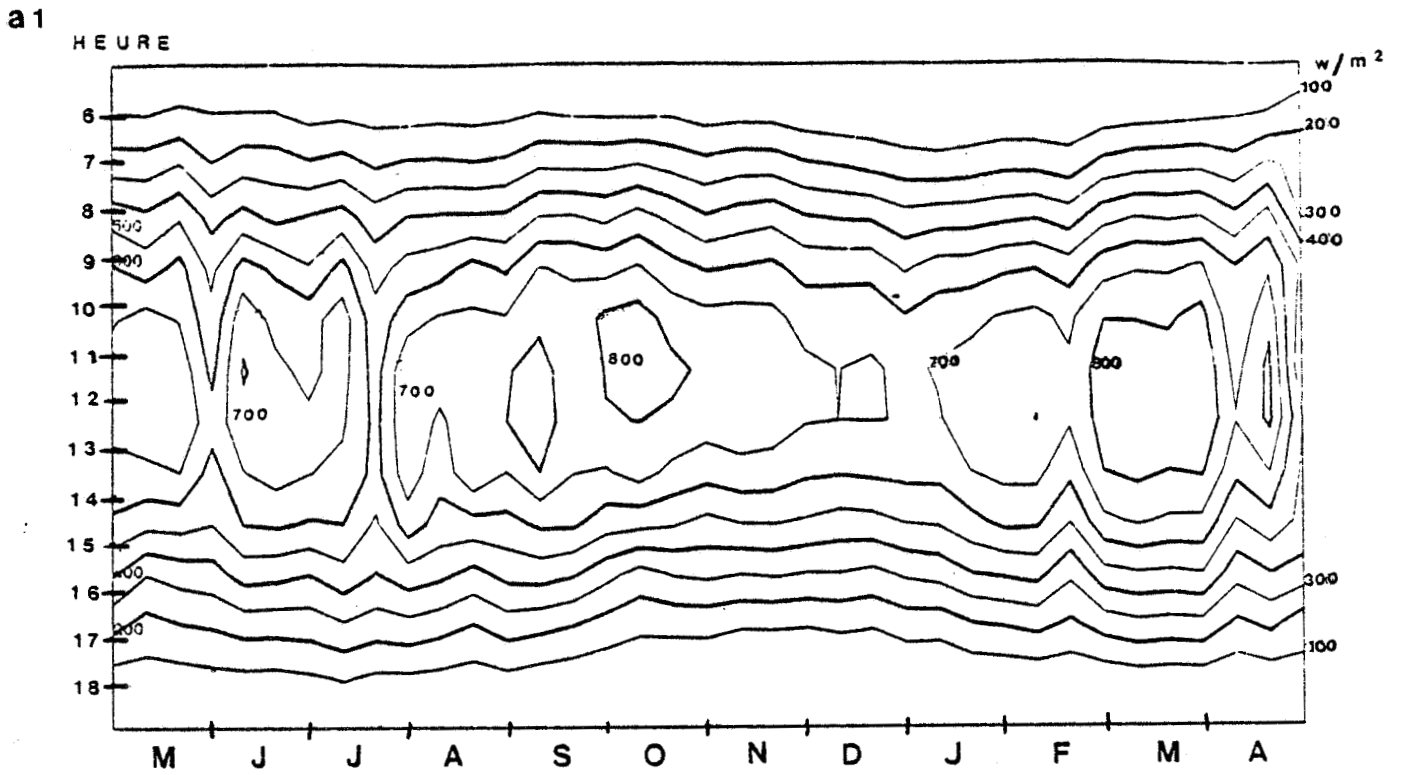


Fig. II-7. Isoplèthes horaires par décade à Niamey pour le rayonnement global :
a1. Mai 1979 à Avril 1980.
a2. Mai 1980 à Avril 1981.

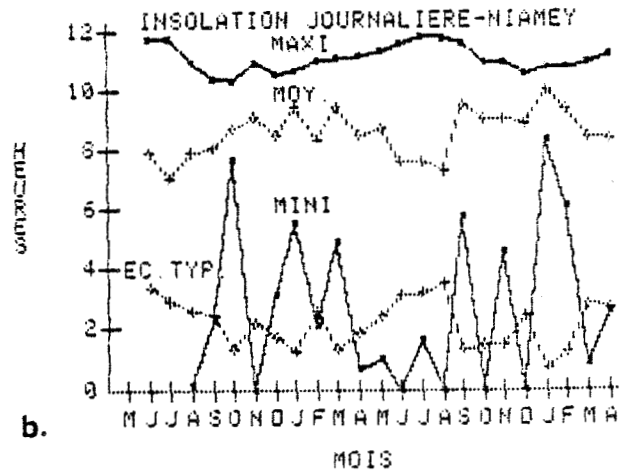
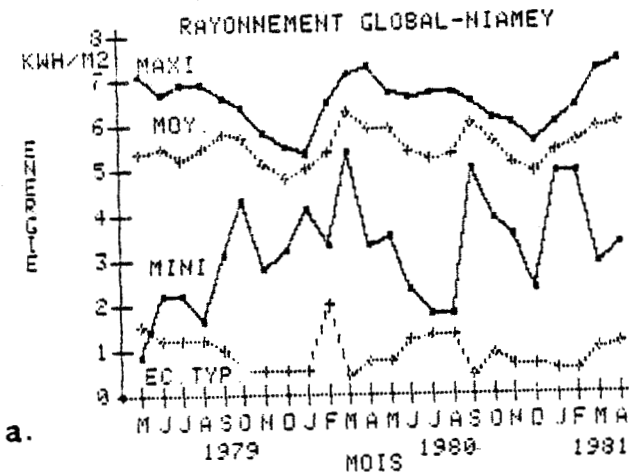


Fig.II-8. Moyenne, minima, maxima et écart type du rayonnement global (a) et de l'insolation (b) de Mai 1979 à Avril 1981 par mois de Niamey.

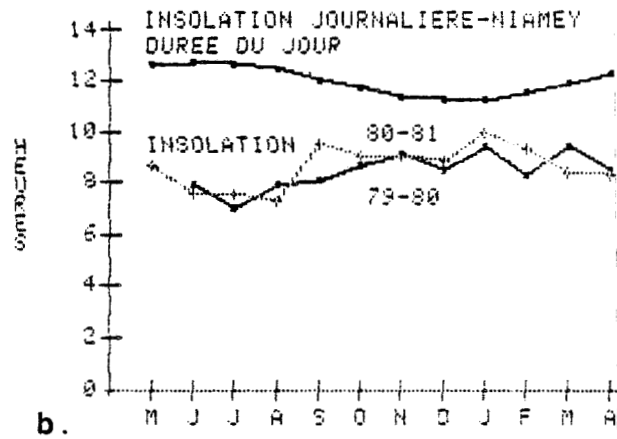
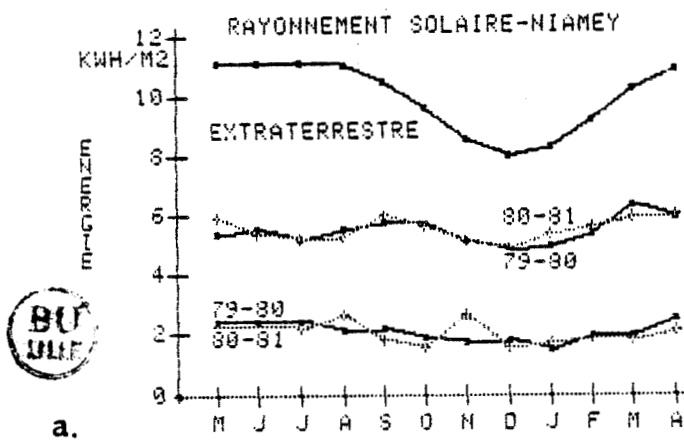


Fig.II-9. Valeurs comparées des moyennes mensuelles :
 a. des rayonnements solaires extraterrestres, global et diffus journaliers au sol à Niamey (05/79 à 04/81).
 b. de l'insolation journalière et de la durée du jour à Niamey (05/79 à 04/81).

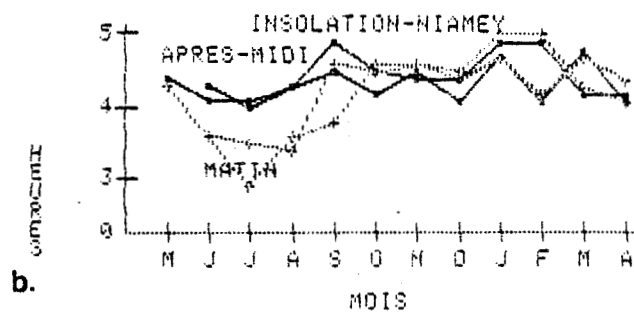
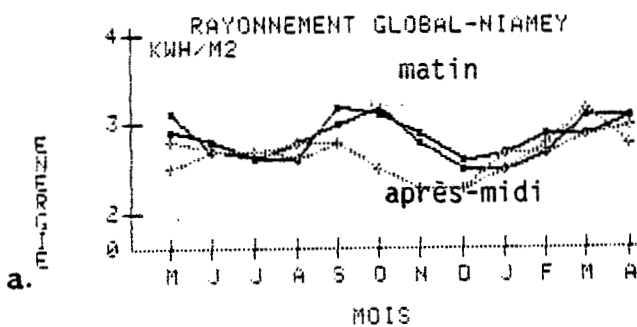


Fig.II-10. Rayonnement incident global au sol (a) et insolation (b). Comparaison des moyennes mensuelles entre matin et après-midi.

Le rayonnement diffus est sensiblement constant et maximum de mai à août, décroît de septembre à décembre, puis augmente ensuite de janvier à mai, comme la courbe du rayonnement solaire extraterrestre, alors que le rayonnement global subit un creux au maximum du rayonnement extraterrestre, du fait de la couverture nuageuse de saison des pluies.

Le figure II-10a, permet de comparer le rayonnement global incident entre le matin et l'après midi. On observe en début et en fin de saison des pluies (mai et septembre) un rayonnement global supérieur le matin de 10 % environ par rapport à celui de l'après midi. De même, en octobre - novembre, la différence atteint 20 % et 10 % en décembre. Ceci peut être expliqué par la convection thermique qui se développe durant la matinée, amenant la formation de nuages quand l'humidité le permet (mai et septembre - octobre) ou la génération de brumes sèches (novembre - décembre). En pleine saison des pluies, la couche nuageuse est quasiment permanente, tandis qu'en pleine saison sèche, la brume sèche est présente presque en permanence.

II - 3.2. INSOLATION.

L'insolation est le nombre d'heures d'ensoleillement de la station considérée qui peut être donné sur la journée, la décade, le mois, la saison ou l'année. Elle est mesurée journallement avec un héliographe de Campbell-Stockes. Cet appareil, très simple, ce qui fait son intérêt, est constitué d'une boule de verre concentrant les rayons solaires sur une bande de papier spécial qui se consume ou brunit à l'endroit où se forme le spot solaire. La lecture se fait ensuite en évaluant la surface brûlée et brunie par le point lumineux. Cet appareil ne nécessite aucune maintenance sophistiquée, ni mécanique, ni électrique ou électronique, seulement un nettoyage de la surface. Par contre, le dépouillement des bandes de papier est délicat et nécessite un personnel qualifié sur place ou leur expédition à un centre de dépouillement.

Du fait de la longueur du jour à peu près constante (entre 11h 10' et 12h 50') en zone tropicale, le paramètre insolation varie assez peu

(entre 7h et 10h environ en moyenne journalière) (figure II-9 et tableau II-3). Il y a une différence significative entre la saison des pluies et le reste de l'année. L'insolation est en moyenne inférieure à 8h pendant la saison des pluies qui correspond à la période des jours les plus longs, elle est en général supérieure à 9h en dehors de cette époque. Il est à remarquer que les maxima les plus élevés ainsi que les minima les plus faibles sont observés pendant la saison des pluies (fig. II-8b). Les premiers correspondent à une journée très ensoleillée, après lessivage de l'atmosphère par les pluies, la veille ou durant la nuit, tandis que les seconds ont trait à des journées où la couverture nuageuse reste dense du matin au soir. Par contre, en saison sèche, l'atmosphère est toujours assez trouble du fait des aérosols de brume sèche et les maxima n'atteignent pas ceux de la saison des pluies, les minima restant assez élevés grâce à l'absence de nuages.

Pendant la saison des pluies, (de juin à septembre) on peut observer une différence importante entre l'insolation du matin et celle de l'après midi qui lui est à peu près systématiquement supérieure de 15 % (fig. II-10b). L'explication (non évidente) demanderait une étude plus fine de la relation entre les pluies et une insolation importante qui lui suivraient après dissipation des nuages et lessivage de l'atmosphère.

II - 3.3. RELATION ENTRE INSOLATION ET RAYONNEMENT GLOBAL.

Il était autrefois plus facile de faire des mesures d'insolation que des mesures de rayonnement. En effet, les premières ne nécessitent qu'un héliographe de Campbell-Stockes. Par contre, les mesures de rayonnement utilisent des pyranomètres, appareils plus sophistiqués et dont l'étalonnage, très délicat, doit être effectué régulièrement. De plus, les enregistrements se faisaient graphiquement et le dépouillement par planimétrie était très long. Actuellement, on dispose de compteurs intégrateurs à lecture directe et l'enregistrement de données peut se faire sur bande magnétique, ce qui simplifie le travail mais coûte cher et demande une certaine maintenance. Ces deux facteurs ne sont pas négligeables dans ces pays où le budget recherche est faible et l'environnement technologique très réduit.

C'est pour ces raisons, qu'il est parfois préférable d'implanter un simple héliographe surtout dans les régions à faible environnement technique, comme dans le Sahel. De plus, il y a actuellement plus de stations équipées en héliographes qu'en pyranomètres.

Ce qui intéresse les utilisateurs de l'énergie solaire, (agriculteurs pour leurs cultures, architectes pour le chauffage ou la climatisation solaire) est la quantité d'énergie disponible au sol, donc le rayonnement global. C'est pourquoi, la relation entre l'insolation, facilement mesurée, et le rayonnement disponible est intéressante.

Diverses relations ont été proposées suivant la région (Perrin de Brichambault, 1963). Nous retiendrons la formule de Angström qui est assez universelle et qui relie par une fonction affine, insolation et rayonnement.

$$\frac{G}{G_0} = a + b \frac{s}{s_0} \quad \text{Eq. II-1}$$

où $\frac{G}{G_0}$ est le rapport du rayonnement global solaire G mesuré au sol, au rayonnement solaire direct extraterrestre G_0 sur une surface horizontale,

et $\frac{s}{s_0}$ est la fraction d'ensoleillement définie par le rapport de la durée d'insolation mesurée s à la durée maximale d'ensoleillement calculée pour ce jour et ce lieu.

a et b sont les coefficients de l'ajustement par corrélation linéaire entre G/G_0 et s/s_0 .

G_0 et s_0 sont calculés à partir des facteurs géométriques (latitude ϕ) et astronomiques (déclinaison du soleil δ et distance terre-soleil) par les formules suivantes (Perrin de Brichambault (1978)).

$$G_0 = C \cdot I_0 \left[\frac{2}{15} \cdot A H_0 \sin \phi \sin \delta + \frac{24}{\pi} \sin A H_0 \cos \phi_0 \cos \delta \right] \quad \text{Eq. II-2}$$

$$\text{et } s_0 = \frac{2}{15} \text{ Arc cos } (- \text{tg } \phi \text{tg } \delta) \quad \text{Eq. II-3}$$

	a.	MAI		JUN		JUILLET		AOÛT		SEPTEMBRE		OCTOBRE		NOVEMBRE		DECEMBRE		JANVIER		FEVRIER		MARS		AVRIL	
		79	80	79	80	79	80	79	80	79	80	79	80	79	80	79	80	80	81	80	81	80	81	80	81
a	D1		0,26	0,37	0,38	0,41	0,37	0,47	0,45	0,41	0,36	0,36	0,365	0,32	0,28	0,26	0,18	0,22	0,36	0,46	0,22	0,30	0,34	0,42	0,26
	D2		0,39	0,35	0,49	0,40	0,53	0,53	0,47	0,46	0,36	0,39	0,53	0,29	0,51	0,33	0,33	0,84	0,51	0,41	0,27	0,33	0,38	0,26	0,52
	D3		0,31	0,47	0,51	0,52	0,28	0,45	0,31	0,52	0,30	0,30	0,37	0,32	0,40	0,34	0,41	0,36	0,39	0,35	0,34	0,21	0,39	0,36	0,39
	M		0,34	0,39	0,43	0,46	0,45	0,49	0,42	0,47	0,36	0,33	0,36	0,32	0,40	0,34	0,32	0,33	0,44	0,39	0,26	0,26	0,39	0,39	0,44
b	D1		0,39	0,29	0,30	0,27	0,30	0,22	0,21	0,30	0,29	0,34	0,31	0,34	0,38	0,38	0,46	0,39	0,33	0,25	0,43	0,38	0,34	0,28	0,43
	D2		0,28	0,32	0,19	0,29	0,15	0,17	0,22	0,25	0,31	0,31	0,15	0,35	0,18	0,35	0,34	0,16	0,18	0,28	0,37	0,37	0,30	0,39	0,21
	D3		0,32	0,20	0,20	0,22	0,35	0,25	0,32	0,21	0,35	0,36	0,29	0,34	0,27	0,29	0,27	0,32	0,30	0,34	0,35	0,45	0,30	0,30	0,27
	M		0,32	0,28	0,25	0,24	0,23	0,21	0,24	0,25	0,30	0,35	0,30	0,34	0,27	0,32	0,35	0,31	0,25	0,30	0,40	0,42	0,30	0,29	0,27
R	D1		0,84	0,99	0,97	0,96	0,91	0,93	0,93	0,97	0,85	0,80	0,95	0,95	0,56	0,89	0,76	0,64	0,82	0,98	0,87	0,67	0,78	0,99	0,97
	D2		0,96	0,94	0,95	0,92	0,98	0,97	0,96	0,97	0,93	0,82	0,86	0,68	0,80	0,66	0,91	0,82	0,82	0,93	0,79	0,94	0,97	0,74	0,95
	D3		0,96	0,92	0,92	0,86	0,835	0,88	0,91	0,97	0,90	0,93	0,97	0,99	0,95	0,93	0,60	0,87	0,99	0,99	0,98	0,64	0,90	0,75	0,96
	M		0,92	0,94	0,93	0,91	0,92	0,93	0,94	0,96	0,88	0,84	0,92	0,97	0,90	0,86	0,91	0,65	0,84	0,96	0,82	0,74	0,97	0,93	0,92



	Saison des pluies		Saison sèche	
	MAI → OCTOBRE		NOVEMBRE → AVRIL	
	1979	1980	1979	1980
			1980	1981
a	0.45	0.42	0.34	0.37
b	0.25	0.25	0.32	0.31
R	0.93	0.93	0.86	0.92

II-4. Coefficients a et b d'ajustement linéaire entre le rayonnement global et l'insolation par la formule de ANGSTROM :

- a. Etude par décades et par mois,
- b. Etude par saison.

avec $C = 1 - \frac{\sin \delta}{11,7}$ correction approximative de la distance terre-soleil.

$AH_0 = \text{Arc cos} (- \text{tg } \phi \text{ tg } \delta)$ angle horaire du soleil au lever/coucher.

$I_0 = 1376 \text{ W.m}^{-2}$ constante solaire (Hickey, 1980).

Les tableaux II-4a et II-4b donnent les résultats obtenus par décade, par mois et par saison pour les coefficients d'ajustement a et b. On voit que la corrélation est en général bonne, sauf pour quelques décades et mois de la saison sèche (novembre à avril) pour lesquels le coefficient de corrélation descend parfois jusqu'à 0,56. On peut observer que ces mauvaises corrélatons correspondent à des périodes stables durant lesquelles, insolation et rayonnement varient très peu, ce qui donne des points groupés au maximum et dont le nuage est peu étiré. Par contre, les bons coefficients de corrélation correspondent à des périodes où ces paramètres varient plus, permettant un nuage de points beaucoup plus étiré et partant, une meilleure corrélation linéaire.

La variabilité des coefficients étant trop importante à l'échelle de la décade ou du mois, nous avons préféré retenir les coefficients à l'échelle de la saison. Pour une échelle plus fine, il aurait fallu plus de deux ans de statistiques.

Le tableau II-4b met en évidence la nette différence entre les coefficients saisonniers d'une saison à l'autre, puisque a passe de 0,435 (moyenne entre les deux saisons des pluies étudiées) à 0,355 en saison sèche tandis que b passe de 0,25 en saison des pluies à 0,315 en saison sèche.

Nous adopterons donc pour Niamey les formules suivantes :

$$\frac{G}{G_0} = 0,435 + 0,25 \frac{S}{S_0} \text{ en saison des pluies,}$$

$$\frac{G}{G_0} = 0,355 + 0,315 \frac{S}{S_0} \text{ en saison sèche.}$$

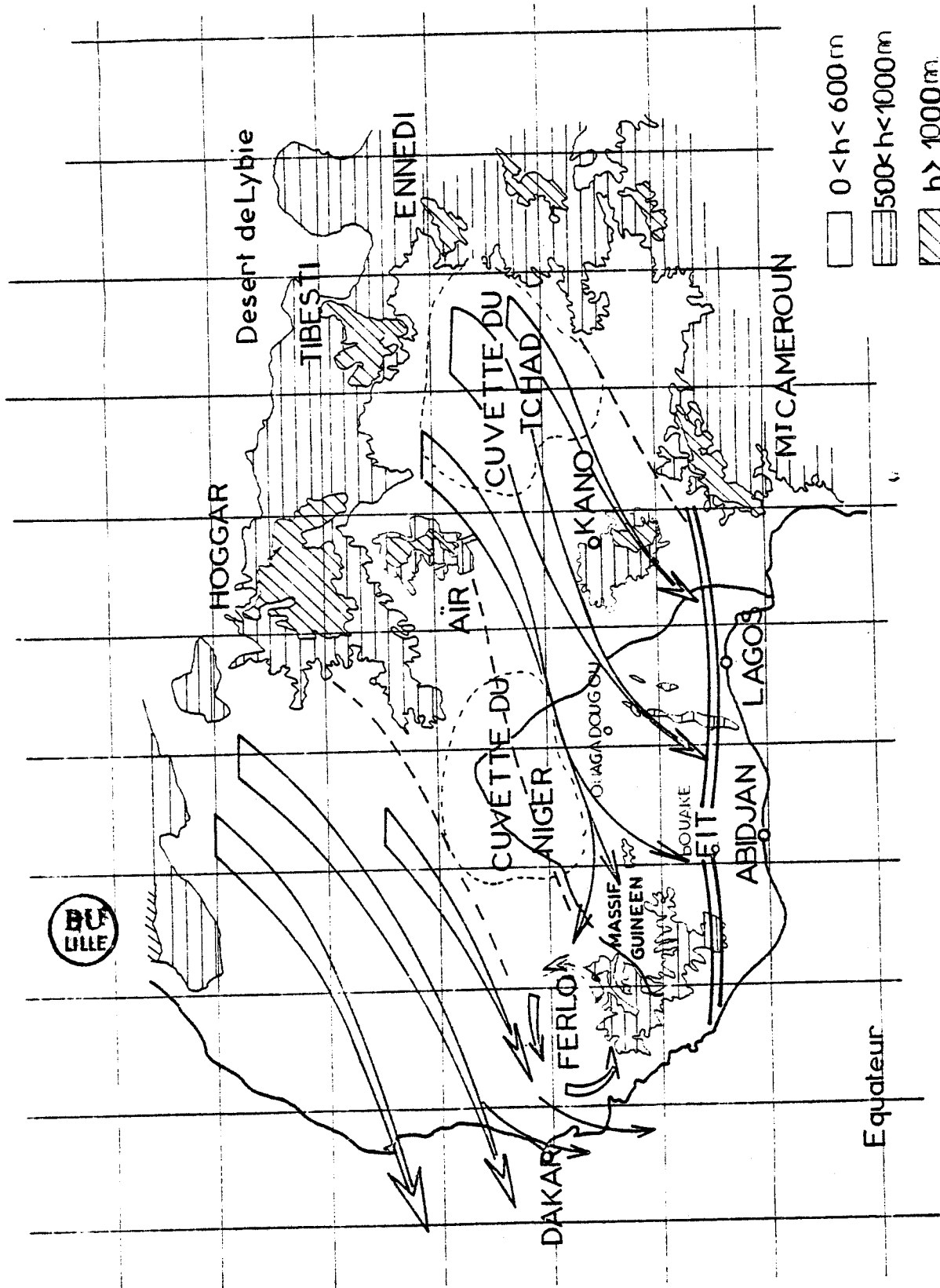


Fig. II-11. Relief de l'Afrique Occidentale mettant en évidence les zones de génération et lignes de flux de la brume sèche.

On peut comparer ces valeurs à celles obtenues en divers points du globe et en particulier en Afrique.

Lieu	a	b	Auteurs
Dakar	0,495	0,286	Rijks (1976)
N'Djamena	0,44	0,34	Riou (1975)
Brazzaville	0,50	0,24	Henry (1976)
Ouagadougou	0,48	0,27	Ouedraogo (1976)
Bobodioulasso	0,48	0,31	Ouedraogo (1976)
Versailles	0,498	0,216	Durand (1974)
Angleterre	0,62	0,18	Penman (?)
Tunis	0,69	0,31	Riou (1979)

II - 4. LE PHENOMENE DES BRUMES SECHES.

Une des caractéristiques de l'atmosphère tropicale en Afrique est le trouble important qui y règne. Les visibilitées y sont rarement bonnes à cause des aérosols mis en suspension par les vents. Ce phénomène est encore amplifié lors des situations de brume sèche, au cours desquelles de véritables nuages d'aérosols terrigènes sont formés et transportés sur toute l'Afrique de l'Ouest et même par dessus l'Atlantique jusqu'aux Caraïbes et la côte Est Américaine (Prospero et al. 1972, 1976, 1979, 1981; Savoie et Prospero, 1976 ; Carlson et Prospero, 1972).

Leur formation et leur transport ont été étudiés par des météorologistes, en particulier Béranger (1963), Bernet et al. (1967), Dubief (1952, 1979) ainsi que des physiciens de l'atmosphère tels que Prospero et al. (1972, 1976, 1981); Savoie et Prospero (1976) ; Bertrand et al. (1974, 1977) ; Domergue (1980), Carlson et al. (1972, 1973).

Le vent de sable qui est à l'origine de la brume sèche est en général lié à la formation ou au renforcement d'un anticyclone sur le Nord du Sahara et de Lybie, établissant au sol, entre ces zones et la zone dépressionnaire de l'équateur thermique un fort gradient de pression. Le renforcement du vent qui en résulte est accentué par un effet de couloir entre les massifs montagneux du Hoggar, du Tibesti et des monts Ennedi. Sous le vent de ces passages, se trouvent les sources principales de poussières : bassin du Tchad et Ténéré, où la disparition de la végétation favorise l'érosion éolienne (fig. II-11) d'après Bertrand et al. (1974).

Une deuxième source principale se trouve en Mauritanie et concerne Nouadhibou et Dakar alors que la précédente concerne plutôt l'axe Niamey - Ouagadougou - Abidjan que nous étudions plus particulièrement.

Les zones sources sont d'immenses étendues, en partie alluviales, soumises à la sécheresse durant les mois d'hiver qui correspondent à la saison sèche. Le sol, en surface, est constitué de très fines particules. L'érosion éolienne combinée aux turbulences thermiques sévères (température du sol jusqu'à 70°C) de ces zones permet, par déflation, de mettre ces particules en suspension. Leur analyse minéralogiques (Bertrand, 1977) permet d'affirmer l'origine alluviale (argiles) et désertique (quartz).

La turbulence thermique qui peut s'étendre jusqu'à 2000 et même 4000 m favorise le développement vertical des brumes sèches et disparaît le soir. Une forte inversion apparaît donnant à l'atmosphère une très grande stabilité. Les fines particules restent en suspension et sont donc susceptibles d'être transportées par les vents dominants.

La répartition annuelle des vents dépend de l'oscillation des basses pressions de la zone de convergence Intertropicale (I.T.C.Z). Le F.I.T. sépare l'air maritime équatorial de l'air sec situé au Nord. Cet air sec provient en hiver de la ceinture de hautes pressions s'étendant des Açores à l'Asie du Sud-Est à travers le Nord-Sahara et l'Arabie. Le vent du Nord correspondant est faible et tourne graduellement en vent d'Est sur les régions sahéliennes en se renforçant au fur et à mesure que la latitude diminue. Il prend alors la dénomination de vent d'Harmattan. Ce vent peut être plus ou moins mélangé et même remplacé par de l'air polaire après passage de dépressions du front polaire sur la Méditerranée et l'Europe. Ce courant d'Est transporte les poussières minérales en suspension vers toute l'Afrique de l'Ouest, vers le Golfe de Guinée en hiver lorsque le F.I.T. est aux basses latitudes ; vers le Sénégal, la Mauritanie et même au-dessus de l'Atlantique vers l'Amérique Centrale, en été, lorsque le F.I.T., aux environs de 15°N, empêche l'accès au Sud.

La situation décrite succinctement est valable spécialement en hiver et nous intéresse plus particulièrement car elle permet l'arrivée des brumes

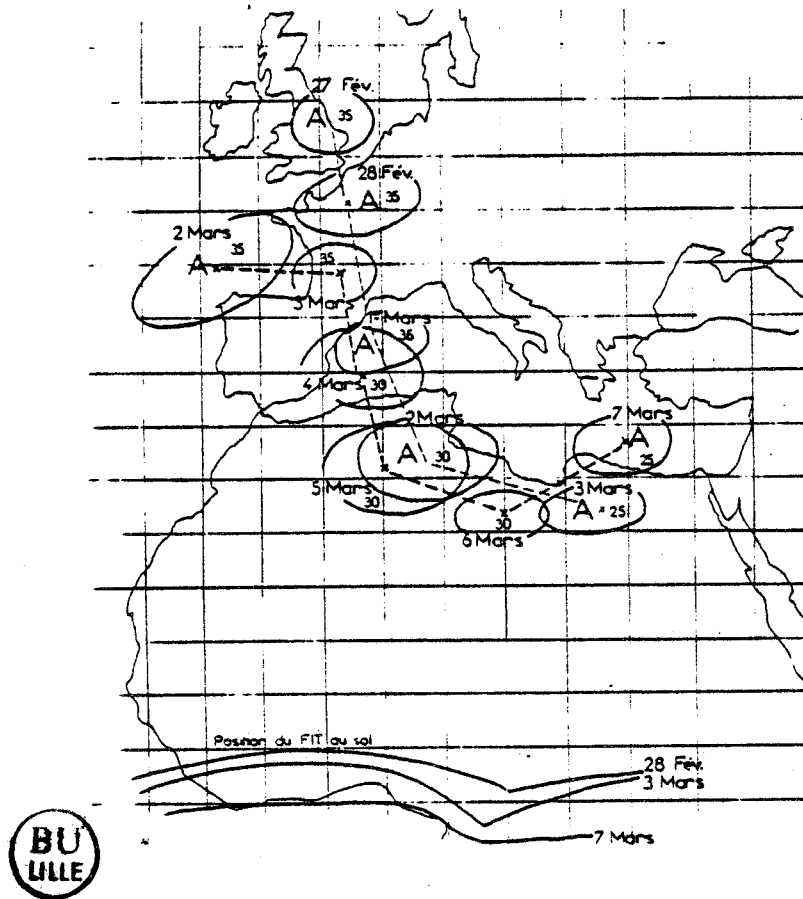


Fig. II-12. Déplacement de deux centres anticycloniques successifs du 27 Février au 7 Mars 1973 de l'Europe vers l'Afrique.

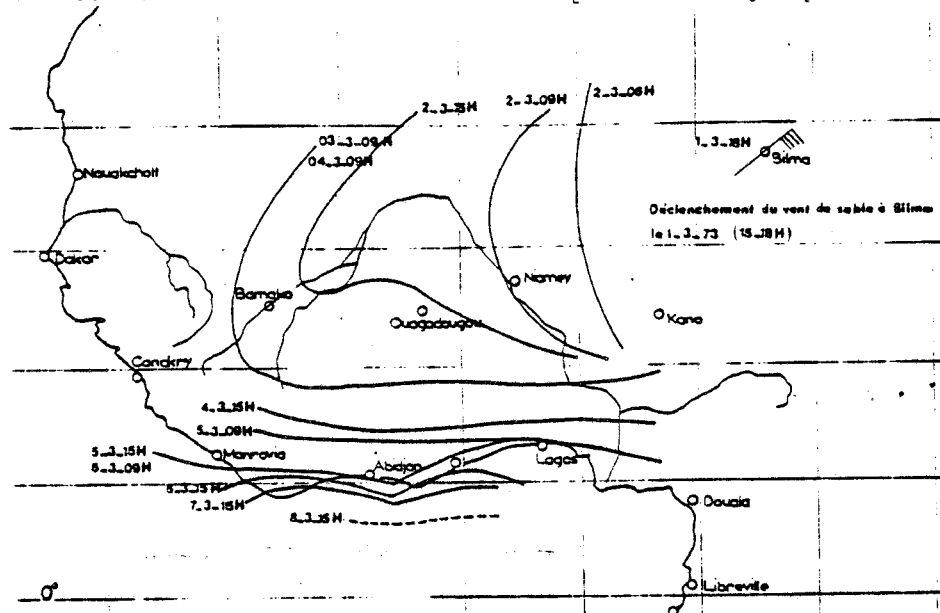


Fig. II-13. Progression du front de brume sèche sur l'Afrique de l'Ouest du 2 au 8 Mars 1973 établie à partir des courbes d'isovisibilité.

sèches jusqu'en Côte d'Ivoire à travers le Niger, la Haute Volta et le Ghana. Les générations de brume qui se produisent en été peuvent mettre en jeu d'autres zones sources (Tanezrouf, Mauritanie) et des configurations de masses d'air différentes de celles décrites, permettant même des flux vers l'Europe où l'on observe alors des "pluies de boue", (Bücher, 1975, 1983, au Pic du Midi). En effet ces particules une fois en suspension mettent très longtemps à se déposer par décantation étant donné la turbulence thermique de jour et l'inversion nocturne. Elles sont la plupart du temps "lessivées" dans les zones humides ou éliminées lors de l'intrusion d'une masse d'air froide et stable et de ce fait, peuvent rester des semaines en suspension sur les zones sahéliennes. Les vents de sable peuvent aussi avoir des causes orographiques (plateau du Tidikelt, Massif du Tibesti) ou être la conséquence de sortes de tornades sèches ou de tourbillons de faible étendue ("Dust Devils") mais alors, le phénomène beaucoup plus localisé, ne s'étend pas à l'échelle du continent.

En mars 1973, deux vagues successives d'air polaire sont descendues sur l'Afrique, poussées par des centres anticycloniques puissants. (fig. II-12). A ces deux descentes, correspond une double génération de poussières, à la fois dans l'espace et le temps.

Dans le plan horizontal, le tracé de courbes d'égale visibilité permet de matérialiser les régions d'où proviennent les poussières (fig. II-13). Dans certaines stations la visibilité sera réduite à moins de 500 m. Il existe un double front se déplaçant en direction de l'Afrique de l'Ouest dont les origines sont respectivement le Sud Algérien et le Nord-Est du Tchad et dont la progression peut être suivie à partir des cartes de visibilité au sol (fig. II-13). Les hautes pressions sahariennes, repoussent le F.I.T. vers le sud avec un déphasage de quelques jours et le front de poussières accompagne ce mouvement.

L'extension des surfaces occupées par le nuage de poussière a été suivie sur les cartes de visibilité au sol tracées du 28 février au 13 mars et déterminée à partir des données d'une vingtaine de stations d'observation. Le tableau II-5 donne une estimation quantitative, obtenue par planimétrie, des surfaces où la brume sèche affecte la visibilité au sol et permet de suivre son évolution.

SURFACES OU LA BRUME SECHE REND LA VISIBILITE AU SOL INFERIEURE A (en 10 ⁶ km ²)					ESTIMATION DE LA MASSE
Mars 1973	< 10 km	< 4 km	< 1 km	< 500 m	10 ⁶ tonnes
2 Mars	5,2	3,55	1,55	0,27	3,86
4 Mars	10,0	5,6	1,88	0,75	6,31
6 Mars	11,4	7,7	2,57	0,83	7,89
7 Mars	13,3	7,6	2,72	0,96	8,61
8 Mars	15,9	7,75	1,96	0,68	7,91
9 Mars	12,6	4,34	0,98	0,08	4,59
11 Mars	6,4	1,6	0,1	0,014	1,73
12 Mars	7,0	0,81	0,1	0	1,66
13 Mars	3,24	0	0	0	0,65
Novembre 1973	< 10 km	< 4 km	< 2 km		10 ⁶ tonnes
24 Novembre 1973	1,872	1,482	0,286		1,10
25 Novembre 1973	3,224	1,794	0,702		1,89
26 Novembre 1973	3,770	1,820	0,806		2,11
27 Novembre 1973	4,576	1,716	0,702		2,13
28 Novembre 1973	2,938	1,482	0,260		1,29
29 Novembre 1973	1,482	0,754	0,208		0,73
30 Novembre 1973	1,404	0,338	0,104		0,49



Tab. II-5. Extension horizontale de la brume sèche et masse d'aérosols mise en jeu estimée par une relation entre la visibilité et la concentration en aérosols du genre $c = k V^Y$ (Bertrand, 1977)

Le 8 mars (tableau II-5) correspond à une extension géographique maximum. L'ensemble de l'Afrique de l'Ouest est recouverte de brume sèche avec des zones particulièrement denses à l'avant des massifs montagneux du Nord-Nigéria, de l'Atacora et du massif Guinéen. Sur près de 2 millions de km² la visibilité est réduite à moins de 1 km.

Cet exemple donne une idée de l'importance considérable que la brume sèche peut avoir sur le climat de l'Afrique de l'Ouest.



CONCLUSION.

Les zones tropicales et équatoriales au sein de la circulation générale et le climat Ouest-Africain ont été décrits succinctement.

Niamey, cas typique du climat en zone sahélienne, est pris comme exemple. De plus, des données radiatives fiables y sont disponibles grâce au réseau implanté par l'Agrhymet et dont Niamey est le centre.

On relève tout au long de l'année des niveaux d'énergie du rayonnement global assez élevés et peu fluctuants. On observe toute l'année de 5 à 6 Kwh/m² en moyenne journalière mais avec une part de diffus assez important (30 à 40 %) due au fait que l'atmosphère est toujours assez trouble dans ces zones, même lorsque le temps est beau, la brume sèche étant presque en permanence sur ces régions.

L'insolation varie aussi assez peu avec un minimum voisin de 7 heures en saison des pluies, alors que l'on atteint de 9 à 10 heures en saison sèche.

La relation d'Angström entre le rayonnement global et la fraction d'insolation donne de bonnes corrélations à condition de prendre des périodes saisonnières :

$$\frac{G}{G_0} = 0,435 + 0,25 \frac{\delta}{\delta_0} \text{ en saison des pluies } (R = 0,93)$$

$$\frac{G}{G_0} = 0,355 + 0,313 \frac{\delta}{\delta_0} \text{ en saison sèche } (R = 0,89)$$

Les valeurs de saison sèche, bien que correspondant à une faible nébulosité, sont plus faibles que ce que l'on pourrait attendre à cause du phénomène de brume sèche.

CHAPITRE III
IMPORTANCE DES BRUMES SECHES EN
AFRIQUE DE L'OUEST

INTRODUCTION.

Par le biais de la visibilité, on peut tracer des cartes mettant en évidence la trajectoire des nuages de poussières. Les études par station permettent d'étudier les variations journalières et annuelles des brumes sèches et de déterminer les zones sources et leur voisinage plus souvent soumis à leurs effects.

Un autre moyen de suivre les brumes sèches est la constitution d'un réseau de mesure du trouble atmosphérique. Quatre stations (Abidjan, Lamto, Ouagadougou et Niamey) ont fonctionné pendant quatre ans par intermittence, nous en présentons les résultats dans ce chapitre.

Les trente dernières années font apparaître des séries d'années particulièrement fertiles en épisodes de brume sèche. Ces séries d'années à atmosphère très troublées coïncident avec des poussées dramatiques de sécheresse en zone Sahélienne, mais en sont-elles la cause ou la conséquence ?

Par ailleurs la mesure du flux solaire diffus, au moyen de pyranomètres équipés de bandes pare-soleil, permet aussi la mise en évidence du trouble, quelques résultats sont présentés au paragraphe III-2.

III-1. ETUDE DE LA LOCALISATION ET DE LA FREQUENCE DES BRUMES
SECHES A PARTIR DES VISIBILITES OBSERVEES DANS LES STATIONS
METEOROLOGIQUES DU RESEAU ASECNA EN AFRIQUE DE L'OUEST.

L'Afrique de l'Ouest est dépourvue de réseaux d'observations systématiques du trouble atmosphérique mais offre dans sa partie francophone, un bon réseau d'observations météorologiques, celui de l'Asecna (Agence pour la Sécurité et le Contrôle de la Navigation Aérienne). Dans ces stations, les observateurs évaluent la visibilité. Ce paramètre est peu significatif sur une station ; cependant une carte des visibilités permet de visualiser l'ampleur du phénomène des brumes sèches quant à l'extension des surfaces couvertes par le nuage et la densité de la poussière.

La visibilité est pour les météorologistes, la distance horizontale maximale à laquelle un observateur peut identifier un repère et ceci dans la direction où l'observation est la moins bonne (Asecna - 1968). Vassy (1966) a montré que ce paramètre était fonction du coefficient d'extinction des particules qui lui-même dépend de la concentration, de la taille et des propriétés diffusantes et absorbantes de ces particules, (Charlson et al. 1969). Dans les cas de brume sèche, la diffusion moléculaire et l'absorption par les gaz sont négligeables devant l'extinction de la lumière due aux aérosols.

Bertrand et al. (1974) ont donné une relation entre concentration des particules et visibilité de la forme $C = K/V^{\gamma}$ avec des coefficients K et γ différents suivant la position géographique des stations à cause de la décantation quand on s'éloigne des zones sources.

Les mesures de trouble étant trop rares et fragmentaires dans ces régions, nous avons retenu la visibilité telle qu'elle est relevée par le réseau ASECNA comme représentative de la turbidité atmosphérique. La visibilité, qui dépend de l'observateur, de la cible choisie, de son éclaircissement etc... est peut précise mais c'est un bon indicateur de la densité des brumes sèches.

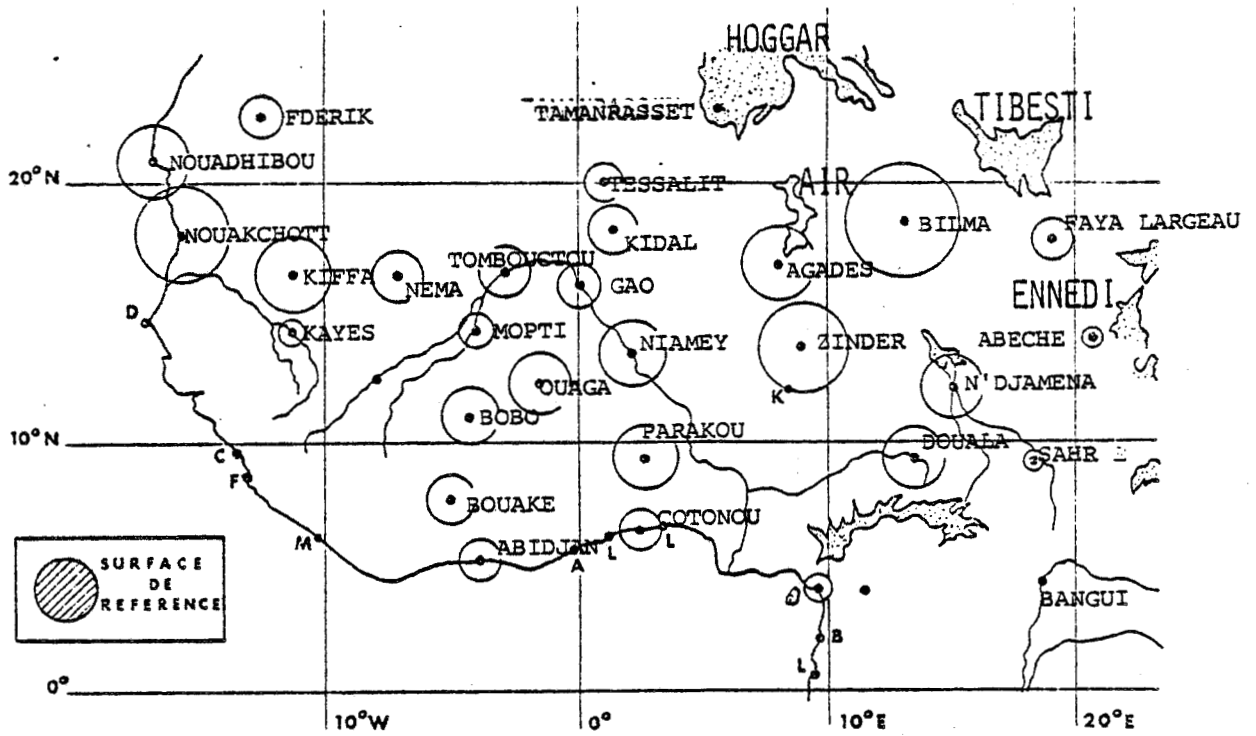


Fig. III-1. Moyenne mensuelle d'heures avec une visibilité horizontale inférieure à 5 km (la surface de référence représente 50 heures mensuelles de visibilité inférieure à 5 km).

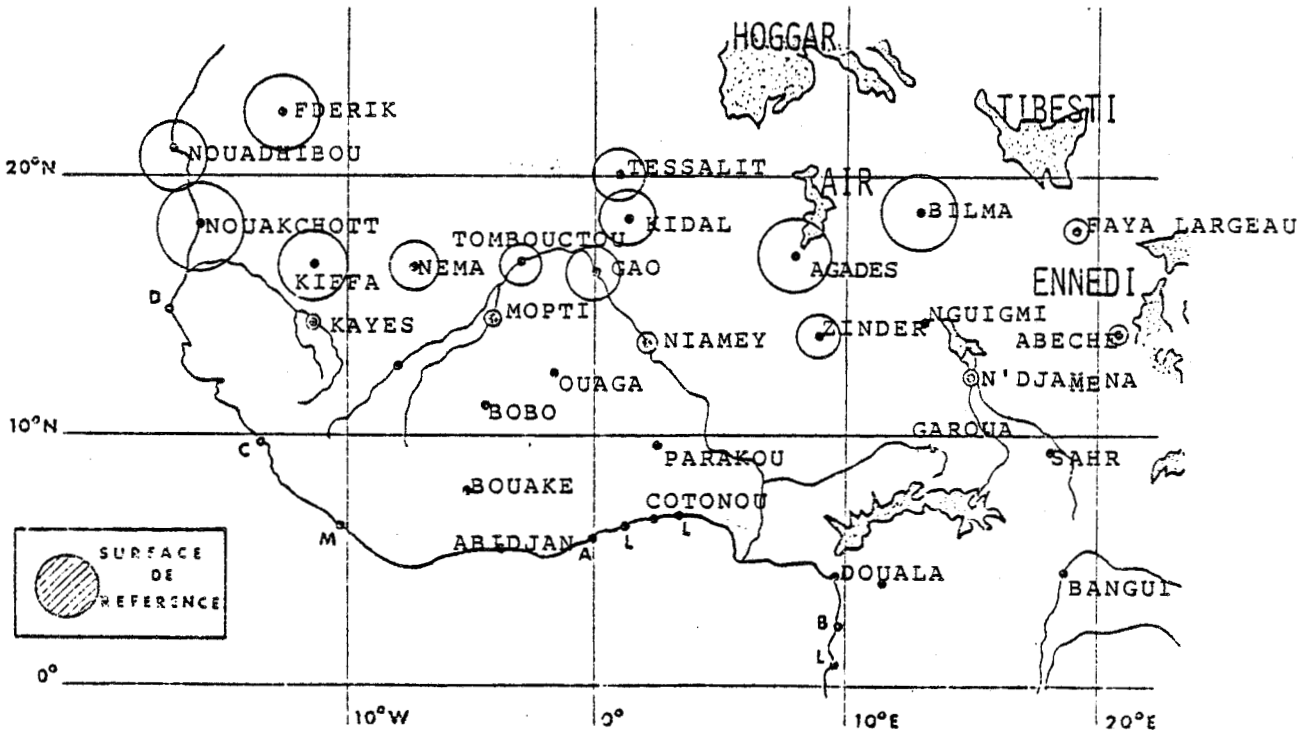


Fig. III-2. Moyenne mensuelle du nombre d'heures de visibilité inférieure à 10 km de Juin à Septembre pour les stations d'Afrique de l'Ouest (la surface de référence représente 25 heures/mois de visibilité inférieure à 10 km pour cause de brume sèche).

Pour avoir une juste appréciation de l'importance réelle des brumes sèches en Afrique de l'Ouest, il est nécessaire d'en faire une étude statistique regroupant un nombre suffisant d'observations convenablement distribuées dans l'espace et le temps.

Ce qui suit est tiré d'une communication faite par Bertrand, Cerf et Domergue (1979) au sujet de l'étude spatio-temporelle des visibilités dans 27 stations météorologiques sur 5 ans (1970 - 1974) ou 4 ans (1970 - 1979) pour celles du Niger et du Tchad.

III - 1.1. REPARTITION SPATIALE DES BRUMES SECHES.

La figure III-1, montre la position des diverses stations sélectionnées. La surface du cercle entourant chaque station est proportionnelle à la moyenne annuelle du nombre d'heures de réduction de visibilité à moins de 5 km, du fait de la brume sèche. On constate que l'importance de la brume sèche dans une station n'est pas simplement liée à la latitude, la continentalité ou le caractère plus ou moins désertique de la région. Les réductions de visibilité à Tessalit et Faya-Largeau qui sont à peu près à la même latitude que Bilma, sont respectivement 7 à 10 fois plus faibles que dans cette dernière station. De même, à l'Ouest, les régions continentales désertiques de Fderik et Nema sont 4 à 6 fois moins chargées que Nouakchott qui est près de la mer.

Avec une moyenne de 190 heures par mois de réduction de visibilité à moins de 5 km et 287 heures à moins de 10 km, Bilma, au centre du Ténéré est la station la plus exposée aux nuages de poussière.

Directement, sous le vent de cette station, les régions de Zinder et Agadès reçoivent de grandes quantités de poussière. Comparée à la source nigérienne, la source Tchadienne, représentée par Faya - Largeau apparaît faible. Prenant en compte les hautes valeurs obtenues à Ndjamena en saison sèche, il semble qu'il peut y avoir une possibilité de sources au Sud Ouest de Faya - Largeau. Au contraire, Bilma qui est certainement dans une zone de génération, reçoit aussi probablement une importante quantité de poussières des régions plus au Nord (Mainguet et Canon, 1976).

Complètement à l'Ouest, apparaît une seconde zone distincte où les nuages de poussière sont fréquents en Mauritanie au niveau de Nouakchott et Nouadhibou. Alors que la poussière originaire de cette région est directement transportée au-dessus de l'océan, la poussière provenant du Niger et du Tchad diffuse au-dessus du continent vers le Sud-Ouest. Les stations localisées sur la trajectoire du nuage de poussière ont une densité d'aérosols d'autant plus élevée qu'elles sont proches des sources et à latitude élevée. On peut donc observer une décroissance régulière de l'importance des brumes sèches de Zinder à Abidjan via Niamey, Ouagadougou, Bobodioulasso.

Bien que cette statistique inclut les années où le F.I.T. descendit exceptionnellement bas, provoquant un long séjour de la poussière dans les stations les plus méridionales. L'importance des nuages de poussière dans toutes les stations au-dessous de 6°N de latitude est faible. Ceci est plus particulièrement dû au rôle du F.I.T. qui, par la dynamique de la masse d'air maritime et par le lessivage de l'atmosphère par les nuages et la pluie, bloque la progression de la poussière vers le Sud.

Les régions localisées à l'Est d'une ligne joignant les monts Ennedi à Douala sont en dehors du trajet du flux des poussières. La transition est brutale comme le montre la comparaison des résultats obtenus à Garoua et Sahr situés à la même latitude mais distants de 7° en longitude. Plus au Sud vers Bangui, les nuages de poussières denses sont pratiquement inexistants.

De même, les régions situées au nord d'une ligne joignant approximativement l'Aïr à Mopti reçoivent peu de poussière venant du Nord du Niger et du Tchad (fig. II-11 et III-1). Cependant, des sources secondaires dans ces régions désertiques font que l'atmosphère y est rarement claire.

III - 1.2. VARIATIONS ANNUELLES ET JOURNALIÈRES DES BRUMES SÈCHES.

La répartition des brumes sèches de juin à septembre est présentée figure III-2. On peut voir que à cette période, les nuages de poussière sont retenus plus haut que 15°N à cause de la position vers les hautes latitudes du F.I.T.

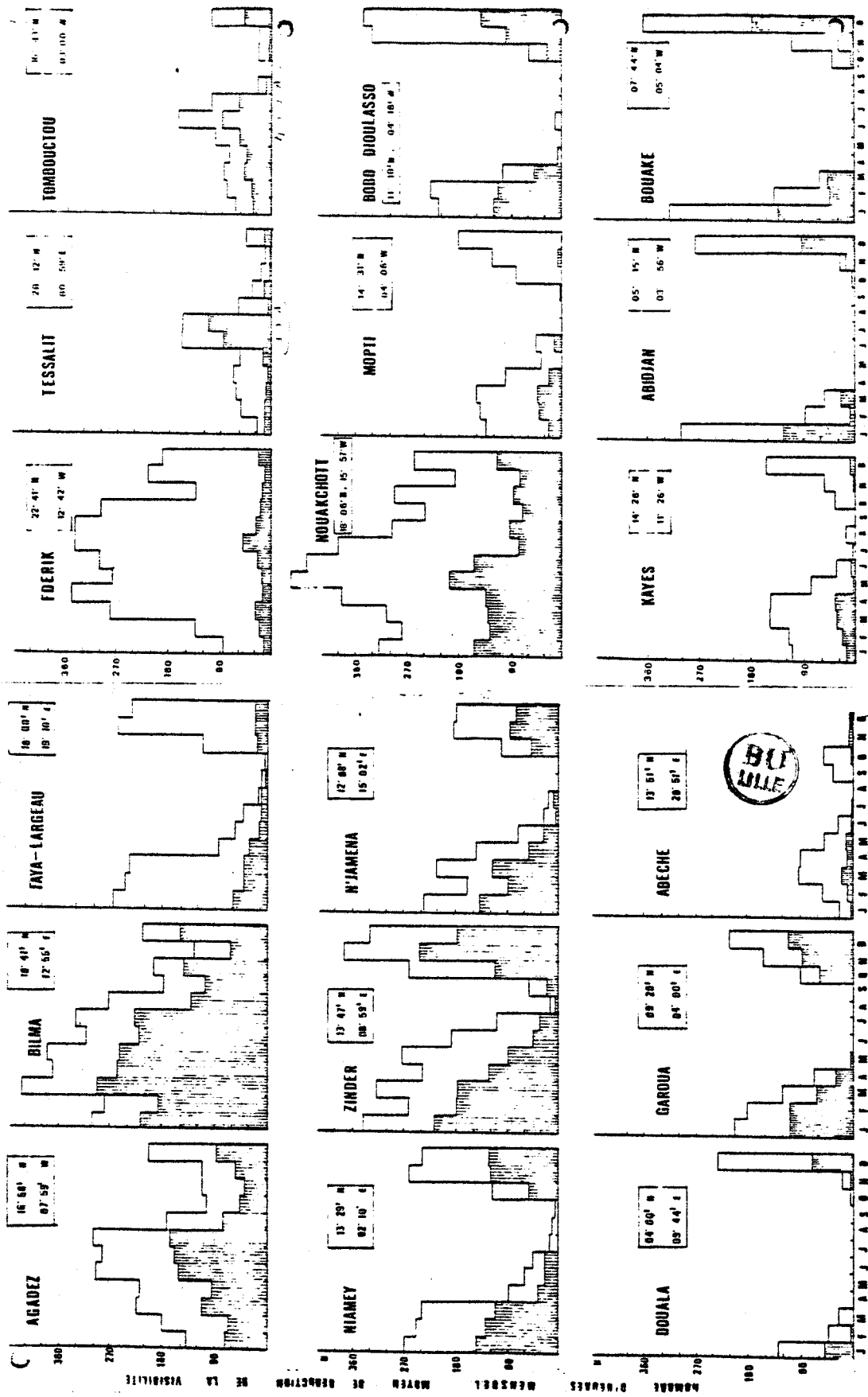


Fig. III-3. Moyenne mensuelle du nombre d'heures de visibilité réduite à moins de 10 km et 5 km (surface quadrillée) par la brume sèche.

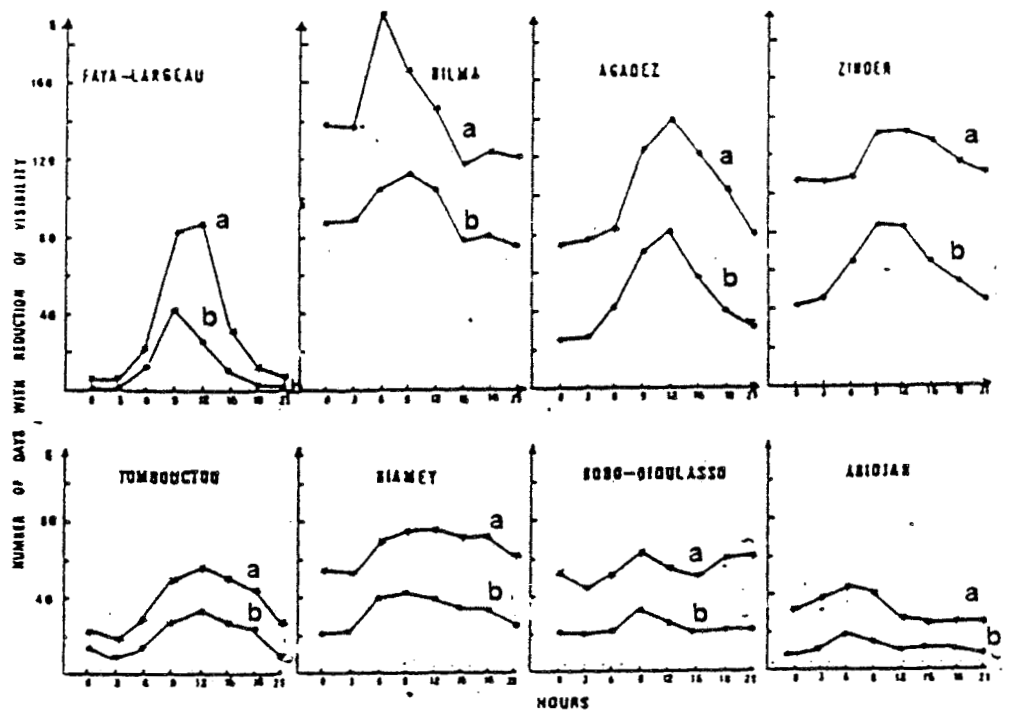


Fig. III-4. Variation diurne de l'intensité de la brume sèche.

- a. Nombre annuel de jours à visibilité inférieure à 10 km.
- b. Nombre annuel de jours à visibilité inférieure à 5 km.

La figure III-3 présente les variations annuelles des brumes sèches définies par la moyenne mensuelle du nombre d'heures de réduction de visibilité à moins de 5 et 10 km dans différentes stations.

Deux types de stations peuvent être distinguées. Celles localisées très haut en latitude au-dessus de 15°N . Les brumes sèches dans cette région se produisent toute l'année avec un maximum dans certains cas durant l'été, par exemple, en Mauritanie, Fderik et Nouakchott. Ceci est parfaitement en accord avec le résultat des variations saisonnières de la concentration en masse d'aérosols obtenues aux Barbades par Delany (1967) et en général dans l'Atlantique tropical Nord pour lequel ces régions constituent les sources. Pour ces stations, étant donné l'orientation des vents (fig. II-10), le Nord du Niger ne peut être la source des brumes. Elles proviennent de perturbations sur le Sahara central et occidental (Dubief, 1952). Cette source, active surtout pendant l'été de l'hémisphère Nord, influe sur des stations plus méridionales telles que Tombouctou et Gao alors que les stations au-dessous de 15°N sont à cette saison protégées par la barrière que constitue le F.I.T. (fig. II-2). Pour ces dernières, les variations saisonnières sont essentiellement liées à la position du F.I.T.. Le nombre d'heures de réduction de visibilité décroît de juin à août - septembre et croît ensuite de octobre à décembre. Les minima enregistrés correspondent au même moment à la position la plus au Nord du F.I.T. et à la pluviométrie maximale dans les régions Sahéliennes.

Dans les stations les plus méridionales, les brumes sèches sont surtout localisées en décembre et janvier tandis que l'importance des brumes pendant les mois de février, mars et avril ainsi que octobre et novembre augmente avec la latitude (fig. III-3).

La figure III-4 caractérise à la fois l'importance des brumes sèches et leur évolution journalière dans 8 stations par le nombre annuel de jours où la visibilité est réduite à moins de 5 et 10 km à des heures données, les réductions par hydrométéors étant exclues.

On voit par exemple que la moyenne mensuelle d'heures de réduction des visibilités aussi bien à moins de 5 km que à moins de 10 km est sensiblement la même à Faya - Largeau et à Abidjan (fig. III-3).

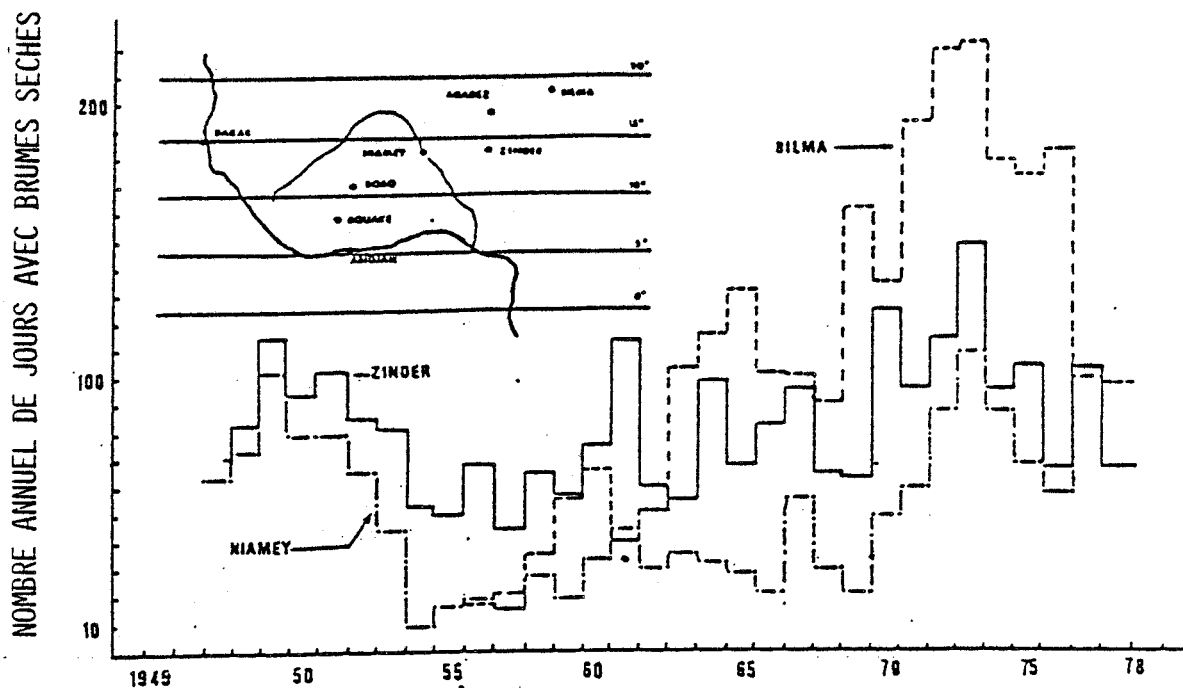


Fig. III-5. Evolution du nombre annuel de jours de brume sèche à Bilma, Zinder, et Niamey.

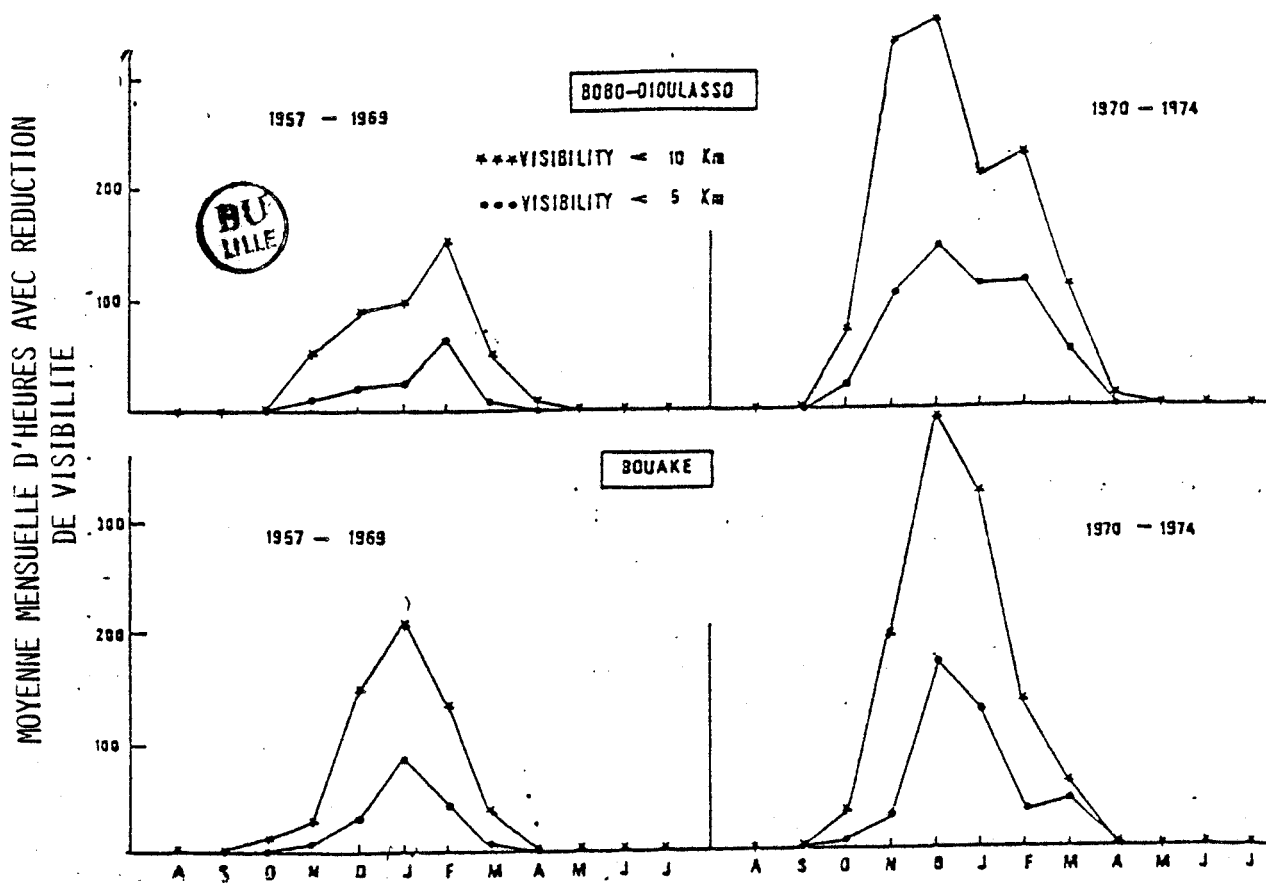


Fig. III-6. Variation annuelle de la moyenne mensuelle d'heures à visibilité réduite par la brume sèche à Bobodioulasso et Bouaké pour différentes périodes.

Au contraire, la variation journalière est tout à fait différente. D'importantes variations caractérisent toutes les stations proches des zones sources. Les maxima sont situés le matin et correspondent à une accélération des vents.

Souvent, dans les zones sources, le phénomène de déflation commence à se produire quand des vents forts en altitude, atteignent le sol après disparition de l'inversion nocturne. Dans d'autres régions, un double phénomène peut se produire : une homogénéisation vers le bas du nuage de poussière existant en altitude et une augmentation du dépôt de particules au sol durant la nuit. Loin des zones sources, les variations diurnes sont faibles.

III - 1.3. TENDANCE DES BRUMES SECHES DURANT LES 30 DERNIERES ANNEES.

Les statistiques effectuées sur les nuages de poussière au Sud du Sahara à partir des visibilité étudiées de 1970 à 1974 ont été complétées sur une longue période (1945 - 1980).

Sur la figure III-5, montrant le nombre annuel de jours avec brume sèche à Bilma, Zinder et Niamey, deux périodes de brumes sèches intenses sont visibles : une entre 1947 et 1953 et l'autre à partir de 1970. Entre ces deux périodes, les nuages de poussières sont moins fréquents mais avec cependant une tendance générale à l'augmentation particulièrement à Bilma. Ces périodes de brumes intenses coïncident avec les périodes de fort déficit pluviométriques et le drame de la sécheresse qui en découle.

A Bobodioulasso et Bouaké, l'évolution de la brume sèche durant les vingt dernières années a été estimée par le nombre d'heures de visibilité à moins de 5 et 10 km. La figure III-6 montrent le caractère exceptionnel des brumes sèches entre 1970 et 1974. Elles ont atteint ces stations méridionales et ont entraîné une sécheresse inhabituelle même au Sud du Sahel. Le nombre moyen d'heures de visibilité réduite entre les deux périodes 1957 - 1969 et 1970 - 1974 a été multiplié par 4,5 à Bobodioulasso et 2,5 à Bouaké pour les visibi-

lités inférieures à 5 km et multiplié respectivement par 3 et 2 pour les visibilités inférieures à 10 km. Ainsi l'augmentation de durée des brumes est considérable et particulièrement perceptible pour les brumes les plus denses.

La répartition annuelle est également modifiée (fig. III-6). Les brumes sèches ont tendance à apparaître plus tôt : à Bobodioulasso, maxima en février pour la période 57-66 et en décembre pour la période 70-74 de même qu'à Bouaké les maxima sont déplacés de janvier à décembre pour les mêmes périodes. L'apparition de ce glissement dans le temps peut être considérée comme une confirmation du rôle joué par l'humidité du sol et le couvert végétal contre l'érosion éolienne et de l'interaction sécheresse - brume sèche. Les régions sub-désertiques, insuffisamment arrosées sont arrides plus tôt dans l'année et soumises alors à l'érosion éolienne. L'augmentation des brumes sèches de 1970 à 1974 est un signe de la diminution progressive du couvert végétal résultant du déficit pluviométrique. Le retour à une pluviométrie normale devrait être suivi par une diminution progressive des brumes sèches. Malheureusement, si la sécheresse s'est atténuée quelques années, elle semble redoubler d'autant que la zone forestière côtière source d'humidité disparaît de plus en plus...

III - 2. LE TROUBLE ATMOSPHERIQUE EN AFRIQUE DE L'OUEST.

Le trouble atmosphérique défini précédemment est une représentation plus précise et plus scientifique que la visibilité qui dépend de l'observateur, des cibles qu'il utilise, etc... Il donne de plus des renseignements sur la concentration et la granulométrie des aérosols.

III - 2.1. PRINCIPE DE LA MESURE DU TROUBLE ATMOSPHERIQUE.

Si l'on reprend l'équation I-10 suggérée par Angström pour expliciter l'épaisseur optique d'extinction des aérosols $\delta_A(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha}$, on peut la considérer comme une équation à deux inconnues α et β .

A partir de la mesure à deux longueurs d'onde λ_1 et λ_2 on tire les coefficients de trouble d'Angström :

$$\alpha = \frac{\text{Ln}(\delta_A(\lambda_1)/\delta_A(\lambda_2))}{\text{Ln}(\lambda_2/\lambda_1)} \quad \text{Eq. III-1}$$

$$\beta = \delta_A(\lambda_1) \cdot \lambda_1^\alpha = \delta_A(\lambda_2) \cdot \lambda_2^\alpha \quad \text{Eq. III-2}$$

C'est la méthode utilisée par Angström (1929, 1961, 1964) et Volz (1959).

Si l'on dispose d'une série de mesures dans la journée sur une période de temps où le trouble peut être considéré comme constant, on peut tracer les droites de Langley pour chaque longueur d'onde.

L'équation I-9 peut en effet s'écrire :

$$\text{Log} (L(\lambda)/L_0(\lambda)) = -m \cdot \delta^e(\lambda) \quad \text{Eq. III-3}$$

La méthode de Langley consiste à déterminer $\delta^e(\lambda)$ épaisseur optique d'extinction globale de l'atmosphère, par régression linéaire entre $\text{Log} (L(\lambda))$ et m .

Sachant que :

$$L(\lambda)/L_0(\lambda) = s(\lambda)/s_0(\lambda) \quad \text{Eq. III-4}$$

où $s(\lambda)$ et $s_0(\lambda)$ sont respectivement le signal du photomètre au sol soumis à la luminance $L(\lambda)$ et $s_0(\lambda)$ le signal qu'il donnerait hors atmosphère avec la luminance solaire spectrale extraterrestre $L_0(\lambda)$. $s_0(\lambda)$ est obtenu par extrapolation de la droite de régression pour $m = 0$ et $\delta^e(\lambda)$ en est la pente.

$\delta_A(\lambda)$ épaisseur optique des aérosols est obtenue en retranchant $\delta_{R+O_3}(\lambda)$, épaisseur optique d'extinction due à la diffusion Rayleigh et à l'ozone,

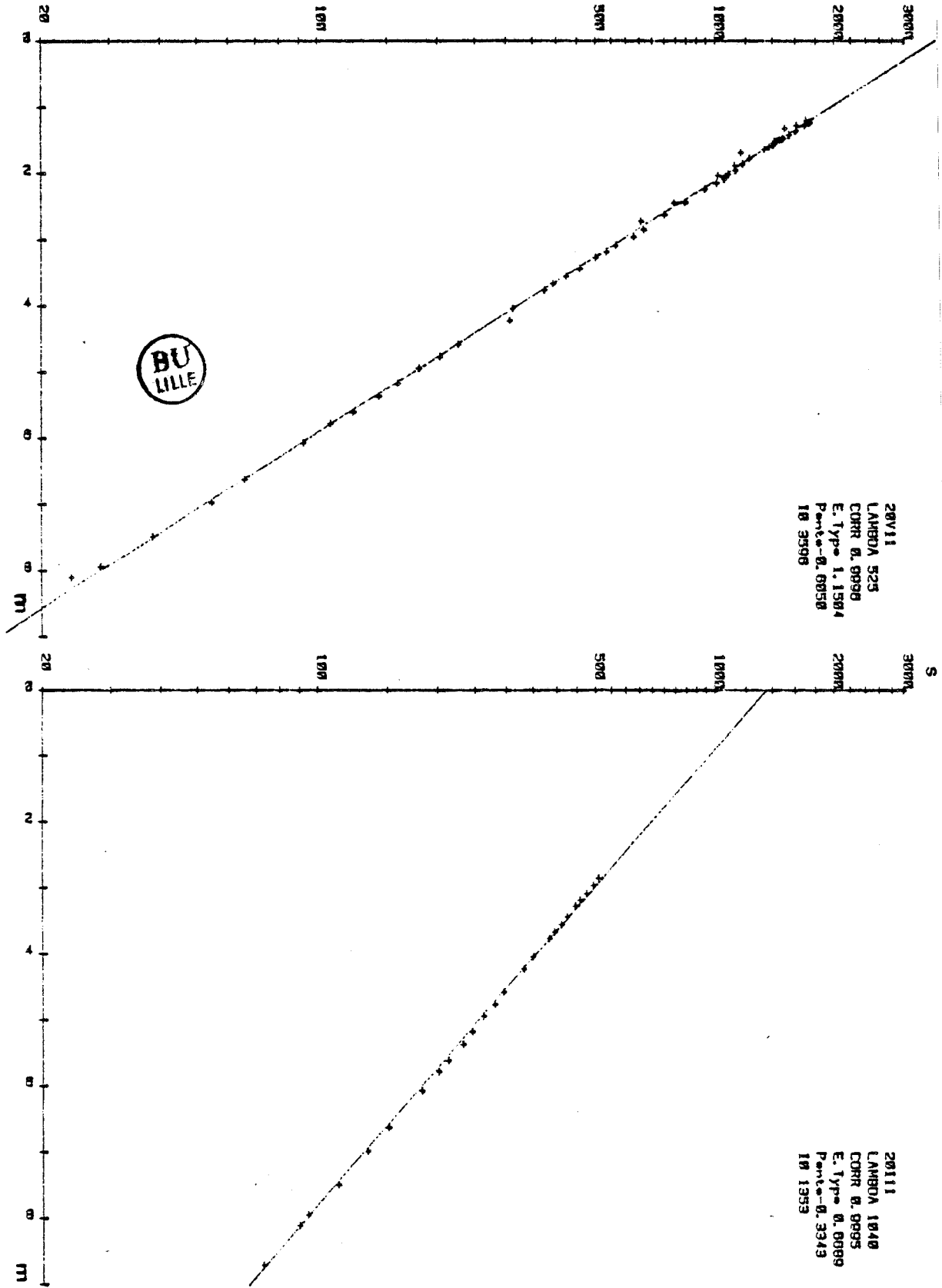


Fig. III-7. Courbe de Langley ($\log s(\lambda) = f(m)$) tracée pour une journée (20/11/81) pendant l'expérience ECLATS pour les longueurs d'onde de 525 et 1040 nm avec ajustement linéaire permettant d'en déduire (pente de la droite) l'épaisseur optique à la longueur d'onde donnée.

qui peut être soit calculée, soit évaluée à l'aide de tables ou d'abaques (W.M.O., 1971). Ceci est valable si on se place en dehors des bandes d'absorption de la vapeur d'eau qui introduirait une épaisseur optique d'absorption supplémentaire.

Si l'on dispose de deux longueurs d'onde, on peut utiliser les équations III-1 et III-2 pour calculer α et β . Si l'on a davantage de longueurs d'onde, en reprenant l'équation I-10, une régression linéaire entre $\text{Log}(\lambda)$ et $\text{Log } \delta(\lambda)$ donnera une droite de pente $-\alpha$ et d'ordonnée à l'origine ($\lambda = 1 \mu\text{m}$) égale à $\text{Log } \beta$.

Un exemple de cette méthode est donné figure III-7 à partir des mesures effectuées durant ECLATS avec un photomètre multispectral (Chaoui Roquai, 1984). On se limite en général à la montée (matin) ou à la descente (après-midi) du soleil, le trouble variant fréquemment entre les deux demi-journées à cause de la convection qui se développe ou du vent qui se lève. Malgré tout, on doit souvent s'en tenir à une série d'une ou deux heures de mesures parmi lesquelles on doit enlever les points aberrants correspondant à un passage de cirrus invisibles à l'oeil nu et qui introduit une épaisseur optique parasite.

III - 2.2. RESULTATS OBTENUS AVEC UN RESEAU DE PHOTOMETRIES DE VOLZ :

Ces résultats font l'objet de l'article suivant :

Les notations sont différentes des conventions choisies au départ en particulier pour :

$\delta_A(\lambda)$	noté	B_λ	pour les aérosols
$\delta(\lambda)$	noté	τ_λ	pour les autres constituants (O_3 , Rayleigh)
$L(\lambda)$	noté	I_λ	



CARACTÉRISTIQUES DU TROUBLE ATMOSPHÉRIQUE EN AFRIQUE DE L'OUEST

A. CERF

Laboratoire de physique de l'atmosphère
d'Abidjan

RESUME

Des mesures de trouble atmosphérique ont été effectuées à Abidjan, Lamto, Ouagadougou et Niamey depuis 1976. L'appareil utilisé est le photomètre de Volz à deux longueurs d'onde ($0,506 \mu\text{m}$ et $0,880 \mu\text{m}$). Les coefficients de trouble α et β d'Ångstrom sont analysés mensuellement et par saison (sèche et pluie). On observe tout au long de l'année des valeurs de trouble importantes, particulièrement lors des vents d'Harmattan qui mettent en suspension des poussières sahariennes. Les valeurs du coefficient α sont très faibles par rapport aux valeurs trouvées en zone tempérée. Ceci est dû à la granulométrie bien particulière des aérosols constitués uniquement d'éléments minéraux provenant du sol et non pas de pollution industrielle.

Introduction

L'O.M.M. dans ses recommandations conseille vivement des mesures de rayonnement et de trouble atmosphérique sur le plan mondial afin d'intégrer ces paramètres, jusqu'ici négligés, dans les modèles de circulation générale et de prévision. Ces mesures sont souhaitables particulièrement en zone tropicale qui est la source chaude du moteur thermique atmosphérique. En outre ces régions se tournent vers l'énergie solaire. Les études préliminaires nécessitent la connaissance du climat radiatif.

Divers rapports (1) (2) montrent l'intérêt de ces mesures et leur nécessité dans les régions au réseau météorologique peu dense comme c'est le cas en Afrique de l'Ouest.

Fort peu de mesures de rayonnement sont effectuées en Afrique. Un réseau radiométrique cohérent commence à être installé au Sahel sous l'égide du PNUD (Nations-Unies). Les pays africains sont très intéressés par l'énergie solaire et les études des causes et remèdes à la sécheresse. Il serait souhaitable que le réseau se développe. Un bon réseau permettrait d'avoir des points vérifiés au sol pour les mesures satellitaires. Celles ci sont faussées dans ces régions par le trouble atmosphérique important dû aux aérosols. Les corrections à introduire nécessitent l'étude des caractéristiques optiques des aérosols et en particulier leur indice complexe et leurs coefficients d'absorption et de diffusion. La connaissance de ces paramètres permettrait de mieux cerner le climat radiatif africain à l'aide de satellites tels que Météosat sans nécessiter un réseau radiométrique au sol à mailles très serrées.

L'utilisation de l'énergie solaire par l'intermédiaire de grosses centrales électriques ou directement pour la climatisation constitue une source d'énergie propre et inépuisable. On peut penser qu'elle sera économiquement rentable dans un délai relativement bref. Les pays africains, de par leur position géographique sont, à ce point de vue, très favorisés; cependant le développement des masses nuageuses de la ceinture équatoriale et la présence des couches d'aérosols en suspension dans l'air diminue fortement l'énergie disponible. Dans ces conditions, la sélection des sites favorables à l'implantation des centrales solaires et l'étude préalable de leur rentabilité revêt une importance considérable.

Un problème plus immédiat est celui de la sécheresse en zone sahélienne dont la gravité a amené la création du Comité Permanent Interétats de Lutte contre la

Sécheresse dans le Sahel (CILSS). Les études radiométriques peuvent servir à définir les relations réciproques entre la sécheresse et les zones de trouble atmosphérique intense.

En effet si une partie du rayonnement est absorbée par les aérosols, il y a échauffement moindre du sol, diminution de la convection, stabilisation des basses couches et donc diminution de la pluviométrie.

Le rapport (2) fait état des modifications éventuelles du climat local dues à la présence d'aérosols dans l'atmosphère. En particulier, la désertification amène une dégradation du couvert des sols qui, n'étant plus protégés sont soumis à l'érosion éolienne génératrice de vents de sable. Les aérosols en suspension provoquent une modification de la transmission du rayonnement et de l'albédo du système terre-atmosphère. De là des changements non négligeables des températures au sol avec toutes les conséquences sur l'environnement, l'évaporation d'où la pluviométrie. L'albédo terrestre sera modifié également, aussi bien du fait du changement du couvert végétal que par la présence de brumes sèches qui modifient sensiblement l'énergie disponible au sol. Par ailleurs, ces brumes sèches provoquent un effet de serre important dans la mesure où elles font écran à la transmission du rayonnement tellurique vers l'espace. Prospero et Carlson (3) ont montré que le début de la sécheresse au Sahel a coïncidé avec d'importants transferts de poussière sahariennes qui ont atteint la Côte Ouest des Etats Unis.

Définitions :

Le rayonnement solaire direct doit traverser l'atmosphère avant d'atteindre le sol. Il sera réfléchi, absorbé et diffusé et une partie seulement de cette énergie extra-terrestre sera utilisable (Fig. 1, d'après Coulson (4)). L'épaisseur d'atmosphère traversée dépendra de la position du soleil et de sa hauteur sur l'horizon (Fig. 2 d'après Robinson (5)).

Le chemin optique relatif des rayons directs dans l'atmosphère ramené à l'épaisseur de l'atmosphère standard homogène ($t = 15^{\circ} C, p = 760 \text{ mm Hg } H = 8430 \text{ m}$) peut s'exprimer par $m = 1 / \sin h$ ($m = 1$ pour $h = 90^{\circ}$). Pour $h > 15^{\circ}$ soit $m < 4$, on néglige la réfraction des rayons lumineux qui augmente le trajet lorsque le soleil est bas sur l'horizon.

Le coefficient d'extinction B_{λ} du rayonnement solaire direct par les aérosols, ramené à l'épaisseur

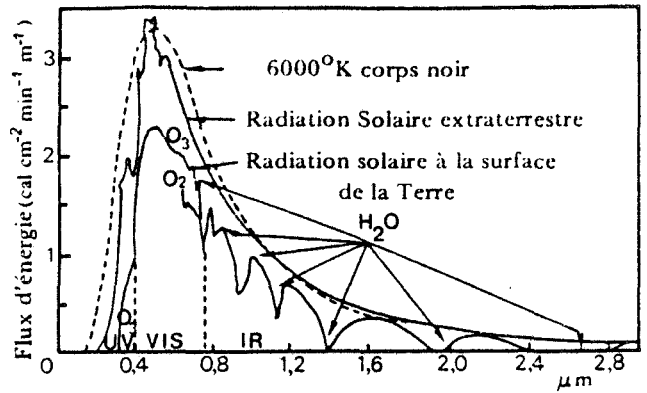


Fig. 1 : Distribution spectrale du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère et au niveau du sol.

d'une atmosphère, est défini pour une longueur d'onde λ par B_{λ} dans l'équation :

$$I_{\lambda} S = I_{0\lambda} \cdot \exp [-(\tau_{R\lambda} + \tau_{O_3\lambda} + B_{\lambda}) m]$$

- I_{λ} : intensité énergétique spectrale au point d'observation
- $I_{0\lambda}$: intensité énergétique spectrale extra-terrestre à la distance moyenne du soleil
- S : facteur de correction par rapport à la distance moyenne du soleil
- $\tau_{R\lambda}$: coefficient de diffusion Rayleigh des molécules de l'air
- $\tau_{O_3\lambda}$: coefficient d'absorption pour l'ozone
- m : épaisseur d'air traversée ramenée à l'épaisseur de l'atmosphère standard au niveau de la mer.

On en tire :

$$B_{\lambda} = \frac{1}{m} \ln \frac{I_{0\lambda}}{I_{\lambda} S} - (\tau_{R\lambda} + \tau_{O_3\lambda})$$

et $\tau_{\lambda} = m \cdot B_{\lambda}$ épaisseur optique spectrale des aérosols

Le photomètre ne mesure pas directement I_{λ} , mais la déviation de l'ampèremètre de mesure est proportionnelle à cette quantité. Ayant étalonné l'appareil pour obtenir la déviation correspondant au rayonnement extra-terrestre, le rapport de la mesure à cette dernière déviation donne $I_{\lambda} / I_{0\lambda}$.

La somme des coefficients de diffusion Rayleigh et d'absorption par l'ozone est donnée par des tables (6). L'épaisseur optique relative de l'air traversée m_h est reliée à l'épaisseur absolue par l'équation.

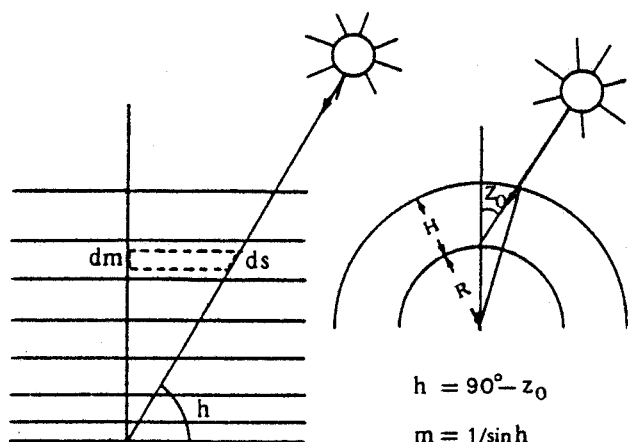


Fig. 2 : Définition du chemin optique relatif m

$$m_h = m_0 (p/p_0)$$

Ce paramètre est calculé en fonction de la position géographique du point de mesure et de l'heure mesurée à la minute près ce qui permet de déterminer la hauteur du soleil et partant l'épaisseur d'atmosphère traversée par le rayonnement solaire direct. p est la pression à la station de mesure et p_0 la pression standard au niveau de la mer.

Son rapport de la distance réelle de la terre à la distance moyenne est calculé par une formule empirique précise (7).

Le coefficient B_λ peut s'exprimer d'après Angstrom (8) sous la forme

$$B_\lambda = \beta \lambda^{-\alpha}$$

où

λ est la longueur d'onde considérée

β est le coefficient d'extinction pour $\lambda = 1 \mu\text{m}$

α est un facteur relatif à la distribution granulométrique des particules responsables de cette extinction.

β donne une mesure de la quantité de matière diffusante dans l'atmosphère tandis que α donne une indication sur la distribution granulométrique de ces particules.

Les aérosols ayant une concentration en grosses particules relativement élevée, tendent à diffuser la lumière de grande longueur d'onde (rouge) plus fortement que les aérosols ayant une proportion élevée de petites particules. Un aérosol ayant de grosses particules donnera donc une valeur faible de α , tandis qu'un

aérosol constitué de petites particules donnera une plus grande valeur de α . Par exemple, un air continental «normal» en zone tempérée, correspond à une valeur de α comprise entre 1 et 1,5, tandis que pour un air chargé d'aérosols provenant du désert on trouve des valeurs de α proches de 0. Ce dernier cas est le plus souvent observé en Afrique de l'Ouest.

Appareillage utilisé.

La figure 3 montre un schéma du photomètre de Volz (9) utilisé pour nos mesures. Il permet de mesurer l'intensité énergétique spectrale du rayonnement direct pour deux longueurs d'onde :

$\lambda_1 = 0,506 \mu\text{m}$ ($\Delta\lambda = 0,050 \mu\text{m}$) filtre à absorption Kodak
 $\lambda_2 = 0,880 \mu\text{m}$ ($\Delta\lambda = 0,030 \mu\text{m}$) filtre interférentiel

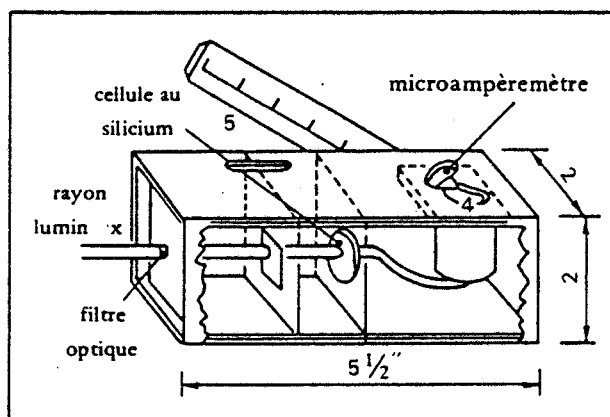


Fig. 3 : Schéma du photomètre de Volz

Le détecteur est une cellule au silicium dont le maximum de sensibilité est compris entre 0,6 et 1,1 μm (fig. 4).

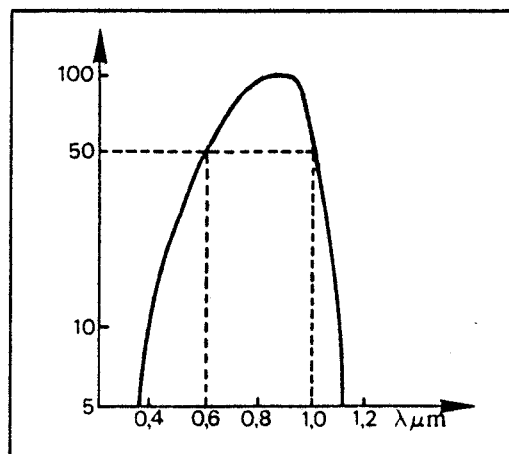


Fig. 4 : Sensibilité du détecteur au silicium

Ces longueurs d'onde ne sont absorbées par aucun

des constituants de l'atmosphère sauf par l'ozone dont on tient compte par le terme τ_{03} . Le coefficient B_λ obtenu n'est fonction que de l'extinction due aux aérosols.

Les mesures sont effectuées tous les jours ensoleillés aux environs de 8 H, 12 H et 16 H T.S.V.. Les recommandations de l'O.M.M. (6) indiquent que la précision est la meilleure pour des hauteurs de soleil entre 15 et 30° soit $2 < m < 4$. En zone tropicale humide, il est difficile de faire des mesures pour des épaisseurs atmosphériques $m > 2,5$ du fait de la présence fréquente de nuages. La mesure est possible lorsqu'il y a une percée assez importante dans le couvert (le champ de l'appareil est de 2°).

La présence de cirrus fins ne modifie pas sensiblement les résultats, mais les jours sans mesures sont assez fréquents au cours de l'année, particulièrement à Abidjan et Lamto où la nébulosité est très souvent importante même en saison sèche.

Les deux longueurs d'onde du photomètre permettent de déterminer

$$B_1 = B(\lambda_1) \quad B_2 = B(\lambda_2)$$

et partant de calculer

$$\beta = B_1 \lambda_1^\alpha = B_2 \lambda_2^\alpha \quad \text{et} \quad \alpha = \frac{\log(B_1/B_2)}{\log(\lambda_2/\lambda_1)}$$

Le photomètre de Volz a été choisi, de préférence à un pyréliomètre plus précis, pour son faible coût, son mode d'emploi élémentaire et son entretien à peu près nul.

Ces qualités nous ont permis d'installer plusieurs stations, mais il aurait fallu pouvoir les réétalonner plus souvent pour ne pas perdre des mois entiers de données jugées douteuses. Un contrôle au moins tous les six mois est absolument nécessaire et si le nombre de stations est élevé, il faudrait un technicien employé à temps plein à ce travail.

En effet la précision de l'appareil est moyenne et il y a quelques défauts.

Une source d'erreur est que l'appareil a un champ de 2° environ. Il mesure donc le rayonnement direct plus celui du ciel circumsolaire. Si ce rayonnement additionnel est faible en cas de ciel clair, il peut ne pas être

négligeable lorsque le trouble atmosphérique est important. Il tend alors à sous-estimer ce trouble. C'est le cas des régions tropicales.

Un défaut plus grave, car non évaluable, est la détérioration des filtres.

Dès 1973, le filtre G ($0,5 \mu\text{m}$) fit l'objet de changements. A cette date, le filtre à absorption fut remplacé par un film Kodak-Wratten pour ajuster la longueur d'onde à exactement $0,500 \mu\text{m}$ (au lieu de $0,506 \mu\text{m}$ pour l'ancien filtre). Malheureusement, le nouveau filtre montra une plus grande sensibilité à la lumière. Sa transmission diminuait d'environ $1,5 \cdot 10^{-4}$ par mesure, ce qui sur un an amène une variation du coefficient d'étalonnage de plusieurs pour cent. C'est pourquoi Volz remonta à partir d'octobre 1975 le premier filtre ($\lambda = 0,506 \mu\text{m}$) plus stable.

A l'usage, il s'est montré, lui aussi, peu fiable et en 1977, Volz envoya une note aux utilisateurs pour les mettre en garde. Les instruments provenant de zones humides comme Abidjan semblent avoir particulièrement souffert.

Les filtres interférentiels également ont eu des baisses notables de transmission. Une des causes du phénomène semble être l'apparition de moisissures ou de bactéries. Un simple nettoyage suffit parfois à les éliminer, mais pour certains filtres, elles étaient très incrustées et il était nécessaire de les gratter. En attendant de trouver un remède, Volz construit ses nouveaux modèles avec des supports de filtres faciles à démonter pour contrôle et nettoyage. Il conseille, en outre, de les entreposer en un endroit sec entre les mesures. Or, ceci n'est pas toujours possible. Si on les garde dans un lieu climatisé, de la condensation se forme lorsqu'on les sort pour la mesure, particulièrement dans les régions tropicales humides. Volz conseille de démonter, nettoyer et contrôler les filtres tous les six mois.

Il semble que le problème de la dégradation des filtres soit maintenant résolu. Les couches filtrantes sont parfaitement isolées de l'air, principalement grâce à un vernis sur la tranche du filtre (conclusion faite à la suite d'un entretien personnel récent, août 1980, avec Volz).

Par contre, les cellules photodétectrices au silicium n'ont pratiquement pas varié en sensibilité.

Résultats des mesures effectuées en divers points du globe

Les premiers travaux modernes de détermination des facteurs du trouble par la méthode décrite ont été effectués par Ångström (8) (10) et Volz (11). La méthode suggérée par Herovanu (12) a été reprise, simplifiée et étendue par Ångström (8). Sa proposition empirique de poser $B(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha}$ est inspirée des résultats théoriques obtenus par Van de Hulst (13), Foitzik (14) et Junge (15).

Junge montre que l'expression ci-dessus de $B(\lambda)$ est valable si la distribution granulométrique de l'aérosol est de la forme .

$$dN = -kr^{-\gamma} dr$$

où dN est le nombre de particules dans l'intervalle dr centré sur le rayon r et k une constante dépendant des paramètres physiques caractéristiques des particules et de leur masse totale. Dans ces conditions, on aboutit à $\gamma = \alpha + 2$ et α est donc représentatif de la distribution granulométrique de l'aérosol.

Les résultats d'Ångström (8) ont trait à des mesures effectuées en Europe Centrale (Potsdam et Davos) par Hoelper (16) et Schüepp (17). Si l'on considère seulement les valeurs hivernales, les valeurs de α varient de 1 à 3 avec un maximum marqué de 1,3 à 1,4, et des maxima secondaires entre 2 et 3 et inférieurs à 1 (fig. 5 et 6).

Les mesures citées par Ångström (10) montrent une forte variation annuelle de α avec un maximum supérieur à 2 en été (fig. 6) ce qui correspond à un déplacement du spectre granulométrique vers les petites particules à cette saison. Quant au coefficient de trouble β il est en général inférieur à 0,1, atteignant 0,15 dans des conditions particulièrement troublées en été.

A partir de ces mesures, la valeur de $\alpha = 1,3$ a été choisie comme valeur standard à prendre dans le cas où on ne dispose que d'une longueur d'onde (ou intervalle de longueur d'onde) et où on ne peut donc déterminer α (6) (18).

Volz (19) donne le résultat de mesures effectuées en Thaïlande pendant la saison sèche. Les valeurs de α sont sensiblement plus élevées qu'en Europe (de 1,5 à 2,2) ainsi que les valeurs du coefficient d'extinction. $B(\lambda = 0,5 \mu\text{m})$ qui varient de 0,2 à 0,4. Des

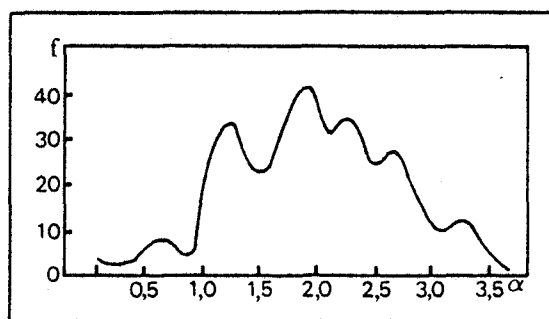


Fig. 5 a : Histogramme des valeurs de α à Postdam (1932-1936)

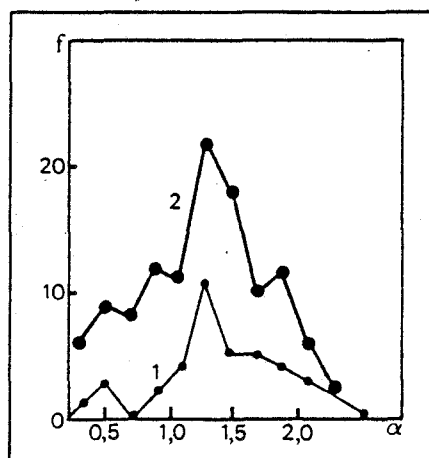


Fig. 5 b : Histogramme des valeurs hivernales de α à Postdam (courbe 1) et Davos (courbe 2).

valeurs de trouble aussi élevées ne sont observées aux latitudes moyennes que lors du passage des poussières issues du Sahara (20), ou après des éruption volcaniques très violentes susceptibles de projeter d'énormes masses d'aérosols jusque dans la stratosphère (21) (22). De même les agglomérations urbaines sont soumises à des valeurs de troubles atmosphérique élevé.

Flowers, Mc Cormick et Kurfis (23) ont effectué durant cinq années sur tout le territoire des Etats-Unis des mesures à l'aide de photomètres de Volz à une longueur d'onde ($\lambda = 0,5 \mu\text{m}$). Les valeurs de $B(\lambda)$ sont en général inférieures à 0,1 mais atteignent 0,5 et parfois l'unité dans des villes très polluées telle que Baltimore. Ils ont observé un trouble très important en Juillet 1964 sur la Côte Est ($B(\lambda) \sim 1$). Cette situation correspondait à la présence d'une couche d'air tropical couvrant cette zone.

Prospero, Carlson, Savoie et Nees (3) ont aussi observé des augmentations du trouble atmosphérique sur l'Atlantique.

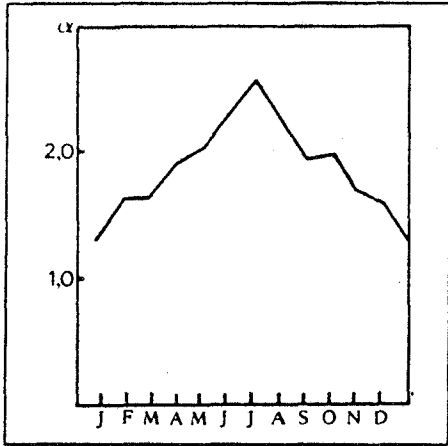


Fig. 6 : Variation annuelle de α à Postdam (1932-1936)

Elles sont dues à des arrivées d'air tropical chargé de poussières provenant du Sahara et atteignant la Côte Est des Etats Unis. Ces masses d'air sont caractérisées par un coefficient B ($\lambda = 0,5 \mu\text{m}$) élevé (0,3 en moyenne) et un coefficient α très bas ($\alpha < 0,4$) ce qui ne se rencontre pratiquement jamais en zone tempérée. Cette faible valeur de α est caractéristique des masses d'air provenant des régions arides (24) ce qui est confirmé par notre étude. Rangarajan (25) observe également de faibles valeurs de α en zone tropicale.

Les stations de mesures de trouble atmosphérique en Afrique de l'Ouest.

Nous avons installé ces stations à partir de 1975, mais elles ont connu un fonctionnement plus ou moins régulier du fait de la détérioration de certains filtres après quelques mois de fonctionnement. La difficulté de remise en état des instruments et de réétalonnage par F.E. Volz fait qu'il y a de longues périodes sans mesures. Cependant, le bilan saisonnier peut être significatif.

Les quatre stations principales sont, du sud au nord :

- Abidjan ($5^{\circ} 15' \text{N}$, $03^{\circ} 55' \text{W}$ - altitude : 6 m)
- Lamto ($6^{\circ} 13' \text{N}$, $05^{\circ} 02' \text{W}$ - altitude : 105m)
- Ouagadougou ($12^{\circ} 21' \text{N}$, $01^{\circ} 31' \text{W}$ - altitude : 312 m)
- Niamey ($13^{\circ} 30' \text{N}$, $02^{\circ} 08' \text{E}$ - altitude : 216 m)

Abidjan se trouve en zone équatoriale humide au bord du Golfe de Guinée et les mesures sont souvent impossibles à cause de la couverture nuageuse.

Lamto à 200 km au Nord d'Abidjan est dans une

zone de savanes arborées avec encore une nébulosité importante.

Les deux autres stations sont dans les zones de savane sahélienne plus favorables au point de vue ensoleillement et la fréquence des mesures est plus élevée. La quantité d'aérosol y est aussi plus importante.

La climatologie de ces régions est régie par le déplacement du Front Intertropical entre 6°N en janvier et 20°N en août. Le F.I.T. est la frontière entre l'air maritime humide des régions équatoriales, caractérisé par des vents de secteur S.W. appelés mousson, et l'air continental sec saharien, caractérisé par des vents de secteur N.E. (fig. 7). La structure du F.I.T. habituellement admise est celle de J. Detwiller (fig. 8). Sa position au cours de l'année conditionne les saisons.

Son évolution est représentée figure 9. La traversée du F.I.T. est généralement caractérisée par une diminution de l'humidité, et surtout par un changement de l'orientation des vents en altitude.

Les stations d'Abidjan et Lamto sont caractérisées par quatre saisons :

- *La grande saison sèche* (mi-novembre à mi-avril) : la pluviométrie est très réduite et se limite à quelques averses orageuses nocturnes ou matinales en mars et avril.

Du 15 décembre au 15 janvier, on peut avoir une trace au sol du F.I.T. très au Sud, caractérisée par un vent faible de secteur Nord appelé harmattan. Il peut se renforcer la nuit avec effet de brise de terre. On observe alors des brumes sèches (quelques jours par an).

- *La grande saison des pluies* (mi-avril à mi-juillet) : de puissants systèmes nuageux donnent des averses orageuses en avril-mai, puis des pluies de mousson pouvant durer un à deux jours, ainsi que des passages de lignes de grain (tornades) venant de l'Est. 65% des précipitations se produisent la nuit.

- *La petite saison sèche* (mi-juillet à mi-septembre) la trace au sol du F.I.T. étant très au Nord, l'interface turbulente n'est plus au-dessus de la zone côtière et on se trouve dans une masse d'air maritime relativement calme (on note une nette interruption des orages et des grains), permettant même des incursions d'alizés de S.E. donnant un beau temps très clair.

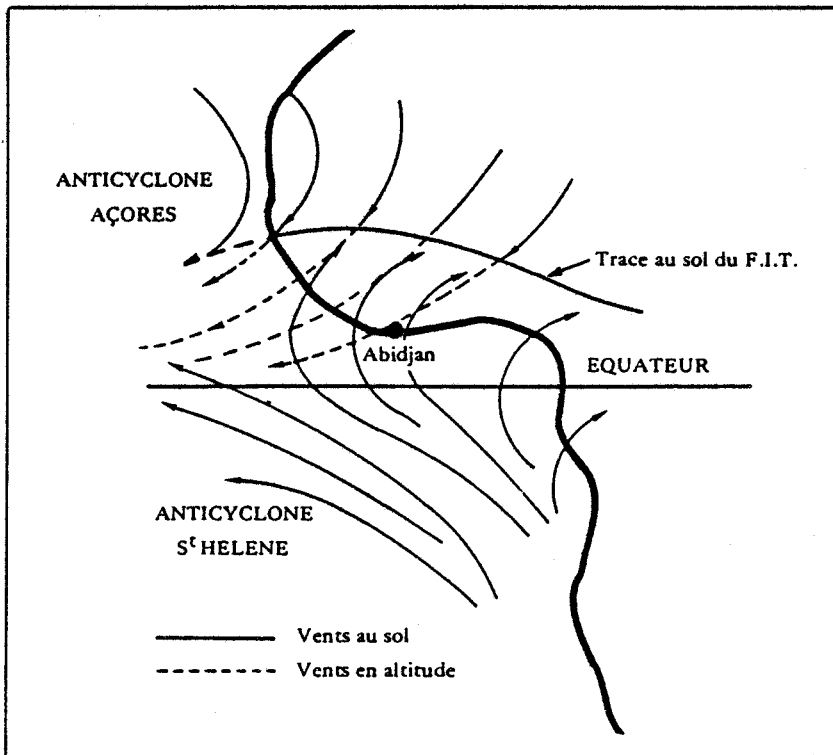


Fig. 7 : La circulation générale en Afrique de l'Ouest

- La petite saison des pluies (mi-septembre à mi-novembre) : elle correspond à la descente du F.I.T. vers le Sud, ce qui repousse vers la zone côtière l'interface turbulente et convective air maritime/air continental génératrice de pluies.

Toute l'année, les vents sont de S.W. en dehors des périodes d'harmattan et de quelques incursions des alizés du S.E.

Les deux stations sahéliennes sont soumises à deux

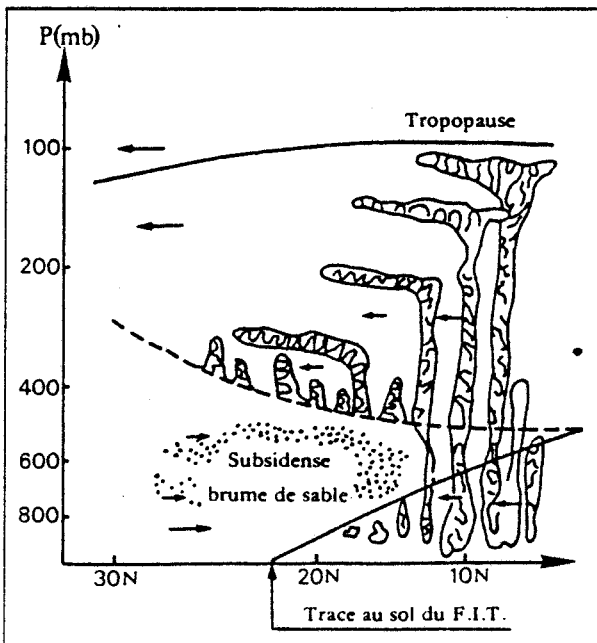


Fig. 8 : Structure du F.I.T. (Dettvuiller)

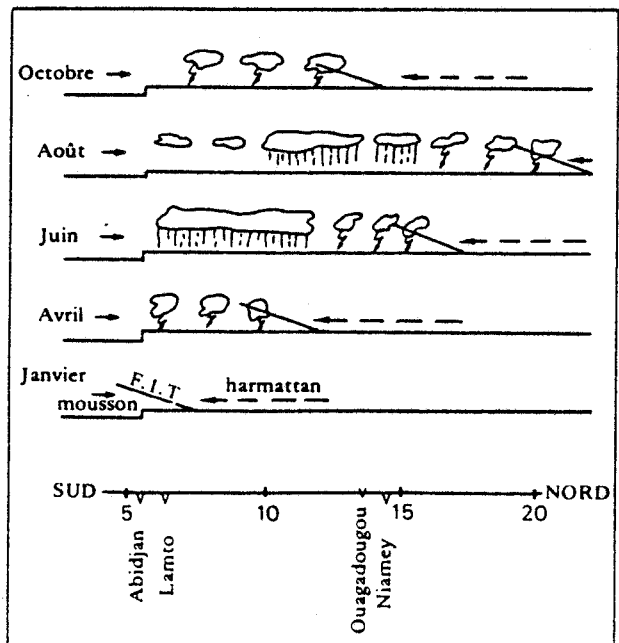


Fig. 9 : Mécanisme du climat en Côte d'Ivoire

saisons seulement. La zone convective de l'interface air maritime/air continental ne passant pas au Nord de ces régions, il n'y a qu'un passage annuel des précipitations. On distingue donc :

- *Une saison sèche* (de novembre à avril) : les vents sont alors de secteur E à N.E. et transportent souvent des poussières provenant de la région du Ténére et du Tchad. Ces jours-là, la visibilité est réduite à quelques centaines de mètres, surtout à Niamey (90 jours/an), mais aussi à Ouagadougou (21 jours/an).

- *Une saison des pluies* le reste de l'année : la pluviométrie est due principalement à des orages violents se déclenchant surtout l'après-midi et la nuit par suite de la convection diurne due à l'échauffement important des basses couches. Les lignes de grain venant de l'Est qui traversent cette zone avec une périodicité de quelques trois jours, participent également à la pluviométrie violente de cette saison.

Que ce soit dans la première ou la deuxième zone, les jours suivant les pluies sont souvent très clairs et propices à des mesures d'étalonnage d'instruments de rayonnement. En effet, l'atmosphère lavée des poussières en suspension est très limpide.

Présentation des résultats

La figure 10 donne une vue d'ensemble des mesures

effectuées dans les quatre stations. Les courbes I et II correspondent respectivement aux valeurs mensuelles de α et β .

On a éliminé les mesures comprises entre deux étalonnages incohérents. Il était prévu un réétalonnage tous les six mois avec un standard conservé au laboratoire en Abidjan. Ce programme n'a pu être assuré par manque de temps et de crédit. Il a été constaté une détérioration parfois très rapide des filtres due selon le professeur Volz à l'humidité, bien que les appareils en zone sèche subissent eux aussi une détérioration très rapide.

La figure 11 montre un exemple de résultats journaliers sur un an à Ouagadougou.

Les tableaux 1 à 3 présentent les détails des résultats mois par mois pour chaque station. Les coefficients d'extinction B et β sont ramenés à une épaisseur de 1 atmosphère et calculés en base e suivant les recommandations de l'O.M.M. (6). Pour chaque mois, est indiqué le nombre de points de mesure et pour chaque paramètre la moyenne, l'écart-type et le coefficient de variations

La figure 12 présente les histogrammes et fréquences cumulées saisonniers (saison des pluies et saisons sèches) pour les coefficients α et β dans les stations où la continuité des mesures l'a permis.

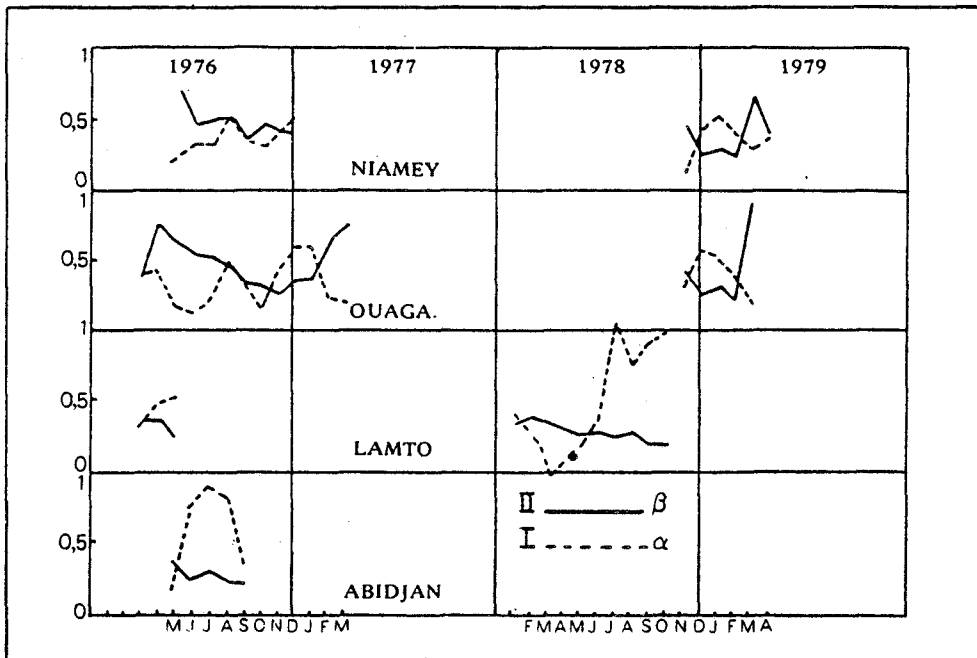


Fig. 10 : Valeurs mensuelles de α et β sur l'ensemble des stations

Pour chaque station, on a choisi respectivement :

sèche

Figure 12.a : Abidjan - Mai à octobre 1976 saison des pluies

Quelques paramètres statistiques saisonniers forment le tableau 4. Ce sont :

Figure 12.b : Lamto - Mars à avril 1976 saison sèche

Figure 12.c : Lamto - mai à octobre 1978 saison des pluies

N : nombre de mesures durant l'époque considérée

x : moyenne arithmétique du paramètre mesuré

σ : écart-type

V : coefficient de variation en %

Figure 12.d : Ouagadougou - novembre 1978 à mars 1979 saison sèche

Figure 12.e : Ouagadougou - juin à septembre 1976 saison des pluies

D : classe dominante de l'histogramme

Me : médiane

Q_1, Q_2, Q_3, Q_4 : Quintiles.

Figure 12.f : Ouagadougou - novembre 1976 à mars 1977 saison sèche

Figure 12.g : Niamey - mai à octobre 1976 saison des pluies

L'histogramme 12.i correspond à une période particulièrement troublée étudiée ultérieurement et les

figures 13 et 14 résument l'ensemble des histogrammes en présentant les valeurs moyennes et écart-type de

α et β des figures précédentes ainsi que les fréquences

Figure 12.h : Niamey - novembre 1978 à avril 1979 saison sèche

Figure 12.i : Niamey - 1er au 11 mars 1979 saison

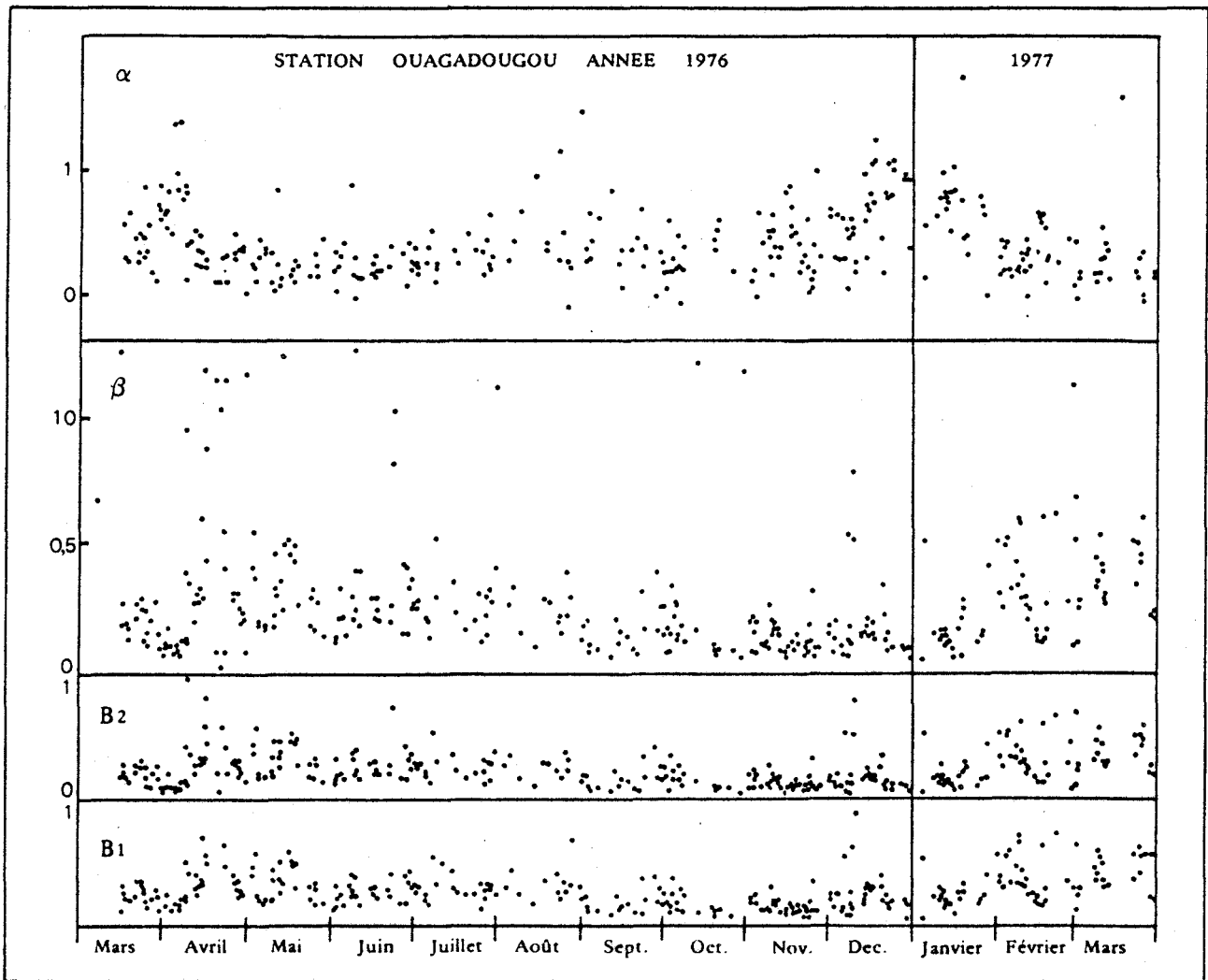


Fig. 11 : Exemple de résultats journaliers sur un an à Ouagadougou

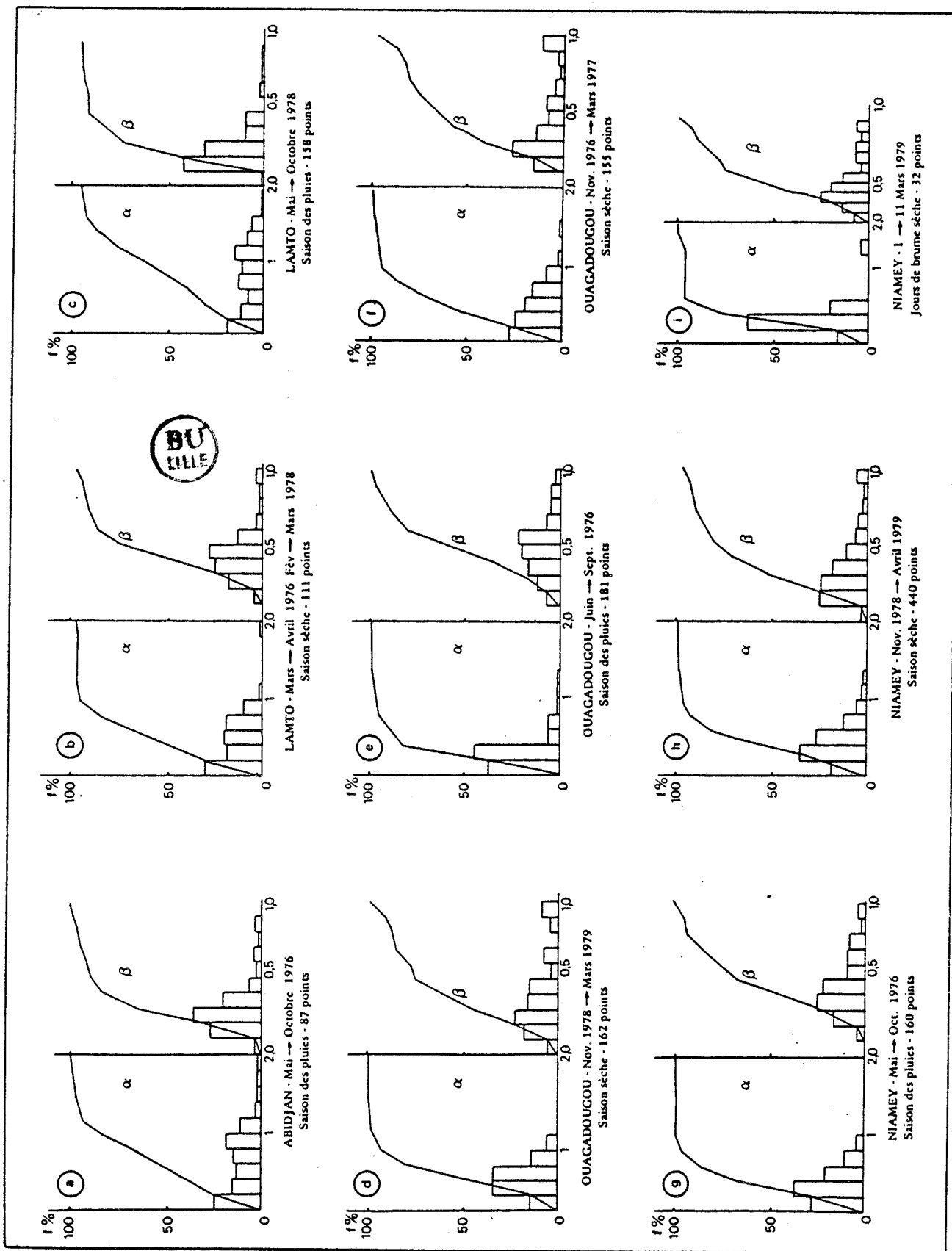


Fig. 12 : Histogrammes et fréquences cumulées de α et β saisonnier par station

cumulées pour quelques stations.

Analyse des résultats

Les courbes des fréquences cumulées des valeurs de β indiquent une croissance du trouble dès que l'on passe du littoral, soumis la plupart du temps à un air maritime aux stations de l'intérieur (fig. 13). Dès Lamto (200 km à l'intérieur des terres), cette tendance est sensible et s'accroît à Ouagadougou et Niamey qui ont des caractéristiques de trouble atmosphérique semblables (fig. 12).

Sauf à Abidjan, la valeur de β est rarement inférieure à 0,2 ce qui, d'après les normes O.M.M. (6) correspond à la limite au-dessus de laquelle l'atmosphère est dite brumeuse. Même à Abidjan, durant la saison des pluies, époque à laquelle l'atmosphère est la plus limpide, β est inférieur à 0,1 (norme O.M.M. au-dessous de laquelle on a des conditions d'atmosphère très claire) dans 2 % des cas seulement.

A Abidjan, dans 60 % des cas, on a β compris entre 0,2 et 0,4 alors qu'à l'intérieur du continent il est entre 0,2 et 0,6. Il y a peu de différence entre saison sèche et saison des pluies, alors qu'en fait le trouble est plus important durant la saison sèche. Les mesures par les méthodes photométriques sous-estiment le coefficient de trouble moyen. En effet, certains jours le trouble est tel qu'il n'y a pas d'ombre et que l'on ne peut viser le soleil avec le photomètre, la visée consistant à faire tomber le spot lumineux fourni par un rayon solaire traversant un œilleton sur un repère.

La variabilité est plus grande pendant la saison sèche du fait qu'il y a des jours très troublés (vents d'harmattan) aussi bien que des jours très limpides (hautes pressions sur la région). Les histogrammes montrent que la classe 0 - 0,1 n'est pas inexistante (quelques %) et que la dernière classe ($> 0,9$) est parfois importante mettant en évidence des situations de trouble atmosphérique très élevé (saison sèche 1978/79 à Niamey).

Le coefficient α tend à diminuer du Sud au Nord (fig. 13). 60 % des mesures sont comprises entre 0,2 et 1,0 pour Abidjan, entre 0,1 et 0,7 pour Lamto et Ouagadougou et entre 0,15 et 0,6 pour Niamey. La dispersion des résultats est beaucoup plus grande en Abidjan et ceci s'explique par le fait que l'on peut être dans une masse d'air continental à faible valeur de α (de 0 à 0,4) ou dans une masse d'air maritime

à plus forte valeur de α . Le résultat général que l'on peut déduire est que la valeur standard $\alpha = 1,3$ ne convient pas en zone tropicale. Dans le cas où sa détermination serait impossible, il est préférable de choisir $\alpha = 0,35$ en air continental et 0,8-0,9 sur la côte lorsqu'elle est soumise à un flux d'air maritime.

β étant déduit du coefficient d'extinction B_λ par $\beta = B_\lambda \lambda^\alpha$, pour une valeur de $B = 0,5$ à $0,5 \mu\text{m}$, on obtiendrait pour :

$$\begin{aligned} \alpha = 1,3 & \quad \beta = 0,2 \\ \alpha = 0,8 & \quad \beta = 0,3 \\ \alpha = 0,4 & \quad \beta = 0,4 \end{aligned}$$

Le coefficient de trouble est donc très variable suivant la valeur de α . Prendre en zone tropicale la valeur standard de α déterminée pour les zones tempérées revient à sous-estimer très largement le trouble atmosphérique.

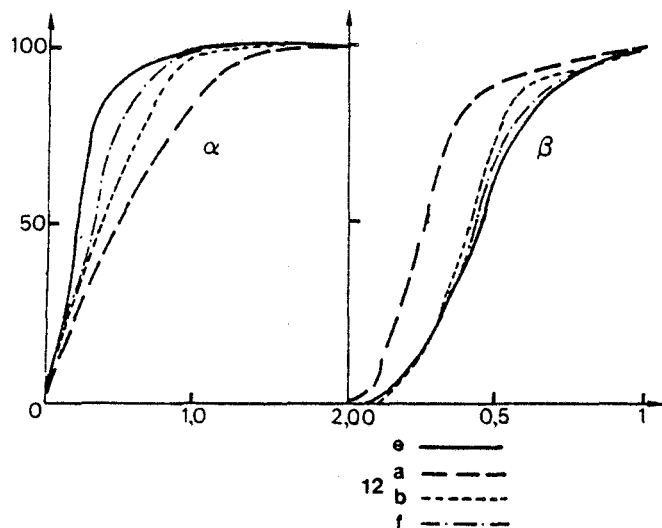


Fig. 13 : Fréquences cumulées de α et β saisonniers pour quelques stations

En passant de l'air maritime à l'air continental, on passe donc à un aérosol de densité optique plus importante et de spectre granulométrique déplacé vers les grosses particules.

ETUDE DE QUELQUES CAS PARTICULIERS

Trouble atmosphérique dans le Golfe de Guinée

Quelques campagnes de mesure ont été possibles en mer grâce aux missions effectuées par la Marine Nationale Ivoirienne et à celle du «Capricorne», navire océano-

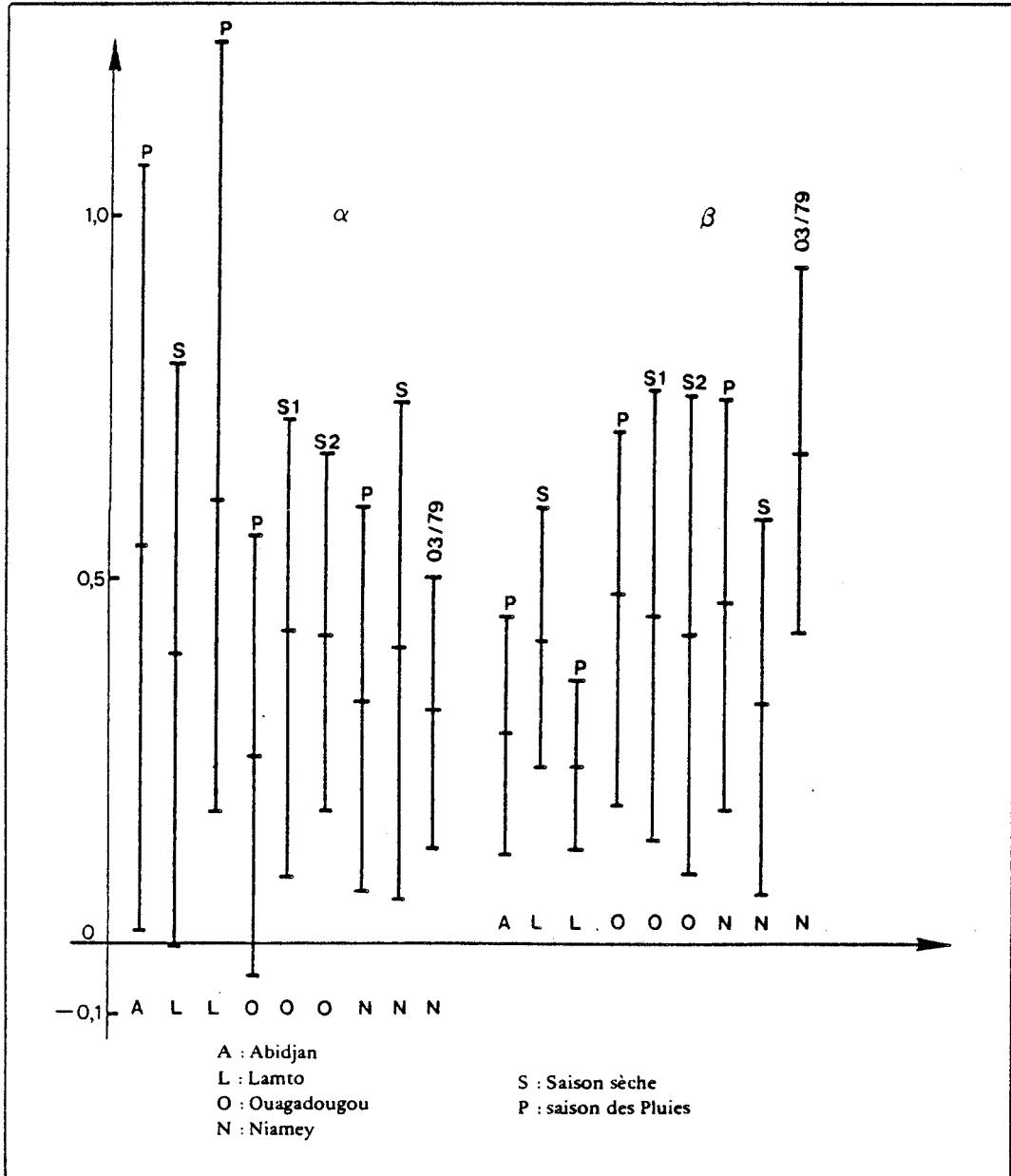


Fig. 14 : Valeurs moyennes et écart-type de α et β par station

graphique français en place dans le golfe de Guinée pour les opérations POS 1 et POS 2 dans le cadre de la PEMG-WAMEX.

Du 29 Mars 1976 au 2 Avril 1976 des mesures ont été effectuées par Delmas (Laboratoire de Physique de l'Atmosphère d'Abidjan) sur le trajet Dakar-Abidjan le long de la côte (Fig. 15). Pendant les trois premiers jours, l'expédition rencontra des conditions d'Harmattan avec présence de brume sèche. Le coefficient de trouble était assez élevé ($\beta = 0,5$), tandis que α était assez bas ($\alpha = 0,3$), ce qui correspond bien aux valeurs

des paramètres du trouble caractéristique des masses d'air continentales inter-tropicales. Le fait caractéristique est le passage de la trace au sol du FIT le soir du troisième jour. Le coefficient β a alors augmenté considérablement (près de 1), tandis que α fluctuait par une augmentation puis une diminution brutale avant de croître à nouveau après la traversée du F.I.T. (Fig. 16a) Ceci semblerait indiquer que l'interface air continental/air maritime est soit une sorte de barrière, où s'accumulent les aérosols, soit ce qui est plus vraisemblable, une zone de contact des aérosols continentaux secs et de l'air marin humide ce qui modifierait leurs caractéris-

tiques optiques. La diminution de α indique un déplacement du spectre granulométrique vers les grosses particules, ce qui est explicable car la capture d'eau par les particules hygroscopiques qui constituent l'aérosol continental (argiles en particulier). Ces particules grossissant, leur section efficace (optique) augmente ce qui entraîne l'augmentation du coefficient de trouble β constatée.

La deuxième campagne du 18 au 20 Mai 1976, se déroula le long du méridien d'Abidjan jusqu'à 2°S. Les analyses chimiques (27) ne montraient pas de présence d'aluminium, caractéristique des aérosols continentaux. Par contre le chlore et le sodium étaient prépondérants. On était donc bien dans un aérosol exclusivement maritime ce qui est confirmé par la position du FIT très haut à cette époque ($>15^{\circ}$ N).

Les valeurs de β faibles ($\sim 0,2$) par rapport à celles d'un air continental indiquent cependant un trouble relativement élevé (Fig. 16b) α est fluctuant mais assez faible en moyenne ce qui implique un aérosol constitué de grosses particules. Ce dernier point est vérifié par les études granulométriques de Crozat (27) et Domergue (28).

Du 14 au 29 Janvier 1979, un photomètre a été embarqué sur le Capricorne qui était positionné près de l'Equateur sur le méridien d'Abidjan. Les résultats (Fig. 17) sont plus significatifs d'une masse d'air maritime. β reste faible mais α est plus élevée (de 0,4 à 1,1).

Etude d'une situation de brume sèche à Niamey

Le premier trimestre 1979 a été marqué à Niamey par de nombreux jours de brume sèche durant lesquels la visibilité a diminué jusqu'à moins d'un kilomètre : 12 jours en Janvier, 8 jours en Février et 22 jours en mars (Fig. 18). Certains de ces jours, la mesure fut impossible, la faiblesse du rayonnement direct ne permettant pas de distinguer les ombres.

Les valeurs de α restent faibles mais dans les normes habituelles alors que β atteint des valeurs très élevées, jusqu'à 1,5 et même 1,9 un jours particulièrement troublé. Nous avons sélectionné la période du 1 au 11 mars durant laquelle il y eut de la brume sèche sans discontinuité.

Le tableau 4 et l'histogramme de la figure 12i donnent les éléments statistiques de cette période.

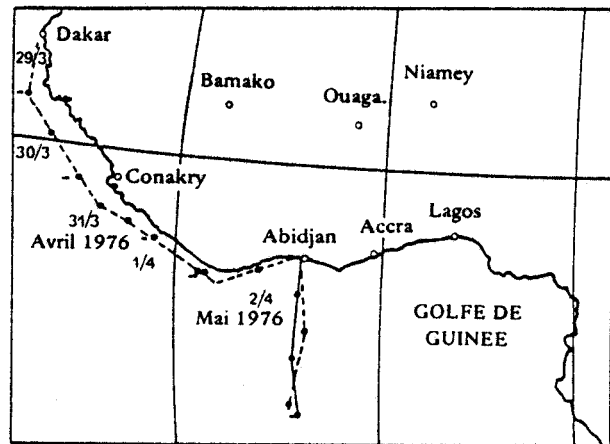


Fig. 15 : Trajet des expéditions en mer (1976)

Les valeurs moyennes des coefficients d'extinction B (λ_1) et B (λ_2) furent respectivement de 0,85 et 0,70 avec des écarts types de l'ordre de 0,25. Un coefficient d'extinction de 1 signifie que le rayonnement solaire extraterrestre direct est réduit à sa fraction 0,37 au niveau du sol. 63 % du rayonnement a donc été diffusé ou absorbé par les aérosols, les parts respectives de la diffusion et de l'absorption étant actuellement inconnues. Si l'on suppose l'absorption négligeable devant la diffusion, on aurait donc un rapport diffus/global de l'ordre de 65 % pour un ciel sans nuage, valeur inimaginable en zone tempérée.

Si l'on prend la statistique globale de la saison sèche 1978-1979 (novembre 1978 à avril 1979, tableau 4, figure 14), cette dernière n'apparaît pas comme particulièrement troublée. Ceci est dû au fait que décembre, fin janvier et la première quinzaine de février furent particulièrement clairs pour la saison (tableau 3, figure 18).

Au cours de ce premier trimestre 1979, on peut constater que la visibilité et le facteur de trouble β varient assez bien en opposition. Ceci est exceptionnel et se produit dans le cas d'une couche bien établie et d'épaisseur peu variable. En effet dans le cas général, on peut avoir une bonne visibilité horizontale malgré un facteur de trouble important dû à une couche peu dense mais épaisse et dans ce cas β et la visibilité ne sont pas du tout anticorrélés.

Quelques valeurs de trouble obtenues en Europe et en Afrique du Nord

Ces mesures ont été effectuées au cours de divers voyages avec un photomètre qui était en fonctionnement

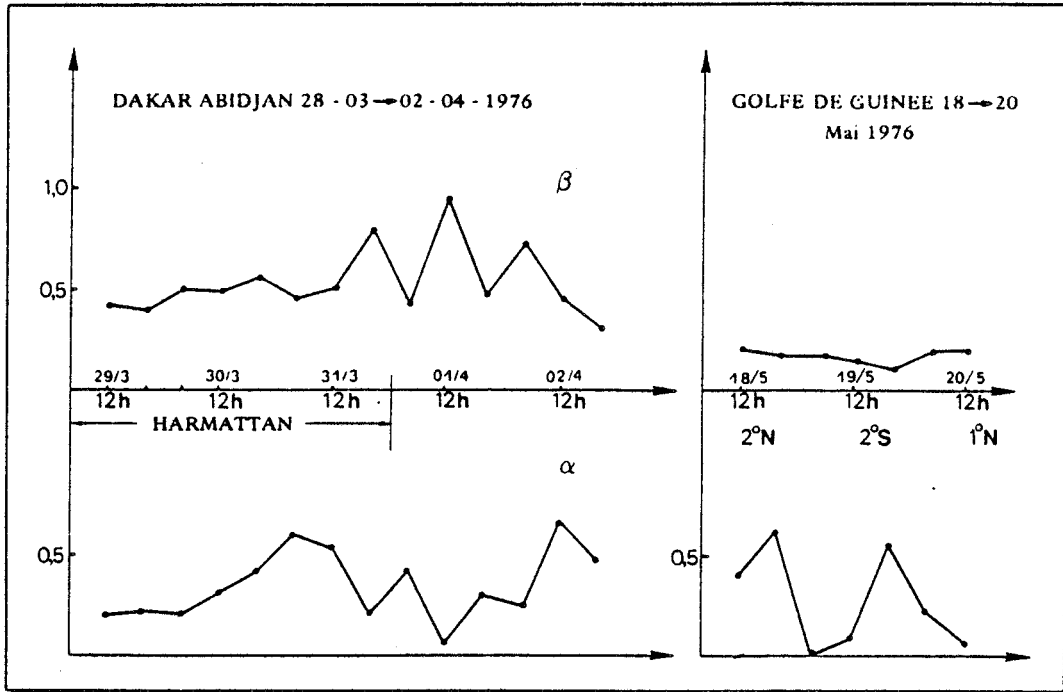


Fig. 16 : Résultat des mesures en mer (α et β journaliers) (1976)

en Afrique de l'Ouest.

Les valeurs de α sont alors compatibles avec celles de la littérature et affirment la validité des mesures en Afrique de l'Ouest malgré la précision moyenne de l'appareil.

Deux semaines de mesure ont été faites à Djerba (Tunisie) (Fig. 19). Cette île à quelques kilomètres au Nord de la Côte est soumise la plupart du temps à une influence maritime. Cependant le vent est parfois de

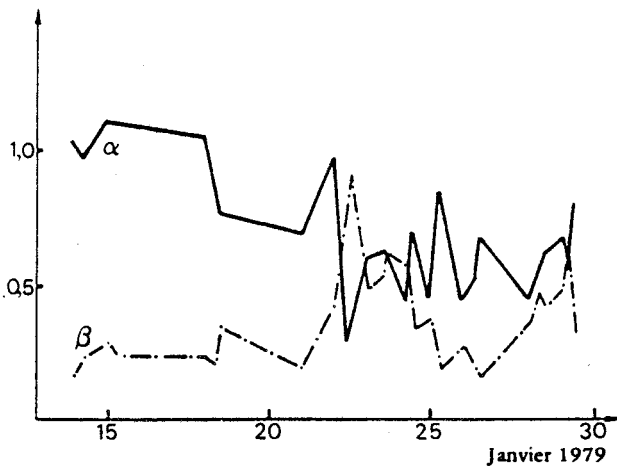


Fig. 17 : Résultat des mesures en mer (1979)

secteur sud donnant des ciels laiteux. C'est ce qui s'est produit pendant la période de mesure les 1,2,3 et 8,9, 10 Aout 1976. On a alors diminution de α et augmentation de β sans atteindre cependant les valeurs d'Afrique occidentale. La masse d'air maritime est caractérisée par $\alpha = 1,6$ ($\sigma = 0,3$) et $\beta = 0,11$ ($\sigma = 0,045$) et l'air continental par $\alpha = 1,0$ ($\sigma = 0,3$) et $\beta = 0,22$ ($\sigma = 0,1$).

Les 14 et 15 Juillet 1976 à Montpellier on retrouve des valeur d'air maritime avec un ciel très clair, alors qu'à Djerba il reste quand même pollué par des poussières sahariennes, apportées par les vents de sable tant qu'il n'y a pas eu lessivage de l'atmosphère par la pluie. Les valeurs trouvées sont :

$$\alpha = 1,6 (\sigma = 0,15) \text{ et } \beta = 0,08 (\sigma = 0,01).$$

Enfin a Garmish-Partenkirchen (Allemagne) nous avons trouvé des valeurs caractéristiques d'un air continental d'altitude compatible avec les valeurs de Davos (Fig. 5) soit $\alpha = 2,1$ et $\beta = 0,12$.

Ces résultats montrent les caractéristiques totalement différentes du trouble en zone continentale tempérée, en zone méditerranéenne et en zone tropicale.

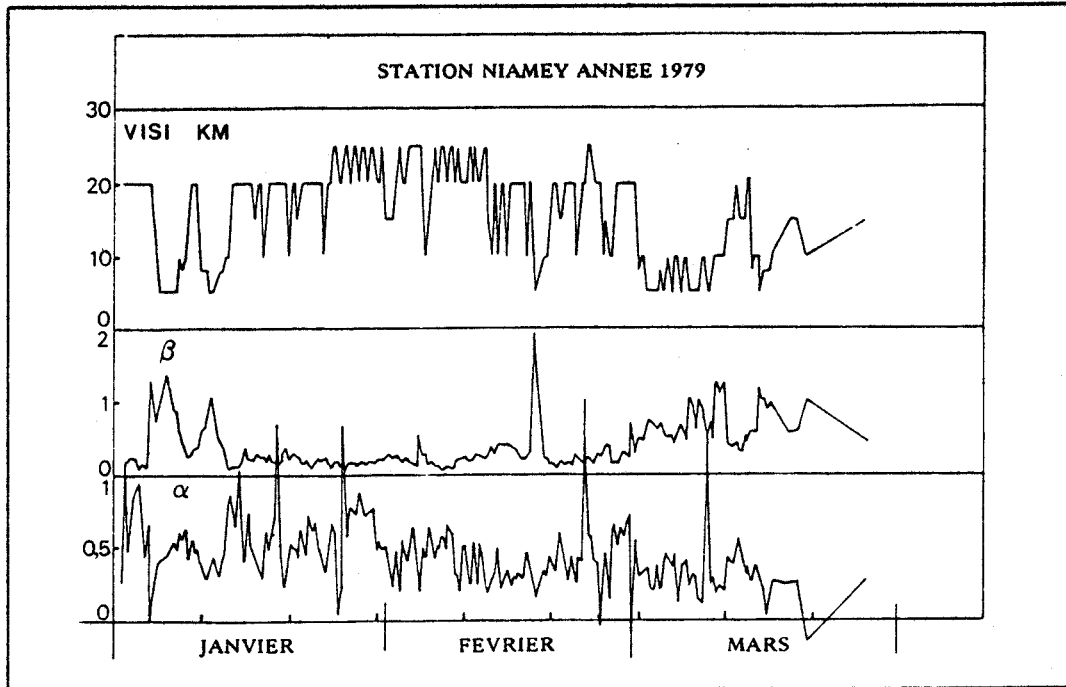


Fig. 18 : Valeurs de α , β et de la visibilité à Niamey durant le premier trimestre 1979

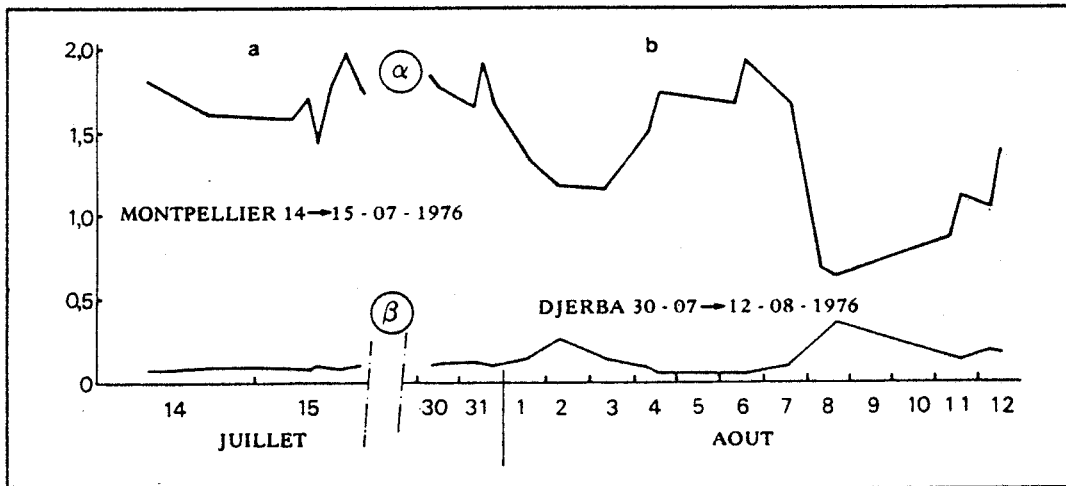


Fig. 19 : Valeurs de α et β mesurées à Djerba (Tunisie) et Montpellier

CONCLUSION

Les mesures du coefficient d'extinction des aérosols à deux longueurs d'onde à l'aide de photomètres de Volz montrent l'importance du trouble atmosphérique en Afrique de l'Ouest. La détermination des coefficients α et β d'Anström affirme la spécificité des aérosols ouest-africains de source naturelle comparés aux aérosols des zones tempérées souvent de source anthropogénique. Les variations en fonction de la latitude sont sensibles, la zone sahélienne étant particulièrement troublée surtout lorsque les vents d'Harmattan amènent des pous-

sières issues des sols désertiques. Les variations saisonnières sont assez peu significatives, mais le trouble est sous-estimé à l'époque des brumes sèches (saison sèche). Celles-ci sont en effet parfois si denses qu'il est impossible de viser le soleil, le système de visée utilisant un spot lumineux produit par le rayonnement direct.

La précision des mesures avec le photomètre de Volz n'est pas très bonne, mais c'est un appareil simple et peu coûteux. Des mesures effectuées en Europe et comparées à celles trouvées dans la bibliographie montrent que cet appareil est malgré tout utilisable à condi-

tion de vérifier son étalonnage tous les six mois. De plus Volz l'améliore année après année.

Le laboratoire de Physique de l'Atmosphère de la Faculté des Sciences d'Abidjan participe par ses études aux objectifs plus généraux énoncés dans l'introduction. L'étude présente est une partie des travaux entrepris et a été possible grâce à la coopération active des personnels de l'ASECNA à Abidjan, Bamako, Ouagadougou et Niamey et à celles des observateurs de la station géophysique de Lamto (Côte d'Ivoire).

BIBLIOGRAPHIE

- (1) C. Perrin de Brichambaut
«Mesure du rayonnement en Afrique de l'Ouest»
Rapport personnel - janvier 1976.
- (2) «Inadvertent climate Modification»
Report on the Study of Man's Impact on Climate
(SMIC) MIT Press - février 1973.
- (3) T.N. Carlson, J.M. Prospero
«The large scale movement of saharan air outbreaks over Northern equatorial Atlantic». J. Applied Meteorology, 11, pp. 283-297, 1972.

J.M. Prospero, T.N. Carlson
«Vertical and aeral distribution of saharan dust over the werstern equatorial north Atlantic ocean». J. Geophys. Res., 77, pp. 5355-5265, 1972.

T.N. Carlson, J.M. Prospero, K.J. Hanson
«Attenuation of Solar Radiation by Windborne Saharan Dust of the West Coast of Africa»
NOAA Technical Memorandum ERL WMPO 7 - September 1973.

J.M. Prospero, R.T. Nees, D. Savoie
«Atmospheric aerosol measurements during GATE»
Univ. Miami Tech. Rept. TR 76-5.

J.M. Prospero, R.T. Nees
«Dust Concentration in the Atmosphere of the Equatorial North Atlantic : Possible relationship to the Sahelian Drought». Communication personnelle, 1976.

D. Savoie, J.M. Prospero
«Sahara aerosol transport accross the Atlantic ocean : characteristics of the input and the output. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 57, 145, 1976.
- (4) K.L. Coulson
«Solar and terrestrial radiation» Academic Press-1975
- (5) N. Robinson
«Solar radiation» - Elsevier publishing Co - 1966
- (6) OMM
«Operations manual for sampling and analysis techniques for chemical constituents in air and precipitation»
WMO - n° 299 chapitres 1 et 2 - 1971
- (7) G.W. Paltridge, C.M.R. Platt
«Radiative Processes in Meteorology and Climatotomy»
Chap. III. Developments in Atmospheric Science 5-Elsevier - 1976
- (8) A. Angström
«Techniques of determining the turbidity of the Atmosphere» Tellus XIII, pp. 214-223, 1961.
«The parameters of atmospheric turbidity» Tellus, XVI, pp. 64-75, 1964.
- (9) F.E. Volz
«Economical Multispectral Sun Photometer for Measurements of Aerosol extinction from 0,44 μm to 1,6 μm and Precipitable water». Applied Optics, vol. 13, pp. 1732, août 1974.
- (10) A. Angström
«On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air» Geograph. Ann., 11, pp. 156-166 1929.

«On the atmospheric transmission of sun radiation» Geograph. Ann. n 2-3, 1930
- (11) F.E. Volz
«Photometer mit Selen-Photoelement zur spektralen Messung der Sonnenstrahlung und zur Bestimmung der Wellenlängenabhängigkeit der Dunstrübung» Arch. Meteor. Geophys. Bioklim, B 10, pp. 100-131, 1959.
- (12) M. Herovanu
«Détermination des paramètres d'Angström par des observations actinométriques courants» Geof. pura e

applicata, 44, 1959.

(13) H. Van De Hulst

«Scattering in the atmospheres of the earth and planets» dans Kuiper : «The Atmospheres of the Earth and planets». The University of Chicago Press. 2nd édition, 1952.

(14) L. Foitzik

«Zur meteorologischen Optik von Dunst und Nebel» Ztsch.f.Meteor; 4, pp. 289 - 297, pp. 321 - 329, 1950.

(15) C. Junge

«Austausch und gross räumige Vertikalverteilung von Luftbeimengungen» Ann. Met., 4, 1951.

«Die Konstitution des atmosphärischen Aerosols». Ann. Met., Beiheft, 1952.

«Gesetzmässigkeiten in der Grössenverteilung atmosphärischer Aerosole über der Kontinent».

Ber. D. Wetterd. U.S. Zone 5, 35, 1952.

(16) O. Hoelper

«Atmosphärische Trübungs- und Wasserdampfbestimmungen nach Filtermessungen der Sonnenstrahlung». Reich. für Wetterdienst (Deutsches Reich), Wissensch. Abhandl. V, 10, 1939

(17) W. Schüepp

«Die Bestimmung der Komponenten der atmosphärischen Trübung aus Aktionömeter messungen». Springer Verlag, Wien, 1949.

(18) Perrin De Brichambaut

«Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels» Gauthier-Villars-1963.

(19) F.E. Volz, L. Sheehan

«Skylight and aerosol in Thailand during the dry Winter season». Applied Optics, Vol. 10, p. 363 - 366, février 1971.

(20) F. E. Volz

«On dust in the tropical and midlatitude stratosphere from recent twilight measurements»,

«Spectral skylight and solar radiance measurements in the Caribbean : maritime aerosols and Sahara dust», J.A.M., Vol. 27, n 7, pp. 1041-1047, octobre 1970.

(21) F.E. Volz, R.M. Goody

«The intensity of twilight and upper atmospheric dust» J. Atmos. Sci., 19, pp. 385-406, 1962.

(22) F.E. Volz

«Volcanic dust and a global twilight network» J. Rech. Atmos., 2, pp. 327-330, 1966

«Twilight and stratospheric dust before and after the Agung eruption» Appl. Opt., 8, pp. 2505-2517, 1969

«Stratospheric dust striations», Bull. Amer Meteorol. Soc., 50, 16, 1969.

(23) E.C. Flowers, R.A. Mc Cormick, K.R. Kurfis

«Atmospheric turbidity over the United States, 1961-1966». J. of Applied Meteorol. Vol 8, pp. 955-962, décembre 1969.

(24) R.G. Roosen, R.J. Angione, C.H. Klemcke

Bull. Amer. Meteor. Soc. , 54, pp. 307-316, 1973

(25) S. Rangarajan

«Wavelength exponent for haze scattering in the tropics as determined by photoelectric photometers». Tellus, XXIV, 1, pp. 56-64, 1972.

(26) J.J. Bertrand

«Action des poussières subsahariennes sur le pouvoir glaçogène de l'air en Afrique de l'Ouest». Thèse d'état - Clermont-Ferrand - décembre 1977.

(27) G. Crozat

«L'aérosol atmosphérique en milieu naturel. Etude des différentes sources de potassium en Afrique de l'Ouest (Côte d'Ivoire)» Thèse d'Etat - Toulouse - novembre 1978.

(28) J.L. Domergue

«Contribution à l'étude des sources naturelles d'aérosols atmosphériques en Afrique de l'Ouest». Thèse d'Etat - Toulouse 1979.

ANNEXE

TABLEAU I

ABIDJAN



1976

MOIS	N	B(λ_1)			B(λ_2)			β			α		
		\bar{B}_1	σ_{B_1}	$V_{B_1} \%$	B_2	σ_{B_2}	$V_{B_2} \%$	$\bar{\beta}$	σ_{β}	$V_{\beta} \%$	$\bar{\alpha}$	σ_{α}	$V_{\alpha} \%$
Mai	29	0,40	0,19	48	0,37	0,22	58	0,37	0,23	62	0,17	0,43	252
Juillet	16	0,41	0,13	33	0,26	0,06	23	0,24	0,05	22	0,76	0,27	55
Août	16	0,53	0,14	27	0,33	0,12	37	0,30	0,12	41	0,91	0,26	29
Septembre	14	0,40	0,12	29	0,25	0,07	29	0,23	0,07	31	0,83	0,26	32
Octobre	06	0,27	0,05	17	0,22	0,05	21	0,21	0,05	24	0,37	0,26	69

LAMTO

1976

Mars	14	0,45	0,25	54	0,38	0,23	61	0,37	0,23	63	0,34	0,31	91
Avril	27	0,56	0,36	65	0,41	0,22	55	0,38	0,22	58	0,49	0,51	103
Mai	18	0,34	0,10	30	0,26	0,09	35	0,25	0,09	38	0,54	0,95	174

LAMTO

1978

Février	29	0,56	0,15	28	0,44	0,15	34	0,42	0,16	37	0,46	0,40	88
Mars	41	0,59	0,15	25	0,49	0,13	27	0,47	0,14	30	0,33	0,32	98
Avril	48	0,39	0,16	40	0,38	0,12	33	0,38	0,13	33	0,00	0,45	.
Mai	30	0,32	0,13	40	0,28	0,11	38	0,28	0,10	38	0,19	0,27	143
Juin	29	0,35	0,13	36	0,30	0,16	52	0,29	0,17	58	0,37	0,42	113
Juillet	21	0,47	0,16	34	0,26	0,11	42	0,26	0,11	42	1,09	0,33	31
Août	17	0,48	0,19	40	0,32	0,16	50	0,29	0,16	53	0,78	0,49	63
Septembre	22	0,40	0,23	57	0,24	0,10	43	0,21	0,10	46	0,94	0,58	62
Octobre	39	0,39	0,14	37	0,22	0,08	36	0,20	0,07	37	1,01	0,34	34

TABLEAU 2

OUAGADOUGOU

1976 - 1977

MOIS	N	B(λ_1)			B(λ_2)			β			α		
		\bar{B}_1	σ_{B_1}	V_{B_1} %	B_2	σ_{B_2}	V_{B_2} %	$\bar{\beta}$	σ_{β}	V_{β} %	$\bar{\alpha}$	σ_{α}	V_{α} %
Mars	21	0,48	0,16	33	0,39	0,14	37	0,37	0,14	38	0,40	0,28	70
Avril	38	0,87	0,61	70	0,77	0,64	84	0,75	0,65	87	0,43	0,38	89
Mai	27	0,71	0,24	35	0,65	0,24	37	0,63	0,25	39	0,18	0,21	112
Juin	28	0,58	0,16	27	0,56	0,23	42	0,55	0,27	48	0,13	0,26	208
Juillet	21	0,60	0,17	29	0,54	0,18	33	0,53	0,19	35	0,22	0,25	112
Août	13	0,62	0,15	23	0,49	0,16	32	0,47	0,16	35	0,48	0,40	84
Septembre	19	0,40	0,16	40	0,35	0,17	48	0,34	0,17	50	0,33	0,20	59
Octobre	19	0,34	0,15	45	0,31	0,14	46	0,31	0,14	46	0,16	0,31	196
Novembre	38	0,34	0,11	32	0,28	0,11	39	0,27	0,11	41	0,42	0,34	83
Décembre	39	0,51	0,31	61	0,39	0,30	78	0,37	0,30	83	0,59	0,30	50
Janvier	25	0,53	0,23	43	0,40	0,25	62	0,38	0,25	66	0,60	0,33	54
Février	31	0,73	0,33	49	0,65	0,31	48	0,64	0,31	49	0,25	0,24	98
Mars	22	0,86	0,28	33	0,77	0,27	35	0,75	0,28	37	0,22	0,27	121

OUAGADOUGOU

1978 - 1979

Novembre	33	0,56	0,18	33	0,46	0,16	35	0,45	0,16	35	0,33	0,13	40
Décembre	29	0,42	0,18	42	0,30	0,12	39	0,28	0,11	39	0,58	0,18	31
Janvier	36	0,48	0,37	77	0,36	0,28	79	0,34	0,27	80	0,55	0,24	43
Février	35	0,32	0,13	41	0,26	0,11	41	0,24	0,10	42	0,44	0,26	59
Mars	29	1,06	0,36	34	0,94	0,37	39	0,92	0,38	41	0,24	0,19	82

TABLEAU 3

NIAMEY 1976

	N	B(λ_1)			B(λ_2)			β			α		
		\bar{B}_1	σ_{B_1}	V_{B_1} %	\bar{B}_2	σ_{B_2}	V_{B_2} %	$\bar{\beta}$	σ_{β}	V_{β} %	$\bar{\alpha}$	σ_{α}	V_{α} %
Mai	13	0,80	0,30	38	0,72	0,27	38	0,70	0,27	38	0,22	0,16	74
Juin	43	0,56	0,19	33	0,47	0,17	35	0,46	0,17	36	0,31	0,20	65
Juillet	47	0,60	0,23	39	0,51	0,21	41	0,50	0,21	42	0,29	0,21	74
Août	22	0,98	0,95	98	0,58	0,72	123	0,52	0,57	109	0,53	0,36	68
Septembre	21	0,44	0,18	42	0,38	0,19	52	0,37	0,20	54	0,35	0,23	68
Octobre	25	0,57	0,24	42	0,49	0,21	43	0,47	0,21	45	0,29	0,30	103
Novembre	80	0,52	0,18	34	0,43	0,19	44	0,42	0,19	46	0,39	0,29	74
Décembre	77	0,58	0,27	48	0,44	0,22	50	0,41	0,21	51	0,52	0,58	112

TABLEAU 3 (Suite et fin)

NIAMEY 1978-1979

Novembre	83	0,49	0,30	61	0,46	0,32	70	0,46	0,33	72	0,14	0,27	187
Décembre	88	0,37	0,15	41	0,29	0,12	41	0,28	0,12	42	0,43	0,29	67
Janvier	87	0,43	0,34	78	0,33	0,28	85	0,31	0,27	87	0,57	0,23	41
Février	81	0,34	0,23	70	0,28	0,22	81	0,26	0,22	83	0,42	0,21	48
Mars	51	0,83	0,26	31	0,71	0,25	36	0,68	0,25	37	0,32	0,19	59
Avril	50	0,41	0,15	36	0,34	0,15	44	0,32	0,15	45	0,44	0,22	50



TABLEAU 4

STATION	PERIODE	SAISON	N	x		σ	V%	D	Me	QUINTILES			
				β	α					Q ₁	Q ₂	Q ₃	Q ₄
ABIDJAN	05/76 → 10/76	PLUIES	87	β	0,30	0,20	67	0,2 - 0,3	0,26	0,17	0,23	0,29	0,38
				α	0,54	0,53	98	0,0 - 0,2	0,57	0,17	0,41	0,73	0,97
LAMTO	03 - 04/76 02 - 03/78	SECHE	111	β	0,43	0,18	42	0,4 - 0,5	0,40	0,29	0,37	0,45	0,53
				α	0,40	0,40	100	0,0 - 0,2	0,42	0,13	0,32	0,52	0,73
LAMTO	05/78 → 10/78	PLUIES	158	β	0,25	0,12	51	0,1 - 0,2	0,22	0,14	0,19	0,25	0,33
				α	0,71	0,53	75	0,0 - 0,2	0,74	0,21	0,60	0,92	0,19
OUAGADOUGOU	06/76 → 09/76	PLUIES	81	β	0,48	0,23	47	0,6 - 0,7	0,46	0,30	0,41	0,51	0,60
				α	0,26	0,30	117	0,2 - 0,4	0,25	0,10	0,21	0,30	0,39
OUAGADOUGOU	11/76 → 03/77	SECHE	155	β	0,45	0,31	69	0,2 - 0,3	0,33	0,21	0,28	0,41	0,66
				α	0,43	0,34	79	0,0 - 0,1	0,38	0,15	0,30	0,48	0,71
OUAGADOUGOU	11/78 → 03/79	SECHE	162	β	0,43	0,33	77	0,2 - 0,3	0,33	0,19	0,28	0,40	0,63
				α	0,43	0,25	57	0,2 - 0,4	0,41	0,24	0,36	0,48	0,61
NIAMEY	05/76 → 10/76	PLUIES	160	β	0,47	0,28	60	0,3 - 0,4	0,41	0,29	0,38	0,53	0,63
				α	0,33	0,27	80	0,1 - 0,2	0,32	0,15	0,27	0,37	0,55
NIAMEY	11/78 → 04/79	SECHE	440	β	0,37	0,28	74	0,1 - 0,2	0,30	0,17	0,26	0,35	0,51
				α	0,39	0,28	71	0,2 - 0,4	0,38	0,20	0,32	0,46	0,59
NIAMEY	03/79	SECHE	51	β	0,68	0,25	37	0,5 - 0,6	0,59	0,53	0,55	0,67	0,91
				α	0,32	0,19	59	0,2 - 0,4	0,30	0,21	0,28	0,35	0,40

III - 2.3. RAYONNEMENT DIRECT ET TROUBLE ATMOSPHERIQUE.

La mesure du rayonnement direct peut se faire avec un pyréliomètre sans filtre, mais elle nécessite alors la visée du soleil par un opérateur qualifié ou, si l'on souhaite un enregistrement continu, l'utilisation d'une monture équatoriale qui suit le soleil. Ce dernier système est de réglage délicat et il arrive que l'appareil "perde le soleil". Il existe également des montures permettant de faire un "tracking" du soleil mais elles ne sont actuellement qu'à l'état de prototype dans certains laboratoires (L.A.A.S. de Toulouse, L.O.A. de Lille, I.U.T. de Dakar) et le système tant électronique que mécanique est complexe.

L'autre solution est de mesurer le rayonnement global avec un pyranomètre ordinaire et le rayonnement diffus avec un pyranomètre à bande ou disque pare-soleil. La différence des deux mesures est censée donner le rayonnement solaire direct puisque :

$$S = \frac{G_{\downarrow} - D_{\downarrow}}{\sin h} = m(G_{\downarrow} - D_{\downarrow})$$

La bande pare-soleil (ou le disque dans une moindre mesure) occulte non seulement le soleil mais aussi une certaine couronne de ciel diffusant de la lumière dans un plan parallèle au plan équatorial.

Diverses formules de corrections ont été proposées, mais aucune ne prend en compte tous les paramètres. La correction dépend, en plus des données astronomiques et des coordonnées géographiques, de données locales telles que la nébulosité et surtout le trouble atmosphérique difficile à paramétrer, en routine, sans mesure complémentaire.

Une formule peut être déduite des données expérimentales et géographiques et des caractéristiques de la bande pare-soleil. Elle donne le déficit en rayonnement diffus de la mesure (Colson , 1975).

$$\Delta D = (\ell/r) \cdot \cos^3 \delta \int_{-h_0}^{h_0} (\sin \phi \cdot \sin \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cos h) dh$$

où h est la hauteur du soleil (h_0 et $-h_0$ au lever et au coucher)
 ϕ la latitude
 δ la déclinaison du soleil
 λ, r largeur et rayon de la bande pare-soleil
 d sa distance au détecteur du pyranomètre

Cette formule suppose que la largeur λ est petite devant le rayon r , que la taille du capteur est négligeable devant les autres dimensions et qu'il n'y a de réflexion ni à l'intérieur de la bande pare-soleil, ni à l'intérieur des coupoles du pyranomètre.

La correction donnée par cette équation pourrait être évaluée à un instant donné à condition de connaître la distribution de la luminance du ciel dans l'espace occulté par la bande pare-soleil. Ce paramètre variant avec la hauteur du soleil, le trouble atmosphérique et la nébulosité, cette formule a une application limitée dans la réalité.

Drummond (1956), Blackwell (1954) et d'autres ont simplifié cette formule en supposant une distribution isotropique de la luminance sur tout le ciel. Cependant, comme indiqué par le C.S.A.G.I. (1958) cette analyse simplifiée ne peut donner qu'un ordre de grandeur de la correction et la meilleure méthode est sans doute la détermination expérimentale du facteur de correction sur le site de mesure. Une des méthodes consiste à comparer les mesures obtenues avec un disque pare-soleil et avec une bande pare-soleil. On peut également comparer les mesures d'un pyranomètre avec et sans bande pare-soleil par ciel uniformément couvert.

Ces étalonnages n'ayant pas été faits pour les pyranomètres installés à Niamey, nous ne ferons pas d'études du rayonnement direct à partir du global et diffus mesurés à la section Agrhymet de Niamey.

Par contre, durant la campagne ECLATS, des mesures de rayonnement solaire direct étant effectuées en même temps que les mesures au pyranomètre, nous allons examiner l'influence du trouble atmosphérique sur la quantité ($G_{\downarrow} - D_{\downarrow}$) mesurées avec deux pyranomètres et comparées à la mesure du rayonnement solaire direct mesuré au pyréliomètre.

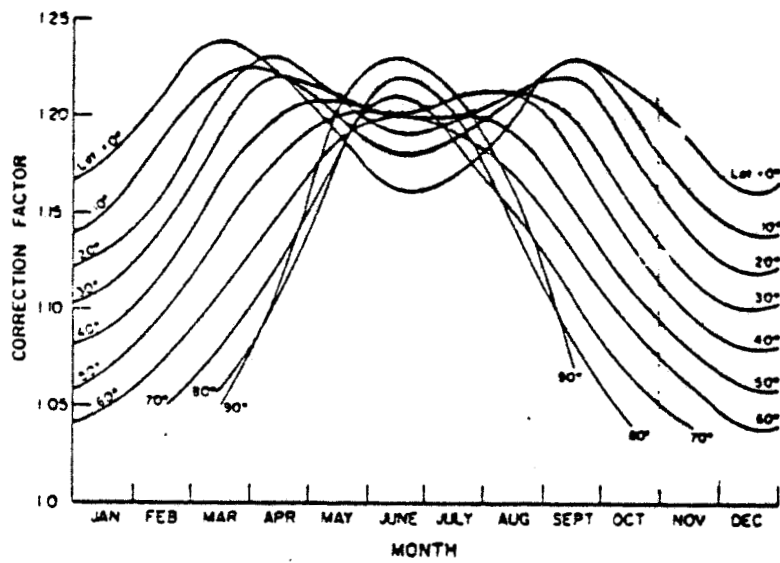


FIG. III-8. Abaques de correction du flux diffus avec un pyranomètre Eppley à bande pare-soleil (Drummond, 1964) à différentes latitudes en fonction de l'époque de l'année.

JOUR	HEURE	τ	a	b	R	Nb.points
19/11/80	7.50-10.40	0,44	0,9374	- 22,28	0,9983	17
20/11/80	7.50-10.20	0,48	0,9452	- 27,85	0,9991	16
21/11/80	8.20-10.10	0,38	0,9117	- 15,13	0,9937	11
27/11/80	8.30-10.40	1,52	0,7625	- 45,15	0,9965	10
28/11/80	7.00-10.20	0,935	0,7171	- 2,07	0,9928	21
01/12/80	6.30-10.30	0,26	0,9847	1,90	0,9996	25
02/12/80	6.30-10.25	0,31	0,9956	- 0,58	0,9992	24
03/12/80	6.30-10.10	0,23	0,9868	2,09	0,9991	23
03/12/80	6.45-9.50	0,195	1,0012	7,41	0,9993	17

Tab. III-1. Ajustement linéaire entre le rayonnement direct mesuré avec un pyréliomètre et celui mesuré avec deux pyranomètres, (dont l'un avec bande pare-soleil), pour des jours de turbidité différente.

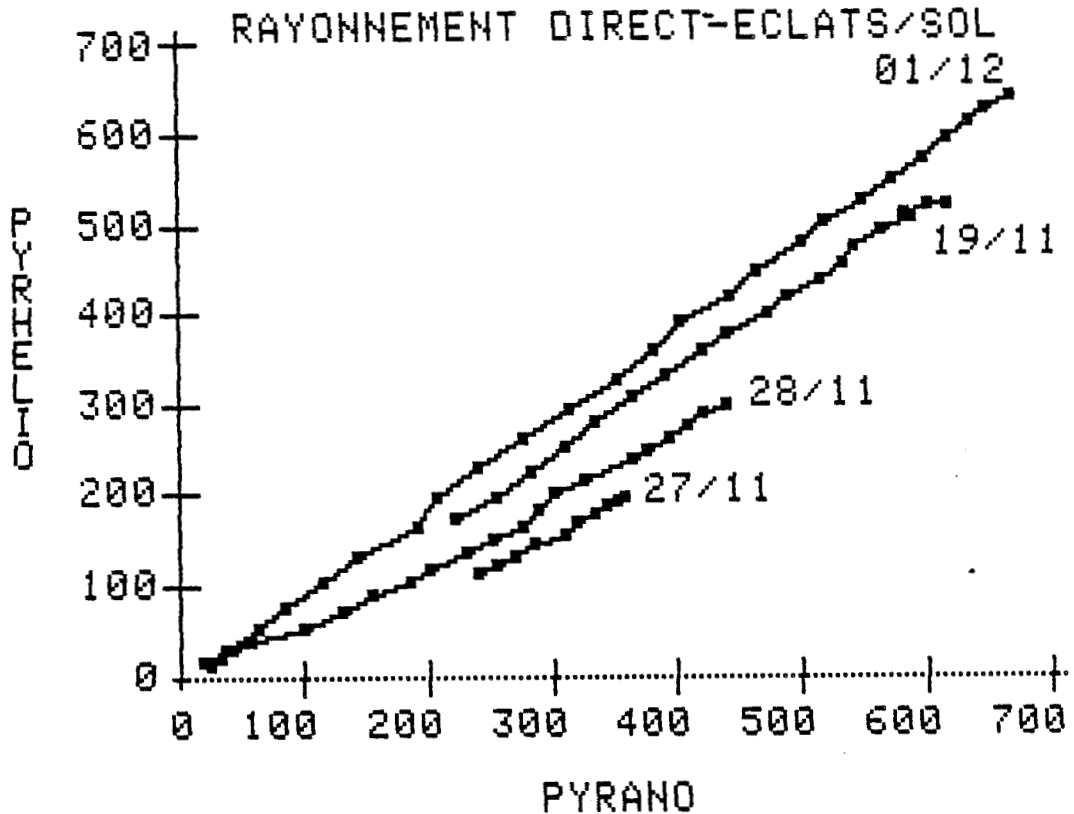


Fig. III-9. Comparaison entre le flux solaire direct mesuré avec un pyréliomètre et celui mesuré avec deux pyranomètres dont un avec bande pare-soleil.

On supposera pour la correction de bande pare-soleil un facteur de correction de 1,13 déduit des abaques (figure III-8) données par Drummond (1964) pour des pyranomètres Eppley du type de ceux que nous avons utilisé.

Elles sont établies pour des conditions de nébulosité moyenne et tiennent compte d'une correction supplémentaire de 4 % pour la non isotropie du ciel. De plus une correction de 2 % doit être ajoutée en cas de ciel clair et retranchée pour un ciel couvert. Ces corrections ne peuvent qu'être des approximations pour d'autres types de pyranomètres ; de plus, le trouble atmosphérique n'est pas pris en compte. On ne peut donc espérer avoir une précision meilleure que 10 % compte tenu de ces approximations et des caractéristiques de l'appareil.

Le tableau III-1 et la figure III-9 montrent les résultats obtenus. L'ajustement linéaire $S_{PH} = a \cdot S_{PA} + b$

(PH pour pyréliomètre, PA pour pyranomètre) est bon dans tous les cas avec un coefficient de corrélation supérieur à 0,99. Par contre le facteur de proportionnalité a entre les flux directs mesurés par les deux méthodes, qui devrait être de 1 si la correction de bande pare-soleil était bonne, varie de 1 pour un jour très clair à 0,7 pour un jour très brumeux. La correction est insuffisante dès que le trouble est important et la différence ($G_{\downarrow} - D_{\downarrow}$) est surestimée indiquant un rayonnement direct supérieur à celui mesuré directement au pyréliomètre.

De même, l'écart à l'origine (par où devrait passer la droite d'ajustement si la relation de proportionnalité directe était parfaite) s'accroît avec le trouble atmosphérique, ce qui laisse à penser que la relation n'est plus linéaire pour les faibles valeurs du rayonnement quand le soleil est bas sur l'horizon.

La figure III-10, où l'on a tracé le coefficient de proportionnalité, a en fonction de l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm (δ_{550}), montre qu'il faut apporter pour ce genre de mesure une correction de bande pare-soleil dépendant du trouble atmosphérique.

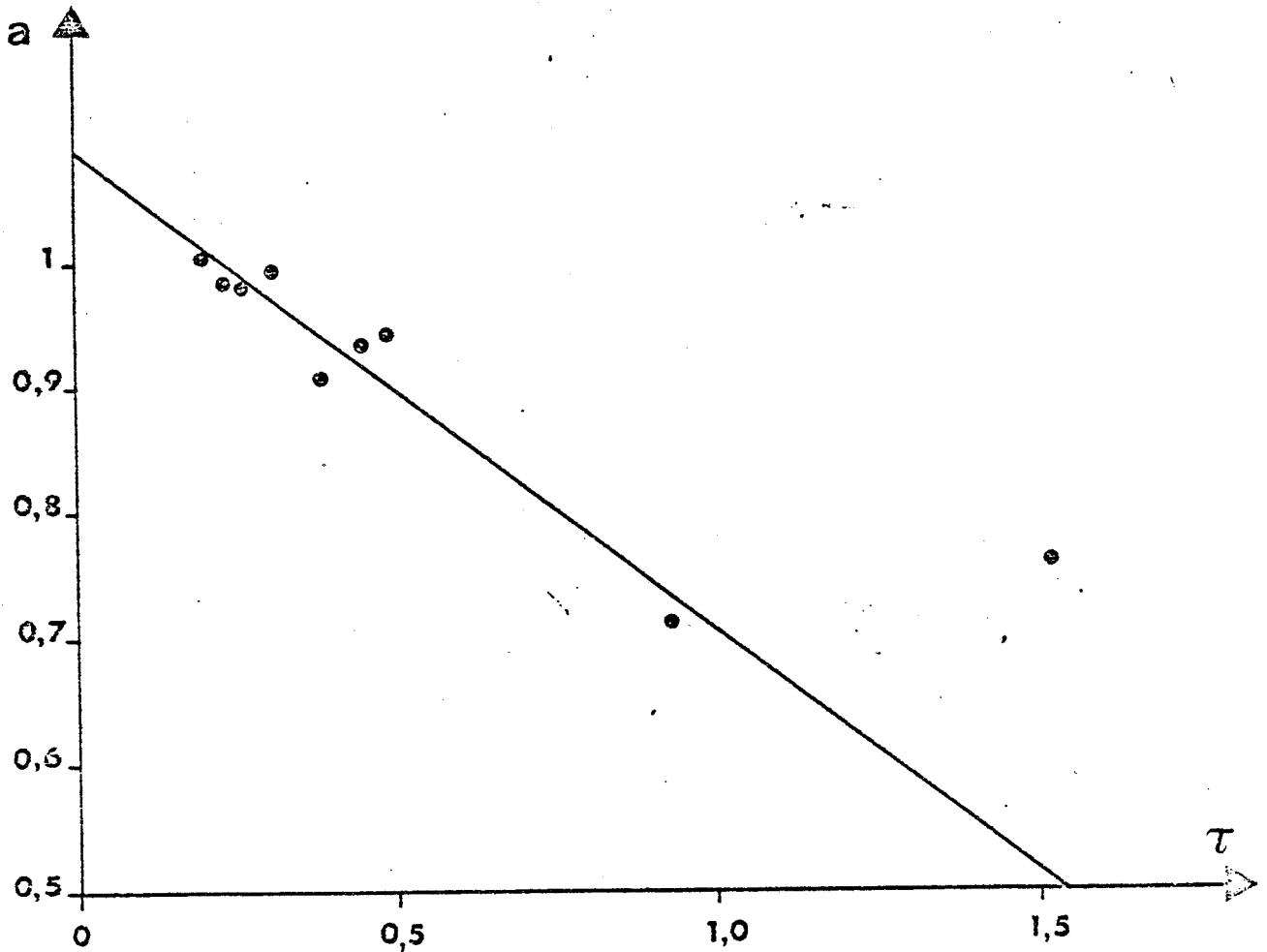


Fig. III-10. Variation du coefficient a de l'ajustement linéaire entre S_{PH} et S_{PA} avec l'épaisseur optique d'aérosols à 520 nm.

Quant à paramétrer une correction de ce type, le peu de mesures disponibles ne nous permet pas de conclure. Une corrélation linéaire serait à la rigueur possible si l'on supprime le jour le plus trouble ($\delta = 1,52$) pour lequel la mesure au pyréliomètre était aléatoire.

Dans ce cas on obtient :

$$a = - 0,38. \delta + 1,09 \text{ avec un coefficient de corrélation de } 0,93.$$

CONCLUSION

Malgré la non corrélation entre l'épaisseur optique et la visibilité, l'évolution spatiale et temporelle de cette dernière, permet de suivre la progression du front de brume sèche et de déterminer ses sources et les trajectoires des nuages d'aérosols.

Deux sources sont mises en évidence : la source Mauritanienne dont le flux va se perdre au-dessus de l'Atlantique et la source Tchadienne dont Bilma, Agadès et Zinder sont les premiers receveurs avant toute l'Afrique de l'Ouest, y compris Abidjan et le Golfe de Guinée lors des épisodes particulièrement intenses qui se produisent principalement pendant la saison sèche.

Deux périodes historiques, coïncidant avec une sécheresse intense, ont été marquées par une augmentation des brumes sèches : 1947 à 1953 et de 1970 à 1973. Il semble d'ailleurs que depuis 1983 on soit à nouveau en période de sécheresse avec des brumes sèches qui ont atteint la Côte d'Ivoire et y sont restées anormalement longtemps.

Pendant quatre ans, de 1976 à 1979, des mesures de trouble atmosphérique sur l'axe Abidjan - Niamey ont montré que le trouble était constamment élevé dans ces régions.

La valeur du coefficient β d'Angström était toujours supérieure à 0,2 et pouvait dépasser 1 alors que en zone tempérée, on peut descendre en dessous de 0,1 pour des jours particulièrement clairs. Le coefficient α était par contre beaucoup plus faible et souvent proche de zéro, ce qui signifie un aérosol riche en grosses particules, la valeur typiques des zones tempérées étant de 1,3.

Les conséquences de ce trouble sont en particulier l'importance du diffus dans le rayonnement global et l'impossibilité de déduire le rayonnement direct des mesures avec des pyranomètres avec et sans bande pare-soleil. En effet, la correction de bande pare-soleil classique ne suffit pas et il faut une correction dépendant du trouble, lequel est calculé à partir de mesures du rayonnement solaire direct...

CHAPITRE IV
LES CARACTERISTIQUES DES AEROSOLS
DE BRUME SECHE

CHAPITRE IV

LES CARACTÉRISTIQUES DES AÉROSOLS

DE BRUME SÈCHE

INTRODUCTION.

LA NECESSITE D'ETUDIER LES CARACTERISTIQUES DES AEROSOLS.

Les conséquences climatiques de tout ce qui peut être injecté dans l'atmosphère soit par l'homme (pollution), soit par des phénomènes naturels (volcans, vents de sable) sont toujours très controversées. Par exemple quelle est l'ampleur de l'échauffement dû à l'augmentation du taux de CO_2 dans l'atmosphère (Hansen et al. 1981) ou les aérosols atmosphériques amènent-ils un échauffement ou un refroidissement et dans quelles proportions ? Bryson (1968) fait le bilan de tous les facteurs influençant le changement de climat et pose, sans y répondre, quelques questions du type de celles ci-dessus. Il donne également quelques ordres de grandeur concernant les modifications supposées de la température moyenne de la terre suite à des variations d'activité solaire, d'albédo ou d'émissivité.

Rasool et Schneider (1971) étudient l'effet sur le climat global d'une augmentation des concentrations du dioxyde de carbone et des aérosols dans l'atmosphère. Si le dioxyde de carbone augmente la température au sol, par contre les aérosols auraient un effet de refroidissement de la surface terrestre qui pourrait atteindre $3,5^{\circ}C$ pour un quadruplement de la concentration actuelle d'aérosols.

Quelques réponses ont été données récemment au sujet de l'impact des aérosols sur le climat via les modifications des flux de rayonnement. Les conséquences sur le climat peuvent être directes par modification du bilan radiatif régional ou planétaire, ou indirectes par modification de la couche limite planétaire (C.L.P).

Pour ce qui est des conséquences directes, les effets d'une couche d'aérosols sur les flux radiatifs, a été étudiés en particulier par Vonder Haar et al. (1972), Unsworth et al (1973), Carlson et al. (1973), Reynolds et al. (1975), Kuhn et al. (1975) et plus récemment durant l'expérience ECLATS décrite dans la dernière partie de ce travail.

Vonder Haar et Cox (1972) et Reynolds et al. (1975) durant l'expérience BOMEX, observent une absorption du rayonnement solaire de 25 % plus importante dans une atmosphère troublée par les aérosols comparée à une atmosphère claire. Ceci amène un échauffement par les courtes longueurs d'onde dans les basses couches (1000 - 700 mb) qui excède, pendant quelques heures autour de midi, le refroidissement infrarouge.

Carlson et al. (1973) indiquent que pour une épaisseur optique d'aérosols d'environ 0,30, la transmission de la couche d'aérosols est seulement 0,86 et réduit le rayonnement solaire dans les mêmes proportions qu'une couche nuageuse avec le même effet : diminution de l'échauffement solaire du système océan-atmosphère et diminution du refroidissement net dans les couches moyennes.

Kuhn et al. (1975) étudiant les données de GATE dans la fenêtre atmosphérique de 8 - 14 μm , trouvent un refroidissement infrarouge plus intense dans la couche d'aérosols.

Depuis une dizaine d'années, les études théoriques sur l'influence des aérosols sur le climat, ont pris de l'importance. Elles ont débuté par celles de Charlson et Pilat (1969), Atwater (1970) et Murray Mitchell J. (1971). Ils ont montré que le sens de l'effet dépendait des caractéristiques optiques des aérosols : si l'aérosol est purement diffusant, la perte par rétrodiffusion produit un refroidissement ; si de l'absorption se superpose à la diffusion il peut y avoir réchauffement, la limite entre ces effets opposés dépendant de la part de l'absorption par rapport à la diffusion qui est quantifiée par l'albédo de diffusion simple des particules ($\tilde{\omega}_0$).

Lenoble (1983) a fait une rétrospective exhaustive des études les plus récentes sur ce sujet et de la manière dont les aérosols interviennent suivant le modèle numérique choisi. L'ensemble de ces études montre qu'il faut distinguer l'effet des aérosols stratosphériques de celui des aérosols troposphériques. Il y a lieu de séparer également l'effet au niveau du sol de celui au sein de l'atmosphère, l'albédo du sol ayant une influence considérable.

Les aérosols injectés dans la stratosphère par les éruptions volcaniques ayant un effet sur le bilan radiatif du système terre - atmosphère, on a été amené à étudier également quel pouvait être l'effet de ceux injectés par l'homme par suite des vols d'engins à haute altitude (Turco et al. (1980)).

Les études sur les aérosols stratosphériques artificiels ou naturels amènent aux conclusions suivantes :

- malgré l'effet de serre provoqué par les aérosols, il y a une perte d'énergie planétaire d'environ 27 W/m^2 pour une couche d'aérosols stratosphériques d'épaisseur optique $\delta = 0,03$ et d'albédo de diffusion simple $\tilde{\omega}_0 = 0,998$ donc peu absorbants. Cette perte est due essentiellement à l'augmentation de l'albédo local et planétaire pour le rayonnement solaire. Cet albédo dépend essentiellement du caractère absorbant ou diffusant des aérosols et de l'albédo du sol. On a donc un refroidissement du sol et de la troposphère qui ne pourrait être compensé qu'avec des aérosols très absorbants ($\tilde{\omega}_0 = 0,88$ d'après Lenoble et al. 1982).

- Au sein de la couche d'aérosols elle-même, il y a échauffement tant par le rayonnement solaire que par le rayonnement thermique terrestre, du fait de l'absorption et de l'augmentation du trajet optique. Cet échauffement peut avoir un effet non négligeable sur les processus photochimiques qui se développent dans la stratosphère.

Les études dans la troposphère sont plus difficiles car le temps de résidence des aérosols y est plus faible que dans la stratosphère et ils subissent de grandes variations spatiotemporelles. L'effet y est plus localisé mais plus intense, les épaisseurs optiques pouvant atteindre 2 ou 3 dans le visible et il s'exerce plutôt sur le climat local et régional. C'est en particulier le cas des aérosols provenant de déserts tels que le Sahara.

Ces aérosols sont concentrés dans les basses couches et ont donc un faible effet de serre. Ils peuvent provoquer échauffement ou refroidissement au niveau du sol ou dans la couche elle-même. Le problème est complexe du fait de la diffusion multiple, de la diffusion moléculaire et du couplage sol-atmosphère.

Dans l'ensemble, les auteurs cités par Lenoble (1983) trouvent un réchauffement des basses couches par le rayonnement solaire qui n'est en général pas compensé par le refroidissement supplémentaire dû à l'émission infrarouge. Le sens et l'amplitude du réchauffement/refroidissement dépend de l'albédo du sol et des caractéristiques optiques et granulométriques des aérosols. Globalement, le déficit en énergie solaire disponible au sol, conduit à un refroidissement en surface.

Avec les modèles climatiques simples d'équilibre énergétique (C.B.C.M) tel que celui de Budyko (1969), qui cherchent à calculer la variation méridienne de la température en moyenne zonale, l'effet radiatif des aérosols est modélisé d'une façon approximative par l'intermédiaire de leur effet sur l'albédo de la surface et de l'atmosphère et sur l'opacité infrarouge de l'atmosphère. Il apparait une perte d'énergie planétaire qui conduit à un refroidissement du sol de 1 à plusieurs degrés suivant l'albédo de diffusion simple, la granulométrie et l'épaisseur optique des aérosols. Ce refroidissement n'est en général pas compensé par l'interaction, par rayonnement infrarouge, entre la couche d'aérosols surchauffée et le sol refroidi. Les conclusions sont sensiblement identiques avec les modèles radiatifs convectifs.

Les modèles de circulation générale (G.C.M), sont évidemment le meilleur moyen d'investigation de l'effet des aérosols sur le climat mais il ne faut pas perdre de vue que :

- les codes radiatifs introduits doivent être compatibles avec les temps de calcul et donc simplifier au maximum.
- les simplifications et les contraintes ainsi que le haut niveau de bruit inhérent à ce genre de modèle peuvent masquer l'influence des aérosols ou les interactions entre divers paramètres.

Joseph (1977), a, le premier, effectué une telle étude en introduisant les aérosols désertiques dans un G.C.M.

La tentative la plus récente (à notre connaissance) est celle de Tanré et al. (1983). Ils ont introduit dans le modèle du Centre Européen de la

prévision à Moyen Terme de Reading les modèles d'aérosols préconisés par la Commission du Rayonnement (World Climate Programme Report n°12) avec une distribution géographique améliorée. Ils trouvent un refroidissement au niveau du sol si l'on ne considère que le rayonnement solaire. En tenant compte de l'effet des aérosols dans l'infrarouge, le refroidissement est moins intense. Joseph aboutit au contraire à un réchauffement car il a choisi des épaisseurs optiques d'aérosols considérables ($\delta \approx 3$ sur les déserts) en prenant en compte une épaisseur infrarouge par rapport à l'épaisseur optique visible beaucoup plus important ($\delta_{IR}/\delta_{vis} = 0,55$) que celle choisie par Tanré ($\delta_{IR}/\delta_{vis} = 0,10$) qui semble plus réaliste.

En conclusion de l'ensemble de ces études, les effets les plus significatifs des aérosols sont :

- une augmentation de la température de la stratosphère au sein de la couche d'aérosols stratosphérique,
- une augmentation, moins importante que la précédente, de la température de la troposphère au sein de la couche d'aérosols confinés dans les basses couches.
- une diminution de la température du sol.

Mais il ne faut pas perdre de vue que ces effets sont à peine plus importants que le bruit d'un G.C.M. et qu'ils peuvent changer de sens en fonction des caractéristiques radiatives des aérosols, de leur répartition dans l'atmosphère et de l'albédo du sol.

C'est pourquoi une des priorités énoncées par Lenoble (1983) est l'approfondissement des connaissances concernant les caractéristiques physiques des aérosols et en particulier :

- leur concentration spatio-temporelles,
- leur composition chimique et minéralogique permettant d'en déduire leur indice complexe,
- leur forme et leur granulométrie.

Ces caractéristiques physiques peuvent permettre d'en déduire les caractéristiques radiatives dont les principales sont :

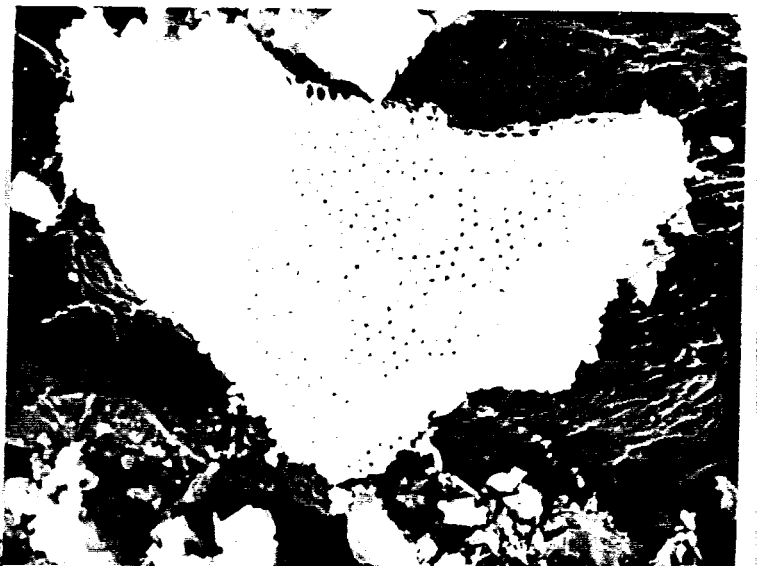
- le coefficient d'extinction β d'où découle l'épaisseur optique δ
- l'indice complexe des particules dont dépend très fortement l'albédo de diffusion simple $\tilde{\omega}_0$.
- la fonction de phase ou plus simplement le facteur d'asymétrie g dont la connaissance suffit pour les études d'impact climatique.

La connaissance des variations spectrales de ces caractéristiques est très importante. En particulier, comme le montre la comparaison des résultats des simulations de Joseph (1977) d'une part et de Tanré et al. (1983) d'autre part, il est indispensable de connaître précisément les caractéristiques moyennes dans le domaine spectral du rayonnement solaire d'un côté et dans le domaine infrarouge de l'autre. Compte tenu de l'absorption par les gaz atmosphériques de l'infrarouge, la priorité est dans les études de la fenêtre atmosphérique 8 - 12 μm .

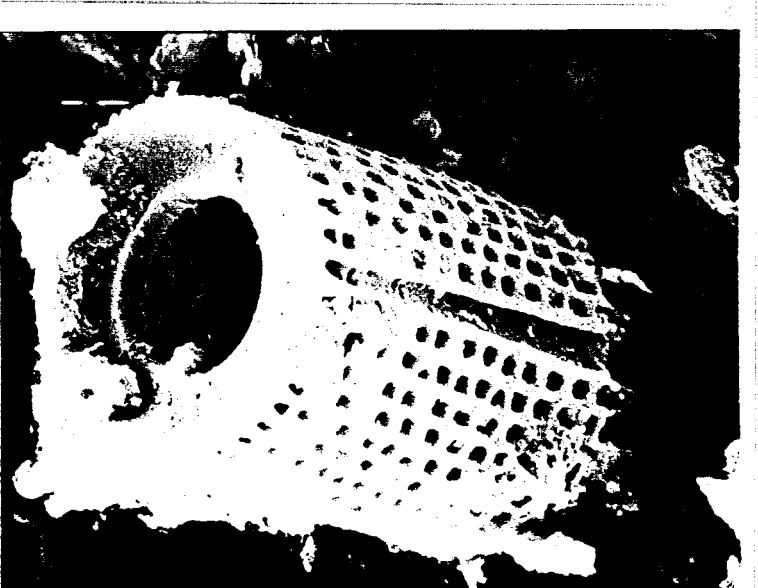
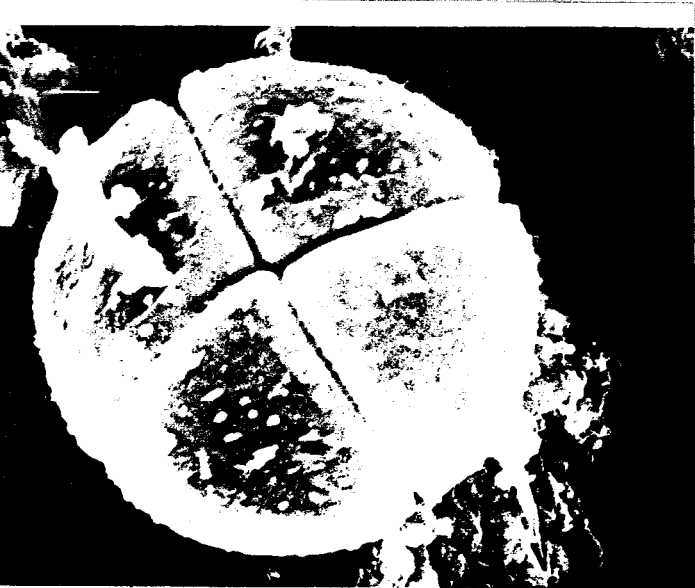
Dans ce qui suit, nous nous efforçons de caractériser les propriétés physiques et principalement les propriétés radiatives des aérosols désertiques et nous cherchons à évaluer expérimentalement leur impact local sur le bilan radiatif des basses couches de l'atmosphère ainsi que sur la structure de la couche limite.

C'est ce que nous avons tenté de réaliser dans le travail qui suit. Nous nous limitons à une atmosphère dépourvue de nuages. Un autre problème est en effet d'étudier l'impact des aérosols sur les nuages, qui ne doit pas être négligé d'autant que ces aérosols ont des caractéristiques différentes suivant qu'ils sont secs ou humides (Junge (1955)).

Les travaux de Crozat (1978) et Bertrand (1977) qui ont fait respectivement l'analyse chimique (par éléments) et l'analyse minéralogique des aérosols ouest-africains sont rappelés.



BUS
MILE



Des mesures faites auparavant en diverses stations, puis pendant l'expérience ECLATS, donnent une idée assez précise du spectre granulométrique qui peut être déterminé également par inversion des mesures d'épaisseurs optiques spectrales.

Les mesures de flux radiatif dans le visible et de luminance dans la fenêtre atmosphérique permettent de déterminer certains des paramètres radiatifs des aérosols : albédo de diffusion simple dans le visible et émissivité dans l'infrarouge.

Avant d'étudier les caractéristiques optiques des brumes sèches, il peut être intéressant de faire le bilan de nos connaissances sur leurs autres caractéristiques physiques, ainsi que sur leur composition. Ces connaissances pourront éventuellement nous permettre de remonter indirectement aux caractéristiques optiques et de les comparer à celles mesurées indirectement.

Les analyses minéralogiques et chimiques donnent les compositions en matériaux dont les caractéristiques optiques individuelles sont en général connues mais dont la combinaison ne donne pas forcément un résultat prévisible. De même les distributions granulométriques permettraient d'atteindre, par la théorie de Mie par exemple, des caractéristiques optiques telles que le coefficient de diffusion et l'albédo de diffusion simple. Encore faudrait-il connaître leur indice complexe et leur forme, deux éléments qui sont peu connus ou d'une grande diversité (fig. IV-1).

IV - 1. LA COMPOSITION DES AEROSOLS.

IV - 1.1. COMPOSITION DES ELEMENTS :

Elle a été déterminée par Crozat (1978). Nous ne retiendrons que les résultats obtenus en Haute - Volta où l'aérosol est essentiellement terrigène. En effet, il y a une nette variation entre le Golfe de Guinée et le Sahel, la composante marine disparaissant petit à petit au profit de la composante terrigène. Lors des épisodes de brume sèche intense, cette dernière est alors prépondérante même en zone sous influence maritime.

Les concentrations moyennes obtenues sont les suivantes (en $\mu\text{g}/\text{m}^3$ d'air)

Na	K	Ca	Mg	Fe	Al
50	1,25	0,79	0,64	4,24	7,45

Un point intéressant à noter est que ces valeurs moyennes relevées en épisode de brume sèche, sont aussi élevées que celles observées en zone urbaine polluée (Henry et al., 1971) et 100 à 1000 fois plus élevées, suivant l'élément que les valeurs données pour des zones non polluées telles que la Norvège et la Suisse (Rahn, 1971, 1972) ou le pôle Sud (Zoller et al., 1974). Ces concentrations très élevées en Afrique de l'Ouest, bien qu'il s'agisse d'une zone non polluée par l'activité humaine, montrent l'importance des sources naturelles d'aérosols. En particulier, les fortes concentrations en aluminium permettent de penser que la source terrigène joue un rôle prépondérant dans les zones désertiques ou semi-désertiques.

Ceci implique que le trouble soit toujours important dans ces zones et qu'une épaisseur optique de 0,2 - 0,3 qui est l'indice d'un fort trouble en zone tempérée, corresponde à un ciel dit "clair" dans ces régions.

IV - 1.2. COMPOSITION MINERALOGIQUE.

Bertrand (1977) a étudié ce problème à l'aide de diverses méthodes : prélèvements sur filtres ou gazes, analyses par la diffraction de rayons X globale ou par classes de granulométrie quand la quantité recueillie le

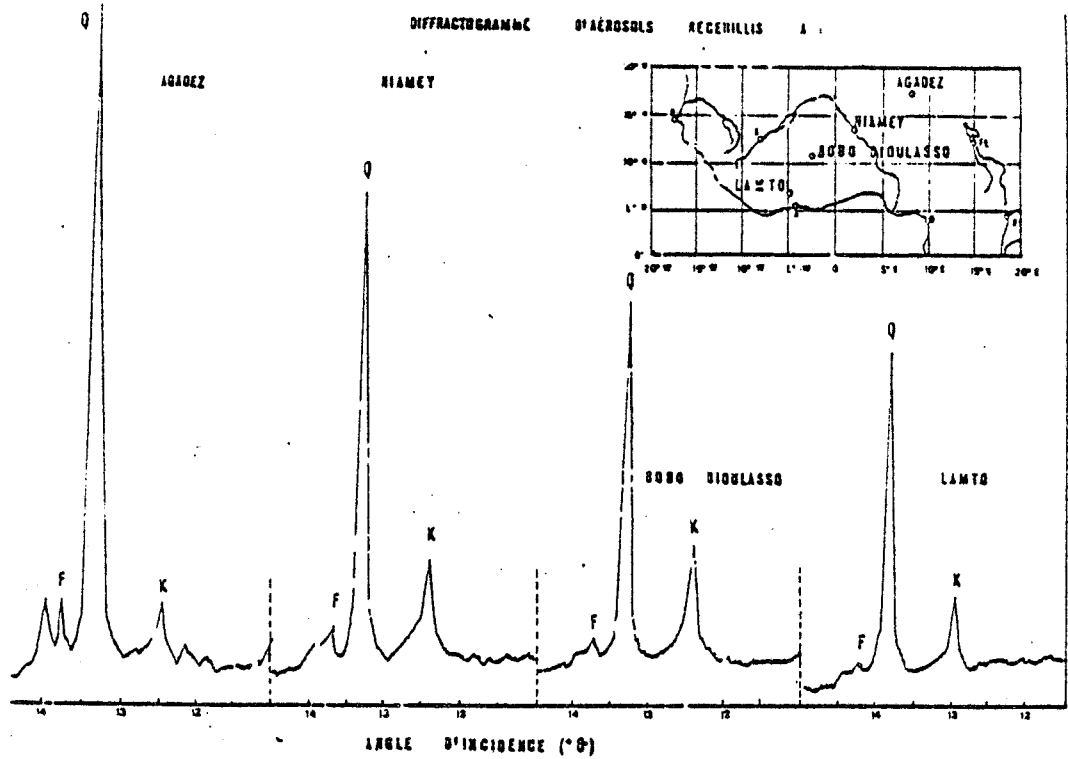


Fig. IV-2. Diffractogramme de divers échantillons d'aérosols atmosphériques.

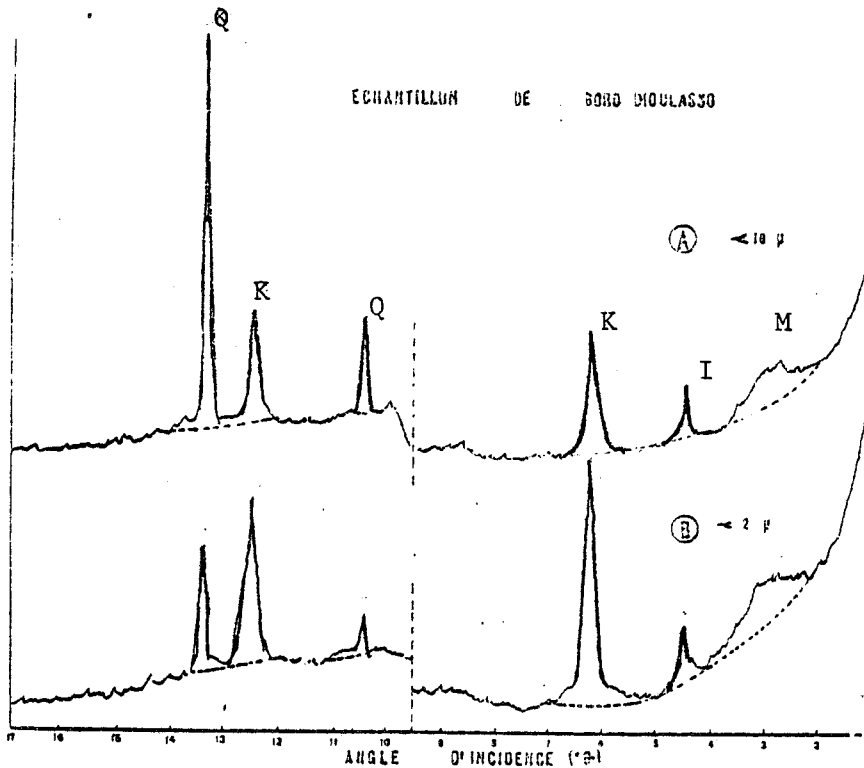


Fig. IV-3. Diffractogramme de poussières collectées à Bobodioulasso en janvier 1974 :

A. Diamètre maximum des particules 10 μm

B. Diamètre maximum des particules 2 μm

Q : Quartz

K : Kaolinite

I : Illite

M : Montmorillonite

permettait. Les analyses de couches superficielles de sol qu'il a également faites, présentaient la même composition minéralogique.

Pour ce qui est des échantillons d'aérosols atmosphériques, il aboutit aux conclusions qui suivent.

Les principaux minéraux sont le quartz et le Kaolinite qui sont accompagnés de Illite, Montmorillonite et de traces de Feldspath.

Le quartz de densité plus élevée que les argiles décante plus rapidement. Par ailleurs, les observations montrent que la proportion de quartz augmente avec la concentration en grosses particules ce qui entraîne au voisinage des zones sources une forte proportion de ce minéral liée à l'arrachement des grains de sable de forte dimension (75 % à Zinder et Agadès). Ailleurs, la proportion en masse du quartz est sensiblement constante (50 - 60 %) car les gros grains de sable sédimentent rapidement alors que les particules d'argile, de petite taille, restent plus longtemps en suspension dans l'atmosphère.

Ces conclusions apparaissent sur les diffractogrammes de rayons X effectués sur des échantillons prélevés en divers points de l'Afrique de l'Ouest (fig. IV-2 et IV-3).

Les diffractogrammes d'échantillons prélevés sur une ligne joignant Agadès à Abidjan (fig. IV-2) montrent nettement que la proportion de Quartz (pic Q) diminue très sensiblement lorsque l'on passe du désert à la Côte, la Kaolinite (pic K) restant à peu près constante. Les échelles sont relatives et on ne peut comparer directement la proportion quartz/Kaolinite d'après la hauteur des pics.

Dans certains échantillons prélevés à Bobodioulasso, les parties fines de diamètre inférieur à 2 μm et les parties plus grossières de diamètre inférieur à 10 μm ont été séparées. Les pics du quartz (Q) sont beaucoup plus faibles dans les premières alors que ceux de la Kaolinite (K) ont augmenté confirmant les hypothèses précédentes.

distribution	LIEU Ciel (Date)	LIMITE DES CLASSES DE RAYON (µm)							
		0,15	0,25	0,5	1	1,5	2,5	5	10
1	Abidjan ∞ (28/11/73)	58400	18900	22540	2010	680	70	0	
2	Niamey ∞ (07/01/74)	87500	36600	45590	3940	1270	100	0	
3	Abidjan ∞ (18/01/74)	25000	7000	22000	4000	1600	370	30	
4	Abidjan ∞ (22/01/74)	45000	20000	22000	2200	750	50	0	
5	Abidjan ∞ (09/01/75)	22300	3300	5100	730	370	85	15	
6	Abidjan clair (25/05/76)	23100	12520	2630	60	80	150	60	
7	Abidjan Jaitoux (11/02/79)	17160	1130	1890	390	210	100	20	
8	Niamey ∞ (15/03/79)	38450	24500	67585	12175	6190	2070	130	
9	Distribution de JUNGE	1,13.10 ⁶	273600	35500	3440	1130	275	34	

Tab. IV-1. Granulométrie des aérosols atmosphériques à Abidjan et Niamey.
 Comparaison avec une distribution de JUNGE. (N/litres ; ∞ = brume sèche)

Loin des zones sources, le rapport quartz/kaolinite reste constant, indiquant une faible évolution de la distribution en taille des aérosols continentaux au cours de leur déplacement. Cet équilibre s'explique par le fait que les particules sont en majeure partie de taille inférieure à 10 μm et qu'alors le processus de sédimentation joue un rôle mineur.

Nous adopterons donc la conclusion de Bertrand : "... une sélection granulométrique accompagnée d'une sélection minéralogique s'opère à partir des zones sources d'aérosols, mais un équilibre est rapidement atteint. Une grande partie des régions concernées par les phénomènes de brume sèche en Afrique de l'Ouest reçoit donc un aérosol relativement homogène en taille et en composition minéralogique, durant les périodes de brume sèche".

Ce type de sélection granulométrique est observé également dans les brumes sèches transportées du Sahara ou du Sinaï vers l'Est au-dessus d'Israël (Yaalon et Ganor, 1979).

IV - 2. GRANULOMETRIE DES AEROSOLS OUEST AFRICAINS.

Une étude complète, en parallèle avec les mesures d'épaisseur optique est faite dans la suite. Nous ne parlerons ici que des résultats obtenus par Bertrand (1977) et nous même lors d'expériences ponctuelles avant l'expérience ECLATS. Les mesures ont été effectuées avec un granulomètre à diffusion optique Bausch and Lomb.

Le tableau IV-1 et la figure IV-4 montrent quelques granulométries obtenues à Niamey et Abidjan pendant les périodes de brume sèche, ainsi qu'à Abidjan sans brume sèche, dans un flux d'air maritime (distribution 7 et 8).

La dernière ligne du tableau, donne les valeurs que donnerait une distribution de Junge de la forme $dN = C \cdot r^{-4} dr$, correspondant à une concentration en masse de 1000 $\mu\text{m}/\text{m}^3$. Cette distribution donne un nombre de petites particules beaucoup plus important, alors qu'au dessus d'un rayon de 0,5 μm elle suit sensiblement les valeurs expérimentales. D'après ce que l'on a dit

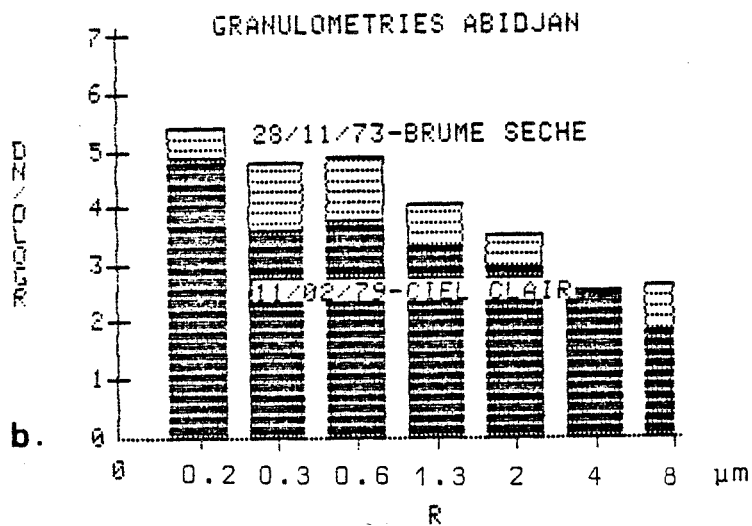
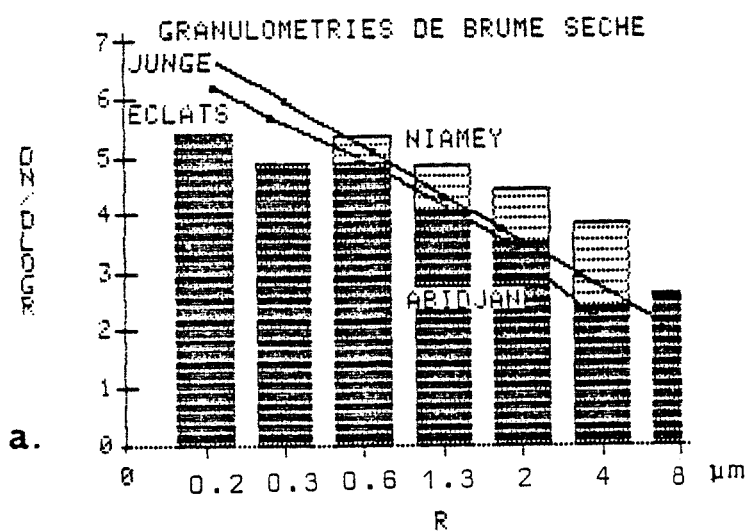


Fig. IV-4. Distribution granulométriques typiques :

- a. en période de brume sèche à Abidjan et Niamey comparées à une distribution de Junge.
- b. à Abidjan par ciel clair et par brume sèche.

précédemment, dans le chapitre sur le trouble atmosphérique, l'exposant n de la loi de Junge peut être relié à l'exposant α de la variation de l'épaisseur optique, donc de l'extinction, en fonction de la longueur d'onde, par $n = \alpha + 2$, à condition que l'extinction soit une fonction affine de $\text{Log } \lambda$.

Sur la figure IV-4a, sont portées deux granulométries de brume sèche à Niamey et Abidjan. Elles sont sensiblement identiques pour les petites particules jusqu'à $0,5 \mu\text{m}$, puis à partir de cette taille, différent d'autant plus que les particules sont grosses. Ceci est explicable par la décantation qui se fait durant le transport entre les zones sources proches de Niamey et Abidjan à 2000 km, les grosses particules décantant en premier.

Ces granulométries comparées à celles de Junge ou à une distribution typique obtenue par inversion des mesures optiques pendant l'expérience Eclats, leur sont comparables pour les particules supérieures à $0,5 \mu\text{m}$, mais très déficitaires pour les petites particules. Or, d'après l'expérience que l'on a eu ensuite au cours de l'expérience ECLATS, il n'est pas évident que le granulomètre ait la même sensibilité dans toutes les classes. Les comparaisons relatives d'un prélèvement à l'autre pour une même classe peuvent être précises, par contre, l'abondance et la répartition en valeur absolue peuvent être sujet à caution. En particulier, l'abondance dans les classes de taille faible qui est souvent sous estimée par ce genre de compteur optique.

La comparaison des granulométries de brume sèche et en ciel clair à Abidjan (fig. IV-4b) met en évidence que l'apport des brumes sèches se fait principalement dans les classes de $0,25$ à $1 \mu\text{m}$.

La figure IV-5, montre la contribution relative des différentes classes à la masse et à l'extinction. On considère les particules homogènes, sphériques de densité 2,7 et on applique la théorie de Mie. On met ainsi en évidence que plus de 50 % de la masse provient de particules de rayon supérieur à $1,5 \mu\text{m}$, tandis que l'extinction est due surtout aux particules de rayon inférieur à $1 \mu\text{m}$. On note une influence prépondérante de la classe $0,5 - 1 \mu\text{m}$ qui est une classe modale de la distribution, l'autre mode étant vraisemblablement dans les très

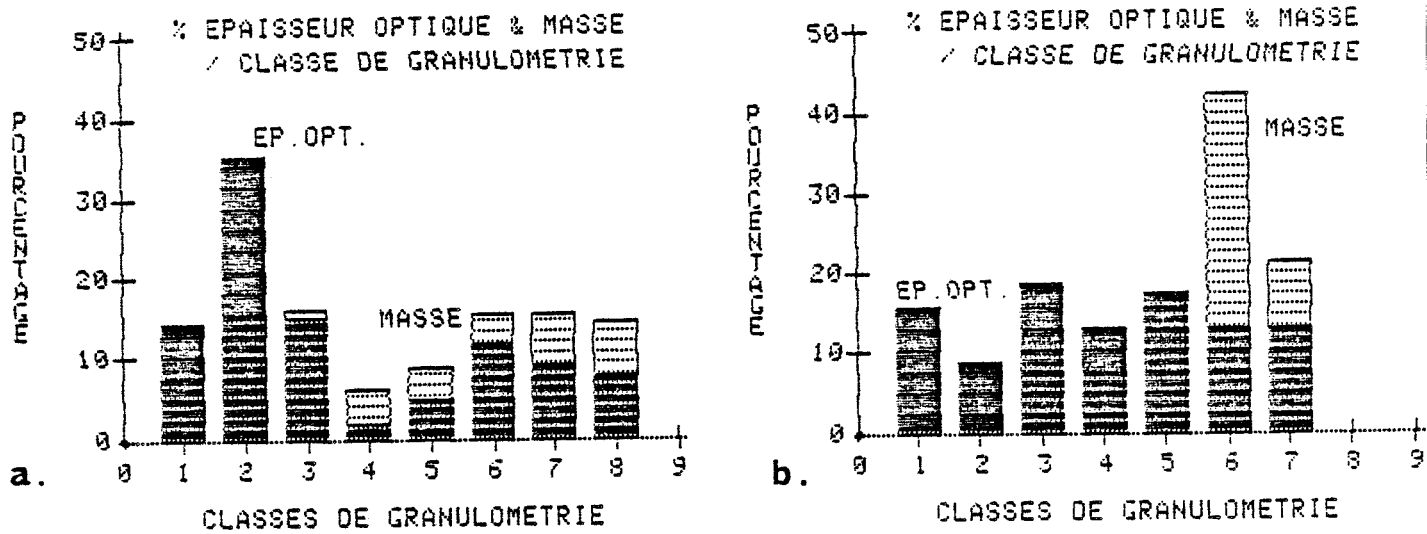


Fig. IV-5. Importance relative des différentes classes granulométriques (en rayon pour la masse m et le coefficient d'extinction :

Classe 1 : 0,15 à 0,25 μm ,

Classe 2 : 0,25 à 0,5 μm ,

Classe 3 : 0,5 à 1,0 μm ,

Classe 4 : 1,0 à 1,5 μm ,

Classe 5 : 1,5 à 2,5 μm ,

Classe 6 : 2,5 à 5,0 μm ,

Classe 7 : 5 à 10 μm ,

Classe 8 : 10 à 20 μm .

a. Abidjan en air maritime clair (pour ces régions),

b. Niamey en air continental sec et brume sèche.

petites particules ($r < 0,15 \mu\text{m}$). On doit noter que les distributions 1,2 et 3 sous-estiment sans doute gravement les concentrations en grosses particules de rayon supérieur à $2,5 \mu\text{m}$. En effet, ces 3 prélèvements étaient faits à l'aide d'un long tuyau et d'une cuve de dilution intermédiaire avant d'arriver au granulomètre. Une pompe auxiliaire assure le renouvellement de l'air dans la cuve. Ce système de prélèvement permettait de garder l'appareil en ambiance climatisée, chaleur et humidité nuisant à son bon fonctionnement. En contre partie, il y a certainement perte par décantation et/ou impaction dans les coudes des plus grosses particules dont l'importance pour la masse totale est capitale, mais qui ont peu d'influence sur les propriétés optiques en courtes longueurs d'onde. Par contre, elles sont susceptibles d'une influence notable en Infrarouge. Dans les conditions qui suivent, on ne tient donc pas compte de ces trois prélèvements.

Si l'on compare (tableau IV-1), les distributions en période de brume sèche, (1 à 6) aux distributions de temps clair (7 et 8) en air maritime, des différences notables apparaissent. La plus importante est l'augmentation du nombre de particules dans la classe $0,5 - 1 \mu\text{m}$, qui constitue de 16 à 45 % de l'abondance totale alors qu'en jour "clair" elle ne forme que 7 à 9 % du total. Par ailleurs, la part des particules supérieures à $1,5 \mu\text{m}$ est beaucoup plus importante à Niamey (22 %) alors qu'elle n'est que d'environ 2 % à Abidjan, ce qui semble logique, Niamey étant beaucoup plus proche des zones sources.

Les mesures de granulométrie sur les classes de petites particules sont aléatoires, mais il est possible de reconstituer la granulométrie des aérosols par inversion des mesures d'épaisseur optique en fonction de la longueur d'onde. Ce paramètre dépend de la taille relative des particules et de la longueur d'onde incidente, on peut, à partir de lui, remonter à la granulométrie, ce qui est proposé au paragraphe IV-4.1.

IV - 3. LES EFFETS CLIMATIQUES DES AEROSOLS EN SUSPENSION
DANS L'ATMOSPHERE.

Lorsque nous avons conclu à la nécessité d'étudier les caractéristiques des aérosols, nous avons présenté divers effets possibles des couches d'aérosols sur la transmission du flux de rayonnement. Mais peut-on observer des effets climatiques au sol ou dans la basse atmosphère ?

Prospero et al. (1976) montrent que les années de sécheresse au Sahel entre 1970 et 1980 coïncident avec de fortes poussées de brume sèche. Le phénomène est accentué du fait de la désertification progressive et peut-être inexorable des zones bordant le désert. Ce processus de désertification est probablement accentué par l'activité humaine (Charney et al. (1975, 1977)). Des rapports tels que celui du SMIC (1973) avaient déjà mis l'accent sur la nécessité d'étudier l'impact des activités humaines sur la désertification. La déforestation et le sur-paturage amènent à la destruction du couvert végétal et le sol à nu est susceptible de produire des aérosols lorsque la déflation est suffisamment forte ce qui est souvent le cas dans ces zones surchauffées. De plus l'albédo du sol augmente passant de 0,15 - 0,20 pour un sol herbeux ou la forêt à 0,25 - 0,35 pour un sol dénudé suivant son type et sa couleur. Or une modification d'albédo est un des paramètres les plus importants pouvant interagir avec une couche d'aérosols comme le montrent la plupart des auteurs cités par Lenoble (1983). Une augmentation de l'albédo conduit en particulier à un échauffement moindre du sol, d'où une convection thermique moindre, mais à un échauffement plus important au sein de la couche d'aérosols. Cet effet devrait être inclus dans la dynamique de la couche limite planétaire via ses propriétés radiatives. Il peut amener à une modification de la turbulence et de la thermodynamique donc de la convection et affecter divers paramètres tels que la pluviométrie.

	LIEU	MOIS	Nb JOURS ∞	PARAMETRE	0H	3H	6H	9H	12H	15H	18H	21H
a.	BILMA	JANVIER	104	\bar{T}	11,46	9,09	9,43	18,18	24,42	26,05	20,73	14,82
				\bar{T}_{∞}	14,23	13,09	11,97	17,23	22,51	23,90	20,13	15,84
				$\bar{T}_{\infty} - \bar{T}$	+ 2,77	+ 4,0	+ 2,54	- 0,95	- 1,91	- 2,15	- 0,60	+ 1,02
	FEVRIER	123		\bar{T}	13,61	12,29	10,78	20,90	27,65	29,10	24,93	17,78
				\bar{T}_{∞}	17,67	16,21	15,41	21,22	26,71	28,36	24,43	19,86
				$\bar{T}_{\infty} - \bar{T}$	+ 4,06	+ 3,92	+ 4,63	+ 0,32	- 0,94	- 0,74	- 0,50	+ 2,08
b.	AGADÉS	JANVIER	88	\bar{T}	16,16	14,35	13,10	21,61	28,82	28,04	23,83	18,98
				\bar{T}_{∞}	16,12	14,67	13,81	21,30	25,35	26,24	22,17	17,45
				$\bar{T}_{\infty} - \bar{T}$	- 0,04	+ 0,32	+ 0,71	- 0,31	- 1,47	- 1,70	- 1,66	- 1,03
	FEVRIER	83		\bar{T}	18,85	16,82	15,37	24,84	29,92	31,94	26,66	21,96
				\bar{T}_{∞}	19,43	17,64	16,28	24,07	28,63	29,97	26,14	21,69
				$\bar{T}_{\infty} - \bar{T}$	+ 0,58	+ 0,82	+ 0,91	- 0,77	- 1,29	- 1,97	- 0,52	- 0,27
c.	TAHOUA	JANVIER	82	\bar{T}	19,92	17,52	16,99	22,75	29,58	31,35	27,59	22,67
				\bar{T}_{∞}	19,69	17,60	16,25	21,91	27,47	29,41	26,28	22,19
				$\bar{T}_{\infty} - \bar{T}$	- 0,23	+ 0,08	+ 0,26	- 0,84	- 2,11	- 1,94	- 1,31	- 0,48
	FEVRIER	74		\bar{T}	22,68	20,17	18,47	26,07	32,78	34,80	31,56	26,04
				\bar{T}_{∞}	23,15	20,60	18,82	25,05	30,90	33,21	29,54	25,65
				$\bar{T}_{\infty} - \bar{T}$	+ 0,47	+ 0,43	+ 0,35	- 1,02	- 1,88	- 1,59	- 2,02	- 0,39
d.	NIAMEY	JANVIER	85	\bar{T}	20,91	18,60	16,93	23,71	30,63	32,91	29,75	24,31
				\bar{T}_{∞}	21,03	19,40	18,00	22,36	28,25	30,75	28,04	23,40
				$\bar{T}_{\infty} - \bar{T}$	+ 0,12	+ 0,80	+ 1,07	- 1,35	- 2,38	- 2,16	- 1,71	- 0,91
	FEVRIER	78		\bar{T}	23,41	20,88	18,90	26,40	32,98	35,04	33,12	27,09
				\bar{T}_{∞}	24,14	22,19	20,61	25,45	31,61	34,32	32,04	26,84
				$\bar{T}_{\infty} - \bar{T}$	+ 0,73	+ 1,31	+ 1,71	- 0,95	- 1,33	- 0,72	- 1,08	- 0,25

Tab. IV-2. Ecart de la température moyenne au voisinage du sol les jours de brume sèche (∞) par rapport à la moyenne sur 10 ans des jours sans brume sèche pour les mois de Janvier et Février en quatre stations :
a. Bilma b. Agadès c. Tahoua d. Niamey.

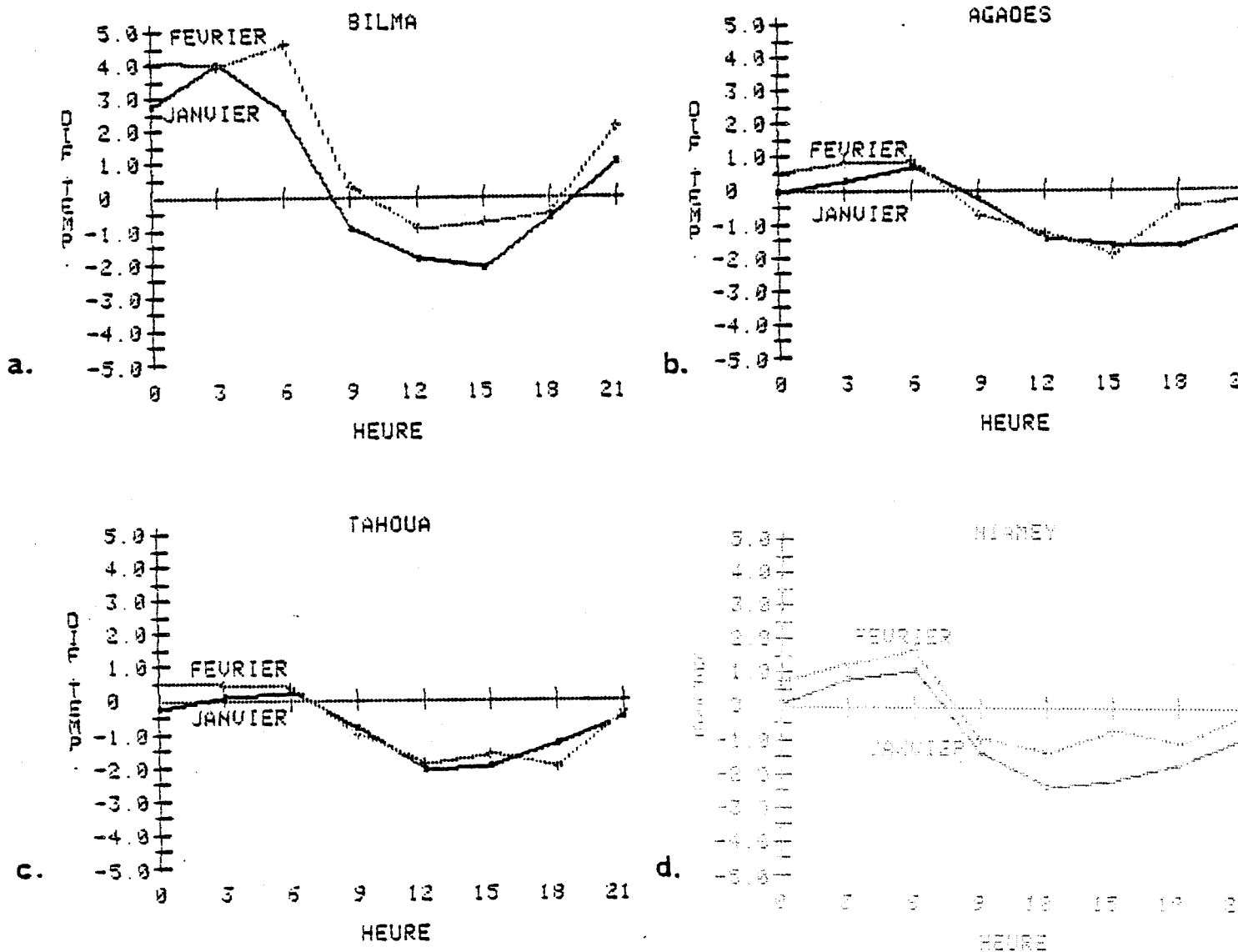


Fig. IV-6. Ecart de la température au sol les jours de brume sèche par rapport à la moyenne sur 10 ans au cours de la journée :
 a. Bilma,
 b. Agadès,
 c. Tahoua,
 d. Niamey.

IV - 3.1. LES EFFETS OBSERVABLES AU SOL DES BRUMES SECHES

IV-3.1.1. SUR LES TEMPERATURES DE L'AIR AU VOISINAGE DU SOL.

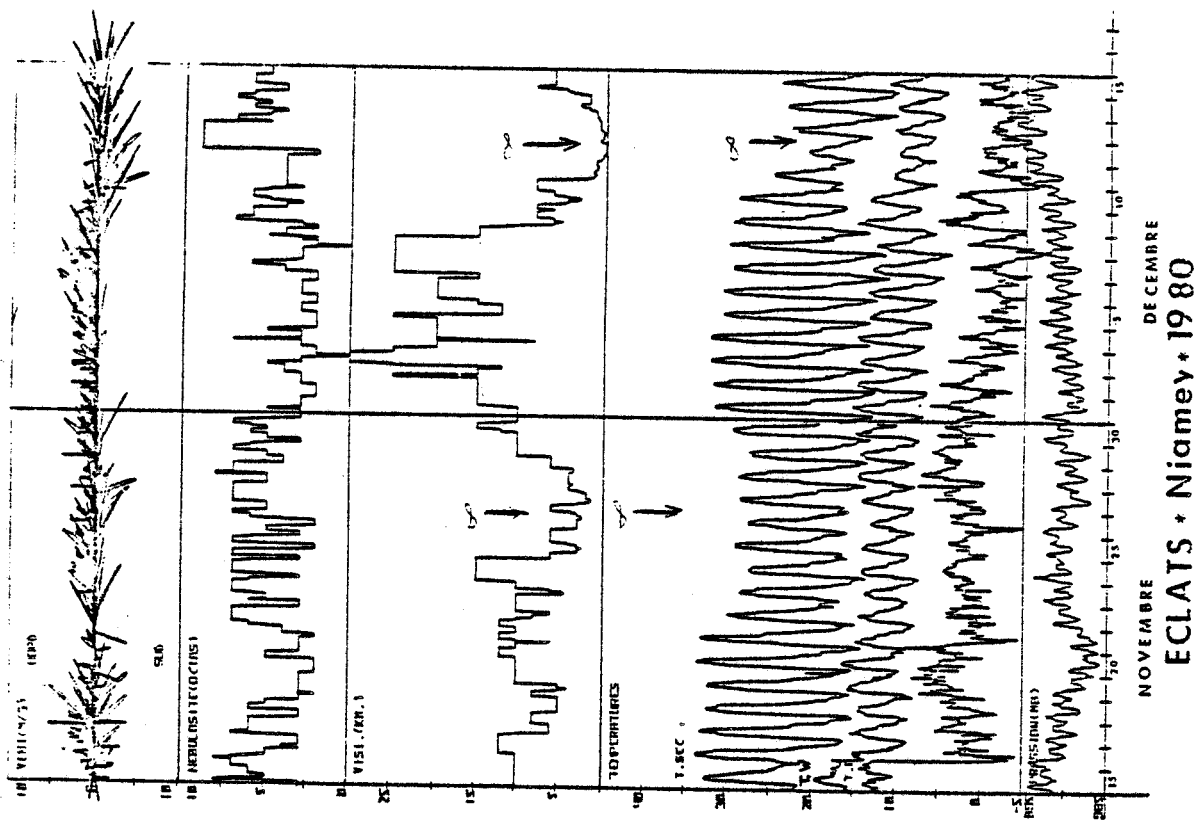
On a fait pour quatre stations du Niger (Bilma, Agadès, Tahoua et Niamey) les moyennes des températures à une heure donnée toutes les trois heures sur 10 ans pour les mois de janvier et février de 1970 à 1979 en condition de brume sèche et en ciel clair (Tableau IV-2).

Ces mois correspondent à des fortes probabilités d'occurrence des brumes sèches. On a extrait de ces périodes les jours de brume sèche.

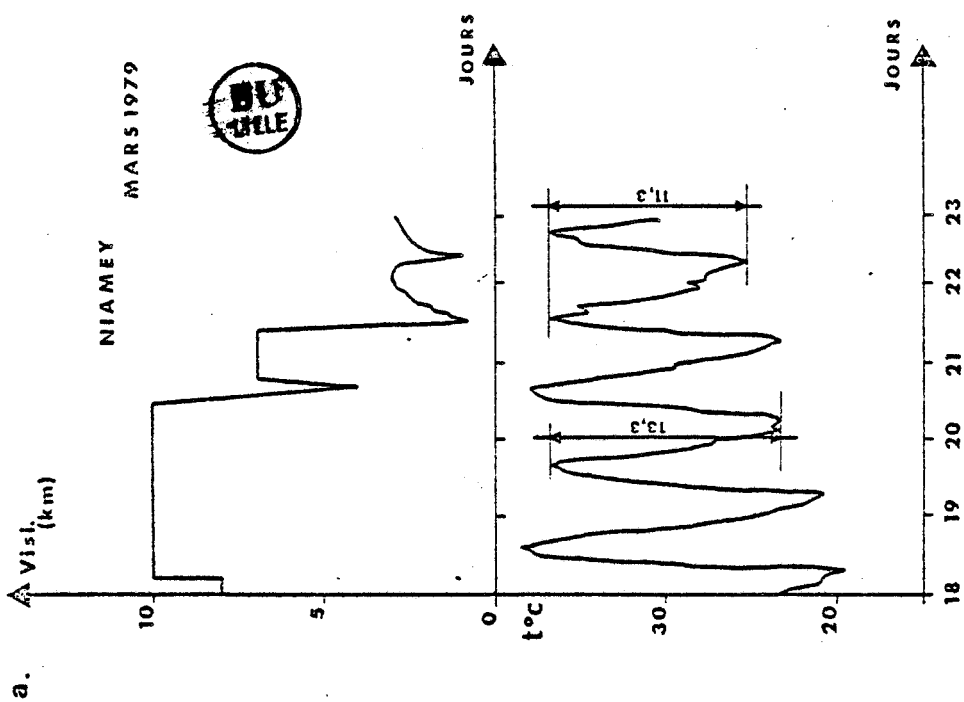
On constate que les jours de brume sèche, la température moyenne était jusqu'à 2,4°C plus faible en milieu de journée (12 h à 15 h). Ceci peut-être dû à la diminution du flux solaire qui est rétrodiffusé ou absorbé par la couche d'aérosols. Par contre, de nuit, la température est jusqu'à 4,1°C plus forte en fin de nuit (3 h à 6 h du matin). Le tableau IV-2 et la figure IV-6 montrent les résultats d'ensemble. L'humidité est très faible à ces époques et ne varie pratiquement pas entre les jours avec ou sans brume sèche. La couche d'aérosols semble donc produire un effet de serre.

Parmi les quatre stations étudiées, Bilma se distingue par le très fort échauffement (+4° par rapport à la moyenne) la nuit lorsque l'on est en situation de brume sèche, alors que pour les autres stations, cet échauffement est plus faible (moins de 1°) que le refroidissement diurne de 1 à 2°. Bilma est une zone source et la granulométrie y est certainement plus riche en grosses particules qui ont un effet sur l'infrarouge (effet de serre) plus important que les petites particules qui agissent plutôt sur les courtes longueurs d'onde.

L'effet global sur une journée est donc une diminution considérable de l'amplitude thermique par diminution de la température le jour et augmentation de la température nocturne, ce qui est mis en évidence sur les figures IV-7a et IV-7b. Sur la première, les températures horaires du 18 au 23 mars 1979 à Niamey ont une tendance à la hausse.



b.



a.

Fig. IV-7. Effet de l'arrivée d'une brume sèche sur l'amplitude thermique journalière à Niamey.
 a. du 18 au 23 Mars 1979,
 b. pendant l'expérience ECLATS.

Dans la matinée du 20 mars, une arrivée de brume sèche fait chuter la visibilité de 10 à 5 km et on observe corrélativement une diminution du maximum diurne et une augmentation du minimum nocturne. L'ensemble de ces deux effets conduisant à une diminution de l'amplitude thermique journalière de plus de 2° lorsque la visibilité n'est plus que de quelques centaines de mètres.

De même sur la figure IV-7b établie à partir des données au sol de la campagne ECLATS, on observe une diminution de l'amplitude thermique du 24 au 28 Novembre 1980 qui correspond à une brume sèche moyenne. Cette diminution atteint 10° lors de l'épisode du 10 au 14 décembre. La brume y a été particulièrement intense, diminuant la visibilité jusqu'à moins de 500 m, l'amplitude thermique passant alors d'environ 15° à 5°. Toutes choses égales par ailleurs, en particulier la nébulosité, l'effet est d'autant plus accentué que la brume sèche est dense. Il est à noter que la nébulosité peut également participer à la diminution d'amplitude thermique par effet de serre également mais que si elle reste sensiblement constante sur une période donnée, s'il survient un épisode de brume sèche, la diminution de l'amplitude thermique est encore accentuée (lors des épisodes de brume sèche dense une nébulosité de 9 est notée par les observateurs météo qui ne peuvent distinguer la couverture nuageuse). De plus à cette époque de l'année les nuages sont des cirrus à haute altitude, la nébulosité des basses couches restant nulle, or les nuages hauts ont un effet de serre très faible et une telle variation de l'amplitude thermique ne pourrait être attribuée qu'à des nuages bas qui sont inexistant à cette époque de l'année.

D'autre part on ne peut attribuer cet effet à l'arrivée d'une masse d'air différente, en effet, la circulation générale à cette époque, dans les basses couches, est telle que, à cette latitude, les masses d'air sont sensiblement identiques avec ou sans brume sèche. De plus, si l'effet était dû à une masse d'air plus chaude ou plus froide, il serait de même sens de jour ou de nuit.

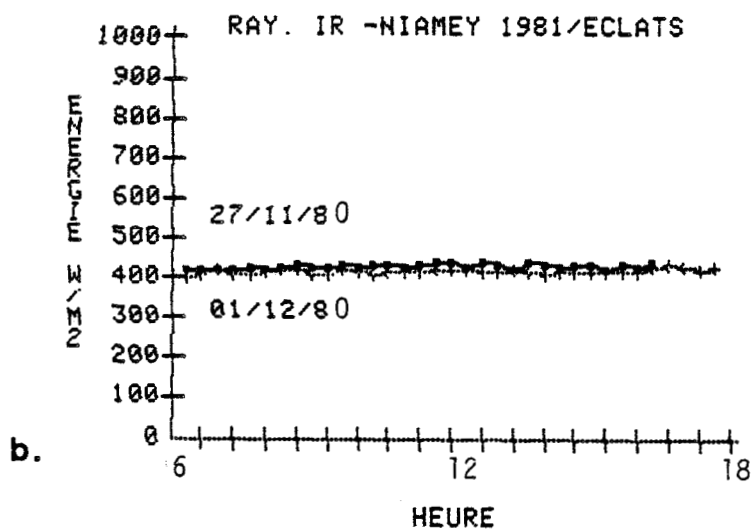
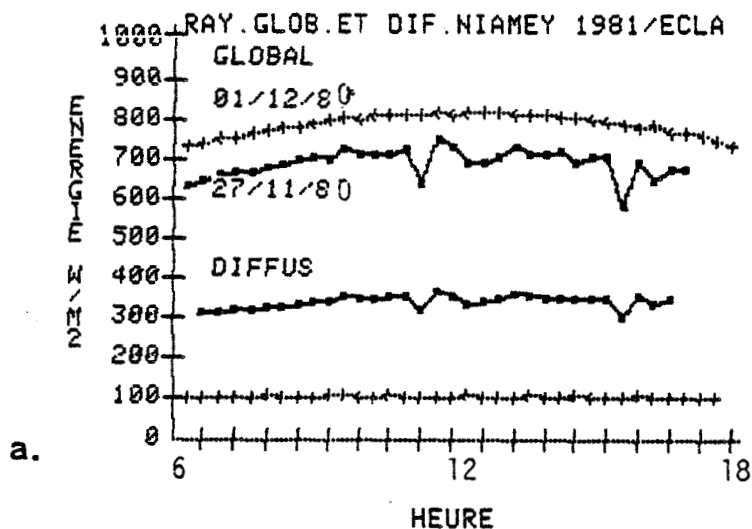


Fig. IV-8. Effet d'une couche d'aérosols sur le rayonnement solaire au niveau du sol :
a. Courtes longueurs d'onde,
b. Infrarouge.

IV - 3.1.2. SUR LES FLUX RADIATIFS AU SOL :

La figure IV-8 a mis en évidence, pour une même époque, toutes choses égales par ailleurs, l'important déficit de rayonnement global (environ 100 W/m^2) des jours brumeux (27/11/81) comparés aux jours clairs (01/12/81).

La répartition entre direct et diffus change également, la proportion de diffus dans le global est de 12 % pour un jour clair à midi mais atteint 50 % pour un jour brumeux.

L'effet sur le rayonnement infrarouge est moindre mais l'émission accrue de l'air chargé d'aérosols dans les basses couches chaudes amène un supplément de $10\text{-}20 \text{ W/m}^2$ par rapport aux jours clairs (fig. IV-8b).

IV-3.2. LES EFFETS DES AEROSOLS AU SEIN D'UNE ATMOSPHERE TURBIDE :
LE BILAN RADIATIF EN ALTITUDE LORS DES CAMPAGNES NIAMEY -
1979 ET OUAGADOUGOU - 1980.

Le bilan radiatif de l'atmosphère est un des éléments importants de son bilan énergétique. Il importe donc de connaître aussi précisément que possible l'impact des aérosols sur ce bilan.

De la réponse à cette question, dépend la prévision à long terme de l'effet d'une pollution globale de l'atmosphère terrestre aussi bien que la prévision à court terme à l'échelle régionale de l'impact sur le climat local d'une mise en suspension soit naturelle (vent de sable, brumes sèches, volcans), soit artificielle (pollution industrielle) de grandes masses d'aérosols.

Les brouillards et brumes humides ont été assez bien étudiés sur le plan radiatif à cause de leur fréquence et de la gêne qu'ils apportent en pays développés. Par contre, les "brumes sèches", qui, à certaines périodes couvrent des millions de kilomètres carrés et représentent des millions de tonnes de matière en suspension dans l'atmosphère ont été assez peu étudiées du point de vue radiatif.

A notre arrivée en Côte d'Ivoire, nous avons commencé à étudier la variabilité du bilan radiatif en fonction de l'altitude en zone intertropicale (Cerf, 1972). Nous avons alors montré l'intérêt d'une telle étude en condition de brume sèche.

A l'époque nous avons conçu et réalisé un radiomètre et effectué une série de vols sur un CESSNA 150 puis sur un CESSNA 330 (PUSH-PULL) de l'armée de l'air Ivoirienne. Ces premières études étant encourageantes, nous avons équipé un Aérocommander qui, possédant une trappe pour les vues aériennes était plus commode à utiliser pour les mesures radiatives. L'équipement de cet avion est présenté en annexe II.

Les difficultés financières, matérielles et techniques ainsi que les problèmes inhérents au travail de recherche scientifique en Afrique, ont fait que le nombre de vols a été limité. Malgré tout, nous avons pu effectuer deux campagnes de mesures importantes à Niamey en mars 1979 et à Ouagadougou en mars 1980. Cette dernière campagne a permis, au vu de ses résultats, de confirmer le projet de campagne ECLATS.

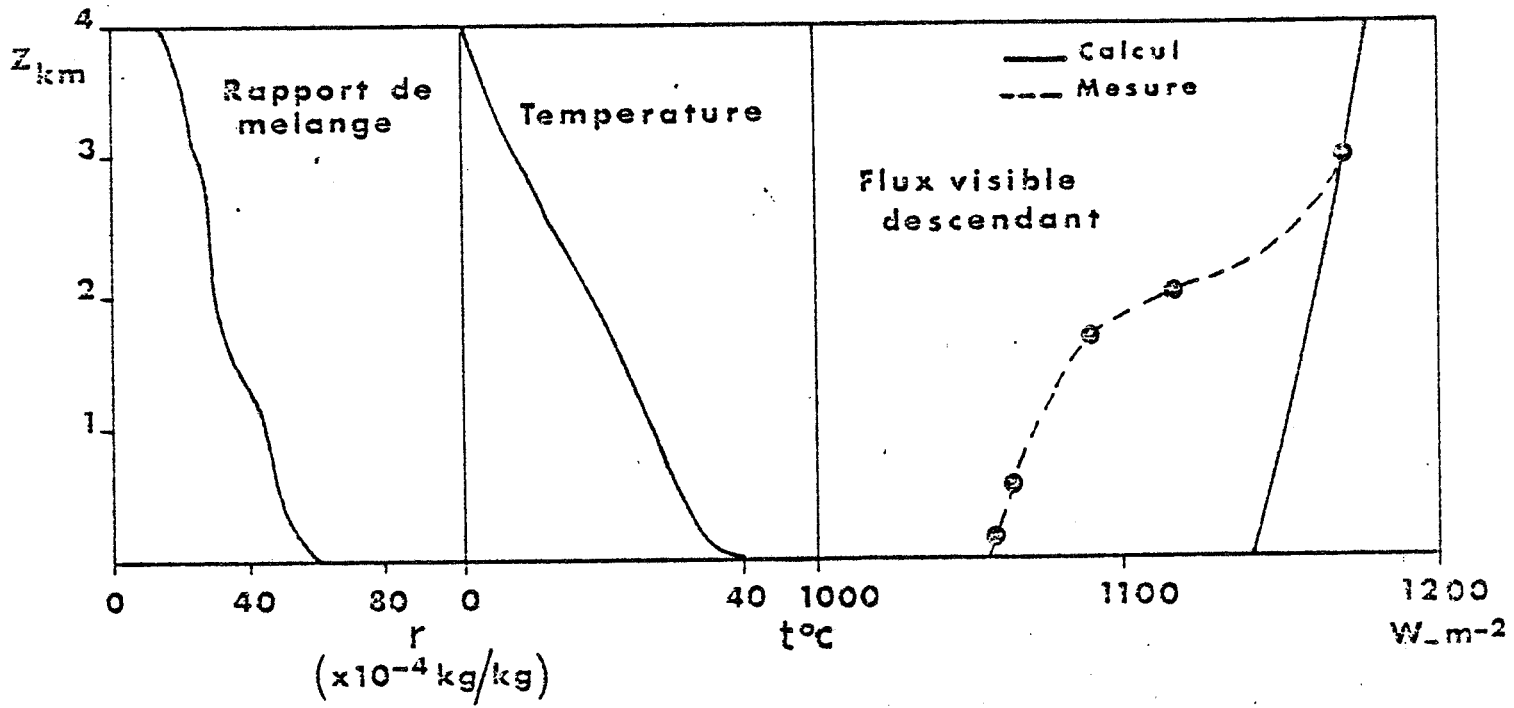


Fig. IV-9. Comparaison du flux descendant mesuré à celui calculé en ciel clair lors de la campagne Niamey 1979.

La première campagne n'a pas permis d'obtenir beaucoup de résultats sur le plan radiatif. En effet, nous avons dû transporter par route de Abidjan à Niamey (1800 km dont 1000 de piste) le matériel et équiper un avion de l'armée de l'air nigérienne. Bien que ce soit également un Aérocommander, il n'avait pas de trappe photo et nous n'avons pu installer que les capteurs de rayonnement descendant sur les ailes. Étaient également disponibles sur les ailes, des sondes de température et humidité, ainsi qu'un granulomètre et un néphélomètre intégrateur.

Trois vols ont été effectués les 21, 22 et 23 mars 1979 dans des conditions de brume sèche intense (visibilité de l'ordre de 2-3 km).

En utilisant les données de température et d'humidité obtenues à chaque palier de mesure au cours du vol et les données du radiosondage de Niamey pour les niveaux supérieurs, nous avons calculé à l'aide du programme SUNRAY de Fouquart et Bonnel (1980) les flux radiatifs de courte longueur d'onde en ciel clair. Les résultats comparés aux mesures ont montré le décalage systématique du flux de rayonnement visible avec celui calculé en condition de ciel clair. Malgré l'ajustement des flux au niveau haut de mesure (ajustement justifié ultérieurement) le flux mesuré est systématiquement inférieur au flux calculé et ce d'autant plus que l'on traverse une grande épaisseur d'aérosols en se rapprochant du sol.

Ce déficit atteint 75 W.m^{-2} (sur 1172 mesurés), au niveau du sol (fig. IV-9). Ces premières mesures ont également montré que la couche d'aérosols pouvait monter très haut puisque à 12000 pieds nous y étions encore.

On a pu observer lors des vols tôt le matin l'effet de l'inversion nocturne non encore détruite sur la structure verticale du profil d'aérosols. La figure IV-10 montre que la concentration en poussières croît nettement dans les couches immédiatement au-dessous de l'inversion qui semble réaliser un véritable blocage des aérosols qui se décantent dans la couche d'air calme surmontant l'inversion nocturne. Ce profil correspond au vol n°3 du 23/03/79 vers 8 h 30 au moment où l'inversion nocturne commençait à se détruire à partir du sol. D'après la forme de la courbe de température à cet instant, l'inversion nocturne devait avoir une amplitude de l'ordre de 5 à 10°.

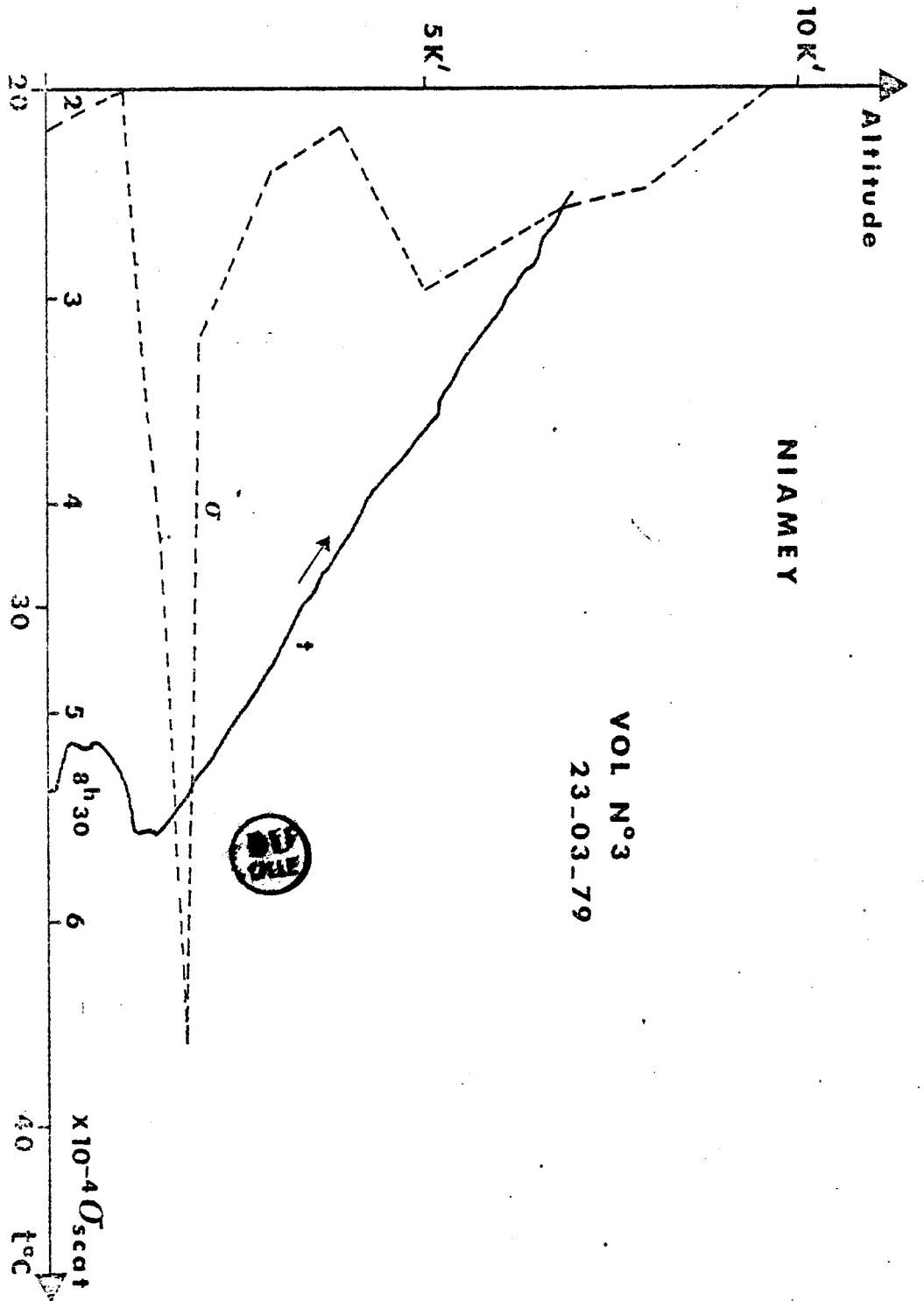


Fig. IV-10 : Observation avec le néphélogramme intégrateur d'une couche d'aérosols bloqués par l'inversion nocturne.

INSTRUMENT	MARQUE OU MODELE	FONCTION
Spectroradiomètre	ISCO	Spectre du rayonnement solaire de 0,4 à 1 μm
Néphélomètre Intégrateur	MRI	Mesure du coefficient de diffusion de l'air équivalent à 0,5 μm
Granulomètre Optique	Baush and Lomb	Compteur de particules dans les gammes de diamètres supérieures à 0,3 ; 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 5 ; 10 ; 20 μm .
Impacteur à cascade	Weather Mesure Corporation	Répartition massique de l'aérosol atmosphérique pour les gammes de rayon < 0,15 ; 0,15 - 0,3 ; 0,3-0,6 ; 0,6-1 ; 1-2,5 ; > 2,5 μm
"Sky Photometer"	Volz - 2 λ	Etablissement de la fonction de diffusion du ciel à l'almucantor pour deux largeurs d'onde (0,5 et 0,85 μm).
Photomètre	Volz - 3 λ	Mesure de l'intensité énergétique du rayonnement solaire direct à 3 largeurs d'onde (0,506 ; 0,880 ; 0,940 μm) pour calculer les coefficients de trouble d'Angstrom α et β et la hauteur d'eau précipitable.

Tab. IV-3. Station sol à Niamey - Mars 1979.

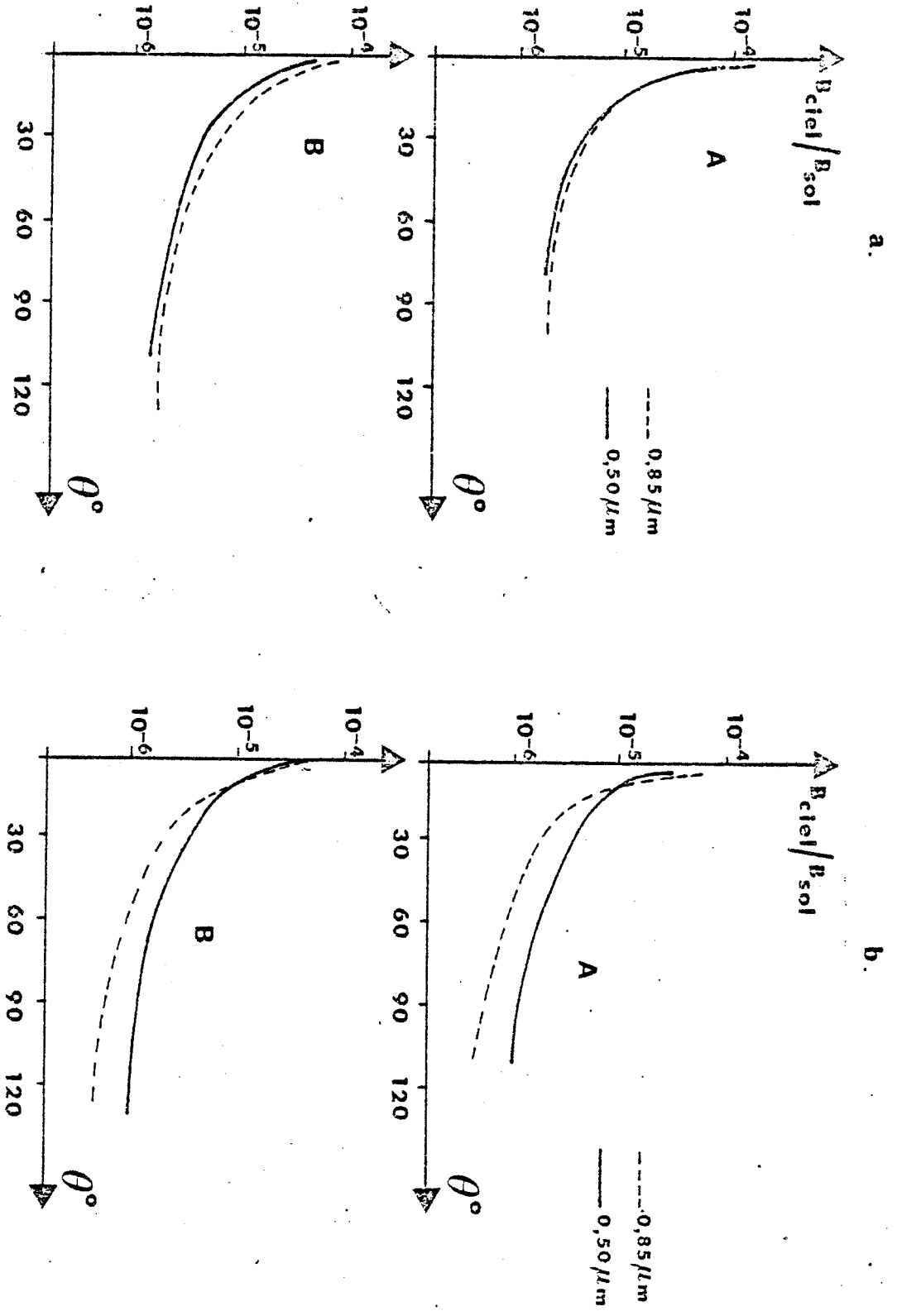


Fig. IV-11 : Fonction de diffusion des aérosols :
a. En période de brume sèche à Niamey le 15/03/1979 à 7h 49 (A) et le 23/03/1979 à 8h 42 (B).
b. En air maritime clair à Abidjan le 06/02/1979 à 15h 46 (A) et le 11/02/1979 à 16h 29 (B).

Nous avons également installé une station de mesures physiques au sol décrite dans le tableau IV-3. Nous disposions, de plus, des mesures de la station météorologique locale. Quelques mesures effectuées avec le "sky photometer" de VOLZ ont permis d'obtenir une fonction de diffusion des brumes sèches que l'on peut comparer à une autre obtenue à Abidjan en atmosphère marine claire. La remarque la plus évidente porte sur l'effet spectral des aérosols montré fig. IV-11.

En ordonnée est porté le rapport de la luminance du ciel à celle du soleil en fonction de l'angle de diffusion c'est-à-dire ici l'angle entre un rayon direct et la direction visée dans le plan de l'almucantar. La fonction obtenue en présence de brumes sèches est beaucoup moins pointue et la luminance dans les courtes et grandes longueurs d'onde est sensiblement la même alors qu'elle était plus importante dans les courtes longueurs d'onde en ciel clair à Abidjan. Ceci explique la couleur orangée de l'atmosphère lors des épisodes de brume sèche et confirme la diminution du coefficient α d'Angström dans ces cas là.

Cet effet est dû à une diffusion accentuée aux grandes longueurs d'onde, les aérosols de brume sèche sont en effet de taille plus importante que ceux de ciel clair maritime.

Dans ces conditions, le coefficient d'extinction ne dépend plus que faiblement de la longueur d'onde (tout au moins dans le domaine des rayonnements solaires).

La campagne de Ouagadougou, financée par l'A.T.P. - Recherches Atmosphériques, a été plus fructueuse car nous avons pu utiliser l'avion équipé à Abidjan.

Quatre vols, dont un de nuit, ont été effectués les 10, 14 et 15 mars 1980. Malheureusement, la brume sèche n'était pas très dense. Si, sur le plan radiatif, l'intérêt a été limité, les vols se faisant en ciel peu trouble, ils ont montré que l'étude de la turbulence, même en ciel clair, dans ces zones, était intéressante. En effet, du fait de l'échauffement du sol, elle présente une intensité inconnue en zone tempérée.

Vol Date	T.S.V	Altitude m (Pmb)	T _{air} °C	r g/kg	T _{sol} °C	σ diff. cm ⁻¹	ϕ^{\dagger} vis W.m ⁻²	ϕ^{\dagger} vis W.m ⁻²	ϕ^{\dagger} net vis W.m ⁻²	ϕ^{\dagger} IR W.m ⁻²	ϕ^{\dagger} IR W.m ⁻²	ϕ^{\dagger} net IR W.m ⁻²	$\Delta T/\Delta t$ °C/jour vis/IR
n°1 14/03/80 (nuit)	05H 43	2713 (697)	12,4	1,4	18,7					242	376	- 134	-1,1
	05H 58	1798 (782)	20,7	0,8	16,9					279	402	- 123	-1,5
	06H 10	1189 (843)	24,1	2,0	16,4					301	413	- 112	-0,8
	06H 21	579 (908)	27,7	2,0	16,8					314	420	- 106	-5,5
	06H 42	152 (970)	27,1	0,5	26,8					345	411	- 66	
n°3 14/03/80	10H 58	2713 (697)	13,0	0,8	48,8	0,009	1098	218	880	252	457	- 205	4,7
	11H 10	1829 (779)	21,1	0,8	48,7	0,007	1047	213	834	299	493	- 194	-1,1
	11H 20	1524 (809)	22,9	0,9	53,6	0,011	1015	219	796	311	499	- 188	10,7
	11H 30	610 (905)				0,030	1001	216	785	352	536	- 184	-0,35
	11H 38	152 (956)				0,031	995	216	779	379	5 63	- 184	1,0
n°4 15/05/80	9H 51	152 (956)	29,3	5,2	43,8	0,015	883,5	206	678	353	531	- 187	4,2
	10H 14	2438 (721)	14,6	3,0	47,0	0,011	994	199	795	261	460	- 199	-0,75
	10H 25	1524 (809)	22,2	3,2	48,0	0,014	928	190	738	306	496	- 190	5,5
	10H 37	610 (905)	28,8	3,8	55,1	0,016	917	160	757	345	537	- 192	1,7
	10H 45	152 (956)	33,1	4,6	53,1	0,016	901	179	722	368	558	- 190	+0,2
													5,8
													-0,3

Tab. IV-4. Mesure des flux radiatifs lors de la campagne Ouagadougou - 1980.

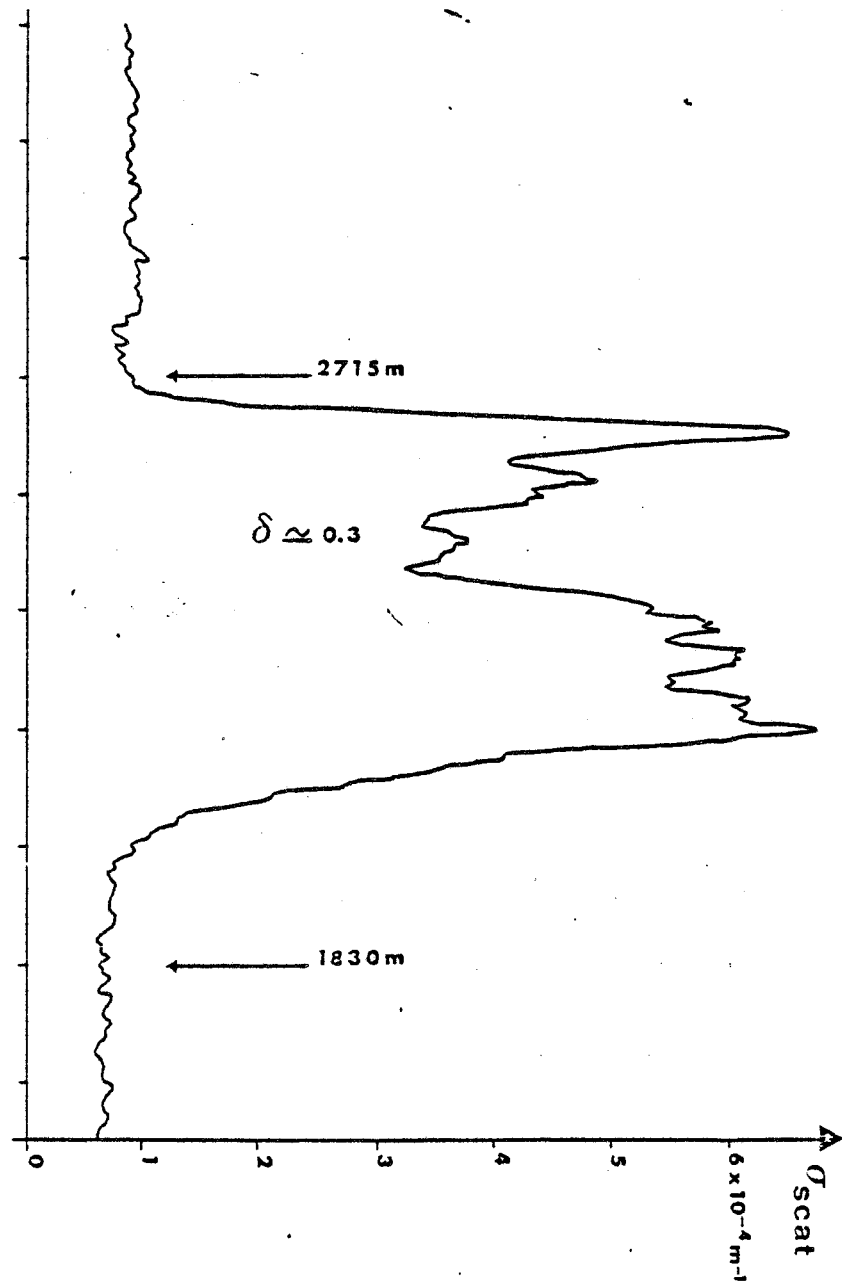


Fig. IV-12 : Observation avec le néphélomètre intégrateur d'une couche d'aérosols en altitude.

Le tableau IV-4 présente les mesures de flux radiatifs. La couche de brume était loin d'être homogène et l'on pouvait rencontrer plusieurs couches claires. La figure IV-12 présente les mesures du coefficient de diffusion de l'air faites avec le néphélomètre intégrateur au cours d'un sondage en continu pendant la montée en altitude de l'avion. On observe entre 2000 et 3000 mètres, une couche d'aérosols de 600 m d'épaisseur et dont on évalue l'épaisseur optique de diffusion à 0,3. Ceci montre que l'on peut avoir, au sol, une visibilité horizontale bonne mais une mesure d'épaisseur optique suivant la verticale indiquant un trouble important. De là vient la difficulté que l'on a de relier la visibilité horizontale au sol mesurée par les observateurs météo aux paramètres du trouble. De plus, les mesures de visibilité sont des évaluations peu précises et qui peuvent dépendre de l'observateur. Cependant, étant donné la faible densité du réseau d'observations dans ces zones, elles peuvent être un bon indicateur du trouble de l'atmosphère... en attendant les mesures satellitaires !

IV - 4. LES PROPRIETES RADIATIVES DES AEROSOLS.

Le premier article qui suit traite de la mesure des épaisseurs optiques spectrales d'aérosols qui par des méthodes d'inversion permettent de remonter à la granulométrie. Les distributions granulométriques obtenues de cette manière ont été comparées, dans le paragraphe précédent à d'autres granulométries obtenues par ailleurs. L'accord est acceptable compte tenu du fait que les compteurs de particules utilisés sous-estiment gravement les concentrations en petites particules ($r < 1\mu\text{m}$).

Le deuxième article, par différentes méthodes, tant expérimentales que théoriques permet d'établir les caractéristiques radiatives des aérosols sahéliens et en particulier l'albédo de diffusion simple aux courtes longueurs d'onde et l'émissivité en infrarouge. Il aborde également l'impact des aérosols sur l'échauffement/refroidissement de l'atmosphère.

IV-4.1. EPAISSEUR OPTIQUE ET DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE :

OBSERVATIONS OF SAHARAN AEROSOLS : RESULTS OF ECLATS FIELD EXPERIMENT.

PART I : OPTICAL THICKNESSES AND AEROSOLS SIZE DISTRIBUTIONS.

Y. FOUQUART, B. BONNEL, M. CHAOUI ROQUAI, R. SANTER,

Université des Sciences et Techniques de Lille

Laboratoire d'Optique Atmosphérique

59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

and

A. CERF ¹

Université d'Abidjan, Laboratoire de Physique de l'Atmosphère

04 PB 4322 Abidjan, Côte d'Ivoire

1 - Present affiliation : Université des Sciences et Techniques du Languedoc -
Laboratoire d'Infrarouge - 34060 Montpellier Cedex, France.

1. Introduction

Through their interactions with both solar and terrestrial radiation, atmospheric aerosols can alter significantly the radiative budget of the earth-atmosphere system. In the short wave, they reflect back to space a part of the incoming solar radiation and absorb another part of it, thus resulting in a net decrease of the available solar energy at the earth's surface and a heating of the atmosphere. In the infrared, the increased atmospheric opacity induces an enhanced greenhouse effect. The net effect on the radiative budget depends upon the nature and size of the aerosols concerned, and also the surface albedo and the altitude of the aerosols layers.

The climatic effect of aerosols has been a subject of concern for several years. Particular attention has been given to stratospheric aerosols which reside is long enough to significantly alter the climate. Many papers have dealt with the relationship between fluctuations in climate and volcanic activity through the interactions of injected stratospheric aerosols with radiation (Oliver, 1976, Pollack et al., 1976, Fiocco et al., 1976, Luther, 1976, Mass and Schneider, 1977, Lenoble et al., 1982). Attention has also been paid to tropospheric aerosols by Rasool and Schneider, 1971, Atwater, 1970, Chylek and Coakley, Harshvardhan, 1974, and Cess, 1978, Hansen et al., 1978, Murray Mitchell, 1971, Tanré et al., 1983, Reck, 1976.

Evidence of a considerable increase in insoluble particles during the last glacial period re-inforces the interest of investigators into the possible climatic impact of aerosols. According to ice core samples collected in both North and South polar regions (Thompson, 1977, Cragin et al., 1977, Petit et al., 1981, Fisher, 1970), this increase may have been as much as 10 fold and was sustained over a long period of time (thousands of years). This large concentration of aerosols might be related to the extension of the desert areas which according to Sarnthein (1978) were about 5 times bigger than now ; through their interaction with radiation either directly in the atmosphere or by affecting the albedo of the surface where they were deposited, these aerosols might have played a role in the transition to a post glacial climate.

At present, the insoluble particles produced by soil erosion constitute 10 to 20 % of the total aerosol production rate (WCP 12 Report on Aerosol and Climate, 1980). The tropical arid zones constitute the main source for these particles, and of these the Saharan and its bordering regions are certainly the most efficient.

In this context the so called "dust hazes" which are a common feature of the countries bordering the Sahara, call for particular attention as they might be related to the droughtness of Sahelian regions. Indeed, Prospero et al. (1972) noticed that an intense period of drought coincided with an abnormally high frequency of dust hazes. The problem is quite similar to that presented by the increased

incidence of aerosols during the last ice age ; namely, to determine whether aerosols induce a positive feedback on the desertification process through stabilizing processes in the boundary layer.

The development of dust hazes depends upon ITCZ position and North African high pressure systems whose speedy progress from North-West to South-East stimulates propitious conditions for the deflation, allowing the lifting of enormous masses of aerosols into the atmosphere. The sources of aerosols are chiefly the Tchad's reservoir and Air's alluvia spurs. Dust is transported by the general circulation of the lower troposphere (below 600 mb). In these layers the residence time of the particles is considerably increased by the turbulence induced by high ground temperatures. The ITCZ constitutes a southern limit for aerosol-laden air masses, and its position affects the trajectory of dust hazes. In the Northern hemisphere summer, when the ITCZ reaches high latitudes they are directed towards Mauritania and Senegal and Saharan aerosols are often transported through the Atlantic (Prospero and Carlson, 1972). In winter the ITCZ is much further to the south and Harmattan winds transport saharan aerosols towards the Guinea Golf, whereas in spring the ITCZ has an intermediate position which allows transport of aerosols above the North Equatorial Atlantic towards Central America and the North of South America. Prospero at al.,(1981) reported on observations of Saharan aerosols in French Guyana.

The spatial extension and the high frequency of occurrence of dust hazes is such that they can have a significant effect on the global climate through their impact on the radiative budget of the

earth-atmosphere system. On the regional scale, in Sahelian regions, they may induce a large dynamic effect by heating the atmosphere and cooling the surface, thus stabilizing the temperature lapse rate (Carlson and Benjamin, 1980). In order to evaluate this possible climatic impact, one needs to know the spatial and temporal extension of dust hazes, the concentration and optical properties of Sahelian aerosols and the synoptic conditions associated with dry haze. The spatial and temporal extension of dust hazes can only be inferred from satellite measurements associated with well defined ground truth measurements. Field experiments are needed not only as references for validations but also as they constitute the only way of measuring such parameters as size distribution or chemical composition which are not yet measurable from satellites. Field experiments also allow a direct experimental approach to evaluating the impact of aerosols on the dynamics of the lower atmosphere.

In November-December 1980 the Universities of Toulouse and Lille conducted a field experiment in Niamey (Niger). The ECLATS experiment (Etude de la Couche Limite Atmosphérique Tropicale Sèche) was designed to study the properties of a clear boundary layer in which radiative effects constitute an important factor of the energy budget.

The complete experiment included in situ measurements of turbulence, radiative fields, aerosol concentrations and size distributions, as well as mesoscale observations of wind velocity and radiosounding (in Niamey). An aircraft (HD 34 INAG-EDF) was operated, fully instrumented with gust probes, inertial platform, Eppley

pyranometers and pyrgeometers, Barnes PRT 5 radiometers, Knollenberg FSSP probe and a Kratel optical counter. A ground station was equipped with a Sierra Instruments cascade impactor, Eppley pyranometers and pyrgeometers and two interference filters sun photometers developed at LOA (allowing measurements of the spectral extinction from 0,45 μm to 2,2 μm). A tethered balloon was also operated between the ground and 500 m to study the characteristics of the nocturnal boundary layer (Guedalia et al., 1983). One of the main objectives of ECLATS was to determine the radiative properties of the Saharan aerosols during the Northern Hemisphere winter and their impact on the radiative field.

This paper reports on measurements of the extinction optical depths made during ECLATS and deduced size distributions. In situ measurements made on board the HD-34 instrumented aircraft are also reported.

A joint paper deals more specifically with the determination of the shortwave single scattering albedo and infrared emissivity of aerosols and report on observations of longwave and shortwave radiative fluxes and corresponding heating rates.

2. Observations of solar extinction

The meeting of JSC experts in aerosol and Climate (WCP 12, 1980) emphasized the need for turbidity measurements particularly around the major sources of desert aerosols. Though the accuracy of turbidity measurements is crucially dependent on the frequency of inspections and

recalibration procedures, they constitute a useful tool, as well as a cheap one for a continuous monitoring of the global aerosol loading in the atmosphere. Well calibrated pyrhelimeters or sun photometers constitute the necessary ground truths for satellite measurements, moreover the determination of aerosol optical thickness at suitable wavelengths gives an insight into aerosol size distributions.

Optical thickness (δ) of Saharan dust has been determined from turbidity measurements by a number of authors : Cerf (1980) observed, in Niger and upper Volta, values up to 0,8, at $\lambda = 506$ nm. Whereas, in Cape Verde Islands, during the GATE observational programme in 1974, Carlson and Caverly (1977) observed averaged values of optical thickness around 0,9 to 1,0 for the haziest days and around 0,5 for the remaining days. The sunphotometer measurements programme coordinated by Prospero et al (1979) allowed construction of a mean dust plume map with seasonal averaged optical thickness ranging from 0,3 along the coast of Africa to 0,1 in Western Atlantic.

Observations of solar extinction are also available for the Middle East where the Khamsinic conditions correspond to advection from desert areas so that large quantities of Saharian dust are transported up to Lebanon and Syria ; Levin et al., (1980) reported a maximum optical thickness of roughly 2 peaking to 3 just after a frontal passage. According to Levin et al., for averaged Khamsinic conditions the optical thickness would be around 1,5.

a. Instruments and measurements

Two multi-wavelength filter wheel radiometers constructed at Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille, were available for ECLATS. They differed in their detectors and apertures. The first one with a Silicon detector covered the range from 400 to 1100 nm with a 3° field of view whereas the second one with a PbS detector covered the near infrared from 800 to 3000 nm with a field of view of 5°. The bandpass of the interferometer filters is summarized in Table I. Note that the channels 6 and 7 were used to determine the water vapor content not discussed here.

Neglecting the small contribution of the multiple scattering which occurs within the field of view of the radiometer, the directly transmitted solar irradiance $I(\lambda)$ is given by

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp(-\delta(\lambda) \cdot m) \quad (1)$$

where $I_0(\lambda)$ is the solar irradiance at top of the atmosphere, $\delta(\lambda)$ the optical thickness at wavelength λ and m the air mass depending on the solar zenith angle θ_0 . $\delta(\lambda)$ represents total extinction including molecular scattering $\delta_R(\lambda)$, molecular absorption $\delta_g(\lambda)$ and aerosol extinction $\delta_A(\lambda)$.

$$\delta(\lambda) = \delta_R(\lambda) + \delta_g(\lambda) + \delta_A(\lambda).$$

Radiometer calibration was derived from the usual Langley plot method. Typically 40 data points were used. On some occasions, the presence of thin cirrus clouds was detected, or the aerosol content of the atmosphere changed during the period when measurements were being taken; in these cases, the values of $\delta(\lambda)$ recorded relate to the period of the day during which conditions were stable.

The near infrared channels were chosen in the atmospheric windows, however measurements recorded on channel 4 of radiometer 2 have been disregarded as that channel probably contaminated by water vapor absorption. The scattering optical depth $\delta_R(\lambda)$ for the molecular atmosphere was obtained with the help of tables and surface pressure measurements. Ozone absorption is calculated by means of the LOWTRAN 5 programme (Kneizys et al., 1980) using the climatological data relating to ozone content.

b. Observations

Fig. 1 represents optical thickness at 520 nm and horizontal visibility in Niamey for the period of ECLATS experiment. A moderate dry haze occurred from November 23 to 28, with optical depths reaching 1,5 on the 27th, in good agreement with the above mentioned observations. It is interesting to note a very intense dry haze occurred a short time after the end of ECLATS ; turbidity measurements were no longer available at that time but horizontal visibility decreased to less than 500 m.

Fig. 2 shows the spectral variation of the aerosol optical thickness $\delta_A(\lambda)$ for the two extreme - clear and hazy - cases. The error bars correspond to the dispersion around the Bouguer plot and include the radiometric noise as well as the natural variability of aerosols. (Solid curves represent $\delta_A(\lambda)$ re-computed via Eq. (2) with a size distribution deduced from inversion methods - see section 3). At first sight, the main difference between the two curves lies in their concavity which changes from clear to hazy conditions ; these results will be analyzed thoroughly in the next section. A second interesting point is that most of these curves are not linear in this log-log diagram. Consequently the usual Angström presentation $\delta(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha}$ is unable to reconstitute the complete spectral variation of δ ; however as many results are still presented using this presentation the daily variation of the Angström exponent α is also presented in Fig. 1. For consistency with other published results α was derived from the visible spectral range ($\lambda < 700$ nm). It is interesting to note that, in agreement with the previous statement on Fig. 2, large δ are associated with small α (roughly $\alpha \simeq 0.2$) while for the clearest days α reaches its standard continental value ($\alpha \simeq 1.3$). Since α is approximately related to the exponent ν of a Junge distribution ($dN/dr \simeq r^{-(\nu+1)}$ with $\nu = \alpha + 2$), such a variation denotes a significant change in size distribution with a shift toward larger particles for the haziest days.

3. Size distribution

Direct measurements of aerosol size distributions was performed during ECLATS : at ground level by means of a cascade impactor (from Sierra Instruments Co.) and in situ, from the aircraft, by means of a Knollenberg FSSP and a single particle counter Kratel which is quite similar to a Royco 220. Table 2 summarizes the size discretization of the three instruments. In addition the ground based spectral solar extinction measurements have been inverted to reconstitute the integrated size distributions. This section presents the results of these measurements and the observed differences are discussed.

a. Inversion of spectral optical thicknesses

For spherical particles, the aerosol optical thickness is related to the size distribution by

$$\delta_A(\lambda) = a \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{\text{ext}}(r/\lambda, \tilde{m}) \bar{n}(r) dr \quad (2)$$

where $\bar{n}(r)$, normalized to a single particle, is the size distribution integrated over the whole vertical atmospheric column, a the total number of particles in this vertical column, and $\pi r^2 Q_{\text{ext}}$ the extinction cross section, which is here calculated from Mie theory with the complex refractive index \tilde{m} from Patterson et al. (1977) or Carlson and Benjamin (1980) (that is, $\tilde{m} = 1.55 - 0.005 i$).

Generally two kinds of inversion are available : the analytical method with an assumed size distribution, and the direct linear method. Calculations using both methods are performed hereunder.

1) ANALYTICAL INVERSION (IMPROVED BOX'S METHOD)

Inversion of the spectral variation of $\delta_A(\lambda)$ is easier if $n(r)$ is a simple analytic function of r . For measurements restricted to the visible range (443-678 nm), the spectral dependence of $\delta_A(\lambda)$ is reasonably approximated by the Angström formulation : $\delta_A \approx \lambda^{-\alpha}$ the inversion of which gives the well known Junge distribution $n(r) \approx r^{-(\alpha+3)}$. As noted by Deirmendjian (1980), that simplicity is only apparent since the lower (r_1) and upper (r_2) limits of the inversion need to be fixed. We preferred to use the gamma-standard law

$$\overline{n(r)} = c. r^{(1-3v)/v} . \exp(-r/rv) \quad (3)$$

where c is a normalized constant, r is the effective radius and v the effective variance. With measurements restricted to the visible, the inversion is limited to a single parameter : r and the variance is arbitrarily fixed to $v = 0,2$ (Box and Lo, 1976). By extending the measurements to the near infrared and noting that there is a change in the slope of δ vs. λ (see Fig. 2) it appears feasible to determine v also. The determination of r and v is done using a grid point method which minimizes the distance between precalculated and observed Angström exponents α_V and α_{IR} . Observed Angström exponents α_V and α_{IR} are obtained from a least-square fitting to the spectral extinction

measurements of respectively radiometer 1 (443-678 nm) and 2 (865-1585 nm) ; the total number of particles a is derived from Eq. 2.

One advantage of this method is that in the analytical form of the distribution, which facilitates the modelization ; the two parameters r and v allow classification between different aerosol models. The choice of the distribution law is, obviously, arbitrary, however Kuriyan et al. (1974, a, b) showed that the gamma standard law with a single variable parameter $r(v = 0,2)$ was able to describe the radiative effects of Deirmendjian's hazes H, L and M in the visible ; thus one can reasonably think that with a second variable parameter (v), the domain of validity of the gamma standard law extends to the near infrared. Similarly, Lenoble and Brogniez (1983) for the standard Radiation Atmospheres, showed that gamma standard and log-normal laws are equivalent. Nevertheless, this type of analytical distribution has limitations ; in particular in the case of multimodal distributions, the gamma standard law is deficient.

2) LINEAR INVERSION (KING'S METHOD)

Due to these limitations in the analytical inversion method we also applied the constrained linear inversion method. This method which is fully described in King et al.(1978) and King (1982), does not prescribe an analytical form $\bar{n}(r)$ and can be used even for multimodal distributions. The data set for the inversion includes measurements at 8 wavelengths (443,525,550,600,678,865,1040 and 1580 nm). The lower limit

of detectability is set to $r_1 = 0,1 \mu\text{m}$ since smaller particles have a negligible impact on the signal. On the other hand, since the extinction efficiency oscillates around $Q_{\text{ext}} \simeq 2$ for $x = 2\pi r/\lambda \gg 15$, large particles are undetectable ; with $\lambda \simeq 1600 \text{ nm}$, the upper limit settles to $r_2 \simeq 4 \mu\text{m}$; the seven classes of the inverted size distributions are centered at respectively 0,14, 0,23, 0,39, 0,65, 1,10, 1,88 and 3,2 μm .

Both methods have been applied to the measurements presented on Fig. 2. The restituted spectral variations are reported on the figure, for both methods for the haziest day, whereas for the clear case, due to the concavity of $\delta_A(\lambda)$ the Box's method does not apply. The corresponding inverted size distributions are presented on Fig. 3, showing, for the hazy case a reasonable agreement between the two methods. Error bars, on this figure, were obtained following King (1982) ; the largest uncertainties arise for large particles for which the information content of the spectral extinction is the smallest. As the complete spectral variation of $\delta_A(\lambda)$ includes measurements from two different radiometers, intercalibration problems lead to an additional uncertainty for King's method. Intercalibration was possible as the spectral range of the two radiometers overlap around 900 nm ; in addition as the Box's method depends only on Angström exponents which are derived independently for each radiometer, the good agreement between the two-inverted size distribution and the good restitution of the spectral variation of $\delta_A(\lambda)$ indicates that the intercalibration is satisfactory. In the following we use the constrained linear inversion

method which applies for all cases, even clear ones where Box's method fails because the gamma standard law is not representative of the actual size distribution.

b. Observations

Direct observations of the aerosol size distribution on November 18 are presented in Fig. 4. For consistency with ground based impactor measurements, the reported aircraft observations (Kratel and Knollenberg) were collected during low level flights performed at an altitude of roughly 100 m. Kratel and Knollenberg distributions are local and instantaneous measurements whereas the cascade impactor distributions correspond to an averaging over 24 h ; however both aircraft measurements showed only small variations in the distribution over the 24 hour period of concern. The distributions derived from ground-based extinction measurements are given for the corresponding two days, and are not very different. These last results are integrated over the whole atmospheric column ; however, aircraft measurements show a fair stability of the distributions with height, as shown in Table 3, which gives the distributions normalized to the concentration in the first class of the Kratel for different altitudes. Although significant the variations remain smaller than a factor 2 ; the Knollenberg distributions have not been reported as they are almost invariant. These preliminary discussions validate the intercomparisons, at least for relative abundances, between the different size distributions.

Impactor and inversion measurements lead to a good agreement. But, except for large particles, both Kratel and Knollenberg results disagree with these size distributions. Note that for $r = 0,2 \mu\text{m}$ Kratel and Knollenberg already differ by almost one order of magnitude. Since the accuracy of the inversion strongly decreases for large particles as the information content of $\delta_A(\lambda)$ is weak (see the error bars in Fig. 3), the very nice agreement for $r > 1 \mu\text{m}$ must be taken with care.

Independently of the method used to invert the spectral inversion measurements, the experimental size distributions once vertically integrated should lead to a reasonable qualitative agreement between the observed spectral variation of $\delta_A(\lambda)$ and the recalculated one. However, this is not the case, as may be seen in Fig. 5 where the optical thicknesses recomputed via the Mie's theory for the vertically integrated Knollenberg (curve a) and Kratel (curve b) distributions are compared to the measured $\delta_A(\lambda)$ and the values recalculated from the inverted size distribution (curve c). The disagreement is also very clear in Fig. 6 where are shown the integrated size distributions derived from the constrained linear inversion and from vertically integrated in situ measurements : for the smallest detectable particles ($r \simeq 0,2 \mu\text{m}$) the discrepancy reaches one order of magnitude with the Kratel and two orders with the FSSP.

We were unable to determine the precise cause of such a large discrepancy ; however according to Jeck (1979), two reasons could be proposed for underestimating the number of small particles with the FSSP : (i), a saturation of particle count due to an improper circuit

response time associated with the finite dead time following the transit of a particle ; however the maximum rate of small detectable particles is roughly 6000 s^{-1} according to ground based optical measurements, far less than the 100 000 particles per second which correspond to the dead time of 10 s ; (ii), side effects of the edge rejection circuitry ; however, according to Particle Measuring System the edge rejection circuitry is not supposed to cause any spectral distortion in the measurement of clear air aerosols.

According to Witby and Willeke (1979) a random generation of countable pulses by subcountable size particles tends to occur with the Royco, resulting in a decrease of one or two orders of magnitude in the lowest channel and an increase in the larger sizes. According to ground based optical measurements the rate of particles with $r < 0,1 \mu\text{m}$ would be 100 000 to 130 000 particles per second for the FSSP ; it might be that a similar noise generation occurs with the FSSP.

The cascade impactor itself can be affected by reentrainment of large particles resulting in a large overestimate of small particles whereas the inversion of spectral extinction is known to be inaccurate for large particles, though measurements of δ in the near infrared considerably improve the accuracy of the inversion. Nevertheless, the good agreement between impactor and inversion measurements led us to use the distribution derived from spectral extinction throughout the campaign.

The size distributions presented in Fig. 3, for a typical clear day (December 3) and a hazy day (November 28), show that the dry haze is characterized by a large increase (about a factor 10) in the number of particles of intermediate size, whereas the occurrence of small and large particles remains nearly unchanged. This is consistent with the idea of a background of small particles which constitute a permanent feature in West Africa, the dry haze itself being mostly constituted of intermediate particles ($r = 0,5 \mu\text{m}$). The small variation in the concentration of large particles ($r > 2 \mu\text{m}$) might be related to a decantation process, large particles being mostly of local origin.

Extensive measurements of Saharan dust size distributions are available for comparison with our results. In Fig. 7 we have drawn the distribution characteristics of hazy conditions during ECLATS (curve 1), which can be compared with size distributions determined over the Eastern Atlantic during GATE (curve 2 : Kondrat'yev et al., 1981 ; curve 3 : Jaenicke and Schütz, 1978 ; curve 4 : Carlson and Caverly, 1977). Measurements made in Senegal are represented by curve 5 (d'Almeida and Jaenicke, 1981) ; the distribution observed in Khamsin conditions (Levin et al., 1980) is also shown (curve 6) as well as the continental II aerosol distribution (curve 7) of the Standard Radiation Atmosphere (WCP 12, 1980). Although discrepancies between individual curves are large ; nevertheless some similarities can be drawn : all distributions except Kondrat'yev et al. give roughly a similar slope for large particles ($r > 1 \mu\text{m}$), viz $\alpha \approx 2,3$, whereas for SRA $\alpha \approx 3$. The main discrepancy occurs in the intermediate range ($0,1 \mu\text{m} \leq r \leq 1 \mu\text{m}$) where most authors conclude to a much smaller slope than was obtained from ECLATS (Carlson

and Caverly : $\alpha \approx 1$, d'Almeida and Jaenicke : $\alpha \approx 0,5$) or an important decrease (Levin et al., Kondrat'yev et al.). According to Jaenicke (1982) and Kondrat'yev et al. (1982) the gap in intermediate particles observed in curve 2 is certainly unrealistic, at least for its magnitude. The slope of the ECLATS distribution remains close to 2 for $r > 0,3 \mu\text{m}$ while Jaenicke's slope is intermediate. SRA Continental II has the strongest slope ($\alpha \approx 3$). For the smallest particles, there is fairly good agreement among the distributions, most giving a high relative concentration of small particles except Levin et al. and to a lesser extent Carlson and Caverly. According to Levin et al., the wind speed at the time of the frontal passage exceeded 10 ms^{-1} whereas during ECLATS it was always smaller than 4 ms^{-1} . As suggested by Levin et al., this wind speed might explain an important local generation of large particles in Khamsin, whereas this generation was small during ECLATS. As for the SRA, it can be seen that the small particles are overwhelmingly water soluble ($\alpha \approx 3,4$ and relative concentration in terms of particle number $\approx 94 \%$) and the results obtained are thus probably not appropriate for desert aerosols.

4. Summary and conclusions

Large concentrations of saharan aerosols were observed during the ECLATS fields experiment (Niger, November-December 1980). At the time of a "dry haze", the aerosol optical thickness rose to $\sigma_A = 1,5$ at $\lambda = 520 \text{ nm}$. Airborne measurements of aerosol size distribution were obtained by means of single particle optical counters (Kratel and Knollenberg FSSP) and simultaneously from ground based measurements

using a cascade impactor ; moreover inversions of spectral extinction measurements led to vertically integrated size distributions. Two methods of inversion were used : the first is an extension of the Box and Lo (1976) method while the second is the constrained linear inversion method developed by King et al. (1978, 1982). Both methods lead to very similar results for hazy days.

The spectral extinction measurements were in good agreement with cascade impactor data. Consequently we adopted the size distribution resulting from King's inversion method as representative of the actual distribution, at least for the purposes of analysing the optical effects. It should be noted that this distribution may significantly differ from the actual unknown one ; however, as it will be shown in a future paper, it has always agreed with all radiative measurements performed during ECLATS : shortwave and longwave radiatives fluxes as well as infrared window radiances. We thus consider the assumed distribution to be representative of some effective size distribution, the optical effects of which are similar to those of the actual one.

Comparison of in situ and ground based measurements showed that both optical counters strongly underestimated the number of small particles ($r \leq 1 \mu\text{m}$). Reasons for this inaccuracy were not identified precisely, though they might be related to the noise generated by the large number of undetectable particles. Classical ground based aureole measurements would have been useful for measuring the presence of large

particles, and are to be used for further campaigns. Similarly, polarization measurements would have been useful in deriving the particle refractive index.

Aerosol size distributions observed during ECLATS included a large concentration of relatively small particles ($r \leq 1 \mu\text{m}$); this contradicts the observations of some other authors (Carlson and Caverly, 1977, Kondrat'yev et al., 1981 or Levin et al., 1980, who observed small relative concentration of small particles. These differences are partly due to the methods of measurements themselves: most particle optical counters are unable to detect particles smaller than $0,2 \mu\text{m}$ in radius; also, as experienced during ECLATS, they can strongly underestimate the number of the smallest detectable particles. Our measurements showed a systematic decrease in particle concentration with decreasing r for small particles ($r \leq 0,5 \mu\text{m}$) with the FSSP, and a small increase with the Kratel; with a Knollenberg FSSP, Ackerman and Cox (1982) obtained roughly similar distributions over Sausi Arabia. Our spectral extinction measurements might lead to large uncertainties in the inverted size distributions, derived mainly for the largest particles, but the order of magnitude of the concentration of small particles given by the distributions is certainly more reliable, as is confirmed by the generally good agreement between our results and those collected by d'Almeida and Jaenicke (1982) or Jaenicke and Schütz (1978).

Discrepancies between observed relative concentrations of small particles are also related to differences in wind velocity as large particles are mostly due to local generation. In this respect the

"dry hazes" observed during ECLATS are characterized by small or moderate wind velocity ($V \leq 4 \text{ ms}^{-1}$) as opposed to dust storm conditions or khamsin conditions. In addition, differences in origin and humidity conditions may strongly affect the size distribution.

This large relative concentration of small particles obviously has important consequences on the optical properties of the Saharian aerosols layer.

Acknowledgments

This research was supported by the Centre National de la recherche Scientifique under A.T.P. Recherches Atmosphériques n° 8027 and 3693. The ECLATS experiment was organized in collaboration with the University of Niamey.

Table 1
 Central wavelength (λ) and spectral bandpass ($\Delta\lambda$) of the multiwavelength radiometers
 used during ECIATS.

	Radiometer 1							Radiometer 2			
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4
λ (nm)	443	525	550	600	678	336	338	865	1040	1585	2210
$\Delta\lambda$ (Å)	155	80	85	100	70	17	36	25	30	55	72



Table 2

Size discretization of classes for cascade Impactor, Knollenberg FSSP and Kratel counters.

	Number of classes	radii(μm)
Cascade Impactor	6	<0.15; 0.15-0.30 ; 0.30-0.60 - 0.60-1 ; 1-2.5 ; >2.5
Knollenberg	16	regularly spaced from 0.25 to 4 μm , with $\Delta r = 0.25 \mu\text{m}$
Kratel	5	0.225-0.25 ; 0.25-0.7 ; 0.7-1 ; 1-1.5 ; 1.5-5.5

Table 3

Dependence of normalized size distributions with the altitude
 $(dN/d \log r)_{\text{class } i} / (dN/d \log r)_{\text{class } 1}$

Altitude (feet) class(μm)	100	1500	3000	5300
0.225 - 0.25	1	1	1	1
0.25 - 0.70	0.77	0.73	0.74	0.74
0.70 - 1.0	1.40	1.27	1.11	1.01
1.0 - 1.5	0.75	0.68	0.50	0.41

- ACKERMAN, S.A. and S.K. COX, 1982 -The Saudi Arabian Heat Low. - J. Geophys. Res., 87, 8991-9002.
- ATWATER M.A., 1970 - Planetary albedo changes due to aerosols. - Science 170, 64-66.
- BOX, M.A., and S.Y. LO, 1976 - Approximate determination of aerosol size distributions. - J. Appl. Meteor., 15, 1068-1076.
- CARLSON T.N. and R.S. CAVERLY, 1977 - Radiative characteristics of saharan dust at solar wavelengths. - J. Geophys. Res.,82, 3141-3152.
- CARLSON T.N., and S.G. BENJAMIN, 1980 - Radiative heating rates for Saharan Dust. - J. Atmos. Sci.,37, 193-213.
- CERF A., 1980 - Atmospheric turbidity over West-Africa. - Contributions to Atmospheric Physics,53, 3, 414-429.
- CHYLEK P. and J.A. COAKLEY Jr, 1974 - Aerosols and climate. - Science, 183, 75-77.
- CRAGIN J.H., M.M.HERRON, C.C. Jr. LANGWAY and G. KLOUDA, 1977 - Interhemispheric comparison of changes in the composition of atmospheric precipitation during the late cenozoic era, in Polar Ocean. - (Dunbar ed.), 617-631.
- d'ALMEIDA G., and R. JAENICKE, 1981 - The size distributions of mineral dust. - J. Aerosol Sci.,12, 160-162.
- DEIRMENDJIAN D., 1980 -A survey of light scattering techniques used in the remote monitoring of atmospheric aerosols. - Geophys. and Space Phys., 18, 2, 341-360.
- FIOCCO G., G.W. GRAMS and A. MUGNAI, 1976 - Energy exchange and temperature of aerosols in the earth's atmosphere. - J. Atmos. Sci., 33, 2415-2424.
- FISHER Q.A., 1979 - Comparison of 10^5 years of oxygen isotope and insoluble impurity profiles from the Devon Island and Camp Century ice cores. - A. Quat. Res.,11, 299-305.
- GUEDALIA, D., C. ESTOURNEL and R. VEHL, 1984 : Effects of Sahel dust layers upon nocturnal cooling of the atmosphere (ECLATS Experiment), J. Clim. Appl Meteor., 23, 644 - 650.
- HANSEN J.E., W.C. WANG and A.A. LACIS, 1978 - Mount Agung provides test of a global climate perturbation. - Science, 199, 1065-1068.

- HARSHVARDHAN and R.D. CESS, 1978 - Effect of tropospheric aerosols upon atmospheric infrared cooling rates. - J. Quant. Spect. Rad. Trans., 19, 621-632.
- JAENICKE R., and L. SHUTZ, 1978 - Comprehensive study of physical and chemical properties of the surface aerosols in the Cape Verde Islands region. - J. Geophys. Res., 83, 3585-3599.
- JAENICKE, R., 1982 - Comment on "determination of vertical profiles of aerosol size spectra from aircraft radiative flux measurements, 1, retrieval of spherical particles size distributions" by Kondratyev et al. - J. Geophys. Res., 87, 7347-7349.
- JECK, R.K., 1979 - Performance of the PMS axially scattering spectrometer probe. In aerosol measurement. D.A. Lundgren, M. Lippman, S.S. Harris, W.H. Marlow, W.E. Clark and M.D. Dunkanb. Ed. University Press of Florida, 716 pp.
- KING M.D., D.M. BYRNE, B.M. HERMAN, and J.A. REAGAN, 1978 - Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements. - J. Atm. Sci., 35, 2153-2167.
- KING M.D., 1982 - Sensitivity of constrained linear inversions to the selection of the Lagrange multiplier. - J. Atmos. Sci., 39, 6, 1356-1369.
- KNEIZYS F.X., E.P. SHETTL, W.O. GALLERY, J.H. CHETWIND Jr., L.W. ABREN, J.E.A. SELBY, R.W. FENN and R.A. McCLATCHEY, 1980 - Atmospheric transmittance / radiance : Computer code LOWTRAN 5, Report AFGL-TR-80-0067, 233pp.
- KONDRAT'YEV, K. Ya., R.M. WELCH, S.K. COX, V.S. GRIHECHKIN, V.A. IVANOV, M.A. PROKOFYEV, V.F. ZHAVLEV and O.B. VASILYEV, 1981- Determination of vertical profiles of aerosol size spectra. From aircraft radiative flux measurements. 1. Retrieval of spherical particles size distributions. - J. Geophys. Res., 86, 9783-9793.
- KONDRAT'YEV, K. Ya., R.M. WELCH, S.K. COX, V.S. GRISHECHKIN, V.A. IVANOV, M.A. PROKOFYEV, V.F. ZHVALEV and O.B. VAZILYEV, 1982 - Reply to comment of R. Jaenicke (1982). - J. Geophys. Res., 87, 7349.
- KURIYAN, J.G., and Z. SEKERA, 1974 - Scattering in liquid haze. Analytic approximations. - Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 100, 67-75.
- KURIYAN, J.G., D.H. PHILLIPS, and M.T. CHAHINE, 1974 - Multispectral extinction measurements to deduce the complex refractive index and size distribution of aerosol particles. - J. Atmos. Sci., 31, 2233-2236.
- LENOBLE J., D. TANRE, P.Y. DESCHAMPS, and M. HERMAN, 1982 - A simple method to compute the change in earth atmosphere radiative balance due to a stratospheric aerosol layer. - J. Atmos. Sci., 39, 2565-2576.

LENOBLE J., C. BROGNIEZ, 1983 - A comparative review of radiation aerosol models. - To Contributions Atm. Phys.

LEVIN Z.L., J.H. JOSEPH and Y. MEKLER, 1980 - Properties of Sharaw (Khamsin) dust. Comparison of optical and direct sampling data. - J. Atmos. Sci., 37, 882-891.

LUTHER F.M., 1976 - Relative influence of stratospheric aerosols on solar and longwave radiative fluxes for a tropical atmosphere.- J. Appl. Meteor., 15, 951-955.

MASS C., and S.H. SCHNEIDER, 1977 - Statistical evidence on the influence of simspots and volcanic dust on long-term temperature records.- J. Atmos. Sci., 34, 1995-2004.

MURRAY MITCHELL J. Jr., 1971 - The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface. - J. Appl. Meteor., 10, 703-714.

OLIVER R.C., 1976 - On the response of hemispheric mean temperature to stratospheric dust : an empirical approach. - J. Appl. Meteor., 15, 933-950.

PATTERSON F.M., D.A. GILLETTE, B.H. STOCKTON, 1977 - Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols. - J. Géophys. Res., 82, 21, 3153-3160.

PETIT J.R., M. BRIAT, and A. ROYER, 1981 - Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength. - Nature, 293, 391-394.

POLLACK J.B., O.B. TOON, C. SAGAN, A. SUMMERS, B. BALDWIN and W. VAN CAMP, 1976 - Volcanic explosions and climatic change. - J. Geophys. Res., 81, 1071-1083.

PROSPERO J. and T.N. CARLSON, 1972 - Vertical and areal distribution of saharan dust over the Western Equatorial North Atlantic Ocean.- J. Geophys. Res., 77, 5255-5265.

PROSPERO J.M., D.L. SAVOIE, T.N. CARLSON, and R.T. NEES, 1979 - Monitoring Saharan aerosol transport by means of atmospheric turbidity measurements.- In M.C. Morales - Saharan dust - SCOPE 14 - Wiley J. Edit., 297 pp.

PROSPERO J.M., R.A. GLACCUM, and R.T. NEES, 1981 - Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. - Nature, 289, 570-572.

RASOOL S.I., and S.H. SCHNEIDER, 1971 - Atmospheric carbon dioxide and aerosols : effects of large increases on global climate. - Science, 173, 138-141.

RECK R.A., 1976 - Thermal and radiative effects of atmospheric aerosols in the northern hemisphere calculated using a radiative convective model. - Atmospheric Environment, 10, 611-617.

SARNTHEIN M., 1978 - Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. - Nature, 272, 43-46.

TANRE D., J.F. GELEYN, and J. SLINGO, 1983 - First results of the introduction of an advanced aerosol radiation interaction in the ECMWF low resolution global model. - Proceedings of the workshop on Aerosols and their Climatic Effects, Williamsburg (Virginia), 28-30 March 1983. - A. Deepack Edit.

THOMPSON L.G., 1977 - Microparticles, Ice sheets and climate. - Inst. Polar Stud., rep., 64, 148 pp.

WCP 12, 1980 - Report of the meeting of JSC experts on aerosols and climate (Geneva, 27-31 October 1980) : available from WMO, 64 pp.

WITBY K.T., and K. WILLEKE, 1979 - Single optical counters : Principle and field use. In aerosol measurements - D.A. Lundgren, M. Lippman, F.S. Harris, W.H. Marlow, W.E. Clark and M.D. Durkam Edit. University Press of Florida, 716 pp.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1 - Optical depth δ at $\lambda = 520$ nm (curve a, dashed line), horizontal visibility V (curve b, solid line), and Angström coefficient α (curve c, dotted line) for the periode of ECLATS Experiment.

Figure 2 - Spectral variation of the aerosol optical thickness δ_a for clear sky (a : 03/12/1980) and hazy sky (b : 28/11/1980) ; reported values are at $\lambda = 443-525-550-600-678-865-1040-1580$ nm. Errors bars correspond to the dispersion around the Bouguer plot. Continuous curves : optical thicknesses computed with a size distribution deduced from King's method (solid lines), and Box's method (dashed line).

Figure 3 - Aerosol size distributions integrated over the whole atmospheric column corresponding to the spectral optical thicknesses showed in figure 2, derived from : constrained linear inversion (solid lines), and Box's method (dashed line). Days : same as fig. 2.

Figure 4 - Aerosols size distributions observed during ECLATS (day : 18/11/80) from 4 different methods : curve a, ground based cascade impactor ; curves b and c, direct in-situ (low level flight) optical counters (Kratel and Knollenberg respectively) ; and curve d, derived from spectral extinction measurements. Curve e : same as d but for the 19/11 data.

Figure 5 - Comparison between $\delta_a(\lambda)$ recomputed from : a, Knollenberg measurements ; b, Kratel measurements ; and c, results of constrained linear inversion. Day : 18/11/80. Corresponding size distributions : see fig. 6.

Figure 6 - Vertically integrated aerosols size distributions obtained from : a, Knollenberg measurements ; b, Kratel measurements ; and c, constrained linear inversion. Day : 18/11/80.

Figure 7 - Comparison between a typical aerosol size distribution observed during ECLATS Experiment (curve 1), and those done by other authors : 2, Kondrat'yev and al (Eastern Atlantic) ; 3, Jaenicke and Shütz ; 4, Carlson and Caverly ; 5, D'Almeida and Jaenicke (Senegal) ; 6, Levin and al (Khamsin conditions) ; and 7, Standard Radiation Atmosphere.

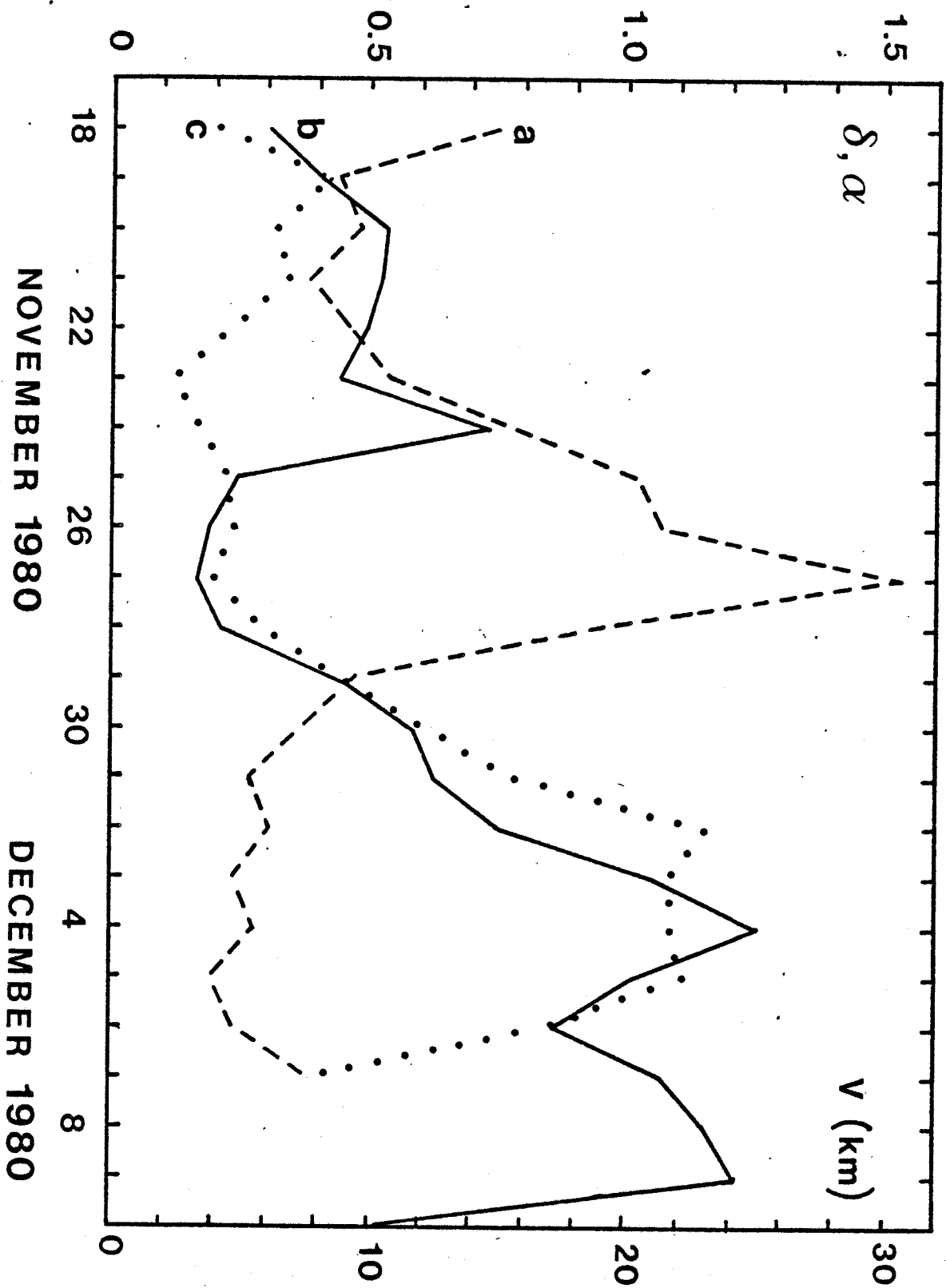


Figure 1

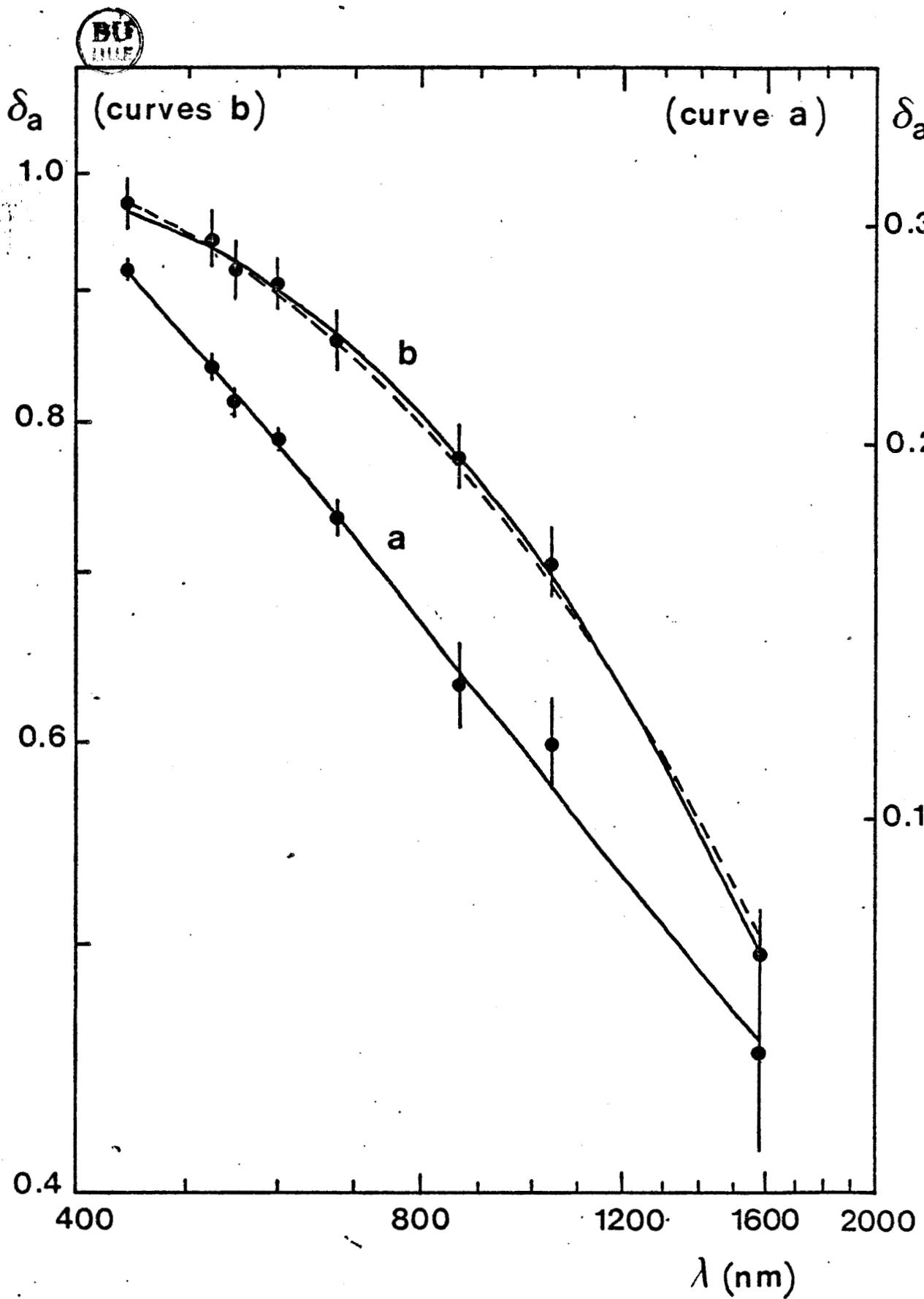


Figure 2

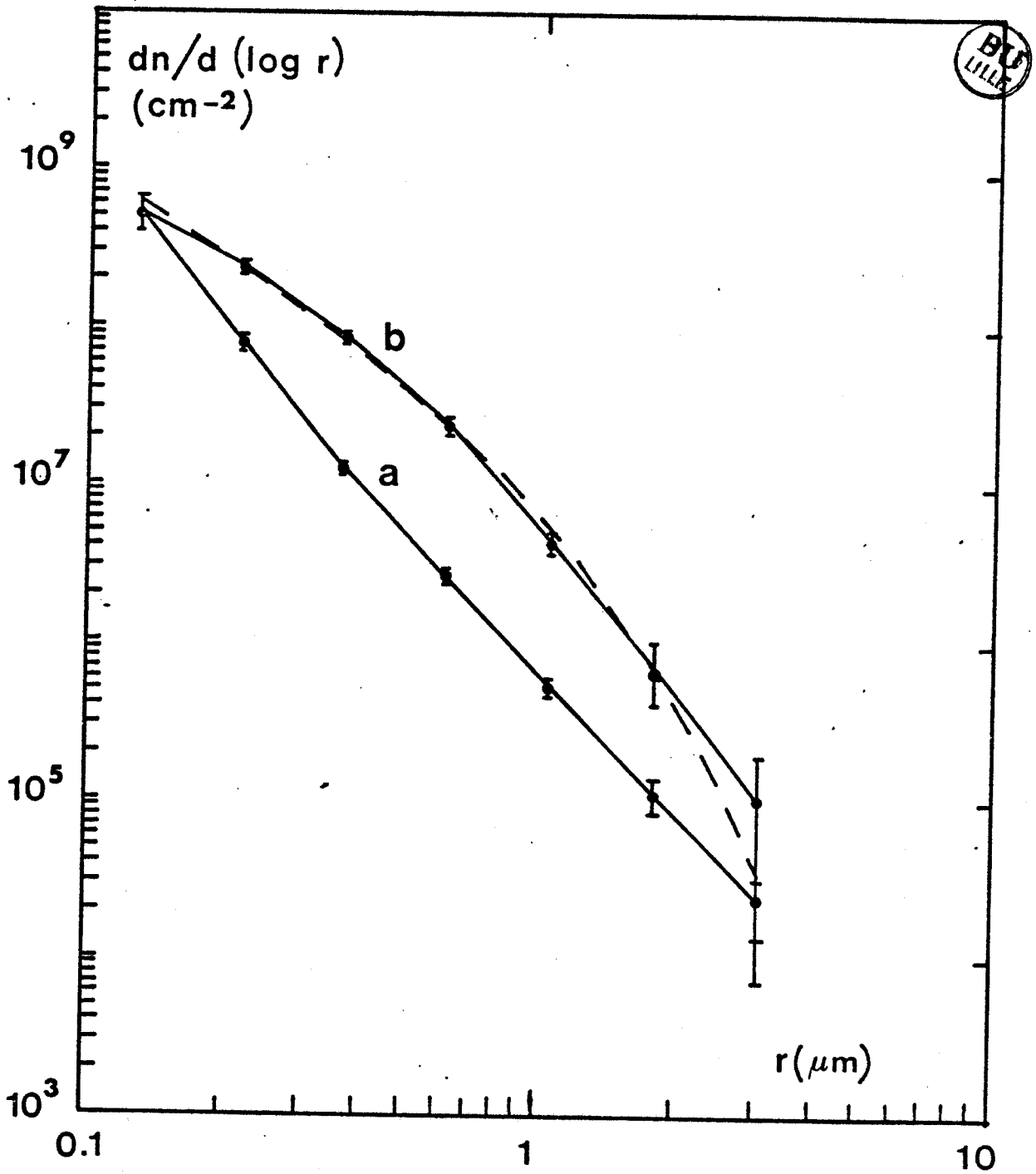


Figure 3

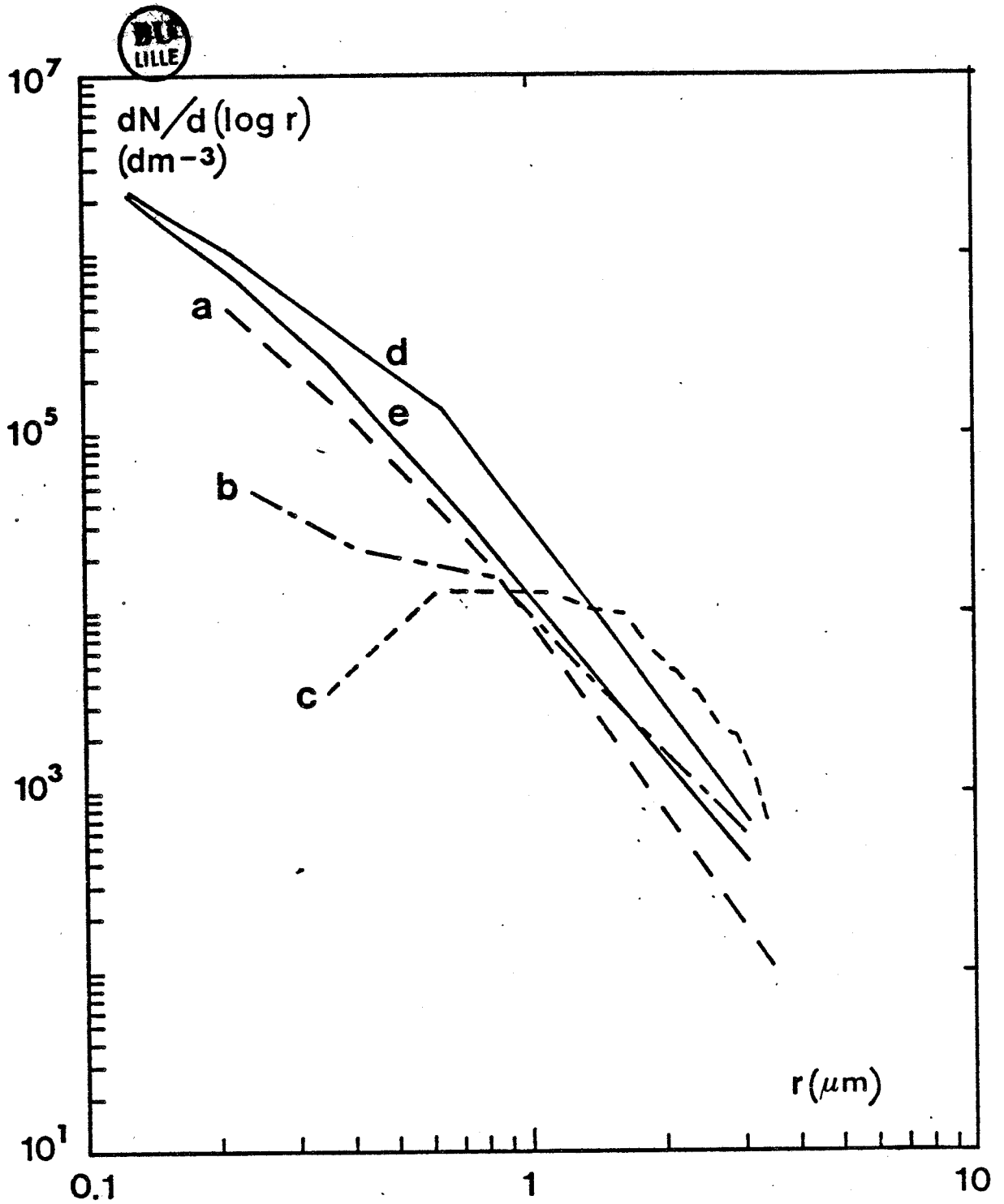


Figure 4

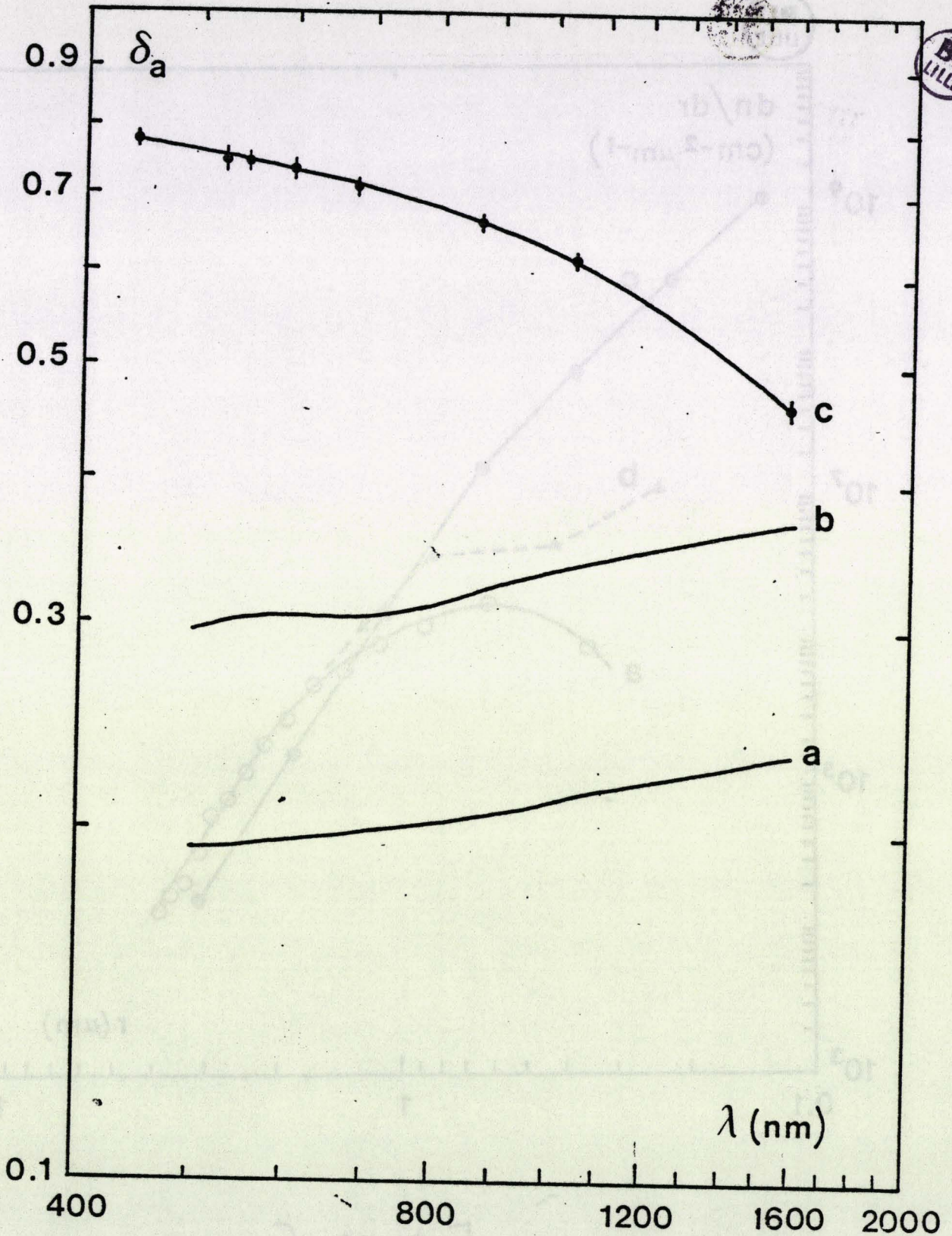


Figure 5

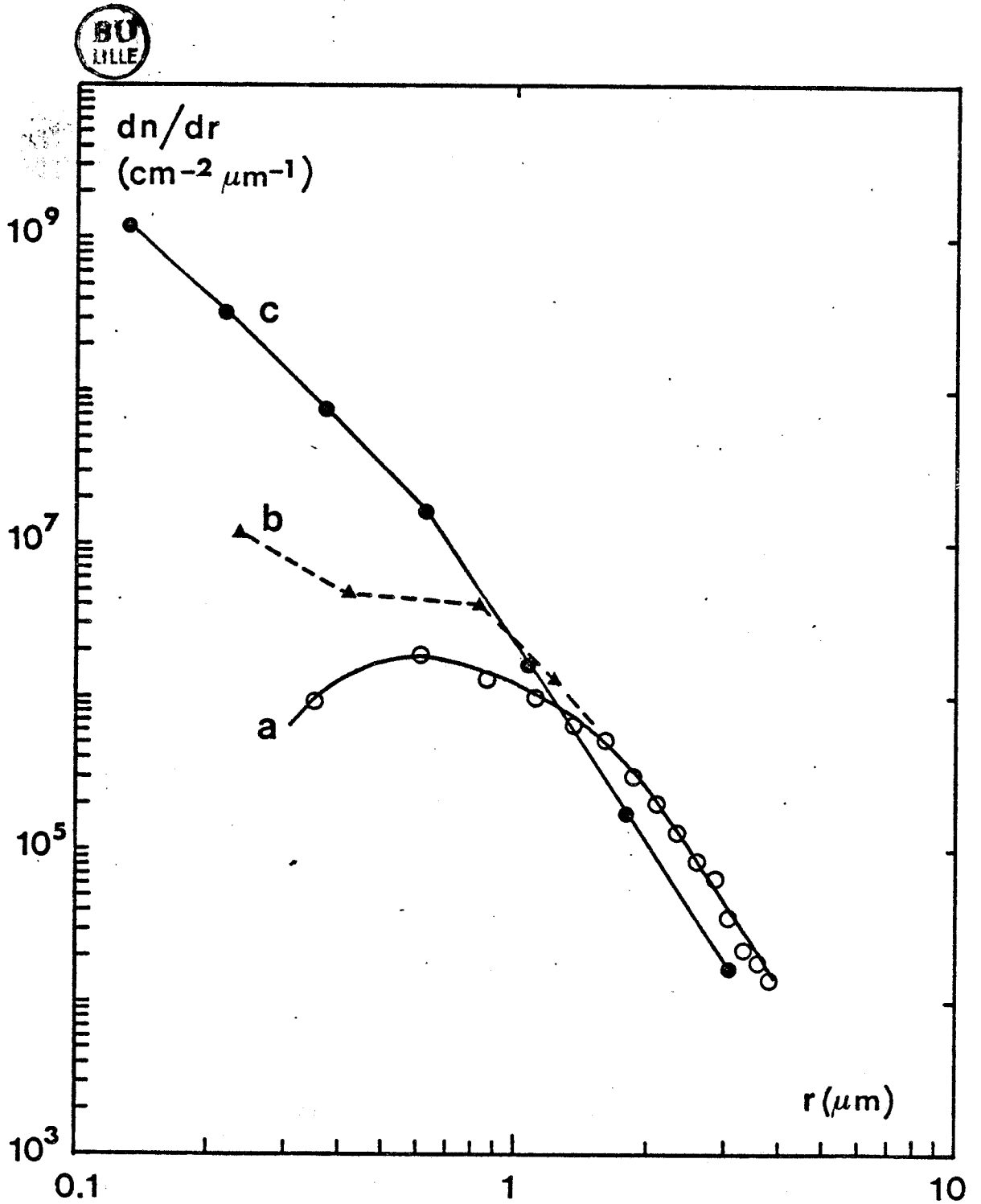


Figure 6

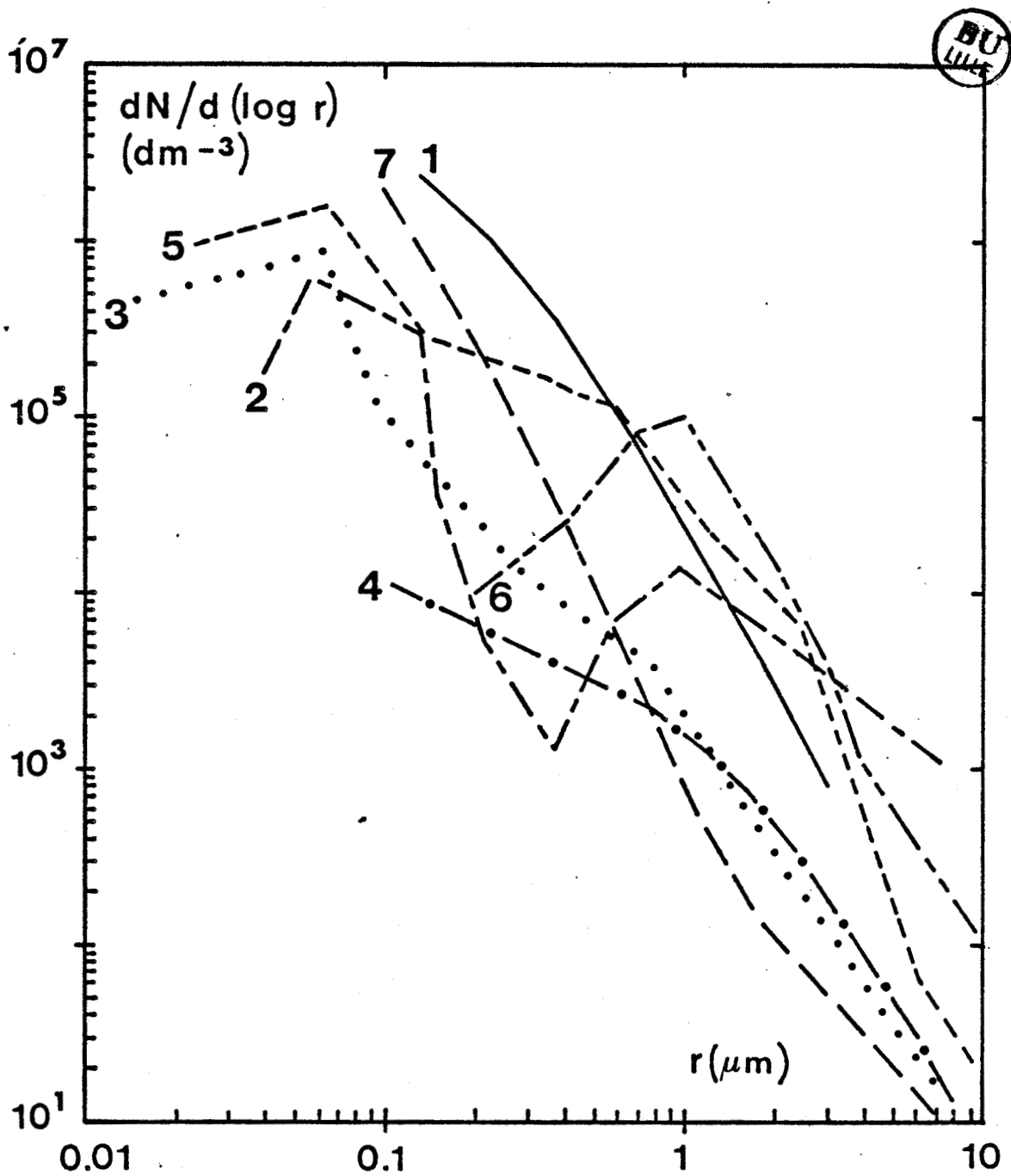


Figure 7

IV-4.2. DIVERGENCE DES FLUX RADIATIFS VERTICAUX ET DETERMINATION
DE L'ALBEDO DE DIFFUSION SIMPLE (EN COURTE LONGUEUR D'ONDE),
DE L'EMISSIVITE (EN INFRAROUGE).

OBSERVATION OF SAHARAN AEROSOLS : RESULTS OF ECLATS FIELD EXPERIMENT.

PART II : BROADBAND RADIATIVE CHARACTERISTICS OF THE AEROSOLS
AND VERTICAL RADIATIVE FLUX DIVERGENCE

Y. FOUQUART, B. BONNEL, G. BROGNIEZ, J.C. BURIEZ,
L. SMITH¹, J.J. MORCRETTE².

Université des Sciences et Techniques de Lille
Laboratoire d'Optique Atmosphérique
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

and

A. CERF³

Université d'Abidjan, Laboratoire de Physique de l'Atmosphère
04 BP 4322 Abidjan - Côte d'Ivoire

1. Present affiliation : Department of Atmospheric Science - Foothills Campus Colorado State University - Fort Collins, Co 80523 - U.S.A.
2. Present affiliation : NCAR - Advanced Study Program - PO Box 3000 Boulder, Colorado 80307 - U.S.A.
3. Present affiliation : Université des Sciences et Techniques du Languedoc - Laboratoire d'Infrarouge - 34060 Montpellier Cedex, France.

1. INTRODUCTION

In addition to their potential effect on the global radiative budget of the earth-atmosphere system, aerosols may have a significant impact on a smaller scale by affecting the energy budget of both the layer in which they are present and the surface. This is especially the case for desert aerosols, the concentration of which is, in many instances, large enough to induce a drastic decrease in the shortwave surface radiative budget and, depending on their optical properties, a significant heating of the lower atmosphere. These changes may themselves strongly influence the dynamic of the boundary layer by affecting the characteristics of the turbulent fluxes of sensible and latent heat.

Assuming that desert aerosols have relatively constant characteristics such as chemical composition, size distribution, vertical mass concentration and optical properties, Carlson and Benjamin (1980) (hereafter referred as C.B.) presented a model of Saharan aerosol based on previously published measurements pertaining specifically to Saharan dust or more generally to desert aerosol. Theoretical calculations based on the C.B. model have led to a solar heating rate, averaged in the 500 - 1000 mb layer, close ^{to} 1 K day⁻¹ for a total aerosol thickness δ ($\lambda = 500$ nm) equal to 1, which is roughly an order of magnitude larger than for a clear atmosphere. In addition, a noticeable peak in longwave cooling (≈ 1 K day⁻¹) was found in the vicinity of the top of the aerosol layer. Regardless of its interactions with the



atmospheric circulation, a global heating of the lower atmosphere associated with a strongly reduced downward radiative flux would lead to a stabilizing effect on the temperature lapse rate.

Direct observations of the effect of desert aerosols on radiative flux divergence and atmospheric stability are scarce. De Luisi et al (1976) conducted an atmospheric aerosol-radiation experiment in semi-arid regions ; though applying to much smaller optical thickness ($\delta \sim 0.015$), their results have indicated an important heating of the aerosol layer. Similar results were obtained by Ackerman and Cox (1982) in their investigation of the impact of desert aerosols over Saudi Arabia during the Summer Mousoon Experiment (SMONEX) ; from experimentally derived aerosol optical properties, they calculated a radiative convergence due to aerosol absorption in the range of 0.5 to 1 K day^{-1} . The goal of the ECLATS experiment, the results of which are presented in this series of two papers, was to study the characteristics of a dry boundary layer in which radiative divergence is significant. Part I described the optical thicknesses and the aerosol size distributions observed during the ECLATS field experiment, in the region of Niamey (Niger) in October-December 1980 ; part II deals with the broadband radiative characteristics of the aerosol layer and the vertical radiative flux divergence within the dust layer.

The interest of ECLATS is twofold : (i) As noted above, few experiments have attempted to make in situ measurements of the radiative impact of desert aerosols. ^{This is} particularly true of the Sahel region which is frequently covered by a large extent of Saharan dust, the frequency of the outbreaks having largely increased during the droughtiness of the

seventies (Prospero et al, 1976). (ii) During the experiment, the region under study was subject to a period of dry haze ($\delta \sim 1.5$), followed by a period which can be considered as very clear for that region ($\delta \sim 0.2$), with other atmospheric characteristics remaining roughly similar. This has allowed a better quantitative estimate of the radiative impact of aerosols than has been possible in some previous experiments.

Radiative flux measurements performed from the HD 34 INAG-EDF instrumented aircraft have provided an estimate of the magnitude of the radiative flux divergence. However, the limited accuracy of the pyranometers and pyrgeometers used in this campaign and the inhomogeneity of the boundary conditions have not allowed a direct experimental approach. Like most previous researchers, we preferred to derive broadband aerosol characteristics from the most reliable flights or parts of flights to calculate the radiative fluxes and their divergence. The advantages of this approach are : (i) by carefully selecting the sections of flights from which optical properties are derived we can eliminate the influence of cirrus cloud which were often present during the experiment ; (ii) aerosol optical properties derived from our observations can easily be compared to other published data. As noted by C.B., optical properties of desert aerosols do not seem to depend strongly on the specific location in question so that our measurements can be used as part of a desert aerosols data bank ; (iii) calculations can be performed with a high vertical resolution, whereas in situ measurements are obviously limited due to both the flight procedure and the accuracy of the instruments. Thus, the following

sections of this Part II deal with the derivation of shortwave and longwave aerosol optical properties while the section 5 presents the radiative budget of the aerosol layer.

2 - AIRCRAFT INSTRUMENTATION AND FLIGHT PROCEDURE

The HD 34 aircraft was instrumented for thermodynamic (temperature, pressure, humidity), turbulent (air velocity), radiative (shortwave and longwave radiative fluxes and IR window radiances) and microphysical measurements (aerosol size distributions). The characteristics of the instruments needed for radiation and aerosol measurements are presented in table 1.

A total of 17 flights were performed between November 17th and December 11th, 1980. Eleven of these flights were used to determine aerosols radiative properties (see table 2). Typically the flight procedure involved 8 or 9 horizontal levels distributed between 30 and 3000 meters, over two selected geographic zones, east of Niamey : zone 1 ($13^{\circ} 20'N - 2^{\circ} 30'E$) and zone 2 ($13^{\circ} 20'N - 3^{\circ} 10'E$). In addition, two other horizontal levels at low altitude were included in the flight pattern : the first one in the vicinity of the ground station (see part I), the other one above the river Niger which, because of its known temperature, gave a reference for downward looking radiometer measurements. A typical flight pattern is depicted in Fig. 1.

Especially for shortwave radiation measurements, it is essential for the aircraft altitude to be stable. The duration of the horizontal flights was thus of 3 to 6 minutes. However a correction has been applied to the downward shortwave flux to account for unavoidable movements. The corrected shortwave flux is expressed by

$$SW_{\text{corr}}^{\downarrow} = SW_{\text{meas}}^{\downarrow} \cos \theta_0 / \cos \alpha, \quad (1)$$

where α is the angle between the sun direction and the normal to the pyranometer and θ_0 the solar zenith angle. α is calculated from the course, pitch and roll as given by the inertial navigation system. Without correction, the aircraft pitch and roll not only induce significant fluctuations of the downward shortwave flux, but may also lead to a bias of up to 20 Wm^{-2} .

3 - DETERMINATION OF THE SHORTWAVE SINGLE SCATTERING ALBEDO

Our objective is to characterize the Sahelian aerosols in such a way that their impact upon the atmospheric radiative budget can easily be calculated. Most climate models have single or two spectral intervals in the shortwave region and all models assume (*) layer is horizontally homogeneous and the aerosol optical properties are globally derived for the entire solar spectral interval. Thus an aerosol layer is characterized by its optical thickness $\delta = \delta_{\text{scat}} + \delta_{\text{abs}}$, where δ_{scat} refers to pure scattering and δ_{abs} to absorption, its single scattering albedo $\omega = \delta_{\text{scat}} / \delta$ and its scattering phase function $P(\theta)$. Practically, for radiative budget computations, $P(\theta)$ does not need to be exactly known ; most radiation codes use the asymmetry factor

(*) horizontal homogeneity. We thus assume here that the aerosol

$$g = \frac{1}{2} \int_{-\pi}^{\pi} P(\theta) \cos \theta d(\cos \theta). \quad (2)$$

Among these three parameters δ , ω and g , the optical thickness δ can be derived from ground based spectral extinction measurements (see part I) or from satellite measurements (see Quenzel (1980) for example). In this section, we focus on the single scattering albedo; it will be shown later that the asymmetry factor is both less critical and less uncertain.

a- Mie calculations

For spherical particles, the monochromatic extinction coefficient at level z is

$$\sigma_{\text{ext}}(\lambda, z) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{\text{ext}}(r, m, \lambda) n(r, z) dr, \quad (3)$$

where λ is the wavelength, r is particle radius, $n(r, z)$ the aerosol size distribution at level z , Q_{ext} the Mie extinction efficiency factor and $m = n_r - i n_i$ the refractive index of the particles. A similar equation applies for the monochromatic scattering coefficient $\sigma_{\text{scat}}(\lambda, z)$.

We used C.B.'s refractive indices together with the vertically integrated size distributions derived from ground based spectral extinction measurements (part I); the extinction and scattering coefficients are thus vertically averaged and so is $\omega(\lambda) = \sigma_{\text{scat}}(\lambda) / \sigma_{\text{ext}}(\lambda)$

The spectral bandpass of the pyranometers is $0.28-2.8 \mu\text{m}$; because of the ozone absorption, this interval has been reduced to $0.30-2.8 \mu\text{m}$ and a spectrally averaged single scattering albedo has been calculated according to

$$\omega_A = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E(\lambda) \omega(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E(\lambda) d\lambda}, \quad (4)$$

where $\lambda_1 = 0.3 \mu\text{m}$, $\lambda_2 = 2.8 \mu\text{m}$ and $E(\lambda)$ is the incident solar flux at the top of the atmosphere (Thekaekara, 1974). Results are reported in table 3 (column 5). The value of ω_A is close to 0.95 for all days for which ground based measurements are available.

b - Experimental validations

Let us consider an atmospheric layer with an optical thickness δ . single scattering albedo ω and assymetry factor g ; let θ_0 be the solar zenith angle, F_t^\uparrow and F_t^\downarrow be the upward and downward fluxes at the top of the layer and F_b^\uparrow and F_b^\downarrow the corresponding fluxes at the bottom of the layer. If the reflectance of the underlying atmosphere

$$R_b = F_b^\uparrow / F_b^\downarrow \quad (5)$$

is known, the layer reflectance R_t and transmittance T_b can be calculated as functions of $\delta, \omega, g, \theta_0$ and R_b

$$R_t = F_t^{\uparrow} / F_t^{\downarrow} = f_1 (\delta, \omega, g, \theta_o, R_b) \quad (6)$$

$$T_b = F_b^{\downarrow} / F_t^{\downarrow} = f_2 (\delta, \omega, g, \theta_o, R_b) \quad (7)$$

Practically, T_T , T_b and R_b were determined from pyranometer measurements and θ_o fixed by astronomical conditions. When restricted to realistic values, the asymmetry factor has a rather small influence on the reflectance and transmittance functions ; therefore, we assumed for g the value derived from C.B.'s refractive indices and the size distributions of part I, (see table 3, column 6). We used radiative transfer calculations to solve by trial and error Eqs. (6) and (7) for δ and ω . Approximate methods for solving the radiative transfer equation in scattering medium are known to be fairly accurate for the purpose of flux calculations (Lenoble, 1977) ; we made use of the δ -Eddington approximation (Joseph et al, 1976).

Among the 35 hours of research flights, we selected 57 layers bounded by horizontal levels for which the shortwave radiative fluxes were stable enough for the layers to be considered homogeneous under constant boundary conditions : no significant variation of the underlying reflectance and no significant fluctuation of the downward solar flux due to the presence of cirrus clouds.

By inverting (6) and (7), we obtain the global optical thickness δ and the single-scattering albedo ω . The aerosol optical thickness δ_A and the single-scattering albedo ω_A are derived from :

$$\delta_A = \delta - \delta_g - \delta_R \quad (8)$$

$$\omega_A = (\omega\delta - \delta_R) / (\delta - \delta_g - \delta_R), \quad (9)$$

where δ_R is the molecular scattering optical depth and δ_g the water vapor optical depth calculated from the aircraft soundings using Yamamoto's (1962) parameterization.

Table 3 (column 8) presents the total aerosol optical thicknesses derived for each flight from aircraft measurements. These values are in rather good agreement with the spectrally averaged aerosol optical thicknesses derived from ground based measurements (table 3, column 7) ; the average is made in the same way as for (4), using multiwavelengths radiometers measurements (see Part I). Taking into account spatial and temporal variations as well as the fact that the detectors were completely different, this agreement is quite encouraging and gives us confidence in our approach to characterize the bulk radiative properties of the aerosols.

Figure 2 presents a histogram of the results. More than 60 per cent of the observed ω_A are between 0.94 and 0.96, in very good agreement with the results of the Mie calculations. It is worth noting that we did not observe any significant, correlation between ω_A and either the altitude or the total optical thickness.

c - Discussion

The derivation of ω_A from shortwave flux measurements and its direct calculation using the Mie theory both depend on the assumed aerosol size distribution and refractive indices. Thus, these two methods are not completely independent. However, they have very different sensitivities to those input parameters since the experimental derivation of ω_A depend on those parameters only through the asymmetry factor. According to Van de Hulst and Grossman's (1968) similarity relations, two scattering atmospheres characterized by δ_1, ω_1, g_1 and δ_2, ω_2, g_2 have nearly equivalent radiative properties if

$$\delta_1 / \delta_2 = (1 - \omega_2) / (1 - \omega_1) = (1 - g_2 \omega_2) / (1 - g_1 \omega_1). \quad (10)$$

It thus results that a change in g induces a change in ω given by :

$$\partial\omega / \partial g = - \omega(1 - \omega) / (1 - g) \quad (11)$$

Hence, for ECLATS conditions, i.e. $g \sim 0.65$ and $\omega \sim 0.93$ (corresponding to $\omega_A \sim 0.95$), $\partial\omega / \partial g \sim -0.2$. Table 4 shows the sensitivity of ω to the real and imaginary indices of refraction (n_i and n_r) and the effective radius of the aerosol size distribution r_e , for both Mie calculations ($\partial\omega / \partial X$) and observations ($\partial\omega / \partial g, \partial g / \partial X$). Practically, the variation of r_e is simulated by changing the ratio of the concentrations of large ($r > 1 \mu\text{m}$) and small ($r < 1 \mu\text{m}$) particles. The very strong dependance of ω on the imaginary refractive index is clearly outlined for Mie calculations,

whereas n_i has a much smaller influence (nearly 20 times less) on the experimental method. On the other hand, the sensitivity of ω to n_R is weak for both methods ; different measurements of the real refractive index of desert aerosols give very similar values (Volz, 1973) ; Grams et al, 1974 ; Patterson et al, 1977) ; therefore, one can consider that n_R remains small enough for the corresponding $\Delta\omega$ to be neglected. Mie calculations are strongly dependent on the size distribution ; indeed, with the same refractive indices, C.B. found $\omega_A = 0.86$ at $0.53 \mu\text{m}$ due to the predominance of large particles in their distribution. The absolute accuracy of the size distributions used in the present study is difficult to assess (see part I for further discussions) ; however, if we take as an example the measurements from 18 November, which was characterized by average conditions, we find that changing the ratio of the concentrations of large and small particles by a factor as large as 2 induces a decrease of the single-scattering albedo of only $\Delta\omega \sim 0.006$ from Mie calculations and $\Delta\omega \sim 0.001$ from observations. Therefore, the derivation of ω_A from shortwave fluxes measurements can be considered as an indirect determination of n_i ; the very good agreement between calculations and observations is thus a validation of C.B.'s imaginary indices.

4. DETERMINATION OF THE INFRARED EMISSIVITY

Compared to the shortwave range, the characterization of aerosol radiative properties in the thermal infrared is greatly simplified, for two main reasons : the absorption by atmospheric gases is quite strong, out of the 8-14 μm window region and, in that atmospheric window, the Mie parameter $x = 2\pi r/\lambda$, where r is the

particle radius and λ the wavelength, is small, so that scattering can be neglected. However, the desert aerosols present a very strong absorption around $10\mu\text{m}$; this is illustrated by Fig. 3 which shows the refractive indices corresponding to a sample collected in Niamey during a previous campaign and analyzed by Professor Volz. Such a large absorption was also observed by Volz (1973), Eischer (1975), Patterson (1977) and Levin and Lindberg (1979). The impact of desert dust on longwave radiation is thus quite significant. The vertical profile of the downward radiance measured during ECLATS by a PRT 5 on board the aircraft (Fig. 4) clearly shows this effect : the differences between computed clear sky radiances and measured radiances are strongly correlated with the vertical distribution of the aerosol concentration.

In this section, we attempt to determine the radiative properties of the Sahelian aerosols in the infrared atmospheric window. To do so, we make use of the refractive indices (Fig. 3) which, in association with the size distributions of part I, allow us to calculate the aerosol absorption coefficient from Mie theory ; in situ measurements are used to validate these calculations.

a -Theory

The total absorption optical depth of aerosols at wavelength can be written as

$$\delta_A(\lambda) = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{\text{abs}}(r, m, \lambda) n(r, z) dr dz, \quad (12)$$

where $n(r, z)$ is the aerosol size distribution at level z and Q_{abs} the absorption efficiency factor depending on the refractive index m and the size parameter $x = 2\pi r/\lambda$. According to Van de Hulst (1957), for particles small compared to the wavelength, Q_{abs} can be approximated by

$$Q_{\text{abs}}(r, m, \lambda) = (8\pi r/\lambda) \text{Im} \left\{ (1 - m^2) / (2 + m^2) \right\}, \quad (13)$$

where Im is the imaginary part.

Substituting (13) into (12) gives

$$\delta_A(\lambda) = C_A(\lambda) V \quad (14)$$

with

$$C_A(\lambda) = (6\pi/\lambda) \text{Im} \left\{ (1 - m^2) / (2 + m^2) \right\} \quad (15)$$

and

$$V = \int_0^{\infty} v(z) dz = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} (4/3) \pi r^3 n(r, z) dr dz. \quad (16)$$

$v(z)$ is the volume of dust per unit volume of air, at level z . When multiplied by the density of dust, it gives the dust content in a similar way as the liquid water content of clouds. V is the total volume of dust in the vertical column of the atmosphere, to compare with the liquid water path.

In fact, Eq. (13) is only accurate for $x < 0.6$, that is $r < 1 \mu\text{m}$. Nevertheless, because of the preeminence of small particles, (14) can be considered as a rather good approximation. This can be verified by reference to Fig. 5 where the optical depth averaged over the 8-14 μm window region δ_A is plotted as a function of V . In (12), Q_{abs} is obtained from Mie computations using the aerosol refractive indices (Fig. 3), and $\int_0^\infty n(r,z)dz$ is the size distribution integrated over the whole vertical atmospheric column, which results from the ground based spectral extinction measurements (part I). The straight line on Fig. 5 corresponds to the approximation (14) with the spectrally averaged slope $C_A = 0.34 \mu\text{m}^{-1}$. Practically, the best global agreement corresponds to $C_A = 0.32 \mu\text{m}^{-1}$; the root mean square error is then $0.01 \mu\text{m}^{-1}$.

b - Experimental validations

1) Thin layers emissivities

Following the usual method to derive cloud effective emissivity (e.g., Platt, 1972 ; Stephens et al, 1978 ; Schmetz et al, 1981 ; Bonnel et al, 1983), we determine the emissivity of a dust layer in the window region from the radiances measured with the vertically upward pointing PRT-5 radiometer. The layer emissivity is calculated from the commonly used expression

$$\varepsilon = (I_2^\downarrow - I_1^\downarrow) / (B(T) - I_1^\downarrow) \quad (17)$$

where I_1^\downarrow and I_2^\downarrow are the downward radiances at the upper and lower levels respectively, $B(T)$ is the Planck function for the 8-14 μ m region T is the temperature of the layer. This method was previously used by Minnis and Cox (1978) to determine aerosol emissivities during GATE ; however, these authors used irradiances instead of radiances and derive flux emissivities from pyrgeometer measurements. The main advantages of using a PRT-5 radiometer with an 8-14 μ m filter are a more accurate data set and a smaller influence of molecular absorption. Nevertheless, even in the window region, the water vapour absorption is not negligible so that the layer emissivity refers to the optical thickness including aerosol absorption (δ_A) and molecular absorption (δ_g), i.e.,

$$\varepsilon = 1 - \exp(-\delta_A - \delta_g). \quad (18)$$

The contribution of gas absorption was calculated using the temperature and humidity measurements which were available on the aircraft. Since this method applies to isothermal layer, only relatively thin layers were used so that temperature variations could be neglected (typically $\Delta P \sim 25$ mb). Then, the total aerosol optical thickness was obtained by adding the different optical thicknesses, that is $\delta_A = \sum_i \delta_{Ai}$: these values are reported in table 3 (column 10). Using the total volume of dust in a vertical column of the atmosphere derived from ground based measurements (column 4), we obtain a mean ratio $C_A = \delta_A / V$ equal to $0.38 \mu\text{m}^{-1}$ with a standard deviation $\sigma = 0.10 \mu\text{m}^{-1}$.

2) Fitting the vertical profile of the radiance

The total aerosol optical thickness δ_A can also be determined by fitting observed vertical profile of the downward radiance with calculated one using δ_A as a tunable parameter, provided that the vertical profile of the aerosol size distribution is known. Indeed, according to (14) and (16), the volume absorption coefficient of the aerosols can be expressed as

$$k_A(z) = C_A v(z) = \delta_A v(z)/V, \quad (19)$$

where, here, C_A and thus δ_A are assumed to be constant over the 8-14 μ m spectral interval.

Unfortunately, the optical counters on board the aircraft were unable to detect particles with radius smaller than 1 μ m (see Part I). Though those particles have a much smaller impact in the thermal infrared than in the solar domain, this failure is still a very important restriction in the present study, since we have no information on the possible variation of the size distribution with altitude. As we have no other way of doing, we assume that (1) the actual normalized size distribution of aerosols is independent of altitude and (2), during a flight, the number of particles detected by the Knollenberg

$$N_K(z) = \int_0^{\infty} n_K(r,z) dr \text{ remains proportional to the actual total number of particles } N(z) = \int_0^{\infty} n(r,z) dr.$$

Several observations tend to accredit these assumptions : (i) we did not detect any significant variation of $n_K(r,z)$ with altitude ; (ii) as noted in section 3b, we did not detect any significant correlation between experimentally derived single-scattering albedo and altitude ; since ω_A is much more sensitive to $n(r,z)$ than the infrared optical thickness, this is a good indication that variations of the size distribution with altitude have a small impact in the present study ; (iii) throughout the campaign, the total number of particles in a vertical column of the atmosphere

$$N = \int_0^{\infty} N(z) dz = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} n(r,z) dr dz \quad (20)$$

derived from ground based measurements (table 3, column 2) remains roughly proportional to the total number of particles N_K derived from a vertical integration of the Knollenberg measurements (table 3, column 3).-

Therefore, with the above assumptions, Eq. (19) becomes

$$k_A(z) = \delta_A N_K(z) / N_K \quad (21)$$

To calculate the downward radiance, we use the Lowtran V program (Kneizys et al, 1980). The inputs (temperature, pressure, humidity) were given by aircraft measurements up to 650 mb and a radio-sounding up to 250 mb ; above that level, we used the tropical atmosphere of Mc Clatchey et al (1971). Practically, the observed downward radiance at the upper level was consistently larger than the calculated one ; this discrepancy is attributable both to inaccuracies in the atmospheric

profiles above 650 mb and to the presence of cirrus which were visually observed. We thus added an arbitrary tunable absorber at 200 mb to adjust the radiance calculated at the upper level to the observed one, and determined δ_A from a least square fit between observed and calculated radiances at the lower levels. Column 11 in table 3 shows the results obtained for the different flights ; they give a mean coefficient $C_A = 0.34 \mu\text{m}^{-1}$ with a standard deviation $\sigma = 0.12 \mu\text{m}^{-1}$.

c - Discussion

The large discrepancies between the results presented in table 3 (columns 9, 10 and 11) illustrate the difficulties associated with such measurements. Indeed, the reasons for experimental uncertainties are numerous : PRT 5 sensitivity and calibration, undetected variations in the aerosol size distribution, uncertainties in the water vapour and temperature profiles, insufficient knowledge of the water vapour continuum absorption, etc.... Spatial or temporal variations in the concentration of aerosols and the non stationarity of the boundary conditions during the experimental flights also lead to errors. This is especially evident in the results obtained for the 18, 26 and 27 November (see table 3).

Besides the imaginary refractive index which we want to validate, uncertainties in the aerosol size distribution are a source of errors in Mie calculations. These size distributions are derived from spectral extinction measurements in the visible and near infrared. Practically, the concentration of particles with radius larger than $4 \mu\text{m}$

is unknown even though their impact on radiation is large at wavelengths close to $10 \mu\text{m}$. However the optical depth δ_A only increases by ~ 5 per 100 if we extrapolate the size distributions up to $r = 8 \mu\text{m}$.

Despite the large discrepancies due to instrumental errors and spatial or temporal variations, the results on the whole present a satisfactory global agreement, since the mean ratio of the aerosol optical depth is 1.02 when comparing the two experimental methods and 1.18 and 1.04 when comparing the experimentally derived optical depths to those derived from Mie calculations.

The last column of table 3 presents ratios of infrared to visible (at $0.55 \mu\text{m}$) optical thicknesses from ground based measurements. These values remain close to 0.1, much smaller than those given by C.B. (0.3). The imaginary refractive indices used in the present study are very similar to those used by C.B. but the size distribution is quite different : the relative importance of the smallest particles differs by almost two orders of magnitude with the results that the ratio $\delta_{\text{IR}} / \delta(0.55 \mu\text{m})$ calculated in the present experiment differs by a factor of roughly 3 from that obtained by C.B. ; such a difference strongly affects the radiative budget of the aerosol layer.

5. RADIATIVE BUDGET OF THE AEROSOL LAYER

Using the broadband optical parameters derived in sections 3 and 4 together with the vertical profiles of aerosol concentration, water vapour mixing ratio and temperature, the shortwave and longwave fluxes were calculated. The radiative transfer codes are presented in

the first part of this section , the calculated radiative fluxes are then compared with observations and finally the radiative budget of the aerosol layer is presented for clear and dusty conditions.

a - Radiative transfer model

In the shortwave domain, the computations were performed using two models which have very different resolution : a very fast code, previously described by Fouquart and Bonnel (1980), which has single spectral interval and an other code which has 183 spectral intervals. In this last code, the resolution is 100 cm^{-1} in the near-infrared region where water vapour absorption occurs and 400 cm^{-1} for wavelengths less than $0.7 \mu \text{ m}$; in each interval, the transmission functions are approximated by an exponential sum fitting function, using the method of Wang and Ryan (1983). As already mentionned, the aerosol optical properties (extinction and absorption coefficients, asymmetry factor) were calculated using the values of the indices of refraction given by C.B.. Multiple scattering calculations are done with the Practically Improved Flux Method (Zdunkowski et al, 1980). Spectral fluxes calculated in purely absorbing atmosphere using our high resolution model were compared with more accurate fluxes calculated for a statistical Malkmus band model associated with the Curtis Godson approximation. The overall agreement is within 1 W m^{-2} for the frequency integrated SW fluxes at the surface whereas the heating rates differ by less than 0.02 K day^{-1} in the troposphere. Therefore, we can have some confidence in our high resolution model. In an other hand, our single interval code allows us to verify the adequacy of using simple parameterizations to characterize aerosol properties.

In the longwave domain, we used a narrow band model (Morcrette and Fouquart, 1985). This model, which has 365 spectral intervals, was validated through comparisons with the 4A-model of Scott and Chedin (1981) and was shown to give total radiances within 1 percent of the results of the line-by-line model (Morcrette, 1984). The aerosol effect is accounted for by using their absorption optical thickness derived in section 4. Though their scattering optical thickness is weak in the infrared region, the question of the influence of scattering by aerosols deserves some attention. To clarify this question, we used another code (Fravallo et al, 1981) in which scattering is dealt with by means of the method of successive orders of scattering (Lenoble, 1977). However, this last model has a poorer spectral resolution (25 spectral intervals) and is used here only to evaluate the influence of scattering. To do so, we calculated the LW fluxes for the conditions of November 26 and obtained the part due to the aerosols by subtracting out the clear sky LW fluxes. This aerosol influence is maximum at the surface where the downward LW flux is enhanced by about 10 Wm^{-2} . Table 5 clearly shows that taking into account the scattering by aerosols gives an increase of $\sim 1 \text{ Wm}^{-2}$ which is of the same order as the uncertainty due to the wavelength dependence of the absorption optical thickness. The influence of scattering by aerosols on the cooling rate is again less significant, since the maximum additional cooling rate due to scattering is 0.01 K day^{-1} when the total additional cooling rate due to aerosols is 0.25 K day^{-1} . Therefore, the effect of scattering is neglected in the following, where we make use of the more detailed model which has a much better accuracy in the calculations of molecular absorption.

b - Comparison of observed and calculated radiative fluxes

Because of the variability of the boundary conditions, our approach to estimate the radiative budget of the aerosol layer has been to derive aerosol optical properties from carefully selected parts of flight and to calculate the profiles of the radiative fluxes. If account is taken for the large experimental uncertainties, the observed profiles the downward fluxes can be compared with the calculated ones ; as for the upward SW fluxes, the comparison is not possible because of rapid variations in surface albedo.

The downward flux profiles of November 25 (flight 53) are considered here ; for this hazy day, the optical properties derived from ground-based measurements are in good agreement with those derived from aircraft measurements (see table 3). Figures 6 and 7 present the shortwave and longwave flux profiles, respectively. The dashed lines represent the results of calculations without aerosols whereas the solid lines correspond to calculations done using the aerosol radiative properties presented in sections 3 and 4, assuming the actual number of particles was remaining proportionnal to the number of particles detected by the Knollenberg ; the solar constant was assumed to be equal to 1368 Wm^{-2} (Raschke and Kondratiev 1983). The horizontal lines show the variation of the observed downward fluxes during horizontal levels of 2 to 4 minutes with a data acquisition rate of 1 Hz ; they do not represent the uncertainty of the measurements.

The shortwave fluxes calculated using respectively the detailed code (183 spectral intervals) and the single interval code, differ by less than 7 Wm^{-2} for roughly the same dusty conditions : for the detailed code, the aerosol optical thickness is wavelength dependent and is equal to 0.93 at $0.55 \mu \text{ m}$; for the fast code, the spectrally averaged optical thickness is $\delta_A = 0.81$. This error of 7 Wm^{-2} is small when compared with the difference (up to 135 Wm^{-2}) between the fluxes calculated for clear and dusty conditions respectively. The relative differences between the downward SW fluxes calculated for dusty conditions and the mean of the measurements at a given level are within ± 5 percent, except at the height of 1280 meters where the observed downward flux is anomalously weak. Such a discrepancy of nearly 10 percent, and, more generally, the large fluctuations in the flux measurements are explainable by the shadowing of the cirrus clouds associated with subtropical jet-streams, which were visually observed during the experiment.

While no correction was made for the shortwave fluxes the longwave fluxes have been adjusted in the same manner as the radiances (see section 4 b2), by adding an absorber at 200 mb. We, thus, compare relative variations of the LW fluxes, not absolute values ; however, this method allows a correct estimate of the aerosol effect. After such a tuning, the relative differences between the calculated and the observed downward LW fluxes are less than ± 2 percent both for the optical thickness derived by fitting the profile of the radiance ($\delta_A = 0.080$) and for those derived from ground-based measurements

($\delta_A = 0.099$). It is particularly striking, from the pictures of Figs. 7 and 4, the window radiances are more sensitive (by m than a factor of 4) to the aerosol amount than the infrared fluxes. This is related to the importance of water vapour emission out of the infrared window.

c - Radiative budget of the aerosol layer

Despite of the large fluctuations in the observed downward shortwave fluxes, the global agreement between calculations and observations appears satisfactory ; hence, we consider that the radiative properties of the aerosols observed during the ECLATS experiment are well characterized ; it is thus possible to estimate their impact on the radiative budget of the layer in which they are located.

We focus here on two typically days : November 27 (dusty conditions, $\delta_A(0.55 \mu m) = 1.50$) and December 9 (relatively clear, $\delta_A(0.55 \mu m) = 0.37$). The vertical profile of temperature T, mixing ratio q and aerosol concentration N_K are represented on Figs. 8 and 9. The most interesting characteristic of the figures is that the vertical extension of the aerosol layer (roughly 1,500 meters) is smaller than that assumed by the C.B. model. This divergence may be explained by the vertical development of the Harmattan winds which are bounded up by the Westerlies : with the southerly position of the ITCZ in Winter, the Westerlies extend to 10° North (Dubief, 1979), above an altitude of 2 to 3,000 m ; in Summer the ITCZ moves Northward so that the Harmattan blows at higher altitudes ; in conjunction, the southern boundary of the Westerlies also moves Northward and the vertical extent of the Harmattan

is much larger. The thickness of the dust layer observed during ECLATS agrees with the observations of Kalu (1979), who reported that over Nigeria, in Winter, the Saharan aerosol layer does not generally extend higher than 700 mb.

Figures 10 and 11 show the heating / cooling rate for respectively clear and dusty conditions. For the shortwave heating rates, calculations were performed for a solar zenith angle $\theta_0 = 35^\circ$ corresponding to local noon. The ground albedo as well as the surface temperature were derived from low level flight measurements. The aerosol concentration was linearly interpolated between two consecutive levels. The Mie extinction coefficients were derived from ground-based measurements. However, for November 27, only the visible optical depths could be obtained because of a failure of the near-infrared radiometer ; the computations were thus performed using the aerosol size distribution corresponding to the day before. In any event, an adjusted factor was applied to the number of particles measured by the Knollenberg probe to retrieve the value of the optical depth at $0.55 \mu\text{m}$.

The main result is the large additional heating of the atmosphere : 5 K day^{-1} for the dustiest day and 2 K day^{-1} for the clearest one ; that is approximately 1.8 and 0.7 K day^{-1} respectively, for the daily averaged heating rates. In the longwave domain, the additional aerosol cooling is a bit smaller than 1 K day^{-1} for November 27 (with $\delta_{\text{IR}} \sim 0.2$) and 0.2 K day^{-1} for December 9 (with $\delta_{\text{IR}} \sim 0.04$) ; there is a very strong heating in the surface layer, up to 50 K day^{-1} in the first ten meters, related to the very large temperature gradient between the ground and the atmosphere above.

The additional aerosol shortwave heating rate agrees fairly well with C.B. who obtained a daily averaged value of 1.4 K day^{-1} for an optical depth $\int_A = 1$ at 0.5 m whereas in the longwave domain, the comparison of the additional coolings is influenced by two counterbalancing effects : the smaller infrared opacity of the aerosols observed during ECLATS and the smaller vertical extension of the aerosol layer, leading to an additional longwave cooling of the same order of magnitude. Nevertheless, we did not observed a maximum cooling near the top of the aerosol layer, mainly for the two above mentioned effects.

Near the ground, the very large infrared heating rate, which is independent of the presence of aerosols, has a strong influence on the vertical structure of the turbulent fluxes in the surface layer. Observations performed by Druilhet et al (1984) during ECLATS showed a rapid increase with altitude in the turbulent flux $\overline{w'\theta'}$ in the surface layer, corresponding to a turbulent cooling which compared quite well with infrared heating present. The shortwave radiative divergence in the aerosol layer is roughly 130 W m^{-2} for the dusty case ; that is, the energy input by absorption of solar radiation is roughly of the same order as the energy input by turbulence (Druilhet et al, 1984) (the latent heat flux was very weak). However, the shortwave radiative energy input in the aerosol layer is almost independent of height so that its impact on the vertical structure of the boundary layer is rather small. This result is in contrast with turbulent observations which showed that above the surface layer the divergence of the turbulent fluxes $\partial \overline{w'\theta'} / \partial z$ decreased rapidly with height. For a steady state boundary layer, the total energy input by turbulence and radiation should be independent of height ; one would thus expect a rapid increase of the radiative

divergence with height ; yet, this is clearly not the case even though the good trend appears for the dustiest conditions ; thus, a differential energy input must come from horizontal or vertical advection. This is the subject of a forthcoming paper which shall discuss thoroughly the interactions of radiation and turbulence in the Saharan aerosol layer.

6. SUMMARY AND CONCLUSIONS

In spite of experimental difficulties mainly related to (i) fluctuations in the boundary conditions (the presence of cirrus clouds was very frustrating), (ii) spatial and temporal variations of the aerosol layer, (iii) instrumental inaccuracies and, last but not least (iv) instruments failures, the large aerosol concentrations observed during ECLATS permitted a consistent characterization of the radiative properties of the Sahelian aerosols using different approaches. Even if large individual discrepancies exist between direct observations and calculations the overall agreement on a statistical basis is very satisfying.

The principal optical properties of the aerosol are their scattering and absorption optical depths in the visible range and their absorption optical depth in the atmospheric window region. Two important parameters related to these optical depths are roughly independent of day to day variations : the single scattering albedo ω_A in the shortwave domain, and, in the longwave domain, the absorption optical depth by unit volume of dust in a vertical column of the atmosphere C_A . In situ measurements of aerosol layers reflectances and transmittances led to

albedo values close to $\omega_A \sim 0.95$, in excellent agreement with the results of Mie calculations using already published imaginary refractive indices as summarized by C.B. . Similarly, in situ measurements of 8-14 μ m radiances led to $C_A \sim 0.34 \mu \text{ m}^{-1}$, in rather good agreement with imaginary refractive indices as published by Volz (1973). Rather important discrepancies between the radiative properties of the Sahelian aerosols encountered during ECLATS and those of C.B.'s model are attributable to differences in the size distributions ; the distributions derived from ECLATS show a much larger contribution of particles with radius less than 1 μ m, the impact of which is rather small on the infrared cross-section ; that is why the ratio of infrared to visible optical thickness was $\delta(8-14 \mu \text{ m}) / \delta(0.55 \text{ m}) \sim 0.1$ during ECLATS instead of 0.3 as for C.B. .

The radiative budget of the Sahelian aerosol layer was determined for both/relatively clear and dusty conditions. The additional aerosol shortwave heating (5 K day^{-1} for $\theta_0 = 35^\circ$ and $\delta(0,55 \text{ m}) = 1.5$) agreed quite well with C.B.'s (1980) calculations. The infrared cooling rate is influenced by both the aerosol size distribution and the vertical extent of the aerosol layer ; these two effects partly offset each other, leading to an additional cooling of the same order of magnitude as that calculated by C.B. though we did not observed maximum cooling near the top of the layer as C.B. did. An important infrared heating of the surface layer was a consequence of the large temperature discontinuity at the surface. In contrast with the shortwave heating in the aerosol layer which had a small impact on the vertical structure of the turbulent fluxes because of its small variation with height, this surface longwave heating strongly modified the vertical structure of the

flux of sensible heat in the surface layer. The additional longwave cooling was also well distributed throughout the aerosol layer so that its effect on the properties of the boundary layer was also very limited in daily variations ; however, as shown by Guedalia et al (1984), it had a very significant impact on the nocturnal evolution of the boundary layer.

Beyond the above summarized results, one of the main lessons to be drawn from the ECLATS experiment is that variations in the aerosol size distributions are large enough (when compared to other published results) to strongly affect the aerosol radiative properties. It thus appear that future work in this domain should include very careful determinations of the size distributions. Ground based optical measurements such as spectral extinction, aureola and polarization measurements, can be very efficient even though they are not sensitive to vertical variations of aerosols. On the other hand, satellite observations of aerosols (Quenzel, 1980) should not be limited to the determination of aerosol optical thickness but should include some information on the size distribution. That might be possible above surfaces of small albedo like the ocean areas, using the split window channels of AVHRR or better using a channel at $1.6 \mu\text{m}$ like on LANDSAT.

Aknowledgments

This work was supported by CNRS-INAG under contract of ATP Recherches Atmosphériques. The authors wish to express their deeply gratitude to all of those who helped to make ECLATS a success, in

particular Dr. Druilhet who directed the campaign, the University of Niamey and the authorities of Niger for their active collaboration. They thank Professor Volz for providing the refractive indices in the infrared domain. Thanks are also due to J.C. Vanhoutte for his technical help during ECLATS and the postprocessing of the data and to Y. Thérout for typing the manuscript. ECLATS was supported by CNRS/INAG under ATP Recherches Atmosphériques.

REFERENCES

- ACKERMAN, S.A. and S.K. COX, 1982 : The Saudi Arabian heat low. J. Geophys. Res., 87, 8991 - 9002.
- BONNEL B., Y. FOUQUART, J.C. VANHOUTTE, C. FRAVALO and R. ROSSET, 1983 : Radiative properties of some African and mid-latitude stratocumulus clouds. Beitr. Phys. Atmosph., 56, 409 - 428.
- CARLSON, T.N. and S.G. BENJAMIN, 1980 : Radiative heating rates for Saharan dust. J. Atmos. Sci., 37, 193-213.
- DE LUISI J.J., P.M. FURUKAWA, D.A. GILLETTE, B.G. SCHUSTER, R.J. CHARLSON, W.M. PORCH, R.W. FEGLEY, B.M. HERMAN, R.A. RABINOFF, J.T. TWITTY and J.A. WEINMAN, 1976 : Results of a comprehensive atmospheric aerosol-radiation experiment in the southwestern United States. Part. 1 : Size distribution, extinction, optical depth and vertical profiles of aerosols suspended in the atmosphere. J. Appl. Meteor., 15, 441-454.
- DRUILHET A., et P. DURAND, 1984 : Etude de la couche Limite Convective Sahélienne en présence de brumes sèches (Expérience ECLATS) (Study of the Sahelian Convective Boundary Layer in the Presence of Dusty conditions (the ECLATS Experiment)). Boundary-Layer Meteorology, 28, 51-77.
- DUBIEF, J., 1979 : Review of the North African climate with particular emphasis on the production of eolian dust in the Sahel zone and in the Sahara. In C. Morales-Saharan dust - SCOPE 14 - Wiley J. Ed. 297 pp:
- FISCHER, K., 1975 : Mass absorption indice of various types of natural aerosol particles in the infrared. Appl. Optics, 14, 2851-2856.
- FOUQUART, Y. and B. BONNEL, 1980 : Computations of solar heating of the earth's atmosphere : a new parameterization. Beitr. Phys. Atmosph., 53, 35-61.

- FRAVALO, C., Y. FOUQUART and R. ROSSET, 1981 : The sensitivity of a model of low stratiform clouds to radiation. J. Atm. Sci., 36 , 1049 - 1062.
- GRAMS, G.W., H. BLIFFORD, Jr., D.A. GILLETTE and P.B. RUSSELL, 1974 : Complex index of refraction of airborne soil particles. J. Appl. Meteor., 13, 459-471.
- GUEDALIA, D., C. ESTOURNEL and R. VEHL, 1984 : Effects of Sahel dust layers upon nocturnal cooling of the atmosphere (ECLATS experiment), J. Clim. Appl. Meteor., 23, 644 - 650.
- JOSEPH, J.H., W.J. WISCOMBE and J.A. WEINMAN, 1976 : The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. J. Atmos. Sci., 3, 2452-2459.
- KALU, A.E., 1979 : The african dust plume : its characteristics and propagation across West Africa in winter. In C. Morales-Saharan dust - SCOPE 14 - Wiley J. Ed. 297 pp..
- KNEIZYS, F.X., E.P. SHETTLE, W.O. GALLERY, J.H. CHETWIND Jr., L.W. ABREN, J.E.A. SELBY, R.W. FENN and R.A. Mc CLATCHEY, 1980 : Atmospheric transmittance radiance : computer code Lowtran . Report AFGL-TR-80-0067, 233 pp.
- LENOBLE, J., 1977 : Standard procedures to compute atmospheric radiative transfer in scattering atmospheres. IAMAP Radiative Commission, Ed. Boulder, Colorado, 125 pp.
- LEVIN, Z., and J. LINDBERG, 1979 : Size distribution, chemical composition and optical properties of urban and desert aerosols in Israel. J. Geophys. Res., 84, 6491-6950.
- Mc CLATCHEY, R.A., R.W. FENN, J.E.A. SELBY, F.E. VOLZ and J.S. GARING, 1971 : Optical properties of the atmosphere. Report AFCRL - 71 - 0279, 85 pp.
- MINNIS, P., and S.K. COX, 1978 : Magnitude of the radiative effects of the saharan dust layer. Research Report Atmospheric Science, n°283, Colorado State University.

- MORCRETTE, J.J., 1984 : Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de circulation générale atmosphérique, thesis, University of Lille, France.
- MORCRETTE, J.J. and Y. FOUQUART, 1985 : on systematic errors in parameterized calculations of the longwave radiation transfer. Submitted for publication in Quart. J. Roy. Meteor. Soc.
- PATTERSON, E.M., 1977 : Atmospheric extinction between 0.55 μm and 10.6 μm due to soil-derived aerosols, Appl. Opt., 16, 2414-2418.
- PATTERSON, E.M., D.A. GILLETTE and B.H. STOCKTON, 1977 : Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols. J. Geophys. Res., 82, 3153-3161.
- PLATT, C.M.R., 1972 : Airborne infrared radiance measurements (10 - 12 μm) off tropical east-coast Australia. J. Geophys. Res., 77, 1597-1609.
- PROSPERO, J.M. and R.T. NEES, 1976 : Dust concentration in the atmosphere of the Equatorial North Atlantic : Possible relationship to the Saharan drought. Science, 196, 1196-1198.
- QUENZEL, H., P. KOEPKE and M. KAESTNER, 1980 : Monitoring of atmospheric turbidity from geostationary satellites. WMO spectral Environmental Report n°14 - WMO n°549 - Geneva - Switzerland.
- RASCHKE, E. and K. Ya. KONDRATIEV, 1983 : Radiation budget of the Earth and its atmosphere, Report for the International Radiation Commission. WCP-40, WMO- Geneva - Switzerland.
- SCHMETZ, J., E. RASCHKE, and H. FIMPEL, 1981 : Solar and thermal radiation in maritime stratocumulus clouds. Beitr. Phys. Atmosph., 54, 442-452.
- SCOTT, N.A. and A. CHEDIN, 1981 : A fast line-by-line method for atmospheric absorption computations : The Automated Atmospheric Absorption Atlas. J. Appl. Meteor., 20, 802-812.
- STEPHENS, G.L., G.W. PLATRIDGE and C.M.R. PLATT, 1978 : Radiation profiles in extended waterclouds. III. Observations. J. Atm. Sci., 35, 2133-2141.
- THEKAEKARA, M.P., 1974 : Extraterrestrial solar spectrum, 3000-6100 Å at 1 Å intervals. Appl. Opt., 13, 518-522.

VAN DE HULST, H.C., 1957, Light scattering by small particles, Wiley, New-York
288 pp.

VAN DE HULST, H.C. and K. GROSSMAN, 1968, Multiple light scattering in planetary atmospheres. In The Atmospheres of Venus and Mars, ed. J.C. Brandt and M.B. Mc Elroy, Gordon and Breach, New-York, 35-55.

VOLZ, F.E., 1973 : Infrared optical constants of ammonium sulfate, Saharan dust, volcanic pumice and flyash. Appl. Opt., 12, 564-568.

ZDUNKOWSKI, W.G., R.M. WELCH and G. KORB, 1980 : An investigation of the structure of typical two-stream methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds. Beitr. Phys. Atm., 53, 147-166.

Aircraft instruments	Characteristics	measured parameters
Eppley pyranometers	200 - 2800 nm	upward and downward shortwave fluxes.
Eppley pyrgeometers	4-40 μm	upward and downward longwave fluxes.
Barnes radiometers	8-14 μm	upward and downward IR window radiances.
Kratel optical counter	5 classes of radii 0.225-0.25 ; 0.25-0.7 ; 0.7-1.0 ; 1.0-1.5 ; 1.5 - 5.5 μm .	aerosol size distribution.
Knollenberg FSSP probe	16 classes regularly spaced from 0.25 to 4 μm .	aerosol size distribution.

- - TABLE 1 - -

Flight no	Date	Time	Location	Number of horizontal levels	Height of the extreme legs (feet)
46	17 Nov 1980	11.50 - 14.15	Zone 1	7	100 - 10 000
47	18 Nov 1980	10.55 - 14.20	Zone 1 + Zone 2	6 + 6	100 - 10 000
48	19 Nov 1980	10.55 - 13.35	Zone 1	9	100 - 10 000
49	21 Nov 1980	12.15 - 14.50	Zone 1	8	100 - 11 500
53	25 Nov 1980	11.50 - 14.25	Zone 1	9	50 - 10 500
54	26 Nov 1980	9.35 - 13.35	Niamey - Birni N ^o Konni Zone 1	11 + 13	100 - 11 800
55	27 Nov 1980	3.20 - 5.55	Zone 1	7	50 - 11 500
56	27 Nov 1980	10.55 - 13.55	Zone 1	9	150 - 1 100
58	28 Nov 1980	3.30 - 5.45	Zone 1	5	75 - 10 800
59	8 Déc 1980	12.00 - 15.30	Zone 1	10	100 - 4 500
60	9 Déc 1980	11.00 - 13.35	Zone 2	8	100 - 6 500



- Table 2 -



(1) Date	(2) Particle number per cm ³		(3) N _K (b)	(4) v μm	(5) Shortwave domain (0.3 - 2.8 μm)				(6) Window region (8-14 μm)			(12) δ_A (8-14μm) ^{**} δ_A (0.55μm) (a)
	N(a)				ω_A^*	g_A^* (a)	δ_A (a)	δ_A (b)	δ_A^{**} (a)	δ_A (b1)	δ_A (b2)	
17 Nov.	—	—	1.21 E6	—	—	—	—	0.58	—	—	—	—
18 Nov.	1.66 E8	—	1.75 E6 1.66 E6	0.208	0.953	0.661	0.61	0.67	0.068	0.053 0.122	0.040 0.121	0.096
19 Nov.	1.20 E8	—	1.08 E6	0.154	0.949	0.663	0.38	0.33	0.049	0.013	0.034	0.110
20 Nov.	1.09 E8	—	—	0.164	0.949	0.665	0.42	—	0.052	—	—	0.107
21 Nov.	0.88 E8	—	0.94 E6	0.136	0.948	0.666	0.34	0.53	0.043	0.064	0.051	0.111
25 Nov.	1.95 E8	—	2.20 E6	0.309	0.949	0.665	0.82	0.81	0.099	0.079	0.080	0.106
26 Nov.	2.44 E8	—	1.78 E6 2.10 E6	0.258	0.958	0.657	0.86	—	0.086	0.152 0.089	0.117 0.082	0.084
27 Nov.	—	—	4.04 E6	—	—	—	—	—	—	0.214	0.233	—
28 Nov.	1.71 E8	—	4.16 E6 1.15 E6	0.224	0.957	0.660	0.78	1.42	—	0.124	0.195	—
29 Nov.	1.50 E8	—	—	0.143	0.953	0.656	0.38	—	0.075	—	0.059	0.082
1 Déc.	1.20 E8	—	—	0.096	0.950	0.653	0.22	—	0.046	—	—	0.102
2 Déc.	2.57 E8	—	—	0.094	0.960	0.639	0.24	—	0.030	—	—	0.112
3 Déc.	1.50 E8	—	—	0.109	0.943	0.651	0.20	—	0.030	—	—	0.101
4 Déc.	2.20 E8	—	—	0.086	0.956	0.625	0.21	—	0.033	—	—	0.128
7 Déc.	1.11 E8	—	—	0.082	0.952	0.650	0.20	—	0.027	—	—	0.105
8 Déc.	—	—	0.40 E6	—	—	—	—	0.22	0.026	—	—	0.109
9 Déc.	0.76 E8	—	0.78 E6	0.109	0.952	0.663	0.32	0.32	—	—	0.008	—
									0.036	0.055	0.042	0.096

(*) using Carlón and Benjamin's (1980) refractive indices
 (**) using Volz's refractive indices (fig. 13)

Table 3 - Main aerosol characteristics for days where occurred ground-based measurements (a) and/or aircraft measurements (b).

X	n_r	n_i	r_e
$\frac{\partial \omega}{\partial \chi}$	0.0005	- 8.3	- 0.05
$\frac{\partial g}{\partial \chi}$	- 0.5	2.2	0.05
$\frac{\partial \omega}{\partial g} \cdot \frac{\partial g}{\partial \chi}$	0.01	- 0.4	- 0.01

Table 4 . Sensitivity of the single scattering albedo
to errors in the input parameters (for November 18)

Aerosol optical thickness used in the computations		ΔF from 365 spectral intervals	ΔF from 25 spectral intervals
δ_{abs}	δ_{scat}		
0.086	0	11.2	11.1
$f(\lambda)$	0	10.3	9.8
$f(\lambda)$	$h(\lambda)$	—	10.9

- Table 5 -

Influence of scattering on the additional downward LW flux ΔF at the surface due to the aerosols for November 26. δ_{abs} and δ_{scat} refers to the absorption and scattering thicknesses computed from Mie theory using Volz's indices of refraction and the size distribution derived from ground-based measurements.

Figure captions.

- Fig. 1 . Flight procedure of November 19 Th, 1980.
- Fig. 2. Histogram of the aerosol single-scattering albedo derived from pyranometers measurements.
- Fig. 3. The real and imaginary indices of refraction for Niamey dust analysed by Pr. Volz.
- Fig. 4. Vertical profile of calculated downward radiances (8 - 14 μm) in dust conditions (curve a) and clear conditions (curve b). Curve (c) is the vertical profile of the number of detectable particles N_K . The crosses reports observed radiances (flight 53).
- Fig. 5. The spectrally averaged optical depth δ_A (8-14 μm) as a function of the total volume of dust in the vertical column of the atmosphere.
- Fig. 6. Vertical profile of the shortwave downward flux for November 25 (flight 53) calculated - with aerosols --- without aerosols; (a) using the detailed code (183 spectral intervals), (b) using the single interval code. The horizontal lines correspond to measurements.
- Fig. 7. Vertical profile of the longwave downward flux for November 25 (flight 53) calculated --- without aerosols — with aerosols, for a total aerosol optical depth (a) $\delta_A = 0.080$ and (b) $\delta_A = 0,099$. The horizontal lines correspond to measurements.
- Fig. 8. Vertical profiles of temperature T, mixing ratio q and concentration of the particles detected by the Knollenberg N_K for November 27 (flight 56).
- Fig. 9. As in Fig. 8 for December 9 (flight 60).
- Fig.10. Profile of the heating/cooling rates for November 27
- Fig.11. As in Fig. 10 for December 9.

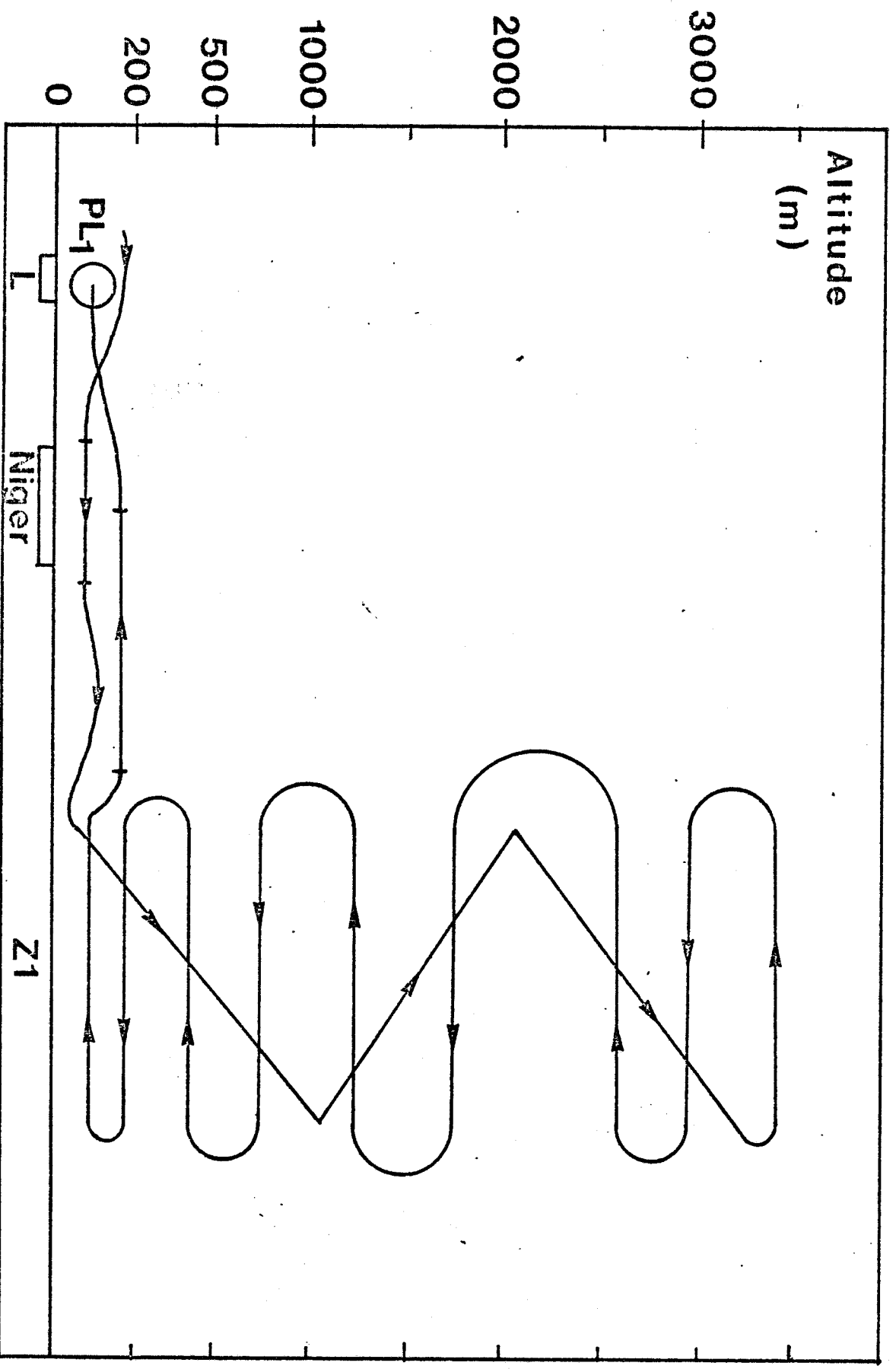


Figure 1

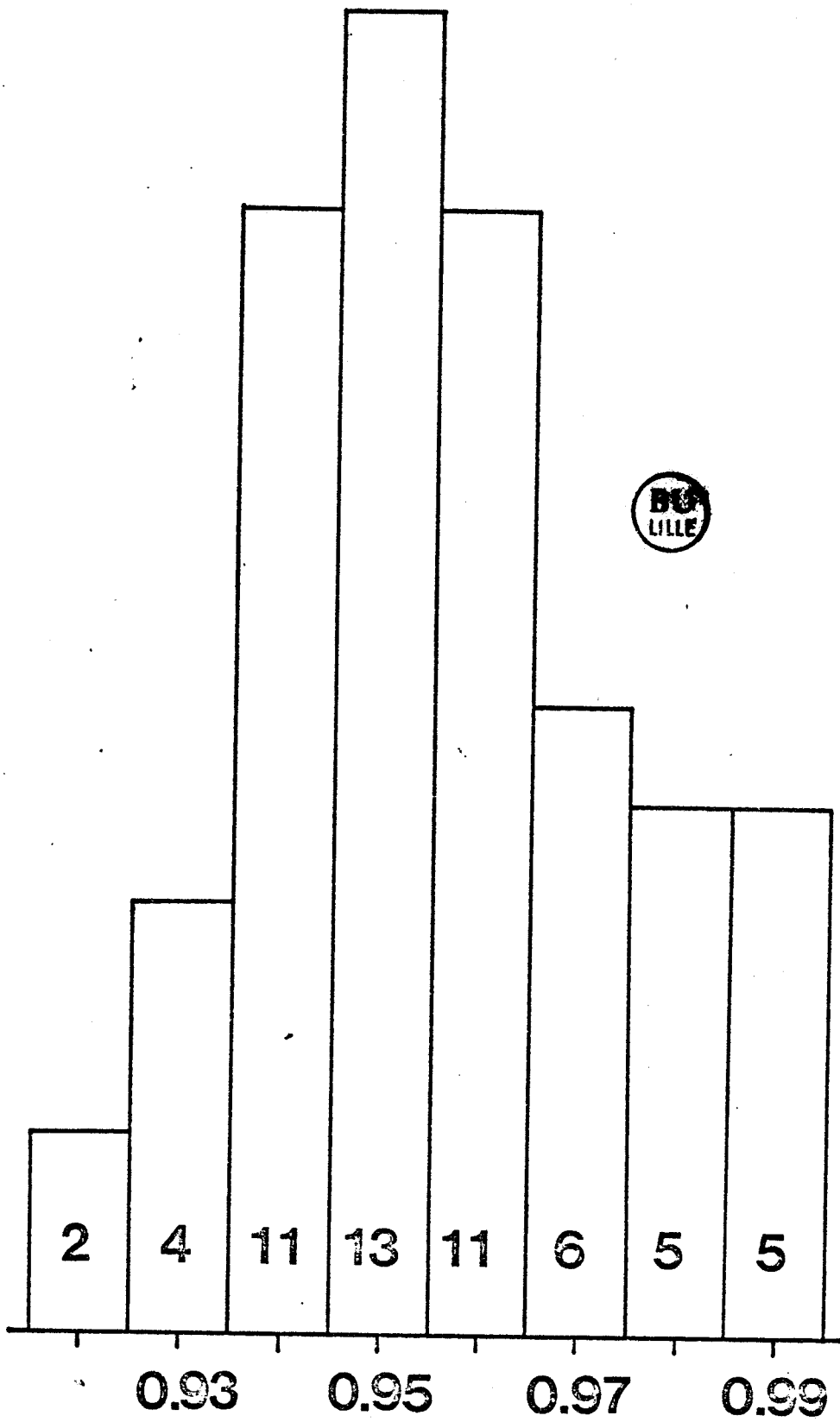


Figure 2

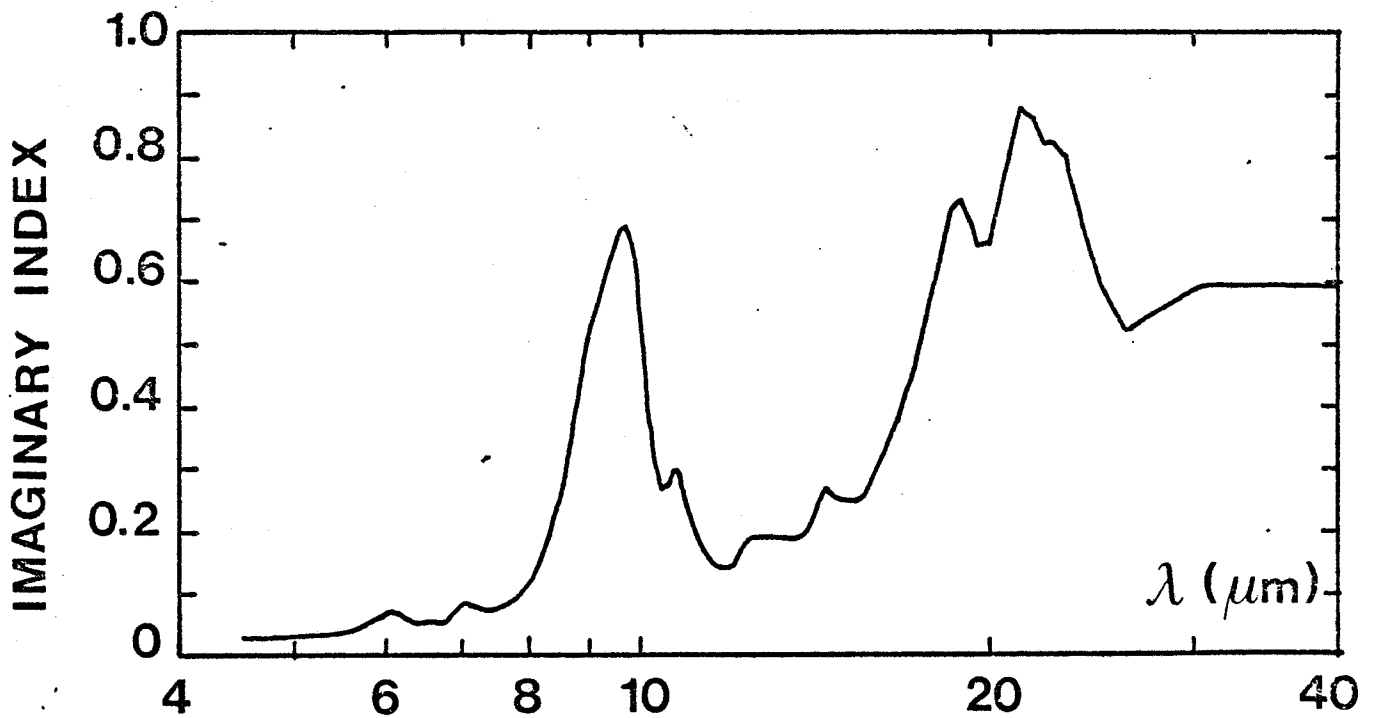
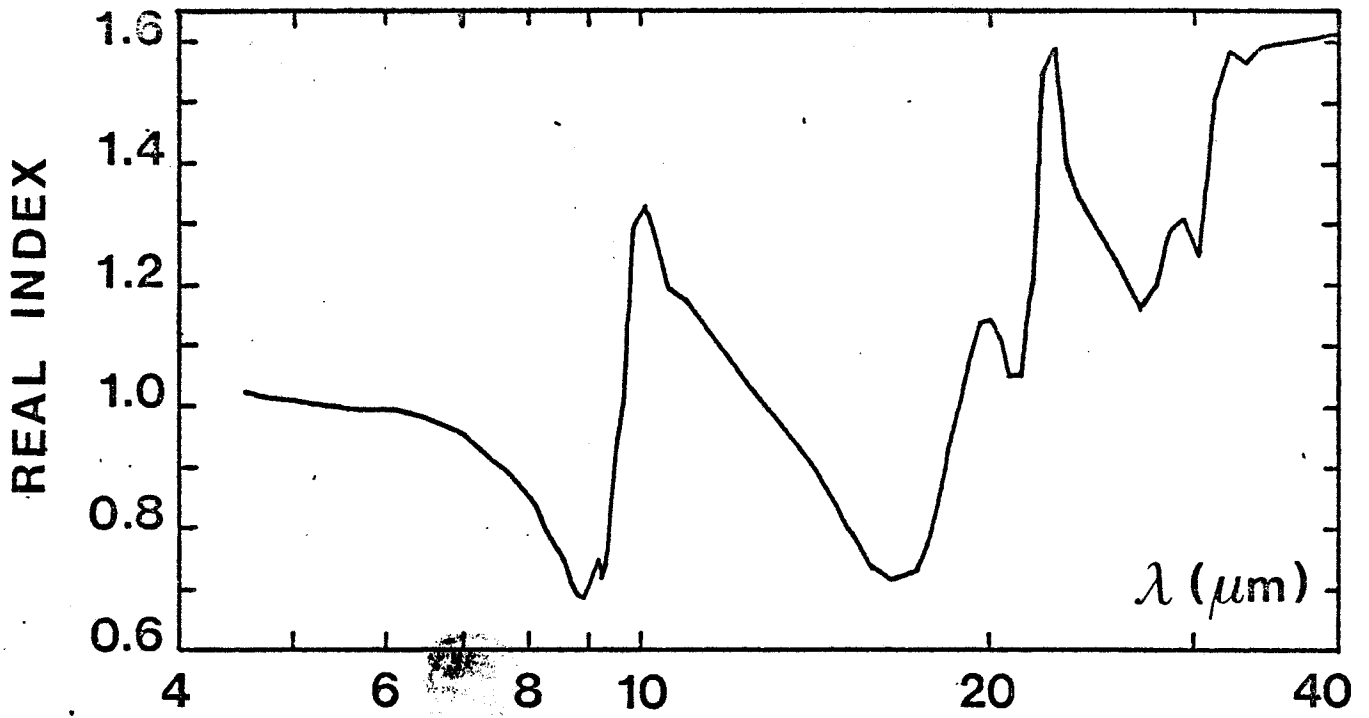


Figure 3

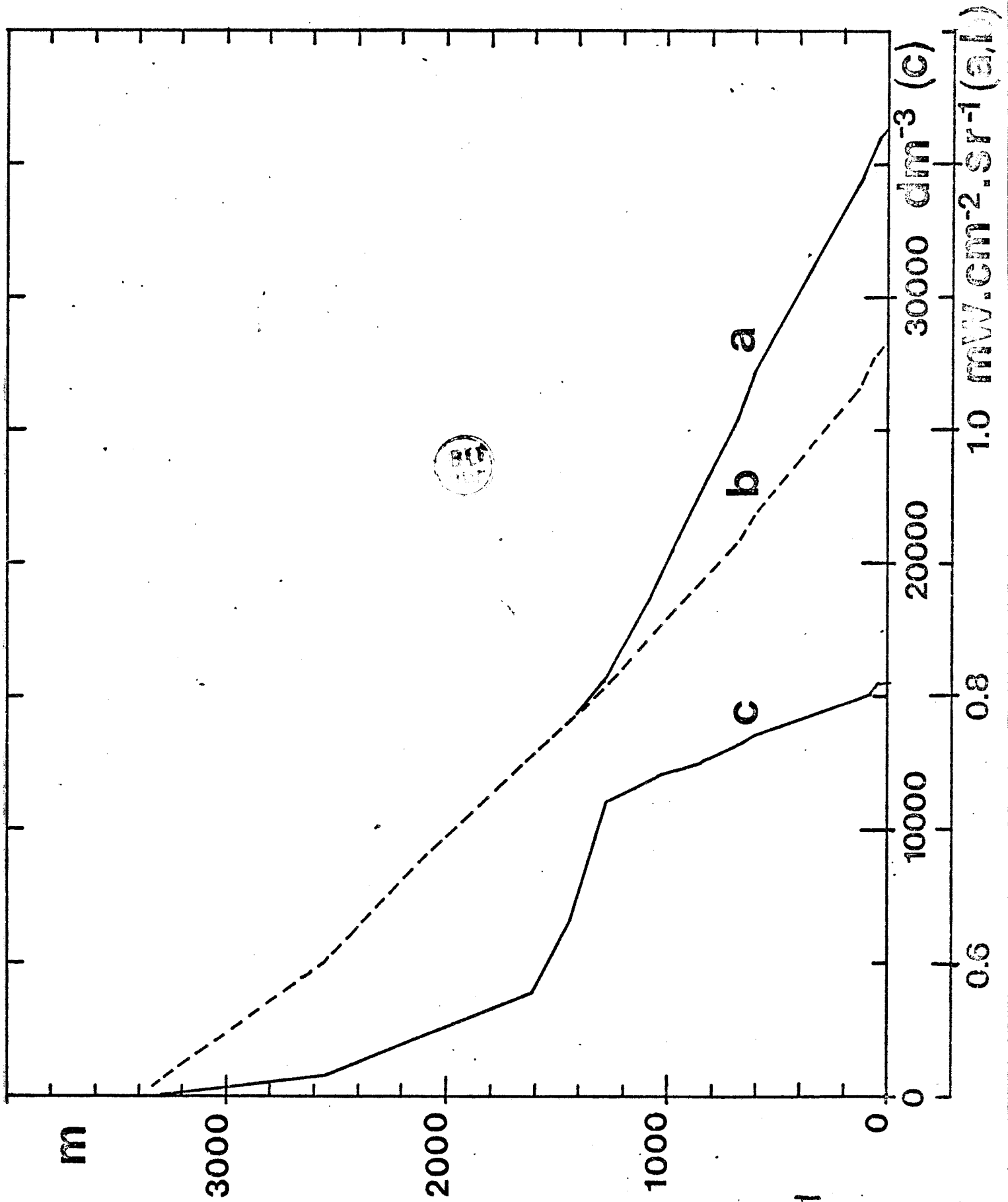


Figure 4

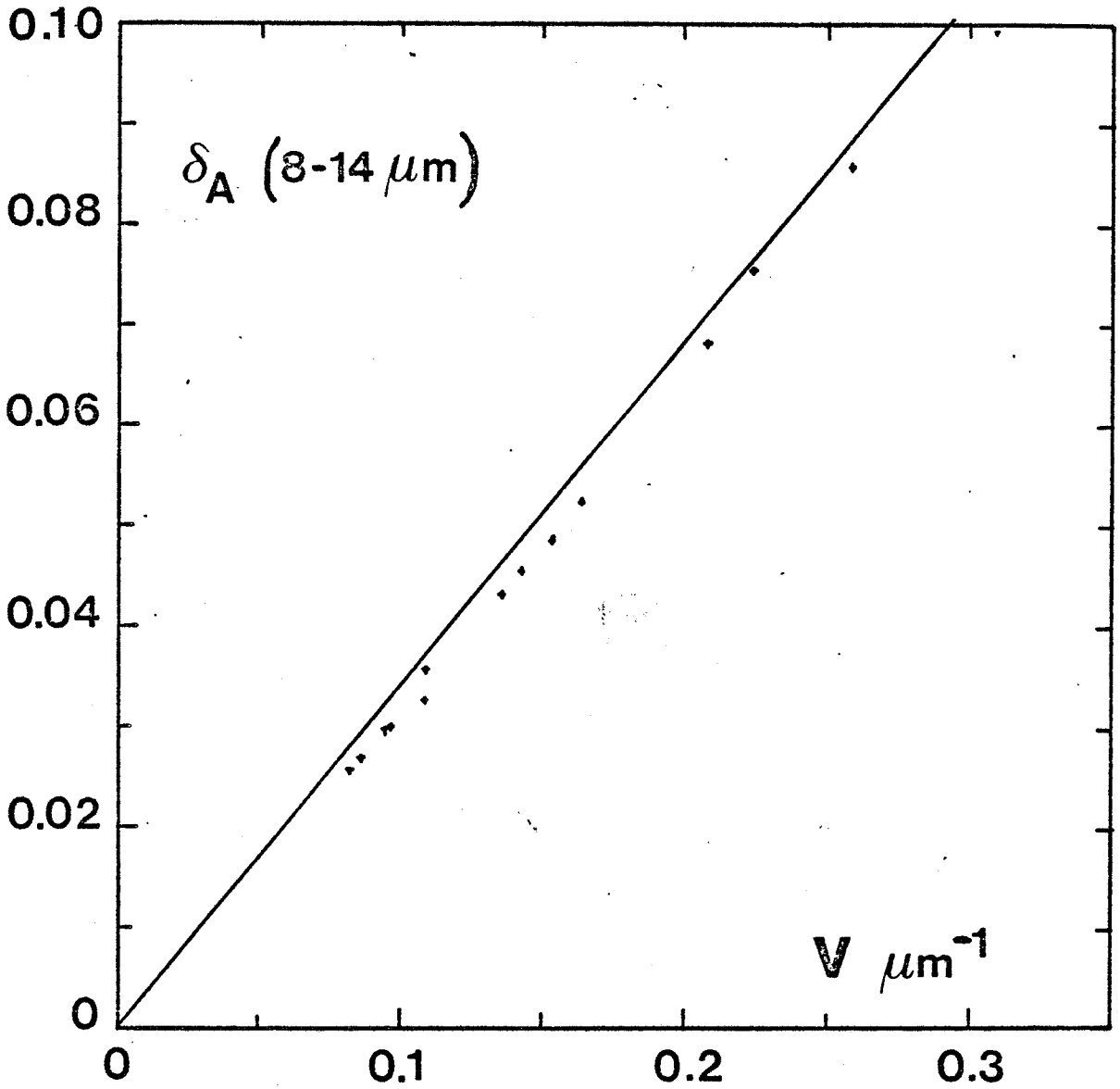
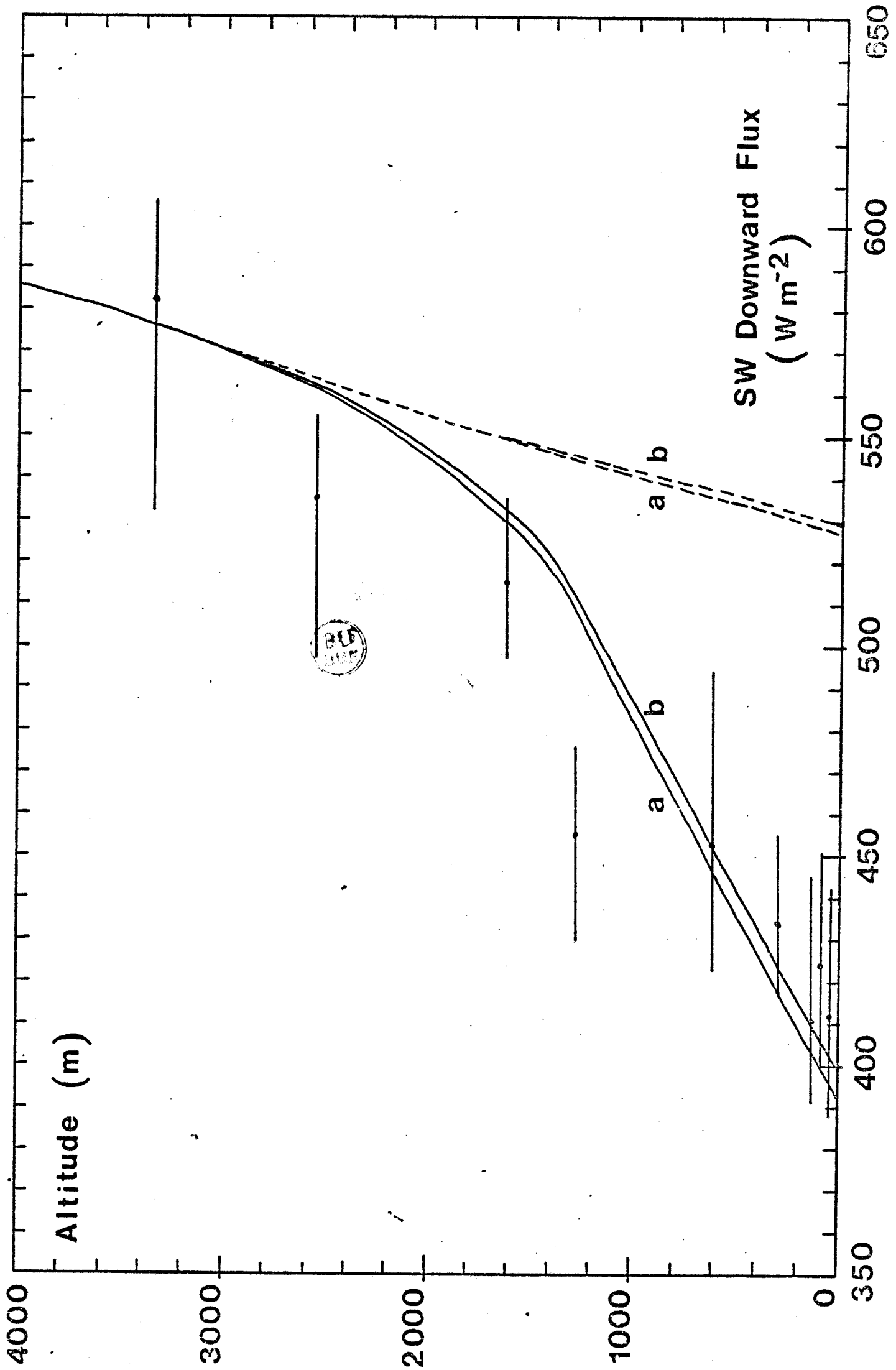


Figure 5



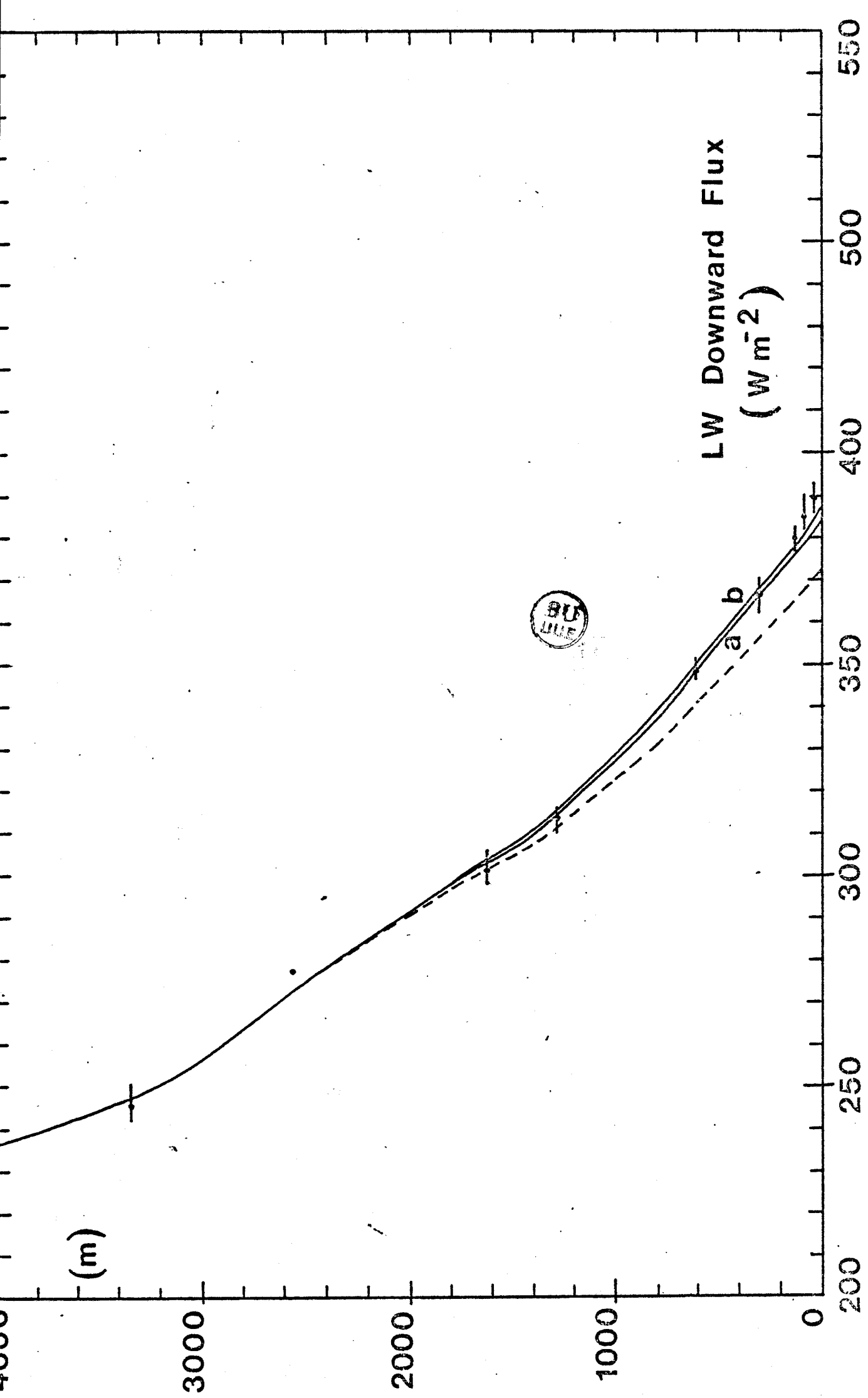


Figure 7

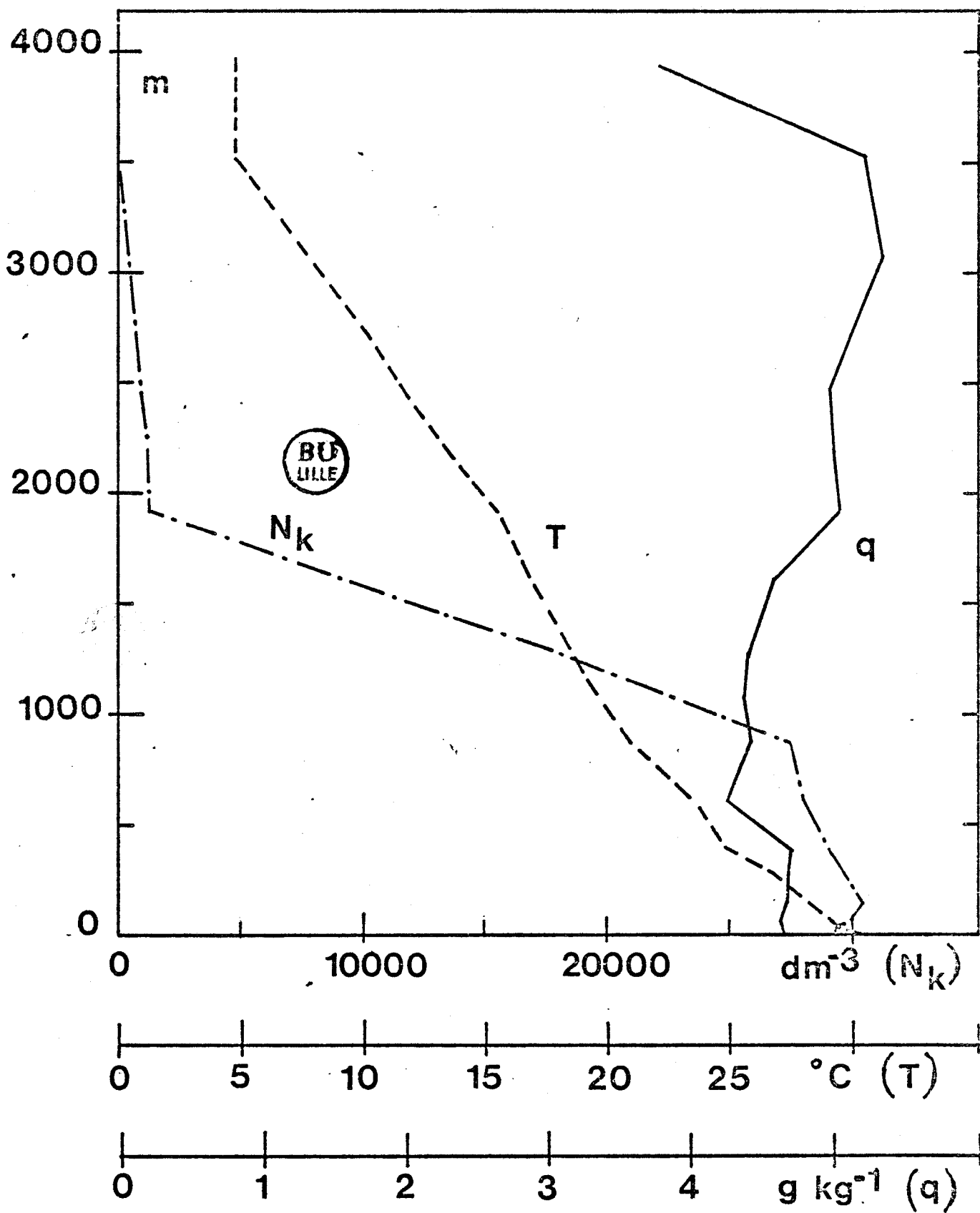


Figure 8

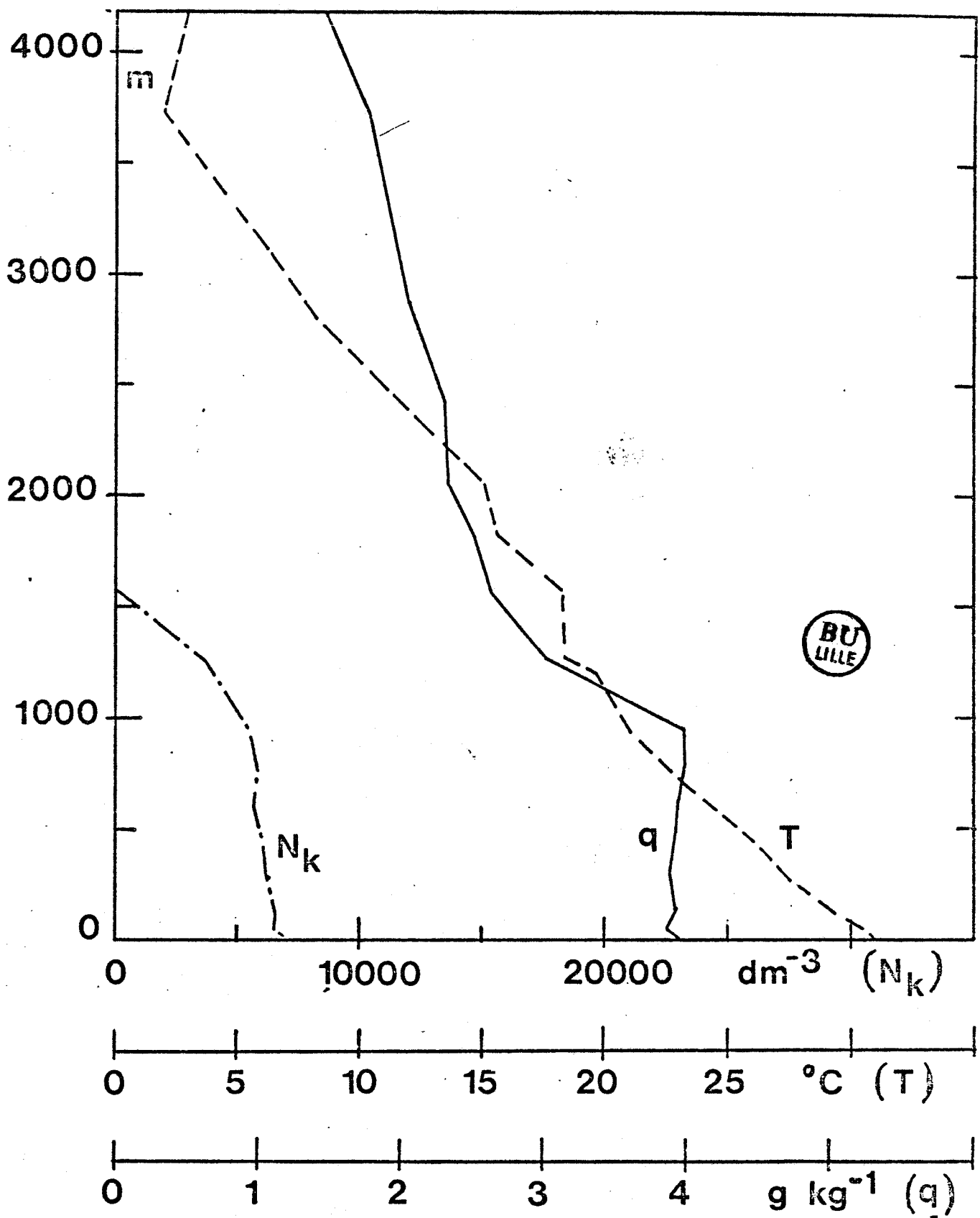


Figure 9

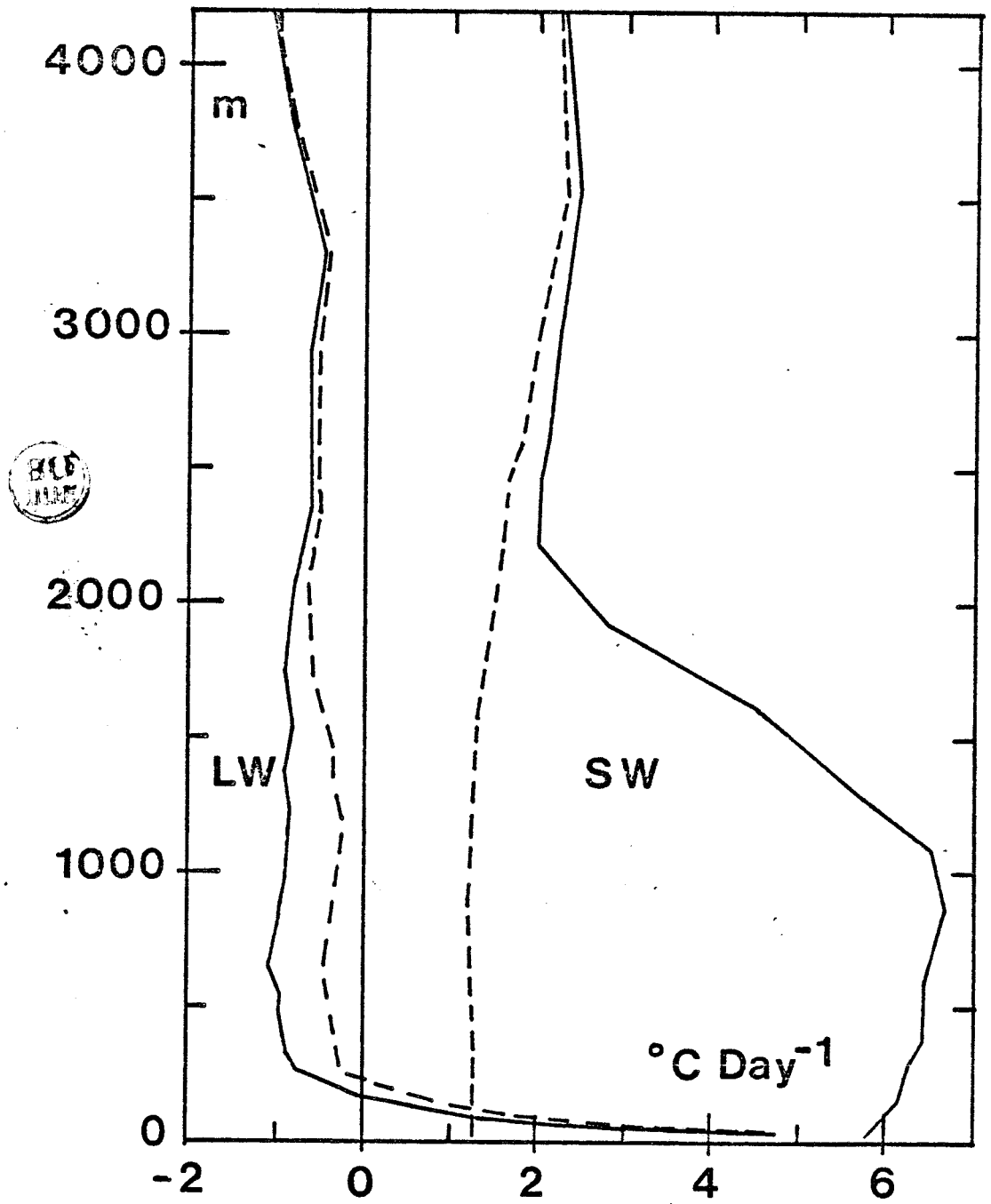


Figure 10

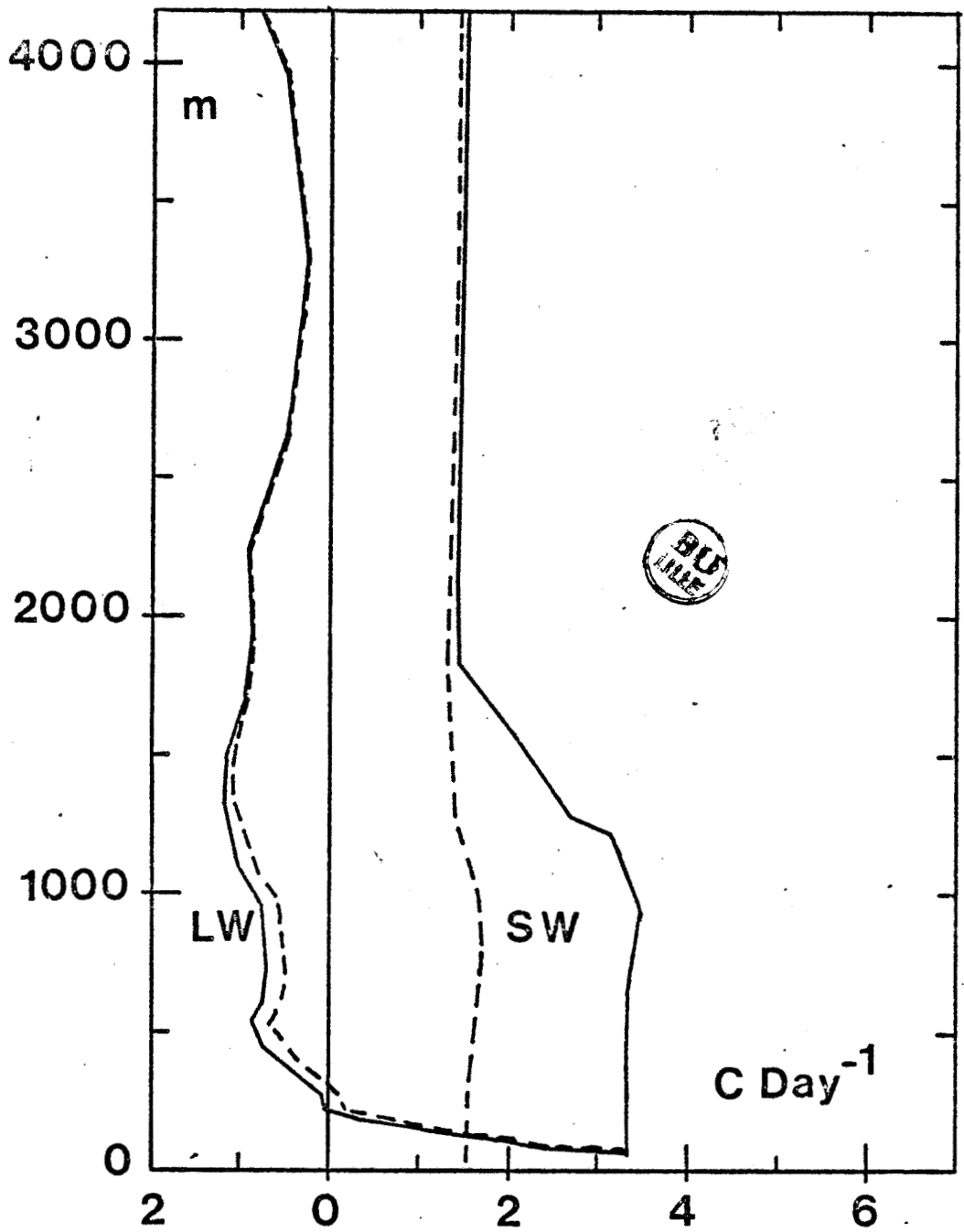


Figure 11

CONCLUSION

De nombreux auteurs, cités la plupart par Lenoble (1983), se sont préoccupés de l'influence des aérosols sur le transfert de rayonnement dans l'atmosphère. Les effets les plus significatifs sont :

- Une augmentation de la température au sein de la couche d'aérosols (stratosphériques ou troposphériques),
- une diminution de la température du sol.

Mais les caractéristiques physiques et radiatives des aérosols manquent cruellement pour introduire les aérosols dans les modèles de transfert de rayonnement ou les G.C.M.

Nos diverses expériences ont permis de préciser :

- la granulométrie des aérosols sahariens qui ont un background qui suit sensiblement une loi de Junge en puissance -4 , les apports lors des brumes denses se situant dans les classes de rayon de $0,25$ à $1 \mu\text{m}$, les plus actives sur le plan du transfert de rayonnement de courte longueur d'onde,

- l'albédo de diffusion simple des aérosols qui a une valeur autour de $\omega_A \simeq 0,95$ ce qui signifie un aérosol suffisamment absorbant pour avoir un impact thermique sur l'atmosphère.

- l'épaisseur optique d'absorption volumique dans l'infrarouge des poussières dans une colonne verticale d'atmosphère $C_A \simeq 0,34 \mu\text{m}^{-1}$.

Il faut noter que ces dernières quantités sont fortement dépendantes des dimensions des aérosols. L'intérêt essentiel d'ECLATS est sans doute d'avoir permis de valider une méthode expérimentale et théorique permettant de caractériser les propriétés optiques des aérosols à partir d'un ensemble relativement restreint d'observations facilement réalisables. Il est clair

cependant qu'avant de prétendre à déterminer l'impact climatique des aérosols désertiques, il est nécessaire de préciser, à l'échelle globale, leur concentration, leur distribution granulométrique et leur variabilité temporelle et spatiale.

Ces propriétés conduisent à un effet plus marqué en visible qu'en infrarouge où l'épaisseur optique ne constitue que le dixième de l'épaisseur optique totale.

Aux courtes longueurs d'onde, l'échauffement par absorption ajouté par les aérosols peut atteindre plusieurs degrés par jour au sein des couches turbides.

Observations et calculs permettent de mettre en évidence les effets des aérosols sur les bilans radiatifs et le refroidissement/échauffement au sein de l'atmosphère et au sol.

Au niveau du sol, on constate une diminution de l'amplitude thermique journalière due à la combinaison d'un échauffement moindre de jour (à cause du déficit de flux radiatif par absorption et rétrodiffusion du rayonnement visible par les aérosols en suspension dans les basses couches troposphériques) et d'un refroidissement moindre la nuit (par effet de serre de ces mêmes aérosols sur le rayonnement infrarouge).

Dans les couches turbides, on observe un déficit du flux solaire descendant qui est rétrodiffusé et absorbé, l'absorption expliquant l'échauffement relatif des couches.

Le flux infrarouge est moins affecté, mais les aérosols accentuent les phénomènes de :

- réchauffement par absorption dans les couches au niveau du sol,
- refroidissement par augmentation de l'émissivité pour les couches en altitude chargées d'aérosols.

Les amplitudes des perturbations introduites par les aérosols dépendent beaucoup de leurs caractéristiques radiatives ; lesquelles ont été évaluées tant expérimentalement que théoriquement, mais il serait souhaitable de réduire les incertitudes sur leurs valeurs et sur leurs distributions granulométriques.



CONCLUSION GENERALE



CONCLUSION GENERALE

Des conclusions partielles ayant été faites après chaque chapitre, nous ne les reprendrons pas dans le détail, mais allons tirer une conclusion d'ensemble et surtout extraire ce qu'il reste à faire dans un domaine que l'on a fait qu'aborder sachant que cette étude laisse peut-être autant de questions en suspens qu'elle n'en a résolu. Au moins, a-t-on peut-être une idée de la manière de résoudre ces problèmes non éclaircis.

Sur le plan de la connaissance de la météorologie tropicale, plus particulièrement sur le gisement solaire et l'importance des brumes sèches, ce travail a montré que rayonnement et insolation, étaient sensiblement constants tout au long de l'année, malgré la saison des pluies. Ceci est dû au fait que la saison des pluies correspond au maximum de rayonnement extraterrestre, ce qui compense la perte par absorption et réflexion sur les nuages et que la saison sèche à faible nébulosité correspond à des périodes de trouble atmosphérique intense et fréquent qui diminuent l'énergie du sol. Une constatation importante, est que la part du diffus dans le rayonnement global est toujours très importante (sur 2 ans, quelques jours seulement n'ont que 10 % de diffus) et qu'il est donc probablement illusoire de vouloir employer dans ces régions, des systèmes d'exploitation de l'énergie solaire à concentration. La relation d'Angström entre insolation et rayonnement global, établie pour Niamey, est de bonne qualité à condition de prendre les formules saisonnières qui à ces latitudes, correspondent à saison sèche et saison des pluies.

Une étude plus fine de ces données sur une plus longue période, le couplage avec la nébulosité, les pluies et le trouble (par une mesure directe ou une évaluation par l'intermédiaire de la visibilité), des mesures sur toute l'Afrique de l'Ouest par un réseau

fiable de radiomètres et de pyréliomètres serait indispensable pour valider les mesures satellitaires afin de pouvoir établir, par satellite, des cartes de gisement solaire de ces zones à faible densité de stations de mesures au sol.

On a montré également que, dans ces régions où les minima de la partie du trouble atmosphérique qui correspond aux aérosols, valent presque les maxima des latitudes moyennes, il était difficile de déduire le rayonnement direct à partir de la différence entre rayonnement global et rayonnement diffus, qu'elles que soient les corrections de bande pare-soleil appliquées pour mesurer ce dernier. Il faudrait en effet, les pondérer d'un coefficient correctif du trouble atmosphérique.

L'étude des visibilités a permis sur quelques cas types, de localiser les sources d'aérosols et l'étendue du phénomène, une étude systématique et exhaustive sur les situations de brume sèche et leur environnement météorologique (surtout les cartes de vent et pression), permettrait de préciser les localisations suggérées et les variations saisonnières. Il serait préférable d'utiliser des méthodes satellitaires, peut être plus difficiles, en tout cas mieux adaptées à l'étude à grande échelle de l'impact des brumes sèches sur le bilan radiatif.

L'étude des occurrences de brume sèche sur les trente dernières années semble bien montrer la corrélation sécheresse - brume sèche. L'accroissement de ces brumes par période de sécheresse semble une conséquence logique de l'aridité des sols : le problème de leur influence sur la sécheresse elle-même (c'est à dire leur rétroaction) reste posé.

Les mesures in situ des paramètres radiatifs et des températures, tant au sol qu'en altitude, ont montré l'effet important des aérosols sur le transfert de rayonnement et les conséquences sur l'état thermique de l'atmosphère et du sol. Le flux solaire descendant peut être diminué de 10 à 30 % par absorption et rétro-

diffusion du fait de la présence d'aérosols dans l'atmosphère. Cette extinction se produit presque entièrement dans la couche limite planétaire d'une épaisseur de 2000 à 3000 m au-dessus du sol. La rétrodiffusion due aux aérosols, augmente de manière considérable les flux montants (+ 50 %) donc l'albédo du système terre - atmosphère.

Les aérosols ont donc un impact considérable sur l'observation par satellite des surfaces ou de l'atmosphère : bilan radiatif, albédo et températures de surface etc..., tous paramètres dont l'importance climatique est considérable. Leur mesure nécessite donc de bonnes corrections de l'effet parasite des aérosols sur le transfert du rayonnement.

Pour cela, les mesures effectuées, en particulier pendant l'expérience Eclats, ont permis une évaluation des caractéristiques optiques des aérosols : albédo de diffusion simple et émissivité. Il sont assez absorbants, leur albédo de diffusion simple étant voisin de 0,95 (valeur intégrée sur le spectre du rayonnement solaire) et leur effet thermique est plus important aux courtes longueurs d'onde qu'en infrarouge (quelques degrés par jour au lieu de quelques dixièmes de degré par jour).

S'il est très important d'étudier les caractéristiques physiques, en particulier radiatives, des aérosols et de resserrer les fourchettes de valeurs obtenues au chapitre IV, cet objectif ne nous apparaît cependant pas prioritaire. il est surtout nécessaire d'établir une climatologie temporelle et spatiale des aérosols désertiques et de leurs propriétés optiques par des mesures de concentrations, granulométrie et épaisseur optique.

Pour cela, au sol, il serait souhaitable qu'un réseau plus ou moins dense de mesure de l'épaisseur optique d'aérosols et de sa dépendance en longueur d'onde soit mis en place ; c'est là un besoin commun à tous les projets visant à utiliser les observations satel-

litaires sur l'Afrique. Ce réseau serait très utilement complé-
menté par des mesures plus précises (impacteurs, auréolmètres,
polarimètres etc...). L'implantation de ces stations ne doit pas
être limitée aux zones sources, le suivi en continu des retombées
à grande distance et la mesure des flux verticaux de matière,
nécessite aussi des stations d'observation.

Pour les mesures en altitude, il conviendrait d'améliorer la
précision de la mesure des flux et surtout de déterminer plus
précisément les causes de leurs fluctuations. Des mesures spectra-
les du rayonnement solaire direct en fonction de l'altitude de-
vraient aussi permettre d'atteindre avec plus de précision, l'al-
bédo de diffusion simple, de même des mesures de polarisation
embarquées.

Un gros effort doit être fait pour préciser la distribution
granulométrique des aérosols sahariens et sa variabilité spatio-
temporelle. Ceci passe par des mesures étendues vers l'infrarouge
et l'ultra violet des épaisseurs optiques ; en parallèle des gra-
nulomètres embarqués, fiables, pouvant mesurer correctement des
particules jusqu'à $0,1 \mu\text{m}$ en diamètre au moins, si possible (comp-
teurs optiques, analyse de filtre, impacteurs) seraient nécessaires
pour affiner la répartition en altitude.

Enfin, il serait bon d'effectuer un maximum d'observations
au sol et aéroportées pendant la durée de vie du système embarqué
sur satellites Erbe de mesure du bilan radiatif, afin de servir
de données corrélatives pour la validation des mesures de ce satel-
lite (ou d'autres véhicules spatiaux).





ANNEXE I

PASSAGE DES COEFFICIENTS DE TROUBLE α , β D'ANGSTROM
AU COEFFICIENT T DE LINKE

PASSAGE DES COEFFICIENTS DE TROUBLE α , β D'ANGSTROM AU COEFFICIENT T DE LINKE.

Cette opération peut être intéressante, les physiciens de l'atmosphère utilisant plus volontiers les coefficients d'Angström alors que les utilisateurs de l'énergie solaire emploient plutôt celui de Linke plus représentatif de l'énergie brute disponible au sol.

L'équation I-9 peut s'écrire, compte tenu de I-10 :

$$L(\lambda) = L_0(\lambda) \exp \left[-m(\delta_R(\lambda) + \delta_{O_3}(\lambda) + \delta_{H_2O}(\lambda) + \beta \cdot \lambda^{-\alpha}) \right] \quad \text{Eq. AI-1}$$

D'après l'équation I-6 le facteur de trouble de Linke est défini pour un rayonnement global par rapport à une atmosphère pure et sèche tandis que α et β sont définis à partir de mesures spectrales.

Chacun des termes $\exp(-m \cdot \delta)$ est une transmission pour l'élément considéré (H_2O , O_3 , molécules ou aérosols) et l'équation AI-1 devient alors :

$$L(\lambda) = \tau_{O_3}(u_{O_3}, m) \cdot \tau_{H_2O}(u_{H_2O}, m, \lambda) \cdot L_0(\lambda) \exp \left[-m(\delta_R(\lambda) + \delta_A(\lambda)) \right] \quad \text{Eq. AI-2}$$

Soit pour la luminance énergétique globale au sol, en première approximation

$$L = \tau_{O_3}(u_{O_3}, m) \cdot \tau_{H_2O}(u_{H_2O}, m) \int_0^{\infty} L_0(\lambda) \cdot \exp \left[-m(\delta_R(\lambda) + \delta_A(\lambda)) \right] \cdot d\lambda \quad \text{Eq. AI-3}$$

Si l'on rapproche cette expression de l'équation I-6, on constate que le calcul du coefficient T de Linke, en dehors de m et $\delta(m)$ connus, nécessite d'évaluer le rapport L/L_0 ce qui peut être fait à l'aide de l'équation AI-3 écrite de la manière suivante :

$$L = \tau_{O_3}(u_{O_3}, m) \cdot \tau_{H_2O}(u_{H_2O}, m) \cdot L_0 \int_0^{\infty} \frac{L_0(\lambda)}{L_0} \exp \left[-m(\delta_R(\lambda) + \delta_A(\lambda)) \right] d\lambda$$

Eq. AI-4

$$\tau(u) = \frac{\sum_{i=0}^4 a_i u^i}{\sum_{j=0}^5 b_j u^j}$$

	vapeur d'eau g/cm ²	Ozone atm. cm.
a ₀	6,65372 E-5	1,82361 E-1
a ₁	1,22837 E-1	2,28789 E+1
a ₂	1,43480 E+1	1,69089 E+2
a ₃	1,02871 E+2	1,08840 E+2
a ₄	3,30960 E+1	1,66181 E+1
b ₀	6,65372 E-5	1,82361 E-1
b ₁	1,24296 E-1	2,33395 E+1
b ₂	1,53412 E+1	1,77184 E+2
b ₃	1,28955 E+2	1,24922 E+2
b ₄	6,19343 E+1	2,34975 E+1
b ₅	1	1

L

0,61

0,545

$$\tau^* = \tau(1-L) + L$$

Tab. AI-1. Approximants de Pade pour H₂O et O₃.

Le passage du couple (β, α) d'Angström au coefficient T de Linke peut donc se faire si l'on peut calculer tous les éléments de cette formule puisque $\delta_A(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha}$.

Les transmissions τ_{O_3} et τ_{H_2O} peuvent être calculées pour un modèle de bande moyennant la connaissance des quantités d'ozone (u_{O_3}) et de vapeur d'eau (u_{H_2O}) présentes dans une colonne d'atmosphère.

On a choisi d'utiliser une approximation développée par Fouquart et Bonnel (1980), représentant la transmission moyenne sur l'ensemble du domaine spectral du rayonnement solaire (0,25 à 4 μm soit 98,8 % de l'énergie).

$$\tau(u) = \exp(-\delta) = \frac{\int_{0,25 \mu\text{m}}^{4 \mu\text{m}} L_0(\lambda) \cdot t(\lambda) d\lambda}{\int_{0,25 \mu\text{m}}^{4 \mu\text{m}} L_0(\lambda) d\lambda} \quad \text{Eq. AI-5}$$

sous la forme d'approximants de Pade :

$$\tau(u) \simeq \frac{\sum_{i=0}^N a_i u^i}{\sum_{j=0}^{N+1} b_j \cdot u^j} \quad (N = 4) \quad \text{Eq. AI-6}$$

où a_i et b_j sont des coefficients présentés dans le tableau AI-1 et où u est l'épaisseur d'absorbant exprimée en $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$ pour la vapeur d'eau et en $\text{atm} \cdot \text{cm}$ pour l'ozone.

La transmission efficace est en fait :

$$\tau^* = \tau(1 - L) + L \quad \text{Eq. AI-7}$$

le coefficient L ayant les valeurs de 0,61 et 0,545 respectivement pour la vapeur d'eau et l'ozone.

L'épaisseur optique d'aérosols $\delta_A(\lambda)$ et celle de diffusion Rayleigh $\delta_R(\lambda)$ sont données respectivement par l'équation I-10 et par :

$$\delta_R(\lambda) = 0,0088 \cdot \lambda^{-(4,15+0,2\lambda)} \quad (\text{Marggraf et Griggs, 1969})$$

Il reste à donner une expression analytique de la luminance énergétique spectrale $L_o(\lambda)$ et totale L_o du soleil hors de l'atmosphère.

En première approximation, on assimile le soleil à un corps noir à la température :

$$T_1 = 5000^\circ\text{K} \text{ de } 0,25 \text{ à } 0,30 \mu\text{m}$$

$$\text{et } T_2 = 5762^\circ\text{K} \text{ de } 0,30 \text{ à } 10 \mu\text{m}$$

ce qui correspond aux données de Thekaekara (1973).

Dans ces conditions, on peut calculer la luminance énergétique du soleil entre 0,25 et 4 μm .

$$L_o = \int_{0,25 \mu\text{m}}^{0,3 \mu\text{m}} L_o(\lambda, T_1) \cdot d\lambda + \int_{0,30 \mu\text{m}}^{4 \mu\text{m}} L_o(\lambda, T_2) \cdot d\lambda \quad \text{Eq. AI-8}$$

$L_o(\lambda, T)$ étant la luminance énergétique spectrale d'un corps noir à la température T calculée à l'aide de la formule de Planck :

$$L_o(\lambda, T) = C_1 \lambda^{-5} / (\exp(C_2/\lambda T) - 1) \quad \text{Eq. AI-9}$$

avec $C_1 = 2h c^2 = 1,19 \cdot 10^8 \text{ W.m}^{-2} \cdot \mu\text{m}$

$$C_2 = hc/k = 1,439 \cdot 10^4 \mu\text{m} \cdot ^\circ\text{K}$$

où h est la constante de Planck

k est la constante de Boltzmann

et c la vitesse de la lumière.

Le diamètre apparent du soleil vu de la terre étant de $\alpha = 0,545^\circ$ (Coulson, 1975), on peut en déduire l'éclairement solaire E_o hors de l'atmosphère perpendiculairement à la direction du soleil, appelé communément constante solaire :

$$E_o = 2\pi(1 - \cos(\alpha/2)) L_o \quad \text{Eq. AI-10}$$

LIEU	DATE	m	u_{H_2O} cm	α	β	$I(m)/I_0$	T	REMARQUES
Montpellier	14-15/07/76	1	2,5	1,60	0,08	0,66	4,2	Ciel clair
Gramisch Partenkirchen	25/08/76	ramené à 1	1,5	2,10	0,12	0,60	5,1	Ciel laiteux
Abidjan	02/02/79	1,76	5	1,86	0,14	0,44	5,0	Ciel clair
Niamey	23/03/79	1,45	0,5	0,05	1,34	0,11	16,2	Brume sèche dense
Lamto	Saison des pluies	1	5	0,71	0,25	0,55	6,1	m = 1 et va- leurs moyennes de α, β et u_{H_2O}
Lamto	Saison sèche	1	3	0,40	0,43	0,47	7,6	
Ouagadougou	Saison des pluies	1	5	0,26	0,48	0,44	8,2	
Ouagadougou	Saison sèche	1	1	0,43	0,45	0,48	7,4	
Niamey	mars 1979	1	1	0,32	0,68	0,38	9,7	Mois particu- lièrement bru- meux

Tab. AI-2. Valeurs typiques du trouble en différentes stations avec diverses conditions météorologiques.

et vérifier que l'application de l'équation AI-8 donne de bons résultats.

On trouve avec les conditions de température solaire dans les intervalles spectraux définis ci-dessus $E_0 = 1357 \text{ W.m}^{-2}$, ce qui est très proche des valeurs de la constante solaire donnée par divers auteurs :

1351 W.m^{-2} d'après Thekaekara (1973)

1376 W.m^{-2} d'après les dernières données de Hickey et al. (1980)

On a donc tous les éléments pour calculer le terme $L(m)/L_0$ de l'équation de T (Eq. I-6). On se limite à l'intervalle 0,25 - 4 μm pour lequel les transmissions ont été calculées.

$$L(m)/L_0 = \tau_{O_3}(u_{O_3}, m) \cdot \tau_{H_2O}(u_{H_2O}, m) \times$$

$$\frac{1}{L_0} \left[\int_{0,25 \mu\text{m}}^{0,30 \mu\text{m}} L_0(\lambda, T_1) \cdot \exp \left[-m(\delta_R(\lambda) + \beta\lambda^{-\alpha}) \right] d\lambda \right. \\ \left. + \int_{0,30 \mu\text{m}}^{4 \mu\text{m}} L_0(\lambda, T_2) \cdot \exp \left[-m(\delta_R(\lambda) + \beta\lambda^{-\alpha}) \right] d\lambda \right] \quad \text{Eq. AI-11}$$

Cette expression permet donc de calculer le facteur de trouble de Linke à partir des mesures des coefficients α et β d'Angström.

Le tableau AI-2 donne les valeurs typiques de trouble en différentes stations avec diverses conditions météorologiques à partir des données de Cerf (1980) concernant les coefficients de trouble d'Angström. Le facteur de trouble T de Linke correspondant est calculé.

Les abaques, fig. AI-1 permettent de passer des coefficients de trouble d'Angström au facteur de Linke sans avoir à effectuer le calcul qui demande environ 2'30 sur HP-41C.

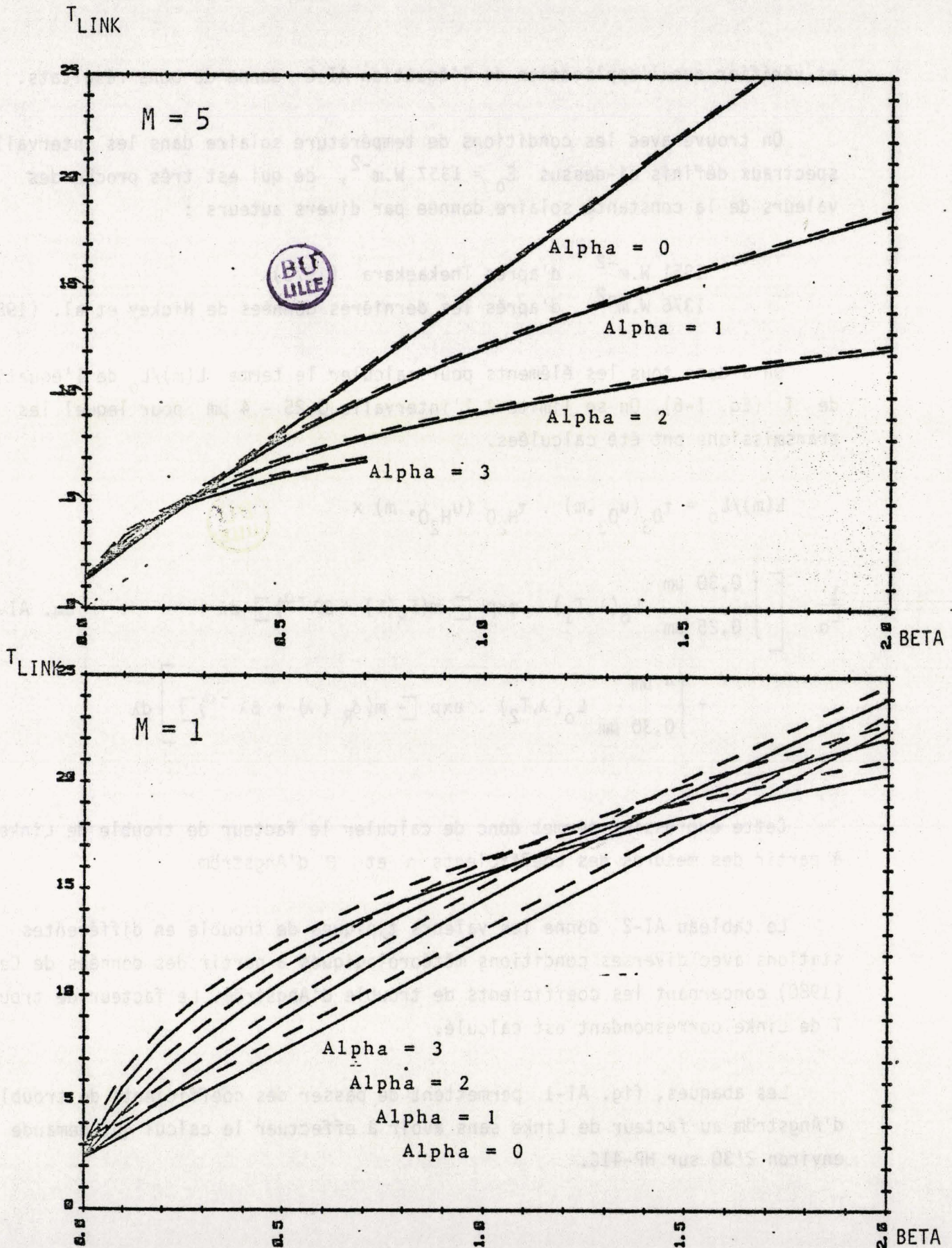


Fig. AI-1. Abaques permettant de passer des coefficients de trouble d'Angstrom (α et β) au coefficient de Linke (T) pour les zones à turbidité élevée.

Ligne continue : $u_{H_2O} = 1 \text{ cm}$; Tirets : $u_{H_2O} = 5 \text{ cm}$.

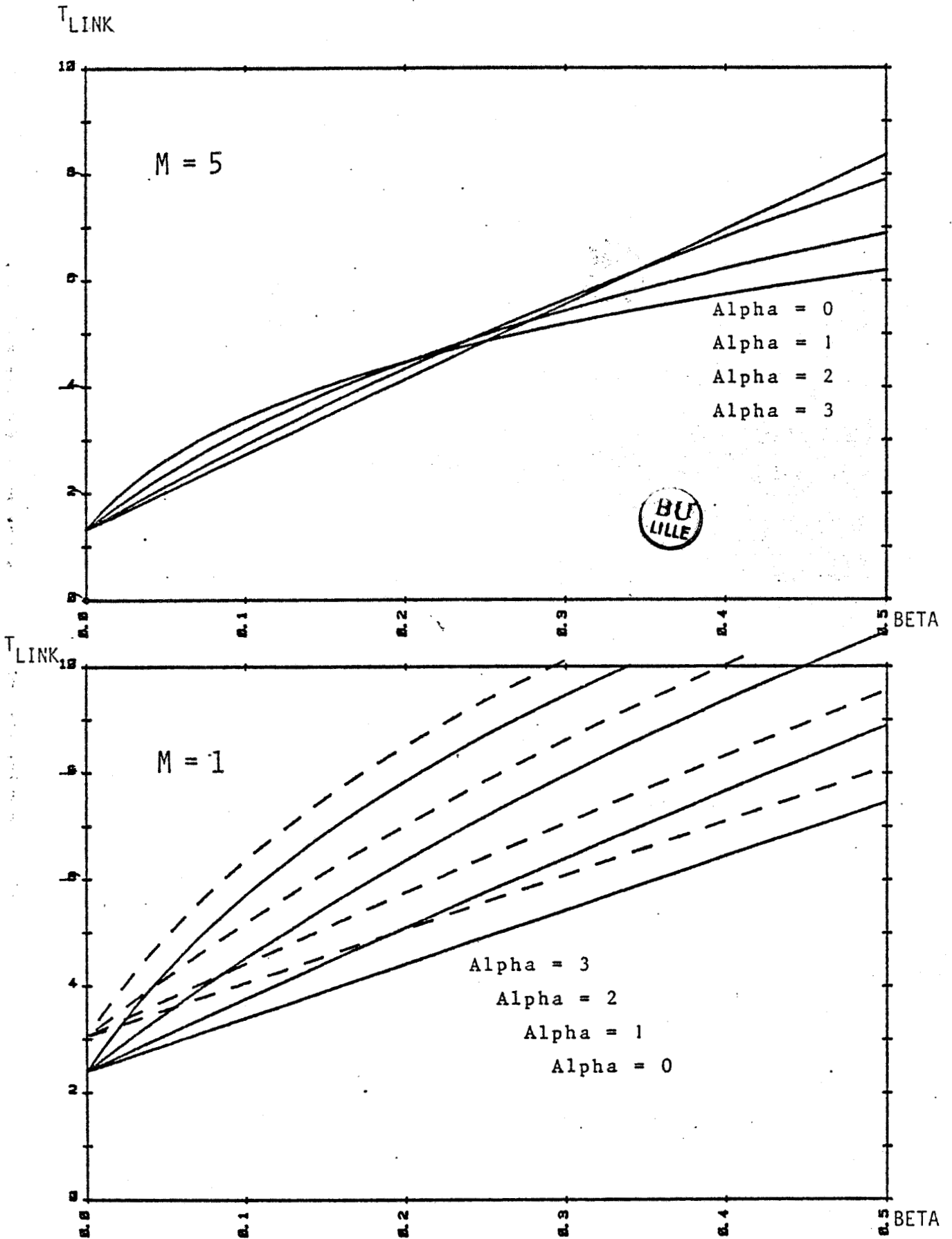
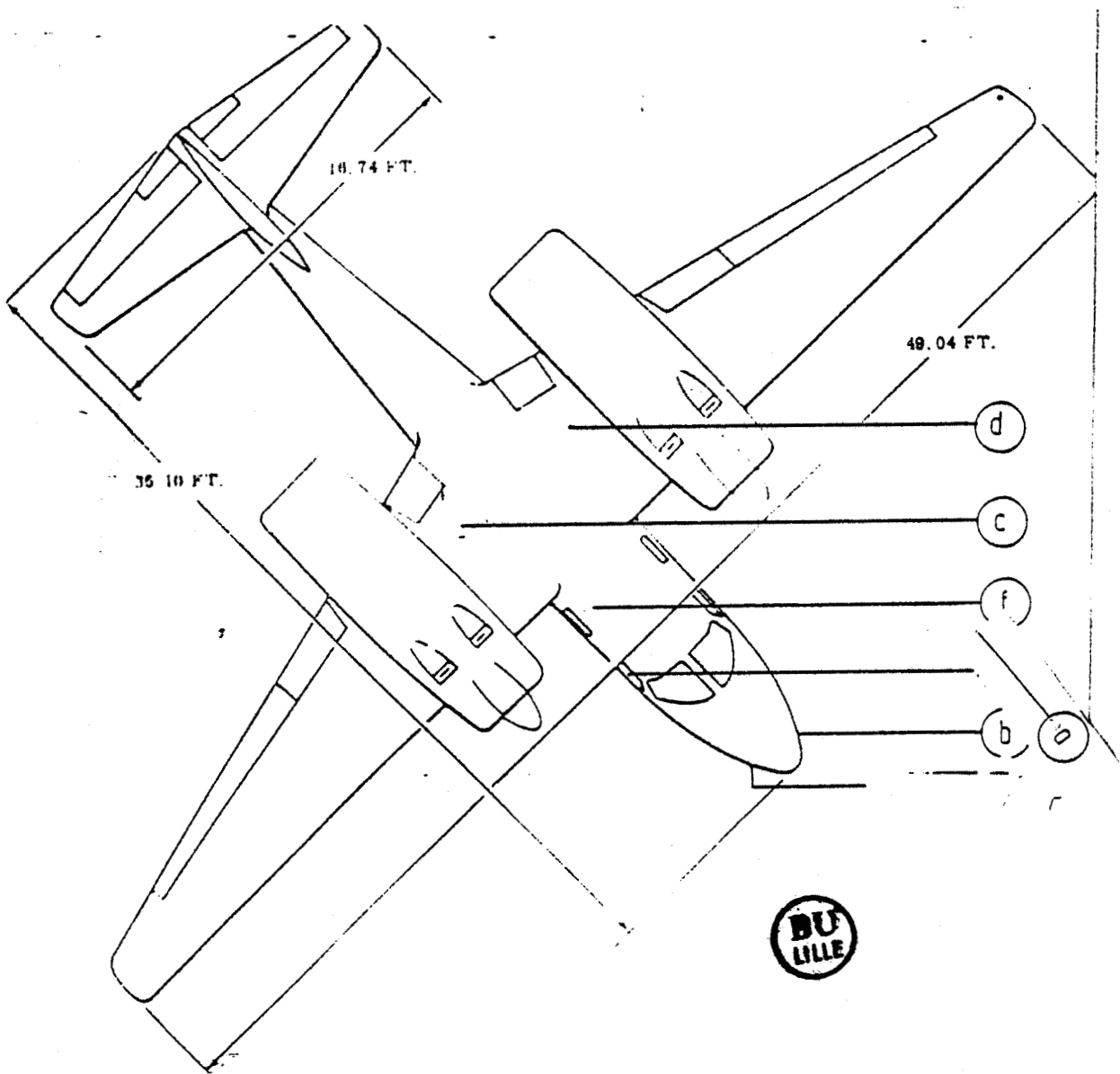


Fig. AI-2 : Idem fig. AI-1 pour zones à faible turbidité.

ANNEXE II

EQUIPEMENT DE MESURES GRANULOMETRIQUES ET
RADIOMETRIQUES D'UN AEROCOMMANDEUR

Fig. 1 - IMPLANTATION DES CAPTEURS



- (a) Hygromètre
- (b) Thermomètre
- (c) (d) Radiomètres visant vers le haut
- (e) Capteurs d'aérosol
- (f) Radiomètres visant vers le bas

MATERIEL DE MESURES METEOROLOGIQUES
 INSTALLE SUR L'AVION AEROCOMMANDER
 TU - TKD

	poids	puissance électrique
1 - Néphélomètre intégrateur et son capteur	45 kg	220 W
1 - Convertisseur 12 V = 220V~, 500W aéro- spatiale	35 kg	
1 - Granulomètre Bauch and Lamb son capteur et son imprimante.	20 kg	407W
1 - Radiomètre Barnes PRT-S	15 kg	Accus Int.
1 - Enregistreur Magnétique Philips	13 kg	36 W
1 - Multimètre numérique à imprimante Schnei- der	10 kg	125 W
1 - Multiplexeur	1 kg	Négligeable
2 - Enregistreurs SEFRAM	8 kg	8 W
1 - Commutateur deux voies	1 kg	Négligeable
1 - Programmeur CROUZET	1 kg	"
4 - Radiomètres EPPLEY	2 kg	"
1 - Capteur de température	1 kg	"
1 - Capteur d'humidité	1 kg	"
Total		796 W
		dont 760W sous 220

**** REFERENCES ****

- ANGSTROM A., 1929 : On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air.- *Geograph. Ann.*, 11, pp 156-166.
- ANGSTROM A., 1961 : Techniques of determining the turbidity of the atmosphere.- *Tellus*, XIII, pp 214-223.
- ANGSTROM A., 1964 : The parameters of atmospheric turbidity.- *Tellus*, XVI, pp 64-75.
- ASECNA, 1979 : Le climat de la Cote d'Ivoire. Publié à Abidjan.
- ATWATER M.A., 1970 : Planetary albedo change due to aerosols.- *Science*, 170, pp 64-66.
- BERANGER A.: Contribution à l'étude des lithométéores. - *Météo. Nat. Française*, N. I. T., section VII, 31 - PARIS .
- BERNET G., DHONNEUR G., FALQUE P. et SCHROEDER L., 1967 : Les lithométéores au Tchad. - ASECNA - Publications de la D. E. M., 8.
- BERTRAND J., BAUDET J. et DROCHON A., 1974 : Importance des aérosols naturels en Afrique de l'Ouest.- *J. Rech. Atm.*, VIII, 3-4, pp 845-860.
- BERTRAND J., 1977 : Visibilité et brume sèche en Afrique .- *La météorologie*, VI, 6, pp 201-211.
- BERTRAND J., 1977 : Action des poussières subsahariennes sur le pouvoir glaçogène de l'air en Afrique de l'Ouest.- Thèse d'Etat - CLERMONT FERRAND.
- BERTRAND J., CERF A., DOMERGUE J.L., 1979 : Répartition in space and time of dust haze south of the Sahara.- WMO symposium on the long range transport of pollutants and its relation to general circulation.Sofia-Bulgarie.
- BLACKWELL M.J., 1954 : Five years continuous recording of total and diffuse solar radiation at Kew Observatory.-*Air Ministry Meteorol.Res.Comm.*, London,M.R.P. 895.
- BRYSON R.A., 1968 : "All other factors being constant...". A reconciliation of several theories of climatic change.- *Weatherwise*, Avril, pp 56-61.
- BUCHER A. et LUCAS C., 1975 : Poussières africaines sur l'Europe.-*La Météorologie*, Sér.5, Vol.33, pp.53-69.
- BUCHER A.,DUBIEF J. et LUCAS C., 1983 : Retombées estivales de poussières sahariennes sur l'Europe.*Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*,Vol.24, fasc.2,pp.153-165.
- BUDYKO M.I., 1969 : The effect of solar radiation variations on the climate of the earth.-*TELLUS*,21,61.

- CARLSON T.N. et PROSPERO J.M., 1972 : The large scale movement of Saharian air out breaks over Northern Equatorial Atlantic .- J. Appl. Met., 11, pp 283-297.
- CARLSON T.N., PROSPERO J.M. et HANSON K.J., 1973 : Attenuation of solar radiation by Windborne Saharan dust off the West coast of Africa.- NOAA Technical Memorandum, ERL WMO-7-U.S. Dept. of commerce - Weather modification Prog. Off. Boulder.
- CERF A., 1972 : Mesure du bilan radiatif en fonction de l'altitude en zone intertropicale.- Thèse 3ème cycle -Université de Toulouse.
- CERF A., 1980 : Caractéristiques du trouble atmosphérique en Afrique de l'Ouest.- La Météorologie, VI, n° 23, pp 5-24.
- CHAOUÏ ROQUAI M., 1984 : Caractérisation de l'aérosol à partir de mesures de l'épaisseur optique.- Thèse de 3ième Cycle-Lille.
- CHARLSON R.J. ET PILAT M.J., 1969 : Climate : the influence of aerosols.-J. Appl. Meteor., 8, 1001.
- CHARNEY J., STONE P.H. et QUIRK W.J., 1975 : Drought in the Sahara : a biogeophysical feedback.- Science, 187, pp 434-435.
- CHARNEY. J., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. - Quart. J. Met. Soc, 101, pp 193-202.
- CHARNEY J., QUIRK W.J., CHOW S. H. et KORNFIELD J., 1977 : A comparative study of albedo change on drought in semi-arid regions. - J. of Appl. Met., 34, pp 1366-1385.
- COULSON K. L., 1975 : Solar and terrestrial radiation.- Academic Press.
- CROZAT G.,1978 : L'aérosol atmosphérique en milieu naturel- Etude des différentes sources de Potassium en Afrique de l'Ouest (Cote d'Ivoire).-Thèse d'état- Toulouse.
- CSAGI, 1958 : Radiation Instruments and Measurements.- Part VI,IGY Instruction Manual, pp 371-466.PERGAMON-OXFORD.
- DELANY A.C., PARKIN D.W., GRIFFIN J.J., GOLDBERG E.D. et REIMANN B.E.F., 1967 : Airborne Dust collected at Barbados.- Geochim. and Cosmochim. Acta, 31, pp 885-909.
- DE LUISI J.J., FURUKAWA P.M., GILLETTE D.A., SCHUSTER B.G., CHARLSON R.J., PORCH W.M., FEGLEY R.W., HERMAN B.M., RABINOFF R.A., TWITTY J.T., WEINMAN J.A., 1976 : Results of a comprehensive atmospheric aerosol-radiation experiment in the Southwestern United States.
Part I : Size distribution,extinction optical depth and vertical profiles of aerosols suspended in the atmosphere.-J.A.M.,Vol.15,No.5,pp 441-463.
- DESALMAND F., 1984 : Spectre de sursaturation,distribution dimensionnelle et solubilité de l'aérosol.Influence du milieu intertropical humide dans le domaine de rayon compris entre 0.02 et 0.04 microns.- Thèse de Doctorat d'Etat,Université de Clermond-Ferrand.

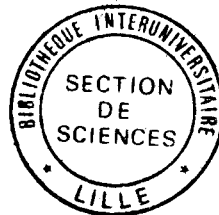
- DETWILLER J., 1965 : Note sur la structure du Front intertropical sur le Nord-Ouest de l'Afrique.- *La Météorologie*, 80, pp 337-447.
- DHONNEUR G., 1974 : Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique Occidentale et Centrale.- Thèse Docteur-Ingénieur-Dakar.
- DOMERGUE J.L., 1980 : Contribution à l'étude des sources d'aérosols atmosphériques naturels en Afrique de l'Ouest.-Thèse d'Etat, Université de Toulouse.
- DRUMMOND A.J., 1956 : On the measurements of sky radiation.- *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklim. Ser. B*, 3, pp 810-811.
- DRUMMOND A.J., 1964 : Comments on sky radiation measurements and corrections.-*J.Appl.Meteorol.*, 3, pp 810-811.
- DUBIEF J., 1952 : Le vent et le déplacement de sable au Sahara.- *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, 8, pp 123-164.
- DUBIEF J., 1979 : Review of the North African climate with particular emphasis on the production of Eolian dust in the Sahel zone and the Sahara.- In. *MIRALES -Saharan dust - SCOPE 14* . Wiley J. Ed., 297 pp.
- DURAND R., 1974 : Estimation du rayonnement global à partir de la durée d'insolation.- *Ann. Agrar.* 25, 6, pp 779-795.
- FOITZIK L., 1950 : Zur meteorologischen Optik von Dust und Nebel.- *Ztsch. fur Meteor.*, 4, pp 289-297 et pp 321-329.
- FOUQUART Y. et BONNEL B., 1980 : Computations of solar heating of the Earth's Atmosphere : A new parameterization.- *Contributions to atmospheric physics*, 53, n° 1, pp 35-62.
- HADLEY G., 1735 : Concerning the cause of the general tradewinds.- *Phil. trans.*, 29, pp 90-118.
- HANSEN J., JOHNSON D., LACIS A., LEDERBEFF S., LEE P., RIND D., RUSSELL G., 1981 : Climate impact on increasing atmospheric Carbon Dioxide.- *Science*, 213, 957.
- HENRY W.M. et BLOSSER E.R., 1971 : Identification and estimation of ions molecules and compounds in particulate matter collected from ambient air. - *Battelle Columbus Lab. - Technical report 70-150*, Columbus, Ohio.
- HENRY M., 1976 : La relation de Prescott à Brazzaville.- *Communication personnelle*.
- HICKEY J., 1980 : Initial solar irradiance determinations from Nimbus 7 Cavity Radiometer measurements.- *Science.*, 208, pp 281-283.
- JOSEPH J.H., 1977 : The effect of a desert aerosol on a model of the general circulation.-*Proc. Int. Rad. Symposium, Garmisch PartenKirchen*, ed. par H. J. BOLLE, 487.

- JUNGE C., 1951 : Austausch und grossraumige Vertikalverteilung von Luft Beimengungen.- Ann.Mot., 4.
- JUNGE C., 1955 : The size distribution and aging of natural aerosols as determined from electrical and optical data on the atmosphere.- Journal of Meteorology, Vol.12, pp 13-25.
- KUHN P.M., WEICKMANN H.K. et STEARNS L.P., 1975 : Longwave radiation effects of the Harmattan hazes.- J. of Geophys. Res., 80, n° 24, pp 3419-3424.
- LENOBLE J., TANRE D., DESCHAMPS P.Y., et HERMAN M., 1982 : A simple method to compute the change in Earth atmosphere radiative balance due to a stratosphere aerosol layer.- J.Atmos.Sci.,39,2565.
- LENOBLE J., 1983 : A general survey of the problem of aerosol climatic impact. - Workshop on aerosols and their climatic effects.Williamsburg.
- LINKE F., 1929 : Beitr. Phys. Freien Atmosphere, 15, pp 176.
- LINKE F., 1942 : Die Sonnenstrahlung und ihre Schwachung in der Atmosphere.- Handbuchder Geophysik - Borntrager Ed. Berlin - Vol. 8., pp 239-332.
- MAINGUET M. et CANON L., 1976 : Vents et paléovents du Sahara.- Revue de Géographie Physique, XVIII, 2-3, pp 241-250.
- MARGGRAF W. A. et GRIGGS M., 1969 : Aircraft measurements and calculations of the total downward flux solar radiation as a fonction of altitude.- J. Atmos. Sci., 26, pp 469-477.
- MONNIER Y. et CÉRIF A., 1977 : Influence du feu de brousse sur le coefficient d'albedo de la savane de LAMTO.- Ann. Univ. Abidjan - Série E.
- MURRAY MITCHELL J., 1971 : The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface.- J. Appl. Met., 10, pp 703-714.
- NEWELL R.E., KIDSON J.W., VINCENT D.G. et BOER G.J., 1972 : The general circulation of the tropical atmosphere.- Vol. 1, MIT - Press - Cambridge, Mass. 258 pp.
- NEWELL R.E. et KIDSON J.W., 1979 : The tropospheric circulation over Africa and its relation to the global tropospheric circulation.- In SCOPE 14 - Saharan dust - by C. MORALES-John Willey and Sohns Ed.
- OORT A. et VON DER HAAR T.H., 1976 : On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere.- J. Phys. Oceanog., 6, pp 781-800.
- OUEDRAOGO J.P., OUEDRAOGO J.B.G. et BALDY M., 1976 : Contribution à l'étude du rayonnement global et de la durée d'insolation en Haute-Volta.- Publication du Ministère des travaux publics, des transports et de l'urbanisme de Haute-Volta - Direction de la Météorologie à Ouagadougou.

- PERRIN DE BRICHAMBAUT C., 1963 : Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels.- Gauthier-Villars Ed., PARIS, 301 pp.
- PERRIN DE BRICHAMBAUT C., 1978 : Estimation du rayonnement solaire.- Direction de la Météorologie - Paris.
- PETIT J.R., BRIAT M. et ROYER A., 1981 : Ice age aerosols from East Antarctic ice core samples and past wind strength.- Nature, 293, pp 391-394.
- PROSPERO J.M. et CARLSON T.N., 1972 : Vertical and aeral distribution of Saharan dust over the Western Equatorial North Atlantic Ocean.- J. Geophysic. Res., 77, pp 5355-5365.
- PROSPERO J.M. et NEES R.T., 1976 : Dust concentration in the atmosphere of the Equatorial North Atlantic : Possible relationship to the Saharan drought.- Science, 196, pp 1196-1198.
- PROSPERO J.M., NEES R.T. et SAVOIE D., 1976 : Atmospheric aerosol measurements during GATE.- Univ. Miami - Tech. Rept TR76-5.
- PROSPERO J.M., SAVOIE D.L., CARLSON T.N. et NEES R.T., 1979 : Monitoring Saharan aerosol transport by means of atmospheric turbidity measurements.-In SCOPE 14-Saharan dust - by C. MORALES - John Willey and Sons Ed.
- PROSPERO J.M., GLACUM R.A. et NEES R.T., 1981 : Atmospheric transport of soil dust from Africa to south America.- Nature, 289, pp 570-572.
- RASCHKE E., 1978 : Terminology and units of radiation quantities and measurements.- Publication du NCAR-Boulder-Colorado.
- RASOOL I. S. et SCHNEIDER S.H., 1971 : Atmospheric carbon dioxide and aerosols: Effects of large increases on global climate.- Science, 173, pp 138-141.
- RAHN K. A., 1972 : Study of the atmospheric aerosol on the Jungfrauoch.- Progress report, déc., Instituut voor Nucleaire Wetenschappen, Rijk Universitat, Gent - Belgique - 17 pp.
- REYNOLDS D.W., VON DER HAAR T.H. et COX S.K., 1975 : The effect of solar radiation absorption in the tropical troposphere.- J. A. Met., 14, n° 4, pp 433-444.
- RIEHL H., 1969 : On the role of the tropics in the general circulation of the atmosphere.- Weather, 24, n° 8, pp 288-308.
- RIEHL H., 1979 : Climate and weather in the tropics.- Academic Press.

- RIJKS D., 1976 : Développement de la recherche agronomique dans le bassin du fleuve Sénégal.- Agrométéorologie - FAO - Rapport technique 2- AGP : SF/REG 114, 171 pp.
- RIOU C., 1975 : La détermination pratique de l'évaporation.- Application à l'Afrique centrale.- Mémoire ORSTOM n° 80 - ORSTOM Ed., 236 pp.
- RIOU C., 1979 : Rayonnement solaire et durée d'insolation à Tunis.-La Météorologie, VI,n° 18,pp 35-41.
- SARNTHEIN M., 1978 : Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum.- Nature,272,pp 43-46.
- SAVOIE D. et PROSPERO J.M., 1976 : Sahara aerosol transport across the Atlantic ocean : characteristics of the input and the output.- Bull. Amer. Meteor. Soc., 57, pp 145.
- SCHUEPP W., 1949 : Die Bestimmung der Komponenten der atmosphärischen Trübung aus Aktinometermessungen.- Arch. Meteor. Geophys. Biokl., B1, pp 257-346.
- SMIC, 1973 : Inadvertant climate modifications.- Report on Study of Man's Impact on Climate - MIT-Press.
- STEPHENS G.L., CAMPBELL G.G.et VON DER HAAR T.H., 1981 : Earth Radiation Budgets.-J.G.R., Vol.86, No.10, pp 9739-9760.
- TANRE D.,GEBLYN J.F.,SLINGO J., 1983 : First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution Global Model.- Workshop on Aerosols and their Climatic Effects. Williamsburg-Virginia (U.S.A.)
- THEKARKARA M.P. et DRUMMOND A.J., 1971 : Standard values for the solar constant and its spectral components.- Nature Phys. Sc., Vol. 0229, No. 1, pp 6-9.
- THEKARKARA M.P., 1973 : Solar energy outside the earth's atmosphere.- Solar energy, Vol. 14, pp 109-127.
- TURCO R.P., TOON O.B., WHITTEN R.C. et POPOF I.G., 1980 : Stratospheric aerosol modification by supersonic transport and space shuttle operations.- Climate implications.J.Appl. Meteor. 19, 78.
- UNSWORTH M.H. et Mc CARTNEY H.A., 1973 : Effects of atmosphere aerosols on solar radiation.- Atmospheric environments, 7, pp 1173-1185.
- VALKO P., 1966 : Über den Zusammenhang zwischen Trübungsfactor und Trübungskoeffizient - Arch. Met. Geoph. Biokl. B, Bd 15, H. 4, pp 360-375.
- VAN DE HULST H., 1952 : Scattering in the atmospheres of the earth and the planets.- In Kuiper : The atmospheres of the earth and planets. The University of Chicago Press, 2nd Edition.
- VASSY E., 1966 : Physique de l'atmosphère.-Tome III,pp 156-172, Gautier-Villars Ed.,Paris.

- VOLZ F.B., 1959 : Photometer mit Selen Photo-element zur spectralen Messung der Sonnenstrahlung und zur Bestimmung der Wellenlangenabhängigkeit der Dunsttrübung - Arch. Meteor. Geophys. - Bioklim, B 10, pp 100-131.
- VON DER HAAR T.H. et SUOMI V.B., 1969 : Satellite observations of the earth's radiation budget.- Science, 163, pp 43-55.
- VON DER HAAR J. et COX S., 1972 : Simultaneous measurements of solar radiation from aircrafts and satellittes during BOMEX.- Proceedings Conference on Atmospheric Radiation, American Meteorological Society, Fort Collins, pp 128-133.
- WANG W. et DOMOTO G.A., 1974 : The radiative effect of aerosols in the Earth's atmosphere.- J. Met., 13, n° 5, pp 521-534.
- W. M. O., 1971 : Operations manual for sampling and analysis techniques for chemical constituents in air and precipitation.- WMO n° 299.
- YAALON D.H. et GANOR E., 1979 : East mediterranean trajectories of dust carrying storms from the Sahara and Sinai.- In C. MORALES - Saharan dust - Scope 14 - Wiley and Sohns Ed.
- ZOLLER W.H., GLADNEY E.S. et DUCE R.A., 1974 : Atmospheric concentrations and sources of trace metals at the South pole.- Science, 183, pp 198-200.



TITRE DE LA THESE : "CONTRIBUTION A L'ETUDE DES AEROSOLS SAHARIENS :
INFLUENCE SUR LE TRANSFERT DU RAYONNEMENT DANS L'ATMOSPHERE
CARACTERISTIQUES OPTIQUES".

RESUME

Une étude préliminaire du climat Ouest-Africain et, en particulier, des rayonnements global et diffus, de l'insolation, de la visibilité et de la turbidité atmosphérique, montre l'importance dans l'espace et dans le temps des brumes sèches constituées de poussières d'aérosols provenant des zones désertiques et mis en suspension sous certaines conditions météorologiques.

Pour leur interaction avec le rayonnement solaire ou tellurique, les aérosols désertiques modifient sensiblement le bilan radiatif de l'atmosphère et de la surface et sont susceptibles d'un impact climatique important, au moins à l'échelle locale ou régionale.

Le présent travail concerne principalement la détermination expérimentale des propriétés optiques des aérosols désertiques et de leur impact sur le bilan énergétique de la surface et de la couche limite planétaire dans laquelle ils sont situés.

Les observations effectuées au cours de l'expérience ECLATS (Etude de la Couche Limite Atmosphérique Tropicale Sèche) réalisée à Niamey en novembre et décembre 1980 ont permis de déterminer :

. l'épaisseur optique des aérosols désertiques lors d'épisodes de brumes intenses ou lors de périodes claires ;

la répartition granulométrique des aérosols, mettant en évidence une forte proportion de particules submicrométriques ;

. l'absorptivité des aérosols dans le domaine du rayonnement solaire ;

. leur émissivité dans la fenêtre atmosphérique infrarouge ;

. finalement leur impact sur le bilan radiatif : échauffement solaire augmenté de plusieurs degrés par jour dans l'atmosphère, diminution du rayonnement net au sol, en ce qui concerne le rayonnement infrarouge : refroidissement de quelques 10e de degré par jour.

MOTS CLES :

- Aérosol - Afrique Francophone - Atmosphère Terrestre - Bilan radiatif

- Mesure in Situ - Modèles Atmosphère - Optique Atmosphérique - Rayonnement

Total -

